

Національна академія наук України
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України

ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ТА КОРИСНІ КОПАЛИНИ УКРАЇНИ

Збірник тез
II Всеукраїнської наукової конференції

15-16 вересня 2026 р.



Київ-2026

**Національна академія наук України
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України**

ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ТА КОРИСНІ КОПАЛИНИ УКРАЇНИ

**Збірник тез
II Всеукраїнської наукової конференції**

15-16 вересня 2026 р.

Київ-2026

УДК 55(477)

DOI:

Головний редактор: Л.М. Степанюк, чл.- кор. НАН України, ІГМР НАН України, orcid: 0000-0001-5591-5169

Редакційна колегія: М.І. Орлюк, К.В. Вовк, М.С. Ковальчук, Т.О. Кошлякова,
Г.О. Кульчецька, І.А. Самборська, В.В. Сукач.,
О.В. Павлюк, Л.М. Степанюк

Комп'ютерна верстка: І.А. Самборська

Рекомендовано до друку рішенням Організаційного комітету конференції
(протокол № 2 від 1 вересня 2026 р.)

Геологічна будова та корисні копалини України: Збірник тез
II Всеукраїнської наукової конференції (Київ, 15-16 вересня 2026 р.). / НАН
України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка. – Київ,
2026. – 189 с.

У збірнику викладено матеріали про геохімію процесів мінерало-, породо- та рудоутворення, геохімічні пошуки корисних копалин; геохронологію та ізотопне датування; геологічну будову, 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, космічну речовину й астроблеми.

Збірник рекомендується для широкого кола геологів

Geological structure and mineral deposits of Ukraine: Abstracts of II All-Ukrainian Scientific Conference (Kyiv, September 15-16, 2026) / NAS of Ukraine, M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation. – Kyiv, 2026. – 189 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, cosmic matter and astroblemes.

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

ISBN 978-617-8521-04-2

<https://doi.org/10.35668/978-617-8521-04-2>

© Інститут геохімії, мінералогії та
рудоутворення імені М.П. Семененка
НАН України, 2026

ЗМІСТ

ГЕОХІМІЯ, МІНЕРАЛОГІЯ, ПЕТРОЛОГІЯ	9
<i>Semenenko V.P., Shkurenko K.O., Kychan N.V. NEW FINDS OF CARBONACEOUS XENOLITHS IN THE KRYMKA (LL3.1) CHONDRITE</i>	<i>10</i>
<i>Vyshnevskiy O.A., Wirth R. ON THE PROVENANCE OF Mg-Ca-Fe GARNETS FROM TERRIGENOUS DEPOSITS OF MIDDLE BUG AREA (UKRAINIAN SHIELD)</i>	<i>12</i>
<i>Yatsenko I.G., Renda A.D., Yatsenko V.G. SPHERULES AND ACHNELITHS FROM PYROCLASTIC FACIES OF THE VOLYN FLOOD BASALT PROVINCE (UKRAINE)</i>	<i>14</i>
<i>Антіпович Я.В., Рюміна Д.М., Швайка І.А., Проскурка Л.І. ОСОБЛИВОСТІ ФРАКЦІОНУВАННЯ РІДКІШОЗЕМЕЛЬНИХ ЕЛЕМЕНТІВ У ПРОДУКТАХ ЗГОРЯННЯ ВУГІЛЛЯ ТЕС.....</i>	<i>16</i>
<i>Антоненко Т.С., Калініченко О.А., Овсієнко В.В. МАГНІТНІ ФАЗИ ТЕРМІЧНОГО ПЕРЕТВОРЕННЯ СУМІШІ СІДЕРИТОВОЇ І ГЕТИТОВОЇ РУД ЗА ДАНИМИ ТМА І ФМР</i>	<i>18</i>
<i>Баранов В.А., Антіпович Я.В., Швайка І.Д. ОСОБЛИВОСТІ ПЕРЕРОЗПОДІЛУ ГЕРМАНІЮ У ВУГІЛЛІ ТА ПРОДУКТАХ ЙОГО ПЕРЕРОБКИ.....</i>	<i>20</i>
<i>Бельський В.М., Кульчицька Г.О., Гишин В.Я., Швайка І.А., Швайка І.Д.¹, Проскурка Л.І. ДЖЕРЕЛО РІДКІШОЗЕМЕЛЬНОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ В ЕФУЗИВАХ КАМ'ЯНОПОТОЦЬКОГО ПОКРИВУ (УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)</i>	<i>22</i>
<i>Бобров О.Б., Клочков С.В., Заяць О.В., Яськевич Т.Б. ВУЛКАНІТИ ЗОН ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ ДАВНІХ КРАТОНІВ АФРИКИ</i>	<i>25</i>
<i>Гречановська О., Ільченко К., Старик С., Литвиненко Ю., Швайка І. ДЕЯКІ СТРУКТУРНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ СПОДУМЕНУ ШЕВЧЕНКІВСЬКОГО РОДОВИЩА ЛІТІЄВИХ ПЕГМАТИТІВ (ЗАХІДНЕ ПРИАЗОВ'Я).....</i>	<i>28</i>
<i>Жовинський Е.Я. ВЕРТИКАЛЬНА ГЕОХІМІЧНА ЗОНАЛЬНІСТЬ РОЗПОДІЛУ ФТОРУ В ГЕОЛОГІЧНИХ КОМПЛЕКСАХ ПРИДНІСТРОВ'Я.....</i>	<i>31</i>
<i>Загнітко В.М., Гоголев К.І. ЕПОХИ КАРБОНАТОУТВОРЕННЯ В ІСТОРІЇ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА</i>	<i>33</i>
<i>Калініченко А.М., Багмут М.М., Калініченко О.А., Антоненко Т.С. МАГНІТНІ ФАЗИ ТЕРМІЧНОГО ПЕРЕТВОРЕННЯ АНКЕРИТУ В АСОЦІАЦІЇ З СІДЕРИТОМ ЗА ДАНИМИ ТМА І ФМР.....</i>	<i>35</i>
<i>Калініченко А.М., Багмут М.М., Калініченко О.А., Антоненко Т.С., Овсієнко В.В. СТАБІЛЬНІ І МЕТАСТАБІЛЬНІ ФАЗИ ТЕРМІЧНОГО ПЕРЕТВОРЕННЯ ПРИРОДНОГО СІДЕРИТУ ЗА ДАНИМИ ТМА І ФМР.....</i>	<i>37</i>
<i>Калініченко О.А., Антоненко Т.С., Овсієнко В.В. СТАБІЛЬНІСТЬ НАНОЧАСТИНОК МАГГЕМІТУ ТА ГЕМАТИТУ: ВПЛИВ ПОВЕРХНЕВОЇ ЕНТРОПІЇ.....</i>	<i>39</i>
<i>Крюченко Н.О. ВПЛИВ ВМІСТУ SiO₂ ТА CaO НА РУХЛИВІСТЬ ФТОРУ В КРИСТАЛІЧНИХ І ОСАДОВИХ КОМПЛЕКСАХ ЗАКАРПАТТЯ</i>	<i>41</i>
<i>Крюченко Н.О., Жовинський Е.Я., Кухар М.В. ГЕОХІМІЧНА ДИФЕРЕНЦІАЦІЯ СУМАРНИХ ЗАПАСІВ ФТОРУ В ЛІТОГЕННІЙ ОСНОВІ ҐРУНТІВ ЗАКАРПАТТЯ</i>	<i>43</i>
<i>Кульчицька Г.О., Сетая Л.Д., Черниш Д.С. НЕТРАДИЦІЙНІ ДЖЕРЕЛА РІДКІСНИХ ЕЛЕМЕНТІВ В УКРАЇНІ</i>	<i>45</i>

<i>Лісна І.М., Бородиня Б.В., Сьомка Л.В., Заяць О.В., Кищук О.Є., Проскурка Л.І., Швайка І.А., Швайка І.Д., Гулько В.В.</i> НОВІ ПРОЯВИ РЕЕ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ В БЕРЕГОВИХ ВІДСЛОНЕННЯХ Р. ДОХНА.....	47
<i>Лісна І.М., Кищук О.Є., Гордієнко В.В.</i> ТЕМПЕРАТУРА ТА ГЛИБИНА ДЖЕРЕЛ ОСНОВНИХ МАГМАТИЧНИХ ПОРІД ДНІСТРОВСЬКО-БУЗЬКОГО МАГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	49
<i>Маширова А.Ю., Митрохин О.В., Шумлянський Л.В.</i> ПЕРШІ ДАНІ U-Pb ІЗОТОПНОГО ДАТУВАННЯ АПАТИТІВ З ВУЛКАНІТІВ У РАЙОНІ УКРАЇНСЬКОЇ АНТАРКТИЧНОЇ СТАНЦІЇ.....	51
<i>Мойсеєнко Б.І.</i> КВАНТОВА ГЕОХІМІЯ ГЛИБИННОЇ ДЕГАЗАЦІЇ ВОДНЮ: ДЖЕРЕЛО ВІДНОВЛЮВАЛЬНИХ ФЛЮЇДІВ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ.....	53
<i>Мойсеєнко Б.І., Загнітко В.М., Пономаренко О.М.</i> ІЗОТОПНО-ГЕОХІМІЧНІ ТА МІНЕРАЛОГІЧНІ КРИТЕРІЇ АЛОХТОННОГО НАДХОДЖЕННЯ НАФТИДІВ (НА ПРИКЛАДІ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ)	56
<i>Павлюк О.В., Павлюк В.М.</i> ПОХОДЖЕННЯ ОРЕОЛІВ ПІРОПУ В СУЧАСНОМУ АЛЮВІЇ ВОДОТОКІВ ХМЕЛЬНИЦЬКОЇ ПЛОЩІ.....	59
<i>Покішевницький А.С.</i> ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ОРГАНІЧНОЇ РЕЧОВИНИ ТОРФІВ ЗАХІДНОГО ПОЛІССЯ ТА ЇХ РOLЬ У КРУГООБІГУ ВУГЛЕЦЮ	61
<i>Семенів О.В., Павлюк В.М.</i> ФОРМАЛІЗАЦІЯ ФОНУ Й АНОМАЛІЇ ПІРОПУ НА ПРИКЛАДІ ЧЕМЕРПІЛЬСЬКОЇ ДІЛЯНКИ: ФРАКТАЛЬНИЙ І СТАТИСТИЧНИЙ АНАЛІЗ.....	64
<i>Семенів О.В., Павлюк В.М., Литвиненко Ю.О.</i> ПЕРСПЕКТИВИ ЗАСТОСУВАННЯ МЕТОДІВ МАШИННОГО НАВЧАННЯ В АНАЛІЗІ МІНЕРАЛІВ ВАЖКОЇ ФРАКЦІЇ	66
<i>Смирний М. А., Меньшов О.І., Корнійчук Ю. Д.</i> КОМПЛЕКС МАГНІТНИХ ТА ГЕОХІМІЧНИХ МЕТОДІВ ДЛЯ ОЦІНКИ ВПЛИВУ ВІЙСЬКОВИХ ДІЙ НА ЗАБРУДНЕННЯ ҐРУНТІВ (НА ПРИКЛАДІ М. КОЗЯТИН)	68
<i>Стародубець К.М., Ганжа О.А., Луньова І.М., Луньов Є.С.</i> ОСОБЛИВОСТІ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ІЛЬМЕНІТУ СТАВИЩАНСЬКОГО ТА ОЧЕРЕТЯНСЬКОГО РОЗСИПІВ	70
<i>Степанюк Л.М., Бондаренко С.М., Кищук О.Є.</i> АНАТОМІЯ КРИСТАЛІВ ЦИРКОНУ МОЛІБДЕНІТВМІСНОГО ГРАНІТУ ФАСТІВСЬКОГО КОМПЛЕКСУ	72
<i>Степанюк Л.М., Коваленко Н.О., Кищук О.Є.</i> АНАТОМІЯ КРИСТАЛІВ ЦИРКОНУ ІЗ ГРАНІТУ ПЛЕСЕЦЬКОГО КАР'ЄРУ (ФАСТІВСЬКИЙ КОМПЛЕКС)	74
<i>Тузяк Я.М., Деманджара О.М.</i> МОДИФІКАЦІЇ КРЕМНЕЗЕМУ У СКАМ'ЯНІЛІЙ ДЕРЕВИНІ МІОЦЕНУ ВИННИКІВСЬКОГО ЛІСОПАРКУ (ЛЬВІВ, УКРАЇНА).....	76
<i>Хомич Ю.Є.</i> ПЕТРОГЕНЕТИЧНІ АСПЕКТИ АМФІБОЛОВИХ МЕТАПІРОКСЕНІТІВ ГАННІВСЬКОГО РОДОВИЩА МОЛІБДЕНУ	79
<i>Цільмак О.В., Бурбан К.А., Бучинська А.В.</i> БАРИТ З РОДОВИЩ УКРАЇНИ В КОЛЕКЦІЇ МІНЕРАЛОГІЧНОГО МУЗЕЮ ІМЕНІ АКАДЕМІКА ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА	81
<i>Ширінбекова С.Н.</i> НАЦІОНАЛЬНІ ЗАКОНОДАВСТВА ДЕЯКИХ КРАЇН ЩОДО ПРАВА ВЛАСНОСТІ НА МЕТЕОРИТИ	83

<i>Шкуренко К.О.</i> МІНЕРАЛОГІЯ ҐРУНТУ З АСТЕРОЇДІВ ІТОКАВА, РЮГУ ТА БЕННУ	86
<i>Шкуренко К.О., Семененко В.П.</i> СУЧАСНА КЛАСИФІКАЦІЯ ВУГЛЕЦЕВИХ ХОНДРИТІВ	88
<i>Шнюкова К.Є.</i> ГЕОХІМІЧНІ ТИПИ ЧАРНОКІТОЇДІВ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	91
<i>Шнюкова К.Є., Кривдік С.Г.</i> ФАКТОРИ ДИФЕРЕНЦІАЦІЇ ОСНОВНОЇ МАГМИ В ПРОЦЕСІ ФОРМУВАННЯ КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСЬКОГО ПЛУТОНУ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)	94
<i>Яськевич Т.Б., Степанюк Л.М., Бобров О.Б., Коваленко Н.О.</i> АНАТОМІЯ КРИСТАЛІВ ЦИРКОНУ ІЗ ЧАРНОКІТОЇДІВ СЛАВГОРОДСЬКОГО ГРАНУЛІТОВОГО КОМПЛЕКСУ	97
ГЕОХРОНОЛОГІЯ ТА СТРАТИГРАФІЯ	100
<i>Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Яськевич Т.Б.</i> УРАН-СВИНЦЕВИЙ (SHRIMP) ВІК ЦИРКОНУ ІЗ МЕТАРІОДАЦИТУ ГАЙЧУРІВСЬКОЇ СТРУКТУРИ	101
<i>Висоцький О.Б., Степанюк Л.М., Котвіцька І.М., Зюльцле О.В.</i> ІЗОТОПНЕ ВІДНОШЕННЯ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ЯК КРИТЕРІЙ ЛОКАЛЬНОЇ КОРЕЛЯЦІЇ ОСАДОВИХ ТОВЩ ІЗОЛЬОВАНИХ ПАЛЕОБАСЕЙНІВ	103
<i>Висоцький О.Б., Степанюк Л.М., Курило С.І., Довбуш Т.І.</i> УРАН-СВИНЦЕВА ГЕОХРОНОЛОГІЯ ЗА МОНАЦИТОМ ГРАНІТОЇДІВ РУДОПРОЯВУ МОСТОВИЙ (ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК)	106
<i>Зюльцле О.В., Довбуш Т.І.</i> ГЕОХРОНОЛОГІЯ ПЕГМАТИТІВ БАСЕЙНУ РІЧКИ КАМ'ЯНКА	108
<i>Яськевич Т.Б., Шумлянський Л.В., Бобров О.Б., Степанюк Л.М.</i> УРАН-СВИНЦЕВА ІЗОТОПНА ГЕОХРОНОЛОГІЯ ЗА ЦИРКОНОМ ПОРІД СЛАВГОРОДСЬКОГО ГРАНУЛІТОВОГО КОМПЛЕКСУ (СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКИЙ МЕГАБЛОК УЩ)	110
ТЕКТОНІКА І ГЕОДИНАМІКА	112
<i>Азімов О.Т.</i> РОЗЛОМНО-БЛОКОВА БУДОВА ТЕРИТОРІЇ ПОШИРЕННЯ ТОРФОВИХ РОДОВИЩ ІЗ ПОЗИЦІЙ ЛІНЕАМЕНТНОЇ ТЕКТОНІКИ	113
<i>Баран А.М., Середя В.В.</i> НОВИЙ ПРОЯВ КАЛІЄВИХ БАЗИТІВ НА ВОЛИНСЬКОМУ МЕГАБЛОЦІ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	115
<i>Бублясь В.М.</i> МІКРОГЕОДИНАМІЧНІ ЗОНИ ПОКРИВНИХ ВІДКЛАДІВ РІНИННИХ ТЕРИТОРІЙ	117
<i>Бугаєнко І.В., Гінтов О.Б., Мичак С.В., Заєць Л.М., Бабинін О.О.</i> МАНТІЙНІ РОЗЛОМИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ЗА СЕЙСМОТОМОГРАФІЧНИМИ ДАНИМИ	119
<i>Вергельська Н.В.</i> ГЕОДИНАМІКА ФОРМУВАННЯ БУРОВУГІЛЬНИХ ПОКЛАДІВ У МЕЖАХ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	121
<i>Д'яченко Н.О., Мартиненко А.М.</i> РОЛЬ ЗСУВНИХ ДИСЛОКАЦІЙ У ФОРМУВАННІ ДЕФОРМАЦІЙ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ ПРИ ПІДЗЕМНОМУ ВИДОБУТКУ ВУГІЛЛЯ	123

<i>Кирилюк В.П.</i> ДО ПРОБЛЕМИ ГЕОЛОГО-ФОРМАЦІЙНОГО ВИВЧЕННЯ ЩИТІВ ДАВНІХ ПЛАТФОРМ	125
<i>Лосів В.М., Яремівч М.В.</i> ГЕОДИНАМІКА РОЗТОЧЧЯ І ПОДІЛЛЯ У ПІЗНЬОМУ ПАЛЕОГЕНІ-РАННЬОМУ НЕОГЕНІ	127
<i>Маметова Л. Ф.</i> СПОСІБ ВИЗНАЧЕННЯ КОЕФІЦІЄНТА ДЕФОРМАЦІЇ ДУГОВИХ МІКРОПОРУШЕНЬ СТРУКТУРИ КВАРЦУ ЯК ПОКАЗНИКА ПАЛЕОТИСКУ	130
<i>Стефурак Р.І., Худолей В.Ю., Бугай В.Ю.</i> СВІТОВИЙ ДОСВІД ГЛИБОКОВОДНОГО БУРІННЯ З ВІДБОРОМ КЕРНА ТА ПЕРСПЕКТИВИ ЙОГО ЗАСТОСУВАННЯ В УКРАЇНІ	133
<i>Якимчук М.А., Соловійов В.Д., Корчагін І.М.</i> ДИСТАНЦІЙНІ ЧАСТОТНО – РЕЗОНАНСНІ ДОСЛІДЖЕННЯ КІЛЬЦЕВИХ СТРУКТУР АРКЕНУ В ПУСТЕЛІ САХАРА (ЛІВІЯ)	135
РУДОНОСНІСТЬ	137
<i>Баран А.М., Степанюк Л.М., Канунікова Л.І.</i> РІДКІСНОМЕТАЛЕВА І РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНА АКЦЕСОРНА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ ВИСОКОКАЛІЄВИХ МЕТАРІОЛІТІВ ДІЛОВЕЦЬКОЇ СЕРІЇ МАРМАРОСЬКОГО МАСИВУ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ	138
<i>Василенко А.П., Сукач В.В., Сюмар Н.П.</i> НІКЕЛЬ-КОБАЛЬТОВЕ ЗРУДЕНІННЯ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА: ОСНОВНІ ТИПИ ТА ПЕРСПЕКТИВНІ ОБ’ЄКТИ	140
<i>Жикаляк М.В.</i> ГЕОЛОГО-ЕКОНОМІЧНА ОБМЕЖЕНІСТЬ ПРОМИСЛОВОГО ОСВОЄННЯ РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНИХ РОДОВИЩ УКРАЇНИ	142
<i>Жикаляк М.В., Бондар О.П.</i> ЕКСПЕРТНА ГЕОЛОГО-ЕКОНОМІЧНА ОЦІНКА РОДОВИЩ РІДКІСНИХ МЕТАЛІВ УКРАЇНИ	148
<i>Ковальчук М.С., Крошко Ю.В.</i> МАР’ЯНІВСЬКИЙ ІЛЬМЕНІТ-ЦИРКОНОВИЙ РОЗСИП: СТАТИСТИЧНИЙ АНАЛІЗ МІНЕРАЛЬНОГО СКЛАДУ ТА ГРАНУЛОМЕТРИЧНИХ ПАРАМЕТРІВ	155
<i>Ковальчук М.С., Фігура Л.А.</i> ГРАНУЛОМЕТРИЧНИЙ СКЛАД ІЛЬМЕНІТУ З КОРИ ВИВІТРЮВАННЯ ТА СЕРЕДНЬОЮРСЬКО-НИЖНЬОКРЕЙДОВИХ ВІДКЛАДІВ ТРОСТЯНИЦЬКОГО ТИТАНОВОГО РОДОВИЩА	158
<i>Корчагін І.М., Якимчук М.А., Соловійов В.Д.</i> РЕЗУЛЬТАТИ РЕКОГНОСЦІРУВАЛЬНОГО ОБСТЕЖЕННЯ В РАЙОНІ З ЛІЦЕНЗІЙНОЮ ДІЛЯНКОЮ «ЛІСОВИЦЬКА ПЛОЩА» У ЛЬВІВСЬКІЙ ОБЛАСТІ	162
<i>Корчагін І.М., Якимчук М.А., Соловійов В.Д.</i> РЕЗУЛЬТАТИ ЛОКАЛІЗАЦІЇ БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНІЧНОГО КОМПЛЕКСА В РАЙОНІ ІЗ ПРОБУРЕНИМИ СВЕРДЛОВИНАМИ НА ВОДЕНЬ У ФРАНЦІЇ	164
<i>Сукач В.В., Бондаренко С.М., Сьомка В.О., Донський М.О., Канунікова Л.І., Бручко М.Р.</i> ТАНТАЛО-НІОБАТИ В АПЛІТО-ПЕГМАТОЇДНИХ ГРАНІТАХ УРОЧИЩА ЛЕВ БАЛКА, ШПОЛЯНО-ТАШЛИЦЬКИЙ РУДНИЙ РАЙОН, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ	166
<i>Якимчук М.А., Корчагін І.М., Соловійов В.Д.</i> ЧАСТОТНО-РЕЗОНАНСНІ МЕТОДИ ОБРОБКИ СУПУТНИКОВИХ ТА ФОТО ЗНІМКІВ: РЕЗУЛЬТАТИ АПРОБАЦІЇ НА ДІЛЯНКАХ ВИМІРІВ ВМІСТУ ВОДНЮ В ҐРУНТІ В БАВАРІЇ ТА БОЛГАРІЇ	169
ГЕОХІМІЯ ЛАНДШАФТІВ	171

<i>Вергельська Н.В., Вергельська В.В., Решетник Л.Л., Скопиченко Є.І., Головченко Д.М.</i> ЗМІНА ЛАНДШАФТІВ ПІД ВПЛИВОМ ВУГЛЕВИДОБУВНОЇ ПРОМИСЛОВОСТІ.....	172
<i>Кошлякова Т.О., Кураєва І.В., Дерюгіна О.В., Лемеш Л.В., Швайка І.А., Швайка І.Д., Проскурка Л.І.</i> ГІДРОГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПІДЗЕМНИХ ВОД РІЗНИХ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ СТРУКТУР УКРАЇНИ ЗА ДАНИМИ ТОЧКОВОГО МОНІТОРИНГУ	174
<i>Люта Н.Г., Саніна І.В.</i> АНАЛІЗ ПРОЯВІВ ВОДНО-НІТРАТНОЇ МЕТГЕМОГЛОБІНЕМІЇ В МЕЖАХ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ.....	176
<i>Осокіна Н.П.</i> ВПЛИВ ПЕСТИЦИДІВ НА ГЕОХІМІЮ ЛАНДШАФТІВ	178
<i>Петруха Н.В.</i> КОМПЛЕКСНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ МОНІТОРИНГ РІЧКИ ІРПІНЬ: АНАЛІЗ ЯКОСТІ ВОДИ ТА ТРАНСФОРМАЦІЇ ТЕРИТОРІЇ ЗАСОБАМИ ДИСТАНЦІЙНОГО ЗОНДУВАННЯ ЗЕМЛІ	180
<i>Улицький О.А., Верховцев В.Г., Тищенко Ю.Є., Андрієвський В.З., Плахотній С.А.</i> РАДІОЕКОЛОГІЧНИЙ МОНІТОРИНГ ТЕРИТОРІЙ УРАНОВИДОБУВАННЯ: КОМПЛЕКСНИЙ ПІДХІД ДО ОЦІНЮВАННЯ СТАНУ ДОВКІЛЛЯ	182
Наукова термінологія в геологічних науках.....	184
<i>Вдовиченко А.І., Ремезова О.О., Ярошовець К. А.</i> ПРО НЕКОРЕКТНЕ ВЖИВАННЯ ТЕРМІНУ «ЕВОЛЮЦІЯ» В ГЕОЛОГІЇ	185

ГЕОХІМІЯ, МІНЕРАЛОГІЯ, ПЕТРОЛОГІЯ

NEW FINDS OF CARBONACEOUS XENOLITHS IN THE KRYMKA (LL3.1) CHONDRITE***Semenenko V.P., Shkurenko K.O., Kychan N.V.***

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, cosmin@i.ua

²State Institution "The Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine", Kyiv, Ukraine

Results of electron microscopic and energy dispersive study of new xenoliths BK21 and BK22 with porphyritic silicate rims in the Krymka chondrite are given. The xenoliths are enriched in troilite, contain C-bearing material and are similar to other Krymka carbonaceous xenoliths. The results of our study allow to infer: (1) like other carbonaceous xenoliths of the chondrite, the xenoliths BK21 and BK22 were formed by accretion of a sulfide-rich silicate dust with C-bearing, most likely organic, compounds in a chondrule-depleted zone of the protoplanetary nebula; (2) after lithification, the xenoliths accumulated silicate dust, which produced a fine-grained rim; (3) flash high-energy heating of unknown nature caused: a – complete melting and quenching of the silicate rims followed by formation of a porphyritic structure; b – partial melting of troilite grains and corresponding metamorphic alteration of the xenoliths; (4) the xenoliths with porphyritic rims were involved in the Krymka meteorite in result of agglomeration of the chondrite parent body.

In the Krymka chondrite, two new carbonaceous xenoliths, BK21 and BK22, with a porphyritic silicate rim, were found and studied. The xenoliths are similar in a structure, mineral and chemical composition, but distinct from previously studied carbonaceous xenoliths by obvious features of instant heating and quenching.

The xenoliths BK21 and BK22 differ from the main part of the Krymka chondrite by the following characteristics: 1) homogeneous crystalline-granular structure and absence of chondrules; 2) high content of troilite with a low amount of Fe,Ni-metal relics within silicates; 3) the presence of irregular inclusions of C-bearing (carbonaceous) material; 4) high content of CaO and Al₂O₃ in a bulk chemical composition and correspondence of their SiO₂/MgO ratio (1.42 in BK21 and 1.45 in BK22) to that in carbonaceous chondrites; 5) widespread signs of heating.

Among all known samples of meteorites, the studied xenoliths are similar to carbonaceous xenoliths and bitumen-bearing macrochondrule of the Krymka meteorite, which are enriched in troilite [1]. A form of carbon occurrence and the presence of a porphyritic, not a fine-grained, silicate rim are the main differences between them. Carbon is concentrated in irregular areas in the xenoliths BK21 and BK22, in contrast to the regular graphite crystals in the Krymka xenoliths K1, K3, Gr1-Gr7. It was noted [1] that presence of carbon in the form of graphite crystals is a sign of metamorphogenic transformation of hypothetical primary organic compounds in dust accretions of the protoplanetary nebula. The absence of graphite crystals in the BK21 and BK22 allows us to assume that the irregular areas of carbonaceous material belong to an intermediate stage of transformation of primary organic compounds as a result of high-temperature influence of unknown nature.

The structural, mineralogical, and chemical correspondence between the carbonaceous xenoliths of the Krymka chondrite indicate to similarity of their accretionary nature on the early stages of evolution within the protoplanetary nebula. Along with this, it is necessary to notice the absence or a very low content of silicate

chondrule relics in the xenoliths BK21 and BK22, that indicate to their accretion in almost chondrules-free zone of the gas-dust nebula.

The xenoliths with porphyritic rims are the first discovery in the Krymka chondrite and, as we know, have not been discovered in other meteorites yet. The structural and mineralogical features of the rims in BK21 and BK22 (porphyritic structure, absence of troilite and Fe,Ni-metal, a clear boundary with xenoliths, presence of a relict of the fine-grained material within the BK21 rim) are important evidence of their formation in result of high-temperature melting of their primary dust rims, but not a xenoliths surface. We suppose, that the primary fine-grained rims were formed in result of accretion of silicate dust, possibly with a small amount of sulfide grains, which later could be lost during melting of the rims at temperatures $\geq 1450^{\circ}\text{C}$.

The presence of porphyritic rims in xenoliths is rare, but they are quite widespread in chondrules of ordinary chondrites [2, 3] and is called igneous or melted rims due to their formation in result of melting and solidification of chondrules surface. However, in our case, namely accretionary rims of xenoliths, but not their surface, was completely melted. Considering the classification of accretionary chondrules rims into fine-grained and coarse-grained [3] according to the structure, we think the using of the terms “igneous” or “melted” for xenoliths BK21 and BK22 are not correct, because they indicate to their origin. The terms “porphyritic rim” belongs to structural parameters and, from our point of view, is appropriate in using.

Conclusion. Although many chemical and mineralogical data remain unresolved, the study of the xenolith allow us to infer:

1. Like other carbonaceous xenoliths of the chondrite, the xenoliths BK21 and BK22 were formed by accretion of fine-grained iron sulfide-rich silicate dust with C-bearing, most likely organic, compounds in the chondrule-free or chondrule-depleted zone of the protoplanetary nebula.

2. After accretion, lithification, and possibly impact fragmentation of the primary C-bearing accretions, the xenoliths accumulated silicate and possibly sulfide dust from the environment on their surface, forming an accretionary fine-grained rim.

3. Flash high-energy heating of unknown nature by a temperature of $\geq 1450\text{--}1500^{\circ}\text{C}$ caused: a – complete melting and quenching of the silicate rims followed by formation of a porphyritic structure; b – heating of the xenoliths to the temperature of melting of troilite $\geq 950^{\circ}\text{C}$ and corresponding metamorphic alteration within them.

4. Comparatively rapid cooling of the xenoliths probably conduced to the redistribution of carbon from the hypothetical primary organic material and formation of the C-bearing inclusions.

5. The xenoliths with porphyritic rims were involved in the Krymka meteorite during the agglomeration of the chondrite parent body.

References

1. Семененко В.П., Гіріч, А.Л., Шкуренко, К.О. Унікальний метеорит Кримка. Київ: Наукова думка, 2022. 222 с.
2. Krot A.N., Wasson J.T. Igneous rims on low-FeO and high-FeO chondrules in ordinary chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995. Vol. 59, Is. 23. P. 4951-4966.
3. Rubin A.E. Coarse-grained rims in type 3 chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1984. Vol. 49, Is. 9. P. 1779-1789.

ON THE PROVENANCE OF Mg-Ca-Fe GARNETS FROM TERRIGENOUS DEPOSITS OF MIDDLE BUG AREA (UKRAINIAN SHIELD)

Vyshnevskiy O.A.¹, Wirth R.²

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

²GFZ Helmholtz Center for Geosciences, Telegrafenberg, Potsdam, Germany, wirth@gfz-potsdam.de

As a result of detailed TEM study, by chemical composition and X-ray diffraction micro- and nano-inclusions of quartz, albite, Ca- and K-feldspar, nepheline, clinoenstatite, diopside, amphibole, phlogopite, biotite, kyanite, ilmenite, rutile, brookite, baddeleyite, zircon, monazite, Al-spinel, and apatite were identified in Mg-Ca-Fe-garnets from terrigenous deposits of Middle Bug area (Ukrainian Shield). Based on recorded in the inclusions mineral associations, chemistry of constituent minerals and host garnets (Prp₃₀₋₆₀ Grs₂₀₋₄₀ Alm₂₀₋₄₀) it is concluded that the latter mostly originates from high-grade metamorphic rocks. This allows to assume that the primary sources of studied Mg-Ca-Fe-garnets were metamorphic lithologies of the Archean Middle Bug granulite complex. Garnets with the highest content of pyrope component are most likely originates from UHP eclogites, whose bodies have not yet been found, but are possible within the mentioned rock complex. These eclogites may also be a source of microdiamonds, common in placers of this area.

Introduction. Mg-Ca-Fe-garnets of Prp₂₅₋₇₀ Grs₅₋₄₀ Alm₁₅₋₅₅ composition are rock forming minerals in a number of mafic lithologies of different age and tectonic settings. Currently they are described from cratonic (xenoliths in kimberlites) and orogenic (UHP metamorphic terrain's) eclogite (eclogites and garnet websterites) and amphibolite (gneisses and amphibolites) facies rocks. Being high pressure phases, along with diamond and some other minerals (coesite, clino- and orthopyroxenes, amphiboles, feldspars) from the above rocks, they provide direct information on the composition and processes in the Earth's deep crust and upper mantle, which is of a great importance for understanding the structure and geological history of the Earth.

Of considerable interest are the Mg-Ca-Fe-garnets from areas where they are common in sedimentary deposits, but their native sources have not yet been found. One of these is the western part of the Ukrainian Shield (USh), with an extremely complex geological structure and an age of 3.5 billion years. Such garnets are widely distributed in different placers within Dnister-Bug and Ros-Tikich domains of the USh. In several localities they were found together with diamond microcrystals and other high pressure minerals. Based on these observations, their kimberlitic origin was suggested. However, despite more than fifty years exploration their primary sources have not yet been found and their parental rock type is still not clearly identified. Recently reasonable assumptions about their non-kimberlitic genesis have been made [1, 2]. To clarify the provenance of these garnets, a detailed study of their inclusions was carried out at GFZ Helmholtz Center for Geosciences (Potsdam, Germany), using a FIB-SEM (Helios G4 Dual Beam) and analytical TEM (Tecnai G2F20 X-Twin).

Results. In the studied garnets inclusions of about twenty minerals were found. According to the chemical composition and X-ray diffraction quartz, albite, Ca- and

K-feldspar, nepheline, clinoenstatite, diopside, amphibole, phlogopite, biotite, kyanite, ilmenite, rutile, brookite, baddeleyite, zircon, monazite, Al-spinel, and apatite were identified. The most common are amphibole, pyroxenes, Al-spinel, rutile, less common – quartz, feldspars, micas, apatite and kyanite, while others are rare.

The above minerals usually form multiphase intergrowths in garnets, less often they are monomineralic grains. A number of associations of included minerals were recorded in the studied samples. These are: amphibole+diopside+Al-spinel, Ca-feldspar+phlogopite+ilmenite, diopside+enstatite+Al-spinel, amphibole+apatite, diopside+pigeonite+Al-spinel, quartz+biotite+K-feldspar+brookite, zircon+apatite, rutile+monazite etc (Figure).



Figure – TEM images of mineral inclusions in Mg-Ca-Fe-garnets from terrigenous deposits of Middle Bug area (Ukrainian Shield).

Conclusion. Based on recorded in the inclusions mineral associations, chemistry of constituent minerals and host garnets ($\text{Prp}_{30-60}\text{Gr}_{20-40}\text{Alm}_{20-40}$) it is concluded that the latter mostly originates from high-grade metamorphic rocks. This allows to assume that the primary sources of studied Mg-Ca-Fe-garnets were metamorphic lithologies of the Archean Middle Bug granulite complex. Garnets with the highest content of pyrope component are most likely originates from UHP eclogites, whose bodies have not yet been found, but are possible within the mentioned rock complex. These eclogites could be a source of microdiamonds, common in placers of this area.

References

1. Vyshnevskiy O.A., 2020. Compositional zoning in pyrope from sedimentary deposits of Bug area (Ukraine): Implications for understanding their provenance. *Mineralogical Journal (Ukraine)*, 42 (3), 17-26.
2. Павлюк О.В., Павлюк В.М., 2024. Високобаричні оранжеві гранати із осадових відкладів Верхнього Побужжя (Український щит). *Mineralogical Journal (Ukraine)*, 46 (1), 32—44.

**SPHERULES AND ACHNELITHS FROM PYROCLASTIC FACIES OF THE
VOLYN FLOOD BASALT PROVINCE (UKRAINE)**

Yatsenko I.G.¹, Renda A.D.², Yatsenko V.G.³

¹Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NAS of Ukraine,
Lviv, yatsenko.ivan1000@gmail.com

²Regional Office of the State Water Resources Agency of Ukraine in Volyn Oblast,
Kovel, Ukraine, rendakovel@ukr.net

³Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine, Kyiv,
vgyatsenko@gmail.com

**СФЕРУЛИ ТА АХНЕЛІТИ З ПІРОКЛАСТИЧНИХ ФАЦІЙ ТРАПОВОЇ
ФОРМАЦІЇ ВОЛИНИ (УКРАЇНА)**

Яценко І.Г.¹, Ренда А.Д.², Яценко В.Г.³

¹Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, м. Львів, Україна,
yatsenko.ivan1000@gmail.com

²Регіональний офіс державного агенства водних ресурсів у Волинській області,
м. Луцьк, Україна, rendakovel@ukr.net

³Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України, м. Київ, Україна,
vgyatsenko@gmail.com

Сферули та ахнеліти («сльози Пеле») виявлено у вулканокластичних породах діатреми, що прориває базальтовий потік Волинської трапової формації. Їхній склад, особливості складу та структурна позиція вміщуючих порід свідчать про ймовірну експлозивну активність кімберлітоподібного типу на пізніх стадіях трапового магматизму Волині.

The Volyn continental flood basalt province is located on the southwestern margin of the East European Platform. Glass spherules and achneliths illustrated in the figure were identified in explosive volcanoclastic rocks filling a diatreme that cuts the basaltic cover. The analyzed (by SEM/EDS method) glasses are characterized by unusually high CaO contents, which are difficult to reconcile with a typical basaltic melt. Among known magmatic rocks, compositions comparable to those of the studied glasses occur in high-Ca eclogites, augite clinopyroxenites, and Ca-augite cumulates; representative compositions are given in the Table. Ca-rich glass spherules with exceptionally high CaO contents, reaching up to 40 wt%, have previously been reported from kimberlites and certain sedimentary rocks [1, 2]. The compositions of glass spherules from the Aikhal pipe and from marls of the Lviv Trough [1, 2] are characterized by more moderate CaO contents and closely resemble those of the spherules and achneliths investigated here (Table). The volcanoclastic rocks hosting the studied particles also contain abundant calcium carbonate and siderite aggregates, providing additional evidence for a possible kimberlitic or carbonatitic affinity of the parental material. Natural phreatomagmatic explosive processes are capable of generating glass spherules and achneliths ("Pele's tears") [3]. The occurrence, morphology, and chemical composition of the studied glass particles therefore suggest that they are most plausibly related to the late stages of explosive

emplacement of kimberlite-like pyroclastics, which postdated the formation of the Volyn flood basalts.

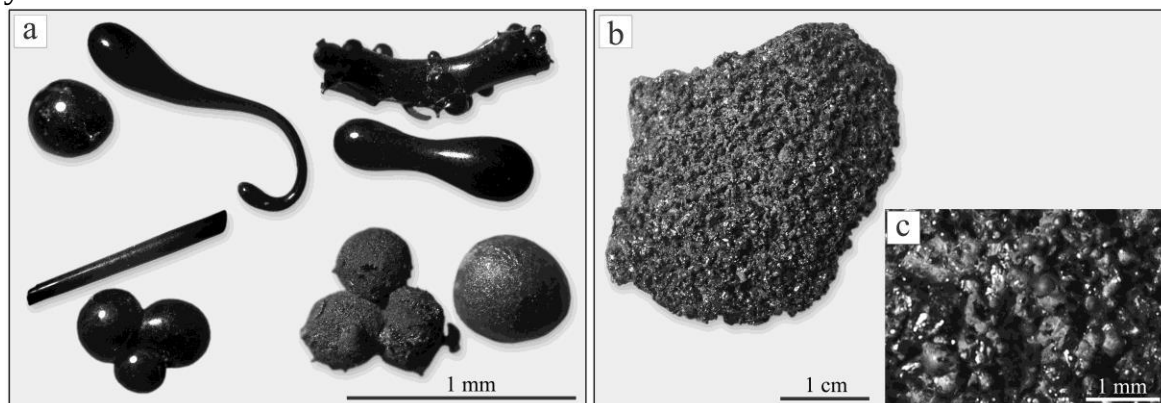


Figure – Photo micrographs: a – characteristic shapes of spherules and achneliths; b – the fragment of an agglutinate made up of welded spherules; c – the zoomed area of fragment shown in panel ‘b’

Table – Average compositions (wt.%) of major elements for the spherule glasses studied, as well as for rocks and spherules demonstrating similar compositions

Samples	Spherules (achneliths)			Igneous rocks		
Occurrence	Diatreme facies, Volyn	Aykhal kimberlite pipe	Marl (K ₂), Lviv Trough	Basalt, Berestovets, Quarry No 9	UHP eclogite, China	Augite pyroxenite, China
SiO ₂	45.86	42.36	42.52	50.36	48.22	46.69
TiO ₂	2.59	1.49	1.15	2.62	1.32	1.22
Al ₂ O ₃	11.93	12.02	10.70	13.58	13.71	8.55
FeO	12.97	8.81	3.46	14.30	11.37	10.68
MnO	0.11	0.19	6.40	0.18	bdl	bdl
MgO	5.03	4.45	10.41	6.55	7.61	11.60
CaO	18.53	28.14	22.19	9.52	15.23	20.14
Na ₂ O	2.24	1.87	1.95	2.49	2.44	0.92
K ₂ O	0.74	0.66	1.23	0.39	0.10	0.20
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

References

1. Yatsenko I. G., Stupka O. O., Yatsenko V. G., Renda A. D. Volcanic nature of glass spherules from Upper Cretaceous sediments of Lviv Trough (Ukraine) // MinGeoIntegration XXI: Abstracts of Scientific Conference. Kyiv: Taras Shevchenko Kyiv National University, 2024. P. 51–54.
2. Yatsenko I., Mugnaioli E., Varychev A., Semonova K., Yatsenko V., Stupka O., Borriello R., Lorenzon S. Spherules in kimberlites: The products of an unknown extreme type of igneous activity of the Earth // China Geology, 2025. V. 8. P. 1–21.
3. Kurszlaukis S., Büttner R., Zimanowski B., Lorenz V., On the first experimental phreatomagmatic explosion of a kimberlite melt // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1998. V. 80, Is. 3–4. P. 323–326.

**ОСОБЛИВОСТІ ФРАКЦІОНУВАННЯ РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНИХ
ЕЛЕМЕНТІВ У ПРОДУКТАХ ЗГОРЯННЯ ВУГІЛЛЯ ТЕС**

Антипович Я.В.¹, Рюміна Д.М.¹, Швайка І.А.², Проскурка Л.І.²

¹Інститут геотехнічної механіки ім. М.С. Полякова НАН України, м. Дніпро,
Yana_Antipovich@ukr.net

²Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, ishvaika@gmail.com, igmrproskurko@gmail.com

**GEOCHEMICAL FEATURES OF RARE EARTH ELEMENT
FRACTIONATION IN COAL COMBUSTION PRODUCTS FROM
THERMAL POWER PLANTS**

Antipovych Y.¹, Riumina D.¹, Shvaika I. ², Proskurka L.²

¹M.S. Poliakov Institute of Geotechnical Mechanics of the National Academy of
Sciences of Ukraine, Dnipro, Yana_Antipovich@ukr.net, DM Riumina@nas.gov.ua

²M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the
National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, ishvaika@gmail.com,
igmrproskurko@gmail.com

The distribution of rare earth elements (REEs) was studied in fly ash, bottom ash, and boiler slag from the Prydniprovsk Thermal Power Plant. All combustion products are characterized by LREE enrichment relative to HREE and similar fractionation patterns. The highest REE values were observed in fly ash and the lowest in bottom ash. Negative Eu anomalies are common to all studied products, whereas a weak negative Ce anomaly is characteristic only of bottom ash, indicating differences in REE geochemical behavior among the combustion products.

Підчас спалювання вугілля на ТЕС утворюються три основні типи твердих продуктів: зола фільтра, залишкова зола та котельний шлак, які відрізняються умовами утворення, фракційним та хімічним складом. Ці техногенні матеріали можуть концентрувати цінні елементи та розглядаються як потенційні вторинні мінеральні ресурси. Особливий інтерес становлять рідкісноземельні елементи (РЗЕ), характер розподілу яких залежить від складу вихідного вугілля та умов формування продуктів згоряння.

Метою роботи є встановлення особливостей розподілу РЗЕ у різних типах твердих продуктів згоряння вугілля на основі хондрит-нормованих геохімічних параметрів.

Об'єкти і методи дослідження. Для реалізації дослідження з відвалів Придніпровської ТЕС було відібрано проби залишкової золи та шлаку – продуктів згоряння кам'яного вугілля та антрациту. Проби золи фільтра були відібрані безпосередньо після її уловлювання електрофільтрами.

Вміст РЗЕ визначали методом ICP-MS (Thermo Element 2, Thermo Scientific) після мікрохвильового кислотного розкладу (HNO₃–HF–HCl) [1]. Контроль якості здійснювали за сертифікованим референтним матеріалом JG-1a; отримані результати узгоджувалися з атестованими значеннями [2].

Концентрації РЗЕ нормалізували до CI-хондриту [3]. Аномалії Eu та Ce розраховували як $Eu_N/(Sm_N \cdot Gd_N)^{1/2}$ та $Ce_N/(La_N \cdot Pr_N)^{1/2}$ відповідно.

Результати досліджень. Хондрит-нормовані параметри розподілу РЗЕ у зразках демонструють відмінності залежно від типу продукту згоряння. Найвищі сумарні нормовані значення легких та важких РЗЕ зафіксовані у золі фільтра, нижчі – для котельного шлаку, а найнижчі – для залишкової золи (табл.).

Таблиця – Хондрит-нормовані параметри РЗЕ у продуктах згоряння вугілля Придніпровської ТЕС

Продукт згоряння вугілля	$\Sigma LREE_N$	$\Sigma HREE_N$	$\Sigma LREE_N / \Sigma HREE_N$	$(La/Yb)_N$	Eu/Eu*	Ce/Ce*
Зола фільтра	994,64	382,71	2,60	6,23	0,67	1,06
Котельний шлак	779,67	309,77	2,52	6,67	0,72	0,98
Залишкова зола	548,11	220,98	2,48	7,56	0,64	0,85

Співвідношення $\Sigma LREE_N / \Sigma HREE_N$ у всіх продуктах згоряння знаходиться в межах 2,48–2,60, що підтверджує домінування легких РЗЕ над важкими. Значення хондрит-нормованого співвідношення лантану до ітербію $(La/Yb)_N$ варіюють від 6,23 до 7,56, що свідчить про фракціонування легких і важких РЗЕ з відносним збагаченням LREE. Водночас у всіх пробах виявлена негативна аномалія Eu ($Eu/Eu^* = 0,64–0,72$), найбільш виражена у залишковій золі. Зола фільтра та котельний шлак не характеризуються вираженою Се-аномалією ($Ce/Ce^* = 1,06$ та $0,98$ відповідно), тоді як для залишкової золи встановлено слабку негативну аномалію ($Ce/Ce^* = 0,85$), що свідчить про відносне збіднення Се порівняно з La та Pr.

Висновки. Продукти згоряння вугілля Придніпровської ТЕС характеризуються переважанням LREE над HREE та подібним характером їх фракціонування. Найвищі сумарні нормовані значення РЗЕ встановлено для золи фільтра, найнижчі – для залишкової золи. Спільною геохімічною особливістю є негативна Eu-аномалія, тоді як слабка негативна Се-аномалія характерна лише для залишкової золи. Встановлені закономірності можуть бути використані для подальшої оцінки концентрування РЗЕ у техногенних матеріалах.

Література

1. Самчук А.І., Огар Т.В. Сукач В.В., Вовк К.І. Хіміко-аналітичні особливості визначення рідкісноземельних елементів методом мас-спектрометрії в базит-ультрабазитах // Збірник наукових праць УкрДГПІ, 2014. № 3–4. С. 168-177.

2. Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST). Геохімічний стандартний зразок JG-1a. [Електронний ресурс]. Режим доступу: <https://gbank.gsj.jp/geostandards/igneous.html> (дата звернення: 03.06.2025).

3. Taylor S.R., McLennan S.M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK, 1985.

МАГНІТНІ ФАЗИ ТЕРМІЧНОГО ПЕРЕТВОРЕННЯ СУМІШІ СИДЕРИТОВОЇ І ГЕТИТОВОЇ РУД ЗА ДАНИМИ ТМА І ФМР

Антоненко Т.С., Калініченко О.А., Овсієнко В.В.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка

Національної академії наук України, Київ, Україна

tetyana_savchenko@ukr.net, okalinichenko@nas.gov.ua, v.ovsienko@nas.gov.ua

MAGNETIC PHASES OF THERMAL TRANSFORMATION OF A MIXTURE OF SIDERITE AND GOETHITE ORES ACCORDING TO TMA AND FMR DATA

Antonenko T.S., Kalinichenko O.A., Ovsienko V.V.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the
National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

A study of thermal transformations of a mixture of siderite and goethite ores in different environments was conducted using TMA and FMR methods. It was shown that when heated in argon and with limited air access, a strongly magnetic mixture of two main phases is formed: Mg-magnetite with T_C of about 450°C, formed from siderite, and magnetite with $T_C = 569^\circ\text{C}$, probably formed from carbonates that are not detected in the diffractogram.

Найчастіше для збагачення сидеритової руди використовують магнетизуючий випал, оскільки такі руди неефективно збагачуються традиційними методами [1].

Метою роботи було одержати й ідентифікувати оксиди заліза, які утворюються при термічному перетворенні суміші сидеритової і гетитової руд за різних умов нагрівання в окиснювальній та інертній атмосферах.

Об'єктами дослідження були сидеритова 1/3 [2] (зр. S2) і гетитова руда Вр-7 (зр. G1) з Криворізького басейну. Основними методами дослідження були термомагнітний аналіз (ТМА) і феромагнітний резонанс (ФМР).

Із цих зразків приготували механічну суміш G1 та S2 (зр. GS) у співвідношенні 1:1 по масі для дослідження їх спільного термічного перетворення. Перетворення проводили з обмеженим і відкритим доступом повітря та в аргоні.

Намагніченість насичення M_S такої суміші після перетворення в аргоні за 730 °C збільшилась з 0,63 А·м²/кг до 29,8 А·м²/кг. Після ТМА-1 утворилася магнітна суміш двох основних фаз — Mg-магнетиту з T_C близько 450°C, що утворюється за рахунок сидериту, та магнетиту з $T_C = 569^\circ\text{C}$, ймовірно, за рахунок карбонатів, які не проявляються на дифрактограмі. Повторний ТМА-2 з обмеженим доступом повітря призвів до деякого збільшення M_S за рахунок внеску слабо зміненого магнетиту в сумарну намагніченість (рисунок).

ТМА-1 в аргоні під час циклу нагрівання/охолодження окремої руди S2. призводить до утворення основної фази — магнетиту з $T_C^h / T_C^c = 524/483^\circ\text{C}$ і двох додаткових фаз з T_C^h близько 400°C, що відповідає маггеміту, та 610°C, що відповідає кеномагнетиту. Ці фази є метастабільними і на кривій охолодження не проявляються.

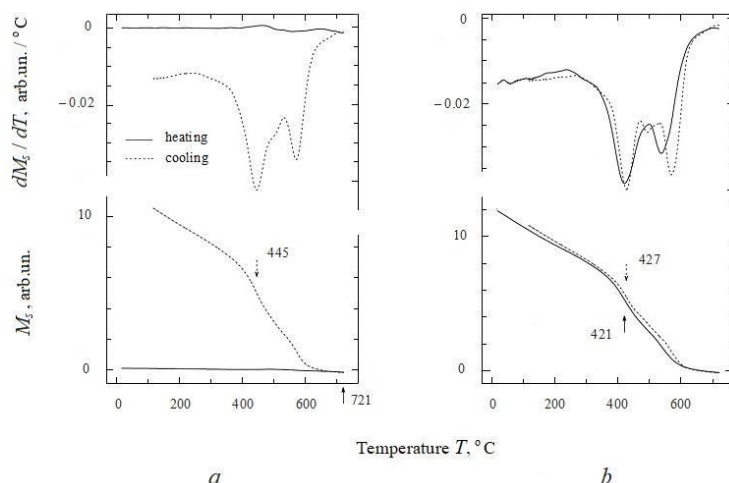


Рисунок - ТМА-1 в аргоні (а) і ТМА-2 з доступом повітря (b) суміші GS руд.

Аналогічний ТМА окремої руди G1 показує основну фазу магнетиту з $T_C^h/T_C^c = 569/569$ і додаткову кеномагнетиту з T_C^h біля 620°C . Намагніченість окремих зразків руд збільшується до 16,2 і 2,3 $\text{A}\cdot\text{m}^2/\text{кг}$, відповідно, що для суміші за однакових кількостей компонентів дає $M_S = 18,5 \text{ A}\cdot\text{m}^2/\text{кг}$. Це значно менше, ніж отримано після термічного перетворення такої штучної суміші — $29,8 \text{ A}\cdot\text{m}^2/\text{кг}$. Значна різниця цих величин може вказувати на додаткове утворення магнетиту під час термічного перетворення гетитової руди її намагніченість збільшується внаслідок утворення магнетиту, ймовірно, як за рахунок сидериту, так і за рахунок залізного карбонату типу анкериту, який не проявляється на дифрактограмах. Припущення про наявність карбонату ґрунтується на тому, що приблизно такий же магнетит одержано з іншої гетитової руди, в якій також на дифрактограмі не проявляються рефлекси, характерні для сидериту або анкериту. Термічна стабільність такого магнетиту досить висока, що підтверджується результатами ТМА-2 з обмеженим доступом повітря, за якими його магнітна структура практично не змінюється (рисунок).

ТМА суміші GS з обмеженим доступом повітря також показує значне зростання M_S після перетворення, але магнетит сильно окиснюється за 300°C , що вказує на утворення його ультрадисперсних зерен. Це підтверджується перетворенням під час першого циклу ТМА в аргоні, а другого з доступом повітря (рисунок). Отже, проведене дослідження показало, що термічне перетворення суміші слабомагнітних руд призводить до утворення сильномагнітних фаз, що створює передумови для їх подальшого магнітного збагачення.

Література

1. 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.
2. Снісар В.П., Калініченко О.А., Багмут М.М., Калініченко А.М., Антоненко Т.С., Овсієнко В.В. Мінеральні фази термічного перетворення суміші сидеритової і мартитової руди за даними структурних і магнітних методів. Збірник матеріалів Всеукраїнської наукової конференції «Геологічна будова та історія геологічного розвитку Українського щита/Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка, НАН України. – Київ, 2024. – С. 152-154.

ОСОБЛИВОСТІ ПЕРЕРОЗПОДІЛУ ГЕРМАНІЮ У ВУГІЛЛІ ТА ПРОДУКТАХ ЙОГО ПЕРЕРОБКИ

Баранов В.А.¹, Антіпович Я.В.¹, Швайка І.Д.²

¹Інститут геотехнічної механіки ім. М.С. Полякова НАН України, м. Дніпро, andreevich7526@i.ua, Yana_Antipovich@ukr.net

²Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України, м. Київ, igor.d.shvayka@gmail.com

CHARACTERISTICS OF GERMANIUM REDISTRIBUTION IN COAL AND ITS PROCESSING PRODUCTS

Baranov V.¹, Antipovych Y.¹, Shvaika I.²

¹M.S. Poliakov Institute of Geotechnical Mechanics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Dnipro, andreevich7526@i.ua, Yana_Antipovich@ukr.net

²M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, igor.d.shvayka@gmail.com

Annotation. The study focuses on germanium redistribution in coal and its processing products and evaluates the Ge content in slag from the Prydniprovskaya Thermal Power Plant. Germanium concentrations were determined by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS). The Ge content ranged from 6.361 to 9.708 g/t in slag produced from bituminous coal and was 4.216–4.995 g/t in anthracite-derived slag. The results indicate that coal combustion products should be considered when assessing germanium redistribution and their potential as secondary germanium-bearing resources.

Зростання потреби у критичній мінеральній сировині зумовлює необхідність пошуку та оцінки як традиційних, так і альтернативних джерел її отримання. Одним із критичних елементів є германій, що широко використовується у високотехнологічних галузях промисловості. В Україні одним із потенційних джерел германію є вугілля, при видобуванні та переробці якого цей елемент може перерозподілятися між вихідною сировиною, продуктами її переробки та відходами [1]. У зв'язку з цим дослідження вмісту германію у вугіллі та продуктах його переробки є актуальним для оцінки можливостей їх використання як потенційної германієвмісної сировини.

Метою роботи є оцінка особливостей перерозподілу германію у вугіллі та продуктах його переробки, а також визначення вмісту Ge у шлаках Придніпровської ТЕС.

Перерозподіл германію відбувається як у процесі вуглефікації органічної речовини, так і на подальших стадіях видобування та технологічної переробки вугілля. Зміна ступеня вуглефікації може супроводжуватися зміною вмісту Ge у вугіллі [2]. Наступний етап перерозподілу пов'язаний із видобуванням. Враховуючи встановлену для вугільних пластів закономірність збагачення Ge у приконттактних зонах поблизу покрівлі та підшви [3], частина германію при видобуванні може залишатися у не вилученому вугіллі та вміщуючих породах. Під час збагачення вугілля Ge перерозподіляється між концентратом і відходами збагачення. Подальша термічна переробка супроводжується

перерозподілом германію між твердими продуктами спалювання та газовою фазою. Частина Ge може також переходити до продуктів уловлювання твердих частинок із димових газів.

Особливий інтерес у цьому контексті становлять накопичені відходи вуглевидобування та вуглепереробки, які можуть розглядатися не лише як джерело техногенного навантаження, а й як потенційна вторинна мінеральна сировина. Унаслідок перерозподілу елементів на різних стадіях технологічного циклу окремі компоненти можуть накопичуватися у відходах, що зумовлює доцільність їх геохімічного дослідження та оцінки ресурсного потенціалу. Для германію такий підхід передбачає визначення його вмісту в різних продуктах і відходах з метою встановлення найбільш перспективних об'єктів для подальшого дослідження.

Для оцінки вмісту германію у твердих продуктах термічної переробки вугілля досліджено шлаки Придніпровської ТЕС із двох шлаковідвалів. Перший представлений шлаками, утвореними внаслідок спалювання кам'яного вугілля марок Д і Г, другий – шлаками від спалювання антрациту. Концентрації Ge визначали методом мас-спектрометрії з індуктивно зв'язаною плазмою (ICP-MS) у лабораторії мікроелементного та ізотопного аналізу ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України.

За результатами ICP-MS аналізу встановлено, що концентрація германію у шлаках, утворених при спалюванні кам'яного вугілля марок Д і Г, варіює від 6,361 до 9,708 г/т і в середньому становить 7,668 г/т. У досліджених зразках шлаку від спалювання антрациту вміст Ge становить 4,216 та 4,995 г/т. У межах дослідженої вибірки концентрації германію у шлаках від спалювання вугілля марок Д і Г були вищими, ніж у пробах антрацитового шлаку.

Отримані результати свідчать, що після термічної переробки вугілля частина германію залишається у складі шлаків. Встановлені концентрації Ge вказують на доцільність урахування твердих продуктів спалювання вугілля при оцінці його перерозподілу та ресурсного потенціалу.

Таким чином, тверді продукти термічної переробки вугілля є одним із компонентів загальної системи перерозподілу германію. Виявлені відмінності у вмісті Ge у досліджених шлаках, утворених при спалюванні кам'яного вугілля марок Д і Г та антрациту, свідчать про варіативність його концентрацій у цих техногенних утвореннях. Це зумовлює доцільність диференційованого підходу до їх геохімічної оцінки. Визначення ресурсного потенціалу продуктів і відходів вуглепереробки щодо германію потребує комплексного дослідження системи «вихідне вугілля – продукти його переробки – відходи» та встановлення особливостей переходу Ge між її складовими.

Література

1. Bulat A.F., Baranov V.A. The process of accumulation of germanium in the coal of the Ukraine // *Geo-Technical Mechanics*, 2021. № 159. P. 3-8. <https://doi.org/10.15407/geotm2021.159.003>
2. Rudnik E. Challenges and Opportunities in Hydrometallurgical Recovery of Germanium from Coal By-Products // *Molecules*, 2025. Vol. 30. № 8. Art. 1695. DOI: 10.3390/molecules30081695
3. Yudovich Ya. E. Notes on the Marginal Enrichment of Germanium in Coal Beds // *International Journal of Coal Geology*, 2003. Vol. 56. № 3–4. P. 223–232. DOI: 10.1016/j.coal.2003.08.003.

**ДЖЕРЕЛО РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ В ЕФУЗИВАХ
КАМ'ЯНОПОТОЦЬКОГО ПОКРИВУ (УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)**

*Бельський В.М.¹, Кульчицька Г.О.¹, Гищин В.Я.², Швайка І.А.¹,
Швайка І.Д.¹, Проскурка Л.І.¹*

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

e-mail: belskiy_vm@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0001-7990-1386>

²Українське мінералогічне товариство, м. Київ

e-mail: terranautvg@gmail.com; <https://orcid.org/0009-0009-7612-9672>

**SOURCE OF RARE EARTH MINERALIZATION IN EFUSIVES OF
THE KAMIANYI POTIK NAPPE (UKRAINIAN CARPATHIANS)**

*Belskyi V.M.¹, Kulchytska G.O.¹, Hyshchyn V.Ya.², Shvaika I.A.¹,
Shvaika I.D.¹, Proskurka L.I.¹*

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

e-mail: belskiy_vm@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0001-7990-1386>

²Ukrainian Mineralogical Society, Kyiv

e-mail: terranautvg@gmail.com; <https://orcid.org/0009-0009-7612-9672>

The geochemistry and source of the Kamianyi Potik effusive (northwestern outskirts of Marmarosh Massif) were studied to clarify the conditions of rare earth element (REE) mineralization formation, specifically allanite-(Ce). Element compositions were determined using HR ICP-MS and WDXRF, with data processed via GCDkit. REE spectra of the effusive and limestone xenoliths prove that the magma acted as the REE donor, while contamination triggered melt liquid-immiscibility. Nb/Y–Zr/Ti and Nb Yb–TiO₂/Yb diagrams indicate an alkali basaltic magma of OIB-type from a deep mantle source (>80 km, garnet facies).

Попередніми мінералого-петрографічними дослідженнями [1] у зоні контакту кам'янопотоцького ефузиву з вміщувальними карбонатними породами чивчинської світи верхньої юри (J_{3ch}) (обрамлення Мармароського масиву) та їх ксенолітами вперше було виявлено та детально описано рідкісноземельний силікат епідотової групи – аланіт-(Ce). На підставі складу, морфології і розташування ниркоподібних феро-лантановидних агрегатів було обґрунтовано ліквідаційну гіпотезу їхнього утворення як наслідок взаємодії силікатного розплаву лужної спеціалізації з вапняками. Метою даної роботи є з'ясування умов генерації первинного магматичного джерела і його геохімічної природи, що забезпечило екстремальне нагромадження лантановидів в розплаві і кристалізації самостійної рідкісноземельної мінеральної фази.

Для цього за допомогою мас-спектрометра з індуктивно зв'язаною плазмою високої роздільної здатності Thermo Element 2 HR ICP-MS в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України було визначено концентрацію мікроелементів та рідкісноземельних елементів (REE) в ефузивній породі з Кам'янопотоцького покриву. Вміст породоутворювальних

елементів виміряно методом рентгенофлуоресцентного аналізу (WDXRF) на приладі ARL OPTim'X. Всі геохімічні розрахунки виконано за допомогою пакета GCDkit (середовище R) [2].

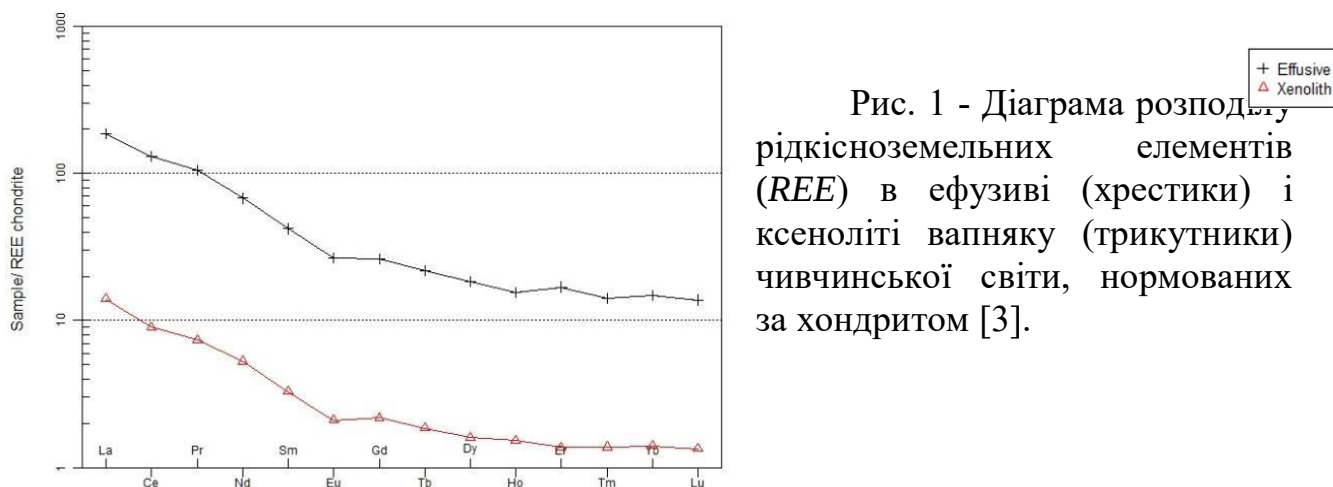


Рис. 1 - Діаграма розподілу рідкісноземельних елементів (REE) в ефузиві (хрестики) і ксеноліті вапняку (трикутники) чивчинської світи, нормованих за хондритом [3].

Геохімічні особливості та тектонічна позиція кам'янопотоцьких ефузивів. Відповідь на питання генезису субстрату мінералізації дає порівняння спектрів розподілу рідкісноземельних елементів (REE) самого ефузиву та захопленого ним ксеноліту теригенно-карбонатної породи (рис. 1). Хоча спектри і відрізняються між собою на цілий порядок, їхня субпаралельність доводить, що вміщувальні вапняки чивчинської світи самі по собі не могли бути джерелом рідкісних земель. Навпаки, саме первинний розплав під час прориву осадової товщі виступив донором REE, а його взаємодія з карбонатним матеріалом ксеноліту (контамінація та метасоматичне заміщення) запустила механізм ліквідаційного розшарування силікатного розплаву з виділенням збагачених на Fe-REE крапель сольового карбонатного розплаву, в яких згодом кристалізувався аланіт-(Ce).

Для ідентифікації геохімічних особливостей транспортування REE, глибинних умов формування джерела та оцінки масштабів літосферного впливу на основі результатів аналізів було побудовано такі класифікаційні діаграми.

1. За допомогою дискримінаційної діаграми Nb/Y – Zr/Ti за [4], яка базується на інваріантних високозарядних елементах (HFSE), визначено тип протоліту (рис. 2a). У цій системі, захищеній від впливу накладених процесів, точка локалізується в полі лужних базальтів (alkali basalt), що вказує на лужно-базальтоїдну природу первинної магми. Такий висновок узгоджуються з раніше виконаними регіональними узагальненнями [5].

2. Остаточні параметри глибинності плавлення та механізм корової контамінації розкриває координатна система нерухомих елементів Th/Yb – TiO₂/Yb (рис. 2b). Фігуративна точка кам'янопотоцького ефузиву локалізується у полі глибокого мантійного плавлення (OIB deep melting array). Це доводить, що генерація первинного розплаву відбувалася на нижніх рівнях системи в умовах стабільності гранатової фації перидотитів (глибина >80км) [6]. Крутий нахил спектру лантанодів кам'янопотоцького ефузиву на рис. 1 з домінуванням легких рідкісноземельних елементів (LREE) над важкими (HREE) є ознакою

внутрішньоплитних лужних базальтів плюмової природи (ОІВ-тип), де реститовий гранат концентрував важкі лантаноїди (Yb, Lu) у мантійному залишку.

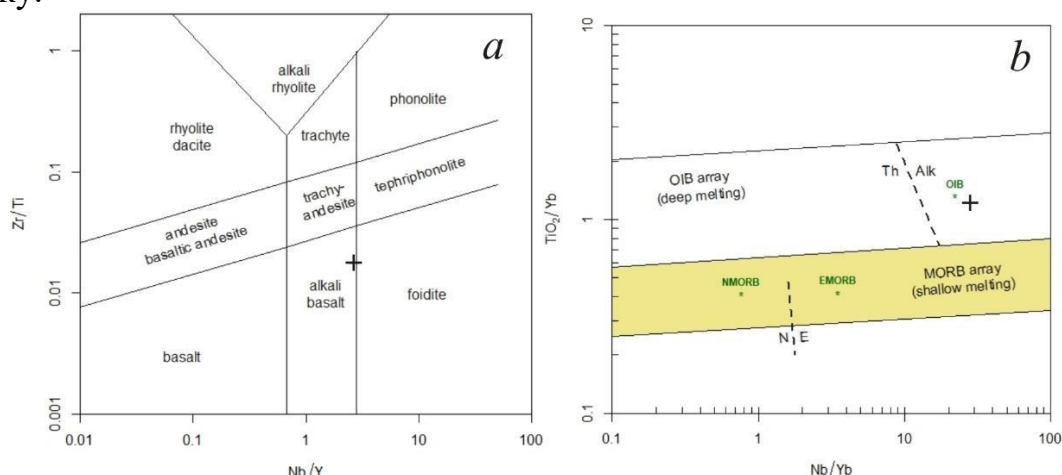


Рис. 2 - Дискримінаційні діаграми для кам'янопотоцького ефузиву (чорний хрестик): а – діаграма Nb/Y – Zr/Ti на основі високозарядних нерухомих елементів [4]; б – діаграма індикації умов плавлення Nb/Yb – TiO₂/Yb для оцінки глибини мантійного джерела [7];

Таким чином, рідкісноземельна мінералізація є результатом накладання двох факторів: 1) первинного глибокого плавлення астеносферного мантійного плюму (ОІВ-типу) у гранатовій фації, що зумовило початкове концентрування легких лантаноїдів у магмі; 2) тривалого підйому магми з інтенсивною корово-карбонатною контамінацією вміщувальних товщ чивчинської світи, що створило фізико-хімічні умови для ліквідації розплаву на силікатну і сольову компоненти та локального концентрування рідкісних земель в сольовій (карбонатній) компоненті з кристалізацією аланіту-(Ce).

Література

1. Бельський В.М., Кульчицька Г.О., Гоголев К.І., Гицин В.Я., Поляченко Є.Б. Рідкісноземельний силікат із ефузивної породи Українських Карпат. Мінерал. журн. 2026. 48, № 2. С. 31—41. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.48.02.03>
2. Janoušek, V., Farrow, C. M., & Erban, V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). Journal of Petrology, 47(6), 2006.1255-1259.
3. McDonough W. F., Sun S. S. The composition of the Earth. Chemical Geology. 1995. Vol. 120, No. 3-4. P. 223–253.
4. Pearce, J. A. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration, 42, 1996. 79-113.
5. Ступка О. О. Офіюліти Українських Карпат: геохімія і мінералогія. Автореф. дис. ... канд. геол. наук : 04.00.02 / Ступка Оксана Орестівна ; НАН України, Ін-т геології і геохімії горючих копалин. — Львів, 2013. — 20 с.
6. White, W. M. Geochemistry. Wiley-Blackwell, West Sussex, 2013. 660 p.
7. Pearce, J. A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos, 100(1-4), 2008.14-48.

**ВУЛКАНИТИ ЗОН ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ
ДАВНІХ КРАТОНІВ АФРИКИ**

Бобров О.Б., Клочков С.В., Заяць О.В., Яськевич Т.Б.

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

**VOLCANICS OF ZONES OF TECTONO-MAGMATIC
ACTIVATION OF THE ANCIENT CRATONS OF AFRICA**

Bobrov O.B., Klochkov S.V., Zayats, O.V., Yaskevych T.B.

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

Within the Leon-Liberian Shield, young non-metamorphosed volcanics, represented by flows of re-layering of rocks of basic-ultrabasic and native-ferromagnetic composition, synchronous with kimberlite magmatism in Sierra Leone, Ivory Coast, Zambia and Angola, are described for the first time. The first case of discovery, description and study of such volcanics is an indisputable prospecting sign of kimberlites in tubular, dike and vein forms.

Вступ. Вперше виявлені та описані нами при проведенні геологорозвідувальних робіт (переважно це стадії передпольового дистанційного вивчення комплексом незалежних методів - дешифрування та аналіз моделей SRTM різної роздільної здатності; відвідування ділянок робіт компетентним спеціалістом (Competent Person) з наступним проведенням пошуково-оцінювальних та розвідувальних робіт масштабу 1:50 000 та крупніше; неотектонічне та геоморфологічне моделювання, дешифрування космічних знімків різної роздільної здатності, включно з спектрзональними, а також геофізичні наземні зйомки в складі георадарного профілювання та площинної магнітної зйомки; дозволили поряд з іншими результатами вперше в різних регіонах встановити вулканіти зон тектоно-магматичної активізації часу прояву кімберлітового магматизму, сконцентровані в межах низки давніх кратонів. Вони супроводжують кальдерні комплекси різних кімберлітових тіл (у вигляді трубок, дайок та жил).

Мета роботи. Надати опис вперше встановлених кальдер та супроводжуючих вулканітів в їх межах часу прояву кімберлітового магматизму на давніх кратонах.

Методи та об'єкти дослідження. Дослідження проводилися у декілька етапів. На Леоно-Ліберійському щиті вони встановлені на південно-західному схилі на території Сьєра-Леоне та південному схилі (територія Кот-д'Івуар). На Ангольському щиті вони виявлені нами в районах Чондонго та Муаленге. В межах Зімбабвійського кратона – на території північно-західної частини Республіки Замбія.

Важливість їх опису полягає не лише в факті їх першого виявлення, але й в тому, що просторово з ними асоціюють алмазоносні кімберліти та самі

вулканіти несуть ознаки збагачення мікроалмазів в продуктах кристалізації мантійних магм/лав.

1. Леоно-Ліберійський щит

1.1. Південно-західний схил Леоно-Ліберійського щита (Сьєрра-Леоне)

1.1.1. Кальдера Kurankor, Konelo та північний Куайду. Є комбінованими кальдерами близько-одночасного формування (рис. 1) з діаметром близько 1-2 км. Характерним є наявність в палеодолинах не магістрального типу (місцевих, довжиною до 1-3 км) осадово-акумульованих в гравійних відкладах різнорівневих терас (переважно перших), палеорусел та заплавин, представлених літо-фаціальними типами відкладів руслового та косового алювію з ознаками перемиву відкладів делювіального типу. Потоки вулканітів представлені різними зонами, кожна з яких має типовий профіль гравітаційно-магматичної диференціації. Як правило, це кумулятивна зона → спінфлекс-структурна зона → зона розвитку спінених лав → зона гіалокластитів (рис. 1g) та/або різних морфологічних типів канатних лав в комбінації з пірокластичними різновидами вулканітів.

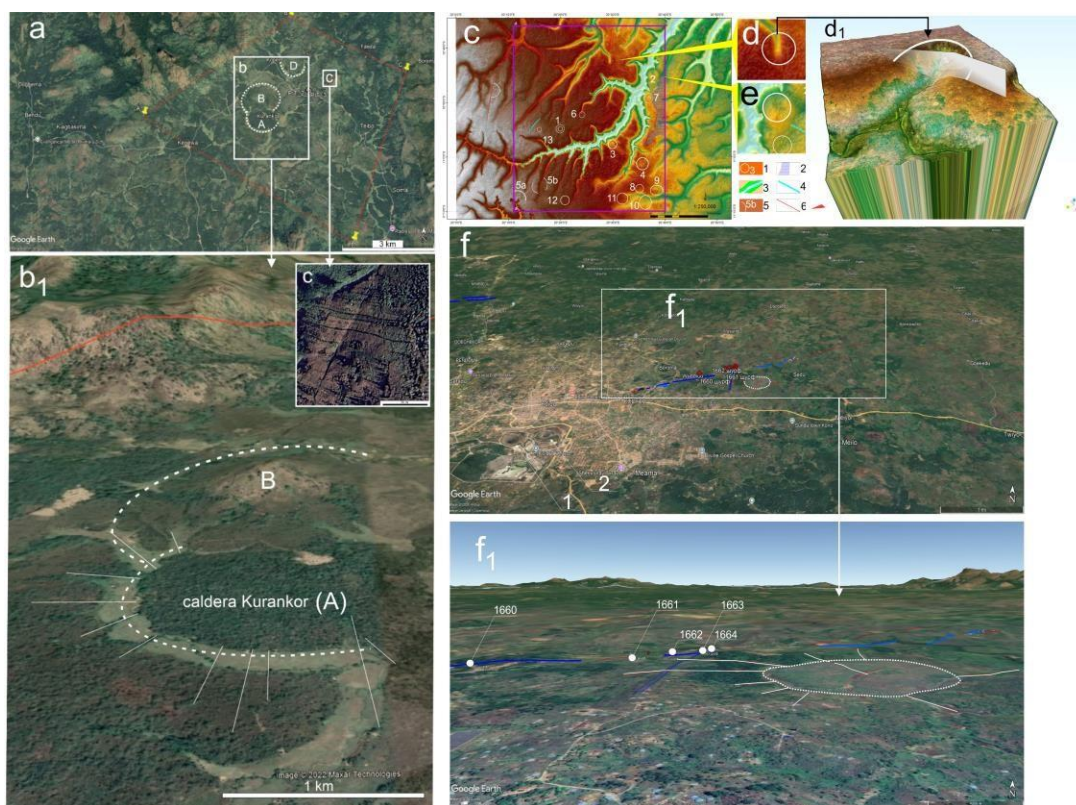


Рис. 1 - Прояв кальдерних комплексів Kurankor (a,b,b₁) та північний Койду (f,f₁) в С'єра Леоне, а також району Муаленге (c,d,d₁,e, Ангола)

1.1.2. Кальдера Bamwu. Представляє собою комбіновану кальдеру субізометричної форми діаметром близько 1-2 км, складену пірокластичними та субвулканічними кімберлітами, а також системою різноорієнтованих дайок долеритів.

1.2. Південний схил Леоно-Ліберійського щита (Кот-д'Івуар)

Вперше виявлено вулканічні потоки з яскравими ознаками розшарованості потоків. Профіль розшарованості потоку перидотитового коматііту знизу

догори виявляє кумулятивну зону (рис. 1g, зона 1) з крупними ізометричними кристалами олівину та піроксенів; 2-кумулятивну зону з середньозернистими кумулатами олівину; 3-зону грубо голчастого олівінового спініфeksu в комбінації з поодинокими порфіровими виділеннями олівину та 4-зону тонко голчастого піроксен-олівінового спініфeksu.

Виявлено різнорозмірні (від 3 см до 1,5-2 м в діаметрі) трубчасті канали лавовиливу та газовидалення на кшталт чорних паліїв з стабільною внутрішньою структурою: стінки трубок складено спініфекс-структурними коматіитами, а зовнішні частини – криптозернистим силікатним склом.

Базальтові потоки представлені шарами порфірових та криптозернистих однорідних лав з канатною окремістю різних морфологічних типів та малюнків зморшок поверхні лавових потоків. Дуже часто фрагменти лавового потоку демонструють напрямки омолодження зон та зміну зон від пірокластичної до арсенідно-самородно-металевої далі – до зон розвитку спінених бульбашкових лав.

2. Ангольський щит

2.1. район Муаленге. Нами вперше геолого-геофізичними методами вивчено системи кальдерних комплексів, центральні частини яких складено кімберлітовими брекчіями. Одна з симетричних та ізометричних кальдер діаметром 1,8 км перекрита продуктивними алмазоносними алювіальними відкладами руслового та заплавного літо-фаціального типу давніх та неоген-четвертинних палеодолин (рис. 1. с, d, d₁, e).

2.2. район Чондонго. Вперше виявлено різною мірою вивітрілі кімберліти та асоціюючі їм розшаровані потоки вулканітів основного-ультраосновного складу. В дальньомагістральних та локальних річкових колекторах річкових палеодолин (1 та 2 тераси) спостерігається класичний комплекс мінералів – супутників кімберлітів: хромдіопсиди, пікроїмльменіти, хромшпінеліди, піропи.

3. Зімбабвійський щит (північно-західна частина Республіки Замбія). В межах попередньо дешифрованих нами на передпольовій стадії кальдер закартовано невідомі до даного часу пухирчасті лави базальтів, коматіїтів різних текстурних типів (кумулятивних, спініфекс-структурних). Проведено геолого-геофізичне картування кільцевих структур та окремих типів порід в їх межах. Встановлено, що з вулканітами самородно-залізистого типу (однорідні, а також кульові лави) пов'язано золоте, платиноїдне (платина, паладій, родій) та рідкісноземельне (очевидно, просторово суміщене різновікове) зруденіння нового геолого-промислового типу, що наразі вивчається.

Література

1. Бобров А., Клочков С., Какаранза С., Odair Gourgel. Отчет по результатам геологоразведочных работ в пределах концессии Tchandongo (Лунда Норте, Ангола) // 2021, 66 с.
2. Бобров А., Клочков С. Отчет о результатах предварительных дистанционных исследований, проведенных в пределах трех концессионных участков в районе Muanguge (Республика Ангола) // 2022-2027 р.

**ДЕЯКІ СТРУКТУРНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ СПОДУМЕНУ
ШЕВЧЕНКІВСЬКОГО РОДОВИЩА ЛІТІЄВИХ ПЕГМАТИТІВ
(ЗАХІДНЕ ПРИАЗОВ'Я)**

Гречановська О.¹, Ільченко К.¹, Старик С.², Литвиненко Ю.¹, Швайка І.¹

¹Інститут геохімії, мінералогії и рудоутворення ім. М.П. Семененка НАНУ,
Київ, Україна,

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

**Some Structural Characteristics of the Spodumene from Shevchenko Lithium
Pegmatite Deposit (Western Priazov Region)**

Grechanovska O.¹, Ilchenko K.¹, Starik S.², Litvinenko Yu.¹, Shvaika I.¹

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

²V. Bakul Institute of Superhard Materials, Kyiv,

Natural spodumene from albite-spodumene and albite-microcline-spodumene pegmatites and annealed at 900-1000°C studied by optical microscopy, probe microanalysis, ICP-MS, X-Ray analysis and IR spectroscopy, contains 5,6% Li, has structural and IR parameters close to reference one and contains impurities of quartz, microcline and zinnwaldite. Thermal studies have shown that β -spodumene predominates in the sample only after annealing at 1000°C.

Вступ. Літій – один із найважливіших металів, який має дуже широкий спектр використання – від кераміки до фармацевтики з препаратами для лікування біполярного розладу на основі літію і авіонавтики з легкими алюмінієво-літійовими сплавами, але найважливішим його використанням є літій-іонні акумулятори (LiB), які відіграють важливу роль у розвитку науки, технологій та оборонної промисловості. електронної промисловості.

Сподумен $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ є основним рудним мінералом літійвміщуючих пегматитів на Шевченківському родовищі в Західному Приазов'ї (УЩ). Він має найвищий вміст літію серед усіх відомих літійвмісних мінералів – 8 мас.% Li_2O . На родовищі трапляються також літійові мінерали – петаліт, лепідоліт, цинвальдіт, амблігоніт, літіофіліт. Другим за розповсюдженням є петаліт. Літійова мінералізація приурочена до трьох зон: петаліт-сподуменова, альбіт-сподуменова, та мікроклін-сподуменова [1].

Мета роботи – дослідження структурних особливостей природного сподумену Шевченківського родовища та його структурних модифікацій.

Зразки та методи дослідження. Кристали сподумену досліджувались методами оптичної мікроскопії, зондового мікроаналізу, ICP-MS, рентгенівського аналізу та ІЧ-спектроскопії.

Досліджено монофракції природного α -сподумену з альбіт-сподуменових та альбіт-мікроклін-сподуменових пегматитів та після прожарювання протягом години за температур 900, 950 та 1000°C.

Рентгенівський аналіз монофракцій сподумену та його структурних модифікацій виконано на автоматичному дифрактометрі ДРОН-3М ($\text{CuK}\alpha$ -

випромінювання), крок сканування — 0,05 град/сек., інтервал кутів — 10—65° 2 θ . Відпалювання монофракцій сподумену проводилось в муфельної печі СНОЛ. Параметри елементарної комірки (ПЕК) розраховували методом найменших квадратів X-RAY.

ІЧ спектри досліджувались за стандартною методикою таблеток з KBr, спектрометр Nikolet 6700, Thermo Fisher Scientific, спектральний діапазон 400 – 4000 см⁻¹.

Електронно-зондовий мікроаналіз. Хімічний склад сподумену визначено на скануючому електронному мікроскопі JSM-6700F з енергодисперсійною системою для мікроаналізу JED-2300 (JEOL, Японія).

Метод ICP-MS – визначення концентрації літію у зразках α -сподумену проводили на мас-спектрометрі з індуктивно-зв'язаною плазмою високої роздільної здатності Thermo Element 2 (Thermo Scientific).

За даними оптичної мікроскопії спостерігається проростання більшості зразків сподумену дрібними кристалами кварцу, що вказує на їхнє утворення внаслідок розпаду петаліту: $\text{Li}[\text{AlSi}_4\text{O}_{10}] \rightarrow \text{LiAl}[\text{SiO}_3]_2 + 2\text{SiO}_2$ [2], характерного для ранньої генерації сподумену (Spd-1) [1]. Сподумен трапляється у вигляді дуже дрібних зерен видовжено-призматичної та пластинчастої форми. За даними кількісного рентгено-фазового аналізу проба сподумену може містити до 30-35% кварцу.

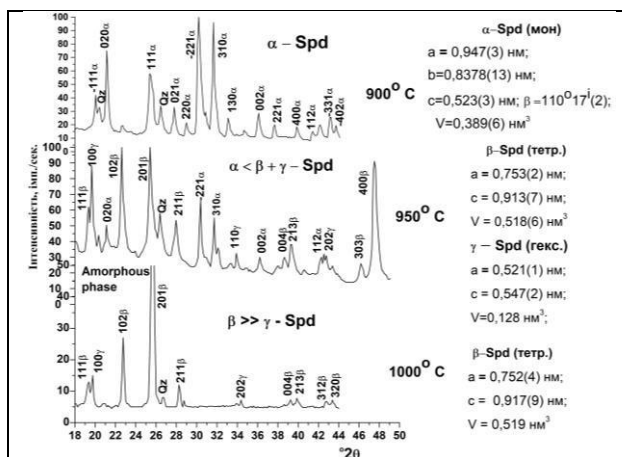


Рисунок 1 – Рентгенограми нагрітого природного зразку α -сподумену, прогрітого за 900°C та його високотемпературних структурних модифікацій – γ (вергіліт, 950°C) та β – сподумену (1000° C, зр.50), Qz – кварц.

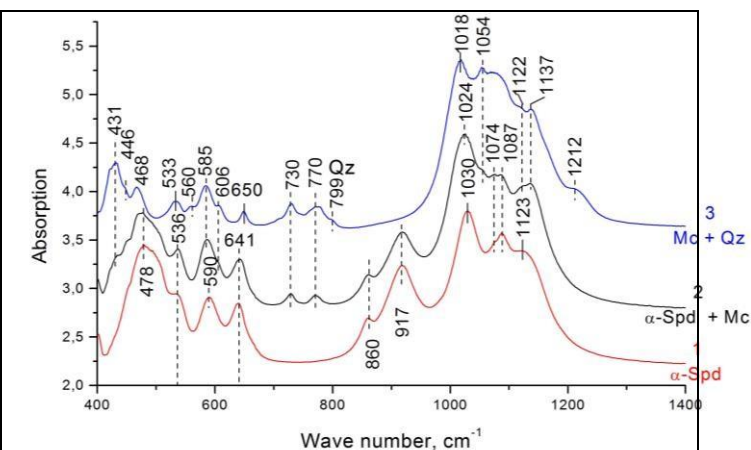


Рисунок 2 – ІЧ-спектри α -сподумену (1, α -Spd), мікрокліну з домішкою кварцу (3, Mc + Qz) та сподумену з домішкою мікрокліну (2).

ІЧ-спектри більшості вивчених зразків відповідають спектру еталонного зразка α -сподумену з RRUFFR 040050-1 та ідентичні спектрам зразкам мінералу з Фінляндії та Ірану (Мінералогічний музей ІГМР), причому спектри пластинчастих і видовжених кристалів зазвичай не відрізняються між собою. Кількість смуг поглинання, їхня частота і співвідношення інтенсивностей характерні для ІЧ спектрів клінопіроксенів [3, 4] У зр. 46 (рис. 2.: 3) виявлено мікроклін, а у зр. 133 – як чистий сподумен (рис. 2: 1, пластинки). так і сподумен з домішкою мікрокліну (рис. 1: 2, видовжені кристали). У спектрах

частини зразків сподумену фіксуються слабкі смуги домішки кварцу. Зр. 141 за даними ІЧ спектроскопії, окрім α -сподумену, містить альбіт і цинвальдит з домішками мікрокліну і кварцу.

Рентгенівський аналіз природних зразків сподумену показав, що вони мають близькі структурні параметри, які варіюють в межах: $a = 0,947 - 0,948$ нм ($\Delta a = 0,001$), $b = 0,839 - 0,840$ нм ($\Delta b = 0,001$) і $c = 0,522 - 0,523$ нм ($\Delta c = 0,001$). Присутність домішок FeO в кількості 0,8-1,5 мас.% в структурі сподумену, встановлених методом зондового мікроаналізу, не впливають на структурну впорядкованість. ПЕК максимально наближені до еталонних значень.

Дослідження структурних перетворень сподумену показали, що відпалювання за 900°C , за рентгенівськими (рис. 1) та даними ІЧ спектрів не викликає жодних структурних змін. Високотемпературні структурні модифікації γ (вергіліт) та β -сподумен з'являються за температури 950°C , але α -сподумен лишається переважаючою фазою (рис. 1, зр. 50). За температури 1000°C і вище переважає β -сподумен, а α -сподумен вже відсутній. Значення ПЕК обидвох структурних модифікацій наближаються до еталонних (рис. 1).

Метод ICP-MS. Визначення вмісту літію в сподумені показало 5,6%; а оксиду літію – 10,6%.

Висновки. За даними досліджень ПЕК сподумену з альбіт-сподуменових та альбіт-мікроклін-сподуменових пегматитів Шевченківського родовища близькі до еталонних. Він має високий вміст літію та містить незначну кількість домішок, таких як кварц, мікроклін та цинвальдит.

Різні дослідники наводять дещо відмінні між собою температури, за яких відбувається фазовий перехід α -сподумен $\rightarrow$ γ -сподумен. Наприклад, в роботі [4] зазначається що останній утворюється за нагрівання α -сподумену у температурному інтервалі $700 - 900^\circ\text{C}$, а за температури $800 - 1000^\circ\text{C}$ утворюється β -сподумен. Інші автори наводять вищі температури, за яких утворюються ці структурні модифікації сподумену. Наші термічні дослідження показали, що високотемпературні структурні модифікації з'являються лише за температури 950°C , але в пробі все ще переважає α -сподумен, а за температури 1000°C і вище переважаючим стає β -сподумен. Значення ПЕК вергіліту та β -сподумену близькі до еталонних.

Встановлення температури утворення β -сподумену, який має структуру цеоліту, в каналах якого літій вільно переміщується і тому він набуває іонообмінних властивостей, дуже важливо, оскільки саме з цієї модифікації сподумену іони літію вилучаються найефективніше.

Література

1. Кичурчак, В.М., Закономерности локализации, строения и происхождения пегматитов в одном из районов Украинского щита: автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. 1988, Киев. 14 с.
2. Гинзбург А.И. Сподумен и процессы его изменения. Труды Мин. Музея, 1959. Вып.9., С.19-52
3. V.C. Farmer, Ed. Infrared Spectra of Minerals. 1974;
4. Mazo, J. Rubio. Novel silicon oxycarbide/spodumene glass-ceramic composites with tailored thermal expansion coefficient // Journal of Non-Crystalline Solids, 2023, 604, 122155

ВЕРТИКАЛЬНА ГЕОХІМІЧНА ЗОНАЛЬНІСТЬ РОЗПОДІЛУ ФТОРУ В ГЕОЛОГІЧНИХ КОМПЛЕКСАХ ПРИДНІСТРОВ'Я

Жовинський Е.Я.

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

VERTICAL GEOCHEMICAL ZONATION OF FLUORINE IN GEOLOGICAL COMPLEXES OF THE TRANSNISTRIA REGION

Zhovynskyi E. Ya.

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

Vertical geochemical zonation of fluorine distribution in geological complexes of Pridnistrovie developed during their intense deep alteration. Data analysis captured a distinct decline in both total and mobile halogen content throughout the vertical profile of the Vendian strata and the crystalline basement. This trend clearly indicates the displacement of pore solutions from the reservoirs and the subsequent transition of fluorine ions into a stable mineral phase at the geochemical barriers of the contact zone.

Специфіка міграції фтору в осадових басейнах безпосередньо пов'язана зі стадіями їхнього глибинного перетворення. На прикладі верхньопротерозойських відкладів Волино-Подільської плити цю залежність можна простежити найбільш детально. Головним індикатором інтенсивності епігенетичних процесів тут виступає трансформація глинистої складової порід.

На характер перетворення осадових товщ комплексно впливали кілька факторів [1]: первинний мінеральний склад, палеотемпературний режим, літостатичний тиск та динаміка підземних вод. Водночас для різних типів порід роль цих чинників була неоднаковою. Розвиток глинистих відкладів визначався здебільшого гідростатичним тиском, тоді як у піщаних пластах визначальну роль відіграв рух підземних флюїдів. Таку літологічну диференціацію підтверджує характер зміни пористості колекторів при їхньому зануренні.

Аналіз вертикальних розрізів, виконаний під час дослідження осадових товщ Придністров'я виявив геохімічну закономірність. Вміст фтору в глинах демонструє стабільність по всьому вертикальному профілю, оскільки кристалічні ґратки силікатів міцно утримують галоген. У піщаних горизонтах ситуація протилежна — загальна концентрація фтору послідовно падає з глибиною. Спад зумовлений тим, що з мікропор піщовика першочергово вимивається водорозчинна форма фтору. Також частково виноситься фтор розсіяних фосфатів, тоді як силікатна основа залишається інертною.

Кількісні параметри фтору на різних стадіях епігенетичних перетворень систематизовано у вигляді таблиці.

Таблиця - Вміст фтору на різних стадіях епігенетичних перетворень

Стадія епігенетичних перетворень	Інтервал глибин занурення, м	Загальний вміст фтору, мг/кг	Рухомий вміст фтору, мг/кг	Частка рухомого фтору від загального, %
Початковий епігенез	100—1200	380	53,2	14
Глибинний епігенез	1200—3000	320	22,4	7
Пізній епігенез	більше 3000	180	0,9	0,5

На глибинах 100–1200 м (могилівська світа) пісковики ще слабо ущільнені. Фтор фіксується переважно у вільному стані в міжзерновому просторі. Його рухома частина становить 53,2 мг/кг, що є максимумом (14% від загальної кількості). Низькі палеотемператури на цьому етапі повністю блокують кристалізацію нових мінеральних фаз.

На глибинах 1200–3000 м (могилівська світа) порові води віджимаються, виносячи фтор, внаслідок чого його рухомий вміст падає до 22,4 мг/кг (7%).

На глибинах понад 3000 м загальний вміст фтору знижується до мінімального значення — 180 мг/кг. При цьому рухома форма становить 0,5% (0,9 мг/кг).

Зменшення кількості рухомого фтору на великих глибинах свідчить про його перехід в інший стан. Концентровані глибокі флюїди спричиняли корозію теригенного матеріалу. Петрографічний аналіз фіксує масштабне роз'їдання і вторинне заміщення флюоритом кальциту, уламків плагіоклазів, апатиту.

Під дією високих температур руйнувалися кристалічні структури слюд, насамперед біотиту. Це спровокувало масовий вихід у поровий простір вільних іонів фтору. На контактах цих флюїдів із породами, багатими на кальцій, або при змішуванні з жорсткими підземними водами виникав стійкий геохімічний бар'єр [2]. Саме в таких зонах відбувалася інтенсивна кристалізація вторинного аутигенного флюориту (CaF_2), що і зумовило формування Бахтинського флюоритового родовища. Сучасні тектонічні підняття вивели ці пласти близько до денної поверхні — зараз вони фіксуються свердловинами на глибинах всього 50–600 м.

Література

1. Жовинский Э.Я. Геохимия фтора в осадочных формациях юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 1979, 200 с.
2. Жовинський Е.Я., Крюченко Н.О. Подільська флюоритоносна зона (Середнє Придністров'я). Київ: ФОП Кравченко Я. О., 2020, 212 с.

**ЕПОХИ КАРБОНАТОУТВОРЕННЯ В ІСТОРІЇ
УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

Загнітко В.М., Гоголев К.І.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН
України, Київ, zagnitkow@i.ua, skalpel2008@ukr.net

**EPOCHS OF CARBONATE DEPOSITION IN THE HISTORY OF THE
UKRAINIAN SHIELD**

V.M. Zagnitko, K.I. Hoholev

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation
Of Ukraine, Kyiv, zagnitkow@i.ua, skalpel2008@ukr.net

Carbonate rocks are quite widespread in the Earth's lithosphere; they form associations of various genetic types — ranging from diverse facies types of sedimentary formations to hydrothermal, metasomatic, and magmatic formations, including, at times, transitional and hybrid varieties. In the history of the Ukrainian Shield (US), the processes of carbonate formation are most evident during the Neoarchean and Paleoproterozoic stages.

В геологічній історії Землі процеси утворення карбонатних порід відбувались нерівномірно: гідротермальні і метасоматичні різновиди, очевидно супроводжували магматичні процеси і проявлялись разом із ними відповідно до установлених тектоно-магматичних циклів. Власне магматичні асоціації у вигляді карбонатитів з'явилися тільки на межі архей-протерозої і продовжують формуватись дотепер, територіально майже виключно у межах древніх структур.

Найдавніші карбонати відомі у первинно-осадових породах серії Ісуа віком 3.7-3.8 млрд років (на даний час вони метаморфізовані). Склад цих карбонатів переважно кальцитовий та доломітовий інколи анкеритовий. Підтвердженням беззаперечного осадового походження їх є наявність строматолітів [1]. Архейські карбонатні породи віком 3.5-2.5 млрд років часто трапляються і на інших древніх платформах Африканська, Австралійська, Північно- та Південноамериканські та Східно-Європейській, найдавнішим фрагментом якої є Український щит.

На Українському щиті карбонатні асоціації присутні у багатьох різновікових комплексах і їх генетична ідентифікація не завжди однозначна. Зокрема, чисельні знахідки пластових тіл, що асоціюють із гнейсовими та сланцевими комплексами і мають геологічні ознаки первинно - осадових утворень (потужні товщі, складки, характерні мінералогічні та геохімічні особливості та ін.), викликають менше сумнівів у їх первинно седиментогенній природі. Але інколи традиційні методи дослідження не дозволяють робити однозначні генетичні висновки, що породжує тривалі дискусії. Застосування ізотопних методів часто дозволяє об'єктивно і впевнено вирішувати такі генетичні суперечки. Спираючись на ці дані і враховуючи інші факти, зокрема

наявні геохронологічні характеристики парагенних або геологічно синхронних комплексів можна намітити окремі періоди інтенсивного карбонатоутворення в докембрійській історії території України.

1. Найдавнішими породами, виявленими на території України вважаються ендербіти Гайворонського комплексу, де в ядрах цирконів були отримані цифри 3.8-3.6 млрд р. [2]. Нами виявлені окремі фрагменти карбонатних порід у ендербітах гайворонських кар'єрів, але фрагментарність таких проявів і їх форма (жилоподібні тіла), а також ізотопні дані, не дозволяють стверджувати про приналежність цих утворень до найдавніших етапів створення «ендербітового» субстрату. Таким чином можна зробити висновок, що найдревніші етапи (ео- і ранньоархейські) були відсутні достовірні приклади суттєвого седиментогенного карбонатоутворення через відсутність необхідних умов, хоча на інших древніх плафомах відомі досить потужні карбонатні товщі цього віку (наприклад система Модіс у Південній Африці).

2. У мезоархейських відкладах карбонатні асоціації проявлені у досить специфічних різновидах залізистих формацій Середнього Придніпров'я: склад карбонатів у них сидеритовий та анкеритовий, ізотопний склад карбону свідчить про можливу участь органічної речовини в утворенні таких асоціацій.

3. Неоархейський етап розвитку УЩ характеризувався значними масштабами і різноманітністю процесів карбонатоутворення: це потужні товщі Середнього Побужжя, Приазов'я та нижніх частин Кривбасу, разом з графітовими та залізистими формаціями, специфічні апатит-карбонатні та збагачені міддю а також рідкісними землями прояви Верхнього Побужжя та Інгульського мегаблоку. Мідна та рідкісноземельна мінералізація викликана, вірогідно, впливом накладених метасоматичних процесів.

4. Палеопротерозойська епоха карбонатонакопичення проявлена найбільш наглядно у тетерівській серії Волинського мегаблоку та верхній частині відкладів Криворізького басейну. Для них уже характерна наявність потужних доломітових товщ, а порівняно невисокий ступінь метаморфізму дозволяє в окремих випадках, із застосуванням ізотопних методів, реконструювати фаціальні умови докембрійського седиментогенезу.

Література

1. Martin J. Van Kranendonk, Allen P. Nutman, Clark R.L. Friend, Vickie C. Bennett. A review of 3.7 Ga stromatolites from the Isua Supracrustal Belt, West Greenland // *Earth-Science Reviews* Volume 262, March 2025, 105034
2. Leonid Shumlyanskyy, Simon A. Wilde, Alexander A et. al. Eoarchean rock association in the Dniester-Bouh Domain of the Ukrainian Shield: A suite of LILE-depleted enderbites and mafic granulites // *Precambrian Research* 2021 Volume: 352, 106001
3. Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.Н. Нижний докембрий западной части Украинского щита. Львов, 1975. 239 с.

**МАГНІТНІ ФАЗИ ТЕРМІЧНОГО ПЕРЕТВОРЕННЯ АНКЕРИТУ В
АСОЦІАЦІЇ З СИДЕРИТОМ ЗА ДАНИМИ ТМА І ФМР**

Калініченко А.М., Багмут М.М., Калініченко О.А., Антоненко Т.С.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка

Національної академії наук України, Київ, Україна

akalinichenko@gmail.com, nnbagmut@gmail.com,

okalinichenko@nas.gov.ua, tetyana_savchenko@ukr.net,

**MAGNETIC PHASES OF THERMAL TRANSFORMATION OF ANKERITE
IN ASSOCIATION WITH SIDERITE ACCORDING TO TMA AND FMR
DATA**

Kalinichenko A.M., Bagmut M.M., Kalinichenko O.A. Antonenko T.S.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the
National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

The thermal transformation of ankerite in association with siderite was studied using TMA and FMR methods. It was shown that Mg-magnetite is formed from siderite, which is transformed into Mg-maghemite, and whereas from ankerite a weakly magnetic phase close to dicalcium ferrite is formed.

The obtained results can be used for the identification of magnetic phases in iron ores and rocks.

Термічний розклад природних сидериту з домішками і анкериту $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$ призводить до утворення різних магнітних фаз, але їх магнітні властивості мають дискусійний характер [1].

Метою роботи було ідентифікувати магнітні фази, які утворюються при деструкції природного анкериту в асоціації з сидеритом та оцінити їх термічну стабільність.

Об'єктом дослідження був зразок природного анкериту з домішкою сидериту (зр. AnS, $M_S = 0,35 \text{ A} \cdot \text{m}^2/\text{кг}$) з приблизним співвідношенням фаз 5:1 і середнім вмістом FeO — 15 і 47 %, а MgO — 9 і 8 % відповідно. Крім того, в зразку значний вміст кварцу, кумінгтоніту і помітний магнетит, оскільки він одержаний із магнетитового кварциту Єристівського родовища.

Основними методами дослідження були термомагнітний аналіз (ТМА) і феромагнітний резонанс (ФМР) з використанням даних РФА та мікрозондового аналізу.

ТМА AnS (1-й цикл) з обмеженим доступом повітря показав на кривій нагріву основний пік зменшення M_S біля 550°C , який при охолодженні зміщується до 491°C з плечем біля 550°C і намагніченість збільшується майже на порядок. За ТМА-2 основний пік зміщується на 424°C , а другий проявляється при тій же температурі, тобто в зразку ідентифікується Mg-магнетит по сидериту (основний пік) і пік рудного магнетиту з домішками. За наступні 3 цикли пік Mg-магнетиту зміщується у бік низьких температур при окисленні до Mg-маггеміту з T_C біля 320°C [2]. Рудний магнетит повністю

окиснюється і на кривих ТМА з'являється фаза з T_C біля 400°C, ймовірно, від дикальційфериту ($\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5$) по анкериту (рисунок).

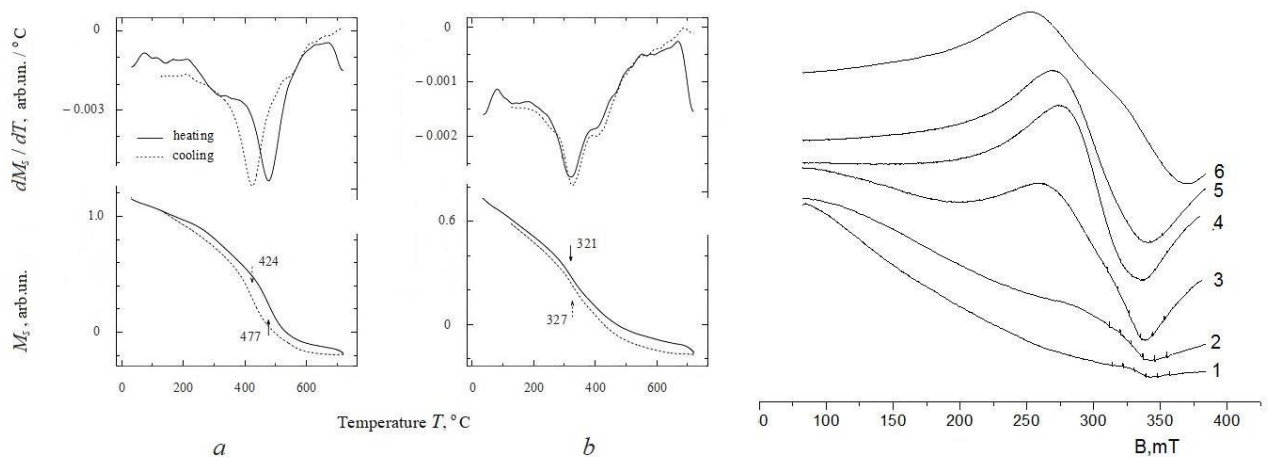


Рисунок - Цикли ТМА-2 і 5 з обмеженим доступом повітря зр. AnS (зліва *a, b*) і його спектри ФМР після прогріву на повітрі за температур 20°C, 500 – 900 °C, 1-5, відповідно, справа.

Таке припущення підтверджують дані ФМР поетапного прогріву досліджуваного зразка з відкритим доступом повітря до 900°C через 100°C з витримкою 10 хв при кожній температурі (рисунок). Спектр вихідного зразка характерний для магнетизованого рудного магнетиту. За 500°C спостерігається формування Mg-кеномагнетиту, компонента якого помітно збільшує інтенсивність і параметри при перетворенні його до іншого Mg-кеномагнетиту за 600°C. За 700°C відбувається практично повне окислення рудного магнетиту і утворення Mg-маггеміту по сидериту. За 800°C починається формування нової фази, яка чітко проявляється на резонансному полі біля 320 мТ за 900°C, ймовірно, від дикальційфериту по анкериту.

Отже, одержані результати показують, що по сидериту утворюється Mg-магнетит, який перетворюється на Mg-маггеміт, а по анкериту формується слабомагнітна фаза, близька до дикальційфериту.

Результати роботи можуть бути використані при ідентифікації магнітних фаз залізних руд і порід.

Література

1. Ponomar Vitalii. Crystal structures and magnetic properties of spinel ferrites synthesized from natural Fe–Mg–Ca carbonates // Materials Research Bulletin 158 (2023) 112068 <https://doi.org/10.1016/j.materresbull.2022.112068>
2. Снісар В.П., Калініченко О.А., Багмут М.М., Антоненко Т.С., Калініченко А.М., Овсієнко В.В. Магнітні фази термічного перетворення природного сидериту за даними ТМА і ФМР (2025). Збірник тез Всеукраїнської наукової конференції «Геологічна будова та корисні копалини України»/ НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка. – Київ, 2025. – с. 96-99.
2. Pan Y., Zhu R., Banerjee S.K., Gill J., Williams Q. (2000). Rock magnetic properties related to thermal treatment of siderite: Behavior and interpretation // Journal of Geophysical Research, V. 105, No. B1. P. 783–794 .

**СТАБІЛЬНІ І МЕТАСТАБІЛЬНІ ФАЗИ ТЕРМІЧНОГО ПЕРЕТВОРЕННЯ
ПРИРОДНОГО СИДЕРИТУ ЗА ДАНИМИ ТМА І ФМР**

***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, nnbagmut@gmail.com, okalinichenko@nas.gov.ua,
tetyana_savchenko@ukr.net, v.ovsienko@nas.gov.ua

**STABLE AND METASTABLE PHASES OF THERMAL
TRANSFORMATION OF NATURAL SIDERITE ACCORDING TO TMA
AND FMR DATA**

***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, Ukraine

The oxidation of weakly MS1 and more MS2 variable magnetite on crystalline and ore siderite S1 and S2, respectively, was studied by TMA and FMR methods. It was shown that when heated with limited air access to 700°C, MS1 is oxidized through a series of metastable kenomagnetites to maghemite with a T_C of about 650°C, and MS2 through a series of stable intermediate phases to Mg-maghemite with a T_C of about 300°C.

The results of the work can be used in the identification of magnetic phases of iron ores and rocks.

Термічний розклад та окислення сидериту вже багато років є предметом значного інтересу як через його комерційну важливість, так і через наукові питання щодо фаз, які утворюються після перетворення [1].

Однак, досі тривають дебати щодо виникнення та стабільності перехідних фаз шпінелі по магнетиту і маггеміту, при розкладанні сидериту [2].

Метою роботи було ідентифікувати магнітні фази, які утворюються за різних умов деструкції сидериту в окислювальній і інертній атмосферах та визначити їх термічну стабільність.

Об'єктами дослідження були природний сидерит S1 і сидеритова руда S2 [1]. Основними методами дослідження були термомагнітний аналіз (ТМА) і феромагнітний резонанс (ФМР).

З цих зразків нагрівом в аргоні до 700°C були одержані магнітні фази MS1 та MS2, які за даними ФМР відносяться до менш і більш зміненого магнетиту, відповідно, ймовірно, через більший вміст домішок в останньому. Окислення зразків проводили за послідовними циклами нагрів/охолодження до 700°C з визначенням точок Кюрі (T_C), ступеня окислення z і реєстрацією спектрів ФМР після кожного циклу.

ТМА-1 (1-й цикл) в аргоні при нагріванні зразка MS1 показав утворення слабо маггемітизованого магнетиту з $T_C = 524^\circ\text{C}$, яка при охолодженні змістилась до 542°C . При окисненні такого магнетиту без зупинки T_C практично лінійно зміщується до 650°C з утворенням серії проміжних фаз окислення магнетиту до маггеміту – кеномагнетитів [1]. Якщо експеримент зупинити для відбору проби для ФМР, точка Кюрі повертається до початкового значення, але при подальшому окисненні в сильному магнітному полі знову зміщується в сторону високих температур. Спектри ФМР показують, що при цьому утворюються проміжні магнітні структури, які зі збільшенням ступеня окислення магнетиту наближаються до маггеміту (рисунок, а).

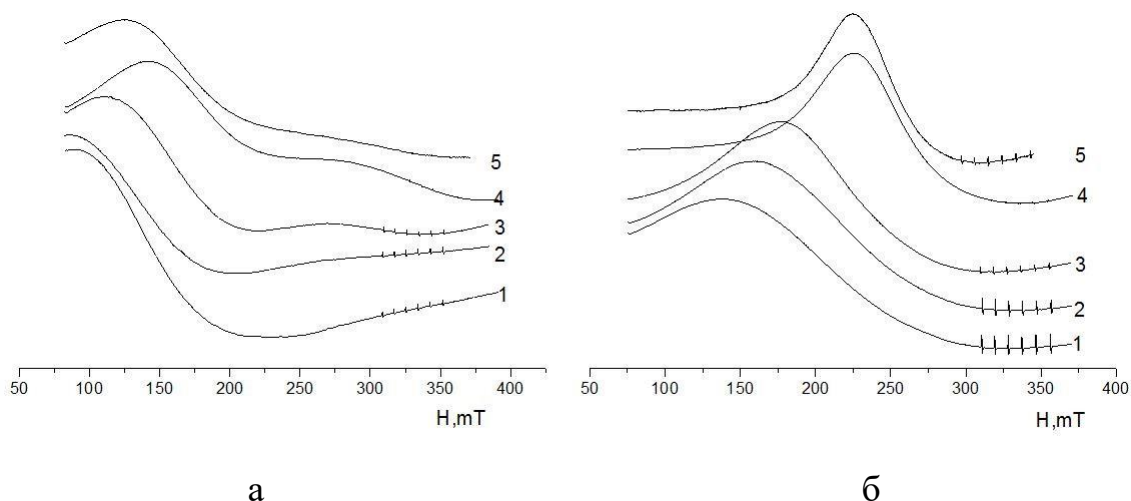


Рисунок – Спектри ФМР MS1 (а) і MS2 (б) після окислення за 1-5 циклів. Сикстет вузьких ліній – еталон Mn^{2+} в MgO .

Прогрів магнетиту MS2 за приблизно таких самих умов призводить до утворення помітно маггемітизованого магнетиту з домішками ($T_C = 502^\circ\text{C}$), які зміщуються в сторону низьких температур зі збільшенням ступеня його окислення [1]. Спектри ФМР показують магнітні фази від Mg-магнетиту до Mg-маггеміту (рисунок, б).

Отже, одержані результати показують, що по кристалічному сидериту високої якості утворюється слабо змінений магнетит, який окислюється до 700°C через серію метастабільних кеномагнетитів до маггеміту. По рудному сидериту з домішками утворюється більш змінений Mg-магнетит, який окислюється до Mg-маггеміту через серію стабільних кеномагнетитів.

Результати роботи можуть бути використані при ідентифікації магнітних фаз залізних руд і порід.

Література

1. Снісар В.П., Калініченко О.А., Багмут М.М., Антоненко Т.С., Калініченко А.М., Овсієнко В.В. Магнітні фази термічного перетворення природного сидериту за даними ТМА і ФМР (2025). Збірник тез Всеукраїнської наукової конференції «Геологічна будова та корисні копалини України»/ НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка. – Київ, 2025. – с. 96-99.
2. Pan Y., Zhu R., Banerjee S.K., Gill J., Williams Q. (2000). Rock magnetic properties related to thermal treatment of siderite: Behavior and interpretation // Journal of Geophysical Research, V. 105, No. B1. P. 783–794.

**СТАБІЛЬНІСТЬ НАНОЧАСТИНОК МАГГЕМІТУ ТА ГЕМАТИТУ:
ВПЛИВ ПОВЕРХНЕВОЇ ЕНТРОПІЇ**

Калініченко О.А., Антоненко Т.С., Овсієнко В.В.

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

**STABILITY OF NANOPARTICLES OF MAGHEMITE AND HEMATITE:
EFFECT OF SURFACE ENTROPY**

Kalinichenko O.A., Antonenko T.S., Ovsienko V.V.

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

The stability of spherical maghemite nanoparticles (NPs) with sizes to 14 nm was assessed based on the Gibbs free energy of the transformation (inversion) of maghemite NPs to hematite NPs. It was shown that the surface entropy must be taken into account for calculating the surface energy because such parameter can significantly affect this Gibbs free energy. It was found that such transformation of the considered maghemite NPs is possible at certain values of the surface entropy. The obtained results were compared with the literature data.

Наночастинки (НЧ) оксидів заліза знаходять широке застосування у різних галузях, що пояснює великий обсяг досліджень таких НЧ [1]. Закономірності трансформацій НЧ оксидів заліза на повітрі істотно залежать від параметрів частинок (морфології та розмірів кристалів) та залишаються вивченими в недостатньому обсязі [1–3 та інш.]. Зокрема, зниження розмірів зерен гематиту ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), стабільного оксиду заліза при атмосферних умовах, призводить до підвищення стабільності інших фаз Fe_2O_3 , зокрема, НЧ маггеміту ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) розмірами менше 16 nm [3].

Суттєві відмінності властивостей НЧ від об'ємної фази обумовлені тим, що значну частину об'єму НЧ займає зовнішній, структурно невпорядкований шар (оболонка (shell)), характеристики якого помітно відрізняються від об'ємної фази. При дослідженнях термодинамічної стабільності НЧ їх енергію Гіббса визначають, враховуючи поверхневу енергію [2] $\gamma \cdot S_m$, де γ ($\text{J} \cdot \text{m}^{-2}$) = $h_{\text{srf}} - T \cdot s_{\text{srf}}$ – питома поверхнева енергія, h_{srf} ($\text{J} \cdot \text{m}^{-2}$) і s_{srf} ($\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$) – поверхневі ентальпія і ентропія, відповідно, T (K) – температура, S_m ($\text{m}^2 \cdot \text{mol}^{-1}$) – молярна площа поверхні НЧ. Величини h_{srf} і s_{srf} суттєво залежать від особливостей структури поверхневого шару оксиду заліза і параметрів НЧ. Поверхнева ентропія НЧ маггеміту, певних форми і розмірів, модифікованих різними сполуками [1], ймовірно, буде помітно відрізнятися. Зміни таких сполук і приповерхневого шару НЧ маггеміту за нагріву можуть суттєво впливати на закономірності трансформації такого шару НЧ маггеміту до приповерхневого шару НЧ гематиту. дослідження термодинамічної стабільності НЧ оксидів заліза, враховуючи поверхневу ентропію, проведені в незначному об'ємі [2, 3].

Метою роботи було дослідження впливу величини поверхневої ентропії НЧ маггеміту та гематиту на їх термодинамічну стабільність на повітрі.

На рис. наведені розраховані енергії Гіббса (ΔG^0) перетворення (інверсії) НЧ маггеміту до НЧ гематиту ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) для сферичних НЧ розмірами 7 nm (a) і 13,8 nm (b) при деяких значеннях параметру s_{srf} (поверхневої ентропії). При розрахунках були використані величини h_{srf} [3]. Для порівняння наведено енергію Гіббса такого перетворення для об'ємних структур (bulk), розраховану за літературними даними.

Отримані результати (рис.) показують, що стабільність НЧ маггеміту суттєво залежить від розмірів НЧ і величини параметру $s_{\text{srf}}(h)$ (далі – в $10^{-4} \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \text{K}^{-1}$). Перетворення сферичних НЧ маггеміту розмірами 7 nm (рис., a) можливе за $T > 870 \text{ K}$ ($\approx 600 \text{ }^\circ\text{C}$) за умови $s_{\text{srf}}(h) = 9,07$: $\Delta G^0 < 0$ (крива 2). Такі НЧ стабільні за умови $s_{\text{srf}}(h) = 6,12$: $\Delta G^0 > 0$ (крива 1). При розмірах НЧ 13,8 nm (рис., b) перетворення можливе за $s_{\text{srf}}(h) = 6,12$ ($\Delta G^0 < 0$ – крива 1), НЧ стабільні – за $s_{\text{srf}}(h) < 4,5$ ($\Delta G^0 > 0$ – крива 2). Без врахування поверхневої ентропії ($s_{\text{srf}} = 0$), НЧ маггеміту розмірами $< 16 \text{ nm}$ повинні бути стабільні ($\Delta G^0 > 0$) [3].

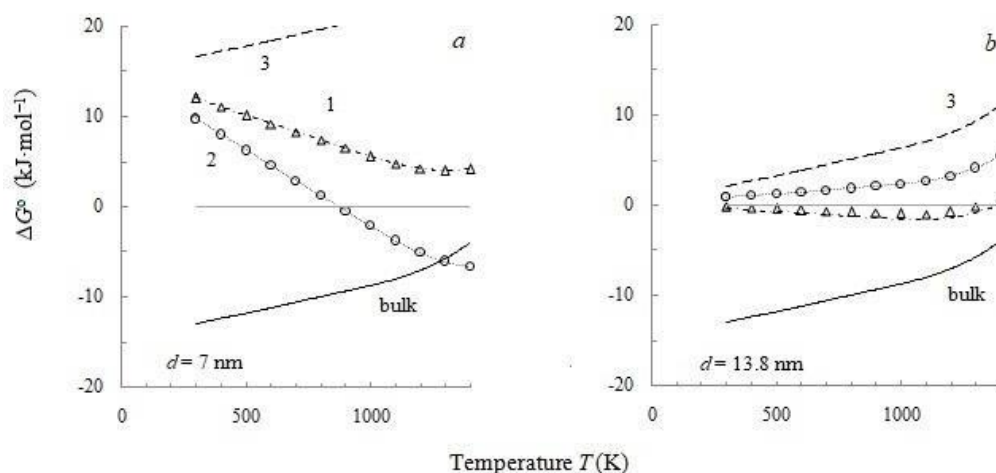


Рисунок – Енергія Гіббса перетворення НЧ маггеміту до НЧ гематиту для сферичних НЧ розмірами: a – 7 nm; b – 13,8 nm. Використані величини поверхневої ентропії (в $10^{-4} \text{ J m}^{-2} \text{K}^{-1}$): маггеміту – $s_{\text{srf}}(mh) = 0,232$, гематиту – $s_{\text{srf}}(h) = 6,12$ (1), 9,07 (2, a), 3,61 (2, b). Криві 3 отримані за $s_{\text{srf}} = 0$. Крива bulk – енергія Гіббса такого перетворення для об'ємних структур.

Отримані результати показують, що для оцінки стабільності НЧ маггеміту при нагріві на повітрі відносно перетворення до НЧ гематиту при розрахунках енергії Гіббсу такого перетворення необхідно враховувати величину поверхневої ентропії НЧ. Така величина може суттєво залежати від особливостей поверхневого шару модифікованих НЧ маггеміту.

Література

1. Prado Y., Curti L., Michel A. et al.. Molecule-driven control of the magnetic anisotropy of surface-functionalized maghemite nanoparticles // Chemistry of Materials, 2026. V. 38, No 3. P. 1385—1391.
 2. Пилоян Г.О., Борников Н.С. Влияние поверхностной энергии на кинетику химических реакций наночастиц минералов // ДАН Геохимия, 2010. Т. 432, № 3. С. 389—391.
- Navrotsky A., Mazeina L., Majzlan J. Size-driven structural and thermodynamic complexity iron oxides // Science, 2008. V. 319. P. 1635—1638.

ВПЛИВ ВМІСТУ SiO_2 ТА CaO НА РУХЛИВІСТЬ ФТОРУ В КРИСТАЛІЧНИХ І ОСАДОВИХ КОМПЛЕКСАХ ЗАКАРПАТТЯ

Крюченко Н.О.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України, м. Київ, Україна, e-mail: nataliya.kryuchenko@gmail.com

THE INFLUENCE OF SiO_2 AND CaO CONTENT ON FLUORINE MOBILITY IN CRYSTALLINE AND SEDIMENTARY COMPLEXES OF TRANSCARPATHTIA

Kriuchenko N.O.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National Academy of Sciences of Ukraine

Fluorine distribution was studied across the crystalline and sedimentary complexes of Transcarpathia, revealing higher levels in crystalline rocks (0.03–0.08%) compared to sedimentary formations (0.015–0.038%). Data analysis indicates a positive correlation between F and SiO_2 in crystalline complexes and identifies CaO as a geochemical barrier that prevents fluorine migration into regional soils.

Роботи складалися з декілька етапів, першим з яких було визначення F, SiO_2 , CaO у породах та біотитах кристалічних (Берегівське горбогір'я, Вишківський масив, Вигорлат-Гутинське пасмо), Мармароський кристалічний масив (Рахів)) та осадових — (Мармароський масив, Чорногірський масив, Свидовецький масив) порід (таблиця).

Таблиця - Геохімічна характеристика материнських порід основних геологічних структур Закарпаття

Geological structure / massif	Typical rocks	F content in rock, %	SiO_2 content in rock, %	CaO content in rock, %	F content in biotite, %
<i>Crystalline rocks</i>					
Berehove hills	rhyolites, tuffs	0.07—0.08	70—75	0.8—1.2	0.45—0.60
Vyshkovo massif	andesite-dacites	0.04—0.05	62—68	2.5—4.0	0.40—0.45
Vyhorlat-Hutyn ridge	andesite-basalts	0.03—0.04	52—58	5.0—7.5	0.28—0.32
Marmarosh massif (cryst.)	gneisses, schists	0.04—0.05	60—70	1.5—3.0	0.35—0.38
<i>Sedimentary rocks</i>					
Marmarosh massif	limestones	0.015—0.038	1—5	40—55	—
Chornohora massif	marls	0.015—0.025	50—60	20—35	0.30—0.45
Svydovets massif	sandstones	0.015—0.020	62—75	1.0—3.0	0.20—0.35

Встановлено, що кристалічні породи вміщують фтору 0,03—0,08 %, тоді як осадові — 0,015—0,038 %. Вміст у породі варіює від 0,015 % (пісковики Свидовецького масиву) до 0,08 % (ріоліти Берегівського горбогір'я). У вапняках SiO_2 майже немає (< 5 %), домінує CaO (40—55 %), що створює геохімічний бар'єр.

Фтор є типовим елементом кислих магм (0,04—0,08 %). Тому, на території Берегівського горбогір'я, де SiO_2 максимальний (70—75 %) вміст фтору також

найвищий — 0,08 %. В той же час можна побачити антагонізм із кальцієм — ріоліти і туфи з високим вмістом SiO_2 бідні на кальцій (0,8—1,2%).

Якщо порівняти вміст фтору у біотитах та породах, бачимо суттєву різницю у вмісті. Тому для порівняння було використано коефіцієнт концентрації (K_c), який демонструє у скільки разів вміст фтору в біотиті перевищує його вміст у материнській породі. Як встановлено, найвищий K_c притаманний осадовим породам: мергелі Чорногірського (12,5) та пісковики Свидовецького (13,0) масивів. Це свідчить, що в бідніших на фтор осадових породах біотит акумулює елемент значно інтенсивніше. У вапняках Мармароського масиву біотит відсутній, що робить цей масив специфічним об'єктом, де фтор не має свого головного мінералу-акумулятора [1]. У кристалічних породах цей показник (K_c) коливається в межах 7,5 (Берегівське горбогір'я, реоліти та туфи) до 9,0 (Вишківський масив, андезито-дацити). Коли поставити у ряд (від меншого до більшого) породи за K_c , то він буде мати вигляд: ріоліти (7,5)-гнейси (7,6)-андезито-базальти (7,7)-андезито-дацити (9)-мергелі (12,5)-пісковики (13).

Наступним етапом було визначення можливої залежності між вмістом F, SiO_2 , CaO у кристалічних та осадових породах.

Виявлено, що кристалічні породи демонструють чіткий висхідний тренд ($R^2 = 0,8$) — при збільшенні вмісту SiO_2 збільшується вміст F. Тобто, чим вища силікатність, тим більше фтору встигає накопичитися в породах. Берегівське горбогір'я — це зона "свободи" фтору, бо там майже немає кальцію (0,8—1,2 %), який би його зв'язував.

Осадові породи показують зворотну тенденцію ($R^2 = 0,8$). Незважаючи на високий вміст SiO_2 , який сягає 75 % (пісковики, Свидовецький масив), вміст фтору в них зменшується і становить 0,02 %. Кремній в осадових породах — це переважно інертний кварц (SiO_2), який не містить фтору. У процесі руйнування порід фтор вимивається, а "пустий" кремній залишається. Осадові породи Мармароського масиву мають великий вміст кальцію (до 55 %). Попри те, що у вапняку може бути до 0,04 % фтору, цей фтор "зацементований" кальцієм.

Розподіл рухомого фтору в ґрунтах Закарпаття контролюється складом підстиляючого субстрату. Виявлено пряму залежність вмісту фтору від вмісту SiO_2 у материнських породах, що зумовлює накопичення мобільного елемента в ґрунтах над кислими кристалічними комплексами. Оксид кальцію (CaO) виступає геохімічним бар'єром. Зв'язуючи вільний фтор у важкорозчинні сполуки, кальцій порід блокує його міграційну здатність, тому в ґрунтах на карбонатних осадових товщах концентрація рухомої форми елемента різко падає, а сам він консервується і не переходить у ґрунтові розчини.

Література

1. Мацьків, Б. В., Пукач, Б. Д., Воробканич, В. М., Пастуханова, С. В., & Гнилко, О. М. (2009). Державна геологічна карта України масштабу 1:200000, аркуші М 34 XXXVI (Хуст), L 34 VI (Бая-Маре), М 35 XXXI (Надвірна), L 35 I (Вішеу-Де-Сус). Карпатська серія. Пояснювальна записка. Київ: УкрДГРІ.

ГЕОХІМІЧНА ДИФЕРЕНЦІАЦІЯ СУМАРНИХ ЗАПАСІВ ФТОРУ В ЛІТОГЕННІЙ ОСНОВІ ҐРУНТІВ ЗАКАРПАТТЯ

Крюченко Н.О., Жовинський Е.Я., Кухар М.В.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, м.Київ, Україна, e-mail: nataliya.kryuchenko@gmail.com

GEOCHEMICAL DIFFERENTIATION OF TOTAL FLUORINE STOCKS IN THE LITHOGENIC BASE OF TRANSCARPATHIAN SOILS

Kriuchenko N.O., Zhovinskyi E.Ya., Kukhar M.V.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the
National Academy of Sciences of Ukraine, e-mail: nataliya.kryuchenko@gmail.com

Total fluorine stocks (Q) were evaluated in a 0.2 m soil layer across different geological massifs of Transcarpathia. A clear geochemical differentiation was observed based on parent rock genesis. Maximum stocks concentrate over western crystalline and volcanogenic complexes, peaking at 2000 kg/ha in the Berehove massif due to high primary concentrations. Conversely, eastern sedimentary strata show minimum accumulation, dropping to 689 kg/ha. This three-fold variation is driven by parent rock genesis, serving as a key indicator for regional environmental monitoring.

Нами було проведено визначення валового запасу фтору в шарі ґрунту 0,2 м. Це інтегральна оцінка вмісту фтору у ґрунтах. Цей показник допомагає зрозуміти, яка маса фтору може потенційно включитися в біологічний колообіг або вимитися в підземні води з площі в 1 гектар. Нам було важливо зробити загальний аналіз територій досліджень за сумарним запасом фтору (Q): $Q = c \cdot h \cdot d \cdot 10$, де Q — сумарний запас фтору в одиницях маси на площу (кг/га); c — валовий вміст фтору в ґрунті (мг/кг або г/т); h — товщина шару ґрунту, що досліджується (зазвичай береться орний шар — 0,2 м); d — щільність складення ґрунту (т/м³); 10 — коефіцієнт перерахунку одиниць вимірювання у кілограми на гектар (кг/га).

Однак, навіть за однакової концентрації фтору (c), запас буде більшим там, де ґрунт щільніший (d). Для буроземів Закарпаття на кристалічних породах середня щільність становить 1,25 т/м³ (Мармароський масив — 1,22 т/м³), для буроземів на осадових породах — Мармароський масив — 1,21 т/м³; Чорногірський — 1,15 т/м³, Свидовецький — 1,10 т/м³ [1].

За результатами розрахунку побудовано графік (рис). Спостерігається чітка диференціація запасів фтору між двома групами масивів. Максимальні значення зосереджені в західній частині досліджуваної території (кристалічні породи), а мінімальні — у східній (осадові породи). Щодо кристалічних масивів, то найвищий сумарний запас зафіксовано в Берегівському масиві (2000 кг/га). Це пояснюється поєднанням високої природної концентрації елемента (800 мг/кг) та значної щільності ґрунту (1,25 г/см³).

Вишківський, Вигорлат-Гутинський та Мармароський (кристалічний) масиви мають стабільно високі запаси в межах 1000—1375 кг/га, що характерно для зон активного вулканізму та виходу метаморфічних порід.

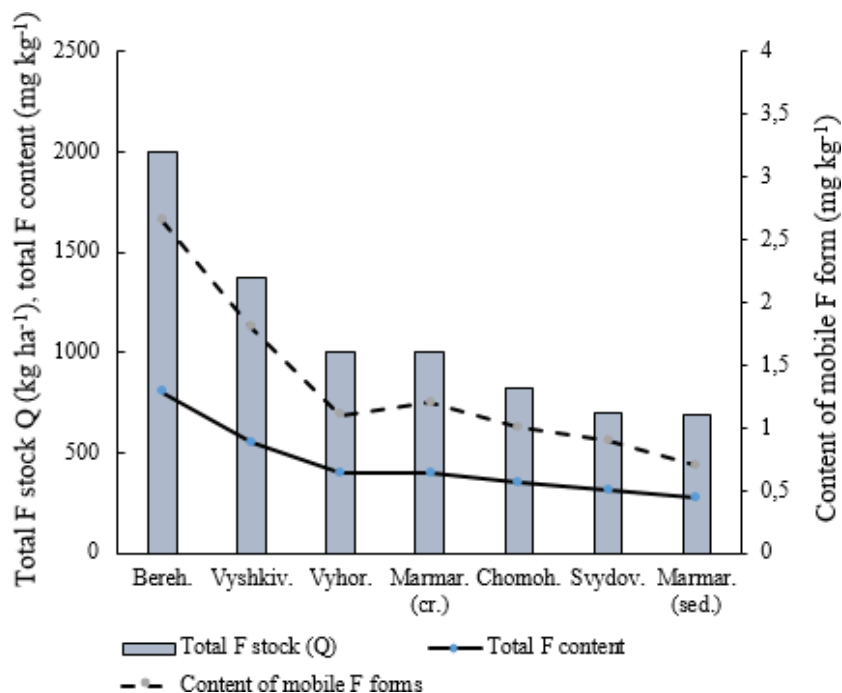


Рисунок - Співвідношення валового вмісту, сумарного запасу (Q), валового та рухомих форм фтору в досліджуваних ґрунтах. Bereh. (Берегівське горбогір'я), Marmar. (Мармароський масив: сг-кристалічні породи, sed – осадові породи), Vyhor. (Вигорлат-Гутинське пасмо), Vyshkiv. (Вишківський масив), Chomoh. (Чорногірський масив), Svydov. (Свидовецький масив).

Мінімальні показники характерні для ґрунтів на осадових породах. Найменший показник виявлено у Мармароському (689 кг/га) та Свидовецькому (704 кг/га) масивах.

У ґрунтах Чорногірського масиву сумарний вміст фтору — 828 кг/га, тобто дещо вищий. Нижча щільність ґрунту ($1,15 \text{ г/см}^3$) нівелює частину валового вмісту, що призводить до загального зменшення акумульованого запасу в шарі.

Розрахований показник (Q) підтверджує, що ґрунти Закарпаття мають різний ступінь геохімічного навантаження фтором. Різниця між крайніми точками дослідження сягає майже 3 разів, що зумовлено генезисом материнських порід. Така диференціація сумарних запасів фтору є показником при оцінці екологічної ситуації, оскільки дає змогу прогнозувати ризики виникнення геохімічних аномалій та визначати потенціал надходження елемента в суміжні середовища (воду та рослинність).

Виявлено трикратну диференціацію сумарного запасу фтору (Q) в ґрунтах (від 2000 кг/га до 689 кг/га). Така нерівномірність, зумовлена генезисом порід та щільністю ґрунтового профілю, підтверджує визначальну роль системи "порода — ґрунт" у формуванні екологічного стану регіону та необхідність врахування природних геохімічних бар'єрів під час екологічного моніторингу.

Література

1. Войтків, П.С., Позняк, С.П. (2009), Бурі лісові ґрунти Чорногірського масиву Українських Карпат. Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка. 244 с.

НЕТРАДИЦІЙНІ ДЖЕРЕЛА РІДКІСНИХ ЕЛЕМЕНТІВ В УКРАЇНІ

Кульчицька Г.О., Сетая Л.Д., Черныш Д.С.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ, Україна; e-mail: kulchechanna@gmail.com

UNCONVENTIONAL SOURCES OF RARE ELEMENTS IN UKRAINE

Kulchytska H.O., Sietaia L.D., Chernysh D.S.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine;
e-mail: kulchechanna@gmail.com

Traditional sources of rare elements (*RE*), defined here as chemical elements with a clarke ≤ 100 ppm, include concentrator minerals, in which *RE* is speciating. Carrier minerals, in which *RE* are present as isomorphic impurities ($\leq 5\%$), non-mineral raw materials and technogenic waste, are regarded as unconventional sources. Carriers can become an economically feasible resource for *RE* extraction in the cases of their widespread occurrence, complex composition of impurities and simple extraction technologies of the useful component. European Commission strategies require greater attention to secondary raw materials as a source of *RE*.

Хімічні елементи, середній уміст яких у земній корі не перевищує 100 г/т, завжди були предметом геологічного пошуку в силу своєї рідкості, та інтерес до них особливо зріс у ХХІ сторіччі внаслідок розвитку нових технологій зв'язку й акумулювання електроенергії на тлі обмежень з боку монопольних власників сировини. Поступово всі рідкісні елементи (*RE*) стають критичною сировиною, дефіцит якої гальмує розвиток світової промисловості.

Мінерали-концентратори. Традиційно джерелами *RE* є мінерали-концентратори, в яких ці елементи належать до видоутворювальних і які формують у земній корі локальні скупчення — рудопрояви. Хоча число концентраторів деяких елементів сягає десятків видів, економічні, технологічні й екологічні чинники визначають, який з рудопровів отримає статус родовища. Відомі родовища традиційні та нетрадиційні. Для прикладу, родовища рідкісноземельних елементів (*REE*) в Україні — Азовське й Анадольське — належать до нетрадиційних, оскільки головними концентраторами *REE* в них є бритоліт і аланіт відповідно, тоді як у найбільших родовищах світу до таких належать бастнезит і монацит [2].

Мінерали-носії. Нетрадиційними можуть бути і джерела *RE*. На відміну від мінералів-концентраторів назвемо їх мінералами-носіями. *RE* містяться в них як ізоморфні або механічні домішки, вміст яких від сотих часток до $\approx 5\%$. Економічна доцільність вилучення *RE* залежить від масштабу поширення носія, комплексності складу домішок, ринкової вартості *RE* і наявних технологій екстракції. Якщо *RE* міститься в породоутворювальному мінералі, як наприклад Rb в калішпаті Суцано-Пержанської зони, Sc в егірині Кривбасу, Li у холмквіститі Приазов'я, низький уміст домішки компенсується значними запасами мінералу-носія. Доцільність екстракції *RE* з акцесорного мінералу визначає ринкова ціна цього елемента, підсилена комплексним вилученням усіх

домішкових *RE*. Для ізотопної сировини поріг доцільного вилучення може бути ще нижчим. Економічна привабливість носія зростає, коли він належить до мінералів-концентраторів *RE*, як наприклад молібденіт з *Mo*, *Re* і ^{187}Os , різновиди циркону з *Zr*, *REE*, *U* і *Sc*, відміни монациту з *Ce*, *Y*, *Th* і ^{208}Pb тощо. У цьому аспекті слід звернути увагу на низку знайдених в Україні мінералів, які у свій час розглядалися як нові види через уміст домішок, а нині віднесені до різновидів: циртолїт, малакон, гагаталїт, альвікіт, ітрофлюорит, аргентоцумоїт, радіобарит, уранопірохлор, ураномікроліт тощо.

У світі «розкручують» ще один тип родовищ, економічна привабливість яких зумовлена доступною технологією вилучення *REE* [4]. Це йонно-адсорбційні руди, поки що не виявлені в Україні через відсутність належних досліджень. Морські й океанічні осади, каолінітові і монтморилонітові кори вивітрювання можуть стати рудами навіть за мізерного вмісту *REE*. Глинисті мінерали здатні адсорбувати йони REE^{3+} і порівняно легко віддавати їх під дією розчинників, що є суттєвим для цієї групи елементів. Фосфатні комплекси підсилюють адсорбувальні властивості глинистих мінералів, тому насамперед слід звернути увагу на фосфоритоносні осадові відклади і перевірити їх на вміст іонів *REE*.

Немінеральна сировина. Рідкісний *Ge* майже не утворює власних мінералів, тому в світі найважливішим його джерелом є вугілля. Число публікацій на цю тему свідчить, що в Україні суттєво зацікавилися цією проблемою. Розглядаються не лише традиційні Донецький і Львівсько-Волинський кам'яновугільні басейни, увагу привертає буре вугілля Закарпаття і Дніпровського басейну, що в межах Українського щита. Для останнього характерна наявність низки інших *RE* окрім *Ge* [1].

Техногенна сировина. Окрім відвалів залізорудних родовищ і металургійних шлаків, які також є скарбницею *RE*, слід звернути увагу на техногенні відходи переробки фосфоритів та апатиту під час виробництва фосфорних добрив — фосфогіпс, як джерело *REE* і *Sr*, що лежить на поверхні [3]. Стратегія Європейського Союзу, яка регулюється Законом про критично важливу сировину, визначає: $\geq 10\%$ річного попиту має видобуватися в межах ЄС, $\geq 40\%$ має бути перероблено в межах Європи, $\geq 25\%$ має надходити з перероблених вторинних матеріалів.

Література

1. Іванова А.В., Зайцева Л.Б., Гаврильцев В.Б. Рідкісні та розсіяні елементи Верхньодніпровського родовища Дніпровського буровугільного басейну як показник металогенії Українського щита. *Геологічний журнал*, 2025. № 1 (390). С. 25–32. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2025.1.316816>
2. Михайлов В.А. Редкоземельные месторождения мира: геология, ресурсы, экономика. Киев: ГПЦ Киевский ун-т, 2010. 223 с.
3. Мухачев А.П., Слатонцев Д.О., Мещеряков Л.Г., Харитонов О.А. Фосфогіпс – нетрадиційне джерело рідкісноземельних елементів: досвід України. *Мінер. ресурси України*, 2025. № 2. С. 41–47. <https://doi.org/10.31996/mru.2025.2.41-47>
4. Luo, X., Zhang, Y., Zhou, H., He, K., Luo, C., Liu, Z. and Tang, X. Review on the development and utilization of ionic rare earth ore. *Minerals*, 2022. 12(5), 554. <https://doi.org/10.3390/min12050554>

**НОВІ ПРОЯВИ REE МІНЕРАЛІЗАЦІЇ В БЕРЕГОВИХ
ВІДСЛОНЕННЯХ Р. ДОХНА**

***Лісна І.М., Бородиня Б.В., Сьомка Л.В., Заяць О.В., Кишук О.Є., Проскурка
Л.І., Швайка І.А., Швайка І.Д., Гулько В.В.***

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

**NEW OCCURRENCES OF REE MINERALIZATION IN COASTAL
OUTCROPS OF THE DOKHNA RIVER**

***Lisna I.M., Borodynia B.V., Somka L.V., Zaiats O.V., Kyshchuk O.Y.,
Proskurka L.I., Shvaika I.D., Shvaika I.A., Hulko V.V.***

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

During the geochemical study of granito-gneisses exposed along the banks of the Dokhna river, samples were collected from green-gray and pink-gray granito-gneisses and pink aplitic-pegmatoid granites of the pobuzhye complex. Analysis of the samples revealed an enrichment of rare-earth elements (REE) in the granite-gneisses (up to 400 ppm), a level significantly exceeding the average crustal abundance values for rocks of this type. Such concentrations indicate a rare-metal specialization in the study area and suggest that further exploration is search works.

Вивчення розподілу рідкісноземельних елементів (РЗЕ) у докембрійських комплексах Українського щита залишається важливим чинником для розширення його мінерально-сировинної бази. У ході недавніх польових та геохімічних досліджень у берегових відслоненнях р. Дохна було зафіксовано підвищений вміст суми РЗЕ.

Берегові виходи на р. Дохна представлені шаруватими, дрібно- та тонкозернистими піроксеновими граніто-гнейсами сірого, зеленувато-сірого та червоно-рожевого забарвлення, що зазнали суттєвого катаклазу. Сірі та рожеві різновиди контактують згідно, нерідко демонструючи взаємні поступові переходи. Трапляються пегматити рожевого, рожево-червоного кольору у вигляді тонких або потужних жил. За хімічним складом усі (сірі і рожеві) відповідають високоталісним лейкогранітам і відносяться до побузького комплексу віком $\sim 2,056 \pm 21$ млн р. Вони збагачені цирконом і ортитом, сума РЗЕ > 300 г/т, що характерно для порід побузького комплексу [1]. Подібними породами складена майже більшість берегових виходів р. Дохна, в яких переважають сіро-рожеві граніто-гнейси або червоно-рожеві пегматити.

З метою в'ясування порід з максимальним вмістом РЗЕ опробовані різні типи порід в закинутому кар'єрі, який знаходиться вище за течією від місця відбору перших проб.

У цьому кар'єрі переважають рожеві аплітопегматоїдні граніти. Зразок аплітопегматоїдного граніту представлений на рисунку.



Рисунок – Рожевий аплітопегматоїдний граніт

Вміст рідкісноземельних елементів (REE) у пробах визначали методом маспектрометрії з індуктивно зв'язаною плазмою (ICP-MS) із використанням високороздільного маспектрометра *Thermo Element 2* (*Thermo Scientific*, Німеччина). Аналітичні дослідження виконувались в лабораторії мікроелементного та ізотопного аналізу в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України. Всі породи представлені кварцом і калішпатом. Темноколірні мінерали: переважно біотит, в сірих гранітах – ортопіроксен до 5 %. Акцесорні мінерали - циркон, ортит, апатит. Багато магнетиту, ільменіту. Сума РЗЕ в сірих гранітах 280,94 г/т, в рожевих дрібнозернистих 330,85 г/т.

Максимальний вміст рідкісноземельних елементів виявлено в аплітопегматоїдних гранітах, сума РЗЕ в яких становить 414,854 г/т: U – 3,1; Zr – 535,8, Nb – 24,8; Y – 34,1; Ga – 21,7; Ce – 185,4; Pr – 21,2; Nd – 72,7; Sm – 13,1; Gd – 11,4, Tb – 1,5; Dy – 7,8; Ho – 1,7; Er – 4,4; Yb – 3,9. Мінеральний склад (г/т): кварц - 40, калішпат - 58, біотит-хлорит - 1-2; акцесорні мінерали: циркон, апатит, ортит, магнетит. Для цих гранітоїдів характерна від'ємна європієва аномалія.

Досліджені нами гранітогнейси близькі до палеопротерозойських гранітоїдів району м. Гайворон, де відомі прояви уран-торій рідкісноземельної мінералізації, які відносяться до К-U-REE формації за даними В.О. Сьомки. Це свідчить про перспективність нового прояву (р. Дохна) на пошуки і розвідку REE мінералізації.

Література

1. Пономаренко О.М., Шумлянський Л.В., Лісна І.М., Сьомка Л.В., Кищук О.Є. Природа і вік гранітогнейсів з берегових відслонень р. Дохни. (Середнє Побужжя) // Мінералогічний журнал, 2025.Т.47, № 4. С. 38— 46.

**ТЕМПЕРАТУРА ТА ГЛИБИНА ДЖЕРЕЛ ОСНОВНИХ
МАГМАТИЧНИХ ПОРІД ДНІСТРОВСЬКО-БУЗЬКОГО МАГАБЛОКУ
УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

Лісна І.М.¹, Кишук О.Є.¹, Гордієнко В.В.²

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

²Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, м. Київ, Україна
gordienkovadim39@gmail.com

**TEMPERATURE AND DEPTH OF THE SOURCES OF MAFIC IGNEOUS
ROCKS IN THE DNIESTER-BUG MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN
SHIELD**

Lisna I.M.¹, Kyshchuk O.Ye.¹, Gordienko V.V.²

¹M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation
of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, lesirmich@ukr.net

²S.I. Subbotin Institute of Geophysics of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine.
gordienkovadim39@gmail.com

The predicted parameters of mafic and ultramafic magma sources were tested by comparison with data from continental and oceanic regions worldwide. The results indicate that, regardless of endogenous regime and the age of magmatic processes, the characteristic source depths and temperatures are approximately 220 km–1700°C, 160 km–1550°C, 100 km–1350°C, and 40 km–1150°C. Studies of the Dniester–Prut megablock yielded average values of 205 km–1690°C, 160 km–1530°C, 100 km–1350°C, and 35 km–1140°C for the corresponding levels. Overall agreement with the predicted values is good, although some deviations are observed.

Дністровсько-Бузький мегаблок з досить значною відкритістю, великим ерозійним зрізом, діапазоном віку та ступеню метаморфізму гірських порід привертає увагу багатьох дослідників Українського щита (УЩ) вже багато років. У цьому регіоні можна виділити кілька блоків другого порядку, простежити взаємини нижнього (ранньоархейського) та верхнього (пізньоархейського) комплексів порід [1, 2 та ін.]. До маси різноманітних характеристик порід мегаблоку, що відображують його геологічну історію, можна навести ще інформацію про параметри джерел частини магматичних порід, що додасть аргументів у вирішенні проблем їх походження.

Прогнозні розрахунки, перевірені результатами по всіх континентах та океанах (на матеріалі приблизно 70 000 аналізів основних і ультраосновних порід) показали: за всіх типів ендегенних режимів та віку магматизму його джерела розташовуються на глибинах та мають температури (Т): 220 км (1700°C), 160 км (1550°C), 100 км (1350°C) і 40 км (1150°C) [3]. На підкоровій глибині ситуація відповідає лише моменту безпосередньо після виникнення джерела. Справа в тому, що разом з винесенням невеликої частини речовини у вигляді розплаву на поверхню відбувається і адвективний перенос частково розплавлених порід в кору і навпаки (занурення еклогітизованих гранулітів

під кору). Утворений в корі об'єкт може сам продукувати винесення частини магми на поверхню. А охолоджений коровими еклогітами мантийний об'єкт стає придатний як джерело магматизму тільки глибше (не з 40 км, а з 50-80 км).

Обчислення параметрів джерел виконувалися за спрощеною процедурою – за концентраціями лише оксидів Mg та Al. Для нашої проблеми це дає помилку не більше звичайної (що виникає при більш складній процедурі – ± 10 км та $\pm 50^\circ\text{C}$). Обмеження: породи з SiO_2 менші за 52%, виключені карбонатити та породи зі значним вмістом нефеліну. Використано емпіричні формули: $T = -0,365(\text{MgO})^2 + 32,903(\text{MgO}) + 1060$ та $T = -0,133(\text{Al}_2\text{O}_3)^2 - 32(\text{Al}_2\text{O}_3) + 1824$ і $H = 0,319(T-1050)$, де H – в км, T – в $^\circ\text{C}$. Зв'язок температури з глибиною практично лінійний: приблизно $H=0,33(T-1060)$. Прийнятий вираз за великих концентрацій Al_2O_3 дає занижені T і, відповідно, H джерел. Тому при 22% і більше вводилася $T = 1070^\circ\text{C}$, що не могло помітно вплинути на результати. Не використовувалися, відповідно і концентрації MgO менші за 1,5%.

Описана методика була застосована і на УЩ для порід архею (Сурська зеленокам'яна структура), та протерозою (Криворізько - Кременчуцька зона). Визначено всі 4 глибинні джерела з прогнозованими параметрами.

У Дністровсько-Бузькому мегаблоці була відібрана інформація про вміст оксидів алюмінію та магнію в основних і ультраосновних породах [1, 2 та ін.].

Всього використано близько 50 аналізів, згрупованих за локальними районами різного розміру. Було проведено розрахунки температур та глибин магматичних джерел. Результати: **Середнє Побужжя** ($H = 215 \pm 15$ км, $T = 1740 \pm 65^\circ\text{C}$) та ($H = 100 \pm 5$ км, $T = 1350 \pm 30^\circ\text{C}$). **Павлівський масив** ($H = 170 \pm 20$ км, $T = 1570 \pm 75^\circ\text{C}$) та ($H = 55 \pm 25$ км, $T = 1200 \pm 80^\circ\text{C}$). **Тикицька структура** ($H = 150 \pm 7$ км, $T = 1500 \pm 33^\circ\text{C}$) та ($H = 100 \pm 20$ км, $T = 1360 \pm 50^\circ\text{C}$). **Ядлово-Трактемирівська структура** ($H = 190 \pm 8$ км, $T = 1630 \pm 40^\circ\text{C}$). **Проскурівський масив** ($H = 155 \pm 5$ км, $T = 1530 \pm 30^\circ\text{C}$), ($H = 80$ км, $T = 1280^\circ\text{C}$) та ($H = 35 \pm 5$ км, $T = 1140 \pm 20^\circ\text{C}$). **Антонівський масив** ($H = 115 \pm 18$ км, $T = 1415 \pm 35^\circ\text{C}$) та ($H = 15$ км, $T = 1080^\circ\text{C}$).

Частину H і T отримано на межі діапазонів складів порід, де можна сподіватися на впевнені результати. Але більшість визначень узгоджуються з прогнозними, враховуючи звичайний рівень помилок.

Література

1. Лесная И.М. Геохронология чарнокитов Побужья. Киев: Наук. думка, 1988. 136 с.
2. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУГЦ. 2005. 366 с.
3. Гордиенко В.В. О РТ-условиях в магматических очагах мантии Земли. Геофизический журнал. 2014. 6. с. 28-57.

**ПЕРШІ ДАНІ U-PB ІЗОТОПНОГО ДАТУВАННЯ АПАТИТІВ З
ВУЛКАНІТІВ У РАЙОНІ УКРАЇНСЬКОЇ АНТАРКТИЧНОЇ СТАНЦІЇ**

Маширова А.Ю.¹, Митрохин О.В.^{1,2}, Шумлянський Л.В.³

¹Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна, mashyrova.anna@gmail.com

²Київський національний університет імені Тараса Шевченка,

Київ, Україна, mitrokhin.a.v@ukr.net

³Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ,
Україна

**FIRST U-PB ISOTOPIC DATING DATA OF APATITES FROM
VOLCANITES IN THE UKRAINIAN ANTARCTIC STATION AREA**

Mashyrova A.Yu.¹, Mytrokhyn O.V.^{1,2}, Shumlyansky L.V.³

¹Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine,

mashyrova.anna@gmail.com

²Taras Shevchenko National University of Kyiv,

Kyiv, Ukraine, mitrokhin.a.v@ukr.net

³M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine

Volcanic rocks of the Argentine Islands near the Ukrainian Antarctic Station comprise a Jurassic–Cretaceous volcanic succession. This study presents the first U–Pb LA-ICP-MS dating of apatite from andesite of Winter Island. Fourteen apatite grains yielded discordant ages, with a lower intercept of 132 ± 55 Ma. The U–Pb system was disturbed, considering the hydrothermal-metasomatic alteration of the andesite. Therefore, the 132 ± 55 Ma age is interpreted as evidence of Early Cretaceous hydrothermal activity rather than the crystallization age of the volcanic rocks.

У районі Української антарктичної станції (УАС) широко розповсюджена вулканогенна товща, яка представлена чергуванням ефузивних та пірокластичних порід середнього і кислого складу. Крім о. Галіндез, де безпосередньо розташована УАС, ці вулканіти формують усю східну групу Аргентинських островів. Їх вік досі визначався лише наближено за непрямими геологічними даними. Так, Elliot [1] припускав пізньоюрський вік цих вулканітів, зважаючи на їх петрографічну подібність із краще вивченим розрізом Upper Jurassic Volcanic Group на півночі Антарктичного півострова. Натомість, у стратиграфічній схемі О. Митрохина та В. Бахмутова [2] вік вулканогенної товщі Аргентинських островів обмежується крейдяно-юрським часовим інтервалом за геологічними співвідношеннями з ізотопно-датованими палеоценовими гранітоїдами Барчанс-Фордж. Безпосереднє ізотопне датування самих вулканітів досі ніким не виконувалося.

Умовам залягання та мінералого-петрографічним особливостям вулканічних порід Аргентинських островів присвячена низка робіт А. Маширової [3, 4, 5]. З'ясовано, що серед ефузивних представників вулканітів найбільш поширені андезитові лави, які, вочевидь, складають нижню частину розрізу вулканогенної товщі на островах Галіндез, Вінтер, Скуа та ін. Для визначення їх віку автори зробили першу спробу U–Pb ізотопного датування апатитів зі зразка андезиту з о. Вінтер, відібраного Митрохином О.В. під час польових робіт у складі сезонного загону 25-ї Української антарктичної

експедиції. Досліджуваний зразок 20-230А-1 представляє дрібно-порфіровий андезит. Він містить помітну кількість фенокристів плагіоклазу, розміром 1-4 мм, що занурені в афанітову загальну масу. У шліфі видно, що крім великих фенокристів, присутні також мікрофенокристи плагіоклазу, рогової обманки та Fe-Ti оксидів. Також трапляються псевдоморфози по фенокристах біотиту та інших мафічних мінералів. Загальна маса андезиту демонструє реліктову пілотакситову структуру, складаючись із флюїдально-орієнтованих мікролітів плагіоклазу, інтергранулярної вкрапленості титаномagnetиту, ільменіту та калішпату, а також продуктів девітрифікації. Серед останніх ідентифікуються хлорит і сфен. Загалом, первинний мінеральний склад андезиту значно змінений гідротермально-метасоматичними процесами з появою вторинних мінералів (альбіт, серицит, епідот, хлорит, сфен та рутил). Звичайним акцесорним мінералом андезиту є апатит, набагато менш поширеним є циркон. Апатит найчастіше спостерігається як включення в агрегатах мафічних мінералів та у Fe-Ti оксидах. Для його кристалів характерний ідіоморфний стовпчастий габітус із шестикутними базальними перетинами. Розмір найбільшого зерна апатиту становить $\approx 0,6$ мм, середній – 0,2–0,3 мм. Незвичайною особливістю досліджуваних апатитів є їхнє зональне забарвлення. При вимкненому аналізаторі видно, що тоненька зовнішня частина апатитових зерен має світло-коричневий колір і плеохроює за «біотитовою» схемою. Натомість внутрішня частина є безбарвною.

Первинна пробопідготовка та вилучення апатиту зі зразка андезиту 20-230А-1 відбувались в лабораторії ННІ «Інституту геології». Ізотопне датування 14 кристалів апатиту методом LA-ICP-MS було виконано в лабораторії Триніті коледжу в м. Дублін (Ірландія). Співвідношення ізотопів $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ дали дискордантні значення віку для всіх датованих кристалів. Нижній перетин конкордії і лінії регресії відповідає віку 132 ± 55 млн р. Зважаючи на виявлені ознаки гідротермально-метасоматичних змін, можна припустити, що U-Pb ізотопна система була порушена цими змінами. Зокрема, часткове винесення радіогенного свинцю призвело до «омолодження» отриманих датвань. Отже, отримане значення віку 132 ± 55 млн р. відповідає прояву гідротермальних процесів, що відбувалися у вулканогенній товщі Аргентинських островів на початку крейдового періоду.

Література

1. Elliot D. H. The petrology of the Argentine Islands // London: British Antarctic Survey, 1964. № 41, 31.
2. Митрохин О. В., Бахмутов В. Г. Стратиграфія району Української антарктичної станції «Академік Вернадський» // Український антарктичний журнал, 2019. № 1(18), с. 45–61.
3. Маширова А.Ю. Петрографія, геологічний вік та умови залягання вулканітів Аргентинських островів (Західна Антарктика) // Кваліфікаційна робота магістра. Київ, 2026. 75 с.
4. Mashyrova A.Yu., Mytrokhyn O.V. Felsic lavas of the Argentine Islands Formation (Wilhelm archipelago, West Antarctica) // XII International Antarctic Conference “Antarctica at the cutting edge of planetary change”. Kyiv: National Antarctic Scientific Center, 2025. p. 41.
5. Маширова А.Ю., Митрохин О.В. Перша знахідка ігнімбритів в районі Української антарктичної станції «Академік Вернадський» // Всеукраїнська конференція «Від Мінералогії і Геогнозії до Геохімії, Петрології, Геології та Геофізики: фундаментальні і прикладні тренди ХХІ століття». Київ: Кафедра мінералогії, геохімії та петрографії, 2025. с. 71-73.

**КВАНТОВА ГЕОХІМІЯ ГЛИБИННОЇ ДЕГАЗАЦІЇ ВОДНЮ: ДЖЕРЕЛО
ВІДНОВЛЮВАЛЬНИХ ФЛЮЇДІВ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ
ЗАПАДИНИ**

Мойсеєнко Б.І.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України, Київ,
Україна, b.moiseienko@igmr.org.ua

**QUANTUM GEOCHEMISTRY OF DEEP HYDROGEN DEGASSING:
A SOURCE OF REDUCING FLUIDS IN THE DNIEPER-DONETS BASIN**

Moiseienko B.I.

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine,
Kyiv, Ukraine, b.moiseienko@igmr.org.ua

The study integrates the concept of allochthonous naphthidogenesis in the Dnieper-Donets Basin (DDB) with quantum geochemistry data. The deep origin of fluids is confirmed by $^3\text{He}/^4\text{He}$ anomalies and heavy carbon isotopes, while ab initio molecular dynamics (AIMD) and experimental results point to the Earth's core as the planet's main hydrogen reservoir. Under extreme compression, nuclear quantum effects (NQE) are expected to cause preferential protium (^1H) release at the core-mantle boundary, driving abiotic hydrocarbon synthesis via Fischer-Tropsch reactions in DDB fault zones.

Геохімічні аномалії глибокозалегаючих комплексів Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) не знаходять повного пояснення в межах катагенетичної концепції нафтогазоутворення. Натомість парадигма алохтонного нафтидогенезу, розвинена в працях О. Ю. Лукіна та В. М. Шестопалова [1, 2], обґрунтовує участь глибинної дегазації та мантийних флюїдів у формуванні вуглеводневого потенціалу регіону. Емпіричною базою глибинного внеску слугують виявлені в ДДЗ ізотопні маркери: аномально високі відношення $^3\text{He}/^4\text{He}$ у центральній частині западини, що досягають $16,7 \cdot 10^{-8}$ (близько 0,12 Ra) при радіогенному фоні кори $2 \cdot 10^{-8}$ [2], та ізотопний склад вуглецю кристалічного фундаменту, обважнений порівняно з органогенним і близький до діапазону мантийних об'єктів Українського щита ($\delta^{13}\text{C}$ карбонатитів Чернігівського масиву від $-12,1$ до $-7,7$ ‰, VPDB) [3]. Речовинним доказом міграції глибинних відновлювальних флюїдів є зафіксована in situ наявність новоутворень у породах, насамперед темноколірної пелітоморфної полімінеральної речовини (ТППР) [4]. Оскільки гелій є інертним трасером, а водень витрачається в реакціях відновлення на шляху міграції, оцінена за гелієм частка глибинної компоненти знижує його реальний внесок.

Водночас, попри надійну доказову базу, природа первинного джерела водню для абіогенного синтезу нафтидів у літосфері, який є ключовою складовою алохтонної моделі, залишається дискусійною: наявні моделі глибинної дегазації описують перенесення й розвантаження водню в земній корі, але не дають фізичного механізму його утримання та вивільнення на рівні атомних ядер. Вирішення цієї проблеми потребує доповнення класичного

термодинамічного опису методами квантової геохімії. Розвиток цього напрямку став можливим лише останніми роками завдяки вдосконаленню *ab initio* моделювання та нарощуванню обчислювальних ресурсів. Інтеграція даних ізотопної геохімії ДДЗ із результатами сучасного моделювання молекулярної динаміки з перших принципів (*ab initio* molecular dynamics, AIMD) дозволяє реконструювати ключові ланки генетичного ланцюга еволюції флюїдів, починаючи від процесів на межі ядро–мантія.

Метою роботи є узгодження ізотопно-геохімічних даних щодо глибинного внеску в межах ДДЗ із результатами квантово-хімічного моделювання поведінки водню. Для Дніпровсько-Донецької западини таке узгодження виконано вперше. Гелій і вуглець виступають маркерами мантійного джерела, тоді як для водню моделювання вказує на глибший резервуар у земному ядрі, а мантія відіграє роль транзитної оболонки.

За даними AIMD-моделювання, за тисків 20–135 ГПа на етапі магматичного океану для водню характерна виражена сидерофільність [5]. Ці розрахунки підкріплені експериментом: за 30–60 ГПа і 3100–4600 К коефіцієнт розподілу водню між розплавленим залізом і силікатним розплавом становить щонайменше 29, а його вміст у ядрі оцінюється в 0,3–0,6 мас. % [6]. Це могло зробити земне ядро головним резервуаром цього елемента [5, 6]. Уявлення про ізотопно легкий водень глибинних оболонок має дві незалежні підстави: небулярне походження водню ядра, яким пояснюють низьке відношення D/H Землі [5], і квантове фракціонування, розглянуте нижче.

На сучасній межі ядро–мантія гідрид заліза (FeH_x) переходить у суперіонний стан, у якому водень набуває рідиноподібної рухливості з коефіцієнтом дифузії близько $3,7 \cdot 10^{-4} \text{ см}^2/\text{с}$, зіставним із рідкою фазою Fe-H [7]. Ця рухливість робить межу ядро–мантія проникною для водню в обидва боки: у моделі [7] вона забезпечує його надходження у зовнішнє ядро, а за зворотного градієнта хімічного потенціалу той самий механізм уможливорює часткове розвантаження водню в бік мантії. Саме таке розвантаження й фіксується на поверхні як глибинна дегазація [2].

Вирішальну роль у формуванні ізотопного складу цих еманацій відіграє квантова поведінка атомних ядер водню (nuclear quantum effects, NQE). Хоча класична різниця нульових коливальних енергій (zero-point energy, ZPE) при температурах близько 4000 К на цій межі згасає, квантові ефекти зберігаються за іншим механізмом: стиснення скорочує відстань між позиціями протона в металевій ґратці й звужує потенціальні бар'єри. Метод інтегралів по траєкторіях (path integral molecular dynamics, PIMD), застосований до перенесення протона [8], свідчить, що саме таке звуження бар'єра зумовлює аномальну рухливість легкого ізотопу завдяки тунелюванню. За екстраполяції цих результатів припускається, що аналогічний механізм діє й за умов межі ядро–мантія. Тоді протій (^1H) отримує вищий коефіцієнт переносу та переважно екстрагується у дегазаційні флюїдні потоки, тоді як важчий дейтерій затримується у твердих фазах. Прогнозованим наслідком є аномально легкий ізотопний склад водню глибинних флюїдів, а прямою перевіркою цього

висновку — визначення δD у вільних газах прирозломних зон ДДЗ і в газовій фазі флюїдних включень мінералів фундаменту.

Згідно з пропонованою моделлю, вивільнений протій захоплюється висхідними глибинними потоками і разом із первинним мантійним гелієм (^3He) та іншими леткими компонентами надходить у верхні оболонки. Для ДДЗ така схема узгоджується з девонським рифтогенним етапом, коли була сформована система глибокозанурених наскрізь формаційних розломів. Вони зберігають проникність і донині, слугуючи каналами субвертикальної міграції флюїдів. У літосферних умовах басейну (при зниженні температури та тиску) надходження глибинного водню ініціює реакції каталітичного гідрування з оксидами вуглецю, зокрема за механізмом Фішера–Тропша. Цей абіогенний синтез *in situ* призводить до утворення нафтидів і супроводжується виділенням ТППР.

Таким чином, роботу виконано на стику ізотопної геохімії та обчислювальної квантової хімії, результати якої взято з опублікованих джерел. Це дає фізичне пояснення явищам глибинної дегазації, які досі описувалися переважно феноменологічно. Залучення даних квантової геохімії створює фізичне підґрунтя для парадигми алохтонного нафтидогенезу. Квантова поведінка атомних ядер на межі ядро–мантія пояснює механізм переважного вилучення протію (^1H) із глибинного резервуара та його стійкого надходження у верхні оболонки. Подальша міграція цього водню розломними системами ДДЗ узгоджується з ізотопно-геохімічними ($^3\text{He}/^4\text{He}$, $\delta^{13}\text{C}$) та мінералогічними (ТППР) маркерами. Це зміцнює прогностичний потенціал класичної української школи нафтогазової геології та підтверджує перспективи пошуку глибинних покладів вуглеводнів у регіоні.

Література

1. Лукін О. Ю. Флюїдний літогенез — найважливіший напрям літологічних досліджень в ХХІ ст. // Геологічний журнал, 2014. № 4. С. 27—42.
2. Шестопалов В. М., Лукін О. Ю., Згонник В. А. та ін. Нариси дегазації Землі. Київ: ВПЦ «Київський університет», 2018. 632 с.
3. Загнітко В. М., Лугова І. П. Ізотопна геохімія карбонатних і залізисто-кременистих порід Українського щита. Київ: Наукова думка, 1989. 316 с.
4. Старостенко В. І., Лукін О. Ю., Цветкова Т. А. та ін. Про участь суперглибинних флюїдів у нафтидогенезі (за даними вивчення унікального нафтового родовища Білий Тигр) // Геофізичний журнал, 2011. Т. 33, № 4. С. 3—29.
5. Li Y., Vočadlo L., Sun T., Brodholt J. The Earth's core as a reservoir of water // Nature Geoscience, 2020. Vol. 13. P. 453—458. DOI: 10.1038/s41561-020-0578-1.
6. Tagawa S., Sakamoto N., Hirose K. et al. Experimental evidence for hydrogen incorporation into Earth's core // Nature Communications, 2021. Vol. 12. Article no. 2588. DOI: 10.1038/s41467-021-22035-0.
7. He Y., Kim D. Y., Struzhkin V. V. et al. The stability of FeH_x and hydrogen transport at Earth's core–mantle boundary // Science Bulletin, 2023. Vol. 68, No. 14. P. 1567—1573. DOI: 10.1016/j.scib.2023.06.012.
8. Wen G., Liang H., Liu S. et al. Leveraging the kinetic isotope effect by compact H-bond motifs for electrochemical hydrogen isotope separation // PNAS, 2026. Vol. 123, No. 9. e2533803123. DOI: 10.1073/pnas.2533803123.

**ІЗОТОПНО-ГЕОХІМІЧНІ ТА МІНЕРАЛОГІЧНІ КРИТЕРІЇ
АЛОХТОННОГО НАДХОДЖЕННЯ НАФТИДІВ (НА ПРИКЛАДІ
ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ)**

Мойсеєнко Б. І., Загнітко В. М., Пономаренко О. М.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка
НАН України, Київ, Україна, b.moiseienko@igmr.org.ua

**ISOTOPE-GEOCHEMICAL AND MINERALOGICAL CRITERIA FOR
ALLOCHTHONOUS HYDROCARBON SUPPLY (ON THE EXAMPLE OF
THE DNIEPER-DONETS BASIN)**

Moiseienko B. I., Zagnitko V. M., Ponomarenko O. M.

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS
of Ukraine, Kyiv, Ukraine, b.moiseienko@igmr.org.ua

The catagenetic concept does not fully explain several geochemical anomalies of the Dnieper-Donets Basin. We review criteria of allochthonous hydrocarbon supply. Basement values ($\delta^{13}\text{C}$: carbonatites $-12,1$ to $-7,7$ ‰ versus metasedimentary graphite $-34,5$ to $-17,0$ ‰) are used as a reference framework for the first time. A triad of indicators in the injected material (isotopically heavy C and H, $\delta^{34}\text{S} \approx 0$ ‰, incoherent element association) and $^3\text{He}/^4\text{He}$ up to $16,7 \cdot 10^{-8}$ (background $2 \cdot 10^{-8}$) point to a mantle component in fault-zone fluids. Deep fault intersections are proposed as exploration targets.

Класична катагенетична концепція, що розглядає генерацію вуглеводнів (ВВ) як наслідок термолізу та термokatалізу органічної речовини [1], на сьогодні не пояснює повною мірою низку геохімічних та мінералогічних аномалій у нафтогазоносних басейнах. Знаходження нафт з однаковим складом на різних стратиграфічних рівнях, невідповідність ступеня катагенезу фазовому стану покладів та наявність ВВ у кристалічному фундаменті вказують на необхідність залучення тектоно-флюїдодинамічної (ендогенної) моделі. Ця модель пояснює формування покладів нафтидів завдяки вертикальній та субвертикальній міграції високотемпературних геофлюїдів із підкорових джерел [2, 3]. У роботі узагальнено ізотопно-геохімічні та мінералогічні критерії алохтонного надходження вуглеводнів за даними Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ), причому фонові ізотопні значення порід фундаменту вперше використано як систему відліку для оцінки природи вуглецевої речовини.

Для ДДЗ типовим є формування вертикальних флюїдопровідних систем у зонах перетину глибинних розломів, які просторово й генетично пов'язані з мантийними плюмами [4]. Активація флюїдодинамічного режиму (зокрема на неотектонічному етапі) забезпечує винос глибинних газів та пульсаційну міграцію флюїдів, зумовлену тектоно-кесонним ефектом [5]. Їх упровадження сприяло формуванню тріщинно-вторинно-порових колекторів у глибокозалегаючих продуктивних горизонтах ДДЗ [4].

Газорідинні включення в епігенетичних мінералах тектонічних тріщин мають температури гомогенізації 200–300 °С. У тих самих високотемпературних зонах простежуються ін'єкції макроскопічно однорідної темноколірної пелітоморфної полімінеральної речовини (ТППР), для якої характерний термодинамічно контрастний поліморфізм: шунгітоподібні фази, графіти різного ступеня впорядкованості, ознаки присутності фулеренів, різновиди вуглецю карбінового типу, політипи гідролуд [6]. Співіснування метастабільних фаз найпростіше пояснюється швидким, імовірно експлозійним надходженням флюїду. Цю картину доповнюють вуглеводневі газорідинні включення в мінералах кристалічного фундаменту [4].

Диз'юнктивні порушення працюють як канали дегазації: у нафтах і газах Яблунівського, Харківцівського та інших родовищ ДДЗ зафіксовано високі концентрації ртуті, підвищений вміст ^3He і парагенез з гідротермальним зруденінням [4]. Супутнім є навколорозломний метасоматоз [4, 7]. Систему відліку задають дані докембрію Українського щита [8]: $\delta^{13}\text{C}$ карбонатитів Чернігівського масиву, тобто порід мантийного походження, лежить у вузькому діапазоні від $-12,1$ до $-7,7$ ‰, тоді як $\delta^{13}\text{C}$ графіту гранат-біотитових і біотит-польовошпатових гнейсів Середнього Побужжя становить від $-34,5$ до $-17,0$ ‰ (окреме екстремальне значення $-35,8$ ‰). Це поле неоднорідне: ізотопія власне органічного вуглецю становить від -24 до -23 ‰, а важчі показники відображають домішки вуглецю інших джерел. Її підтверджують рівноважні асоціації графіт-карбонат у кальцифірах Середнього Побужжя, де ізотопний склад парагенного карбонату ($\delta^{13}\text{C} = -7,9$ ‰) вказує на неорганогенну природу вуглецю в частині графітів гнейсової товщі [8]. Кінцеві члени представлені різними вуглецевими фазами, карбонатною і графітовою, тому зіставляються положення ізотопних полів, а не абсолютні значення.

Для ін'єкцій ТППР характерне поєднання ізоотно-важкого вуглецю та водню, значень $\delta^{34}\text{S}$, близьких до 0 ‰, і аномальної некогерентної геохімічної асоціації (Zr, Ti, V, Ba, U, Au, Hg, B) [4]. Жоден із цих параметрів окремо не є діагностичним, оскільки перекривається з полем корових значень, проте їхня спільна поява в одному об'єкті не пояснюється катагенетичною моделлю. ТППР розглядається як індикатор глибинного флюїдопотoku, а не як безпосереднє джерело нафтидів: просторовий збіг цих ін'єкцій із покладами ВВ спостерігається не завжди [4]. Незалежним підтвердженням участі мантийної компоненти залишається ізотопія гелію. У центральній частині ДДЗ (Глинсько-Розбишівське, Яблунівське родовища) та в Срібненській депресії (Світличне, Ярошівське, Талалаївське) відношення $^3\text{He}/^4\text{He}$ сягає $16,7 \cdot 10^{-8}$ за корового фону близько $2 \cdot 10^{-8}$ [3]. Перевищення фону приблизно у вісім разів вказує на діючий канал надходження мантийного флюїду в осадовий чохол.

Прямі ізоотопні визначення на Юліївському родовищі показують закономірне обважнення вуглецю й водню з глибиною: первинні газоконденсатні поклади в розуцільненому фундаменті мають $\delta^{13}\text{C} -22,0$ ‰ і $\delta\text{D} -92,0$ ‰ при $\delta^{34}\text{S} +0,8$ ‰, тоді як для нафти осадового чохла ці два показники становлять відповідно $-28,0$ і $-121,0$ ‰, а для вторинних газоконденсатів $-34,0$ і $-125,0$ ‰ [9].

Роботу продовжено власними дослідженнями: на сучасній аналітичній базі ІГМР НАН України вимірюється ізотопний склад вуглецю графітів фундаменту, нафт ДДЗ і ТППР.

Висновки

1. Наймолодша генерація покладів ВВ у вторинно-порових колекторах ДДЗ за комплексом незалежних критеріїв формувалася не раніше рубежу міоцену і пліоцену [2]. Отже, перспективними є не лише давні структури, а й молоді підняття, що потребує коректив у методиці пошуків.

2. Діагностичним є не окремий ізотопний параметр, а описане вище поєднання трьох ознак в ін'єкціях ТППР, підкріплене підвищеними відношеннями $^3\text{He}/^4\text{He}$ у флюїдах розломних зон. Фазовий стан покладів (нафта чи газ) визначається умовами міграції та диференціації, а не глибиною генерації.

3. Просторове розміщення покладів ВВ пов'язане із зонами розломів. Найбільші скупчення вуглеводнів тяжіють до вузлів перетину глибинних розломів, де формуються покращені колектори, тоді як вертикальний розподіл запасів у розрізі басейну контролюється поширенням регіональних покришок.

Література

1. Tissot B. P., Welte D. H. Petroleum Formation and Occurrence. 2nd ed. Berlin: Springer-Verlag, 1984. 699 p.
2. Лукін О. Ю., Курилюк Л. В. До питань про генерації нафтидів і фази нафтогазонагромадження в басейнах України // Мінеральні ресурси України, 1997. № 1. С. 18—21.
3. Шестопалов В. М., Лукін О. Ю., Згонник В. А. та ін. Нариси дегазації Землі. Київ: ВПЦ «Київський університет», 2018. 632 с.
4. Лукін О. Ю. Про походження нафти і газу (геосинергетична концепція природних вуглеводнево-генеруючих систем) // Геологічний журнал, 1999. № 1. С. 30—42.
5. Лукін О. Ю. Вуглеводневий потенціал великих глибин і перспективи його освоєння в Україні // Геофізичний журнал, 2014. Т. 36, № 4. С. 3—23.
6. Лукін О. Ю., Загнітко В. М., Лисенко О. Б. Біоподібні структури у вуглецевих утвореннях і проблема походження життя // Геологічний журнал, 2001. № 3. С. 7—23.
7. Пономаренко О. М., Степанюк Л. М., Кривдік С. Г., Синицин В. О. Радіогеохронологія процесів метасоматозу в кристалічних породах Українського щита // Теоретичні питання і практика дослідження метасоматичних порід і руд. Київ: ІГМР НАН України, 2012. С. 64—66.
8. Загнітко В. М., Лугова І. П. Ізотопна геохімія карбонатних і залізо-кременистих порід Українського щита. Київ: Наукова думка, 1989. 316 с.
9. Лукін О. Ю. Фазова та ізотопно-геохімічна вуглеводнева диференціація в пограничному інтервалі між осадовим чохлам і докембрійським кристалічним фундаментом // Доповіді Національної академії наук України, 2020. № 9. С. 47—52. DOI: 10.15407/dopovidi2020.09.047.

ПОХОДЖЕННЯ ОРЕОЛІВ ПІРОПУ В СУЧАСНОМУ АЛЮВІЮ ВОДОТОКІВ ХМЕЛЬНИЦЬКОЇ ПЛОЩІ

Павлюк О.В., Павлюк В.М.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка
НАН України, Київ, alia.pavliuk@gmail.com, v-pavlyuk@ukr.net

ORIGIN OF PYROPE HALOS IN MODERN STREAM ALLUVIUM OF THE KHMELNYTSKYI AREA

Pavliuk O.V., Pavliuk V.M.

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation
NAS of Ukraine, Kyiv, alia.pavliuk@gmail.com, v-pavlyuk@ukr.net

The distribution and origin of pyrope halos in modern alluvium of the Khmelnytskyi area were investigated using archival data from 718 heavy-mineral concentrate samples and 760 alluvial sand samples. Pyrope anomalies form several halos with concentrations up to 250 grains per 10 L sample. Statistical analysis revealed a positive association of pyrope with highly resistant heavy minerals and a negative association with unstable minerals. The pyrope halos are interpreted as products of reworking of an older sedimentary collector rather than local basement rocks. The mature mineral assemblage indicates potential for diamond and gold placer exploration.

У 1983 році лабораторія Правобережної ГЕ виконала мінералогічний аналіз 760 проб алювіальних пісків на об'єкті з глибинного геологічного картування аркуша «Хмельницький» [1]. У пробах обов'язково визначалися піропи. Результати мінералогічного аналізу не були опубліковані в геологічному звіті, тому ми відшукали їх в архівах мінералогічної лабораторії та дослідили закономірності поширення піропів та інших мінералів. Аномалії піропу формують декілька ореолів із його вмістом до 250 зерен у пробі об'ємом 10 літрів. Вони зосереджені переважно в басейні верхньої течії річок Случ і Південний Буг.

Річки Хмельницької площі розмивають міоценові (сарматські) піски, які залягають на піщано-глинистих і мергелистих відкладах кийівської світи палеогену, а нижче – на піщано-кременистих відкладах сеноманського ярусу крейди і, місцями, на теригенних і вулканогенних відкладах венду. Отже, немає особливих підстав пов'язувати ореоли піропу з корінними породами фундаменту чи відкладами венду. Зокрема, у місцевих туфопісковиках венду (32 проби) піропи не встановлені.

Спираючись на дані мінералогічного аналізу 718 шліхових проб, досліджених мінералогами Правобережної ГЕ, зроблено спробу встановити зв'язок піропу з іншим мінералами важкої фракції шліха. Для цього вибірку шліхів було поділено на три групи: I – від 0 до 9 знаків піропу, II – 10-49 знаків і III – більше 50 знаків. Для кожної групи було розраховано середній вміст головних мінералів важкої фракції. Встановлено, що усі мінерали поділяються на дві групи (див. табл.): перша – із прогресивним зростанням їх вмісту одночасно зі зростанням вмісту піропу; друга – зі зменшенням їхнього вмісту.

Таблиця – Гідродинамічний зв'язок середнього вмісту мінералів важкої фракції з кількістю піропу в шліхах алювію Хмельницької площі

Зростання середнього вмісту				Зменшення середнього вмісту			
Мінерал	I	II	III	Мінерал	I	II	III
Піроп	1,63	34,83	96,07	Піроксен	0,64	0,50	0,23
Гранат	39,1	164,6	216,04	Біотит	0,09	0,01	0,01
Ставроліт	6,9	27,23	49,65	Кальцит	0,14	0,02	0
Дистен	3,83	9,18	10,26	Пірит	3,00	1,43	0,01
Ільменіт	38,77	118,1	133,15	Апатит	0,47	0,28	0,01
Лейкоксен	1,54	5,36	8,57	Барит	0,040	0,009	0,001
Рутил	8,87	19,89	21,43	Колофан	0,16	0,004	0,006
Циркон	12,22	27,94	25,06	Примітка. Піропи подані в знаках (середня кількість у групі), інші мінерали – в грамах на тонну.			
Монацит	0,06	0,19	0,63				
Епідот	0,29	0,56	0,78				
Турмалін	4,36	13,38	18,10				
Лімоніт	0,59	0,71	1,22				

Як видно з таблиці, одночасно зі зростанням кількості піропу спостерігається підвищення вмісту найбільш стійких до гідромеханічного зношення мінералів, і, навпаки: зменшення вмісту мінералів з низькою твердістю та здатністю до швидкого руйнування в теригенних процесах. Одночасно зі зростанням кількості піропу підвищується ступінь лейкоксенізації ільменіту: коефіцієнт $K = \text{лейкоксен}/\text{ільменіт}$ становить відповідно 0,040, 0,045, 0,064. Отже, в ореолах піропу Хмельницької площі цей мінерал накопичується у своєрідних алювіальних «розсипах» із високозрілою мінеральною асоціацією. Ореоли піропу в четвертинному алювії загалом співпадають з його ореолами в сарматських пісках, встановленими А.А. Дзідзінським при пошукових роботах на алмази [2]. Це вказує на їх джерело – більш древній осадовий колектор. Вони однозначно не пов'язані з місцевими породами кристалічного фундаменту.

Висновки. З огляду на високий ступінь зрілості мінеральної асоціації, чи не найвищої з усіх різновікових відкладів південно-західних схилів УЩ, алювіальні ореоли піропу мають певні перспективи для пошуків розсипів алмазу і золота (виявлено 16 пластинчастих зерен розміром 0,1-0,4 мм у 16 пробах). Вивчення мінералів легкої фракції шліхів показало, що в усіх пробах кварц добре обкатаний, що також свідчить про високу зрілість. Проте більшість пісків є дрібнозернистими і не містять гравійних часток, отже, ймовірність виявлення в алювіальних розсипах зерен крупного алмазу є незначною.

Література

1. *Иванченко В.Я.* Отчет о глубинном геологическом картировании масштаба мельче 1:200 000 территории листа М-35-XXI (Хмельницкий) за 1981-1985 гг. – К.: Геоинформ, 1985.
2. *Дзидзинский А.А., Белая Г.В., Попович Ю.В., Черняков А.Н., Ткаченко Ж.Я., Цымбал С.Н.* Отчет о результатах поисковых работ в центральной и южной частях Воыно-Подольской плиты и северных склонах Карпат за 1980-1985 гг. – К.: Геоинформ, 1985.

ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ОРГАНІЧНОЇ РЕЧОВИНИ ТОРФІВ ЗАХІДНОГО ПОЛІССЯ ТА ЇХ РОЛЬ У КРУГООБІГУ ВУГЛЕЦЮ

Покшевніцький А.С.

Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища Національної академії наук України», м. Київ, Україна
e-mail: ap.2000.orcid@gmail.com

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF ORGANIC MATTER IN WESTERN POLISSIA PEATS AND THEIR ROLE IN THE CARBON CYCLE

Pokshevnytskyi A.S.

State InstitutionI «Institute of Environmental Geochemistry of the National Academy of Sciences of Ukraine»

Peatlands store substantial amounts of organic carbon, yet their geochemical composition in relation to greenhouse gas dynamics remains insufficiently studied in Ukraine. Analysis of monitoring data for four upland and lowland peat deposits of the northern Volyn and Rivne oblasts shows clear geochemical differentiation between peat types with respect to degree of decomposition, elemental composition, humic acid content and pH. Lowland peats, which dominate the region, exhibit higher biochemical lability and greater carbon loss potential upon drainage. The results support the need for systematic geochemical characterisation of Ukrainian peatlands as a basis for evidence-based conservation and land-use decisions.

Торфовища займають близько 3% суші та акумулюють понад 600 Гт вуглецю. У північній частині Волинської та Рівненської областей зосереджено понад третину загальнодержавних промислових запасів торфу: Волинська область – близько 165 млн т (20% від усіх промислових покладів України), Рівненська – понад 133 млн т (16%) [1]. Загальна площа торфових родовищ регіону перевищує 930 тис. га, причому 96% площ представлені низинним типом – найбільш поширеним і водночас біохімічно найактивнішим. Попри ресурсну та екологічну значущість цих екосистем, геохімічний склад органічної речовини торфів Західного Полісся в контексті вуглецевого балансу та кліматичних ризиків залишається вивченим недостатньо.

Осушення торфовищ є чинником трансформації їх вуглецевого статусу. Природні зволожені торфовища функціонують як стаціонарні поглиначі CO₂: в анаеробних умовах розкладання органічної речовини сповільнене, і вуглець накопичується у вигляді торфових відкладів потужністю до 11–15 м. Дренування корінним чином змінює цей режим: зниження рівня ґрунтових вод активізує аеробне розкладання, яке супроводжується зростанням емісії CO₂ та N₂O і втратами розчиненого органічного вуглецю з фільтраційними водами [2]. Осушені торфовища в цілому забезпечують близько 5% глобальних антропогенних викидів парникових газів [3]. В Україні понад 80% торфовищ осушено, а системний моніторинг стану родовищ фактично відсутній [1], що

ускладнює реальну оцінку обсягів вуглецевих втрат і обґрунтування заходів з охорони.

Геохімічний аналіз торфів чотирьох родовищ – верхових «Бабин Мох» і «Морочно-1» (Рівненська обл.) та низинних Шкуратівського і «Вутишно» (Волинська обл.) – виявив виражену диференціацію між типами за комплексом показників [1]. Ступінь розкладу органічної речовини верхових торфів становить 35–40%, низинних – 45–68%. Це зумовлено відмінностями ботанічного складу торфоутворювачів: у верхових домінують сфагнові та гіпнові мохи, целюлоза яких відрізняється підвищеною стійкістю до біодеградації завдяки специфічному хімічному складу клітинних стінок; у низинних – осокові (Cyperaceae) та очерет (Phragmites), органічна речовина яких доступніша для мікроорганізмів і розкладається значно швидше. Зольність закономірно зростає зі збільшенням ступеня розкладу: 12,5–16,3% у верхових і 7,5–9,9% у низинних зразках, що відображає прогресуюче заміщення органічних компонентів мінеральними у процесі тривалого сільськогосподарського освоєння.

Елементний склад органічної маси відображає встановлені закономірності кількісно. Вміст вуглецю у верхових торфах становить у середньому 53,3%, у низинних – 49,3%; вміст водню знижується від 6,5% (верховий) до 4,8% (низинний), тоді як вміст кисню зростає від 35,0 до 45,3–48,6% відповідно, що вказує на вищий ступінь окиснення органічної речовини низинних торфів [1]. Реакція середовища варіює від слабокислої у верхових (рН 5,8–6,3) до нейтральної у низинних торфах (рН 7,1–8,4). Нейтральне середовище забезпечує оптимальні умови для діяльності мікроорганізмів-деструкторів, що суттєво прискорює мінералізацію органічної речовини при зниженні рівня ґрунтових вод. Саме тому низинні торфи при осушенні вивільняють вуглець значно інтенсивніше, ніж верхові.

Атомне співвідношення C/N є одним з найінформативніших індикаторів біохімічної лабільності торфу. У верхових торфах Західного Полісся воно становить 49–66, у низинних – лише 17–21. Низькі значення C/N свідчать про підвищену доступність азоту для мікробних угруповань, що прискорює розкладання органічних сполук і корелює з вищою інтенсивністю обміну парниковими газами між ґрунтом і атмосферою [4]. Це робить низинні торфи Полісся особливо вразливими в умовах подальшого осушення: зниження рівня ґрунтових вод у торфовищах із низьким C/N може спричиняти дворазове і більше зростання питомих викидів CO₂ порівняно з природним станом [2].

Вміст гумінових кислот (ГК) зростає зі збільшенням ступеня розкладу: від 13–14% у моховому торфі верхового типу до 38–58% у трав'яних і деревних низинних видах. Переважання ГК над фульвокислотами вказує на формування відносно стабільних гумусових сполук – продуктів глибокої гуміфікації рослинних решток [5]. Склад і властивості гумінових кислот торфу залежать від ботанічного складу торфоутворювачів, ступеня розкладу і умов формування покладу, що визначає їх специфічні агрохімічні та фізіологічні властивості. Вміст ГК понад 20% у всіх досліджених зразках підтверджує перспективність торфів Полісся як сировини для виробництва органічних добрив, гумінових

препаратів для потреб сільського господарства, а також для бальнеологічних і медичних застосувань.

Таким чином, низинні торфи, що займають 96% площ Західного Полісся, характеризуються вищою біохімічною лабільністю, нейтральною реакцією середовища і зниженим співвідношенням С/Н порівняно з верховими аналогами. У поєднанні з масштабним осушенням ці геохімічні властивості зумовлюють підвищений потенціал низинних торфів як джерел парникових газів і роблять їх збереження пріоритетним завданням природоохоронної політики. Прийнята у травні 2026 р. постанова КМУ про особливий правовий режим використання земель під торфовищами формує нормативну основу для їх охорони. Разом з тим практична реалізація цього режиму потребує систематичної геохімічної паспортизації родовищ, яка дозволить обґрунтовано визначати пріоритети збереження торфових екосистем і розробляти диференційовані підходи до управління ними з урахуванням природних геохімічних властивостей різних типів торфу.

Література

1. Коніщук В.В., Шумигай І.В., Душко П.М., Мартиненко В.В. Моніторинг сучасного стану торфовищ Західного Полісся. Збалансоване природокористування. 2024. № 3. DOI: 10.33730/2310-4678.3.2024.314923.
2. Aben R.C.H. *et al.* CO₂ emissions of drained coastal peatlands in the Netherlands and potential emission reduction by water infiltration systems. *Biogeosciences*. 2024. Vol. 21. P. 4099–4118. DOI: 10.5194/bg-21-4099-2024.
3. Mander Ü. *et al.* Global peatland greenhouse gas dynamics: state of the art, processes, and perspectives. *New Phytologist*. 2025. DOI: 10.1111/nph.20436.
4. Pärn J. *et al.* Soil moisture and microbiome explain greenhouse gas exchange in global peatlands. *Scientific Reports*. 2025. DOI: 10.1038/s41598-025-92891-z.
5. Lodygin E., Vasilevich R., Abakumov E. The Molecular Composition of Peat Organic Matter and Prospects for Its Use in Agriculture. *Agronomy*. 2023. Vol. 13(9). P. 2414. DOI: 10.3390/agronomy13092414.

ФОРМАЛІЗАЦІЯ ФОНУ Й АНОМАЛІЇ ПІРОПУ НА ПРИКЛАДІ ЧЕМЕРПІЛЬСЬКОЇ ДІЛЯНКИ: ФРАКТАЛЬНИЙ І СТАТИСТИЧНИЙ АНАЛІЗ

Семенів О.В., Павлюк В.М.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, Україна, oleg.semeniv@gmail.com, v-pavlyuk@ukr.net

FORMALIZING BACKGROUND AND ANOMALY FOR PYROPE BASED ON THE CHERMERYL SITE: A FRACTAL AND STATISTICAL APPROACH

Semeniv O.V., Pavliuk V.M.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation, NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine, oleg.semeniv@gmail.com, v-pavlyuk@ukr.net

Pyrope contents in 151 heavy-mineral samples from the Southern Buh alluvium (Chermeryl site, Ukrainian Shield) were separated into background and anomaly populations by five independent methods: Lepeltier probability plot, Gaussian mixture modelling, robust median+2·MAD thresholds, concentration–area fractal analysis and singularity mapping. All methods converge on a compact axial anomalous zone, providing scale-invariant thresholds and priority targets for follow-up diamond prospecting.

Ділянка Чемерпіль розташована в долині річки Південний Буг у межах Голованівської шовної зони Українського щита; четвертинні піски заплавної тераси залягають на корі вивітрювання кристалічних порід фундаменту. Ділянка площею 1 км² добре вивчена шліховим опробуванням у свердловинах (151 проба). Традиційно межі шліхових аномалій проводять довільними ізолініями, тож оконтурювання лишається суб'єктивним і залежним від масштабу карти. Мета роботи – об'єктивне, статистично обґрунтоване розмежування фону й аномалій піропу та оконтурювання аномальної зони комплексом незалежних методів.

Використано дві групи методів: перший набір – ймовірнісний графік Лепельє [1], розклад вибірки за сукупностями методом гаусової суміші (GMM) та робастна межа виявлення на основі значення медіани та $k \cdot \text{MAD}$ оцінки; фрактальний метод концентрація–площа (C–A) [2] із сингулярним аналізом для масштабно-інваріантного оконтурювання аномалій. Моделювання методом гаусової суміші (GMM) виявило дві сукупності проб (рис. 1б): фонову (медіана $\approx 0,1$ зерна) та аномальну (медіана $\approx 3,3$ зерна); поріг присутності піропу становить $\approx 0,2$ зерна. Графік Лепельє незалежно підтверджує двоскладову будову вибірки характерним зломом (рис. 1а). Межує аномалії обчислено із застосуванням робастного правила «медіана + 2·MAD», і становить 8,9 зерна. Фрактальний метод «концентрація–площа» (C–A) ґрунтується на залежності сумарної площі ділянок від порогового вмісту. У логарифмічних координатах вона апроксимується двома прямими: фоновією (–0,59) та аномальною (–1,29). Їх точка зламу визначає поріг аномалії $\approx 1,4$

зерна, незалежний від масштабу карти (рис. 1в). Сингулярний аналіз показав, що значення $\alpha < 2$ відповідають локальному збагаченню; таких проб виявлено 47, і всі вони витягнуті вздовж осової смуги (рис. 2).

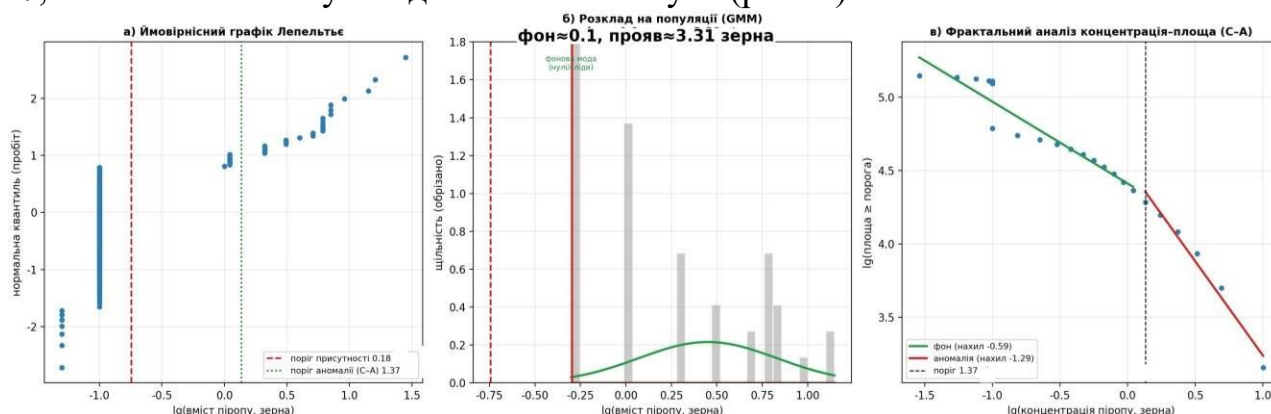


Рисунок 1 – Формалізація фону й аномалій піропу: а) графік Лепельтьє; б) розклад на сукупності (GMM); в) фрактальний аналіз концентрація–площа (C–A)

Просторовий розподіл збагачення (рис. 2) показовий: усі аномалії розташовані на помітній відстані від сучасного русла, яке проходить південним краєм ділянки, це узгоджується із палеорусловою (тальвеговою) моделлю концентрування піропу.

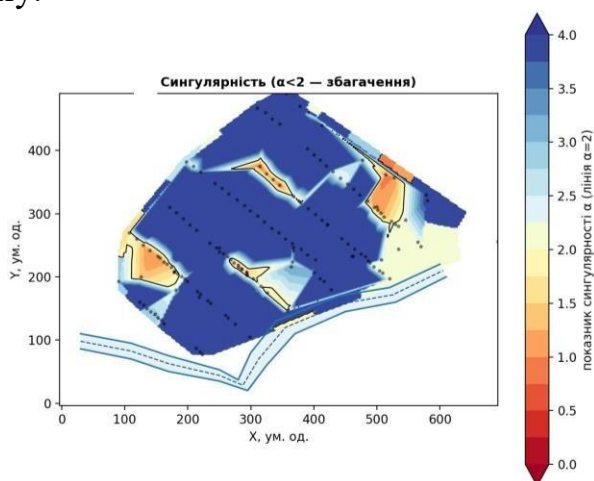


Рисунок 2 – Просторове оконтурювання аномалій піропу: сингулярність ($\alpha < 2$ – збагачення) з нанесеним сучасним руслом

Отже, збіг результатів п'яти методологічно різних підходів – статистичних методів та робастного оцінювання (графік Лепельтьє, GMM, «медіана + $k \cdot \text{MAD}$ ») і фрактальних (C–A, сингулярність) – істотно підвищує надійність оконтурювання. Отримані межі виявлення (присутності $\approx 0,2$ зерна, аномалії $\approx 1,4$ зерна, сильної аномалії 8,9 зерна) узгоджуються між незалежними методами, тоді як фрактальні методи забезпечують масштабно-інваріантне оконтурювання. Запропонований комплекс статистичних і фрактальних методів забезпечує об'єктивне оконтурювання аномалій піропу й може бути застосований для інших індикаторних і рудних мінералів.

Література

1. Lepeltier C. A simplified statistical treatment of geochemical data by graphical representation // *Economic Geology*, 1969. Vol. 64, № 5. P. 538–550.
2. Cheng Q., Agterberg F.P., Ballantyne S.B. The separation of geochemical anomalies from background by fractal methods // *Journal of Geochemical Exploration*, 1994. Vol. 51, № 2. P. 109–130.

ПЕРСПЕКТИВИ ЗАСТОСУВАННЯ МЕТОДІВ МАШИННОГО НАВЧАННЯ В АНАЛІЗІ МІНЕРАЛІВ ВАЖКОЇ ФРАКЦІЇ

Семенів О.В., Павлюк В.М., Литвиненко Ю.О.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, Україна, oleg.semeniv@gmail.com, v-pavlyuk@ukr.net,
lisick8@gmail.com

PROSPECTS FOR MACHINE LEARNING IN HEAVY-MINERAL ANALYSIS

Semeniv O.V., Pavliuk V.M., Lytvynenko Yu.O.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation, NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine, oleg.semeniv@gmail.com, v-pavlyuk@ukr.net,
lisick8@gmail.com

Ensemble machine learning (random forest, gradient boosting) is examined as a tool for analysing heavy-mineral data and for spatial-mathematical modelling of mineral occurrence, using 151 alluvial samples from the Chemerpil site (Southern Buh valley, Ukrainian Shield). The models estimate pyrope occurrence from the associated mineral composition (AUC 0.76 and 0.73) and independently reproduce its resistate association. Adding a geomorphic covariate – distance to the modern channel axis – raises the estimate quality from AUC 0.78 to 0.82. The results are cross-checked by rank correlations, non-parametric tests and along-channel segmentation, outlining directions for wider use of such models in mineralogical studies.

Шліхо-мінералогічні дані здебільшого опрацьовують описово, обмежуючись найпростішими статистичними прийомами, тоді як сучасні методи машинного навчання дають змогу видобувати з них суттєво більше інформації – виявляти приховані зв'язки між мінералами, моделювати просторовий розподіл вмісту та залучати додаткові геолого-геоморфологічні ознаки [3, 4]. Мета роботи – показати можливості й перспективи розширення застосування ансамблевих методів машинного навчання в задачах аналізу мінералів важкої фракції та просторово-математичного моделювання їх вмісту. Як тестовий об'єкт обрано ділянку Чемерпіль, а як модельний мінерал – піроп.

Ділянка Чемерпіль розташована в долині річки Південний Буг у межах Голованівської шовної зони Українського щита. Четвертинні піски заплавної тераси залягають на корі вивітрювання кристалічних порід фундаменту. Для 128 проб задокументовано гранулометрію, колір, абсолютну відмітку поверхні, глибину підошви та потужність піску. Піроп зафіксовано у 31 пробі з 151 (від 1 до 14 зерен у пробі) – тобто йдеться про типову для шліхових даних задачу моделювання рідкісного, нерівномірно розподіленого мінералу. Проби (36 мінералів важкої фракції) оброблено як композиційні дані: застосовано центроване (CLR) та ізометричне (ILR) логарифмічне відношення [1]. Для побудови моделей використано Random Forest (RF) [2] та градієнтний бустинг (GBM), а для оцінки точності – площу під ROC-кривою (AUC) із 5-кратною перехресною перевіркою. В якості порівняння використано логістичну регресію

та лінійний дискримінантний аналіз (LDA). Значущість статистичних характеристик оцінено непараметричними критеріями Краскала–Уолліса та Манна–Уїтні, а зв'язки між мінералами – ранговою кореляцією Спірмена.

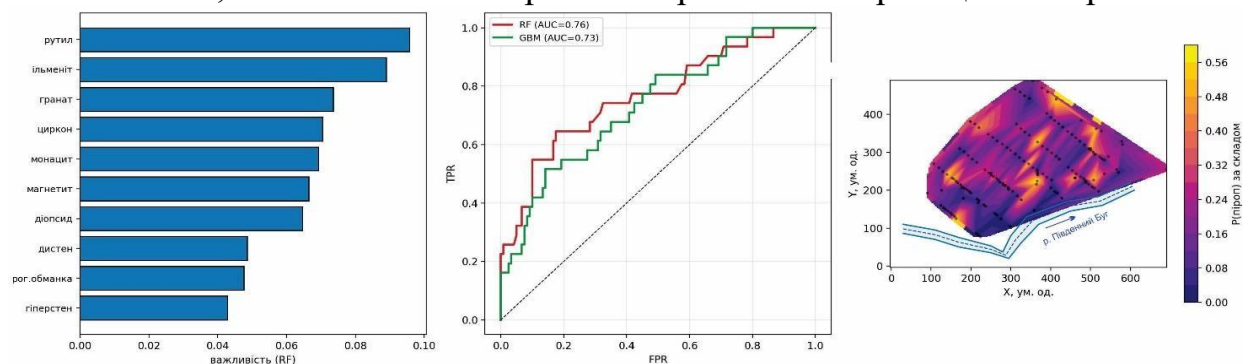


Рисунок – а) важливість предикторів RF-моделі; б) ROC-криві оцінювання присутності піропу (RF, GBM); в) ймовірнісна карта знаходження піропу.

Модель навчали за мінеральним складом та присутністю піропу, де її виходом є обчислена для всіх проб неперервна ймовірнісна оцінка. Це дає нову інформацію: замість 31 точки з піропом отримуємо неперервне поле оцінок для екстраполяції та побудови карти. Окремо навчено другий набір моделей (на високі вмісти піропу ≥ 75 -го перцентилля), які показали достатню точність оцінювання: AUC 0,76 (RF) та 0,73 (GBM) (рисунок, б). Показник AUC відображає здатність моделі розрізнити проби з піропом і без нього за складом решти важкої фракції. Найважливішими предикторами піропу виявилися рутил, ільменіт, гранат, монацит і циркон (рисунок, а). Перевага RF-моделі над лінійною логістичною регресією (AUC 0,70 проти 0,58) свідчить про суттєву нелінійність зв'язків між складом важкої фракції та вмістом піропу. Обчислені лише за мінеральним складом оцінки, інтерпольовано на площу ділянки (рисунок, в), що відтворює осьові аномальні смуги вздовж палеоруслу Південного Бугу. Вибір найважливіших предикторів моделей паралельно оцінено за ранговими кореляціями Спірмена (рутил $\rho = 0,30$; циркон $\rho = 0,29$), що підтвердило зв'язок піропу із стійкими до руйнування у водному середовищі мінералами. Просторова структура модельних оцінок присутності піропу узгоджується із тальвеговою моделлю концентрування – піроп тяжіє до найглибших ділянок палеоврізу. Також, оцінено інформативність параметру – відстані проби до сучасного русла: без цієї ознаки RF-модель дає AUC 0,78, а з нею – 0,82.

Отже, ансамблеві методи машинного навчання дають змогу просторового моделювання проявів цінних мінералів за складом важкої фракції, що показано на прикладі піропу ділянки Чемерпіль.

Література

1. Aitchison J. The Statistical Analysis of Compositional Data. London: Chapman & Hall, 1986. 416 p.
2. Breiman L. Random forests // Machine Learning, 2001. Vol. 45, № 1. P. 5–32.
3. Rodriguez-Galiano V., Sanchez-Castillo M., Chica-Olmo M., Chica-Rivas M. Machine learning predictive models for mineral prospectivity: An evaluation of neural networks, random forest, regression trees and support vector machines // Ore Geology Reviews, 2015. Vol. 71. P. 804–818.
4. Zuo R. Machine learning of mineralization-related geochemical anomalies: A review of potential methods // Natural Resources Research, 2017. Vol. 26, № 4. P. 457–464.

**КОМПЛЕКС МАГНІТНИХ ТА ГЕОХІМІЧНИХ МЕТОДІВ ДЛЯ ОЦІНКИ
ВПЛИВУ ВІЙСЬКОВИХ ДІЙ НА ЗАБРУДНЕННЯ ҐРУНТІВ (НА
ПРИКЛАДІ М. КОЗЯТИН)**

***Смирний Максим Анатолійович¹, Меньшов Олександр Ігоревич²,
Корнійчук Юлія Дмитрівна²***

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна, maksim.smirnyy@gmail.com

²Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ, Україна,
menshov@knu.ua

**INTEGRATION OF MAGNETIC AND GEOCHEMICAL METHODS FOR
ASSESSING THE IMPACT OF MILITARY ACTIONS ON SOIL
POLLUTION (CASE STUDY OF KOZIATYN)**

***Smyrnyy Maksym Anatoliyovych¹, Menshov Oleksandr Igorevich²
Korniichuk Yuliia Dmytrivna²***

¹M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation, NAS of
Ukraine 1, Kyiv, Ukraine, maksim.smirnyy@gmail.com

²Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv, Ukraine, menshov@knu.ua

The study demonstrates the integration of magnetic and geochemical methods for assess in gsoil pollution caused by military actions, using a tests it near Koziatyn affected by a missile and drone strike in summer 2025. Magnetic susceptibility and its frequency dependence were measured for twenty soil samples, revealing technogenic magnetic particles. Heavy metal content (Cr, Co, Ni) exceeded permissible limits in several samples. Trace analysis identified HMTD explosive residue in one sample, confirming the potential of combined magnetic-geochemical monitoring.

Воєнні дії є одним із головних чинників деградації довкілля і чинником забруднення ґрунтового покриву. Негативні наслідки бойових дій в Україні зумовили посилення наукового інтересу до кількісної оцінки забруднення верхніх горизонтів ґрунтів важкими металами [1, 2]. Подібні дослідження виконуються і за межами України: показано, що навіть поодинокий артилерійський удар здатний виступати локалізованим джерелом забруднення ґрунту важкими металами, зокрема Cd, Cr, Ni та Pb.

Застосування магнітного методу для картування техногенно змінених ґрунтів полягає у здатності магнітних частинок і важких металів одночасно накопичуватися в пилових аерозолях атмосферного повітря з подальшим осадженням у ґрунтовому покриві; методологія такого підходу викладена в [3]. Показником техногенного походження магнітних мінералів слугує гранулометричний склад їхніх зерен.

Для розділення природного і техногенного магнітних сигналів широко застосовують показник частотної залежності магнітної сприйнятливості (χ_{fd}); техногенні частинки фракцій PM10 і PM2,5 часто представлені магнітними сферами. Додатковим індикатором техногенного намагнічування є ізотермічна залишкова намагніченість (IRM): досягнення її насичення вже за

напруженості поля близько 100 мТл свідчить про наявність крупнозернистої магнітної фази, найчастіше магнетиту.

Для ілюстрації потенціалу комплексування магнітного і геохімічного методів обрано дослідну ділянку в с. Сигнал поблизу м. Козятин (Вінницька область, Хмельницький район), яка влітку 2025 р. зазнала ракетно-дронових атак (рис.).

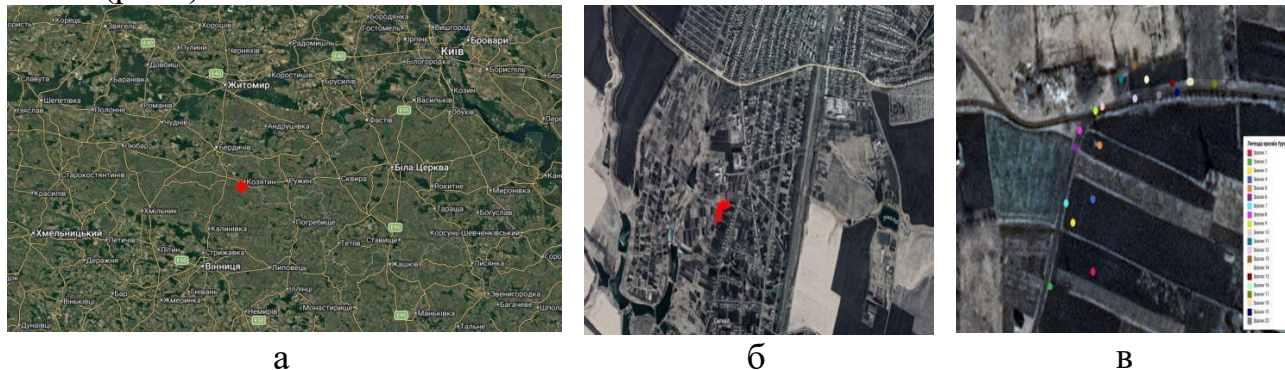


Рисунок – Територія досліджень м. Козятин: а – загальне розташування, б – точка дослідження, в – схема відбору зразків

Територія належить до Лісостепової зони Правобережної України, де переважають чорноземи опідзолені та сірі лісові ґрунти [4, 5]. Двадцять зразків відібрано за маршрутом, що охоплював присадибні городи, пішохідну стежку та ділянку районних електромереж, тобто зони з поступово зростаючим антропогенним навантаженням.

На прикладі дослідної ділянки поблизу м. Козятин продемонстровано високу інформативність комплексування магнітного та геохімічного методів для виявлення впливу військових дій на забруднення ґрунтів. У місцях впливу вибухів зафіксовано підвищення магнітної сприйнятливості (χ) до 10 разів порівняно з фоновими територіями, значення χ_{fd} у ряді випадків нижче 4 %, що вказує на техногенний генезис магнітних мінералів; виявлено перевищення ГДК за вмістом Ni, Cr та Co, а також ідентифіковано НМТД (гексаметиленпероксиддіамін) з високою ймовірністю у зразку з підвищеним вмістом важких металів.

Література

1. Bondar, K.M., Bakmutov, V., Poliachenko, I., Hlavatskyi, D., Menshov, O. Magnetic and chemical signals of post-blast residue in soil: A case study from northern Ukraine // Science of The Total Environment, 2025. Vol. 977. Art. 179342.
2. Menshov, O., Bondar, K., Hlavatskyi, D., Bakmutov, V., Poliachenko, I., Mohylko, M. Magnetic and geochemical analyses of soils from war-affected locations in Ukraine//18th International Conference Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment. European Association of Geoscientists and Engineers, 2025.Vol.2025,No1.P. 1-5.
3. Меньшов О.І. Теорія і методологія застосування магнетизму ґрунтового покриву в геології, екології, ґрунтознавстві: автореф. дис. ... докт. геол. наук: спец. 04.00.22 «Геофізика», 2008.
4. Menshov, A.I., Sukhorada, A.V. Soil magnetism in Ukraine // Scientific Bulletin of National Mining University, 2012. Vol. 1, No 127. P. 15-22.
5. Полупан М.І. (Ред.). Класифікація ґрунтів України. Київ: Аграрна наука, 2005.

**ОСОБЛИВОСТІ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ІЛЬМЕНІТУ
СТАВИЩАНСЬКОГО ТА ОЧЕРЕТЯНСЬКОГО РОЗСИПІВ**

Стародубець К.М.¹, Ганжа О.А.¹, Луньова І.М.², Луньов Є.С.³

¹Інститут геологічних наук НАН України, м. Київ, Україна,
oag2909@gmail.com, starodubets.kirill@ukr.net

²Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка
НАН України, м. Київ, Україна, gerasimetsirina@gmail.com

³ДУ "Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України",
м. Київ, Україна, lunev_00@ukr.net

**CHARACTERISTICS OF THE CHEMICAL COMPOSITION OF ILMENITE
FROM THE STAVYSHCHANSKE AND OCHERETIANSKE PLACERS**

Starodubets K.M.¹, Ganzha O.A.¹, Lunova I.M.², Lunov Ye.S.³

¹Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine
oag2909@gmail.com, starodubets.kirill@ukr.net²

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation
Of the NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, gerasimetsirina@gmail.com

³SI "Institute of Environmental Geochemistry of the NAS of Ukraine",
lunev_00@ukr.net

The chemical composition of ilmenite from the Stavyshchanske and Ocheretianske placers of the Volyn titanium-bearing region was investigated. Ilmenite concentrates from both placers show similar TiO₂ contents ($51.9 \pm 2.6\%$ and $52.3 \pm 2.3\%$), with no statistically significant difference. A significant inverse correlation was established between grain size and both TiO₂ content and the Fe₂O₃/FeO oxidation index. These relationships indicate compositional differences associated with ilmenite grain size and provide constraints on the degree of its hypogen ealteration.

Ставищанський та Очеретянський розсипи розташовані в Житомирській області, у межах північно-західної частини Українського щита (Волинський титаноносний район), і просторово приурочені до Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву [1, 2].

Середній вміст TiO₂ в ільменітових концентратах становить $51,9 \pm 2,6 \%$ (Очеретянський, $n = 46$) і $52,3 \pm 2,3 \%$ (Ставищанський, $n = 37$). Різниця між ними статистично незначуща (критерій Манна-Уїтні, $p = 0,16$), що свідчить про близькі, типові для практично незміненого магматичного ільменіту значення на обох ділянках. Отримані значення добре узгоджуються з наведеним у звіті [2] середнім вмістом TiO₂ у концентраті ($\sim 52 \%$), і перебувають у типовому для магматичного ільменіту габро-анортозитових комплексів діапазоні, що спостерігається, зокрема, на класичному родовищі Теллес у Норвегії [3].

Середній вміст супутніх компонентів ільменітового концентрату (за унікальними пробами) також близький для обох ділянок: V₂O₅ – 0,23-0,26 %, Sc₂O₃ – 0,012 %, Ta₂O₅ – 0,0009-0,0011 %, Nb₂O₅ – 0,024-0,029 %. Індекс окисненості заліза в ільменіті (Fe₂O₃/FeO), який використано як непрямий показник ступеня гіпергенної зміненості, є близьким і статистично незначущим

відмінним для обох ділянок, що не суперечить висновку звіту про в цілому незначну змінність руд [2].

Встановлено статистично значущий обернений зв'язок між середнім розміром зерна ільменіту та вмістом у ньому TiO_2 ($\rho = -0,39$; $p < 0,001$) (рис.), а також аналогічний обернений зв'язок з індексом окисненості $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ($\rho = -0,37$; $p < 0,001$).

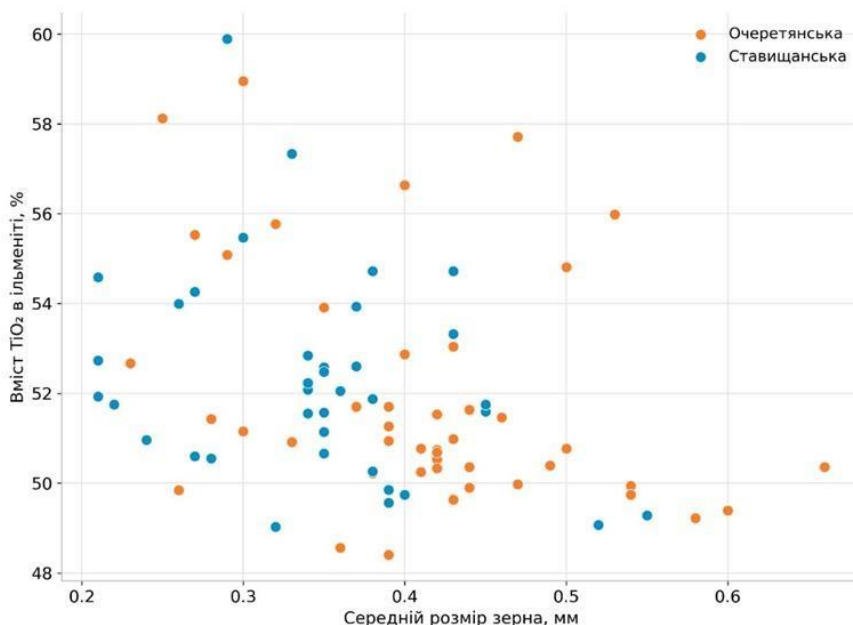


Рисунок – Кореляційний зв'язок між вмістом TiO_2 та середнім розміром зерен ільменіту (унікальні проби; $\rho = -0,39$; $p < 0,001$; $n = 83$)

Отже, дрібніші зерна ільменіту в середньому характеризуються вищим вмістом TiO_2 та вищим індексом окисненості порівняно з крупнішими зернами. Водночас частка ільменіту в класі крупності $> 0,3$ мм позитивно корелює з вмістом TiO_2 ($\rho = 0,45$; $p < 0,001$) – розсипи (інтервали) зі стійкішим переважанням крупних класів у гранулометричному спектрі одночасно тяжіють до дещо підвищеного вмісту TiO_2 , що потребує додаткової перевірки на матеріалі мономінеральних зерен та не суперечить викладеній вище інтерпретації, оскільки характеризує інший (інтегральний, а не позерновий) рівень узагальнення даних.

Література

1. Митрохин О.В. Петрологія габро-анортозитових масивів Коростенського плутону: автореф. дис.... канд. геол. наук / НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення. Київ, 2001. 16 с.
2. Швайберов С.К., Базалийская Л.М., Ремезова Е.А. Поисково-оценочные работы на Ставищанской, Тростяницкой и Очеретянской россыпях ильменита // Отчет Житомирской геологоразведочной экспедиции ПГО «Севукргеология» о результатах поисково-оценочных работ, проведенных в 1987-1991 гг. в Житомирской области УССР: в 3-х кн. Киев, 1991.
3. Charlier B., Duchesne J.-C., Vander Auwera J. Magma chamber processes in the Tellnes ilmenite deposit (Rogaland Anorthosite Province, SW Norway) and the formation of Fe-Ti ores in massif-type anorthosites // *Chemical Geology*. 2006. Vol. 234, Iss. 3–4. P. 264–290. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.05.007>

**АНАТОМІЯ КРИСТАЛІВ ЦИРКОНУ МОЛІБДЕНІТВМІСНОГО
ГРАНІТУ ФАСТІВСЬКОГО КОМПЛЕКСУ**

Степанюк Л.М., Бондаренко С.М., Кишук О.Є.

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

**ANATOMY OF ZIRCON CRYSTALS FROM MOLYBDENUM-
CONTAINING GRANITE OF THE FASTIV COMPLEX**

Stepanyuk L.M., Bondarenko S.M., Kishchuk O.Ye,

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

Previous U-Pb isotopic dating of multi-grain zircon samples from molybdenite-bearing granite yielded an age of 1963 ± 11 Ma. To correctly interpret this age, the internal structure of the zircon crystals was examined. It was determined that the crystals consist of two generations of zircon: the first comprises relict cores derived from the substrate rocks, while the second forms thin-zoned rims—though in many cases, the entire crystal consists of thin-zoned zircon. Given the presence of relict cores in some crystals and the likelihood of an overestimated age, the value of 1963 ± 11 Ma should be regarded as the maximum possible age of the molybdenite-bearing granite.

Вступ. Мінералізація молібдену (Ярошівський рудопрояв) в гранітах фастівського комплексу була виявлена К.Ю. Єсипчуком з колегами в результаті виконання польових досліджень в ході підготовки до видання геологічної карти Фастівського аркушу [3]. Детальна характеристика рудопрояву та результати уран-свинцевого ізотопного датування мультизернових наважок кристалів циркону із гранітів цього рудопрояву наведені в роботі [1]. Вік мультизернових наважок кристалів циркону із середньо-крупнозернистого граніту (є вмісним для молібденітвмісного граніту) за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ варіює в межах (2018 – 2050 млн рр.). Вік циркону із молібденвмісного граніту складає 1963 ± 11 млн рр. [1], що співпадає з часом формування гранітоїдів осницького комплексу [2]. Втім анатомія кристалів мінерала-геохронометра не вивчалася, що спричинює певну невизначеність в інтерпретації отриманих значень віку.

Методи та об'єкти дослідження. Кристали циркону із молібденітвмісного граніту (проба Сос-17-3), вивчалися під стереомікроскопом SZM-45T2. Поліровані зрізи кристалів, попередньо вплавлені в епоксидну смолу, після затвердіння якої зрізані та відполіровані приблизно на 1/3-1/2 товщини, вивчали та фотографували під оптичним мікроскопом *Carl Zeiss Axio Imager 2 formaterials*.

Анатомія кристалів циркону. Кристали циркону не електромагнітної фракції світло-рожеві, блідо-рожеві, майже безбарвні (переважають), деякі (слабо озалізовані) мають буруватий відтінок напівпрозорі. Кристали в переважній більшості призматичні та коротко-призматичні ($K_{\text{вид.}} 2,0 - 1,5$) зрідка наявні видовжено-призматичні з $K_{\text{вид.}} 2,5$ і більше (рис. 1). В ограненні беруть участь грані обох призм, за різко переважним розвитком однієї із них та декількох біпірамід, найчастіше тупих. В окремих кристалах присутні грані

гострої біпіраміди. Кристали дрібні (переважно дрібніше 0,050 мм) Поверхні найчастіше шагренева, в окремих гладенька блискуча. Ребра дещо заокруглені.

В II електромагнітній фракції присутні здебільшого світло-рожеві, сірувато-рожеві, зрідка трапляються зерна світло-коричневого та коричневого кольору.

В полірованих зрізах (рис. 1) кристали складені цирконом двох генерацій. Перша генерація (вочевидь реліктові ядра циркону порід субстрату) спостерігається в центральних частинах деяких кристалів, за звичай мають заокруглені контури, не зональні, часто розбиті автономними тріщинками, які не виходять в циркон оболонки (рис. 1 *c - f*). Оболонки тонкозональні, досить часто складають весь кристал (рис. 1 *a, b*), в окремих кристалах утворюють тонкі наростання на незональні тріщинуваті ядра (рис. 1 *d - f*).

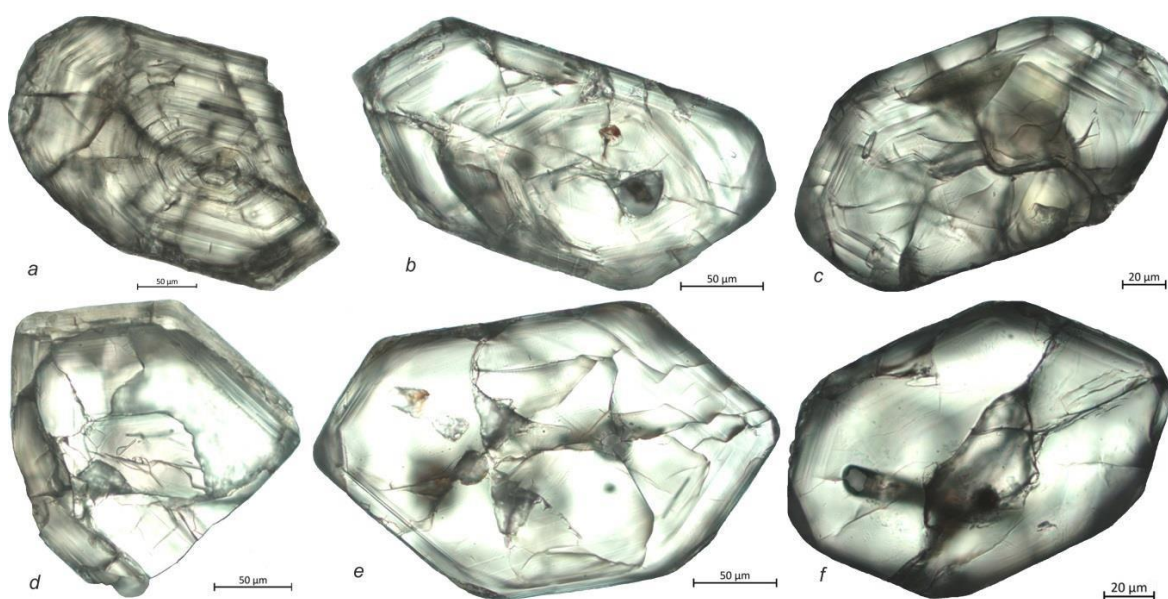


Рис. 1 — Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із молібденітвмісного граніту, проба Сос-17-3

Отже, зважаючи на наявність в частині кристалів циркону реліктових ядер та вірогідність завищення віку, отриманий вік 1963 ± 11 млн рр. [1], слід прийняти за максимально можливий вік молібденітвмісного граніту.

Висновок. Молібденітвмісний граніт Ярошівського рудо прояву сформувався не раніше 1,97 млн. років тому.

Література

1. Бондаренко С.М., Степанюк Л.М., Сьомка В.О., Довбуш Т.І., Канунікова Л.І. Ярошівський прояв молібденової мінералізації. Збірник тез наукової конференції, присвяченої 50-річчю Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворенню імені М.П.Семененка НАН України, 14-16 травня 2019. Том. 2, Київ 2019. – С.23-25.
2. Висоцький О.Б. Геохронологія порід Осницького блоку Автореферат дисертації на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук. Київ. 2021. 18 с.
3. Державна геологічна карта України масштаб 1:200 000. Центральноукраїнська серія аркуш м-35-ХVIII (Фастів). Пояснювальна записка. К.Ю. Єсипчук, Б.Д. Возгрін, Р.М. Довгань, Г.В. Калінін, К.В. Когут, С.Г. Кривдік, С.С. Красовський, М.І. Орлюк, В.І. ОРСА, І.К. Пашкевич, В.М. Скобелев, Л.М. Степанюк. Київ – 2002. – 90 с.

АНАТОМІЯ КРИСТАЛІВ ЦИРКОНУ ІЗ ГРАНІТУ ПЛЕСЕЦЬКОГО КАР'ЄРУ (ФАСТІВСЬКИЙ КОМПЛЕКС)

Степанюк Л.М., Коваленко Н.О., Кищук О.Є.

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

ANATOMY OF ZIRCON CRYSTALS FROM GRANITE OF THE PLESETSK QUARRY (FASTIV COMPLEX)

Stepanyuk L.M., Kovalenko N.O., Kishchuk O.Ye,

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

The granites of the Fastiv complex, distributed in the Plesetsk quarry, were dated by the U-Pb isotope method using zircon, without any attention to the anatomy of the crystals, which causes some uncertainty in the interpretation of the obtained age. This work is devoted to the study of the internal structure of zircon crystals from previously dated granite, distributed in the Plesetsk quarry. In polished sections, the crystals are multistage, represented by synpetrogenic granite thin-zoned zircon, which in some crystals surrounds heterogeneous nuclei of relict zircon of substrate rocks. Taking into account the latter, we believe that the obtained age value (2078 ± 1.5 million years) is the maximum possible age of the granite.

Вступ. В кінці 90-х років минулого сторіччя на території Фастівського аркуша м-бу 1:200000, були проведені роботи з довивчення та підготовки до видання комплекту геологічних карт цієї території [2]. В результаті виконання цих робіт було виокремлено фастівський комплекс та визначено за цирконом час формування гранітів ($2078 \pm 1,5$ млн. років), розкритих Плесецьким кар'єром [3]. Втім анатомії кристалів циркону не було приділено уваги, що викликає певну невизначеність в інтерпретації отриманого віку. В даному повідомленні ми робимо спробу виправити цей недолік.

Методи та об'єкти дослідження. Кристали циркону вивчалися під стереомікроскопом SZM-45T2. Поліровані зрізи кристалів, попередньо вплавлені в епоксидну смолу, після затвердіння якої зрізані та відполіровані приблизно на 1/3-1/2 товщини, вивчали та фотографували під оптичним мікроскопом *Carl Zeiss Axio Imager 2 for materials*.

Геологічна ситуація. В південно-східній частині Фастівського аркушу в басейні річок Ірпінь та Унава поширені середньозернисті граніти, виділені в свій час М.І. Безбородько, як фастівський тип граніту [1]. Граніти містять численні ксеноліти (в тому числі пластоподібні) в різній мірі калішпатизованих рівномірнозернистих амфіболізованих габро, інколи (діючий кар'єр східніше с.Соснівки) діоритів та гранодіоритів.

Анатомія кристалів циркону. Мінерал утворює відносно крупні (в основному 0,1-0,07 мм до 0,2 мм по L_4) добре огранені кристали. Колір коричнево-рожевий, рожево-бурий до бурого. Буре забарвлення більш інтенсивне в тріщинуватих кристалах і, очевидно, викликане “озалізненням”.

В полірованих зрізах кристали циркону виявляють складну будову. В переважній більшості зерен частина площі зрізу має тонку концентричну зональність, що може свідчити про їх кристалізацію із розплаву. В той же час в деяких кристалах (рис. 1 *c, d*) зовнішній контур зональної частини кристалів заокруглений, що дає підстави зробити висновок про кластогенну їх післяісторію. Досить помітними є реліктові ядра, представлені однорідним (незональним) цирконом (рис. 1 *k, l, o*). Такі ядра в одних кристалах оточені незональними оболонками (рис. 1 *k, l*), в інших тонкозональними (рис. 1 *o*). Оболонки, вочевидь складені цирконом, синпетрогенним граніту, відносно тонкі, незональні (рис. 1), в деяких кристалах практично відсутні (рис. 1 *b, o*).

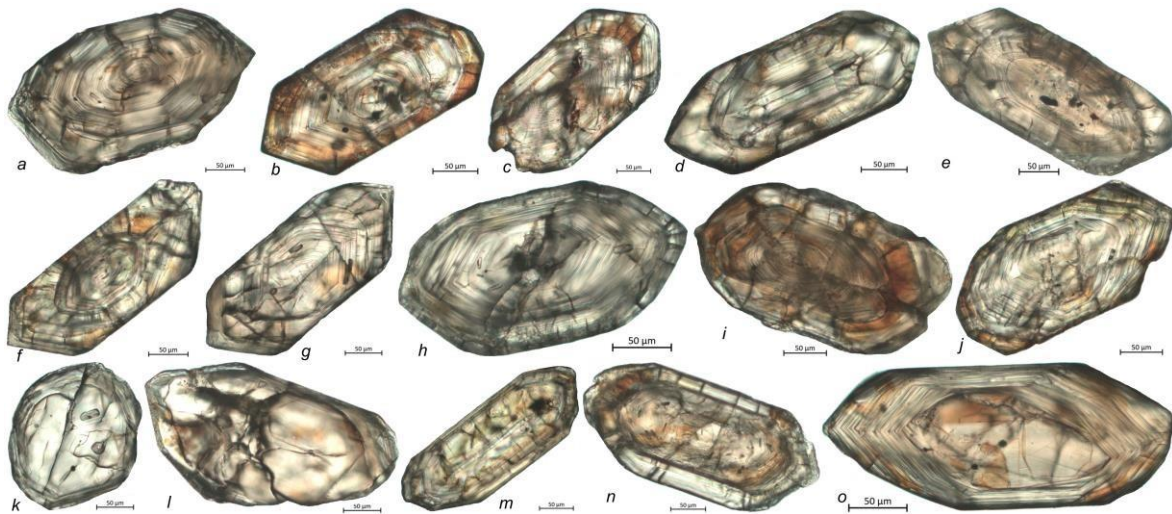


Рис. 1 - Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із граніту, проба 6/98-1 (за Степанюк і ін., 2000), Плесецький кар'єр, фастівський комплекс.

Вік циркону, визначений уран-свинцевим ізотопним методом за мультизерновими наважками розмірних фракцій, становить $2078 \pm 1,5$ млн. років [3]. Враховуючи складну поліетапну кристалізацію кристалів циркону ми вважаємо, що отримане значення віку є максимально можливим віком граніту, оскільки ізотопна дата ($2078 \pm 1,5$ млн. років) відображає усереднене значення часу протікання ендегенних подій, що спричинили кристалізацію різних зон кристалів циркону, про поліциклічний характер кристалізації яких красномовно свідчить їхня анатомія (рис.1).

Література

4. Безбородько М.І. *Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України*. Київ: Вид-во АН УРСР, 1935. - 389 с.
5. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000. Центральноукраїнська серія аркушів м-35-ХVIII (Фастів). Пояснювальна записка. К.Ю. Єсипчук, Б.Д. Возгрін, Р.М. Довгань, Г.В. Калінін, К.В. Когут, С.Г. Кривдік, С.С. Красовський, М.І. Орлюк, В.І. ОРСА, І.К. Пашикевич, В.М. Скобелєв, Л.М. Степанюк. Київ – 2002. - 90 с.
6. Степанюк Л.М., Єсипчук К.Ю., Бойченко С.О., Скобелєв В.М., Довбуш Т.І., Щербак Д.М. Про час формування гранітів басейну рр. Тетерів та Ірпінь. *Мінерал. журн.* – 2000. – 22, № 1. – С.115-118.

**МОДИФІКАЦІЇ КРЕМНЕЗЕМУ У СКАМ'ЯНІЛІЙ ДЕРЕВИНІ
МІОЦЕНУ ВИННИКІВСЬКОГО ЛІСОПАРКУ (ЛЬВІВ, УКРАЇНА)**

Тузяк Я.М.¹, Деманджара О.М.²

¹Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів, Україна,
e-mail: yaryna.tuzyak@lnu.edu.ua

²учень 11 класу, ЛСЗШ I-III ступенів № 44 ім. Т. Г. Шевченка

**SILICA POLYMORPHS IN MIOCENE PETRIFIED WOOD
FROM VYNNYKY FOREST PARK (LVIV, UKRAINE)**

Tuzyak Ya.M.¹, Demanjara O.M.²

¹Ivan Franko National University of Lviv, Lviv, Ukraine,
e-mail: yaryna.tuzyak@lnu.edu.ua

²11th grade student of T.G. Shevchenko Secondary School of I - III Degrees No. 44
of Lviv, student of the Department of Earth Sciences of the Lviv Regional Small
Academy of Sciences for Students

The article investigates the mineralogical characteristics of Miocene petrified wood discovered in Vynnyky Forest Park near Lviv. It has been established that the fossilization process was accompanied by the silicification of organic matter, resulting in the formation of various SiO_2 polymorphs. Opal, chalcedony, cristobalite, and microcrystalline quartz were identified in the petrified wood. The spatial distribution and relationships among the silica phases reflect different stages of mineral formation and may be used to reconstruct the diagenetic conditions of the Miocene deposits.

У процесі мікроскопічних досліджень скам'янілої деревини міоцену Винниківського лісопарку (м. Львів) були виявлені такі модифікації кремнезему відповідно до прийнятих класифікацій [1]: опал, опал-кristобаліт (Опал-СТ), кристобаліт, халцедон, мікрокристалічний кварц.

Опал в зразках представлений аморфною структурою у вигляді глобулярної будови, бежевого кольору. Глобули різної форми та розміру з слабким проявом опалесценсії (розсіяння світла чи райдужної гри кольорів). Блиск глобул матовий. Фрагментарно трапляється Опал-АН – аморфний опал з сітчастою структурою у вигляді гіаліту або скляного опалу, чорного і коричневого (димчастого) забарвлення (Рис. 1).

Опал-кristобаліт (Опал-СТ) у досліджених зразках проявлений у вигляді глобулярної структури з формуванням перших граней, які є нечіткими і не всюди простежуються на глобулах. У тих місцях, де їх можна ідентифікувати, вони утворюють тетраедри. Колір глобуло-тетраєдрів бежево-коричневий (димчастий). Блиск матово-скляний завдяки появі перших недорозвинених граней (Рис. 2).

Кристобаліт у зразках зустрічається у порожнинах, утворюючи друзи. Він формує чіткі кристали тетрагональної сингонії, які за зовнішнім виглядом нагадують псевдо кубічні октаєдричні кристали. У деяких випадках тетраедри

не чітко проявлені. Колір коричневий (димчастий). Блиск скляний завдяки розвиненим граням. Розмір тетраедрів різний (Рис. 5).

Халцедон у вивчених зразках зустрічається фрагментарно. Ідентифіковано дві модифікації гроноподібний і кристалічний. Кристалічний за зовнішнім виглядом нагадує двобічну «щіточку», в середині якої аморфна речовина облямована кристалами, або простежується у вигляді жеоди. Кристали прозорі безбарвні, скляного блиску (Рис. 4). Гроноподібний або вервицеподібний халцедон більш поширений, простежується на поверхнях звітрювання деревини, що можна пояснити переходом опалу в халцедон через втрату води. На відміну від опалу на поверхні утворень гроноподібного чи вервицеподібного халцедону відсутній ефект опалесценції. Колір молочний, жовтуватий або бежевий (Рис. 3).

Мікрокристалічний кварц у вивчених зразках простежується у порожнинах формуючи друзи. За будовою кристалів належить до модифікації α -кварцу тригональної сингонії, зазвичай утворюючи шестигранні призми з поперечним штрихуванням, що закінчуються пірамідальними вершинами. Часто простежується у вигляді видовжених призм, що звужуються до вершини. Колір від димчастого до напівпрозорого безбарвного, блиск скляний (Рис. 6).

У працях дослідників [2] з вивчення кремнеземних поліморф зазначається про наявність розчину з домішками, які є перешкодою до формування правильних кристалів чи то кристобаліту, чи то кварцу. За наявності у розчинах можливо заліза, марганцю, магнію та інших елементів утворення правильних і чітких кристалічних ґраток є утруднене або не можливе.

Усі зазначені поліморфи кремнезему, які простежуються у скам'янілій деревині міоцену Винниківського лісопарку, належать до низькотемпературних і могли формуватися при температурі до 573°C (характерні для низькотемпературних осадових середовищ). Кристобаліт, мікрокристалічний кварц та халцедон формувалися на стадії діагенезу. За наявності чистих розчинів SiO_2 утворюються чіткі кристали поліморфів кремнезему. Оскільки такі кристали майже відсутні у досліджених зразках (за винятком окремих, які є рідкісними) можемо зробити висновок про циркуляцію розчинів SiO_2 збагачених домішками, які на стадії діагенезу могли очищатися.

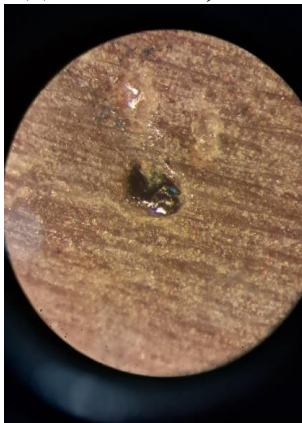


Рис. 1 – Скам'яніле дерево – 1/23. Опал-АН (гіаліт) $\times 87.5$.

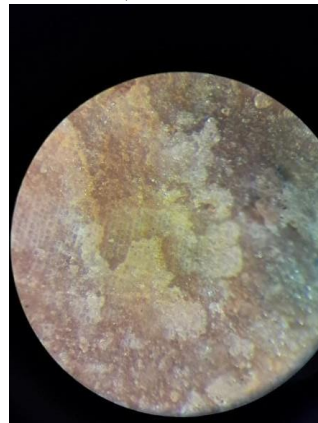


Рис. 2 – Скам'яніле дерево – 1/14. Радіальний переріз в зоні кілець росту, заміщення опалом-СТ. $\times 87,5$.



Рис. 3 – Скам'яніле дерево – 1/8.
Заміщення халцедоном. $\times 87,5$.

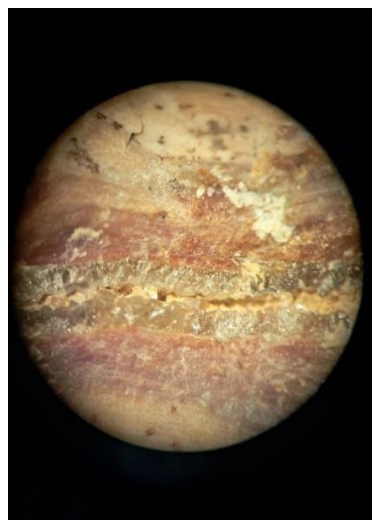


Рис. 4 – Скам'яніле дерево – 1/26.
Заміщення халцедоном. $\times 50$.



Рис. 5 – Скам'яніле дерево – 1/21.
Заміщення кристобалітом $\times 87,5$.

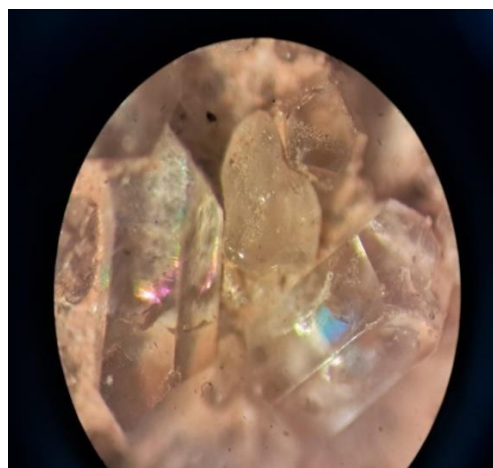


Рис. 6 – Скам'яніле дерево – 1/11.
Мікрокристалічний кварц (гірський кришталь) $\times 87,5$.

Зображення отримані за допомогою стереомікроскопа МБС-1 (діапазони збільшення від $\times 7.5$ до $\times 87.5$), знімки виконані фотокамерою Galaxy A25 з сенсором на 50 Мп для чітких фото.

Література

1. Поліморфи кремнезему – http://www.quartzpage.de/gen_mod.html#F_1
2. Kuczmow A., Nowak J., Kuziola R., Jarzębski M. Analysis of the composition and minerals diagrams determination of petrified wood // Microchemical Journal. Vol. 148. 2019. P. 120–129.

ПЕТРОГЕНЕТИЧНІ АСПЕКТИ АМФІБОЛОВИХ МЕТАПІРОКСЕНІТІВ ГАННІВСЬКОГО РОДОВИЩА МОЛІБДЕНУ

Хомич Ю.Є.

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

PETROGENETIC ASPECTS OF AMPHIBOLE METAPYROXENITES OF THE HANNIVKA MOLYBDENUM DEPOSIT

Khomych Yu. Ye.

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

Amphibole metapyroxenites were identified for the first time in drill cores from the Hannivka molybdenum deposit. Their intrusive character within the Novokryvorizka metabasalts, gradual transitions to melanocratic metagabbro in the marginal parts of their bodies, and their structural features are consistent with a magmatic mafic-ultramafic protolith. However, the mineral and bulk-rock composition differs slightly from typical pyroxenites. Fe-Al-rich amphiboles, strong Fe-Mg-Ti variability, and the absence of analytically confirmed relic pyroxene make the primary nature of these rocks uncertain and require further mineralogical and geochemical study.

Амфіболові метапіроксеніти Ганнівського родовища вперше виокремлено за результатами вивчення керну пошуково-оцінювальних свердловин 2020–2021 рр. [1]. Вони переважно складають січні мафіт-ультрамафітові тіла (8–20 м) серед метабазальтів новокриворізької світи, які не простежуються вище за розрізом у породах скелюватської світи. У крайових частинах окремих тіл ультрамафіти зі зменшенням зернистості поступово переходять до меланократових метагабро. Таке геологічне положення та структурно-текстурні ознаки дали підставу віднести їх до первинно магматичних утворень.

Під мікроскопом метапіроксеніти – це породи нематобластової, місцями пойкилонематобластової структури та масивної, локально слабко сланцюватої текстури. Їхній мінеральний склад (у %): амфібол – 85–90, магнетит і титано-магнетит – 1–2, локально до 10–15, біотит – до 3 та плагіоклазу – від окремих зерен до 15–20 при переході до меланократових метагабро. Амфібол утворює таблитчасті та видовжені немати, які морфологічно нагадують псевдоморфози попіроксену. Однак релікти піроксену оптично та аналітично наразі не виявлено. Саме невідповідність між геологічними й структурними ознаками, з одного боку, та метаморфічним мінеральним парагенезисом – з другого, залишає дискусійним питання їхньої первинної природи.

Валовий хімічний склад амфіболових метапіроксенітів дещо відхиляється від складу незмінених піроксенітів і характеризується суттєвими варіаціями, зокрема (мас. %): 37,70–43,47 SiO₂, 7,75–17,42 MgO, 8,45–11,09 CaO, 16,69–27,91 Fe₂O₃ і 9,96–15,65 Al₂O₃. На діаграмі SiO₂ – (Na₂O+K₂O) (рис. 1, а) їхні фігуративні точки групуються у полях ультраосновних-основних порід, проте демонструють ширший діапазон коливань порівняно з літературними даними для піроксенітів [2]. Зокрема, проба 10/92,8 (мас. %): 27,91 Fe₂O₃ і 2,50 TiO₂ за 7,75 MgO, що узгоджується з підвищеним вмістом Fe-Ti-оксидів. Проба 10/177,0, навпаки, характеризується високим вмістом MgO – 17,42. Отже,

хімічний склад метапіроксенітів не можна трактувати як незмінений склад протоліту, оскільки він відображає накладені метаморфічні (та метасоматичні) перетворення порід, узгоджуючись з модальним співвідношенням мінералів.

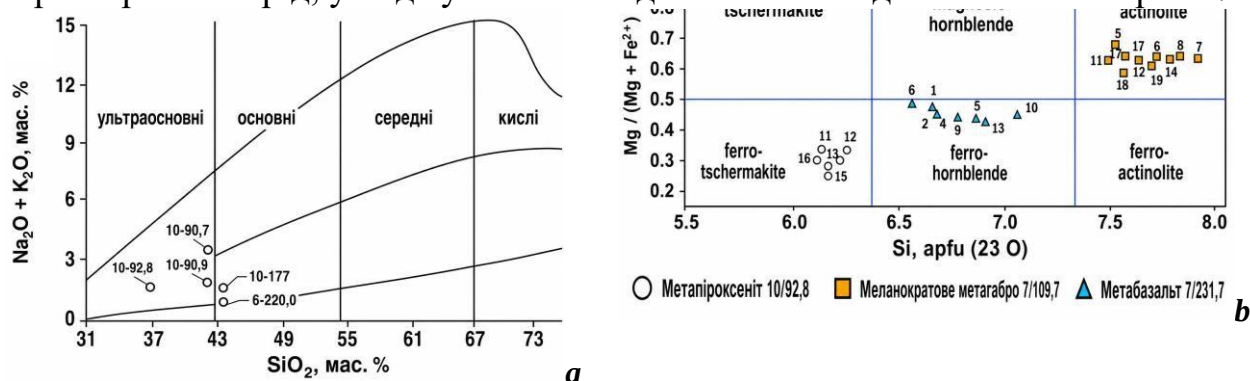


Рис. 1 - Амфіболові метапіроксеніти Ганнівського родовища: **a** — діаграма SiO₂ – (Na₂O + K₂O); **b** — класифікаційна діаграма для амфіболів.

Найбільш показовою петрологічною ознакою метапіроксенітів є склад амфіболу. У зразку 10/92,8 амфіболи виразно залізисто-глиноземисті (мас. %): 39,95–41,26 SiO₂, 12,38–13,48 Al₂O₃, 24,03–25,75 FeO і 6,41–7,97 MgO; на класифікаційній діаграмі вони утворюють компакту групу в полі ферочермакіту (рис. 1, b). Порівняно з ними амфіболи метабазальту 7/231,7 характеризуються вищими SiO₂ і MgO та нижчими FeO, займаючи проміжне положення переважно в полі залізистого горнблендиту, тоді як амфіболи меланократового метагабро 7/109,7 формують відокремлену групу в полі актиноліту. Таким чином, від метапіроксенітів через метабазальти до меланократових метагабро простежується не безперервний тренд, а дискретна зміна складу амфіболів із формуванням трьох відособлених груп, що може відображати як відмінності в умовах формування та подальших перетворень амфіболів, так і особливості петрогенезису вихідного субстрату.

Наявні дані найкраще узгоджуються з припущенням про мафіт-ультрамафітовий магматичний протоліт, проте ступінь збереження його первинних ознак залишається невизначеним. Описані метапіроксеніти могли сформуватися внаслідок поєднання первинної диференціації невеликих інтрузивних тіл із подальшою амфіболізацією під час метаморфічних, метасоматичних або автометасоматичних перетворень, що супроводжувалися перерозподілом головних петрогенних компонентів.

Виявлення та вивчення амфіболових метапіроксенітів в межах Ганнівського родовища молібдену сприяє уточненню уявлень про еволюцію породних комплексів і процеси рудогенезу Криворізької структури.

Література

1. Хомич Ю.Є. Метапіроксеніти в розрізі Ганнівського родовищамолібдену (Криворізька структура). Геологічна будова та корисні копалини України: зб. Матеріалів Всеукр. молодіж. наук. конф. Київ, 2023. С. 25–28.
2. Bodinier J.-L., Fabries J., Lorand J.-P., Dostal J., Dupuy C. Geochemistry of amphibole pyroxenite veins from the Lherz and Freychinede ultramafic bodies (Ariege, French Pyrenees). Bulletin de Minéralogie. 1987. Vol. 110 (4). P. 345–358.

**БАРИТ З РОДОВИЩ УКРАЇНИ В КОЛЕКЦІЇ МІНЕРАЛОГІЧНОГО
МУЗЕЮ ІМЕНІ АКАДЕМІКА ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА**

Цільмак О.В., Бурбан К.А., Бучинська А.В.

Львівський національний університет імені Івана Франка

oksana.tsilmak@lnu.edu.ua

**BARITE FROM DEPOSITS OF UKRAINE IN THE YEVHEN
LAZARENKO MINERALOGICAL MUSEUM'S COLLECTION**

Tsilmak O.V., Burban K.A., Buchynska A.V.

Ivan Franko National University of Lviv

oksana.tsilmak@lnu.edu.ua

The collection of barite from geological formations of Ukraine housed in the Yevhen Lazarenko Mineralogical Museum of Ivan Franko National University of Lviv was analyzed, comprising 18 samples from Ukraine out of 118 exhibits in the total barite collection. The studied specimens cover geographically diverse regions (Transcarpathia, Precarpathia, and Crimea) and represent a wide range of genetic types of mineral formation, from hydrothermal to epigenetic and supergene.

Барит геологічних утворень України має важливе наукове та прикладне значення. Дослідження його типоморфних ознак — кристаломорфології, елементного й ізотопного складу, спектроскопічно-оптичних властивостей (забарвлення, люмінесценції), а також параметрів мінералоутворювального середовища — дає змогу детально реконструювати умови формування як самого бариту, так і вмісних порід та супутнього зруденіння. У цьому контексті особливої цінності набувають фонди мінералогічних музеїв, які акумулюють еталонні колекції бариту й слугують фундаментальною речовинною базою для дослідження і порівняння об'єктів з різних геологічних локацій, а також з об'єктів з обмеженим або втраченим доступом. Провідним осередком збереження та систематизації подібних речовинних об'єктів є Мінералогічний музей імені академіка Євгена Лазаренка, перша ланка геологічного спрямування Львівського національного університету імені Івана Франка від 1852 року.

Збірка баритів Мінералогічного музею налічує 118 зразків, в яких барит є основним мінералом агрегату або володіє специфічними властивостями (рідкісний морфологічний вид, нехарактерне забарвлення або люмінесценція). Загалом наявні зразки баритів з різних країн Євразії (Україна, Австрія, Німеччина, Польща, Румунія, Чехія, Словаччина, Італія, Великобританія, РФ, Грузія, Казахстан, Таджикистан, Киргизстан), Південної Америки (Бразилія, Чилі), Африки (Туніс), Австралії. Історія становлення збірки баритів охоплює період від 1874 року до нашого часу.

В збірці є 18 зразків бариту з родовищ України, що охоплюють географічно різноманітні регіони України (Закарпаття, Передкарпаття та Крим), а також є різними за генезисом.

Основну частину збірки бариту з надр України (12 зразків) складає барит з родовищ Закарпаття (Берегівське, Мужієвське, Біганське, Вишківське).

Джерела надходження зразків – збір працівників і студентів геологічного факультету Львівського національного університету в 1990-х роках, а також дарунки у 2021-2025 рр. від Словотенко Н.О., Сливко Л.М. і Сурової В.М. Найдавніший зразок цієї збірки зафіксований у каталогах 1879 роком і походить з Мужієвського родовища. Зразки з Мужієвського родовища представлені двома морфологічними різновидами: таблитчастими кристалами пінакоїдального і пінакоїдально-призматичного габітусу в кварц-флюрит-сульфідному парагенезисі, який відповідає високотемпературному гідротермальному етапу; стовпчасто-призматичними кристалами (волнін), сформовані під час низькотемпературного гідротермального етапу [3]. Барит з Берегівського, Вишківського і Біганського родовищ має таблитчастий габітус кристалів і утворюється під час середньо-високотемпературного гідротермального етапу [2].

Барит Передкарпаття походить з сірчаних родовищ – Язівського і Подорожненського родовищ Львівської області. Оскільки ці геологічні об'єкти після завершення експлуатації сірчаних руд перетворені на озера, то зразки з цих об'єктів мають науково-історичне та мінералогічне значення, так як залишаються єдиним матеріальним джерелом для реконструкції умов геологічного генезису. Ці зразки надійшли у фонди Музею в 1975 і 1977 роках від Великопольського М.В. і Янчинського Є.О. Зразки представлені друзами товстотаблитчастих кристалів бариту, в яких спостерігається поруч з головною гранню пінакоїда розвиток граней $\{010\}$ і клиноподібне завершення, утворене гранями ромбічної призми $\{110\}$. Один зразок з Подорожненського родовища представлений друзою розщеплених товстотаблитчастих кристалів. За генезисом барит сірчаних родовищ Передкарпаття належить до низькотемпературного епігенетичного (гідротермально-метасоматичного) типу [1].

Унікальним зразком збірки є зразок бариту з Камиш-Бурунського залізрудного родовища (Керчинський півострів, АР Крим), в якому видовжені кристали бариту утворюють друзу в заміщеній гетитом мушлі молюску в залізній руді. Експонат переданий Музею в 1964 році О.І. Матковським, українським ученим-мінералогом, автором численних праць з мінералогії України. Такі агрегати бариту розглядають як біоморфози виповнення, що є результатом діяльності епігенетичних і навіть гіпергенних процесів [2].

Описана збірка бариту презентує об'єкти з обмеженим або відсутнім доступом, а також з діючих родовищ на території України. Її подальше систематичне поповнення збірки бариту у фондовій колекції Мінералогічного музею імені академіка Євгена Лазаренка залишається одним із пріоритетних завдань музею для розширення географії та генетичного різноманіття зразків.

Література

1. Колтун В.І., Роскош Я.Т., Сеньковський Ю.М., Ясінська А.А. Літогенез сірчаних родовищ Прикарпаття. К.: Наук. думка, 1972.
2. Матковський О. Баритова мінералізація в геологічних утвореннях України. *Мінерал. зб.* 2004. № 54. Вип. 2. С. 15–32.
3. Матковський О. І., Павлишин В. І., Сливко Є. М. Основи мінералогії України. Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. 856 с.

НАЦІОНАЛЬНІ ЗАКОНОДАВСТВА ДЕЯКИХ КРАЇН ЩОДО ПРАВА ВЛАСНОСТІ НА МЕТЕОРИТИ

Ширінбекова С.Н.

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

NATIONAL LEGISLATION OF CERTAIN COUNTRIES REGARDING METEORITE OWNERSHIP

Shyrinbekova S.N.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, e-mail: svetlana_shirinbekova@ukr.net

National legislation of countries regarding ownership rights to meteorites varies widely. Countries are classified into groups based on whether private (these are countries such as the USA, Great Britain, Canada, France, and others) or public property rights (Chaco Province, Argentina, Australia, the Slovak Republic, and Ukraine) apply to meteorites. In countries that recognize private ownership of meteorites, the meteorite belongs to the owner of the land where it fell or was found. Meteorites are state property or belong to a museum under laws applied in half of Australia's administrative units. The risk that meteorites might be exported without scientific study is caused by uncertainties and gaps in the national legislation of some countries.

Метеорити є унікальними, рідкісними, екзотичними природними об'єктами виключної наукової (напр., звичайний хондрит Кримка (*Krymka*, LL3.1, падіння 1946 р., Миколаївська обл., Україна), культурно-історичної (залізний метеорит Каалі (*Kaalijarv*, ІАВ, знахідка 1937 р., о-в Сааремаа, Естонія), релігійної (залізний метеорит Вілламетт (*Willamette*, ІІАВ, знахідка 1902 р., штат Орегон, США) та комерційної цінності (метеорити з пустелі Сахара). Унаслідок цього постійно збільшується коло науковців, інших зацікавлених осіб і торгівля метеоритами. Низкою країн напрацьовано відповідні законодавчі норми щодо питання власності на метеорити, які різняться у широкому діапазоні (таблиця).

Таблиця - Класифікація країн на групи залежно від наявності/відсутності норм правового поводження з метеоритами

1 група		2 група
1.1. Приватне право власності: Аргентина (у більшості її провінцій), Бразилія, Великобританія, Канада, ПАР, Польща, США, Франція, Чехія, Швеція, Японія.	1.2. Державне (зокрема федеральне) право власності, згідно з яким метеорит належить державі, провінції (кантону), федеральній одиниці, державному музею: Австралія (4 адмін. одиниці), Данія, Індія, Казахстан, країни Балтії, країни Перської затоки, провінція Чако в Аргентині, Словацька Республіка, США, Туреччина, Україна, Швейцарія.	Некоректне поводження з метеоритами через правову невизначеність: країни Сахари

Примітка. Поділ на групи здійснено на основі аналізу низки наукових робіт, головню [1, 2].

У більшості країн, переважно розвинутих (табл., група 1), законодавчо визначено приватне або державне право власності на метеорит. Друга група об'єднала країни без чіткого застосування такого закону (права), як правило, це країни з економікою, що розвивається (табл., група 2).

Приватне право власності на метеорити передбачає приналежність метеоритів землевласнику (а також власнику будівлі) місця падіння/знахідки метеорита (табл., підгрупа 1.1). Подекуди приватне право власності на метеорит може поділятися з тим, хто його знайшов (шукачем) або повністю належить шукачу (як у Бразилії, за Цивільним кодексом Японії).

За сучасним законодавством Франції землевласник володітиме метеоритною знахідкою. Гідним уваги є неординарний випадок напруженої погоні між мисливцями за метеоритами та Національним музеєм природознавства Франції у Парижі, які змагалися за володіння найбільшим фрагментом звичайного хондрита *Saint-Pierre-le-Viger* (Сен-П'єр-ле-Віже, L5-6, падіння 13.02.2023, Нормандія, Франція), у зв'язку з обставинами його доземної історії та спостереженого падіння на земну поверхню [3]. Слід зауважити, що пошуки метеоритних фрагментів відбувалися на приватних земельних ділянках з люб'язної згоди їхніх власників; фахівці залучили до пошуків місцеву пошту.

У США залежно від статусу землі, на якій упав/знайдено метеорит, застосовують приватне, федеральне і державне право власності на нього. Приватним правом передбачено вільний продаж метеорита. Федеральною власністю охоплено: а) національні парки і заповідники, на яких збирати метеорити суворо заборонено; б) землі Бюро землеустрою, *BLM*, на яких існує обмежений збір знахідок, без права їхнього продажу; метеоритну знахідку передають до Смітсонівського інституту. Державна власність на «космічний камінь» поширюється на випадки його падіння/знахідки на землях, якими володіє конкретний штат (напр., парки штату, державні дороги) та регулюється його законодавством, передбачено передачу знахідки до музею штату.

У деяких національних юрисдикціях передбачено виплату компенсації шукачу, яку здійснює державний музей (Австралія, Чехія), кантон (Швейцарія). Запропоновано компенсувати/винагороджувати шукача/володаря нерухомості на землі, де впав/знайдено метеорит (Великобританія, Польща), надавати право власності на метеорит одній із зацікавлених сторін (землевласник, орендар, шукач та Корона, тобто королівська влада) (Англія, Уельс) за умови надання науковцям певної кількості метеоритної речовини [4, 5].

Країни, за законодавством яких метеорит належить провінції та державі (державному музею) (табл., підгрупа 1.2), дотримуються такого правила: якщо метеорити класифіковано як природні ресурси, тоді до них застосовується державна власність.

Якщо науковці зацікавлені дослідити знайдені в Австралії метеорити, вони мають отримати їх у кредит. Так, група вчених на чолі з Ф. Блендом з Університету Кертіна, Західна Австралія отримали у кредит звичайний хондрит *Murrili* (Муррилі, H5, падіння 27.11.2015 р., що був попередньо відстежений за допомогою болідної сітки та вилучений ними (зі згоди місцевого корінного населення) з природного середовища (викопаний із озера у Південній Австралії

(ПА)). Після наукового вивчення дослідники повинні передати метеорит до Музею ПА. Музею доводилося втручатися, коли астрономи-любители намагалися продати метеорити на чорному ринку. За законодавством ПА всі метеорити, знайдені в штаті, є власністю Корони, тому знахідки повинні бути передані до музейної колекції.

Колекціонування метеоритів у Словаччині дозволено лише державним або академічним установам.

За відсутності у низці країн (Бразилія, країни Балтії, Польща) чітко визначеного спеціального метеоритного законодавства, право власності на метеорити залишається не врегульованим. До прикладу, падіння (19.08.2020 р.) кам'яного метеорита *Santa-Filomena* (Санта-Філомена, Н5-6, штат Пернамбуку, Бразилія) висвітлює проблему приватної власності та потенційну можливість продажу метеоритів без наукового дослідження. Прикладом прогалини в естонському законодавстві стосовно права власності на метеорити (що регулюється переважно законами про національну спадщину та власність) є історія фрагментів заліза, які, найімовірніше, належать до відомого залізного метеорита Каалі, знайдених у 2023 р. іноземцем, який, маючи дозвіл на пошук, знайшов, проте не здав жодної знахідки до Національної ради спадщини Естонії, а потім вивіз їх з країни через їхній недостатній захист, що стривожило естонських науковців. У Польщі застосування загального права власності, за яким метеорит належить землевласнику місця знахідки, ускладнено у разі його знахідки особою, що не є землевласником [4].

У країнах, які не дотримуються законів про право власності на метеорити (2 група), останні збираються некоректно, без зазначення точних координат місця виявлення та продаються на ринку, що значно знижує їхню наукову цінність (напр., метеорити з пустелі Сахара, Північно-Західна Африка) [2]. Показовою є історія марсіанського метеорита – ахондрита (шерготита) *NWA 6963 (Martian (shergottite))*, знахідка вересень 2011 р., Марокко), знайденого марокканським мисливцем за метеоритами, який продав перші знайдені ним метеоритні фрагменти до приватної колекції, не називаючи точного походження. У 2012 р., після виявлення місцезнаходження цього метеорита, метеоритними хантерами були знайдені і зібрані фрагменти загальною масою 8-10 кг.

Література

1. *Gounelle Max, Gounelle Matthieu*. Meteorites: International law and regulations // *Meteoritics & Planetary Science*, 2019. Vol. 54, Nr 12. P. 2887–2901. doi: 10.1111/maps.13396
2. *Schmitt D. G.* The law of ownership and control of meteorites // *Meteoritics & Planetary Science*, 2002. 37 (Supplement). B5-B11.
3. *Gattacceca J., McCubbin F. M., Grossman J. N., Schrader D. L., Cartier C., Consolmagno G., Goodrich C., Greshake A., Gross J., Joy K. H., Miao B. and Zhang B.* The Meteoritical Bulletin, no. 112. *Meteorit. Planet. Sci.*, 2024. Vol. 59. P. 1820–1823. <https://doi.org/10.1111/maps.14181>
4. *Grajewski A.* Meteoryty i kolekcjonerstwo w świetle prawa (Meteorites and collecting under the law) // *Acta Societatis Metheoriticae Polonorum*, 2017. Vol. 8. P. 52–62 (in polish). ISSN: 2080-549762 (in polish). ISSN: 2080-5497
5. *Motson F.* Space invaders: the legal status of meteorites in England and Wales // *Conveyancer and Property Lawyer*, 2021. Vol. 3. P. 278–289. URL <https://oro.open.ac.uk/87777/>

**МІНЕРАЛОГІЯ ҐРУНТУ З АСТЕРОЇДІВ *ІТОКАВА*, *РЮГУ* ТА *БЕННУ*.
*Шкуренко К.О.***

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
імені М.П. Семененка НАН України, Київ, Україна, cosmin@i.ua
Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища
Національної академії наук України», Київ, Україна

**MINERALOGY OF SAMPLES FROM ASTEROIDS *ITOKAWA*, *RYUGU* AND
BENNU
*Shkurenko K.O.***

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation
of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, cosmin@i.ua
State Institution “The Institute of Environmental Geochemistry of National Academy
of Sciences of Ukraine”, Kyiv, Ukraine, cosmin@i.ua

The literature data on mineralogy of samples from *Itokawa*, *Ryugu* and *Bennu* asteroids are summarized. It is shown that the mineralogy of the samples of these asteroids is different. The first one is enriched in silicates, but *Ryugu* and *Bennu* are depleted in these components and instead contain a large amount of water-containing and clay minerals, as well as organic compounds. This difference indicates that *Itokawa* was formed in the inner zone of the Solar System, and *Ryugu* and *Bennu* in the outer region of it.

Ще донедавна всі наші уявлення про космічну речовину базувалися на вивченні знахідок або падінь метеоритів. Це було цілком справедливо, оскільки при правильному зберіганні метеоритна речовина майже не змінюється. Однак для коректного підтвердження приналежності певного типу метеоритів до відповідного йому класу астероїдів не вистачало безпосередньо доступу до астероїдного ґрунту. Станом на початок 2026 року завершено 3 місії з доставки речовини з трьох астероїдів.

Першою речовиною, що було доставлено з малої планети на земну поверхню, був ґрунт з силікатного (S) астероїда *Itokawa*. Його склад мінералів виявився характерним для LL хондритів 4–6 петрологічних типів. Дистанційними методами було визначено олівін, піроксени, плагіоклаз, нікелісте залізо та троїліт, а додатково діагностованими безпосередньо на Землі були хроміт, окремі соляні включення, карбонати, нанокристалічний графіт та органічні сполуки аналогічні раніше знайденим у вуглецевих хондритах. Детальне дослідження частинок ґрунту цього астероїду дозволило підтвердити зв'язок між спектроскопічними спостереженнями астероїдів і реальною мінералогією його зразків, встановлено сліди космічного вивітрювання та можливість малих астероїдів зберігати сліди первинної органіки, попри сильне опромінення й ударну переробку [1].

Наступними астероїдами, з яких здійснили забір ґрунту, були багаті вуглецем *Ryugu* (C) та *Bennu* (B). Вони є потенційними аналогами вуглецевих хондритів, які завдяки своїй детальнішій класифікації є одними з

найпріоритетніших об'єктів дослідження та містять широкий набір органічних сполук.

Ґрунт астероїда *Ryugu* показав його подібність до хондритів типу Ivuna (CI): водовмісні силікати, карбонати, гідроксил-апатит, Fe-сульфіди і оксиди, а також органіка, вода і вуглекислого газу, меншою мірою – олівін, піроксени, фосфіди та слабозкрystalізовані філосилікати. Детальне вивчення органічних сполук дозволило діагностувати всі 5 типів пуринів та піримідинів, а також важливі складові сполуки РНК – урацил та вітамін В3 [4].

Ґрунт астероїда *Bennu* має подібний мінеральний склад: багато глинистих та гідратованих мінералів, карбонати і фосфати, майже відсутні безводні силікати, однак додатково відмічено десять мінералів евапоритового походження. Органіка представлена 14 з 20 амінокислот, які на Землі утворюють живі організми [3].

Дослідженням ґрунту цих трьох астероїдів підтверджено відповідність певного класу астероїдів конкретному типу метеоритів, а також водної активності на астероїдах, можливість хімічної еволюції до появи життя, синтезу органіки в космосі та можливість виникнення життя поза Землею.

Через низку очевидних речовину лише металевого (М) класу астероїда не доставлено на Землю. Однак місію для оцінки одного з них вже запущено [2, 5].

Література

1. Chan Q. et al. First Identification of Indigenous Organic Matter Alongside Water In Itokawa Particle Returned By The Hayabusa Mission. // 51st LPSC. 2020. Sec. H2O abundance and isotopic composition.
2. Chang K. A Metal Ball the Size of Massachusetts That NASA Wants to Explore. // The New York Times. 6 January 2017.
3. Petric Howe N., Thompson B. "Asteroid Bennu contains building blocks of life". // Nature. 29 January 2025. doi:10.1038/d41586-025-00267-0. ISSN 0028-0836. PMID 39885349
4. Yokoyama T. et al. Samples returned from the asteroid Ryugu are similar to Ivuna-type carbonaceous meteorites. // Science. 2023. V. 379. Doi: 10.1126/science.abn7850
5. Семененко В.П., Кичань Н.В., Шкуренко К.О. Мінеральні ресурси астероїдів і місяця та проблеми їх видобутку. // Мінералогічний журнал. 2025. Т.47, № 3. С. 48-54.

СУЧАСНА КЛАСИФІКАЦІЯ ВУГЛЕЦЕВИХ ХОНДРИТІВ

Шкуренко К.О.^{1,2}, Семененко В.П.¹

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
імені М.П. Семененка НАН України, Київ, Україна, cosmin@i.ua
²Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища
Національної академії наук України», Київ, Україна, cosmin@i.ua

CLASSIFICATION OF CARBONACEOUS CHONDRITES

Shkurenko K.O.^{1,2}, Semenenko V.P.¹

¹M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation
of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, cosmin@i.ua
²State Institution “The Institute of Environmental Geochemistry of National
Academy of Sciences of Ukraine”, Kyiv, Ukraine, cosmin@i.ua

Literature data on detailed classification of carbonaceous chondrites are given. A carbonaceous branch of the chondrite classification, which has been supplemented and modified for more than half a century, has been detailed from four groups to ten, which are combined into four clans. It reflects the structural-mineralogical, chemical and isotopic differences in the characteristics of chondrites, as well as the degree of aqueous alteration or thermal metamorphism of the chondrites. Due to significant number of unclassified carbonaceous chondrites, as well as carbonaceous xenoliths in ordinary chondrites, which have no analogues among the found meteorites, the carbonaceous branch of the chondrite classification does not reflect a whole picture of physicochemical variations at the periphery of the protoplanetary nebula and has the potential for detailing.

Серед відомих на Землі метеоритів вуглецеві хондрити складають 3,9% [2]. Однак саме ці метеорити за своїми структурно-мінералогічними, хімічними та ізотопними характеристиками найбільш близькі до первісної речовини протопланетної туманності, з якої утворилися планети та малі тіла Сонячної системи. Детальне вивчення вуглецевих хондритів дозволяє отримати фундаментальні свідчення про ранні фізико-хімічні процеси формування і диференціації метал-силікат-органічної речовини в доагломераційний період розвитку планет та їх мінеральних ресурсів.

Вуглецеві хондрити відрізняються від звичайних та енстатитових підвищеним вмістом вуглецю, води та сірки, що відображається у наявності водо-вмісних та низькотемпературних мінералів, а також низьким вмістом Fe, Ni-металу та високому сульфідів заліза. Основу їх класифікації заклав Х. Віїк [9] у середині минулого століття, а Б. Мейсон пізніше модернізував [3]. Згідно з хіміко-петрологічною класифікацією В. Ван Шмуса і Дж. Вуда [7] класифікація вуглецевих хондритів є частиною загальної класифікації хондритів і характеризується переважно низькими петрологічними типами.

Завдяки новим знахідкам, а також детальному дослідженню, класифікація вуглецевих хондритів розширена, що сприяє кращому розумінню їх природи. Її головною таксономічною одиницею є клан [8], що поділяється на групи та

підгрупи (рис.). Чотири клани (CI, CM-CO, CV-CK та CR) об'єднують 10 груп вуглецевих хондритів. Не віднесеними поки що до жодного клану залишаються нещодавно виділені група CL та група некласифікованих хондритів C_{ung} , представники якої не можуть бути віднесені до жодної з визначених груп [2]. Групи CV та CB додатково поділені на підгрупи.

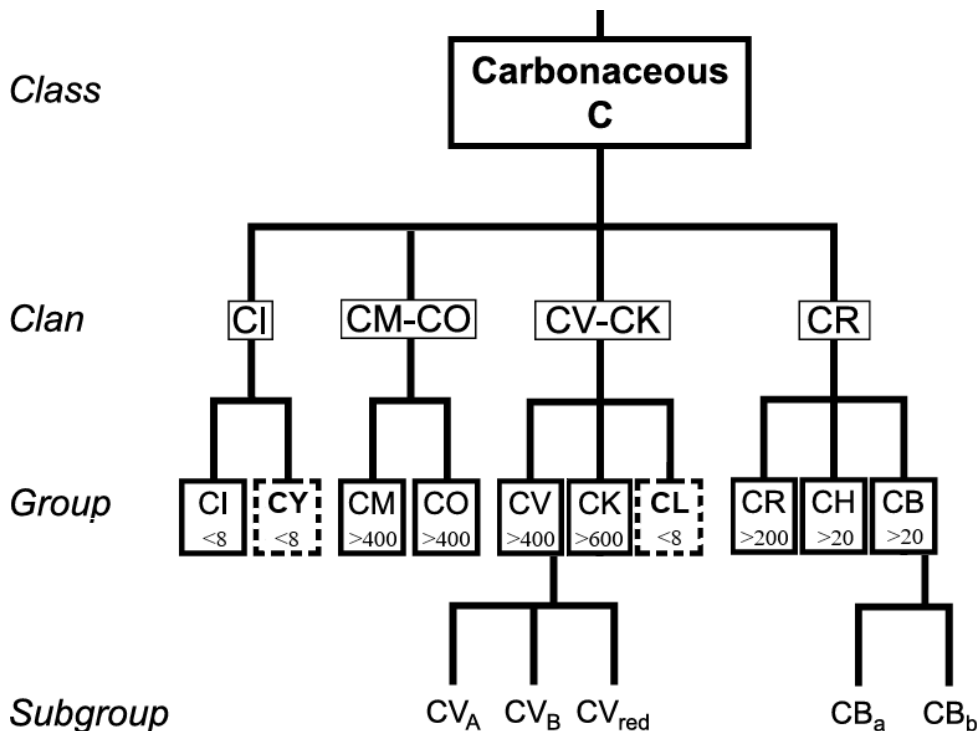


Рис. Класифікація вуглецевих хондритів [8], яку за літературними даними ми модифікували новими групами CY і CL та кількістю зразків.

Згідно сучасним даним клан CI складений групами CI (Ivuna) та CY (Yamato 82042). CI-хондрити вміщують багато води і органічних сполук у вигляді амінокислот і поліциклічних ароматичних вуглеводнів та характеризуються петрологічним типом 1. Мінеральний склад у них представлений переважно гідратованими шаруватими силікатами, магнетитом і олівіном. Хондрити групи CY належать до петрологічних типів 1–3.

Клан CM-CO складений групами CM (Migitee) та CO (Ornans), які є одними з найбільших за кількістю представників. Вони характеризуються великою кількістю малих хондр у матриці. Хондрити CM-групи мають високий ступінь водних змін та відповідно петрологічні типи 1 і 2, а хондрити CO-групи – виключно тип 3.

Клан CV-CK утворений групами CV (Vigarano) та CK (Karoonda). CV-хондрити відрізняються наявністю міліметрових, чітко окреслених хондр, великою кількістю сантиметрових білих Ca-Al-включень та зворотним до CO-групи об'ємним відношенням хондр до матриці. Представники CK-хондритів характеризуються ознаками термального метаморфізму, що відповідає петрологічним типам від 3 до 6, і не є характерним для вуглецевих хондритів. В 2024 р. офіційно виділено групу CL (Loongana) [4], що має бути включена до цього клану.

Клан CR складений групами CR (Renazzo), CH (high-metal) та CB (Bencubbin), відрізняється високим вмістом металу, який зростає в напрямку від CR (<10%) та CH (~15%) до CB (до 70%).

Не зважаючи на широке різноманіття груп вуглецевих хондритів, серед них станом на 31 грудня 2025 року налічується 116 одиниць [2], що не підпадають під існуючу класифікацію, і визначені як *некласифіковані хондрити* (C_{ung}).

На відміну від звичайних та енстатитових хондритів, класифікація яких майже незмінна з часів її створення В. Ван Шмусом і Дж. Вудом, розширення і деталізація класифікації вуглецевих зумовлені знахідкою великої кількості антарктичних і північноафриканських зразків, збереженість яких зумовлена специфічним суворим континентальним кліматом Антарктиди і екстремальним тропічним пустельним кліматом Сахари. Адже клімат внутрішньої частини материків, особливо гумідний, є руйнівним для вуглецевих хондритів.

Розширення класифікації вуглецевих хондритів не є несподіванкою, враховуючи також ріст кількості і різновидів вуглецевих ксенолітів у звичайних хондритах [1, 5, 6]. Зокрема, в метеориті Кримка вони представлені магнетит-, графіт- і бітумо-вмісними ксенолітами, частина з яких не має аналогів серед відомих на даний час вуглецевих хондритів [10]. Таким чином, сучасну [8] модифіковану класифікацію можна вважати перехідною, оскільки колекції без сумніву будуть поповнюватись новими знахідками метеоритів і ксенолітів відповідно до суцільного спектру зміни фізико-хімічних умов зародження та еволюції пилової компоненти периферійної зони протопланетної туманності.

Література

1. Funk C., Bischoff A., Schlüter J. Xenoliths in Carbonaceous and Ordinary Chondrites. // Meteoritics and Planet Science Supplement, 2011. id.5318.
2. Gattacceca, J. et al. The Meteoritical Bulletin, No. 113. // Meteoritics & Planetary Science, 2025. 60(7). P.1587–1591. <https://doi.org/10.1111/maps.14374>
3. Mason B. Olivine composition in chondrites. // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1963. V. 27, N. 10. P.1011–1024.
4. Metzler K. et al. The Loongana (CL) group of carbonaceous chondrites. // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2021. 304. P. 1–31.
5. Semenenko V. P., Girich A. L., Nittler L. An exotic kind of cosmic material: Graphite-containing xenoliths from the Krymka (LL3.1) chondrite. // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2004. Vol. 68, No. 3. P. 455–475.
6. Semenenko V.P. et al. Carbonaceous xenoliths in the Krymka LL3.1 chondrite: Mysteries and established facts. // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2005. V.69, Is.8. P. 2165–2182.
7. Van Schmus W.R., Wood J.A. A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1967. V.31, Is.5. P.747–765.
8. Weisberg M.K., McCoy T.J., Krot A.N. Systematics and Evaluation of Meteorite Classification. In Meteorites and the Early Solar System II. Tucson: “University of Arizona Press”, 2006. P.19–52.
9. Wiik H.B. The chemical composition of some stony meteorites. // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1956. V.9, N.5/6. P.279–289.
10. Семененко В.П., Гіріч А.Л., Шкуренко К.О. Унікальний метеорит Кримка. Київ: «Наукова думка», 2022. 223 с.

ГЕОХІМІЧНІ ТИПИ ЧАРНОКІТОЇДІВ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Шнюкова К.Є.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, Київ, shniukova@gmail.com

GEOCHEMICAL TYPES OF CHARNOKITOIDS IN THE CENTRAL PART OF THE UKRAINIAN SHIELD

Shniukova K.

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

The results of geochemical study of Precambrian charnockitoids from the central part of the Ukrainian Shield are presented in a visual form. Petrochemical division of charnockitoids into 2 main groups – ferroan and magnesian – is supplemented by geochemical analytics. Studied charnockitoids, based on a set of characteristics, are divided into 6 geochemical types, of which I-III are magnesian and IV-VI are ferroan. The most numerous type I covers the majority of magnesian charnockitoids with SiO₂ content over 58% and low Ti, Zr, Nb and Y content, including true enderbites.

Чарнокітоїди – ортопіроксен-вмісні магматичні, часто метаморфізовані породи від середніх до кислих. На Українському щиті (УЩ) докембрійські чарнокітоїди виявлені у більшості мегаблоків. Вони вивчалися вітчизняними петрографами упродовж багатьох років, узагальнення дано у монографії [1]. Головна увага приділялася палеоархейським ендербітам гайворонського комплексу та чарноендербітам літинського комплексу південно-західної частини УЩ. Але найрізноманітніші, неоархейські-палеопротерозойські, чарнокітоїди поширені в центральній частині УЩ в Інгульському мегаблоці та в Голованівській шовній зоні (ГШЗ), навколо та в межах Корсунь-Новомиргородського плутону (КНП) і Новоукраїнського масиву. Наприкінці 80-х років у цьому районі було здійснено масове систематичне опробування чарнокітоїдів для їхнього комплексного вивчення у рамках міжвідомчої програми «Полігон» з оголень та кар'єрів, рідше свердловин у басейні Південного Бугу вздовж річок Гнилий та Гірський Тікичи, Інгул, Синюха та її притоків Ятрань, Чорний Ташлик і Велика Вись; у басейні Дніпра – вздовж річок Рось, Тясмин та його притоку Гнилий Ташлик, Інгулець та його притоків Боковенька і Верблюжка. Результати частково публікувалися [2], але дослідження тоді не було завершено. Для нинішнього геохімічного дослідження було обрано 34 проби чарнокітоїдів «Полігона», для яких тепер існували визначення вмісту не тільки петрогенних, а й рідкісних і рідкісноземельних елементів (старі – нейтронно-активаційним аналізом, нові – рентгено-флуоресцентним аналізом та ICP-MS). Для порівняння використано кілька (їх взагалі дуже мало) раніше опублікованих ICP-MS аналізів.

Отримані дані з геохімії порід виносились на криві розподілу рідкісноземельних елементів (РЗЕ), а також на дискримінаційні діаграми за участю Rb, Sr, Y, Nb, Ta, Zr, Th, Ti, Hf, які використовуються для визначення тектонічного положення кислих і середніх магматичних порід. Враховувались петрографічні особливості порід [4] і склад породоутворювальних мінералів, в першу чергу ортопіроксену. За сукупністю ознак вивчені чарнокітоїди поділені на 6 геохімічних типів, з яких I-III – magnesian, а IV-VI – ferroan. Найбільш численний тип I охоплює більшість magnesian чарнокітоїдів із вмістом SiO_2 понад 58% та низькими вмістами Ti, Zr, Nb та Y, у тому числі і справжні ендербіти. На обраній в якості базової діаграмі Th/Ta – Zr (рис) тип I зі зростанням корової контамінації розбитий на підтипи, умовно названі за типовими ендербітами: Ia – гайворонським, Ib – літинським, Ic – ташлицьким і Id – ятранським.

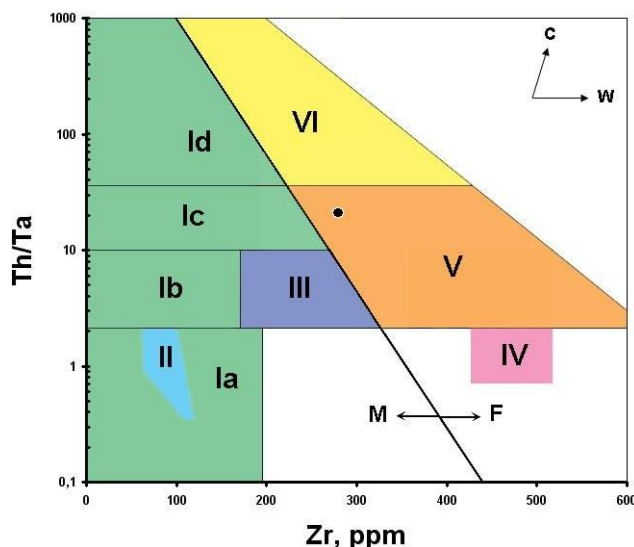


Рисунок - Поля різних геохімічних типів чарнокітоїдів центральної частини УЩ на діаграмі Th/Ta – Zr. Чарнокітоїди: М – magnesian, F – ferroan; ефекти: С – корова контамінація, W – внутрішньоплитне збагачення.

Іа – палеоархейські ендербіти гайворонського комплексу Середнього Побужжя Дністровсько-Бузького мегаблоку, які не мають і не можуть мати аналогів в Інгульському мегаблоці.

Ib – молоді (близько і менше 2 млрд. років) породи ГШЗ (кварцовий діорит р. Велика Вись, чарноендербіт р. Синюха та ендербіт р. Рось) і, ймовірно, давніші мангерити Малосмілянського кар'єру на р. Гнилий Ташлик, геохімічно аналогічні чарноендербіту літинського комплексу Дністровсько-Бузького мегаблоку.

Ic – переважно кислі метаморфізовані чарнокітоїди, головні представники яких оголені на схід від плутонів – це ендербіти, чарноендербіт та чарнокіт рр. Інгул і Верблюжка, які раніше відносили до ташлицького комплексу.

Id – винятково кислі метаморфізовані породи ГШЗ, головні представники яких – ендербіт та чарноендербіт р. Ятрань, а також кварцовий діорит та чарнокіт із свердловин лівого берега р. Синюха.

II – габродіорити з відслонень та свердловин ГШЗ вздовж рр. Гнилий та Гірський Тікичи та Ятрань; можливо, це не чарнокітоїди, а найкисліші диференціати розвиненого в цьому районі деренюхінського габро-перидотитового комплексу.

III – високотитаністі магматичні породи кар'єру Пляковка на р. Тясмин від габродіориту до кварцового діориту. Незважаючи на подібність до типу II, це зовсім інші породи, які більш обґрунтовано можна вважати чарнокітоїдами.

IV – єдиний специфічний метаморфізований діорит правого берега р. Синюха, що не має аналогів серед усіх вивчених чарнокітоїдів.

V – середні, рідше кислі молоді магматичні чарнокітоїди: кварцові монцоніти-мангерити Новоукраїнського та Верблюзького масивів, монцоніти із свердловин у КНП. У цьому типі є виняток - незвичайний magnesian чарноендербіт р. Синюха, що має багато геохімічних рис ferroan порід (чорна точка на рис).

VI – молоді граніти та чарнокіти рр. Синюха, Боковенька, Велика Вись.

Звісно, запропонований комплексний підхід є лише попереднім і потребує подальших аналітичних досліджень. Межі між полями можуть зміщуватись в міру надходження нової геохімічної інформації.

Література

1. Кривдік С.Г., Кравченко Г.Л., Томурко Л.Л., Дубина О.В., Загнітко В.М., Рокачук Т.А., Шнюкова К.Є., Мінеєва В.М. Петрологія і геохімія чарнокітоїдів Українського щита. К.: Наук. Думка, 2011. 215 с.
2. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.
3. Frost B. R., Frost C. D., On charnockites // Gondw. Res., 2008. Vol. 13. P. 30–44.
4. Шнюкова К.Є., Томурко Л.Л. Петрографія і номенклатура чарнокітоїдів центральної частини Українського щита // Від Мінералогії і Геогнозії до Геохімії, Петрології, Геології та Геофізики: фундаментальні і прикладні тренди ХХІ століття. Київ: КНУ, 2025. С. 119–123.

**ФАКТОРИ ДИФЕРЕНЦІАЦІЇ ОСНОВНОЇ МАГМИ В ПРОЦЕСІ
ФОРМУВАННЯ КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСЬКОГО ПЛУТОНУ
(УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)**

Шнюкова К.Є., Кривдік С.Г.

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

**FACTORS OF DIFFERENTIATION OF BASIC MAGMA DURING THE
KORSUN-NOVOMYRHOROD PLUTON FORMATION (UKRAINIAN
SHIELD)**

Shniukova K, Kryvdik S.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the
NAS of Ukraine, Kyiv, shniukova@gmail.com

The interplay between the two main factors of differentiation of the basic magma – fractional crystallization and crustal contamination – during the formation of the basic and intermediate rocks of the three central gabbro-anorthosite massifs of the Korsun-Novomyrhorod pluton is clearly presented based on ICP-MS analyses of rocks and microprobe analyses of dark-colored minerals from them.

У протерозойському анортозит-рапаківігранітному Корсунь-Новомиргородському плутоні (КНП) найкраще вивченими в геохронологічному, мінералогічному та геохімічному відношенню є три центральні масиви основних порід (із заходу на схід): Городищенський, Носачівський та Смілянський. У цих масивах з габроноритами і габроанортозитами просторово і генетично асоціюють монцоніти та сієніти, переважно олівінвмісні. Всі ці породи утворювалися у вузькому часовому інтервалі 1756-1739 млн років тому [1] внаслідок безперервної еволюції основної магми в абісальних відновлювальних умовах за рахунок диференціації первинного високоглиноземистого толеїтового розплаву, контамінованого коровим матеріалом [2]. Слід зазначити, що сієніти центральної частини КНП не мають нічого спільного з сієнітами Великовисківського масиву на південній околиці плутону, які вважалися пізнішими диференціатами, що кристалізувалися із залишкового розплаву, але когенетичність яких основним фазам впровадження плутону нині не підтверджується ні геохронологічними, ні геохімічними даними.

Виконані в останні роки нечисленні ICP-MS аналізи порід трьох центральних масивів КНП і більш численні мікрозондові аналізи темноколірних мінералів з цих порід (у тому числі з тих, для яких були зроблені вище згадані сучасні U-Pb датування по цирконах) дозволили наочно подати диференціацію та співвідношення її з контамінацією у процесі формування основних та середніх порід плутону.

Головним внутрішнім фактором диференціації магми є фракційна кристалізація, яка призводить до безперервного зростання залізистості базитового розплаву і, як наслідок, залізистості порід та темноколірних

мінералів, що утворюються. На рис. 1, побудованому на підставі 15 хімічних аналізів порід і 71 мікрозондового аналізу мінералів (олівіну, ортопіроксену, клинопіроксену, біотиту, амфіболу) із залученням кількох випадків визначення складу мінералів оптичними методами (блідий напис назви породи), видно пряму залежність між цими двома показниками: $f_{rock} = FeO/(FeO+MgO)$, ваг.% і $f_{mineral} = Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$, форм. од. Найменш диференційованими за параметром f є габронорити (у тому числі рудні) Носачівського родовища однойменного масиву, а найбільш диференційованими – фаялітові габротроктоліти та, особливо, сієніти Городищенського масиву. Якщо виходити з індексу диференціації Торнтон-Таттла (DI), заснованому на нормативному вмісті світлих мінералів, то найменш диференційованими будуть троктоліти і габротроктоліти, а найбільше – монцоніти та сієніти разом з лабрадоритами та анортозитами, незалежно від масиву. Це свідчить про перевагу f як показника диференційованості конкретної породи. Серед рідкісних елементів як такий показник зазвичай використовують відношення Ta/Nb або Rb/Sr. Перше не можна застосувати для КНП, оскільки протягом кристалізації плутону в зазначених часових рамках відношення Ta/Nb в породах майже не змінюється. А ось зростання відношення Rb/Sr чітко простежується; на відміну від DI, Rb/Sr правильно вказує на недиференційованість анортозитів та лабрадоритів – адже вони, по суті, є кумулатами, що відокремлюються від кожної порції магми (яка могла поступати неодноразово) на ранніх етапах її еволюції.

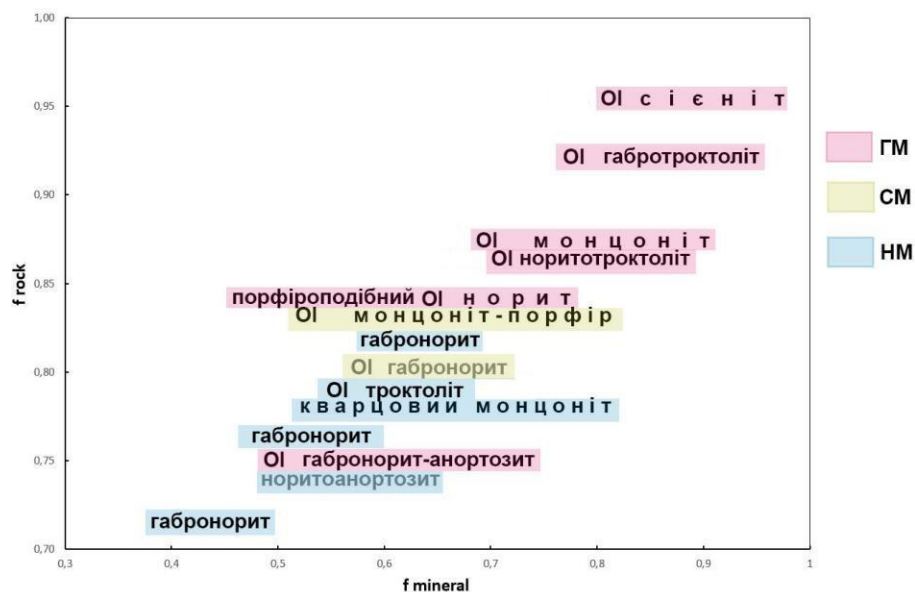


Рис. 1 – Залежність між залізистістю основних і середніх порід трьох центральних базитових масивів КНП (ГМ – Городищенський, СМ – Смілянський, НМ – Носачівський) та залізистістю темноколірних мінералів з них. Власні дані та з [3, 4, 5].

Найважливіший зовнішній фактор диференціації магми – це контамінація нею корових, насамперед кислих, порід аж до їх повної асиміляції; показником контамінації виступає відношення Th/Ta у породі. На рис. 2 для 9 ICP-MS аналізів порід (з 15 рис. 1) показаний внесок кожного з двох процесів – контамінації та диференціації – у формування конкретної породи КНП. Максимально диференційованим (як і за всіма іншими показниками) і

одночасно сильно контамінованим виявляється фаялітовий сієніт Городищенського масиву. У той же час близькі йому за високою залізистістю габротроктоліти того ж масиву, як і за DI, слабо диференційовані і слабо контаміновані. Основні породи Носачевського масиву – найдавніші у КНП за датуванням – взагалі не диференційовані і не контаміновані, ільменітові руди в них утворювалися на ранніх стадіях фракційної кристалізації у формі кумулятивних відкладів. Кварцовий монцоніт у цьому масиві найменш збагачений короною речовиною проти інших середніх порід. Навпаки, у Смілянському масиві як основні (габронорит), так і середні (монцоніт-порфір) породи показують найбільший внесок корої контамінації за помірної диференціації; останнє узгоджується з f-показниками. З урахуванням присутності дайкових порід, Смілянський масив є найменш еродованим із трьох центральних у КНП.

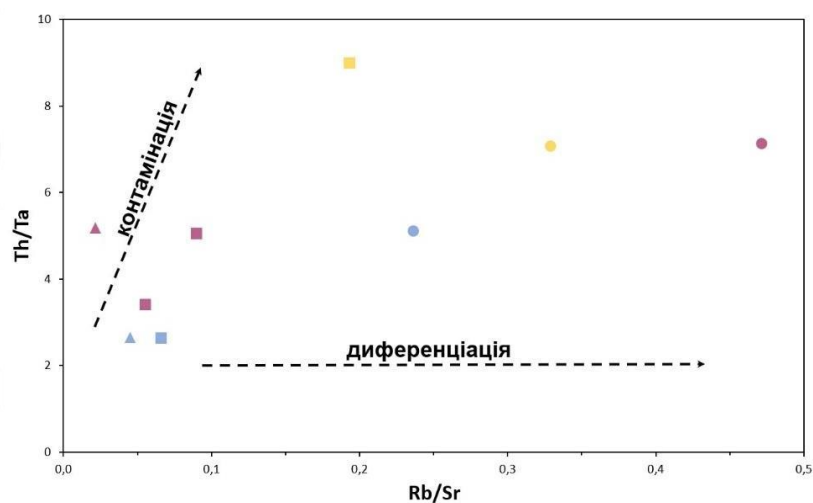


Рис. 2 – Діаграма Rb/Sr – Th/Ta для основних і середніх порід трьох центральних базитових масивів КНП. Квадрати – олівінвмісні габротроктоліти, троктоліт, габронорит; трикутники – безолівінові лабрадорит і норитоанортозит; кружки – монцоніти і сієніт; колір вказує на приналежність до відповідного масиву згідно з рис. 1. Дані з [6].

Література

1. Shumlyansky L., Hawkesworth C., Billstrom K. et al. The origin of the Paleoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian Shield: new U-Pb ages and Hf isotopes in zircon // Precam. Res., 2017. V. 292. P. 216–239.
2. Кривдік С.Г., Дубина О.В., Якубенко П.Ф. Петрологічні особливості Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківігранітного плутону // Мінерал. журн., 2021. Т. 43, № 4. С. 25–49.
3. Кривдік С.Г., Дубина О.В., Бельський В.М. Нові види основних порід у Корсунь-Новомиргородському анортозит-рапаківігранітному плутоні як індикатор його петрогенезису // Мінерал. журн., 2022. Т. 44, № 4. С. 43–60.
4. Кривдік С.Г., Гуравський Т.В., Дубина О.В. та ін. Особливості речовинного складу Носачівського апатит-ільменітового родовища (Корсунь-Новомиргородський плутон, Український щит) // Мінерал. журн., 2009. Т. 31, № 3. С. 55–78.
5. Шестопалова О.Є. Геохронологія Корсунь-Новомиргородського плутону: автореф. дис. канд. геол. наук. Київ, 2017. 20 с.
6. Дубина О.В., Кривдік С.Г., Швайка І.А. та ін. Геохімічні особливості головних типів порід Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківігранітного плутону (Український щит) // Мінерал. журн., 2022. Т. 44, № 2. С. 20–47.

**АНАТОМІЯ КРИСТАЛІВ ЦИРКОНУ ІЗ ЧАРНОКІТОЇДІВ
СЛАВГОРОДСЬКОГО ГРАНУЛІТОВОГО КОМПЛЕКСУ**

Яськевич Т.Б., Степанюк Л.М., Бобров О.Б., Коваленко Н.О.

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

**ANATOMY OF ZIRCON CRYSTALS FROM CHARNOCKITOIDS OF
THE SLAVHOROD GRANULITE COMPLEX**

Yaskevych T.B., Stepanyuk L.M., Bobrov O.B., Kovalenko N.O.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of
Ukraine, Kyiv, E-mail: albobrov@ukr.net

The internal structure of zircon crystals from charnockitoids was investigated using optical and electron microscopy. The crystals were found to possess a complex structure. The central parts of most crystals exhibit fine magmatic zoning, surrounded by unzoned overgrowths that appear slightly darker in backscattered electron images. Relict isometric cores were identified within the finely zoned zircon of some crystals. These findings suggest a magmatic origin for the charnockitoid protolith and indicate a role for crustal material in its formation.

Вступ. Славгородський комплекс, поширений у межах однойменної геоструктури – Славгородської брили, складений породами гранулітової асоціації, виокремленої у чинній Кореляційній хроностратиграфічній схемі раннього докембрію Українського щита [2] в славгородську (нижньої) товщу аульської серії на одному віковому рівні (3400-3650 млн рр.). Втім результати уран-свинцевого ізотопного датування кристалів циркону на іон-іонному мікросонді SHRIMP-II та монацитів методом TIMS показали суттєво менший вік. Вік кристалів циркону із ендербіту - 3014 ± 7 млн рр., із двопіроксенового кристалосланцю отримано вік $2988,4 \pm 8$ млн рр., а вік монациту із чарнокітизованого ендербіту - $2964,7 \pm 2,3$ млн рр. [1].

Для кристалів циркону із чарнокітоїдів Дністровсько-Бузького мегаблоку отримано дати древніші за 3,4 млрд рр.) дати [1, 3, 4 та ін.].

Мета роботи. Вивчити анатомію кристалів циркону для з'ясування його генезису.

Методи та об'єкти дослідження. Кристали циркону вивчали під стереомікроскопом SZM-45T2. Поліровані зрізи кристалів, попередньо вплавлені в епоксидну смолу, після затвердіння якої зрізані та відполіровані приблизно на 1/3-1/2 товщини, вивчали та фотографували під оптичним (*Carl Zeiss Axio Imager 2 for materials*) та електронним (*PEM-106 II*) мікроскопами. Вивчалися кристали циркону із ендербітів (проба Сл-1-3-1) св. 1, гл. 123,8–129,5 м, (проба Сл-2), св. 2, гл. 176,6-177,6 м. та чарнокітизованого ендербіту (проба Сл-6) св. 6, гл. 168,0-173,0

Кристали циркону під бінокулярним досить схожі. Наявні два основних різновиди – коричневий та світло-рожевий, при цьому в сколах деяких світло-рожевих кристалів центральні частини мають коричневе забарвлення.

В полірованих зрізах виявляється складна будова переважної більшості кристалів циркону. В їхніх центральних частинах наявні тонкозональні ядра, характерні для циркону магматичних порід, в більшості з кристалографічно правильними обрисами. (рис. 1а (a, b) та рис. 1b (a-e)) зрідка ядра ніби обламані (рис. 1b, e)¹. Під електронним мікроскопом в режимі відбитих електронів в середині тонкозональних ядер декількох кристалів виявили майже ізометричні ділянки (ядра, рис. 1а (c, d)). Оболонки азональні, в режимі відбитих електронів дещо темніші (рис. 1а), за звичай малопотужні, втім окремі кристали складені майже повністю цирконом оболонки (рис. 1а (e), та рис. 1b (g, h)).

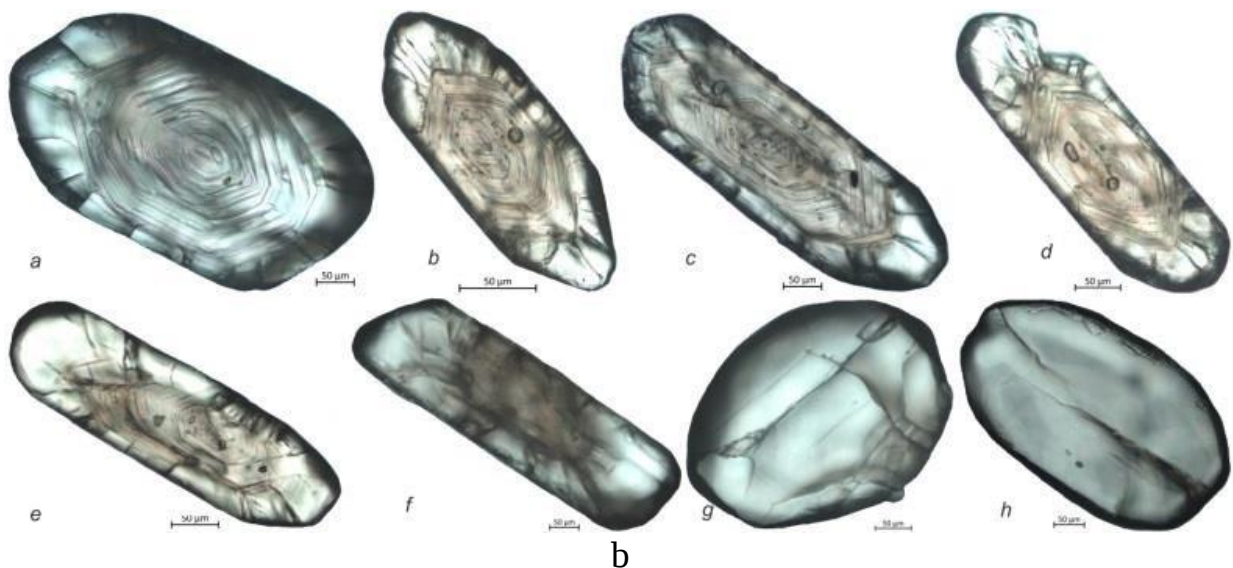
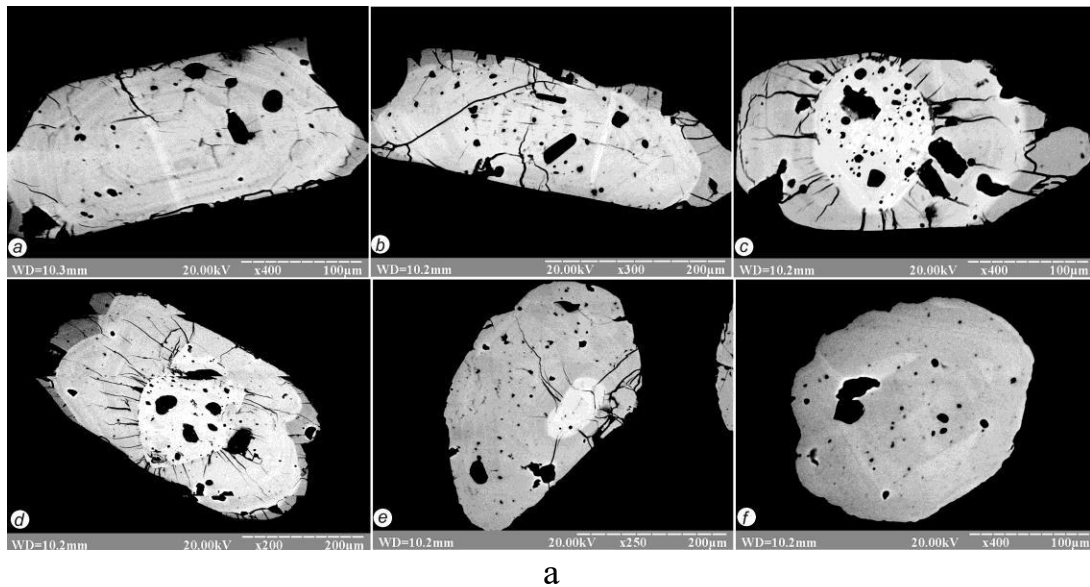


Рисунок 1 - Мікрофотографії полірованих зрізів кристалів циркону із ендербіту, проба Сл-6, а) растровий електронний мікроскоп РЕМ-106 И, б) . поляризаційний мікроскоп на просвіт за одного ніколя.

Отже, аналіз внутрішньої будови кристалів циркону із чарнокітоїдів дозволяє припустити: 1) протоліт чарнокітоїдів має магматичну природу,

¹Для наочності наводимо опис кристалів циркону проби Сл.6.

найвірогідніше це були плагіогранітоїди. 2) в формування материнського магматичного розплаву протоліту чарнокітоїдів була задіяна деяка кількість корової речовини, про що свідчать реліктові ядра в середині тонкозонального циркону. 3) синпетрогенним породам протоліту є видовжено-призматичні кристали та тонкозональні ядра в кристалах циркону. 4) циркон оболонок вочевидь є сингенетичним монацитом.

Література

1. Бобров А.Б., Кирилюк В.П., Гошовский С.В., Степанюк Л.М., Гурский Д.С., А.М. Лысак, А.А. Сиворонов, В.П. Безвинный, В.А. Шпыльчак. Гранулитовые структурно-формационные комплексы Украинского щита – Европейский эталон. Путеводитель геологических экскурсий Международной научно-практической конференции «Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы. 31 мая- 4 июня 2010 года. Киев. – 160 с.
2. Кореляційна хроостратиграфічна схема раннього докембрію українського щита (схема і пояснювальна записка). Єсипчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Щербак М.П., Глеваський Є.Б., Скобелєв В.М., Дранник А.С., Гейченко М.В.. К.: УкрДРГІ. – 2004. 30 С.
3. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко О.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Киев: Наукова думка, 2005. 244 с.
4. Shumlyansky L., Wilde S.A., Nemchin A.A., Claesson S., Billström K., Bagiński B. (2021). Eoarchean rock association in the Dniester-Bouh Domain of the Ukrainian shield: a suite of LILE-depleted enderbites and mafic granulites. *Precam. Res.*, 352, 106001. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.106001>

Геохронологія та стратиграфія

УДК 550.93.

УРАН-СВИНЦЕВИЙ (SHRIMP) ВІК ЦИРКОНУ ІЗ МЕТАРІОДАЦИТУ ГАЙЧУРИВСЬКОЇ СТРУКТУРИ

Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Яськевич Т.Б.

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

URANIUM-LEAD (SHRIMP) ZIRCON AGE OF METARHYODACITE FROM THE HAICHURIVSKA STRUCTURE

Bobrov O.B., Stepanyuk L.M., Yaskevych T.B.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine, Kyiv,
E-mail: albobrov@ukr.net

Based on SHRIMP-II ion microprobe dating of zircon crystals by growth zone (zircon generation), an age of 3077 ± 13 Ma (weighted mean based on the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio) was obtained for two relict cores (first zircon generation). For the second (magmatic) zircon generation, an age of 3031 ± 10 Ma was obtained from the upper intercept of the discordia with the concordia, while the weighted mean value yielded 3018 ± 10 Ma.

Вступ. Ріодацити є одним із важливих чинників металогенічного прогнозу в граніт- та грануліт-зеленокам'яних областях Українського щита. Це робить їх знахідки в розрізах геологічних структур важливими з точки зору металогенічного потенціалу. Відомо, що окрім стратифікованих метавулканітів основного-ультраосновного складу в цих розрізах беруть участь інтрузії тоналітів сурського типу, разом з комагматичними їм кислими метавулканітами [1, 2]. Одним з таких геоструктурних елементів Приазов'я є Гайчурська зеленокам'яна структура, де свердловиною 848 була розкрита породна асоціація, характерна для зеленокам'яних структур Середнього Придніпров'я та Західного Приазов'я, у тому числі метаморфізовані ріодацити.

Метаріодацит, проба 848/2. Склад (у %): SiO_2 – 68,96; TiO_2 – 0,27; Al_2O_3 – 15,35; Fe_2O_3 – 0,50; FeO – 2,29; MnO – 0,12; MgO – 0,94; CaO – 2,91; Na_2O – 4,21; K_2O – 2,19; P_2O_5 – 0,09; S – 0,28; H_2O – 0,09, ВПП – 1,53, сума – 99,73.

Методи дослідження. U-Pb датування цирконів виконано в 2010 року по зонах росту (генераціях) кристалів на іон-іонному мікросонді SHRIMP-II в Центрі ізотопних досліджень ВСЕГЕІ ім. А.П. Карпинського, за методикою [3].

Результати дослідження. Циркони представлені призматичними і видовжено-призматичними кристалами світло-рожевого (близько 60% зерен), сірувато-рожевого (близько 40% зерен) та світло-коричневого, коричневого (поодинокі зерна) кристалами, які мають добре розвинене огранення. Світло-рожеві кристали – водяно-прозорі з сильним алмазним відблиском з рівними і блискучими гранями, сірувато-рожеві – напівпрозорі, тріщинуваті. Коричневі напівпрозорі, в зламах деяких із них відмічаються світло-рожеві центральні частини, ймовірно ядра.

В зрізах більшість світло-рожевих кристалів однорідні, або мають, найчастіше по периферії тонку концентричну зональність. Сірувато-рожеві кристали, за звичай тонко зональні, зрідка незональні, але в них відмічаються

реліктові ядра древнішого циркону, за звичай незонального, зрідка складного. Про реліктовий характер ядер свідчить їх автономна тріщинуватість та дискордантність контурів, по відношенню до оболонок, що на них нарастають. Коричневі кристали складні, представлені двома генераціями циркону – світло-рожевими ядрами та коричневими оболонками. Таким чином, можна в першому наближенні виділити три генерації циркону:

1 – реліктові ядра, представлені уламками однорідних, зрідка зональних та складних зерен; 2 – магматогенна, тонко зональні, часто в середині однорідні, складають призматичні світло-рожеві кристали, оболонки в сірувато-рожевих зернах та ядра в середині коричневих кристалів; 3 – метаморфогенно-метасоматична (можливо, гранітна) – коричневі оболонки в призматичних коричневих і світло-коричневих кристалах, зрідка ця генерація утворює цілі кристали без рожевих ядер.

Вік генерацій циркону визначали на іон-іонному мікрозонді Shrimp-II. За результатами датування вік магматичного (друга генерація) циркону – 3019 ± 10 млн років (середнє зважене за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) (рис. 1 а). Вік за верхнім перетином конкордії дискордією, розрахованою за аналітичними даними, отриманих для цих же ділянок кристалів, складає 3031 ± 10 млн років (рис. 1 б). Для двох реліктових ядер (перша генерація циркону) отримано вік (середнє зважене за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) – 3077 ± 13 млн років (рис. 1 а). Коричневий циркон (третя генерація) не аналізувався.

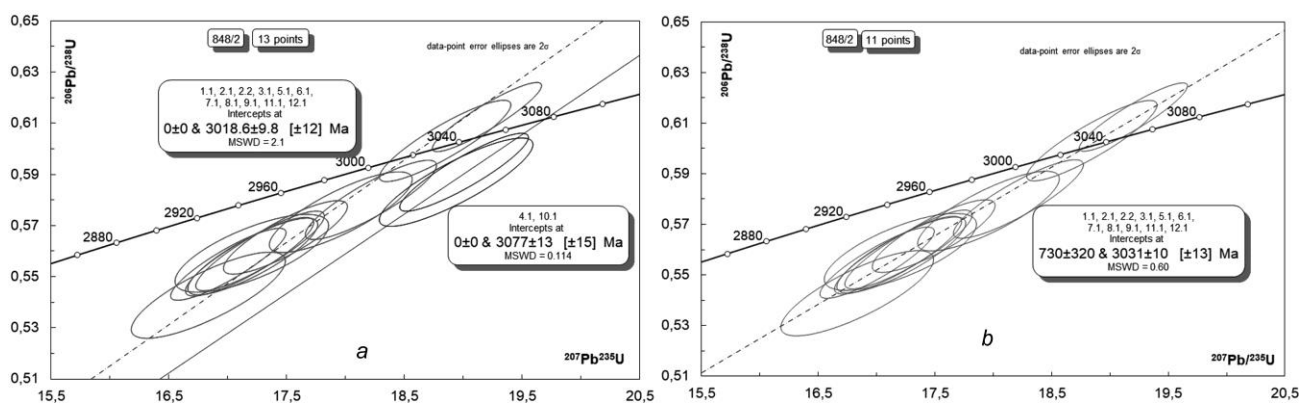


Рис. 1 - Уран-свинцева діаграма з конкордією для цирконів із метаріодациту, проба 848/2. а - середні зважені значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; б – розрахунок віку подано за верхнім (3031 ± 10 млн рр.) та нижнім (730 ± 320 млн рр.) перетинами.

Література

1. Бобров А. Вулкано-плутонічні асоціації зеленокам'яних поясів Українського щита (формації, палеовулканічні реконструкції, металогенія). Автореферат докт. дис.- Львів. 1994. 25 с.
2. Бобров О.Б. Зеленокам'яні структури Оріхово-Павлоградської зони: перший досвід геологічного опису. Стаття 1. Новогорівська структура. *Мінерал. журн.* 2015. 37. №4.С. 68-77.
3. Степанюк Л.М., Бобров О.Б., Шпильчак В.О., Стефанишин О.Б., Сергєєв С.А., Лепехина О.М. Новые данные о радиологическом возрасте гранитоидов Добропольского массива (Западное Приазовье, Украинский щит). Стаття 3. Результаты радиологического датирования. *Сборник научных трудов УкрДГРИ.* №2, 2007. С. 83-89.

ІЗОТОПНЕ ВІДНОШЕННЯ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ЯК КРИТЕРІЙ ЛОКАЛЬНОЇ КОРЕЛЯЦІЇ ОСАДОВИХ ТОВЩ ІЗОЛЬОВАНИХ ПАЛЕОБАСЕЙНІВ.

Висоцький О.Б., Степанюк Л.М., Котвіцька І.М., Зюльцле О.В.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН
України, Київ, *alek.vysotsky@gmail.com, stepaniuk@nas.gov.ua*

ISOTOPIC RATIO $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ AS A CRITERION OF LOCAL CORRELATION OF SEDIMENTARY THICKNESSES OF ISOLATED PALEOBASINS.

Vysotsky O.B., Stepaniuk L.M., Kotvitska I.M., Zyltsle O.V.

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

This report presents the results of determining the isotopic ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in marbles exposed by wells of the Rodioniv profile. In isolated sedimentation basins, the strontium isotopic composition of water depends exclusively on the strontium isotopic composition of rocks. As can be seen from the data obtained by us, all samples are characterized by rather high and variable values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (from 0.70504 to 0.75300), which are characteristic of rocks of the continental crust in the Proterozoic. The isotopic ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ measured by us can be taken as a function of time, and therefore its maximum and minimum values can be used as stratigraphic markers and to correlate geological sections.

Вступ. В межах Інгульського мегаблоку, за площею розвитку, суттєво переважають суперкрустальні утворення палеопротерозою які представлені інгуло-інгулецькою серією.

Інгуло-Інгулецька серія поширена в обрамленні численних купольних структур в межах Кіровоградського блоку і Західно-Інгулецької зони – складає Інгулецький синкліній і обрамлення Новоукраїнського та Корсунь-Новомиргородського масивів. Представлена двома типами розрізів – західним та східним. В східному виділяється зеленорічинська, артемівська, *родіонівська*, спасівська та чечеліївська світи. [2].

Мета досліджень полягає в з'ясуванні ізотопного відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатвмісних кристалічних породах Інгульського мегаблоку Українського щита, як основи (маркер) для кореляції геологічних розрізів.

Об'єкти та методи дослідження. В даному повідомленні наводяться результати визначення ізотопного відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мармурах, розкритих свердловинами Родіонівського профіля (залишки керну, що зберігаються у кернахосховищі ІГМР НАН України)

Для визначення ізотопного складу стронцію в мармурах подрібнену (або розтерту в пудру) породу розчиняли 4N соляною кислотою. Подальше виділення стронцію із витяжки HCl виконувалося за стандартною методикою [1]. Ізотопні дослідження стронцію проведено на багатоколекторному мас-спектрометрі МІ-1201 АТ з автоматичним введенням поправки на дискримінацію мас та введення поправки на вклад ізобарної маси ^{87}Rb , що здійснювалося за

інтенсивності іонного струму ^{85}Rb на окремому колектору [1]. Похибки визначення ізотопного відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ наведені за 1σ .

В нашому дослідженні ми виходили з того, що:

- ✓ ізотопний склад стронцію в карбонатах відповідає ізотопному складу стронцію води, із яких ці карбонати осаджуються, за умови, що він не був змінений в ході діагенезу, метаморфізму, чи з інших причин [4].
- ✓ в ізольованих басейнах седиментації ізотопний склад стронцію води залежить виключно від ізотопного складу стронцію порід (головним чином континентальної кори) з якими вода контактує і за відсутності зв'язку з океанічною водою буде відрізнятися в той чи інший бік від ізотопного складу стронцію розчиненого у воді світового океану.

Результати та їх обговорення. Ізотопні відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стронції, виділеного із карбонатів, розчинених 4N соляною кислотою в зразках карбонатвмісних порід, наведені в таблиці. Як видно із наведених даних усі зразки характеризуються досить високими і варіативними значеннями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (від 0,70504 до 0,75300), що характерні для порід континентальної кори в протерозої [5]. Ми не виключаємо можливість незначної зміни ізотопного відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, в той же час досить велика варіативність цього відношення (див. табл.) на нашу думку обумовлена змінами в геологічних умовах осадконакопичення, насамперед в джерелах осадового матеріалу. Зважаючи на досить швидке, в геологічному сенсі, вирівнювання ізотопного відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ у воді Світового океану, можна прийняти ці варіації як функцію часу, а отже використати його максимальні та мінімальні значення як стратиграфічні маркери та провести кореляцію геологічних розрізів.

Таблиця – Результати визначення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах керну свердлових структурно-профільного буріння

№ п/п	Лаб-ний № проби	Привязка № серд. гл.*	Назва породи	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	σ
1	749	12019/14 205,0	мармур з тремолітом і доломітом	0,71324	$\pm 0,00005$
2	750	12019/16 221,4	мармур	0,71119	$\pm 0,00010$
3	751	12019/14 205,0	мармур з тремолітом і доломітом	0,70951	$\pm 0,00004$
4	752	12019/ 16 221,4	мармур	0,71405	$\pm 0,00020$
5	754	11509/32 285,0	мармур	0,70883	$\pm 0,00005$
6	755	9987/16 290,0	мармур	0,70504	$\pm 0,00005$
7	756	9989/14 209,5	мармур	0,71582	$\pm 0,00021$
8	757	9995/21 283,0	мармур	0,70590	$\pm 0,00005$
9	759	12019/10 181,2	мармур	0,70768	$\pm 0,00007$
10	760	12019/9 175,0	мармур	0,70708	$\pm 0,00005$
11	762	12313/23 169,7	мармур	0,70870	$\pm 0,00005$
12	764	12549/3 49,0	мармур	0,72935	$\pm 0,00005$
13	766	12019/27 296,4	мармур	0,71004	$\pm 0,00010$
14	767	12545/25 270,5	мармур	0,75300	$\pm 0,00005$
15	769	24/23**	мармур	0,70914	$\pm 0,00005$

Примітка. * Номери свердловин та глибина відповідають їх нумерації за [3], 24/23** - петрівський залізорудний кар'єр.

Висновки. Поміряне ізотопне відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ можна використовувати як стратиграфічні маркери та проводити кореляцію геологічних розрізів.

Література

1. 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 ГРР" Методичні рекомендації. – Київ.: УкрДГРІ, 2008. – 77 с.
2. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита / К.Ю. Єсіпчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк та ін. – Київ, УкрДГРІ, 2004. – 30 с
3. Решетняк В.В., Рягузов Н.Т., Копыця М.П., Федюшин С.Е., Дмитриев Е.Н., Сергеев А.Д., Монаков Ф.К. Отчет по структурно-профильному бурению на Овнянском, Родионовском и Александровском участках за 1964-1966 гг. Кривой Рог. 1967. 219 с.
4. Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 216 с.
5. Фор Г. Основы изотопной геологии: Пер. с англ. - М.: Мир, 1989. - 590 с.

УРАН-СВИНЦЕВА ГЕОХРОНОЛОГІЯ ЗА МОНАЦИТОМ ГРАНІТОЇДІВ РУДОПРОЯВУ МОСТОВИЙ (ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК)

Висоцький О.Б.¹, Степанюк Л.М.¹, Курило С.І.², Довбуш Т.І.¹

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

2. Інститут наук про Землю Словацької академії наук, kurylo.sergiy@gmail.com

URANIUM-LEAD MONAZITE GEOCHRONOLOGY OF GRANITOIDS FROM THE MOSTOVYI ORE OCCURRENCE (INGUL DOMAIN)

Vysotsky O.B.¹, Stepanyuk L.M.¹, Kurylo S.I.², Dovbush T.I.¹

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

2. Institute of Earth Sciences, Slovak Academy of Sciences, kurylo.sergiy@gmail.com

The granitoids hosting the Mostovyi Ta-Nb occurrence were dated using the U-Pb isotopic method on multi-grain monazite samples. The monazite age, determined from the upper intercept of the regression line with the concordia based on the analytical data obtained, is 2024 ± 6.7 Ma. The weighted mean age based on the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ isotope ratio is 2022.9 ± 1.2 Ma.

Рудопрояр Та-Nb Мостовий, знаходиться на лівому борі долини р. Велика Вись, між селами Мостове та Жовтневе. Рудопрояр розташований у західному обрамленні Корсунь-Новомиргородського плутону, серед метаморфічних порід інгуло-інгулецького серії та гранітоїдів кропивницького комплексу. Власне рідкіснометалева мінералізація приурочена до Звенигородського розлому та локалізується в тілах метасоматично змінених пегматоїдних, апліто-пегматоїдних гранітів, та жилах альбіт-мікроклінових метасоматів [1]. Гранітоїди «ярошівського» типу кропивницького комплексу є найпоширенішими магматичними утвореннями в обрамленні рудопрояву Мостовий, однак до сьогодні їх вік залишався остаточно не з'ясований. Метою роботи є вивчення головних рис акцесорної мінералізації та визначення віку гранітоїдів ярошівського типу U-Pb ізотопним методом за монацитом.

Гранітоїди ярошівського типу, розкриті закинутим кар'єром, що розташований на правому борі верхньої частини балки, яка простягається на південь від південно-східної околиці с. Жовтневе. У закинутому кар'єрі відслонюються переважно сірі, біотитові гранодіорити, масивної текстури та з слабо вираженою магматичною лінійністю.

У кар'єрі був відібраний типовий світло-сірий гранодіорит (проба М13/16) (відповідно до QAP класифікаційної діаграми), рівномірно-середньозернистої (1,5-3 0 мм) структури, з слабо вираженою орієнтацією зерен загальної маси в одному напрямі. Порода складена (об.%) ідіоморфним плагіоклазом (55), субідоморфним та алотріморфним кварцом (26), біотитом (11), та переважно інтерстиціальним калій-польовим шпатом (КПШ) (6)

Серед акцесорних мінералів визначені циркон, апатит, монацит, рідше Fe-оксиди (магнетит - гематит). Циркон, ідіоморфний з концентричною зональністю, з низьким вмістом Hf (0.9–1.9 ваг.% HfO_2 ; $\text{Zr}/\text{Hf} = 58\text{--}118$), та варіативним вмістом Y (0,05–0,034 ваг.% Y_2O_3). Апатит характеризується

зональною будовою, більш збагачений на $\text{LREE}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$ (до 1,1 ваг.%) в центральних частинах кристалів. *Монацит* переважно трапляється в асоціації з польовими шпатами, інколи проростає з апатитом. Серед кристалів монациту за кольором спостерігається широка гама від світло-жовтих прозорих (біля 5%), бурувато-жовтих напівпрозорих (біля 55%) до бурих не прозорих (близько 40%). Кристали переважно пампушкоподібні та дископодібні з заокругленими контурами, зрідка трапляються ізометричні, за звичай дрібніші 0,040 мм. Не зважаючи, що контури в переважній більшості сильно заокруглені (ребра практично відсутні), в дископодібних добре діагностуються грані пінакоїду. Поверхня кристалів шагренева. Монацит характеризується нерівномірною концентричною зональністю, вміст ThO_2 коливається у межах 3,1–3,6 ваг.%, UO_2 – 0,2–0,4 ваг.%. Вміст Y_2O_3 низький (0,35 ваг.%)

Для з'ясування віку граніту використали мультизернові наважки розмірних фракцій світло-жовтих та жовтих кристалів монациту. Перед поділом кристалів за розміром їх промили в слабкому розчині соляної кислоти, при цьому більшість кристалів залишилася без змін, а поверхня деяких покрилася білими кірочками (нальотом). Останні в ручну під бінокуляром були відібрані в окрему наважку. Для датування не покриті білими кірочками кристали були поділені на чотири різнорозмірні мультизернові наважки (1а – 1г). Покриті кірочками кристали також були поділені на дві мультизернові наважки (2а – 2б). Результати визначення вмісту урану, свинцю та ізотопного складу свинцю в отриманих мультизернових наважках наведені в таблиці.

За верхнім перетином конкордії лінією регресії, розрахованої за даними, наведеними в табл.1, отримано вік $2024 \pm 6,7$ млн. років. Зважаючи на незначну дискордантність (від -2,5% до -4,7%, див. табл.) розраховували середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2022,9 \pm 1,2$ млн років, що в межах похибки співпадають. Останнє значення віку ми приймаємо за вік граніту.

Таблиця – Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із граніту, проба М 13/16, рудопрояв Мостовий

Фракція м-ту	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн. років			D (%)
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_f}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_f}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_f}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_f}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_f}{^{206}\text{Pb}_f}$	
1а	1698,3	3925,2	12450	7,9681	0,17219	0,38378	6,5912	2094	2058	2022,6	-3,5
1б	1341,1	2979,1	29100	8,0019	0,18192	0,38648	6,6418	2107	2065	2023,7	-4,1
1в	1838,4	4279,1	29000	8,0090	0,17328	0,38884	6,6763	2117	2069	2022,1	-4,7
1г	1793,2	3938,8	4330	7,8425	0,18220	0,38136	6,5503	2083	2053	2022,7	-3,0
2а	1516,3	4335,1	37700	8,0096	0,13589	0,38814	6,6693	2114	2069	2023,4	-4,5
2б	1569,3	4300,4	21000	7,9923	0,13912	0,37955	6,5213	2074	2049	2023,3	-2,5

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2020 млн років.

Література

1. Безвиний В.П. (2005). Рідкіснометалеве та золоте зруденіння і метасоматичні процеси Петроострівського рудного поля. *Збірник Наукових Праць УкрДГРІ*, №1. С. 82–84.

ГЕОХРОНОЛОГІЯ ПЕГМАТИТІВ БАСЕЙНУ РІЧКИ КАМ'ЯНКА

Зюльцле О.В., Довбуш Т.І.

E-mail: olegzjults@gmail.com, tetyana.dovbush1@gmail.com,

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна, igmr@igmof.gov.ua

GEOCHRONOLOGY OF PEGMATITES OF THE KAMIANKA RIVER BASIN

Ziultsle O.V., Dovbush T.I.

E-mail: olegzjults@gmail.com, tetyana.dovbush1@gmail.com,

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation of
the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, igmr@igmof.gov.ua

The Ros-Tikich megablock of the Ukrainian Shield is represented by various rocks, pegmatites occupy not the last place among the crystalline formations. To determine the time of formation of pegmatites of the Kamyanka River basin, a sample was taken from a pegmatite from an outcrop in the village of Fursy. To determine the time of formation of pegmatoids of the Ros-Tikich megablock, monazites from sample F-1/5 were studied. In the process of research, optical and isotope-geochronological methods were used. The age of pegmatites was determined from monazites by the classical uranium-lead isotope method in the radiogeochronology department of the Institute of Geological Survey of the National Academy of Sciences of Ukraine. Chemical preparation of monazite samples was carried out according to the standard method.

Росинсько-Тікицький мегаблок Українського щита представлений різноманітними породами, серед кристалічних утворень не останнє місце займають пегматити. Для визначення часу формування пегматитів басейну р. Кам'янка було відібрано пробу з пегматиту з відслонення в с. Фурси.

Для визначення часу формування пегматоїдів Росинсько-Тікицького мегаблоку, вивчалися монацити з проби Ф-1/5. У процесі дослідження застосовувались оптичні, та ізотопно-геохронологічні методи. Вік пегматитів визначався за монацитами класичним уран-свинцевим ізотопним методом у відділі радіогеохронології ІГМР НАН України. Хімічна підготовка наважок монациту виконувалась за стандартною методикою.

Для визначення вмісту урану та свинцю монацитах використали змішаний ($U^{235}+Pb^{206}$) трасер, Ізотопний аналіз урану та свинцю проводився на 8-колекторному мас-спектрометрі MI-1201AT у статичному режимі; математична обробка експериментальних даних – за програмами Pb Dat та ISOPLOT. Похибки визначення віку наведені при 2σ . Для перевірки метрологічних характеристик U-Pb ізотопного методу використовували стандарт циркону ІГМР-1.

У відслоненні, на лівому березі р. Кам'янка в центрі с. Фурси серед оточуючих мігматитів у відслоненнях, фіксуються пегматити, які прорізають вміщуючі породи жилами розміром від декількох десятків сантиметрів до 1 – 2 метрів. Пегматити крупно-нерівномірнзерністі.

Відслонення переважно складене мігматитами, які прорізають пегматити. Проба Ф-1/5 відібрана з пегматиту у відслоненні в центральній частині с. Фурси на правому березі р. Кам'янка, нижче дамби біля школи.

Під бінокляром монацити спостерігаються в пампушкоподібних, псевдо-призматичних, зрідка дископодібних зернах з слабо заокругленими контурами та окремими гранями і навіть ребрами. Поодинокі кристали мають сильно заокруглені контури. В переважній більшості зерен поверхня дрібноямчата, шагренева і лише в поодиноких, за звичай водяно-прозорих та світло-жовтих – рівна, блискуча.

За кольором спостерігається широка гама кристалів з поступовими переходами від водяно-прозорих та світло-жовтих (менше 5%), через жовтувато-коричневі до темно-коричневих не прозорих.

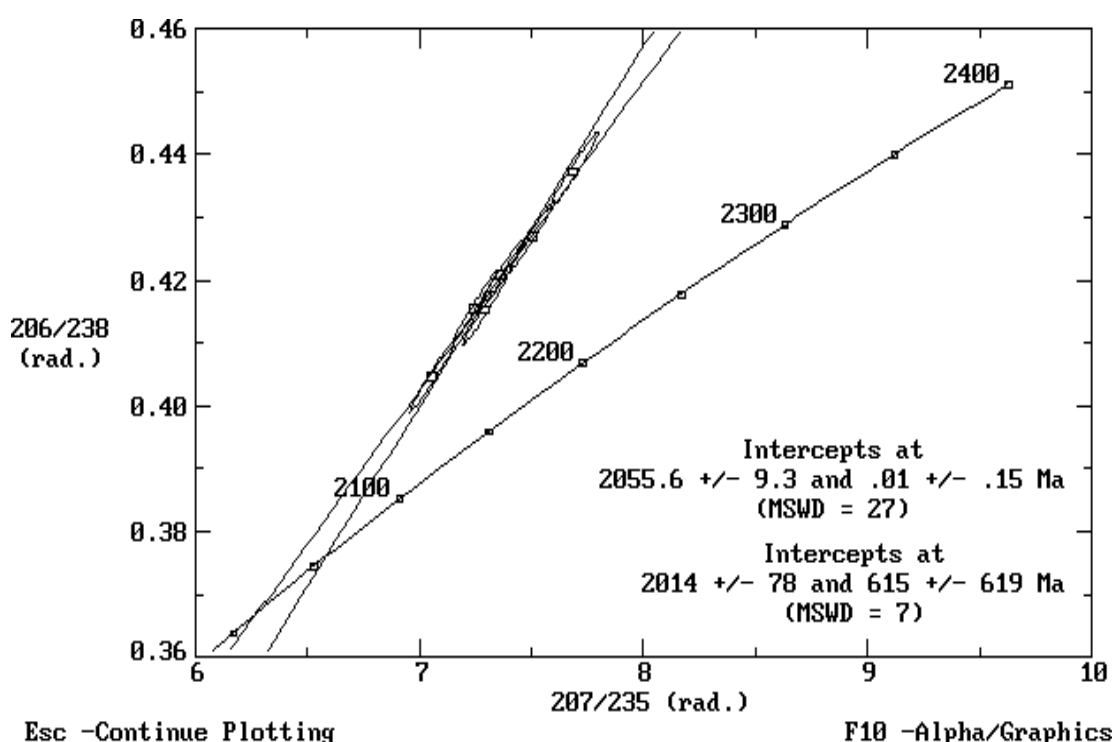


Рисунок - Уран-свинцева діаграма з конкордією для мультизернових наважок циркону із пегматита

За верхнім перетином конкордії з дискордією вік формування пегматитів становить 2014 ± 78 млн рр., середнє зважене значення віку, за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $2055,6 \pm 9,3$ млн років.

УДК 550.93

**УРАН-СВИНЦЕВА ІЗОТОПНА ГЕОХРОНОЛОГІЯ ЗА ЦИРКОНОМ
ПОРІД СЛАВГОРОДСЬКОГО ГРАНУЛІТОВОГО КОМПЛЕКСУ
(СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКИЙ МЕГАБЛОК УЩ)**

Яськевич Т.Б., Шумлянський Л.В., Бобров О.Б., Степанюк Л.М.

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

**URANIUM-LEAD ISOTOPE GEOCHRONOLOGY OF ZIRCONS FROM
ROCKS OF THE SLAVHOROD GRANULITE COMPLEX
(MIDDLE DNIEPER DOMEN, UKRAINIAN SHIELD)**

Yaskevych T.B., Shumlyansky L.V., Bobrov O.B., Stepanyuk L.M.

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

E-mail: albobrov@ukr.net

The Slavhorod complex is composed of rocks belonging to a granulite association, which is designated in the current Correlation Scheme of the Ukrainian Shield as the Slavhorod (lower) unit of the Aul Series, assigned to a specific age range (3400–3650 Ma). The complex occurs within the geostructure of the same name—the Slavhorod Block. However, U-Pb isotopic dating of zircons and monazites (SHRIMP-II, LA-ICP-MS, TIMS) indicates that the rock association of the Slavhorod Block formed within the 3020–2960 Ma interval.

Вступ. Славгородський комплекс, поширений у межах однойменної геоструктури – Славгородської брили, складений породами гранулітової асоціації, виокремленої у чинній Кореляційній хроностратиграфічній схемі раннього докембрію Українського щита [6] в славгородську (нижньої) товщу аульської серії на одному віковому рівні (3400-3650 млн рр.) з дністровсько-бузькою серією.

Славгородська брила є досить великим (близько 30 км) блоком вищого порядку у складі Середньопридніпровського мегаблоку, що обмежується із заходу Дерезоватської, з півдня – Девладівської та Оріхово-Павлоградської (зі сходу) зонами розломів. Вперше славгородський комплекс був описаний Б.З. Берзеніним [2, 3]. Найбільш детальний опис цього комплексу подано в роботі О.Б.Боброва з співавторами [5].

Результати уран-свинцевого ізотопного датування кристалів циркону на іон-іонному мікрозонді SHRIMP-II та монацитів методом TIMS були представлені нами в роботі [5]. Вік кристалів циркону із ендербіту - 3014 ± 7 млн рр. Для кристалів циркону із двопіроксенового кристалосланцю отримано вік $2988,4 \pm 8$ млн рр., а вік монациту із чарнокітизованого ендербіту - $2964,7 \pm 2,3$ млн рр. [5]. Близький вік (2976 ± 32^2 млн рр.) отримано для монациту із гранітів Вишневецького масиву, які інтродують породну асоціацію Славгородської структури [1]. Втім для гранітоїдів дніпропетровського комплексу отримано [4, 7] дати (до 3,2 млрд рр.), давніші за вік цирконів із чарнокітоїдів славгородського комплексу

Мета. З'ясувати час кристалізації кристалів циркону методами LA ICP MS та Shrimprіз породної асоціації Славгородської брили.

² Вік розраховано за даними, наведеними в табл. 2 [1].

Об'єкти та методи дослідження. Методом LA ICP MS в датували кристали циркону із двопіроксенового кристалічного сланцю (проба Сл-3-1 св. 3, інт. 130,5-135 м), раніше датованого на іон-іонному мікрозонді, із ендербіту (проба Сл-2), відібраного із керну свердловина 2, на глибині 176,6-177,6 м. та чарнокітизованого ендербіту (проба Сл-6) св. 6, глибина 168,0-173,0, для якого класичним уран-свинцевим ізотопним методом за мультизерновими наважками монациту отримано вік $2964,7 \pm 2,3$ млн рр [5]. На іон-іонному мікрозонді SHRIMP-II в Центрі Ізотопних Досліджень ВСЕГЕІ ім. А.П. Карпинського (у 2010 році) вивчили уран-свинцеву ізотопну систему кристалів циркону із ендербіту проба Сл-3-2, відібраного із свердловини 3 на глибині 179,6–181,5 м.

Результати датування:

Двопіроксеновий кристалічний сланець, проба Сл-3-1, св. 3, інт. 130,5-135 м. Конкордантний вік – $2966,9 \pm 9,8$ млн рр., який є дещо менший за вік кристалів циркону із цього ж кристалосланцю, отриманого раніше за допомогою SHRIMP-II - $2988,4 \pm 8$ млн. років [5].

Чарнокітизований ендербіт, проба Сл-6, свердловина 6, глибина 168,0-173,0. Вік, за верхнім перетином якої конкордії, - 3011 ± 10 млн р, втім вік монацитів із цього ендербіту - $2964,7 \pm 2,3$ млн рр. [5].

Ендербіт чарнокітизований проба Сл-2, св. 2, глибина 176,6-177,6 конкордантний вік 2995 ± 15 млн рр.

Ендербіт, проба Сл-3-2, свердловини 3, гл. 179,6–181,5 м., Вік, за верхнім перетином дискордії конкордією, складає $3002,8 \pm 9,69$ млн рр.

Література

1. Артеменко Г.В., Самборская И.А., Гоголев К.И., Стеценко М.Е., Высоцкий А.Б. Возраст двуполевошпатовых гранитов Вишневецкого массива Славгородского блока (Среднеприднепровский мегаблок УЩ). *Допов. НАН України*. 2017. №8. С. 51-56. <https://doi.org/10.15407/dopovidi2017.08.051>
2. Берзенин Б.З. О металлогении докембрия района Славгородско-Синельниковских магнитных аномалий. *Геол. журнал*. 1974. 31, №1. – С.107-111.
3. Берзенин Б.З. Новые данные о составе архейских образований Среднего Приднепровья. *Геохимия и рудообразование*. 1975. Вып.4. – С.97-101.
4. Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Сергеев С.А., Пресняков С.Л. Метатоналіти дніпропетровського комплексу та вікові етапи їх формування (геологічна позиція, склад, результати Shrimpr радіології). *Збірник наукових праць УкрДГРІ*. №1, 2008. - С.9-23
5. Бобров А.Б., Кирилюк В.П., Гошовский С.В., Степанюк Л.М., Гурский Д.С., А.М. Лысак, А.А. Сиворонов, В.П. Безвинный, В.В. Зюльцле, В.Л. Приходько, В.А. Шпыльчак. Гранулитовые структурно-формационные комплексы Украинского щита – Европейский эталон. Путеводитель геологических экскурсий Международной научно-практической конференции «Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы. 31 мая - 4 июня 2010 года. Киев. – 160 с.
6. Кореляційна хроостратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема і 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..К.: УкрДРГІ. – 2004. 30 С.
7. Самсонов А.В., Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Чернышев И.В. Геохронология архейского акульского комплекса и проблема фундамента зеленокаменных поясов Украинского щита. *Петрология*. 1993. том. 1. №1. С. 29-49.

ТЕКТОНІКА І ГЕОДИНАМІКА

**РОЗЛОМНО-БЛОКОВА БУДОВА ТЕРИТОРІЇ ПОШИРЕННЯ
ТОРФОВИХ РОДОВИЩ ІЗ ПОЗИЦІЙ ЛІНЕАМЕНТНОЇ ТЕКТОНІКИ**

Азімов О.Т.

ДУ «Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі ІГН НАН України»,
Київ, Україна, azimov@casre.kiev.ua

**FAULT-BLOCK STRUCTURE FOR THE AREA OF PEAT DEPOSITS
DISTRIBUTION PROCEEDING FROM A CONCEPTION OF LINEAMENT
TECTONICS**

Azimov O.T.

Scientific Centre for Aerospace Research of the Earth of the Institute of Geological
Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine,
azimov@casre.kiev.ua

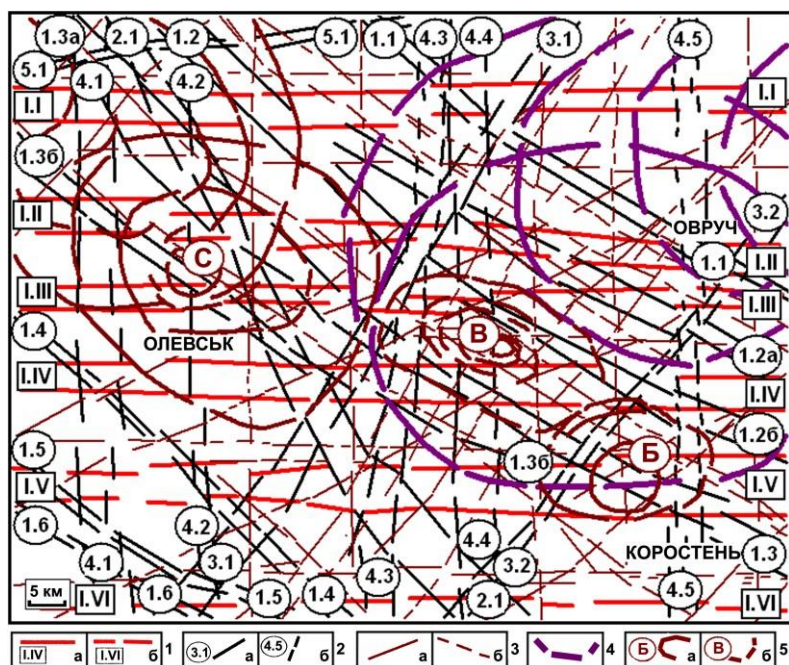
A combination of remote sensing studies was conducted in order to establish of fault-block structure refinement of the Earth's crust of area of peat deposits distribution within the northern Ukrainian Shield. Zones of lineaments and arctypes of various ranks were identified. It was established that lineament zones mainly reflect the buried structures of disjunctive genesis of the ancient Precambrian formation. The faults form the system of multi-ordinal blocks. Arc-type formations identified in the area correspond to the central part of the Korosten paleoarch uplift of deep burial and to the local dome structures of the Precambrian bed.

Формування покладів торфу відбувалося внаслідок відмирання і неповного розкладання болотяної рослинності в обстановці підвищеного зволоження в анаеробних умовах. Тобто перетворення болота у торфовий поклад відбувалося за певних палеогеографічних умов. Палеогеографічні ж обстановки тісно пов'язані з різними ландшафтно-геологічними особливостями територій і зумовлені їх тектонічною структурою і геодинамічним режимом у певний період існування Землі. Особливості останніх на новітньому етапі тектогенезу ефективно вивчаються з залученням даних дистанційного зондування Землі.

Таким чином, використовуючи багатоспектральні матеріали космічного знімання та топографічні карти з урахуванням апріорних геолого-геофізичних даних, по території досліджень в межах північної частини Українського щита (УЩ) з поширенням торфових родовищ, умовно названої Олевсько-Коростенською ділянкою (ОКД), сучасні ландшафти якої переважно є водно-болотними угіддями, проведені роботи з метою виявлення зон тектонічної активізації на сучасному етапі розвитку земної кори, уточнення її розломно-блокової будови загалом. Основним методом дешифрування застосовано комплексне дешифрування з застосуванням спеціалізованої географічної інформаційної системи. Процес інтерпретації його результатів базувався на засадах структурно-тектонічного аналізу.

Виділено лінійні (лінеamenti) і площові (багатокутні, дугоподібні, кільцеві) об'єкти передбачувано геологічної природи, що приналежні до утворень низьких і вищих порядків. Їх інтерпретовано на підставі: рангів

геоіндикаторів, за якими їх виявлено; збігів із відомими структурами; комплексного аналізу результатів дешифрування і геолого-геофізичних даних.



б) невпевнено простежені; 2 – регіонального рангу, що відображають розривні порушення глибокого закладення в межах УЩ (*арабські цифри у кружках*): а) впевнено виділені, б) невпевнено виділені; 3 – зонального рангу (осьові лінії), що розмежовують окремі блоки фундаменту: а) впевнено дешифровані, б) невпевнено дешифровані; 4, 5 – контури кільцевих структур: 4 – що відповідають центральній частині Коростенського палеосклепінного підняття глибинного закладення; 5 – що відповідають осередково-купольним структурам кристалічного фундаменту (*великі літери у кружках*): а) впевнено виявлені, б) невпевнено виявлені: С – Сушанська, В – Возляківська, Б – Бехівська.

НОВИЙ ПРОЯВ КАЛІЄВИХ БАЗИТІВ НА ВОЛИНСЬКОМУ МЕГАБЛОЦІ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Баран А.М.¹, Середє В.В.²

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, Україна, baranandr9@gmail.com

²ДП Українська геологічна компанія, м. Київ, Україна

NEW OCCURRENCE OF POTASSIC BASITES IN THE VOLYN MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD

Baran A.M.¹, Sereda V.V.²

¹M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS
of Ukraine, Kyiv, Ukraine, baranandr9@gmail.com

²State enterprise Ukrainian geological company, Kyiv, Ukraine

An intrusion of potassium-enriched basites in the Volyn Megablock of the Ukrainian Shield, previously interpreted as an amphibolite body, was studied. These rocks differ from other basic rocks of the region by their low magnetic susceptibility and mineral assemblage dominated by amphibole, alkali feldspars, and phlogopite, with relict clinopyroxene. Potassium-rich basic and ultrabasic rocks are spatially associated with alkaline K–Na ultrabasic rocks. A wider distribution of potassium-enriched basites within the Volyn Megablock is predicted.

Породи, які раніше були закартовані як амфіболіти [1], за результатами проведених досліджень попередньо інтерпретуються як інтрузивні автометаморфічно змінені збагачені калієм базити. Відслонення цих порід приурочені до яру, що впадає в р.Случ на околицях с. Губків на Новоградському блоці Волинського мегаблоку Українського щита. Яр має незвичайну для регіону, наближену до ізометричної форму, тоді як переважна більшість ярів характеризується значною протяжністю. З урахуванням приуроченості відслонень базитів до цієї западини така форма може бути пов'язана з підвищеною здатністю основних порід до вивітрювання та денудації порівняно зі вмісними породами. Контури западини та характер розташування відслонень щонайменше опосередковано свідчать про штокоподібну форму базитового тіла, розмір якого попередньо оцінюється у 150 × 200 м. Породи істотно відрізняються від поширених у районі габроїдів, піроксенітів, діабазів та амфіболітів як візуально, так і за своїм мінеральним складом і магнітними властивостями.

В магнітних полях масштабу 1:50 000 інтрузія не відображається, що узгоджується з виміряною магнітною сприйнятливістю порід $14\text{--}32 \times 10^{-5}$ од. СІ. Базити зачеплені вивітрюванням, їх густина складає 2,84–2,92 г/см³. Разом із дайками лужних ультрабазитів і тілами амфіболізованих піроксенітів вони є складовими лінійної Губківської зони тектоно-магматичної активізації північно-східного простягання (рисунок), а також приурочені до південно-західного краю Сарненсько-Варварівської тектонічної зони, тобто знаходяться на ділянці перетину двох зон.

Збагачені калієм базити чорно-сірого, зеленувато-сіро-чорного кольору, з масивною текстурою. При наближенні до контакту розмір зерен дещо зменшується. Подекуди порода містить порфірові виділення калішпату розміром від 5х5 мм до 1,5 х 2 см. Порода характеризується крупно-середньозернистою, середньозернистою з елементами катакlastичної структурою, з розміром зерен до 2-6 мм. Їх мінеральний склад наступний (%): амфіболи (магнезіальна рогова обманка, актиноліт) 36-67, лужні польові шпати до 45, при істотному переважанні мікрокліну над альбітом, флогопіт 1-20, олігоклаз 1-2, інколи кварц до 4, акцесорні – апатит, монацит, рудний. У протолочній пробі виявлено клінопіроксен.

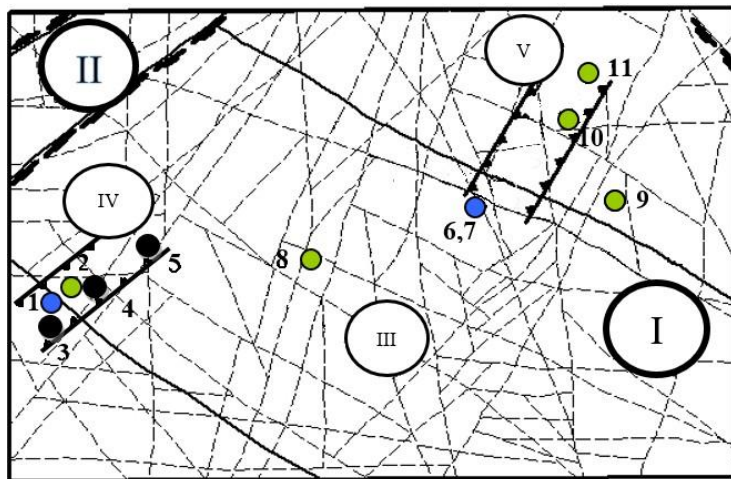


Рисунок - Тектонічна схема північної частини Новоградського блоку Волинського мегаблоку.

I – Новоградський блок; II – Суцано-Пержанська міжблокова тектонічна зона; III – Сарненсько-Варварівська тектонічна зона, складова Новоградського блоку; IV – Губківська зона тектоно-магматичної активізації; V – Березниківсько-Глумчанська зона тектоно-магматичної активізації. 1 – Губківська інтрузія калієвих базитів; 2 – Губківські дайки мельтейгіт-

порфірів; 3-5 – інтрузії апопіроксенітів; 6-7 – Березниківські інтрузії слюдяних перидотитів; 8-11 – дайки і дрібні інтрузії лужних ультрабазитів.

Аналогічні породи з реліктами первинного піроксену виявлені також у якості ксенолітів у кварцових діоритах, які є вмісними для Губківських дайок лужних ультрабазитів.

Таким чином, досліджені породи являють собою інтрузивні, збагачені калієм базити. Лужний склад польових шпатів, при істотному переважанні мікрокліну, присутність флогопіту та підвищений вміст калію відрізняють їх від інших відомих на цій території базитів. Досліджена інтрузія приурочена до перетину двох тектонічних зон, в одній із яких просторово асоціює з базит-ультрабазитами лужного, сублужного і нормального складу. За структурним положенням вона подібна до раніше виявлених збагачених калієм слюдяних перидотитів [2]. Низька магнітна сприйнятливість вивчених порід дозволяє прогнозувати ширше поширення подібних збагачених калієм базитів у межах території, ніж відомо дотепер, та показує, що частина основного-ультраосновного магматизму може не фіксуватися магніторозвідкою, що важливо враховувати при пошуках пов'язаних із ним корисних копалин.

Література

1. Безвинний В.П., Білецький С.В., Бобров О.Б., Брянський В.П., Ващенко В.А., Волненко С.О., Горіна О.Р., Данілов В.Г., Дерій М.М., Ємельянов Ю.Г., Ільїн В.В., Криницька М.В., Манюк В.В., Мацьків Б.В., Мокієць В.О., Мокряк І.М., Ольховський А.І., Павлюк В.М., Панов Д.Г., Приходько М.Г., Рібаков В.М., Сорокіна Г.О., Талипова Е.Х., Турчинов І.І., Циба М.М., Чайковський Б.В., Чмарова Л.П., Чуприна Н.І., Шашорин Ю.М., Шевцова Л.Ф. Геологічні пам'ятки України. Київ: ДІА, 2006. Т. 1. 320 с.

2. Баран А.М., Гейко Ю.В., Павлов Г.Г. Геологічна будова Березниківських інтрузій слюдяних перидотитів. // *Геохімія та рудоутворення*, 2008. № 26. С. 68–78.

МІКРОГЕОДИНАМІЧНІ ЗОНИ ПОКРИВНИХ ВІДКЛАДІВ РІНИННИХ ТЕРИТОРІЙ

Бублясь В. М.

Державна установа «Науково-інженерний центр радіогідрогеоекологічних полігонних досліджень НАН України», м. Київ, bublias@ukr.net

MICROGEODYNAMIC ZONES OF CURRENT TYPES IN RININE TERRITORIES

Bublyas V.M.

State institution "Scientific and Engineering Center for Radiohydrogeoecological Polygonal Research of the National Academy of Sciences of Ukraine", Kyiv, bublias@ukr.net

According to experimental research in natural conditions, new data have been established on the formation and development of microgeodynamic zones, where the main factors of their genesis are elastic surface waves (self-oscillations), static electric fields of the surface atmosphere and electric potentials of the geological environment, as well as their impact on the underground hydrosphere.

Динамічна геологія вивчає усі сучасні геологічні процеси земної поверхні. Їх пізнання дає можливість розкрити природу структурних елементів земної кори, а також розкрити таємниці мінералоутворення. Інформація про геологічні процеси в першу чергу необхідна для розуміння закономірних зв'язків між ендегенними і екзогенними чинниками, а також для того, щоб заздалегідь передбачити розвиток певних явищ, визначити їх характер і наслідки їх дії.

Виходячи із основ структурної геології, земна кора в різні геологічні періоди зазнавала різних за величиною (від планетарних до місцевих) трансформацій у вигляді тектонічних зон із розривними і пластичними порушеннями. На сьогодні ці об'єкти відносно непогано досліджені [1], на відміну від *мікро-* і *наноструктурних* постседиментаційних геологічних об'єктів, які мають невелику протяжність (від кількох десятків до сотень метрів) і глибину ураження (рідко перевищує 10м). Дані геологічні явища володіють рядом унікальних властивостей, які відсутні в більш крупних тектонічних зонах. Ці об'єкти формуються у пограничній зоні між атмосферою і літосферою під впливом ендегенних і екзогенних чинників. Їх природа пов'язана із процесами поверхневих пружних хвиль, а також із атмосферними і космічними полями. Всі ці поля формують постійно діюче високодинамічне геологічне середовище, яке отримало назву *мікрогеодинамічні зони* (МГЗ) [2]. Вивчення цих природних новоутворень можна віднести до, на сьогодні ще нового, розділу динамічної геології – *мікрогеодинаміки* [2]. Основним показником їх просторового виявлення є специфічні геологічні тіла, які відрізняються за морфологічними особливими показниками, складом і властивостями порід. Мікрогеодинамічні зони з точки зору структурної геології належать до елементарної ланки геологічних об'єктів.

Геодинамічними чинниками формування і розвитку МГЗ є постійно діючі поля, які представляють механічну, електричну і радіаційну енергію. А горизонтальна диференціація, або концентрована вибірковість аномальних проявів пов'язана із специфікою розвитку пружних хвиль.

Експериментальні дослідження показують, що комплекс енергетичних полів, які є причиною механічних, електродинамічних, геохімічних, гідродинамічних та ін. процесів у геологічному середовищі, що мають значно вищі показники в межах МГЗ у порівнянні із фоновими ділянками. Визначальним фактором у їх розвитку виступають пружні хвилі, генеровані ротаційними і гравітаційними силами, що виникають при коливальних рухах земної кори, обумовлених, ймовірно, зміною швидкості обертання Землі і гравітаційними силами Сонця і Місяця [3].

При вивченні фізичної суті і геологічних проявів домінуючих полів використовувалися дані замірів як самих полів, так і фізичних ефектів, викликаних цими полями в гірських породах. А активність геодинамічних процесів у відкладах на певних ділянках за час їх еволюції визначалася за слідами, які часто відображені у ландшафтах, складі, властивостях (інженерно-геологічних і гідрофізичних), мікроструктурі і текстурі порід.

Експериментально-дослідні роботи проводились за спеціальними методичними розробками. Особлива увага приділялась характеру зміни напружено-деформаційного стану порід і напруженості статичного електричного поля приземної атмосфери. Встановлено, що статичні електричні поля приземної атмосфери при взаємодії із електрикою літосфери виступають однією із домінуючих сил, що впливають на рух солей, порової вологи і порових газів покривних відкладів.

Комплексний підхід до вивчення МГЗ дав можливість встановити низку чинників їх формування і розвитку в різних ландшафтних умовах. Важливим результатом представлених дослідних робіт є з'ясування принципу взаємодії ендегенних і екзогенних полів.

Для виконання цих позицій були розроблені спеціальні прилади для вимірювання вертикальних і горизонтальних коливальних рухів земної поверхні і статичних електричних полів приземної атмосфери в автоматичному режимі, а також проводились експериментальні дослідні роботи по встановленню закономірностей руху порових розчинів в породах зони аерації за допомогою гідрогеофізичної 8-ми каналної станції. Проводились також роботи по моніторингу атмосферних явищ, зміни хімічного складу підземних вод. Більшість експериментальних дослідних робіт виконувались в натурних умовах на методичному полігоні «Лютіж».

Особливо значимою проблемою на даний час є встановлення параметрів кожного домінуючого механізму, що впливає на міграцію високо рухомих фаз порід. Для того, щоб перейти до вивчення цієї проблеми необхідно ще виконати упорядкування в області чинників і домінуючих процесів - встановити функціональну ієрархію, рівень взаємозалежності, характер і граничні показники зміни, типи циклічності активності процесів, тощо.

Література

1. Чебаненко И.И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. Киев, «Наукова думка», 1977. 83с.
2. Бублясь В.М. Мікрогеодинамічні зони як елементарні складові структури літосфери і роль електромагнітних явищ в їх розвитку. // Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання. Збірник наукових праць КНУ, Київ – 2006. с. 86-90.
3. Тяпкин К.Ф., Довбнич М.М. Новая ротационная гипотеза структурообразования и ее геолого-математическое обоснование. Изд. «НОУИДЖ», Донецк - 2009. 342с.

**МАНТІЙНІ РОЗЛОМИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА
ЗА СЕЙСМОТОМОГРАФІЧНИМИ ДАНИМИ**

Бугаєнко І.В., Гінтов О.Б., Мичак С.В., Заєць Л.М., Бабинін О.О.

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ
igor_bugaenko@ukr.net, oleg.gintov@gmail.com, sergiimychak@gmail.com,
larysa_zaiets@ukr.net, o.babynin@gmail.com

**MANTLE FAULTS OF THE UKRAINIAN SHIELD
BASED ON SEISMOTOMOGRAPHIC DATA**

Bugaïenko I.V., Gintov O.B., Mychak S.V., Zaiets L.M., Babynin O.O.

S. Subbotin Institute of Geophysics of National Academy of Sciences of
Ukraine, Kyiv

Based on the 3D P-wave velocity model of the Eurasian mantle developed at the Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine, the manifestation of fault tectonics at significant mantle depths beneath the Ukrainian Shield is considered. The mantle features of faults and their connection with surface fault expressions on the crystalline basement are presented. Considerations are expressed regarding the nature of these deep-seated fault zones, which the authors associate with relatively young activation and the penetration of mantle fluids.

На основі розробленої в Інституті геофізики НАН України 3D Р-швидкісної моделі мантії Євразії (метод тейлорівського наближення В.С. Гейко [1]) розглянуто перетини мантії під Українським щитом (УЩ) до глибин 850, 1700 і 2500 км, в залежності від наявності вхідних даних. Вертикальні широтні та довготні перетини побудовано за сіткою $1^\circ \times 1^\circ$, горизонтальні – через кожні 50 км глибини. Показано, що основні геодинамічні процеси у мантії УЩ відбувалися у проміжку між рівнем 50 км і середньою мантією, тобто у верхній мантії, перехідній зоні верхньої мантії та зоні поділу I (50–850 км). А у східній частині УЩ вплив також мають надглибинні мантійні флюїди [2].

Верхня мантія під УЩ є високошвидкісною в інтервалі глибин 50–250–400 км. Для детального аналізу цих структур на схему мегаблоків і зон розломів УЩ було винесено просторове розташування вертикального перетину, який проходить вздовж осьової лінії щита (рис. а). Характерною структурною особливістю мантії УЩ є подвоєння низькошвидкісної перехідної зони верхньої мантії під Інгульським та Середньопридніпровським мегаблоками (рис. б), яке відбулося, на думку авторів, під час підняття УЩ до денної поверхні. Найменша товщина (250 км) високошвидкісної верхньої мантії УЩ спостерігається саме над подвоєною перехідною зоною верхньої мантії. Практично на всіх вертикальних широтних і довготних перетинах в межах УЩ спостерігаються різкі перегиби ізолейн, субвертикальні границі між високо- та низькошвидкісними шарами, а також розриви та пережими у перехідній зоні верхньої мантії, які продовжують на глибину крупні розломи, встановлені на поверхні кристалічного фундаменту [3, 4]. Тому автори ідентифікують такі

особливості мантіїних структур з глибинними розломами і встановлюють їх приблизну глибину проникнення. Деякі зони розломів УЩ простежуються до глибин 200 км (Суботсько-Мошоринська, Девладівська), 500 км (Звіздаль-Заліська), 550 км (Прип'ятська) і навіть 650-700 км (Тетерівська, Тальнівська та Оріхово-Павлоградська).

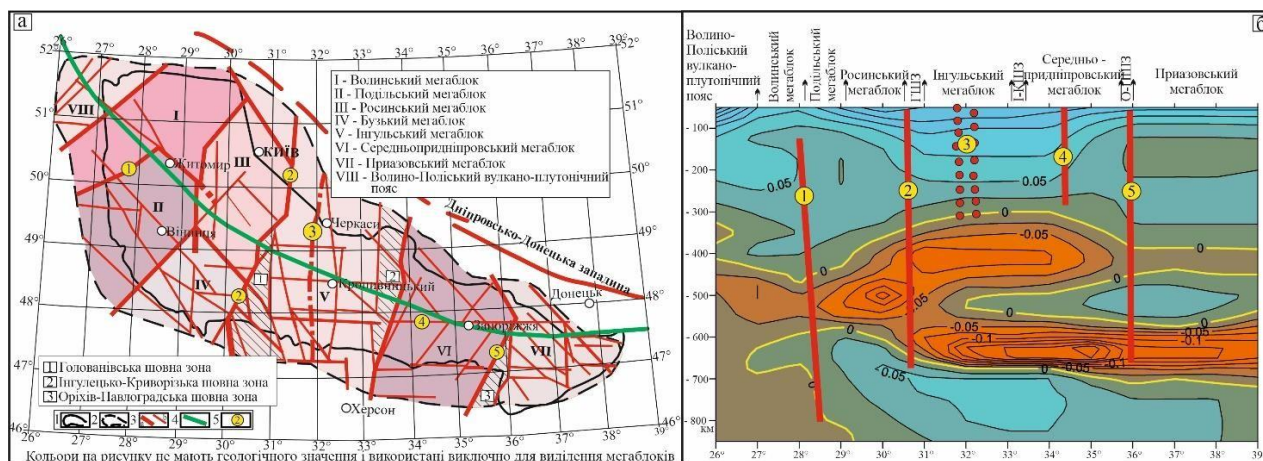


Рис. — Розломно-блокова структура Українського щита (а) та вертикальний перетин мантії вздовж його осової лінії (б). На схемі (а): 1 – контур відслоненої частини щита; 2 – контур схилів щита; 3 – зони розломів (міжмегаблокові — товсті лінії, внутрішньомегаблокові — тонкі лінії); 4 – осова лінія вертикального перетину. Цифрами в колах (1–5) позначено зони розломів: 1 – Тетерівська, 2 – Тальнівська, 3 – Трансрегіональний тектонічний шов Херсон–Смоленськ, 4 – Девладівська, 5 – Оріхово-Павлоградська. На профілі (б): ізолінії та колірна шкала відображають відхилення швидкостей сейсмічних хвиль (ΔV_p , км/с): синій колір — позитивні значення (≥ 0), червоний — негативні (≤ 0), жовта лінія — нульові значення.

Враховуючи докембрійський вік більшості розломів, встановлений у кристалічному фундаменті земної кори УЩ [3, 4], і значні геодинамічні зміни, які відбувалися в мантії протягом докембрію-фанерозою, автори доходять до висновку, що простеження зон розломів у мантію пояснюється проникненням мантіїних флюїдів з великих глибин і приєднанням їх до ослаблених зон кори, яке відбувається постійно, легко долаючи мантіїні неоднорідності, що виникають на їхньому шляху.

Література

1. Geyko, V.S. (2004). A general theory of the seismic travel-time tomography. *Geofizicheskii Zhurnal*, 26(2), 3–32.
2. Tsvetkova, T.A., Bugaenko, I.V., & Zaets, L.N. (2017). Seismic visualization of plumes and super-deep fluids in mantle under Ukraine. *Geofizicheskii Zhurnal*, 39(4), 42–54. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i4.2017.107506> (in Russian).
3. Gintov, O.B. Field tectonophysics and its application for the studies of deformations of the earth's crusts of Ukraine. Kyiv: Phoenix, 2005, 572 p. (in Russian).
4. Мичак, С.В. Структурні особливості і кінематичний розвиток земної кори західної частини Українського щита. – Автореферат докт. дис.-ції. – Київ.- 2019. –38 с.

ГЕОДИНАМІКА ФОРМУВАННЯ БУРОВУГІЛЬНИХ ПОКЛАДІВ У МЕЖАХ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Вергельська Н.В.

Державна установа «Науковий центр гірничої геології, геоекології та розвитку
інфраструктури Національної академії наук України», м. Київ, Україна
e-mail: vnata09@meta.ua

GEODYNAMICS OF FORMATION OF BROWN COAL DEPOSITS WITHIN THE BORDERS OF THE UKRAINIAN SHIELD

Vergelska N.V.

State Institution «Scientific Center of Mining Geology, Geoecology and
Infrastructure Development of the National Academy of Sciences of Ukraine», Kyiv,
Ukraine, e-mail: vnata09@meta.ua

Within the Ukrainian Shield, brown coal deposits are established in Mesozoic and Cenozoic sediments. Mesozoic coal-bearing deposits are distributed over small areas and are traced on the northwestern slope of the Ukrainian Shield. Cenozoic brown coal deposits are most widespread in the central part of the shield. Geodynamic processes during the Middle Jurassic and Paleogene-Neogene contributed to the development of peatlands, their accumulation and preservation. Brown coal in Middle Jurassic sediments is enriched with mineral components, rare earth minerals are of particular interest. While in the Paleogene coal – montane wisps.

У межах Українського щита буровугільні поклади встановлені у мезозойських та кайнозойських відкладах. Відклади мезозою та кайнозою мають надзвичайно мінливу потужність, від декількох метрів до 100 м у межах Українського щита та до 200-300 м і більше на його схилах.

Мезозойські вугленосні відклади поширені на незначних площах і простежуються на північно-західному схилі УЩ у середньоярських (байоських та батських) осадових товщах. Кайнозойські буровугільні поклади найбільш поширені у палеоген-неогенових (еоценових та олігоценових) товщах.

Одними із характерних форм рельєфу фундаменту, за геофізичними та буровими даними, є значні за розмірами депресії (западини) та підняття [2, 3], що ускладнені більш дрібними структурами. Періодична активізація розломів привела до зміни умов денудаційних і седиментаційних процесів осадового чохла, завдяки контрастним рухам блоків фундаменту, та визначила умови накопичення торфовищ, майбутніх буровугільних покладів [1, 5].

У мезозойську епоху територія УЩ перебувала в режимі довготривалого підняття. Розчленування утвореного пенеплену та початок формування осадового чохла відбувається протягом тріас-юрського часу. В юрський час закладаються мезозойські депресії та річкові долини [3, 4]. На північному сході, в наслідок занурення ДДЗ, починається морська трансгресія. Підтоплення морем річкових долин створює умови для їх заболочення, поширення вологолюбної рослинності, утворення торфовищ, а з часом – формування буровугільних покладів юрського віку.

На початку крейдового періоду в результаті загального підняття території підсилюється ерозійна діяльність, яка в кінці крейдового періоду змінюється

новою морською трансгресією й охоплює північно-східну частину УЩ. Більша частина території УЩ та його схилів після дат-палеоценової тектоно-магматичної активізації, на початку еоцену залишалася, переважно, суходолом з річково-озерною мережею та морськими затоками [5].

В наслідок активізації контрастних рухів та підсилення ерозійної діяльності, на початку еоценового періоду, починають формуватися палеогенові палеодолини, які суттєво наслідують контури мезозойських палеодолин, особливо їх придельтові частини. У долинах акумулювався та відкладався теригенний матеріал і формувалися торфовища, які з часом перетворилися на буровугільні поклади, переважно, лімнічного (озерно-річкового) та прибережно-морського походження [3, 4, 5]. На динамічну обстановку в період торфоутворення та торфонакопичення вказують: сингенетичні розмиви у вугільних пластах та їх розщеплення, зміна типів вугілля у пласті як по латералі (горизонтально) так і по вертикалі.

У другій половині еоцену трансгресія київського моря перекриває вугленосні товщі морськими карбонатно-теригенними відкладами. На деяких родовищах відбувається повний чи частковий епігенетичний постформаційний розмив пластів. Вище по розрізу їх змінюють відклади харківської трансгресії. Відклади київської та харківської трансгресій сприяли похованню та збереженню вугленосних відкладів. Регресивний етап розвитку території басейну починається з другої половини олігоцену. Підняття території відбувається резонансно з горотворенням в альпійській складчастій системі. Майже вся територія щита до кінця середнього олігоцену стає суходолом. Починаючи з другої половини пізнього олігоцену до середнього міоцену в межі УЩ проникає полтавська трансгресія, залишаючи на щиті континентальні та прибережно-морські, в тому числі вугленосні, відклади полтавської серії [3, 4, 5].

Геодинамічні процеси протягом мезозою (юра) та кайнозою (палеоген-неоген) сприяли як розвитку торфовищ, їх накопиченню та збереженню, так і сингенетичним та епігенетичним розмивам. Буре вугілля у середньоюрських відкладах збагачене мінеральними компонентами, особливо привертають увагу рідкісноземельні мінерали. У той час як у вугіллі палеогену – монтанвіск.

Література

1. *Вергельська Н. В.* Вплив енергетики надр на формування буровугільних покладів Дніпробасу // Віс. КНУ ім. Т. Шевченка: ВПЦ “Київський Університет”, 2006. С. 191–194.
2. *Вплив морфології та генезису буровугільних пластів на гірничо-геологічні умови їх розробки:* Звіт по тематичній роботі за 1994-2005р./ Олександрійська КГП НАН «Надра України». Інв. № у-98-97/13. Бірки, 2005. 119 с.
3. *Закономерности* угленакопления на территории Днепровского бурогоугольного бассейна/ Под ред. П. Г. Нестеренко. М.: Госнаучтехиздат литературы по горному делу, 1963. 210 с.
4. *Нагірний В. М.* Палеогеографічні умови утворення кайнозойських буровугільних покладів України. К.: Наукова думка, 1977. 108 с.
5. *Радзівіл А. Я., Александрова А. В., Чижик Н. В., Пристінська Л. А.* Буровугільні родовища крайових систем південного заходу Східно-Європейської платформи // Геологічний журнал. 2002. №3. С. 50–55.

РОЛЬ ЗСУВНИХ ДИСЛОКАЦІЙ У ФОРМУВАННІ ДЕФОРМАЦІЙ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ ПРИ ПІДЗЕМНОМУ ВИДОБУТКУ ВУГІЛЛЯ

Д'яченко Н.О., Мартиненко А.М.

ДУ «НЦ гірничої геології, геоecології та розвитку інфраструктури НАН
України», Київ, Україна, natalidyachenko1969@gmail.com

THE ROLE OF STRIKE-SLIP FAULTS IN THE FORMATION OF SURFACE DEFORMATIONS DURING UNDERGROUND COAL MINING

Diachenko N.O., Martynenko A.M.

SI «Center for Mining Geology, Geoecology and Infrastructure Development of the
NAS of Ukraine», Kyiv, Ukraine, natalidyachenko1969@gmail.com

This study investigates the influence of strike-slip fault structures on surface deformation in the Western Donbas. Based on structural analysis and long-term geodetic observations, a close relationship between strike-slip faults and anomalous ground subsidence was established. The results confirm the significant role of tectonic heterogeneity in controlling mining-induced surface deformation.

Тривала експлуатація вугільних родовищ (ВР) Західного Донбасу (ЗД) супроводжується інтенсивною трансформацією геологічного середовища та розвитком деформацій земної поверхні (ДЗП). Незважаючи на використання сучасних методів прогнозування осідань, фактичні величини деформацій нерідко суттєво відрізняються від розрахункових. Це свідчить про необхідність врахування природних структурно-тектонічних особливостей гірського масиву під час оцінювання геодинамічної небезпеки територій видобутку вугілля.

ЗД розташований у межах перехідної зони між Донецькою складчастою спорудою (ДСС) та Дніпровсько-Донецькою западиною (ДДЗ). Територія охоплює південний борт ДДЗ та контролюється Криворізько-Павлівською й Оріхово-Павлоградською шовними зонами глибинних розломів (ГР). Таке структурно-тектонічне положення визначає блокову будову регіону, його високу тектонічну неоднорідність та істотно впливає на розвиток сучасних геодинамічних процесів. У межах Павлоградського виступу встановлено численні скидо-зсувні розриви зі значною горизонтальною амплітудою зміщення формування яких пов'язане з переміщеннями блоків докембрійського фундаменту вздовж ГР [1]. Останні зумовили утворення грабеноподібної структури, що обмежена Павлоградсько-В'язівським і Центральним скидами, у розвитку якої провідну роль відігравали горизонтальні зсувні переміщення [2]. На користь цього свідчать встановлені в опущеному крилі Богданівського скиду насувні флексури та розщеплення основного порушення на систему дрібних скидів, що характерно для розвитку структур у режимі скидо-зсувних деформацій [3]. Наявність сучасного поля горизонтальних тектонічних напружень (лівозсувна дислокаційна зона широтного простягання ($85-95^\circ$) з орієнтацією головних напружень $\sigma_1 = 40-50^\circ$ та $\sigma_3 = 130-140^\circ$) підтверджується структурно-тектонічними дослідженнями, виконаними в межах шахт ЗД [2].

Саме тому, метою дослідження є встановлення закономірностей впливу зсувної тектоніки на формування просторової структури осідань земної поверхні в межах шахтного поля шахти «Павлоградська» (рис. 1, а) та визначення ролі розривних порушень у розвитку локальних деформаційних аномалій, що виникають у процесі видобутку вугілля.

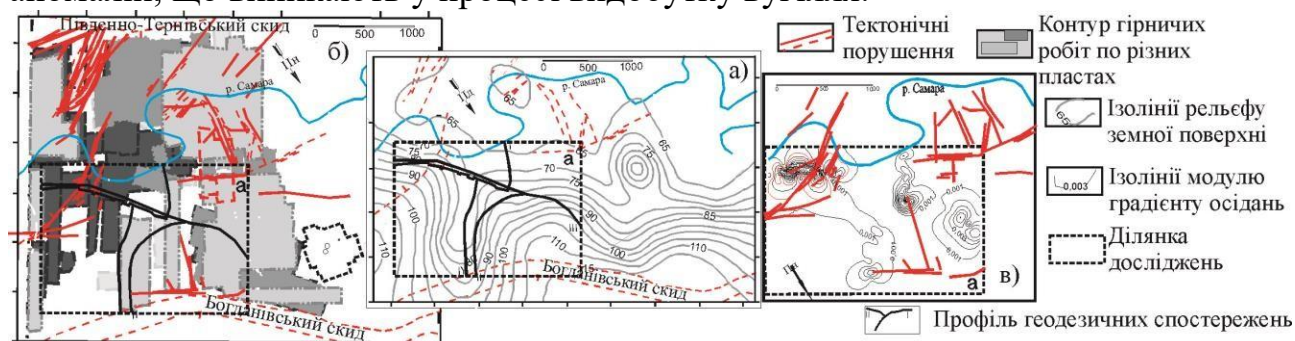


Рисунок 1. Результати досліджень: а – деталізація території досліджень та геодезичних профілів, б – карта суміщення усіх відпрацьованих пластів з ділянкою досліджень, в - виявлені зони деформаційних аномалій

В основу дослідження покладено результати багаторічних маркшейдерських спостережень за осіданнями земної поверхні, виконаних на 4 профільних станціях, що охоплюють більш 200 реперів. Просторовий аналіз виконано із застосуванням ГІС технологій, морфоструктурного та морфометричного аналізів. Побудовано карти осідань, картограми модулів градієнтів, трендову поверхню сучасного рельєфу та здійснено координатне суміщення планів гірничих робіт усіх відпрацьованих пластів. (рис. 1, б, в).

Встановлено, що просторовий розподіл малоамплітудних розривів який формує характерний структурний рисунок зсувної зони: система синтетичних (R1) – азимут простягання 70–80°, антитетичних (R2) - азимут простягання 10–20° та вторинних синтетичних (Р) розривів, характерних для лівозсувної кінематики, узгоджується з локалізацією найбільш інтенсивних ДЗП, що свідчить про їхній визначальний вплив на розвиток сучасних геомеханічних процесів. Обробка результатів повторного нівелювання показала, що максимальні значення модулів градієнтів осідань стійке приурочені до зон розвитку синтетичних та антитетичних розривів. Отримані результати підтверджують, що розвиток ДЗП визначається не лише параметрами очисних робіт, а й успадкованою тектонічною будовою масиву гірських порід. Виявлені закономірності можуть використовуватися як структурні індикатори прогнозування зон підвищених геодинамічних ризиків під час проектування та експлуатації ВР.

Література

1. Барташук О.В., Суярко В.Г. Формування перехідної зони між Дніпровсько-Донецькою западиною і Донецькою складчастою спорудою. Тектонічний стиль інверсійних деформацій // Геодинаміка, 2 (29), 2020. – С. 52-65. <https://orchid.org/0000-0001-7831-6134>
2. Безручко К., Д'яченко Н., Уразка М. Вплив зсувної дислокаційної зони Західного Донбасу на формування газових скупчень у вугленосних відкладах // Геодинаміка, 1 (24), 2018. – С. 27-39. <https://doi.org/10.23939/jgd2018.01.027>
3. Лукінов В.В., Пимоненко Л.І. Тектоніка метановугільних родовищ Донбасу: монографія. – К.: Наук. думка, 2008. – 352 с.

**ДО ПРОБЛЕМИ ГЕОЛОГО-ФОРМАЦІЙНОГО ВИВЧЕННЯ
ЩИТІВ ДАВНІХ ПЛАТФОРМ**

Кирилюк В.П.

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

**TO THE PROBLEM OF GEOLOGICAL-FORMATIONAL STUDY OF
SHIELDED ANCIENT PLATFORMS**

Kyrylyuk V.P.

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

An important feature of the geological structure of the shields of ancient platforms is their "crystallinity". They are composed exclusively of associations of metamorphic and plutonic rocks. The term "plutonic rocks" is used in its broad sense as "deep rocks". Regular combinations (paragenesis) of these rocks form three classes of geological formations: metamorphic, plutonic-metamorphic and plutonic. These classes are components of the general classification of geological formations, which is given in the table. The selection and display of geological formations on maps is considered the most objective means of reflecting the structure of shields.

Однією з визначальних рис геологічної будови щитів давніх платформ є їхня *кристалічність*. І вже тільки ця особливість щитів обумовлює необхідність застосування інших пріоритетних принципів та методів їхнього геологічного вивчення і картографічного відображення, порівняно з геоструктурами фанерозою, зокрема геолого-формаційних досліджень. У будові щитів приймають участь виключно ендегенні кристалічні породні комплекси. Серед порід, які складають ці комплекси, чітко розрізняються *метаморфічні* та *плутонічні* породи. Стосовно визначення терміну і загальних уявлень про природу «метаморфічних порід» розбіжностей практично не існує, чого не можна сказати про «плутонічні породи».

Під «плутонічними породами» тривалий час розуміли породи з явно кристалічною структурою, які імовірно кристалізувалися (формувалися) на значній глибині [1]. Згодом термін «плутонічні породи» стосовно порід кислого та суміжного складу утвердився майже як синонім «інтрузивні магматичні породи», поряд з якими виділяють подібні за зовнішнім виглядом та складом «ультраметаморфічні породи» як окремий петрографічний клас [2 с. 21].

У такому вигляді розчленування гранітоїдів на «ультраметаморфічні» та «інтрузивно-магматичні» комплекси прийнято і у чинній «Кореляційній хроностратиграфічній схемі раннього докембрію Українського щита» [3]. І це при тому, що визначення «інтрузивних магматичних» та «ультраметаморфічних» порід за [2] є суто генетичними і у багатьох випадках не дають підстав для їх практичного розділення. Саме тому ще у кінці 1970-х років було запропоновано сприймати та застосувати термін «плутонічні породи» для практичного використання при геолого-формаційному розчленуванні і геологічному картуванні щитів у його широкому розумінні [3].

Таблиця - Загальна класифікація геологічних формацій

Класи гірських порід	Осадочний	Вулканічний		Плутонічний		Метаморфічний	
Класи геологічних формацій	Осадочний	Осадоч-вулканічний	Вулканічний	Вулкано-плутонічний	Плутонічний	Плутоно-Метаморфічний	Метаморфічний
Надкласи геологічних формацій	Екзогенний	Екзогенно-ендогенний			Ендогенний		

Саме у такому сенсі цього терміну виникло уявлення про основоположний структурно-речовинний поділ щитів давніх платформ на три типи закономірних породних парагенезисів або геолого-формаційних класи – *метаморфічний*, *плутоно-метаморфічний* та *плутонічний*, які є складовими загальної класифікації геологічних формацій (таблиця). Кожен з класів охоплює певну, досить обмежену, кількість типів геологічних формацій, які систематизуються у кожному з класів за власними ознаками, притаманними конкретним формаціям.

Виділення і зображення формацій на геологічних картах, разом з відображенням за допомогою умовних позначень відносних структурних та вікових співвідношень, дає не тільки найбільш об'єктивну статичну модель геологічної будови території щитів, але і уявну ретроспективну геоісторичну модель послідовності формування формаційних тіл і відповідних геологічних процесів. Ця модель може бути доповнена даними про абсолютний вік формацій та тривалість геологічних процесів минулого на підставі ізотопно-геохронометричних визначень, але вона не може бути змінена на догоду цим даним.

Сподіваюсь, що надалі у вивченні щитів давніх платформ усе більшого значення набуватимуть геолого-формаційні дослідження, що у підсумку призведе до переходу на більш високий, порівняно з сучасним гірськопородним рівнем, *геолого-формаційний рівень* усвідомлення геологічної будови та ранньодокембрійського розвитку цих геоструктурних елементів.

Література

1. Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. Москва: «Недра», 1975, 24 с.
2. Петрографічний кодекс України. Ред. І.Б. Щербаков. Київ, 1999. 81 с.
3. 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.
4. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита / К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк, М.П. Щербак, Є.Б. Глеваський, В.М. Скобелев, А.С. Дранник, М.В. Гейченко. Київ: УкрДГРІ, 2004. 30 с.

**ГЕОДИНАМІКА РОЗТОЧЧЯ І ПОДІЛЛЯ
У ПІЗНЬОМУ ПАЛЕОГЕНІ-РАННЬОМУ НЕОГЕНІ**

Лосів В. М., Яремович М. В.

ТОВ «Науково-виробниче технічне підприємство «Геологічні технології»,

Львів, Україна

e-mail: vmlosiv@gmail.com

e-mail: geoltechnologies@gmail.com

**GEODYNAMICS OF ROZTOCHCHYA AND PODILLIA
IN THE LATE PALEOGEN-EARLY NEOGEN**

Volodymyr Losiv, Mykhailo Yaremovich

LTD «Scientific and Production Technical Enterprise «Geological

Technologies», Lviv, Ukraine

e-mail: vmlosiv@gmail.com

e-mail: geoltechnologies@gmail.com

During left-lateral movements along the faults of the Teisseire–Thornquist zone during the oligocene–early miocene, the Horodok-Roztok graben formed, which was subsequently transformed into a stepped horst - the structural-formation zone of the same name. At the same time, friction between the Kohanivsky Terrane and the edge of the East European Platform gave rise to a series of sublatitudinal faults within it. At the same time, the southwestern part of Podillia underwent extension and subsidence, giving rise to the Podillia graben, which was filled with lower miocene deposits and later transformed into a horst—the Opillia-Podillia structural-formation zone, comprising the Opillia, Ternopil, and Khmelnytskyi subzones.

Геодинамічні процеси, проявлені на даній території у пізньому палеогені - ранньому неогені та їх наслідки, ігноруються практично всіма дослідниками. В результаті з історії його геологічного розвитку випадає інтервал від 25 млн р. до нашого часу, коли було сформоване його сучасне лице.

З аналізу наявної інформації про поширення верхньонеогенових-нижньонеогенових відкладів та їх склад на означеній території, про утворювані ними геологічні структури та особливості її геоморфології [2], ми дійшли наступних висновків (рис.):

1. В олігоцені-ранньому міоцені в результаті лівозсувних рухів по Городоцькому та Рава-Руському розломах північно-західного простягання (розломи зони Тейсейре-Торнквіста - ТТ) виник синзсувний Городоцько-Артасівський прогин* [1] (Городоцько-Розтоцький грабен*).

2. При подальших лівозсувних (часами правозсувних) імпульсах до накопичення дашавської світи грабен між Грибовицько-Винниківським і Городоцьким розломами був трансформований у однойменний ступінчастий горст, представлений морфоструктурами Розточчя.

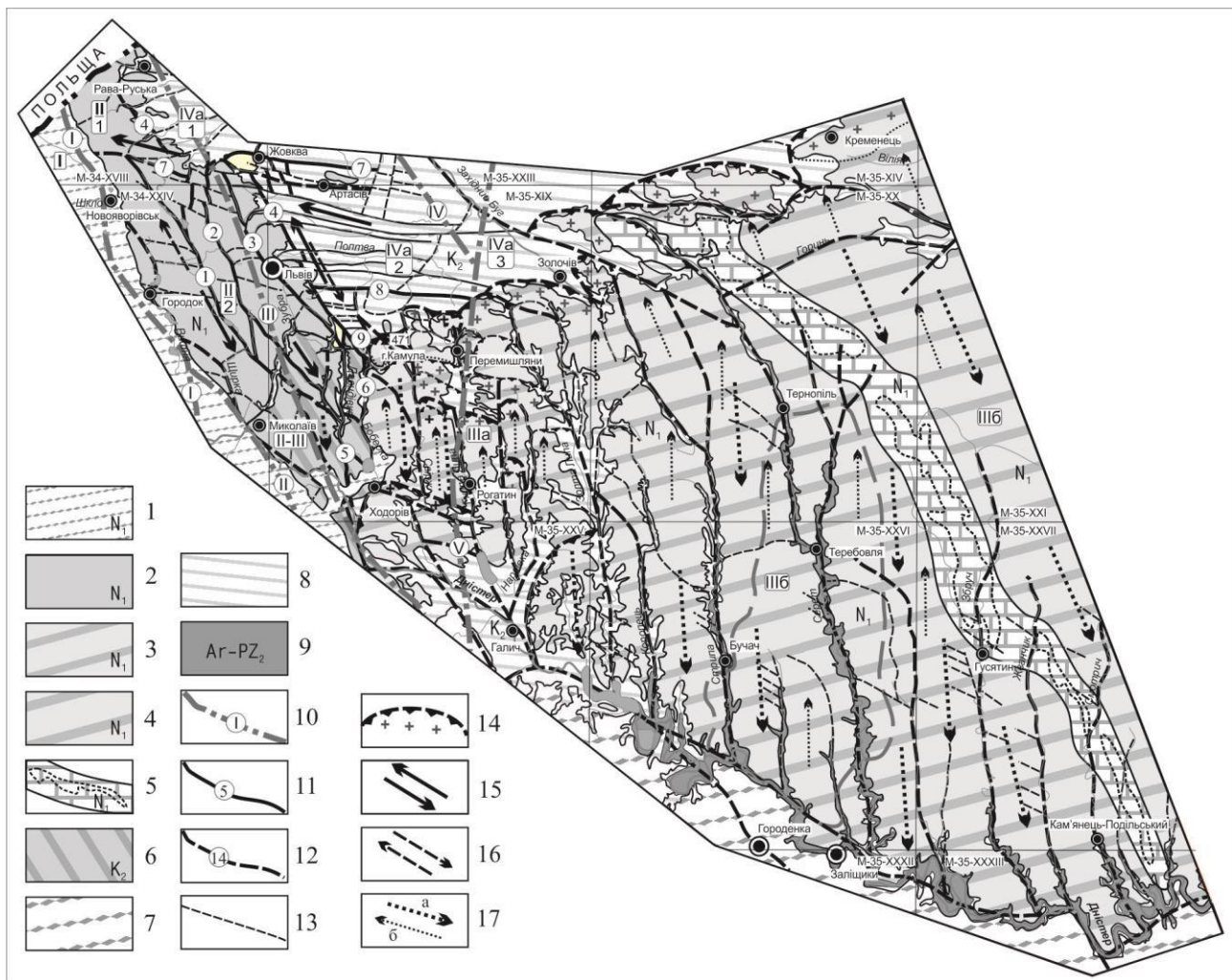


Рисунок - Структурно-формаційна схема середньопалеогенових - нижньонеогенових комплексів Розточчя, Поділля та суміжних територій:

1 - I - Передкарпатський прогин (ПКП) - нерозчленовані нижньонеогенові формації; 2 - Городоцько-Розтоцька синзсувна інверсійна грабен-горстова СФЗ* - евапоритово-карбонатно-теригенна формація (пізній палеоген - ранній неоген): II/1- Равський блок*, II/2 - Південнорозтоцький блок*; 3-5 - Опільсько-Подільська накладена периплатформна трансструктурна інверсійна (грабен-горстова) СФЗ*: 3 - Опільська структурно-формаційна підзона* (СФПЗ) - карбонатно-теригенна формація (ранній неоген), 4-5 - Подільська СФПЗ*: 4 - евапоритово-теригенно-карбонатна формація (ранній неоген), 5 - карбонатна субформація Товтрової гряди і окремі масиви (ранній неоген); 6 - перехідна зона між Городоцько-Розтоцькою СФЗ і Опільською СФПЗ; 7 - ранньонеогенові формації правобережжя Дністра; 8 - нерозчленовані крейдові формації накладеної трансструктурної Львівсько-Люблінської западини: IV/I - Ратинський блок (структурна зона) IV/II - Полтвинський блок, IV/III - Буго-Стирський блок; 9- нерозчленовані домезозойські формації окраїни СЄП;

10 - розломи 1-го порядку (межі досередньодевонських структур) і їх номери: I - Городоцький, II - Калуський, III - Рава-Руський, IV-Белз-Балучинський, V - Рогатинський; 11-12 - головні розломи: 11 - достовірні і їх номери, 12 - імовірні: 1 - Верещицько-Ставчанський*, 2- Домажир-Щирківський*, 3 - Верхомлинівсько-Давидівський*, 4 - Грибовицько-

Винниківський*, 5 - Нижньодавидівський*, 6 - Боберківський*, 7 - Жовківський*, 8 - Марунківський*, 9 - Гринівський*; 13 - другорядні розломи, імовірні; 14 - фронтальні гряди підкидового типу («псевдокуести» [2]): Гологірські, Воронякські, Кременецькі; 15 - лівозсувні рухи блоків, 16 - правозсувні рухи блоків; 17 - напрямки периплатформних розтягів (а) і стиснень (б). * Структури виділені нами.

3. Ці ж рухи по Городоцькому розлому (одному з розломів зони ТТ супроводжувалися скидовою компонентою, що призвело до виникнення Дашавського грабену* в структурі ПКП.

4. На межі серравалію і тортону, при лівозсувних рухах по Городоцькому розлому і терті між Коханівським терейном і краєм Східноєвропейської платформи (СЄП), на ньому в полі Розтоцького блоку, між Жовківським* і Марунківським* розломами, виникла серія субширотних розломів і зон тріщинуватості (Полтвинський блок*), які обумовили морфоструктури Пасмового Побужжя.

5. Ці розломи простежуються в полі Городоцько-Розтоцького горсту до ПКП.

6. Північна частина горсту по Жовківському розлому (Равський блок) [1] була зміщена на захід і частково перекрита дашавською світою ПКП.

7. Припускаємо, що лівозсувні рухи по зоні «ТТ», імовірно, можуть бути пов'язані з міграцією (ротацією) окраїни СЄП на північний захід.

8. При цьому, територія сучасного південно-західного Поділля зазнавала розтягу і прогинання - виник Подільський прогин, який заповнювався нижньоміоценовими відкладами.

9. Розтяг супроводжувався субмеридіональними лівозсувними розломами (розколами) з характерними опірючими сколами, до яких приурочені вузькі долини річок і їх допливів.

10. Імовірні пізніші правозсувні рухи (зворотна ротація СЄП) призвели до формування горсту (сучасна Подільська височина) і виникнення «псевдокуестових» морфоструктур Гологір-Вороняк у фронті насувно-підкидових структур [2].

11. За структурно-формаційними особливостями територія південно-західного Поділля виділяється, як Подільська СПФЗ в складі, Опільської, Тернопільської і Хмельницької фаціальних підзон.

Література

1. Лосів В., Яремович М., Іваніна А. В. Геологічна будова Розточчя - стратиграфія, тектоніка, геодинаміка // Проблеми геології України: збірник наукових праць / Відп. ред. М. М. Павлуць. Львів, 2024. С. 52-57.

2. Цись П.М. Геоморфологія УРСР. Навчальний посібник. Видавництво Львівського університету, Львів, 1962 г. 226 с.

**СПОСІБ ВИЗНАЧЕННЯ КОЕФІЦІЄНТА ДЕФОРМАЦІЇ ДУГОВИХ
МІКРОПОРУШЕНЬ СТРУКТУРИ КВАРЦУ ЯК ПОКАЗНИКА
ПАЛЕОТИСКУ**

Маметова Л. Ф.

Інститут геотехнічної механіки імені М.С. Полякова НАН України, Дніпро,
Україна, wolya45@gmail.com

**METHOD FOR DETERMINING THE DEFORMATION COEFFICIENT OF
ARC MICRO-DISRUPTIONS OF THE QUARTZ STRUCTURE AS AN
INDICATOR OF PALEOPRESSURE**

Mametova L.F.

M.S. Polyakov Institute of Geotechnical Mechanics of the National Academy of
Sciences of Ukraine, Dnipro, Ukraine, wolya45@gmail.com

Arcuate micro-disruptions of the quartz structure in Carboniferous sandstones (symmetrical, asymmetrical, and S-shaped) are considered, by analogy with crystal lattice dislocations, as indicators of compressive strain stress resulting from tectonic processes. To quantify the strain stress intensity, the radius coefficient of such micro-disruptions is applied, determined via optical and mathematical methods. Following the preparation of petrographic thin sections, quartz grains displaying arcuate features are identified under a polarizing microscope. Subsequently, the deformation coefficient of the arcuate micro-disruptions is calculated using a formula based on the arc length, its radius, and its ratio to the grain size. A comparison of these coefficients across different mining districts revealed an increase in values from the basin margin toward its center.

Як показали багаторічні дослідження вугленосних відкладів, деформації відбувались неодноразово і фіксувались на різних ієрархічних рівнях – як в окремих зернах мінералів (кварцу, польових шпатів, слюд) пісковиків, так і в потужних теригенних товщах. Геодинамічні процеси періодично відновлювались, що фіксувалось мікропорухами структури мінералів. Природні деформації мінералів надзвичайно різноманітні. Нерівномірність, анізотропність поля природної напруги призводить до того, що одні частини кристалів зазнають пластичних деформацій і крихких руйнувань, а інші – пружних деформацій [1]. Дослідження в пісковиках карбону виявило певну закономірність у поширенні конкретних морфологічних типів пластичних мікродеформацій, які синхронізуються з багаторівневими тектонічними процесами [2]. Характер умов деформацій визначався за кутовим неузгодженням систем прямолінійних бьомівських смужок. Коефіцієнти радіусів дугових і подібних за формою мікропорухів структури визначають ступінь напруги деформації. Комбінація дуг різного (протилежного) напрямку тиску – рис. 1 – зумовлена поперечним ковзанням, під час якого відбувається зсув частини зерна без розриву суцільності кристалу.

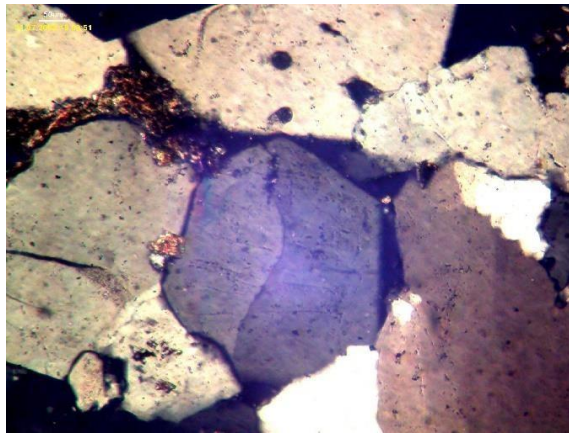


Рисунок 1 – Дугові мікро деформації S-подібної форми, проба 511, світа C_2^6 , ніколі +.

Матеріал дослідження – це пісковики кам'яновугільної товщі Донецького басейну у вигляді петрографічних препаратів. Визначення мінералогічного та гранулометричного складу, характеристика структурних порушень і новоутворень виконувались за допомогою мікроскопу ПОЛАМ Р -111. Далі математичним шляхом – за формулою – обчислюємо параметри мікродеформації.

Для визначення радіуса дугових деформацій в уламкових зернах кварцу знаходимо зерно з деформацією за формою, близькою до правильної дуги. Визначення довжини дуги та її радіусу на практиці виконується таким чином. Дугу при обертанні предметного столика мікроскопу слід розташувати на однаковій відстані від перехрестя в окулярі. Середина дуги – точка М лежить на перпендикулярі СМ, проведеному до хорди АВ через її середину С – рис. 2.

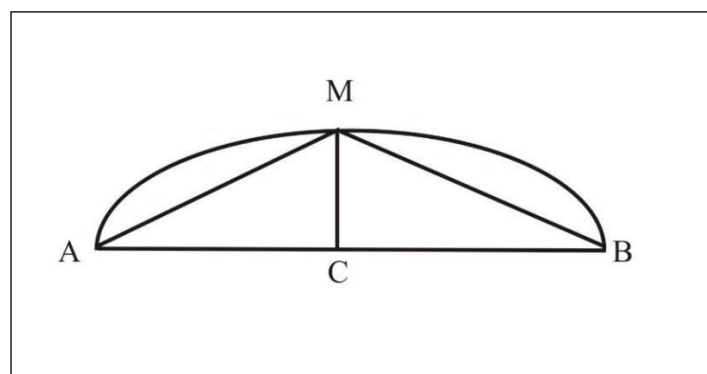


Рисунок 2 – Схема обчислення довжини дуги за формулою Гюйгенса [3]

Далі міряємо хорду АВ і хорду АМ, яка стягує половину дуги. Заміри виконувались як у горизонтальній, так і у вертикальній площині, потім брали середнє значення. Умовно приймаємо – вісь мікроскопу та вісь зерна кварцу збігаються. В тих випадках, де в площині шліфа форма деформацій еліпсоїдальна, асиметрична або має вигляд „ключки”, заміри проводились в ділянці максимальної кривизни. Далі математичним шляхом через довжину дуги – p – розраховуємо радіус – R_c , який характеризує ступінь

кривизни. Для цього можна скористатись формулою Гюйгенса [3]. Довжина – r – дуги АВ наближено виглядатиме:

$r \approx 2l + 1/3(2l - L)$, де $l = AM$, $L = ACB$. Відомо, що довжина дуги пропорційна її радіусу та величині відповідного центрального кута. Далі через довжину дуги – r – визначимо її радіус за формулою :

$$R = r/2\pi$$

(тобто ступінь кривизни дугових деформацій або інтенсивності деформації).

Відносна похибка цієї формули 0,5 %, коли АВ складає 60°. Із зменшенням кутової міри дуги відсоток похибки різко падає. Для дуги в 45° відносна похибка становить 0,02%.

Коефіцієнт радіуса - $K_{рк}$ – дугових мікродеформацій обчислюється як відношення середнього радіусу (R_c) дуги до середнього діаметру (D_c) зерна, а саме:

$$K_{рд} = R_c/D_c$$

Обчислення виконувалось у зернах кварцу пісковиків кількох геолого-промислових районів Донбасу(в перетині регіону з південногозаходу на північний схід). Порівняння показників виявило їх зростання в напрямку центра.

Висновки. На основі інформативності кварцу пісковиків пропонується розглядати коефіцієнт дугових деформацій як показник дії тектонічних рухів на породи в гірничих виробках і в підземних умовах – в шахтах. Він ґрунтується на:

- 1) відборі необхідної представницької кількості проб з конкретного горизонту пісковиків, визначеного замовником; 2) виготовленні петрографічних препаратів – шліфів; 3) визначенні мінералогічного складу з виділенням кварцових зерен з дуговими бьомівськими смужками; 4) обчисленні середніх розмірів зерен і середньої довжини дуг бьомівських смужок у поляризованому світлі оптичного мікроскопу; 5) визначення коефіцієнту деформації дугових смуг структури кварцу пісковиків як показника палеонапруги на породи від дії тектонічних процесів.

Література

1. Баранов В.А., Маметова, Л.Ф. Закономерности формирования видов пластических микродеформаций в кварце песчаников Донбасса. Науковий вісник Національної гірничої академії України. 2001. № 5. – С.77-79.
2. Маметова Л.Ф. Структурно-мінералогічні перетворення газоносних пісковиків Донбасу. Автореф. дис. ... канд. геол. наук (привізн. до PhD): геологія твердих горючих копалин 04.00.16 / «Національний Гірничий Університет». Дніпропетровськ, 2011. 20 с.
3. Вигодський М. Я. Довідник з вищої математики. К.: Фізматліт, 2008. С. 182.
4. Маметова Л.Ф. Деформації стиску та розтягу у вугільних басейнах /Мат-ли III міжнародної наукової конференції «Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи» 2-5 вересня 2019 р. Київ. – С. 30-34.

СВІТОВИЙ ДОСВІД ГЛИБОКОВОДНОГО БУРІННЯ З ВІДБОРОМ КЕРНА ТА ПЕРСПЕКТИВИ ЙОГО ЗАСТОСУВАННЯ В УКРАЇНІ

Стефурак Р.І., Худолей В.Ю., Бугай В.Ю.

Заклад вищої освіти «Міжнародний науково-технічний університет ім.
академіка Юрія Бугая», м. Київ, Україна

WORLD EXPERIENCE OF DEEPWATER DRILLING WITH CORE COLLECTION AND PROSPECTS OF ITS APPLICATION IN UKRAINE

Stefurak R.I., Khudolei V.Yu., Bugay V.Yu.

Higher Educational Institution «Academician Yuri Bugay International Scientific and
Technical University», Kyiv, Ukraine

This study examines the global experience of deep-sea drilling with core sampling using specialized drilling vessels and outlines possible prospects for its application in Ukraine after the deoccupation of Crimea.

Дослідження глибинної будови Землі є одним із ключових напрямів сучасної геології та геофізики. Особливе значення мають океанічні дослідження, оскільки саме під океанами літосфера має меншу потужність, що створює сприятливі умови для вивчення верхньої мантії [1, 2]. Одним із найефективніших методів є буріння морського дна з відбором керна, який дозволяє досліджувати склад, структуру та історію формування гірських порід [2].

Реалізація міжнародних програм океанічного буріння здійснюється за допомогою спеціалізованих бурових суден, здатних працювати на значних глибинах води та забезпечувати буріння свердловин великої протяжності [1].

Американське судно *JOIDES Resolution* використовується для наукового буріння океанічної кори та осадового чохла [3]. Воно здатне працювати на глибинах води до 6000 м і забезпечує буріння свердловин під морським дном глибиною понад 2000 м. Основними напрямками його використання є стратиграфічні дослідження та вивчення геологічної історії океанів.

Японське судно *Chikyu* є одним із найсучасніших бурових кораблів для надглибокого буріння, зокрема в зонах субдукції [4]. Воно може працювати на глибинах води понад 2500 м з застосуванням водовідокремлювальної колони та має технологічну здатність бурити свердловини до 7000 м під морським дном. Завдяки технології *riser drilling* забезпечується контроль процесу буріння та можливість дослідження сейсмогенних зон і глибинної будови літосфери. Для безрайзерного буріння судно має на борту бурильну колону загальною довжиною до 10000 м, відомі випадки буріння при глибині води до 7000 м.

Китайське судно *Meng Xiang* є новітньою платформою для глибоководних геологічних досліджень [5]. Воно здатне працювати на глибинах води до 7000 м в безрайзерному режимі, а його максимальна проєктна глибина буріння разом з товщею води становить 11000 м. Основними напрямками його використання є дослідження океанічної кори, оцінка ресурсного потенціалу та участь у міжнародних наукових програмах.

Порівняльний аналіз бурових суден показує чітку спеціалізацію їх можливостей, що визначає, зокрема, можливість *Chikyū* забезпечити надглибоке буріння у складних геодинамічних умовах, а судно *Meng Xiang*, як універсальну платформу для сучасних океанічних досліджень [3–5]. Судна споряджені сучасним керновідбірним та лабораторним обладнанням.

Отриманий керновий матеріал дозволяє проводити геофізичні та геохімічні дослідження, визначати вік порід і аналізувати магматичні процеси, що є також важливим для розуміння будови літосфери та верхньої мантії [2].

Для України перспективним є застосування цього досвіду в Чорному морі, максимальна глибина якого перевищує 2200 м, а глибоководна частина характеризується значним науковим і ресурсним потенціалом, де за даними [6, 7] містяться величезні запаси нафти і газоконденсату. Впровадження технологій глибоководного буріння після деокупації Криму дозволить проводити комплексні геологічні дослідження, пошук вуглеводнів, вивчення газогідратів і геодинамічних процесів [6, 7]. З огляду на обмеженість власних технічних можливостей України, перспективним є залучення міжнародних науково-дослідних платформ (*JOIDES Resolution*, *Chikyū* або інших сучасних бурових суден) у рамках спільних наукових програм. При цьому можуть бути використані вітчизняні технології та рекомендації з відбору керна в складних геологічних умовах [8].

Світовий досвід глибоководного буріння демонструє високу ефективність використання спеціалізованих суден для фундаментальних і прикладних досліджень. Реалізація такого підходу не лише сприятиме інтеграції України у провідні міжнародні програми, але й створить передумови для зміцнення її енергетичної та ресурсної безпеки за рахунок ефективного освоєння глибоководного потенціалу Чорного моря.

Література

1. International Ocean Discovery Program. Science Plan for 2013–2023: Illuminating Earth's Past, Present and Future. Washington, DC: IODP, 2013. 84 p.
2. National Research Council. Scientific Ocean Drilling: Accomplishments and Challenges. Washington: The National Academies Press, 2011. 204 p.
3. JOIDES Resolution Facility Board. JOIDES Resolution // International Ocean Discovery Program. URL: <https://www.iodp.org> (дата звернення: 10.08.2026).
4. Sawada R. Deep-sea drilling vessel *Chikyū* and its capabilities // Marine Technology Society Journal. 2015. Vol. 49, No. 1. P. 35–45.
5. He Y., Wang S., Sun Z. Development of deep-ocean drilling technologies in China and prospects of the drilling vessel *Meng Xiang* // Journal of Ocean University of China. 2023. Vol. 22, No. 5. P. 1–12. DOI: 10.1007/s11802-023-5410-y.
6. Геолого-структурно-термоатомогеохімічне обґрунтування нафтогазоносності Азово-Чорноморської акваторії / П. Ф. Гожик та ін. ; відп. ред. П. Ф. Гожик ; НАН України, Ін-т геологічних наук. Київ: Логос, 2010. 419 с
7. Стефурак Р.І., Яремійчук Р.С. Історичні нариси буріння нафтових і газових свердловин—від проєкту до практики (погляд з минулого в майбутнє) // Мінеральні ресурси України. 2021. №3. С.24–27. <https://doi.org/10.31996/mru.2021.3.24-27>
8. Стефурак Р.І., Худолей В.Ю., Бугай В.Ю., Карпенко О.О. Відбір керна в умовах високих температур.// Мінеральні ресурси України. 2025. №4. С. 65–72. <https://doi.org/10.31996/mru.2025.4.65-72>

**ДИСТАНЦІЙНІ ЧАСТОТНО – РЕЗОНАНСНІ ДОСЛІДЖЕННЯ
КІЛЬЦЕВИХ СТРУКТУР АРКЕНУ В ПУСТЕЛІ САХАРА (ЛІВІЯ).**

Якимчук М.А.¹, Соловйов В.Д.², Корчагін І.М.²

¹Інститут прикладних проблем екології, геофізики і геохімії, Київ, Україна,
yakymchuk@gmail.com

²Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна,
solvalera@ukr.net, korchagin.i.n@gmail.com

**REMOTE FREQUENCY-RESONANCE STUDIES OF RING STRUCTURES
ARKENU IN THE SAHARA DESERT (LIBYA).**

Yakymchuk M.A.¹, Solovyov V.D.², Korchagin I.M.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,
solvalera@ukr.net; korchagin.i.n@gmail.com

In last years the remote sensing method with the frequency-resonance (FR) technology of processing and decoding satellite images helps in solving of complex of various geological and reconnaissance problems, and makes it possible to successfully remotely study the structure of volcanic complexes, which are of great importance for the forming and evolution of the Earth's structures [1].

New results of mobile FR processing technology of satellite images using for remote survey of the ring structures of Arkenu ("Arkenu craters"), located in the far east of Libya, in the Sahara Desert, are shown. These new independent data confirmed the volcanic nature of the Arkenu structures and determined the possible depth of their formation in mantle.

На території південно-східної Лівії та південно-західного Лівану (східна Сахара) на початку 20-го століття було виявлено серію (більше 10) кільцевих структур, частину з яких стали вважати імпактними структурами. До них належать і так звані «кратерні кільця Аркену», які навіть були включені до списку наземних ударних кратерів [4]

Структури Аркену (Аркену-1, Аркену-2) мають загальну довжину більше 20км. Вони виражені в рельєфі (Рис.) системою кільцевих хребтів та розвиненими локальними розломами.

Проведені польові дослідження на “кратерах” Аркену [3] діаметром 5–10 км, показали ендегенне походження цих кільцевих структур і не підтвердили ідею про те, що «ударні кратери» Аркену утворилися внаслідок падіння космічних тіл [4].

В результаті проведення цих досліджень також показано, що для всього регіону формування вулканічних структур характерне широке розповсюдження різновікових вулканічних, метаморфічних та осадових порід, а також активних проявів гідротермальної діяльності, пов'язаних з існуванням чисельних тріщин і локальних розломів, що привело до формування кільцевих структур навколо крутопадаючих інтрузивних тіл (Рис), ускладнених процесами ерозії. Саме

кільцеві гранітні інтрузії («старі» граніти, за даними ЧР сканування) контролюють особливості розподілу місцевих локальних структур [3].

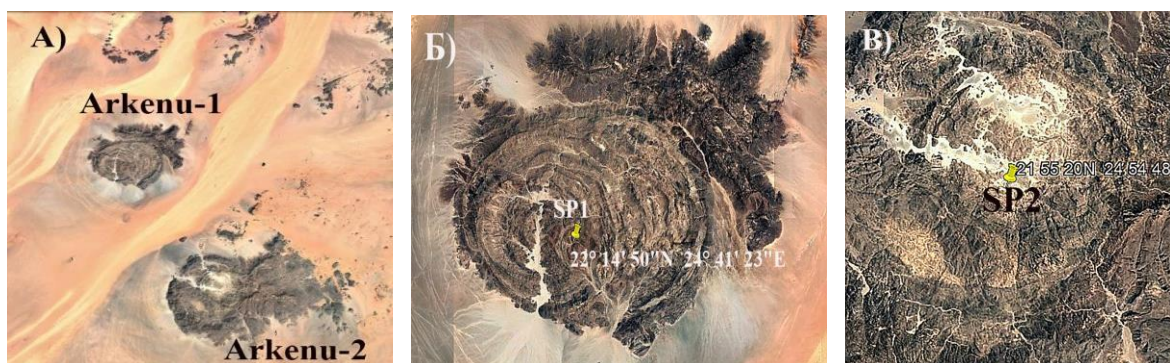


Рисунок – Кільцеві структури (А) Аркену (південний схід Лівії); Б, В – положення пунктів ЧР сканування (SP1 та SP2) в межах вулканічних структур [3].

ЧР сканування пунктів (SP1 та SP2), розташованих в центрі штоків (Рис.), показало, що вони складені «старими» гранітами, коріння яких знаходиться глибоко в мантиї. Зрозуміло, що точність визначення глибин їх утворення залежить від знання локальних петрографічних особливостей цих інтрузивних структур, але частотні характеристики, отримані в пунктах сканування, однозначно визначають їх гранітний склад.

Важливо, що дані ЧР сканування співпадають з результатами польових досліджень, а також з матеріалами застосування методів дистанційного зондування для структур регіону, отриманих нещодавно. Ці матеріали підтвердили існування (в структурах Аркену) гранітів, пегматитів, польових шпатів, показали наявність значних прошарків вапняків, глини, пісковиків та інших осадових порід, а також оцінили ймовірну перспективність окремих ділянок на пошуки золота [2].

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. Alghariani M.S. Applications of Remote Sensing For Exploration of Mineral Deposits And Gold in Jabal Arkenu. Fourth International Conference on Geospatial Technologies Libya GeoTec4 in Tripoli –Libya, 2020, P.1-24.
3. Di Martino M., Gigolini C., Laiolo M., et al. Endogenous and Nonimpact Origin of the Arkenu Circular Structures (Al-Kufrah Basin-SE Libya. Meteoritics & Planetary Science 47, Nr 11, 1772–1788 (2012), doi:10.1111/maps.12012
4. Paillou P., Rosenqvist A., Malezieux, J.-M., et al. Discovery of a double impact crater in Libya: the astrobleme of Arkenu, C. R. Geoscience 335 (2003), P.1059–1069.

РУДОНОСІСТЬ

**РІДКІСНОМЕТАЛЕВА І РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНА АКЦЕСОРНА
МІНЕРАЛІЗАЦІЯ ВИСОКОКАЛІЄВИХ МЕТАРІОЛІТІВ ДІЛОВЕЦЬКОЇ
СЕРІЇ МАРМАРОСЬКОГО МАСИВУ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ**

Баран А.М., Степанюк Л.М., Канунікова Л.І.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м.
Київ, Україна, stepaniuk@nas.gov.ua, baranandr9@gmail.com

**RARE-METAL AND RARE-EARTH ACCESSORY MINERALIZATION OF
HIGH-POTASSIUM METARHYOLITES OF THE DILOVETS SERIES,
MARAMURES MASSIF, UKRAINIAN CARPATHIANS**

Baran A.M., Stepanyuk L.M., Kanunnikova L.I.

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of
Ukraine, Kyiv, stepaniuk@nas.gov.ua, baranandr9@gmail.com

A rare variety of high-potassium metarhyolites was identified in the Dilovets Series of the Maramures Massif, Ukrainian Carpathians. The rocks are characterized by an accessory assemblage of zircon, monazite, xenotime and allanite, as well as an unusual high-K composition (K_2O 6,3–8,2%; Na_2O 0,3–1,0%). Zircon-rich autoliths contain 3–5 vol.% zircon. The mineral assemblage indicates pronounced rare-metal (Zr, Ti, Hf, U) and rare-earth specialization of these rocks and suggests a possible link to zirconium anomalies in the Chyvchyn Mountains.

У діловецькій серії Мармароського масиву виявлено рідкісний різновид висококалієвих метаріолітів, що характеризуються незвичайною акцесорною рідкіснометалевою і рідкісноземельною мінералізацією. Наразі встановлений лише один такий об'єкт, вперше описаний одним зі співавторів [1]. На даному етапі вивчення інтерпретується як потужний покрив ріолітів метаморфізованих у зеленосланцевій фації. Порода зберігає реліктову порфірову структуру, у сучасному стані представлена слюдисто-кварц-калішпатовим сланцем (гнейсом). Другорядні мінерали, в кількості до 1%: хлорит, альбіт, карбонат. Акцесорні: циркон, монацит, ортит, ксенотим, сфен, апатит, рутил, циртоліт, титаногематит.

Порода характеризується ультракислим висококалієвим складом – вміст SiO_2 76,1–78,1%; K_2O 6,3–8,2%; Na_2O 0,3–1,0%; $K_2O/Na_2O = 7–27$, що відрізняє її від більшості кислих метавулканітів Карпат.

Нами вивчено кілька проб (№ 410, 411, 412, 413. 414) на поляризаційному мікроскопі Nikon ECLIPSE LV100POL, деякі з них (№413 і 414) також на рентгенівському мікроаналізаторі IXSA-733 з енерго-дисперсійним спектрометром. Вміст циркону вираховувався методом квадратів. Після мікроскопічних досліджень детально вивчалися фондові матеріали по території (Чивчинські гори) навколо даного об'єкту.

В результаті детальних петрографічних досліджень у найменш розсланцьованому зразку виявлено автоліт, розміром 0,4 x 0,6 мм, з біля 10 кристалами циркону, що становлять 3-5% об'єму автоліту. Породотвірні мінерали в ньому представлені кварцом і мусковітом. У більш розсланцьованих різновидах породи також виявлено густі скупчення цирконів з поодинокими зернами монацитів, проте в таких зразках вони мають лінзоподібну, паралельну

до загальної сланцюватості породи, форму. Обриси автолітів в таких зразках втрачені, а більші за розміром кристали часто розділені на окремі уламки, що свідчить про вплив на автоліти метаморфізму.

В заготовках для мікрозондового аналізу автоліти не виявлені, але були проаналізовані породотвірні, деякі другорядні, акцесорні та рудні мінерали. Цим методом підтверджено наявність у породі метаміктизованого циркону, монациту, метаміктних ксенотиму і ортиту.

Хімічний склад цирконів характеризується домішкою HfO_2 від 0,68 до 2,27%, UO_2 - 0,02-2,24%, Y_2O_3 до 0,74%, Th_2O_3 0-0,32%, досить часто La_2O_3 – до 1,19%, в поодиноких кристалах Ce_2O_3 до 0,45%. Сума оксидів часто занижена, досягаючи 94,64% у нижній межі, що вказує на присутність води у структурі таких кристалів.

Монацит містить La_2O_3 11,25%, Ce_2O_3 23,69%, Pr_2O_3 1,23%, Nd_2O_3 3,93%. Низька сума вмісту оксидів (96,52%) у структурі ортиту вказує на його метаміктність, характеризується вмістом La_2O_3 10,49%, Ce_2O_3 16,34%, Pr_2O_3 0,43%, Nd_2O_3 5,42%, Th_2O_3 0,49%. За цим він подібний до монациту, але дуже низький вміст P_2O_5 у ньому (0,76%) не залишає сумнівів, що це різні мінерали. Ксенотим також метаміктний, містить домішку UO_2 в кількості 1,04%.

При вивченні фондових матеріалів встановлено, що ще в другій половині ХХ століття в Чивчинських горах шліховим методом виявлені окремі мінеральні аномалії в яких вміст циркону в алювії річок коливається від перших десятків до 60-90% важких фракцій шліхів. Незважаючи на те, що цирконій у природі є дуже інертним і малорухливим елементом, при гідрогеохімічному вивченні ґрунтових вод найбільш контрастні аномалії на цій території утворює саме цей метал. Їх контрастність істотно перевищує контрастність аномалій свинцю, цинку, міді, численні прояви яких давно відомі в Чивчинах. Корінні джерела цих аномалій циркону і цирконію досі не були виявлені.

Таким чином, поєднання висококалієвої петрохімічної спеціалізації з парагенезисом акцесорних мінералів «циркон – монацит-(Ce) – ксенотим – ортит» свідчить про магматичну природу породи та закономірний характер її мінерального складу. Метаміктність частини кристалів циркону може пояснювати підвищену розчинність зазвичай інертного цирконію у ґрунтових водах. Виявлені автоліти, збагачені цирконом, та відомі цирконієві шліхові й гідрогеохімічні аномалії, ймовірно, мають спільне джерело, пов'язане з висококалієвими метаріолітами діловецької серії. Високий вміст циркону в автолітах, контрастні цирконієві аномалії та виявлена мінеральна асоціація є важливими індикаторами рідкіснометалевої (Zr, Ti, Hf, U) та рідкісноземельної (LREE, HREE, Y) спеціалізації даних порід, що вказує на їхній високий металогенічний потенціал.

Література

1. Степанюк Л.М. Петрохимические особенности и возраст метавулканитов кислого состава метаморфического комплекса северо-западной части Мармарошского массива // Геохимия и рудообразование, 1993. № 20. С. 48-55.

НІКЕЛЬ-КОБАЛЬТОВЕ ЗРУДЕНІННЯ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА: ОСНОВНІ ТИПИ ТА ПЕРСПЕКТИВНІ ОБ'ЄКТИ

Василенко¹ А.П., Сукач² В.В., Сюмар¹ Н.П.

¹Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна

e-mail: alla_vas@ukr.net; siumar@meta.ua

²Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України, Київ,

e-mail: svital@ukr.net

NICKEL-COBALT MINERALIZATION OF THE UKRAINIAN SHIELD: MAIN TYPES AND PROSPECTIVE OBJECTS

Vasylenko¹ A.P., Sukach² V.V., Sumar¹ N.P.

¹ Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine

²M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine

Ukraine has diverse but insufficiently developed nickel-cobalt resources, represented by residual silicate ores in weathering crusts and sulfide Cu-Ni-Co mineralization in mafic-ultramafic complexes. As part of the GSEU project under the Horizon Europe programme, seven metallogenic polygons were distinguished within the Ukrainian Shield. The main prospects are associated with comprehensive reassessment of the Pobuzhzhia deposits and further exploration of the Prutivka, Zhelezniaky and Kamianka sulfide occurrences, supported by modern processing technologies and recovery of cobalt, iron and magnesium by-products.

Зростання попиту на нікель і кобальт у металургії, акумуляторній промисловості та високотехнологічному виробництві зумовлює необхідність переоцінки національної мінерально-сировинної бази цих металів. В Україні нікель-кобальтові поклади представлені двома основними генетичними типами: гіпергенними силікатними рудами кір вивітрювання ультрабазитів і сульфідною Cu-Ni-Co мінералізацією базит-ультрабазитових комплексів. За результатами аналізу металогенічних карт, літературних і фондових матеріалів [1–3], виконаного в рамках проекту GSEU програми Горизонт Європа, у межах Українського щита (УЩ) виділено сім полігонів (перспективних площ) поширення Ni-Co мінералізації: Кам'янський, Букинський, Побузький, Верхівцевський, Сурський, Чортомлицький і Девладівський.

Основу мінерально-сировинної бази нікелю і кобальту становлять силікатні руди Побужжя і Середнього Придніпров'я. У Побузькому районі розвідано Капітанівське, Тарнаватське, Деренюхинське, Липовеньківське, Грушківське та Західно-Лашівське родовища, приурочені до нонтронітових кір вивітрювання архейських ультрабазитів. За запасами вони належать до великих, однак середній вміст Ni переважно становить 1 %, що визначає їх як бідні руди [1, 2]. Водночас ці об'єкти є комплексними: разом із нікелем містять кобальт, хром, залізо та значні обсяги магнезійної сировини, а на окремих масивах установлені золото і платиноїди. Саме комплексність може істотно підвищити економічну привабливість їхнього промислового освоєння.

У Середньому Придніпров'ї силікатні комплексні залізо-кобальт-нікелеві поклади виявлені у Верхівцевській, Сурській і Чортомлицькій зеленокам'яних структурах (ЗКС) та у зоні Девладівського глибинного розлому. В ЗКС відомі

також малопотужні зони корінної сульфідної мінералізації в брекчіюваних і метасоматично змінених серпентинітах та тальк-карбонатних породах. За наявними даними вони переважно мають накладений гідротермально-метасоматичний характер і обмежене промислове значення.

Найперспективніші об'єкти сульфідного типу зосереджені у Волинському рудному районі. У межах Букинського полігону Прутівський рудопрояв пов'язаний із ранньопротерозойською базит-ультрабазитовою інтрузією; оцінені перспективні ресурси категорії P_1 становлять 130,5 тис. т Ni, 95,2 тис. т Cu і 5,1 тис. т Co. Для рудопрояву Железняки прогнозні ресурси категорії P_3 оцінено у 151,0 тис. т Ni, 14,0 тис. т Cu і 3,0 тис. т Co [3, 4]. У Кам'янському масиві відома потужна зона вкрапленої халькопірит-пентландит-піротинової мінералізації з ресурсами категорії P_2 88,0 тис. т Ni, 15,0 тис. т Cu і 3,7 тис. т Co. Сукупність фактичних даних, геологічних і геофізичних ознак свідчить, що північно-західна частина УЩ залишається пріоритетним районом пошуків промислового сульфідного зруденіння.

Першочерговими завданнями у розвитку мінерально-сировинної бази нікелю і кобальту розглядаються: геологічне довивчення, переоцінка запасів і технологічне випробування родовищ Побузької групи; розвідка з подальшим дослідно-промисловим видобуванням на Прутівському, Железняківському та Кам'янському об'єктах; для інших, менш вивчених полігонів передбачається переінтерпретація геолого-геофізичних матеріалів, ревізійне перевиробування збереженого керну та переоцінка ресурсів на основі отриманих даних.

Головними чинниками, що стримують освоєння українських нікель-кобальтових руд, передовсім силікатних, є відносно низький вміст нікелю, переважно значна глибина залягання, просторове роз'єднання невеликих покладів, недостатня технологічна вивченість і орієнтація традиційних металургійних схем переважно на одержання феронікелю без повного вилучення кобальту. Тому важливим є не лише обсяг запасів і ресурсів, а передусім створенням адаптованих до українських руд технологічних схем збагачення та вилучення Ni і Co, комплексним отриманням головних і супутніх компонентів та переробкою техногенних продуктів.

Україна має реальні передумови для розвитку власної нікель-кобальтової сировинної бази, але її конкурентоспроможність залежатиме від комплексного освоєння родовищ, сучасних технологій переробки та цілеспрямованого проведення геологорозвідувальних робіт.

Література

1. Гурський Д.С., Єсипчук К.Ю., Калінін В.І. та ін. Металічні і неметалічні корисні копалини України. Т. 1. Металічні корисні копалини. Київ–Львів: Центр Європи, 2006. С. 225–248.
2. Колосовська В.А., Великанов В.Я., Возгрін В.Д. та ін. Металогенічна карта України. Масштаб 1:1 000 000. Пояснювальна записка. Ч. III. Київ: УкрДГРІ, 2003. С. 215–353.
3. Василенко А.П. Апробація перспективних і прогнозних ресурсів твердих корисних копалин та вдосконалення методики їх оцінки стосовно умов України: звіт про НДР. Київ: УкрДГРІ, 2018. 172 с.
4. Михайлов В.А., Шевченко В.І., Огар В.В. та ін. Металічні корисні копалини України. Київ: ВПЦ «Київський університет», 2007. С. 101–106.

ГЕОЛОГО-ЕКОНОМІЧНА ОБМЕЖЕНІСТЬ ПРОМИСЛОВОГО ОСВОЄННЯ РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНИХ РОДОВИЩ УКРАЇНИ

Жикаляк М.В.

Державне геологічне підприємство «Донецькгеологія»,
м. Бахмут – м. Київ, dongeo@ukr.net

GEOLOGICAL AND ECONOMIC LIMITATIONS OF THE MINING DEVELOPMENT OF RARE EARTH DEPOSITS IN UKRAINE

Zhykalyak M.V.

State Regional Geological Enterprise "Donetskgeologiya",
Bakhmut - Kyiv, dongeo@ukr.net

The current state of the mineral and raw material base of rare earth metals in Ukraine is described and the international market for rare earths is characterized. Promising innovative directions for the use of rare earth metals in basic and defense industries are considered and a preliminary assessment of the readiness of Ukraine's rare earth deposits for industrial development is made.

Загальні відомості. До рідкісноземельних елементів металів (TR) відносяться: лантан La, церій Ce, празеодим Pr, неодим Nd, прометій Pm, самарій Sm, європій Eu, гадоліній Gd, тербій Tb, диспозій Dy, гольмій Ho, ербій Er, тулій Tm, ітербій Ib, лютецій Lu та ітрій I. Сумарний вміст усієї групи рідкісних земель в земній корі складає близько 0,01 %, а окремих елементів змінюється від 0,00002 % (тулій) до 0,0046 % (церій). Основними мінералами, які містять рідкісноземельні елементи є монацит – до 70 % TR_2O_3 , ксенотим – до 60 %, бастнезит – 65-75 %, паразит – 46-60 %, ліпарит – 31-35 %, фергусоніт – 30-45 % TR_2O_3 , а також брито літ, бастнезит, рабдофан і гевкінит [2, 3].

Рідкісні метали отримують як безпосередньо із рідкісноземельних руд (бастнезитові і монацитові), так і попутно в процесі переробки тантало-ніобійових і уранових концентратів. Ціна 1 т 60 % монацитового концентрату на міжнародних ринках на початку липня 2026 року складала 6174,65 доларів США, а бастнезитового 55-60 % концентрату – 6762,72 доларів [5].

Багатими рудами вважаються поклади з вмістом TR_2O_3 більше 1(2) %, середніми з вмістом TR_2O_3 – 0,3-1 % і бідними з вмістом TR_2O_3 – 0,10,3 % [2, 5].

Світові запаси рідкісних земель оцінюються в 135-150 млн. т, з яких 68 % належить Китаю (багаті руди з вмістом TR_2O_3 – 6 %), 14,5 – Росії (TR_2O_3 – 1-2 %), 10,7 % – США (TR_2O_3 – 7,7 %), 4,4 % – Австралії (TR_2O_3 – 16,2 %), 1 % – Індії (TR_2O_3 – 0,3 %), 0,7 % – Канаді (TR_2O_3 – 1 %) і 0,3 % – Південно-Африканській республіці (ПАР) – (TR_2O_3 – 0,3 %) [2, 3].

Міжнародний ринок рідкісноземельних металів протягом 2026-2034 років зросте з 15 млрд. доларів США до 32,6 млрд. доларів, а в подальшому з метою досягнення нульового рівня викидів у 2050 році обсяги використання рідкісноземельних елементів зростуть на порядок. В Європейському Союзі доходи від використання рідкісноземельних металів у 2025 році склали 16,4 %

від світового обсягу і до 2034 року щорічно зростатимуть на 10,1 %. Основними постачальниками рідкісноземельної продукції на світовому ринку є Китай (90 %) і США (близько 10 %) [2, 3, 5].

Рідкісноземельні метали (елементи) широко використовуються в ядерній енергетиці (27,2 %), в електроніці та напівпровідниках (24,6 %), для виробництва високотійкої кераміки, в тому числі цирконової (18,9 %), в металургії та для виробництва стійких сталевих сплавів (16,4 %), а також при виготовленні жорстких дисків, смартфонів, ноутбуків, світлодіодного освітлення та мініатюрних магнітів. В оборонній сфері рідкісноземельні елементи використовуються для виробництва високоточних боєприпасів, радіолокаційних систем, гідроакустичних антенних решіток, сплавів для реактивних двигунів та приборів нічного бачення. Ключовим напрямком щорічного зростання на 7,3 % об'єму міжнародного ринку монациту стане виробництво електромобілів, моторних магнітів, а також постійних магнітів в аерокосмічній галузі [2, 3, 5]. В інституті електрозварювання ім. Є.О. Патона на початку 2000-х років розроблена технологія мікролегірування рідкісноземельними металами при зварюванні високотійких сталевих конструкцій та підводного зварювання нафтогазових труб.

Мінерально-сировинна база рідкісноземельних металів України. Мінерально-сировинна база рідкісноземельних елементів (критичних і стратегічних металів) України представлена попередньо розвіданими Азовським, Анадольським і Петрово-Гнутівським родовищами в Східному Приазов'ї, циркон-бритолітовою мінералізацією Пержанського рідкісноземельно-рідкіснометального рудного вузла Волинської металогенічної зони, ендегенними рудопроявами монациту Подільського Придністров'я та Східного Приазов'я і прибережно-морськими комплексами монацит-циркон-(гранат)-ільменітовими розсипами Бердянсько-Маріупольського узбережжя Азовського моря [2, 4].

Азовське родовище приурочене до сієнітів і метасоматитів Володарського габро-сієнітового масиву південнокальчицького комплексу, який характеризується складною внутрішньою структурою та завершальною лужно-сієнітовою рудоконтролюючою фазою. Родовище локалізується в периферійних частинах сієнітового штоку загальною площею 1,3 км² з нахилом на південний захід, під кутом 45° в приповерхневій частині та до 70° на глибині. Рудна мінералізація представлена бритолітом, бастнезитом, ортитом, цирконом, монацитом, чевкінітом, ітріалітом і рабдофанітом. Середній вміст суми TR₂O₃ по родовищу складає 1,27 % (рядові руди) та ZrO₂ – 1,5 % [2, 4]. Розвідано 9 рудних тіл практично однакового мінерального складу. Основне рудне тіло, протяжністю 1640 м і середньою потужністю 32 м характеризується як полімінеральним, так і бритолітовим складом. Потенційно промислові ресурси Азовського родовища до глибини 300 м складають 710 тис. т TR₂O₃, з яких 20 % становлять найбільш цінні ітрієві ресурси. Крім того, перспективні ресурси ZrO₂ складають 840 тис. т [2, 4].

Анадольське родовище представлене прожитковим рудним тілом потужністю 0,7-3 м і протяжністю до 1000 м, яке простежене на глибину 400 м

з крупнокристалічною флюорит-апатит-ортистовою мінералізацією з вмістом TR_2O_3 від 0,1 до 16,7 %, в середньому 9,23 % [2, 4]. Недостатньо розвідане стосовно достовірної локації бідних, рядових і багатих рудних тіл і потребує мінералого-технологічних досліджень руди та первинного чорнового концентрату.

Петрово-Гнутівське родовище знаходиться в долині р. Кальміус, на північний схід від м. Маріуполь, де представлено крупно падаючою флюорит-рідкісноземельною жилою потужністю до 3 м і простяганням у північно-східному напрямку на 1000 м і на глибину більше 150 м. руда має селективно церієвий склад, а рудні мінерали, в основному, представлені бастнезитом і паразитом [2, 4]. Середній вміст TR_2O_3 в жильному рудному тілі не визначений. В цілому, родовище недостатньо вивчене з нез'ясованими перспективами. У процесі геологічного до вивчення Петрово-Гнутівського родовища необхідно врахувати, що в 30-ти км на північний захід між Володарським і Октябрським масивами лужних сієнітів знаходиться Краснянське поле жильних рудо проявів з вмістом TR_2O_3 від 1,14 до 6,1 %, переважно лантан-церієвого складу [2, 4].

Рідкісноземельна мінералізація Пержанського рудного вузла у вигляді бритоліту і циркону, яка пов'язана з одноіменним комплексом гранітів, лужних сієнітів і метасоматитів, самостійного промислового значення не має. Однак, як корисна домішка покладів рідкісних металів, особливо цінні рідкісноземельні елементи, можуть вилучатися в процесі видобування та переробки Пержанського родовища берилієвих руд. Поклади рідкісних земель в корах вивітрювання метаморфічних і магматичних порід є найбільш перспективними об'єктами для проведення цільових пошуково-розвідувальних робіт, оскільки їх видобування та збагачення є більш технологічно доступним і більш рентабельним у порівнянні з корінними родовищами.

Корінні монацитиносні об'єкти у Подільському Придністров'ї представлені жилами (Миколаївське і Майдан-Голосківське потенційні родовища) або лінзовидними тілами (Сабарівське потенційне родовище) в середньо-грубозернистих апліто-пегматоїдних гранітах, потужністю 0,5-30 м, 0,5-15 м і 35-100 м відповідно і простяганням від 200-250 м до 1 км [1, 2]. Рудні мінерали представлені монацитом (4,2-23,8 кг/т), цирконом (1-3,4 кг/т) і ксенотимом (до 0,315 кг/т). На ділянках дроблення і розсланцювання рудоносних тіл вміст монациту досягає 50 кг/т. особливо багата мінералізація монациту від 10 до 190 кг/т локалізується в зоні контакту чарнокітоїдів і граніт-біотитових мігматитів у Вінницькій області (с-ще Бар) [1, 2].

Алювіально-дельтові та прибережно-морські розсипи рідкісних земель у Східному Приазов'ї характеризуються відносно багатим вмістом ($0,3-1,5 \text{ кг/м}^3$) монациту, однак через незначний об'єм окремих покладів промислового значення не мають.

В уранових родовищах Кіровоградської та Криворізької металогенічних зон рудопрояви рідкісноземельних елементів церієвої та ітрієвої груп приурочені до метасоматитів, біотитових мігматитів та екзоконтактів гнейсо-мігматитових і граніто-мігматитових плутонів з вмістом суми рідкісних земель в окремих рідкіснометалічно-уранових рудних тілах від 0,2-0,4 % (бідні руди) до 1-4,4 %

(багаті руди). Однак, їх освоєння можливе тільки в процесі видобування та переробки уранових руд [1, 2].

Підсумовуючи вище викладене, можна зробити висновок, що мінерально-сировинна база рідкісноземельних металів України є недостатньо вивченою з невиясненими перспективами та невизначеним потенціалом промислового освоєння, за виключенням попередньо розвіданого Азовського родовища. Геологічне вивчення усіх інших потенційних родовищ і перспективних рудо проявів необхідно починати зі стадії цільових пошуково-оцінювальних робіт з обов'язковим виконанням лабораторних мінералого-технологічних досліджень рідкісноземельних руд і первинного чорного їх концентрату. При цьому, враховуючи окупацію Російською Федерацією південно-східних регіонів України і неможливості розпочати розвиток рідкісноземельної гірничовидобувної галузі з освоєння родовищ Східного Приазов'я, необхідно зосередитися на попутному вилученні рідкісноземельних металів в процесі експлуатації рідкіснометалічних і уранових родовищ. Одночасно необхідно розпочати комплексні геологічні роботи в межах Дністровсько-Бузького і Кіровоградського мегаблоків Українського щита з метою розвідки та підготовки до дослідно-промислового освоєння покладів рідкісних земель, пов'язаних з корама вивітрювання кристалічних порід.

Попередня оцінка підготовленості покладів рідкісних металів України до промислового освоєння. Як вже зазначалося вище, вивченість практично всіх потенційних родовищ і рудо проявів України, за виключенням Азовського родовища, відповідає стадії пошукових або пошуково-оцінювальних робіт. Тому, для більшості покладів рідкісних земель достовірно не визначена кількість запасів, форма, умови залягання та розміри рудних тіл, а також якість основної корисної копалини і супутніх компонентів у рудних тілах. Не закартований контур окремих рудних тіл, який повинен визначатися за бортовим вмістом рідкісних земель у крайньому пункті опробування з метою визначення попередніх кондицій потенційного родовища, нижче яких його освоєння стане нерентабельним або економічно недоцільним.

Незважаючи на більш ніж 100-річну історію мінералого-технологічних досліджень покладів рідкісних земель у світі в Україні, досі не розроблена технологічна схема збагачення рідкісноземельних руд навіть стосовно Азовського родовища. Обумовлене, на думку автора, це не тільки різними фізико-хімічними властивостями основних мінералів-концентратів TR_2O_3 в рудах [1, 4], а перш за все відсутністю в Україні рідкісноземельного мінерально-сировинного комплексу, кондицій та вимог промисловості щодо рідкісноземельної мінерально-сировинної продукції. В результаті, у вітчизняній геологорозвідувальній практиці протягом останніх 50 років, закріпилося відношення до мінералогічних досліджень тільки стосовно встановлення мінерального складу порід або руд, а не як до основи проведення лабораторно-промислових випробувань мінеральної сировини,

Загальновідомо, що селективне накопичення рідкісноземельних елементів у рудних тілах обумовлене різницею у радіусах їх іонів, які закономірно зменшуються від лантану. Рідкісноземельні елементи жадібно взаємодіють з

киснем, азотом, вуглецем, воднем, фосфором і сіркою а їх сполуки важко розділяються [3]. При цьому окиси рідкісних земель є тугоплавкими, зокрема температура окису церію складає 3000°C, що визначило головне його застосування у сплавах з алюмінію та магнію для миття деталей надзвукових літаків, ракет, керованих снарядів і корпусів штучних супутників [3, 5]. Рідкісноземельні елементи та їх сполуки є магнітними. Основні рідкісноземельні мінерали відрізняються за питомою вагою від легких (моноцит і рабдофаніт) до важких (чевкініт і черчит), тому збагачення рідкіснометалічних руд і отримання первинного чорного концентрату можливе з використанням традиційних методів гравітації та флотації. Вилучення TR_2O_3 з рідкісноземельних руд кори вивітрювання можливе не тільки гідрометалургійним, але й гідрохімічним способом [2, 3]. В Російській Федерації на початку 2000 років була розроблена технологія вилучення рідкісних земель з бідних руд, яка включає гравітацію, флотацію, розчинення соляно-азото-кислими розчинами та виділення рідкісноземельних елементів у вигляді їх карбонатів [3].

Наведені вище відомості вказують на реальний потенціал видобування та збагачення бідних і рядових руд рідкісноземельних металів в Україні. В першу чергу це стосується попутного їх вилучення в процесі видобування рідкісних металів і урану та першочергового освоєння покладів рідкісних земель, пов'язаних з корама вивітрювання кристалічних порід. В процесі цільового геологічного вивчення найбільш перспективних корінних покладів рідкісних земель необхідно визначити реальні розміри потенційних родовищ, форму, умови залягання, потужність та загальну площу рудних тіл, а також розвиток тектонічних порушень з метою визначення структури рудних полів. Крім того, необхідно попередньо оцінити якісні показники рудних тіл, визначити коефіцієнт варіації розподілу рудних мінералів та особливості локалізації основних корисних супутніх і шкідливих компонентів в усіх мінеральних типах руд.

Висновки. Неоіндустріалізація базових і оборонних галузей вітчизняної промисловості та енергетики значною мірою буде залежати від ефективного розвитку мінерально-сировинної бази і мінерально-сировинного комплексу рідкісноземельних металів України. Даний стратегічний висновок підтверджується прогнозом збільшення світового ринку рідкісних металів протягом 2026-2034 років на майже 218 % та прогнозом зростання запланованих доходів Європейського Союзу від використання рідкісних металів за цей же період на 10,1 % щорічно.

З метою визначення інноваційно-інвестиційного потенціалу сталого розвитку в Україні рідкісноземельної галузі промисловості в статті виконана попередня оцінка підготовленості вивчених в минулі роки покладів рідкісних земель до промислового освоєння з врахуванням геологічних, технологічних і техніко-економічних аспектів. Рекомендовано на початковому етапі зосередитися на попутному вилученні рідкісноземельних металів в процесі видобування берилієвих і уранових руд та розпочати дослідно-промислове

освоєння перспективних покладів рідкісних земель, пов'язаних з корами вивітрювання кристалічних порід.

Література

1. Гейченко М.В., Сукач В.В., Василенко А.П. Сучасний стан мінерально-сировинної бази рідкісноземельних металів України // Всеукраїнська наукова конференція ІГМР НАН України 16-17.09.2025 –С. 238-241.
2. Гурський Д.С., Єсипчук К.Ю., Калінін В.І. та ін. Металічні і неметалічні корисні копалини України. Том 1. Металічні корисні копалини // наук. ред. М.П. Щербак, О.Б. Бобров – Київ-Львів, вид-во «Центр Європи», 2005 – 785 с.
3. Ермолов В.А., Попова Г.Б., Мосейкин В.В. и др. Месторождения полезных ископаемых для вузов. Под ред. В.А. Ермолова – 2-е изд. - М.: Изд. Московского ГГУ, 2004 – 570 с.
4. Стрекозов С.Н., Васильченко В.В., Гурський Д.С. и др. Геологическое строение и характер оруденения Азовского месторождения // Мінеральні ресурси України, 1998, № 3, – С. 6-9.
5. Електронний ресурс <https://WWW.metal.com/id/other-minor-metals>.

**ЕКСПЕРТНА ГЕОЛОГО-ЕКОНОМІЧНА ОЦІНКА РОДОВИЩ
РІДКІСНИХ МЕТАЛІВ УКРАЇНИ**

Жикаляк М.В., Бондар О.П.

Державне регіональне геологічне підприємство «Донецькгеологія»
м. Бахмут-м. Київ, dongeo@ukr.net

**EXPERT GEOLOGICAL-ECONOMIC ASSESSMENT
OF RARE METAL DEPOSITS IN UKRAIN**

Zhikalyak M.V., Bondar O.P.

State Regional Geological Enterprise "Donetskgeologiya", Bakhmut–
Kyiv, dongeo@ukr.net

A brief description of lithium, rubidium and cesium, beryllium, zirconium and hafnium, and tantalum and niobium deposits and occurrences is presented, along with a geological analysis of the conformity of their parameters requirements for the cost-effective extraction and technological processing of ores. This is a technical and economic assessment of the readiness of deposits for industrial development depending on the amount of mining rent, market conditions for mineral raw materials and prices of rare-earth products, as well as substantiated marginal costs for the extraction of one tonne of rare-metal ores.

Вступ. Експертна геолого-економічна оцінка родовищ рідкісних металів на відміну від геолого-економічної експертизи запасів корисних копалин, яка здійснюється спеціально уповноваженим державним органом – Державною комісією України по запасах корисних копалин (ДКЗ) – це проведення комплексної оцінки об'єкта надр кваліфікованим компетентним експертом, вченими та досвідченими фахівцями в галузі геології, методики пошуків і розвідки родовищ корисних копалин, видобування та переробки мінеральної сировини без проведення додаткових геологорозвідувальних робіт.

Стрижневими складовими, своєрідними *трьома китами* експертної геолого-економічної оцінки родовищ корисних копалин стосовно неосвоєного фонду надр є геологічний, технологічний та техніко-економічний аналіз з обґрунтуванням перспектив і ефективності промислового освоєння кожного родовища.

У процесі експертної оцінки аналізується геологічна вивченість родовищ, спосіб видобування та собівартість видобутку, збагачення і переробки руд, а також витрати на будівництво промислових підприємств і створення інфраструктури.

Геологічний аналіз родовищ рідкісних металів України. Рідкіснометалічні мінеральні ресурси є одними з найбільш поширених корисних копалин в Україні, які складають близько 5% покладів усіх індустриальних мінералів світу [2, 3]. Для інноваційно-інвестиційного розвитку базових і оборонних галузей промисловості України вирішальне дуже важливе або унікальне значення мають легкі та тугоплавкі рідкісні метали. З урахуванням стану освоєння, фізико-хімічних властивостей рідкіснометальних

елементів, їх розповсюдження і застосування проаналізуємо стан геологічного вивчення та оцінимо підготовленість до промислового освоєння родовищ літію, рубідію і цезію, берилію, цирконію і гафнію та танталу і ніобію.

Літій. Мінерально-сировинна база літію в Україні представлена родовищами Крута Балка і Шевченківське у Західному Приазов'ї та Полохівським, Надія і Станкуватським у центральній частині Українського щита (УЩ). Найбільш перспективним для геолого-промислової розвідки є Полохівське родовище з вмістом LiO_2 у рудних тілах 0,8-1,25%, представлених основним літєвим алюмосилікатом – петалітом (91-95% LiO_2).

У родовищах Станкуватське і Надія рудні тіла приурочені до крутопадаючих пегматитових зон потужністю 130-150 м із середнім вмістом LiO_2 1,26% і 1,06% відповідно. У Шевченківському родовищі рудні тіла представлені сподуменом і петаліт-сподуменовими типами із вмістом LiO_2 до 5,1% [2].

В цілому родовища Полохівське, Надія, Станкуватське і Шевченківське характеризуються доброю або задовільною геологічною вивченістю та мають промислове значення для рентабельного видобування руд. Родовище Крута Балка є недостатньо вивченим з нев'ясненими перспективами.

Рубідій і цезій. В Україні самостійних родовищ рубідію і цезію немає, однак вони є основними супутніми компонентами родовищ літію. У Полохівському родовищі потенційно промислові концентрації Rb_2O – 0,04-0,12% і Cs_2O – 0,02-0,05% приурочені до екзоконтактів пегматитових тіл. У родовищах Станкуватське і Надія рубідій і цезій концентруються в зонах біотизації на контакті пегматитів з амфіболітами та флогопітизації – на контактах з ультраосновними породами. Вміст Rb_2O оцінюється від 0,3 до 1,4%, а окису цезію – від 0,1 до 1,2% [2, 5].

Берилій. Світова рідкісноземельна промисловість була основана та розвивалася на граніт-пегматитовому типі родовищ, а берилій при цьому завжди виступав еталонним елементом у процесі геологічного вивчення та оцінки родовищ рідкісних металів. Мінімально промисловий вміст BeO у рудах становить 0,25-0,35% і зменшується до 0,1% у комплексних рудах [1].

Мінерально-сировинна база берилію в Україні представлена Пержанським розвіданим родовищем берилієвих руд, приурочених до метасоматитів кварц-польовошпатового, польовошпатового та польовошпат-сидеритового складу в метасоматично змінених гранітах і осадовно-ефузивних утвореннях зон тектогенезу [1, 2]. Основна маса окису берилію пов'язана з гентгельвінітом і меншою мірою з фенакітом. Пержанське родовище знаходиться на стадії дослідно-промислового освоєння.

Перспективні ресурси берилію підраховані на Новостанкуватському, Липнязькому і Тишлицькому рудопроявах [1, 2].

Цирконій і гафній. Україна має значні запаси цирконію. Основним геолого-промисловим типом є прибережно-морські розсипи (95-68% запасів), а також неосвоєні рудопрояви в лужних гранітах, метасоматитах і нефелінових сієнітах. Державним балансом запасів корисних копалин України обліковуються запаси у 7 комплексних титан-цирконових родовищах і 1

корінному родовищі. Всі родовища характеризуються високим рівнем геологічного вивчення. Вільногірським (Верхньодніпровським) гірничо-металургійним комбінатом (ГМК) розробляються лише найбільше Малишевське родовище [2].

Гафній на території України представлений як супутня домішка цирконію в ільменіт-цирконових розсипах. Запаси гафнію підраховані за співвідношенням 1:50 до цирконію та обліковується в обсягах понад 100 тис. т двоокису гафнію на Малишевському циркон-рутил-ільменітовому родовищі [2, 4].

Тантал і ніобій. Споживаючи в минулому чималу кількість танталу і особливо ніобію, руди п'ятиокису танталу і п'ятиокису ніобію в Україні ніколи не видобувалися. Найбільш перспективними для поетапного освоєння є родовища і рудопрояви танталу і ніобію фосфорно-рідкіснометального типу в апатит-кальцитових карбонатитах (Новополтавське родовище), рідкіснометально-нефелін-сієнітового і метасоматитового типу (Мазурівське родовище), а також геолого-промисловий тип, пов'язаний з рідкіснометалічними лужними гранітами, метасоматитами і пегматитами на північному заході УЩ і в Західному Приазов'ї. Останній тип є слабо вивченим з невиясненими перспективами.

Першочерговим для дослідно-промислової розробки доцільно вважати Новополтавське родовище, яке пов'язане з найбільш промислово освоєними карбонатитовими покладами з вмістом Nb_2O_5 0,06-0,3% і Ta_2O_5 0,003%. Для родовища характерний високий середній вміст п'ятиокису фосфору – 4,35 в карбонатитах і 8% у корі вивітрювання, а також потенційно промисловий вміст суми рідкісноземельних елементів від 0,17 до 4,6% [2, 5, 7].

Попередньо розвідане Мазурівське родовище, пов'язане з масивом нефелінових сієнітів у Східному Приазов'ї, характеризується значною протяжністю рудних тіл при середній потужності рудних тіл 2 м і вмісті Nb_2O_5 0,1-3% і Ta_2O_5 0,005-0,01% та ZrO_2 0,01-6,14% [2, 5]. Перспективи нарощування мінерально-сировинної бази танталу і ніобію пов'язані з геологічним вивченням рідкісноземельних пегматитів – провідної танталової сировини у Західному Приазов'ї та в межах Пержанського рудного поля [2, 7].

Незважаючи на в цілому добрий або задовільний стан геологічного вивчення вітчизняних родовищ рідкісних металів, загальні проблемні аспекти недостатньої геологічної підготовленості розглянутих родовищ до промислового освоєння, крім родовищ цирконію і частково літію та берилію, обумовлені відсутністю вимог промисловості до кожного виду мінеральної сировини і до кожного типу родовищ. Тобто відсутні граничні параметри або кондиції, нижче яких видобування і збагачення руд рідкісних металів стане недоцільним. Крім того, практично для всіх неосвоєних родовищ рідкісних металів не визначений мінімальний промисловий вміст корисного компонента в рудних тілах, блоках і в цілому по родовищу. Значить можна зробити висновок, що в процесі геологорозвідувальних робіт минулих років достовірно не визначений контур рудних тіл і родовищ в цілому щодо родовищ рубідію і цезію та танталу і ніобію. А оскільки практично всі корінні родовища рідкісних

металів відносяться до третьої і навіть четвертої групи складності, це означає, що в процесі оцінки підготовленості зазначених родовищ стосовно надання спеціальних дозволів на надрокористування необхідно оцінити відповідність фактичної геологорозвідувальної мережі запасам рідкісних металів категорії С₁. Крім того, на думку експертів, не відповідають сучасним вимогам гідрогеологічні та інженерно-геологічні роботи, які були виконані в процесі геологічного вивчення родовищ рідкісних металів.

Аналіз технологічної підготовленості родовищ рідкісних металів до рентабельного видобування та переробки видобутої мінеральної сировини. Зменшення вітчизняного промислового виробництва в умовах затяжної воєнної агресії російської федерації та суттєве зростання потреб у власних рентабельних запасах критичних і стратегічних корисних копалин для забезпечення базових і оборонних галузей промисловості України обумовлюють необхідність проведення аналізу технологічної підготовленості родовищ рідкісних металів до рентабельного видобування та переробки видобутої мінеральної сировини.

Легкі лужні метали літій, рубідій і цезій, як правило, зустрічаються разом. При цьому *літій* у два рази легший за воду і в п'ять разів – за алюміній, але він жадібно поглинає кисень та водень і не може утворювати стійкі металічні сполуки. Технологічна вивченість літієвих руд Полохівського родовища літію є високою. Встановлена можливість отримання петалітового концентрату гравітаційно-флотаційним методом із застосуванням гідроциклонування у важкій суспензії густиною до 2,5 г/см³ [2, 5]. Однак три чверті літію у світі видобувається із сподуменового концентрату, тому за технологічним аспектом першочерговим щодо дослідно-промислового освоєння є Шевченківське родовище, оскільки можливість отримання сподуменового концентрату доведена ІГМР НАН України у вигляді важкої неелектромагнітної фракції [2].

В Україні самостійних родовищ *рубідію* і *цезію* немає, але враховуючи особливості їх концентрацій в зонах біотизації та флогопітизації родовищ літію видобування можливе селективно, а технологія переробки – традиційним гравітаційним і флотаційним методами.

Берилій в рудах перебуває у формі власних мінералів – берtrandиту (18-42%), гельберtrandиту (32-35%), хризоберилу (18-20%), гельвіну і гентгельвіну (10-12%). Технологія його вилучення з видобутих руд здійснюється гравітаційним і флотаційним методами з отриманням кондиційних концентратів з вмістом BeO від 5 до 10% [1, 2].

Технологія виробництва високоякісних *цирконових* концентрів функціонує на Вільногірському (Верхньодніпровському) гірничо-металургійному комбінаті. При переробці цирконового концентрату виробляється порошковий оксид *гафнію* і гафнієвий концентрат [2].

Незалежно від мінерального складу в тантал-ніобієвих рудах за відношенням танталу до ніобію виділяються *танталові руди* (відношення Ta до Nb 1:5 – 1:14), *тантал-ніобієві руди* (відношення Ta до Nb 1:15) і *ніобієві руди* (відношення Ta до Nb 1:15 – 1:500). Основним методом збагачення всіх тантал-ніобієвих руд є гравітаційний у поєднанні з магнітною сепарацією, а

після отримання чорнових концентратів з використанням флотаційного та гідрометалургійного методів і хімічних процесів [2, 6].

В цілому наявні технології видобування, збагачення та вилучення рідкісних металів є освоєними і розвинутими щодо поетапної реалізації інвестиційних проєктів стосовно практично всіх розглянутих вище родовищ рідкісних металів України.

Експертна техніко-економічна оцінка родовищ рідкісних металів. З урахуванням сучасних вимог практично всі розвідані в минулі роки і не освоєні родовища рідкісних металів можна віднести до стадії попередньої розвідки з необхідністю визначення попередніх кондицій та складання техніко-економічної доповіді (ТЕД) по кожному родовищу. Для детального вивчення найбільш перспективних родовищ необхідно здійснити оцінку можливості суміщення геологорозвідувальних робіт з проєктуванням і будівництвом гірничовидобувних підприємств (а), виходячи з його масштабів, якості руд, гірничотехнічних умов їх видобування, схем переробки видобутої мінеральної сировини, еколого-гідрогеологічних і економіко-географічних умов регіону і рекомендувати ділянки для першочергової розробки.

Завершальна геолого-економічна або техніко-економічна оцінка родовищ рідкісних металів здійснюється після закінчення детальних геологорозвідувальних робіт і дослідно-промислових випробувань, підрахунку запасів і затвердження промислових кондицій, оскільки основним критерієм промислового значення неосвоєного родовища рідкісних металів і основою обґрунтування його цінності виступатимуть запаси конкретного рідкісного металу і супутніх технологічно видобувних корисних компонентів. При цьому важливо буде визначити не тільки кількість запасів мінеральної сировини в надрах, але гарантувати їх достовірність, тобто щоб затверджені запаси виявилися при видобування в тому місці родовища та мали ту якість і особливості, які були встановлені в процесі підрахунку запасів [1, 4, 7].

На основі підрахунку запасів рідкісного металу і корисних компонентів по кожному родовищу обґрунтовується річна виробнича потужність гірничовидобувного підприємства, випуск товарної продукції (збагаченої руди або концентратів), рентабельність та собівартість розробки родовища з урахуванням інтересів місцевих громад і заходів щодо охорони довкілля. В умовах вільного ринку оцінка промислового значення родовища конкретного виду і типу покладів здійснюється за одним критерієм – розміром прибутку, який буде отриманий в результаті його розробки. В оцінку прибутку зазвичай включається норма ризику на той випадок, якщо запаси в повному обсязі та якості не підтвердяться або зміниться кон'юнктура на ринку мінеральної сировини [1, 4, 5, 7].

Враховуючи ціну одиниці рідкісних металів як одиниці продукції гірничовидобувного підприємства за даними Держгеонадр і ціну рідкісних металів на міжнародних ринках за економічними розрахунками можна обґрунтувати вартість видобутої незбагаченої руди рідкісних металів для цілей оподаткування та змодельовати граничні витрати гірничовидобувного підприємства на видобування розглянутих вище рідкісних металів (табл. 1).

Таблиця 1 - Ціна одиниці рідкісних металів в Україні (видобутої мінеральної сировини) і ціна одиниці рідкісних металів на міжнародних ринках

№ п/п	Назва металу	Одиниця виміру	Ціна	
			Міжнародні ринки (долар)	Україна, грн.
1	2	3	4	5
1	Літій, концентрат Li_2O – 6% CIF сподуменовий концентрат Li_2O – 3-4%	т	2300-2460 (сер. 2380) Китай 1190-1624 (сер. 1407)	Руда літію -14700,23 -
2	Берилій	т	330 000-341 000 (концентрат BeO – 9-11%) 1 182 000-1 202 000 (порошок Be $\geq 99\%$)	3 656 866 (гідрооксид берилію)
3	Цирконій	т	22 790 – 23 520 (сер. 23 150) - губка цирконію силікат цирконію (Zr(Hf)O_2 $\geq 65\%$ - 2058,22 цирконій реакторний ($\text{Zr} +$ 1%Nb) – 60 000 – 120 000	73328,50 за даними ДПС 34 988,14 – середня (вартість концентрату за даними ДКЗ)
4	Ніобій	т	метал Nb $\geq 99,9\%$ - 92 620 – 94 090 $\text{Nb}_2\text{O}_5 \geq 99,5\%$ - 66 000 – 77 000 концентрат $\text{Nb}_2\text{O}_5 \geq 60\%$ - 30 000 – 45 000	попутні ніобієві руди – 227,27
	Тантал	т	танталовий злиток – 940 000 – 956 000 танталовий порошок – Ta $\geq 99,9\%$ - 882 000 – 896 000 $\text{Ta}_2\text{O}_5 \geq 99,9\%$ - 680 000 – 690 000 Ta $\geq 30\%$ - 230 000 – 235 000 танталова руда – 104 000 – 106 000	

1) Електронний ресурс <https://www.metal.com/id/other-minor-metals>;

2) Сайт Держгеонадра <https://www.geo.gov.ua>

Ефективному освоєнню родовищ рідкісних металів сприятиме вдосконалення оподаткування використання надр з метою їх видобування в залежності від величини гірничої ренти і вартості видобутої руди без врахування витрат на її постачання споживачу або на збагачувальну фабрику(табл. 2).

Наведені в таблиці 2 економічно збалансовані значення граничних витрат на видобування 1 т руди наглядно демонструють промисловий потенціал і техніко-економічну доцільність поетапного освоєння родовищ рідкісних металів.

Таблиця 2 - Граничні витрати на видобування 1 т руди рідкісних металів

№ п/п	Назва руди, концентрату	Одиниця виміру	Середня ринкова ціна руди або концентрату, грн.	Рівновісна вартість видобутої руди, грн.	Граничні витрати на видобування 1 т руди, грн.
1	Руда літію з вмістом рубідію і цезію	т	104 720	21 808	18 537
2	Берилій, BeO- 10%	т	1 340 000	40 200	34 170
3	Концентрат цирконію з гафнієм, $Zr(Hf)O_2 \geq 65\%$	т	90 552	2 090	1 777
4	Ніобій, концентрат $Nb_2O_5 \geq 60\%$	т	1 650 000	8 250- 27 500 .сер. 17 875	15 512
5	Тантал, концентрат $Ta_2O_5 \geq 60\%$	т	10 000 000 – 11 800 000	18 250	15 512

Висновки. Сучасна геолого-економічна оцінка родовищ рідкісних металів з використанням принципів рентного надрокористування та ринкової цінової кон'юнктури мінеральної сировини повинна стати основою планування геологорозвідувальних робіт з оцінкою їх економічної ефективності та обґрунтування комплексних мінералого-технологічних досліджень видобутої руди і первинного чорнового концентрату з метою раціонального використання рентабельних запасів рідкісних металів для сталого розвитку базових і оборонних галузей вітчизняної промисловості. Розглянуті в статті родовища літію з домішками рубідію і цезію, берилію, цирконію з домішками гафнію, танталу і ніобію мають реальні геолого-економічні, виробничо-технічні та технологічні перспективи поетапного промислового освоєння.

Література

1. Белоус Я.Т. Бериллий (Геолого-экономический обзор). – ГИГФ Украины, 1999. - Киев. – 60 с.
2. Гурський Д.С., Єсипчук К.Е., Калінін В.І. та ін./ Металічні і неметалічні корисні копалини України// Наук. ред. М.П. Щербак, О.Б. Бобров. – Київ-Львів, вид-во «Центр Європи», 2005. – 485 с.
3. Жикаляк М.В. Мінерально-сировинна угода між Україною та США – проблеми і перспективи // Збірник тез всеукр. наук. конф. (16-17 вересня 2025 р., Ін-т. геохім., мінер. та рудоутв. НАН України). – Київ. – С. 253-258.
4. Ермолов В.А., Попов Г.Б., Мосейкин В.В. Месторождения полезных ископаемых: Учеб. для вузов под ред. В.А. Ермолова.- 2-е изд. – М.: Изд-во Московского ГГУ, 2004. – 570 с.
5. Коган Б.И. Редкие металлы. Прошлое, настоящее, будущее. Изд-во «Наука», 1978. – М. – 378 с.
6. Курило М.М. Нові технологічні рішення та міжнародний досвід реалізації Ta-Nb проектів // Мат-ли Х міждн. Наук.-практ. конф. (6-10 жовтня 2025 р., м. Львів). ДКЗ України. – К. – С. 232-235
7. Сальников В.Д. Тантал и ниобий (Геолого-экономический обзор). – ГИГФ Украины, 1998. - Киев. – 37 с.
8. Електронний ресурс <https://www.metal.com/id/other-minor-metals>.

**МАР'ЯНІВСЬКИЙ ІЛЬМЕНІТ-ЦИРКОНОВИЙ РОЗСИП:
СТАТИСТИЧНИЙ АНАЛІЗ МІНЕРАЛЬНОГО СКЛАДУ ТА
ГРАНУЛОМЕТРИЧНИХ ПАРАМЕТРІВ**

Ковальчук М.С., Крошко Ю.В.

Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна,
kms1964@ukr.net; ykrosh.79@ukr.net

**MARYANIVSKYI ILMENITE-ZIRCON PLACER: STATISTICAL
ANALYSIS OF MINERAL COMPOSITION AND GRANULOMETRIC
PARAMETERS**

Kovalchuk M.S., Kroshko Yu.V.

Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine,
Kyiv, Ukraine
kms1964@ukr.net; ykrosh.79@ukr.net

The morphometric parameters of the Maryanivskyi placer, the quantitative composition of ore sands, and the spatial variability of mineral components have been determined. Statistical analysis (mean values, standard deviations, coefficients of variation) revealed a uniform distribution of ilmenite and a heterogeneous distribution of zircon, rutile, leucoxene, and kyanite-sillimanite in the sands. Strong correlations between rutile, zircon, and kyanite were identified, indicating common depositional conditions. Granulometric parameters ($D_{50} = 0,215$ mm; $S_o = 1,33$) confirm a high degree of sand sorting and the polygenetic nature of paleoflow regimes formed through the interaction of world ocean transgression and alluvial input.

Мар'янівський ільменіт-цирконовий розсип розташований між селами Скочище, Озера і Соболівка Житомирського району Житомирської області, на лівому схилі долини р. Ірпінь. Мар'янівський розсип має довжину до 6 км, ширину від 1,6 до 3,2 км; глибина залягання розсипу 14,4–24,0 м; товщина розкритих порід – 18,2 м; товщина рудних пісків – 2,0–18,0 м [1]. Рудні піски переважно дрібнозернисті, кварцові, світло-сірі, до білих, у верхній частині розрізу у вигляді смуг вохристо-жовті, середньо-дрібнозернисті.

Вміст рудних мінералів у пісках змінюється так (кг/м³): ільменіт – 4,4–56,8; лейкоксен – 0,04–2,1; рутил, анатаз – 0,4–12,6; циркон – 0,2–23,2; дистен, силіманіт – 0,4–12,4; колективний концентрат – 10,0–89,6 [1].

Для кількісної оцінки просторової мінливості вмісту рудних компонентів застосовано методи статистичного аналізу [3], результати якого наведено нижче. Оцінка просторової мінливості мінеральних компонентів виконувалася через послідовний розрахунок середнього арифметичного значення, середньоквадратичного відхилення та коефіцієнта варіації [3]. У результаті статистичного аналізу вибірки отримано такі кількісні параметри розподілу мінеральної речовини в межах продуктивного горизонту розсипу. Середнє значення вмісту ільменіту – 21,03 кг/м³, середньоквадратичне відхилення – 3,67 кг/м³, коефіцієнт варіації – 17,47 %, що відповідає рівномірному розподілу. Середнє значення вмісту рутилу – 0,88 кг/м³, середньоквадратичне відхилення –

0,55 кг/м³, а коефіцієнт варіації – 62,16 %, що вказує на нерівномірний розподіл. Середнє значення вмісту лейкоксену – 0,93 кг/м³, середньоквадратичне відхилення – 0,72 кг/м³, а коефіцієнт варіації – 77,41 %, що також свідчить про нерівномірний розподіл. Середнє значення вмісту циркону – 2,68 кг/м³, середньоквадратичне відхилення – 1,87 кг/м³, а коефіцієнт варіації – 69,66 %, що класифікує розподіл як нерівномірний. Середнє значення вмісту дистену-силіманіту – 3,91 кг/м³, середньоквадратичне відхилення – 3,64 кг/м³, а коефіцієнт варіації – 93,01 %, що характеризує розподіл як значно нерівномірний. Отримані показники варіації дозволяють перейти до аналізу взаємозалежності між окремими мінералами, що уточнює характер їхнього спільного розподілу.

Кореляційні зв'язки між вмістом розсипних мінералів у продуктивних пісках такі: між ільменітом і лейкоксом – прямий помірний (+0,57); між ільменітом і рутилом – прямий помірний (+0,33); між ільменітом і цирконом – прямий помірний (+0,42); між ільменітом і дистеном – прямий дуже слабкий (+0,18); між лейкоксом і рутилом – прямий помірний (+0,37); між лейкоксом і цирконом – прямий середній (+0,55); між лейкоксом і дистеном – прямий помірний (+0,36); між рутилом і цирконом – прямий сильний (+0,89), між рутилом і дистеном – прямий сильний (+0,81); між цирконом і дистеном – прямий середній (+0,61) [1]. Виявлені кореляційні співвідношення доповнюються гранулометричними характеристиками пісків, які відображають літодинамічні умови їхнього нагромадження.

На основі гранулометричного аналізу встановлено, що від 52 до 85 % рудних пісків акумулюється у класі 0,29–0,16 мм. Для детальної літодинамічної оцінки середовища накопичення визначено реперні проценти та квартилі кумулятивного розподілу [2, 4]: $D_{95} = 0,312$ мм; $D_{75} = 0,285$ мм; $D_{50} = 0,215$ мм; $D_{25} = 0,160$ мм; $D_5 = 0,052$ мм. Коефіцієнт сортування Траска (S_0) = 1,33 свідчить про значний ступінь сортування матеріалу, що притаманно стійким гідродинамічним режимам берегової лінії [2]. Коефіцієнт асиметрії Боулі-Крамбейна (S_k) = +0,12 фіксує слабку позитивну асиметрію та математично доводить наявність незначної кількості великозернистого матеріалу, сформованого під час трансгресії вод Світового океану [4]. Коефіцієнт ексцесу Келлі ($K = 0,852$) класифікує розподіл як плосковершинний, що свідчить про динамічну полігенність палеопотоків [2, 4], коли береговий хвильовий перемиг періодично накладався на алювіальний привнос руслової фації давніх річок.

Висновки:

1. Мар'янівський ільменіт-цирконовий розсип характеризується мінливістю товщини продуктивних пісків (2,0–18,0 м).
2. Ільменіт має рівномірний розподіл (коефіцієнт варіації 17,47 %), тоді як циркон, рутил, лейкоксен і дистен-силіманіт демонструють нерівномірність із коефіцієнтами варіації понад 60 %.
3. Виявлені сильні кореляційні зв'язки між рутилом, цирконом і дистеном дозволяють уточнити моделі спільного накопичення важких мінералів. Найсильніші кореляційні зв'язки простежуються між

рутилом і цирконом (+0,89), а також між рутилом і дистеном (+0,81), що вказує на спільність умов їхнього нагромадження.

4. Гранулометричні характеристики (домінування фракції 0,29–0,16 мм) та високий ступінь сортування ($S_o = 1,33$) пісків підтверджують стійкі гідродинамічні умови.
5. Літодинамічні коефіцієнти вказують на полігенність палеопотоків, що поєднували трансгресію вод Світового океану та алювіальне привнесення речовини.
6. Сукупність отриманих даних створює основу для подальшої геолого-економічної оцінки розсипу та визначення перспектив його промислового освоєння.

Література

1. Ковальчук, М. С., Ганжа, О. А., Крошко, Ю. В. Рудоносність Мар'янівського циркон-ільменітового розсипу // *Мінеральні ресурси України*, 2026 (2), С. 9—14. <https://doi.org/10.31996/mru.2026.2.9-14>
2. Boggs S. Jr. Principles of Sedimentology and Stratigraphy. 5th ed. Pearson, 2014. 585 p.
3. Montgomery D. C., Runger G. C. Applied Statistics and Probability for Engineers. 6th ed. Hardcover: Wiley, 2013. 832 p.
4. Tucker M. E. Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks. 3rd ed. Wiley, 2001. 272 p.

**ГРАНУЛОМЕТРИЧНИЙ СКЛАД ІЛЬМЕНІТУ З КОРИ
ВИВІТРЮВАННЯ ТА СЕРЕДНЬОЮРСЬКО-НИЖНЬОКРЕЙДОВИХ
ВІДКЛАДІВ ТРОСТЯНИЦЬКОГО ТИТАНОВОГО РОДОВИЩА**

Ковальчук М.С., Фігура Л.А.

Інститут геологічних наук Національної академії наук України, м. Київ, Україна
e-mail: kms1964@ukr.net, liuba_figura@ukr.net

**GRANULOMETRIC CHARACTERISTICS OF ILMENITE IN
WEATHERING CRUST AND MIDDLE JURASSIC–LOWER CRETACEOUS
SEDIMENTS OF THE TROSTIANETS TITANIUM DEPOSIT**

Kovalchuk M.S., Figura L.A.

Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv,
Ukraine
e-mail: kms1964@ukr.net, liuba_figura@ukr.net

This study compares the grain-size composition of ilmenite from eluvial kaolins, Middle Jurassic–Lower Cretaceous continental deposits, and the Trostianets deposit. Statistical processing of granulometric data from 111 monomineralic samples reveals the evolution of ilmenite grain distribution: from bimodal in the weathering crust to unimodal in the Middle Jurassic–Lower Cretaceous sedimentary complex, driven by natural hydrodynamic sedimentary clustering. The calculation of geometric heterogeneity indices combined with multifractal analysis (Renyi dimensions, Halsey singularity spectra) proves the high internal homogeneity of ilmenite within the deposit.

Промислове освоєння титанонесних розсіпів Тростяницького родовища, приуроченого до палеодепресій Українського щита, вимагає детального вивчення внутрішньої будови та мінливості якісних характеристик рудних тіл. Важливим аспектом такого аналізу є вивчення гранулометричного складу ільменіту, оскільки розмірні характеристики зерен безпосередньо визначають технологічні схеми майбутнього промислового вилучення мінералу. Метою досліджень є порівняльний аналіз гранулометричних характеристик ільменіту з кори вивітрювання кристалічних порід фундаменту та середньоюрсько-нижньокрейдових делювіально-алювіальних відкладів (перевідкладені каоліни та піски) Тростяницького родовища титанових руд.

Тростяницьке родовище ільменіту розміщене в Житомирському районі Житомирської обл. Займає заплаву і присхилу частину струмка Добринка, який є правим припливом р. Ірша. У геолого-структурному відношенні родовище приурочене до північної частини Володарськ-Волинського масиву основних порід Коростенського плутону [1]. У палеогеоморфологічному плані родовище розміщене в палеодолині ранньоюрського закладання, яка має неясно виражені форми з пологими бортами за експозиції схилів не більше 1–2°, нерівне із западинами днище і незначний північно-східний нахил [1].

У геологічній будові Тростяницького родовища беруть участь породи основного складу протерозою, кора вивітрювання кристалічних порід

фундаменту, нерозчленовані середньоюрсько-нижньокрейдові континентальні флювіальні відклади, які утворилися внаслідок розмиву й перевідкладення елювію та виповнюють ранньоюрську палеодолину північно-східного напрямку шириною 2,0 км. Інрузивні породи представлені коростенським комплексом порід основного, кислого і гібридного складу. Породи основного складу є корінними джерелами ільменіту для кір вивітрювання і розсипів [2].

Продуктивна товща родовища має складну багатокомпонентну будову і представлена генетичним рядом від кір вивітрювання до перевідкладених континентальних фацій. У зв'язку з цим, науковий та практичний інтерес становить послідовне дослідження еволюції гранулометричного складу ільменіту – починаючи від проміжних колекторів (елювіальних каолінів) і закінчуючи продуктами їх ближнього водного перенесення та седиментації у межах середньоюрсько-нижньокрейдового осадового комплексу (перевідкладеними каолінами та пісками).

Інформаційною базою досліджень були результати гранулометричного аналізу мономінеральних вибірок ільменіту, виокремленого з 39 проб елювіальних каолінів, 31 проби перевідкладених каолінів та 41 проби пісків Тростяницького родовища. Гранулометричний аналіз виконано виробничими геологічними організаціями за стандартною сіткою з виділенням 10 фракцій (від $> 1,0$ мм до $< 0,1$ мм). Статистична обробка включала розрахунок середнього зваженого вмісту фракцій та інтегральних (кумулятивних) кривих [4]. Оцінка геометричної неоднорідності виконана за допомогою методу квартільних відсічок (Q_1 , Q_3) [6]. Масштабно-інваріантні та ентропійні властивості гранулометричних спектрів мінералу оцінювалися через узагальнені розмірності Реньї Dq (D_0 – капацитивна, D_1 – інформаційна, D_2 – кореляційна) [7] та спектри сингулярності $f(\alpha)$ Холсі за допомогою перетворення Лежандра [3, 5]. Обчислення та мінералогеометричне інтерполювання проводилися в середовищі Google Colab.

Елювіальні каоліни кори вивітрювання характеризується домінуванням у гранулометричному складі великих зерен ільменіту. Аналіз гранулометричного спектра ільменіту показує двомодальну тенденцію: перший абсолютний максимум припадає на фракцію $> 1,0$ мм (20,24 %), а другий, локальний пік – на клас 0,3–0,2 мм (15,22 %) (табл.). Вихід товарного вільного класу (0,5–0,1 мм) є мінімальним для всього розрізу родовища і становить лише 47,16 %. Вміст фракцій ($< 0,1$ мм) становить лише 1,85 %.

Перехід до середньоюрсько-нижньокрейдового комплексу супроводжується істотним звуженням гранулометричного діапазону і переформатуванням кривих розподілу зерен ільменіту. В обох літотипах (перевідкладених каолінах та пісках) двомодальність зникає, а гранулометричний спектр набуває класичного одномодального асиметричного вигляду з екстремумом у фракції 0,3–0,2 мм (19,34 % у вторинних каолінах та 21,57 % в алювії). Частка класу ($> 1,0$ мм) різко знижується до підпорядкованого значення (6,81–7,68 %), а вихід товарної фракції (0,5–0,1 мм) синхронно зростає до свого максимуму: 63,14 % (каоліни) та 64,33 % (піски) (див. табл.). Це є

наслідком інтенсивного гідродинамічного фракціонування осадового матеріалу палеотоками в межах давньої ерозійно-тектонічної палеодолини.

Таблиця – Зведена гранулометрична характеристика та кумулятивні показники виходу ільменіту за літотипами порід Тростяницького родовища

Розмір зерна (фракція, мм)	Елюві-альні каоліни (вміст, %)	Елюві-альні каоліни (кумулят., %)	Пере-відкла-дені каоліни (вміст, %)	Пере-відкладені каоліни (кумулят., %)	Пісок (вміст, %)	Пісок (кумулят., %)
більше 1,0	20,24	20,24	6,81	6,81	7,68	7,68
1,0 – 0,8	9,07	29,31	6,13	12,94	5,56	13,24
0,8 – 0,7	4,88	34,19	4,31	17,25	3,65	16,89
0,7 – 0,6	7,91	42,10	7,92	25,17	6,84	23,73
0,6 – 0,5	8,89	50,99	9,54	34,71	9,08	32,81
0,5 – 0,4	13,56	64,55	14,59	49,30	14,15	46,96
0,4 – 0,3	10,37	74,92	13,56	62,86	14,33	61,29
0,3 – 0,2 (Мода)	15,22	90,14	19,34	82,20	21,57	82,86
0,2 – 0,1	8,01	98,15	15,65	97,85	14,28	97,14
менше 0,1	1,85	100,00	2,16	100,00	2,87	100,00
Усього	100,00	–	100,00	–	100,00	–

Для елювіальних каолінів ($Q_1 = 0,91$ мм; $Q_3 = 0,25$ мм) індекс становить 1,91, що свідчить про значну початкову дисперсію гранулометричного складу. У перевідкладених каолінах та пісках – утвореннях, сформованих після транспортування й акумуляції матеріалу водними потоками – показник становить 1,83 та 1,85 відповідно.

Мультифрактальний спектр гранулометричного складу ільменіту з елювіальних каолінів характеризується високою ентропією. Значення інформаційної розмірності $D_1 = 0,91$ та звуження розмаху сингулярності до $\Delta\alpha = 0,31$ свідчать про те, що гранулометричний склад ільменіту в корі вивітрювання наближається до параметрів, характерних для його первинного залягання у материнських корінних магматичних породах. При цьому кора вивітрювання є проміжним колектором, у якому відбувається концентрація стійких зерен, що створює передумови для формування розсипних родовищ. Правостороння асиметрія спектра Холсі ($A = 1,05$) підтверджує переважання великозернистих фракцій ільменіту, які залишилися змішаними та не розмежованими за розмірними класами. Середньоюрсько-нижньокрейдова

седиментаційна система супроводжувалася розмивом елювіальних каолінів та перевідкладенням зерен ільменіту в межах ерозійно-тектонічних палеодолин. Це супроводжується зростанням нелінійності гранулометричних спектрів, що досягає максимуму в алювіальних пісках ($\Delta\alpha = 0,51$) під дією руслової гідродинаміки. Зниження інформаційної розмірності до $D_1 = 0,81$ та виражений лівосторонній зсув параболи ($A = 0,62$) надійно підтверджують ефект природної седиментаційної кластеризації ільменіту: зерна мінералу згруппувалися водним потоком у стійкі за розміром товарні класи.

Висновки. Перехід від елювіальних каолінів кори вивітрювання до середньоюрсько-нижньокрейдового осадового комплексу супроводжується зміною двомодального розподілу зерен ільменіту та формуванням класичного одномодального асиметричного спектра з екстремумом у фракції 0,3–0,2 мм. Внаслідок інтенсивного гідродинамічного фракціонування палеотоками в межах палеодолини частка великозернистого класу ($>1,0$ мм) ільменіту різко знижується (з 20,24 % до 6,81–7,68 %). Водночас синхронно зростає вихід корисної товарної фракції (0,5–0,1 мм) до свого максимуму: 63,14 % у перевідкладених каолінах та 64,33 % у пісках. Розраховані за допомогою методу квартильних відсічок технологічні індекси геометричної неоднорідності рудної маси (1,83 для перевідкладених каолінів та 1,85 для пісків) свідчать про високу внутрішню однорідність продуктивної товщі родовища, що є сприятливим фактором для майбутнього промислового вилучення мінералу. Зниження інформаційної розмірності з $D_0 = 0,91$ (в елювії) до $D_0 = 0,81$ (в алювії) та лівосторонній зсув параболи сингулярності ($A = 0,62$) надійно фіксують ефект природної седиментаційної кластеризації, під час якої водні потоки згруппували ільменіт у стійкі за розміром товарні класи.

Література

1. *Фігура Л. А., Ковальчук М. С.* Ільменітоносність різногенетичних продуктивних відкладів Тростяницького родовища. // Мінерал. журн. 2024. 46, № 3. С. 79—92. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal>
2. *Ковальчук М. С., Фігура Л. А.* Ільменітоносність продуктивних відкладів та якісні параметри ільменіту Тростяницького родовища титанових руд. // Мінерал. збірник. 2024. № 74. С. 31—44. <https://doi.org/10.30970/min.74.03>
3. *Chhabra A., Jensen R. V.* Direct determination of the $f(\alpha)$ singularity spectrum. *Physical Review Letters*. 1989. Vol. 62, No. 12. P. 1327—1330. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.62.1327>
4. *Feder J.* *Fractals*. New York: Plenum Press, 1988. 283 p. DOI: [10.1007/978-1-4899-2124-6](https://doi.org/10.1007/978-1-4899-2124-6)
5. *Halsey T. C., Jensen M. H., Kadanof, L. P., Procaccia I., Shraiman B. I.* Fractal measures and their singularities: The characterization of strange sets. // *Physical Review A*. 1986. Vol. 33, No. 2. P. 1141—1151. DOI: [10.1103/PhysRevA.33.1141](https://doi.org/10.1103/PhysRevA.33.1141)
6. *Li Y., Li M., Horton R.* Single and Joint Multifractal Analysis of Soil Particle Size Distributions. *Pedosphere*. 2011. Vol. 21, No. 1. P. 75—83. DOI: [10.1016/S1002-0160\(10\)60081-1](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(10)60081-1)
Stanić F., Tchiguirinskaia I., Versini P.-A., Cui Y.-J., Delage P., Aïmedieu, P., Tarq A. M. A new multifractal-based grain size distribution model. // *Geoderma*. 2021. Vol. 404. Article 115294. DOI: [10.1016/j.geoderma.2021.115294](https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115294)

РЕЗУЛЬТАТИ РЕКОГНОСЦИРОВАЛЬНОГО ОБСТЕЖЕННЯ В РАЙОНІ З ЛІЦЕНЗІЙНОЮ ДІЛЯНКОЮ «ЛИСОВИЦЬКА ПЛОЩА» У ЛЬВІВСЬКІЙ ОБЛАСТІ

Корчагін І.М.¹, Якимчук М.А.², Соловійов В.Д.¹

¹Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна, korchagin.i.n@gmail.com, solvalera@ukr.net

²Інститут прикладних проблем екології, геофізики і геохімії, Київ, Україна, yakymchuk@gmail.com

RESULTS OF THE RECONNAISSANCE SURVEY IN THE AREA WITH THE LICENSED AREA “LYSOVYTSKA PLOSCHA” IN THE LVIV REGION

Korchagin I.M.¹, Yakymchuk M.A.², Solovyov V.D.¹

¹Institute of Geophysics of Ukraine National Academy of Science, Kyiv, Ukraine, korchagin.i.n@gmail.com, solvalera@ukr.net

²Institute of Applied Problems of Ecology, Geophysics and Geochemistry, Kyiv, Ukraine, yakymchuk@gmail.com

During the frequency-resonance processing of a satellite image of a block with "Lysovytska area" at a hydrocarbons synthesis depth of 57 km, signals from the 2nd (psammites), 7th (limestones), 8th (dolomites), 9th (marls), 10th (siliceous) groups of sedimentary rocks, and 11th group of igneous rocks (kimberlites) were recorded. Local areas with psammites and limestones are promising for HC searches, siliceous rocks – for helium, kimberlites – diamonds.

В травні 2026 р. з'явилося повідомлення [3] про продажу 20-річного спеціального дозволу на користування «Лисовицькою площею» у Львівській області. А в кінці липня – що Україна не змогла продати спецдозвіл [4]!

В районі з ділянкою в 2026 р. проведено додаткову апробацію частотно-резонансних методів обробки та декодування супутникових та фото знімків [1, 2]. Аналіз результатів, отриманих в процесі реалізації невеликої кількості процедур інструментальних вимірів з використанням супутникових знімків на рисунку дозволяє констатувати наступне.

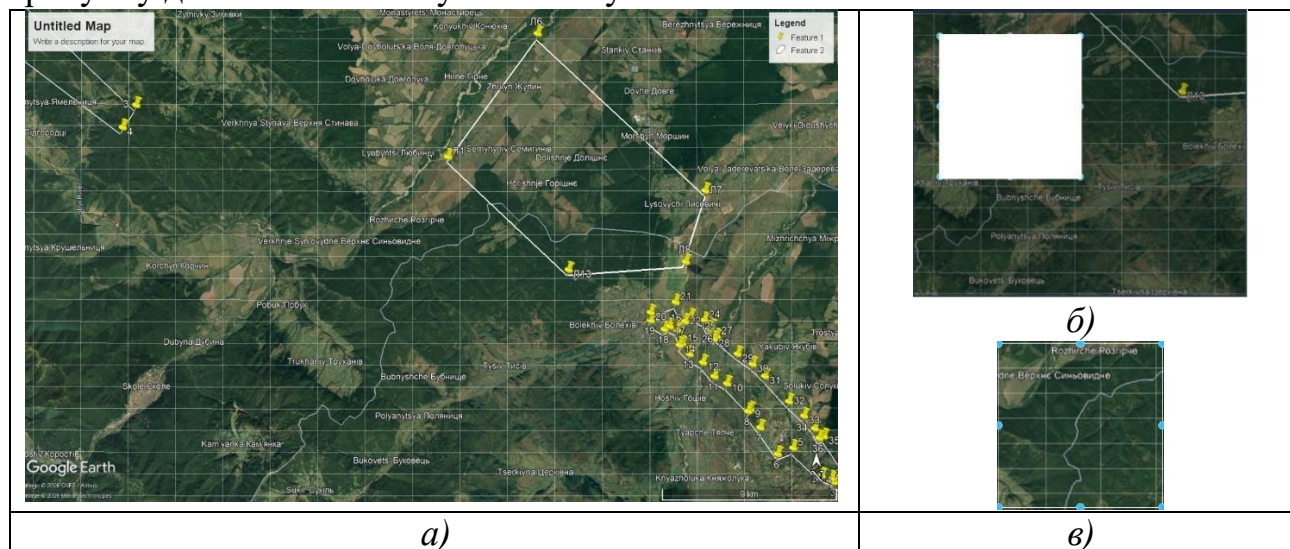


Рисунок – Контури «Лисовицької площі» на супутниковому знімку (а) та локальні фрагменти знімка додаткової обробки (б, в), розміщені південніше.

В межах ліцензійної ділянки «Лисовицька площа» (5-ти-кутний контур на рис. а) в результаті реалізації процедур інструментальних вимірів до глибини 3647 м зафіксований карбонатний насув («нашльопка»). В процесі сканування розрізу на ділянці з кроком 10 см сигнали (відгуки) на частотах ВВ (нафта, газ, конденсат) зареєстровані в 4-х інтервалах глибин: 1) 1142 – 1219 м; 2) 2035 – 2141 м; 3) 3127 – 3225 м; 4) 3575 – 3647 м.

В процесі частотно-резонансної обробки ділянки на рис. 1а в детальному режимі (з реалізацією процедур вимірів в площинному варіанті) локальні площадки для буріння пошукових свердловин можуть бути локалізовані.

Центральна частина (корінь) вулканічної структури з вапняками розміщена за межами ліцензійної площі на рис. а. В зв'язку із цим проведена додаткова обробка знімків локальних ділянок, розміщених поруч із ліцензійною ділянкою на рис. а, з метою локалізації положення вулканічної структури із карбонатами, в межах якої інтервал газонасності може бути значно більшим.

В процесі обробки фрагментів супутникового знімка на рис. б, в та фотознімка зразків 7-ої групи осадових порід (вапняки) сигнал на глибині синтезу ВВ 57 км зафіксовано з 6 с. В локалізованому фрагменті ділянки на рис. в інтервал нафтогазонасності може бути значно більшим, ніж в межах «Лисовицької площі» (рис. а) зокрема.

Під час частотно-резонансної обробки супутникового знімка всього блоку на рис. 1а на глибині синтезу ВВ 57 км зафіксовані сигнали (відгуки) від 2-ої (псаміти), 7-ої (вапняки), 8-ої (доломіти), 9-ої (мергелі), 10-ої (кременисті) груп осадових порід, а також 11-ої групи магматичних порід (кімберліти). Локальні ділянки в межах блоку на рис. 1а із псамітами та вапняками перспективні для пошуків ВВ, із кременистими породами – гелію, а з кімберлітами – алмазів.

В цілому, етап інтегральної оцінки перспектив нафтогазонасності (рудонасності) крупних пошукових блоків та ліцензійних ділянок з використанням частотно-резонансних методів обробки супутникових знімків надає можливість скоротити час та фінансові затрати на проведення геолого-геофізичних досліджень з метою локалізації площадок для буріння свердловин.

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. Сотні мільйонів барелів запасів. Україна продає 20-річний спецдозвіл на нафтогазове родовище на Львівщині. <https://biz.nv.ua/ukr/markets/ukrajina-prodaye-20-richniy-specdozvil-na-rodovishche-nafti-z-sotnyami-milyoniv-bareliv-zapasiv-50605040.html>
4. Сотні мільйонів барелів запасів. Україна не змогла продати 20-річний спецдозвіл на нафтогазове родовище. <https://biz.nv.ua/ukr/markets/ukrajina-ne-zmogla-prodati-20-richniy-specdozvil-na-rodovishche-z-sotnyami-milyoniv-bareliv-nafti-50628604.html>

РЕЗУЛЬТАТИ ЛОКАЛІЗАЦІЇ БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНІЧНОГО КОМПЛЕКСА В РАЙОНІ ІЗ ПРОБУРЕНИМИ СВЕРДЛОВИНАМИ НА ВОДЕНЬ У ФРАНЦІЇ

Корчагін І.М.¹, Якимчук М.А.², Соловйов В.Д.¹

¹Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна, korchagin.i.n@gmail.com, solvalera@ukr.net

²Інститут прикладних проблем екології, геофізики і геохімії, Київ, Україна, yakymchuk@gmail.com

RESULTS OF A BASALT VOLCANIC COMPLEX LOCALIZATION IN THE AREA WITH DRILLED HYDROGEN WELLS IN FRANCE

Korchagin I.M.¹, Yakymchuk M.A.², Solovyov V.D.¹

¹Institute of Geophysics of Ukraine National Academy of Science, Kyiv, Ukraine, korchagin.i.n@gmail.com, solvalera@ukr.net

²Institute of Applied Problems of Ecology, Geophysics and Geochemistry, Kyiv, Ukraine, yakymchuk@gmail.com

Annotation. During the frequency-resonance processing of a satellite image of a «Trois Evêchés» block in France, it was established that it is located within a psammite-filled volcanic complex, in which hydrocarbon synthesis from hydrogen and carbon migrating from below is realized at a depth of 57 km. Additional instrumental measurement procedures localized a section with a basaltic volcanic structure within which 12 hydrogen-saturated layers were recorded by sounding the 0-5 km section interval with a step of 25 cm.

В березні 2026 р. французька компанія «La Française de l'Énergie» (FDE) оголошує про успішне завершення проекту буріння глибокої свердловини РТН-2 та підтверджує значну присутність природного водню в надрах департаменту Мозель, регіон Гранд-Ест, Франція [2].

Наведена інформація обумовила доцільність обстеження частотно-резонансними методами [1] ділянок з пробуреними на водень свердловинами в межах блоку «Trois Evêchés» (рис. 1) з метою оцінки перспектив виявлення в їх межах скупчень природного водню в комерційних (промислових) об'ємах.

В процесі реалізації процедур інструментальних вимірювань використовувалась фотографії зразків 2-ої групи осадових порід (псаміти) 6-ї групи магматичних порід (базальти), газу, водню, червоного фосфору.

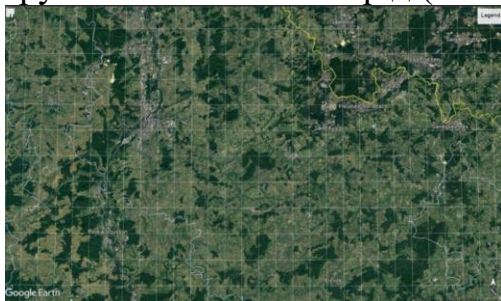


Рисунок 1 – Супутниковий знімок з блоком «Trois Evêchés» (без контуру, без накладки).



Рисунок 2 – Супутниковий знімок з блоком «Trois Evêchés» (без контуру, з накладкою).

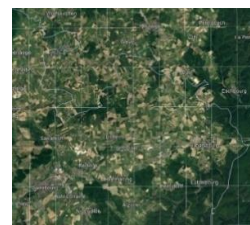


Рисунок 3 – Знімок з базальтовим вулканом.

Аналіз результатів реалізації процедур інструментальних вимірів з використанням знімків на рис. 1-3 дозволяє констатувати наступне.

1. Обстежений в рекогносцирувальному режимі блок «Trois Evêchés» (рис. 1, 2) розміщений в межах заповненого псамітами вулканічного комплексу, в якому на глибині 57 км реалізується синтез вуглеводнів із мігруючих знизу водню та вуглецю.

2. В вулканічних структурах, в яких існують умови для синтезу ВВ на глибині 57 км, проводити пошукові роботи на бурити свердловини тільки на водень недоцільно!

3. Вулканічний комплекс, заповнений базальтами (рис. 3), прилягає до блоку «Trois Evêchés» з південного-сходу (рис. 2).

4. В межах локалізованої базальтової структури (рис. 3) доцільно провести додаткові детальні дослідження з метою локалізації площадок для буріння свердловин на природний водень.

В процесі аналізу і порівняння результатів рекогносцирувального обстеження ліцензійного блоку «Trois Evêchés», локальних ділянок в його межах та реалізації додаткових процедур інструментальних вимірів локалізовано ділянку з базальтовою вулканічною структурою в межах якої зондуванням інтервалу розрізу 0-5 км з кроком 25 см зафіксовано 12 насичених воднем пластів (м): 1) 232,15 - 284,65; 2) 364,15 - 545,65; 3) 935,4 - 1021,9; 4) 1231,15 - 1444,4; 5) 1942,4 - 2124,4; 6) 2317,15 - 2365,15; 7) 2642,65 - 2878,65; 8) 3114,65 - 3252,65; 9) 3884,65 - 3940,9; 10) 3984,9 - 4350,4; 11) 4515,65 - 4562,65; 12) 4730,4 - 4857,4.

Результати рекогносцирувального обстеження в районі буріння свердловин в черговий раз засвідчили про працездатність та інформативність частотно-резонансних методів обробки та декодування супутникових та фото знімків при пошуках покладів корисних копалин (скупчень природного водню, зокрема).

Принципово важливим результатом проведених експериментальних досліджень слід вважати наступне. Фрагмент локалізованої базальтової структури (рис. 3) на рис. 1, 2 займає дуже маленьку площу, а відгуки (сигнали) на частотах базальтів та водню фіксуються практично без затримок в процесі частотно-резонансної обробки всього знімка!

В цілому, інформативність методики інтегральної оцінки частотно-резонансними методами перспектив виявлення покладів корисних копалин на крупних пошукових блоках та локальних ділянках надає можливість оперативно оцінити доцільність проведення детальних пошукових робіт в їх межах.

Література

1. 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.

2. A Successful World First for Natural Hydrogen. <https://www.actusnews.com/en/la-francaise-de-l-energie/pr/2026/03/23/a-successful-world-first-for-natural-hydrogen-success-of-the-pth-2-well-dedicated-to-natural-hydrogen-fde-confirms-new>

**ТАНТАЛО-НІОБАТИ В АПЛІТО-ПЕГМАТОЇДНИХ ГРАНІТАХ
УРОЧИЩА ЛЕВ БАЛКА, ШПОЛЯНО-ТАШЛИЦЬКИЙ РУДНИЙ
РАЙОН, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ**

*Сукач В.В., Бондаренко С.М., Сьомка В.О., Донський М.О., Канунікова Л.І.,
Бручко М.Р*

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна, e-mail: svital@ukr.net, sbond.igmr@gmail.com

**TANTALO-NIOBATES IN APLITE-PEGMATOID GRANITES OF THE LEV
BALK A SITE, SHPOLA-TASHLYK ORE DISTRICT, UKRAINIAN SHIELD**

*Sukach V.V., Bondarenko S.M., Syomka V.O., M.O. Donskyi, L.I. Kanunikova,
Bruchko M.R.*

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

This study was carried out within the BLOOM project, funded by the European Union's Horizon Europe programme under Grant Agreement No. 101177962. EDS/WDS analyses of Ta-Nb minerals from aplite-pegmatoid granitoids of Lev Balka site identified columbite-tantalite group minerals and Ti-bearing ixiolite. Ta₂O₅ ranges from 30.8 to 70.0 wt.% and Nb₂O₅ from 14.5 to 42.6 wt.%; Fe-rich varieties predominate (Fe/Mn = 3–9). The mineral assemblage indicates at least two stages of mineralization: an early high-temperature columbite–ixiolite association and a later hydrothermal–metasomatic stage dominated by Ta–Nb-bearing rutile.

Вступ. Шполянсько-Ташлицький рудний район був виділений в центральній частині Українського щита (УЩ) у 1980-90 рр. за результатами виконаних ДГП «Центргеологія» та КП «Кіровогеологія» пошуково-знімальних та геолого-розвідувальних робіт. В межах рудного району знаходяться два рудних поля, спеціалізованих на Та, Nb і рідкісні метали (Li, Rb, Cs, Be, Sn): Полохівське та Станкуватське [2]. Полохівське рудне поле просторово розташоване у західному обрамленні Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківі гранітного плутону і вміщує декілька ділянок розвитку рідкіснометалевих пегматитів [1,2]. Петроострівська ділянка включає в себе родовище Мостове та декілька більш дрібних об'єктів (Копанки, Вись, Ярошівка), представлених головним чином Та-Nb мінералізацією [1,2,3,4]. Рудні концентрації Та₂O₅ (до 0,04%) і Nb₂O₅ (до 0,02 %) приурочені до жил альбіт-мікроклінових метасоматитів та метасоматично змінених пегматоїдних гранітів кропивницького комплексу палеопротерозойського віку [1,2]. Головні мінерали-концентратори Та і Nb є мінеральні різновиди ізоморфних рядів: групи колумбіт-танталіту (Fe,Mn)(Nb,Ta,Ti)₂O₆ та ільменорутит-стріверіту (Ti,Nb,Ta)O₂ [2,4]. В асоціації з ними часто наявні іксіоліт, каситерит, тапіоліт, мікроліт, уранініт, нігерит та ін.

Об'єкт досліджень знаходиться у 3 км на північний захід від Та-Nb родовища Мостове, у районі покинутого села Лев Балка. У правому борту балки (ліва притока р. Велика Вись) відслонюються гранітоїди кропивницького комплексу з ксенолітами біотитових гнейсів інгуло-інгулецької серії та січними жилами і лінзами апліт-пегматоїдів. Останні були детально задокументовані та

опробувані у зв'язку з їхньою потенційною рудоносністю. Саме з ними на родовищі Мостове пов'язана рудна Ta–Nb мінералізація.

Аналітичні дослідження виконано в ІГМР НАН України за стандартною методикою збагачення з використанням гравітаційного стола, магнітної та електромагнітної сепарації. В процесі розділення було виділено типові акцесорні мінерали гранітів: апатит, циркон, монацит, ільменіт, оксиди заліза, сульфіди. В не електромагнітній фракції проб було виявлено більше десятка зерен тантало-ніобатів.

Тантало-ніобати. Діагностиката попереднє вивчення мінералів було виконано на електронному мікроскопі JEOL JCSA-733 в режимі EDS. Форми мінералів переважно округло-ізометричні рідше пластинчасто-продовгуваті. На електронних зображеннях (BSE/SEI), отриманих з допомогою JEOL JXA-8200 (Рис. 1, *a*, *b*, *c*, *d*), вони представлені ізометричними тріщинуватими зернами розміром близько 30-40мкм, характеризуються складною внутрішньою будовою та виразною системою мікротріщин і мозаїчних блокових неоднорідностей. Система тріщин має переважно субпаралельний та перехресний характер. Ознак заміщення вторинними фазами не спостерігається, Контури мінералів нерівні, місцями східчасті, що може свідчити про часткову корозію.

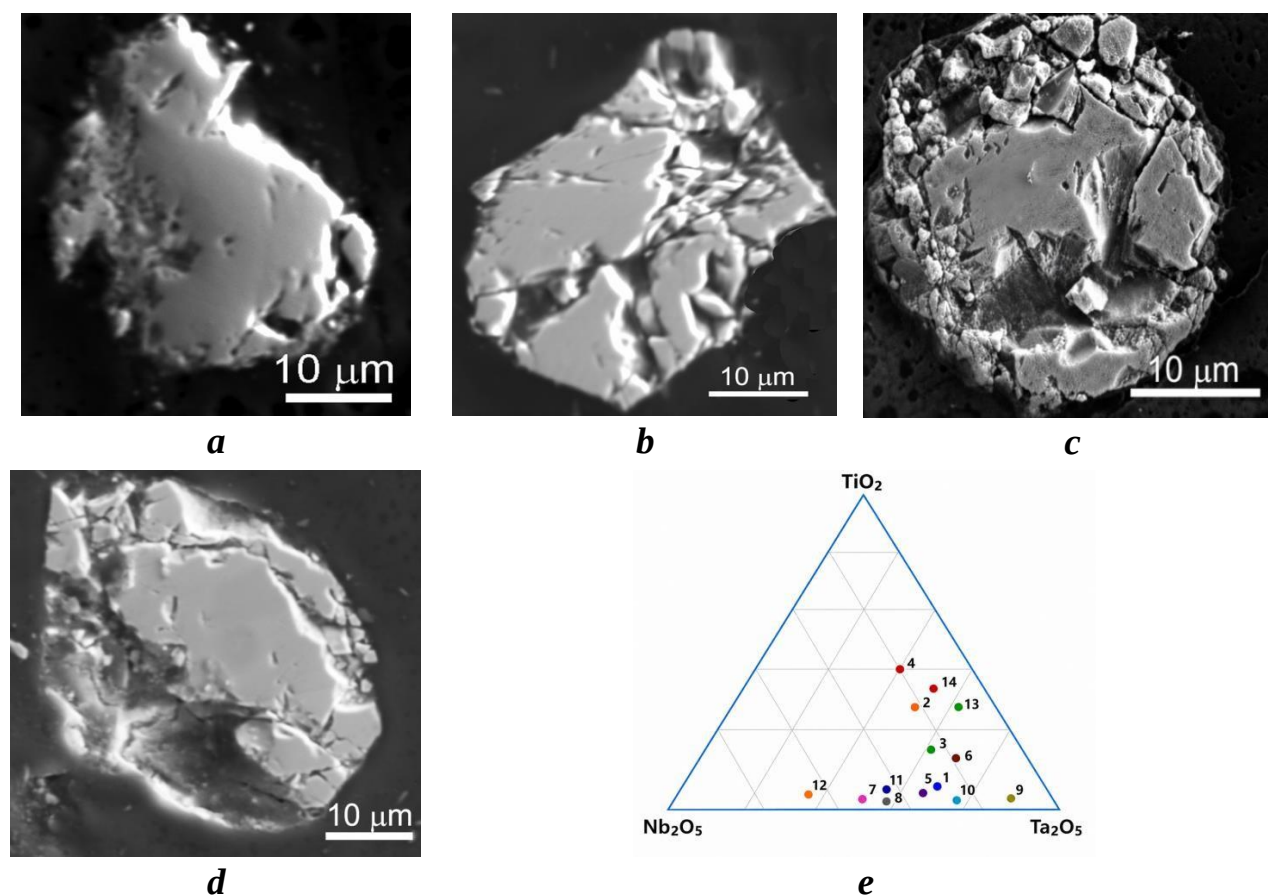


Рис. 1. - Тантало-ніобати, які досліджувалися на JEOL JXA-8200: *a*, *b* – зерна Ti -іксіоліту (ан. 2,4 на діаграмі), *c* – танталіт-колумбіт №2, ан.7; *d* – колумбіт-танталіт, ан. 1; *e* – діаграма $\text{Nb}_2\text{O}_5 - \text{Ta}_2\text{O}_5 - \text{TiO}_2$.

За результатами досліджень на JEOL JXA-8200 (EDS/WDS) виявлено і вивчено мінерали групи танталіт-колумбіт та титановмісний іксіоліт (?). На діаграмі (Рис. 1, е) точки утворюють тренд від Nb-домінуючих різновидів до Та-оксидів, зі збільшенням вмісту Ті. Такий тренд характерний для еволюції Nb-Та оксидів у гранітних та пегматитових системах, де титан може входити до структури мінералів через ізоморфне заміщення і, ймовірно, сприяти утворенню Ті-іксіоліту (?). Необхідність виділення цієї, раніше не ідентифікованої мінеральної фази зумовлено, з одного боку, витриманими значеннями хімічного складу (TiO_2 – 30% мас.), а з іншого боку – її значним поширенням [2]. Крім того, в зростках з тантало-ніобатами фіксуються Та-Nb вмісні ільменіти ряду $\text{FeTiO}_3 \leftrightarrow \text{MnTiO}_3$ (Mn до 0,31 апу), в яких відзначається наявність ніобію (до 0,3 мас.%) і танталу (до 0,3 мас.%). Особливістю мінералів групи колумбіт-танталіт є широка мінливість складу. Фіксуються фази з діапазоном вмісту головних компонентів: Ta_2O_5 – від 30,8 до 70,0 та Nb_2O_5 – від 14,5 до 42,6%. Отримані результати хімічного аналізу свідчать про переважання залізистих різновидів тантало-ніобатів зі співвідношенням $\text{Fe/Mn} = 3\text{--}9$. Наявні також домішки WO_3 , TiO_2 , SnO_2 , V_2O_3 і Sc_2O_3 .

Особливості розвитку мінеральних парагенезисів за участю Та-Nb мінералів дають змогу виділити щонайменше два продуктивних етапи мінералізації. Ранній етап представлений високотемпературною колумбіт-іксіолітовою мінеральною асоціацією, а пізній (гідротермально-метасоматичний) – тантал-ніобієвим рутилом.

Висновки. Результати мінералого-хімічних досліджень суттєво розширюють уявлення про закономірності формування мінералізації танталу і ніобію та сприяють вирішенню генетичних питань, пов'язаних з еволюцією рудоутворювальних систем Шполянсько-Ташлицького рудного району, зокрема Полохівського рудного поля.

В практичній площині отримані дані є важливими для визначення якісних показників рудної мінералізації в процесі розробки ефективних схем збагачення рудної сировини та обґрунтування напрямів подальших геологорозвідувальних робіт у межах Шполянсько-Ташлицького рудного району та інших перспективних на рідкіснометалевезруденіння територіях УЩ.

Дослідження виконані в рамках проєкту BLOOM, що фінансується програмою ЄС «Горизонт Європа» відповідно до грантової угоди № 101177962.

Література

1. Безвинний В.П. Рідкіснометалеве та золоте зруденіння і метасоматичні процеси Петроострівського рудного поля // Збірник наукових праць УкрДГРІ. 2005. № 1. С. 82–84.
2. Грінченко О. В., Бондаренко С. М., Сьомка В. О., Іванов Б. М., Канунікова Л.І. Речовинний склад Та-Nb мінералізації в пегматитах та апогранітних метасоматитах Шполянсько-Ташлицького рудного району // Геохімія та рудоутворення. 2016. № 36. С. 47–57.
3. Нечаєв С.В., Бондаренко С.М., Нечаєв В.С. Танталоніобати з пегматитів центральної частини Українського щита // Геологічний журнал. 1992. № 3. С. 85–88.
4. Lyzhachenko N.M., Kurylo S.I., Bondarenko S.M., Syomka V.O. Mineralogy of Nb-Ta-bearing apatite-cordierite metasomatised metabasite from the Mostovyi ore occurrence (Ukrainian Shield) // *Geologica Carpathica*. 2019. Vol. 70 (Conference paper, Smolenice, October 9–11, 2019). P. 87–90.

ЧАСТОТНО-РЕЗОНАНСНІ МЕТОДИ ОБРОБКИ СУПУТНИКОВИХ ТА ФОТО ЗНІМКІВ: РЕЗУЛЬТАТИ АПРОБАЦІЇ НА ДІЛЯНКАХ ВИМІРІВ ВМІСТУ ВОДНЮ В ҐРУНТІ В БАВАРІЇ ТА БОЛГАРІЇ

Якимчук М.А.¹, Корчагін І.М.², Соловйов В.Д.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, solvalera@ukr.net

FREQUENCY-RESONANCE METHODS OF SATELLITE AND PHOTOS IMAGES PROCESSING: TESTING RESULTS AT SITES OF SOIL HYDROGEN CONTENT MEASUREMENT IN BAVARIA AND BULGARIA

Yakymchuk M.A.¹, Korchagin I.M.², Solovyov V.D.²

¹Institute of Applied Problems of Ecology, Geophysics and Geochemistry, Kyiv, Ukraine, yakymchuk@gmail.com

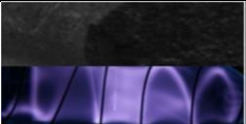
²Institute of Geophysics of Ukraine National Academy of Science, Kyiv, Ukraine, korchagin.i.n@gmail.com, solvalera@ukr.net

The signals at hydrogen frequencies were detected at the measurement sites using high-precision instruments at a substantial increase of the time interval for response recording during image processing. The significant increase in the time interval required before signals can be detected is attributable by the "miserable" hydrogen content in the cross-sections of the surveyed areas. The combined (integrated) use of high-precision field measuring instruments and frequency-resonance image processing technology in the search for hydrogen deposits will make it possible to substantially accelerate and optimize the process of preparing local sites for well drilling.

У 2019-2026 рр. в різних регіонах земної кулі проводились дослідження з метою апробації частотно-резонансних методів обробки та декодування супутникових та фото знімків [1-2] для виявлення та локалізації покладів природного водню. В доповіді наведені результати додаткових досліджень на ділянках вимірів вмісту водню в ґрунті Баварії [4] та Болгарії [3].

Знімки ділянок обстеження наведені на рис. 1-3, а фотографії зразків (частотні спектри) водню, вуглецю та вуглеводневих газів – на рис. 4-6.

		
Рисунок 1 – Фотознімок ділянки вимірювань в Баварії [4].	Рисунок 2 – Локальна ділянка з точками вимірів в Болгарії [3].	Рисунок 3 – Супутниковий знімок з ділянкою в Болгарії.

		
Рисунок 4 – Зразок (фото) водню.	Рисунок 5 – Зразок (фото) вуглецю.	Рисунок 6 – Фото вуглецю і водню – частотний спектр газів.

Площадка вимірів в Баварії. Під час частотно-резонансної обробки фотознімка (рис. 1) сигнали (відгуки) з поверхні на частотах **водню** (рис. 4) **фіксуватися з 95 с вимірів**, вуглецю (рис. 5) – з **95 с**, газу (рис. 6) – з **2 с**.

Площадка вимірів в Болгарії. Під час частотно-резонансної обробки фотознімка (рис. 2) сигнали (відгуки) з поверхні на частотах **водню** (рис. 4) **фіксуватися з 124 с вимірів**, вуглецю (рис. 5) – з **124 с**, газу (рис. 6) – з **3 с**.

Ділянка вимірів в Болгарії. Під час частотно-резонансної обробки супутникового знімка (рис. 3) сигнали (відгуки) з поверхні на частотах **водню** (рис. 4) **фіксуватися з 197 с вимірів**, вуглецю (рис. 5) – з **196 с**, газу (рис. 6) – з **4 с**.

Значна затримка в часі фіксації відгуків на частотах водню свідчить про його «мізерний» (не промисловий) об'єм в розрізах! Ділянки вимірів перспективні для пошуків вуглеводнів (газу). Зондуванням на ділянках пласти з вуглеводнями в розрізі зареєстровані.

Висновки. В процесі досліджень на локальних ділянках вимірювань вмісту водню в ґрунті в Баварії та Болгарії отримано принципово важливі результати на користь ефективності та інформативності мобільної прямопошукової технології частотно-резонансної обробки супутникових та фотознімків.

1. При суттєвому збільшенні часового інтервалу фіксації відгуків у процесі обробки знімків сигнали на частотах водню на ділянках вимірювань високоточними приладами зареєстровані!

2. Значне збільшення часового інтервалу на початок фіксації сигналів на частотах водню обумовлено його «мізерним» вмістом в розрізах ділянок.

3. Спільне (комплексне) використання при пошуках покладів водню високоточних польових вимірювальних пристроїв та технології частотно-резонансної обробки знімків ділянок дозволить суттєво прискорити та оптимізувати процес підготовки майданчиків для буріння свердловин.

Проведені експериментальні дослідження показують, що використання надєфективної та низьковитратної прямопошукової технології значно пришвидшить процес розвідки родовищ вуглеводнів, природного водню, рудних корисних копалин, а також зменшить фінансові витрати на його реалізацію.

Література

1. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Бахмутков 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. Dimitar Antonov, Tsvetelina Toleva, Blagoy Burdin, Svetoslav V. Georgiev, Jürgen Grötsch. 2025. First data on elevated natural hydrogen occurrence at a site in SE Sofia, Bulgaria. – Rev. Bulg. Geol. Soc., 86, 3, 76–79, <https://doi.org/10.52215/rev.bgs.2025.86.3.76>.

4. White hydrogen: The hidden gas that could transform energy. <https://www.dw.com/en/white-hydrogen-the-hidden-gas-that-could-transform-energy/a-76106804>

ГЕОХІМІЯ ЛАНДШАФТІВ

ЗМІНА ЛАНДШАФТІВ ПІД ВПЛИВОМ ВУГЛЕВИДОБУВНОЇ ПРОМИСЛОВОСТІ

***Вергельська Н.В., Вергельська В.В., Решетник Л.Л., Скопиченко Є.І.,
Головченко Д.М.***

Державна установа «Науковий центр гірничої геології, геоекології та розвитку інфраструктури Національної академії наук України», м. Київ, Україна
e-mail: vnata09@meta.ua, vvika10@meta.ua, dinka666999@gmail.com

LANDSCAPE CHANGE UNDER THE INFLUENCE OF THE COAL MINING INDUSTRY

***Vergelska N.V., Vergelska V.V., Reshetnyk L.L., Skopychenko E.I.,
Golovchenko D.M.***

State Institution «Scientific Center of Mining Geology, Geoecology and Infrastructure Development of the National Academy of Sciences of Ukraine», Kyiv, Ukraine, e-mail: vnata09@meta.ua, vvika10@meta.ua, dinka666999@gmail.com

The impact of the mining industry on the Earth's surface is currently particularly noticeable in coal-mining regions. When preparing for afforestation of waste heaps, it is necessary to conduct soil research on the mineralogical composition, taking into account the content of organic matter and its granulometric composition, the presence of toxic substances, the pH level, the presence or absence of vegetation and other parameters. The landscapes of waste heaps before complete afforestation are unstable and it is necessary to take into account its sharp changes and the possibility of rapid recovery.

Вплив видобувної промисловості на поверхню Землі, на сьогоднішній день, особливо відчутний у вугледобувних регіонах. Втручання людини у процес розвитку ландшафту призводить до конфліктності відносин між його компонентами і далі її зміни [1, 2]. Надмірне використання природних ресурсів та бойові дії зумовлюють порушення природних та техногенних ландшафтів. Незважаючи на спад виробництва (вуглевидобування) останніми роками, щорічний рівень забруднення довкілля досить високий, за рахунок активних бойових дій.

Вуглевидобувні техногенно навантажені регіони, визначаються незворотною трансформацією природних екосистем, де чітко простежується деградація ґрунтів та земної поверхні. Вуглевидобувні райони, які розташовані у західній, східній та центральній частині України, є природно-техногенними системами, що активно впливають на довкілля, наповнюючи рештками руйнування порід териконів, які поширюються за сприяння водних потоків, вітру та не повністю виконаній на них рекультивації [2, 3].

В основі виникнення більшості екологічних проблем у вуглевидобувних регіонах є техногенні зміни головних груп факторів: інженерно-геологічних, геохімічних, гідрогеологічних та біологічних. Прогнозування можливості відновлення техногенно навантаженого середовища у вугледобувних районах, під впливом природно-техногенних факторів,

необхідне для забезпечення покращення геоекологічних умов та безпеки для здоров'я населення.

Процес рекультивації земель передбачає висадження деревної та чагарникової рослинності на штучні відвали гірських порід для стабілізації ґрунту, запобігання ерозії, покращення якості повітря та перетворення техногенних об'єктів у зелені зони. Рослинність сприяє покращенню структури ґрунту, збагачує його мікро- і макроелементами, натомість, створюючи підґрунтя для повернення цих земель у господарське використання. На відміну від Донецького у Львівсько-Волинському басейні недіючі терикони мають деревну рослинність. Що дає підставу стверджувати, визначення особливостей формування стійких біоценозів на териконах вуглевидобувних підприємств Львівсько-Волинського басейну є доцільним для детальної характеристики [3].

При підготовці до заліснення териконів були проведені дослідження ґрунту на мінералогічний склад, враховано вміст органічних речовин та його гранулометричний склад (співвідношення глини і піску), наявність токсичних речовин, рівень рН, наявність чи відсутність рослинності та інші параметри [3]. При попередній оцінці також було враховано: потреба у гасінні пожеж, зрізанні верхнього шару ґрунту, стабілізації схилів тощо. Ландшафти териконів до повного заліснення є не стабільними і повинні враховувати різкі зміни та бути придатними до швидкого відновлення.

Зважаючи на особливості ландшафтів териконів варто враховувати: на відвалах активно заселяються рослини, стійкі до посухи та бідності ґрунтів (пірофіти), а також види, що можуть витримувати різкі коливання вологості (мезофіти).

Для забезпечення екологічно безпечного стану ландшафтів териконів доцільно систематичне проведення екологічного моніторингу та відновлення регіональних біоценозів для парків, рекреаційних зон чи сільськогосподарських угідь.

Література

1. Вергельська Н. В., Вергельська В. В. Формування техногенно навантаженого середовища у вуглевидобувних регіонах. *Геохімія техногенезу*. 2024. № 38. С. 54-58. DOI: <https://doi.org/10.32782/geotech2024.38.06>
2. Скопиченко І. М., Вергельська Н. В., Вергельська В. В. Геоекологічні чинники впливу вуглевидобувних регіонів. Київ. 2020. 100 с.
3. Вергельська Н. В., Решетник Л. Л., Головченко Д. М. Екологічні виклики у техногенно навантажених вуглевидобувних регіонах України / Сталій розвиток в епоху глобальних трансформацій: монографія до 20-річчя кафедри екології та технологій захисту навколишнього середовища Національного транспортного університету. Т. 1 [Електронне видання] / за заг. ред. проф. О. Барабаш, проф. А. Дичко. Київ: НТУ, 2026. С. 191–210.

**ГІДРОГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПІДЗЕМНИХ ВОД РІЗНИХ
ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ СТРУКТУР УКРАЇНИ ЗА ДАНИМИ
ТОЧКОВОГО МОНІТОРИНГУ**

***Кошлякова Т.О., Кураєва І.В., Дерюгіна О.В., Лемеш Л.В., Швайка І.А.,
Швайка І.Д., Проскурка Л.І.***

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН
України, м. Київ, e-mail: tatianakoshliakova@gmail.com

**HYDROGEOCHEMICAL FEATURES OF GROUNDWATER OF
DIFFERENT HYDROGEOLOGICAL STRUCTURES OF UKRAINE
ACCORDING TO POINT MONITORING DATA**

***Koshliakova T.O., Kuraieva I.V., Deriuhina O.V., Lemesh L.V., Shvaika I.A.,
Shvaika I.D., Proskurka L.I.***

M. P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation of the
National Academy of Sciences of Ukraine

The paper presents the results of a hydrogeochemical assessment of groundwater from different hydrogeological structures of Ukraine based on point monitoring data. Eighteen groundwater samples collected in 2024 were analyzed using the Gibbs diagram. Most waters are controlled by water–rock interaction, while only some mineralized waters show signs of evaporation influence. Regional differences in groundwater chemistry were identified, providing a basis for improving groundwater monitoring and drinking water protection.

Підземні води є одним із найважливіших джерел господарсько-питного водопостачання населення України, особливо в умовах зростаючого антропогенного навантаження, військових загроз, кліматичних змін та погіршення якості поверхневих вод [1]. За сучасних умов, коли система державного моніторингу підземних вод фактично не функціонує, особливого значення набувають точкові гідрогеохімічні дослідження. При виконанні даного дослідження протягом червня-серпня 2024 року було відібрано 18 зразків підземних вод з різних гідрогеологічних регіонів України: з Дніпровсько-Донецького артезіанського басейну – 14, з Волино-Подільського – 2, з Гідрогеологічної провінції складчастої області Українських Карпат та Області тріщинних вод Українського щита – по 1 зразку. Спільною особливістю цих вод є те, що вони використовуються місцевим населенням для задоволення питних потреб. Було проаналізовано загальний хімічний склад води у досліджених зразках, зокрема оцінено співвідношення між основними катіонами та аніонами. З цією метою побудовано діаграму Гіббса (рис.) [2].

Переважає більшість зразків локалізується в області домінування процесів взаємодії вода–порода. Це свідчить про те, що формування їхнього хімічного складу переважно обумовлене процесами розчинення та вивітрювання мінералів водовмісних порід, а не атмосферними опадами чи процесами інтенсивного випаровування.

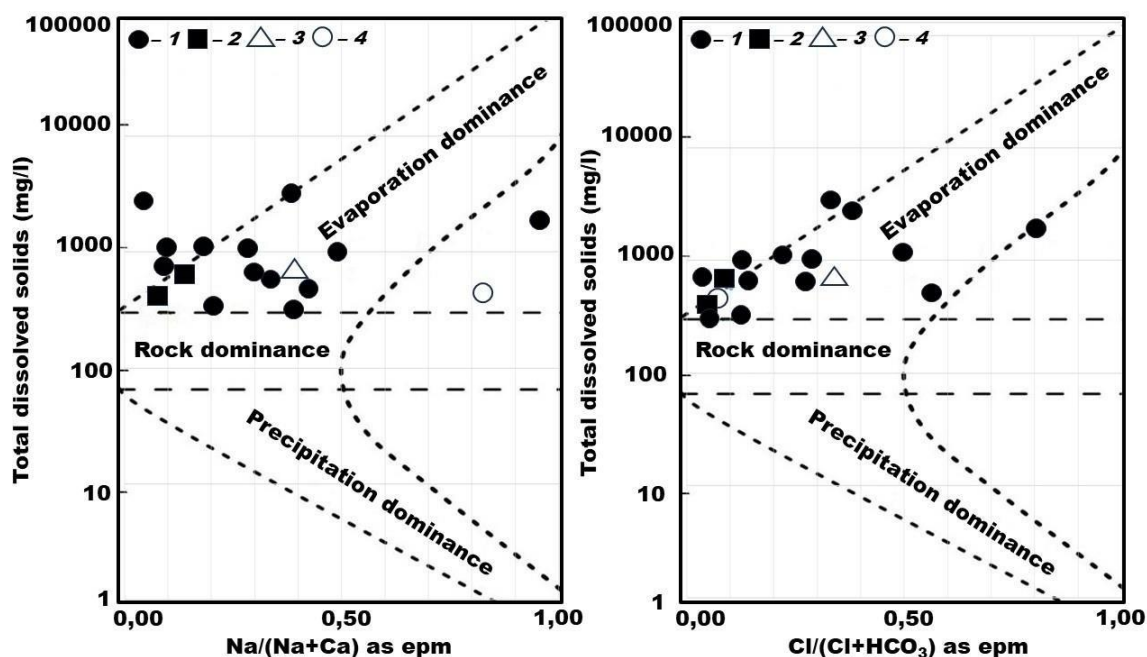


Рисунок – Діаграма Гіббса, що показує домінуючі геохімічні процеси у підземних водах досліджуваних територій: 1 – Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн, 2 – Волино-Подільський артезіанський басейн, 3 – Область тріщинних вод Українського щита, 4 – Гідрогеологічна провінція складчастої області Українських Карпат

При цьому зразки Дніпровсько-Донецького артезіанського басейну характеризуються найбільшим розкидом значень. Частина вод із підвищеною мінералізацією зміщується у напрямку області випаровування–кристалізації, що свідчить про зростання ролі процесів концентрування розчинених компонентів або тривалого контакту вод із породами. Води Волино-Подільського артезіанського басейну згруповані в центральній частині діаграми, що вказує на переважний вплив процесів розчинення карбонатних і силікатних порід при відносно невисокій мінералізації. Підземні води Області тріщинних вод Українського щита займають проміжне положення в області взаємодії вода-порода. Їхній склад формується переважно внаслідок взаємодії вод із кристалічними породами фундаменту, що узгоджується з геологічною будовою регіону. Води гідрогеологічної провінції складчастої області Українських Карпат характеризується низьким співвідношенням $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ та $\text{Cl}/(\text{Cl}+\text{HCO}_3)$ і відповідають типовим водам з домінуванням процесів взаємодії з породами. Зміщення в бік області випаровування за рахунок високого співвідношення $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ може бути пов'язано з локальними особливостями геохімічних умов.

Література

1. Кошлякова, Т.О., Кураєва, І.В. Гідрогеохімія мікроелементів питних підземних вод урбанізованих та сільських ландшафтів України. Харків: Видавчиня Тетяна Супрун, 2026. 268 с.
2. Embaby, A., Eissa, M., Zaghloul, E. Impacts of hydrochemical processes on groundwater characteristics in El-Dir area, West of Sohag City, Egypt // *Frontiers in Scientific Research and Technology*, 2023. Vol. 7. pp. 49-63.

АНАЛІЗ ПРОЯВІВ ВОДНО-НІТРАТНОЇ МЕТЕМОГЛОБІНЕМІЇ В МЕЖАХ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

Люта Н.Г., Саніна І.В.

Державна установа «Науково-інженерний центр радіогідрогеоecологічних
полігонних досліджень НАН України», м. Київ, Україна

ANALYSIS OF WATER-NITRATE METHEMOGLOBINEMIA MANIFESTATIONS WITHIN TERRITORY OF UKRAINE

Lyuta N.G., Sanina I.V.

State Institution «Radioenvironmental Centre of National Academy of Sciences of
Ukraine», Kyiv, Ukraine

The availability of centralized water supply and wastewater disposal systems in populated areas was analyzed. The spatial distribution patterns of water- and nitrate-induced methemoglobinemia in Ukraine have been identified. The forecast for the quality of groundwater in the uppermost aquifers is negative; therefore, the top priorities should be to establish laboratory monitoring of water quality, organize the cleaning of wells, and, to the greatest extent possible, gradually transition the population to a water supply system sourced from aquifers protected from contamination.

За даними Всесвітньої організації охорони здоров'я, від 3 до 5 мільйонів людей щороку помирають у всьому світі від хвороб, що передаються через воду. Передовсім така висока смертність є наслідком інфекційних хвороб, спричинених бактеріями, але хімічне забруднення води також є актуальною проблемою. Особливо гостро стоїть проблема забруднення нітратами, її усвідомлення обумовило прийняття Директиви Ради 91/676/ЄС від 12 грудня 1991 р. про захист вод від забруднення, спричиненого нітратами з сільськогосподарських джерел. Для України, беручи до уваги понад 70% розораність її території, ця проблема має виняткову актуальність через те, що сільське населення використовує головним чином воду перших від поверхні, не захищених від забруднення водоносних горизонтів, за допомогою криниць.

Згідно з [1], у 2024 році 96,6% міст, 87,6% селищ і 24% сіл було забезпечено централізованим водопостачанням. Щодо централізованого водовідведення, то його послугами у 2024 році було охоплено 94,1 % міст, 65,7% селищ і лише 2% сіл. Очевидно, що найбільш складна ситуація склалася в сільських населених пунктах, де більшість населення споживає воду з колодязів та індивідуальних свердловин за практично повної відсутності централізованого водовідведення. При цьому перші від поверхні водоносні горизонти, які найчастіше використовуються для індивідуального водопостачання, є незахищеними від забруднення з поверхні і відрізняються один від одного лише часом проникнення забруднювальних речовин — від 0-5 діб на півночі до 8 років на півдні [2].

За даними [1], протягом 2024 року близько третини проб питної води з джерел децентралізованого водопостачання не відповідали нормам, при цьому у 30% проб колодязної води було відмічене перевищення нормативного вмісту нітратів (50 мг/дм³). В межах населених пунктів, де відсутнє централізоване

водопостачання, періодично фіксувалися випадки захворювань на водно-нітратну метгемоглобінемію (ВНМ) (рис.), причому інколи вони мали летальний результат.



Рисунок - Розподіл випадків ВНМ по областях України у 2017-2024 рр. [1].

У 2017-2024 рр. прояви захворювання на ВНМ локалізувалися в північній і центральній областях, тоді як для південних областей, які відзначаються високими показниками забезпеченості централізованим водопостачанням, ця хвороба була не характерна. Здогадно, низькі органолептичні характеристики ґрунтових вод на півдні обумовили їхнє мінімальне використання в питних цілях. З-поміж областей, де відзначалося це захворювання, саме Житомирщина відзначається найнижчим показником централізованого водозабезпечення сільських населених пунктів. При цьому для західних областей з такими ж низькими показниками централізованого водозабезпечення і водовідведення, ця хвороба не характерна, очевидно, через у 1,5-2 рази більшу кількість опадів і сприятливі умови для формування ресурсів підземних вод.

Варто зауважити, що у випадках екстремально високого вмісту нітратів існує велика ймовірність забруднення власне водозабірних споруд. Очевидно також, що нітратне забруднення є результатом спільного впливу як дифузних джерел забруднення, які формують стійкий підвищений вміст (як правило, на рівні нормативу ДСанПіН 2.2.4-171-10) на значних територіях, так і точкових джерел забруднення, які формують локальні, але інтенсивні аномалії.

Існуючий стан ґрунтових вод і комплекс природних і техногенних чинників, перш за все вплив воєнних дій і глобальне потепління, обумовлюють негативний прогноз їх якості. Тому першочерговими заходами повинні бути налагодження лабораторного контролю якості води, організоване очищення колодязів і максимально можливе поступове переведення населення на водопостачання із захищених від забруднення водоносних горизонтів.

Література

1. Національна доповідь про якість питної води та стан питного водопостачання та водовідведення в Україні. 2017-2024 рр.

<https://mindev.gov.ua/diialnist/napiamy/sfera-komunalnykh-posluh/tsentralizovane-vodopostachannia-ta-vodovidvedennia/natsionalna-dopovid-pro-iakist-pytnoi-vody-ta-stan-pytneho-vodopostachannia-v-ukraini>

2. Саніна І.В., Люта Н.Г., & Приходько С.М. (2005). Оцінка захисних властивостей порід зони аерації із застосуванням ГІС. *Збірник наукових праць УкрДГПІ*, (3). С. 115-120.

ВПЛИВ ПЕСТИЦИДІВ НА ГЕОХІМІЮ ЛАНДШАФТІВ

Осокіна Н.П.

Інститут геологічних наук НАН України, м. Київ,

E-mail: N.Osokina@gmail.com

THE IMPACT OF PESTICIDES ON LANDSCAPES GEOCHEMISTRY

Osokina N.

Institute of Geological Sciences NASU, c. Kiev, Ukraine

E-mil: N.Osokina@gmail.com

The class of plain Eastern European landscapes was studied. The content of pesticides in groundwater and soils of regions of Ukraine, which belong to plain, forest – steppe, steppe and mountain lands - capes, was investigated. It is necessary to conduct (monitoring) and ecological – hygienic assessment of anthropogenic polluted areas. Conducting an ecological examination and an ecological audit allows us to assess and predict with a sufficient degree of accuracy the real state, environmental risks and responsibility for them, regulate the stressed arising in the lecosystems of the relevant landscapes and prevent possible adverse environmental man – made disasters.

Ландшафт географічний (л. г.) – основна одиниця фізико – географічного поділу (районування) генетично єдина територія з однотипним рельєфом, геологічною будовою, кліматом, загальним характером поверхневих та підземних вод, закономірним поєднанням ґрунтів, рослинних та тваринних угруповань. Кожен л.г. складається з простих фізико – географічних одиниць (урочищ, фацій, місцевостей), які утворюють у його межах взаємозв'язані сполучення. З іншого боку, складні та подібні за своєю структурою л.г. можуть бути об'єднані у ландшафтні фізико-географічні одиниці вищих порядків (провінції, області, зони, округа, райони, тощо) [1].

Карта ландшафтів України [2].

Природно-територіальний комплекс (ПТК) або ландшафт – цілісна природна система, яка сформувалася в процесі тривалого взаємозумовленого розвитку природних компонентів. Усередині класів виділяють типи та підтипи ландшафтів за певними співвідношеннями тепла та вологи, що обумовлює зональний розподіл типів ґрунтового та рослинного покриву, хід фізико-географічних процесів, особливості гідрологічного режиму. Клас рівнинних східноєвропейських ландшафтів поєднує їх типи: мішано-лісові (17,2%); широколистяно – лісові (6,9%); лісостепові (31,7%); степові (31,7%) з підтипами: північно – степових, середньо – степових, південно – степових, сухостепових (7,3%) ландшафтів.

На Карті ландшафтів України розташовані рівнинні ландшафти, лісостепові, степові та гірські ландшафти.

Нижче узагальнено результати 1900 аналізів підземних вод, виконані автором, в лабораторії по визначенню пестицидів в підземних водах і ґрунтах ІГН НАН України [3]. Узагальнено більше 100 аналізів ґрунту та донних відкладів ставків, водосховищ і морів окремих регіонів України за (1990-2001р.р.). За нашими розрахунками за 10-річний період середньостатистична концентрація ХОП в основних водоносних горизонтах України складає $\Sigma\text{ДДТ } 3.6 \cdot 10^{-5} \text{ мг/дм}^3$ (середньостатистична концентрація суми метаболітів п,п'-ДДТ, п,п'-ДДЕ, о,п'-ДДД), $\Sigma\text{ГХЦГ} - 3 \cdot 10^{-5} \text{ мг/дм}^3$ (середньостатистична концентрація суми ізомерів α -ГХЦГ, β -ГХЦГ, γ -ГХЦГ). Найбільше забруднення пестицидами виявлено у водоносних горизонтах підземних вод південної та центральної України, набагато менше забруднення спостерігається у водоносних горизонтах західного, східного та північного регіонів країни. У ґрунтах окремих регіонів України середньостатистична концентрація $\Sigma\text{ДДТ}$ (сума метаболітів ДДТ), $\Sigma\text{ГХЦГ}$ (сума ізомерів ГХЦГ) складає $1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-2} \text{ мг/кг}$.

Висновки

1. По наших розрахунках концентрація ДДТ на 2026 рік зменшилась на 2 порядки (в залежності від природних умов). ГХЦГ продовжували застосовувати, тому його концентрація залишилась майже на тому ж рівні.

2. З метою мінімізації негативних наслідків накопичення пестицидів у ґрунтах, підземних водах і інших об'єктах навколишнього середовища в Україні та їх впливу на підземну геосистему і ландшафти необхідно проводити контроль (моніторинг) та еколого - гігієнічну оцінку антропогенно – забруднених територій для того, щоб попередити можливі несприятливі екологічні ситуації.

Література

1. Геологический словарь. М. Издательство «Недра» 1973. том 1, 486с.
2. <https://geomap.land.kiev.ua>
3. *Осокина Н.П.* Содержание остаточных количеств пестицидов в подземных водах и других объектах природной среды отдельных регионов Украины. К.: Издатель Кравченко Я.О. 2019. 190 с.

**КОМПЛЕКСНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ МОНІТОРИНГ РІЧКИ ІРПІНЬ:
АНАЛІЗ ЯКОСТІ ВОДИ ТА ТРАНСФОРМАЦІЇ ТЕРИТОРІЇ ЗАСОБАМИ
ДИСТАНЦІЙНОГО ЗОНДУВАННЯ ЗЕМЛІ**

Петруха Надія Василівна

Учитель географії, біології та екології вищої кваліфікаційної категорії
Ліцею № 1 Гостомельської селищної ради Бучанського району Київської
області, вул. Рекунова, 11А, 08290, селище Гостомель, Україна,
orcid.org/0009-0004-5166-3178

**COMPREHENSIVE ECOLOGICAL MONITORING OF THE IRPIN RIVER:
ANALYSIS OF WATER QUALITY AND TERRITORY TRANSFORMATION
BY MEANS OF EARTH REMOTE SENSING (ERS)**

PETRUKHA Nadiia Vasylivna

Teacher of Geography, Biology and Ecology of the Highest Qualification Category
Lyceum No. 1 of the Gostomel Village Council, Bucha District, Kyiv Region, 11A
Rekunova St., 08290, Gostomel, Ukraine, orcid.org/0009-0004-5166-3178

The ecological state of the Irpin River basin, covering an area of about 3340 km², for the period 2020–2026 was thoroughly evaluated. Due to significant military impacts and the destruction of the Kozarovychi dam in 2022, the region suffered severe environmental transformation. Based on Sentinel-2/3 satellite data using NDWI and OTCI indices, the dynamic changes and artificial flooding of the river floodplain were tracked. The comprehensive water quality dynamics and experimental bio-testing results are presented to support sustainable regional restoration.

Вступ. Екологічний моніторинг р. Ірпінь (долина ~3340 км²) є пріоритетом для Київського Полісся через мілітарне навантаження та підриг Козаровицької гідроспоруди у 2022 р. Штучне підтоплення, акумуляція сполук та урбанізація зумовили потребу в інтеграції методів дистанційного зондування землі (ДЗЗ) та лабораторних аналізів.

Методологія. Базою ДЗЗ слугували знімки Sentinel-2 (NDWI) та Sentinel-3 (OTCI) за березень 2020-2026 рр. Хіміко-бактеріологічні параметри оцінено за даними Бучанської філії ДУ «Київський ОЦКПХ МОЗ України». Токсичність води визначено фітотестуванням на *Phaseolus vulgaris* та *Triticum aestivum*.

Результати дослідження. Індекс NDWI зафіксував аномальний розлив заплави у березні 2022 р. та її поступову інволюцію у 2023-2025 роках. Дані за березень 2026 р. підтверджують вторинне заболочення лук. Індекс хлорофілу OTCI виявив пригнічення фотосинтезу у березні 2022 р. та компенсаційну літню евтрофікацію (цвітіння води) через вимивання біогенів. Зафіксовано поширення гідрофільних угруповань (*Nymphaea alba*, *Nuphar lutea*). Деструкцію заплави поглиблюють вирви від снарядів.

Лабораторний моніторинг за 2020-2025 роки виявив хронічне забруднення води. Індекс БСК-5 при нормі 4,0 мг О²/дм³ становив: 4,655 (2020 р.), 5,28 (2021 р.), 4,35 (2022 р.), сягнувши пікових 6,08 мг О²/дм³ у 2025 р. Вміст заліза перевищував ліміт (0,3 мг/дм³) у 2021–2022 рр. (0,48–0,33 мг/дм³). Нітрати мали

пiк у 2022 р. — 59,24 мг/дм³ (норма 45 мг/дм³). У 2024 р. аміак зріс до 2,54 мг/дм³ (норма 2,4 мг/дм³), що свiдчить про скиди стоків. Індекс ЛКП у рекреаційних зонах стабільно перевищував норму (5000/дм³), досягаючи 6200–9700/дм³. Незадовільний стан води корелює із забудовою заплави та деградацією прибережних захисних смуг.

Фітотестування підтвердило високу токсичність води. Середня висота проростків на річковій воді становила 5,39 см проти 11,42 см у контролі (гальмування росту на 52,8%).

Висновки. 1. Комплексний моніторинг підтверджує незворотну просторово-часову трансформацію басейну р. Ірпінь та формування нової водно-болотної системи під впливом гідротехнічних та мілітарних факторів. 2. Прямі інструментальні вимірювання наземних моніторингових станцій МОЗ України надають базові, верифіковані дані щодо локального хіміко-бактеріологічного забруднення водного середовища (зростання БСК-5 до 6,08 мг О²/дм³ та аміаку до 2,54 мг/дм³). 3. Матеріали дистанційного зондування Землі (апарати Sentinel-2/3) є ефективним інструментом макропросторового аналізу, який дозволяє підтвердити загальні ландшафтні тренди деградації заплави та евтрофікації вод. Водночас для точного моделювання геохімічних процесів супутникові індекси (NDWI, OTCI) потребують обов'язкового зіставлення з наземними аналітичними даними та результатами прямого біотестування (яке зафіксувало гальмування росту тест-культур на 52,8%).

Література

1. Довгий С.О. Дистанційне зондування Землі. К.: Азимут-Україна, 2015. 210 с.
2. Хільчевський В.К. Гідрохімія та якість води // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2021. № 2. С. 6–18.
3. Водний кодекс України: Закон України від 06.06.1995 р. № 213/95-ВР.

**РАДІОЕКОЛОГІЧНИЙ МОНІТОРИНГ ТЕРИТОРІЙ
УРАНОВИДОБУВАННЯ: КОМПЛЕКСНИЙ ПІДХІД ДО ОЦІНЮВАННЯ
СТАНУ ДОВКІЛЛЯ**

***Улицький О.А.¹, Верховцев В.Г.¹, Тищенко Ю.Є.¹, Андрієвський В.З.¹,
Плахотний С.А.²***

¹ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», Київ, Україна,
olegulytsky@gmail.com

²ДП «СхідГЗК», Жовті Води, Україна

**RADIOECOLOGICAL MONITORING OF URANIUM MINING AREAS: A
COMPREHENSIVE APPROACH TO ENVIRONMENTAL ASSESSMENT**

***Ulytskyi O.A.¹, Verkhovtsev V.G.¹, Tyshchenko Yu.Ye.¹, Andriievskyi V.Z.¹,
Plakhotnii S.A.***

¹SI «Institute of Environmental Geochemistry of the NAS of Ukraine», Kyiv, Ukraine,
olegulytsky@gmail.com

²SE «Skhidnyi Mining and Processing Plant», Zhovti Vody, Ukraine

The features of comprehensive radioecological monitoring of uranium-mining areas in Ukraine are considered. Radiation, radon, and geochemical indicators are analyzed using the Smolinske Mine of the Vatutinske deposit as an example. Spatial heterogeneity of radiation exposure and local anomalies beyond the mine site were identified. The feasibility of applying geoinformation technologies for comprehensive environmental assessment is substantiated.

Уранова сировинна (УС) база України має стратегічне значення для розвитку ядерної енергетики. Основні уранові родовища приурочені до Кіровоградського урановорудного району Українського щита, де здійснюється експлуатація Мічуринського, Центрального, Новокостянтинівського та інших родовищ. Видобування УС супроводжується потенційним техногенним впливом на геологічне середовище, ґрунти, поверхневі та підземні води, що зумовлює необхідність систематичного радіоекологічного контролю [1].

Комплексний моніторинг передбачає поєднання дозиметричних і радіометричних вимірювань, дослідження радонової ситуації, радіогеохімічного аналізу ґрунтів, гідрохімічного контролю вод та геоінформаційного опрацювання результатів. Такий підхід дозволяє оцінювати не лише рівень радіаційного навантаження, а й його просторовий розподіл, визначати локальні аномалії та потенційно небезпечні ділянки [2]. Важливими показниками радіоекологічного стану є потужність еквівалентної дози гамма-випромінювання, інтенсивність альфа- і бета-випромінювання, питома активність природних радіонуклідів та щільність потоку радону-222 з поверхні ґрунту. Радон одночасно характеризує радіаційну небезпеку та може бути індикатором геологічної будови й проникності верхньої частини геологічного середовища.

Показовим прикладом є територія Смолінської шахти Ватутінського родовища, де у 2023 р. було проведено комплексні радіоекологічні дослідження. У південній частині шахтного майданчика встановлено локальні підвищення потужності еквівалентної дози гамма-випромінювання,

інтенсивності альфа- та бета-випромінювання, а також питомої й ефективної питомої активності природних радіонуклідів у ґрунтах. Окремі радіаційні аномалії простежувалися за межами промислового майданчика, переважно у південно-західному напрямку [3].

Просторовий розподіл радонових показників мав певні відмінності. Підвищені значення щільності потоку радону з ґрунту були характерними переважно для акумулятивних ландшафтів балки Курнікова та її приток, тоді як на вододілах і в долині р. Кільтень вони були нижчими. Це свідчить про значний вплив природних геологічних і ландшафтних чинників на формування радонової ситуації [2]. Геохімічний аналіз ґрунтів Смолінської шахти засвідчив їх просторову неоднорідність. Встановлено перевищення нормативного вмісту сірки, тоді як за іншими досліджуваними елементами перевищень ГДК не зафіксовано. Водночас відзначено відносно збіднення ґрунтів на титан, манган, мідь, цинк, фосфор і скандій та підвищений вміст срібла і кадмію [3]. Порівняння сучасних результатів із даними досліджень 2015–2019 рр. показало зміни радіоекологічного стану окремих ділянок території шахти. У південній частині шахтного майданчика зафіксовано підвищення основних радіаційних показників, причому окремі аномалії поширюються за межі безпосередньої території промислового об'єкта [3].

Важливим елементом досліджень є застосування геоінформаційних технологій. Просторове моделювання та інтерполяція результатів дозволяють формувати карти розподілу радіаційних і геохімічних показників, виявляти локальні аномалії та встановлювати напрямки їх просторового поширення [4]. Поєднання радіометричних, геохімічних і просторових даних забезпечує більш комплексне оцінювання стану територій урановидобування.

Встановлено, що комплексний радіоекологічний моніторинг є ефективним інструментом оцінювання стану довкілля на територіях урановидобування. Дослідження Смолінської шахти засвідчили просторову неоднорідність радіаційних і геохімічних показників та наявність локальних аномалій. Інтеграція польових і лабораторних досліджень із ГІС-технологіями дозволяє своєчасно виявляти потенційно небезпечні ділянки, оцінювати динаміку радіоекологічної ситуації та підвищувати ефективність системи екологічного моніторингу.

Література

1. *Верховцев В.Г., Возняк Д.К., Діденко П.І., та ін.* Перспективи розвитку уранової сировинної бази ядерної енергетики України / Відп. ред. Лисиченко Г.В., Верховцев В.Г./ – Київ: НВП «Видавництво «Наукова думка» НАН України», 2014. – 355 с.
2. *Верховцев В.Г., Студзінська А.О., Юськів Ю.В., Крамар О.О.* Новітня тектоніка центральної частини Українського щита (у зв'язку з урановим та іншим металевим зрудненням) // Техногенно-екологічна безпека та цивільний захист. – 2015. – Вип. 8. – С. 63-78.
3. *Dudar T.* Radon emanation as a source of radiation hazard to the environment: the case of Ukrainian Shield / T. Dudar, V. Verkhovtsev, G. Lysychenko and Yu. Tyshchenko // Information & Security: An International Journal: Volume 40, Issue 1. P. 51-57 (2018). <https://doi.org/10.11610/isij.4004>
4. *Верховцев В.Г., Кузьмін А.В., Ярошук М.О.* Перспективи розвитку торієвої сировинної бази ядерної енергетики України / Відп. ред. В.Г. Верховцев, М.О. Ярошук/ – Київ: НВП «Видавництво «Наукова думка» НАН України», 2017. – 269 с.

Наукова термінологія в геологічних науках

ПРО НЕКОРЕКТНЕ ВЖИВАННЯ ТЕРМІНУ «ЕВОЛЮЦІЯ» В ГЕОЛОГІЇ

Вдовиченко А.І.¹, Ремезова О.О.², Ярошовець К. А.²

¹Академія технологічних наук України, Київ, vdovichenkoai@gmail.com

²Інститут геологічних наук НАН України, Київ, elena.titania2305@gmail.com,
katerina.yaroshovetseo_33@ukr.net

ON THE INCORRECT USE OF THE TERM «EVOLUTION» IN GEOLOGY

Vdovychenko A. I.¹, Remezova O.O.², Yaroshovets K.A.²

¹Academy of Technological Sciences of Ukraine, Kyiv, vdovichenkoai@gmail.com

²Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv,
elena.titania2305@gmail.com, katerina.yaroshovetseo_33@ukr.net

The issue of the incorrect use of the term "evolution" in phrases describing geological processes during the Earth's historical development is examined. Research has conclusively established that gross violations of terminology formation rules occur in certain scientific papers, reference books, textbooks, and conference proceedings widely used in the educational and scientific activities of the geological sector. Proposed measures to rectify the identified deficiencies and prevent their recurrence.

Keywords: terminology, definitions, evolution, geological processes.

*Хибне розуміння слів і неправильна термінологія
ведуть людство до помилок у пізнанні та судженнях*

Рене Декарт

*Точна термінологія — це мова будь-якої справжньої науки
Дмитро Менделєєв*

Актуальність проблеми. Термінологія — це точний каркас будь-якої науки та суспільної діяльності. Вона перетворює хаос слів на впорядковану систему знань, захищає від непорозумінь та забезпечує спрямований розвиток людської думки. Незважаючи на це спостерігається систематичне некоректне вживання термінів, що створює плутанину.

Хибне (некоректне) застосування терміна «еволюція» в геологічній термінології створює низку проблем змістового та термінологічного характеру, що зумовлює актуальність упорядкування його вживання в сучасній геологічній науці.

Аналіз останніх публікацій за темою. Про проблеми термінології при формуванні та реалізації державної політики в різних сферах наукової і практичної діяльності піднято у роботах авторів [1, 2].

В роботі [3] автори А.І. Вдовиченко, О.О. Ремезова, П.П. Єрмаков та М.П. Єрмаков (2026) ретельно дослідили дефініції (коротке логічне визначення, яке розкриває суть поняття, явища чи терміна через його найістотніші ознаки) в різних галузях науки, практики і суспільної діяльності та сформулювали узагальнене поняття терміну «еволюція» як процесу безперервного, поступового, спрямованого та незворотного удосконалення всього живого і неживого, матеріального і

духовного світу. Було науково обґрунтовано визначено, що словосполучення «еволюція Землі», яке широко вживається в наукових публікаціях та підручниках, не має ознак еволюції, по-скільки у розвитку Землі не спостерігаються спрямованні, послідовні та незворотні удосконалення. Земля розвивається циклічно і наступне не є більш досконалим ніж попереднє. Жодного істотно нового елементу, кристалу, мінералу, гірської породи і геологічної структури, які не мають генів та відбору, за період фанерозою не утворено. Все періодично і не спрямовано повторюється, а наступне не є більш досконалим ніж попереднє [3, С. 8].

Мета досліджень – виявити та проаналізувати випадки термінологічної невідповідності під час використання терміна «еволюція» у геологічних словосполученнях, оцінити їхній вплив на змістове трактування геологічних процесів і явищ, та привернути увагу наукової спільноти до вирішення проблеми упорядкування термінології в галузі.

Методи досліджень. Аналіз наукової та навчально-методичної літератури, зокрема довідників, підручників і наукових публікацій, з метою оцінювання особливостей використання терміна «еволюція» у геологічній термінології та словосполученнях.

Виклад основного матеріалу. Термін «еволюція» (лат. *evolutio* — розгортання) вперше ввів в науку швейцарський натураліст Шарль Бонне у 1762 році для визначення заздалегідь запрограмованого розвитку ембріона (розм'якшення та розгортання готових структур). Чарльз Дарвін у своїх перших виданнях книги «Походження видів...» (1859) свідомо уникав слова «еволюція», розуміючи суттєву відмінність процесів походження видів від розвитку ембріонів. Він надавав перевагу виразу «походження з модифікацією». Лише у пізніших працях (зокрема у шостому виданні (1872) та під тиском наукової спільноти Дарвін почав частіше згадувати звичне слово «еволюція» не розкриваючи його суті [4].

Хибне вживання терміна «еволюція» в геології полягає у перенесенні біологічного чи загально філософського змісту на неживу природу, тоді як коректно використовувати поняття «геологічний розвиток», «динаміка» або «циклічність». Основні проблеми такого вживання це відсутність механізмів спадковості й природного добору у мінералів та гірських порід. Вживання слова «еволюція» до літосфери чи рельєфу є лише образною метафорою, а не суворим науковим терміном.

Академік Тутковський П.А. в словнику геологічної термінології (1923) взагалі не згадує терміну «еволюція» [5].

Академік Страхов М.М. в роботі [6] (1963) розпочав безпідставно поширювати вживання словосполучення «еволюція літогенеза».

В геологічному словнику під редакцією академіка Паффенгольца К. Н. (1978) вже були наведені такі словосполучення: еволюція гідросфери і атмосфери в історії Землі; еволюція діагенетичного мінералоутворення, еволюція карбонатонакопичення, еволюція осадконакопичення в історії Землі, еволюція рудоутворюючих розчинів [7, С. 424 – 427].

У підручнику «Металічні корисні копалини України» (2007) є розділ «Еволюція рудогенезу» в історії Землі» [8, С.14], а в розділі «Терміни і поняття»

відсутні дефініції такого словосполучення [8, С. 6], яке не відповідає ознакам еволюції.

У підручнику «Горючі корисні копалини України» (2009) [9] не знайдено терміну «еволюція» хоча в закономірностях осадконакопичення проглядається аналогія з іншими геологічними процесами утворення корисних копалин.

У підручнику «Горючі корисні копалини України та їхня геолого-економічна оцінка» (2018) також не згадується термін «еволюція» хоча є посилання на роботу Соколова Б. А. «Еволюційно-динамічні критерії оцінки нафтогазоносності надр» [10].

Рекордна кількість необґрунтованого вживання терміну «еволюція» наведено у російсько-українському геологічному словнику (2018) [12]. Серед 57 словосполучень є такі як стрибкоподібна, емерджентна, експлозивна та філетична еволюції, які не мають жодного відношення до суті самої еволюції.

Автори ретельно дослідили та прискіпливо проаналізували деякі розділи книги Ч. Дарвіна «Походження видів...» та встановили наступне.

В короткому огляді глави 10 «Про неповноту геологічного літопису» і глави 11 «Про геологічну послідовність органічних істот» Дарвін розмірковує так:

«...Хто не погодиться визнати неповноту геологічного літопису, той має право відкинути і всю мою теорію... Справді, геологія не відкриває нам такого цілком безперервного ланцюга організмів, і це, можливо, **найбільш очевидне** і серйозне заперечення, яке може бути зроблено проти теорії. Пояснення цієї обставини полягає, як я гадаю, у крайній неповноті геологічного літопису».

«...Отже, якщо геологічний літопис настільки неповний, як багато хто думає, а можна принаймні стверджувати, що не можна відстоювати його повноту, то головні заперечення проти теорії природного відбору значною мірою послаблюються чи зникають. З іншого боку, всі головні закони палеонтології ясно, **на мою думку**, свідчать, що **види відбулися шляхом звичайного зародження**, причому старі форми витіснялися новими та покращеними формами життя – цими продуктами варіації та виживання найбільш пристосованого».

Таким чином, сам Дарвін переконливо підтверджує відсутність проміжних форм, а відповідно відкидає процес еволюції розвитку органічного світу. Ось чому він уникає в своїй книзі і самого терміну «еволюція» [4] і тому назва конференції «Еволюція органічного світу як основа стратиграфії і кореляції фанерозойських відкладів...» (2021) [13] є некоректною.

Висновки. На підставі результатів проведених досліджень переконливо встановлено некоректне вживання терміну «еволюція» в словосполученнях, пов'язаних із формулюванням геологічних процесів наведених у вказаних довідниках, підручниках, наукових публікаціях та збірниках наукових конференцій.

Для усунення недоліків у термінології в геологічній науці пропонується наступне:

— винести питання стану дотримання правил вживання термінів в геологічній галузі на розгляд Комітету наукової термінології НАН України;

— в програмах наукових конференцій обов'язково передбачати тематику відпрацювання галузевої термінології;

— Державній службі геології та надр України спільно із фахівцями галузевих наукових установ і навчальних закладів розробити та реалізувати заходи щодо дотримання термінологічних норм.

Література

1. Вдовиченко А.І., Єрмаков П.П., Єрмаков М.П. Проблеми термінології при формуванні та реалізації державної політики у нафтогазовій галузі // Нафта і газ. Наука – Освіта – Виробництво: шляхи інтеграції та інноваційного розвитку: матеріали всеукраїнського науково-технічної конференції (м. Дрогобич, 18-19 квітня 2018 р.). – Дрогобич: ТзОВ «Трек – ЛТД». – 2018. – С. 105-109.
2. Вдовиченко А.І., Чернієнко Н. М. Альтернативні джерела енергії: наслідки законодавчих прогалин // Нафта і газ. Наука – Освіта – Виробництво: шляхи інтеграції та інноваційного розвитку: матеріали всеукраїнського науково-технічної конференції (м. Дрогобич, 18-19 квітня 2018 р.). – Дрогобич: ТзОВ «Трек – ЛТД». – 2018. – С. 29-34.
3. Вдовиченко А.І., Ремезова О.О., Єрмаков П.П., Єрмаков М.П. Сучасні наукові докази ролі розумового задуму у виникненні і розвитку життя // Теоретичні та практичні аспекти розвитку науки та освіти: матеріали XVIII Міжнародної науково-практичної конференції. м. Львів, 9-10 травня 2026 року. – Львів: Львівський науковий форум, 2026. – С. 7-12.
4. Дарвін Ч. Р. Походження видів шляхом природного відбору або збереження порід у боротьбі за життя [Текст]: [пер. з англ.] / Чарльз Дарвін. — Л. : Федерація органічного руху України, 2009. — 544 с. — (Серія «Бібліотека журналу ORGANIK UA» ; кн. 2).\ Електронний ресурс: https://loveread.ec/books.php?id_author=18248
5. Тутковський П.А. Словник геологічної термінології/матеріали до української природничої термінології та номенклатури. Всеукраїнська академія наук: Державне видавництво України. Київ. - 1923. – 201с.
6. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. — М.: Госгеолтехиздат, 1963. — 536 с.
7. Геологический словарь: в 2-х томах. Т. 2. / Х. А. Арсланова, М. Н. Голубчина, А. Д. Искандерова и др.; под ред. К. Н. Паффенгольца. — 2-е изд., испр. — М.: Недра, 1978.
8. Михайлов В.А., Шевченко В.І., Огар В.В., Курило М.В. та ін. Металічні корисні копалини України: Підручник. – К.: ВПЦ “Київський університет”, 2007. - 463 С.
9. Горючі корисні копалини України : навч. посіб. / В. А. Михайлов, М. В. Курило, В. Г. Омельченко та ін. – К. : КНТ, 2009. – 376 с.
10. Михайлов, О. М. Карпенко, М. М. Курило та ін. Горючі корисні копалини України та їхня геолого-економічна оцінка: Підручник. – К. : ВПЦ "Київський університет", 2018. – 655 с.
11. Соколов Б. А. Эволюционно-динамические критерии оценки нефтегазоносности недр / Б.А. Соколов. – М. : Недра, 1985. – 168 с.
12. Російсько-український геологічний словник / Г.Ф. Виноградов, Ю.Є. Добрянський, С.А. Мороз та ін. – К. : ВПЦ "Київський університет", 2018. – 912 с.
13. Еволюція органічного світу як основа стратиграфії і кореляції фанерозойських відкладів України: матеріали міжнародної наукової конференції та XL сесії Українського палеонтологічного товариства НАН України, присвячених пам'яті академіка НАН України Петра Феодосійовича Гожики (Київ, 10–12 листопада 2021 р.). Київ, 2021. 120 с.

Національна академія наук України
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України

ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ТА КОРИСНІ КОПАЛИНИ УКРАЇНИ

Збірник тез
II Всеукраїнської наукової конференції

15-16 вересня 2026 р.

Головний редактор: Л.М. Степанюк, чл.- кор. НАН України, ІГМР НАН України, orcid: 0000-0001-5591-5169

Редакційна колегія: М.І. Орлюк, К.В. Вовк, М.С. Ковальчук, Т.О. Кошлякова,
Г.О. Кульчецька, І.А. Самборська, В.В. Сукач.,
О.В. Павлюк, Л.М. Степанюк

Комп'ютерна верстка: І.А. Самборська

ISBN 978-617-8521-04-2

<https://doi.org/10.35668/978-617-8521-04-2>

Інститут геохімії, мінералогії та
рудоутворення імені М.П. Семененка
НАН України, 2026