

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

Докембрій: породні асоціації та їхня рудоносність

Збірник тез
Міжнародної наукової конференції

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка
Національної академії наук України,
22-24 вересня 2020 р.



Київ-2020

National Academy of Science of Ukraine
M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine
Public Organization «Ukrainian Association of Geologists»
S.I. Subbotin Institute of Geophysics National Academy of Science of Ukraine
Institute of Geology Taras Shevchenko National University of Kyiv
Ukrainian IAGOD group (International Association on the Genesis of Ore Deposits)
Firat University (Turkey)
University of Silesia in Katowice (Poland)

***PRECAMBRIAN:
ROCK ASSOCIATIONS AND
THEIR ORE
MINERALIZATION***

Abstracts of International Scientific Conference

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore
Formation, National Academy of Sciences of Ukraine,
22-24 September 2020

УДК 55(477)

Докембрій: породні асоціації та їхня рудоносність: Збірник тез Міжнародної наукової конференції (Київ, 22–24 вересня 2020 р.). / НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка. – Київ, 2020. – 226 с.

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

УДК 55(477)

Precambrian: rock association and their ore mineralization: Abstracts of International Scientific Conference (Kyiv, September 22-24, 2020) / NAS of Ukraine, M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation. – Kyiv, 2020. – 226 p.

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

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

Рекомендовано до публікації ухвалою вченої ради Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України (протокол № 7 від 16 вересня 2020 р.)

Редакційна колегія: О.Б. Гінтов, С.Г. Кривдік, Г.О. Кульчицька,
Л.М. Степанюк, В.В. Сукач, В.О. Сьомка
Комп'ютерна верстка: К.В. Вовк, В.В. Сукач
Підготовка оригінал-макету: В.В. Сукач, В.В. Гулько

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

ISBN 978-966-02-9361-8 (електронне видання)

© Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка
НАН України, 2020

ЗМІСТ

ЛІТОПИС ІСТОРІЇ ЗЕМЛІ В ДОКЕМБРІЇ: ГЕОХРОНОЛОГІЯ ТА СТРАТИГРАФІЯ	13
Артеменко Г.В., Беккер А.Ю., Хофманн А., Шумлянський Л.В. Возраст кластогенного циркона из кварцитов темрюкской свиты (Новоукраинское железорудное месторождение Корсакского блока, Западное Приазовье).....	13
Артеменко Г.В., Беккер А.Ю., Хофманн А., Шумлянський Л.В. Инициальные кислые вулканиды неорархейской лебединской серии КМА: генезис и возраст ксеногенного циркона	17
Висоцький О.Б., Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В. U-Pb та Lu-Hf геохронологія (LA-ICP-MS) за цирконом кислих ефузивів клесівської серії (Волинський мегаблок УЩ)....	20
Покалюк В.В. Метаконгломерати протерозоя Українського щита: стратиграфічні рівні, потужність, розповсюдженість, склад, рудоносність	23
Степанюк Л.М. Гранулітова асоціація Побужжя: стратиграфія чи геохронологія	26
Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Wilde S.A., Nemchin A.A. Уран-свинцевий вік за цирконом кристалічних порід нижньої течії р. Ятрань (Середнє Побужжя).....	29
Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Wilde S.A., Nemchin A.A. Уран-свинцева LA-ISP-MS геохронологія за цирконом ендегенних геологічних процесів в породах гранулітової асоціації Середнього Побужжя (Чаусівська група кар'єрів).....	32
Шумлянський Л.В., Степанюк Л.М., Лісна І.М., Довбуш Т.І., Wilde S.A., Nemchin A.A. U-Pb та Lu-Hf хронометрія (LA-ICP-MS) за цирконом ендербіто-гнейсів і амфіболіту Кошаро-олександрівського кар'єру, Середнє Побужжя (Український щит).....	35
Savko K.A., Samsonov A.V., Chervyakovskaya M.V., Korish E.H., Bazikov N.S. Archean crustal evolution in the Kursk Domain of Sarmatia.....	39
ГЕОХІМІЯ, МІНЕРАЛОГІЯ, ПЕТРОЛОГІЯ ДОКЕМБРІЙСЬКИХ ПОРОДНИХ АСОЦІАЦІЙ	42
Антоненко Т.С., Брик О.Б., Дудченко Н.О., Овсієнко В.В., Черевко Ю.І. Перетворення синтетичного гематиту на магнетит під впливом надвисокочастотного випромінювання за різних температури та тиску	42
Артеменко Г.В., Самборська І.А., Канунікова Л.І. Хімічний склад олівіну і рудних мінералів архейських перидотитових коматитів і палеопротерозойських ультрабазитів Приазовського мегаблоку Українського щита.....	45
Герасимець І.М., Кульчицька Г.О., Левашова К.В., Скублов С.Г. Порівняльна характеристика циркону з гіперсольвусних сієнітових масивів Українського щита	48

Гречанівський О.Є., Калініченко А.М., Брик О.Б., Гречановська О.Є. Дослідження радіаційних пошкоджень в цирконах Яструбецького рудопояву УЩ за даними ЯМР та рентгенофазового аналізу	51
Гречановская Е.Е., Ильченко Е.А., Вишневский А.А., Гаращенко В.В., Герасимец И.Н. Кристаллохимия щелочных турмалинов Шевченковского редкометального месторождения (Западное Приазовье).....	54
Жук О.А. Особливості походження сфалеритів венду Середнього Придністров'я	57
Калініченко А.М., Брик А.Б., Білоус О.І., Дудченко Н.О., Бондаренко С.М., Калініченко О.А., Овсієнко В.В. Мінесотаїт, гриналіт, стильпномелан – нові мінерали магнетитових кварцитів Кременчуцького залізрудного району	59
Калініченко А.М., Брик О.Б., Гречанівський О.Є., Багмут М.М., Калініченко О.А., Овсієнко В.В., Черевко Ю.І., Дудченко Н.О. Метаміктний циркон і його РЗЕ рудоносність	61
Квасниця В.М. Мікродіаманти Росинсько-Тікицького мегаблоку Українського щита	63
Ковальчук М.С., Сукач В.В., Вишневський О.А. Типоморфні особливості самородного золота з кори вивітрювання родовища Балка Золота (за свердловиною № 545).....	66
Кухар М.В. Рідкоземельні елементи у флюоритоміських докембрійських породних комплексах України.....	69
Левашова Е.В., Скублов С.Г., Герасимец И.Н., Галанкина О.Л., Мамыкина М.Е., Левашов Д.С. Особенности состава циркона из сиенитов Великовысковского массива, Украинский щит.....	72
Лісна І.М., Гулько В.В., Сьомка Л.В., Коваленко О.О. Геохімічні і мінералогічні особливості ендербітів окремих районів Побужжя.....	74
Лупашко Т.Н., Таращан А.Н., Ильченко Е.А., Гречановская Е.Е., Кульчицкая А.А. Кристаллохимические и генетические особенности разноокрашенных кристаллов амазонита	77
Мороз Є.С., Скакун Л.З. Метаморфічні перетворення діоритових дайок гайворонського комплексу.....	81
Наумко І.М., Куровець І.М., Зінчук І.М., Сахно Б.Е., Чепусенко П.С. Відклади докембрію Бучачької структури (південно-західний схил Східноєвропейської платформи): вторинні зміни, колекторські властивості, леткі компоненти флюїдів.....	83
Наумко І.М., Бацевич Н.В., Федоришин Ю.І., Мишишин Ю.С., Репин І.В. Палеоморфоструктурні плани і розподіл товщин вулканітів трапової формації венду Ратно-Камінь-Каширської площі (Західна Волинь)	86
Павлова О.О., Павлов Г.Г., Вишневський О.А. Особливості динамометаморфічних перетворень кристалічних порід Заваллівського родовища графіту	89
Павлов Г.Г., Вишневський О.А. Гранати Заваллівського родовища графіту (Український щит)	92

Пономаренко О.М., Самчук А.М., Лісна І.М., Швайка І.А., Вовк К.В. Проскурка Л.І., Сьомка Л.В., Швайка І.Д. Розподіл РЗЕ в ендербітах Побужжя (Український щит).....	94
Решетник М.М., Андреев О.В., Заяць О.В. Мінералогічна характеристика діоритоїдів Гайсинського блоку (Український щит).....	97
Сукач В.В., Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Курило С.І. Гранатові та епідотові метасоматити басейну р. Базавлук (Середнє Придніпров'я, Український щит).....	100
Філенко В.В., Тіхлівець С.В., Грицай О.Ю. Мінеральний склад амфіболітів геологічної пам'ятки «Виходи амфіболітів» Криворізького басейну	103
Ширінбекова С.Н. Ознаки мікробіологічного вивітрювання метеоритів	106
Kalinichenko O.A., Brik A.B., Ponomar V.P., Dudchenko N.O., Bagmut M.M. The oxydation thermodynamics of magnetite nanoparticles in air: effect of nanoparticle parameters ..	109
Lobach-Zhuchenko S.B., Sukach V.V. Iron-enriched ultramafic enclaves in gneissic enderbites of the Bug granulite complex, Ukrainian Shield.....	112
Vyshnevskiy O.A. Detrital rutile from sedimentary deposits of Bug area (Ukraine): morphology, chemistry, mineral inclusions	115
ТЕКТОНІКА І ГЕОДИНАМІКА ДОКЕМБРІЙСЬКИХ ЩИТІВ.	118
Азімов О.Т. Дистанційні аерокосмічні дослідження структури кристалічного фундаменту Українського щита (Корсунь-Новомиргородський плутон).....	118
Бахмутов В.Г., Митрохин А.В., Поляченко Е.Б., Черкес С.И. Палеомагнетизм анортозит-рапакивигранитной формации Украинского щита и некоторые проблемы палеотектонических реконструкций в протерозое	121
Гінтов О.Б., Єнтін В.А., Мичак С.В., Фарфуляк Л.В., Павлюк В.М. Результати структурно-тектонфізичного вивчення та деякі важливі питання геології Середнього Побужжя (Український щит).....	124
Єнтін В.А., Гуськов С.І., Дзюба Б.М., Гінтов О.Б., Орлюк М.І., Мичак С.В. Лебідь Т.В. Щодо можливої дегазаційної природи деяких локальних концентрично-зональних структур західної частини Українського щита	127
Ігнатишин В. В., Ігнатишин А. В., Ігнатишин М. Б. Сучасні горизонтальні рухи земної кори та сейсмічні процеси в Закарпатському внутрішньому прогині	130
Кирилюк В.П. Тектоника фундамента Украинского щита: подходы и изображение	133
Кирилюк В.П. Геодинамика раннедокембрийской земной коры: концепция кратоногенеза	136
Пигулевский П.И, Шумлянская Л.А., Шабатура А.В. Некоторые особенности строения мантии под восточной частью Украинского щита (по данным сейсмической томографии).....	140
Пигулевский П.И., Шумлянская Л.А., Дубовенко Ю.И. К вопросу образования Кировоградского урановорудного района.....	143

Привалов В.О., Панова О.А. Транскорові зсувні зони та синкінематичний магматизм у сарматському сегменті Східноєвропейського кратону	147
Янченко В.П. Етапи формування «плесецьких» мігматитів	150
РУДОНОСНІСТЬ ДОКЕМБРІЙСЬКИХ КОМПЛЕКСІВ ТА ПЕРСПЕКТИВИ ВІДКРИТТЯ НОВИХ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН	154
Азімов О. Т., Краснікова О. О. Основні рудоносні комплекси Заваллівського родовища за даними аналізу зв'язку ефективних геофізичних параметрів з вмістом графіту в гірських породах.....	154
Бакаржієва М.І., Орлюк М.І., Марченко А.В. Магнітна модель Тарасівського масиву.....	157
Баранов В.А., Кириченко В.А. Серпентинити – перспективне мінеральне сировинне.....	160
Бондаренко С.М., Сьомка В.О., Степанюк Л.М, Грінченко О.В., Іванов Б.Н., Канунікова Л.І. Мінералогічні аспекти бісмутоносності протерозойських рудоносних структур Братсько-Звенигородської зони (Інгульський мегаблок)	163
Брик О.Б., Пономаренко О.М., Дудченко Н.О., Ткаченко Д.М., Черевко Ю.І., Овсієнко В.В. Особливості властивостей оксидів і гідроксидів заліза, що входять до складу залізних руд, та проблеми виготовлення високоякісних залізородних концентратів	167
Веклич Ю.М. Неогео тектонічні аспекти літосфери та Українського щита (у зв'язку з утворенням родовищ корисних копалин).....	170
Демченко О.С., Євтехов В.Д., Євтехов Є.В. Залишкові поклади багатих залізних руд Інгулецького родовища	173
Донський М.О. Прояви протерозойських нефелінових сієнітів західної частини Українського щита як джерело глиноземної сировини	176
Дудченко Н.О., Брик О.Б., Черевко Ю.І., Ткачук С.Ю., Бондаренко С.М. Мінеральний склад магнетитових кварцитів Кременьчущького залізородного району.....	178
Жовинський Е.Я., Крюченко Н.О. Перспективні флюорит-поліметалічні площі Подільської тектонічної зони (південно-західний схил Українського щита).....	181
Калашник Г.А. Перспективи Знам'янсько-Дмитрівського рідкіснометалевого рудного вузла Інгульського мегаблока Українського щита	184
Крюченко Н.О., Жовинський Е.Я. Тектонічний фактор при визначенні флюоритоносних зон (рифей) Середнього Придністров'я.....	186
Лисенко О. А., Бакаржієв Ю. А. Геологічне довивчення корисних копалин (на прикладі Сафонівського родовища уранових руд)	189
Ніколаєв І.Ю., Шеремет Є.М., Кривдік С.Г., Сетая Л.Д. Прогнозирование рудопроявлений в центральной части Украинского щита.....	191
Павлюк О.В. Павлюк В.М. Піропи руслового алювію Дніпра поблизу Києва.....	194
Павлюк О.В. Павлюк В.М. Піропи Чернігівщини	196

Павлюк В.М., Павлюк О.В. Скандієве зруденіння в корах вивітрювання Лукашівської ділянки (Вінницька площа).....	199
Рузіна М.В., Терешкова О.А., Білан Н.В., Дементьєва Є.В. Оцінка перспектив рудоносності метаконгломератів тимошовської товщі в Білозерській зеленокам'яній структурі Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита.....	202
Саніна І.В., Люта Н.Г. Масиви підземних вод у докембрійських породах на території басейну Дніпра – важливе джерело водопостачання	206
Стрельцова Д.М., Стрельцов В.О., Євтехов В.Д. Тальк-вмісні сланці – перспективна мінеральна сировина Інгулецького родовища	209
Voznyak D.K., Levashova E.V., Skublov S.G., Vyshnevskiy O.A., Belskiy V.M., Kurylo S.I. Liquefaction of silicate magma in formation of syenites and related ZR, REE, Y deposits (by melt inclusions in the zircon of the Velyka Vyska syenite massif (Ukrainian Shield))	212
Yakymchuk N.A., Korchagin I.N. On the prospects of technical micro-diamonds (lonsdaleites) deposits discovery in Ukraine	215
Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Mikheeva T.L. Deep structure of separate blocks of Ukrainian Shield by results of frequency-resonance sounding of cross-section	218
Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Drogitskaya G.M. Deep structure of some gold deposits by results of satellite images and photo images frequency-resonance processing	221
ДОКЕМБРІЙСЬКА РЕЧОВИНА У ФАНЕРОЗОЙСЬКИХ ПОРОДАХ ОСАДОВОГО ЧОХЛА ТА СКЛАДЧАСТИХ ОБЛАСТЕЙ	224
Харитонов В.М., Харитонов Д.В. Особливості хімічного складу ільменіту Малишевського кайнозойського родовища та деяких докембрійських порід Українського щита	224

CONTENT

CHRONOLOGY OF THE EARTH EVOLUTION IN PRECAMBRIAN: GEOCHRONOLOGICAL AND STRATIGRAPHIC STUDIES	13
Artemenko G.V., Bekker A.Yu., Hoffman A., Shumlyanskyy L.V. The age of detrital zircon from quartzites of the Temryuk formation (Novoukrainka iron deposit of the Korsak block, West Azov area)	13
Artemenko G.V., Bekker A.Yu., Hoffman A., Shumlyanskyy L.V. The initial acid volcanites of the Neoproterozoic Lebedin series KMA: genesis and age of xenogenic zircon	17
Vysotskyy O.B., Stepanyuk L.M., Shumlyanskyy L.V. U-Pb and Lu-Hf geochronology (LA-ICP-MS) by zircon of acid effusives from the Klesiv series (Volyn megablock of the Ukrainian Shield)	20
Pokalyuk V.V. Metaconglomerates of the Proterozoic of the Ukrainian shield: stratigraphic levels, thickness, distribution, composition, ore content	23
Stepanyuk L.M. Granulite association of Pobuzhia: stratigraphy or geochronology	26
Stepanyuk L.M., Shumlyanskyy L.V., Wilde S.A., Nemchin A.A. The U-Pb zircon age of the crystalline rocks in the area of Yatran river (the Middle Buh area)	29
Stepanyuk L.M., Shumlyanskyy L.V., Wilde S.A., Nemchin A.A. The U-Pb LA-ICP-MS zircon geochronology of endogeneous geological processes in rocks of the granulite association of the Middle Buh area (Chausove openpits)	32
Shumlyanskyy L.V., Stepanyuk L.M., Lisna I.M., Dovbush T.I., Wilde S.A., Nemchin A.A. U-Pb and Lu-Hf zircon geochronology (LA-ICP-MS) of enderbitic gneisses and amphibolites from the Kosharo-Oleksandrivka openpit, the Middle Buh area of the Ukrainian Shield	35
Savko K.A., Samsonov A.V., Chervyakovskaya M.V., Korish E.H., Bazikov N.S. Archean crustal evolution in the Kursk Domain of Sarmatia	39
GEOCHEMISTRY, MINERALOGY AND PETROLOGY OF PRECAMBRIAN ROCK ASSOCIATIONS	42
Antonenko T.S., Brik A.B., Dudchenko N.O., Ovsienko V.V., Cherevko Yu.I. Transformation of synthetic hematite to magnetite under microwave radiation at different temperature and pressure	42
Artemenko G.V., Samborska I.A., Kanunikova L.I. Chemical composition of olivine and ore minerals of Archean peridotite comatiites and Paleoproterozoic ultrabasites of Azov megablock of Ukrainian Shield	45
Herasymets I.M., Kulchytska H.O., Levashova E.V., Skublov S.G. Zircon from hypersolvus syenite massifs of the Ukrainian Shield	48

Grechanovsky A.E., Kalinichenko A.M., Brik A.B., Grechanovskaya E.E. Study of radiation damages in zircons of the Yastrubetske ore occurrence of the Ukrainian Shield according to the data of NMR and XRD	51
Grechanovskaya O.E., Ilchenko K.O., Vishnevskiy O.A., Garaschenko B.B., Gerasymets I.N. Crystal chemistry of alkaline tourmalines of the Shevchenko rare metals deposit (Western Azov region)	54
Zhuk O. Peculiarities of origin of Vend sphalerites of Middle Trans-Dniester	57
Kalinichenko A.M, Brik A.B., Belous O.I., Dudchenko N.O., Bondarenko S.M., Kalinichenko O.A., Ovsienko V.V. Minnesotaite, greenalite, stilpnomelane – new minerals in magnetite quartzites of Kremenchuk iron ore region	59
Kalinichenko A.M., Brik O.B., Grechanivskiy O.E., Kalinichenko O.A., Ovsienko V.V., Cherevko Yu.I., Dudchenko N.O. Metamict zircon and its REE-bearing	61
Kvasnytsya V.M. Microdiamonds of the Ros'-Tikych megablock of the Ukrainian Shield	63
Kovalchuk M.S., Sukach V.V., Vyshnevskiy O.A. Typomorphic features of native gold from the weathering crust of Balka Zolota deposit (drill hole 545)	66
Kukhar M.V. Rare-earth elements in fluorite-bearing Precambrian breed complexes of Ukraine ..	69
Levashova E. V., Skublov S.G., Herasymets I.M., Galankina O.L., Mamykina M.E., Levashov D.S. Features of the composition of zircon from syenites of the Velyka Vyska massif, Ukrainian Shield	72
Lisna I.M., Gulko V.V., Somka L.V., Kovalenko O.O. Geochemical and mineralogical features of enderbites of certain district of Pobuzhya	74
Lupashko T.M., Tarashchan A.N., Ilchenko K.O., Grechanovska O.E., Kulchytska H.O. Crystal chemical and genetic features of differently colored amazonite crystals	77
Moroz E. S., Skakyn L. Z. Metamorphic transformations of diorite dikes of the Gayvoron complex	81
Naumko I. M., Kurovets I. M., Zinchuk I. M., Sakhno B. E., Chepusenko P. S. Precambrian deposits of Buchach structure (South-Western slope of the Eastern European Platform): secondary changes, reservoir properties, volatile fluids	83
Naumko I. M., Batsevych N. V., Fedoryshyn Yu. I., Myshchyshyn Yu. S., Repyn I. V. Paleomorphostructural plans and thicknesses distribution of volcanites of the Vend trappean formation within the limits of the Ratno–Kamin-Kashyrsk area (Western Volyn)	86
Pavlova O.O., Pavlov G.G., Vyshnevskiy O.A. Features of dynamometamorphic transformations of crystalline rocks of Zavallya graphite deposit	89
Pavlov G.G., Vishnevsky O.A. Garnets of Zavallya graphite deposit (Ukrainian Shield)	92
Ponomarenko O.M., Samchuk A.M., Lisna I.M., Shvaika I.A., Vovk K.V., Proskurka L.L., Somka L.V., Shvaika I.D. Distribution of REE in enderbites of Pobuzhya (Ukrainian Shield)	94

Reshetnyk M.M., Andreev O.V., Zaiats O.V. Mineralogical characteristic of dioritoids of the Gaisyn block (Ukrainian Shield).....	97
Sukach V.V., Somka V.O., Bondarenko S.M., Kurylo S.I. Garnet and epidote metasonatites of Basavluk basin (Middle Dnipro, Ukrainian Shield)	100
Filenko V., Tikhliyets S., Hritsay O. Mineralogical composition of the amphibolites of the geological landmark “Amphibolites outcrops “of the Kryvyi rih Basin”	103
Shyrinbekova S.N. Features of microbiological weathering of meteorites.....	106
Kalinichenko O.A., Brik A.B., Ponomar V.P., Dudchenko N.O., Bagmut M.M. The oxydation thermodynamics of magnetite nanoparticles in air: effect of nanoparticle parameters	109
Lobach-Zhuchenko S.B., Sukach V.V. Iron-enriched ultramafic enclaves in gneissic enderbites of the Bug granulite complex, Ukrainian Shield	112
Vyshnevskiy O.A. Detrital rutile from sedimentary deposits of Bug area (Ukraine): morphology, chemistry, mineral inclusions	115
TECTONICS AND GEODYNAMICS OF PRECAMBRIAN SHIELDS	118
Azimov O.T. Remote sensing investigation of the crystalline basement of the Ukrainian Shield (Korsun-Novomirgorodsky pluton)	118
Bakhmutov V.G., Mytrokhyn O.V., Poliachenko I.B., Cherkes S.I. Paleomagnetism of the AMCG complexes of the Ukrainian Shield and some problems of paleotectonic reconstructions in the Proterozoic	121
Gintov O.B., Entin V.A., Mychak S.V., Farfulyak L.V., Pavlyuk V.M. The results of the structural tectonophysical study and some important questions of geology of the Middle Bug (Ukrainian Shield).....	124
Entin V.A., Guskov S.I., Dziuba B.M., Gintov O.B., Orlyuk M.I., Mychak S.V., Lebed' T.V. Regarding the possible degassing nature of some local concentric- zonal structures of the Western part of the Ukrainian Shield.....	127
Ignatyshyn V. V., Ignatyshyn A. V., Ignatyshyn M. B. Modern horizontal movements of the Earth's crust and seismic processes in the Transcarpathian internal depression.....	130
Kyrylyuk V.P. Tectonics of the basement of the Ukrainian Shield: approaches and imaging.....	133
Kyrylyuk V.P. Geodynamics of the Early Precambrian Earth crust: concept of cratonogenesis...	136
Pigulevskiy P.I., Shumlianska L.A., Shabatura O.V. On the structure of the mantle under the eastern part of the Ukrainian Shield (according to seismic tomography).....	140
Pigulevskiy P.I., Shumlianska L.O., Dubovenko Yu.I. On the question of formation of the Kirovograd uranium-ore district	143
Pryvalov V., Panova O. Crustal-scale shear zones and synkinematic magmatism within the Sarmatian segment of the East European craton.....	147
Yanchenko V. Stages of formation of Plesetske magmatites	150

ORE MINERALIZATION OF PRECAMBRIAN COMPLEXES AND PROSPECTS FOR THE DISCOVERY OF NEW DEPOSITS	154
Azimov O.T., Krasnikova O.O. The main ore-bearing assemblages of a Zavallya deposit after the analysis of connection between effective geophysical parameters and graphite content in rocks	154
Bakarjieva M., Orlyuk M., Marchenko A. Magnetic model of the Tarasivsky massif.....	157
Baranov V.A., Kirichenko V.A. Serpentinites is a prospective mineral raw material	160
Bondarenko S.M., Syomka V.O., Stepanyuk L.M., Hrinchenko O.V., Ivanov B.N., Kanunnikova L.I. Mineralogical aspects of bismuth mineralization in Proterozoic ore-bearing structures of Bratske-Zvenyhorodka zone	163
Brik A.B., Ponomarenko O.M., Dudchenko N.O., Tkachenko D.N., Cherevko Yu.I., Ovsienko V.V. Peculiarities of the properties of iron oxides and hydroxides, included in iron ore, and problems of high-quality iron ore concentrates' production.....	167
Veklych Yu. Neogeotektonic aspects of the lithosphere and the Ukrainian Shield (in connection with the formation of minerals)	170
Demchenko O.S., Evtekhov V.D., Evtekhov E.V. Residual beds of rich iron ore of the Ingulets deposit	173
Donskoy N. Occurrences of Proterozoic nepheline syenites of the western part of the Ukrainian Shield as a raw material for alumina production	176
Dudchenko N.O., Brik A.B., Cherevko Yu.I., Tkachuk S.Yu., Bondarenko S.M. Mineral composition of magnetite quartzite of Kremenchuk iron ore region	178
Zhovinsky E.Ya., Kryuchenko N.O. Prospective fluorite-polymetallic squares of the Podilsky tectonic zone (south-west slope of the Ukrainian Shield).....	181
Kalashnyk G.A. Prospects of the Znamiansko-Dmytrivskiy rare-metal ore junction of Inhulskyi megablock of the Ukrainian Shield.....	184
Kryuchenko N.O., Zhovinsky E.Ya. Tectonic factor in determining fluorite zones (Riphean) of the Middle Trans-Dniester	186
Lysenko A., Bakarzhiyev Yu. Supplementary exploration of mineral resources (Safonivske uranium deposit as example).....	189
Nikolaiev I.Yu., Sheremet E.M., Kryvdik S.G., Sietaia L.D. Prediction of ore occurrences in the central part of the Ukrainian Shield	191
Pavliuk O.V., Pavliuk V.M. Pyropes from riverbed alluvium of the Dnipro river near Kyiv.....	194
Pavliuk O.V., Pavliuk V.M. Pyropes of Chernigiv region	196
Pavliuk V.M., Pavliuk O.V. Scandium mineralization in the weathering crust of Lukashivka area (Vinnytsia area)	199

Ruzina M.V., Tereshkova O.A., Bilan N.V., Demmentieva Ye.V. Assessment of ore-bearing prospects for metaconglomerates of Tymoshovska stratum in Bilozerska greenstone structure of the Middle Dnipro megablock of the Ukrainian Shield.....	202
Sanina I.V., Lyuta N.G. Groundwater bodies in Precambrian rocks on the Dnipro basin territory - an important source of water supply.....	206
Streltsova D.M., Streltsov V.O., Evtekhov V.D. Talc-containing schists – perspective mineral raw materials of Inhuletske deposit	209
Voznyak D.K., Levashova E.V., Skublov S.G., Vyshnevskiy O.A., Belskiy V.M., Kurylo S.I. Liquefaction of silicate magma in formation of syenites and related Zr, REE, Y deposits (by melt inclusions in the zircon of the Velyka Vyska syenite massif (Ukrainian Shield))	212
Yakymchuk N.A., Korchagin I.N. On the prospects of technical micro-diamonds (lonsdaleites) deposits discovery in Ukraine	215
Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Mikheeva T.L. Deep structure of separate blocks of Ukrainian Shield by results of frequency-resonance sounding of cross-section	218
Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Drobitskaya G.M. Deep structure of some gold deposits by results of satellite images and photo images frequency-resonance processing	221
PRECAMBRIAN MATTER IN PHANEROZOIC ROCKS OF SEDIMENTARY COVERS AND FOLDED AREAS	224
Kharytonov V.M., Kharytonov D.V. Features of the chemical composition of ilmenite of the Malishevsky Cenozoic deposit and some Precambrian rocks of the Ukrainian Shield	224

Літопис історії Землі в докембрії: геохронологія та стратиграфія

Chronology of the Earth evolution in Precambrian: geochronological and stratigraphic studies

ВОЗРАСТ КЛАСТОГЕННОГО ЦИРКОНА ИЗ КВАРЦИТОВ ТЕМРЮКСКОЙ СВИТЫ (НОВОУКРАИНСКОЕ ЖЕЛЕЗОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ КОРСАКСКОГО БЛОКА, ЗАПАДНОЕ ПРИАЗОВЬЕ)

Артеменко Г.В.¹, Беккер А.Ю.², Хофманн А.², Шумлянський Л.В.^{1,3}

¹ Інститут геохімії, мінералогії і рудообрання ім. Н.П. Семененка
НАН України, Київ, Україна, regulgeo@gmail.com

² Department of Earth and Planetary Sciences, University of California, Riverside,
CA 92521 US, andreyb@ucr.edu, hoffman@ucr.edu

³ Curtin University, School of Earth and Planetary Sciences, Perth, Australia,
leonid.shumlyansky@curtin.edu.au

THE AGE OF DETRITAL ZIRCON FROM QUARTZITES OF THE TEMRYUK FORMATION (NOVOUKRAINKA IRON DEPOSIT OF THE KORSAK BLOCK, WEST AZOV AREA)

Artemenko G. V., Bekker A. Yu., Hoffmann A., Shumlyansky L. V.

We have conducted a geochronological study of metaterrigenous rocks of the Temryuk Formation of the Novoukrainka (Kamyana Mohyla) iron deposit. Fifty-eight grains of detrital zircon from micaceous quartzite of the Temryuk Formation were dated by LA-ICP-MS. Four crystals yielded ages of 3.2–3.23 Ga, three more grains gave an age of 3.08–3.11 Ga, thirty-two crystals yielded an age of 2.9–2.97 Ga, fifteen crystals had an age of 2.82–2.87 Ga, and, finally, four grains were dated at 2.76–2.78 Ga. According to the obtained data, metasedimentary rocks of the Central Azov Group, bearing iron-rich units in the Korsak synclinorium of the West Azov area were deposited on the basement with the Mesoarchean (2.9–3.1 Ga) Tonalites-Trondjemites-Granites (TTG). Archean granites with ages of 2.82–2.87 and 2.76–2.78 Ga as well as the remnants of older TTGs provided a minor contribution. The Central Azov Group was intruded by the 2.2 Ga Na-K-rich granites. On the Mesoarchean Azov craton, volcanogenic-sedimentary rocks of the Huliaipole Formation in the Huliaipole brachysyncline and the Vovchansk unit in the Orekhiv-Pavlohrad structure were formed during the same time interval.

Західноприазовський залізорудний район отождествляють с Корсакским синклиномом или блоком, в котором находятся залізорудные месторождения Каменногильської полоси (Павловський, Новоукраїнський і Сергеевський участки), Куксунгур и Корсак-Могила (Жуков и др., 1978). Жалізорудные толщи приурочены к метаморфизованным вулканогенно-осадочным породам сачкинской свиты центральноприазовской серии, а в основании ее разреза находятся породы темрюкской свиты. Они прорываються многочисленными телами розовых микроклиновых гранитов и пегматитов мощностью до 15–20 м.

Возраст центральноприазовской серии оценивается различными исследователями по-разному: одни относят ее к неоархею, другие – к палеопротерозою. В настоящее время однотипные ассоциации пород выделяются под разными местными названиями: волчанская толща в Орехово-Павлоградской структуре и Волчанском блоке, драгунская толща в Белоцерковской структуре и центральноприазовская серия в Мангушском и Корсакском синклиниях. Они образовались, вероятно, в течение одного геологического процесса, на что указывали исследователи, выделившие центральноприазовскую серию (Полуновский, 1969). Более общими проблемами являются сопоставление осадочно-вулканогенных пород центральноприазовской, криворожской и курской серий, содержащих мощную железисто-кремнистую формацию, а также реконструкция геодинамического режима их образования.

Методика исследований. Кластогенный циркон датировался методом LA–ICP–MS в лаборатории Калифорнийского университета, Санта Барбара. Измерения выполнены на приборе Nu *Plasma HR MC–ICP–MS* с использованием системы лазерной абляции Photon Machines *Excite 193 excimer ArF*. Полученные результаты корректировали с помощью стандартного циркона 91500, который анализировался после каждых 10 измерений исследуемых цирконов. Точность измерений была лучше 2 % для отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Все погрешности измерений приведены на уровне 2σ .

Результаты. Методом La–ICP–MS определен U–Pb возраст популяций кластогенного циркона из слюдяных кварцитов темрюкской свиты центральноприазовской серии Каменноугольного железорудного месторождения. Было проанализировано 58 зерен.

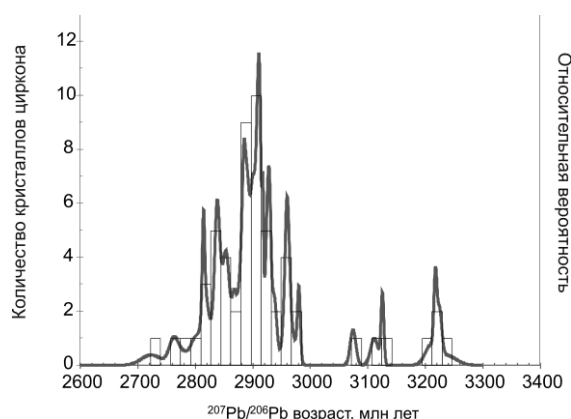


Рис. 1. Кривые распределения возрастов кластогенных цирконов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для слюдяных кварцитов Новоукраинского (Каменноугольного месторождения), проба 5/18.

Четыре зерна имеют возраст 3,2–3,23 млрд лет. Магматические породы такого возраста пока не обнаружены в этом районе. Три зерна имеют возраст 3,08–3,11 млрд лет. Эта популяция соответствует возрасту ранней интрузивной фазы ТТГ (обнажения по р. Кильтичия возле с. Успеновка). Преобладает циркон (32 кристалла) с возрастом 2,9–2,97 млрд лет. Он соответствует ТТГ второй интрузивной фазы, которая наиболее распространена на

Западноприазовском блоке (обнажения в верховьях р. Мокрая Конка, в среднем и нижнем течении р. Кайинкулак). Пятнадцать кристаллов имеют возраст 2,82–2,87 млрд лет. Гранодиориты такого возраста слагают Осипенковский массив, расположенный южнее Сорокинской зеленокаменной структуры и относятся, вероятно, к третьей интрузивной фазе ТТГ. Четыре зерна имеют возраст 2,76–2,78 млрд лет. Небольшие тела гранитоидов этого возраста обнажаются на правом берегу р. Зеленковка возле с. Юрьевка.

Обсуждение результатов и выводы. На основании данных датирования кластогенного циркона из кварцитов темрюкской свиты Новоукраинского месторождения (проба 5/18) установлено, что источником сноса для этих метасадочных пород были главным образом мезоархейские (2,9–3,1 млрд лет) ТТГ. В небольшом количестве в области сноса были, вероятно, также архейские граниты с возрастом 2,85–2,87 и 2,76–2,78 млрд лет и останцы более древних ТТГ. Верхняя возрастная граница осадконакопления вулканогенно-осадочных пород центральноприазовской серии определяется интрузивным контактом с ними микроклин-плагиоклазовых гранитов с возрастом 2,2 млрд лет (Артеменко и др., 2018) и трондьемитов с возрастом (2052±5) млн лет (Kuznetsov et al., 2019). Таким образом, породы центральноприазовской серии образовались в интервале 2,76–2,2 млрд лет. Изотопы стронция и углерода карбонатов центральноприазовской серии, отсутствие ледниковых отложений с возрастом 2,43–2,32 млрд лет и присутствие высокоглиноземистых пород в темрюкской свите позволяют более точно определить их возраст между 2,32 и 2,22 млрд лет (Загнитко, Луговая, 1989; Kuznetsov et al., 2019; Bekker, 2014), в то время когда после палеопротерозойских оледенений установился теплый и влажный климат с повышенной интенсивностью химического выветривания. Осадконакопление железисто-кремнистой формации не характерно для возрастного интервала между 2,32 и 2,22 млрд лет (Bekker et al., 2013). В отложениях этого возраста также не известны рудопроявления фосфоритов и марганца. На Приазовском мезоархейском кратоне в близком геохронологическом интервале времени формировались вулканогенно-осадочные породы гуляйпольской свиты (Гуляйпольская брахисинклиналь) и волчанской толщи в Орехово-Павлоградской структуре. Кластогенный циркон из кварцитов гуляйпольской свиты имеет возраст 2,92 млрд лет, а метаморфогенный – 2,2 млрд лет. Нижняя и верхняя возрастныe границы образования метапесчаников волчанской толщи – 2,91 и 2,02 млрд лет, соответственно. Высокая степень метаморфизма пород центральноприазовской серии в Корсакском и Мангушском синклиниях объясняется вовлечением Приазовского кратона в гранулитовый метаморфизм (Божко, 2013), вызванный коллизией с кратоном (возможно, Западно-Африканским), который, вероятно, находился к югу в современных координатах от Приазовского кратона. Слабометаморфизованные породы гуляйпольской свиты, расположенные на Гуляйпольском блоке с древнейшим фундаментом (4,0–3,0 млрд лет), не подвергались гранулитовому метаморфизму (Shumlyanskyu et al., 2020). Позднее, около 2,1–2,0 млрд лет назад, коллизионные и метаморфические события были связаны с присоединением западной части Украинского щита и

Волго-Сарматии к Приазовскому кратону и Западной Африке, которые сформировали центр будущего суперконтинента Нуна. До мезоархейской кратонизации в фундаменте Приазовского кратона доминировали палео- и эоархейские породы с возрастом 3,3–3,8 млрд лет (Бибикова и др., 2012). Следует отметить, что в метаосадках палеопротерозойской Федоровской структуры, в отличие от Корсакского блока, доминирует (36 зерен из 90) эо- и палеоархейский циркон (3,3–3,6 млрд лет) (Bibikova, 2012). Областью сноса для этих осадков, вероятно, являлись архейские породы Ремовского и Волчанского блоков северной части Приазовского кратона, в которых сохранились останцы древнейших пород этого возраста. С центральноприазовской серией коррелировали вулканогенно-осадочные отложения, содержащие железисто-кремнистую формацию криворожской серии Среднеприднепровского кратона – 2,8–2,0 млрд лет и курской серии Воронежского кристаллического массива – 2,62–2,1 млрд лет. С одной стороны, присутствие относительно мелководных, высокоглиноземистых, богатых марганцем, фосфором и органическим веществом метаосадков и карбонатов с высокими $\delta^{13}\text{C}$ значениями в центральноприазовской серии, в стратиграфической близости с железисто-кремнистой формацией, не согласуется с этой корреляцией. С другой – эта литологическая и геохимическая ассоциация характерна для зон апвеллинга на континентальных окраинах. Таким образом, отложение центральноприазовской вулканогенно-осадочной серии с мощной железисто-кремнистой формацией, возможно, связано с подводным вулканизмом, апвеллингом и трансгрессией океана на Приазовский кратон между 2,32 и 2,22 млрд лет.

Литература

1. Артеменко Г.В., Самборская И.А., Швайка И.А., Гоголев К.И., Довбуш Т.И. Этапы раннепалеопротерозойского коллизионного гранитоидного магматизма и метаморфизма на Приазовском и Среднеприднепровском мегаблоках Украинского щита. *Мінерал. журн.* 2018. Т. 40, № 2. С. 45–62.
2. Жуков Г.В., Андрущенко И.А., Кривонос В.П. Корсак-Стульневская железорудная провинция. *Железисто-кремнистые формации Украинского щита*. Киев: Наук. думка, 1978. Т. 1. С. 272–304.
3. Загитко В.Н., Луговая И.П. Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1989. 316 с.
4. Полуновский Р.М. Характеристика разреза гнейсовой серии Центрального Приазовья и вопросы ее стратиграфии. *Докл. АН СССР*. 1969. Т. 1, вып. 187, № 6. С. 1360–1363.
5. Bekker, A. Huronian Glaciation. In: *Encyclopedia of Astrobiology*. Springer–Verlag, 2014. P. 1–8.
6. Bekker, A., Planavsky, N., Krapež, B., Rasmussen, B., Hofmann, A., Slack, J.F., Rouxel, O.J., Konhauser, K.O. Iron Formations: Their Origins and Implications for Ancient Seawater Chemistry. In: *Treatise of Geochemistry*. Elsevier, 2013. Vol. 9. P. 561–628.
7. Bibikova E.V., Fedotova A.A., Claesson S., Artemenko G.V. and Anosova M.O. The early Crust beneath the Azov Domain of the Ukrainian Shield: Isotopic–Geochronological and Geochemical Investigations of Detrital Zircons from Metasedimentary Rocks of the Fedorivka Structure. *Stratigrafiya. Geologicheskaya correlyatsiya*. 2012. Vol. 20, No. 2. P. 125–138.
8. Kuznetsov A.B., Lobach-Zhuchenko S.B., Kaulina T.V., Konstantinova G.V. Paleoproterozoic age of carbonates and trondhjemites of the Central Azov Group: Sr isotope chemostratigraphy and U–Pb geochronology. *Doklady Earth Sciences*. 2019. Vol. 484, pt. 2. P. 142–145.
9. Shumlyansky L., Wilde S.A., Artemenko G., Bekker A., Whitehouse M.J., Nemchin A.A. First zircon evidence of Hadean material in the Ukrainian Shield. *Abstract volume of the Goldschmidt conference*. 2020.

**ИНИЦИАЛЬНЫЕ КИСЛЫЕ ВУЛКАНИТЫ НЕОАРХЕЙСКОЙ
ЛЕБЕДИНСКОЙ СЕРИИ КМА: ГЕНЕЗИС И ВОЗРАСТ
КСЕНОГЕННОГО ЦИРКОНА**

Артеменко Г.В.¹, Беккер А.Ю.², Хофманн А.², Шумлянский Л.В.^{1,3}

¹ Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененка
НАН Украины, Киев, Украина, regulgeo@gmail.com

² Department of Earth and Planetary Sciences, University of California, Riverside,
CA 92521 US, andreyb@ucr.edu, hoffman@ucr.edu

³ Curtin University, School of Earth and Planetary Sciences, Perth, Australia,
leonid.shumlyanskyu@curtin.edu.au

**THE INITIAL ACID VOLCANITES OF THE NEOARCHEAN LEBEDIN
SERIES KMA: GENESIS AND AGE OF XENOGENIC ZIRCON**

Artemenko G. V., Bekker A. Yu., Hoffmann A., Shumlyanskyu L. V.

Metamorphosed rhyodacites of the “plagiophyre” strata of the Lebedin Series have been formed due to fusion in a crustal source and resemble type A melts that develop in the intercontinental rift or hot spot setting. They have probably been formed at the early stage of the plume emplacement into the crust. Geochemically they resemble ultra-potassium rhyolites of the upper strata of the Lebedin Series. According to the geochronological data, zircons in the studied metamorphosed rhyodacites is a xenogenic mixture captured in the area of remelting of the Archean felsic crust of the Kursk granite-greenstone area that occurred probably in Neoproterozoic. Zircons dated at 3.0-3.1 and 3.2 Ga belong to Mesoarchean TTGs, whereas zircons dated at 3.3 Ga were probably derived from the rocks of the late Paleoproterozoic craton that served as a basement for the Mesoarchean granite-greenstone areas of the Kursk Magnetic Anomaly and Azov and Middle Dnieper domains of the Ukrainian Shield.

Осадочно-вулканогенные породы лебединской серии являются важнейшим стратиграфическим репером, знаменующим перерыв в архейской тектонической активности, предшествовавший формированию палеопротерозойских осадочно-вулканогенных толщ КМА. Лебединская серия выделяется в основании наиболее мощных толщ курской серии [4] в континентальных рифтогенных структурах, заложившихся на Курской ГЗО в конце неоархея, наиболее крупными из которых являются Михайловско-Белгородская и Тим-Ястребовская. За опорный разрез лебединской серии принят ее разрез в Лебединской синклинали в юго-восточной части Тим-Ястребовской структуры [2]. В скважинах этой структуры наблюдается налегание (с резким контактом) мелкозернистых кварц-плагиоклазовых метапорфиров на вулканиты коматиитовой толщи александровской свиты михайловской серии. В сводном разрезе лебединской серии этого участка выделяется две толщи: нижняя – “плагиопорфировая” и верхняя – осадочно-вулканогенная [2]. Разрез нижней плагиопорфировой толщи представлен чередованием мелкозернистых и крупнопорфировых кислых метавулканитов. Всего выделяется 4–5 потоков суммарной мощностью до 200 м. Потоки также разделяются лавобрекчиями кислого–среднего состава. Верхняя, осадочно-вулканогенная толща сложена грубозернистыми метапесчаниками (скв. 6095). В верхах разреза толщи присутствуют два покрова кварцевых метапорфиров. Максимальная мощность толщи достигает 250 м. Изотопный возраст кварцевых

порфиров - 2590 ± 50 млн лет [1], 2612 ± 10 Ма [6]. В Михайловско-Белгородской структуре в разрезе лебединской серии видимо отсутствует “плагиопорфировая” толща, а в верхней осадочно-вулканогенной толще, завершающей ее разрез, отсутствуют кислые метавулканиды, а развиты только ритмичнослоистые, косослоистые метаграувакки [2].

Результаты исследований. Проба для геохронологических исследований метариодацитов “плагиопорфировой” толщи лебединской серии отобрана из скв. 6199, инт. 187-190 м. Метариодациты имеют бластопорфировую структуру с лепидогранобластовой структурой основной ткани. Вкрапленники представлены реликтами фенокристаллов олигоклаза, кварца и микроклина, составляющими 6-8 % общего объема породы. Микроклин замещает вкрапленники плагиоклаза, иногда образует крупные агрегаты кристаллов размером до 5×7 мм.

Петрология. По химическому составу изучаемые кислые метавулканиды соответствуют семейству риодацитов нормального ряда калиевой и калиево-натриевой серий: ($\text{SiO}_2 - 70,81-76,80\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 1,04-3,20\%$; $\text{K}_2\text{O} = 2,52-6,20\%$). Калий преобладает над натрием - $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 0,17-0,65$, при сумме щелочей $4,16-7,20\%$. $\text{Mg}\# = 0,26-0,46$. В метариодацитах невысокое содержание Sr ($45,2-81$ ppm). В них повышенное содержание высоkozарядных элементов, таких как Nb ($11,7-14,6$ ppm), Y ($33,80-37,20$ ppm), Ba ($1050-1445$ ppm), Pb ($10,2-11,7$ ppm), Th ($17,3-18,2$ ppm), суммы РЗЭ ($282,95-299,7$ ppm). РЗЭ дифференцированные - $(\text{La}/\text{Yb})_N = 13,7-14,57$ при $\text{Yb}_N = 11,59-15,41$. Они обогащены легкими РЗЭ - $(\text{La}/\text{Sm})_N = 4,77-5,48$. Тяжелые РЗЭ слабо дифференцированы - $(\text{Yb}/\text{Gd})_N = 0,63-0,77$. Выделяется отрицательная европиевая аномалия - $(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,50-0,51)$. По геохимическим особенностям, метариодациты “плагиопорфировой” толщи лебединской серии соответствуют кислым магматическим породам А-типа. На диаграммах $\text{FeOt}/\text{MgO} - (\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ и $\text{Ce}-\text{Zr}$ [7] их фигуративные точки попадают в поля кислых магматических пород А-типа, которые образуются в обстановках континентальных рифтов и горячих точек (рис. 1 а, б). На диаграмме $\text{Rb} - (\text{Y}+\text{Nb})$ [5] точки метариодацитов попадают в поля вулканических островных дуг и постколлизийных гранитов (рис. 1 с). Они образовались, вероятно, на этапе внедрения плюма в земную кору. По геохимическим характеристикам метариодациты “плагиопорфировой” толщи лебединской серии очень сходны с метариолитами верхней толщи лебединской серии (рис. 2 а,б,с).

Геохронология. Было проанализировано 43 зерна циркона из метариодацитов “плагиопорфировой” толщи лебединской серии (скв. 6199, инт. 187-190 м, проба 92-02). Среди датированных кристаллов циркона 4 имеют $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст древнее 3400 (до 3800) млн лет (рис. 2,3). Остальные 97 кристаллов имеют возраста в диапазоне 3000—3360 млн лет, с четкими пиками в 3065 (15 кристаллов), 3185 (21 кристалл), 3260 (16 кристаллов) и 3320 млн лет (22 кристалла).

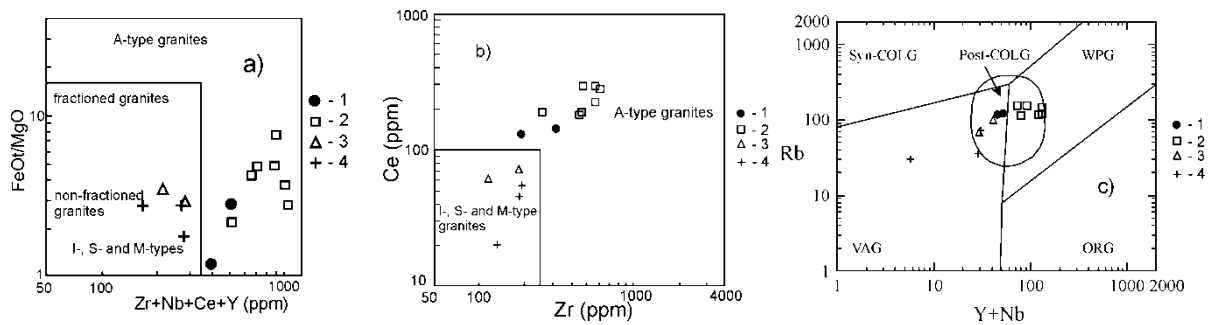


Рис. 1. Дискриминационные диаграммы для метариодацитов “плагипорфировой” толщи лебединской серии: а) – $\text{FeO}/\text{MgO} - (\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ [7]; б) $\text{Ce}-\text{Zr}$ [7]; в) $\text{Rb} - (\text{Y}+\text{Nb})$ [5]: Syn-COLG – синколлизийные граниты; WPG – внутриплитные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; ORG – граниты океанических хребтов; post-COLG – постколлизийные граниты. 1 – метариодациты нижней толщи лебединской серии; 2 – метариолиты верхней толщи лебединской серии [6]; 3 – метариодациты Сорокинской ЗС; 4 – кислые метавулканисты соленовской свиты.

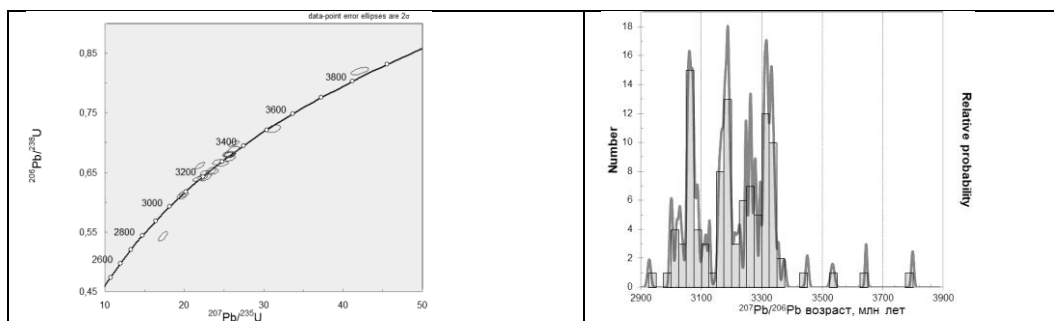


Рис. 2. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из метариодацитов “плагипорфировой” лебединской серии (скв. 6199, инт. 187-190 м, проба 92-92).

Рис. 3. Кривые распределения возрастов цирконов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ из метариодацитов “плагипорфировой” толщи лебединской серии (скв. 6199, инт. 187-190 м, проба 92-92).

Выводы и обсуждение результатов. Метариодациты “плагипорфировой” толщи лебединской серии выплавились в коровом магматическом источнике и близки к типу А, которые образуются в обстановках континентальных рифтов и горячих точек. Они, видимо, сформировались на раннем этапе внедрения плюма в земную кору. По геохимическим характеристикам они сходны с ультракалийевыми риолитами верхней толщи лебединской серии. Согласно геохронологическим данным, циркон из метариодацитов “плагипорфировой” толщи лебединской серии является ксеногенным - смесь циркона захваченного из области переплавления архейской сиалической коры Курской ГЗО, вероятно, в неoarхее. Циркон возрастом 3,0-3,1 Ga и 3,2 Ga принадлежит мезоархейским ТТГ. Циркон возрастом 3,3 Ga, видимо из пород основания, на котором формировались мезоархейские ГЗО КМА и Приазовского и Среднеприднепровского мегаблоков Украинского щита.

Литература

1. Артеменко Г.В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // Геохимия и рудообразование.- 1995.- №21.- С.129-154.
2. Ахмедов А. М., Ключев Н. К., Наумкин А. Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-

Европейская. Лист М-37 – Воронеж. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 255 с. + 12 вкл.

3. Бибилова Е.В., Клаэссен С., Федотова А.А., Артеменко Г.В., Ильинский Л. Терригенный циркон архейских зеленокаменных поясов – источник информации о ранней коре Земли: Приазовье и Приднепровье, Украинский щит. *Геохимия*. 2010. № 9. С. 899-916.

4. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии / В.Д.Полищук, Н.И.Голибкин, Ю.С.Зайцев и др. Т.1, кн.1. Докембрий. М. - Недра.- 1970.-439с.

5. Pearce, J. A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks / J. A. Pearce, N. W. Harris & A. G. Tindle // *Journal of Petrology*. Vol. 25. – P. 956–983].

6. Savko K.A., Samsonov A.V., Kholina N.V., Larionov A.N., Zaitseva M.V., Korish E.H., Bazikov N.S., Terentiev R.A. (2019) 2.6 Ga high-Si rhyolites and granites in the Kursk Domain, Eastern Sarmatia: Petrology and application for the Archaean palaeocontinental correlations. *Precambrian Res.*, 322, 170-192.

7. Whalen J. B. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis / J. B. Whalen, K. L. Currie, B. W. Chappell // *Contrib. Miner. Petrol.* V. 95. – P. 407–419.

U-Pb та Lu-Hf геохронологія (LA-ICP-MS) за цирконом кислих ефузивів клесівської серії (Волинський мегаблок УЩ)

Висоцький О.Б., Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Україна, пр. акад. Палладіна, 34, alek.vysotsky@gmail.com

U-Pb AND Lu-Hf GEOCHRONOLOGY (LA-ICP-MS) BY ZIRCON OF ACID EFFUSIVES FROM THE KLESIV SERIES (VOLYN MEGABLOK OF THE UKRAINIAN SHIELD)

Vysotsky O.B., Stepanyuk L.M., Shumlyansky L.V.

The La-ICP-MS method was used to analyze the U-Pb and Lu-Hf isotopic composition of zircon of the Klesiv series, extracted from an open pit near the village of Rokytne (leptiti) and v. Klesiv (quartz porphyry). The age of leptites of the Klesiv series is 2018 ± 39 million years, which corresponds to the age of leptite formation. The age of zircon from quartz porphyries is 1961.4 ± 5 million years, which corresponds to the upper limit of volcanic processes that led to the formation of rocks Klesiv series.

Осницький блок північно-західної частини (Волинського мегаблоку) Українського щита відрізняється від інших його тектонічних структур тим, що складений утвореннями єдиної протерозойської вулкано-плутонічної асоціації (ВПА). Дана ВПА представлена кислими, середніми та основними магматичними породами *осницького* комплексу та більш ранніми в порівнянні з ними переважно вулканогенними породами *клесівської* серії [1].

Клесівська серія об'єднує ефузиви основного, кислого та середнього складу, які зазнали процесів метаморфізму та гранітизації. Представлені вони діабазами, діабазовими і андезитовими порфіритами, дацитовими, кварцовими і фельзитовими порфірами та лептитами.

Для аналізу ізотопного складу U-Pb та Lu-Hf методом LA-ICP-MS акцесорні циркони були виділені із протолочних проб *лептитів* (проба ОС-4-

В), поширених в південній стінці нижнього уступу кар'єру (сmt. Рокитне Рівненської області), та *кварцового порфіра* (проба ОС-7-В), відібраного в верхньому уступі військового кар'єру, який розташований на південно-східній околиці с. Клесів.

Лептит (проба ОС-4-В) макроскопічно – дрібнозерниста до тонкозернистої порода, зливного виду, забарвлена у рожевий колір з характерними буруватими або коричнюватими відтінками різної контрастності. Відмічається також плямисте і плямисто-смугасте забарвлення.

Для лептиту характерна в більшій або меншій мірі чітко виражена бластопорфірова структура.

Мінеральний склад (об'ємні %): альбіт – 39, кварц – 30, калієвий польовий шпат – 20, епідот – 5, мусковіт – 5, рудний мінерал – 1, в незначних кількостях присутні карбонат, гематит, циркон, апатит, сфен.

Циркон формує ідіоморфні, подовжено округлі та рідше ксеноморфні зерна розміром 0,01–0,03 мм. Більш виражені кристалики мають розмір 0,05–0,06 мм, вершини яких заокруглені, рідко піраміда добре оформлена. У більшості випадків циркони напівпрозорі, мають нечітку зональну будову часто з метаміктними ядрами. Зустрічається у вигляді включень в альбіті та поодинокі зерна в основній масі.

Результати аналізу кристалів циркону методом LA-ICP-MS показані на рис.1, з якого видно, що переважна більшість результатів аналізів лягають на дискорію, яка перетинає конкордію в точці з віком 2041 ± 14 млн років.

Циркони мають близький ізотопний склад гафнію, який варіює $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ від 0,28149 до 0,28157, при цьому ε_{Hf} - від 0.3 до 3.3, середнє – 1.49 ± 0.35 , що свідчить про корове джерело вихідної магми з короткою коровою передісторією.

За результатами уран-свинцевого ізотопного датування мультизернових наважок циркону із цієї ж проби (ОС-4-В) було отримано вік $2018,4 \pm 39$ млн років та 188 ± 626 млн. років – за нижнім, середнє зважене значення віку, за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - 2002.5 ± 10 млн. років.

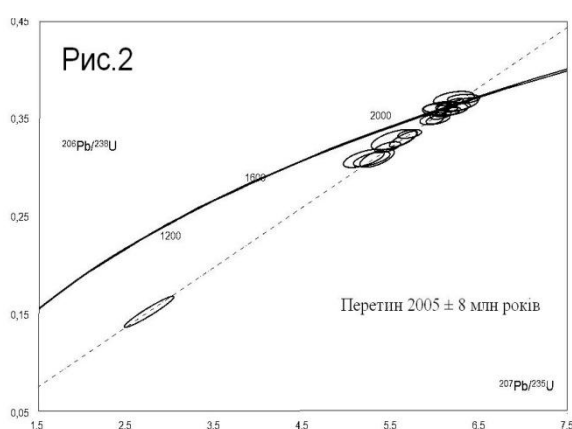
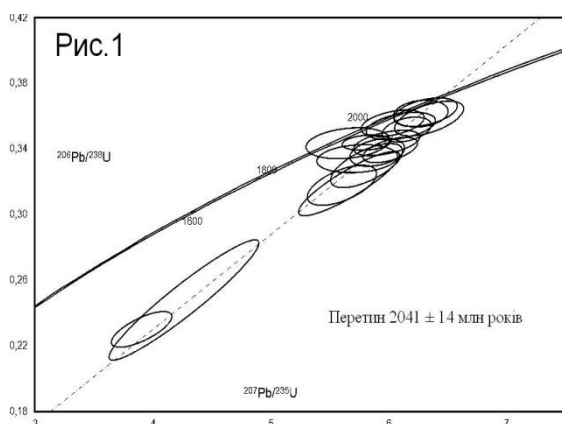


Рис. 1. – U-Pb ізотопна діаграма для лептиту сmt. Рокитно, проба ОС-4-В

Рис. 2. – U-Pb ізотопна діаграма для кварцового порфіру с.Клесів, проба ОС-7-В

Кварцовий порфір (проба ОС-7-В) відібраний в верхньому уступі військового кар'єру, який розташований на південно-східній околиці с. Клесів.

Був зустрінутий серед лептитів. Макроскопічно порода подібна до лептитів. Під мікроскопом явно простежується вулканогенна природа – порфірові вкрапленики і слабо перекристалізована основна маса породи.

Кварцовий порфір – щільна, сірувато-рожевого кольору порода, тонкозерниста до афанітової, з вкраплениками (розміром до 2–3 мм) широких блакитно-сірих та сірих таблиць польових шпатів і округлих зерен (до 2 мм) кварцу. Структура основної маси дрібнозерниста, мікрогранітна з ділянками мікропойкілової. Розмір зерен основної маси – 0,02–0,15 мм.

Мінеральний склад (об'ємні %): калієвий польовий шпат – 43, кварц – 25, плагіоклаз – 25, біотит – 2, вторинні мінерали – мусковіт – 4, епідот, клиноцоїзит–1, хлорит, карбонат, гематит, серицит; акцесорні – апатит, циркон, рудний мінерал.

Циркон ідіоморфної, подовжено-округлої форм, розмір 0,01-0,1 мм, переважають 0,03-0,06 мм, нечітко зональний, знаходиться в асоціації з рудними мінералами та слюдами, а також у вигляді поодиноких зерен в основній масі.

Результати аналізу кристалів циркону методом LA-ICP-MS показані на рис.2, з якого видно, що переважна більшість результатів аналізів лягають на дискорію, яка перетинає конкордію в точці з віком 2005 ± 8 млн років, та мають близький ізотопний склад гафнію, який варіює $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28148$ до $0,28155$, та εHf – від -0.8 до 2.2, середнє – 0.45 ± 0.37 , що свідчить про змішане мантіїно-корове джерело вихідної магми, при цьому корове джерело не так давно (менше 2500 млн. років тому) відділилося від мантійного резервуару.

За результатами уран-свинцевого ізотопного датування мультизернових наважок циркону із цієї ж проби (ОС-7-В) було отримано вік $1961,4 \pm 5$ млн років.

Вік лептитів клесівської серії становить 2018 ± 39 млн. років, що відповідає віку формування лептитів. Вік циркону з кварцових порфірів становить $1961,4 \pm 5$ млн років, що відповідає верхній межі процесів вулканізму, що призвели до формування порід клесівської серії

Література

Аксаментова Н. В. Магматизм и палеогеодинамика ранне-протерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса: ИГН НАН Беларуси. – Минск, 2002. – 176 с.

**МЕТАКОНГЛОМЕРАТЫ ПРОТЕРОЗОЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА:
СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ УРОВНИ, МОЩНОСТЬ,
РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ, СОСТАВ, РУДОНОСНОСТЬ**

Покалюк В.В.

Государственное учреждение «Институт геохимии окружающей среды
Национальной академии наук Украины», Киев, Украина, pvskan@ukr.net

**METACONGLOMERATES OF THE PROTEROZOIC OF THE UKRAINIAN
SHIELD: STRATIGRAPHIC LEVELS, THICKNESS, DISTRIBUTION,
COMPOSITION, ORE CONTENT**

Pokalyuk V.V.

Information on the stratigraphic position, prevalence, composition, lithological and genetic features and metal ore content of the Proterozoic metaconglomerates of the Ukrainian shield and its slopes is summarized. The main trend in the evolution of the accumulation of psephitic formations from the Mesoarchean to the Lower Riphean is indicated – an increase in the degree of their polymicticity (from mono-oligomictic to polymictic) with a parallel increase in thickness. The Paleoproterozoic is characterized mainly by transgressive series of conglomerate formations. An important feature of metapsephites of the Ukrainian shield is the absence of tillites.

Протерозойские метаконгломераты широко распространены в составе почти всех мегаблоков Украинского щита, за исключением Подольского мегаблока, где полностью эродирован осадочно-метаморфический протерозойский "слой" стратисферы щита. В целом на сегодняшний день насчитывается 16 районов распространения метаконгломератов. По суммарной мощности слоев метаконгломератов все районы и участки их проявления можно разделить на четыре группы: 1) большой мощности (150–400 м и более) – Фрунзовский, Звенигородский, Первомайский, Криворожский, Ростовский; 2) средней мощности (20–150 м) – Тетеревский, Песчанский, Белозерский, Кременчугский; 3) малой мощности (2–20 м) – Белокоровичский, Овручский, Верховцевский, Дибровский, Осипенковский, Гуляйпольский, Мариупольский; 4) очень малой мощности – менее 2 м.

Метаконгломераты входят в состав структурных этажей палеопротерозоя и мезопротерозоя УЩ, располагаясь практически на всех основных стратиграфических уровнях (не менее семи). В архее Украинского щита метаконгломераты достоверно не известны, однако присутствуют маломощные слои/пачки монокварцевых метагравелитов. По мощности псефитовых отложений можно выделить три главных уровня/этапа конгломератонакопления в протерозое УЩ: нижнескелеватский (основание палеопротерозоя), глееватский (верхи палеопротерозоя) и палео-мезопротерозойский, охватывающий собственно мезопротерозой и его границу с палеопротерозоем. При этом от нижнего уровня к верхним отчетливо фиксируется последовательное возрастание мощностей псефитов.

По составу и разнообразию обломков выделяются полимиктовые, олигомиктовые и редко мономиктовые (монокварцевые) разновидности метапсефитов. Несмотря на явные отличия между ними, их разграничение во многих случаях затруднительно по причине наличия переходных

разновидностей. В их распространенности по площади и в вертикальном разрезе протерозоя Украинского щита наблюдаются вполне определенные тенденции, связанные с общей эволюцией тектонических и палеогеографических условий литогенеза.

Мономиктовые кварцевые метапсефиты встречаются крайне редко в архее (метагравелиты) и в основании палеопротерозоя в виде прослоев незначительной мощности.

Олигомиктовые метапсефиты распространены значительно шире – главным образом, в восточной половине щита; в возрастном отношении они приурочены к нижней половине (или основанию) палеопротерозоя, будучи парагенетически связанными с высокоглиноземистыми, джеспилитовыми и углистыми формациями, и располагаются на двух основных стратиграфических уровнях – нижнескелеватском и нижнегданцевском. Это типично платформенные метапсефито-псаммитовые отложения обычно небольшой мощности. Суммарная мощность олигомиктовых метаконгломератов вместе с метагравелитами составляет в большинстве случаев до 50–100 м; локально повышаясь до 300 м. В формационном отношении это типичные наземные молассы активизированных платформ.

Полимиктовые метапсефиты на УЩ распространены, пожалуй, наиболее широко, развиты на разных (не менее 4-х) стратиграфических уровнях (от основания палеопротерозоя до нижнего рифея, но главным образом – в верхах палеопротерозоя и нижнем рифее), и характеризуются наибольшими мощностями (несколько сотен метров). Пространственно они развиты, главным образом, в западной половине УЩ, будучи приуроченными к метафлишоидным субграувакковым комплексам верхов палеопротерозоя, несущим черты миогеосинклинальных, а также широко проявлены в нижнем рифее по периферии УЩ (Ростовский выступ).

Таким образом, намечается в целом для докембрия УЩ (от мезоархея до нижнего рифея включительно) общая тенденция к увеличению степени полимиктности метапсефитов от мономиктовых к олигомиктовым и далее к полимиктовым, при этом мощности их возрастают. В этом проявляется схожесть процессов конгломератонакопления на УЩ с другими докембрийскими щитами мира. Причина этого может быть связана, вероятно, со снижением роли фактора интенсивности химического выветривания (гумидности литогенеза) по отношению к фактору тектонической активности (блоковых активизаций).

Полимиктовые метаконгломераты УЩ весьма разнообразны по составу обломков, который зависит непосредственно от петрофонда близлежащей области питания/разрушения. Для их формирования определяющим является активный тектонический режим (примат тектонической активности над химическим выветриванием). Можно выделить несколько основных разновидностей с преобладанием обломков: 1) плагиогранитоидов, 2) пород ультрабазит-базитового состава, 3) кварцитов и кремнистых сланцев, 4) рудных железистых кварцитов. Часто наблюдаются разновидности смешанного типа с пестрым набором обломков различного состава. В отдельный тип лититовых

метапсефитов выделяются внутриформационные седиментационные конглобрекции, сложенных первично глинистыми обломками железистых и/или углистых сланцев.

В протерозое УЩ диагностируются многие генетические (литофациальные) разновидности конгломератов, характерные для фанерозоя: прибрежно-бассейновые или прибойно-обломочные (с подразделением на озерные/мелководно-бассейновые и морские), потоковые – пролювиальные и алювиальные (с подразделением на подгорные и равнинные субфации).

В последовательной смене молассовых (наземных грубоотригенных) формаций прибрежно-бассейновыми проявляется вертикальная "зональность" конгломератовых формаций. Классическим примером такой "зональности" является последовательный трансгрессивный вертикальный ряд литофациальных типов метаконгломератов в разрезе скелеватской свиты Криворожской синклиной структуры, который выражается схемой (снизу вверх): метаконгломераты пролювиальные (подгорные) полимиктовые → метаконгломераты пролювиально-аллювиальные и аллювиальные (подгорно-равнинные) преимущественно олигомиктовые → метаконгломераты аллювиальные (равнинные) олигомиктовые → метаконгломераты мелководно-бассейновые олигомиктовые и лититовые. Такой последовательный вертикальный ряд переходящих друг в друга литофациальных типов метаконгломератов типоморфен для нижней половины палеопротерозоя и встречается в разрезе дважды – в основании скелеватской и в основании гданцевской свит. Для этапа эпиплатформенной орогении верхов палеопротерозоя также отмечается похожий ряд, начинающийся наземной пролювиально-аллювиальной молассой и завершающийся прибрежно-бассейновыми мощными псефо-псаммо-алевритовыми флишоидными толщами. Примером служит разрез так называемой васильевской грубообломочной толщи Фрунзовских магнитных аномалий на ЮЗ склоне щита, а также разрез шполянской гнейсовой свиты/толщи. Таким образом, как для нижней так и верхней половины палеопротерозоя характерны, в основном, трансгрессивные ряды конгломератовых формаций. Регрессивный ряд отмечается только в разрезе темерницкой свиты нижнего рифея Ростовского выступа УЩ.

Важной особенностью метапсефитов УЩ можно считать отсутствие тиллитов/тиллоидов, что связано с достаточно теплыми климатическими условиями на обозримом интервале докембрия УЩ. Эволюция климатических условий идет от протогумидных в архее и палеопротерозое до субаридных в конце палеопротерозоя. В нижнем рифее периодически чередуются периоды с субаридным и мезогумидным климатом.

В дорифейской истории УЩ (до эпохи палеопротерозойской гранитизации и метаморфизма на рубеже ~2000 млн лет) выделяются три основных уровня конгломератонакопления, которые имеют характерные отличительные черты, позволяющие безошибочно отличать их друг от друга – нижнескелеватский (основание палеопротерозоя), нижнегданцевский (средняя часть палеопротерозоя) и глееватский (верхи палеопротерозоя). Эти три уровня

характеризуются широким площадным распространением на УЩ и типоморфностью своих признаков. Кроме того, они несут специфичную металлогеническую нагрузку и имеют различные перспективы на обнаружение некоторых видов полезных ископаемых. Все это выдвигает указанные уровни в качестве маркерных для целей межрегиональной стратиграфии и металлогенического прогноза в пределах всего УЩ. Первые два уровня специфичны на обнаружение золотого и уранового оруденения типа известных месторождений металлоносных конгломератов Витватерсранд и Тарква; с ними также связаны залежи кластогенных окисленных железных руд, U-Th-REE проявления в древних монацитоносных литоральных россыпях, а также промышленные скопления высокоглиноземистых минералов (ставролита, серицита). Третий уровень малоперспективен на обнаружение синдиagenетического оруденения, но представляет интерес как возможный концентратор наложенного оруденения в тектоно-метасоматических зонах.

Особого внимания заслуживают конгломераты, отлагавшиеся по периферии УЩ уже после эпохи палеопротерозойской гранитизации и метаморфизма в связи с мезопротерозойской сводово-глыбовой активизацией. На северо-западе УЩ формировались потенциально алмазоносные с синдиagenетической золотой минерализацией грубообломочные осадки Белокоровичско-Овручской системы грабен-синклиналей; на юго-востоке – мощные меденосные псефитовые толщи синявской серии, вмещающие уникальные проявления меди с попутным золотом и серебром (формация медистых песчаников).

Особенности конгломератовых формаций докембрия УЩ находят большое сходство с минерагеническими тенденциями и закономерностями, установленными на других докембрийских щитах.

ГРАНУЛІТОВА АСОЦІАЦІЯ ПОБУЖЖЯ: СТРАТИГРАФІЯ ЧИ ГЕОХРОНОЛОГІЯ

Степанюк Л.М.

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

GRANULITE ASSOCIATION OF POBUZHIA: STRATIGRAPHY OR GEOCHRONOLOGY

Stepanyuk L.M.

The problem of the origin and time of formation of Pobuzhye granulites is considered. The conclusion about the polygenic nature and polyphase history of its formation is made.

Стосовно геологічної будови Побужжя – складової частини Дністровсько-Бузького мегаблоку є дві основні взаємовиключаючі ідеї. Класична – основна маса порід гранулітової асоціації є седиментогенними (осадковими, вулканогенно-осадковими, хемогенними) утвореннями і для їх розчленування слід застосовувати методи стратиграфії (формаційного аналізу) (Зюльцле В.В.,

Лазько Є.М, Кирилюк В.П., Ключков В.М і ін.]. Інші дослідники вважають, що породи гранулітової асоціації є метасоматично (метаморфічно) зміненими плутонічними утвореннями і використання методів стратиграфії є недоречним (Венідіктов В.М., Гінтов О.Б., Нікуліна Е.О, Слензак О.І, Яковлев Б.Г. і ін.).

Донедавна про час формування порід гранулітової асоціації було досить мало і часто неоднозначних даних. В той же час завдяки численним роботам з геологічного картування та тематичних, в тому числі наукових досліджень, накопичилося багато даних про співвідношення різних типів порід (асоціацій, формацій) Побужжя, але порід метаморфізованих, для яких апіорі визначали стратигенне походження.

Займаючись тривалий час визначенням віку порід за акцесорним цирконом (останнім часом монацитом), ми дійшли висновку про тривалу, понад 1,6 млрд. років історію формування гранулітової асоціації Побужжя і зробили припущення, що з накопиченням датувань геохронологи будуть відкривати все нові і нові породи (асоціації порід), що значимо будуть відрізнятися за часом їх утворення, ґрунтуючись на припущенні про тривале перебування Побузького геоблоку в геодинамічних колізійних умовах [9]. В цій роботі ми спробуємо підтвердити наші припущення.

Присутність двох різновікових асоціацій стратигенних утворень в Дністровсько-Бузькому мегаблоці (дністровсько-бузької і бузької серії), виділених за результатами геологознімальних робіт, підтверджено уран-свинцевими ізотопними датуваннями кластогенних ядер із кварцитів кошаро-олександрівської світи [7, 12]

Наразі найдавніші (3,9-3,65 млрд. років) ізотопні дати отримано для цирконів із породною асоціації, розкритої двома кар'єрами (Одеським і Козачий Яр), розташованими західніше с. Завалля [1, 2, 4, 5, 6]. Дещо менші значення віку мають циркони із ендербітоїдів Гайворонського (3,5 млрд. років) [3.] та Заваллівського графітового (3,2 млрд. років) кар'єрів [2, 3] (Середнє Побужжя). Палеопротерозойський вік (молодші 2,3 млрд. років) мають реліктові ядра в цирконах бердичівських гранітів і піроксенового плагіогнейсу, відслоненого долиною р. Згар у районі сіл Городище — Новоселиця (Верхнє Побужжя) [8, 9]. При цьому не можна не вказати на значну та досить контрастну ендегенну активність в палеопротерозої як Середнього так і Верхнього Побужжя. Так бердичівські гранітоїди (як основна маса гранітоїдів так і численні лейкосомні виділення), поширені в районі с. Жежелів сформувалися в досить вузькому віковому інтервалі 2032 ± 5 млн. років тому. Тоді як біотит-гранатові гранітоїди, розкриті Іванівським кар'єром зазнали ендегенних перетворень у віковому інтервалі 2080-2000 млн. років тому. В усякому разі уран-свинцеві ізотопні дати оболонок цирконів і дати мультизернових наважок монацитів знаходяться в цих межах [8].

Останні результати ізотопно-геохронологічного вивчення кристалів циркону методом LA-ICP-MS, опубліковані серед матеріалів конференції [10, 11, 13] засвідчують присутність серед порід гранулітової асоціації Середнього Побужжя, досить молодих (близько 2,85 млрд років) магматогенних утворення мантійного походження, представлених ендербітоїдами – Чаусівська група

кар'єрів [11], асоціація кислих та основних гранулітів – Кошаро-Олександрівський кар'єр [13], які зазнали інтенсивних структурно-метаморфічних перетворень, остання фаза яких протікала в палеопротерозої – 2,0-2,1 млрд. років тому. Схожі результати отримано і для цирконів із ендербітоїдів Ятранського блоку [10].

Таким чином, серед породної асоціації Побужжя присутні як безсумнівно стратигенні (кварцити, високоглиноземисті породи, частина піроксенових плагіогнейсів, наприклад Одеський кар'єр, Козачий Яр) так і плутонічні (частина ендербітоїдів, наприклад Заваллівський графітовий кар'єр, Чаусівська група кар'єрів, жильні тіла кристалічних сланців і значна частина мафітових та ультрамафітових гранулітів) утворення. Для їх ідентифікації не є достатніми польові геологічні та петрографічні дослідження. Необхідно використовувати комплекс методів, що включали б як класичні польові спостереження, насамперед структурні, петрологічні, ізотопно-геохімічні та радіо-геохронологічні дослідження. При цьому останні, враховуючи можливу полігенну природу та полі етапну історію кристалів циркону, мають базуватися на ретельному вивченню цього мінерала-геохронометра та новітніх локальних методах ізотопного (U-Pb, Lu-Hf) датування.

Література

1. Бибикова Е.В., Клаэссон С., Федотова А.А. и др. Изотопно-геохронологическое (U-Th-Pb, Lu-Hf) изучение цирконов архейских магматических и метаосадочных пород Подольского домена Украинского щита *Геохимия*, 2013, №2, С. 99-121.
2. Бобров А.Б., Кирилюк В.П., Гошовский С.В., Степанюк Л.М. и др. Гранулитовые структурно-формационные комплексы Украинского щита – европейский эталон. Львов: ЗУКЦ, 2010. 160 с.
3. Лесная И.М. Гаценко В.А., Шумлянський Л.В. О возрасте чарнокитоидов Гайворонского блока (Днестровско-Бугский мегаблок, Украинский щит) // Тезисы докладов Межд. научно-практ. конф. «Стратиграфия, геохронология и корреляция ...». УкрГГРИ, 2010. с. 126-127
4. Лобач-Жученко С.Б., Пономаренко О.М., Степанюк Л.М., Балаганский В.В. и др. Возраст цирконов из эндербитоиднейсов Среднего Побужья (Днестровско-Бугский мегаблок Украинского щита). *Мінерал. журн.* – 2011 – 33, №1. – С. 3-14.
5. Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К., Степанюк Л.М. и др. Этапы формирования Побужского гранулитового комплекса: новые структурно-петрологические и изотопно-геохронологические данные (Среднее Побужье, Украинский щит). *Мінерал. журн.* – 2013 – 35, №4. – С.87-99
6. Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К. и др. Метаморфизованные осадочные породы днестровско-бугской серии палеоархея Украинского щита: состав, возраст, источники. *Литология и полезные ископаемые*, 2014, № 5, - С. 1–18.
7. Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Пономаренко О.М., Довбуш Т.І. До питання про вікові межі формування кошаро-олександрівської світи бузької серії Побужжя. *Геохімія та рудоутворення*, №28, 2010 – С.4-10.
8. Степанюк Л.М., Пономаренко О.М., Петриченко К.В., Курило С.І. та ін. Уран-свинцева ізотопна геохронологія гранітоїдів бердичівського типу Побужжя (Український щит). *Мінерал. журн.* 2015. 37. №3. – С.51-66.
9. Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В. Уран-свинцевий вік цирконів гіперстенового плагіогнейсу долини р. Згар (Верхнє Побужжя, Український щит). *Мінерал. журн.* 2017. 39, №3. – С.67-74.
10. Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Wilde S.A., Nemchin A.A. Уран-Свинцевий вік за цирконом кристалічних порід нижньої течії р. Ятрань (Середнє Побужжя) // Цей Збірник тез.

11. Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В., Wilde S.A., Nemchin A.A. Уран-свинцева LA-ICP-MS геохронологія за цирконом ендегенних геологічних процесів в породах гранулітової асоціації Середнього Побужжя (Чаусівська група кар'єрів). Цей Збірник тез.
12. Шумлянський Л.В. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ізотопний вік та ізотопний склад гафнію цирконів, виділених з кварцитів кошаро-олександрівської світи бузької серії, відслонення «Біла Скеля», Побужжя. *Геохімія та рудоутворення*, 2012, т. 31-32, с. 136-143.
13. Шумлянський Л.В., Степанюк Л.М., Лісна І.М., Довбуш Т.І., Wilde S.A., Nemchin A.A. U-Pb та Lu-Hf хронометрія (LA-ICP-MS) за цирконом ендербіто-гнейсів і амфіболіту Кошаро-Олександрівського кар'єру, Середнє Побужжя (Український щит). Цей Збірник тез.

УРАН-СВИНЦЕВИЙ ВІК ЗА ЦИРКОНОМ КРИСТАЛІЧНИХ ПОРІД НИЖНЬОЇ ТЕЧІЇ Р. ЯТРАНЬ (СЕРЕДНЄ ПОБУЖЖЯ)

Степанюк Л.М.¹, Шумлянський Л.В.¹, Wilde S.A.², Nemchin A.A.²

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

² Curtin University, Perth, Australia

THE U-PB ZIRCON AGE OF THE CRISTALLINE ROCKS IN THE AREA OF YATRAN RIVER (THE MIDDLE BUH AREA)

Stepanyuk L.M., Shumlyanskyu L.V., Wilde S.A., Nemchin A.A.

The LA-ICP-MS technique was applied to investigate the U-Pb and Lu-Hf isotope systematics of zircon from charnockitoids of the Yatran River area. It has been established that the protolith of the charnockite-gneiss (open pit in the village of Perehonivka) crystallised at ca. 3 Ga from a juvenile melt. At 2038 Ma this rocks experienced metamorphism that resulted in the crystallisation of a new zircon population with a juvenile Hf isotope composition. Enderbites found in the village of Pokotilove crystallised at 2029 Ma from a juvenile melt.

В своїй нижній течії р. Ятрань перетинає Ятранський блок. В бортах її долини та балок відслонюються породи гранулітової асоціації. Метаморфічні породи представлені кристалосланцями, гіперстеновими гнейсами та плагіогнейсами, часто з біотитом, кварцитами, зрідка трапляються кальцифіри. Метаморфічні породи різною мірою калішпатизовані, ділянками катаклазовані. По ним розвиваються чарнокітоїди. Породи гранулітової асоціації січуться жилами біотитових гранітів, апліто-пегматоїдних гранітів та пегматитів, досить часто трапляються кварцові жили різної потужності.

Методом LA-ICP-MS проаналізовано кристали циркону із *чарнокіто-гнейсу (огнейсований чарнокіт), проба 25/16*, південна околиця с. Перегонівка, лівий беріг річки Ятрань, закинутий щебеневий кар'єр, та слабо тектонізованого біотит-гранат-гіперстенового ендербіту, *проба 34/16*, с. Покотилове, правий беріг річки Ятрань, нижче автомобільного мосту.

Чарнокіто-гнейс (проба 25/16) – темно-сіра порода, складена плагіоклазом, калієвим польовим шпатом, кварцом, гіперстеном, біотитом. Акцесорні - циркон, апатит, монацит, графіт. Структура гетерогранобластова, ділянками порфіробластова, середньо-дрібнозерниста, текстура гнейсоподібна.

Порода містить дві відміни кристалів циркону. Перша відміна (переважає) – світло-коричневі, коричневі до темно-коричневих непрозорі кристали з

заокругленими контурами. Друга відміна – сірувато-рожеві кристали. В зламах деяких коричневих кристалів виявляються ядра рожевого циркону.

Спектр розподілу U-Pb віку кристалів циркону із чарнокіто-гнейсу доволі складний (рис. 1а). Можна виділити три групи (популяції) кристалів, які добре розрізняються за ізотопним складом гафнію (рис. 1б).

Досить чітко виділяється популяція цирконів віком 2038 ± 25 млн років, яка характеризується значною варіацією ізотопного складу гафнію: $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ – від 0,28122 до 0,28261, ϵHf – від -9,3 до 4,6. Такий значний діапазон варіацій, за одного віку кристалів циркону, свідчить про наявність двох джерел гафнію: молодого мантійного джерела, що мало ювенільні характеристики гафнію, і більш давнього корового джерела (фактично, гафнію з цієї ж породи).

Фігуративні точки більшості аналізів розсіяні вздовж конкордії в інтервалі 2300-2800 млн років (рис. 1а). Всі циркони цієї популяції, незалежно від віку, мають близький ізотопний склад гафнію, який варіює $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28072$ до 0,28092. Характерно, що найдавніші (ті, що не втратили радіогенний свинець) кристали циркону мають позитивні або близькі до нуля негативні величини ϵHf . Це вказує на їх кристалізацію з мантійної речовини, а не з переплавленого матеріалу давнішої континентальної кори.

Найдавніша популяція цирконів представлена трьома кристалами що мають ізотопний вік від 3125 до 3300 млн років, та величини ϵHf від -2.3 до -7.5. Ці кристали, очевидно, являють собою більш давні ксеногенні кристали. Проте, як за віком, так і за ізотопним складом гафнію вони суттєво відрізняються від цирконів, притаманних еоархейським чарнокітоїдам Середнього Побужжя [2, 4, 5].

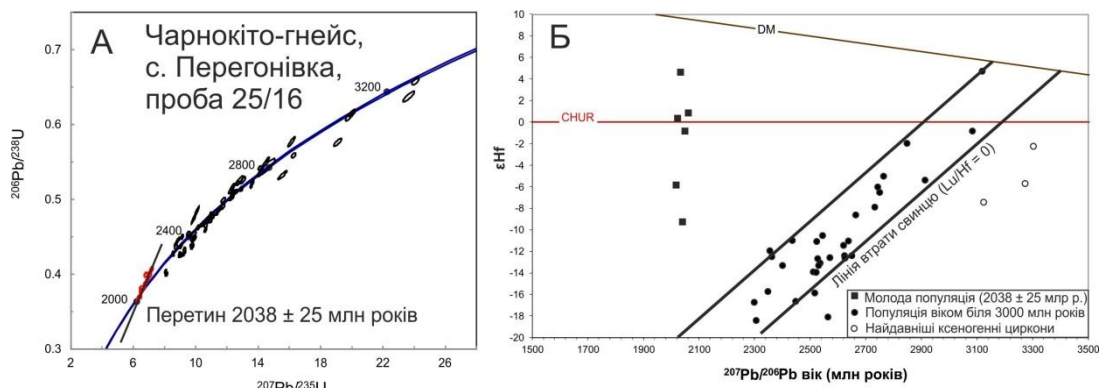


Рис. 1. А – U-Pb ізотопна діаграма для чарнокіто-гнейсів с. Перегонівка, проба 25/16; Б – величина ϵHf в цирконах з тієї ж проби. Виокремлюється три головних популяції цирконів

Отже, можна припустити, що початковий (магматичний) вік протоліту чарнокіто-гнейсу становить біля 3000 ± 100 млн років, він кристалізувався з мантійного (з дуже короткою коровою передісторією) джерела, містив невелику кількість більш давніх, захоплених з невідомого джерела, цирконів.

За результатами U-Pb ізотопного датування мультизернових наважок монациту із кристалічних порід, розкритих кар'єром поблизу с. Перегонівка: чарнокіто-гнейс (проба 25/16), отримано вік 2037.9 ± 1.3 млн років, а із плагіочарнокіту (проба 27/16) – $2014,6 \pm 4,5$ млн років [1]

Ендербіт (проба 34/16) – порода сірого кольору з зеленуватим відтінком, гнейсоподібної текстури. Структура рівномірно-середньозерниста, гіпідіо-морфнозерниста. Мінеральний склад: плагіоклаз, кварц, гіперстен (релікти), біотит, апатит, гранат, рудні, циркон. Циркон утворює сірувато-коричневі, коричневі призматичні, сильно тріщинуваті кристали.

Як видно з рис.2а, переважна більшість аналізів лягає на дискордію, яка перетинає конкордію в точці з віком 2029 ± 18 млн років. Невелика кількість помірно дискордантних кристалів мають вік, за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ до 2500 млн років.

Ізотопний склад гафнію в кристалах циркону ендербіту варіює в широких межах $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28131$ до $0,28151$, та ϵHf – від $-6,2$ до $1,8$ (Рис. 2б). Такі варіації можна пояснити переважно мантійним джерелом магматичного розплаву, який зазнавав деякої контамінації більш давнім коровим матеріалом.

За результатами U-Pb ізотопного датування мультизернових наважок монациту із гранатового ендербітогнейсу (проба 35/16), що було відібрано із того ж відслонення, що і ендербіт, отримано вік $2028,8 \pm 2,8$ млн років [1].

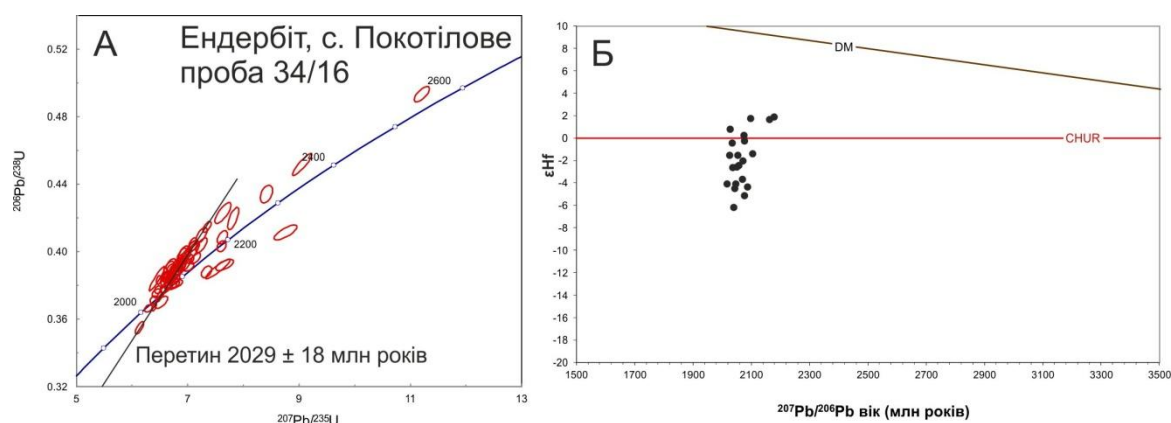


Рис. 2. А – U-Pb ізотопна діаграма з конкордією для ендербітів с. Покотилове, проба 34/16; Б – величина ϵHf в кристалах циркону з тієї ж проби.

Отже, наведені результати щодо U-Pb ізотопного віку цирконів та ізотопного складу Hf в них дозволяють зробити висновки про те, що протоліт чарнокіто-гнейсів с. Перегонівка кристалізувався з мантійного магматичного розплаву біля 3000 млн років тому, при цьому зазнавав незначної контамінації давнішим коровим матеріалом. Біля 2038 млн років тому ця ж порода зазнала впливу метаморфізму/метасоматозу/магматичної інфільтрації, який призвів до кристалізації нової популяції цирконів, також з ювенільним ізотопним складом Hf. Близький вік (2029 млн років) мають ендербіти с. Покотилове, які також кристалізувалися з мантійного магматичного розплаву. Принагідно нагадаємо, що ювенільний гранітоїдний магматизм в цей час був поширений в більшості районів Українського щита [3].

Література

1. Степанюк Л.М., Гінтов О.Б., Мичак С.В., Курило С.І., Довбуш Т.І., Зюльцле О.В., Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Коваленко Н.О. Уран-свинцевий вік за монацитом кристалічних порід нижньої течії р. Ятрань (Ятранський блок Дністровсько-Бузького мегаблоку Українського щита). *Геохімія та рудоутворення*. Вип.39, 2018. С. 23-35.

2. Шумлянський Л.В. Геохімія піроксенових плагіогнейсів (ендербітів) Побужжя та ізотопний склад гафнію в цирконах // Мін. журнал, 2012, т. 34, № 2, с. 64-79.
3. Шумлянський Л.В., Степанюк Л.М., Клаессон С., Руденко К.В., Беккер А.Ю. Уран-свинцева за цирконом та монацитом геохронологія гранітоїдів житомирського та шереметівського комплексів, Північно-Західний район Українського щита. Мін. журнал, 40(2), 2018, с. 63-85.
4. Bibikova, E.V., Claesson, S., Fedotova, A.A., Stepanyuk, L.M., Shumlyanskyu, L.V., Kirnozova, T.I., Fugzan, M.M., Ilinsky, L.S., 2013. Isotope geochronological (U–Th–Pb, Lu–Hf) study of the zircons from the Archean magmatic and metasedimentary rocks of the Podolia Domain, Ukrainian Shield. *Geochem. Intl.* 51, 87–108.
5. Claesson S., Bibikova E., Shumlyanskyu L., Dhuime B., Hawkesworth C. (2015). The oldest crust in the Ukrainian Shield – Eoarchean U-Pb ages and Hf-Nd constraints from enderbites and metasediments In: *Van Kranendonk, N.M.W., Parman, S., Shirey, S. & Clift, P.D. (eds) Continent Formation Through Time*. Geological Society, London, Special Publications, 389, 227-259.

**УРАН-СВИНЦЕВА LA-ICP-MS ГЕОХРОНОЛОГІЯ ЗА ЦИРКОНОМ
ЕНДОГЕННИХ ГЕОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ В ПОРОДАХ
ГРАНУЛІТОВОЇ АСОЦІАЦІЇ СЕРЕДНЬОГО ПОБУЖЖЯ (ЧАУСІВСЬКА
ГРУПА КАР'ЄРІВ)**

Степанюк Л.М.¹, Шумлянський Л.В.¹, Wilde S.A.², Nemchin A.A.²

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

² Curtin University, Perth, Australia

**THE U-Pb LA-ICP-MS ZIRCON GEOCHRONOLOGY OF ENDOGENEOUS
GEOLOGICAL PROCESSES IN ROCKS OF THE GRANULITE
ASSOCIATION OF THE MIDDLE BUH AREA (CHAUSOVE OPENPITS)**

Stepanyuk L.M., Shumlyanskyu L.V., Wilde S.A., Nemchin A.A.

The LA-ICP-MS method was applied to investigate U-Pb and Lu-Hf isotope systematics of zircons from granulites revealed in open pits near the village of Chausove. The studied rocks crystallised at ca. 2.8 Ga from a juvenile source and experienced metamorphism in the Paleoproterozoic. The last phase of endogenous activity took place at 2.04 Ga.

На лівому березі р. Південний Буг, південно-східніше с. Чаусове, розташовано два кар'єри безпосередньо біля села (Чаусівські) та один ближче до м. Первомайськ (Молдовський). Двома першими кар'єрами розкрита асоціація ремобілізованих, різною мірою калішпатизованих ендербіто-гнейсів, мафітових і ультрамафітових гранулітів, прорваних жильними тілами біотитових гранітів. Ендербітоїди досить неоднорідні, їх склад варіює від лейкократових кварцитоїдних (силескітів) відмін до ендербіт-діориту. За текстурою переважають масивні, зрідка трапляються огнейсовані відміни. Подекуди масивні ендербіти мають січні контакти як зі смугастими (ендербіто-гнейсами), так і з кристалосланцями. Молдовський кар'єр практично повністю знаходиться в масиві чарнокітів, серед яких зрідка трапляються жиліоподібні виокремлення крупнозернистих чарнокітів.

Методом LA-ICP-MS проаналізовано кристали циркону із ендербіт-діориту (проба СП-2) та чарнокіту (проба СП-2-6) із ближнього кар'єру, та чарнокіту (проба СП-3) із дальнього Чаусівського кар'єру.

Ендербіт-діорит (проба СП-2), зеленувато-сіра порода з масивною текстурою та гранобластовою, ділянками лепідогранобластовою структурою, складена плагіоклазом, калієвим польовим шпатом, кварцом, піроксенном (переважає гіперстен) та червоно-бурым біотитом.

Циркон утворює напівпрозорі світло-рожеві, коричнювато-рожеві до коричневих призматичні кристали, які за звичаймають складну будову.

Результати аналізу уран-свинцевої ізотопної системи кристалів методом LA-ICP-MS наведені на рис.1, з якого видно, що усі аналітичні точки лежать на прямій, яка перетинає конкордію в двох точках: 2847 ± 11 млн років (верхній перетин) та 2153 ± 54 млн років (нижній перетин). Це дозволяє припустити, що всі ці циркони являють собою одну популяцію, яка початково кристалізувалася 2847 ± 11 млн років тому, а тоді зазнала впливу метаморфічної події біля 2150 млн років, внаслідок якої більшість цирконів частково (і в різній мірі) втратила радіогенний свинець (захопила уран). Це припущення підтверджується даними про ізотопний склад гафнію в цих же кристалах: всі досліджені кристали циркону мають ідентичний ізотопний склад гафнію, незалежно від їхнього віку ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.280915 \pm 0.000012$), що відповідає $\epsilon\text{Hf}_{2850} = +2$. Такий ізотопний склад гафнію свідчить про мантієне джерело вихідного розплаву.

Чарнокіт (проба СП-2-6) – світло-сіра з зеленуватим відтінком порода, масивної текстури і гранобластової структури, складена кварцом, плагіоклазом, нерешітчатим калішпатом, гіперстеном, присутній біотит.

Серед кристалів циркону переважають забарвлені в коричневий колір, від світло-коричневих напівпрозорих до темно-коричневих непрозорих. Кристали мають складну будову.

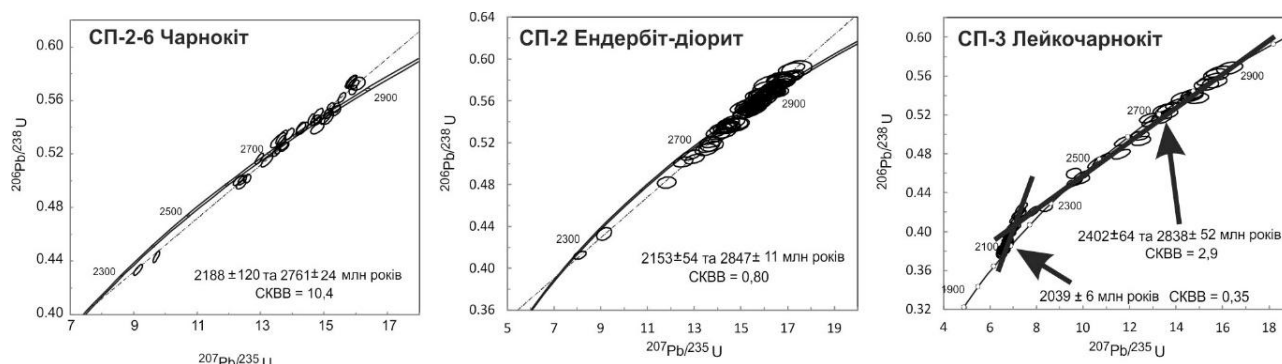


Рис. 1. U-Pb діаграма з конкордією для кристалів циркону з досліджених проб

Результати аналізу кристалів циркону методом LA-ICP-MS наведені на рис.1. Як видно, усі аналітичні точки свинець-уранових ізотопних відношень, хоча і мають дещо більшу варіацію, порівняно з цирконами ендербіту (проба СП-2), лежать на прямій, яка перетинає конкордію в двох точках, що відповідають віку 2761 ± 24 та 2188 ± 120 млн років. Отримані дані свідчать, що чарнокіти, хоча і близькі за віком до ендербіт-діоритів, але дещо молодші за них.

Як і в ендербіт-діориті, всі досліджені кристали циркону чарнокіту мають близький ізотопний склад гафнію ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.280875 \pm 0.000012$), а $\epsilon\text{Hf}_{2760} = -1$. Такий ізотопний склад гафнію можна пояснити повторним переплавленням дещо давніших ендербіт-діоритів. Дещо більша варіативність U-Pb ізотопних характеристик в цирконі чарнокіту вірогідно обумовлена наявністю незначної кількості не переплавлених цирконів ендербіт-діоритів.

Лейкочарнокіт (проба СП-3), зеленувато-сіра з нерівномірним червонуватим відтінком масивна крупнозерниста порода, складена калієвим польовим шпатом, плагіоклазом, КПШ, кварцом, поодинокими зернами піроксенів (переважає гіперстен) та лусками біотиту. Структура гранобластова з реліктовою гіпідіоморфнозернистою. Кристали циркону характеризуються переважно коричневим забарвленням призматичних габітусом.

Як видно з рис. 1, в пробі СП-3 присутні дві популяції цирконів. Результати ізотопних аналізів кристалів однієї з цих популяцій розташовуються вздовж дискордії, яка проходить під невеликим кутом до дискордії, і перетинає її в точках 2838 ± 52 та 2402 ± 64 млн років. Друга популяція представлена численними кристалами, що мають зворотну дискордантність, та розташовуються вздовж прямої, яка перетинає конкордію в точці 2039 ± 6 млн років. Циркони другої популяції або (частіше) утворюють потужні облямівки навколо більш давніх ядер, або (рідше) формують самостійні кристали. Деяка варіативність ізотопних характеристик першої популяції цирконів може пояснюватися тим, що в кратер лазерної абляції потрапляв як матеріал ядерних (давніших) ділянок кристалів, так і більш молоді облямівки.

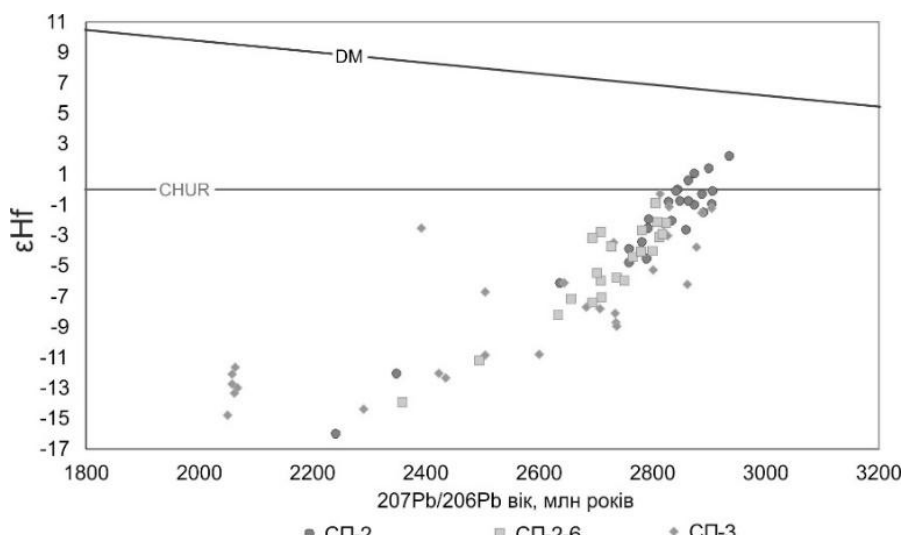


Рис. 2. Ізотопний склад гафнію в кристалах циркону досліджених проб.

Дані про ізотопний склад гафнію підтверджують наявність двох популяцій циркону у цій породі. Циркони першої популяції кристалізувалися біля 2840 млн років тому, та мали $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.280868 \pm 0.000025$ (ϵHf_{2840} біля 0). Циркони другої популяції різко відрізняються за ізотопним складом гафнію ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.281098 \pm 0.000034$, $\epsilon\text{Hf}_{2040} = -11 \dots -15$). Це свідчить, що вони являють собою не просто результат втрати радіогенного свинцю (ресетінгу)

цирконів першої генерації, а нову популяцію цирконів з іншими ізотопним складом гафнію.

Отже, отримані нами дані дозволяють стверджувати, що асоціація ендербітів і чарнокітів, розкрита кар'єрами поблизу с. Чаусове, кристалізувалася 2850-2760 млн. років тому з мантійної речовини, і являла собою новоутворену мезо-неоархейську кору, а не продукт переплавлення більш давньої континентальної кори.

Асоціація порід, розкритих чаусівськими кар'єрами, зазнала значних перетворень в палеопротерозої. Останній етап перетворень супроводжувався кристалізацією нової генерації цирконів, а також кристалізацією монациту: вік 2039.7 ± 0.5 млн років отримано для монацитів із жильного тіла крупнозернистого граніту, та 2058 ± 1 млн років для чарнокіту Молдовського кар'єру [1, 2].

Література

1. Степанюк Л.М., Андрієнко О.М., Довбуш Т.І. Ізотопний вік чарнокітів Середнього Побужжя / Збірник наукових праць УкрДГРІ. №1-2, 2002. С.111-115.
2. Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Курило С.І., Лісна І.М. Фінальний етап гранітоїдномагматизму в Дністровсько-Бузькому мегаблоці Українського щита / Геохімія та рудоутворення. 2016. Вип.36. – С. 72-81.

U-Pb ТА Lu-Hf ХРОНОМЕТРІЯ (LA-ICP-MS) ЗА ЦИРКОНОМ ЕНДЕРБІТО-ГНЕЙСІВ І АМФІБОЛІТУ КОШАРО- ОЛЕКСАНДРІВСЬКОГО КАР'ЄРУ, СЕРЕДНЄ ПОБУЖЖЯ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

*Шумлянський Л.В.^{1,2}, Степанюк Л.М.¹, Лісна І.М.¹, Довбуш Т.І.¹,
Wilde S.A.², Nemchin A.A.²*

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

² Curtin University, Perth, Australia

U-Pb AND Lu-Hf ZIRCON GEOCHRONOLOGY (LA-ICP-MS) OF ENDERBITIC GNEISSES AND AMPHIBOLITES FROM THE KOSHARO- OLEKSANDRIVKA OPENPIT, THE MIDDLE BUH AREA OF THE UKRAINIAN SHIELD

*Shumlyansky L.V., Stepanyuk L.M., Lisna I.M., Dovbush T.I., Wilde S.A.,
Nemchin A.A.*

The LA-ICP-MS method was employed to analyse U-Pb and Lu-Hf isotope systematic of zircon from enderbitic gneisses and amphibolites recovered from the openpit in the Kosharo-Oleksandrivka village. It has been concluded that protolith for both rock types crystallised nearly coevally at ca. 2850 Ma from juvenile melts that intruded into the older substrate. This rock association has experienced significant metamorphism at ca. 2100 Ma, that resulted in the crystallisation of a new zircon population that reveals some juvenile input.

Кошаро-Олександрівським кар'єром, розташованим на північно-східному крилі Луполовської антиклиналі, розкриті ендербіто-гнейси (вік за цирконом- 2838 ± 130 млн. років [2]) в асоціації з кристалічними сланцями, метапіроксенітами та серпентинізованими метаультрабазитами

(тиврівська товща за [1]). В східній частині кар'єру простежуються жили рожевих біотитових гнейсів (метасоматитів). Їх вік, визначений U-Pb ізотопним методом за монацитом становить $2026,5 \pm 2,6$ млн років [3].

Далі на схід, за межами кар'єру, в природних відслоненнях спостерігаються рожеві біотитові гнейси (вік за цирконом 2324 ± 180 млн років [4]) з малопотужними прошарками гранат-біотитових гнейсів (зеленолевадівська товща за [1]), та «лінзами» (будинами) ендербіто-гнейсів. Ще східніше, у берегових скельних виходах відслонюються кварцити кошаро-олександрівської світи.

Методом LA-ICP-MS вивчено U-Pb та Lu-Hf ізотопні системи кристалів циркону із ендербіто-гнейсу (проба СП-8) та амфіболіту (метаультабазит) (проба СП-8-2), поширених в центральній частині Кошаро-Олександрівського кар'єру. Класичним уран-свинцевим ізотопним методом за монацитом визначено вік чарнокіту (проба 147/80), що у вигляді жильного тіла січе ендербіто-гнейси.

Ендербіто-гнейс (проба СП-8) складений плагіоклазом, кварцом, гіперстеном. В поодиноких зернах трапляється біотитом та хлорит, що розвивається по гіперстену. В акцесорних кількостях присутні апатит, циркон та рудні. Структура гранобластова.

Серед кристалів циркону ендербіто-гнейсу спостерігаються майже всі відміни, характерні для ендербіто-гнейсів заваллівського комплексу. Кристали в основному прозорі, мають заокруглені ребра та гладеньку блискучу поверхню, рожевий, сірувато-рожевий, рожево-коричневий, інколи коричневий колір. За видовженням варіюють від видовжено-призматичних ($K_{\text{вид}} > 2,5$) до коротко-призматичних і навіть ізометричних. Кристали складні, утворені цирконами декількох генерацій. Із ядер, присутніх всередині кристалів циркону, найбільш поширеними є світло-рожеві з невеликим видовженням (до ізометричних) з заокругленими контурами. Рідше трапляються ядра коричневого забарвлення, як правило, призматичного габітусу. Результати вивчення уран-свинцевих ізотопних систем цирконів із ендербіто-гнейсу методом LA-ICP-MS, показані на рис. 1.

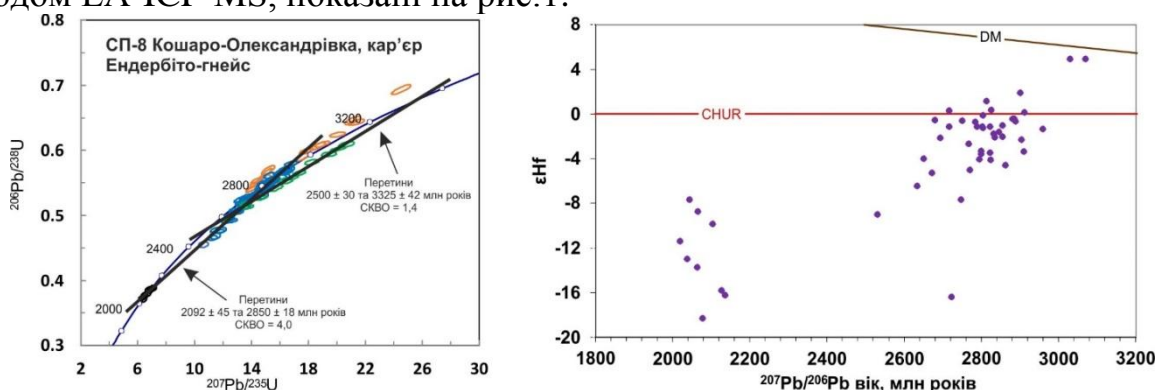


Рис. 1. Результати U-Pb та Lu-Hf ізотопних досліджень цирконів з ендербіто-гнейсів, розкритих кар'єром в с. Кошаро-Олександрівка.

За результатами датування та вивчення ізотопного складу гафнію, в ендербіто-гнейсі були визначені щонайменше три популяції цирконів. До

найдавнішої (палеоархейської) популяції належить відносно невелика група цирконів, що розташовуються на дискордії з верхнім перетином 3325 ± 42 млн. років. Найбільш поширена (мезоархейська) популяція, розташовується на U-Pb діаграмі вздовж лінії регресії (дискордії), яка має верхній перетин в точці 2850 ± 18 млн. років, і нижній – в точці 2092 ± 45 млн. років (рис. 1). Біля нижнього перетину цієї ізохрони розташовується палеопротерозойська популяція кристалів циркону, яка кристалізувалася біля 2100 млн років тому. Значна група кристалів розташовується вище конкордії і має досить порушену U-Pb ізотопну систему, що не дозволяє однозначно інтерпретувати їхній вік.

Щодо анатомії кристалів циркону, нами були виявлені кристали, в яких ядра належали до палеоархейської популяції, тоді як облямівки мали вік біля 2800 млн років; а також кристали з мезоархейськими ядрами та палеопротерозойськими облямівками.

Достовірні відомості щодо ізотопного складу гафнію в цирконах палеоархейської популяції відсутні. Циркони мезоархейської популяції виявляють значні варіації ізотопного складу гафнію – величина ϵ_{Hf} в них варіює від 1,9 до -7,7, з одним аномально низьким значенням -16,4. Такі варіації вказують на значну контамінацію первинного мантійного розплаву більш давньою коровою речовиною. Циркон з аномально низькою величиною ϵ_{Hf} може походити з еоархейських ендербітоїдів гайворонського комплексу. Циркони палеопротерозойського віку мають величини ϵ_{Hf} від -18,4 до -7,7, і являють собою результат ресетінгу (втрати радіогенного свинцю) більш давніх цирконів, з відносно незначною домішкою молодого ювенільного матеріалу.

Амфіболіт (проба СП-8-2) складений амфіболом, плагіоклазом та реліктами піроксену. Переважно у вигляді січних прожилок трапляється кварц і карбонат. Подекуди відмічається біотит, що розвивається по амфіболу та рудні. В акцесорних кількостях присутні апатит і циркон. Структура гранонематобластова.

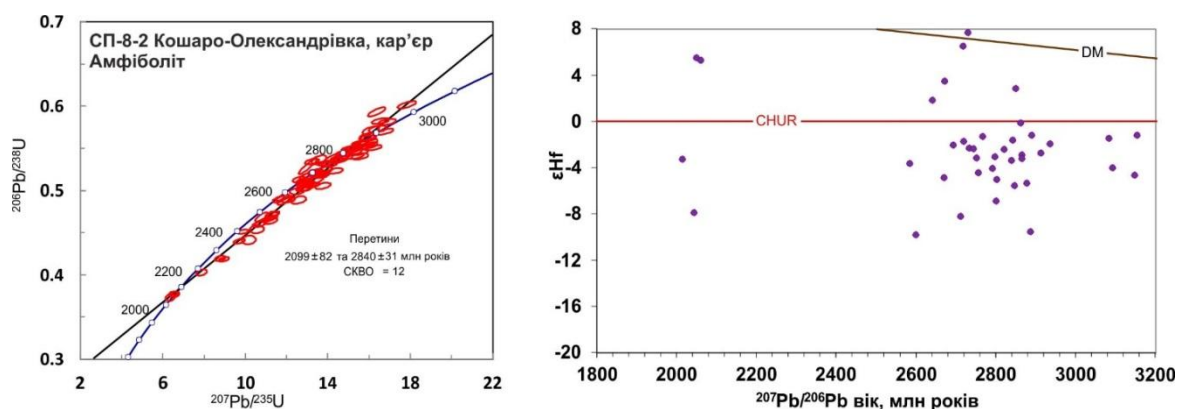


Рис. 2. Результати U-Pb та Lu-Hf ізотопних досліджень цирконів з амфіболітів, розкритих кар'єром в с. Кошаро-Олександрівка.

Кристали циркону амфіболіту (проба СП-8-2) під бінокулярним досить схожі до циркону ендербіто-гнейсу, але в цілому дещо дрібніші і практично відсутні видовжено-призматичні. Результати вивчення уран-свинцевих ізотопних систем цирконів амфіболіту методом LA-ICP-MS, показані на рис. 2.

В цій породі виділяється дві основні популяції циркону (рис. 2). Перша, мезоархейська, має вік 2840 ± 31 млн. років (за верхнім перетином дискордії). Ізотопний склад гафнію в цих кристалах ($\epsilon_{\text{Hf}} = 7,7$ до $-9,9$) вказує на суміш у їх складі деплетованого мантійного матеріалу та давньої корової речовини. Це припущення підтверджується присутністю незначної кількості більш давніх цирконів, віком до 3000 млн. років. Друга популяція цирконів малочисельна, має палеопротерозойський вік (2078 ± 24 млн. років), та також змішане мантійно-корове джерело ($\epsilon_{\text{Hf}} = 5,2$ до $-7,9$). Вік цієї популяції близький до віку монацитів із жильного тіла чарнокіту (проба 147/80) – 2015.3 ± 7.2 млн. років.

Отже, узагальнення отриманих геохронологічних та ізотопно-геохімічних даних дозволяє стверджувати, що протоліти ендербіто-гнейсів Кошаро-Олександрівського кар'єру утворювалися біля 2850 млн. років тому, одночасно з протолітом амфіболітів, завдяки кристалізації мантійних магматичних розплавів, які вкорінювалися в більш давній субстрат. Ця асоціація порід зазнала значних структурно-метаморфічних перетворень біля 2100 млн. років тому, одним з проявів яких була кристалізація нової популяції циркону з ознаками привнесу мантійного матеріалу.

Література

1. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита / К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк та ін. – Київ, УкрДГРІ, 2003. – 30 с.
2. Лесная И.М., Плоткина Т.Э., Степанюк Л.М., Бартницкий Е.Н. Возрастные этапы формирования мафит-эндербитовой ассоциации Побужья // Геохимия и рудообразование. – 1995. - № 21. - С. 56-69.
3. Пономаренко А.Н., Гинтов А.Б., Степанюк Л.М. О так называемой «лейкогранулитовой формации» и «зеленолевадовской свите» раннего докембрия Украинского щита. Геофизический журнал, №5, Т. 40, 2018. С.47-70.
4. Степанюк Л.М. Хронология проявления эндогенных процессов в гранулитовых комплексах Днестровско-Бугского мегаблока Украинского щита (конец архея - ранний протерозой). Минерал. журн. 1998. – 20, №2. – С. 68-73.

ARCHEAN CRUSTAL EVOLUTION IN THE KURSK DOMAIN OF SARMATIA

Savko K.A.¹, Samsonov A.V.², Chervyakovskaya M.V.³, Korish E.H.¹, Bazikov N.S.¹

¹ Voronezh State University, Voronezh, Russia, ksavko@geol.vsu.ru

² Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, samsonov@igem.ru

³ Zavaritskii Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia, masha_vuf_91@mail.ru

The Archean nucleus of the Kursk Domain consists of the Paleoproterozoic Kursk-Besedino granite-gneiss area and the Mesoproterozoic Mikhailovsky granite-greenstone area. The Paleoproterozoic crust consisted of an older TTG basement, overlain by volcanic-sedimentary rocks - pelites, psammites, chemogenic BIF, and basite sills. U-Pb zircon dating of orthogneisses and metapelite granulites recognized several episodes of crustal growth: 3535-3556, 3464-3472 and 3334-3384 Ma. The zircons have been derived from fragments of the Paleoproterozoic nucleus of Sarmatia that had a long-lasting crustal prehistory with Eoarchean sources.

The main volume of the Archean crust of the Kursk Domain in Eastern Sarmatia consists of two types of geological terranes: the Kursk-Besedino granulite-gneiss area (GGnA) and the Mikhailovsky granite-greenstone area (GGrA). According to the data of isotope geochronology and geochemistry, the major part of the Kursk-Besedino GGnA rocks, including the orthogneisses, BIF, metapelite and mafic granulite can represent a fragment of the Paleoarchean crust. Its stabilization in the terminal Mesoarchean is marked by ca 2.8 Ga-old metamorphic event [1] that has formed zircons in all the rocks (orthogneisses, metapelite and mafic granulites).

The orthogneisses probably represent the earliest GGnA rock. Two age clusters of the Paleoarchean zircon in these rocks at 3556 ± 11 and 3472 ± 22 Ma, having different isotopic compositions of Hf, might record, respectively, ages of magmatic protolith and its early alteration. Similar values of U-Pb ages for zircon and Sm-Nd model ages (3490 - 3638 Ma) of the orthogneisses indicate a short crustal history of their protoliths, whose melts could have been formed through melting of a depleted mantle source.

In addition to the metamorphic c. 2.8 Ga-old zircon, the metapelites contain three age groups of detrital zircon: 3535 ± 13 , 3464 ± 9 , and 3334-3384 Ma. Two of them are identical to zircon ages of the orthogneisses, assuming they may have been their source. Zircon provenance source of the third, younger group, is unknown in the Kursk-Besedino GGnA, though its age limits a time of the metapelite protolith deposition.

The mafic granulites occurring among metasediments in the Kursk-Besedino GGnA are likely to be metamorphosed sills. We could not directly date the metabasites protoliths. Assuming a subvolcanic nature of these rocks, we may suggest their protolith as postdating the host sediments, i.e. younger than 3.3 Ga.

Thus, the Paleoarchean crust comprised an older TTG basement, covered by volcanic-sedimentary units of pelites, psammites, chemogenic BIF, and injected with basite sills. Such a supracrustal association suggests their formation in a passive margin setting.

Analysis of the Nd and Hf data for the Neoarchean granites and rhyolites allows us to expand the distribution area of the Paleoarchean crust [2]. Judging by the isotopic composition of Nd, these rocks are derivatives of the Paleoarchean crust without contribution of the Mesoarchean matter of the Mikhailovsky GGrA to their parental melts. The Paleoproterozoic granodiorite dykes in the Kursk-Besedinskaya GGnA. The Paleoarchean zircons from these rocks were entrapped by Paleoproterozoic granodiorites. They recorded a metamorphic ca 2.8 Ga event and the Paleoarchean 3387-3627 Ga-old events in the zircon cores. In addition, the granodiorite dykes bear 2629-2722 Ma zircons. At that time, continental rifting and mafic volcanism presumably took place between granulite metamorphism (~2.8 Ga) and intraplate high silica magmatism (2.61 Ga). Thus, the entire chronicle of the Archean geological events is recorded in zircon grains from the Paleoproterozoic granodiorites and rhyolites in the Kursk-Besedino GGnA.

The Mesoarchean TTG, metarhyolites and metabasites are juvenile by nature having positive values of $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +0.3$ - $+4.0$ (Table 3) and the Mesoarchean model ages $T(\text{DM})_{\text{Nd}} (< 3.2 \text{ Ga})$ [3, 4]. These conclusions are confirmed by Lu-Hf isotope

studies of zircons from the TTG. Likewise the whole-rock the results are dominated by sharply positive $\epsilon(T)_{\text{Hf}}$ and prevailing Mesoarchean model ages $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$. The TTG, volcanics of the Mesoarchean granite-greenstone area have not been affected by the 2.8 Ga granulite metamorphism, thus no zircon of this age was found. Sedimentary rocks metamorphosed under epidote-amphibolite facies contain 3.16-2.92 Ga-old zircons and have not undergone granulite metamorphism at 2.8 Ga. Zircons with the Paleoproterozoic ages are also absent in the Mikhailovsky GGrA. Together with Sm-Nd and Lu-Hf isotopic data, this indicates their juvenile nature comparing to the Kursk-Besedino GGnA. In the Kursk-Besedino GGnA, there is no zircon with ages of 2.9-3.1 Ga, recording the time of the granite-greenstone area formation. Consequently, the Paleoproterozoic Kursk-Besedino GGnA and the Mesoarchean Mikhailovsky GGrA were spatially separated up to 2.8 Ga and had different sources of matter. It is believed that the Mesoarchean granite-greenstone area joined the Paleoproterozoic granulite-gneiss core as a result of collision and metamorphism at c. 2.8 Ga, and thereafter they were a single continental mass.

The Paleoproterozoic diorites in the Mikhailovsky GGrA have Paleoproterozoic sources with isotopic characteristics resembling that of the Kursk-Besedino GGnA [5]. On this basis, it may be assumed that as the Mesoarchean collision has resulted in overthrusting of the Mikhailovsky GGrA onto the Paleoproterozoic Kursk-Besedino GGnA. Small fragments (xenoliths) of the Paleoproterozoic mafic granulites in the Mesoarchean Mikhailovsky GGrA suggest tectonic mixing during collision.

The above conclusions are consistent with the structure and age of the Archean nuclei in the eastern part of the Ukrainian shield, with the Middle Dnieper Mesoarchean granite-greenstone Domain [6], and the Paleoproterozoic granulite-gneiss Azov Domain [7, 8]. The age of the TTG and felsic volcanics in the Mikhailovsky GGrA (2.96-3.13 Ga) completely coincides with the Middle Dnieper GGrA [3, 4, 6]. The TTG and volcanic rocks possess highly radiogenic isotopic composition of Nd. Detrital zircon grains from the Mikhailovskaya and Middle Dnieper GGrAs metasediments demonstrate similar age distributions (c. 3.0 Ga) and positive $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ values [9].

The Azov GGnA is composed of tonalite gneisses containing zircons with 3.5-3.3 Ga magmatic cores and c. 2.8 Ga metamorphic overgrowths [10]. Several Archean events at 3.5, 3.4, 3.3, and 2.85 Ga are also identified. The orthogneisses expose $T(\text{DM})_{\text{Nd}}$ model ages of 3.5-3.3 Ga.

In the early Precambrian, Mikhailovsky GGrA and Middle Dnieper GGrA have been assembled into the Sumy-Dnieper gneiss-granite-greenstone terrain [11]. Similarly, the Azov GGnA and the Kursk-Besedino GGnA made up the Azov-Kursk terrain.

This work was supported by the State Assignment of IGEM RAS (topic "Petrology and Mineralogy of Magmatism in Intraplate and Postorogenic Settings: The Role of Lithospheric and Asthenospheric Sources in Melt Formation") and by the Russian Foundation for Basic Research project no. 19-05-00159.

References

1. Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B., Sal'nikova E.B. et al. The Early Precambrian Metamorphic Events in Eastern Sarmatia // *Precamb. Res.* 2018. V. 311, p. 1–23.

2. *Savko K.A., Samsonov A.V., Kholina N.V., Larionov A.N. et al.* 2.6 Ga high-Si rhyolites and granites in the Kursk Domain, Eastern Sarmatia: petrology and application for the Archaean palaeocontinental correlations // *Precambr. Res.* 2019. V.322, p. 170–192.
 3. *Savko K.A., Samsonov A.V., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., et al.* The Mesoarchean Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite Associations of Eastern Sarmatia: Age and Geological Setting// *Stratigraphy and Geological Correlation.* 2019. V.27, N5, p. 499–513.
 4. *Savko K.A., Samsonov A.V., Larionov A.N.* Mesoarchean Silicic Volcanics in the Kursk Block of the Voronezh Crystalline Massif: Composition, Age, and Correlations with the Ukrainian Shield // *Dokl. Earth Sci.* 2019. V.486, N2, 719–723.
 5. *Korish E.H., Savko K.A., Samsonov A.V., Chervyakovskaya M.V.* Paleoproterozoic diorites of the Trosnyansky Massif within the Kursk Block of Sarmatia: U-Pb age, isotope systematics and sources of melts// *Proceedings of Voronezh State University, "Geology".* 2020, N1, p. 87–99.
 6. *Samsonov A.V., Chernyshev I.V., Nutman A.P., Compston W.* Evolution of the Archean Aulian Gneiss Complex, Ukraine: SHRIMP U-Pb zircon evidence// *Precam. Res.* 1996. V.78, p. 65–78.
 7. *Artemenko G.V., Shumlyanskyy L., Shvaika I.A.* The late Paleoproterozoic tonalite gneisses of the West-Azov block (Azov megablock of the Ukrainian shield) // *Geol. J.* 2014. N4, p. 91-102 [in Russian].
 8. *Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G.* EUROPE|East European Craton // *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*, Elsevier, 2016.
 9. *Bibikova E., Claesson S., Fedotova A., Artemenko G. et al.* Early Archean crust of the Middle Dnepr and Azov Domains, Ukrainian shield – evidence from ages of detrital zircons in Mesoarchean greenstone belts // *American Journal of Science.* 2010. V.310, p. 1595–1622.
 10. *Claesson S., Artemenko G., Bogdanova S., Shumlyanskyy L.* Archean Crustal Evolution in the Ukrainian Shield // In: *Earth's oldest rocks*, second edition. Eds: Martin J. van Kranendonk, Vickie Bennett, Elis Hoffmann, Elsevier, 2019, p. 837-854.
- Shchipansky A.A., Bogdanova, S.V.* The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets Aulacogen. *Tectonophysics* 1996. V.268, p. 109 –125.

Геохімія, мінералогія, петрологія докембрійських породних асоціацій

Geochemistry, mineralogy and petrology of Precambrian rock associations

ПЕРЕТВОРЕННЯ СИНТЕТИЧНОГО ГЕМАТИТУ НА МАГНЕТИТ ПІД ВПЛИВОМ НАДВИСОКОЧАСТОТНОГО ВИПРОМІНЮВАННЯ ЗА РІЗНИХ ТЕМПЕРАТУРИ ТА ТИСКУ

Антоненко Т.С., Брик О.Б., Дудченко Н.О., Овсієнко В.В., Черевко Ю.І.

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

TRANSFORMATION OF SYNTHETIC HEMATITE TO MAGNETITE UNDER MICROWAVE RADIATION AT DIFFERENT TEMPERATURE AND PRESSURE

Antonenko T.S., Brik A.B., Dudchenko N.O., Ovsienko V.V., Cherevko Yu.I.

Transformation of synthetic hematite by reducing in aqueous Fe (II) –containing medium under the influence of microwave radiation at different temperature and pressure were investigated. It was shown by X-Ray diffraction method that synthetic sample consist mainly of hematite. After transformation, the newly formed phase of magnetite appears. The saturation magnetization of initial sample was $\sim 1 \text{ A}\cdot\text{m}^2/\text{kg}$, while after phase transformations it increases significantly. The obtained results are essential for development of technologies for iron ore concentrates producing from oxidized hematite-containing iron ores and waste of mining plants.

Через вичерпність родовищ високоякісних і легкозбагачуваних залізних руд в даний час виникає все більше потреб у виробництві залізорудних концентратів із низькоякісних окиснених залізних руд, де основним мінералом є гематит. Важливим для вирішення цього питання є розробка нових методик перетворення слабомагнітного мінералу на сильномагнітний (магнетит).

Метою даної роботи було дослідити перетворення зразка слабомагнітного гематиту на сильномагнітний магнетит після його обробки у водному розчині солей заліза (II) та луку під дією надвисокочастотного випромінювання, за різних температури і тиску.

Експерименти проводили на зразку синтетичного гематиту з розміром частинок менше 100 нм. Зразок синтетичного гематиту отримали із зразка синтетичного лепідокрокіту шляхом його термічної обробки за температури 650 °C протягом 2 годин.

Мінеральний склад та магнітні характеристики вихідних та перетворених зразків були вивчені методами рентгенофазового аналізу та магнітометрії. Рентгенофазовий аналіз проводили на дифрактометрі ДРОН-3М, мідному випромінюванні $\text{CuK}\alpha$ ($\lambda = 0,154178 \text{ нм}$), зі швидкістю сканування 0,5 град./хв. Площа сканування зразків (2θ) становить 0-70 °C. Результати діагностики порівнювались з еталонними зразками банку даних PCPDFWIN (PDF-2 DATA

BASE) 1998р., 2003р. Намагніченість насичення зразків вимірювалась на пристрої для експресного вимірювання намагніченості руд та магнітних матеріалів [1].

Інкубування зразка проводили у надвисокочастотних печах: 1) Zelmer, з частотою 2450 МГц та потужністю 700 Вт. Перетворення проводили за атмосферного тиску. Розчин зі зразком у мірному скляному стакані поміщали до надвисокочастотної печі і нагрівали за $T < 100\text{ }^{\circ}\text{C}$; 2) Anton Paar Multiwave PRO, з частотою 2450 МГц, потужністю 1500 Вт та максимальним тиском 6 МПа. Розчин зі зразком у фторопластовому стакані поміщали до керамічної ємності та щільно закривали. Далі керамічну ємність поміщали до надвисокочастотної печі, де перетворення зразка відбувалось під впливом підвищеного тиску і температури ($T > 100\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Методика перетворення. До зразка синтетичного гематиту додавали 10 % розчин сульфату двовалентного заліза (II) ($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), ретельно перемішували, потім додавали гідроксид амонію (3М NH_4OH), внаслідок чого розчин набув чорного кольору. Використовуючи рН-метр, вимірювали значення рН. Далі суміш інкубували у надвисокочастотній печі (Zelmer – 15 хв, Anton Paar Multiwave PRO – 30 хв). Отриманий зразок ретельно промивали тричі дистильованою водою до нейтральної реакції та висушували за температури $90\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Головною мінеральною фазою вихідного синтетичного зразка є гематит (міжплощинні відстані зі значеннями, Å: 3,382; 2,704; 2,251; 2,211; 1,848; 1,700; 1,602; 1,488; 1,458). Намагніченість насичення вихідного зразка становила менше $\sim 1\text{ A}\cdot\text{m}^2/\text{кг}$.

Після перетворення зразка синтетичного гематиту за температури $< 100\text{ }^{\circ}\text{C}$ та атмосферного тиску (Zelmer), згідно результатів рентгенофазового аналізу, утворилась нова фаза. Характерні піки на дифрактограмі зразка після перетворення (4,82; 2,96; 2,53; 2,09; 1,72; 1,62; 1,48 Å) відповідають магнетиту. Намагніченість насичення, визначена для зразка, отриманого із синтетичного гематиту, склала $18,1\text{ A}\cdot\text{m}^2/\text{кг}$.

Після перетворення вихідного зразка синтетичного гематиту за температури $> 100\text{ }^{\circ}\text{C}$ та підвищеного тиску (Anton Paar Multiwave PRO), за результатами рентгенофазового аналізу встановлено, що поряд із вище згаданою мінеральною фазою слабوماгнітного гематиту також з'являється фаза магнетиту (рис. 1). Міжплощинні відстані зі значеннями, Å: 4,84; 2,97; 2,53; 2,42; 2,10; 1,70; 1,61 та 1,48 відповідають магнетиту. Намагніченість насичення, визначена для зразка, отриманого із синтетичного гематиту, склала $27,5\text{ A}\cdot\text{m}^2/\text{кг}$.

Значення намагніченості насичення, які нижчі, ніж намагніченість насичення для чистого магнетиту ($92\text{ A}\cdot\text{m}^2/\text{кг}$), пов'язані з наявністю гематиту у зразку. Можна зробити висновок, що синтетичний гематит частково перетворюється на магнетит у вищезазначених умовах. У разі підвищення температури перетворення ($> 100\text{ }^{\circ}\text{C}$) та тиску, отримання магнетиту з синтетичного гематиту під впливом надвисокочастотного випромінювання здійснюється ефективніше.

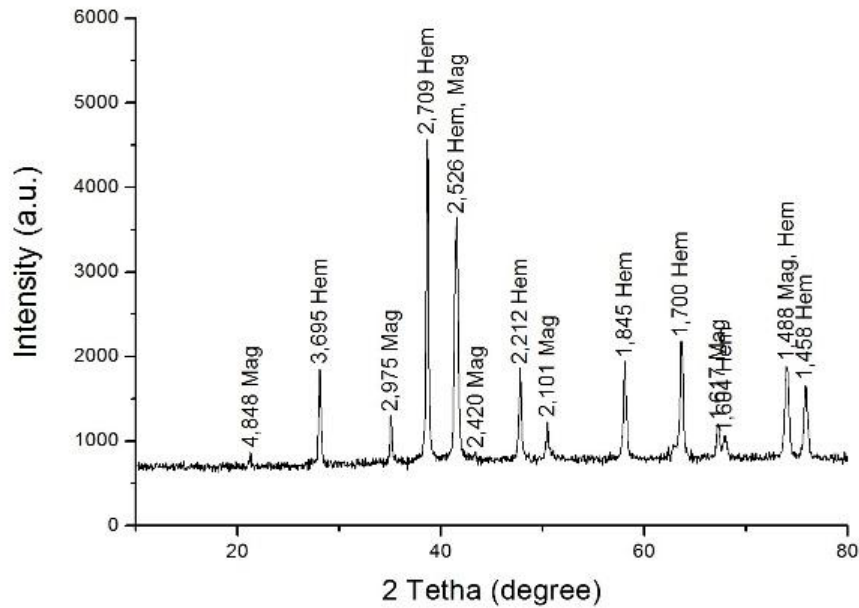


Рис. 1. Дифрактограма зразка синтетичного гематиту, перетвореного за температури $> 100\text{ }^{\circ}\text{C}$ та підвищеного тиску (до 6 МПа).

Перетворення відбувається під впливом надвисокочастотного випромінювання на молекули води і гідроксильні групи (відбувається зміна їх властивостей) та іони заліза (відбувається зміна зарядового стану іонів заліза). За рахунок перенесення електронів між Fe^{2+} і Fe^{3+} та локальним нагрівом формуються частинки магнетиту.

Отримані результати можуть бути використані в процесі розробки нових технологій виробництва залізорудних концентратів з гематитових окиснених залізних руд та відходів гірничозбагачувальних комбінатів.

Література

1. Янишпольський В. В., Алексейцев Ю.О., Дудченко Н. О., Пономаренко О. М., Брик О. Б. Пристрій для експресного вимірювання намагніченості руд та магнітних матеріалів. Патент України на корисну модель №94163, 2014.

ХІМІЧНИЙ СКЛАД ОЛІВІНУ І РУДНИХ МІНЕРАЛІВ АРХЕЙСЬКИХ ПЕРИДОТИТОВИХ КОМАТИЇТІВ І ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСЬКИХ УЛЬТРАБАЗИТІВ ПРИАЗОВСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Артеменко Г.В., Самборська І.А., Канунікова Л.І.

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

CHEMICAL COMPOSITION OF OLIVINE AND ORE MINERALS OF ARCHEAN PERIDOTITE COMATIITES AND PALEOPROTEROZOIC ULTRABASITES OF AZOV MEGABLOCK OF UKRAINIAN SHIELD

Artemenko G.V., Samborska I.A., Kanunikova L.I.

Olivine from peridotite metakomatiites of the Kosivtsevo and Chistopol greenstone structures are highly magnesium-rich and presented of chrysolite (Fo₈₆) and forsterite (Fo₉₀₋₉₁). In accessory quantity chrommagnetite (Cr₂O₃ 2,75-8 %), magnetite and pentlandite are present. Olivin of intrusive metaultrabasic rocks of Paleoproterozoic Soroki complex have the lower magnesium content instead of nickel, lower in the Archean peridotite komatiites (Fo₉₄₋₉₇, NiO (0,1-0,25 %)).

Вулканічні і інтрузивні породи ультраосновного складу є важливою складовою розрізів архейських зеленокам'яних структур (ЗС). Їх хімічний склад несе інформацію про склад архейської мантії. Він контролюється складом протоліту і реститу; тиском, температурою і ступенем часткового плавлення мантійного субстрату; типом плавлення (рівноважним, фракційним, динамічним); ступенем фракційної кристалізації і / або акумуляцією. У багатьох випадках з ними пов'язані прояви рудної мінералізації Cu, Ni, Cr, EPG [7] і також родовища хромітів, мідно-нікелевих руд, золота, зустрічаються алмази.

На Приазовському мегаблоці метаморфізовані перидотитові коматиїти були виявлені у Косивцівській, Новогорівській і Чистопольській ЗС [1, 2, 3]. Авторами була дана їх детальна петрографічна і петрохімічна характеристика, а також досліджені в потоках лави процеси диференціації.

З метою дослідження рудної геохімічної спеціалізації, нами були виконані мікрозондові дослідження хімічного складу олівіну і рудних мінералів перидотитових метакоматиїтів Косивцівської і Чистопольської ЗС. Для порівняння також визначався хімічний склад олівіну і рудних мінералів палеопротерозойських інтрузивних ультрабазитів сорокинського комплексу Сорокинської ЗС.

Хімічний склад мінералів вивчався з використанням рентгенівського мікроаналізатора JXA-733 (Jeol, Японія) і хвильового та енерго-дисперсійного спектрометрів в лабораторії ІГМР НАН України.

Результати досліджень. Олівін із перидотитових метакоматиїтів серпентинізований, ізометричної форми, розміром до 1 см. Їх хімічний склад і перерахунок даних аналізів, виконаний за кислородним методом А.Г. Булах [4], наведений в табл. 1. Релікти незміненого олівіну (ан. 1, 7, 13) є високомагнезіальними, представлені хризолітом (Fo₈₆) і форстеритом (Fo₉₀₋₉₁) (табл. 1). Він містить ізоморфні домішки – NiO (0,07-4 %), Cu₂O (0,1-0,17 %),

Al₂O₃ (0,1-0,8 %), FeO (7-9,2 %) і MnO (0,2-0,4 %). Високий вміст форстеритового компонента, низька залізистість ($f = 0,09-0,14$), домішки Al₂O₃ і FeO свідчать, що це первинний магматичний мінерал. Із рудних мінералів в акцесорній кількості присутні – хроммагнетит (Cr₂O₃ 2,75-8 %), магнетит, сульфід (пентландит) (табл. 2, 3). Аналізи 3 та 5 в таблиці 1 відповідають серпентинізованому олівіну.

Таблиця 1 – Результати мікрозондового аналізу олівінів

Зр.	748-44	91-248	91-248	91-248	91-248	91-248	2009	2009	2009	2009	99-72
Зерна	5	13	1	3	7	13	1	2.1	3.1	3.2	1
SiO ₂	56,35	40,34	40,34	58,70	40,06	40,34	48,07	47,21	47,00	47,89	51,85
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,93	0,10	0,10	0,70	0,80	0,10	0,44	0,63	0,56	0,54	0,53
FeO	6,91	8,95	8,95	8,78	9,19	8,95	4,87	3,74	4,88	2,42	4,03
MnO	0,32	0,21	0,21	0,37	0,22	0,21	0,24	0,10	0,17	0,06	0,04
MgO	35,05	50,41	50,41	29,89	48,30	50,41	45,32	43,87	47,77	48,68	42,82
CaO	0,02	0,00	0,00	0,43	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,04
Na ₂ O	0,24	0,00	0,00	0,45	0,36	0,00	0,54	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,07	0,03	0,00	0,00	0,00	0,09	0,10	
SO ₃	-	-	-	0,23	0,19	-	0,19	0,43	0,09	0,13	0,52
NiO	0,07	0,69	4,00	0,27	0,65	0,69	0,25	0,23	0,08	0,18	0,16
Cu ₂ O	0,11	-	-	0,10	0,17	-	0,07	0,13	0,28	0,00	-
Сума	100,00	100,71	100,7	100,00	100,00	100,71	100,0	96,35	100,98	100,00	100,00
F	0,10	0,09	0,09	0,14	0,10	0,09	0,06	0,04	0,05	0,03	0,05
Молекулярні проценти головних мінералів олівінів											
Fo	90,05	90,91	90,91	85,87	90,35	90,91	94,3	95,52	94,57	97,34	94,99
Fa	9,95	9,09	9,09	14,13	9,65	9,09	5,7	4,48	5,43	2,66	5,01

Примітка. Перидотитовий метакоматит, Косивцівська ЗС - зр. 748-44 (св. 748, гл. 256,4 м); зр. 746-27, св. 746, гл. 245 м); Чистопільська ЗС - зр. 91-245 (св. 300С, гл. 319,5 м); зр. 91-248 (св. 300С, гл. 323 м); зр. 91-249 (св. 300 С, гл. 323,6 м). Метаолівініт, Сорокинська ЗС - зр. 2009 (св. 101-94, гл. 148 м); зр. 99-72 (св. 103-94, гл. 42 м). f – залізистість олівінів ($f = Fe/(Fe+Mg)$).

Таблиця 2 – Результати мікрозондового аналізу рудних мінералів

Зр.	748-44	746-27	746-27	746-27	91-248	99-72	2009	2009	2009	2009
Зерна	3	3	6	27-5-4	8	2	2	2,2	2,3	3
Мінерали	Хром-магнетит	Хром-магнети	Хром-магнет	Хром-магнетит	Магнетит	Магно-магнетит	Хром-магнетит	Хром-магнетит	Хром-магнетит	Ільменіт
SiO ₂	0,85	0,77	0,73	0,81	1,66	11,47	0,91	0,91	0,81	2,14
TiO ₂	0,72	0,09	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	52,38
Al ₂ O ₃	0,91	0,46	0,44	0,38	0,11	2,33	0,43	0,43	0,07	0,33
FeO	71,18	77,62	78,35	78,47	83,22	61,39	82,00	82,00	78,42	31,58
MnO	0,42	0,18	0,51	0,31	0,35	0,24	0,18	0,18	0,23	3,74
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	14,23	0,00	0,00	0,00	6,66
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	8,00	3,27	2,95	2,75	0,19	0,27	2,30	2,30	3,59	0,00
SO ₃	-	-	-	-	0,51	0,39	0,44	0,44	0,31	0,27
NiO	0,32	0,42	0,76	0,31	0,03	0,04	0,28	0,28	0,43	0,07
Cu ₂ O	0,07	0,37	0,20	0,10	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,19
Сума	82,47	83,18	83,96	83,27	86,07	90,36	86,53	86,53	83,88	97,37

Примітка. Прив'язка зразків – в табл. 1.

Таблиця 3 – Результати мікрозондового аналізу сульфідів – пенландит

Зр. 748-44, гл. 256,4 м	S	Fe	Ti	Al	Mn	Co	Ni	Cu	Сума
	32,91	31,90	0,05	0,33	0,00	-	23,62	0,00	88,82

Олівін метаолівінітів Сорокинської ЗС ізометричний, серпентинізований високомагнезіальний, представлений форстеритом (Fo₉₄₋₉₇, NiO 0,1-0,25 %) (табл. 1). Фігуративні точки складу олівінів на діаграмі $f - NiO$ (рис. 1). знаходяться в полі олівінів із дунітів Платиноносного поясу Уралу [5] і

платиноносного масиву Кондер [6]. Вони розташовані далеко від лінії рівноваги олівину і розплаву. Це може вказувати, що первинний розплав, з якого утворювались ультрабазити, не був збагачений нікелем, але може бути платиноносним.

З акцесорних мінералів в породі присутні первинні (магматичні) – магномагнетит (вміст MgO 14,23 %), хроммагнетит (Cr_2O_3 0,3-3,6 %), ільменіт. (табл. 2).

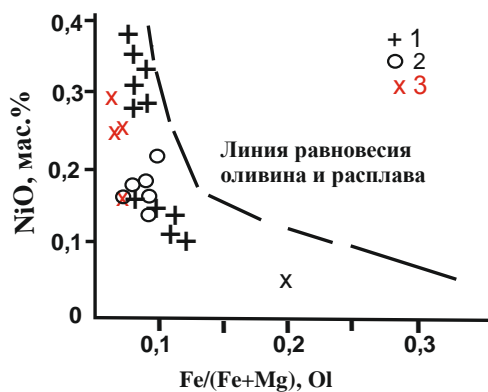


Рис. 1. Діаграма f – NiO для олівинів із олівінітів Сорокинської ЗС. Умовні обозначения: 1 – олівіни із дунітів платиноносного масиву Кондер; 2 – олівіни із дунітів Платиноносного поясу Уралу; 3 – олівіни із олівінітів Сорокинської ЗС.

Висновки. За результатами виконаних мікрозондових досліджень, олівін з перидотитових метакоматитів Косивцівської та Чистопольської ЗС представлений хризолітом (Fo_{86}) і форстеритом (Fo_{90-91}), містить ізоморфні домішки NiO (0,07-4 %), Cu_2O , Al_2O_3 , FeO і MnO. В акцесорній кількості в метакоматитах присутні хроммагнетит (Cr_2O_3 2,75-8 %), магнетит і пентландит. Олівін інтрузивних метаультрабазитів сорокинського комплексу має вищу магнезійність та менший вміст нікелю (Fo_{94-97} , NiO 0,1-0,25 %). Рудні мінерали представлені в акцесорних кількостях – магномагнетитом, хроммагнетитом і ільменітом.

Література

1. Бобров О.Б. Зеленокам'яні структури Оріхово-Павлоградської зони: перший досвід геологічного опису. Стаття 2. Чистопільська структура. *Мінерал. журн.* — 2015. — 37, № 4. — С. 68—77.
2. Бобров А.Б., Малюк Б.И., Шпыльчак В.А. Метаморфизованные коматиты Приазовского геоблока Украинского щита. *Геологичний журнал* — 1991. — № 1. — С. 92—100.
3. Бобров О.Б., Сіворонов А.О., Гурський Д.С., Лисенко О.А. Геологічна будова та золотоносність Сорокинської зеленокам'яної структури (Західне Приазов'я). — Дніпропетровськ : Арт-Прес, 2000. — 148 с.
4. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.:Недра, 1967. 143 с.
5. Иванов О.К., Рудашевский Н.С. Состав оливина и хромшпинелидов из дунитов Платиноносного пояса Урала // *Минералы месторождений Урала*. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1987, с. 16—35.
6. Приходько В. С., Пономарев Г.П. Составы породообразующих минералов дунитов Кондерского массива // *Тихоокеанская геология*. 1990. № 2. С. 59-69.
7. Arndt, N.T., Barnes, S.J., Leshner, C.M., 2008. Komatiite. Cambridge University Press, Cambridge. 487 pp.

ПОРІВНЯЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЦИРКОНУ З ГІПЕРСОЛЬВУСНИХ СІЄНІТОВИХ МАСИВІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Герасимець І.М.¹, Кульчицька Г.О.¹, Левашова К.В.², Скублов С.Г.²

¹ ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ, Україна, Herasimets@i.ua

² Інститут геології і геохронології докембрію РАН, м. Санкт-Петербург, Росія, levashova.kateryna@yandex.ru

ZIRCON FROM HYPERSOLVUS SYENITE MASSIFS OF THE UKRAINIAN SHIELD

Herasymets I.M., Kulchytska H.O., Levashova E.V., Skublov S.G.

Zircon crystals from the Velyka Vyska syenite massif were studied using the SEM-EDS and SIMS methods. The results obtained were compared with data for zircon from the Azov and Yastrubets syenite massifs. Most of the zircon crystals analyzed are chemically inhomogeneous, but either azonal or show poorly-defined regular zoning. The percentages of rare-earth, radioactive and other trace elements are below 1.6 wt. % and their mean value of 0.4 wt. % is smaller than in zircon from other massifs. Similar to zircon from other massifs, Y predominates over REE at a ratio of 1.3:1. The percentage of U+Th and REE is too small to be responsible for metamictization. The leading role plays their uneven distribution in crystal due to supercooling.

На Українському щиті (УЩ) відомо три масиви лужнопольовошпатових (ЛПШ) сієнітів протерозойського віку з Zr-REE мінералізацією – Азовський (Приазовський мегаблок), Великовисківський (група малих інтрузій поблизу Корсунь-Новомиргородського плутону) і Яструбецький (на околиці Коростенського плутону) [1]. Ці сієніти містять переважно один лужний польовий шпат (К-Na-мікропертит), через що отримали також назву однопольовошпатових або гіперсольвусних [2]. Циркон міститься у кожному масиві, однак його кількісний вміст у породі, розмір кристалів, так само як вміст у них рідкісних та рідкісноземельних елементів – відрізняються [3].

Мета роботи – порівняти циркони з гіперсольвусних сієнітових масивів УЩ на підставі отриманих результатів SEM-EDS і SIMS досліджень циркону з Великовисківського масиву та літературних даних для інших масивів.

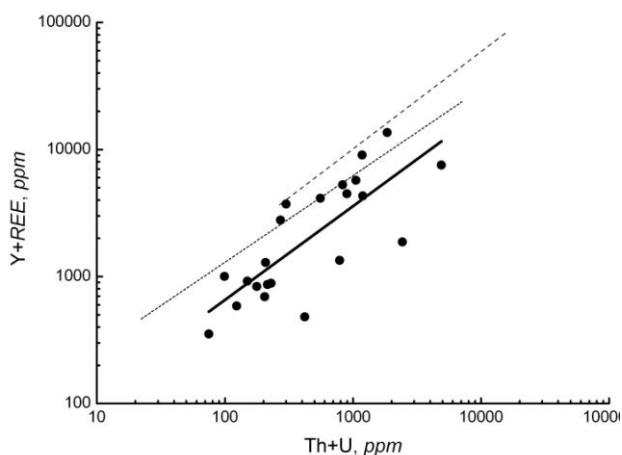


Рисунок 1. Кореляція вмісту Th+U і REE+Y у цирконі Великовисківського масиву. Суцільна, штрихова та пунктирна лінії – тренди коливання вмісту Th+U і REE+Y в цирконі з Великовисківського, Азовського [3, 6] та Яструбецького [3] масивів, відповідно

Досліджено 10 кристалів циркону розміром від 0,2 до 0,7 мм із протолок сієнітів розрізаних інтрузивних тіл Великовисківського масиву. Кристали слабо прозорі, жовто або коричнево забарвлені, дипірамідально-призматичного габітусу. Дослідження виконано на растровому електронному мікроскопі JEOL JSM-6510LA з EDS JED-2200 в режимі відбитих електронів (ІГД РАН), а також на іонному мікросонді Cameca IMS-4f (ЯФ ФТІАН РАН).

Методом рентгенофазового аналізу було виявлено [4], що кристали циркону з ЛПШ сієнітів

Великовисківського масиву, відповідно до розмірів області когерентного розсіювання (ОКР), є структурно недосконалими: середні значення ОКР кристалів 62 ± 21 нм. За величиною ОКР їх можна порівняти з цирконами Яструбецького масиву, тоді як більш досконалыми (120 ± 29 нм) є кристали з Азовського масиву.

Попередні дослідження [5] показали, що циркону з великовисківських сієнітів властивий невисокий вміст ThO_2 і UO_2 у самому мінералі та підвищена їх концентрація у складі мінеральних включень. Середній вміст $\text{U}+\text{Th}$ у ньому вдвічі менший ніж у цирконі азовських сієнітів і майже на порядок менший ніж у цирконі яструбецьких.

Зіставлення результатів мікрозондових досліджень з даними рентгенофазового аналізу не виявило зв'язку між структурною упорядкованістю кристалів циркону та вмістом у них радіоактивних оксидів, зате було виявлено кореляцію між вмістом $\text{REE}+\text{Y}$ і $\text{U}+\text{Th}$ в цирконі. Передбачалося [5], що провідне значення для аморфізації структури циркону, зокрема з яструбецьких сієнітів, має не опромінення, а надмірний вміст усіх «неформульних» компонентів.

За даними виконаних SEM досліджень більшість кристалів циркону великовисківських сієнітів хімічно неоднорідні – на BSE зображенні вони переважно азональні або зі слабо проявленою зональністю. Домішкові компоненти нерівномірно розподілені у всій масі кристалу, тоді як кристали з азовських, і особливо з яструбецьких сієнітів, здебільшого зональні, а домішкові компоненти акумульовані в крайових зонах кристалів. У переважній більшості кристалів циркону з Великовисківського масиву відмічається вкрай мало домішок, часто спостерігається лише гафній (< 3 мас. % HfO_2), подекуди простежуються сліди алюмінію (< 1 мас. % Al_2O_3). Лише в темно-сірих (на зображенні в режимі BSE) зонах кристалів спостерігаються інші домішки, мас. %: FeO (2-3), MnO (1), CaO (2), Na_2O (< 1).

Отримані методом SIMS результати не підтвердили гіпотезу про радіоактивне опромінення як можливу причину неупорядкованості кристалів. За вмістом U і Th досліджувані кристали майже ідентичні циркону азовських сієнітів і значно поступаються циркону яструбецьких. Середнє значення вмісту рідкісних, в тому числі рідкісноземельних і радіоактивних елементів не перевищує 0,4 мас. %, що менше порівняно з цирконом з Азовського (0,7 мас. %) та Яструбецького (4 мас. %) масивів. За загальним вмістом головних елементів-домішок та межею його коливань, на що вказує довжина відповідних трендів (рис. 1), досліджувані кристали найближчі до циркону з азовських сієнітів.

У цирконі з Великовисківського масиву, як і в інших гіперсольвусних масивах УЩ, спостерігається чітка кореляція між вмістом Y та REE (рис. 2), особливо HREE , при домінуванні першого. Середнє відношення Y/REE коливається в межах 1,3-1,5. Спостерігається деяке «полегшення» складу REE в цирконі в міру зростання концентрації домішок. «Найважчим» є циркон з великовисківських сієнітів. Середнє співвідношення LREE/HREE для цього

циркону – 0,06, тоді як для циркону з Азовського і Яструбецького масивів – 0,18 і 0,26 відповідно.

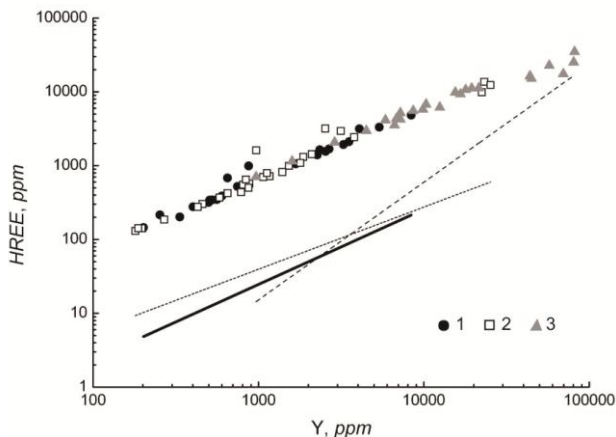


Рисунок 2. Кореляція вмісту Y та HREE в цирконі з гіперсольвусних сієнітів. Масиви: 1 – Великовисківський; 2 – Азовський; 3 – Яструбецький. Суцільна, пунктирна та штрихова лінії – тренди коливання вмісту LREE в цирконі з великовисківських, азовських [3, 6] та яструбецьких [3] сієнітів, відповідно

Низький вміст радіоактивних елементів, так само як інших домішок, не може слугувати причиною структурної недосконалості кристалів циркону великовисківських сієнітів. Найбільш ймовірною причиною може бути їхній нерівномірний розподіл у кристалі, зумовлений переохолодженням. Це узгоджується з виявленими в цирконі силікатними, сульфідними, фосфатними та карбонатними твердими фазами, які вкотре підтвердили думку [7] про гетерогенність середовища кристалізації циркону, зумовленого швидким охолодженням малих інтрузивних тіл масиву.

Література

1. Кривдик С.Г. Редкометальные сиениты Украинского щита // Геохимия, 2002. № 7. С. 707—716.
2. Мельников В.С., Кульчицька Г.О., Кривдик С.Г., Стрекозов С.М. Склад породоутворювальних мінералів гіперсольвусних сієнітів – індикатор ступеня кристалізаційної диференціації // Мінерал. журн., 2001. 23, № 4. С. 19—33.
3. Левашова Е.В., Скублов С.Г., Ли С.-Х., Кривдик С.Г., Возняк Д.К., Кульчицька А.А., Алексеев В.И. Геохимия и U–Pb возраст циркона из редкометалльных месторождений безнефелиновых сиенитов Украинского щита // Геол. руд. месторожд., 2016. 56, № 3. С. 267—291. <https://doi.org/10.1134/S1075701516030065>
4. Герасимець І.М., Кульчицька Г.О., Гречановська О.Є. Особливості циркону з Великовисківського сієнітового масиву (Український щит) // Мінерал. журн., 2018. 40, № 2. С. 17—26. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.40.02.017>
5. Герасимець І.М., Кульчицька Г.О., Бельський В.М. Метаміктні мінерали з лужнопольовошпатових сієнітів Українського щита // Мінерал. журн., 2019. 41, № 1. С. 35—48. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.41.01.035>
6. Левашова Е.В., Возняк Д.К., Скублов С.Г., Каулина Т.В., Кульчицька А.А., Галанкина О.Л. Геохимия расплавных включений в цирконе из Азовского Zr-REE месторождения (Украинский щит) // Мінерал. журн., 2019. 41, № 2. С. 45—61. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.41.02.045>
7. Кульчицька Г.О., Черниш Д.С., Герасимець І.М. Мінералогічні й термобарометричні ознаки ліквідації розплавів у гіперсольвусних сієнітах Українського щита // Мінерал. журн., 2020. 42, № 1. С. 36—48. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.01.036>

**ДОСЛІДЖЕННЯ РАДІАЦІЙНИХ ПОШКОДЖЕНЬ В ЦИРКОНАХ
ЯСТРУБЕЦЬКОГО РУДОПРОЯВУ УЩ ЗА ДАНИМИ ЯМР ТА
РЕНТГЕНОФАЗОВОГО АНАЛІЗУ**

Гречанівський О.Є., Калініченко А.М., Брик О.Б., Гречановська О.Є.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна, grechanovsky@gmail.com

**STUDY OF RADIATION DAMAGES IN ZIRCONS OF THE
YASTRUBETSKE ORE OCCURENCE OF THE UKRAINIAN SHIELD
ACCORDING TO THE DATA OF NMR AND XRD**

Grechanovsky A.E., Kalinichenko A.M., Brik A.B., Grechanovskaya E.E.

By the method of XRD and high-resolution nuclear magnetic resonance (MAS NMR), the features of the structure of partially metamict zircons from Yastrubetske ore occurrence were studied. The XRD method showed the presence of diffuse diffraction bands, which indicates the presence of an amorphous phase. To obtain information on the local structure of the samples, spectra MAS NMR were obtained for the initial and annealed samples. It has been established that the silica phase is practically absent in the zircon samples. In such samples, mainly Q^{1-2} and Q^3 polymerization of silicon atoms occurs (for sample 3, only Q^{1-2} polymerization is characteristic). The MAS NMR results are in good agreement with the XRD data.

Акцесорний циркон є найбільш надійним мінералом при датуванні віку досліджуваних порід. Явище метаміктизації циркону призводить до зміни його фізичних та хімічних властивостей, втрати його фізичної та хімічної стабільності [1]. Природа метаміктності циркону досліджується комплексом фізико-хімічних методів тривалий час. Одним з перспективних методів дослідження цього явища є метод ядерного магнітного резонансу (ЯМР) [2].

Метою даної роботи було з'ясування особливостей структури частково метаміктних цирконів на прикладі Яструбецького рудопрояву УЩ і особливостей їх рекристалізації.

Об'єкти і методи дослідження. Були досліджені циркони: зразки 1 та 2 (глибини 627 та 1069 м, які відносяться до середньометаміктних цирконів (II стадія)) і зразок 3 (глибина 1302.5 м., вміст U в якому менше (I стадія)). Вік цирконів становить 1,6 млрд. років. В якості основних методів дослідження був використаний ЯМР високої роздільної здатності (MAS ЯМР) на ядрі ^{29}Si , а також метод рентгенофазового аналізу (РФА).

Експериментальні результати (метод РФА). Вихідний зразок 1 поруч з більш вузькими піками має чітко виражені дифузні дифракційні смуги. Це відповідає даним РФА для метаміктних цирконів [3]. Усі рефлекси дифрактограми вихідного зразка розширені. Аморфна фаза представлена широким фоновим рефлексом в діапазоні $2\theta = 20 - 40^\circ$ [3], а також меншим в діапазоні $2\theta = 40 - 70^\circ$.

Після прогріву при $T = 800$ та 1100°C інтенсивності дифузних дифракційних смуг зменшуються, інтенсивності рефлексів кристалічного циркону - зростають. Після прогріву при $T = 800^\circ\text{C}$ значно зменшується фоновий рефлекс в діапазоні $2\theta = 40 - 70^\circ$, а при $T = 1100^\circ\text{C}$ він зникає і значно зменшується фоновий рефлекс в діапазоні $2\theta = 20 - 40^\circ$. Це свідчить про якісну

зміну в структурі циркону, в тому числі, про значне збільшення його кристалічності.

Дифузні дифракційні смуги для зразка 3 виражені значно слабше, ніж в випадку зразка 1. Так, фоновий рефлекс в діапазоні $2\theta = 40 - 70^\circ$ відсутній, а в діапазоні $2\theta = 20 - 40^\circ$ виражений слабше, ніж на рис. 1. Після прогріву при $T = 1100^\circ\text{C}$ фоновий рефлекс в діапазоні $2\theta = 20 - 40^\circ$ значно зменшується.

Експериментальні результати (метод MAS ЯМР). Для одержання інформації про локальну структуру зразків були отримані спектри MAS ЯМР для вихідних зразків 1-3, а також для зразку 1 після відпалу при температурах 600, 800, 900 та 1100°C . Отримані експериментальні результати за даними MAS ЯМР наведені на рис. 1-2.

Спектри ЯМР реєстрували на імпульсному спектрометрі з Фур'є перетворенням AVANCE - 400 (Bruker). Частота обертання зразків 5 кГц. Хімічні зсуви δ виміряні в мільйонних частках (ppm) щодо тетраметилсілана.

Пошкоджена структура циркону складається в тому числі з різних полімеризованих областей, в яких тетраедри $[\text{SiO}_4]$ різним чином пов'язані між собою [4]. Полімеризація в таких областях описується індексом n - кількістю мостикових атомів кисню на один атом Si. Область з такою конфігурацією позначається Q^n .

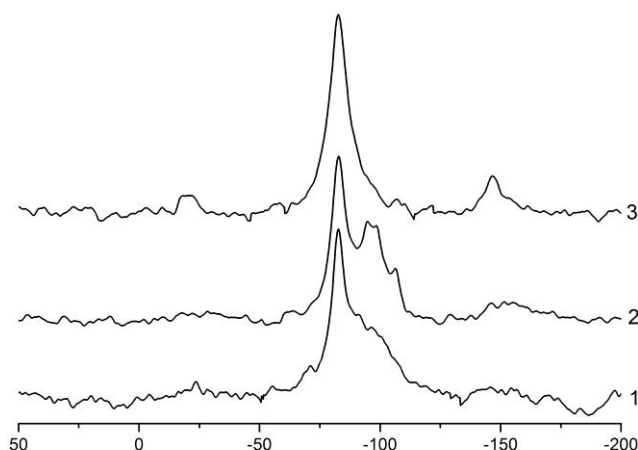


Рис. 1. Спектри MAS ЯМР ^{29}Si вихідних зразків 1-3

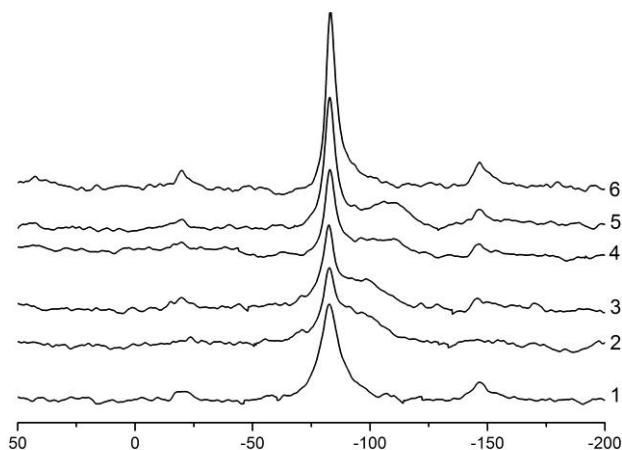


Рис. 2. Спектри MAS ЯМР ^{29}Si вихідного зразку 3 (1) і зразку 1: вихідного (2) і після відпалу при $T = 600$ (3), 800 (4), 900 (5) і 1100 (6) $^\circ\text{C}$.

Поділ спектрів виконано з використанням модуля SOLA програмного забезпечення TopSpin. Отримані лінії згруповані по конфігураціям залежно від хімічного зсуву δ Q^0 ($\delta=-82.1\text{ppm}$), Q^{1-2} ($\delta=-90.2\text{ppm}$), Q^3 ($\delta=-100.2\text{ppm}$) і Q^4 ($\delta=-110\text{ppm}$).

Спектри MAS ЯМР ^{29}Si вихідних (рис. 1) та відпалених зразків (рис. 2) представлені однією вузькою компонентою з індексом полімеризації Q^0 , а також декількома компонентами (« лініями ») з індексами полімеризації Q^2 , Q^3 , Q^4 .

Видно (рис. 2), що при температурі $600\text{ }^\circ\text{C}$ для зразку 1 кристалічна фаза збільшується за рахунок зменшення Q^{1+2} -фази. З іншого боку, частина Q^3 -фази починає переходити в Q^4 -фазу (фазу кремнезему). При $800\text{ }^\circ\text{C}$ триває деяке збільшення фази Q^0 за рахунок фази Q^2 , але в основному відбувається значний перехід Q^3 -фази в Q^4 -фазу. При температурі $900\text{ }^\circ\text{C}$ значних змін не відбувається, а при $1100\text{ }^\circ\text{C}$ відбувається значне зменшення фази Q^4 , яка переходить в кристалічну фазу Q^0 . Результати MAS ЯМР добре узгоджуються з даними РФА.

Висновки: 1) Встановлено, що циркони Яструбецького рудопрояву УЩ відносяться до метаміктних цирконів (зразок 1) і до цирконів з середньою метаміктністю (зразок 2).

2) Методом ядерного магнітного резонансу високого розділення (MAS ЯМР) показано, що у вихідних цирконів відсутня фаза кремнезему (фаза з індексом полімеризації Q^4). В цирконах із середнім ступенем метаміктності також відсутня фаза Q^3 .

3) Результати MAS ЯМР добре узгоджуються з даними РФФА.

Подяка. Автори висловлюють подяку проф. С.Г. Кривдіку за колекцію зразків циркону з Яструбецького Zr рудопрояву.

Література

1. *Гречанівський О.Є.* Радіаційна стійкість природних та штучних мінеральних матриць для довготривалої та екологічно-безпечної утилізації високоактивних радіоактивних відходів. К.: Логос, 2012. 128 с.
2. *Пономаренко А.Н., Брик А.Б., Гречановский А.Е., Лариков А.Л., Калиниченко А.М.* Физические модели, методы исследования и свойства метамиктных цирконов. // Минерал. журн (Украина), 2009. Т. 29. С. 45–58.
3. *Ewing R.C., Meldrum A., Wang L., Weber W.J., Corrales L.R.* Radiation Effects in Zircon. // Rev. Miner. Geochem, 2003. Vol. 53. P. 387 – 425.
4. *Grechanovsky A. E., Urusov V. S., Eremin N. N.* Molecular dynamics study of self-radiation damage in mineral matrices. // Journal of Structural Chemistry, 2016. Vol. 57, N 6. P. 1284–1304.

**КРИСТАЛЛОХИМИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ТУРМАЛИНОВ
ШЕВЧЕНКОВСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(ЗАПАДНОЕ ПРИАЗОВЬЕ)**

*Гречановская Е.Е.¹, Ильченко Е.А.¹, Вишневский А.А.¹, Гаращенко В. В.²
Герасимец И.Н.¹*

¹Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. М.П. Семененко
НАНУ, г. Киев, Украина, *e.grechanovskaya@gmail.com*

²Институт сверхтвердых материалов им. В.М.Бакуля НАНУ, г. Киев, Украина

**CRYSTAL CHEMISTRY OF ALKALINE TOURMALINES OF THE
SHEVCHENKO RARE METALS DEPOSIT (WESTERN AZOV REGION)**

*Grechanovskaya O.E., Ilchenko K.O., Vishnevskiy O.A., Garaschenko V.V.,
Gerasymets I.N.*

Chemical composition, X-ray parameters and IR-spectra of black schorl crystals from the fissures of quartz-microcline-albite pegmatite and dark-green tourmaline crystals from quartz-spodumene-albite pegmatite of Shevchenko rare metals deposit (Western Azov, Ukraine) had been investigated. Chemical composition and X-ray parameters analysis, dependence of unite cell volume from Li content and IR-spectra analysis have shown that the black schorl crystals are members of isomorphic series schorl-dravite. Part of the green crystals with significant alkali deficiency in X positions and great amount of Al and Li in octahedra are members of isomorphic series schorl-foitite-elbaite. Tourmalines of schorl-foitite-elbaite series were crystallized on early stage of metasomatic pegmatite's changes, and schorl, simultaneously with muscovite and biotite, – on the later, "mica formation" stage.

Введение. Турмалин – распространенный минерал пегматитов и кварц-турмалиновых жил в Приазовском мегаблоке Украинского щита. В Западном Приазовье он встречается в сходных по строению пегматитах Сорокинского рудного поля [1] и микроклин-олигоклаз-альбитовых пегматитах Шевченковского редкометального месторождения и представлен шерлом [2].

Объекты исследований. Исследованы мелкие зерна турмалина темно-зелёного цвета из кварц-микроклин-альбитовых пегматитов (обр. 116) и темно-зелёного – из основной массы кварц-сподумен-полевошпатовой пегматитовой породы (обр. 184, 185) и более крупные черные кристаллы шерла из трещин в кварц-микроклин-альбитовых пегматитах (обр. 116, 186). Для сравнения использованы ранее изученные нами образцы шерла из пегматитов Сорокинского поля [3] и Казахстана (Карагандинская обл.) [4].

Методы исследований. Рентгеновский анализ турмалина выполнен на автоматическом дифрактометре ДРОН-3М. Параметры элементарной ячейки (ПЭЯ) рассчитаны методом наименьших квадратов. ИК-спектры таблеток турмалина с KBr и монокристаллов в спектральном диапазоне 400–4000 см⁻¹ получены на Фурье спектрометре Nicolet 6700 с ИК-микроскопом Nicolet Continuum (Thermo Fisher Scientific). Химический состав турмалина определен с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6700F с энергодисперсионной системой для микроанализа JED-2300 (JEOL, Japan).

Результаты исследований.

По данным микронзондового анализа содержание железа максимально в казахстанском шерле (2,45 ф. ед.), ниже в черных турмалинах (Шевченково,

обр. 116, 186 - 1,44 – 1,36 ф. ед.) и минимально в зеленых (обр. 116, 184, 185 - 1,41 – 1,04 ф. ед.). В чёрном обр. 116 содержание Li незначительно (0,004 ф. ед.). Существенное его повышение в зелёных турмалинах (0,296 – 0,559 ф. ед.) приводит к увеличению числа вакансий в X-полиэдрах структуры (от 0,016 в чёрном обр. 116 до 0,277 ф. ед. в зелёном и 0,502-0,559 ф. ед. в обр. 184 и 185, соответственно; рис. 1).

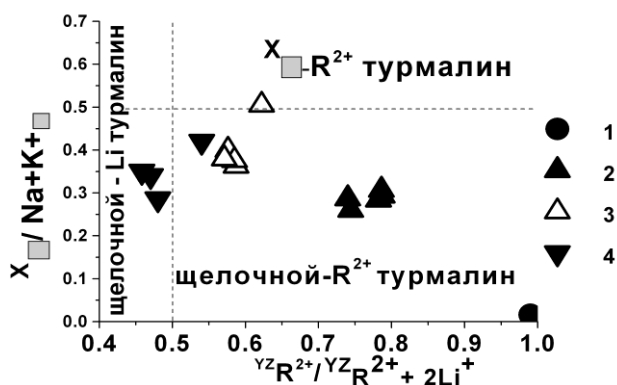


Рис. 1. Дискриминационная диаграмма турмалинов [5]: 1 – шерл, обр. 116; 2–4 – тёмно-зелёные турмалины: обр. 116, 184 и 185, соответственно.

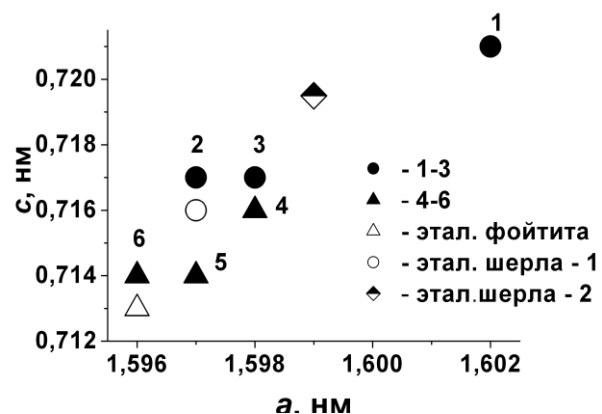


Рис. 2. Диаграммы зависимости a от c в турмалинах: 1 – шерл (Казахстан), 2,3 – черные турмалины (обр. 116 и 186); 4-6 – тёмно-зелёные (обр. 116, 184, 185, соответственно).

Результаты рентгеновского анализа. Значительное содержание железа в составе казахстанского шерла определяет самые высокие параметры его решетки (рис. 2). Более низкие ПЭЯ менее железистых черного обр. 186 и черного и тёмно-зелёного обр. 116 также попадают в область значений, характерных для шерла (рис.2). Замещение части Fe^{2+} на $(\text{Al}^{3+} + 3\text{Li}^+)$ в Y-октаэдрах приводит к уменьшению ПЭЯ зеленых турмалинов (рис. 2) и постепенному уменьшению объёма их элементарной ячейки. По хим. составу (рис. 1) и значениям ПЭЯ (рис. 2) обр. 184 близок к эталонному фойтиту, а обр. 185 – к турмалину фойтит-эльбаитового состава (рис. 1). В этих образцах Mg практически отсутствует. Более высокие ПЭЯ зеленого обр. 116 обусловлены относительно высоким содержанием Mg – 0,864 ф. ед.

ИК-спектроскопия. Положение, интенсивность и полуширина полос $\nu_{\text{ОНЗ}}$ в ИК-спектрах черных турмалинов (рис. 3а: 2,3) в области валентных колебаний ОН-групп и воды $3000 - 3800 \text{ см}^{-1}$ несколько отличаются от таковых в спектре высокожелезистого шерла из Казахстана (рис. 3а: 1). Это связано с меньшим содержанием в них Fe, более высоким Mg и присутствием некоторого количества структурно связанной воды [5, 6]. Спектры зеленых зерен обр. 116 (рис. 3а: 4, 6) и турмалина Сорокинского пегматитового поля (рис. 3а: 5) с существенным дефицитом щелочей [3, 6] близки по характеру кривых поглощения с некоторыми различиями в области $\nu_{\text{ОН1}}$.

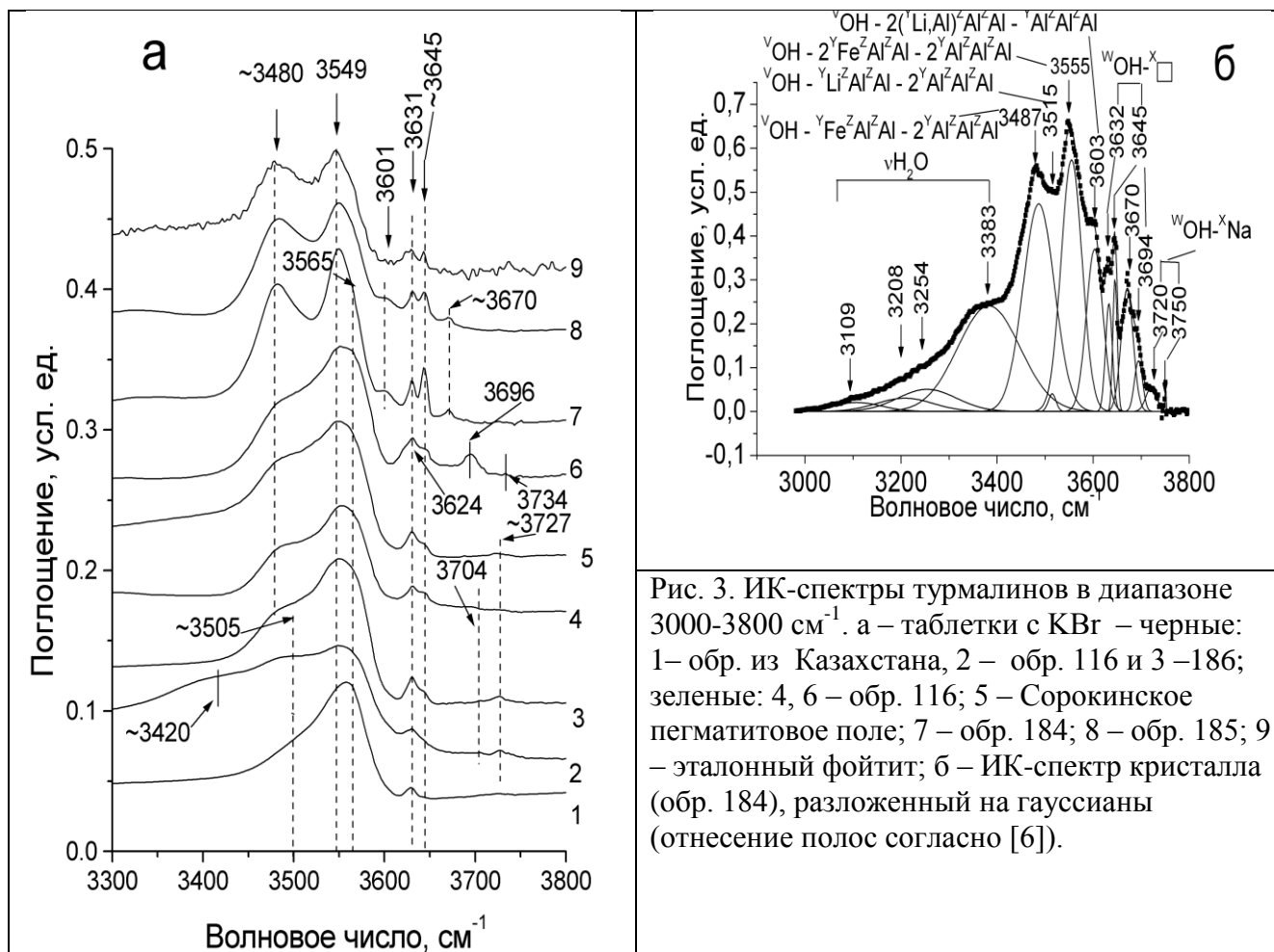


Рис. 3. ИК-спектры турмалинов в диапазоне 3000-3800 см⁻¹. а – таблетки с KBr – черные: 1– обр. из Казахстана, 2 – обр. 116 и 3 –186; зеленые: 4, 6 – обр. 116; 5 – Сорокинское пегматитовое поле; 7 – обр. 184; 8 – обр. 185; 9 – эталонный фойтит; б – ИК-спектр кристалла (обр. 184), разложенный на гауссианы (отнесение полос согласно [6]).

В спектрах обр. 184 и 185 (рис. 3а: 7, 8 и рис. 3б) в области ~3480 и 3645 см⁻¹ повышается степень дифференциации полос поглощения, как в спектре фойтита (рис. 3а: 9) [R050495 RRUFF, California, USA]. При вхождении в структуру Li⁺ в спектре монокристалла обр. 184 (рис. 3б) полосы $\nu\text{OH}3$ смещаются в низкочастотную область, относительно таковых в спектрах шерла, и значительно увеличивается число полос поглощения OH^{X} , весьма чувствительных к составу катионов в X-полиэдрах. В ближайшем окружении OH^{X} в структуре зеленых турмалинов и образца из Сорокинского поля, в отличие от черных, значительная часть X-позиций вакантна, остальные заполнены Na и Ca [3, 6, 7], что вызывает усложнение спектра в области OH^{X} (рис. 1 и 3: а, б).

Исследования показали, что в породах Шевченковского редкометального месторождения присутствуют турмалины двух генераций. Зеленые мелкозернистые разновидности турмалина (с включениями кварца и альбита), по составу, ПЭЯ и ИК-спектрам диагностированные как члены изоморфного ряда фойтит-эльбаит, вероятно, были образованы, аналогично турмалину Сорокинского пегматитового поля, на ранних стадиях метасоматоза, в условиях пониженной щелочности растворов при поступлении флюидов, насыщенных Fe, В и Li [1, 2]. А крупные черные кристаллы шерла в парагенезисе с биотитом

и мусковитом – на поздних стадиях формирования Шевченковского месторождения при более высокой щелочности флюида [1, 2].

Литература

1. Литовченко Е.И. Гранитные пегматиты Западного Приазовья. «Наукова думка». – Киев. – 1976. – 129 с.
2. Кичурчак В.М. Закономерности локализации, строение и происхождение пегматитов в одном из районов Украинского щита. – Автореферат диссертации на соискание кандидата геол.- мин.наук. – Киев. – 1988.
3. Льченко К. О., Гречановська О.Є., Іваницький В.П., Гаращенко В. В. Радіаційно- та термічно-стимульовані зміни структури турмаліну за ІЧ-спектрами та рентгенівськими характеристиками // Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні. Збірник тез наукової конференції, присвяченої 50-річчю Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка, 14-16 травня 2019 р. Київ, 2019. – Т.1. – С. 163 – 165.
4. Льченко К., Гречановська О., Науменко Є., Старик С. Деякі кристалохімічні особливості лужного турмаліну за даними інфрачервоної спектроскопії та рентгенівського аналізу // Мінералогічний збірник – 2018. –68, 1. – С. 89 – 93.
5. Darrell J. H., Novák M., Hawthorne F.C., Ertl A., Dutrow B. I. Uher P., Pezzotta F. Nomenclature of the tourmaline-supergrout minerals // *Amer. Mineral.* - 2011. - V. 96 – P. 895–913.
6. Waterphul A., Burgdorf M., Schlüter J., Horn I., Malcherek T., Mihailova B. Exploring the potential of Raman spectroscopy for crystallochemical analyses of complex hydrous silicates: II. Tourmalines // *Amer. Mineral.* – 2016. –101. – P. 970–985.
7. Gonzalez-Carreño, T., Fernandez, M., and Sanz, J. Infrared and electron microprobe analysis in tourmalines // *Phys. Chem. Minerals.* – 1988. – 15. P. – 452–460.

ОСОБЛИВОСТІ ПОХОДЖЕННЯ СФАЛЕРИТІВ ВЕНДУ СЕРЕДНЬОГО ПРИДНІСТРОВ'Я

Жук О.А.

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

PECULIARITIES OF ORIGIN OF VEND SPHALERITES OF MIDDLE TRANS-DNIESTER

Zhuk O.

The average chemical composition of sphalerites of Wend sandstones and veins in the crystalline basement of Middle Transnistria was analyzed. In the crystalline basement sphalerite is presented in the form of inclusions 1-2 mm in size, forming streaked secretions of irregular shape. In sandstones, the cement of which consists of carbonate, hydromica and kaolinite, sphalerite forms their metasomatic substitution. According to the chemical composition of mineral-forming and microelements of sphalerites, assumptions about their origin are made.

Район Середнього Придністров'я в геолого-структурному відношенні належить до південно-західного схилу Українського щита Подільської тектонічної зони, що характеризується відносно широким розвитком флюоритової мінералізації, поєднаної із свинцево-цинковою та локалізованою у комплексах валдайської серії венду.

В осадових товщах (пісковики польвошпат-кварцові) і породах фундаменту (кристалосланці, гнейси, гранітоїди) розвинені поліметалічні

прояви, які нерідко асоціюють з флюоритовим зруденінням, та утворюють самостійні виокремлення. В кристалічних породах вони представлені, зазвичай, жилами, прожилками, нальотами по тріщинах, вкрапленнями галеніту, сфалериту, халькопїриту, піриту з кальцитом та кварцом. Найпоширеніші кальцит-сфалерит-галенітові прояви [1-3], на багатьох ділянках Подільської тектонічної зони, особливо в місцях перетину з розломами північно-східного напрямку.

У кристалічному фундаменті сфалерит представлений у вигляді включень за розміром 1-2 мм, що утворюють прожилкові виокремлення неправильної форми. У пісковиках, цемент яких складається з карбонату, гідрослюд і каолініту, сфалерит утворює метасоматичне їх заміщення.

За результатами спектрального аналізу проаналізовано середній вміст хімічних елементів у сфалеритах з цементу пісковиків та прожилків у кристалічному фундаменті (таблиця).

Вміст основних елементів (Zn, Fe, Pb, Mn, S) та елементів домішок у сфалеритах пісковиків та прожилків кристалічних порід практично однаковий, що дозволяє допустити про їх однорідний генезис.

Більшість дослідників доводять, що глибинні розчини, потрапляючи у близько поверхневі умови, розчиняються прісними водами; метали при цьому звільняються із комплексів та здійснюється їх осадження. Однак в якій би формі не переносилися свинець та цинк, головними умовами, що обмежують їх міграцію, є вміст у розчині H_2S чи іншої форми S (сульфатний характер вод). Їх вміст у розчині утворює певних геохімічний бар'єр, під час переходу до якого з вод, насичених комплексними іонами свинцю та цинку, буде відбуватися сульфїдоутворення [4].

Таблиця – Середній вміст хімічних елементів у сфалеритах, %

Хімічний елемент	Сфалерити з цементу пісковиків	Сфалерити прожилків у кристалічному фундаменті
Zn	60	60
Fe	4,5	5,0
Pb	0,14	0,18
Mn	0,04	0,04
S	32,6	32,9
In	0,013	0,015
Hf	0,003	0,003
Ge	0,015	0,010
Sn	0,003	0,003
Cu	0,58	0,60
Cd	0,13	0,11
Y	0,005	0,011
Yb	0,0005	0,0012
Ni	0,0017	0,005
Zr	0,015	0,05
Co	0,038	0,037

Тобто, утворення сфалериту, і в цілому, поліметалевого зруденіння відбувається за рахунок привносу глибинних метаморфізованих вод та присутності в них сірководню. Відбувається метасоматичне заміщення карбонатного цементу пісковиків та прожилкове гідротермальне мінералоутворення.

Література

1. Металлогения Украины и Молдавии. Киев, Наук. думка, 1974. 507 с.
2. Флюорит Украины (критерии поисков). Сб. научн. тр. Киев, Наук. думка, 1981. 140с.
3. *Крюченко Н.О., Жовинський Е.Я., Жук О.А., Кухар М.В., Панаїт Е.В., Дмитренко К.Е.* Стан мінерально-сировинної бази плавикового шпату Середнього Придністров'я. *Пошукова та екологічна геохімія*. 2016. № 1 (17). С 41-48.
4. *Ткачук Л.Г., Жовинський Е.Я.* Епігенетичні процеси та утворення деяких родовищ корисних копалин Подільського Придністров'я. *Геологічний журнал*. № 5. 1970. С.14-27.

МІНЕСОТАЇТ, ГРИНАЛІТ, СТИЛЬПНОМЕЛАН – НОВІ МІНЕРАЛИ МАГНЕТИТОВИХ КВАРЦИТІВ КРЕМЕНЧУЦЬКОГО ЗАЛІЗОРУДНОГО РАЙОНУ

*Калініченко А.М.¹, Брик А.Б.¹, Білоус О.І.², Дудченко Н.О.¹, Бондаренко С.М.¹,
Калініченко О.А.¹, Овсієнко В.В.¹*

¹ІГМР НАН України, Київ, Україна, akalinichenko@nas.gov.ua

² FERREXPO, Київ, Україна, a.belous@ferrexpo.com

MINNESOTAITE, GREENALITE, STILPNOMELANE – NEW MINERALS IN MAGNETITE QUARTZITES OF KREMENCHUK IRON ORE REGION

*Kalinichenko A.M., Brika A.B., Belous O.I., Dudchenko N.O., Bondarenko S.M.,
Kalinichenko O.A., Ovsienko V.V.*

Minerals common in the iron formations of Minnesota (USA) were found in the magnetite quartzites of the Kremenchug iron ore district. Talc with FeO content of up to 10, 20 and 36 wt.%, (minnesotaite) type 1, 2 and 3, respectively. It is assumed, that three types of ferrous talc of magnetite quartzites may indicate an isomorphic series whose end members are talc (Mg, Fe)₃[Si₄O₁₀](OH)₂ and minnesotaite (Fe.Mg)₃[Si₄O₁₀](OH)₂. In these quartzites, greenalite and stilpnomelane are also common.

Шаруваті силікати мінесотаїт, гриналіт, стильпномелан поширені в залізистих кварцитах Міннесоти (США) і рідко зустрічаються в інших регіонах [1,2].

Метою даної роботи було проведення детального дослідження мінерального складу магнетитових кварцитів методами РФА і мікрозондового аналізу з використанням прозорих і полірованих шліфів.

Об'єктами дослідження були 35 зразків магнетитових кварцитів із Кременчуцького залізорудного району (родовища Полтавське, Єривське і Біланівське).

Рентгенофазовий аналіз (РФА) показав, що крім кварцу і гематиту в складі цементу присутні в основному амфіболи і карбонати, досить рідко біотит, а в окремих пробах проявлялись рефлекси від мінералів групи септихлоритів і стильпномелану. Із амфіболів найбільш поширеними були кумінгтоніт і

збагачений на Mg рибекіт, а серед карбонатів – анкерит. Окрім рефлексів цих мінералів проявились основні рефлекси з міжплощинними відстанями d , нм: 0,9317 (15), 0,9373(2) і 0,9459 (3проби). Якщо порівняти d основного рефлексу тальку (0,926) і Fe-збагаченого тальку (мінесотаїту) (0,953 нм) [2], то побачимо, що отримані величини знаходяться між цими крайніми значеннями (таблиця).

Хімічний склад тальку-3 практично збігається зі складом мінесотаїту. Три типи тальку, ймовірно, є членами ізоморфного ряду від (Mg,Fe)-тальку до (Fe,Mg)-тальку, тобто мінесотаїту.

Допускається, що тальк-1, в основному, шаруватий, тальк-2 шаруватий і голчатий, а тальк-3 в основному голчатий як і мінесотаїт [2]. Це підтверджується тим фактом, що по розрізу однієї свердловини в інтервалі 167-176м було виявлено приблизно 16 мас.% тальку-3 (N4, таблиця), а в нижній товщі (інтервал 176-186 м) виявлено приблизно 20 мас.% кумінгтоніту (N5, таблиця) з FeO=34,38 – 38,18 мас.% (4 визначення), тобто практично гронерит. Характерно, що в прозорих шліфах з обох зразків виявлено лише амфібол, тобто голчатий тальк-3 трудно відрізнити від амфіболу.

Таблиця. Міжплощинна відстань (d , нм) основного дифракційного рефлекса і хімічний склад (мас.%) деяких мінералів залізистих кварцитів

N	d	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Сума
1	0,926	60,7	-	1,88	32,0	-	-	-	4,89	99,47
2	0,9317	56,27	1,31	5,04	30,48	0,23	0,00	0,00	-	93,33
3	0,9373	50,22	1,19	22,72	13,96	0,17	4,17	0,17	-	92,60
4	0,9459	50,25	2,00	36,26	6,94	0,16	0,00	0,00	-	95,61
5	0,8246	51,94	1,04	34,38	11,06	0,00	0,00	0,00	-	98,54
6	0,953	51,29	0,61	35,66	6,26	0,0	0,08	0,03	5,54	99,71
7	0,9459	49,94	0,35	31,59	13,01	0,37	0,00	0,00	-	95,45
8	0,7242	23,95	1,26	53,12	5,25	0,15	0,00	0,00	-	83,69
9	1,2369	32,09	9,34	34,22	14,10	0,00	0,00	2,51	-	92,60

Примітки. - – не визначали; 1,6 – звичайний тальк і мінесотаїт [2]; 2,3,4- тальк-1,2 і 3 типу, відповідно, 2,4 – Єристівське, 3 – Біланівське родовища; 5 – кумінгтоніт; 7,8,9–Біланівське родовище, горизонт -119,5м, тальк-3, гриналіт і стильномелан відповідно.

На Єристівському родовищі в 11 пробах виявлено тальк-1 (3-17) і в 2-х тальк-3 (1 і 16 мас %), а на Полтавському - в 4 пробах тальк-1 (3 – 12) і одній тальк-2 (3 мас.%). На Біланівському родовищі виявлено тальк- 2 (5) і тальк-3 (1 мас. %). Спостерігається тенденція локалізації тальку-3 в товщах з метаморфічним кварцом, тобто так само як і в залізистих формаціях Міннесоти [2]. Тальк-1 і тальк-2 поширені в досліджуваних родовищах з метаморфічним і осадовим (криптокристалічним) кварцом у проміжку від -100 до -345 м.

Другим шаруватим силікатом, який поширений лише в Міннесоті, виявився гриналіт, який за даними РФА був виявлений на Біланівському і Єристівському родовищах в асоціації з тальком-3 з високим вмістом заліза в першому (таблиця), тобто так само як і в Міннесоті [2]. Відмітимо, що

дифрактограми серпентина і гриналіта близькі, тому без хімічного аналізу їх складно розрізнити.

Стильпномелан за даними РФА виявлений лише в одній пробі Полтавського родовища (інтервал -160м), а за даними хімічного мікрозондового аналізу має значне поширення в цих товщах магнетитових кварцитів. Він виявлений в 5 пробах Єриствського і Полтавського родовищ з FeO до 20 мас.% на горизонтах -180 - -320м і в 2 пробах Біланівського родовища. У більшості проб стильпномелан представлений Mg-Na різновидом з меншим вмістом заліза, ніж Al-K різновид (таблиця). На значну поширеність цих мінералів, імовірно, вказує те, що за даними РФА у залізорудному концентраті були виявлені такі мінерали: магнетит, кварц, анкерит, Fe-тальк, (гриналіт або шамозит), кумінгтоніт, стильпномелан.

Відмітимо, що за даними РФА були виявлені рибекіт (3 проби) і його різновид, збагачений на Mg (10 проб), як індикатори лужного метасоматозу [3], які не завжди були підтверджені даними мікрозондового аналізу.

Одержані результати можуть бути використані при підготовці залізних руд до збагачення і для встановлення генезису осадових товщ залізистих кварцитів.

Література

1. Дир У.А., Хауи Р.А., Дж. Зусман. Пороодообразующие минералы. Т.3.М:Мир, 1966.316 с.
2. Gruner J.W. The composition and structure of Minnesotaite, a common iron silicate in iron formations // Amer. Mineral., 1944.№29. P. 291-298.
3. James, H.L. Sedimentary facies of iron-formation: Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists // 1954. v. 49, p. 235–293.

МЕТАМІКТНИЙ ЦИРКОН І ЙОГО РЗЕ РУДОНОСНОСТІТЬ

Калініченко А.М., Брик О.Б., Гречанівський О.Є., Багмут М.М.,

Калініченко О.А. Овсієнко В.В., Черевко Ю.І., Дудченко Н.О.

ІГМР НАН України, Київ, Україна, akalinichenko@nas.gov.ua

METAMICT ZIRCON AND ITS REE-BEARING

Kalinichenko A.M., Brik O.B., Grechanivskiy O.E. Kalinichenko O.A.,

Ovsienko V.V., Cherevko Yu.I., Dudchenko N.O.

The structure and composition of zircon in alkaline rocks and granites were studied by NMR, X-ray diffraction and EPR methods. The concentration of Fe³⁺ was found to be directly proportional to the metamictness degree and inversely proportional to the concentration of paramagnetic centers SiO₃³⁻. It is assumed that the entry of iron ions into the metamict phase indicates that REE³⁺ is also mainly included in the metamict phase of zircon in mineral form.

Циркон – основна руда на Zr і Hf, в якому присутні домішки U, Th, РЗЕ та ін. Вважається, що ізоморфна ємність незміненого циркону на домішкові елементи незначна, але вона суттєво збільшується в частково змінених (метаміктних) різновидах [1].

Метою роботи було проведення детального дослідження структурних змін в цирконі різного ступеня метаміктності з інтрузивних порід Українського щита (УЩ) для оцінки вмісту домішкових РЗЕ і перспектив його рудоносності.

Об'єкти і методи дослідження. Зразки циркону з Яструбецького масиву відібрані з керну 23 свердловини: № 2, 3, 4, 5 з інтервалів 627, 836, 1069 і 1302,5 м відповідно. Зразки № 1 і 6 – з Азовського і Октябрського сієнітових масивів. Крім того, досліджувались зразки малакону ураноносних альбітитів (№ 7), гранітів УЩ (№ 8 – СР-2-15), використано дані із літературних джерел (№9,10 з розсипищ Шрі Ланки[2]). Основними методами дослідження були РФА, ЯМР і ЕПР.

Циркон із сієнітів Яструбецького і Азовського масивів (таблиця) характеризується незмінною центральною зоною з вмістом оксидів U і Th до 0,1 і 0,05; РЗЕ –0,02-0,7 і води до 0,2 мас. % відповідно. У крайових зонах - U і Th до 0,3 і 0,1; РЗЕ до 2,0 і води до 5,6 мас.% відповідно, із значно більшим вмістом в Яструбецькому [3].

За даними РФА досліджувані зразки представлені монофракцією циркону з незначною домішкою гематиту в зр. №2. Кількість метаміктної фази (M_x) за цими даними збільшується зі збільшенням вмісту UO_2 приблизно так само як і за даними ЯМР $^{29}Si(Q_{1-4})$, а кількість кристалічної фази (Q_0) зменшується (таблиця).

З таблиці видно, що вміст метаміктної фази за рентгенівськими і ЯМР даними помітно відрізняється, але тенденція зберігається – збільшення вмісту урану призводить до збільшення ступеня метаміктності.

Таблиця. Вміст деяких хімічних елементів в цирконі, рентгенівська (M_x) і ЯМР метаміктність (Q_{1-4}), ЯМР кристалічність (Q_0), вміст $\sum H_2O$.

N	UO_2^*	$Y_2O_3^*$	$TR_2O_3^*$	M_x^{**}	Q_0^{**}	Q_{1-4}^{**}	Fe^{3+}	SiO_3^{3-}	$\sum H_2O^*$
1	-	-	-	-	62	38	-	1	0,14
2	0,1	-	-	50	45	55	1	0,3	0,2
3	-	-	-	57	33	67	0,6	0,5	0,2
4	-	-	-	66	25	75	0,6	0,5	0,2
5	0,01	-	-	20	89	11	0,4	0,6	0,3
6	0,17	-	1,06	60	41	59	1	0,4	0,2
7	0,43	0,36	1,46	-	5	95	-	0,6	2,0
8	0,53	-	-	80	8	92	1	0,8	0,9
9	0,41	0,16	0,02	50	-	-	-	-	0,1
10	0,11	0,08	0,01	20	-	-	-	-	0,01

Примітки. * – мас. %; ** – відносні одиниці; - – не визначали.

У цирконі із рудної зони (№ 2-4) вміст UO_2 суттєво більший ніж із безрудної (№ 5) і метаміктність суттєво менша в останньому.

За даними ЯМР 1H сумарна кількість води ($H_2O + OH$) в №2 – 0,2, а в №1 – 0,14 мас.%, але в №2 практично вся вода молекулярна, а в №1 її приблизно половина. Тобто аномально високого вмісту води в обох цирконах не виявлено.

Дані ЕПР показали, що фаза гематиту прямо корелює з його метаміктністю, за деяким виключенням, хоча раніше [1] вважалось, що Fe^{3+} – це ізоморфна домішка. Дефекти структури циркону, які проявляються

парамагнітними центрами SiO_3^{3-} , на нашу думку, можуть вказувати на ізоморфізм РЗЕ – найбільш поширену домішку. Ізоморфне входження такої домішки в структуру може призводити до кисневої вакансії, яка при іонізації структури стає парамагнітним центром. Аналогічна ситуація виникає у кварці (Е-центри). Кількість центрів зменшується зі збільшенням ступеня метаміктності циркону (таблиця), тобто зі зменшенням кількості кристалічної фази.

Аналіз літературних джерел і проведене дослідження показує, що спостерігається пряма кореляція між вмістом РЗЕ, особливо Y, і вмістом U незалежно від того рудний чи акцесорний циркон. Можна допустити, що на магматичному етапі кристалізації циркону вміст РЗЕ в магмі гранітів і сієнітів був приблизно однаковий. Накопичення таких домішок відбувається на заключних етапах магматичного процесу після збагачення флюїдами [3]. На цій стадії РЗЕ, імовірно, накопичуються в метаміктній фазі в мінеральній формі, на що вказує значна кількість РЗЕ мінеральних включень, виявлених в цирконах в тому числі в зразках № 1 і 2 [3].

Проведене дослідження показало, що метаміктність циркону Яструбецького і Азовського родовищ достатньо висока і вони можуть бути комплексною рудою на рідкісні і рідкісноземельні елементи.

Результати дослідження показують, що метаміктність циркону, а отже його рудоносність на РЗЕ, можна оцінювати експресним і більш доступним методом ЕПР.

Література

1. *Лунова И.М.* Природа метаміктних цирконов. М: Атомиздат, 1972. 158 с.
2. *Murakami T., Chakoumakos B.C., Ewing R.C. et al.* Alpha-decay event damage in zircon // *Am. Mineral.*, 1991. V.76, № 5. P.1510-1532.
3. *Левашова Е.В., Скублов С.Г., Лу С.-Х. и др.* Геохимия и U-Pb возраст циркона из редкометалльных месторождений безнефелиновых сиенитов Украинского щита // *Геология рудных месторождений*, 2016. Т.56, № 3. С. 267-291.

МІКРОДАМАНТИ РОСІНСЬКО-ТІКИЦЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Квасниця В.М.

Інститут геохімії, мінералогії та рудотворення ім. М.П. Семененка
НАН України, м. Київ, Україна, vmkvas@hotmail.com

MICRODIAMONDS OF THE ROS'-TIKYCH MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD

Kvasnytsya V.M.

The characteristics of microdiamonds from Neogene sands of the Zeleny Yar placer on the Ros-Tikych megablock are given. They are represented by cubes, combinational crystals {111}+{110}+{100}, cube-octahedrons, octahedrons and transitional forms {111}+{110}, rhombic dodecahedrons are rare. Their distribution by physical classification: nitrogen-crystals type Ia– 45% (including subtypes IaAB1– 11% and IaB - 5%) and type Ib– 5%, and nitrogen-free crystals are 50% (type IIa). According to the isotopic composition of carbon, these microdiamonds are also heterogeneous crystals, the values of $\delta^{13}\text{C}$ obtained for them vary from -26.74 to -3.55 ‰.

У Росинсько-Тікицькому мегаблоці Українського щита найбільш діамантоносним виявився неогеновий розсип Зелений Яр (за даними Ю.О. Полканова вміст мікродіаманту в розсипу досягає 0,06 карата на 1 м³ рудного піску), менш діамантоносним є сусідній неогеновий розсип Тарасівка. Розсип Зелений Яр знаходиться в південно-західній частині мегаблоку в 12 км на північний схід від с.м.т. Оратів, а розсип Тарасівка – у східній частині мегаблоку приблизно в 25 км на південний захід від м. Біла Церква. За деякими підрахунками з міоценових відкладів (новопетрівська світа полтавської серії) цих розсипів вилучено понад 700-1000 мікродіамантів розмірами менше 0,5 мм (рис.1, а) (сотні кристалів із першого розсипу і понад 60 кристалів із другого), ще десятки мікродіамантів знайдено у четвертинних теригенних відкладах мегаблоку [1].

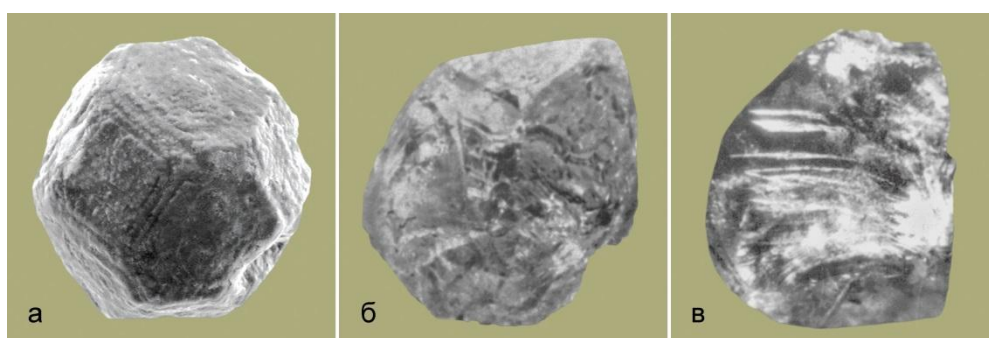


Рис. 1. Діаманти Росинсько-Тікицького мегаблоку: а – кубо-октаедр із неогенового розсипу Зелений Яр, б – зросток октаедрів з алювію р. Синюха, в – уламок кристалаперехідної форми $\{111\}+\{110\}$ з алювію р. Ятрань

На південно-східній окраїні мегаблоку відома знахідка двох макродіамантів у руслових відкладах, а саме, діамант масою 40,1 мг в алювії ріки Синюха біля с. Синюхин Брід (рис.1, б), що поки що є знахідкою найбільшого діаманту в Україні, та діамант масою 0,9 мг у притоці ріки Синюха – у річці Ятрань біля с. Перегонівка (рис.1, в). Макродіаманти знайдено давно і вивчені вони недостатньо (наявні дані про їхні масу, розмір, морфологію та колір кристалів).

Мікродіаманти неогенових розсипів представлені кубами, комбінаційними кристалами $\{111\}+\{110\}+\{100\}$, кубо-октаедрами, октаедрами і перехідними формами $\{111\}+\{110\}$, ромбододекаедри є рідкісними. Співвідношення цих морфологічних типів кристалів діаманту є неоднаковим у різних намитих колекціях кристалів. Проте у розсипу Зелений Яр переважають октаедри і кристали перехідної форми $\{111\}+\{110\}$, хоча кубів також багато, а у розсипу Тарасівка – значно більше кубів. Загалом доля кристалів кубічного габітусу є за різними даними значною (18-55%). В обох розсипах виявлені також дрібні імпакті апографітові діаманти, у розсипі Зелений Яр вони складають до 3% від усіх видобутих мікродіамантів. Найвірогідніше, що джерелом цих діамантів є недалеко розташовані метеоритні кратери Білилівка та Іллінці.

Фотолюмінесценція мікродіамантів із розсипу Зелений Яр блакитна (центр N3), зеленувато-блакитна (центри N3, H3 і H4), зелена (центр H3) і жовто-

зелена (центри $N3$ і $H3$), жовто-зелена (центри $N3$, $H3$ і 575 нм), жовто-зелена (центри $H3$ і 575 нм), червона і помаранчева (центри 409 нм і 575 нм) [2].

Значна частина FTIR-спектроскопічно вивчених мікродіамантів розсипу Зелений Яр є малоазотними IaA типу, з деяким зрушенням в бік типу $IaAB1$. У них в якості додаткових виявлені $B2$ -дефекти з частотою поширення близько 50% і так звані D -центри [3], концентрація яких коливається в межах 5–20 ppm. Останні виявляються за малоінтенсивною дифузійною смугою інфрачервоного поглинання в діапазоні 1150-1350 cm^{-1} . Ступінь агрегації азотних дефектів тут нижчий, ніж у діамантах із Волинського мегаблоку, але вищий, ніж у мікродіамантах із Дністровсько-Бузького мегаблоку. Між ступенем агрегації і сумарною концентрацією азотних дефектів у зеленоярських мікродіамантах існує позитивний зв'язок (коефіцієнт кореляції = 0,69). Все це може бути погоджено з моделлю домінування єдиного мантийного джерела мікродіамантів. Загалом серед мікродіамантів розсипу Зелений Яр багато безазотних кристалів (тип IIa – 50%), а серед азотних кристалів тип Ia складає 45% (серед них підтипи $IaAB1$ – 11% і Iab – 5%) і тип Ib – 5%) [3]. Вміст азоту в кристалах від 61 до 635 ppm (середній вміст – 232 ppm). Температура перебування азотних мікродіамантів (тип Ia) у мантиї для 2 млрд років, яка вирахована за методикою В.Р.Тейлора і Х.Д.Мілледж, лежить у межах 1030-1165°C.

Для одного мікродіаманту (безбарвний октаедр) з розсипу Зелений Яр вивчено вміст ізотопів гелію ^3He , 10^{-12} і ^4He , 10^{-6} – 73,42 і 0,265 $\text{cm}^3/\text{г}$ відповідно [2]. Значення співвідношення $^3\text{He}/^4\text{He}$, 10^{-6} для цього кристалу (27,67) попадає в поле значень $^3\text{He}/^4\text{He}$ для кімберлітових діамантів із корінних тіл і розсипів.

Таблиця – Загальна характеристика та ізотопно-геохімічні властивості мікродіамантів із розсипу Зелений Яр [4]

Кристал	Маса, мкг	Форма	Колір	$\delta^{13}\text{C}$, ‰
1	39	Уламок	Безбарвний	-3,55
2	16	Уламок	Жовтуватий	-20,73
3	24	{111}+{110}	Жовтуватий	-22,60; -22,31
4	18	{111}+{110}	Жовтуватий	-7,50; -4,09
5	26	{111}+{110}+{100}	Безбарвний	-26,74; -25,62
6	26	Додекаедроїд	Жовтуватий	-6,13; -5,10
7	23	Куб	Сірий	-26,26
8	13	Куб	Коричневий	-4,47; -2,01
9	22	Куб	Коричневий	-16,98
10	23	{100}+{111}+{110}	Фіолетовий	-16,57

Для вивчення ізотопного складу вуглецю відібрано десять мікродіамантів із розсипу Зелений Яр (табл.), які були різні за масою, формою, кольором і ступенем агрегації азотних дефектів. За ізотопним складом вуглецю ці мікродіаманти виявилися дуже неоднорідними, отримані для них значення $\delta^{13}\text{C}$ знаходяться у дуже широкому діапазоні від -26,74 до -3,55 ‰.

Як і серед діамантів інших мегаблоків Українського щита (насамперед, Волинського і Приазовського), присутність мікродіамантів типу *IaAB1* у розсіпу Зелений Яр вказує на їх нетривале перебування в мантиї, а наявність інтенсивного центру *B2* в деяких мікродіамантах також свідчить про їхнє довге перебування в стабільній і прохолоднішій літосфері. Тільки дуже приблизно можна прогнозувати можливе сердовище кристалізації мікродіамантів цього розсіпу: еклогітове, гарцбургітове і лерцолітове. Мікродіаманти розсіпу Зелений Яр більш зіставлювані з кімберлітовими діамантами еклогітової асоціації, ніж перидотитової. Можливий вік мікродіамантів: архейський, палеопротерозойський. Можливий вік діамантоносних корінних порід: протерозойський. Місце знаходження цих порід прогнозується на Бердичівському піднятті Подільського мегаблоку [1, 5].

Література

1. Металіди В.С., Павлюк В.М., Приходько В.Л. Алмазоносність південно-західної частини Українського щита і його схилів. Мінеральні ресурси України. 1999. №3. С. 9–12.
2. Квасниця В.М., Таран М.М., Вірт Р., Віденбек М., Томас Р., Льченко К.О., Лунашко Т.М. Нові дані про українські алмази. Мінерал. журнал. 2005. Т.27, №4. С.47–58.
3. Льченко К.О., Квасниця В.М., Таран М.М. Мікроалмази із кімберлітів і розсіпні алмази України: їх особливості за даними інфрачервоної спектроскопії. Записки Українського мінералогічного товариства. 2007. Т.4. С. 13–37.
4. Kvasnitsa V.N., Silaev V.I., Smoleva I.V. Carbon isotopic composition of diamonds in Ukraine and their probable polygenetic nature. *Geochemistry Intern.* 2016. Vol. 54, No. 11. P. 948—963.
5. Павлюк В.М., Довгань Р.М. Перспективи алмазоносності Бердичівського підняття Українського щита // Перспективи алмазоносності території України. – Київ: Вид-во УкрДГРІ, 2004. С. 61 – 64.

ТИПОМОРФНІ ОСОБЛИВОСТІ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА З КОРИ ВИВІТРЮВАННЯ РОДОВИЩА БАЛКА ЗОЛОТА (ЗА СВЕРДОЛОВИНОЮ № 545)

Ковальчук М.С.¹, Сукач В.В.², Вишневський О.А.²

¹Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна, kms1964@ukr.net

²Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка НАН України, Київ, Україна, svital@ukr.net; vyshnevskyy@igmof.gov.ua

TYPOMORPHIC FEATURES OF NATIVE GOLD FROM THE WEATHERING CRUST OF BALKA ZOLOTA DEPOSIT (DRILL HOLE 545)

Kovalchuk M.S., Sukach V.V., Vyshnevskyy O.A.

Results of mineralogical study of native gold from the weathering crust of Balka Zolota deposit are presented. Gold mineralization was opened in the western part of deposit by drill hole 545.

Сурська зеленока'яна структура (ЗКС) розташована в центральній частині Середньопридніпровської граніт-зеленокам'яної області Українського щита. Вона складена мезоархейськими стратифікованими утвореннями конкської серії та синхронними їм інтрузивними та субвулканічними утвореннями верхівцевського і сурського комплексів та сергіївської асоціації. Сурська ЗКС є

однією із найбільш вивчених та багатих на золото серед інших зеленокам'яних структур регіону. У її межах виявлено більше десяти перспективних рудопроявів та два потенційно промислові родовища золота: Сергіївське і Балка Золота. Ці родовища подібні і складені вулкано-плутонічними асоціаціями основного і кислого складів. Верхні частини рудних тіл зазначених родовищ розміщені в корі вивітрювання рудоносних докембрійських порід фундаменту [1].

Родовище Балка Золота розташоване в центральній частині Солонянського рудного поля, 1 км південніше с.м.т.Солоне Дніпропетровської області.

Золоте зруденіння просторово локалізується в широкій зоні накладення північно-східного та західного екзоконтактів відповідно Солонянського і Східно-Солонянського субвулканічних тіл. Рудовміщувальними структурами є мінералізовані зони розсланцювання, що розташовані в ближніх екзоконтактах штокоподібних тіл і дайок кислого складу, іноді на деякому віддаленні від них [1, 2]. Зони орієнтовані паралельно або субпаралельно дайкам та контактам тіл дацит-тоналіт-порфірової формації. Макроскопічно мінералізовані зони серед незмінених масивних metabазитів виокремлюються за розвитком у них метасоматичних перетворень та розсланцювання [1, 2]. За речовинним складом зруденіння належить до золото-кварцової, частково золото-сульфідно-кварцової рудних формацій [1].

Частина рудних тіл родовища Балка Золота розташовується в корі вивітрювання, яка утворилась безпосередньо за рахунок докембрійських золотовмісних петротипів і складена непереміщеними продуктами вивітрювання. Контури поширення рудних зон у корі вивітрювання майже відповідають контурам поширення корінної мінералізації золота [1]. Золото в корі вивітрювання належить до золото-аргілізової рудної формації. Кори вивітрювання мають гетит-каолінітовий, гетит-сидерит-каолінітовий склад [1].

Нами досліджено самородне золото в інтервалі глибин 55,0-87,0 метрів зі свердловини № 545, що була пробурена в межах родовища Балка Золота, в його Східному блоці, де розвинене інтенсивне зруденіння лінійно-штокверкового типу [2]. Зерна самородного золота (рис. 1) досліджувалися під бінокуляром та за допомогою методів електронно-мікроскопічних і мікрозондових досліджень (на електронному мікроскопі JEOL JSM-6700F, обладнаного енергодисперсійною системою для мікроаналізу JED-2300).

В інтервалі глибин 55,0-63,0 метрів морфологія зерен золота одноманітна. Це зерна неправильно-грудкоподібної форми зі зрізаними краями. Найвні грудкоподібні зерна з дртоподібними відростками. Поверхня зерен ямчасто-пагорбкова. Золото золотисто-жовтого, тьмяно-жовтого забарвлення.

В інтервалі глибин 63,0-87,0 м морфологія зерен золота більш строката. Тут встановлено спотворені кристали, ксеноморфні і гемідіоморфні зерна золота. Зокрема, діагностовано золото у вигляді спотворених кристалів кубічної форми з відростками; зерна таблитчастої форми, іноді з боковими відростками; зерна сплющено-видовженої форми, сплющеної форми з широким діапазоном форм із численними боковими відростками; об'ємно-видовжені зерна з численними короткими відростками, зерна стовбуроподібної, гачкоподібної

форми; зерна грудкоподібної форми; геміідоморфні зерна, в яких ксеноморфе зерно переходить у спотворений псевдооктаедр; агрегати зерен золота, які являють собою ланцюжкоподібні зростки.

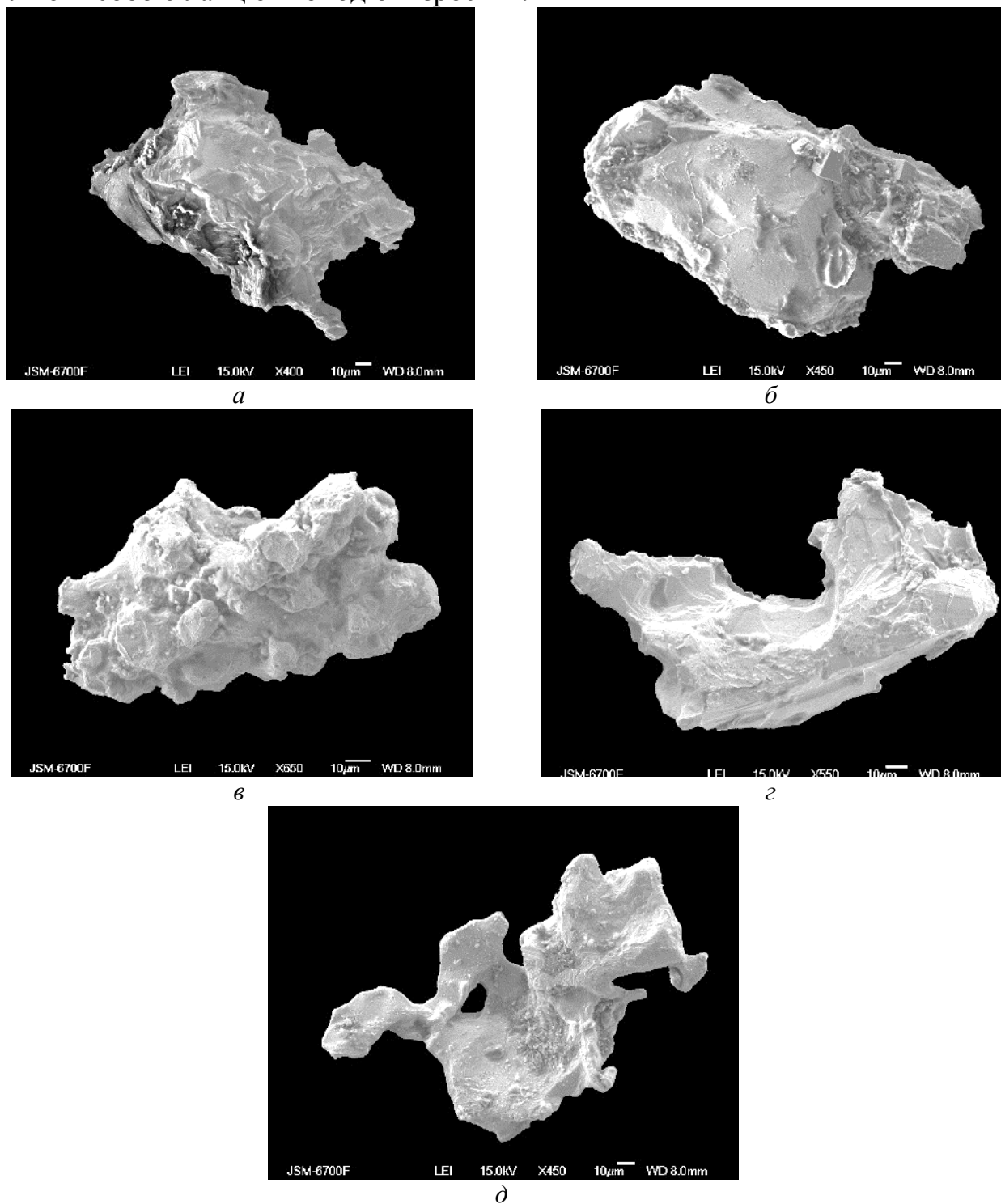


Рис. 1. . Морфологія зерен золота зі свердловини 545.

a – грудкоподібне зерно з відростками (інт. 55,0-63,0 м); *б, в* – зерна золота грудкоподібної форми (інт. 63,0-87,0 м); *г* – об’ємно-видовжене зерно з ксеноморфними відростками; *д* – ксеноморфне зерно з широким діапазоном форм

Поверхня зерен золота ямчасто-пагорбкова, шагренева, подекуди гладка і блискуча, часто з відбитками граней інших мінералів. Краї зерен згладжені, рівні, часто з численними відростками різної довжини і форми.

Забарвлення золота золотисто-жовте, темно-жовте, жовто-буре (переважає).

Золото переважно середньопробне (873-896), зрідка високопробне (916). Серед елементів-домішок переважає срібло (7,0-10,2 %), мідь (0,32-1,73 %), цинк (0,2-0,88 %).

Отже, аналіз морфології зерен золота дозволив зробити висновок, що золото у корі вивітрювання здебільшого залишкове і розподілене у розрізі нерівномірно. З'ясовано, що у верхніх горизонтах кори вивітрювання морфологія зерен більш проста у порівнянні з більш глибокими горизонтами. Такі особливості можуть бути пов'язані з зональністю зруденіння в корінних петротипах, або ж з частковим перетворенням зерен золота в зоні гіпергенезу.

Література

1. Гаєва, Н.П. та ін. Особливості речовинного складу самородного золота та золотовміщуючих руд зеленокам'яних комплексів Середнього Придніпров'я; Звіт про НДР:Новомосковськ, 2006.
2. Сукач В.В., Бобров О.Б., Малих М.М., Цима М.Т., Монахов В.С., Абдельхак Є.А., Маслянка Т.Б. Геологія і структура золоторудного местородження Балка Золотая (Середнє Придніпров'є) // Відомості АГН України. Кривий Ріг, 1997. №4. С. 67-74.

РІДКОЗЕМЕЛЬНІ ЕЛЕМЕНТИ У ФЛЮОРИТОМІСКИХ ДОКЕМБРІЙСЬКИХ ПОРОДНИХ КОМПЛЕКСАХ УКРАЇНИ

Кухар М.В.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м.Київ, Україна, mvk3@ukr.net

RARE-EARTH ELEMENTS IN FLUORITE-BEARING PRECEMBRIAN BREED COMPLEXES OF UKRAINE

Kukhar M.

The distribution of rare earth elements in fluorite, which is found in Precambrian rocks on the territory of Ukraine, is compared. The contents of the following elements were compared: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. A high correlation coefficient (0.95) of REE content in the fluorite of Bobrynet sand Bakhtinsky deposits was found. The REE content in the fluorite of the Yastrubetsky deposit has a low correlation coefficient (-0.39) with the REE content of other deposits. According to the author, such a discrepancy in the content of REE is associated with different geological conditions of rock formation in the Precambrian.

На території України існує декілька рудопроявів та родовищ флюориту, які були сформовані в докембрійський період. Це Бахтинське, Яструбецьке родовища та Бобринецька флюоритова мінералізація.

На північному заході Волинського мегаблоку Українського щита (УЩ) розташована Суцано-Пержанська зона глибинного розлому. У межах Суцано-Пержанської зони попередньо оцінене Яструбецьке флюорит-рідкісноземельно-цирконове родовище [1].

В цій зоні флюорит зустрічається в пержанських і львівківських гранітах, граніт-порфіриті, біотит-польовошпатовому метасоматиті з гентгельвіном, тонкозернистому з прожилками ЛПШ-метасоматиті.

Межі значень вмісту РЗЕ в досліджених зразках цього родовища складають (в г/т мінімальне значення, максимальне значення): La 13,98, 3477,36; Ce 11,57, 3793,26; Pr 10, 4624,38; Nd 9,54, 5407,12; Sm 13,12, 7165,15; Eu 0,92, 382,18; Gd 14,31, 7468,2; Tb 12,93, 8365,34; Dy 9,84, 8760,6; Ho 9,18, 8518,94; Er 10,4, 9797,87; Tm 11,39, 11012,5; Yb 9,6, 9207,82; Lu 11,32, 9606,05.

Бахтинське родовище знаходиться в західній частині УЩ в Подільській тектонічній зоні. Флюоритоносними є осадові утворення – ольчедаєвські та ямпільські верстви могилівської світи верхнього венду [2].

В цьому родовищі флюорит знаходиться в пісковиках в формі жил і окремих кристалів.

Межі значень вмісту РЗЕ в досліджених зразках цього родовища складають (в г/т мінімальне значення, максимальне значення): La 1,622, 262,045; Ce 3,592, 355,618; Pr 0,452, 41,142; Nd 1,933, 166,12; Sm 0,507, 36,799; Eu 0,07, 4,795; Gd 0,471, 31,158; Tb 0,076, 3,255; Dy 0,499, 15,517; Ho 0,102, 2,359; Er 0,272, 5,062; Tm 0,036, 0,575; Yb 0,217, 3,685; Lu 0,032, 0,491.

Бобринецька флюоритова мінералізація знаходиться в екзоконтактній зоні Кіровоградсько-Новоукраїнського гранітного масиву у Бобринецькій частині Кіровоградсько-Черкаської зони розломів між Новоукраїнською антекклізою та Інгуло-Інгулецькою синеклізою.

Мінералізація флюориту виявляється у вигляді жил, а також у вигляді цементу в тектонічній брекчії серед метасоматично змінених гранітів [3]. Ці породи з'явилися в палеопротерозої.

Межі значень вмісту РЗЕ в досліджених зразках цього родовища складають (в г/т мінімальне значення, максимальне значення): La 5,7, 113,8; Ce 15,8, 248,5; Pr 2,37, 27,62; Nd 11,5, 102,2; Sm 4,45, 30,99; Eu 0,79, 6,72; Gd 7,6, 38,26; Tb 1,11, 6,1; Dy 4,49, 30,87; Ho 0,68, 5,89; Er 1,48, 13,9; Tm 0,16, 1,46; Yb 0,81, 7,31; Lu 0,08, 0,86.

За даними [2], [3] був побудований графік (рис.1) середнього значення вмісту РЗЕ в зразках з вищезазначених родовищ.

Треба зазначити, що наведений сумарний вміст РЗЕ врахований без значення Sc, Y, Pm. На думку автора, відсутність значення вмісту 3-х елементів з 17 не вплине на достовірність результатів. Сумарний кларк 14 РЗЕ майже в 2 рази більше ніж сумарний кларк Sc, Y, Pm.

Проаналізувавши графік, можна зробити висновок вміст РЗЕ в Бобринецькому та Бахтинському родовищі схожий (коефіцієнт кореляції 0,95), тоді як коефіцієнт кореляції між значеннями РЗЕ Ястубецького та Бобринецького -0,39, Ястубецького та Бахтинського -0,39; різке зменшення середнього значення вмісту Eu в порівнянні з іншими РЗЕ в зразках Яструбецького родовища більш ніж на порядок.

Високий коефіцієнт кореляції можна пояснити схожістю геологічних умов формування порід Бобринецького та Бахтинського родовищ в докембрії.

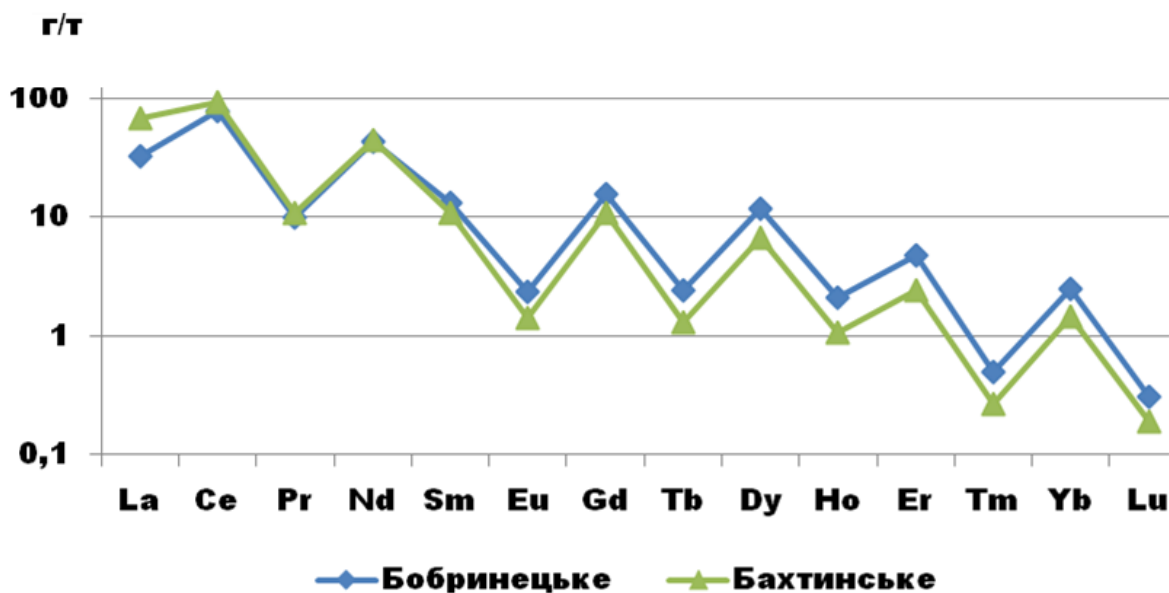


Рис. 1. Розподіл середнього значення вмісту РЗЕ в зразках флюориту з різних родовищ.

Література

1. Пономаренко О.М., Возняк Д.К., Самчук А.І., Бельський В.М. До походження флюориту Сущано-Пержанської рудної зони (Український щит) // Допов. Нац. акад. наук Укр. 2017. № 11 ISSN 1025-6415. doi: <https://doi.org/10.15407/dopovidi2017.11.052>
2. Жовинський Е.Я., Крюченко Н.О., Жук О.А., Вишневський О.А., Кухар М.В., Швайка І.Д., Дмитренко К.Е. Геохімічна спеціалізація рудопроявів флюориту Середнього Придністров'я Пошукова та екологічна геохімія. 2019. № 1(20). С. 18-27.
3. Sasmaz, A., Kryuchenko N., Zhovinsky, E., Suyarko V., Konakci N., Akgula B. Trace and rare earth element (REE) geochemistry of different colored fluorites in the Bobrynets region, Ukraine // OreGeologyReviews . 2018. - V.102.- P.338-350

**ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ЦИРКОНА ИЗ СИЕНИТОВ
ВЕЛИКОВЫСКОВСКОГО МАССИВА, УКРАИНСКИЙ ЩИТ**
*Левашова Е.В.¹, Скублов С.Г.^{1,2}, Герасимец И.Н.³, Галанкина О.Л.¹,
Мамыкина М.Е.², Левашов Д.С.²*

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, РФ,
levashova.kateryna@yandex.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, РФ

³ Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. М.П. Семеновко
НАН Украины, г. Киев, Украина

**FEATURES OF THE COMPOSITION OF ZIRCON FROM SYENITES OF
THE VELIKA VYSKA MASSIF, UKRAINIAN SHIELD**
*Levashova E. V., Skublov S.G., Herasymets I.M., Galankina O.L.,
Mamykina M.E., Levashov D.S.*

Zircon crystals from the Velyka Vyska syenite massif were studied using the SEM-EDS and SIMS methods. The results obtained were compared with data for zircon from the Azov and Yastrubets syenite massifs. There are two types of *REE* distribution spectra. Those of type I, characteristic of most crystals, are differentiated. They are identical to the spectra of central zone crystals from other massifs typical of zircon which has crystallized from melt. Flattened spectra of type II are characteristic of crystal margins with a well defined zonal structure. They are identical to those for the margins zones of zircon crystals from other massifs and are characteristic of zircon subjected to crystallization in which a fluid phase was involved.

Редкометалльные сиениты Великовысковского массива Украинского щита во многом схожи с сиенитами Азовского и Яструбецкого массивов. Близость этих объектов выражается в особенностях химического и минерального состава, схожего набора акцессорных и рудных минералов. Однако в отличие от них в породах Великовысковского массива не было обнаружено больших скоплений ни циркона, ни *REE*-минералов.

Основная часть циркона из сиенитов Великовысковского массива представляет собой кристаллы со слабо выраженной зональностью на BSE-изображении. Лишь единичные кристаллы характеризуются контрастной темной окраской краевой зоны и светлой центральной областью, чем отличаются от циркона из Азовского и Яструбецкого массивов, в которых подавляющая часть кристаллов имеет ярко выраженную зональность [1]. В отношении состава примесных элементов также наблюдается их неравномерное распределение. Наблюдается изменение содержания Y и *REE* – в десятки раз, P, Nb – на порядок, Ca, Th, U, Ti – на два порядка.

Для исследуемого циркона характерны два типа спектров распределения *REE*. В спектрах первого типа, характерных для большей части кристаллов со слабо выраженной гетерогенностью, графики распределения *REE* демонстрируют подобие трендов в пределах одного порядка хондритовых отношений (рис.). Для них характерен дифференцированный спектр распределения от легких к тяжелым *REE* с отчетливо проявленной положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалиями и сравнительно невысоким уровнем суммарного содержания *REE* (200-5200 ppm),

определяемого, главным образом, вкладом *HREE*. Подобные очертания спектров характерны для центральных зон циркона из Азовского и Яструбецкого массивов. Стоит отметить, что в центральной области незонального циркона из Великовысковского массива, по сравнению с краевой, отмечается существенно меньшая величина Ce-аномалии и более высокое суммарное содержание *REE* (400-5200 против 200-2000 *ppm*). Содержание остальных неформульных элементов в целом также несколько больше в центральной области, например, содержание Y в центре кристалла в среднем составляет 2900 *ppm*, тогда как в краевой области – 450 *ppm*, Nb – 54 и 35 *ppm*, Th – 380 и 80 *ppm*, U – 470 и 130 *ppm*, соответственно.

Перечисленные характеристики состава соответствуют циркону магматического генезиса [3]. По общему содержанию примесей и пределу их колебаний исследуемые кристаллы наиболее близки к центральным зонам циркона из Азовского массива. Однако в пределах исследуемого циркона распределение примесных элементов более неравномерное, что можно объяснить скачкообразным снижением температуры и/или флюидного давления сразу после его кристаллизации, что привело к частичному закаливанию циркона и препятствовало сегрегации примесей в краевые зоны.

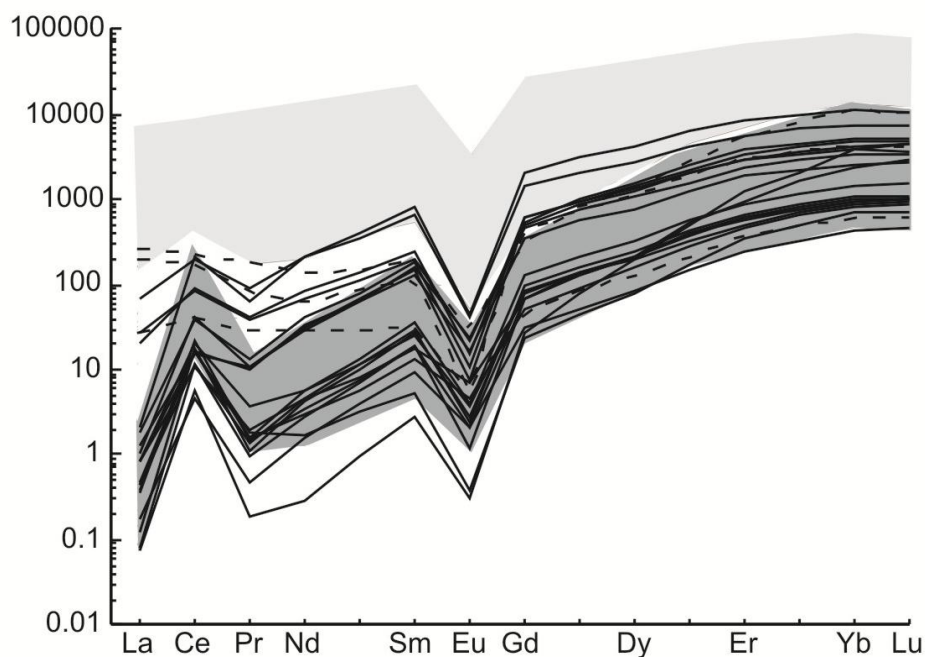


Рис. 1. Спектры распределения *REE* в цирконе из сиенитов Великовысковского массива: сплошная линия – для центральных и краевых областей основной части кристаллов; пунктирная – для темных краевых зон единичных кристаллов. Содержание *REE* нормировано к хондриту CI [3].

Темно-серая заливка – область спектров распределения *REE* в центральных зонах кристаллов из Азовского и Яструбецкого массивов [1]; светло-серая – в темных краевых зонах кристаллов из Азовского и Яструбецкого массивов [1].

Второй тип спектров, присущий кристаллам с четко выраженной краевой зоной, значительно более темной на BSE-изображении, представлен

нетипичной для циркона формой графиков распределения *REE* (рис. 1) – выположенным спектром, характерным для циркона из зон интенсивной флюидной переработки [2] и аналогичным краевым зонам циркона из Яструбецкого и Азовского массивов [1]. Тогда как для светлой центральной области данных кристаллов характерен дифференцированный график *REE*. Содержание примесей в темных краевых зонах циркона, как правило, увеличивается. Наибольшее повышение наблюдается в отношении содержания Са, Ва, Th, U, Y, *REE*. Так, например, содержание Са увеличивается в 200 раз (8000 против 36 ppm), Y – в 4.5; *REE* – в 3.5; Th и U – в 6-10 раз. Содержание остальных примесей от центра к периферии кристалла изменяется незначительно или даже уменьшается. Повышение уровня содержания редких элементов в краевой зоне характерно и для циркона из Азовского и Яструбецкого массивов, однако в них концентрация *REE* и Y и других несовместимых элементов существенно выше (в цирконе из азовских сиенитов в среднем – 0,7 мас. %; из яструбецких сиенитов – 4 мас. %) и достигает аномального значения (содержание *REE* – до 40600 ppm, Y – до 81500 ppm), что связано с возрастанием уровня насыщения в расплаве редких и *REE* элементов в результате магматической дифференциации на заключительном этапе формирования массива [1]. Отличительной чертой темных краевых зон циркона из сиенитов Великовысковского массива является в целом невысокие значения концентрации редких и редкоземельных элементов (от 0,1 до 1,6 мас. % при среднем содержании 0,4 %). Такие краевые зоны циркона, имеющие выположенные спектры распределения *REE*, представляют собой циркон, кристаллизовавшийся под влиянием флюида.

Литература

1. Левашова Е.В., Скублов С.Г., Ли С.-Х., Кривдик С.Г., Возняк Д.К., Кульчицкая А.А., Алексеев В.И. Геохимия и U–Pb возраст циркона из редкометалльных месторождений безнефелиновых сиенитов Украинского щита // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 3. С. 267–291.
2. Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб.: Наука, 2005. 147 с.
3. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. P. 27–62.

ГЕОХІМІЧНІ І МІНЕРАЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ЕНДЕРБІТІВ ОКРЕМИХ РАЙОНІВ ПОБУЖЖЯ

Лісна І.М., Гулько В.В., Сьомка Л.В., Коваленко О.О.

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

GEOCHEMICAL AND MINERALOGICAL FEATURES OF ENDERBITES OF CERTAIN DISTRICT OF POBUZHYA

Lisna I.M., Gulko V.V., Somka L.V., Kovalenko O.O.

Along the banks of the Southern Bug, there are powerful outcrops of massive or slightly striped medium-grained enderbites of dark gray color. The accumulation of mineralogical, isotopic-

geochemical and geochronological data has shown that there are enderbites that have a "crustal" character. These are the oldest enderbites of the Middle Pobuzhye, which are transformed in the period from 3.8 to 2.0 billion years. They have ϵ Nd from 0,8 to -4,4, U-Pb age of zircons 3,4-3,78, Sm-Nd age 3,9 billion years and typomorphic polyzonal zircon. Similar oldest enderbites, established in the Podolsk block in the form of relict structures among the Proterozoic rocks of the Berezninsky stratum. The Khmelnytsky block is dominated by "juvenile" enderbites with positive ϵ Nd, Proterozoic Sm-Nd and U-Pb ages, and synprogenetic homogeneous zircon.

В Дністровсько-Бузькому мегаблоці, по берегах р. Південний Буг спостерігаються потужні виходи масивних, або злегка смугастих середньозернистих ендербітів сірого кольору, мінеральний склад яких (%): гіперстен-5-7, плагіоклаз (олігоклаз) -50-60, кварц-30-35, КПШ-1-7, рудний, циркон, апатит. Можуть бути присутні також біотит, діопсид, рогова обманка, монацит. Накопичення мінералогічних, ізотопно-геохімічних і геохронологічних даних показало, що ендербіти різних районів Побужжя мають свої специфічні особливості.

В Середньому Побужжі в Гайворонському блоці в кар'єрах Казачий Яр і Одеський (північніше п.м.т. Завалля) виходять на поверхню найбільш древні ендербіти – ендербіто-гнейси, U-Pb вік цирконів в яких (в ядерних частинах) досягає 3,78 млрд років, Sm-Nd вік – 3,9 млрд р. Відносно походження ендербіто – гнейсів існують різні точки зору [1,2,3,4,5]. Ізотопні дані ϵ Nd (від 0,8 до -4,4) вказують, можливо, на бімодальний склад протоліту ендербіто-гнейсів. Переважають «корові» ендербіто-гнейси з від'ємними значеннями ϵ Nd. Циркони в ендербіто-гнейсах настільки своєрідні, що стали характерними ознаками найбільш древніх порід [6]. Це наявність двох генерацій – ранньої, циркони якої мають гранітний вигляд, древній вік, складну будову, і пізньої – з низьким значенням урану, свинцю, гафнію і молодим віком $2,0 \pm 0,1$ млрд р.

Подібні ендербіто-гнейсам породи встановлені в Подільському блоці в кар'єрах м.м.Літина, Сабарова. Вони більш масивні, мають переважно один піроксен-гіперстен, в них з'являється монацит. Подібність їх до древніх ендербіто-гнейсів встановлена завдяки присутності такого ж типоморфного циркону, як в ендербіто-гнейсах. В ендербітах тільки збільшується кількість тріщинуватих світло-рожевих цирконів ранньої генерації і цирконів пізньої генерації. Виступи ендербітів в Подільському блоці розглядаються як реліктові глибові (або куполоподібні) структури, більш древні в порівнянні з оточуючими породами протерозойського бердичівського комплексу. В ендербітах цих кар'єрів U-Pb вік цирконів дорівнює 2,6–2,9 млрд р., Sm-Nd вік 3,4 –3,7 млрд р. [7]. В оточуючих породах U-Pb і Sm-Nd вік $2,0 \pm 0,1$ млрд років. Від'ємні значення ϵ Nd для ендербітів Літина і Сабарова вказують на їх «коровий» характер, перетворення більш давніх ендербіто-гнейсів. Знаходження таких реліктових структур більш древнього віку серед більш молодих порід нашо вхує на думку існування фундаменту, або нижнього структурного поверху в Подільському блоці.

Результати ізотопних аналізів, отримані для ендербітів Меджибозької структури Хмельницького блоку, найбільше відповідають вислову В.П.Кирилюка: «Развитие методов изотопно-геохронологического датирования

немых раннедокембрийских комплексов при всем его несомненно прогрессивном значении для познания ранней истории Земной коры, внесло свои неоправданные коррективы в геологическое представление о последовательном формировании раннедокембрийских метаморфических комплексов» [8]. Ендербіти Меджибозької структури, які розвинуті в кар'єрах с.с. Голосків, Головчинці, вважається, утворились в результаті ультраметаморфізму порід кальцифір-кристалосланцевої формації, найбільш древньої формації тиврівської товщі Побужжя. Облямовуються ендербіти вінницитами, бердичівськими гранітами і мігматитами. Породи характеризуються доволі високою намагніченістю, яка, за даними З.І.Крутиховської характеризує древні породи, які завдяки глибокому ерозійному зрізу, виходять на денну поверхню. Цю структуру завжди паралелізують з Літинською структурою, породи якої також характеризуються високою намагніченістю, глибоким ерозійним зрізом фундаменту.

Але, ізотопно-геохімічні і геохронологічні дані, мінералогія циркону вказують на різну природу ендербітів цих структур. По-перше, ендербіти із кар'єрів с.с. Голосків (Русанівський кар'єр), Головчинці – це ювенільні утворення з позитивними даними ϵNd , які практично означають відсутність в них давньої корової речовини. Літинські ендербіти, навпаки, переважно «корові» утворення. Ендербіти Меджибозької і Літинської структур мають також різний модельний Sm-Nd вік, який вказує на вік можливого субстрату для ендербітів. Модельний Sm-Nd вік за (DM) в ендербітах Русанівського кар'єру – 2101 млн р., а Sm-Nd вік по (DM) ендербітів Літина – 3650 млн.р. Вивчення цирконів показало також відміни у морфології і у віці цирконів. Циркони із ендербітів Русанівського кар'єру – видовжено-призматичні тетрагональні з невисокими пірамідками цирконового типу, прозорі або матові з $Kv = 1,5-3,0$. Переважають внутрішньо однорідні циркони з високими кольорами інтерференції, паралельними L_4 . Іноді зерна обростають вузькими оболонками з такими ж високими кольорами інтерференції, Циркони синпетрогенні. Ізотопний вік різних фракцій циркону із ендербіту Русанівського кар'єру по відношенню $^{207}Pb/^{206}Pb$ дорівнює 2050-2060 млн р. Ізохронний вік – 2060 ± 10 млн.р. Тобто геохронологічні і ізотопно-геохімічні дані, отримані для ендербітів Меджибозької структури, вказують на відсутність більш древніх утворень, ніж палеопротерозойські. Для пояснення цього феномену можливі два варіанти: 1) омолодження древніх ендербітів, або 2) утворення нової протерозойської гранулітової кори. Омолодження древніх ендербітів, можливо, пов'язано з плюмом, під дією якого утворюються в мантиї магматичні осередки базитового розплаву, які, переміщаючись як потужні теплові потоки до поверхні Землі, формують спочатку габроїди, широко розвинуті в даному районі, а потім гранітоїди – в області кислої земної кори (переплавлення древніх ендербітів). В районі с.Голосків виявлені такі основні породи – метагабро, піроксеніти, які утворюють низку ізольованих тіл габроїдів різної форми. Вони мають реакційні взаємовідношення з ендербітами. [4]. Другий варіант – габроїди і ендербіти цього району, можливо, є габро-гранітною формацією протерозойського віку, бо габроїди і ендербіти

знаходяться поруч, мають однаковий U-Pb вік циркону: 2053 ± 13 млн.р, в габроїдах і 2060 ± 10 млн.р.— в ендербітах, обидва збагачені апатитом, характеризуються подібним мінеральним складом і, головне, не мають древніх цирконів.

Література

1. Лазько Е.В., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита. Львов: Вища шк. 1975. 239 с.
2. Лесная И.М. Геохронология чарнокитоидов Побужья. Киев: Наук. думка, 1988. 133 с.
3. Лобач-Жученко С.Б., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Балаганский В.В., Сергеев С.А., Пресняков С.Л. Возраст цирконов из эндербито-гнейсов Среднего Побужья ((Днестровско-Бугский мегаблок Украинского щита)) // Минерал. журн. 2011. 3. №1. С.3-14.
4. Кривдік С.Г., Дубина О.В., Юрчишин А.П., Боцуляк І.В., Пономаренко О.М та інші. Новый тип апатитоносных габроїдів у Верхньому Побужжі // Мінерал. журн. 2007, 29. №1, С.23- 34.
5. Шумлянський Л.В. Геохімія піроксенових плагіогнейсів (ендербітів) Побужжя та ізотопний склад гафнію в цирконах // Мінерал. журн., 2012, т.34, №2, С.64-79
6. Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Левковская Н.Ю. Циркон-индикатор древнейших пород протоконтинентальной коры // Минерал. журн. 2000. т.22. №4. С.31-36.
7. Степанюк Л.М., Бибилова Е.В., Клайсен С., Скобелев В.М. Sm-Nd изотопная система в докембрийских породах западной части Украинского щита // Минерал. журн. 1998. 20. №5. С.72-79.
8. Кирилюк В.П. Побужский гранулитовый комплекс. Гранулитовые структурно-формационные комплексы Украинского щита // Межд. научно-практ. конф. Стратиграфия, геохронология и корреляция породных комплексов фундамента Восточно-европейской платформы. Киев: Укр ГГРИ, 2010, С.8–64

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗНООКРАШЕННЫХ КРИСТАЛЛОВ АМАЗОНИТА

***Лушашко Т.Н., Тарашчан А.Н., Ильченко Е.А., Гречановская Е.Е.,
Кульчицкая А.А.***

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеновко
НАН Украины, Киев, Украина, lupashkot@ukr.net

CRYSTAL CHEMICAL AND GENETIC FEATURES OF DIFFERENTLY COLORED AMAZONITE CRYSTALS

***Lupashko T.M., Tarashchan A.N., Ilchenko K.O., Grechanovska O.E.,
Kulchytska H.O.***

The results of the investigation of the X-ray luminescence, IR spectra and structure parameters of differently colored amazonites are presented. Crystals of green, greenish-blue, and blue colors, natural and annealed in air and in helium were studied. It was revealed that the incorporation of various forms of hydrogen-oxygen groups and the presence of oxygen vacancies are the stabilizing factors of their crystal structure, which is defective to varying degrees with respect to its stoichiometric composition. The different composition and concentration of optically active centers in green and blue amazonite reflect the Red / Ox potential and f_{O_2} of the mineral-forming medium.

Постоянный интерес к амазониту – высокоупорядоченной разновидности калиевого полевого шпата, кристаллизующейся в триклинной сингонии (максимальный микроклон), обусловил его всестороннее изучение, результаты которого к настоящему времени опубликованы в многочисленных статьях и

монографиях. Но и сегодня проблема генетической природы амазонита, т.н. процессов «амазонитизации» (магматической или эпигенетической), и моделей центров окраски его кристаллов разных оттенков синего или зеленого цвета, остается предметом дискуссий, как, возможно, и результаты данной работы.

Критериями выбора образцов амазонита для исследований были чистота цвета, интенсивность окраски и видимое отсутствие пертитов белого альбита. Основная их часть представлена амазонитом из пегматитов с редкоземельной минерализацией (ярко зелеными – из месторождений Кейвы и Гора Плоская (Кольский полуостров, РФ), зеленовато-голубым – из месторождения Амелая (штат Вирджиния, США)), и голубым амазонитом из Орловского микролит-танталитового месторождения (Восточное Забайкалье, РФ) из коллекции, изучавшейся ранее [1]. Кроме того, исследован кристалл калиевого полевого шпата из грейзенов Пержанского гентгельвинового месторождения (Волынский мегаблок, Украинский щит [2]), различные зоны которого (розовый микроклин у основания и «амазонитовая» головка зеленого цвета) обогащены примесью Pb (от 1000 до 2000 ppm) и имеют одинаковые спектры рентгенолюминесценции (РЛ) и структурные параметры. Широкое распространение микроклина с РЛ параметрами амазонита в породах кислотных стадий формирования высокодифференцированных редкометальных массивов подчеркивают важность настоящих исследований. Все зеленые амазониты генетически связаны с породами щелочногранитоидной формации (докембрий), а голубые – с субщелочнолейкогранитовой (мезозой).

Кристаллохимические особенности амазонитов изучались методами РЛ и ИК-спектроскопии, рентгеновского и спектрального анализов. В качестве основы для генетической интерпретации спектров РЛ и определения эмпирических зависимостей изменения состава и концентрации центров люминесценции в амазонитах от условий образования, а также после термического и радиационного воздействия взята систематика кристаллохимических и энергетических моделей оптически активных центров (ОАЦ), разработанная ранее [1, 3]. Для спектров РЛ микроклина из различных парагенезисов характерно сочетание четырёх полос излучения с λ_{\max} – 285, 470, 700 и 865 нм, вариации интенсивности которых отражают концентрацию ОАЦ – Pb^{2+} , O_{Al}^- , $\text{Fe}_{\text{IV}}^{3+}$ и Pb^+ , соответственно. Высокое содержание изоморфной примеси свинца ($\text{Pb}^{2+} \rightarrow \text{K}^+$) и концентрация центров Pb^{2+} (электронный переход $^1\text{S}_0 \rightarrow ^3\text{P}_1$) и Pb^+ ($7^2\text{S}_{1/2} \rightarrow 6^2\text{S}_{1/2}$) – главная типохимическая особенность амазонита [1]. Все изученные кристаллы характеризуются высокой степенью упорядоченности структуры ($t_{10} + t_{1m} = 0,995 \div 1,0$). Для них выявлена положительная корреляция распределения Al в позициях T_{1m} и T_2 Si-тетраэдров с концентрацией центров O_{Al}^- и степенью триклинности. Самые высокие значения O_{Al}^- и самые низкие значения $\Delta\rho$ получены для зеленого амазонита из Кейв: $\text{O}_{\text{Al}}^- = 850$ усл. ед.; $\text{Al} - t_{1m} = 0,055$ и $t_{20} = t_{2m} = 0,025$; $\Delta\rho = 0,885$. Центры O_{Al}^- образуются при замещении ионами Al^{3+} ионов Si^{4+} в T_{1m} Si-тетраэдрах, ближайших к Al-тетраэдрам T_{10} , с формированием собственных дефектов типа $\text{Al} - \text{O}^- - \text{Al}$ [4], стабилизация дырки на одном из ионов кислорода которых осуществляется с участием водного флюида и, собственно,

протонов (H^+). Наиболее низкие концентрация центров O_{Al}^- ($58 \div 105$ усл. ед) и содержание Al в позиции T_{1m} Si-тетраэдра ($t_{1m} = 0,019$) присущи голубому амазониту. Важной особенностью исходных разноокрашенных кристаллов амазонита является различное количество «микроклиновых» полос излучения в спектрах РЛ. Зеленым и зеленовато-синим свойственна 4-х полосная конфигурация спектров с доминирующей интенсивностью полосы O_{Al}^- (470 нм), а голубым – 3-х полосная, где практически не фиксируется полоса Fe^{3+}_{IV} (700 нм), а по интенсивности доминирует полоса Pb^{2+} -центров (285 нм). Для зеленых и голубых разностей установлена обратная корреляция между содержанием примеси свинца ($2000 \div 10000$ и ~ 200 ppm, соответственно) и суммарной концентрацией центров $Pb^{2+} + Pb^+$ ($65 \div 112$ и $135 \div 167$ усл. ед., соответственно). Это свидетельствует о разном окружении и механизмах компенсации избыточных зарядов активаторных Pb^{2+} -ионов с образованием в зеленых и голубых кристаллах разных структурных дефектов. Факт сравнительно низкого содержания примеси Pb в голубом амазоните ставит под сомнение вероятность «парного» вхождения ионов Pb^{2+} в его катионную подрешетку на место двух соседних ионов K^+ и формирования большого количества центров $[Pb-Pb]^{3+}$ (по аналогии с центрами ЭПР в зеленых кристаллах [5]), как необходимого условия для возникновения голубой окраски.

После прокаливания на воздухе (1173 К, 30 мин.) все амазониты обесцвечиваются, а в спектрах РЛ изменяется соотношение интенсивностей полос излучения разнозарядных ионов свинца: уменьшается полоса Pb^{2+} и увеличивается – Pb^+ ($Pb^{2+} \ll Pb^+$). В зеленых амазонитах наблюдается значительное (\sim в 2 раза) термическое разрушение центров O_{Al}^- (отрыв протонов) при сохранении исходной концентрации этих центров в голубых.

Существенные различия исходных амазонитов выявлены при изучении ИК-спектров в диапазоне $2800 - 3800$ cm^{-1} . В спектрах зеленых кристаллов имеют место широкие полосы поглощения структурно связанной (~ 3080 cm^{-1}) и вакуольной (3440 cm^{-1}) воды, а зеленовато-голубых и голубых, кроме полос структурной воды (3012 и 3215 cm^{-1}) и воды включений (3440 cm^{-1}), четко проявлены узкие полосы ОН-групп (3066 , 3110 , 3274 , 3327 3396 cm^{-1}). После отжига на воздухе (1173 К, 1 час) в ИК-спектрах зеленых амазонитов полосы структурной и вакуольной воды не фиксируются, а в спектрах зеленовато-голубого и голубого – исчезает только полоса вакуольной воды, а интенсивность полос ОН-групп и структурной воды практически не меняется. После прогрева в пиролизаторе (высушивание 1 час при 523 К и отжиг 30 мин. при 923 К) в потоке гелия (расход газа 40 мл/мин.) окраска исходных амазонитов также исчезает. В ИК-спектрах зеленых кристаллов резко уменьшается интенсивность обеих полос воды, а в спектрах зеленовато-голубого образца уходят полосы ОН-групп. ИК-спектры голубого амазонита остаются без изменения. Термическую устойчивость полос поглощения ОН-групп (3066 , 3110 , 3274 , 3327 3396 cm^{-1}) в голубом амазоните Орловского месторождения можно объяснить его кристаллизацией в условиях осцилляции флюидного давления [6]. Конфигурация спектров РЛ прогретых в потоке гелия амазонитов практически не изменяется, но, по сравнению со спектрами

исходных образцов, отмечается заметный рост интенсивности полос Pb^{2+} и Pb^{+} ($Pb^{2+} < Pb^{+}$). Очевидно, в результате термического разрыхления пространственной решетки кристаллов создаются благоприятные условия для свободного перемещения электронов. Вероятным является механизм объемной диффузии, предполагающий перемещение электронов по вакансиям кислорода с дальнейшим их захватом ионами Pb^{2+} и формированием центров Pb^{+} .

Результаты прокаливания зеленых и голубых амазонитов свидетельствуют о том, что вхождение различных форм водород-кислородных группировок и наличие вакансий кислорода являются стабилизирующим фактором их кристаллической структуры, в разной степени дефектной относительно стехиометрии химического состава. Состав ОАЦ в амазоните является отражением окислительно-восстановительного (Red / Ox) потенциала минералообразующей среды, степень окисленности которой определяет фугитивность кислорода (fO_2) [7]. В условиях дефицита кислорода преобладают восстановительные процессы ($Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+} + e^-$) и ограничивается вхождение изоморфной примеси ионов Pb^{2+} ($2Pb^{2+} + O_2 + 2H_2O = 2Pb(OH)_2$) в кристаллическую решетку голубого амазонита. Эволюция Red / Ox потенциала и fO_2 вызывает изменение кислотно-щелочных свойств флюидов, дифференциацию магматических пород и определяет зональное распределение в пространстве и времени разноокрашенного амазонита в редкометалльных массивах: зеленый большей частью связан с их тыловыми зонами, а голубой – с краевыми.

Литература.

1. *Вохменцев А.Я., Остроумов М.Н., Марин Ю.Б. и др.* Амазонит. М.: Недра, 1989. – 192 с.
2. *Лушако Т.Н., Таращан А.Н., Безпалько Н.А.* Центры люминесценции микроклина как индикаторы рудоносности и щелочности метасоматических пород. // *Геохимия.* – 1985. – N 11. – С. 1621 – 1629.
3. *Таращан А.Н., Серебрянников А.И., Платонов А.Н.* Особенности люминесценции свинца в амазоните // *Конституция и свойства минералов.* – N 7, 1973. – С.106-111.
4. *Марфунин А.С.* Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. – М.: Недра, 1975. – 327 с.
5. *Petrov I., Mineeva R. M., Bershov V. L., Agel A.* EPR of $[Pb-Pb]^{3+}$ mixed valence pairs in amazonite-type microcline. *Am. Mineral.*, 1993.–V. 78. – P. 500-510.
6. *Федькин А.В.* Геохимическая эволюция и расслоенность литий-фтористых гранитов танталовых месторождений Орловка и Этыка Восточного Забайкалья // Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геолого-минералогических наук. Москва, 2000. – С. 30.
7. *Рябчиков И.Д.* Окислительно-восстановительные равновесия в верхней мантии // *ДАН СССР.* – 1983. – Т. 268, N 3. – С. 703-706.

МЕТАМОРФІЧНІ ПЕРЕТВОРЕННЯ ДІОРИТОВИХ ДАЙОК ГАЙВОРОНСЬКОГО КОМПЛЕКСУ

Мороз Є. С., Скакун Л. З.

Львівський національний університет ім. Івана Франка, Львів, Україна,
yevhenii.moroz@lnu.edu.ua

METAMORPHIC TRANSFORMATIONS OF DIORITE DIKES OF THE GAYVORON COMPLEX

Moroz E. S., Skakyn L. Z.

Diorite dykes are characterized by a complex structure of parallel dykes such as dyke in the dyke. They have a gray, dark gray color, massive fine-grained structure. Metamorphic transformations that are shown by change of mineralization or intensity of deformations are overprint on dykes. The change in mineralization is manifested in the appearance of pargasite, garnet, biotite, quartz+ Kfs. Deformation is manifested in the appearance of gneiss structure. Repeatedly of a swarm of parallel dikes, older dikes will be more metamorphosed than younger ones. Intrusion of dykes caused a thermal anomaly around them, causing melting of the surrounding rocks, and melting itself.

Гайворонський комплекс [1, 3], поширений в межах Дністрово-Бузького блоку Українського щита, складений ендербіт-мігматитами, що перетинаються мафічними дайками [1, 4], смугами гранат-біотитових гнейсів та зонами розвитку пегматитів. Ендербітові мігматити характеризуються смугастою текстурою, що зумовлена чергуванням меланократових і мезократових порід з лейкокатовими та присутністю реліктів габброїдів, і ультраосновних порід (рис 3с). Він обрамлюється чарнокітами, та гранат-біотитовими, біотитовими мігматитами і гранітами [3]. Формування гайворонського магматично-метаморфічного комплексу охоплювало часовий інтервал 3.65 - 1.99 млрд.років [2, 6]. Породи субстрату утворилися в межах 3.6-3.2 млрд. в 2,8 млрд . відбулося часткове плавлення з формуванням тінєвих мігматитів, в 2 млрд відбулося чергове плавлення з формуванням ендербіто-гнейсів і чарнокітів. Час формування мафічних дайок достеменно не відомий, хоча вік цирконів 1,99 млрд. р. описується як час метаморфічного перетворення[4].

Класичними відслонення Гайворонського комплексу є каменоломні Одеський та Козачий Яр. В межах поля поширення ендербіт-мігматитів, смугастість останніх перетинається численною кількістю паралельних дайок, типу дайка в дайці. . Потужність дайок коливається від перших см до десятків метрів. За мінералогічним складом дайки відповідають двопіроксеновим діоритам, які в літературних джерелах зазвичай описуються як кристалічні сланці[2, 4]. Діорити у вигляді шлірів або будин поширюється в полях тонкосмугастих ендербіто гнейсів, чарнокітів та грант-біотитових і біотитових гранітах.

Нами виконані мінералогічні дослідження і хімічний склад мінералів методом мікрозондового рентгеноструктурного аналізу (EDS - сканувальний електронний мікроскоп-аналізатор РЕММА 102-02;) у мафічних дайках гайворонського комплексу, поширених в каменоломнях Одеська та Козачий Яр. В рамках дослідження опробовано 10 мафічних дайок з яких виготовлено 14 проб.

Діоритові дайки мають сіре, темно-сіре забарвлення, масивну текстуру та рівномріозернисту структуру. Головними мінералами мафічних дайок є ортопіроксен, клінопіроксен, андезин, магнетит і ільменіт. Вміст ільменіту і магнетиту в дайках коливається від 2% до 20%. Максимальний вміст магнетиту і ільменіту спостерігаються в слабо метаморфізованих різновидах. За співвідношенням ортопіроксену і клінопіроксену розрізняються два типи дайок: $CPx-Pt$, $CPx-OPx-Pt$. За співвідношенням мафічних мінералів до салічних, згідно з класифікаційною діаграмою QAPF плутонічних порід [5], досліджені проби знаходяться в полі діориту.

На дайки накладені метаморфічні перетворення які проявляються зміною мінералізації або інтенсивності деформацій. Зміна мінералізація проявляється в появі паргаситу, гранату, біотиту, кварцу+КПШ.

Паргасит розвивається по піроксенах формуючі неправильні зерна розміром до 0,6 мм. По периферії зерен паргаситу розвиваються реакційні взаємодії в асоціації кальцієвий грант+ортопіроксен або ортопіроксеном+плагіоклаз+магнетит+-клінопіроксен.

Гранат спостерігається в будинах дайок, де його прояви формують два текстурні малюнки, в першому випадку гранат рівномірно розподілений по породі, не змінюючи текстуру породи, в другому випадку гранат формує порфіробласти. В обох випадках гранат заміщує піроксени.

Сланцюватість спостерігається в будинах, сформованих по дайках. Сланцюватість в породі, пов'язана з біотитом. Лейсти біотиту розвиваються субпаралельно, в тріщинах сколу, по піроксенах перетинаючи їх, формуючи тим самим сланцюватість в дайках. В асоціації з біотитом спостерігається кварц+КПШ

Гнейсовидність розвивається на префірії дайок або в зонах плавлення де спостерігається потік флюїду (розплаву). Гнейсовидна текстура зумовлена орієнтованими агрегатами піроксенів, в плагіоклазовому матриксі. З гнейсовидними текстурами пов'язана калієвий польовий шпат + кварцова асоціація. Калієвий польовий шпат формує мікро-виділення по периферії зерен плагіоклазу, тим самим заміщуючи андезин. Кварц розвивається по периферії зерен піроксенів або формує видовжені зерна які орієнтовані уздовж гнейсовидності.

Неодноразове вкорінення дайок викликало теплову аномалію навколо них, викликаючи плавлення вмісних порід та гравітаційну нестабільність, що проявляється у формуванні потоку кислого розплаву в центральній частині цієї зони. Коли дайки розкристалізувалися а зона між ними вже тече, дайки починають будинуватись і плавитись.

Література

1. Кривдік С.Г., Кравченко Г.Л., Томурко Л.Л. та ін. Петрологія і геохімія чарнокітоїдів Українського щита. Київ:Наукова думка, 2011.
2. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронологія раннього докембрія Українського щита. Архей. Київ:Науковадумка. 2005.
3. Щербак, И. Б. Петрологія Українського щита. Львов: «ЗукЦ», 2005.

4. Степанюк Л. М., та ін. Калиевые мафитовые дайки побужского гранулитового комплекса: геологическое положение, вещественный состав, петрогенезис, возраст. // *Мінерал. журн.*, 2013. №1. С. 73–84.
5. LeMaitre R.W. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.* // Cambridge University Press, 2002. 236pp
6. Lobach-Zhuchenko S. B., Kaulina T. V., et al. The long (3.7–2.1 Ga) and multistage evolution of the Bug Granulite–Gneiss Complex, Ukrainian Shield, based on the SIMS U–Pb ages and geochemistry of zircons from a single sample. // *In Geological Society, London, Special Publications*, 2017. V. 449 (1). Pp. 175–206.

ВІДКЛАДИ ДОКЕМБРІЮ БУЧАЧЦЬКОЇ СТРУКТУРИ (ПІВДЕННО-ЗАХІДНИЙ СХІЛ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ): ВТОРИННІ ЗМІНИ, КОЛЕКТОРСЬКІ ВЛАСТИВОСТІ, ЛЕТКІ КОМПОНЕНТИ ФЛЮЇДІВ

Науко І. М., Куровець І. М., Зінчук І. М., Сахно Б. Е., Чепусенко П. С.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,

Львів, Україна, igggk@mail.lviv.ua

PRECAMBRIAN DEPOSITS OF BUCHACH STRUCTURE (SOUTH-WESTERN SLOPE OF THE EASTERN EUROPEAN PLATFORM): SECONDARY CHANGES, RESERVOIR PROPERTIES, VOLATILE FLUIDS

Naumko I. M., Kurovets I. M., Zinchuk I. M., Sakhno B. E., Chepusenko P. S.

The nature of secondary changes, reservoir properties and the composition of paleofluids in the Precambrian sediments of the prospective Buchach oil and gas structure were clarified for the first time. Hornblende granites and their weathering crust in the crystalline basement are relatively steam-saturated, but the activity of hydrocarbon-water fluids did not manifest itself in them and their relics in the form of hydrocarbon inclusions were not identified. At the same time, gravelly arcotic sandstones with significant sulfide mineralization as an indicator of regenerative conditions are of interest as possible complex reservoirs with secondary porosity.

Розглядаючи перспективи нафтогазоносності Волинсько-Подільської нафтогазоносної області [1], неможливо оминати докембрійський кристалічний фундамент (архей-протерозой, верхній протерозой). Стисло проаналізуємо його літолого-петрографічні, петрофізичні і термобарогеохімічні особливості з точки зору оцінки наявності мігрувальних флюїдів та їхнього можливого впливу на формування покладів (родовищ) вуглеводнів у відкладах вищезалеглого рифей-палеозойського осадово-вулканогенного чохла.

Для цього використаємо розріз, розкритий параметричною свердловиною 3-Бучацька, яку пробурили на Бучацькій структурі з метою вивчення її будови і виявлення покладів вуглеводнів у відкладах палеозою і керн якої досліджено літолого-петрографічними, петрофізичними і термобарогеохімічними методами [2]. Дані з міжсвердловинної кореляції відкладів такі: 570–770 м – D; 770–1380 м – S; 1380–2058 м – Є; 2058–2153 м – PR₃^{VI}; 2153–2248 м (вибій) – AR+PR.

Архей-протерозойські відклади докембрійського фундаменту представлені роговообманковими гранітами і аркозовими пісковиками.

Роговообманкові крупнокристалічні граніти розкрито в інтервалі глибин 2180–2248 м. Структура породи – гіпідіоморфнозерниста, текстура – масивна. Розміри зерен досягають 10–12 мм. Порода тріщинувата, макротріщини – субгоризонтальні, незаліковані. Мінеральний склад (%): калієвий польовий шпат – 40, плагіоклаз – 28, кварц – 25, рогова обманка, акцесорні мінерали представлені дрібними зернами апатиту, циркону, голчастими включеннями рутилу у кварці. Колекторські властивості: відкрита пористість 2,58 %, проникність за гасом відсутня, об'ємна вага 2,64 г/см³.

На розмитій поверхні гранітів залягають *гравелітисті аркозові пісковики* з істотною сульфідною свинцево-цинковою мінералізацією [3] (інт. 2153–2180 м), що вивершують розріз архей-протерозойських відкладів. Порода масивна, нетріщинувата. Уламкові зерна – напівобкатані зерна кварцу, калієвого польового шпату, меншою мірою плагіоклазу і темнокольорових мінералів (рогова обманка) та гранітів фундаменту. У дрібноуламковій частині переважає кварц (до 80 %), присутній мікроклін. Наявні окремі зерна ільменіту і домішка лускуватих агрегатів мусковіту. Інтенсивність обкатаності зерен зростає з збільшенням їхнього розміру. Цемент породи базальний, ділянками базально-поровий до порового. У його складі переважає дрібнолускуватий хлорит. Істотною домішкою є епідот, особливо на ділянках навколо темно-кольорових мінералів. Характерною ознакою є присутність титаніту (сфену) (до 5–7 %). За мінеральним складом і рівнем метаморфізму породи відносять до альбіт-епідот-хлорит-кальцитової асоціації фації зелених сланців. Встановлена відкрита пористість 3,02 %, проникність за гасом відсутня, об'ємна вага 2,63 г/см³.

Верхньопротерозойські відклади представлені теригенними відкладами: аргілітами і алевролітами, строкатокольоровими з прошарками аркозових, кварцових та вулканоміктових пісковиків і гравелітами (інт. 2058–2153 м). Породи різного ступеня ущільнення, часто бітумінозні, інколи з фосфоритами. У гравійній фракції домінують уламки крупнокристалічних гранітоїдних порід – кварц, мікроклін, їхні зростки і нечисленні уламки рогової обманки. Рідше трапляються уламки кварцу метаморфічних порід та напівобкатані уламки кислих вулканітів. Цемент базальний, базально-поровий. Цементувальна маса кременисто-глиниста, озалізнена, темно-коричневого кольору, зумовленого присутністю оксидів заліза. Істотною домішкою є карбонат, який утворює гніздоподібні виділення у цементувальній масі розміром до 0,3 мм. Навколо змінених уламків рогової обманки у цементувальній масі присутній епідот.

Аналіз характеру вторинних змін і колекторських властивостей архей-протерозойських гранітів та результатів інтерпретації матеріалів ГДС не дав змоги зафіксувати наявність розущільнених тріщинуватих інтервалів, якими могли б мігрувати глибини флюїди. У складі легких сполук включень і закритих пор у гранітах азот (80,1 об. %) різко переважає над метаном і наявний аргон, вище у корі звітрювання домінують діоксид вуглецю і азот. Тому, хоча граніти та їхня кора звітрювання і є відносно водонасиченими (65,2–70,4 об. %), але діяльність вуглеводне-водних флюїдів у них не проявилася, бо їхні релікти у вигляді включень з вуглеводнями не зафіксовано. Водночас, у закритих порах

гравелітистичних аркозових пісковиків зростає частка метану (до 39,9 об. %) і встановлено порівняно високі вмісти CO₂ (59,2 об. %) і пари води (67,5 об. %).

Загалом породи докембрію характеризуються слабкою метасоматичною переробкою, низькою пористістю, практично відсутністю проникності, високими вмістами пари води, однак вміст вуглеводнів у складі палеофлюїдів низький і незначно росте у гравелітистичних аркозових пісковиках як можливих складнобудованих колекторах з вторинною пористістю тріщинного і порово-тріщинного типу. Власне невисока пористість диспонує із загалом незначним вмістом летких компонентів і низькою відносною газонасиченістю, тобто реальний тиск також невисокий. З огляду на відсутність проникності архей-протерозойські породи можна вважати за флюїдотрив для висхідних флюїдів. Міграція могла здійснюватися по розмитій поверхні кутової чи стратиграфічної неузгодженості, відповідно, на межі між гранітами і аркозовими пісковиками та породними комплексами архей-протерозойського, верхньопротерозойського, рифейського і кембрійського віку. В останніх на південний схід зростає піскуватість, значить покращуються колекторські властивості і перспективи нафтогазоносності у південно-східному напрямі можуть зростати. Аналіз сітки розривних порушень, які пронизують усі відклади, зокрема й архею-протерозою, показує їхній значний розвиток. За умов інфільтраційних явищ [4], ними могли мігрувати вуглеводневі флюїди з глибинних осередків. Ці синтезовані за умов абіогенного високотермобарного глибинного флюїду [5–7] флюїди, які припливали у складі вуглеводне-водної системи субвертикальними розломними зонами, вже в осадовій товщі (разом з вуглеводнями латеральної міграції) утворювали флюїдні потоки як передумову формування покладів родовищ абіогенно-біогенного походження. Проте, головню, через відсутність якісних флюїдотривів і інших необхідних параметрів умови для нагромадження і локалізації вуглеводнів у пастках утворені поклади-родовища не могли зберігатися, оскільки вуглеводні розпорошувалися в осадовій товщі у межах Бучацької структури за одним з механізмів, передбачених у праці [8].

Отже, за матеріалами виконаного регіонального дослідження можна стверджувати, що геологічні процеси архей-протерозойського часу мали значний вплив на послідовність та унаслідуваність геологічної будови і нафтогазоносність Волинсько-Подільської нафтогазоносної області.

Література

1. Доленко Г. Н., Ризун Б. П., Сеньковський Ю. Н., Чиж Е. И., Медведев А. П., Бойчук М. В. Геология и нефтегазоносность Вольно-Подольской плиты. Киев: Наук. думка, 1980. 108 с.
2. Наумко І. М., Куровець І. М., Сахно Б. Е., Чепусенко П. С. Комплексування мінералофлюїдологічних і петрофізичних методів: нетрадиційний підхід до вивчення порід-колекторів вуглеводнів (на прикладі Львівського палеозойського прогину) // Доп. НАН України. 2009. № 1. С. 106–113.
3. Зінчук І., Чепусенко П. Сульфідна мінералізація у метаморфізованих пісковиках протерозою у межах Бучацької структури (південно-західний схил Східноєвропейської платформи) // Проблеми геології та нафтогазоносності Карпат: Тези доп. Міжнар. наук .конф. до 100-річчя від дня народження чл.-кор. НАН України Миколи Романовича Ладигенського та 55-річчя Ін-ту геології і геохімії горюч. копалин НАН України (Львів, 26–28 вересня 2006 р.). Львів: ПРОМАН–Прес-Експрес-Львів, 2006. С. 90–91.

4. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 2-е издание, дополненное. 104 с.
5. Наушко И. М., Сворень И. М. О важности глубинного высокотемпературного флюида в создании условий для формирования месторождений природных углеводородов в земной коре // Новые идеи в науках о Земле: Матер. VI Междунар. конф. (Москва, 8–12 апреля 2003 г.). М., 2003. Т. 1. С. 249.
6. Сворень Й. М., Наушко І. М. Нова теорія синтезу і генезису природних вуглеводнів: абіогенно-біогенний дуалізм // Доп. НАН України. 2006. № 2. С. 111–116.
7. Наушко І. М. Флюїдний режим мінералогенезу породно-рудних комплексів України (за включеннями у мінералах типових парагенезисів): Автореф. дис... д-ра геол. наук. Львів, 2006. 52 с.
8. Наушко І. М., Сворень Й. М. Про шляхи втілення глибинного високотемпературного флюїду у земну кору // Доп. НАН України. 2008. № 9. С. 112–114.

**ПАЛЕОМОРФОСТРУКТУРНІ ПЛАНИ І РОЗПОДІЛ ТОВЩИН
ВУЛКАНІТІВ ТРАПОВОЇ ФОРМАЦІЇ ВЕНДУ РАТНО-КАМІНЬ-
КАШИРСЬКОЇ ПЛОЩІ (ЗАХІДНА ВОЛИНЬ)**

Наушко І. М., Бацевич Н. В., Федоришин Ю. І., Мицишин Ю. С., Репин І. В.
Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
Львів, Україна, igggk@mail.lviv.ua

**PALEOMORPHOSTRUCTURAL PLANS AND THICKNESSES DISTRIBUTION
OF VOLCANITES OF THE VEND TRAPPEAN FORMATION WITHIN THE
LIMITS OF THE RATNO–KAMIN-KASHYRSK AREA (WESTERN VOLYN)**

*Naumko I. M., Batsevych N. V., Fedoryshyn Yu. I., Myshchysyn Yu. S.,
Repin I. V.*

Maps of thicknesses and paleorelief of all stratified units of the trappean formation of the Vend within the limits of the Ratno–Kamin-Kashyrsk Area in Western Volyn were constructed for the first time. The dependence of the spatial distribution of thicknesses on the tectonic situation and paleorelief is revealed. The established positive correlation between the thickness and the copper content indicates the optimal conditions for the functioning of the ore-generating native copper system actually with significant thicknesses of outflows and slow cooling of the stratum. The resulting original material can be used for new genetic and practical conclusions.

Визначення перспектив трапової формації Західної Волині на самородну мідь [1, 2] неодмінно потребує складання палеоморфоструктурних планів і встановлення товщин вулканітів, що її складають. Тому важливо вивчити особливості рельєфу палеоповерхні і товщин усіх стратифікованих одиниць осадово-вулканогенної волинської серії нижнього венду, з якою пов'язують самородномідну мінералізацію: заболотівської, бабинської і ратнівської (лучичівська, зорянська і якушівська товщі) світ [3] у межах Ратно–Камінь-Каширської площі, відповідні побудови для яких нами виконано вперше.

Заболотівська світа (V_{1zb}) згідно залягає на осадово-вулканогенних відкладах горбашівської світи і поширена на більшій частині площі, а невелике ерозійне вікно розташоване на сході. Рельєф палеоповерхні базальтів повторює особливості палеоповерхонь нижчезалеглих горбашівської світи і поліської серії. Товщина відкладів світи складає 10–20 м, тісно корелюючи з рельєфом: на понижених ділянках – зростає, в місцях підвищення – спадає. Зміна товщини

поступова і закономірно зростає у крайній південно-західній частині площі в місцях максимального занурення горбашівської світи. Повні розкриті товщини варіюють в межах 1,9–61,8 м. Витримані значення товщин в одних частинах і зростання її в інших за умов рівнинного виположеного рельєфу і зростання кута нахилу на окремих ділянках свідчить про високу здатність лавових виливів до розтікання, значною мірою, насамперед, завдяки високій флюїдонасиченості.

Бабинська світа (V_{1bb}) представлена пірокластичними утвореннями, зрідка базальтами, які згідно залягають на заболотівській світі. У туфовій товщі зафіксовано 1–2 базальтові потоки. Товщина світи – до 130 м. Просторове поширення різних за формою ділянок зростання або досягнення максимальної потужності відкладів утворює чітку картину, зумовлену тектонічною історією. З одного боку – це кільцеве розташування зазначених ділянок навколо підняття в центральній частині площі, з іншого – фрагменти ланцюжкового поширення. Основними напрямками ланцюжкового розташування є північно-західне і північно-східне. Останнє на сході площі (східна частина Волино-Поліського прогину) поступово переходить у субмеридіональне і далі на схід та північ у межах західної частини Волино-Поліського прогину втрачає свої чіткі контури.

Ратнівська світа (V_{1rt}) згідно залягає на бабинській світі. В її розрізі чергуються базальтові потоки, лавотуфобрекчії, туфи. Останніми роками ратнівську світу Ратно–Камінь-Каширській площі вдалося розчленувати на три товщі (від подошви до покрівлі): лучичівську, зорянську та якушівську.

Лучичівська товща (V_{1lc}) складена кількома (до чотирьох) покритими толейтових базальтів, розділених пачками лавокластичних брекчій, інколи з прошарками різноуламкових пірокластичних порід базальтового складу. Палеоморфоструктурний план поверхні досить точно повторює риси рельєфу нижчезалеглої бабинської світи та елементи розломно-тріщинної тектоніки. Розподіл товщин лучичівської товщі (3,3–95,2 м) частково відповідає рельєфу поверхні бабинської світи, тому у східній частині площі максимальна товщина приурочена до вододільних частин рельєфу. Подібна ситуація наявна у північ–північно-західній частині, де зростання товщини корелюється з верхньою частиною схилу північно-західної експозиції. На сході в найбільш занурених частинах трапляються мінімальні значення товщини (аж до відсутності).

Зорянська товща (V_{1zr}) узгоджено, місцями з розмивом, залягає на лучичівській товщі і перекривається базальтовими потоками якушівської товщі. У місцях розмиву можуть бути відсутні зони мигдалекам'яних базальтів і лавокластичних брекчій у верхньому лавовому потоці, тоді її вулканоміктові відклади залягають на масивних базальтах внутрішньої зони цього потоку. Повні розкриті товщини товщі варіюють у межах 0,5–33,3 м, для розподілу яких характерна відсутність градієнтних змін, що зумовлює поступову її зміну за площею. Максимальні значення товщин приурочені до занурених частин рельєфу лучичівської товщі. Незначна зміна товщини не дає підстав говорити про кореляцію у межах площі відносно особливостей рельєфу її поверхні.

Якушівська товща (V_{1jk}) вінчає розріз волинської серії. Вона складена численними потоками базальтів (до семи) з шлейфами лавокластичних брекчій. Без ознак стратиграфічних перерв якушівська товща залягає на зорянській

товщі і перекривається морськими відкладами чарторійської світи верхнього венду. Потужність відкладів якушівської товщі коливається від 8,7 до 121,3 м. Кореляція з рельєфом поверхні зорянської товщі і потужністю зберігається лише частково і властива для западини, яка розділяє західне та центральне підняття. В інших випадках максимальна потужність порід якушівської товщі приурочена до приводороздільних частин круто нахилених схилів та до ділянок переходу схилів у від'ємні форми рельєфу (долини та локальні западини).

Отже, на підставі аналізу вперше побудованих карт товщин і палеорельєфу пірокластичних утворень стратифікованих одиниць (світ, товщ) волинської серії трапової формації венду Ратно–Камінь-Каширської площі виявлено вплив тектонічної ситуації і палеорельєфу на розподіл товщин у просторі. При цьому в понижених ділянках палеорельєфу трапляються більші товщини виливів, що прямо корелює з вмістом міді. Для утворення і розвитку рудогенерувальної системи та можливості відділення рудоутворювальних халькофільних розчинів від силікатного магматичного розплаву [4] необхідні близькі до інтрузивних умови, за яких при повільному охолодженні товщі встигають пройти процеси ліквідації, екстракції, концентрації і перенесення самородної міді, що досягається за значних товщин виливів. Це пояснює нова флюїдно-ліквідаційна гіпотеза походження самородномідної мінералізації [5], що фіксується переходом від ранніх високотемпературних включень розплавів [6] до включень пізніх гідротермально-метасоматичних розчинів [7]. Власне такому перебігу процесів формування самородномідного зруденіння сприяє значна сумарна товщина волинської серії (понад 450 м) [3]. Водночас саме базальти лучичівської товщі, які з кутовою незгідністю залягають на відкладах заболотівської і бабинської світ та зі стратиграфічною незгідністю – на відкладах поліської серії, разом з нижчезалеглими базальтами заболотівської світи, визначають можливість розвитку флюїдопровідних розломних зон, приурочених до зон розущільнення, (тріщинуватості), складених тріщинуватими породами, розвиненими по покрівлі часто звітрілих базальтових потоків, пачках лавокластичних брекчій, пірокластичних породах, тобто до внутрішньоформаційних утворень, та до елементів кутової і стратиграфічної незгідності між відкладами волинської серії венду і нижчезалеглих поліської серії рифею та вищезалеглих могилів-подільської і канилівської серій венду. Це сприятиме ідентифікації процесів міграції флюїдів як показника мідно-нафтогазового потенціалу регіону.

Література

1. Приходько В. Л., Косовский Я. А., Иванов И. Н., Перспективы меденосности вулканогенных образований волинской серии Луковско-Ратновской горстовой зоны // Геол. журн. 1993. № 4. С. 138–143.
2. Мельничук В. Г. Геологія та міденосність нижньовендських трапових комплексів південно-західної частини Східноєвропейської платформи: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2010. 36 с.
3. Воловник Б. Я. Терригенно-вулканогенная формация. Нижний венд // Геотектоника Вольно-Подолыи. Киев: Наук. думка, 1990. С. 76–83.
4. Овчинников Л. Н., Банщикова И. В., Васильев Е. В. Включения расплавов и растворов – прямые свидетели рудогенерирующей роли магм // Термобарогеохимия в геологии:

Материалы VI всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 33–37.

5. *Наумко І. М., Федоршин Ю. І., Бацевич Н. В.* Флюїдно-ліквідаційна гіпотеза походження самородномідної мінералізації у вулканітах трапової формації Західної Волині // Доп. НАН України. 2016. № 9. С. 69–78.

6. *Бакуменко І. Т., Федоршин Ю. І.* О расплавных включениях в плагиоклазе базальтов Волини // Минералогические музеи. Санкт-Петербург, 2005. С. 213–214 (англ. пер.: Р. 215).

7. *Нестерович Н. В.* Геохімія флюїдів середовища формування міденосних парагенезів у вулканітах трапової формації зони зчленування Волинського палеозойського підняття і Волино-Подільської монокліналі: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Львів, 2014. 20 с.

ОСОБЛИВОСТІ ДИНАМОМЕТАМОРФІЧНИХ ПЕРЕТВОРЕНЬ КРИСТАЛІЧНИХ ПОРІД ЗАВАЛЛІВСЬКОГО РОДОВИЩА ГРАФІТУ

Павлова О.О.¹, Павлов Г.Г.², Вишневський О.А.²

¹Київський національний університет імені Тараса Шевченка, ННІ «Інститут геології», Київ, Україна, olenapavlova@gmail.com

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

FEATURES OF DYNAMOMETAMORPHIC TRANSFORMATIONS OF CRYSTALLINE ROCKS OF ZAVALLYA GRAPHITE DEPOSIT

Pavlova O.O., Pavlov G.G., Vyshnevskiy O.A.

Graphite aluminosilicate, metabasitic, carbonate and eclogite-like tectonically altered metamorphic rocks of the Zavalyev tectonic zone and their rock-forming minerals have been microscopically studied. It was determined that garnets and primary phlogopite of tectonic gneisses have crystallized at a temperature of 894 °C according to the monomineral biotite geothermometer (Henry, 2002) and brittle-plastic dynamometamorphic transformation of rocks at the early stages of tectogenesis occurred under conditions of simple shear, transpression, transtension and unilateral compression. The temperature regime of dynamometamorphic transformations corresponded to granulite-eclogite facies of metamorphism in the regressive range of 857-790 °C followed by cataclasis and medium-temperature hydrothermal graphitization.

Правильна і максимально об'єктивна розшифровка петрологічної інформації метаморфічних порід є запорукою високої якості мінералого-петрографічного моделювання геологічних процесів, що відбувалися на тому, чи іншому геологічному об'єкті. Основою моделювання метаморфічних процесів є визначення характеру, етапності та ступеня динамічних перетворень тих чи інших матричних порід в процесі їхньої геологічної еволюції.

Одним із об'єктів, що визиває зацікавленість науковців з точки зору походження, еволюції та перспектив на виявлення корисних копалин є Заваллівська тектонічна зона [1,2] разом з відомим родовищем графіту та потенційною алмазоносністю зони, якщо її сприймати за колізійну на кшталт Кумдикольської в Казахстані[3]. На останнє вказує набір магматичних, алюмосилікатних, метабазитових, графітових, карбонатних та еклогітоподібних метаморфічних порід, а також тектонітів по них, потужність літосфери та наявність в регіоні мантійного діапіру.

Досліджувалася колекція геологічних зразків із Заваллівського кар'єру, що відібрана у 2019 р. проф. КНУ імені Тараса Шевченка В.М. Загнітком, науковими співробітниками НАН України Є.Б. Поляченком, В.О. Гаценко, В.М. Бельським, Є. Науменком та люб'язно передана авторам на всестороннє дослідження. У зразках визначалися їхній мінеральний склад, структурно-текстурні параметри порід, послідовність прояву мінеральних новоутворень, пов'язаних з тим чи іншим етапом тектогенезу, характер та режим динамометаморфічних перетворень метаморфічних порід в процесі вікової еволюції даної території.

Аналіз зразків тектонітів із Заваллівського кар'єру показує, що головними тектонічними подіями, які віддзеркалилися у текстурно-структурних параметрах кристалічних порід на мікроскопічному рівні, були крихко-пластичні деформації, які достеменно вплинули на процес кристалізації, деформації та перекристалізації флогопіту в гнейсах та кристалічних сланцях, кварцу в кристалічних сланцях, гнейсах і кварцитах, а також карбонатів в мармурах та кальцифірах. За умов деформації кристалічних порід в Заваллівській зоні вирішальними елементами для формування текстурно-структурних особливостей будови на думку авторів стали: їхній первинний мінеральний склад, реологічні властивості породотвірних компонентів, орієнтація тензорів напруження по відношенню до первинної шаруватості, а також наявність екзо- та ендодіагенезу, що сприяли міграції речовини та проходженню певних хімічних перетворень в тектономатриці порід. Усі досліджені зразки характеризуються вторинною макро- та мікрофоліатістю, спричиненою катаклизмом, рекристалізацією, тектонобластезом та тектонопластезом [4].

У процесі дослідження зразків колекції було визначено, що всі розглянуті породи є у різному ступені тектонітами зсуву (або звичайного, або із стисненням, або із розтягом, або складними на різних ділянках зони).

За текстурними особливостями породи зони є типовими смугастими тектонітами з чітко вираженою вторинною фоліатною (флазерною) текстурою, що поєднує перешаровування різних за мінеральним складом шарів, лінз, тектонокластів з дискретною сланцюватістю та лінійністю. Флазерна текстура формується за σ -типом з неповним обертанням тектонокластів в мілонітовому або тонкорекристалізованому матриці, за яким визначається напрям обертання тектонокласту. За мінеральним складом у тінях тиску визначається склад внутрішнього міжзернового флюїду, що мігрував в породі під час тектогенезу. У породах виділяються елементи вторинних лепідобластової, гранобластової, порфіробластової структур, що несуть ознаки динамічного перетворення мінералів за механізмами: орієнтованої нуклеації та росту зерен в полі напруження; зміни форм тектонокластів під тиском; мікробудинажу; обертання зерен з розчиненням та перевідкладанням речовини; обмеження росту мінералів паралельно плоским мінералам; рекристалізації та регенерації кластів; пластичної та крихкої деформації тектонокластів; статичного та динамічного відтворення деформованих зерен. Тектонічні потоки тектономатриксу в межах

окремих смуг найчастіше різношвидкісні. За рахунок цього інтенсивність обертання окремих тектонокластів можуть відрізнятися між собою, з утворенням на різних ділянках конфігурації крилець облямування від правильної лінзоподібної до асиметричної.

Тріщинуватість формується за рахунок постпластичного крихкого кліважу одностороннього стиснення в напрямку перпендикулярному площині сланцюватості, або під кутом до неї, що призводить до активізації тріщин спайності в мінералах, а в мінералах, де вона відсутня (кварц, гранат) – утворюються система тріщин за іраціональними напрямками. Тріщини найчастіше заліковані та трасуються або мінеральними, або газОВО-рідинними включеннями. Присутній достатньо великий об'єм пізніх немінералізованих «сухих» тріщин.

У результаті мікроскопічних досліджень графітових та графітоносних кварцитів, кварцитосланців, гнейсів та кристалосланців, кальцифірів з визначенням складу мінералів та мінеральних включень в них за мономінеральним біотитовим геотермометром [5] було визначено максимальну температуру кристалізації флогопіту із первинного включення в гранаті і, відповідно, сингенетичного гранату – 890°C , що відповідає грануліт-еклогітовій фаціям метаморфізму. Регресивні динамометаморфічні перетворення кристалічних порід Заваллівського графітового родовища відбувалися за режимами транспресії, транстенції та звичайного зсуву в діапазоні температур $857\text{--}790^{\circ}\text{C}$, а також одностороннього стиснення за температур крихкої руйнації всіх породотвірних мінералів, що підтверджує наявність етапу крихкого (тріщинного) руйнування порід з формуванням середньотемпературної гідротермальної сульфідно-графітової мінералізації. Враховуючи внутрішню будову та особливості динамічного перетворення мінералів порфірокластів і мінералів тектономатриксу можна припустити, що максимум інтенсивності тектогенезу в Заваллівській зоні припадає на раньопротерозойську стадію (1910 млн. р. за уран-свинцевим методом по циркону [6]), що відповідає ізотопному віку новоутвореного тонкодисперсного циркону в тріщинах регенованого гранату, синхронного колізійному етапу розвитку структури.

Прояв гіпотетичної сублужної вендсько–ранньопалеозойської ендегенної активізації міг би сприяти появі алмазної мінералізації в цьому регіоні.

Література

1. *Нечаев С.В., Гинтов О.Б., Мычак С.В.* О связи редкоземельно-редкометальной и золоторудной минерализации с разломно-блоковой тектоникой Украинского щита. 2 // Геофизический журнал, 2019. №5, Т.41. С.
2. *Бурбан К., Скакун Л.* Мінералого-генетична модель Заваллівського родовища графіту // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія, 2012. 57. С. 60–63.
3. *Лаврова Л.Д., Печников В.А., Плешаков А.М., Надеждина Е.Д., Щуколюков Ю.А.* Новый генетический тип алмазных месторождений – М. : Научный мир, 1999. 221 с.
4. *Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J.* Microtectonics. Springer – Verlag, Berlin Heidelberg, 2005. Printed in Germany. 366 p.

5. Henry, D.J. & Guidotti, C.V. Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications // *American Mineralogist*, 2002. Volume 87. P. 375–382.
6. Щербак М.П., Артеменко Г.В., Лісна І.М., Пономаренко О.М., Шумлянський Л.В. Геохронологія раннього докембрію Українського щита. Протерозой – Київ: «Видавництво «Наукова думка» НАН України», 2008. 240 с.

ГРАНАТИ ЗАВАЛЛІВСЬКОГО РОДОВИЩА ГРАФІТУ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

Павлов Г.Г., Вишневський О.А.

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

GARNETS OF ZAVALLYA GRAPHITE DEPOSIT (UKRAINIAN SHIELD)

Pavlov G.G., Vishnevsky O.A.

The studies of the compositions of garnets from the Zavalyevsky deposit of graphite in the Pobuzhsky tectonic block of the Ukrainian Shield showed that the compositions of garnets are in equilibrium with the host rocks and are syngenetic to them. Pyrope-almandines with iron content $f = 0.51-0.54$ are peculiar to aluminosilicate rocks (garnet-phlogopite gneisses and tectonogneisses), almandines with $f =$ up to 0.87 are peculiar to garnet-gedrite-pyroxene crystal schists and with $f =$ up to 0.94 to quartzites. Garnets were not influenced by diaphrotic processes associated with the formation of "metamorphogenic" diamonds like the Kumdykol deposit in Kazakhstan despite the close tectonic structure and composition of the rocks.

Зацікавленість до алмазоносності геологічних структур Середнього Побужжя викликана з одного боку наявністю дрібних кристаліків алмазів у балтських та сучасних алювіальних відкладах, з іншого – у зв'язку з відкриттям в Північному Казахстані унікального Кумдикольського родовища метаморфогенних алмазів, що за своєю геологічною будовою, літологічним набором порід, архейським віком фундаменту плит та рівнем метаморфізму подібне не тільки до Клинівської площі УЩ (Г.М. Яценко та ін., 1995 р; Г.М. Яценко та ін., 1998 р), але й проявляє подібність до Гайворонської ділянки Побужжя [1]. Виявлення на цих ділянках дайок лампроїтів, сублужних перидотитів, лінз еклогітоподібних порід, гранатових амфіболітів з ознаками діафторезу робить можливим розглядати означені структури перспективними на відкриття відповідного прояву на Побужжі. Враховуючи, що майже всі структури подібні до Гайворонської, у тому числі Гайсинська та Заваллівська, є однотипними в тектонічному плані, а також мають загальні риси геологічної будови та петрографії кристалічних порід [2], вони також заслуговують значної уваги на предмет алмазоносності. За результатами останніх детальних досліджень (В.П. Кирилюк, 2010 р; О.В. Гінтов, 2018 р; С.В. Нечаєв, 2019 р; Л.М. Степанюк, 2018 р; О.М. Пономаренко, 2018 р) вважається, що ці зони були закладені впродовж західноінгулецького та маньківського етапів тектогенезу в умовах стресового всебічно-горизонтального стиснення із субвертикальним розтягненням та з переміщенням корового матеріалу окремих

тектоноблоків на кшталт колізійних [2], що також їх наближає до «казахського» еталону.

Для отримання більш достовірних даних про можливу перспективність Заваллівської зони розломів на алмази, петрографічному та мінералогічному дослідженню піддавалися найрозповсюдженіші в Заваллівському графітовому кар'єрі гранатові та графітові сланці, кристалічні сланці, гнейси та кварцити. Першочерговим мінералом, що користується значним поширенням в означених породах є гранат, кількість якого досягає значних відсотків, аж до утворення гранатових кварцитосланців та суцільних гранатових порід. Гранати Заваллівської зони характеризуються рожевим забарвленням з різними відтінками та колірною насиченістю. В деяких крупних кристалообластах спостерігається поступове плямисте послаблення інтенсивності забарвлення від центру до периферії зерен, що пов'язано з незначною зміною в їхньому складі рівня вмісту марганцю та заліза по регенерованих ділянках гранату вздовж залікованих тріщин та в зовнішніх контактних облямівках. Склад гранатів визначався методом мікрозондового аналізу з використанням емісійного скануючого електронного мікроскопа JSM-6700F обладнаного енергодисперсійним спектрометром JED-2300 (JEOL) в ІГМР ім. М.П. Семененка, НАН України.

За результатами досліджень виявилось, що в більшості порід Заваллівського графітового родовища склад гранатів, як і в тектоногнейсах Кокчетавської тектонічної зони, відповідає піроп-альмандину із вмістом піропового міналу 43-46%, альмандинового – 50 ± 1 , grosулярового – 4-6% при $f = 0,51-0,54$, де $f = 100 * Fe / (Fe + Mg)$. І тільки в гранатах гранат-жедрит-піроксенового сланцю рівень альмандинового міналу підвищується в середньому до 68%, grosулярового – до 21% за рахунок зниження піропового до 10% з підвищенням залізистості гранату до $f = 0,87$, а в розсланцьованих кварцитах залізистість альмандину досягає свого максимуму – $f = 0,94$. Таким чином, склад гранатів в породах зони значною мірою залежить від геохімії порід, що їх містять, а переважання альмандину (~90%) у заваллівському гранатовому концентраті з домішкою поодиноких зерен піропу і grosуляру [3] можна пояснити переважанням під час збагачення частки метапелітових та кварцитових порід. За даними виробників в складі концентрату також виявлені супутній ільменіт, магнетит, піротин, біотит, рогова обманка, піроксен.

В якості твердих включень в піроп-альмандинових зернах визначені сингенетичний кварц, монацит, циркон, флогопіт та епігенетичні хлорит, сульфід, епідот (?). В grosуляр-альмандині виявлені включення кварцу, апатиту, титано-магнетиту, гематиту. Включення мікроалмазів оптичними мікроскопічними спостереженнями не зафіксовані, хоча в Кумдикольському родовищі найбільша кількість видимих метаморфогенних алмазів тяжіє до тріщин в зернах різних за складом гранатів, або до апогранатових серицит-хлоритових агрегатів [4], що свідчить про їхню агенетичність по відношенню до вмісних метаморфічних порід.

Таким чином, з означеного напрашується висновок, що «метаморфічні» алмази для своєї кристалізації тільки «використовують» крихкі тектонообласті

в якості тріщинуватої кристалічної матриці. Графіт, який утворюється на думку [6] із середньотемпературних гідротермальних розчинів наряд чи пов'язаний з алмазотвірними процесами.

Порівняння складу низькомарганцевих grosуляр-альмандинових гранатів із гранат-жедрит-піроксенових кристалічних сланців Заваллівського родовища зі складами гранатів високобаричних еклогітових комплексів, вказує на їхню близькість, наприклад, до гранатів жадеїт-діопсидових еклогітів Уралу [5], що може свідчити про наявність режиму еклогітизації в Заваллівській зоні у період її становлення.

Література

1. Яценко Г.М., Гурский Д.С., Сливко Е.М., Гейко Ю.В., Приходько В.Л. Алмазонасные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Опыт минерогенеза алмаза – Киев: Изд. УкрГГРИ, 2002. 331с.
2. Нечаев С.В., Гинтов О.Б., Мычак С.В. О связи редкоземельно-редкометальной и золоторудной минерализации с разломно-блоковой тектоникой Украинского щита. 2 // Геофизический журнал, 2019. №5, Т.41. С.
3. Калашиник А.А., Коврижкин Н.А., Ковалев С.Г. О защите интересов Украины на отечественном рынке гранатового коцентрата // Мінеральні ресурси України, 2012. №3. С.19–22.
4. Лаврова Л.Д., Печников В.А., Плешаков А.М., Надеждина Е.Д., Щуколюков Ю.А. Новый генетический тип алмазных месторождений – М. : Научный мир, 1999. 221 с.
5. Вализер П.М. Гранат эклогитов высокобарических комплексов Урала // Литосфера, 2011. №5. С. 53–69.
6. Бурбан К., Скакун Л. Мінералого-генетична модель Заваллівського родовища графіту // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія, 2012. 57. С. 60–63.

РОЗПОДІЛ РЗЕ В ЕНДЕРБИТАХ ПОБУЖЖЯ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

***Пономаренко О.М., Самчук А.М., Лісна І.М., Швайка І.А., Вовк К.В.
Проскурка Л.І., Сьомка Л.В., Швайка І.Д.***

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

DISTRIBUTION OF REE IN ENDERBITS OF POBUZHUYA (UKRAINIAN SHIELD)

***Ponomarenko O.M., Samchuk A.M., Lisna I.M., Shvaika I.A., Vovk K.V.,
Proskurka L.L., Somka L.V., Shvaika I.D.***

A characteristic feature of distribution *REE* in Pobuzhya enderbites is the presence of a positive European anomaly in them, which distinguishes them from most Ukrainian Shield rocks. The sum of *REE* in enderbites is 52-100 ppm. *REE* of cerium subgroup prevail over yttrium one. The degree of *REE* fractionation, expressed by the ratio $(Ce/Yb)_N$ varies from 8 to 38. Maximum in the "crust" enderbites of the Podolsk block (granitized enderbit-gneisses). The minimum degree of *REE* fractionation is observed in melanocratic enderbites, and in leukocratic increases due to a decrease in *REE* yttrium subgroup.

Вступ. При вирішенні петрологічних проблем актуальним стало використання РЗЕ як геохімічних індикаторів. бо вони, як вважають деякі дослідники, менше піддаються фракціонуванню під час метаморфізму, і

можуть бути джерелом коректної інформації для вивчення мантійних і корових процесів. Сукупність процесів, пов'язаних з гранітизацією (метасоматоз, мігматизація, анатексис) супроводжуються фракціонуванням РЗЕ, головним чином, виносом РЗЕ ітрієвої підгрупи [1].

Для вивчення розподілу РЗЕ в гранітоїдах були проаналізовані ендербіти Верхнього і Середнього Побужжя. Найбільш древніми породами є гнейсовидні ендербіти (ендербіто-гнейси) Середнього Побужжя, виходи яких досліджувалися в кар'єрах Казачий Яр і Одеський (біля пмт. Завалля), які відносяться до гайворонського (інтрузивного [2]) комплексу. Ендербіто-гнейси характеризуються неоднорідністю складу від діоритів до плагіогранітів і наявністю «типоморфного» циркону, вік якого (ядерних частин) дорівнює 3,56 - 3,78 млрд років. Отримані для них значення ϵ_{Nd} варіюють (від 0,8 до -0,8 і до -4,4) [3, 4], які, ймовірно, вказують на значну роль корової речовини у формуванні цих порід, або на існування ще більш древнього для них протоліту. Ізотопно-геохімічні особливості порід, (ізотопний склад гафнію цирконів, а також стронцію і неодиму валових порід), дозволили Л.В.Шумлянському [4], стверджувати що досліджувані породи не є продуктами перетворення давньої первісної земної кори, (давнішої за 3950 млн років), а вихідні розплави утворились внаслідок плавлення деплетованої мантії.

У Верхньому Побужжі (Подільський блок) ці ендербіто-гнейси виходять на поверхню у вигляді архейських реліктових (або куполоподібних) структур, (ймовірно, нижнього структурного поверху) серед більш молодих порід бердичівського комплексу. У них частково зберігся ізотопний вік циркону 2,8-2,6 млрд років.

У Подільському блоці існують і двомільярдні ендербіти, утворені в результаті ультраметаморфізму переважно палеопротерозойських вулканогенних порід.

Методи дослідження. Вміст РЗЕ в ендербітах і ендербіто-гнейсах визначено в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України методом мас-спектрометрії з індуктивно-зв'язаною плазмою (ICP MS) з використанням аналізатора Element-2. Як еталон для ендербітів застосовано міжнародний стандарт андезиту Jg-1 (Японія).

Результати дослідження. Характерною особливістю розподілу РЗЕ в ендербітах Побужжя є наявність у них позитивної європейської аномалії, чим вони відрізняються від більшості порід УЩ. Відношення $(Eu/Eu^*)_N$ змінюється від 0,98 до 2,70. Огляд розподілу РЗЕ в архейських граніто-гнейсах багатьох щитів показав, що позитивні європейські аномалії спостерігаються в граніто-гнейсах, метаморфізованих переважно в умовах гранулітової фації [2]. Ю.Балашов [1] вважає, що наявність позитивної європейської аномалії-характерна риса древніх гранітоїдів, оскільки в ранньому докембрії гранітизація відбувається безпосередньо по породах глибинного магматизму.

Ендербіти Верхнього і Середнього Побужжя збіднені на РЗЕ, сума їх в ендербітах складає 52-100 г/т. Переважають РЗЕ церієвої підгрупи над ітрієвою. Ступінь фракціонування РЗЕ, що виражений співвідношенням $(Ce/Yb)_N$ змінюється від 8 до 38. Мінімальна ступінь фракціонування РЗЕ відмічається в

меланократових ендербітах, а в лейкократових збільшується за рахунок зменшення РЗЕ ітрієвої підгрупи.

У Середньому Побужжі ендербіто-гнейси, як вказано вище, характеризуються неоднорідністю складу. Відповідно, більш меланократові магнезіальні ендербіто-гнейси, з залізистістю 47%, мають слабо фракціонований розподіл РЗЕ, $(Ce/Yb)_N=7-9$. Відношення Eu/Eu^* в них змінюється від 0,98 до 1,50. В більш кислих ендербіто-гнейсах, в яких $SiO_2=67,5\%$, залізистість 56,9%, зростає ступінь фракціонування до 15.

Найбільш фракціоновані ендербіти Подільського блоку – гранітизовані ендербіто-гнейси, виходи яких фіксуються в кар'єрах м.м. Сабарів і Літин. Відношення $(Ce/Yb)_N$ зростає в них до 38. Для них характерне від'ємне значення ϵNd , що підтверджує «коровий» характер цих ендербітів. Перетворені ендербіто-гнейси в Подільському блоці мають вік 2,8-2,6 млрд. років і виглядають як вікна реліктових древніх порід нижнього (?) структурного поверху серед палеопротерозойських порід бердичівського комплексу.

Розподіл РЗЕ в ендербітах двохмільярдного віку (бердичівського комплексу) характеризується низьким ступенем фракціонування, низьким їх вмістом і позитивною європієвою аномалією. Відношення $(Eu/Eu^*)_N$ змінюється від 1,36 до 2,85, $(Ce/Yb)_N=7-13$. Більш фракціонованим розподілом РЗЕ характеризуються плагіоcharнокіти з підвищеним вмістом калію.

Висновок. Характерною особливістю розподілу РЗЕ в ендербітах Побужжя є наявність у переважній кількості позитивної європієвої аномалії, чим вони відрізняються від більшості порід УЩ. Ендербіти Верхнього і Середнього Побужжя збіднені на РЗЕ. Сума їх в ендербітах складає 52-100 г/т. Переважають РЗЕ церієвої підгрупи над ітрієвою. Ступінь фракціонування РЗЕ, виражений співвідношенням $(Ce/Yb)_N$ змінюється від 8 до 38. Максимальний – в корових ендербітах Подільського блоку (гранітизованих ендербіто-гнейсах). Це підтверджує тезис, що гранітизація (метасоматоз, мігматизація, анатексис) супроводжуються фракціонуванням РЗЕ, головним чином, виносом РЗЕ ітрієвої підгрупи і можливим привносом РЗЕ церієвої підгрупи. Розподіл РЗЕ в «корових» породах є більш фракціонованим, ніж в мантійних. Мінімальна ступінь фракціонування РЗЕ відмічається в меланократових ендербітах, максимальна в ендербітах, збагачених калієм.

Література

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.:Наука, 1976, 267с.
2. Лесная И.М. Геохронология чарнокитоидов Побужья. Киев: Наук.думка, 1988. 133 с.
3. Степанюк Л.М., Бибикова Е.В., Клайсен С., Скобелев В.М. Sm-Nd изотопная система в докембрийских породах западной части Украинского щита. Минерал. журн. 1998. 20. №5. С.72-79.
4. Шумлянський Л.В. Геохімія піроксенових плагіогнейсів (ендербітів) Побужжя та ізотопний склад гафнію в цирконах. Мінерал. журн. 2012. 24. №2. С.64-79.

МІНЕРАЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ДІОРИТОЇДІВ ГАЙСИНСЬКОГО БЛОКУ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

Решетник М.М.¹, Андреев О.В.², Заяць О.В.³

¹Національний науково-природничий музей НАН України, м.Київ, Україна,
reshetnykmariya@gmail.com

²Київський національний університет імені Тараса Шевченка ННІ «Інститут
геології», м.Київ, Україна, andreev@univ.kiev.ua

³Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П.Семененка НАН
України, м.Київ, Україна, olgarabbite@ukr.net

MINERALOGICAL CHARACTERISTIC OF DIORITOIDS OF THE GAISYN BLOCK (UKRAINIAN SHIELD)

Reshetnyk M.M., Andreev O.V., Zaiats O.V.

The mineralogical features of dioritoids located on the left bank of the Horodyshe stream north of the village of Sytkivtsi (Vinnytsia region) are presented. In rocks, pyroxenes predominate over biotite, and hornblende has a subordinate meaning. The main accessory minerals are apatite, monazite, zircon, pyrite. Secondary minerals are celadonite, green mica, siderite, dolomite. Biotite is characterized by a high content of TiO_2 (about 6 %) with $Fe/(Fe+Mg) = 0.55-0.58$. Orthopyroxene contains 53-55 wt. % of the ferrosilic component. Plagioclase is an andesite № 37-40. Dioritoids are more likely to be igneous than metamorphic in texture. They are cataclases and metasomatically altered rocks.

Відслонення досліджених порід розташоване на лівому березі струмка Городище на північ від с. Ситківці (Вінницька область, Немирівський район). Відслонення представлене середньо- та крупнозернистими зеленувато-сірими породами масивної текстури. Досліджені зразки (8-2078 та 19-2078) порід за вмістом SiO_2 (60,94 та 58,69 мас. %) згідно класифікації [1] належать до середніх порід (діоритоїдів) і мають підвищену лужність (K_2O+Na_2O) – 9,75 та 6,87 мас. % відповідно.

Виконано оптичне вивчення та електронно-мікроскопічне дослідження хімічного складу мінералів із вище зазначених двох зразків породи. Електронно-мікроскопічні дослідження виконані на растровому електронному мікроскопі-мікроаналізаторі РЕММА-202 з енергодисперсійним рентгенівським спектрометром «Link systems» в лабораторії навчально-наукового інституту «Інститут геології» Київського національного університету ім. Тараса Шевченка.

У шліфах структури двох зразків порід суттєво не відрізняються. За розмірами зерен структура порід найчастіше середньо- та крупнозерниста, іноді порфіроподібна (за класифікацією структур [2]). Найбільші за розміром кристали калієвого польового шпату. Його порфіроподібні кристали можуть досягати понад 20 мм (у зр. 8-2078). Зерна плагіоклазу мають розмір від 1-2 до 10 мм та більше. Із лейкократових мінералів дрібні зерна найчастіше властиві кварцу, їхній розмір від десятих часток мм до 2-3 мм. Меланократові мінерали мають у середньому розмір 1-5 мм. За формою та взаємовідношенням мінералів характерною для порід є алотріаморфнозерниста структура, в якій всі породотвірні мінерали мають неправильні форми. Не рідко спостерігається гіпідіоморфнозерниста структура, що характеризується ідіоморфізмом

плагіоклазу стосовно інших породотвірних мінералів, також фіксуються окремі гіпідіоморфні зерна біотиту та ортопіроксену на фоні ксеноморфнозернистої маси. Порода характеризується складним взаємовідношенням між лейкократовими мінералами. Це поява чисельних мірмекітів на межі плагіоклаз – калієвий польовий шпат (мірмекітова структура, яка часто спостерігається у зразку 8-2078), взаємні включення лейкократових мінералів один в одному, найчастіше включення плагіоклазу в породотвірних мінералах (пойкілітова структура). Також у досліджених породах наявна катакластична структура: породотвірні мінерали нерідко мають хвилясте та блокове згасання, спостерігається викривлення двійників плагіоклазу, вигинання лусочок слюд.

У досліджених зразках за кількістю піроксени переважають над біотитом, а рогова обманка має підпорядковане значення.

Мінеральний склад двох зразків різний. Для зразка 8-2078 порівняно з 19-2078 характерна більша кількість калієвого польового шпату і, відповідно, менша плагіоклазу. Середній мінеральний склад порід зразка 8-2078 (%): плагіоклаз – 30, калієвий польовий шпат – 45, кварц – 10, біотит < 1, клінопіроксен – 10, ортопіроксен – 5. Середній мінеральний склад порід зразка 19-2078 (%): плагіоклаз – 75, калієвий польовий шпат < 5, кварц – 5, біотит – 3, рогова обманка – 1, клінопіроксен – 5, ортопіроксен – 7. Акцесорні мінерали представлені апатитом, монацитом, ксенотимом, цирконом, піритом, халькопіритом, піротином, магнетитом, гранатом (?). Вторинні мінерали: селадоніт, зелена слюдка, сидерит, доломіт.

Біотит утворює пластинчаті ксеноморфні та гіпідіоморфні кристали. Часто він займає міжзерновий простір салічних мінералів і є більш пізнім. Він інтенсивно плеохроює від коричневого і темно-коричневого до світло-жовтого кольору. Також фіксується хвилясте згасання окремих зерен біотиту в схрещених ніколях. До біотиту часто приурочені акцесорні мінерали, такі як апатит, монацит, довкола яких утворюються плеохроїчні дворики. Такі дворики навколо апатиту пов'язані з присутністю в ньому дрібних тонких включень монациту. Іноді по біотиту розвивається лейкократовий мінерал (калієвий польовий шпат?). Рідше спостерігається вторинна зелена слюдка. Біотит характеризується високим умістом TiO_2 (близько 6%), а його залізистість (Fe/Fe+Mg) в межах 0,55-0,58.

Ортопіроксен спостерігається у вигляді таблитчастих гіпідіоморфних та ксеноморфних кристалів. Зерна часто змінені. По ним розвивається вторинна зелена слюдка (біотит), селадоніт та по тонким тріщинкам спайності розвивається доломіт (?). Крім того, карбонат заліза розвивається по піриту і також заповнює тонкі тріщинки в породотвірних мінералах. Ортопіроксен вміщує 53-55% феросилітового компоненту.

Клінопіроксен фіксується разом з ортопіроксеном і утворює невеликі скупчення зерен часто ізометричної або витягнутої овальної форми.

У невеликій кількості в породах присутні моноклінні амфіболи, які представлені *роговою обманкою*. Вона забарвлена найчастіше у зелений колір різної інтенсивності, асоціює з піроксеном та біотитом і утворює зерна неправильної форми.

Плагіоклаз. За кількістю є основним лейкократовим мінералом у досліджених породах. Він фіксується у вигляді ксеноморфних або гіпідіоморфних зерен і навіть ідіоморфних таблитчастих кристалів (зр. 8-2078). Характерні всячі двійники та нерівномірне згасання зерен у схрещених ніколях. Двійники спостерігаються як тонкі чіткі, так і широкі нерізкі, наявні зерна, в яких відсутні двійники. На межі плагіоклаз – калієвий польовий шпат часто (зр. 8-2078) спостерігаються чисельні мірмекіти. Окремі зерна плагіоклазу майже повністю облямовані мірмекітами з великою кількістю вrostків кварцу. Плагіоклаз визначений як андезит № 37-40.

Калієвий польовий шпат. Спостерігатися у великій кількості у зр. 8-2078 і у вигляді поодиноких невеликих кристалів у зр. 19-2078. У зразку 8-2078 мінерал представлений часто крупними порфіроподібними ксеноморфними зернами з пойкилітовими включеннями породотвірних мінералів, у тому числі різного за формою плагіоклазу. Переважає мікроклін з нечіткою недосконалою, мікрокліновою ґраткою, яка розвинута на окремих ділянках зерна. Спостерігається мікроклін з мезопертитами і мікрокліновою ґраткою поблизу тріщин.

Кварц серед лейкократових мінералів у досліджених зразках має підпорядковане значення, фіксується у вигляді поодиноких зерен, а також у вигляді хробакоподібних вrostків у мірмекітах (зр. 8-2078). Рідше ніж плагіоклаз він спостерігається як пойкилітові включення в інших породотвірних мінералах.

За мікроструктурами досліджені діоритоїди є ймовірніше магматичними ніж метаморфічними. Породи катаклазовані й зазнали метасоматичних змін. Особливістю мінералогічного складу діоритоїдів є переважання піроксенів над біотитом та роговою обманкою. Біотити характеризуються вельми високою титанистістю.

Література

1. Павлов Г. Г. Петрографія. Київ: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2000. 252 с.
2. Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Словарь терминов. Ч.1. Москва: Недра, 1966. 240 с.

**ГРАНАТОВІ ТА ЕПІДОТОВІ МЕТАСОМАТИТИ БАСЕЙНУ
Р. БАЗАВЛУК (СЕРЕДНЄ ПРИДНІПРОВ'Я, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)**

Сукач В.В., Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Курило С.І.

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

**GARNET AND EPIDOTE METASOMATITES OF BASAVLUK BASIN
(MIDDLE DNIPRO, UKRAINIAN SHIELD)**

Sukach V.V., Somka V.O., Bondarenko S.M., Kurylo S.I.

Garnet-bearing amphibolites and crystalline schists of the Archean Auly series, which are widespread in Bazavluk River basin, were identified as metasomatic rocks for the first time. Previously, they were considered as metamorphic sedimentary deposits. Epidote metasomatites have also been identified and described in layers of crystalline schists.

Аульський плагіограніт-амфіболітовий комплекс має повсюдне поширення в межах Середньопридніпровського мегаблоку УЩ і складає понад 70 % його території. Зазначений комплекс, як і його аналоги в межах інших щитів світу – так звані "сірі гнейси", має простий породний склад та одноманітний вигляд. Він об'єднує мезоархейські плагіомігматити і плагіогранітоїди дніпропетровського комплексу та метаморфічні утворення (амфіболіти, кристалосланці, плагіогнейси) аульської серії. Стратотипові розрізи аульської серії відслонюються у південно-західній частині Середнього Придніпров'я вздовж берегів р. Базавлучок правої притоки р. Базавлук [1]. Цей район виділяється також як Новоіванівська ділянка [2].

Металогенічні перспективи аульського комплексу загалом оцінюються доволі скептично, особливо у порівнянні з високопродуктивним на різні типи родовищ зеленокам'яним комплексом. Більше того, навіть метасоматичні перетворення порід, як характерні ознаки процесів рудоутворення, фіксуються доволі рідко. Можна відмітити лише альбіт-роговообманкові метасоматити з барієвим польовим шпатом – базавлукіти, вперше задокументовані М.П. Семененко (1963 р.). Разом з тим, в процесі ревізійного обслідування розрізів Новоіванівської ділянки нами вперше виявлено тіла гранатових (і магнетит-гранатових) та епідотових метасоматитів, приурочених до метаморфітів аульської серії (базавлуцької товщі). Раніше ці утворення, в першу чергу гранатвмісні, інтерпретувалися як первинно-осадові породи: метааргіліти, метаалевроліти та метапісковики [1]. Як з'ясувалось в ході детальних польових досліджень магнетит-гранатові метасоматити переважно розвиваються в амфіболітах, рідше в кристалосланцях, тоді як епідотовий різновид – лише в кристалосланцях. Для обох різновидів характерна чітко проявлена зональність, яка зазвичай завуальована рослинним шаром і висипками.

Гранатові метасоматити найчастіше розміщуються серед масивних монолітних товщ амфіболітів, зрідка – кристалосланців, меншою мірою виявляються в малопотужних амфіболітових прошарках. Вони розповсюджені по всьому відслоненому фрагменту базавлуцької товщі вздовж р. Базавлучок від с. Петропавлівка до с. Слов'янка. Найбільш представницькі відслонення

задокументовані вздовж лівого притоку (балки), що впадає в р. Базавлучок біля мосту на дорозі Новоіванівка - Тарасо-Григорівка. У верхній частині балки відслонюються масивні і слабо сланцюваті світло-сірі, сірі, дрібно-середньозернисті кристалосланці і амфіболіти. Обсяг кристалосланців униз за течією поступово знижується і переважного поширення набувають типові "аульські" амфіболітами – темно-сірі до чорних, масивні, інколи слабо сланцюваті, дрібно-середньозернисті, середньозернисті. Метаморфічна товща різною мірою мігматизована та насичена жилами та лінзами апліт-пегматоїдних гранітів. В середній частині балки, на її правому борту, гранатвмісні амфіболіти поширені у вигляді зони завширшки 8-15 м. Наявне також тіло апліт-пегматитів потужністю до 10 м, що простягається поперек балки. Зона розвитку гранату орієнтована субпаралельно руслу та вздовж сланцюватості (шаруватості) метаморфічної товщі. В її осьовій частині розміщені власне гранатові метасоматити перемінного плагіоклаз-кварц-амфібол-гранатового складу (рис. 1а).



а



б

Рис. 1. Гранатові метасоматити в амфіболітах аульської серії: а – поблизу автомобільного мосту дороги Новоіванівка - Тарасо-Григорівка; б – навпроти дамби на р. Базавлучок біля с. Слов'янка.

Фактично вони є ядром метасоматичної зони, що представлене серією смугоподібних та лінзовидних виділень завширшки до 10 см. Від нього в обидва боки гранат закономірно розсіяний в амфіболітах. Зокрема, з віддаленням від осьової зони його кількість поступово знижується від 3-4 % до 1 % і у верхній частині схилу балки в амфіболітах він вже відсутній. Гранат (альмандин-андрадит) має розмір зерен 1-5 мм, поблизу осьової зони може утворювати скупчення зерен у вигляді лінзочок 1-2 см. Необхідно згадати, що біля залізничної платформи Тарасо-Григорівка відмічаються метасоматично змінені породи з вкрапленнями крупнокристалічного (до 1-2 см) гранату.

Приуроченість гранату до гранітоїдних прожилків (лейкосомі) не відмічається. Також не виявлено просторового зв'язку чи закономірної розповсюдженості гранату по відношенню до тіла апліт-пегматоїдних гранітів. Аналогічні тіла пегматитів є вище і нижче по балці, проте гранатвмісні породи (метасоматити) поблизу них не спостерігаються.

Аналогічні метасоматичні утворення з гранатом виявлені впродовж усього розрізу Новоіванівської ділянки. Для усіх метасоматичних тіл виділяється центральна осьова зона, в якій розвинені метасоматити перемінного плагіоклаз-кварц-амфібол-гранатового складу з вмістом гранату до 50-60 %. Необхідно зазначити, що біля с. Петропавлівка виявлені гранатові породи з магнетитом (до 15-20 %). Вони розкриті лише в невеликій штучній виїмці, наразі питання їхньої природи залишається відкритим.

Епідотові метасоматити розвиваються у внутрішніх частинах прошарків (останців) кристалосланців роговообманкових (рис. 2). Метасоматичні тіла простягаються субпаралельно контактам прошарків і мають добре виражену симетрично-зональну будову. Це свідчить про те, що вони сформувалися під впливом флюїдно-термальних процесів при вторгненні в товщу кристалосланців мігматизуючих ультраметаморфічних плагіогранітоїдів. В даному випадку можна говорити про більш тісніші у порівнянні з магнетит-гранатовими метасоматитами парагенетичні або й генетичні зв'язки з плагіогранітоїдами. Зональність добре проглядається за кольором порід і зумовлена поступовим зростанням вмісту епідоту і кварцу за рахунок заміщення амфіболу від країв до центру метасоматичного ореолу. Його осьова частина складена метасоматитами плагіоклаз-кварц-епідотовими, по обидва боки від якої симетрично розташовані кристалосланці роговообманкові епідотизовані. В добре диференційованих метасоматичних ореолах в ядрі розвиваються епідозити та кварц-епідотові породи. Потужність смуг метасоматично змінених порід невитримана і складає від перших см до 10-15 см; навіть в межах одиничних та постійних за потужністю прошарків кристалосланців вона може зазнавати суттєвих змін, що добре спостерігається на рис. 2. Контакти з незміненими кристалосланцями поступові, але іноді між ними спостерігається збагачена амфіболами реакційна (фронтальна) смужка завширшки 0,1-0,5 см.

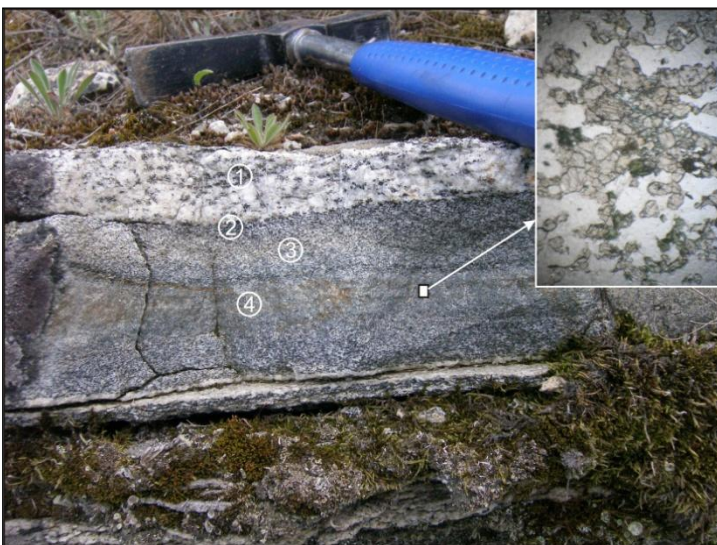


Рис. 2. Епідотизований прошарок кристалосланців аульської серії серед ультраметаморфогенних плагіогранітів.

1 – плагіограніт; 2 – збагачений амфіболом контакт ультраметаморфогенних та супракрystalьних порід;
3 – кристалосланець роговообманковий;
4 – метасоматит епідотовий.

Описані типи метасоматитів в супракрустальних породах аульської серії виділяються нами вперше і потребують подальшого поглибленого мінералого-петрологічного вивчення та оцінки їх можливої рудоносності.

Література

1. *Лысак А.М., Сиворонов А.А.* Гнейсово-амфиболитовая формация бассейна р. Базавлук (Украинский щит) // Геол. журн. – 1978. – 38, № 5. – С. 89–97.
2. *Сукач В.В.* Петрогенезис амфиболитів аульської серії басейну р. Базавлучок, Середньопридніпровський мегаблок Українського щита // Мінерал. журн. – 2015. – 37, №1. – С. 69–84.

МІНЕРАЛЬНИЙ СКЛАД АМФІБОЛІТІВ ГЕОЛОГІЧНОЇ ПАМ'ЯТКИ «ВИХОДИ АМФІБОЛІТІВ» КРИВОРІЗЬКОГО БАСЕЙНУ

Філенко В., Тіхлівець С., Грицай О.

Криворізький національний університет, Кривий Ріг, Україна,
valentina.filenko@mail.ru; tikhlivets.svetlana@gmail.com; lenagrits@gmail.com

MINERALOGICAL COMPOSITION OF THE AMPHIBOLITES OF THE GEOLOGICAL LANDMARK “AMPHIBOLITES OUTCROPS “OF THE KRYVYI RIH BASIN”

Filenko V., Tikhlivets S., Hritsay O.

Amphibolites of the Novokryvorizka suite of the Kryvorizka series are located in the area of Rodina mine of the Kryvyi Rih Basin. The relevance of this study is conditioned by necessity of conducting geological evaluation of the amphibolite outcrops with a view to use of this object for geological tourism. According to the mineralogical studies, rock-forming minerals are hornblende, plagioclase, quartz and biotite. The amphibolites contain ore minerals (magnetite, goethite and martite). Results of the studies extracted from the outcrops confirm the stratigraphic confinement of these amphibolites.

Криворізька структура є складною геологічною спорудою, в будові якої беруть участь метавулканогенно-осадові відклади верхнього архею, нижнього, середнього та верхнього протерозою та кайнозою. В межах структури проявлені відклади криворізької серії, в розрізі якої виділяють чотири світи (знизу догори): новокриворізьку, скелюватську, саксаганську, гданцівську. В базальній частині новокриворізької світи переважають амфіболіти – продукти динамотермального метаморфізму покривних базальтів. Про первинну ефузивну природу амфіболітів свідчить присутність у їх будові розлінзованих мигдалин кварцу [1, 2].

Амфіболіти новокриворізької світи в межах Криворізького басейну розкриті в природних відслоненнях по берегах рік Інгулець і Саксагань та по схилах балок, які впадають у ці ріки. В північній частині Кривбасу на правому березі р. Саксагань відомі природні відслонення з виходами амфіболітів новокриворізької світи, які межують з гірничими відводами шахт ім. М.В. Фрунзе та «Ювілейна». В південній частині Кривбасу ці амфіболіти розкриті у відслоненнях лівого берега р. Інгулець поблизу кар'єру Південного гірничозбагачувального комбінату та на лівому березі р. Інгулець поряд з селом Латівка. Існує декілька техногенних відслонень амфіболітів новокриворізької

світи в гірничих виробках кар'єрів і шахт. Найбільш представницькі з них – у східному капітальному борті кар'єру Інгулецького гірничозбагачувального комбінату.

Дана робота була присвячена мінералогічному вивченню матеріалу проб, відібраних з відслонень амфіболітів геологічної пам'ятки «Виходи амфіболів» [3].

Геологічна пам'ятка «Виходи амфіболів» в адміністративному відношенні знаходиться в Саксаганському районі м. Кривий Ріг, в 500 м на південний схід від шахти «Родіна» Криворізького залізорудного комбінату (ПАТ «Кривбасзалізрудком»). Розташована в межах центральної частини Саксаганського залізорудного району Кривбасу, де потужність Новокриворізької світи становить 150-200 м. Оголошена геологічним пам'ятником природи місцевого значення в 1975 році. Амфіболіти відслонені на крутому схилі правого берега р. Саксагань, де переривчастою смугою виходять на поверхню. За даними детальних спостережень авторів відслонення амфіболітів спостерігаються окремими виходами на березі ріки (протяжність близько 97 м), зарослими чагарниками, деревами та перекритими зсувними масами суглинків та ґрунтово-рослинним шаром. У поточний час площа виходів амфіболітів складає 12500 м² (1,25 га).

За даними польової ідентифікації, скельні виходи представлені амфіболітами темносірого до чорного кольору з зеленуватим відтінком. Були ідентифіковані та макроскопічно досліджені всі локальні виходи порід, виконані заміри їх розміру (довжина, ширина і висота). Було встановлено, що виходи амфіболітів не систематичні, розмір максимального відслонення близько 9 x 2 м, всі інші – значно меншого розміру.

За результатами проведених авторами досліджень було встановлено, що для даних амфіболітів в структурному та текстурному відношеннях характерна неоднорідність. Структура порід найчастіше дрібно-середньозерниста, текстура масивна або неясношарувата, породи частково розсланцьовані, тріщинуваті. Колір їх змінюється від темносірого, темнозеленого до сіро-зеленого, бурувато-зеленого. Бурий відтінок амфіболітам надають численні січні прожилки гідроксидів заліза. Локально відзначається присутність розлінзованих мигдалин кварцу.

Мінеральний склад амфіболітів. За даними мікроскопічних досліджень амфіболітів пороодоутворювальними мінералами їх є рогова обманка (вміст від 35 до 65 об'ємн.%) і плагіоклаз (30-60%); другорядні мінерали – кварц (до 10%), хлорит (до 10%), біотит (5-30%).

Рогова обманка утворює видовжені таблитчасті ксеноморфні та гіпідіоморфні кристали, розмір яких досягає 1,5-2 мм за максимальним виміром, значні коливання її вмісту пов'язані з варіативністю хімічного складу первинних базальтоїдів та кількості домішкового кластичного матеріалу в складі ефузивів. Утворює видовжені таблитчасті ксеноморфні та гіпідіоморфні кристали, розмір яких досягає 1,5-2 мм за максимальним виміром. Іноді зустрічаються прості двійники. Колір мінералу сіро-зелений з блакитним

відтінком. Для вивітрених різновидів амфіболітів фіксується підвищена тріщинуватість кристалів рогової обманки.

Плагіоклаз представлений андезин-лабрадором. Розмір кристалів від 0,2 до 0,7 мм за видовженням, форма – ідіоморфна. Більшість їх представлена простими двійниками. Спайність досконала за призмою.

Біотит зустрічається у вигляді дрібних (0,1-0,3 мм) лускуватих кристалів, які за ступенем ідіоморфізму поступаються кристалам плагіоклазу. Хлорит присутній як епігенетичний мінерал, який у процесі вивітрювання заміщував біотит. Наслідуює розмір та форму первинних ксеноморфних пластинчастих індивідів біотиту. Колір мінералу світлозелений, плеохроїзм слабкий. Спайність дуже досконала за пінакоїдом. Кольори інтерференції різних відтінків сірі.

Крім силікатів у складі амфіболітів в незначній кількості присутні рудні мінерали, які представлені магнетитом, гетитом, мартитом. Магнетит, зазвичай, зустрічається у вигляді дрібних включень ізометричної форми розміром від 0,01 мм до 0,05 мм. Вміст мінералу близько 0,1 об'ємн.%. Мартит є продуктом вивітрювання магнетиту, представлений окремими ксеноморфними агрегатами, які морфологічно наслідують форми первинного магнетиту. Спостерігається гіпергенне заміщення мартиту гетитом. Розмір виділень мартиту коливається від 0,1 мм до 0,6 мм. Гетит присутній в складі амфіболітів, які найбільшою мірою зазнали вивітрювання. Утворює плівки по тріщинах вмісної породи.

Результати макро- та мікроскопічних досліджень матеріалу проб, відібраних у відслоненнях, підтверджують стратиграфічну приуроченість цих амфіболітів до новокриворізької світи криворізької серії.

У поточний час через недостатню збереженість пам'ятки «Виходи амфіболітів» втрачена безперервність розрізу новокриворізької світи. Верхні частини фрагментованого відслонення представлені, переважно, вивітряними різновидами амфіболітів; слабо вивітрені й невивітрені їх різновиди закриті осувним матеріалом та рослинністю.

Авторами рекомендовано систематичне проведення в межах геологічної пам'ятки необхідних заходів щодо очищення даної території від чагарників, будівельного сміття та зсувних мас суглинків та ґрунтово-рослинного шару. Дані заходи значно підвищать наукову цінність об'єкту, дозволять спостерігати безперервність розрізу новокриворізької світи; наявність у будові розрізу декількох мінеральних різновидів амфіболітів; присутність верств і лінз метакластолітів різного первинного гранулометричного складу; прояви вертикальної мінералогічної зональності кори вивітрювання від інтенсивно гіпергенно змінених до первинних амфіболітів.

Література

1. Белевцев Я.Н., Тохтуев Г.В., Стрыгин А.И. и др. Геология Криворожских железорудных месторождений // Киев: Изд. АН УССР, 1962.– Т. 1 – 484 с., т. 2 – 567 с.
2. Лазаренко Е.К., Гершойг Ю.Г., Бучинская Н.И. и др. Минералогия Криворожского бассейна // Киев: Наукова думка, 1977.– 544 с.
3. Tikhliyets S.V., Yevtiehov V.D., Filenko V.V., Hrytsai O.Y. Mineralogical studies of amphibolite outcrops within the Kryvyi Rih Basin. Journ. Geol. Geograph. Geocology, 2019, 29 (1), 188–195. doi: 10.15421/112017

ОЗНАКИ МІКРОБІОЛОГІЧНОГО ВИВІТРЮВАННЯ МЕТЕОРИТІВ

Ширінбекова С.Н.

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

FEATURES OF MICROBIOLOGICAL WEATHERING OF METEORITES

Shyrinbekova S.N.

A preliminary morphological classification of biological objects detected using electron microscopic study in weathered meteorite samples has been proposed.

Речовина метеоритів, здебільшого метеоритних знахідок, зазнає, окрім хімічного і фізичного, також біологічного вивітрювання за час знаходження у природно-кліматичних умовах земної поверхні. Це призводить до зміни первинних структурно-мінералогічних і хімічних характеристик метеоритів і поступової деградації метеоритної речовини. Мікробіологічне вивітрювання належить до раніше нами класифікованих зовнішніх чинників вивітрювання метеоритів [1].

Під час електронно-мікроскопічного вивчення метеоритів із метеоритної колекції ННПМ НАНУ у деяких звітрілих зразках виявлено об'єкти біологічного походження та біоморфні структури.

Біологічні об'єкти на поверхні відколів звичайних хондритів Бердянськ (L6), Біла Церква (H5-6), Грузьке (H4), Княгиня (L5) за морфологією поділено на: а) коккоподібні форми (рис. 1, а), поодинокі спори [2], окремі плоскі круглі та об'ємно-овальні форми (рис. 1, б); б) видовжені паличко- і ниткоподібні (рис. 1, в, г), трубчасті (рис. 1, д), гіфи; в) складні форми – дендритні рештки, ланцетоподібні фрагменти (рис. 1, е) [2]. Індивіди коккоподібних, паличкоподібних форм характеризуються нано- і мікрометровими розмірами. Гіфи, ниткоподібні, трубчасті форми досягають десятків мікрометрів у довжину, тоді як їхня ширина знаходиться у межах нанометрів – перших мікрометрів.

На підставі порівняння морфології мікроорганізмів у вивчених метеоритних зразках із формами, знайденими дослідниками у гірських породах і метеоритах, переважно у вуглистих хондритах, а також ахондриті [3-5], припускаємо, що коккоподібні, паличкоподібні і нитчасті форми належать бактеріям, ціанобактеріям. Бактерієподібні форми нерідко локалізовані у мікрозаглибинах метеоритних зразків. Гіфи, вірогідно, успадковані від грибів. Складні за будовою об'єкти, розміри яких становлять десятки-сотні мікрометрів, очевидно, є фрагментами вищих рослин. Отже, у звітрюванні досліджених метеоритів брали участь як прокаріоти, так і еукаріоти. Наявність мікроорганізмів у зразках метеоритів, що належать до давніх падінь, пояснюємо їхнім біологічним забрудненням під імовірним впливом природного середовища. За ЕДС даними у складі біологічних об'єктів переважає Fe, також наявні O, Ni, Si, Ca.

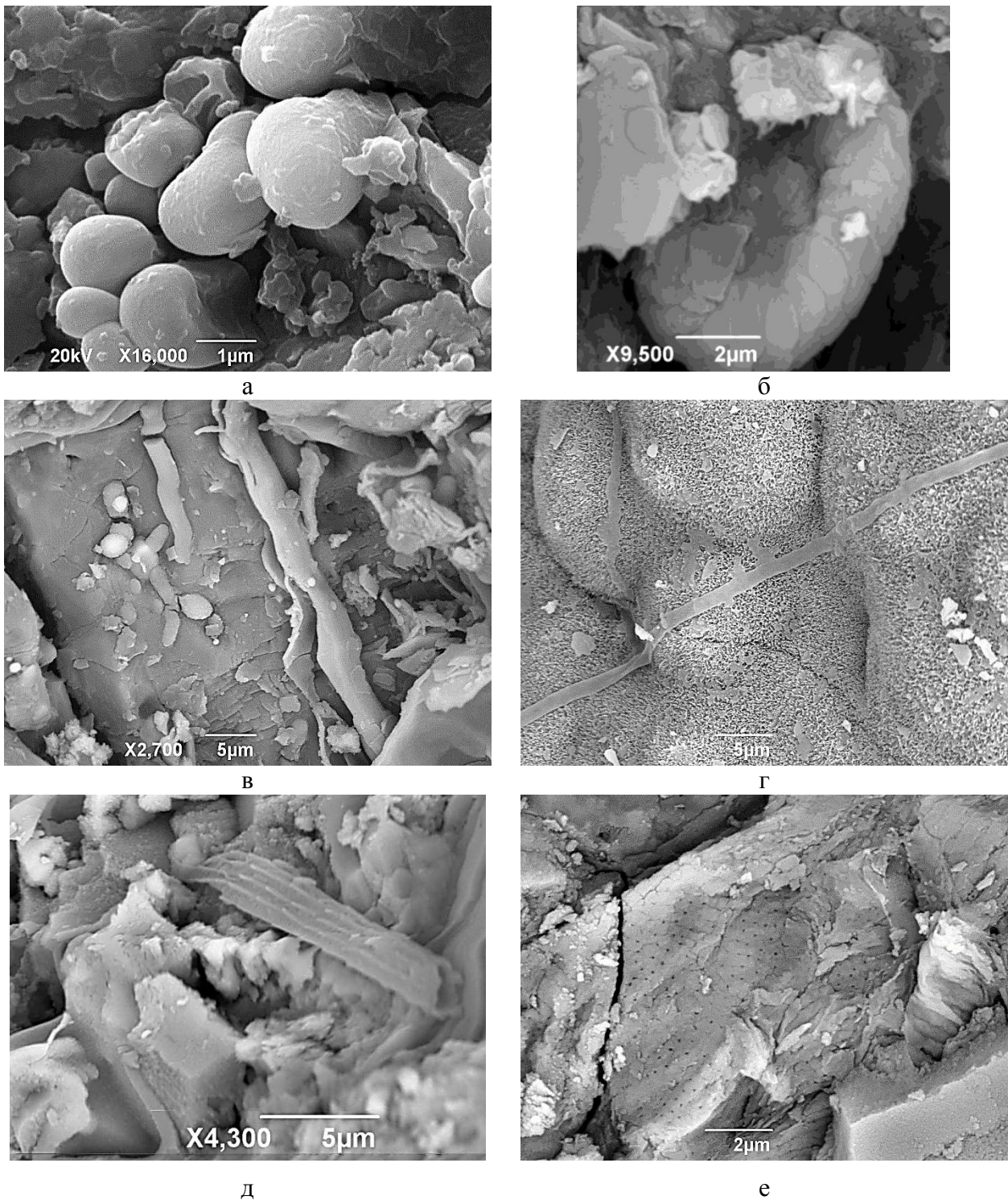


Рис. 1. Морфологічні різновиди мікроорганізмів на відколах хондритів (зображення у вторинних електронах SEI): а) коккоподібна форма, що вміщує спору (угорі ліворуч); б) об'ємна овальна форма блокової будови; в) паличкоподібні (ліворуч) і ниткоподібні форми; г) плоска ниткоподібна форма на поверхні голчастого агрегату продуктів вивітрювання, ширина нитки становить < 2 мкм, довжина – кілька десятків мікрометрів [2]; д) трубчаста форма (праворуч від центру); е) складна ланцетоподібна біоструктура з системою нанорозмірних отворів, які, ймовірно, є продихами вищих рослин [2]. а - хондрит Княгиня, б- е – хондрит Грузьке. Подібні різновиди мікроорганізмів були знайдені у зразках хондритів Бердянськ і Біла Церква.

На поверхні метеоритів були виявлені біоморфні структури, а саме: мікроглобулярні агрегати гідроксидів заліза у пластинках нікелістого заліза

(Fe,Ni) з атакситу Чінге (IVB-ANOM) і на відколі звичайного хондрита Біла Церква; ниркоподібні агрегати з гелеподібними кульками на зерні Fe,Ni-металу зі звичайного хондрита Галків (H4, падіння 1995 р.); фрамбоїди оксиду заліза на відколі хондрита Грузьке [2]. Припускаємо участь залізобактерій у формуванні цих біоморфних структур у метеоритних зразках. Підтвердженням цього є утворення морфологічно подібних мікроглобулярних агрегатів у залізному метеориті Casas Grandes (група ШАВ) під дією залізобактерій під час експериментів з мікробіологічного вивітрювання метеоритів [6].

Таким чином, припускаємо участь мікроорганізмів у звітрюванні метеоритних зразків та утворенні оксидів і гідроксидів заліза, які є найпоширенішими екзогенними мінералами метеоритів. Виявлення, визначення і класифікація об'єктів (мікро)біологічного вивітрювання є необхідною складовою заходів з консервації і збереження метеоритних зразків у лабораторних і музейних умовах.

Література

1. *Ширінбекова С. Н.* Вплив земного вивітрювання на структурно-мінералогічні особливості метеоритів : автореф. дис. ... канд. геол. наук : 04.00.20 / Ширінбекова Світлана Нурахмедівна; Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України. – Київ, 2019. – 23 с.
2. *Ширінбекова С. Н.* Тонкі морфологічні особливості продуктів земного вивітрювання в метеоритах // Мінерал. журн. – 2016. – Т. 38, № 2. – С. 33-45.
3. *Астафьева М.М., Герасименко Л.М., Гептнер А.Р., Жегалло Е.А., Жмур С.И., Карпов Г.А., Орлеанский В.К., Пономаренко А.Г., Розанов А.Ю., Сумина Е.Л., Ушатинская Г.Т., Хувер Р., Школьник Э.Л.* Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах. / Научные редакторы А.Ю. Розанов, Г.Т. Ушатинская. – М.: ПИН РАН, 2011. – 172 с.
4. *Benzerara K., Chapon V., Moreira D., Lopez-Garcia P., Guyoti F., Heulin Th.* Microbial diversity on the Tatahouine meteorite // Meteoritics and Planet. Sci. – 2006. – V. 41, No 8. – P. 1–17.
5. *Gillet Ph., Barrat J.A., Heulin T., Achouak W., Lesourd M., Guyot F., Benzerara K.* Bacteria in the Tatahouine meteorite: nanometric-scale life in rocks // Earth and Planetary Science Letters. – 2000. – V. 175. – P. 161–167.
6. *Gronstal A., Pearson V., Kappler A., Dooris C., Anand M., Poitrasson F., Kee T. P., Cockell C. S.* Laboratory experiments on the weathering of iron meteorites and carbonaceous chondrites by iron-oxidizing bacteria // Meteoritics and Planet. Sci. – 2009. – 44, No 2. – P. 233–247.

THE OXYDATION THERMODYNAMICS OF MAGNETITE NANOPARTICLES IN AIR: EFFECT OF NANOPARTICLE PARAMETERS

Kalinichenko O.A., Brik A.B., Ponomar V.P., Dudchenko N.O., Bagmut M.M.

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

The oxidation thermodynamic of magnetite (Fe_3O_4) nanoparticles to maghemite at temperatures of $T = 298\text{--}1200$ K in the air atmosphere was studied theoretically based on calculated values of the oxygen equilibrium pressure in magnetite oxidation reaction and using experimental data of heating effect on nanomagnetite. The shape, size and outermost structurally disordered layer width of nanoparticles were found to affect their thermodynamic stability. The obtained theoretical results are in good agreement with experimental data and can be used to study structural transformations of iron oxide nanoparticles.

Significant interest to investigations of iron oxide nanoparticles is due to wide practical applications of such materials [2, 3, 5, 6, etc.]. Their unique properties are caused by size decrease (lower than ≤ 100 nm) of particles what results in significant changes in structural characteristics, depending on nanoparticle shape and size.

Magnetite heating in the air results in structure transformations in accordance with the equation [1, 4]: $2\text{Fe}_3\text{O}_4 (\text{s}) + \frac{1}{2}\text{O}_2 (\text{g}) \rightarrow 3\text{Fe}_2\text{O}_3 (\text{s})$, where the "s" and "g" denote the crystalline (solid) and gaseous (gas) substance, respectively. Maghemite ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) nanophases are formed first during magnetite oxidation, although then can be transformed to hematite ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) [1, 2, 4, 6, etc.]. The equilibrium pressure of oxygen $\text{O}_2 (\text{g})$ for this reaction, when maghemite forms only, can be expressed as [1]: $\lg(p_{\text{eq}}) = 2\Delta_r G / (RT \ln 10)$, where p_{eq} (atm) is the oxygen equilibrium pressure, $\Delta_r G = 3G(\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3) - [2G(\text{Fe}_3\text{O}_4) + \frac{1}{2}G(\text{O}_2)]$ is the Gibbs free energy change, $R = 8.314 \cdot 10^{-23} \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ is the gas constant, T (K) is the absolute temperature.

The oxidation thermodynamics of magnetite nanoparticles to maghemite when heating in the air atmosphere has not been studied theoretically.

In the present work, the thermodynamic stability of magnetite nanoparticles in the air atmosphere and in the temperature range of $298\text{--}1200$ K was studied theoretically in accordance with the above oxidation reaction and for different parameters of nanoparticles (shape, size, outermost layer width). The thermal activation energy of magnetite nanoparticle oxidations in the air at $T = 473\text{--}773$ K [2, 5] has been found to be approximately equal to the formation activation energy of maghemite nanophases in magnetite outermost layer [4]. Thus, oxidation of such magnetite nanoparticles to maghemite in the air at these temperatures is governed by the oxygen equilibrium pressure $p_{\text{eq}}(T)$. Accordingly, the thermodynamics of this process can be investigated by comparing the $p_{\text{eq}}(T)$ values with the oxygen partial pressure in the atmosphere ($p_{\text{O}_2}^{\text{atm}} \approx 0.2095$ atm) [1].

It was suggested, that the Gibbs free energy of iron oxide nanoparticles can be calculated using the method [7, 8] developed by for metal nanoparticles, taking into account differences in crystal structures of iron oxides and metals. This method, based on the core-shell model of a nanoparticle, can be applied to calculate the Helmholtz free energy (F) using the Debye model of thermal vibrations.

The examined nanoparticle parameters correspond experimentally investigated magnetite nanoparticles oxidized to maghemite when heated in the air at temperature $T^{(1)}$. Nanoparticles №№1–3 are spherical nanoparticles with sizes of 9.66 and 15.10 nm (magnetite) and 11.38 and 18.55 nm (maghemite) for which $T^{(1)} = 623$ and 673 K, respectively [2]. Nanoparticles №4 represent octahedrons (50 nm) and №№5 and 6 are flat hexagonal prisms (210×40 and 400×65 nm) with the Curie temperatures of $T_C^n = 833$ K (magnetite) and 893 K (maghemite), the temperature $T^{(1)} = 573$ K [5].

The widths of outermost structurally disordered layer (shell) of nanoparticles №№ 4–6 were calculated using experimental Curie temperatures [5]. The shell widths of nanoparticles №№1 and 2 were taken equal the smallest possible values, the “molecular diameter” of Fe_3O_4 and $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, respectively [3]. For №3, the magnetite *outermost layer width* was equal to that of №№1 and 2, but magnetite one was wider on 0.12 nm.

The Debye temperature of bulk maghemite $T_D^{\text{mh}} \approx 570$ K has been found by fitting the temperature dependences of the oxygen equilibrium pressure $p_{\text{eq}}(T)$ for nanoparticles №№1 and 4. The condition $\lg(p_{\text{eq}}(T)) \leq -1 < \lg(p_{\text{O}_2}^{\text{atm}})$ was satisfied simultaneously at $T \leq T_h$, where $T_h = 873$ K [2] and 1173 K [5] are the hematite formation temperatures, respectively.

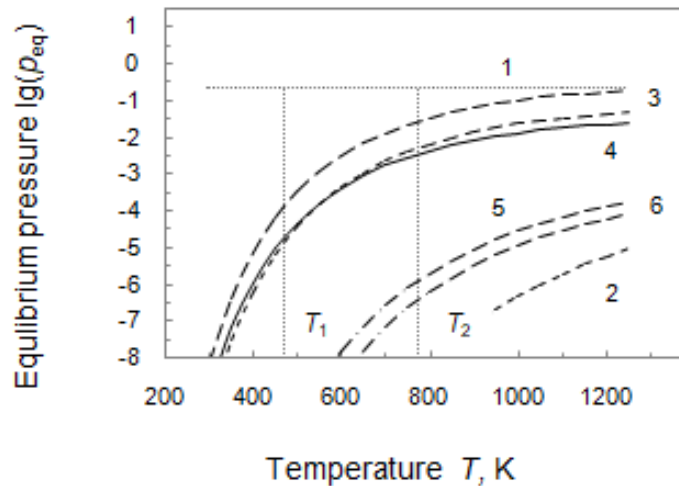


Fig. 1. Calculated oxygen equilibrium pressure p_{eq} (atm) in the oxidation reaction as a function of temperature T (K) for considered nanoparticles. The line $\lg(p_{\text{O}_2}^{\text{atm}}) = -0.68$ reflects the oxygen partial pressure in the atmosphere.

Fig. 1 demonstrates the oxygen equilibrium pressure $p_{\text{eq}}(T)$ for nanoparticles №№1–6. The oxidation temperature range of magnetite nanoparticles to maghemite in the air atmosphere from $T_1=473$ to $T_2=773$ K has been found experimentally [2,5].

The curves 1–3 represent the $p_{\text{eq}}(T)$ dependencies for smaller spherical nanoparticles №№1–3 [2]. The $p_{\text{eq}}(T)$ values for №2 are significantly lower than for №1 with the same shell widths. The maghemite shell width increase for №3, in comparison to №2, results in the significant growth in $p_{\text{eq}}(T)$, which is slightly lower than for №1.

The curves 4–6 demonstrate the $p_{\text{eq}}(T)$ dependencies for octahedrons №4 and hexagonal prisms №№ 5 and 6 with larger volumes [5]. The $p_{\text{eq}}(T)$ values for №4 are

less lower than for №№1 and 3 and fall for №№5 and 6 (with wider shells then №4), approximately to that for №2.

The considered nanoparticles are stable when heated in the air at T up to 473 K when the thermal activation energy is lower than the structural transformation activation energy [1, 2, 4]. The shapes of obtained $p_{\text{eq}}(T)$ dependencies are generally similar: the oxygen equilibrium pressure is lower the oxygen partial pressure in the atmosphere and grows with T elevate in the considered temperature range (Fig. 1). This shows that considered magnetite nanoparticles are unstable when heating at $T \approx 500\text{--}1200$ K in the air. Correspondingly, the formed maghemite nanoparticles are stable, at least, when heating at $T \leq 800$ K when the thermal activation energy is lower than the activation energy of structural transformation to hematite [2, 4].

The stability of magnetite and maghemite nanoparticles in the air atmosphere is shown to be controlled by the parameters of shape, size, and width of outermost structurally disordered layer of nanoparticles, and, to a considerable degree, their relations. The nanoparticle stability is affected the most by the outermost layer width. This layer small widening results in significant decrease in stability. The outermost layer of stable magnetite and maghemite nanoparticles was assumed to represent either the outermost oxygen layer or this layer with several oxygen layers deep into the nanoparticle based on the experimental Curie temperatures from [5].

The obtained theoretical results on the parameter effects of magnetite and maghemite nanoparticles on their stability are in a good agreement with experimental data. This work results can be used to study the structural transformations of iron oxide nanoparticles in the air atmosphere and to develop methods for producing stable nanoparticles with the required parameters.

References

1. *Garrels R.M., Christ C.L.* Solutions, minerals and equilibria, Transl. from English. // Moscow: Mir, 1968. 368 c. [in Russian]
2. *Khan U.S., Amanullah, Manan A., Khan N., Mahmood A., Rahim A.* Transformation mechanism of magnetite nanoparticles // Mater Science-Poland, 2015. V. 33. P. 278–285.
3. *Lu H.M., Zheng W.T., Jiang Q.* Saturation magnetization of ferromagnetic and ferrimagnetic nanocrystals at room temperature // Journal of Physics D: Applied Physics, 2007. V. 40, № 2. P.320–325.
4. *Monazam E.R., Breault R.W., Siriwardane R.* Kinetics of magnetite (Fe_3O_4) oxidation to hematite (Fe_2O_3) in air for chemical looping combustion // Industrial & Engineering Chemistry Research, 2014. V.53. P.13320–13328.
5. *Ponomar V., Antonenko T., Bahmut M., Vyshnevskiy O., Brik A.* Influence of redox conditions on the transformation of magnetic properties of magnetite nanoparticles // XIII Int. Scientific Conference “Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment”. Kyiv, 12 – 15 November 2019.
6. *Roca A.G., Gutierrez L., Galivan H., Fortes M.E., Veintemillas-Verdaguer B.S., del Puerto Morales M.* Design strategies for shape-controlled magnetic iron oxide nanoparticles // Advanced Drug Delivery Reviews, 2019. V.138. P. 68–104.
7. *Xiong S., Qi W., Cheng Y., Huang B., Wang M., Li Y.* Universal relation for size dependent thermodynamic properties of metallic nanoparticles // Physical Chemistry Chemical Physics 2011. V.13. P. 10652–10660.
8. *Xiong S., Qi W., Huang B., Wang M., Li Y.* Size and shape dependent Gibbs free energy and phase stability of titanium and zirconium nanoparticles // Materials Chemistry and Physics, 2010. V.120. P. 446–451.

IRON-ENRICHED ULTRAMAFIC ENCLAVES IN GNEISSIC ENDERBITES OF THE BUG GRANULITE COMPLEX, UKRAINIAN SHIELD

Lobach-Zhuchenko S.B.¹, Sukach V.V.²

¹Institute of Precambrian geology and geochronology, St Petersburg, Russia, Russian Academy of Sciences, slobach-zhuchenko@mail.ru

²M.P. Semenenko Institute of geochemistry, mineralogy and ore formation, National academy of sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine, svital@ukr.net

Iron-enriched ultramafic rocks of the Bug granulite complex (BGC) of the Dnister-Bug Province (DBP) are presented mainly by many small peridotite and orthopyroxenite enclaves. Enclaves differ in geological, mineral and geochemical composition. We report the comprehensive characteristic of these peridotite enclaves that will help to clarify their genesis.

Two ultramafic-mafic rock associations are distinguished on the Ukrainian Shield [3, 5, 7 and others]. They correspond to alpinotype (orogenic) and stratiform types [1]. The first association consists of dunite-peridotite-pyroxenite-gabbro, the second – dunite-harzburgite-norite. Their relationships and origin are discussed.

The both types of Archean intrusions are found in the Southwest of Sarmatia – Holovanivs'k (Golovanevsk) domain. Proterozoic intrusions of both types occur widely in the northeast of Sarmatia, on the Voronezh Crystalline Massif (VCM) [4, 13]. The ultramafic rocks of the orogenic type represented by the effusive facies (komatiites) are widespread in all provinces of the Ukrainian Shield and VCM.

Ultramafic enclaves of BGC refer mainly to stratiform type. They vary in composition and presented by (1) serpentized harzburgite (Ol, Serp, Opx, <<Cpx, Amph, Carb, Spl; #mg=0.84; Cr>Ni), (2) Spl-bearing phlogopite harzburgite (Ol, Opx, Phl, Sp, Pn, #mg =0.86, Ni>CR). The group includes, in addition to the enclave UR17/2, Nemyriv intrusion [14], (3) Spl-Amph peridotite (Ol, Opx, Cpx, Amph, Pn; #mg=0.78-0.87; Cr>Ni).

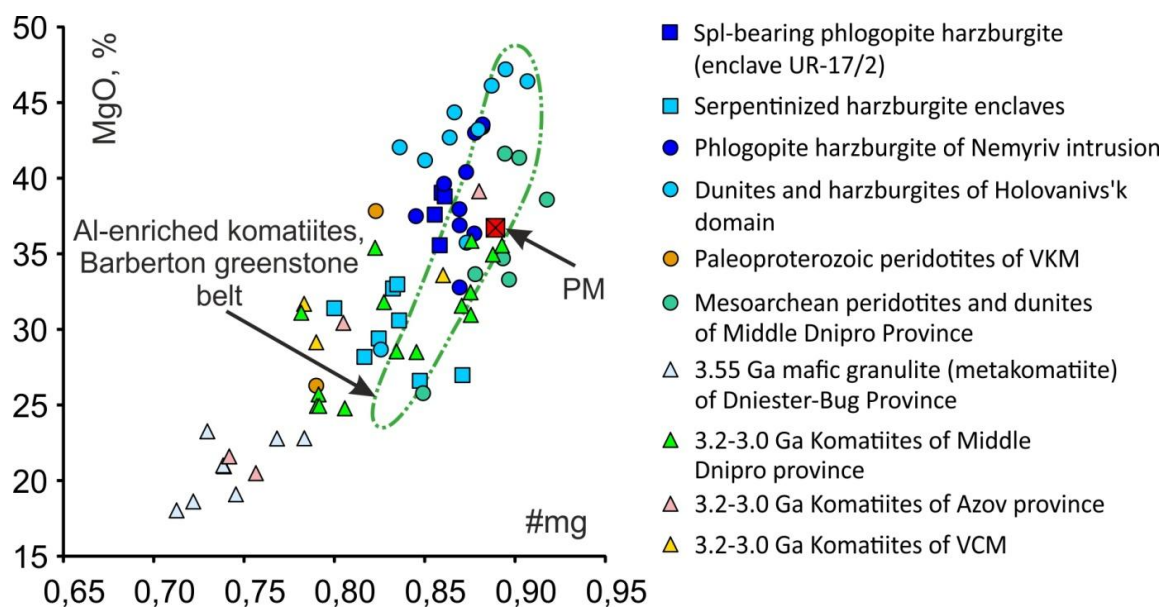


Fig.1 MgO vs #mg of mafic-ultramafic rocks of the Sarmatian craton. Data of Barberton komatiites from [12].

Peridotites contain FeO >8% (PM) and respectively are characterized by low value #mg= 0.86-0.79. Enclaves of Paleoproterozoic mafic granulites (metakomatiites) in BGC are also iron-enriched (Fig.1, 2).

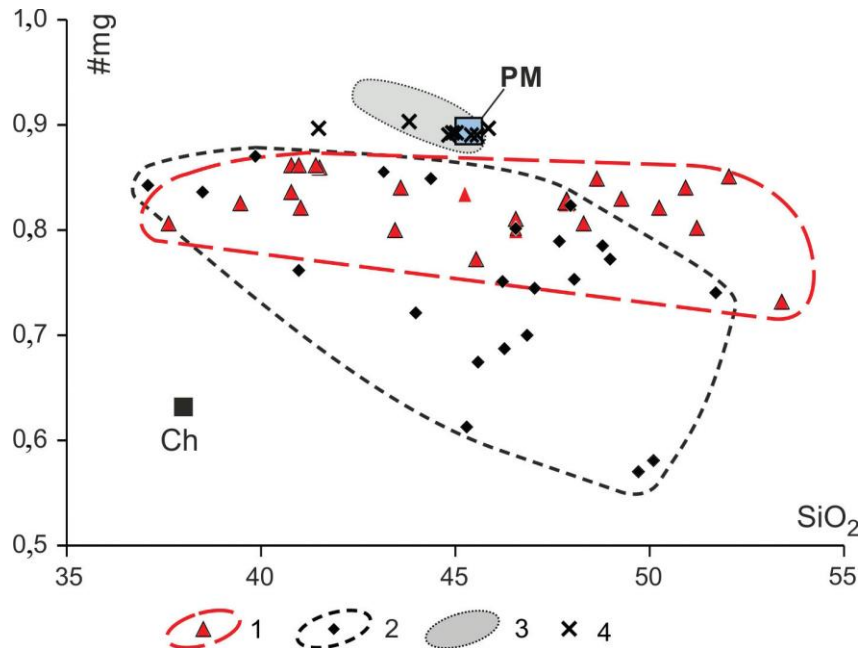


Fig. 2. Diagram #mg–SiO₂, demonstrating the low Mg # of Archean ultramafic enclaves of BGC of the Ukrainian Shield (1) and Proterozoic intrusions of VCM (2) in comparison with PM [10] and average compositions of mantle xenoliths (3) from basalts of island arcs, continental rifts, continental arcs, and from kimberlites of cratons [11]. For comparisons show Phanerozoic orogenic lherzolites (4) [9]. Ch – average value for chondrites.

All ultramafic rocks are enriched in LREE, ($La_n/Yb_n=2-6$). Sp-Phl harzburgite surpasses the others by high LILE, Ti, Mn, Ni, Co, Ga, Sc content, low Cr, Sr content. Ni/Cr (>4) and Ni/Co (~20) are not typical for terrestrial rocks

Another feature of the enclaves in BGC is the composition of olivine. It has high abundant of Fa which is determined by the reduced Mg # of the host rock but it also has a high Ni content for a given Fe-Mg ratio (Fig.3).

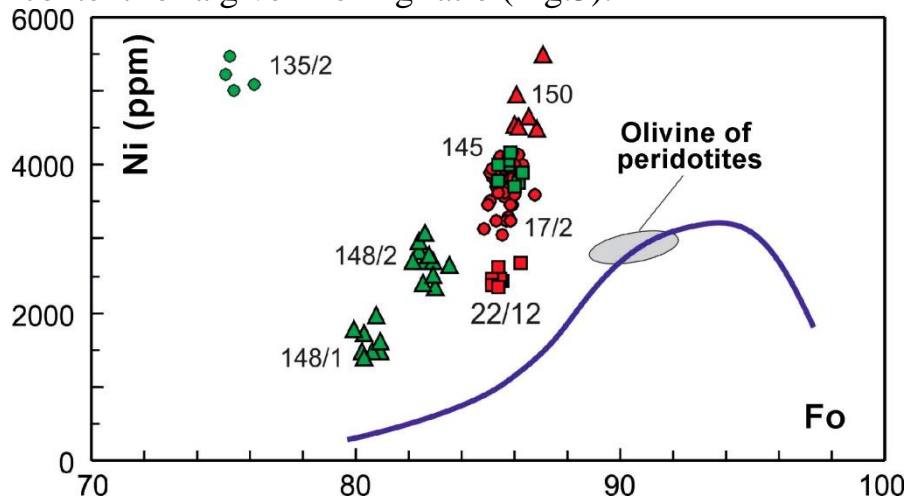


Fig.3. Olivine from various peridotite enclaves of BGC on the Ni-Fo plot. The right side of the figure shows the evolutionary line of the Ni content in olivine for mantle rocks [6].

The Fo content in Ol from mantle peridotites is usually within 89–92 [6]. Most mantle xenoliths of the subcontinental Archean mantle contain Ol 90-89 [11].

It is not clear which process is responsible for composition peculiarities of ultramafic enclaves. Possibly, the low #mg reflects the local heterogeneity of the mantle. This possibility is supported by the discovery of mantle xenoliths with similar #mg in the kimberlites of the Slave province [8] and in Kimberly pipes of the Kaapvaal craton [2]. Since, most of the intrusive and effusive rocks (Fig.1) are characterized by reduced #mg when compared with the PM and the komatiite trend of South Africa. This allows us to assume the iron-enriched upper mantle of the Sarmatian craton.

References

1. *Bodinier J.-L. & Godard M.* 2003. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. In: Turekian K., Holland, H. & Carlson, R.W. (eda) *Treatise on Geochemistry Volume 2: Geochemistry of the mantle and core.* Elsevier Science, Amsterdam, 103-170.
2. *Boyd F.R., Dawson J. B., Smith J.V.* Granny Smith diopside megacrysts from the kimberlites of the Kimberley area and Jagersfontein, South Africa // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1984. V. 48. P. 381–384.
3. *Bukharev V.P.* Quasicratonic hyperbasit magmatism of the Late Archean of the Ukrainian Shield (the Middle Bug area) // *Geological Journal (Ukraine)*, 1991, №6, p. 92-99 (in Russian).
4. *Chernyshov N.M.* New type of Ni-sulfide ore of Voronezh Crystalline Massif. *Geology of Ore Deposits*, 1985, N3, p.34-35.
5. *Fomin A.B.* Geochemistry of hyperbasites of the Ukrainian Shield. Kyiv: Naukova dumka, 1984. 232 p. (in Russian).
6. *Herzberg C., Viditi C., Starkey N.A.* Nickel-cobalt contents of olivine record origins of mantle peridotite and related rocks // *American Mineral.* 2016
7. *Kanevsky A.Ya.* Geochemical identification of ultramafic rock association on the example of the Middle Bug area // *Geochemistry.* 1979, № 11, p. 1637–1643 (in Russian).
8. *Kopylova M. G., Russell J. K., Cookenboo H.* Petrology of peridotite and pyroxenite xenoliths from the Jericho kimberlite: implications for the thermal state of the mantle beneath the Slave craton, northern Canada // *Journal of Petrology.* 1999. V. 40. P. 79–104.
9. *Lorand J-P., Schmidt G., Palme H., Kratz K-L.* Highly siderophile element geochemistry of the Earth's mantle: new data for the Lanzo Italy and Ronda Spain orogenic peridotite bodies // *Lithos.* 2000. V. 53. P. 149–164.
10. *Palme H, O'Neill H.St.C.* Cosmochemical Estimates of Mantle Composition / In: *Treatise on geochemistry.* Elsevier. 2003. V. 2. P. 1–38.
11. *Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B.* Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds // *Treatise on Geochemistry.* 2003. Elsevier. V. 2. P. 172—270.
12. *Robin-Popieul C.C.M., Chauvel C., Arndt N., Sobolev A.V.* Extraction of magma from deep in the upper mantle: a model for the formation of Barberton komatiites. *Jour.Petrol.*, 2012, v.53, N 11, p.2191-2229.
13. *Terentiev R.A., Savko K.A.* High-magnesium and low-Ti Paleoproterozoic gabbro-granite suites of East Sarmatia: geochemistry and origin. *Geolgiya and Geophysica* 2016, v.57, 6, p.1155-1183 (in Russian).
14. *Tsybal S.N., Kanevsky A. Ya. & Kryvdik S.G.* Ultramafic rocks of Nemirov intrusion (Ukrainian Shield // *Mineralogical Jour. (Ukraine)* - 1996. – V. 18, № 1, p. 39-47 (in Russian).

DETRITAL RUTILE FROM SEDIMENTARY DEPOSITS OF BUG AREA (UKRAINE): MORPHOLOGY, CHEMISTRY, MINERAL INCLUSIONS

Vyshnevskiy O.A.

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

The morphology, major elements chemistry and mineral inclusions of detrital rutile from sedimentary deposits of the Bug area have been studied. Analysis of the obtained data allows to conclude that the mentioned rutile have been derived from a number of igneous and metamorphic rocks. In particular, rutiles with elevated Cr content are sourced from mafic-ultramafic lithologies, which could be parental for diamond microcrystals discovered in the Neogene and Quaternary sediments of the Bug area.

Within the Bug area detrital rutile are known in Paleogene, Neogene and Quaternary sediments, as well as in modern river alluvium. Content of mineral in sediments varies from hundreds grains per sample of 0.002 m³ up to several wt. % of the heavy fraction. The majority of rutiles have a size of 0.1-0.25 mm, rarely they reach 0.4-0.5 mm in maximum dimension. These are angular, angularly rounded and well-rounded ellipsoidal grains, elongated and flattened crystals and their fragments (Fig. 1). Elongated crystals with an insignificant degree of mechanical wear have well-developed faces of prisms {110} and {100}. The ratio of grains of different shapes and sizes in samples of different ages and sampling sites is not the same.

Mainly the colour of rutile is red or black, rarely yellow, gray, brown. As the size decreases, the percentage of black rutile rises.

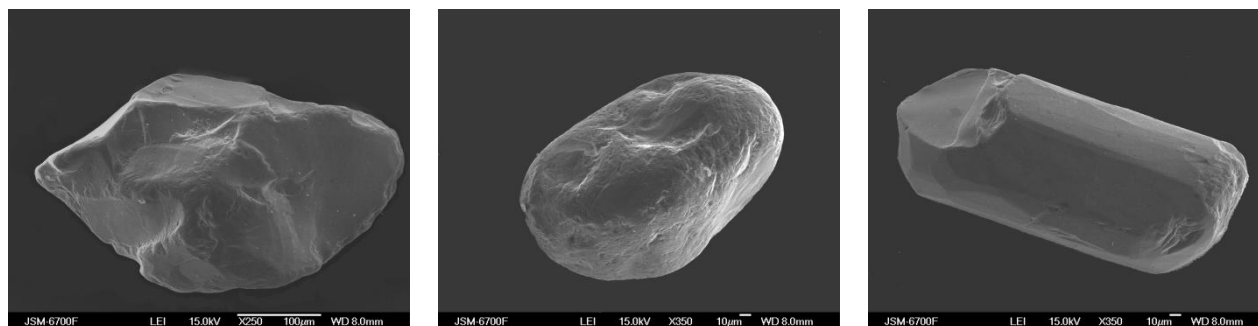


Fig. 1. Typical morphologies of rutile from sedimentary deposits of the Bug area.

By chemistry the majority (~65 %) of detrital rutiles of the Bug area are essentially pure or containing only minor amounts (totally less than 1 wt. %) of impurities; the others have a more complex composition. In the latter by microprobe analysis the presence of relatively high admixtures of Fe, Nb, Cr, Al and W in various combinations was revealed. Among them rutiles containing Fe+Nb or only Fe are significantly prevail. The others (with Al+Cr+Fe, Cr+Fe+Nb, Fe+W) are quite rare. Thus, to date by character of major impurities, easily detectable by EMPA, six chemically different varieties of detrital rutile from sedimentary deposits of the Bug area are distinguished (Fig. 2, Table). Abundances of rutile of different varieties are not the same at different points of sampling.

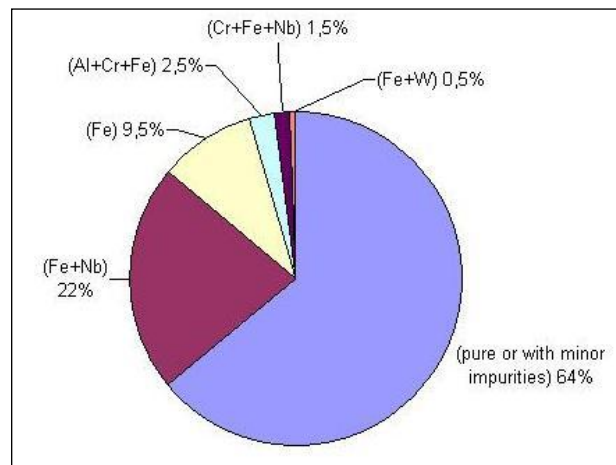


Fig. 2. Abundances of rutile with different impurities in sedimentary deposits of the Bug area.

Mineral inclusions in detrital rutile from sedimentary deposits of the Bug area are common. They were found in 5 to 15 % (depends on sampling points) of examined crystals (totally more than 1000). Mostly they occurs in pure or with minor impurities rutile. In others they are relatively rare and in the "Fe-W-variety" not recorded at all. More than 10 mineral phases were identified as inclusions in studied samples. The most abundant are quartz, muscovite, ilmenite, zircon and apatite. Less common are biotite, margarite, chlorite, epidote, titanite, amphibole, and in single cases albite, monazite, xenotime and staurolite have been identified. The listed minerals occur either as single inclusions or together with other phases (Fig. 3). Combination of muscovite+quartz±ilmenite (typical for pure rutile) is dominant among different two-, three- and four-mineralic assemblages.

Table. Characteristics of major impurities in rutile from sedimentary deposits of the Bug area.

Impurities	Concentration, wt. %				
	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	WO ₃
pure or with minor impurities	< 0.10	b.d.	< 0.50	< 0.10	b.d.
Fe+Nb	< 0.20	< 0.20	0.30-8.25	0.55-7.25	b.d.
Fe	< 0.20	< 0.20	0.60-11.40	< 0.40	b.d.
Al+Cr+Fe	0.10-1.70	0.20-1.05	0.30-2.60	< 0.20	b.d.
Cr+Fe+Nb	< 0.20	0.85-1.50	0.20-2.10	1.20-2.80	b.d.
Fe+W	b.d.	b.d.	0.70-0.95	0.10-0.50	1.05-2.15

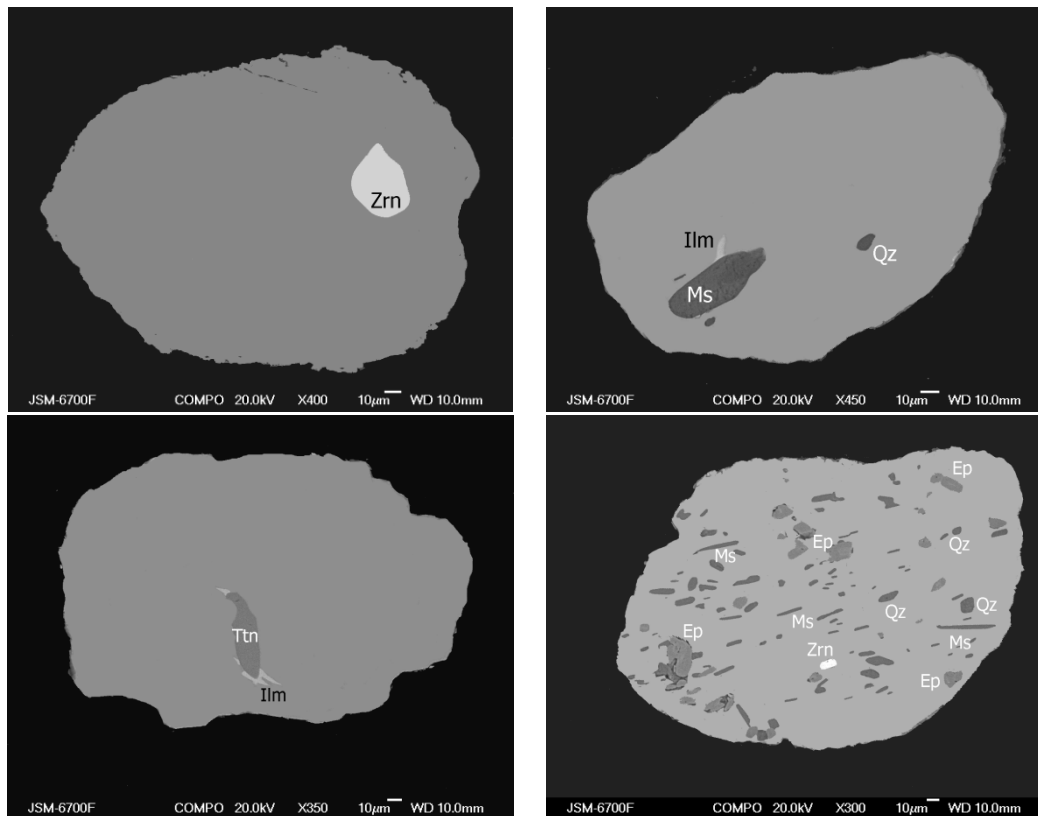


Fig. 3. BSE-images of rutile with mineral inclusions from sedimentary deposits of the Bug area. (Qz - quartz, Ms - muscovite, Ilm - ilmenite, Zrn - zircon, Ttn - titanite, Ep - epidote).

The chemistry of mineral inclusions is as follows: muscovite usually contains MgO, FeO, TiO₂ (up to 1.5-2.0 wt. % each); the *mg*-number of biotite varies from 0.50 to 0.70; ilmenite is Mn-enriched (up to 5-7 wt. %); titanite shows elevated content of FeO (up to 7 wt. %), epidote – of TiO₂ (up to 6 wt. %).

Analysis of the obtained data allows to infer that detrital rutile from sedimentary deposits of the Bug area have been derived from a number of magmatic and metamorphic rocks. In particular, rutiles with elevated Cr content are sourced from mafic-ultramafic lithologies. The latter are of special interest, as they could be parental for diamond microcrystals discovered in Neogene and Quaternary sediments of the Bug area.

Literature

1. *Meinhold G.* Rutile and its applications in Earth sciences // *Earth-Science Reviews.* – 2010. – 102. – P. 1-28.
2. *Malkovets V.G., Rezvukhin D.I., Belousova E.A., Griffin W.L., Sharygin I.S., Tretiakova I.G., Gibsher A.A., O'Reilly S.Y., Kuzmin D.V., Litasov K.D., Logvinova A.M., Pokhilenko N.P., Sobolev N.V.* Cr-rich rutile: A powerful tool for diamond exploration // *Lithos.* – 2016. – 265. – P. 304-311.

Тектоніка і геодинаміка докембрійських щитів.

Tectonics and geodynamics of Precambrian shields

ДИСТАНЦІЙНІ АЕРОКОСМІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ СТРУКТУРИ КРИСТАЛІЧНОГО ФУНДАМЕНТУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА (КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСЬКИЙ ПЛУТОН)

Азімов О. Т.

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

REMOTE SENSING INVESTIGATION OF THE CRYSTALLINE BASEMENT OF THE UKRAINIAN SHIELD (KORSUN- NOVOMIRGORODSKY PLUTON)

Azimov O.T.

It is represented the methodological approach for geologic interpretation of remote sensing data in the complex with geological and geophysical data. The territory on a scale of 1:200 000 corresponds to the central and south part of the Korsun-Novomirgorodsky Pluton (the central part of the Ukrainian Shield). It is determined that the network of lineaments represents the regional geotectonic frame of disjunctive dislocations of the Earth's crust and the zones of stressed-deformational state of rock. The ring-type structures mainly induce the volume-area heterogeneity of the lithosphere. The corresponding electronic structural-tectonic schematic map is constructed.

На прикладі території центральної та південної частин Корсунь-Новомиргородського плутону (КНП), яку взято за геологічний полігон у межах центрального сегмента Українського щита (УЩ), розглянемо інформативність застосування комп'ютеризованих методів дешифрування та інтерпретації даних дистанційного зондування Землі (ДЗЗ) у вивченні структури земної кори, насамперед докембрійського кристалічного фундаменту. Дані ДЗЗ разом з залученими координатно прив'язаними апріорними матеріалами геолого-геофізичних робіт інтегровані в географічні інформаційні системи. Основним прикладним завданням розробки було складання картосхеми структурно-тектонічної будови зазначеної території як складової дистанційної основи робіт з геологічного довивчення зазначеної площі масштабу 1:200 000.

У роботі використовувалися багатозональні як фотографічні (КАТЕ-200), так і сканерні (LANDSAT) космічні знімки (КЗ). Основну увагу було звернуто на структурне дешифрування даних ДЗЗ і топокарт. Передусім аналізувалися об'єкти двох просторових класів. Найперше (перший клас) лінійні об'єкти – лінеamenti, які формуючи складну насичену мережу, вірогідно, індицирують елементи структурно-тектонічної будови території досліджень. Характеризуючись широким спектром прямих і непрямих геоіндикаторів, лінеamenti на КЗ здебільшого проявляються протяжними лініями аномальної зміни фототону зображення, лінійними границями різкої зміни його рисунка.

До другого класу структурних елементів, які в рамках “каркаса” лінеаментів дешифруються на КЗ у межах території досліджень, належать

кільцеві та дугоподібні структури різних діаметрів і радіусів кривизни. Вони належать до мезоморфоструктур (діаметр 10–100 км). На даних ДЗЗ ці утворення індикаційно відображаються кільцевими, напівкільцевими, дугоподібними і криволінійними елементами різних компонентів ландшафту, що синергетично підсилюють один одного. Загалом об'єкти цього просторового класу утворюють досить складне мереживо у плані.

У процесі проведення геологічної інтерпретації лінеamenti та їх зони ранжувалися, виходячи з їх геометричних параметрів (протяжність, ширина трас), насиченості комплексом геоіндикаторів у ландшафті, а також відповідно до збігання їх з відомими за апіорними геолого-геофізичними даними структурами геологічного субстрату. Виділені на території робіт структури зараховані нами до регіональних, зональних і локальних.

При площовому зіставленні з виданими тектонічними картами [1–3 та ін.] видно, що частина лінеamentних зон II порядку збігається з відомими диз'юнктивними структурами. Зокрема, зона лінеamentів субмеридіонального спрямування, яка відмічається у західній частині району досліджень (зона 1–1, азимут простягання $358-5^\circ$), відповідає Звенигородсько-Братській зоні розломів (рис. 1). Інші дві зони ортогональної системи, що мають субширотну орієнтацію, корелюються із структурами того ж простягання. Це Смілянський (або Тимошівський, Тарасівський, Яблунівсько-Михайлівський) розлом, який простежується у північній частині території досліджень (зона 2–2, 269°), а також Суботівсько-Мошоринська зона розломів, що закартована у крайній південній її частині (зона 4–4, $267-270^\circ$).

Лелеківська розломна зона північно-західного простягання, яка перетинає територію, що розглядається, практично по діагоналі з південного сходу на північний захід, знаходить своє відображення на КЗ відповідною лінеamentною зоною (зона 7–7, $308-310^\circ$). Остання віднесена нами до структур II порядку.

Ще дві зони лінеamentів діагональної системи, які виділені нами за КЗ і віднесені до II порядку, не знаходять аналогів на вищевказаних геологічних матеріалах. Загалом вони мають північно-східне спрямування. Перша з них простежується на північному заході району досліджень (зона 5–5, або Новоархангельсько-Мошнівська, $32-39^\circ$), друга – у центральній його частині (зона 6–6, або Колодисто-Сагунівська, $60-61^\circ$), практично проходячи вздовж діагоналі території досліджень (див. рисунок).

Нарешті, лінеamentна зона, яка ототожнюється нами із структурами II порядку і має субширотне простягання ($262-265^\circ$, загальний азимут 265°), проходить у центральній частині району досліджень (див. рисунок, зона 3–3, або Тальнівсько-Кам'янська). Ця зона відображає геодинамічно активізовану на новітньому і сучасному етапах розвитку земної кори структуру. На КЗ вона проявляється дуже чітко, характеризується індикаційною насиченістю.

Геологічна природа кільцевих структур багато в чому ще неясна. На наш погляд, формування мезоморфоструктур діаметром 30 км і більше пов'язане з динамічним впливом на літосферу окремих магматичних діапирів мантийного походження у межах КНП загалом. Це призводило до формування пологих куполів і кальдерообвалення кільцевої форми, які обмежені кільцевими

розломами. Дрібніші мезоморфоструктури (діаметром менше 30 км), очевидно, відображають активізовані на новітньому і сучасному етапах тектогенезу блоки кристалічного фундаменту.

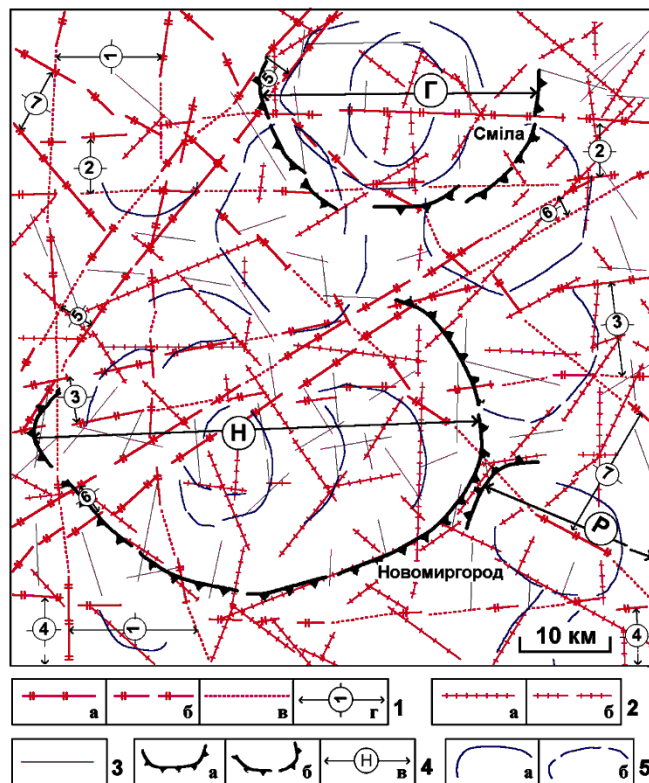


Рис. 1. Структурно-тектонічна картосхема території центральної та південної частин КНП за матеріалами дешифрування даних ДЗЗ: 1–3 – розривні порушення (встановлені та передбачувані), які відображають розломно-блокову будову кристалічного фундаменту та осадочного чохла і обмежують структури: 1 – II порядку: а – впевнено виділені, б – не впевнено виділені, в – інтерпольовані (екстрапольовані), г – ширина (вказано стрілкою), номер (цифри у кружках) і простягання (вказано штрихами на кружках) зон розломів; 2 – III порядку: вирізнені впевнено (а) і не впевнено (б); 3 – інші, вищих порядків; 4 – мезоморфоструктури, які, вірогідно, відображають пов'язані з підкоровим магматизмом структури: виділені впевнено (а) і не впевнено (б), в – латеральні розміри (вказано стрілкою) і назва (великі літери у кружках) мезоморфоструктур; 5 – криволінійні елементи ландшафту земної поверхні, які відображають активізовані на молодому і сучасному етапах тектогенезу блоки докембрійського ложа: вирізнені впевнено (а) і не впевнено (б)

До об'єктів першого типу (діаметром понад 30 км) нами віднесені дві мезоморфоструктури, які виділені у центральній і північній частинах території – *Новомиргородська* (Н) і *Городищенська* (Г) (рис. 1). На КЗ вони чітко проявляються за рядом прямих ознак. На відміну від мезоморфоструктур з діаметром менше 30 км для них в елементах ландшафту притаманний ширший спектр взаємодоповнюючих геоіндикаторів. Як наслідок, просторове їх окреслення достовірніше. Встановлено: простежені мезоморфоструктури успадковують давню граніто-гнейсову куполоподібну будову фундаменту, відображаючи її в особливостях сучасного ландшафту. Родниківський (Р) об'єкт на площі робіт зафіксований лише у своїй північно-західній частині.

Таким чином, за результатами проведених досліджень складено електронну структурно-тектонічну картосхему відповідної території масштабу 1:200 000. На схемі всі структури диференційовані за рангами. Передусім – це різнопорядкові диз'юнктиви, які визначають блокову будову кристалічного фундаменту та осадочного чохла району. Вони обмежують відповідні структури. Другий клас об'єктів – це мезоморфоструктури, які, імовірно, індициують пов'язані з підкоровим магматизмом структури, а також активізовані на новітньому і сучасному етапах розвитку земної кори блоки докембрійського ложа. Отже, наведено на прикладі одного з районів УЩ засвідчує геологічну ефективність охарактеризованого методологічного підходу до комп'ютеризованого дешифрування/інтерпретації даних ДЗЗ і матеріалів геолого-геофізичних робіт.

Література

1. Єнтін В. А. Геофізична основа Тектонічної карти України масштабу 1:1 000 000 // Геофиз. журн. 2005. 27, № 1. С. 74–84.
2. *Тектоника нефтегазоносных областей юго-запада СССР (Объяснительная записка к Тектонической карте нефтегазоносных областей юго-запада СССР с использованием материалов космических съемок. – М-б 1:500 000) / Гл. ред. Н. А. Крылов. Москва: Наука, 1988. 85 с.*
3. *Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР. – М-б 1:500 000 (Объяснительная записка) / Гл. ред. В. В. Глушко. Киев: УкрНИГРИ, ГПО «Укргеология», 1988. 135 с.*

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНОЙ ФОРМАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ В ПРОТЕРОЗОЕ

Бахмутов В.Г.¹, Митрохин А.В.², Поляченко Е.Б.¹, Черкес С.И.¹

¹Институт геофизики НАН Украины, Киев

²Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко

PALEOMAGNETISM OF THE AMCG COMPLEXES OF THE UKRAINIAN SHIELD AND SOME PROBLEMS OF PALEOTECTONIC RECONSTRUCTIONS IN THE PROTEROZOIC

Bakmutov V.G., Mytrokhyn O.V., Poliachenko I.B., Cherkes S.I.

We present new results of palaeomagnetic research from two Palaeoproterozoic AMCG complexes (the Korosten and Korsun-Novomyrhorod plutons) which intruded Palaeoproterozoic continental crust in north-western and central parts of the Ukrainian shield, respectively. Based on new and the available from Palaeomagnetic Database poles, the kinematic parameters (latitudinal drift velocity and rotation speed of the blocks) for the Ukrainian Shield (Ingul and Northwestern megablocks) and Fennoscandia were calculated. The palaeotectonic reconstructions of the relative position of these megablocks in the time interval of 1770-1750 Ma are presented. The paleogeographic reconstructions of the Proterozoic continents, in particular Laurentia and Baltica, were analyzed.

С момента становления тектоники плит, согласно которой структура и история развития литосферы Земли определяется движением литосферных плит, одной из основных проблем было определение местоположения

континентов в прошлом. Это является ключом к разгадке многих фундаментальных проблем наук про Землю, включая изменения климата, эволюцию флоры и фауны, а также определение перспективных на минеральные ресурсы районов. Движения плит на сфере поддаются количественному расчету с оценкой полюсов вращения и угловой скорости вращения. Введение числовых оценок позволяет в принципе прогнозировать тектонические движения для любого интервала истории развития земной коры, как в прошлом, так и в будущем. Это оказалось возможным благодаря палеомагнетизму, или другими словами «ископаемому» магнетизму.

Феномен палеомагнетизма позволяет получить информацию о древнем геомагнитном поле, «запись» которого сохранилась в естественной остаточной намагниченности горных пород. Палеомагнитным данным отводится приоритетная роль при глобальных палеогеодинамических реконструкциях, поскольку они позволяют количественно интерпретировать перемещения и вращения отдельных блоков земной коры и являются своего рода каркасом, в который должны укладываться модели дрейфа литосферных плит, процессы их консолидации и события на их окраинах. Кроме того, палеомагнитные данные способствуют решению ряда геологических задач, среди которых можно назвать синхронизацию и корреляцию магматических событий на консолидированных участках платформ, выяснение условий термальной истории метаморфизма горных пород, исследование динамических аспектов тектоники блоков земной коры, палеотектонические реконструкции разных масштабов.

Однако, если практическая реализация таких задач успешна для фанерозоя, ситуация существенно усложняется при решении проблем палеомагнетизма докембрия, что является чрезвычайно важным для разработки тектонических концепций эволюции земной коры на разных этапах истории Земли. Докембрийские породы, которые могли подвергаться нескольким циклам тектоно-магматической активизации и метаморфизма, характеризуются сложной естественной остаточной намагниченностью. Поэтому проблема палеомагнетизма докембрия до сих пор остается сложной и многогранной.

Восточно-Европейский кратон в силу своей детальной тектонической изученности занимает одно из ключевых мест в реконструкции суперконтинентов в докембрии. Начало его палеомагнитных исследований относится к середине 60-х годов прошлого столетия, и к настоящему времени накоплены сотни единичных палеомагнитных определений в Мировой Базе палеомагнитных данных <http://earthref.org/MAGIC>, в том числе порядка 20 определений для территории Украины. Следует отметить большой объем работ, выполненных сотрудниками Института геофизики НАН Украины [1, 2], что позволило выделить «палеомагнитно-информативные» разновидности горных пород (анортозиты, монзониты некоторые гранитоиды и гипабиссальные дайковые породы) [3,4, 5].

С накоплением данных стало очевидным, что назрела необходимость не только реконструировать положение кратона как единого целого для разных

временных интервалов, но и уточнить эволюцию его ключевых фрагментов (в частности УЩ) с привлечением новых палеомагнитных и геохронологических данных. В результате исследований палеомагнитной информативности пород УЩ объектом исследований нами были выбраны интрузивные образования Ингульского и Волынского мегаблоков, на которых в последние два десятилетия было получено много надежных геохронологических определений возраста. Интрузивные породы Ингульского мегаблока исследовались нами в пределах Корсунь-Новомгородского и Новоукраинского плутонов [6, 7], где палеомагнитно информативными были оценены более 300 образцов из 8 объектов. В результате были рассчитаны палеомагнитные полюса для 1750 млн лет ($\Phi=22.5^\circ$, $\Lambda=167.3^\circ$, $d_p / d_m=4.0^\circ/7.7^\circ$) и для 2037.4 ± 0.6 млн лет назад ($\Phi=43.5^\circ$, $\Lambda=141.6^\circ$).

На Волынском мегаблоке УЩ изучались интрузивные породы Коростенского и Букинского плутонов, где в качестве палеомагнитно информативных на сегодняшний день выделено 12 объектов (около 450 образцов), по которым ранее также были получены надежные геохронологические определения [8]. Предварительный расчет палеомагнитных полюсов выполнен для 1760 млн лет ($\Phi=27.4^\circ$, $\Lambda=169.4^\circ$, $A95=4.9^\circ$) и около 2000 млн лет назад ($\Phi=49.4^\circ$, $\Lambda=146.3^\circ$, $A95=4.7^\circ$).

Предварительный анализ новых результатов, наряду с анализом результатов из Мировой Базы, позволяет сделать следующие выводы.

1. Новые результаты согласуются с данными, полученными ранее для одновозрастных комплексов Волынского мегаблока [6].

2. Есть расхождения в интерпретации некоторых палеомагнитных результатов, полученных другими авторами [4, 5] для пород Ингульского мегаблока.

3. Аккреция УЩ (как части Сарматии) и Фенноскандии оценивается позднее 1800 млн лет назад; начиная с этого рубежа эволюция Восточно-Европейского кратона происходила как единого континентального массива.

4. Начиная с 1780 млн лет назад Ингульский и Волынский мегаблоки не испытывали значительных тектонических движений либо вращений относительно друг друга и в дальнейшем существовали в рамках единой структуры УЩ.

5. На основе новых палеомагнитных полюсов рассчитаны кинематические параметры (скорость широтного дрейфа и скорость вращения блоков) для Украинского щита (Ингульский и Волынский мегаблоки) и Фенноскандии. Приводятся палеотектонические реконструкции взаимного расположения этих мегаблоков во интервале 1770-1750 млн лет назад.

6. Результаты из Мировой Базы палеомагнитных данных служат основой для выполнения палеогеографических реконструкций протерозойских континентов, в частности Лаврентии и Балтики.

Литература

1. Михайлова Н.П. Проблемы палеомагнетизма докембрия. - Киев: Наук. думка. - 1982. - 204 с.
2. Михайлова Н.П., Кравченко С.Н., Глевасская А.М. Палеомагнетизм анортозитов. - Киев: Наук. думка. - 1994. - 212с.

3. Elming, S.A., Mikhailova, N.P., Kravchenko, S.. Palaeomagnetism of Proterozoic rocks from the Ukrainian Shield: new tectonic reconstructions of the Ukrainian and Fennoscandian shields // *Tectonophysics*. -2001. - 339, 19–38.
4. Лубнина Н. В., Богданова С.В., Шумлянський Л.В. Восточно-Европейський кратон в палеопротерозое: нові палеомагнітні визначення до магматическим комплексам Українського щита // *Геофізика* - 2009. - №5. – С. 56-64.
5. Bogdanova S.V., Gintov O.B., Kurlovich D.M., Lubnina N.V., Nilsson M.K.M., Orlyuk M.I., Shumlyansky L.V., Starostenko V.I. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna) // *Lithos*.-2013.-156. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.002>
6. Кировоградський рудний район. Глибоке строєння. Тектонофізический аналіз. Месторождения рудних полезних ископаемых. (Под ред. В.И.Старостенко, О.Б.Гинтова). – Киев: «Прастыи луди», 2013. -500с.
7. Очерки геодинамики Украины. (Под ред. В.И.Старостенко, О.Б.Гинтова).– Киев: «ВІ ЕН ЕЙ», 2018 -466с.
8. Shumlyansky L., Hawkesworth C., Billström K., Bogdanova S., Mytrokhyn O., Romer R., Dhuime B., Claesson S., Ernst R., Whitehouse M., Bilan O. The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian shield: New U-Pb ages and Hf isotopes in zircon // *Precambrian Research* 292 (2017) 216–239 <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>

РЕЗУЛЬТАТИ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНОФІЗИЧНОГО ВИВЧЕННЯ ТА ДЕЯКІ ВАЖЛИВІ ПИТАННЯ ГЕОЛОГІЇ СЕРЕДЬНОГО ПОБУЖЖЯ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

Гінтов О.Б.¹, Єнтін В.А.², Мичак С.В.¹, Фарфуляк Л.В.¹, Павлюк В.М.²

¹Інститут геофізики ім. С.І.Субботіна НАН України, Київ, Україна

²Державне підприємство «Українська геологічна компанія», Київ, Україна

THE RESULTS OF THE STRUCTURAL TECTONOPHYSICAL STUDY AND SOME IMPORTANT QUESTIONS OF GEOLOGY OF THE MIDDLE BUG (UKRAINIAN SHIELD)

Gintov O.B., Entin V.A., Mychak S.V., Farfulyak L.V., Pavlyuk V.M.

The study of the Early Precambrian complexes of the Middle Bug by the authors showed that subvertical layering and banding rocks are not the result of crushing them into isoclinal folds in most cases. Therefore, in vertical sections monoclinial occurrences of rocks have been mainly fixed and locks of folds are absent. The horizontal sections observed folding, which originated in the early Proterozoic under the action of horizontal forces in the development of plate tectonic processes. These forces and movements resulted in the formation of folds with subvertical hinges and forming the structurally textured fabrics of the Early Precambrian rocks of steep and subvertical fall.

Недивлячись на непогану геолого-геофізичну вивченість Середнього Побужжя або, як його ще називають, Побузького гірничорудного району (ПГРР), ця територія залишається найбільш перспективною у західній половині УЩ на пошуки і розробку родовищ чорних (залізо, хром, марганець), благородних (золото, платиноїди, срібло) та рідкісних (вольфрам, молібден, тантало-ніобати) металів, рідкісних земель, а також графіту, апатиту та ін. Ці перспективи були визначені, головним чином, ще в минулому столітті, але й в останні роки авторами окреслено декілька нових пошукових ділянок з підвищеною концентрацією рудопроявів золота, платиноїдів, хрому, заліза.

Окрім того, Середнє Побужжя є базовим полігоном для вивчення процесів розвитку земної кори України у ранньому докембрії, особливо в ео- та палеоархеї. Більшість геологічних карт кристалічного фундаменту району масштабів від 1:1000 000 до 1:50 000 будувалися, виходячи з керівної геолого-тектонічної ідеї, котра існувала на час складання карт і була закріплена у відповідних інструкціях та стратиграфічних схемах (геосинклінальна, плитотектонічна, змішана; синкліналі та антикліналі, синклінорії та антиклінорії і т.д.). Геофізичні дані, особливо на ранніх етапах, використовувались вибірково (в основному магніторозвідка). Тому в Інституті геофізики НАН України, за участю співробітників ДП «Українська геологічна компанія» побудовано Структурно-петрофізичну карту ПГРР масштабу 1:100 000 [1], виходячи лише з достовірних, визнаних більшістю спеціалістів об'єктивних геологічних і геофізичних даних: речовинного складу порід (мінералогія, петрографія), їх структурно-текстурної і петрофізичної характеристик, реперного ізотопного віку, контурів закартованих геологічних тіл і розривних порушень. Питання, які можуть викликати дискусію, винесено за межі карти. Зокрема, автори прийшли до висновків:

1. ПГРР – це відслонена частина гігантської (680x400 км) овалоподібної структури (тектоноконцентру або ортократону), закладеної в археї (2, 3). І геологічно, і геофізично, і металогенічно він належить до Інгульського і Бузького мегаблоків УЩ, розділених у ранньому протерозої Тальнівською зоною розломів[4,]. Частково до ПГРР входить перехідна крайня південна частина Росинського мегаблоку, петрологічна природа котрої ще не з'ясована до кінця. Проте геологічно і геофізично Бузький і Росинський мегаблоки зовсім різні структури [5], а останнє їх найбільш чітке блокування (як і всієї західної частини УЩ), проходило у протерозої на фоні вже петрологічно сформованого, в основному, кристалічного фундаменту.

2. До особливих структур ПГРР відносяться найбільші на УЩ гравітаційні аномалії – центральна частина Голованівського максимуму і Бандурівський. На відміну від точки зору деяких геологів, які вважають, що ці максимуми є синкліноріями метавулканогенно-осадових порід, сейсмічними роботами і гравітаційним моделюванням встановлено, що дані аномалії відповідають ділянкам земної кори, тісно пов'язаним з мантією, тобто таким, що утворилися шляхом підняття на поверхню порід мантії, нижньої та середньої кори [6].

3. Стратиграфічне розчленування Середнього Побужжя «має довгу і запутану історію» [7]. Автори вважають, що при картуванні архейських гранулітових комплексів потрібно відмовитись від виділення світ гірських порід, тому що розрізи, які спостерігаються у відслоненнях і свердловинах, не можна розглядати як результат послідовного ритмічного нашарування вулканітів та осадків. У більшості випадків такі розрізи не впорядковані і не корелюють між собою, а деякі різновиди порід мають гідротермальнометасоматичне і глибиннофлюїдне походження. Більш достовірним є виділення у ранньодокембрійських гранулітових комплексах ПГРР архейської дністровсько-бузької та архей-ранньопротерозойської бузької серій. При цьому дністровсько-бузька серія представляється лише формацією гіперстенових

гнейсів і кристалосланців, гранатових, гранат-піроксенових та гранат-магнетитових кварцитів, яку відносять до т.з. тиврівської товщі. Поки що не ясно, до якої з цих серій відносити розвинуті серед ендербітів двопіроксенові кристалосланці віком 2,2 млрд р. [8].

4. Субвертикальна шаруватість і смугастість ранньодокембрійських розрізів у більшості випадків не є результатом зім'яття порід в ізоклінальні складки із субгоризонтальними шарнірами, а виникла за рахунок метаморфічної диференціації речовини, перерозподілу старих і утворення нових мінералів за механізмами, описаними О.І. Слензаком та О.С. Чередниченко. Тому у вертикальних розрізах спостерігається, головним чином, моноклінальне залягання порід і відсутні замки складок.



Рис. 1. Приклади зсувних складок території ПГРР (без географічної прив'язки), утворених залізорудними породами та двопіроксеновими кристалосланцями. Складки (в горизонтальній площині): 1 – Секретарська, 2 – Велико-Мечетнинська, 3 – Молдовська, 4 – Новоселицька, 5 – Голованівська-1, 6 – Голованівська-2, 7 – Солгутівська.

5. Складчастість ранньодокембрійських комплексів, яка спостерігається у горизонтальних зрізах і картується геофізичними методами, виникла під дією горизонтальних сил і горизонтальних рухів земної кори в процесі розвитку плитотектонічних процесів у ранньому протерозої. Ці сили і рухи призвели як до утворення складок з субвертикальними шарнірами, так і до формування структурно-текстурної тканини ранньодокембрійських порід

крутого і субвертикального падіння.

6. Виходячи з п.п. 3 - 5, історію геологічного розвитку земної кори УЩ, складеної гранулітовими комплексами, не можливо вивчати традиційними стратиграфічними методами послідовного нашарування. Основними методами залишаються ізотопно-геохімічні та структурні (включень і перетинів).

Література

1. Гінтов О. Б., В. А. Єнтін, С. В. Мичак, Л. В. Фарфуляк. Побузький гірничорудний район Українського щита. Структурно-петрофізична карта кристалічного фундаменту та деякі питання геології ранньодокембрію // Геофиз. журнал. – 2020. – Т. 42., № 3. – С. 16-47.
2. Орлюк М.И. Пространственные и пространственно-временные магнитные модели разноранговых структур литосферы континентального типа // Геофизич. журн.—2000.— т. 22., № 6.— С. 148—165.
3. Довгань Р.М., Єнтін В.А., Павлюк В.М. Хмельницько-Одеський ортократон як головна літосферна мегаструктура окраїни Східноєвропейської платформи та його пошукова привабливість на алмази // Мінеральні ресурси України. – 2009. - № 1. – С. 6-10.

4. Гінтов О.Б., Орлюк М.І., Єнтін В.А., Мичак С.В., Бакаржієва М.І., Шимків Л.М., Марченко А.В. Структура західної і центральної частини Українського щита. Спінні питання// Геофиз. журн. – 2018². - Т. 40, № 6. – С. 3-29.
5. Єнтін В.А. Геофізична основа тектонічної карти України масштабу 1:1000000. // Геофизический журнал. – 2005, т-27, № 1. - С.11-18.
6. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Савченко А.С., Легостаева О.В. Трехмерная плотностная модель земной коры центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита// Геофиз. журн. - 2018. – Т.40, №3. - С. 27-53.
7. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУГЦ - 2005. - 366 с.
8. Степанюк Л.М. Проблеми стратиграфії та геохронології Українського щита / Мінерал. журн. 2018. - 40, №1 – С.16-31.

**ЩОДО МОЖЛИВОЇ ДЕГАЗАЦІЙНОЇ ПРИРОДИ ДЕЯКИХ
ЛОКАЛЬНИХ КОНЦЕНТРИЧНО-ЗОНАЛЬНИХ СТРУКТУР ЗАХІДНОЇ
ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

*Єнтін В.А.¹, Гуськов С.І.¹, Дзюба Б.М.¹, Гінтов О.Б.², Орлюк М.І.²,
Мичак С.В.², Лебідь Т.В.²*

¹Державне підприємство «Українська геологічна компанія», Київ, Україна,
entinva@gmail.com, orliuk@ukr.net

²Інститут геофізики ім.С.І.Субботіна НАН України, Київ, Україна

**REGARDING THE POSSIBLE DEGASSING NATURE OF SOME LOCAL
CONCENTRIC- ZONAL STRUCTURES OF THE WESTERN PART OF THE
UKRAINIAN SHIELD**

*Entin V.A., Guskov S.I., Dziuba B.M., Gintov O.B., Orlyuk M.I.,
Mychak S.V. Lebed T.V.*

The possible degassing nature of a number of local concentric-zonal structures in the western part of the Ukrainian shield is considered. Regional and local geological and geophysical criteria for their identification are proposed.

Розробці теорії дегазації Землі та її можливого впливу на геолого-екологічний стан довкілля, а також зв'язку з нею процесів рудогенезу деяких родовищ металів і вуглеводневої сировини приділяється переважно наукова увага, що знайшло відображення в численних публікаціях на цю тему [1]. У зв'язку цим нами розглянуто деякі специфічні особливості розломно-блокової будови Подільського і Волинського мегаблоків Українського щита, а також Волинсько-Поліського вулканоплутонічного поясу (в рамках аркуша М-35-ІХ – Костопіль). Особливу увагу приділено Горинській, Рівненській, Немирівській, Звіздаль-Заліській та деяким іншим зонам розломів, у межах котрих з іншої точки зору розглянуто вже відомі та виділено нові локальні структури зонально-концентричної будови, які можна з певною вірогідністю пов'язувати з процесами трубної дегазації мантії.

До локальних ознак трубних структур дегазації віднесено наявність аномалій магнітного та гравітаційного полів ізометричної форми, в тому числі специфічної внутрішньої концентрично-зональної будови, аномалій інтегральної підвищеної електропровідності, невеликої амплітуди западин на сучасній поверхні рельєфу, наявність в контурах передбачуваних структур

мінералізації самородної міді та інших металів, вуглецевих проявів, гідрохімічних аномалій урану і еманцій радону. Цим ознакам в межах домезозойського фундаменту Костопільського листа найбільше відповідають Тельчинська, Головинська, а на рівні кристалічного фундаменту—Городецька зонально-кільцеві структури[2]. Тельчинська структура розташована біля однойменного села Маневицького району Волинської області в зоні шарнірного зчленування Горинської, Рівненської і Куліковської розломних зон і характеризується геомагнітною аномалією (діаметром 7 км) з чітко вираженою зонально-концентричною будовою. Згідно із сучасними уявленнями, вся сукупність відомих даних про геолого-геофізичні особливості будови Тельчинської структури, формування якої протікало на тлі плитних колізійних процесів і впливу глибинних флюїдів Волинсько-Оршанського плюму, в найбільшій мірі відповідає уявленням про її імпульсну дегазаційно-каналъну природу.

Схожою до Тельчинської структури, за характером геофізичних полів специфічної зонально-кільцевої будови, є так звана Головинська структура, яка в структурно-тектонічному плані визначається приуроченістю до східного крила Рівненської зони розломів. Ще однією структурою такого типу можна вважати Городецьку структуру, що виділяється комплексною гравімагнітною аномалією ізометричної форми діаметром близько 7 км і яка в структурно-тектонічному відношенні приурочена до вузла перетину Горинської та Рівненської розломних зон мантийного закладення.

На сьогодні існують всі підстави розглядати генезис Тельчинської, Городецької та Головинської структур в контексті процесів трубної холодної дегазації Землі з супутніми їм фазами імпульсної експлозії. Зауважимо, що близький за суттю механізм було запропоновано для формування локальних ізометричних структур трубкового типу Інгульського мегаблоку УЩ [3].

Раніше ці структури відносили до палеовулкано-плутонічних структур, пов'язаних із зонами тектонічної активізації, хоча при цьому ігнорувалася відсутність у них прямих ознак глибинного магматизму. Важливою ознакою процесів холодної трубної дегазації з супутніми фазами імпульсної експлозії в цих структурах є круте і навіть субвертикальне положення порід кільцевого обрамлення, які зазвичай в межах району складають горизонтальний чохол.

Найбільш привабливим регіоном для виявлення ознак можливого розвитку процесів площинної холодної та гарячої дегазації Землі, за нашими уявленнями, може бути тектонічно відособлена північна частина Подільського мегаблоку УЩ. Згідно зі схемою [2], вона виокремлюється зонами Тетерівського, Немирівського, Звіздаль-Заліського, Хмільницького і Сарненсько-Варварівського розломів. За геолого-геофізичними даними виявлено внутрішньоблокову мережу розломів більш високого порядку, які супроводжуються на окремих ділянках дайками габро-діабазів протерозойського віку. Окрім розломно-блокової тектоніки сприятливими для розвитку дегазаційних структур є й інші геологічні явища. Насамперед до них відносяться відомі природні радонові джерела в районі м. Хмільник, розташування яких приурочене до регіонального і локального мінімумів

геомагнітного поля та вузла перетину розломів північно-західного, субширотного та меридіонального простягання [4], а також численні рудопрояви урану. Також тут за геолого-геофізичними даними встановлена локальна концентрація дрібних інтрузій ультраосновного складу неясної геологічної природи (Жданівська, Малоострозька і Малокутищенська), які супроводжуються мінералізацією самородного золота та інших благородних металів.

До Немирівської і Звіздаль-Заліської зон розломів, котрі обмежують Подільський мегаблок з південного сходу і сходу, відносяться, відповідно, Іллінецька та Білилівська локальні кільцеві структури, які деякими дослідниками вважаються астроблемами. За цього ігнорується той факт, що Іллінецька структура формувалася на протязі 50 млн. років, а в Білилівській структурі встановлені вуглецеві прояви у вигляді розсипу дрібних алмазів та самородна золоторудна мінералізація в брекчії габро. Наявність ознак як астроблемного, так і ендегенного походження обох структур, дозволяє запропонувати комбінацію двох механізмів їх формування, за яких падіння метеориту ініціює включення ендегенного процесу, зокрема трубної глибинної дегазації.

Отже, наведені вище структури за нашими сучасними уявленнями, представляють першочерговий інтерес з позиції можливого зв'язку їх з процесами глибинної дегазації Землі і вимагають подальшого поглибленого вивчення комплексом геолого-геофізичних методів. Крім того, якщо ми дійсно хочемо отримати позитивні результати у вивченні процесів водневої дегазації літосфери досліджуваного регіону, необхідно проведення на всій території Волинсько-Подільської вулканоплутонічної смуги і західній частині УЩ комплексних геолого-геофізичних досліджень, аналогічних тим, які були виконані на площі листа М-35-IX (Костопіль). Таких структур, як Тельчинська, Головинська і Городецька, тут може бути набагато більше. І хоча вони можуть виявитися не такими яскравими, як описані, але й не менш перспективними. Світовий досвід пошуків алмазоносних трубок говорить саме про це.

Література

1. Шестопалов В. М., Лукин А. Е., Згонник В. А., Макаренко А. Н., Ларин Н. В., Богуславский А. С. Очерки дегазации Земли. Киев, 2018. 631 с.
2. Ентин В. А. Геофизическая основа тектонической карты Украины масштаба 1:1 000 000. Геофизический журнал. т. 27. 2005. - №1. с. 74-84.
3. Гайовський О. В., Бекеша С. М., Сливко Є. М., Яценко Г. М. Геологія та літолого-структурні умови локалізації брекчійоподібних порід центральної частини Українського щита (на прикладі Грузького поля трубоподібних тіл) // Геофизический журнал. – 2019. – Т. 41, № 6. – С. 93-110.
4. Орлюк М. І., Марченко А. В., Яцевський П. І. Зв'язок радонових і магнітних аномалій на території Українського щита та міста Києва. // Геодинаміка. – 1(24). – 2018. – С. 80-90.

СУЧАСНІ ГОРИЗОНТАЛЬНІ РУХИ ЗЕМНОЇ КОРИ ТА СЕЙСМІЧНІ ПРОЦЕСИ В ЗАКАРПАТСЬКОМУ ВНУТРІШНЬОМУ ПРОГІНІ

Ігнатишин В. В.¹, Ігнатишин А. В.¹, Ігнатишин М. Б.¹

¹Інститут геофізики ім.С.І. Субботіна НАН України, Відділ сейсмічності Карпатського регіону. м. Львів, Україна, rgstrs1962@i.ua

MODERN HORIZONTAL MOVEMENTS OF THE EARTH'S CRUST AND SEISMIC PROCESSES IN THE TRANSCARPATHIAN INTERNAL DEPRESSION

Ihnatyshyn V. V., Ihnatyshyn A. V., Ihnatyshyn M. B.

Abstract. The importance of the study of the Transcarpathian internal depression is due to the peculiarities of the geological structure of the region, its geodynamic and seismic state in modern conditions. The seismicity of Transcarpathia is represented by the periodicity of significant local earthquakes, the absence of significant earthquakes for a long time is noted. Geodynamic state of the region-expansion of rocks, accompanied by periods of alternating movements, characterized by increased seismicity. The study of seismotectonic processes in the region in 2019 indicated the continuation of the expansion of rocks in the Oasis Fault Zone: $+6.5 \times 10^{-7}$, 116 local weak earthquakes were registered, the connection of seismicity with the nature of modern horizontal crustal movements was noted.

Східноєвропейська платформа (докембрійський фундамент) межує на півдні та заході із молодими платформами, які відокремлені системами прогинів та западин, зокрема Закарпатським внутрішнім прогином. На початковому етапі Закарпатський внутрішній прогин розвивався в умовах стиску, потім відбулася зміна геодинамічних умов, що супроводжувалася утворенням астеносферного діапіра та розширенням літосфери[1]. За результатами проведених досліджень в Закарпатському внутрішньому прогині відмічено, відбувається горизонтальне скорочення Закарпатського прогину та Зовнішніх Карпат в пн.-сх. напрямку, через насувні компоненти [2]. Вікові співвідношення відновлених полів напружень отримано в результаті тектонофізичних досліджень та механізмів вогнищ землетрусів [3]. Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо - найпотужніше у Закарпатті, контролюється фрагментами Закарпатського і Припаннонського глибинних розломів [4]. Ранні фази міоценового вулканізму максимально проявилися в Закарпатському прогині та Паннонській западині, вулканіти пов'язані з глибинними розломами і об'єднані між собою в просторі та часі [5]. В зоні Оашського глибинного розлому Відділом сейсмічності Карпатського регіону Інституту геофізики ім.С.І. Субботіна НАН України діє деформометрична станція «Королеве» (Закарпатська область, Виноградівський район, смт Королеве), що використовується для вимірювання сучасних горизонтальних рухів кори. Результати про геодинамічний стан регіону отримано на режимних геофізичних станціях, зокрема на РГС «Тросник». Наукові дослідження проведені в регіоні відмітили зв'язок варіацій параметрів геофізичних полів із сейсмотектонічними процесами в Закарпатському внутрішньому прогині, виявлено гідрогеологічний аспект просторово-часового розподілу місцевої сейсмічності та геодинамічного стану [6,7]. Актуальність моніторингу геофізичних полів викликана особливостями сейсмічного та геодинамічного стану регіону, тривалим

періодом протягом якого на території Закарпатського внутрішнього прогину не зареєстровано жодного відчутного місцевого землетрусу. Результати отримані під час досліджень важливі для вирішення проблем екологічного стану регіону, який має об'єкти підвищеної небезпеки: нафтогони, газогони, лінії електропередач, залізниця, водосховище. На деформометричній станції «Королеве» вимірюють зміщення гірських порід за допомогою горизонтального кварцового деформографа базою 24 м та азимутом 80° . За результатами досліджень сейсмотектонічних процесів в попередні роки в регіоні відмічено особливості геодинамічного стану Закарпатського внутрішнього прогину: періодичність рухів кори в зоні Оашського глибинного розлому тривалістю 12 років; загальний характер рухів кори за період з 1999 року по 2019 рік-розширення порід з середнім віковим ходом величиною $+10 \times 10^{-7}$. Протягом цього тривалого періоду виділяють періоди тривалістю 2-3 роки під час яких рухи кори характерні малими віковими рухами кори та від'ємними зміщеннями земної кори. Такі аномальні періоди сучасних горизонтальних рухів кори можливо ототожнювати із періодами знакозмінних рухів її верхніх шарів. Після періодів знакозмінних процесів відмічено підвищення сейсмічної активності регіону. Слід зауважити, що періодичність прояву відчутних місцевих землетрусів в регіоні становить 2-6 сейсмічних подій в рік на фоні десятків слабих поштовхів. Важливим фактом в дослідженні сейсмотектонічних процесів в регіоні є відсутність відчутних місцевих поштовхів протягом періоду з липня-серпня 2015 року, коли було зареєстровано десятки місцевих землетрусів, серед них 6 землетрусів були відчутними, з епіцентрами в Тячівському районі Закарпатської області. Тому необхідність визначення характеру сучасних горизонтальних рухів за 2019 рік в регіоні та їх зв'язок і проявами місцевої сейсмічності є очевидною. Проведено вивчення часового розподілу рухів кори помісячно, розраховано їх величини, побудовано графіки залежностей величини зміщення порід від часу, представлено часовий розподіл місцевої сейсмічності за 2019 рік та порівняно із інтервалами інтенсивних рухів кори в регіоні. Розрахунки сучасних рухів кори вказали на розширення порід величиною $+6.5 \times 10^{-7}$, що є вдвічі меншою величиною за розширення порід в 2018 році. За 2019 рік на території Закарпатського внутрішнього прогину сейсмічними станціями Відділу сейсмічності Карпатського регіону Інституту геофізики ім.С.І. Субботіна НАН України зареєстровано 116 місцевих землетрусів низької інтенсивності. Така ситуація із сейсмічністю та геодинамікою в регіоні підвищує ризик прояву відчутних місцевих землетрусів. Аналіз зв'язку сучасних горизонтальних рухів в зоні Оашського глибинного розлому за 2019 рік та просторово-часовий розподіл місцевої сейсмічності в Закарпатському внутрішньому прогині вказав на характерні особливості сейсмотектонічних процесів в регіоні: 4.5 місяців спостерігаються стиснення порід величиною -45.5 мкм. Мінімум стиснення порід припадає на кінець травня 2019 року, після чого починаються розширення порід, що тривають до кінця року величиною $+65.69$ мкм. Часовий розподіл місцевої сейсмічності за спостережуваний період характерний підвищенням частоти прояву місцевих землетрусів в інтервалах, що

відповідають максимумам та мінімумам кривої коливання деформацій земної кори в зоні Оашського глибинного розлому. Екстремальні точки графіка зміщень точок земної кори на деформометричній станції „Королево” характеризують період накопичення пружних деформацій регіону та їх розрядку. При короткотермінових дослідженнях геодинамічного стану регіону відмічено особливості, які спостерігалися при дослідженні вікових ходів сучасних горизонтальних рухів: підвищення частоти прояву місцевих землетрусів після тривалого періоду (2.5 року) рівномірних рухів кори (вікові ходи мають малу швидкість або іншого знаку). Отже, критичні точки зміщень поверхні земної кори зв'язані з розрядкою напружено-деформованого стану порід регіону.

Література

1. *Р. Кутас, Д. Майцин.* Геотермические условия зон неовулканизма Закарпатского прогиба. Вісник Київського національного університету ім.Тараса Шевченка. Геологія. 3(66)/2014. сс. 39-43. ISSN 1728–2713 .
2. *Д. Малицький, А. Муровська, О. Обідіна, А. Гнип, О. Грицай, А. Павлова, А. Пугач.* Визначення полів напружень у земній корі за механізмами вогнищ місцевих землетрусів у Закарпатті. Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія 3(78)/2017.сс.-36-45. ISSN 1728–2713.
3. *Д. Малицький, А. Муровська, О. Гінтов, А. Гнип, О. Обідіна, С. Мичак, О.Грицай, А. Павлова .* Механізми вогнищ землетрусів та поле напружень Солотвинської западини Закарпаття. Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія 2(77)/ 2017. Сс.43-51. ISSN 1728–2713.
4. *В. Шевчук, А. Василенко.* Взаємозв'язок тектонічного розвитку та проявів неогенового магматизму Закарпаття. Вісник Київського національного університету ім.Тараса Шевченка. Геологія. 3(66)/2014.сс.15-20. ISSN 1728–2713 .
5. *З. Ляшкевич.* Еволюція та генезис кайнозойського вулканізму панкардії. Вісник Київського національного університету ім.Тараса Шевченка. ГЕОЛОГІЯ. 3(66)/2014.сс. 21-26. ISSN 1728–2713
6. *Ігнатишин В.В., Іжак Т.Й., Ігнатишин М.Б., Ігнатишин А.В.* Зв'язок геофізичних полів із геодинамічним станом в Закарпатському внутрішньому прогині. Матеріали Всеукраїнської науково-практичної інтернет конференції „Вітчизняна наука на зламі епох : проблеми та перспективи розвитку,, : Зб. Наук. Праць. – Переяслав-Хмельницький, 2019. –Вип. 48. – 227 с. С.9-15.
7. *В.В.Ігнатишин, Т.Й. Іжак, М.Б.Ігнатишин, А.В. Ігнатишин.* Дослідження геофізичних процесів в Закарпатському внутрішньому прогині. „Географія та туризм: Матеріали II Всеукраїнської науково-практичної конференції Харківського національного педагогічного університету ім.С.І. Сковороди(26 лютого 2019 року.)м.Харків) / за заг.редакцією проф. Стадника О.Г.-Харків : ХНПУ ім. Г.С. Сковороди, 2019-252 с.(39-47 сс).

ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА УКРАИНСКОГО ЩИТА: ПОДХОДЫ И ИЗОБРАЖЕНИЕ

Кирилюк В.П.

Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина,
kyrylyuk.V@i.ua

TECTONICS OF THE BASEMENT OF THE UKRAINIAN SHIELD: APPROACHES AND IMAGING

Kyrylyuk V.P.

For a long time, the tectonics of the basement of the Ukrainian Shield was considered and depicted on maps from the standpoint of the theory of geosynclines, as a result of successive Early Precambrian tectonic-magmatic cycles. For about 40 years, attempts have been made to consider some aspects of basement tectonics from the standpoint of neomobilmism, which have not led to the creation of a general picture of its structure and development. The most consistently tectonic structure of the basement is shown on the "Tectonic map of Ukraine" at a scale of 1: 1 000 000 (2007) and on the "Tectonic map of the basement of the Ukrainian shield" at a scale of 1: 2 000 000. Both maps are compiled on a geoblock basis on the materials of geofomational studies. They emphasize various aspects of the structure and development of the basement, which indicate the peculiar conditions of its formation, which do not correspond to any of the existing geotectonic concepts.

Изучение тектоники фундамента Украинского щита (УЩ) имеет уже почти вековую историю [4]. Большую часть этого времени строение и формирование УЩ рассматривалось с позиций теории геосинклиналей. Этот подход базировался на признании существования в раннедокембрийском развитии УЩ последовательных тектоно-магматических циклов. Он нашел свое выражение на тектонических картах и схемах региона в виде областей разновозрастных складчатостей (раннеархейской, позднеархейской, раннепротерозойской) и территорий их более поздних тектонических "переработок", либо комплексов, сформированных в ходе нескольких законченных геотектонических эпох (досвекофенно-карельской, сфекофенно-карельской, готской, дальсландской) и площадей их последующей повторной складчатости.

Начиная с 80-х годов прошлого столетия, в связи с широким распространением в геологии идей тектоники литосферных плит, предпринимаются попытки рассмотрения формирования фундамента УЩ с этих теоретических позиций. Наиболее известный исследователь тектоники УЩ Г.И.Каляев и его соавторы по этому поводу писали: "Новейшие исследования в области теоретической тектоники, приведшие к развитию неомобилизма, в последние годы охватили также докембрий. Концепция тектоники литосферных плит оказалась приемлемой даже для раннего докембрия"[1, с. 225]. Однако, за десятилетия, прошедшие со времени появления подобных взглядов применительно к УЩ, этот подход так и не нашел ни своего картографического воплощения, ни системного, законченного изложения с позиций тектоники плит истории формирования фундамента УЩ и его главных структурно-вещественных особенностей (характерные формации, повсеместный метаморфизм, ультраметаморфизм, блоковое строение и др.), отличающих их от типичных складчатых систем фанерозоя. Все попытки

графического изображения ограничены схемами, на которых хорошо известные структурные элементы фундамента УЩ просто обозначены плитнотектоническими терминами.

Одновременно с появлением на УЩ идей неомобилизма произошло окончательное становление представлений о его мегаблоковом строении [2], которые стали уже практически общепринятыми. Мегаблоки УЩ в сочетании с результатами геолого-формационного расчленения [3], составили основу непредвзятых геотектонических исследований УЩ [5], и привели к таким основным выводам, которые свидетельствуют о своеобразном, направленном развитии УЩ в раннем докембрии и не укладываются в рамки ни одной из известных геотектонических теорий.

1. В строении фундамента УЩ и его мегаблоков принимают участие пять типов стратигенных метаморфических (стратометаморфических) комплексов: тип I – *гранулитогнейсовый*, тип II – *амфиболитогнейсовый*, тип III – *зеленокаменный (метавулканогенный)*, тип IV – *железисто-кремнисто-сланцевый (метавуконогенно-хемогенно-терригенный)*, тип V – *гнейсо-сланцевый (метакарбонатно-терригенный)*. Все комплексы отличаются друг от друга своим геолого-формационным составом и не имеют аналогов среди геологических формаций фанерозоя, с учетом "элиминации" метаморфизма. В *региональной стратиграфической схеме* три первые типа комплексов могут быть отнесены к *нижнему, среднему и верхнему архею*, а два других – к *нижнему протерозою*, в составе которого они представляют латеральные стратиграфические аналоги в разных типах мегаблоков.

2. Различные сочетания комплексов в мегаблоках УЩ также позволяют выделить среди них разные структурно-формационные типы: *Подольский гранулитовый* (тип А), *Приазовский гранулит-диафоритовый* (тип Б), *Бугско-Росинский гранулит-амфиболитовый* (тип В), в) *Приднепровский – амфиболит-зеленокаменный (гранит-зеленокаменный)* (тип Г), *Волынский и Ингульский – гранитно-гнейсо-сланцевый* (тип Д). Все блоки имеют своих аналогов на других щитах, что и дает основание считать их типовыми структурными элементами щитов I-го порядка.

3. Распределение различных типов стратометаморфических комплексов в мегаблоках УЩ, как и других щитов, показывает, что гранулитогнейсовые комплексы развиты во всех мегаблоках, амфиболитогнейсовые – в большинстве мегаблоков, а зеленокаменные, железисто-кремнисто-сланцевые и гнейсо-сланцевые – только в определенных типах мегаблоков. На этом основании стало возможным [5] выделение двух крупных этапов геотектонической эволюции фундамента УЩ и других щитов, или *мегахронов*: а) этап *неотчетливой (доблоковой) дифференциации – эогей* (термин предложен В.И. Шульдинером), б) этап *отчетливой (мегаблоковой) дифференциации – протогей* (термин Г.Штилле). Каждый из мегахронов на основании типовых комплексов делится на две стадии, или *геохрона*: а) *ранний эогей* (тип I), *поздний эогей* (тип II), *ранний протогей* (тип III), *поздний протогей* (типы IV и V).

4. В структурном отношении различные стратометаморфические комплексы составляют основу структурных этажей мегаблоков. Структурно-стратиграфические соотношения комплексов разных этажей мегаблоков свидетельствуют об их длительном совместном эндогенном развитии – метаморфизме и сопряженных с ним деформациях и ультраметаморфизме – и их близкой по времени тектоно-термической стабилизации в позднем протогее (раннем протерозое). В связи с этим, в отличие от структурных этажей фанерозоя, их следует называть *ненижний* и *верхний этажи*, а *инфраструктура* и *супраструктура мегаблоков*, а в возрастном отношении датировать не по времени стабилизации, а по времени заложения структурных этажей. Несмотря на длительное синхронное эндогенное развитие, каждый из структурных этажей мегаблоков, в силу особенностей своего состава и реологических свойств, отличается характером деформаций.

5. Анализ стратиграфических разрезов мегаблоков позволяет установить характер их вертикальных перемещений в ходе раннедокембрийского развития УЩ и выделить среди них несколько *геокинематических типов* (по терминологии Л.И. Красного): а) Подольский *анастабильный*, б) Бугско-Росинский *ката-анастабильный*, в) Приднепровский *катастабильный*, г) Волынский и Ингульский *мобильный* (подтип I), д) Приазовский *мобильный* (подтип II). По геолого-формационному составу комплексов протогее, слагающих супраструктуру, различаются *эмегаблоковый* (Приднепровский) и *миомегаблоковый* (Волынский и Ингульский) типы мегаблоков.

Все эти и некоторые другие важные результаты геотектонических исследований нашли свое отражение на "Тектонічній карті України" масштаба 1:1 000 000. На ней тектоника УЩ показана в двух вариантах: а) на главной карте [6] на основе выделения блоков I-го и II-го порядков и распространения в них структурно-формационных комплексов (СФК); б) на врезке "Тектоніка фундаменту Українського щита" масштаба 1:2 000 000 [5] путем изображения на ней этажно-блокового строения фундамента УЩ. Первая из карт демонстрирует структурно-формационное расчленение фундамента УЩ, в то время как вторая, вместе с объяснительной запиской к ней (Кирилюк, 2007), раскрывает его раннедокембрийскую геотектоническую эволюцию.

Разломы на обеих картах показаны по данным геофизических исследований. Оценка амплитуд даже самых крупных из них – межмегаблоковых разломов, проведенная на основании сравнения геологического строения прилежащих частей мегаблоков, показывает, что вертикальные перемещения составляют не более первых километров. Горизонтальные амплитуды труднее поддаются оценке, но и они не превышают размеров контактирующих мегаблоков, поскольку в них всегда находятся части общих "трансмегаблоковых" комплексов. Поэтому нет оснований считать мегаблоки "перемещенными издалека" на огромные горизонтальные расстояния, как это предполагают некоторые исследователи.

Таким образом, представляется, что общая картина тектоники и раннедокембрийской эволюции фундамента УЩ, изображенная на "Тектонической карте Украины" [6] и на приложении к ней [5], является в

настоящее время самой полной и объективной. Это обусловлено тем, что она составлена на основании данных геотектонического анализа, проведенного без какой-либо предварительной теоретической установки и, вероятно, наиболее адекватно отражает не только современное тектоническое строение УЩ, но и специфические палеогеодинамические условия формирования раннедокембрийской земной коры. Считаю, что содержание обеих карт и объяснительных записок к ним дает основание рекомендовать их для использования при составлении "Тектонических схем" и разделов "История геологического развития" во время проведения Государственного геологического картирования масштаба 1:200 000 и 1:50 000 территории УЩ.

Литература

1. *Каляев Г.И., Глевасский Е.Б., Димитров Г.Х.* Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. Киев: Наукова думка, 1984. 240 с.
2. *Каляев Г. И., Крутиховская З.А., Рябенко В. А. и др.* Тектоника раннего докембрия Украинского щита//Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Ленинград: Наука, 1980. С. 18–32.
3. Карта геологических формаций докембрия Украинского щита. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка/*В. П. Кирилюк, В. Д. Колий, В. И. Лашманов и др.* Киев: ЦТЭ, 1991. 119 с.
4. *Кирилюк В. П.* Еволюція поглядів на тектонічний розвиток фундаменту Українського щита // Геолог України. 2006. № 1. С. 71–79.
5. *Кирилюк В. П.* Тектонічна карта України. Масштаб 1:1000000. Частина II. Тектоніка фундаменту Українського щита. Масштаб 1:2 000000. Пояснювальна записка. Київ: УкрДГРІ, 2007. 87 с.
6. *Круглов С. С., Арсірій Ю. О., Великанов В. Я. та ін.* Тектонічна карта України. Масштаб 1:1 000 000. Частина I. Пояснювальна записка. Київ: УкрДГРІ, 2007. 132 с.

ГЕОДИНАМИКА РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ: КОНЦЕПЦИЯ КРАТОНОГЕНЕЗА

Кирилюк В.П.

Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина,
kyrylyuk.V@i.ua

GEODYNAMICS OF THE EARLY PRECAMBRIAN EARTH CRUST: CONCEPT OF CRATONOGENESIS

Kyrylyuk V.P.

With regard to the study of the early stages of the development of the earth's crust, two approaches have developed - actualistic (geocyclic) and non-actualistic (geoevolutionary). Within the framework of both approaches, tectonic regimes are considered to be the factors determining the similarity or difference between the Early Precambrian complexes of different ages. The author substantiates the idea of the directed development of the Early Precambrian crust. Its leading factor was the initial high-temperature state of the Earth's outer shells and their slow cooling, which determined *the specific Early Precambrian geodynamics*. To understand the early history of the earth's crust, it is necessary to create an independent theory - *the concept of cratonogenesis*.

На протяжении всего периода систематического изучения раннего докембрия среди исследователей существовало, и продолжает существовать, два принципиально разных взгляда на его историю. Один из них условно можно назвать *актуалистическим*, или *геоциклическим*, другой –

неактуалистическим, или *геоэволюционным*. Согласно первому, земная кора и ее внешняя оболочка на протяжении всей своей истории характеризовались близкими геологическими условиями – повторяющимися во времени обстановками тектогенеза и сопутствующего стратолитогенеза, их латеральным разнообразием и, соответственно, сходными наборами фациально сопряженных комплексов, отражающих эти обстановки. Допускается, что, разновозрастные докембрийские комплексы могут быть сходными как между собой, так и с комплексами фанерозоя. К их изучению применимы одинаковые теоретические основания и методы, но их возрастное расчленение, при невозможности использования ведущих для фанерозоя биостратиграфических методов, может осуществляться только с помощью изотопно-геохронометрических исследований. В основе этих представлений лежат не геологические основания, а умозрительные, априорные допущения, для подтверждения которых используются *только результаты изотопного датирования*.

Научные основы другого – *геоэволюционного* – подхода были заложены в начале 60-х годов прошлого столетия одновременно и независимо в трудах Е.М. Лазько [3] и Л.И. Салопа [4]. Их представления базировались на уже полученных к тому времени данных о принципиальных качественных, структурно-вещественных различиях разновозрастных стратигенных комплексов нижнего докембрия и связанных с ними эндогенных проявлений. Относительный возраст этих комплексов был установлен структурно-стратиграфическими методами и подтвержден результатами геологического картирования. В качестве специфических образований Е. М. Лазько и Л. И. Салоп рассматривали только высокометаморфизованные архейские комплексы (в понимании нерасчлененного архея того времени), которые противопоставлялись протерозойским комплексам, к числу которых относились и зеленокаменные комплексы. В дальнейшем их сторонниками и последователями [2, 7 и др.] было показано своеобразие всех – *и разновозрастных архейских, и нижнепротерозойских* – стратигенных комплексов, их структурно-вещественная несопоставимость ни друг с другом, ни с фанерозойскими комплексами. Согласно современным представлениям, к числу архейских комплексов относятся развитые на разных щитах гранулитогнейсовые, амфиболито-гнейсовые и зеленокаменные стратигенные комплексы; нижнепротерозойские образования представлены гнейсо-сланцевыми (метакарбонатно-терригенными) и железисто-кремнисто-сланцевыми (метавулканогенно-хемогенно-терригенными) комплексами. Решающую роль в обосновании специфики разновозрастных образований сыграли результаты геолого-формационных исследований, показавшие коренные вещественные различия всех последовательно сформированных раннедокембрийских комплексов и возможность их прямой стратиграфической корреляции на основании формационного состава [2].

Оба направления в качестве основополагающего фактора формирования разновозрастных комплексов, их сходства или принципиальных различий, рассматривают тектонические режимы. В рамках актуалистического подхода долгое время определяющим считался геосинклинальный режим, а в последние

десятилетия это направление активно использует теоретические основания неомобилизма. Особенности раннедокембрийских комплексов и определяющая роль своеобразных тектонических режимов в рамках геоэволюционного направления нашли свое отражение в названиях “догеосинклинальный”, “про- и протогеосинклинальный”, “нуклеарный”, “пермобильный” и другие. Однако попытки объяснения как общих особенностей всех раннедокембрийских комплексов, по сравнению с фанерозойскими, так и устойчивых специфических признаков каждого из них, привели к выводу об наиболее вероятном ином, нетектоническом факторе, определившем эволюцию раннедокембрийской земной коры.

Общей особенностью всех раннедокембрийских стратигенных комплексов является повсеместный, большей частью высокоградный метаморфизм. Это явление не находит своего удовлетворительного объяснения с позиций современного теплового режима земной коры и представлений о большой глубине формирования метаморфических комплексов. Между тем, оно хорошо объясняется исходя из начального высокотемпературного состояния приповерхностной Земли, разогретой в результате аккреции и гравитационного сжатия до состояния “магматического океана”, с последующим образованием земной коры и ее медленным остыванием на протяжении всего раннего докембрия.

Общее остывание нашло свое наглядное выражение в понижении температурности метаморфизма последовательных во времени стратометаморфических комплексов [3]. Изучение условий образования дометаморфических литогенных и вулканогенных толщ также приводит к выводу о направленном снижении приповерхностной температуры Земли и связанным с этим изменением палеоклиматических и палеогеографических обстановок их формирования. Так, для самых древних, гранулитогнейсовых комплексов предполагается накопление исходных толщ в безгидросферных субаэральных условиях, подобных существующим сейчас на планете Венера, для амфиболито-гнейсовых и зеленокаменных – в условиях горячей гидросферы (“термогидросферная” стадия), при отсутствии круговорота воды и, в связи с этим, “угнетенным” терригенным литогенезом и доминирующим вулканическим формированием исходных дометаморфических толщ. Последующие карбонатно-терригенные комплексы ингуло-ингулецкого и вулканогенно-хемогенно-терригенные комплексы криворожского типов формировались уже в “нормогидросферных” условиях при участии круговорота воды [1].

В итоге, различная степень метаморфизма монофациальных гранулитогнейсовых и амфиболито-гнейсовых комплексов, которую иногда также связывают с тектоническими факторами, лучше объясняется температурной эволюцией коры и разным составом (безводным и водным) захороненного флюида. Общее высокотемпературное состояние земной коры на стадии формирования монофациальных комплексов обусловило и высокую пластичность и подвижность (нестабильность) земной коры, для которой сохраняет свой смысл термин Л.И. Салопа “пермобильный режим”, с той лишь

разницей, что не тектонический режим определяет особенности сформированных при нем комплексов, а сам тектонический режим является отражением высокотемпературного состояния коры. Последующее остывание и приобретение корой хрупкости привело к возникновению разломов и ее геоблоковой структурно-тектонической дифференциации. При этом тектонический фактор, в частности характер вертикальных перемещений мегаблоков, оказывал все большее влияние на формирование исходных толщ и на продолжающуюся температурную эволюцию сравнительно неглубоких частей коры блоков [2, 3].

Таким образом, в настоящее время есть веские основания полагать, что на ранних этапах формирования земной коры определяющим фактором ее развития была направленная температурная эволюция внешних оболочек Земли. Она определила особенности исходного состава последовательно сформированных вулканогенных и литогенных толщ, их метаморфического преобразования, сопряженных эндогенных процессов ультраметаморфизма и интрузивного магматизма и даже направленную структурно-тектоническую эволюцию. Если это так, то “тектоника” и “тектонические режимы”, которые сами являются следствием, а не причиной структурно-вещественных особенностей последовательных этапов раннедокембрийского развития, не могут считаться определяющими факторами (“первоосновой”) всех взаимосвязанных процессов формирования раннедокембрийской коры и сами должны быть включены в качестве составной части в более общее понятие. В качестве такового может выступать “раннедокембрийская геодинамика”, но не в ее наиболее распространенном сейчас частном, “плитнотектоническом” понимании, а в более широком, которое “включает анализ всех динамических процессов, происходящих внутри и на поверхности Земли... Цель геодинамики как раз и состоит в том, чтобы на основе известных законов химии и физики построить модель эволюции Земли” [6, с. 81]. В данном случае – модель ее раннедокембрийской эволюции.

В свете современных данных о строении и эволюции фундамента щитов древних платформ, термины “геодинамика”, “геодинамические исследования” и другие производные этого термина не могут *a priori* использоваться применительно к раннедокембрийской земной коре с позиций новой глобальной тектоники и ориентировать, как это рекомендуется сейчас многими методическими разработками, на выявление “геодинамических обстановок” только в рамках этой гипотезы. Сейчас в условиях отсутствия общепринятой альтернативной концепции раннедокембрийского развития земной коры, *одной из важнейших проблем современной геологии остается неподвзятое исследование особенностей эволюции и движущих сил литогенеза, магматизма, метаморфизма, ультраметаморфизма и структурной эволюции щитов, или, что то же самое, геодинамики земной коры и отдельных фундаментальных геологических процессов в раннем докембрии. Эти исследования должны привести в дальнейшем к созданию самостоятельной теории формирования раннедокембрийского фундамента кратонов (в их изначальном понимании как древних платформ) – концепции кратоногенеза,*

равноценной по своему значению, применительно к раннему докембрию, и альтернативной *концепции литосферных плит*, которая, несомненно, имеет в истории Земли свои временные рамки и не распространяется на ранние этапы ее формирования.

Литература

1. Кирилюк В. П. О влиянии экзогенных факторов на температурный режим формирования раннедокембрийских метаморфических комплексов щитов // Геология метаморфических комплексов. Межвуз. тематич. сб. Вып. 17. Екатеринбург: Уральский горный институт, 1991. С. 4-13.
2. Кирилюк В. П. Головні підсумки морфопарагенетичних геолого-формаційних досліджень нижнього докембрію // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. 2005. Вип. 19. С. 53-74.
3. Кирилюк В. П. Особенности раннедокембрийского метаморфизма та його зв'язку з тектонікою. Геодинаміка. 2013. №1(14). С. 82-97.
4. Лазько Е. М. Об особенностях развития земной коры в архее и протерозое // Изв. ВУЗ. Геология и разведка. 1961. № 11. С. 3-12.
5. Салон Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии // Стратиграфия и корреляция докембрия. МГК, XXI сес. Докл. сов. геологов. Москва-Ленинград: Изд-во АН СССР, 1960. С. 106-127.
6. Структурная геология и тектоника плит. В 3-х томах. Т. 1. / Под ред. К. Сейферта. Москва: Мир, 1990. 315 с.
7. Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. Москва: Недра, 1982. 226 с.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МАНТИИ ПОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЬЮ УКРАИНСКОГО ЩИТА (ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ)

Пигулевский П.И.¹, Шумлянская Л.А.¹, Шабатура А.В.²

¹Институт геофизики им. С.И. Субботина НАНУ, Киев, Украина,

²«Институт геологии» КНУ им. Шевченка, Киев, Украина,
pigulev@ua.fm, lashum@ukr.net, dard@ukr.net

ON THE STRUCTURE OF THE MANTLE UNDER THE EASTERN PART OF THE UKRAINIAN SHIELD (ACCORDING TO SEISMIC TOMOGRAPHY)

Pigulevskiy P.I., Shumlianska L.A., Shabatura O.V.

Abstract. The report considers the first results of identifying inhomogeneities in the upper mantle under the eastern part of the Ukrainian Shield. Determination of inhomogeneities based on effective local changes in the P-wave velocities at different depths which in turn should to identify insignificant velocity inhomogeneities (physicochemical nature) in the structure of the Earth's mantle. The results obtained are in good agreement with the generally accepted data on the East-European Platform, and in some cases, they are refined and supplemented.

Введение. Известно, что состав верхней и нижней мантии может быть определен на основе геофизических и экспериментальных данных [1-3]. Верхняя мантия ниже границы Мохоровичича (М) вероятнее всего сложена ультраосновными породами, обогащенными Fe и Mg, но обедненными кремнеземом. Предполагается, что среди пород верхней мантии достаточно много эклогитов, которые образуются при высоких давлениях.

Основными минералами вещества верхней мантии являются оливин и пироксены. По мере увеличения глубины твердое вещество мантии на границах, установленных сейсмическим методом, скачкообразно претерпевает структурные преобразования, сменяясь все более плотными модификациями минералов, и при этом не происходит изменения химического состава вещества [1,2], как это показал Д.Ю. Пуцаровским в табл. 1.

Таблица – 1. Корреляция минеральных преобразований в мантии предложенных границ глубинных геосфер, основанных на данных сейсмической томографии согласно [1].

Глубина, км	Минеральные преобразования	Границы сфер	
140	Структурная перестройка оливина α — $(Mg, Fe_2) SiO_4$ в вадслеит β — $(Mg, Fe) SiO_4$	Верхняя мантия	Верхняя часть
520	Структурная перестройка вадслеита в рингвуд — γ -модификацию оливина $(Mg, Fe_2) SiO_4$ со структурой шпинели		
400-600	Трансформация пироксена $(Mg, Fe) SiO_3$ в гранат-мейджорит $Mg_3 (Fe, Al, Si)_2 Si_3 O_{13}$		Нижняя часть
670	Шпинелеподобный рингвудит трансформируется в ассоциацию (Mg, Fe) перовскита и Mg-вюстита		

Метод исследований. Целью доклада является ознакомление научного сообщества с первыми результатами исследований неоднородностей верхней мантии в пределах восточной части Украинского щита (УЩ) в интервале глубин от 50 до 750 км по значениям скоростей P-волн [3]. Для этого мы использовали анализ поведения эффективных локальных изменений поодномерным скоростным кривым, которые показывают особенности их изменений на разных глубинных интервалах. Это позволило получить отклонение сейсмических волн по сравнению с условно «стандартной» моделью.

Увеличение скоростей волн на определенных глубинах свидетельствует о росте плотности вещества, уменьшение – его разуплотнении.

Краткие результаты о строении верхней мантии. На приведенном рис.1 видно, что верхняя мантия от 40-50 км до 660-670 км имеет определенные специфические черты строения. Самая верхняя часть мантии (вместе с земной корой) – литосфера, до глубин примерно в 200 км, неоднородна по латералии ведет себя в целом как более хрупкая часть мантии.

Если рассматривать разрез сверху вниз, то надо отметить слой повышенных скоростей на глубинах от 50-60 км до 150-180 км, который простирается от Криворожско-Кременчугской шовной зоны (на западе разреза) до центрально-восточной части СПМ. Его подъем (с входом в земную кору) находится под Томаковским гравитационным максимумом (гранулит-эклогитовым темечком), который облекают зеленокаменные структуры Среднего Приднепровья.

Ниже по разрезу (до глубин ≈ 350 км) располагается астеносфера, которая также неоднородна в горизонтальном направлении и обладает изменчивой мощностью. Многие исследователи, пониженные скорости сейсмических волн

в астеносфере, объясняют плавлением всего лишь 1–2 % вещества, слагающего эту часть мантии.

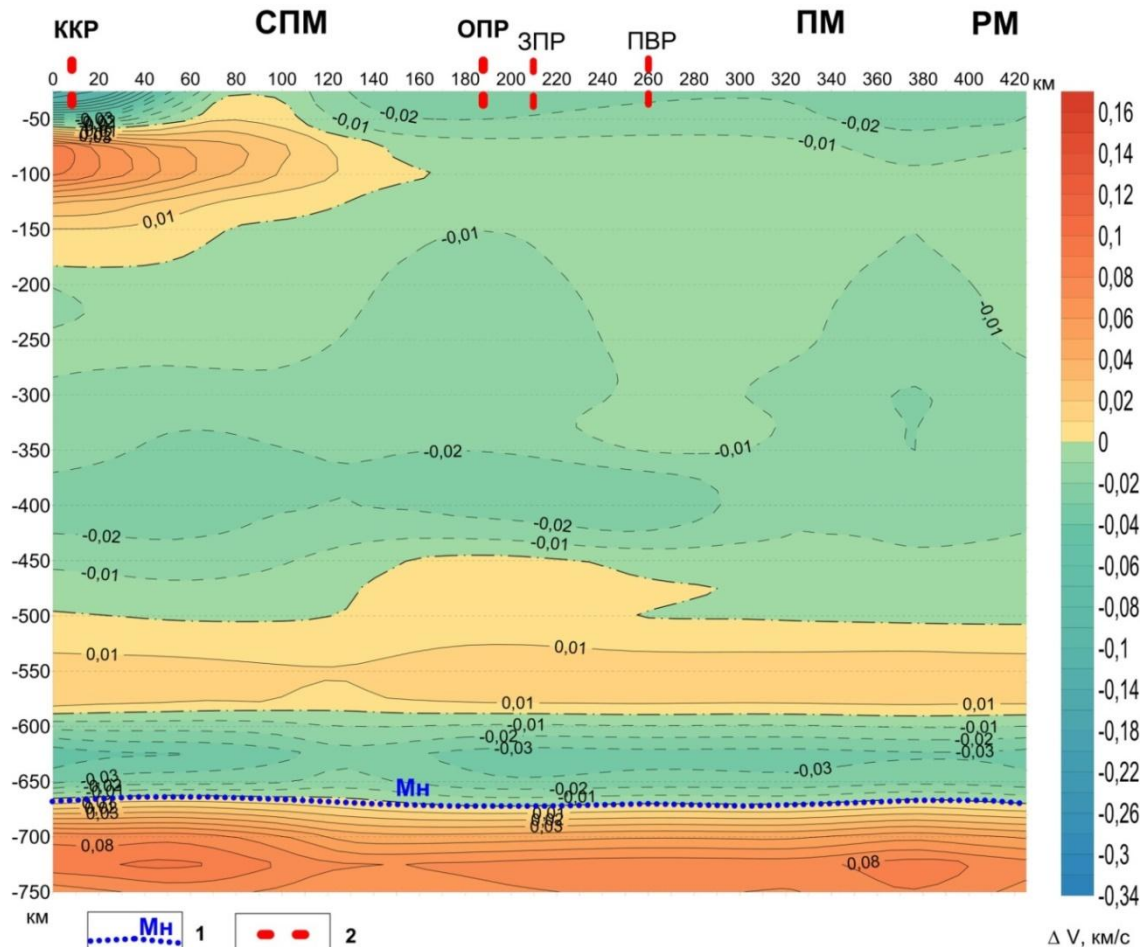


Рис. 1. Разрез изменений эффективных локальных скоростей под восточную часть Украинского щита по данным сейсмической томографии [1]: 1–раздел между нижней и верхней мантией; 2–основные разломы в земной коре, установленные по геолого-геофизическим данным: ККР – Криворожско-Кременчугский, ОПР – Ореховско-Павлоградский, ЗПР – Западноприазовский, ПВР – Павловско-Володарский. Мегаблоки: СПМ – Среднеприднепровский, ПМ – Приазовский, РМ – Ростовский.

Глубже 350 км с глубиной все четче устанавливаются субвертикальные неоднородности в виде протяженных субгоризонтальных слоев. Согласно [1,2] на глубинах 350-600 км предполагается трансформация пироксена $(\text{Mg, Fe}) \text{SiO}_3$ в гранат-мейджорит $\text{Mg}_3 (\text{Fe, Al, Si})_2 \text{Si}_3 \text{O}_{13}$. При этом на глубинах 520-570 км выделяется слой с повышенной скоростью, который некоторыми исследователями связывается со структурной перестройкой вадслеита в рингвуд — γ -модификацию оливина $(\text{Mg, Fe}_2) \text{SiO}_4$ со структурой шпинели [2].

Между этим слоем и подошвой верхней мантии выделяется слой с пониженными скоростями, который может быть связан или с физико-химическими изменениями вблизи границы раздела, или особенностями Р-волны на контрастной границе раздела верхней и нижней мантий. В нижней мантии, глубже 660-670 км, предполагается очень высокая вязкость около $10^{22-23} \text{ м}^2/\text{с}$, где согласно данным приведенным в табл. 1, шпинелеподобный рингвудит трансформируется в ассоциацию (Mg, Fe) перовскита и Mg-вюститита [1].

Выводы. Использование эффективных локальных скоростей в сейсмической томографии позволило «увидеть» очень незначительные скоростные (физико-химические) неоднородности в строении мантии Земли.

Выделенные неоднородности в верхней мантии в пределах восточной части Украинского щита хорошо согласуются с общепризнанными данными по Восточно-Европейской платформе, а в ряде случаев их уточняют и дополняют.

Литература

1. *Короновский Н.В.* Общая геология: учебное пособие, электронное издание сетевого распространения. – М.: «КДУ», «Добросвет», 2018. – ISBN 978-5-7913-1025-5. URL: <https://bookonline.ru/node/798/>
2. *Пуцаровский Д.Ю., Пуцаровский Ю.М.* Состав и строение мантии Земли //Соросовский образовательный журнал. – 1998. – №11. – С.111-119.
3. *Shumlianska L.O., Dubovenko Yu.I., Pigulevskiy P.I.* 2.5 dimensional model of mantle heterogeneities under the Ukrainian shield according to the gradients of the velocities of seismic waves//Journ. Geol. Geograph. Geology. – 2020. – 29(2). – pp. 431-441.

К ВОПРОСУ ОБРАЗОВАНИЯ КИРОВОГРАДСКОГО УРАНОВОРУДНОГО РАЙОНА

Пигулевский П.И., Шумлянская Л.А., Дубовенко Ю.И.

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАНУ, Киев, Украина,
pigulev@ua.fm, lashum@ukr.net

ON THE QUESTION OF FORMATION OF THE KIROVOGRAD URANIUM-ORE DISTRICT

Pigulevskiy P.I., Shumlianska L.O., Dubovenko Yu.I.,

Abstract. The report considers the results of studying the structural features of the upper mantle within the uranium deposits of the Kirovograd ore region of the central part of the Ukrainian shield based on seismic tomography data. The results obtained show the presence of a mantle component during the formation of uranium deposits on the Ukrainian Shield and make it possible to refine and refine existing models.

Введение. Согласно открытой информации, изложенной в монографии А.А. Калашник [1], содержание урана в кимберлитах и проявлениях, установленных геологами КП «Кировгеология» в процессе проведения алмазопромысловых работ в Кировоградском урановорудном районе, достигают 18-20 г/т. Кимберлитовые трубки пространственно сопряжены с промышленными урановорудными объектами, что позволила ей сделать вывод о мантийном источнике урана и о существовании в мантии участков, где генерация кимберлитовых расплавов сопровождалась концентрацией ураном с содержанием в десятки и сотни раз превышающих фоновые. Обобщение геологоразведочных работ в Кировоградском рудном районе показало [2], что он характеризуется наличием густой сети даек, представленных, в частности, глубинными субщелочными титан-авгитовыми габброидами (камptonитами, вогезитами, одинитами), которые также характеризуются повышенными содержаниями урана.

Информацию о мантийном источнике урана можно получить, изучив глубинное строение Украинского щита и его тектоническую эволюцию. Поиск ответов возможен после того, как будут построены геофизические модели с детальным описанием различных физических свойств земной коры и мантии.

Сейсмическая томография. По ранее полученным P -скоростным кривым на опорных точках в пределах Украинского щита [3,4] были выделены границы (интервалы) с резким изменением сейсмических свойств в мантии [3,4], что позволило существенно дополнить информацию, полученную методом сейсмо-томографии. Использование свойства градиента, дало возможность выполнить картирование мантийных неоднородностей, выделяемых по перегибам P -скоростных кривых и отобразить их в виде векторов (рис. 1).

На рис. 1 приведен фрагмент грид-модели первых градиентов P -скоростных кривых, представленных в виде векторов [4], которые показывают направления изменения поля градиентов скорости.

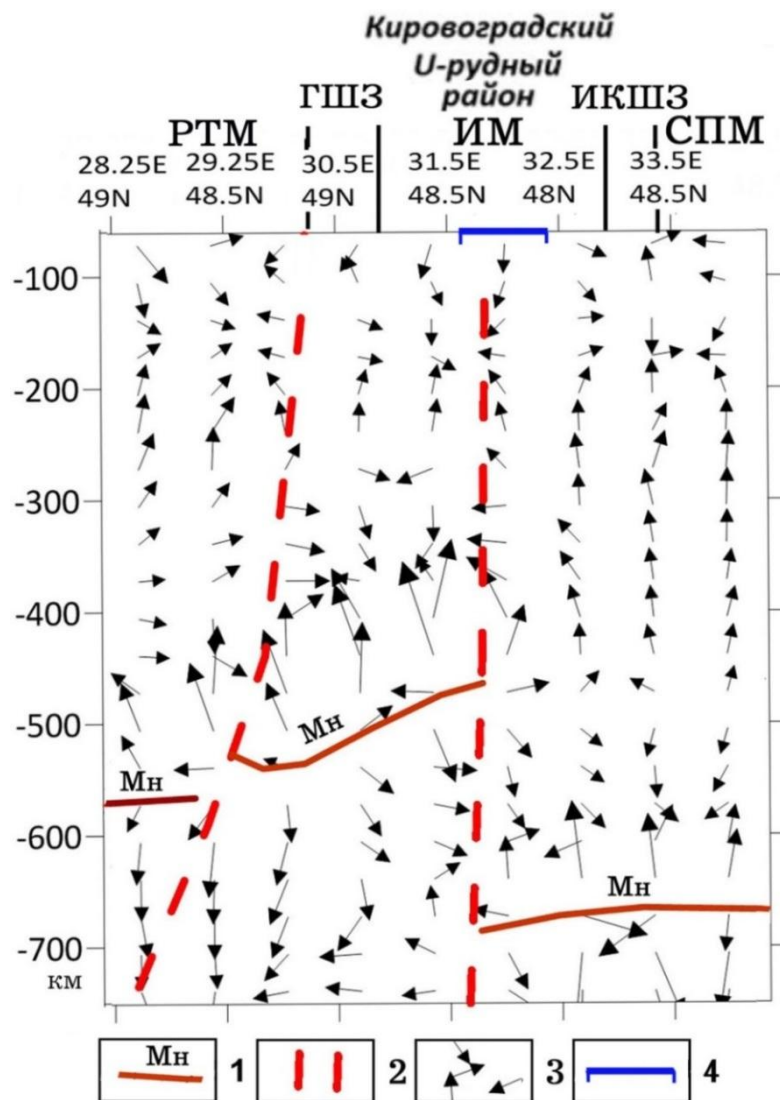


Рис.1. 2D модель распределения векторов первой производной градиентов скоростей v_p вдоль отрезка профиля А-А1 [3].

Условные обозначения: 1 – граница раздела верхней и нижней мантии; 2 – предполагаемые мантийные разломы; 3 – векторы первой производной градиентов скоростей v_p ; 4 – Кировоградский урановорудный район

Само представление в виде векторов наталкивает на аналогию с конвекционными ячейками, в которых показаны направления «движения» вещества в мантии. Таким образом, представленное векторное изображение, представляет квазидинамическую картину, а скорость и ее градиент показывает не только статическую, но и динамическую составляющую «запечатлённую» в геологическом времени.

Предварительная интерпретация. Многолетние исследования КП «Кировгеология» урановых месторождения Кировоградского рудного района показали, что урановорудные натриевые метасоматиты зон глубинных разломов являются особым типом геологических образований, формирование которых нельзя объяснить с позиций метаморфогенной и постмагматической гипотез. Они не подтверждают генетические концепции формирования эндогенных месторождений урана (постмагматическая, метаморфогенная), опирающиеся на анализ процессов уранового рудообразования, происходящих лишь в земной коре [1].

Согласно модели Крупенникова В.А. [5] все урановорудные провинции щитов с урановыми месторождениями в натриевых метасоматитах одновременно являются щелочными петрографическими провинциями, а щелочные магматические породы и сопровождающие их метасоматиты с натриевой петрохимической специализацией имеют мантийное происхождение (рис. 2).

Для них, как и для ураноносных натриевых метасоматитов, свойственен «сквозьструктурный» характер проявления. Разобщенность на 150-200 и более километров в пределах всех изученных щитов урановых месторождений в натриевых метасоматитах и щелочных магматических пород и связанные с ними фениты [6]. Подобный характер связи пространственно разобщенных, но генетически родственных – щелочного магматизма и ураноносного натриевого метасоматоза могут быть связаны с большими глубинами развития их источника (рис. 1). Связь этих процессов со сопряженно и автономно развивающимися в пределах одних и тех же провинций потоками геохимически родственных щелочных флюидов, явившихся продуктами дифференциации и дегазации мантии [5].

Результаты изучения верхней мантии на Украинском щите методом сейсмо-томографии (рис. 1) показывают, наличие границы между верхней и нижней мантиями [3,4], которая преимущественно залегает на глубине ≈ 660 км. При этом под Голованевской шовной зоной и восточной частью Ингульского мегаблока отмечается ее резкий подъем до отметки ≈ 450 км, что, вероятно, указывает на то, что верхняя мантия на этих глубинах испытала значительное смещение по мантийному разлому. Далее на запад отмечается ее резкое погружение на 40-50 км, после которого (под Россинско-Тикичским мегаблоком) она снова становится субгоризонтальной с глубиной залегания 550-560 км.

Таким образом, показанную на рис. 2 принципиальную модель эндогенного уранового рудообразования по В.А. Крупенникову [5] хорошо дополняют полученные данные по сейсмической томографии (рис. 1), которые

позволяют доработать и уточнить существующие модели и приблизиться к пониманию процесса урановых месторождений на Украинском щите и не только.

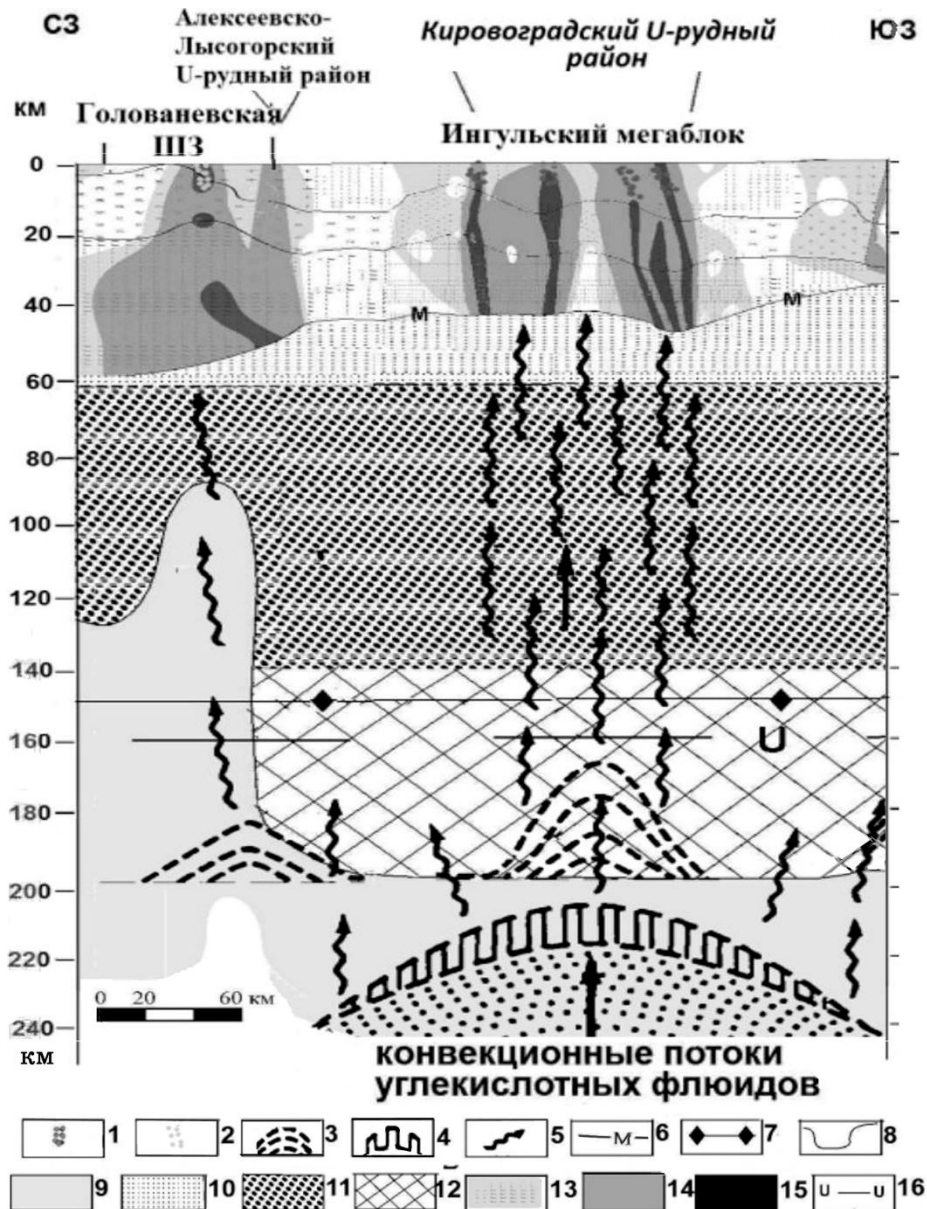


Рис. 2. Принципиальная модель эндогенного уранового рудообразования согласно [1,5].
 Условные обозначения: 1 – среднетемпературные карбонатно-натриевые метасоматиты; 2 – высокотемпературных кремний-калиевые метасоматиты; 3 – локальные астеносферные ловушки на границе литосфера-астеносфера; 4 – термобарогradientный фронт глобальной астеносферной ловушки, сформированный вследствие импульсной дегазации ядра и мантии; 5 – астеносферные флюидопотоки; 6 – граница Мохо; 7 – граница стабильности графит-алмаз; 8 – граница литосфера-астеносфера; 9 – астеносфера; 10 – железистые ультрабазиты (железистые дуниты, ильменит-флогопит-гранат-оливиновые породы); 11 – амфиболовые и пироксеновые глиммериты, шпинель-гранатовые, гранатовые лерцолиты; 12 – хромшпинелевые гарцбургит-лерцолитовая и дунит-перидотитовая серии с реликтами деформированных структур, гранатовые лерцолиты с реликтами деформированных структур; 13 – 15 – зоны низкой, средней и высокой проницаемости; 16 – уровень формирования очаговых потоков ураноносных трансмагматических флюидов.

Выводы. Синтез накопленных знаний в области общей, специальной и региональной металлогении, ее переосмысливание через корректно построенные геофизические модели земной коры и верхней мантии с эмпирическими закономерностями металлогенического анализа позволяют выдвигать и развивать концептуально новую идею относительно основного мантийного источника урана при формировании и локализации руды не только в Кировоградском урановорудном районе, но и для других месторождений на Украинском щите.

Литература

1. *Калашиник А.А.* Технология прогнозирования промышленных эндогенных месторождений урана Украинского щита (на основе концепции первичного астеносферного концентрирования рудогенных компонентов): [монография]. - Кировоград: Изд-во «КЛА НАУ», 2014. – 324 с.
2. *Никишов К.Н.* Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. – М.: Наука, 1984. – 112 с.
3. *Pigulevskiy P.I., Shumlianska L.A., Dubovenko Yu.I., Svystun V.K.*, 2019. The mantle disruptions by P-waves velocity gradients analysis under East of Ukrainian Shield. 18th Int. Conference on Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects, Kyiv, Ukraine, May 13–16 2019. DOI: 10.3997/2214-4609.201902151. 688-693. <http://www.earth-doc.org/publication/publicationdetails/?publication=98574>
4. *Shumlianska L.O., Dubovenko Yu.I., Pigulevskiy P.I.* 2.5 dimensional model of mantle heterogeneities under the Ukrainian shield according to the gradients of the velocities of seismic waves // Journ. Geol. Geograph. Geology. – 2020. – 29(2). – pp. 431-441.
5. *Крупенников В.А.* Мантийный флюидно-магматический щелочной петрогенезис, как основной рудогенерирующий процесс формирования эндогенных урановых месторождений в приразломных натриевых метасоматитах.- М.:Недра, 1985. – 320 с.
6. *Цымбал С.Н., Кривдик С.Г.* Особенности вещественного состава кимберлитов Украины / Матер. наук.-техн. наради «Стан, перспективи та напрямки геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні». (Киев, 19-22 мая2003г).– К.: УкрДГРІ, 2003. – С.22-31.

ТРАНСКОРОВІ ЗСУВНІ ЗОНИ ТА СИНКІНЕМАТИЧНИЙ МАГМАТИЗМ У САРМАТСЬКОМУ СЕГМЕНТІ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОГО КРАТОНУ

Привалов В.О., Панова О.А.,

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

CRUSTAL-SCALE SHEAR ZONES AND SYNKINEMATIC MAGMATISM WITHIN THE SARMATIAN SEGMENT OF THE EAST EUROPEAN CRATON

Privalov V., Panova O.

From new observations, we are able to confirm that crustal-scale shear zones have played an important role in the emplacement of synkinematic plutons across the Sarmatian segment of the East European Craton. These deep-seated shear zones appear to be genetically consistent with indent-linked stresses resulted from a collision between Volgo-Uralia and Sarmatia at 2.1-2.0 Ga. The further event, when Fennoscandia collided with Volgo-Sarmatia at ca. 1.9–1.8 Ga, was crucial for localizing strains into relatively narrow regions along with the set of *en échelon* arranged

transcrustal shears assembling the principal displacement zone (PDZ) of the Ukrainian Shield. In this regard, the peculiarities of structural control of localization, and morphology of synkinematic magmatism of several large intrusive systems and plutons (emplaced at 2.06-1.97 Ga and 1.8-1.74 Ga) are discussed in relation with delineated crustal-scale shear patterns and local releasing jogs within the Ukrainian Shield.

Кора Сарматського сегменту Східно-Європейського кратону (СЄК) складається з декількох архейських провінцій віком від 3,75 до 2,8 млрд років і ранньопротерозойських Осницько-Мікашевицького і Липецько-Лосівського рухливих поясів, які були утворені по її периферії у віковому інтервалі між 2,06 і 1,95 млрд років.

Ініціальні магматичні, метаморфічні і тектонічні процеси в різних частинах Східно-Європейського кратону (СЄК) - Фенноскандії, Волго-Уралії і Сарматії, почалися приблизно в один і той же час - близько 2,8 млрд років тому. Найбільш важливими подіями в протерозойський час були два імпульсу тектоно-магматичної активізації, пов'язані з колізійними подіями взаємодії принципів сегментів, що складають СЄК.

За результатами наших досліджень суттєвим елементом інфраструктури Сарматського сегменту є існування трьох протяжних зон концентрованої деформації (ЗКД), котрі перетинають кордони між існуючими блоками та зонами (рисунок).

Ці ЗКД були ініційовані зіткненням Волго-Уралії і Сарматії та розвивалися протягом часового інтервалу 2,1-2,0 млрд років тому як трансформовані лівозсувні інденторні зони похідні від колізійних процесів. Це зумовило лівосторонню активізацію ЗКД та локалізацію у їх межах палеопротерозойських інтрузивних комплексів (2,06-1,97 млрд років), локалізованих у осередках розуцілення з S-подібною геометрією контурів.

Сучасні зсуви інденторного походження (тобто за рахунок вдавлювання блоків під час колізійної взаємодії) характеризуються екстремальною сейсмічністю; аналогічні архейські та протерозойські зони, розміщені на теренах розвитку зеленокам'яних структур, грають суттєву роль в локалізації епігенетичної золоторудної, золото-поліметалічної, залізородної мінералізації.

Другий етап розвитку тектоно-магматичної активізації Українського щита (УЩ) близько 1,8 -1,74 млрд років співпадає з колізією Волго-Сарматії та Феноскандинавського сегменту [1]. Трансрєгіональний пояс плутонів та інтрузивних масивів УЩ, що утворився під час цих подій охоплює широке коло петрогенетичних утворень – від гранітів-рапаківі та габро-анортозитів – до сублужних гранітів (Кам'яномогильський, Південнокальчицький масиви) та багатофазних інтрузій Октябрського комплексу (в складі яких помітну роль відігравали лужні, основні та ультраосновні породи). Найбільш відомі інтрузії, що укорінилися під час цього етапу тектоно-магматичної активізації – це Коростенський і Корсунь-Новомиргородський плутони, котрі складені породами габро-анортозит-рапаківі гранітної формації.

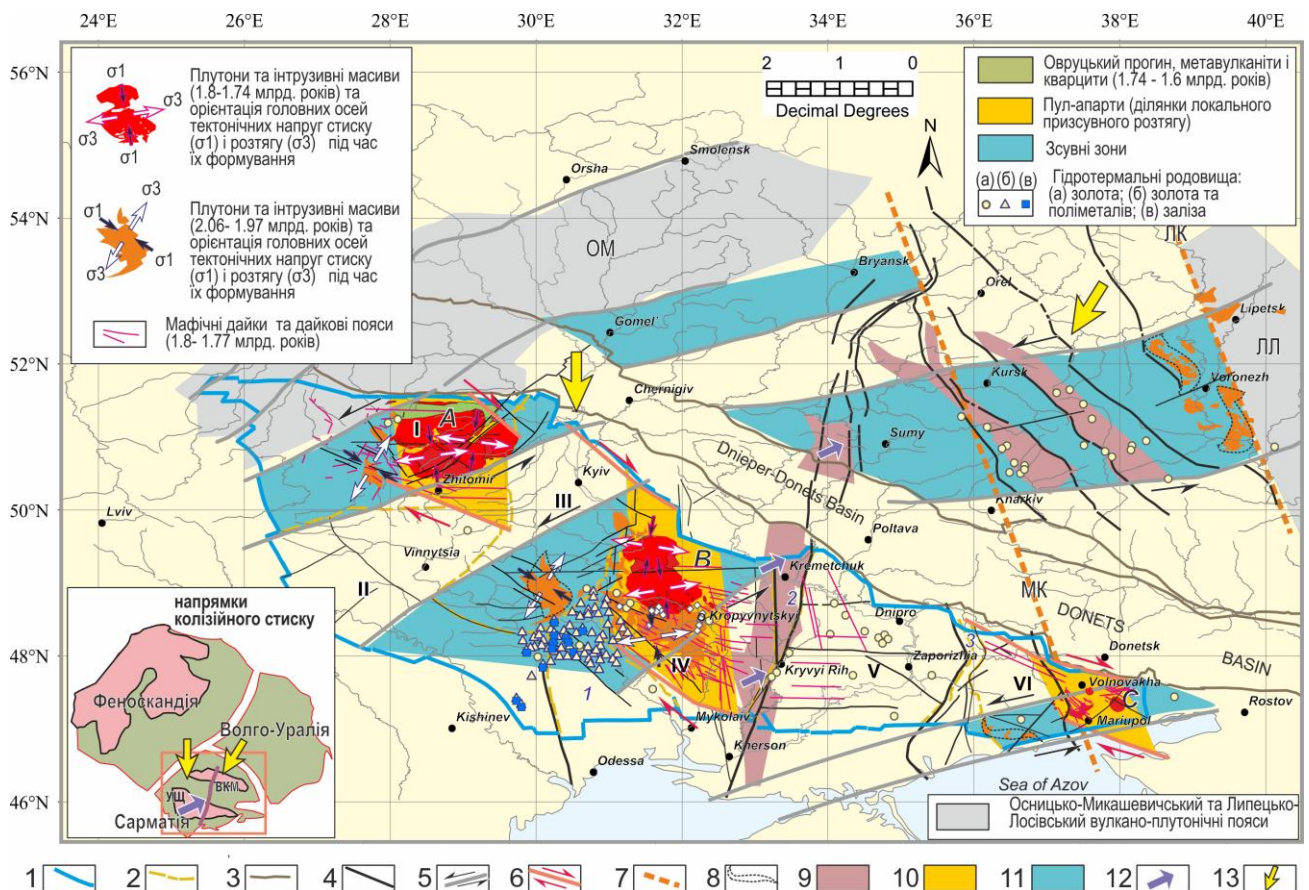


Рис. 1. Основні тектонічні структури, умови їх тектонофізичної активізації й укорінення інтрузій під час колізійних подій датованих 2,06-1,97 млрд. років та 1,8-1,74 млрд. років та структурний контроль родовищ корисних копалин на теренах сучасної Сарматії

1 – контур Українського щита, 2 - межі блоків та зон (римські цифри відповідають блокам: I – Волинський, II – Дністровсько-Бузький, III – Росинсько-Тікицький, IV – Інгульський, V – Середньо-Придніпровський, VI – Приазовський; арабські сині цифри відповідають зонам: 1 – Голованівська, 2 – Криворізько-Кременчуцька, 3 – Оріхово-Павлоградська), 3 – контури ПДД авлакогену, 4 – виходи розломів на денну поверхню, 5 – розломи, що обмежують зони концентрованої деформації інденторного типу (лівозсувні зони), 6 – розломи (праві зсуви) ПДЗ, 7 – транскорові лінеamenti (МК - Маріупольсько-Курський, ЛК - Липецько-Костянтинівський), 8 – області синкінематичних інтрузій S-подібної сигмоїдальної морфології, що кореспондують з тріщинами відриву в межах лівозсувних зон, 9 – зони нерегулярних магнітних аномалій, 10 - пулапарти *A*, *B* і *C* (ділянки локального розтягу), 11 – зони концентрованої деформації інденторного типу (лівозсувні зони), 12 - напрямок конвергенції (2,05-1,95 млрд. років) Західно-Сарматської плити під Східно-Сарматську плиту, 13 – напрямок колізійного стиску під час зіткнення Феноскандії та Волго-Сарматії (1,8-1,6 млрд. років).

В кількох наших дослідженнях зафіксовано, що осередки укорінення плутонів та інтрузивних масивів уЩ віком 1,8 -1,74 млрд років просторово тяжіють до трьох ділянок локального розтягу (пул-апаратів межах *A*, *B* та *C*), у контурі транскорового зсуву або принципової дислокаційної зони (ПДЗ), що складається з серій ешелонованих сколів (азимут простягань 288...316°), за умов її правозсувної активізації. Простягання ПДЗ уЩ, в цілому, співпадає з простяганням більш пізнього - девонського Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецького авлакогену та принципової дислокаційної зони (ПДЗ) Донбасу [2].

Таким чином, ПДЗ УЩ має ознаки прекурсора виникнення рифта, що поділив масивне склепінне підняття Сарматського протошита, починаючи с пізнього девону, на Український і Воронежський кристалічні масиви.

Деформації правого зсуву ПДЗ та формування пул-апатів, як осередків локалізації синкінематичних магматичних утворень, на ділянках пар кулісно-зчленованих зсувів є сумісними з внутрішньоконтинентальним полем напружень та субмеридіональним зорієнтованим на південь скороченням, котре виникло під час континентального зіткнення Феноскандії та Волго-Сарматії. Прогресивне нарощування інтенсивності колізійної взаємодії призвело до нарощування проявів локального розтягу на ділянках пул-апатів, що спочинило критичний вплив на проникність земної кори, відкрило на глибинних транскорових рівнях шляхи висхідного руху магми, гідротерм і флюїдів. Таким чином саме пул-апати слугували найбільш привабливими з тектонофізичної точки зору для локалізації осередків процесів міграції хімічних елементів, імпульсів метасоматозу та структурно-зумовленого контролю родовищ рудних корисних копалин (зокрема урану, рідкісних земель) [3].

Література

1. *Elming S.A., Shumlyansky L., Kravchenko S., Layer P., Soderlund U.* Proterozoic Basic dykes in the Ukrainian Shield: A palaeomagnetic, geochronologic and geochemical study-The accretion of the Ukrainian Shield to Fennoscandia // *Precambrian Research*, 2010, 178, 119- 135.
2. *Привалов В.А.* Принципиальная дислокационная зона Донбасса // *Наукові праці ДонНТУ: Сер. гірн.-геол.*, 2001, 36, 34–40.
3. *de Boorder H., Zeylmans van Emmichoven M. J., Privalov V.A.* Distribution of Precambrian iron and gold deposits on the southwestern East European Platform reflected in underlying transcrustal structure and current river systems // *Ore Geol. Rev.*, 2006, 29, P. 242–259.

ЕТАПИ ФОРМУВАННЯ «ПЛЕСЕЦЬКИХ» МІГМАТИТІВ

Янченко В.П.

Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ, Україна,
yanchen@ukr.net

STAGES OF FORMATION OF PLESETSKE MAGMATITES

Yanchenko V.

The work highlights the results of field and laboratory studies within the Plesetskyi quarry. The main features of the geological structure and the stages of studied rocks formation have been determined. It has been established that these formations have an initial migmatite origin and were formed under conditions of increased tectonic activity with the introduction of magmatic melt into the amphibolite massif, which played an important role in the formation of the structural and textural parameters of the original rock and further superimposed metamorphic processes. Postmigmatic brittle-plastic tectonics, which leveled down primary migmatites and significantly complicated the interpretation of their genesis, was determined as the main metamorphic process.

Геологічні дослідження проводились у межах Плесецького кар'єру, розташованого на західній околиці села Плесецьке Васильківського району Київської області. Тут серед гранітоїдів було виділено та описано вертикальну структуру, де присутня зона з чітко вираженими амфіболітовими уламками різної форми та розмірів, що за своїм зовнішнім виглядом подібні до осадових

утворень із наявними гострокутними, округлими та навіть кулеподібними контурами. Питання чи підлягають дані породи до рангу осадових чи все ж таки мають первинно тектонічне (мігматитове) походження залишається відкритим, тому є необхідність розглянути дану проблему більш детально. Така необхідність зумовлена достовірністю інтерпретації стратиграфії, тектоніки і загалом геологічної будови Українського щита, і має пряме практичне значення під час виконання геологічних вивчень метаморфічних комплексів.

Геологічна будова та розташування району робіт. Із геолого-структурної позиції дана територія розташована на окраїні Українського щита, що поступово занурюється в бік ДДЗ і разом з тим відноситься до Росинсько-Тікицького мегаблоку. Відповідно до цього досліджуваний регіон входить до складу Білоцерківського блоку першого порядку.

Територія робіт має двоярусну будову. Нижній ярус представлений кристалічними породами серед яких виділяються головним чином гнейси біотитові і амфібол-біотитові росинсько-тікицької серії (AR_{3rt}); граніти біотитові та плагіограніти, гранодіорити, кварцові діорити і діорити звенигородського комплексу (PR_{1zv}); Верхній ярус представлений субгоризонтальним осадовим чохлам потужністю від 2 до 15 метрів, що представлений мезо-кайнозойськими відкладами [2].

Виклад основного матеріалу. У центральній частині Плесецького кар'єру в субширотному напрямку серед гранітоїдів Звенигородського комплексу розташована субвертикальна структура, ширина якої становить близько 60 м, а протяжність виходить за межі гірничої виробки. Дана структура характеризується присутністю значної кількості темноколірного уламкового матеріалу різної форми та розмірів, що знаходяться в гранітоїдному матриксі темно сірого із зеленуватим відтінком кольору.

Уламкова складова (палеосома) представлена амфіболітами темнозеленого та чорного кольорів. Форма уламків є досить різноманітною, оскільки чітко виділяються як гострокутні, гострокутно-витягнуті, неправильної форми так і напівокруглі, лінзоподібні з відношенням а:с як 1:2,5 та кулеподібні тіла. Розміри даних утворень також досить різноманітні і коливаються в межах від перших сантиметрів до перших десятків сантиметрів. СОРТУВАННЯ, УПОРЯДКОВАНІСТЬ та НАПРАВЛЕНІСТЬ у певному напрямку уламків відсутня як по літералі так і по вертикалі. Відстань між окремими частинками коливається в межах 1–15 см. У даних тілах, досить часто, фіксуються вторинно накладені тріщини з амплітудою зміщень, яка становить кілька сантиметрів, що частково або повністю руйнують цілісність напівокруглих тіл.

У нижній крайовій частині відслонення присутні тіла амфіболітів розміром понад 1 м. Такі тіла характеризуються тріщинуватістю та відривом периферійних частин, а місцями, навіть, розосередження уламків від основного тіла на десятки сантиметрів. Зовнішні контури даних тіл напівокруглі, рідше гострокутні, із явними ознаками часткового «розчинення».

У шліфах амфіболіти складені роговою обманкою (60%); плагіоклазом (30%) та незначною кількістю біотиту і рудних мінералів (магнетит, пірит). Загальна структура порід дрібно-середньозерниста, інколи лепідобластова, що

зумовлено субпаралельним орієнтуванням лускатих мінералів амфіболу та слюди. Відповідно текстура зустрічається як лінійна сланцювата, так і масивна.

Матрикс (неосома), у якому розміщені амфіболітові тіла, представлений гранітоїдами зеленувато-сірого, темно-сірого, кольору дрібно-середньозернистими і грубосмугастими, місцями порфіровидними.

У матриксі подекуди спостерігаються шви (тектонофація VIII [3]) шириною перші сантиметри, вздовж яких амплітуда переміщень породи не перевищує 10 см. Дані шви по суті є пластичними мікророзломами, що виражені лінійними зонами сланцюватості гранітоїдного субстрату.

Мінеральний склад субстрату: рогова обманка (від 10 до 60%), плагіоклаза (35–60%), кварц (20–35%), рудний мінерал, біотит трапляється досить рідко (до 3%), але слід відзначити, що таке відсоткове співвідношення мінералів у матриксі є досить умовним, оскільки саме середовище по латералі неоднорідне.

Висновки. Первинний масив амфіболітів зазнавав впливу мігматизації – формування тріщинуватості із впровадженням в неї магматичного розплаву. Напівокругла та округла форма уламків, ймовірно, є наслідком їх взаємодії з гарячою гранітоїдою речовиною, та незначних динамічних рухів, що призвело до руйнації зовнішніх гострокутних і утворення округлих контурів. Слід підкреслити, що у великих тілах амфіболітів залишились сліди перехідного етапу формування уламків. Це підтверджується присутністю тріщинуватості та відриву периферійних частин, а місцями і взагалі їх розосередження під дією тектонічних процесів.

Оскільки інтенсивність тріщинуватості масиву амфіболітів та «розчинення» крайових зон первинних гострокутних уламків була досить значною, відповідно релікти розміром перші сантиметри були частково або повністю зруйновані. Продукти цієї руйнації увійшли до складу матриксу, тим самим змінивши його початковий мінеральний склад. На цьому етапі сформувалися мігматити з характерними складовими палеосоми та неосоми, водночас остання (за мінеральним складом) тяжіє до меланосоми із вкрапленнями значної кількості мафічних мінералів. За текстурними показниками мігматити відносяться до типу агматитова, глибова та навіть очкова, характерними особливостями яких є відокремленість тіл палеосоми з напівкруглими та округлими контурами [4,5].

Виходячи з того, як розташовуються уламки у просторі та відносно один одного, а саме, майже відсутні сліди паралельної направленості хоча б по одному з напрямків та сортування, можна зазначити, що рух самого матриксу був незначним. Відповідно є підстави вважати, що впроваджувана магма застигала на місці без участі інтенсивних динамічних рухів, оскільки відомо, що в пластично текучій магмі уламки розвертаються до тих пір поки не досягають положення кінематичної рівноваги, тобто їх довга вісь «а» не стане паралельно до загального напрямку течії [1], а в досліджуваних утвореннях дана тенденція фактично не спостерігається.

Формування гострокутних форм палеосоми, як показали дослідження, відноситься, головним чином, до крихко-пластичних деформацій більш пізнього етапу. Доказами цього є часткове або повне руйнування округлих тіл

на окремі частини з подальшим їх розтягненням на відстань в середньому 2–10 см. Даний процес супроводжувався утворенням тонких швів, вздовж яких, імовірно, і відбувалися динамічні рухи крихко-пластичного середовища. Такі шви характеризуються різким збільшенням ступенів деформації, що відповідає тектонофації VIII.

Література

1. Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород 1946 г. 211 с.
2. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000 аркуша М-36-ХІІІ (Київ). – К.: Міністерство екології та природних ресурсів України, Північне державне регіональне геологічне підприємство «Північгеологія», 2001.: іл. – 78 с.
3. Лукієнко О.І., Янченко В.П., Кравченко Д.В. Структурно-парагенетичний аналіз (на тектонофаціальній основі): монографія. Кн. 2. Мезозона та катазона. / О.І. Лукієнко, В.П. Янченко, Д.В. Кравченко. – К.: ВПЦ «Київський університет», 2018. – 374 с.
4. Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971, 328 с.
5. Эшуорт Дж. Р. Мигматиты / Дж. Р. Эшуорт, В. Йоганнес, Дж. А. Грант и др.; пер. с англ. М. А. Богомолова, Л. Н. Индо-лева, Ю. Т. Сухорукова; под. ред. А. А. Маракушева. – М.: Мир, 1988. – 344 с.

Рудоносність докембрійських комплексів та перспективи відкриття нових родовищ корисних копалин

Ore mineralization of Precambrian complexes and prospects for the discovery of new deposits

ОСНОВНІ РУДОНОСНІ КОМПЛЕКСИ ЗАВАЛЛІВСЬКОГО РОДОВИЩА ЗА ДАНИМИ АНАЛІЗУ ЗВ'ЯЗКУ ЕФЕКТИВНИХ ГЕОФІЗИЧНИХ ПАРАМЕТРІВ З ВМІСТОМ ГРАФІТУ В ГІРСЬКИХ ПОРОДАХ

Азімов О. Т.¹, Краснікова О. О.²

¹ Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі ІГН НАН України, Київ, Україна, azimov@casre.kiev.ua

² Незалежний експерт, Київ, Україна, koatinga@gmail.com

THE MAIN ORE-BEARING ASSEMBLAGES OF A ZAVALLYA DEPOSIT AFTER THE ANALYSIS OF CONNECTION BETWEEN EFFECTIVE GEOPHYSICAL PARAMETERS AND GRAPHITE CONTENT IN ROCKS

Azimov O.T., Krasnikova O.O.

According to the results of the Zavallya graphite deposit and adjacent areas survey, the types of geophysical fields according to petrophysical groups of rocks have been identified. It has been established that the carbon content in formations has a direct relationship with resistivity according to the data of well logging and indirect – with the data of gamma-ray logging and magnetic logging. Based on this, a classification was developed regarding the graphite content of gneisses from the wings of the syncline fold to which the deposit is confined. Based on the analysis of the relationship of effective geophysical parameters with the content of graphite in the rocks, a generalized geological-geophysical model of the main ore-bearing complexes of the deposit was created. They were divided into three types.

За запасами, видобутком та виробництвом графіту Україна є одним з лідерів серед країн СНД та Європи. Прояви графіту в державі насамперед пов'язані з амфіболовими, піроксеновими, плагіоклазовими, силіманітовими та гранатовими гнейсами, кварцитами та кристалічними вапняками бузької серії, що переважно розвинена по річках Тетерів (Волинський), Південний Буг (Побузький), Інгулець (Криворізький) та вздовж північно-західного узбережжя Азовського моря (Приазовський район). Зокрема, це характерно й для Заваллівського родовища, що розташоване біля р. Південний Буг.

Геологічно Заваллівське родовище на Українському щиті приурочене до великої синклінальної складки, що простягається в північно-західному напрямі з нахилом осі на південний захід. Ядро складки виповнене кристалічними вапняками, крила складені численними різновидами гнейсів. До промислових руд найчастіше належать каолінові та хлоритові відміни, що являють собою

кору вивітрювання гнейсів. Останні в результаті привносу екзогенними водами карбонатів кальцію часто кальцитизовані у верхніх горизонтах родовища.

Від основного кар'єра родовища Зарічна ділянка його дорозвідки віддалена на приблизно 3 км на південний захід. По території ділянки свого часу виробничими організаціями виконана детальна геофізична зйомка, а в 1988–1990 рр. пробурені розвідувальні свердловини. Отож на першому етапі досліджень ділянки на площі 7 км² виконано інтерпретацію даних геофізичних полів (матеріали магніторозвідки, гравірозвідки, СЕП, МЗТ). Основою для інтерпретації слугували відомості про диференціацію порід за фізичними властивостями та знання будови регіону. У відповідності до цього на ділянці та прилеглих до неї площах виділені типи полів, що зумовлені петрофізичними групами та відмінами порід:

1. Площі найбільш інтенсивного залишкового гравітаційного поля (0,4–1,1 мГал), що часто збігаються з підвищеним диференційованим магнітним полем. У межах таких площ розвинуті магнітні (амфібол-піроксенові гнейси, амфіболіти, скарноїди, піроксеніти) та майже немагнітні породи (гранат-біотитові, біотит-гранатові, графітовмісні гнейси).

2. Площі підвищених значень (0,1–0,3 мГал) залишкового гравітаційного поля з підвищеним диференційованим магнітним полем. Такі слабкі підвищення гравітаційного поля можуть бути зумовлені наявністю гранітів та мігматитів, насичених останцями щільних порід. Враховуючи магнітність, до них можуть належати амфібол-піроксенові гнейси, амфіболіти, кальцифіри.

3. Площі відносно пониженого гравітаційного поля. Ймовірно, вони відповідають площам переважного розвитку порід з низькою густиною (гранітів, мігматитів, кварцитів, біотитових гнейсів, графітової руди), зокрема, наявністю й магнітних відмін.

4. Площі підвищеного диференційованого магнітного поля. Виділені вони в межах площ розповсюдження усіх описаних вище типів гравітаційного поля. У межах ділянки вони відображають розповсюдження магнітних відмін порід. Найбільші з них можуть відповідати магнетитовим скарноїдам.

На другому етапі роботи аналізувалися дані каротажу пробурених на родовищі та в межах Зарічної ділянки 62 геологічних свердловин (13207,5 погонних метрів) та 11 гідрогеологічних свердловин (428 п.м.). Розкриті свердловинами породи характеризуються значною дисперсією геофізичних параметрів. Тому однаковим значенням цих параметрів можуть відповідати різні типи гірських утворень. Давні породи відрізняються за властивостями від осадових та між собою. Найбільшою гамма-активністю характеризуються гранітоїди, найменшою – скарни та кальцифіри. Найбільш низькоомними породами є графітові руди.

За даними каротажу була розроблена класифікація гнейсів стосовно їх графітовмісності:

1. Графітовмісні гнейси:

1.1. Багаті руди (вміст $C \geq 2\%$).

1.1.1. Кори вивітрювання – крива опорів рівна, ρ наближається до нуля.

1.1.2. Глибинних горизонтів (невивітрені) – крива опорів плавна, з одиничними високоомними прошарками (500–1000 Ом*м).

1.2. Бідні руди (вміст $C \leq 2\%$).

1.2.1. Кори вивітрювання – крива опорів відносно рівна, опори низькі (20 Ом*м).

1.2.2. Глибинних горизонтів (невивітрені) – крива опорів порізана, опори підвищені (100 Ом*м); зустрічаються провідні шари малої товщини.

2. Безрудні гнейси:

2.1. Кори вивітрювання – крива опорів слабо порізана, опори підвищені (80 Ом*м).

2.2. Глибинних горизонтів (невивітрені) – плавна крива підвищеного опору (200–1000 Ом*м), зустрічаються провідні шари малої товщини.

На третьому етапі дослідницької роботи за даними каротажу свердловин розглянутої території було проаналізовано зв'язок ефективних геофізичних параметрів з вмістом графіту в гірських утвореннях. Статистичну обробку матеріалів каротажу по перетину шарів доцільно проводити при повному виході й доброму стані керна та за умови відповідності товщини і будови шару по керну і каротажу. Таким чином, було розглянуто 600 зразків з 14 свердловин. У результаті створено узагальнену геолого-геофізичну модель основних рудоносних комплексів родовища, що наведена нижче:

I тип – гнейс графіт-кордієрит-біотитовий гідрослюдистий з прошарками піроксену, глибина залягання 190–250 м, середній вміст графіту 7,8%, пухкий тип руд, питомий опір до 240 Ом*м, потужність експозиційної дози випромінювання 0,43–0,88 пА/кг.

II тип – гнейс графіт-кордієрит-біотитовий, глибина залягання 285–330 м, середній вміст графіту 6,5%, щільний тип руд, питомий опір до 665 Ом*м, потужність експозиційної дози випромінювання 0,49–1,2 пА/кг.

III тип – гнейс кордієрит-графіт-біотитовий, глибина залягання 145–280 м, середній вміст графіту 6,88%, напівпухкий тип руд, питомий опір до 67,8 Ом*м, потужність експозиційної дози випромінювання 0,75–1,3 пА/кг, магнітна сприйнятливість до $10,8 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Отже, за результатами досліджень на Зарічній ділянці Заваллівського родовища та прилеглих до неї площів виділені типи геофізичних полів, що зумовлені петрофізичними групами та відмінами гірських утворень, а це дає можливість уточнити ареали їх поширення. Встановлено, що вміст вуглецю в гірських породах має прямий зв'язок зі значеннями опорів за даними каротажу пробурених на родовищі свердловин та опосередкований – з даними гамма-каротажу та магнітного каротажу. На підставі цього була розроблена класифікація гнейсів щодо їхньої графітовмісності. На основі аналізу зв'язку ефективних геофізичних параметрів за даними каротажу з вмістом графіту в гірських породах створено узагальнену геолого-геофізичну модель основних рудоносних комплексів родовища, що поділяються на три типи.

Таким чином, даними каротажу не варто нехтувати у порівнянні з матеріалами опробування. Адже їх комплексне застосування надає глибше розуміння структури та рудоносності родовища.

Упорядковане (закономірне) залягання порід на Заваллівському родовищі за літотипами на підставі побудови залежностей між геофізичними параметрами з вмістом вуглецю робить можливим визначення перспективних для подальшої розробки площ за наявності зумовлених літологією факторів, що змінюють ознаки, які характерні для рудоносних пластів. У результаті врахування отриманих результатів можуть бути внесені зміни у цілісну картину розподілу графіту на родовищі.

Аналіз літологічного складу зразків у комплексі з вмістом вуглецю може дати уявлення про вторинні процеси, що відбуваються на території досліджень (озалізнення, окварцування тощо).

МАГНІТНА МОДЕЛЬ ТАРАСІВСЬКОГО МАСИВУ

Бакаржієва М.І., Орлюк М.І., Марченко А.В.

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАНУ, Київ, Україна,
bakarjieva@ukr.net, orliuk@ukr.net, andrey_marchenko@ukr.net

MAGNETIC MODEL OF THE TARASIVSKY MASSIF

Bakarjieva M., Orlyuk M., Marchenko A.

3D magnetic model of the upper part of the earth's crust of the Tarasivsky massif is built. Morphology, structure position, formation of the array were ascertained. Magnetic sources are in the range of depths from the surface of the foundation to 250-500m, are characterized by magnetization values in the range of $2.5 \div 17.5$ A / m and can be caused by two types of sources: apogabroids and various crystalline and amphibolized scaroids.

Тарасівська локальна структура кристалічного фундаменту розташована в межах Голованівської шовної зони і є перспективною на виявлення титано-ільменітових та апатит-фосфатових руд. Вона є об'єктом зі специфічною і суперечливою внутрішньою будовою, раніше віднесеною до ядер синклінальних складок, але на теперішній час згідно з останніми роботами - до реліктів глибоко еродованих частин вулcano-магматичних апаратів [1]. Виконані на сьогодні геолого-геофізичні дослідження не дають однозначної відповіді, як на будову безпосередньо самої структури, так і її можливого зв'язку зі структурними особливостями середньої та нижньої частин земної кори.

З метою уточнення речового складу та геологічної будови Тарасівської масиву базит-метабазитів авторами запропонована тривимірна магнітна модель самої верхньої частини земної кори. Вихідними даними для побудови тривимірної моделі використано: модифіковану карту аномального магнітного поля; результати профільних польових магнітних спостережень; інформація про нормальне поле Землі та глибини залягання поверхні кристалічного фундаменту; геологічна карта та магнітні властивості порід (за незначними даними буріння) [1]. Безпосередньо для розробки магнітної моделі верхньої частини земної кори Тарасівського масиву була використана карта локального геомагнітного поля (рис.1), яка була отримана як різниця між аномальною складовою геомагнітного поля та її регіональною компонентою.

Зауважимо, що згідно з якісною та кількісною інтерпретацією різнохвильових компонент геомагнітного поля, в районі Тарасівської структури середня та нижня частини земної кори є немагнітними [3], чим і зумовлена розробка магнітної моделі тільки верхньої частини земної кори.

Магнітна модель будувалася з використанням алгоритмів та програмного забезпечення для тривимірного магнітного моделювання [2]. Вирахуване поле в кількісному вигляді зіставлялося з вихідним. Аналіз різницевих значень використовувався для коригування геометричних параметрів моделі та величини намагніченості.

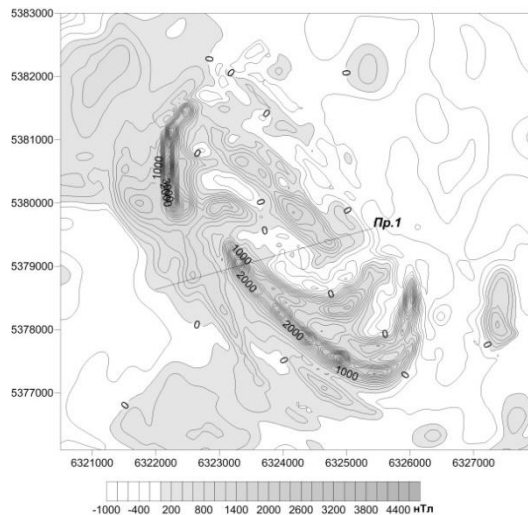


Рис. 1. Карта локального геомагнітного поля.

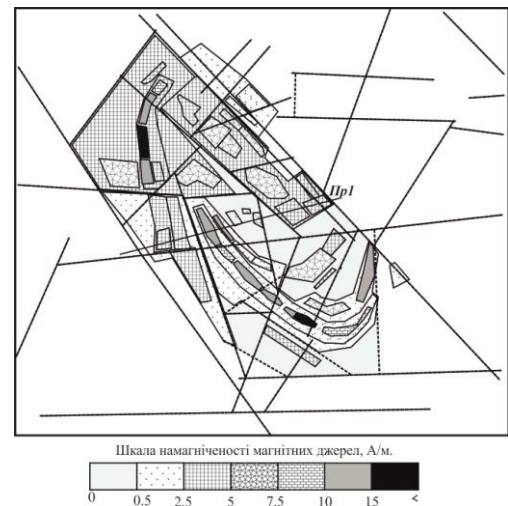


Рис.2 Магнітна модель.

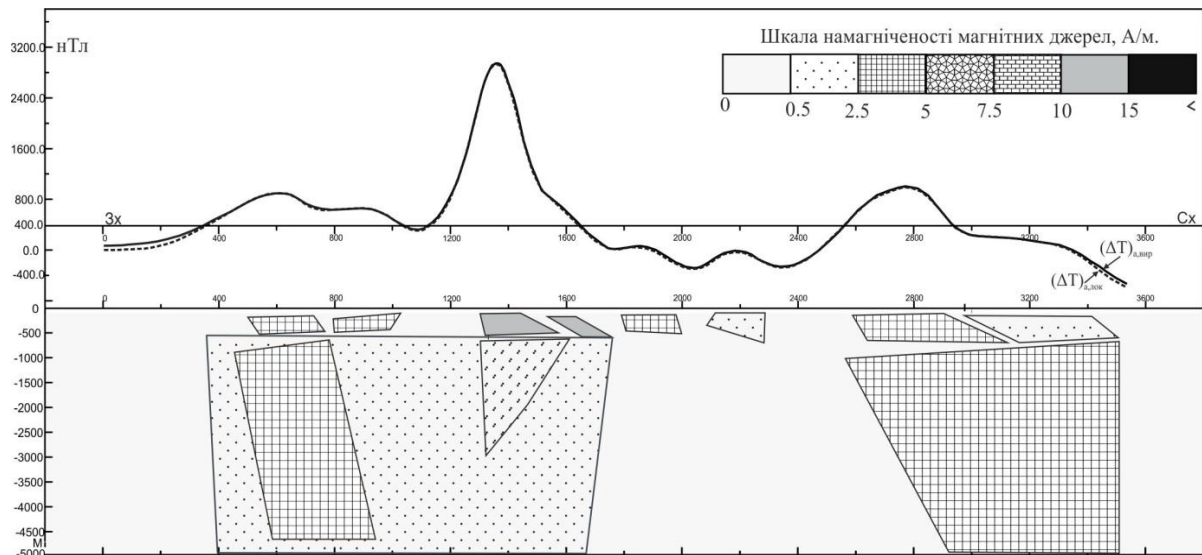


Рис. 3 Співставлення графіків $(\Delta T)_{a,лок}$ та $(\Delta T)_{a,вир}$ з магнітними неоднорідностями за профілем 1.

Магнітна модель Тарасівської структури за результатами моделювання в межах профілю 1 (рис.3) широтного простягання виділяється 13 магнітних джерел. Глибини залягання верхньої кромки джерел верхньої частини моделі складають 100-200 м, з їх нижнім обмеженням на глибині 500-650м. Чотири джерела розташовані в інтервалах глибин 500-5000м. Бокові обмеження джерел, які розташовані по краях структури у більшості мають падіння назвні,

а внутрішні – субвертикальні. За цього намагніченість джерел складає від 1 А/м до 15 А/м. Згідно з результатами інтерпретації нахилення вектору намагніченості більшості джерел близьке до субвертикального (біля 80°), а схилення - до сучасного (8°).

За результатами моделювання (рис.2) та характером аномального магнітного поля можна зробити деякі висновки стосовно природи його джерел. Зауважимо загальне зменшення амплітуди локальних аномалій (на фоні чередування аномалій різного знаку) в північно-східному напрямку. Спад поля у цьому напрямку, за результатами моделювання, обумовлений незначним зменшенням вертикальної потужності порід та їх магнітної сприйнятливості. За цього магнітна сприйнятливість може зменшуватися у зв'язку з речовинним складом та процесами у зонах розломів за [1]. Природа чередування додатніх та від'ємних аномалій магнітного поля структури може зв'язуватися з субширотною та меридіональною зонами розломів та тектонічних мілонітизованих та катаклазованих швів, динамометаморфічні процеси в яких призвели до зменшення в ній намагніченості порід та деформації магнітних джерела і відповідною зміною вектора намагніченості.

Магнітні джерела всередині структури залягають в інтервалі глибин від поверхні кристалічного фундаменту до 200-250 м, мають трапецієвидну форму і середні (перші амperi на метр) величини намагніченості. Просторово ці магнітні аномалії співпадають з аномаліями Буге. З врахуванням експериментальних та модельних значень величин намагніченості можна припустити, що вони можуть бути зумовленими амфібол-піроксеновими, двопіроксеновими, гранат-піроксеновими кристалосланцями та апогаброїдами,

Джерела інтенсивних магнітних аномалій в західній, північно-західній південній та південно-східній частина масиву розташовані в інтервалі глибин від 60м до 500м і мають намагніченість від від 5,0 до 17,5 А/м. Ці джерела розташовані в зонах максимальних градієнтів гравітаційного поля. Згідно з результатами вимірів величин намагніченості на зразках порід та отриманих при моделюванні можна припустити обумовленість їх джерел амфіболізованими скарнами кварц-магнетит-піроксеновими та гранат-кварц-магнетит-гіперстенового складу.

Отже, зважаючи на результати магнітного моделювання більша частина магнітних джерел знаходиться в інтервалі глибин від поверхні фундаменту до 250-500м. Ці джерела характеризуються величинами намагніченості в межах $2,5 \div 17,5$ А/м і можуть зумовлюватися двома типами джерел: апогаброїдами та різноманітними кристалосланцями і амфіболізованими скарнами кварц-магнетит-піроксеновими та гранат-кварц-магнетит-гіперстенового складу.

Література

1. Гинтов О.Б., Ентин В.А., Мычак С.В., Павлюк В.Н., Гуськов С.И. Уникальные базит-метабазитовые структуры Побужского горнорудного района, их геологическое значение и перспективы рудоносности (по геофизическим и геологическим данным// Геофизический журнал. — 2018. — Т. 40, № 3. — С. 3-26.
2. Коваленко-Завойський В. М., Іващенко І. М. Математичне забезпечення інтерпретації поля ΔB_a регіональних магнітних аномалій. *Геофиз. журн.* 2006. Т. 28. № 5. С. 18-30.

3. Орлюк М.І., Бакаржієва М.І., Марченко А.В. Геомагнітне поле та намагніченість земної кори Інгульського мегаблоку, Голованівської й Інгулецько-Кременчуцької шовних зон//Геологія і корисні копалини України. Збірник тез наукової конференції, присвяченій 100-річному ювілею Національної академії наук та Державної служби геології та надр України. Київ, 2 – 4 жовтня 2018 р.- Київ-2018. С. 172-184.

СЕРПЕНТИНИТЫ – ПЕРСПЕКТИВНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Баранов В.А.¹, Кириченко В.А.²

¹Інститут геотехнічної механіки імені Н.С. Полякова НАН України, Днепр, Україна, andreevich7526@i.ua

²Інститут проблем природопольовання і екології НАН України, Днепр, Україна, vakirichenko62@ukr.net

SERPENTINITES IS A PROSPECTIVE MINERAL RAW MATERIAL

Baranov V.A., Kirichenko V.A.

In Ukraine, there are mining enterprises for the extraction of iron, but there are no good refractories. Metallurgists export magnesite powders or synthetic spinel for the manufacture of heat-resistant linings for open-hearth furnaces. In Ukraine, there are deposits of serpentinite and talc-magnesite with a magnesium content of about 40%. These deposits have disadvantages of iron impurities and different strengths of soft talc-magnesites and strong serpentinites. It is proposed to change the technology of obtaining magnesium oxide - to apply the method of dissolving magnesian minerals and the subsequent separation of soluble and insoluble ingredients. This technology will solve the environmental problem too.

Наша страна обладает достаточно большим потенциалом горно-металлургического сырья вообще и железорудного, в частности, но сырьевая база собственных высокотехнологичных огнеупоров до настоящего времени не разработана, несмотря на то, что предпосылки для этого имеются. До настоящего времени отечественная металлургическая промышленность экспортирует магнезитовые порошки или синтетическую шпинель для изготовления термостойкой футеровки своих мартеновских печей [1-4]. Такое сырьё, как огнеупорные глины, каолиниты, кварциты наша промышленность имеет и использует, но огнеупоры из указанного сырья не отличаются высокой термостойкостью (до 1500-1600⁰С), тогда как магнезиальное сырьё может служить для изготовления огнеупоров, выдерживающих свыше 2000⁰С, а также существенно увеличить сроки действия футеровки, замена которой не быстрая и не дешёвая операция. Кроме металлургического производства магнезия используется в химической, пищевой и военной промышленности, сельском хозяйстве, фармацевтике, машиностроении и других отраслях.

Из известных пород и многочисленных минералов, включающих магний, которые имеют промышленное распространение и запасы на нашем щите, можно отметить фактически два – магнезит и серпентин, содержание окиси магния в которых около или более 40 %. В структурном отношении данные минералы могут быть кристаллическими, скрытокристаллическими или аморфными, в зависимости от процессов формирования и последующей метасоматической и термальной трансформации материнских пород.

Перспективными на отложения пелитоморфного, аморфного магнезита могут быть выветрелые серпентиниты Сухохуторского массива в Среднем Приднепровье, метаморфическое Правдинское месторождение тальк-магнезитов, имеющее пластообразную форму и сравнительно большие размеры. Кроме этого, ещё в 50-е годы прошлого столетия на щите было открыто Веселянское месторождение тальк-магнезитов в Конкской зеленокаменной структуре; в 60-е годы на Побужье, на Деренюхском месторождении – серпентинитов; в 60-е и 90-е годы в почве криворожского железорудного бассейна – отложения тальковых сланцев протяженностью более 100 км при мощности до 100 и более м; в 90-е годы Камышеватский участок, севернее Бердянска с магнезиальными минералами. В Криворожском железорудном бассейне, на соседних участках и под сериями железных руд, было открыто немало различных месторождений. Магнезиальные породы (тальковые сланцы) иногда являются вмещающими железные руды и отрабатываются попутно. Их складировать в отвалах (более 600 тыс. т только на Ингулецком ГОКе), но не используют даже при производстве кирпича.

К наиболее перспективным рудопроявлениям относятся хризотил-асбест и тальк-магнезиты Южно-Белозерского массива, в пределах которого были выделены три морфогенетических типа проявлений тальк-магнезитовой минерализации и 13 минералов серпентина [5]. Запорожский железорудный комбинат (ЗЖРК), построенный в границах Южно-Белозёрского массива, разрабатывает богатую железную руду. В общем объеме продукции 85 % составляет агломерационная руда, которая содержит 62 % железа, мартеновская руда содержит 54-58 % железа. Тальк-магнезитовые породы на отдельных участках являются вмещающими породами и их после извлечения и измельчения используют для закладки выработанного пространства. Это фактически единственный горный комбинат в нашей республике с отработанной технологией полной закладки. Несмотря на предложения о возможности использования вмещающих серпентинитов как полезного ископаемого в настоящее время добываемые как вмещающая порода серпентиниты возвращаются под землю, в качестве закладочного материала.

Основным недостатком магнезиальных руд для последующего изготовления огнеупоров считается их низкое качество (много железа и другие примеси) и плохая технологичность (прочностные свойства мягких тальк-магнезитов и карбонизированных серпентинитов отличаются в 3-5 раз). Для устранения указанных недостатков предлагается изменить технологию выделения окиси магнезия – вместо термообработки и дробления применять методики растворения относительно непрочных магнезиальных минералов для последующей дифференциации растворимых и нерастворимых ингредиентов [6]. Результаты выполненных исследований показали возможность получения высокопроцентной вытяжки магнезия – до 90 % и более.

Новая технология фактически исключает необходимость проведения селективной добычи магнезиального сырья, отличающегося неоднородностью минерального состава, свойств, наличием вредных примесей, могущих снижать качество конечного магнезиального продукта. Кроме этого, одним из

существенных препятствий на пути освоения магнезиального сырья, является экологическая составляющая.

Большинство выделенных магнезиальных пород и минералов вмещают канцерогенные амфиболы (антофиллит, тремолит, актинолит), которые под микроскопом имеют тонкоигольчатую и волокнистую форму. Амфиболы не растворяются в кислотах и не выводятся из организма человека, что может приводить к тяжелым заболеваниям. Добыча и использование минералов амфиболов и асбеста запрещена Международной конвенцией с 1986 г [7].

При соблюдении экологических норм, вытяжка растворенных магнезитов, может решить и эту проблему. Современная система закладки отработанного пространства по принципу каскадного отходоиспользования предусматривает использование в качестве компонентов твердеющей смеси отходов собственного производства при минимальном содержании вяжущих благодаря учёту напряженно-деформированного состояния массива пород [8].

Таким образом, применение новых технологий позволяет использовать отходы добычи железных руд для получения магнезиального сырья посредством вытяжки необходимой составляющей, в данном случае MgO, а оставшиеся отходы утилизировать в качестве закладочного материала в соответствии с каскадным принципом использования отходов горного производства. Указанная технология удобна ещё и тем, что её можно использовать на старых или существующих горных предприятиях, например ЗЖРК. Добытые как вмещающие породы серпентиниты подвергать вытяжке полезного компонента, а отходы утилизировать, в виде закладочного материала, что специалисты комбината и делают в настоящее время.

Без сомнения новая технология нуждается в апробации с учетом существующих местных условий и отличий в составе и свойствах, однако это традиционная форма в последовательности извлечения и добычи любого полезного ископаемого.

Литература

1. *Галицкий Л., Дехтулинский Э.* Подземная база. Разработка украинской базы огнеупорного сырья создала бы предпосылки для отечественного производства многих типов высокотехнологических огнеупоров // *Металл+Огнеупоры.* - №5, 2006. – С. 26-43.
2. *Закарян А.Н.* Состояние огнеупорной подотрасли Украины и пути обеспечения ее магнезитовым порошком и хромовой рудой // *Новые огнеупоры.* - №11, 2004. - С. 60-63.
3. *Пилипчук А.Д.* Магнийсодержащее природное сырье (геолого-экономический обзор). – „*Геоинформ Украины*”. - Киев, 2005. – 133 с.
4. *Примаченко В.В., Мартыненко В.В., Спирин Ю.А.* Исследования и технологические разработки по магнезиальному сырью Украины и продукции из него // *Новые огнеупоры.* - №11, 2004. - С. 88-90.
5. *Яцина Д.В.* Критерії рудоносності дуніт-гарцбургітової формації Південно-Білозерського (Український щит) та Олыся-Мусюрского (Приполярный Урал) масивів / Автореф. дис... канд. геол. наук, Дніпропетровськ, 2013. – 23 с.
6. *Яцун В.К.* Комплексна геологічна оцінка території Українського щита на магнезійну сировину для вогнетривів // *Український державний інститут мінеральних ресурсів.* Дніпропетровськ, 2007.
7. *Асбест* и другие природные минеральные волокна // *Всемирная организация здравоохранения.* – Женева, 1991. – 174 с.

8. Остапенко Н. С., Бондаренко Л.В., Кириченко В.А. Застосування принципу каскадного відходовикористання для зменшення негативних змін у геологічному середовищі гірничодобувних регіонів // Збірник матеріалів II Міжнародної науково-практичної конференції «Екологічні проблеми навколишнього середовища та раціонального природокористування в контексті сталого розвитку» – Полтава: ПДДА – 2020. - С. 64-67.

**МІНЕРАЛОГІЧНІ АСПЕКТИ БІСМУТОНОСНОСТІ
ПРОТЕРОЗОЙСЬКИХ РУДОНОСНИХ СТРУКТУР БРАТСЬКО-
ЗВЕНИГОРОДСЬКОЇ ЗОНИ (ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК)**

*Бондаренко С.М.¹, Сьомка В.О.¹, Степанюк Л.М.¹, Грінченко О.В.²,
Іванов Б.Н.³, Канунікова Л.І.¹*

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

²Київський національний університет ім. Тараса Шевченка, ННІ «Інститут геології», Україна, Київ, alexgrin@univ.kiev.ua

³ПЗЕ №46, КП «Кіровгеологія»

**MINERALOGICAL ASPECTS OF BISMUTH MINERALIZATION IN
PROTEROZOIC ORE-BEARING STRUCTURES OF BRATSKE-
ZVENYHORODKA ZONE**

*Bondarenko S.M., Syomka V.O., Stepanyuk L.M., Hrinchenko O.V.,
Ivanov B.N., Kanunnikova L.I.*

This paper discusses regional distribution features of bismuth ranging from dissemination to relative concentration in different ore sites situated within Bratske-Zvenihorodka tectonic zone, of Ingul megablock. Mineralogo-geochemical behaviours of bismuth in deposits of uranium, gold and rare metals (Li, Rb, Cs, Ta, Nb, W, Sn) are considered. Minerals concentrators of bismuth and main paragenetic associations comprising native Bi, tellurides, bismutite, maldonite, wittichenite, parkerite, matildite are investigated.

В докембрійських товщах Українського щита (УЩ) бісмут є надзвичайно рідкісним халькофільним елементом. Кларки його складають $1-3 \times 10^{-5}$. Існуюча інформація про геохімію і мінералогію бісмуту у рудоносних структурах Братсько-Звенигородської зони (Б-ЗЗ) досить обмежена і несистематизована через низький вміст та аналітичні проблеми визначення. Разом з тим концентрація від 5 до 60 г/т фіксується в родовищах різноманітних генетичних типів завдяки його схильності до утворення власних мінеральних сполук за низького вмісту металу. Металогенію бісмуту доцільно розглядати в контексті процесів формування головних рудоносних комплексів золота, урану, рідкісних металів, оскільки цей метал не утворює власні родовища, а розсіюється в рудах разом з благородними елементами, поліметалами, колчеданами. Завдяки халькофільним властивостям елемент часто трапляється в парагенезисах з сульфідами, арсенідами, телуридами, самородними елементами та інтерметалічними сполуками (Табл.2). Окремо слід розглядати зв'язок бісмуту з акцесорними мінералами (турмаліном, фосфатами, тантало-ніобатами, каситеритом).

За своєю металогенічною значимістю Б-33 відповідає однойменній структурно-металогенічній зоні (СМЗ) і поступається на УЩ лише Криворізько-Інгулецький СМЗ та характеризується присутністю різномасштабних родовищ та рудопроявів урану, рідкісних металів (Li, Rb, Cs, Ta, Nb, W, Sn), благородних металів (Au, Ag). Зона у вигляді смуги субмеридіонального напрямку простежується вздовж західного контакту з різновіковою інтрузивно-магматичною системою (Корсунь-Новомиргородський анортозит-рапаківігранітний плутон та Новоукраїнський масив). Із заходу регіон Братського синклінорію обмежений виступом гранулітової основи Голованівського блоку. Загальну симетрію регіону також підкреслюють численні масиви ультраметаморфічних гранітоїдів кіровоградського комплексу та характерна лінійність складчастості дислокованих товщ метаморфічних утворень інгуло-інгулецької серії. За даними геохімічних досліджень в рудоносних структурах загальний фон вмісту бісмуту підвищується (Табл.1).

Таблиця. 1. Вміст бісмуту та деяких парагенних до нього елементів у вмісних породах із рудоносних структур Братсько-Звенигородської зони [1].

Порода	Вміст елементу, г/т				
	<i>Au, n·10⁻⁴</i>	<i>As, n·10⁻³</i>	<i>Bi, n·10⁻³</i>	<i>Cu, n·10⁻³</i>	<i>Ag, n·10⁻⁴</i>
Гнейси біотит-гранат плагіоклазові	0,004(2720) 0,003-0,03	5,2 5-8	0,09 0,05-0,5	4,4 1-60	0,08 0,05-0,5
Гнейси графітові	0,008(1133) 0,003-0,08	6,4 5-300	0,06 0,05-0,8	7,0 1-200	0,19 0,05-1,0
Графіт-кварцеві породи з сульфідами	0,017 0,003-0,6	6,5 5-60	0,10 0,05-1,0	10,5 1-100	0,71 10,1-5,0
Золотовмісні окварцовані гнейси і амфіболіти	0,17(166) 0,015-9,6	15,2 7-400	0,20 0,05-3,0	6,0 1-30	0,13 0,05-0,6
Скарни	0,15 (34) 0,002-10,1	20,8 5-450	0,003 0,001-30	20,6 1-200	0,006 0,002-30

* Чисельник – середні вмісти, знаменник – межі змін вмістів; (у дужках) – кількість проаналізованих проб.

Бісмут у постультраметаморфічних U, Th - метасоматитах калій-уранової формації. Саме для цього генетичного типу уранових родовищ та рудопоявів бісмут розглядається як один із типових елементів. Згідно з геологічними даними зруденіння пов'язане з процесами ультраметаморфічної переробки порід кам'яно-костоватської світи в умовах гранулітової та амфіболітової фації. Рудні зони досить чітко проявлені на ділянках поширення гідротермально-метасоматичних процесів досить різних температурних режимів – від піроксенізації і амфіболітизації до мікроклінізації, біотитизації та окварцювання. На півдні Б-33 виділяється цілий рудний район в межах якого виявлено родовища (рудопрояви) урану: Лозоватське, Калінінське, Південне, Виноградівське, Миколаївське та ін. Геохімічна спеціалізація практично всіх рудних об'єктів досить одноманітна (U, Th, REE, Mo, Bi). Вміст останнього рідко перевершує перші десятки г/т. Головні рудні мінерали: ураніт

(брегерит), настуран, кофініт, циртоліт, монацит, ксенотим, ортит, торогуміт. В ореолах локалізації уранової мінералізації досить часто спостерігається самородний вісмут та вісмутин в асоціації з молібденітом, ільменітом, графітом, піротином, арсенопіритом, льолінгітом. Вік формування рудогенеруючих гранітів Лисогірського масиву $2029,1 \pm 2,5$ млн. років [2].

Ві у проявах золоторудної мінералізації Au-As типу. Руди даного типу мають регіональне поширення в Звенигородсько-Ганнівській зоні розломів і характерні для Петроострівського рудного поля (Прудянський, Висівський, Ярошівський, Мостовий рудопрояви) та Станкуватського рудного поля (Овражний, Контактний, Степовий, Станкуватський рудопрояви) [3]. Останні у вигляді досить щільного напівкільця поширені в основному навколо однойменного Липнязького гранітного масиву. Бісмутоносність багатьох відомих рудопроявів зумовлена розвитком телуридно-самородного парагенезису який зустрічається у полімінеральних зростках з льолінгіт-арсенопіритовими агрегатами (Табл.2). Головними бісмутвмісними фазами є телуриди (сульфотелуриди) з співвідношенням Ві до (Te+Se+S) від 4:3 до 8:5. Золото-бісмут-телурова мінералізація зустрічається серед графіт-діопсидових скарнів Бандурківського рудопрояву. Рання продуктивна асоціація складається з мальдоніту + жозеїту-В + тетрадиміту, а пізня – з самородного золота + вісмутину.

Самородний бісмут та бісмутин присутні у літєвих пегматитах і пов'язаних з ними метасоматитах Шполянсько-Ташлицького рудного району як типові акцесорні мінерали поряд з арсенопіритом, графітом, ганітом, турмаліном, каситеритом, тантало-ніобатами, фосфатами.

Для ураноносних альбітитів U-Na формації бісмут взагалі не характерний. Єдина точка, де фіксувався матильдит в асоціації з самородним сріблом і галенітом – це глибокі горизонти зон окварцювання Ватутинської шахти. Просторово бісмут-срібна мінералізація відокремлена від урановорудної.

Підвищеною бісмутоносністю у Б-33 характеризується ряд рудопроявів та точкових геохімічних аномалій срібла. Типовим рудним об'єктом розвитку мідно-бісмут-срібної мінералізації є Тимофіївський рудопрояв, що локалізується серед пошарових та січних тіл ультраметаморфічних гранітоїдів березівського типу віком $2038,7 \pm 0,7$ млн років. В зонах діафорезу гранітів трапляються типові для зони вторинного сульфідного збагачення парагенні асоціації (халькопірит-борніт-халькозин-вітихеніт-паркерит-самородний бісмут).

Таблиця. 2. Головні мінерали – концентратори бісмуту в рудних структурах Братсько-Звенигородської зони.

№	Мінерал	Вміст Ві (ваг.%)	Супутні рудні мінерали	Родовища та рудопрояви
1	Самородний вісмут (Bi)	98,2-99,9	Бісмутин, арсенопірит, льолінгіт, молібденіт, самородне золото, халькопірит, турмалін, графіт,	Селищанський, Петроострівський, Прудянський, Мостовий, Овражний, Полохівське, Станкуватське, Бандурківський,

			тантало-ніобати, каситерит, турмалін	Тимофіївський, Калинівський
2	Бісмути (Bi_2S_3)	81,6-83,0	Самородні Bi, Au, арсенопірит, льолінгіт, молібденіт, халькопірит, сфалерит, галеніт	Бандурківський, Станкуватське, Полохівське, Прудянський, Калинівський
3	Хедлейїт $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$	78,3-80,1	Сам. Au, Bi, арсенопірит	Мостовий, Овразний,
4	Жозейт –В $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$	70,4-76,4	Сам. Au, жозейт -В, вісмути, мальдоніт	Бандурківський
5	Мальдоніт (Ag_3Au)	62,2-79,6	Ті самі	Бандурківський
6	Тетрадиміт ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$)	60,2	Ті самі	Бандурківський
7	Матильдит (AgBiS_2)	27,7-28,5	Галеніт, сам. Ag	Ватутінське
8	Паркерит (Ni_3BiS_2)	64,8-66,1	Борніт, халькозин, вітихеніт, сам. Bi	Тимофіївський
9	Вітихеніт Cu_3BiS_3	41,8	Ті самі	Тимофіївський

В зоні поширення шеелітоносних магнезійних скарнів, на самому північному замиканні Б-33 самородний бісмут фіксується в січних турмалін-вмісних мусковіт-гранат-кордієрит-альбіт-мікроклінових пегматитах ділянки «Селище».

За нашими даними, в проявах ендегенної мінералізації БЗ-3 мінерали бісмуту характеризується широким діапазоном крупності: від домінуючого тонкодисперсного (перші мікрони) до відносно крупного (0,5 мм), середні значення – 15–50 мкм в поперечнику. Значна частина їх знаходиться у вигляді вrostків в матриці інших рудних мінералів, особливо це стосується включень в арсенопіриті та льолінгіті. Результати вивчення мінералогічних аспектів бісмутоносності рудоносних структур Б-33 може використовуватися у геологічній практиці для виявлення і оконтурення різних типів руд, оцінки перспектив зруденіння на флангах, на глибину. Виявлені в рудоносних структурах мінеральні комплекси бісмуту з телуром є типовими індикаторами верхніх горизонтів багатьох золоторудних родовищ, що дозволяє оцінювати їх перспективи в цілому.

Література

1. Іванов Б.Н., Бугаєнко В.М., Єршовенко Г.К., Бондаренко С.М. Рідкіснометалеві гранітні пегматити з аномальним вмістом бісмуту і миш'яку в обрамленні Липнязького гранітного масиву / Збірник наукових праць УкрДГРІ – 2008 – № 1 – С. 38-43.
2. Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Бондаренко С.М., Сьомка В.О., Грінченко О.В., Скуратівський Є.В. Уран-свинцева геохронологія порід калій-уранової формації Інгульського мегаблоку Українського щита / Мінералогічний журнал – 2012 – № 4 – С. 56-62.
3. Бондаренко С.М. Золоторудна мінералізація західної частини Українського щита / Автореф. дис. канд. геол. наук. Київ, 2009. – 22 с.

**ОСОБЛИВОСТІ ВЛАСТИВОСТЕЙ ОКСИДІВ І ГІДРОКСИДІВ ЗАЛІЗА,
ЩО ВХОДЯТЬ ДО СКЛАДУ ЗАЛІЗНИХ РУД, ТА ПРОБЛЕМИ
ВИГОТОВЛЕННЯ ВИСОКОЯКІСНИХ ЗАЛІЗОРУДНИХ
КОНЦЕНТРАТІВ**

*Брик О.Б., Пономаренко О.М., Дудченко Н.О., Ткаченко Д.М., Черевко Ю.І.,
Овсієнко В.В.*

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

**PECULIARITIES OF THE PROPERTIES OF IRON OXIDES AND
HYDROXIDES, INCLUDED IN IRON ORE, AND PROBLEMS OF HIGH-
QUALITY IRON ORE CONCENTRATES' PRODUCTION**

*Brik A.B., Ponomarenko O.M., Dudchenko N.O., Tkachenko D.N., Cherevko Yu.I.,
Ovsienko V.V.*

Abstract. Magnetite Fe_3O_4 and hematite Fe_2O_3 are the main minerals of iron ores, and iron concentrates, which are the raw materials for the metallurgic industry. However, because of the exhaustion of rich iron ore deposits, a lot of problems arose in the iron ore industry. So, fundamental as well as applied researches, related to the transformation of weakly magnetic hematite into strongly magnetic magnetite and creation of high quality concentrates out of poor oxidized iron ores, are needed for the solution of this problems. It is necessary to develop the scientific basis for the increase of competitiveness of iron ore concentrates and also for solution of associated ecological problems.

Відомо, що останнім часом посилюються вимоги до якості залізорудних концентратів, які використовуються в металургійному виробництві. Проблеми з якістю залізорудних концентратів виникають тому, що родовища багатих залізних руд в Україні в наш час в значній мірі вже вичерпані. Відповідно, для створення концентратів залучаються бідні руди, зокрема бідні гематитові кварцити. Оскільки гематит Fe_2O_3 є слабомагнітним мінералом (антиферомагнетиком), то під час збагачення руд цей мінерал доцільно перетворити на сильномагнітний магнетит Fe_3O_4 , який є феримагнетиком [1-4]. Таке перетворення розширює можливості методів магнітної сепарації. Окрім того, до створення залізорудних концентратів доцільно залучати також так звані відвали та хвостосховища, які можна розглядати як техногенні родовища залізорудної сировини. Переробка сировини з відвалів та хвостосховищ сприяє також вирішенню екологічних проблем, оскільки відвали та хвостосховища займають великі території.

Перераховані фактори вимагають розробляти нові ефективні технології виробництва залізорудних концентратів, зокрема концентратів з бідних окиснених залізних руд та з відходів гірничо-збагачувальних комбінатів. Таким чином, розробка нових ефективних енерго- та матеріалозберігаючих технологій виробництва залізорудних концентратів є актуальною та дуже важливою задачею для збереження і подальшого розвитку залізорудної та металургійної промисловості України, а також для вирішення екологічних і, в перспективі, соціальних проблем, що пов'язані з залізорудною промисловістю.

Під час вирішення зазначених проблем нами були розроблені нові методики та створені нові нестандартні лабораторні установки для вирішення

задач, пов'язаних із створенням високоякісних залізорудних концентратів. Зокрема, були розроблені методи та створено обладнання для експресної магнітометрії, яка використовує визначення намагніченості насичення зразка за допомогою його «магнітної ваги». Окрім того, були розроблені методи та створено відповідне лабораторне обладнання для перетворення у водному, сухому та газоподібному середовищах структури та магнітних властивостей слабomagнітних мінералів (гематит, гетит) на сильномагнітний магнетит [5-7].

Було створено також лабораторні магнітні сепаратори, що працюють на нових принципах. В цих сепараторах розділення високодисперсних рудних та нерудних частинок здійснюється за допомогою магнітних вихорів. Ці вихори створюються змінними різнополярними імпульсами магнітного поля, розділеними інтервалами часу, за яких магнітне поле дорівнює нулю, а також короткими однополярними магнітними імпульсами. Принцип роботи цих сепараторів полягають в наступному. Спочатку у високодисперсній залізорудній сировині формуються флокули, а потім здійснюється руйнування флокул у повітрі завдяки центробіжним силам.

Відомо, що під час вирішення завдань, що пов'язані зі збагаченням та пошуком родовищ залізних руд, інформацію про кількість рудних мінералів у сировині отримують здебільшого традиційними хімічними, мінералогічними, петрографічними та іншими методами. Нами розробляються нові підходи та створюється відповідне лабораторне обладнання для експресного визначення кількості рудних мінералів у залізорудній сировині за допомогою вимірювання питомої густини вихідної залізної руди. Якщо порівнювати підхід, що нами розробляється, з традиційними підходами оцінки якості руди, то особливостями нашого підходу є простота методики, відсутність операцій дроблення та подрібнення, а також відсутність потреби у хімічних реактивах. Створення приладів для експресного визначення проценту рудних мінералів у руді дозволить зменшувати кількість руди, яка доставляється на фабрику збагачення (за рахунок відправлення у відвали бідної сировини). Відповідно, завдяки зменшенню кількості сировини, що надходить на дроблення і подрібнення, буде зменшено витрати на електроенергію та зношування обладнання.

Об'єктами наших досліджень були магнетитові та гематитові кварцити, сировина з хвостосховищ залізорудних концентратів, а також синтетичні аналоги оксидів та гідроксидів заліза. Колекції зразків були сформовані в основному із залістих кварцитів Криворізького залізорудного басейну. Було визначено структурні та магнітні характеристики зразків, проведено перетворення слабomagнітних мінералів на сильномагнітні, а також виконано розділення рудної та нерудної компоненти залізорудної сировини за допомогою створених нами лабораторних магнітних сепараторів, що працюють на нових принципах.

Основними методами наших досліджень були: рентгенофазовий та рентгенфлуоресцентний аналізи, магнітний резонанс, оптична мікроскопія, хімічний аналіз, термомагнітний аналіз, а також методи магнітометрії та магнітної сепарації.

Виконані дослідження винаходять можливості для розробок рекомендації щодо нових підходів до створення високоякісних залізорудних концентратів з бідних окиснених залізних руд, а також з відходів гірничо-збагачувальних комбінатів. Отримані результати відкриють нові можливості для підвищення роботи гірничо-збагачувальних комбінатів, розширення мінерально-сировинної бази України, а також для вирішення екологічних проблем. Ми сподіваємось, що у кінцевому рахунку отримані нами результати будуть стимулювати підвищення ефективності роботи залізорудної промисловості України.

Література

1. Пономаренко О.М., Брик О.Б., Дудченко Н.О., Юшин О.О. Спосіб перетворення слабомагнітних мінералів (гематит, гетит) у сильномагнітний мінерал (магнетит) для підвищення ефективності технологій збагачення окислених залізних руд // Наука та інновації, 2015. Т. 11, № 2. с. 33-36.
2. Пономар В.П., Дудченко Н.О., Брик А.Б., Овсієнко В.В., Алексеїцев Ю.О., Черевко Ю.О. Кінетика перетворення гематиту на магнетит в атмосфері монооксиду вуглецю // Мінералогічний журнал, 2017. Т. 39, №1. С. 36 – 45.
3. Пономар В.П., Брик А.Б., Черевко Ю. О., Овсієнко В. В. Вплив розміру частинок на магнетизувальний випал гематитового кварциту в атмосфері монооксиду вуглецю // Мінералогічний журнал, 2017. Т. 39, № 2. с. 19– 28.
4. Ponomar V.P., Dudchenko N.O., Brik A.B. Reduction roasting of hematite to magnetite using carbohydrates // International Journal of Mineral Processing, 2017. v. 164. p. 21-25.
5. Савченко Т.С., Дудченко Н.О., Брик О.Б. Перетворення гематиту та гетиту на магнетит у водному середовищі за дії мікрохвильового випромінювання // Вісник Дніпропетровського університету, серія: геологія, географія, 2017. Т. 25, № 1. с. 93–100.
6. Ponomar V.P., Dudchenko N.O., Brik A.B. Synthesis of magnetite powder from the mixture consisting of siderite and hematite iron ores // Minerals Engineering, 2018. v. 122. p. 277–284.
7. Антоненко Т.С., Брик О.Б., Пономар В.П., Дудченко Н.О. Перетворення слабомагнітних мінералів (гематит, гетит) на магнетит у водному розчині солей заліза (II) // Мінералогічний журнал, 2018. Т. 40, № 2. – с. 36-44.

НЕОГЕОТЕКТОНІЧНІ АСПЕКТИ ЛІТОСФЕРИ ТА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА (У ЗВ'ЯЗКУ З УТВОРЕННЯМ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН)

Веклич Ю. М.

Український державний геологорозвідувальний інститут, Київ, Україна,
veklych_um@ukr.net

NEOGEOTECTONIC ASPECTS OF THE LITHOSPHERE AND THE UKRAINIAN SHIELD (IN CONNECTION WITH THE FORMATION OF MINERALS)

Veklych Y.M.

Based on the results of the long-term use of a new technique for studying neotectonic on the territory of Ukraine, including the Ukrainian Shield, the regularities of neotectogenesis and, in particular, the existence of neotectonic stratification of the lithosphere have been established. The data obtained indicate that they should be taken into account when assessing the tectonic structure, geodynamics of the lithosphere and ore genesis of the Ukrainian Shield (especially geoelectric phenomena), since their role in the processes of dissolution, migration and deposition (concentration) of minerals is comparable with such factors, like temperature and pressure.

Отримані автором за останні десятиліття дані щодо неотектонічних рухів на території України (у тому числі в межах Українського кристалічного щита) дозволяють стверджувати існування розшарованості літосфери принаймні на декілька (досліджено 4, передбачається 7-8) шарів (тектоношарів), які за останні 7 млн р. зазнавали постійних неотектонічних рухів субгоризонтального спрямування. Ця рухливість зумовила також блоковий поділ кожного тектоношару. Підшва приповерхневого тектоношару розташована приблизно на глибині декількох сот метрів (за попередніми розрахунками на глибині приблизно 600 м), проте підшва його вкрай нерівна і подекуди де-інколи виходить на денну поверхню. Щодо глибини інших тектоношарів - є дані, які дозволяють зробити висновок про те, що потужність (товщина) кожного наступного (більш глибинного) тектоношару значно (у 2 або 3 рази) більша ніж верхній (прилеглий). Межі між тектоношарами, в залежності від неогеодинамічних умов (неотектонічного режиму), можуть бути представлені як зонами розуцільнення (з потужністю десятки метрів), так і ущільнення.

Наведені висновки добре узгоджуються з результатами як глибокого буріння, так і з результатами геофізичних (передусім сейсмічних) досліджень, частина з яких використана для підрахунку глибин та потужностей тектоношарів.

Щодо методики отримання нових даних неотектонічних рухів. Висновки щодо неотектонічної розшарованості літосфери отримані на основі застосування нових методів дослідження неотектонічних рухів за геологічними, геоморфологічними та палеогеографічними документами.

Одним з головних методів є аналіз терасового рельєфу за конфігурацією поперечних профілів долин водотоків, які детально відображують інтенсивність тектонічного підняття ділянки долини у кожен палеогеографічний ритм тривалістю від 150 тис. р. (і більше). Оскільки цей метод дозволяє аналізувати

всі складники ерозійної мережі (не тільки річок, але й малих і, навіть, тимчасових водотоків), то це надає можливість встановлення надзвичайно детального просторового (латерального) поділу територій як для ділянок розломно-блокового типу, так і для територій зі складчастою неотектонікою (елементи останніх досліджені, зокрема, на Керченському півострові та на Закарпатті). При цьому кожна ділянка кожного водотоку дозволяє відтворити інтенсивність неотектонічного підняття по кожному з 13 палеогеографічних ритмів пізнього кайнозою (тобто за останні 6,5-7,0 млн р.). Тобто, цей метод надає можливість як відтворювати історію неотектонічних рухів окремих неотектонічних блоків, так само і порівнювати та зіставляти неотектонічну ритміку кожного блоку з іншими, а також складати карти неотектонічної розломно-блокової або складчастої будови територій та їх неогеодинаміки.

Ця методика у розгорнутому вигляді ще готується до публікації (хоча основні її теоретичні засади викладені у [1]), проте вона використовується автором вже впродовж більше 30 років (зокрема, і при виконанні Держгеолкарти-200, у тому числі в межах Українського щита) і довела свою ефективність, у тому числі в якості однієї з методичних основ вікової ідентифікації стратонів, фацій та інших палеогеографічних документів неотектонічних ритмів, палеокліматичних етапів та геологічних подій.

У контексті вирішення проблем геодинаміки, тектоніки та рудоносності Українського щита, на думку автора, важливо враховувати існування як неотектонічної розшарованості, так і, особливо, постійної рухомості літосфери у пізньому кайнозої, тобто явищ неотектоніки та неогеодинаміки.

І тут важливими є два аспекти. Насамперед, неотектонічна динаміка (тобто останні 6,0-7,0 млн р.) декількох поділених на блоки тектоношарів літосфери має супроводжуватися принаймні двома явищами: 1) безперервною рухомістю флюїдів (між тектоношарами та блоками) [2] та 2) геоелектричними явищами [3]. Останні завжди виникають у рухомих системах, як гідродинамічного походження, так й інших явищ на контактах та в середині твердих тіл, і супроводжуються електрохімічними явищами, зокрема розчиненням та осадженням мінералів.

Проаналізовані потужності геоелектричних явищ за результатами їхньої дії на формування субаерального покриву на земній поверхні впродовж пізнього кайнозою засвідчує вельми значні їх потужності, які співмірні з формуванням родовищ корисних копалин (не осадових типів) у земній корі. При цьому, це тільки прояв літосферних геоелектричних явищ на земній поверхні, яка у контексті неотектонічної розшарованості є по суті поверхнею одного (верхнього) тектоношару. Оцінити потужності геоелектричних сил в середині літосфери наразі важко, проте, з огляду на наведене вище, вони мають бути значно більшими за згадані приповерхневі.

Необхідно зазначити, що у класичних уявленнях процесів мінералоутворення, рудогенезу та мінералого-геохімічних процесів формування родовищ корисних копалин головними чинниками є температура та тиск. Електрохімічний чинник не виключається, проте у більшості

дослідників визначається як другорядний. У контексті неотектонічної розшарованості та постійної динаміки літосфери електричний чинник стає якщо не визначальним для літосферних процесів розчинення, міграції та осадження (концентрації) мінералів (і навіть вуглеводнів), то принаймні не менш важливим, ніж температура та тиск.

Наведені висновки стосуються неотектонічних явищ, тобто лише кайнозою (переважно пізнього, тобто останні 6,0-7,0 млн р.), проте відомо, що активізація тектонічних рухів за історію формування Землі та Українського щита відбувалася декілька разів. Відповідно, кожен такий період повинен би мати подібну до кайнозойського розшарованість та рухливість, а отже кожен з цих етапів мав би формувати власну структуру розшарованості та розломно-блокового поділу, а отже і власний різновид рудогенезу. Український щит, з огляду на його давній вік і надзвичайну вивченість, є чудовим полігоном для досліджень неогеодинаміки, неотектонічного рудогенезу (та мінералоутворення), а також рудогенезу більш давніх геодинамічних етапів формування щита.

Література

1. Веклич Ю. М. Геооловий морфо-літогенез та методологічні аспекти його дослідження. Київ, УкрДГРІ, 2018. - 254 с.
2. Веклич Ю. М. До електричної складової літосфери // Актуальні проблеми та перспективи розвитку технологій: наука й виробництво. Матеріали міжнародного геологічного форуму "Геофорум-2017" (19–24 червня 2017 р., м. Одеса, Україна). – Київ: УкрДГРІ, 2017. – С. 35–37.
3. Веклич Ю. М. Неотектонічні аспекти геологічних досліджень та пошуків корисних копалин // II Міжнародна науково-практична конференція «Актуальні питання моніторингу та наукового супроводу надрокористування та геологічної експертизи «Геомоніторинг-2014», Одеса, 7-13 вересня, 2014 р. - Київ: УкрДГРІ, 2014. - С. 108-113.

ЗАЛИШКОВІ ПОКЛАДИ БАГАТИХ ЗАЛІЗНИХ РУД ІНГУЛЕЦЬКОГО РОДОВИЩА

Демченко О.С.¹, Євтехов В.Д.¹, Євтехов Є.В.²

¹Криворізький національний університет, Кривий Ріг, Україна,
o.s.demchenko121@gmail.com; evtekhov@gmail.com

²Північний гірничозбагачувальний комбінат, Кривий Ріг, Україна

RESIDUAL BEDS OF RICH IRON ORE OF THE INGULETS DEPOSIT

Demchenko O.S., Evtekhov V.D., Evtekhov E.V.

Aprophysis deposits of rich iron ore, which were mined by "Ingulets" mine, partially remained in the bowels. They are currently being excavated in the northern part of the quarry of the Ingulets mining and processing plant. Vertical deposits are characterized by vertical and horizontal mineralogical zonation. There are four zones in the crust of weathering vertical section: goethite-martite, martite, magnetite-martite, martite-magnetite, the last gradually turns into unchanged magnetite ores. In the horizontal plane at the hypsometric level of the martite zone in the direction from the center to the peripheral parts of the ore stratum, the following zones are distinguished: martite-iron mica, iron mica-martite, martite, disperse hematite-martite, martite-disperse hematite.

Інгулецьке родовище, розташоване в південній частині Криворізького басейну, розробляється, починаючи з 90-х рр. ХІХ ст. Протягом перших років видобувались бурозалізнікові руди кори вивітрювання залізо-кремнистої формації. З часом були залучені до експлуатації нижче розташовані поклади гематитових руд. На початку 60-х рр. ХХ ст. розпочався видобуток бідних магнетитових руд (магнетитових кварцитів). Кар'єр був закладений в крайній південній (замковій) частині Лихманівської синкліналі – головної геологічної структури родовища. Вектор розвитку гірничодобувних робіт спрямований у північному напрямку, їх фронт наблизився до гірничого відводу шахт закритого рудника «Інгулець» по видобутку багатих залізних руд. Залишкові (так звані «втрачені») поклади цих руд не були відпрацьовані через віддаленість від головних рудних покладів, складність їх форми, недостатню геологічну вивченість. Протягом останніх років залишкові поклади розкриваються в північному борті кар'єру. Разом з гематитовими кварцитами багаті руди складуються у відвалах комбінату.

Розглядається можливість утилізації багатих залізних руд як супутньої корисної копалини. Для оцінки можливості їх промислового видобутку та використання необхідно детально дослідити поширення й локалізацію покладів, їх розміри, внутрішню будову, варіативність мінерального, хімічного складу, фізичних, технічних, технологічних властивостей.

Автори цього повідомлення мали за мету визначення морфології рудних покладів, їх вертикальної та горизонтальної зональності.

Поклади є апофізами крупних лінзовидних, стовпоподібних, гніздовидних рудних тіл, відпрацьованих шахтами рудника «Інгулець». Форма покладів лінзовидна, гніздоподібна, жильна. Контакти руд і вмісних гематитових кварцитів п'ятого та шостого залізистих горизонтів поступові, межа тіла багатих руд визначається за вмістом заліза понад 46 мас.% [1-5].

Однією з особливостей Інгулецького родовища є істотне збільшення в північному напрямку потужності кори вивітрювання залізистих порід

саксаганської світи та в їх складі залишкових покладів багатих руд; зростають також їх розміри [3]. Внаслідок цього з кожним роком у видобутій гематитовій сировині зростає кількість багатих залізних руд.

Значна глибина (понад 1000 м) поширення покладів багатих руд сприяла формуванню в процесі їх гіпергенних змін вертикальної зональності. В напрямку згори донизу за розрізом виділяються зони: 1) гетит-мартитова; 2) мартитова; 3) магнетит-мартитова; 4) мартит-магнетитова; 5) магнетитова (зона первинних магнетитових руд).

Магнетитова зона представляє найбільш глибокі частини покладів багатих залізних руд. Її верхня межа розташована на глибині 650-750 м від рівня сучасного ерозійного зрізу залізисто-кремнистої формації. Виділяються декілька мінеральних різновидів багатих магнетитових руд, найбільш поширені магнетитові, феродоломіт-магнетитові та хлорит-феродоломіт-магнетитові, більш рідкісні – залізнослюдко-магнетитові, феродоломіт-залізнослюдко-магнетитові та хлорит-феродоломіт-залізнослюдко-магнетитові руди. Другорядні мінерали представлені хлоритом, мінесотаїтом, серпентином, кумінгтонітом, іноді біотитом, селадонітом, альбіт-олігоклазом, сидероплезитом, пістомезитом, доломітом, кальцитом. Акцесорні мінерали – турмалін, пірит, піротин, циркон.

З переходом до вище розташованих мінералогічних зон відзначаються такі зміни середнього вмісту рудоутворювальних і другорядних мінералів: кількість гематиту зростає від 7,85 мас.% у рудах магнетитової зони до 87,59 мас.% у рудах мартитової зони через заміщення магнетиту мартитом, а залізовмісних силікатів, карбонатів – дисперсним гематитом. Вміст магнетиту зменшується від 70,62 мас.% в рудах магнетитової зони до 0,18 мас.% в рудах гетит-мартитової зони. Відбувається заміщення магнетиту мартитом, а на найбільш високих рівнях кори вивітрювання – гетитом.

Руди всіх зон характеризуються відносно стабільним вмістом кварцу та залізної слюдки, а також апатиту, які зберігали стійкість до дії агентів вивітрювання. Виключенням є руди гетит-мартитової зони, в межах якої відбувалось часткове заміщення кварцу й залізної слюдки гідроксидами заліза (гетитом, лепідокрокітом). Знизу догори за розрізом закономірно зменшується вміст первинних силікатів (від 3,45 мас.% в рудах магнетитової зони до 0,03 мас.% – гетит-мартитової), карбонатів (відповідно, від 7,15 до 0,07 мас.%) та сульфідів (від 0,13 до 0,01 мас.%). Відбувається заміщення карбонатів і сульфідів дисперсним гематитом, а силікатів – прихованокристалічним агрегатом дисперсного гематиту, кварцу та каолініту. Натомість зростає вміст новоутворених силікатів (переважно, глинистих мінералів) і карбонатів (головним чином, беззалізистих або малозалізистих – кальциту, доломіту, феродоломіту, хантиту).

Горизонтальна гіпергенна мінералогічна зональність покладів багатих залізних руд успадкувала аутигенно-мінералогічну зональність тіл первинних магнетитових руд. Вона характеризувалась поступовим зменшенням кількості магнетиту та залізо-вмісних силікатів, карбонатів в напрямку від верхнього контакту рудовмісної товщі з гданцівською світою (висячий бік рудних

покладів) до центральної частини рудної товщі з наступним зростанням їх вмісту в напрямку нижнього контакту з п'ятим сланцевим горизонтом (лежачий бік). Внаслідок вивітрювання залізо-вмісні силікати та карбонати були перетворені на дисперсний агрегат гематиту або гетиту з домішкою каолініту та кварцу.

Сформована в процесі утворення кори вивітрювання горизонтальна мінералогічна зональність рудних покладів на гіпсометричному рівні мартитової зони має вигляд (в напрямку від центральних частин об'єднаної товщі п'ятого та шостого залізистих горизонтів до периферійних частин висячого та лежачого боків): зона мартит-залізнослюдкова → залізнослюдко-мартитова → мартитова → дисперсногематит-мартитова → мартит-дисперсногематитова.

Своєрідна інтерференція горизонтальної та вертикальної зональності покладів багатих руд спричинила варіативність їх мінерального, хімічного складу та фізичних, технічних, технологічних властивостей, що слід врахувати при виконанні всебічних досліджень багатих руд як сировини для виробництва високоякісного залізородного концентрату.

Література

1. Белевцев Я.Н., Тохтуев Г.В., Стрыгин А.И., Мельник Ю.П., Каляев Г.И., Фоменко В.Ю., Загоруйко Л.Г., Моляко Г.И., Половко Н.И., Довгань М.Н., Ладиева В.Д., Жуков Г.В., Епатко Ю.М., Щербаков Б.Д. Геология криворожских железорудных месторождений. Киев: Наукова думка, 1962.– Т. 1.– 484 с.
2. Белевцев Я.Н., Кравченко В.М., Кулик Д.А., Белевцев Р.Я., Борисенко В.Г., Дроздовская А.А., Епатко Ю.М., Занкевич Б.А., Калиниченко О.А., Коваль В.Б., Коржнев М.Н., Кушеев В.В., Лазуренко В.И., Литвинская М.А., Николаенко В.И., Пирогов Б.И., Прожогин Л.Г., Пиковский Е.Ш., Самсонов В.А., Скворцов В.В., Савченко Л.Т., Стебновская Ю.М., Терещенко С.И., Чайкин С.И., Яроцук М.А. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Генезис железных руд.– Киев: Наукова думка, 1991.– 215 с.
3. Беспояско Э.А., Евтехов Е.В., Мачадо О.Т., Смирнова А.Я. Минералогические и геохимические особенности выветренных железных руд верхней части разреза саксаганской свиты Ингулецкого месторождения // Геолого-мінералогічний вісник Криворізького технічного університету.– 2001.– №2.– С. 46-54.
4. Демченко О.С., Евтехов В.Д., Георгиева Е.П. Минеральный состав богатых железных руд одного из компонентов крупнозернистого отсева дробильно-сортировочных фабрик Криворожского бассейна // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія.– 2017.– №2.– С. 77-81.
5. Каниболоцкий П.М. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна. Черновцы: АН УССР, 1946.– 312 с.

ПРОЯВИ ПРОТЕРОЗОЙСЬКИХ НЕФЕЛІНОВИХ СІЄНІТІВ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ЯК ДЖЕРЕЛО ГЛИНОЗЕМНОЇ СИРОВИНИ

Донський М.О.

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

OCCURRENCES OF PROTEROZOIC NEPHELINE SYENITES OF THE WESTERN PART OF THE UKRAINIAN SHIELD AS A RAW MATERIAL FOR ALUMINA PRODUCTION

Donskoy N.

Currently Ukrainian alumina production is based on imported raw alumina materials. Apart from alunites located at rather difficult geological setting in the Beregovo area and kaolin clays which are wide-spread on the territory of Ukraine but massive alumina production from them is still limited. It is far more likely that the nepheline syenites as rather distributed alumina-rich rocks can be used for the purpose. Most of the nepheline syenite rocks occurrences are at the eastern part of the Ukrainian Shield. Perhaps there are alkaline rocks occurrences at the western part of the Ukrainian Shield. That may be considered as alumina raw material as well.

Найбільш потужні прояви лужних порід розташовані в східній частині Українського кристалічного щита. Однак на західному схилі Українського щита трапляються прояви лужних порід, які мають у своєму складі нефелін і збагачені на глинозем.

Проскурівський масив розташований в 45 км на від м. Хмельницький, поблизу с. Проскурівка. Тіло масиву має вигляд переверненого конусу, середню частину якого складають лужні суттєво піроксенові породи (мельтейгіти), а крила – інші види лужних порід, що вкорінені в бердичівські граніти. Лужні породи складають приблизно п'яту частину від оточуючих їх фенітів, порід сієнітоподібного складу, в яких не спостерігається нефелін. Серед нефелінвмісних порід переважають нефелінові сієніти і ійоліт-мельтейгіти. Маліньїти трапляються рідше, найбільш рідкісні – якупірангіти. Нефелінові сієніти поділяються на ювіти, фойяїти та пуласкіти, збіднені на нефелін. За даними [4] у нефелінових сієнітах вміст глинозему коливається в межах від 19 до 23% (в середньому 21,2); сума лугів – від 10 до 14,3 (середнє 12,3); сума оксидів заліза – від 4 до 9,5 (в середньому – 6,2%), на збіднені на нефелін різновиди з більш поширеними темнокольоровими мінералами припадає максимум Fe_2O_3+FeO . За Брацлавським П.Ф. вміст цирконію в нефелінових сієнітах сягає (%) 0,004, ніобію і танталу – 0,002 і 0,0004 відповідно.

Антонівський масив знаходиться в 10 км на південний схід від м. Летичів, має овальну форму і, як і Проскурівський масив, у розрізі нагадує перевернений конус. Лужні породи складають малопотужні тіла, що перемежуються з фенітами. За складом виділяються: лужні габроїди, есексіти (з і без нефеліну), які складають внутрішню зону масиву; лужні піроксеніти і нефелінвмісні лужні піроксеніти (якупірангіти); жили ійоліт-мельтейгітів, маліньїтів, ювітів серед есексітів і піроксенітів; жили і прожилки нефелінових сієнітів, різновиди яких варіюють за відношенням нефеліну і

польових шпатів – ювіти, фойяїти, пуласкіти (нефелін майже не трапляється); феніти і лужні сієніти, що всюди відділяють лужні породи від вміщуючих гранітів. У нефелінових сієнітах спостерігається такий середній вміст (%), 7 визначень, [5]): глинозему 21,5; суми лугів 12,2; суми оксидів заліза 7,3.

Обидва масиви мають подібну геологічну будову і набір порід, що їх формують. За цими ознаками, а також за специфічним для лужних порід складом піроксену і амфіболу, низьким вмістом хрому і нікелю дослідники [1–3] відносять ці масиви до проявів лужно-ультраосновної формації. За вмістом глинозему, сумою оксидів заліза і лугів нефелінові сієніти проявів близькі до промислових кондицій [7], що висуваються до нефелінових порід, які можуть використані як сировина на глинозем. Але, на відміну від протерозойських нефелінових сієнітів східної частини Українського щита, вони містять значно меншу кількість рідкісних і рідкісноземельних елементів. Так, наприклад, середній вміст цирконію, ніобію і танталу в пегматоїдних маріуполітах Октябрського масиву може перевищувати вміст цих елементів в нефелінових сієнітах Проскурівського масиву в 140, 70 і 50 разів відповідно. Тому, з огляду на це і геологічне положення цих масивів – менше, на відміну від Антонівського масиву, поширення перешарувань кондиційних нефелінових сієнітів з фенітами (лужними сієнітами), – більш сприятливим для розробки може бути Проскурівський масив, нефелінові сієніти якого можуть бути використані як глиноземна сировина без супутнього вилучення рідкісних і рідкісноземельних елементів.

Література

4. *Кривдик С.Г., Ткачук В.И.* Петрология щелочных пород Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1990. 408 с.
5. *Дубина О.В.* Петрохімічні особливості порід Антонівського масиву (Побужжя) // Мінералогічний журнал, 2009. Т. 31, № 1. С. 11–24.
6. *Кривдик С.Г., Ткачук В.И., Юрчишин А.П.* Антоновский массив щелочных пород (Украинский щит) // Геологический журнал, 1991. № 6. С. 74–84.
7. *Донской А.Н., Кулиш Е.А., Донской Н.А.* Нефелиновые породы Украины – комплексные алюминий-глиноземные и редкометальные руды. Киев: Логос, 2004.

**МІНЕРАЛЬНИЙ СКЛАД МАГНЕТИТОВИХ КВАРЦИТІВ
КРЕМЕНЬЧУЦЬКОГО ЗАЛІЗОРУДНОГО РАЙОНУ**

Дудченко Н.О., Брик О.Б., Черевко Ю.І., Ткачук С.Ю., Бондаренко С.М.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, Київ, Україна, ndudchenko@nas.gov.ua

**MINERAL COMPOSITION OF MAGNETITE QUARTZITE OF
KREMENCHUK IRON ORE REGION**

Dudchenko N.O., Brik A.B., Cherevko Yu.I., Tkachuk S.Yu., Bondarenko S.M.

Magnetite quartzite of K_2^2 and K_2^5 packs of Kremenchuk iron ore region were investigated by complex of physical-chemical methods (X-Ray diffraction, thermomagnetic analysis, magnetometry, electron microscopy). It was shown, that main mineral phases are magnetite and quartz. Admixture phases were talc, biotite, sepiolote, cummingtonit and riebeckite. Also carbonates (ankerite and siderite) as well as pyrite are present in small quantities. The conclusion was made, that the nature of mineral's concretions in the samples of K_2^2 and K_2^5 packs are significantly different.

Кременчуцька магнітна аномалія, або Кременчуцький залізорудний район (КЗР) є складовою частиною Криворізького залізорудного басейну. КЗР у вигляді смуги північно-східного простягання прослідковується на північ від р. Дніпро майже на 50 км. Ширина залізорудної смуги варіює в межах від 0,3 до 3,5 км. У КЗР відкрито значна кількість родовищ залізних руд, зокрема: Полтавське, Біланівське, Єристовське та ін. Рудні об'єкти мають досить тривалу історію, як експлуатації, так і геологічних досліджень [1, 2]. Поклади, що розробляються Полтавським ГЗК є типовими і для інших родовищ цього басейну та відносяться до середньої залізорудної світи K_2 криворізької серії, а руди до скелевацького і саксаганського геолого-промислового типу. У межах цього району виділяються такі промислові рудні поклади залізистих кварцитів підсвіти: K_2^2 та K_2^5 . За своїм хіміко-мінералогічним складом вони підрозділяються на два основні різновиди: магнетитові та кумінгтоніт-магнетитові. Магнетитові кварцити у свою чергу діляться на два різновиди: червоно – та сіро-смугасті.

У зв'язку з жорсткою конкуренцією на ринку залізорудної продукції, технології збагачення рудної сировини вимагають постійного удосконалення. Для вирішення чисто технологічних проблем паралельно необхідне проведення комплексного вивчення мінерального складу безпосередньо руд за допомогою сучасних прецензійних методів дослідження. Отримана інформація про морфологію, анатомію індивідів (агрегатів) оксидів заліза та характер їх зростків з головними силікатами дозволить удосконалити ефективність процесів магнітної сепарації руд.

Метою даної роботи було проведення детального дослідження мінерального складу магнетитових кварцитів підсвіти K_2^2 та K_2^5 комплексом фізико-хімічних методів (дифракція рентгенівських променів, термомагнітний аналіз, магнітометрія, електронна мікроскопія) для уточнення типу мінералів, їх кількісного і хімічного складу, а також характеру їх зростків.

Мінеральний склад зразків, визначений за допомогою методу дифракції рентгенівських променів, наступний: магнетит, кварц, домішкові мінерали – анкерит, олігоклаз, рибекіт, біотит (сліди), сідерит (сліди). Типова дифрактограма для зразку K_2^2 наведена на рис. 1.

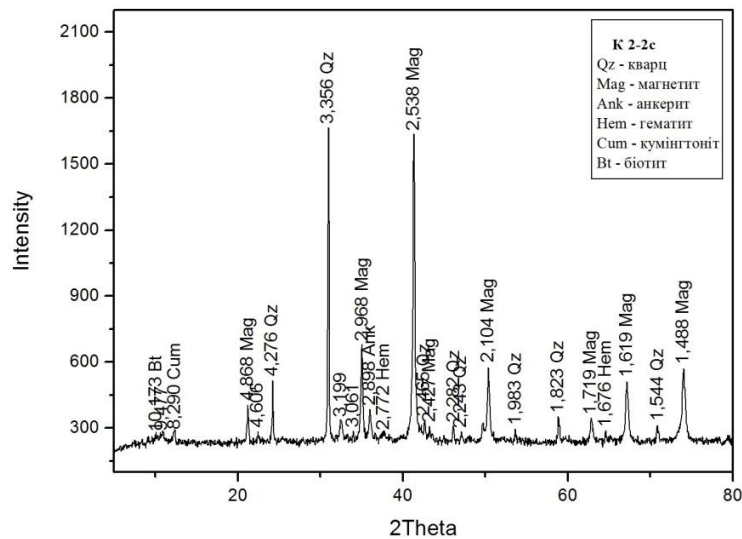


Рис. 1. Дифрактограма зразку K_2^2 .

Показано, що температури Кюрі, визначені за кривою охолодження, для обох концентратів практично співпадають з температурою кристалічного магнетиту (580 °C). Приклад термомагнітної кривої для зразка K_2^2 наведений на рис. 2. Намагніченість насичення обох зразків складає біля 35 А*м²/кг.

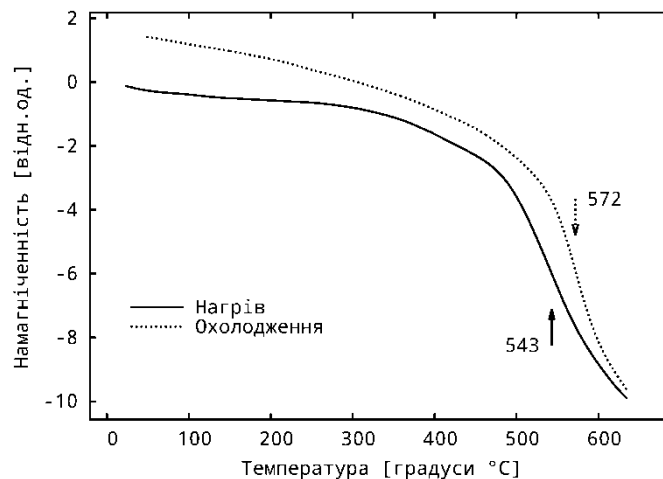


Рис. 2. Термомагнітна крива для зразку K_2^2 .

Більш детальну інформацію про мінеральний склад та типи зростків в зразках отримували за допомогою методу скануючої електронної мікроскопії. Показано, що для зразку K_2^2 характерні зростки магнетиту з кварцом. В цьому зразку міститься 55-56% магнетиту, 20-30% кварцу, 3-6% амфіболу (рибекіт). Магнетит представлений ксеноморфними агрегатами, розміри яких переважно (на 60-70%) знаходяться в межах 0,02-0,05 мм, а решта дрібніші. Магнетит на

80% перебуває у «вільному» стані, а решта знаходиться в зростках головним чином з кварцом (рис. 3).

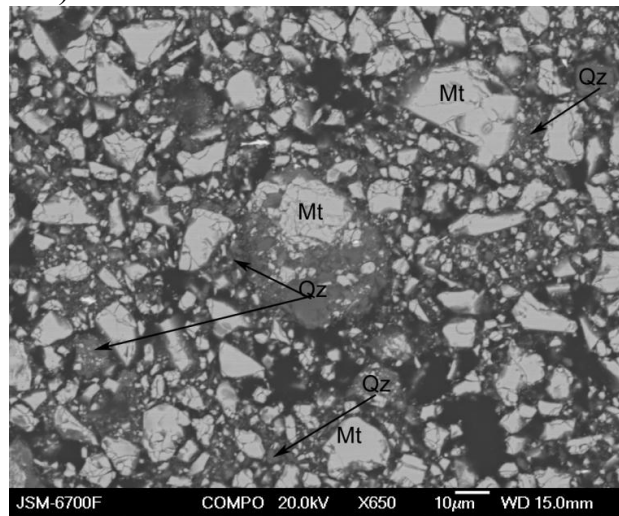


Рис. 3. Характер зростків магнетиту (біле, Mt) та кварцу (сіре, Qz). Брикетований аншліф. Практично чорне – монтажний цемент.

Зовсім інша закономірність спостерігається для зразку K_2^5 . В цьому зразку міститься 38-37% магнетиту, 30-45% амфіболу, 3-8% кварцу. Магнетит представлений різноманітної форми зростками з амфіболом, розміри яких переважно (на 65-80%) знаходяться в межах 0,01-0,05 мм, а решта дрібніші. Магнетит на 30-40% перебуває у «вільному» стані, а решта знаходиться в зростках головним чином з амфіболом (Рис. 4).

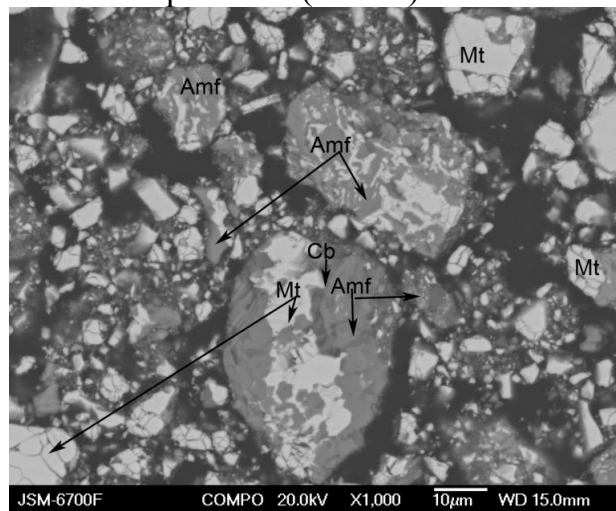


Рис. 4. Складне проростання магнетиту (біле, Mt) та амфіболу (сіре, Amf). Сб – карбонат. Брикетований аншліф. Практично чорне – монтажний цемент.

З наведеного вище, можна зробити висновок, що характер зростків мінералів в зразках пачок K_2^2 та K_2^5 суттєво відрізняються, отже, методи отримання концентратів з цих зразків повинні бути різними.

Література

1. Лазаренко Е.К. Минералогия Криворожского бассейна. Киев: Наук. думка, 1977. 547с.
2. Зима С.Н. Эпигенетическая минерализация богатых железных руд Криворожского бассейна. Кривой Рог: Дионат, 2016. 169с.

**ПЕРСПЕКТИВНІ ФЛЮОРИТ-ПОЛІМЕТАЛІЧНІ ПЛОЩІ
ПОДІЛЬСЬКОЇ ТЕКТОНІЧНОЇ ЗОНИ (ПІВДЕННО-ЗАХІДНИЙ СХИЛ
УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)**

Жовинський Е.Я., Крюченко Н.О.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН
України, м.Київ, Україна, zhovinsky@ukr.net; nataliya.kryuchenko@gmail.com

**PROSPECTIVE FLUORITE-POLYMETALLIC SQUARES OF THE
PODILSKY TECTONIC ZONE (SOUTH-WEST SLOPE OF THE
UKRAINIAN SHIELD)**

Zhovinsky E.Ya., Kryuchenko N.O

The location ore occurrence of fluorite on the territory of the Podil tectonic zone of the Ukrainian Shield is analyzed, with certain forecast resources and balance reserves and their comparison with the location of ore-bearing fields - Pb, Zn, Cu; TR (Zr); Li. It is established that the ore-bearing fields of lithium and rare-earth mineralization do not coincide with the location ore occurrence of fluorite. The area promising for fluorite and polymetallic mineralization (Pb, Zn, Cu) of the Bakhtin deposit and Grabariv ore occurrence corresponds to the expansion of the ore fields of the same name, so these areas can be recommended for complex development.

Подільська тектонічна зона розташована на південно-західному схилі Українського щита, характеризується відносно широким розвитком флюоритової мінералізації, поєднаної із свинцево-цинковою й баритовою мінералізацією та локалізованої у комплексах валдайської серії венду [1]. Тут розвідане Бахтинське родовище плавикового шпату (Жовинський Е.Я., 1962 р.) і виявлено понад 50 проявів стратиформного типу (Новоселківське, Сказинецьке, Посухівське, Перекоринське, Грабарівське (Ізраїлівське), Могилів-Подільське, Мільківське та інші). Це унікальне родовище та рудопрояви, розташовані у тектонічних вузлах, що являють тектонічні перетини Подільської тектонічної зони з розломами північно-східного напрямку. Тектонічна активізація призвели до утворення флюориту двох типів: епігенетично-метасоматичного у пісковиках вендського часу і гідротермальном-жилкового типу [1]. Бахтинське родовище флюориту і рудопрояви не розроблюються, плавиковошпатована сировина для потреб металургійного комплексу ввозиться з Росії і Китаю [2]. Наразі постала нагальна необхідність починати розробку родовища, для чого визначити перспективні ділянки для комплексного видобутку. В цьому сенсі, аналіз рудопоявів флюориту дозволить визначити перспективні ділянки, сприяти залученню їх до промислової експлуатації та розвитку регіону. Аналіз флюоритових рудопоявів на можливість комплексного видобутку та визначення перспективних площ і є метою цих досліджень.

Більша частина проявів флюориту представлені флюоритовим цементом, тонкою спорадичною вкрапленістю і тонкими прожилками серед кристалічних порід раннього докембрію і осадових порід рифею. Флюоритовий цемент розвивається в ольчедаївських і ямпільських пісковиках. Прояви флюориту прожилкового типу в осадових товщах супроводжуються кальцитовою

мінералізацією, інколи виділенням сульфідів свинцю, цинку і міді та продуктами їх окиснення [3].

Основою для виділення рудоносних полів є виявлені в межах території попередніми дослідниками рудопрояви, мінеральні знахідки флюориту та рудоносні породи [3]. Існує перелік рудопроявів, в яких розраховано прогнозні ресурси (P_1) та визначено балансові запаси руди (C_1+C_2): Бахтинське родовище, та рудопрояви – Мінківський, Могилів-Подільський, Новоселківський-1, Старогутівський, Новоселківський, Грабарівський, Немерчійський, Виножський, Перекоринський, Посухівський, Сказинський [2, 3]. Найбільші прогнозні ресурси флюориту визначено на наступних проявах, млн. т: Бахтинське родовище (100), рудопрояви – Сказинський (43,7), Перекоринський (38,4), Виножський (34), Немерчійський (17,4), Грабарівський та Старогутівський (15). Балансові запаси, млн.т: Бахтинське родовище (15,8), рудопрояви – Сказинський (11), Посухівський (7,9), Перекоринський (5), Виножський (4), Немерчійський (1,7), Грабарівський (1,5). Руди бідні, комплексні, без шкідливих домішок, середній вміст флюориту – 12–35 % .

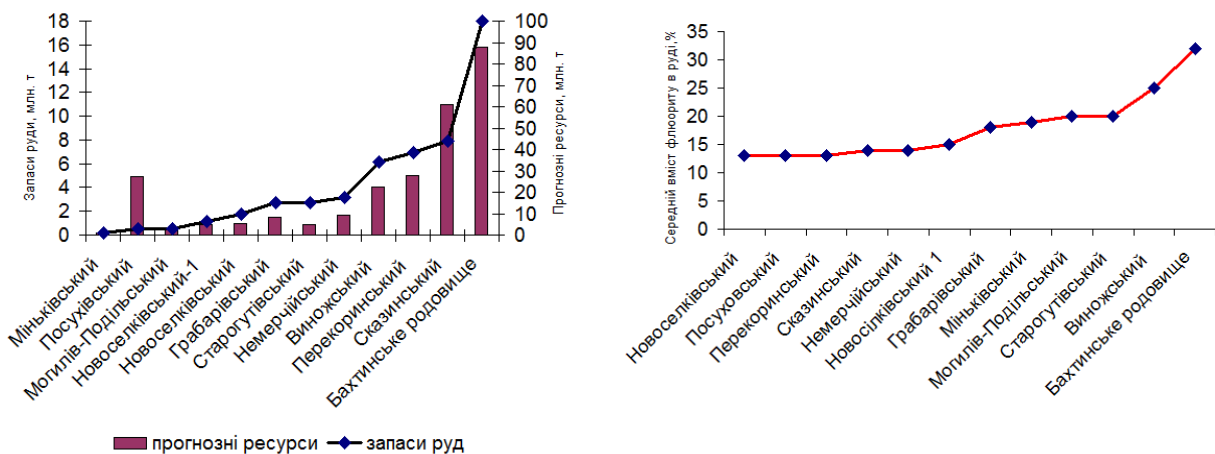


Рис. 1. Діаграма рудопоявів флюориту Подільської металогенічної зони з визначеними прогнозними ресурсами та запасами та графік середнього вмісту флюориту в рудах

Середній мінеральний склад, %: кварц – 54,9, калієвий польовий шпат – 18,4, флюорит – 14,20, плагіоклаз – 3,5, кальцит – 2,7, глинисті й гідрослюдисті мінерали – 5,3. Промислове значення мають флюорит, польовий шпат і кварц, з яких можна отримувати високоякісний флюоритовий, керамічний польовошпатовий, кварц-польовошпатовий і кварцовий концентрати [2].

Рудоносні поля літєвої та рідкоземельної мінералізації не співпадають з розташуванням рудопоявів з визначеними прогнозними ресурсами. Площа, перспективна на флюоритове та поліметалічне зруденіння (Pb, Zn, Cu) Бахтинського родовища та Грабарівського рудопояву відповідає розташуванню одноіменних рудних полів. Переважаючі мінерали поліметалічного зруденіння – галеніт, сфалерит, халькопірит. У породах кристалічного фундаменту відзначається прожилковий тип карбонатно-галеніт-

сфалеритової мінералізації. Потужність жил досягає 10–15 см, а вміст в них цинку – до 12% і свинцю – до 30%.

Бахтинське родовище флюориту розміщується у вузловій тектонічній структурі, глибина залягання 21,35–115,15 м, залежна від рельєфу місцевості. Флюоритові руди встановлені на площі 7,5 км² і утворюють вісім покладів неправильної форми. Мінеральний склад руд: флюорит, кальцит, кварц, ортоклаз, пірит, вторинні мінерали – галеніт, сфалерит, барит [1].

Грабарівський рудопрояв флюориту зафіксовано в долині річки Караєць, на вододільній частині та схилу борту, глибина залягання у долині річки – 46 м, на вододільній частині та борту долини – 110 м. Середня потужність зруденіння – 1 м, середній вміст флюориту – 18%, середня потужність перекриваючих порід 100 м. Прогнозна площа 600 000 м², прогнозні запаси некондиційних флюоритових руд 1 500 000 т руди в перерахунку на флюорит 270 тис. т [3].

Пірит-халькопіритова мінералізація приурочена до пісковиків верхнього протерозою у вигляді цементу, вкраплення і тонких прожилків, розвинених по тріщинах північно-західного і північно-східного простягання. Мідна мінералізація представлена халькопіритом і окисненими мінералами – азурином, малахітом, ковеліном, борнітом.

Виходячи з того, що на Бахтинському родовищі флюориту і Грабарівському рудопрояві підраховано прогнозні ресурси і встановлено запаси руди та вони є частиною поліметалічних рудних полів (Pb, Zn, Cu), саме ці площі можливо рекомендувати для комплексної розробки.

Література

1. *Жовинский Э. Я.* Геохимия фтора в осадочных формациях юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 1970. 200 с.
2. *Михайлов В.А., Курило М.М.* Мінерально-сировинна база флюсової сировини України. Київ: Ніка-центр, 2010. 198 с.
3. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуш М-35-XXVIII (Бар), М-35- XXXIV (Могилів-Подільський) (в межах України). Пояснювальна записка. Київ: Міністерство охорони навколишнього природного середовища України, Державна геологічна служба, УкрДГРІ, 2007. 206с.

**ПЕРСПЕКТИВИ ЗНАМ'ЯНСЬКО-ДМИТРІВСЬКОГО
РІДКІСНОМЕТАЛЕВОГО РУДНОГО ВУЗЛА ІНГУЛЬСЬКОГО
МЕГАБЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

Калашник Г.А.

Льотна академія Національного авіаційного університету, Кропивницький,
Україна, kalashnik_anna1@ukr.net

**PROSPECTS OF THE ZNAMIANSKO-DMYTRIVSKYI RARE-METAL ORE
JUNCTION OF INHULSKYI MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD**

Kalashnyk G.A.

The results of the assessment of the prospects for discovery of industrial concentrations of rare and rare-earth elements in the Znamiansko-Dmytrivskiy rare-metal ore junction of Inhulskiy megablock of the Ukrainian Shield are presented. The typical local features of manifestations of rare metal mineralization in large ore manifestations of this territory and uranium mineralization of different genetic types, in particular hydrothermal mineralization of vein-stockwork type in mineralized fault zones are presented. There were developed recommendations for further research in the Znamiansko-Dmytrivskiy rare-metal ore junction with the aim of farther development of rare and rare-earth elements raw material base.

На сьогодні актуальним завданням є оцінка можливості виявлення промислових концентрацій рідкісних та рідкісноземельних елементів у межах добре вивчених на Українському щиті (УЩ) урановорудних районів та вузлів за допомогою аналізу зведених матеріалів результатів геологічних, геохімічних, геофізичних, металогенічних досліджень, що може дати змогу істотно підвищити ефективність геологорозвідувальних робіт за умов мінімальних додаткових витрат [1, 2]. У зв'язку з цим на цьому етапі досліджень, зокрема, є важливим довивчення умов локалізації, мінеральної форми і можливих масштабів рідкіснометалевого та рідкісноземельного зруденіння в межах великих рудопроявів урану в межах Знам'янсько-Дмитрівського рудного вузла Тимошівсько-Знам'янського потенційного рідкіснометалевого рудного району Інгульського мегаблока УЩ для визначення можливості підвищення їхньої цінності внаслідок комплексного використання руд та їхнього попутного видобутку під час відпрацювання уранових руд різних генетичних типів.

Знам'янсько-Дмитрівський рудний вузол приурочений до складного вузла перетину Мар'ївського регіонального розлому північно-східного простягання, Інгуло-Кам'янського регіонального розлому меридіонального простягання з широтною Субоцько-Мошоринського зоною розломів. Зазначений рудний вузол уміщує Знам'янський і Дмитрівський уран-торієві рудопрояви, Субоцький прояв, що мають чималі концентрації ітрію, рідкісних земель і фіксуються аномальними геохімічними ореолами цих елементів. Лише ділянки Знам'янського та Дмитрівського рудопроявів вивчено спеціалізованими зйомками масштабу 1:10000, решта території – у масштабі 1:50000 та дрібніше. Вузол відбивається радіогідрогеологічними ореолами, які мають численні аномалії в тріщинно-грунтових водах. Переважають аномалії з гідрохімічними ознаками рідкісноземельно-торій-уранової мінералізації в пегматоїдних гранітах. Менше проявлені аномалії з ознаками уранового зруденіння у високотемпературних кремнієво-калієвих метасоматитах. На великій частині

проявлена грейзенізація, локальніше проявлені пропілітизація та березітизація. На окремих ділянках, які контролюються переважно розривними структурами вищих порядків, виявлено низькотемпературні гідротермальні зміни типу гумбіїтів та аргілізитів.

На Дмитрівському уран-торієвому рудопрояві в складному вузлі перетину Мар'ївського північно-східного простягання та Інгуло-Кам'янського субмеридіонального простягання розломів з Олімпіадівським розломом північно-західного простягання та Суботсько-Мошоринським субширотного простягання в 10 км на північний схід від Знам'янського рудопрояву за низкою свердловин визначено вміст ітрію від 0,03 до 0,5 % за вмісту суми рідкісних земель до 0,95 %. Низкою свердловин у межах Знам'янського рудопрояву виявлено концентрацію ітрію до 0,15 % і від 0,4 до 0,6 % суми лантановидів.

Аналіз матеріалів дав змогу виявити в межах Знам'янського рудопрояву накладену, пізнішу порівнюючи з гранітизаційними та постгранітизаційними утвореннями, гідротермальну жильно-штокверкову мінералізацію. Для гідротермальної мінералізації характерна наявність настурану, кофініту, ненадквіту у формі прожилків і вкрапленості в асоціації із сульфідами та іншими жильними мінералами з ознаками навколожильних змін. У межах Знам'янського рудопрояву, окрім уранової мінералізації епох 2200–1900 та 1850–1550 млн років, також зафіксовано уранову мінералізацію, що відповідає епосі 1200–800 млн років [3].

Дмитрівський рудопрояв пов'язаний з окварцьованими та мікроклінізованими пегматоїдними гранітами і представлений украленістю уранініту в асоціації із цирконом, малаконом, ксенотимом. Для цього рудопрояву характерний широкий розвиток грейзенізованих пегматоїдних гранітів, які мають акцесорну рідкісноземельно-торій-уранову мінералізацію, що сприяло певному зниженню торій-уранового відношення в них через наявність уранініту.

Унаслідок виконаних досліджень [4] визначено, що Знам'янсько-Дмитрівський рудний вузол має досить чітку проявлену уран-торій-цирконій-фосфор-рідкісноземельну спеціалізацію і його перспективи можуть істотно розширюватися.

Виконано довивчення матеріалів за окремими уранопроявами Знам'янсько-Дмитрівського рудного вузла, зокрема Знам'янському, Дмитрівському, Субоцькому урановим та уран-торієвим, для уточнення як рівнів концентрації рідкісних елементів, так і ступеня збігу рідкіснометалевого та уранового зруденіння різних генетичних типів у рудних зонах і тілах. Проведені дослідження дають змогу зробити висновок щодо існування можливості підвищення промислової цінності виявлених великих рудопроявів ураноносною формації Знам'янсько-Дмитрівського рудного вузла Тимошівсько-Знам'янського потенційного рідкіснометалевого рудного району через комплексний характер виявленого тут зруденіння. Першочергової уваги для подальших геолого-розвідувальних робіт заслуговує Знам'янський уран-торієвий рудопрояв.

Література

1. Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Том 1. Металлические полезные ископаемые/ ред. Д. С. Гурский, К. Е. Есипчук, В. И. Калинин и др. Киев-Львов: Изд-во “Центр Европы”, 2005. 785 с.
2. *Калашник Г. А.* Перспективи виявлення промислових концентрацій рідкісних і рідкісноземельних елементів в Олексіївсько-Лисогірському урановорудному районі Інгульського мегаблока Українського щита/Мінеральні ресурси України, 2019. № 3. С. 3—10.
3. *Анисимов В. А.* Закономерности локализации, прогнозные критерии и поисковые признаки уранового оруденения гидротермального жильно-штоковеркового типа в породах фундамента Украинского щита (модель месторождения)//Тезисы докладов научно-практической конференции “Кировгеологии – 60 лет: история, достижения, перспективы” (Киев, 22–23 ноября 2007 г.). Киев: КП “Кировгеология”, 2007. С. 36—38.
4. *Калашник Г. А.* Перспективи Тимошівсько-Знам’янського потенційного рідкіснометалевого рудного району Інгульського мегаблока Українського щита // Мінеральні ресурси України. 2020. №2. С.3—12.

ТЕКТОНІЧНИЙ ФАКТОР ПРИ ВИЗНАЧЕННІ ФЛЮОРИТОНОСНИХ ЗОН (РИФЕЙ) СЕРЕДНЬОГО ПРИДНІСТРОВ'Я

Крюченко Н.О., Жовинський Е.Я.

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м.Київ, Україна, nataliya.kryuchenko@gmail.com; zhovinsky@ukr.net

TECTONIC FACTOR IN DETERMINING FLUORITE ZONES (RIPHEAN) OF THE MIDDLE TRANS-DNIESTER

Kryuchenko N.O., Zhovinsky E.Ya.

The tectonic and geological structure of the territory of fluorite zones (Riphean) of the Middle Transnistria is analyzed. A diagram has been constructed, where ore zones, tectonic faults, regional maximums and minimums of gravity and fluorite occurrences (Riphean) are identified. Ore occurrences of fluorite related to the Podolsk, Nemirovsk, Kurazhinsk and Vapnyarsk-Obodovsk fault zones have been identified. Priority directions of faults, where fluorite ore occurrences are localized, have been established.

В даний час найбільш перспективним на флюоритове зруденіння є Середнє Придністров'є південно-західного схилу Українського щита, де оконтурено стратиформні поклади флюоритизованих пісковиків пластообразної форми з вмістом флюориту до промислових значень.

Геологічна будова території визначається наявністю двох структурних поверхів: нижній – архей-нижньопротерозойський кристалічний фундамент, верхній – платформний чохол, що має двоярусну будову (рифей-палеозойський літифікований чохол, межа якого з фундаментом проходить уздовж Подільської зони розломів та мезозойсько-кайнозойський, що представлений майже нелітифікованими відкладами від альбу до неогену) [1].

Територіально до Подільської тектонічної зони належить лівобережна частина Волино-Подільської плити від м. Хмельницького на північному заході до с. Кам'янки па південному заході загальною протяжністю понад 200 км, шириною 22–25 км [2]. Зони розломів складають блокові структури, що

заснавали диференційних підіймань та опускань докрейдового віку, що неодноразово омолоджувались і ускладнювались.

Кристалічний фундамент складено нижньопротерозойськими біотитовими, гранат-біотитовими гранітами і мігматитами, серед яких широко поширені залишки та ксеноліти базит-ультрабазитів, що зазнали інтенсивного лужного метасоматозу. Порооди сильно катаклазовані і тріщинуваті. Рудоносні породи піддані катагенезу, що характерний в платформних умовах при зануренні порід на глибину 2,5–3 км [3]. На поверхні докембрійського фундаменту залягають осадові поорди, що представлені ольчедаєвськими і лозозівськими верствами волинської серії та ямпільськими верствами валдайської серії рифею. Підшва ольчедаєвських верств знаходиться на глибині близько 130 м [4].

За результатами власних [5] та попередніх робіт [1–4] Середнього Придністров'я нами проаналізовано в геологічному та геохімічному сенсі – 1 родовище, 26 рудопроявів, 35 мінеральних знахідок, 20 площ розповсюдження флюориту, як акцесорного мінералу.

За основу для нанесення прямих флюориту на площі обрано схему інтерпретації геофізичних матеріалів (Новосельцев Ю.А., 1992). Із застосуванням сучасних ГІС технологій (Mapinfo 11) виокремлено рудні зони, тектонічні розломи, регіональні максимуми та мінімуми сили тяжіння та прояви флюориту (рис.).

Більшість рудопроявів флюориту розміщується в південно-західній частині Подільської тектонічної зони. Мінерали за генетичною ознакою поділяються на дві групи: первинні мінерали пісковиків, і мінерали, сформовані в процесі рудоутворення, що заміщують цемент вихідних порід – флюорит, дікіт, кальцит, пірит, сфалерит, галеніт [2]. Поблизу розривних порушень відмічено пластові тіла кварц-дікітових метасоматитів, що змінюються породами з новоутвореною світлою гідролітою.

На території досліджень розташовуються декілька розломних зон: північно-західного напрямку – Подільська і Вапнярсько-Ободівська, а також зони північно-східно напрямку, що перетинають Подільську зону розломів – Немирівська та Куражинська. На території Немирівської зони розташовано лише деякі мінеральні знахідки флюориту, Куражинська зона – рудопрояви Куражинський, Сказинський, Рівненський, Дружба та мінеральні знахідки, а до Новоушицької зони регіональних максимумів сили тяжіння входять рудопрояви флюориту – Мінківський, Слобода-Малівецький та мінеральні знахідки.

Ряд рудопроявів розташовані у Вапнярсько-Ободівської зоні – прояв Бар, а на північний схід від зони розташований Старо-Гутівський рудопрояв та мінеральні знахідки, що пов'язані з пов'язано з розломами північно-східного та меридіонального напрямку. Найбільш крупні прояви флюориту – Бахтинське родовище, рудопрояви – Новоселківський, Посухівський, Перекоринський розташовані в узлах перетину розломів північно-західного (Подільська рудна зона) та північно-східного напрямку.

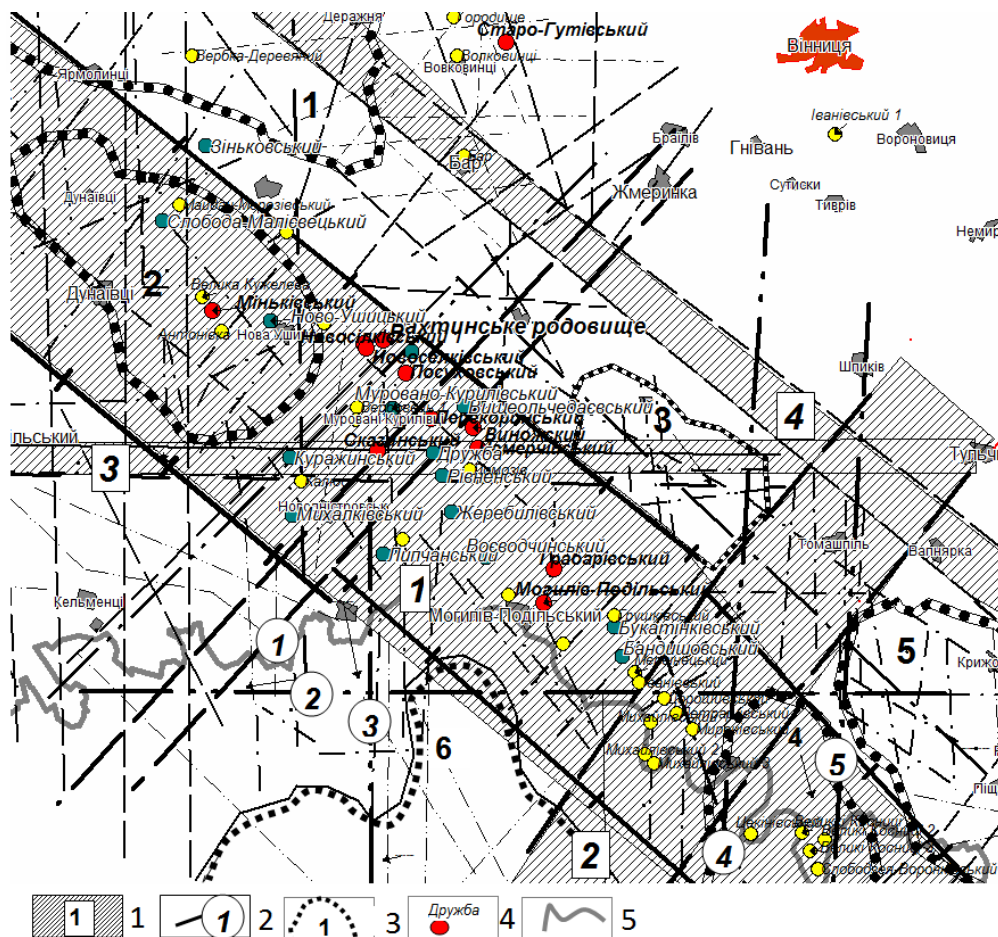


Рисунок – Схема флюоритоносності Середнього Придністров'я з елементами тектоніки (за інтерпретацією геофізичних матеріалів, Новосельцев Ю.А., 1992). 1–рудні зони та їх назви: 1–Подільська, 2–Немирівська, 3–Куражинська, 4–Вапнярсько-Ободівська; 2–тектонічні розломи та їх назви (при наявності): 1–Яришівський, 2–Ягурський, 3–Чугурський, 4–Попешт-Копайгородський, 5–Воронківський; 3–регіональні максимуми та мінімуми сили тяжіння: максимуми – 1–Хмельницький, 3–Шаргородський, 5–Крижопольський, 6–Дорошийський, мінімуми – 2–Новоушицький, 4–Капустянський; 4 – рудопрояви флюориту та їх назви, 5–кордони України

Література

1. Деревська К.І., Александров О.Л. Головні ознаки геологічної будови рифей-фанерозойських осадових басейнів західної окраїни Східноєвропейської платформи // Тектоніка і стратиграфія, 2018. В. 45. С.40-52.
2. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуш М-35-XXVIII (Бар), М-35- XXXIV (Могилів-Подільський) (в межах України). Пояснювальна записка. Київ: Міністерство охорони навколишнього природного середовища України, Державна геологічна служба, УкрДГРІ, 2007. 206с.
3. Новосельцев Ю. А. и др. Детальные поиски плавикового шпата в районе Бахтынского рудоперспективного поля (Среднее Приднестровье), 1982-1987 гг. 1987 Київ, Геоінформ.
4. Жовинський Э. Я. Геохимия фтора в осадочных формациях юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 1970. 200 с.
5. Крюченко Н.О., Жовинський Е.Я., Жук О.А., Кухар М.В., Панаїт Е.В., Дмитренко К.Е. Стан мінерально-сировинної бази плавикового шпату Середнього Придністров'я // Пошукова та екологічна геохімія. 2016. С.41–55.

ГЕОЛОГІЧНЕ ДОВИВЧЕННЯ КОРИСНИХ КОПАЛИН (НА ПРИКЛАДІ САФОНІВСЬКОГО РОДОВИЩА УРАНОВИХ РУД)

Лисенко О. А., Бакаржієв Ю. А.

ТОВ «Атомні енергетичні системи України», м. Київ, Україна,
alanlysenko@ukr.net, ybakarzhiev@ukrgeopoisk.com

SUPPLEMENTARY EXPLORATION OF MINERAL RESOURCES (SAFONIVSKE URANIUM DEPOSIT AS EXAMPLE)

Lysenko A., Bakarzhiev Yu.

State register of Ukraine includes few thousand of different mineral deposits. Most of them discovered during soviet time. These deposits do not have economical evaluation according to actual requirements and cannot belongs to deposits. To classify such objects, it needs to have supplementary exploration. On example of Safonivske deposit, it shown methods, how to solve main tasks.

Вступ. Аналізу мінерально-сировинної бази (МСБ) нашої країни останніми роками присвячено чимало публікацій, більшість з яких свідчить про занадто завищену офіційну статистику щодо кількості родовищ і забезпеченості держави корисними копалинами. Із загального кола розвіданих родовищ, що враховані державним балансом України, лише третина знаходиться в промисловій розробці, або розробка яких може бути економічно доцільною. Сучасна мінерально-сировинна база держави майже на 90 % сформована ще за часи СРСР, тому абсолютна більшість цих родовищ потребує геолого-економічної оцінки в сучасних умовах, а також дорозвідки і геологічного довивчення.

Причина такого стану МСБ, обумовлена, перш за все, тим, що вона створювалась не за реальною потребою діючих підприємств, а на перспективу, для виконання державних планів по приросту запасів. Другою обставиною є принцип, за яким країна повинна була мати свої корисні копалини, зокрема, свій уран, навіть на порядок дорожчий, ніж за кордоном. Це стосувалось усіх стратегічно важливих корисних копалин. А такими в радянські часи були майже всі.

В Україні стратегічно важливі корисні копалини були визначені Постановою Кабінету Міністрів від 15.07.1997 р. № 742, до яких належали горючі корисні копалини, руди, що містять кольорові, рідкісні, рідкісноземельні, благородні метали, п'єзокварц і алмази. На даний час цю Постанову скасовано.

В 2018 р. товариство з обмеженою відповідальністю «Атомні енергетичні системи України» (ТОВ «АЕСУ») отримало спеціальні дозволи на геологічне вивчення, в т.ч. на дослідно-промислову розробку уранових руд Сафонівського, Новогурівського, Михайлівського родовищ, а в 2019 р. – Сурського.

На базі Сафонівського родовища ТОВ «АЕСУ» планує будівництво підприємства з видобування і переробки уранових руд. На даний час розроблено проект щодо промислового освоєння корисної копалини.

Геологічне довивчення родовища. Сафонівське родовище знаходиться в Казанківському районі Миколаївської області. Урановорудні поклади

пісковикового типу локалізовані у вугленосних осадових відкладах бучацької серії палеогену [1] в межах Сафонівської палеодолини.

Родовище було відкрито в 1976 році. В 1981-1983рр. проведено попередню розвідку, а в 1984-1986 рр. – детальну. Усього для його вивчення пробурено більше 56 тисяч метрів розвідувальних свердловин, проведений дослід із вилуговування урану в природньому його заляганні досягнуто прийнятні технологічні показники, які свідчать про можливість ефективного добування урану методом свердловинного підземного вилуговування (СПВ).

Рудні поклади залягають на глибині від 40 до 80-100 м, що вигідно відрізняє їх від аналогічних об'єктів Казахстану, які наразі розробляють на глибинах до 500-700 м.

Звітні матеріали детальної розвідки 1984-1986 рр. державною комісією по запасах корисних копалин (ДКЗ) СРСР і України раніше не розглядались.

З часу розвідки минуло більше 30 років, суттєво змінилась соціально-політична ситуація в країні, відбулись зміни в законодавчій базі, зокрема, у сфері надрокористування. Значно зросли ціни на уранову сировину на світовому ринку, в декілька разів збільшився попит на уран.

Аналіз звіту з детальної розвідки родовища свідчить про якість робіт і достовірність матеріалів. Проте, враховуючи тривалий час, що пройшов після розвідки, сучасні вимоги до вивченості корисних копалин, наявність новітніх даних по аналогічних розроблюваних об'єктах в інших країнах, в 2019 р. виконано геологічне до вивчення Сафонівського родовища.

Мета цієї роботи полягала в перевірці отриманих раніше результатів, уточненні умов залягання і розподілу руд, їх технологічних властивостей, параметрів для підрахунку запасів, оцінці обсягів урану і балансової їх належності, визначенні промислового значення об'єкту і економічних показників його промислового освоєння.

В процесі геолого-економічної оцінки (ГЕО) опрацьовано і систематизовано фондові і отримані в 2019 р. геологічні матеріали, створено геологічну базу даних. Відповідно до розробленого ТОВ «АЕСУ» проекту, пробурено 46 завірочних розвідувальних і 10 гідрогеологічних свердловин, виконано комплекс спеціальних каротажних досліджень, геологічну документацію, фотодокументацію, радіометричний промір і опробування керну, лабораторно-аналітичні дослідження проб на уран і супутні компоненти, складено звіт з детальної ГЕО, запаси урану захищені в ДКЗ України.

Геофізичні дослідження свердловин включали гамма-каротаж, електрокаротаж (КС і ПС), кавернометрію, в гідрогеологічних свердловинах – термометрію і резистивиметрію.

Гідрогеологічними роботами підтверджено висновок попередніх дослідників щодо сприятливих умов родовища для застосування методу СПВ.

Комплексне опробування забезпечило всебічне вивчення корисної копалини і вміщувальних порід. Комплексом аналітичних досліджень вивчено вміст радіоактивних елементів – урану, радію, торію, визначено коефіцієнт радіоактивної рівноваги і еманациї. В парафінованих зразках керну (монолітах) вивчено фізико-механічні властивості руд і порід – об'ємна вага, вологість,

пористість. Додатково проведеними дослідженнями визначено, що уранові руди Сафонівського родовища є монометальними і супутніх корисних копалин, які мають промислове значення, не містять.

Якість лабораторних вимірювань підтверджена внутрішнім і зовнішнім контролем, якими засвідчено високу збіжність результатів.

За розробленими кондиціями перераховано запаси урану за декількома варіантами бортового вмісту. Техніко-економічними розрахунками доведено промислове значення родовища і доцільність його освоєння.

Підсумки робіт. Виконаними до вивченням Сафонівського родовища перевірені отримані раніше результати, уточнені умови залягання, кількісний і якісний розподіл руд, гідрогеологічні умови об'єкту, фізико-механічні показники, параметри для підрахунку запасів корисної копалини. Оцінено можливий вплив розробки руд на навколишнє середовище.

Основні характеристики родовища і параметри руд в цілому підтвердились, що свідчить про якість і повноту проведених раніше робіт. Уранові руди придатні для відпрацювання методом СПВ. Техніко-економічні розрахунки свідчать про балансову належність уранових руд, об'єкт має промислове значення і підготовлений для промислового освоєння.

Таким чином, роботами ТОВ «АЕСУ» доведено необхідність до вивчення раніше розвіданих родовищ для перевірки результатів попередніх досліджень і достовірності геологічних даних та ГЕО в сучасних економічних умовах.

Література

1. Гурський Д.С., Єсипчук К. Ю., Калінін В. І. та ін. Металічні корисні копалини України / Київ – Львів: Вид-во «Центр Європи». 2006 – 740 с.
2. Класифікація запасів і ресурсів корисних копалин державного фонду надр, затверджена постановою Кабінету Міністрів України від 5 травня 1997 р. № 432.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Николаев И. Ю., Шеремет Е. М., Кривдик С. Г., Сетая Л. Д.

Институт геохимии, минералогии та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН
України, м. Київ, Україна, evgsherem53@gmail.com

PREDICTION OF ORE OCCURRENCES IN THE CENTRAL PART OF THE UKRAINIAN SHIELD

Nikolaiev I. Yu., Sheremet E. M., Kryvdik S. G., Setaia L. D.

We present aspects of predicting ore occurrences in central part of the Ukrainian Shield (West Inhulets-Kryvyi Rih-Kremenchuk suture zone, Inhulets megablock, Golovanevsk suture zone) based on geological, petrological, geochemical, and geoelectrical criteria. We show that the ore distribution is determined by a regular confinement to certain geotectonic structures with changes in the petrogeochemical characteristics of the ore zones. Geoelectric anomalies are related to tectonic joints and can be used to predict areas promising for the detection of ore. In genetic aspect, these patterns are to some extent explained from the standpoint of plate tectonics.

В даному повідомленні приводиться обобщення результатів досліджень по прогнозуванню корисних копалин в центральній частині Українського

щита (Западно-Ингулецкая-Криворожско-Кременчугская шовная зона (ЗИККШЗ), Ингулецкий мегаблок и Голованевская шовная зона (ГШЗ)) на основе геолого-геофизических критериев рудоносности[1].

Целью исследований является обоснование того, что прогнозирование перспективных площадей рудопроявлений в центральной части Украинского щита возможно на основе применения комплекса следующих критериев рудоносности (геологических, петрологических, геохимических, геоэлектрических).

1. Геологическая позиция по отношению к глубинным разломам.

Глубинные разломы являются подводными каналами для проникновения магмы и флюидов, несущих тепло и рудные компоненты. Ограничения шовных зон в виде глубинных разломов, а также их связь с магматизмом и полезными ископаемыми – яркое тому подтверждение.

В ЗИККШЗ широко распространены проявления регионального и локального метасоматоза – регионального щелочного, локального щелочного натриевого, магнезиального скарнирования, грейзенизации. С магнезиальным скарнированием связано формирование Родионовского проявления полиметаллов (железо-колчеданные и полиметаллические руды) и фосфора. Подобные полиметаллические рудопроявления возможно обнаружить в зонах скарнирования.

В Ингулецком блоке в зоне Кировоградского глубинного разлома развиты золоторудные месторождения (в золоторудной Клиновско-Ингульской тектоно-метасоматической зоне), в этом же блоке развито урановое и золотое оруденение, приуроченное к метасоматическим альбититам вблизи северного замыкания Новоукраинского массива. Вдоль контакта последнего с Корсунь-Новомиргородским плутоном выявлено несколько интрузий сиенитов с редкометальной (Zr, TR) минерализацией. Вся тектоно-метасоматическая зона перспективна на обнаружение подобных рудопроявлений

К Суцано-Пержанской метасоматической зоне разломов приурочен массив щелочнополевошпатовых и щелочных (с рибекитом и эгирином) гранитов, а также небольшая интрузия сиенитов (Ястребецкий массив). Метасоматиты представлены т. н. пертозитами, грейзенами, альбит-микроклиновыми и другого состава породами. Наиболее рудоносными считаются пертозиты (щелочно-полевошпатовые, мезопертитовые), с которыми связано бериллиевое (гентгельвиновое) месторождение. В пределах Суцано-Пержанской метасоматической зоны разломов возможно обнаружение подобного типа рудопроявлений и месторождений.

В Голованевской шовной зоне к региональным зонам метасоматоза (Хмельницкий, Тальновский глубинные разломы) приурочены золоторудные месторождения Савранского рудного поля, перспективного при детальном исследовании на выявление новых золоторудных проявлений.

2. Потенциальная рудоносность определенных магматических комплексов исследуемых регионов, районов, площадей, участков.

С этой точки зрения наиболее интересны Кировоградский ороген и ГШЗ как области субдукции в центральной части Украинского щита с наиболее широко проявленным основным и кислым магматизмом.

Для основного магматизма Кировоградского орогена отмечена потенциальная рудоносность поздних габброидов на апатит-ильменит-титаномагнетитовое оруденение, выраженная в повышенном содержании Fe, Ti и P. Граниты рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона и их лейкократовые производные характеризуются повышенным относительно кларкового содержанием редких элементов.

Потенциально рудоносными на обнаружение рудопроявлений хрома и никеля, кобальта и платиноидов в ГШЗ являются небольшие массивы гипербазитов капитанско-деренюхинского комплекса. Но связь эта, скорее всего, опосредствована. Она определяется приуроченностью оруденения и проявлений ультрабазитового магматизма к зонам глубинных разломов.

3. Геофизические критерии.

Геофизические критерии оруденения подразумевают наличие комплексных геофизических (гравиметрических, сейсмических, магнитных) региональных аномалий.

Кировоградская геоэлектрическая аномалия (до 1-5 Ом·м) субгоризонтально простирается под ККШЗ и межмегаблоковой сутурой в целом. На глубине 10-31 км была выявлена объемная аномалия электропроводности сложной конфигурации [1]. Наблюдается территориальное совпадение железорудного бассейна и Кировоградской глубинной аномалии.

Геоэлектрические аномалии подобного типа могут указывать на площадное развитие проявлений железорудного оруденения.

Расположенные в Ингульском блоке (Кировоградский ороген) Центрально-Кировоградская и Клиновско-Верхнеингульская зоны разломов с различной металлогенической специализацией выделяются в геоэлектрических полях интенсивными (в несколько тысяч сименсов) коровыми аномалиями проводимости на глубине 15-20 км. Эти аномалии могут служить указателями на распространение вышеописанного оруденения.

Голованевская шовная зона, согласно результатам объемного моделирования по данным геоэлектрических исследований, имеет сложную геоэлектрическую структуру. Приповерхностные проводники, сосредоточенные вдоль ГШЗ, отвечают отдельным участкам региональных геологических разломов – Тальновского, Первомайского и некоторым разломам второго ранга.

Площади проявления глубинных региональных разломов являются потенциальными участками на выявление новых рудопроявлений.

Помимо региональных аномалий поисковое значение имеют локальные низкоомные аномалии электрического поля, приуроченных к зонам метасоматоза. Локальные геоэлектрические аномалии выявлены в зонах метасоматоза с сульфидным оруденением (Клиновское месторождение золота).

Важным показателем вероятной рудоносности является также сопряженность низкоомных аномалий с металлогеническими рудными узлами

и геохимическими аномалиями. Низкоомные аномалии интенсивностью 100-200 Ом·м охватывают металлогенические пояса и рудные узлы.

Весь рассмотренный выше материал свидетельствует о том, что региональное прогнозирование площадей в центральной части УЩ, перспективных на обнаружение новых рудопроявлений, зависит от многих критериев, которые будут эффективными при условии их комплексного применения.

Література

1. Геолого-геофизические критерии рудоносности и металлогения областей субдукции Украинского щита / *Е.М. Шеремет, С.Н. Кулик, С.Г. Кривдик и др.* УкрНИМИ. – Донецк: «Ноулидж» (Донецкое отд.), 2011.- 285 с.

ПРОПИ РУСЛОВОГО АЛЮВІЮ ДНІПРА ПОБЛИЗУ КИЄВА

Павлюк О.В.¹ Павлюк В.М.²

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України, Київ, Україна,
alia.pavliuk@gmail.com

²Правобережна геологічна експедиція, Українська геологічна компанія, Фурси,
Україна, v-pavlyuk@ukr.net

PYROPES FROM RIVERBED ALLUVIUM OF THE DNIPRO RIVER NEAR KYIV

Pavliuk O.V., Pavliuk V.M.

Data on pyropes from riverbed alluvium of the Dnipro near Kyiv were collected and processed. It was determined that pyropes together with heavy minerals accumulate in the upper part of the cross-section. The number of pyropes in the samples averages 3-5, maximum - 10 grains. Pyropes have a predominantly red (76%), less light purple (24%) color. 41% of grains have a size ≥ 0.5 mm. Given the geological structure of the crystalline basement of the northeastern part of the Ukrainian Shield, and the content of garnet in the rock varieties of this area, we assume that in the accumulation of pyrope in the Dnieper alluvium, an important role was played by the favorable hydrodynamic regime, but root sources remain undiscovered.

У 1981-1983 роках Київська геолого-розвідувальна партія Правобережної геологічної експедиції (ГЕ) провела пошуково-оцінювальні роботи на будівельний пісок на двох ділянках південніше Києва. Свердловини розкрили товщу четвертинних руслових пісків р. Дніпро на глибину 15-21 м на ділянках КончаЗаспа і Українка південніше Києва. На вимогу головного геолога Е.В. Мельничука розрізи шести свердловин були опробувані мінералогічним аналізом з визначенням піропів. Всього проведено 27 повних мінералогічних аналізів – від 3 до 7 аналізів на свердловину. Середня маса проб складала 11 кг. В архіві Правобережної ГЕ було знайдено мінералогічні картки тих проб, де мінералоги, крім стандартних підрахунків мінералів шліха, наводили коротку характеристику виявлених піропів. Інтерпретація цих даних може бути корисною для вирішення проблем пов'язаних з пошуками корінних джерел алмазів в Україні.

Результати простих статистичних розрахунків зв'язку між вмістом піропів, мінералами важкої фракції і крупністю пісків показані у таблиці.

Як бачимо з таблиці, знизу догори уздовж розрізу:

- зростає загальний вміст мінералів важкої фракції;
- зростає вміст гранату, ільменіту, турмаліну;
- зростає середній вміст піропів;

зменшується модуль крупності, тобто піски стають більш дрібнозернистими.

Таблиця – Зв'язок піропоносності з особливостями розрізу алювіальної товщі Дніпра

Параметр	0-4 м	4-8 м	8-12 м	12-16 м	16-21 м
Важка фракція, г/т	528	385	387	313	290
Гранат, г/т	135	110	99	86	78
Ільменіт, г/т	138	133	117	107	97
Ставроліт г/т	15,8	16,3	20,2	15,7	11,2
Турмалін, г/т	19,2	16,2	15,0	12,7	9,0
Модулькрупності піску	0,96	1,29	1,27	1,45	1,44
Середня кількість піропів	4,8	4,7	4,3	2,5	2,4

Ставроліт утворює загалом незначний пік всередині розрізу – там, де розпочинається дрібнозерниста товща з підвищеним вмістом піропів, і не корелює з іншими головними мінералами шліха.

Таким чином, товща руслових пісків поділяється на два горизонти:

- нижній, крупнозернистий, з низьким вмістом піропів і мінералів важкої фракції;
- верхній, дрібнозернистий, з підвищеним вмістом піропів і важких мінералів.

Усі проби виявилися піропоносними. Кількість піропів у пробах в середньому склала 3-5, максимальна – 10 зерен. Всього встановлено 105 піропів, з них червоного кольору – 76%, світло-фіолетового – 24%. Зерна розміром $\geq 0,5$ мм серед червоних склали 6%, серед фіолетових – 35%. Отже, фіолетові виявились крупнішими. Із 23 фіолетових зерен 22, тобто майже усі виявлені у верхній, збагаченій піропами, товщі. Переважають піропи відносно добре обкатані, необкатаних лише 2 зерна, напівобкатаних – приблизно 10.

Руслові піски, особливо їх верхній шар, містять досить значну кількість гранату. Цей мінерал загалом невластивий для порід кристалічного фундаменту вірогідної області зносу – північно-східної частини Українського щита (райони Фастів-Радомишль-Малин). Гранітоїди Росинсько-Тікицького і частково Волинського мегаблоків містять гранату від 40 (бистрійські) до 127 г/т (звенигородські). Мезо-кайнозойські осадові породи Київщини містять гранату (г/т): юрські – 46, крейдові – 22-61, бучацькі – 45-70, київські – 48, харківські – 32, полтавські – 36. Четвертинні льодовикові піски району Києва містять гранату в середньому 30-60 г/т.(наші дані, неопубліковані). Зауважимо, що відстань від Києва до ділянок фундаменту, що розмиваються сучасними річками, складає не менше 40 км. Отже, найвірогідніше, ми маємо справу зі

сприятливим гідродинамічним режимом накопичення мінералів важкої фракції у фації річкового пляжу давнього Дніпра. Одночасно із гранатом накопичується піроп. І хоч режим накопичення цієї піропової аномалії для нас є зрозумілим, проблема корінних джерел цих піропів залишається досі не з'ясованою.

Висновки

1. Русловий алювій Дніпра в районі Конча-Заспа чітко поділяється на дві товщі: нижня – крупнозерниста з незначним вмістом мінералів важкої фракції і піропів; верхня – дрібнозерниста з відносно високим вмістом важких мінералів і піропу.

2. Майже усі піропи фіолетового забарвлення тяжіють до верхнього горизонту.

3. Підвищений вміст мінералів важкої фракції вказує на гідродинамічну природу їх накопичення в пляжових умовах. Таке ж походження, найвірогідніше, мають «піропові аномалії».

Література

1. *Ребезо И.В.* Отчет по поисково-разведочным работам на русловые песчаные отложения р. Днепр выполненным Киевской геологоразведочной партией в Обуховском районе Киевской области в 1981-1983 гг. Киев. Укргеолфонды, 1983.

ПІРОПИ ЧЕРНІГІВЩИНИ

Павлюк О.В.¹ Павлюк В.М.²

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України, Київ, Україна,
alia.pavliuk@gmail.com

²Правобережна геологічна експедиція, Українська геологічна компанія, Фурси,
Україна, v-pavlyuk@ukr.net

PYROPE OF CHERNIGIV REGION

Pavliuk O.V., Pavliuk V.M.

Information about pyropes from sedimentary horizons of Chernihiv region was collected and analyzed. The study of numerous mineralogical analyzes allowed us to identify three peaks of increased pyrope-carrier sediments: in Pliocene, glacial and modern sediments. They are undoubtedly related to the stages of radical changes in the geological and structural plan and paleoclimate of the area. Pyropes are probably brought from other areas, because in the Neogene-Paleogene sediments below, there are no pyropes. If these pyropes are not associated with a glacier, their origin sources should be predicted on the northeastern slopes of the Volyn megablock of the Ukrainian Shield, located at 130-150 kilometers from the area of pyrope finds.

З 1980 по 1991 роки у північній частині Чернігівської області Правобережна геологічна експедиція проводила комплексну гідрогеологічну та інженерно-геологічну зйомку масштабу 1:50 000 для потреб меліорації [1,2,3,4,5,6]. На цій площі було пробурено декілька сотень свердловин глибиною до 50 м з детальним вивченням керну осадових порід, особливо четвертинних, і відбором проб на фізико-механічні властивості. У самих свердловинах проводилися детальні гідрогеологічні дослідження.

Геологічна будова. Територія досліджень розташована на північно-східному схилі Дніпрово-Донецької западини. Генералізована послідовність напластування стратиграфічних горизонтів від четвертинних відкладів до мезозою виглядає наступним чином (зверху донизу): 1. Сучасні алювій, озерні і болотні відклади (a,b,l-IV). 2. Верхньочетвертинні алювій, делювій, викопні ґрунти (e,a,vd-III). 3. Середньочетвертинні льодовикові відклади (fl,l,g,lg-II). 4. Середньочетвертинний і нижньочетвертинний древній дольодовиковий алювій (a,e,l-I+II). 5. Пліоценові глини і піски. 6. Піски полтавської серії (рідко). 7. Олігоцен. Берекська світа – піски, алеврити. 8. Олігоцен. Харківська світа – глини піски, алеврити. 9. Еоцен. Київська світа – піски, глини, алеврити. 10. Еоцен. Бучак – піски глауконітові, глини. Кристалічний фундамент залягає на глибинах 1,9-2,2 км.

Піщані горизонти досліджувалися мінералогічним аналізом, в тому числі на вміст алмазу і його мінералів-супутників. Всього маємо 355 якісно датованих повних мінералогічних аналізів з головних горизонтів (таблиця 1).

Незначна кількість аналізів не дозволяє провести якісне порівняння піропоносності усіх вивчених горизонтів. Проте, як видно з таблиці, спостерігаються три піки підвищеної піропоносності: в пліоценових, льодовикових і сучасних відкладах. Вони, безсумнівно, пов'язані із етапами кардинальних перебудов геолого-структурного плану і палеоклімату даної території. Другий висновок: ці піропи привнесені з інших площ, оскільки в неоген-палеогенових відкладах, що залягають нижче, піропів немає.

Таблиця 1 – Вивченість шліхами головних горизонтів Чернігівської площі

Відклади	Кількість аналізів	Проб з піропами	Піропів	% зустрічності піропів
Сучасні	45	3	7	6,7
Верхньочетвертинні	140	5	9	0,7
Льодовикові	25	2	2	8,0
Четвертинні дольодовикові	59	1	1	1,7
Пліоценові	21	2	2	9,5
Міоценові полтавські	7	0	0	0
Палеоген – берекські	3	0	0	0
Палеоген – харківські	32	0	0	0
Палеоген – київські	12	0	0	0
Палеоген – бучацькі	11	0	0	0
Крейда - кампанські	64	0	0	0

Примітка. Дані про піропоносність крейдових відкладів узяті з результатів пошукових робіт на зернисті фосфорити [7].

Попри незначну кількість виявлених піропів і неповноту їх характеристик, ми узагальнили результати їх вивчення під бінокуляром (таблиця 2)

Як бачимо з таблиці:

1. Суттєво переважають піропи червоного кольору; фіолетових небагато; рожеві майже відсутні.

2. Більшість піропів вкладаються у розмір 0,3-0,5 мм. Це корелюється з гранулометричними даними пліоцен-четвертинних відкладів. Максимальний розмір піропу – 0,58 мм.

3. Переважає середня і значна ступінь обкатаності зерен піропу. Це вказує на значну віддаль транспортування мінералу в ході формування теригенних відкладів.

4. Серед піропів переважають обкатані уламки і скалки, цілих кристалів немає. Це підтверджує тезу про тривале перебування піропів в умовах активних гідродинамічних процесів.

Таблиця 2 – Характеристика піропів Чернігівської площі

Кольорова гама піропів									
фіолетові		фіолетово-червоні		червоні		рожеві		разом	
знаки	%	знаки	%	знаки	%	знаки	%	знаки	%
4	19	4	19	12	57	1	5	21	100
Розмір зерен, мм									
≥ 0,5		0,3-0,5		0,1-0,3		менше 0,1		разом	
знаки	%	знаки	%	знаки	%	знаки	%	знаки	%
2	14,5	10	71	2	14,5	0	0	14	100
Ступінь обкатаності									
значна		середня		слабка		необкатані		разом	
знаки	%	знаки	%	знаки	%	знаки	%	знаки	%
3	15	16	80	1	5	0	0	20	100
Збереженість кристалів									
скалки		уламки		пошкоджені		цілі		разом	
знаки	%	знаки	%	знаки	%	знаки	%	знаки	%
2	25	5	62,5	1	12,5	0	0	8	100

Значна частина піропів встановлена в пліоценових і дольодовикових четвертинних відкладах. Оскільки ці піропи не пов'язані з льодовиком, їхні корінні джерела слід прогнозувати на північно-східних схилах Волинського мегаблоку Українського щита, розташованих на віддалі 130-150 кілометрів від площі знахідок піропів. Подальше вивчення піропів і їх мінералів-супутників допоможе деталізувати ділянки розташування вірогідних корінних джерел.

Література

1. Волков П.П., Ляшенко П.А., Дмитрук С.В. Отчет о комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1:50 000 для целей мелиорации на территории листов N-36-137-Б-б,г; N-36-137-Г-б,г; N -36-138-А; N-36-138-В; М-36-6-А-а,б. Киев. 1981.
2. Волков П.П., Зализняк А.И., Семченко В.Я. Отчет о комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1:50 000 для целей мелиорации на территории листов N-36-136-Г-г; N-36-137-В-в,г; N -36-137-Г-а,б; М-36-5-Б-г М-36-5-Г-б,г; М-36-6-А-в,г; М-36-6-В; М-36-17-Б-б,г; М-36-18-А. (Убедьская система). Киев. 1983.
3. Волков П.П., Зализняк А.И., Семченко В.Я. Отчет о комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1:50 000 для целей мелиорации на территории листов М-36-29-Г; М-36-30-В; М-36-41-Б; М-36-42-А. Киев. 1985.
4. Волков П.П., Семченко В.Я., Бондаренко В.В. Отчет о комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1:50 000 для целей мелиорации на территории листов М-36-28-Г; М-36-29-В; М-36-41-А; Киев. 1986.

5. Волков П.П., Семченко В.Я., Бондаренко В.В. Отчет о комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1:50 000 для целей мелиорации на территории листов М-36-16-Г; М-36-28-А-б,г; М-36-28-Б; М-36-29-А; М-36-29-Б; М-36-30-А,Г. Киев. 1990.
6. Волков П.П., Семченко В.Я., Бондаренко В.В. Отчет о комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1:50 000 для целей мелиорации на территории листов М-36-15-В(в,г); М-36-15-В; М-36-15-Г(б,в,г); М-36-16-В; М-36-27-А; М-36-27-Б; М-36-28-А(а,в). Киев. 1991.
7. Кочкур М.В. Поиски зернистых фосфоритов на севере Черниговской и Сумской областей. Отчет Киевской геологоразведочной партии о поисковых работах, проведенных в 1988-1992 гг. Киев. 1992.

СКАНДІЄВЕ ЗРУДЕНІННЯ В КОРАХ ВИВІТРЮВАННЯ ЛУКАШІВСЬКОЇ ДІЛЯНКИ (ВІННИЦЬКА ПЛОЩА)

Павлюк В.М.¹, Павлюк О.В.²

¹Правобережна геологічна експедиція, Українська геологічна компанія, Фурси,
Україна, v-pavlyuk@ukr.net

²Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України, Київ, Україна,
alia.pavliuk@gmail.com

SCANDIUM MINERALIZATION IN THE WEATHERING CRUST OF LUKASHIVKA AREA (VINNYTSIA AREA)

Pavliuk V.M., Pavliuk O.V.

Up to 100 scandium anomalies with the content of 80-150 g / t were found on the territory of the south-western part of the Ukrainian Shield. Its highest content (up to 200-600 g / t) was recorded in the weathering crusts of crystalline rocks of the Lukashivka area. Scandium accumulates most in the near-surface parts of the weathering crust. This indicates the residual nature of the concentration of scandium because it does not participate in redox processes during corrosion. Titanium, yttrium, phosphorus, zirconium, and thorium are the satellite elements of scandium. In addition to scandium, industrial interest may have yttrium, the content of which often reaches 80-200 g/t, so this mineralogical and geochemical anomaly may be of practical interest.

У 1987 р, згідно розпорядження головного геолога підприємства "Північукргеологія" М.І. Лебеда, у Правобережній геологорозвідувальній експедиції були переглянуті 40 тисяч спектральних аналізів різноманітних порід на предмет виявлення аномалій скандію. В результаті робіт на території південно-західної частини Українського щита було встановлено до 100 аномалій скандію з вмістом 80-150 г/т. Вибірка із 105 проб була проконтрольована атомно-адсорбційним аналізом. Більшість з аномалій зафіксовані у вуглистих юрських і палеогенових глинах різних ділянок, а також в амфібол-піроксенових кристалосланцях і метагаброїдах Середнього Побужжя. Встановлено, що скандій у вуглистих глинах має сорбційне походження, а в базитах пов'язаний з підвищеним вмістом титаномагнетиту. Статистичні розрахунки показали, що скандій має тенденцію до накопичення у корах вивітрювання.

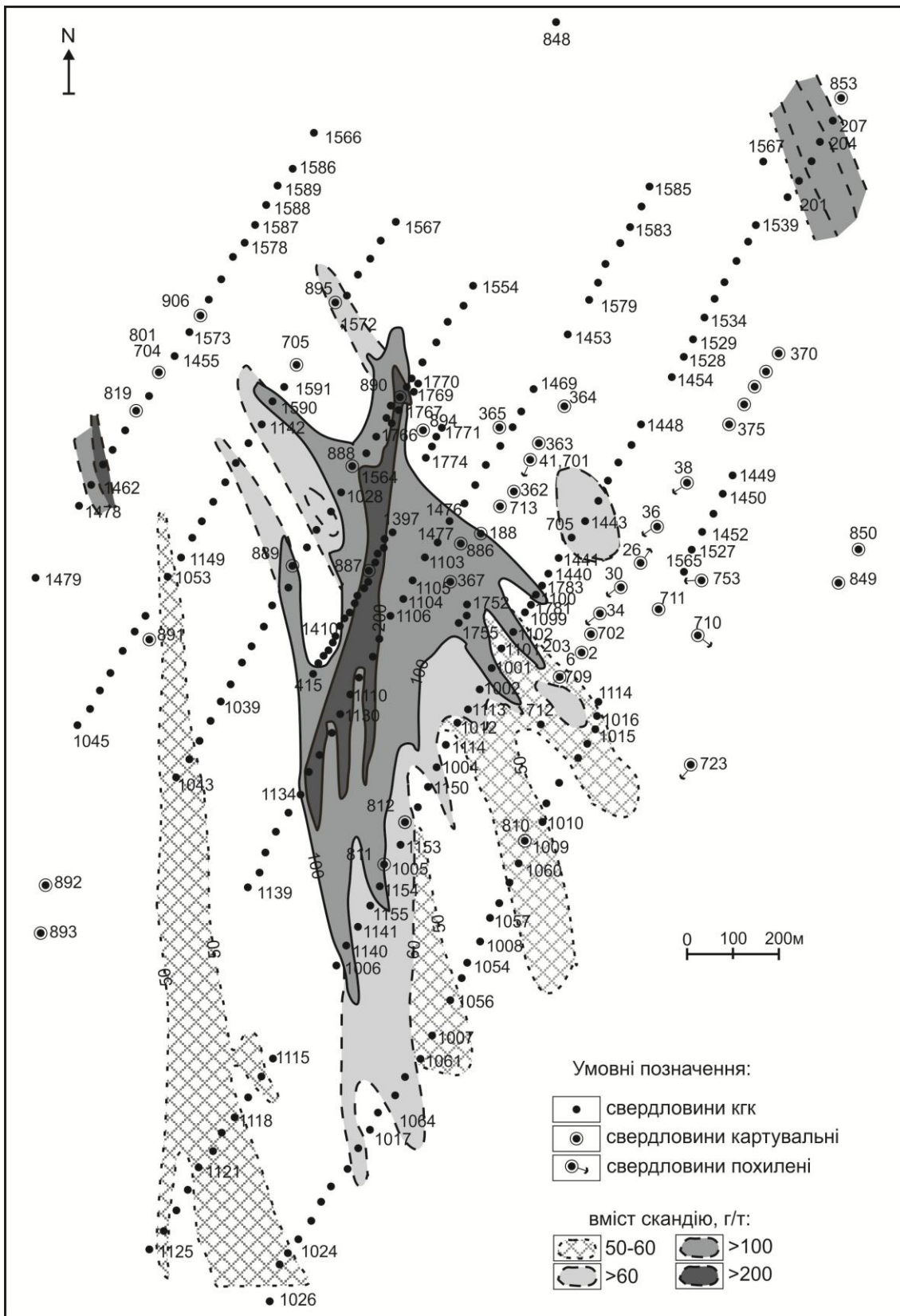


Рис. 1. Лукашівська ділянка. Ореолі скандію в корі вивітрювання

Максимальний вміст скандію в межах південно-західної частини Українського щита зафіксований у корах вивітрювання кристалічних порід Лукашівської ділянки (Рис. 1). Вона розташована між селами Лукашівка і Петрик Літинського району Вінницької області 1 км південніше дороги

Вінниця-Хмельницький. В минулі роки ця ділянка досліджувалася як вірогідно карбонатитова структура [1,2]. Тут у глинистих корах вивітрювання скарнованих амфібол-піроксенових кристалічних сланців, рідше метасоматитів сієнітового складу, вміст скандію за даними напівкількісного спектрального аналізу сягає: у 16 пробах (14 свердловин) – 200-600 г/т, у 69 пробах (в 41 свердловині) – 100-150 г/т, у 173 пробах (49 свердловин) – 60-80 г/т. Спостерігається чітка закономірність розподілу скандію по розрізу кори вивітрювання: у першій від поверхні пробі усіх свердловин частка аномальних значень складає 33,5% , у другій – 35,4%, у третій – 16,7%, у четвертій – 11,2%, у п'ятій – 3,1%.

Отже, 69% від усіх аномальних проб розташовані у приповерхневій частині кори вивітрювання. Її потужність в середньому складає 7 м, а в інтервал потужністю приблизно 10-12 м попадають 90% усіх аномальних проб. Це вказує на залишковий характер концентрування скандію, оскільки він не бере участі в окисно-відновних процесах під час короутворювання.

Головним елементом-супутником скандію виступає титан. Його вміст за даними спектрального аналізу коливається у межах 0,8-2,5% і пов'язаний з титаномагнетитом, який утворює значні концентрації в амфібол-піроксенових кристалічних сланцях дністровсько-бузької серії Лукашівської структури. У корах вивітрювання польвошпатових метасоматитів і змінених метасоматозом кристалосланців із скандієм асоціюють ітрій, фосфор, цирконій, торій. Аномалії цих елементів, вірогідно, пов'язані з високим вмістом апатиту, монациту і ксенотиму. Проте у приповерхневому, глинистому горизонті кори вивітрювання мінерали-носії майже повністю знищені гіпергенними процесами і рідко фіксуються мінералогічним аналізом. Проте зауважимо, що найбільш інтенсивні аномалії скандію мінералогічним аналізом не досліджувалися.

Форма площевої аномалії скандію на Лукашівській ділянці (Рисунок) амебовидна і відображує два головні фактори зруденіння:

- північно-західне простягання первісно-збагачених скандієм кристалосланців і метасоматитів;
- субмеридіонально розташовану тектонічну зону з добре проявленими гіпергенними процесами.

Керн свердловин і дублікати геологічних проб не збереглися. Розміри ділянки з вмістом скандію більше 100 г/т складають 1300×400 метрів, площа – 520 тис. м². Ділянка з вмістом скандію 200 і більше г/т має розмір 1100×60 м. При потужності кори вивітрювання 10 м ресурси скандію можуть скласти 1400 т. Крім скандію, промисловий інтерес може мати ітрій, вміст якого нерідко сягає 80-200 г/т. Осадова покрівля над продуктивною корою вивітрювання складається переважно із четвертинних суглинків і четвертинних та пліоценових пісків загальною потужністю 20-25 м. Землі переважно лугові, заболочені. Отже, ця оригінальна мінералого-геохімічна аномалія може мати практичний інтерес.

Пропонується: 1. Відібрати за допомогою буріння 3-5 лабораторно-технологічних проб з метою встановлення реального вмісту скандію,

встановлення його мінеральних форм та попереднього дослідження технології вилучення. 2. В разі отримання позитивних результатів перерахувати ресурси і визначити економічну доцільність розвідувальних робіт.

Література

1. *Гейко В.Д. и др.* Отчет о результатах глубинного геологического картирования масштаба 1:200 000 территории листа М-35-XXIX (Винница и групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 листов М-35-105, 106. – К.: 1982. – Геоинформ.
2. *Ляшко Н.А.* Отчет о результатах глубинного геологического картирования масштаба 1:50 000 южной части Хмельницкой зоны. Листы М-35-105-А б,г; М-35-105-Б-а,в; М-35-106-В; М-35-106-Г-в (Винницкая область) (ПГО «Севукргеология») / [Н.А. Ляшко, Н.С. Василенко, В.С. Германов и др.]. – К.: 1985. – Геоинформ.

ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РУДОНОСНОСТІ МЕТАКОНГЛОМЕРАТИВ ТИМОШОВСЬКОЇ ТОВЩИ В БІЛОЗЕРСЬКІЙ ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНІЙ СТРУКТУРІ СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Рuzина М.В., Терешкова О.А., Білан Н.В., Деметтьєва Є.В.

Національний технічний університет «Дніпровська політехніка», Дніпро,
Україна, guzinamari@gmail.com

ASSESSMENT OF ORE-BEARING PROSPECTS FOR METACONGLOMERATES OF TYMOSHOVSKA STRATUM IN BILOZERSKA GREENSTONE STRUCTURE OF THE MIDDLE DNIPRO MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD

Ruzina M.V., Tereshkova O.A., Bilan N.V., Demmentieva Ye.V.

The petrographic characteristics of the tymoshovska stratum of the Bilozerska greenstone structure are given. It is noted that volcanic-terrigenous formations of this structure in comparison with the Vitvatersrand system on syngenetic ore-bearing capacity are characterized by smaller prospects. Nevertheless, they must be concretized and confirmed by a careful study of the facies-lithological features of the mikhailivska suite of the bilozerska series and especially of the tymoshovska stratum, which include fluid-explosive formations and gold-containing sericite-graphite phylonites.

Білозерська зеленокам'яна структура – одна з типових структур граніт-зеленокам'яної області Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита, її ширина – 20 км, а протяжність в меридіональному напрямку – 60 км. Головні стратиграфічні підрозділи району досліджень складені вулканогенною конкською (3200 – 3050 млн.р.), вулканогенно-теригенною білозерською (3015 – 2955 млн.р.) серіями та тимошовською товщею, яка іноді необґрунтовано ототожнюється з переверзівською світою білозерської серії. Тимошовська товща у межах Білозерської зеленокам'яної структури розвинена, в основному, на схід від Південно-Білозерського та Переверзівського родовищ залізистих кварцитів. У зв'язку зі значною глибиною залягання (більше 200 – 400 м) тимошовська товща є недостатньо вивченою. До теперішнього часу по всій площі її розвитку пройдено тільки 30 свердловин. Проте, матеріал з вивчення керну цих свердловин, досить впевнено дозволяє констатувати розвиток в цій частині Білозерського району різко відмінної за складом товщі докембрійських

порід, у віковому відношенні, безсумнівно, молодшої, ніж конкська та білозерська серії, а також тепловської свити.

Характеризуючи розріз тимошовської товщі слід зазначити, що в цілому він являє безперервне часте чергування апопісковиків, апогравелітів, апоконгломерато-брекчій та сланців, з мінливим кількісним співвідношенням уламкової (у т.ч. грубоуламкової) та пелітової фракцій. Переважаючими в розрізі товщі є серицитові філітові сланці та метапісковики (кварцові, кварц-польовашпатові). Метагравеліти, метаконгломерато-брекчії займають не більше 30 % об'єму товщі та присутні переважно у вигляді пачок і прошарків (від часток метра до 20 м) серед метапісковиків та сланців.

Типовий розріз тимошовської товщі був розкритий свердловинами в безпосередній близькості від різкого "обриву" східного крила Південно-Білозерської структури. Тут має місце ритмічне чергування перерахованих вище різновидів порід в такій послідовності: метаконгломерат – метапісковик – сланець. Границі між ритмами чіткі, а між окремими елементами кожного ритму – поступові. Потужність самих ритмів змінюється в широких межах (від перших см до декількох десятків см).

Метаконгломерати, з яких починається кожен ритм, являють собою поліміктові грубоуламкові щільні породи зеленувато-сірого забарвлення [1]. По довгій осі розміри уламків досягають 15 см, в діаметрі 5 – 10 см. Уламки орієнтовані уздовж сланцюватості та представлені сидероплезитовими залізистими кварцитами, безрудними кварцитами, жильним кварцом. Цементуюча маса – псамітова, складена головним чином уламковим жовтуватого-сірим кварцом, серицитом та карбонатом. Метапісковики, зазвичай змінюються метаконгломератами вгору по розрізу та мають з останніми поступовий перехід. Структура метапісковиків від грубо- до середньозернистої. Від підосви шару до покрівлі зернистість поступово зменшується та метапісковики переходять в сланці. Серицит-хлоритові сланці по свердловині зазвичай завершують ритми, потужність їх прошарків від 1 до 25 м. Примітним є те, що в метаконгломератах констатовано наявність золота, причому вміст його значно вище, ніж в метапісковиках. Окремі свердловини в межах площі розвитку тимошовської товщі повністю пройдені в пачках метаконгломератів, метаконгломератів та пісковиків, або вскривають тільки сланці.

Склад метаконгломератів і метагравелітів поліміктовий. У складі уламкового матеріалу присутні породи конкської та білозерської серій, тепловської свити, що безумовно свідчить про більш молодий вік всієї товщі. Найчастіше уламки представлені безрудними кварцитами, жильним кварцом, сланцями білозерської серії. Рідше вони представлені магнетитовими кварцитами (у т.ч. сидероплезитовими), ще рідше – мартит-гематитовими рудами. Поряд з кварцом і кварцитами в уламках іноді присутні кварцові порфіри, метапісковики, граніти, зелені сланці, амфіболіти, серпентиніти. За результатами досліджень останніх років у складі тимошовської товщі встановлені флюїдно-експлозивні утворення [2].

При оцінці перспектив рудоносності тимошовської товщі особливої уваги заслуговують рудні формації золотоносних конгломератів. Питання про

золотоносність седиментаційних метаконгломерато-брекчій виникало з моменту відкриття В.Ю. Коваленком із співавторами проявів золота в метатеригенних породах білозерської серії [3]. Пізніше це питання було досліджене І.С. Паранько [4]. Всі ці автори відзначали ймовірну аналогію метапсефітових фацій Білозерської структури з золотоносними конгломератами Вітватерсранд. Слід визнати, що розріз вулканогенно-теригенних формацій Білозерської структури в порівнянні з системою Вітватерсранд за сингенетичною рудоносністю характеризується меншими перспективами. Але вони повинні бути конкретизовані та підтверджені ретельним довивченням фаціально-літологічних особливостей михайлівської світи білозерської серії та особливо тимошовської товщі. Необхідність такого довивчення визначається комплексним складом корисних компонентів, які попутно вилучаються з золотоносних конгломератів Ранд (уранініт, осмістий іридій, алмази, рідше каситерит та інші мінерали).

Наявність у складі уламків конгломератобрекчій тимошовської товщі турмалінових метасоматитів, фрагментів ітаколуміту (рис. 1), флюїдно-експлозивних утворень також спонукає шукати найраніше метаморфізовані розсіпні скупчення важких мінералів, у т.ч. і алмазів нетрадиційних некімберлітових джерел.

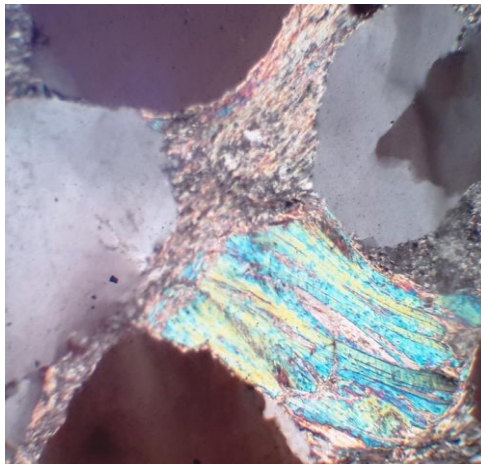


Рис.1. Кварцит з серицитовим цементом та уламком розщепленого талькового сланцю (аналог ітаколуміту). Шліф, нік+, зб.90.

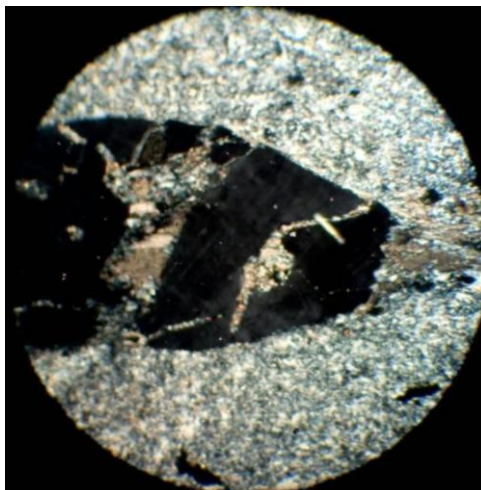


Рис.2. Структура «in situ» зерна кварцу у флюїдоліті тимошовської товщі. Нік+, зб.90.

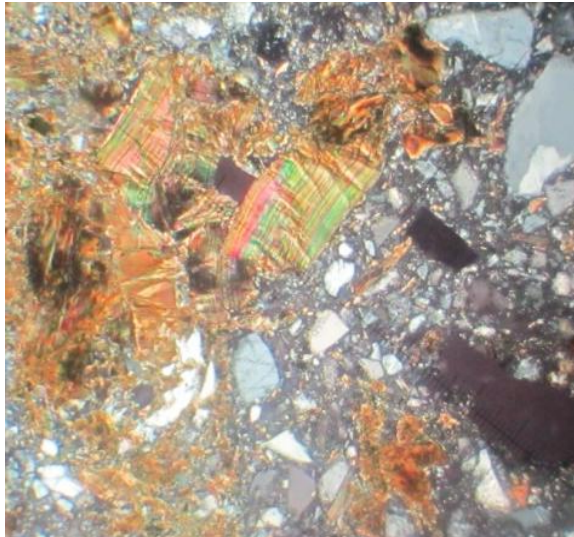


Рис. 3. Розщеплення лускуватих зерен біотиту, «двійники тиску» та пірокластичка у флюїдоліті тимошовської товщі. Нік+, зб. 90.

За результатами досліджень останніх років у складі тимошовської товщі та михайлівської світи білозерської серії встановлені флюїдно-експлозивні утворення (рис. 2,3) аналогічні алмазовміщуючим вішерітам Красновішерського родовища Уралу. Крім того, у складі михайлівської світи білозерської серії встановлені золотовміщуючі серицит-графітові філоніти, які також проявляють аналогію з алмазовміщуючими філітами району Діамантіна (Бразилія).

Література

1. Никонов А. И., Струева О. М. Древние седиментационные конгломерато-брекчии Белозерского района // Геол.журн., 1966, №6, С. 71—75.
2. Рузіна М. В., Терешкова О. А., Білан Н. В., Жильцова І. В. Структурні особливості флюїдолітів Середньопридніпровського та Інгульського мегаблоків Українського щита // Зб.матер. Наукової конференції «Метасоматизм та рудоутворення», 5-7 жовтня 2016 року, м. Київ. К.: ТОВ «НВП «Інтерсервіс», 2016. – С. 61—63.
3. Коваленко В. Ю., Кушинов Н. В., Насад А. Г., Жуков Г. В. О проявлениях золота в докембрийских сланцах и конгломератах Белозерского района // Геол.журн., 1979, №1, С. 122—123.
4. Паранько И. С. Перспективы золотоносности докембрийских конгломератов Украинского щита // Геол.журн., 1992, №4, С. 48—55.

**МАСИВИ ПІДЗЕМНИХ ВОД У ДОКЕМБРІЙСЬКИХ ПОРОДАХ НА
ТЕРИТОРІЇ БАСЕЙНУ ДНІПРА – ВАЖЛИВЕ ДЖЕРЕЛО
ВОДОПОСТАЧАННЯ**

Саніна І.В., Люта Н.Г.

Український державний геолого-розвідувальний інститут, м. Київ, Україна,
ekogeol@ukr.net

**GROUNDWATER BODIES IN PRECAMBRIAN ROCKS ON THE DNIPRO
BASIN TERRITORY - AN IMPORTANT SOURCE OF WATER SUPPLY**

Sanina I.V., Lyuta N.G.

Groundwater bodies (GWB) located in the Dnipro basin, contained in Precambrian rocks and used for centralized water supply are considered - a GWB in Precambrian effusive-terrigenous rocks (Pripyat River subbasin) and a GWB group in the fracture zone of Archean-Proterozoic crystalline rocks (subbasins of the Middle Dnipro, Lower Dnipro and Pripyat). A brief description of these GWB is given, the conditions of their formation, chemical composition, etc. are described. Particular attention is paid to the protection conditions of the GWB from surface contamination. GWB in Precambrian effusive-terrigenous rocks is protected by overlying rocks. As for the GWB group in the fracture zone of crystalline Archean-Proterozoic rocks, in some areas there is a hydraulic connection with the uppermost aquifers in Quaternary sediments. Therefore, in these areas, this GWB group is conditionally protected from surface contamination. These circumstances must be taken into account when planning the economic development of the territory, including the mineral deposits exploitation.

Структури, що сформовані докембрійськими породами, передовсім Український щит (УЩ), сприймається найчастіше винятково як своєрідна скарбниця, що містить цілу низку родовищ і проявів різних видів рудних і нерудних корисних копалин. Однак роль докембрійських порід у забезпеченні сталого розвитку України набагато важливіша. Вони виконують не лише ресурсну, а й безпекову функцію – адже загальновідомо, що саме кристалічні породи є найбільш безпечним фундаментом для спорудження будівель. Окрім того, з виходами кристалічних порід пов'язана ціла низка геологічних пам'яток. Саме області, розташовані в межах УЩ, є найбагатшими на пам'ятки природи геологічного типу (геоморфологічні, мінералогічні, петрографічні), які мають як наукову, так і суто естетичну цінність, і використовуються для розвитку туризму і популяризації геологічних знань серед широких верств населення. Проте роль докембрійських порід і цим не обмежується. Адже вони містять ще одну корисну копалину, яка в сучасному світі належить до стратегічних, і значення якої постійно зростає – підземні води.

У розвинутих країнах нині переважає басейновий принцип управління водними ресурсами, тож розгляньмо найбільший річковий басейн України – басейн Дніпра, який охоплює близько половини території нашої держави. Масиви підземних вод (МПВ) – одиниці управління водними ресурсами [1], виділені в межах території басейну Дніпра, належать до різних геолого-стратиграфічних утворень і залягають на різних глибинах. Серед них з докембрійськими утвореннями пов'язані масив підземних вод у вулканогенно-теригенних відкладах порід докембрію в межах Волино-Подільського

артезіанського басейну і група масивів підземних вод у зоні тріщинуватості кристалічних порід у межах Гідрогеологічної області УЩ.

МПВ у ефузивно-теригенних породах докембрію розміщений в суббасейні р. Прип'ять і приурочений до тріщинуватих ефузивних і теригенних утворень венду (валдайська, волинська серії), і теригенних порід рифею (поліська серія). На цій території докембрійські породи містять підземні води питної якості. Східніше вони перекриваються потужною товщею порід палеозою і мезозою і непридатні для господарсько-питного забезпечення.

Докембрійські породи представлені потужною, до 200-550 м, товщею перешарування базальтів, туфів, пісковиків, гравелітів, аргілітів, алевролітів. Потужність водовмісних відкладів змінюється від 10 до 67-261,5 м. Водоносний комплекс напірний, напори досягають 40-193 м. Основне джерело живлення - інфільтрація атмосферних опадів, перетік із горизонтів, що залягають вище. Дебіти залежно від літологічного складу та тріщинуватості водовмісних відкладів змінюються від 86,4 до 1658,9 м³/д. За хімічним складом води гідрокарбонатні кальцієві, кальцієво-магнієві, гідрокарбонатні натрієві, з мінералізацією 0,2-0,3, іноді – до 2,8 г/дм³. Цей МПВ за природними показниками захищений від забруднення, тому є неуразливим до техногенного впливу. Використовуються для водопостачання таких населених пунктів як Рівне, Здолбунів, Дубно, Гоща, Володимирець, Костопіль, Рокитне, Славута, Сарни, Березне, Клесів, Межиричі. У мм. Хмельницький і Городок експлуатуються разом із сеноманським водоносним горизонтом.

Група МПВ у зоні тріщинуватості кристалічних порід архею-протерозою поширена в межах басейну Дніпра, простягається широкою смугою з пн. заходу на пд. схід (суббасейни Середнього, Нижнього Дніпра, Прип'яті). Водовмісними є породи докембрійського фундаменту, сформованого метаморфічними та магматичними утвореннями, серед яких переважають гнейси, граніти і мігматити. По долинах річок вони виходять на земну поверхню або перекриваються малопотужним шаром мезо-кайнозойських відкладів. Геофільтраційні властивості кристалічних порід визначаються дуже нерівномірною обводненістю, пов'язаною з нерівномірною ендо - і екзогенною тріщинуватістю кристалічних порід за площею і на глибину. Найбільш обводнені зони приурочені до понижених ділянок сучасного рельєфу, що збігаються з розвиненою гідрографічною мережею та крупними балками. Потужність зон інтенсивної тріщинуватості часто не перевищує 20 м від поверхні кристалічних порід на вододілах та 50 м в долинах річок, і розповсюджується на глибину 80-100 м від сучасної поверхні.

Майже повсюдно кристалічні породи перекриті корою вивітрювання, яка відіграє подвійну гідрогеологічну роль. За певних умов, залежно від літологічної будови, вона є або водоносним горизонтом, або водотривом. Повний розріз і більша потужність кори вивітрювання спостерігається на вододільних ділянках, а до прируслових частин її потужність зменшується, аж до повного розмиву.

Глибина залягання на північному заході, де осадовий чохол малопотужний, складає 20-30 метрів. У долинах річок водовмісні породи часто

виходять на поверхню. Південніше зростає потужність осадових порід в покрівлі і глибина залягання. Рівні підземних вод зазвичай не перевищують 20 метрів. Води напірно-безнапірні, величина напору не перевищує 15-20 метрів, в окремих випадках збільшується до 57,5 м, окремі свердловини самовиливні. В долинах річок напір знижується. Водозбагаченість залежить від рівня тріщинуватості, потужності зони тріщинуватості, умов живлення, дебіти свердловин змінюються від 0,9 до 864-1209,6 м³/добу. Водопровідність коливається у значних межах: фонові значення складають 1-10 м²/добу, змінюючись від перших м²/добу до 500 м²/добу. Високі значення показників водопровідності пов'язані із зонами тектонічних розломів, долинами річок, балками, де вони зазвичай складають 50-100 м²/добу.

Хімічний склад підземних вод строкатий. Гідрокарбонатні кальцієві води з низькою мінералізацією поширені у північно-західній частині, де є сприятливі умови живлення підземних вод. На південь і південний схід з'являються води змішаного складу, мінералізація збільшується до 3 г/дм³ і вище. На окремих ділянках в суббасейні Прип'яті відзначається гідравлічний зв'язок з безнапірними МПВ у четвертинних відкладах. Залежно від потужності слабопроникних порід у покрівлі група МПВ у зоні тріщинуватості кристалічних порід захищена або умовно захищена.

Живлення відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних опадів та перетоку з водоносних горизонтів в осадовому чохлі в місцях відсутності водотривів. Розвантаження відбувається в долинах річок. Цей МПВ є основним джерелом господарсько-питного водопостачання низки крупних населених пунктів (численні райцентри Рівненської, Житомирської, Кіровоградської, Київської, Дніпропетровської обл.). Експлуатація здійснюється невеликими розосередженими водозаборами невеликої продуктивності (до 1-2 тис. м³/добу).

Отже, з докембрійськими породами пов'язані масиви підземних вод, які є важливим джерелом водопостачання низки населених пунктів України. При цьому група масивів підземних вод у зоні тріщинуватості кристалічних порід архей-протерозою є на певних ділянках свого розвитку умовно захищеною від забруднення з поверхні. Ці обставини обов'язково слід враховувати в процесі планування господарського освоєння території, в тому числі експлуатації родовищ корисних копалин.

Література

1. *С. Гошовський, І. Саніна, Н. Люта* Підземні води. Ідентифікація і розмежування масивів підземних вод у басейні річки Дніпро, Україна. Звіт. Водна ініціатива Європейського Союзу Плюс для країн Східного Партнерства. К., 2019.

ТАЛЬК-ВМІСНІ СЛАНЦІ – ПЕРСПЕКТИВНА МІНЕРАЛЬНА СИРОВИНА ІНГУЛЕЦЬКОГО РОДОВИЩА

Стрельцова Д.М.¹, Стрельцов В.О.², Євтехов В.Д.¹

¹Криворізький національний університет, м. Кривий Ріг, Україна,
evtekhov@gmail.com, strelcovadaria188@gmail.com

²Інгулецький гірничозбагачувальний комбінат, м. Кривий Ріг, Україна,
misterstrelcov90@gmail.com

TALC-CONTAINING SCHISTS – PERSPECTIVE MINERAL RAW MATERIALS OF INHULETSKE DEPOSIT

Streltsova D.M., Streltsov V.O., Evtekhov V.D.

Abstract. The talc-containing schists composed the upper subformation of the Skelyuvatska formation of the Kryvyi Rih series. Schists are the products of metamorphism of the initial volcanic rocks of mafic-ultramafic composition. Within the boundaries of the Inguletske deposit, the thickness of the schists strata varies from 15 to 80 m, the average is 45 m. The rock-forming minerals of the schists are talc, chlorite, amphibole of tremolite-actinolite composition, breunnerite; secondary minerals – phlogopite, serpentine; accessory – ilmenite, titanomagnetite, chromite. The main chemical components (wt.%) are MgO 14-28; Al₂O₃ 5-16; FeO 3-14; CaO 0-8. The uses of schists: filler for paints, component of pesticides, building materials, etc.

Інгулецьке родовище залізних руд, яке розробляється Інгулецьким гірничозбагачувальним комбінатом, розташоване в південній частині Криворізького залізорудного басейну. В геологічній будові родовища задіяні кристалічні породи архейського, протерозойського віку, які перекриті товщею осадових порід кайнозою. Головна корисна копалина – бідні магнетитові руди. Річний їх видобуток складає близько 8-9 млн. м³ (30 млн. т.); близько 22 млн. м³ мінеральної сировини (граніти, мігматити, тальк-вмісні сланці, гематитові кварцити, глина, вапняк та ін.) складається у відвалах. Протягом останніх років у зв'язку з виконанням «Регіональної наукової програми дослідження мінерально-сировинної бази Криворізького залізорудного басейну» проводиться оцінка перспективності їх використання. До одного з пріоритетних видів супутньої мінеральної сировини відносяться тальк-вмісні сланці.

Попередні дослідники розглядали питання геологічної позиції, генезису, складу та фізичних властивостей тальк-вмісних сланців. Більшість [1, 2, 4] віднесли їх до продуктів динамотермального метаморфізму вулканітів базит-ультрабазитового складу. Існують також гіпотези про утворення тальк-вмісних сланців унаслідок гіпергенних змін хлорит- і роговообманково-вмісних порід (І.І.Танатар, 1927); метасоматичних перетворень різного складу порід (М.Г.Світальський та ін., 1932; В.І.Лучицький та ін., 1934; І.І.Танатар, 1938); метаморфізму карбонатних осадових порід (В.І.Лучицький, 1939; Ю.Г.Гершойг, 1945; П.М.Каніболоцький, 1946; Н.А.Лінник, 1948; М.П.Семененко, 1949; Л.Я.Ходюш, 1953). Як мінеральна сировина, сланці досліджені недостатньо.

Верства тальк-вмісних сланців представляє верхню підсвіту скелюватської світи і в розрізі криворізької серії підстеляє саксаганську світу. Потужність підсвіти нерівномірна: в східній частині родовища коливається від 15 до 80 м (середній показник 45 м); в західній частині верства зірвана Західним

розломом, а потужність її коливається від 0,1 до 3 м і в середньому становить 1 м.

Мінеральний склад тальк-вмісних сланців дуже варіативний внаслідок прояву двох головних факторів: складу первинного матеріалу та ступеню його динамотермального метаморфізму. За даними І.С.Паранька та ін. (1993), первинними породами, за рахунок яких утворились сланці, були піроксенові тоналіти й тоналітові базальти. Переважання тоналітового компонента в первинних ефузивах обумовлювало суттєво тальковий склад сланців, високий вміст тоналітових базальтів – кількісне переважання хлориту над тальком. Додатковим фактором неоднорідності складу первинного матеріалу була присутність хемогенного карбонатного та кластогенного (від пелітового до псамітового) компонентів. У відповідності з термодинамічними умовами метаморфізму, в складі сланців кількісно переважає брейнерит-хлорит-тальковий (зеленосланцева фація) або хлорит-тальк-тремоліт-актинолітовий (епідот-амфіболітова фація) парагенезиси.

Середній склад сланців найбільш поширених мінеральних різновидів наведений у табл. 1.

Таблиця 1. Середній мінеральний склад тальк-вмісних сланців Інгулецького родовища

Мінеральні різновиди сланців	Вміст основних мінералів, об'єм.%					
	тальк	хлорит	карбо- нати	амфі- боли	серпен- тин	фло- гопіт
хлорит-талькові, брейнерит-хлорит- талькові	30-70	20-50	0-20	0-5	-	-
тальк-хлоритові, брейнерит-тальк- хлоритові	15-45	50-70	0-20	0-5	-	-
амфібол-тальк-хлоритові	15-40	40-60	0-5	5-20	0-5	-
тальк-амфібол-хлоритові	10-30	40-60	0-5	20-40	0-5	-
тальк-хлорит-амфіболові	10-20	20-40	0-5	40-60	0-5	-
хлорит-амфіболові	0-5	30-40	0-5	50-70	0-5	-
серпентин-амфіболові	0-5	0-5	-	70-90	5-15	-
серпентин-флогопіт- амфіболові	0-5	0-5	-	60-80	5-15	5-15

Тіла сланців з підвищеним вмістом флогопіту тяжіють до контакту верхньої підсвіти скелюватської світи та першого сланцевого горизонту саксаганської світи. Серпентин є продуктом епігенетичних змін актиноліту.

Хімічний склад тальк-вмісних сланців також характеризується значними коливаннями вмісту компонентів (табл. 2). Вміст оксиду магнію – головного компонента, який визначає якість тальк-вмісних сланців як неметальної сировини, коливається в межах від 14 до 28 мас.%. Максимальні показники (20-

28 мас.%) характерні для апоультрабазитових сланців суттєво талькового складу. З переходом до апобазитових сланців, у складі яких переважає хлорит, вміст MgO зменшується до 14-20 мас.%, натомість зростає вміст Al₂O₃ (до 16 мас.%), FeO+Fe₂O₃ (загалом до 25 мас.%). Показник кількості CaO дуже непостійний, залежить від присутності виповнених кальцитом мигдалин і прожилків.

Таблиця 2. Показники варіативності вмісту хімічних компонентів у складі тальк-вмісних сланців Інгулецького родовища

Хімічні компоненти	Вміст, мас.%
SiO ₂	31,94-48,28
Al ₂ O ₃	5,13-15,66
Fe ₂ O ₃	0,14-8,43
FeO	3,48-13,92
MgO	14,28-27,74
CaO	0,00-7,70
TiO ₂	0,00-0,32
SO ₃	0,00-0,11
Na ₂ O	0,00-0,10
K ₂ O	0,00-0,10
в.п.п.	4,52-8,47

За вмістом хімічних компонентів тальк-вмісні сланці Інгулецького родовища поступаються тальковій сировині вищих гатунків. Але вони можуть бути використані зі значним економічним ефектом як наповнювачі мінеральних пігментів, добрив і отрутохімікатів, виготовленні кривельних матеріалів, окремих марок цементу та ін.

Література

1. Белевцев Я.Н., Тохтуев Г.В., Стрыгин А.И. и др. Геология криворожских железорудных месторождений // Киев: Изд. АН УССР, 1962.– Т. 1.– 484 с.
2. Евтехов В.Д., Трунин А.Н. Тальк-содержащие сланцы – один из альтернативных видов минерального сырья месторождений Кривбасса // Сборник научных трудов Национальной горной академии Украины. Днепропетровск, 1998. № 3. С. 204-205.
3. Каниболоцкий П.М. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна // Черновцы: Изд-во АН УССР, 1946.– 312 с.
4. Лазаренко Е.К. Гершойг Ю.Г., Бучинская Н.И. та ін. Минералогия Криворожского бассейна. Киев: Наукова думка, 1977. 544 с.
5. Свительский Н.И., Фукс Э.К., Половинкина Ю.Ир., и др. Железорудное месторождение Кривого Рога // Москва-Ленинград: Госгеолиздат, 1932.– 284 с.

**LIQUATION OF SILICATE MAGMA IN FORMATION OF SYENITES AND
RELATED ZR, REE, Y DEPOSITS (BY MELT INCLUSIONS IN THE
ZIRCON OF THE VELKYA VYSKA SYENITE MASSIF)
(UKRAINIAN SHIELD)**

**Voznyak D.K.¹, Levashova E.V.², Skublov S.G.^{2,3}, Vyshnevskiy O.A.¹,
Belskiy V.M.¹, Kurylo S.I.⁴**

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

²Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia,
levashova.kateryna@yandex.ru

³St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia, skublov@yandex.ru

⁴The Earth Science Institute of the Slovak Academy of Sciences, Bratislava,
Slovakia, kurylo.sergiy@gmail.com

Zircon crystals from the Velyka Vyska syenite massif were found to contain two types of primary melt inclusions differing in chemical composition. They are consistent with two types of immiscible silicate melts involved in its formation. Type I contains high SiO₂ concentrations (inclusions dominate quantitatively in zircon); type II is characterized by elevated Fe and smaller SiO₂ concentrations. Sulphide (pyrrhotite) melt also became apparent upon the formation of the massif. The conditions of formation of the Velyka Vyska massif and the unique Azov Zr-REE deposit, revealed by analysis of fluid inclusions, have some common features: (a) liquation; (b) high ZrO₂ concentration in magmatic melt; (c) supply of high-PT flow of CO₂-fluid. The occurrence of high-grade trace element ores in the Velyka vyska massif is forecasted, based on this and other known prospecting criteria.

It is hard to reliable reconstruct the contribution of liquation to the formation of a geological object [1]. Information obtained from melt inclusions and experimental studies is one of many important characters.

Reconstruction of the conditions of formation of the syenite massifs, combined to make up a gabbro-syenite formation, was dominated by crystallization differentiation [2, 3]. Information on melt inclusions indicative of their formation contributed to by the liquation of silicate magmatic melt is presented in [4-6] and other publications.

Aim of the study: to analyze melt inclusions in zircon crystals from leucosyenites in order to estimate the temperature, aggregate condition and chemical composition of magmatic melt constituents that formed the Velyka Vyska syenite massif and to appraise the ore potential of the locality.

Results. Peculiar syenites represented by several separate elongated bodies, the largest one of 4.5 x 2 km in size, are established on the southern edge of the Korsun-Novomirgorodsky pluton (the Ingul megablock of the Ukrainian shield). They are a part of the Velyka Vyska massif, which is located within the Novoukrainian granites [2]. Massif is composed of various types of rocks from monzonites to leucocratic syenites, however, fayalite-hedenbergite (with ferrogastingsite) syenites with quartz predominate. Melanocratic (up to 35% dark-colored minerals) varieties of syenites enriched by ilmenite and zircon sometimes are observed [3].

The zircon crystals from Velyka Vyska leucosyenites are small (0.2-0.4 mm along axis L_4). Primary melt inclusions are usually shaped as negative crystals. They

commonly measure up to 10-15 μm along elongation. A method for hardening the inclusions was chosen because of their small size. The crystallization temperature of zircon determined by the homogenization temperature of inclusions $\geq 1300^\circ\text{C}$, by Ti-in Zrn-thermometer [7] - 768-1029 $^\circ\text{C}$.

Zircon crystals from the Velyka Vyska syenite massif were found to contain two types of primary melt inclusions indicating the involvement of immiscible silicate melts in its formation. Type I is represented by inclusions with high SiO_2 concentration (they dominate quantitatively in crystals); type II is enriched in Fe and contains smaller SiO_2 concentration. The formation of the massif was also contributed to by sulphide (pyrrhotite) melt. ZrO_2 concentration in inclusion glasses is high, but in type I it is twice as low as in type II. Trace element concentration in melt inclusions from zircon in the Azov deposit is high; this trend also persists for the Velyka Vyska syenite massif, as indicated by mineral inclusions in zircon.

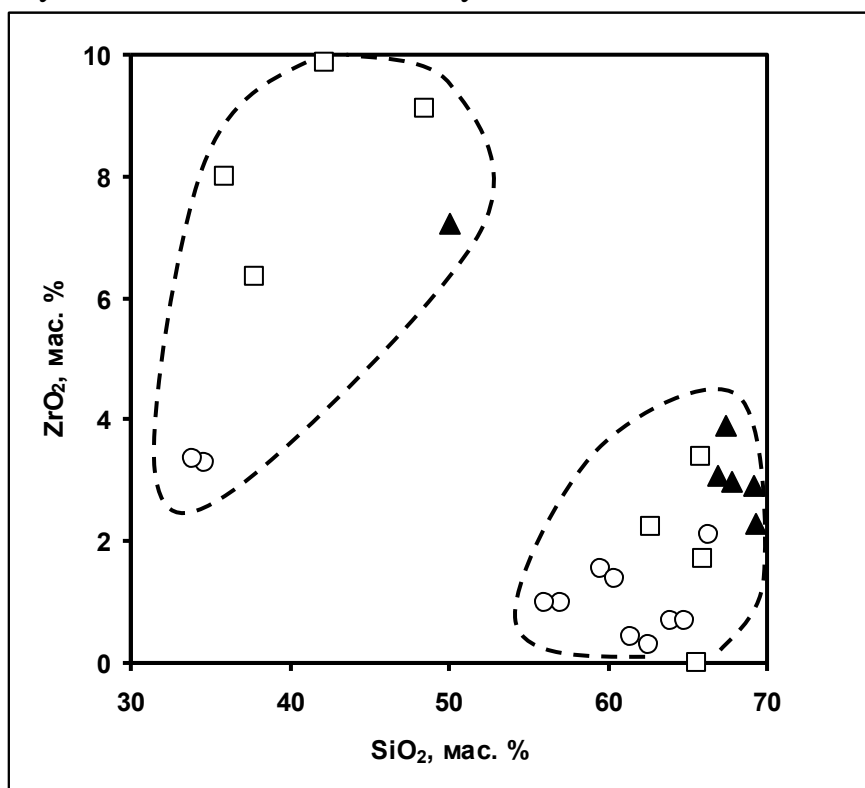


Fig. 1. Dependence of ZrO_2 concentration on the SiO_2 content of glass in experimentally hardened melt inclusions in zircon from the Azov Zr-REE deposit (circles [5] and squares [6]) and the Velyka Vyska syenite massif (triangles).

Note. The results were obtained on: WD/ED JXA – 8200 [5]; Cameca IMS-4f ion microprobe [6]; JEOL JSM-6510 LA scanning electron microscope with EDS JED-2200 – ▲.

The formation of baddeleyite is an important contributor to the specificity of the conditions of formation of the Velyka Vyska syenite massif. Aggregates of fine drop-like ZrO_2 grains measuring 15-25 μm were revealed on the zircon crystal face and on the plane surface of a melt inclusion. Similar baddeleyite formations were also reported from the Azov Zr-REE deposit [8]. Its origin is associated with zircon decomposition (based on the scheme: $\text{Zr}[\text{SiO}_4] \rightarrow \text{ZrO}_2 + \text{SiO}_2$) by silicate melt which formed under the influence exerted on the rock by CO_2 -fluid flows with high PT-parameters. At the Azov deposit they triggered the fracturing of primary melt

inclusions in zircon from the ore zones. Flows of CO₂-fluid pierced the rock along a system of microfractures in deep-seated tectonic dislocations. As they occur locally, unusual baddeleyite formations are scarce.

Conclusions. 1. Melt inclusions in zircon were analyzed to prove that silicate magma was involved in the formation of the Velyka Vyska syenite massif. Liquation is an efficient mechanism for increasing ZrO₂ concentration in liquate with smaller SiO₂ concentration and the formation of ore deposits. Sulphide melt also contributed to massif formation. 2. The crystallization temperature of zircon is no less than 1300°C. 3. ZrO₂ concentrations in glasses produced by hardening primary melt inclusions in zircons from the Velyka Vyska syenite massif and the Azov Zr-REE deposit are high and similar to each other. 4. The appearance of sulphide melt seems to be due to the supply of fluid H₂S flows into high-temperature magmatic melt; the formation of drop-like baddeleyite aggregates on zircon crystal faces is associated with high PT flows of CO₂-fluid. In both cases, fluid flows run into the mineral formation medium of the object studied along a system of deep-seated tectonic dislocations. 5. There are some common features in the formation of the Azov Zr-REE deposit and the Velyka Vyska syenite massif: (a) a liquation process; (b) high ZrO₂ concentration in magmatic melt; (c) supply of high-PT flows of CO₂-fluid, etc. [9]. Thus, the discovery of large ore deposits in the Velyka Vyska syenite massif can be expected.

References

1. Roedder E. Silicate liquid immiscibility in magmas // *The Evolution of the igneous rocks : fiftieth anniversary perspectives* / H. S. Yoder, Jr., editor. Princeton, Guildford: Princeton University Press, 1979. P. 15-57.
2. Krivdik S. G., Tkachuk V. I. Petrology of alkaline rocks of the Ukrainian shield. - Kiev: Science. Dumka, 1990. -- 407 p.
3. Kryvdik S.G. Rare-metal syenites of the Ukrainian shield // *Geochem. Int.* 2002. N 7. P. 639-648.
4. Voznyak D.K., Melnikov V.S. Pavlishyn V.I., Kulchytska A.O. On the conditions for the formation of the Azov zirconium-rare-earth deposit (according to fluid inclusions in the zircon of the ore zone) // *Geology and magmatism Precambrian of the Ukrainian shield*. Kyiv, 2000. P.140-142.
5. Voznyak D.K., Sobolev V.B., Kulchytska H.O., Belskyj V.M., Galaburda Ju.A. Content of zirconium and rare earths in naturally and experimentally tempered glasses of primary melt inclusions in zircon of the ore zone of the Azov Zr-REE deposit (Priazovsky megablock of the Ukrainian shield) // *Reports of the NAS of Ukraine*. 2012. № 3. pp. 110–117.
6. Levashova E.V., Voznyak D.K., Skublov S.G., Kaulina T.V., Kulchytska H.O., Galankina O.L. Geochemistry of melt inclusions in zircon from Azov Zr-REE deposit (Ukrainian shield) // *Mineral. J.* 2019. V. 41. N 2. P. 45-61.
7. Watson E.B, Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 151. P. 413-433.
8. Voznyak D.K., Chernysh D.S., Melnikov V.S., Ostapenko S.S. Baddeleyite segregations in zircon of the Azov zirconium-rare-earth deposit (Ukrainian shield) // *Mineralogia*. 2013. V. 44. N. 3-4. P. 125-131.
9. Krivdik S.G., Zagnitko V.N., Strekozov S.N. et al. Raremetal syenites of the Ukrainian shield: prospects for zirconium and REE rich ores // *Mineral. J.* 2000. V. 22. N 1. P. 62-72.

ON THE PROSPECTS OF TECHNICAL MICRO-DIAMONDS (LONSDALEITES) DEPOSITS DISCOVERY IN UKRAINE

Yakymchuk N.A.¹, Korchagin I.N.²

¹Institute of Applied Problems of Ecology, Geophysics and Geochemistry, Kyiv, Ukraine, yakymchuk@gmail.com

²Institute of Geophysics of Ukraine National Academy of Science, Kyiv, Ukraine, korchagin.i.n@gmail.com

The report presents the results of reconnaissance studies in the areas of Ilyinetsky and Popigay craters (ring structures) location, as well as the Kumdy-Kol micro-diamond deposits in Northern Kazakhstan.

Experimental studies were carried out using the technology of integrated assessment of the oil and gas prospects of large search blocks and local areas, which includes methods of satellite images and photo images frequency-resonance processing, as well as vertical sounding (scanning) of a cross-section in order to determine the depths and thicknesses of productive horizons and cross-section rocks. The features of the technology used, as well as the results of its testing and practical application, are described in articles and conference materials, including [1-2]. During the experimental work photographs of two samples of lonsdaleite (Fig. 1), borrowed from Internet sites, were used.

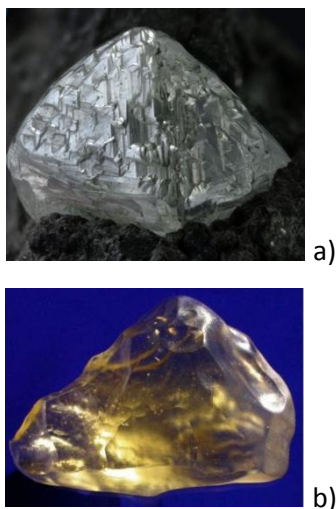


Fig. 1. Lonsdaleite



Fig. 2. Satellite image of Ilyinetsky crater area

Ilyinetsky Crater. During the frequency-resonance processing of a satellite image of the Ilyinets structure (Fig. 2), no responses from hydrocarbons (oil, condensate, gas), amber, oil shale, argillite breccia, gas hydrates, hydrogen, water, diamonds, traditional salt and potassium magnesium salt were not recorded from the surface; signals from dead water have been received.

Only signals from the 7th group of igneous (ultramafic) rocks were received. The root of channel filled with these rocks was determined at 723 km depth.

No responses from diamonds and kimberlites were received from the surface during image processing of the structure, and signals from lonsdaleite were recorded!

By scanning the cross-section from 50 cm with step of 50 cm, responses from lonsdaleite were obtained in the interval: 1) 300 - (400-good) - 610 m. Responses

from this mineral were also recorded from the lower part of the cross-section on the surfaces of 1 km, 5, 10, 20, 23 km; no signals from lonsdaleite were received at depths of 24, 25, 30, 50, 80, 90 and 100 km.

When scanning a cross-section from the surface, a step of 50 cm, signals from ultramafic rocks began to be recorded from 80 m.

Responses were also received from the surface at frequencies of zinc, gallium, thallium, lead, bismuth (good signal) and polonium.

Popigay Crater. During the image of the Popigai structure (Fig. 3) processing, no responses from kimberlites and diamonds were received from the surface, signals (strong) from lonsdaleite were detected immediately. Responses from the 7th group of sedimentary rocks (limestones), as well as 7th, 8th, and 9th igneous groups, were recorded from the surface. The root of a channel (volcano), filled with ultramafic rocks, was determined at a depth of 470 km. From lonsdaleite, responses from the lower part of the cross-section were obtained at the surface, as well as at depths of 1 km, 9, 15, and 16 km; no signals were received at surfaces of 17, 18, 20, and 25 km.

The signals from lonsdaleite were recorded when scanning the cross-section from 16 km, a step of 10 cm and 1 m to 16730 m. Responses from this mineral were obtained on a surface of 16800 m from the upper part of the cross-section. No responses were received from the bottom. By scanning a cross-section from the surface, a step of 1 m, responses from lonsdaleite were obtained from the following intervals: 1) 290 - (medium) - 690 m; 2) 1100-1250 m; 3) 1370-1830 m; 4) 2030-2185 m, (up to 2.5 km traced).

When scanning a cross-section from the surface, a step of 1 m, responses from the 7th group of igneous rocks began to be recorded from 440 m and were tracked (by scanning) only to 1000 m. Responses were also obtained from the surface at frequencies of the following chemical elements: zinc, gallium, thallium, lead, bismuth and polonium.

Kumdy-Kol deposit, Northern Kazakhstan. A satellite image of the field's location (Fig. 4) was provided by one of the authors of article [3].

At the initial stage, a fragment of the image in Fig. 4, including the lake and the area near it marked with a marker, was processed. No response was received from the surface in this area from oil, condensate, gas, amber, hydrogen, water, diamonds, or salt. Signals from dead water and potassium magnesium salt were recorded. No response from sedimentary rocks. Signals from the 7th group of igneous (ultramafic) rocks were recorded. The root of channel (volcano), filled by these rocks, was determined at a depth of 470 km.

When scanning a cross-section from the surface, a step of 50 cm, signals from ultramafic rocks began to be recorded from 100 m, after some break, from 1700 m. The signal from lonsdaleite is fixed from the surface. By scanning the signals from lonsdaleite were recorded in the range of 1380-2500 m. When processing the entire image in Fig. 4 signals from lonsdaleite were recorded by scanning with a step of 1 m in the interval of 70-2420 m.

Brief comments and conclusions. The conducted experimental studies of reconnaissance character allow to conclude following.



Fig. 3. Satellite image of the area of the Popigai Crater.



Fig. 4. Satellite image of the area of the Kumdy-Kol deposit, Kazakhstan.

1. Additional facts have been obtained in favor of the volcanic nature of the Ilyinetsky and Popigay craters. These facts are the roots of volcanoes filled with ultramafic rocks at great depths: 723 and 470 km.

2. Within all three examined structures, no responses from kimberlites and traditional diamonds were recorded. Signals from lonsdaleite were recorded within all investigated structures.

3. At the Ilyinetsky and Popigay structures, responses from the lonsdaleite mineral are fairly confidently recorded. It should be noted that the intensity of the signals at the resonant frequencies of lonsdaleite in the contours of the Popigay structure was higher than at Ilyinetsky.

4. On the other hand, the interval of recording responses from lonsdaleite on the Ilyinets structure (300 m - 23-24 km) is longer than on the Popigay (290-16730 m). At the Kumdy-Kol deposit signals from lonsdaleite were recorded within 70-2420 m.

5. The root of the Ilyinetsky volcano is also located at a greater depth (723 km) than of Popigay (470 km). It is possible, however, that a younger volcano with a root at a depth of 470 km is also located within the Ilyinetsky structure. However, the solution of the question of such a volcano existence requires additional experiments – the establishment of which specimens from the 7th group of igneous (ultramafic) rocks are fixed in the depth intervals of 0-470 km and 471-723 km. Experiments of this nature have been repeatedly carried out within channels, filled with granites.

6. The studies also suggest a possible synthesis of the lonsdaleite mineral in volcanic complexes, filled with ultramafic rocks. It is advisable to conduct a survey of volcanoes of this type in order to record responses at the resonant frequencies of this mineral. Lonsdaleite detection sites in various regions are also worth exploring.

References

1. Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Bakmutov V.G., Solovjev V.D. *Geophysical investigation in the Ukrainian marine Antarctic expedition of 2018: mobile measuring equipment, innovative direct-prospecting methods, new results* // *Geoinformatika*, 2019, No. 1, 5-27. (in Russian)
2. Yakymchuk N.A., Korchagin I.N. Integral estimation of the deep structure of some volcanoes and cymberlite pipes of the Earth // *Geoinformatika*, 2019, No. 1, pp. 28-38 (in Russian)
3. Tretyakova L.I., Lyukhin A.M. Impact-cosmogenic-metasomatic origin of microdiamonds from the Kumdy-Kol deposit, Northern Kazakhstan // *Russian geology*. 2016, No. 2. P. 69-77.

DEEP STRUCTURE OF SEPARATE BLOCKS OF UKRAINIAN SHIELD BY RESULTS OF FREQUENCY-RESONANCE SOUNDING OF CROSS-SECTION

Yakymchuk N.A.¹, Korchagin I.N.², Mikheeva T.L.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

In 2019, reconnaissance studies were carried out within the framework of the Ukrainian Shield (USh) with the aim of studying the deep structure of this region and the areas adjacent to it [1-2]. The study's results are analyzed in this report.

Experimental studies were carried out using modified methods of frequency resonance processing and interpretation of satellite images and photo images, vertical electric-resonance sounding (scanning) of a cross-section, as well as methods of integrated assessment of the oil and gas prospects of large prospecting blocks and license areas [3-4]. The direct-prospecting methods used are based on the principles of the "substance" paradigm of geophysical research, the essence of which is to search for a specific (sought in each specific case) substance - oil, gas, condensate, gold, zinc, uranium, etc.

During the experimental work photographs of 29 granite rocks samples were used. Samples 1-10 of this collection of granites are classified as "young", and samples 11-19 - as "old".

The vertical sounding of the cross-section was carried out at 42 points evenly spaced along four profiles (Fig. 1). At each sounding point, frequency-resonance processing of satellite images was carried out on relatively small local areas. Fig. 2 shows images of four survey points located on different profiles.

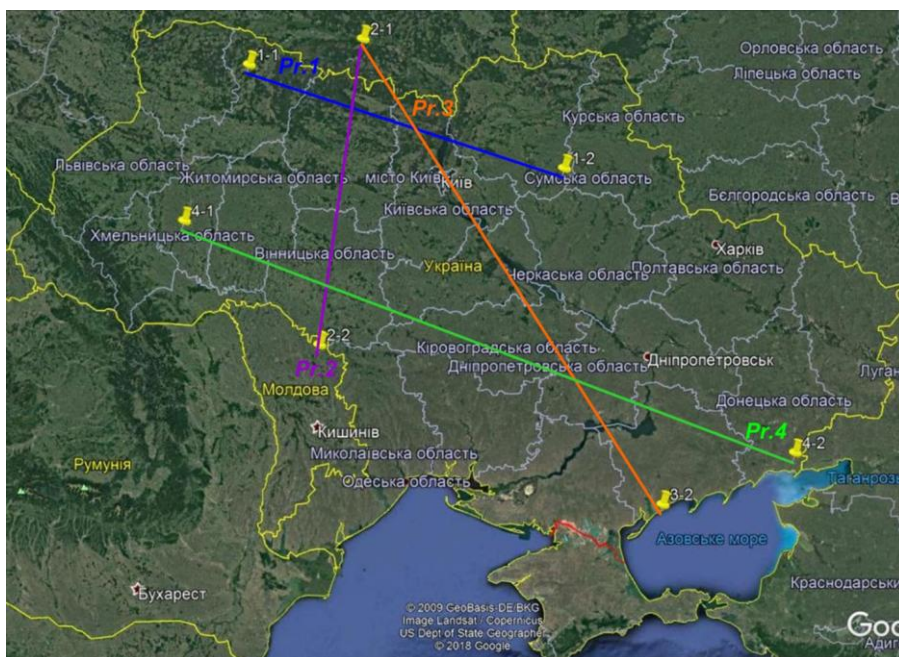


Fig. 1. The position of the profiles of cross-section vertical sounding within the Ukrainian shield.



Fig. 2. Satellite images of local sites of survey along the profiles. The first digit is the profile number; the second is the point number on the profile.

The results of the experimental works performed can be summarized as follows.

1. Additional facts have been obtained that make it possible to reasonably enough claim that there are two layers (intervals) of granites of different ages (“young” and “old”) within many USh blocks.

2. The deep channels of vertical migration of fluids, minerals and chemical elements, filled with granite rocks of various ages, have been discovered. The roots of discovered channels were recorded at depths of 470 km (“young” granites) and 996 km (“old”). Channels with roots at various depths filled with basalts (6th group), ultramafic rocks (7th group), kimberlites (11th group), and also various groups of sedimentary rocks were found at individual points of the profiles.

3. The facts of recording responses (signals) at the resonant frequencies of oil, condensate, gas and amber in granite rocks filling the channels in almost the entire upper interval of the cross-section up to 57 km are noteworthy. The same situation was also observed during additional studies in order to compare the results obtained at the famous White Tiger oil field (in granites) on the Vietnam offshore [1].

4. Within the USh, in areas where the channel roots are absent at depths of 470 km and 996 km filled with “young” and “old” granites, there is a considerable complex of metamorphic and sedimentary rocks, promising to detect oil, condensate and gas accumulations between the intervals of “young” and “old” granites. It can also be stated that the results of work confirm the forecasts of S.P. Ipatenko [5] on the possibility of detecting industrial accumulations of hydrocarbons on the Ukrainian shield. Such USh blocks (and cross-section intervals between two strata of granites) deserve a detailed study with the aim of detecting and localizing possible deposits of oil, condensate and gas.

5. In the surveyed areas, additional to the previously described in [3] evidence in favor of deep hydrocarbon synthesis was obtained: this is the recording of responses at the frequencies of oil, condensate, gas and amber in the range of depths from the surface up to 57 km, responses below this boundary are recorded at hydrogen and carbon frequencies.

6. In many of the surveyed areas (including in the region of point 6 on 2th profile), along with recording responses at HC frequencies, signals at amber frequencies were also recorded. This feature also testifies in favor of the deep synthesis of this “mineral”. In this regard, it can also be assumed that amber is a hydrocarbon in solid state.

7. The results of satellite images processing on local areas of visible hydrogen degassing of the Earth (including the region of point 10 on profile 2) once again

showed that in these zones the signals (responses) at hydrogen frequencies are recorded immediately. In such zones, hydrogen can be detected in the cross-section significantly higher than the level of 57 km, including at shallow depths.

8. At the survey sites with traces of hydrogen degassing in the cross-section, the presence of channels of fluids and minerals vertical migration, filled with basalts, was established. Additional surveys on some local areas of basalt rock outcrop on the surface showed that in these places responses (strong) are recorded at the resonant frequencies of hydrogen. Consequently, the areas of basalt rocks location can be considered priority when conducting prospecting for hydrogen.

9. In general, the results of targeted testing of the direct-prospecting technology of frequency- resonance processing of satellite images within the USH are worthy of attention and indicate the advisability of conducting detailed geophysical work in this region of Ukraine and drilling exploratory wells in promising areas.

In 2020, additional studies were conducted at the sites of granite massifs in four other regions. The following areas were examined: a) granite massif in the south-west of England; b) a site in the vicinity of the hydrocarbon field in the Thrace basin in Turkey (between the Black and Marmara Seas; c) Mezhovsky Granite Massif (Novosibirsk Region); d) a local site at the Traigorodsko-Kondakovskoye hydrocarbon field (Tomsk Region). The presence of granite volcanoes with roots at the depths of 470 km (a, b) and 996 km (c, d) was established within all the surveyed areas and responses from oil on the surface of 57 km were recorded.

The results of experimental work on the Ukrainian Shield, White Tiger deposit and within 4 granite massifs allow us to conclude that in certain channels (volcanoes), filled with granite rocks, under certain conditions hydrocarbon synthesis can be carried out at a depth of 57 km.

In conclusion, we note once again that the results of frequency-resonance processing of satellite images of local areas of granite massif location quite convincingly indicate the advisability of using the developed methods (in combination with traditionally used) for reconnaissance surveys of structural elements that are unpromising for the hydrocarbons detection from the standpoint of their biogenic genesis.

References

1. *Yakymchuk, N. A., Korchagin, I. N.* Ukrainian Shield: new data on depth structure and prospects of oil, gas condensate, gas and hydrogen accumulations detection // *Geoinformatika*, 2019, no. 2, pp. 5-18 (in Russian).
2. *Yakymchuk, N. A., Korchagin, I. N.* Peculiarities of depth structure and of oil and gas perspectives of Ukrainian shield separate blocks by results of frequency-resonance sounding of cross-section // *Geoinformatika*, 2019, no. 3, pp. 5-18 (in Russian).
3. *Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Bakhmutov V.G., Solovjev V.D.* Geophysical investigation in the Ukrainian marine Antarctic expedition of 2018: mobile measuring equipment, innovative direct-prospecting methods, new results // *Geoinformatika*, 2019 No. 1, 5-27. (in Russian)
4. *Yakymchuk, N. A., Korchagin, I. N.* Technology of frequency-resonance processing of remote sensing data: results of practical approbation during mineral searching in various regions of the globe. Part I. // *Geoinformatika*, 2019, no. 3, pp. 29-51; Part II. // *Geoinformatika*. 2019. no. 4, pp. 30-58; Part III. // *Geoinformatika*. 2020. no. 1, pp. 19-41. (in Russian)
5. *Ipatenko S.P.* Types of the Earth crust and oil and gas potential of the Antilles based on geonomic data // *Geophysical Journal*, 2012, vol. 34, No. 1, P. 171-182 (in Russian).

DEEP STRUCTURE OF SOME GOLD DEPOSITS BY RESULTS OF SATELLITE IMAGES AND PHOTO IMAGES FREQUENCY-RESONANCE PROCESSING

Yakymchuk N.A.¹, Korchagin I.N.², Drogitskaya G.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,
korchagin.i.n@gmail.com

The report presents the results of mobile methods testing at known gold deposits, as well as local areas of prospecting for gold accumulations.

Experimental studies were carried out using the technology of integrated assessment of the oil and gas prospects of large search blocks and local areas, which includes methods of frequency resonance processing of satellite images and photo images, as well as vertical sounding (scanning) of a cross-section in order to determine the depths and thicknesses of productive horizons and cross-section rocks. The features of the technology used, as well as the results of its testing and practical application, are described in articles and conference materials, including [1-2]. During the experimental work photographs of 29 granite rocks samples were used.

Boddington gold deposit. During frequency-resonance processing of a quarry photograph at the deposit (Fig. 1), responses from 1 (granites), 2 and 4 groups of igneous rocks were recorded from surface, signals of sedimentary rocks were absent.

By fixing responses from granites at various depths (50, 450, 550, 520, 500, 470 km), the root of the granite channel (volcano) was established at a depth of 470 km.

When processing the image, responses were received from samples of “young” granites (1-10 in collection); no signals were received from “old” (11-19) samples. By scanning a cross-section from the surface, a step of 10 cm, responses from gold were obtained from the following intervals: 1) 50-86 m, 2) 93-134 m; 3) 187- (strong) -258 m, at a step of 50 cm, 4) 450-765 m, further scanning was not carried out. Signals from gold from the lower part of the cross-section were also obtained on surfaces of 1000, 2000 and 2500 m, and responses were already absent on surfaces of 2600 and 3000 m. It can be assumed that the lower boundary of gold mineralization is located in the interval of 2500-2600 m.

Muruntau gold deposit. By frequency-resonance processing of a quarry photograph on deposit (Fig. 2), responses from 1 (granites) and 2 groups of igneous rocks were recorded from surface, signals of sedimentary rocks were absent.

By fixing responses from granites at various depths, the root of the granite volcano was established at a depth of 996 km. On a surface of 450 km, responses from “young” (1-10 in collection) and “old” (11-19) granite samples were recorded.

By scanning a cross-section from the surface, a step of 50 cm, responses from gold were obtained from the interval: 1) 210-(good) (400 – strong) (strong 650) –780 m (no further scanning was performed). When scanning from 100 m, a step of 10 cm, signals from gold began to be recorded from an interval of 205-207 m.

Signals from gold from the lower part of the cross-section were also obtained on surfaces of 1000, 1800 and 1900 m, and responses on the surface of 2000 m were

already absent. At this deposit, the lower boundary of gold mineralization is located in the range of 1900-2000 m.



Fig. 1. Photos of the quarry of the Boddington gold ore deposit (Australia) [3].



Fig. 2. Photo of the quarry of the Muruntau gold ore deposit (Uzbekistan) [3].

Ilkurlka ring structure (Australia). A satellite image of survey structure is shown on Fig. 3. At the initial stage of the work, the frequency-resonance processing of image was carried out in order to determine genesis of ring structure.

During frequency-resonance image processing (Fig. 3) on the surface responses were recorded only from the first group of igneous rocks (granites); no response from sedimentary rocks. The root of the channel (volcano), filled with granites, was determined at a depth of 996 km.

Responses from the following chemical elements were also obtained from the surface within the survey area: copper, zinc, gallium, erbium, gold, and mercury.

In general, the limited amount of experimental work allows us to conclude that the examined ring structure is a volcano with a root at a depth of 996 km. It can also be stated that the facts of obtaining responses at the resonant frequencies of gold are “confirmed” by the results of drilling [<https://www.strategicelements.com.au/>].

Lipovenkovsky-Sukhotashlyksky area of gold halos. A satellite image of the survey site (Fig. 4) was prepared using graphic materials from article [4]. During frequency-resonance image processing, signals at gold frequencies are recorded.

Responses from oil, condensate, gas, graphite, hydrogen, water, diamonds, and salt were not recorded; a signal was received from dead water.

Signals without delay from 1, 2 and 4 groups of igneous rocks were recorded; responses from sedimentary rocks were not immediately received.

By fixing the responses at various depths (50, 150, 450, 550, 995, 996 km), the root of the channel (volcano) of granite rocks was determined at a depth of 996 km.

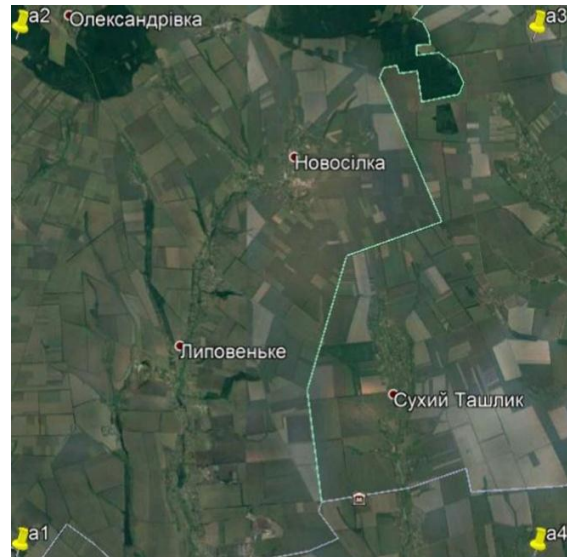
On the surface of 400 km, responses were received from 5, 7, and 8 samples of granites (“young”), and on the surface of 600 km, only from 12-19 samples (“old”). Consequently, the survey site is located within the old and young granite volcanoes.

By scanning the cross-section from the surface, steps of 1 cm and 5 cm, the responses at the gold frequencies were obtained from the interval 49-(80-strong)-99 m. Deeper scanning was carried out with a step of 10 cm to 200 m and a step of 50 cm to 500 m, however, the responses from gold in this interval are not received. Responses from gold were obtained from the lower part of the cross-section on the surfaces of 500 and 600 m, and on the surface of 700 m signals were already absent.



Fig. 3. Satellite image of the Ikurlka ring structure location (Australia).

Fig. 4. A satellite image of the Lipovenkovsko-Sukhotashlytsky area of gold halos.



By scanning the cross-section from 500 m, a step of 50 cm, the second interval of responses from gold was recorded: 590-(600-strong)-650 m.

Signals from the following chemical elements were also recorded from the surface: zinc, gallium, germanium, mercury, thallium, lead, bismuth, and polonium.

The conducted experimental studies allow us to state the following.

1. The Boddington deposit is located within “young” granite volcano with a root at a depth of 470 km. And on Muruntau deposit area, the presence of “old” and “young” granite volcanoes with roots at depths of 470 and 996 km was established.

2. The document [3] provides information that Muruntau deposit is the largest in the world by gold reserves. During the processing of a photograph of this deposit quarry, the most intense signals were recorded at the frequencies of gold!

3. It is advisable to pay attention to the fact that responses at frequencies of gold were recorded only in “young” granite volcanoes with roots at a depth of 470 km. It is necessary to further investigate whether such a "pattern" can be traced in other gold ore deposits in granite volcanoes.

In general, the results of experimental studies at some gold deposits and ore occurrences replenish the existing base of the examined structures and mineral deposits in various regions of the world. The research materials accumulated in this database will allow us to formulate statistically substantiated recommendations of a methodological nature for the search for combustible and ore minerals.

References

1. Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Bakhmutov V.G., Solovjev V.D. Geophysical investigation in the Ukrainian marine Antarctic expedition of 2018: mobile measuring equipment, innovative direct-prospecting methods, new results // *Geoinformatika*, 2019, No. 1, 5-27. (in Russian)
2. Yakymchuk, N. A., Korchagin, I. N. Technology of frequency-resonance processing of remote sensing data: results of practical approbation during mineral searching in various regions of the globe. Part I. // *Geoinformatika*, 2019, no. 3, pp. 29-51. (in Russian)
3. Ten largest gold deposits in the world. <https://goldenfront.ru/articles/view/10-krupnejshih-zolotyh-mestorozhdenij-v-mire/>
4. Pavlyuk V.N., Entin V.A., Gintov O.B., Guskov S.I. On the prospects of searching for gold deposits in the Golovanevskaya suture zone of the Ukrainian shield. *Geophysical Journal*. 2019, vol. 41, No. 45.P. 87-104. (in Russian).

Докембрійська речовина у фанерозойських породах осадового чохла та складчастих областей

Precambrian matter in Phanerozoic rocks of sedimentary covers and folded areas

ОСОБЛИВОСТІ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ІЛЬМЕНІТУ МАЛИШЕВСЬКОГО КАЙНОЗОЙСЬКОГО РОДОВИЩА ТА ДЕЯКИХ ДОКЕМБРІЙСЬКИХ ПОРІД УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Харитонов В.М., Харитонов Д.В.

Криворізький національний університет, м. Кривий Ріг, Україна,
wdnh72@gmail.com

FEATURES OF THE CHEMICAL COMPOSITION OF ILMENITE OF THE MALISHEVSKY CENOZOIC DEPOSIT AND SOME PRECAMBRIAN ROCKS OF THE UKRAINIAN SHIELD

Kharytonov V.M, Kharytonov D.V.

In terms of chemical composition, ilmenite from the sands of the Malyshevske deposit is close to ilmenite from ore gabbro-norites of the Nosachivske deposit – a similar ratio of manganese and magnesium has been established. Ilmenite from some metamorphic rocks (amphibolites, granitized ferruginous quartzites, talc-tremolite shales, etc.) of the Ukrainian shield is characterized by inverse indicators of chemical composition. The obtained results can be useful for the development of genetic models and the development of mineralogical and petrological recommendations for the search for placer deposits of titanium.

Малишевське розсипне родовище Zr-Ti-руд розташоване в Дніпропетровській області поблизу міста Вільногірськ. Розсип має довжину 19 км і ширину 2,5 км. На базі родовища функціонує Вільногірський гірничо-металургійний комбінат.

Питання щодо стратиграфічної прив'язки Zr-Ti-покладу родовища досі є дискусійним. На думку [3, 11] продуктивна товща родовища представлена двома різновіковими утвореннями – пісками полтавської серії і сарматського ярусу. Інші вчені [4, 10] висувають припущення про одночасність формування продуктивної товщі – середня підсвіта новопетровської світи. Також думки зазначених груп вчених не узгоджуються щодо генезису родовища. За даними першої групи – воно сформувалось в прибережно-морських і мілководно-морських умовах нормального моря. Інші наполягають, що родовище має континентальне походження в умовах замкнутого басейну типу «море-озеро», яке називають Субпаратетис.

Незважаючи на наведені протиріччя, обидві групи вчених визнають, що Малишевське родовище має палеоген-неогеновий вік. А джерелом його живлення могли бути ільменіт-вмісні породи, які в цей час були не вкриті водами палеобасейну.

На думку Д.С.Гурського та ін. [3] повністю відсутній просторовий і генетичний зв'язок Ті-розсипів Українського щита (УЩ), зокрема Малишевського, з джерелами їх живлення. Д.П.Хрущев та ін. [10] висувають припущення, що для Малишевського родовища корінним джерелом могли бути породи криворізької та інгулецької серії осадово-вулканічних порід Криворіжжя, гнейси інгульської серії, граніти та інші магматичні породи кіровоградського типу. Також існує думка, що областю живлення Малишевського родовища була центральна частина Середньо-Придніпровського мегаблоку УЩ, складена різними за походженням і складом гірськими породами мезоархейського віку [11].

Виявлення більш тісного генетичного зв'язку розсипного і корінного ільменіту є важливим теоретичним і практичним питанням, вирішення якого дозволить уточнити історію геологічного розвитку регіону і спрогнозувати ділянки, перспективні на пошуки родовищ титану аналогічного генезису.

Однією з ознак подібності ільменіту з пісків Малишевського родовища і корінних докембрійських порід може бути його типохімізм. Дослідження хімічного складу ільменіту проводять з визначенням основних мінералоутворювальних компонентів – TiO_2 і FeO ; домішкових – MgO , MnO , V_2O_5 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 . Також визначають елементи, надходження яких пов'язано із засміченістю іншими мінералами мономінеральних ільменітових аналітичних наважок – P_2O_5 , SiO_2 , CaO , Cr_2O_3 та ін. Авторами висунуто припущення що, для порівняння хімічного складу ільменіту з Малишевського родовища і порід – можливих джерел живлення розсипу, найбільш інформативними будуть дані про вміст MgO і MnO .

В роботах [7-9] наведено результати хімічного аналізу ільменітового концентрату, отриманого з пісків Малишевського родовища. Вміст (мас.%) MgO коливається в межах 0,90-0,94; MnO – 0,14-0,26; V_2O_5 – 0,21-0,22; Al_2O_3 – 0,80-0,83. Наведені дані свідчать, що в ільменіті Малишевського родовища кількість магнію в декілька разів перевищує кількість марганцю.

За даними [8], які вивчали петрохімію амфіболітів УЩ, у складі ільменіту присутні пірофанітовий (2,7-5,6 %) і гейкілітовий (0,1-1,5 %) мінали. Отже, для ільменіту з амфіболітів властивою є більша кількість MnO ніж MgO . В роботі [1], наведені дані про хімічний склад ільменіту з амфіболітів Чемерпільської структури (УЩ). Значення вмісту гейкілітового міналу коливається в межах 0,0-2,4 %, пірофанітового – 0,8-3,3 %. За даними наведеними в роботі [2] ільменіт з амфіболіту Чемерпільської характеризується більшим вмістом MnO (1,47-1,55 мас.%) ніж MgO (0,02-0,05 мас.%).

Деякі ранньопротерозойські породи Криворізького регіону (амфіболіти, аркозові метапісковики, тальк-вмісні сланці криворізької серії; отальковані серпентиніти; інгулецькі мігматити та ін.) могли б бути постачальниками ільменіту. В роботі [6] наведено його хімічний склад: 1) з гранітизованого залізистого кварциту; 2) з магнетитової руди (Донський яр); 3) зі скарнованого гнейсу (б. Гледова); 4) з тальк-тремолітового сланцю (ділянка МОДРу). Для ільменітів з першого і четвертого різновидів порід властивим є більше значення

вмісту MnO у порівнянні з MgO. Для ільменітів з магнетитової руди і скарнованого гнейсу – навпаки.

Таким чином, порівняння хімічного складу ільменітів з пісків Малишевського родовища і з деяких різновидів порід, потенційно можливих джерел розсипу, відрізняється за співвідношенням магнію і марганцю.

Авторами також були проаналізовані дані про хімічний склад ільменіту з магматичних ільменіт-вмісних порід і руд Носачівського родовища (Корсунь-Новомиргородський плутон УЩ) докембрійського віку. Для цього були використані результати власних досліджень та інформація з роботи [5].

Ільменіт з рудних габро-норитів, зі збагачених апатитом олівінових габроїдів і з деяких рудоносних та малорудних габро-норитів характеризується більшим вмістом магнію ніж марганцю. В ільменіті з меланократового мафіту та іншої частини рудоносних та малорудних габро-норитів, досліджених авторами [5], відмічається зворотна тенденція.

Отже, серед більшості проаналізованих проб, за особливостями хімічного складу ільменіт з пісків Малишевського родовища є найбільш наближеним до магматичних ніж до метаморфічних докембрійських порід УЩ.

Література

1. Гаценко В.О. Ільменіт-біотитові амфіболіти Чемерпільської структури Середнього Побужжя // Мінерал. журн., 2010. Т. 32, № 4. С. 86—99.
2. Гаценко В.О. Особливості складу породоутворювальних мінералів високотитанистих метабазитів Чемерпільської структури (Середнє Побужжя) // Мінералогічний збірник, 2012. Вип. 2. № 62. С. 148—157.
3. Гурський Д.С., Єсипчук К.Ю., Калінін В.І. Металічні та неметалічні корисні копалини України. Т. 1. Металічні корисні копалини. К.; Львів: Центр Європи, 2005. 785 с.
4. Зосимович В.Ю. О стратиграфическом положении, возрасте и генезисе Самотканских россыпей : Матеріали ІІ наук.-виробн. Наради геологів-зйомщиків України. К.: УкрНДГРІ, 2003. С. 113—115.
5. 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.
6. Лазаренко Е.К., Пирогов Б.И., Гершойг Ю.Г. [и др.] Минералогия Криворожского бассейна. К.: Наукова думка, 1977. 542 с.
7. Ніколенко Н.В., Дубенко А.В., Сущинський А.Д., Калашніков Ю.В. Сернокислотное разложение измененного ильменита // Вопросы химии и химической технологи, 2016. – Т. 4 (10). С. 55—62.
8. Омельченко А.Н., Томурко Л.Л. Петрохимические особенности амфиболитов Украинского щита // Геохім. та рудоутв., 2016. Вип. 37. С. 47—58.
9. Первуніна А.А. О вещественном составе титано-циркониевых россыпей Малышевского месторождения // Збагачення корисних копалин, 2012. Вип. 50 (91). С. 32—37.
10. Хрущев Д.П., Зосимович В.Ю., Лаломов А.В. [и др.] Миоценовые титано-циркониевые россыпи Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины: стратиграфическое положение, литостратиграфия и палеогеографические условия // Геол. журнал., 2015. № 1 (350). С. 17—34.
11. Цымбал С.Н. Полканов Ю.А. Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины. К.: Наукова думка, 1975. 237 с.