

МІНЕРАЛОГО-ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГУРІВСЬКОГО КОМПЛЕКСНОГО Р-U-TR РУДОПРОЯВУ, ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ

Л.В. Ісаков, д-р геол. наук, ст. наук. співроб.,

E-mail: isakov_l@ukr.net, <https://orcid.org/0000-0002-7672-9602>

В.В. Сукач, д-р геол. наук, зав. відділу,

E-mail: svital@ukr.net, <https://orcid.org/0000-0002-4710-7230>

Ю.Є. Хомич, аспірант

E-mail: yuriykhomich@gmail.com; <http://orcid.org/0009-0004-8924-6812>

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, просп. Акад. Палладіна, 34, Київ, Україна*

У статті викладено результати вивчення Гурівського апатит-уран-рідкісноземельного рудопрояву, приуроченого до контакту південної частини однойменного гранітоїдного масиву з метаосадовими породами інгуло-інгулецької серії. Аргілізити, які вміщують продуктивну мінералізацію, представлені двома зонами: нижньою монтморило-ніт-хлоритовою і верхньою каолінит-хлоритовою з гідрослюдою. Мінералами-концентраторами рідкісноземельних елементів ($\Sigma TR = 0,05\text{--}0,5\%$) у корінних породах є ксенотим і монацит, а в аргілізитах виявлений лише ксенотим. Водночас несуттєві домішки ітрію та лантанодів визначені в апатиті, хлориті та глинистих мінералах. Ксенотим і монацит містять також незначну концентрацію урану. Максимальний його вміст у ксенотимі може сягати 4,94 % UO_2 , а в аргілізитах не перевищує 0,86 %. Власних мінералів урану у дослідженій руді не виявлено. Вірогідно найпоширенішою формою його знаходження в аргілізитах є прилипання до поверхні глинистих і слюнистих мінералів завдяки процесам сорбції та адсорбції. Аномально високий вміст фосфору в межах рудопрояву пов'язаний із апатитовою мінералізацією. В кристалічних утвореннях апатит приурочений до скарнованих порід. В аргілізитах його концентрація подеколи сягає 5 %. Комплексне апатит-уран-рідкісноземельне зруденіння Гурівського рудопрояву сформувалося протягом складних тривалих процесів: гідротермально-метасоматичних перетворень високо карбонатних метаморфічних порід у контакті з гранітоїдним масивом та їх подальшої аргілізації низькотемпературними гідротермами ендо- і екзогенного походження.

Ключові слова: *Інгільський мегаблок, Гурівський рудопрояв, аргілізит, ксенотим, монацит, хлорит, апатит.*

Вступ. Гурівський комплексний рудопрояв знаходиться в центральній частині Українського щита (УЩ), у крайовій східній частині Інгільського мегаблоку поблизу Криворізько-Кременчуцької шовної зони (рис. 1). Він приурочений до зони контакту південної частини Гурівського гранітоїдного масиву з метаморфічними породами інгуло-інгулецької серії. Рудопрояв виявили геологи Криворізької комплексної геологічної партії під час геологопрогнозного картування (ГПК-50) масштабу 1 : 50 000 південної частини Кривбасу у 2004—2010 рр. (Мартинюк А.В.

та ін., 2010). Особливість виявленого зруденіння полягає в тому, що воно локалізується у глинистих породах, які під час ГПК-50 було ідентифіковано як продукти низькотемпературного метасоматозу — аргілізити.

У металогенічному відношенні південна частина Гурівського масиву та його екзоконтактове обрамлення розглядається як Іванівське рудоносне поле (рис. 2), у межах якого окрім зруденіння рідкісноземельних елементів, урану і фосфору виявлені пункти мінералізації скандію і молібдену. Це дає підставу розглядати зазначене поле з Гурівським рудо-

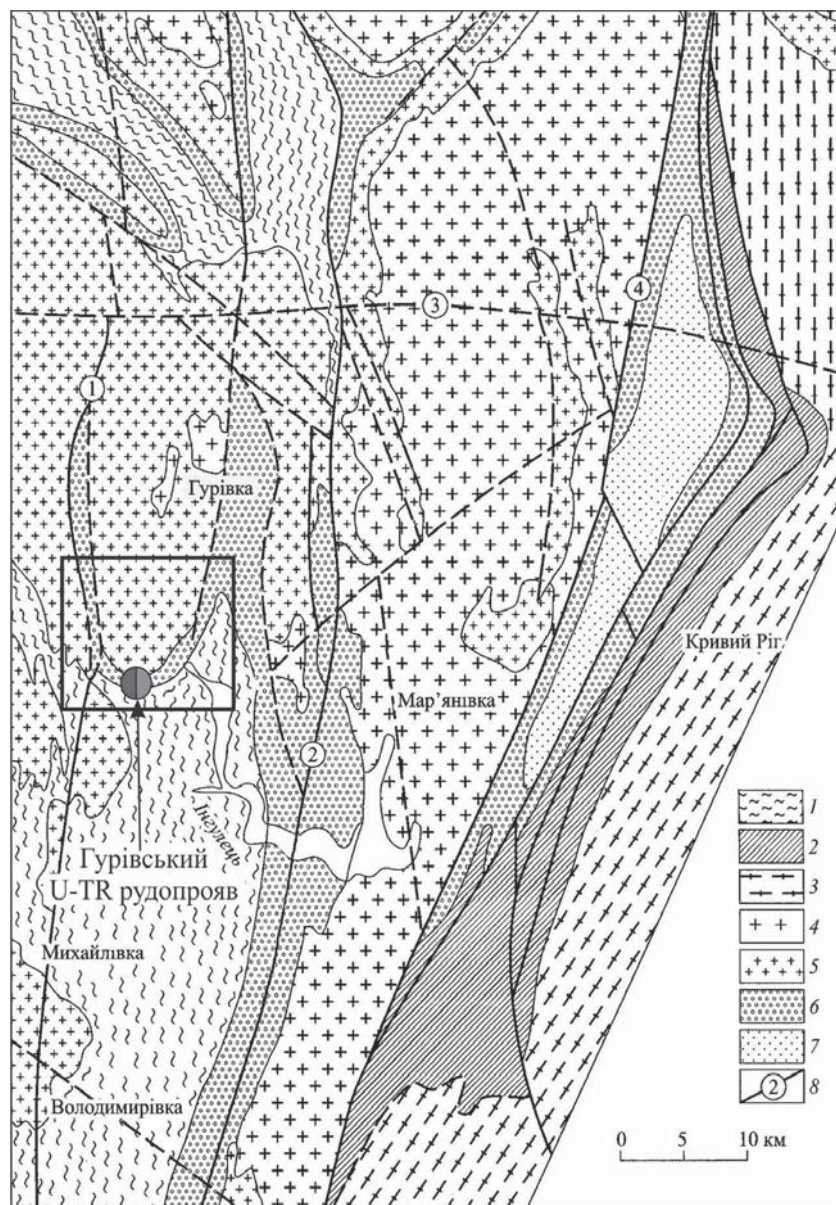


Рис. 1. Геолого-структурне положення Гурівського рудопроаяву (за [5] зі змінами). Архей-палеопротерозойські метаморфічні породи: 1 — спасівська та чечелівська світи інгуло-інгулецької серії; 2 — новокриворізька світа та скелюватська і саксаганська світи криворізької серії; гранітоїдні комплекси: 3 — саксаганський і демури́нський; 4 — інгулецький; 5 — кіровоградський; післяпалеопротерозойські метаморфічні породи: 6 — родіонівська світа, 7 — гданцівська та глеюватська світи; 8 — основні зони розломів (цифри в колах): 1 — Кіровоградський, 2 — Західно-Інгулецький, 3 — Девладівський, 4 — Криворізько-Кременчуцький. Чорний контур — межі геологічної карти Іванівського рудоносного поля (див. рис. 2)

проявом в його межах як один із перспективних об'єктів у регіоні і загалом на УЩ.

Проте для обґрунтування подальшого геологічного вивчення і чергових стадій геологорозвідувальних робіт, зокрема із залученням приватних інвестицій, необхідно з'ясувати першорядні проблемні питання щодо закономірностей розвитку комплексного зруденіння, речовинного складу руд і рудних мінералів, наявності «іонних» рідкісноземельних і уранових руд у глинистих продуктах аргілізитів і кори вивітрювання.

Саме з метою вирішення цих проблем спрямовані викладені в статті матеріали мінералого-геохімічного вивчення корінних метаморфічних порід, зруденілих аргілізи-

тів, рудних і головних породотвірних мінералів. Необхідно відмітити, що ці дослідження виконано як піонерні в зв'язку з відкриттям комплексного Гурівського рудопроаяву. Їх результати і висновки увійшли до заключного звіту з ГПК-50 південної частини Кривбасу (Мартинюк А.В. та ін., 2010) і дотепер опубліковані не були.

Історія вивчення. Перші відомості про підвищений вміст ітрію (0,01—0,03 % за результатами спектрального аналізу) в контакті Гурівського масиву у 1958 р. отримали С.Ф. Федюшин та ін. Пізніше, під час пошукових робіт на уран (Зиков Є.А. та ін., 1973) у південній частині масиву був виявлений Гейковський прояв урану в пегматоїдних грані-

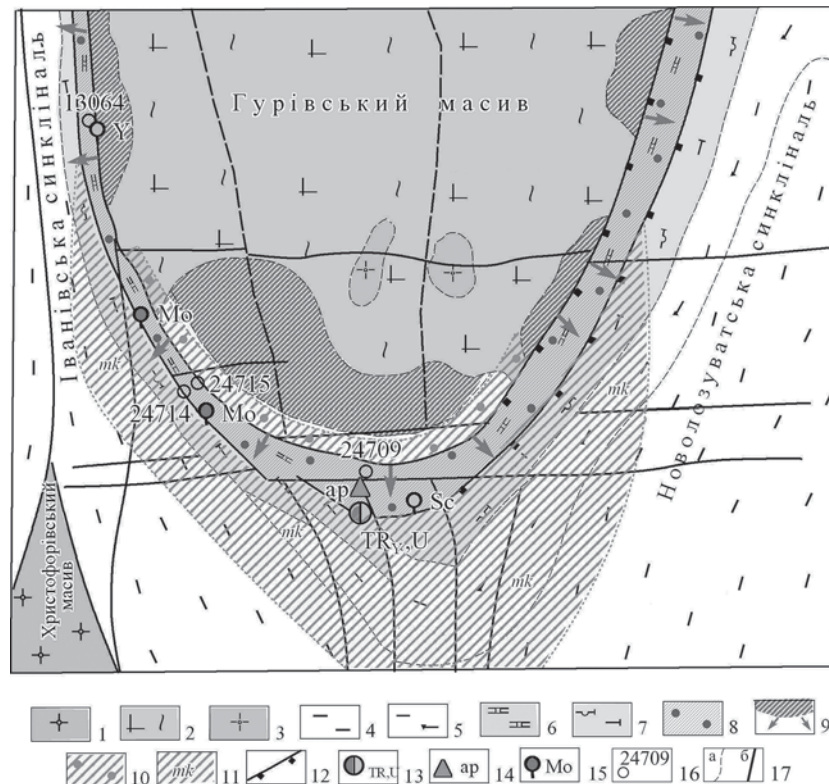


Рис. 2. Геологічна карта Іванівського рудоносного поля: 1 — новоукраїнський інтрузивний комплекс; кіровоградський комплекс (2, 3); 2 — гнейсоподібні граніти з останцями плагіомігматитів інгулецького комплексу, 3 — масивні граніти; інгуло-інгулецька серія (4—7): 4 — гнейси біотитові чечеліївської світи, 5 — гнейси біотитові, біотитові з амфіболом спасівської світи, 6 — кальцифіри, мармури кальцит-доломітові, магнезіальні скарни родіонівської світи, 7 — гнейси і сланці графітові родіонівської світи; 8 — зона аргілізованих порід; 9 — «центри» метасоматичних процесів та ореол екзоконтактного впливу гранітів кіровоградського комплексу на вмісні метаморфічні породи; 10 — альбіт-мікроклінові метасоматити з ксенотином; 11 — зона інтенсивної мікроклінізації метаморфічних утворень, яка пов'язана з термальним впливом глибинного гранітоїдного масиву; 12 — зона Гейковського розлому скидового типу; 13 — Гурівський рудопрояв; 14 — рудопрояв апатиту; 15 — пункти мінералізації ітрію, молібдену, скандію; 16 — бурові свердловини та їхній номер; 17 — геологічні границі (а) і розломи (б)

тах, корі вивітрювання і відкладах палеогену. За результатами буріння 100 картувальних і 12 пошукових свердловин він був оцінений як безперспективний. Водночас поряд з ураном відмічався підвищений вміст молібдену, рідкісноземельних елементів, вольфраму, скандію, ніобію, фосфору, зокрема в корі вивітрювання. Проте цей факт перебував у тіні негативних результатів щодо урану, через що мінералізація зазначених елементів довгі роки не отримувала належної уваги.

Вивчення рудоносності Гурівського масиву продовжилось більш ніж через 30 років, коли у 2004 р. було розпочато ГПК-50 південної частини Кривбасу (Мартинюк А.В. та ін., 2010). Під час цих робіт пройдено чотири свердловини (24708, 24709, 24714, 24715), виявлено Гурівський рудопрояв і виділено

власне Іванівське рудоносне поле. Мінералізацію рідкісноземельних елементів розкрили св. 24709 і 24715. Окрім цього було підтверджено наявність супутньої мінералізації урану та апатиту, що дало підставу виконавцям ГПК-50 прогнозувати комплексні руди Гурівського рудопрояву зокрема і Іванівського рудоносного поля загалом. Серед невирішених і дискусійних питань важливим видавалось вивчення рудоносних аргілізитів.

Мета і завдання досліджень. Головна мета досліджень полягала у встановленні речовинного складу рудоносних аргілізитів Гурівського рудопрояву. Для її досягнення послідовно вирішували такі завдання: з'ясувати загальні особливості геолого-структурної позиції зруденіння; виконати детальне мінералогічне і петрографічне вивчення корін-

них порід, кори вивітрювання та аргілізитів; визначити хімічний склад головних рудних, породотвірних і акцесорних мінералів.

Методика виконання робіт. Для вирішення вказаних завдань і досягнення поставлених цілей застосовано такі лабораторно-аналітичні методи.

Мінералогічні дослідження. У ході досліджень вивчено зразки вмісних і зруденілих порід, фракції розділення у важких рідинах і шляхом електромагнітної сепарації, мономінеральні наважки та поодинокі зерна мінералів.

Виконано *петрографічний опис* прозорих шліфів зразків корінних порід та їхньої кори вивітрювання, розкритих св. 24708 та 24709. Вивчення порід глинисто-гідрослюдистого або глинистого складу було обмежено здебільшого «зцементованою» частиною породи, яка потрапляла в шліф, що не повністю відображає склад і будову досліджуваної породи. Тому було застосовано також мінералогічний і рентгеноструктурний методи: отримані зернисті фракції піддали кількісному мінералогічному аналізу з подальшим комплексуванням іншими методами, а пухку частину породи — рентгеноструктурному аналізу.

Рентгендифрактометричний аналіз виконано на дифрактометрі ДРОН-2.0 (випромінювання мідне; напруга 30 кВ; струм 20 мА). Рентгенометрична зйомка мономінеральних фракцій, складених декількома мінеральними індивідами, здійснена в камері Дебая на приладі УРС-60; розшифровку дебаєграми виконала Л.Ф. Однороженко. Природну радіоактивність легкої фракції мінералогічних проб виміряно на приладі УСД-1 (універсальний сцинтиляційний датчик).

Рентгеноспектральні дослідження виконано нами в полірованих шліфах, а також безпосередньо в мінеральних зернах, наклеєних на вуглецеву клейку стрічку і напилених вуглецем, на растровому електронному мікроскопі РЕММА-102-02 (робоча напруга 20 кВ, струм поглинених електронів 44,7 нА).

Геологічна позиція Гурівського рудопрояву. В геологічній будові рудопрояву як складової частини Іванівського рудоносного поля беруть участь осадово-метаморфічні утво-

рення та ультраметаморфічні й інтрузивні гранітоїди (рис. 1, 2). Ультраметаморфічні гранітоїди представлені архейськими плагіомігматитами інгулецького комплексу, а інтрузивні — двопольовошпатовими гранітами кіровоградського комплексу, які складають Гурівський масив. Серед останніх виділяються рожеві сублужні різновиди, які проривають більш ранні гнейсоподібні, подекуди слабо смугасті біотитові граніти нормального ряду.

Необхідно відмітити, що масив часто розглядають як куполоподібне підняття архейських плагіогранітоїдів інгулецького комплексу, які інтенсивно ремобілізовані в палеопротерозої під впливом вкорінення двопольовошпатових гранітів кіровоградського комплексу. Відповідно, відмічені вище гнейсоподібні різновиди помилково зараховують до мезоархейських ультраметаморфічних утворень інгулецького комплексу.

На ультраметаморфітах інгулецького комплексу залягають палеопротерозойські метаморфічні породи інгуло-інгулецької серії, які представлені метаосадовими відкладами родіонівської і спасівської світ. У розрізі родіонівської світи виділяються: пачка карбонатних порід (мармурів, кальцифірів, офікальцитів), вище якої — гнейси графіт-біотитові, що складають крила Іванківської і Новолозуватської синкліналей і гнейси графітові у покрівлі світи.

Карбонатні породи простежені уздовж контакту з гранітоїдами у вигляді достатньо потужного пласта з пережимами і роздувами на відстань більше 10 км. Загальна потужність карбонатної пачки досягає 100 м. На контакті карбонатних порід із гранітоїдами кіровоградського комплексу формуються магнезійні скарни з молібденовою і апатитовою мінералізацією. Саме до карбонатної пачки, зміненої низькотемпературними ендеогенними і екзогенними процесами, приурочений Гурівський комплексний рудопрояв і декілька пунктів мінералізації молібдену, скандію і апатиту.

Найважливішими порушеннями в межах Іванівського рудоносного поля є Гейковський розлом (зона розлому), який супроводжує контакт метаморфічної товщі з гранітоїдами

Гурівського масиву. Зона розлому насичена дислокаційними порушеннями і одночасно слугувала каналом для проникнення глибинних рудогенерувальних флюїдів.

Рідкісноземельна мінералізація Гурівського рудопрояву локалізується як у докембрійському кристалічному фундаменті, так і в рудоносних аргілізитах. Загальна потужність мінералізованих зон із вмістом рідкісноземельних елементів ΣTR 0,05—0,5 % становить 11 м. Вміст урану в деяких інтервалах досягає 0,86 %. Крім того, руди характеризуються підвищеним вмістом скандію, цирконію, кобальту, цинку. Подекуди у межах рудопрояву присутній апатит до 2—2,5 %, мінералізація якого тяжіє до магнезійних скарнів родіонівської світи та їхньої кори вивітрювання.

Літолого-петрографічна характеристика. Уран-рідкісноземельні і апатитові руди Гурівського рудопрояву та породні комплекси, які їх вміщують, детально вивчені за штучними пробами, відібраними з керну св. 24708 і 24709.

Розріз св. 24709 представлений досить потужною товщею глинистих утворень кори вивітрювання (інт. 37,0—116,3 м), розвиненої по дрібно- і середньозернистих мікроклін-плагіоклазових гранітах лінійно-смугастої і масивної текстури, що розкриті на глибину до 166,3 м. Мінеральний склад гранітів такий, %: кварц 30—40; мікроклін 45—55; плагіоклаз 5—30; біотит 1—5; мусковіт, силіманіт (фібrolіт) зн. — 5; рутил, циркон — поодинокі зерна. В інт. 123,5—135,4 м граніти за рахунок скупчень темноколірних мінералів мають сланцювато-плямисту текстуру. В мінералогічній пробі з цього інтервалу зафіксовано підвищений вміст, %: Y (0,010—0,015), La і Ce (по 0,02), P (0,07) і встановлено ксенотим, монацит, циркон.

Аргілізитова порода, розвинена на гранітоїдах, за складом є монтморилоніт- і каолініт-хлоритовою. Для всього інтервалу аргілізитів характерний підвищений вміст рідкісноземельних елементів: ΣTR = 0,02—0,3 %. В інт. 43,0—45,8 м зафіксований аномальний вміст Y — до 1,0 %.

Аргілізити під мікроскопом — це породи смугастої, лінзовидно- і звивисто-смугастої, зрідка паралельно-лінзовидної та гніздо-

вої, а на ділянках окремління — колоїдної, концентрично-зональної текстури з лепідо-бластовою, лускуватою, подекуди мікролускуватою структурою і структурою заміщення. Смугастість зумовлена вкрай нерівномірним розподілом різних слюнистих і глинистих мінералів, які мають досить різкі, а іноді і прямі лінії контакту.

З головних породотвірних мінералів в аргілізитах наявні у різних співвідношеннях каолініт, монтморилоніт, гідрослюда, гідробіотит і хлорит, а також реліктові мінерали корінних порід — амфіболи, епідот, біотит, мусковіт, польові шпати. Кількісно переважає у всьому інтервалі хлорит. З акцесорних мінералів, окрім ксенотиму, виявлені графіт, магнетит, магнітні глобулі, ільменіт, хромшпінелід, рутил, лейкоксен, гранат, ставроліт, дистен, силіманіт, циркон і апатит.

Рентгеноспектральне дослідження деяких шліфів показало наявність у глинистих породах суттєвої домішки вуглецю ймовірно органічного походження. Він супроводжується підвищеною радіоактивністю, у 2,5—3 рази від фонові, спричиненою очевидно як сорбцією урану органічною і глинистою речовиною, так і наявністю включень ксенотиму в глинистих агрегатах.

Св. 24708 розкрила метаморфічні породи — кальцифіри і офікальцити, гнейси, метасоматити (скарни і скарноподібні породи); магматичні породи — граніти, пегматоїдні граніти. Офікальцити і кальцифіри під мікроскопом мають гетерогранобластову, середньо- і крупнокристалічну, рідко дрібнокристалічну, псевдоморфну, іноді пойкилобластову структуру. Текстура порід плямиста, масивна, жилкувата, каймиста, лінзовидно-смугаста. У складі порід діагностовано, %: карбонат (кальцит) 45—90, серпентин у вигляді псевдоморфоз і прожилків — 4—55, безбарвна слюда — поодинокі зерна — 10, безбарвний амфібол — 0 — поод. зерна, хлорит — 0—2. Акцесорні мінерали — апатит; рудні — магнетит, сульфіді (пірит, піротин, зрідка сфалерит).

Скарни мають суттєво діопсидовий склад, %: діопсид 70—95, амфібол 0—7, флогопіт 0—10, плагіоклаз 0 — поодинокі зерна. Вони характеризуються крупно- і дрібнозернистою

грано- і гетерогранобластовою структурою, іноді трапляються структури заміщення, віялоподібні, лепідогранобластові. Текстура порід масивна, смугаста, лінзовидна, каймиста.

Акцесорні мінерали представлені магнетитом, апатитом, сфеном, поодинокими лусками графіту і зернами ільменіту, сфену, рутилу, циркону, піриту, бариту та монациту. Апатит є найпоширенішим серед них. Він утворює досить великі (до 0,2 мм) квадратні, короткостовпчасті, ізометричні або неправильні зерна. За допомогою рентгеноструктурного аналізу уточнена діагностика мінералу і визначена фторвмісна його відміна — F-apatит.

Мінералогічна характеристика. Пороодотвірні мінерали продуктивних аргілізитів представлені хлоритом, монтморилонітом (сметитом), каолінітом, гідрослюдами, тальком і кордієритом. Серед виявлених акцесорних мінералів діагностовано ксенотим «свіжий» і змінений, монацит, магнетит, хромшпінеліди, ільменіт, рутил, анатаз, лейкоксен, сфалерит, циркон, апатит, фторрапатит.

Породотвірні мінерали. Головним і найінформативнішим породотвірним мінералом аргілізитів є хлорит. Він переважає на всьому інтервалі розвитку аргілізової породи, подекуди сягаючи 80—90 % її обсягу. За петрографічними і геохімічними характеристиками виділяється два різновиди хлориту. Перший із них має зеленкувато-синій колір з плеохроїзмом, низьке до середнього двозаломлення, переважно аномальні кольори, помітні лише в низькодвозаломлених ділянках мінералу, позитивне видовження та $N_m < 1,630$. Інший різновид відрізняється безбарвністю (макроскопічно зеленувато-жовтуватий), негативним видовженням, досить високим двозаломленням, абсолютною відсутністю аномальних кольорів інтерференції та $N_m \ll 1,630$. У зв'язку з ізоморфними заміщеннями, які помітно позначаються на хімічному складі, змінюються і властивості хлоритів, зокрема оптичні. Так, оптично позитивні (видовження негативне) з нормальним інтерференційним забарвленням класифікуються як Mg-Fe-хлорити, а оптично негативні (видовження позитивне) з аномальними синіми або фіолетовими ін-

терференційними забарвленнями — Fe-Mg-хлорити [8—11].

За даними вивчення фазового складу мінералогічних проб з'ясовано, що у досліджених породах переважає хлорит світлого зеленкувато-жовтуватого кольору, мікроскопічно безбарвного з нерівною поверхнею зерен. Водночас вирізняються інтервали, де кількісно переважає синьо-зелений хлорит, що і визначає відповідний загальний колір породи. На цих ділянках мінерал представлений пластинчастими і таблитчастими індивідами зі спайністю і нерівними обмеженнями. Відмічено їх насичення тонкорозсіяними включеннями піриту. В масі мікроскопічно безбарвного хлориту подекуди помітні характерні для нього синьо-зелені таблички та пластинки, безбарвні та жовтуваті в центральній частині або на периферії.

Хлорит у різному співвідношенні з гідробіотитом, як основні компоненти, найчастіше складають мікросмути в породи з досить різкими переходами (рис. 3). Зеленкувато-синя його відміна в цих смужках утворює різні за розміром квадратні, прямокутні або неправильні луски, розташовані безсистемно.

У дослідженій породи часто спостерігаються зростки хлориту з відносно великими кристалами і стяжіннями піриту та марказиту, а також розвиток дрібних ізометричних включень піриту в деяких його листочках. Крім того, відмічені зростки зі змінним ксенотимом і включення в кристалах хлориту близьких до округлих зерен ксенотиму чорно-коричневого кольору.

У рентгенометричній картині вивчених порід хлорит діагностовано за наявністю базальних рефлексів із міжплощинними відстанями d 14,0; 7,0 і 3,5 Å [3]. Аналіз рентгенограм дає однотипну за рентгенівськими характеристиками картину хлориту як синьо-зеленого, так і зеленкувато-жовтуватого, що є підставою визнати ізоструктурність зафіксованого в шліфах розвитку синьо-зеленого хлориту по зеленкувато-жовтуватому.

Відмітимо, що хлорити зеленкувато-жовтого кольору здебільшого спостерігаються в хлорит-монтморилоніт-гідрослюдистій асоціації. Монтморилоніт має змішаношарува-

ту структуру з гідрослюдою, ідентифікованою у монофракціях хлориту і шламу після насичення препарату гліцерином, за додатковим рефлексом $d\ 8,8\text{--}9,1\ \text{\AA}$ [7].

Результати рентгеноспектрального аналізу зеленого та зеленкувато-жовтуватого (мікроскопічно безбарвного) хлоритів наведено в табл. 1. Привертає увагу високий вміст SiO_2 у всіх вивчених зразках, що є однією із особливостей досліджуваних аргілізитів.

Загальний вміст оксиду магнію у синьо-зеленому хлориті становить 12,15 %, а в зеленкувато-жовтуватому — 3,24 %. Магній, як відомо [14, 15], є рухливим елементом у всіх обстановках зони гіпергенезу (і кислотних, і лужних), тому за будь-яких змін мінералів виноситься одним з перших. Тобто досліджені мінерали хлориту не підлягали значним гіпергенним змінам, бо інакше магній у корі вивітрювання зазнав би інтенсивного виносу, через що сформувались би залізисті хлорити [6], які в цьому випадку відсутні. До того ж у корі вивітрювання, де є каолініт, характерний для кислого середовища, метасоматична зміна біотиту з формуванням високомагнезійних хлоритів була б, очевидно, також неможливою [6].

Тобто мінерали групи хлориту домінують у досліджених породних утвореннях, характеризуються переважно ідіоморфними виділеннями, розвиваються по шаруватих силікатах (зелено-синюватий хлорит — по гідробіотиту і безбарвний хлорит; безбарвний хлорит — по гідробіотиту) і представлені високомагнезійними відмінами. Це дає підставу передбачати їх утворення метасоматичним шляхом у результаті дії низькотемпературних гідротермальних розчинів, тобто гідротермально-метасоматичний генезис. Відповідно, сформовані за їхньою участю породні утворення можна віднести до групи аргілізитів, які зазнали незначних змін під час формування кори вивітрювання.

Акцесорні мінерали. Мінерали-концентрати Y і TR — ксенотим і монацит, є характерними для гранітів УЩ [4]. Але перший у геологічній обстановці, подібній до описуваної, встановлений лише 1963 р. у зоні інтенсивно біотитизованих ділянок метасоматичних порід Побужжя [13].

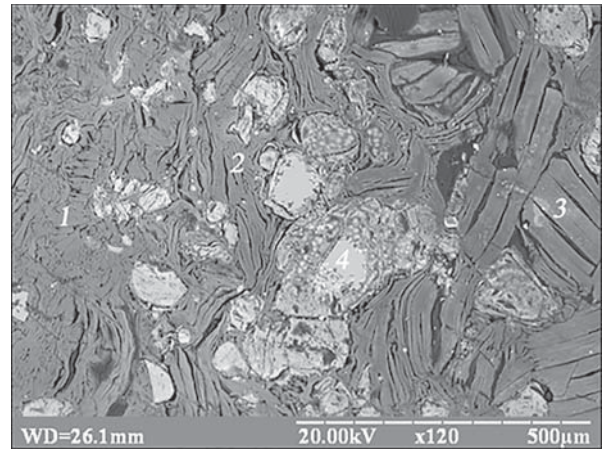


Рис. 3. Електронно-мікроскопічне зображення аргілізиту смугастої будови, смуги: 1 — каолінітова, 2 — гідробіотитова, 3 — хлоритова, полірований шліф № 24709-45,2(2a)

Ксенотим і монацит зафіксовані у всіх вивчених інтервалах свердловини № 24709. Діагностика їх підтверджена рентгенометрично в мономінеральних фракціях, відібраних з II електромагнітної фракції мінералогічних проб (табл. 2 і 3) як корінних порід, так і аргілізитів.

Мінерали в породах спостерігаються в поодиноких зернах переважно у II електромагнітній фракції мінералогічних проб, а також у значно меншій кількості у неелектромагнітних фракціях. З цього приводу зауважимо, що у мінералогічних пробах виділяються лише поодинокі зерна цих TR-мінералів, хоча їх фактичний вміст значно більший. Така розбіжність пов'язана з наявністю вельми дрібних зерен монациту і ксенотиму, включених у гідробіотит та хлорит, які в процесі підготовки проб не вивільнюються.

Ксенотим є характерним акцесорним мінералом як для корінних порід, так і для аргілізитів. Він діагностований у різних за формою і структурою виділеннях, що, очевидно, вказує на наявність різних генерацій мінералу. Ми виділили три генерації мінералу.

Ксенотим I генерації виділено у мілонітизованому граніті. Це дрібні прозорі близькі до округлих та округлі однорідні зерна незміненого мінералу блідо-жовтуватого кольору та дещо змінені блідо-сірувато-жовті. Ксенотим-I асоціює з біотитом або знахо-

Таблиця 1. Хімічний склад хлоритів аргіліту, за даними рентгеноспектрального аналізу

Номер проби	Матеріал аналізу	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	TiO ₂	FeO	SrO	SO ₃	Cl	K ₂ O	Y ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	UO ₂
24709-44,8	Білясто-зелена таблицка	12,15	16,48	51,41		0,77	0,37	18,83								0,62
	Зеленкуватого-жовтувате виділення	3,24	20,42	64,72		1,33	0,16	8,81					0,70			
24709-45,2	Полірований шліф, велика луска	7,50	17,22	44,21	2,09	1,79	1,15	13,67	3,61	2,31	0,94	1,01		1,76	1,93	0,81
24721-158,8	Полірований шліф, луска хлориту	19,79	14,39	42,64	1,14	1,90	1,23	10,72		2,11		1,27	1,45	1,37	1,43	0,46
	Те саме	20,84	15,14	40,88	1,75	1,59	1,34	9,68	2,46	1,96		0,99		1,30	1,24	0,82

диться в ньому у вигляді дрібних включень. Рентгенометричний аналіз зерен, вилучених із II електромагнітної фракції проби № 24709/1a, засвідчив наявність серед них ксенотиму у вигляді ізометричних та округлих, монациту — овальних і сплюснених зерен (табл. 2).

Ксенотим-II зафіксовано лише в аргілізитах, де він поширений найбільше. Ця відміна утворює овальні, частіше близькі до ізометричних (рис. 4, а), подекуди нечітко короткопризматичні чи викривлені октаедри дрібних зерен чорно-коричневого кольору. Діагностика мінералу підтверджена рентгенометрично (в камері Дебая) в монофракції, відібраній з II електромагнітної фракції пр. 24709-80a (табл. 3).

Рентгенографічне дослідження допомогло виявити дифракційну картину описуваного мінералу, що характеризується роздвоєнням основних рефлексів (піків), властивих ксенотиму, і є, найімовірніше, результатом наявності різних генерацій мінералу — в гранітах і метасоматично розвинених по них аргілізитах. Виявлені також зростки ксенотиму із голубувато-зеленим хлоритом, піритом, марказитом.

Третя генерація ксенотиму представлена переважно агрегатами зерен неправильної форми (рис. 4, б), зрідка — овальними виокремленнями зональної будови білого, білясто- і сіро-бежевого кольору. Звичайно зовнішня зона є «крихкою» і має бежеве і білясто-бежеве забарвлення, внутрішня — щільніша сірого кольору та іноді досить щільна темно-сіра. Границя між зонами нечітка, з взаємними переходами.

У відносно великих агрегатних скупченнях цього мінералу (клас +0,5 мм) помітні включення хлориту, апатиту, піриту, марказиту і гідрослюди, що свідчить про найпізніший час утворення акцесорного ксенотиму-III. Вірогідно, він формувався під час надходження завершальних порцій лужних розчинів. Рентгеноструктурний аналіз ксенотиму-III показав присутність однієї з систем ліній, характерних для темної відміни II генерації, що дає змогу припустити наявність перекристалізації зерен останньої та утворення бежевих, відносно «чистих», агрегатних ви-

ділень ксенотиму-III зі збереженням більш раних структурних характеристик.

Спостереження в електронному мікроскопі допомогли побачити початок росту кристалів ксенотиму III генерації на зернах ксенотиму-II (рис. 5).

За даними мікрозондового аналізу ксенотиму (табл. 4), вміст Y_2O_3 і P_2O_5 складає відповідно 30,64—45,90 і 14,11—18,75 %, і є дещо

Таблиця 2. Рентгенометрична характеристика ксенотиму і монациту з корінної породи уран-рідкісноземельного прояву (св. 24709)

Проба 24709/1a		Ксенотим		Монацит	
I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å
4	4,57	25	4,55	4	4,66
6	4,18			6	4,17
10	3,40	100	3,45		
10	3,10			10	3,10
10	2,86			6	2,88
4	2,56	30	2,56	4	2,53
4	2,44	13	2,44	6	2,44
3	2,21			6	2,19
3	2,17	26	2,15		
3	2,13			6	2,14
3	1,87			8	1,87
3	1,75	50(?)	1,78	8	1,75

Примітка: тут і в табл. 3 еталон ксенотиму і монациту за (Васильев Е.К., Кашаева Г.М., Ушаповская З.Ф. Рентгенометрический определитель минералов (класс фосфатов). Москва: Наука, 1974. 206 с.).

Таблиця 3. Рентгенометрична характеристика коричнево-чорних і чорних зерен ксенотиму з аргілізиту (св. 24709, пр. 247)

Проба 24709/80a		Еталон	
I	d, Å	I	d, Å
10	3,48	100	3,45
8	2,56	50	2,56
5	2,17	26	2,15
2	1,93	9	1,93
9	1,77	50	1,78
6	1,725	18	1,725
6	1,425	9	1,432
5	1,395	7	1,383
4	1,353	5	1,346
6	1,280	9	1,283

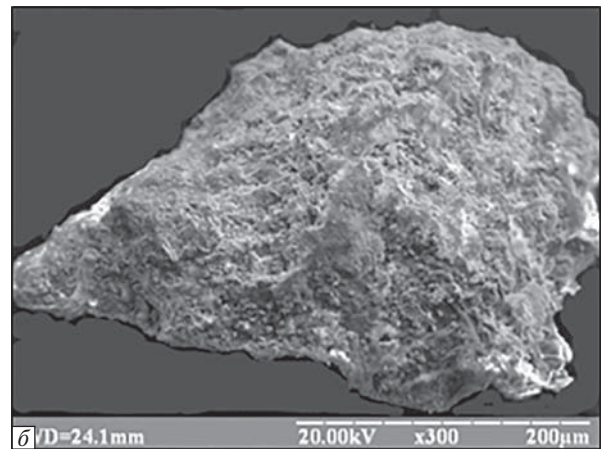
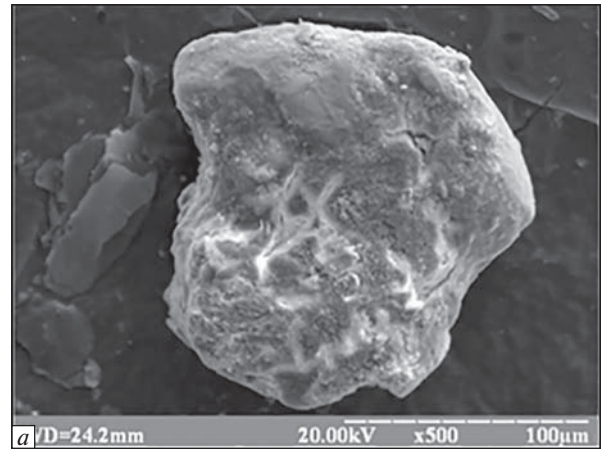


Рис. 4. Електронно-мікроскопічні зображення ксенотиму II і III генерацій у пробі аргілізиту № 24709-80a: а — зросток двох овальних зерен ксенотиму-II; б — клиноподібне зерно ксенотиму-III

нижчим за розрахунковий. Помітно дещо підвищений вміст SiO_2 , Al_2O_3 , менші значення CaO , UO_2 та ще менші TR_2O_3 , і PbO_2 , SO_3 , MgO , FeO . Деякі з них імовірно як ізоморфні домішки входять до структури мінералу.

Монацит надійно діагностований лише в корінних породах і представлений двома генераціями. Перша, давніша, виявлена за результатами рентгенометричного аналізу в камері Дебая у суміші зерен монациту і ксенотиму з II електромагнітної фракції пр. 24709-1a (табл. 2). Це дрібні, переважно овальні, інколи призматичні зі згладженими ребрами і сплющено-округлі (рис. 6, а, б) зерна, блідо- та сірувато-жовті, з жирним чи скляним блиском. Їхні оптичні властивості близькі до еталонних. Друга генерація, що кількісно переважає, відрізняється чорним, сірувато- і коричнювато-чорним кольором і мікроагрегатною поверхнею

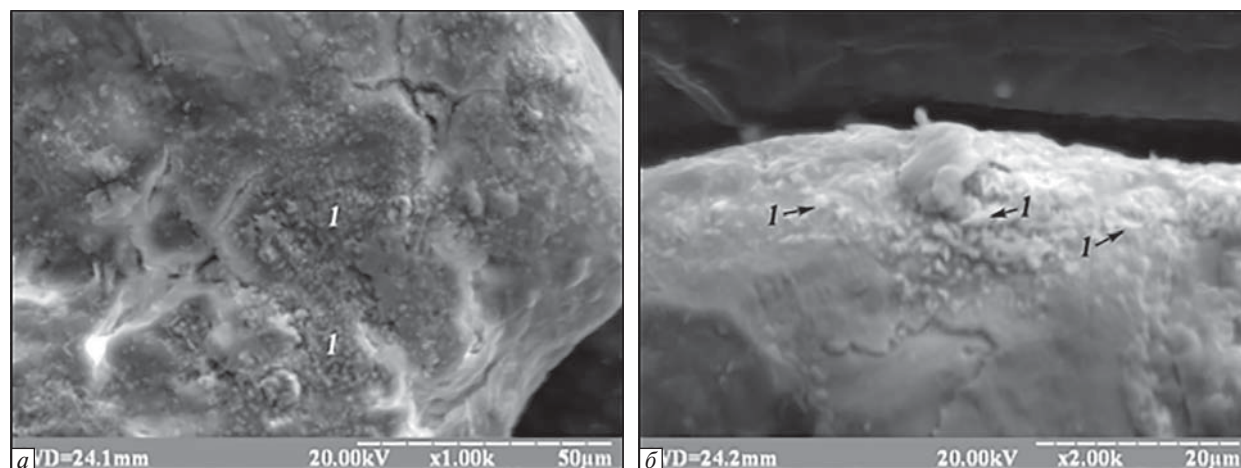


Рис. 5. Електронно-мікроскопічні зображення фрагментів зерен ксенотиму-II, по яких розвивається ксенотим-III, проба аргілізиту № 24709-80а: а — наростання дрібнозернистого агрегату (I) ксенотиму-III; б — мікрокристали (I) ксенотиму-III

зерен, а також порівняно більшими розмірами (рис. 6, в). Рентгенометрична характеристика монациту з мілонітизованого мігматиту наведена в табл. 5.

Циркон є наскрізним мінералом і відмічений у всіх різновидах досліджених порід. Форма його виділень дуже різноманітна. В аргілізитах переважно це дипірамідально- і видовжено-призматичні кристали. Колір мінералу і його внутрішня будова взаємозалежні: світло-рожеві, рожеві відміни — простої будови, без ядер; коричнювато-рожеві, коричневі, зонально забарвлені — з внутрішнім темним ядром.

Рутил, що в значній кількості входить до складу кристалічної породи (0,027 %), утворює кристали чорного кольору з алмазним блиском, непрозорі, призматичного, коротко- і видовжено-призматичного габітусу (рис. 6, г), часто з головками або сплюснені видовжено-призматичні коричневого кольору прозорі кристали і уламки кристалів. В імерсійному препараті в порошок мінерал

просвічує, має дуже високі показники заломлення та двозаломлення, помітно плеохроює в коричневих тонах. Спостережено зростки рутилу з силіманітом. Для аргілізитої породи характерний вміст мінералу на рівні знаків. За мінералогічними характеристиками він подібний до рутилу, що зазвичай знаходять у розсипах.

За допомогою рентгеноспектрального аналізу у складі рутилу визначено домішки ніобію (0,15—2,54 %) і танталу (1,64—7,75 %). За результатами аналізування виявлено закономірний розподіл цих елементів у зернах мінералу, а саме — центральні частини зерен відносно збагачені ніобієм (осколок — внутрішня частина кристалу), зовнішні зони — танталом (поверхнева зона кристалу). Рутил вміщує також незначну кількість заліза (0,48—0,95 %).

Апатит характерний для корінних порід родіонівської світи й аргілізитів та кори вивітрювання, які по них розвиваються (рис. 7). Його вміст подекуди сягає 2,5 %, а

Таблиця 4. Хімічний склад ксенотиму-III з аргілізиту, за даними напівкількісного рентгеноспектрального аналізу (пр. 24709-80а)

Матеріал аналізу	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	TiO ₂	FeO	SO ₃	Y ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	PbO ₂	UO ₂
Кристалики на зростку двох овальних чорних зерен	2,58	5,72	9,68	18,75	4,39	0,92	0,97	2,22	40,46	2,00	2,35	1,28	1,93	2,39	4,36
	2,60	7,11	13,62	14,11	6,23	1,22	1,52	4,46	30,64	3,44	3,85	1,50	2,83	1,93	4,94
Ксенотим перекристалізований	2,26	6,09	8,82	16,96	3,47	0,97	0,98	1,58	45,90	1,93	2,41	1,26	2,47	2,02	2,89

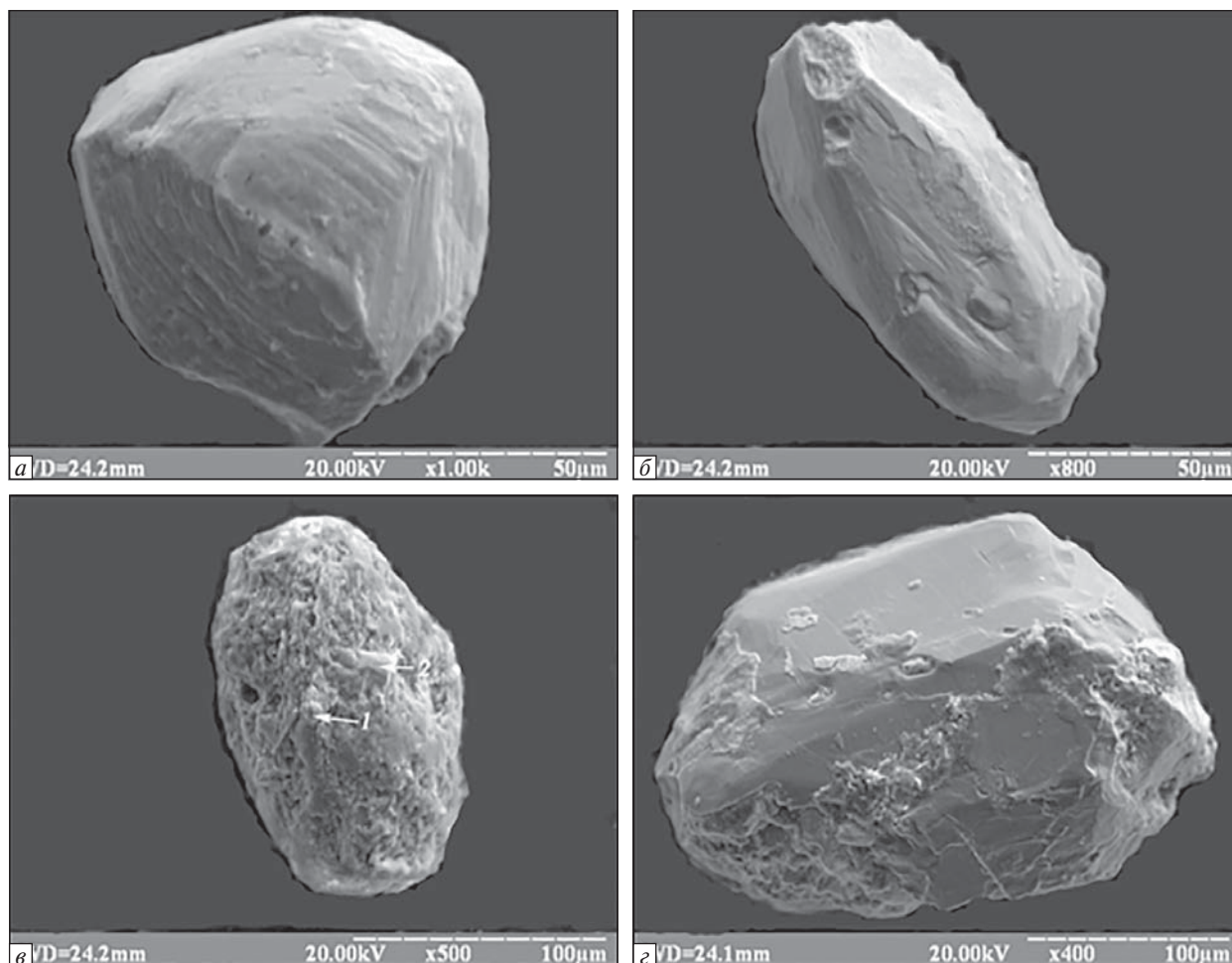


Рис. 6. Електронно-мікроскопічні зображення монациту (*a*–*в*) і рутилу (*з*), пр. № 24709-1а: *a* — зерно монациту з вираженим ростом граней; *б* — призматичний кристал монациту зі згладженими обрисами; *в* — овально-видовжене зерно монациту з вrostками кварцу (1) і піриту (2); *з* — кристал рутилу

в мінералогічній пробі з глибини 45,2 м св. № 24709 — 5 %. Представлений він овальними, близькими до ізометричних і неправильної форми зернами молочно-білого або голубувато-зеленуватого чи голубуватого кольору, які під мікроскопом майже не просвічують. Відмічені включення дуже дрібних зерен зміненого радіоактивного мінералу, вірогідно ксенотиму, а також піриту. Крім того, зафіксовані зростки апатиту з піритом і слюдистим мінералом. У голубувато-зелених лусках хлориту відмічено апатит, що має дуже дрібні мутні зерна, а в безбарвному хлориті і гідробіотиті спостережено водяно-прозорі виділення мінералу.

Хімічний склад різних морфологічних виділень апатиту з пр. № 24709-45,2 представлений у табл. 6. Хімічний склад мінералу, %:

Таблиця 5. Рентгенометрична характеристика монациту з корінної породи (мілонітизованого мігматиту) уран-рідкісноземельного прояву

Проба 24709/1а, монацит		Монацит	
I	d, Å	I	d, Å
10	3,10	100	3,09
8	2,89	70	2,87
7	2,68		
6	2,44	18	2,44
6	2,16	25	2,15
		25	2,13
5	1,89	13	1,89
5	1,74	18	1,76
		25	1,737

Примітка. Еталони: монацит за ASTM, пірит (Михеев, 1957).

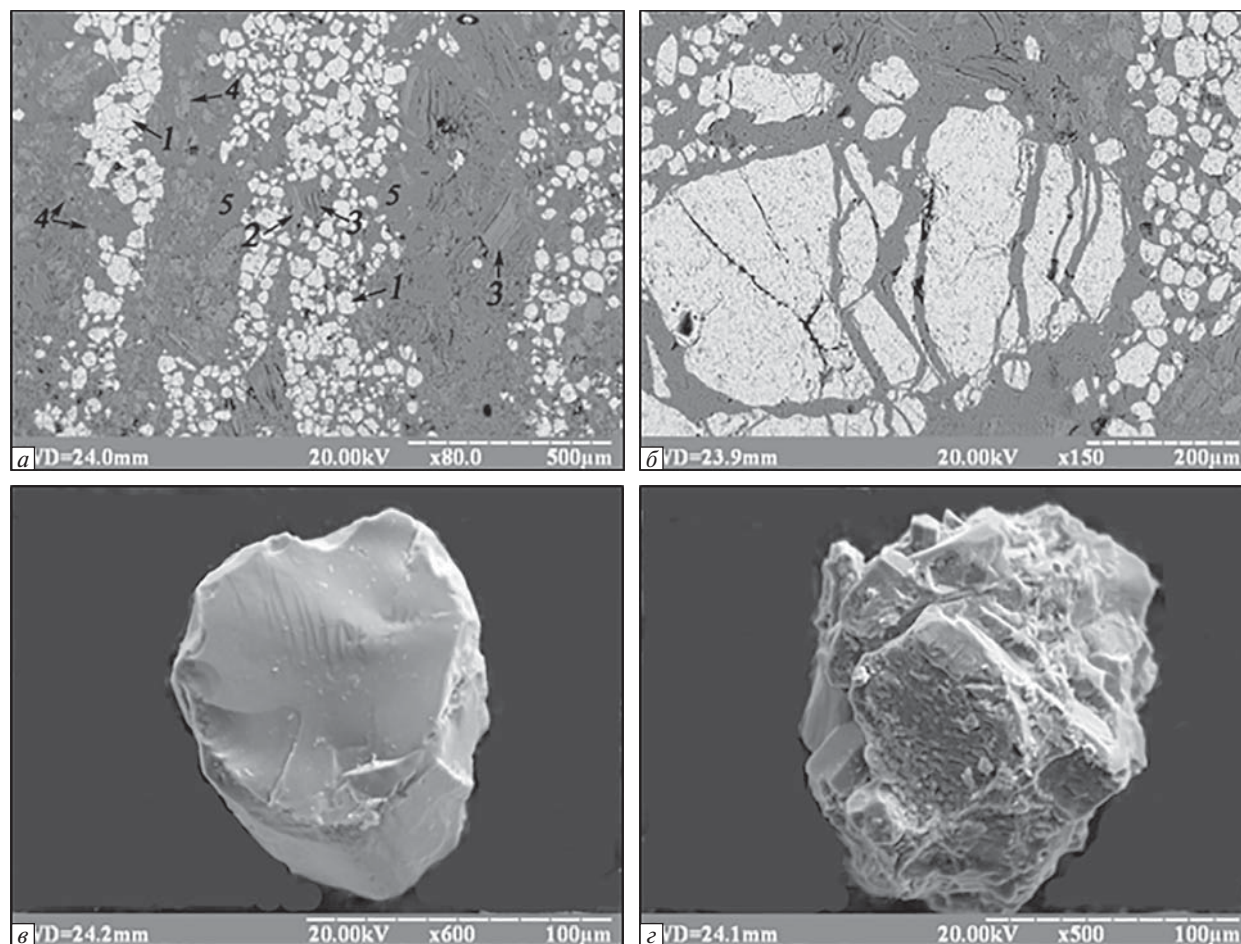


Рис. 7. Електронно-мікроскопічні зображення апатиту в кристалічних породах, полірований шліф № 24721-158,8 (а, б) і в аргілізитах, мінералогічна проба № 24721/5072 (в, г): а — смугастий розподіл апатиту в метасоматиті: 1 — апатит, 2 — гідробіотит, 3 — хлорит, 4 — тремоліт, 5 — кварц; б — велике тріщинувате зерно. Тріщини заліковані гідрослюдаю; в — уламок овального водяно-прозорого зерна; г — агрегатне зерно складної морфології

СаО 46,66—46,84, P_2O_5 28,34—28,52. Апатит містить також доволі значну домішку Y_2O_3 (7,03—7,06 %) і незначні кількості рідкісно-земельних елементів церієвої групи, урану і петрогенних компонентів.

Власних мінералів урану у досліджених зразках руди не виявлено. Передбачувано, що певна його частка може входити до складу акцесорних мінералів аргілізитів, які не зазнали руйнування за низькотемпературних змін (див. табл. 4, 6), а також може міститись у новоутворених сульфідах і циркуляційних водах. Проте найпоширенішою формою його знаходження в аргілізитах є прилипання до поверхні глинистих і слюнистих мінералів, зокрема хлориту (див. табл. 1) завдяки процесам сорбції та адсорбції.

Пірит і марказит відмічено як у корінних породах, так і в аргілізитах. Для аргілізитової

породи характерні як пірит, так і марказит. Виділено щонайменше три генерації піриту та дві — марказиту. Мінерали зафіксовано у вигляді окремих кристалів і зернистих агрегатів, дрібних включень у хлориті, а також вони знаходяться у зростках з хлоритом та гідробіотитом. Пірит представлений октаедричними, рідше кубічними, і кубооктаедричними кристалами, зростками кристалів, кулькоподібними стяжіннями, дрібнозернистими агрегатами близької до округлої та неправильної форми. Основна маса піриту має яскравий жовтий і сірувато-жовтий колір та металевий блиск, деяка ж його частина забарвлена в темно-жовті з коричневим відтінком кольори.

Марказит спостережено у вигляді характерних списовидних кристалів і їхніх зростків, а також зростків з піритом. Колір міне-

ралу сірувато-жовтий, блиск металевий. У зростках кристалів пірит і марказит взаємно проростають, отже утворюються, вірогідно, одночасно чи майже одночасно (марказит, можливо, дещо раніше).

Обговорення результатів і висновки. Досліджений Гурівський рудопояв знаходиться в межах Іванівського рудоносного поля Гурівсько-Варварівської рудоносної зони Кіровоградської металогенічної рудоносної субпровінції УЩ. Він приурочений до контакту південної частини Гурівського гранітоїдного масиву з метаморфітами інгуло-інгулецької серії, представленими кальцифірами, біотитовими, амфібол-біотитовими, графітовими гнейсами і сланцями, зміненими унаслідок магнезійного скарнування і лужного метасоматозу. Мінералізація TR супроводжується рудними концентраціями U і Р, в зв'язку з чим Гурівський рудопояв цілком обґрунтовано можна розглядати як комплексний фосфор-уран-рідкісноземельний об'єкт. У межах Іванівського рудоносного поля до цього переліку додаються ще пункти мінералізації Мо і Sc.

Формування зазначеного комплексного зруденіння було результатом послідовного прояву ендегенних і екзогенних процесів. Спочатку метаморфічні породи, що містять корисні компоненти в розсіяному вигляді або в складі акцесорних мінералів, зазнали інтенсивних гідротермально-метасоматичних перетворень у зв'язку з укоріненням гранітів кіровоградського комплексу. Це призвело до певного перерозподілу, а в деяких випадках — до утворення рудних скупчень деяких елементів. Згодом корінні породи зазнали аргілізації під впливом низькотемпературних ендегенних гідротерм, що супроводжувалось формуванням рудних концентрацій названих вище еле-

ментів. Одночасно з аргілізацією або дещо пізніше почали діяти екзогенні процеси формування кори вивітрювання кристалічних порід, які певним чином зачепили і зону аргілізованих порід.

В описаній схемі важливо відмітити поведінку урану, для котрого не виявлено власних мінералів. Вірогідно головний його вміст пов'язаний із глинистими мінералами, за винятком ксенотиму і, частково, апатиту (див. табл. 1, 4, 6).

Щодо джерела, переміщення і концентрації урану в аргілізитах (і корі вивітрювання) необхідно відмітити, що найменш спроможний до міграції уран (U^{4+}) пов'язаний із акцесорними мінералами (ксенотим, циркон, монацит, сфен, апатит та ін.) і міститься у них як один із основних компонентів або ізоморфна домішка. Рухомішою є частина урану у вигляді домішки в породотвірних мінералах, які складають основну масу магматичних і метаморфічних гірських порід (польові шпати, слюди, піроксени, амфіболи тощо). Вони значно менш стійкі до змін за акцесорні мінерали. У результаті руйнування і хімічного розкладання корінних порід (як в корі вивітрювання, так і під час формування аргілізитів) уран із породотвірних мінералів переходить у розчинну рухому форму. Рухомий уран легко вимивається слабкими і слаболужними водами, причому міграція урану і диференціація його по класах концентрацій починаються вже на початкових стадіях руйнації урановмісних материнських порід. На жаль, точних розрахунків виконати неможливо через відсутність відповідних аналізів. Такі детальні дослідження поведінки урану не були завданням виконаних досліджень.

Практично весь уран у водах, як показують термодинамічні розрахунки, перебуває

Таблиця 6. Хімічний склад апатиту з аргілізиту, за даними напівкількісного рентгеноспектрального аналізу (пр. № 24709-45,2, полірований шліф)

Матеріал Аналізу (зерно)	F	Cl	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	K ₂ O	SO ₃	TiO ₂	FeO	SrO	Y ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	UO ₂
Велике роздроблене, тріщинувате	0	1,37	1,47	2,93	2,72	28,52	46,84	1,02	2,33	0,82	0,24		7,06	1,67	2,10	0,91
Дрібне	0	1,45	1,51	3,03	2,10	28,34	46,66	1,02	2,49	0,93	0,10	0,29	7,03	1,79	2,27	0,98

у формі карбонатних та, рідше, фтористих комплексів уранілу. Безпосередньою причиною осадження U є відновлення його шестивалентних сполук, а важливим фактором відновлення в гідротермальних системах, вірогідно, слугували органічні речовини, які входили до складу вмісних порід і вод. Контроль гідротермального зруденіння графітизацією порід, бітумами, вуглистою органічною речовиною виявлений у низці родовищ [1, 15].

На складні процеси формування аргілізитів із неодноразовою зміною температурного і хімічного (кислотно-лужні умови середовища) режимів указує наявність трьох генерацій піриту, з переважанням кристалів октаедричного габітусу, та двох — марказиту. Відомо, що марказит утворюється за низької температури з кислих розчинів, а пірит, як стабільніший — в умовах вищих значень температури і лужності або слабкої кислотності розчинів [2]. Крім того, в активному кислому або лужному середовищі [16], де енергетично головну роль відіграють катіони (заліза) або аніони (сірки), переважно утворюються октаедричні грані кристалів. У нейтральному середовищі атоми заліза і «гантелі» сірки енергетично стають «рівноправними», і найщільніші сітки в структурі відповідають граням куба, тому кристали кубічного габітусу переважно кристалізуються з нейтральних розчинів. Кристали кубічного вигляду зазвичай властиві піриту метасоматичного походження, а октаедричного габітусу спостерігаються в тектоно-гідротермальних зонах. Округлі та неправильної форми стягнення піриту та марказиту, представлені вельми дрібнозернистими агрегатами, найчастіше притаманні корам вивітрювання. Отже, домінування кристалів піриту переважно октаедричного габітусу вказує на активні ендегенні гідротермальні процеси в зонах розломів в екзоконтактах гранітного масиву, які призвели до формування аргілізитів. Наявність у складі аргілізитів марказиту та марказит-піритових зростків свідчить про накладення на аргілізити екзогенних процесів, пов'язаних із лінійною корою вивітрювання вздовж розломних зон.

Високий вміст магнію в хлориті — головному породотвірному мінералі досліджених утворень, також вказує на їхню приналежність до аргілізитів. Цей факт переконливо свідчить про метасоматичне, а не гіпергенне формування хлориту, оскільки магній є рухомим елементом у всіх обстановках зони гіпергенезу (кислотних і лужних) і виноситься одним із перших.

За даними бурових свердловин, пройдених у межах Гурівського рудопрояву, у вертикальному розрізі аргілізитових порід виділяється дві зони: верхня каолініт-хлоритова з гідрослюдою і нижня монтморилоніт-хлоритова.

Рудоносні аргілізити мають такий мінеральний склад: породотвірні хлорит, монтморилоніт (сметит), каолініт, гідрослюди, тальк і кордієрит; акцесорні ксенотим «свіжий» і змінений, монацит, магнетит, хромшпінеліди, ільменіт, рутил, анатаз, лейкоксен, сфалерит, пірит, марказит, циркон, апатит і фторапатит.

Висока концентрація TR (Y, Yb, La) у корінних породах пов'язана з наявністю у їх складі акцесорних ксенотиму і монациту, збагачених ураном. Змінений ксенотим залишається основним концентратором рудних компонентів в аргілізитах. Спостерігається щонайменше три його генерації, що відображає тривалий і багатоетапний шлях рудоформування. Несуттєві домішки ітрію і лантанодів діагностовані й у хлориті (див. табл. 1), а також можуть бути та сорбованими на глинистих агрегатах.

Підвищений вміст фосфору пов'язаний із апатитовою мінералізацією. З'ясовано, що апатит приурочений до скарнованих кристалічних порід і суттєво концентрується в аргілізитах.

Отримані результати про мінеральний склад руд, асоціації рудних мінералів і розподіл у них рудних компонентів спрямовані на розробку достовірної генетичної моделі зруденіння Іванівського рудоносного поля. Проте залишаються недостатньо вивченими питання генезису аргілізитів, форми знаходження корисних компонентів і можливості їх комплексного вилучення.

Насамкінець необхідно наголосити на необхідності подальшого вивчення Гурівського

рудопояву як потенційного фосфор-уран-рідкісноземельного родовища і пошуку нових об'єктів такого типу, насамперед у межах Інгульського мегаблоку УЩ.

Подяки. Автори статті щиро вдячні за співпрацю своїм колегам: Л.В. Липчук, І.Б. Єлькіній, Л.Ф. Однороженко, С.І. Овечку та В.О. Шпильчаку.

Література

1. Белевцев Я.Н., Комаров А.Н. Уран в метасоматических породах и процессах. В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975, с. 133—140.
2. Берри Л., Мейсон Б., Дитрих Р. Минералогия. Москва: Мир, 1987, 591с.
3. Берхин С.И., Сердюченко Д.П. О зависимости рентгенограмм хлоритов от их химического состава, происхождения и степени раскристаллизованности. Мин. сб. Львов. ун-та. № 7, 1953. С. 213—222.
4. Беспалько Н.А. и др. Акцессорные минералы Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1976. 260 с.
5. Верховцев В.Г., Лисиченко Г.В., Забулонов Ю.Л. та ін. Перспективи розвитку уранової сировинної бази ядерної енергетики України. Київ: Наук. думка, 2014. 356 с.
6. Годовиков А.А. Минералогия. Москва: Недра, 1983. 647 с.
7. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. Москва: Наука, 1991. 176 с.
8. Костов И. Минералогия. Москва: Мир, 1971. 584 с.
9. Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. Москва, 1961. 318 с.
10. Лазаренко Є.К. Опыт генетической классификации минералов. Киев: Наук. думка, 1979. 312 с.
11. Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. Москва: Недра, 1974. 247 с.
12. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. Москва: Госгеолтехиздат, 1957.
13. Нечаев С.В., Кононов Ю.В. Новый генетический тип редкоземельного оруденения в докембрийских мигматитах Европейской части СССР. *Советская геология*. 1963, № 4. С. 123—126.
14. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. Москва: Недра, 1968. 331 с.
15. Перельман А.И. Геохимия. Москва: Высшая школа, 1979, 423 с.
16. Типоморфизм минералов: Справочник. Под ред. Л.В. Чернышовой. Москва: Недра, 1989, 560 с.

Надійшла 01.10.2023.

References

1. Belevtsev, Ya.N., Komarov A.N. (1975). Uranium in metamorphic rocks and processes. Nauka, Novosibirsk, pp. 133-140 [in Russian].
2. Berry, L., Mason, B., Dietrich, R. (1987). Mineralogy. Mir, Moscow. 591p. [in Russian].
3. Berkhin, S.I., Serdyuchenko, D.P. (1953). On the relation between the röntgenograms of chlorites, their chemical composition, origin, and degree of crystallization, SBO 7, pp. 213-222. [in Russian].
4. Bespalko, N.A. et al. (1976). Accessory minerals of the Ukrainian Shield. Nauk. Dumka, Kyiv. 260 p. [In Russian].
5. Verkhovtsev, V.G., Lisichenko, G.V., Zabulonov, Yu.L. et al. (2014). Prospects for development of uranium raw material base of nuclear power engineering in Ukraine. Nauk. Dumka, Kyiv. 356 p. [in Ukrainian].
6. Godovikov, A.A. (1983). Mineralogy. Nedra, Moscow. 647 p. [in Russian].
7. Drits, V.A., Kossovskaya, A.G. (1991). Clay Minerals: Micas, Chlorites. Nauka, Moscow. 176 p. [in Russian].
8. Kostov, I. (1971). Mineralogy. Mir, Moscow. 584 p. [in Russian].
9. Kukharenko, A.A. (1961). Mineralogy of Placers. Moscow. 318 p. [in Russian].
10. Lazarenko, Ye.K. (1979). An attempt on genetic classification of minerals. Nauk. Dumka, Kyiv. 312 p. [in Russian].
11. Lodochnikov, V.N. (1974). Principal Rock-Forming Minerals. Nedra, Moscow. 247 p. [in Russian].
12. Mikheev, V.I. (1957). X-ray Determination of Minerals. Gosgeoltekhizdat, Moscow [in Russian].
13. Nechaev, S.V., Kononov, Yu.V. (1963). New Genetic Type of Rare Earth Mineralization in Precambrian Migmatites of the European Part of the USSR, *Soviet Geology*, No. 4, pp. 123-126 [in Russian].
14. Perelman, A.I. (1968). Geochemistry of Epigenetic Processes. Nedra, Moscow. 331 p. [in Russian].
15. Perelman, A.I. (1979). Geochemistry. Vysshaya Shkola, Moscow. 423 p. [in Russian].
16. Chernyshova, L.V. (Ed.). (1989). Typomorphism of Minerals: Handbook. Nedra, Moscow. 560 p. [in Russian].

Received 01.10.2023.

L. V. Isakov, DrSc (Geology), Senior Scientist, isakov_l@ukr.net, <https://orcid.org/0000-0002-7672-9602>,

V. V. Sukach, DrSc (Geology), Head of Department, svital@ukr.net, <http://orcid.org/0000-0002-4710-7230>,

Y. E. Khomych, Postgraduate, yuriykhomich@gmail.com, <http://orcid.org/0009-0004-8924-6812>

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National Academy of Sciences of Ukraine
03142, ave. Acad. Palladina 34, Kyiv, Ukraine

MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE HURIVKA COMPLEX P-U-TR ORE OCCURRENCE, INHUL MEGABLOCK, UKRAINIAN SHIELD

The article presents the results of the study of the Hurivka apatite-uranium-rare earth ore occurrence, which is confined to the contact of the southern part of the Hurivka granitoid massif with metasedimentary rocks of the Inhul-Inhulets series.

Argillizites, which host the productive mineralization, are represented by two zones: the lower montmorillonite-chlorite zone and the upper kaolinite-chlorite zone with hydromica. The concentrator minerals of rare earths ($\Sigma TR=0.05-0.5\%$) in the bedrock are xenotime and monazite, while only xenotime was detected in argillizites. At the same time, minor impurities of yttrium and lanthanides were detected in apatite, chlorite and clay minerals. Xenotime and monazite also contain insignificant concentrations of uranium. The maximum uranium content in xenotime is 4.94% UO_2 , and in argillizites it can reach 0.86%. No native uranium minerals were detected in the studied ore. It is assumed that the most common form of its occurrence in argillizites is adhesion to the surface of clay and mica minerals due to sorption and adsorption processes. Anomalous high phosphorus content within the ore occurrence is associated with apatite mineralization. In bedrock, apatite is confined to skarns. In argillizites, its concentration in some intervals reaches 5%.

The complex apatite-uranium-rare earth mineralization of the Hurivka ore deposit was formed in the course of complex long-term processes, which was expressed in the hydrothermal-metasomatic transformation of high carbonated rocks in contact with the granitoid massif and their subsequent argillization by low-temperature hydrotherms of endogenous and exogenous origin.

Keywords: *Inhul megablock, Hurivka ore occurrence, argillizite, xenotime, monazite, chlorite, apatite.*