

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.04.022>
УДК 549:553.21

В.І. Павлишин, д-р геол.-мін. наук, проф., акад. ВШ України, зав. відділу
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: V.I.Pavlyshyn@gmail.com; ResearcherID: D-6558-2019

Д.С. Черниш, канд. геол. наук, зав. відділу
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: chernysh@nas.gov.ua; <https://orcid.org/0000-0001-5390-2591>

Г.О. Кульчицька, д-р геол. наук, голов. наук. співроб.
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: kulchetchanna@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-7206-4797>

О.І. Матковський, д-р геол.-мін. наук, проф.-консультант
Львівський національний університет імені Івана Франка
79005, м. Львів, Україна, вул. Грушевського, 4
E-mail: mineral@lnu.edu.ua; <https://orcid.org/0000-0001-7632-6080>

ДЕЯКІ ЗАКОНОМІРНОСТІ ВЗАЄМОЗВ'ЯЗКУ ГЕНЕЗИСУ ТА РОЗПОДІЛУ МІНЕРАЛІВ У НАДРАХ

На підставі аналізу інформації про часовий і просторовий розподіл мінералів у геологічних комплексах, на-самперед України, виявлено деякі закономірності взаємозв'язку генезису і розподілу мінералів у надрах. Досліджено розподіл мінералів у магматичних комплексах, пегматитах, гідротермалітах і метаморфітах. Відмічено зв'язок тектоніки і розподілу мінералів. Простежується чітка скерованість геологічного розвитку земної кори: втихомирювання тектонічних процесів — розширення платформ — диференціація мінеральної речовини. Число утворених мінеральних видів стрімко зросло від архейських комплексів до фанерозойських, від "базальтового" до "корового" мінералоутворення, від ультраосновних порід до кислих. Дозеленокам'яна кора Українського щита (УЩ) представлена переважно плагіоклазами та піроксенами, з розвитком гранітоїдів до них долучились кварц і лужні польові шпати. Від ранніх до пізніх етапів розвитку УЩ число видів збільшилось на порядок. На першому місці — Приазовський мегаблок. Максимальне видоутворення пов'язано з лужним магматизмом і процесами за участі летких компонентів, зокрема пегматоутворенням. Число мінералів у пегматитах сягає сотні видів. Горютворення призвело до руйнації магматичних порід і утворення нових мінералів. Потужним чинником мінералоутворення стала поява вільного кисню. Накладені процеси з привнесенням глибинних флюїдів сприяли перетворенню і перерозподілу мінералів, формуванню полігенних руд. Розподіл мінералів дає змогу виявляти типоморфні для певних процесів види, що можна використати для встановлення критеріїв зруденіння, його масштабів, ерозійного зрізу рудних тіл. Практичне значення має розподіл різних мінеральних видів, а також одного виду з виявленими за допомогою фізичних методів макро- і мікродіфектами, які є наслідком умов мінералоутворення.

Ключові слова: надра України, мінералоутворення, число мінеральних видів, типоморфні мінерали, полігенні родовища.

Цитування: Павлишин В.І., Черниш Д.С., Кульчицька Г.О., Матковський О.І. Деякі закономірності взаємозв'язку генезису та розподілу мінералів у надрах. *Мінерал. журн.* 2022. 44, № 4. С. 22—34. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.04.022>

Вступ. Просторові закономірності формування та розподілу мінералів у геологічних об'єктах — масивах, родовищах, земній корі тощо вивчає, згідно з визначенням [26], регіональна мінералогія (топомінералогія). Звідси впливають два взаємопов'язані поняття: умови формування (генезис) і розподіл мінералів у просторі та часі. Досконало з'ясувавши генезис, можемо вибудувати просторово-часову модель об'єкта, синтезувавши її з часово-мінералогічною і просторово-мінералогічною моделями [17, 42]. У такому дослідженні регіональна мінералогія максимальньо зближується з мінерагенією, взаємозбагачуючись і віддзеркалюючи прикладне значення теми, що висвітлюється.

Мета статті — проаналізувати інформацію про розподіл мінералів у природі та пов'язані з ним чинники мінералоутворення і на цій основі висвітлити закономірності взаємозв'язку генезису та розподілу мінералів у надрах, насамперед України. У цій проблемі важливо також визначити співвідношення геологоструктурних і мінерагенічних особливостей геологічних об'єктів земної кори [18], виявити в кожному конкретному випадку специфіку взаємозв'язку генезису та заповнення простору певними мінеральними асоціаціями. Це основа для напрацювання критеріїв (методів) пошуку та оцінки родовищ корисних копалин.

Тектонічні процеси і загальна закономірність розподілу мінералів у надрах. Академік Є.К. Лазаренко, який визнавав примат генетичного принципу в мінералогії, наводив такий приклад. Відомий американський мінералог Джеймс Д. Дена (1813—1895) з обережком проблем пішов "шукати правду" в тектоніці й знайшов... у вигляді заснованого ним з колегами вчення про геосинкліналі. Так ще в XIX ст. (1873) був збудований перший місток між мінералогією і геотектонікою. Нині ці науки тісно пов'язані між собою.

Архейський час в історії земної кори відрізнявся активними та повсюдно проявленими тектонічними процесами. У ній домінували рухомі системи, які ще не мали чітких лінійних форм. Цей своєрідний тектонічний режим, який не повторився у пізнішій історії земної кори, один час отримав назву прогеосинклінального [23]. Він супроводжувався

мінералоутворенням, пов'язаним здебільшого з інтенсивним проявом основно-ультраосновного (базальт-коматитового) магматизму, яке мало скромні результати — близько 20 видів, якщо орієнтуватись, наприклад, на мінеральний склад ранньої кори Українського щита (УЩ) [40]. Неповторним із мінералогічного погляду був і гранулітовий метаморфізм в архейі.

Після деякої консолідації земної кори в ранньому протерозої настав новий тектонічний режим — протогеосинклінальний, за тією ж термінологією [23]. Між відносно жорсткими архейськими ядрами, що, ймовірно, стали першими зародками майбутніх древніх платформ, розмістилися лінійні прогини, які стабілізувались наприкінці раннього протерозою. Нині з погляду теорії тектоники літосферних плит ці процеси, як і утворені внаслідок них структури, отримали інші назви [14]. Зміна тектонічного режиму супроводжувалась однобічно направленим згасанням основно-ультраосновного магматизму та посиленням гранітизації. Простежується чітка скерованість геологічного розвитку земної кори — притлумлювання тектонічних процесів, диференціація мінеральної речовини, ріст платформ.

На тлі цього двоетапного розвитку земної кори, низькопродуктивного з погляду видоутворення, багатократно проявлялись етапи дрібнішого масштабу, які характеризуються тривалістю, що безперервно скорочується, збільшенням числа формацій, ускладненням мінеральних асоціацій, інтенсифікацією ролі накладених процесів і числа мінералів, створених пізнішими процесами, зниженням симетрії мінеральних об'єктів [27].

Вік найдавніших геологічних утворень УЩ (новополтавський комплекс) — 3650 ± 200 млн рр. [39]. Це переважно породи ультрабазит-базит-тоналітової асоціації, метаморфізовані в умовах гранулітової, згодом амфіболітової фації. Загалом рання (дозеленокам'яна) кора УЩ представлена простою за числом і конституцією мінералів асоціацією [40], переважно плагіоклазами та піроксенами, менше — олівінами, амфіболами, слюдами (зокрема біотитом), магнетитом, ільменітом, цирконом. З розвитком гранітоїдів до них долучились кварц і лужні польові шпати.

Вже в пізньому архей поряд із первинними магматичними мінералами істотну роль відіграють вторинні мінерали, які увійшли до складу глин, грауваків і аркозів, перетворених потім у метаморфічні породи. Переплавлення останніх призвело до утворення нових магм. Такий колообіг земної речовини В.І. Вернадський назвав геохімічним циклом, який впливав на видоутворення — "пришвидшував" у разі легких атомів і "гальмував" з участю важких. Яскравим прикладом геохімічного циклу є докембрійська історія (600 млн рр.) феруму, що завершилася утворенням унікальних залізородних родовищ УЩ [38].

Наведений приклад знаменний ще й тим, що засвідчує прояв у докембрійській історії земної кори двох потужних чинників мінералоутворення: 1) появу вільного кисню на межі архею і протерозою, який сприяв розвитку оксидів, сульфатів, карбонатів; 2) одночасне підняття деяких ділянок (гороутворення), яке сприяло інтенсивному вивітрюванню магматичних порід і колоїдному мінералоутворенню.

Підкреслимо три типоморфні особливості мінерального складу ранніх архейських порід магматичного походження: 1) відсутність порід із нефеліном або іншими фельдшпатоїдами, з лужними піроксенами та амфіболами; 2) перевага плагіоклазів серед польових шпатів; 3) одноманітна конституція мінеральних видів змінного складу, що коливалась у дуже вузьких межах. Наприклад, слюди представлені практично лише біотитом-1М середньої залізистості, а у пізніших, зокрема протерозойських, комплексах наявне значне хіміко-структурне розмаїття слюд. Маємо повний ізоморфний ряд: сидерофіліт — аніт — флогопіт — істоніт; подібний ряд: аніт — лепідоліт (проміжний мінерал ряду трілітійоніт — полілітійоніт); переривчасті ряди флогопіту й аніту з мусковітом; п'ять простих політипних модифікацій слюд — 1М, 2М₁, 2М₂, 2О, 3Т і один складний політип. З'явилися літєві аналоги піроксенів, амфіболів, хлоритів, урізноманітнилися турмаліни, апатити, монацити тощо.

Збільшення видового розмаїття мінералів земної кори в часі й просторі, встановлене ще в позаминулому столітті Г. Чермаком [37],

і назване ним **розвитком мінерального царства**, можливо є законом філогенії мінералів: "...мінерали, що з'явилися в попередні епохи утворення Землі, змінювалися і змінюються тепер, ...утворюються в даний час нові мінерали, які відрізняються від тих, що існували в колишні епохи... хімічним складом... формою і складом. Таким чином, ...унаслідок перетворення мінералів, що триває, різноманітність складу земної кори збільшується... Збільшення різноманітності, яке триває, може бути названо розвитком мінерального царства" (переклад авт.) [37, с. 330].

Отже, перехід від "базальтового" до "корового" видоутворення (за термінологією А.Г. Жабіна [16]) супроводжувався збільшенням числа мінеральних видів. У межах УЩ у цілому воно зросло на порядок і склало орієнтовно понад 300 видів. Лише для Волинського мегаблоку, за підрахунками [15], відомий 321 вид. Правда, не усі вони достеменно підтверджені і частина натепер втратила статус виду. Головною причиною розбіжностей кількісного складу між блоками є різний ступінь вивченості територій. У Волинському блоці знайдено більше мінералів Вє через посилену увагу до Пержанського родовища, дослідження руд U спричинило знахідки більшого числа мінералів U і Th в Інгулецькому мегаблоці, розширення переліку мінералів RE Y-групи відбулось після відкриття Азовського родовища. Першість, за грубим підрахунком, належить Приазовському мегаблоку, тому що тут найкраще розвинені лужні породи — продукти найбагатшої хімічними елементами лужної (ультралужної) магми. На думку О.І. Тугаринова [35], лужні інтрузії постали у тісному зв'язку і вслід за утворенням перших карбонатних осадових формацій у ранньому протерозої. Другою особливістю древніх порід він називає поведінку калію, який краще за натрій і кальцій сорбується поверхнею глинистих мінералів і колоїдами, через що його переміщення в геохімічному циклі займає більше часу. Роль лужнопольовошпатових гранітоїдів зростає лише після ультраметаморфізму осадів, які сорбували значну кількість калію.

Нижче ми наведемо генетично вивчені приклади, що висвітлюють закономірності розподілу мінералів у просторі та часі в міне-

ральних комплексах України. Зазначимо, що в Україні, як і в світі [42], напрацювання просторово-часових (регіонально-мінералогічних) закономірностей помітно відстає від здобутків у галузі фізики, конституції, морфології мінералів. Особливо істотне відставання відчувається під час спроб охарактеризувати великі регіони, де локальні дані не згармонізовані в єдину картину, узгоджену з геологічною історією. Ще не вдається напрацювати повнокровну методологічну концепцію, простіше, методику просторово-часових досліджень, оскільки в них каменем спотикання є проблема тривалості процесів мінералоутворення й відсутність обґрунтованих критеріїв визначення відносного віку просторово роз'єднаних мінералів, відповідно ускладнюється розв'язок питання про послідовність мінералоутворення. На відміну від мінералогічного, для якого ще не існує можливості фіксувати тривалість процесів мінералогенезису в числовому вираженні, для геологічного часу маємо окреслені рамки на шкалі реального часу. Зокрема, тривалість ранніх докембрійських епох і формування пов'язаних із ними породних і рудних формацій вимірюється декількома сотнями мільйонів років, тоді як у ранньому фанерозої вона не перевищує декількох десятків мільйонів років, а в пізньому фанерозої ще менше [38—40].

Розподіл мінералів у магматичних породах (на прикладі Коростенського плутону). Ці породи не зазнали метаморфізму, зберегли свою цілісність, тому характеризуються класичним розподілом мінералів поміж породами (середні дані):

ультраосновні породи — 4—5 мінералів;
основні породи (лабрадорити, габронорити) — 9 мінералів;

граніти неpegматитоносні $\gamma_3, \gamma_4, \gamma_5, \gamma_6$ — 12 мінералів;

граніти pegматитоносні γ_1, γ_2 — 17 і більше мінералів;

сингенетичні камерні pegматити в гранітах — 90 і більше мінералів.

Наведені дані підтверджують такі закономірності:

Зниження температури кристалізації магми сприяє збільшенню числа мінералів. Має силу і зворотне твердження: підвищення

температури сприяє зменшенню числа мінералів, тому число мінералів у напрямі від глибинних зон Землі до її периферії зростає, що підтверджують наявні дані про склад мантійних порід [36]. Іншим виразом цієї закономірності є зниження в цьому напрямі симетрії мінералів і земних оболонок у цілому. Широко проявлений у магматичних мінералах ізоморфізм у природі є причиною обмеження числа мінеральних видів;

Число мінералів у породі віддзеркалює також хімічний склад магми, в якій кожний хімічний елемент наділено видоутворювальною здатністю, залежною від кларку та двох груп чинників — кристалохімічних і генетичних [38].

За числом мінералів магматичні та післямагматичні pegматитові утворення яскраво контрастують. Так, магматична стадія дає скромний результат в 3—4 мінерали, післямагматична — щонайменше на порядок вищий.

У магматичних породах, незачеплених вторинними процесами, мінерали розподілені більш-менш рівномірно. Однак трапляються відхилення від цієї закономірності, зокрема в розшарованих інтрузіях, де відомі так звані кумулати. Наприклад, в Азовському родовищі (Приазов'я) циркон, один із рудних мінералів, місцями утворює мономінеральні скупчення (цирконоліти) [1].

Є ще одна характерна риса магматичних утворень: у них часто відкривають нові мінерали, зазвичай мікро- і нанорозміру, утворення яких не пов'язано з магматичним процесом. Нові мінерали зароджуються і ростуть у твердому середовищі внаслідок твердофазових перетворень макромінералів — розпаду твердого розчину, упорядкування атомів у кристалічній структурі, перекристалізації, метасоматозу, поліморфного перетворення.

Розподіл мінералів у pegматитах. Вплив тектоніки. В Україні наявні всі чотири основні формаційні типи pegматитів [13]. Всі вони важливі з промислової точки зору, але не всіх їх експлуатують. Наявно або приховано всі pegматитові жили пов'язані з тектонікою. Найкраще вивчено камерні (заноришеві) pegматити.

Щоб краще зрозуміти неймовірно розмаїтий, гетерогенний, часто контрастний, а міс-

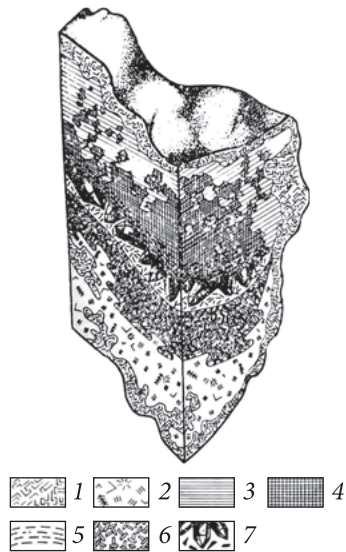


Рис. 1. Фрагмент блок-діаграми пегматитового тіла камерного типу: 1 — пегматит графічної структури; 2 — пегматит графіко-пегматоїдної структури з ділянками радіально-променистої та апографічної; 3 — польовий шпат; 4 — масивний кварц; 5 — сірий кварц; 6 — зона вилуговування з альбітом; 7 — заноришева ділянка з кристалами мінералів (за [19, с. 68])

Fig. 1. Fragment of the block diagram of a chamber-type pegmatite body: 1 — pegmatite of graphic structure; 2 — pegmatite of graphic-pegmatoid structure with radial-radiant and apographic areas; 3 — feldspar; 4 — massive quartz; 5 — gray quartz; 6 — leaching zone with albite; 7 — chamber area with mineral crystals. According to [19, p. 68]

цями одноманітний розподіл мінералів, властивий пегматитам, доцільно згадати таке. Ще у 1948 р. Ю.Ю. Юрк вважав неприйнятним пов'язувати район поширення камерних пегматитів лише із приконтактовою зоною гранітів з основними породами. Він навів факти, які засвідчили приуроченість Волинського пегматитового району до тектонічної зони, яка змінює простягання, ніби оконтурюючи масив основних порід [41]. Саме по зонах підвищеної флюїдопроникності у межах Володарськ-Волинського глибинного розлому інтенсивно міг відбуватись вплив глибинних флюїдів як визначальних складових формування камерних пегматитів. Цей принципово важливий погляд нині отримав фактологічне доповнення [10, 11].

Якщо вважати, що пегматитова магма, утворенню якої сприяла тектоніка, — це збагачена леткими компонентами та рідкісними елементами гранітна магма, то можна гово-

рити про еволюційний ряд утворень, крайніми членами якого, з одного боку, є граніти, з іншого — повнодиференційовані пегматити. Тобто ступінь диференціації пегматитів за однакових інших умов визначений інтенсивністю прояву післямагматичних процесів.

Цей еволюційний ряд має такий вигляд: граніти — недиференційовані пегматити (I тип) — неповнодиференційовані пегматити (II тип) — повнодиференційовані пегматити (III тип).

У цьому ряду, в якому ключовим є поняття диференціації, розподіл мінералів гранітної асоціації у край контрастно розмаїтій. Він змінюється від упорядкованого, більш-менш рівномірнотзернистого (граніти, I тип пегматитів), через різноструктурні зони — графічну, різнозернисту пегматоїдну, інколи з невеличкими заноришами і гігантськими мономінеральними виокремленнями кварцу та польового шпату (II тип пегматитів) до повнодиференційованих чітко зональних пегматитових тіл із розташованими згори донизу зонами (III тип пегматитів): графічною, пегматоїдною, польовошпатовою, кварцовою, вільного росту (власне занориш) і вилуговування (рис. 1). Число мінералів у пегматитах перевищує 90 видів, розміри кристалів коливаються від мікроскопічних до гігантських. Поняття диференціації має і прикладний сенс. Оскільки диференціація постмагматичних флюїдів можлива в умовах відносно закритої системи, що запобігало розсіюванню летких компонентів, з рідкісними елементами зокрема, шанси формування заноришів із цінними мінералами, окрім кристалів кварцу, збільшуються. Практично всі повнодиференційовані пегматити належать до продуктивних.

Розподіл мінералів у гідротермальних жилах. Гідротермальні жили тісно пов'язані з магматичними породами або мають, як у Нагольному кряжі, складніше походження. Вірогідно, другі є жилами гідротермальнотальпійського типу. У першому випадку спостерігається температурна зональність. Жили поблизу магматичного джерела насичені високотемпературними мінералами (вольфрамітом, каситеритом, молібденітом). Далі розташовані середньотемпературні гідротермальні жили з галенітом, сфалеритом, піри-

том, халькопіритом, золотом тощо, які змінюють низькотемпературні жили зі стибнітом, кіновар'ю, реалгаром, марказитом, аурипігментом. У другому випадку температурний чинник розподілу мінералів втрачає своє головне значення, натомість посилюється вплив вмісних порід.

Розподіл мінералів у гідротермальних жилах України різний — на УЩ домінують докембрійські, допротерозойські мономінеральні кварцові жили з мізерним вмістом невидимих акцесорних мінералів, поза ним — фанерозойські полімінеральні жили, в яких основним жильним мінералом є кварц, а рудна мінералізація представлена поліметалами, золотом і сріблом. Число сульфідних та інших мінералів у цих жилах може сягати декількох десятків. Альпійські жили, які трапляються у Криворізькому басейні, мають простий мінеральний склад, як у довколишніх породах.

Розподіл мінералів у метаморфітах. Під метаморфізмом будемо розуміти процеси глибинного перетворення гірських порід (руд), які здійснюються в твердому стані без істотного розплавлення чи розчинення внаслідок зміни фізико-хімічних умов. Метаморфічна порода — це складний асоціант, сформований, залежно від дії чинників метаморфізму (температури, тиску, складу вихідних порід, порового флюїду), лише новоутвореними метаморфічними мінералами та реліктовими або зміненими мінералами вихідної породи. Окрім того, метаморфічні процеси супроводжуються не лише перекристалізацією, а й перерозподілом речовини — метаморфічною диференціацією. Все це разом дає підсумковий ефект — розподіл мінералів у просторі, який з'ясується за допомогою фаціального аналізу.

Метаморфіти Криворізького басейну. Напрацьована сила-силенна різного роду генетичних діаграм, більшість із яких узгоджуються з поступовою і закономірною латеральною зміною умов регіонального метаморфізму в регіоні [22]. У Криворізькому басейні розвинена переважно зеленосланцева, менше — епідот-амфіболова фація. Звідси випливає такий головний висновок: різні асоціації мінералів (кварц, плагіоклаз, калішпат, мусковіт, гранат, ставроліт, кумінгто-

ніт, силіманіт, графіт, магнетит, стильпно-мелан тощо) формують у різних частинах басейну метапелітові утворення — сланці, гнейси, кварцити.

Політипний ряд алюмінієвих слюд: серицит-1Md → мусковіт-1M → мусковіт-2M₁ віддзеркалює підвищення ступеня метаморфізму від низькотемпературної гранатової субфації (зони) через ставролітову до виськотемпературної силіманітової метаморфічної зони і зростання упорядкованості кристалічної структури слюд. Метаморфічні зони в басейні, укомплектовані відповідними асоціаціями мінералів, складно розподілені в просторі. Наприклад, гранатова зона заселяє більшу частину Центрального району та всю Саксаганську залізорудну смугу. Північно-Західна частина Центрального району (далекі західні смуги та північно-західніше від них) віднесена до ставролітової зони. До останньої також належить Лихманівська синкліналь і більша частина Ганнівської смуги. До силіманітової, точніше силіманіт-мусковітової (політип 2M₁) зони віднесено середню і північну частину Центральної й Західної Ганнівської смуги.

Особлива тема в Криворізькому басейні — метаморфізм залізистих порід. Регіональний метаморфізм тут дає обмежене число мінералів — залізну слюдку (гематит), магнетит і кварц [22]. Розподіл цих мінералів повсюдно, від мікро- до мегаритмів, підпорядкований первісному пошаровому розташуванню вихідного матеріалу. Набагато складніша ситуація в сланцевих горизонтах, роговиково-сланцевих пачках, яка тут не розглядається.

Грануліти Українського щита. Це високометаморфізовані ("сухі") поширені докембрійські породи (без H₂O і OH) [29, 32]. Розподіл темнозабарвлених мінералів гранулітів цілком висвітлюється на засадах учення про фації. Домінує за масою салічна складова — польові шпати і кварц, що викристалізувалися в докембрії в умовах гранулітової фації. Вона не підлягає фаціальному аналізу, оскільки несе у своїх властивостях і структурі своєрідний і неповторний відбиток цих умов, який не вдається висвітлити традиційними методами, але можна успішно дослідити за допомогою сучасних фізичних методів [28]. Мова йде про мікродефекти ре-

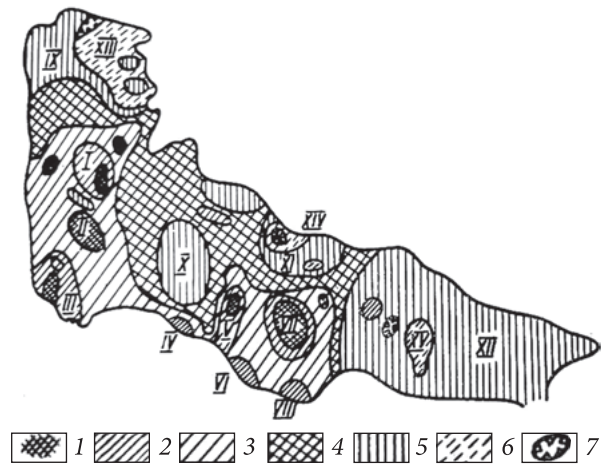


Рис. 2. Схема розподілу лужних польових шпатів за величиною рентгеностимульованої термолюмінесценції в гранітоїдах Українського щита (за [29, с. 20]). Інтенсивність РТЛ, умовні одиниці: 1 — 20 000—50 000, 2 — 15 000—18 000, 3 — 8 000—13 000, 4 — 5 000—7 000, 5 — 1 600—4 800, 6 — 300—1 000, 7 — 10—200. Ділянки з максимальною РТЛ: I — Бердичівська, II — Вінницька, III — Могилів-Подільська, IV — Гайворонська, V — Голованівська, VI — Вознесенська, VII — Новоукраїнська, VIII — Інгульська. Ділянки зі зниженою РТЛ: IX — Північно-Західна, X — Уманська, XI — Богуславська, XII — Середньопридніпровська. Ділянки з мінімальною РТЛ: XIII — Коростенська, XIV — Корсунь-Новомиргородська, XV — Демуриńska

Fig. 2. Scheme of distribution of alkali feldspars according to the value of X-ray stimulated thermoluminescence (XTL) in granitoids of the Ukrainian Shield. According to [29, p. 20]. Intensity of XTL, conventional units: 1 — 20 000-50 000, 2 — 15 000-18 000, 3 — 8 000-13 000, 4 — 5 000-7 000, 5 — 1 600-4 800, 6 — 300-1 000, 7 — 10-200. Areas with maximum XTL: I — Berdychivska, II — Vinnytska, III — Mohyliv-Podilska, IV — Hayvoronska, V — Golovanivska, VI — Voznesenska, VII — Novoukrainska, VIII — Ingulska. Areas with reduced XTL: IX — Pivnichno-Zakhidna, X — Umanska, XI — Boguslavska, XII — Serednyoprydniprovska. Areas with minimal XTL: XIII — Korostenska, XIV — Korsun-Novomyrhorodska, XV — Demurynska

ального кристала — оптично активні центри (ОАЦ) у польових шпатах і кварці, вельми своєрідні й визначальні, які мають чітке типоморфне значення. ОАЦ використовують у мінералогічному картуванні для ідентифікації порід гранулітової фації метаморфізму (ендербітів, чарнокітів, вінніцитів, гнейсів тощо), яка більше не повторилась у геологічній історії України.

У лужних польових шпатах (ЛПШ) із дефектів розвинені дірковий центр O_{Al}^- і до-

мішкові іони Fe^{3+} в позиції Al_{IV}^{3+} . Концентрація ОАЦ максимальна саме в ЛПШ із докембрійських порід гранулітової фації. Далі вона закономірно зменшується в породах нижчого метаморфізму або діафорично чи метасоматично змінених. Аналогічно ведуть себе центри рентгеностимульованої термолюмінесценції (РТЛ), репрезентовані комбінацією O_{Al}^- -центрів і центрів захоплення електронів R_i^0 [29]. Максимальна концентрація центрів $O_{Al}^- — R_i^0$ властива ЛПШ, в яких процес розпаду не завершився, а калієва фаза містить Na-кластери або поодинокі атоми Na в інтерстиціях, які є центрами захоплення електронів. Саме такі ЛПШ — типоморфні мінерали порід гранулітової фації докембрію. У межах УЩ вони входять до складу названих вище та інших порід [30, 31]. Максимуми РТЛ трасують "гранулітову дугу" (Дністер-Бузький район), зокрема Бердичівського, Подільського, Гайворонівського, Голованівського, Ятранського блоків (рис. 2). Отже, за максимальним ступенем мікродфектності ЛПШ можна виявити, простежити та закартографувати в межах УЩ докембрійські гранітоїди, сформовані в найглибинніших умовах раннього етапу розвитку земної кори.

Висока концентрація ОАЦ у ЛПШ гранулітів віддзеркалює специфічні, властиві лише цьому відрізку історії земної кори, фізико-хімічні умови мінералоутворення — істотну сухість (мале значення відношення H_2O/CO_2) середовища мінералоутворення, великі значення PT -параметрів, низьку активність кисню і високу активність CO_2 . Як наслідок цих умов — високий ступінь Si-Al упорядкування ЛПШ, який суперечить моноклінній симетрії, встановленій рентгеновським методом. Присутність у породі ортоклазу є індикатором "сухої" петрогенної системи, зокрема в умовах гранулітової фації [20, 21].

Розподіл мінералів — показник ерозійно-го зрізу рудних тіл. У геології велике значення має встановлення рівня ерозійного зрізу рудних покладів для оцінки перспективності на глибину. Найчастіше розглядають три випадки: 1) рудні тіла зазнали незначної ерозії — вони перспективні на глибині; 2) їхні перспективи обмежені; 3) руда на глибині відсутня.

Існує чимало мінералогічних (типоморфних) ознак ерозійного зрізу рудних тіл. Класичний приклад — різний рівень ерозійного зрізу двох плутонів — Коростенського і Корсунь-Новомиргородського. У другому марно шукати продуктивні камерні пегматити, оскільки вони зруйновані ерозією. В алювіально-делювіальних відкладах знаходять лише їхні стійкі мінерали.

У Коростенському плутоні внаслідок дії вертикальних рухів у межах пегматитового поля утворилась блокова структура. Кожен із блоків міг зазнати різної ерозії і, відповідно, може містити пегматити різної перспективності та з різним розподілом мінералів, зокрема корисних. Д.К. Возняк запропонував вирішити цю проблему за допомогою напрацьованого ним методу [3], що базується на результатах визначення тиску мінералоутворювального флюїду за включеннями цього флюїду у кварці зональних кристалів із занориша. Як наслідок, розглянуто можливості використання флюїдних включень для: 1) визначення глибини формування камерних пегматитів Волині; 2) оцінки ерозійного зрізу різних ділянок пегматитового поля; 3) визначення потужності зони поширення на глибину.

Головне завдання вивчення рудоносних гранітів — виявлення сутності та ступеня їх метасоматичної зміни, вираженої у вертикальній мінералогічній зональності. Найважливіші у прикладному сенсі — верхні (апикальні) частини масивів. У разі повного набору зон можна з'ясувати розподіл мінералів на вертикальному розрізі і за наявністю чи відсутністю типоморфних мінералів кожної із зон можна визначити відносну глибину ерозійного зрізу інтрузії, та, відповідно, її перспективність. Аналіз розподілу мінералів допоміг зробити такі висновки: а) у Пержанському районі УЩ зональність змінених гранітів повна, ерозійний зріз невеликий і проявлений локально; б) у Приазов'ї (граніти кам'яногогильського типу) зональність неповна, верхні найпродуктивніші зони зруйновані відносно глибокою ерозією; в) у Коростенському плутоні ерозійний зріз лезниківських гранітів, за попередніми даними, глибший, ніж у Приазов'ї.

Глибинні флюїди — вагомий чинник мінералоутворення, перетворення і перероз-

поділу мінералів. Вивчення включень у мінералах надало неодноразові докази участі у мінералоутворенні високотемпературного CO_2 -флюїду як продукту дегазації основної (ультраосновної) магми [10]. Такі флюїди зафіксовані під час формування родовищ різних корисних копалин у межах УЩ [4, 12]. Вони мають високі значення PT -параметрів (максимальні були не меншими за 1100—1200 °C і 820—870 МПа) і надходили з глибини понад 40 км. Упродовж тривалого часу нагромаджено багато даних про участь "потоків" CO_2 -флюїду у формуванні родовищ і рудопроявів різних корисних копалин. Зокрема, прояви таких флюїдів виявлено в камерних пегматитах Волині [11] і Пержанському берилієвому родовищі Волинського мегаблоку [8], Майському родовищі золота Голованівської шовної зони [5], літєвих пегматитах західної частини Інгульського мегаблоку [7], Азовському Zr-REE родовищі [1] і Дібровському REE-U-Th рудопрояві [9] Приазовського мегаблоку.

У камерних пегматитах Волині CO_2 -флюїд брав участь у завершальних стадіях їхнього формування. Він сприяв формуванню пізнього кварцу типу "Д", який кристалізувався з мінералоутворювальних розчинів у гетерогенній системі типу "водний розчин + CO_2 " [11]. На берилієвому родовищі головний мінерал (гентгельвін) кристалізувався з гетерогенної мінералоутворювальної системи: водний високотемпературний сольовий розчин + рідка фаза CO_2 , про що свідчать знахідки в ньому сингенетичних первинних включень CO_2 і водного розчину [8]. На високі значення PT -параметрів CO_2 -флюїду вказують своєрідні за будовою і генезисом вторинні включення, названі включеннями з проміжною мінеральною фазою, які є індикаторними, оскільки утворюються лише за високих значень температури й тиску CO_2 -флюїду [6].

Канали-провідники "потоків" CO_2 , ймовірно, генетично пов'язані з глибинними розломами, можливо з мантійним діспіризмом. Пролити світло на цю гіпотезу зможе ізотопний склад карбону й кисню CO_2 -флюїду із сингенетичних включень у мінералах, окрім ізотопних співвідношень у мінералі-хазяїні [2]. Передбачається також провідна роль флюїдних "потоків" щодо росту гігантських

природних кристалів кварцу, топазу, берилу, слюд, польових шпатів, а також істотний вплив на диссиметризацію кристалів — морфологічну та структурну [25]. Флюїдні надходження впливали на рудоносність об'єктів: 1) сприяли формуванню високорентабельних полігенних родовищ; 2) збільшували масу рудної речовини; 3) перерозподіляли останню; 4) кардинально змінювали первісну руду; 5) інколи знижували якість руди.

Полігенні перетворення і перерозподіл мінералів. У мінералогії вічно актуальною темою є виявлення нових генетичних типів мінеральних комплексів. Метапегматити — термін, яким ідентифіковано новий генетичний тип родовищ рідкісних елементів, пов'язаних із пегматитами, розвинутими на УЩ (Інгульський мегаблок) [24]. Мова йде про інтенсивно змінені рідкіснометалеві пегматити (найяскравіший приклад — Полохівське родовище), у формуванні яких виділено два етапи: 1) магматичний (формування кварц-сподуменових пегматитів) і 2) метаморфічний (метасоматичний), у ході якого пегматити першого етапу були кардинально метасоматично змінені. Зокрема, сподуменик, натомість з'явилися петаліт-альбіт-кварцові агрегати.

Перехід пегматит → метапегматит — яскравий приклад кардинальної зміни розподілу (перерозподілу) мінералів, спричиненої твердофазовими реакціями, і супроводжуваної (порівняно зі звичайними рідкіснометалевими пегматитами, наприклад, Шевченківським родовищем) аномальними явищами: 1) появою у метапегматитах невластивих (парагенетично заборонених) гранітним пегматитам мінералів — авгіту, актиноліту, олівіну, рогової обманки, серпентину, діопсиду тощо; 2) наявністю калієвого польового шпату, структурний стан якого незвичний для гранітних пегматитів [7]. Калішпат Полохівського родовища представлений моноклінним (ортоклаз) і триклінним (мікроклін) видами, що співіснують в одному кристалі. Переважають зразки з вмістом моноклінної фази >40 % і, зокрема, істотно моноклінні (>75 % моноклінної фази). Для порівняння, в пегматитах Шевченківського родовища калішпат — це винятково мікроклін, часто максимальний; 3) широко розвиненою грануля-

цією індивідів, супроводжуваною очищенням від домішкових і ґраткових дефектів, появою нових фаз. Отже, метапегматити — це новий генетичний (полігенний) тип родовищ рідкісних елементів. Петаліт-альбіт-кварцові агрегати — ідеальна сировина для Li-кераміки. Передбачається, що зміна пегматитів на другому етапі була спричинена глибинними флюїдами з CO₂ [10].

Проблема полігенності родовищ показана на прикладі Пержанського рудного вузла (ПРВ), який інколи називають ще Пержанським рудотектонічним вузлом, оскільки він за розмаїттям мінеральних видів і спектром наявних хімічних елементів не має собі рівних у межах УЩ. На невеличкому клаптику ґратчастої тектонічної структури з різноорієнтованими розломами виявлено понад 70 мінералів [33].

Зруденіння у ПРВ не передбачено класичними мінерагенічними побудовами. Зокрема, поява сульфідних руд (первинних) — явище, не характерне для мінералогії рідкіснометалевих гранітів. Наявна аномалія у просторовому розподілі мінералів. Ніяка система у стані еволюції не зможе забезпечити строка-ту палітру розподілу мінералів, які сформували рідкіснометалеве (на чолі з гентгельвіном) зруденіння, алюмофторидні асоціації, флюоритове родовище, срібно-сульфідну мінералізацію, серію слюд, збагачених на Li. Зрозуміло, що викристалізувати ці мінерали в одному вузлі неможливо без зовнішнього втручання, яке у нашому випадку представлено, окрім активної тектоніки, глибинними флюїдами, збагаченими на F, CO₂, H₂O, S, Be, Zn, Pb, Ag тощо [8]. Нині маємо чимало прямих і опосередкованих даних, що засвідчують полігенну природу ПРВ: 1) несумісні, тобто парагенетично заборонені асоціації мінералів; 2) термобарогеохімічні дані [8]; 3) ізотопний склад свинцю галенітів [34]; 4) утворення гентгельвіну, що унікально поєднав сульфід Zn з силікатом Be.

На прикладі Полохівського і Пержанського рудних полів зафіксовано дію нетривіального еволюційно-революційного чинника розподілу мінералів, який являє собою особливе і рідкісне поєднання звичайних, але різночасових, і таких, що автономно розвиваються, мінералоутворювальних (перетво-

рювальних) процесів — перекристалізації, розчинення, плавлення, перевідкладення, твердофазових перетворень, що нерідко завершувались утворенням високорентабельних полігенних родовищ. Черговий крок — ліквідувати прогалину, ґрунтовно проаналізувати відмінності розподілу мінералів у полігенних родовищах з різними запасами, але схожою геологічною історією.

Висновок. Попри уявну розупорядкованість мінерального видоутворення в земній корі, деякі закономірності розподілу мінералів вдається виявити.

Існує чітка залежність мінералоутворення від геологічного часу і тектонічної активності. Від архею до фанерозою водночас із затуханням тектонічної активності число утворених мінеральних видів зростає.

Найбільша залежність числа і розмаїття утворюваних мінералів спостерігається від типу геологічного процесу (метаморфічний,

магматичний, пегматитовий, гідротермальний) і фізико-хімічних умов цього процесу. Від ультраосновних до кислих порід число мінеральних видів зростає, досягаючи максимуму в пегматитах кислих порід.

Важлива роль у мінералоутворенні, особливо в разі формування диференційованих пегматитів, належить флюїдним компонентам, що слугують транспортерами рудних компонентів і одночасно сприяють збільшенню розмірів утворених індивідів мінералів.

За ідентичного хімічного складу геологічного середовища варіації температури і тиску призводять і до кристалізації різних видів мінералів, і до утворення тих самих видів, однак з типоморфними особливостями. Розбіжності можуть бути використані для вирішення прикладних завдань, зокрема, визначення рівня ерозійного зрізу рудних тіл, вироблення критеріїв пошуку рудопроявів та оцінювання їхньої перспективності.

ЛІТЕРАТУРА

1. Азовское редкоземельное месторождение Приазовского мегаблока Украинского щита (геология, минералогия, геохимия, генезис, руды, комплексные критерии поисков, проблемы эксплуатации). Под ред. А.Н. Пономаренко, А.В. Анциферова. Донецк: Ноулидж, 2012. 374 с.
2. Братусь М. Ізотопний склад вуглецю й кисню в мінералах рудоносних та вмисних порід родовищ України *Мінерал. зб.*, 2011. № 61, вип. 1—2. С. 89—113.
3. Возняк Д.К. До визначення глибини формування заноришевих пегматитів Волині та оцінки потужності зони їх поширення на глибину. *Мінерал. журн.* 2003. 25, № 1. С. 43—49.
4. Возняк Д.К. Вуглекислий газ — важлива складова ендегенних процесів мінералоутворення геологічних об'єктів Українського щита. *Фундаментальне значення і прикладна роль геологічної освіти і науки. Матеріали Міжнар. наук. конф.* Львів, 2015. С. 31—35.
5. Возняк Д.К., Бондаренко С.М., Сьомка В.О. Прояви високотермобаричних потоків рідкого CO₂ при формуванні Майського родовища золота. *Допов. НАН України.* 2000. № 7. С. 131—134.
6. Возняк Д.К., Бельський В.М., Остапенко С.С. Індикаторне значення вторинних флюїдних включень з проміжною мінеральною фазою в кварці. *Мінерал. журн.* 2012. 34, № 4. С. 34—40.
7. Возняк Д.К., Бугаєнко В.М., Галабурда Ю.А., Мельников В.С., Павлишин В.І., Бондаренко С.М., Сьомка В.О. Особливості мінерального складу та умов утворення рідкіснометалевих пегматитів західної частини Кіровоградського блоку (Український щит). *Мінерал. журн.* 2000. 22, № 1. С. 21—41.
8. Возняк Д., Галабурда Ю., Бельський В., Довбуш Т. Нове бачення особливостей умов формування Пержанського берилієвого родовища на Українському щиті. *Фундаментальне значення і прикладна роль геологічної освіти і науки. Матеріали Міжнар. наук. конф.* Львів, 2015. С. 37—39.
9. Возняк Д.К., Крамар О.О., Бельський В.М., Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Вишневецький О.А. Особливості формування Дібровського REE-U-Th родовища на Українському щиті (за флюїдними включеннями у кварці). *Мінерал. журн.* 2013. 35, № 4. С. 44—55.
10. Возняк Д.К., Павлишин В.І. Високотермобаричні потоки рідкого CO₂ та їх роль у мінералоутворенні (на прикладі Українського щита). *Мінерал. журн.* 2001. 23, № 4. С. 12—18.
11. Возняк Д.К., Павлишин В.І. Фізико-хімічні умови формування та особливості локалізації заноришевих пегматитів Волині (Український щит). *Мінерал. журн.* 2008. 30, № 1. С. 5—20.
12. Возняк Д.К., Хоменко В.М., Франц Г., Віденбек М. Фізико-хімічні умови завершального етапу становлення пегматитів Волині за даними термобарометрії та інфрачервоної спектроскопії берилу. *Мінерал. журн.* 2012. 34, № 2. С. 26—38.
13. Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов. Москва: Недра, 1979. 296 с.

14. Глевасский Е.Б., Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинского щита. *Минерал. журн.* 2000. **22**, № 2/3. С. 77—91.
15. Зінченко О.В. Кадастр мінералів Волинського та Ігульського мегаблоків Українського щита (порівняльний аналіз). *Записки Укр. мінерал. тов-ва.* 2011. **8**. С. 93—95.
16. Жабин А.Г. Проблемы филогении минералов. *Новые идеи в генетической минералогии.* Ленинград: Наука, 1983. С. 7—12.
17. Иванов О.П. Топоминералогический анализ рудных месторождений. Ленинград: Наука, 1991. 209 с.
18. Красный Л.И. Геолого-структурные особенности суперструктур Земли и связанная с ними минералогия. *Докл. АН.* 1998. **360**, № 5. С. 663—665.
19. Лазаренко Е.К., Павлишин В.И., Латыш В.Т., Сорокин Ю.Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волини. Львов: Вища шк., 1973. 360 с.
20. Мельников В.С. Кристалохімічна і генетична природа інверсійних двійників лужних польових шпатів: автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2010. 45 с.
21. Мельников В.С. Генетическое значение инверсионного перехода санидин/микроклин. 1. Флюидный фактор в трансформации двойниковой структуры щелочных полевых шпатов. *Минерал. журн.* 2009. **31**, № 4. С. 16—29.
22. Минералогия Криворожского бассейна. Отв. ред. Е.К. Лазаренко. Киев: Наук. думка, 1977. 544 с.
23. Наливкин В.Д., Якобсон К.Э., Билибина Т.В., Белевцев Я.Н., Бронгулеев В.В., Воробьев И.В., Гарецкий Г.Т., Кочин Г.Г., Шуркин Г.Г. Геологическое строение Восточно-Европейской платформы. *Геология Советского Союза. Докл. совет. геологов на 27-ой сессии МГК.* Москва: Наука, 1984. Т. 1. С. 27—34.
24. Павлишин В.И., Белых Н.А., Возняк Д.К., Макивчук О.Ф., Мельников В.С. Метапегматиты: новый генетический тип месторождений редких элементов. *Закономерности эволюции земной коры. Тез. докл. Т. II.* Санкт-Петербург, 1996. С. 135.
25. Павлишин В.І., Возняк Д.К. Симетрія-диссиметрія кристалів слюд і топазу камерних пегматитів Волини: кристалохімічні, морфологічні, генетичні аспекти. *Минерал. журн.* 2020. **42**, № 1. С. 3—11. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.01.003>
26. Павлишин В.І., Довгий С.О. Мінералогія: Підручник. Київ: КНТ, 2008. 536 с.
27. Павлишин В.И., Платонов А.Н., Таращан А.Н. Основные закономерности минералообразования на ранних этапах развития земной коры. *Минерал. журн.* 1998. **20**, № 1. С. 72—83.
28. Платонов О.М., Рокачук Т.А., Таращан А.М., Щербаков І.Б. Про зв'язок термолюмінесцентних властивостей польових шпатів з їх структурними особливостями. *Геол. журн.* 1971. Вип. 2. С. 87—90.
29. Рокачук Т.А. Петрологические аспекты люминесценции полевых шпатов. Киев: Наук. думка, 1988. 200 с.
30. Рокачук Т.А., Платонов А.Н., Таращан А.Н., Щербаков І.Б. Закономерности изменения структурной микродефектности щелочных полевых шпатов гранитоидов Украинского щита (опыт мелкомасштабного минералогического картирования). *Зап. Всесоюз. минерал. об-ва.* 1982. Вып. 8. С. 277—282.
31. Рокачук Т.А., Щербаков І.Б., Крамаренко Н.К., Стешин В.А., Слипченко В.В., Леснов Ф.П., Балыкин П.А., Платонова Е.А. Люминесценция салических породобразующих минералов. Петрологические приложения. Киев, 2000. 84 с.
32. Семененко Н.П. Гранулиты и чарнокиты Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1995. 104 с.
33. Слободян Б.І., Павлишин В.І., Бондаренко С.М., Степанюк Л.М., Сьомка В.О., Курило С.І. Самороднометалево-сульфідна мінералізація Пержанського рудного вузла (Український щит). *Минерал. журн.* 2017. **39**, № 4. С. 77—87. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.39.04.077>
34. Слободян Б.І., Степанюк Л.М., Бондаренко С.М., Павлишин В.І., Сьомка В.О., Висоцький О.Б., Довбуш Т.І. Галеніт Пержанської рудної зони. *Геологія і корисні копалини України. Тези доп. наук. конф., присв. 100-му ювілею Нац. акад. наук України. 2—4 жовт. 2018 р.* Київ, 2018. С. 202—204.
35. Тугаринов А.И. Общая геохимия. Москва: Атомиздат, 1973. 288 с.
36. Цымбал С.Н. Состав и геохимические особенности верхней мантии под Украинским щитом (по данным изучения кимберлитов, мантийных ксенолитов и ксенокристов). *Зб. тез Міжнар. наук. конф. Київ 11—13 верес., 2012.* Київ: ТОВ ЦП КОМПРИНТ, 2012. С. 207—210.
37. Чермак Г. Учебник минералогии. Санкт-Петербург: Типогр. Импер. АН, 1884. 262 с.
38. Щербак Н.П. Геологическое время и прогнозирование полезных ископаемых. Киев: Знание, 1984. 48 с.
39. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Верхогляд В.М., Комаристый А.А., Лесная И.М., Мицкевич Н.Ю., Пономаренко А.Н., Скобелев В.М., Щербак Д.Н. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1989. 144 с.
40. Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Бибикина Е.В., Бойко В.Л., Легкова Г.В., Лесная И.М., Сироштан Р.И. Ранняя кора Украинского щита (состав и возраст). *Ранняя кора: ее состав и возраст.* Москва: Наука, 1991. С. 122—151.
41. Юрк Ю.Ю. Про гранітні пегматити. *Геол. журн.* 1948. Вип. 1—2. С. 59—68.
42. Юшкин Н.П. Топоминералогия. Москва: Недра, 1982. 288 с.

Надійшла 29.08.2022

REFERENCES

1. Ponomarenko, O.M. and Antsiferov, A.V. (eds) (2012), *The Azov rare-earth deposit of the Azov Sea region megablock of Ukrainian Shield (geology, mineralogy, geochemistry, genesis, ores, integrated exploration criteria, problems of exploitation)*, Noulidzh Press, Donetsk, UA, 374 p. [in Russian].
2. Bratus, M. (2011), *Mineral. zb.*, No. 61, Vyp. 1-2, Lviv, UA, pp. 89-113 [in Ukrainian].
3. Voznyak, D.K. (2003), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 25, No. 1, UA, pp. 43-49 [in Ukrainian].
4. Voznyak, D.K. (2015), *The fundamental importance and applied role of geological education and science. Materials of Int. Sci. conf.*, Lviv, UA, pp. 31-35 [in Ukrainian].
5. Voznyak, D.K., Bondarenko, S.M. and Syomka, V.O. (2000), *Dopov. NAS of Ukraine*, No. 7, UA, pp. 131-134 [in Ukrainian].
6. Voznyak, D.K., Belskyi, V.M. and Ostapenko, S.S. (2012), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 34, No. 4, UA, pp. 34-40 [in Ukrainian].
7. Voznyak, D.K., Bugaenko, V.M., Galaburda, Yu.A., Melnikov, V.S., Pavlyshyn, V.I., Bondarenko, S.M. and Syomka, V.O. (2000), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 22, No. 1, UA, pp. 21-41 [in Ukrainian].
8. Voznyak, D., Galaburda, Yu., Belskyi, V. and Dovbush, T. (2015), *The fundamental importance and applied role of geological education and science. Materials of Int. Sci. conf.*, Lviv, UA, pp. 37-39 [in Ukrainian].
9. Voznyak, D.K., Kramar, O.O., Belskyi, V.M., Syomka, V.O., Bondarenko, S.M. and Vyshnevskiy, O.A. (2013), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 35, No. 4, UA, pp. 44-55 [in Ukrainian].
10. Voznyak, D.K. and Pavlyshyn, V.I. (2001), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 23, No. 4, UA, pp. 12-18 [in Ukrainian].
11. Voznyak, D.K. and Pavlyshyn, V.I. (2008), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 30, No. 1, UA, pp. 5-20 [in Ukrainian].
12. Voznyak, D.K., Khomenko, V.M., Franz, G. and Wiedenbeck, M. (2012), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 34, No. 2, UA, pp. 26-38 [in Ukrainian].
13. Ginzburg, A.I., Timofeev, I.N. and Feldman, L.G. (1979), *Fundamentals of geology of granitic pegmatites*, Nedra, Moscow, RU, 296 p. [in Russian].
14. Glevasskiy, E.B. and Kalyayev, G.I. (2000), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 22, No. 2-3, UA, pp. 77-91 [in Russian].
15. Zinchenko, O.V. (2011), *Proc. Ukr. mineral. society*, Vol. 8, UA, pp. 93-95 [in Ukrainian].
16. Zhabin, A.G. (1983), *New ideas in genetic mineralogy*, Nauka, Leningrad, RU, pp. 7-12 [in Russian].
17. Ivanov, O.P. (1991), *Topomineralogical analysis of ore deposits*, Nauka, Leningrad, RU, 209 p. [in Russian].
18. Krasnyi, L.I. (1998), *Dokl. AN*, Vol. 360, No. 5, pp. 663-665 [in Russian].
19. Lazarenko, E.K., Pavlishin, V.I., Latysh, V.T. and Sorokin, Yu.G. (1973), *Mineralogy and genesis of Volyn chamber pegmatites*, Vyshcha shkola publ., Lvov, UA, 360 p. [in Russian].
20. Melnikov, V.S. (2010), *Crystallochemical and genetic nature of inversion twins of alkali feldspars*, Abstr. of Dr.Sc. geol. dis., Kyiv, UA, 45 p. [in Ukrainian].
21. Melnikov, V.S. (2009), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 31, No. 4, UA, pp. 16-29 [in Russian].
22. Lazarenko, E.K. (ed.) (1977), *Mineralogy of the Krivoy Rog basin*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 544 p. [in Russian].
23. Nalivkin, V.D., Yakobson, K.E., Bilibina, T.V., Belevtsev, Ya.N., Bronguleev, V.V., Vorobyov, I.V., Garetsky, G.T., Kochin, G.G. and Shurkin, G.G. (1984), *Geology of the Soviet Union. Reports of Soviet Geologists at the 27th session of the IGC*, Vol. 1, Nauka, Moscow, RU, pp. 27-34 [in Russian].
24. Pavlyshyn, V.I., Belykh, N.A., Vozniak, D.K., Makivchuk, O.F. and Melnikov, V.S. (1996), *Regularities of the evolution of the Earth's crust. Abstracts*, Vol. 2, Saint Petersburg, RU, p. 135 [in Russian].
25. Pavlyshyn, V.I. and Voznyak, D.K. (2020), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 42, No. 1, UA, pp. 3-11 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.01.003>
26. Pavlyshyn, V.I. and Dovgiy, S.O. (2008), *Mineralogy*. Textbook, KNT publ., Kyiv, UA, 536 p. [in Ukrainian].
27. Pavlyshyn, V.I., Platonov, A.N. and Tarashchan, A.N. (1998), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 20, No. 1, UA, pp. 72-83 [in Russian].
28. Platonov, O.M., Rokachuk, T.A., Taraschan, A.M. and Shcherbakov, I.B. (1971), *Geol. Journ.*, Iss. 2, UA, pp. 87-90 [in Ukrainian].
29. Rokachuk, T.A. (1988), *Petrological aspects of the luminescence of feldspars*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 200 p. [in Russian].
30. Rokachuk, T.A., Platonov, A.N., Tarashchan, A.N. and Shcherbakov, I.B. (1982), *Notes All-Union Mineral. Soc.*, Vol. 8, RU, pp. 277-282 [in Russian].
31. Rokachuk, T.A., Shcherbakov, I.B., Kramarenko, N.K., Steshin, V.A., Slipchenko, V.V., Lesnov, F.P., Balykin, P.A. and Platonova, E.A. (2000), *Luminescence of salic rock-forming minerals*, Kyiv, UA, 84 p. [in Russian].
32. Semenenko, N.P. (1995), *Granulites and charnockites of the Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 104 p. [in Russian].
33. Slobodyan, B.I., Pavlyshyn, V.I., Bondarenko, S.M., Stepanyuk, L.M., Syomka, V.O. and Kurylo, S.I. (2017), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 39, No. 4, UA, pp. 77-87 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.39.04.077>

34. Slobodyan, B.I., Stepanyuk, L.M., Bondarenko, S.M., Pavlyshyn, V.I., Syomka, V.O., Vysotskyi, O.B. and Dovbush, T.I. (2018), *Geology and minerals of Ukraine. Abstr. Reports sci. conf. dedicated to the 100th anniversary of Nat. Acad. Sci. Ukraine, October 2-4 2018*, Kyiv, UA, pp. 202-204 [in Ukrainian].
35. Tugarinov, A.I. (1973), *General geochemistry*, Atomizdat, Moscow, RU, 288 p. [in Russian].
36. Tsymbal, S.N. (2012), *Models of diamond formation and its native sources, prospects of diamond deposits in the Ukrainian Shield and contiguous territories. Abstr. of Int. Sci. conf. Kyiv, 11-13 Septem., 2012*, UA, pp. 207-210 [in Russian].
37. Chermak, G. (1884), *Textbook of mineralogy*, Printing House Imperial Acad. Sci., Saint Petersburg, RU, 262 p. [in Russian].
38. Shcherbak, N.P. (1984), *Geological time and mineral forecasting*, Znanie publ., Kyiv, UA, 48 p. [in Russian].
39. Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Bartnitsky, E.N., Verkhogliad, V.M., Komaristyi, A.A., Lesnaya, I.M., Mitskevich, N.Yu., Ponomarenko, A.N., Skobelev, V.M. and Shcherbak, D.M. (1989), *Geochronological chart of the Precambrian of the Ukrainian Shield*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 144 p. [in Russian].
40. Shcherbak, N.P., Bartnitsky, E.N., Bibikova, E.V., Boiko, V.L., Legkova, G.V., Lesnaya, I.M. and Sirosthan, R.I. (1991), *Early crust, its composition and age*, Nauka, Moscow, RU, pp. 122-151 [in Russian].
41. Yurk, Yu.Yu. (1948), *Geol. Journ.*, Iss. 1-2, UA, pp. 59-68 [in Ukrainian].
42. Yushkin, N.P. (1982), *Topomineralogy*, Nedra, Moscow, RU, 288 p. [in Russian].

Received 29.08.2022

V.I. Pavlyshyn, DrSc (Geology, Mineralogy), Prof., Head of Department
Acad. of the Academy of Sci. of the Higher School of Ukraine
M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

E-mail: V.I.Pavlyshyn@gmail.com; ResearcherID: D-6558-2019

D.S. Chernysh, PhD (Geology), Head of Department

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

E-mail: chernysh@nas.gov.ua; <https://orcid.org/0000-0001-5390-2591>

H.O. Kulchytska, DrSc (Geology), Chief Research Fellow

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

E-mail: kulchechanna@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-7206-4797>

O.I. Matkovskiy, DrSc (Geology, Mineralogy), Professor-Consultant

Ivan Franko Lviv National University

4, Hrushevskiy Str., Lviv, Ukraine, 79005

E-mail: mineral@lnu.edu.ua; <https://orcid.org/0000-0001-7632-6080>

SOME REGULARITIES OF THE INTERRELATION OF THE GENESIS AND MINERALS DISTRIBUTION IN THE BOWELS

Some regularities of the interrelation of the genesis and minerals distribution in the bowels based on the analysis of information on the temporal and spatial distribution of minerals in geological complexes, primarily in Ukraine, were revealed. The distribution of minerals in magmatic complexes, pegmatites, hydrothermalites and metamorphites was studied. The relationship between tectonics and the distribution of minerals is noted. There is a clear direction of the geological development of the earth's crust: the pacification of tectonic processes — the growth of platforms — the differentiation of mineral matter. The number of formed mineral species increased rapidly from Archean to Phanerozoic complexes, from "basaltic" to "crustal" mineral formation, from ultrabasic rocks to acid ones. The Pre-Greenstone crust of Ukrainian Shield (USh) is predominantly represented by plagioclases and pyroxenes; with the development of granitoids, quartz and alkali feldspars joined them. From early to late stages of USh development, the number of species increased by an order of magnitude. Near-Azov megablock is in the first place. Maximum species formation is associated with alkaline magmatism and processes involving volatile components, in particular pegmatite formation. The number of minerals in pegmatites reaches hundreds of species. Mountain building led to the destruction of igneous rocks and the formation of new minerals. The appearance of free oxygen became a powerful factor in mineral formation. Superimposed processes with the supplying of deep fluids contributed to the transformation and redistribution of minerals and the formation of polygenic ores. The distribution of minerals makes it possible to detect typomorphic species for certain processes, which can be used to determine the criteria of mineralization, its scale, and the erosion section of ore bodies. The distribution of various mineral species, and the same species with identified macro- and microdefects, as a result of the conditions of mineral formation, is of practical importance.

Keywords: bowels of Ukraine, mineral formation, a number of mineral species, typomorphic minerals, polygenic deposits.