

Таблиця 2. Результати вивчення анатомії макрозразків самородної міді з ділянки Рафалівка (кар'єр поблизу с. Іванчі), ратнівська світа, горизонт 3А₁

Порода	Морфологія виділень самородної міді	Кількість вивчених зразків	Особливості внутрішньої будови виділень самородної міді
Туфобрекчія	Ксеноморфні виділення	5	Двійники по (111) полісинтетичні та прості. Системи полісинтетичних двійників по (111) під кутом 45°
	Гемідіоморфні виділення	5	Системи полісинтетичних двійників по (111) під кутом 45°. Двійники по (111) полісинтетичні та прості. Рідко "сотова" структура (рис. 1, д)

За даними рентгеноспектрального аналізу [3] майже вся вивчена самородна мідь містить домішки заліза та срібла, проте при вивченні анатомії цих виділень міді мікрровключень заліза та срібла в них не зафіксовано. Раніше ми вже відзначали гібридні зростки міді та срібла [2], які можна трактувати і як продукти заміщення.

У деяких макрозразках із туфобрекчії ділянки Рафалівка самородна мідь тісно асоціює з купритом, що утворює облямівки та окремі вклучення неправильної форми. Іноді виділення куприту містять дрібні вклучення самородної міді, що, мабуть, є реліктами (рис. 2, а). Для макрозразків спостерігається також тісне зростання прозорого мінералу (анальциму?) та самородної міді. Часто округлі дрібні зерна самородної міді містять округлі зерна анальциму, або самородна мідь облямовує в перетині квадратні кристали анальциму (рис. 2, б). Таке зростання може свідчити про сингенетичність утворення обох мінералів.

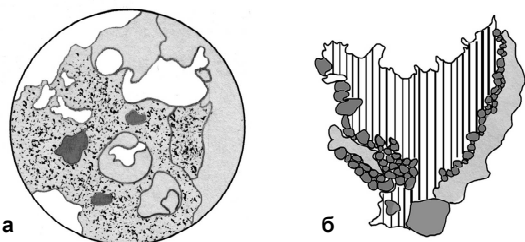


Рис. 2. Внутрішня будова та асоціації макровиділень самородної міді із туфобрекчії базальтів ділянки Рафалівки, ратнівська світа, горизонт 3А₁:

а – асоціація самородної міді (біле) – куприт (світло-сіре) – анальцим (темно-сіре); б – полісинтетичні двійники самородної міді (біле) та зростання міді з анальцимом (темно-сіре) та купритом (світло-сіре)

УДК 552.321+552.164

Окремо слід зазначити про результати структурного травлення складних двійників тетрагекедрів (п'ятірників) самородної міді за шпінелевим законом. При травленні пришліфованих зрізів (перпендикулярно до псевдоосі п'ятого порядку) п'ятірників тетрагекедрів слабким розчином азотної кислоти добре проявляються окремі індивіди у вигляді п'яти секторів (рис. 1, е) [1].

Висновки. Таким чином, для самородної міді із волинських рудопоявів встановлено типові елементи анатомії цього мінералу. Вивчення внутрішньої будови самородної міді з рудопоявів Рафалівка та Жиричі показало наявність таких особливостей її анатомії – прості двійники по (111), полісинтетичні двійники по (111) та їх системи по (111). Зональна будова не зафіксована в жодному зі зразків. Відсутність зональності характерна також і для самородної міді із родовищ Верхнього озера, шт. Мічиган, США, що пояснюється перекристалізацією у твердому стані. За даними Карпентера та Фішера [4] перекристалізація може відбуватися за температур не вищих 400°С. Найвірогідніше, що системи полісинтетичних двійників по (111) під кутом 45° належать до ростових утворень, тоді як прості й полісинтетичні двійники волинської самородної міді можуть мати подвійну природу (ростову та післяростову). Часті знахідки простих і складних двійників багатогранників самородної міді серед її мікрровиділень може свідчити про ростове походження двійникування в різних морфологічних типах міді, вказуючи на пересичення міддю мінералоутворюючого середовища.

1. Квасниця І. Двійникові зростки кристалів самородної міді з рудопоявів України // Мінералог. зб. Львів. ун-ту. – 2004. – Вип. 2, № 54. – С. 143–149.
2. Квасниця В.М., Квасниця І.В., Косовський Я.О., Бондаренко І.М. Самородне срібло з вендських вулканітів Волині // Мінералог. журн. – 2004. – Вип. 26, № 4. – С. 10–18.
3. Квасниця І.В., Косовський Я.О. Про хімічний склад самородної міді Волині // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2004. – Вип. 28. – С. 15–18.
4. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. – М., 1962.

Надійшла до редколегії 14.09.05

О. Павлова, асист.,
О. Бубнова, асп.,
С. Філіпов, студ.

СТРУКТУРОГЕНЕЗ У ПОРФІРОБЛАСТИЧНИХ ГРАНІТАХ КОРОСТИШІВСЬКОГО ТИПУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

В результаті структурно-речовинного та мікротектонічного аналізу було встановлено етапи структурного перетворення (структурної еволюції) коростишівських гранітів Північно-Західного району Українського щита. Виділено генетичні групи структурних елементів (магматичні, метасоматичні, деформаційні (тектонічні)). Розглянуто будову окремих мінералів та визначено їх місце в історії становлення породи.

Stages of structural transformation (structural evolution) of Korostishiv granites the Northwest part of the Ukrainian Shield have been established as a result of structural and microtectonic analysis. Genetic groups of structural elements (magmatic, metasomatic, deformative (tectonic)) have been allocated. The microstructure of some minerals is considered and their place in the rock formation history is determined.

Постановка проблеми та її зв'язок із важливими науковими та практичними завданнями. Питання утворення докембрійських гранітів вже давно стоїть перед геологами всього наукового світу, залишаючись у багатьох аспектах не вирішеним. Однаковий уніфікований підхід до вивчення всіх типів гранітів щодо їх кристалізації з магматичного розплаву або за рахунок анатексису та палінгене-

зу без кропіткого дослідження взаємовідношень між мінералами та мікротектонічним аналізом призводить до втрачати унікальної інформації як власне про генезис самих гранітів, так і про процеси перетворення та існування їх за весь період нахождення в земній корі. Власне ця інформація дає можливість поетапно реставрувати інтенсивність, режим і послідовність тектонічних процесів району

© О. Павлова, О. Бубнова, С. Філіпов, 2006

розповсюдження порід та їх обрамлення, починаючи від моменту становлення масиву до сьогодення, та виявити процеси, що супроводжують їх. Ключовим моментом у вирішенні означених питань є проведення структурогенетичного аналізу гранітів.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Розв'язанню проблеми інтерпретації структурних елементів гірських порід з метою визначення їх генезису на сучасний момент приділяється значна увага. Це роботи R. Vernon (1980), Р. Бродської (1990), Є. Трейвуса (1998), Ю. Гульбіна (2004) та багатьох інших сучасних петрографів. Особлива роль при цьому приділяється вивченню механізму не тільки утворення первісних структур, але й перетворення мінеральних агрегатів за різних умов тектонічних порушень: H. Green і D. Grigg (1970), C. Passchier і R. Trouw (1998), О. Лукієнко (2002), Ю. Морозов (2002), В. Шевчук та Г. Павлов (2003, 2004). Аналіз цих досліджень показав, що сама проблема структурогенезу гірських порід настільки багатогранна, що не може бути вирішена окремими дослідженнями. Але завдяки вже виявленим, описаним та науково обґрунтованим петрографічним і тектонофізичним закономірностям та методикам можна проводити інтерпретацію й моделювання історії розвитку конкретних геологічних об'єктів.

Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми та постановка завдання. Однією з невирішених проблем у структурогенезі гранітів взагалі та докембрійських гранітів Українського щита зокрема є проблема походження структур гранітів з великими вкрапленнями табличчастих або бруксатих кристалів калієвого польового шпату, які різними геологами залежно від їх поглядів на утворення гранітів визначаються порфіроподібними або порфіробластовими.

Мета даної роботи – означити етапи утворення протерозойських порфіроподібних (порфіробластових) гранітів Українського щита на прикладі коростишівських гранітів (північно-західний регіон), простежити вплив тектонічних факторів на формування їх структур і визначити вплив інфільтраційних метасоматизуючих розчинів на процес структуро- та мінералоутворення.

Результати дослідження. Об'єктом структурогенетичного та мікротектонічного дослідження став Коростишівський масив порфіроподібних гранітів, які за загальними уявленнями належать до гранітів житомирського комплексу [7]. Він знаходиться у Північно-Західній частині Українського щита в басейні р. Тетерів, витягнутий у північно-західному напрямі конкордантно (рідко дискондантно) по відношенню до вміщуючих порід, і має площу в 50 км². Будова його неоднорідна. В зонах ендоконтакту із вміщуючими породами та всередині масиву виявляються лінійно-паралельні та план-паралельні орієнтовані текстури, обумовлені закономірним розміщенням фенокристів польових шпатів, зерен темноколірних мінералів і кварцу, біотитових просічок, шлірів та ксенолітів гнейсів. Але ці текстури не утворюють єдиної системи для всього масиву. Серед гранітів виділяються мелано-, мезо- та лейкократові різновиди, які чергуються між собою у вигляді смуг субмеридіонального простягання. Вік коростишівських гранітів (за даними ізохронного уран-свинцевого методу по циркону) 2041 ± 41 млн років [4].

Уперше ці граніти виділив та описав В. Лучицький у 1910 р. Він і застосував термін "коростишівський граніт" для означення порфіроподібних гранітів із околів м. Коростишів. Вони також досліджувались і багатьма іншими вченими (М. Безбородьком, Л. Ткачуком, І. Усенком, Ю. Половинкиною, Ю. Юрком, Е. Логвиним та іншими) [3].

За зовнішнім виглядом ці граніти являють собою сіру порфіроподібну породу, в якій мегакристали мікрокліну, а іноді й плагіоклазу становлять від 20 до 60 % об'єму породи. Середній мінеральний склад породи з урахуванням мегакристалів: мікроклін – 40 %, плагіоклаз – 24 %, кварц – 24 %, біотит – 10 %, мусковіт – 2 %, апатит, рудний та інші акцесорні – < 1 %. Основна маса породи (без урахування мегакристалів), вміст якої коливається в межах від 40 до 80 % об'єму, має такий мінеральний склад: плагіоклаз – 36 %, мікроклін – 24 %, кварц – 22 %, біотит – 12 %, мусковіт – 5 %, апатит, рудний мінерал, сфен, циркон, монацит, турмалін, епідот, кліноцоїзит, хлорит та деякі інші вторинні та акцесорні мінерали – до 1 %. Таким чином, у породі в цілому спостерігається переважання мікрокліну над плагіоклазом, у той час як в основній масі відмічається зворотна тенденція, яка реалізується в коливанні складу від граніту до гранодіориту й тоналіту.

Мікроструктура граніту багатогранна як за означенням, так і за походженням. Для її характеристики найчастіше вживають визначення: порфіроподібна, для основної маси – гіпідіоморфнозерниста. При цьому навіть наводяться схеми ідіоморфізму, які за своєю суттю відображають не порядок кристалізації мінералів з розплаву, а ступінь "кристалоспроможності" породоутворювальних мінералів, які виникли в результаті різноманітних геологічних процесів, що накладаються один на один. Аналіз послідовності та взаємовідношень мінералів у породі вказує, що мікроклін основної маси породи є накладеним метасоматичним мінералом, який знаходиться у різкорекційних взаємовідношеннях з плагіоклазом гранітів. Звідси впливає висновок, що мегакристали калієвого польового шпату також не можуть бути продуктом надетектоїдної кристалізації розплаву і швидше за все утворюються при першому високотемпературному метасоматичному заміщенні або порфіроподібних вкрапленників плагіоклазу, або розвиваються за механізмом інфільтраційного росту в умовах транстенції [1; 6].

Мікроструктурний та мікротектонічний аналіз коростишівських гранітів виявив у них декілька генетичних груп структурних елементів: магматичні, метасоматичні, деформаційні (тектонічні). До перших можна віднести гіпідіоморфнозернисті структури співвідношення плагіоклазу із кварцом, які спостерігаються у фрагментах непорушеної первинної плагіогранітної матриці. До метасоматичних структур належать структури раннього калішпатового порфіробластезу, які утворюються або при високотемпературному вибіркового заміщенні вже існуючих у плагіогранітах порфіроподібних вкрапленників більш основного плагіоклазу, або при імпрегнаційному рості порфіробластів у ділянках дилатації за рахунок транстенції. До елементів метасоматичних структур можна також віднести імпрегнаційно-фестончасті скупчення та площинні кліважні просічки, що виповнені біотитом, які утворені інфільтраційними метасоматизуючими розчинами в ділянках дилатації. До більш пізніх і менших за температурою імпрегнаційно-метасоматичних структур належать структури заміщення та антипертитизації решітчастим мікрокліном плагіоклазу основної матриці гранітів і кристалізації дилатаційних міжзернових ксеноморфних зерен цього ж мікрокліну. Трохи пізніше на ділянках дилатації проявляється натрій-кальцієвий метасоматоз з утворенням мірмекітів, альбітизацією плагіоклазів, а на кінцевому етапі за кислотного вилуговування – з мусковітизацією біотитів та плагіоклазів, фіксуючи початок грейзенового процесу. Кожний із означених процесів супроводжується утворенням відповідних елементів деформаційних структур крихкої та крихко-пластичної деформації – тріщин кліважу, між-

зернових і внутрішньозернових тріщин, фестонів розтягування, пластичного згинання та блокування зерен плагіоклазу та кварцу, рекристалізації пороудотворювальних мінералів з формуванням гранулобластичних і крипторекристалізованих агрегатів.

Головними елементами порфіробластової структури коростишівських гранітів є крупні, до 2-3 см по довгій осі, таблиці та бруски калієвого польового шпату. Вони характеризуються нечітко вираженою зональною будовою. Зони одна від одної відрізняються за складом, що виражається у різному ступені насиченості їх веретеноподібними пертитами двох- або трьохфазної будови. Крім цього, по площинах розділу зон спостерігаються включення таблиць плагіоклазу, зерен кварцу та біотиту, що орієнтуються сплосченими поверхнями паралельно граням калієвого польового шпату. Мікроклінова решітка в порфіробластах розвинена плямисто, облямовує ділянки з невпорядкованою структурою, вказуючи на їх блокову будову, що виникла перед другим етапом мікроклінізації породи.

За польовими спостереженнями в кар'єрі м. Коростишів мегакристали калієвих польових шпатів загалом не мають певного орієнтування, вони розташовані хаотично, утворюючи ділянки з різним ступенем насиченості у гранітах. Однак, у зонах із гнейсоватою текстурою, яка визначається великою кількістю дрібних зближених субпаралельних кліважних просічок мінералізованих біотитом, спостерігається переорієнтування порфіробластів відповідно до напрямку гнейсоватості, субпаралельно один до одного. Механізмом цього процесу могло бути як механічне розвертання кристалів калішпату, іноді з дробленням, так і процес розчинення – перенесення з регенерацією порфіробластів у тінях тиску більш упорядкованим мікрокліном [2], що повсюдно спостерігається у шліфах. Характерною особливістю таких мегакристалів є облямовуюча слюдиста кайма по площинах стиснення та гранулобластез контактуючих з порфіробластами мінералів.

Калієвий польовий шпат в основній масі гранітів характеризується наявністю чіткої мікроклінової решітки. Він виповнює інтерстиційний міжзерновий простір, має різко ксеноморфну форму, а також заміщує плагіоклаз основної маси (16–22 % An), формуючи в ньому антипертити заміщення та кородуючи зерна ззовні. Все це вказує на більш пізню інфільтраційно-метасоматичне походження мікрокліну основної маси.

Біотит у породі є важливим свідком та індикатором динамічних перетворень. Він представлений переважно дрібнокристалічними лусками, які приурочені до кліважних просічок, міжзернових дилатаційних фестонів, до регенованих зон дислокаційних порушень у кварці та плагіоклазі, а також як сингенетичні включення по зонах росту порфіробластів мікрокліну. Його розташування та орієнтування здебільшого визначається тектонічними факторами [2; 5]. Найпізнішим і низькотемпературним мінералом є мусковіт, який розвивається по площинах рекристалізації, які місцями поновлюють кліважні сколи у породі, заміщуючи біотит і плагіоклаз.

Таким чином, аналізуючи сучасний структурно-речовинний і мікротектонічний стан коростишівських гранітів, можна припустити таку версію утворення порфіробластичних гранітів коростишівського типу та послідовності мінерального та структурного перетворення породи:

- Первісною породою, що підлягала процесу калішпатового порфіробластезу, можливо був граніт плагіогранітового складу, який знаходять у полях розвитку житомирського граніту [7], особливо той, що характеризується порфіроподібною будовою.

- На першому етапі тектонічної активізації первісні граніти підлягали високотемпературному калієвому метасоматозу, що призвело до заміщення порфіроподібних зерен плагіоклазу калієвим польовим шпатом. Цей процес мав пульсаційний характер, на що вказує поява зон росту зі зміною балансу калію, натрію та кальцію. Результатом метасоматозу стала зміна порфіроподібної структури на порфіробластову.

- При появі у гранітах значних напружень, смугами та окремими зонами реалізується кліваж у вигляді переривчастої сланцюватості, яка приводить до часткової або повної переорієнтації біотиту, порфіробластів мікрокліну та кристалоластів гранітів відповідно до напрямів напружень, а також із перекристалізацією за механізмом розчинення – перенесення. На цьому етапі у гранітах утворювались сланцюваті та смугасті текстури, структури біотитових просічок і фестонів, гнейсові та гранулобластові структури.

- Другій хвилі калієвого метасоматозу притаманна поява структур метасоматичного заміщення плагіоклазу основної маси й регенерації та дороцування в тінях тиску порфіробластів мікрокліну, а натрій-кальцієвому – утворення мірмекітів заміщення.

- При зменшенні температури в умовах підвищених тектонічних навантажень відбувались явища рекристалізації на границях і всередині зерен з утворенням гранулобластових за будовою та лінозподібних або смугастих за формою відосблень кварц-польовошпатового складу, що формують тектономатрикс. Ці явища відбувались, можливо, в умовах, що відповідають епідот-амфіболітовій фації метаморфізму.

- Найбільш низькотемпературний етап (нижче 550 °C) знаменувався явищами крипторекристалізації, розвитком дрібнолускатого (в зонах стиснення) та крупнолускатого (в зонах розтягнення) мусковіту, із заміщенням або доростанням розщеплених зерен біотиту та плагіоклазу.

Висновки. Формування сучасних структурно-текстурних характеристик коростишівських гранітів відбувалось багатостадійно. На процеси, що призвели до перетворення будови та речовинного складу порід, суттєво впливали тектонічні та метасоматичні процеси, що їх супроводжували. Режим перетворення гранітів мав пульсаційний характер на фоні загального пониження температури з утворенням на кожному етапі тектонічної активізації мінерального парагенезису, що відповідав амфіболітовій, епідот-амфіболітовій та зеленосланцюватій фаціям метаморфізму. Безпосереднім джерелом енергії процесу та метасоматизуючих інфільтраційних розчинів міг бути Коростенський плутон, вік становлення якого збігається з віком тектонічної активізації території розвитку коростишівських гранітів. Проведений комплексний мікротектонічний і структурогенетичний аналіз гранітів вказує на його високу дієвість у відтворенні історії розвитку геологічних об'єктів і може знайти широке застосування у геологозйомці та металогенічному прогнозі.

1. Морозов Ю.А. Структурообразующая роль трансформации и трансформации // Геотектоника. – 2002. – № 6. 2. Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 1996. 3. Справочник по петрографии Украины (магматические и метаморфические породы) / Под ред. И.С. Усенко. – К., 1975. 4. Степанюк Л.М., Есипчук К.Ю., Бойченко С.О. Про час формування гранітів басейну річок Тетерів та Ірпін'я // Мінералог. журн. – 2000. – Вип. 22, № 1. 5. Талицкий В.Г., Галкин В.А. Морфологические и генетические различия сланцеватости и кливажа горных пород // Геотектоника. – 1988. – № 5. 6. Шевчук В.В., Павлов Г.Г. Проблеми генетичної типізації сланцюватості // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2004. – № 28. – С. 13–15. 7. Щербак І.Б. Петрологія Українського щита. – Львів, 2005.

Надійшла до редколегії 14.09.05