

ського етапу тектоно-магматичної активізації присутні у вигляді базитових і ультрабазитових дайок (долинський комплекс), які січуть тіла альбітитів.

На Державних геологічних картах України масштабу 1:200 000 [8, 9] "альбітити, мікроклін-альбітові, альбіт-мікроклінові метасоматити" віднесені до складу кіровоградського комплексу палеопротерозою. Враховуючи визначення терміну "інтрузивний комплекс" [5], умови, згідно з якими можливо віднесення лужних натрієвих метасоматитів до цього комплексу не враховані при роботі над виданням Карт. Становлення кіровоградського комплексу і альбітитів з супутніми породами відбувалось не одночасно (віковий розрив – близько 200 млн років [3, 4, 13], між ними сформувався дайковий комплекс палеопротерозою), породи кіровоградського і новоукраїнського комплексів металогенічно не спеціалізовані на уран [2] (тоді як альбітити спеціалізовані на уран [3]) – в сукупності це свідчить про недоцільність включення альбітитів з супутніми породами до кіровоградського, а тим більше до новоукраїнського, комплексів. Враховуючи невизначеність терміну "комплекс метасоматичний" доцільно виділити самостійну формацію [15, 16] лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів. Імовірно, до неї також слід відносити прояви лужного натрієвого метасоматозу Криворізько-Кременчуцької зони розломів. Верхнім віковим інтервалом утворення формації лужних натрієвих метасоматитів, імовірно, є утворення Корсунь-Новомиргородського масиву (альбітитів в ньому до цього часу не виявлено).

Висновки:

1. Утворення формації ураноносних натрієвих метасоматитів відбулось у другу стадію палеопротерозойського етапу протоактивізації УЩ;
2. Виникнення лужних натрієвих метасоматитів палеопротерозою відокремлено у часі від утворення гранітоїдів кіровоградського комплексу віковим інтервалом близько 200 млн років;
3. Між часом формування гранітоїдів кіровоградського комплексу і часом утворення формації ураноносних натрієвих метасоматитів відбулося вкорінення дайкового комплексу основних і ультраосновних субвулканічних порід палеопротерозою;

4. Зважаючи на перелічені факти доцільно виділення самостійної формації лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів палеопротерозою.

1. Алмазоносные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы / Г.М. Яценко, Д.С. Гурский, Е.М. Слишко и др. – К., 2002. – С. 114-133. 2. Белевцев Я.Н., Сухинин А.Н. Некоторые минеральные, геохимические и генетические особенности гранитоидов Центральной части Украинского щита. // Геологический журнал - 1974. - Т. 34, Вып. 1. – С. 16-33. 3. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль, А.Х. Бакаржиев и др. – К., 1995. 4. Геологические структуры эндогенных урановых рудных полей и месторождений / В.А. Крупеников, А.Е. Толкунов, Л.В. Хорошило. – М., 1986. 5. Геологический словарь / Т.Н. Алихова, Л.И. Боровиков, П.П. Боровиков и др. – М., 1973. 6. Грецишников Н.П., Зинченко В.А., Крамар О.А., Тохтуев Г.В. Влияние структуры и состава пород на локализацию рудного вещества при метаморфизме // Метаморфогенное рудообразование. – М., 1977. – С. 89-96. 7. Грецишников Н.П., Корженева Е.П., Крамар О.А. и др. О возрасте дайковых пород Суботско-Мошоринской зоны // Геол. журнал. – 1980. - № 5. – С. 139-143. 8. Державна геологічна карта України. М 1:200 000. Аркуш М-36-XXII: Новоукраїнка / Відп. виконавець В.М. Клочков. – К., 2001. 9. Державна геологічна карта України. М 1:200000. Аркуш М-36-XXIII: Кіровоград / В.Ф. Недомолкін, Л.Е. Кравченко, Л.П. Нікітас та ін. – 2007. 10. Занкевич Б.А., Ноженко А.В., Шафранская Н.В. Тектономагматическая протоактивизация и структурные факторы локализации урана Кіровоградского блока Украинского щита // Эволюция докембрийских гранитоидов и связанные с ними полезные ископаемые в связи с энергетикой Земли и этапами её тектоно-магматической активизации. – К., 2008. – С. 183-190. 11. Иванов Б.Н. Минерало-геохимические особенности метасоматитов диафорит-альбитового ряда и вопросы их генетической связи на примере Новокозюлинского рудного узла и Ватутинского рудного поля // Геология месторождений урана, редких и редкоземельных элементов. – М., 1990. – С. 16-23. 12. Інструкція із застосування Класифікації запасів і ресурсів корисних копалин державного фонду надр до родовищ уранових руд. – К., 1998. 13. Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия. – Л., 1972. 14. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита: Пояснювальна записка / К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк и др. – К., 2004. 15. Металлические полезные ископаемые Украины // Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. 1. / Д.С. Гурский, К.Е. Єсипчук, В.И. Калинин. – Львов, 2005. – С. 666-668. 16. Метасоматизм и метасоматические породы / В.А. Жариков, В.Л. Русинов, А.А. Маракушев и др. – М., 1998. 17. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. – М., 1978. 18. Савицкий А.В., Казанский В.И. Результаты петрофизических исследований рудоносных разломов кристаллического фундамента // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. – М., 1985. – С. 48-73. 19. Тарасов Н.Н. Геотектоническая позиция и структура Новоукраинского урановорудного поля (Украинский щит) // Геология рудных месторождений – М. - 2004. – С. 275-291.

Надійшла до редколегії 24.02.09

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 55(477)+552.4

О. Грущинська, асп.,
О. Митрохин, канд. геол. наук,
О. Білан, інж.

ПЕТРОГРАФІЯ КСЕНОЛІТІВ З ГРАНІТОЇДІВ МАЛИНСЬКОГО МАСИВУ РАПАКІВІ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. О.І. Лукієнком)

Авторами досліджені ксеноліти з гранітоїдів Малинського масиву рапаківі, розташованого в південно-східній частині складного Коростенського плутону. Встановлено, що біотит-амфіболі та фаяліт-піроксен-амфіболі граніти головної інтрузивної фази Малинського масиву містять численні ксеноліти біотитових гнейсів та кристалосланців. Менш розповсюджені ксеноліти графіт-біотитових та амфібол-біотитових гнейсів. Контактна дія гранітоїдної магми на ксеноліти проявилася у формуванні контактово-термальних порід амфібол-роговикової та піроксен-роговикової фацій. Зроблено висновок про приналежність досліджуваних ксенолітів до утворень тетерівської серії (PR, tt), що, імовірно, слугували давньою покрівлею Малинського масиву рапаківі.

Authors investigated xenoliths within granitoids of Malin rapakivi massif located in south-east parts of multiple Korosten Pluton. It is established that biotite-amphibole and fayalite-pyroxene-amphibole granites of the main intrusive phases in Malin area contain numerous xenoliths of biotite gneisses and shales. The xenoliths of graphite-biotite gneisses and amphibole-biotite gneisses are less spread. Contact influence of granitoid magmas on xenoliths were displayed in formation of contact-thermal rocks of amphibole to pyroxene hornfels facies. It is concluded that investigated xenoliths belong to Teteriv group (PR, tt) which, possibly, were an old roof of Malin rapakivi massif.

Вступ. Малинський масив рапаківі (ММР) входить до складу коростенського інтрузивного комплексу анор-

тозит-рапаківігранітоїдної формації Українського щита. Це один з чотирьох головних масивів рапаківі, що виділя-

ються в межах складного Коростенського плутону. ММР є класичним представником анорогених інтрузій рапаківі Українського щита, історія дослідження якого бере початок з середини XIX сторіччя. Саме тут вперше описані українські рапаківі та зроблено висновок про їх спорідненість з фінськими [5, 10]. Довгий час овоїдні граніти ММР слугували своєрідним еталоном рапаківі Українського щита при мінералого-петрографічних та геохімічних дослідженнях [8, 9]. В межах ММР представлені всі три інтрузивні фази гранітоїдного магматизму коростенського комплексу [6]. Від інших гранітоїдних масивів Коростенського плутону ММР відрізняється більш широким розвитком плутонічної фації овоїдних рапаківі виборгітового типу, що пояснюється дещо глибшим рівнем ерозійного зрізу. Крім власне рапаківі на площі масиву виявлені сублужні біотитові лейкограніти та граніт-порфіри, а також мікроклін-альбітові граніти з топазом та літєвими слюдами [6]. На прикладі ММР детально вивчені взаємовідношення гранітоїдів коростенського комплексу з анортозитами [1]. Визначено більш давній геологічний вік анортозитів порівняно з рапаківі ММР та остаточно доведено відсутність простого комагматичного зв'язку типу "кристалічний решток – комплементарний залишковий розплав" між базитовою та гранітоїдною складовими коростенського комплексу [6]. Виявлені факти активізували дослідження гібридних порід монзонітового складу в оточенні ММР. Підсилення інтересу дослідників до цієї частини Коростенського плутону додатково підігривається тим фактом, що ізотопний вік гранітоїдів ММР є найдавнішим серед рапаківі Східно-Європейської платформи [2]. Крім того, значна частина ММР знаходиться на площі малинського листа державної геологічної карти 1:200000, геологічне довивчення якого досі триває. Серед наукових питань, що потребують поточного вивчення, на перше місце слід поставити визначення контактових співвідношень гранітоїдів ММР з породами давньої "рами".

Мета даної роботи – визначення петрографічного складу ксенолітів з гранітоїдів Малинського масиву рапаківі, петрографічний опис головних типів ксенолітів та виявлення ознак екзоконтактової дії магматичного розплаву на ксеноліти.

Геолого-петрографічний нарис Малинського масиву рапаківі. ММР розташований у південно-східній частині Коростенського плутону. Гранітоїди ММР відслонюються в долинах річок Ірша, Тростяниця, Здрівля, Возня та Рихта, а також розкриті кар'єрами в районі міста Малин та сел Гранітне, Мирне, Стара Буда, Сичівка, Гута-Потіївка, Губенково, Вихлі. В плані масив характеризується дещо витягнутою в меридіональному напрямку формою та розмірами 30*40 км. За геофізичними даними [3], в районі малинського мінімуму сили тяжіння гранітоїди розповсюджуються на глибину 8 км. В західній, північній та східній частинах ММР межує з Володарськ-Волинським, Чоповицьким та Федорівським гарбро-анортозитовими масивами коростенського комплексу. Припускається, що в районі західного контакту гранітоїди ММР достатньо круто налягають на габроїди Володарськ-Волинського масиву. Натомість в східній частині, навпаки, очікується падіння гранітоїдів під габро-анортозити Федорівського масиву. В кар'єрах щебзаводу № 6 на околиці с. Гранітне встановлені інтрузивні контакти гранітоїдів ММР з габро-анортозитами Федорівського масиву [6]. На півдні та південному сході гранітоїди ММР інтродують більш давні метаморфічні утворення тетерівської серії (PR₁tt). Серед останніх найбільш розповсюджені гнейси (кристалосланці) біотитові, амфібол-біотитові та графіт-біотитові, а також мари та кальцифіри. За даними буріння, породи тет-

рівської серії в цьому районі похило занурюються під гранітоїди коростенського комплексу. Кількісні розрахунки аномалії сили тяжіння свідчать про те, що безпосередньо північніше від лінії контакту породи "рами" залягають під гранітами субгоризонтально на глибині близько 1 км [3]. Вздовж південно-східного контакту ММР у вмшуючих породах розвинуті роговики кордієрит-гіперстен-плагіоклазового, гіперстен-діопсид-плагіоклазового та воластоніт-діопсид-карбонатного складу [4]. Чисельні ксеноліти гнейсів та кристалосланців тетерівської серії виявлені авторами у гранітоїдах ММР, відслонених у великих щебневих кар'єрах № 3, 6 та 31 біля населених пунктів Малин та Гранітне [7].

Досліджені ксеноліти залягають у біотит-амфіболових та фаяліт-піроксен-амфіболових рапаківіподібних гранітах та граносієнітах головної інтрузивної фази ММР [6]. Це темні зеленувато-сірі гранітоїдні породи з нечіткою дрібно-овоїдною структурою. Овоїдні вкрапленики K-Na польового шпату, розміром 1-1,5 см, мають незвичайне темно-зелене забарвлення і погано виокремлюються на тлі середньо-крупнозернистої міжовідної маси. В міжовідній масі макроскопічно розрізняються такі ж темні зеленуваті виокремлення польового шпату, темно-сірий димчастий кварц, а також підпорядковані скупчення мафічних мінералів. Головні породоутворюючі мінерали досліджених гранітоїдів – K-Na польовий шпат (55-62 %), кварц (16-24 %), плагіоклаз (11-21 %); другорядні – амфіболи (2-8 %), клинопіроксен та фаяліт (0-6 %), біотит (0-2 %); акцесорні – ільменіт, апатит, циркон та флюорит; вторинні – ідингсит та серицит. Мікроструктура нерівномірною гіпідіоморфнозерниста, відрізняється від типової гранітної звичайним для рапаківі та рапаківіподібних гранітів ідіоморфізмом кварцу відносно польових шпатів. Присутні також елементи овоїдної, пойкилітової та гранулітової структур. Характерна ознака досліджуваних гранітоїдів – наявність кількох морфологічних генерацій польових шпатів та кварцу. K-Na польовий шпат (Or₈₇₋₉₃Ab₇₋₁₂) являє собою мікроклін-пертит з неоднорідно-розвиненою плямистою мікрокліновою ґраткою та розгалуженими гіллястими пертитами. Недосконала овоїдна форма розпізнається лише у найбільших індивідах. Деякі з овоїдів мають тонкі плагіоклазові оболонки, частіше не зовнішні, а внутрішні, тобто такі, що слугують межею між концентричними зонами всередині овоїда. Звичайними також є включення плагіоклазів у K-Na польовому шпаті, як правило резорбованих з розкисленою зовнішньою оболонкою. Місцями такі плагіоклазові включення мають мірмекитову мікроструктуру. K-Na польовий шпат може також містити мікроскопічні включення апатиту, циркону та ільменіту. Крім того, всередині деяких зерен K-Na польового шпату спостерігаються виокремлення "зовнішньо-вогнутого" кварцу. У більшості ж випадків кварц утворює ідіоморфні та субідіоморфні кристали діпірамідального габітусу розміром 1-4 мм, що частково або повністю включені у польовий шпат і надають граніту гранулітову та пойкилітову структуру. Характерними ознаками такого діпірамідального кварцу є відсутність деформацій, однорідне "нехвилясте" згасання, незамутненість газово-рідинними включеннями і, натомість, присутність мікрокристалічних включень апатиту та ільменіту. Плагіоклаз олігоклазового складу (An₂₃₋₂₇), крім резорбованих фрагментів та оболонок в K-Na польовому шпаті, також утворює ідіоморфні таблитчасті кристали розміром 0,5-2 мм, спорадично розсіяні у загальній масі. Останні представлені чистою незамутненою відміною з тонкими полісинтетичними двійниками. Мафічні мінерали разом з акцесоріями формують агрегатні скупчення. Найбільш характерна бурувато-зелена

рогова обманка гастингситового складу ($X_{Fe}=0,89-0,90$). Звичайно вона кристалізується у вигляді неправильних дещо видовжених індивідів розміром 1-3 мм. Часто розвивається навколо клинопіроксену у вигляді суцільної реакційної кайми. Фаяліт, натомість, утворює ідіоморфні пойкилітові включення в роговій обманці. Інколи всередині рогової обманки присутні агрегативні скупчення грюнериту – вірогідний продукт заміщення фаяліту. Клинопіроксен ферогенденбергітового складу ($Wo_{41-43}En_{7-8}Fs_{50-51}$) у шліфах забарвлений в ледь помітний зеленуватий колір. Формує неправильні подовжені зерна розміром 1-3 мм. Може містити включення апатиту та ільменіту. Сам явно заміщується роговою обманкою, на що вказує звивистий кавернозний характер границь між цими мінералами. Фаяліт (Fe_{98-99}) у шліфах слабо забарвлений у жовтуватий колір. По тріщинах заміщується буруватим ідингситом. Порівняно з клинопіроксеном, фаяліт краще індивідуалізований кристалографічно. Для нього властиві більш правильні короткостовбчасті та ізометричні зерна розміром 0,5-1,5 мм з окремими ідіоморфними гранями. Крім рогової обманки, фаяліт може утворювати пойкилітові включення у K-На польовому шпаті. Навколо окремих зерен фаяліту інколи розвинена тонка переривчаста кайма клинопіроксену. Біотит представлений звичайним для гранітів рапаківі високозалізистим анітом, що густо плеохроє від жовтого по Nr до темно-коричневого майже чорного по Ng з плеохроїчними оболонками навколо мікроскопічних включень циркону та апатиту.

Петрографія ксенолітів з гранітоїдів ММР. Ксеноліти гнейсів та кристалосланців розповсюджені в об'ємі вищеописаних гранітоїдів вкрай нерівномірно – незакономірно насичують одні ділянки, але повністю відсутні на інших. Місцями спостерігається план-паралельна орієнтація окремих сплосчених ксенолітів, що надає можливість визначати елементи залягання площинних текстур течії у вміщуючих гранітах. Розміри більшості ксенолітів коливаються від перших сантиметрів до 30-40 сантиметрів. Форма, звичайно, сплосчена з гострокутними контурами без видимих ознак оплавлення. Деякі ксеноліти облямовані тоненькою, 1-3 мм, переривчастою меланократовою оболонкою, у складі якої мікроскопічно діагностовані рогова обманка, фаяліт та клинопіроксен. Розпочинаючись з приконтактової частини ксеноліту, зерна мафічних мінералів в межах таких меланократових оболонок розростаються у бік вміщуючого граніту. Найбільш розповсюджені серед досліджуваних ксенолітів біотитові гнейси та кристалосланці. Інколи зустрічаються графіт-біотитові та амфібол-біотитові гнейси.

Біотитові гнейси та кристалосланці – це темно-сірі до чорного дрібнозернисті породи з сланцюватою текстурою, що обумовлена план-паралельною орієнтацією лусок біотиту. Сланцюватість може підкреслюватись плитчатою окремістю та сплосченою формою ксенолітів. Інколи спостерігається також дрібношарувата текстура, що проявляється в чергуванні прошарків, відмінних за ступенем меланократовості або – зернистістю. Площини сланцюватості та шаруватості звичайно співпадають. Структура кристалосланців за розміром зерен головних мінералів може змінюватись від більш розповсюдженої дрібнозернистої (1-0,5 мм або 0,5-0,2 мм) до менш розповсюдженої середньозернистої (1-2,5 мм). Звичайною мікроструктурою є лепідогранобластова. На окремих ділянках, завдяки проростанню плагіоклазової тканини скелетними індивідами біотиту, що розпадаються на окремі просторово розмежовані ділянки з однаковою оптичною орієнтацією, мікроструктура набуває вигляду діабластової. Головними породоутворюючими мінералами гнейсів є плагіоклаз

(55-60 %), кварц (10-25 %) та біотит (10-35 %). В кристалосланцях кварц зникає, натомість збільшується вміст біотиту. Звичайні акцесорні мінерали – апатит, циркон та рудний мінерал. Інколи зустрічається флюорит. Серед вторинних незначно поширений серицит. Плагіоклаз олігоклазового складу (An_{26-30}) кристалізується у вигляді полігональних ізометричних зерен, розміром 0,2-0,4 мм, з тонкими полісинтетичними двійниками в одному напрямку. Окремі індивіди можуть бути зібраними у зернисті агрегати з гранобластою мозаїчною мікроструктурою. В зернах плагіоклазу невпорядковано розсіяні мікроскопічні включення апатиту, циркону та рудного мінералу. По плагіоклазу неоднорідно плямами розвивається вторинний серицит. Біотит представлений жовто-коричневою відміною з широкими плеохроїчними оболонками навколо включень апатиту та циркону. Утворює неправильні сплосчені та ізометричні зерна з рваними зубчастими обмеженнями. Досконалі пластинки є рідкісними. В окремих зернах помітні деформації з вигинанням та розривом суцільності. Зерна біотиту за розміром 0,3-0,6 мм, звичайно дещо більші, ніж плагіоклаз. До того ж сусідні просторово розмежовані ділянки біотиту в окремих випадках можуть бути частинами одного скелетного індивіду.

Графіт-біотитові гнейси. Яскрава тонко-смуриста мікротекстура виявляється чергуванням прошарків, відмінних за вмістом мафічних мінералів, і підкреслюється план-паралельною орієнтацією зерен біотиту та графіту. Мікроструктура нерівномірно-зерниста лепідогранобластова, що місцями наближується до порфіробластової за рахунок виокремлення крупних, 1-2 мм, скелетних ксенобластів біотиту у дрібнозернистій загальній тканині. Звичайно такі ксенобласти концентруються у вигляді лінзоподібних скупчень та тонких прошарків. Розмір зерен у загальній тканині не перевищує 0,1-0,2 мм. Головними породоутворюючими мінералами є плагіоклаз (60-75 %), біотит (10-20 %), кварц (10-15 %) та графіт (5-15 %). У другорядних кількостях може бути присутній амфібол (1-5 %). Акцесорії представлені апатитом та цирконом. Плагіоклаз має олігоклазовий склад. Кристалізується у вигляді неправильних полігональних зерен, інколи дещо видовжених у напрямку сланцюватості породи. Окремі зерна мають полісинтетичне двійниковання в одному напрямку, значна частина плагіоклазу нездвійникована. Звичайно плагіоклаз містить численні включення мікрокристалічного графіту. Біотит густо забарвлений у жовто-коричневий колір з широкими плеохроїчними оболонками навколо акцесоріїв. Крім ксенобластових вкраплень також кристалізується у вигляді дрібно-таблитчастих зерен у загальній масі. Ксенобласти інколи нарастають на рогову обманку. Подібно до плагіоклазу біотит також містить численні включення графіту. Кварц погано діагностується на тлі нездвійникового плагіоклазу за більш високими кольорами інтерференції та відсутністю спайності. Амфібол представлений незвичайною блідою брудно-зеленою відміною з ледь помітним плеохроїзмом, підвищенням світлозаломлення, але замалим двозаломленням. Звичайною формою виокремлень є скелетні дощаті ксенобласти. Графіт виокремлюється у вигляді мікрокристалічних зерен, розміром менше 0,1 мм, що формують дендритоподібні скупчення у загальній тканині, а також концентруються у плівкові агрегати вздовж площин сланцюватості. Менш розповсюджені сплосчені кристали розміром 0,2-0,3 мм.

Екзоконтактові зміни на границі ксенолітів з вміщуючими гранітами коростенського комплексу макроскопічно, звичайно, не діагностуються. При мікроскопічному ж дослідженні спостерігається закономірна концентрично-

зональна зміна низькотемпературних мінеральних парагенезисів більш високотемпературними при наближенні до контакту з вміщуючим гранітом. На деяких ділянках спостерігається неузгоджене накладання новоутворених зон на первинну шаруватість або смугастість ксенолітів, що свідчить про контактово-метаморфічне походження даної зональності. Найбільш повно така зональність проявлена у ксенолітах біотит-плагіоклазових кристалосланців. За мінеральним складом у напрямку від центра ксенолітів до периферії можуть спостерігатися наступні зони: 1) незмінений кристалосланець; 2) біотит-плагіоклазовий роговик; 3) біотит-амфібол-польовошпатовий роговик; 4) амфібол-польовошпатовий роговик; 5) амфібол-піроксен-польовошпатовий роговик; 6) піроксен-польовошпатовий роговик.

Зона біотит-плагіоклазового роговика, як правило, найбільш віддалена від контакту з вміщуючим гранітом. В шліфах біотит-плагіоклазовий роговик поступово змінює біотитовий кристалосланець, від якого відрізняється за структурно-текстурними особливостями. В роговику менш виразною стає сланцюватість, зникає діабластова структура. Мікротекстура роговика перетворюється на неоднорідно-плямисту за рахунок розвитку вузлуватих скупчень біотиту. Мікроструктура наближується до порфіробластової. Біотит представлений двома морфологічними генераціями: більш крупними (>0,5 мм) табличчастими порфіробластами з пойкилітовою будовою та дрібнішими лусками, зібраними у гломеробластиві скупчення.

Зони біотит-амфібол-польовошпатового та амфібол-польовошпатового роговиків послідовно змінюють попередню зону при наближенні до контакту з вміщуючим гранітом. Сланцюватість стає ще менш виразною, мікроструктура перетворюється на нерівномірну лепідо-нематогранобластову та нематогранобластову з середнім розміром зерен породоутворюючих мінералів від 0,2 до 1,5 мм. Крім розвитку амфіболу для цих зон характерною є також поява K-Na польового шпату, який, місцями, навіть може переважати над плагіоклазом. Біотит при наближенні до контакту з вміщуючим гранітом навпаки, зникає. Головні породоутворюючі мінерали: польові шпати (45-70 %), біотит (0-35 %), рогова обманка (10-45 %), кварц (1-5 %). Акцесорними є рудні мінерали, апатит, циркон. Польові шпати представлені плагіоклазом та K-Na польовим шпатом. Плагіоклаз (An₂₃₋₂₆) утворює самостійні ізометричні зерна з зубчастими краями, а також агрегатні скупчення з мікрогранобластовою мозаїчною структурою. Розміри індивідів коливаються в межах 0,3-0,5 мм. Наявні зерна з добре і погано проявленою двійниковою будовою та зерна без двійникової будови. Двійникування полісинтетичне в одному напрямку. Часто плагіоклаз замутнений вторинним серицитом. K-Na польовий шпат представлений нездвійниковою мікропертитовою відміною. Морфологічно розрізняються неправильні зерна K-Na польового шпату, що кородують плагіоклаз, а також полігональні ізометричні зерна з тонкими оболонками плагіоклазу. Останні нагадують маргінаційні оторочки навколо польових шпатів рапаків. Біотит формують дві генерації – порфіробласти розміром 0,5-1,2 мм, що містять пойкилітові включення кварцу, а також менші за розміром пластинчасті зерна у загальній тканині. Амфібол представлений коричнювато-зеленою роговою обманкою. Кристалізуються у вигляді двох генерацій. Перша являє призматичні зерна, розміром 1-5 мм, що містять численні пойкилітові включення кварцу та рудних мінералів. Для другої властиві дрібніші зерна, розміром 0,2-0,3 мм у загальній тканині. Кварц, крім округлих включень в зернах біотиту та рогової обманки,

також утворює самостійні ізометричні зерна, розміром 0,3-0,4 мм, що місцями зібрані у мікрогранобластові зубчасті агрегати.

Зони амфібол-піроксен-польовошпатового та піроксен-польовошпатового роговиків послідовно змінюють попередні зони, безпосередньо прилягаючи до контакту з вміщуючим гранітом. Первісна сланцюватість або повністю зникає, або значно маскується новоутвореною мікроскопічною зональністю, орієнтованою згідно до контакту з гранітом. Мікротекстура має характер вузлуватої завдяки наявності ланцюжкових скупчень піроксену. Мікроструктура нерівномірна нематогранобластова до гранобластової мозаїчної з середнім розміром зерен головних породоутворюючих мінералів 0,3-0,5 мм. Розвиток піроксену приводить до зменшення вмісту амфіболу та зникнення біотиту. Безпосередньо на контакт з гранітом амфібол також може зникати і роговик набуває найбільш високотемпературного піроксен-польовошпатового парагенезису. K-Na польовий шпат звичайно переважає над плагіоклазом, хоча зустрічаються й суттєво-плагіоклазові ділянки. Головними породоутворюючими мінералами є: польові шпати (55-70 %), клинопіроксен (25-45 %), амфібол (0-25 %), кварц (5 %). Рудний мінерал, апатит та циркон зустрічаються в акцесорних кількостях. K-Na польовий шпат кристалізується у вигляді полігональних ізометричних зерен з тонкими плагіоклазовими оболонками, подібними описаним у попередніх зонах. Піроксен представлений моноклінною відміною ледь помітно забарвленою у блідо-зелений колір з кутом $cNg=+38-39^\circ$. Морфологічно розрізняються дрібні ізометричні зерна, розміром менші ніж 0,1 мм та більш крупні дещо подовжені зерна, розміром 0,1-0,5 мм. Останні містять пойкилітові включення салічних та рудних мінералів округлої форми. Характерною є тонка діалогова окремість, найбільш виражена в центральній частині зерен. В деяких зернах також проявлена зональність у розподілі інтерференційного забарвлення. Виокремлення амфіболу, плагіоклазу та кварцу аналогічні описаним у попередніх зонах.

Шпінель-плагіоклазові скупчення. Специфічні шпінель-плагіоклазові агрегати, розміром 1-4 мм, зустрічаються в межах всіх описаних зон. Звичайно такі скупчення мають сплюснену лінзоподібну форму і орієнтовані згідно до первісної сланцюватості. Зональна внутрішня будова обумовлена нерівномірним розподілом шпінелі, яка звичайно концентрується в центральній частині скупчень. У зовнішній частині скупчень по плагіоклазу може розвиватись серицит. Мікроструктура шпінель-плагіоклазових агрегатів рівномірно-дрібнозерниста гранобластова мозаїчна з середнім розміром зерен 0,1-0,3 мм. До мінерального складу, крім плагіоклазу, шпінелі та різко підпорядкованого серициту, може входити рудний мінерал. Плагіоклаз, судячи з показників заломлення, більш основний порівняно з плагіоклазами вищеописаних гнейсів та роговиків. Шпінель густо забарвлена у темно-зелений колір, погано просвічує у прохідному світлі.

Висновки. Виконані дослідження ксенолітів з гранітоїдів Малинського масиву рапаків дозволяють зробити наступні висновки стосовно їх петрографічного складу та екзоконтактових змін. Біотит-амфіболів та фаяліт-піроксен-амфіболів граніти головної інтрузивної фази Малинського масиву містять численні ксеноліти метаморфічних порід амфіболітової фації метаморфізму. Найбільш розповсюджені серед вивчених ксенолітів біотитові гнейси та кристалосланці. Менш поширені графіт-біотитові та амфібол-біотитові гнейси. Контактна дія гранітоїдної магми на ксеноліти проявилася у формуванні локальних контактово-термальних утво-

рень амфібол-роговикової та піроксен-роговикової фацій. На контакті з вміщувачими гранітами ксеноліти перетворені у роговики біотит-плагіоклазового, біотит-амфібол-польовошпатового, амфібол-польовошпатового, амфібол-піроксен-польовошпатового та піроксен-польовошпатового складу. Петрографічно досліджені ксеноліти подібні до гнейсів та кристалосланців городської світи тетерівської серії (PR₁tt), розповсюджених в південному облямуванні Малинського масиву. Разом з тим, в гранітах Малинського масиву не виявлено ксенолітів субплатформених кварцитоподібних пісковиків та сланців пугачівської товщі (PR₁pg), що є розповсюдженими в гранітоїдах інших частин Коростенського плутону і багатьма дослідниками розглядаються як утворення давньої покрівлі плутону. Таким чином, давньою покрівлею Малинського масиву рапаківі слугували складчасті утворення тетерівської серії. Подальших досліджень потребують вивчення хімічного складу мінералів виявлених контактних роговиків та визначення фізико-хімічних умов екзоконтактової дії магматичних розплавів Малинського масиву на ксеноліти.

1. Білан О.В., Митрохін О.В. Контактні взаємовідношення порід коростенського комплексу на прикладі Малинського масиву рапаківі // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2005. – Вип. 33. – С. 23-26.
2. Верхогляд В.М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. – 1995.
3. Геологическая карта восточной части Коростенского плутона: Федоровский массив и его обрамление. 1:50000 планшеты М-35-35-Г, М-35-47-Б, М-35-47-Г: Отчет ГСП-35 ЖГРЭ / И.П. Букович, А.Л. Кашеев, Н.П. Дицун, А.И. Тимошенко. – К., 1976.
4. Забияка Л.И., Кислюк В.В. Контактные роговики в зоне юго-восточного обрамления Коростенского плутона // Геол. журн. – 1986. – Т. 46. – Вип. 5. – С. 82-86.
5. Лучицкий В.И. Рапакиви Киевской губернии и породы, его сопровождающие // Изв. Варш. политехн. ин-та. – 1912. – Вип. 1. – С. 96-332.
6. Митрохін О.В., Богданова С.В., Білан Е.В. Петрологія Малинського масиву рапаківі (Коростенський плутон) // Мін. журн. – 2009. – Т. 31. – № 2. – С. 66-81.
7. Митрохін О.В., Білан О.В., Груциньська О.В. Прояви контактного метаморфізму в породах давньої "рами" Коростенського плутону // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2009 (у друці).
8. Соболев В.С. Петрологія восточной части сложного Коростенского плутона. – Львов, 1947.
9. Суханов М.К., Тарасенко В.С., Ляпунов С.М., Ермолаев Б.В. Взаимоотношения главных типов пород анортозит-гранитной формации Украинского щита по данным распределения редкоземельных элементов // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 301. – № 3. – С. 700-703.
10. Феофілактов К.М. О кристаллических породах губерний Киевской, Волынской и Подольской // Тр. Комис., учрежд. при Ун-те Св. Владимира для описания губерний Киев. Учеб. округа. – К., 1851.

Надійшла до редколегії 23.09.09

УДК 552/321+550/4(477)+551.25

О. Шабатура, канд. геол. наук, докторант

ГУСТИНА ТЕРМОДИНАМІЧНО ЗРІВНОВАЖЕНИХ МІНЕРАЛЬНИХ АСОЦІАЦІЙ ГРАНІТІВ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. С.А. Вижвою)

Визначено залежності між густиною і термодинамічними параметрами в зрівноважених - альбіт-анортит-ортоклаз - асоціаціях гранітів. Відмічається стабільність положення точок густин в розмірному просторі тиск-температура-H₂O, що відповідає евтектиці польових шпатів.

It is definite the dependence between density and thermodynamics parameters into equilibrated albite-anorthite-orthoclase associations of granites. Stability of position of density points in dimension pressure-temperature-H₂O according the feldspars' eutectic is shown.

Вступ. Польові шпати як головні складові гранітоїдів мають визначаючий вплив на їх густину. При врахуванні густин кварцу, темnobарвних і акцесорних мінералів можна відстежити близькість змін густини гранітів в діапазоні 2,55-2,68 г/см³ від зміни загального вмісту КПШ і плагіоклазів. Також на варіації густини впливає зміна основності плагіоклазу у ряду альбіт-анортит, видовий і кількісний вміст акцесорних мінералів та низка інших другорядних факторів. Щодо вмісту акцесорних мінералів, то у гранітоїдах він коливається в межах 1-2 % [1] і є компонентом, яка, в принципі, добре враховується. Тому, для кислих порід величина густини фактично визначається співвідношенням вмісту калієвих польових шпатів і кварцу [8], а значна компонента дисперсії густини пов'язана із варіаціями щільності упаковки мінералів.

Загалом на сьогодні існують суттєві передумови для петрофізичного розділення порід не тільки ґрунтуючись на мінералого-петрографічних характеристиках порід [1, 3, 6, 8-11, 16], але і у зв'язку з їх генезисом, термодинамічними і геодинамічними умовами формування [1, 8, 9]. Для врахування динамічного фактору зміни густини Г.В. Іциксон [5] та Н.З. Свізікова [4] запропонували оцінювати ступінь ущільнення-розущільнення, використовуючи ряд параметрів (абсолютну чи відносну структурну рихлість, кристалохімічну щільність), які зв'язують зміну енергетичного стану структурних одиниць кристалічних решіток мінералів із механічними напруженнями. Використання цих розрахункових параметрів дозволяє більш-менш чітко визначити ту частину варіації густини, яка пов'язана зі змінами об'єму геологічного середовища (стиск, розтяг), але мало зв'язана зі зміною мінерального складу.

Постановка задачі. Густина мінералів, з яких складається гірська порода, чітко обумовлюється масою і об'ємом, а також є функцією тиску, температури і фаз

мінеральної системи. Густина, з точки зору термодинаміки, є екстенсивним параметром з огляду на її пряму залежність від маси речовини. Звідси випливає характерна особливість цього петрофізичного параметру - при досягненні рівноваги функцій стану системи (мінералу, гірської породи) вона характеризує цю систему як одне ціле, не залежачи від способу опробування досліджуваного об'єкта. В свою чергу термодинамічна стабільність фаз досягається при рівновазі концентрацій і активності компонент, які можна описати через низку термодинамічних потенціалів. В геології найбільш поширеним є використання термодинамічного потенціалу - вільної енергії Гіббса (G), що використовує тиск і температуру як незалежні змінні. Розрахунок термодинамічних параметрів системи шляхом мінімізації G при даній кількості компонент і фаз дає змогу отримати умови її рівноваги. Метою роботи є по суті розв'язання оберненої задачі, що полягає у визначенні параметрів системи, виходячи із наявних термодинамічно зрівноважених мінеральних асоціацій типових для гранітів, розрахунок взаємозалежностей їх із фізичними параметрами, оцінці стійкості, граничних умов тощо.

Отримані таким чином фізичні характеристики, перше, важливі для петрології, термобарометрії, геофізики, оскільки мають справу із встановленням характеристик речовинно-фізичного стану мінералів і гірських порід в різних термобаричних умовах земної кори і мантії. По-друге, термодинамічно розраховані петрофізичні параметри найбільш тісно пов'язані з іманентними параметрами геологічного середовища, не залежать від способу їх отримання, що свідчить про їх інваріантність відносно динамічних геологічних процесів.

Термодинамічний стан твердого тіла, якими є кристали, визначається такими параметрами стану, як