

відповідні показники для Гумбрійського й Таганського родовищ із запасами в межах 5–10 млн т та потужністю виробництва – близько 200 тис т/рік. Значки вітчизняних бентонітових родовищ – Григорівського, Пижівського, Кудринського – знаходяться в нижній частині графіка переважно через невеликі запаси. Якщо побудувати графік для перспективних та прогнозних ресурсів бен-

тонітових глин України (рис. 3) із визначенням їх можливої потужності підприємства за допомогою емпіричних правил, то вони будуть міститись у верхній частині над прямою регресії через значні показники ресурсів. Однак через невисоку достовірність даних, невисокий ступінь геологічного й техніко-економічного вивчення ці об'єкти не можна вважати однозначно перспективними.

$$\text{Виробнича потужність підприємства} = 144,74 + 66,45 \cdot \text{запаси}$$

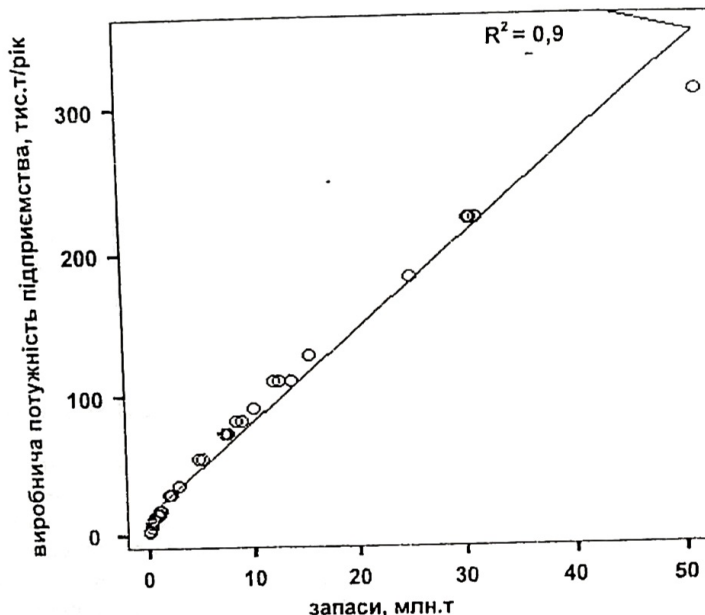


Рис. 3. Співвідношення показників кількості запасів глин та виробничої потужності гірничого підприємства для перспективних та прогнозних ресурсів бентонітових глин України

Висновки. При проведенні порівняння родовищ та рудопроярів вітчизняної сировинної бази бентонітових глин з відомими родовищами світу із використанням графоаналітичних методів можна зробити висновок, що за співвідношенням показників сумарного вмісту обмінних катіонів та вмісту монтморилоніту в глинах українські родовища містяться в перспективній частині графіка, особливо Черкаське та Курцівське. Оскільки глини на вітчизняних родовищах є переважно лужноземельними, то за вмістом обмінних катіонів На вони знаходяться поза перспективною областю, але за сумарним вмістом обмінних катіонів мають позитивне значення. За співвідношенням показників кількості запасів глин та виробничої потужності гірничого підприємства серед вітчизняних

родовищ виділяється Черкаське родовище. Графічні методи визначення перспективності родовищ бентонітів є досить наочними й оперативними. При цьому виникають складності формування бази даних, яка може використовуватись через недостатнє вивчення об'єктів, несистематизованість наявної інформації та відносно невисоку точність розрахунків техніко-економічних показників.

1. Аблаєва Л.А. Новые направления использования бентонитовых глин Крыма. – Симферополь, 2001. 2. Мачабели Г.А., Мерабишвили М.С., Квирикадзе Г.А. Генезис, геолого-экономическая и технологическая оценка месторождений бентонитов в СССР. – Тбилиси, 1981. 3. Овчаренко Ф.Д., Кириченко Н.Г., Коваленко Д.Н., Растрененко А.И. Украинские бентониты. – К., 1958.

Надійшла до редколегії 15.09.06

УДК 552.321:552.164

Г. Павлов, канд. геол.-мінералог. наук, О. Павлова, асист., О. Бубнова, асп.

ЕВОЛЮЦІЯ МІНЕРАЛЬНОГО СКЛАДУ ТА СТРУКТУРИ МУХАРІВСЬКИХ ГРАНІТОЇДІВ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Встановлено процеси (тектонічні, метаморфічні й метасоматичні), що призвели до зміни первинного мінерального складу та структури гранітоїдів Мухарівського масиву Українського щита. Виділено та охарактеризовано мінеральні парагенезиси, що виникають на кожному із етапів їх постмагматичної переробки.

The processes (such as tectonic, metamorphic and metasomatic ones) that have changed the primary mineral composition and structure of Muhariv granites of the Ukrainian Shield have been established. The mineral parageneses formed on each stages of their postmagmatic transformation are determined and characterized.

Постановка проблеми та її зв'язок із важливими науковими і практичними завданнями.

Гранітоїди, що утворюють Мухарівський масив на північному заході Українського щита, у різні часи його дослідження відносили до різних стратиграфічних комплексів, а саме до кіровоградсько-житомирського [5; 6], кишинського й осницького [1]. Цю проблему вивчали

А. Хатунцева, З. Гречишнікова та Т. Чистякова, доводячи необхідність виділення їх у самостійний гранітний комплекс. За останньою стратиграфічною схемою НСК України ці гранітоїди об'єднані в мухарівський комплекс [3], хоча залишилися ще невирішені питання їх походження, генетичної належності та деякої невизначеності стратиграфічного положення. Таке становище пояс-

© Г. Павлов, О. Павлова, О. Бубнова, 2007

ністю перехідним характером петрографічних та геохімічних ознак мухавіських гранітів, а також неоднозначністю інтерпретації їх ізотопного віку.

Кропітке петрографічне дослідження гранітів Мухавіського масиву виявило значний вплив на їх кінцевий мінеральний, хімічний та мікрокомпонентний склад постмагматичних мінералоутворювальних процесів.

Зміни мінерального складу та структурно-текстурних особливостей, що спостерігаються в мухавіських гранітах, характерні для епігенетичних перетворень під час активізації тектонічних зон, де відбувається становлення інтрузії. Особливістю їх є те, що вони виникають за рахунок глибинних інфільтруючих гідротермально-метасоматичних розчинів, що просякають породи в режимі зсуву в діафоричних умовах, які відповідають регресивному метаморфізму в межах від епідот-амфіболітової до зеленосланцевої фації метаморфізму. Такі мінеральні перетворення приводять подекуди до суттєвих змін у речовинному складі порід.

Власне ця інформація дає можливість поетапно реставрувати інтенсивність, режим і послідовність тектонічних процесів району розповсюдження порід та їх обрамлення, починаючи від моменту становлення масиву до сьогодення, а також виявити процеси, що супроводжують їх. Ключовим моментом у вирішенні означених питань є проведення структурогенетичного аналізу гранітів.

Аналіз останніх досліджень та публікацій. У сучасній геологічній літературі приділяється велика увага питанню інтерпретації мінерального складу та мікроструктурних характеристик гірських порід для визначення історії їх формування та подальшого перетворення. Це праці С. Passchier та R. Trouw (1998), Ю. Морозова (2002), О. Лукієнка (2002), Ю. Гульбіна (2004), В. Шевчука та Г. Павлова (2003, 2004, 2005) та інших дослідників. Аналізуючи ці публікації видно, що проблема структурогенезу та мінералоутворення при тектогенезі багатогранна. Тому за описаною у працях методикою завдяки вже виявленим та науково обґрунтованим петрографічним закономірностям можна проводити інтерпретацію й моделювання історії розвитку конкретних геологічних об'єктів.

Виділення не вирішених раніше частин загальної проблеми та постановка завдання. Для петрографів, які досліджують гранітоїди Українського щита, проблема формування мінеральних парагенезисів при тектогенезі, що відбувається в умовах підвищених температур та тисків (особливо при інфільтрації міжзерновими тріщинами флюїдів різного складу), досі лишається до кінця не розв'язаною.

Мета роботи – дослідити вплив на мінеральний склад та будову гранітів масиву, що вивчається, тектонічних чинників і глибинних інфільтруючих гідротермально-метасоматичних розчинів, що проникають в породу в умовах дилатації за температури та тиску, що відповідають епідот-амфіболітової та зеленосланцевої фацій метаморфізму, а також визначити етапи їх перетворення при тектонічній активізації Новоград-Волинського блоку Північно-Західної частини Українського щита.

Результати дослідження.

Об'єктом дослідження є гранітоїди Мухавіського масиву, що розташований на південь від м. Корець Рівненської області. За ізохронним уран-свинцевим методом по циркону вік мухавіських гранітоїдів становить 1965 ± 10 млн років [7].

Макроскопічно мухавіський граніт – це рожева, рожево-сіра порода зі специфічним, схожим на "осницький", блакитнуватим кварцом та тонким темним мереживом фемічних мінералів. Текстура порід масивна, ділянками гнейсувата до директивної, що обумовлено

або односпрямованим орієнтуванням табличок польових шпатів, або субпаралельним орієнтуванням пластинок біотиту. Їхня структура порфіроподібна, крупно- та середньозерниста, гіпідіоморфнозерниста (польові шпати мають більший ідіоморфізм порівняно з біотитом та кварцом). На означені структури часто накладаються елементи тектонобластезу та катаклазу.

Мінеральний склад: плагіоклаз (олігоклаз № 20–28 та альбіт), мікроклін, кварц, біотит, інколи рогова обманка, силіманіт, кордієрит, гранат; вторинні – епідот, мусковіт, хлорит, серицит, глинисті мінерали; акцесорні – апатит, циркон, сфен, флюорит, монацит, магнетит, ільменіт, рутил, гематит, пірит. Плагіоклаз трохи переважає над калієвим польовим шпатом.

Серед породоутворювальних мінералів, що формують головну масу породи, ключове місце у визначенні генезису гранітоїдів займає плагіоклаз. Первинні зерна його можна спостерігати повсюдно. Їх форма наближається до ідіоморфної табличастої, іноді широко табличастої. Полісинтетичне двійникування тонке, погано виражене по площині другого пінакоїду, таке, що часто виклинується і швидше за все пов'язане із деформацією зерен. Ранньоутворені зерна, найбільш основні, мають опосередковано зональну будову, що виражається у появі середньої зони, яка інтенсивно заміщується сосюритом на відміну від центральної, що більш заміщується серицитом. Зовнішні зони зерен представлені, як правило, альбітовим плагіоклазом. Мегакристали, а також зерна основної маси, піддані тектонічним перетворенням. Останні виражені у пластичній деформації полісинтетичних двійників, блокуванні таблиць зі зсувом та переорієнтуванням окремих фрагментів з подальшим заліковуванням тріщин лусками біотиту, сфеном, апатитом, епідотом, кварц-альбітовими агрегатами, а в кінцевому процесі – кварцовими жилками. Зерна більш пізньої генерації, особливо ті, що сингенетичні мікрокліну, мають слабозональну будову із альбітовими облямівками з тонким полісинтетичним двійникуванням. Нерідко ці облямівки своїми відгалуженнями поєднуються зі стрічковими або п'ястчастими перитами також тонко полісинтетично здвійникованими. За всіма ознаками первинний склад плагіоклазу відповідав кислому андезину зі слабкою оберненою зональністю у порфіроподібних виділеннях, що притаманно гранітоїдам деяких масивів на території осницького тектонічного блоку.

Калієвий польовий шпат порід представлений первинно нездвійникованим високим мікрокліном, який упродовж остигання масиву поступово переходить у більш упорядковану різновидність із формуванням полісинтетичних двійників у одному напрямку або недорозвиненої двійникової решітки. Двійникування мікрокліну має чітко виражений додислокаційний характер, оскільки в деформованих кристалах двійникова будова порушена тріщинами, мікрозсувами, пластичною деформацією та розвитком здвійникованих пертитів заміщення тощо. Про однозначність процесу упорядкування мікрокліну та процесу заміщення плагіоклазу мікрокліном свідчить така ж полісинтетична двійникова будова антипертитів, що зрідка спостерігаються в таблицях плагіоклазу.

Свідком значних тектонічних перетворень гранітоїдів масиву є кварц, який на даний момент утворює граєнобластичні скупчення зерен приблизно однакової розмірності з нормальним згасанням, або скупчення з крупним ядром із хвилясто-блоковим згасанням та гранулобластичною облямівкою дрібних зерен із нормальним згасанням. Як перші, так і другі скупчення утворились унаслідок діафоричного гранулобластезу первинних зерен магматичного кварцу з наступною статичною рекристалізацією новоутворених субзерен. Така релакса-

ційна перекристалізація свідчить про термальне "відновлення" породи після тектонічних напружень, пов'язаних зі зсувними явищами.

Дослідження орієнтації оптичних осей кварцу на універсальному столику виявило залишкові максимуми S-тектоніту, який міг утворитися за рахунок зсувних напружень. Наступні релаксаційні явища при знятті напружень, або дилатаційні явища приводять до ізотропізації середовища рекристалізації з переорієнтацією оптичних осей за кульовою симетрією, а безпо-

середньо контактуючих субзерен – у взаємоперпендикулярних напрямках, як у японських двійниках (рис. 1). За літературними даними [4] при температурах 400–200°С утворюються дофінейські, а при менших – бавенські двійники. Японські двійники кварцу більш рідкісні. Вважається, що вони характерні для гранофірових зростків кварц-калішпатової евтектики. Тому поява при гранулобластичній рекристалізації зростків за японським двійникуванням може свідчити про температури цього процесу більше 400°С.

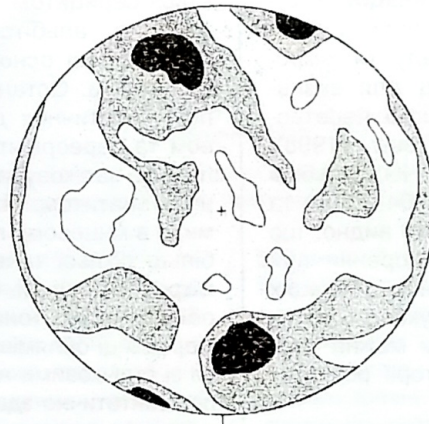
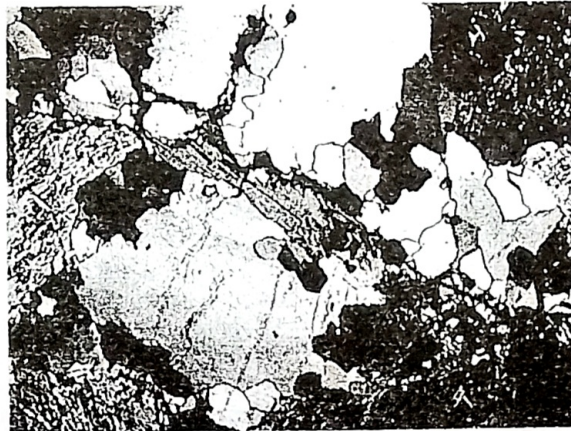


Рис. 1. Гранулобластичний кварц мухачівських гранітів:

1 – фото шліфа, аналізатор введений, розмір кадру 2 x 2,7 мм; 2 – діаграма орієнтації оптичних осей кварцу

Біотит гранітів утворює крупні (2–2,5 мм) пластинки зеленого кольору, що формують міжзернові ланцюжки або виповнюють фестончасті відособлення. Вони часто деформовані, розщеплені. Містять включення акцесорних мінералів, спостерігаються плеохроїчні дворики (навколо зерен циркону та апатиту). По контуру пакетів на границі з ділянками тонкої рекристалізації обростають бахромчастими каймами "пегматитоподібного зростання" біотиту із кварцом. Бахромчастий біотит також зелений і можливо має такий самий склад, як і крупні зерна. З цього можна зробити висновок, що процес перекристалізації первинного біотиту рівноважний процесу міжзерновій рекристалізації кварцу. Дослідження орієнтації полюсів спайності крупних пакетів слюди на універсальному столику показали існування мінімум двох взаємоперпендикулярних напрямів орієнтації лусок біотиту (рис. 2). Один створює скупчення полюсів перпендикулярно максимумам S-тектоніту, інший збігається з ними. Така орієнтація полюсів спайності можлива при преференційній кристалізації лусок слюди у напрямках Y та R' [8]. Орієнтація лусок у бахромчастих облямівах головним чином збігається з мінералами-доменами, хоча на віддалені від них вона підпорядкована границям субзерен гранулобластичного кварцу.

Можна вважати, що склад первинного біотиту повністю був змінений через діафоричні процеси і став рівноважним умовам перекристалізації. Остаточне змінювання складу пов'язане із хлоритизацією, яка розвивається в пакетах біотиту пошарово клиноподібно, фіксуючи зеленокам'яні перетворення.

Детальне петрографічне вивчення гранітоїдів виявило, що переважна більшість зерен породоутворювальних мінералів дислокована, розбита тріщинами, розтягнута. Тріщини заліковані окремими мінералами (кварц, сфен, епідот) або парагенетичними асоціаціями, притаманними для тих фацій, за наявності яких відбувалась мікротектонічна переробка граніту (альбіт-кварц, хлорит-кварц-серіцит тощо). Порода насичена зонками мікрогрануляції, крипторекристалізації, катаклаза та локального міжзернового метасоматичного заміщення.

Мікроструктурний та мікротектонічний аналіз мухачівських гранітів виявив у них декілька структуроутворювальних процесів, серед яких головними є магматичні, метасоматичні й дислокаційні. Під час магматичних процесів, до яких належить остигання інтрузії та кристалізація розплаву, відбувається утворення базисної гіпідіоморфнозернистої гранітової структури із відносним ідіоморфізмом плагіоклазу до мікрокліну та кварцу.

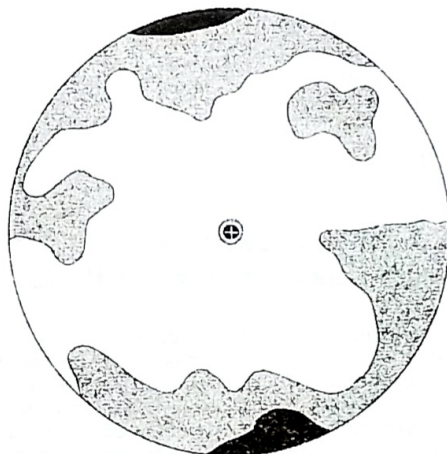
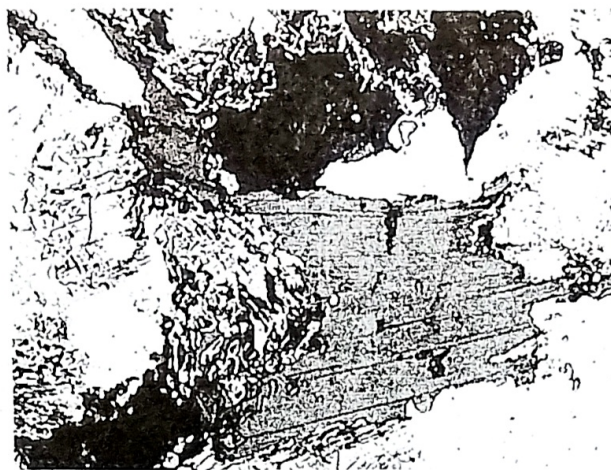


Рис. 2. Характер виділення біотиту в мухарівських гранітах:

1 – фото шліфа, без аналізатора, розмір кадру 2 x 2,7 мм; 2 – діаграма орієнтації оптичних осей біотиту

До метасоматичних структур належать структури альбітизації первинного плагіоклазу та мікрокліну по зонах дислокацій. До більш пізніх (та відповідно менших за температурою формування) – імпрегнаційно-метасоматичні структури кристалізації міжзернових виділень новоутвореного біотиту, епідоту, сфену, упорядкованого решітчастого мікрокліну, структури заміщення ним плагіоклазу у вигляді антипертитів, заміщення плагіоклазів агрегатами епідоту, кліноцоїзиту, мусковіту, апатиту, хлоритизація біотиту, а також структури кристалізації бахромчастого біотиту тощо. Дислокаційні процеси формують структури крихко-пластичної та крихкої деформації. Вони проявились в утворенні тріщин кліважу, міжзернових та внутрішньозернових тріщин відриву, дилатаційних фестонів, пластичного згинання та блокування зерен породоутворювальних мінералів, у розщепленні зерен пластинчастих мінералів, рекристалізації породоутворювальних мінералів з утворенням гранулобластичних агрегатів тощо. Таким чином з описаного видно, що мікроструктура мухарівського граніту по відношенню до первинної є більш складна як за означенням, так і за походженням.

Виходячи із результатів проведених досліджень, умовно роз'єднавши поміж себе структурогенуючі процеси, можна створити еволюційну модель формування сучасного вигляду гранітоїдів Мухарівського масиву. На першому етапі кристалізації в магматичному розплаві утворилися глибинні слабозональні порфірові вкрапленики плагіоклазу. По мірі зниження температури до нього приєдналася кристалізація високотемпературного мікрокліну або ортоклазу, який також мав тенденцію утворення мегакристалів. Їх швидкий ріст призвів до захоплення у свою масу дрібних кристалів плагіоклазу.

На заключному етапі становлення інтрузії за рахунок кристалізації кварцу виникає гранітова порфіроподібна структура. Вік утворення цієї структури фіксується віком утворення циркону і становить 1 965 млн років [7].

Після застигання інтрузії за рахунок тектонічної активізації зони розлому, по якій вона вкорінювалася, відбувалася крихко-пластична деформація порід у системі розтяг – зсув із проникненням по утвореній сітці міжзернових тріщин флюїдних розчинів, які на фоні рекристалізації кварцу та подрібнення кристалів польових шпатів формували імпрегнаційну мінералізацію з незначною метасоматичною переробкою матричних мінералів.

Взаємовідносини плагіоклазу з іншими мінералами дають змогу точно встановити, що сфен, епідот, апатит і флюорит мають накладений характер і їх поява пов'язана з інфільтрацією фторидно-вуглекислотних флюїдів при РТ-умовах епідот-амфіболітової фації метаморфізму. Взаємодія флюїдів із польовошпатовою матрицею породи призводить до епідотизації та розкислення плагіоклазу, альбітизації мікрокліну та його упорядкування, антипертитизації плагіоклазу, перекристалізації та рекристалізації кварцу й біотиту. Цей процес був синхронний із осниркою активізацією і становить на нашу думку 1 590 млн років (калій-аргоновий метод по біотиту гранітів (Н. Коваленко, 1978)).

Наступний катаклиз породи в умовах зеленосланцевої фації метаморфізму призводить до інфільтраційного виповнення тріщинного простору хлорит-серіцит-кварцовою мінеральною асоціацією з відповідною зміною породоутворювальних мінералів – пелітизація польових шпатів та хлоритизація біотиту. Вік цього етапу тектонічної переробки порід відповідає кінцевій перекристалізації біотиту та збігається з пержанською

активізацію. Він становить 1 400 млн років (калій-аргоновий метод по біотиту гранітів) [2].

Петрофізичні дослідження [7] також підтверджують, що формування інтрузії мухавівських гранітів відбувалося на середніх глибинах в умовах ущільнення при високому парціальному тиску кисню, а перетворення – на малих глибинах в умовах розтягу.

Висновки. Формування мінерального складу та структурно-текстурних особливостей породи відбувалось багатоетапно протягом довгого часу становлення та подальшого перетворення порід інтрузії. На мінеральний склад та будову породи активно впливали тектонічні й інфільтраційні флюїдні процеси.

Режим перетворення гранітів мав пульсаційний характер на фоні загального пониження температури з утворенням на кожному етапі тектонічної активізації мінерального парагенезису, що відповідав епідот-амфіболітовий та зеленосланцевий фаціям метаморфізму.

Безпосереднім джерелом енергії процесу та метасоматизуючих інфільтраційних розчинів могли бути флюїди

глибинного походження, що проникали в породи під час "осницької" та "пержанської" тектонічних активізацій регіону. Проведений комплексний мікротектонічний аналіз із реконструкцією первинного вигляду гранітів підтверджує об'єктивність виділення мухавівського комплексу.

1. Петрологія, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / К.Е. Есипчук, Е.М. Шеремет, О.В. Зинченко и др., Украинского щита / К.Е. Есипчук, Е.М. Шеремет, О.В. Зинченко и др. – К., 1990. 2. Каталог изотопных дат пород под ред. И.Б. Щербак, В.Г. Злобенко, Г.В. Жуков и др. – К., Украинского щита / Н.П. Щербак, В.Г. Злобенко, Г.В. Жуков и др. – К., 1978. 3. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію 1978. 3. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію 1978. 4. Лазаренко Е.К., Павлишин В.И., Л.М. Степанюк та ін. – К., 2004. 5. Минералогия и генезис камерных пегматитов В.Т., Сорокин Ю.Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни. – Львов, 1973. 6. Ткачук Л.Г. Петрография північно-західної частини Українського кристалічного масиву (Ровенська область). – Львів, 1948. 7. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, Е.Н. Бартицкий и др. – К., 1989. 8. Щербак И.Б. Петрология Украинского щита. – Л., 2005. 9. Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York. – 1996.

Надійшла до редколегії 26.09.06

УДК 551.71(72) + 552.21(31) + 552.321.5.(477)

О. Митрохин, канд. геол. наук, Т. Митрохина, інж. II кат.

ТИТАНОНОСНІ ГАБРОЇДИ ПЕНІЗЕВИЦЬКОГО РУДОПРОЯВУ ІЛЬМЕНІТУ (ВОЛИНСЬКИЙ МЕГАБЛОК УЩ)

Досліджено Пенізевицький рудопрояв ільменіту, пов'язаний з дайкоподібним тілом метаморфізованих габроїдів у межах Федорівського габро-анортозитового масиву коростенського комплексу. Проаналізовано структурне положення рудопрояву, а також вивчено умови залягання та речовинний склад руд. Виявлено, що вихідний склад метаморфізованих титаноносних габроїдів Пенізевицького рудопрояву відповідає меланократовим рудним норитам, первинно збагаченим на ільменіт. Зроблено висновок, що титаноносні габроїди за складом подібні ільменітовим норитам родовища Телнес (Норвегія), відрізняючись від останніх накладеними постмагматичними перетвореннями, які, однак, не впливали на перерозподіл рудної речовини. Припускається, що збагачення порід ільменітом відбувалося ще на магматичній стадії формування рудопрояву.

Penisevichy ilmenite ore manifestation connected with the metagabbroic dike-like body within Fedorovka gabbro-anorthosite massif of Korosten complex has been investigated. The tectonic position of the ore manifestation, its mode of occurrence and the ore composition have been studied. It has been determined that the primary composition of the Ti-bearing metagabbroids was the ilmenite-rich melanocratic norite. Authors concluded that the Penisevichy Ti-bearing gabbroids are similar to the Tellnes ilmenite norites of Norway but differ from them by postmagmatic alteration that however did not affect on the ore matter redistribution. It is supposed that ilmenite enrichment taken place as early as magmatic stage.

Постановка проблеми та аналіз попередніх досліджень. Відомо, що більшість корінних родовищ ільменіту та титаномagnetиту, пов'язаних з габроїдами аортозит-рапаківігранітної фомації Українського щита, представлені бідними та середньовкрапленими рудами зі звичайним вмістом Fe-Ti оксидних мінералів 5–15 % [3; 9]. При цьому вміст TiO₂ у титаноносних габроїдах рідко досягає відмітки 13 %, прийнятої [7] для виокремлення багатих руд. Так, у трокотлітах Стремгородського, габроперидотитах Кропив'янського та габро-норитах Торчинського родовищ середній вміст TiO₂ коливається в межах 5–10 % [1; 5; 6]. Лише в окремих рудопроявах Корсунь-Новомиргородського плутону [6] виявлено рідкісні рудні норити із вмістом ільменіту 20–70 %, що відповідає 10–35 % TiO₂. Саме ці руди є близькими аналогами ільменітових норитів Телнес (Норвегія) – титанового родовища світового класу [8], і тому потребують особливої уваги з боку геологів. Унікальне тіло метаморфізованих титаноносних габроїдів розкрито у щебеневому кар'єрі № 6–2 біля селищ Гранітне – Пенізевиці Малинського району Житомирської області. Незважаючи на те, що Пенізевицький рудопрояв досліджувався виробничниками, у науковій геологічній літературі відсутня будь-яка інформація про його геологічну будову та склад руд.

Формулювання мети. Метою даної роботи було дати узагальнюючу характеристику Пенізевицького рудопрояву ільменіту. Основними завданнями, що виконувалися в ході досліджень, були вивчення структурної

приуроченості, умов залягання та речовинного складу титаноносних габроїдів рудопрояву.

Структурне положення Пенізевицького рудопрояву в будові Коростенського плутону. Пенізевицький рудопрояв представлений ендегенним ільменітовим зруденінням, пов'язаним з габроїдами Федорівського масиву коростенського комплексу (PR₁ks). Федорівський габро-анортозитовий масив розташований у східній частині Коростенського плутону. Масив складений типовою асоціацією аортозитових порід автономного типу: аортозитами, габро-анортозитами, габро-норитами та монцогабро. Найбільш поширені помірно лейкократові відміни габроїдів – габро-анортозити [4]. Федорівський масив характеризується неправильною серпоподібною у плані формою, витягнутою в меридіальному напрямку. У південній частині, згідно з даними буріння, масив контактує з більш древніми метаморфічними породами тетерівської серії (PR₁tt). На півночі, заході та сході він обмежується виходами рапаківіподібних гранітів коростенського комплексу (PR₁ks). Тектонічні порушення північно-західного, північно-східного та широтного простягання розділяють масив на ряд блоків зі значними амплітудами зсуву по вертикалі. Найбільш великим тектонічним порушенням є Пенізевицький розлом, що простягається в північно-західному напрямку від ст. Ірша до с. Українка. За геофізичними даними, на північ від Пенізевицького розлому північна й центральна частини Федорівського масиву являють пластиноподібне тіло незначної потужності, що