

УДК 55.1+552+549(477)

Е.В. ГРУЩИНСКАЯ, аспирант

А.В. МИТРОХИН, доцент, кандидат геологических наук

О.В. ЗИНЧЕНКО, доцент, кандидат геолого-минералогических наук

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко

Минералогическая характеристика железистых шпинелей в гранитоидах Коростенского plutона

Високозалізистий різновид шпінелі (герциніт) вперше діагностований та досліджений у ксенолітах гнейсів та кристалосланців тетерівської серії, які залягають в рапаківіподібних гранітах Малинської та Пугачівської ділянок Коростенського plutону. З'ясовано характер локалізації, мінеральні парагенезиси, особливості морфології та хімічного складу досліджених герцинітів, на підставі чого зроблено висновок про його контактово-метаморфічне походження.

The hige-ferrous (hercynitic) variety of spinel was first diagnosed and investigated in the xenolithes of gneisses and shales of Teteriv group, that occur in the rapakivi-like granites of Malin and Pygachev regions of Korosten anorthosite-rapakivi-granite pluton. The localization, the mineral paragenesis, the morphological features and chemical composition of the studied hercynite were determined. On the base of the above mentioned data there was made a conclusion about the contact-metamorphic origin of the hercynite.

Первые сведения о присутствии шпинели в роговиках из гранитов и пегматитов Коростенского plutона принадлежат В.С. Соболеву [9]. Ученый описал несколько пунктов локализации шпинели из разных минеральных парагенезисов, остановившись детально на случае нахождения ее в ассоциации с кордиеритом, силлиманином и корундом в ксенолите предположительно основной породы, заключенной в гранитный пегматит. Согласно В.С. Соболеву, шпинель в таком ксенолите имеет контактово-метасоматическое происхождение и "должна быть обязательно обогащенной на Fe" [9]. Вместе с тем, наблюдая изменчивость окраски минерала в петрографических шлифах (от густо-зеленой, почти черной к ясно-лазурно-зеленой и даже ясно-оранжевой) и руководствуясь общетеоретическими представлениями о течении контактово-метасоматических процессов, связанных с гранитными магмами, В.С. Соболев предусматривал вариабельность химического состава шпинели из разных парагенезисов. Тем не менее, каких-либо данных относительно химического состава шпинелей или их точных констант автором не приводится. Отдельные находки шпинели на площади Коростенского plutона, в том числе ее разновидностей, окрашенных в проходящем свете в темно-зеленые тона, упоминаются в работах [1, 4, 5, 6, 8].

Однако лишь для района Сущано-Пержанской зоны в опубликованной литературе приводятся химические анализы шпинелей [5], которые дают возможность истинно идентифицировать их минералогический вид как ганит ($ZnAl_2O_4$). Уже первые результаты микрозондового анализа темно-зеленой шпинели, встреченной авторами в ксенолитах пород "рамы" из гранитоидов Коростенского plutона [3], удостоверили, что данная разновидность представлена высокожелезистой разновидностью, близкой к чистому герциниту ($FeAl_2O_4$). С целью выяснения особенностей локализации, минеральных парагенезисов, морфологии, анатомии и химического состава такой шпинели авторы отобрали и всесторонне исследовали образцы герцинитсодержащих ксенолитов из рапаківиподобных гранитов двух участков Коростенского plutона: Малинского (точка отбора образцов № 51) и Пугачевского (точка отбора образцов № 33) (рис. 1).

Исследованные ксенолиты залегают в амфиболовых и биотит-амфиболовых рапаківиподобных гранитах главной интрузивной фазы коростенского комплекса. За счет локального увеличения меланократовости, что сопровождается изменением гидроксилсодержащих парагенезисов мafических минералов "безводными" и уменьшением содержания кварца, граниты могут переходить в геденбергит-

амфіболові і фаяліт-геденбергіт-амфіболові грано-сиеніти. Петрографіческі особливості гранітоїдів Малинського і Пугачевського участків, а також умови залигання досліджуваних ксенолітів описані в предыдущих авторських публікаціях [2, 3, 7]. Минералогічно-петрографіческі дослідження ксенолітів включали дослідження прозорих і прозорих-полірованих шліфів під поляризаційним мікроскопом в проходящому і отраженні світлі. Морфологія, внутрішнє будівництво і хімічний склад шпинелів досліджені на растровому електронному мікроскопі "РЕММА-202" з енергодисперсійним рентгеновським спектрометром-мікроаналізатором в лабораторії рентгеновських методів дослідження при геологічному факультеті КНУТШ. Вибіркові результати мікрозондового аналізу герциніту приведені в таблиці 1. Сумми головних петрогенетичних оксидів нормовані на 100 %.

Ксеноліти, в яких діагностовано герциніт, представлені біотит-полевошпатовими кристаллосланцями і гнейсами. Це темно-сірі до чорного мелкозернисті породи со сланцеватою текстурою, яка обумовлена план-паралельною орієнтацією чешуек біотита. Сланцеватість може підкриватися плитчастою окремістю і уплоченою формою ксенолітів. Іноді спостерігається також мелкослоиста текстура, яка проявляється в чередуванні прослоїк, відмінних по ступені меланократовості або зернистості. Плоскості сланцеватості і слоистості зазвичай сповідають. Структура по розміру зерен головних мінералів може змінюватися від більш розрізненої мелкозернистої (1-0,5 мм або 0,5-0,1 мм) до менш розрізаної середньозернистої (1-2,5 мм). Наиліччіше звичайної мікротекстурою є лепідогранобластова. На окремих участ-

ках, завдяки проростанню мелкозернистої загальнії ткани скелетними індивідами біотита, які розвиваються на окремі просторово відокремлені ділянки з однаковою оптическою орієнтацією, мікротекстура отримує вигляд діабластової. Головними породоутворюючими мінералами гнейсів є: плагіоклаз (55-60 %), кварц (10-25 %) і біотит (10-35 %). Во второстепенних кількостях може присутнути калишпат. В кристаллосланцах кварц відсутній, разом з тим збільшується вміст біотита. Наиліччіше звичайні акцессорні мінерали – циркон, апатит, ільменіт, магнетит і пірит. Для ксенолітів кристаллосланцев Пугачевського участку також характерний монацит. Плагіоклаз олігоклазового складу кристаллізується в вигляді ізометрических полігональних зерен розміром 0,2-0,5 мм. Окремі індивіди можуть бути зібрані в зернисті агрегати з гранобластовою мозаичною мікротекстурою. Полісінтетичне дів'янковання з тонкими розплівчастими дів'янковими смугами спостерігається лише в окремих зернах, часто відсутнє. Во многих зернах плагіоклаза неупорядочено розсіяні мікротекстуральні включення акцессорних мінералів. Місцями неоднорідно, п'ятнами розвивається вторинна серіцитизація. Кварц оптически погано відрізняється на фоні неоднорідного плагіоклаза через відсутність спайності. Образується неправильні ізометрическі зерна з слабо-волнистим до однорідного угасанням в скрещених николях. Біотит анат-сідерофілітового складу представлений жовто-коричневою розновидністю з широкими плеохроїческими оболонками навколо включень апатиту і циркона. Образується пластиначаті зерна з рваними зубчастими краями, а також менші агрегатні скоплення. В окремих зернах помітні деформації з вигибанням і розривом цільності. Зерна біотита розміром 0,3-0,6 мм зазвичай більші зерен плагіоклаза. К тому ж, сусідні, просторово відокремлені ділянки біотита в окремих випадках можуть бути частинами одного скелетного індивідуа.

Контактове дієвість гранітоїдної магми на ксеноліти проявилось в формуванні мікротекстуральної зональності з закономірним зміненням "першічних" парагенезисів низької амфіболітової фази на більш високотемпературні новообразувані парагенезиси амфібол- і пироксен-рогоховикових фаз. В наиліччіше випадку, в напрямленні від центру до краю ксеноліту, маємо наступні зони з постепеними переходами між ними: 1) неизменений гнейс або кристаллосланець; 2) шпинель-біотит-полевошпатова зона; 3) рогоховиково-біотит-полевошпатова зона; 4) рогоховиково-полевошпатова зона; 5) пироксен-рогоховиково-полевошпатова зона; 6) пироксен-полевошпатова зона [2, 3].

Герциніт локалізується переважно в границях шпинель-біотит-полевошпатової, в меншій мірі – рогоховиково-біотит-полевошпатової зон. Розподіляється дуже неоднорідно – від окремих зерен і однорідної вкрапленості до такситових ділянок з густою вкрапленістю і агрегатними скопленнями герциніту. Характерною є асоціація герциніту з новообразуваним високожелезистим біотитом анатитового складу ($X_{Fe}=0,89-0,95$) і калієвим полевим шпатом ($Or_{73-97}Ab_{2-25}An_{0-1}$). Наивисшим вмістом герциніту характеризуються участ-

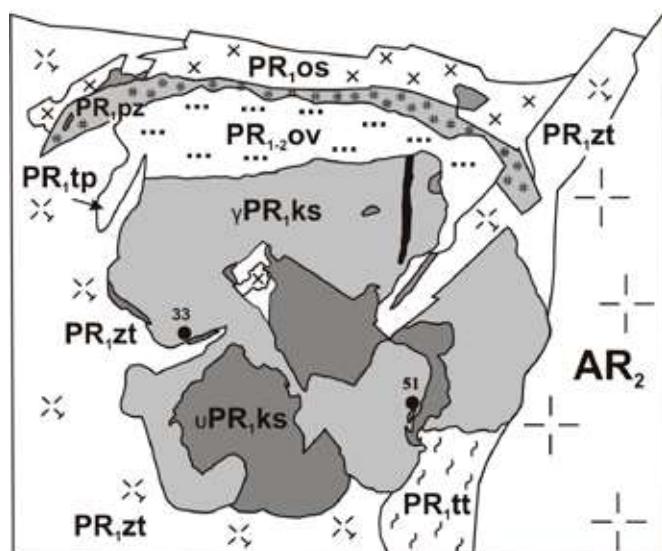


Рис. 1. Схема геологічного будівництва Коростенського плутону. Умовні позначення: PR,ks – граніти, анортозити і габбройди коростенського комплексу; PR,zt – граніти і мігматити житомирського комплексу; PR,os – граніти, гранодіорити і діорити осницького комплексу; PR,pz – граніти і метасоматити пержанскої фази; PR,tt – гнейси і кристаллосланці тетеревської серії; PR,tp – вулканогенно-теригенные об'єкти топильнянської серії; PR,ov – вулканогенно-теригенные об'єкти овруцької серії. Точки отбора образцов герцинітодержащих ксенолітів: 33 – Пугачевский участок, 51 – Малинский участок

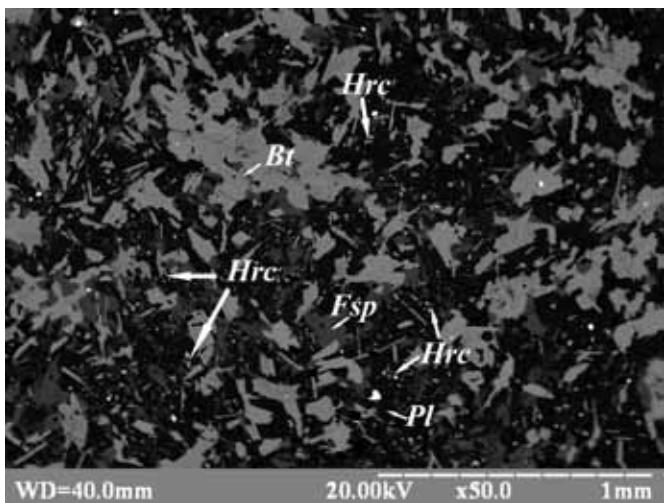


Рис. 2. Характер распределения герцинита в ксенолите биотит-полевошпатового кристаллосланца Пугачевского участка. Изображение под электронным микроскопом. Условные обозначения: *Hrc* – герцинит, *Bt* – биотит, *Fsp* – калиевый полевой шпат, *Pl* – плагиоклаз

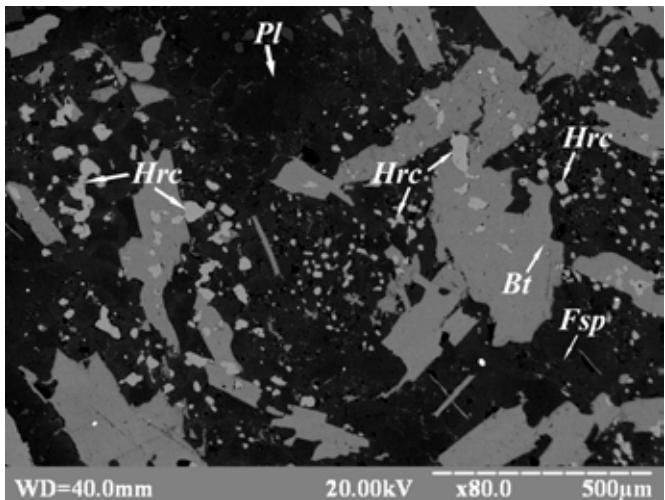


Рис. 3. Морфологические особенности герцинита в ксенолите биотит-полевошпатового кристаллосланца Малинского участка. Изображение под электронным микроскопом. Условные обозначения соответствуют приведенным на рисунке 2

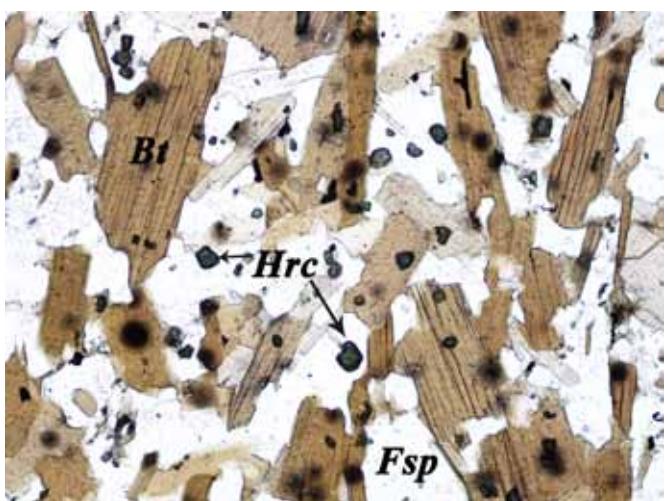


Рис. 4. Характер распределения герцинита и его морфологические особенности в ксенолите биотит-полевошпатового кристаллосланца Малинского участка. Изображение под поляризационным микроскопом. Условные обозначения соответствуют приведенным на рисунке 2

ки ксенолитов, максимально обогащенные биотитом (рис. 2). Обычными являются включения герцинита внутри зерен плагиоклаза, калишпата и биотита. Скопления герцинита также концентрируются вокруг отдельных зерен и агрегатов биотита, иногда формируя своеобразные цепочки (рис. 3). Размеры отдельных индивидов герцинита колеблются в границах 0,01-0,06 мм. Редко встречаются зерна размером до первых десятых миллиметра. Характерными являются правильные изометрические кристаллы с квадратным, треугольным и округленным сечением. Большие по размеру кристаллы могут быть несколько удлиненными в одном направлении. Также являются обычными неправильные зерна и сростки (рис. 3). В шлифах в одном николе герцинит имеет темно-зеленую окраску (рис. 4), интенсивность которой варьирует в зависимости от толщины зерен. Местами она настолько густая, что минерал плохо просвечивает в проходящем свете и его можно принять за схожий непрозрачный магнетит. В скрещенных николях герцинит изотропный. Отдельные зерна, размер которых меньше толщины шлифа, могут казаться анизотропными. По данным микрозондового анализа, шпинель с обоих исследованных участков Коростенского plutона представлена железистой разновидностью с содержанием герцинитового минала $X_{Hrc}=0,75-0,85$ (табл. 1). Герциниты из ксенолитов Малинского участка отличаются повышенным содержанием цинка по сравнению с пугачевскими.

Кроме вышеописанных выделений герцинита, в ксенолитах кристаллосланцев Малинского участка выявлены также специфические микроскопические шпинель-плагиоклазовые агрегаты, которые встречаются независимо от упомянутой kontaktово-метаморфической зональности (рис. 5). Такие агрегаты, конечно, имеют уплощенную линзовидную форму и размеры 1-4 мм по длиной оси, ориентируясь согласно к первоначальной сланцеватости ксенолитов. Содержание таких скоплений незначительно, распределение является крайне неоднородным, во многих шлифах они вообще отсутствуют. Благодаря своей относительной лейкократовости они достаточно резко выделяются на фоне общей ткани ксенолитов. Микроструктура шпинель-плагиоклазовых агрегатов равномернозернистая микрогранобластовая мозаичная, подобная типичной роговиковой. В минеральный состав, кроме доминирующего плагиоклаза и резко подчиненного герцинита, могут входить серицит, хлорит, ильменит и магнетит. Плагиоклаз образовывает изометрические полигональные зерна размером 0,1-0,3 мм, которые местами неоднородно замещаются серицитом. Химический состав плагиоклаза в границах таких агрегатов характеризуется чрезвычайно высокой основностью, которая отвечает битовниту и аортиту ($Or_{0,2}Ab_{2-11}An_{88-98}$). В периферийной части агрегатных скоплений основность плагиоклаза снижается к обычной олигоклазовой ($Or_{1,2}Ab_{69-78}An_{20-30}$). Шпинель густо окрашена в темно-зеленый цвет, плохо просвечивает в проходящем свете. Кристаллизуется в виде изометрических округленных, реже несколько вытянутых зерен размером 0,01-0,05 мм. Распределяется неоднородно, концентрируясь в центральной части шпинель-плагиоклазовых скоплений и придавая им своеобразное зональное внутреннее строение. Последнее может подчеркиваться неоднородным развитием серицита и хлорита, которые обычно тяготеют к внешней части шпинель-плагиоклазовых агрегатов. По дан-

Таблиця 1. Виборочні данні мікрозондового аналізу герцинітів із ксенолітами в гранітоїдах Коростенського плутону. Образці герцинітів з ксенолітами Пугачевського участку: 33-10-1, 33-10-2а, 33-10-2б; Малинського участку: 51-62б, 51-62а

Образец	33-10-1				33-10-2а		33-10-2б	51-62б				51-62а		
Аналіз	15	25	26	28	62	63	101	2	4	5	30	1	2	3
Вес, %														
Al ₂ O ₃	53,72	49,61	50,22	45,83	48,71	49,77	50,54	43,35	43,65	43,82	46,37	47,31	47,96	48,01
FeO	44,57	48,42	47,39	52,76	50,15	49,02	48,54	55,31	54,37	55,22	52,5	50,53	50,09	49,8
MnO	-	0,61	0,43	-	0,71	0,79	0,66	0,62	0,78	0,48	0,79	0,49	0,51	0,48
MgO	1,71	1,36	1,96	1,37	0,43	0,42	0,26	0,16	0,15	0,1	0,1	0,43	0,35	0,36
ZnO	-	-	-	1,08	-	-	-	0,56	0,96	0,38	0,23	1,24	1,06	1,21
Формульные коэффициенты на 4 атома кислорода														
Fe ⁺²	0,925	0,924	0,901	0,940	0,960	0,963	0,974	0,975	0,977	0,984	0,976	0,969	0,971	0,973
Mn	-	0,015	0,011	-	0,018	0,019	0,017	0,016	0,020	0,012	0,020	0,012	0,013	0,013
Mg	0,074	0,060	0,086	0,061	0,019	0,018	0,012	0,008	0,007	0,005	0,005	0,019	0,015	0,016
Fe ⁺³	0,159	0,273	0,263	0,381	0,290	0,256	0,230	0,439	0,417	0,424	0,349	0,310	0,293	0,285
Al	1,842	1,728	1,739	1,617	1,712	1,743	1,768	1,562	1,577	1,575	1,650	1,689	1,706	1,710
M1	0,999	0,999	0,998	1,002	0,998	1,001	1,002	0,999	1,006	1,001	1,001	1,001	1,001	1,005
M2	2,001	2,001	2,002	1,998	2,002	1,999	1,998	2,001	1,994	1,999	1,999	1,999	1,999	1,995
Xgrc	0,846	0,803	0,782	0,749	0,835	0,854	0,873	0,773	0,786	0,783	0,821	0,826	0,838	0,841

ним мікрозондового аналіза, шпинель в подобних агрегатах також має герцинітовий склад. Характерним є зміст цинку (до 4 %).

С цією метою встановленням походження герциніту в вищепереліченіх ксенолітах автори досліджували представницьку колекцію шліфів гнейсів та кристаллосланцев тетеревської серії, розбурених в межах стратотипічних резервів Кочеровської структури за межами Коростенського плутону. Ні в одному з шліфів герциніт не був виявлен.

Цей факт разом з виявленнями особливостями локалізації та парагенетичними асоціаціями герциніту в ксенолітах, а також типоморфні признаки морфології, анатомії та хімічного складу досліджуваних герцинітів однозначно підтверджують контактово-метаморфічне походження цього мінерала.

Использованная литература

- Бухарев В.П. О контактовых взаимоотношениях пород Коростенского плутония с рамой // Геол. журн. – 1970. – Т. 30. – Вып. 5. – С. 82-86.
- Грушинська О.В., Митрохін О.В., Білан О.В. Петрографія ксенолітів з гранітоїдів Малинського масиву рапаківі // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2009. – Вип. 48. – С. 15-19.
- Грушинська О.В., Митрохін О.В., Зінченко О.В., Білан О.В. Про контактову взаємодію інтрузій рапаківі з породами "рами" (результати дослідження ксенолітів з гранітоїдів Пугачівської ділянки Коростенського плутону) // Мінералогічний журнал – 2010. – № 4 (32).
- Забияка Л.И., Кислюк В.В. Контактовые роговики в зоне юго-восточного обрамления Коростенского плутония // Геол. журн. – 1986. – Т. 46. – Вып. 5. – С. 82-86.
- Зінченко О., Шумлянський Л. Шпінелеві метасоматити Коростенського плутону // Актуальні проблеми екології України: зб. матеріалів наук. конф. Київського ун-ту, 24-25 квітня 1997 р. – К.: Деп. реклами АТ "Надра". – С. 51-52.
- Калюжная К.М., Колдин Б.Д. О ксенолітах кварцитовидных песчаников и литологических особенностях кровли Коростенского плутония // Вопросы литологии и петрографии. – Л.: Львовск. ун-т, 1969. – С. 155-164.
- Митрохін А.В., Богданова С.В., Білан Е.В. Петрология Малинського масиву рапаківі (Український щит) // Мінералогічний журнал. – 2009. – Т. 31. – N 2. – С. 66-81.
- Пискорка Е.К. Петрография и метаморфизм докембрийских пород Ушомирского блока на Волыни: автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – Київ, 1972. – 26 с.
- Соболев В.С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутония. – Л.: Львовск. ун-т, 1947. – 128 с.



Рис. 5. Шпинель-плагіоклазовий агрегат, Малинський участок. Зображення під поляризаційним мікроскопом. Условные обозначения соответствуют приведенным на рисунке 2