

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 плутона

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

The high-ferrous (hercynitic) variety of spinel was first diagnosed and investigated in the xenoliths 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 плутона 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, силлиманитом 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 темно-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 плутона, 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 Суцано-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 микросондового анализа темно-зеленой шпинели, встреченной авторами в ксенолитах пород "рамы" из гранитоидов Коростенского плутона [3], удостоверяли, 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 рапакивиподобных гранитов двух участков Коростенского плутона: Малинского (точка отбора образцов № 51) и Пугачевского (точка отбора образцов № 33) (рис. 1).

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

амфиболовые и фаялит-геденберgit-амфиболовые граносиениты. Петрографические особенности гранитоидов Малинского и Пугачевского участков, а также условия залегания исследуемых ксенолитов описаны в предыдущих авторских публикациях [2, 3, 7]. Минералого-петрографические исследования ксенолитов включали изучения прозрачных и прозрачно-полированных шлифов под поляризационным микроскопом в проходящем и отраженном свете. Морфология, внутреннее строение и химический состав шпинели исследованы на растровом электронном микроскопе "РЕММА-202" с энергодисперсионным рентгеновским спектрометром-микроанализатором в лаборатории рентгеновских методов исследования при геологическом факультете КНУТШ. Выборочные результаты микрозондового анализа герцинита приведены в таблице 1. Суммы главных петрогенных оксидов нормированы на 100 %.

Ксенолиты, в которых диагностирован герцинит, представлены биотит-полевошпатовыми кристаллосланцами и гнейсами. Это темно-серые до черного мелкозернистые породы со сланцеватой текстурой, которая обусловлена план-параллельной ориентацией чешуек биотита. Сланцеватость может подчеркиваться плитчатой отдельностью и уплощенной формой ксенолитов. Иногда наблюдается также мелко-слоистая текстура, которая проявляется в чередовании прослоек, отличных по степени меланократовости или зернистостью. Плоскости сланцеватости и слоистости обычно совпадают. Структура по размеру зерен главных минералов может изменяться от более распространенной мелкозернистой (1-0,5 мм или 0,5-0,1 мм) к менее распространенной среднезернистой (1-2,5 мм). Наиболее обычной микроструктурой является лепидогранобластовая. На отдельных участ-

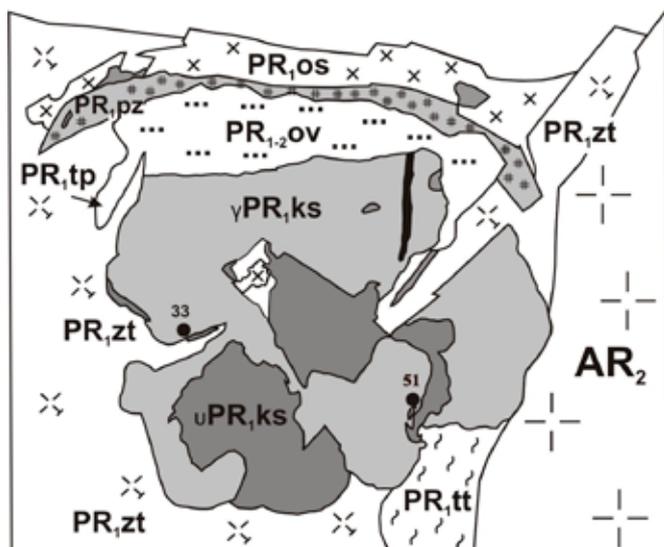


Рис. 1. Схема геологического строения Коростенского плутона. Условные обозначения: PR_{1,ks} – граниты, анортозиты и габброиды коростенского комплекса; PR_{1,zt} – граниты и мигматиты житомирского комплекса; PR_{1,os} – граниты, гранодиориты и диориты осницкого комплекса; PR_{1,pz} – граниты и метасоматиты пержанского комплекса; PR_{1,tt} – гнейсы и кристаллосланцы тетеревской серии; PR_{1,tp} – вулканогенно-теригенные образования топильнянской серии; PR_{1,2,ov} – вулканогенно-теригенные образования овуцкой серии. Точки отбора образцов герцинитсодержащих ксенолитов: 33 – Пугачевский участок, 51 – Малинский участок

ках, благодаря прорастанию мелкозернистой общей ткани скелетными индивидами биотита, которые разветвляются на отдельные пространственно разграниченные участки с одинаковой оптической ориентацией, микроструктура приобретает вид диабластовой. Главными породообразующими минералами гнейсов являются: плагиоклаз (55-60 %), кварц (10-25 %) и биотит (10-35 %). Во второстепенных количествах может присутствовать калишпат. В кристаллосланцах кварц исчезает, вместе с тем увеличивается содержимое биотита. Наиболее обычные акцессорные минералы – циркон, апатит, ильменит, магнетит и пирит. Для ксенолитов кристаллосланцев Пугачевского участка также характерен монацит. Плагиоклаз олигоклазового состава кристаллизуется в виде изометрических полигональных зерен размером 0,2-0,5 мм. Отдельные индивиды могут быть собраны в зернистые агрегаты с гранобластовой мозаичной микроструктурой. Полисинтетическое двойникование с тонкими расплывчатыми двойниковыми полосами наблюдается лишь в отдельных зернах, чаще отсутствует. Во многих зернах плагиоклаза неупорядоченно рассеянные микроскопические включения акцессорных минералов. Местами неоднородно, пятнами развивается вторичная серицитизация. Кварц оптически плохо отличается на фоне несдвойникового плагиоклаза из-за отсутствия спайности. Образовывает неправильные изометрические зерна со слабо-волнистым до однородного угасанием в скрещенных николях. Биотит анитсидерофилитового состава представлен желто-коричневой разновидностью с широкими плеохроическими оболочками вокруг включений апатита и циркона. Образовывает пластинчатые зерна с рваными зубчатыми краями, а также небольшие агрегатные скопления. В отдельных зернах заметны деформации с выгибанием и разрывом цельности. Зерна биотита размером 0,3-0,6 мм обычно больше зерен плагиоклаза. К тому же, соседние, пространственно разграниченные участки биотита в отдельных случаях могут быть частями одного скелетного индивида.

Контактовое действие гранитоидной магмы на ксенолиты проявилось в формировании микроскопической зональности с закономерным изменением "первичных" парагенезисов низкой амфиболитовой фации на более высокотемпературные новообразовавшиеся парагенезисы амфибол- и пироксен-роговиковой фации. В наиболее полном случае, в направлении от центра к краю ксенолита, имеем следующие зоны с постепенными переходами между ними: 1) неизменный гнейс или кристаллосланец; 2) шпинель-биотит-полевошпатовая зона; 3) роговообманково-биотит-полевошпатовая зона; 4) роговообманково-полевошпатовая зона; 5) пироксен-роговообманково-полевошпатовая зона; 5) пироксен-полевошпатовая зона [2, 3].

Герцинит локализуется преимущественно в границах шпинель-биотит-полевошпатовой, в меньшей мере – роговообманково-биотит-полевошпатовой зон. Распределяется довольно неоднородно – от одиночных зерен и однородной вкрапленности к такситовым участкам с густой вкрапленностью и агрегатными скоплениями герцинита. Характерной является ассоциация герцинита с новообразовавшимся високожелезистым биотитом анитового состава ($X_{Fe}=0,89-0,95$) и калиевым полевым шпатом ($Or_{73-97}Ab_{2-25}An_{0-1}$). Наивысшим содержанием герцинита характеризуются участ-

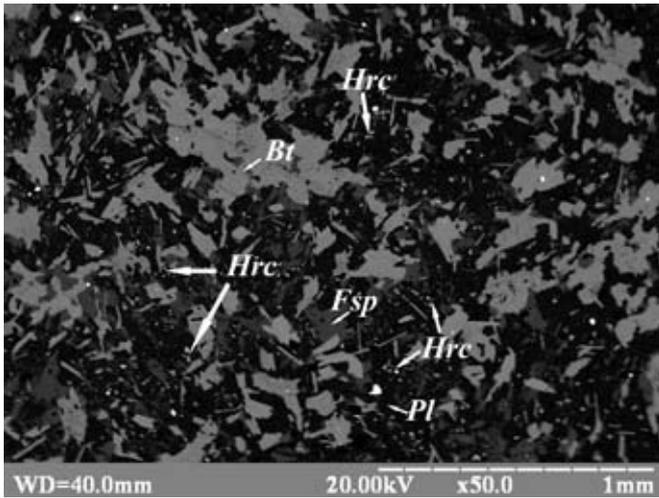


Рис. 2. Характер распределения герцинита в ксенолите биотит-полевошпатового кристаллосланца Пугачевского участка. Изображение под электронным микроскопом. Условные обозначения: Hrc – герцинит, Bt – биотит, Fsp – калиевый полевой шпат, Pl – плагиоклаз

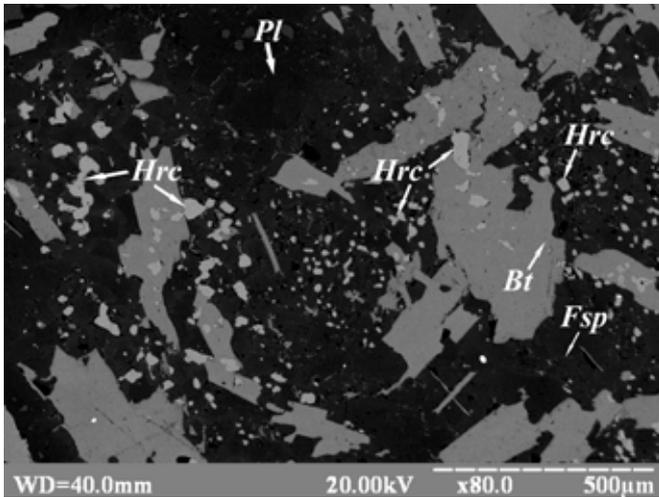


Рис. 3. Морфологические особенности герцинита в ксенолите биотит-полевошпатового кристаллосланца Малинского участка. Изображение под электронным микроскопом. Условные обозначения соответствуют приведенным на рисунке 2

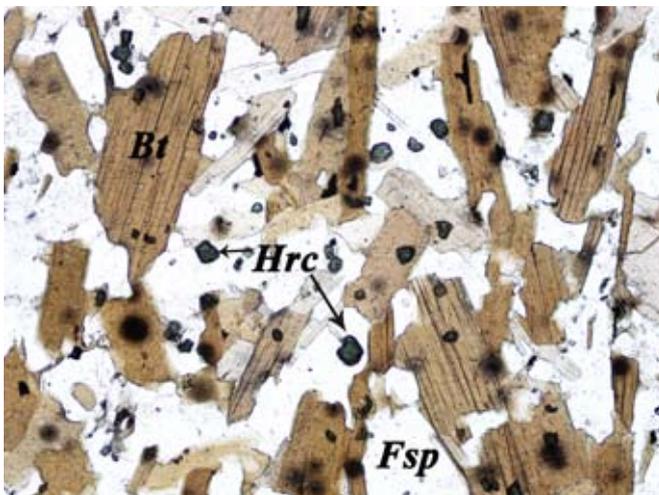


Рис. 4. Характер распределения герцинита и его морфологические особенности в ксенолите биотит-полевошпатового кристаллосланца Малинского участка. Изображение под поляризационным микроскопом. Условные обозначения соответствуют приведенным на рисунке 2

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 никеле 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 плутона представлена железистой разновидностью с содержанием герцинитового минала $X_{Hrc}=0,75-0,85$ (табл. 1). Герцинты 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 контакто-метаморфической зональности (рис. 5). Такие агрегаты, конечно, имеют уплотненную линзовидную форму и размеры 1-4 мм по длинной 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 образывает 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 анортиту ($Or_{0-2}Ab_{2-11}An_{88-98}$). 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-

Таблица 1. Выборочные данные микрозондового анализа герцинитов из ксенолитов в гранитоидах Коростенского плутона. Образцы герцинитсодержащих ксенолитов Пугачевского участка: 33-10-1, 33-10-2а, 33-10-2б; Малинского участка: 51-62b, 51-62а

Образец	33-10-1				33-10-2а		33-10-2б	51-62b				51-62а		
Анализ	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 микрозондового анализа, шпинель в подобных агрегатах также имеет герцинитовый состав. Характерным является содержание цинка (до 4 %).

С целью выяснения происхождения герцинита в вышеописанных ксенолитах авторы исследовали представительную коллекцию шлифов гнейсов и кристаллосланцев тетеревской серии, разбуренных в границах стратотипных разрезов Кочеровской структуры вне границ Коростенского плутона. Ни в одном из шлифов герцинит не был выявлен.

Этот факт вместе с выявленными особенностями локализации и парагенетическими ассоциациями герцинита в ксенолитах, а также типоморфные признаки морфологии, анатомии и химического состава исследуемых герцинитов однозначно доказывают контактово-метаморфическое происхождение этого минерала.

Использованная литература

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



Рис. 5. Шпинель-плагіоклазовий агрегат, Малинський участок. Изображение под поляризационным микроскопом. Условные обозначения соответствуют приведенным на рисунке 2