

УДК 552.113. 553.311

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-3

МАГНЕТИТ-ИЛЬМЕНИТ-ШПИНЕЛЕВЫЕ СРАСТАНИЯ В АМФИБОЛОВЫХ ГАББРО МАССИВА СЕРЕБРЯНСКОГО КАМНЯ, СРЕДНИЙ УРАЛ**А.В. Козлов¹, В.В. Михайлов², С.Ю. Степанов², В.В. Шиловских³, Н.С. Власенко³**¹ Санкт-Петербургский горный университет, 21 линия 2, г. Санкт-Петербург, 199106 Россия; alexkoz-spggi@yandex.ru² Институт геологии и геохимии УрО РАН, ул. Академика Вонсовского 15, г. Екатеринбург, 620016 Россия³ Санкт-Петербургский государственный университет, ресурсный центр «Геомодель», ул. Ульяновская 1, Петергоф, г. Санкт-Петербург, 198504 Россия

Статья поступила в редакцию 01.12.2022 г., принята к печати 06.12.2022 г.

MAGNETITE-ILMENITE-SPINEL INTERGROWTHS IN AMPHIBOLE GABBRO OF THE SEREBRYANSKY KAMEN INTRUSION, CENTRAL URALS**A.V. Kozlov¹, V.V. Mikhaylov², S.Yu. Stepanov², V.V. Shilovskikh³, N.S. Vlasenko³**¹ St. Petersburg Mining University, 21 Liniya 2, St. Petersburg, 199106 Russia; alexkoz-spggi@yandex.ru² Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, ul. Akademika Vonsovskogo 15, Yekaterinburg, 620016 Russia³ St. Petersburg State University, Research Center «Geomodel», Universitetskaya nab. 7/9, St. Petersburg, 199034 Russia

Received 01.12.2022, accepted 06.12.2022

Аннотация. Онтогенический анализ магнетит-ильменит-шпинелевых срастаний в рудоносных амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень на Среднем Урале и их взаимоотношений с породообразующими силикатами, апатитом и сульфидами Cu позволил выявить ряд особенностей, свидетельствующих об их близодновременном образовании. Морфологические черты силикатов, оксидов и сульфидов рудоносных амфиболовых габбро позволяют предположить возможность обособления силикатного, железооксидного и сульфидного расплавов. Кристаллизация минералов, образующих единый парагенезис, происходила в условиях, близких к эвтектическим. Установлено, что закономерно ориентированные пластинчатые выделения ильменита в магнетите, которые обычно трактуются как результат распада твердого раствора, часто пересекают границы различно ориентированных зерен магнетита, что не позволяет в этом случае рассматривать их как результат проявления этого процесса. Выявленные онтогенические особенности минералов необходимо учитывать при петрологических построениях.

Ключевые слова: амфиболовые габбро, массив Серебрянский Камень, Платиноносный пояс Урала, магнетит, ильменит, шпинель.

Abstract. Ontogenic analysis of magnetite-ilmenite-spinel intergrowths of ore-bearing amphibole gabbro of the Serebryansky Kamen intrusion (Central Urals) and their relationships with rock-forming silicates, apatite and Cu sulfides allowed us to reveal a number of features indicating their nearly synchronous formation. Morphological features of minerals of ore-bearing amphibole gabbro suggest their possible crystallization from silicate, iron oxide and sulfide melts under close-to-eutectic conditions. It is found that regularly oriented ilmenite lamellas in magnetite, which are typically interpreted as exsolution structures, often intersect the boundaries of variously oriented magnetite grains, which is inconsistent with traditional interpretation of their origin. The ontogenic features of minerals should be taken into account in petrological reconstructions.

Keywords: amphibole gabbro, Serebryansky Kamen intrusion, Pt-bearing belt of the Urals, magnetite, ilmenite, spinel.

Для цитирования: Козлов А.В., Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Шиловских В.В., Власенко Н.С. Магнетит-ильменит-шпинелевые срастания в амфиболовых габбро массива Серебрянского Камня, Средний Урал. Минералогия, 8(4), 34–58. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-3

Введение

Широко распространенный парагенезис магнетита, ильменита и шпинели в основных магматических породах характеризуется типоморфными структурными особенностями, внимание на которые обращалось еще на заре появления рудной микроскопии. Детальное описание сростаний этих минералов, обычно интерпретируемых как структуры распада твердого раствора, приведено в работах известных минералогов (Швартц, 1934; Бетехтин и др., 1958; Рамдор, 1962). Аналогичный парагенезис был выявлен и описан на карбонатитовых (Ivanuyk et al., 2017) и скарновых (Мазуров и др., 2004) месторождениях.

На начальных этапах исследования этого парагенезиса внимание уделялось рассмотрению пространственно-временных взаимоотношений магнетита, ильменита и шпинели в природных образцах. Результаты этих исследований были включены в сборник статей «Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям», в который вошла статья Г.М. Швартца «Структуры распада твердых растворов» (1934). Титаномagnetит с закономерно ориентированными выделениями ильменита в магнетите подвергался экспериментальным исследованиям по гомогенизации выделений ильменита при нагревании образцов с последующим восстановлением структур распада при их охлаждении. Были также проанализированы диаграммы равновесия систем с твердыми растворами (Швартц, 1934; Buddington, Lindsly, 1964). Проведенные исследования позволили сформулировать морфологические признаки структур распада твердых растворов, которые в дальнейшем широко использовались при интерпретации структурных особенностей минеральных агрегатов, содержащих титаномagnetит.

При изучении акцессорных магнетитов магматических пород и железорудных месторождений выявилось существенно большее разнообразие вариантов сростаний магнетита, ильменита и шпинели, которые невозможно было интерпретировать только как результат распада твердых растворов. Для их объяснения использованы представления о разных скоростях остывания магматических пород и о преобразовании структур распада в резуль-

тате воздействия наложенных метаморфических процессов (Полканов и др., 1967; Трофимов, Голубев, 2008; Симаненко и др., 2012; Ivanuyk et al., 2017). Изучение рудоносных пород массива Серебрянский Камень на Среднем Урале выявило ряд особенностей, которые также сложно объяснить с рассмотренных выше позиций, что и стало целью настоящего исследования – опеределение возможных механизмов образования магнетит-ильменит-шпинелевых сростаний в амфиболовых габбро на основе детального онтогенического анализа.

Методика исследования

Работа основана на изучении образцов, отобранных в пределах массива Серебрянский Камень в 2018 и 2019 гг. Подготовленные из образцов аншлифы и полированные шлифы изучены в проходящем и отраженном свете с использованием микроскопа Leica DM 2700P. Состав породообразующих и рудных минералов определен с помощью рентгеноспектрального микроанализатора Camebax SX50 с волновыми спектрометрами (Московский государственный университет, г. Москва, аналитик Д.А. Ханин), сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) JSM-6390LV (JEOL) с энергодисперсионным спектрометром (Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитик Л.В. Леонова) и электронно-зондового микроанализатора Camebax SX100 (Институт геологии и геохимии УрО РАН, аналитик И.А. Готтман). Препараты также изучены с помощью дифракции обратно-рассеянных электронов на СЭМ Hitachi S-3400N с детектором Oxford NordLys Nano и ЭДС Oxford X-Max 20 (Санкт-Петербургский государственный университет, ресурсный центр «Геомодель», аналитики В.В. Шиловских и Н.С. Власенко).

Особенности геологического строения массива Серебрянский Камень

Массив Серебрянский Камень размером 20 × 20 км располагается у границы Среднего и Северного Урала в 40 км к северо-западу от г. Карпинск (Свердловская обл.) в пределах западной части Тагило-Магнитогорской мегазоны. Он приурочен к центральной части полиформационного Кыт-

For citation: Kozlov A.V., Mikhaylov V.V., Stepanov S.Yu., Shilovskikh V.V., Vlasenko N.S. Magnetite-ilmenite-spinel intergrowths in amphibole gabbro of the Serebryansky Kamen intrusion, Central Urals. *Mineralogy*, 8(4), 34–58. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-3.

лымского плутона. Кытлымский плутон, Косьвинский массив и вмещающие их метаморфические породы белогорского комплекса образуют крупный Конжаковский тектонический блок в составе Хордьюско-Конжаковской структурно-формационной зоны (Государственная..., 2010).

В пределах массива Серебрянский Камень выделено несколько зон, для которых характерно преобладание пород с различными соотношениями темноцветных минералов и плагиоклаза (Отчет., 1978ф). В центральной зоне преобладающим типом являются средне- и крупнозернистые мелано- и мезократовые амфиболовые габбро. Среди однородных мелано- и мезократовых габбро встречаются зоны такситовых пород с неравномернозернистой пятнистой текстурой, ориентированные согласно концентрическому строению массива. Для них характерна обильная вкрапленность сульфидов, при увеличении количества которых порода приобретает отчетливую сидеронитовую структуру. Внутренняя зона характеризуется преобладанием средне- и мелкозернистых мезократовых амфиболовых габбро с убогой вкрапленностью магнетита. Внешняя зона представлена лейко- и мезократовыми разновидностями практически без рудной минерализации. Переходы между зонами постепенные. Широкое развитие в центральной зоне массива габбро с пегматоидной, гигантозернистой структурой, шпиров роговой обманки, анортозитов связывается с ее позицией в прикровельной части массива.

Среди пород, слагающих массив Серебрянский Камень, доминируют толеитовые амфиболовые габбро с типичной габбровой структурой. Количество SiO_2 в них колеблется в пределах 40–49 мас. %, в рудных меланократовых разновидностях содержание SiO_2 понижается до 37–40 мас. %. Плагиоклаз меланократовых габбро представлен анортитом № 85–90. Индивиды плагиоклаза

характеризуются слабо проявленной зональностью. Клинопироксен относится к диопсидовому ряду с фассаитовым уклоном (MgO 13–14 мас. %) (табл. 1). Амфибол по составу наиболее близок к магнезиогастингситу (табл. 1). Практически все породы рудовмещающего разреза содержат помимо главных породообразующих минералов переменное количество апатита и магнетита. Апатит встречается в виде единичных идиоморфных зерен в ассоциации с магнетитом и шпинелью, реже встречен в виде включений в клинопироксене. Апатит содержит 1.2–2.3 мас. % F; отношение Cl/F составляет 0.3–0.5.

Структурно-вещественные особенности магнетит-ильменит-шпинелевых минеральных агрегатов

Магнетит наиболее распространен среди рудных минералов в амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень в виде отдельных индивидов и агрегатов с постоянной примесью V (около 0.5 мас. %) и сростаний с ильменитом и шпинелью. Эти сростания обычно называются титаномagnetитом и существенно отличаются по форме, количественному соотношению и морфологическим особенностям входящих в их состав минералов, их взаимоотношению с породообразующими силикатами. Магнетит в них содержит (мас. %) TiO_2 (0.00–2.18), V_2O_5 (0.50–1.15; в среднем, 0.93), Al_2O_3 (0.00–1.71) и MgO (0.00–0.78).

В отдельных образцах наблюдаются две разновидности магнетита, которые отличаются в отраженном свете по оттенку и относительной твердости. Магнетит-1 (Mt-1) не содержит включений ильменита и шпинели и характеризуются более ровной поверхностью, отрицательным рельефом по отношению к магнетиту-2 (Mt-2) и серым цветом в отличие от голубоватого Mt-2 (рис. 1а). По от-

Таблица 1

Химический состав фемических минералов, мас. %

Table 1

Chemical composition of femic minerals, wt. %

№ точки	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	MgO	$\text{FeO}_{\text{общ}}$	MnO	CaO	Na_2O	K_2O
Ск-5-амр	46.22	0.84	11.74	13.63	12.45	0.15	12.82	1.82	0.22
Ск-5-рх	52.14	0.33	3.32	13.23	7.05	0.30	23.30	0.29	—
Эмпирическая формула									
Ск-5-амр	$(\text{Na}_{0.50} \text{K}_{0.04} \text{Ca}_{0.04})_{0.94} (\text{Ca}_{1.92} \text{Mg}_{0.08})_{2.00} (\text{Mg}_{2.82} \text{Fe}_{1.49} \text{Mn}_{0.02} \text{Al}_{0.58} \text{Ti}_{0.09})_{5.00} [(\text{Al}_{1.41} \text{Si}_{6.59})_{8.00} \text{O}_{22.00}] (\text{OH.F})_{2.00}$								
Ск-5-рх	$(\text{Ca}_{0.93} \text{Na}_{0.02})_{0.95} (\text{Mg}_{0.73} \text{Mn}_{0.01} \text{Fe}_{0.22} \text{Ti}_{0.01} \text{Al}_{0.08})_{1.05} [(\text{Si}_{1.93} \text{Al}_{0.07})_{2.00} \text{O}_{6.00}]$								

Примечание. Здесь и в табл. 2–4 и 6–10, результаты анализа нормированы на 100 %.

Note. Here and in Tables 2–4 and 6–10, the analytical results are normalized to 100 %.

Таблица 2

Table 2

Химический состав магнетита, мас. %

Chemical composition of magnetite, wt. %

№ точки	FeO _{общ}	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Эмпирическая формула
525, (Mt-1)	98.42	0.88	0.70	Fe ²⁺ _{1.00} (Fe ³⁺ _{1.95} Al _{0.03} V _{0.02}) _{2.00} O _{4.00}
527, (Mt-2)	99.09	0.91	—	Fe ²⁺ _{1.00} (Fe ³⁺ _{1.97} V _{0.03}) _{2.00} O _{4.00}
528, (Mt-1)	99.04	0.96	—	Fe ²⁺ _{1.00} (Fe ³⁺ _{1.97} V _{0.03}) _{2.00} O _{4.00}

Примечание. Номера аналитических точек совпадают с номерами на рис. 1б.

Note. Numbers of analytical points coincide with those in Fig. 1b.

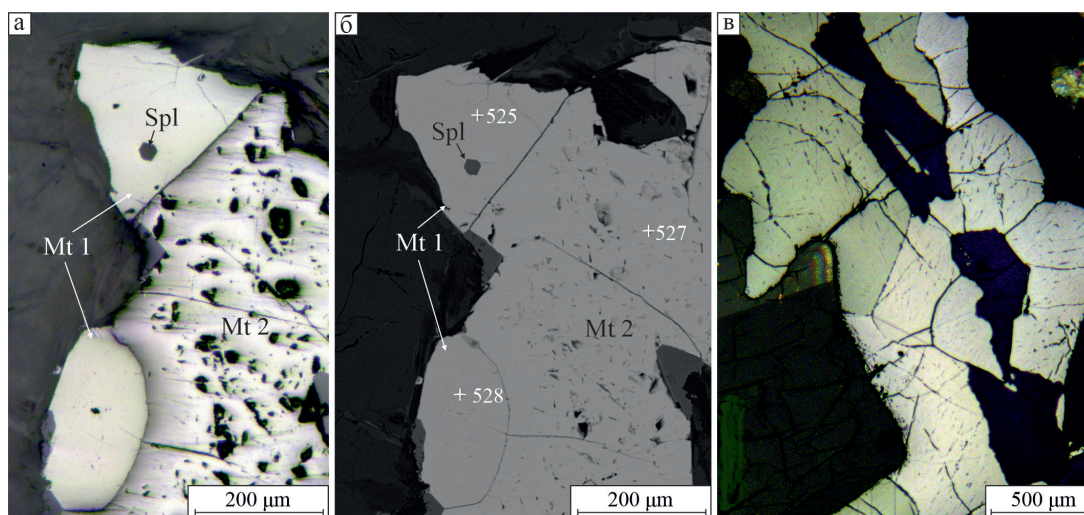


Рис. 1. Две разновидности магнетита (Mt): а – отраженный свет; б – BSE-фото; в – слабая анизотропия магнетита (отраженный свет с анализатором).

Здесь и далее: Spl – шпинель.

Fig. 1. Two magnetite (Mt) types: а – reflected light; б – BSE-image; в – weak anisotropy of magnetite (reflected light with analyzer).

Hereinafter: Spl – spinel.

ражательной способности и химическому составу (табл. 2) эти разновидности магнетита практически идентичны, также как и по фазовому контрасту в обратно-рассеянных электронах (рис. 1б). Их отличия могут быть связаны с различным соотношением Fe³⁺ и Fe²⁺, что подтверждается несколько более высоким отношением Fe/O по данным микрозондового анализа: 3.22 для Mt-1 по сравнению с 3.16 для Mt-2 и может свидетельствовать о большей доле Fe³⁺ в Mt-2. Ранее отмечалась возможность постепенного перехода магнетит-маггемит, причем для разностей, обогащенных Fe³⁺, характерна более высокая твердость и голубоватый оттенок (Минералы..., 1967). В поляризованном свете магнетит обычно изотропен, но в ряде случаев отмечается слабая анизотропия (рис. 1в).

Выделяется также сильно трещиноватый магнетит (рис. 2), который содержит только V₂O₃ до 0.5 мас. %. Трещины в нем залечены эпидотом,

цоизитом и пумпеллеитом. Трещиноватые кристаллы местами ассоциируют с сульфидами. Трещиноватый магнетит, находящийся совместно с не нарушенными кристаллами, выделен в самостоятельный тип и на других объектах, в частности в титаномagnetитовых рудах Пудожгорского месторождения (Трофимов, Голубев, 2008).

Наиболее широко представлен магнетит в виде отдельных индивидов или агрегатов, приуроченных к интерстициям между зернами породообразующих минералов (рис. 3а, б). Обычно такие взаимоотношения силикатов и рудных минералов в магматических горных породах рассматриваются в качестве типичной сидеронитовой структуры, которая «...характеризуется резким ксеноморфизмом магнетита (вообще рудного минерала), цементирующего зерна силикатов...» (Заварицкий, 1955). Наблюдаемые нами взаимоотношения интерстициального магнетита с амфиболом часто другие. Гра-

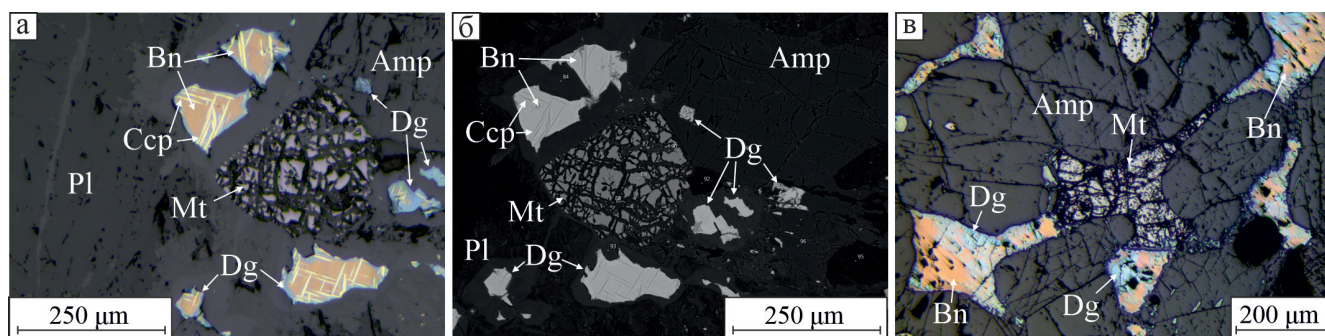


Рис. 2. Трещиноватый магнетит в ассоциации с сульфидами меди.

Отраженный свет (а, в); BSE-фото (б). Здесь и далее: Amp – амфибол, Bn – борнит, Ccp – халькопирит, Dg – дигенит, Pl – плагиоклаз.

Fig. 2. Fractured magnetite in assemblage with Cu sulfides.

Reflected light (a, в); BSE-image (б). Hereinafter: Amp – amphibole, Bn – bornite, Ccp – chalcopyrite, Dg – digenite, Pl – plagioclase.

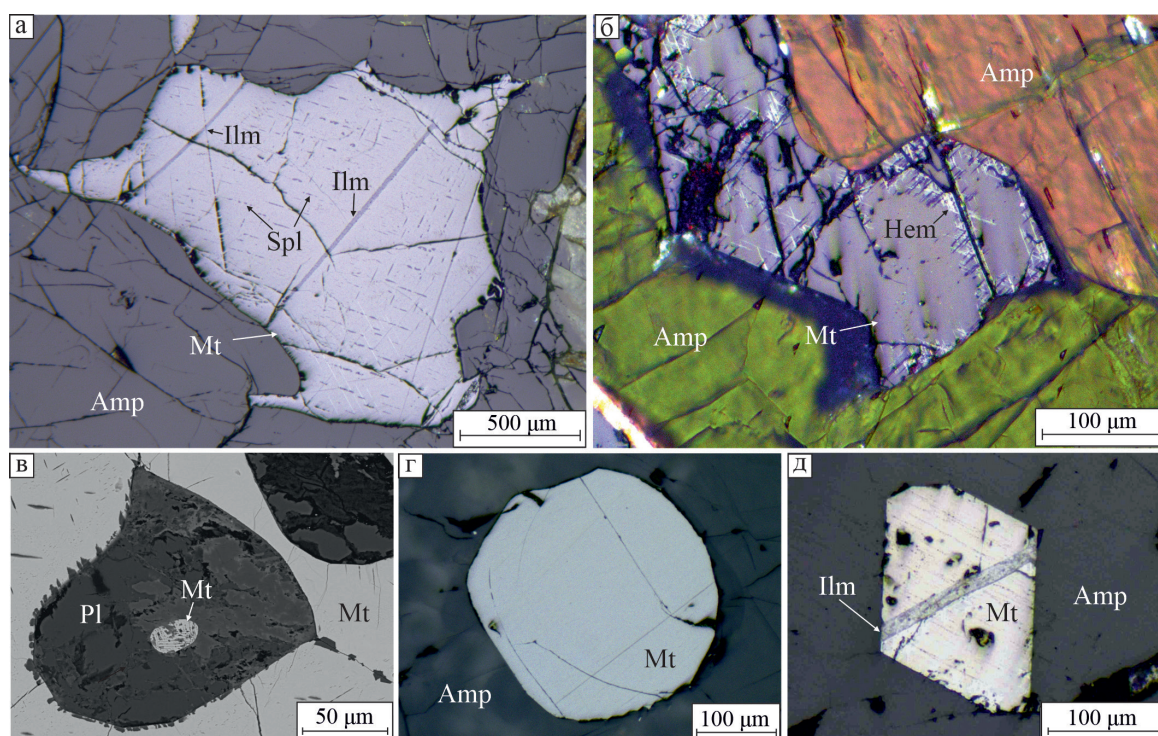


Рис. 3. Морфологические типы магнетита: а, б – интерстициальные в амфиболе; в – включение кристалла округлой формы в плагиоклазе; г – кристалл с комбинацией плоскогранной и округлой поверхностей в амфиболе; д – кристалл плоскогранной формы в амфиболе.

Отраженный свет (а, в–д); отраженный свет с анализатором (б); BSE-фото (в). Здесь и далее: Hem – гематит, Ilm – ильменит.

Fig. 3. Morphological types of magnetite: а, б – interstitial in amphibole; в – rounded crystal in plagioclase; г – crystal with combined plane-faceted and rounded surface in amphibole; д – plane-faceted crystal in amphibole.

Reflected light (а, в–д); reflected light with analyzer (б); BSE-image (в). Hereinafter: Hem – hematite, Ilm – ilmenite.

ницы между этими минералами обычно имеют или плавные округлые контуры (рис. 3а), или магнетит отчетливо идиоморфен. Принадлежность линейных фрагментов границ между амфиболом и магнетитом именно граням магнетита распознается по их параллельной ориентировке относительно законо-

мерно ориентированных пластинчатых выделений гематита, возникших в процессе его мартитизации (рис. 3б).

Широко представлены отдельные включения магнетита в породообразующих силикатах, имеющие преимущественно овальную или округлую

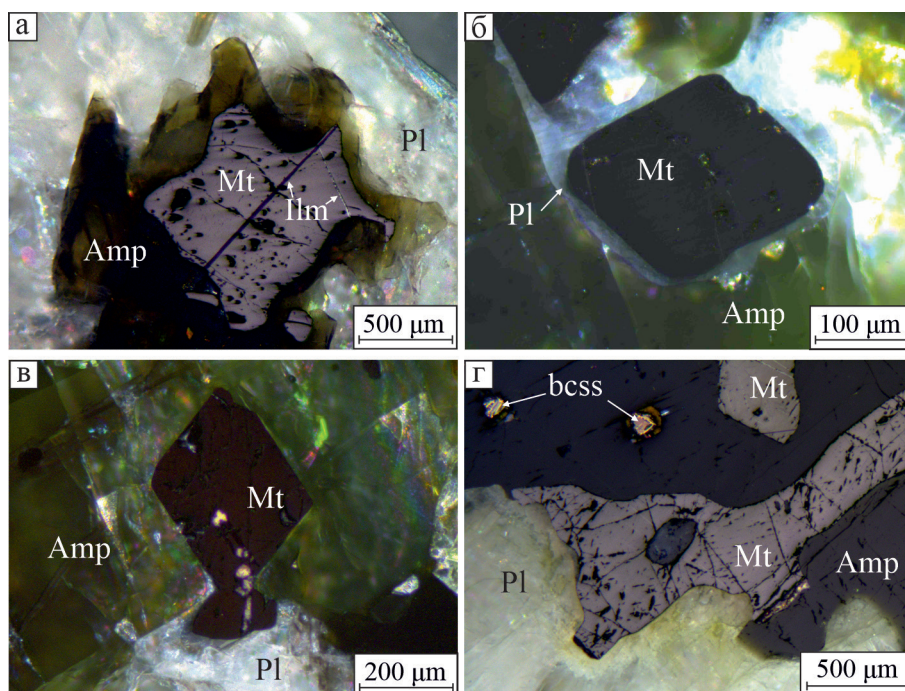


Рис. 4. а – конформное обрамление магнетита амфиболом; б – плагиоклазовая оторочка между амфиболом и идиоморфным зерном магнетита; в – индивид магнетита, идиоморфный по отношению к амфиболу и ксеноморфный по отношению к плагиоклазу; г – сосюритовая каемка по контакту магнетита с плагиоклазом.

bcss – зерна со структурами распада борнит-халькопиритового твердого раствора. Отраженный свет (а, г), отраженный свет с анализатором (б, в).

Fig. 4. а – conformable amphibole rim around magnetite; б – plagioclase rim between amphibole and euhedral magnetite grain; в – euhedral and anhedral magnetite relatively to amphibole and plagioclase, respectively; г – saussurite rim along the contact of magnetite and plagioclase.

bcss – grains with bornite-chalcopyrite exsolution structure. Reflected light (а, г), reflected light with analyzer (б, в).

форму (рис. 3в), часто с отдельными фрагментами плоских граней (рис. 3г) вплоть до полностью плоскогранных кристаллов (рис. 3д).

Чаще магнетит приурочен к амфиболу, что подчеркивается амфиболовыми оторочками вокруг магнетита вблизи границы с плагиоклазом (рис. 4а). Существенно реже кристаллы магнетита находятся в плагиоклазе и вблизи границы с амфиболом конформно обрамляются плагиоклазом (рис. 4б). Часто при контакте магнетита с плагиоклазом отмечается относительный идиоморфизм магнетита по отношению к амфиболу и плавные округлые границы с плагиоклазом (рис. 4в). Плагиоклаз на границе с магнетитом обычно имеет сосюритовую каемку, а амфибол на контакте с магнетитом не преобразован (рис. 4г).

Широко распространены закономерные сростания магнетита с породообразующими силикатами, преимущественно, амфиболом. В амфиболе встречаются мелкие идиоморфные кристаллы магнетита, которые закономерно ориентированы относительно вмещающей кристаллической силикатной

матрицы, что видно по их параллельной ориентировке и совпадению оси четвертого порядка октаэдрических кристаллов магнетита с направлением спайности амфибола (рис. 5а). В ряде случаев выявляется закономерная ориентировка округлых выделений магнетита по отношению к вмещающему амфиболу, которая устанавливается по относительной ориентировке пластинчатых кристаллов ильменита в магнетите и спайности в амфиболе. Замер ориентировки линейных элементов в шлифе (рис. 5б) показал, что пластинки ильменита в трех скругленных монокристаллах магнетита имеют параллельную ориентировку, которая практически совпадает с биссектрисой угла между линиями выхода плоскостей спайности амфибола на поверхность шлифа. Возможность закономерного сростания магнетита и роговой обманки с параллельной ориентировкой [111] магнетита и [001] роговой обманки отмечена в работе (Минералы..., 1967). Наблюдаемое сростание магнетита и амфибола также объясняется такой закономерностью (рис. 5). Если принять угол между плоскостями спайности

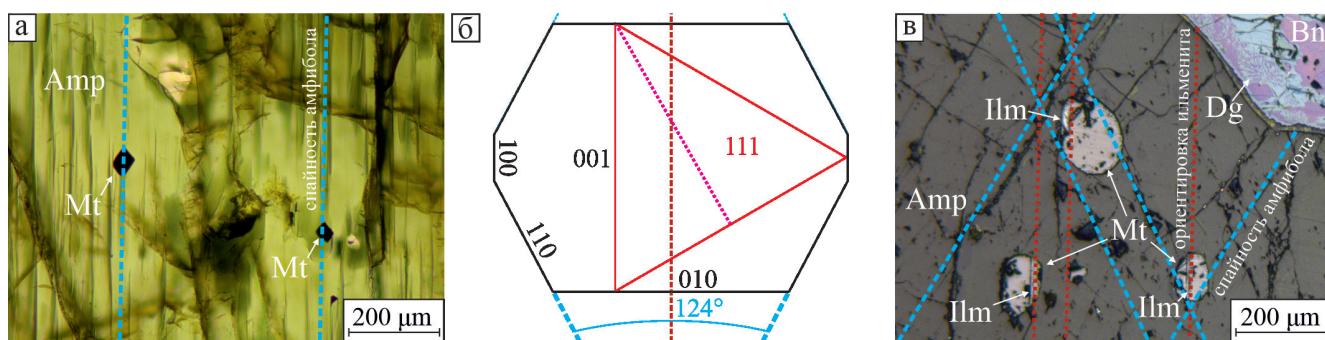


Рис. 5. Закономерно ориентированные сростания магнетита с амфиболом: а – параллельная ориентировка осей четвертого порядка октаэдрических кристаллов магнетита и спайности в амфиболе; б – параллельная ориентировка пластинчатых кристаллов ильменита в каплевидных выделениях магнетита и ее совпадение с бисектрисой угла между плоскостями спайности в амфиболе. Отраженный свет с анализатором (а) и без анализатора (в).

Fig. 5. Regularly oriented magnetite–amphibole intergrowths: а – parallel orientation of fourth order axes of octahedral magnetite crystals and cleavage in amphibole; б – scheme of regular magnetite–amphibole intergrowth; в – parallel orientation of lamellar ilmenite crystals in drop-shaped magnetite aggregates and its coincidence with a bisector of an angle between cleavage planes of amphibole. Reflected light with (а) and without (в) analyser.

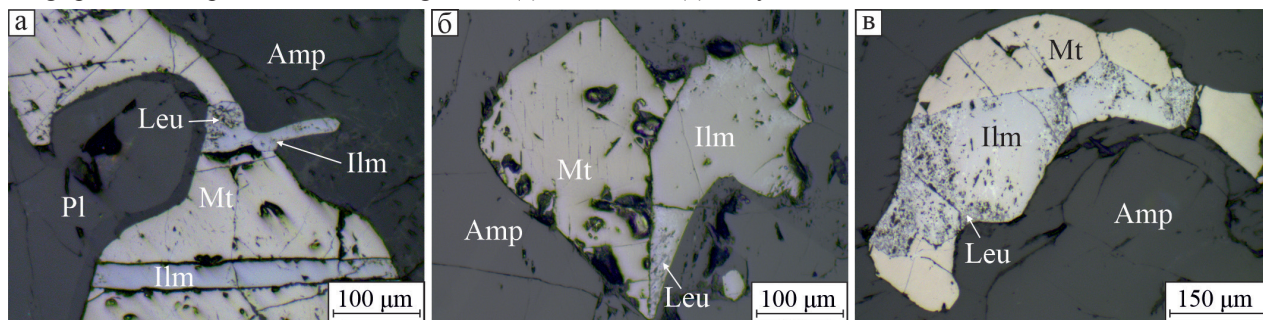


Рис. 6. Варианты присутствия ильменита за пределами магнетита: а – частичное проникновение кристалла ильменита за пределы магнетита; б, в – сростание равновеликих кристаллов магнетита и ильменита в амфиболе.

Leu – лейкоксен. Отраженный свет.

Fig. 6. Occurrence of ilmenite outside magnetite: а – partial penetration of ilmenite crystal outside magnetite; б, в – aggregates of equal-sized magnetite and ilmenite crystals in amphibole.

Leu – leucoxene. Reflected light.

в амфиболе в 124° , то след от одной из октаэдрических граней магнетита, с которой совпадает ориентировка пластинчатых кристаллов ильменита, на плоскости третьего пинакоида амфибола должен совпадать с бисектрисой острого угла между плоскостями спайности.

Анализ относительного идиоморфизма магнетита и основных породообразующих силикатов свидетельствует об их близодновременной кристаллизации: магнетит может кристаллизоваться как раньше, так и позже плагиоклаза, но обычно – несколько раньше амфибола. Не установлены случаи присутствия магнетита в трещинах, секущих силикаты. Эти структурные особенности свидетельствуют в пользу анхизвтектического характера рудоносных амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень.

Следует обратить внимание на многочисленные округлые границы между силикатами и магнетитом. Каплевидные выделения магнетита встречаются как в плагиоклазе, так и в амфиболе, что указывает на возможность проявления жидкостной несмеси силикатного и рудного расплава. Взаимная закономерная ориентировка выделений магнетита и силикатов свидетельствует о возможности структуризации и упорядочения гетерогенного рудно-силикатного расплава в условиях, близких к эвтектическим.

Ильменит является вторым по распространенности рудным минералом. Он содержит незначительное количество примесей кроме MnO , содержание которого достигает 8.61 мас. %. Ильменит встречается чаще всего внутри индивидов магнетита. Редко кристаллы ильменита наблюдаются

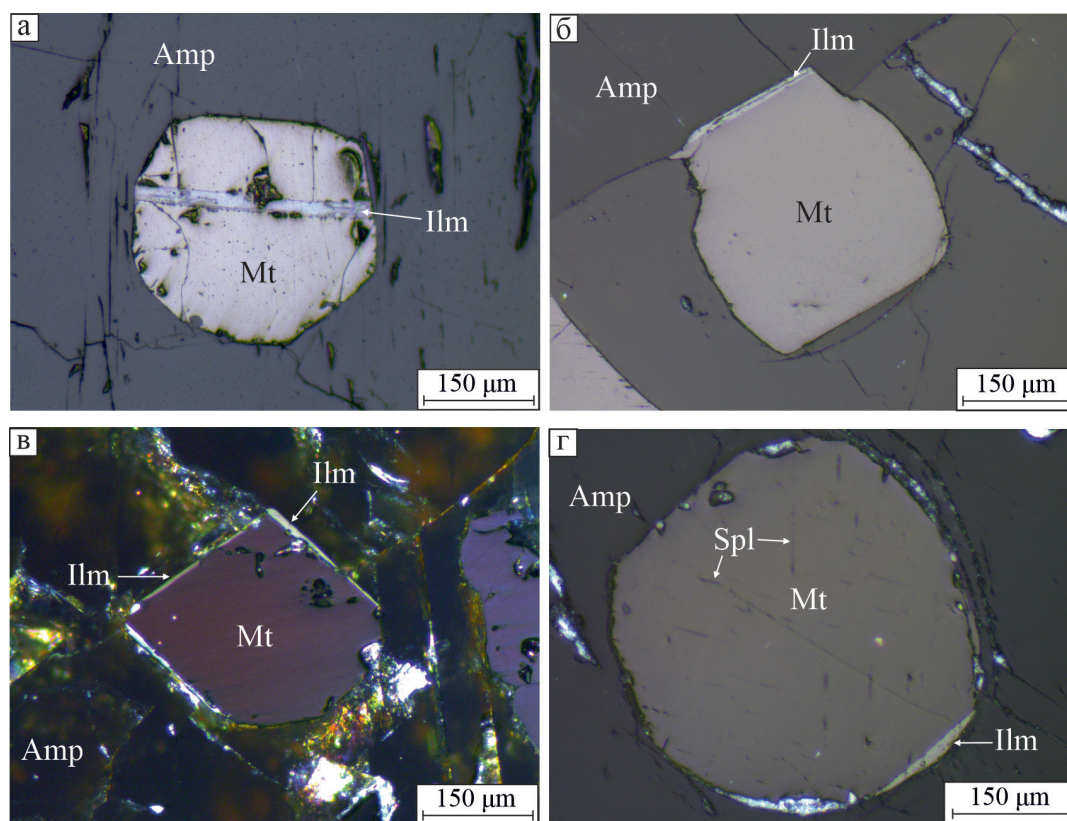


Рис. 7. Взаимоотношения ильменита с кристаллами магнетита: а – единственный кристалл ильменита в магнетите; б – кристалл ильменита на контакте магнетита с амфиболом; в – кристаллы ильменита на контакте трех граней магнетита с амфиболом; г – кристалл ильменита, имеющий плоскую границу с магнетитом и округлую – с амфиболом.

Отраженный свет (а, б, г), отраженный свет с анализатором (в).

Fig. 7. Relationships of ilmenite with magnetite crystals: а – ilmenite crystal in magnetite; б – ilmenite crystal at the contact of magnetite with amphibole; в – ilmenite crystals along the contact of three faces of magnetite with amphibole; г – ilmenite crystal with flat and round boundaries between magnetite and amphibole, respectively.

Reflected light (а, б, г), reflected light with analyzer (в).

в породообразующих силикатах (рис. 6). В одном образце отмечено частичное проникновение пластинок ильменита в силикатную матрицу (рис. 6а), в другом – сростание двух закономерно ориентированных равновеликих индивидов магнетита и ильменита в амфиболе, где идиоморфный по отношению к магнетиту ильменит контактировал с амфиболом (рис. 6б).

Ильменит в магнетите образует разнообразные по форме и размеру выделения, которые характеризуются закономерной ориентировкой относительно кристаллической структуры магнетита. Широко представлены отдельные пластинки ильменита толщиной первые десятки микрометров, которые по отношению к кристаллам магнетита могут располагаться в центральной части кристаллов (рис. 7а) или на границе магнетита с силикатами (рис. 7б), иногда обрамляя кристаллы магнетита практически со всех сторон (рис. 7в). В случае округлых

выделений магнетита кристаллы ильменита часто имеют прямолинейные границы с магнетитом и округлые – с силикатами (рис. 7г).

Местами закономерная ориентировка пластинок ильменита в кристаллах магнетита нарушается (рис. 8). Обращает на себя внимание присутствие закономерно ориентированных кристаллов ильменита в магнетите, а произвольно ориентированные пластины тяготеют к контактам кристалла магнетита с силикатами (рис. 8б).

В образцах практически не встречаются характерные для магнетита решетчатые структуры с закономерно ориентированными пластинчатыми кристаллами ильменита по $\{111\}$ магнетита, которые обычно интерпретируются как типичные структуры распада твердого раствора. Близкие по морфологическим особенностям пластинчатые выделения ильменита (рис. 9а) всегда представлены совместными сростаниями со шпинелью без ха-

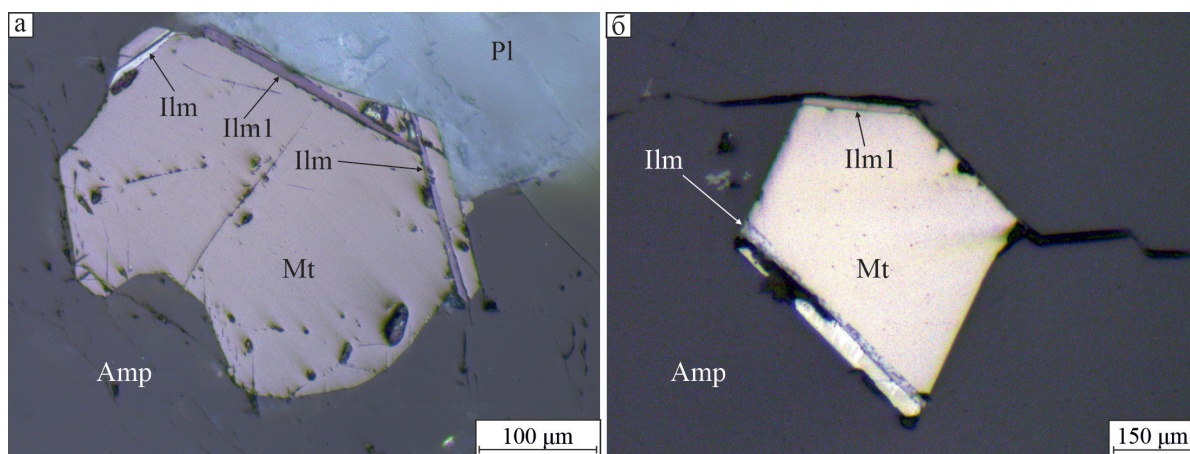


Рис. 8. Закономерная (Ilm) и произвольная (Ilm1) ориентировка пластинок ильменита по отношению к граням кристаллов магнетита: а – отраженный свет с анализатором, б – отраженный свет.

Fig. 8. Regular (Ilm) and random (Ilm1) orientation of ilmenite plates relatively to the faces of magnetite crystals: reflected light with (a) and without (b) analyzer.

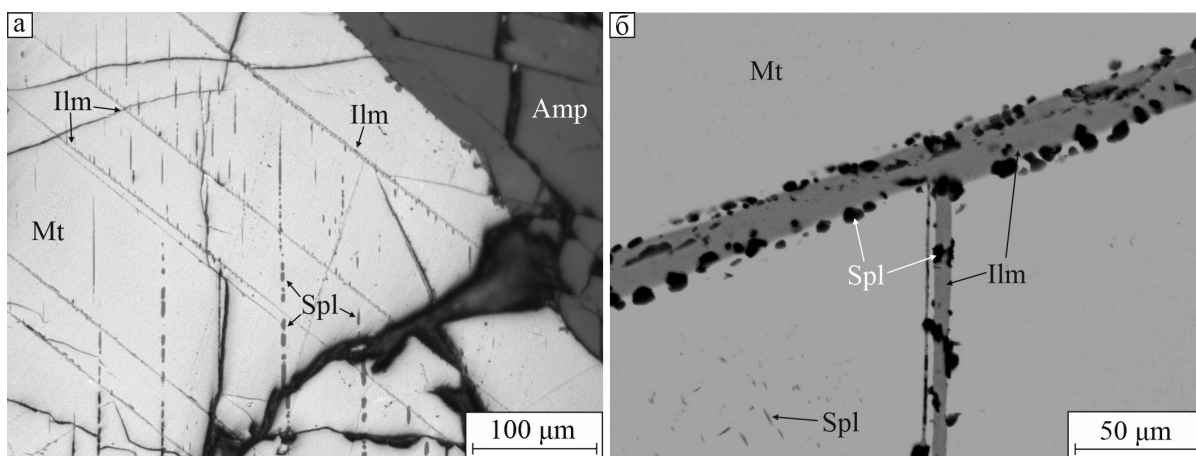


Рис. 9. Закономерно ориентированные выделения ильменита в сростании со шпинелью по отношению к вмещающему кристаллу магнетита: а – отраженный свет; б – BSE-фото.

Fig. 9. Regularly oriented ilmenite grains intergrown with spinel relatively to the host magnetite crystal: a – reflected light; б – BSE-image.

рактерного для структур распада твердого раствора выклинивания разноориентированных пластинок ильменита в области их сочленения (рис. 9б).

Ильменит в этих сростаниях обогащен Mn (2.45–6.63 мас. %), примесь которого не установлена во вмещающем магнетите. Небольшой размер (первые микрометры) выделений шпинели не позволяет точно определить ее состав в связи с влиянием на результаты анализа ильменита. Это отчетливо проявляется в пропорциональном росте содержаний TiO_2 и MnO в шпинели, однако анализы ее наиболее крупных выделений размером до 6–10 мкм пересчитываются на формулу $(\text{Mg}_{0.66}\text{Fe}^{2+}_{0.34})_{1.00}(\text{Al}_{1.99}\text{Fe}^{3+}_{0.01})_{2.00}\text{O}_4$, соответствующую пле-

онасту. Пластины ильменита могут располагаться не только в пределах монокристаллов магнетита, но и, сохраняя ориентировку, частично проникать в смежные зерна магнетита с другой кристаллической ориентировкой. Пересечение пластинчатыми кристаллами ильменита границ разноориентированных зерен магнетита фиксируется также методом дифракции обратно-рассеянных электронов (рис. 10).

В другом образце также наблюдалось пересечение границ различно ориентированных зерен магнетита пластинчатыми кристаллами ильменита. Взаимная ориентировка зерен магнетита установлена по пластинчатым выделениям шпинели

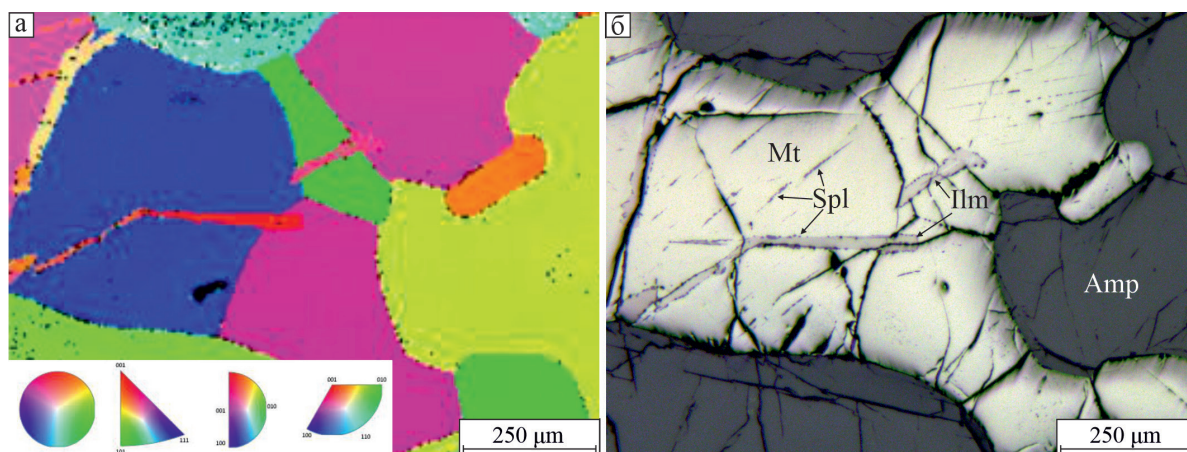


Рис. 10. Пересечение пластинчатыми кристаллами ильменита границ разноориентированных зерен магнетита: а – дифракция обратно-рассеянных электронов; б – отраженный свет.

Fig. 10. Intersection of variously oriented magnetite grains by lamellar ilmenite crystals: а – electron back-scattered diffraction; б – reflected light.

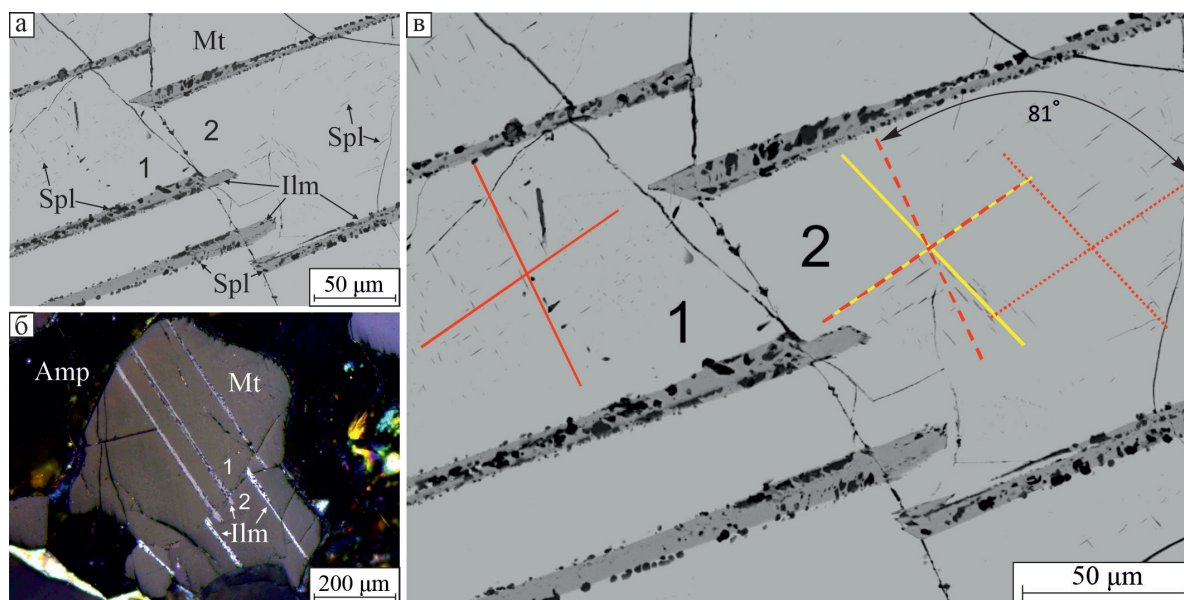


Рис. 11. Пересечение пластинчатыми кристаллами ильменита границы разноориентированных кристаллов магнетита 1 и 2.

Красные и желтые линии – взаимная ориентировка шпинелевых пластинок распада в кристаллах магнетита 1 и 2, соответственно. BSE-фото (а, в), отраженный свет с анализатором (б).

Fig. 11. Intersection of variously oriented magnetite crystals 1 and 2 by lamellar ilmenite crystals.

Red and yellow lines, mutual orientation of spinel exsolution plates in magnetite crystals 1 and 2, respectively. BSE-images (а, в), reflected light with analyzer (б).

в смежных зернах. Система пластинок шпинели, ориентированная под острым углом к кристаллам ильменита (рис. 11а, б), в зернах магнетита 1 и 2 почти параллельна, отличаясь на 1–2°, а расположение пластинок шпинели второй системы, отличается в зернах магнетита 1 и 2 на 16–17°. Ориентировка следа от кристаллов ильменита на поверхности шлифа в обоих зернах магнетита совпадает, хотя

при введенном анализаторе наблюдается различное погасание кристаллов ильменита в смежных зернах магнетита, что указывает на их различную объемную ориентировку (рис. 11в). Анализ ориентировки смежных кристаллов магнетита свидетельствует о закономерном их сростаний. На это указывает и то, что направления взаимной ориентировки пластинок шпинели, возникшей в результате распада

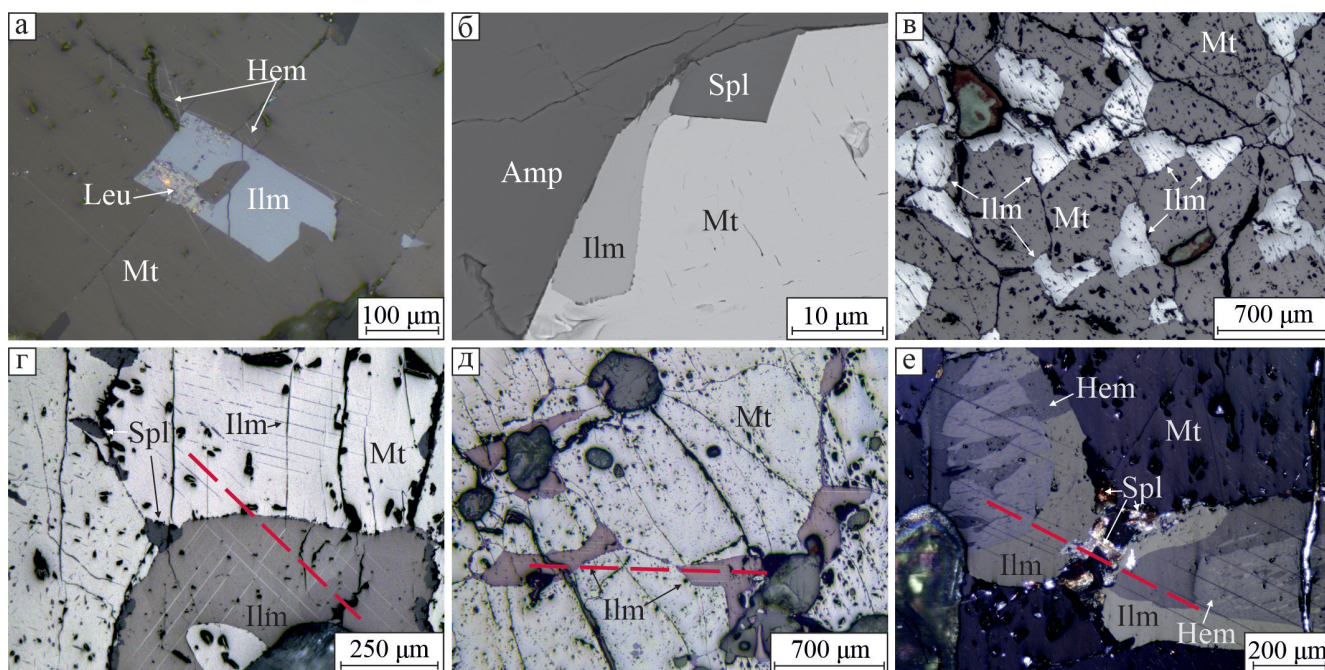


Рис. 12. Разная позиция и ориентировка ильменита по отношению к вмещающим минералам: а – на контакте двух разноориентированных зерен магнетита; б – на контакте амфибола и магнетита; в – зерна совместно с магнетитом; г – параллельная ориентировка пластинчатых двойников в ильмените и пластинок распада шпинели в смежном зерне магнетита; д, е – параллельная ориентировка двойников в различных зернах ильменита (д) и гемоильменита (е).

Красные линии подчеркивают совпадение ориентировки рассматриваемых линейных элементов в смежных минералах. Отраженный свет с анализатором (а, г, д, е) и без (в); BSE-фото (б).

Fig. 12. Different position and orientation of ilmenite relatively to host minerals: а – at the contact of two variously oriented magnetite grains; б – at the contact of amphibole and magnetite; в – grains together with magnetite; г – parallel orientation of lamellar twins in ilmenite and spinel exsolution plates in adjacent magnetite grain; д, е – parallel orientation of twins in various grains of ilmenite (д) and hemoilmenite (е).

Red lines highlight the coincident orientation of linear elements in adjacent minerals. Reflected light with (а, г, д, е) and without (в) analyzer; BSE-image (б).

твердого раствора, в зерне 1 после поворота на 81° полностью совпадает с ориентировкой аналогичных направлений в зерне 2 (рис. 11в). Природа этого закономерного срастания пока не установлена, но факт его существования представляется важным для анализа срастаний рудных минералов в амфиболовых габбро. Во всех случаях пересечений кристаллами ильменита границ смежных зерен магнетита пластинчатые кристаллы ильменита приурочены преимущественно к одному зерну магнетита с незначительным проникновением в смежные зерна магнетита.

Встречаются также частично ограненные кристаллы ильменита, секущие межзерновые границы магнетитовых агрегатов, в которых различная ориентировка смежных зерен магнетита отчетливо устанавливается по ориентировке в них пластинок гематита, возникших в процессе мартитизации (рис. 12а).

Наблюдались более крупные (до 100 мкм и более) пластинчатые выделения ильменита в магне-

тите, которые также закономерно ориентированы относительно его кристаллической структуры, что устанавливается по параллельной ориентировке следов выхода на плоскость шлифа пластинчатых вростков шпинели в магнетите и граней ильменита. Кристаллы ильменита часто приурочены к границам магнетита с силикатами, и в этом случае они обычно ксеноморфны по отношению к силикатам и идиоморфны по отношению к магнетиту (рис. 12б). Распространены отдельные крупные изометричные зерна ильменита с размером индивидов до 1 мм, образующие зернистые агрегаты с близкими по размеру индивидами магнетита (рис. 12в). Иногда в зернах ильменита наблюдаются тонкие двойниковые субиндивиды. Отмечается их параллельное положение в не контактирующих ильменитовых зернах (рис. 12д, е), что позволяет предположить их согласованную ориентировку. Возможно, это связано с тем, что в объеме они представляют собой единый индивид сложной морфологии, од-

Таблица 3

Химический состав различных структурно-морфологических типов ильменита, мас. %

Table 3

Chemical composition of ilmenite of various structural and morphological types, wt. %

Тип ильменита	TiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	MnO	FeO _{общ}	Количество катионов в эмпирической формуле	
						TiO ₂	FeO+MnO+MgO
Пластины со шпинелью (28)	<u>40.69–54.98</u> 51.84	<u>0.00–7.50</u> –	<u>0.00–1.25</u> 0.20	<u>3.43–8.61</u> 5.98	<u>34.95–49.48</u> 41.38	0.86–1.16	1.08
Одиночные пластины (7)	<u>50.74–52.61</u> 51.48	<u>0.00–1.97</u> 0.93	<u>0.00–0.12</u> 0.09	<u>2.70–6.86</u> 4.89	<u>40.51–41.89</u> 41.37	1.05–1.14	1.09
Изометричные зерна (7)	<u>47.16–51.96</u> 49.67	<u>0.00–3.58</u> 1.94	<u>0.00</u> –	<u>1.81–6.49</u> 3.30	<u>41.86–48.89</u> 45.00	0.96–1.08	0.99

Примечание. В скобках указано количество анализов, в числителе – диапазон значений, в знаменателе – модальное значение.

Note. The number of analyses is given in parentheses; nominator – a range of values, denominator – the modal value.

нако наблюдается определенная согласованность ильменитовых зерен и с индивидами вмещающих их магнетитовых агрегатов. Например, одно из направлений ориентировки двойниковых субиндивидов в ильмените совпадает с линейной ориентировкой пластинчатых выделений шпинели в смежном зерне магнетита (рис. 12г). Это наблюдение не единично и можно предполагать существование закономерности ориентировки относительно структуры магнетита не только типичных пластинчатых вростков, но и зернистых выделений ильменита.

Из всего разнообразия можно выделить три основных морфологически типа ильменита: пластинчатые кристаллы с вростками шпинели в магнетите, одиночные пластины в отдельных кристаллах магнетита, изометричные индивиды в зернистых ильменит-магнетитовых агрегатах.

Химический состав ильменита разных морфологических типов стабилен и не имеет заметных отличий (табл. 3). Можно отметить только пониженные содержания MnO в изометричных индивидах зернистого ильменита и наиболее близкие к стехиометрическому составу соотношения в нем TiO₂ к сумме двухвалентных катионов; в остальных типах ильменита эти отношения несколько выше 1.

Индивиды ильменита в различной степени замещены агрегатами вторичных минералов, представленных рутилом, титанитом, гемоильменитом (рис. 13, табл. 4). Вторичные изменения ильменита наиболее полно проявлены в трещиноватом магнетите, который часто встречается в ассоциации с сульфидными минералами.

Шпинель является третьим по распространенности минералом в рассматриваемом парагенезисе. Она встречается только в виде включений в магнетите. Можно выделить несколько структурно-морфологических типов шпинели: пластинчатые, скелетные и изометричные выделения размером от первых до десятков микрометров; межкристаллические идиоморфные часто зональные выделения размером до 50–100 мкм по границам индивидов магнетита или ильменита; тесные сростания с пластинчатым ильменитом; кристаллы, приуроченные к границам магнетита с силикатами и сульфидами.

Наиболее распространены закономерно ориентированные выделения шпинели в магнетите, которые обычно рассматриваются как структуры распада твердых растворов (рис. 14). Наблюдались пластинчатые выделения шпинели, ориентированные по {100} магнетита, изометричные вростки частично ограненных октаэдрических кристаллов (рис. 14а) и скелетные кристаллы в виде реберных форм по {111} (рис. 14б). Небольшие (первые микрометры) размеры кристаллов шпинели не позволяют точно охарактеризовать ее состав. По результатам анализов наиболее крупных выделений среди них преобладает плеонаст с отношением Mg/Al 1.5–2.1 и примесями ZnO ~1.5 мас. % и MnO до 0.67 мас. %.

Более крупные выделения шпинели приурочены к границам зерен магнетита в полигональных агрегатах, которые обычно прямолинейны (рис. 15а), но распространена и межкристаллическая шпинель, приуроченная к поверхностям, имеющим в плоскости аншлифа округлые очертания

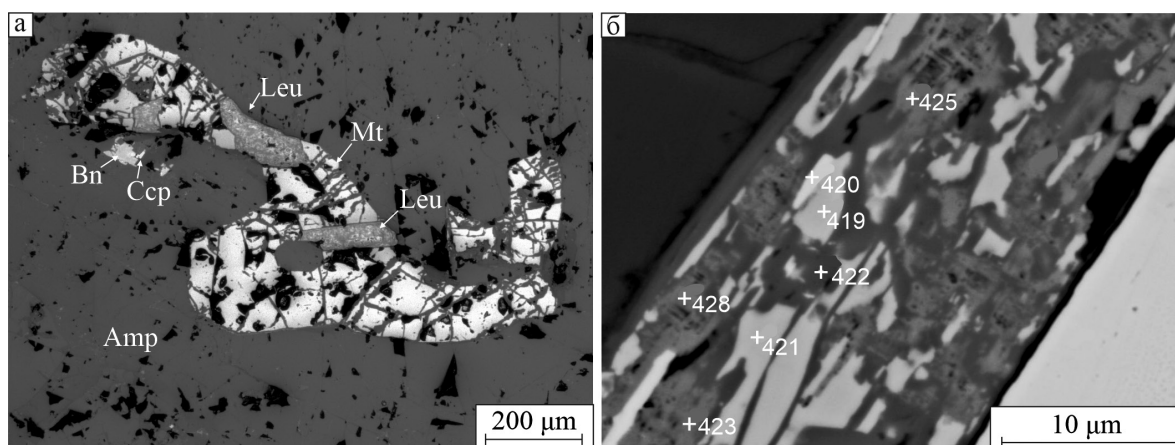


Рис. 13. Индивиды ильменита, замещенные вторичными минералами: а – отраженный свет; б – BSE-фото.
Fig. 13. Ilmenite replaced by secondary minerals: а – reflected light; б – BSE-image.

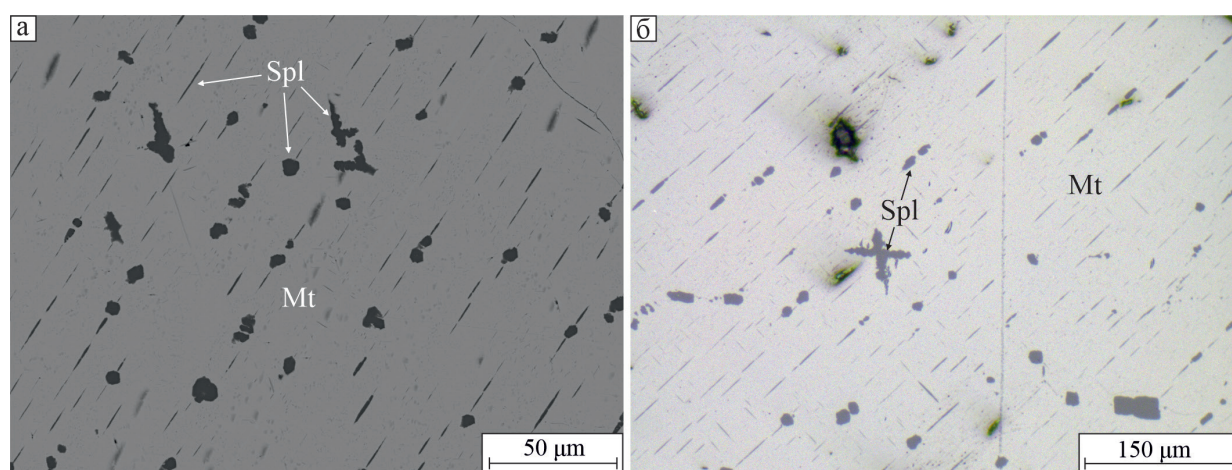


Рис. 14. Пластинки шпинели по {100} и скелетные кристаллы шпинели по {111} в магнетите, возникшие в результате распада твердого раствора: а – BSE-фото; б – отраженный свет.
Fig. 14. Exsolution spinel lamellas along {100} and skeletal spinel crystals along {111} in magnetite: а – BSE-image; (б) – reflected light.

Химический состав вторичных минералов по ильмениту, мас. %

Таблица 4

Chemical composition of secondary minerals after ilmenite, wt. %

Table 4

№ точки	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	MnO	FeO _{общ}
419, Ильменит	—	—	1.92	1.77	54.37	10.48	38.15
420, Гемоильменит	—	0.32	3.05	2.54	25.78	1.65	67.97
421, Ильменит	0.09	0.24	1.93	2.01	53.60	11.04	37.53
422, Титанит	0.42	0.54	27.79	25.99	41.92	0.76	5.10
423, Рутил (лейкоксен)	0.15	0.30	2.32	3.44	94.73	—	2.61
425, Рутил (лейкоксен)	0.30	0.33	3.88	4.20	95.81	—	1.82
428, Рутил (лейкоксен)	—	0.64	5.93	5.91	90.38	—	2.12

Примечание. Номера аналитических точек совпадают с номерами на рис. 13б.

Note. Numbers of analytical points coincide with those in Fig. 13б.

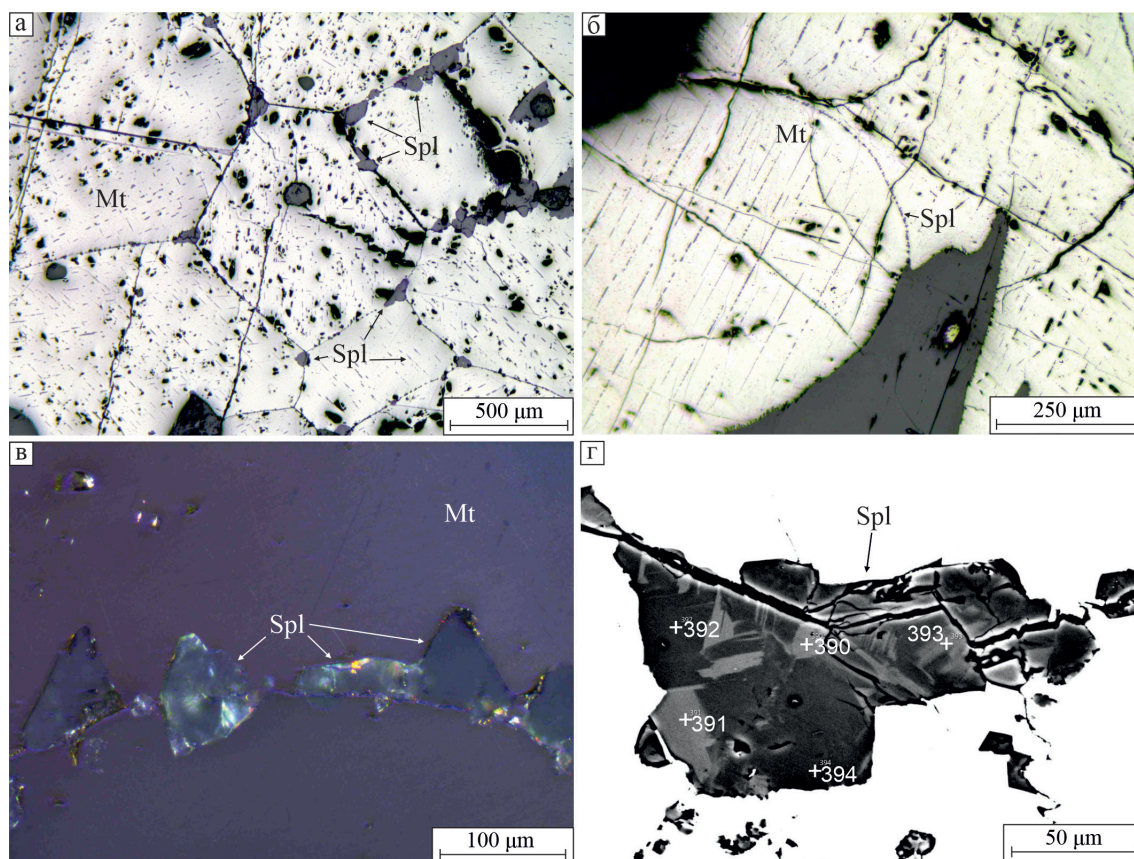


Рис. 15. Межкристаллические выделения шпинели: а – по прямолинейным границам в полигональных агрегатах магнетита; б – по округлой границе между различно ориентированными зёрнами магнетита; в – внутренние рефлекссы в прозрачных кристаллах шпинели; г – зональное строение кристаллов шпинели.

Отраженный свет (а, б), отраженный свет с анализатором (в), BSE-фото (г).

Fig. 15. Interstitial spinel: а – along straight boundaries in polygonal magnetite aggregates; б – along the rounded boundary between variously oriented magnetite grains; в – internal reflexes in transparent spinel crystals; г – zoned spinel crystals.

Reflected light (а, б), reflected light with analyzer (в), BSE-image (г).

(рис. 15б). Эта шпинель прозрачна и в отраженном свете проявляет отчетливые голубовато-зеленые рефлекссы (рис. 15в). В обратно-отраженных электронах выявляется зональность кристаллов (рис. 15г), в которых светлые зоны отличаются повышенным содержанием Ti при снижении доли Mg, Al и Zn по сравнению с темными зонами (табл. 5). Межзерновая шпинель относится к плеонасту с соотношением MgO/FeO , варьирующим от 0.66 в Ti-содержащих разностях до 1.12 в разностях без Ti.

Иногда наблюдается закономерная ориентировка отдельных прямолинейных граней кристаллов межзерновой шпинели относительно вмещающих кристаллов магнетита, что установлено по их параллельной ориентировке относительно пластин шпинели, образовавшихся в результате распада твердого раствора в смежных индивидах магнетита.

Широко распространены выделения шпинели в сростании с пластинчатыми кристаллами ильменита (рис. 8, 10, 16а). П. Рамдор, рассматривая аналогичные шпинель-ильменитовые сростания, отмечает, что «...Шпинель почти во всех парагенезисах идиоморфна или представлена метакристаллами. Исключением из этого правила являются лишь тонкие тельца распада по границам ильменитовых пластинок в магнетите...» (Рамдор, 1962, с. 871–872, фиг. 528). В.А. Попов, ссылаясь на ту же фотографию из монографии П. Рамдора, лишь добавляет, что это распад с последующей частичной перекристаллизацией с разделением на части. В последующих публикациях (Бетехтин и др., 1958, 1964; Симаненко и др., 2012) эта интерпретация принимается без дополнительных исследований. Симаненко и др. (2012) отмечает, что обособление компонента (в данном случае шпинели), выпадающего из рас-

Таблица 5

Химический состав зональных кристаллов шпинели (мас. %)

Table 5

Chemical composition of zoned spinel crystals (wt. %)

№ точки	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	FeO _{общ}	ZnO	MgO/FeO	Сумма	Эмпирическая формула
Светлые зоны на BSE-изображении									
390	12.43	61.49	8.05	—	18.16	1.73	0.68	101.88	(Mg _{0.49} Fe ²⁺ _{0.32} Ti _{0.16} Zn _{0.03}) _{1.00} (Al _{1.92} Fe ³⁺ _{0.08}) _{2.00} O _{4.00}
391	12.04	60.78	8.68	—	18.00	1.77	0.67	101.27	(Mg _{0.48} Fe ²⁺ _{0.31} Ti _{0.17} Zn _{0.04}) _{1.00} (Al _{1.91} Fe ³⁺ _{0.09}) _{2.00} O _{4.00}
393	14.23	62.95	5.54	—	18.13	2.34	0.78	103.20	(Mg _{0.54} Fe ²⁺ _{0.30} Ti _{0.11} Zn _{0.05}) _{1.00} (Al _{1.91} Fe ³⁺ _{0.09}) _{2.00} O _{4.00}
Темные зоны на BSE-изображении									
392	17.00	66.31	—	0.40	17.52	3.14	0.97	104.37	(Mg _{0.63} Fe ²⁺ _{0.30} Zn _{0.06} Mn _{0.01}) _{1.00} (Al _{1.94} Fe ³⁺ _{0.06}) _{2.00} O _{4.00}
394	16.67	63.44	—	—	16.95	2.92	0.98	99.99	(Mg _{0.64} Fe ²⁺ _{0.30} Zn _{0.06}) _{1.00} (Al _{1.93} Fe ³⁺ _{0.07}) _{2.00} O _{4.00}

Примечание. Номера аналитических точек соответствуют таковым на рис. 15г.

Note. Numbers of analytical points correspond to those in Fig. 15g.

Таблица 6

Состав шпинели ильменит-шпинель-магнетитовых сростаний, мас. %

Table 6

Composition of spinel from ilmenite-spinel-magnetite intergrowths, wt. %

№ точки	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	FeO _{общ}	ZnO	MgO/FeO	Эмпирическая формула
659	17.18	64.48	—	—	16.11	2.23	1.07	(Mg _{0.66} Fe ²⁺ _{0.30} Zn _{0.04}) _{1.00} (Al _{1.95} Fe ³⁺ _{0.05}) _{2.00} O _{4.00}
661	17.35	63.96	0.34	0.35	15.81	2.19	1.1	(Mg _{0.66} Fe ²⁺ _{0.28} Zn _{0.04} Mn _{0.01} Ti _{0.01}) _{1.00} (Al _{1.94} Fe ³⁺ _{0.06}) _{2.00} O _{4.00}

Примечание. Номера аналитических точек соответствуют таковым на рис. 16б.

Note. Numbers of analytical points correspond to those in Fig. 16b.

твор в твердом состоянии вдоль границ между зернами вмещающего минерала, является дальнейшей стадией эволюции распада твердых растворов. Предполагается, что при распаде твердого раствора из магнетита выделяется шпинель, использующая границу индивидов ильменита и магнетита как благоприятную область для гетерогенного зарождения и последующего роста в диффузионном режиме. При этом не учитывается важная особенность таких сростаний: выделения шпинели приурочены не только к границам ильменита и магнетита, но они в большом количестве присутствуют и внутри пластинчатых кристаллов ильменита (рис. 16а). Следовательно, необходимо предположить, что на первом этапе происходит распад твердого раствора магнетита с выделением пластинчатых кристаллов ильменита, содержащего значительные количества Mg и Al, который потом распадается на ильменитовую и шпинелевую фазы. Результаты микрозондовых анализов ильменита из таких сростаний показаны в табл. 3, а шпинели – в табл. 6. С учетом близких соотношений ильменитовой и шпинелевой фаз в таких сростаниях, исходный ильменит должен содержать около 30 мас. % Al₂O₃. Описание ильменита такого состава нам найти не удалось.

Особенности сростания агрегатов шпинели и ильменита свидетельствует об их образовании в

результате совместного роста (рис. 16б). Это можно проследить на более крупных кристаллах ильменита, на которые шпинель нарастает по грани пинакоида и ромбоэдра ильменита (рис. 16г). На грани пинакоида ильменита, скорость роста которой ниже, чем у грани ромбоэдра, шпинель проникает за пределы кристалла ильменита в магнетит (рис. 16д). На грани ромбоэдра скорости роста ильменита и шпинели приблизительно равны и минералы образуют общую поверхность грани (рис. 16г). Образование магнетит-ильменит-шпинелевых сростаний сложно объяснить на основе механизма распада твердого раствора, но они вполне реальны при совместном росте шпинели и ильменита при кристаллизации богатого Fe и R расплава, аналогичного изученному экспериментально (Hou et al., 2018).

Шпинель представлена плеонастом с отношением MgO/FeO близким к единице (табл. 6). Профиль через ильменит-шпинель-магнетитовый агрегат (рис. 16а) свидетельствует о стабильности состава шпинели при переходе из ильменита в магнетит с незначительным увеличением в ней доли Fe и Ti в пограничной области. В ильменит-шпинелевых сростаниях шпинель часто содержит высокие концентрации ZnO (до 12.4 мас. %), при этом Zn не установлен в ассоциирующих ильмените и магнетите (рис. 16в, д, табл. 7).

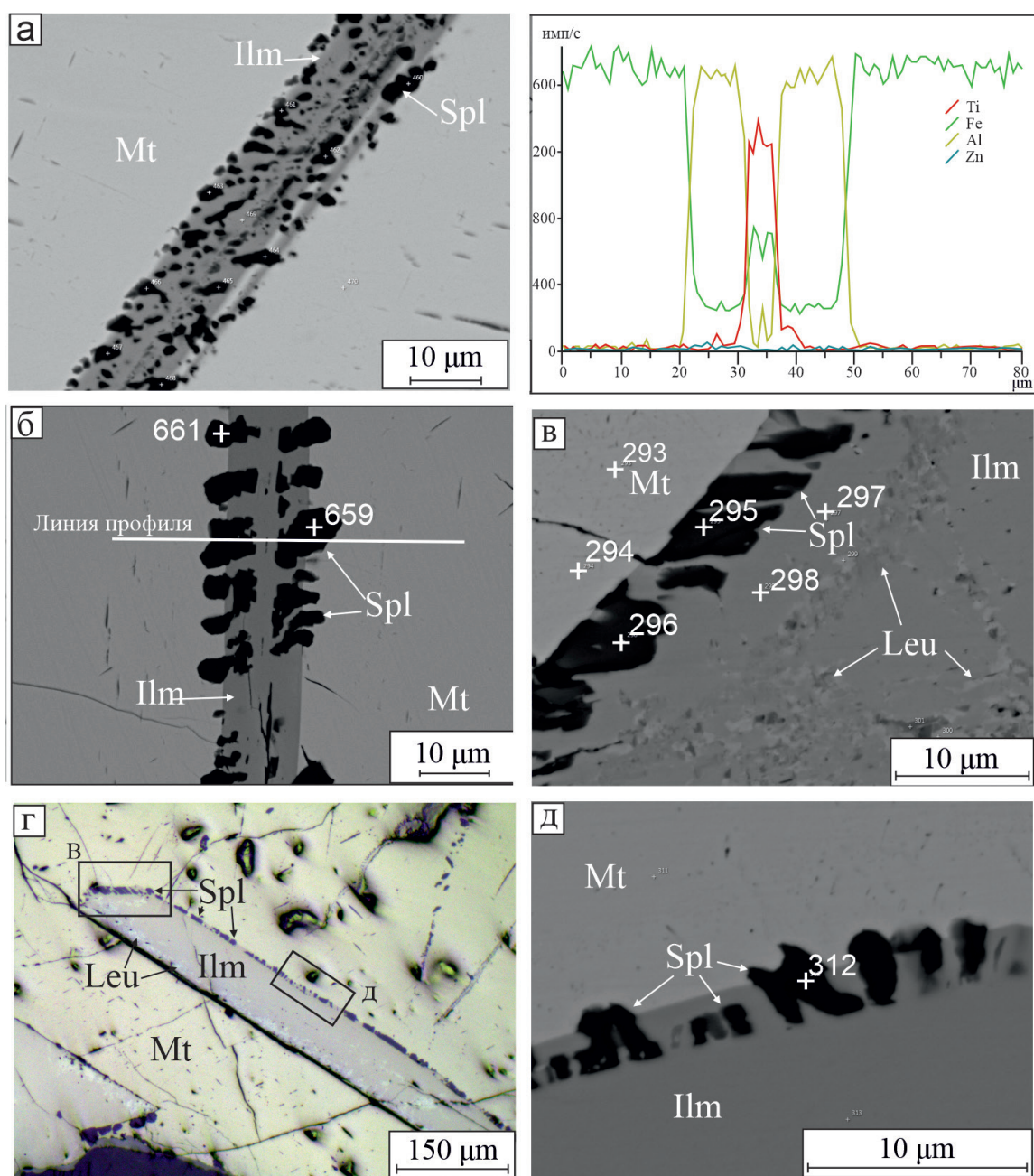


Рис. 16. Особенности сростаний шпинели и ильменита в магнетите: а – ильменит с включениями шпинели, расположенными во внутренних частях и на периферии пластинчатого кристалла ильменита, и профиль характер изменения состава сосуществующих минералов; б – сростание ильменита и шпинели; в – общий фронт кристаллизации шпинели и ильменита в пирамиде роста ромбоэдра ильменита; г – пинакоидальный кристалл ильменита с вростками шпинели по периферии; д – опережающий рост шпинели в пирамиде роста пинакоида ильменита.

BSE-фото (а, б, в, д), отраженный свет (г).

Fig. 16. Peculiarities of spinel and ilmenite aggregates in magnetite: а – ilmenite with spinel inclusions located in the inner parts and at the periphery of a lamellar ilmenite crystal and a profile of varying composition of coexisting minerals; б – intergrowth of ilmenite and spinel; в – general crystallization front of spinel and ilmenite in the growth pyramid of ilmenite rhombohedron; г – pinacoidal ilmenite crystal with spinel ingrowths at the periphery; д – advancing growth of spinel in the growth pyramid of ilmenite pinacoid.

BSE-images (а, б, в, д), reflected light (г).

Таблица 7

Состав минералов ильменит-шпинель-магнетитовых сростаний, мас. %

Table 7

Mineral composition of ilmenite-spinel-magnetite intergrowths, wt %

Номер точки	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₃	MnO	FeO _{общ}	ZnO	Эмпирическая формула
293, Mt	—	—	0.86	0.88	—	98.27	—	(Fe ²⁺ _{0.98} Ti _{0.02}) _{1.00} (Fe ³⁺ _{1.97} V _{0.03}) _{2.00} O _{4.00}
294, Mt	—	—	1.07	0.85	—	98.07	—	(Fe ²⁺ _{0.97} Ti _{0.03}) _{1.00} (Fe ³⁺ _{1.97} V _{0.03}) _{2.00} O _{4.00}
297, Ilm	2.01	—	51.23	—	4.14	42.62	—	(Fe ²⁺ _{0.88} Mn _{0.09} Mg _{0.07}) _{1.04} Ti _{0.96} O _{4.00}
298, Ilm	2.05	—	51.39	—	4.38	42.18	—	(Fe ²⁺ _{0.87} Mn _{0.09} Mg _{0.08}) _{1.04} Ti _{0.96} O _{4.00}
295, Spn	14.56	56.36	0.70	—	—	13.63	14.76	(Mg _{0.59} Zn _{0.30} Fe ²⁺ _{0.10} Ti _{0.01}) _{1.00} (Al _{1.80} Fe ³⁺ _{0.20}) _{2.00} O _{4.00}
296, Spn	14.74	56.20	2.24	—	—	13.63	13.20	(Mg _{0.59} Zn _{0.26} Fe ²⁺ _{0.10} Ti _{0.04}) _{1.00} (Al _{1.79} Fe ³⁺ _{0.21}) _{2.00} O _{4.00}
312, Spn	14.96	56.27	1.30	—	—	13.59	13.87	(Mg _{0.60} Zn _{0.27} Fe ²⁺ _{0.10} Ti _{0.03}) _{1.00} (Al _{1.79} Fe ³⁺ _{0.21}) _{2.00} O _{4.00}

Примечание. Номера аналитических точек соответствуют таковым на рис. 16в, д.

Note. Numbers of analytical points correspond to those in Figures 16в, д.

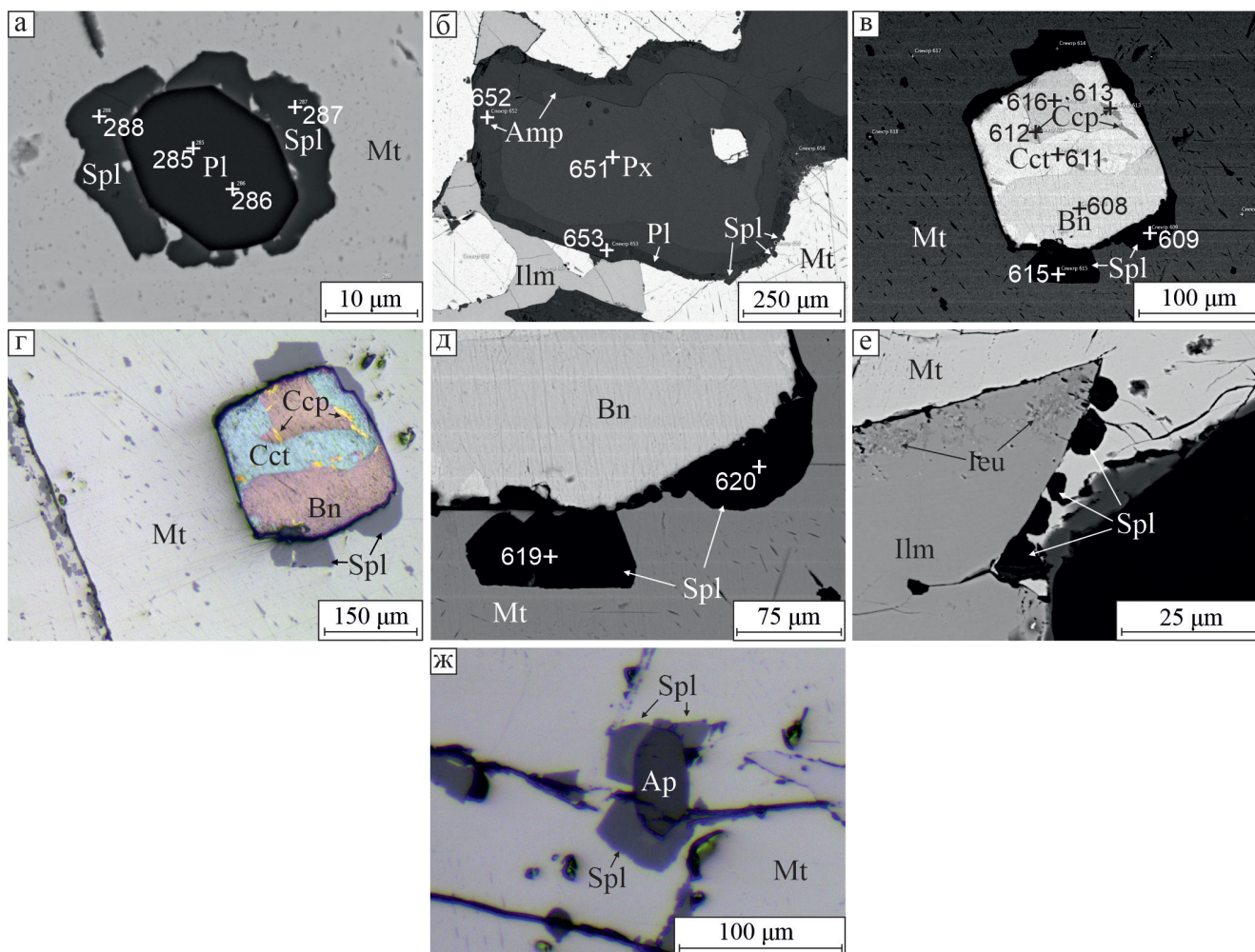


Рис. 17. Шпинель, приуроченная к границам магнетита с других минералов: а – анортитом; б – зональным пироксен-амфибол-анортитовым агрегатом; в, г, д – халькопирит-дигенит-борнитовым агрегатом; е – ильменитом; ж – апатитом. BSE-фото (а–в, д, е), отраженный свет (г). Ap – апатит, Cct – халькозин, Px – пироксен.

Fig. 17. Spinel confined to the boundaries of magnetite with other minerals: а – anorthite; б – zoned pyroxene-amphibole-anorthite aggregate; в, г, д – chalcopyrite-digenite-bornite aggregate; е – ilmenite; ж – apatite. BSE-images (а–в, д, е), reflected light (г). Ap – apatite, Cct – chalcocite, Px – pyroxene.

Таблица 8

Состав минералов в области фазовой границы силикат-магнетит, мас. %

Table 8

Composition of mineral at silicate-magnetite phase boundary, wt. %

№ точки	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	FeO _{общ}	ZnO
285, Pl	1.01	—	34.91	43.71	18.41	—	1.96	—
286, Pl	1.01	—	34.93	43.80	18.29	—	1.97	—
287, Shp	0.80	16.96	64.55	—	—	—	17.70	—
288, Shp	—	17.08	62.04	—	—	—	15.97	4.91
651, Px	—	13.55	3.28	51.08	24.41	—	7.67	—
652, Amp	2.11	15.02	13.39	44.30	13.21	1.41	10.57	—
653, Pl	—	—	36.26	43.63	20.11	—	—	—

Эмпирическая формула	
285, Pl	(Ca _{0.91} Na _{0.09}) _{1.04} [(Si _{2.02} Al _{1.90} Fe _{0.08}) _{2.00} O ₈]
286, Pl	(Ca _{0.91} Na _{0.09}) _{1.04} [(Si _{2.02} Al _{1.90} Fe _{0.08}) _{2.00} O ₈]
287, Shp	
288, Shp	(Mg _{0.66} Fe ²⁺ _{0.25} Zn _{0.09}) _{1.00} (Al _{1.90} Fe ³⁺ _{0.09}) _{1.99} O ₄
651, Px	Ca _{0.98} (Mg _{0.75} Fe _{0.24} Al _{0.05}) _{1.04} [(Si _{1.91} Al _{0.09}) _{2.00} O _{6.00}]
652, Amp	(Na _{0.58} Ca _{0.14}) _{0.72} (Ca _{1.87} Mg _{0.13}) _{2.00} (Mg _{3.05} Fe _{1.26} Al _{0.54} Ti _{0.15}) _{5.00} [(Al _{1.71} Si _{6.29}) _{8.00} O _{22.00}](OH.F) _{2.00}
653, Pl	Ca _{1.00} [(Si _{2.02} Al _{1.98}) _{2.00} O ₈]

Примечание. Номера аналитических точек соответствуют таковым на рис. 17а, б.

Note. Numbers of analytical points correspond to those in Figs. 17a, б.

Широко распространена шпинель, приуроченная к границам разных минералов. Наиболее характерна шпинель, нарастающая на идиоморфные кристаллы анортита в магнетите (рис. 17а, табл. 8). Шпинель отличается по содержанию Zn, что может быть связано с зональным строением кристаллов.

Выявлены случаи нарастания шпинели на зональные агрегаты силикатов с пироксеном во внутренней зоне, который сменяется к периферии амфиболом и далее плагиоклазом (рис. 17б, табл. 8). Границы между минералами, слагающими отдельные зоны, ровные с линейными фрагментами, соответствующими граням кристаллов. Эти особенности позволяют предполагать образование зональных агрегатов в результате последовательного нарастания на более ранние индивиды пироксена последовательно амфибола и плагиоклаза.

Местами кристаллы шпинели приурочены к границе магнетита и агрегатов борнита, халькозина и халькопирита (рис. 17в, г, табл. 9, 10). Агрегат сульфидов имеет кристаллографическую форму, но его полиминеральный состав исключает возможность захвата в виде твердого кристаллического включения при росте магнетита. Его первично мономинеральный состав возможен, но взаимоотношения борнита и халькозина не позволяют их рассматривать как замещающие друг друга. В какой-то мере

возможно предположение о вторичной природе (распад твердого раствора или метасоматическое замещение) только мелких линз халькопирита, которые приурочены к контактам борнита и халькозина или находятся непосредственно в этих минералах.

Кристаллы шпинели, приуроченные к этому контакту (рис. 17а, б, в), развивались преимущественно в сторону магнетита, но взаимоотношения магнетита, шпинели и сульфидов (рис. 17д) показывают незначительный рост шпинели и в сторону сульфидного включения. Рассмотренные взаимоотношения можно рассмотреть с позиции зарождения кристаллов шпинели на границе двух жидких фаз: расплава богатого Fe и P и сульфидного расплава при преобладающем росте ее индивидов в сторону магнетитового расплава с последующей трансформацией каплевидного выделения сульфидного расплава в форму отрицательного кристалла в магнетите при кристаллизации магнетитовой матрицы.

Кристаллы шпинели закономерно ориентированы по отношению к вмещающему магнетиту, что устанавливается по параллельной ориентировке граней верхнего и нижнего кристалла шпинели на рисунке 17д и совпадению ориентировки боковых граней этих кристаллов шпинели и пластины ильменита в магнетите (рис. 17г). Шпинель образуется и на границе кристаллов ильменита и магнетита

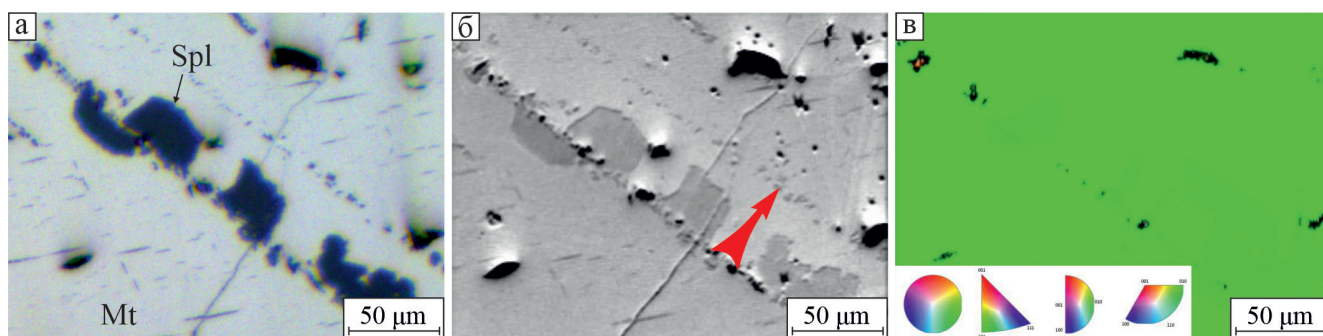


Рис. 18. Индивиды шпинели, приуроченные к зоне роста кристалла магнетита: а – отраженный свет; б – BSE-фото (стрелка указывает предполагаемое направление роста кристалла магнетита); в – карта распределения ориентировок по данным дифракции обратно-рассеянных электронов, свидетельствующая о единой ориентировке включений шпинели и вмещающего кристалла магнетита.

Fig. 18. Spinel crystals confined to the growth zone of magnetite crystal: а – reflected light; б – BSE-image (arrow indicates a possible growth direction of the magnetite crystal); в – map of orientation distribution according to electron back-scattered diffraction indicating a common orientation of spinel inclusions and host magnetite crystal.

Таблица 9

Состав сульфидов из включения в магнетите, мас. %

Table 9

Composition of sulfide inclusion in magnetite, wt. %

№ точки	S	Fe	Cu	Эмпирическая формула
608, Bn	25.60	11.60	62.80	$\text{Cu}_{4.95}\text{Fe}_{1.04}\text{S}_{4.00}$
611, Cct	20.76	—	79.24	$\text{Cu}_{1.93}\text{S}_{1.00}$
612, Ccp	34.39	29.46	36.16	$\text{Cu}_{1.06}\text{Fe}_{0.98}\text{S}_{2.00}$
613, Ccp	33.04	29.80	37.16	$\text{Cu}_{1.13}\text{Fe}_{1.04}\text{S}_{2.00}$
616, Bn	24.81	12.06	63.13	$\text{Cu}_{5.14}\text{Fe}_{1.12}\text{S}_{4.00}$

Примечание. Номера аналитических точек соответствуют таковым на рис. 17в.

Note. Numbers of analytical points correspond to those in Figure 17в.

Таблица 10

Состав шпинели из области фазовой границы сульфиды-магнетит

Table 10

Composition of spinel at sulfide–magnetite phase boundary

№ точки	MgO	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	ZnO	MgO/FeO	Эмпирическая формула
609	15.76	64.38	17.05	2.81	0.92	$(\text{Mg}_{0.61}\text{Fe}^{2+}_{0.34}\text{Zn}_{0.05})_{1.00}(\text{Al}_{1.97}\text{Fe}^{3+}_{0.03})_{2.00}\text{O}_{4.00}$
614	16.13	62.91	17.69	3.28	0.92	$(\text{Mg}_{0.63}\text{Fe}^{2+}_{0.31}\text{Zn}_{0.06})_{1.00}(\text{Al}_{1.93}\text{Fe}^{3+}_{0.07})_{2.00}\text{O}_{4.00}$
615	16.41	64.59	17.06	1.94	0.96	$(\text{Mg}_{0.63}\text{Fe}^{2+}_{0.33}\text{Zn}_{0.04})_{1.00}(\text{Al}_{1.96}\text{Fe}^{3+}_{0.04})_{2.00}\text{O}_{4.00}$
619	16.92	63.94	16.68	2.46	1.01	$(\text{Mg}_{0.65}\text{Fe}^{2+}_{0.30}\text{Zn}_{0.05})_{1.00}(\text{Al}_{1.94}\text{Fe}^{3+}_{0.06})_{2.00}\text{O}_{4.00}$
620	16.65	63.71	16.90	2.75	0.99	$(\text{Mg}_{0.64}\text{Fe}^{2+}_{0.31}\text{Zn}_{0.05})_{1.00}(\text{Al}_{1.94}\text{Fe}^{3+}_{0.06})_{2.00}\text{O}_{4.00}$

Примечание. Номера аналитических точек соответствуют таковым на рис. 17в, д.

Note. Numbers of analytical points correspond to those in Figs. 17в, д.

(рис. 17д), что свидетельствует о более позднем завершении ее роста по сравнению с ильменитом.

В амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень распространен апатит, который обычно встречается в виде идиоморфных кристаллов. В одном из образцов кристаллы шпинели наблюдались на контакте кристалла апатита и магнетита (рис. 17ж). Шпинель в данном случае ксеноморфна

по отношению к апатиту и идиоморфна по отношению к магнетиту.

Также выявлены кристаллы шпинели, трассирующие зону роста в монокристалле магнетита (рис. 18). На основании BSE-изображения (рис. 18б) с небольшим видимым изменением яркости по разные стороны от зоны роста, предполагается некоторое повышение относительного содержания

Fe в магнетите после кристаллизации шпинели, в состав которой вошли легкие элементы (Al и Mg). Исследование этого же участка методом рентгеновской дифракции (рис. 18в) свидетельствует о полном совпадении ориентировки индивидов шпинели и вмещающего кристалла магнетита.

Обсуждение результатов и выводы

Детальное рассмотрение магнетит-ильменит-шпинелевых сростаний и их взаимоотношений с аксессуарными и породообразующими силикатами в амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень выявило ряд особенностей, которые позволили уточнить существующие представления об их генезисе. Ильменит и шпинель находятся исключительно в магнетите, хотя ильменит в габброидах и анортозитах часто является ранним минералом и кристаллизуется до силикатов или совместно с ранними силикатами (Woodruff et al., 2013). Предложенная в этой работе модель эволюции обогащенных Fe и Ti мафит-ультрамафитовых магм предполагает две возможных ветви их эволюции. В условиях высокой фугитивности кислорода, обусловленной контаминацией ультраосновной магмой сапидиновых пород континентальной коры, ильменит кристаллизуется как один из первых ликвидусных минералов, благодаря чему он приобретает относительную подвижность, позволяющую ему перемещаться в магме и формировать рудные концентрации. Повышенное содержание Ti и высокий окислительный потенциал таких магм определяет преобладание в рудах гемоильменита, который характерен для наиболее крупных месторождений в анортозитах (Charlier et al., 2010). При низкой фугитивности кислорода в соответствии с этой моделью Ti концентрируется в магнетитовом интеркумулусном расплаве, обогащенном S и P, с последующим его вхождением в титаномагнетит. Общее низкое содержание TiO_2 амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень (0.35–1.49 мас. %), повышенное содержание в них S и P и преобладание в них ильменита при ограниченном развитии гемоильменита позволяют предполагать их эволюцию в более восстановительных условиях.

Ссылаясь на экспериментальные работы (Lindsley, 2003) и петрографические исследования, подтверждающие раннюю магматическую кристаллизацию ильменита, Л. Вудруфф с соавторами отвергает возможность сосуществования несмешиваемых богатых Fe-Ti-P расплавов с комплементарными

силикатными расплавами (Woodruff et al., 2013). Для ильменитовых анортозитов, в которых ильменит действительно кристаллизуется одним из первых минералов, это понятно. В мафит-ультрамафитовых расплавах, обогащенных H_2O , P и S, которые, судя по широкому развитию первичного амфибола, апатита и сульфидов Cu, были материнскими для амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень, нами показаны убедительные признаки ликвации.

Наиболее интересны результаты изучения особенностей сростания минералов в магнетит-ильменит-шпинелевых агрегатах амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень. Обычно они рассматриваются как результат распада твердого раствора титаномагнетита и их преобразования при последующем метаморфизме. В многочисленных работах охарактеризованы морфологические особенности этих сростаний (Швартц, 1934; Бетехтин и др., 1958, 1964; Рамдор, 1962; Симаненко и др. 2012; Трофимов, Голубев, 2008; Woodruff et al., 2013; Ivanyuk et al., 2017). Наиболее однозначно как структуры распада интерпретируются выделения ильменита в магнетите, описываемые как тканевые (cloth-texture), шпалерные (trellis texture), сендвичевые (sandwich texture) структуры, которые распространены в титаномагнетитах основных магматических пород (Tan et al., 2016). Тканевую и шпалерную микротекстуру (включая ее сендвич-вариант) иногда рассматривают не как результат распада твердого раствора, а как следствие окисления ульвошпинели, изначально содержащейся в магнетите (Duchesne, 1970).

В качестве классического распада твердого раствора обычно рассматриваются и пластинчатые выделения ильменита с многочисленными вростками шпинели (Бетехтин и др., 1958, 1964; Рамдор, 1962), идентичные описанным нами (рис. 9, 11, 16). На примере титаномагнетита из пироксенитов Кокшаровского массива вростки шпинели в пластинчатом ильмените рассматриваются как реакционные каймы на контакте ильменита и магнетита, возникшие в результате эволюции тонкопластинчатой шпинелевой фазы из структур распада магматического этапа до реакционной шпинели и ее укрупненных (перекристаллизованных) идиоморфных зерен, образованных на этапе преобразования ранних структур распада в позднемагматическую стадию аутометасоматической переработки пород (Симаненко и др., 2012).

Аналогичные сростания ильменита и шпинели в магнетите месторождения Серроте да Лахе

(Serrote da Laje) в северной Бразилии (Amcoff, Figueiredo, 1990), в которых зерна плеонаста ориентированы перпендикулярно пластинам ильменита, рассмотрены как результат перехода пластинчатого типа распада шпинели в магнетите в мирмекитовый тип по диффузионному механизму на регрессивной стадии проявления наложенных метаморфических процессов. Отмечается, что мирмекитовые зоны развивались только вдоль фазовых границ магнетит-ильменит, в то время как границы зерен магнетит-магнетит содержат плеонаст, возникший в результате гетерогенного распада первого поколения.

Сходные агрегаты пластинчатого ильменита с включениями шпинели в магнетите амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень обладают рядом особенностей, которые не позволяют рассматривать их как преобразованные структуры распада твердого раствора по следующим причинам.

1. Пластины ильменита с включениями шпинели пересекают границы различно ориентированных смежных зерен магнетита (рис. 10, 11).

2. Вростки шпинели находятся непосредственно в ильмените и во вмещающем магнетите. Они ориентированы перпендикулярно граням пинакоида и ромбоэдра ильменита и контактируют с пластинами ильменита по индукционным поверхностям (рис. 16), что свидетельствует об их совместном росте. Такой механизм образования подтверждается и относительно более высокой скоростью роста индивидов шпинели на медленно растущей грани пинакоида ильменита и обратным соотношением скоростей на быстро растущей грани ромбоэдра ильменита (рис. 16в, г, д).

Позиция шпинели и ее взаимоотношения со смежными минералами разнообразны. Широко проявлены линзовидно-пластинчатые и мелкие изометричные выделения в магнетите, которые можно рассматривать как результат распада твердого раствора. Встречаются более крупные выделения шпинели, приуроченные к границам магнетита с другими минералами: плагиоклазом (рис. 17а, б), сульфидами (рис. 17в, г, д), ильменитом (рис. 17е), апатитом (рис. 17ж). В большинстве случаев кристаллы шпинели ксеноморфны по отношению к кристаллам этих минералов и растут в сторону магнетита. Исключением являются индивиды шпинели, приуроченные к границе магнетита с полиминеральным сульфидным включением халькопирит-борнит-дигенитового состава, на границе с которым шпинель развивается преимущественно в сторону магнетита, но частично проникает и в сульфиды

(рис. 17д). Предполагается, что такие взаимоотношения связаны с тем, что шпинель зарождалась на границе двух жидких фаз: расплава богатого Fe и P и сульфидного расплава, поэтому могла при преобладающем росте в сторону магнетитового расплава частично оттеснять жидкую сульфидную фазу. Сульфидный расплав в процессе кристаллизации магнетита была захвачен в полость в виде отрицательного кристалла, что и определило форму сульфидного выделения после кристаллизации. Иногда такие «идиоморфные» кристаллы сульфидов принимаются за ранние образования (Полтавец и др., 2011, рис. 5д), хотя предполагается, что сферические выделения борнита в окружении порообразующих минералов габбро – это реликтовые формы сульфидных капель, большая часть которых к моменту коалесценции начала терять сферическую форму. Подобные включения халькопирита в магнетите в виде отрицательных кристаллов известны в магнетит-амфиболовых клинопироксенитах массива Туламин (Nixon, James, 2018, рис. 1а, б).

Изучение магнетит-ильменит-шпинелевых сростаний в амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень выявило взаимную закономерную ориентировку не соприкасающихся между собой кристаллов магнетита с включениями ильменита, амфибола с магнетитом и ильменитом и разрозненных кристаллов ильменита и магнетита между собой (рис. 5, 12). Эти особенности предполагают возможность структурирования и упорядочения гетерогенного рудно-силикатного расплава в близэвтектических условиях.

Предыдущие исследования массива Серебрянский Камень, Волковского месторождения и других подобных объектов не привели к единой точке зрения об их образования. Существуют представления об эпигенетическом характере железо-титанового и медно-благороднометалльного оруденения (Аникина, Алексеев, 2010; Ефимов 2006, 2010). Большинство исследователей пришло к выводу о магматическом образовании как силикатных пород, так и основных рудных минералов (Кашин, 1941, 1948; Полтавец и др., 2011; Симаненко и др., 2012). Взаимоотношения силикатных и рудных минералов в амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень без противоречий можно объяснить только с позиции их формирования в едином флюидно-магматическом процессе из обогащенного флюидными компонентами расплава. Некоторые уточнения касаются установленной возможности образования ильменит-магнетитовых и шпинель-магнетитовых

сростаний не только по механизму распада твердых растворов, но и путем совместной кристаллизации этих минералов из богатого Fe и P расплава.

Анализ структурно-морфологических и вещественных особенностей полиминеральных агрегатов не позволяет сделать однозначные выводы о механизме их кристаллизации, но является фактологической основой для создания генетической модели, в которой можно увязать совокупность особенностей сростаний минералов, слагающих рудоносные амфиболовые габбро массива Серебрянский Камень.

Исходной субстанцией является флюидизированный (исходя из наличия апатита и магматического амфибола) силикатный расплав, по составу близкий к фарробазальту (Михайлов и др., 2021), в котором происходит ликвация с обособлением в силикатном расплаве рудного, преимущественно, железоксидного с P (далее железоксидного) расплава, который, при наличии достаточного количества S, мог дополнительно разделяться на оксидную и сульфидную жидкости. В оксидном расплаве концентрируются Fe, Ti, Mn, Zn, Mg и Al в соотношениях, равновесных с силикатным расплавом; в сульфидном расплаве – Fe, Cu, Pd, Au, S, Te, Bi в равновесных соотношениях с железоксидным расплавом. Силикатный и железоксидный расплавы кристаллизовались в близэвтектических условиях, и рудоносные амфиболовые габбро представляют собой анхизвтектическую породу. Основные силикатные и оксидные рудные минералы образовались близодновременно. В различных участках породы проявлены признаки, указывающие на противоположные взаимоотношения одних и тех же минералов по относительному времени кристаллизации, но общая последовательность кристаллизации расплава сводится к следующему.

Кристаллизация силикатов и рудных минералов происходила относительно автономно. Среди силикатов первым кристаллизовался анортит № 85–90, а затем клинопироксен, который еще на магматическом этапе частично замещался или обростал амфиболом. Иногда отмечается обрастание зональных пироксен-амфиболовых выделений поздним анортитом (рис. 17б). Гетерогенное зарождение кристаллов ильменита и шпинели сначала происходило на границах жидких фаз: силикатной и железоксидной, сульфидной и железоксидной. Эти границы обычно не плоскогранные, а округлые, что предполагает возможность зарождения части кристаллов ильменита и шпинели по фазовым гра-

ницам силикатного и железоксидного расплава еще до кристаллизации основной части силикатов. Отмечено распределение кристаллов шпинели по округлым границам, разделяющим разноориентированные индивиды магнетита, что свидетельствует о возможности возникновения неоднородностей внутри железоксидного расплава при появлении в нем многочисленных мелких шпинелевых фаз.

В объеме железоксидного расплава происходило гомогенное зарождение ильменита и шпинели, которая формировала часто зональные кристаллы с чередованием зон, содержащих Ti (до 3–5 мас. % TiO_2) и без него (0.00–0.24 мас. %). Несколько раньше шпинели из железоксидного расплава начал кристаллизоваться ильменит в виде пластинчатых пинакоидальных кристаллов. Их появление способствовало зарождению на фазовой границе с железоксидным расплавом кристаллов шпинели, которая завершила кристаллизацию несколько позже ильменита (рис. 16). Взаимоотношения ильменита и шпинели в таких сростаниях определялись относительными скоростями роста пирамид роста их граней. На медленно растущих гранях пинакоида ильменита шпинель росла быстрее, и ее кристаллы выходили за пределы пластинчатых кристаллов ильменита в магнетитовый расплав. При зарождении на быстро растущей грани ромбоэдра ильменита шпинель росла совместно с ильменитом и одновременно завершала рост или отставала в процессе роста с образованием отрицательных форм рельефа ильменита на месте выхода индивида шпинели на грани ромбоэдра. После появления твердых силикатных фаз их границы с титаномagnetитовым расплавом также использовались для зарождения кристаллов ильменита и шпинели, индивиды которых часто росли одновременно.

Последним из железоксидных минералов кристаллизуется магнетит. Его индивиды зарождались самопроизвольно или эпитаксически нарастали на кристаллы ильменита и шпинели, наследуя их ориентировку. Кристаллы шпинели и ильменита захватывались кристаллами магнетита или оттеснялись в межкристаллическое пространство. Находящийся еще в жидком состоянии сульфидный расплав захватывался в виде отрицательных кристаллов в индивиды магнетита или также вытеснялся в межкристаллическое пространство магнетитовых агрегатов. Из сульфидного расплава происходила кристаллизация минералов Pd, которые приурочены исключительно к сульфидам, преимущественно, к борниту. Кристаллы шпинели и ильменита поздней

генерации зарождались в результате распада твердого раствора титаномagnetитовой матрицы с формированием характерных пластинчатых и решетчатых структур.

Нельзя рассматривать образование рудоносных амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень как результат внутрикамерной кристаллизации неизменной по составу порции магмы. Кристаллизация происходила в неравновесной флюидно-магматической системе, состав магмы в которой менялся в пространстве и во времени, преимущественно, за счет поступления флюидов. Минералообразующая система, в которой происходило формирование амфиболовых габбро с рудной минерализацией, была представлена открытой флюидодинамической системой, по крайней мере, по отношению к воде и кислороду (Павлов, 1993).

Предлагаемая модель петрорудогенеза основана только на изучении рудоносных амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень и не может распространяться на другие аналогичные массивы рудоносных габброидов без учета их специфики. Однако анализ результатов изучения таких массивов, проведенных другими исследователями (Кашин, 1948; Полканов и др., 1967; Гонгальский, Криволицкая, 1993; Трофимов, Голубев, 2008; Полтавец и др., 2011; Симаненко, 2012), свидетельствует о присутствии общих особенностей этих массивов, что предполагает и возможность проведения рудогенетических аналогий.

Литература

- Аникина Е.В., Алексеев А.В.** (2010) Минералогическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала). *Литосфера*, **5**, 75–100.
- Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н.** (1958) Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 435 с.
- Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н.** (1964) Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., Недра, 508 с.
- Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А.** (1993) Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск, Наука, 184 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-VI (Кытлым). Объяснительная записка. (2010). СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 213 с.
- Ефимов А.А.** (2006) Платино-палладиевое медно-титаномagnetитовое оруденение в габбро Серебрянского камня. *Региональная геология и металлогения*, **28**, 112–115.
- Ефимов А.А.** (2010) Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала. *Литосфера*, **5**, 134–153.
- Заварицкий А.Н.** (1955) Изверженные горные породы. М., АН СССР, 480 с.
- Кашин С.А.** (1941) Проблема медных вкрапленных руд на Урале, связанных с габброидами. *Советская геология*, **2**, 63–68.
- Кашин С.А.** (1948) Медно-титаномagnetитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. *Труды Института геологических наук*. **91**(9), 132 с.
- Мазуров М.П., Гришина С.Н., Титов А.Т.** (2004) Magnetиты из магнезиальных скарнов на контактах долеритов с каменной солью. *Геология и геофизика*, **45**(10), 1198–1207.
- Минералы. Справочник, II(3) (1967). М., Наука, 676 с.
- Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Козлов А.В., Петров С.В., Паламарчук Р.С., Шиловских В.В., Абрамова В.Д., Корнеев А.В.** (2021) Новое медно-благороднометалльное рудопоявление в габбро массива Серебрянского Камня, Платиноносный пояс Урала (Северный Урал). *Геология рудных месторождений*, **63**(6), 520–550.
- Отчет о результатах комплексных поисковых работ на медно-титаномagnetитовые и титаномagnetитовые руды в районе Серебрянского камня (1978). Уральское территориальное геологическое управление, I, 111 с.
- Павлов А.Л.** (1993) Генезис магматических магнетитовых месторождений. Новосибирск, Наука, 208 с.
- Полканов А.А., Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Кавардин Г.И.** (1967) Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. М.-Л., Наука, 236 с.
- Полтавец Ю.А., Полтавец З.И., Нечкин Г.С.** (2011) Волковское месторождение титаномagnetитовых и медно-титаномagnetитовых руд с сопутствующей благороднометалльной минерализацией (Средний Урал, Россия). *Геология рудных месторождений*, **53**(2), 143–157.
- Попов В.А.** (2011) Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург, УрО РАН, 167 с.
- Рамдор П.** (1962) Рудные минералы и их сростания. М., Из-во Иностранной литературы, 1932 с.
- Симаненко Л.Ф., Шарова О.И., Щека С.А.** (2012) Новые данные о структурах распада магнетита из пироксенитов Кокшаровского массива (Приморье). *Тихоокеанская геология*, **31**(4), 93–105.
- Трофимов Н.Н., Голубев А.И.** (2008) Пудожгорское благороднометалльное магнетитовое месторождение. Петрозаводск, Карельский научный центр РАН, 123 с.
- Шварц Г.М.** (1934) Структуры распада твердых растворов / Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям. М.-Л.-Новосибирск, Гос. Научн.-техн. из-во, с. 129–148.
- Amcoff O., Figueiredo B.R.** (1990) Mechanisms of retrograde changes in oxide minerals from the Proterozoic Serrote da Laje deposit, northeastern Brazil. *Mineralium Deposita*, **25**, 313–322.

- Buddington A.F., Lindsly D.H.** (1964) Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, **5**, 310–357.
- Charlier B., Namur O., Malpas S., de Marneffe C., Duchesne J.-C., Vander Auwera J., Bolle O.** (2010) Origin of the giant Allard Lake ilmenite ore deposit (Canada) by fractional crystallization, multiple magma pulses and mixing. *Lithos*, **117**, 119–134.
- Duchesne J.C.** (1970) Microtextures of Fe-Ti oxide minerals in the south-rogaland anorthositic complex (Norway). *Annales Société géologique de Belgique*, **935**, 527–544.
- Hou T., Charlier B., Holtz F., Veksler I., Zhang Z., Thomas R., Namur O.** (2018) Immiscible hydrous Fe–Ca–P melt and the origin of iron oxide-apatite ore deposits. *Nature Communications*, **9**(1415).
- Ivanyuk G.Yu., Kalashnikov A.O., Pakhomovsky Ya.A., Bazai A.V., Goryainov P.M., Mikhailova J.A., Yakovenchuk V.N., Konopleva N.G.** (2017) Subsolidus evolution of the magnetite-spinel-ulvöspinel solid solutions in the Kovdor phoscorite-carbonatite complex, NW Russia. *Minerals*, **7**, 215.
- Lindsley D.H.** (2003) Do Fe-Ti oxide magmas exist? Geology: Yes; Experiments: No! / Ilmenite deposits and their geological environment, Duchesne J.-C., Korneliussen A. (eds.). *Norges Geologiske Undersøkelse Special Publication*, **9**, 34–35.
- Nixon G., James M.** (2018) Cu-PGE sulphide mineralization in the Tulameen Alaskan-type intrusion: Analogue for Cu-PGE reefs in layered intrusions? British Columbia Geological Survey Geofile 2018-2.
- Tan W., Liu P., He H., Wang C.Y., Liang X.** (2016) Mineralogy and origin of exsolution in ti-rich magnetite from different magmatic Fe-Ti oxide-bearing intrusions. *The Canadian Mineralogist*, **54**, 539–553.
- Woodruff L.G., Nicholson S.W., Fey D.L.** (2013) A deposit model for magmatic iron-titanium-oxide deposits related to Proterozoic massif anorthosite plutonic suites. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–K, 47 p.
- Betekhtin A.G., Genkin A.D., Filimonova A.A., Shadlun T.N.** (1958) [Ore textures and structures]. Moscow, Gosgeoltekhizdat, 435 p. (in Russian)
- Betekhtin A.G., Genkin A.D., Filimonova A.A., Shadlun T.N.** (1964) [Structural and textural features of endogenic ores]. Moscow, Nedra, 508 p. (in Russian)
- Buddington A.F., Lindsly D.H.** (1964) Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, **5**, 310–357.
- Charlier B., Namur O., Malpas S., de Marneffe C., Duchesne J.-C., Vander Auwera J., Bolle O.** (2010) Origin of the giant Allard Lake ilmenite ore deposit (Canada) by fractional crystallization, multiple magma pulses and mixing. *Lithos*, **117**, 119–134.
- Duchesne J.C.** (1970) Microtextures of Fe-Ti oxide minerals in the south-rogaland anorthositic complex (Norway). *Annales Société géologique de Belgique*, **935**, 527–544.
- Efimov A.A.** (2006) [Pt-Pd copper-titanium-magnetite mineralization in gabbro of the Serebryansky Kamen]. *Regionalnaya geologia i metallogeniya [Regional Geology and Metallogeny]*, **28**, 112–115. (in Russian)
- Efimov A.A.** (2010) [Summary of centennial study of the Uralian Platinum Belt]. *Lithoshera [Lithosphere]*, **5**, 134–153. (in Russian)
- Gongalsky B.I., Krivolutsкая N.A.** (1993) [The China stratified pluton]. Novosibirsk, Nauka, 184 p. (in Russian)
- Hou T., Charlier B., Holtz F., Veksler I., Zhang Z., Thomas R., Namur O.** (2018) Immiscible hydrous Fe–Ca–P melt and the origin of iron oxide-apatite ore deposits. *Nature Communications*, **9**(1415).
- Ivanyuk G.Yu., Kalashnikov A.O., Pakhomovsky Ya.A., Bazai A.V., Goryainov P.M., Mikhailova J.A., Yakovenchuk V.N., Konopleva N.G.** (2017) Subsolidus evolution of the magnetite-spinel-ulvöspinel solid solutions in the Kovdor phoscorite-carbonatite complex, NW Russia. *Minerals*, **7**, 215.
- Kashin S.A.** (1941) [Problem of the Urals disseminated Cu ores associated with gabbroids]. *Sovetskaya geolgiya [Soviet Geology]*, **2**, 63–68. (in Russian)
- Kashin S.A.** (1948) [Copper-titanomagnetite mineralization in mafic intrusive rocks of the Urals]. *Trudy Instituta geologicheskikh nauk [Proceedings of the Institute of Geological Sciences]*, **91**(9), 132 p. (in Russian)
- Lindsley D.H.** (2003) Do Fe-Ti oxide magmas exist? Geology: Yes; Experiments: No! / Ilmenite deposits and their geological environment, Duchesne J.-C., Korneliussen A. (eds.). *Norges Geologiske Undersøkelse Special Publication*, **9**, 34–35.
- Mazurov M.P., Grishina S.N., Titov A.T.** (2004) [Magnetites from Mg skarns at the contacts of dolerites with salt]. *Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics]*, **45**(10), 1198–1207. (in Russian)
- [Minerals. Handbook, II(3)] (1989) Moscow, Nauka, 676 p. (in Russian)
- Nixon G., James M.** (2018) Cu-PGE sulphide mineralization in the Tulameen Alaskan-type intrusion:

References

Anikina E.V., Alekseev A.V. (2010) [Mineral-geochemical characteristic of Au-Pd mineralization of the Volkovsky gabbro pluton (Uralian Platinum Belt)]. *Litosfera [Lithosphere]*, **5**, 75–100. (in Russian)

Amcoff O., Figueiredo B.R. (1990) Mechanisms of retrograde changes in oxide minerals from the Proterozoic Serrote da Laje deposit, northeastern Brazil. *Mineralium Deposita*, **25**, 313–322.

Betekhtin A.G., Genkin A.D., Filimonova A.A., Shadlun T.N. (1958) [Ore textures and structures]. Moscow, Gosgeoltekhizdat, 435 p. (in Russian)

Analogue for Cu-PGE reefs in layered intrusions? British Columbia Geological Survey Geofile 2018-2.

Pavlov A.L. (1993) [Genesis of igneous magnetite deposits]. Novosibirsk, Nauka, 208 p. (in Russian)

Polkanov A.A., Eliseev N.A., Eliseev E.N., Kavardin G.I. (1967) [The Gremyakha-Vyrmes pluton in the Kola Peninsula]. Moscow-Leningrad, Nauka, 236 p. (in Russian)

Poltavets Y.A., Poltavets Z.I., Nechkin G.S. (2011) Volkovsky deposit of titanomagnetite and copper-titanomagnetite ores with accompanying noble-metal mineralization, Central Urals, Russia. *Geology of Ore Deposits*, **53**(2), 126–139.

Popov V.A. (2011) [Practical genetic mineralogy]. Yekaterinburg, UrO RAN, 167 p.

Ramdohr P. (1962) [Ore minerals and their intergrowths]. Moscow, Inostrannaya literatura, 1932 p. (in Russian)

Schwartz G.M. (1934) [Solid solution decay structures] In: *Kriterii vozrastnykh sootnosheniy rudoobrazuyushchikh mineralov po mikroskopicheskim issledovaniyam [Criteria of Age Relations of Ore-Forming Minerals based on Microscopic Studies]*. Moscow-Leningrad-Novosibirsk, Gosudarstvennoe nauchno-tekhnicheskoe izdatel'stvo, 129–148. (in Russian)

Simanenko L.F., Sharova O.I., Shcheka S.A. (2012) New data on titanomagnetite exsolution textures from

pyroxenites of the Koksharovsky massif (Primorye). *Russian Journal of Pacific Geology*, **31**(4), 93–105.

[State Geological Map of the Russian Federation on a scale of 1:200 000. Second edition. Sredneural'skaya series. Sheet O-40-VI (Kytlym). Explanatory Note] (2010). St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 213 p. (in Russian)

Tan W., Liu P., He H., Wang C.Y., Liang X. (2016) Mineralogy and origin of exsolution in ti-rich magnetite from different magmatic Fe-Ti oxide-bearing intrusions. *The Canadian Mineralogist*, **54**, 539–553.

Trofimov N.N., Golubev A.I. (2008) [Pudozh Gora precious metal magnetite deposit]. Petrozavodsk, Karel'skiy nauchny tsentr RAN, 123 p. (in Russian)

[Unpublished report on results of complex prospecting works for copper-titanium-magnetite and titanium-magnetite ores in area of the Serebryansky Kamen] (1978). Uralskoe Territorialnoe Geologicheskoe Upravlenie, I, 111 p. (in Russian)

Woodruff L.G., Nicholson S.W., Fey D.L. (2013) A deposit model for magmatic iron-titanium-oxide deposits related to Proterozoic massif anorthosite plutonic suites. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–K, 47 p.

Zavaritsky A.N. (1955) [Igneous rocks]. Moscow, AN SSSR, 480 p. (in Russian)