

АССОЦИАЦИИ И СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ В ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППАХ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

М.П. Мазуров^{1,2}, Ю.Р. Васильев¹, А.В. Шихова¹, А.Т. Титов^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,
630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Впервые с помощью сканирующей электронной микроскопии изучен фазовый состав и микроструктуры рудных минералов в интрузивных траппах западной части Сибирской платформы. В магматическую стадию кристаллизуются оксидные и сульфидные твердые растворы, размер, форма зерен и агрегатов которых определяются скоростью охлаждения магматических тел. Прослежен постепенный переход оксидов от тонкой вкрапленности в зоне закалки через скелетные, футлярные, каркасные формы к изометричным агрегатам смешанных кристаллов в полнокристаллической силикатной матрице. В этом же направлении сфероиды сульфидов, сопряженных или разобщенных с оксидами, сменяются интерстициальными гнездово-вкрапленными обособлениями. Химический состав оксидов и сульфидов коррелируется с петрохимическими типами пород. В наиболее магнезиальных долеритах первыми кристаллизуются хромшпинелиды или обогащенные хромом ульвошпинели. В остальных породах преобладают оксиды железа и титана с примесью марганца, ванадия, магния и алюминия. При понижении температуры вслед за шпинелидами кристаллизуются ильменит, ульвошпинель и титаномagnetит. Сложный узор структур распада твердых растворов оксидов железа и титана зависит от окислительного режима, набора и количества примесей. Первые эксоллюционные частицы ильменита более магнезиальные, последующие — более марганцовистые. Подсолвусный распад сопровождается высвобождением примесей, раскрытием зерен, процессами перегруппировки и природного обогащения рудного вещества. Одновременное преобразование силикатов и рудных минералов приводит к образованию агрегатных псевдоморфов и таких минералов, как титанит, циркон и бадделейт.

Никельсодержащие сульфиды магматической стадии преобладают в более магнезиальных породах. Минеральные формы меди разнообразнее. Это полиморфные модификации халькопирита и кубанита в твердых растворах руд магматической стадии, халькопирит в парагенезисе с моноклинным пирротинном в участках гидротермальных метасоматитов, халькопирит в твердых растворах с борнитом и халькозином, а также в ассоциации с низкотемпературными сульфидами. Приведенные в статье сведения о строении минералов и ассоциаций могут использоваться в качестве индикаторных характеристик генезиса и формационного типа руд.

Долериты, оксиды железа и титана, сульфиды меди и никеля, распад твердых растворов, парагенезисы рудных минералов.

ASSEMBLAGES AND STRUCTURE OF ORE MINERALS IN INTRUSIVE TRAPS OF THE WESTERN PART OF THE SIBERIAN PLATFORM

M.P. Mazurov, Yu.R. Vasil'ev, A.V. Shikhova, and A.T. Titov

Phase compositions and microstructures of ore minerals in intrusive traps of the western part of the Siberian Platform have been studied using scanning electron microscopy. At the magmatic stage, oxide and sulfide solid solutions crystallize; their grain and aggregate shapes are determined by the cooling rate of magmatic bodies. We have revealed a gradual transition of oxides from fine-grained texture in the quenching zone, through skeleton, case, and frame forms, to isometric aggregates of mixed crystals in the holocrystalline silicate matrix. Sulfide spheroids (either conjugate with oxides or separated from them) are changed by dissemination and nests. The chemical compositions of both oxides and sulfides are correlated with the petrochemical types of rocks. Chrome-spinels or chrome-enriched ulvospinel crystallize first in the most magnesian dolerites. Iron and titanium oxides with Mn, V, Mg, and Al impurities prevail in the rest rock varieties. As temperature decreases, ilmenite, ulvospinel, and titanomagnetite crystallize after spinels. Exsolution structures are very intricate for titanium and iron oxides and depend on the oxidation regime and on the assemblage of impurities and their quantities. The first exsolution particles of ilmenite are more magnesian, while the following ones are more manganese. Subsolvus decomposition is accompanied by the release of impurities, grain stripping, and rearrangement and natural enrichment of ore material. Conjugate transformation of silicates and ore minerals results in aggregate pseudomorphs and minerals such as titanite, zircon, and baddeleyite. Nickel-containing sulfides formed at the magmatic stage prevail in more magnesian rocks. Copper minerals are more diverse. These are polymorphic modifications of chalcopyrite and cubanite in ore solid solutions formed at the magmatic stage, chalcopyrite in

paragenesis with monoclinic pyrrhotite in zones of hydrothermal metasomatites, and chalcopyrite in solid solutions with bornite and chalcosine and in assemblage with low-temperature sulfides. The obtained data on mineral structures and assemblages can be used as indicators to classify the genesis and formation types of ores.

Dolerites, iron and titanium oxides, copper and nickel sulfides, exsolution, assemblages of ore minerals

ВВЕДЕНИЕ

Траппы Сибирской платформы (СП) уникальны по геотектонической позиции, объему и фациальному разнообразию изверженных масс и связанных с ними рудно-магматических систем. Основное промышленное значение в настоящее время имеют сопряженные с интрузивными траппами крупные месторождения платинометалльных медно-никелевых руд норильского типа и железных руд ангаро-илимского типа [Модельный анализ..., 2009]. Первые сосредоточены в основном на севере платформы, а вторые — в ее южной части. В обоих рудных районах и на остальной обширной площади этой крупной изверженной провинции есть перспективные, но слабо изученные месторождения и рудопоявления. Особое внимание исследователей привлекает междуречье Подкаменной и Нижней Тунгусок. Еще в 30-е годы прошлого столетия на преобладание здесь интрузивных траппов с широкими ореолами метасоматических пород и многообразием рудной минерализации обратил внимание В.С. Соболев [1936]. В дальнейшем были выявлены многочисленные месторождения и рудопоявления магнетита в нижнем течении рек Подкаменная Тунгуска и Бахта [Павлов, 1961; Лебедев, 1962]. В западной части СП выделена самостоятельная Среднеенисейская провинция магнезиальных базитов, перспективных на медно-никелевую рудоносность [Золотухин, 1980; Золотухин и др., 1989]. Именно здесь в приустьевой части Подкаменной Тунгуски в аллювии А.П. Бронниковым [Бронников и др., 2000] впервые найден обломок массивной сульфидной руды норильского типа. Позднее здесь же были обнаружены валуны, развалы и коренные обнажения интрузивных долеритов с рудными прожилками и рассеянной вкрапленностью, достигающей промышленных значений. Большое разнообразие рудных минералов выявлено нами в керне многочисленных скважин нефтепоискового бурения [Васильев и др., 2008, 2011].

Это позволяет считать район перспективным на поиск руд цветных, черных и благородных металлов и обуславливает необходимость проведения дополнительных исследований в отношении их генезиса и закономерностей размещения. Данная статья посвящена выявлению общих закономерностей и индивидуальных особенностей кристаллизации фоновых и аномальных (рудных) концентраций оксидов, сульфидов и сопутствующих минералов в интрузивных траппах. При решении этих вопросов наряду с обычными приемами минераграфических исследований для определения состава и микроструктурных особенностей минералов, строения их границ широко использовались возможности сканирующих электронных микроскопов LEO 1430VP и MIRA LM, оснащенных энергодисперсионными спектрометрами высокого разрешения. При этом главное внимание уделено анализу составов и парагенезисов оксидов и сульфидов, выявлению генетических особенностей, их сходства и различий с минералами в породах и рудах, связанных с траппами медно-никелевых и скарново-магнетитовых месторождений.

ГЕОЛОГИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППОВ РАЙОНА

Среднеенисейская провинция магнезиальных базитов располагается на правобережье Енисея в виде широкой (до 160 км) полосы, простирающейся на 360—400 км от устья р. Вороговка на юге до устья р. Нижняя Тунгуска на севере. На металлогенических схемах эта территория практически совпадает с Подкаменно-Тунгусским железорудным районом Приенисейской рудной зоны [Дунаев, 1998]. В тектоническом отношении она представляет собой часть области сочленения структур Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской плит. Это сложный каркас блоков палеозойских пород чехла СП, разграниченных разрывными нарушениями разных порядков. Внутри блоков осадочные толщи подвержены пикативным и инъективным дислокациям, неравномерно насыщены интрузивными телами траппов, которые встречаются на всех уровнях платформенного чехла, от нижнего кембрия до триаса.

Морфология и размер интрузивов изменяются в широком диапазоне. Преобладают пластовые интрузивы переменной мощности — от первых метров до первых сотен метров. Встречаются разнообразные секущие дуговые, радиальные, кольцевые и ступенчатые тела. Совокупность взаимосвязанных трапповых тел разного внутреннего строения, в том числе имеющих скрытую расслоенность, выделяется как онецкий комплекс [Васильев и др., 2008]. В петрохимическом отношении он относится к высокомагнезиальным комплексам. Среднее содержание MgO в нем равно 9.26 мас. %, а интервал колебаний — от 3.33 до 17.4 мас. %, что свидетельствует о высокой степени внутрикамерной дифференциации его первичного расплава. По набору геохимических параметров установлено, что исходным был пикри-

тоидный расплав, генерированный из субстрата литосферной мантии на глубине около 170 км [Шарапов и др., 2001, 2008а, б]. Внедрение базит-ультрабазитовых расплавов, их взаимодействие с субстратом в промежуточных магматических камерах в фундаменте и среди отложений чехла СП приводило к возникновению сложных флюидных рудно-магматических систем с разной продуктивностью на отдельные группы металлических полезных ископаемых и нерудное минеральное сырье. Первые оценки абсолютного возраста интрузивных тел онецкого комплекса [Васильев и др., 2010] дают основание считать, что проявление траппового магматизма в разных блоках осуществлялось не одновременно, а в виде чередующихся импульсов разной продолжительности. Кроме геохронологических данных, подтверждением этому могут служить секущие контакты интрузивных тел, особенно в приповерхностных горизонтах, а также многократное наложение разномасштабной минерализации.

Железородные месторождения и рудопроявления района, открытые в процессе геолого-геофизических работ в прошлом веке, представлены всем разнообразием формационных и минеральных типов, свойственных траппам других районов СП. Магматические титаномагнетитовые рудопроявления не промышленного масштаба локализованы внутри интрузивных тел [Павлов, 1961; Лебедев, 1962; Дунаев, 1998]. Скарновые и жильные магнетитовые и магномагнетитовые руды сосредоточены в окрестностях и внутри сложных вулканотектонических построек, так же как и в месторождениях ангаро-илимского типа в южной части СП [Мазуров, Бондаренко, 1997]. Размещение рудных залежей подчиняется структурному и литологическому контролю. Преобладают субвертикальные инфильтрационные залежи в трещинных зонах и послойные тела в экзоконтактных известковых и магнезиальных скарнах и в скарноидах. Рудообразующие флюиды возникали при взаимодействии траппов с кембрийскими карбонатно-соленосными отложениями чехла СП, а рудные залежи формировались среди преобразованных отложений ордовика и верхнего палеозоя [Шахов, Попов, 1935; Павлов, 1961; Ревердатто, 1962; Калугин и др., 1994].

Геолого-промышленная оценка единичных рудопоявлений и рассеянной сульфидной медно-никелевой и сопутствующей минерализации пока отсутствует. По нашим наблюдениям, в интрузивных траппах рассматриваемого района имеется все структурно-морфологическое разнообразие оксидов железа и титана, а также позднемагматических и гидротермальных сульфидов, свойственных интрузивным комплексам норильско-талнахского рудного района СП [Сульфидные..., 1981; Модельный анализ..., 2009; Спиридонов, Гриценко, 2009].

СТРУКТУРА И СОСТАВ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

Главными рудными минералами в интрузивных траппах западной части Сибирской платформы (онецкий комплекс, по [Васильев и др., 2008]) являются оксиды Fe и Ti, сульфиды Cu, Ni и Fe. Они кристаллизуются в широком температурном интервале в виде сложных твердых растворов и простых соединений. Основным фактическим материалом для исследования явились образцы керна детально опробованных скважин нефтепоискового бурения Нг-9, Гф-4, Кт-1, геологическая позиция и петрография которых показаны в нашей статье [Васильев и др., 2008]. Содержание оксидов железа и титана в большинстве пород изменяется от 2—3 до 10—15 %, размер — от первых микрон до нескольких миллиметров. Они варьируют в соответствии со структурой и составом породы. В большинстве петрографических разностей интрузивных траппов оксиды и сульфиды магматической стадии встречаются совместно, закономерно изменяя форму, состав, микротекстуру и микроструктуру, как это свойственно базитовым магмам, кристаллизующимся в субвулканической фации [Haggerty, 1991].

Рудные минералы в траппах СП исследовались в шестидесятые и семидесятые годы прошлого столетия [Альмухамедов, 1968; Минералогия..., 1975; и др.]. Состав определялся валовым химическим анализом, а представления о соотношении фаз опирались главным образом на пересчеты анализов на миналы. Поскольку магматические генерации оксидов железа и титана в современном состоянии — это распавшиеся твердые растворы, тонкие минеральные смеси, то полученные таким образом результаты оказались мало пригодными для реконструкции процессов затвердевания и преобразования пород. Применяв высокоразрешающую оптику и сканирующие электронные микроскопы с энергодисперсионными анализаторами, нам удалось на примере интрузивных тел разного размера и мощности проследить изменение формы зерен и агрегатов, которые определяются скоростями возникновения зародышей и роста кристаллов, а также последующих твердофазных преобразований.

В изученных телах долеритов онецкого комплекса [Васильев и др., 2008] прослеживается связь структуры силикатной части породы и строения «рудной» части, обособлений оксидов и сульфидов. В краевых частях тел, особенно в дайках, резкое охлаждение магмы вызывало появление многочисленных центров кристаллизации. Тесные срастания зерен оксидов с пироксенами и плагиоклазами, вариации их размера и количества подчеркивают флюидалность и вариолитовую структуру породы в зоне закалки. Сульфиды в виде округлых частиц соприкасаются с ильменитом и ульвошпинелью, либо в форме само-

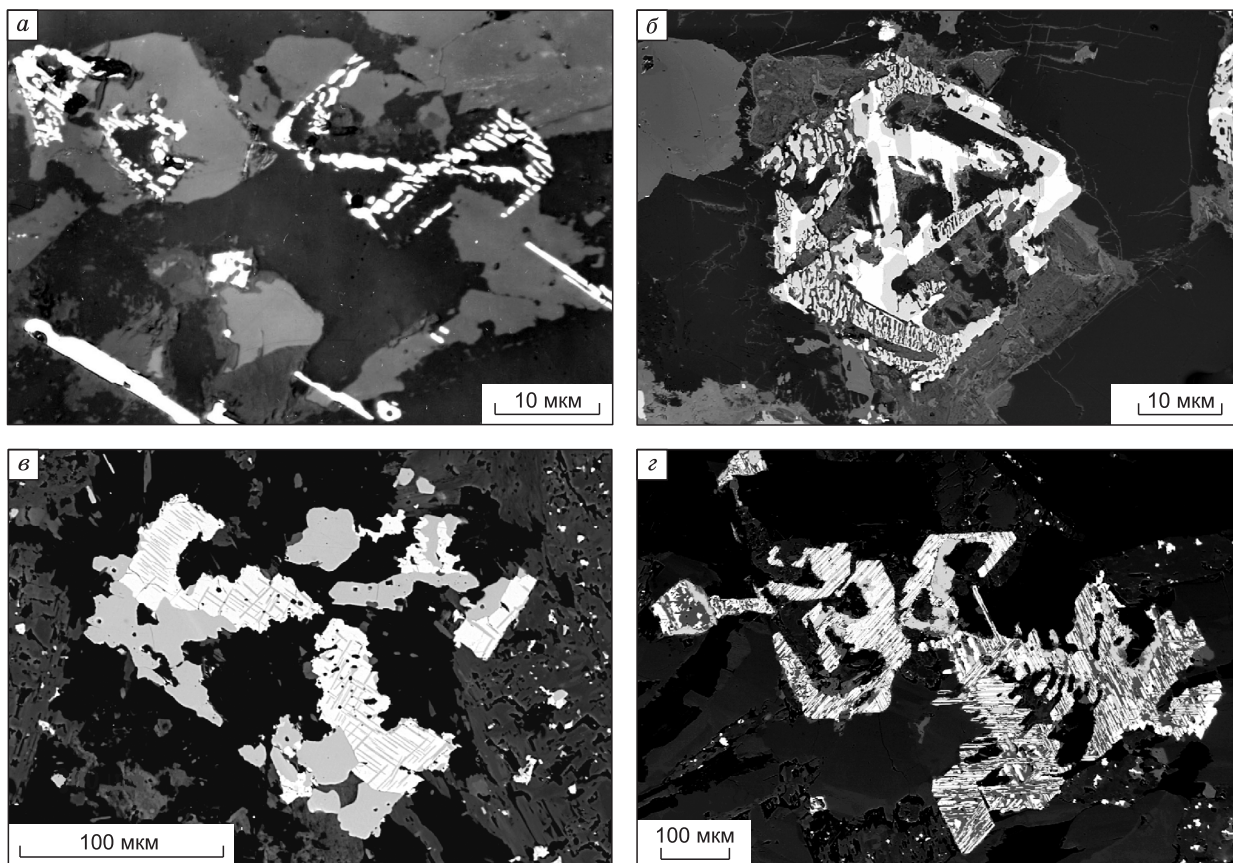


Рис. 1. Форма агрегатов магматических оксидов железа и титана в краевых зонах долеритов.

a — призмы и ромбоэдры ильменита; *б* — каркасный скелет титаномагнетита; *в* — кубооктаэдрический скелет титаномагнетита; *г* — футлярный реберный пучок титаномагнетита. Образцы из скв. Нг-9, гл. 303.9—313.7 м.

стоятельных глобулей рассеяны в силикатной массе. На удалении от контакта преобладают скелетные ромбоэдрические кристаллы ильменита и кубооктаэдрические агрегаты титаномагнетита (рис. 1, *a*, *в*). Они сменяются каркасными и футлярными агрегатами, сочетающими ортогональные и неправильные крестообразные реберные пучки (см. рис. 1, *б*, *г*). В участках полнокристаллической структуры размер гнезд и вкрапленников оксидов и сульфидов увеличивается, вплоть до сидеронитовых скоплений смешанных кристаллов.

Все минералы в рудной ассоциации магматической стадии неоднородные, представляют собой смешанные кристаллы — продукты многостадийного распада оксидных (система Fe—Ti—O) и сульфидных (Ni—Cu—Fe—S) твердых растворов. О близости их подсолвусной истории свидетельствуют микроструктура и строение границ зерен и индивидов. Темп охлаждения, неодинаковый в разных частях долеритовых тел, определял морфологию экссолюционных частиц и локальное изменение химического состава. В краевых частях даек, силлов и лакколитоподобных тел, где преобладают мелкозернистые и стекловатые структуры пород, распространены «тканевые» ульвит-ильменитовые микроструктуры (рис. 2, *a*), простые паркетовидные и сэндвич-микротекстуры с единичным числом широких лейст сосуществующих фаз. В пределах скелетных и каркасных агрегатов титаномагнетита распространены тонкие лейсты и ламеллы, согласные с удлинением реберных пучков. В октаэдрических головках скелетов проявлены тонкие тканевые срастания ульвошпинели и магнетита, ориентированные по кубу. В офитовых долеритах наблюдается большое разнообразие микроструктур стадийного распада оксидного твердого раствора (см. рис. 2, *б*). Есть выделения ильменита до десятых долей миллиметра в длину и сотых долей миллиметра в ширину, которые образованы по механизму гетерогенного зарождения на межзерновых границах; тонкие пластинчатые микронного размера ламеллы, ориентированные по октаэдрическим направлениям; микроблоки выделений по кубу и ромбододекаэдру.

Одной из специфических особенностей интрузивных долеритов является широкое развитие графических срастаний оксидов с силикатными минералами. Наиболее часто симплектиты титаномагнетита

Таблица 1.

Химический состав ильменитов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
TiO ₂	48.16	48.74	50.24	52.10	51.92	47.12	48.56	46.76	49.86	49.99	49.81	49.50	47.93	49.87
Al ₂ O ₃	0.28	0.30	0.06	0.01	0.01	0.07	0.08	0.16	0.06	0.05	0.05	0.03	0.09	0.04
FeO*	45.53	45.09	46.40	45.93	45.82	49.00	48.76	47.34	48.48	48.78	48.61	48.45	49.04	49.07
MnO	0.50	0.39	0.41	1.51	1.51	0.41	0.43	0.40	0.82	0.44	0.51	0.53	0.45	0.49
MgO	2.22	2.38	1.98	0.12	1.12	1.23	0.98	1.59	0.37	0.62	0.24	0.26	1.41	0.17
NiO	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	0.38	0.04	0.00	0.01	0.02	0.12	0.19	1.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00
V ₂ O ₅	0.46	0.64	0.68	0.00	0.06	0.94	0.44	0.93	0.37	0.28	0.00	0.05	0.57	0.43
Сумма	97.54	97.6	99.80	99.68	100.46	98.91	99.45	98.24	99.96	100.16	99.22	98.83	99.60	100.07

Миналы, %

FeTiO ₃	83.95	83.50	87.18	96.30	95.40	84.30	87.40	83.00	91.20	91.10	93.10	92.80	84.30	92.90
MgTiO ₃	5.04	8.70	7.53	0.50	0.50	4.50	3.60	5.80	1.40	2.30	0.80	0.90	5.20	0.60
MnTiO ₃	1.09	0.90	0.09	3.20	3.20	0.90	0.90	0.90	1.70	0.90	1.10	1.10	0.90	1.10
FeO	9.23	6.30	4.60	0.00	0.80	9.80	7.75	9.55	5.45	5.55	5.00	5.20	9.15	4.90
FeV ₂ O ₄	0.23	0.25	0.60	0.00	0.10	0.40	0.15	0.40	0.15	0.15	0.00	0.00	0.25	1.50
(Mg, Fe) (Cr, Al) ₂ O ₄	0.46	0.25	0.00	0.00	0.0	0.10	0.20	0.35	0.10	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00

(рис. 3, а) наблюдаются в габбро-долеритах, на границе более крупных порфиридных зерен оливина и окаймляющего его ортопироксена. В авгит-плагиоклазовой основной массе породы титаномагнетите имеет обычные индукционные границы зерен и сложный внутренний узор многостадийного распада твердого раствора. В долеритах с толеитовой структурой, в стекловатых участках наблюдается еще один тип тонких срастаний однородных зерен магнетита и ильменита с кварцем и полевыми шпатами (см. рис. 3, б). Это наиболее поздние стекловатые фракции затвердевающего расплава. Участки графической микроструктуры наблюдаются также в скелетных и каркасных агрегатах минералов краевых зон интрузивов. Вариации состава и микроструктуры графических срастаний (симплектитов) ранних генераций оливина со шпинелидами, а орто- и клинопироксена с ильменитом и титаномагнетитом подробно будут рассмотрены отдельно.

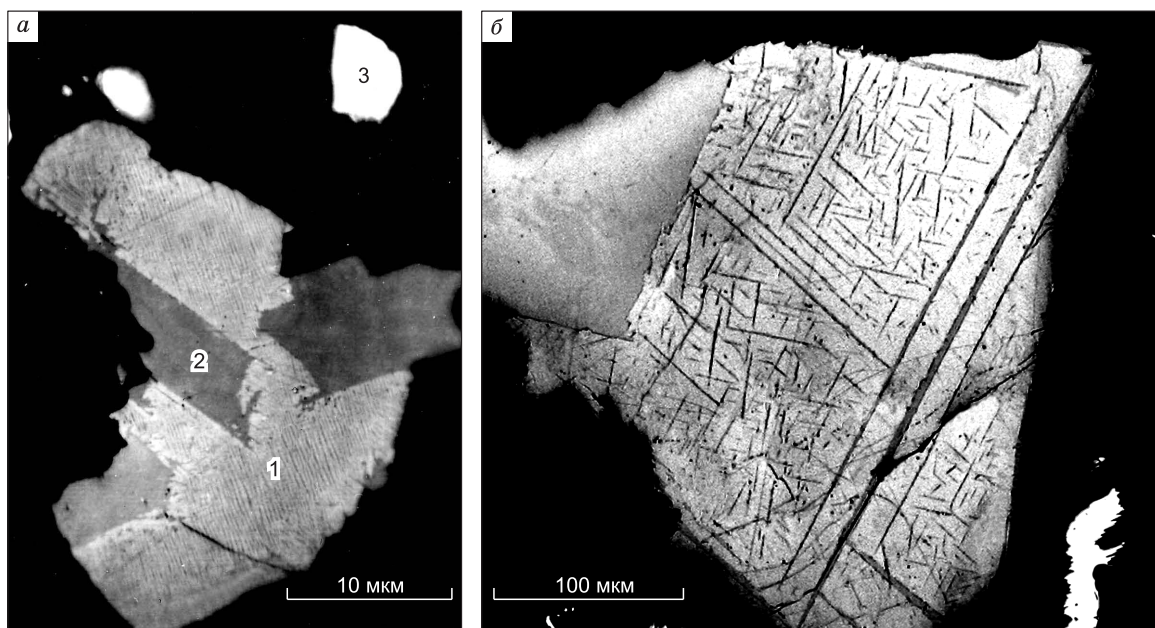


Рис. 2. Простые вкрапленники оксидов.

а — ульвошпинель (1) «тканевого» строения срастается с зернами однородного ильменита (2), 3 — зерно сульфидов, обр. Нг-9/366,5. б — однородный ильменит (слева) срастается с титаномагнетитом, в котором матрица магнетита насыщена сложным узором ламелл ильменита, обр. Нг-9/695,4.

исследованных интрузивов (мас. %)

15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
49.89	46.22	47.65	49.61	49.94	49.48	48.89	47.68	50.45	46.44	48.95	49.12	48.87	48.84	49.10
0.02	0.12	0.08	0.05	0.03	0.03	0.03	0.13	0.03	0.13	0.08	0.09	0.90	0.10	0.06
49.22	50.13	48.47	48.95	48.41	48.81	49.23	49.46	46.84	48.84	47.17	47.17	47.60	47.57	48.20
0.59	0.46	0.47	0.70	0.92	0.54	0.52	0.35	1.40	0.27	0.67	0.62	0.67	0.53	0.71
0.16	0.73	1.21	0.23	0.20	0.35	0.31	0.75	0.18	1.14	1.57	1.61	1.36	1.54	0.26
0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.02	0.20	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
0.00	0.15	0.16	0.00	0.00	0.00	0.05	0.07	0.08	0.13	0.00	0.62	0.00	0.00	0.00
0.24	0.98	0.96	0.23	0.25	0.04	0.34	0.23	0.60	0.81	0.13	0.29	0.52	0.43	0.33
100.12	98.79	99.01	99.78	99.76	99.25	99.40	98.69	99.78	97.77	98.57	99.52	99.92	99.02	98.68

Миналы, %														
92.40	84.80	85.10	91.90	92.10	92.20	91.00	88.00	87.00	84.50	85.10	85.70	85.80	86.00	91.70
0.80	2.50	4.50	0.80	0.80	1.10	1.10	2.50	4.50	4.10	6.10	5.80	5.20	5.50	1.00
1.20	1.10	1.10	1.50	2.00	1.10	1.10	0.60	3.00	0.60	1.50	1.20	1.50	1.10	1.50
5.50	10.95	8.65	5.70	5.00	5.60	6.55	8.60	5.25	10.40	7.10	6.75	7.15	7.15	5.55
0.10	0.45	0.45	0.10	0.10	0.00	0.15	0.10	0.20	0.30	0.10	0.15	0.25	0.15	0.15
0.00	0.20	0.20	0.00	0.00	0.00	0.10	0.20	0.05	0.10	0.10	0.40	0.10	0.10	0.10

Примечание. FeO* — суммарное железо в пересчете на двухвалентную форму. 1—3 — скв. Гф-4, гл. 490.0 м; 4, 5 — скв. Нг-9, гл. 303.6 м; 6, 7, 8 — скв. Нг-9, гл. 330.5 м; 9, 10 — скв. Нг-9, гл. 358.4 м; 11, 12 — скв. Нг-9, гл. 366.5 м; 13, 14, 15 — скв. Нг-9, гл. 388.2 м; 16, 17 — скв. Нг-9, гл. 512.0 м; 18, 19 — скв. Нг-9, гл. 632.2 м; 20, 21 — скв. Нг-9, гл. 695.4 м; 22, 25 — скв. Нг-9, гл. 970.6 м; 26 — скв. Кт-1, гл. 239.4 м; 27, 28, 29 — скв. Кт-1, гл. 283.0 м. Анализы выполнены на микрозонде Camebax mico в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, оператор О.С. Хмельникова.

Из-за тонкозернистого строения и неоднородностей, вызванных распадом твердых растворов, возникают трудности определения первичного химического состава минералов магматической стадии. По результатам электронно-зондового микроанализа (табл. 1 и 2) определено содержание главных элементов состава ильменита и титаномагнетита в основных разновидностях долеритов рассматриваемого региона. В ильменитах интервалы колебания состава следующие (мас. %): 52.1—45.1 TiO₂; 50.1—45.1 FeO; 2.38—0.12 MgO; 1.51—0.27 MnO; 0.01—0.90 Al₂O₃; 0.00—1.05 Cr₂O₃; 0.00—0.98 V₂O₅; 0.00—0.20 NiO. Пересчет на миналы дает такие количества (%): 83.0—96.3 ильменита; 0.5—8.7 гейкилита; 0.09—3.0 пирофанита; 0.0—10.9 вюститита; 0.0—0.6 кульсонита; 0.0—0.46 хромпикотита. Молекула гематита при пересчете анализов не выявляется, что согласуется с оптическими наблюдениями: ни в одной разновидности ильменита частиц гематита не найдено. Исключение составляют гемоильмениты в сростаниях с титаномагнетитом из лейкократовых долеритов повышенной щелочности, о которых будет сказано ниже.

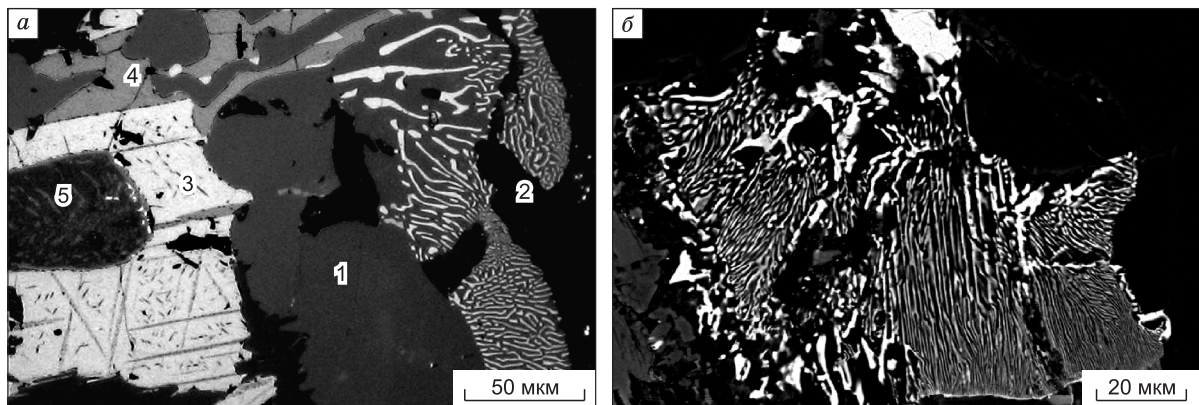


Рис. 3. Графические сростания оксидов с магматическими силикатами.

а — симплектиты титаномагнетита с оливином (3) и с ортопироксеном (1). Слева на снимке — сложный узор распада твердого раствора титаномагнетита на магнетит (3) и ильменит (4). 5 — плагиоклаз-диопсидовый агрегат, обр. Гф-4/490. б — симплектит ильменита, магнетита, кварца и полевого шпата в стекловатой основной массе долерита, обр. Кт-1/283.

Таблица 2. Химический состав титаномагнетитов исследованных интрузивов (мас. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
TiO ₂	11.22	7.64	20.79	12.71	14.36	7.24	14.45	13.20	25.78	33.72	7.30	4.63	12.04
Al ₂ O ₃	2.75	2.15	1.90	1.25	1.26	4.01	0.99	1.26	0.87	0.44	0.68	1.03	2.80
FeO	40.16	36.88	47.97	41.92	43.75	35.16	43.23	42.47	54.12	58.75	37.64	35.57	42.82
Fe ₂ O ₃	42.01	43.64	22.88	40.21	37.51	46.02	36.51	39.62	16.11	—	52.78	56.21	39.68
MnO	0.33	0.24	0.99	0.54	0.58	0.33	0.59	0.75	0.61	0.81	0.07	0.10	0.19
MgO	0.97	0.37	0.41	0.30	0.12	1.21	0.15	0.06	0.14	0.28	0.09	0.10	0.31
NiO	0.05	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.07
Cr ₂ O ₃	0.35	2.69	0.04	0.07	0.05	0.07	0.09	0.07	0.03	0.06	0.14	0.49	0.57
V ₂ O ₅	1.73	2.49	1.24	1.57	1.31	1.64	1.68	1.15	1.10	0.79	1.34	1.82	1.98
Сумма	99.57	96.14	96.22	98.58	98.94	95.68	97.69	98.58	98.76	94.85	100.11	99.95	100.46
Миалы, %													
FeFe ₂ O ₄	60.00	64.94	34.75	58.87	45.96	76.00	53.54	54.48	23.59	0.95	77.09	81.42	56.01
TiFe ₂ O ₄	31.80	22.36	61.36	36.57	48.64	20.96	41.82	37.93	73.02	96.93	21.06	13.31	34.62
FeV ₂ O ₄	2.10	3.29	1.65	2.07	1.89	2.09	2.09	1.38	1.36	0.94	1.62	2.29	2.45
(Mg,Fe)(Cr,Al) ₂ O ₄	6.10	9.41	2.24	2.49	3.51	0.95	2.55	3.21	2.03	1.18	0.23	2.98	6.92

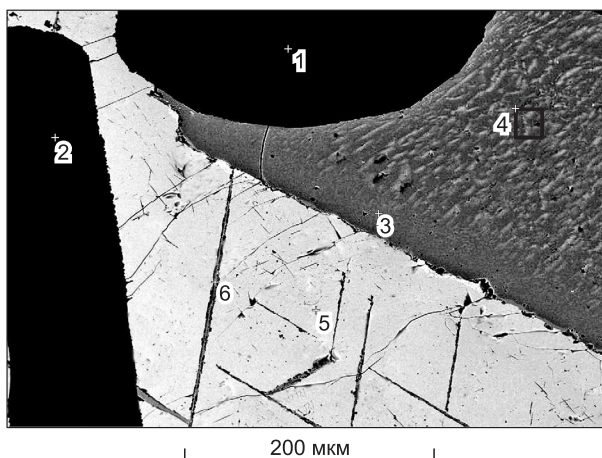
Примечание. 1 — скв. Гф-4, гл. 490.0 м; 2 — скв. Нг-9, гл. 330.5 м; 3 — скв. Нг-9, гл. 358.4 м; 4—9 — скв. Нг-9, гл. 366.5 м; 10 — скв. Нг-9, гл. 632.2 м; 11, 12 — скв. Нг-9, гл. 695.4 м; 13 — скв. Нг-9, гл. 970.6 м. Анализы выполнены на микрозонде Camebax micro в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, оператор О.С. Хмельникова.

В титаномагнетитах (ульвошпинель-магнетитовых смешанных кристаллах) содержание оксидов следующее (мас. %): 16.0—56.2 Fe₂O₃; 35.1—58.7 FeO; 4.6—37.7 TiO₂; 0.07—0.99 MnO; 0.06—1.21 MgO; 0.44—4.01 Al₂O₃; 0.03—2.69 Cr₂O₃; 0.79—2.49 V₂O₅; 0.00—0.07 NiO. В пересчете на миалы это дает (%) 81.1—0.95 магнетита, 96.9—13.3 ульвошпинели, 3.29—0.94 кульсонита, 9.4—0.2 хромпикотита. Корреляционным и кластерным анализом подтверждается правомерность такой группировки на миалы. Информация о причинах неоднородности составов минералов получена при изучении препаратов на сканирующих электронных микроскопах, исходя из сравнения EDX-спектров. Наиболее близок к нормативному состав ульвошпинели (см. ан. 10, табл. 2) из ильменит-ульвошпинелевых смешанных кристаллов (см. рис. 2, а), где лучше всего выражен тонкий «тканевый» узор распада твердого раствора. Количество хрома, магния и алюминия повышено в центральных частях зерен титаномагнетита ранних генераций. Примеси хрома, магния и избыток двухвалентного железа характерны для скелетного ильменита из контактовых зон оливиновых долеритов. Это связано с микровключениями хромпикотита и вюстита. Единичные зерна хромшпинелидов обнаружены в оливине из пикродолеритов. Увеличение примеси марганца наблюдается в более поздних выделениях ильменита. Таким образом, прослеживается закономерное изменение состава и микроструктуры оксидов в процессе кристаллизации расплава. В твердых растворах, являвшихся начальной формой их кристаллизации, происходят сложные преобразования, отраженные в современном строении и составе смешанных кристаллов.

В большинстве пород индивидуальные зерна ильменита и входящие в состав титаномагнетита однородные не содержат частиц гематита, т.е. образованы при низком окислительном потенциале кислорода. Исключением являются сложные сростания гемоильменита и титаномагнетита в лейкократовых долеритах повышенной щелочности, с высоким (до 60 %) содержанием полевых шпатов (рис. 4). Ромбоэдрическая фаза представлена здесь гемоильменитом зонального строения: от центра зерна (4) к краю (3) размер ориентированных ламелл гематита уменьшается. В этом же направлении увеличивается количество FeO и MgO, уменьшается TiO₂ и MnO. В сопряженном с гемоильменитом титаномагнетите экссолюционный ильменит образует в матрице магнетита сложную решетку разных по размеру и форме выделений (рис. 5, а). Самые ранние из них, образованные по механизму гетерогенного зарождения на границах микроблоков и в местах скопления дефектов, обозначены цифрой 1. Это одиночные или объединенные в цепочки микрочастицы неоднородного строения, сростания ильменита, магнетита и шпинели. Кроме титана и железа, главных составляющих ильменита, при микрозондовом анализе в них фиксируются примеси компонентов шпинели: Al₂O₃ до 14 %, ZnO до 2.35 %, а также общих для ильменита и шпинели примесей MgO до 3.7 % и MnO до 1.3 %. Вторая генерация образует решетку неодинаковых по длине и ширине ламелл, ориентированных по ромбододекаэдру (2). Она более однородная и содер-

Рис. 4. Гемойльменит и титаномагнетит среди зерен клинопироксена (1) и плагиоклаза (2).

На контакте (3) индивиды гематита (светло-серое) и ильменита (темно-серое) более мелкие, чем на удалении от него (4). В магнетитовой матрице титаномагнетита (5) включения удлиненных ламелл ильменита (6), обр. 507/1253.



жит главным образом примесь 3.63 % MnO. Третью генерацию составляют более мелкие частицы, ориентированные по кубу и октаэдру (3). В их энергодисперсионном спектре также детектируется примесь Mn, количество которого точно нельзя определить из-за малого размера и невозможности отделить в спектре вклад от матрицы и других частиц. Все генерации экссолюционного ильменита окаймляются частицами шпинели, образованными на ранее выделяющемся ильмените по механизму гетерогенного зарождения. Судя по энергодисперсионным спектрам, с уменьшением размера ламелл ильменита в них повышается содержание марганца и понижается количество примеси магния. В матрице магнетита относительно равномерно распределена примесь ванадия. Изображенный на рис. 5, б фрагмент ламеллы ильменита до 4 мкм в поперечнике показывает, что пространство около нее свободно от других частиц, а на самой ламелле кристаллизуется герцинит (1, 2 и др.). Ориентировка головок микрокристаллов герцинита показывает, что их рост осуществлялся по механизму гетерогенного зарождения за счет диффузии вещества из окружающего пространства. В центральной части ламеллы ильменита присутствуют мелкие частицы рутила, возникшие при дальнейшем окислительном распаде. Микронзондовым анализом в магнетите фиксируются только примесь 0.7 % Al₂O₃ и 0.9 % V₂O₅. В зернах шпинели, кроме магния, алюминия и железа, определены MnO (0.6—1.4 %), ZnO (1.6—4.3 %). Систематизируя данные по размещению, размеру и составу выделившихся из оксидного твердого раствора частиц, приходим к выводу, что при его распаде быстрее диффундируют Ti, Mg, Mn, Zn, медленнее — Al и V.

Сульфиды магматической стадии при охлаждении тоже претерпевают сложные твердофазные преобразования. В моносульфидных твердых растворах гексагональный пирротин насыщен пламевидными и звездчатыми выделениями пентландита, а на контактах с ульвошпинелью он окружен его пластинчатыми интерстициальными частицами. Матрица промежуточного сульфидного твердого раствора сложена халькопиритом с характерной решеткой выделений кубанита. Местами в зернах халькопирита хорошо видны двойники превращения высокотемпературной кубической модификации в тетрагональную.

Сульфиды магматической стадии при охлаждении тоже претерпевают сложные твердофазные преобразования. В моносульфидных твердых растворах гексагональный пирротин насыщен пламевидными и звездчатыми выделениями пентландита, а на контактах с ульвошпинелью он окружен его пластинчатыми интерстициальными частицами. Матрица промежуточного сульфидного твердого раствора сложена халькопиритом с характерной решеткой выделений кубанита. Местами в зернах халькопирита хорошо видны двойники превращения высокотемпературной кубической модификации в тетрагональную.

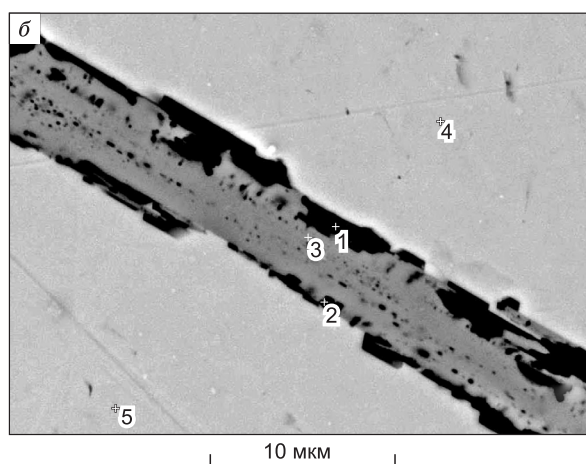
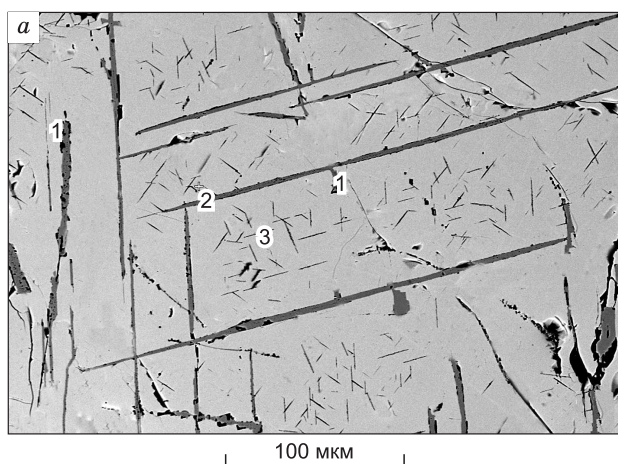


Рис. 5. а — микроструктура выделений ильменита в магнетите. б — строение ламеллы ильменита (серое).

а: 1 — ранняя генерация ильменита, образованная по механизму гетерогенного зарождения в дефектных участках и в микротрещинах магнетита; 2 — вторая и 3 — третья генерации ильменита, образованные по механизму гомогенного зарождения. б: 1, 2 — изометричные частицы герцинита по краям ламеллы ильменита, 3 — точечные и игольчатые выделения рутила в центральных участках ильменита, 4, 5 — магнетит. Фрагмент обр. 507/1253.

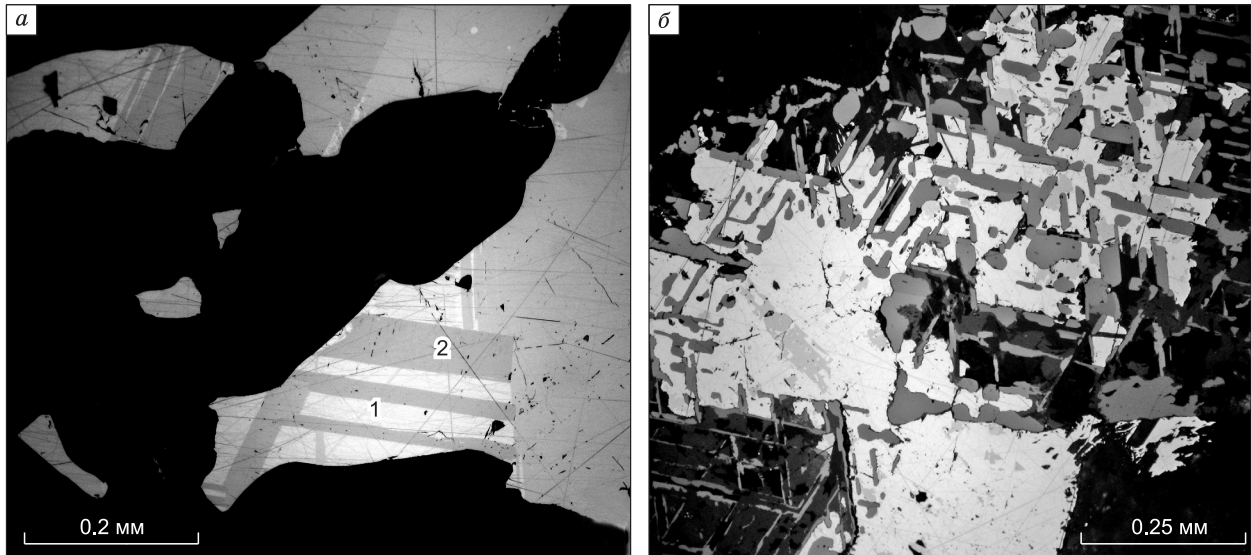


Рис. 6. Строение кубанит-халькопиритового твердого раствора.

a — халькопирит (1) — кубанитовые (2) сростания в промежутках зерен силикатов, обр. 632,6. *б* — халькопирит-кубанитовый агрегат (светлое) в скелетном ильмените (серое), обр. Мп18-303.

Обычно моносulfидные и промежуточные твердые растворы встречаются совместно, но в авгит-полевошпатовых безоливиновых удаленных от контактов участках тел долеритов выявлены обособленные кубанит-халькопиритовые вкрапленники в промежутках зерен силикатов (рис. 6, *a*), а также в агрегатах титаномагнетита (см. рис. 6, *б*). По-видимому, при затвердевании толеитовых расплавов могли создаваться условия, благоприятные для пространственного разобщения разных типов сульфидных фракций.

Взаимоотношения рудных и породообразующих минералов, присутствие сульфидных включений в оливинах и других высокотемпературных магматических минералов свидетельствуют о первичной насыщенности расплава серой и возможности сегрегации сульфидной, окисно-сульфидной и силикатной жидкостей в родоначальной магме. Прослеживается зависимость между составом рудных парагенезисов и составом долеритов. Во всех породах количество вкрапленников оксидов магматической стадии в целом больше, чем сульфидов. Исключения составляют отдельные участки в меланократовых дифференциатах интрузивов, в пикритах и оливиновых долеритах, где встречаются округлые и овально-уплощенные гнезда и микролинзы до 1.5 см в поперечнике, где преобладают сульфиды. В таких участках (рис. 7, *a*) зерна ульвошпинели (1), пирротина (2), пентландита (3), частично замещенного виоларитом (4), размещаются в полнокристаллической оливин (5) – авгит (6) – плагиоклазовой (7) массе. Характерно, что идиоморфные зерна оливина (5) находятся как среди рудных минералов, так и в ойкокритах авгита (6), т.е. оливин кристаллизовался первым и был включен как в силикатную, так и в сульфидно-оксидную фракции. Такую же позицию занимает хлорapatит, идиоморфные зерна которого (4, см. рис. 7, *б*) содержат включения моносulfидного твердого раствора. В этом гнезде присутствуют пентландит (1), пирротин (2), ульвошпинель (3), апатит (4), халькопирит (5), а окружающая силикатная масса сложена плагиоклазом (6), авгитом (7) и единичными идиоморфными зернами оливина (8). Тесные сростания хлорapatита с сульфидами указывают на обогащенность рудной фракции хлором, фосфором и серой — элементами, способствовавшими ликвации первичного расплава.

ОСОБЕННОСТИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИХ СТАДИЙ

При понижении температуры самопроизвольный распад твердых растворов минералов магматической стадии усиливается под влиянием гидротермальных флюидов, которые вызывают также перекристаллизацию ламеллей, извлечение изоморфных примесей. Это приводит к локальным изменениям строения границ зерен, появлением новых генераций рудных минералов. В амфиболизированных и биотитизированных участках на ильменит-магнетитовых сростках появляются зональные каймы однородного магнетита, а также вкрапленность гидротермального моноклинного пирротина и халькопирита. Там же, где порода скаполитизирована или альбитизирована, типично появление титанитовых кайм и

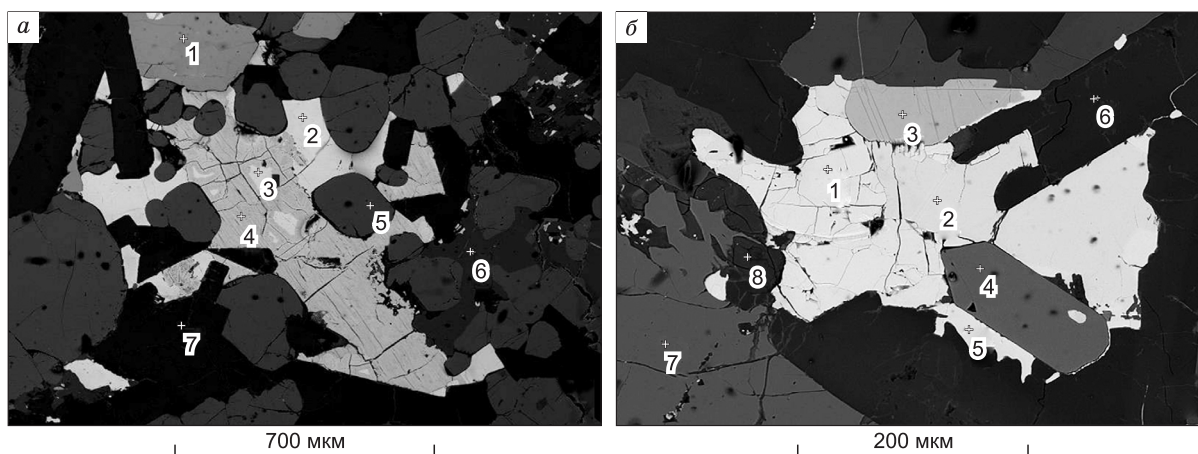


Рис. 7. Микротекстура рудного вкрапленника в пикродолерите (обр. КЧ 7/584) (а) и рудного гнезда в оливиновом долерите (обр. КЧ 7/580) (б).

Пояснения в тексте.

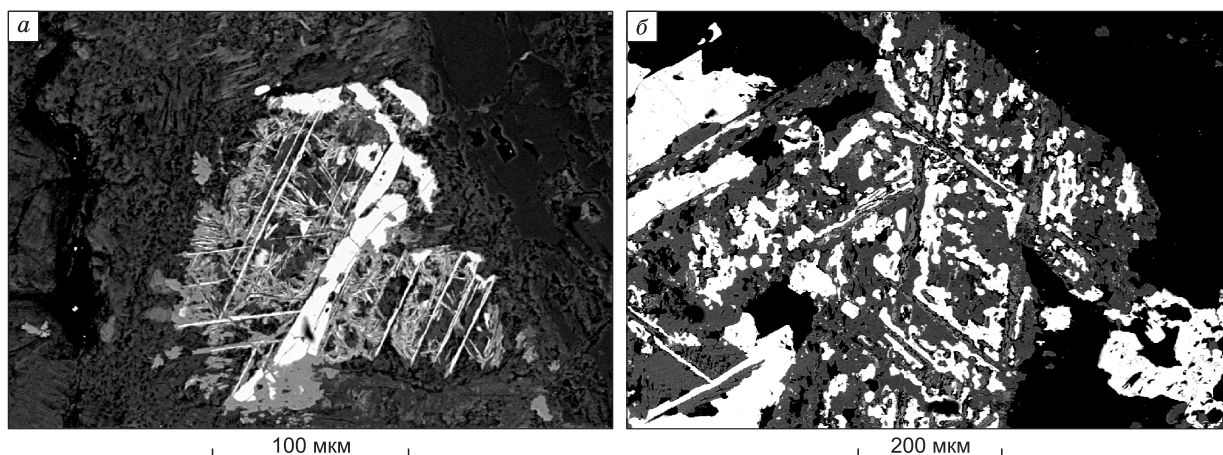


Рис. 8. а — реликтовая ильменитовая решетка замещенного зерна титаномагнетита. б — агрегатная титанит (темно-серое) - сульфидная (белое) псевдоморфоза по титаномагнетиту (обр. Змлк 4/1519,5).

лейкоксеновых агрегатов, которые замещают первичные железо-титановые минералы вплоть до полных агрегатных псевдоморфоз. В псевдоморфозах встречаются маггемит, гематит, титанит, рутил и псевдобрукит. В хлоритизированных гнездах среди тонкочешуйчатой силикатной массы встречаются реликты первичных сэндвич-структур оксидов. Магнетит полностью выщелочен, сохраняются только первичные зерна ильменита и реликты его тонкой решетки выделений в выполняющей место магнетита массе вторичных силикатов (рис. 8, а, б).

В участках послемагматических преобразований долеритов района нами впервые встречены такие минералы, как бадделейт, циркон, палладоарсенид и другие. Бадделейт в виде цепочки зерен длиной от 5 до 10 мкм обнаружен на границе ильменита с плагиоклазом и разделяющей их альбит-биотитовой каймой. Удлиненно-пластинчатые зерна циркона не более 5 мкм в длину вместе с игольчатым ильменитом приурочены к кварцевым гнездам среди гидротермально измененного долерита. Экспериментально показано [Ayers et al., 2012], что ассоциации бадделейт + кварц и циркон + кварц образуются в при температуре 450—750 °С и давлении 0.2 ГПа из нейтральных и щелочных флюидов. В нашем случае источником циркония, вероятно, могла быть его изоморфная примесь в ильмените, извлеченная при кремниевом-щелочном метасоматозе. Именно примеси послемагматических генераций бадделейта и циркона могли быть одной из причин разброса U-Pb результатов датирования этих минералов в интрузиве Норильск-1 [Малич и др., 2012]. В искусственном шлихе гидротермально измененных долеритов

были выявлены зерна палладоарсенида неправильной формы около 15 мкм в поперечнике. Находка палладоарсенида подтверждает перспективы района в отношении поиска металлов платиновой группы.

Вкрапленность рудных минералов возникает также при гидротермальных изменениях породобразующих минералов. При разложении оливинов вместе с серпентином кристаллизуется тонкозернистый агрегат магнетита. В замещенных частях зерен пироксенов вместе с хлоритом появляются ильменит и рутил. Гистерогенные и гидротермальные генерации магнетита, ильменита и сульфидов однородные. Исключение составляют халькопирит-борнит-халькозиновые и сфалерит-халькопиритовые закономерные сростания.

В зонах гидротермальных изменений сульфидные гнезда окаймляются хлоритом, серпентином, альбитом, калишпатом, нередко обрастают гидротермальным халькопиритом, пиритом, появляются валлериит, виоларит, миллерит и другие минералы. Очертания границ минералов становятся зазубренными, неровными. Вторичные силикаты проникают в сульфидную массу, локализуясь по границам зерен.

Проявление в интрузивах метасоматических процессов приводило к перегруппировке рудного вещества, появлению сети прожилков, жил и гнезд с гидротермальными магнетитом, пирротином, халькопиритом, халькозином, борнитом и пиритом. В зонах дробления, рассекающих sill и вмещающие породы, формируются преимущественно жилы выполнения. Ранний парагенезис в них представлен кварцем, хлоритом, актинолитом и гематитом. Появление гематита связано со смешением магматогенных флюидов с насыщенными кислородом растворами вмещающих толщ. В следующую стадию гематит переходит в мушкетовит, а сопутствующий ему парагенезис составляют пирит, халькопирит, блеклые руды, сфалерит, галенит, аргентит (акантит), кальцит, ангидрит. Вблизи таких жил в долерите магнетитовая матрица смешанных кристаллов титаномагнетита замещалась мелкозернистым пиритом, т.е. происходило сульфидирование породы, привнос серы гидротермальными растворами.

Важно отметить различие оксидной и сульфидной минерализации внутри интрузивных тел и в экзоконтакте. Внутри долеритов в магматическую стадию кристаллизуются оксиды системы Fe—Ti—O с примесью Mg, Mn, Cr, V, а в экзоконтакте — Fe—Mg—Al—O с примесью Mn, Zn [Мазуров и др., 2004, 2007; и др.]. Послемагматические ассоциации рудных минералов в обоих случаях сопровождаются формированием гидротермально-метасоматических нерудных минералов. Характерно отсутствие твердых растворов оксидов, а среди сульфидов встречаются кубанит-халькопиритовые, халькопирит-борнит-халькозиновые и халькопирит-сфалеритовые твердые растворы.

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ В ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППАХ

Кристаллизация толеит-базальтовых магм начинается с перераспределения элементов между силикатной и оксидно-сульфидной жидкостями. Дальнейшее переуравновешивание составов происходит при разделении внутри отдельных сульфидно-оксидных жидкостей и последующих реакциях распада многочисленных твердых растворов. Первыми кристаллизуются хромшпинелиды, встречающиеся как включения в первой генерации оливина в пикродолеритах и во внутренних частях зерен ульвошпинелей и ильменита. Главная масса оксидов представлена соединениями системы Fe—Ti—O с примесями Mn, Mg, V, Zn и других элементов. По структурным взаимоотношениям минералов ясно, что магматические ильменит и титаномагнетит появляются в парагенезисе с авгитом и основным плагиоклазом. По расчетным данным для высокотитанистых и обогащенных FeO базальтов, близких рассматриваемым, при QFM-буфере, температура появления на ликвидусе титаномагнетита находится в районе 1100 °C [Арискин, 1998]. Это согласуется с оценками температур кристаллизации реальных составов долеритов, сделанных с помощью пакета программ КОМАГМАТ 3.0. [Мазуров, Нечаев, 2001]. Сначала при 1218 °C кристаллизуется оливин, к которому при 1193 °C присоединялся плагиоклаз. При 1170 °C оливин сменялся ортопироксеном. Магнетит появлялся при 1150 °C в парагенезисе с плагиоклазом и клинопироксеном.

По экспериментальным данным [Toplis, Carrol, 1995], в ферробазальтовых системах при фугитивности кислорода ниже буфера QFM при 1100 °C первым на ликвидусе из железо-титановых оксидов кристаллизуется ильменит. Именно такая последовательность наблюдается в изученных нами долеритах: скелетный ильменит-ульвошпинель-ильменитовый сэндвич—сложный титаномагнетитовый агрегат. Из-за сложного узора ильменит-магнетитовых сростаний использование термометра Баддингтона—Линдсли [Lindsley, 1991] для оценки начала кристаллизации оксидов затруднительно.

Последовательность распада оксидного твердого раствора является не только результатом охлаждения однофазного твердого раствора до температур стабильного сольвуса, но и изменения фугитивности кислорода. В остывающей породе фугитивность кислорода буферизуется присутствующими твердыми и флюидными фазами [Патнис, Мак-Конелл, 1983]. Для оценки температуры и летучести кислорода равновесия ильменит—титаномагнетит в расплавленных твердых растворах использован геотермометр Гиорсо [Ghiorso, 1997]. По данным состава более 20 сосуществующих пар, распад оксидного твердого

раствора происходил при 940—550 °С, с максимумом значений в интервале 650—750 °С. Парциальное давление кислорода было близко линии QFM-буфера, отклоняясь от нее не более 1.5 логарифмических единиц.

По многочисленным имеющимся в литературе экспериментальным данным [Налдретт, 2003 и цитируемые в монографии публикации], разделение Ni, Cu, Co, Fe, Zn между сульфидными и силикатными расплавами в системе FeS—FeO—SiO₂ с примесями этих металлов происходит при 1150 °С, причем количество никеля и меди в сульфидном расплаве на несколько порядков выше, чем остальных металлов. Моносульфидный твердый раствор устойчив в интервале 980—840 °С, а промежуточный — 900—820 °С, что объясняет их пространственную разобщенность. Минералы магматической стадии, кроме главных компонентов состава, содержат многочисленные примеси. Спектральными методами анализа повсеместно детектируются многие полезные примеси, в том числе и элементы платиновой группы. В виде самостоятельных минеральных фаз они обособляются преимущественно в местах флюидных преобразований. Примесные элементы, входившие вначале в тот или иной твердый раствор (оксидный, моносульфидный, промежуточный, борнитовый, хизлевудитовый и другие), начинают переуравновешиваться, выделяться на межзерновых, межблочных границах или внутри зерен механизмами гомогенного и гетерогенного зарождения.

Количество и размер сульфидных вкрапленников, соотношения в них пентландита, халькопирита и пирротина, равно как состав и микроструктура этих минералов в разных породах, сильно меняется. Общая тенденция распада твердых растворов при наблюдении в аншлифах хорошо просматривается. Особенно легко можно проследить распад моносульфидного твердого раствора, основу которого представляет гексагональный пирротин. В специально проведенных экспериментах [Durazzo, Teylor, 1982] по оценке связи формы выделявшихся частиц и температуры распада показано, что первая экссолюционная фаза пентландита формируется по механизму гетерогенного зарождения на границах зерен пирротина и частицах включенных в него силикатов и апатита в виде пятен, ячеек, петель в интервале 610—250 °С. Затем выделяются груболинейно ориентированные частицы (250—150 °С) и, наконец, пламевидные частицы (150 °С и ниже). Промежуточный твердый раствор распадается на халькопирит и кубанит при 400 °С. Температура перехода кубической модификации халькопирита в тетрагональную составляет 550 °С, причем это явление сопровождается появлением трансформационных двойников типа олеандровых листьев.

Никельсодержащие сульфиды магматической стадии преобладают в более магнезиальных породах. Минеральные формы меди разнообразнее. Это полиморфные модификации халькопирита и кубанита в твердых растворах руд магматической стадии, халькопирит в парагенезисе с моноклинным пирротинном в участках гидротермальных метасоматитов, халькопирит в твердых растворах с борнитом и халькозином, а также в ассоциации с низкотемпературными сульфидами. Твердые растворы сульфидов меди являются хорошими коллекторами благородных и цветных металлов. Пример тому — описанная нами в богатых рудах Талнахского месторождения ассоциация халькопирита, талнахита, шадлунита со сперрилитом, самородным серебром, галенитом, висмутгаухекорнитом, поляритом и паркеритом [Мазуров и др., 2011]. В борнит-халькозин-халькопиритовых твердых растворах, кроме включений самородного золота, серебра и их сплавов, в промежутках и в каймах сперрилита содержатся пластинчатые зерна меренскиита, фрудита, сростания паоловита и мертьерита с налдреттитом, а также тонкие микронных размеров смеси палладовисмутида, палладоарсенида, маякита, паоловита и таймырита. Поскольку борнит-халькозин-халькопиритовые сростания есть не только среди метасоматизированных долеритов, но и в экзоконтактовых сульфидно-магнетитовых рудах, то на это следует обратить особое внимание при оценке продуктивности руд на благородные металлы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные о морфологии и фазовом составе рудных минералов в интрузивных долеритах Приенисейского района значительно дополняют информацию об условиях затвердевания толеит-базальтовых расплавов в субвулканической фации и формирования рудной минерализации. Впервые прослежена совместная эволюция оксидов Fe, Ti и сульфидов Fe, Ni, Cu в магматическую и послемагматическую стадии кристаллизации магмы. В большинстве работ о магматогенном сульфидном рудообразовании оксидная минерализация, предшествующая и сменяющая сульфидные парагенезисы, остается без внимания. Вместе с тем, по нашим наблюдениям, оксидные минералы являются надежными индикаторами при решении вопросов дифференциации расплавов, сегрегации силикатной и оксидно-сульфидной фракций.

Высокотемпературные ассоциации рудных минералов представлены оксидными и сульфидными твердыми растворами, затвердевающими при более низких температурах, чем силикатная матрица. Форма рудных зерен определяется скоростью охлаждения расплава. Тонкая вкрапленность оксидов в

зоне закалки переходит через скелетные, футлярные и каркасные смешанные кристаллы в изометричные интерстициальные агрегаты. Сферические частицы сульфидов в зоне закалки сменяются линзовидными гнездами, чаще всего сопряженными с оксидами. При понижении температуры вслед за хромшпинелидами кристаллизуются ильменит, ульвошпинель и титаномагнетит. Сложный узор структур распада твердых растворов оксидов железа и титана зависит от окислительного режима, набора и количества примесей. Первые экссолюционные частицы ильменита более магнезиальные, последующие — более марганцовистые.

Магматические генерации сульфидов, как и оксидов, также затвердевают сначала в виде твердых растворов. Подсолвусный распад сопровождается высвобождением примесей, раскрытием зерен, процессами перегруппировки и природного обогащения рудного вещества. Одновременное преобразование силикатов и рудных минералов приводит к образованию агрегатных псевдоморфоз и таких минералов, как титанит, циркон и бадделеит. Появление этих минералов в участках гидротермального преобразования титаномагнетита может объяснить причину разброса дат абсолютного возраста долеритов. Установленная взаимосвязь состава и парагенезисов рудных минералов и силикатов требует более целенаправленного совместного их изучения. Полученные данные по составу рудных минералов подтверждают высказанные ранее представления о перспективах медно-никелевой рудоносности более магнезиальных типов долеритов. Магматические и гидротермально-метасоматические минеральные ассоциации имеют свои индивидуальные отличительные черты внутри интрузивных тел и в экзоконтактах. Приведенные в статье особенности строения минералов магматических и гидротермально-метасоматических ассоциаций могут служить индикаторами генезиса руд. Это позволит при инструментальном изучении вещественного состава руд определять причины рудопродуктивности, механизмы формирования и распределения рудных масс.

Авторы признательны А.П. Бронникову и С.Н. Прусской за предоставленные образцы, предварительное их описание и систематизацию. Особую благодарность авторы выражают А.Э. Изоху, А.Я. Медведеву и анонимным рецензентам за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению содержания текста и внесению в него необходимых уточнений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 12-05-00798).

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И. Состав и условия кристаллизации железо-титановых окисных минералов из дифференцированных траппов Сибирской платформы // Записки ВМО, 1968, ч. ХСVII, вып. 4, с. 394—405.

Арискин А.А. Расчет устойчивости титаномагнетита на ликвидусе базальтов и андезитов в связи с проблемой дифференциации толеитовых магм // Геохимия, 1998, № 1, с. 18—27.

Бронников А.П., Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Мазуров М.П., Цимбалист В.Г. О первой находке массивных сульфидных Cu-Ni-Pt руд норильского типа в приустьевой части Подкаменной Тунгуски (Сибирская платформа) // ДАН, 2000, т. 375, № 3, с. 366—369.

Васильев Ю.Р., Прусская С.Н., Мазуров М.П., Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Гора М.П. Онецкий интрузивный комплекс — новый структурный тип крупнообъемных проявлений интрузивного траппового магматизма на Сибирской платформе // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (5), с. 395—409.

Васильев Ю.Р., Мазуров М.П., Прусская С.Н., Травин А.В. Первые данные об $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасте трапповых интрузий западного сектора Сибирской платформы // ДАН, 2010, т. 432, № 4, с. 514—517.

Васильев Ю.Р., Мазуров М.П., Цимбалист В.Г., Шихова А.В. Парагенезисы рудных минералов в интрузивных траппах западного сектора Сибирской платформы // ДАН, 2011, т. 439, № 4, с. 504—507.

Дунаев В.А. Магномагнетитовая формация Тунгусской синеклизы. Белгород, Изд-во ВИОГЕМ, 1998, 260 с.

Золотухин В.В. О новом районе распространения магнезиальных траппов норильского типа на Сибирской платформе // Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 3, с. 688—693.

Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжиков О.А. Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности. Новосибирск, Наука, 1984, 208 с.

Калугин И.А., Резников И.Г., Третьяков Г.А. Магматические жилы и силлы магнетитовых руд в траппах как продукт взаимодействия базальтовой магмы с доломитами // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (6), с. 30—40.

Лебедев А.П. Трапповая формация низовьев бассейна р. Подкаменной Тунгуски // Петрография Восточной Сибири, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 71—117.

Мазуров М.П., Бондаренко П.М. Структурно-генетическая модель рудообразующей системы ангаро-илимского типа // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (10), с. 1584—1593.

Мазуров М.П., Нечаев Д.В. Петрогенезис траппового комплекса в рудообразующих системах ангаро-илимского типа (Сибирская платформа) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 2. Томск, ЦНТИ, 2011, с. 244—246.

Мазуров М.П., Гришина С.Н., Титов А.Т. Магнетиты из магнезиальных скарнов на контактах долеритов с каменной солью // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (10), с. 1198—1207.

Мазуров М.П., Гришина С.Н., Истомин В.Е., Титов А.Т. Метасоматизм и рудообразование в контактах долеритов с соленосными отложениями чехла юга Сибирской платформы // Геология рудных месторождений, 2007, т. 49 (4), с. 306—320.

Мазуров М.П., Васильев Ю.Р., Титов А.Т., Шихова А.В. Серебряная минерализация в рудно-магматических системах траппов Сибирской платформы // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: материалы Всероссийской научной конференции, 27—30 сентября 2011 г. Якутск, Издательско-полиграфический комплекс СВФУ. Т. 2. 2011, с. 204—207.

Малич К.Н., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Туганова Е.В. U-Pb результаты датирования циркона и бадделеита ультрамафит-мафитового интрузива Норильск-1 (Россия) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (2), с. 163—172.

Минералогия траппов юга Сибирской платформы / Г.Д. Феоктистов, З.Ф. Ущиповская, Е.К. Васильев, Т.А. Лахно, Т.И. Елизарьева. Новосибирск, Наука, 1975, 88 с.

Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем / Ред. Г.В. Поляков. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2009, 409 с.

Налдретт А.Дж. Магматические месторождения сульфидных медно-никелевых и платиновых руд. СПб., Изд-во СПбГУ, 2003, 487 с.

Павлов Н.В. Магномангнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1961, 224 с.

Патнис А., Мак-Коннел Дж. Основные черты поведения минералов. М., Мир, 1983, 304 с.

Ревердатто В.В. Магномангнетитовые и магнетитовые рудопоявления района Анакитского поднятия на р. Нижней Тунгуске // Геология и геофизика, 1962 (11), с. 60—73.

Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы. Л., Изд-во Главного управления Севморпути, 1936, 227 с.

Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д. Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. М., Научный мир, 2009, 218 с.

Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений / А.Д. Генкин, В.В. Дистлер, Г.Д. Гладышев, А.А. Филимонова, Т.Л. Евстигнеева, В.А. Коваленкер, И.П. Лапутина, А.В. Смирнов, Т.Л. Гроховская. М., Наука, 1981, 234 с.

Шарапов В.Н., Васильев Ю.Р., Прусская С.Н. Петрохимические характеристики интрузивных траппов западной части Сибирской платформы и региональная зональность их состава // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (9), с. 1299—1313.

Шарапов В.Н., Мазуров М.П., Перепечко Ю.В. Модельный анализ трапповых мантийно-коровых рудно-магматических систем Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2008а, т. 49 (12), с. 1205—1226.

Шарапов В.Н., Перепечко Ю.В., Перепечко Л.Н., Рахменкулова И.Ф. Природа мантийных источников пермотриасовых траппов Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2008б, т. 49 (7), с. 652—665.

Шахов Ф.Н., Попов В.С. Месторождения магнезиоферрита в районе Н. Тунгуски // Изв. Томского индустриального института, 1935, вып. 14, с. 3—9.

Ayers J.C., Zhang L., Luo Y., Peters T.J. Zircon solubility in alkaline aqueous fluids at upper crustal conditions // Geochim. Cosmochim. Acta, 2012, v. 96, p. 18—28.

Durazzo K., Tailor H. Experimental exsolution texture of the pyrrhotite-pentlandite system // Miner. Deposita, 1982, v. 17, № 1, p. 79—98.

Ghiorso M.S. Thermodynamic analysis of the effect of magnetic ordering on miscibility gaps in the Fe-Ti cubic and rhombohedral oxide minerals and FeTi oxide geothermometer // Phys. Chem. Miner., 1997, v. 25, p. 328—352.

Haggerty S.E. Oxide textures — a mini atlas // Rev. Miner. Geochem., 1991, v. 25, p. 129—219.

Lindsley D.H. Experimental studies of oxide minerals // Rev. Miner., Geochem. 1991, v. 25, p. 69—106.

Toplis M.R., Carroll M.R. An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations and mineral-melt equilibrium in ferrobaltic systems // J. Petrol., 1995, v. 36, № 50, p. 1137—1169.