

УДК 553.494:543.429.3

ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ: МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И МЁССБАУЭРОВСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ

В.П. Лютоев¹, Б.И. Гонгальский², А.Б. Макеев², А.Ю. Лысюк¹,
Л.О. Магазина², В.И. Таскаев²

¹ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар; vlutoev@geo.komisc.ru

²ИГЕМ РАН, г. Москва; abmakeev@igem.ru

TITANOMAGNETITE ORES: MINERAL COMPOSITION AND MÖSSBAUER SPECTROSCOPY

V.P. Lyutoev¹, B.I. Gongalsky², A.B. Makeyev², A.Yu. Lysyuk¹,
L.O. Magazina², V.I. Taskaev²

¹IG Komi SC UB RAS, Syktyvkar; vlutoev@geo.komisc.ru

²IGEM RAS, Moscow; abmakeev@igem.ru

Проведены исследования химического и минерального состава ильменит-титаномagnetитовых руд четырёх Восточно-Сибирских месторождений (Чинейского, Слюдинского, Быстринского и Кручининского) в сравнении с китайским массивом Паньчжихуа. Для этого использованы микрозондовый и рентгенофазовый анализы, инфракрасная и мёссбауэровская спектроскопия. Впервые для типичных штучных образцов этих руд получены и расшифрованы мёссбауэровские спектры, которые позволили установить количественное соотношение железосодержащих оксидов и силикатов и определить соотношение ильменита и титаномagnetита для основных промышленных типов руд. Выделено три минералого-технологических типа руд: безильменитовые, низко- и высокоильменитовые. Установлено, что только руды Кручининского (Ангашанский массив) и Слюдинского месторождений с высоким содержанием ильменита в железо-титановой руде соответствуют требованиям промышленности и пригодны для переработки в стандартном технологическом процессе, а для других месторождений требуются разработки новых технологических решений.

Илл. 14. Табл. 10. Библ. 33.

Ключевые слова: ильменит, титаномagnetит, Чинейский, Слюдинский, Быстринский, Ангашанский массивы, Восточная Сибирь, массив Паньчжихуа, Китай.

Chemical and mineral composition of ilmenite-titanomagnetite ores from Chiney, Sludinsky, Bystrinsky and Kruchininsky deposits (East Siberia) are studied and compared with those from the Panzhuhua pluton in China using microprobe and X-ray diffraction analyses, infrared and Mössbauer spectroscopy. The Mössbauer spectra of typical massive ores were registered for the first time, which revealed the quantitative ratio of iron-bearing oxides and silicates and the proportion between ilmenite and titanomagnetite of major economic ore types. Three mineralogical-technological ore types were identified: ilmenite-free, low- and high-ilmenite. It was found that only the Fe-Ti ores of the Kruchininskiy (Angashan pluton) and Sludinsky deposits with high ilmenite content meet economic requirements and are suitable for standard technological processing, whereas other deposits require new technological solutions.

Figures 14. Tables 10. References 33.

Key words: ilmenite, titanomagnetite, Chiney, Sludinsky, Bystrinsky, and Angashan plutons, East Siberia, Panzhuhua pluton, China.

Введение

Известно, что в пределах древних платформ или областей развития докембрийских образований сосредоточены крупные коренные месторождения титаномагнетитовых и ильменитовых руд. Они связаны с ультрабазитами и базитами нормального ряда на всех докембрийских кратонах (Африка, Канада, Сибирь, Балтия и др.). Крупнейшие месторождения находятся в ЮАР и приурочены к Бушвельдскому комплексу пород габбро-периодитовой формации. В США в Адирондакских горах расположено месторождение Тегавус, которое обеспечивает около 50 об. % добываемого в стране ильменита. Многочисленные месторождения титана докембрийского возраста выявлены в Канаде. Наиболее крупные из них – Аллард-Лейк, Лейк-Тио, Миллс, Пьюиджелон и другие – расположены в провинции Квебек. В России месторождения титаномагнетитовых руд известны в пределах габброидного пояса западного склона Южного Урала (Кусинское, Медведёвское, Копанское и др.), в Забайкалье (Чинейское, Кручининское), в Карелии (Пудожгорское, Койкарское). Качество руд российских объектов значительно хуже, чем в зарубежных разрабатываемых месторождениях этого типа – Лак-Тио (32 мас. % TiO_2) в Канаде и Теллнес (18 % TiO_2) в Норвегии, но сравнимо с китайским месторождением Паньчжихуа (9.5 % TiO_2). В рудах Кручининского месторождения содержится в среднем 8.4 мас. % TiO_2 ; руды Чинейского месторождения беднее по содержанию диоксида титана (6.5 %), но гораздо богаче по содержанию железа 33.5 и V_2O_5 0.53 мас. % (в Кручининском – 18 и 0.1 мас. % соответственно).

Химический и минераграфический анализы железо-титановых руд в пироксенит-габбровых массивах из-за сложных взаимоотношений рудообразующих минералов (распад твёрдых растворов) не позволяют в полной мере получить надёжные сведения об их количественном минеральном составе, что крайне необходимо для разработки эффективной технологии их переработки. Цель исследования – применение метода мёссбауэровской спектроскопии, способного напрямую проводить количественный фазовый анализ железосодержащих минералов, что позволяет получить ценные сведения о соотношении титаномагнетита и ильменита в рудах.

Объекты и методы исследования

Сравнительное изучение химического и минерального состава ильменит-титаномагнетитовых руд выполнено на примере четырёх Восточно-Сибирских месторождений (Чинейского, Слюдинского, Быстринского, Кручининского) и китайского месторождения Паньчжихуа (рис. 1). Исследованы руды различной структуры и текстуры в образцах Чинейского месторождения (М-2 – сплошная руда, 6041-3, 1106033, 1161978, 1163800, 2102-2 – вкрапленные руды), Слюдинского (9318), Кручининского (А-18), Быстринского (Bystr-2) и руды китайского месторождения Паньчжихуа (Pzh-5a, Pzh-20).

Химический состав руд и пород определён рентгенофлуоресцентным методом (спектрометр СРМ-18, ЧИПР СО РАН, аналитик Н.С. Балуев), состав минералов – на низковакуумном сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV (Япония) с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy-450, аналитик Л.О. Магазина. Электронно-микроскопические изображения структур и текстур руд получены в ИГЕМ РАН на приборе JXA-8200 фирмы JEOL (Япония), аналитик В.И. Таскаев.

Типичные образцы руд в виде штучных проб были измельчены, из общей пробы неодимовым магнитом были выделены магнитная и немагнитная части, а также отдельные фракции сульфидов. Спектроскопические исследования выполнены на оборудовании ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН. Качественная оценка фазового состава проб проведена методом ИК-спектроскопии и рентгеновского фазового анализа (РФА). Инфракрасные спектры в диапазоне $400\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ были получены на Фурье-спектрометре ИК-поглощения Люмекс ФТ-02. Препараты готовились в виде прессованных таблеток (1 г KBг и 1.5–2.0 мг растёртого образца). РФА выполнен в порошках с помощью дифрактометра Shimadzu XRD-6000 (CuK_α , 30 мА, 30 кВ, Ni-фильтр, шаг сканирования $2\theta\ 0.05^\circ$, 1 град/мин). Мёссбауэровские (ЯГР) спектры записывались в режиме тонкого поглотителя на спектрометре MS-1104Em в диапазоне скоростей $-11\text{--}+11\text{ мм/с}$ при комнатной температуре препарата. Препарат для съёмки спектра готовился в виде истёртой до состояния «пудры» 10–20 мг навески предварительно измельченной пробы. Частишки порошка в оптическом микроскопе выглядели изометричными. Навеска равномерным слоем распределялась и фиксировалась клеем БФ-6 на диске ($\sim 1.2\text{ см}$) из



Рис. 1. Схема размещения исследованных массивов и месторождений Восточной Сибири и Паньжихуа в Китае.

Fig. 1. Location of plutons and deposits studied in East Siberia and China (Panzhihua).

алюминиевой фольги. Детали держателя образца не имели собственного мессбауэровского сигнала. Время накопления спектров массивных руд составило около 20 ч., вкрапленных – 40–60 ч. Изомерный сдвиг определялся относительно α -Fe. При обработке спектров использовалось стандартное программное обеспечение спектрометра «Univem».

Геологическое строение массивов и химический состав руд и пород

Чинейский анортозит-габбро-норитовый массив (Восточное Забайкалье) является уникальным по отчётливой расслоенности и ритмичности пород. По масштабам он сопоставим со Скаергардским интрузивом, а по петрографическому составу – с Верхней зоной Бушвельда. Несмотря на значительно меньшие размеры по сравнению с последним, Чинейский массив содержит огромные запасы ванадия. В настоящее время здесь располагаются

крупные месторождения железо-титан-ванадиевых руд – Магнитное и Этырко, а также никелево-медных руд с платиноидами.

Для месторождения Этырко типичны пластовые руды двух типов: 1) вкрапленные, где титаномagnetит принимает непосредственное участие в формировании тонкой расслоенности и микроритмичности в титаномagnetит-габбровой серии (на основании чего эти руды названы тонкорасслоенными), и 2) массивные – тонкие (около 0.5 м) прослои в ассоциации с анортозитами (лейкогаббровая серия). Наибольшее значение имеют руды первого типа – из титаномagnetит-габбровой серии. Сюда попадают первые два из выделенных А.П. Лебедевым (1965) типов титаномagnetитовой минерализации: 1) аксессуарный, образованный субидiomорфными выделениями титаномagnetита и ильменита; 2) раннемагматический сегрегационный, представленный массивными и вкрапленными рудами. В этом типе резко преобладают вкрапленные текстуры, сплошные руды образуются лишь в виде тонких прослоев (первые сантиметры мощности) в низах микроритмов при содержаниях титаномagnetита в породах свыше 80 об. %.

Пласты массивных руд в ассоциации с плагиоклаз-титаномagnetитовыми породами – чинитами (Гонгальский, 2015; Gongalsky et al., 2016), лейкократовыми габбро или анортозитами характерны для верхних частей разрезов пачек высокотитанистых габброидов. Жило- и линзообразные руды, а также тела иной формы доминируют в восточной части интрузива (месторождение Магнитное). По морфологии их можно разделить на следующие группы: 1) протяжённые линзообразные залежи; 2) типичные линзы неправильной формы; 3) изометричные круглые тела; 4) мелкие обособления титаномagnetита округлой, овальной и неправильной формы.

Типичные линзы железных руд приурочены к слабо расслоенным низкотитанистым породам. Размер их в среднем составляет $(1-3) \times (0.7-1.5)$ м. Контакты с вмещающими породами очень резкие. Вмещающие породы обычно безрудные (содержание титаномagnetита около 5 об. %).

Главные рудные минералы – титаномagnetит и ильменит. Количество титаномagnetита изменяется от нескольких процентов до 90 об. %. Содержание ильменита обычно не превышает нескольких процентов. В богатых рудах его количество по сравнению с бедными увеличивается незначительно или не увеличивается совсем. Присутствуют в неболь-

шом количестве сульфиды: халькопирит, пирит, пирротин. Их содержание увеличивается в некоторых участках экзо- и эндоконтактов массива, где их содержание достигает промышленных концентраций. Здесь они часто образуют обособленные от титаномagnetитовых руд скопления. Нерудная составная часть титаномagnetитовых руд представлена плагиоклазом, моноклинным и ромбическим пироксеном. В небольшом количестве присутствуют оливин, бурая роговая обманка, биотит, калиевый полевой шпат, кварц. Вариации минерального состава пород и руд находят отражение в их химическом составе (табл. 1–3). Апатит отсутствует в подавляющей части богатых и бедных руд.

Для руд характерна трахитоидная, полосчатая и массивная текстуры. Структура обычно среднезернистая, изредка крупнозернистая. Титаномagnetит и ильменит образуют как изометричные зёрна, идиоморфные по отношению к силикатным минералам, так и отчетливо ксеноморфные к ним. Ильменит обычно идиоморфен по отношению к тита-

номagnetиту. Роговая обманка, биотит, калиевый полевой шпат замещают и корродируют первичные силикаты и рудные минералы. В рудах месторождения содержится, мас. %: $\text{Fe}_{\text{общ}}$ 15–50; TiO_2 4–12; V_2O_5 0.3–0.8; P_2O_5 0.1–0.5; S 0.1–0.3 (Гонгальский, Криволицкая, 1987; 1993).

Слюдинское месторождение располагается на западном побережье оз. Байкал в его северной части вблизи трассы БАМ. Оно приурочено к Слюдинскому габброидному массиву, вытянутому в северо-восточном направлении (Конников, 1978). В габброидах отмечаются небольшие включения (ксенолиты) дунитов и лерцолитов. Возраст массива определяется как верхнепротерозойский. Руды месторождения представлены рудными габбро-норитами, рудными габбро и массивными рудами, а также рудными ортоамфиболитами. Рудные габброиды, являющиеся бедными рудами, образуют в пределах месторождения синклиналиеподобную вытянутую структуру, падающую круто на северо-запад, как и все породы массива; встречаются

Таблица 1

Химический состав (мас. %) вкрапленных титаномagnetитовых руд в микроритмах рудных габброидов (ТМ) Чинейского массива в скважине 11/0622

Table 1

Chemical composition (wt. %) of disseminated titanomagnetite ores in microrhythms of ore gabbroic rocks (TM) of the Chiney pluton, borehole 11/0622

№ ан.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
68	25.83	7.85	3.62	24.22	26.22	0.26	5.98	3.08	1.59	0.18	0.01	1.00	99.84
69	21.59	8.23	3.40	26.77	26.44	0.29	6.20	3.71	1.39	0.18	0.01	0.90	99.11
71	40.65	3.38	7.25	10.18	16.99	0.26	10.0	9.40	0.99	0.37	0.08	0.21	99.76
73	34.10	4.75	6.93	15.37	20.18	0.29	8.96	7.89	0.96	0.26	0.03	0.10	99.82
74	29.85	5.75	6.04	19.43	21.98	0.30	9.13	5.31	1.01	0.30	0.03	0.60	99.73
75	22.60	7.82	4.17	25.47	26.72	0.31	6.78	3.15	0.95	0.23	0.03	0.90	99.13
76	19.14	8.58	3.22	28.37	28.09	0.30	6.55	2.03	1.36	0.18	0.01	1.20	99.03
78	33.93	4.95	5.27	16.39	22.05	0.31	10.1	4.06	0.90	0.28	0.05	1.10	99.39
79	26.59	6.73	5.74	21.17	23.85	0.31	9.20	3.70	0.94	0.25	0.02	0.90	99.40
80	22.50	7.48	4.74	26.63	25.08	0.32	7.27	3.19	0.94	0.23	0.02	1.30	99.70
81	21.23	8.18	4.26	26.45	26.87	0.29	7.15	2.75	0.83	0.20	0.01	0.90	99.12
83	50.69	1.54	18.0	1.04	12.43	0.13	4.05	8.80	2.30	0.48	0.06	0.20	99.72
84	42.64	2.59	8.79	8.09	17.60	0.29	11.2	6.06	1.31	0.43	0.04	1.00	100.04
85	39.28	3.04	8.10	10.79	18.02	0.31	11.5	5.93	1.14	0.35	0.06	1.50	100.02
86	36.79	4.41	5.33	13.68	21.77	0.32	11.5	4.11	0.98	0.24	0.05	1.20	100.38
87	30.36	5.95	3.99	18.59	24.04	0.31	10.2	3.48	0.95	0.19	0.02	1.40	99.48
89	46.82	1.97	14.4	8.43	9.70	0.19	6.60	8.53	2.15	0.49	0.08	0.42	99.78

Примечание. Рентгенофлуоресцентный анализ (СРМ-18, аналитик Н.С. Балусев). Здесь и далее: ТМ – титаномagnetитовые габброиды.

Note. X-ray fluorescence analysis (SPM-18, analyst N.S. Baluev). Here and hereafter: TM – titanomagnetite gabbroic rocks.

Таблица 2

**Химический состав (мас. %) высокотитанистых габброидов
Чинейского (1–6) и Паньчжихуа (7–8) массивов**

Table 2

**Chemical composition (wt. %) of high-titanium gabbroic rocks of the Chiney (1–6)
and Panzhihua (7–8) plutons**

	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.
1	4151	5.11	11.19	5.30	72.55	0.22	1.70	0.94	1.35	0.04	0.18	0.00
2	11-619	26.30	5.82	4.89	47.00	0.30	10.16	3.54	0.21	0.14	0.00	1.65
3	11-638	15.11	8.92	3.56	62.60	0.24	7.32	1.44	0.67	0.12	0.02	0.00
4	6041-3	37.14	3.79	7.18	30.63	0.29	8.93	8.95	0.98	0.14	0.03	0.00
5	603,3	27.78	6.21	6.33	45.74	0.04	9.09	3.91	0.40	0.22	0.28	0.00
6	2101/2	41.83	2.72	4.42	26.99	0.32	11.22	12.17	0.26	0.16	0.11	1.15
7	Pzh-05	8.15	16.89	5.41	57.83	0.24	7.28	2.49	0.27	0.04	0.03	0.25
8	Pzh-20	39.68	5.15	11.16	20.39	0.20	6.37	13.33	1.62	0.38	0.07	1.15

Примечание. 1 – массивная руда, карьер месторождения Магнитное; 2–3 – микроритмы вкрапленных руд по скв. 11 с глубины 619 и 638 м; 4 – ТМ габбро руч. Анортозитовый; 5 – микроапофиза (5 см) ТМ габбро, 6 – цемент брекчий; 7–8 – титаномagnetитовая руда из карьера месторождения Паньчжихуа. СРМ-18, аналитик Н.С. Балуев.

Note. 1 – massive ore, quarry of the Magnitnoe deposit; 2–3 – microrhythms of disseminated ores along the borehole 11, depth of 619 and 638 m; 4 – TM gabbro from Anortositovy stream; 5 – microapophysis (5 cm) of TM gabbro, 6 – breccia cement; 7–8 – titanomagnetite ore from quarry of the Panzhihua deposit. SPM-18, analyst N.S. Baluev.

Таблица 3

**Представительные химические составы (мас. %) пород и руд Чинейского массива
с различными концентрациями титаномagnetита (Гонгальский, Криволуцкая, 1993)**

Table 3

**Representative chemical compositions (wt. %) of the Chiney rocks and ores with various concentrations
of titanomagnetite (Gongalsky, Krivolutsкая, 1993)**

Характеристика	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	V ₂ O ₅	Сумма
Титаномagnetитовые капли	3	0.17	11.68	3.43	80.31	0.25	1.20	2.02	99.35
Сплошные титаномagnetитовые руды	8	0.22	11.74	4.03	78.92	0.22	1.99	1.99	99.37
Вкрапленные руды в пироксенитах (косъвиты)	27	0.26	11.77	2.43	81.86	0.16	0.31	1.43	98.54
Вкрапленные руды в анортозитах (чиниты)	16	0.21	11.68	3.23	82.11	0.25	0.12	1.77	99.59
Вкрапленность в брекчиях	14	0.28	6.73	0.67	89.56	0.21	0.09	1.17	99.22

Примечание. n – число анализов, СРМ-18, аналитик Н.С. Балуев.

Note. n – number of analyzes, SPM-18, analyst N.S. Baluev.

и линзовидные тела этих руд. Массивные богатые руды присутствуют в виде жилообразных и линзообразных тел, как секущих, так и согласных с общей расслоенностью пород.

Главные рудные минералы бедновкрапленных руд – ильменит и, в подчинённом количестве, титаномagnetит. Текстура неметаморфизованных руд обычно трахитоидная с субпараллельной ориентировкой призматических зёрен плагиоклаза. Встречаются также полосчатые разности с маломощными (1–2 см) прослоями, обогащёнными рудными минералами. В ильмените присутствуют тончай-

шие (< 0.01 мм) пластинчатые ламеллы magnetита и гематита. Причём гематит – вторичный по magnetиту, так как нередко содержит реликты последнего. Количество magnetита (вместе с гематитом) составляет 5–20 об. %. В титаномagnetите присутствуют также очень тонкие пластинчатые вроски ильменита и шпинели не более 5–10 об. %. Состав magnetита Слюдинского массива, мас. %: Fe₂O₃ 95.30; TiO₂ 0.80; Al₂O₃ 0.90; MnO 0.18; Cr₂O₃ 2.10; SiO₂ 0.30; сумма 99.58 (Конников и др., 1999).

Кручининское месторождение Ангаганского рудоносного массива находится в Читинском райо-

не Забайкалья. В составе Ангашанского габброидного массива выделяются три группы пород: габброиды, пироксениты и анортозиты. Массив имеет признаки концентрически-зонального строения, нарушенного в связи с внедрением более поздних гранитоидов, которые включают его в виде ксенолита крупных размеров. Верхние части расслоенной серии пород сложены габброидами. Ниже габброидов залегают пироксениты, которые, в свою очередь, подстилаются анортозитами, имеющие с ними секущие интрузивные контакты. Габброиды и пироксениты падают на север под углом 30–50°. Для габброидов характерна сильная дифференцированность, обусловленная частым чередованием прослоев лейкократового и меланократового габбро (Абрамов, 2013).

Выделяются два типа расслоенности: 1) крупномасштабное расслоение (10–15 м); 2) тонкая ритмичная слоистость (по несколько десятков сантиметров). Руды в пределах массива представлены рудными габброидами и рудными пироксенитами, которые образуют линзо- и пластообразные тела, согласные с общей расслоенностью массива. Мощность рудных тел изменяется от нескольких до 200 м. Почти все пироксениты в массиве рудные. В габброидах также почти постоянно встречается рудная вкрапленность, часто достигающая промышленных содержаний. Наряду с вкрапленными, имеются богатые сплошные руды, представленные согласными линзовидными залежами мощностью до нескольких метров. Иногда встречаются секущие жилы апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд. В них содержится до 20 об. % апатита, который образует субпараллельные полосы, конформные контактам жил. Идиоморфные зёрна апатита имеют трахитоидную ориентировку с отчётливо проявленной линейностью. Более крупные зёрна апатита облекаются мелкими зёрнами. Руды имеют чёткие признаки магматического течения.

Главные рудные минералы – титаномагнетит и ильменит. В зонах контактового метаморфизма руд вблизи с гранитами титаномагнетит перекристаллизован с образованием магнетита и свободного ильменита. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом, пироксенами, иногда оливином; в небольшом количестве присутствует керсутит – зелёная роговая обманка. В рудах часто содержится апатит. Структура руд изменяется от среднезернистой до грубозернистой и пегматоидной. Рудные минералы отчётливо ксеноморфны по отношению к плагиоклазу, пироксену и оливиноу.

В них часто бывают заключены идиоморфные зёрна апатита. Состав руд, мас. %: $\text{Fe}_{\text{общ}}$ 15–25; TiO_2 до 10; V_2O_5 0.05–0.09; P_2O_5 1–4 (Абрамов, 2013).

Быстринское золото-медно-железорудное порфировое месторождение (Восточное Забайкалье) приурочено к зонам скарнов, образованных вдоль контакта гранитоидного массива, относящегося к Шахтаминскому интрузивному комплексу (J_{2-3}), с терригенно-карбонатными осадочными породами. Формирование промышленной минерализации (Cu–Au–Fe) связывают с постколлизийным этапом развития региона, когда произошло внедрение порфировых гранитоидов – производных, обогащённых водой, серой и металлами окисленных адакитовых высокомагнезиальных магм, которые могли возникнуть при плавлении гранатосодержащих амфиболитов в мафической нижнекоревой дуге. Минерализация распределена зонально по отношению к центральной части Быстринского штока. Минеральный состав руд весьма разнообразный (более 90 гипогенных минералов). Наиболее широко распространён магнетит, а среди сульфидов – пирит, халькопирит, пирротин. Постоянно встречаются редкие арсенопирит, Co–Ni–Fe арсениды и сульфоарсениды, галенит, сфалерит, валлериит, блёклые руды (Коваленкер и др., 2016).

Расслоенный массив **Паньчжихуа** в центральной части крупной Эмейшанской вулканической провинции юго-востока Китая представляет собой крупнейшее месторождение Fe–Ti–V руд (Song et al., 2013; Bai et al., 2016). Стратиформные окисные слои массивных Fe–Ti–V руд мощностью до 60 м содержат до 85 об. % магнетита и ильменита. Вышележащие слои магнетитовых габбро составляют циклические расслоенные последовательности. Верхняя зона состоит из апатитового габбро, характеризующегося обогащением несовместимыми элементами. Эти особенности показывают, что внедрение Паньчжихуа неоднократно подпитывалось более примитивными магмами. Рудные оксиды кристаллизовались из обогащённой Fe–Ti магмы, которая поступала в виде дополнительных интрузий в подошвенную часть камеры с глубоких уровней. Fe–Ti оксиды являются ранними кристаллизующимися фазами.

Минеральный состав руд

Главными рудными минералами перечисленных месторождений являются титаномагнетит и ильменит, соотношения которых в разных место-

рождениях варьируют. Породообразующие силикатные минералы представлены оливином, орто- и клинопироксенами, плагиоклазом. Другие минералы распространены в некоторых типах руд реже – это амфиболы, слюды, калиевый полевой шпат, кварц, а также акцессорные минералы: циркон, монацит, титанит, перовскит, шпинель и другие. Апатит в месторождениях Кручининское, Слюдинское, Паньжыхуа присутствует в промышленных концентрациях.

В рудах Чинейского массива содержание, размер и морфология зёрен титаномагнетита сильно варьируют (рис. 2–4). Во вкрапленных рудах титаномагнетит образует скопления, вытянутые параллельно подошве слоя с размером индивидов $(5-6) \times (2-3)$ мм. По мере увеличения количества минерала происходит слияние скоплений в более крупные $15 \times (5-6)$ мм выделения. В плоскости, параллельной общему направлению расслоенности, минерал распределён в объёме породы равномерно, а в вертикальном направлении – подчинён гравитационному накоплению, поэтому в нижних частях слоев образуются чёрные рудные микролиты.

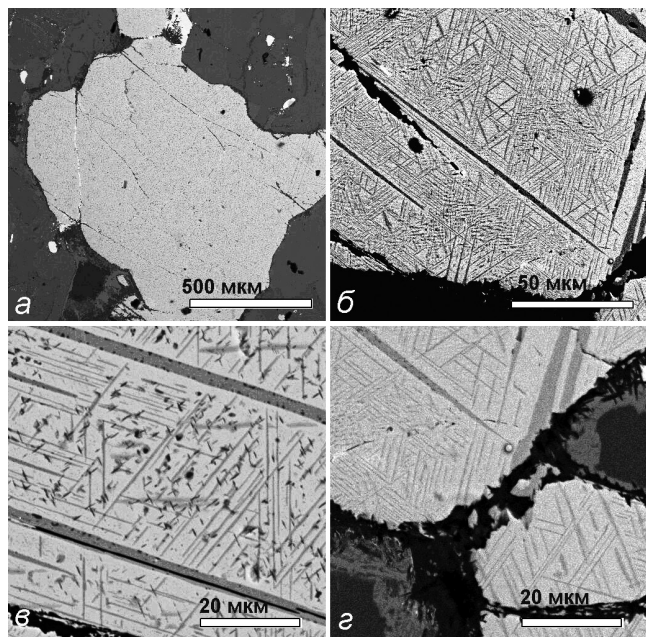


Рис. 2. Структуры распада в зерне титаномагнетита из вкрапленной титаномагнетитовой руды Чинейского массива.

Обр. 11-638. Светлое – титаномагнетит, серое – ильменит, чёрное – силикаты. BSE-фото: В.И. Таскаев.

Fig. 2. Exsolution texture in titanomagnetite grain from disseminated titanomagnetite ore of the Chiney pluton.

Sample 11-638. Light – titanomagnetite, gray – ilmenite, black – silicates. BSE photos by V.I. Taskaev.

Химический состав породообразующих и рудных минералов приведён в таблицах 4–5. В отличие от собственно ильменита Восточно-Сибирских месторождений, в китайском Паньжыхуа присутствует пикроильменит (рис. 5; см. табл. 5).

Скопления титаномагнетита чаще всего имеют неправильную форму. Морфология зёрен в агрегатах обычно многоугольная, а среди силикатов – овальная. В рудных скоплениях породообразующие минералы встречаются в виде округлых зёрен. От них ветвятся грубые трещины, пересекающие зёрна титаномагнетита, но не выходящие за его пределы. В ряде случаев между оксидами и силикатами образуется реакционная кайма, состоящая из очень тонкозернистого слюдистого агрегата. Мощность каймы увеличивается на контакте с плагиоклазами, где образуются биотит, амфибол, гранат, но она уменьшается на контакте с пироксенами. Средний размер зёрен титаномагнетита 1.5–2.0 мм (при вариациях от 0.5 до 4 мм). Встречаются как обособленные зёрна, так и пластинчатые выделения по спайности в пироксенах (длиной до 0.01 мм).

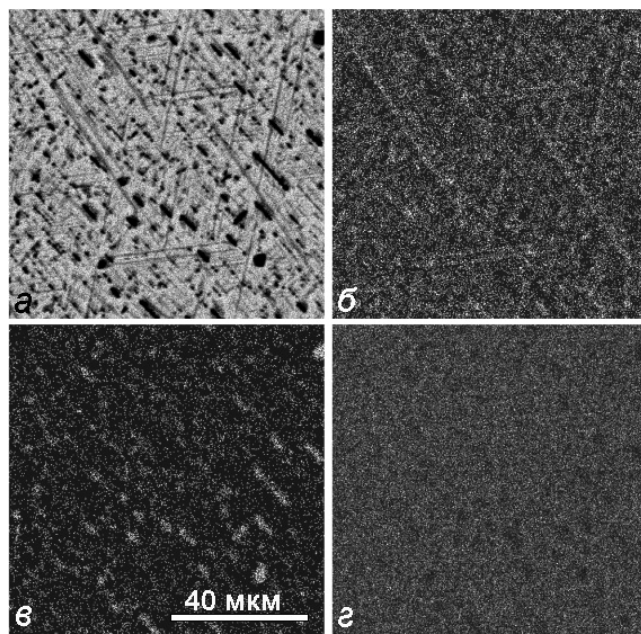


Рис. 3. Структуры участка зерна титаномагнетита (100×100 мкм) из чинейской тонковкрапленной титаномагнетитовой руды в BSE (a) и характеристическом излучении Fe (b), Al (v), Ti (z). Образец 11-614.

Fig. 3. Structures of an area (100×100 μm) of titanomagnetite grain from the Chiney finely disseminated titanomagnetite ore. BSE (a) and Fe- (b), Al- (v), and Ti- (z) radiation images. Sample 11-614.

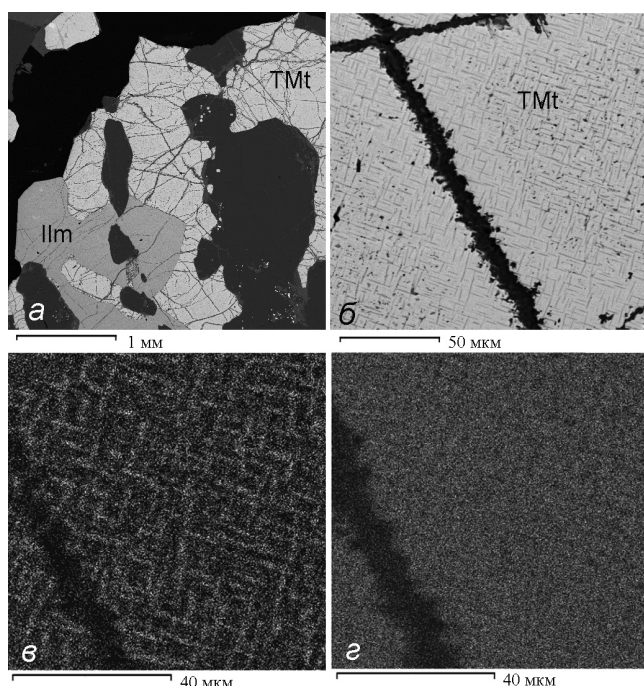


Рис. 4. Ильменит-титаномагнетитовая руда Чинейского массива (а) и структура распада титаномагнетита в BSE (б) и характеристическом излучении Fe (в) и Ti (г).

Fig. 4. Ilmenite-titanomagnetite ore from the Chiney pluton (a) and exsolution texture of titanomagnetite in BSE (б) and Fe- (в) and Ti- (г) radiation images.

Для титаномагнетита характерны структуры распада твёрдого раствора нескольких порядков. При увеличении под микроскопом выявляется «сетчатое» строение зёрен, обусловленное сочетанием изометричных «блоков», гаснущих одновременно за счёт параллельно расположенных пластинок ильменита. Границы между блоками (размером 0.03–0.10 мм) нерезкие, они прорастают друг в друга и отличаются по внутреннему строению, ориентировке ильменитовых выделений, характеру структур распада второго и третьего порядка в пределах одного зерна. Наиболее типичной является решётчатая структура. Структуры твёрдого раствора подразделяются на грубые, средние и тонкие (см. рис. 2–5). Структуры распада отражают сложность, многоступенчатость процесса остывания и преобразования протомангнетита.

По морфологии и характеру выделения шпинели (см. рис. 5) её можно классифицировать следующим образом (Гонгальский, Кривошукская, 1993): 1) крупные единичные (до 300 мкм) и сдвойникованные кристаллы с сечениями, близкими к квадрату; 2) цепочки зёрен (длиной от 30 до 200 мкм, шириной 2–5 мкм), расположенные под углом 45° к пластинкам ильменита; 3) шестиугольные и неправильной

Таблица 4

Типичный состав минералов из пород Чинейского массива (микронзонд, мас. %)

Table 4

Typical chemical composition of minerals from the rocks of the Chineisky pluton (microprobe analysis, wt. %)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	V ₂ O ₅	NiO	Сумма	Минерал
1	0.15	10.37	1.84	80.56	0.26	0.26	0.02	0.47	0.03	1.50	0.06	95.67	TMt
2	0.25	10.14	1.19	81.79	0.17	0.00	0.11	0.14	0.00	1.35	0.46	95.58	—
3	0.21	11.45	4.02	75.11	0.12	1.79	0.00	0.07	0.02	1.64	0.11	94.54	—
4	0.31	8.27	1.48	83.01	0.02	0.00	0.03	0.15	0.00	1.77	0.27	95.31	—
5	0.20	3.41	0.73	87.08	0.08	0.06	0.08	0.00	0.03	1.72	0.26	93.63	Mgt
6	0.11	49.71	0.05	48.66	0.64	0.30	0.04	0.19	0.03	0.27	0.00	100.00	Ilm
7	0.30	53.10	0.11	43.89	1.09	0.00	0.07	0.03	0.00	0.44	0.19	99.21	—
8	52.72	0.45	1.06	22.59	0.43	23.45	1.08	0.28	0.04	0.00	0.00	102.09	Orpx
9	52.50	0.33	1.05	22.53	0.39	23.05	1.05	0.15	0.00	0.07	0.06	101.17	—
10	45.17	0.17	10.44	20.15	0.22	14.26	7.38	1.56	0.25	0.00	0.20	99.80	Amph
11	51.83	0.61	2.44	10.39	0.28	14.39	20.96	0.24	0.01	0.00	0.23	101.38	Aug
12	50.88	0.64	2.20	10.11	0.27	13.82	20.96	0.34	0.07	0.05	0.22	99.56	—
13	55.11	0.16	28.49	0.41	0.01	0.05	11.28	5.40	0.33	0.00	0.07	101.30	Plg
14	55.13	0.11	28.18	0.36	0.03	0.13	10.94	5.78	0.34	0.00	0.00	101.11	—
15	0.20	6.54	31.04	49.98	0.23	10.70	0.00	0.63	0.00	1.10	0.17	100.59	Chl

Примечание. TMt – титаномагнетит; Mgt – магнетит; Ilm – ильменит; Orpx – ортопироксен; Amph – амфибол; Aug – авгит; Plg – плагиоклаз; Chl – хлорит-шамозит (Гонгальский, 2015).

Note. TMt – titanomagnetite; Mgt – magnetite; Ilm – ilmenite; Orpx – orthopyroxene; Amph – amphibole; Aug – augite; Plg – plagioclase; Chl – chlorite-shamosite (Gongalsky, 2015).

Таблица 5

Состав минералов титаномagnetитовых руд месторождения Паньчжихуа (микрозонд, мас. %)

Table 5

Chemical composition of minerals of titanomagnetite ores of the Panzhihua deposit
(microprobe analysis, wt. %)

	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₃	MnO	Fe ₂ O ₃ *	Сумма	Минерал
1	6.23	—	51.45	—	0.52	40.76	98.96	Пикроильменит
2	6.24	—	51.02	—	0.62	40.27	98.15	
3	17.2	—	59.79	—	—	21.04	98.03	
4	15.66	41.97	10.44	—	0.50	31.55	100.12	Ti-герцинит
5	2.39	2.30	15.28	—	—	79.96	99.93	Титаномagnetит
6	4.71	2.67	20.04	0.88	0.60	70.19	99.09	
7	1.26	1.80	15.19	—	0.63	80.59	99.47	

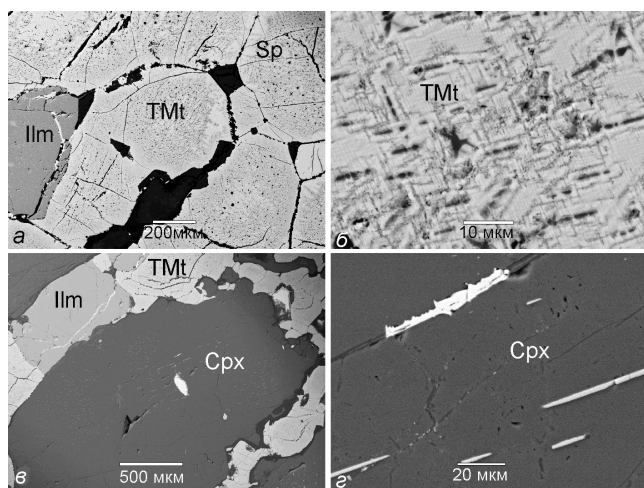


Рис. 5. Микроструктуры титаномagnetитовых руд месторождения Паньчжихуа.

а, б – ильменит-титаномagnetитовая руда: в титаномagnetите ламелли ильменита и выделения шпинели (Ti-герцинита), по границам зёрен титаномagnetита – светлые каёмки из кристаллов шпинели, а мелкие изометричные выделения шпинели приурочены к ламеллям ильменита; в, г – зерно клинопироксена с включениями пирротина и ламеллями никель-кобальтовых минералов (белое).

Fig. 5. Microtextures of titanomagnetite ores of the Panzhihua deposit.

а, б – ilmenite-titanomagnetite ore: ilmenite lamellae and spinel nodules (Ti-gercinite) in titanomagnetite, light rims of spinel crystals occur at the grain boundaries and small isometric spinel grains are confined to ilmenite lamellae; в, г – clinopyroxene grain with pyrrhotite inclusions and lamellae of nickel-cobalt minerals (white).

формы в пластинках ильменита (10 мкм); 4) изолированные мелкие (3 мкм) кристаллики внутри ячеек решётки ильменита; 5) короткие утолщённые цепочки, часто линзообразные, очень выдержанные по длине 35–37 мкм.

На фоне решётчатой структуры титаномagnetита наблюдаются участки неправильной формы с крупными (до 0.1–1.0 мм) параллельными пластинками ильменита. Они располагаются вдоль трещин или по краям зёрен. При этом происходит и укрупнение шпинелевых выделений, образующих веретенообразные обособления. Эти факты, несомненно, свидетельствуют о более позднем образовании таких структур вдоль трещин в результате перераспределения вещества вдоль ослабленных зон (укрупнение выделений, утолщение пластинок ильменита вплоть до образования зёрен неправильной формы, а также агрегация зёрен шпинели в

трещины с формированием очищенных от шпинели зон) на постмагматическом этапе. Наложение этих процессов на собственно магматические часто создает трудности при интерпретации общей картины этапности образования структур распада в титаномagnetите.

Среди уральских месторождений по содержанию TiO₂ в титаномagnetите выделяют три типа (мас. %): высокотитанистый (Копанское месторождение) – 10–15; среднетитанистый (Волковское) – 4.5–8.0; малотитанистый (Качканарское и др.) – 2–6 (Карпова, 1974). По этому признаку Чинейское месторождение попадает в первый тип из выше охарактеризованных месторождений: содержание TiO₂ в титаномagnetите колеблется от 8.27 до 11.45 мас. %, что отличает его от родственного ему по петрологическим характеристикам Волковского месторождения.

Минеральный состав руд по данным РФА и ИКС

Дифрактограммы всех образцов руд содержат серии рефлексов главных рудных компонент – магнетита и ильменита, однако их интенсивность почти во всех случаях уступает рефлексам от других минералов (рис. 6). Среди них наибольшее распространение имеют орто- и клинопироксены (гиперстен, авгит). Эти силикаты не установлены в образце М-2 массивных Чинейских руд и в образце А-18 Ангашанского массива, но в них идентифицированы интенсивные рефлексы гидроталькита и апатита, соответственно. На дифрактограммах многих образцов присутствуют рефлексы, которые можно отнести к минералам типа хлорита (шамозита). В одном из образцов Чинейского массива (1163800) идентифицированы рефлексы полевого шпата. В штуфах образцов Pzh-20 и Bystr-2 визуально заметны выделения сульфидов, по данным РФА определённых как гексагональный пирротин и халькопирит, соответственно. Возможно, небольшое количество пирротина присутствует в образце

руды А-18, на дифрактограмме которого имеются рефлексы 101 (0.265 нм) и 102 (0.206 нм), совпадающие с наиболее интенсивными рефлексами пирротина. Минералы, выявленные в образцах методом РФА, представлены в таблице 6.

Широкие полосы валентных колебаний Me–O в ИК-спектрах простых оксидов железа и титана располагаются в диапазоне $< 700 \text{ см}^{-1}$. Магнетит даёт полосу с максимумом в области 575 см^{-1} , ильменит – полосу с максимумами поглощения при 540 и 455 см^{-1} и плечом при 690 см^{-1} (Chukanov, 2014). В относительно чистом виде такое поглощение наблюдается в спектрах двух образцов массивных руд Чинейского массива (М-2) и Быстринского месторождения (Bystr-2) (рис. 7). В последнем по данным РФА ильменит отсутствует, наиболее интенсивная полоса поглощения с максимумом 575 см^{-1} и, возможно, её плечо 660 см^{-1} относятся Fe–O колебаниям решётки магнетита. Другие полосы ИК-поглощения этого образца связаны с примесями кварца, кальцита, хлорита (1020 , 460 см^{-1}) и пироксена, наличие которых хорошо прослеживается в ИК-спектре немагнитной части пробы.

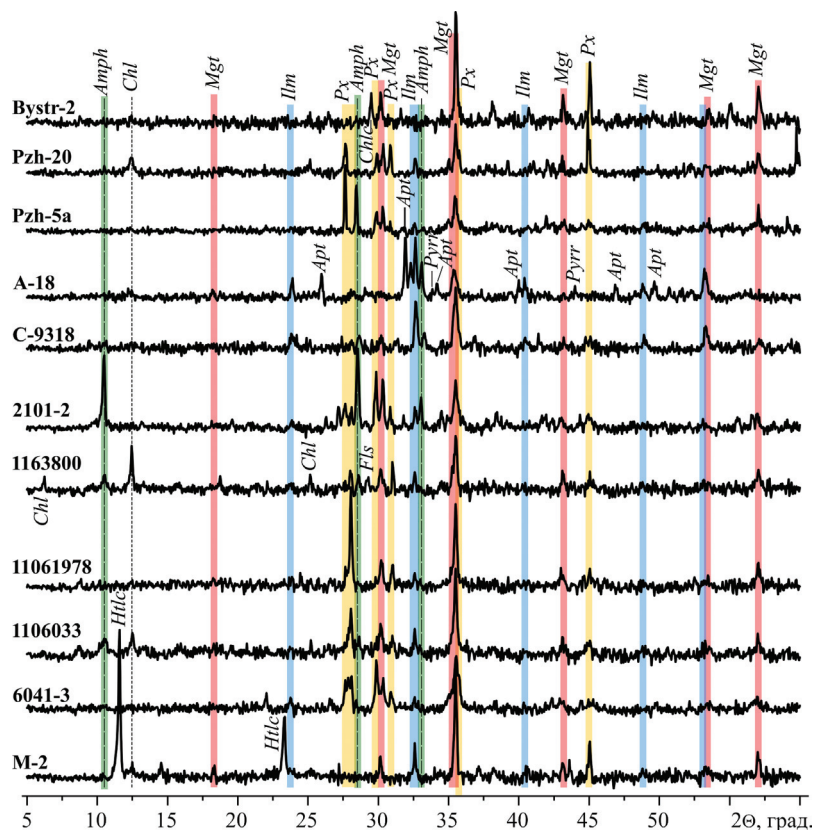


Рис. 6. Дифрактограммы титаномagnetитовых руд: Mgt – магнетит; Ilm – ильменит; Amph – амфибол; Px – пироксен; Chl – хлорит; Apt – апатит; Fls – полевошпат; Chlc – халькопирит; Pyrr – пирротин; Htlc – гидроталькит.

Fig. 6. X-ray patterns of titanomagnetite ores: Mgt – magnetite; Ilm – ilmenite; Amph – amphibole; Px – pyroxene; Chl – chlorite; Apt – apatite; Fls – feldspar; Chlc – chalcopyrite; Pyrr – pyrrhotite; Htlc – hydrotalcite.

Таблица 6

Минеральный состав проб по данным ИК спектроскопии и РФА

Table 6

Mineral composition of samples according to IR spectroscopy and X-ray phase analysis

N п/п	Код пробы, тип породы	ИКС	РФА
Чинейский массив			
1	М-2, массивные руды	Aug, Htlc, (Mgt + Ilm)	Chl, Htlc, Ilm, Mgt
2	М-2m, магнитная часть	(Mgt + Ilm), Aug, Htlc	
3	М-2nm, немагнитная часть	Htlc, Chl	
4	6041-3, ТМ-габбро	Fls, Aug, Opx, Amph, (Mgt + Ilm)	Aug, Opx, Fls, Ilm, Mgt
5	1106033, ТМ-габбро	Chl, Opx, (Mgt + Ilm)	Chl, Amph, Opx, Ilm, Mgt
6	1161978, ТМ-габбро	Opx, (Mgt + Ilm)	Mgt, Ilm, Opx, Chl
7	1163800, ТМ-габбро	Chl, Opx, (Mgt + Ilm)	Chl, Fls, Amph, Opx, Ilm, Mgt
8	2101-2, ТМ-габбро	Aug, Amph, (Mgt + Ilm)	Amph, Aug, Ilm, Mgt
Слюдинский массив			
9	С-9318, ТМ-габбро	Px, Chl, (Mgt + Ilm)	Px, Amph, Ilm, Mgt
Ангашанский массив (Кручининское месторождение)			
10	А-18, ТМ-габбро	Apt, Olv, (Mgt + Ilm)	Pyrr, Apt, Ilm, Mgt
Массив Паньчжихуа			
11	Pzh-5a, ТМ-габбро	Aug, Amph, Fls?, Chl, (Mgt + Ilm)	Aug, Amph, Ilm, Mgt
12	Pzh-5anm, не магн. часть	Aug, Amph, Fls?	
13	Pzh-20, ТМ-габбро	Aug, Amph, (Mgt + Ilm)	Chl, Aug, Ilm, Mgt
14	Pzh-20s, пирротин		Pyrr
Быстринское месторождение			
15	Bystr-2, массивные руды	Qtz, Clc, Chl, Mgt	Px, Clc, Chlc, Mgt
16	Bystr-2m, магн. часть	Qtz, Clc, Chl, Mgt	
17	Bystr-2nm, не магн. часть	Qtz, Clc, Chl, Aug	
18	Bystr-2s, халькопирит		Chl, Amph, Mgt, Chlc

Примечание. Mgt – магнетит, Ilm – ильменит, Px – пироксены (Aug – авгит, клинопироксен, Opx – ортопироксен, железистый энстатит), Htlc – гидроталькит, Amph – амфибол, Apt – апатит, Pyrr – пирротин, Trl – троилит, Chlc – халькопирит, Fls – полевошпат, Chl – хлорит, Olv – оливин.

Note. Mgt – magnetite, Ilm – ilmenite, Px – pyroxenes (Aug – augite, clinopyroxene, Opx – orthopyroxene, ferrous enstatite), Htlc – hydrotalcite, Amph – amphibole, Apt – apatite, Pyrr – pyrrhotite, Trl – troilite, Chlc – chalcopyrite, Fls – feldspar, Chl – chlorite, Olv – olivine.

Ряд мало интенсивных полос в области валентных Si–O колебаний (870, 924, 970, 1080 см⁻¹) можно отнести к клинопироксену – авгиту (Makreski et al., 2006). В ИК-спектре другого образца номинально чистой руды М-2 наиболее интенсивное поглощение наблюдается при 575 см⁻¹. Полоса осложнена низкочастотным плечом 530 см⁻¹, а её высокочастотное плечо сдвинуто до 680 см⁻¹. Эти компоненты связаны с Me–O валентными колебаниями в решётке ильменита, интенсивные рефлексы которого присутствуют на дифрактограммах данного образца. В спектре имеется также система полос 874, 920, 970, 1070 см⁻¹, относящихся к авгиту. В соответствии с данными РФА, в ИК-спектре образца М-2 присутствует характерная полоса 1366 см⁻¹ валентных колебаний межслоевых CO₃-групп в составе гидроталькита (с идеальной формулой Mg₆Al₂CO₃(OH)₁₆·4H₂O) (Мороз, Архипенко,

1991; Hernandez-Mareno, 1985). В ИК-спектре немагнитной части образца М-2 зарегистрированы интенсивные полосы деформационных колебаний CO₃²⁻ групп (680 см⁻¹) и валентных колебаний связей Me–O (450 см⁻¹) в октаэдрических комплексах гидроталькита, а также интенсивная полоса 986 см⁻¹ валентных Si–O колебаний, вероятно, хлорита-шамозита (см. рис. 7).

В ИК-спектрах проб Чинейского массива и месторождения Паньчжихуа наряду с широкими полосами ильменита и магнетита (400–700 см⁻¹) наблюдаются интенсивные полосы поглощения в области валентных колебаний Si–O (800–1100 см⁻¹), сопровождающиеся двумя-тремя относительно узкими мало интенсивными линиями в диапазоне 630–770 см⁻¹ (рис. 8, 9). В спектрах немагнитных частей проб названные линии хорошо разрешены. Основной вклад в них вносит авгит, об-

Рис. 7. Спектры ИК-поглощения образцов массивных руд (красная линия) и их немагнитной фракции (синяя линия). Штриховыми линиями показаны эталонные спектры кварца (Qtz), кальцита (Clc), гидроталькита (Htlc) и шамозита (Shmt).

Fig. 7. Infrared absorption spectra of massive ore samples (solid red line) and their non-magnetic fractions (solid blue line). The hatched lines show reference spectra of quartz (Qtz), calcite (Clc), hydrotalcite (Htlc) and shamozite (Shmt).

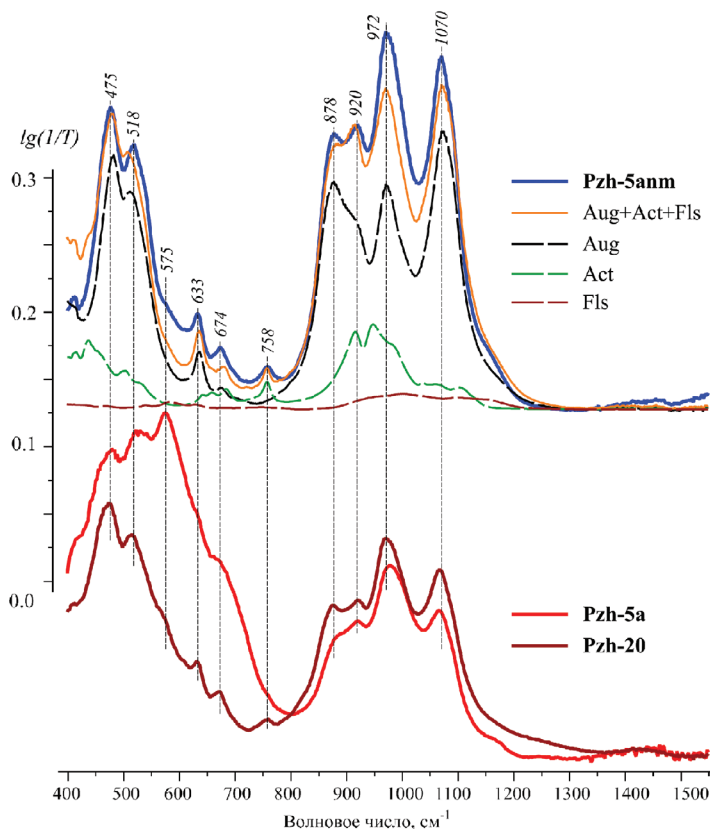
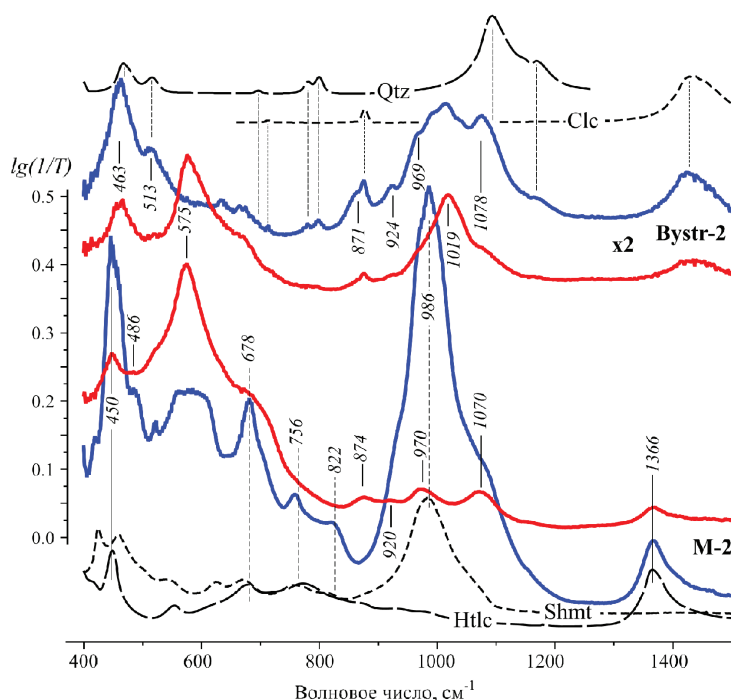


Рис. 8. Спектры ИК-поглощения образцов титаномagnetитовых руд месторождения Паньчжухуа (Pzh-5a и Pzh-20) и спектральные компоненты их немагнитной части (Pzh-5anm): авгит (Aug), актинолит (Act), полевого шпата (Fls) и их сумма (Aug + Amph + Fls).

Fig. 8. Infrared absorption spectra of titanomagnetite ore samples of the Panzhihua deposit (Pzh-5a and Pzh-20) and spectral components of their non-magnetic parts (Pzh-5anm): augite (Aug), actinolite (Act), feldspar (Fls) and their sum (Aug + Amph + Fls).

улавливающий полосы валентных колебаний: Si–O (1070 см^{-1} , не мостиковый O), Si–O–Si (972 , 920 , 878 см^{-1} , мостиковый O) деформационных O–Si–O (674 , 633 см^{-1}) и катионных Me–O (515 , 475 см^{-1}) (Ballaran et al., 1998; Chukanov, 2014; Makreski et al., 2006). В ИК-спектрах образцов этого месторож-

дения присутствует также линия 758 см^{-1} , по сравнению со спектром эталонного авгита повышены интенсивности полос 674 и 920 см^{-1} . Одиночная интенсивная линия в области 750 см^{-1} типична для амфиболов актинолит-тремолитового ряда и относится к симметричным Si–O–Si валентным ко-

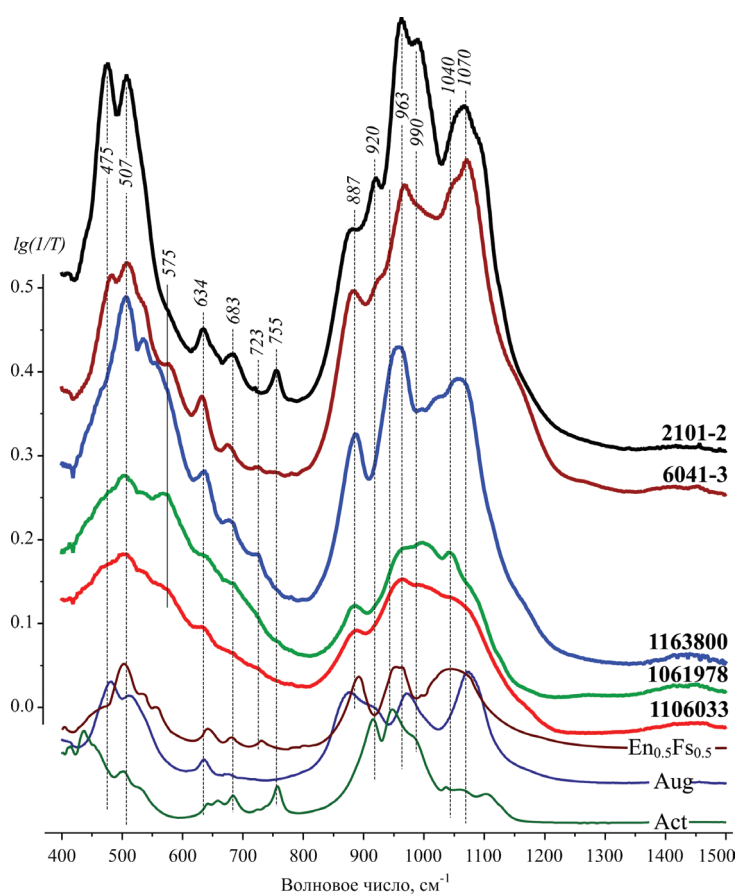


Рис. 9. Спектры ИК-поглощения образцов титаномagnetитовых руд Чинейского массива и эталонные спектры ортопироксена $\text{En}_{0.5}\text{Fs}_{0.5}$, авгита (Aug) и актинолита (Act).

Fig. 9. Infrared absorption spectra of titanomagnetite ore samples of the Chiney pluton and reference spectra of $\text{En}_{0.5}\text{Fs}_{0.5}$, augite (Aug) and actinolite (Act).

лебаниям (Chukanov, 2014; Gopal. et al., Rao, 2004; Makresk, Jovanovsk, Gajović, 2006). Для более полного описания контура ИК-поглощения необходимо также ввести полевошпатовый компонент. Суммарный спектр авгита, амфибола и полевого шпата хорошо описывают основные особенности силикатной части ИК-спектра руд данного месторождения (см. рис. 8). Аналогичный минеральный состав выявляется методом ИК-спектроскопии в образцах 2102-2 и 6041-3 Чинейского массива (см. рис. 9). В других образцах полосы амфибола не проявлены, а пироксен, судя по набору и положению ИК-полос, относится к ортопироксену (гиперстену). Форма и спектральное положение ИК-полос ортопироксена близки к приведенным в литературе для среднего члена ряда энстатит-ферросилит $\text{En}_{0.5}\text{Fs}_{0.5}$ (Tarantino et al., 2002).

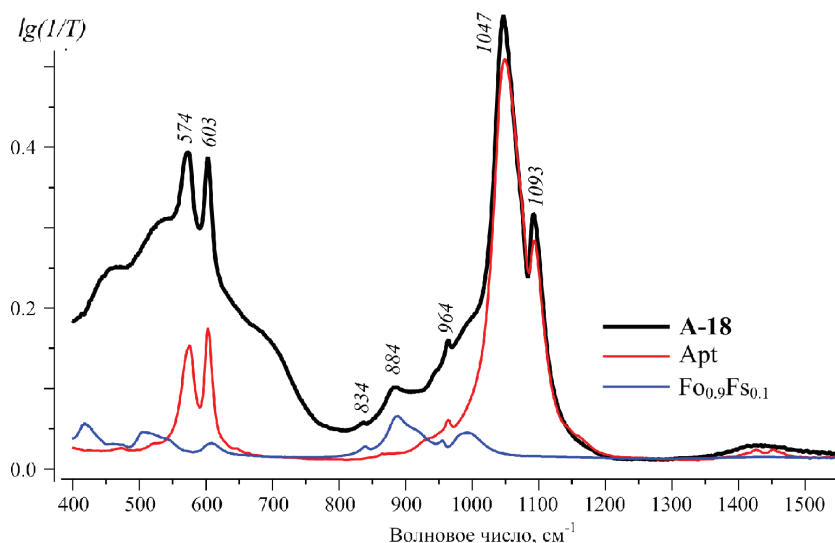
ИК-спектр образца Слюдинского массива сформирован двумя широкими полосами с максимумами при 1020 и 535 cm^{-1} , на фоне которых присутствуют мало интенсивные полосы пироксена. Главные полосы сформированы полосами колебаний Si–O глинистых минералов и колебаний Me–O рудных фаз. Отличительной особенностью ИК-спектра образца Ангашанского массива (Кручинского ме-

сторождения) являются доминирующие по интенсивности хорошо разрешённые полосы апатита, наложенные на широкую ильменит-магнетитовую полосу 750–400 cm^{-1} (рис. 10). Низкочастотное крыло полосы валентных колебаний фосфатной группировки осложнено плечом в области 1000 cm^{-1} и особенностями 884 и 837 cm^{-1} . Эти дополнительные полосы относятся к валентным колебаниям кремнекислородных тетраэдров в решётке оливина. Небольшой низкочастотный сдвиг их максимумов относительно соответствующих полос в оливине форстеритового состава Mg_2SiO_4 (см. рис. 10) связан с утяжелением катионного состава (Лютеев и др., 2013) и наличием в составе оливина фаялитового минала Fe_2SiO_4 . Полосы ИК-поглощения 884 и 837 cm^{-1} оливина в образце A-18 по известной калибровке ИКС форстерит-фаялитового ряда (Rogges, Huggins, 1972) соответствуют содержанию 15–25 % фаялитового минала в минерале. Методом РФА оливин в данном образце не обнаружен, возможно, вследствие перекрытия его рефлексов интенсивными рефлексам апатита и магнетита.

Диагностика породообразующих и рудных минералов с учётом особенностей методов ИКС и РФА показала хорошее соответствие результатов

Рис. 10. Спектр ИК-поглощения образца титаномagnetитовых руд Кручининского месторождения и эталонные спектры фторапатита (Apt) и форстерита ($\text{Fo}_{0.9}\text{Fa}_{0.1}$).

Fig. 10. IR absorption spectrum of titanium magnetite ore sample of the Kruchininsky deposit and reference spectra of fluorapatite (Apt) and forsterite $\text{Fo}_{0.9}\text{Fa}_{0.1}$.



(см. табл. 6). Основной тестируемый компонент (железо) локализовано не только в рудных минералах (магнетите, гематите, ильмените, сульфидах), но и в силикатах, представленных пироксеном, амфиболом, хлоритом (шамозитом) и оливином.

Мёссбауэровская спектроскопия

Количественные характеристики распределения железа получены методом мёссбауэровской спектроскопии ^{57}Fe . Обычно в качестве меры относительного содержания железа в различных структурных позициях минеральных фаз используется относительная площадь под соответствующим спектральным компонентом. Для количественной оценки распределения ионов железа по минералам и позициям в них необходимо также учесть различие вероятностей мёссбауэровского эффекта ионов железа в разных структурных состояниях. Эти сведения приведены для большого количества железосодержащих минеральных фаз, в том числе присутствующих в титаномagnetитовых рудах (Eeckhout, De Grave, 2003; De Grave, Van Alboom, 1991).

Мёссбауэровские спектры образцов руд **Чинейского массива** и пример декомпозиции на спектральные компоненты представлены на рисунке 11. Спектры содержат пару интенсивных секстетов (S_A и S_B) со сверхтонким расщеплением, квадрупольным расщеплением и изомерным сдвигом, характерными для стехиометрического магнетита, дублет D0 ионов Fe^{2+} ильменита ($IS = 1.06$, $QS = 0.65$ мм/с) и дублеты D2–D5 от ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} в других минеральных фазах.

Секстет с большим сверхтонким магнитным полем (S_A) происходит от ионов Fe^{3+} в тетраэдрических позициях. Второй секстет (S_B) обусловлен связанными электронным обменом ионами Fe^{2+} и Fe^{3+} в октаэдрической позиции. Для стехиометрического магнетита $[\text{Fe}^{3+}][\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}]\text{O}_4$ отношение площадей секстетов S_A и S_B (A/B в табл. 7) в мёссбауэровском спектре составляет ~ 0.53 . Такое же отношение с учётом погрешности определено у образцов 1161978, 1163800, 2101-2, 6041-3, поэтому магнетит в этих образцах близок к стехиометричному с малым содержанием примесей. В образце 1106033 и, особенно, в М-2 отношение превышает стехиометрическую величину, что указывает на дефектность решётки магнетита с изоморфным замещением железа титаном (Zalutskii et al., 2015). Так как титан входит только в октаэдрические позиции структуры магнетита (Gunnlaugsson et al., 2008), то определенные нами величины сверхтонких полей и отношений $A(S_A)/A(S_2)$ соответствуют всего 0.05–0.08 формульных единиц титана в решетке минерала. Таким образом, магнетит в титаномagnetитовой руде Чинейского массива близок к стехиометричному, а титан содержится в основном в ильмените. В спектре образца массивной руды М-2 на магнетит и ильменит приходится 99 % площади спектрального контура, где 13 % относятся к ильмениту. В других образцах суммарная доля магнетита и ильменита понижена до 50–80 %, спектральная доля ильменита остаётся на том же уровне (11–15 %).

В дублетной части мёссбауэровского спектра, кроме характерного дублета ионов Fe^{2+} , присутствует в общем случае ещё три дублета D2, D3, D4

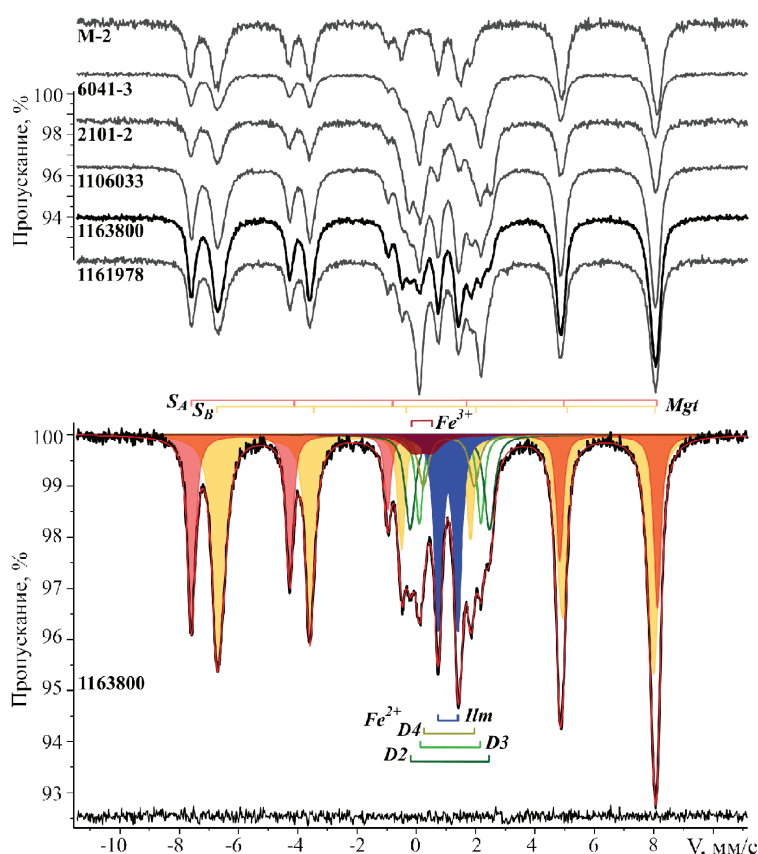


Рис. 11. Мёссбауэровские спектры образцов руд Чинейского массива и пример интерпретации спектра образца 116800.

Fig. 11. Mössbauer spectra of ores from the Chiney pluton and interpretation of spectrum of sample 116800.

ионов Fe^{2+} с большим квадрупольным расщеплением $QS = 2.6\text{--}2.8$, $2.0\text{--}2.1$, $1.7\text{--}1.8$ мм/с и дублет D5 ионов Fe^{3+} с $QS = 0.5\text{--}0.8$ мм/с (см. табл. 7). Величина изомерного сдвига дублетов Fe^{2+} примерно одинакова ($IS = 1.10\text{--}1.15$ мм/с) и соответствует октаэдрической кислородной координации Fe^{2+} , характерной для силикатов (Menil, 1985). В силикатной части образца 2102-2 по данным РФА и ИКС доминирует амфибол (актинолит-тремолит). Дублет D2 с $QS = 2.81$ мм/с мёссбауэровского спектра этого образца соответствует M1-позиции железа в амфиболе (Dyar et al., 2006; Goldman, 1979). Второй, более интенсивный и уширенный, дублет D3 ($QS = 2.01$ мм/с) можно интерпретировать как усреднённую компоненту от M2 и M3 позиций амфибола с возможным вкладом в спектр железа в M2-M1-позициях клинопироксена (авгита). В образце 116978, силикатная часть которого в основном выполнена ортопироксеном, дублет D2 имеет значительно меньшее значение $QS = 2.58$ мм/с и близок соответствующей величине спектра железа в позиции M1, т.е. соответствует ортопироксену энстатит-ферросилитового ряда (Dyar et al., 2006; Wiedenmann et al., 1986). В спектрах других образцов дублеты D2 и D3, вероятно, содержат компо-

ненты, как пироксена, так и амфибола. Дублет D4 Fe^{2+} низкой интенсивности с наименьшей величиной QS и наибольшей степенью искажения, скорее всего, относится к позиции M4 амфибола (Dyar et al., 2006; Goldman, 1979). Дублет D5 Fe^{3+} имеет большую ширину линий, что может быть результатом наложения резонансов от различных позиций железа в этих минералах. Доля Fe^{3+} в силикатах ($\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$) определена как отношение площади под дублетом D5 к общей площади дублетов железа в силикате. Суммарная площадь D2+D3+D4 увеличена на 15 % – в соответствии со средней разницей вероятности резонанса для Fe^{3+} и Fe^{2+} (De Grave, Van Alboom, 1991; Eeckhout, De Grave, 2003) – и в среднем составляет 0.18, изменяясь от 0.11 (обр. 1163800) до 0.25 (обр. 6041-3). Следы дублета Fe^{3+} в образце массивной руды М-2 с высоким содержанием гидроталькита, возможно, связаны с примесями железа в этом минерале.

Аналогичные компоненты присутствуют в мёссбауэровских спектрах основной части проб титаномagnetитовой руды **месторождения Паньчжухуа** (рис. 12, см. табл. 8). Магнетит близок к стехиометричному, возможна небольшая примесь Ti на уровне 0.04 формульных единиц. Совместно

Таблица 7

Компоненты мёссбауэровских спектров образцов руд Чинейского массива

Table 7

Components of Mössbauer spectra of ore samples from the Chiney pluton

Тип ком- поненты	Параметр	M-2	6041-3	1106033	1161978	1163800	2101-2	Интерпре- тация
S_A	IS, мм/с	0.273 ₂	0.274 ₅	0.282 ₁	0.274 ₂	0.280 ₂	0.275 ₄	Магнетит
	QS, мм/с	-0.008 ₄	-0.016 ₅	-0.007 ₂	-0.014 ₃	-0.011 ₂	-0.006 ₆	
	H, кЭ	490.1 ₂	487.8 ₄	488.0 ₁	487.0 ₂	488.0 ₁	488.8 ₆	
	G, мм/с	0.33 ₁	0.32 ₁	0.312 ₃	0.316 ₅	0.308 ₄	0.33 ₁	
	IS, мм/с	0.657 ₃	0.66 ₂	0.660 ₂	0.666 ₇	0.664 ₅	0.663 ₈	$[Fe^{2+}-Fe^{3+}]_{oct}$
	QS, мм/с	-0.012 ₄	0.00 ₄	-0.00 ₂	0.00 ₂	0.01 ₃	-0.00 ₂	
	H, кЭ	457.5 ₃	456 ₃	454 ₃	453 ₄	454 ₄	457 ₂	
	G, мм/с	0.51 ₁	0.43 ₅	0.48 ₇	0.50 ₅	0.43 ₃	0.42 ₈	
	A/B	0.62 ₂	0.55 ₅	0.57 ₃	0.52 ₃	0.53 ₂	0.53 ₂	
	ΣA , %	86	52	64	64	68	47	
D0	IS, мм/с	1.06 ₂	1.063 ₅	1.069 ₂	1.065 ₃	1.070 ₂	1.054 ₇	Ильменит Fe^{2+}
	QS, мм/с	0.65 ₄	0.70 ₁	0.660 ₃	0.658 ₅	0.657 ₃	0.67 ₁	
	G, мм/с	0.34 ₂	0.35 ₁	0.306 ₃	0.27 ₁	0.30 ₁	0.28 ₂	
	A, %	13	9	11	8	12	6	
D2	IS, мм/с	—	1.133 ₅	1.134 ₂	1.15 ₁	1.130 ₄	1.141 ₂	Амфибол, пироксен Fe^{2+}
	QS, мм/с	—	2.61 ₂	2.682 ₇	2.58 ₃	2.67 ₁	2.811 ₆	
	G, мм/с	—	0.37 ₂	0.35 ₁	0.37 ₃	0.40 ₂	0.32 ₁	
	A, %	—	6	7	5	8	13	
D3	IS, мм/с	—	1.14 ₂	1.144 ₂	1.142 ₂	1.14 ₁	1.151 ₃	
	QS, мм/с	—	2.062 ₅	2.092 ₄	2.071 ₄	2.08 ₁	2.01 ₁	
	G, мм/с	—	0.32 ₁	0.32 ₁	0.30 ₁	0.30 ₂	0.45 ₂	
	A, %	—	18	10	17	6	24	
D4	IS, мм/с	—	1.14 ₂	1.106 ₇	—	1.10 ₁	—	
	QS, мм/с	—	1.74 ₅	1.78 ₃	—	1.72 ₄	—	
	G, мм/с	—	0.44 ₂	0.35 ₃	—	0.40 ₄	—	
	A, %	—	4	3	—	4	—	
D5	IS, мм/с	0.4 ₁	0.38 ₂	0.25 ₄	0.40 ₄	0.2 ₁	0.38 ₁	Силикат, Fe^{3+}
	QS, мм/с	0.6 ₂	0.81 ₂	0.46 ₅	0.68 ₅	0.6 ₂	0.75 ₄	
	G, мм/с	0.4 ₂	0.69 ₉	0.8 ₁	0.8 ₁	0.8 ₂	0.68 ₈	
	A, %	1	11	5	6	2	10	

Примечание. S – секстет, D – дублет; IS, QS, H, G – изомерный сдвиг, квадрупольное расщепление, величина сверхтонкого магнитного поля на ядрах железа и полуширина мессбауэровских линий, соответственно. A – относительные площади под спектральными компонентами. Для магнетита приведено суммарное значение относительных площадей секстетов S_A и S_B (ΣA) и их отношение A/B. Индекс в записи величин – погрешность определения в последнем знаке.

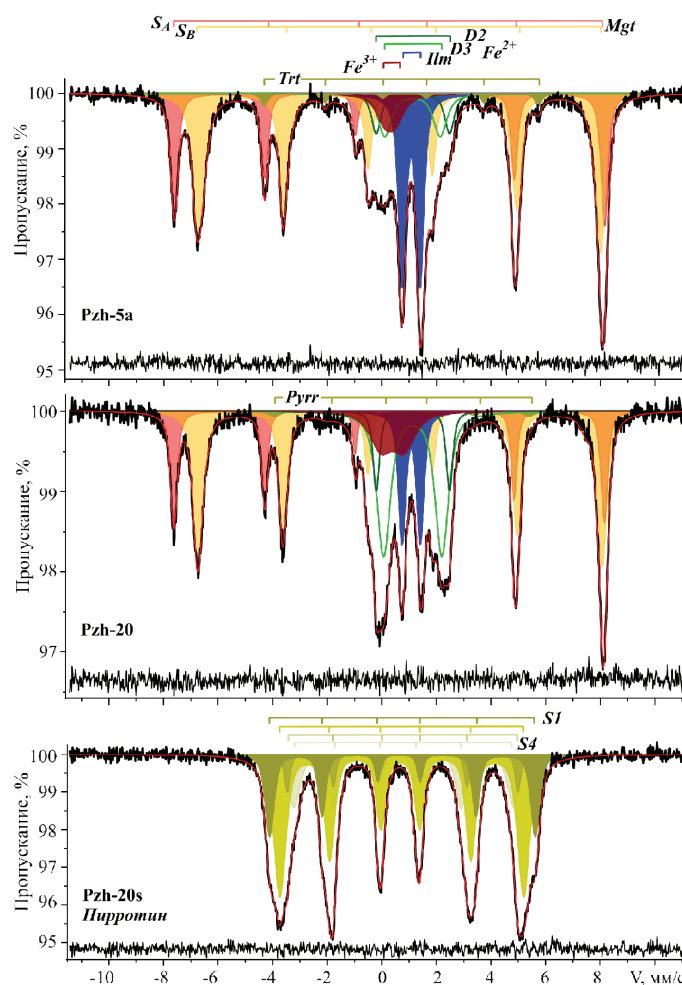
Note. S – sextet, D – doublet; IS, QS, H, G – isomeric shift, quadrupole splitting, hyperfine magnetic field on the nuclei and halfwidth of the Mössbauer lines, respectively. A – relative area under spectral components. The total value of relative areas of sextets S_A and S_B (ΣA) and their ratio A/B are given for magnetite. The index in the record of quantities is the error of determination of the last sign.

с ильменитом магнетит составляет 60–80 % полной площади спектра, а вклад ильменита повышен до 20 % по сравнению с рудой Чинейского массива. Как видно из ИК-спектров (см. рис. 8), в силикатной составляющей проб месторождения Паньжухуа преобладает авгит с небольшим количеством амфибола. Исходя из этого, наиболее интенсивный дублет D3 с QS = 2.0–2.1 мм/с, имеющий большую ширину линий, отнесен к M1-M2 позициям Fe^{2+} в

авгите с небольшим вкладом M2-M3 позиций амфибола. Второй менее интенсивный дублет D2 с большим QS = 2.68 мм/с и узкими линиями в таком случае можно предположительно соотнести с M1 позицией Fe^{2+} в амфиболе. Дублет D5 Fe^{3+} , судя по величине изомерного сдвига, относится к октаэдрическим позициям данных силикатов. Степень окисления железа $Fe^{3+}/\Sigma Fe = 0.22$ (Pzh-20) и 0.28 (Pzh-5a), то есть выше, чем и у проб Чинейского массива.

Рис. 12. Мёссбауэровские спектры образцов руд месторождения Паньчжихуа и мономинерального пирротина (Pzh-20s).

Fig. 12. Mössbauer spectra of the Panzhihua ores and monomineral pyrrhotite (Pzh-20s).



В спектрах обеих проб из руд китайского месторождения выделены также низко интенсивные секстеты со сверхтонким расщеплением, квадрупольным расщеплением и изомерным сдвигом, которые характерны для Fe_{1-x}S ряда троилит-пирротин. В спектре Pzh-5a это одиночный секстет с параметрами $H = 312$ кЭ, $QS = -0.12$ мм/с, $IS = 0.77$ мм/с, совпадающие с таковыми для троилита (Dyar et al., 2006; Maksimova et al., 2016). В спектре образца Pzh-20 присутствует уширенный секстет со средним значением $H = 276$ кЭ. Спектр сульфида из пробы Pzh-20s по данным РФА относится к гексагональному пирротину (см. рис. 12). Спектр хорошо аппроксимируется четырьмя секстетами с близкими значениями IS , малым квадрупольным расщеплением $QS = 0.06\text{--}0.20$ мм/с со значениями сверхтонких полей в диапазоне 247–303 кЭ (см. табл. 9). Спектр пирротина такого типа характерен для нестехиометрической гексагональной модификации этого минерала (Kondoro, 1999). Средневзвешенное значение $H = 276 \pm 9$ кЭ отвечает кристаллохимической формуле пирротина $\text{Fe}_{(0.90 \pm 0.02)}\text{S}$.

Главной особенностью мёссбауэровского спектра образца **Кручининского месторождения (A-18)** является интенсивный дублет неокисленного ильменита ($IS = 1.04$ мм/с, $QS = 0.74$ мм/с), обеспечивающий почти половину площади общего контура, а на магнетит приходится всего лишь четверть её (рис. 13; см. табл. 8). Соотношение сверхтонких компонентов тетраэдрических и октаэдрических ионов железа находится в соотношении, близком стехиометрическому магнетиту. Внутренние компоненты секстетов магнетита осложнены дополнительной сверхтонкой структурой с $H < 300$ кЭ. Анализ спектра показал (см. табл. 9), что он удовлетворительно аппроксимируется суммой четырёх секстетов с параметрами, типичными для стехиометричного моноклинного пирротина Fe_8S_9 (Kondoro, 1999). Соотношение площадей рудных компонентов пробы Mgt:Ilm:Pyrr составляет 28:57:15 при суммарной площади в 86 %. В спектре выделяется одиночный дублет Fe^{2+} с QS и IS , соответствующий оливин (Dyar et al., 2006), который идентифицирован в пробе также методом ИКС.

Таблица 8

Типичные параметры компонент мёссбауэровских спектров образцов руд массива Паньчжихуа, Быстринского, Слюдинского и Кручининского месторождений

Table 8

Typical parameters of the Mössbauer spectra components of ore samples from Panzhihua pluton and Bystrinsky, Slyudinsky and Kruchininsky deposits

Ком- понента	Параметр	Pzh-5a	Pzh-20	Bystr-2	C-9318	A-18	Интерпре- тация
S_A	IS, мм/с	0.281 ₂	0.274 ₂	0.285 ₃	0.280 ₃	0.268 ₃	Магнетит [Fe ³⁺] _{tet}
	QS, мм/с	-0.002 ₅	-0.010 ₄	-0.000 ₃	-0.006 ₅	-0.023 ₅	
	H, кЭ	489.8 ₂	489.8 ₂	492.2 ₂	489.8 ₂	487.3 ₂	
	G, мм/с	0.32 ₃	0.30 ₂	0.30 ₁	0.32 ₁	0.31 ₁	
S_B	IS, мм/с	0.641 ₈	0.657 ₄	0.663 ₄	0.66 ₁	0.681 ₃	Магнетит [Fe ²⁺ -Fe ³⁺] _{oct}
	QS, мм/с	-0.05 ₂	0.00 ₁	0.03 ₅	0.00 ₄	-0.033 ₆	
	H, кЭ	455 ₃	458 ₅	459 ₃	456 ₃	456.0 ₂	
	G, мм/с	0.47 ₉	0.41 ₁	0.33 ₃	0.42 ₄	0.52 ₁	
	A/B	0.54 ₄	0.49 ₂	0.56 ₃	0.59 ₂	0.49 ₂	
	ΣA , %	64	52	97	48	24	
S1	IS, мм/с				0.374 ₂		Гематит Fe ₂ O ₃
	QS, мм/с				-0.175 ₄		
	H, кЭ	—	—	—	514.9 ₂	—	
	G, мм/с				0.335 ₇		
	A, %				18		
<S>	IS, мм/с	0.77 ₂	0.700 ₅			0.65 ₃	Пирротин, троилит Fe _{1-x} S
	QS, мм/с	-0.12 ₃	0.11 ₄			0.11 ₄	
	H, кЭ	312 ₁	276 ₉	—	—	270 ₂₀	
	G, мм/с	0.28 ₃	0.46 ₄			0.5 ₁	
	A, %	2	1			13	
D0	IS, мм/с	1.069 ₂	1.076 ₃		1.03 ₃	1.04 ₃	Ильменит Fe ²⁺
	QS, мм/с	0.655 ₄	0.669 ₂		0.7 ₁	0.8 ₁	
	G, мм/с	0.33 ₁	0.32 ₁	—	0.40 ₂	0.6 ₁	
	A, %	17	10		28	49	
D1	IS, мм/с					1.132 ₂	Оливин Fe ²⁺
	QS, мм/с					2.865 ₃	
	G, мм/с	—	—	—	—	0.363 ₅	
	A, %					10	
D2	IS, мм/с	1.13 ₁	1.139 ₅		1.10 ₄		Амфибол, пироксен Fe ²⁺
	QS, мм/с	2.69 ₂	2.68 ₂		2.49 ₇		
	G, мм/с	0.42 ₃	0.29 ₃	—	0.44 ₈	—	
	A, %	5	6		2		
D3	IS, мм/с	1.12 ₂	1.13 ₁	1.13 ₅			
	QS, мм/с	2.03 ₅	2.13 ₄	2.1 ₁	—	—	
	G, мм/с	0.59 ₆	0.59 ₃	1.1 ₂			
	A, %	7	22	3			
D5	IS, мм/с	0.3 ₁	0.38 ₆		0.39 ₁	0.35 ₁	Силикат, Fe ³⁺
	QS, мм/с	0.4 ₁	0.9 ₁		0.63 ₃	0.54 ₁	
	G, мм/с	0.7 ₁	0.9 ₂	—	0.44 ₄	0.36 ₁	
	A, %	5	9		4	4	

Примечание. Обозначения см. табл. 7; <S> – средневзвешенные значения секстетов S1–S4 пирротина (см. табл. 9).

Note. For symbols, see Table 7; <S> – weighted average values of S1-S4 sextets of pyrrhotite (see Table 9).

Дополнительный неинтенсивный дублет D5 Fe³⁺, вероятно, обусловлен хлоритами.

В мёссбауэровском спектре пробы **Слюдинского месторождения** (обр. C-9318), как и в предыдущем случае, выделяется интенсивный дублет

ильменита (см. рис. 13 и табл. 8). Наряду с секстетами магнетита, в спектре присутствует секстет от гематита со сверхтонким расщеплением минерала идеального состава. Соотношение площадей рудных компонентов пробы Mgt:Ilm:Hmt составляет

Рис. 13. Мёссбауэровские спектры образцов руд Кручининского (А-18) и Слюдинского (С-9318) месторождений.

Fig. 13. Mössbauer spectra of ores from the Kruchininsky (A-18) and Sludinsky (C-9318) deposits.

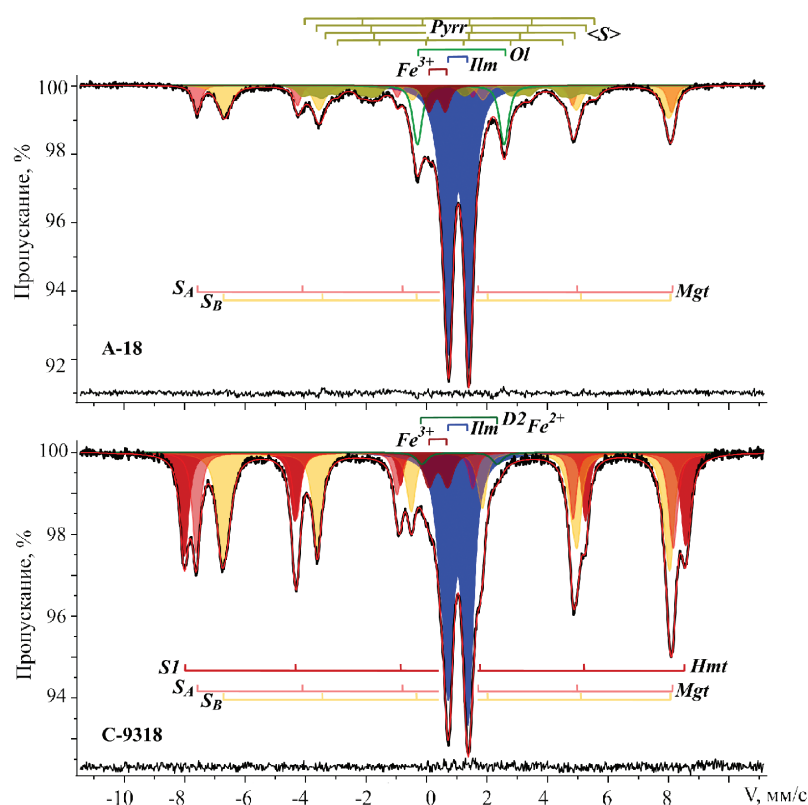


Таблица 9

Мёссбауэровские параметры сульфидов в составе магнетитовых руд

Table 9

Mössbauer parameters of sulfides of magnetite ores

Проба	Компонента	Is, мм/с	QS, мм/с	H, кЭ	G, мм/с	A, %	Интерпретация
Pzh-5a	S	0.76 ₁	-0.16 ₁	314 ₂	0.23 ₅	100	Троилит FeS
Pzh-20s	S1	0.694 ₂	0.127 ₄	302.3 ₃	0.40 ₁	20	Гексагональ- ный пирротин Fe _{0.9} S
	S2	0.705 ₂	0.057 ₄	277.4 ₅	0.53 ₁	50	
	S3	0.717 ₃	0.09 ₁	262.6 ₄	0.27 ₂	10	
	S4	0.689 ₄	0.23 ₁	250 ₁	0.45 ₂	20	
	<S>	0.700₅	0.11₄	276₉	0.46₄	100	
A-18	S1	0.67 ₁	0.13 ₂	302 ₁	0.36 ₅	20	Моноклинный пирротин Fe ₈ S ₉
	S2	0.69 ₂	0.08 ₅	286 ₇	0.7 ₁	24	
	S3	0.62 ₁	0.09 ₂	255 ₂	0.56 ₇	40	
	S4	0.66 ₁	0.17 ₂	229 ₁	0.34 ₄	16	
	<S>	0.65₃	0.11₄	270₂₀	0.5₁	100	
Bystr-2s	S	0.246 ₁	-0.007 ₃	354.4 ₁	0.282 ₆	100	Халькопирит CuFeS ₂

Примечание. Обозначения см. табл. 7; <S> – средневзвешенные значения.

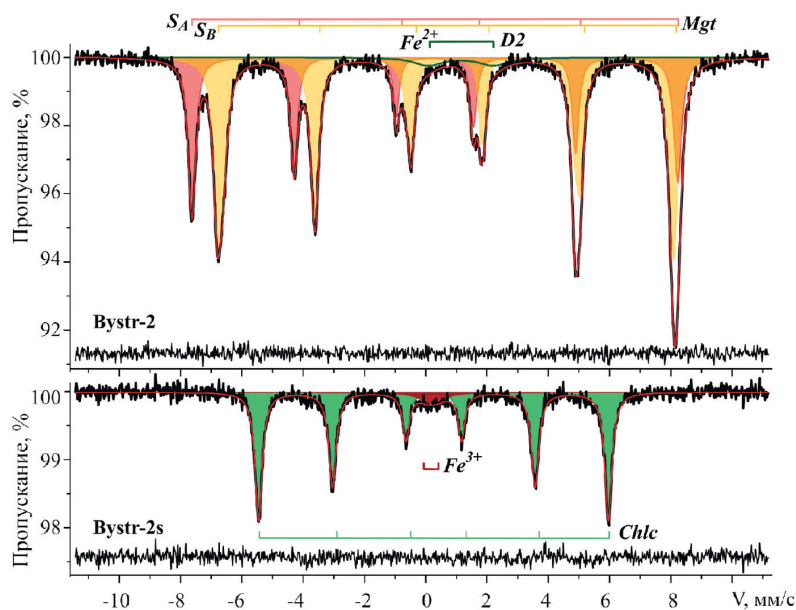
Note. For symbols, see Table 7; <S> – weighted average values.

50:30:20 при суммарной площади в 94 %. Степень окисленности железа в силикатной части данного образца высокая ($\text{Fe}^{3+} / \Sigma\text{Fe} = 0.7$). На окисленность образца титаномagnetитовой руды Слюдинского месторождения также указывает присутствие значительного количества гематита.

По данным РФА и ИКС, в образце массивной руды Bystr-2 **Быстринского месторождения**, железосодержащие минералы представлены магнетитом, халькопиритом и следами силикатов. Мёссбауэровский спектр валовой пробы представлен секстетной структурой от магнетита с небольшой примесью титана (0.05 формульных единиц) и сле-

Рис. 14. Мёссбауэровские спектры образца Bystr-2 Быстринского месторождения и халькопирита Bystr-2s из этой пробы.

Fig. 14. Mössbauer spectra of sample Bystr-2 from the Bystrinsky deposit and chalcopyrite from this sample.



довым дублетом Fe^{2+} , который может быть отнесён к силикатам (рис. 14, см. табл. 8). Мёссбауэровский спектр халькопирита, выделенного из пробы Bystr-2, представлен симметричным секстетом от единичной позиции железа в структуре минерала. Полученные параметры спектра (см. табл. 9) согласуются с опубликованными значениями для тетрагонального халькопирита (Mussel et al., 2007).

В таблице 10 приведено распределение ионов железа по минералам руд изученных месторождений. Значения получены на основе данных по площадям спектральных компонент (см. табл. 7 и 8), скорректированных по вероятностям мёссбауэровского эффекта по результатам ряда работ (Eeckhout, De Grave, 2003; De Grave, Van Alboom, 1991), а именно: магнетит 0.85; гематит 0.84; ильменит 0.65; Fe^{2+} в силикатах 0.8; Fe^{3+} в силикатах 0.7. Отсутствующее значение для сульфидов было принято равным 0.65.

Полученные сведения о распределении железа в минералах руд (см. табл. 10) позволяют классифицировать минеральный состав **только собственно рудного компонента**. Если пренебречь небольшим содержанием изоморфного титана в магнетите, то получаем следующие значения весовой доли ильменита в рудном компоненте месторождений, мас. %: Чинейский массив – около 30; Быстринское – 0, Слюдинское – 53; Кручининское – 74; Паньжыхуа – 30–40. В рудном компоненте месторождений Паньжыхуа и Кручининское присутствуют сульфиды в количестве 2–3 и 12 мас. %, соответственно; следы халькопирита отмечены в быстринской руде.

Остальная часть рудного компонента представлена титаномагнетитом, частично замещённым гематитом в рудах Слюдинского месторождения.

Выводы

Методом мёссбауэровской спектроскопии получены объективные количественные данные о соотношении железосодержащих минеральных фаз в пяти объектах сравнения – из титаномагнетит-ильменитовых месторождений Восточной Сибири и Китая в габбро-пироксенитовых массивах Чинейском, Ангащанском, Слюдинском, Паньжыхуа и Быстринском месторождении. Так как ильменит является основным промышленным титановым минералом в коренных месторождениях подобного магматического генезиса (извлечение и переработка которого осуществляется в стандартных технологических процессах), то определение его соотношений с титаномагнетитом, магнетитом и безрудной массой силикатных минералов является основной минералого-технологической задачей. Выявлено три минералого-технологических типа титановых руд. Установлено отсутствие заметных количеств ильменита в рудах Быстринского месторождения, где рудный минерал представлен только титаномагнетитом. Низкое содержание ильменита в рудном компоненте на уровне около 30 мас. % (микрозернистая текстура, тонкое прораствание рудных Ti-Fe-минералов) в месторождениях Чинейского массива требуют применения современных технологий, которые успешно применяются на зарубежных месторождениях массивов Паньжыхуа

Таблица 10

Распределение железа (ат. %) по минералам руд изученных месторождений

Table 10

Distribution of iron (at%) in minerals of ores of the deposits studied

Месторождение	Магнетит	Гематит	Сульфиды	Ильменит	Силикаты
Чинейское, ТМ	54	—	—	11	35
Чинейское, М-2	83	—	—	16	1
Быстринское	96	—	—	—	4
Слюдинское	43	17	—	35	5
Кручининское	20	—	14	53	13
Паньчжихуа, Phz-5a	59	—	3	20	18
Паньчжихуа, Phz-20	48	—	1	12	39

Примечание. Чинейский массив: ТМ – полосчатые и вкрапленные руды в габбро-пироксенитах (среднее из 5 образцов), М-2 – сплошная титаномagnetитовая руда.

Note. Chiney pluton: ТМ – banded and disseminated ores in gabbropyroxenites (average of 5 samples), М-2 – massive titanomagnetite ore.

(Китай) и Бушвельд (ЮАР). Руды Кручининского и Слюдинского месторождений с содержанием более 50 мас. % ильменита в рудной части соответствуют требованиям промышленности и пригодны для переработки в стандартном технологическом процессе. При этом повышенные содержания магнитного пирротина (12 мас. %) в рудах Кручининского месторождения не снижают качества титановых руд, требуя только применения дополнительных операций – магнитной сепарации и флотации.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта УрО РАН № 15-11-5-33 «Развитие инновационных технологий с целью эффективного и комплексного использования минерального сырья и получения новых материалов на минеральной основе» и частичной поддержки проекта от Китайской академии наук (Academia Sinica «Sources, composition and condition of the Fe–Ti–V and Cu–Ni deposit in layered intrusion related to crystallization of basic-ultrabasic magma».

Литература

Абрамов Б.Н. (2013) Особенности распределения редкоземельных элементов в породах и рудах Кручининского апатит-титаномagnetитового месторождения (Восточное Забайкалье). *Доклады РАН*, **449**(2), 205–209.

Гонгальский Б.И. (2015) Месторождения уникальной металлогенической провинции Северного Забайкалья. М.: ВИМС, 248 с.

Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А. (1987) Микроритм 1106420 Чинейского Плутона. *Доклады АН СССР*, **296**(5), 1199–1203.

Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А. (1993) Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск: ВО «Наука», 184 с.

Карпова О.В. (1974) Титаномagnetитовые руды Южного Урала. М.: Наука. 152 с.

Коваленкер В.А., Абрамов С.С., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Языкова Ю.И., Бортников Н.С. (2016) Крупное Быстринское Cu–Au–Fe месторождение (Восточное Забайкалье) – первый в России пример ассоциированной с адакитами скарново-порфировой рудообразующей системы. *Доклады РАН*, **468**(5), 547–552.

Конников Э.Г. (1978) Титаносодержащие габброиды Северного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 119 с.

Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. (1999) Байкало-Муйский вулcano-плутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М., ГЕОС, 163 с.

Лебедев А.П. (1965) Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. М.: Наука, 112 с.

Лютюев В.П., Потапов С.С., Исаенко С.И., Лысюк А.Ю., Симакова Ю.С., Самотолкова М.Ф. (2013) Минеральное вещество метеорита «Челябинск»: ИК-поглощение, комбинационное рассеяние и мёссбауэровская спектроскопия ^{57}Fe . *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (7), 2–9.

Мороз Т.Н., Архипенко Д.К. (1991) Исследование кристаллохимических характеристик природных гидротальцитов. *Геология и геофизика*, **32**(2), 58–65.

Bai Zhong-Jie, Zhong Hong, Li Chusi, Zhu Wei-Guang, He De-Feng, and Qi Liang (2016) Contrasting parental magma compositions for the Hongge and Panzhihua magmatic Fe–Ti–V oxide deposits, Emeishan large igneous province, SW China. *Economic Geology*, **109**, 1763–1785.

Ballaran T.B., Carpenter M.A., Domenghetti M.C., Salje E.K.H., Tazzoli V. (1998) Structural mechanisms of solid solution and cation ordering in augite-jadeite pyroxenes: II. A Microscopic perspective. *American Mineralogist*, **83**, 434–443.

Chukanov N.V. (2014) Infrared spectra of mineral species. Springer Science+Business Media Dordrecht, 1726 p.

- De Grave E., Van Alboom A.** (1991) Evaluation of ferrous and ferric Mossbauer fractions. *Phys. Chem. Minerals*, **18**, 337–342.
- Dyar M.D., Agresti D., Schaefer M.W., Grant C.A., Sklute E.C.** (2006) Mössbauer Spectroscopy of Earth and Planetary Materials. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **34**, 83–125.
- Eeckhout S. G., De Grave E.** (2003) Evaluation of ferrous and ferric Mossbauer fractions. Part II. *Phys. Chem. Minerals*, **30**, 142–146.
- Goldman D.S.** (1979) A reevaluation of the Mössbauer spectroscopy of calcic amphiboles. *American Mineralogist*, **64**, 109–118.
- Gongalsky B., Krivolutsкая N., Ariskin A., Nikolaev G.** (2016) The Chineysky gabbro-norite-anorthosite layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): its structure, Fe–Ti–V and Cu–PGE deposits, and parental magma composition. *Mineralium Deposita*. DOI: 10.1007/s00126-016-0687-3.
- Gopal N.O., Narasimhulu K.V., Rao J.L.** (2004) EPR, optical, infrared and Raman spectral studies of Actinolite minerals. *Spectrochimica Acta*, **60**, 2441–2448.
- Gunnlaugsson H.P., Rasmussen H., Kristjánsson L., Steinthorsson S., Helgason Ö., Nørnberg P., Madsen M.B., Mørup S.** (2008) Mössbauer spectroscopy of magnetic minerals in basalt on Earth and Mars. *Hyperfine Interaction*, **182**, 87–101.
- Hernandez-Mareno M.J., Ulibarri M.A., Serna R., Serna C.** (1985) Characteristic of Hydrotalcite-like Compounds. *Phys. Chem. Minerals*, **12**, 34–38.
- Kondoro J.W.A.** (1999) Mössbauer study of vacancies in natural pyrrhotite. *Journal of Alloys and Compounds*, **289**, 36–41.
- Makreski P., Jovanovski G., Gajović A.** (2006) Minerals from Macedonia. XVII. Vibrational spectra of some common appearing amphiboles. *Journal of Vibrational Spectroscopy*, **40**, 98–109.
- Makreski P., Jovanovski G., Gajović A., Biljan T., Angelovski D., Jaćimović R.** (2006) Minerals from Macedonia. XVI. Vibrational spectra of some common appearing pyroxenes and pyroxenoids. *Journal of Molecular Structure*, **788**, 102–114.
- Maksimova A.A., Klensár Z., Oshtrakh M.I., Petrova E.V., Grokhovski V.I., Kuzmann E., Homonnay Z., Semionkin V.A.** (2016) Mössbauer parameters of ordinary chondrites influenced by the fit accuracy of the troilite component: an example of Chelyabinsk LL5 meteorite. *Hyperfine Interaction*, **237**(33).
- Menil F.** (1985) Systematic trends of the ^{57}Fe Mössbauer isomer shifts in (FeO_n) and (FeF_n) polyhedra. Evidence of a new correlation between the isomer shift and the inductive effect of the competing bonds $T-X (\rightarrow \text{Fe})$ (where X is O or F and T any elements with a formal positive charge). *Journ. Phys. Chem. Solids*, **46**(7), 763–789.
- Mussel W.N., Murad E., Fabris J.D., Moreira W.S., Barbosa J.B.S., Murta C.C., Abrahão W.P., De Mello J.W.V., Garg V.K.** (2007) Characterization of a chalcopyrite from Brazil by Mössbauer spectroscopy and other physicochemical techniques. *Phys. Chem. Minerals*, **34**, 383–387.
- Song X.-Y., Qi H.-W., Hu R.-Z., Chen L.-M., Yu S.-Y., and Zhang J.-F.** (2013) Formation of thick stratiform Fe–Ti oxide layers in layered intrusion and frequent replenishment of fractionated mafic magma: Evidence from the Panzhihua intrusion, SW China. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **14**, 712–732.
- Tarantino S., Ballaran T.B., Carpenter M.A., Domenghetti M.C., Tazzoli V.** (2002) Mixing properties of the enstatite-ferrosilite solid solution: II. A Microscopic perspective. *Eur. J. Mineral.*, **14**, 537–547.
- Roges G.B., Huggins R.E.** (1972) Cation Determinative Curves for Mg–Fe–Mn Olivines from Vibrational Spectra. *American Mineralogist*, **57**, 967–985.
- Wiedenmann A., Regnard J.R., Fillion G., Hafner S.S.** (1986) Magnetic properties and magnetic ordering of the orthopyroxenes $\text{Fe}_x\text{Mg}_{1-x}\text{SiO}_3$. *Journ. Phys. C: Solid State Phys.*, **19**, 3683–3695.
- Zalutskii A.A., Zalutskaya A.A., Sed'ov N.A., Kuz'min R.N.** (2015) The Mössbauer analysis of iron oxyhydroxides in soils of Earth and Mars. *Lithology and Mineral Resources*, **50**(4), 370–298.

References

- Abramov B.N.** (2013) [Distribution of rare-earth elements in rocks and ores of the Kruchinskoe apatite-titanomagnetite deposit (Eastern Transbaikalia)]. *Doklady Earth Sciences*, **449**(1), 332–336. (in Russian)
- Gongalsky B.I.** (2015) [Deposits of a unique metallogenic province of the Northern Transbaikalia]. Moscow, VIEMS, 248 p. (in Russian)
- Gongalsky B.I., Krivolutsкая N.A.** (1987) [Microthrym 1106420 of the Chineysky Pluton]. *Doklady Akademii Nauk SSSR [Doklady Academy of Sciences USSR]*, **296**(5), 1199–1203. (in Russian)
- Gongalsky B.I., Krivolutsкая N.A.** (1993) [*The Chineysky layered pluton*]. Novosibirsk, Nauka, 184 p. (in Russian)
- Gongalsky B., Krivolutsкая N., Ariskin A., Nikolaev G.** (2016) The Chineysky gabbro-norite-anorthosite layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): its structure, Fe–Ti–V and Cu–PGE deposits, and parental magma composition. *Mineralium Deposita*. DOI: 10.1007/s00126-016-0687-3.
- Karpova O.V.** (1974) [Titanomagnetite ores of the Southern Urals]. Moscow, Nauka, 152 p. (in Russian)
- Konnikov E. G.** (1978) [Titaniferous gabbroids of the Northern Baikal region]. Novosibirsk, Nauka, 119 p. (in Russian)
- Konnikov E.G., Tsygankov A.A., Vrublevskaya T.T.** (1999) [Baikal-Muya volcano-plutonic belt: structural-material complexes and geodynamics]. Moscow, GEOS, 163 p. (in Russian)

Kovalenker V.A., Abramov S.S., Kiseleva G.D., Krylova T.L. (2016) [The large Bystrinskoe Cu–Au–Fe deposit (Eastern Trans-Baikal Region): Russia’s first example of a skarn–porphyry ore-forming system related to adakite]. *Doklady Earth Sciences*, **468**(2), 566–570. (in Russian)

Lebedev A.P. (1965) [Features of the formation of basing and mineralization]. Moscow, Nauka, 112 p. (in Russian)

Lutoev V.P., Potapov S.S., Isaenko S.I., Lysyuk A.Yu., Simakova Yu.S., Samotolkova M.F. (2013) [Mineral substance of the meteorite Chelyabinsk: infrared absorption, Raman and ^{57}Fe Mössbauer spectroscopy]. *Vestnik IG Komi SC UB RAS*, (7), 2–9. (in Russian)

Moroz T.N., Arkhipenko D.K. (1991) [Investigation of the crystal-chemical characteristics of natural hydrotalcites]. *Geologiya i Geofizika [Geology and Geophysics]*, **32**(2), 58–65. (in Russian)

Поступила в редакцию 15 мая 2017 г.