

## Минералогия, геохимия и Sm-Nd систематика пород и руд скарново-магнетитового месторождения Канакай (Южный Урал)

©2023 И. Р. Рахимов<sup>1</sup> ✉, Е. И. Михеев<sup>2</sup>, А. В. Вишнеvский<sup>2</sup>, Е. Л. Кунаккузин<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии УФИЦ РАН,

ул. Карла Маркса, 16/2, 450077, Уфа, Российская Федерация

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
пр. Коптюга, 3, 630090, Новосибирск, Российская Федерация

<sup>3</sup>Геологический институт КИЦ РАН,

ул. Ферсмана, 14, 184209, Апатиты, Российская Федерация

### Аннотация

**Введение:** Скарново-магнетитовые месторождения имеют большое промышленное значение, однако источники оруденения дискуссионны. В последние годы эта проблема всё чаще решается при помощи геохимии главных и аксессуарных минералов, а также изотопной геохимии, включая стабильные и радиогенные изотопы.

**Методика:** Минеральный состав пород и руд изучался при помощи сканирующей электронной микроскопии (Tescan Vega Compact). Химический состав пород и руд определён при помощи рентгенофлуоресцентного спектрометра X-Calibur. Изучение Sm-Nd изотопной системы произведено на семиканальном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPO).

**Результаты и обсуждение:** Впервые проведены детальные исследования минерального состава и геохимических особенностей пород и руд Канакайского скарново-магнетитового месторождения (Южный Урал). Геологические и минералого-геохимические данные согласуются с постскарновым гидротермально-метасоматическим происхождением магнетитовых руд, заместивших брекчированные мраморизованные известняки на контакте с габброидами утыкташского комплекса. Для оценки условий рудогенеза детально изучены дорудные (гранат, клинопироксен) и пострудные (хлорит, пренит) минералы метасоматитов. Sm-Nd изотопные данные ( $\epsilon Nd_{(T)} = -3.4 \dots +7.2$ ) для пород и руд свидетельствуют о гетерогенности источника оруденения и вероятной интенсивной флюидной переработке руд.

**Заключение:** Скарново-магнетитовые руды Канакайского месторождения отлагались в диапазоне температур 219–492 °С, а источником Fe могли быть как габброиды интрузии, так и вмещающие породы.

**Ключевые слова:** скарново-магнетитовые руды, минералогия, геохимия, изотопная Sm-Nd систематика

**Источник финансирования:** Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФ № 22-77-10049.

**Для цитирования:** Рахимов И. Р., Михеев Е. И., Вишнеvский А. В., Кунаккузин Е. Л. Минералогия, геохимия и Sm-Nd систематика пород и руд скарново-магнетитового месторождения Канакай (Южный Урал) // *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология*. 2023. № 1. С. 49–64. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2023/1/49-64>



The content is available under Creative Commons Attribution 4.0 License.

✉ Рахимов Ильдар Рашитович, e-mail: [rigel92@mail.ru](mailto:rigel92@mail.ru)

### Введение

В Магнитогорской мезазоне Южного Урала известны крупные месторождения скарново-магнетитовых и титаномагнетитовых руд, например, Магнитогорское и Малый Куйбас в Челябинской области, а также ряд мелких месторождений [1]. Опубликованной литературы по этим объектам очень мало [2, 3], а сведения в основном отрывочные и степень их изученности не слишком высока.

Генезис скарново-магнетитовых месторождений связывается с контактово-метасоматическими процессами при внедрении интрузий кислого или основного состава в карбонатные породы [2, 4]. В. А. Вахрушев отмечал, что образование массивных магнетитовых руд происходит по известнякам, а вкрапленных – по скарнам и алюмосиликатным породам [5]. Считалось, что основным источником железа являются интрузивные породы, которые обогащались им как из мантийных, так и из коровых источников. С развитием научно-аналитических подходов взгляды на происхождение скарново-магнетитовых руд постепенно менялись, в частности, в вопросах механизмов переноса и источников железа [6–9]. К примеру, детальные исследования акцессорной минерализации скарнов, а также методы элементной и изотопной геохимии позволяют определять Р-Т условия, состав рудородных флюидов и их источники [10–12].

В Западно-Магнитогорской зоне на сегодняшний день известно небольшое месторождение Канакай, имеющее сходства по геологическому строению и вещественному составу с месторождением Малый Куйбас, которое связано с габбровой интрузией возрастом ~330 млн лет [2, 13]. Опубликованных геолого-минералогических работ по нему нет, наиболее детальная геологическая информация содержится в отчётных документах ООО «ФЕРРУМ О» [14]. Тем временем, месторождение Канакай является одним из наиболее значимых железорудных объектов республики Башкортостан. В статье представлены первые результаты детального минералого-геохимического изучения пород и руд Канакайского месторождения, обсуждаются условия их формирования, предлагается обобщённая модель рудогенеза.

#### *Геологическое строение месторождения Канакай*

Месторождение начало разрабатываться как минимум с конца XIX в. По результатам разведочных работ с применением магнитной съёмки запасы руд на месторождении в 1946 г. были оценены в ~1 млн т [15] и оно было отнесено к классу мелких и промышленного статуса тогда не получило. С 2014 г. месторождение стало вновь разрабатываться в связи с истощением ресурсов Магнитогорского рудного района. По состоянию на 01.07.2017 г. запасы руд со средним содержанием Fe 62.5 % по сумме категорий C<sub>1</sub>+C<sub>2</sub> были оценены в 200 тыс. т [14]. К настоящему времени месторождение уже почти полностью выработано открытым способом двумя карьерами.

Месторождение Канакай локализовано на восточ-

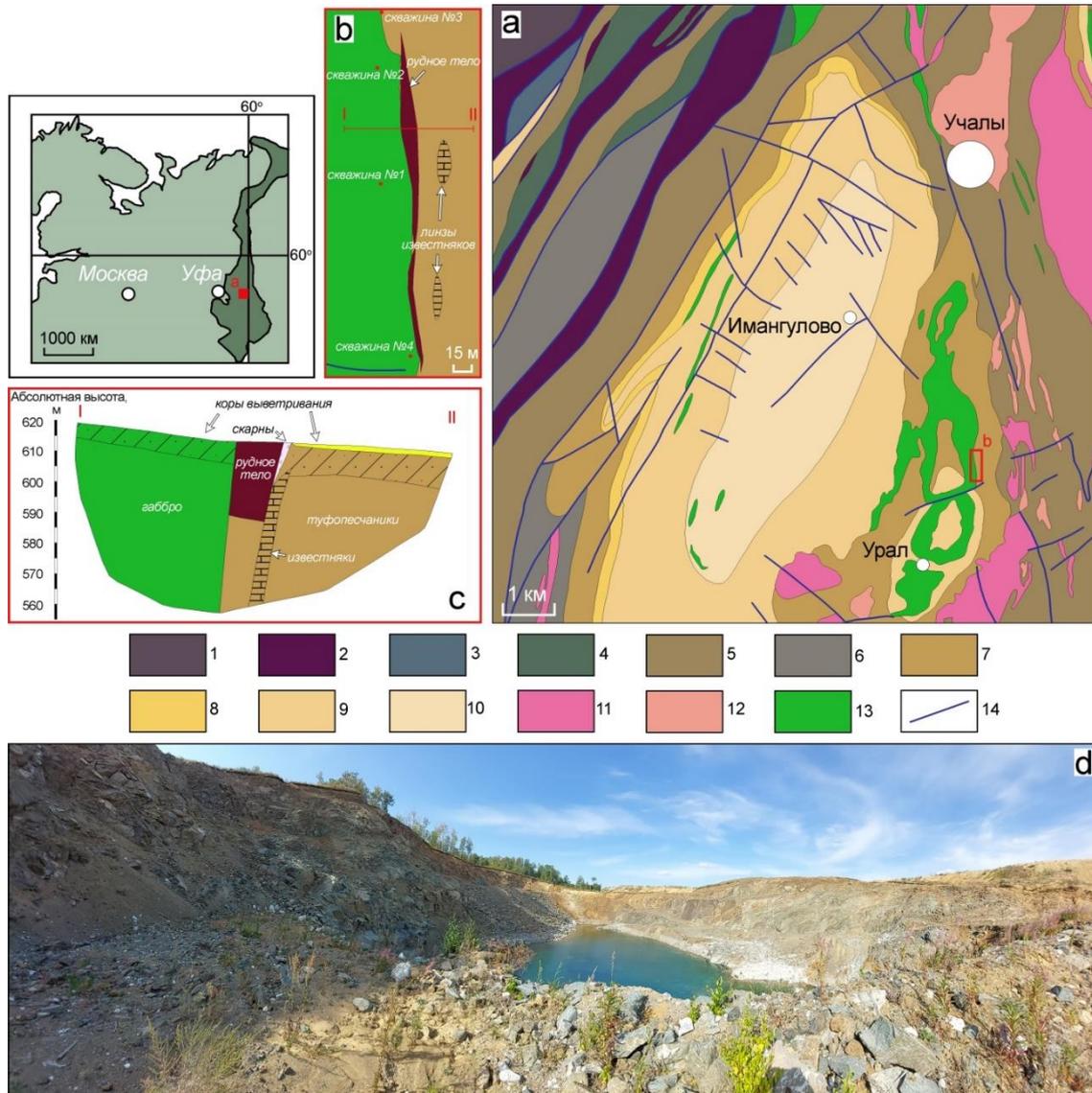
ном крутопадающем (75–80°, западное) контакте Утлыкташского габбрового лополита с породами вулканогенно-осадочной улутауской свиты (D<sub>2-3</sub>) (рис. 1). Габбровый лополит длиной до 11 км и шириной до 3 км относится к утлыкташскому комплексу (C<sub>1</sub>), развитому по бортам Имангуловской мульды. В структурно-формационном плане участок находится внутри Учалинско-Александринской зоны, богатой медноколчеданными месторождениями [16]. Линзовидное тело магнетитовых руд длиной до 275 м мощностью 1.4–16.4 м (в среднем 9 м) имеет меридиональное простирание и приурочено к небольшим линзам известняков в толще туфопесчаников и алевропесчаников улутауской свиты (рис. 1b, c). Руды прочные массивные, по краям брекчиевидные, неравномерно мартитизированные, контакты рудного тела с вмещающими породами чёткие [14]. Габброиды лополита на западном контакте рудного тела закалены и часто сильно выветрелы. На восточном контакте развиты мраморы и скарнированные терригенные породы. Возраст руд оценивается по предполагаемому времени внедрения интрузии в ~330 млн лет, возраст вмещающих пород составляет ~380 млн лет [14].

В настоящее время из-за затопления карьеров (рис. 1d) сложно провести полноценные геологические наблюдения. Тем не менее, в направлении от контакта габбрового тела нам удалось выделить следующие сменяющие друг друга зоны метаморфогенно-метасоматических породных ассоциаций: 1) апогаббровые метасоматиты (<1 м), 2) рудовмещающие скарнированные брекчированные известняки (контактовые мраморы) (20–30 м), 3) полосчатые скарнированные песчаники, туфопесчаники и алевропесчаники (скарноиды), пронизанные многочисленными жилами кварц-кальцит-пренитового состава (2–5 м), 4) тектонические брекчии, состоящие из слабоскарнированной песчаниково-алевропесчаниковой матрицы и обломков мраморизованного известняка (2–5 м), 5) слабометасоматизированные ороговикованные песчаники и алевропесчаники (10–20 м или более).

#### **Аналитические методы исследований**

Химический состав пород и руд определён рентгенофлуоресцентным методом в ИГ УФИЦ РАН (Уфа) при помощи энергодисперсионного спектрометра X-Calibur (Израиль). Пределы обнаружений для петрогенных элементов составляли от 0.01 до 0.02 мас. %, для микроэлементов – в диапазоне 1–5 г/т. Для построения калибровочных графиков использовались аттестованные государственные образцы магматических и осадочных пород.

Микроскопические исследования проводились с помощью оптического микроскопа Carl Zeiss Axioskop 40 (Германия) и электронного микроскопа Tescan Vega Compact (Чехия) в ИГ УФИЦ РАН. Составы минералов изучены при помощи ЭДС-детектора Xplorer 15 Oxford Instruments (Великобритания). При съёмке использованы следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда в диапазоне 3–4 нА.



**Рис. 1.** Местоположение и геологическая карта Утлыкташского участка (a); карта (b) и разрез по линии I–II (c) Канакайского месторождения по [14]; панорама северного карьера (d). Условные обозначения: 1 – раннепалеозойские габброиды; 2 – раннепалеозойские серпентиниты; 3–10 – вулканогенно-осадочные свиты: 3 – поляковская (O<sub>1-2</sub>), 4 – сакмарская (S–D<sub>1</sub>), 5 – ирендыкская (D<sub>1-2</sub>), 6 – карамалыташская (D<sub>2</sub>), 7 – улутауская (D<sub>2-3</sub>), 8 – мукасовская (колтубанская) свита (D<sub>3</sub>), 9 – колтубанская толща (D<sub>3</sub>), 10 – зилайская (D<sub>3</sub>); 11 – субвулканические тела риолитов; 12 – субвулканические тела дацитов; 13 – габбро утлыкташского комплекса; 14 – разломы.

[Fig. 1. Locality and geological map of Utlyktash place (a); map (b) and section across I–II line (c) of Kanakay deposit after [14]; northern quarry panorama (d). Legend: (1) – early Paleozoic gabbroids; (2) – early Paleozoic serpentinites; (3–10) – volcano-sedimentary Formations: (3) – Polyakovka (O<sub>1-2</sub>), (4) – Sakmara (S–D<sub>1</sub>), (5) – Irendyk (D<sub>1-2</sub>), (6) – Karamalytash (D<sub>2</sub>), (7) – Ulutau (D<sub>2-3</sub>), (8) – Mukas (D<sub>3</sub>), (9) – Koltuban Unit (D<sub>3</sub>), (10) – Zilair (D<sub>3</sub>); (11) – subvolcanic rhyolite bodies; (12) – subvolcanic dacite bodies; (13) – Utlyktash Complex gabbros; (14) – faults.]

Измерения изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd проводились на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом двухлучевом режиме с использованием ренийевых и танталовых лент в ГИ КНЦ РАН (Апатиты). Ошибка в <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd отношениях составляет 0.3 % (2σ), погрешность измерения изотопного состава Nd не превышала 0.018 %. Изотопные отношения были нормализованы по отношению <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.7219, а затем пересчитаны на принятое отношение <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в стандарте JNdi-1=0.512115 [17]. При

расчете величин ε<sub>Nd</sub>(T) использованы значения CHUR по [18] (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.512630, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd=0.1960).

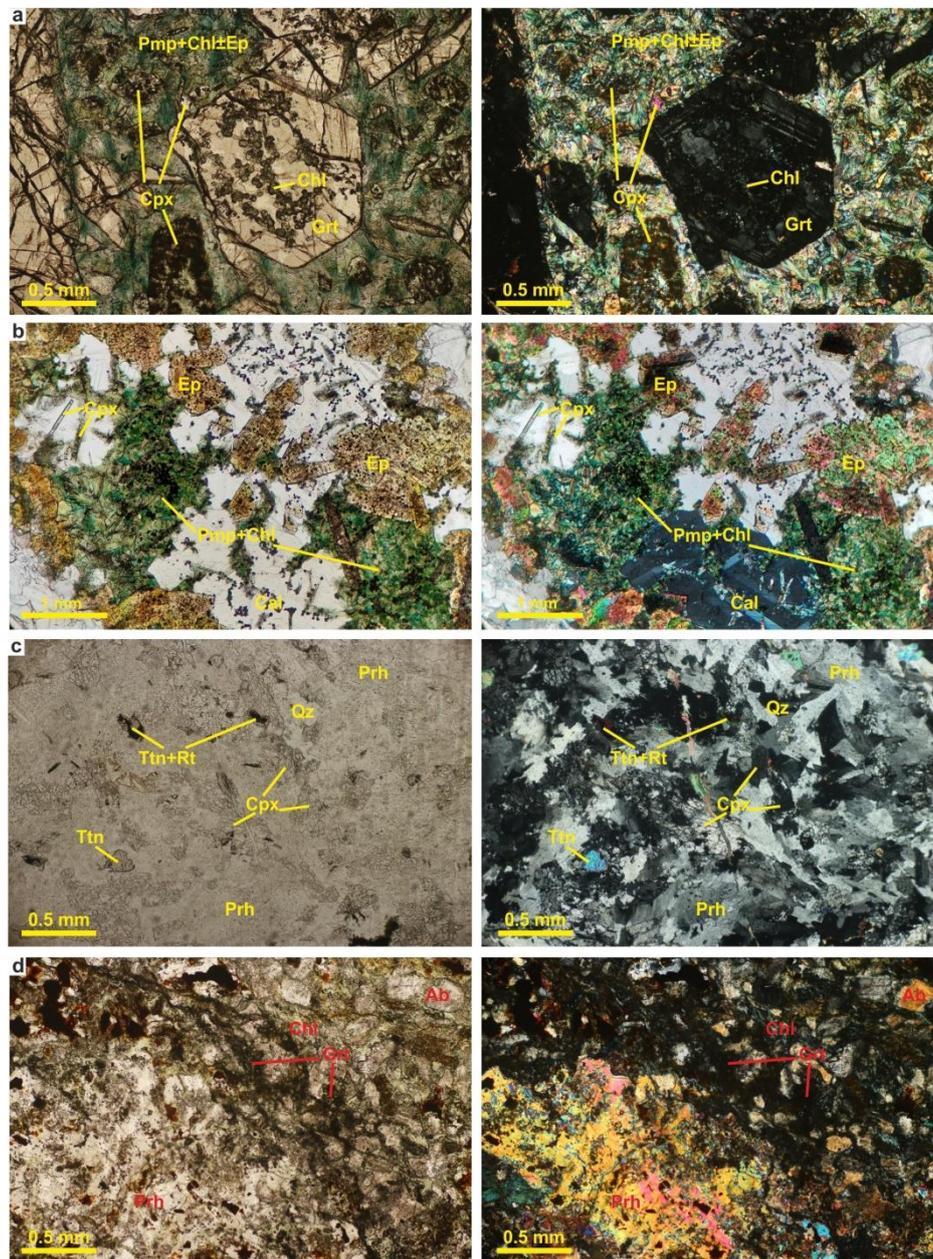
### Результаты

#### Минералогия околорудных метасоматитов

Апогаббровые метасоматиты сложены сосюритизированным и альбитизированным плагиоклазом, клинопироксеном (титанистым авгитом) и лейкоксенизированным титаномагнетитом. В скарноидах широко распространены кальцит, пренит, гранат, пумпеллит, диопсид, ортоклаз, альбит, кварц.

Кальцит слагает контактовые мраморы (скарнированные известняки) гранобластовой структуры и представлен изометричными ксеноморфными зёрнами размером 0.03–1.5 мм. Кроме того, он широко распространён в виде моно- и полиминеральных прожилков, секущих все типы пород, и разнообразных ксеноморфных выделений в сростании с хлоритом

(рис. 2b), пренитом, кварцем, полевым шпатом в скарноидах и роговиках. Также в небольшом количестве кальцит встречается в виде реликтов (?) карбонатного цемента во вмещающих песчаниках. В кальците из мраморов отмечаются небольшие примеси (мас. %): SiO<sub>2</sub> 0.16–0.24, FeO 0.12–0.38, MgO 0.24–0.36, MnO 0.16–0.41.



**Рис. 2.** Микрофотографии метасоматических пород Канакайского скарново-магнетитового месторождения: *a* – идиоморфные и субидиоморфные выделения граната и клинопироксена в пумпеллит-хлорит-эпидотовой матрице, *b* – зёрна эпидота и пумпеллит-хлоритовые агрегаты в кварц-кальцит-полевошпатовой матрице, *c* – кварц-пренитовая порода с редкими выделениями клинопироксена и рудных минералов, *d* – выделения пренита в метасоматизированном песчанике. *Ab* – альбит, *Cal* – кальцит, *Chl* – хлорит, *Cpx* – клинопироксен, *Ep* – эпидот, *Grt* – гранат, *Pmp* – пумпеллит, *Prh* – пренит, *Qz* – кварц, *Rt* – рутил, *Tm* – титанит. Фото слева – без анализатора, справа – с анализатором.

[**Fig. 2.** Photomicrographs of Kanakay iron skarn deposit metasomatic rocks: (*a*) – euhedral and subhedral garnet and clinopyroxene grains in pumpellyite-chlorite-epidote matrix, (*b*) – epidote grains and pumpellyite-chlorite intergrowths in quartz-calcite-feldspar matrix, (*c*) – quartz-prehnite rock with rare clinopyroxene and opaque grains, (*d*) – prehnite aggregates in metasomatized sandstone. *Ab* – albite, *Cal* – calcite, *Chl* – chlorite, *Cpx* – clinopyroxene, *Ep* – epidote, *Grt* – garnet, *Pmp* – pumpellyite, *Prh* – prehnite, *Qz* – quartz, *Rt* – rutile, *Tm* – titanite. Left photo – PPL, right photo – XPL.]

Гранат развит в контактовых мраморах и скарноид-дах в виде изометричных субидиоморфных и ксеноморфных зёрен размером до 5 мм в поперечнике. Он часто образует сростки из нескольких зёрен, неравномерно распределённых в породах среди кальцитового или пумпеллиит-хлоритового матрикса (рис. 2а). По составу гранат относится к ряду гроссуляр–андрадит с незначительным количеством пиральспитовой компоненты (табл. 1, рис. 3а). Характерны зональные кристаллы, в которых центральная часть чаще обогащена Fe относительно края, но встречается и обратная зональность. Часто центральные части кристаллов отве-

чают чистому андрадиту ( $Adr_{\geq 96}$ ). В основном гранат из скарнированных известняков зонален и характеризуются большими вариациями содержаний Fe и Al ( $Grs_{0-86}Adr_{8-99}$ ), но встречаются и довольно однородные гранаты ( $Grs_{0-30}Adr_{68-99}$ ). Гранаты из скарнированных известняков содержат MnO 0.21–0.80 мас. %, реже встречаются  $TiO_2$  0.22–2.62 мас. %, MgO 0.23–0.53 мас. %,  $V_2O_3$  0.26–0.33 мас. %,  $Cr_2O_3$  0.33–0.63 мас. %. Гранаты из скарнированных туфопесчаников обычно однородны и отвечают составу  $Grs_{18-34}Adr_{52-70}$ , и также содержат  $TiO_2$  1.03–3.67 мас. %, MnO 0.35–1.46 мас. %,  $V_2O_3$  0.26–0.63 мас. %.

Табл. 1. Представительные анализы граната из скарноидов Канакайского месторождения  
[Table 1. Representative analyses of garnet from Kanakay deposit skarnoids]

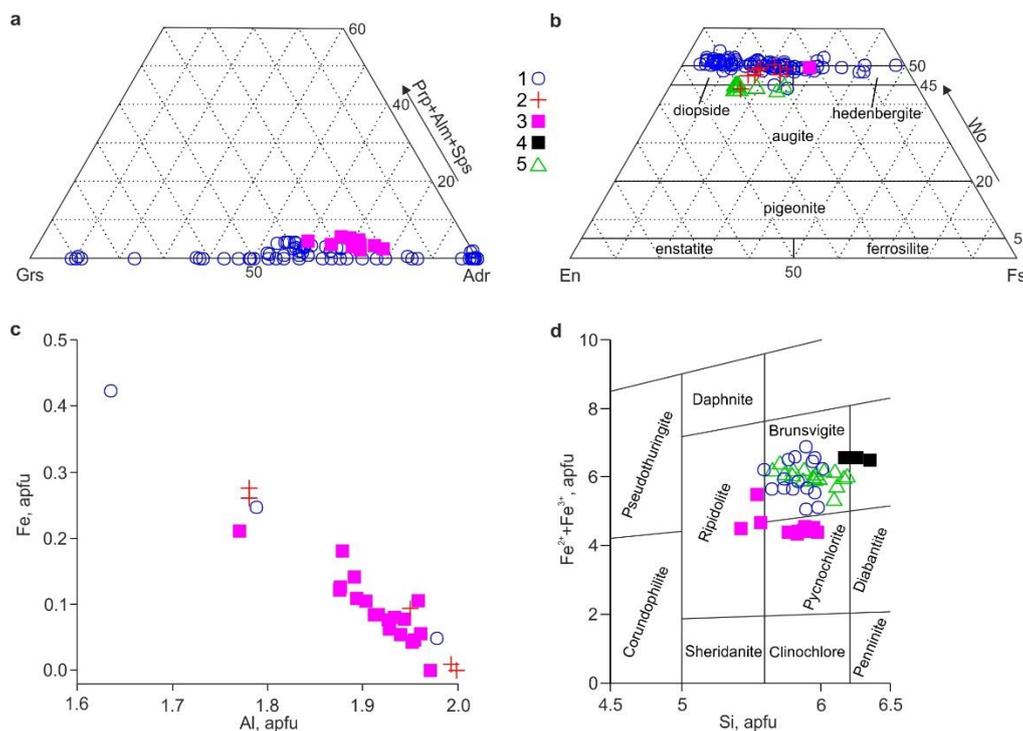
Element	1 (c)	2 (r)	3 (c)	4 (r)	5 (c)	6 (r)	7 (c)	8 (r)	9	10
SiO <sub>2</sub>	35.05	36.72	35.13	37.22	38.08	37.59	35.81	36.78	35.94	36.35
TiO <sub>2</sub>	bdl	bdl	bdl	bdl	1.58	bdl	bdl	bdl	bdl	2.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	bdl	7.93	bdl	7.84	19.25	9.79	0.66	6.93	0.53	5.86
FeO	29.95	20.54	29.87	20.65	3.28	16.25	28.61	21.36	29.11	20.71
MnO	0.4	0.85	0.35	0.69	0.63	0.65	0.41	0.54	0.34	0.44
MgO	bdl	bdl	bdl	bdl	0.32	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
CaO	34.04	35.03	34.95	33.6	37.11	35.37	32.81	33.4	33.57	34.03
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.26
Total	99.44	101.07	100.3	100	100.25	99.64	98.31	99.01	99.49	99.77
Формульные коэффициенты (O=12)										
[Atom per formula unit (O=12)]										
Si	2.89	2.89	2.87	2.97	2.89	2.97	2.98	2.97	2.96	2.94
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.13
Al	0	0.74	0	0.74	1.72	0.91	0.06	0.66	0.05	0.56
Fe <sup>3+</sup>	2.21	1.47	2.26	1.33	0.32	1.14	1.97	1.40	2.03	1.31
Fe <sup>2+</sup>	0	0	0	0.05	0	0	0.03	0.04	0	0.09
Mn	0.03	0.06	0.02	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.03
Mg	0	0	0	0	0.04	0	0	0	0	0
Ca	3.01	2.96	3.06	2.87	3.02	3.00	2.93	2.89	2.96	2.95
Total	8.15	8.12	8.21	8.00	8.11	8.07	8.00	8.00	8.03	8.00
Миналы										
[End members]										
Andradite	96.5	64.9	95.7	63.7	10.4	53.7	97.0	67.5	98.1	65.4
Grossular	0	31.6	0	32.0	80.5	44.3	0.6	28.8	0.5	22.4
Almandine	0	0	0	1.7	0	0	0.9	1.4	0	1.0
Spessartine	0	0	0	1.6	0	0	1.0	1.2	0	1.0
Schorlomite	0	0	0	0	4.5	0	0	0	0	3.5
Morimotoite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6.0

Примечание: с – центр, r – край зерна; bdl – ниже предела обнаружения (здесь и далее).  
[Note: c – center, r – rim of grain; bdl – below detection limit (here in after)]

В целом изученный гранат беден двухвалентным железом ( $Fe^{2+} < 0.1$  ф.е.), что накладывает ограничения для набора представительной статистики по расчётным величинам гранат-клинопироксенового геотермометра. Тем не менее, для двух пар анализов граната и сосуществующего клинопироксена по Mg–Fe<sup>2+</sup> геотермометру [19] получены значения 492 и 519 °C.

Клинопироксен, кроме габбро, в которых он является первичным магматическим минералом, встречается в скарнированных породах. В последних он слагает субидиоморфные призматические кристаллы размером до 1 мм, нередко совместно с гранатом (рис. 2а). Реже клинопироксен представлен ксеноморфны-

ми выделениями, иногда в виде включений в гранате и пирите. По составу он относится к группе кальциевых: большая часть – к членам твёрдого раствора диопсид–геденбергит (рис. 3b), меньшая – к группе авгитов (табл. 2). Характерно зональное строение зёрен, обусловленное вариациями в содержаниях Fe и Mg:  $Wo_{44.3-51.9}En_{11.1-43.6}Fs_{4.5-40.1}$ . Причём в зональных кристаллах центральная часть может быть как обеднена, так и обогащена Fe относительно края. В пренитовых метасоматитах присутствуют резорбированные призматические зёрна клинопироксена состава  $Wo_{47.6-49.2}En_{26.9-36.4}Fs_{16.0-23.9}$ . Иногда по краям клинопироксена развивается актинолит с  $Fe\# (Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg))=0.3-0.4$ .



**Рис. 3.** Диаграммы для минералов из контактово-метасоматических пород Канакайского скарново-магнетитового месторождения: треугольные для граната (a) и клинопироксена (b) в молярных долях, бинарные для пренита (c) и хлорита (d) в атомных единицах. Условные обозначения: 1 – скарнированные известняки, 2 – скарнированные алевропесчаники, 3 – ороговичкованные песчаники, 4 – магнетититы, 5 – метагаббро.

**[Fig. 3.** Diagrams for Kanakay iron skarn deposit contact-metamorphic rock’s minerals: ternary in moles to garnet (a) and clinopyroxene (b), binary in apfu to prehnite (c) and chlorite (d). Legend:(1) – skarned limestones, (2) – skarned sandstones, (3) – hornfelded sandstones, (4) – magnetitites, (5) – metagabbro]

**Табл. 2.** Представительные анализы клинопироксена из скарноидов Канакайского месторождения  
**[Table 2.** Representative analyses of clinopyroxene from Kanakay deposit skarnoids]

Element	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	50.53	50.7	48.06	54.02	49.95	52.41	51.34	53.12	51.09
TiO <sub>2</sub>	bdl	bdl	0.75	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.7	1.02	2.81	1.76	0.89	bdl	0.39	0.79	0.68
FeO	7.38	12.79	11.9	4.53	19.73	12.97	13.47	9.46	17.26
MnO	0.34	0.68	0.25	0.46	1.63	0.66	1.55	0.66	0.41
MgO	13.85	10.46	9.73	14.68	4.84	10.07	9.45	12.95	7.51
CaO	25.87	24.98	23.77	25.52	23.3	24.98	24.09	23.58	23.86
Na <sub>2</sub> O	bdl	0.36	0.96	0.32	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Total	100.66	100.99	98.24	101.29	100.34	101.08	100.29	100.57	100.81
Формульные коэффициенты (O=6) [Atom per formula unit (O=6)]									
Si	1.89	1.94	1.88	1.97	1.98	1.99	1.98	1.98	1.98
Ti	0	0	0.02	0	0	0	0	0	0
Al <sup>IV</sup>	0.11	0.05	0.12	0.03	0.02	0	0.02	0.02	0.02
Al <sup>VI</sup>	0.01	0	0.01	0.04	0.02	0	0	0.02	0.01
Fe <sup>3+</sup>	0.16	0.16	0.20	0.02	0	0.03	0.04	0	0.02
Fe <sup>2+</sup>	0.07	0.24	0.18	0.11	0.65	0.38	0.39	0.30	0.54
Mn	0.01	0.02	0.01	0.01	0.05	0.02	0.05	0.02	0.01
Mg	0.77	0.60	0.57	0.80	0.29	0.57	0.54	0.72	0.43
Ca	1.04	1.02	1.00	1.00	0.99	1.02	0.99	0.94	0.99
Na	0	0.03	0.07	0.02	0	0	0	0	0
Total	4.05	4.05	4.06	4.01	4.00	4.01	4.01	4.00	4.00
Миналы [End members]									
Wo	50.6	50.0	51.0	51.2	49.9	50.3	49.2	47.6	49.6
En	37.7	29.2	29.0	41.0	14.4	28.2	26.9	36.4	21.7
Fs	11.7	20.8	20.0	7.8	35.7	21.4	23.9	16.0	28.6

*Пренит* является главным минералом кварц-полевошпат-пренитовых метасоматитов (как по габбровому, так и терригенному субстрату), формируя однородные и радиально-лучистые агрегаты таблитчатых кристаллов (рис. 2с, d), иногда образует крупные порфиробласты (до 1–1.5 мм). Кроме того, пренитом сложены многочисленные маломощные жилы, секущие скарнированные песчаники и руды. В прените отмечается почти постоянная широко варьирующая примесь FeO 1.33–7.15 мас. % (табл. 3) в результате изоморфного замещения  $Al^{3+}-Fe^{3+}$ , что выражается чёткой обратной корреляцией этих элементов (рис. 3с).

*Хлорит* формирует микрокристаллические агрегаты чешуйчатых зёрен совместно с пумпеллитом (реже с эпидотом), замещая гранат и клинопироксен (рис.

2а, б). В наименее изменённых участках метапесчаников хлорит цементирует сохранившийся обломочный материал (зёрна альбита, кварца), а в более изменённых участках – находится в ассоциации с метаморфическими минералами (необластами эпидота, кварца, калишпата, граната, пренита и альбита). Хлорит встречается и в пирит-магнетитовой руде в виде включений и прожилков совместно с кальцитом, а в метагаббро хлорит развивается по клинопироксену и плагиоклазу. По химическому составу хлорит отвечает брунсвигиту, но анализы из ороговикованных песчаников попадают в поля пикнохлорита и рипидолита (рис. 3d). Расчётные P-T параметры, представленные в табл. 4 показывают, что образование хлорита происходило в диапазоне температур 110–219°C и давлении 5.5–7.5 кбар.

**Табл. 3.** Представительные анализы пренита из метасоматических пород Канакайского месторождения  
[Table 3. Representative analyses of prehnite from Kanakay deposit metasomatites]

Element	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	43.27	43.83	42.84	43.04	42.69	44.58	42.85	42.53	43.54	42.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.73	24.70	24.29	21.63	19.55	24.76	23.24	22.94	23.71	23.54
FeO	4.48	1.42	bdl	4.21	7.15	bdl	1.44	1.78	1.33	1.38
CaO	27.53	28.18	27.00	27.10	27.18	27.93	27.30	27.21	27.44	27.34
H <sub>2</sub> O*	4.31	4.44	4.29	4.28	4.23	4.44	4.29	4.26	4.35	4.30
Total	101.32	102.57	98.42	100.26	100.80	101.71	99.12	98.72	100.37	99.45
Формульные коэффициенты (O=12) [Atom per formula unit (O=12)]										
Si	6.02	5.93	5.98	6.04	6.06	6.02	6.00	5.99	6.00	5.98
Al <sup>total</sup>	3.56	3.94	4.00	3.58	3.27	3.94	3.83	3.81	3.85	3.87
Fe	0.52	0.16	0.00	0.49	0.85	0.00	0.17	0.21	0.15	0.16
Ca	4.10	4.08	4.04	4.07	4.13	4.04	4.09	4.10	4.06	4.08
OH*	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

\*Рассчитано по стехиометрии  
[\*Calculated by stoichiometry]

**Табл. 4.** Представительные анализы хлорита из метасоматических пород Канакайского месторождения  
[Table 4. Representative analyses of chlorite from Kanakay deposit metasomatites]

Element	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	26.55	26.27	26.91	27.43	27.96	25.72	27.23	26.93	28.24	27.9	27.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.21	16.8	15.7	18.54	17.23	21.8	15.46	17.52	13.55	14.34	16.8
FeO	30.99	35.73	34.99	25.02	25	25.54	33.26	32.23	34.53	35.48	28.44
MnO	0.53	0.67	0.54	0.57	0.67	0.5	0.41	0.43	1.19	1.16	0.32
MgO	12.14	9.17	10.28	16.09	16.07	13.78	11.11	10.43	8.92	9.67	13.46
CaO	0.22	0.2	0.18	bdl	0.25	bdl	bdl	0.42	0.5	0.31	0.4
H <sub>2</sub> O*	10.98	10.84	10.86	11.40	11.31	11.33	10.84	10.98	10.64	10.84	11.11
Total	98.63	99.68	99.46	99.09	98.54	98.78	98.33	99.02	97.67	99.73	98.36
Формульные коэффициенты (O=28) [Atom per formula unit (O=28)]											
Si	5.796	5.811	5.938	5.766	5.919	5.427	6.022	5.869	6.350	6.168	5.975
Al <sup>IV</sup>	2.204	2.189	2.062	2.234	2.081	2.573	1.978	2.131	1.650	1.832	2.025
Al <sup>VI</sup>	2.226	2.191	2.024	2.365	2.224	2.865	2.055	2.381	1.951	1.908	2.248
Fe <sup>3+</sup>	0.012	0.001	0	0.073	0.080	0.162	0.043	0.140	0.169	0.043	0.125
Fe <sup>2+</sup>	5.646	6.609	6.473	4.325	4.346	4.346	6.109	5.735	6.324	6.517	4.997
Mn	0.098	0.126	0.101	0.101	0.120	0.089	0.077	0.079	0.227	0.217	0.058
Mg	3.951	3.024	3.382	5.042	5.071	4.335	3.662	3.389	2.990	3.187	4.320
Ca	0.051	0.047	0.043	0	0.057	0.000	0	0.098	0.120	0.073	0.092
OH*	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00

Продолжение Табл. 4  
[Continued Table 4]

**Расчётные PT-параметры [**Calculated PT-conditions]											
T, °C	173	158	152	209	219	209	148	154	110	132	165
P, Kbar	6.5	6	6	7.5	7.5	7.5	5.5	6	4.5	5	6

\*Расчитано по стехиометрии; \*\*расчитано по [20]  
[\*Calculated by stoichiometry; \*\*calculated according [20]]

**Пумпеллит**  $\text{Ca}_{1.95-2.03}\text{Mg}_{0.14-0.34}\text{Fe}_{0.24-0.87}\text{Mn}_{0-0.02}\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_6\text{OH}][\text{Si}_{0.96-1.03}\text{Al}_{0-0.53}\text{O}_4](\text{OH})_2(\text{OH})$  образует радиально-лучистые сростания игольчатых кристаллов, часто в ассоциации с чешуйчатым агрегатом хлорита и призматическими кристаллами эпидота (рис. 2а, б).

**Эпидот** встречается в виде мелких (до 30 мкм) призматических кристаллов среди пумпеллит-хлоритовых агрегатов, либо в виде скоплений и отдельных относительно крупных (до 0.4 мм) идиоморфных призматических кристаллов в скарнированном известняке (рис. 2б).

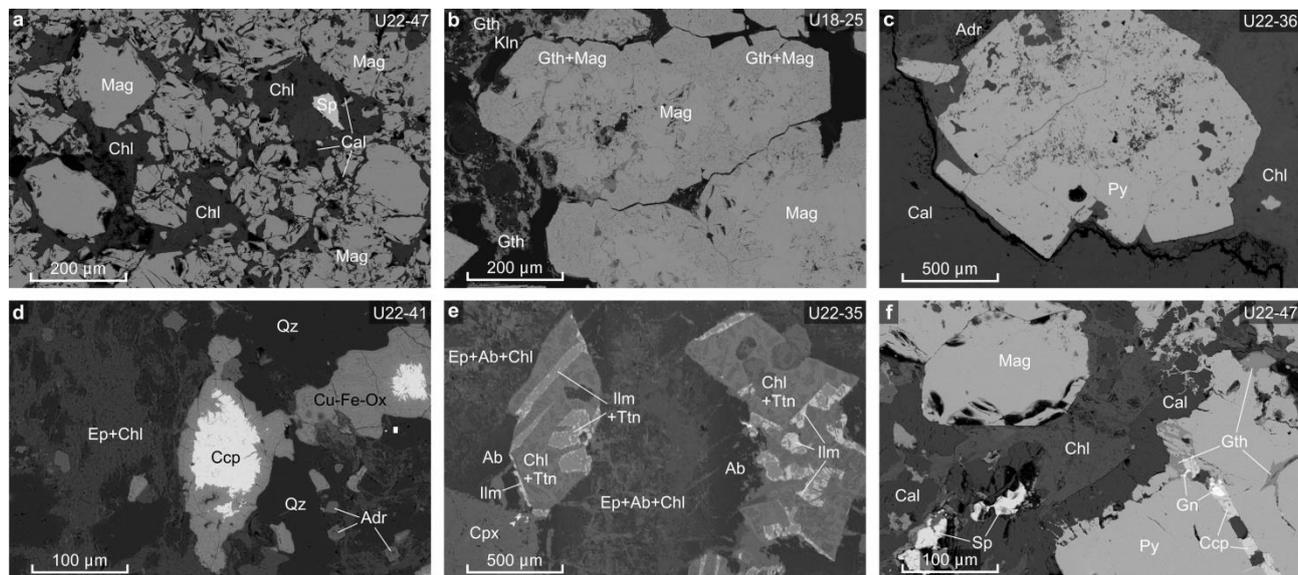
**Альбит, калиевый полевой шпат и кварц** встречаются в пренитовых метасоматитах, метапесчаниках и метагаббро. В метапесчаниках они обычно представлены частично резорбированными детритовыми зёрнами, а в скарнированных породах и ороговикованных песчаниках присутствуют как новообразованные минералы в виде мелких ксеноморфных выделений.

В небольшом количестве в скарнированных породах в виде мелких (до 50 мкм) идиоморфных и субидиоморфных кристаллов встречаются **барит** и **апатит** (в том числе редкий мышьяковистый). Апатит

фтористый (F до 3.9 мас. %), однако также содержит и Cl (до 1.4 %), и серу ( $\text{SO}_3$  до 0.6 %).

В обр. U18-26 (скарнированный туф?) обнаружен **стильбит**, заполняющий поздние прожилки в ассоциации с кварцем, альбитом и окисленными рудными минералами (хризоколлой и неуставленным минералом с высокими содержаниями Mn (7.2–7.7 мас. %) и Co (3.2–3.3 мас. %), состав которого по средним значениям из трёх анализов с максимальной суммой 85 % можно представить как  $\text{Cu}_{1.04}(\text{Fe}_{0.89}\text{Mn}_{0.65}\text{Co}_{0.26}\text{Ca}_{0.12}\text{Mg}_{0.08})_{2.0}(\text{Si}_{0.35}\text{Al}_{0.68})_{3.03}\text{O}_{9.43}$ .

Среди рудных минералов в габбро и апогаббровых метасоматитах широко развит **ильменит**, представленный выделениями до 200 мкм размером в агрегатах хлорита и титанита, замещающих титаномагнетит (рис. 4е). В ороговикованных туфопесчаниках наблюдается рассеянная и гнездовая вкрапленность кристаллов **пирита** размером 50–250 мкм с редкими мелкими включениями галенита и сфалерита. Иногда встречаются крупные метакристаллы пирита размером 1–10 мм (и их сростки) с включениями кальцита, пироксена и граната.



**Рис. 4.** Сульфидно-оксидная минерализация Канакайского месторождения (SEM-BSE изображения): *a* – зернистая структура магнетита с хлоритом, кальцитом и отдельными зёрнами сфалерита, *b* – окисленный магнетит, *c* – сросток метакристаллов пирита с силикатными и карбонатными включениями в скарноиде, *d* – структуры замещения халькопирита, *e* – структуры замещения титаномагнетита в метагаббро, *f* – прожилки и гнезда с минералами полиметаллической ассоциации. *Ab* – альбит, *Adr* – андрадит, *Ccp* – халькопирит, *Chl* – хлорит, *Chm* – шамозит, *Cpx* – клинопироксен, *Cu-Fe-Ox* – смесь гидроксидов железа и меди, *Ep* – эпидот, *Gn* – галенит, *Gth* – гётит, *Ilm* – ильменит, *Kln* – каолинит, *Mag* – магнетит, *Py* – пирит, *Qz* – кварц, *Sp* – сфалерит.

[Fig. 4. Sulphide-oxide mineralization of the Kanakay deposit (SEM-BSE images): (a) – granular structure of magnetite with chlorite, calcite and individual grains of sphalerite, (b) – oxidized magnetite, (c) – intergrowth of pyrite metacrystals with silicate and carbonate inclusions in a skarnoid, (d) – chalcopyrite substitution structures, (e) – substitution structures of titanomagnetite in metagabbro, (f) – veins and nests with minerals of polymetallic association. *Ab* – albite, *Adr* – andradite, *Ccp* – chalcopyrite, *Chl* – chlorite, *Chm* – chamosite, *Cpx* – clinopyroxene, *Cu-Fe-Ox* – mixture of iron and copper hydroxides, *Ep* – epidote, *Gn* is galena, *Gth* – goethite, *Ilm* – ilmenite, *Kln* – kaolinite, *Mag* – magnetite, *Py* – pyrite, *Qz* – quartz, *Sp* – sphalerite.]

Минералогия руд

Рудное тело сложено массивным тёмно-бурым магнетитом, представляющим собой хаотично сросшуюся массу из разногранённых зёрен магнетита с неравномерно распределёнными включениями сульфидов, гнёзд и прожилков нерудных минералов. По краям рудного тела, но крайне неравномерно, магнетит замещён бурым железняком. Основная часть зёрен магнетита имеет размерность 50–300 мкм (рис. 4а). В ассоциации с ним обнаружены редкие зёрна андрадита, эпидота, шамозита, кальцита и квар-

ца. Нередко среди массивных и густовкрапленных магнетитовых руд встречаются прожилки пренита, пумпеллиита, хлорита, кварца и кальцита. В некоторых случаях с этими прожилками связано окисление магнетита до гематита и гётита с образованием частичных псевдоморфоз (рис. 4b). Иногда с ними же ассоциирует полиметаллическая минерализация. Для магнетита характерны постоянные примеси Si (0.1–0.5 мас.%), Al (0.2–0.8 %), редко Ti и V – до 0.8 и 0.2 мас.% соответственно (табл. 5).

Табл. 5. Представительные анализы магнетита из руд Канакайского скарно-магнетитового месторождения  
[Table 5. Representative analyses of magnetite from Kanakay iron skarn deposit]

Element	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	2.12	0.88	0.53	0.30	1.05	0.73	0.83	0.43	2.29
TiO <sub>2</sub>	bdl	bdl	0.93	0.52	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.42	1.44	1.02	0.49	0.87	0.76	1.13	0.96	1.10
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	bdl								
FeO	92.13	91.79	91.44	94.00	93.37	95.64	96.47	92.06	89.40
MnO	bdl	0.41							
CaO	0.29	0.21	0.11	bdl	0.11	bdl	bdl	bdl	0.50
CoO	bdl	0.51	bdl						
Total	94.95	94.82	94.04	95.31	95.40	97.12	98.44	93.45	93.70
Формульные коэффициенты (O=6) [Atom per formula unit (O=6)]									
Si	0.08	0.03	0.02	0.01	0.04	0.03	0.03	0.02	0.09
Ti	0	0	0.03	0.01	0	0	0	0	0
Al	0.02	0.06	0.05	0.02	0.04	0.03	0.05	0.04	0.05
V	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe <sup>3+</sup>	1.82	1.87	1.86	1.93	1.88	1.91	1.89	1.92	1.78
Fe <sup>2+</sup>	1.07	1.01	1.04	1.03	1.03	1.03	1.03	1.02	1.05
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01
Ca	0.01	0.01	0.005	0	0.005	0	0	0	0.02
Co	0	0.02	0	0	0	0	0	0	0

Пирит преобладает среди сульфидов, образуя в рудах неравномерно рассеянную вкрапленность из субидоморфных выделений и метакристаллов с сечениями, характерными для кубической и пентагон-додекаэдрической огранки, размер зёрен варьирует от нескольких мкм до 2–3 см (рис. 4с). В них присутствуют мелкие ксеноморфные включения кальцита, хлорита и минералов полиметаллической ассоциации. Встречаются зёрна пирита, обогащённые Co (до 4.4 мас. %) и As (до 2.5 %). Реже в рудах распространён халькопирит, формирующий рассеянные ксеноморфные выделения размером до 150–200 мкм, часто в ви-

де включений в пирите. Также встречаются галенит и сфалерит, обычно в составе жилков полиметаллической ассоциации внутри крупных кристаллов пирита или в окружающих силикатах, образующие мелкие (до 70 мкм) ксеноморфные выделения (рис.4а, f). Для сфалерита характерны высокие концентрации Fe (6.5–7.2 мас.%) и Cd (до 0.5 мас.%). Кобальтин обнаружен в виде отдельных субизометричных ксеноморфных зёрен или агрегатов размером 50–150 мкм в ассоциации с халькопиритом и пиритом в зальбандах кальцит-пумпеллиитовой жилы, секущей мелкозернистую магнетитовую руду.

*Геохимия пород и руд*

Габброиды Утлыкташского массива характеризуются суммой  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  3.8–5.9 мас. % и высокими  $\text{TiO}_2$  (до 2.9 %) и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (до 18 мас. %) [21]. Мафический индекс Уэйджера–Дира  $f$  в них достигает 80, т.е. соответствует феррогаббро. В приконтактовом апогаббровом метасоматите процессы альбитизации привели к увеличению содержаний  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и уменьшению –  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  (табл. 6). В мраморах содержатся примеси  $\text{SiO}_2$  (2.4–11.4 мас. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.7–2 %),  $\text{MgO}$  (1–1.6 %), обусловленные неравномерно распределёнными включениями силикатов. Метасоматизированные туфопесчаники в целом сходны по химическому составу, заметно различаясь в основном лишь содержаниями  $\text{CaO}$  (4.9–15 мас. %) и  $\text{Na}_2\text{O}$  (0.2–5.8 %). Из микроэлементов большие вариации в кон-

центрациях характерны для Sr (7–370). В пробе содержащего хризоколлу метасоматита концентрация Cu составляет 1850 г/т, тогда как в остальных пробах находится в диапазоне 20–111 г/т.

В рудах (массивных магнетитах) содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  составляет 76–87 мас. %, а концентрация S варьирует от 0.01 до 3.15 мас. %, характеризую неравномерность сульфидной, прежде всего, пиритовой вкрапленности. Концентрации сидерофильных металлов в рудах очень низки,  $\text{TiO}_2$  – 0.19–0.22 мас. %, Mn – 0.11–0.16 мас. %, V – 242–302 г/т, Co – 2–33 г/т, Cr – 89–162 г/т Ni – 5–6 г/т (см. табл. 5). Примесь  $\text{SiO}_2$  в руде составляет 5.0–6.8 мас. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 1.8–3.8 мас. %,  $\text{CaO}$  – 1.7–7.9 мас. %, что обусловлено присутствием в ней жил кальцита, пренита, кварца, а также карбонатных гнезд.

**Табл. 6.** Химический состав пород Канакайского месторождения (оксиды в мас. %, микроэлементы в г/т)  
 [Table 6. Chemical composition of Kanakay deposit rocks (oxides in wt.%, trace elements in ppm)]

Порода [Rock]	апогаббровый метасоматит	контактный мрамор		метасоматизированные туфопесчаники/песчаники					магнетитит	
	[apogabbro metamatite]	[contact marble]		[metasomatized tuff sandstones]					[magnetitite]	
Element	U <sub>18-35</sub>	U <sub>18-24</sub>	U <sub>18-29a</sub>	U <sub>18-26</sub>	U <sub>18-29</sub>	U <sub>22-45d</sub>	U <sub>22-45f</sub>	U <sub>22-45g</sub>	U <sub>18-25</sub>	U <sub>22-47a</sub>
SiO <sub>2</sub>	58.10	11.42	2.40	66.73	63.34	60.07	61.20	62.13	4.95	6.77
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.12	0.07	0.28	0.27	0.47	0.38	0.24	0.19	0.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.61	2.00	0.71	12.83	12.22	12.65	13.74	13.55	3.76	1.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	5.84	2.92	0.65	2.80	2.72	7.97	6.48	4.18	87.49	75.72
MnO	0.09	0.07	0.05	0.05	0.05	0.12	0.08	0.07	0.11	0.16
CaO	6.77	47.05	53.11	4.85	15.00	7.08	5.66	10.57	1.66	7.88
MgO	2.56	1.57	0.97	3.04	3.24	4.12	3.85	1.70	0.75	1.48
Na <sub>2</sub> O	6.84	0.16	0.15	5.83	0.20	2.77	3.83	3.68	0.18	0.20
K <sub>2</sub> O	<0.2	<0.2	0.24	1.06	<0.2	<0.2	1.48	<0.2	0.50	<0.2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.05	0.04	0.11	0.09	0.08	0.09	0.10	0.02	0.07
S	0.01	0.002	0.002	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	3.15
LOI	2.18	33.63	42.17	2.06	3.22	4.90	3.71	2.84	0.28	1.58
Total	100.77	98.99	100.55	99.66	100.35	100.23	100.51	99.08	99.90	99.04
Zr	77	54	40	73	48	57	76	70	34	33
Y	14	5	5	9	6	9	9	8	5	3
Sr	323	231	97	134	7	183	370	262	22	19
Rb	3	9	9	19	9	8	24	10	197	109
Zn	54	12	2	51	11	81	89	18	104	192
Cu	86	9	6	1850	12	111	72	20	47	76
Ni	16	25	50	6	7	10	17	11	5	6
Co	17	7	2	7	8	29	21	14	33	2
Cr	14	10	<10	28	36	54	49	23	162	89
V	49	19	10	41	32	90	75	44	302	242

\*Всё железо представлено в форме  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , LOI – потери при прокаливании.

[\*All iron presented as  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , LOI – loss of ignition]

*Изотопная Sm-Nd систематика*

Для изучения изотопной Sm-Nd системы пород и руд месторождения Канакай использовались валовые пробы и монофракции минералов. Последние включают пробы из рудного тела (магнетит, пирит) и вмещающей породы (кальцит). Габбро Утлыкташского массива характеризуется наиболее радиогенным изотопным составом среди изучаемых пород (табл. 7), величина  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  = +8.6 в них (в пересчёте на предпола-

гаемый возраст 330 млн лет) свидетельствует о связи с деплетированным мантийным источником. Вмещающие алевролиты, как из экзоконтактовой зоны (метасоматизированные), так и неизменённые, характеризуются схожим изотопным Sm-Nd составом, имея близкие значения величины  $\epsilon\text{Nd}_{(380)}$  в пределах от +2.8 до +3.9 (табл. 7). При этом проба U<sub>22-33</sub> (метасоматизированный туфопесчаник) характеризуется промежуточной величиной  $\epsilon\text{Nd}_{(330)}$  = +5.1 между габбро и

алевролитами. Изотопный состав Nd (также в пересчёте на 330 млн лет) магнетитов из двух проб магнетитовой руды сильно различается (рис. 5). Проба магнетита U<sub>22-47<sup>mag</sup></sub> имеет εNd<sub>(330)</sub> = +3.2, т.е. величину, близкую к вмещающим породам, тогда как в пробе U<sub>22-31</sub> значение εNd<sub>(330)</sub> = -3.4. Такие различия могут быть связаны с особенностями генезиса руд, поскольку значимых минералогических вариаций не наблю-

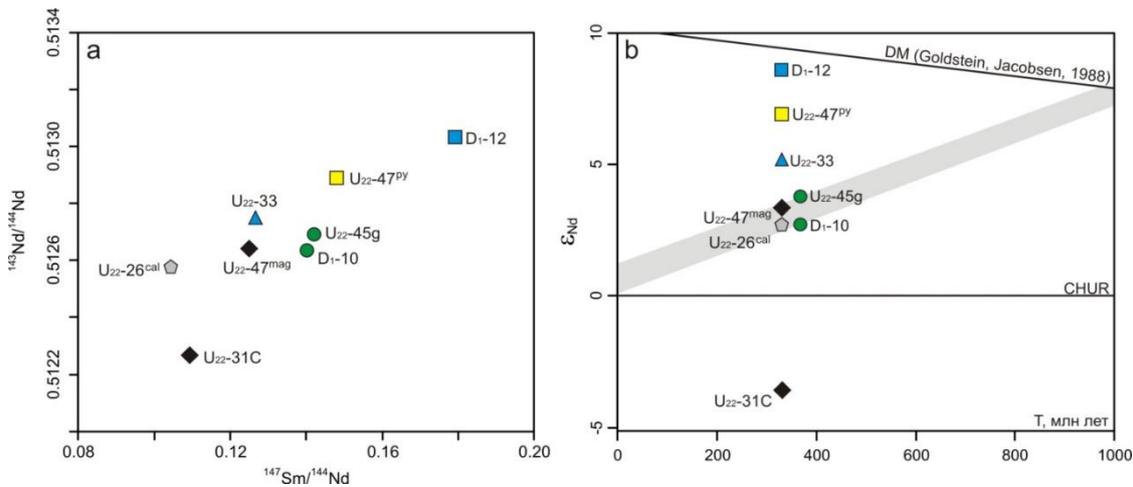
дается. Пирит из включений в магнетитовой руде (U<sub>22-47<sup>py</sup></sub>) характеризуется высоким радиогенным изотопным составом Nd, εNd<sub>(330)</sub> = +7.2, близким к габбро. Кальцит из брекчированного мрамора имеет εNd<sub>(330)</sub> = +2.8, как в неизменённом алевролите. Стоит отметить, что во всех пробах из монофракций минералов, включая кальцит, определены низкие концентрации Sm и Nd (табл. 7).

**Табл. 7.** Sm-Nd изотопные данные для пород и руд Канакайского месторождения  
 [Table 7. Sm-Nd isotopic data for rocks and ores of Kanakay deposit]

1	Порода [Rock]	Sm, ppm	Nd, ppm	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	εNd*(T)
D <sub>1-10</sub>	Алевролит	2.22	9.58	0.1402	0.512635±10	2.8
D <sub>1-12</sub>	Габбро	4.20	14.17	0.1792	0.513035±31	8.6
U <sub>22-33</sub>	Ороговик. песчаник	1.09	5.21	0.1267	0.512742±21	5.1
U <sub>22-45g</sub>	Ороговик. алевролит	0.95	4.03	0.1420	0.512693±39	3.9
U <sub>22-26<sup>cal</sup></sub>	Кальцит	0.12	0.69	0.1043	0.512575±57	2.8
U <sub>22-31c</sub>	Магнетит	0.11	0.63	0.1094	0.512267±63	-3.4
U <sub>22-47<sup>mag</sup></sub>	Магнетит	0.28	1.35	0.1249	0.512642±52	3.2
U <sub>22-47<sup>py</sup></sub>	Пирит	0.22	0.91	0.1481	0.512894±89	7.2

T = 330 млн лет для габбро и минералов скарнов, T = 380 млн лет для вмещающих пород (живетский–франский век).

[T = 330 Ma for gabbro and skarn minerals, T = 380 Ma for host rocks (Givetian–Frasnian Age).]



**Рис. 5.** Изотопные Sm-Nd данные для пород и минералов месторождения Канакай: *a* – диаграмма <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd – <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd; *b* – диаграмма εNd(T) – T, млн лет. Линиями указан изотопный состав Nd: CHUR – однородный хондритовый резервуар по [22]; DM – деплетированная мантия по [23].

[Fig. 5. Sm-Nd isotopic data for rocks and minerals of Kanakay deposit: (a) – <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd – <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd diagram; (b) – εNd(T) – T, Ma diagram. Lines shows isotopic Nd composition: CHUR – chondritic uniform reservoir after [22], DM – depleted mantle after [23].]

### Обсуждение результатов

#### Закономерности условий локализации и масштабов оруденения

Приведённые выше геологические, петрографические и минералого-геохимические данные позволяют рассматривать Канакай как довольно типичное скарновое месторождение. Однако «классические» известковые скарны здесь имеют ограниченное распространение, а большую часть пород можно назвать *скарноидами*, т.е. скарнированными породами первично магматического и осадочного генезиса, содер-

жащими разное количество типичных скарновых минералов (граната и клинопироксена). Рудное тело массивных магнетитов чётко приурочено к брекчированным известнякам и не выходит за пределы известняковой линзы. Соответственно, форма и размеры рудного тела во многом обусловлены положением толщи известняков. З.И. Полтавцом при изучении скарново-магнетитовых месторождений Тургайского прогиба было замечено, что высокие средние содержания FeO (0.5–5 мас. %) характерны для гранатов из крупных месторождений [Полтавец, 1994], тогда как в

исследованных гранатах Канакайского месторождения содержание FeO в среднем  $< 0.5$  мас. % (средняя величина  $FeO/Fe_2O_3=0.03$ ), что согласуется с малым размером изучаемого объекта. Формирование магнетитовой руды происходило уже после активных тектонических процессов, приведших к возникновению Восточно-Утлыкташского разлома, о чём свидетельствует сливной характер рудного тела и отсутствие руд или даже зон минерализации за пределами контакта габбрового тела с известняками.

#### *Особенности формирования скарново-магнетитовых руд*

Детальные минералогические исследования пород и руд Канакайского скарново-магнетитового месторождения позволяют выделить следующие стадии минералообразования: 1) скарновую метаморфогенно-метасоматическую, 2) постскарновую гидротермально-метасоматическую, 3) гипергенную. В проградную скарновую стадию кристаллизуются гранат, клинопироксен и ранний кальцит, а происхождение таких минералов как хлорит, амфибол, пумпелиит и поздний кальцит (обычно жильный) связано с ретроградной постскарновой стадией [10]. Судя по взаимоотношениям руд и хлорит-содержащих ассоциаций, последние формировались значительно позже. Пренит кристаллизовался как в скарновую, так и в постскарновую стадию. Первый тип местами образует совместные сростания с клинопироксеном в скарноидах, а второй – жилы, секущие как скарноиды, так и руды.

Выявленные вариации зональности граната и клинопироксена (как обеднение, так и обогащение краёв Fe) могут быть связаны с изменениями  $fO_2$  [11]. О постепенном возрастании  $fO_2$  в системе свидетельствует замещение клинопироксена актинолитом с низкой величиной Fe#.

Наличие скарнированных известняков и выявленная полосчатость в скарнированных осадочных породах на Канакайском месторождении в целом согласуется с моделью скарно- и рудообразования, предложенной К. Брокром [24]. Согласно этой модели полосчатость скарнированных пород объясняется особенностями реакции между метасадочной породой и мрамором, приводящей сначала к образованию диффузионного полосчатого скарна, а далее под воздействием флюидов, отделяющихся от габбрового тела, образуется инфильтрационный скарн, и путём привноса ими Fe в мраморизованных известняках формируются магнетитовые руды. Согласно общепринятым представлениям магнетитовая руда образуется сразу после скарнообразования [2, 11, 25]. Величины температур, полученные нами по гранат-клинопироксеновому и хлоритовому геотермометрам, позволяют ограничить температуру рудообразования в диапазоне 219–492 °С.

Состав магнетитов характеризуется низким содержанием элементов-примесей, что типично для скарновых месторождений [25]. Известно, что уровень концентраций Ti, Mg, Mn в магнетитах и рудах зависит от состава замещающих ими пород [26, 27].

В гипергенную стадию развивались цеолитовые жилы по трещинам вместе с хризоколлой, а также происходило окисление магнетита. Развитие медной минерализации обусловило локальное обогащение пород Cu до 0.2 мас. %. Источником Cu могли быть нижележащие колчеданосные отложения. Отметим, что в 2 км к востоку от Канакайского месторождения в 1960-е гг. разрабатывалось Контрольное медноколчеданное месторождение.

#### *Источники оруденения*

Изотопные Sm-Nd данные свидетельствуют о том, что источником магнетитовых руд месторождения Канакай могли быть как магматический расплав, из которого формировался Утлыкташский массив, так и вмещающие вулканогенно-осадочные породы. На изотопный состав последних влияли меняющиеся условия флюидно-гидротермального режима во время контактово-метасоматических процессов в пределах рудной зоны [28, 29]. Концентрации Sm и Nd в неизменённом алевролите совпадают со средними значениями для вулканогенно-осадочных пород улутауской свиты [30], в то время как в метасоматизированных алевролите и песчанике содержания этих элементов в два раза ниже. При этом Sm-Nd изотопный состав характеризуется увеличением отношений  $^{147}Sm/^{144}Nd$  и более радиогенным отношением  $^{143}Nd/^{144}Nd$  (рис. 5а), что привело к увеличению значения величины  $\epsilon Nd_{(380)}$ . Вероятно, это связано с добавлением ювенильного материала при внедрении габбровой интрузии. Существенное отличие изотопного состава Nd в пробе магнетита U<sub>22-31c</sub> ( $\epsilon Nd_{(380)} = -3.4$ ) от остальных проб (рис. 5b) может свидетельствовать об участии в рудообразовании вещества, сильно отличающегося по изотопным характеристикам от габбро интрузии и вмещающих пород. Так, на примере скарнового месторождения Макенг (Китай) показано, что магнетиты из руд характеризуются более отрицательными значениями величины  $\epsilon Nd_{(t)}$  (-11.2...-8.7) по сравнению с гранитами (-8.7...-7.2), а также существенно обеднены РЗЭ относительно последних [31]. На основе изотопных Pb-Nd-Sr систематик и данных по РЗЭ авторами констатируется, что при формировании рудного тела участвовали минерализованные флюиды, отделённые от гранитов и прореагировавшие с веществом из вмещающих пород и нижележащими толщами континентальной коры. Похожую модель можно предположить и для месторождения Канакай: вероятно, что при формировании рудного тела участвовало вещество, вовлеченное из других (нижележащих?) уровней земной коры.

Изменение изотопной системы также может произойти под действием хлор-содержащих флюидов, которые приводят к выщелачиванию редкоземельных элементов [29, 32]. О высокой активности хлора свидетельствует состав аксессуарного апатита из метасоматизированных пород, содержащего до 1.4 мас. % Cl. Низкие концентрации Sm и Nd в монофракциях магнетита, пирита и кальцита могут быть связаны с

общим обеднением РЗЭ под действием постскарновой флюидно-гидротермальной переработки. В пользу данного утверждения может служить тот факт, что изохронной зависимости между вышеперечисленными монофракциями не наблюдается (рис. 5а) из-за изменения изотопного состава.

### Выводы

1. Рудное тело Канакайского скарново-магнетитового месторождения имеет простое строение и приурочено к контакту габбровой интрузии утлыкташского комплекса (С<sub>1</sub>) с линзой брекчированных известняков и алевропесчаных пород улутауской свиты (D<sub>2-3</sub>) в зоне Восточно-Утлыкташского разлома. Руда имеет пирит-магнетитовый минеральный тип и сложена массивным мелкозернистым магнетитом с мелкими и крупными вкраплениями пирита.

2. Выделены скарновая, постскарновая и гипергенная стадии минерализации. Главными минералами скарнированных пород являются кальцит, гранат (гроссуляр-андрадит), клинопироксен (диопсид), железистый пренит. Постскарновыми минералами, образованными в метаосадочных породах, а также формирующими жилы, секущими скарноиды и рудное тело, являются поздние пренит и кальцит, хлорит, эпидот, актинолит, полевые шпаты, кварц. Магнетитовые руды формировались в постскарновую гидротермально-метасоматическую стадию в толще мраморизованных известняков в диапазоне температур 219–492 °С.

3. Изотопные Sm-Nd данные ( $\epsilon\text{Nd}_{(T)} = +2.8...+7.2$ ) для пород и руд свидетельствуют о гетерогенности источника оруденения, а наличие отрицательных значений  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  (-3.4) могло быть вызвано флюидной переработкой руд при высокой активности хлора.

*Благодарности.* Авторы выражают благодарность А. В. Кочергину за помощь при сборе фактического материала.

*Конфликт интересов.* Авторы декларируют отсутствие явных и потенциальных конфликтов интересов, связанных с публикацией настоящей статьи.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Ферштатер Г.Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск: Уральский рабочий, 1966. 144 с.
2. Скарновые месторождения. Отв. ред. Д.С. Коржинский. М.: Наука, 1985. 248 с.
3. Епанчинцев С.Г., Попов В.А. Минералы мларол скарново-магнетитового месторождения Малый Куйбас // *Минералогия*. 2015. № 1. С. 49–58.
4. Жариков В.А. Скарновые месторождения. *Генезис эндогенных рудных месторождений*. М.: Недра, 1968. С. 220–302.
5. Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1965. 292 с.
6. Павлов А. Л. Проблемы формирования скарнов при воздействии на них восстановленных флюидов. *Скарны и руды*. Новосибирск, 1983. С. 89–95.
7. Сняжков В.И. Генетические типы скарновых рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 1990. 71 с.

8. Baker T., Van Achterberg E., Ryan C.G., Lang J.R. Composition and evolution of ore fluids in a magmatic-hydrothermal skarn deposit // *Geology*. 2004. Vol. 32 (2). P. 117–120. DOI: 10.1130/G19950.1.
9. Zhu B., Zhang H.-F., Zhao X.-M., He Y.-S. Iron isotope fractionation during skarn-type alteration: Implications for metal source in the Han-Xing iron skarn deposit // *Ore Geology Reviews*. 2016. Vol. 74. P. 139–150. DOI:10.1016/j.oregeorev.2015.11.001.
10. Xu G., Lin X. Geology and geochemistry of the Changlongshan skarn iron deposit, Anhui Province, China // *Ore Geology Reviews*. 2000. Vol. 16 (1–2). P. 91–106.
11. Sepidbar F., Mirnejad H., Li J.-W., Ma C. Mineral and stable isotope compositions, phase equilibria and <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar geochronology from the iron skarn deposit in Sangan, northeastern Iran // *Ore Geology Reviews*. 2017. Vol. 91. P. 660–681. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2017.08.029
12. Zhao S., Brzozowski M.J., Mueller T., Wang L., Li W. Skarn classification and element mobility in the Yeshan Iron Deposit, Eastern China: Insight from litho-geochemistry // *Ore Geology Reviews*. 2022. Vol. 145. 104909. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2022.104909.
13. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2013. 368 с.
14. Крылатов В.А., Овчаров А.Н., Галиуллин И.Б. Отчет о результатах работ по геологическому изучению недр по объекту: «Оценочные работы на Канакайском проявлении железных руд в Учалинском районе Республики Башкортостан в 2016–2017 гг., с ТЭО временных разведочных кондиций и оперативным подсчетом запасов руд». Уфа: Башкортостанский филиал ТФГИ, 2017. 124 с.
15. Салихов Д.Н., Ковалёв С.Г., Ларионов Н.Н., Беликова Г.И. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (железные руды). Уфа: Гилем, 2008. 148 с.
16. Прокин В.А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 176 с.
17. Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C. J. Ndi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chemical Geology*. 2000. Vol. 168. P. 279–281.
18. Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. Vol. 273 (1–2). P. 48–57.
19. Ravna K. The garnet–clinopyroxene Fe<sup>2+</sup>–Mg geothermometer: an updated calibration // *Metamorphic geology*. 2000. Vol. 18 (2). P. 211–219. DOI: 10.1046/j.1525-1314.2000.00247.x
20. Lanari P., Wagner T., Vidal O. A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O: applications to P–T sections and geothermometry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2014. Vol. 167. P. 268–287. DOI: 10.1007/s00410-014-0968-8
21. Рахимов И.Р. Геология, петрология и рудоносность позднедевонско-карбонового интрузивного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала: дис. ... канд. геол.-мин. наук. Уфа, 2017. 181 с.
22. DePaolo D.J., Wasserburg G.J. Nd isotopic variations and petrogenetic models // *Geophysical Research Letters*. 1976. Vol. 3. P. 249–252.

23. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 87. P. 249–265.
24. Brock K.J. Genesis of garnet hill skarn, Calaveras County, California // *Geological Society of America Bulletin.* 1972. Vol. 83(11). P. 391–404.
25. Скарново-магнетитовые месторождения Урала. Геология и металлогения. Отв. ред. Г.Б. Ферштатер и Я.П. Баклаев. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. 144 с.
26. Лапин С.С. Литологический состав замещающих горных пород магнетитовыми рудами и распределение элементов-примесей в магнетите. *Проблемы дифференциации вещества в магматических рудообразующих процессах.* Новосибирск: Наука, 1977. С. 140–154.
27. Калугин И.А. Петрохимические особенности скарново-магнетитового оруденения в силикатных и карбонатных толщах. *Проблемы дифференциации вещества в магматических рудообразующих процессах.* Новосибирск: Наука, 1977. С. 161–168.
28. Rosing M.T. The theoretical effect of metasomatism on Sm-Nd isotopic system // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1990. Vol. 54. P. 1337–1341.
29. Li X.-C., Harlov D.E., Zhou M.-F., Hu H. Experimental investigation into the disturbance of the Sm-Nd isotopic system during metasomatic alteration of apatite // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2022. Vol. 330 (1). P. 191–208. DOI: 10.1016/j.gca.2021.04.036.
30. Мизенс Г.А., Кузнецова Е.В., Ронкин Ю.Л., Лепехина О.П., Попова О.Ю. Редкоземельные элементы в девонских осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях Южного Урала // *Доклады Академии Наук.* 2005. Т. 403. № 3. С. 382–387.
31. Zhang Z., Zuo R., Cheng Q. Formation process, Makeng Fe deposit // *Resource Geology.* 2015. Vol. 65. P. 266–284. DOI: 10.1111/rge.12070.
32. Li X.-C., Zhou M.-Z., Yang Y.-H., Zhao X.-F., Gao J.-F. Disturbance of the Sm-Nd isotopic system by metasomatic alteration: A case study of fluorapatite from the Sin Quyen Cu-LREE-Au deposit, Vietnam // *American Mineralogist.* 2018. Vol. 103 (9). P. 1487–1496. DOI: 10.2138/am-2018-6501.

UDC: 553.2

ISSN 1609-0691

DOI: <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2023/1/49-64>

Received: 14.02.2023

Accepted: 02.03.2023

Published online: 31.03.2023

## Mineralogy, geochemistry and Sm-Nd systematics of rocks and ores of the Kanakay iron skarn deposit (Southern Urals)

©2023 I. R. Rakhimov<sup>1</sup>✉, E. I. Mikheev<sup>2</sup>, A. V. Vishnevskiy<sup>2</sup>, E. L. Kunakkuzin<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Geology, 16/2 Karl Marx st., 450077, Ufa, Russian Federation*

<sup>2</sup>*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, 3 Koptyug av., 630090, Novosibirsk, Russian Federation*

<sup>3</sup>*Geological Institute, 14 Fersman st., 184209, Apatity, Russian Federation*

### Abstract

**Introduction:** Iron skarn deposits are of great commercial importance, but the sources of mineralization are debatable. In recent years, this problem has been increasingly addressed by the geochemistry of major and accessory minerals, as well as isotopic geochemistry, including stable and radiogenic isotopes.

**Methodology:** The mineral composition of rocks and ores was studied using scanning electron microscopy (Tescan Vega Compact). The chemical composition of rocks and ores was determined using an X-Calibur X-ray fluorescence spectrometer. The study of the Sm-Nd isotope system was carried out on a seven-channel mass spectrometer Finnigan-MAT 262 (RPQ).

**Results and discussion:** For the first time, detailed studies of the mineral composition and geochemical features of rocks and ores of the Kanakay skarn-magnetite deposit (Southern Urals) were carried out. Geological, mineralogical, and geochemical data are consistent with the post-skarn hydrothermal-metasomatic origin of magnetite ores that replaced brecciated marbled limestones at contact with gabbroids of the Utlyktash complex. Pre-ore (garnet, clinopyroxene) and post-ore (chlorite, prehnite) minerals of metasomatites were studied in detail to assess the conditions of ore formation. Sm-Nd



The content is available under Creative Commons Attribution 4.0 License.

✉ Ildar R. Rakhimov, e-mail: [rigel92@mail.ru](mailto:rigel92@mail.ru)

isotopic data ( $\epsilon\text{Nd}_{(T)} = -3.4...+7.2$ ) for rocks and ores indicate heterogeneity of the mineralization source and probable intensive fluid processing of ores.

**Conclusion:** The skarn-magnetite ores of the Kanakay deposit were deposited in the temperature range of 219–492°C, and the source of Fe could be both intrusion gabbroids and host rocks.

**Key words:** skarn-magnetite ores, mineralogy, geochemistry, Sm-Nd isotopic systematics

**Funding:** The research was supported by the Russian Science Foundation grant No. 22-77-10049.

**For citation:** Rakhimov I. R., Mikheev E. I., Vishnevskiy A.V., Kunakkuzin E. L. Mineralogy, geochemistry and Sm-Nd systematics of rocks and ores of the Kanakay iron skarn deposit (Southern Urals) // *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya –Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*, 2023, no. 1, pp. 49–64. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2023/1/49-64>

**Conflict of interests:** The authors declare the absence of obvious and potential conflicts of interest related to the publication of this article.

## REFERENCES

- Fershtater G. B. *Magnitogorskaya gabbro-granitnaya intruziya* [Magnitogorsk gabbro-granite intrusion]. Sverdlovsk, Ural employer publ., 1966, 144 p. (In Russ.)
- Skarnovye mestorozhdeniya* [Skarn deposits]. Chief ed. D.S. Korzhinskiy. Moscow, Nauka publ., 1985, 248 p. (In Russ.)
- Epanchintsev S. G., Popov V. A. Mineraly miarol skarnovo-magnetitovogo mestorozhdeniya Malyy Kuybas [Miarol minerals of the skarn-magnetite deposit Malyy Kuybas]. *Mineralogiya–Mineralogy*, 2015, no. 1, pp. 49–58. (In Russ.)
- Zharikov V. A. *Skarnovye mestorozhdeniya. V kn. Genезis endogennykh rudnykh mestorozhdeniy* [Skarn deposits. In book: Genesis of endogenous ore deposits]. Moscow, Nedra publ., 1968, pp. 220–302. (In Russ.)
- Vakhrushev V. A. *Mineralogiya, geokhimiya i geneticheskie gruppy kontaktovo-metasomaticheskikh zhelezorudnykh mestorozhdeniy Altae-Sayanskoy oblasti* [Mineralogy, geochemistry, and genetic groups of contact-metasomatic iron deposits of Altay-Sayan region]. Moscow, Nauka publ., 1965, 292 p. (In Russ.)
- Pavlov A. L. *Problemy formirovaniya skarnov pri vozdeystvii na nikh vosstanovlennykh flyuidov. V. kn. Skarny i rudy* [Problems of skarn formation under the action of reduced fluids on them. In book: Skarns and ores]. Novosibirsk publ., 1983, pp. 89–95. (In Russ.)
- Sinyakov V. I. *Geneticheskie tipy skarnovykh rudoobrazuyushchikh sistem* [Genetic types of skarn ore-forming systems]. Novosibirsk, Nauka publ., 1990, 71 p. (In Russ.)
- Baker T., Van Achtenberg E., Ryan C.G., Lang J.R. Composition and evolution of ore fluids in a magmatic-hydrothermal skarn deposit. *Geology*, 2004, vol. 32, no. 2, pp. 117–120. DOI: 10.1130/G19950.1. (In Russ.)
- Zhu B., Zhang H.-F., Zhao X.-M., He Y.-S. Iron isotope fractionation during skarn-type alteration: Implications for metal source in the Han-Xing iron skarn deposit. *Ore Geology Reviews*, 2016, vol. 74, pp. 139–150. DOI:10.1016/j.oregeorev.2015.11.001.
- Xu G., Lin X. Geology and geochemistry of the Changlongshan skarn iron deposit, Anhui Province, China. *Ore Geology Reviews*, 2000, vol. 16 (1–2), pp. 91–106.
- Sepidbar F., Mirnejad H., Li J.-W., Ma C. Mineral and stable isotope compositions, phase equilibria and  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  geochronology from the iron skarn deposit in Sangan, northeastern Iran. *Ore Geology Reviews*, 2017, vol. 91, pp. 660–681. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2017.08.029
- Zhao S., Brzozowski M.J., Mueller T., Wang L., Li W. Skarn classification and element mobility in the Yeshan Iron Deposit, Eastern China: Insight from litho-geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 2022, vol. 145, 104909. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2022.104909.
- Fershtater G.B. *Paleozoyskiy intruzivnyi magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala* [Paleozoic intrusive magmatism of Middle and Southern Urals]. Yekaterinburg, UrB RAS publ., 2013, 368 p. (In Russ.)
- Krylatov V.A., Ovcharov A.N., Galiullin I.B. *Otchyot o rezul'tatakh rabot po geologicheskomu izucheniyu neдр po ob'ektu: "Otsenochnye raboty na Kanakayskom proyavlenii zheleznykh rud v Uchalinskom rayone Respubliki Bashkortostan v 2016–2017 gg., s TEO vremennykh razvedochnykh konditsiy i operativnym podschyotom zapasov rud"* [Report on the results of work on the geological study of the subsoil at the facility: "Evaluation work at the Kanakay iron ore occurrence in the Uchalinsky district of the Republic of Bashkortostan in 2016–2017, with a feasibility study of temporary exploration conditions and an operational calculation of ore reserves"]. Ufa, Bashkortostan branch of TFGI, 2017, 124 p. (In Russ.)
- Salikhov D.N., Kovalyov S.G., Larionov N.N., Belikova G.I. *Poleznye iskopaemye Respubliki Bashkortostan (zheleznye rudy)* [Mineral resources of Republic of Bashkortostan (iron ores)]. Ufa, Gilem publ., 2008, 148 p. (In Russ.)
- Prokin V. A. *Zakonomernosti razmeshcheniya kolchedannykh mestorozhdeniy na Yuzhnom Urale* [Patterns of placement of pyrite deposits in the South Urals]. Moscow, Nedra publ., 1977, 176 p. (In Russ.)
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C. J. Nd-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology*, 2000, vol. 168, pp. 279–281.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, vol. 273, no. 1–2, pp. 48–57. DOI: 10.1016/j.epsl.2008.06.010
- Ravna K. The garnet–clinopyroxene  $\text{Fe}^{2+}$ –Mg geothermometer: an updated calibration. *Metamorphic geology*, 2000, vol. 18 (2), pp. 211–219. DOI: 10.1046/j.1525-1314.2000.00247.x
- Lanari P., Wagner T., Vidal O. A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system  $\text{MgO}$ – $\text{FeO}$ – $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{SiO}_2$ – $\text{H}_2\text{O}$ : applications to P–T sections and geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2014, vol. 167, pp. 268–287. DOI: 10.1007/s00410-014-0968-8
- Rakhimov I. R. *Geologiya, petrologiya i rudonosnost pozdnedevonsko-karbonovogo intruzivnogo magmatizma Zapadno-Magnitogorskoy zony Yuzhnogo Urala*. Diss. kand. geol.-min. nauk [Geology, petrology and ore-mineralization of Late Devonian–Carbon intrusive magmatism of the Western Magni-

togorsk zone of the Southern Urals. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ufa publ., 2017, 181 p. (In Russ.)

22. De Paolo D.J., Wasserburg G.J. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysic Research Letters*, 1976, vol. 3, pp. 249–252.

23. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, vol. 87, pp. 249–265.

24. Brock K.J. Genesis of garnet hill skarn, Calaveras County, California. *Geological Society of America Bulletin*, 1972, vol. 83, no. 11, pp. 391–404.

25. *Skarnovo-magnetitovye mestorozhdeniya Urala. Geologiya i metallogeniya* [Skarn-magnetite deposits of Urals. Geology and metallogeny]. Chief ed. G.B. Fershtater and Y.P. Baklaev. Sverdlovsk, URC AS USSR publ., 1978, 144 p. (In Russ.)

26. Lapin S.S. *Litologicheskii sostav zameshchaemykh gornykh porod magnetitovymi rudami i raspredelenie elementov-primesey v magnetite*. V kn. Problemy differentsiatsii veshchestva v magmaticheskikh rudoobrazuyushchikh protsessakh [Lithological composition of rocks replaced by magnetite ores and distribution of impurity elements in magnetite. In book: Problems of matter differentiation in igneous ore-forming processes]. Novosibirsk, Nauka publ., 1977, pp. 140–154. (In Russ.)

27. Kalugin I.A. *Petrokhimicheskie osobennosti skarnovo-magnetitovogo orudneniya v silikatnykh i karbonatnykh tolshchakh*. V kn. Problemy differentsiatsii veshchestva v magmat-

icheskikh rudoobrazuyushchikh protsessakh [Petrochemical features of skarn-magnetite mineralization in silicate and carbonate strata. In book: Problems of matter differentiation in igneous ore-forming processes]. Novosibirsk, Nauka publ., 1977, pp. 161–168. (In Russ.)

28. Rosing M.T. The theoretical effect of metasomatism on Sm-Nd isotopic system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1990, vol. 54, pp. 1337–1341.

29. Li X.-C., Harlov D.E., Zhou M.-F., Hu H. Experimental investigation into the disturbance of the Sm-Nd isotopic system during metasomatic alteration of apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2022, vol. 330, no. 1, pp. 191–208. DOI: 10.1016/j.gca.2021.04.036.

30. Mizens G.A., Kuznetsova E.V., Ronkin Y.L., Lepyokhina O.P., Popova O.Y. Rare earth elements in Devonian sedimentary and volcanic-sedimentary deposits of the Southern Urals. *Doklady Akademii Nauk–Doklady of Russian Academy of Science*, 2005, vol. 403, no. 3, pp. 382–387.

31. Zhang Z., Zuo R., Cheng Q. Formation process, Makeng Fe deposit. *Resource Geology*, 2015, vol. 65, pp. 266–284. DOI: 10.1111/rge.12070.

32. Li X.-C., Zhou M.-Z., Yang Y.-H., Zhao X.-F., Gao J.-F. Disturbance of the Sm-Nd isotopic system by metasomatic alteration: A case study of fluorapatite from the Sin Quyen Cu-LREE-Au deposit, Vietnam. *American Mineralogist*, 2018, vol. 103, no. 9, pp. 1487–1496. DOI: 10.2138/am-2018-6501.

---

*Рахимов Ильдар Рашитович*, к.г.-м.н., с.н.с., Институт геологии – обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), Уфа, Российская Федерация; e-mail: rigel92@mail.ru; ORCID 0000-0003-0020-6634

*Михеев Евгений Игоревич*, к.г.-м.н., н.с., Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН), Новосибирск, Российская Федерация; e-mail: evgeny.i.mikheev@gmail.com; ORCID 0000-0001-8221-9353

*Вишневицкий Андрей Владиславович*, к.г.-м.н., с.н.с., Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН), Новосибирск, Российская Федерация; e-mail: evgeny.i.mikheev@gmail.com, ORCID 0000-0002-1576-3188

*Кунаккузин Евгений Леонидович*, младший научный сотрудник, Геологический институт – обособленное подразделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра "Кольский научный центр Российской академии наук", Апатиты, Российская Федерация; e-mail: kunakkuzin@geoksc.apatity.ru; ORCID 0000-0003-4896-6384

*Авторы прочитали и одобрили окончательный вариант рукописи.*

---

*Ildar R. Rakhimov*, PhD in Geology and Mineralogy, Senior Researcher: Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRS RAS), Ufa, Russian Federation; e-mail: rigel92@mail.ru; ORCID 0000-0003-0020-6634

*Evgeny I. Mikheev*, PhD in Geology and Mineralogy, Researcher: Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences (IGM SB RAS), Novosibirsk, Russian Federation; e-mail: evgeny.i.mikheev@gmail.com; ORCID 0000-0001-8221-9353

*Andrey V. Vishnevskiy*, PhD in Geology and Mineralogy, Senior Researcher: Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences (IGM SB RAS), Novosibirsk, Russian Federation; e-mail: vishnevsky@igm.nsc.ru; ORCID 0000-0001-8221-9353

*Evgeny L. Kunakkuzin*, Junior Researcher, The Geological Institute is a Subdivision of the Federal State Budgetary Institution of Science of the Federal Research Center "Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences", Apatity, Russian Federation; e-mail: kunakkuzin@geoksc.apatity.ru; ORCID 0000-0003-4896-6384

*Authors have read and approved the final manuscript.*