

В. Г. Кориневский

ПАРГАСИТ ИЗ ИЛЬМЕНСКИХ ГОР

V. G. Korinevskiy

PARGASITE FROM ILMEN MOUNTAINS

On east outskirts of the Ilmen Nature Reserve at village Urazbaevo in hosted rocks of saitoovskaya stratum near to small bodies of metamorphized ultrabasites, the outcrops by the area of 12×15 m of non-feldspathic amphibole-garnet-chloritic rock with impregnation and veinlets of carbonates, with fine inclusions of kyanite, apatite, ilmenite and green spinel (hercynite) is found out. On the commonly accepted B. Leek's classification, the amphibole has been assigned to ferrous pargasite. Earlier in the Ilmen mountains it was unknown.

The refinement of iron ion positions in pargasite is made by Messbauer's method. The proportion of Fe^{3+} ions makes in them 24 %; the position M1 is most populated by Fe^{2+} ions. From pargasite diffractogram the parameters of its elementary cell are calculated: $a_0 = 9.85$; $b_0 = 18.00$; $c_0 = 5.33$ Å; $\beta = 105.36^\circ$. Pargasite associates with garnet of grossular-almandine composition. The rocks, similar in composition, were earlier met within kyshtym stratum too, as well as nearby from outcrops of metamorphosed ultrabasites. On composition features of the minerals of pargasitic rock, it was concluded that it has arisen under metasomatism of garnetic eclogites in the conditions of granulite facies. By amphibole-garnet and amphibole-plagioclase geothermometers of L. L. Perchuk temperature in the process could exceed 580–700 °C.

Магнезиальные высокоглиноземистые амфиболы — породообразующие минералы многих метаморфических пород. Они являются индикаторами высокобарических и высокотемпературных условий преобразования исходных пород [5]. Одна из таких разновидностей амфиболов — паргасит, ранее неизвестный в Ильменогорском метаморфическом комплексе [1], обнаружен нами в 1996 г. Помимо чисто минералогического интереса, эта находка может повлечь серьезные изменения в представлениях об условиях метаморфизма некоторых толщ Ильмен.

Выход гранатовых паргаситсодержащих пород площадью 12×15 м встречен к северу от оз. Мал. Миассово в 0.5 км севернее западной околицы дер. Уразбаево (рис. 1). Он находится в нес-

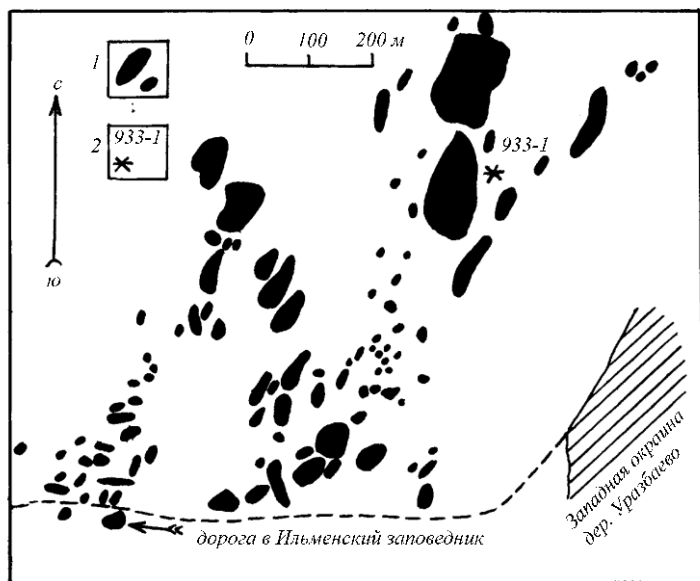


Рис. 1. Местоположение выхода паргаситовых пород в окрестностях дер. Уразбаево на восточной окраине Ильменского заповедника:

1 — тела метаморфизованных гипербазитов; 2 — место находки паргасита и номер пробы

кольных метрах от одного из многочисленных мелких тел метабазитов (антофиллитовых пород звездчатой структуры), которые располагаются в поле развития графитистых кварцитов сайтовской толщи ильменогорского комплекса.

Изучение паргаситсодержащих пород в образцах, шлифах и в иммерсионных препаратах было произведено совместно с В. А. Поповым.

Темно-серые, почти черные бесполовошпатовые неравномерно крупно-среднезернистые породы на 40—50 % объема состоят из пластинчатого агрегата светло-зеленого клинохлора, что подтверждается данными химического анализа (табл. 1) и полученной дифрактограммой, а также показателем преломления: $n_m = 1.602$. Размер его пластинок колеблется от 1 до 3—5 мм, преимущественной ориентировки они не имеют. В этой хлоритовой матрице красновато-коричневым цветом выделяются изометричные зерна граната поперечником до 3—5 мм. В шлифах гранаты имеют светло-розовый цвет и не обнаруживают цветовой

Таблица 1

Химический состав минералов (мас. %) из амфибол-гранат-хлоритовой породы
(проба У-933-1) у дер. Уразбаево

Окис- лы	Паргасит железистый (в матрице клинохлора)					Железистая паргасито- вая роговая обманка из включе- ния в грана- те	Клино- хлор	Гранат		Герцинит	Ильменит
	Зерно 1-е		Зерно 2-е		Сред- нее			ядро	край		
	ядро	край	ядро	край							
SiO ₂	39.66	40.50	41.22	41.51	40.29	41.59	25.60	37.17	37.19	0.00	0.02
TiO ₂	0.52	0.54	0.47	0.43	0.49	0.45	0.06	0.04	0.03	0.03	49.98
Al ₂ O ₃	19.42	18.54	16.54	16.88	18.07	14.63	22.73	21.49	21.77	58.05	0.02
Cr ₂ O ₃	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.07	0.03
FeO	13.98	13.49	13.15	14.25	13.65	16.29	16.99	25.60	28.63	35.97	47.31
MnO	0.06	0.06	0.06	0.11	0.08	0.10	0.08	2.70	0.31	0.20	0.68
MgO	9.06	10.22	11.02	10.23	10.20	9.78	21.05	1.87	3.73	6.57	0.50
CaO	11.91	11.94	11.74	11.71	11.83	11.77	0.01	11.64	8.51	0.00	0.00
Na ₂ O	1.89	2.00	2.09	1.67	1.99	1.66	0.06	0.03	0.04	0.04	0.03
K ₂ O	0.43	0.45	0.44	0.45	0.44	0.49	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02
Сумма	96.96	97.75	96.75	97.24	97.05	96.77	86.63	100.56	100.24	100.94	98.58

Примечание: Анализы выполнены Е. И. Чуриным на микроанализаторе Jeol. Superprobe-733 в ИМин УрО РАН при U = 20 кВ, I = 25 нА. В скобках — количество проб, использованных для подсчета. Содержание в паргасите F = 0.02 и Cl = 0.10 мас. %.

зональности. Очертания кристаллов граната редко прямолинейные, чаще они извилистые с многочисленными мелкими выемками. Обычно в гранате присутствует мелкая вкрапленность пластинчатых зерен ильменита, расположенных беспорядочно, либо группирующихся в цепочки, продолжение которых можно видеть в окружающей гранат хлоритовой матрице. Этими цепочками ильменита зафиксирована первоначальная структура исходной породы. Значительно реже встречаются включения мелких идиоморфных кристаллов зеленого амфибола, темно-коричневого турмалина, бесцветных кристалликов апатита ($n_o=1.635$) и мутноватых зерен кианита. Гранат образует скопления изолированных кристаллов, распределенных в породе достаточно равномерно и занимающих в ней 20—30 % объема. Примечательно, что зерна граната разбиты многочисленными параллельными трещинами отдельности, которые в шлифе имеют одно направление. За пределы зерен граната эти трещины не выходят. Видимо, они отражают проявление сильных односторонних напряжений, затронувших породу после образования граната, до появления более поздних хлорита и амфибола. Несмотря на оптическую однородность, состав ядер и краевых частей гранатов существенно различается по содержаниям MgO, MnO и CaO (см. табл. 1). Расчетным способом для ядра гранатов найдены: $n = 1.790$, $a_0 = 11.631 \text{ \AA}$, железистость 88.48 мол. %, а для краевых частей зерен соответственно $n = 1.791$ и $a_0 = 11.593 \text{ \AA}$. Содержание миналов в ядре гранатов: пироп — 7.15, альмандин — 54.96, спессаргин — 5.87, гроссуляр — 32.02 %, а краев зерен: пироп — 14.30, альмандин — 61.58, спессаргин — 0.68, гроссуляр — 23.45 %.

Внешне черные призматические кристаллы паргасита в шлифе выглядят зелеными. Они слагают удлиненные зерна, расположенные беспорядочно в хлоритовой матрице породы, занимая 15—20 % ее объема (рис. 2). Их длина составляет 1—3 мм, грани призмы имеют идиоморфную поверхность, стеклянный блеск. Вторичных минералов по паргаситу не развивается. По наблюдениям В. А. Попова, в большинстве случаев тонкие призматические кристаллы паргасита включений (кроме ильменита) не содержат, но в более крупных таблитчатых зернах иногда наблюдались вставки мелких октаэдров темно-зеленой шпинели (герцинита) и граната. Диагностика шпинели подтверждается дифрактограммой пробы паргасита, на которой дополнительно видны линии герцинита (d): 4.72; 2.886; 2 459; 2.025; 1.634 \AA , и данными таблицы 1. Содержание герцинита в породе достигает 5 %.

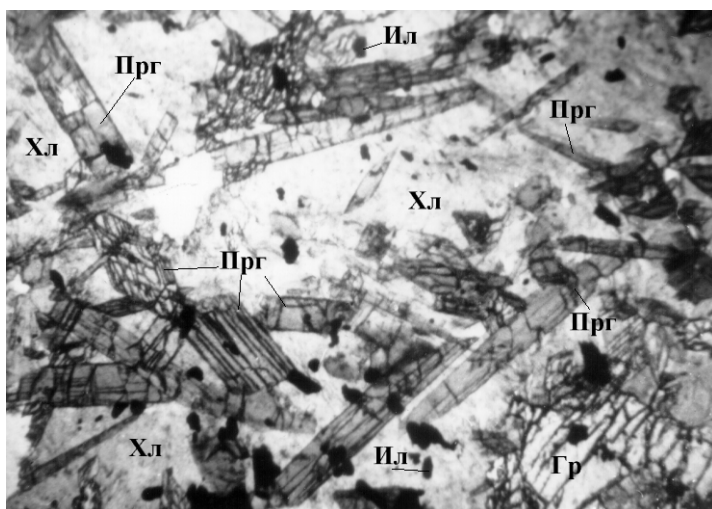


Рис. 2. Идиоморфные кристаллы паргасита (Прг) в хлоритовой массе (Хл).

Черное — кристаллы ильменита (Ил), светло-серое с грубыми трещинами — гранат (Гр). Шлиф У-933-1, проходящий свет, без анализатора, увеличение 40

Мелкие гнездообразные скопления и прожилки, часто вместе с ильменитом, слагает кальцит, который окислами железа нередко окрашен в светлый коричневатно-красный цвет. Карбонат занимает около 5 % объема породы, а ильменит около 3 %.

Исходя из взаимоотношений минералов, наблюдаемых в образцах и в прозрачных шлифах, последовательность метасоматических преобразований исходной породы выглядит следующим образом. Наиболее ранними минералами являются ильменит, кианит, апатит и зеленый амфибол, слагающие включения в гранате. После возникновения кристаллов граната порода подверглась сильному сжатию, что отразилось в появлении кливажных трещин. Позже появляются зерна герцинита, иногда окаймляющие гранат или слагающие включения в паргасите. Еще позднее возникают кристаллы паргасита, в которых совершенно не осталось реликтов прежнего минерала. На последних стадиях формирования породы, вероятно, при зеленокаменном диафторезе, развивается агрегат пластинок клинохлора, частично замещающего гранат. По паргаситу вторичные минералы не развивались. Самыми поздними явились гнезда и прожилки кальцита.

Следов последующих после отложения хлорита деформаций порода не несет.

Исследованию были подвергнуты достаточно крупные кристаллы голубовато-зеленого паргасита, размещенные в мелкопластинчатом агрегате клинохлора. Кристаллы паргасита проявляют отчетливый плеохроизм: по Ng — голубовато-зеленый, по Nr — зеленовато-желтый цвет. Минерал двуосен, оптически положитель ($+2V = 80\text{—}87^\circ$, $cNg = 14\text{—}22^\circ$), показатели преломления: $n_g = 1.633$, $n_p = 1.614$. Микротвердость кристаллов паргасита, измеренная на твердометре «Durimet», колеблется от 882 до 1402 кг/мм². Мелкие включения идиоморфных кристаллов зеленого моноклинного амфибола в зернах граната имеют состав железистой паргаситовой роговой обманки (см. табл. 1). За это говорят также отличные от паргасита цвета плеохроизма («теплые») тона желто-зеленого цвета, без голубого оттенка) и отрицательный оптический знак ($-2V = 74\text{—}78^\circ$, $cNg = 20\text{—}22^\circ$)

Химический состав паргасита определялся на микрозонде Jeol. Superprobe-733. Выяснено, что отдельные кристаллы несколько отличаются друг от друга содержаниями Al_2O_3 (разница до 2 %) и SiO_2 (до 1.5 %). Но в пределах зерен колебания состава ядерных и краевых частей незначительны (см. табл. 1). Паргаситы Ильмен относятся к низкотитанистым существенно железистым их разновидностям. Уточнение распределения ионов железа по структурным позициям по данным мессбауэровского спектра (рис. 3) произведено А. Б. Мироновым. Наиболее заселена ионами Fe^{2+} позиция M1 (табл. 2), а доля ионов Fe^{3+} составляет 24 % от всех атомов железа в паргасите. Обращает на себя внимание очень высокая глиноземистость ильменского паргасита по сравнению с паргаситами пород альпинотипных, гранулитовых и эклогитовых ассоциаций [2, табл. 12]. Очень велико в нем и содержание железа: отношение $Mg : (Mg+Fe^{2+})$ составляет 0.67. Все это позволяет считать состав ильменского паргасита пограничным между собственно паргаситом и железистым паргаситом [9].

По составу этот амфибол соответствует определению паргасита [6, 9]. Параметры его элементарной ячейки, рассчитанные по дифрактограмме (табл. 3), также близки к параметрам стандарта [8]: $a_0 = 9.85$, $b_0 = 18.00$, $c_0 = 5.33 \text{ \AA}$, $\beta = 105.36^\circ$, $V = 911.15 \text{ \AA}^3$.

Даже в наиболее подробном исследовании по ферропаргаситам Урала [2] отсутствуют данные по их ИК-спектроскопии. В этом отношении определенный интерес представляет полученный ИК-спектр паргасита из Ильмен (рис. 4). В области валентных колебаний групп ОН здесь зафиксированы три полосы по-

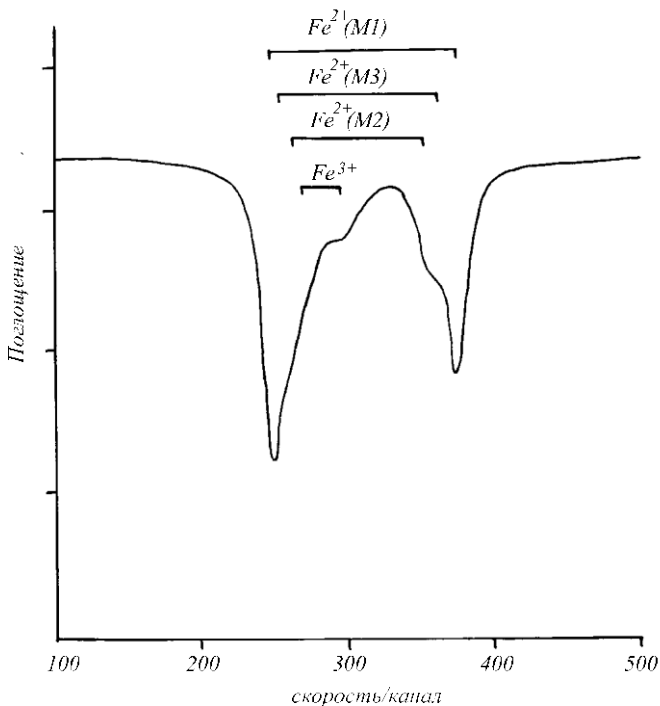


Рис. 3. Мессбауэровский спектр паргасита (проба У-933-1) из Ильмен.

Получен А. Б. Мироновым (ИМин УрО РАН) на спектрометре МС-2201 с источником излучения Co^{57} в матрице Rh (естественная ширина линии 0.26 мм/с). Спектрометр откалиброван по стандартному образцу нитропрусида Na

Таблица 2
 Параметры мессбауэровского спектра паргасита Ильмен
 (проба У-933-1)

Структурная позиция ионов Fe	Изомерный сдвиг, мм/с	Квадрупольное расщепление, мм/с	Ширина, мм/с	Относительные содержания, %
Fe^{2+} (M1)	1.29	63.46	0.32	52.0
Fe^{2+} (M2)	0.90	44.31	0.32	10.0
Fe^{2+} (M3)	1.09	53.33	0.32	14.0
Fe^{3+}	0.27	13.39	0.64	24.0

Примечание: параметры определены А. Б. Мироновым с помощью программы MOSREF.

Таблица 3

Дифрактограмма паргасита из амфибол-гранат-хлоритовой породы (проба У-933-1)

d, Å	I	hkl	d, Å	I	hkl
9.04	17	020	2.558	30	002
8.41	92	110	2.378	17	350
4.94	12	$\bar{1}11$	2.341	34	$\bar{3}51$
4.52	16	040	2.295	15	$\bar{3}12$
4.05	10	111	2.225	10	$\bar{2}42$
3.91	10	$\bar{1}31$	2.160	25	261
3.39	30	131	2.046	15	081
3.12	100	201	1.998	12	370
2.940	37	221	1.887	15	421
2.800	23	330	1.864	12	242
2.740	25	$\bar{3}33$	1.810	10	441
2.707	55	151	1.647	25	$\bar{4}81$
2.597	32	061	1.588	12	600
3.27	35	$\bar{2}40$	2.013	22	351

Примечание: дифрактометр ДРОН-2.0; FeK $_{\alpha}$ -излучение; монохроматор. Аналитик Л. А. Паутов, Ильменский заповедник УрО РАН.

глошения: 3800; 3645 и 3400 см $^{-1}$. Они заметно отличаются от подобных полос поглощения существенно магнезиальных искусственных разновидностей паргаситов [6], для которых наиболее характерны значения 3705 и 3675—3660 см $^{-1}$. Причина, видимо, заключается в весьма большой железистости ильменского паргасита; при общем количестве атомов Mg, равном 2.22 ф. е., ионов Fe содержится 1.68 ф. е.

Сходные по составу паргасит-хлоритовые породы описаны А. И. Белковским [2] в Уфалейском высокобарическом комплексе. Их он считает продуктом метасоматической переработки клинопироксенитов и последующего зеленокаменного диафтореза. Метасоматические преобразования протекали в условиях гранулитовой фации [2, стр. 50]. Ильменогорские породы тоже можно было бы посчитать апоклинопироксенитами, но ряд фактов такому предположению противоречит. Как уже отмечалось, паргасит в Ильменах чрезвычайно богат глиноземом и железом, но очень беден типоморфным для клинопироксенитов хромом. Паргасит

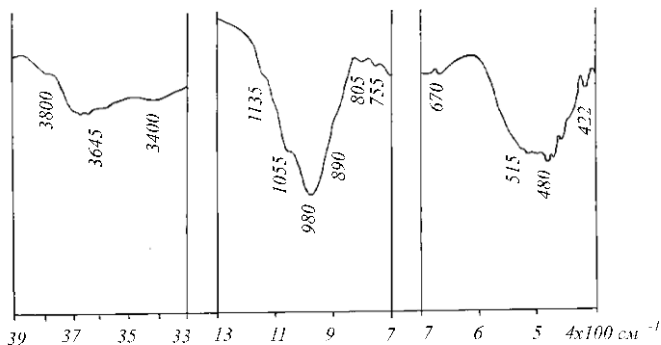


Рис. 4. ИК-спектр железистого паргасита из окрестностей дер. Уразбаево (проба У-933-1).

Снят В. Е. Еремашевым в ИМин УрО РАН на спектрометре UR-20 достаточно богат и натрием. Закономерным выглядит и его со-нахождение с другим железистым и богатым глиноземом минералом — герцинитом. Высоки содержания железа и алюминия и в остальных главных минералах породы — клинохлоре и гранате. По этим данным маловероятно, что описываемая порода явилась продуктом переработки существенно диоксидовых по составу клинопироксенитов, как это описано [2] для Уфалейского комплекса. Логичнее допустить, что метасоматозу подверглись породы, состоящие из натрийсодержащих железистых и глиноземистых пироксенов, каковыми могли быть омфациты. Такие пироксены, наряду с гранатом, образуют широко распространенные в высокометаморфизованных комплексах эклогиты. В нашем случае, гроссуляр-альмандин слагает 20—30 % объема паргаситовой породы. Такого количества граната в клинопироксенитах не бывает, а для эклогитов нередко это норма. Примечательно, что и состав граната из породы с паргаситом попал в поле гранатов из эклогитов максютковского комплекса, а сами паргаситовые роговые обманки Ильменских гор по соотношению Al^{IV} и Al^{VI} на диаграмме В. В. Закруткина [4] располагаются в области пород гранулитовой фации. Присутствие в породе зерен кианита дополнительно указывает на высокие давления при ее формировании. Низкая титанистость, повышенные содержания кальция, закономерное увеличение магнезиальности в краевых зонах кристаллов граната, сопровождающееся понижением их марганцовистости — все это дополнительные доказательства [5] отнесения описываемых гранатовых горнблендитов к высокоба-

рическим образованиям. Все сказанное позволяет высказать предположение, что в окружении относительно менее измененных толщ ильменогорского комплекса обнаружен блок высокометаморфизованных пород, которые по составу слагающих его минералов могут быть сопоставимы с диафторированными эклогитами.

Подобные бесполовошпатовые существенно амфиболовые, с переменными количествами хлорита, граната и герцинита, породы уже давно известны в виде разрозненных небольших выходов рядом с обнажениями оливин-энстатитовых пород на северном берегу оз. Бол. Миассово у т. н. «Гранатовой горки». Здесь они в виде изолированных пятен располагаются в поле развития кыштымской толщи ильменогорского комплекса. Такие же породы встречаются и по простиранию этой полосы к северу вблизи озера Бол. Таткуль. Все они содержат заметные количества не только перечисленных выше глиноземистых минералов, но и корунда. По данным Н. И. Вализер, темный амфибол из горнблендита у Гранатовой горки также оказался железистым паргаситом (табл. 4).

С этим амфиболом в породе ассоциирует зональный пиропальмандин с той же направленностью изменения состава по зонам [7], что и в гранате из вышеописанных паргаситовых пород у дер. Уразбаево. Таким образом, в двух толщах ильменогорского комплекса (кыштымской и сайтовской) встречено несколько изолированных блоков высокоглиноземистых бесполовошпатовых хлорит-амфиболовых пород с гранатом, ильменитом, герцинитом и корундом, которые несут признаки формирования в условиях высоких ступеней метаморфизма (гранулитовая фация), существенно превышающих метаморфизм окружающих их пород (эпидот-амфиболитовая фация). Одним из индикаторов таких условий и является описанный впервые для Ильмен паргасит. Данные химического состава амфиболов, гранатов и плагиоклазов из паргаситовых пород Ильмен (табл. 1 и 4) дают возможность оценить температуру их образования. По амфибол-гранатовому геотермометру Л. Л. Перчука она составляет 580—620 °С, а по амфибол-плагиоклазовому геотермометру паргаситовые породы Гранатовой горки возникли при 700 °С. Учитывая прежние указания К. И. Постоева о наличии в этих горнблендитах анортита, можно полагать, что температура метасоматических изменений могла значительно превышать 700 °С.

Автор благодарен В. А. Попову за большую помощь в исследовании паргасита, Н. И. Вализер за предоставленные анализы паргасита из Гранатовой горки, а также Л. А. Паутову, А. Б. Ми-

Таблица 4

Химический состав (мас. %) минералов из гранатовых паргаситовых горнблендитов с корундом и герцинитом (проба ИГ-95-33) из района Гранатовой горки у оз. Бол. Миассово

Оксиды	** Паргасит железистый (2)	*Гранат		* Ставролит	* Биотит	** Ильменит	* Плаггиоклаз
		ядро	край				
SiO ₂	41.16	38.08	38.96	29.27	39.44	0.00	58.67
TiO ₂	0.81	0.01	0.01	0.58	2.02	52.47	0.03
Al ₂ O ₃	18.15	21.86	22.46	53.09	17.73	0.00	26.85
FeO	10.60	27.58	25.34	11.91	10.54	45.89	0.15
MnO	0.25	3.11	1.33	0.05	0.02	1.82	0.00
MgO	11.58	4.77	7.21	3.80	18.15	0.65	0.00
CaO	12.23	3.65	4.12	0.01	0.01	0.00	8.73
Na ₂ O	1.83	0.00	0.00	0.01	0.82	0.12	7.19
K ₂ O	0.98	0.00	0.00	0.01	7.82	0.01	0.06
Сумма	97.59	99.06	99.43	98.73	96.55	100.96	101.68

Примечание: Анализы выполнены Е. И. Чуриным и В. А. Муфтаховым на микроанализаторе Jeol. Superprobe-733 в ИМин УрО РАН при U = 20 кВ, I = 25 нА. * — анализы из работы [7], ** — предоставленные Н. И. Вализер. В скобках — количество проб, использованных для подсчета.

ронову, В. Е. Еремяшеву и Е. И. Чурину за проведение необходимых аналитических работ.

Литература

1. *Баженов А. Г., Кутепова Л. А., Щербакова Е. П.* К систематике амфиболов Ильменогорского комплекса // Минералогические исследования эндогенных месторождений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 78—92.

2. *Белковский А. И.* Симплектит-эклогиты Среднего Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 190 с.

3. *Вализер П. М., Ленных В. И., Зайкова Е. В. и др.* Путеводитель к полевым геологическим маршрутам на территории Южного Урала Рабочих групп 2.1 и 2.2. летом 1985 г. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 86 с.

4. *Закруткин В. В.* Об эволюции амфиболов при метаморфизме // Зап. Всес. Минерал. об-ва. Ч. 97. Вып. 1, 1968. С. 13—23.

5. *Крылова М. Д., Галибин В. А., Крылов Д. П.* Главные темноцветные минералы высокометаморфизованных комплексов. Справочное пособие. Л. : Недра, 1991. 350 с.

6. Минералы. Справочник. Т. 3. Вып. 3. М.: Наука, 1981. 398 с.

7. *Попова В. И., Попов В. А.* Явление секториальности состава в гранатах // Уральский минералогический сборник, № 6. Миасс: ИМин УрО РАН, 1996. С. 77—84.

8. ASTM: diffraction data cards and alphabetical and grouped numeral index of X-ray diffraction data, Philadelphia Intern. Cent. for diffraction data, 1946—1977. Card 9—434.

9. Handbook of Mineralogy. V. 2. Part 2. Tucson, Arizona: Mineral data publishing, 1995. 904 p.