
Научная статья

УДК 553.9+553.21

DOI: 10.31084/2619-0087/2023-1-4

P-T ПАРАМЕТРЫ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОГО ТЕЛА МИСАЕЛГИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО УРАЛА)

С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН,
450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, kovalev@ufaras.ru*

В статье приводятся материалы по P-T параметрам метаморфизма пород дифференцированного тела мисаелгинского комплекса. На основании изучения метаморфогенных минералов и минеральных ассоциаций: амфибол, амфибол-плагиоклаз, амфибол-гранат, эпидот-гранат, мусковит, хлорит, ильменит-титаномагнетит установлено постепенное снижение температуры и давления от заключительных этапов магматической стадии формирования пород мисаелгинского комплекса до начала метаморфогенной.

Показано, что процесс амфиболитизации начинается сразу при снижении температуры остаточного расплава на ~ 100°C (с 800°C до 700°C), что свидетельствует об автотемпературном характере процесса. В это же время начинается распад твердого раствора в титаномагнетите и ильмените (766–588°C). Дальнейшая эволюция заключается в изменении (альбитизации) плагиоклаза (550 — >400°C), серицитизации (~ 300°C) и хлоритизации (333–157°C) пород.

Ассоциация минералов с гранатом, распространенная в узком интервале разреза на глубине 341.5 м при мощности горизонта не более 2–2.5 м, представляет собой зону, в которой проявился динамотермальный метаморфизм, обусловленный флюидной проработкой субстрата тараташского комплекса в зонах сдвиговых деформаций, выделяемый в интервале 1400–1200 млн. лет. P-T параметры динамотермального метаморфизма, определенные по ассоциации гранат-эпидот соответствуют 550–580°C при давлении 2 кбар, а по геобарометру гранат-амфибол — 300–400°C. При этом необходимо подчеркнуть, что данные ассоциации характеризуют регрессивный этап метаморфизма.

Ключевые слова: Южный Урал, дифференцированное тело, метаморфизм, P-T параметры амфибол, амфибол-плагиоклаз, амфибол-гранат, эпидот-гранат, мусковит, хлорит, ильменит-титаномагнетит

Благодарности: Работа выполнена в соответствии с планами научно-исследовательских работ ИГ УФИЦ РАН по темам гос. заданий FMRS-2022–0012.

Original article

P-T PARAMETERS OF METAMORPHISM OF THE ROCKS OF THE DIFFERENTIATED BODY OF THE MISAELGA COMPLEX (WESTERN SLOPE OF THE SOUTHERN URALS)

S. G. Kovalev, S. S. Kovalev

Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, K. Marx St., 16/2, Ufa, Russia, 450077, kovalev@ufaras.ru

Для цитирования: С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев. P-T параметры метаморфизма пород дифференцированного тела мисаелгинского комплекса (западный склон Южного Урала) // Геологический вестник. 2023. № 1. С. 35–54. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-1-4.

For citation: S. G. Kovalev, S. S. Kovalev (2023) P-T parameters of metamorphism of the rocks of the differentiated body of the Misaelga complex (western slope of the Southern Urals). *Geologicheskii vestnik*. 2023. No. 1. P. 35–54. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-1-4.

© С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев, 2023

The article presents materials on the P-T parameters of metamorphism of the rocks of the differentiated body of the Misaelga complex. Based on the study of metamorphogenic minerals and mineral associations: amphibole, amphibole-plagioclase, amphibole-garnet, epidote-garnet, muscovite, chlorite, ilmenite-titanomagnetite, a gradual decrease in temperature and pressure was established from the final stages of the magmatic stage of formation of rocks of the Misaelga complex to the beginning of the metamorphogenic stage.

It is shown that the process of amphibolization begins immediately when the temperature of the residual melt drops by $\sim 100^\circ\text{C}$ (from 800°C to 700°C), which indicates the autometamorphic character of rock alteration. At the same time, the decomposition of the solid solution in titanomagnetite and ilmenite begins ($766\text{--}588^\circ\text{C}$). Further changes include alteration (albitization) of plagioclase ($550\text{--}>400^\circ\text{C}$), sericitization ($\sim 300^\circ\text{C}$) and chloritization ($333\text{--}157^\circ\text{C}$).

The association of minerals with garnet, distributed in a narrow interval of the section at a depth of 341.5 m with a horizon thickness of no more than 2–2.5 m, is a zone in which dynamothermal metamorphism manifested itself, due to fluid working out of the substrate of the Taratash complex in shear deformation zones, identified in the interval 1400–1200 Ma. The P-T parameters of dynamothermal metamorphism, determined by the garnet-epidote association, correspond to $550\text{--}580^\circ\text{C}$ at a pressure of 2 kbar, and according to the garnet-amphibole geobarometer — $300\text{--}400^\circ\text{C}$. At the same time, it should be emphasized that these associations characterize the regressive stage of metamorphism.

Keywords: Southern Urals, differentiated body, metamorphism, P-T parameters amphibole, amphibole-plagioclase, amphibole-garnet, epidote-garnet, muscovite, chlorite, ilmenite-titanomagnetite

Acknowledgements: The work was carried out in accordance with the research plans of the IG UFRC RAS on the topics of the state tasks FMRS-2022–0012.

Введение

Метаморфизм пород тараташского комплекса изучается в течение длительного периода времени, в связи с чем, этому вопросу посвящена довольно обширная литература [Ленных и др., 1978; Ленных, Краснобаев, 1978; Алексеев, 1984; Пыстин, 1994; Пучков, 1997, 2010; Синдерн и др., 2005; Ронкин и др., 2012 и другие]. В то же время, в метаморфизованных породах комплекса описаны довольно многочисленные, в различной степени дифференцированные тела, сложенные породами основного/ультраосновного состава, практически не затронутые процессами метаморфизма [Ленных, Петров, 1978; Алексеев, 1984; Ковалев, 1996, 2011 и др.]. В связи с этим нами было проведено всестороннее изучение дифференцированного тела мисаелгинского комплекса для выяснения P-T условий метаморфизма пород и механизмов реализации метаморфических процессов.

Методы исследований

Минералы были изучены на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с рентгеновским энерго-дисперсионным спектрометром LZ-5 (SiLi детектор, разрешение 140 eV) и детекторами вторичных (SE) и отраженных (COOMO) электронов в Институте минералогии УрО РАН (г. Миасс, аналитик В. А. Котляров). При проведении количе-

ственного анализа в точке применялось ускоряющее напряжение 20–30 kV при токах зонда от 4 до 6 nA. При анализе состава минералов использовались стандарты чистых металлов (Micro-Analysis Consultants LT, LTD, X-RAY Microprobe standards, Registered Standard Number 1362) или стандарты синтетических (или природных) минералов (Astimex Scientific Limited, MINM 25–53, Mineral Mount Serial N0:01-044).

Определение Sm-Nd возраста пород выполнено на термоионном изотопном мультиметрическом масс-спектрометре TRITON TI (ThermoQuest Finnigan MAT, Германия) в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

Геолого-петрографическая характеристика

Мисаелгинский комплекс представлен двумя дифференцированными телами мощностью 45 и более 216 м, расположенными в юго-западной части тараташского метаморфического комплекса (рис. 1). В их сложении участвуют: порфиридные оливиновые долериты (в эндоконтактных зонах), среднезернистые оливиновые пироксениты (рис. 2), габбро-долериты и феррогаббро-долериты. В интрузиве выделены следующие горизонты (снизу вверх): нижняя эндоконтактная зона мощностью около 2 м, ультраосновной горизонт — 110–112 м и габбровый горизонт — 100–110 м.

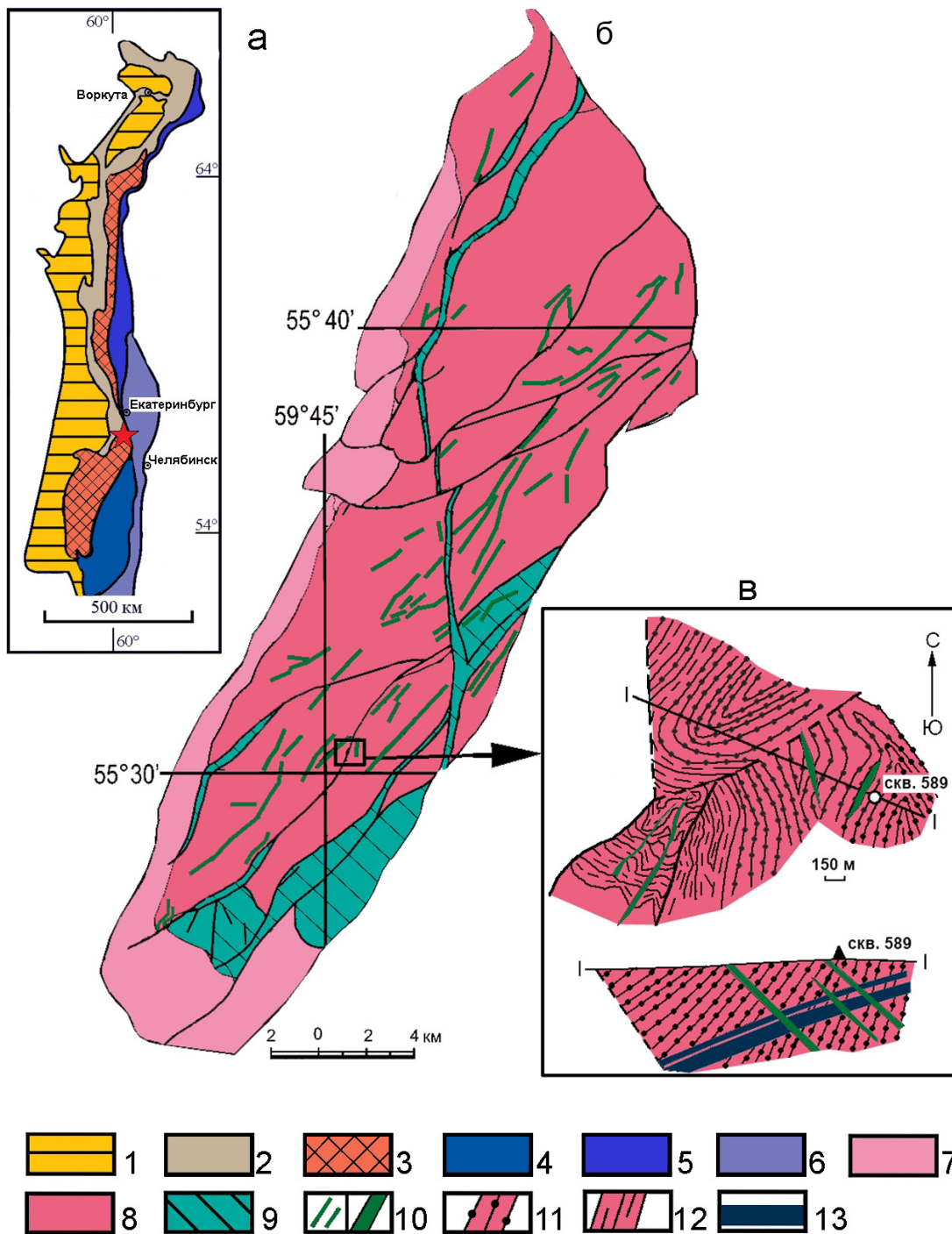


Рис. 1. Структурная схема Урала (а), тараташский комплекс отмечен красной звездочкой; геологическая схема тараташского комплекса (б) и участка «Магнитный» с телами пород мисаелгинского комплекса (в)

Условные обозначения: Мегазоны Урала: 1 — Предуральская; 2 — Западно-Уральская, 3 — Центрально-Уральская, 4 — Тагильская, 5 — Магнитогорская, 6 — Восточно-Уральская; 7 — отложения айской свиты (RF₁); 8 — архей-протерозойские отложения нерасчлененные; 9 — тектонические зоны с бластомилонитами; 10 — разновозрастные дайки базитов; 11 — мигматиты; 12 — гранат-биотитовые гнейсы; 13 — расслоенные тела мисаелгинского комплекса.

Fig. 1. Structural scheme of the Urals (a), geological scheme of the Taratash complex (б) and the Magnitny area with rock bodies of the Misaelga complex (в)

Legend: Megazones of the Urals: 1 — Cis — Urals; 2 — West Ural, 3 — Central Ural, 4 — Tagil, 5 — Magnitogorsk, 6 — East Ural; 7 — deposits of the Ai Formation (RF₁); 8 — undivided Archean-Proterozoic deposits; 9 — tectonic zones with blastomylonites; 10 — differently-aged mafic dikes; 11 — migmatites; 12 — garnet-biotite gneisses; 13 — layered bodies of the Misaelga complex.

Нижняя эндоконтактная зона сложена порфировидными оливиновыми долеритами со среднезернистой порфировидной структурой и массивной текстурой. Минеральный состав включает: оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, амфибол, биотит, магнетит, титаномagnetит, ильменит, сульфиды, апатит, титанит.

Ультраосновной горизонт представлен среднезернистыми оливиновыми пироксенитами и вебстеритами, микроструктурные особенности и минеральный состав которых изменяются (постепенно) в зависимости от местоположения в разрезе. В сложении пород участвуют оливин, ортопироксен, клинопироксен, амфибол, плагиоклаз, биотит, магнетит, ильменит (пикроильменит), хромшпинелид (хроммагнетит) и сульфиды: халькопирит, пирротин, пентландит.

Габбровый горизонт сложен типичными габбро (см. рис. 2, а), феррогаббро-долеритами, их более лейкократовыми разновидностями до жильных плагиогранитов. Минеральный состав включает клинопироксен, плагиоклаз, амфибол, биотит, магнетит, титаномagnetит, сульфиды (при преобладании пирита).

В верхних частях тела присутствуют прожилки плагиогранитного состава мощностью 5–8 см, сложенные плагиоклазом № 4–6 в количестве до 40–60%, серицитом, магнетитом, апатитом и кварцем, которые является наиболее кислыми дериватами магмы, сформировавшей интрузив. Более детальная характеристика минералогического состава пород и условий их образования представлена в [Ковалев, Ковалев, 2021a, 2021б].

Метаморфизм

Метаморфизм в породах комплекса проявлен неравномерно. Встречаются породы практически не затронутые этими процессами (см. рис. 2) и породы метаморфизованные в значительной степени. Большая степень метаморфизма характерна для пород габбрового горизонта, где ассоциация вторичных минералов представлена гранатом, амфиболом, эпидотом, хлоритом, альбитом, серицитом, тальком, титанитом, магнетитом и лейкоксеном.

Гранат обнаружен в нижней части габбрового горизонта в виде ксеноморфных кристаллов размером до 0.5–1 мм, разбитых трещинами на отдельные фрагменты (рис. 3). Наблюдаются различные стадии замещения граната эпидотом, амфиболом и очень тонкозернистой ассоциацией плагиоклаз

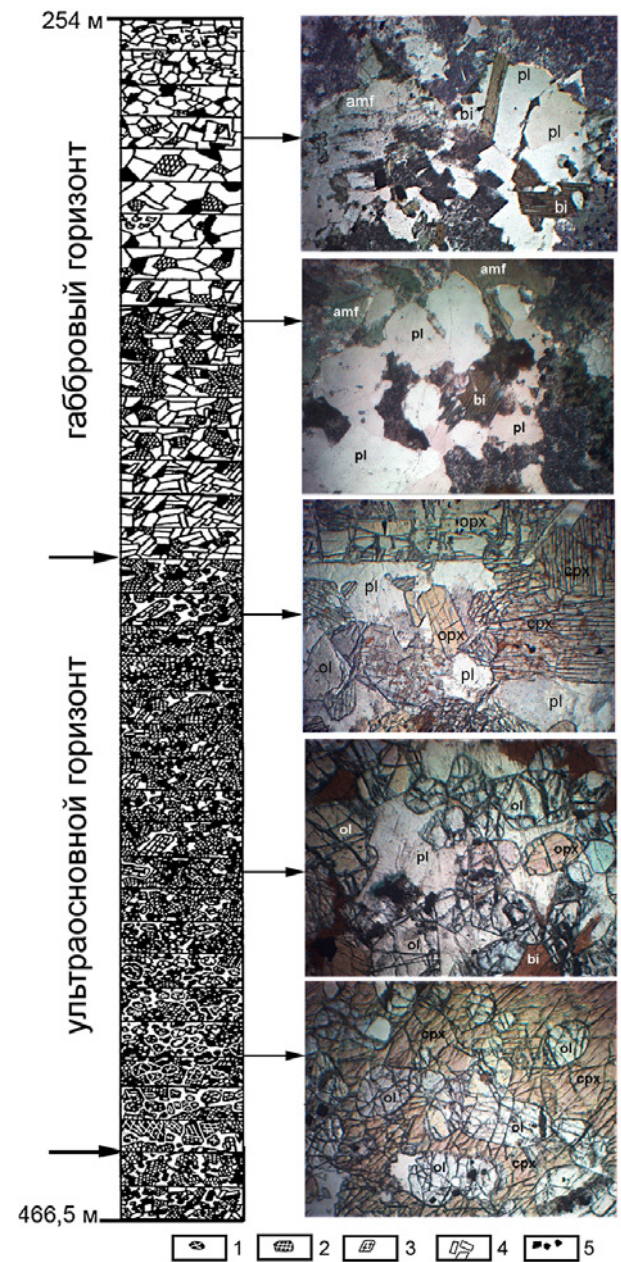


Рис. 2. Петрографический разрез и микрофотографии пород мисаелгинского комплекса

Условные обозначения: 1 — оливин; 2 — клинопироксен; 3 — ортопироксен; 4 — плагиоклаз; 5 — рудные минералы. ol — оливин; opx — ортопироксен; cpx — клинопироксен; pl — плагиоклаз; amf — амфибол; bi — биотит.

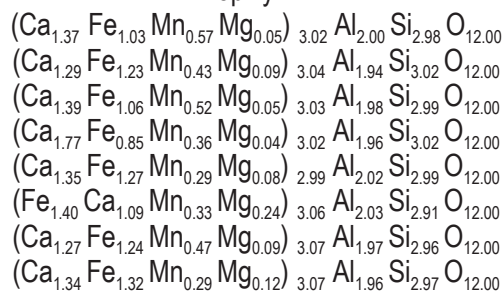
Fig. 2. Petrographic section and microphotographs of rocks of the Misaelga complex

Legend: 1 — olivine; 2 — clinopyroxene; 3 — orthopyroxene; 4 — plagioclase; 5 — ore minerals. ol — olivine; opx — orthopyroxene; cpx — clinopyroxene; pl — plagioclase; amf — amphibole; bi — biotite.

Таблица 1 Химический состав граната из пород мисаелгинского комплекса (мас. %)
 Table 1 Chemical composition of garnet from rocks of the Misaelga complex (wt.%)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Σ	Pyр	Alm	Spess	Andr	Gross
37.72	21.48	15.6	8.46	0.44	16.19	99.89	1.74	33.30	18.99	0.82	45.14
37.96	20.77	18.57	6.41	0.73	15.12	99.56	2.87	40.18	14.30	0.43	42.22
37.56	21.17	16.02	7.79	0.43	16.38	99.35	1.71	34.03	17.56	1.09	45.62
38.61	21.22	13.05	5.53	0.33	21.1	99.84	1.27	28.07	12.13	0.13	58.40
37.78	21.62	19.28	4.34	0.71	15.93	99.66	2.80	42.32	9.73	0.19	44.96
36.9	21.81	21.21	4.93	2.03	12.87	99.75	8.20	43.14	11.31	2.43	34.92
37.24	21.0	18.67	6.98	0.75	14.93	99.57	3.0	38.19	15.87	2.24	40.69
37.52	20.97	19.89	4.3	1.05	15.75	99.48	4.17	41.17	9.70	2.01	42.94
37.4	21.13	20.8	4.47	0.67	15.15	99.62	2.70	43.83	10.12	1.63	41.75
37.46	20.87	19.55	4.18	0.43	17.35	99.84	1.71	39.24	9.45	3.07	46.53
37.52	20.97	14.9	6.05	0.25	19.68	99.37	0.99	29.18	13.65	3.20	52.98
37.28	21.41	19.41	4.95	0.14	16.65	99.84	0.56	40.37	11.24	2.10	45.74

Формулы:



+ хлорит (см. рис. 3). По составу он соответствует гроссуляру. И хотя между Al-гранатами и Ca-гранатами нет полной изоморфной смесимости, кристаллы содержат значительное количество алмандинового минала (табл. 1).

Амфиболы относятся к одной из самых распространенных групп минералов, присутствующих в породах комплекса. Они представлены субидiomорфными и идиоморфными кристаллами размером от 0.5 до 2 мм в длину, зеленой, зеленовато-бурой и коричневой окраски, часто с четко выраженным плеохроизмом и зональным строением (зеленовато-бурые ядра и светло-зеленые края), ассоциированными с гранатом, хлоритом, плагиоклазом, биотитом и титанитом. Кроме того, амфибол развивается по пироксену до формирования полных псевдоморфоз.

Его состав варьирует в широких пределах (рис. 4, а). Анализ диаграммы Ca+Al^{IV} — Si+(Na+K) (см. рис. 4, б) показал, что почти половина проанализированных минералов относится к «раннемагматическим», располагаясь выше линии (Ca + Al^{IV}) = 2.5, а другая половина — к «позднемаг-

матическим» образованиям. При этом в пироксенитах это подразделение очень четко проявлено (с разрывом «сплошности» тренда), а в габбровом горизонте амфиболы образуют непрерывную последовательность. Вероятнее всего, в данном случае мы имеем непрерывный ряд минералов — магматический амфибол — автометаморфический амфибол — метаморфический амфибол. Для расчёта термобарических параметров образования амфибола использовался амфибол-плагиоклазовый геотермобарометр, предложенный Дж. Бланди и Т. Холландом [Blundy, Holland. 1990] при соблюдении следующих условий: минералы должны контактировать друг с другом; сумма Ca+Na+K в амфиболе должна располагаться в пределах 2.3–2.9. В результате расчетов вариации температуры и давления составили: T = 950–1045°C. P = 4.0–7.4 кбар.

На диаграмме Ti — Mg/Mg+Fe с градуировкой температур и давлений (рис. 5, а) амфиболы также разбиваются на 2 группы: первично магматические (T = 825–1120°C. P = 2–5.5 кбар) и метаморфогенные (<550–750°C, P = 0–2.5 кбар), что свидетельствует

о корректности полученных результатов, а разница в параметрах укладывается в величину ошибки методов расчета. На диаграмме $Mg/(Mg+Fe+Mn)$ в гранате — $Mg/(Mg+Fe+Mn)$ в амфиболе (см. рис. 5, б), построенной для ассоциации, изображенной на рисунке 3, а, б температура колеблется в интервале 300–400°C, что характеризует процесс замещения граната амфиболом, то есть, в данной ситуации температуры указывают на регрессивный тип метаморфизма.

Плаггиоклаз в пикритовом горизонте резко ксеноморфен по отношению к темноцветным минералам и выполняет интерстициальное пространство между ними. Лишь вблизи непосредственного контакта с вмещающими породами он имеет та-

блитчато-лейстовидную форму. Количество его в пироксенитах составляет 10–30%. В габбровом горизонте плаггиоклаз представлен либо широко-таблитчатыми кристаллами, либо ксеноморфными выделениями, характерными для габбровой структуры (см. рис. 2). Количество его повышается до 40–60%. В химическом составе плаггиоклазов установлены FeO (от 0.11 до 1.84 мас. %) и MgO (от 0.01 до 0.37 мас. %). Кроме того, во всех плаггиоклазах установлена примесь калия, варьирующая в пределах от 0.07 до 0.68 мас. %, а состав изменяется от альбита до лабрадора.

Интересная особенность наблюдается на диаграмме An — Ab (рис. 6), где точки содержаний этих компонентов в плаггиоклазах из пикритового

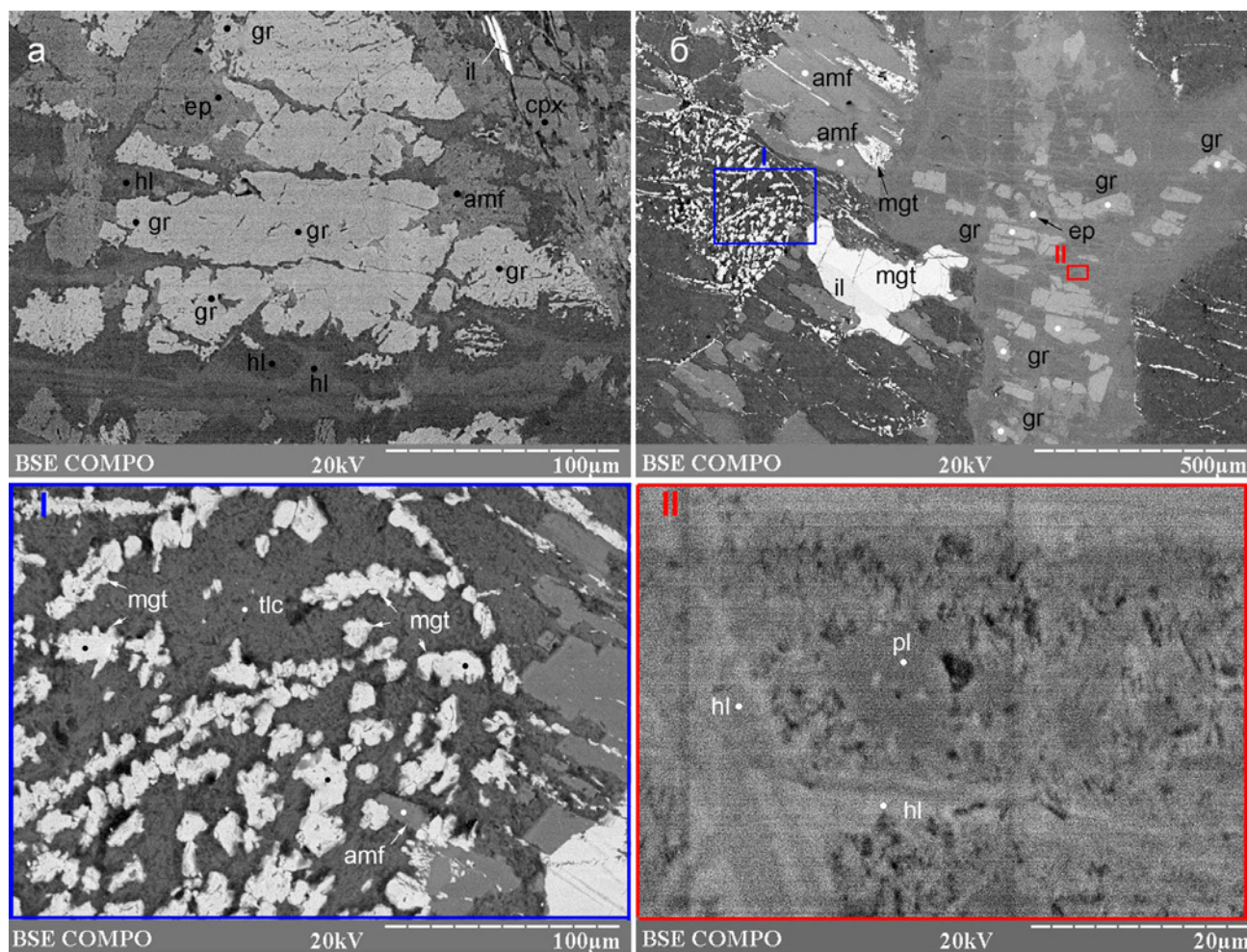


Рис. 3. Микрофотографии граната (а, б) и метаморфизованной матрицы (I, II) в породах мисаелгинского комплекса

Условные обозначения: gr — гранат; amf — амфибол; ep — эпидот; cpx — клинопироксен; pl — плаггиоклаз; hl — хлорит; tlc — тальк; mgt — магнетит; il — ильменит.

Fig. 3. Micrographs of garnet (a, б) and metamorphosed matrix (I, II) in the rocks of the Misaelga complex

Legend: gr — garnet; amf — amphibole; ep — epidote; cpx — clinopyroxene; pl — plagioclase; hl — chlorite; tlc — talc; mgt — magnetite; il — ilmenite.

горизонта образуют непрерывный ряд от альбита до лабрадора, в то время как для аналогов из габбрового горизонта фиксируется относительно четко проявленный разрыв в районе границы между олигоклазом и андезином. Вероятнее всего эта особенность является результатом различий в условиях процесса кристаллизации (раскристаллизация интеркумулусного расплава в первом случае и образование в виде ликвидусной фазы — во втором). В то же время, в матриксе метаморфизованных пород габбрового горизонта при-

сутствуют несколько генераций плагиоклаза: идиоморфные таблички лабрадора ($\text{Na}_{0.41}\text{Ca}_{0.55}\text{K}_{0.02}$)_{0.98} ($\text{Al}_{1.56}\text{Fe}_{0.03}\text{Mg}_{0.01}\text{Si}_{0.42}$)_{2.02} $\text{Si}_{2.00}\text{O}_{8.00}$, ксеноморфные выделения олигоклаза ($\text{Na}_{0.84}\text{Ca}_{0.13}\text{K}_{0.01}$)_{0.98} $\text{Al}_{1.16}\text{Si}_{2.86}\text{O}_{8.00}$, андезина ($\text{Na}_{0.51}\text{Ca}_{0.44}\text{K}_{0.02}$)_{0.97} ($\text{Al}_{1.47}\text{Fe}_{0.03}\text{Si}_{0.53}$)_{2.03} $\text{Si}_{2.00}\text{O}_{8.00}$ и альбита ($\text{Na}_{0.97}\text{Ca}_{0.02}\text{K}_{0.01}$)_{1.00} ($\text{Al}_{1.01}\text{Fe}_{0.02}$)_{1.03} $\text{Si}_{2.97}\text{O}_{8.00}$ (рис. 7, а). Температуры образования минеральной ассоциации амфибол-плагиоклаз, рассчитанные по диаграмме Л. Л. Перчука [1970] также характеризуются наличием 2 групп минералов: относительно высокотемпературной (700–800°C)

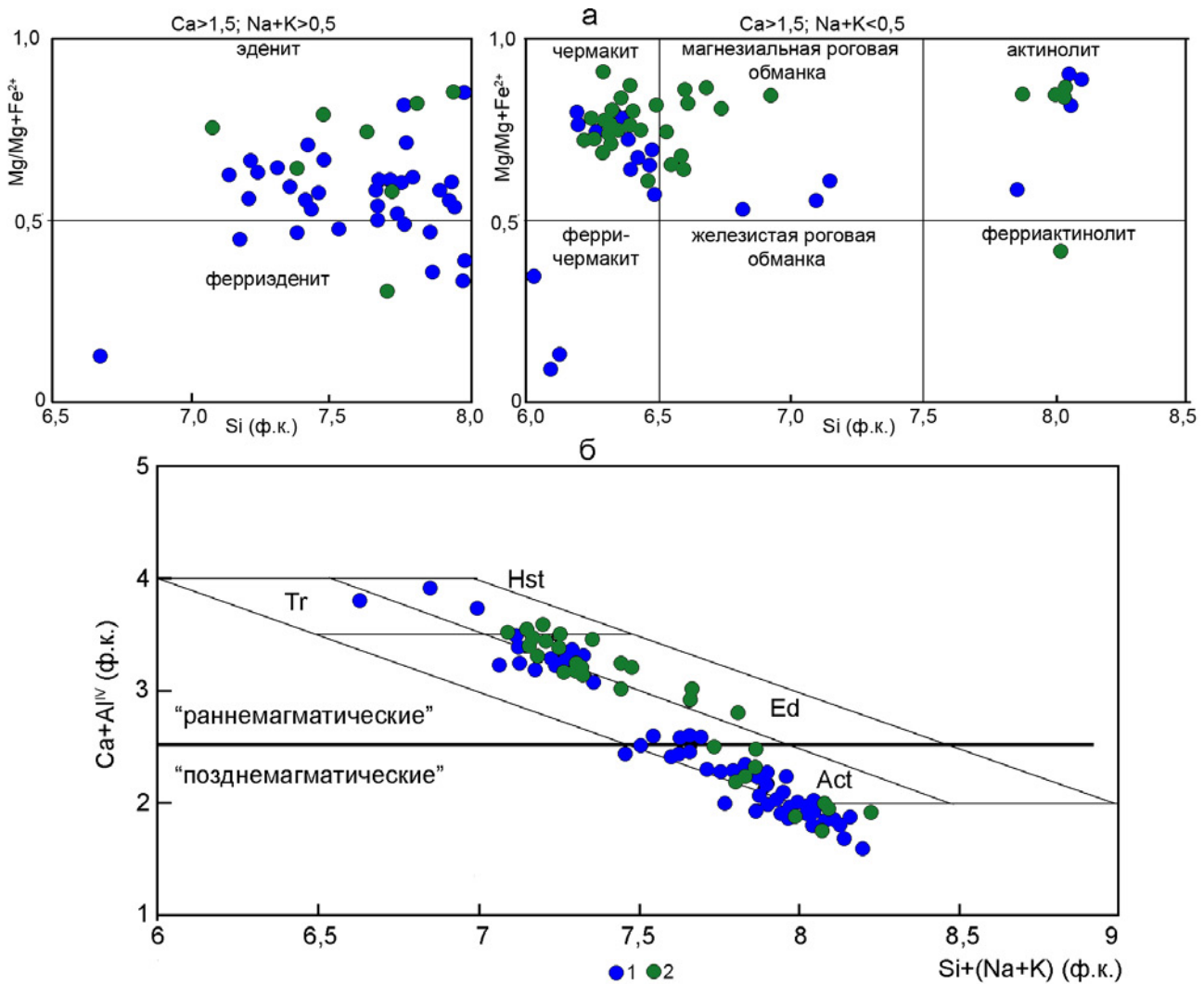


Рис. 4. Классификационные диаграммы (а) и диаграмма $\text{Ca}+\text{Al}^{\text{IV}}$ — $\text{Si}+(\text{Na}+\text{K})$ (б) для амфиболов из пород мисаелгинского комплекса. По [Ковалев, Ковалев, 2021б]

Условные обозначения: Tr — тремолит. Hst — гастингсит. Ed — эденит. Act — актинолит. Линия $(\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}}) = 2.5$ по [Giret et al. 1980]. 1 — пироксениты; 2 — габброиды.

Fig. 4. Classification diagrams (a) and diagram $\text{Ca}+\text{Al}^{\text{IV}}$ — $\text{Si}+(\text{Na}+\text{K})$ (б) for amphiboles from rocks of the Misaelga complex. By [Kovalev, Kovalev, 2021]

Legend: Tr — tremolite; Hst — hastingsite; Ed — edinite; Act — actinolite. Line $(\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}}) = 2.5$ after [Giret et al. 1980]. 1 — pyroxenites; 2 — gabbroids.

первично магматической и низкотемпературной (<400–550°C) метаморфогенной (рис. 8, а). Оценки давления по геобарометру [Blundy, Holland, 1990] соответствуют: высокотемпературная ассоциация — 5.1–5.8 кбар, низкотемпературная — 1.0–4.6 кбар.

Эпидот присутствует в виде кристаллов призматического габитуса, ксеноморфных выделений и зернистых масс. На рисунке 3, б видно, как эпидот развивается по резорбированному зерну граната, замещая его совместно с плагиоклаз-хлоритовой мелкокристаллической массой. На рисунке 7, а эпидот, совместно с кислым плагиоклазом, хлоритом и светлой слюдой в виде микрозернистого агрегата слагает интерстициальное пространство. При большем увеличении (см. рис. 7, б) видно, что эпидот представлен кристаллами призматического габитуса беспорядочно расположенными в породе.

В химическом составе минерала (табл. 2) установлены магний (0.1–0.19 мас. %), марганец (0.04–0.22 мас. %), титан (0.3 мас. %) и ванадий (0.67 мас. %). В одном случае наблюдалось срастание эпидота — $\text{Ca}_{1.97}(\text{Al}_{2.20}\text{Fe}_{0.74}\text{Mg}_{0.02})_{2.96}\text{Si}_{3.07}\text{O}_{12.00}\text{OH}$ с алланитом ($\text{Ca}_{1.64}\text{Ce}_{0.12}\text{La}_{0.09}\text{Nd}_{0.02})_{1.87}(\text{Al}_{1.32}\text{Fe}_{0.79}\text{Mg}_{0.02})_{2.13}(\text{Si}_{3.23}\text{Al}_{0.77})_{4.00}\text{O}_{12.00}\text{OH}$. Температура равновесия

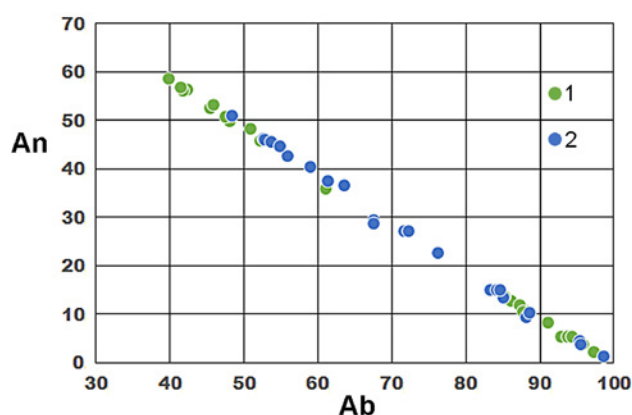


Рис. 6. Диаграмма Ab — An для плагиоклазов из пород мисаелгинского комплекса

Условные обозначения: 1 — габбровый горизонт; 2 — ультраосновной горизонт

Fig. 6. Ab — An diagram for plagioclases from rocks of the Misaelga complex

Legend: 1 — gabbro horizon; 2 — ultramafic horizon

между эпидотом и андрадит-гроссуляровым гранатом, определенная по геотермобарометру [Perchuk, Aranovich, 1979] соответствует 550–580°C при давлении 2 кбар (рис. 8, б).

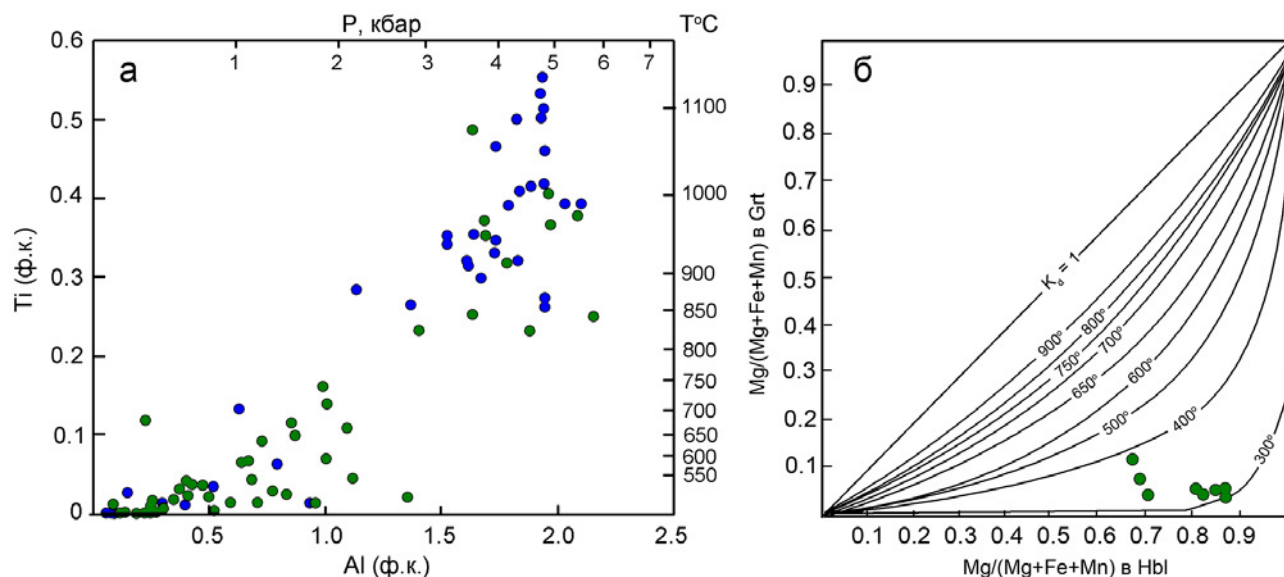


Рис. 5. Диаграммы Ti — Al (а) для амфиболов с градуировкой температур и давлений по [Féménias et al., 2006; Mutch et al., 2016; Прибавкин, 2019] и Mg/(Mg+Fe+Mn) в гранате — Mg/(Mg+Fe+Mn) в амфиболе (б) из пород мисаелгинского комплекса по [Перчук, 1970]

Условные обозначения см. на рис. 4.

Fig. 5. Ti — Al diagrams (a) for amphiboles with temperature and pressure graduations according to [Féménias et al., 2006; Mutch et al., 2016; Pribavkin, 2019] and Mg/(Mg+Fe+Mn) in garnet — Mg/(Mg+Fe+Mn) in amphibole (б) from rocks of the Misaelga complex after [Perchuk, 1970]

Legend see in fig. 4.

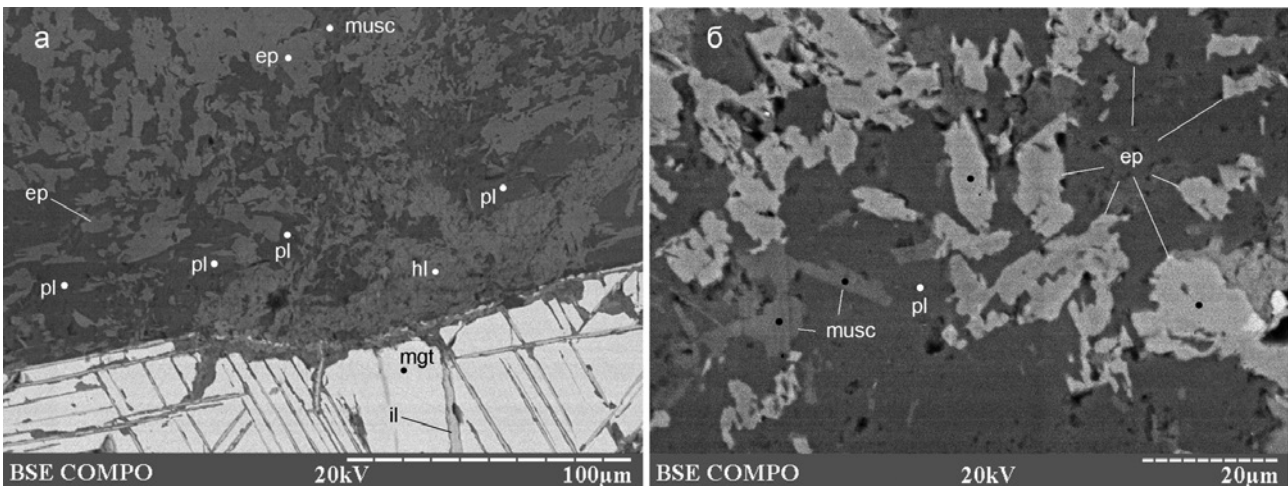


Рис. 7. Микрофотографии плагиоклаза и эпидота из пород мисаелгинского комплекса

Условные обозначения: pl — плагиоклаз; ep — эпидот

Fig. 7. Micrographs of plagioclase and epidote from rocks of the Misaelga complex

Legend: ep — epidote; pl — plagioclase.

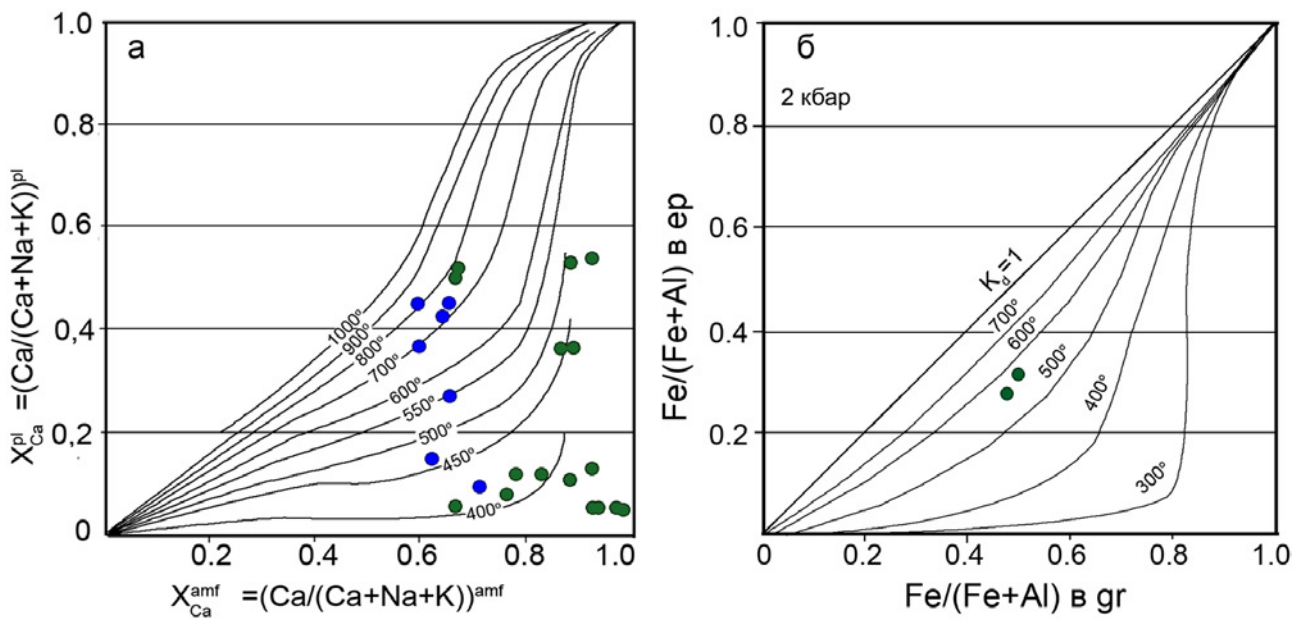


Рис. 8. Диаграммы $X_{Ca}^{pl} = (Ca/(Ca+Na+K))^{pl} — X_{Ca}^{amf} = (Ca/(Ca+Na+K))^{amf}$ и $Fe/(Fe+Al)^{ep} — Fe/(Fe+Al)^{gr}$

Условные обозначения см. на рис. 4, а — по [Перчук, 1970], б — по [Perchuk, Aranovich, 1979].

Fig. 8. Diagrams $X_{Ca}^{pl} = (Ca/(Ca+Na+K))^{pl} — X_{Ca}^{amf} = (Ca/(Ca+Na+K))^{amf}$ and $Fe/(Fe+Al)^{ep} — Fe/(Fe+Al)^{gr}$

Legend see in fig. 4, a — after [Perchuk, 1970], б — after [Perchuk, Aranovich, 1979].

Биотит распространен по всему разрезу тела в виде удлинённых призм или широкотаблитчатых кристаллов с четким плеохроизмом в коричневатых-бурых тонах (рис. 9). Для химического состава минерала характерна скрытая расслоенность, выражающаяся в изменении состава в зависимости

от местоположения в разрезе. В частности, магнезиальность^{1*} биотита в габбровом горизонте колеблется в пределах — 0.23–0.47, а в пироксенитовом составляет 0.62–0.87. Кроме того, в составе биотитов присутствует хлор (0.16–0.88 мас. %), а в пироксенитах появляется хром в количестве 0.13–0.53 мас. % (табл. 3).

^{1*} Магнезиальность рассчитана как $Mg/(Mg+Fe)$, выраженная в ф. к.

Таблица 2 Химический состав эпидота из пород мисаелгинского комплекса (мас. %)
Table 2 Chemical composition of epidote from rocks of the Misaelga Complex (wt %)

№ п/п	№ обр	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	Сумма
1	11617	41.58	23.5	11.46	0.19	21.33	0.0	0.0	0.0	98.06
2	11617	39.97	25.41	9.21	0.07	23.3	0.0	0.0	0.0	97.96
3	11617	40.21	24.52	10.93	0.1	23.05	0.08	0.0	0.0	98.89
4	11617	39.2	23.78	11.32	0.17	23.45	0.0	0.0	0.0	97.92
5	11617	40.42	23.56	11.59	0.07	22.83	0.0	0.0	0.0	98.47
6	11621	41.43	24.44	10.17	0.04	22.02	0.0	0.0	0.0	98.10
7	11621	39.46	22.21	13.37	0.12	22.73	0.04	0.0	0.0	97.93
8	11623	39.12	26.51	7.58	0.16	23.42	0.0	0.3	0.0	97.09
9	11623	40.0	26.93	7.88	0.01	23.79	0.0	0.0	0.0	98.61
10	11623	41.28	31.91	1.87	0.13	23.35	0.0	0.0	0.0	98.54
11	11623	39.39	23.19	12.07	0.11	23.52	0.0	0.0	0.0	98.28
12	11623	39.15	22.41	12.77	0.0	23.85	0.0	0.0	0.67	98.85
13	11629	43.03	24.52	8.73	0.26	21.45	0.0	0.0	0.0	97.99
14	11629	40.38	24.02	10.15	0.9	22.13	0.22	0.0	0.0	97.80
15	11631	39.43	24.46	11.09	0.13	23.56	0.0	0.0	0.0	98.67
16	11631	40.47	25.81	8.82	0.0	23.42	0.0	0.0	0.0	98.52

Формулы:

Ca_{1.79}(Al_{2.17}Fe_{0.75}Mg_{0.02})_{2.95}Si_{3.26}O_{12.00}OH
 Ca_{1.95}(Al_{2.33}Fe_{0.60}Mg_{0.01})_{2.94}Si_{3.11}O_{12.00}OH
 Ca_{1.91}(Al_{2.24}Fe_{0.71}Mg_{0.01}Mn_{0.01})_{2.97}Si_{3.12}O_{12.00}OH
 Ca_{1.97}(Al_{2.20}Fe_{0.74}Mg_{0.02})_{2.96}Si_{3.07}O_{12.00}OH
 Ca_{1.91}(Al_{2.17}Fe_{0.76}Mg_{0.01})_{2.94}Si_{3.15}O_{12.00}OH
 Ca_{1.84}(Al_{2.25}Fe_{0.66}Mg_{0.01})_{2.92}Si_{3.24}O_{12.00}OH
 Ca_{1.92}(Al_{2.07}Fe_{0.88}Mg_{0.01})_{2.97}Si_{3.11}O_{12.00}OH
 Ca_{1.96}(Al_{2.44}Fe_{0.50}Mg_{0.02}Ti_{0.02})_{2.98}Si_{3.06}O_{12.00}OH
 Ca_{1.96}(Al_{2.45}Fe_{0.51})_{2.96}Si_{3.08}O_{12.00}OH
 Ca_{1.89}(Al_{2.85}Fe_{0.12}Mg_{0.02})_{2.99}Si_{3.12}O_{12.00}OH
 Ca_{1.97}(Al_{2.14}Fe_{0.79}Mg_{0.01})_{2.94}Si_{3.08}O_{12.00}OH
 Ca_{2.00}(Al_{2.07}Fe_{0.84}V_{0.03})_{2.94}Si_{3.06}O_{12.00}OH
 Ca_{1.79}(Al_{2.25}Fe_{0.57}Mg_{0.03})_{2.85}Si_{3.36}O_{12.00}OH
 Ca_{1.85}(Al_{2.21}Fe_{0.66}Mg_{0.11}Mn_{0.02})_{3.00}Si_{3.15}O_{12.00}OH
 Ca_{1.96}(Al_{2.24}Fe_{0.72}Mg_{0.02})_{2.98}Si_{3.06}O_{12.00}OH
 Ca_{1.94}(Al_{2.36}Fe_{0.57})_{2.93}Si_{3.13}O_{12.00}OH

Как видно из диаграммы Ti — Mg/(Mg+Fe) (рис. 10) температура образования всех проанализированных биотитов выше 700°C, что может свидетельствовать о первично магматическом генезисе минерала.

Мусковит в виде удлинённых чешуек встречается в габбровом горизонте в ассоциации с плагиоклазом, хлоритом и эпидотом (см. рис. 7, а, б). В его химическом составе установлен барий (0.26–0.27 мас. %) (см. табл. 3).

Положение фигуративных точек на диаграмме Si — Na/(Na+K) (см. рис. 10) свидетельствует

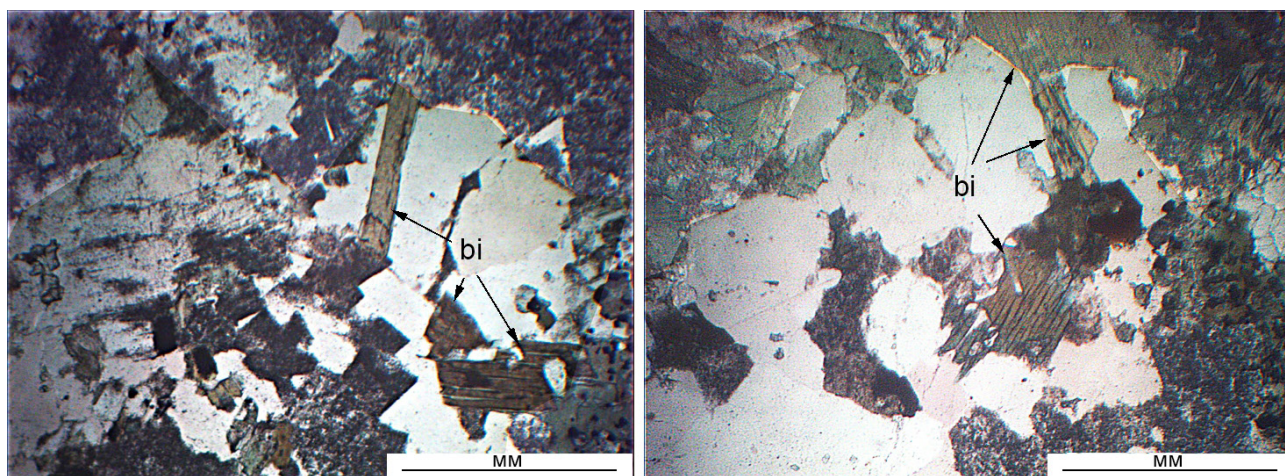


Рис. 9. Микрофотографии биотита из габброидов мисаелгинского комплекса

Fig. 9. Photomicrographs of biotite from gabbroids of the Misaelga complex

о наличии двух этапов образования мусковита, первый из которых с параметрами $T = \sim 400^\circ\text{C}$, $P = \sim 6\text{--}7.5$ кбар соответствует, вероятнее всего, позднемагматической стадии, а второй ($T = \sim 300^\circ\text{C}$, $P = \sim 2\text{--}4$ кбар) — метаморфогенной.

Хлорит в качестве вторичного минерала встречается во всех изученных породах. Он представлен единичными чешуйками зеленоватого цвета, либо агрегатами кристаллов с аномальными цветами интерференции, развивающимися по оливину, пироксену, амфиболу или интерстициальному пространству (см. рис. 3 и рис. 7, а). По классификации В. А. Дриц и А. Г. Коссовской [Дриц, Коссовская, 1991] хлориты относятся к Fe-Mg- и Mg-Fe-хлоритам основных магматических пород. В их химическом составе установлены титан (0.45–1.28 мас. %), кальций (0.18–0.66 мас. %), марганец (0.02–0.19 мас. %) и калий (0.51–2.76 мас. %) (табл. 4). Температура их образования, рассчитанная по формуле $T = -61.9229 + 321.9772 \times \text{Al}^{\text{IV}}$, опубликованной в работе [Cathelineau, 1988] располагается в интервале $157\text{--}333^\circ\text{C}$. Между железистостью

хлоритов (Fe/Fe+Mg ф. к.), колеблющейся в пределах 0.17–0.67 и температурой их образования существует четко проявленная обратная зависимость, которая может свидетельствовать о начале хлоритизации как автотематоморфического процессе.

Кроме того, ассоциация вторичных минералов представлена *тальком*, состав которого варьирует в пределах — $(\text{Mg}_{2.86}\text{Fe}_{0.19}\text{Al}_{0.13})_{3.18}\text{Si}_{3.82}\text{O}_{10.00}(\text{OH})_2$ — $(\text{Mg}_{2.60}\text{Fe}_{0.28}\text{Al}_{0.12}\text{Na}_{0.08}\text{K}_{0.02}\text{Ca}_{0.01})_{3.11}\text{Si}_{3.89}\text{O}_{10.00}(\text{OH})_2$; *серпентином* — $(\text{Mg}_{1.60}\text{Fe}_{0.25}\text{Ni}_{0.02})_{1.87}\text{Si}_{1.13}\text{O}_{4.00}\text{OH}$. и *кальцитом* — $\text{Ca}_{1.00}\text{C}_{1.00}\text{O}_{3.00}$ — $(\text{Ca}_{0.979}\text{Fe}_{0.007}\text{Sr}_{0.005})_{0.99}\text{C}_{1.01}\text{O}_{3.00}$ — $(\text{Ca}_{0.952}\text{Mg}_{0.021}\text{Mn}_{0.008}\text{Fe}_{0.015}\text{Sr}_{0.005})_{1.00}\text{C}_{1.00}\text{O}_{3.00}$.

Fe-Ti-минерализация распространена по всему разрезу интрузивного тела. В верхней части габбрового горизонта наблюдается увеличение количества рудных минералов с образованием сидеронитовых структур, а породы участками могут быть отнесены к бедновкрапленным рудам. Встречающиеся морфогенетические типы оксидов железа и титана весьма разнообразны и представлены гомогенными округлыми выделениями

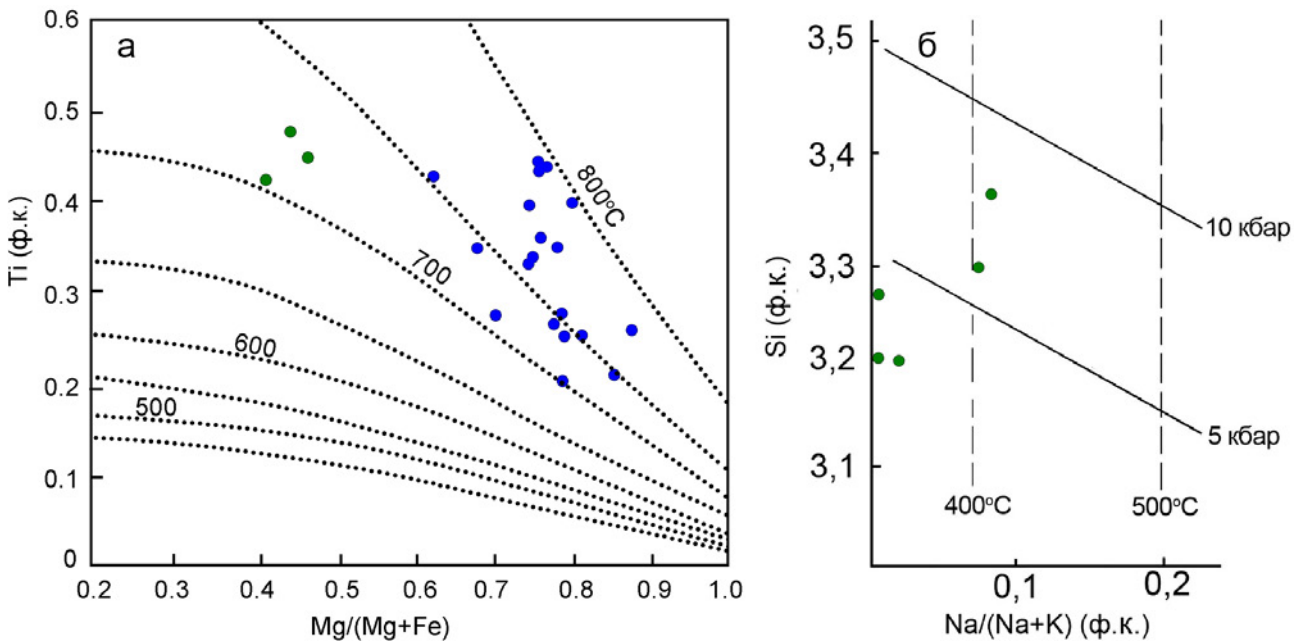


Рис. 10. Диаграмма Ti — Mg/(Mg+Fe) для биотитов (а) и Si — Na/(Na+K) для светлых слюд (б) из пород мисаелгинского комплекса. Диаграмма «а» по [Henry et al., 2005; Прибавкин, 2019]. Диаграмма «б» — изограда давления по [Chopin, 1981; Massonne, Schreyer, 1989]; изограда температуры по [Добрецов и др., 1974; Krogh, Raheim, 1978]

Условные обозначения см. на рис. 4.

Fig. 10. Diagram Ti — Mg/(Mg+Fe) for biotites (a) and Si — Na/(Na+K) for light-colored micas (b) from rocks of the Misaelga complex. Chart “a” after [Henry et al., 2005; Pribavkin, 2019]. Diagram “б” — pressure isograd according to [Chopin, 1981; Massonne, Schreyer, 1989]; temperature isograd according to [Dobretsov et al., 1974; Krogh and Raheim, 1978]

Legend see in fig. 4.

Таблица 3 Химический состав минералов группы слюд из пород Мисаелгинского комплекса (мас. %)
 Table 3 Chemical composition of minerals of the mica group from the rocks of the Misaelga complex (wt %)

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	Сумма
1	11617	36.38	1.23	13.76	0.0	26.78	0.0	7.38	0.0	0.0	0.0	9.12	0.88	95.53
2	11617	36.11	1.52	13.41	0.0	26.29	0.0	8.37	0.0	0.0	0.0	8.49	0.79	94.98
3	11623	35.0	7.73	12.96	0.0	21.87	0.0	10.05	0.0	0.0	0.0	8.07	0.0	95.68
4	11623	34.42	6.88	13.72	0.0	23.56	0.0	9.59	0.21	0.0	0.0	7.63	0.0	96.01
5	11623	35.48	7.31	13.21	0	20.9	0	10.48	0	0.0	0.0	8.06	0	95.44
6	11633	36.17	5.9	14.3	0	14.66	0.11	17.66	0	0.0	0.0	6.23	0	95.03
7	11633	37.59	7.26	12.88	0.0	15.46	0.0	14.53	0.0	0.0	0.0	8.95	0.0	96.67
8	11633	37.74	4.73	14.48	0.0	13.04	0.0	17.32	0.0	0.0	0.16	8.5	0.0	95.97
9	11641	38.44	6.75	13.52	0.53	10.31	0.0	17.23	0.0	0.0	0.94	7.28	0.0	95
10	11641	39.31	5.93	14.54	0.5	10.52	0.0	17.71	0.0	0.0	1.03	7.47	0.0	97.01
11	11644	38.31	7.68	14.74	0.0	9.71	0.0	17.4	0.0	0.0	1.62	7.37	0.0	96.83
12	11644	37.94	7.6	14.28	0.15	9.36	0.0	17.31	0.0	0.0	1.45	7.43	0.0	95.52
13	11644	38.59	7.7	14.04	0.0	9.72	0.0	17.21	0.0	0.0	1.39	7.5	0.0	96.15
14	11644	38.83	4.6	13.93	0.0	9.61	0.0	19.08	0.0	0.0	1.31	7.79	0.0	95.15
15	11644	39.5	3.56	14.2	0.13	9.06	0.0	18.9	0.0	0.0	1.97	7.66	0.21	95.19
16	11646	39.4	4.9	13.99	0.17	9.14	0.0	18.9	0.0	0.0	1.96	7.54	0.0	96.00
17	11646	39.08	5.8	12.95	0.0	11.08	0.0	18.09	0.0	0.0	1.63	7.26	0.0	95.89
18	11646	38.44	6.96	13.14	0.21	8.42	0.0	18.8	0.0	0.0	0.92	8.88	0.0	95.77
19	11646	39.57	4.39	13.46	0.0	8.93	0.0	18.91	0.0	0.0	1.6	8.04	0.17	95.07
20	11650	39.8	3.7	14.68	0.0	6.97	0.0	22.27	0.24	0.0	0.65	6.97	0.0	95.28
21	11650	38.41	6.06	13.77	0.19	9.2	0.0	18.61	0.0	0.0	0.38	8.42	0.16	95.2
22	11650	41.27	4.63	13.8	0.2	5.59	0.0	21.8	0.0	0.0	0.87	8.25	0.0	96.41
23	11650	38.92	6.22	13.74	0.0	9.9	0.0	17.55	0.0	0.0	0.79	8.05	0.0	95.17
24	11650	38.88	4.45	15.23	0.0	8.13	0.0	19.89	0.22	0.0	0.92	7.85	0.0	95.57
25	11617	48.49	0.13	33.77	0.0	1.93	0.0	0.32	0.0	0.0	0.16	10.33	0.0	95.13
26	11617	49.23	0.12	32.69	0.0	2.16	0.0	0.57	0.0	0.0	0.59	10.26	0.0	95.62
27	11623	47.71	0.0	30.57	0.0	4.66	0.0	1.59	0.19	0.0	0.16	10.77	0.0	95.65
28	11631	50.27	0.24	33.99	0.0	1.33	0.06	0.31	0.0	0.27	0.56	8.95	0.0	95.98
29	11631	47.91	0.0	34.79	0.0	1.46	0.0	0.3	0.0	0.26	0.25	10.68	0.0	95.65

Формулы:

- $K_{0.94} (Al_{0.27} Fe_{1.82} Mg_{0.89} Ti_{0.08})_{3.06} (Si_{2.95} Al_{1.05})_{4.00} O_{10.00} (OH_{1.94} Cl_{0.06})_{2.00}$
- $K_{0.88} (Al_{0.22} Fe_{1.79} Mg_{1.02} Ti_{0.09})_{3.12} (Si_{2.94} Al_{1.06})_{4.00} O_{10.00} (OH_{1.95} Cl_{0.05})_{2.00}$
- $K_{0.83} (Al_{0.03} Fe_{1.47} Mg_{1.20} Ti_{0.47})_{3.17} (Si_{2.81} Al_{1.19})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $K_{0.78} (Al_{0.06} Fe_{1.58} Mg_{1.15} Ti_{0.41} Ca_{0.02})_{3.22} (Si_{2.76} Al_{1.24})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $K_{0.82} (Al_{0.09} Fe_{1.40} Mg_{1.25} Ti_{0.44})_{3.18} (Si_{2.84} Al_{1.16})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $K_{0.61} (Al_{0.08} Fe_{0.94} Mg_{2.02} Ti_{0.34} Mn_{0.01})_{3.39} (Si_{2.78} Al_{1.22})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $K_{0.88} (Al_{0.05} Fe_{0.99} Mg_{1.66} Ti_{0.42})_{3.12} (Si_{2.88} Al_{1.12})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.82} Na_{0.02})_{0.84} (Al_{0.13} Fe_{0.82} Mg_{1.94} Ti_{0.27})_{3.16} (Si_{2.84} Al_{1.16})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.71} Na_{0.14})_{0.85} (Al_{0.13} Fe_{0.65} Mg_{1.95} Ti_{0.39} Cr_{0.03})_{3.15} (Si_{2.92} Al_{1.08})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.71} Na_{0.15})_{0.86} (Al_{0.18} Fe_{0.65} Mg_{1.95} Ti_{0.33} Cr_{0.03})_{3.14} (Si_{2.91} Al_{1.09})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.70} Na_{0.23})_{0.93} (Al_{0.12} Fe_{0.60} Mg_{1.92} Ti_{0.43})_{3.07} (Si_{2.84} Al_{1.16})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.71} Na_{0.21})_{0.92} (Al_{0.11} Fe_{0.59} Mg_{1.94} Ti_{0.43} Cr_{0.01})_{3.08} (Si_{2.85} Al_{1.15})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.72} Na_{0.20})_{0.92} (Al_{0.12} Fe_{0.61} Mg_{1.92} Ti_{0.43})_{3.08} (Si_{2.89} Al_{1.11})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.74} Na_{0.19})_{0.93} (Al_{0.10} Fe_{0.60} Mg_{2.11} Ti_{0.26})_{3.07} (Si_{2.88} Al_{1.12})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.72} Na_{0.28})_{1.00} (Al_{0.15} Fe_{0.56} Mg_{2.08} Ti_{0.20} Cr_{0.01})_{3.00} (Si_{2.92} Al_{1.08})_{4.00} O_{10.00} (OH_{1.99} Cl_{0.01})_{2.00}$
- $(K_{0.71} Na_{0.28})_{0.99} (Al_{0.10} Fe_{0.56} Mg_{2.07} Ti_{0.27} Cr_{0.01})_{3.01} (Si_{2.89} Al_{1.11})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.69} Na_{0.24})_{0.93} (Al_{0.05} Fe_{0.69} Mg_{2.01} Ti_{0.32})_{3.07} (Si_{2.91} Al_{1.09})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.843} Na_{0.133})_{0.98} (Al_{0.01} Fe_{0.52} Mg_{2.09} Ti_{0.39} Cr_{0.01})_{3.02} (Si_{2.86} Al_{1.14})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.76} Na_{0.23})_{0.99} (Al_{0.12} Fe_{0.55} Mg_{2.09} Ti_{0.25})_{3.01} (Si_{2.94} Al_{1.06})_{4.00} O_{10.00} (OH_{1.99} Cl_{0.01})_{2.00}$
- $(K_{0.65} Na_{0.09})_{0.74} (Al_{0.18} Fe_{0.43} Mg_{2.43} Ti_{0.20} Ca_{0.02})_{3.26} (Si_{2.91} Al_{1.09})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.81} Na_{0.05})_{0.86} (Al_{0.11} Fe_{0.58} Mg_{2.08} Ti_{0.34} Cr_{0.01} Ni_{0.02})_{3.14} (Si_{2.89} Al_{1.11})_{4.00} O_{10.00} (OH_{1.99} Cl_{0.01})_{2.00}$
- $(K_{0.76} Na_{0.12})_{0.88} (Al_{0.17} Fe_{0.34} Mg_{2.35} Ti_{0.25} Cr_{0.01})_{3.12} (Si_{2.99} Al_{1.01})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.78} Na_{0.12})_{0.90} (Al_{0.16} Fe_{0.62} Mg_{1.97} Ti_{0.35})_{3.10} (Si_{2.94} Al_{1.06})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.74} Na_{0.13})_{0.87} (Al_{0.18} Fe_{0.50} Mg_{2.18} Ti_{0.25} Ca_{0.02})_{3.13} (Si_{2.86} Al_{1.14})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.89} Na_{0.02})_{0.91} (Al_{1.94} Fe_{0.11} Mg_{0.03} Ti_{0.01})_{2.09} (Si_{3.26} Al_{0.74})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.87} Na_{0.08})_{0.95} (Al_{1.86} Fe_{0.12} Mg_{0.06} Ti_{0.01})_{2.05} (Si_{3.29} Al_{0.71})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.92} Na_{0.02})_{0.94} (Al_{1.62} Fe_{0.26} Mg_{0.16} Ca_{0.01})_{2.06} (Si_{3.20} Al_{0.80})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.76} Na_{0.07})_{0.83} (Al_{2.04} Fe_{0.07} Mg_{0.03} Ti_{0.01} Ba_{0.01})_{2.17} (Si_{3.36} Al_{0.64})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$
- $(K_{0.91} Na_{0.03})_{0.94} (Al_{1.94} Fe_{0.08} Mg_{0.03} Ba_{0.01})_{2.06} (Si_{3.20} Al_{0.80})_{4.00} O_{10.00} (OH)_{2.00}$

Примечание. № 1–24 — биотит. № 25–29 — мусковит.

Таблица 4 Химический состав хлоритов из пород мисаелгинского комплекса (мас. %)
 Table 4 Chemical composition of chlorites from rocks of the Misaelga complex (wt %)

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	K ₂ O	H ₂ O	Сумма
1	11617	28.93	0.0	15.4	29.16	14.8	0.0	0.0	0.0	11.3	99.59
2	11617	28.28	0.0	16.14	28.94	13.85	0.0	0.0	0.0	12.3	99.51
3	11617	27.6	0.0	17.46	28.92	13.62	0.0	0.19	0.0	12.1	99.89
4	11617	27.57	0.0	17.48	28.83	14.01	0.0	0.0	0.0	11.8	99.69
5	11617	27.54	0.0	16.29	29.81	13.73	0.0	0.0	0.0	11.8	99.06
6	11621	26.41	0.0	16.87	31.55	13.47	0.0	0.0	0.0	11.2	99.50
7	11621	27.19	0.0	16.8	31.41	13.1	0.0	0.0	0.0	11.2	99.70
8	11623	26.83	0.0	18.77	32.2	10.46	0.0	0.0	0.0	11.5	99.76
9	11623	25.73	0.0	18.62	34.82	9.53	0.0	0.19	0.0	11.2	100.09
10	11623	26.32	0.0	18.83	31.06	12.01	0.0	0.0	0.0	11.7	99.92
11	11623	26.96	1.28	15.59	31.43	12.18	0.66	0.0	0.78	11.2	100.08
12	11623	24.69	0.45	19.15	32.02	11.45	0.0	0.14	0.0	11.2	98.73
13	11629	33.86	0.0	15.16	10.98	27.26	0.0	0.0	0.0	12.8	100.06
14	11629	31.54	0.0	15.6	10.45	29.56	0.0	0.0	0.0	12.5	99.65
15	11629	30.6	0.0	15.72	22.1	18.09	0.3	0.13	1.52	11.6	100.06
16	11629	30.05	0.0	17.08	17.96	21.97	0.22	0.12	0.51	12	99.91
17	11629	30.14	0.0	16.06	21.61	18.86	0.2	0.0	0.71	11.7	99.28
18	11629	30.73	0.0	16.53	18.11	22.18	0.0	0.1	0.0	12.3	99.95
19	11629	30.81	0.0	16.1	20.14	18.37	0.0	0.0	2.76	11.5	99.68
20	11629	29.43	0.0	17.33	21.19	19.59	0.0	0.18	0.0	11.7	99.42
21	11631	28.81	0.0	17.24	24.72	17.47	0.0	0.02	0.0	11.6	99.86
22	11631	28.01	0.0	17.83	26.8	15.7	0.0	0.0	0.0	11.6	99.94
23	11633	34.54	0.0	12.22	11.02	29.57	0.0	0.0	0.0	12.7	100.05
24	11633	32.63	0.0	16	13.25	24.39	0.18	0.08	0.0	0.0	86.53
25	11633	31.48	0.0	16.05	13.57	26.16	0.0	0.02	0.0	12.5	99.78
26	11633	32.14	0.0	15.53	11.66	28.22	0.0	0.13	0.0	12.4	100.08
27	11633	34.03	0.0	12.72	10.7	29.76	0.0	0.01	0.0	12.5	99.72
28	11633	31.86	0.0	15.62	12.8	26.96	0.0	0.0	0.0	12.4	99.64
29	11633	32.79	0.0	14.49	15.45	23.52	0.31	0.11	0.37	12.4	99.44

Формулы:

- $(Mg_{2.36}Fe_{2.61}Al_{1.03})_6(Si_{3.09}Al_{0.91})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{2.24}Fe_{2.63}Al_{1.13})_6(Si_{3.07}Al_{0.93})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{2.19}Fe_{2.60}Mn_{0.02}Al_{1.19})_6(Si_{2.97}Al_{1.03})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{2.24}Fe_{2.59}Al_{1.17})_6(Si_{2.96}Al_{1.04})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{2.22}Fe_{2.70}Cr_{0.01}Al_{1.07})_6(Si_{2.99}Al_{1.01})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{2.16}Fe_{2.85}Al_{0.99})_6(Si_{2.85}Al_{1.15})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{2.10}Fe_{2.83}Al_{1.07})_6(Si_{2.93}Al_{1.07})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{1.70}Fe_{2.95}Al_{1.35})_6(Si_{2.93}Al_{1.07})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{1.56}Fe_{3.19}Mn_{0.02}Al_{1.23})_6(Si_{2.82}Al_{1.18})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{1.94}Fe_{2.81}Al_{1.25})_6(Si_{2.85}Al_{1.15})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{1.96}Fe_{2.84}K_{0.11}Ti_{0.10}Ca_{0.08}Al_{0.91})_6(Si_{2.92}Al_{1.08})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{1.86}Fe_{2.91}Mn_{0.01}V_{0.03}Ti_{0.04}Al_{1.15})_6(Si_{2.69}Al_{1.31})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{4.00}Fe_{0.90}Al_{1.10})_6(Si_{3.34}Al_{0.66})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{4.29}Fe_{0.85}Al_{0.86})_6(Si_{3.07}Al_{0.93})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{2.78}Fe_{1.91}K_{0.20}Mn_{0.01}Ca_{0.03}Al_{1.07})_6(Si_{3.16}Al_{0.84})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{3.31}Fe_{1.52}K_{0.07}Mn_{0.01}Ca_{0.02}Al_{1.07})_6(Si_{3.04}Al_{0.96})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{2.92}Fe_{1.88}K_{0.09}Ca_{0.02}Al_{1.09})_6(Si_{3.13}Al_{0.87})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{3.36}Fe_{1.54}Al_{1.10})_6(Si_{3.12}Al_{0.88})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{2.81}Fe_{1.73}K_{0.36}Al_{1.10})_6(Si_{3.16}Al_{0.84})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{3.01}Fe_{1.83}Mn_{0.01}Al_{1.15})_6(Si_{3.04}Al_{0.96})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{2.72}Fe_{2.16}Al_{1.12})_6(Si_{3.00}Al_{1.00})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{2.47}Fe_{2.36}Al_{1.17})_6(Si_{2.95}Al_{1.05})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{4.31}Fe_{0.90}Al_{0.79})_6(Si_{3.38}Al_{0.62})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{3.66}Fe_{1.12}Mn_{0.01}Ca_{0.02}Al_{1.19})_6(Si_{3.29}Al_{0.71})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{3.87}Fe_{1.13}Al_{1.00})_6(Si_{3.12}Al_{0.88})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{4.11}Fe_{0.95}Mn_{0.01}Al_{0.93})_6(Si_{3.14}Al_{0.86})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{4.33}Fe_{0.87}Al_{0.80})_6(Si_{3.33}Al_{0.67})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{3.97}Fe_{1.06}Al_{0.97})_6(Si_{3.15}Al_{0.85})_4O_{10}OH_8$
- $(Mg_{3.55}Fe_{1.31}K_{0.05}Mn_{0.01}Ca_{0.03}Al_{1.05})_6(Si_{3.32}Al_{0.68})_4O_{10}OH_8$

хроммагнетита ($\text{Fe}_{0.47}\text{Ti}_{0.07}\text{Cr}_{0.23}\text{Al}_{0.11}\text{Mg}_{0.12}$) $_{1.00}\text{O}_{1.00}$ (рис. 12, а) и ильменита ($\text{Fe}_{1.06}\text{Mn}_{0.01}$) $_{1.07}\text{Ti}_{0.9}\text{O}_{3.00}$ (см. рис. 12, б), слабо ограненными (см. рис. 12, г), призматическими (см. рис. 12, д), ксеноморфными (см. рис. 12, е) мономинеральными выделениями ильменита, октаэдрами и футлярными кристаллами магнетита (см. рис. 12, з, и) и разнообразными ильменит-магнетитовыми сростаниями/структурами распада с простыми паркетовидными и сэндвич-микротекстурами с различным числом разноразмерных лейст сосуществующих фаз [Ковалев, Ковалев, 2021, а, б].

В скелетных и каркасных октаэдрических и кубооктаэдрических кристаллах титаномагнетита распространены тонкие лейсты и ламели ильменита (ульвёшпинели) и магнетита, ориентированные по октаэдрическим направлениям. В крайней степени распада сохраняется лишь ильменитовая решетка, которая наследует кристаллографические формы ранее существовавшего минерала (см. рис. 12, и).

В химическом составе магнетита установлены (мас. %): TiO_2 (от 0.13 до 14.27), Al_2O_3 (от 0.51 до 21.36), Cr_2O_3 (от 0.48 до 24.07), MgO (от 0.11 до 6.41), MnO (от 0.05 до 1.0), V_2O_5 (от 0.23 до 1.16), а также ZnO (от 0.8 до 5.78), NiO (от 0.13 до 0.73), SiO_2 (от 0.52 до 2.75) и CaO (0.51). В ильменитах содержания примесных компонентов варьируют в следующих пределах (мас. %): Cr_2O_3 (от 0.13 до 1.27), MgO (от 0.27 до 5.5), MnO (от 0.14 до 3.51), V_2O_5 (от 0.14 до 0.37), а также Al_2O_3 (3.0) и NiO (1.4).

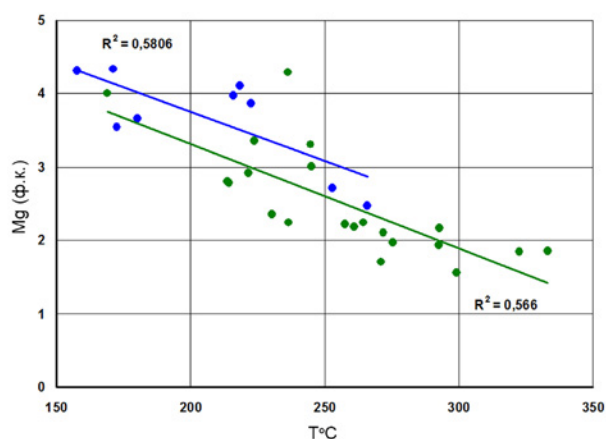


Рис. 11. Диаграмма Mg — $T^{\circ}\text{C}$ для хлоритов из пород мисаелгинского комплекса

Условные обозначения см. на рис. 4.

Fig. 11. Diagram Mg — $T^{\circ}\text{C}$ for chlorites from rocks of the Misaelga complex

Legend see in fig. 4.

Поведение Fe-Ti минералов выявляется по неоднородностям их химического состава. Присутствие минералов с примесями MgO и Cr_2O_3 только в ультраосновном горизонте свидетельствует о том, что они подверглись гравитационному осаждению совместно с ранними силикатами. Наличие сростков магнетита и ильменита и магнетита со структурой распада твердого раствора позволяет рассчитать температуры их кристаллизации/распада и определить условия кристаллизации/распада в процессе становления интрузивного тела. Для определения температур кристаллизации использовалась программа ILMAT [Lepage, 2003]. За конечный результат принимались данные, рассчитанные по модели [Lindsley, Spencer, 1982].

Как видно из рисунка 13, а, температура кристаллизации сростков составляет $712\text{--}745^{\circ}\text{C}$. Ее вариации, рассчитанные для 12 сростаний, колеблются в пределах $648\text{--}745^{\circ}\text{C}$. Температуры распада твердого раствора, рассчитанные для 15 образцов минералов, колеблются в пределах $588\text{--}766^{\circ}\text{C}$. При этом наблюдается температурная зональность, направленная от центра кристалла к его краевым частям (см. рис. 13, а). То есть, значительная масса магнетита и ильменита кристаллизовалась на поздних стадиях затвердевания интрузивного тела. При этом необходимо подчеркнуть, что наличие структур распада подразумевает существование гомогенной Fe-Ti фазы, образовавшейся выше 766°C .

Из анализа диаграммы $\lg f\text{O}_2\text{--}T^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 13, б) следует, что парциальное давление кислорода в процессе кристаллизации расплава снижалось при уменьшении температуры, что в свою очередь свидетельствует о закрытости системы по отношению к O_2 и относительно слабой окисленности расплава (фигуративные точки располагаются ниже гематит-магнетитового буфера).

Обсуждение результатов

Как уже отмечалось выше, метаморфизм в породах комплекса проявлен неравномерно. Встречаются породы практически не затронутые этими процессами и породы метаморфизованные в значительной степени. Кроме того, специфика метаморфизма пород мисаелгинского комплекса заключается в том, что сам комплекс расположен среди глубоко метаморфизованных в амфиболитовой, и частично, в гранулитовой фации метаморфизма гнейсово-мигматитовых образований, которыми представлен тараташский комплекс. По данным С. Синдерна с коллегами и Ю. Л. Ронкина с соав-

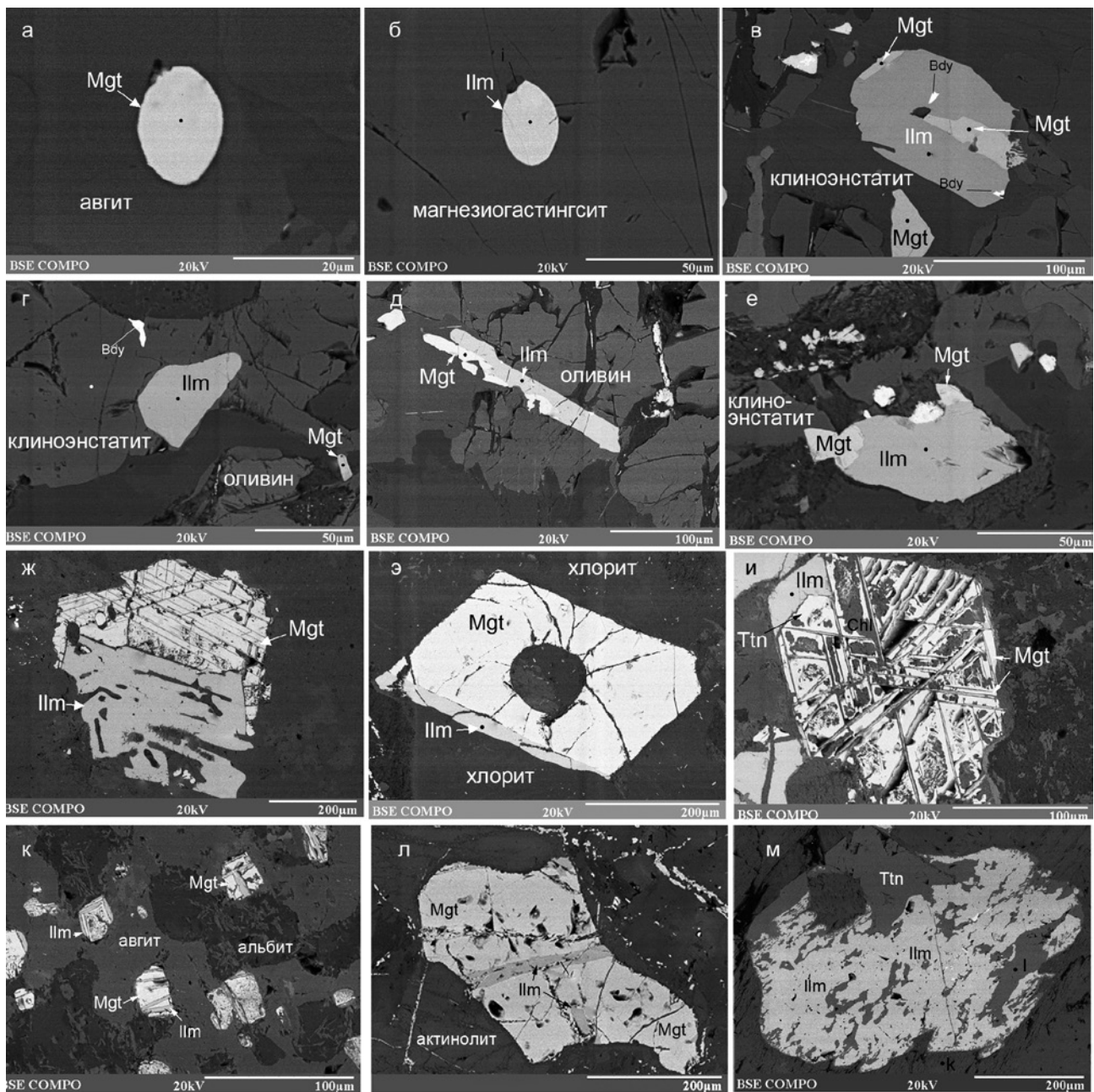


Рис. 12. Микрофотографии морфогенетических выделений магнетита и ильменита в породах мисаелгинского комплекса

Условные обозначения: а — пироксенит; хроммагнетит в авгите; б — габбро, ильменит в магнезиогастингсита; в — пироксенит, ильменит-магнетитовый сросток в клиноэнстатите; г — пироксенит, ильменит в клиноэнстатите; д — пироксенит, ильменит-магнетитовый сросток в оливине; е — пироксенит, эндоконтакт, ильменит-магнетитовый сросток; ж — габбро, ильменит-магнетитовый сросток; з — габбро, магнетит-ильменитовый сросток в хлорите; и — пироксенит, ильменит-магнетитовый сросток; к — габбро, ильменит-магнетитовые сростки/структуры распада; л — габбро, ильменит-магнетитовая структура распада; м — габбро, замещение ильменита титанитом.

Fig. 12. Micrographs of morphogenetic segregations of magnetite and ilmenite in the rocks of the Misaelga complex

Legend: а — pyroxenite; chrome magnetite in augite; б — gabbro, ilmenite in magnesian hastingsite; в — pyroxenite, ilmenite-magnetite intergrowth in clinopyroxene; г — pyroxenite, ilmenite in clinopyroxene; д — pyroxenite, ilmenite-magnetite aggregate in olivine; е — pyroxenite, endocontact, ilmenite-magnetite intergrowth; ж — gabbro, ilmenite-magnetite intergrowth; з — gabbro, magnetite-ilmenite intergrowth in chlorite; и — pyroxenite, ilmenite-magnetite intergrowth; к — gabbro, ilmenite-magnetite intergrowths/decay structures; л — gabbro, ilmenite-magnetite decay structure; м — gabbro, replacement of ilmenite by titanite.

торами в метаморфической истории тараташского комплекса выделяется несколько этапов [Синдерн и др., 2005; Ронкин и др., 2012], первым из которых является высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой фации с возрастом 2344 ± 7 млн лет, за которым последовал метаморфизм гранулитовой фации с возрастом 2044 ± 8 млн лет. Следующий этап — 1810 ± 8 млн лет — это изменения в условиях амфиболитовой (низкой ступени) и зеленосланцевой фаций регрессивного метаморфизма с зонами сдвиговых деформаций. Выделяемый в интервале 1400–1200 млн лет этап, по мнению авторов, не так однозначен и, вероятнее всего, является локальным, обусловленным флюидной проработкой субстрата в зонах сдвиговых деформаций [Синдерн и др., 2005; Ронкин и др., 2012].

В связи с этим возникает вопрос о типе и характере метаморфизма пород мисаелгинского комплекса. Большое значение при этом имеет возраст, который позволил бы отнести метаморфизм к одному из выделяемых этапов. Первое

определение возраста габбро-долерита К-Аг методом из описываемого комплекса, было выполнено В. И. Ленным и В. И. Петровым, получившим значение 780 млн. лет [Ленных, Петров, 1978]. Нами, в 1996 году, была опубликована цифра 726 ± 13 млн. лет, полученная Rb-Sr методом по образцу габброида [Ковалев, 1996]. В 2019 году нами была предпринята попытка определения возраста пород мисаелгинского комплекса Sm-Nd методом (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) (рис. 14, табл. 5).

Полученная цифра 1470 ± 1100 млн лет является предварительной и носит приблизительный характер. В то же время мы считаем, что она близка к истинному возрасту пород ввиду того, что ранее нами был определен возраст пород лысогорского комплекса, который составил 1407 ± 89 млн лет [Ковалев и др., 2019]. Породы мисаелгинского и лысогорского комплексов распространены в пределах одного участка — «Магнитный» и пространственно сближены [Алексеев, 1984]. Ввиду этого вполне логичным выглядит предположение об их одно-

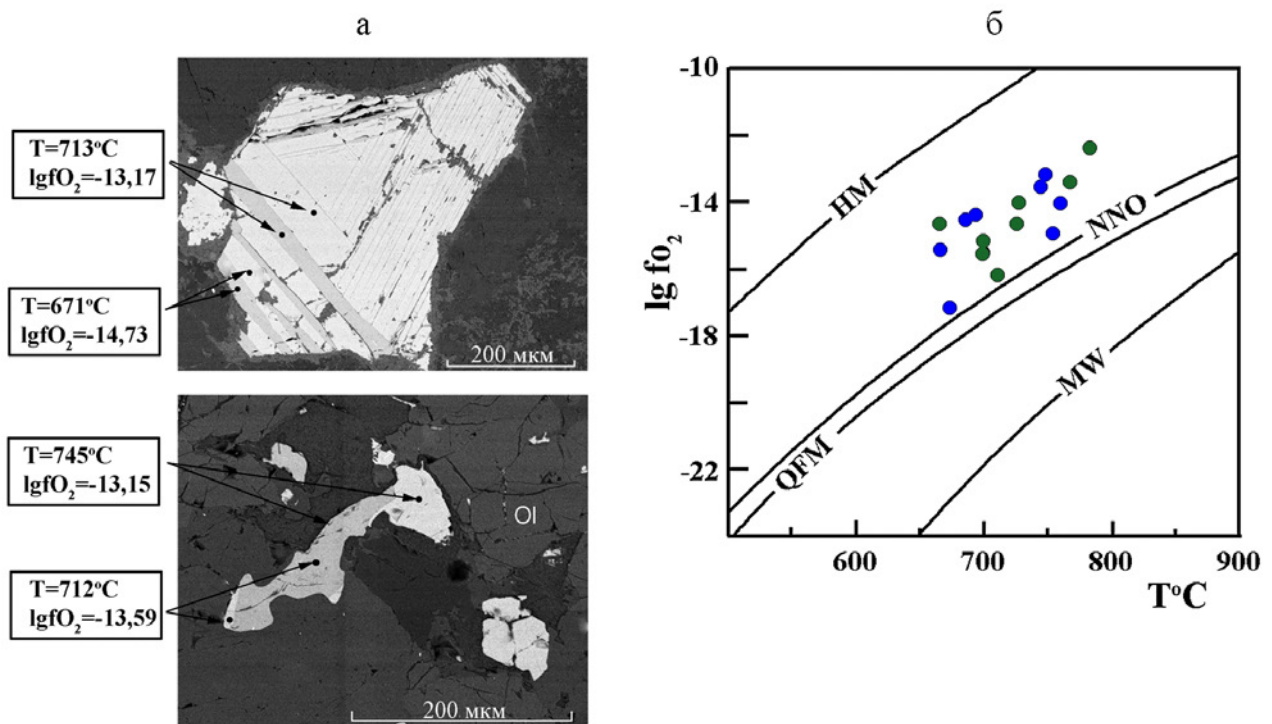


Рис. 13. Температуры распада твердого раствора и кристаллизации магнетит-ильменитовых сростков (а) и диаграмма $\lg f\text{O}_2$ - $T^{\circ}\text{C}$ (б) для Fe-Ti минералов из пород мисаелгинского комплекса. Буфер HM и MW по [Myers, Eugster, 1983]. QFM по [Berman, 1988]. NNO по [Huebner, Sato, 1970]

Условные обозначения см. на рис. 4.

Fig. 13. Temperatures of solid solution decomposition and crystallization of magnetite-ilmenite intergrowths (a) and $\log f\text{O}_2$ - $T^{\circ}\text{C}$ diagram (b) for Fe-Ti minerals from rocks of the Misa-Yelga complex. Buffer HM and MW according to [Myers, Eugster, 1983]. QFM according to [Berman, 1988]. NNO according to [Huebner, Sato, 1970]

Legend see in fig. 4

возрастности, так как тип магматизма специфичен и предполагать его концентрацию в пределах малой площади в различные временные отрезки сложной истории формирования тараташского комплекса, с нашей точки зрения, неоправданно.

При сопоставлении возраста пород мисаелгинского комплекса с этапами метаморфизма тараташского комплекса выявляется несоответствие, то есть, причина и характер метаморфизма не обусловлены механизмами изменения пород тараташского комплекса. По нашему мнению метаморфизм пород мисаелгинского комплекса является автометаморфизмом с локально проявленными элементами динамотермального процесса. Как видно из обобщенного анализа Р-Т параметров образования минеральных ассоциаций метаморфогенного типа, охарактеризованных выше (см. рис. 5, а и рис. 8, а), фиксируется постепенное снижение температуры и давления от заключительных этапов магматической стадии до начала метаморфогенной, то есть процесс амфиболитизации начинается сразу же при снижении температуры остаточного расплава на $\sim 100^\circ\text{C}$ (с 800°C до 700°C). В это же время начинается распад твердого раствора в титаномагнетите и ильмените ($766\text{--}588^\circ\text{C}$). Дальнейшие изменения заключаются в изменении (альбитизации) плагиоклаза ($550\text{--}>400^\circ\text{C}$), серицитизации ($\sim 300^\circ\text{C}$) и хлоритизации ($333\text{--}157^\circ\text{C}$).

Отдельно нужно остановиться на генезисе ассоциаций с гранатом. Как следует из проведенного изучения, гранат распространен в узком интервале разреза на глубине 341.5 м при мощности горизонта не более 2–2.5 м. При этом в породах отсутствуют идиоморфные кристаллы, а все выделения минерала представлены удлиненно-субпараллельными ксеноморфными образованиями (см. рис. 3). По нашему мнению интервал с гранатом представляет собой зону, в которой проявился динамотермальный процесс, обусловленный флюидной проработкой субстрата тараташского комплекса в зонах сдвиговых деформаций, выделяемый в интервале 1400–1200 млн. лет [Синдерн и др., 2005; Ронкин и др., 2012]. Р-Т параметры динамотермального метаморфизма, определенные по ассоциации гранат-эпидот, соот-

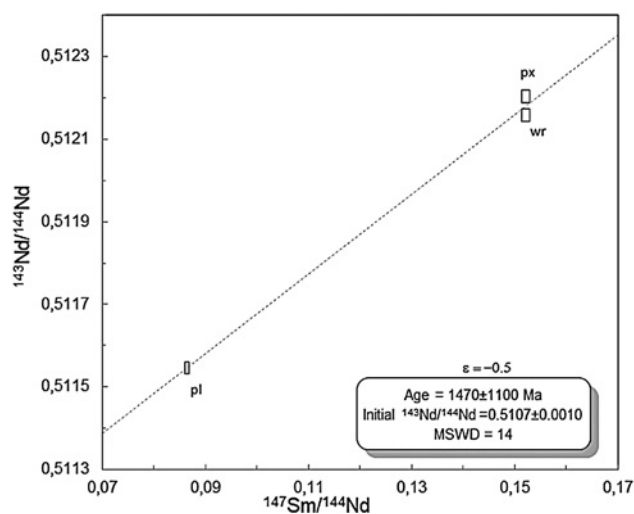


Рис. 14. Sm — Nd изохрона для пород мисаелгинского комплекса

Условные обозначения: wr — валовый состав пикрита; px — пироксен; pl — плагиоклаз.

Fig. 14. Sm — Nd isochrone for rocks of the Misaelga complex

Legend: wr — the bulk composition of picrite; px — pyroxene; pl — plagioclase.

ветствуют $550\text{--}580^\circ\text{C}$ при давлении 2 кбар, а по геобарометру гранат-амфибол — $300\text{--}400^\circ\text{C}$. При этом необходимо подчеркнуть, что данные ассоциации характеризуют регрессивный этап метаморфизма. Вопрос о Р-Т условиях образования граната на сегодняшний день остается открытым.

Таким образом, проведенное изучение Р-Т условий формирования метаморфогенных минеральных ассоциаций в породах мисаелгинского комплекса позволило реконструировать процессы метаморфизма.

Выводы

1. На основании изучения метаморфогенных минералов и минеральных ассоциаций: амфибол, амфибол-плагиоклаз, амфибол-гранат, эпидот-гранат, мусковит, хлорит, ильменит-титаномагнетит установлено постепенное снижение температуры

Таблица 5 Изотопные характеристики пород мисаелгинского комплекса
Table 5 Isotopic Characteristics of Rocks of the Misaelga Complex

№	Образец	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	t_{DM} (Ma)
1	валовая проба	3.839	15.26	0.1521	0.512158 ± 4	2448
2	плагиоклаз	0.381	2.682	0.0864	0.511546 ± 7	
3	пироксен	5.302	21.05	0.1522	0.512204 ± 6	

и давления от заключительных этапов магматической стадии формирования пород мисаелгинского комплекса до начала метаморфогенной. Показано, что процесс амфиболитизации начинается сразу при снижении температуры остаточного расплава на $\sim 100^\circ\text{C}$ (с 800°C до 700°C), что свидетельствует об автотемпературном характере процесса. В это же время начинается распад твердого раствора в титаномagnetите и ильмените ($766\text{--}588^\circ\text{C}$). Дальнейшие изменения заключаются в изменении (альбитизации) плагиоклаза ($550\text{--}>400^\circ\text{C}$), серицитизации ($\sim 300^\circ\text{C}$) и хлоритизации ($333\text{--}157^\circ\text{C}$).

2. Ассоциация минералов с гранатом, распространенная в узком интервале разреза на глубине 341.5 м при мощности горизонта не более 2–2.5 м, представляет собой зону, в которой проявился динамотермальный метаморфизм, обусловленный флюидной проработкой субстрата тараташского комплекса в зонах сдвиговых деформаций, выделяемый в интервале 1400–1200 млн. лет. P-T параметры динамотермального метаморфизма, определенные по ассоциации гранат-эпидот соответствуют $550\text{--}580^\circ\text{C}$ при давлении 2 кбар, а по геобарометру гранат-амфибол — $300\text{--}400^\circ\text{C}$. При этом необходимо подчеркнуть, что данные ассоциации характеризуют регрессивный этап метаморфизма.

Список литературы:

Алексеев А. А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука. 1984. 136 с.

Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Пономарева Л. Г., Поспелова Л. Н. Статистические исследования белых слюдяных глаукофансланцевых толщ. Статистические методы в геологии // Новосибирск, 1974. Вып. 236. С. 113–133.

Дриц В. А., Коссовская А. Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука. 1991. 176 с.

Ковалев С. Г. Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала. Уфа: ИГ УНЦ РАН. 1996. 99 с.

Ковалев С. Г. Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера, 2011. №2. С. 68–83.

Ковалев С. Г., Маслов А. В., Ковалев С. С., Высоцкий С. И. Sm-Nd возраст пикритов лысогорского комплекса (Южный Урал): свидетельства инициального средне-рифейского магматизма // ДАН, 2019. Т. 488. № 1. С. 595–598.

Ковалев С. Г., Ковалев С. С. К вопросу о дифференциации расплава в промежуточной камере (на примере дифференцированных интрузивов западного склона Южного Урала). // Георесурсы, 2021а. 23 (4). С. 70–75. <https://doi.org/10.18599/grs.2021.4.10>

Ковалев С. Г., Ковалев С. С. Условия и механизмы формирования сульфидно-оксидной минерализации

при дифференциации расплава в промежуточной камере (на примере интрузии западного склона Южного Урала) // Геология рудных месторождений, 2021б. Т. 63. № 6. С. 551–575. Doi: 10.31857/s0016777021060034

Ленных В. И., Петров В. И. Пикриты тараташского комплекса // Труды Ильмен. гос. заповед. Вып. 17. 1978. С. 45–52.

Ленных В. И., Панков Ю. Д., Петров В. И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология и железорудные месторождения мигматитового комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1978. С. 3–45.

Ленных В. И., Краснобаев А. А. Абсолютный возраст метаморфических пород // Петрология и железорудные месторождения Тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1978. С. 69–76.

Перчук. Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука. 1970. 392 с.

Прибавкин С. В. Амфибол и биотит меланократовых пород из гранитоидных массивов Урала: состав, взаимоотношения, петрогенетические следствия. // Литосфера, 2019. 19 (6). С. 902–918. Doi: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918

Пуков В. Н. Структурные соотношения докембрия и палеозоя на периферии Башкирского антиклинория // Докл. АН. 1997. Т. 352. № 5. С. 667–671.

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.

Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб: Наука. 1994. 207 с.

Ронкин Ю. Л., Синдерн С., Лепихина О. П. Изотопная геология древнейших образований Южного Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 50–76.

Синдерн С., Ронкин Ю. Л., Хетцель Р., Шульте Б. А., Крамм У., Маслов А. В., Лепихина О. П., Попова О. Ю. Тараташский и Александровский метаморфические комплексы (Южный Урал): T-T ограничения // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН. 2005. С. 322–33.

Berman R. G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-CaO-MgO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ // J. Petrol. 1988. V. 29. № 2. P. 445–522. Doi: 10.1093/petrology/29.2.445.

Blundy J. D., Holland T. J. B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol., 1990. 104 (2). P. 208–224. Doi: 10.1007/bf00306444

Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay Minerals., 1988. 23 (4), P. 471–485. <https://doi.org/10.1180/claymin.1988.023.4.13>

Chopin C. Talc-phengite: a widespread assemblage in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps // J. Petrol., 1981. 22 (4). P. 628–650.

Féménias O., Mercier J. C. C., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania) // Amer. Miner., 2006. № 91. P. 73–81.

Giret A., Bonin B., Leger J. M. Amphibole compositional trends in oversaturated alkaline plutonic ring-complexes // The Canadian Mineralogist, 1980. V. 18. P. 481–495.

Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // *Amer. Miner.*, 2005. 90 (2–3). P. 316–328.

Huebner J.S. Sato M. The oxygen fugacity-temperature relationships of manganese oxide and nickel oxide buffers // *Amer. Miner.*, 1970. V. 55. P. 934–952.

Krogh E.J., Raheim A. Temperature and pressure dependence of Fe — Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference eclogites // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1978. 66 (1). P. 75–80.

Lepage L.D. ILMAT: an excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry // *Comput. Geosc.*, 2003. V. 29. №5. P. 673–678. Doi: 10.1016/s0098–3004(03) 00042–6

Lindsley D.H., Spencer K.J. Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm) // *American Geophysical Union*, 1982. V. 63. №18. P. 471.

Massonne H.J., Schreyer By. W. Stability field of the high pressure assemblage talc+phengite and two new phengite barometers // *Europ J. Miner.*, 1989. №1. P. 391–410.

Mutch E.J. F., Blundy J.D., Tattitch B. C., Cooper F.J., Brooker R. A. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2016. №171. P. 85. Doi: 10.1007/s00410-016-1298-9

Myers J., Eugster H.P. The system Fe-Si-O: oxygen buffer calibrations to 1.500 K // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1983. V. 82. №1. P. 75–90. Doi: 10.1007/bf00371177

Perchuk L.L., Aranovich L.Y. Thermodynamics of minerals of variable composition: Andradite-grossularite and pistacite-clinozoisite solid solutions // *Physics and Chemistry of Minerals*, 1979. №1. P. 1–14. Doi: 10.1007/BF00308164

References:

Alekseev A.A. (1984). Rifeisko-vendskii magmatizm zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala. [Riphean-Vendian magmatism of the western slope of the Southern Urals]. M.: Science. 136 p. (In Russian).

Berman R.G. (1988). Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂ // *J. Petrol.* V. 29. №2. P. 445–522. Doi: 10.1093/petrology/29.2.445

Blundy J.D., Holland T.J. B. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 104 (2). P. 208–224. Doi: 10.1007/bf00306444

Cathelineau M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // *Clay Minerals*. 23 (4). P. 471–485. <https://doi.org/10.1180/claymin.1988.023.4.13>

Chopin C. (1981). Talc-phengite: a widespread assemblage in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps. // *J. Petrol.* 22 (4). P. 628–650.

Dobretsov N.L., Lavrentiev Yu.G., Ponomareva L.G., Pospelova L.N. (1974). Statisticheskie issledovaniya belykh

slyud glaukofanslantsevykh tolshch. Statisticheskie metody v geologii [Statistical studies of white micas of glaucophane schist strata. Statistical methods in geology]. Novosibirsk. Issue. 236. P. 113–133. (In Russian).

Drits V.A., Kossovskaya A.G. (1991). Glinistye mineraly: slyudy, khlority [Clay minerals: micas, chlorites]. M: Science. 176 p. (In Russian).

Féménias O., Mercier J.C. C., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). // *Amer. Miner.* №91. P. 73–81.

Giret A., Bonin B., Leger J.M. (1980). Amphibole compositional trends in oversaturated alkaline plutonic ring-complexes // *The Canadian Mineralogist*. V. 18. P. 481–495.

Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. // *Amer. Miner.* 90 (2–3). P. 316–328.

Huebner J.S. Sato M. (1970). The oxygen fugacity-temperature relationships of manganese oxide and nickel oxide buffers // *Amer. Mineral.* V. 55. P. 934–952.

Kovalev S.G. (1996). Differentsirovannye diabaz-pikritovye komplekсы zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [Differentiated diabase-picrite complexes of the western slope of the Southern Urals]. Ufa: IG UNC RAS. 99 p. (In Russian).

Kovalev S.G. (2011). Novye dannye po geokhimii diabaz-pikritovogo magmatizma zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala i usloviya ego formirovaniya [New data on the geochemistry of diabase-picrite magmatism of the western slope of the Southern Urals and the conditions of its formation] // *Litosfera*. №2. P. 68–83. (In Russian).

Kovalev S.G., Kovalev S.S. (2021a). K voprosu o differentsiatsii rasplava v promezhutochnoi kamere (na primere differentsirovannykh intruzivov zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala) [On the issue of melt differentiation in the intermediate chamber (on the example of differentiated intrusions of the western slope of the Southern Urals)]. // *Georesources*, 23 (4). P. 70–75. <https://doi.org/10.18599/grs.2021.4.10> (In Russian).

Kovalev S.G., Kovalev S.S. (2021b). Usloviya i mekhanizmy formirovaniya sul'fidno-oksidnoi mineralizatsii pri differentsiatsii rasplava v promezhutochnoi kamere (na primere intruzii zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala) [Conditions and mechanisms of formation of sulfide-oxide mineralization during melt differentiation in an intermediate chamber (on the example of the intrusion of the western slope of the Southern Urals)] // *Geology of ore deposits*. T. 63. №6. P. 551–575. Doi: 10.31857/s0016777021060034 (In Russian).

Kovalev S.G., Maslov A.V., Kovalev S.S., Vysotsky S.I. (2019). Sm-Nd vozrast pikritov lysogorskogo kompleksa (Yuzhnyi Ural): svidetel'stva initsial'nogo srednerifeiskogo magmatizma [Sm-Nd age of picrites of the Lysogorsky complex (Southern Urals): evidence of initial Middle Riphean magmatism] // *Dokl. V. 488. №1. P. 595–598. (In Russian).*

Krogh E.J., Raheim A. (1978). Temperature and pressure dependence of Fe — Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference eclogites. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 66 (1). P. 75–80.

Lennykh V.I., Krasnobaev A.A. (1978). Absolyutnyi vozrast metamorficheskikh porod [Absolute age of metamorphic rocks] // Petrology and iron ore deposits of the Taratash complex. Sverdlovsk: UNC AN USSR. P. 69–76. (In Russian).

Lennykh V.I., Pankov Yu.D., Petrov V.I. (1978). Petrologiya i metamorfizm migmatitovogo kompleksa [Petrology and metamorphism of the migmatite complex] // Petrology and iron ore deposits of the migmatite complex. Sverdlovsk: UNC AN USSR. P. 3–45. (In Russian).

Lennykh V.I., Petrov V.I. (1978). Pikrity taratashskogo kompleksa [Picrites of the Taratash complex] // Proceedings of Ilmen. state commandment. № 17. P. 45–52. (In Russian).

Lepage L.D. (2003). ILMAT: an excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry // Comput. Geosci. V. 29. № 5. P. 673–678. Doi: 10.1016/s0098-3004(03)00042-6

Lindsley D.H., Spencer K.J. (1982). Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm) // American Geophysical Union. V. 63. № 18. P. 471.

Massonne H.J., Schreyer By. W. (1989). Stability field of the high-pressure assemblage talc+phengite and two new phengite barometers. // Europ J. Mineral. № 1. P. 391–410.

Mutch E.J. F., Blundy J.D., Tattitch B. C., Cooper F. J., Brooker R. A. (2016) An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. Contrib. // Mineral. Petrol. № 171. P. 85. Doi: 10.1007/s00410-016-1298-9

Myers J., Eugster H.P. (1983). The system Fe-Si-O: oxygen buffer calibrations to 1.500 K // Contrib. Mineral. Petrol. V. 82. № 1. P. 75–90. Doi: 10.1007/bf00371177

Perchuk L.L., Aranovich L. Y. (1979). Thermodynamics of minerals of variable composition: Andradite-grossularite and pistacite-clinozoisite solid solutions // Physics and Chemistry of Minerals. № 1. P. –14. Doi: 10.1007/BF00308164

Perchuk. L. L. (1970). Ravnovesiya porodoobrazuyushchikh mineralov [Equilibrium of rock-forming minerals]. M.: Science. 392 p. (In Russian).

Pribavkin S. V. (2019) Amfibol i biotit melanokratovykh porod iz granitoidnykh massivov Urala: sostav, vzaimootnosheniya, petrogeneticheskie sledstviya [Amphibole and biotite of melanocratic rocks from granitoid massifs of the Urals: composition, relationships, petrogenetic consequences]. // Lithosphere. 19 (6). P. 902–918. Doi: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918 (In Russian).

Puchkov V.N. (1997). Strukturnye sootnosheniya dokembriya i paleozoya na periferii Bashkirskogo antiklinoriya [Structural relations of the Precambrian and Paleozoic on the periphery of the Bashkir anticlinorium] // Dokl. AN. V. 352. № 5. P. 667–671. (In Russian).

Puchkov V.N. (2010). Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) [Geology of the Urals and Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa: DesignPolygraphService. 280 p. (In Russian).

Pystin A.M. (1994). Polimetamorфические комплексы западного склона Urala [Polymetamorphic complexes of the western slope of the Urals]. St. Petersburg: Science. 207 p. (In Russian).

Ronkin Yu. L., Sindern S., Lepikhina O. P. (2012). Izotopnaya geologiya drevneishikh obrazovaniy Yuzhnogo Urala [Isotopic geology of the most ancient formations of the Southern Urals] // Lithosphere. № 5. P. 50–76. (In Russian).

Sindern S., Ronkin Yu. L., Hetzel R., Schulte B. A., Kramm U., Maslov A. V., Lepikhina O. P., Popova O. Yu. (2005). Taratashskii i Aleksandrovskii metamorficheskie komplekсы (Yuzhnyi Ural) [Taratashsky and Aleksandrovsky metamorphic complexes (Southern Urals): T-T limits] // Yearbook-2005. Ekaterinburg: IGIG UB RAS. P. 322–33. (In Russian).

Сведения об авторах:

Ковалев Сергей Григорьевич, доктор геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. kovalev@ufaras.ru

Ковалев Сергей Сергеевич, кандидат геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа

About the authors:

Kovalev Sergei Grigor'evich, doctor of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. kovalev@ufaras.ru

Kovalev Sergei Sergeevich, candidate of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa

Статья поступила в редакцию 13.07.2022; одобрена после рецензирования 28.09.2022; принята к публикации 13.03.2023

The article was submitted 13.07.2022; approved after reviewing 28.09.2022; accepted for publication 13.03.2023