

МИНЕРАЛОГИЯ МЕТАСОМАТИЗИРОВАННЫХ ГРАНИТОВ МАССИВА КАМАТАЛ (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ)

И. Р. Рахимов

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН,
450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: rigel92@mail.ru*

Выполнены детальные минералогические исследования метасоматизированных пород гранитного массива Каматал. Исходными породами массива были гранит-порфиры с вкрапленниками кварца, плагиоклаза и биотита. Впервые изучен химический состав минералов, охарактеризованы особенности постмагматических минеральных ассоциаций. Установлено, что из первичных минералов сохранился лишь кварц (во вкрапленниках и в основной массе) и, возможно, часть калиевого полевого шпата. Из вторичных минералов широко распространены альбит, мусковит, рутил, глинистые минералы. Среди вторичных силикатов обнаружены Mn-Ba-Pb хлоритовидные слоистые минералы, приуроченные к трещинам. В образце из южной оконечности массива выявлена наложенная сульфидная (пирит) слабо сохранившаяся и гидросульфатная (ярозит – натроярозит) минерализация в виде мелких изометричных зерен и жил. Развитие эпигенетической минерализации связывается с деятельностью гидротермальных флюидов, участвовавших в формировании Северо-Первомайского медно-порфирового рудопроявления. Источником рудного вещества для этого рудопроявления вряд ли могли быть породы массива Каматал.

По минеральному и химическому составу массив Каматал близок к Шартымскому гранитному массиву и предварительно может быть отнесен к балбукскому комплексу.

Ключевые слова: массив Каматал, балбукский комплекс, гранит, гидротермальный метасоматизм, мусковит, ярозит – натроярозит

MINERALOGY OF METASOMATIZED GRANITES OF KAMATAL MASSIF (THE NORTHERN PART OF MAGNITOGORSK MEGAZONE)

I. R. Rakhimov

*Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS,
16/2, K. Marx St., Ufa, 450077, Russia, E-mail: rigel92@mail.ru*

Detailed mineralogical studies of metasomatized rocks from the Kamatal granite massif have been carried out. The primary rocks of the massif were granite-porphyrries with phenocrysts of quartz, plagioclase, and biotite. The chemical composition of minerals has been studied for the first time, and the features of postmagmatic mineral associations have been characterized. It was determined that among primary minerals, only quartz (in phenocrysts and in the groundmass) and possibly a small amount of potassium feldspar have been preserved. Among secondary minerals albite, muscovite, rutile, and clay minerals are widespread. The Mn-Ba-Pb chlorite-like silicate minerals were found, connected to cracks. In a sample from the southern part of the massif, epigenetic sulfide (pyrite), poorly preserved and hydrosulfate (jarosite – natrojarosite) mineralization as isometric grains and veins was revealed. This is associated with the activity of hydrothermal fluids that participated in the formation of the Severo-Pervomayskoe porphyry copper ore occurrence. The source of ore matter for this ore occurrence could hardly have been the rocks of the Kamatal massif.

In terms of mineral and chemical composition, the Kamatal massif can be compared with the Shartym granite massif and preliminary attributed to the Balbuk complex.

Keywords: Kamatal massif, Balbuk complex, granite, hydrothermal metasomatism, muscovite, jarosite – natrojarosite

Для цитирования: Рахимов И.Р. Минералогия метасоматизированных гранитов массива Каматал (северная часть Магнитогорской мегазоны) // Геологический вестник. 2021. № 2. С. 106–121. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-8.

For citation: Rakhimov I.R. (2021) Mineralogy of metasomatized granites of Kamatal Massif (the northern part of Magnitogorsk Megazone). *Geologicheskii vestnik*. No. 2. P. 106–121. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-8.

© И.Р. Рахимов, 2021.

Введение

Ахуново-Петропавловский гранитный ареал включает несколько различных по составу и размерам гранитных массивов [Салихов и др., 2019]. Невдалеке от ареала есть множество небольших (в сравнении, например, с Ахуновским или Уйскоборским массивами) гранитных тел неясного происхождения и формационной принадлежности [Холоднов и др., 2009; Салихов и др., 2019], к которым относится и массив Каматал.

Массив Каматал расположен на северном замыкании Магнитогорского мегасинклинория, в Узункыро-Сибайской подзоне [Жданов и др., 2003ф], территориально — в Челябинской области близ границы с республикой Башкортостан. Массив представляет собой дискордантное интрузивное тело, вытянутое в субмеридиональном направлении на 5.2 км при ширине до 2.5 км (рис. 1) и сложенное преимущественно лейкогранитами (вторая фаза) с подчиненным количеством сиенитов и плагиогранитов (первая фаза) [Жданов и др., 2003ф]. Примерно в 5 км к ССЗ от него находится Шартымский массив (см. рис. 1). В отчете И.С. Анисимова с соавторами [1978ф] оба массива рассматриваются в составе утыкташского комплекса раннекаменноугольного возраста. В монографии [Салихов, Бердников, 1985] в разделе о балбукском комплексе приводятся К-Аг датировки массивов Ауш-Тау и Шартым — 220 и 280 млн лет соответственно, но о массиве Каматал не упоминается. В отчете [Жданов и др., 2003ф] массив Каматал отнесен к балбукскому монцодиорит-сиенит-лейкогранитному комплексу с U-Pb возрастом $330 \pm 2 - 337 \pm 3$ млн лет. В этом же отчете приводятся более молодые радиологические датировки пород балбукского комплекса (Pb-Pb 279 ± 20 , К-Аг 293 ± 10 , Pb-Pb 298 ± 20 млн лет), которые авторы связывают с метаморфизмом, правда, не указано, каков характер метаморфических изменений. В.М. Горожаниным [1998] граниты Ауш-Тауского массива были датированы Rb-Sr методом в 317 ± 10 млн лет. Рядом с южной границей массива Каматал известно небольшое медно-порфировое рудопроявление — Северо-Первомайское (рис. 1), локализованное в метасоматизированных кислых порфиритах улу-тауской свиты [Анисимов и др., 1978ф].

В целом степень изученности балбукского комплекса не позволяет более или менее конкретно рассуждать об особенностях его формирования, в связи с чем к нему по разным причинам относят крайне пестрый по составу и внутреннему строению

набор интрузивных и субвулканических тел [Салихов, Бердников, 1985; Салихов и др., 2019]. В его составе рассматриваются лакколлиты, штоки, дайки, сложенные гранит-порфирами, кварцевыми сиенитами, монцодиоритами. Крупнейшие массивы — Ауш-Тау и Шартым. Изучение массива Каматал, как потенциально одной из самых представительных интрузий балбукского комплекса, позволит внести больше ясности в понимание петрологии и металлогении этого комплекса. В настоящей статье приводятся результаты минералогических исследований пород массива Каматал, представлены первые данные о химическом составе минеральных ассоциаций.

Методы исследований

Автором в южной части массива (см. рис. 1), лучше обнаженной по сравнению с северной, были отобраны четыре штуфные пробы гранитов. Микроскопическое изучение пород проводилось в шести прозрачных полированных шлифах на поляризационном микроскопе Carl Zeiss Axioskop 40 и на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMN в ЦКП МИИ СО РАН (г. Новосибирск). Химический состав минералов определен в режиме EDS с использованием приставки X-MAX 50 mm фирмы Oxford Instruments с напряжением 20 кВ, силой тока 15 нА, вакуумом 0.05 Па и диаметром пучка 2 мкм; пределы допускаемой относительной погрешности измерений $\pm 3\%$ (аналитик М.В. Хлестов). Спектры ЭДС были оптимизированы для количественного определения с использованием программного комплекса INCA Energy. Для калибровки использовался чистый кобальт.

Рентгенофазовый анализ порошковых проб выполнялся на дифрактометре ДРОН-4 (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа, аналитик Г.С. Ситдикова) в CuK α -излучении (40 kV, 30 mA). Съемка осуществлялась с шагом 0.02° и временем счета, равным 10 с. Химический состав пород определен рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре Carl Zeiss VRA-30 (ИГ УФИЦ РАН, аналитик В.Ф. Юлдашбаева).

Результаты исследований

Краткая петрохимическая характеристика

По химическому составу породы характеризуются слабыми вариациями содержаний многих петрогенных элементов (табл. 1). Но существенно варьирует содержание FeO₁ (FeO+Fe₂O₃) и CaO —

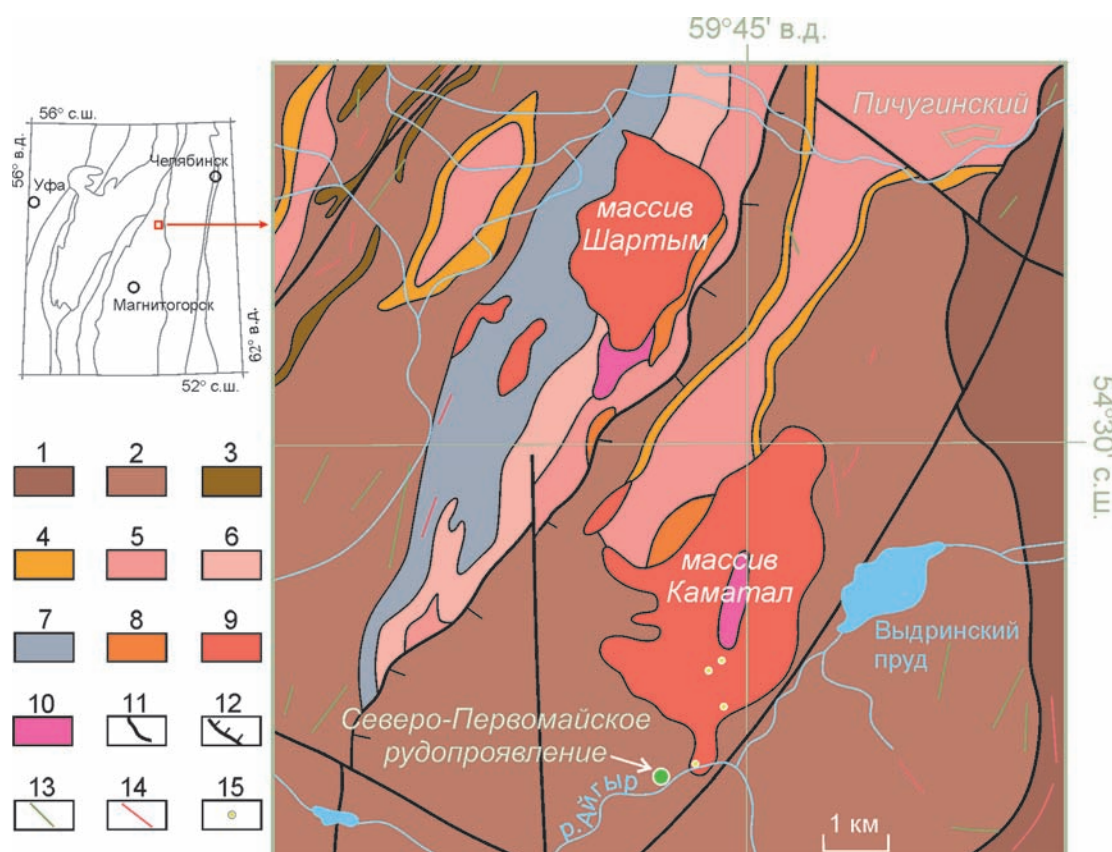


Рис. 1. Фрагмент геологической карты Ахуновской площади по [Жданов и др., 2003ф] с размещением гранитного массива Каматал

Условные обозначения: 1–7 — вулканогенно-осадочные и осадочные отложения: 1 — карагайская толща ($D_{1-2}kg$), 2 — улутауская свита ($D_{2-3}ul$), 3 — карамалыташская свита ($D_2kš$), 4 — мукасовская свита (D_3mv), 5 — бугодакская свита (D_3bd), 6 — зилайская свита (D_3-C_1zl), 7 — кизильская свита (C_1kl); 8–10 — породы балбукского комплекса: 8 — монцодиорит-сиениты, 9 — гранит-лейкограниты, 10 — плагииграниты; 11 — разломы; 12 — надвиги; 13 — дайки основного состава; 14 — дайки кислого состава; 15 — точки отбора проб.

Fig. 1. The part of Akhunovo areal geological map, after [Zhdanov et al., 2003f], showing the Kamatal granite massif localization

Legend: 1–7 — volcanic-sedimentary and sedimentary deposits: 1 — Karagay Unit ($D_{1-2}kg$), 2 — Ulutau Formation ($D_{2-3}ul$), 3 — Karamalytash Formation ($D_2kš$), 4 — Mukasovo Formation (D_3mv), 5 — Bugodak Formation (D_3bd), 6 — Zilair Formation (D_3-C_1zl), 7 — Kizil Formation (C_1kl); 8–10 — Balbuk Complex intrusions: 8 — monzodiorite-syenites, 9 — granite-leucogranites, 10 — plagiogranites; 11 — faults; 12 — thrusts; 13 — basic dykes; 14 — acidic dykes; 15 — sampling points.

1.05–2.9 и 0.07–1.68 мас. % соответственно. Эти вариации связываются, прежде всего, с неравномерным характером метасоматических изменений. Граниты являются перглиноземистыми, индекс ASI ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) в них составляет 1.6–2.2. Содержание титана в породах низкое, а железа — умеренное. По содержанию $Na_2O+K_2O=7.5-8.7$ они являются субщелочными, отношение Na_2O/K_2O в них 1.1–1.4, в соответствии с чем породы могут быть отнесены к гранитам натрового ряда. В пробе U_{18-86} (ан. 4, табл. 1) выявлено резко повышенное содержание серы, что связывается с наложенной минерализацией в породах южной части массива

(подробнее ниже по тексту). Данный образец отобран в самой южной точке массива.

Краткая петрографическая характеристика

Во всех изученных пробах породы мало отличаются между собой. Они характеризуются порфировой структурой, количество вкрапленников оценивается в 2–3 об. %. Основная масса несколько ретуширована метасоматическими процессами, но, несмотря на это, читается ее микрогранофировая структура. Порфировые вкрапленники представлены кварцем (0.5–4 мм в поперечнике), кислым

Таблица 1. Химический состав метасоматизированных гранитов массива Каматал (мас. %)

Table 1. Chemical composition of metasomatized granites of Kamatal massif (wt. %)

| № | № пробы | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO _t | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | SO ₃ | LOI | Total |
|---|---------------------|------------------|------------------|--------------------------------|------------------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------|--------|
| 1 | U ₁₈ -83 | 72.85 | 0.07 | 15.53 | 1.08 | 0.03 | 0.70 | 0.11 | 4.50 | 4.03 | 0.10 | 0.04 | 1.00 | 100.02 |
| 2 | U ₁₈ -84 | 73.13 | 0.07 | 14.89 | 1.25 | 0.05 | 0.40 | 0.26 | 4.50 | 3.97 | 0.12 | 0.05 | 1.28 | 99.93 |
| 3 | U ₁₈ -85 | 70.93 | 0.06 | 16.70 | 1.05 | 0.01 | 0.59 | 0.07 | 4.48 | 4.18 | 0.10 | 0.06 | 2.34 | 100.55 |
| 4 | U ₁₈ -86 | 72.73 | 0.55 | 14.28 | 2.24 | 0.02 | 0.60 | 0.18 | 3.40 | 3.02 | 0.08 | 0.82 | 2.68 | 100.11 |
| 5 | 2093/10 | 74.00 | 0.08 | 14.04 | 1.25 | 0.05 | 1.00 | 0.62 | 4.60 | 3.86 | — | <0.05 | 0.60 | 100.08 |
| 6 | 2093/11 | 72.68 | 0.07 | 14.20 | 1.86 | 0.06 | 0.50 | 0.28 | 4.76 | 3.88 | — | <0.05 | 0.58 | 99.19 |
| 7 | 1076 | 74.11 | 0.08 | 14.38 | 2.06 | 0.03 | 0.20 | 0.84 | 4.50 | 3.20 | — | <0.1 | 0.52 | 99.98 |
| 8 | 1081 | 71.76 | 0.12 | 15.00 | 2.90 | 0.05 | 0.40 | 1.68 | 4.34 | 3.20 | — | <0.1 | 1.00 | 100.49 |
| 9 | 1082 | 73.64 | 0.08 | 14.38 | 2.00 | 0.05 | 0.40 | 0.84 | 4.34 | 3.30 | — | <0.1 | 0.76 | 99.81 |

Примечание: 1–4 — авторские анализы, 5–9 — заимствованы из [Анисимов и др., 1978ф]; прочерк — нет данных.

Note: 1–4 — author's data, 5–9 — taken from [Anisimov et al., 1978ф]; dash — no data.

плагиоклазом (0.3–1 мм, полностью замещен постмагматическими минералами) и редко — биотитом (до 1.2 мм в длину, полностью замещен постмагматическими минералами). Размеры зерен основной массы, которую преимущественно слагают кварц и измененный полевой шпат, не превышают 0.05 мм. В гранитах был развит ранний рудный минерал (предположительно, титаномагнетит) в изометричных или вытянутых зернах размером 0.1–0.5 мм (~1 об. %), в настоящее время полностью замещенный вторичными фазами. В породах часто наблюдаются трещины, заполненные смектитом, иногда выражены жилевидные зоны ожелезнения (рис. 2а, б), связанные с развитием минералов железа.

Минералогия

Кварц (SiO₂) является одним из главных минералов пород, который встречается и в основной массе, и во вкрапленниках. Последние характеризуются округлой формой зерен, трещиноватостью и наличием большого количества субмикронных включений (см. рис. 2а, в). У некоторых вкрапленников отмечается реакционная каемка (см. рис. 2г), наличие которой связывается с реакцией зерна с расплавом на раннемагматической стадии. Изредка в них встречаются микроскопические конкреции, предположительно представленные галитом (либо сильвином?) (см. рис. 2д). Такие включения могут образовываться как при магматических, так и при метаморфических процессах [Trommsdorff et al., 1985]. Трещины в кварце часто заполнены поздними минералами — гидроксидами железа, агрегатами мусковита, хлорита и другими (см. рис. 2ж; 3а, г, и). Во вкрапленниках отмечается относительно низкое

количество примесных элементов (ниже предела обнаружения методом ЭДС).

Полевые шпаты первично магматического происхождения почти полностью замещены глинистыми минералами (см. рис. 2б, е) и мусковитом, но в породах отмечается большое количество вторичных полевых шпатов — альбита (NaAlSi₃O₈) и калиевого полевого шпата (KAlSi₃O₈) (КПШ). Они образуют мелкие ксеноморфные агрегаты в кварце по трещинам (см. рис. 3а), либо совместные сростания с мусковитом и хлоритом (см. рис. 3а, д), либо сплошные альбит-калишпатовые массы, в которых сложно различать отдельные зерна (см. рис. 3б). Для полевых шпатов характерно низкое содержание кальция. В КПШ установлены относительно высокие уровни примесей бария — около 0.4–0.5 мас. % BaO (табл. 2).

Мусковит (KAl₂(AlSi₃O₁₀(OH)₂)) в изучаемых породах является одним из самых распространенных минералов. Он образует псевдоморфозы по биотиту либо многочисленные рассеянные вкрапления. В основной массе гранитов мусковит представлен мелкими (обычно <0.1 мм, реже более) чешуйчатыми агрегатами в сростании с кварцем и полевыми шпатами (см. рис. 3б). Также он образует включения внутри вкрапленников кварца, часто трассируя трещины (см. рис. 2ж, 3а), встречается в виде жил. В интерстициях между кристаллами кварца часто наблюдаются радиально-лучистые скопления мусковита, а в жильных агрегатах его чешуйки ориентированы вдоль жил. По химическому составу (табл. 3) мусковит характеризуется умеренно высоким содержанием железа (1.5–4.3 мас. % FeO), магния (0.3–1.9 мас. % MgO), умеренными вариациями кальция (0.п–

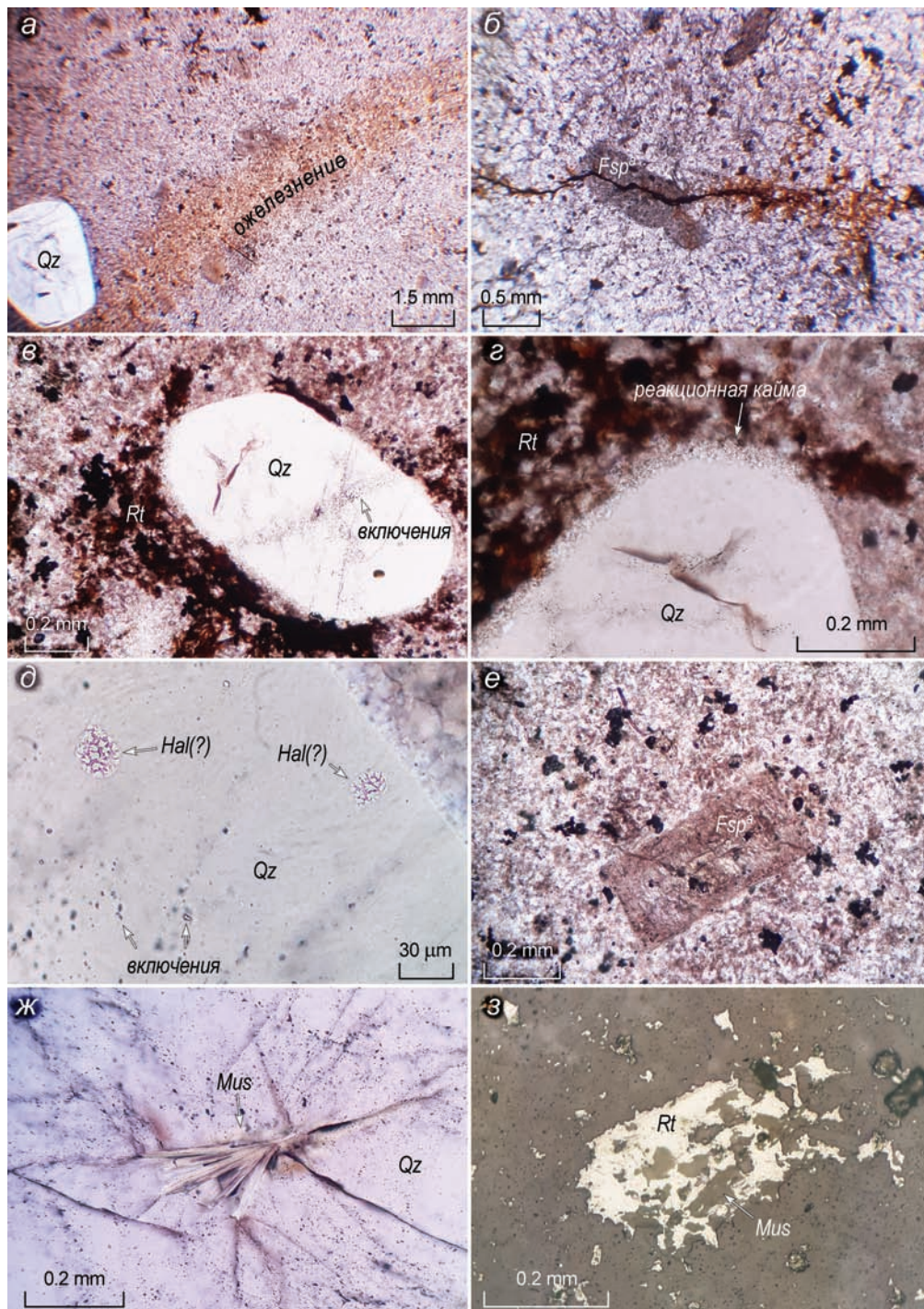


Рис. 2. Микрофотографии метасоматизированных гранитов массива Каматал

Примечания: а — полоса ожелезнения в основной массе, б — трещина с ожелезнением, в — богатый микровключениями вкрапленник кварца, г — реакционная кайма у вкрапленника кварца, д — включения конкреций (галита?) в кварце, е — аргиллизированный вкрапленник полевого шпата, ж — метельчатый агрегат мусковита в трещинах в кварце, з — кристалл рутила с включениями мусковита. *Hal* — галит, *Fsp^a* — измененный полевой шпат, *Mus* — мусковит, *Qz* — кварц, *Rt* — рутил.

Fig. 2. Photomicrographs of metasomatized granites of Kamatal massif

Notes: а — ferruginous band in the groundmass, б — crack with ferruginization, в — microinclusion-rich quartz phenocryst, г — reaction border of quartz phenocryst, д — inclusions of nodules (halite?) in quartz, е — argillized feldspar phenocryst, ж — broom-shaped muscovite aggregate in the cracks within quartz, з — rutile crystal with muscovite inclusions. *Hal* — halite, *Fsp^a* — altered feldspar, *Mus* — muscovite, *Qz* — quartz, *Rt* — rutile.

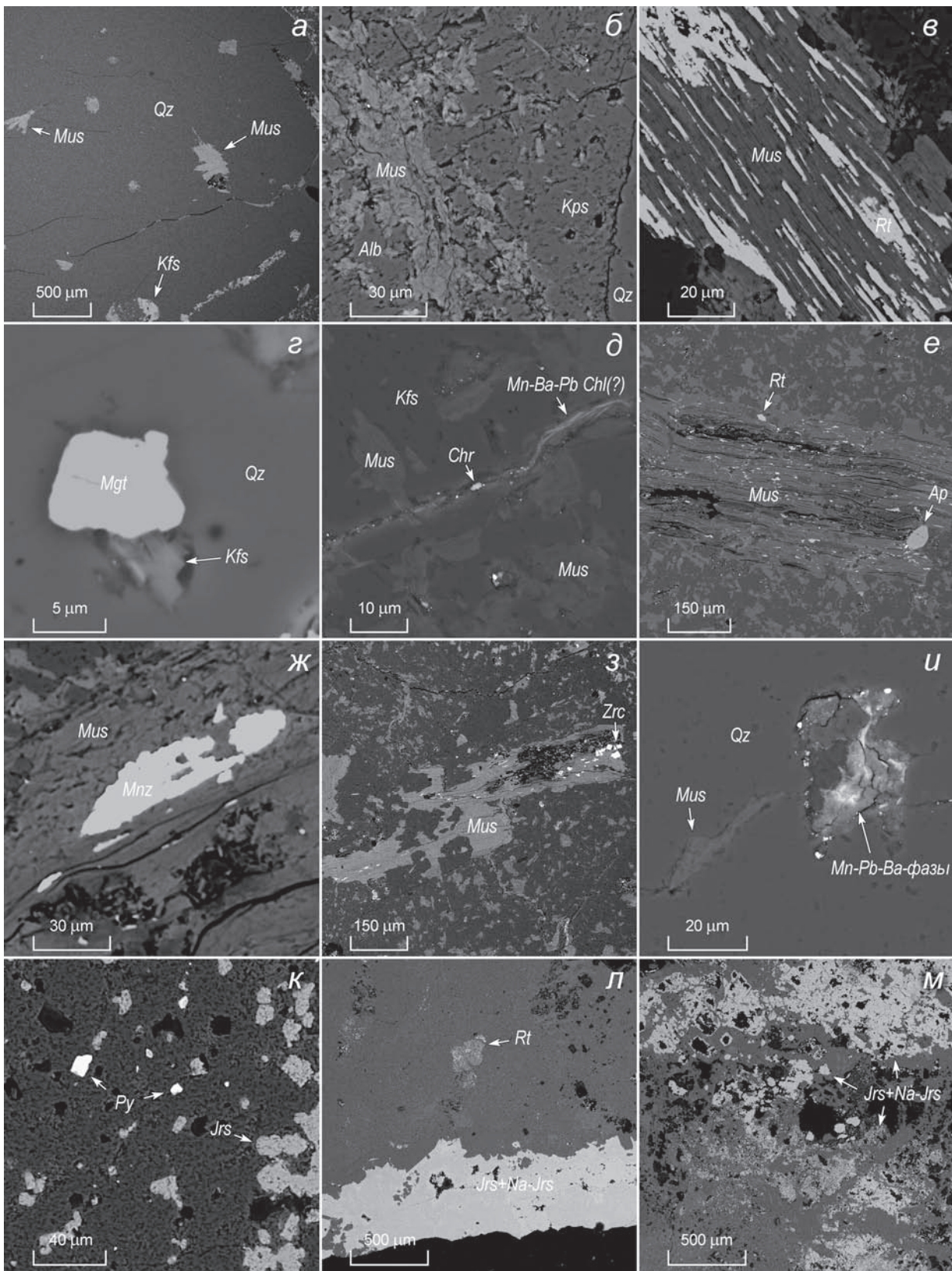


Рис. 3. BSE-изображения минеральных ассоциаций в метасоматизированных гранитах массива Каматал

Fig. 3. BSE-images of Kamatal massif metasomatized granite's mineral associations

Примечания к рис. 3: а — включения мусковита и КПШ в кварце, б — мусковит в сростании с полевыми шпатами, в — закономерное сростание рутила и мусковита, г — включение магнетита в кварце, д — хлоритовидный минерал Mn-Ba-Pb состава и хромит в тонкой жиле, е — включение апатита в мусковите — псевдоморфозе по биотиту, ж — включение Се-монацита в мусковите, з — зерна циркона в сростании с мусковитом, и — включения мусковита и слоистых силикатов Mn-Ba-Pb состава в кварце, к — включения пирита и ярозита в силикатной матрице, л — жила ярозита и натроярозита, м — сплошные массы и мелкодисперсные скопления ярозита и натроярозита.

Notes to fig. 3: а — muscovite and Kfs inclusions within quartz, б — intergrowth of muscovite and feldspars, в — directed intergrowing of muscovite and rutile, г — magnetite inclusion within quartz, д — chlorite-like Mn-Ba-Pb-containing silicate mineral and chromite in thin vein, е — apatite inclusion within muscovite, pseudomorphically replaced biotite, ж — Ce-monazite inclusion within muscovite, з — zircon grains intergrowing with muscovite, и — muscovite and Mn-Ba-Pb-containing silicate inclusions within quartz, к — pyrite and jarosite grains in silicate matrix, л — jarosite-natrojarosite vein, м — massive and fine assemblages of jarosite and natrojarosite.

Таблица 2. Химический состав полевых шпатов из метасоматизированных гранитов массива Каматал (здесь и далее составы минералов в мас. %)

Table 2. Chemical composition of feldspars from metasomatized granites of Kamatal massif (hereinafter mineral compositions in wt. %)

| № | Total | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | BaO |
|------------------------------|--------|------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|------|
| 1 | 99.98 | 64.69 | 18.35 | < | < | < | 0.18 | 16.38 | 0.38 |
| 2 | 103.92 | 67.28 | 19.16 | < | < | < | 0.24 | 16.78 | 0.46 |
| 3 | 101.17 | 69.32 | 19.59 | < | 0.21 | < | 12.05 | < | < |
| 4 | 99.04 | 68.12 | 19.29 | < | < | < | 11.48 | 0.14 | < |
| 5 | 100.60 | 67.00 | 21.09 | 0.41 | < | 0.10 | 10.86 | 1.13 | < |
| 6 | 100.57 | 69.23 | 19.39 | < | < | < | 11.85 | 0.11 | < |
| 7 | 100.75 | 69.14 | 19.71 | < | < | < | 11.74 | 0.16 | < |
| 8 | 101.57 | 69.19 | 20.18 | < | < | < | 11.75 | 0.45 | < |
| Формульные коэффициенты, O=8 | | | | | | | | | |
| № | Total | Si | Al | Fe | Mn | Ca | Na | K | Ba |
| 1 | 4.99 | 3.00 | 1.00 | 0 | 0 | 0 | 0.02 | 0.97 | 0.01 |
| 2 | 4.99 | 3.00 | 1.01 | 0 | 0 | 0 | 0.02 | 0.95 | 0.01 |
| 3 | 5.01 | 3.00 | 1.00 | 0 | 0.01 | 0 | 1.01 | 0 | 0 |
| 4 | 4.99 | 3.00 | 1.00 | 0 | 0 | 0 | 0.98 | 0.01 | 0 |
| 5 | 5.02 | 2.93 | 1.09 | 0.01 | 0 | 0.01 | 0.92 | 0.06 | 0 |
| 6 | 5.00 | 3.01 | 0.99 | 0 | 0 | 0 | 1.00 | 0.01 | 0 |
| 7 | 5.00 | 3.00 | 1.01 | 0 | 0 | 0 | 0.99 | 0.01 | 0 |
| 8 | 5.01 | 2.98 | 1.02 | 0 | 0 | 0 | 0.98 | 0.02 | 0 |

Примечание: 1, 2 — КПШ, 3–8 — альбит; < здесь и далее — ниже предела обнаружения.

Note: 1, 2 — Kfs, 3–8 — albite; < hereinafter — below detection limit.

0.2 мас. % CaO), и более существенными вариациями в концентрациях титана (0.0–1.0 мас. % TiO₂) и натрия (0.0–1.1 мас. % Na₂O). В некоторых анализах отмечаются примеси бария — 0.3–0.4 мас. % BaO.

Рутил (TiO₂) является наиболее распространенным рудным минералом пород (см. рис. 2в, г). Он неизменно ассоциирует с вторичными силикатами (мусковитом, кварцем, хлоритом) (см. рис. 2з), совместно с которыми образует агрегаты замещения первичного рудного минерала (вероятно, титаномагнетита), а также биотита. В последнем случае наблюдаются тонкие пластинчатые сростания рутила с силикатами (см. рис. 3в). В рутиле определены умеренные по количеству примеси Fe (0.4–

1.4 мас. %) и V (0.3–0.4 мас. %) (табл. 4). Примесь Nb достигает 0.53 мас. %.

Магнетит (Fe₃O₄) и марганцовистый **хромит** ((Mn, Mg, Fe)Cr₂O₄) были обнаружены в единичных случаях в виде субмикронных зерен в ассоциации с вторичными силикатами (см. рис. 3г, д). Поэтому их происхождение связывается исключительно с постмагматическими процессами. В магнетите на уровне 0.1–0.3 мас. % выявлены примеси титана, алюминия, марганца, кобальта. В хромите содержание Cr₂O₃ ≥ 63 мас. %.

Апатит (Ca₅(PO₄)₃(F, Cl, OH)) был встречен в призматических кристаллах в сростании с вторичными силикатами, замещающими биотит и другие минералы (см. рис. 3е). Минерал довольно редок

Таблица 3. Химический состав мусковита из метасоматизированных гранитов массива Каматал
Table 3. Chemical composition of muscovite from metasomatized granites of Kamatal massif

| № | Total | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | BaO | H ₂ O* | |
|-------------------------------|--------|------------------|------------------|--------------------------------|------------------|------|------|------|-------------------|------------------|------|-------------------|-----|
| 1 | 96.64 | 46.96 | 0.35 | 30.57 | 2.68 | 0.14 | 1.08 | 0.13 | 0.59 | 9.70 | < | 4.44 | |
| 2 | 99.59 | 49.10 | < | 31.88 | 2.95 | < | 0.78 | 0.17 | 0.13 | 10.15 | < | 4.43 | |
| 3 | 99.37 | 50.36 | < | 31.12 | 2.46 | < | 0.53 | < | 1.12 | 9.35 | < | 4.43 | |
| 4 | 98.79 | 50.02 | 0.25 | 28.64 | 3.68 | < | 1.87 | < | < | 9.99 | < | 4.34 | |
| 5 | 99.2 | 49.01 | 0.52 | 29.65 | 3.54 | < | 1.43 | 0.21 | < | 10.34 | < | 4.50 | |
| 6 | 97.57 | 48.09 | 0.27 | 28.81 | 4.28 | < | 1.38 | < | < | 10.23 | < | 4.51 | |
| 7 | 99.43 | 45.83 | 0.43 | 33.63 | 3.01 | 0.14 | 0.83 | < | 0.82 | 10.29 | < | 4.45 | |
| 8 | 96.44 | 47.32 | < | 30.95 | 2.41 | < | 0.98 | 0.13 | < | 10.20 | < | 4.45 | |
| 9 | 95.83 | 45.72 | < | 33.35 | 1.30 | 0.15 | 0.48 | < | 0.11 | 10.37 | < | 4.35 | |
| 10 | 98.08 | 44.80 | 0.18 | 35.45 | 2.02 | < | 0.33 | < | 0.74 | 10.12 | < | 4.44 | |
| 11 | 102.02 | 47.28 | < | 36.71 | 1.47 | 0.72 | 0.3 | < | 1.02 | 10.17 | < | 4.35 | |
| 12 | 96.49 | 46.64 | 0.25 | 30.00 | 3.95 | < | 0.88 | 0.18 | 0.12 | 10.13 | < | 4.34 | |
| 13 | 99.41 | 45.87 | 0.48 | 33.69 | 2.96 | < | 1.04 | < | 0.78 | 10.18 | < | 4.41 | |
| 14 | 99.82 | 46.17 | 0.28 | 33.08 | 3.00 | < | 1.16 | < | 0.58 | 10.54 | 0.40 | 4.61 | |
| 15 | 100.42 | 48.01 | < | 33.37 | 3.05 | < | 0.75 | 0.14 | < | 10.79 | < | 4.31 | |
| 16 | 99.04 | 46.19 | 0.50 | 33.07 | 2.93 | < | 1.04 | < | 0.67 | 10.19 | < | 4.45 | |
| 17 | 99.33 | 45.91 | 0.53 | 32.99 | 3.14 | < | 1.09 | < | 0.71 | 10.26 | 0.26 | 4.44 | |
| 18 | 99.88 | 46.62 | 0.42 | 31.50 | 3.60 | 0.22 | 1.79 | < | 0.47 | 10.47 | 0.27 | 4.52 | |
| 19 | 99.1 | 46.19 | 0.57 | 33.08 | 2.93 | < | 1.04 | < | 0.67 | 10.18 | < | 4.44 | |
| 20 | 98.39 | 49.44 | 0.50 | 29.49 | 3.40 | < | 1.51 | 0.13 | < | 9.48 | < | 4.44 | |
| 21 | 99.07 | 49.12 | 0.17 | 31.23 | 3.15 | < | 1.11 | 0.14 | 0.12 | 9.55 | < | 4.48 | |
| 22 | 99.81 | 50.45 | 0.32 | 28.42 | 4.00 | < | 2.07 | 0.15 | 0.15 | 9.76 | < | 4.49 | |
| 23 | 98.26 | 48.54 | 0.98 | 30.72 | 3.49 | < | 0.98 | 0.15 | < | 8.95 | < | 4.45 | |
| 24 | 99.09 | 49.06 | 0.50 | 30.42 | 2.82 | < | 1.53 | < | < | 10.29 | < | 4.47 | |
| 25 | 99.78 | 49.72 | 0.63 | 30.10 | 2.75 | < | 1.74 | < | < | 10.34 | < | 4.50 | |
| 26 | 99.48 | 48.39 | < | 35.01 | 1.87 | < | 0.35 | 0.11 | 0.13 | 9.07 | < | 4.55 | |
| 27 | 100.64 | 49.21 | < | 33.61 | 2.35 | < | 0.36 | < | 0.67 | 9.88 | < | 4.56 | |
| Формульные коэффициенты, O=11 | | | | | | | | | | | | | |
| № | Total | Si | Ti | Al ^{IV} | Al ^{VI} | Fe | Mn | Mg | Ca | Na | K | Ba | OH* |
| 1 | 9.02 | 3.12 | 0.03 | 0.88 | 1.76 | 0.17 | 0 | 0.10 | 0 | 0.09 | 0.88 | 0 | 2 |
| 2 | 9.04 | 3.11 | 0.03 | 0.89 | 1.74 | 0.18 | 0 | 0.11 | 0 | 0.09 | 0.89 | 0.01 | 2 |
| 3 | 9.05 | 3.15 | 0.02 | 0.85 | 1.66 | 0.20 | 0.01 | 0.18 | 0 | 0.06 | 0.90 | 0.01 | 2 |
| 4 | 8.96 | 3.24 | 0.02 | 0.76 | 1.73 | 0.15 | 0.01 | 0.11 | 0.01 | 0.08 | 0.85 | 0 | 2 |
| 5 | 8.91 | 3.27 | 0 | 0.73 | 1.78 | 0.16 | 0 | 0.08 | 0.01 | 0.02 | 0.86 | 0 | 2 |
| 6 | 8.91 | 3.34 | 0 | 0.66 | 1.78 | 0.14 | 0 | 0.05 | 0 | 0.14 | 0.79 | 0 | 2 |
| 7 | 8.91 | 3.37 | 0.01 | 0.63 | 1.64 | 0.21 | 0 | 0.19 | 0 | 0 | 0.86 | 0 | 2 |
| 8 | 8.94 | 3.30 | 0.03 | 0.70 | 1.66 | 0.20 | 0 | 0.14 | 0.02 | 0 | 0.89 | 0 | 2 |
| 9 | 8.95 | 3.31 | 0.01 | 0.69 | 1.65 | 0.25 | 0 | 0.14 | 0 | 0 | 0.90 | 0 | 2 |
| 10 | 9.04 | 3.09 | 0.02 | 0.91 | 1.77 | 0.17 | 0.01 | 0.08 | 0 | 0.11 | 0.89 | 0 | 2 |
| 11 | 8.93 | 3.26 | 0 | 0.74 | 1.78 | 0.14 | 0 | 0.10 | 0.01 | 0 | 0.90 | 0 | 2 |
| 12 | 8.94 | 3.16 | 0 | 0.84 | 1.88 | 0.08 | 0.01 | 0.05 | 0 | 0.01 | 0.91 | 0 | 2 |
| 13 | 9.01 | 3.04 | 0.01 | 0.96 | 1.88 | 0.11 | 0 | 0.03 | 0 | 0.10 | 0.88 | 0 | 2 |
| 14 | 9.01 | 3.07 | 0 | 0.93 | 1.89 | 0.08 | 0.04 | 0.03 | 0 | 0.13 | 0.84 | 0 | 2 |
| 15 | 8.97 | 3.25 | 0.01 | 0.75 | 1.71 | 0.23 | 0 | 0.09 | 0.01 | 0.02 | 0.90 | 0 | 2 |
| 16 | 9.04 | 3.09 | 0.02 | 0.91 | 1.76 | 0.17 | 0 | 0.10 | 0 | 0.10 | 0.87 | 0 | 2 |
| 17 | 9.04 | 3.12 | 0.01 | 0.88 | 1.75 | 0.17 | 0 | 0.12 | 0 | 0.08 | 0.91 | 0.01 | 2 |
| 18 | 8.96 | 3.19 | 0 | 0.81 | 1.80 | 0.17 | 0 | 0.07 | 0.01 | 0 | 0.91 | 0 | 2 |
| 19 | 9.02 | 3.12 | 0.03 | 0.88 | 1.75 | 0.17 | 0 | 0.10 | 0 | 0.09 | 0.88 | 0 | 2 |
| 20 | 8.87 | 3.34 | 0.03 | 0.66 | 1.68 | 0.19 | 0 | 0.15 | 0.01 | 0 | 0.82 | 0 | 2 |
| 21 | 8.89 | 3.29 | 0.01 | 0.71 | 1.75 | 0.18 | 0 | 0.11 | 0.01 | 0.02 | 0.82 | 0 | 2 |
| 22 | 8.92 | 3.37 | 0.02 | 0.63 | 1.61 | 0.22 | 0 | 0.21 | 0.01 | 0.02 | 0.83 | 0 | 2 |
| 23 | 8.84 | 3.27 | 0.05 | 0.73 | 1.72 | 0.20 | 0 | 0.10 | 0.01 | 0 | 0.77 | 0 | 2 |
| 24 | 8.92 | 3.29 | 0.03 | 0.71 | 1.70 | 0.16 | 0 | 0.15 | 0 | 0 | 0.88 | 0 | 2 |
| 25 | 8.91 | 3.31 | 0.03 | 0.69 | 1.68 | 0.15 | 0 | 0.17 | 0 | 0 | 0.88 | 0 | 2 |
| 26 | 8.84 | 3.19 | 0 | 0.81 | 1.91 | 0.10 | 0 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.76 | 0 | 2 |
| 27 | 8.92 | 3.24 | 0 | 0.76 | 1.84 | 0.13 | 0 | 0.04 | 0 | 0.09 | 0.83 | 0 | 2 |

Примечание: * рассчитано по стехиометрии.

Note: * calculated to stoichiometry.

в породах. По химическому составу он соответствует фторапатиту с высоким уровнем примеси марганца (MnO до 0.52 мас. %).

Се-монацит ((La, Ce...Th)PO₄) и **циркон** (ZrSiO₄) были обнаружены в мелких зернах, образующих включения внутри агрегатов мусковита (рис. 3ж, з). Циркон отличается достаточно хорошо огранен-

ными кристаллами в отличие от ксеноморфных зерен монацита. В цирконе выявлены примеси Hf (1.3 мас. %), Th и U (по 0.4 мас. %). В монаците обнаружены примеси S (до 0.3 мас. %) и Sr (0.9 мас. %) (табл. б).

Хлорит ((Mg, Fe)₆(Si, Al)₄O₁₀(OH)₈) в небольшом количестве был диагностирован по чешуйчатой морфологии и грязно-зеленоватой окраске как продукт замещения биотита. Кроме того, были обнаружены мелкие слоистые Mn-Ba-Pb-содержащие минеральные агрегаты, морфологически сходные с хлоритом (см. рис. 3д, и). Их идентификация по химическому составу очень затруднительна, что связано и с мелкими размерами агрегатов, и, судя по всему, со специфичной структурой. На рис. 3и показано скопление таких чешуйчатых агрегатов, в которых наблюдаются признаки разложения (низкотемпературного распада?) на отдельные минеральные фазы — более или менее обогащенные барием и свинцом. Микрорентгеноспектральным анализом в этих образованиях, кроме Mn, Ba и Pb, установлены следующие химические элементы: Si, Al, Fe, Mg, Zn, Ca, Na, K, P, Cl (табл. 7). Один из анализов (ан. 4, из наиболее однородной фазы) был пересчитан на кристаллохимическую формулу хлорита, на основе 10 катионов: (Al_{2.70}, Mn_{1.59}, K_{0.73}, Fe_{0.38}, Ba_{0.15}, Na_{0.13}, Mg_{0.11}, Ca_{0.08}, Cr_{0.07}, Pb_{0.07})₆ (Si_{3.88}, Al_{0.10}, P_{0.03})₄ O₁₀ (OH)₈.

Таблица 4. Химический состав рутила из метасоматизированных гранитов массива Каматал

Table 4. Chemical composition of rutile from metasomatized granites of Kamatal massif

| № | Total | TiO ₂ | FeO | V ₂ O ₅ | Nb ₂ O ₅ |
|------------------------------|--------|------------------|-------|-------------------------------|--------------------------------|
| 1 | 101.13 | 100.02 | 0.60 | 0.51 | < |
| 2 | 101.73 | 100.80 | 0.53 | 0.40 | < |
| 3 | 99.82 | 97.76 | 1.48 | 0.58 | < |
| 4 | 99.06 | 95.93 | 1.83 | 0.54 | 0.76 |
| 5 | 99.98 | 96.83 | 1.90 | 0.51 | 0.74 |
| Формульные коэффициенты, O=2 | | | | | |
| № | Total | Ti | Fe | V | Nb |
| 1 | 1.00 | 0.993 | 0.006 | 0.005 | 0 |
| 2 | 1.00 | 0.993 | 0.006 | 0.004 | 0 |
| 3 | 1.01 | 0.987 | 0.017 | 0.006 | 0 |
| 4 | 1.01 | 0.979 | 0.021 | 0.006 | 0.004 |
| 5 | 1.01 | 0.979 | 0.021 | 0.005 | 0.004 |

Таблица 5. Химический состав апатита из метасоматизированных гранитов массива Каматал

Table 5. Chemical composition of apatite from metasomatized granites of Kamatal massif

| № | Total | CaO | FeO | MnO | Na ₂ O | P ₂ O ₅ | F | Cl | H ₂ O* |
|---------------------------------------|--------|-------|------|------|-------------------|-------------------------------|------|------|-------------------|
| 1 | 100.73 | 55.41 | 0.24 | 0.34 | < | 42.73 | 4.11 | < | 0 |
| 2 | 101.59 | 55.24 | 0.27 | 0.52 | 0.15 | 43.31 | 4.44 | 0.10 | 0 |
| Формульные коэффициенты, O+F+Cl+OH=13 | | | | | | | | | |
| № | Total | Ca | Fe | Mn | Na | P | F | Cl | OH* |
| 1 | 9.18 | 5.06 | 0.02 | 0.02 | 0 | 3.08 | 1.00 | 0 | 0 |
| 2 | 9.25 | 5.04 | 0.02 | 0.04 | 0.02 | 3.12 | 1.00 | 0.01 | 0 |

Примечание: * рассчитано по стехиометрии.

Note: * calculated to stoichiometry.

Таблица 6. Химический состав монацита из метасоматизированных гранитов массива Каматал

Table 6. Chemical composition of monazite from metasomatized granites of Kamatal massif

| № | Total | SiO ₂ | P ₂ O ₅ | SO ₃ | CaO | K ₂ O | SrO | La ₂ O ₃ | Ce ₂ O ₃ | Nd ₂ O ₃ | Pr ₂ O ₃ | Sm ₂ O ₃ | Eu ₂ O ₃ | Gd ₂ O ₃ |
|------------------------------|-------|------------------|-------------------------------|-----------------|------|------------------|------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| 1 | 98.22 | 1.33 | 28.85 | 0.72 | 1.01 | 0.18 | 1.02 | 12.7 | 32.01 | 12.32 | 3.43 | 2.05 | 1.31 | 1.29 |
| 2 | 97.98 | 1.11 | 28.94 | 0.42 | 1.01 | 0.14 | 1.05 | 14.05 | 33.18 | 11.24 | 3.43 | 1.61 | 0.9 | 0.9 |
| Формульные коэффициенты, O=4 | | | | | | | | | | | | | | |
| № | Total | Si | P | S | Ca | K | Sr | La | Ce | Nd | Pr | Sm | Eu | Gd |
| 1 | 2.01 | 0.05 | 0.95 | 0.02 | 0.04 | 0.01 | 0.02 | 0.18 | 0.46 | 0.17 | 0.05 | 0.03 | 0.01 | 0.02 |
| 2 | 2.02 | 0.04 | 0.96 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.02 | 0.20 | 0.48 | 0.16 | 0.05 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |

Таблица 7. Химический состав Mn-Ba-Pb-содержащих хлоритовидных фаз из метасоматизированных гранитов массива Каматал

Table 7. Chemical composition of Mn-Ba-Pb-containing chlorite-like minerals from metasomatized granites of Kamatal massif

| № | Total | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | BaO | P ₂ O ₅ | ZnO | Cr ₂ O ₃ | PbO | Cl |
|--|-------|------------------|--------------------------------|------------------|-------|------|------|-------------------|------------------|------|-------------------------------|------|--------------------------------|------|------|
| 1 | 61.27 | 10.74 | 5.86 | 2.95 | 28.38 | 0.32 | 0.56 | 0.18 | 0.08 | 5.71 | 0.27 | < | < | 5.47 | 0.18 |
| 2 | 70.25 | 15.23 | 8.43 | 3.62 | 29.05 | 0.45 | 0.64 | < | 0.12 | 5.38 | 0.41 | < | < | 6.92 | < |
| 3 | 70.82 | 10.44 | 4.76 | 2.47 | 36.8 | 0.22 | 0.48 | 1.33 | < | 7.92 | 0.44 | 0.39 | 0.32 | 5.11 | 0.16 |
| 4 | 87.84 | 33.71 | 20.63 | 3.90 | 16.36 | 0.65 | 0.64 | 0.58 | 4.98 | 3.25 | 0.21 | < | 0.77 | 2.17 | < |
| Формульные коэффициенты, число катионов = 10 | | | | | | | | | | | | | | | |
| № | Total | Si | Al ^{IV} | Al ^{VI} | Fe | Mn | Mg | Ca | Na | K | Ba | P | Cr | Pb | |
| 4 | 10 | 3.88 | 0.10 | 2.70 | 0.38 | 1.59 | 0.11 | 0.08 | 0.13 | 0.73 | 0.15 | 0.03 | 0.07 | 0.07 | |

Пирит (FeS₂) был обнаружен только в образце U₁₈-86 (см. табл. 1) в виде мелких (до 20 мкм) субидiomорфных зерен в метасоматизированной матрице вместе с ярозитом (см. рис. 3к). Микро-рентгеноспектральным анализом в пирите не было выявлено примесей.

Ярозит (KFe³⁺(SO₄)₂(OH)₆) и **натроярозит** (NaFe³⁺(SO₄)₂(OH)₆) также были встречены только в образце U₁₈-86 в виде желто-коричневых жил мощностью 0.1–1 мм, а также хорошо ограненных от-

дельных зерен, корок с почковидной поверхностью и мелкодисперсных скоплений (см. рис. 3к–м). Минералы диагностированы с помощью рентгеновской порошковой дифрактометрии. На дифрактограмме (рис. 4) четко идентифицируются основные рефлексы ярозита — 3.07, 3.11, 5.07 Å и натроярозита — 3.09, 5.91, 3.64 Å. Судя по анализам химического состава (табл. 8), в основном изучаемые минеральные фазы представляют собой промежуточные члены между ярозитом и натроярозитом.

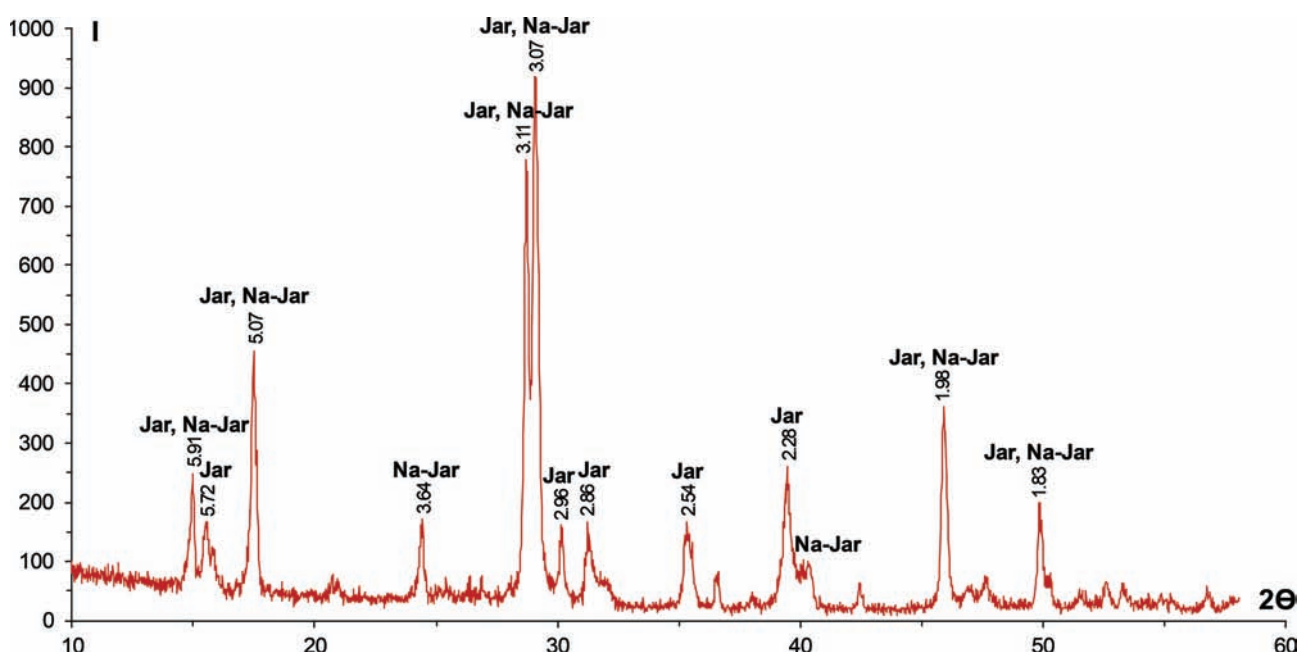


Рис. 4. Дифрактограмма порошковой пробы ярозит-натроярозитового состава из метасоматизированных гранитов массива Каматал

Примечание: Jar — ярозит, Na-Jar — натроярозит, цифрами обозначена величина d/n.

Fig. 4. XRD powder patterns of jarosite-natrojarosite mineral composition from metasomatized granites of Kamatal massif

Note: Jar — jarosite, Na-Jar — natrojarosite, the numbers indicate the value d/n.

Таблица 8. Химический состав ярозита и натроярозита из метасоматизированных гранитов массива Каматал
 Table 8. Chemical composition of jarosite and natrojarsite from metasomatized granites of Kamatal massif

| № | Total | Na ₂ O | Al ₂ O ₃ | SiO ₂ | P ₂ O ₅ | SO ₃ | K ₂ O | CaO | TiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | BaO |
|---|-------|-------------------|--------------------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|------|------------------|--------------------------------|------|
| 1 | 85.23 | 1.09 | 1.17 | < | 3.23 | 28.71 | 6.06 | < | < | 43.55 | 1.42 |
| 2 | 84.67 | 2.56 | 1.11 | < | 3.83 | 28.33 | 3.36 | 0.39 | < | 44.15 | 0.93 |
| 3 | 83.60 | 2.52 | 1.59 | < | 4.19 | 28.01 | 2.42 | 0.50 | 0.40 | 42.72 | 1.24 |
| 4 | 85.52 | 3.41 | 1.38 | < | 4.33 | 28.53 | 2.23 | 0.49 | 0.27 | 44.06 | 0.83 |
| 5 | 87.48 | 2.62 | 1.74 | < | 4.56 | 28.66 | 3.31 | 0.62 | 0.40 | 44.71 | 0.87 |
| 6 | 85.42 | 2.45 | 1.74 | < | 3.28 | 29.16 | 4.47 | 0.41 | < | 43.12 | 0.80 |
| 7 | 86.53 | 3.13 | 1.30 | < | 3.85 | 28.88 | 3.66 | 0.45 | < | 44.36 | 0.90 |
| 8 | 85.85 | 2.51 | 1.45 | < | 4.15 | 28.41 | 3.84 | 0.48 | < | 43.91 | 1.11 |
| 9 | 86.99 | 2.75 | 0.83 | < | 2.59 | 30.48 | 4.54 | < | < | 45.80 | < |
| 10 | 84.55 | 3.64 | 1.47 | < | 4.06 | 28.03 | 2.94 | 0.53 | 0.37 | 42.55 | 0.96 |
| 11 | 84.53 | 3.26 | 1.34 | < | 3.83 | 28.13 | 3.40 | 0.45 | < | 43.09 | 1.04 |
| 12 | 86.47 | < | 1.40 | < | 0.96 | 31.78 | 7.52 | < | < | 44.82 | < |
| 13 | 85.80 | 1.39 | 0.70 | < | 2.31 | 30.58 | 5.70 | < | < | 45.12 | < |
| 14 | 88.06 | 3.06 | 1.44 | < | 4.35 | 29.26 | 2.52 | 0.49 | 0.27 | 45.94 | 0.74 |
| 15 | 85.90 | 1.27 | 0.87 | 2.27 | < | 31.48 | 6.77 | < | < | 43.25 | < |
| 16 | 88.65 | 2.49 | < | < | < | 33.13 | 5.95 | < | 0.22 | 46.87 | < |
| 17 | 88.01 | 1.24 | < | 0.60 | < | 32.80 | 7.00 | < | < | 46.37 | < |
| 18 | 91.92 | 1.44 | 0.49 | < | < | 33.62 | 7.08 | < | < | 49.28 | < |
| 19 | 87.29 | < | < | < | < | 32.88 | 7.91 | < | < | 46.50 | < |
| 20 | 86.19 | 3.49 | < | < | < | 32.48 | 4.41 | < | < | 45.82 | < |
| 21 | 84.59 | < | < | < | < | 32.85 | 7.73 | < | < | 44.01 | < |
| 22 | 89.32 | 1.46 | 0.87 | 6.44 | < | 30.43 | 6.47 | < | < | 43.66 | < |
| 23 | 87.96 | 1.12 | 0.34 | 1.67 | < | 32.23 | 7.16 | < | < | 45.45 | < |
| 24 | 88.23 | < | < | 0.79 | < | 33.03 | 7.12 | < | < | 47.29 | < |
| Формульные коэффициенты, число катионов = 6 | | | | | | | | | | | |
| № | Total | Na | Al | Si | P | S | K | Ca | Ti | Fe | Ba |
| 1 | 6 | 0.18 | 0.12 | 0 | 0.24 | 1.88 | 0.67 | 0 | 0 | 2.86 | 0.05 |
| 2 | 6 | 0.43 | 0.11 | 0 | 0.28 | 1.85 | 0.37 | 0.04 | 0 | 2.89 | 0.03 |
| 3 | 6 | 0.43 | 0.17 | 0 | 0.31 | 1.86 | 0.27 | 0.05 | 0.03 | 2.84 | 0.04 |
| 4 | 6 | 0.56 | 0.14 | 0 | 0.31 | 1.83 | 0.24 | 0.04 | 0.02 | 2.83 | 0.03 |
| 5 | 6 | 0.42 | 0.17 | 0 | 0.32 | 1.80 | 0.35 | 0.06 | 0.03 | 2.82 | 0.03 |
| 6 | 6 | 0.41 | 0.17 | 0 | 0.24 | 1.87 | 0.49 | 0.04 | 0 | 2.77 | 0.03 |
| 7 | 6 | 0.51 | 0.13 | 0 | 0.27 | 1.82 | 0.39 | 0.04 | 0 | 2.80 | 0.03 |
| 8 | 6 | 0.41 | 0.15 | 0 | 0.30 | 1.82 | 0.42 | 0.04 | 0 | 2.82 | 0.04 |
| 9 | 6 | 0.45 | 0.08 | 0 | 0.18 | 1.92 | 0.49 | 0 | 0 | 2.89 | 0 |
| 10 | 6 | 0.60 | 0.15 | 0 | 0.29 | 1.80 | 0.32 | 0.05 | 0.02 | 2.73 | 0.03 |
| 11 | 6 | 0.54 | 0.14 | 0 | 0.28 | 1.81 | 0.37 | 0.04 | 0 | 2.78 | 0.03 |
| 12 | 6 | 0.00 | 0.14 | 0 | 0.07 | 2.05 | 0.83 | 0 | 0 | 2.91 | 0 |
| 13 | 6 | 0.23 | 0.07 | 0 | 0.17 | 1.98 | 0.63 | 0 | 0 | 2.93 | 0 |
| 14 | 6 | 0.49 | 0.14 | 0 | 0.31 | 1.83 | 0.27 | 0.04 | 0.02 | 2.88 | 0.02 |
| 15 | 6 | 0.21 | 0.09 | 0.19 | 0 | 2.01 | 0.73 | 0 | 0 | 2.77 | 0 |
| 16 | 6 | 0.40 | 0 | 0 | 0 | 2.05 | 0.63 | 0 | 0.01 | 2.91 | 0 |
| 17 | 6 | 0.20 | 0 | 0.05 | 0 | 2.07 | 0.75 | 0 | 0 | 2.93 | 0 |
| 18 | 6 | 0.22 | 0.05 | 0 | 0 | 2.03 | 0.73 | 0 | 0 | 2.98 | 0 |
| 19 | 6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2.12 | 0.87 | 0 | 0 | 3.01 | 0 |
| 20 | 6 | 0.57 | 0 | 0 | 0 | 2.05 | 0.47 | 0 | 0 | 2.90 | 0 |
| 21 | 6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2.19 | 0.88 | 0 | 0 | 2.94 | 0 |
| 22 | 6 | 0.23 | 0.08 | 0.52 | 0 | 1.85 | 0.67 | 0 | 0 | 2.66 | 0 |
| 23 | 6 | 0.18 | 0.03 | 0.14 | 0 | 2.02 | 0.76 | 0 | 0 | 2.86 | 0 |
| 24 | 6 | 0 | 0 | 0.07 | 0 | 2.12 | 0.78 | 0 | 0 | 3.04 | 0 |

Микрорентгеноспектральным анализом выявлены примеси Al (Al_2O_3 до 1.6 мас. %), P (P_2O_5 до 4.6 %), Ti (TiO_2 до 0.4 %), Ca (CaO до 0.6 %), Ba (BaO до 1.4 %), которые могут быть связаны с изоморфными замещениями или наличием механических примесей не идентифицированных минеральных фаз. Установлена четкая корреляция в содержаниях катионов Ca и Ba (коэффициент корреляции Пирсона $r = +0.80$), Ba и P ($r = +0.88$), а также отрицательная корреляция между K и Na ($r = -0.92$), K и Ba ($r = -0.72$), P и S ($r = -0.86$), Al и Fe ($r = -0.63$).

Обсуждение

По геологическому строению, минеральному и химическому составу пород массив Каматал может быть близок к Шартымскому массиву [Салихов, Бердников, 1985; Жданов и др., 2003ф]. К сожалению, для последнего отсутствуют доступные минералого-геохимические данные для их более детального сопоставления. Однако имеющихся данных достаточно, чтобы предположить принадлежность обоих массивов к единой формации и единому комплексу. Насколько правомерно их рассматривать в составе балбукского комплекса — вопрос дискуссионный. К данному комплексу относят весьма пестрый набор пород в составе разнообразных по морфологии и внутреннему строению интрузивных тел, а имеющийся набор изотопных датировок лишь усложняет интерпретацию.

Приведенные результаты минералогических исследований пород массива Каматал указывают на интенсивную метасоматическую переработку гранитов. Имеющиеся вариации химического состава связываются, прежде всего, с гидротермально-метасоматическими процессами. Среди изученных автором образцов один (U_{18-86}) отличается высокими концентрациями Ti, Fe и S. Данный образец был отобран из южной части массива, вероятно, испытавшей воздействие гидротермальных флюидов, участвовавших в образовании медно-порфировой минерализации Северо-Первомайского рудопроявления. Об этом рудопроявлении известно мало, общедоступной информации практически нет. Сообщается, что приурочено оно к зоне расщеливания кислых вулканитов улутауской свиты, а рудная минерализация представлена пиритом и халькопиритом [Анисимов и др., 1978ф]. Повышенное количество титана обусловлено более широким развитием рутила, железа и серы — минералами группы алуниита (язозита, натроярозита) и пирита в этой части массива. Образование последних,

очевидно, связано с наложенной минерализацией. Рутил встречается во всех изученных образцах, но в неравномерном количестве.

Минеральный состав постмагматических минеральных ассоциаций является индикатором условий гидротермального минералообразования [Жариков, 1998]. Все многообразие минеральных ассоциаций связывается с более ранней и более поздней (аргиллизитовой) стадиями метасоматоза. На начальной стадии формировались калиевый полевой шпат, альбит, мусковит, рутил, апатит, монацит и др., а на более низкотемпературной — глинистые минералы. Эпигенетическая сульфидно-гидросульфатная минерализация реализовалась на еще более позднем этапе, вероятно синхронно с тектоническими деформациями массива Каматал, о чем свидетельствует трещиноватость пород с развитием прожилковых ассоциаций. Дополнительным признаком деформаций является обогащенность вкрапленников кварца включениями, иногда явно выраженными в виде линейных скоплений (см. рис. 2в).

Весь обнаруженный в породах плагиоклаз — практически «чистый» альбит. Однако содержание CaO в породах нормальное для гранитов. Альбит практически не содержит кальция, но в мусковите содержится до 0.15 мас. % Ca, что связывается с образованием части мусковита за счет первичного (калийсодержащего) плагиоклаза (предположительно отвечавшего олигоклазу). Часть мусковита (в особенности низкомагниевого) в основной массе пород может иметь первичное происхождение. Образование части мусковита и рутила (рис. 3в), судя по всему, происходило за счет гидротермального преобразования титанистого биотита. Основное количество рутила возникло при растворении нестабильного в гидротермальных условиях рудного минерала, вероятно, титаномагнетита, поскольку ильменит более устойчив при вторичных процессах [Schroeder et al., 2002; Broska et al., 2007; Morad et al., 2009]. Важно подчеркнуть, что ни титаномагнетит, ни ильменит не были обнаружены в изученных образцах.

Мусковит содержит количественно коррелирующие между собой примеси Fe (до 3.1 мас. %) и Mg (до 2.3 мас. %), соответствуя промежуточным членам изоморфного ряда «мусковит–селадонит» ($KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2 - KMgFe(Si_4O_{10})(OH)_2$) [Tischendorf et al., 2007]. Рассчитанное по магнию из табл. 3 количество селадонитового минерала варьирует от 3 до 21 мол. %. На рис. 5 показана зависимость содержаний катионов Fe, Mg, Na и Ti от Si.

Количества катионов Mg и Fe довольно отчетливо коррелируют с Si, Ti не отражает никакой зависимости, а Na характеризуется отрицательной корреляцией с Si. Мусковит кристаллизуется в довольно широком интервале давлений и температур [Nelson, 2011]. Получить точные оценки температуры кристаллизации мусковита по имеющимся данным пока сложно, но в целом исследования показывают, что селадонит образуется при более низких температурах, чем мусковит [Searle et al., 1992; Polgári et al., 2012]. Исходя из рис. 5, можно сделать вывод, что уменьшение содержания Na в мусковите свидетельствует о снижении температуры, что согласуется с ранее полученными данными [Alva Jimenez, 2011]. В изученных зернах мусковита не было выявлено зональности, поэтому можно с определенной долей условности принять, что наиболее высоконатриевые и низкомагниево-низкожелезистые по составу разновидности мусковита отвечают наиболее высокотемпературной модификации, а низконатриевые и высокомагниево-высокожелезистые — наиболее низкотемпературной.

Любопытной находкой являются хлоритовидные минеральные фазы Mn-Va-Pb состава, образующие тонкие прожилковые выделения и микроскопические скопления. Вероятно, эти агрегаты представлены срастаниями разных слоистых силикатов, которые могли быть продуктом распада более ранней однородной фазы. Один из наиболее представительных анализов был пересчитан на кристаллохимическую формулу хлорита. Судя по содержанию SiO_2 , этот минерал может отвечать триоктаэдрическому хлориту [Yavuz et al., 2015].

Ярозит и натроярозит образуют изоморфный ряд, кристаллизуясь в гидротермально-метасоматических и гипергенных условиях при температуре ниже 140°C [Desborough et al., 2010]. В гипергенных условиях в системе характерно замещение гидроксоний-ионом, однако гидрониоярозит нестабилен и не может существовать долгое время. Ярозит и натроярозит часто являются продуктами окисления сульфидных руд [Пеков и др., 2012]. Проведенные исследования свидетельствуют об отсутствии первичной сульфидной минерализации гранитов

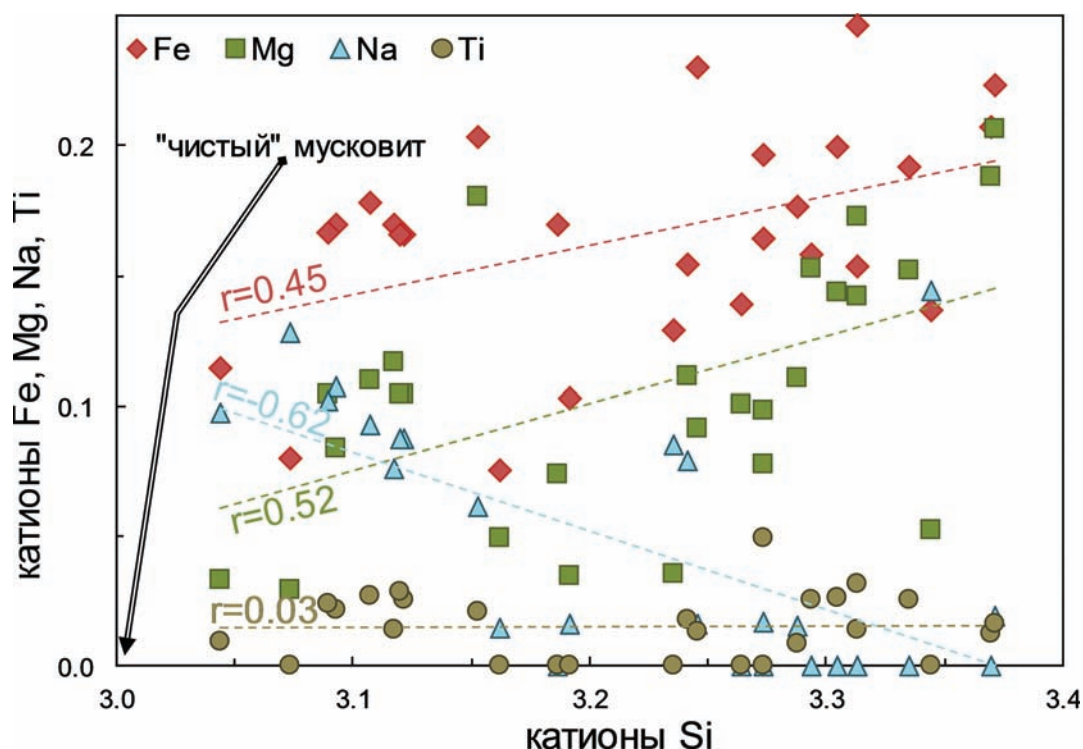


Рис. 5. Вариации катионов Fe, Mg, Na и Ti в зависимости от катионов Si в мусковите из метасоматизированных гранитов массива Каматал

Примечание: r — коэффициент корреляции Пирсона.

Fig. 5. Fe, Mg, Na and Ti cations are plotted against Si content in the muscovite from metasomatized granites of Kamatal massif

Note: r — Pearson correlation coefficient.

массива Каматал, поэтому можно предположить как минимум двухэтапную эпигенетическую минерализацию: 1) более высокотемпературную сульфидную, представленную пиритом, и замещающую ее 2) низкотемпературную гидросульфатную, представленную ярозитом–натроярозитом. Показанные на рисунке 3к ограненные зерна ярозита призматического облика, вероятно, представляют собой псевдоморфозы по пириту. В гипергенных условиях пирит стабилен в достаточно широком интервале кислотно-щелочных условий (рН), однако поле стабильности ярозита располагается в зоне чрезвычайно окислительных значений (ре до 20 ед.) (рис. 6). Этот факт практически исключает совместное нахождение пирита и ярозита в гипергенных минеральных ассоциациях. Учитывая это, а также то, что в изучаемых образцах в сростках с ярозитом и натроярозитом были обнаружены ксеноморфные выделения рутила и листочки мусковита, предполагается гидротермальное происхождение ярозита и натроярозита.

Заключение

Проведены детальные минералогические исследования пород массива Каматал, получены первые данные о химическом составе минералов. Установлено, что граниты массива претерпели интенсивную метасоматическую переработку, исходными породами массива были гранит-порфиры с вкрапленниками кварца, плагиоклаза и биотита. Из первичных минералов сохранился лишь кварц, слагающий порфиоровые вкрапленники и микрогранофировую основную массу, и, возможно, калиевый полевой шпат. Первичный плагиоклаз полностью замещен глинистыми минералами и агрегатом из альбита, мусковита и вторичного КПШ. Мусковит является одним из главных постмагматических минералов и замещает биотит и полевой шпат, хотя часть мусковита (высоконатриевого и низкомагниевого) может быть магмагенной. Выявлено, что снижение содержания Na в мусковите сигнализирует о снижении температуры его образования и совпадает с увеличением количества Fe и Mg (увеличение селадонитового минала). Наиболее распространенный рудный минерал пород — рутил, предположительно образован за счет первичного титаномагнетита. В виде мельчайших скоплений и тончайших жильных выделений обнаружены хлоритовидные слоистые минералы Mn-Ba-Pb состава. В образце из южной оконечности массива Каматал, рядом с которой локализовано Северо-

Первомайское медно-порфировое рудопоявление, обнаружены пирит и минералы группы алуниита — ярозит и натроярозит. Их образование связывается с двухстадийной эпигенетической минерализацией — более высокотемпературной сульфидной и заместившей ее гидросульфатной. В образцах из внутренней части гранитного тела не были обнаружены сульфиды, что свидетельствует об отсутствии первичной сульфидной минерализации гранитов. Поэтому источником рудного вещества для Северо-Первомайского рудопоявления вряд ли были породы массива Каматал.

По минеральному и химическому составу массив Каматал близок к Шартымскому и предварительно может быть отнесен к балбукскому комплексу. Однако систематизация массивов балбукского комплекса явно требует пересмотра и доработки,

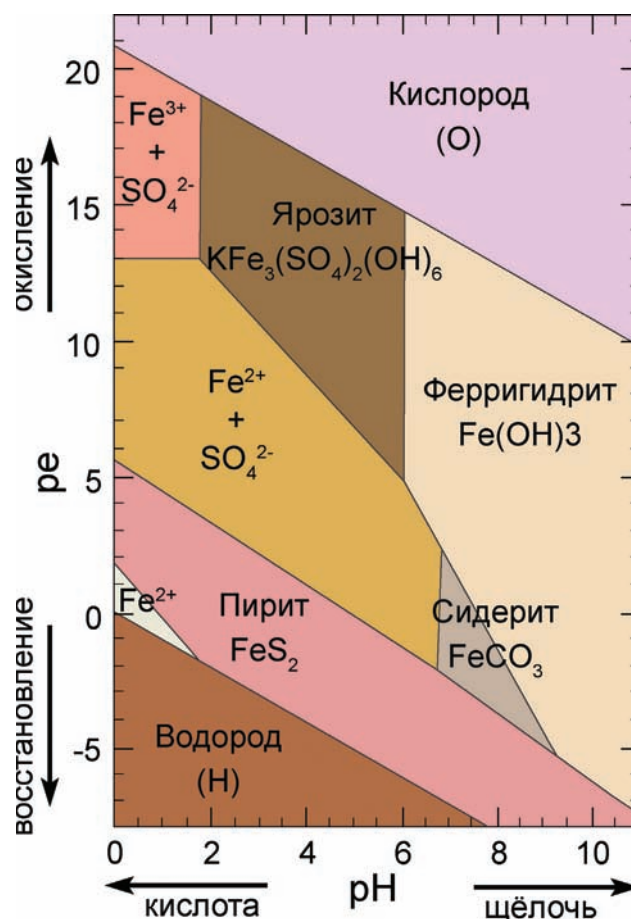


Рис. 6. Диаграмма pH–pe для 25°C и 0.01 бар, отражающая кислотные и окислительные условия образования ярозита по [Catling, 2004]

Fig. 6. Pe-pH diagram at the 25°C and 0.01 bar indicating acidic and oxidizing conditions for jarosite formation, after [Catling, 2004]

исходя из весьма пестрого набора морфологических типов интрузий и петрографического – петрохимического состава пород, а также широкого диапазона определений их изотопного возраста.

Автор выражает благодарность С.В. Мищуру, А.В. Вишневскому и Д.Е. Савельеву за содействие в аналитических работах.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИГ УФИЦ РАН (№ 0246-2019-0080) при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-35-00391).

Список литературы:

Горожанин В.М. Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 98–108.

Жариков В.А. Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998. 442 с.

Пеков И.В., Лыкова И.С., Чуканов Н.В., Кабалов Ю.К., Зырянова Л.А. Минералы надгруппы алунита из зоны окисления полиметаллических месторождений Рубцовского рудного района (Северо-Западный Алтай, Россия) // Записки РМО. 2012. Т. 14, № 3. С. 90–107.

Салихов Д.Н., Бердников П.Г. Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. Уфа, БФАН СССР, 1985. 96 с.

Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.П. Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука, 2019. 392 с.

Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бородин Н.С. Гранитоидный магматизм северной части Магнитогорской мегазоны: петрогенезис, геохимическая и металлогенетическая эволюция (Au, Mo, W и др.) // Вестник Уральского отделения РМО. 2009. № 6. С. 3–29.

Alva Jimenez T. Variation in hydrothermal muscovite and chlorite composition in the Highland Valley porphyry Cu-Mo district, British Columbia, Canada. Vancouver: University of British Columbia, 2011. 249 p.

Broska I., Harlov D., Tropper P., Siman P. Formation of magmatic titanite and titanite-ilmenite phase relations during granite alteration in the Tribeč Mountains, Western Carpathians, Slovakia // *Lithos*. 2007. Vol. 95. P. 58–71.

Catling D.C. On Earth, as it is on Mars? // *Nature*. 2004. Vol. 429. P. 707–708.

Desborough G.A., Smith K.S., Lowers H.A., Swayze G.A., Hammarstrom J.M., Diehl S.F., Leinz R.W., Driscoll R.L. Mineralogical and chemical characteristics of some natural jarosites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. Vol. 74, No. 3. P. 1041–1056.

Morad S., El-Ghali M.A.K., Caja M.A., Al-Ramadan K., Mansurbeg H. Hydrothermal alteration of magmatic titanite: evidence from proterozoic granitic rocks, southeastern Sweden // *Canadian Mineralogist*. 2009. Vol. 47. No. 4. P. 801–811.

Nelson S. Metamorphic Reactions, Isograds, and Reaction Mechanisms // *Earth and Environmental Sciences: Petrology*. Tulane University, 2011, <https://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/metamorphreact.htm>.

Polgári M., Hein J.R., Vigh T., Szabó-Drubina M., Fórizs I., Bíró L., Müller A., Tóth A.L. Microbial processes and the origin of the Úrkút manganese deposit, Hungary // *Ore Geology Reviews*. 2012. Vol. 47. P. 87–109.

Schroeder P.A., Le Golvan J.J., Roden M.F. Weathering of ilmenite from granite and chlorite schist in the Georgia Piedmont // *American Mineralogist*. 2002. Vol. 87, No. 11–12. P. 1616–1625.

Searle M.P., Waters D.J., Rex D.C., Wilson R.N. Pressure, temperature and time constraints on Himalayan metamorphism from eastern Kashmir and western Zaskar // *Journal of the Geological Society*. 1992. Vol. 149. P. 753–773.

Tischendorf G., Förster H.-J., Gottesmann B., Rieder M. True and brittle micas: composition and solid-solution series // *Mineralogical Magazine*. 2007. Vol. 71, No. 3. P. 285–320.

Trommsdorff V., Skippen G., Ulmer P. Halite and sylvite as solid inclusions in high-grade metamorphic rocks // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1985. Vol. 89. P. 24–29.

Yavuz F., Kumral M., Karakaya N., Karakaya M.Ç., Yıldırım D.K. A Windows Program for Chlorite Calculation and Classification // *Computers & Geosciences*. 2015. Vol. 81. P. 101–113.

References:

Alva Jimenez T. (2011) Variation in hydrothermal muscovite and chlorite composition in the Highland Valley porphyry Cu-Mo district, British Columbia, Canada. Vancouver: University of British Columbia, 249 p.

Broska I., Harlov D., Tropper P., Siman P. (2007) Formation of magmatic titanite and titanite-ilmenite phase relations during granite alteration in the Tribeč Mountains, Western Carpathians, Slovakia. *Lithos*, **95**, 58-71.

Catling D.C. (2004) On Earth, as it is on Mars? *Nature*, **429**, 707-708.

Desborough G.A., Smith K.S., Lowers H.A., Swayze G.A., Hammarstrom J.M., Diehl S.F., Leinz R.W., Driscoll R.L. (2010) Mineralogical and chemical characteristics of some natural jarosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74**(3), 1041-1056.

Gorozhanin V.M. (1998). Primary strontium isotope composition of magmatic complexes in the South Urals. *Magmatizm i geodinamika* [Magmatism and geodynamics]. Ekaterinburg: UrB RAS Publ., 98-108. (in Russian)

Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Borodina N.S. (2009) Granitoid magmatism of the North part of Magnitogorsk megazone: petrogenesis, geochemical and metallogenetic evolution (Au, Mo, W et al.). *Vestnik of Ural Branch of RMO – Bulletin of the Ural branch of the RMO*, (6), 3-29. (in Russian)

Morad S., El-Ghali M.A.K., Caja M.A., Al-Ramadan K., Mansurbeg H. (2009) Hydrothermal alteration of magmatic titanite: evidence from proterozoic granitic rocks, southeastern Sweden. *Canadian Mineralogist*, **47**(4), 801-811.

- Nelson S. (2011) Metamorphic Reactions, Isograds, and Reaction Mechanisms. *Earth and Environmental Sciences: Petrology*. Tulane University, [https://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/metamorphreact.htm]
- Pekov I.V., Lykova I.S., Chukanov N.V., Kabalov Yu.K., Zyryanova L.A. (2012) Alunite-supergroup minerals from oxidation zone of base metal deposits of the Rubtsovsky ore district (the Northwest Altai, Russia). *Proceedings of the Russian Mineralogical Society*, **14**(3), 90-107. (in Russian)
- Polgári M., Hein J.R., Vigh T., Szabó-Drubina M., Fórizs I., Bíró L., Müller A., Tóth A.L. (2012) Microbial processes and the origin of the Úrkút manganese deposit, Hungary. *Ore Geology Reviews*, **47**, 87-109.
- Salikhov D.N., Berdnikov P.G. (1985) *Magmatizm i orudnenie pozdnego paleozoya Magnitogorskogo megasinklinoriya* [Magmatism and ore mineralization of Magnitogorsk megasynclinorium at Late Paleozoic]. Ufa, BBAS USSR, 96 p. (in Russian)
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) *Magnitogorskaya zona Yzhnogo Urala v pozdnej paleozoe: magmatizm, flyuidnyi rezhim, metallogeniya, geodinamika* [Magnitogorsk Zone of the South Urals at the Late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, geodynamics]. Moscow, Nauka Publ., 392 p. (in Russian)
- Schroeder P.A., Le Golvan J.J., Roden M.F. (2002). Weathering of ilmenite from granite and chlorite schist in the Georgia Piedmont. *American Mineralogist*, **87**(11-12), 1616-1625.
- Searle M.P., Waters D.J., Rex D.C., Wilson R.N. (1992) Pressure, temperature and time constraints on Himalayan metamorphism from eastern Kashmir and western Zaskar. *Journal of the Geological Society*, **149**, 753-773.
- Tischendorf G., Förster H.-J., Gottesmann B., Rieder M. (2007) True and brittle micas: composition and solid-solution series. *Mineralogical Magazine*, **71**(3), 285-320.
- Trommsdorff, V., Skippen, G., Ulmer, P. (1985) Halite and sylvite as solid inclusions in high-grade metamorphic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **89**, 24-29.
- Yavuz F., Kumral M., Karakaya N., Karakaya M.Ç., Yildirim D.K. (2015) A Windows Program for Chlorite Calculation and Classification. *Computers & Geosciences*, **81**, 101-113.
- Zharikov V.A. (1998) *Metasomatizm i metasomaticheskie porody* [Metasomatism and metasomatic rocks]. Moscow, Nauchnyi mir Publ., 517 p.

Сведения об авторе:

Рахимов Ильдар Рашитович, канд. 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. E-mail: rigel92@mail.ru

About the author:

Rakhimov Ildar Rashitovich, 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. E-mail: rigel92@mail.ru