

УДК: 552.11+549.08(470.5)

ПЕТРОЛОГИЯ ЯЛУНИНОГОРСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА (АЛАПАЕВСКО-СУХОЛОЖСКАЯ МЕДНО-ПОРФИРОВАЯ ЗОНА, СРЕДНИЙ УРАЛ)

© 2018 г. С. В. Прибавкин, И. А. Готтман, А. В. Коровко

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: pribavkin@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 27.02.2017 г.; принята к печати 20.03.2017 г.

Ялуниногорский кварцдиорит-тронджемитовый массив расположен в потенциально продуктивной на Cu (\pm Mo) порфировый тип оруденения Алапаевско-Сухоложской зоне Восточно-Уральского поднятия. Массив представляет собой магматическую камеру 3×2 км под вулканической постройкой центрального типа. Породы обрамления массива превращены в пропилиты, местами интенсивно сульфидизированные. В этой связи массив рассматривается как рудогенерирующий. Петрологическое исследование гранитоидов массива показывает, что он сложен полнокристаллическими породами мезабиссальной фации, варьирующими от кварцевых габбро-диоритов до тоналитов, сопровождаемых жильными тронджемитами. Ранними минеральными фазами кварцевых диоритов являлся авгит, основной плагиоклаз An_{70-50} , титаномagnetит. Поздние фазы представлены кислым плагиоклазом An_{30-25} , кварцем, титаномagnetитом, биотитом и магнезиальной роговой обманкой, замещающей пироксен. Кристаллизация кварцевых диоритов и тронджемитов проходила в изобарических условиях при 1.5–2.0 кбар и медленном охлаждении. По содержанию воды исходные расплавы можно охарактеризовать как маловодные. Их окисленность составляла 0.5–0.8 выше буфера Ni–NiO. Остаточные расплавы тронджемитового состава содержали около 3.5–4.0 мас. % H_2O при $P_{\text{общ}} = P_{H_2O}$. Глубокий эрозионный срез вулканической постройки и маловодный характер исходных расплавов являются отрицательными факторами на обнаружение крупных промышленных объектов порфирового типа в связи с Ялуниногорским массивом. Исследование постмагматических преобразований пород массива и его обрамления выявило незначительное развитие скарнов с magnetит-халькопирит-пиритовой минерализацией, сопровождаемых сульфидами и сульфидарсенитами никеля, жильных карбонат-кварц-хлоритовых метасоматитов с вкрапленной халькопиритовой минерализацией, включающей селеносодержащие сульфосоли и теллуриды Ag, Cu, Bi.

Ключевые слова: петрология, гранитоиды, медно-порфировые месторождения, Урал

PETROLOGY OF YALUNINOGORSK GRANITOID MASSIVE (ALAPAEVSK-SUKHOI LOG PORPHYRY COPPER ZONE, MIDDLE URALS)

Sergei V. Pribavkin, Irina A. Gottman, Anatolii V. Korovko

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016, Russia, e-mail: pribavkin@igg.uran.ru

Received 27.02.2017; accepted 20.03.2017

Yalunogorsk quartz diorite-trondhjemite massif is situated in Alapaevsk-Sukhoi Log zone of Eastern-Ural High potentially productive for Cu (\pm Mo) porphyry type of mineralization. The massif is a magma chamber 3×2 km under central type volcano. The rocks of massif frame are transformed into propylites, sometimes intensively sulfidized. In this regard the massif is considered as an ore-forming. Petrological study of Yalunogorsk massif shows, that is formed by holocrystalline rocks of meso-abysal facies, varying from quartz-gabbro-diorites to tonalities, accompanied by veined trondhjemites. Early mineral phases of quartz diorites consist of augite, basite plagioclase An_{70-50} , titanomagnetite. Late phases are represented by acid plagioclase An_{30-25} , quartz, titanomagnetite, biotite, magnesiohornblende, which substitutes pyroxene. Crystallization process of quartz diorites and trondhjemites occurred under isobaric conditions with 1.5–2.0 kbar and a slow cooling. Crystallization temperature exceeded 900°C for the early phases, and 800–720°C for the late phases. The initial melts can be characterized as having low water content. Their oxidation rate was $\Delta NNO = 0.5–0.8$. Residual melts with trondhjemite composition contained about 3.5–4.0 wt % H_2O under $P_{\text{gen}} = P_{H_2O}$. Deep erosion of the volcano together with low water content of the initial melts are likely to be negative factors for the discovery of industrial porphyry-type ore deposits associated with Yalunogorsk massif. The study of post-magmatic transformations of rocks from the massif and its environs revealed the presence of no industrial significance skarns with magnetite-chalcopryrite-pyrite mineralization, accompanied by nickel sulfides and nickel sulfoarsenides; veined carbonate-quartz-chlorite metasomatites with chalcopryrite mineralization, containing selenium-bearing sulfosalts and Ag, Cu, Bi tellurides.

Для цитирования: Прибавкин С.В., Готтман И.А., Коровко А.В. (2018) Петрология Ялуниногорского гранитоидного массива (Алапаевско-Сухоложская медно-порфировая зона, Средний Урал). *Литосфера*, **18**(1), 46–60. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-046-060

For citation: Pribavkin S.V., Gottman I.A., Korovko A.V. (2018) Petrology of Yalunogorsk granitoid massive (Alapaevsk-Sukhoi Log porphyry copper zone, Middle Urals). *Litosfera*, **18**(1), 46–60. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-046-060

Keywords: *petrology, porphyry copper deposits, Urals*

Acknowledgement

The work was supported by a grant from the Russian Foundation for Basic Research No 15-05-00576 and Program UB RAN (Project No 15-18-5-24).

ВВЕДЕНИЕ

Обзоры Cu-порфировых (\pm Mo, Au) месторождений и перспективных объектов Урала с оценкой их возможной промышленной значимости даны в работах [Кривцов и др., 1986; Грабежев, Белгородский, 1992; Контарь, Либарова, 1997; Грабежев, 2009, 2012; Plotinskaya et al., 2016; Hammarstrom et al., 2016; и др.]. В них авторы рассматривают состав, строение, позицию порфировых месторождений и их возможную связь с зонами субдукции разной вергентности и возраста, корреляцию составов рудоносных интрузий и характера оруденения (Au, Cu, Mo) с мощностью и типом земной коры, делают прогнозы обнаружения крупных месторождений.

На восточном склоне Среднего Урала одним из перспективных районов на обнаружение промышленных месторождений медно-порфирового типа в пределах Восточно-Уральской мегазоны выделяется Алапаевско-Сухоложская (Алапаевско-Айбыкульская) [Фёдорова и др., 1971; Коротев и др., 1979; Бочкарев, Сурин, 1993; Коровко и др., 2004; Грабежев и др., 2015; и др.] зона медно-порфировой минерализации (рис. 1). В пределах зоны, ограниченной с запада Алапаевско-Челябинским сбросо-сдвигом, пространственно обособлены Алапаевский, Сухоложский и Коптеловский тектонические блоки, сложенные преимущественно вулканитами базальт-андезит-дацитово-формации девона. В вулканогенных и интрузивных породах перечисленных блоков установлено повсеместное развитие вкрапленной сульфидной минерализации. Здесь известны многочисленные слабо изученные рудопроявления и мелкие месторождения меди, золота, молибдена. Выявлена генетическая связь Cu (\pm Au) оруденения с диорит-тоналит-трондьемитовыми интрузиями D_1 изотопного возраста и Cu (\pm Mo, Au) оруденения с диорит-гранодиорит-гранитными интрузиями D_1 и возможно D_3 изотопных возрастов, относимыми к островодужному геохимическому типу с близмантийными изотопными параметрами. В связи с этим ставится задача системного комплексного геолого-геофизического обследования зоны, которое предположительно должно привести к открытию промышленных крупномасштабных медно-порфировых месторождений [Грабежев и др., 2014; Грабежев и др., 2015]. Большой объем проведенных ранее работ не сопровождался необходимыми петрологическими исследованиями рудогене-

зирующих интрузий с позиций изучения вопросов насыщенности магм флюидными компонентами (H_2O , Cl, F, CO_2 , H_2S , SO_2). Не изучалась их окисленность, P - T условия кристаллизации и другие факторы, во многом определяющие рудоносность.

В представленной работе впервые рассматриваются петрологические аспекты формирования гранитоидов, продуцирующих медно-порфировое оруденение на примере Ялуниногорского кварцдиорит-трондьемитового массива в составе потенциально продуктивной Алапаевско-Сухоложской зоны Среднего Урала. Реконструированы P - T условия кристаллизации пород массива, установлен уровень его эрозионного среза, определено содержание воды в исходных расплавах и степень их окисленности. Приводятся краткие сведения о различных метасоматических преобразованиях пород массива и его окружения и связанной с ними сульфидной минерализации.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Исследование состава пород и минералов выполнено в Центре коллективного пользования УрО РАН "Геоаналитик". Химический анализ минералов выполнен на рентгеновском микроанализаторе SX-100 фирмы Cameca при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе электронного зонда 20 нА (аналитик А.В. Михеева), на ЭДС приставке INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ. Микрофотографии в обратно-рассеянных электронах получены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6990LV фирмы Jeol. Химический состав пород получен рентгеноспектральным флюоресцентным методом на XRF 1800, FeO и потери при прокаливании определены методом мокрой химии (исполнители: Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, Г.С. Неупокоева, Г.А. Аввакумова).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Алапаевско-Сухоложская зона медно-порфировой минерализации протягивается почти на 150 км (при ширине 3–10 км) примерно от пос. Рычково на севере до г. Сухой Лог на юге. Слагающие ее вулканические и вулканокластические породы имеют преимущественно андезитовый состав, D_{1-2} геологический возраст и включают небольшие мезогипабиссальные гранитоидные массивы (см. рис. 1). Породы зоны повсеместно гидротермально измене-

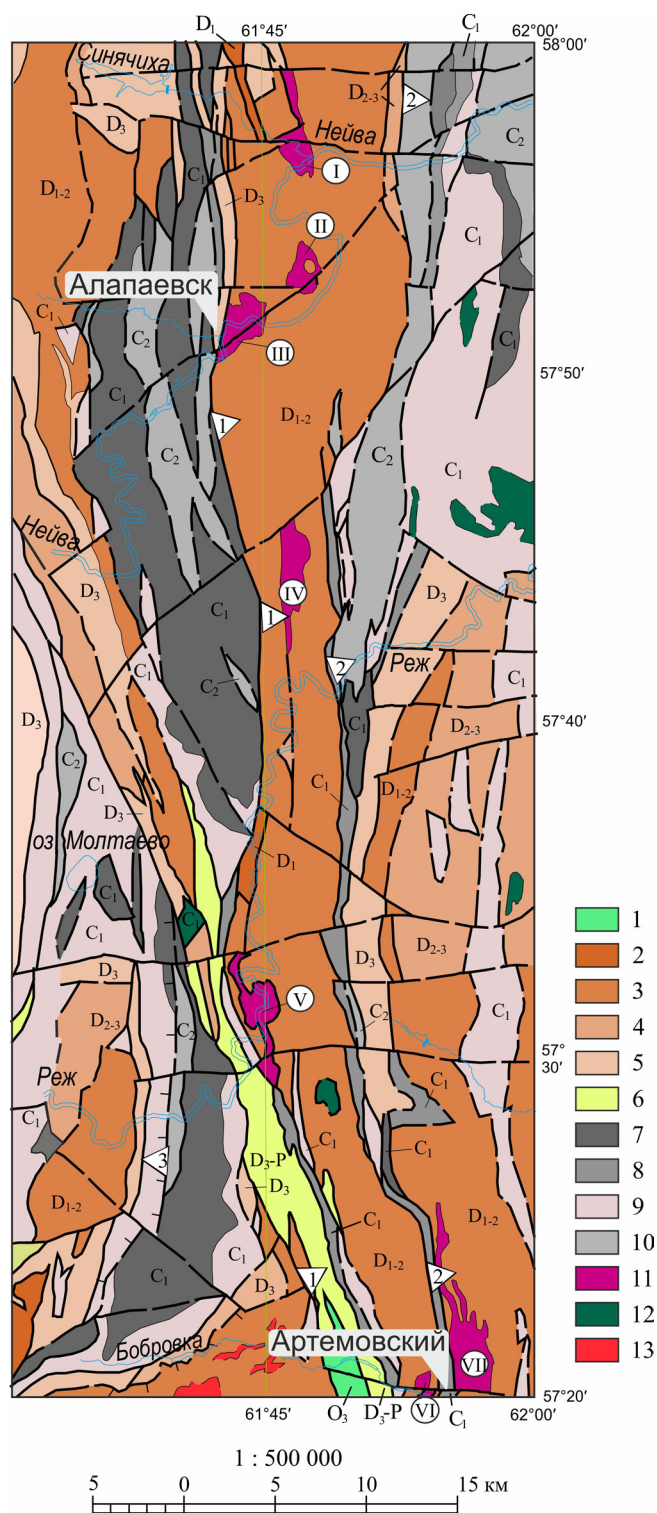


Рис. 1. Геологическая карта домезозойских образований северной части Алапаевско-Сухоложской зоны по материалам ГДП-200 листа О-41-XX (Алапаевская площадь) [Казаков и др., 2016].

Ассоциации пород: 1 – кремнисто-терригенно-базальт-риолитовая O_3 , 2 – базальт-андезит-риолитовая $D_1?$, 3 – карбонатно-терригенно-базальт-андезит-риолитовая D_{1-2} , 4 – кремнисто-базальт-андезитовая D_{2-3} , 5 – карбонатно-кремнисто-терригенно-трахибазальто-

вая D_3 , 6 – полимиктовый меланж D_3 - P , 7 – карбонатная C_1 , 8 – терригенно-угленосная C_1 , 9 – карбонатно-терригенно-базальт-риолитовая C_1 , 10 – карбонатно-терригенная C_2 , 11 – диорит-плагиогранитовая D_{1-2} , 12 – габбро-долеритовая C_1 , 13 – риолит-трахириолитовая C_2 . Массивы диорит-плагиогранитной формации (цифры в кружках): I – Нижне-Синячихинский, II – Ямовский, III – Ялуниногорский, IV – Исаковский, V – Гостьковский, VI – Артемовский, VII – Восточно-Артемовский. Главные разломы (цифры в треугольниках): 1 – Алапаевско-Челябинский, 2 – Коптеловский, 3 – Заболотский надвиг.

Fig. 1. Geological map of pre-Mesozoic formations from the Northern part of Alapaevsk-Sukhoi Log zone according to [Kasakov et al., 2016].

Rocks associations: 1 – silico-terrigeneous-basalt-andesite-rhyolite O_3 , 2 – basalt-andesite-rhyolite $D_1?$, 3 – carbonate-terrigeneous-basalt-andesite-rhyolite D_{1-2} , 4 – silico-basalt-andesite D_{2-3} , 5 – carbonate-silico-terrigeneous-trachybasalt D_3 , 6 – polymictic melange D_3 - P , 7 – carbonate C_1 , 8 – terrigenous-carboniferous C_1 , 9 – carbonate-terrigeneous-basalt-rhyolite C_1 , 10 – carbonate-terrigeneous C_2 , 11 – diorite-plagiogranite D_{1-2} , 12 – gabbro-dolerite C_1 , 13 – rhyolite-trachyrhyolite C_2 . Massives of diorite-plagiogranite formation (numbers in circles): I – Nizhne-Sinyachichinskii, II – Yamovskii, III – Yaluninogorskii, IV – Isakovskii, V – Gost'kovskii, VI – Artemovskii, VII – Vostochno-Artemovskii. Main faults (numbers in triangles): 1 – Alapaevsko-Chelyabinskii, 2 – Koptelovskii, 3 – Zabolotskii thrust.

ны, содержат рассеянную сульфидную вкрапленность и рудопоявления медно-порфирового типа [Грабежев и др., 2015]. В пределах северной части зоны (Алапаевский блок) развиты небольшие слабо эродированные гипабиссальные и субвулканические массивы (с севера на юг) Нижнесинячихинский, Ямовский, Ялуниногорский, Исаковский, Гостьковский, являющиеся вскрытыми эрозией магматическими камерами в основании подводящих каналов палеовулканических центров. Они сложены низкокальциевыми образованиями (габбро)-кварцдиорит-тоналит-плагиоадамеллитового состава с возрастом 411 млн лет, омолаживающимися к югу зоны до 397 млн лет [Грабежев и др., 2015].

Ялуниногорский массив расположен на восточной окраине г. Алапаевска. По данным геологосъемочных и поисковых работ [Кузовков и др., 1992; Коровко и др., 2004; Казаков и др., 2016], он имеет неправильную субизометричную форму (3×2 км) и залегает в центральной, наиболее эродированной, части палеовулканического центра. Массив сложен породами первой фазы внедрения – кварцевыми диоритами (преобладают), мелко-среднезернистыми диоритами, габбродолеритами, обладающими в зонах закалки слабо порфировидными структурами. Плагиогранит-порфиры второй фазы слагают небольшое (до 1 км) дайкообразное тело в северной части массива. Жильные тела по данным геологического картирования не встречаются. Гранитоиды повсеместно гидротермально изменены. Амфибол

обычно хлоритизирован или актинолитизирован, плагиоклаз серицитизирован.

Образцы для исследования отобраны в 200–400 м ниже плотины Алапаевского металлургического завода на правом берегу р. Нейва. Здесь в скальных обнажениях наблюдаются выходы среднезернистых кварцевых диоритов, секущихся редкими (не более 20 см мощности) жилами трондjemитов. Местами кварцевые диориты интенсивно преобразованы в эпидот-хлорит-кварц-ломонтитовые метасоматиты, которые визуальнo отличаются от диоритов наличием значительного количества тонких прожилков белоснежного цеолита. Зона цеолитизированных диоритов прослежена более чем на 100 м вдоль берега Нейвы. Здесь же встречены жильные кварц-хлоритовые метасоматиты, во внутренних частях которых обычно располагается кварц-карбонатный прожилок с вкрапленной или гнездовой халькопиритовой минерализацией. Шток-верк аналогичных прожилков в 1742–1744 гг. отрабатывался Алапаевским медным рудником, остат-

ки горных выработок которого расположены неподалеку. Ближе к плотине наблюдается зона закалки массива. Здесь кварцевые диориты становятся более мелкозернистыми, содержат многочисленные ксенолиты тонкозернистых закаленных диоритов. У плотины и выше нее наблюдаются вмещающие вулканогенно-кластические породы андезитидного состава, представленные потоками миндалекаменных, афировых и мелкопорфировых лав, прорванных штоками дацитов и редкими апофизами кварцевых диоритов Ялуниногорского массива.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

По химическому составу породы массива отвечают габбро, кварцевым диоритам, тоналитам, трондjemитам, принадлежащим низкокальциевой известково-щелочной серии (табл. 1; рис. 2). Ранние члены серии обладают повышенным относительно поздних членов серии содержанием калия. Последние, по этому элементу сопоставимы с оке-

Таблица 1. Химический состав и CIPW нормы пород Ялуниногорского массива, мас. %

Table 1. The chemical composition of the rocks Yaluninogorsky massive and CIPW norm, wt %

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50.52	53.64	55.69	57.08	57.70	63.71	73.75	76.09	76.10	78.20
TiO ₂	0.78	0.80	0.70	0.25	0.65	0.36	0.35	0.13	0.20	0.08
Al ₂ O ₃	17.35	16.59	15.82	19.66	15.32	15.00	13.44	11.60	12.41	12.33
Fe ₂ O ₃	5.39	5.01	3.70	4.73	7.25	2.39	1.16	1.42	0.69	0.53
FeO	5.30	2.80	6.40	1.00	1.70	0.70	0.40	0.27	0.50	0.60
MnO	0.17	0.11	0.14	0.08	0.17	0.05	0.03	0.02	0.02	0.00
MgO	5.12	5.76	3.28	2.48	3.30	2.36	0.83	0.46	0.94	0.42
CaO	9.12	7.56	8.56	7.50	6.45	3.46	1.01	2.51	1.71	1.30
Na ₂ O	3.14	3.33	2.65	4.67	3.15	5.22	7.29	6.24	7.14	5.84
K ₂ O	0.42	1.03	0.33	0.67	0.49	0.38	0.23	0.06	0.12	0.22
P ₂ O ₅	0.06	0.25	0.12	0.06	0.14	0.08	0.07	0.03	0.03	0.01
П.п.п.	2.30	2.70	2.10	2.36	3.60	6.00	0.90	1.20	0.69	0.40
Сумма	99.67	99.58	99.49	100.54	99.92	99.70	99.46	100.03	100.55	99.93
Fe/(Fe + Mg)	0.52	0.41	0.62	0.54	0.58	0.40	0.49	0.65	0.40	0.59
Нормы CIPW										
Qz	4.60	8.37	15.44	9.23	20.97	22.65	27.94	35.92	30.63	39.94
An	32.90	28.14	31.10	31.25	27.23	17.47	3.32	3.53	1.47	6.43
Di	10.58	6.89	9.63	4.87	3.92	0.24	1.00	2.53	5.15	0.00
Hу	12.46	11.62	11.63	4.04	6.73	6.16	1.63	0.00	0.00	1.58
Ab	27.25	29.11	23.02	40.28	27.67	47.13	62.62	53.39	60.50	49.67
Or	2.54	6.26	2.01	4.02	3.01	2.42	1.36	0.35	0.71	1.30
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.35	0.09	0.00
Ap	0.14	0.60	0.30	0.14	0.35	0.19	0.16	0.07	0.07	0.02
Ilm	1.52	1.58	1.37	0.47	1.27	0.72	0.68	0.25	0.38	0.15
Cor	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14
Mt	8.03	7.27	5.51	2.82	4.32	1.48	0.38	0.56	1.00	0.77
Hem	0.00	0.16	0.00	2.87	4.55	1.53	0.92	1.05	0.00	0.00
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Примечание. 1–5 – кварцевые диориты, 6 – тоналит, 7–10 – трондjemиты. Анализы 1–3, 6, 7 по данным [Казаков и др., 2016], 4, 8, 9 по данным [Грабежев и др., 2015]. Аббревиатура минералов приведена по [Kretz, 1983].

Note. 1–5 – quartz diorites, 6 – tonalite, 7–10 – trondhjemites. Sample 1–3, 6, 7 according to [Kazakov et al., 2016], 4, 8, 9 according to [Grabazhev et al., 2015]. Symbols of mineral from [Kretz, 1983].

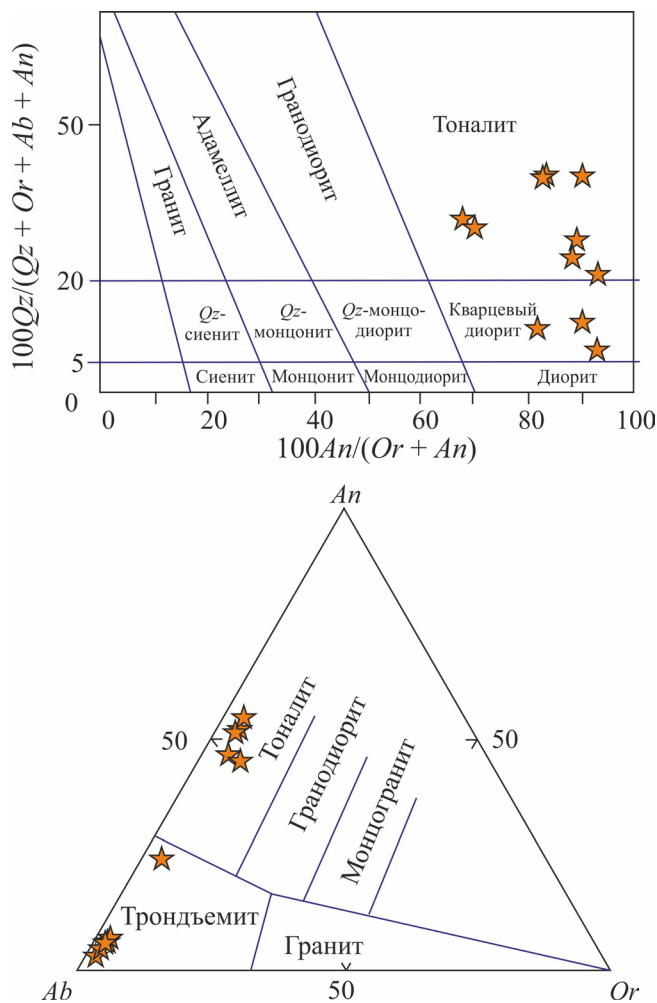


Рис. 2. Классификационные диаграммы [O'Connor, 1965; Streckeisen, La Maitre, 1979] для пород Ялуниногорского массива.

Fig. 2. Classification diagrams [O'Connor, 1965; Streckeisen, La Maitre, 1979] for Yaluninogorsky massif rocks.

аническими плагиогранитами. Такая особенность поздних порций расплавов обусловлена ранней кристаллизацией биотита в диоритах и тоналитах, способствующей их обеднению калием. Данные о составе РЭ и РЗЭ, изотопном составе Sr, Nd в породах массива приведены в работе [Грабежев и др., 2015; Plotinskaya et al., 2016] и свидетельствуют о формировании гранитоидов в условиях острово-дужной обстановки за счет глубокой кристаллизационной дифференциации базальтоидного расплава мантийной природы.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Кварцевые диориты характеризуются массивной, реже полосчатой текстурой. Структура пород гипидиоморфнозернистая, призматическизерни-

стая с преобладанием идиоморфизма плагиоклаза над пироксеном (субофитовая), амфиболом и кварцем (рис. 3а, б). В породах дайковой фации отмечаются порфировидные структуры с идиоморфными пироксеном и плагиоклазом, отличным по крупности от основной массы плагиоклаза и кварца. Крайне редко в них отмечается присутствие пойкилокристов зеленовато-бурого амфибола, содержащего включения плагиоклаза. Обычными второстепенными минералами пород являются биотит и титаномagnetит. Аксессуары представлены апатитом, цирконом, пиритом, иногда титанитом, турмалином. Вторичные изменения пород проявлены в развитии низкоглиноземистой роговой обманки, актинолита, эпидота, пумпеллиита, хлорита, магнетита, пирита, халькопирита по фемическим минералам и развитию альбита, эпидота по плагиоклазу.

Клинопироксен кварцевых диоритов образует субидиоморфные кристаллы, которые обычно замещены зеленовато-бурым позднемагматическим или светло-зеленым постмагматическим амфиболом. Его состав отвечает $Wo_{40-45}En_{34-40}Hd_{17-22}$, располагаясь в поле авгита на границе с диопсидом (табл. 2). Железистость варьирует в диапазоне 0.30–0.38. Характерно наличие структуры распада твердого раствора с выделением параллельно (001) ламелей толщиной в 1–2 мкм пизонита(?) (см. табл. 2, ан. 5) и предположительно ламелей ортопироксена, замещенных кварцем совместно с низкоглиноземистой роговой обманкой. Позднемагматический амфибол – зеленовато-бурая магнезиальная роговая обманка с железистостью 0.43–0.50 и средним содержанием окиси алюминия 6 мас. % (см. табл. 2). Для него характерно присутствие около 0.25 мас. % хлора. Постмагматический амфибол в отличие от первичного содержит менее 5 мас. % Al_2O_3 , обладает пониженной железистостью (0.38–0.45) и не содержит хлора. Биотит обычно тесно ассоциирует с титаномagnetитом, характеризуется более высокой, чем амфибол, железистостью $f - 0.52-0.57$ и повышенным содержанием TiO_2 , колеблющемся от 3.8 до 5.5 мас. % (см. табл. 2). Содержание хлора в биотите достигает 0.5 мас. %. Кристаллам плагиоклаза свойственна прямая зональность с вариациями доли анортита в составе от 68 до 25% (табл. 3). Акцессорный ранний магматический титаномagnetит образует изолированные зерна, сроставшиеся с клинопироксеном или плагиоклазом. Он характеризуется грубыми структурами распада магнетит-ильменит. Состав титаномagnetитовой матрицы таких зерен содержит 1.2–2.5 мас. % TiO_2 и до 1.7 мас. % V_2O_5 (табл. 4, ан. 1–2), а содержащиеся в ней ламели ильменита обладают повышенным содержанием марганца 4–7 мас. % MnO (см. табл. 4, ан. 5, 6). Такие зерна представляют результат постмагматического преобразования первичного титаномagnetита, содержание ок-

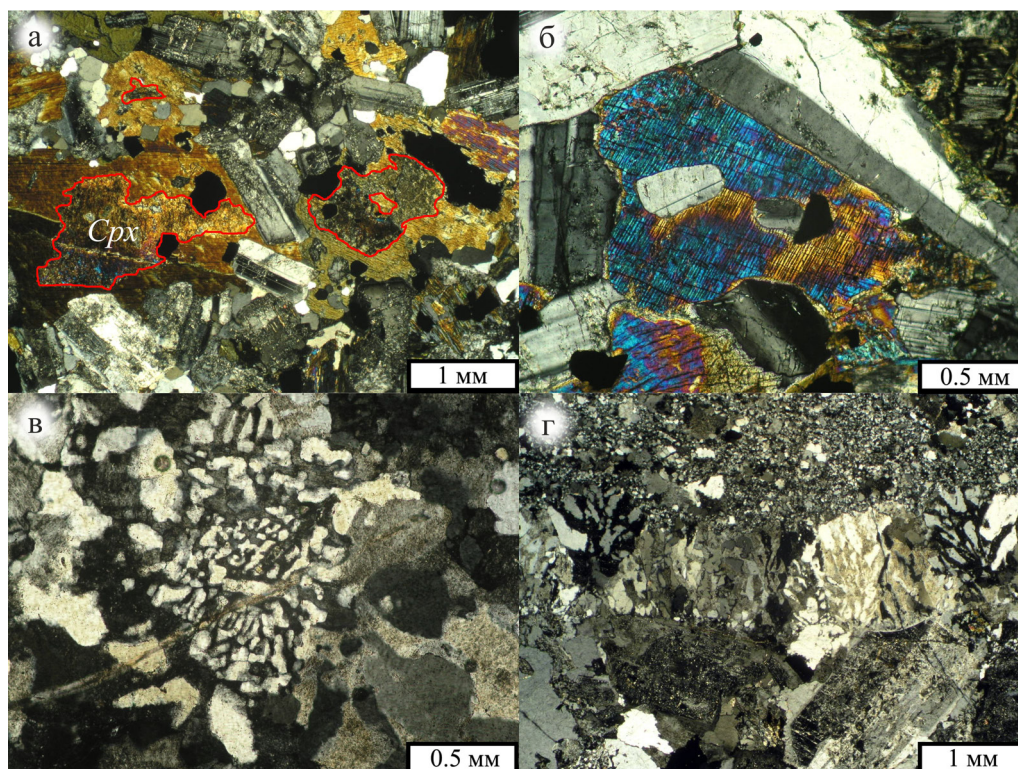


Рис. 3. Петрографические особенности пород Ялуниногорского массива.

а. Структура кварцевого диорита. В составе кварцевого диорита выделяются кристаллы плагиоклаза с высокой долей идиоморфизма, интерстиции между которыми выполнены кварцем и амфиболом. В центральных частях амфибола видны сильно измененные реликты авгита (обведены красным) и изометричные зерна титаномагнетита. б. Авгит со структурой распада пижонита, заключенный между крупными субидiomорфными кристаллами андезин-лабрадора. в. Микропегматит кварц-плагиоклазового состава в базисе жильных гранофигов. г. Жильный пегматит-аплит. Нижняя часть снимка демонстрирует среднезернистый кварцевый диорит, секущийся жилой пегматит-аплитом, имеющей микропегматитовую структуру (средняя часть снимка) в зальбандах, сменяемую аплитовой в осевой части (верхняя часть снимка). Фотографии выполнены при скрещенных николях.

Fig. 3. Petrographic features of Yaluninogorsk massif rocks.

а. The structure of quartz diorite. Highly idiomorphic plagioclase crystals stand out, interstice between them being filled by quartz and amphibole. In the central part of amphibole there are highly altered augite relicts (circled with the red marker) and isometric titanomagnetite grains. б. Augite with lamella of pigeonites, enclosed between large subidiomorphic crystals of andesine-labrador. в. Micropegmatite of quartz-plagioclase composition in the basis of veined granophyres. г. Veined pegmatite-aplite. The lower part of the picture shows medium-grained quartz diorite, dissected by the pegmatite-aplite vein having micropegmatitic structure (the middle part of the picture) in salbands, followed by aplite structure in the axial part (the upper part of the picture). The pictures are made with crossed nicols.

сида титана в котором достигало 10 мас. %. Поздний магматический титаномагнетит образует мелкие зерна с тонким распадом ильменита. Расчет валовых составов таких зерен (см. табл. 4, ан. 4) показывает, что они содержат от 2.0 до 6.5 мас. % TiO_2 . Напротив, магнетит, образующийся при постмагматическом замещении пироксена, не содержит титана. Кристаллы хлор-гидроксил-апатита (0.5–1.8 мас. % Cl) крайне бедны серой, ее содержание менее предела обнаружения ЭДС-спектрометра. В зернах апатита часто отмечается присутствие микровключений монацита размером менее 2 мкм, образование которых связано с перераспределением РЗЭ в апатите во время постмагматических преобразований пород.

Среди жильных пород выделяются биотитовые, магнетитовые, пироксеновые трондjemиты, гранофиры, пегматит-аплиты (см. рис. 3в, г), в которых содержание фемических минералов не превышает 5%. Они характеризуются гипидиоморфнозернистыми, аплитовыми, микропегматитовыми структурами. Темноцветные минералы в них обычно замещены хлоритом, а плагиоклаз – альбитом.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МЕТАСОМАТИТОВ

Сопряженные с интрузией скарны пироксен-эпидотовой фации содержат вкрапленность магнетита, пирита, халькопирита в количестве, не превышающем 10%. Исследованный нами образец

Таблица 2. Химический состав (мас. %) клинопироксена (1–5), амфибола (6–12), биотита (13)**Table 2.** The chemical composition (wt %) of clinopyroxene (1–5), amphibole (6–12), biotite (13)

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Fe/(Fe+Mg)
1	52.38	0.24	0.89	10.99	12.62	0.45	21.73	0.20	Н.о.	99.53	0.32
2	52.75	0.49	0.81	10.59	13.29	0.26	21.82	Н.о.–	–”–	100.00	0.31
3*	52.58	0.55	0.53	13.29	12.02	0.20	20.89	–”–	–”–	100.00	0.38
4**	52.80	0.45	1.69	12.30	13.40	0.35	19.01	–”–	–”–	100.00	0.33
5	51.50	0.20	1.00	22.10	15.10	0.80	9.30	–”–	–”–	100.00	0.45
6	46.84	1.80	8.60	16.52	11.97	0.25	11.82	1.29	0.73	100.00	0.44
7	46.17	1.76	6.55	17.72	11.61	0.28	11.02	1.53	0.42	97.61	0.46
8	46.55	1.47	6.30	17.90	11.38	0.31	11.19	1.43	0.48	97.27	0.46
9	46.87	1.35	6.16	17.75	11.56	0.35	11.22	1.46	0.49	97.75	0.46
10	49.21	0.32	4.70	17.75	12.12	0.41	11.22	0.93	0.41	97.07	0.45
11	51.99	0.41	4.58	15.84	13.86	0.40	11.44	1.20	0.28	100.00	0.39
12	52.72	0.62	3.97	15.77	14.32	0.44	11.48	0.69	0.00	100.00	0.38
13	36.04	4.53	14.39	22.7	10.56	0.35	0.05	0.12	7.69	97.62	0.54

Примечание. Анализы 1, 7–9, 13 выполнены на микрозондовом анализаторе Cameca SX-100 (аналитик Д.А. Замятин). Содержание Cl (мас. %) в анализах: 7 – 0.24, 8 – 0.27, 9 – 0.27, 13 – 0.50. Содержание F (мас. %) в анализах: 7 – 0.31, 8 – 0.28, 9 – 0.27, 13 – 0.65. Остальные анализы выполнены на ЭДС-приставке INCA Energy 450 X-Max и нормализованы к 100%. *Состав по площади зерна. **Состав ламели пижонита с частичным захватом матрицы диопсида. Н.о. – элемент не обнаружен.

Note. Analyses 1, 7–9, 13 were performed with Cameca SX-100 Electron Probe Micro Analyzer (analyst D.A. Zamyatin). Cl-content (wt %) in the analyses: 7 – 0.24, 8 – 0.27, 9 – 0.27, 13 – 0.50. F-content (wt %) in the analyses: 7 – 0.31, 8 – 0.28, 9 – 0.27, 13 – 0.65. The other analyses were performed with EDS INCA Energy 450 X-Max system and normalized to 100%. *Grain surface composition. **Pi-jonite lamella composition with a partial capture of diopside matrix. H.o. – not found.

Таблица 3. Химический состав плагиоклаза, мас. %**Table 3.** The chemical composition of plagioclase, wt %

№	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	An, %
1	51.30	31.49	0.32	13.37	3.52	0.00	100.0	67.7
2	53.54	29.66	0.47	11.60	4.72	0.00	100.0	57.6
3	53.90	29.55	0.21	11.52	4.81	0.00	100.0	57.0
4	53.58	29.52	0.42	11.54	4.78	0.17	100.0	56.6
5	53.85	29.45	0.28	11.37	4.85	0.19	100.0	55.8
6	54.34	29.19	0.36	10.66	5.22	0.23	100.0	52.3
7	54.53	28.93	0.37	10.64	5.24	0.27	100.0	52.0
8	55.46	28.22	0.20	10.10	5.68	0.19	100.0	49.0
9	55.72	28.89	0.00	9.16	5.46	0.76	100.0	45.9
10	59.67	25.72	0.00	7.09	7.14	0.38	100.0	34.6
11	59.54	25.55	0.18	7.07	7.34	0.31	100.0	34.1
12	60.87	24.88	0.00	6.09	7.72	0.43	100.0	29.6
13	61.70	24.61	0.00	5.18	8.04	0.47	100.0	25.5

Таблица 4. Химический состав магнетита и ильменита, мас. %**Table 4.** The chemical composition of magnetite and ilmenite, wt %

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	FeO	MnO	Сумма
1**	0.50	1.25	1.23	1.20	94.88	0.00	99.06
2**	0.43	2.08	1.46	1.72	93.30	0.33	99.32
3*	0.84	6.44	1.03	0.81	89.35	0.00	98.47
4*	0.65	2.33	0.95	1.12	93.05	0.25	98.35
5**	0.37	50.46	0.00	0.54	44.30	4.32	99.99
6**	0.33	50.96	0.39	0.00	41.09	7.22	99.99

*Состав по площади зерна.

**Состав зерен в структуре распада.

*Grain surface composition.

**Grains composition in the decomposition solid solution.

скарна сложен микрозернистым агрегатом альбита, эпидота, актинолита, клинопироксена. Помимо вкрапленности пирита в нем отмечены халькопирит, миллерит и герсдорфит (рис. 4а, б). Последний слагает каймы вокруг халькопирита, образуя с ним единую ассоциацию. Составы миллерита и герсдорфита характеризуются низкими содержаниями железа и отсутствием значимых количеств кобальта, отношение As/S близко 1, что указывает на низкие температуры кристаллизации [Klemm, 1965]. С ними иногда ассоциирован галенит редкого состава, зерна которого (1–3 мкм) содержат до 30 мол. % клаусталитового минала (PbSe). Согласно данным [Юшкин, Павлов, 1983; Vikre, 1985], такой галенит кристаллизуется при 100–250°C. Интересна находка чешуйки молибденита размером 35 мкм, в составе которой установлена примесь Re до 2 мас. %.

На кварцевые диориты массива и вмещающие их вулканогенные породы базальт-андезит-риолитовой ассоциации наложены минеральные парагенезисы пропилитов, с которыми сопряжена вкрапленная пиритовая, реже прожилково-вкрапленная халькопирит-пиритовая минерализация. Она максимально развита в обрамлении интрузии, где выделяются зоны, содержащие до 3–5, иногда до 10% пирита.

Жильные кварц-хлоритовые метасоматиты и сопряженные с ними кварц-карбонатные прожилки ранее являлись объектом добычи на Алапаевском медном руднике. Хлорит, главный породообразующий минерал этих метасоматитов, образует разноориентированные чешуйчатые агрегаты, ре-

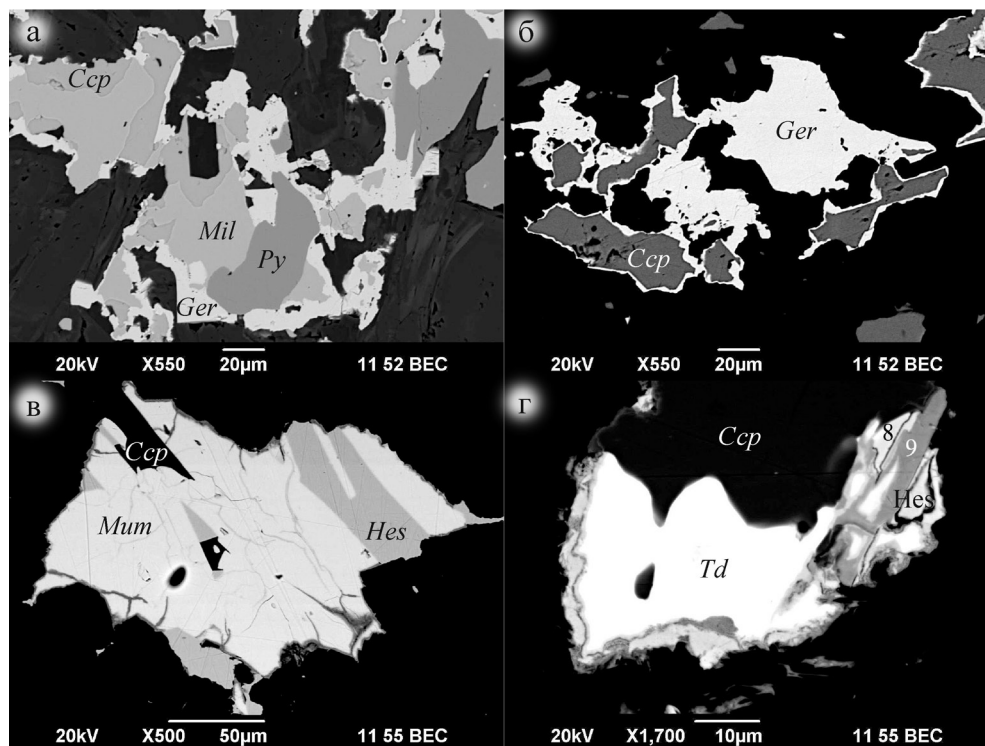


Рис. 4. Микрофотографии рудных минералов в обратнорассеянных электронах.

а, б. Пироксен-амфибол-эпидотовый скарн с двумя ассоциациями сульфидов Cu и Ni: **ранняя пирит-миллеритовая и поздняя халькопирит-герсдорфитовая**. К поздней ассоциации приурочены выделения селенистого галенита.

в, г. Кварц-хлоритовые метасоматиты, несущие существенно халькопиритовую минерализацию, с которой сопряжены выделения муммента, гессита, тетрадимита и фаз, показанных на рисунке г номерами 8 и 9 (см. табл. 5). Индексы минералов: Py – пирит, Ccp – халькопирит, Mil – миллерит, Ger – герсдорфит, Mum – муммент, Hes – гессит, Td – тетрадимит.

Fig. 4. Photomicrograph of ore minerals in back scattered electrons.

а, б. **Pyroxene-amphibole-epidote skarn with two Cu and Ni sulfides associations: early pyrite-millerite association and late chalcopyrite-gersdorffite association**. Selenium galena grains are related to the late association.

в, г. **Quartz-chlorite metasomatites bearing essentially chalcopyrite mineralization, which is associated with mummite, hessite, tetradymite segregations and phases, indicated on figure г by numbers corresponding to Table 5**. Mineral indices: Py – pyrite, Ccp – chalcopyrite, Mil – millerite, Ger – gersdorffite, Mum – mummite, Hes – hessite, Td – tetradymite.

же сферолиты. По химическому составу выделяются два типа хлорита, соответствующие Fe-Mg твердому раствору клинохлор-шамозитовой серии: железистый ($f = 0.65-0.67$) и железо-магнезиальный ($f = 0.48-0.50$) клинохлоры. Сульфидная минерализация приурочена к поздним генерациям хлорита. Она представлена вкрапленностью и гнездами халькопирита, в ассоциации с которым нами установлены минералы Ag, Bi, Te, **представленные гесситом, мумментом, теллур-дефицитным минералом серии тетрадимит-кавацулит** и другими не диагностированными фазами (см. рис. 4г, табл. 5). Характерной чертой сульфидов и сульфотеллуридов является обогащенность их селеном.

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОИДОВ

Применение пироксенового термометра [Lindsley, 1983] к плутоническим породам сталкивается

с рядом проблем, связанных с размерностью ламеллярных выделений, миграцией вещества с образованием самостоятельных зерен, реакцией с флюидной фазой, окислением, что наблюдается практически во всех зернах пироксена кварцевых диоритов Ялуниногорского массива. Тем не менее, позиция валового состава пироксена на изотерме 900°C в координатах $En-Wo-Fs$ характеризует температуру $Px-Pl$ котектической кристаллизации пород массива. Эта кристаллизация сопровождалась выделением крупных зерен титаномагнетита, титанистого биотита и – на заключительных этапах – амфибола, коэффициенты распределения титана между которыми (табл. 6), в соответствии с данными [Ферштатер, Бородина, 1975], характеризуют малоглубинные фациальные условия кристаллизации пород.

В соответствие с данными [Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister et al., 1987] в ассоциации амфибол + плагиоклаз \pm (К-полевошпат, кварц) при умерен-

Таблица 5. Химический состав рудных минералов, мас. %**Table 5.** Chemical composition of ore minerals, wt %

№	n	Ag	Cu	Fe	Ni	Pb	Bi	As	Te	Se	S	Сумма
1	9	Н.о.	33.64	30.9	0.38	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	34.94	99.86
2	4	—	Н.о.	1.24	63.28	—	—	—	—	—	35.27	99.79
3	9	—	—	1.49	33.12	—	—	46.99	—	—	18.23	99.83
4*	1	—	—	Н.о.	Н.о.	81.41	—	Н.о.	—	8.92	9.67	100.00
5	1	63.76	0.11	—	—	Н.о.	—	—	35.80	Н.о.	Н.о.	99.67
6	4	14.01	0.59	—	—	7.27	56.44	—	0.71	4.94	13.70	97.64
7	3	Н.о.	Н.о.	0.45	—	Н.о.	60.10	—	30.20	5.15	3.69	99.59
8	2	45.88	0.86	0.73	—	—	17.50	—	33.10	0.67	1.27	100.01
9	5	48.24	23.20	0.84	—	—	2.24	—	1.52	7.61	14.50	98.15

Примечание. 1 – халькопирит, 2 – миллерит, 3 – герсдорфит, 4 – галенит, 5 – гессит, 6 – муммеит, 7 – тетрадимит, 8, 9 – не диагностированные фазы. *Состав минерала приведен к 100% после вычета из анализа долей халькопирита и герсдорфита. Н.о. – элемент не обнаружен.

Note. 1 – chalcopyrite, 2 – millerite, 3 – gersdorffite, 4 – galena, 5 – hessite, 6 – mummeite, 7 – tetradymite, 8–9 – undiagnosed phases. *The mineral composition reduced to 100% after deducting the share of chalcopyrite and gersdorffite. H.o. – not detected.

Таблица 6. Кристаллохимические коэффициенты и P - T параметры кристаллизации, °C, кбар**Table 6.** The crystal-chemical coefficients and P - T crystallization parameters, °C, kbar

Этап минералообразования	I	II	III
X_{An}	<i>Плагиоклаз</i>		
	0.68-0.45	0.35-0.25	—
Si	<i>Амфибол</i>		
	6.9 (±0.1)	7.0 (±0.1)	7.3 (±0.2)
Al_{tot}	1.33 (±0.13)	1.12 (±0.04)	0.81 (±0.12)
Al^{IV}	1.10 (±0.14)	1.02 (±0.06)	0.67 (±0.15)
Al^{VI}	0.23 (±0.01)	0.09 (±0.02)	0.15 (±0.01)
Fe/(Fe + Mg)	0.43 (±0.02)	0.47 (±0.03)	0.42 (±0.04)
K^{Bi-Amp}	2.8 (±0.1)	2.7 (±0.1)	—
K^{Bi-Mt}	0.5 (±0.1)	0.7 (±0.1)	—
	<i>Амфиболовая окситермобарометрия</i>		
T [Féménias et al., 2006]	772 (±20)	753 (±20)	582 (±30)
T [Ridolfi et al., 2010]	801 (±10)	778 (±15)	—
P [Schmidt, 1992]	3.3 (±0.5)	2.3 (±0.1)	0.9 (±0.5)
P [Hammarstrom, Zen, 1986]	2.8 (±0.6)	1.8 (±0.2)	0.3 (±0.2)
P [Hollister et al., 1987]	2.8 (±0.5)	1.6 (±0.2)	—
P [Johnson, Rutherford, 1989]	2.2 (±0.5)	1.3 (±0.2)	—
P [Krawczynski et al., 2012]	3.3 (±0.2)	1.0 (±0.2)	—
P [Larocque, Canil, 2012]	3.9 (±0.2)	1.4 (±0.2)	—
P [Ridolfi et al., 2010]	1.3 (±0.1)	1.0 (±0.1)	—
ΔNNO [Ridolfi et al., 2010]	0.7 (±0.15)	0.8 (±0.2)	—
H_2O_{melt} [Ridolfi et al., 2010]	4.9 (±0.2)	3.6 (±0.2)	—
	<i>Амфибол-плагиоклазовая термобарометрия</i>		
X_{An}	0.5	0.3	—
T [Blundy, Holland, 1990]	785 (±20)	743 (±10)	—
P [Blundy, Holland, 1990]	1.8 (±0.2)	1.6 (±0.2)	—
P [Ферштатер, 1990]	2.0 (±0.2)	2.0 (±0.2)	—
	<i>Кварц-полевошпатовая барометрия</i>		
P_{H_2O} [Ферштатер, 1987]	—	1.5–2.0	—
P_{H_2O} [Blundy, Cashman, 2001]	—	1.5–3.0	—

Примечание. I–III – этапы минералообразования: I – раннемагматический (ликвидусный), II – позднемагматический (субсолидусный), III – постмагматический. Прочерки – нет данных.

Note. I-III – mineral genesis stages: I – Early magmatic stage, II – Late magmatic stage, III – Postmagmatic stage. Dash – no data.

ной или высокой окисленности содержание алюминия в кальциевом амфиболе линейно возрастает с увеличением давления кристаллизации. Это впоследствии было подтверждено экспериментальными работами [Johnson, Rutherford, 1989; Blundy, Holland, 1990; Schmidt, 1992; Anderson, Smith, 1995], в результате которых барометр на основе содержания алюминия в роговой обманке стал широко применяться для расчета давлений магматической кристаллизации и для установления глубины заложения батолитов или вертикальных перемещений земной коры.

Для оценки давления при кристаллизации роговой обманки в породах массива мы использовали геобарометр [Schmidt, 1992]. Полученные данные указывают на образование максимального глиноземистого амфибола, формирующегося на поздней стадии этапа ликвидусной кристаллизации, при давлении 2.7–3.8 кбар. Кристаллизация амфибола субсолидусного этапа происходила при 1.8–2.4 кбар (см. табл. 6). Другие барометры [Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson, Rutherford, 1989], в том числе основанные на содержании алюминия в октаэдрической координации [Krawczynski et al., 2012; Larocque, Canil, 2012] дают сопоставимые результаты (см. табл. 6). Зерна и каймы амфибола постмагматического этапа кристаллизовались при давлении 0.1–1.1 кбар, что может быть связано с преобразованием пород массива в расположенных выше горизонтах коры.

Факт существования и совместной кристаллизации в известково-щелочных магматических породах роговой обманки и плагиоклаза позволил на основе моделей твердых растворов рассчитать роговообманково-плагиоклазовый геотермобарометр [Holland, Blundy 1994], согласно которому температура амфибол-плагиоклазового равновесия в кварцевых диоритах Ялуниногорского массива находится в диапазоне 720–750°C при давлении 1.5–2.0 кбар. Данный расчет основан на существовании равновесия между амфиболом и поздними генерациями плагиоклаза состава An_{30} , т.е. исходя из предположения о кристаллизации амфибола из остаточного расплава. В противном случае наблюдается значимое расхождение в оценках давления с данными амфиболовой барометрии. Использование эмпирического амфибол-плагиоклазового барометра [Ферштатер, 1990] показывает близкие значения давления в 1.8–2.2 кбар. Применение амфиболового термометра [Ridolfi et al., 2010] с заданным давлением в 2 кбар дает значения в 750–805°C. При этом, согласно [Putirka, 2016], такой амфибол кристаллизовался из расплава трондjemитового состава, что подтверждает наши наблюдения о его кристаллизации из остаточного интерстициального расплава, реагирующего с ранними фазами.

В последние годы на основе экспериментальных и эмпирических данных, полученных при изу-

чении лав современных вулканов, были предложены зависимости состава амфиболов от T , P , fO_2 и содержания H_2O в расплаве [Ridolfi et al., 2010]. Нами проведен комплекс таких расчетов для амфибола кварцевых диоритов Ялуниногорского массива и получены следующие значения: $T = 740–780^\circ C$, $P = 1$ кбар, $\Delta NNO = 0.5–0.8$, $H_2O = 3.5–4$ мас. %. Несмотря на то что эти значения нуждаются в независимых оценках, они еще раз подтверждают вероятность кристаллизации амфибола из остаточного, близкого к водонасыщенному при данных условиях расплава. Для амфибола с максимальным содержанием глинозема устанавливаются: $T = 830^\circ C$, $P = 1.6$ кбар, $\Delta NNO = 0.4$, $H_2O = 5.2$ мас. %.

Соотношение количества кварца и полевого шпата в графических сростаниях отражает котектические условия кристаллизации остаточного расплава в зависимости от величины водного давления. Это позволяет оценить условия формирования жильных трондjemитов и гранофилов, в составе которых отмечено присутствие графических кварц-плагиоклазовых сростаний. По нашим оценкам, количество кварца в сростаниях варьирует в диапазоне 41–43%, что в соответствии с экспериментальными данными в системе $Qtz-Ab-An-H_2O$, рассмотренными в работе [Ферштатер, 1987], указывает на кристаллизацию при P_{H_2O} около 1.5–2.0 кбар. Аналогичный результат получаем и при расчете нормативного CIPW состава пород в координатах $Qz-Ab-Or$ [Blundy, Cashman, 2001] (рис. 5). В соответствии с минимумом гранитной системы при дан-

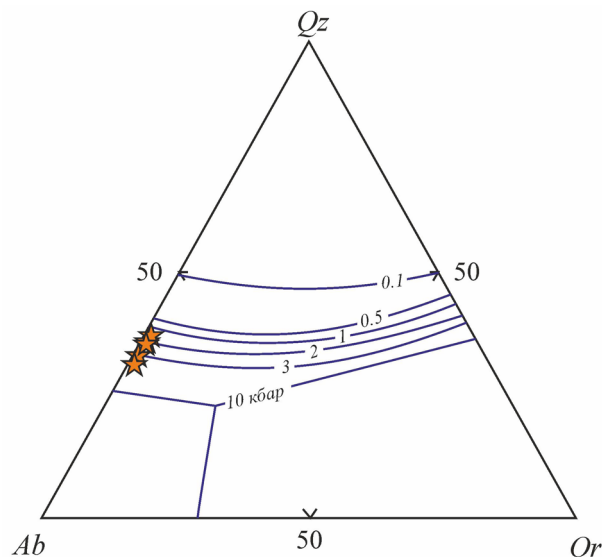


Рис. 5. Позиция составов трондjemитов Ялуниногорского массива на диаграмме $Qz-Ab-Or$ [Blundy, Cashman, 2001].

Fig. 5. Position of Yaluninogorsk massif trondjemites compositions on the $Qz-Ab-Or$ diagram [Blundy, Cashman, 2001].

ном давлении содержание воды в таких расплавах составляло 4–5 мас. % [Holtz, Johannes, 1994].

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

Оценка условий образования жильных апо-кварцдиоритовых метасоматитов выполнена с использованием хлоритовых геотермометров. По данным [Cathelineau, 1988], вариации содержаний Al^{IV} в структуре хлорита напрямую отражают температуру его кристаллизации, которая может быть оценена в 340–290°C. Экспериментально откалиброванный геотермометр М. Касселино для температур менее 250°C [Котельников и др., 2012] показывает формирование железистого хлорита при 265–300°C, а железо-магнезиального хлорита – при 240–260°C. Другим независимым критерием оценки температур может выступать наличие ассоциированного эпидота, а также отсутствие на рентгенограммах хлоритов отражений смешаннослойных минералов, показывающие нижнюю границу формирования метасоматитов, равную 220°C. Поэтому рассчитанные нами параметры условны и не могут выступать в качестве истинных температур минералообразования данных метасоматитов. Соответственно, сопряженная с метасоматитами Cu и Ag-Bi-Te минерализация, ассоциированная с поздним хлоритом, могла формироваться при температурах менее 340 или 240°C.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Котектический анализ основных разновидностей пород массива в координатах $Ab-Fem-An$ и $Cpx-Opx-An$, предложенный в работе Г.Б. Ферштатера [1987], указывает на их образование из расплава железистостью 0.4, отделившегося при давлении 15 кбар от мантийного субстрата (рис. 6). Такие расплавы приближаются к среднему составу базальтов островодужной андезитовой формации, из чего мы заключаем, что кварцевые диориты массива могут являться продуктом плавления базальтов в зоне субдукции.

Условия начала кристаллизации кварцевых диоритов Ялуниногорского массива ($Px-Pl$ котектика) пока исследованы недостаточно. Тем не менее на основании данных двупироксенового геотермометра можно предположить кристаллизацию пироксена и плагиоклаза, на долю которых приходится более половины объема породы, при $T > 900^\circ C$. Завершение кристаллизации кварцевых диоритов устанавливается по парагенезису $Hbl-An_{30}$, формирующемуся из остаточного интерстициального расплава трондjemитового состава при $T = 740^\circ C$ и $P_{общ} \approx P_{H_2O} \approx 1.5–2.0$ кбар. Содержание нормативного кварца в секущих кварцевых диоритах и тоналитах трондjemитов близко или немного меньше, чем в графических сростаниях, что указывает на отделение и кристаллизацию трондjemито-

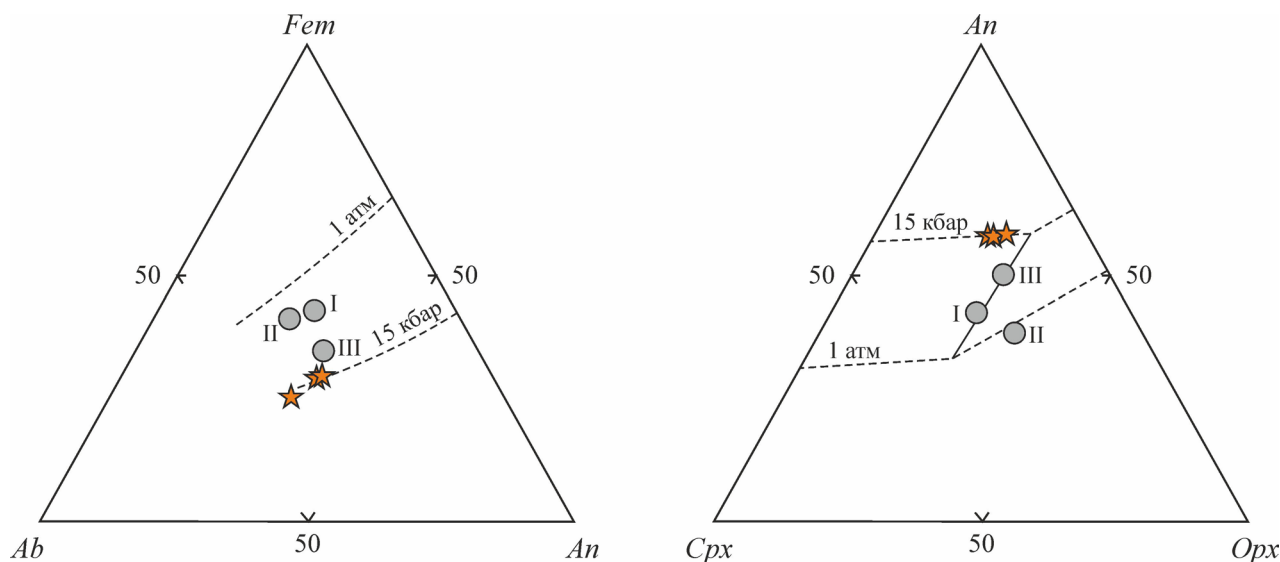


Рис. 6. Диаграммы $Ab-Fem-An$ и $Cpx-Opx-An$ для основных разновидностей пород Ялуниногорского массива.

Пунктирные линии – котектики в системе $Cpx-Opx-An$ при железистости 0.4. Серыми кружками показаны средние составы океанических (I), континентальных (II) толейтов, базальтов андезитовой формации островных дуг (III) [Кутолин, 1972; Лутц, 1980].

Fig. 6. $Ab-Fem-An$ and $Cpx-Opx-An$ diagrams for the basic rocks of Yaluninogorsky massif rocks.

Dotted lines stand for cotectic curves in $Cpx-Opx-An$ system with iron content 0.4. Gray circles show average compositions of oceanic (I), continental (II) tholeiites, island arcs andesite formation basalts (III) [Kutolin, 1972; Lutz, 1980].

вых расплавов в близких условиях. Например, их генерация могла происходить в основании магматической камеры, а консолидация – в ее верхней части при $P_{H_2O} = 2$ кбар (при этом не исключен небольшой автоклавный эффект). Согласованность расчетных давлений формирования минеральных парагенезисов кварцевых диоритов и трондземитов демонстрирует завершение формирования пород массива на глубинах около 5–7 км, в соответствии с геобарическим градиентом земной коры (0.27 кбар/км). Значительная глубина формирования магматической камеры и ее медленное охлаждение объясняют отсутствие порфировых структур в породах Ялуниногорского массива.

Реконструкция условий кристаллизации кварцевых диоритов демонстрирует несколько важных особенностей продуцирующих их расплавов. Например, расплав, заполнивший магматическую камеру и пришедший в физико-химическое равновесие при 1.5–2.0 кбар, содержал около 2 мас. % H_2O , что являлось препятствием кристаллизации амфибола в качестве ликвидусной фазы. Согласно [Plank et al., 2013], такой расплав является маловодным относительно большинства островодужных магм, содержащих в среднем около 4 мас. % H_2O . Дальнейшая эволюция расплава, сопровождаемая выделением 70–80% кристаллов (клинопироксен + плагиоклаз), приблизила его к водонасыщенному состоянию при 4 мас. % H_2O . Из такого остаточного (интерстициального) расплава, имеющего трондземитовый состав, кристаллизовались кислый плагиоклаз, кварц, амфибол, а при понижении давления – клинопироксен. Маловодный характер островодужного магматизма, продуцирующего оруденение медно-порфирового типа в пределах Алапаевско-Суходожской зоны, подтверждается отсутствием вкрапленников амфибола во вмещающих их вулканитах, относимых к непрерывно дифференцированной базальт-андезит-риолитовой формации [Казаков и др., 2016] калиево-натриевого типа и вмещающих гранитоиды Ялуниногорского массива.

Интересными и пока недооцененными являются факторы концентрации и формы нахождения в расплавах серы. Ранее в работе [Грабежев, Воронина, 2012] было показано, что апатиты большинства уральских, специализированных на порфировый тип оруденения, магматитов бедны серой. В значимых концентрациях сера отсутствует и в апатитах Ялуниногорского массива, при этом магматические сульфиды в них тоже не встречены. В соответствии с работами [Carroll, Rutherford, 1985; Peng et al., 1997] вхождение серы в структуру апатита происходит при величине $\Delta NNO > 1$. Следовательно, окисленность магм кварцевых диоритов была ниже этого порогового значения, что не противоречит результату расчета fO_2 , приведенному ранее. Отметим, что расчетная величина ($\Delta NNO = 0.5–0.8$) свойственна большинству раннеостроводужных

магматитов и, по-видимому, отражает окисленность их магматического источника [Behrens, Gailard, 2006].

Мезабиссальный уровень становления Ялуниногорского массива указывает на значительный эрозионный срез палеовулканической постройки. Этот факт и отсутствие сопряженного с массивом масштабного дайкового комплекса [Кузовков и др., 1992; Коровко и др., 2004; Казаков и др., 2016] свидетельствуют о невысоких перспективах на обнаружение месторождений порфирового типа в районе Ялуниногорского массива. Но нельзя исключать вероятность выявления промышленного оруденения в опущенных тектонических блоках, в пределах которых локализованы небольшие спутники интрузии.

Что же касается сопряженных с массивом метасоматитов, то их точечное исследование показывает присутствие скарнов, несущих убогую герсдорфит-халькопиритовую и пирит-магнетитовую минерализацию, а также жильных кварц-карбонат-хлоритовых метасоматитов с сульфотеллуридно-халькопиритовой минерализацией, не имеющей промышленного значения.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-00576 и программы УрО РАН (проект № 15-18-5-24).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бочкарев В.В., Сурин Т.Н. (1993) Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Урала. Екатеринбург: Наука, 80 с.
- Грабежев А.И. (2009) Sr-Nd-C-O-H-S изотопно-геохимическая характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества. *Литосфера*, (6), 66–89.
- Грабежев А.И. (2012) Ренионные медно-порфировые рудно-магматические системы Урала: геологическое положение, изотопно-петрогеохимическая и возрастная латеральная зональность. *Литосфера*, (4), 190–207.
- Грабежев А.И., Белгородский Е.А. (1992) Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 199 с.
- Грабежев А.И., Воронина Л.К. (2012) Сера в апатите из пород медно-порфировых систем Урала. *Ежегодник-2011*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 159. 68–70.
- Грабежев А.И., Коровко А.В., Азовскова О.Б., Прибавкин С.В. (2015) Потенциально промышленная Алапаевско-Суходожская медно-порфировая зона (Средний Урал). *Литосфера*, (3), 79–92.
- Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л., Пучков В.Н., Коровко А.В., Гердес А., Азовскова О.Б., Прибавкин С.В. (2014) Алапаевско-Суходожская медно-порфировая зона (Средний Урал): U-Pb возраст продуктивного магматизма. *Докл. АН*, **459**(4), 450–453.
- Казаков И.И., Стороженко Е.В., Харитонов И.Н. и др. (2016) Отчет о результатах работ по объекту “ГДП-200 Листа О-41-XX (Алапаевская площадь)” за 2014–

- 2016 гг. Книга 1. Екатеринбург: ОАО УГЭС. 306 с.
- Контарь Е.С., Либарова Л.Е. (1997) Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург: "Урал-геолком", 233 с.
- Коровко А.В., Пуртов В.А., Бурнатная Л.Н. и др. (2004) Отчет по поисковым работам по оценке промышленной значимости Каменско-Сафьяновской меднорудной зоны Восточно-Уральского прогиба. Книга 1. Верх. Пышма: ОАО Среднеуральская ГРЭ. 210 с.
- Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. (1979) Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 132 с.
- Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Щекина Т.И., Калинин Г.М. (2012) Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов. *Вестник ОНЗ РАН*, 4, NZ9001, doi:10.2205/2012NZ_ASEMPG.
- Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. (1986) Медно-порфировые месторождения мира. М.: Наука, 236 с.
- Кузовков Г.Н., Пуртов В.А., Бурнатный С.М. и др. (1992) Геологический отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 Алапаевской площади и общим поискам каменного угля и меди в Алапаевском и Артемовском районах Свердловской области, проведенных в 1986-1992 гг. Верх. Пышма.
- Кутолин В.А. (1972) Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 208 с.
- Лутц Б.Г. (1980) Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 246 с.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 232 с.
- Ферштатер Г.Б. (1990) Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр. *Геохимия*, (3), 328-335.
- Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. (1975) Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 288 с.
- Фёдорова И.Б., Григорьева Г.Г., Компанец С.Н. (1971) Условия размещения медно-порфирового оруденения на Урале. *Геология медно-порфировых месторождений*. Алма-Ата: ИГН Каз. АН, 12-14.
- Юшкин Н.П., Павлов Л.Г. (1983) Изоморфный ряд галенит-клаусталит: первая находка промежуточных членов на Новой Земле. *Тр. Коми филиала АН СССР*. Мин. сб. № 1, Сыктывкар, 38-44.
- Anderson J.L., Smith D.R. (1995) The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *Amer. Mineral.* **80**(5-6), 549-559.
- Behrens H., Gaillard F. (2006) Geochemical aspects of melts: volatiles and redox behavior. *Elements*, (2), 275-280.
- Blundy J., Cashman K. (2001) Ascent-driven crystallization of dacite magmas at Mount St Helens, 1980-1986. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**(6), 631-650.
- Blundy J., Holland T.J. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**(2), 208-224.
- Carroll M.R., Rutherford M.J. (1985) Sulfide and sulfate saturation in hydrous silicate melts. *J. Geophys. Res.* **90**, 601-612.
- Cathelineau M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner.*, **23**, 471-485.
- Féménias O., Mercier Jcc., 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. Mineral.*, **91**, 73-81.
- Hammarstrom J.M., Mihalasky M.J., Ludington S. et al. (2016) Undiscovered porphyry copper resources in the Urals – A probabilistic mineral resource assessment. *Ore Geol. Rev.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.007>
- Hammarstrom J.M., Zen E.A. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Mineral.*, **71**(11-12), 1297-1313.
- Holland T.J., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**(4), 433-447.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. (1987) Confirmation of the empirical calibration of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Amer. Mineral.*, **72**(3-4), 231-239.
- Holtz F., Johannes W. (1994) Maximum and minimum water contents of granitic melts: implications for chemical and physical properties of ascending magmas. *Lithos*, **32**(1-2), 149-159.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. (1989) Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**(9), 837-841.
- Klemm D.D. (1965) Synthesen und analysen in den dreiecksdiagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und FeS₂-CoS₂-NiS₂. *N. Jahrb. Mineral. Abh.*, **103**, 205-255.
- Krawczynski M.J., Grove T.L., Behrens H. (2012) Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H₂O content, and oxygen fugacity. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **164**(2), 317-339.
- Larocque J., Canil D. (2010) The role of amphibole in the evolution of arc magmas and crust: the case from the Jurassic Bonanza arc section, Vancouver Island, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **159**(4), 475-492.
- Lindsley D.H. (1983) Pyroxene thermometry. *Amer. Mineral.*, **68**(5-6), 477-493.
- Nagashima S., Katsura T. (1973) The solubility of sulfur in Na₂O-SiO₂ melts under various oxygen partial pressures at 1100 °C, 1250 °C and 1300 °C. *Bul. Chem. Soc. Japan*, **46**, 3099-3103.
- O'Connor J.T. (1965) A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *Geol. Surv. Res.: U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 525-B, 79-84.
- Peng G., Luhr J.F., McGee J.J. (1997) Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite. *Amer. Mineral.*, **82**(11-12), 1210-1224.
- Plank T., Kelley K.A., Zimmer M.M., Hauri E.H., Wallace P.J. (2013) Why do mafic arc magmas contain ~ 4 wt% water on average? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **364**, 168-179.
- Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Tessalina S. et al. (2016) Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.002>
- Putirka K. (2016) Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *Amer. Mineral.*, **101**(4), 841-858.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline mag-

mas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Miner. Petrol.*, **160**(1), 45-66.

Schmidt M.W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**(2-3), 304-310.

Streckeisen A., Le Maitre R.W. (1979) A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *N. Jahrb. Mineral. Abt.* **136**, 169-206.

Vikre P.G. (1985) Precious metal vein system in the National District, Humboldt County, Nevada. *Econ. Geol.*, **80**, 360-393.

REFERENCES

Anderson J.L., Smith D.R. (1995) The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *Amer. Miner.* **80**(5-6), 549-559.

Behrens H., Gaillard F. (2006) Geochemical aspects of melts: volatiles and redox behavior. *Elements*, (2), 275-280.

Blundy J., Cashman K. (2001) Ascent-driven crystallization of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986. *Contrib. Miner. Petrol.*, **140**(6), 631-650.

Blundy J., Holland T.J. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Miner. Petrol.*, **104**(2), 208-224.

Bochkarev V.V., Surin T.N. (1993) *Vulkanogennyye format-sii i geodinamicheskoe razvitiye Uchalino-Aleksandrinskoy i Rezhevskoy zon Urala* [The Volcanic formation and geodynamic development of the Uchalino-Alexandrina and Rezhevskaya regions of the Urals]. Ekaterinburg, Nauka Publ., 80 p. (In Russian)

Carroll M.R., Rutherford M.J. (1985) Sulfide and sulfate saturation in hydrous silicate melts. *J. Geophys. Res.*, **90**, 601-612.

Cathelineau M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner.*, **23**, 471-485. doi:10.2205/2012NZ_ASEMPG. (In Russian)

Fedorova I.B., Grigor'eva G.G., Kompaneets S.I. (1973) Conditions for placing copper-porphyry mineralization in the Urals. *Geologiya medno-porfirovyykh mestorozhdeniy* [Geology of copper-porphyry deposits]. Alma-Ata: IGN Kaz. Akad. Nauk, 12-14.

Féménias O., Mercier Jcc., 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**, 73-81.

Fershtater G.B. (1987) *Petrologiya glavnykh intruzivnykh asociatsii* [Petrology of the main intrusive associations]. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russian)

Fershtater G.B. (1990) An empirical plagioclase-hornblende barometer. *Geokhimiya*, (3), 328-335. (In Russian)

Fershtater G.B., Borodina N.S. (1975) *Petrologiya magmaticheskikh granitoidov (na primere Urala)* [Petrology of magmatic granitoids (on the example of the Urals)]. Moscow, Nauka Publ., 288 p. (In Russian)

Grabezhev A.I. (2009) Sr-Nd-C-O-H-S isotope-geochemical description of the Southern Urals porphyry-copper fluid-magmatic systems: Probable sources of matter. *Litosfera*, (6), 66-89. (In Russian)

Grabezhev A.I. (2012) Rhenium-bearing Uralian porphyry-copper systems: geological position, isotope-petrogeo-

chemical and spatial-timing lateral zoning. *Litosfera*, (4), 190-207. (In Russian)

Grabezhev A.I., Belgorodskij E.A. (1992) *Produktivnyye granitoidy i metasomatity medno-porfirovyykh mestorozhdeniy* [Productive granitoids and metasomatites of copper-porphyry deposits]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 199 p. (In Russian)

Grabezhev A.I., Korovko A.V., Azovskova O.B., Pribavkin S.V. (2015) Potentially commercial Alapaevsk-Sukhoi Log porphyry copper zone (the Middle Urals). *Litosfera*, (3), 79-92. (In Russian)

Grabezhev A.I., Ronkin Yu.L., Puchkov V.N., Korovko A.V., Gerdes A., Azovskova O.B., Pribavkin S.V. (2014) The Alapaevsk-Sukhoi Log porphyry copper zone, the Middle Urals: U-Pb age of productive magmatism. *Dokl. Akad. Nauk*, **459**(4), 450-453. (In Russian)

Grabezhev A.I., Voronina L.K. (2012) The sulfur in apatite from the rocks of porphyry copper systems of the Urals. *Ezhгодnik-2011*. Trudy IGG UrO RAN. V. 160, 68-70. (In Russian)

Hammarstrom J.M., Mihalasky M.J., Ludington S. et al. (2016) Undiscovered porphyry copper resources in the Urals – A probabilistic mineral resource assessment. *Ore Geol. Rev.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.007>

Hammarstrom J.M., Zen E.A. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.*, **71**(11-12), 1297-1313.

Holland T.J., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Miner. Petrol.*, **116**(4), 433-447.

Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. (1987) Confirmation of the empirical calibration of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Amer. Miner.*, **72**(3-4), 231-239.

Holtz F., Johannes W. (1994) Maximum and minimum water contents of granitic melts: implications for chemical and physical properties of ascending magmas. *Lithos*, **32**(1-2), 149-159.

Johnson M.C., Rutherford M.J. (1989) Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**(9), 837-841.

Jushkin N.P., Pavlov L.G. (1983) Isomorphic row galena-clausthalite: the first record of the intermediate member in the Novaya Zemlya. *Tr. Komi filiala AN SSSR. Miner. sbornik. № 1*. Syktyvkar, 38-44. (In Russian)

Kazakov I.I., Storozhenko E.V., Kharitonov I.N. et al. (2016) Otchet o rezul'tatakh rabot po ob'ektu "GDP-200 lista O-41-XX (Alapaevskaya ploshchad)" za 2014–2016 gg. [A report on the results of work on the project "GDP-200 sheet O-41-XX (Alapaevsk area)" for 2014-2016] B. 1. Ekaterinburg, OAO UGSE, Publ. 1, 306 p. (In Russian)

Klemm D. D. (1965) Synthesen und analysen in den dreiecksdiagrammen FeAsS–CoAsS–NiAsS und FeS₂–CoS₂–NiS₂. *N. Jahrb. Miner. Abh.*, **103**, 205-255.

Kontar' E.S., Libarova L.E. (1997) *Metallogeniya medi, tsinka, svintsa na Urale* [Metallogeny of copper, zinc, lead in the Urals]. Ekaterinburg, "Uralgeolkom" Publ., 233 p. (In Russian)

Koroteev V.A., Dianova T.V., Kabanova L.Ya. (1979) Srednepaleozoyskiy vulkanizm vostochnoy zony Urala [Middle-Paleozoic Volcanism of the East Zone of the Middle

- Urals]. Moscow, Nauka Publ., 132 p. (In Russian)
- Korovko A.V., Purtov V.A., Burnatnaja L.N. et al. (2004) *Otchet po poiskovym rabotam po ocenke promyshlennoj znachimosti Kamensko-Saf'janovskoj mednorudnoj zony Vostochno-Ural'skogo progiba* [Report on the prospecting to assess the significance of the industrial Kamensk-Saf'yanovka copper ore zone of the East-Ural Trough]. B.I. Verkhnyaya Pyshma, OAO SU GRE, 210 p. (In Russian, unpublished)
- Kotel'nikov A.R., Suk N.I., Kotel'nikova Z.A., Shchekina T.I., Kalinin G.M. (2012) Mineral geothermometers for low temperature paragenesis. *Vestnik ONZ RAN*. (4), NZ9001,
- Krawczynski M.J., Grove T.L., Behrens H. (2012) Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H₂O content, and oxygen fugacity. *Contrib. Miner. Petrol.*, **164**(2), 317-339.
- Krivtsov A.I., Migachev I.F., Popov V.S. (1986) *Mednoporfirovyje mestorozhdeniya mira* [Copper-porphyry deposits of the world]. Moscow, Nauka Publ., 236 p. (In Russian)
- Kutolin V.A. (1972) *Problemy petrokhimii i petrologii bazal'tov* [The problems of petrochemistry and petrology of basalts]. Novosibirsk, Nauka Publ., 208 p.
- Kuzovkov G.N., Purtov V.A., Burnatnyi S.M. et al. (1992) *Geologicheskii otchet o geologicheskom doizuchenii masshtaba 1:50 000 Alapaevskoy plosshchadi i obshchim poiskam kamennogo uglya i medi v Alapaevskom i Artemovskom rayonakh Sverdlovskoy oblasti, provedennykh v 1986-1992 gg* [The Geological report on additional exploration geological scale 1:50 000 Alapaevsk area and a common search for coal and copper in Alapaevsk and Artem areas of the Sverdlovsk region, conducted in 1986-1992]. Verkhnyaya Pyshma (In Russian, unpublished)
- Larocque J., Canil D. (2010) The role of amphibole in the evolution of arc magmas and crust: the case from the Jurassic Bonanza arc section, Vancouver Island, Canada. *Contrib. Miner. Petrol.*, **159**(4), 475-492.
- Lindsley D.H. (1983) Pyroxene thermometry. *Amer. Miner.*, **68**(5-6), 477-493.
- Luts B.G. (1980) *Geokhimiya okeanicheskogo i kontinental'nogo magmatizma* [Geochemistry of oceanic and continental magmatism]. Moscow, Nedra Publ., 246 p. (In Russian)
- O'Connor J.T. (1965) A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *Geol. Surv. Res.: U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 525-B, 79-84.
- Peng G., Luhr J.F., McGee J.J. (1997) Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite. *Amer. Miner.*, **82**(11-12), 1210-1224.
- Plank T., Kelley K.A., Zimmer M.M., Hauri E.H., Wallace P.J. (2013) Why do mafic arc magmas contain ~ 4 wt% water on average? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **364**, 168-179.
- Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Tessalina S. et al. (2016) Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.002>
- Putirka K. (2016) Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *Amer. Miner.*, **101**(4), 841-858.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Miner. Petrol.*, **160**(1), 45-66.
- Schmidt M.W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Miner. Petrol.*, **110**(2-3), 304-310.
- Streckeisen A., Le Maitre R.W. (1979) A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *N. Jahrb. Miner. Abt.*, **136**, 169-206.
- Vikre P.G. (1985) Precious metal vein system in the National District, Humboldt County, Nevada. *Econ. Geol.*, **80**, 360-93.