

Роговая обманка в ультрамафит-мафитах худолазовского комплекса Южного Урала: условия кристаллизации и петрологические следствия

И. Р. Рахимов^{1,2}, А. В. Вишневский³

¹Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2

²Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: rigel92@mail.ru

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, e-mail: vishnevsky@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 13.12.2022 г., принята к печати 28.04.2023 г.

Объект исследований. Изучены морфология и химический состав амфиболов из ультрамафит-мафитов худолазовского комплекса Южного Урала. **Методы.** Морфологические исследования проведены с помощью оптической (Carl Zeiss Axioskop 40A) и электронной (Tescan Vega Compact) микроскопии. Химический состав минералов определен на рентгеновских микроанализаторах CAMECA SX 100 и JEOL JXA-8230. **Результаты.** Установлено, что в породах преобладает ксеноморфная бурая титанистая роговая обманка, образовавшаяся в основном за счет реакции клинопироксена с остаточным водонасыщенным расплавом при 920–1040°C. В небольшом количестве присутствует идиоморфная бурая роговая обманка, кристаллизовавшаяся непосредственно из остаточного водонасыщенного расплава в том же температурном диапазоне. Менее распространена зеленая роговая обманка, главным образом возникшая по краям и трещинам в бурой роговой обманке на поздне- и постмагматическом этапе (670–830°C) при субсолидусных превращениях. На гидротермальной стадии бурая и зеленая роговые обманки частично заместились актинолитом и куммингтонитом при 620–650°C и ниже. **Выводы.** Характер изменения состава бурой роговой обманки свидетельствует о сходных условиях петрогенеза на позднемагматической стадии во всех интрузиях худолазовского комплекса. Процесс перехода бурой роговой обманки в зеленую происходил при постепенном повышении фугитивности кислорода (ΔNNO от $-0.2...+0.4$ до $+0.9...+2.5$) и сопровождался уменьшением количества Ti, Fe²⁺, Na и увеличением – Si, Al^{VI}, Mg и K в структуре минерала. Низкие концентрации F и Cl в роговых обманках свидетельствуют об их формировании уже после удаления галогенов из расплава.

Ключевые слова: худолазовский комплекс, ультрамафит-мафиты, роговая обманка, актинолит, расплав

Источник финансирования

Исследования поддержаны грантом РФФИ, проект № 22-77-10049. Часть аналитических работ финансировалась за счет госбюджетной темы ИГ УФИЦ РАН (№ FMRS-2022-0012) и ИГТ УрО РАН (№ 123011800009-9)

Hornblende in ultramafic-mafic rocks of the Khudolaz Complex of the Southern Urals: Crystallization conditions and petrological implications

Ildar R. Rakhimov^{1,2}, Andrey V. Vishnevskiy³

¹Institute of Geology, UFRS RAS, 16/2 Karl Marx st., Ufa 450077, Russia

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: rigel92@mail.ru

³V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptug av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: vishnevsky@igm.nsc.ru

Received 13.12.2022, accepted 28.04.2023

Subject research. Morphology and chemical composition of amphiboles from ultramafic-mafic rocks of the Khudolaz complex. **Methods.** Morphological studies were carried out using optical (Carl Zeiss Axioskop 40A) and electron (Tescan Vega

Для цитирования: Рахимов И.Р., Вишневский А.В. (2023) Роговая обманка в ультрамафит-мафитах худолазовского комплекса Южного Урала: условия кристаллизации и петрологические следствия. *Литосфера*, **23**(5), 766–784. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-766-784>

For citation: Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V. (2023) Hornblende in ultramafic-mafic rocks of the Khudolaz Complex of the Southern Urals: Crystallization conditions and petrological implications. *Lithosphere (Russia)*, **23**(5), 766–784. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-766-784>

Compact) microscopes. The chemical composition of minerals was determined using CAMECA SX 100 and JEOL JXA-8230 electron probe microanalyzers. *Results.* The rocks under study are dominated by xenomorphic brown titanium hornblende crystals, formed mainly due to the reaction of clinopyroxene with a residual water-saturated melt at 920–1040°C. Euhedral brown hornblende, which crystallized directly from the residual water-saturated melt in the same temperature range, was found in small amounts. Green hornblende originated along the edges and cracks in brown hornblende crystals during the late magmatic stage and early hydrothermal stage (670–830°C) at the subsolidus transformation. At the hydrothermal stage (620–650°C and below), brown and green hornblende were partially replaced by actinolite and cumingtonite. *Conclusions.* The nature of changes in the composition of brown hornblende indicates similar petrogenesis conditions at the late magmatic stage in all intrusions of the Khudolaz complex. The process of transition from brown hornblende to green hornblende occurred with a gradual increase in oxygen fugacity (ΔNNO from $-0.2...+0.4$ to $+0.9...+2.5$), and was accompanied by decrease of Ti, Fe^{2+} , Na and the increase of Si, Al^{VI} , Mg, and K in the mineral structure. The low concentrations of F and Cl in hornblende crystals indicate their formation after migration of halogens from the melt.

Keywords: Khudolaz complex, ultramafic-mafic rocks, hornblende, actinolite, melt

Funding information

The work supported by RSF, grant No. 22-77-10049. Part of analytical studies was carried out within the State Assignment of IG UFRS RAS (No. FMRS-2022-0012) and IGG UrB RAS (No. 123011800009-9)

Acknowledgements

The authors thanks anonymous reviewers for helpful critical comments, which allowed us to significantly improve the original version of the manuscript.

ВВЕДЕНИЕ

Роговая обманка встречается в различных типах магматических, метасоматических и метаморфических пород. Она давно используются в качестве индикатора P - T - $f\text{O}_2$ условий минералообразования, а также процессов дифференциации, дегазации и контаминации магматических расплавов (Базылев и др., 2001; Browne, Gardner, 2006; Чернышова, 2007; Ridolfi et al., 2010; Граменицкая и др., 2013; Erdmann et al., 2014; Kang et al., 2020), и поэтому имеет важное петрологическое значение. К примеру, именно с фракционированием роговой обманки связывают происхождение андезитов (Cawthorn et al., 1976; Davidson et al., 2007). Кроме того, роговая обманка часто встречается в тяжелой фракции терригенных отложений, позволяя точнее реконструировать источники их сноса (Аль-Джубури и др., 2009; Caracciolo et al., 2016). Однако сложный химический состав роговых обманок часто не позволяет проводить однозначную генетическую интерпретацию, а широкие вариации их состава объясняются различными, порой противоположными, процессами (Cawthorn et al., 1976; Grapes, Graham, 1978; Browne, Gardner, 2006).

В Западно-Магнитогорской зоне Южного Урала установлена серия базитовых комплексов каменноугольного возраста (350–320 млн лет) с богатыми роговой обманкой породами, для которых предполагается связь с мантийным плюмом (Салихов и др., 2019). Особое место среди них занимает худолазовский дифференцированный комплекс, с которым связано сульфидно-платинометалль-

ное оруденение. Роговая обманка является одним из главных породообразующих минералов, слагающая ультраосновные, основные и средние породы комплекса. Породы претерпели разную степень метасоматических изменений, а одним из главных вторичных силикатов также выступает низкотемпературный амфибол. Поэтому детальное изучение онтогении и химического состава разных амфиболов может позволить уточнить петрогенетические особенности комплекса. В статье приведены результаты исследований морфологии и химического состава роговой обманки в контексте петрологии худолазовского комплекса. Обсуждены закономерности изменения составов первичных и вторичных амфиболов.

Краткие сведения о структуре и химическом составе роговой обманки

Роговая обманка – собирательный термин для темноцветных глиноземистых кальциевых амфиболов с общей формулой $\text{AB}_2\text{C}_5\text{T}_8\text{O}_{22}\text{W}_2$, где $\text{A} = \square$, Na, K, Ca, Pb, Li; $\text{B} = \text{Na}$, Ca, Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg, Li; $\text{C} = \text{Mg}$, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al, Fe^{3+} , Mn^{3+} , Ti^{4+} , Li; $\text{T} = \text{Si}$, Al, Ti^{4+} , Be; $\text{W} = (\text{OH})$, F, Cl, O^{2-} (Hawthorne et al., 2012). Характерной особенностью амфиболов является то, что в их структуре принимают участие сдвоенные цепочки (ленты) кремнекислородных тетраэдров состава $(\text{Si}_4\text{O}_{11})^{6-}$, остающийся ион кислорода входит в состав самостоятельного одновалентного аниона $(\text{OH})^-$, т. е. общий отрицательный заряд анионного комплекса равен семи. Замена двух не связанных с Si ионов кислорода двумя однова-

лентными ионами $(\text{OH})^-$ обуславливает снижение количества катионов. В двойных соединениях, богатых трехвалентными (Al^{3+} и Fe^{3+}) и одновалентными (Na^+ и K^+) металлами, часть ионов Al^{3+} заменяет Si^{4+} в цепочках кремнекислородных тетраэдров. Вследствие этого общий отрицательный заряд цепочки повышается, нейтрализуясь дополнительными катионами (обычно Na^+ и K^+), например, по схеме: $\text{Al}^{3+}\text{Na}^+ \rightarrow \text{Si}^{4+}$.

Согласно решению Комиссии IMA по новым минералам, номенклатуре и классификации, термин “роговая обманка” не применяется для строгой классификации, однако вполне может использоваться в геологической практике, например при полевом описании пород (по аналогии с биотитом) (Hawthorne et al., 2012). В данной работе термин “роговая обманка” используется для обозначения доминирующей в породах худолазовского комплекса группы амфиболов.

Краткая геологическая, петрографическая и металлогеническая характеристика комплекса

Худолазовский комплекс локализован в центральной части Южного Урала, образуя 70-километровый пояс из мелких хонолитов и штоков (от 0.1 до 3.5 км в длину), секущих островодужные вулканогенно-осадочные комплексы девона. U-Pb изотопный возраст комплекса определен по циркону и бадделейту как равный 329–325 млн лет, а его происхождение связывается с деятельностью мантийного плюма (Салихов и др., 2019). Интрузии, содержащие ультрамафиты, несут сульфидное Cu-Ni оруденение с содержанием Cu до 2.3 мас. %, Ni – до 1.4 мас. %, а PGE (элементы платиновой группы) – до 1 г/т (Rakhimov et al., 2021). Установлено, что выделение сульфидного расплава произошло при температуре $\approx 1100^\circ\text{C}$, из которого впоследствии кристаллизовались главные рудные минералы – пирротин, халькопирит и пентландит.

Наиболее плотное скопление интрузий находится внутри одноименной мульды. Относительно крупные интрузии (например, массивы Северный Бускун, Восточный Бускун, Западный Карасаз) характеризуются расслоенным строением, в их вертикальном разрезе развиты такситовые габбро, плагиоперидотиты, оливиновые габбро, троктолиты и габбродииориты. Мелкие штоки и хонолиты имеют относительно однородное внутреннее строение. В западном борту Худолазовской мульды распространены штоки амфиболовых плагиоперидотитов, а в осевой и восточной частях мульды развиты хонолиты безоливиновых амфиболовых габбро и диоритов. Согласно геолого-геофизическим данным, к востоку от осевой части Худолазовской мульды на глубине около 4 км располагается крупное тело, вероятно представлявшее собой магматический резервуар, от которого ответ-

вляются многочисленные интрузии (Rakhimov et al., 2021).

Породы худолазовского комплекса характеризуются пойкилитовой и пойкилоофитовой, редко – габбровой структурой. В небольшом количестве в краевых частях массивов или в виде жил и гнездообразных скоплений встречаются такситовые габбро и пегматоидные диориты.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучено около 50 шлифов амфиболовых и амфиболсодержащих пород худолазовского комплекса. Микроскопические исследования проводились с помощью оптической (Carl Zeiss Axioskop 40A) и сканирующей электронной микроскопии (Tescan Vega Compact) в ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа. Химический состав минералов определен в режиме ЭДС с использованием приставки INCA X-MAX 50 mm фирмы Oxford Instruments (аналитик С.С. Ковалев) с напряжением 20 кВ, силой тока 4 нА, вакуумом 0.05 Па и диаметром пучка 2 мкм, пределы допускаемой относительной погрешности измерений $\pm 3\%$. Для калибровки использовался чистый кобальт.

Химический состав амфиболов также изучен на рентгеновских микроанализаторах CAMECA SX 100 (аналитик И.А. Даниленко) в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, и JEOL JXA-8230 (аналитик Е.Н. Нигматулина) в ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск. Анализы выполнены в следующем режиме: ускоряющее напряжение 15–20 кВ и сила тока 10–30 нА при диаметре пучка электронов на образце 1–3 мкм. Для построения калибровочных графиков использованы аттестованные стандартные образцы: F-Flog (K, F), 359-1 (K), галит (Cl), альбит (Na, Al), диопсид (Si, Ca), O-145 (Si, O), родонит (Mn), Ch-1 (Mg), Fe_2O_3 (Fe), TiO_2 (Ti), V_2O_5 (V), Cr_2O_3 (Cr), MgAl_2O_4 (Mg, Al), 79/62 (Mn, Zn). Микронзондовый анализ включает в себя 191 анализ амфиболов из восьми массивов (Северный Бускун, Восточный Бускун, Малютка, Ташлы-Тау, Агастау, Кусеево-1, Лира, Тукан). Содержание кислорода рассчитано из предположения о стехиометричности состава матрицы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Особенности распределения роговой обманки в породах и ее морфологические особенности

В породах худолазовского комплекса выделяются следующие типы амфибола, различающиеся по цвету, характеру выделений и степени идиоморфизма индивидов: бурая роговая обманка, зеленая роговая обманка и актинолит. Между первыми двумя наблюдаются промежуточные разновидности, часто обладающие слабой переходной

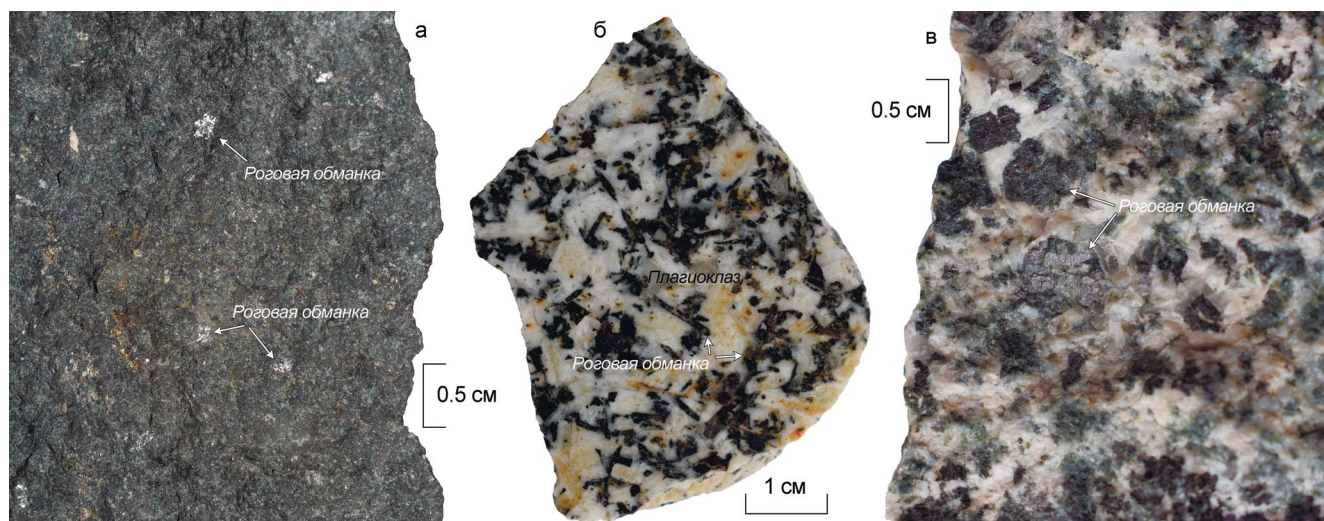


Рис. 1. Образцы роговообманкового перидотита и пегматоидных габбро худолазовского комплекса с пойкилитовыми (а), длиннопризматическими (б), короткопризматическими и изометричными (в) кристаллами роговой обманки.

Fig. 1. Hand specimens of Khudolaz complex hornblende peridotite and pegmatoid gabbroes with poikilitic (a), acicular (б) and isometric (в) hornblende crystals.

окраской от бурой к зеленой. Бурая роговая обманка является одним из породообразующих минералов, в большинстве пород варьируется от 3 до 35 об. %. В долеритах массива Лиры ее содержание не превышает 0.5 об. %, а в ряде образцов массива Ташлы-Тау достигает 50 об. % (оливиновый плагиогорнблендит). Макроскопически цвет роговой обманки зеленовато- или буровато-черный, блеск стеклянный (рис. 1).

В неизмененных и слабоизмененных породах бурая роговая обманка резко преобладает среди амфиболов. В шлифах она характеризуется насыщенной бурой окраской (по оси Ng), плеохроируя до светло-бурой и светло-зеленой. Морфология ее разнообразна. Большей частью в изученных породах роговая обманка образует ксеноморфные интерстициальные выделения. Широко развиты ойки-кристаллы (рис. 1а, 2а), содержащие обильные включения оливина, плагиоклаза, клинопироксена и рудных минералов. Размеры таких пойкилитовых зерен варьируются от 0.5 до 12.5 мм, в интерстициях также встречаются мелкие (0.05–0.1 мм) зерна с острыми входящими углами в сечениях. Часто роговая обманка сростается с такими же ксеноморфными или червеобразными зернами ильменита (рис. 2б). Во многих образцах наблюдаются отчетливые структуры замещения роговой обманкой клинопироксена, выраженные извилистыми, часто неясными границами между клинопироксеном и роговой обманкой, нередко с наличием отдельных амёбовидных реликтов клинопироксена в роговой обманке (рис. 2б–г, е). Но иногда встре-

чаются и структуры обрастания, в которых можно наблюдать четкие ровные границы между клинопироксеном и роговой обманкой (см. рис. 2в). На рис. 2е показано зерно флогопита (частично хлоритизированного), также включенного в структуру замещения клинопироксена бурой роговой обманкой (частично актинолитизированной). В породах с высоким содержанием роговой обманки (15–35 об. %), например в такситовых и пегматоидных габбро, помимо ксеноморфных, развиты субидiomорфные и даже идиоморфные кристаллы бурой роговой обманки (рис. 2д). Встречаются как призматические, так и изометричные зерна размером от 0.5 до 1.5 мм. В габбро и диоритах (массив Тука, а также в пегматоидных обособлениях внутри пикродолеритовых массивов (Восточный Бускун, Лира) развиты сильно вытянутые (до 50 мм и более) и субизометричные идиоморфные кристаллы бурой роговой обманки (см. рис. 1б, в).

В метасоматизированных породах, в которых первичные силикаты частично или полностью замещены вторичными низкотемпературными, бурая роговая обманка незначительно или существенно изменена. Часто по краям бурой роговой обманки (см. рис. 2в, ж) либо пятнами по трещинам (см. рис. 2в, д) развита зеленая роговая обманка. Цвет ее варьируется от насыщенного зеленого до бледно-зеленого и светло-желтовато-зеленого. Зерна зеленой роговой обманки, которые можно было бы назвать самостоятельными, не обнаружены. Довольно часто наблюдается частичное ее замещение актинолитом как вдоль трещин, так и по

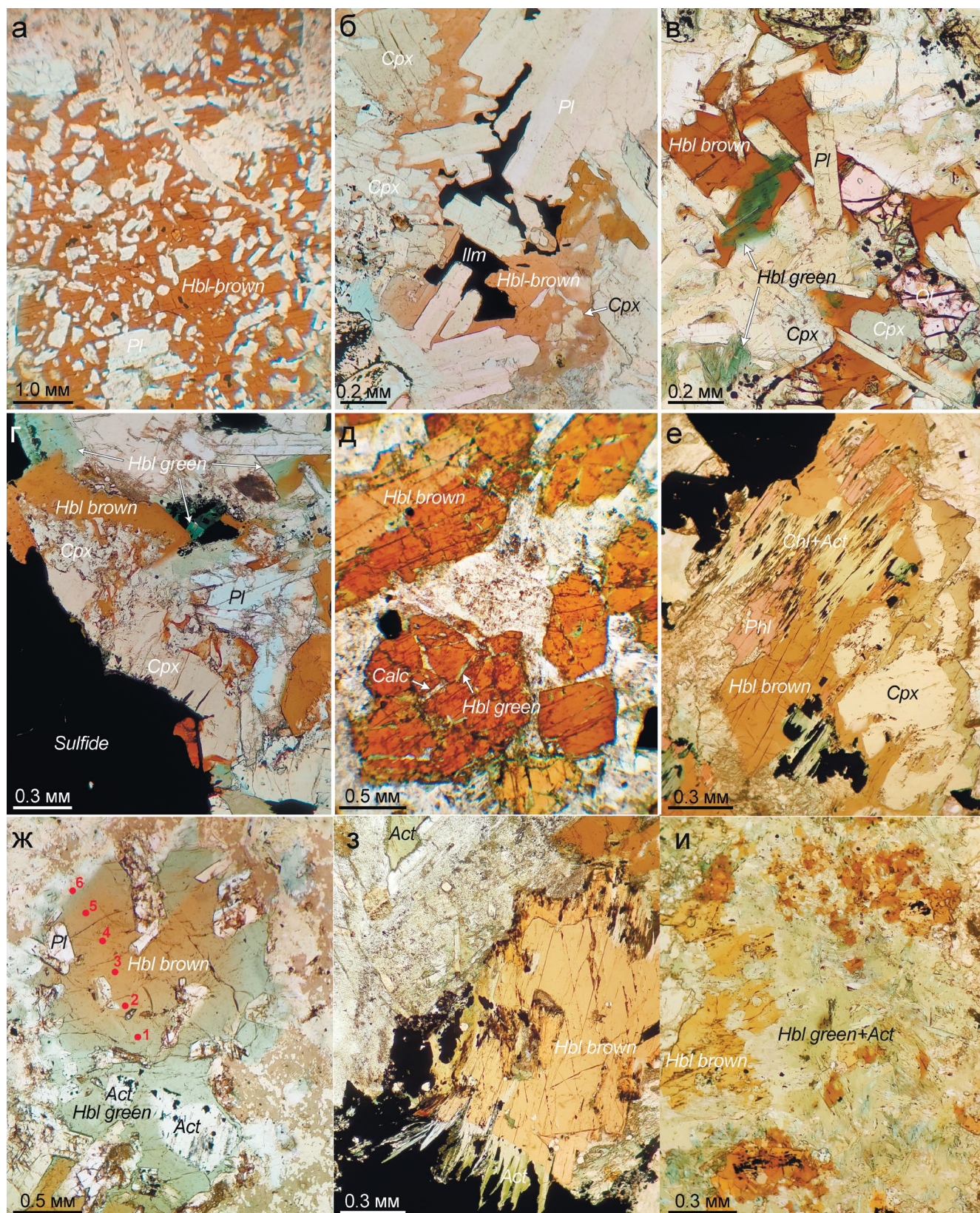


Рис. 2. Морфология зерен роговой обманки в породах худолазовского комплекса (проходящий свет).

а – ойкокристалл роговой обманки с обильными включениями плагиоклаза в роговообманковом габбро; б – срастание роговой обманки, замещающей и обрастающей зерна клинопироксена, и ильменита в интерстициях кристаллов плагио-

клаза в оливин-роговообманковом габбро; в – ойкокristалл роговой обманки с включениями плагиоклаза и клинопироксена в оливин-роговообманковом габбро; г – структура замещения клинопироксена роговой обманкой в оливин-роговообманковом габбро; д – идиоморфные и субидиоморфные кристаллы роговой обманки в роговообманковом габбро; е – структура замещения клинопироксена и флогопита бурой роговой обманкой с последующим ее фрагментарным замещением актинолитом в роговообманковом плагиоперидотите; ж – зональный буро-зеленый ойкокristалл роговой обманки в роговообманковом плагиоперидотите; з – развитие актинолита по краю бурой роговой обманки на границе с сульфидом в роговообманковом плагиоперидотите; и – ойкокristалл бурой роговой обманки, почти полностью замещенный агрегатом из зеленой роговой обманки, актинолита и хлорита в роговообманковом плагиоперидотите. *Act* – актинолит, *Calc* – кальцит, *Chl* – хлорит, *Cpx* – клинопироксен, *Hbl brown* – бурая роговая обманка, *Hbl green* – зеленая роговая обманка, *Ilm* – ильменит, *Pl* – плагиоклаз.

Fig. 2. Morphology of hornblende grains in the Khudolaz complex rocks (transmitted light).

а – hornblende oikocrystal with abundant inclusions of plagioclase (hornblende gabbro); б – intergrowth of hornblende replacing and overgrowing grains of clinopyroxene and ilmenite in the interstices of plagioclase crystals (olivine-hornblende gabbro); в – oikocrystal of hornblende with plagioclase and clinopyroxene inclusions (olivine-hornblende gabbro); г – structure of replacement of clinopyroxene by hornblende (in olivine-hornblende gabbro); д – idiomorphic and subhedral crystals of hornblende (hornblende gabbro); е – structure of replacement of clinopyroxene and phlogopite by brown hornblende followed by its fragmentary replacement by actinolite (hornblende plagioperidotite); ж – zoning brown-green hornblende oikocrystal (hornblende plagioperidotite); з – actinolite along the edge of brown hornblende at the border with sulfide (hornblende plagioperidotite); и – brown hornblende oikocrystal, almost completely replaced by an aggregate of green hornblende, actinolite and chlorite (hornblende plagioperidotite). *Act* – actinolite, *Calc* – calcite, *Chl* – chlorite, *Cpx* – clinopyroxene, *Hbl brown* – brown hornblende, *Hbl green* – green hornblende, *Ilm* – ilmenite, *Pl* – plagioclase.

краям зерен (рис. 2з, и). По трещинам в зернах также иногда развиты агрегаты кальцита (см. рис. 2д), хлорита, эпидота. Кроме того, как было выявлено по результатам химических анализов, в краях некоторых зональных зерен бурой–зеленой роговой обманки в пробах разных массивов изредка развиты мелкие агрегаты куммингтонита–грюнерита. Обычно это либо тонкие вытянутые кристаллы (до 0.1 мм при ширине не более 10 мкм), весьма сходные с актинолитом, либо тонкие полосчатые зоны (до 20 мкм) между бурой и зеленой роговыми обманками. В отдельных случаях бурая роговая обманка практически полностью замещена агрегатами, состоящими из зеленой роговой обманки, актинолита, хлорита и альбита, в которых наблюдаются реликты первой (см. рис. 2и). Характерны как постепенные переходы от бурой роговой обманки к зеленой с побледнением окраски (см. рис. 2ж), так и резкие с четкими границами между ними (см. рис. 2в, г). Если зеленая роговая обманка обычно не имеет четких морфологических отличий от бурой роговой обманки, то актинолит чаще всего представлен игольчатыми кристаллами, хорошо различимыми в матрице, состоящей из реликтов клинопироксена или роговой обманки и сплошных агрегатов хлорита и других вторичных силикатов. В шлифах актинолит имеет желтовато-зеленую, бледно-зеленую окраску, иногда практически бесцветен. На рис. 2з показан актинолитовый агрегат, развитый по кайме зерна бурой роговой обманки и частично замесивший сульфид.

Химический состав роговой обманки

Составы изученных амфиболов нанесены на классификационные диаграммы (Leake et al., 1997) (рис. 3). Из всех анализов бурой роговой

обманки около 80% имеют $(Na + K)^A > 0.5$ ф.е. (рис. 3а) и 20% – менее 0.5 ф.е. (рис. 3б). Подавляющее большинство анализов отвечают магнезиогастингситу, реже – эдениту. Принимая во внимание содержание титана, более чем половину выделений магнезиогастингсита следует определять как титанистый магнезиогастингсит ($Ti\ 0.3–0.5$ ф.е.) и ОН-F-Cl-доминантный амфибол с $(Ti)^C > 0.5$ ф.е., который в ранней номенклатуре (Leake et al., 1997) определялся как керсутит. Однако, согласно последним рекомендациям (Hawthorne et al., 2012), название “керсутит” закреплено за оксиамфиболами ($c\ O^{2-} > 1$ ф.е.), тогда как расчетная доля O^{2-} в амфиболах худолазовского комплекса достигает лишь 0.84.

Менее распространенные низкощелочные бурые роговые обманки отвечают магнезиогорнблендиту (см. рис. 3б). Пересчеты большинства анализов зеленой роговой обманки показали, что $(Na + K)^A < 0.5$ ф.е., на классификационной диаграмме они варьируются от чермакита до магнезиогорнблендита (магнезиоферригорнблендита) и актинолита, часть анализов отвечает феррогорнблендиту. Меньшая часть проанализированных зерен имеет $(Na + K)^A > 0.5$ ф.е., соответствуя магнезиогорнблендиту, эдениту и в единичных случаях ферропаргаситу и ферроэдениту. Большинство анализов актинолита отвечают номинальному актинолиту и небольшое число – ферроферригорнблендиту и ферроактинолиту (см. рис. 3б). Среди редких зерен состава куммингтонит–грюнерит выявлены как беститанистые (TiO_2 ниже предела обнаружения микрозонда), так и титанистые (TiO_2 до 0.6 мас. %) разновидности (табл. 1, ан. 29, 30).

Между разными типами пород из разных массивов выявлены некоторые принципиальные различия в химическом составе амфиболов. Наиболь-

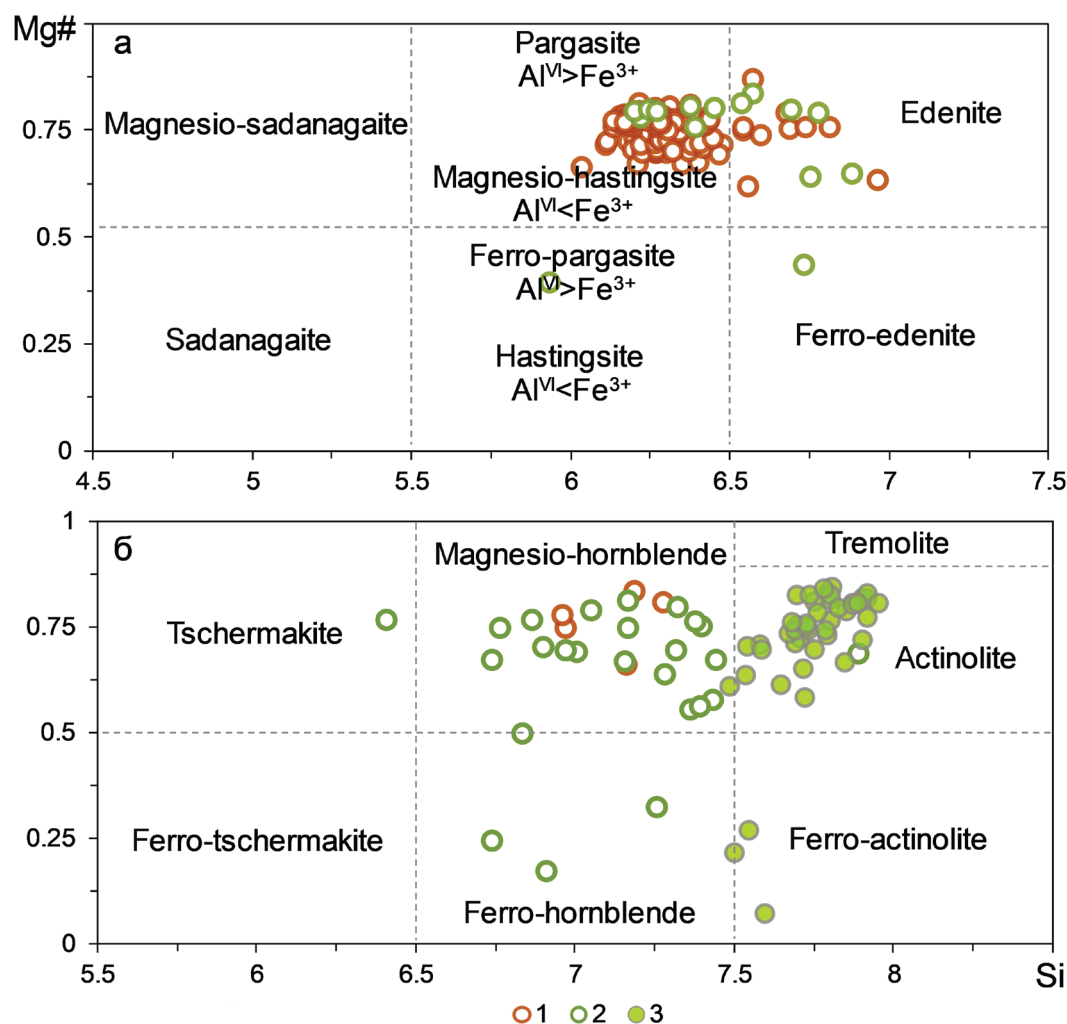


Рис. 3. Классификационные диаграммы Si–Mg# (ф.е.), по (Leake et al., 1997), для амфиболов худолазовского комплекса.

1 – бурая роговая обманка, 2 – зеленая роговая обманка, 3 – актинолит.

Fig. 3. Classification diagrams Si–Mg# (apfu), according (Leake et al., 1997) for Khudolaz complex amphiboles.

1 – brown hornblende, 2 – green hornblende, 3 – actinolite.

шим содержанием TiO_2 (4.9–5.3 мас. %) характеризуется бурая роговая обманка из перидотитов массива Кусеево-1, а наименьшим – роговая обманка из плагиоперидотитов и габбро массива Ташлы-Тау (TiO_2 1.5–3.1 мас. %). Помимо этого, бурая роговая обманка из ультрамафитов массива Кусеево-1 отличается самой высокой концентрацией MgO (15.4–15.8 мас. %) и Cr_2O_3 (в среднем 0.1 мас. %, в то время как в роговых обманках других массивов <0.05 мас. %), а также самым низким содержанием FeO (7.9 мас. %) и MnO (0.1 мас. %). В целом бурая роговая обманка из ультраосновных пород богаче MgO (14.5–15.6 мас. %; $\text{Mg\#} = 0.75\text{--}0.84$) и беднее FeO (7.9–11.9 мас. %) (см. табл. 1, ан. 12, 13, 15–17), чем из основных и средних пород (12.4–14.0 мас. % MgO и 11.6–13.6 мас. % FeO, $\text{Mg\#} = 0.67\text{--}0.76$) (см.

табл. 1, ан. 1–9, 12). Однако, несмотря на эти различия, в целом распределение точек составов бурой роговой обманки в каждом массиве худолазовского комплекса подчиняется единым трендам с отчетливой отрицательной корреляцией между Si и Ti, MgO и TiO_2 , а также положительной корреляцией между Al^{IV} и Ti, TiO_2 и Na_2O (рис. 4).

Зеленая роговая обманка более вариативна по составу, в том числе в одних и тех же образцах. Средние содержания TiO_2 в разных пробах меняются от 0.12 до 1.3 мас. %, максимально достигают 2.0–2.2 мас. %. При этом выдерживается общее более высокое содержание MgO (13.9–17.6 мас. %) и более низкое – FeO (10.6–14.6 мас. %) с $\text{Mg\#} = 0.79\text{--}0.88$ (см. табл. 1, ан. 22–24) – в ультраосновных породах по сравнению с основными

Таблица 1. Выборочные представительные микронзондовые анализы амфиболов худолазовского комплекса, мас. %
Table 1. Selective representative microprobe analyses of amphiboles of the Khudolaz complex, wt %

№ ан.	Массив	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	NiO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	Total	Mg#
1	Л	D ₄ -5	42.66	3.04	9.50	Н. п. о.	13.95	0.07	0.35	12.90	10.23	2.96	0.56	0.19	0.04	96.45	0.71
2			41.80	4.82	11.08	0.02	12.65	Н. п. о.	0.21	12.36	11.22	3.20	0.46	0.19	0.01	97.97	0.69
3			41.56	5.06	11.15	0.05	12.66	0.02	0.19	12.55	11.11	2.98	0.45	0.18	0.03	98.01	0.72
4	АТ	K ₁₈ -60	41.17	5.09	11.13	0.04	13.20	Н. п. о.	0.20	12.16	11.19	3.23	0.25	0.20	Н. п. о.	97.85	0.68
5			41.24	5.20	11.15	0.02	13.47	0.02	0.19	12.01	11.17	3.03	0.24	0.19	Н. п. о.	97.95	0.67
6	ББ	D ₄ -19	42.28	3.78	10.62	0.05	12.39	0.01	0.20	13.39	10.90	2.87	0.28	0.08	0.02	96.87	0.73
7			41.91	4.12	11.07	0.05	12.57	0.02	0.19	13.35	11.04	2.80	0.29	0.10	Н. п. о.	97.51	0.72
8			43.10	3.05	9.87	0.02	13.11	Н. п. о.	0.19	13.59	11.14	2.50	0.37	0.11	0.02	97.08	0.74
9	СБ	1433	42.71	3.51	10.65	0.03	11.72	0.05	0.19	14.14	10.88	3.08	0.36	0.20	0.01	97.53	0.76
10		1435	41.76	3.42	10.87	0.01	12.48	0.09	0.19	13.72	11.52	3.03	0.42	0.09	0.02	97.62	0.74
11			41.54	3.34	11.34	0.21	12.56	0.07	0.22	13.40	11.44	3.08	0.46	0.17	0.01	97.84	0.73
12	ТТ	3760	45.96	1.71	8.59	0.05	12.38	0.11	0.30	14.80	11.19	2.33	0.45	0.17	0.03	98.07	0.76
13			43.98	2.38	10.32	0.02	11.86	0.01	0.30	14.64	11.07	2.75	0.35	0.23	0.02	97.93	0.77
14		3784	42.80	2.92	10.76	Н. п. о.	12.10	0.02	0.26	13.78	11.13	2.68	0.31	0.15	Н. п. о.	96.91	0.75
15	М	3485	42.88	3.89	10.18	Н. о.	10.55	0.05	0.21	15.37	10.42	3.37	0.34	0.11	0.01	97.39	0.81
16			40.98	4.64	11.23	Н. о.	10.60	0.03	0.19	14.64	10.68	3.12	0.39	0.17	0.01	96.69	0.79
17		К-1	1855	41.13	5.31	12.41	0.15	7.97	Н. п. о.	0.09	15.59	11.31	3.10	0.28	Н. о.	Н. о.	97.35
18	Л	D ₄ -5	50.53	1.27	3.93	Н. п. о.	14.49	Н. п. о.	0.43	14.28	11.35	1.49	0.42	0.23	0.06	98.48	0.70
19			51.29	1.36	3.48	Н. п. о.	13.61	0.04	0.28	14.04	11.68	1.27	0.38	0.27	0.03	97.73	0.67
20	АТ	K ₁₈ -60	48.38	0.02	7.55	Н. п. о.	15.92	0.02	0.39	13.62	10.41	1.49	0.05	0.09	0.02	97.95	0.69
21			48.52	1.24	4.78	0.03	16.36	Н. п. о.	0.33	13.52	10.60	0.95	0.24	0.18	0.05	96.79	0.67
22	ТТ	3760	50.36	0.33	5.86	0.06	10.80	Н. п. о.	0.36	17.01	11.21	1.63	0.24	0.08	0.01	97.95	0.81
23			3784	48.68	0.35	6.53	0.03	11.60	0.07	0.49	15.61	11.27	1.51	0.23	0.09	0.01	96.47
24	М	3485	49.93	2.19	4.73	Н. о.	10.63	0.06	0.22	17.66	7.80	3.87	0.19	0.20	0.03	97.51	0.88
25	Л	D ₄ -5	52.86	0.74	2.77	Н. п. о.	13.11	0.06	0.23	15.17	11.65	1.01	0.27	0.22	0.02	98.11	0.71
26	АТ	K ₁₈ -60	55.25	0.06	0.65	0.01	12.94	0.03	0.14	15.63	12.71	0.15	0.02	0.04	Н. п. о.	97.62	0.69
27	СБ	1435	49.98	0.09	1.59	Н. п. о.	28.76	0.07	1.31	4.80	11.68	0.51	0.08	0.05	Н. п. о.	98.92	0.27
28	ТТ	3760	53.47	0.01	0.89	0.04	12.12	0.01	0.24	16.23	13.10	0.13	0.02	0.09	0.01	96.36	0.72
29	АТ	K ₁₈ -60	51.14	0.55	2.67	Н. п. о.	21.59	0.03	0.66	14.63	5.39	0.60	0.07	0.12	0.07	97.52	0.69
30	СБ	1433	47.40	Н. п. о.	4.68	0.02	11.38	0.07	0.33	26.65	0.68	0.25	0.01	0.05	0.01	91.53	1.00

Таблица 1. Окончание
Table 1. Ending

№ ан.	Si	Al ^(IV)	Ti ^(IV)	Al ^(VI)	Ti ^(VI)	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ni	Ca	Na	K	F	Cl	OH	O ²⁻
Формульные коэффициенты (O = 23)																		
1	6.412	1.608	0	0.075	0.365	0.000	0.570	1.183	0.045	2.890	0.008	1.656	0.863	0.114	0.092	0.009	1.419	0.480
2	6.238	1.762	0	0.187	0.542	0.002	0.338	1.240	0.027	2.750	0	1.793	0.925	0.090	0.095	0	1.195	0.710
3	6.212	1.790	0.012	0.175	0.572	0.006	0.349	1.107	0.024	2.797	0.001	1.779	0.864	0.090	0.088	0.006	1.118	0.787
4	6.177	1.832	0	0.137	0.583	0.005	0.372	1.284	0.025	2.720	0	1.796	0.940	0.053	0.099	0	1.125	0.775
5	6.189	1.820	0	0.152	0.596	0.002	0.370	1.321	0.024	2.687	0.002	1.793	0.882	0.051	0.093	0	1.092	0.815
6	6.304	1.714	0	0.152	0.444	0.006	0.433	1.112	0.025	2.976	0.001	1.745	0.830	0.058	0.042	0.003	1.365	0.590
7	6.235	1.783	0	0.158	0.482	0.006	0.435	1.129	0.024	2.961	0.002	1.761	0.808	0.060	0.049	0	1.270	0.682
8	6.404	1.615	0	0.113	0.363	0.002	0.465	1.049	0.023	3.010	0	1.778	0.721	0.074	0.054	0.004	1.450	0.491
9	6.311	1.704	0	0.150	0.410	0.004	0.442	1.007	0.024	3.115	0.006	1.728	0.882	0.071	0.096	0.001	1.342	0.562
10	6.208	1.812	0	0.093	0.404	0.001	0.461	1.091	0.024	3.041	0.011	1.837	0.873	0.083	0.052	0.003	1.415	0.529
11	6.177	1.839	0	0.148	0.392	0.025	0.443	1.119	0.028	2.970	0.008	1.822	0.888	0.092	0.087	0.001	1.404	0.508
12	6.684	1.326	0	0.146	0.200	0.006	0.473	1.033	0.037	3.209	0.013	1.753	0.657	0.084	0.074	0.006	1.656	0.264
13	6.427	1.594	0	0.184	0.287	0.002	0.498	0.951	0.037	3.189	0.001	1.740	0.779	0.067	0.104	0.004	1.484	0.408
14	6.340	1.684	0	0.194	0.354	0	0.470	1.029	0.033	3.043	0.002	1.771	0.770	0.062	0.072	0	1.467	0.461
15	6.309	1.707	0	0.059	0.452	0	0.488	0.811	0.026	3.371	0.006	1.649	0.961	0.067	0.053	0.001	1.299	0.647
16	6.124	1.898	0	0.079	0.546	0	0.469	0.856	0.024	3.261	0.004	1.711	0.904	0.080	0.084	0.001	1.143	0.772
17	6.052	1.958	0	0.194	0.605	0.017	0.292	0.689	0.011	3.420	0	1.782	0.884	0.055	0	0	1.159	0.841
18	7.312	0.675	0.012	0.000	0.126	0	0.427	1.350	0.053	3.081	0	1.772	0.418	0.076	0.090	0.014	1.784	0.111
19	7.438	0.542	0.022	0.053	0.126	0	0.272	1.464	0.034	3.035	0.005	1.829	0.357	0.066	0.112	0.005	1.853	0.029
20	7.002	1.025	0	0.262	0.030	0	0.615	1.312	0.048	2.939	0.002	1.626	0.418	0.010	0.020	0.005	1.859	0.117
21	7.152	0.864	0	0	0.158	0.003	0.562	1.454	0.041	2.971	0	1.690	0.271	0.050	0.066	0.012	1.683	0.240
22	7.163	0.844	0	0.139	0.037	0.007	0.457	0.828	0.043	3.607	0	1.718	0.449	0.039	0.018	0.001	1.954	0.027
23	7.047	0.974	0	0.140	0.058	0.003	0.509	0.896	0.060	3.369	0.008	1.760	0.424	0.043	0.027	0.001	1.981	0
24	7.157	0.837	0.002	0	0.235	0	0.575	0.510	0.027	3.772	0.007	1.204	1.074	0.034	0.072	0.006	1.532	0.391
25	7.581	0.399	0.024	0.069	0.055	0	0.277	1.349	0.028	3.243	0.007	1.803	0.281	0.043	0.083	0.003	1.946	0
26	7.888	0.090	0.006	0.019	0	0.001	0.166	1.503	0.017	3.327	0.003	1.961	0.179	0	0	0	2.000	0
27	7.546	0.464	0	0	0.034	0	0.838	2.946	0.168	1.080	0.009	1.904	0.256	0.027	0	0	2.000	0
28	7.709	0.288	0.001	0	0	0.005	0.256	1.341	0.029	3.488	0.001	2.042	0.095	0	0.030	0	2.000	0
29	7.46	0.58	0	0	0.12	0	1.21	1.42	0.08	3.18	0.004	0.86	0.17	0.03	0	0.02	1.29	0.69
30	6.87	1.27	0	0	0	0.002	1.89	0	0.04	5.76	0.008	0.12	0.07	0.03	0	0.009	0.78	1.21

Примечание. Анализы: 1–17 – бурая роговая обманка, 18–24 – зеленая роговая обманка, 25–28 – актинолит, 29, 30 – куммингтонит. АТ – Агастау (роговообманковое габбро), ВБ – Восточный Бускун (оливин-роговообманковое габбро), К-1 – Кусеево-1 (роговообманковый перидотит), Л – Лира (пегматоидное габбро), М – Малютка (роговообманковый перидотит), СБ – Северный Бускун (роговообманковые плагиоидотиты), ТТ – Ташлы-Тай (роговообманковые плагиоидотиты). Н. о. – не определялось. Н. п. о. – ниже предела обнаружения. $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$.

Note. 1–17 – brown hornblende, 18–24 – green hornblende, 25–28 – actinolite, 29, 30 – cummingtonite. АТ – Agastau (hornblende gabbro), ВБ – Vostochnyi Buskun (olivine-hornblende gabbro), К-1 – Kuseevo-1 (hornblende peridotite), Л – Lira (pegmatoid gabbro), М – Malyutka (hornblende peridotite), СБ – Severnyi Buskun (hornblende plagioperridotites), ТТ – Tashly-Tau (hornblende plagioperridotites). Н. о. – not determined. Н. п. о. – below the detection limit. $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$.

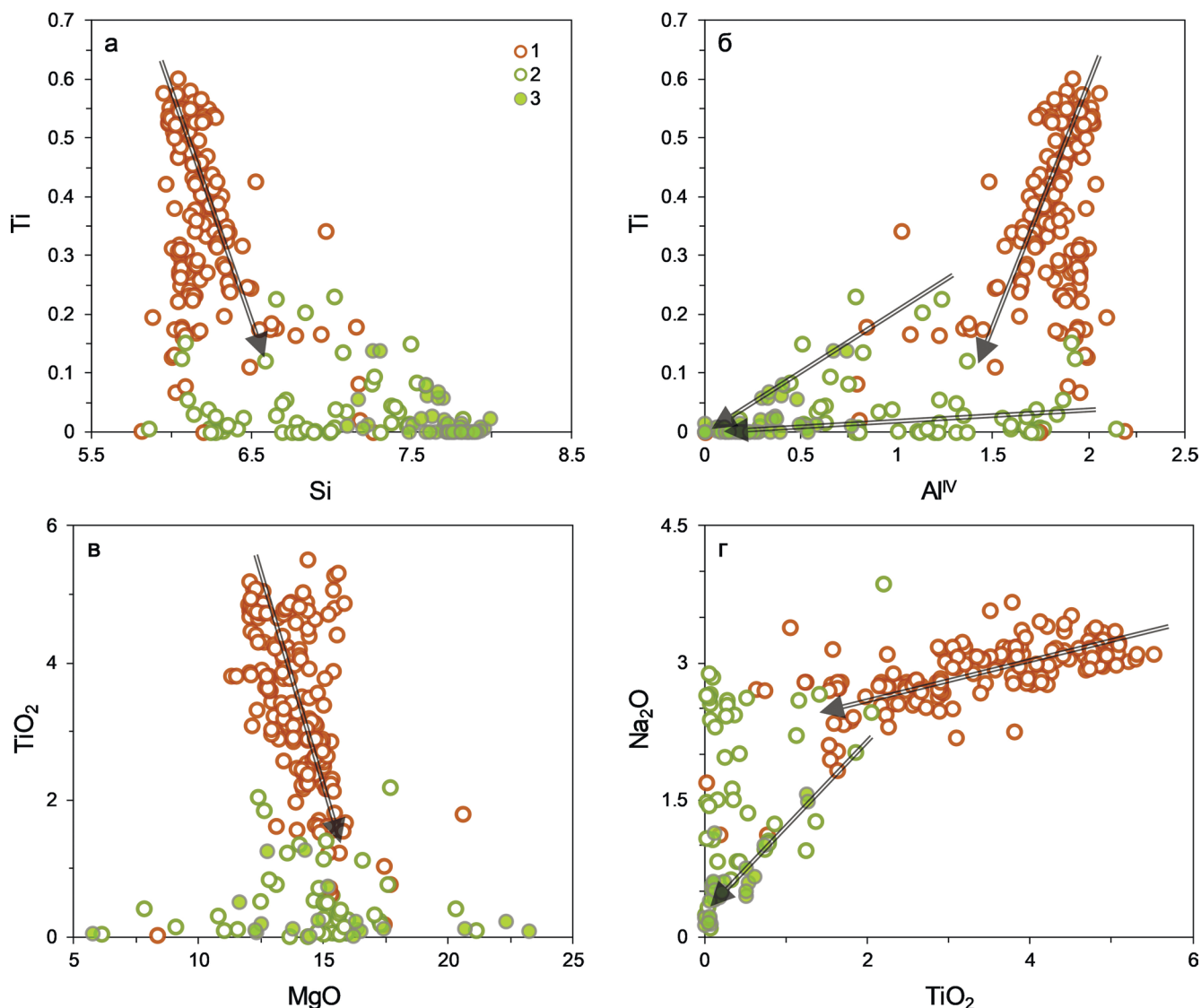


Рис. 4. Вариационные диаграммы для амфиболов худолазовского комплекса.

а – Si–Ti (ф.е.), б – Al^{IV}–Ti (ф.е.), в – MgO–TiO₂ (мас. %), г – TiO₂–Na₂O (мас. %). Стрелками показаны тренды снижения температуры. Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 4. Variation diagrams for Khudolaz complex amphiboles.

а – Si–Ti (apfu), б – Al^{IV}–Ti (apfu), в – MgO–TiO₂ (wt %), г – TiO₂–Na₂O (wt %). Arrows shows temperature decrease trends. Symbols – see Fig. 3.

(13.0–14.3 мас. % MgO и 13.6–20.3 мас. % FeO, Mg# = 0.67–0.70) (см. табл. 1, ан. 18–21).

На бинарных диаграммах, построенных по формульным коэффициентам и массовым процентам, выражены четкие обособленные тренды вариаций составов бурой и зеленой роговых обманок, характеризующиеся увеличением количества кремния и уменьшением алюминия в тетраэдрической позиции при уменьшении содержания титана (см. рис. 4). Бурая роговая обманка характеризуется более выдержанным количеством MgO, тогда как в

зеленой роговой обманке его содержание сильно варьируется. Перекрывание полей составов наблюдается лишь для анализов, полученных из переходных зон между бурой и зеленой роговыми обманками. Актинолит, находящийся в срастаниях с зернами роговых обманок, характеризуется самым низким содержанием TiO₂ (0.01–0.7 мас. %), а также широкими вариациями количества MgO (от 5 до 22 мас. %) и FeO (11.5–29.9 мас. %).

На рис. 5 показаны вариации некоторых катионов по ЭДС-линии I–II в зерне роговой обманки,

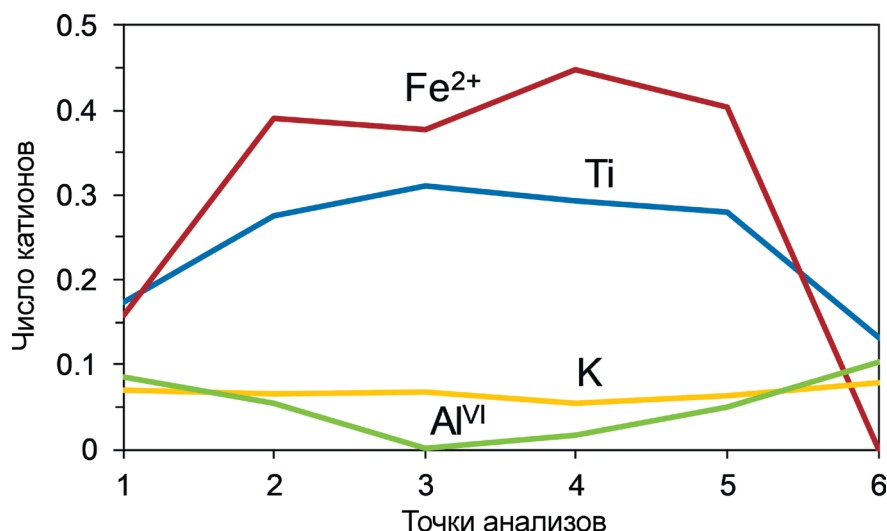


Рис. 5. Вариации катионов в зональном зерне роговой обманки по данным ЭДС (см. рис. 2ж).

Fig. 5. Variations of cations in the zoning hornblende grain according EDX data (see Fig. 2ж).

имеющем бурое ядро и зеленые края (см. рис. 2ж). Как видно на диаграмме, наиболее резко изменяется количество Ti и Fe²⁺, падающее при переходе от бурой роговой обманки к зеленой. Количество Al^{VI} и K умеренно увеличивается, а других катионов – почти не меняется.

Изученные амфиболы характеризуются умеренно низким содержанием галогенов (F и Cl) (см. табл. 1). Максимальное содержание F в бурой роговой обманке составляет 0.3 мас. %, Cl – 0.1 мас. %, среднее – 0.15 и 0.02 мас. % соответственно (т. е. на уровне предела обнаружения для хлора). В зеленой роговой обманке и актинолите содержание F и Cl аналогично. Кроме того, в амфиболах проводилось измерение количества сульфатной серы (SO₃), ее содержание чаще всего не превышает пределов обнаружения (0.02 мас. %), редко достигая 0.03–0.06 мас. %.

Термобарометрия

Для оценки давления и температуры кристаллизации амфиболов широко применяются эмпирические геотермометры и геобарометры, основанные на равновесном распределении Si, Al, Na, K, Fe, Mg между амфиболом и расплавом либо амфиболом и сосуществующим плагиоклазом, а чаще на соотношении Al^{IV} и Al^{VI} или концентрации Ti в самом минерале (Helz, 1979; Ферштатер, 1990; Ridolfi et al., 2010; Putirka, 2016; Liao 2021; Ridolfi, 2021). В табл. 2 представлены результаты расчетных *P-T* параметров представительных составов амфибола, полученные несколькими независимыми методами.

Ti-термометр по методу (Otten, 1984) показал, что расчетные температуры кристаллизации бурой роговой обманки варьируются от 745 до

1043°C (среднее – 972°C), для зеленой роговой обманки диапазон температур составляет 548–831°C (среднее – 655°C), для актинолита – 546–649°C (среднее – 579°C), для куммингтонита – 545–627°C (среднее – 598°C). Отмечается, что данный термометр более применим для магматических амфиболов, поскольку для вторичных низкотемпературных амфиболов величина ошибки возрастает.

Ti-термометр по методу (Liao et al., 2021) выдал гораздо более высокие расчетные температуры для изученных амфиболов, которые превышают верхний предел термической стабильности амфибола (≈1050°C (Allen, Boettcher, 1978)), в связи с чем результаты, полученные по этому термометру, не могут быть использованы. Отметим, что геотермометр (Liao et al., 2021) разработан в первую очередь для амфиболов из высокоградных метаморфических пород, однако авторы отмечают его применимость и к магматическим амфиболам. Для изучаемой нами системы, несмотря на соответствие окислительно-восстановительного потенциала рассматриваемой системы и титансодержащей минеральной ассоциации той, на основе которой авторы создали этот Ti-термометр, он неприменим.

Si-Al-Mg-термобарометр (Ridolfi et al., 2010), разработанный для вулканических амфиболов, применим при величине Al^{VI}/Al^T ≤ 0.21 в амфиболе, где Al^T = Al^{IV} + Al^{VI}. Практически все анализы амфиболов худозавовского комплекса удовлетворяют этому условию, поэтому данный геотермобарометр использован нами не только для бурой и зеленой роговых обманок, но и для актинолита. Расчетная температура кристаллизации бурой роговой обманки варьируется от 752 до 1023°C (среднее – 952°C), для зеленой роговой обманки – от 672

Таблица 2. Оценки значений давления и температуры кристаллизации для выборочных анализов амфибола из пород худолазовского комплекса, приведенных в табл. 1, и содержание анортитового минерала, мол. %, в плагиоклазе, находящемся в сростании с проанализированным амфиболом

Table 2. Estimate values of pressure and temperature of crystallization for selective analyses of amphibole from the rocks of the Khudolaz complex are given in Table 1, and content of anorthite mineral, mol. %, in plagioclase intergrown with the analyzed amphibole

Ссылка	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
	T, °C																													
(Otten, 1984)	958	1023	1030	1032	1035	992	1001	953	983	981	978	769	858	934	994	1018	1035	712	724	548	712	587	591	831	641	553	558	546	—	—
(Liao et al., 2021)	1226	1344	1362	1368	1376	1282	1307	1224	1258	1254	1246	1082	1164	1218	1287	1346	1381	992	992	789	1034	813	871	1117	863	—	803	—	—	—
(Ridolfi et al., 2010)	903	966	968	973	969	942	957	916	945	966	972	863	919	937	960	997	1023	729	705	772	778	772	787	—	679	621	—	666	—	—
(Holland, Blundy, 1994)*	—	—	—	1004	998	977	965	—	1072	—	—	—	973	—	—	—	—	—	—	—	—	—	573	—	863	—	—	—	—	—
P, кбар																														
(Ridolfi et al., 2010)	2.1	3.1	3.1	3.2	3.2	2.7	3.0	2.3	2.7	2.9	3.3	1.6	2.4	2.8	2.3	3.1	4.0	0.5	0.5	1.2	0.6	0.8	1.0	—	0.4	—	—	0.2	—	—
(Johnson, Rutherford, 1989)	3.6	4.7	4.7	4.8	4.8	4.3	4.6	3.8	4.3	4.5	4.9	2.7	4.0	4.4	3.9	4.8	5.5	—	—	1.9	0.0	0.7	1.2	—	—	—	—	—	—	—
(Ферштатер, 1990)	—	—	—	3–4	3–4	3–4	3–4	—	2–3	—	—	—	2–3	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	1	—	—	—	—	—	—
Содержание анортитового минерала в плагиоклазе	—	—	—	53.5	53.0	54.2	52.6	—	71.4	—	—	—	60.7	—	—	—	—	—	—	—	—	5.6	—	27.6	—	—	—	—	—	—

Примечание. Прочерк – не может быть вычислено или нет данных. *По геобарометру (Ферштатер, 1990).

Note. Dash – cannot be calculated or no data. *According geobarometer (Fershtater, 1990).

Таблица 3. Оценки содержания H₂O в сосуществующем расплаве и значений фугитивности кислорода в единицах ΔNNO для выборочных анализов амфибола из пород худолазовского комплекса, приведенных в табл. 1

Table 3. Estimate values of H₂O content in coexisting melt and oxygen fugacity by means of ΔNNO for selective analyses of amphibole from the rocks of the Khudolaz complex are given in Table 1

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
H ₂ O в расплаве, мас. %	3.9	4.9	4.9	5.2	5.4	5.1	5.3	4.9	4.6	4.5	4.9	4.4	5.0	5.6	3.6	4.2	4.8	3.3	3.7	—	4.9	—	—	4.2	—	—	—	—	—	—
ΔNNO	0.5	–0.5	–0.4	–0.6	–0.6	0.3	0.2	0.6	0.5	0.4	0.3	1.3	1.0	0.6	1.0	0.6	0.4	1.5	1.3	—	1.8	—	—	1.1	—	—	—	—	—	—

Примечание. Прочерк – не вычислялось.

Note. Dash – not calculated.

до 840°C (среднее – 742°C), для актинолита – от 618 до 688°C (среднее – 653°C). Расхождения температур в сравнении с таковыми по термометру (Otten, 1984), для бурой роговой обманки варьируются от 1 до 12 отн. %, для зеленой роговой обманки и актинолита – от 2 до 41 отн. %, в среднем 13 отн. %. Величина давления в системе при образовании бурой роговой обманки, по барометру (Ridolfi et al., 2010), составляет 1.6–4.0 кбар (среднее – 2.8 кбар), для зеленой роговой обманки – 0.5–1.2 кбар (среднее – 0.8 кбар), для актинолита – 0.2–0.4 кбар (среднее – 0.3 кбар).

Al-барометр (Johnson, Rutherford, 1989) показал значения расчетного давления при кристаллизации бурой роговой обманки в диапазоне 2.7–5.5 кбар (среднее – 4.4 кбар), а для зеленой роговой обманки – 0–1.9 кбар (среднее – 1.0 кбар). Эти величины на 38–71 отн. % выше, чем по данным барометра (Ridolfi et al., 2010).

Амфибол-плагиоклазовый барометр по методике (Ферштатер, 1990), основанный на распределении Si и Al между сосуществующими минералами, показал, что бурая роговая обманка кристаллизовалась в диапазоне 2–4 кбар, а зеленая – при 1–2 кбар. В целом величины, полученные по данному барометру, являются промежуточными между полученными по методам (Ridolfi et al., 2010) и (Johnson, Rutherford, 1989). В табл. 2 представлены также содержания анортитового минала в плагиоклазе, находящемся в сростании с проанализированным амфиболом.

Амфибол-плагиоклазовый термометр (Holland, Blundy, 1994), основанный на обменных реакциях по Si, Al и Na, незначительно зависит от величины давления. В табл. 2 представлены результаты расчетов по данному термометру исходя из значений давления по барометру (Ферштатер, 1990), различия температур при использовании других барометров не превышают 1–2 отн. %. Для бурой роговой обманки получены температуры от 965 до 1072°C (среднее – 998°C), для зеленой – 573–863°C (среднее – 718°C). Значения наиболее близки к данным термометра (Ridolfi et al., 2010). Это дает основание полагать, что проанализированные плагиоклаз и роговая обманка находились в близравновесных условиях.

Вычисленные разными методами температуры кристаллизации бурой роговой обманки варьируются от 745 до 1072°C. Все низкие значения (<860°C) получены для бледноокрашенных зон зерен на границе бурой роговой обманки и зеленой. Анализ данных показал, что абсолютное большинство (85%) расчетных значений находится в диапазоне 920–1040°C. Отметим, что эти данные не противоречат значениям термометрии замещающего ею клинопироксена, для которого температура кристаллизации оценена как $\approx 1100^\circ\text{C}$ (согласно Comagmat-моделированию образования мас-

сива Ташлы-Тау (Рахимов, 2020)). Наиболее высокие температуры получены для высокотитанистой роговой обманки из перидотитов массива Кусеево-1 и Агастау, а самые низкие – для менее титанистой роговой обманки из метасоматизированных габброидов массива Ташлы-Тау. Расчетное давление варьируется от 1.6 до 5.5 кбар, что также зависит от титанистости роговой обманки. С учетом округления диапазоны расчетных температур образования зеленой роговой обманки, полученные разными методами, перекрываются на отметках 670–830°C, а для актинолита – 620–650°C.

Оценка содержания воды и $f\text{O}_2$ в расплаве

Обилие роговой обманки в породах худолазовского комплекса свидетельствует о флюидонасыщенности магматического расплава (Никольский, 1987). Ранее нами на примере массива Ташлы-Тау при помощи моделирования в программе Comagmat 5.2 рассчитано, что содержание H_2O в родоначальном расплаве было не ниже 1.7 мас. % (Рахимов, 2020). Содержания H_2O в расплаве, определенные на основе химического состава роговой обманки по методу (Ridolfi et al., 2010), показывают, что при кристаллизации бурой роговой обманки содержание воды в расплаве варьировало от 3.2 до 6.7 мас. % (табл. 3) и практически не было связано с температурой кристаллизации (рис. 6б). Причем эти вариации наблюдаются не между отдельными пробами из разных массивов, а зависят только от вариаций состава роговой обманки. Средние значения $\text{H}_2\text{O}_{\text{распл}}$ в разных массивах составляют $\approx 4.5\text{--}5.0$ мас. %. По данным анализов зеленой роговой обманки (использовались только высокотитанистые разновидности с $\text{TiO}_2 > 1$ мас. %), расчетное значение $\text{H}_2\text{O}_{\text{распл}}$ варьируется от 3.3 до 4.9 мас. %.

Оценка фугитивности кислорода относительно буфера Ni–NiO, выраженная в ΔNNO , также произведена согласно методу (Ridolfi et al., 2010). Установлено, что со снижением температуры происходит постепенное увеличение ΔNNO от $-0.2\dots+0.4$ до $+0.9\dots+1.8$, в среднем от 0.3 для бурой роговой обманки и до 1.4 для зеленой роговой обманки (рис. 6в).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Совокупность минералого-петрографических и геохимических данных, таких как особенности распределения в породах и взаимоотношения с другими породообразующими минералами, а также относительно высокое содержание титана, свидетельствуют о магматогенной природе бурой роговой обманки в худолазовском комплексе. Ее образование происходило в основном в диапазоне 920–1040°C: 1) в результате непосредственной кристаллизации из богатого водой расплава; 2) за счет реакции клинопироксена с богатым водой остаточ-

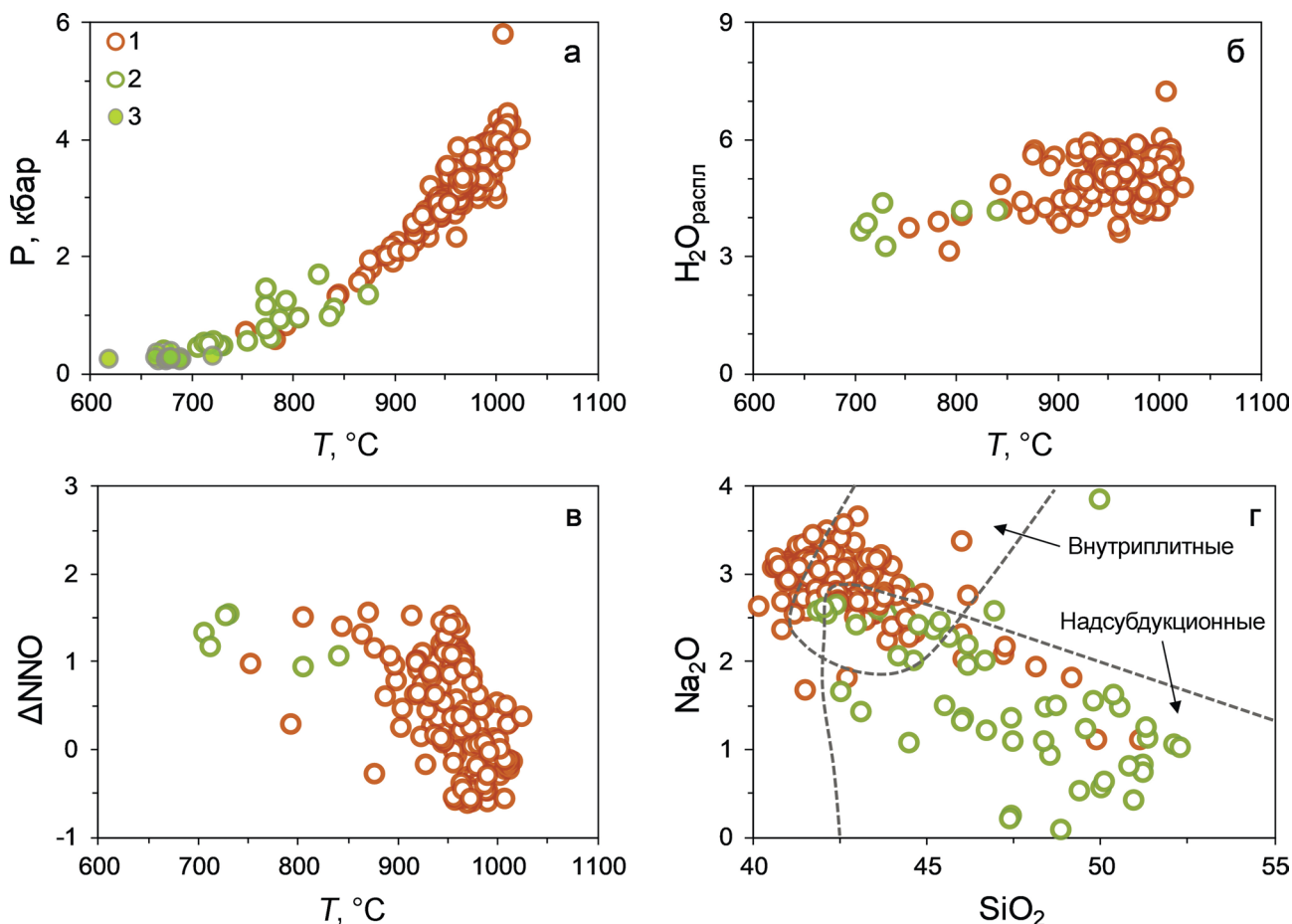


Рис. 6. Диаграммы $T, ^\circ\text{C} - P, \text{кбар}$ (а), $T, ^\circ\text{C} - \Delta\text{NNO}$ (б), $T, ^\circ\text{C} - \text{H}_2\text{O}_{\text{распл}}$ (в), $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}$, по (Coltorti et al., 2007) (г) для амфиболов худолазовского комплекса.

Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 6. Diagrams $T, ^\circ\text{C} - P, \text{kbar}$ (а), $T, ^\circ\text{C} - \Delta\text{NNO}$ (б), $T, ^\circ\text{C} - \text{H}_2\text{O}_{\text{распл}}$ (в) $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}$ after (Coltorti et al., 2007) (г) for Khudolaz complex amphiboles.

Symbols – see Fig. 3.

ным расплавом. Первое находит подтверждение в такситовых и пегматоидных габбро и диоритах, а также в краевых долеритах некоторых массивов (например, массива Малютка), в которых развиты идиоморфные кристаллы бурой роговой обманки (см. рис. 2д). Второе подтверждается многочисленными примерами неограниченных реликтов клинопироксена в пойкилитовой роговой обманке и сложной морфологией их границ с наличием тонких переходных зон (см. рис. 2б, г). Отметим, что возможность образования роговой обманки за счет реакции клинопироксена и даже оливина с водонасыщенным расплавом отмечалась и ранее, например, в мантийных ксенолитах из лав Земли Виктории (Coltorti et al., 2004), в метагаббро Лабрадорской мульды в Канаде (Varink, 1984), в габбро комплекса Артфьяллет в Швеции (Otten, 1984). Небольшая часть ксеноморфных выделений бурой

роговой обманки, обрастающей зерна клинопироксена при резких и относительно ровных границах между минералами, вероятно, также кристаллизовалась непосредственно из остаточного расплава.

По составу эти морфологические разновидности бурой роговой обманки не различаются, и обе несут признаки вторичных изменений. Частные тренды составов бурой роговой обманки из пород каждого изученного массива худолазовского комплекса на вариационных диаграммах объединяются в единый эволюционный тренд (см. рис. 4), указывая на единообразие условий кристаллизации минерала. Это свидетельствует о сходных условиях петрогенеза на позднемагматической стадии во всех интрузиях. Снижение количества Ti, Al^{IV} и Na происходит синхронно со снижением давления и температуры кристаллизации бурой роговой обманки, что может использоваться для относитель-

ных оценок условий образования минерала еще до применения эмпирических геотермобарометров.

Образование зеленой роговой обманки могло происходить: 1) за счет непосредственной кристаллизации из остаточного водонасыщенного расплава, 2) при реакции бурой роговой обманки с гидротермальным флюидом, т.е. в результате ее гидротермально-метасоматического замещения. Первый тезис находит подтверждение в тех агрегатах, где бурая роговая обманка по кайме обрастает зеленой роговой обманкой, находящейся в сростании с поздним средним-кислым плагиоклазом (см. рис. 2б, в). Второй тезис обусловлен наличием градиентных переходов от бурой к зеленой роговой обманке в единых выделениях (см. рис. 2г, ж). Кроме того, широко наблюдаются отчетливые структуры замещения бурой роговой обманки зеленой в метасоматизированных породах (см. рис. 2и), где последняя ассоциирует с хлоритом и другими вторичными силикатами. Этот тип зеленой роговой обманки является наиболее распространенным. В целом же в количественном отношении зеленая роговая обманка значительно уступает бурой во всех типах пород (кроме сильноизмененных).

Широкие вариации химического состава зеленой роговой обманки могут быть обусловлены разным ее происхождением. На вариационных диаграммах (см. рис. 4) точки составов зеленой роговой обманки либо образуют несколько трендов, либо характеризуются разбросом. При этом сам процесс развития зеленой роговой обманки за счет бурой отчетливо сопровождается уменьшением количества Ti , Fe^{2+} , Na и увеличением $-Si$, Al^{VI} , Mg и K (см. рис. 4, 5). Наличие высокотитанистых (TiO_2 от 1.2 до 2.2 мас. %) разновидностей зеленой роговой обманки с высокими расчетными температурами кристаллизации (от 710–726 до 831–863°C, по трем геотермометрам) лишь подтверждает вероятность ее частичного магматического происхождения. Низкотитанистые ее разновидности ($TiO_2 < 1.0$ мас. %) с расчетными температурами кристаллизации $< 750^\circ C$, вероятно, имеют постмагматическое происхождение.

Опыт применения различных амфиболовых геотермометров показал, что наиболее приемлемые значения температур кристаллизации роговой обманки получены по геотермометрам (Otten, 1984) и (Ridolfi et al., 2010). Геотермометр (Holland, Blundy, 1994) выдал сходные результаты, но его применимость ограничена наличием анализов сосуществующего плагиоклаза. Геотермометр (Liao et al., 2021) оказался неприменим для нашей системы из-за слишком высоких температур, превышающих область существования амфиболов. Наиболее достоверными результатами барометрии мы считаем данные по геотермометрам (Ферштатер, 1990) и (Ridolfi et al., 2010), а величины, полученные по геотермометру (Johnson, Rutherford, 1989) представляются завышенными. Та-

ким образом, в нашем случае для роговой обманки наиболее удобным является геотермометр (Ridolfi et al., 2010), поскольку он рассчитывает независимые от других факторов величины и температуры, и давления одновременно, причем удовлетворительно согласующиеся с геологическими условиями (Рахимов, 2017). Расчетные температуры по геотермометру (Ridolfi et al., 2010) для зеленой роговой обманки в основном можно считать приемлемыми (они в среднем на 13 отн. % выше величин, полученных по термометру (Otten, 1984), несмотря на ее частично гидротермально-метасоматическое происхождение. В целом диапазон температур образования зеленой роговой обманки принят нами по перекрытию диапазонов значений, полученных по разным термометрам, как 670–830°C. При этом основное количество расчетных значений находится в диапазоне 670–720°C, что, по всей видимости, отвечает температурам кристаллизации постмагматической зеленой роговой обманки.

На P - T диаграмме (см. рис. 6а), построенной на основе термобарометрии (Ridolfi et al., 2010), точки составов бурой и зеленой роговых обманок образуют единый непрерывный тренд, отражающий их эволюцию на завершающих стадиях магматической кристаллизации и постмагматического преобразования пород в каждом из изученных массивов худолазовского комплекса. Постепенное увеличение фугитивности кислорода при переходе от бурой роговой обманки к зеленой (рис. 6в) согласуется с типичными трендами развития магматических и постмагматических систем.

Существуют противоречивые оценки влияния воды в расплаве на сульфидное насыщение. Сообщается, что обогащенность силикатных магм водой либо задерживает отделение сульфидного расплава, либо не влияет на это вовсе (Zelenski et al., 2018). Рудно-магматическая система худолазовского комплекса не обнаруживает признаков воздействия водонасыщенности расплава на сульфидно-силикатную несмесимость в нем. Сульфидное насыщение происходило на раннемагматическом этапе (Рахимов и др., 2021), задолго до кристаллизации амфибола. Исходя из этого, можно допустить, что обогащение расплава водой произошло уже после сульфидного насыщения при взаимодействии движущейся магмы с вмещающими комплексами. Вычисленные для бурой роговой обманки в разных массивах по методу (Ridolfi et al., 2010) средние значения $H_2O_{\text{распл}}$ составили ≈ 4.5 –5 мас. %, что никак не коррелирует с количеством самой роговой обманки в породах. Это означает, что исходное количество воды в расплавах, сформировавших отдельные тела, было разным, поскольку в породах одних массивов содержится всего 1–7 мас. % роговой обманки (например, массива Восточный Бускун), тогда как в других – 30–35 мас. % (массивов Малютка, Ташлы-Тай). Диапазон расчетных

содержаний $H_2O_{\text{распл}}$ по высокотитанистой зеленой роговой обманке (3.3–4.9 мас. %) не выходит за рамки пределов растворимости воды в базальтовом расплаве (Moore et al., 1995), что не противоречит вероятному его участию в кристаллизации зеленой роговой обманки.

В худолазовском комплексе не обнаружены амфиболы с высоким содержанием F и Cl, как, например, в породах трапповых интрузий Норильского района, где содержание F достигает 2.4 мас. %, а Cl – 5.2 мас. % (Рябов и др., 2018). Их низкие концентрации в изученных амфиболах свидетельствуют о том, что к моменту кристаллизации последних галогены уже отделились из расплава во флюидную или паровую фазу. О присутствии F и Cl в “умеренных” количествах (относительно других подобных систем) в расплаве свидетельствует состав акцессорного апатита (F – до 1.7 и Cl – до 1.2 мас. %), кристаллизовавшегося до роговой обманки (Рахимов и др., 2022). Установлено, что с ростом содержания воды в расплаве растворимость хлора в нем падает (Webster et al., 1999). Отметим, что хлор является важнейшим агентом при формировании магматогенных PGE-Cu-Ni месторождений, в связи с чем повышенные концентрации Cl в амфиболе и других гидроксилсодержащих минералах используются как один из важных признаков оруденения интрузий (Рябов и др., 2018; Boudreau, 2019). В нашем случае низкие концентрации F и Cl в роговой обманке не являются признаком отсутствия PGE-Cu-Ni оруденения.

Существуют дискриминационные диаграммы для интерпретации происхождения амфиболов и геотектонического режима формирования амфиболсодержащих породных ассоциаций. На рис. 6г приведена дискриминационная диаграмма SiO_2-Na_2O , на которой большинство точек составов бурой роговой обманки перекрывается с полем амфиболов из внутримитических формаций, тогда как многие анализы зеленой роговой обманки ложатся на поле амфиболов из надсубдукционных комплексов. С одной стороны, это согласуется со сложными геохимическими характеристиками худолазовского комплекса, несущими смешанные признаки внутримитического и надсубдукционного магматизма (Рахимов, 2017). С другой стороны, это означает, что применение данной диаграммы (и подобных ей) требует предварительного детального изучения амфибола. Отметим, что при изучении детритовых зерен амфиболов, извлеченных из единого слоя терригенных отложений, можно сделать ошибочный вывод о множественности источников сноса амфиболов.

Обобщая результаты петрографических исследований, можно сделать вывод о том, что роговая обманка является индикаторным минералом пород, наиболее подверженных метасоматическим изменениям. Так, на основе изучения пород мно-

гих массивов худолазовского комплекса (не только перечисленных в данной статье) установлено, что богатые первичномагматической роговой обманкой (≥ 15 –20 мас. %) породы обычно изменены значительно сильнее, чем обедненные ею (< 10 мас. %). Установленная закономерность, по которой бурая роговая обманка из ультраосновных пород богаче TiO_2 , MgO , Cr_2O_3 , чем из основных или средних пород, может быть полезна при изучении сильнометасоматизированных (и метаморфизованных?) пород, поскольку роговая обманка в них часто является едва ли не единственным сохранившимся магматогенным минералом. Кроме того, роговая обманка нередко присутствует в тяжелой фракции терригенных пород и указанные закономерности ее химического состава могут быть полезны при изучении источников сноса детритового материала.

Актинолит и куммингтонит по всем признакам относятся к минералам постмагматической стадии, возникшим при гидротермально-метасоматическом изменении пород вместе с другими минералами, характерными для пропиловитовой фации метасоматоза: хлоритом, альбитом, эпидотом и др. Появление куммингтонита–грюнерита, вероятно, свидетельствует о локальном дефиците кальция во время роста зеленоватого амфибола, возможно обусловленном кристаллизацией кальцита. Последний также нередко встречается в метасоматизированных породах. Известно, что актинолит является характерным минералом гидротермально-метасоматической стадии развития габброидных массивов, замещающим клинопироксен, первичную роговую обманку и другие минералы в условиях увеличения фугитивности кислорода (Pe-Piper, 2020). Актинолит развит как по бурой, так и по зеленой роговой обманке, однако основная его масса в изученных породах, судя по всему, возникла при замещении клинопироксена. Широкие вариации состава (особенно по Mg и Fe) проанализированных зерен актинолита могут зависеть от состава замещающей им фазы и обменных реакций между граничащими фазами. Так, к примеру, ферроферригорнблендит (ферроактинолит) ($FeO + Fe_2O_3 = 29$ мас. %) (ан. 27, см. табл. 1) развит на границе бурой роговой обманки и пирротина (черный непрозрачный в проходящем свете) (см. рис. 2з). Средняя температура образования актинолита, оцененная по термометру (Ridolfi et al., 2010) ($653^\circ C$), на 13 отн. % выше величин, полученных по термометру (Otten, 1984) ($579^\circ C$), что в целом свидетельствует об адекватности применения обоих способов. На P - T диаграмме (см. рис. 6а) точки составов актинолита продолжают тренд снижения температуры, идущий от бурой роговой обманки к зеленой. Перекрывание диапазонов расчетных температур, полученных разными методами, наблюдается на отметках 620 – $650^\circ C$, что и было принято нами для оценки температур образования актинолита.

ВЫВОДЫ

1. Породы худозавского дифференцированного комплекса богаты бурой роговой обманкой (до 35–50 об. %), реже встречается зеленая роговая обманка, часто развитая по краям или трещинам в бурой.

2. Основная часть бурой роговой обманки (пойкилитовые зерна) в перидотитах и габбро является продуктом реакции клинопироксена с остаточным водонасыщенным расплавом в диапазоне 920–1040°C.

3. Небольшая часть бурой роговой обманки (идиоморфные кристаллы в габбродиоритах и мелкие выделения по краям зерен клинопироксена) кристаллизовалась непосредственно из расплава в том же температурном диапазоне в 920–1040°C.

4. Основная часть зеленой роговой обманки возникла при субсолидусном изменении бурой роговой обманки в постмагматических условиях в диапазоне 670–720°C, меньшая часть зеленой роговой обманки кристаллизовалась из остаточного водонасыщенного расплава при $\approx 830^\circ\text{C}$.

5. На гидротермальной стадии ($\leq 620\text{--}650^\circ\text{C}$) бурая и зеленая роговые обманки частично заместились актинолитом и куммингтонитом.

6. Процесс перехода бурой роговой обманки в зеленую происходил при постепенном повышении фугитивности кислорода (ΔNNO от $-0.2\text{...}+0.4$ до $+0.9\text{...}+2.5$) и сопровождался уменьшением количества Ti , Fe^{2+} , Na и увеличением – Si , Al^{VI} , Mg и K .

7. К моменту кристаллизации роговой обманки уже произошло сульфидное насыщение, а силикатный расплав был существенно истощен F и Cl .

Благодарности

Авторы выражают благодарность анонимным рецензентам за полезные критические замечания, позволившие существенно улучшить первоначальную версию рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аль-Джубури А.И., Мак Канн Т., Газаль М.М. (2009) Реконструкция источников сноса для песчаников миоцена Северного Ирака (на основании петрографического анализа, анализа вещественного состава и химии минералов обломочной составляющей). *Геология и геофизика*, **50**(6), 670–690.
- Базылев Б.А., Силантьев С.А., Дик Г.Дж.Б., Кононова Н.Н. (2001) Магматические амфиболы и слюды в океанических перидотитах и некоторые особенности связанных с ними расплавов: район разлома $15^\circ 20'$ с. ш. Срединно-Атлантического хребта. *Рос. журн. наук о Земле*, **3**(3), 241–257.
- Граменицкая П.Н., Граменицкий Е.Н., Кононов О.В. (2013) Химические типы амфиболов Тырнаузского месторождения. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (4), 34–42.
- Никольский Н.С. (1987) Флюидный режим эндогенного

минералообразования. М.: Наука, 198 с.

- Рахимов И.Р. (2017) Геология, петрология и рудоносность позднедевонско-карбонового интрузивного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Уфа, 181 с.
- Рахимов И.Р. (2020) Петрология и геохимия массива Ташлы-Тау, худозавский дифференцированный комплекс, Южный Урал. *Вестн. ВГУ. Сер.: Геология*, (2), 44–57.
- Рахимов И.Р., Вишневецкий А.В., Савельев Д.Е., Салихов Д.Н., Владимиров А.Г. (2021) Полигенная (магматогенно-гидротермальная) сульфидно-платино-металлическая минерализация худозавского комплекса (Южный Урал). *Геология рудн. месторожд.*, **63**(4), 354–381.
- Рахимов И.Р., Готтман И.А., Холоднов В.В., Червяковский В.С. (2022) Геохимия акцессорного апатита из Cu-Ni -сульфидоносных ультрамафит-мафитов худозавского комплекса (Южный Урал) как индикатор магматических и метасоматических процессов. *Геология и геофизика*, **63**(12), 1670–1691.
- Рябов В.В., Симонов О.Н., Снисар С.Г. (2018) Фтор и хлор в апатитах, слюдах и амфиболах расслоенных трапповых интрузий Сибирской платформы. *Геология и геофизика*, (4), 453–466.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019) Магнитогорская зона Южного Урала в поздне-мезозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука, 392 с.
- Ферштатер Г.Б. (1990) Эмпирический плагиоклаз-амфиболовый барометр. *Геохимия*, (3), 328–335.
- Чернышова М.Н. (2007) Особенности состава амфиболов рудоносных даек сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений ВКМ (Центральная Россия). *Вестн. ВГУ. Сер.: Геология*, (1), 75–85.
- Allen J.C., Boettcher A.L. (1978) Amphiboles in andesite and basalt: II. Stability as a function of P – T – $f\text{H}_2\text{O}$ – $f\text{O}_2$. *Amer. Miner.*, **63**(11–12), 1074–1087.
- Barink H.W. (1984) Replacement of pyroxene by hornblende, isochemically balanced with replacement of plagioclase by garnet, in a metagabbro of upper-amphibolite grade. *Lithos*, **17**, 247–258.
- Boudreau A. (2019) Halogens in Layered Intrusions. *Hydro-magmatic Processes and Platinum-Group Element Deposits in Layered Intrusions*. Cambridge, Cambridge University Press, 75–100.
- Browne B.L., Gardner J.E. (2006) The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy and formation of hornblende reaction rims. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **246**, 161–176.
- Caracciolo L., Orlando A., Marchev P., Critelli S., Manetti P., Raycheva R., Riley D. (2016) Provenance of Tertiary volcanoclastic sediment in NW Thrace (Bulgaria): Evidence from detrital amphibole and pyroxene geochemistry. *Sediment. Geol.*, **336**(1), 120–137.
- Cawthorn G.R., O'Hara M.J. (1976) Amphibole fractionation in calc alkaline magma genesis. *Amer. J. Sci.*, **276**, 309–329.
- Coltorti M., Beccaluva L., Bonadiman C., Faccini B., Ntaflos T., Siena F. (2004) Amphibole genesis via metasomatic reaction with clinopyroxene in mantle xenoliths from Victoria Land, Antarctica. *Lithos*, **75**, 115–139.
- Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Powell W. (2007) Amphiboles from su-

- prasection and intraplate lithospheric mantle. *Lithos*, **99**(1-2), 65-84.
- Davidson J., Turner S., Handley H., Macpherson C., Dosseto A. (2007) Amphibole "sponge" in arc crust? *Geology*, **35**, 787-790.
- Erdmann S., Martel C., Pichavant M., Kushnir A. (2014) Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **167**, 1016.
- Grapes R.H., Graham C.M. (1978) The actinolite-hornblende series in metabasites and the so-called miscibility gap: a review. *Lithos*, **11**, 85-97.
- Hammarstrom J.M., Zen E.-an. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.*, **71**, 1297-1313.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresh W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048.
- Helz R.T. (1979) Alkali exchange between hornblende and melt: a temperature sensitive reaction. *Amer. Miner.*, **64**, 953-965.
- Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. (1989) Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**, 837-841.
- Kang D., Zhang Z., Palin R.M., Tian Z., Dong X. (2020) Prolonged partial melting of garnet amphibolite from the eastern Himalayan syntaxis: Implications for the tectonic evolution of large hot orogens. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **125**, e2019JB019119.
- Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whitaker E.J.W., Youzhi G. (1997) Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineral. Mag.*, **61**, 295-321.
- Liao Y., Wei C., Rehman H.U. (2021) Titanium in calcium amphibole: Behavior and thermometry. *Amer. Miner.*, **106**(2), 180-191.
- Moore G., Vennemann T., Carmichael I.S.E. (1995) Solubility of water in magmas to 2 kbar. *Geology*, **23**(12), 1099-1102.
- Otten M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 189-199.
- Pe-Piper G. (2020) Mineralogy of an Appinitic Hornblende Gabbro and Its Significance for the Evolution of Rising Calc-Alkaline Magmas. *Minerals*, **10**, 1088.
- 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.
- Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V., Saveliev D.E. (2021) Geochemical evolution of PGE-sulfide mineralization of the Khudolaz differentiated complex in the South Urals: The role of R-factor and hydrothermal alteration. *Ore Geol. Rev.*, **138**(11), 104411.
- Ridolfi F. (2021) Amp-TB2: An Updated Model for Calcic Amphibole Thermobarometry. *Minerals*, **11**, 324.
- 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. Mineral. Petrol.*, **160**, 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**, 304-310.
- Webster J.D., Kinzler R.J., Mathez E.A. (1999) Chloride and water solubility in basalt and andesite melts and implications for magmatic degassing. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**(5), 729-738.
- Zelenski M., Kamanetsky V.S., Mavrogenes J.A., Gurenko A.A., Danyushevsky I.V. (2018) Silicate-sulfide liquid immiscibility in modern arc basalt (Tolbachik volcano, Kamchatka): Pt I. Occurrence and compositions of sulfide melts: *Chem. Geol.*, **478**, 102-111.

REFERENCES

- Al-Juboury A.I., McCann T., Ghazal M.M. (2009) Provenance of Miocene sandstones in northern Iraq (from the petrography, bulk-rock geochemistry, and mineral chemistry of detritus). *Russ. Geol. Geophys.*, **50**(6), 517-534 (translated from *Geol. Geofiz.*, **50**(6), 670-690).
- Allen J.C., Boettcher A.L. (1978) Amphiboles in andesite and basalt: II. Stability as a function of P - T - fH_2O - fO_2 . *Amer. Miner.*, **63**(11-12), 1074-1087.
- Barink H.W. (1984) Replacement of pyroxene by hornblende, isochemically balanced with replacement of plagioclase by garnet, in a metagabbro of upper-amphibolite grade. *Lithos*, **17**, 247-258.
- Bazylev B.A., Silant'ev S.A., Dik G.J.B., Kononkova N.N. (2001) Igneous amphiboles and micas in oceanic peridotites and some features of their associated melts: fault area 15°20' N Mid-Atlantic Ridge. *Rossiiskii Zhurnal Nauk o Zemle*, **3**(3), 241-257. (In Russ.)
- Boudreau A. (2019) Halogens in Layered Intrusions. *Hydro-magmatic Processes and Platinum-Group Element Deposits in Layered Intrusions*. Cambridge, Cambridge University Press, 75-100.
- Browne B.L., Gardner J.E. (2006) The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy and formation of hornblende reaction rims. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **246**, 161-176.
- Caracciolo L., Orlando A., Marchev P., Critelli S., Manetti P., Raycheva R., Riley D. (2016) Provenance of Tertiary volcanoclastic sediment in NW Thrace (Bulgaria): Evidence from detrital amphibole and pyroxene geochemistry. *Sediment. Geol.*, **336**(1), 120-137.
- Cawthorn G.R., O'Hara M.J. (1976) Amphibole fractionation in calc alkaline magma genesis. *Amer. J. Sci.*, **276**, 309-329.
- Chernyshova M.N. (2007) Features of the composition of amphiboles of ore-bearing dikes of sulfide platinoid-copper-nickel deposits VKM (Central Russia). *Vestn. VGU. Ser.: Geol.*, (1), 75-85. (In Russ.)
- Coltorti M., Beccaluva L., Bonadiman C., Faccini B., Ntaflous T., Siena F. (2004) Amphibole genesis via metas-

- omatic reaction with clinopyroxene in mantle xenoliths from Victoria Land, Antarctica. *Lithos*, **75**, 115-139.
- Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Powell W. (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos*, **99**(1-2), 65-84.
- Davidson J., Turner S., Handley H., Macpherson C., Dosseto A. (2007) Amphibole "sponge" in arc crust? *Geology*, **35**, 787-790.
- Erdmann S., Martel C., Pichavant M., Kushnir A. (2014) Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **167**, 1016.
- Fershtater G.B. (1990) Empirical plagioclase-amphibole barometer. *Geokhimiya*, (3), 328-335. (In Russ.)
- Gramenitskaya P.N., Gramenitskii E.N., Kononov O.V. (2013) Chemical types of amphiboles of the Tyrnyauz deposit. *Vestnik Moskovskogo Universita. Ser. 4. Geol.*, (4), 34-42. (In Russ.)
- Grapes R.H., Graham C.M. (1978) The actinolite-hornblende series in metabasites and the so-called miscibility gap: a review. *Lithos*, **11**, 85-97.
- Hammarstrom J.M., Zen E.-an. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.*, **71**, 1297-1313.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresh W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048.
- Helz R.T. (1979) Alkali exchange between hornblende and melt: a temperature sensitive reaction. *Amer. Miner.*, **64**, 953-965.
- Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. (1989) Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**, 837-841.
- Kang D., Zhang Z., Palin R.M., Tian Z., Dong X. (2020) Prolonged partial melting of garnet amphibolite from the eastern Himalayan syntaxis: Implications for the tectonic evolution of large hot orogens. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **125**, e2019JB019119.
- Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whitaker E.J.W., Youzhi G. (1997) Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineral. Mag.*, **61**, 295-321.
- Liao Y., Wei C., Rehman H.U. (2021) Titanium in calcium amphibole: Behavior and thermometry. *Amer. Miner.*, **106**(2), 180-191.
- Moore G., Vennemann T., Carmichael I.S.E. (1995) Solubility of water in magmas to 2 kbar. *Geology*, **23**(12), 1099-1102.
- Nikolskii N.S. (1987) Fluid regime of endogenous mineral formation. Moscow, Nauka Publ., 198 p. (In Russ.)
- Otten M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 189-199.
- Pe-Piper G. (2020) Mineralogy of an Appinitic Hornblende Gabbro and Its Significance for the Evolution of Rising Calc-Alkaline Magmas. *Minerals*, **10**, 1088.
- 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.
- Rakhimov I.R. (2017) Geology, petrology and ore content of Late Devonian-Carboniferous intrusive magmatism in the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals. Diss. ... cand. geol.-min. sci. Ufa, 181 p. (In Russ.)
- Rakhimov I.R. (2020) Petrology and geochemistry of the Tashly-Tau massif, Khudolaz differentiated complex, Southern Urals. *Vestn. VGU. Ser.: Geol.*, (2), 44-57. (In Russ.)
- Rakhimov I.R., Gottman I.A., Kholodnov V.V., Chervyakovskiy V.S. (2022) Geochemistry of accessory apatite from the Cu-Ni-sulfide-bearing ultramafic-mafic rocks of the Khudolaz Complex (South Urals) as a monitor of magmatic and metasomatic processes. *Russ. Geol. Geophys.*, **63**(12), 1388-1406 (translated from *Geol. Geofiz.*, **63**(12), 1670-1691).
- Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V., Saveliev D.E. (2021) Geochemical evolution of PGE-sulfide mineralization of the Khudolaz differentiated complex in the South Urals: The role of R-factor and hydrothermal alteration. *Ore Geol. Rev.*, **138**(11), 104411.
- Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V., Saveliev D.E., Salikhov D.N., Vladimirov A.G. (2021) Multi-Stage Magmatic-Hydrothermal Sulfide-PGE Mineralization of the Khudolaz Complex (South Urals). *Geol. Ore Dep.*, **63**, 341-367 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **63**(4), 354-381).
- Ridolfi F. (2021) Amp-TB2: An Updated Model for Calcic Amphibole Thermobarometry. *Minerals*, **11**, 324.
- 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. Mineral. Petrol.*, **160**, 45-66.
- Ryabov V.V., Simonov O.N., Snisar S.G. (2018) Fluorine and chlorine in apatites, micas, and amphiboles of layered trap intrusions of the Siberian Platform. *Russ. Geol. Geophys.*, **59**(4) 363-373 (translated from *Geol. Geofiz.*, (4), 453-466).
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, geodynamics. Moscow, Nauka Publ., 392 p. (In Russ.)
- 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**, 304-310.
- Webster J.D., Kinzler R.J., Mathez E.A. (1999) Chloride and water solubility in basalt and andesite melts and implications for magmatic degassing. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**(5), 729-738.
- Zelenski M., Kamanetsky V.S., Mavrogenes J.A., Gurenko A.A., Danyushevsky I.V. (2018) Silicate-sulfide liquid immiscibility in modern arc basalt (Tolbachik volcano, Kamchatka): Pt I. Occurrence and compositions of sulfide melts: *Chem. Geol.*, **478**, 102-111.