

## МИНЕРАЛОГИЯ, КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

УДК: 552.11, 552.113, 553.08

**Магматические и постмагматические минеральные ассоциации пород массива Малютка (худолазовский комплекс Южного Урала)****И.Р. Рахимов**

Институт геологии УФИЦ РАН

450077, Россия, Уфа, ул. К. Маркса, 16/2. E-mail: rigel92@mail.ru

*(Статья поступила в редакцию 29 октября 2020 г.)*

Проведены детальные минералогические исследования пород массива Малютка худолазовского дифференцированного комплекса. Выполнено описание морфологии и химического состава многих породообразующих и аксессуарных минералов. По результатам исследований выделены магматический и постмагматический (гидротермально-метасоматический) этапы формирования пород. Обсуждаются проблемы, связанные с генетической интерпретацией ряда породообразующих и рудных минералов. Сделан вывод о полигенной природе формирования шпинелидов. Выполнена оценка температуры равновесия в системе «Тi-магнетит-ильменит» (633–650°C), а также температуры кристаллизации хлорита, замещающего флогопит и роговую обманку (145–185°C).

Ключевые слова: *минералогия, магматические ассоциации, метасоматоз, гидротермальный флюид.*

DOI: 10.17072/psu.geol.20.2.99

**Введение**

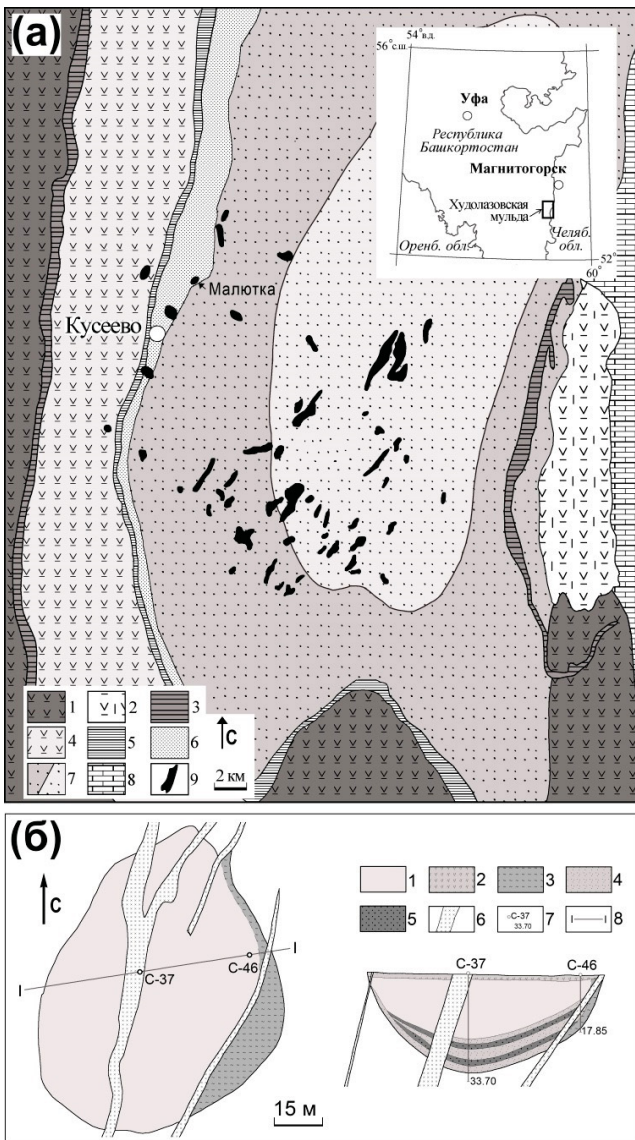
Худолазовский дифференцированный комплекс развит в центральной части Южного Урала и изучается с конца 40-х годов XX века. С тех пор взгляды на его геологическое строение, петрологию и генезис связанного с ним сульфидного Cu-Ni оруденения неоднократно менялись и совершенствовались (Салихов, Пшеничный, 1984; Рахимов, 2017). Автором настоящей статьи в строении худолазовского комплекса выделяются 3 типа интрузий: 1) небольшие штоки ультраосновных пород, 2) относительно крупные и в разной степени дифференцированные хонолиты меланократовых габбро, 3) относительно мелкие и однородные хонолиты лейкократовых габбро (Рахимов, 2017). Массив *Малютка* – один из характерных представителей 1 группы тел (Рахимов и др., 2019). Благодаря своим небольшим размерам и наличию более или менее представительной коллекции кернового материала этот массив стал одним из самых изученных в худолазовском комплексе, с петролого-геохимической и минералогической точек зрения.

Цель данной работы – детальная минералогическая характеристика пород массива Малютка и обсуждение проблем, связанных с генетической интерпретацией син- и постмагматического минералообразования.

**Характеристика объекта исследований**

Массив Малютка локализован в западном крыле Худолазовской мульды (рис. 1а). Его размеры в плане составляют 190×110 м, а мощность около 30 м (рис. 1б). По имеющимся геологическим данным, массив представляет собой шток, однако через него пробурено всего 2 скважины и питающий канал при этом не подсечён. Поэтому не исключается вероятность более сложной формы данного интрузивного тела. Вмещающими породами являются тефроида и граувакки биягодинской свиты, залегающие под углом 33° с азимутом падения 104°.

Массив в целом имеет однородное строение и сложен, большей частью, среднезернистыми пойкилоофитовыми плагиоклаз-роговообманковыми перидотитами – плагиошрисгеймитами.



**Рис. 1.** Геологическая схема Худолазовской мульды (а) и план обнажения массива Малютка с геологическим разрезом (б) (Рахимов и др., 2019). а: 1 – вулканогенные толщи ирендыкской свиты ( $D_2ef_1$ ), 2 – вулканогенные толщи карамалыташской свиты ( $D_2ef_2$ ), 3 – кремнистые отложения ярлыкаповской свиты ( $D_2ef_2$ ), 4 – вулканогенно-осадочные толщи улутауской свиты ( $D_{2-3zv-f}$ ), 5 – кремнистые отложения мукасовской свиты ( $D_3f$ ), 6 – биягодинский олистостромовый горизонт ( $D_3f-fm$ ), 7 – флишиодные отложения нижней подсвиты ( $D_3fm_{1-2}$ ) / верхней подсвиты зилаирской свиты ( $D_3fm_2-C_{1t1}$ ), 8 – вулканотерригенно-карбонатные отложения берёзовской свиты ( $C_{1t-v}$ ), 9 – интрузии худолазовского комплекса ( $C_{1v-s}$ ); б: 1 – характерные габброиды массива, 2 – кора выветривания, 3 – зона расланцевания, 4 – убогие руды ( $Ni < 0,3\%$ ), 5 – рядовые руды ( $Ni 0,3-1\%$ ), 6 – дайки спессартинов, 7 – наименования и глубины скважин, 8 – линия разреза

Количество оливина существенно возрастает в направлении от верхней части тела к нижней (от 15 до 50 об. %). В нижней части интрузии выделяются не менее двух линз вкрапленных сульфидных руд (рис. 1б), в которых породы имеют сидеронитовую структуру. В приконтактовой части массива развиты бедные оливином мелкозернистые габбро, имеющие габброофитовую структуру. Породы в различной степени изменены гидротермально-метасоматическими процессами, в результате чего по первичным минералам сформировались разнообразные ассоциации вторичных минералов.

## 2. Методика исследований

Породы массива Малютка изучались в полированных пластинках и аншлифах (9 шт.) с помощью оптической (поляризационный микроскоп Carl Zeiss Axioskop 40) и сканирующей электронной (РЭМ Tescan Mira 3 и Vega 3) микроскопии. Состав минералов был определён рентгеноспектральным методом с использованием энергодисперсионной установки Oxford Instruments при электронных микроскопах Tescan, а также с помощью волновой дисперсионной спектроскопии на микрозондовых анализаторах JEOL JXA-8230 и CAMECA SX100.

## 3. Результаты исследований

По результатам детальных петрографических и минералого-геохимических исследований пород массива Малютка выявлены магматический и постмагматический этапы минералообразования. В каждом из них также выделены термохронологические стадии. Ниже приведена подробная характеристика минералов, в основном согласно порядку их кристаллизации. Порядок кристаллизации устанавливался по совокупности петрологических и минералогических критериев: характеру границ и степени идиоморфизма минералов, анализу полей стабильности минеральных фаз (из литературных данных), а также результатам численного моделирования в программе Comagmat 5.22.

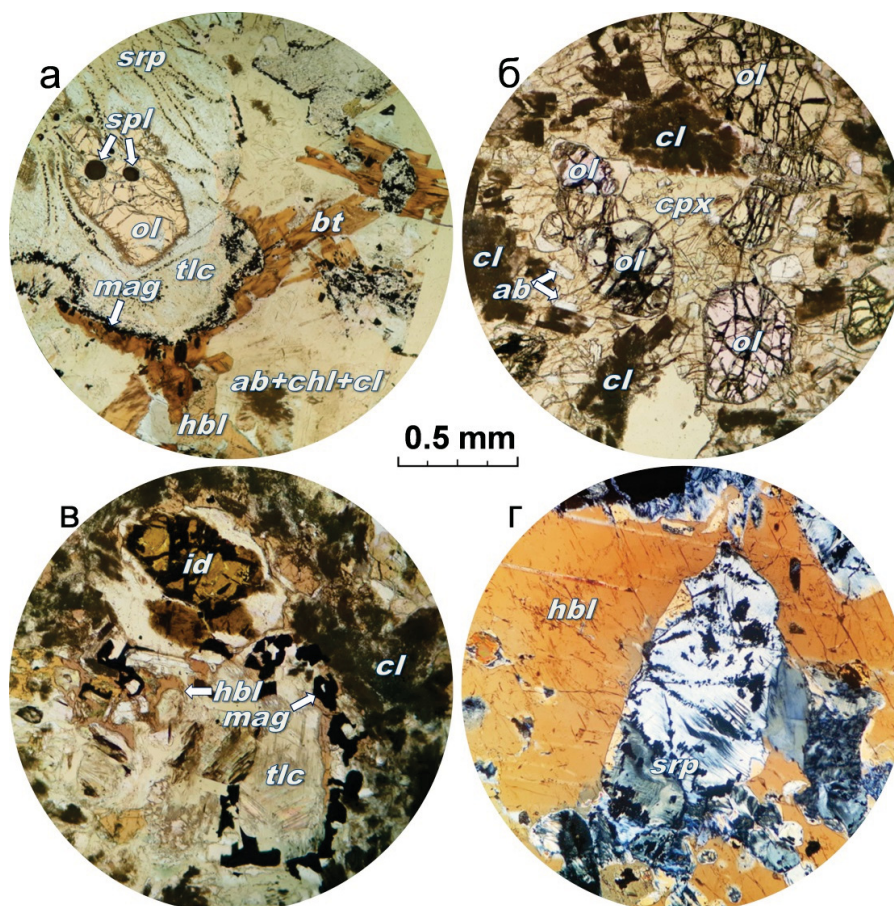
### 3.1. Магматический этап

Главными минералами пород магматического этапа кристаллизации являются оливин (до 50%), амфибол (до 47%), плагиоклаз (до 35%). Второстепенные минералы – пироксен (2–12%) и биотит (до 7%). Акцессорные минералы: сульфиды, шпинелиды, ильменит, апатит, циркон, монацит, висмутотеллуриды. В рудных залежах доля сульфидных минералов, образующих сростания, достигает 18%.

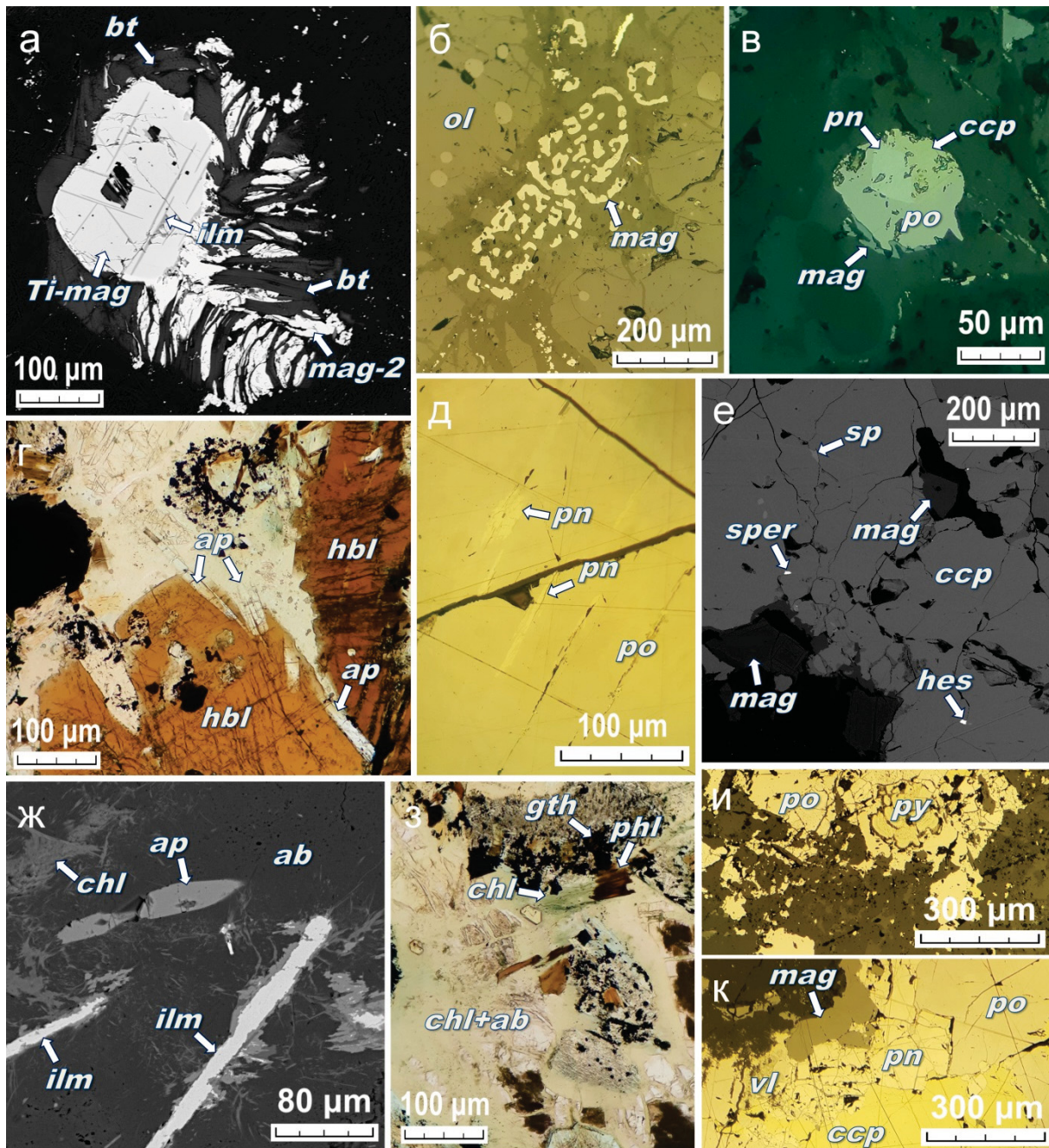
#### 3.1.1. Раннемагматическая стадия

Минералы группы шпинели представлены двумя разновидностями – алюмошпинелью и

*Cr-титаномагнетитом*. В шлифах алюмошпинель отличается тёмно-зелёной окраской, а титаномагнетит – красновато-чёрной. Алюмошпинель образует изометричные зёрна размером до 0,3 мм, захваченные оливином (рис. 2а). Титаномагнетит формирует более крупные кристаллы (до 1 мм), находящиеся как в виде включений в оливине, так и в основной массе пород. Алюмошпинель характеризуется небольшой примесью Ti (от 0,01 до 0,2), V (0,01–0,06 мас. %) и сильно варьирующей примесью Cr (0,7–5,8), в то время как в титаномагнетите отмечаются стабильно высокие примеси этих элементов: Ti – 3,0–6,3 мас.%, V – 0,25–0,31 мас.%, Cr – 4,4–6,1 мас. %.



**Рис. 2.** Характерные петрографические особенности пород массива Малютка (проходящий свет): а) фрагмент замещения оливина, содержащего включения шпинели; б) хадакристаллы оливина и полностью пелитизированного плагиоклаза в ойкокристалле пироксена; в) фрагмент замещения оливина иддингситом и тальком, плагиоклаза – глинистыми минералами; г) ойкокристалл роговой обманки с псевдоморфозой серпентина по оливину. Примечание: а–в – фото без анализатора, г – с анализатором. Минералы: ab – альбит, bt – биотит, chl – хлорит, cl – глинистые, cpx – клинопироксен, hbl – роговая обманка, idl – иддингсит, mag – магнетит, ol – оливин, spl – шпинель (алюминистая), srp – серпентин, tlc – тальк



**Рис. 3.** Электронные и оптические изображения деталей участков пород массива Малютка: а) образование низкотемпературного магнетита (*mag-2*) и биотита за счёт раннего титаномагнетита со структурой распада; б) скелетный кристалл магнетита в трещине в оливине; в) округлое сульфидное выделение; з) сростки апатита с роговой обманкой; д) ламели пентландита в пирротине; е) вкрапления редких минералов (сфалерит, гессит, сперрилит) в халькопирите; ж) кристаллы апатита и ильменита в хлорит-альбитовом матриксе; з) развитие хлорита по биотиту и хлорит-альбитового агрегата по плагиоклазу; и) развитие пирита по пирротину; к) развитие виоларита по пентландиту. Примечание: а, е, ж – BSE-изображения; б, в, д, и, к – отражённый свет; з, з – проходящий свет. Минералы: *ap* – апатит, *ccr* – халькопирит, *ght* – гётит, *hes* – гессит, *ilm* – ильменит, *pn* – пентландит, *po* – пирротин, *sp* – сфалерит, *sper* – сперрилит, остальные – см. рис. 2

Химический состав алюмошпинели отвечает изоморфной смеси в ряду «герцинит–шпинель», а титаномагнетит, соответственно, является изоморфной смесью магнетита

и ульвёшпинели с подчинённым содержанием других членов шпинелевой группы. На позднемагматической стадии титаномагнетит распался на новые минеральные фазы

(рис. 3а) (вторичный магнетит, пластинчатый ильменит), а на ранней гидротермальной стадии он был подвергнут частичному растворению во флюиде с образованием скелетных кристаллов (рис. 3б).

*Оливин* представлен обычно изометричными зёрнами размером 0.2–1.3 мм, нередко образующими сростки. Они находятся в виде включений внутри ойкокристаллов пироксена (рис. 2б) или бурого амфибола. Состав оливина варьирует от 84.5 до 77.4% *Fo*, и в изученных зёрнах наблюдается слабая обратная зональность: края на 1–3% более обогащены MgO и на 6–33% Ni, чем центры кристаллов. Содержание Ni в среднем составляет 0.15%, Cr – 0.01%.

*Плагиоклаз* в неизменённом виде практически не встречается, лишь в центральной части некоторых недозамещённых зёрен плагиоклаза удалось определить его первичный состав: 61.20–62.82% *An*, 37.11–38.17% *Ab*, и 0.07–0.63% *Or*. Края кристаллов отвечают кислой разновидности: 7.54–27.57% *An*, 70.81–91.76% *Ab* и 0.31–2.48% *Or*. Кислые краевые фазы, вероятно, формировались уже на позднемагматической стадии.

*Клинопироксен* встречается в виде редких ксеноморфных пойкилитовых зёрен размером до 3–4 мм (рис. 2б). Его количество в породах варьирует от 2 до 12%. По химическому составу он соответствует авгиту: 25.5–43.2% *Wo*, 37.7–48.8% *En*, 19.1–30.7% *Fs*. В пироксене постоянно отмечаются примеси Ti (до 0.44%) и Na (до 0.96%).

*Сульфидные минералы (совместные пентландит-халькопирит-пирротиновые выделения)* – продукты распада высокотемпературного твёрдого сульфидного раствора (*mss*, далее *iss*). Сульфиды в верхних частях массива образуют редкую вкрапленность (< 0.5 об.%) из мелких каплевидных выделений (рис. 3в), а с глубиной их количество возрастает до 1–3 об.%. В нижней части интрузии вскрыты прожилково-вкрапленные руды с содержанием сульфидов до 12–18%, размеры зёрен достигают 3 см. Наиболее распространённым минералом в них является пирротин (74–86% от общего количества сульфидов), далее – халькопирит (13–20%) и пентландит (0.5–6%). Редко в сростании с халькопиритом встречается *сфалерит*. В пирротине всегда отмечается примесь Ni

(0.3–0.8%) и незначительно – Co (до 0.04%). Пентландиту характерна постоянно повышенная примесь Co (до 2.9%).

### 3.1.2. Позднемагматическая стадия

*Роговая обманка* встречается в виде ксеноморфных пойкилитовых зёрен (рис. 2г) размером до 5 мм. Это важнейший породообразующий минерал, в отличие от оливина и плагиоклаза распределённый в массиве относительно равномерно (33–47 %). Роговая обманка является наиболее стабильной первичной минеральной фазой, встречающейся даже в сплошных пропилитах, в которых другие минералы, в том числе и сульфиды, не сохранились. В приконтактных габбро она иногда образует хорошо огранённые призматические кристаллы. По составу роговая обманка соответствует ряду титанистых разновидностей кальциевых амфиболов – *керсутиту*, *Ti-магнезиогастингситу* и *Ti-паргаситу*. Количество TiO<sub>2</sub> варьирует в пределах 3.5–5.5% (табл. 1). Установлены незначительные примеси Ni (до 0.08%), Cr (до 0.1%), F (до 0.24%), Cl (до 0.05%), S (до 0.02%).

*Биотит*<sup>1</sup> развит в малоизменённых и богатых оливином разностях пород, где он образует чешуйчатые зёрна размером до 3–4 мм в ассоциации с другими позднемагматическими минералами (рис. 2а). Иногда биотит встречается в ассоциациях с вторичным субпластинчатым магнетитом, образовавшимся по более раннему Cr-титаномагнетиту (рис. 3а). Состав биотита отвечает *флогопиту*, в котором выявляется повышенное содержание TiO<sub>2</sub> (2.7–4.9%) (табл. 1). Установлены незначительные примеси галогенов (F до 0.1%, Cl до 0.02%) и S (до 0.02%).

*Апатит* встречается в виде игольчатых дипирамидальных кристаллов длиной до 0.7 мм, ассоциируя с роговой обманкой и образуя в ней «внедрения» (рис. 3г). Апатит характеризуется умеренными концентрация-

<sup>1</sup> По решению подкомитета CNMMN, термин «биотит» рекомендуется применять к серии или подгруппе слюд с высоким содержанием Fe, либо к любой не диагностированной тёмной слюде.

ми галогенов (F 0,76–0,99 %, Cl 0,18–0,52%) и повышенным содержанием S (до 0,15–0,37%). Также определены примеси редких элементов: Sr – до 0,1%, Y – до 0,06%, La – до 0,18%, Ce – до 0,25%.

Позднемагматические сульфидные минералы связаны с относительно низкотемпературным распадом твёрдых сульфидных растворов (*mss*, *iss*).

**Таблица 1.** Микронзондовые анализы главных водосодержащих силикатов массива Малютка, мас. %

| No. | Comment                 | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | F    | NiO  | Total |
|-----|-------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|------|------|-------|
| 1   | 3485 <sup>-1</sup>      | 37,62            | 3,39             | 13,16                          | 10,59 | 0,16 | 21,15 | 0,05  | 1,51              | 6,43             | 0,01 | 0,09 | 94,16 |
| 2   | 3485 <sup>-2</sup>      | 38,00            | 3,79             | 13,74                          | 10,66 | 0,09 | 19,26 | 0,06  | 1,89              | 6,74             | 0,10 | 0,07 | 94,40 |
| 3   | 3485 <sup>-3</sup>      | 38,54            | 3,81             | 13,67                          | 10,75 | 0,05 | 19,13 | 0,03  | 2,39              | 6,74             | 0,04 | 0,09 | 95,24 |
| 4   | 3485 <sup>-4</sup>      | 38,44            | 3,89             | 14,23                          | 10,24 | 0,06 | 19,48 | 0,04  | 2,27              | 6,78             | 0,10 | 0,09 | 95,61 |
| 5   | 3485 <sup>-5</sup>      | 38,49            | 3,17             | 11,38                          | 9,96  | 0,14 | 22,20 | 0,04  | 1,42              | 5,11             | 0,03 | 0,06 | 91,99 |
| 6   | 3485 <sup>-6</sup>      | 36,62            | 3,10             | 10,98                          | 10,62 | 0,38 | 24,90 | 0,13  | 0,43              | 4,14             | 0,11 | 0,06 | 91,48 |
| 7   | 3485 <sup>-30</sup>     | 38,25            | 2,89             | 12,74                          | 11,13 | 0,15 | 21,04 | 0,06  | 1,96              | 5,75             | 0,06 | 0,10 | 94,12 |
| 8   | 3485 <sup>-31</sup>     | 39,02            | 2,99             | 12,98                          | 10,10 | 0,07 | 20,06 | 0,01  | 2,41              | 6,69             | 0,09 | 0,09 | 94,50 |
| 9   | 3485 <sup>-36</sup>     | 38,18            | 4,33             | 15,04                          | 8,22  | 0,06 | 23,53 | 0,01  | 2,44              | 5,70             | 0,06 | 0,08 | 97,65 |
| 10  | 3485 <sup>-37</sup>     | 37,55            | 4,21             | 13,59                          | 9,26  | 0,14 | 21,78 | 0,02  | 1,85              | 6,01             | 0,04 | 0,09 | 94,56 |
| 11  | 3485 <sup>-39</sup>     | 37,90            | 3,70             | 12,65                          | 8,81  | 0,09 | 23,30 | 0,03  | 2,06              | 4,94             | 0,02 | 0,08 | 93,58 |
| 12  | 3485 <sup>-40</sup>     | 38,35            | 4,86             | 14,21                          | 9,91  | 0,09 | 20,44 | 0,13  | 2,30              | 6,40             | 0,14 | 0,09 | 96,92 |
| 13  | 3485 <sup>-41</sup>     | 36,23            | 3,95             | 12,87                          | 10,59 | 0,24 | 23,46 | 0,14  | 0,74              | 5,53             | 0,10 | 0,05 | 93,91 |
| 14  | 3485 <sup>-43</sup>     | 37,94            | 4,44             | 12,89                          | 10,11 | 0,20 | 22,50 | 0,05  | 1,81              | 5,61             | 0,08 | 0,09 | 95,70 |
| 15  | 3485 <sup>-8-182</sup>  | 36,91            | 3,65             | 13,32                          | 11,55 | 0,15 | 19,63 | 0,03  | 1,75              | 5,67             | 0,05 | 0,02 | 92,73 |
| 16  | 3485 <sup>-7-173</sup>  | 39,00            | 2,96             | 13,53                          | 9,89  | 0,08 | 19,82 | 0,00  | 2,26              | 6,26             | 0,10 | 0,14 | 94,04 |
| 17  | 3485 <sup>-6-196</sup>  | 38,06            | 4,03             | 13,95                          | 10,28 | 0,09 | 19,03 | 0,00  | 2,01              | 6,65             | 0,11 | 0,07 | 94,28 |
| 18  | 3485 <sup>-6-197</sup>  | 37,06            | 2,73             | 11,24                          | 10,35 | 0,19 | 24,33 | 0,01  | 0,73              | 4,53             | 0,04 | 0,07 | 91,28 |
| 19  | 3485 <sup>-9-189</sup>  | 39,20            | 4,12             | 13,15                          | 9,43  | 0,06 | 20,02 | 0,01  | 2,36              | 5,96             | 0,02 | 0,10 | 94,43 |
| 20  | 3485 <sup>-18</sup>     | 42,88            | 3,89             | 10,18                          | 10,55 | 0,21 | 15,37 | 10,42 | 3,37              | 0,34             | 0,11 | 0,05 | 97,37 |
| 21  | 3485 <sup>-20</sup>     | 42,96            | 3,78             | 10,76                          | 9,79  | 0,15 | 15,04 | 10,69 | 3,67              | 0,39             | 0,11 | 0,03 | 97,37 |
| 22  | 3485 <sup>-21</sup>     | 41,85            | 4,41             | 11,34                          | 10,48 | 0,16 | 14,39 | 10,96 | 3,35              | 0,37             | 0,16 | 0,06 | 97,54 |
| 23  | 3485 <sup>-22</sup>     | 41,25            | 4,89             | 11,56                          | 10,73 | 0,16 | 14,31 | 11,07 | 3,33              | 0,38             | 0,16 | 0,05 | 97,89 |
| 24  | 3485 <sup>-23</sup>     | 41,42            | 5,04             | 11,80                          | 10,46 | 0,15 | 14,18 | 11,05 | 3,35              | 0,38             | 0,24 | 0,02 | 98,09 |
| 25  | 3485 <sup>-24</sup>     | 41,60            | 5,51             | 11,19                          | 10,66 | 0,18 | 14,37 | 11,16 | 3,10              | 0,38             | 0,16 | 0,05 | 98,37 |
| 26  | 3485 <sup>-25</sup>     | 42,08            | 4,50             | 11,24                          | 9,99  | 0,15 | 14,34 | 11,32 | 3,52              | 0,37             | 0,18 | 0,05 | 97,74 |
| 27  | 3485 <sup>-26</sup>     | 40,98            | 4,64             | 11,23                          | 10,60 | 0,19 | 14,64 | 10,68 | 3,12              | 0,39             | 0,17 | 0,03 | 96,68 |
| 28  | 3485 <sup>-29</sup>     | 41,90            | 4,76             | 11,09                          | 10,24 | 0,16 | 14,38 | 11,22 | 3,35              | 0,37             | 0,22 | 0,04 | 97,73 |
| 29  | 3485 <sup>-7-165</sup>  | 41,93            | 4,21             | 11,33                          | 9,80  | 0,01 | 14,00 | 11,26 | 3,40              | 0,38             | 0,03 | 0,10 | 96,45 |
| 30  | 3485 <sup>-6-195</sup>  | 42,60            | 3,50             | 10,86                          | 9,99  | 0,09 | 14,42 | 11,08 | 3,58              | 0,40             | 0,11 | 0,08 | 96,71 |
| 31  | 3485 <sup>-8-183</sup>  | 41,12            | 4,07             | 11,70                          | 9,61  | 0,22 | 14,08 | 11,71 | 2,99              | 0,40             | 0,28 | 0,03 | 96,21 |
| 32  | 3485 <sup>-7-165</sup>  | 41,67            | 4,11             | 11,40                          | 9,88  | 0,09 | 14,03 | 11,34 | 3,46              | 0,40             | 0,07 | 0,08 | 96,53 |
| 33  | 3485 <sup>-7-167</sup>  | 41,39            | 4,83             | 11,28                          | 9,70  | 0,09 | 14,01 | 11,40 | 3,15              | 0,38             | 0,17 | 0,02 | 96,42 |
| 34  | 3485 <sup>-6-195a</sup> | 42,16            | 3,93             | 10,65                          | 9,86  | 0,17 | 14,41 | 10,97 | 3,29              | 0,39             | 0,12 | 0,05 | 96,00 |
| 35  | 3485 <sup>-33</sup>     | 29,75            | 0,06             | 17,74                          | 19,32 | 1,15 | 18,34 | 0,13  | 0,04              | 1,77             | 0,09 | 0,00 | 88,39 |
| 36  | 3485 <sup>-35</sup>     | 32,09            | 0,08             | 15,44                          | 18,30 | 0,53 | 20,49 | 0,15  | 0,05              | 1,53             | 0,09 | 0,00 | 88,76 |
| 37  | 3485 <sup>-11</sup>     | 39,61            | 0,02             | 9,79                           | 7,87  | 0,20 | 29,34 | 0,17  | 0,08              | 1,04             | 0,01 | 0,01 | 88,14 |
| 38  | 3485 <sup>-7-166</sup>  | 34,53            | 0,22             | 9,87                           | 8,57  | 0,13 | 30,71 | 0,10  | 0,07              | 0,29             | 0,00 | 0,17 | 84,66 |
| 39  | 3485 <sup>-8-178</sup>  | 32,55            | 0,05             | 14,21                          | 9,72  | 0,17 | 26,53 | 0,28  | 0,03              | 0,18             | 0,00 | 0,02 | 83,74 |
| 40  | 3485 <sup>-8-181</sup>  | 33,13            | 1,97             | 11,85                          | 12,82 | 0,28 | 26,09 | 0,03  | 0,07              | 1,39             | 0,03 | 0,11 | 87,77 |
| 41  | 3485 <sup>-7-166a</sup> | 34,59            | 0,28             | 9,54                           | 9,33  | 0,12 | 31,04 | 0,09  | 0,09              | 0,23             | 0,07 | 0,06 | 85,44 |
| 42  | 3485 <sup>-7-172</sup>  | 35,98            | 2,06             | 11,81                          | 9,47  | 0,25 | 25,22 | 0,03  | 0,60              | 4,20             | 0,00 | 0,05 | 89,67 |
| 43  | 3485 <sup>-6-193</sup>  | 32,35            | 0,10             | 14,78                          | 9,95  | 0,31 | 28,35 | 0,10  | 0,01              | 0,42             | 0,01 | 0,00 | 86,38 |

Примечание: 1–19 – флогопит, 20–34 – роговая обманка, 35–43 – хлорит

Предполагается, что в результате этого образовались ламели низконикелистого пентландита (рис. 3д) (Ni 15–20% против 30–35% в раннем зернистом пентландите) и халькопирита в пирротине, а также редкие кристаллы-включения *галенита*, *аргентопентландита* и *кубанита* внутри ранних сульфидов. В галените всегда отмечается примесь Se (до 1,6%).

*Bi-Te-As-Ag-Pd-Pt-минералы* также образовались на относительно низкотемпературной магматической стадии. Они представлены микронными включениями (1–35 мкм) майчнерита (PdBiTe), сперрилита (PtAs<sub>2</sub>), гессита (Ag<sub>2</sub>Te), алтаита (PbTe) внутри сульфидных фаз (рис. 3е). Из минералов платиновой группы наиболее распространён майчнерит, представленный в неизменённых сульфидных ассоциациях Pt-содержащей разновидностью (Pt до 3%). В гидротермально переработанных сульфидных ассоциациях майчнерит становится высокосурьмянистым (Sb до 10%) (Салихов, Пшеничный, 1984).

*Ильменит* встречается в виде пластинчатых кристаллов внутри структур распада Ст-титаномагнетита (рис. 3а). В приконтактных габбро встречаются длиннопризматические кристаллы ильменита, равновесные как с позднемагматическими (роговая обманка, альбит), так и с ранними гидротермальными минералами (хлорит, калишпат) (рис. 3ж). Ильмениту свойственно повышенное содержание Mn (1,8–3,6%), также выявлены примеси Cr (до 0,7%), V (до 0,14%), Al и Mg (0,0%).

*Магнетит* представлен двумя разновидностями, связанными с принадлежностью к разным минеральным ассоциациям. Первая разновидность приурочена к сульфидным выделениям, в которых магнетит либо выполняет тонкую оторочку (рис. 3в, к), либо образует мелкие идиоморфные включения в пирротине (рис. 3е). Вторая (субпластинчатая) разновидность магнетита является новообразованной фазой за счёт первичного титаномагнетита, ассоциирующей с флогопитом (рис. 3а). В этом типе магнетита отмечаются низкие содержания примесных элементов: Ti 0,07–0,11%, Mg до 0,2%, Cr, V и Al – до 0,07%.

## 3.2. Постмагматический этап

На постмагматическом этапе минералообразования происходило полистадийное замещение первичных минералов, неустойчивых в условиях низких температур и высокой фугитивности летучих, вторичными. Наиболее распространённым постмагматическим минералом является хлорит (до 40 об. %), являющийся стабильной фазой в широком интервале температур. Существенна роль глинистых и Fe-оксид-гидроксидных минералов.

### 3.2.1. Ранняя гидротермальная стадия

*Хлорит* является продуктом частичного или полного замещения многих минералов. Плагиоклаз замещается хлоритом по трещинкам, в которых развиваются жилки, расширяющиеся к центру кристаллов по мере продвижения гидротермального раствора. В таких жилках хлорит представлен пикнохлоритом и диабантинном, причём, судя по их взаимоотношениям, жилки диабантина являются более поздними. Биотит начинает замещаться хлоритом от центра или края (рис. 3з) вплоть до образования полных псевдоморфоз. Либо происходит формирование сложных агрегатов, состоящих из смешаннослойных фаз (талькохлорит). В изученных образцах часто встречаются промежуточные фазы между биотитом и хлоритом, отвечающие по химическому составу высоко-Ti-K пеннину<sup>2</sup> или диабантину. В таких фазах сильно варьируют содержания TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, K<sub>2</sub>O, F (табл. 1), что, видимо, связано с сохранением в структуре пакетов слоёв биотита. В псевдоморфозах по биотиту развит пеннин. Гораздо реже наблюдаются краевые замещения хлоритом-пеннином роговой обманки – до ¼ площади зерна. В шлифах разновидности хлорита различаются слабо, например, по интенсивности и «чистоте» зелёной окраски.

*Серпентин* встречается относительно редко в виде псевдоморфоз по оливину, в

<sup>2</sup> неутверждённая IMA псевдоригональная разновидность клинохлора

которых серпентин образует агрегаты из чешуйчатых кристаллов (рис. 2г). Чаще серпентин находится в небольших остаточных фрагментах в виде ленточных (рис. 2а) или волокнистых масс внутри агрегатов замещения оливина. На более низкотемпературной гидротермальной стадии серпентин замещился тальком, ассоциирующим с хлоритом, амфиболом и вторичными сульфидами.

*Магнетит* этой стадии представлен мельчайшими ксеноморфными зёрнами, нередко – пятнами «рудной пыли», ассоциирующими с серпентином (рис. 2а, в). Возможно, часть тонкодисперсного магнетита образовалась на поздней гидротермальной стадии при растворении и окислении минералов ранней гидротермальной стадии.

*Сульфидные минералы* данной стадии представлены *пиритом*, *виоларитом*, *халькопиритом*, изредка встречается *галенит*. Пирит и виоларит развиты как продукты замещения пирротина и пентландита, соответственно (рис. 3 и, к). При этом нередко пирит с халькопиритом образуют самостоятельные выделения в метасоматизированной силикатной матрице – тонкие прожилки и различные более сложные по форме образования.

*Bi-Te-As-Ag-Pd-минералы*, возникшие на гидротермальной стадии, встречаются как внутри вторичных сульфидных минералов, так и во вторичной силикатной матрице. К ним отнесены гессит, алтаит, цумоит (BiTe) и Sb-майчнерит.

*Амфибол (низкотемпературный)* развит повсеместно, но редко. Он образует неполные псевдоморфозы по роговой обманке, представленные куммингтонитом или ферробарруазитом, а также волокнистые агрегаты актинолита совместно со сплошными массами хлорита-пеннина по пироксену и плагиоклазу.

*Альбит* образует полные или частичные псевдоморфозы по основному плагиоклазу (рис. 2б), а также совместные жилковидные выделения с хлоритом, вторичным амфиболом, тальком (рис. 2а, 3з). На поздней низкотемпературной стадии кислый плагиоклаз частично замещается глинистыми минералами.

*Апатит (низкотемпературный)* встречается в интенсивно метасоматизированных

породах в ассоциации с хлоритом, альбитом (рис. 3ж), тальком и, в отличие от позднемагматического апатита, образует несколько более крупные короткостолбчатые кристаллы. По составу вторичный апатит более фтористый (в 2–3 раза), содержание S не менее 0,1%.

*Смектиты* (предположительно – смесь хлорита, монтмориллонита и гётита, называемая *иддингситом*) изредка наблюдаются в относительно мало изменённых породах, где они псевдоморфно замещают оливин в виде изотропных волокнистых масс рыжеватого и жёлто-зелёного цвета (рис. 2в). Они образуют сростания с хлоритом и другими минералами гидротермальной стадии.

### 3.2.2. Поздняя гидротермальная стадия

*Тальк* образует агрегаты из сплошных волокнистых масс внутри бывших зёрен оливина, где первый, судя по всему, замстил серпентин, а также – псевдоморфозы по чешуйчатым кристаллам биотита. Часто наблюдаются сплошные ореолы вокруг ядер сохранившегося оливина, окаймлённые тонкими волнистыми высыпаниями гидроксидов железа (рис. 2а, в).

*Глинистые минералы* развиты достаточно широко, но крайне неравномерно. Повидимому, их распространение было связано с путями проникновения поздних низкотемпературных окисленных гидротермальных флюидов. Глинистые минералы образуют псевдоморфозы по плагиоклазу (рис. 2б, в), в том числе иногда и по гидротермальному альбиту, а также по оливину или продуктам его более раннего замещения. Среди них, вероятно, присутствуют каолинит, иллит, гидрохлорит, возможно и другие глинистые минералы.

*Сидерит* обнаружен в близконтактных породах в зонах развития продуктов изменения сульфидных зёрен, где он образует мелкие ксеноморфные выделения, образующие диффундирующие границы с пиритом. В составе сидерита выделяются MgO (0.38–0.96%), MnO (0.28–0.52%), CaO (4.5–6.3%).

*Гидроксиды железа (гётит и его аналоги)* развиты в интенсивно метасоматизированных породах, образуя тонкие прожилки и мелкодисперсную вкрапленность в ассоциа-



ции с хлоритом, тальком, глинистыми минералами (рис. 3з). Их объёмное количество в породах очень мало (< 0.1%).

### Обсуждение результатов и выводы

Широкое разнообразие магматических и постмагматических минеральных ассоциаций в породах массива Малютка обуславливает ряд сложностей в интерпретации их генезиса. Наиболее интересными, по мнению автора, являются вопросы, связанные с природой образования минералов группы шпинели, сульфидных, платинометаллических и глинистых минералов. Наличие включений недифференцированного сульфидного раствора в алюмошпинели и оливине, а также самих ликвационных сульфидных руд в массиве, и, кроме того, результаты компьютерного моделирования в программе Comagmat 5.22, свидетельствуют о раннемагматическом происхождении этих выделений. Также результаты исследований показывают, что формирование шпинелидов носит полигенный характер, поэтому детальное изучение условий кристаллизации каждого типа шпинели даст возможность получить информацию практически о полной петрологической истории массива. Для оценки температуры равновесия в системе «титаномагнетит–ильменит» был применён *ильменит-магнетитовый геотермометр*. Ильменит в изученных породах является продуктом твердофазного распада титаномагнетита, в связи с чем для оценки температуры их равновесия использовались микрозондовые анализы неразложенного титанистого магнетита и вторичных включений в нём ильменита. Расчёты проводились по методике (Andersen, Lindsley, 1985), объединяющей различные способы оценки равновесия минеральных фаз – распределение Si, Mg,  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ -отношение и др. Подробный механизм расчётов опубликован L.D. Lepage (2003). Получены две результирующие величины температуры равновесия – 633 и 650 °С, которые можно связать с температурой образования ильменита.

На гидротермальном этапе произошла массовая хлоритизация пород, сопровождающаяся альбитизацией плагиоклаза и окислением сульфидных фаз. На завершающей

стадии породы претерпели оталькование и пелитизацию. Для оценки температуры кристаллизации хлорита были использованы *хлоритовые термобарометры*. Расчёты были выполнены по методике P. Lanari et al. (2014), развивающей ранее опубликованные методы М. Кателино и Э. Джоветта и основанной на модели смешивания в системе  $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  среди конечных членов (амезита, клинохлора, дафнита и судоита). Были использованы микрозондовые анализы хлоритов, заместивших флогопит и роговую обманку. Результаты определяют следующий диапазон температур и давлений: 145–185 °С и 5,6–6,7 кбар. Более высокие значения пар «температура–давление» обычно характерны хлоритам, образовавшимся за счёт флогопита. Значения давления представляются несколько завышенными, поскольку такие величины не согласуются с некоторыми геологическими представлениями (глубина эрозионного среза, степень преобразования вмещающих пород).

Гидротермально-метасоматические процессы привели к частичному растворению и выносу компонентов сульфидных минералов, что было показано автором ранее (Рахимов и др., 2019). Увеличение фугитивности серы, приведшее к образованию пирита и виоларита, вероятно, отразилось и на повышенном содержании серы в апатите. В целом, анализируя составы изученных минеральных ассоциаций, согласно полям устойчивости отдельных минералов (наиболее индикаторные – пирротин, пентландит, замещаемые пиритом и виоларитом, а также апатит, хлорит, глинистые минералы (Wood, Mountain, 1989; Valsami-Jones, 1998; Liu et al., 2012), можно сделать предварительный вывод, что на ранней гидротермальной стадии действовал слабокислый водный флюид, обогащённый  $HS^-$ ,  $O_2^-$ ,  $Cl^-$ ,  $F^-$ ,  $PO_4^{3-}$ , а на поздней гидротермальной стадии в гидротермальном растворе происходит возрастание фугитивности кислорода и хлора.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант №18-35-00391) и темы № 0252-2017-0012 Госзадания ИГ УФИЦ РАН.*

**Библиографический список**

Рахимов И.Р. Геология, петрология и рудоносность позднедевонско-карбонического интрузивного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук. Уфа, 2017. 20 с.

Рахимов И.Р., Савельев Д.Е., Вишневецкий А.В. Сульфидно-платинометаллическая минерализация изменённых габбро массива Малютка худолозовского комплекса: влияние гидротермальных процессов на тип минеральной ассоциации // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 275. С. 15–24.

Салихов Д.Н., Пишеничный Г.Н. Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. Уфа: БФАН СССР, 1984. 112 с.

Andersen D.J., Lindsley D.H. New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer // Abstract AGU 1985 Spring Meeting Eos Transactions. American Geophysical Union: Washington DC, USA, 1985. P. 416.

Lanari P., Wagner T., Vidal O. A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O: applications to P–T sections and geothermometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2014, V. 167. P. 268–287.

Lepage L.D. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry // Computers & Geosciences. 2003, V.29. P. 673–678.

Liu W., Migdisov A., Williams-Jones A. The stability of aqueous nickel (II) chloride complexes in hydrothermal solutions: results of UV–visible spectroscopic experiments // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. No. 94. P. 276–290.

Valsami-Jones E., Ragnarsdottir K.V., Putnis A., Bosbach D., Kemp A.J., Cressey G. The dissolution of apatite in the presence of aqueous metal cations at pH 2–7 // Chemical Geology. 1998, V. 151. P. 215–233.

Wood S.A., Mountain B.W. Thermodynamic constraints on the solubility of platinum and palladium in hydrothermal solutions: reassessment of hydroxide, bisulfide, and ammonia complexing // Economic geology. 1989, V. 84. P. 2020–2028.

## Magmatic and Postmagmatic Mineral Associations of the Malyutka Massif Rocks (Khudolazovkiy Complex of the South Urals)

I.R. Rakhimov

Institute of geology UFRS RAS

16/2 K. Marx Str., Russia, E-mail: rigel92@mail.ru

The results of detailed mineralogical studies of the Malyutka massif altered rocks of the Khudolazovskiy differentiated complex are presented. The morphology and chemical composition of many rock-forming and accessory minerals are described. According to the study, the magmatic and post-magmatic (hydrothermal-metasomatic) stages of rock formation are distinguished. The problems associated with the genetic interpretation of a number of rock-forming and ore minerals are discussed. The conclusion about the polygenic nature of the formation of spinelids is made. The equilibrium temperature in the «Ti-magnetite–ilmenite» system (633–650 °C), as well as the crystallization temperature of chlorite, replacing phlogopite and hornblende (145–185 °C), were estimated.

Key words: *Malyutka massif, mineralogy, magmatic associations, metasomatism, hydrothermal fluid.*

**References**

Rakhimov I.R. 2017. Geologiya, petrologiya i rudoznost' pozdnedevonsko-karbonovogo intruzivnogo magmatizma Zapadno-Magnitogorskoy zony Yuzhnogo Urala [Geology, petrology and ore-mineralization of Late Devonian–Carbon intrusive magmatism of the Western Magnitogorsk Zone of the Southern Urals]. Diss. cand. geol.-min. sci. Ufa, p. 181. (in Russian)

Rakhimov I.R., Saveliev D.E., Vishnevskiy A.V. 2019. Sulfidno-platinometallicheskaya mineralizatsiya

izmenyonnykh gabbro massiva Malyutka khudolazovskogo kompleksa: vliyanie gidrotermalnykh protsessov na tip mineralnoy assotsiatsii [Sulfide-platinum metal mineralization of altered gabbro massif Malyutka of the Khudolazovskiy complex: hydrothermal influence to the mineral association types] Vestnik IG Komi NC UrO RAN. 275:15–24. (in Russian)

Salikhov D.N., Pshenichnyy G.N. 1984. Magmatizm i orudnenie zony ranney konsolidatsii Magnitogorskoy evgeosinklinali [Magmatism and mineralization of the Magnitogorsk eugeosyncline earlier

consolidation zone]. Ufa, BB AN USSR, p. 112. (in Russian)

*Andersen D.J., Lindsley D.H.* 1985. New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer Eos, Transactions, American Geophysical Union 66(18): 416.

*Lanari P., Wagner T., Vidal O.* 2014. A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O: applications to P–T sections and geothermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology. 167, 968. doi:10.1007/s00410-014-0968-8

*Lepage L.D.* 2003. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry. Computers & Geosciences. 29(5): 673–678. doi: 10.1016/S0098-3004(03)00042-6

*Liu W., Migdisov A., Williams-Jones A.* 2012. The stability of aqueous nickel (II) chloride complexes in hydrothermal solutions: results of UV–visible spectroscopic experiments. Geochim. Cosmochim. Acta. 94: 276–290. doi: 10.1016/j.gca.2012.04.055

*Valsami-Jones E., Ragnarsdottir K.V., Putnis A., Bosbach D., Kemp A.J., Cressey G.* 1998. The dissolution of apatite in the presence of aqueous metal cations at pH 2–7. Chemical Geology. 151: 215–233. doi:10.1016/S0009-2541(98)00081-3

*Wood S.A., Mountain B.W.* 1989. Thermodynamic constraints on the solubility of platinum and palladium in hydrothermal solutions: reassessment of hydroxide, bisulfide, and ammonia complexing. Economic geology. 84(7): 2020–2028. doi:10.2113/gsecongeo.84.7.2020