

УДК 552.321; 549.623.5; 549.643.2

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918

## Амфибол и биотит меланократовых пород из гранитоидных массивов Урала: состав, взаимоотношения, петрогенетические следствия

С. В. Прибавкин

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

Поступила в редакцию 26.12.2018 г., принята к печати 25.02.2019 г.

*Предмет и цель исследования.* В статье рассмотрены особенности взаимоотношений биотита и амфибола на примере магматогенных меланократовых пород из ряда гранитоидных массивов Урала. Эти породы образуют ксенолиты и синплутонические интрузии известково-щелочного ряда нормальной щелочности: гортендиты, габбро, диориты, кварцевые диориты. Они сложены амфиболом, кислым или средним плагиоклазом, в подчиненном количестве в них присутствует клинопироксен, биотит, калиевый полевой шпат, кварц. *Материалы и методы.* Определение состава минералов меланократовых пород выполнено на электронном микроскопе JSM-6990LV с ЭДС приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. *Результаты и выводы.* Показаны широкие вариации состава амфибола и узкие вариации состава биотита, вызванные обменными процессами между минералом и постмагматическим флюидом. Явление замещения раннемагматического амфибола биотитом обосновано наличием разрыва в температурах кристаллизации минералов, указывающим на отсутствие между ними физико-химического равновесия. Их структурные взаимоотношения подтверждают развитие биотита в результате замещения амфибола в соответствии с компетентными и некомпетентными границами фаз. В первом случае структурные пакеты биотита встраиваются вдоль кремнекислородных цепей амфибола, что выражается в параллельности плоскости (001) биотита плоскостям (100), (110) амфибола. Во втором случае развитие биотита происходит не закономерно, наследуя системы трещин в амфиболе. Изучено распределение Mg/Fe между биотитом и раннемагматическим амфиболом, показывающее, что магнезиальность биотита выше магнезиальности замещаемого им амфибола. Обратные соотношения магнезиальностей имеют место между биотитом и постмагматическим амфиболом. Равенство магнезиальностей обоих минералов может отражать условия субсолидусного уравнивания составов. Обозначена проблема выбора составов амфибола для расчета PT-параметров становления массивов в коре.

**Ключевые слова:** амфибол, биотит, меланократовые породы, гранитоидные массивы, термобарометрия

### Благодарность

Автор выражает признательность своим коллегам: Е.В. Пушкареву за совместные полевые работы и предоставленные материалы по Шабровскому массиву, Т.А. Осиповой, Г.А. Каллистову, Е.С. Шагалову за возможность исследовать образцы Челябинского и Сыростанского массивов, И.А. Готтман за проведение микронзондового анализа минералов.

Работа выполнена в рамках Госбюджетной темы УрО РАН, № гос. рег. АААА-А18-118052590029-6.

## Amphibole and biotite of melanocratic rocks from the Ural granitic massifs: composition, relationship, petrogenetic consequences

Sergei V. Pribavkin

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

Received 26.12.2018, accepted 25.02.2019

*Research subject.* The article discusses the features of the relationship between biotite and amphibole on the example of magmatogene melanocratic rocks from a number of granitoid massifs of the Urals. These rocks form xenoliths and synplutonic intrusions of the calc-alkaline series of normal alkalinity: gornblenditum, gabbro, diorite, quartz diorite. They are composed of amphibole, acidic or middle plagioclase, in a subordinated quantity they contain clinopyroxene, biotite, potassium feldspar, quartz. *Materials and methods.* The composition of the minerals of melanocratic rocks was determined on a JSM-6990LV electron microscope with an EDC-adaptor of INCA Energy 450 X-Max 80 in the Geoanalytical Center

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

**For citation:** Pribavkin S.V. (2019) Amphibole and biotite of melanocratic rocks from the Ural granitic massifs: composition, relationship, petrogenetic consequences. *Litosfera*, **19**(6), 902-918. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918

© С.В. Прибавкин, 2019

of the IGG Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. *Results and conclusions.* Wide variations in amphibole compositions and narrow biotite variations caused by exchange processes between the mineral and postmagmatic fluid are shown. The phenomenon of replacement of early magmatic amphibole with biotite is substantiated by the presence of a gap in the crystallization temperatures of minerals, indicating a lack of physicochemical equilibrium between them. Their structural relationships confirm the development of biotite as a result of the replacement of amphibole in accordance with the competent and incompetent phase boundaries. In the first case, the structural packets of biotite are embedded along the silicon-oxygen chains of amphibole, which is expressed in the parallelism of the (001) plane of biotite with the (100), (110) planes of amphibole. In the second case, the development of biotite occurs irregularly, inheriting the system of cracks in amphibole. The distribution of Mg/Fe between biotite and early magmatic amphibole was studied, showing that the magnesia value of biotite is higher than that of amphibole replaced by it. Inverse ratios of magnesia value occur between biotite and post-magmatic amphibole. The equality of the magnesia values of both minerals may reflect the conditions of subsolidus equilibration of the compositions. The problem of choosing amphibole compositions for calculating the *PT*-parameters of the formation of massifs in the Earth crust is considered.

**Keywords:** *amphibole, biotite, melanocratic rocks, granitoid massifs, thermobarometry*

#### **Acknowledgements**

The author expresses gratitude to his colleagues: E.V. Pushkarev for joint field work and providing materials on the Shabrov massif, T.A. Osipova, G.A. Kallistov, E.S. Shagalov for the opportunity to study samples of the Chelyabinsk and Syrostan massif, I.A. Gottman for conducting microprobe analysis of minerals.

*The work was carried out within the framework of the state Budget theme of UrORAS, state reg. AAAA-A18-118052590029-6.*

## ВВЕДЕНИЕ

В гранитоидных массивах, связанных с надсубдукционной обстановкой, широко распространены меланократовые породы, образующие небольшие интрузивные тела, дайки, включения, ксенолиты. Они представляют собой фрагменты ранних фаз, синплутонические или постгранитные интрузии и иные геологические образования. Для многих из них характерно широкое развитие амфибола и биотита, текстурные и химические отношения между которыми изменчивы и порой принимают необычные формы (Gorbatshev, 1970; Nietanen, 1971; Kanisawa, 1972; de Albuquerque, 1974; Choudhuri, 1974; Kuroda et al., 1974; Ферштатер, Бородина, 1975; Tanaka, 1975; Mason, 1985; Speer, 1987; Ague, 1989; Vyhna et al., 1991; Castro, Stephens, 1992; Бородина и др., 1999; и др.). Например, биотит может располагаться внутри кристаллов амфибола или обрастать амфибол с краев, образовывать с ним ориентированные и неориентированные сростания. Его магнезиальность обычно меньше, чем у амфибола в малоглубинных, и больше, чем в глубинных плутонах, а также мигматитах. Изменение отношений магнезиальности минералов отмечается не только в зависимости от глубины кристаллизации, но и от основных пород к кислым или от центра к краю плутона. Причины изменчивости текстурных и химических отношений между биотитом и амфиболом магматических пород, по-видимому, кроются в адаптации состава минералов к понижению температуры, повышению активности  $H_2O$ ,  $fO_2$  (Ферштатер, Бородина, 1975; Speer, 1987; Бородина и др., 1999; Gray, Smith, 2010). В этой связи выявление реакционных взаимоотношений между амфиболом и биотитом позволит более точно проследить историю кристаллизации пород и внести кор-

рективы в термобарометрические расчеты при реконструкции условий размещения плутонов в коре, что делает данное исследование актуальным.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СОСТАВ ПОРОД

Взаимоотношения биотита с амфиболом рассматриваются на примере ряда высокомагнезиальных, меланократовых пород, ассоциированных с гранитоидными плутонами повышенной основности Среднего и Южного Урала (Верхисетский, Шарташский, Большеседельниковский, Шабровский, Челябинский, Сыростанский). Их геологическое строение подробно рассмотрено в работах (Орогенный..., 1994; Зинькова, 1997; Прибавкин, 2000; Шагалов, 2002; Каллистов, 2011; Ферштатер, 2013; и др.). Здесь мы лишь напомним, что эти массивы формировались в карбоне–ранней перми в связи с завершением надсубдукционного водного магматизма на континентальной окраине (Пучков, 2010). Они представляют собой мантийно-коровые и коровые образования, полученные в результате плавления пород нижней коры под воздействием богатых водой магм из зоны субдукции (Ферштатер, 2013). Эти массивы широко развиты в составе Восточно-Уральского поднятия, где образуют крупные ареалы (Верхисетский, Челябинский), а также запечатывают зону Главного глубинного разлома (Сыростанский массив). Они сложены пестрым набором пород, среди которых преобладают тоналиты, гранодиориты, граниты.

Рассматриваемые меланократовые породы в составе Шабровского (обр. Ук-113, Ук-117, Ук-119), Большеседельниковского (обр. Бс-8, Бс-13), Сыростанского (обр. Сырб-49), Челябинского (обр. Чл-484) массивов образуют тела изометричной или

дайкообразной формы, проявляющие ясные признаки синплутонических интрузий. В Шарташском массиве они встречаются в форме ксенолитов (обр. Ш-13.7) без выраженных изменений под воздействием гранитов; в Верхисетском массиве они (обр. Пс-7, Пс-9) представляют собой тела в поле гранодиоритов с неустановленными взаимоотношениями.

Все меланократовые породы обладают сходными петрографическими чертами. Они имеют полнокристаллическую, средне- или крупнозернистую структуру с элементами порфиоровой и пойкилитовой структур, сложены идиоморфным амфиболом, погруженным в базис салических минералов. Биотит образует сростки с амфиболом или включения в последнем, реже встречается в качестве независимых выделений. Плагноклаз даже в самых меланократовых разностях пород (горнблендитах) представлен андезином или олигоклазом. Он образует или небольшие гипидиоморфные зерна, или крупные пойкилокристы. Калиевый полевой шпат и кварц присутствуют в небольшом количестве, имеют резко подчиненное положение, занимая интерстиции между кристаллами плагноклаза. Акцессорными минералами пород являются титанит, апатит, циркон, ортит. Среди рудных минералов отмечены сульфиды Fe, Cu, Ni, хромит, ильменит, редко магнетит.

Минеральный и химический состав пород отвечает горнблендитам (обр. Сырб-49, Пс-7 (здесь и далее номера образцов соответствуют таковым на таблицах и рисунках), габбро-диоритам (обр. Чл-484, Ук-119), кварцевым диоритам (обр. Пс-9, Ук-117, Ш-13.7, Бс-13, Бс-8), принадлежащими высоко- и умереннокалиевым известково-щелочным сериям нормальной щелочности, образующим обособленные от вмещающих гранитоидов петрохимические тренды (Зинькова, 1997; Прибавкин, 2000; Шагалов, 2002; Каллистов, 2011). Важнейшей особенностью этих пород является высокий индекс магнезиальности ( $Mg\# = 0.4-0.8$ ) и фемичности (сумма  $SPW$  нормативных фемических и рудных минералов  $Fem = 30-60$ ). По содержанию титана они могут быть условно разделены на низкотитанистые (менее 1%  $TiO_2$ ) и умереннотитанистые (1–2%  $TiO_2$ ). При этом первые (обр. Пс-7, Пс-9, Ук-117, Чл-484) обычно характеризуются высоким содержанием Sr (600–1100 г/т), Ni (200–300 г/т), вторые (обр. Ук-119, Ш-13.7, Бс-13, Бс-8, Сырб-49) – Sr (600–1500 г/т).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наблюдения взаимоотношений амфибола и биотита выполнено при помощи оптического микроскопа фирмы ПОЛАМ Р-211М. Микрофотографии в обратно-рассеянных электронах получены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6990LV

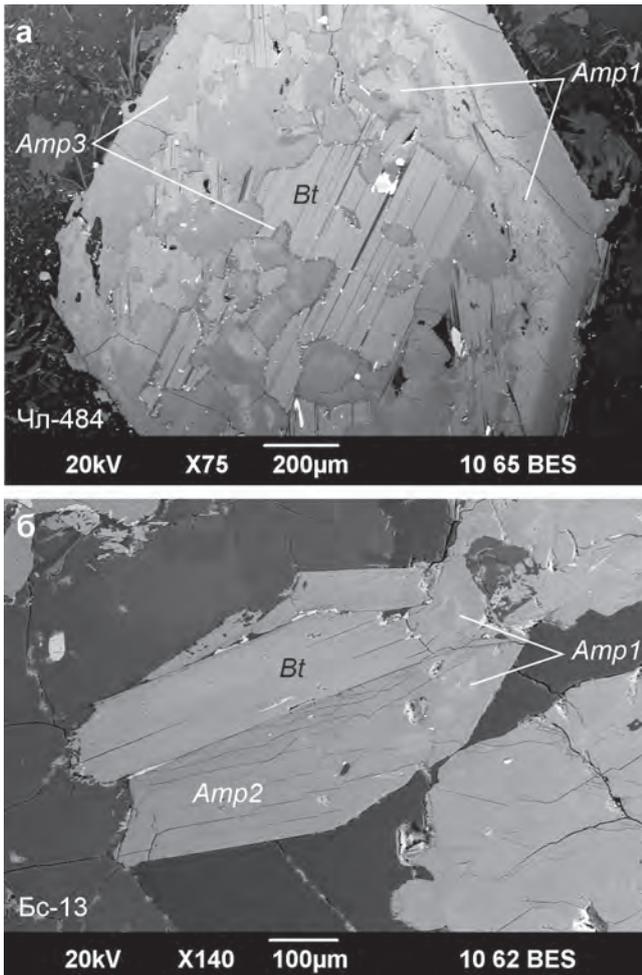
фирмы Jeol. Определение химического состава минералов в точке и по площади выполнены на ЭДС-приставке INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, время регистрации импульсов 30 с. Используются сертифицированные стандартные образцы: диопсид, жадеит, ортоклаз, рутил, родонит,  $Cr_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ . Полученные результаты измерений состава нормализованы к 100% (аналитик И.А. Готтман). Указанные исследования минералов выполнены в Центре коллективного пользования УрО РАН “Геоаналитик”.

## ВЗАИМООТНОШЕНИЯ БИОТИТА С АМФИБОЛОМ

В меланократовых породах амфибол образует разновеликие короткопризматические кристаллы, содержащие в себе единичные или многочисленные лейсты биотита, либо сростки с биотитом (рис. 1). Отношения между ними выглядят как включения раннего биотита в амфиболе (рис. 2а, б), результат совместного роста (рис. 2в) или как псевдоморфозы биотита по амфиболу (рис. 2г). Однако, как будет показано ниже, во всех указанных случаях биотит развивается по амфиболу. Исследование ориентировок кристаллов биотита в амфиболе выявило повторяющиеся с высокой вероятностью случаи кристаллографически закономерных (компетентных) отношений между этими минералами. Наиболее распространенным является случай, когда оси  $b$  биотита и амфибола совпадают, а ось  $a$  биотита совпадает (с расхождением в  $2-5^\circ$  в соответствии с моноклинной сингонией того и другого минерала) с осью  $c$  амфибола, т.е. имеем случай, когда базальная плоскость (001) биотита параллельна плоскости (100) амфибола (рис. 3а). Отмечаемые расхождения от параллельности на угол до  $25^\circ$  могут быть объяснены поворотом биотита на  $180^\circ$  вокруг оси  $c$ .

Второй по распространенности случай взаимоотношений биотита и амфибола отличается лишь тем, что ось  $c$  биотита повернута так, что плоскость (001) биотита ориентирована параллельно плоскости (110) амфибола, т.е. лейсты биотита ориентированы вдоль плоскостей спайности амфибола (рис. 3б). Однако, как и в первом случае, поворот биотита на  $180^\circ$  относительно оси  $c$  приводит к отклонению от плоскости (110), что также неоднократно наблюдалось нами.

Приведенные случаи взаимоотношения амфибола с биотитом доминируют над остальными (табл. 1), что, очевидно, обусловлено структурными особенностями обоих минералов. Согласно рентгеноструктурным данным (Brimhall et al., 1985), в области перехода Т-О-Т-цепей амфибола в слои биотита вдоль плоскостей (100) и (110) возникают “туннели” с диаметром около  $4.5 \text{ \AA}$ . Эти тун-



**Рис. 1.** Строение амфибола и его взаимоотношение с биотитом.

а – на срезе кристалла амфибола выделяются реликты раннемагматического глиноземистого амфибола (*Amp1*), замещенные постмагматическим низкоглиноземистым амфиболом (*Amp3*) (обр. Чл-484). Биотит образует ориентированные лейсты внутри кристалла амфибола, не выходящие за его границы. С биотитом ассоциированы мелкие выделения титанита (белые зерна).

б – равноправные отношения между амфиболом и биотитом (обр. Бс-13). На срезе внутри позднемагматического амфибола (*Amp2*) видны реликты раннемагматического глиноземистого амфибола (*Amp1*).

**Fig. 1.** The structure of amphibole and its relationship with biotite.

а – on the cut of the amphibole crystal are visible relicts of early magmatic aluminous amphibole (*Amp1*), replaced by post magmatic low aluminous amphibole (*Amp3*) (sample Чл-484). Biotite forms plates inside amphibole not going beyond its borders. Small titanite grains (white) are closely associated with biotite.

б – “equal relations” between amphibole and biotite (sample Бс-13). One can see the relicts of the aluminous early magmatic amphibole inside the predominant late magmatic amphibole (*Amp2*). The composition of the secondary amphibole corresponds to the late magmatic.

нели граничат с позициями *A*, *M(4)* амфибола, занятыми  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ , и позицией *I* биотита, занятой  $\text{K}^+$ . В результате эти позиции могут быть легко заняты или освобождены при транспортировке  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  вдоль туннелей, делая возможным быстрое замещение амфибола биотитом. Отсутствие туннелей в других направлениях ограничивает скорость диффузии и возможности замещения.

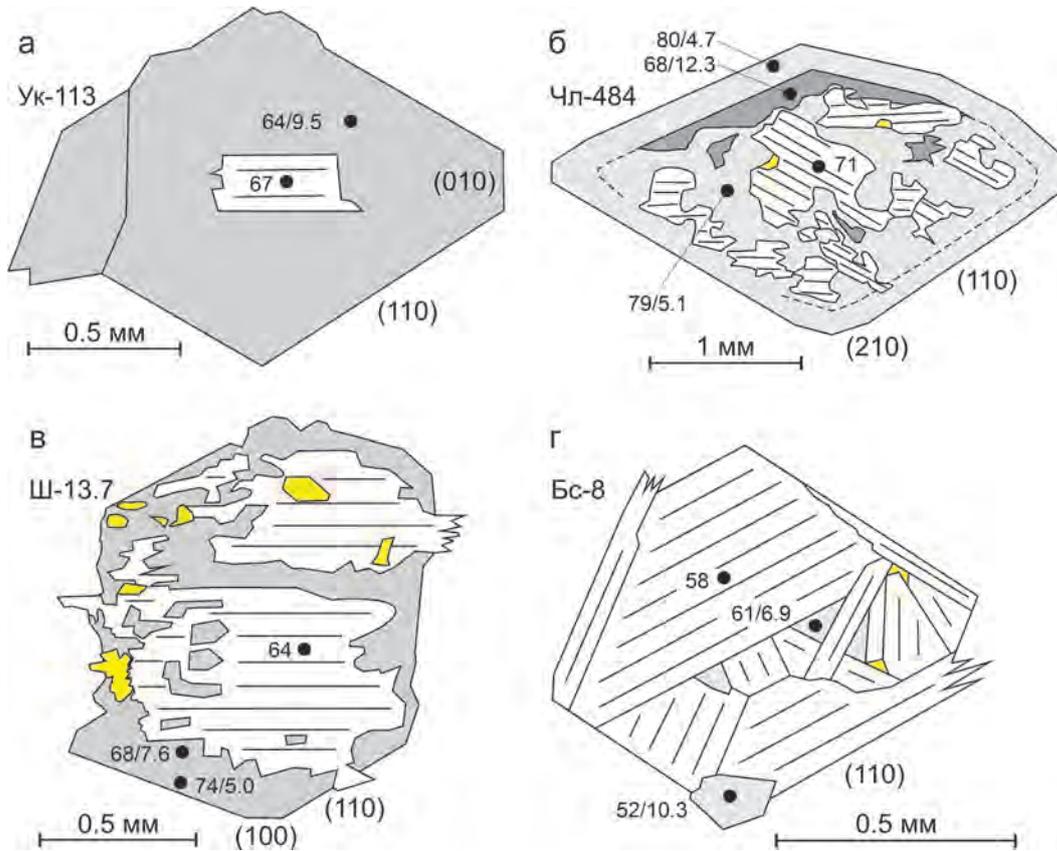
Поскольку структуры филлосиликатов подобны, выявленные закономерности между биотитом и амфиболом имеют место и в отношениях между хлоритом и амфиболом. В исследовании [Sharp, Buseck, 1988] указано, что при ретроградном метаморфизме развитие по амфиболу хлорита происходит в соответствии с компетентными границами, так что плоскость (001) хлорита параллельна плоскости (100) амфибола или [100], [–110], [–1–10] хлорита параллельны [001] амфибола. Напротив, при проградном метаморфизме рост амфибола на хлорите происходит с участием некомпетентных или полукомпетентных границ. В этом случае направление [001] амфибола субпараллельно (001) хлорита, что предполагает рост амфибола вдоль хлоритовых слоев. Как и в случае с биотитом, на этом примере мы видим преобладание ориентировок плоскости (001) хлорита субпараллельно или параллельно [001] амфибола.

К распространенным взаимоотношениям, вошедшим в статистику в числе прочих (см. табл. 1), может быть отнесен случай параллельности базопинакоида биотита плоскостям (001), (011) амфибола. Такие взаимоотношения трудно интерпретировать с точки зрения структуры минералов, поскольку пакеты кремнекислородных тетраэдров биотита оказываются перпендикулярными цепям амфибола. Такие взаимоотношения (и здесь мы согласны с другими исследователями (Brimhall et al., 1985; Farrow, Vaginiski, 1998)) можно объяснить развитием биотита по трещинам отдельности амфибола. Доказательством этого является наличие вокруг биотита актинолит-тремолитовых кайм, не отмечаемых в случаях компетентных взаимоотношений биотита с амфиболом. Эти каймы указывают на максимальный обмен компонентов амфибола с флюидом, который возможен лишь в случае длительной фильтрации растворов через кристалл, т.е. по трещинам.

Приведенные примеры развития биотита по амфиболу отвечают реакционному ряду Н.Л. Боуэна как последовательности перитектических реакций и должны отражаться не только во взаимоотношениях фаз, но и в их химии.

#### СОСТАВ АМФИБОЛА И БИОТИТА

В меланократовых породах составы магматического амфибола отвечают паргаситу, магнезиальной роговой обманке, а постмагматического амфи-



**Рис. 2.** Взаимоотношения биотита и амфибола.

На рисунках показаны базальные сечения амфибола, содержание глинозема в которых выражено градацией серого (глиноземистый или раннемагматический амфибол – темно-серый, низкоглиноземистый или постмагматический амфибол – светло-серый). Биотит показан белым цветом с линиями, указывающими направление спайности в минерале. Желтым цветом отмечены включения титанита. В числителе указано значение магнезиальности минерала в точке, в знаменателе – содержание алюминия. Номера образцов соответствуют таковым в табл. 1.

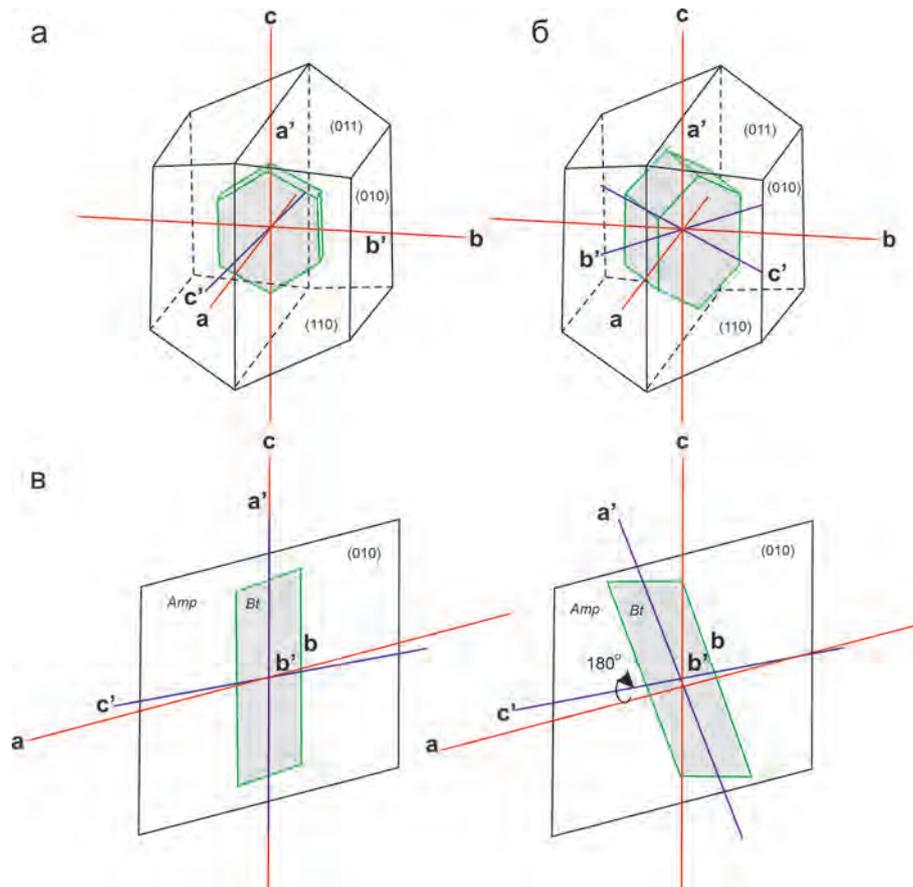
**Fig. 2.** The relationship of biotite with amphibole.

The figures show basal sections of amphibole. The aluminum content in amphibole is indicated by shades of gray (aluminous or magmatic amphibole – dark gray, low alumina or postmagmatic amphibole – light gray). Biotite is shown in white with lines. Titanite is shown in yellow. The magnesium number is indicated in the numerator. The aluminum content is shown in the denominator. Samples correspond to Table 1.

бола – магнезиальной роговой обманке, актинолиту (рис. 4). Ранний амфибол характеризуется высоким содержанием Ti, Al, щелочей, а развивающийся по нему поздний амфибол обладает низкими значениями содержания этих элементов, но более высокой магнезиальностью (табл. 2). В целом же эти данные показывают, что амфибол plutonic пород постоянно меняет свой состав, уравновешиваясь с остаточными жидкостями. На магматической стадии в условиях изобарической кристаллизации обменное равновесие амфибола с расплавом приводит к снижению в нем содержания алюминия параллельно с понижением доли анортитового компонента в плагиоклазе. Такое изменение состава характеризует тренд I на рис. 5, крутой наклон которого обусловлен высокой занятостью алюминия тетраэдрической и октаэдрической

позиции в паргасите вне зависимости от содержания титана. Большая вариативность титана в этих амфиболах является результатом снижения температуры кристаллизации амфибола и изменения состава расплавов. На постмагматической стадии преобразование магматического амфибола идет по тренду II, отражаясь в значительном снижении занятости в роговой обманке позиций алюминия и титана.

Составы биотитов располагаются между анитфлогопитовым и сидерофиллит-истонитовым рядами, соответствуя флогопиту. Иногда их состав отвечает истониту за счет появления тончайших межслоевых прорастаний хлорита. В отличие от амфибола биотит обладает более узким диапазоном вариаций Al, Ti, магнезиальности (табл. 3, см. рис. 5в, г), что связано с гораздо более широкими вариаци-



**Рис. 3.** Примеры компетентных взаимоотношений кристаллов биотита с амфиболом.

а – плоскость (001) биотита параллельна плоскости (100) амфибола, б – плоскость (001) биотита параллельна плоскости (110) амфибола, в – пример вращения биотита на 180° вокруг оси [001] и его проекция на плоскость (010) амфибола.

**Fig. 3.** Examples of competent relationships of biotite crystals with amphibole.

а – the biotite plane (001) is parallel to (100) amphibole, б – biotite plane (001) parallel to (110) amphibole, в – an example of biotite rotation by 180° around the [001] axis and its projection onto the (010) amphibole plane.

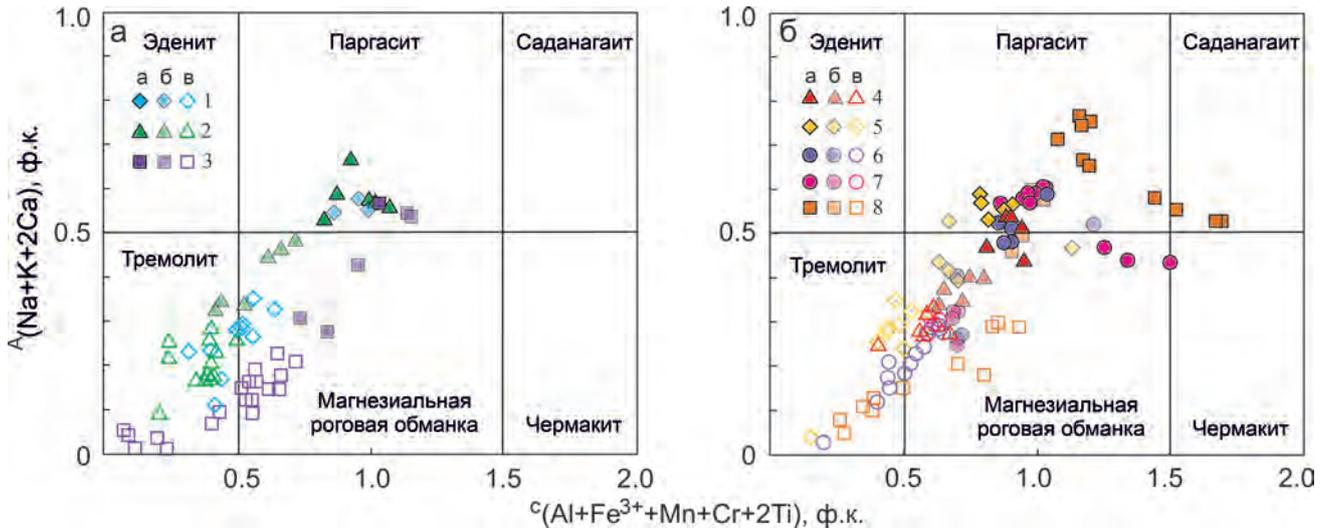
**Таблица 1.** Частота встречаемости типов взаимоотношений между биотитом и амфиболом, %

**Table 1.** The frequency of occurrence of various types of relationships between biotite and amphibole, %

Образец	Порода	Массив	Компетентные		Некомпетентные
			Bt <sub>(001)</sub>   Amp <sub>(100)</sub>	Bt <sub>(001)</sub>   Amp <sub>(110)</sub>	
Низкотитанистая серия пород					
ЧЛ-484	Габбро-диорит	Челябинский	25	20	55
Пс-9	Диорит	Верхисетский	22	23	55
Ук-117	–”–	Шабровский	32	24	44
Умереннотитанистая серия пород					
Ук-119	Габбро-диорит	Шабровский	68	12	20
Ш-13.7	Диорит	Шарташский	50	20	30
Бс-13	–”–	Б.-Седельниковский	65	4	31
Бс-8	–”–	Тот же	42	20	38
Сырб-49	Горнблендит	Сыростанский	39	23	38

ями изоморфизма  $Al + Fe^{3+} \leftrightarrow Si + Mg$  в амфиболе, нежели биотите. Тем не менее для него также прослеживается тенденция роста магnezияльности при

снижении Ti, Al, отвечающая смене магматического этапа кристаллизации постмагматическому преобразованию.



**Рис. 4.** Классификационная диаграмма  $A(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}) - C(\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + 2\text{Ti})$  (Hawthorne et al., 2012) для амфиболов пород низкотитанистой (а) и умереннотитанистой (б) серии.

1–3 – породы низкотитанистой серии: 1 – Верхисетский (обр. Пс-9), 2 – Шабровский (обр. Ук-117), 3 – Челябинский массивы (обр. Чл-484); 4–8 – породы умереннотитанистой серии: 4 – Шабровский (обр. Ук-119), 5 – Шарташский (обр. Ш-13.7), 6 – Большеседельниковский (обр. Бс-13), 7 – Большеседельниковский (обр. Бс-8 – зона закалки), 8 – Сыростанский массивы (обр. Сырб-49). Индексами *a*, *b*, *v* обозначены раннемагматические, позднемагматические, постмагматические составы амфиболов соответственно.

**Fig. 4.** Classification diagram  $A(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}) - C(\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + 2\text{Ti})$  (Hawthorne et al., 2012) for amphibole low titanium (a) and moderate titanium (б) series rocks.

1–3 – rocks of low-titanium series: 1 – Verkhisetky (sample Пс-9), 2 – Shabrovsky (sample Ук-117), 3 – Chelyabinsk massifs (sample Чл-484); 4–8 – rocks of moderate titanitic series: 4 – Shabrovsky (sample Ук-119), 5 – Shartashsky (sample Ш-13.7), 6 – Bolsheesdelnikovsky (sample Бс-13), 7 – Bolsheesdelnikovsky (sample Бс-8 – quenching zone), 8 – Syrostan massifs (sample Сырб-49). The indices *a*, *b*, *v* denote early-magmatic, late-magmatic, and post-magmatic compositions of amphibole respectively.

#### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АМФИБОЛА И БИОТИТА

Расчеты условий кристаллизации амфиболов выполнены на основе мономинеральных термобарометров (Féménias et al., 2006; Mutch et al., 2016). Их корректность подтверждена согласованностью с данными амфибол-плаггиоклазовой термобарометрии (Ферштатер, 1990; Holland, Blundy, 1994). В соответствии с расчетами, кристаллизация раннемагматического глиноземистого амфиболов в низкотитанистых разностях пород отвечала температурам 750–800°C, а в умереннотитанистых разностях – 750–1100°C (см. рис. 5а). Наибольшие значения температур установлены в зоне закалки диорита Большеседельниковского и горнблендита Сыростанского массивов, в которых первичный амфибол (титанистый паргасит) формировался при 950–1050 и 1000–1100°C соответственно. Давление кристаллизации амфиболов в большинстве рассмотренных пород составляло 3–4 кбар, за исключением амфиболов горнблендита корневой зоны Сыростанского массива, образованного при 5–7 кбар. Приведенные параметры указывают на формирование меланократовых пород в мезоабиссальной и

абиссальной фациях глубинности, что совпадает с данными по вмещающим гранитоидным plutонам (Ферштатер, Бородин, 1975; Орогенный..., 1994; Зинькова, 1997; Прибавкин, 2000; Шагалов, 2002; Каллистов, 2011; Ферштатер, 2013).

По мере достижения температур кристаллизации 700–630°C, отвечающих субсолидусным условиям (позднемагматическая стадия), кристаллы амфиболов были повторно уравновешены без значимой потери ими алюминия (см. рис. 5а), но с выделением части титана и железа в форме рутила, ильменита, титанита. Согласно данным (Liou et al., 1998; Angiboust, Harlov, 2017), появление тех или иных титановых фаз при изменении амфиболов контролируется температурой, давлением,  $f\text{O}_2$ , активностью кальция. Например, в корневой зоне Сыростанского массива высокое давление флюида приводит к выделению из амфиболов рутила. Появление ламелей ильменита отмечено нами в амфиболов из зоны закалки диорита Большеседельниковского массива, образованного при высокой температуре и умеренном давлении. В большинстве случаев отмечаем выделение в амфиболов титанита, характеризующего область пониженных температур, давлений и высокой активности кальция.

Таблица 2. Представительные составы амфибола (мас. %) и их кристаллохимические коэффициенты (ф. ед.).  
Table 2. Representative compositions of amphibole (wt %) and its crystal-chemical coefficients (a.p.f.u.)

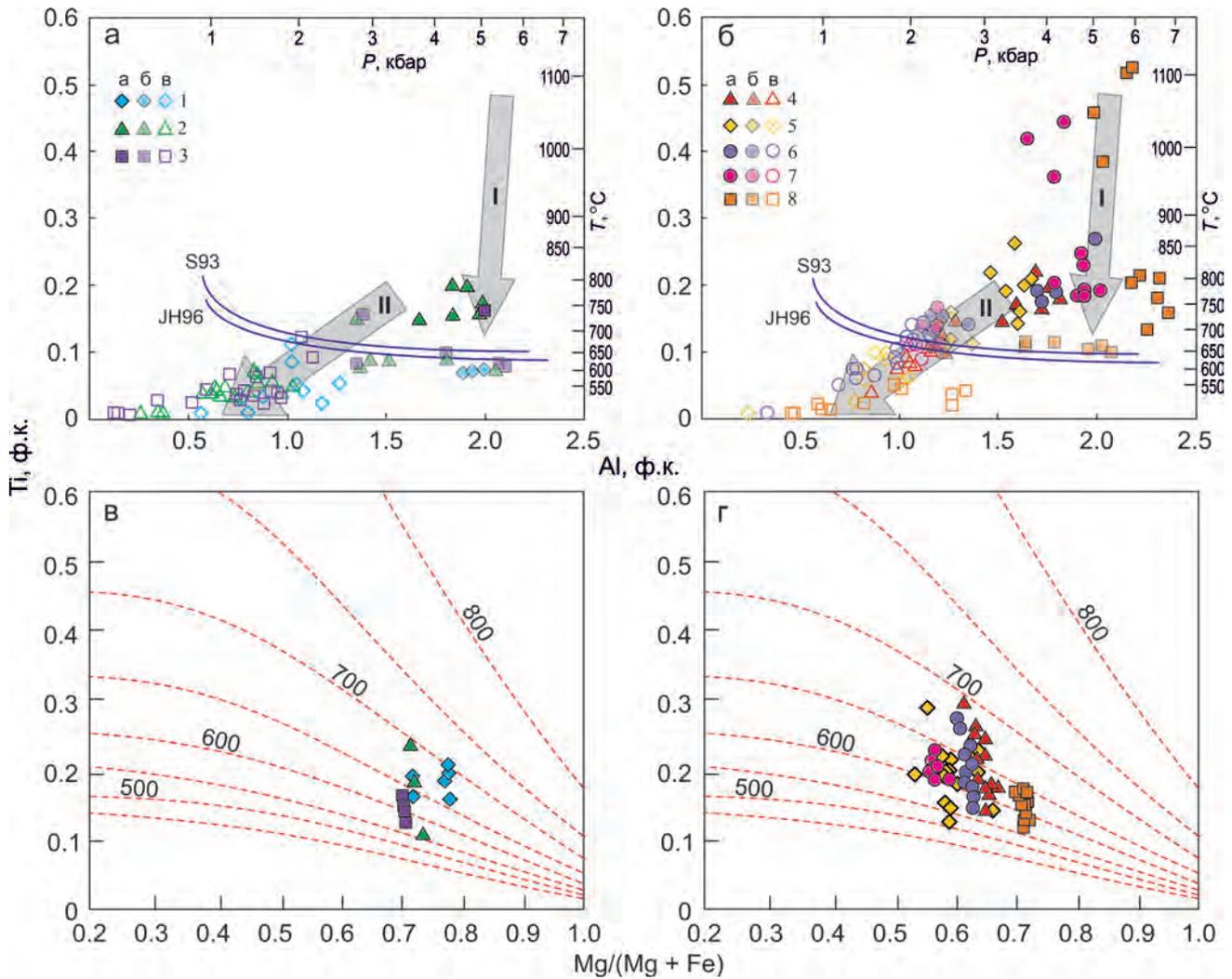
Компонент	Обр. Чл-484						Обр. Пс-7						Обр. Ук-117						Обр. Ук-119															
	45.60	47.26	53.01	54.14	56.64	46.56	47.47	52.82	54.59	56.38	45.02	47.58	49.91	52.57	56.87	46.11	47.49	48.95	50.35	53.07	6.49	6.67	7.31	7.45	7.79	6.53	6.65	7.29	7.49	7.65	6.46	6.73	6.99	7.33
SiO <sub>2</sub>	1.49	0.85	0.39	0.35	0.02	0.68	0.67	0.81	0.29	0.00	1.62	1.42	0.77	0.39	0.09	1.70	1.61	1.40	1.19	0.40	7.76	6.80	6.96	7.12	7.43	6.65	7.76	6.80	6.96	7.12	7.43	6.65		
TiO <sub>2</sub>	11.83	10.78	5.66	4.55	1.55	12.13	11.40	6.30	4.73	3.50	11.76	10.02	8.28	5.94	2.27	10.74	9.50	8.46	7.32	5.22	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	0.88	0.21	0.24	0.17	0.30	0.39	0.16	0.00	0.18	0.17	0.24	0.61	0.05	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.08	10.63	9.38	9.45	8.99	9.56	8.95	7.16	6.56	6.25	12.54	10.53	9.94	9.38	6.23	14.14	13.32	12.38	11.85	10.67	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01		
FeO	0.20	0.15	0.19	0.26	0.27	0.10	0.15	0.14	0.15	0.21	0.20	0.20	0.22	0.17	0.16	0.24	0.23	0.35	0.32	0.23	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02		
MnO	14.21	14.82	18.15	18.52	19.11	15.77	16.15	18.25	19.28	20.22	13.47	15.27	15.96	17.09	20.36	12.25	13.15	14.07	14.71	16.30	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02		
MgO	11.77	12.67	11.96	11.73	12.96	12.21	12.33	12.80	13.30	12.18	12.20	12.25	12.86	12.56	13.08	12.19	12.40	12.32	12.13	12.74	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02		
CaO	1.73	1.25	0.82	0.76	0.27	1.79	1.72	1.34	0.90	1.08	1.83	1.72	1.01	1.36	0.26	1.49	1.43	1.40	1.51	0.96	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02		
Na <sub>2</sub> O	0.92	0.71	0.23	0.00	0.02	0.88	0.79	0.22	0.20	0.00	1.19	0.77	0.45	0.49	0.48	1.13	0.85	0.68	0.61	0.41	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02		
K <sub>2</sub> O	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0		
Сумма	0.68	0.72	0.78	0.78	0.79	0.75	0.77	0.82	0.84	0.85	0.66	0.73	0.74	0.77	0.86	0.61	0.64	0.67	0.69	0.74	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86		
#Mg	6.49	6.67	7.31	7.45	7.79	6.53	6.65	7.29	7.49	7.65	6.46	6.73	6.99	7.33	7.76	6.65	6.80	6.96	7.12	7.43	7.76	6.80	6.96	7.12	7.43	6.65	7.76	6.80	6.96	7.12	7.43	6.65		
Si	1.51	1.33	0.69	0.55	0.21	1.47	1.35	0.71	0.51	0.35	1.54	1.27	1.01	0.67	0.24	1.35	1.20	1.04	0.88	0.57	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24		
Al	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00		
ΣT	0.16	0.09	0.04	0.04	0.00	0.07	0.07	0.08	0.03	0.00	0.18	0.15	0.08	0.04	0.01	0.18	0.17	0.15	0.13	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01		
Ti	0.47	0.46	0.23	0.19	0.05	0.54	0.53	0.31	0.26	0.21	0.45	0.40	0.36	0.30	0.13	0.48	0.41	0.38	0.34	0.29	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13		
Al	0.02	0.10	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.00	0.02	0.02	0.03	0.07	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02		
Cr	0.22	0.21	0.33	0.28	0.13	0.28	0.15	0.02	0.00	0.19	0.11	0.11	0.14	0.05	0.04	0.05	0.05	0.07	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04		
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Mn <sup>2+</sup>	1.12	1.02	0.66	0.67	0.88	0.77	0.83	0.80	0.75	0.49	1.36	1.10	1.02	1.04	0.67	1.65	1.55	1.40	1.35	1.22	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67		
Fe <sup>2+</sup>	3.01	3.12	3.73	3.80	3.92	3.30	3.37	3.75	3.94	4.09	2.88	3.22	3.33	3.55	4.14	2.63	2.81	2.98	3.10	3.40	4.14	4.14	4.14	4.14	4.14	4.14	4.14	4.14	4.14	4.14	4.14	4.14		
Mg	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00		
ΣC	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02		
Mn <sup>2+</sup>	0.10	0.02	0.10	0.13	0.02	0.06	0.07	0.00	0.00	0.03	0.04	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01		
Fe <sup>2+</sup>	1.79	1.92	1.77	1.73	1.91	1.84	1.85	1.89	1.96	1.77	1.88	1.86	1.93	1.88	1.91	1.88	1.90	1.88	1.84	1.91	1.91	1.91	1.91	1.91	1.91	1.91	1.91	1.91	1.91	1.91	1.91	1.91		
Ca	0.08	0.05	0.11	0.11	0.04	0.09	0.06	0.10	0.04	0.18	0.06	0.08	0.04	0.11	0.06	0.09	0.08	0.10	0.15	0.08	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06		
Na	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00		
ΣB	0.40	0.30	0.11	0.09	0.04	0.40	0.40	0.26	0.20	0.11	0.45	0.39	0.24	0.26	0.01	0.33	0.32	0.28	0.27	0.18	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01		
Na	0.17	0.13	0.04	0.00	0.00	0.16	0.14	0.04	0.04	0.00	0.22	0.14	0.08	0.09	0.08	0.21	0.16	0.12	0.11	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08		
K	0.56	0.42	0.15	0.09	0.04	0.56	0.55	0.30	0.23	0.11	0.67	0.53	0.32	0.34	0.10	0.54	0.47	0.40	0.38	0.25	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10		
ΣA																																		

Кристаллохимические коэффициенты O = 23

Таблица 2. Окончание

Table 2. Ending

Компонент	Обр. Ш-13.7						Обр. Бс-13						Обр. Бс-8						Обр. Сырб-49					
	45.39	46.37	48.47	50.32	53.37	53.37	43.96	48.76	50.37	53.31	57.23	57.23	43.87	45.06	49.47	50.45	50.62	50.62	42.98	43.82	49.10	53.38	57.34	
SiO <sub>2</sub>	1.84	1.76	1.08	0.57	0.25	0.25	2.48	1.32	1.16	0.57	0.00	0.00	2.11	1.78	1.53	1.33	1.04	1.04	4.97	1.98	1.04	0.45	0.00	
TiO <sub>2</sub>	9.50	8.97	7.43	6.20	4.72	4.72	11.65	8.08	6.94	4.73	1.98	0.00	11.22	10.27	7.10	6.68	6.22	6.22	12.93	14.24	10.02	6.29	2.76	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.47	0.00	0.15	0.00	0.00	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.62	17.75	17.03	15.81	11.28	11.28	15.34	13.48	12.88	11.07	8.87	18.01	17.42	14.39	13.57	14.31	14.31	11.76	11.49	9.94	8.56	6.91		
MnO	0.57	0.59	0.53	0.62	0.25	0.25	0.22	0.27	0.29	0.18	0.22	0.25	0.28	0.41	0.28	0.25	0.25	0.00	0.18	0.21	0.22	0.00		
MgO	9.90	10.33	11.57	12.84	16.28	16.28	11.12	13.74	14.34	16.21	18.27	9.88	10.56	13.18	14.07	13.76	13.30	13.30	13.30	13.18	15.65	18.35	19.56	
CaO	11.56	11.56	11.76	11.76	12.26	12.26	12.34	12.40	12.56	12.68	13.03	12.12	12.14	12.14	12.18	12.31	12.31	9.90	11.37	11.28	11.02	12.74		
Na <sub>2</sub> O	1.71	1.78	1.36	1.24	1.12	1.12	1.51	1.32	1.02	0.73	0.27	1.52	1.49	1.15	0.95	0.98	2.18	2.18	2.83	2.40	1.65	0.70		
K <sub>2</sub> O	0.91	0.88	0.77	0.63	0.48	0.48	1.12	0.63	0.45	0.33	0.14	1.01	0.99	0.64	0.50	0.50	1.51	0.92	0.21	0.09	0.00			
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	
#Mg	0.49	0.51	0.55	0.60	0.72	0.72	0.57	0.65	0.67	0.73	0.79	0.50	0.52	0.62	0.65	0.64	0.67	0.68	0.74	0.80	0.80	0.84		
Кристаллохимические коэффициенты O = 23																								
Si	6.68	6.80	7.03	7.22	7.47	7.47	6.41	6.96	7.14	7.46	7.88	6.46	6.61	7.08	7.16	7.22	6.14	6.26	6.86	7.30	7.81			
Al	1.32	1.20	0.97	0.78	0.53	0.53	1.59	1.04	0.86	0.54	0.12	1.54	1.40	0.92	0.84	0.78	1.86	1.74	1.14	0.70	0.19			
ΣT	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00		
Ti	0.20	0.19	0.12	0.06	0.03	0.03	0.27	0.14	0.12	0.06	0.00	0.23	0.20	0.17	0.14	0.11	0.53	0.21	0.11	0.05	0.00			
Al	0.33	0.35	0.30	0.27	0.25	0.25	0.41	0.32	0.30	0.24	0.20	0.41	0.38	0.28	0.28	0.26	0.32	0.65	0.51	0.32	0.25			
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00			
Fe <sup>3+</sup>	0.13	0.08	0.17	0.19	0.10	0.10	0.05	0.10	0.08	0.07	0.00	0.11	0.09	0.10	0.14	0.11	0.24	0.11	0.15	0.38	0.03			
Mn <sup>2+</sup>	0.00	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Fe <sup>2+</sup>	2.17	2.10	1.90	1.71	1.22	1.22	1.82	1.51	1.45	1.23	1.02	2.09	2.02	1.63	1.46	1.59	1.03	1.22	0.95	0.51	0.75			
Mg	2.17	2.26	2.50	2.75	3.40	3.40	2.42	2.92	3.03	3.38	3.75	2.17	2.31	2.81	2.98	2.92	2.83	2.81	3.26	3.74	3.97			
ΣC	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00			
Mn <sup>2+</sup>	0.07	0.05	0.05	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.00	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.00	0.02	0.03	0.03	0.00			
Fe <sup>2+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.14	0.04	0.06	0.09	0.01			
Ca	1.82	1.82	1.83	1.81	1.84	1.84	1.93	1.90	1.91	1.90	1.92	1.91	1.91	1.86	1.85	1.88	1.52	1.74	1.69	1.62	1.86			
Na	0.10	0.14	0.13	0.14	0.13	0.13	0.04	0.07	0.07	0.08	0.07	0.03	0.04	0.11	0.11	0.09	0.35	0.20	0.23	0.27	0.13			
ΣB	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00			
Na	0.38	0.37	0.26	0.21	0.17	0.17	0.39	0.29	0.21	0.12	0.00	0.40	0.38	0.21	0.15	0.18	0.26	0.59	0.43	0.16	0.05			
K	0.17	0.17	0.14	0.12	0.09	0.09	0.21	0.12	0.08	0.06	0.03	0.19	0.19	0.12	0.09	0.09	0.28	0.17	0.04	0.02	0.00			
ΣA	0.56	0.53	0.40	0.32	0.26	0.26	0.59	0.41	0.29	0.18	0.03	0.59	0.57	0.33	0.25	0.27	0.53	0.75	0.46	0.18	0.05			



**Рис. 5.** *PT*-условия кристаллизации амфибола и биотита пород низкотитанистой (а, в) и умереннотитанистой (б, г) серий.

а, б – диаграмма Ti–Al для амфиболов с градуировкой температур и давлений (Féménias et al., 2006; Mutch et al., 2016). Кривые соответствуют H<sub>2</sub>O-насыщенным солидам системы Ab–Or–Qtz–H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> [JH96] (Johannes, Holtz, 1996) и биотитсодержащего тоналита [S93] (Schmidt, 1993). Стрелками показан магматический (I) и постмагматический (II) тренды изменения составов.

в, г – диаграмма Ti–Mg/(Mg + Fe) для биотита с изотермами (°C) (Henry et al., 2005). Условные обозначения – см. рис. 4.

**Fig. 5.** *PT* crystallization conditions of amphibole and biotite for amphibole low titanium (a) and moderate titanium (b) series rocks.

а, б – Ti–Al diagram for amphiboles with temperature and pressure graduations (Mutch et al., 2016; Féménias et al., 2006). The curves correspond to H<sub>2</sub>O-saturated solids of the Ab–Or–Qtz–H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> system [JH96] (Johannes and Holtz, 1996) and a biotite-containing tonalite [S93] (Schmidt, 1993). The arrows show the magmatic (I) and postmagmatic (II) trends of compositional changes.

в, г – Ti–Mg/(Mg + Fe) diagram for biotite with isotherms (°C) [Henry et al., 2005]. Legend – see Fig. 4.

При температурах ниже гранитного солидуса (постмагматическая стадия) отмечаем потерю амфиболом части глинозема, железа, щелочей, растворение и переотложение титановых фаз в виде титанита. Эти трансформации, по-видимому, можно связать с медленным остыванием плутонов, в которых находились меланократовые породы. Отме-

тим наличие разрыва составов амфибола и доминирование позднего амфибола в низкотитанистой серии (см. рис. 5а), объясняющиеся более глубоким, чем в породах умереннотитанистой серии, изменением вещества пород на постмагматическом этапе. Возможно, это связано с более высоким содержанием воды в расплавах низкотитанистой серии.

Таблица 3. Представительные составы биотита (мас. %) и его кристаллохимические коэффициенты (ф. ед.)  
Table 3. Representative compositions of biotite (wt %) and its crystal-chemical coefficients (a.p.f.u.)

Компо- нент	Обр. Чл-484		Обр. Пс-7		Обр. Ук-117		Обр. Ук-119			Обр. Ш-13.7			Обр. Бс-13			Обр. Бс-8			Обр. Сырб-49	
	40.75	40.80	41.35	41.72	39.88	41.14	41.31	40.15	40.32	41.69	40.76	40.68	41.00	40.52	41.33	40.50	40.56	40.89	40.93	41.43
SiO <sub>2</sub>	1.36	1.25	2.90	2.22	2.19	1.81	1.16	2.84	2.13	1.68	2.79	2.09	1.75	2.64	1.69	2.20	2.08	1.87	1.62	1.39
TiO <sub>2</sub>	17.84	17.88	16.75	17.03	17.06	17.12	17.18	16.48	17.09	16.80	14.92	15.76	15.53	16.88	17.33	16.47	16.89	16.91	17.22	16.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.40	0.22	0.26	0.44	0.00	0.20	0.26	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.93	12.70	9.80	9.76	13.37	11.88	11.57	15.48	14.93	14.02	17.85	17.17	16.39	15.71	15.03	17.66	16.80	16.39	12.42	11.94
FeO	0.06	0.05	0.00	0.00	0.16	0.13	0.00	0.00	0.00	0.23	0.41	0.53	0.45	0.00	0.00	0.00	0.17	0.14	0.00	0.00
MnO	16.16	16.39	18.65	18.83	16.38	17.21	17.84	14.29	14.96	15.41	12.98	13.65	14.53	13.85	14.79	13.53	13.61	14.02	17.19	17.48
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.79	0.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.46
BaO	0.06	0.04	0.21	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	10.35	10.66	10.08	10.01	10.90	10.51	10.68	9.98	9.95	9.93	10.29	10.13	10.34	10.15	9.84	9.65	9.89	9.78	10.38	10.29
K <sub>2</sub> O	99.99	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Сумма	0.69	0.70	0.78	0.78	0.69	0.72	0.74	0.63	0.65	0.67	0.57	0.59	0.62	0.62	0.64	0.58	0.60	0.61	0.72	0.73
Mg#	5.70	5.71	5.70	5.74	5.63	5.73	5.75	5.71	5.71	5.84	5.85	5.81	5.84	5.74	5.80	5.77	5.76	5.79	5.71	5.78
Aliv	2.30	2.29	2.30	2.26	2.37	2.27	2.25	2.29	2.29	2.16	2.15	2.19	2.16	2.26	2.20	2.23	2.24	2.21	2.29	2.22
ΣT	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Alvi	0.65	0.65	0.42	0.49	0.46	0.54	0.56	0.48	0.56	0.61	0.37	0.47	0.45	0.55	0.67	0.53	0.59	0.61	0.54	0.55
Ti	0.14	0.13	0.30	0.23	0.23	0.19	0.12	0.30	0.23	0.18	0.30	0.22	0.19	0.28	0.18	0.24	0.22	0.20	0.17	0.15
Cr	0.04	0.02	0.03	0.05	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01
Fe	1.51	1.49	1.13	1.12	1.58	1.38	1.35	1.84	1.77	1.64	2.14	2.05	1.95	1.86	1.76	2.10	2.00	1.94	1.45	1.39
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00
Mg	3.37	3.42	3.83	3.86	3.44	3.57	3.70	3.03	3.16	3.22	2.78	2.91	3.09	2.92	3.09	2.87	2.88	2.96	3.58	3.63
ΣM	5.73	5.72	5.71	5.75	5.74	5.73	5.76	5.65	5.71	5.70	5.64	5.71	5.73	5.64	5.71	5.74	5.71	5.72	5.77	5.74
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.01	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	1.85	1.90	1.77	1.76	1.96	1.87	1.89	1.81	1.80	1.77	1.88	1.85	1.88	1.83	1.76	1.75	1.79	1.77	1.85	1.83
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
ΣI	1.87	1.91	1.83	1.76	1.98	1.87	1.89	1.86	1.77	1.83	1.85	1.88	1.88	1.76	1.83	1.75	1.77	1.79	1.86	1.85

Кристаллохимические коэффициенты O = 22

Расчет температуры образования биотита с использованием титанового геотермометра (Henry et al., 2005) подтверждает его субсолидусное происхождение и может служить дополнительным аргументом в пользу замещения им раннего амфибола (см. рис. 5в, г). Между тем появление биотита может быть связано не только с кристаллизацией остаточного водного расплава, но и с постмагматическим преобразованием. Примером служат горн-блендиты Сыростанского массива, в которых наблюдается развитие биотита по амфиболу, содержащему экссолюционные включения рутила, т.е. амфиболу, прошедшему стадию повторного уравнивания. При этом температура образования биотита 550–650°C может указывать на его постмагматическое образование в условиях эпидот-амфиболитовой фации или в связи с калиевым метасоматозом, вызванным влиянием гранитов.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Mg/Fe МЕЖДУ БИОТИТОМ И АМФИБОЛОМ

На примере гранитных батолитов Северной и Южной Америки, Европы, Японии, Урала (Hietanen, 1971; Kanisawa, 1972; de Albuquerque, 1974; Choudhuri 1974; Kuroda et al., 1974; Tanaka, 1975; Ферштатер, Бородин, 1975; Mason, 1985; Speer, 1987; Ague, 1989; Vyhna et al., 1991; Castro, Stephens, 1992; Бородин и др., 1999) показано, что в магматических породах магнезиальность амфибола обычно выше магнезиальности сосуществующего биотита. Использование Mg/Fe-отношения между этими фазами предложено Г.Н. Мэсоном (1985) в качестве критерия различия биотитов, кристаллизующихся непосредственно из расплава, и тех, которые образуются при замещении роговой обманки. Например, в породах батолитов Сьерра-Невада, Калифорнийского, Перуанского и других в случае равновесной кристаллизации обоих минералов коэффициент распределения  $Mg/Fe^{2+}$  между биотитом и амфиболом, определяемый как  $K_D = (X_{Mg}^{Bt}/X_{Fe}^{Bt})/(X_{Mg}^{Amp}/X_{Fe}^{Amp})$ , составляет 0.63–0.93 (Hietanen, 1971; Mason, 1985; Speer, 1987; Ague, 1989). Значения  $K_D = 1.0–1.4$  были интерпретированы как результат нарушения равновесной кристаллизации, приводящий к замещению амфибола биотитом на постмагматическом этапе. Позднее на примере батолитов Аппалачей использование отношений  $Fe^{2+}/Mg$  между биотитом и краевыми зонами амфибола показало линейную регрессию с наклоном, равным единице, на основании чего высказано предположение о достижении равновесия между биотитом и роговой обманкой на позднематическом этапе (Vyhna et al., 1991).

Приведенные примеры противоречат экспериментальным данным с водными расплавами состава тоналита и трахибазальта (Conrad et al., 1988; Barclay, Carmichael, 2004; López et al., 2005; и др.) в диапазоне 0.5–10 кбар, в которых магнезиальность

биотита всегда выше магнезиальности сосуществующего амфибола. По-видимому, несоответствие экспериментальных данных эмпирическим наблюдениям кроется в нарушении Mg/Fe-отношения между фазами. Причины этого могут быть разные. В работах (Ферштатер и др., 1978; Ферштатер, 1987) показано, что повышение фугитивности кислорода на позднематической и особенно постмагматической стадии приводит к удалению из амфибола части железа в форме магнетита (окисление железа), вследствие чего его магнезиальность возрастает. Биотит при этом оказывается более устойчивым к окислению, сохраняя свой состав. В этой связи в магнетитовом парагенезисе (магнетитовая феррофация), свойственном маловодным плутонам мезо- и гипабиссальных фаций глубинности, магнезиальность биотита близка или ниже магнезиальности амфибола. В плутонах абиссальной фации глубинности, мигматитах и метаморфических породах амфиболитовой фации высокое водное давление препятствует появлению магнетита (безмагнетитовая феррофация), вследствие чего амфибол становится максимально богат  $Fe^{3+}$  и Al (Ферштатер, 1987; Бородин и др., 1999). Соотношение магнезиальностей в таких породах смещено в пользу биотита. Однако с появлением эпидота, содержащего  $Fe^{3+}$  и выполняющего роль магнетита, это соотношение может быть нарушено (Naney, 1983; Oliveira et al., 2010).

Во всех рассматриваемых нами меланократовых породах мы использовали величину  $K_D = (Mg/Fe)_{Bt}/(Mg/Fe)_{Amp}$  для демонстрации отношений Mg/Fe между биотитом и амфиболом.

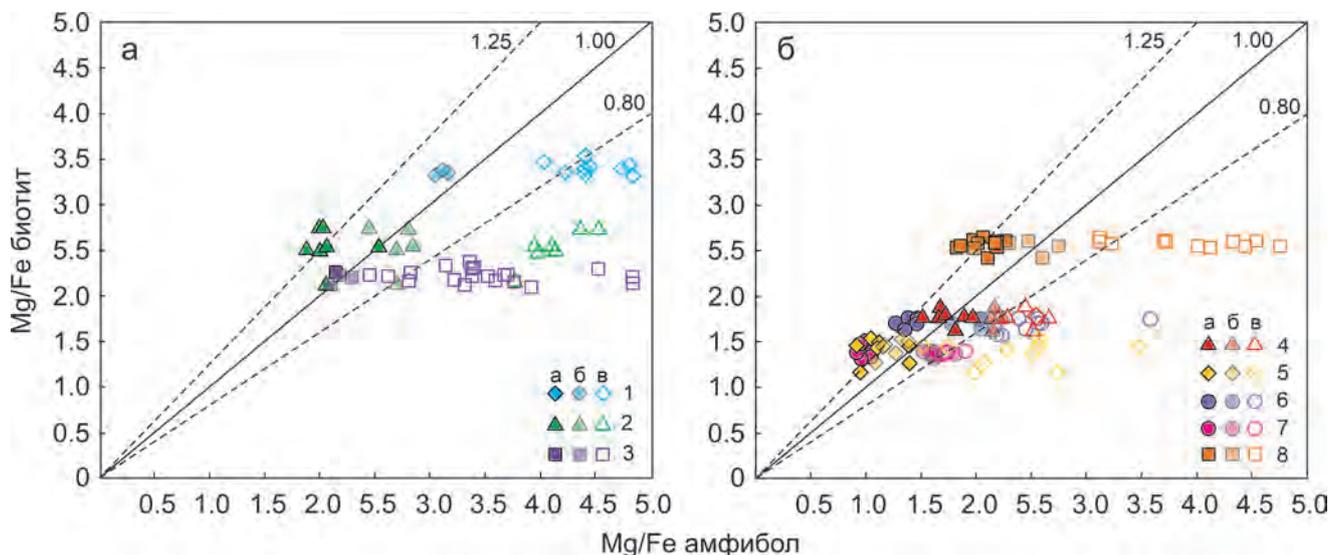
Однако в отличие от (Hietanen, 1971; Mason, 1985; Speer, 1987) при расчете  $K_D$  вместо  $Fe^{2+}$  мы использовали общее железо в связи с трудностью его расчета в амфиболе и биотите. Как показано на рис. 5в, г, биотит, в сравнении с амфиболом, обладает узким диапазоном магнезиальности, что вызвано его большей устойчивостью к постмагматическим преобразованиям. В этой связи мы рассчитали три значения  $K_D$ , характеризующие гипотетические отношения биотита с ранне-, средне- и постмагматическим амфиболом. Поскольку биотит, в соответствии с петрографическими наблюдениями и данными термометрии, формируется на позднематической стадии, то величина  $K_{D1}$  характеризует замещение глиноземистого раннематического амфибола биотитом. Неравновесность между этими фазами связана с повышенной основностью пород умеренной щелочности, в которых кристаллизация биотита возможна лишь из остаточного расплава, богатого водой и калием, взаимодействующего с амфиболом по типу перитектической реакции. Значение  $K_{D2}$  должно отражать сокристаллизацию биотита и амфибола, а  $K_{D3}$  – условия постмагматического уравнивания составов. Как следует из приведен-

**Таблица 4.** Средние значения магнезиальности биотита, амфибола и коэффициенты распределения Mg/Fe**Table 4.** Average values of magnesium and the distribution coefficient of Mg/Fe between biotite and amphibole

Параметр	Образцы							
	ЧЛ-484	Пс-7	УК-117	УК-119	Ш-13.7	Бс-13	Бс-8	Сырб-49
$X_{Mg}^{Bt}$	0.69(17)	0.77(11)	0.72(6)	0.65(12)	0.59(14)	0.63(9)	0.58(12)	0.72(14)
$X_{Mg}^{Amp1}$	0.68(1)	–	0.68(4)	0.64(7)	0.54(8)	0.58(5)	0.49(10)	0.67(10)
$X_{Mg}^{Amp2}$	0.71(5)	0.75(3)	0.73(4)	0.68(4)	0.56(5)	0.67(9)	0.62(6)	0.69(6)
$X_{Mg}^{Amp3}$	0.78(21)	0.82(11)	0.80(17)	0.71(7)	0.68(9)	0.71(10)	0.63(4)	0.80(11)
$K_{D1}$	1.05	–	1.21	1.04	1.23	1.23	1.44	1.27
$K_{D2}$	0.91	1.12	0.95	0.87	1.13	0.84	0.85	1.16
$K_{D3}$	0.63	0.73	0.64	0.76	0.68	0.70	0.81	0.64

Примечание.  $X_{Mg}$  – мольная доля магниевого компонента в минерале  $X_{Mg} = Mg/(Mg + Mn + Fe_{общ})$ .  $K_D$  – коэффициент распределения между биотитом и амфиболом  $K_D = (X_{Mg}/X_{Fe})^{Bt}/(X_{Mg}/X_{Fe})^{Amp}$ . В скобках указано количество анализов.

Note.  $X_{Mg}$  – molefraction of Mg in the mineral  $X_{Mg} = Mg/(Mg + Mn + Fe_{tot})$ .  $K_D$  – Mg/Fe distribution coefficient between biotite and amphibole  $K_D = (X_{Mg}/X_{Fe})^{Bt}/(X_{Mg}/X_{Fe})^{Amp}$ . The number of analyzes is given in brackets.



**Рис. 6.** Диаграмма соответствия Mg/Fe амфибола и биотита пород низкотитанистой (а) и умереннотитанистой (б) серий.

Условные обозначения – см. рис. 4.

**Fig. 6.** Diagram of the correspondence Mg/Fe of amphibole and biotite for amphibole low titanium (a) and moderate titanium (б) series rocks.

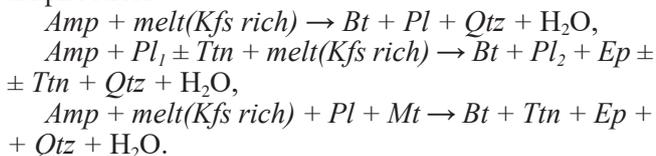
Legend – see Fig. 4.

ных данных (табл. 4, рис. 6), биотит, развивающийся по глиноземистому амфиболу, имеет более магнезиальный состав, чем замещаемый им амфибол ( $K_D > 1$ ). Обратное соотношение ( $K_D < 1$ ) наблюдаем между постмагматическим низкоглиноземистым амфиболом и биотитом. Наконец, сопоставление позднемагматических составов фаз показывает как большую, так и меньшую магнезиальность амфибола относительно биотита. Отношение магнезиальностей для этих пар наиболее близко к единице, демонстрируя условия, близкие

к равновесным. Между тем вероятно и то, что амфибол такого состава не был образован из остаточного расплава, а является результатом незавершенных обменных процессов между раннемагматическим амфиболом и постмагматическим флюидом. В этой связи он не в полной мере отвечает позднемагматическому и полученные Mg/Fe-отношения фаз также не должны отвечать равновесным. Следовательно, возникает вопрос о корректности использования такого амфибола в *PT*-расчетах кристаллизации плутонов в коре.

## РЕАКЦИИ ЗАМЕЩЕНИЯ

Выявленные случаи отношений между минералами могут характеризовать различные этапы эволюции меланократовых пород. Например, в ряде образцов из Шабровского и Челябинского массивов мы видим, что биотит тяготеет к центру кристаллов амфибола и не контактирует, за редким исключением, с окружающими полевыми шпатами, кварцем. Изучение таких кристаллов демонстрирует наличие каймы амфибола, “блокирующей” замещенные биотитом ядра (см. рис. 2б). Наличие такой каймы позволяет высказать предположение о том, что она является результатом регенерации частично замещенного раннего высокоглиноземистого амфибола. Такие особые взаимоотношения минералов могут быть описаны реакцией  $Amp + melt(Kfs\ rich) \leftrightarrow Bt + melt(Pl\ rich)$ , смещение которой вправо приводит к замещению амфибола, а смещение в обратную сторону – к образованию его новой генерации. Однако в этом случае могут возникнуть вопросы относительно формы регенерированных кристаллов, в частности, будет ли она имитировать свойства первичных магматических кристаллов или это будут скелетные кристаллы, сростки кристаллов. Более вероятным представляется избирательное замещение биотитом амфиболовых ядер, богатых алюминием, требующее меньшего массопереноса вещества. В случае отсутствия контраста в составе амфибола по содержанию алюминия развитие биотита имеет неизбирательный характер. Биотит будет развиваться как в краях кристаллов амфибола, контактируя с полевыми шпатами, кварцем, так и в центре (см. рис. 2в, г). Такое замещение может происходить после формирования основного полевошпатового каркаса пород, на что указывает помимо структурных наблюдений температура кристаллизации биотита 630–700°C. Появление последнего можно описать реакцией остаточного расплава с раннемагматическим глиноземистым амфиболом:



Предложенные реакции применимы не только для меланократовых пород, но и для вмещающих амфиболсодержащих гранитоидов.

## ВЫВОДЫ

Исследование взаимоотношений биотита и амфибола меланократовых пород выявило широкое развитие явлений замещения, которые могут быть надежно диагностированы при условии учета структурных и химических отношений между этими минералами. Структурные особенности обо-

их минералов обуславливают доминирование закономерных прорастаний амфибола биотитом над незаконномерными. К числу первых относятся случаи параллельности плоскости (001) биотита плоскости (100) или (110) амфибола, а также ряд иных отношений, обоснование которых требует специальных исследований. Ко вторым относятся случаи развития биотита по трещинам в амфиболе.

Отношение Mg/Fe между биотитом и амфиболом служит дополнительным критерием идентификации замещения. Для магматической системы нами установлено, что магнезиальность биотита выше магнезиальности замещаемого им амфибола. Равенство магнезиальностей обоих минералов возникает вследствие преобразования их состава (в большей степени амфибола) вблизи водного раствора расплава. Меньшая величина магнезиальности биотита характерна для глубоко преобразованных составов фаз (прежде всего амфибола) на постмагматическом этапе.

Выявленные особенности изменений составов минералов необходимо учитывать при *PT*-расчетах формирования гранитоидных массивов с использованием амфибола и биотита.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бородина Н.С., Ферштатер Г.Б., Вотяков С.Л. (1999) Окисление железа в сосуществующих амфиболах и биотитах из гранитоидов и метаморфитов. *Геохимия*, (6), 658-664.
- Зинькова Е.А. (1997) Геохимия, история формирования и петрогенезис Верхисетского гранитоидного батолита, Средний Урал. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 182 с.
- Каллистов Г.А. (2011) Петрология гранитоидов Челябинского массива. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 188 с.
- Орогенный гранитоидный магматизм Урала (1994) (Под ред. Г.Б. Ферштатера). Миасс: ИГГ УрО РАН, 250 с.
- Прибавкин С.В. (2000) Петрология основных пород в гранитоидах Шабровского и Шарташского массивов. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 244 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 230 с.
- Ферштатер Г.Б. (1990) Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр. *Геохимия*, (3), 328-335.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. (1975) Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 288 с.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Чашухина В.А. (1978) Феррофации гранитоидов. *Геохимия*, (2), 147-160.
- Шагалов Е.С. (2002) Петрология и геохимия пород

- Сыростанско-Тургойской группы гранитоидных массивов, Южный Урал. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 188 с.
- Ague J.J. (1989) The distribution of Fe and Mg between biotite and amphibole in granitic rocks: Effects of temperature, pressure and amphibole composition. *Geochem. J.*, **23**, 279-293.
- Angiboust S., Harlov D. (2017) Ilmenite breakdown and rutile-titanite stability in metagranitoids: Natural observations and experimental results. *Amer. Miner.*, **102**, 1696-1708.
- Barclay J., Carmichael I.S.E. (2004) A hornblende basalt from Western Mexico: Water-saturated phase relations constrain a pressure-temperature window of eruptibility. *J. Petrol.*, **45**(3), 485-506
- Brimhall G.H., Agee C., Stoffregen R. (1985) The hydrothermal conversion of hornblende to biotite. *Can. Miner.*, **23**, 369-379.
- Castro A., Stephens W.E. (1992) Amphibole-rich polycrystalline clots in calc-alkaline granitic rocks and their enclaves. *Can. Miner.*, **30**, 1093-1112.
- Choudhuri A. (1974) Distribution of Fe and Mg in Actinolite, Hornblende and Biotite in Some Precambrian Metagreywackes from Guyana, South America. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **44**, 45-55.
- Conrad W.K., Nicholls I.A., Wall V.J. (1988) Water-saturated and undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: Evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo volcanic zone, New Zealand, and other occurrences. *J. Petrol.*, **29**(4), 765-803.
- de Albuquerque C.A.R. (1974) Geochemistry of actinolitic hornblende from tonalitic rocks, Northern Portugal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 789-803.
- Gorbatshev R. (1970) Distribution of Tetrahedral Al and Si in Coexisting Biotite and Ca-Amphibole. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **28**, 251-258.
- Féménias O., Mercier J.C.C., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Amer. Miner.*, **91**, 73-81.
- Ferrow E.A., Baginski B.W. (1998) Chloritisation of hornblende and biotite: a HRTEM study. *Acta Geol. Polonica*, **48**(1), 107-113.
- Gray W., Smith R.K. (2010) Mineral Chemistry of the Tuolumne Intrusive Suite: Evidence for Disequilibrium and Implications for Estimated Magmatic Intensive Variables. Abstract V23B-2446 presented at 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlov G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *Amer. Miner.*, **90**(2-3), 316-328.
- Hietanen A. (1971) Distribution of Elements in Biotite-Hornblende Pairs and in an Orthopyroxene-Clinopyroxene Pair from Zoned Plutons, Northern Sierra Nevada, California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **30**, 161-176.
- Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- Johannes W., Holtz F. (1996) Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Springer, 335 p.
- Kanisawa S. (1972) Coexisting biotites and hornblendes from some granitic rocks in southern Kitakami Mountains, Japan. *J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, **67**, 332-344.
- Kuroda Y., Suzuoki T., Matsuo S., Kanisawa S. (1974) D/H fractionation of coexisting biotite and hornblende in some granitic rock masses. *J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, **69**, 95-102.
- Liou J.G., Zhang R., Ernst W.G., Liu J., McLimans R. (1998) Mineral paragenesis in the Pianpaludo eclogite body, Gruppo di Voltri, western Ligurian Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **78**, 317-335.
- Lo'pez S., Castro A., Garcí'a-Casco A. (2005) Production of granodiorite melt by interaction between hydrous mafic magma and tonalitic crust. Experimental constraints and implications for the generation of Archaean TTG complexes. *Lithos*, **79**, 229-250.
- Mason G.H. (1985) The mineralogy and textures of the Coastal batholith, Peru. Eds W.S. Pitcher et al. *Magmatism at a plate edge, the Peruvian Andes*. Wiley, N.Y., 156-166.
- Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. (2016) An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **171**, 85. DOI: 10.1007/s00410-016-1298-9
- Naney M.T. (1983) Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Amer. J. Sci.*, **283**, 993-1033.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Scaillet B. (2010) Petrological Constraints on Crystallization Conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *J. Petrol.*, **51**(10), 2121-2148.
- Schmidt M.W. (1993) Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure: an experimental study at 650°C. *Amer. J. Sci.*, **293**, 1011-1060.
- Sharp T.G., Buseck P.R. (1988) Prograde versus retrograde chlorite-amphibole intergrowths in a calc-silicate rock. *Amer. Miner.*, **73**, 1292-1301.
- Speer J.A. (1987) Evolution of magmatic AFM The hornblende Liberty Hill. *Amer. Miner.*, **72**, 863-878.
- Tanaka H. (1975) Magnesium-iron distribution in coexisting biotite and hornblende from granitic rocks. *J. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **70**, 118-124.
- Vyhnal C.R., McSween H.Y., Speer J.A. (1991) Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *Amer. Miner.*, **76**, 176-188.

## REFERENCES

- 102, 1696-1708.
- Barclay J., Carmichael I.S.E. (2004) A hornblende basalt from Western Mexico: Water-saturated phase relations constrain a pressure-temperature window of eruptibility. *J. Petrol.*, **45**(3), 485-506.
- Borodina N.S., Fershtater G.B., Votyakov S.L. (1999) The oxidation ratio of iron in coexisting biotite and hornblende from granitic and metamorphic rocks. *Geokhimiya*, (6), 658-664. (In Russian)
- Brimhall G.H., Agee C., Stoffregen R. (1985) The hydrothermal conversion of hornblende to biotite. *Can. Miner.*, **23**, 369-379.
- Castro A., Stephens W.E. (1992) Amphibole-rich polycrystalline clots in calc-alkaline granitic rocks and their enclaves. *Can. Miner.*, **30**, 1093-1112.
- Choudhuri A. (1974) Distribution of Fe and Mg in Actinolite, Hornblende and Biotite in Some Precambrian Metagreywackes from Guyana, South America. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **44**, 45-55.
- Conrad W.K., Nicholls I.A., Wall V.J. (1988) Water-saturated and undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: Evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo volcanic zone, New Zealand, and other occurrences. *J. Petrol.*, **29**(4), 765-803.
- de Albuquerque C.A.R. (1974) Geochemistry of actinolitic hornblende from tonalitic rocks, Northern Portugal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 789-803.
- Gorbatshev R. (1970) Distribution of Tetrahedral Al and Si in Coexisting Biotite and Ca-Amphibole. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **28**, 251-258.
- Féménias O., Mercier J.C.C., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Amer. Miner.*, **91**, 73-81.
- Ferrow E.A., Baginski B.W. (1998) Chloritisation of hornblende and biotite: a HRTEM study. *Acta Geol. Polonica*, **48**(1), 107-113.
- Fershtater G.B. (1987) *Petrologiya glavnykh intruzivnykh associatsii* [Petrology of the main intrusive associations]. Moscow, Nauka Publ., 230 p. (In Russian)
- Fershtater G.B. (2013) *Paleozoiskii intruzivnyi magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala* [Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals]. Ekaterinburg, UrB RAS, 365 p. (In Russian)
- Fershtater G.B., Borodina N.S. (1975) *Petrologiya magmaticheskikh granitoidov na primere Urala* [Petrology of magmatic granitoids (on the example of the Urals)]. Moscow, Nauka Publ., 288 p. (In Russian)
- Fershtater G.B., Borodina N.S., Chashchukhina V.A. (1978) Ferrofacies of granitoids. *Geokhimiya*, (2), 147-160. (In Russian)
- Gray W., Smith R.K. (2010) Mineral Chemistry of the Tuolumne Intrusive Suite: Evidence for Disequilibrium and Implications for Estimated Magmatic Intensive Variables. Abstract V23B-2446 presented at 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 13-17 Dec.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *Amer. Miner.*, **90**(2-3), 316-328.
- Hietanen A. (1971) Distribution of Elements in Biotite-Hornblende Pairs and in an Orthopyroxene-Clinopyroxene Pair from Zoned Plutons, Northern Sierra Nevada, California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **30**, 161-176.
- Holland T., Blundy J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- Johannes W., Holtz F. (1996) Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Springer, 335 p.
- Kallistov G.A. (2011) *Petrologiya granitoidov Chelyabinskogo massiva*. Dis. ... kand. geol.-min. nauk [Petrology of granitoids of the Chelyabinsk Massif. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UrB RAS Publ., 188 p. (In Russian)
- Kanisawa S. (1972) Coexisting biotites and hornblendes from some granitic rocks in southern Kitakami Mountains, Japan. *J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, **67**, 332-344.
- Kuroda Y., Suzuoki T., Matsuo S., Kanisawa S. (1974) D/H fractionation of coexisting biotite and hornblende in some granitic rock masses. *J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, **69**, 95-102.
- Liou J.G., Zhang R., Ernst W.G., Liu J., McLimans R. (1998) Mineral paragenesis in the Pianpaludo eclogite body, Gruppo di Voltri, western Ligurian Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **78**, 317-335.
- Lo'pez S., Castro A., Garcí'a-Casco A. (2005) Production of granodiorite melt by interaction between hydrous mafic magma and tonalitic crust. Experimental constraints and implications for the generation of Archaean TTG complexes. *Lithos*, **79**, 229-250.
- Mason G.H. (1985) The mineralogy and textures of the Coastal batholith, Peru. Eds W.S. Pitcher et al. *Magmatism at a plate edge, the Peruvian Andes*. Wiley, N.Y., 156-166.
- Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. (2016) An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **171**, 85. DOI: 10.1007/s00410-016-1298-9
- Naney M.T. (1983) Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Amer. J. Sci.*, **283**, 993-1033.
- Oliveira M.A., Dall'Agno R., Scaillet B. (2010) Petrological Constraints on Crystallization Conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *J. Petrol.*, **51**(10), 2121-2148.
- Orogennyi granitoidnyi magmatizm Urala* [Orogenic granitoid magmatism of the Urals]. (1994) (Ed. G.B. Fershtater). Miass, IGG UrB RAS, 250 p. (In Russian)
- Pribavkin S.V. (2000) *Petrologiya osnovnykh porod v granitoidakh Shabrovskogo i Shartashskogo massivov*. Dis. ... kand. geol.-min. nauk [Petrology of the mafic rocks in granitoids of Shabry and Shartash massifs. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UrB RAS, 244 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and the Suburalian

- areas (actual issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Schmidt M.W. (1993) Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure: an experimental study at 650 °C. *Amer. J. Sci.*, **293**, 1011-1060.
- Shagalov E.S. (2002) *Petrologiya i geokhimiya porod Syrostantsko-Turgoyakskoi gruppy granitoidnykh massivov, Yuzhnyi Ural*. Dis. ... kand. geol.-min. nauk [Petrology and geochemistry of rocks of Syrostan-Turgoyak group of granitoid massifs, South Ural. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UrB RAS, 188 p. (In Russian)
- Sharp T.G., Buseck P.R. (1988) Prograde versus retrograde chlorite-amphibole intergrowths in a calc-silicate rock. *Amer. Miner.*, **73**, 1292-1301.
- Speer J.A. (1987) Evolution of magmatic AFM The hornblende Liberty Hill. *Amer. Miner.*, **72**, 863-878.
- Tanaka H. (1975) Magnesium-iron distribution in coexisting biotite and hornblende from granitic rocks. *J. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **70**, 118-124.
- Vyhnal C.R., McSween H.Y., Speer J.A. (1991) Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *Amer. Miner.*, **76**, 176-188.
- Zin'kova E.A. (1997) *Geokhimiya, istoriya formirovaniya i petrogenezis Verkhisetskogo granitoidnogo batolita, Srednii Ural*. Dis. ... kand. geol.-min. nauk [Geochemistry, formation history and petrogenesis of the Verkhisetsk granitoid batholith, Middle Urals. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UrB RAS Publ., 182 p. (In Russian)