

УДК 553.493(571.54)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-598-614

Редкометалльная минерализация альбитовых гранитов Западного Забайкалья

© 2019 г. М. О. Рампилов, Г. С. Рипп

Геологический институт СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, e-mail: mrampilov@mail.ru

Поступила в редакцию 17.08.2018 г., принята к печати 10.12.2018 г.

Объекты исследований. В статье представлены результаты минералого-геохимического изучения альбитовых гранитов, отличающихся повышенным содержанием редких элементов, распространенных на территории Западного Забайкалья. *Материалы и методы.* Определение химического состава пород проведено методами классического силикатного анализа, рентгено-флуоресцентным и масс-спектрометрическим с индуктивно-связанной плазмой. Диагностика минералов, взаимоотношения и их однородность изучались на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-300. Изотопный состав кислорода в минералах определен на масс-спектрометре Finigan MAT-253 в режиме двойной системы напуска. *Результаты.* Рудная специализация изученных пород определена присутствием ниобиевых и, в меньшей степени, редкоземельных минералов. Изученные участки представлены двумя группами – слабо альбитизированными гранитами и сильно альбитизированными гранитами и альбититами. Выделенные группы различаются составом аксессуарной минерализации. Сильно альбитизированные граниты относятся к щелочным рибекит-альбитовым гранитам с большим многообразием минералов ниобия, циркония, иттрия и редких земель. В этих породах помимо собственных иттриевых минералов (таленит, иттриалит, фергусонит) до 4 мас. % иттрия находится в составе титанита, чевкинита, торита, монацита. В отличие от них в слабо альбитизированных гранитах иттрий и тяжелые лантаноиды играют подчиненную роль. Здесь представлены большей частью минералы, селективно обогащенные легкими лантаноидами (монацит, алланит, флюоцерит, самарскит). *Выводы.* Выделенные группы отличаются минерально-геохимическими характеристиками. Главным концентратом ниобия в альбитизированных гранитах является колумбит. Минералы из альбититов обогащены иттрием и тяжелыми РЗЭ. Ниобий в них сконцентрирован преимущественно в пирохлоре, ферсмите и фергусоните. Изотопными исследованиями установлено, что в образовании альбитизированных гранитов участвовал флюид магматического происхождения.

Ключевые слова: альбитизация, редкометалльная минерализация, редкометалльный гранит, Западное Забайкалье

Rare metal mineralization in albite-bearing granites of Western Trans-Baikal

Mikhail O. Rampilov, German S. Ripp

Geological institute SB RAS, 6a Sakhyanova st., Ulan-Ude, 670047 Russia, e-mail: mrampilov@mail.ru

Received 17.08.2018, accepted 10.12.2018

Research subject. The article presents results of mineralogical and geochemical investigation of albite-bearing granites with high concentrations of trace elements located in the Western Trans-Baikal region. *Methods.* The composition of rocks was determined by the methods of classical silicate analysis, X-ray fluorescence and ICP-MS analysis. Microstructural features, relationships and homogeneity of minerals were studied using an electron microscope LEO-1430 equipped with an energy dispersive spectrometer Inca Energy-300. Isotopic compositions of oxygen were carried out using a mass spectrometer Finigan MAT 253 in the mode of a constant helium flow. *Results.* Ore mineralization is specified by the presence of Nb-bearing and less REE-bearing minerals. The studied rocks were divided into two groups: albitized granites, and deep albitized granites and albitites. These groups differ in terms of the presence of accessory minerals. The deep albitized granites and albitites belong to alkaline riebeckite-albite granites containing Nb-, Zr-, Y- and REE-bearing minerals. These rocks contain Y-bearing minerals – thalenite and yttrialite, with an up to 4 wt % inclusion of Y_2O_3 in titanite, chevkinite, thorite and monazite. In contrast, the albitized granites contain fewer amounts of Y and HREE along with LREE-bearing minerals (monazite, allanite, fluocerite, samarskit). *Conclusion.* The selected groups of rocks have been analyzed in terms of their mineral and geochemical characteristics. The main Nb-bearing mineral in albitized granites is columbite. Minerals from albitites are rich in Y and HREE. The isotopic investigation has shown involvement of a magmatic-derived fluid in the rock formation process.

Для цитирования: Рампилов М.О., Рипп Г.С. (2019) Редкометалльная минерализация альбитовых гранитов Западного Забайкалья. *Литосфера*, 19(4), 598-614. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-598-614

For citation: Rampilov M.O., Ripp G.S. (2019) Rare metal mineralization in albite-bearing granites of Western Trans-Baikal. *Litosfera*, 19(4), 598-614. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-598-614

Keywords: *albitization, rare metal mineralization, rare metal granites, Western Transbaikalia*

Acknowledgements

Research conducted with the support of grants of President RF MK-1014.2019.5 and Russian Foundation for Basic Research 17-05-00129.

ВВЕДЕНИЕ

Альбитовые граниты с повышенным содержанием редких металлов известны во многих регионах мира. В России к числу наиболее распространенных относятся топаз-лигионитовые граниты Вознесенского рудного узла [Руб М.Г., Руб А.К., 1994], топазовые циннвальдит-лепидолитовые граниты и онгониты Уланского штока [Маслов и др., 1994], биотит-мусковитовые лейкограниты и онгониты Калгутинского рудного поля [Анникова и др., 2004; Соколова и др., 2011], танталоносные граниты сподуменового типа Алахинского массива [Кудрин и др., 1994]. Такие граниты широко распространены в Забайкалье и прилегающих территориях: это редкометалльные граниты Орловского (Хангилайского), Li-F амазонитовые граниты Этыкинского, Шумиловского и онгониты Ары-Булакского массивов, топазсодержащие амазонит-альбитовые граниты Харагульского и флюоритсодержащие биотитовые граниты Уругудеевского массивов [Антипин и др., 1999; Баданина и др., 2008; Козлов, 2011; Сырицо и др., 2017; и др.].

Несмотря на то, что образованию таких пород посвящено большое число исследований, часть вопросов относительно их генезиса все еще остается дискуссионной. Предполагаются несколько механизмов их возникновения. Так, образование таких пород связывают с глубокой дифференциацией стандартного гранитного расплава [Коваленко, 1977; Антипин и др., 1999] или с особыми условиями плавления и различными источниками вещества [Clemens et al., 1986; Christiansen et al., 1988]. Поскольку альбитизация широко распространена и проявлена в разных типах пород и тектонических обстановках [Hoeve, 1978; Mark, Foster, 2000; Perez, Boles, 2005; Engvik et al., 2008; Удоратина и др., 2014], нередко с альбитизированными породами связаны рудные месторождения [Munz et al., 1994; Schandl et al., 1994; Frietsch et al., 1997; Oliver et al., 2004]. Поэтому во многих работах ведущая роль в рудообразовании отводится постмагматическим процессам, приводящим к перераспределению редких металлов [Брус и др., 1962; Ogunleye et al., 2006; Boulvais et al., 2007; Petersson et al., 2012].

В Западном Забайкалье альбитовые граниты представлены в основном небольшими массивами, штоками и дайками, залегающими в непосредственной близости от крупных гранитных тел.

В ходе геолого-съёмочных работ большая часть их была отнесена к мезозойским образованиям. Позднее [Антипин и др., 1997; Коваленко и др., 1999] возрастной интервал образования некоторых из них был расширен, преимущественно в сторону “удревнения”, и определена связь с позднепалеозойскими гранитоидами. Нами были установлены альбитовые граниты более древнего возраста [Рампилов и др., 2009], которые отличаются от молодых минеральным составом и геохимическими особенностями.

На площади Западного Забайкалья известно более 20 проявлений альбитовых гранитов. Большинство из них расположено в пределах Ангаро-Витимского батолита (рис. 1), сложенного известково-щелочными и сиенит-гранитными сериями повышенной щелочности позднепалеозойского возраста общей площадью более 200 тыс. км² [Ярмолюк и др., 1997; Цыганков и др., 2007, Ковач и др.; 2012]. В данной работе представлены результаты детального минералого-геохимического (включая изотопное) изучения трех участков (Оймурского, Безымянского, Ирбо) с повышенными содержаниями редких элементов.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Оймурский шток площадью около 0.3 км² открыт в 1964 г. при проведении геолого-съёмочных работ. В плане он имеет несколько вытянутую в меридиональном направлении форму (рис. 2). Он приурочен к участку пересечения разрывных нарушений северо-восточного и субмеридионального направлений. Массив сложен мелко- и среднезернистыми породами преимущественно порфировидной текстуры. Главными минералами являются альбит, калишпат и кварц. Интерстиции между кварцем и калишпатом выполнены агрегатом тонкозернистого альбита. Кроме альбитизации в гранитах часто отмечаются окварцевание, серицитизация, аргиллизация, грейзенизация. Массив сечется кварцевыми, кварц-полевошпатовыми и полевошпатовыми жилами. Мощность кварцевых жил от 0.2 см до 1.5 м, кварц-полевошпатовых – не более 30–40 см. Последние имеют зональное строение, обусловленное преобладающей приуроченностью калишпата к зальбандам. В пределах массива распространены также жилы аплита мощностью до 10–15 м.

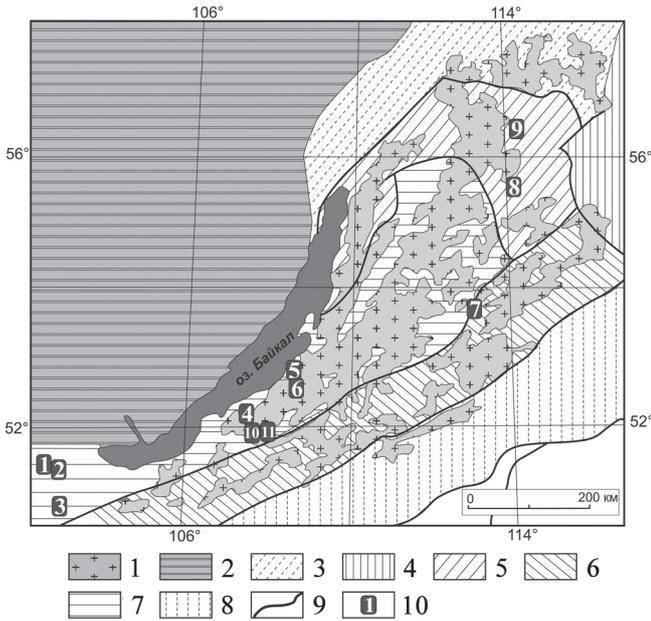


Рис. 1. Участки распространения альбитовых гранитов в структурно-формационных зонах [Ярмолюк и др., 1997] Западного Забайкалья.

1 – гранитоиды Ангаро-Витимского батолита; 2 – Сибирская платформа; 3–8 – структурно-формационные зоны: 3 – Мамско-Бодайбинская, 4 – Чаро-Удоканская, 5 – Байкало-Муйская, 6 – Джидино-Витимская, 7 – Байкало-Витимская, 8 – Селенгино-Становая; 9 – границы структурно-формационных зон; 10 – номера участков: 1 – Харагульский, 2 – Уругудеевский, 3 – Биту-Джидинский, 4 – Оймурский, 5 – Безымянский, 6 – Березовский, 7 – Амандакский, 8 – Амнуннинский, 9 – Ирбо, 10 – Ошурково, 11 – Южное.

Fig. 1. Distribution of albite granites in structural-formational zones [Yarmolyuk et al., 1997] of the Western Transbaikalia.

1 – the Angara-Vitim granitoids; 2 – Siberian craton; 3–8 – structural-formational zones: 3 – Mama-Bodaibo, 4 – Chara-Udokan, 5 – Baikal-Muya, 6 – Dzhida-Vitim, 7 – Baikal-Vitim, 8 – Selenga-Sanovoy; 9 – structural-formational boardings; 10 – area numbers: 1 – Kharagul, 2 – Urugudei, 3 – Bitu-Dzida, 4 – Oimur, 5 – Bezimyanka, 6 – Berezo-vi, 7 – Amandak, 8 – Amnunna, 9 – Irbo, 10 – Oshurkovo, 11 – Yuzhnoe.

Безымянский массив, обнаруженный в 1968 г., расположен на водоразделе оз. Байкал и р. Безымянки (рис. 3). Он вытянут на 6 км, имеет ширину около 3 км, уменьшающуюся до 0.5 км на водоразделе, где обнажается его апикальная часть с остатками провесов кровли. Массив прорывает докембрийские графитсодержащие мраморы с прослоями кварцитов и биотит-амфиболовых гнейсов. В контактовой зоне и ксенолитах мраморов присутствуют новообразования плагиоклаза, диопсида, тремолита, титанита, реже отмечается апатит. Массив разбит тектоническими нарушениями северо-западного и северо-восточного направлений и се-

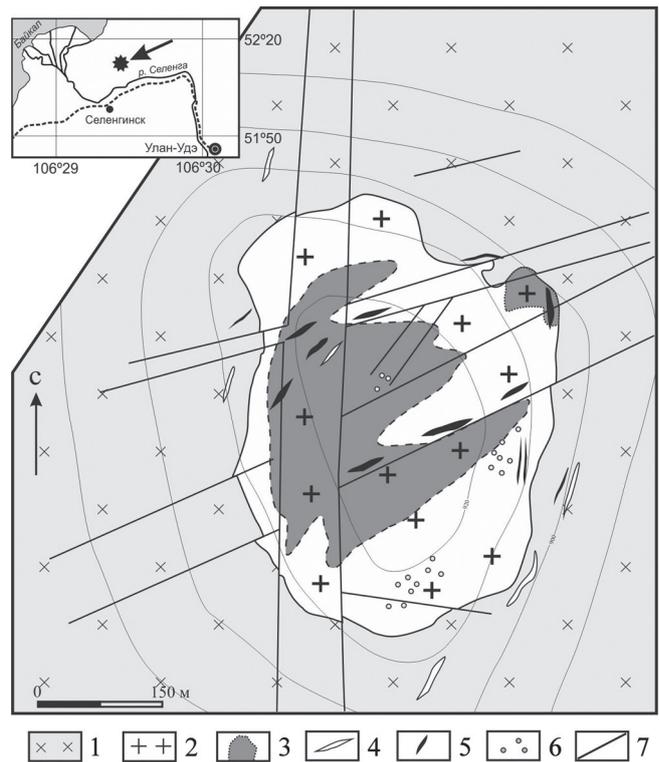


Рис. 2. Схема геологического строения Оймурского штока (по результатам геолого-съёмочных работ).

1 – позднепалеозойские граниты и гранодиориты биотитовые, биотит-амфиболовые; 2 – гранит-порфиры; 3 – участки интенсивной альбитизации; 4 – аплиты; 5 – кварцевые, кварц-полевошпатовые, полевошпатовые жилы; 6 – окварцевание; 7 – тектонические нарушения.

Fig. 2. Simplified geological map of the Oimur massif (based on geological mapping).

1 – Late Paleozoic granites and biotite and biotit-amphibolite granodiorites; 2 – granites porphyry; 3 – albitized areas; 4 – aplites; 5 – quartz, quartz-feldspar, feldspar veins; 6 – quartzification; 7 – faults.

чется жилами аплитов, пегматитов, мелкозернистых гранитов.

Большая часть массива сложена среднезернистыми микроклин-альбитовыми гранитами. На контактах с вмещающими породами они мелкозернистые, иногда имеют гнейсовидный облик с линейной ориентировкой чешуек биотита. Среди идиоморфных вкрапленников калиевого полевого шпата и плагиоклаза в гранитах присутствуют округлые зерна кварца.

На юго-восток от апикальной части массива протягивается полоса средне- и крупнозернистых амазонит-альбитовых гранитов, которые часто имеют пегматоидное строение. Они связаны постепенными переходами с микроклин-альбитовыми гранитами. В этих гранитах кварц и калишпат образу-

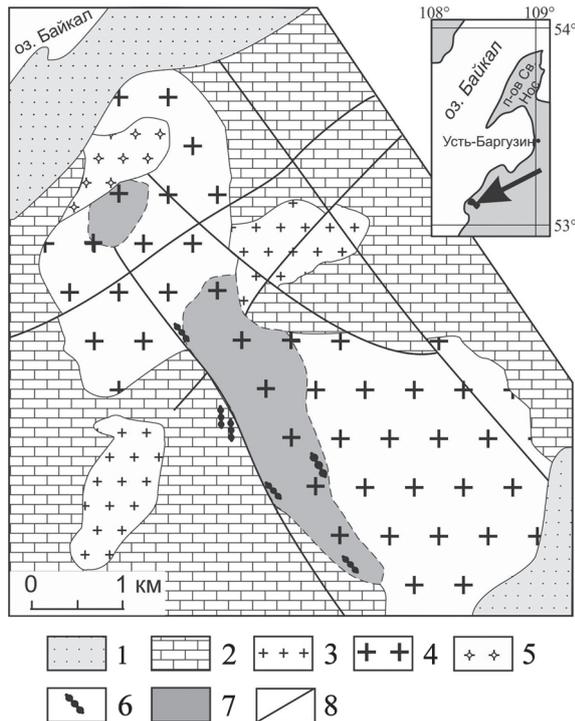


Рис. 3. Схема геологического строения Безымянского массива гранитов (по результатам геологосъемочных работ, с упрощениями авторов).

1 – современные рыхлые отложения, 2 – мраморы с прослоями кварцитов и гнейсов, 3 – микроклиноальбитовые граниты, 4 – граниты раннепалеозойского комплекса, 5 – биотит-роговообманковые граниты, 6 – жилы микроклиновых (с амазонитом) пегматитов, 7 – участки интенсивной альбитизации, 8 – тектонические нарушения.

Fig. 3. Simplified geological map of the Bezimyanka massif (based on geological mapping with authors simplified).

1 – Quaternary, 2 – marbles with interlays of quartzites and gneiss, 3 – microcline-albite granites, 4 – Early Paleozoic granites, 5 – biotite-amphibole granites, 6 – veins of microcline (with amazonite) pegmatites, 7 – albitization, 8 – faults.

ют изометричные зерна размером до 2 см, а также несколько меньшие по размерам более поздние таблитчатые выделения и прожилки альбита.

В апикальной части массива распространены неоднородные по строению существенно альбитовые породы, сложенные на 80–90% альбитом и на 10–15% кварцем. Их характерной особенностью является присутствие флюорита и минералов редких элементов (колумбита, циркона, торита и др.), приуроченных к кварц-альбитовой матрице.

Проявление Ирбо, открытое в 1977 г., расположено в пределах Байкало-Муйского пояса рифейской островодужной области. На его площади установлено несколько участков (Озерное-1, Озерное-2, Водораздельное и Большое), приуроченных

к линейно-вытянутой в северо-северо-западном направлении зоне (рис. 4). Они представлены сильно альбитизированными гранитами с повышенными содержаниями тантала, ниобия, церия, лантана, иттрия, циркония и бериллия. Вмещающие породы сложены раннепалеозойскими метаморфизованными кислыми и основными вулканитами, прорванными массивами габбро, габбро-долеритов, диоритов, роговообманковых и биотит-роговообманковых гранитов. Среди жильных магматических пород установлены мелкозернистые граниты, аплиты, гранитные пегматиты. Все изученные участки имеют близкое геологическое строение и рудную специализацию. Установленная протяженность зоны составляет 35–40 км. С запада она ограничена дайкообразными и жилообразными телами биотит-роговообманковых гранитов, с востока – зоной тектонических нарушений.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Определение состава пород проведено методом классического силикатного анализа, микроэлементного состава – рентгено-флуоресцентным (Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Y, элементы группы железа), нейтронно-активационным (редкоземельные элементы, Ta, Hf, Th, U) и масс-спектрометрическим с индуктивно-связанной плазмой методами (ГИН СО РАН, ИГХ СО РАН).

Химический состав изученных гранитов представлен в табл. 1. На диаграмме TAS граниты Безымянского и Оймурского массивов преимущественно ложатся в поле умеренно-щелочных лейкогранитов и гранитов (рис. 5а). Это высокоглиноземистые граниты повышенной щелочности с отношением натрия к калию около 1 (рис. 5б). Для пород характерно низкое содержание феррических элементов ($FeO_{\text{общ}} - 1$, $MgO - 0.07$, $MnO - 0.25$, $TiO_2 - 0.14$ мас. %), индекс аргитности варьирует от 0.62 до 0.75. Поля составов альбитизированных гранитов участка Ирбо на классификационных диаграммах свидетельствуют о неоднородности их состава, концентрирующегося по содержанию кремнезема в двух группах с постоянным преобладанием натрия над калием (Na/K достигает 2.4), что обусловлено интенсивной альбитизацией пород.

Характерными особенностями пород изученных участков являются незначительные содержания марганца, магния и кальция. В результате метасоматических процессов двухвалентное железо окислилось до трехвалентного, о чем свидетельствует мартитизация магнетита, а преобладание окисного железа над закисным указывает на высокую футидность кислорода.

Содержание примесных элементов в изученных гранитах представлено в табл. 2, а нормированные содержания – на рис. 5г. Спектры распределения РЗЭ для лейкогранитов имеют пологий на-

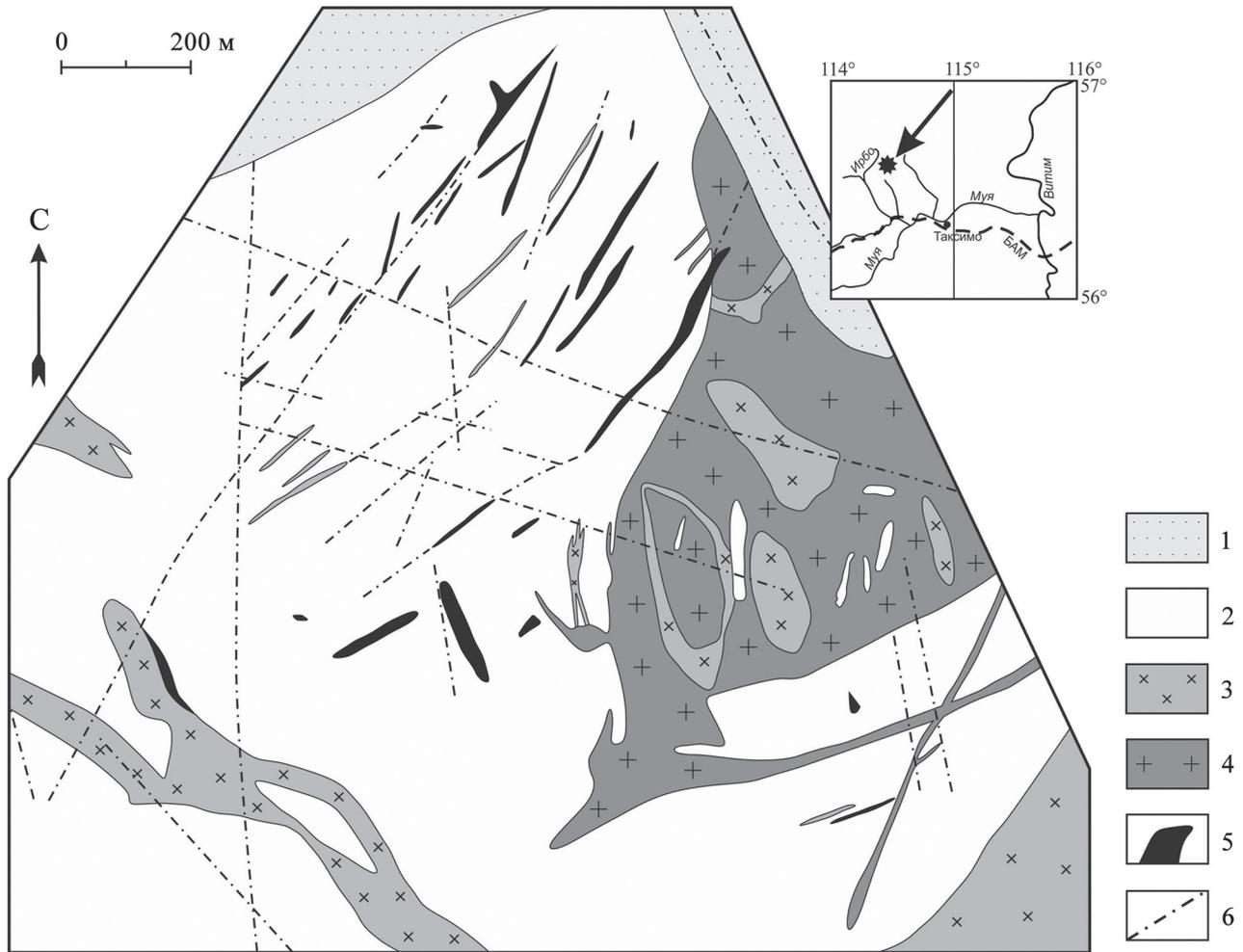


Рис. 4. Схема геологического строения участка Ирбо (по результатам геолого-съёмочных работ, с упрощениями авторов).

1 – четвертичные отложения, 2 – габброиды, 3 – биотит-роговообманковые граниты, 4 – граниты калишпатовые, 5 – участки интенсивной альбитизации, 6 – тектонические нарушения.

Fig. 4. Simplified geological map of the Irbo area (based on geological mapping).

1 – Quaternary, 2 – gabbros, 3 – biotite-amphibolic granites, 4 – feldspar granites, 5 – albitization, 6 – faults.

клон в сторону тяжелых лантаноидов (см. рис. 5в), отношение $(La/Yb)_n$ в среднем равно 9. Для них характерна отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* \approx 0.3$), которая указывает на фракционированный характер рассматриваемых пород.

В альбитизированных гранитах участка Ирбо сильно варьируют концентрации редких и редкоземельных элементов, что связано с неравномерным распределением акцессорных минералов. Спектры распределения редкоземельных элементов (нормированные по хондриту) характеризуются слабым наклоном в сторону тяжелых РЗЭ. В отличие от гранитов Безымянского и Оймурского массивов существенно слабее выражена отрицательная европиевая аномалия (см. рис. 5в). Отношение La/Yb_n варьирует от 1 до 9. В альбити-

зированных гранитах несколько повышены содержания Nb (≈ 150 г/т), Ta (≈ 10 г/т) и U (≈ 9 г/т) относительно континентальной коры, а на спайдердиаграмме отчетливо просматриваются отрицательные аномалии по торию, стронцию и титану (см. рис. 5г). В гранитах Безымянского и Оймурского массивов концентрации Rb, Zr, Nb, Cs значительно выше, чем в породах участка Ирбо. Для последнего фиксируется отчетливая деплетированность ураном и торием.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Диагностика минералов, их взаимоотношения и однородность изучались на электронном микро-

Таблица 1. Химический состав представительных проб альбитовых гранитов Западного Забайкалья, мас. %, г/т
Table 1. Chemical composition of representative albite-bearing granites of the Western Transbaikalia, wt %, ppm

Компо- нент	Номер пробы											
	Ои-2/11	Ои-3/11	Ои-7/11	Ои-8/11	Без-2г/11	Без-7а/11	Без-7б/11	15б/03	15в/03	16б/03	16в/03	67а/03
	Оймурский массив				Безымянский массив			Участок Ирбо				
SiO ₂	70.80	71.10	73.90	76.60	75.60	75.300	76.50	75.50	76.70	63.00	76.20	63.4
TiO ₂	0.32	0.14	0.11	0.10	0.02	0.030	0.03	0.04	0.05	0.22	0.13	0.19
Al ₂ O ₃	12.90	15.90	13.20	12.50	12.60	13.300	12.70	12.80	13.15	18.25	13.45	22.2
Fe ₂ O ₃	2.79	0.74	1.20	0.52	0.66	0.570	0.22	1.10	0.82	2.83	0.27	0.50
FeO	–	–	–	–	0.24	0.160	0.24	<0.10	<0.10	1.85	0.18	<0.10
MnO	1.78	0.02	0.03	<0.01	0.01	0.040	0.06	0.02	<0.01	0.22	0.02	0.01
MgO	0.07	0.07	0.07	0.05	0.05	0.030	0.02	0.06	0.03	0.10	0.05	0.10
CaO	–	–	–	–	0.14	0.310	0.11	0.14	0.34	0.88	0.79	3.75
Na ₂ O	4.58	5.00	4.80	4.00	4.76	4.800	4.12	4.00	5.13	7.00	5.38	8.80
K ₂ O	4.35	5.68	5.10	5.28	4.39	4.250	4.83	5.81	4.07	5.24	3.30	0.75
P ₂ O ₅	0.65	0.03	0.03	<0.03	<0.03	<0.030	<0.03	<0.03	<0.03	0.07	<0.03	<0.03
П.п.п.	1.48	0.70	0.90	0.58	0.67	0.440	0.49	0.20	0.20	0.50	0.28	0.52
Сумма	99.72	99.38	99.34	99.63	99.14	99.230	99.32	99.67	100.49	100.16	100.05	100.22
Be	9.21	5.61	8.55	4.48	3.78	13.066	9.16	7.40	5.98	12.81	12.64	40.14
Sc	0.80	1.24	1.02	0.94	0.33	0.487	0.40	0.30	0.21	1.55	1.66	0.11
Ti	731.05	443.48	781.80	509.35	152.87	200.395	141.24	78.00	85.48	367.89	407.60	591.14
V	1.53	4.96	2.19	5.25	0.50	0.999	0.29	0.54	1.37	0.64	0.46	7.46
Cr	1.71	1.34	1.72	1.49	2.35	1.044	1.58	1.69	2.52	2.78	2.91	2.19
Co	0.70	0.14	0.88	0.21	0.13	0.230	0.10	0.21	0.21	0.54	0.59	0.51
Ni	0.51	0.70	0.53	0.66	0.41	0.535	0.34	0.22	0.56	0.48	0.67	1.70
Cu	3.67	6.07	2.86	2.53	2.25	2.258	1.88	2.25	3.76	6.93	7.40	2.65
Zn	32.49	69.91	37.08	19.52	62.16	67.447	19.29	13.32	7.83	20.57	22.92	5.66
Rb	342.69	274.28	298.97	554.40	479.28	347.351	544.44	49.44	33.62	40.53	41.98	7.09
Sr	1.22	4.18	2.70	3.54	5.40	16.728	6.24	7.33	7.21	30.10	31.53	95.95
Y	5.65	7.77	10.07	3.14	25.77	42.089	21.47	6.12	4.36	27.04	29.94	13.93
Zr	213.09	299.39	192.51	75.20	174.60	83.066	99.57	9.61	17.50	37.00	34.3	24.34
Nb	78.72	674.16	108.46	300.44	135.13	79.823	170.13	18.76	21.59	67.03	71.18	18.08
Mo	<0.005	19.52	0.49	0.31	0.56	0.229	<0.005	0.04	0.81	<0.005	<0.005	0.17
Cd	0.04	0.07	0.04	0.02	0.035	0.017	0.02	–	0.01	0.01	0.01	0.01
Cs	2.63	1.30	2.16	2.29	4.62	7.116	4.73	0.13	0.12	0.15	0.16	0.09
Ba	6.05	16.73	15.12	27.71	21.97	35.556	31.96	106.46	80.13	99.27	105.50	122.26
La	20.50	18.34	19.23	8.84	2.84	6.167	5.78	6.99	6.35	5.76	6.07	16.25
Ce	66.21	31.82	61.68	20.27	10.16	14.593	7.74	14.26	14.20	18.46	19.29	45.92
Pr	5.74	4.69	5.45	1.91	2.14	2.124	2.81	1.60	1.42	2.12	2.25	4.37
Nd	16.49	13.45	18.15	5.20	8.73	8.615	9.86	4.93	4.84	7.27	7.76	15.71
Sm	2.92	2.29	3.66	0.75	3.35	3.439	2.99	1.06	1.01	2.67	3.00	3.23
Eu	0.18	0.13	0.20	0.05	0.03	0.083	0.04	0.10	0.13	0.38	0.37	0.61
Tb	0.24	0.25	0.32	0.08	0.68	0.802	0.46	0.19	0.15	0.68	0.78	0.47
Gd	1.72	1.47	2.23	0.44	3.32	3.993	2.62	1.05	0.85	3.38	3.83	2.72
Dy	1.20	1.72	1.88	0.46	4.86	5.814	2.99	1.25	0.94	4.86	5.53	2.88
Ho	0.24	0.41	0.43	0.11	1.05	1.259	0.67	0.26	0.19	1.05	1.22	0.59
Er	0.76	1.52	1.43	0.44	3.38	3.891	2.37	0.75	0.49	3.16	3.63	1.69
Tm	0.13	0.29	0.28	0.09	0.61	0.705	0.37	0.11	0.07	0.51	0.59	0.26
Yb	1.03	2.22	1.92	0.62	4.11	5.066	2.68	0.71	0.48	3.26	3.73	1.60
Lu	0.15	0.33	0.27	0.09	0.58	0.742	0.41	0.10	0.07	0.46	0.53	0.24
Hf	7.55	11.37	9.06	2.25	9.583	8.465	7.948	0.30	0.53	1.56	1.49	1.17
Ta	5.08	38.83	6.89	15.04	12.56	12.336	12.529	1.86	1.76	4.10	4.44	6.22
W	0.57	2.35	0.62	0.87	0.375	0.214	0.27	0.10	0.15	0.18	0.21	0.29
Tl	2.23	1.13	1.59	2.20	2.309	1.836	2.072	0.22	0.11	0.22	0.23	0.06
Pb	21.43	36.36	24.87	12.25	21.09	59.443	10.13	3.60	2.61	16.93	18.82	9.27
Th	24.16	15.58	32.22	12.17	11.25	29.943	28.63	1.78	1.93	11.62	13.00	7.06
U	4.79	54.26	6.39	15.53	3.46	11.275	4.44	0.50	0.52	3.27	3.83	0.54
Eu/Eu*	0.34	0.31	0.29	0.51	0.04	0.120	0.07	0.58	0.83	0.69	0.59	0.98
La/Yb _n	13.52	5.61	6.80	9.69	0.47	0.830	1.47	6.69	8.99	1.20	1.11	6.90

Примечание. Здесь и далее: прочерк – не обнаружено.

Note. Here and further: dash – not detected.

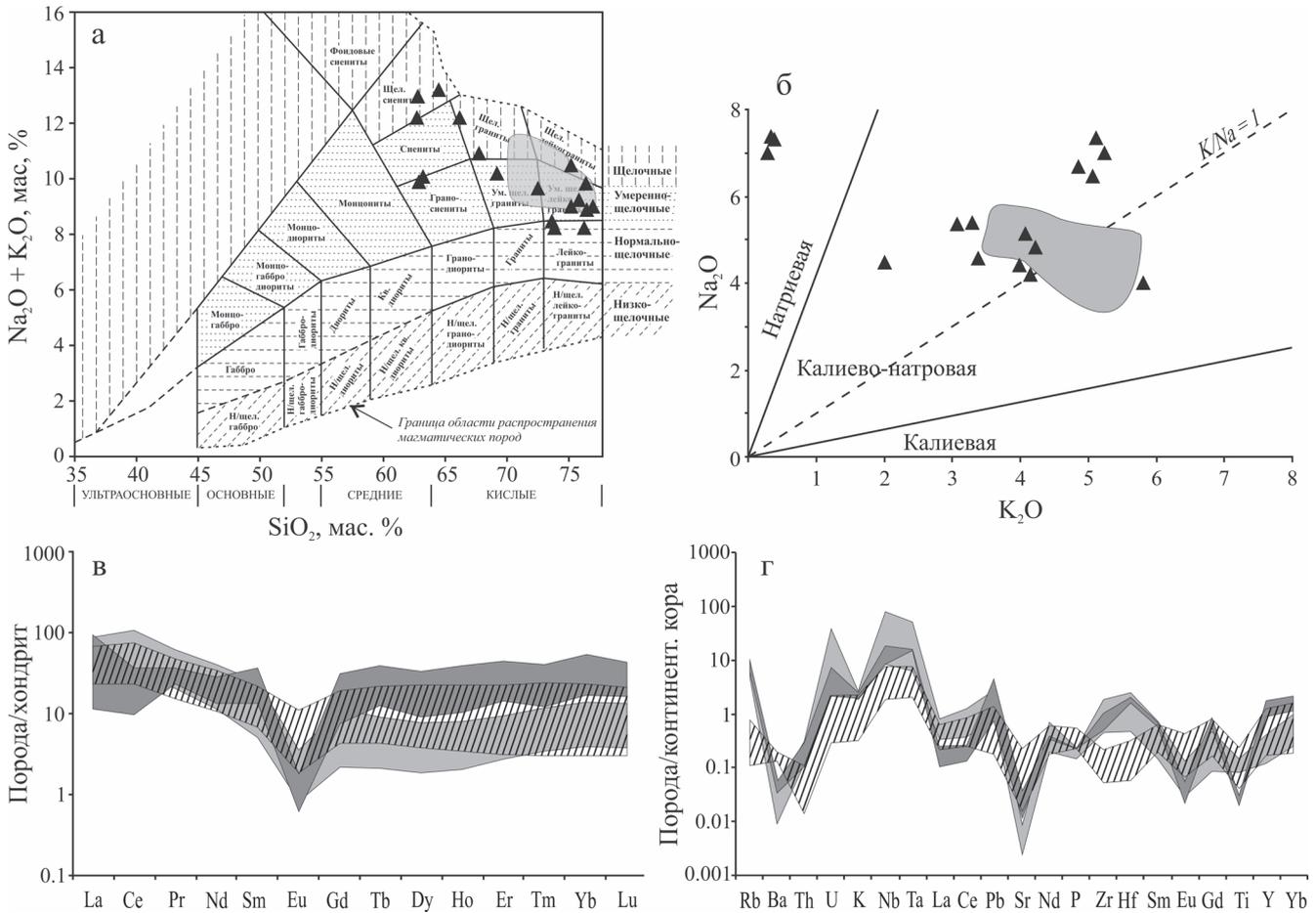


Рис. 5. Положение альбитовых гранитов на классификационных диаграммах.

а – TAS ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$) для изверженных пород [Шарпенко и др., 2013]; б – $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (серым полем обозначены граниты Безымянского и Оймурского массивов, черными треугольниками – граниты участка Ирбо); в – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту [McDonough, Sun, 1995]; г – спектры распределения редких элементов, нормированных по континентальной коре [Rudnick, Gao, 2003] (темно-серым полем обозначены альбитизированные граниты Безымянского массива, светло-серым – Оймурского, штриховкой – Ирбо).

Fig. 5. Compositions of albit-bearing granites on classification diagrams.

а – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (TAS-diagram) [Sharpenok et al., 2013]; б – $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (grey area is granites of the Bezimyanka and Oimur massifs, black triangles are Irbo granites), в – chondrite-normalized REE patterns [McDonough, Sun, 1995]; г – bulk crust-normalized spidergrams [Rudnick, Gao, 2003] (dark grey field are Bezimyanka granites, light grey – Oimur granites and shading – Irbo granites).

скопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-300 (ГИН СО РАН).

Породообразующими минералами изученных гранитов являются альбит, калиевый полевой шпат и кварц, содержание которых на разных участках варьирует и связано в основном с масштабами постмагматических изменений. Их общая особенность заключается в присутствии тантало-ниобиевых минералов, а на участке Ирбо также установлено повышенное содержание редкоземельных и иттриевых минералов.

Особенности состава гранитов Безымянского массива ранее были охарактеризованы в работах [Гусев и др., 1968; Антипин и др., 1997; Ковален-

ко и др., 1999] и отнесены к литий-фтористым гранитам. Этот массив, как и Оймурский шток, сложен средне- и мелкозернистыми порфиroidными гранитами. Они имеют массивную, участками такситовую текстуру, гипидиоморфно-зернистую, гранитовую, порфиroidную структуры. В их составе, кроме альбита, калиевого полевого шпата и кварца, присутствуют мусковит и биотит. Среди акцессорных минералов в обоих массивах установлены циркон, ильменорутил, колумбит, магнетит, фергусонит, самарскит, монацит, торит, бастнезит, флюорит.

По составу второстепенных и акцессорных минералов породы проявления Ирбо резко отличаются

Таблица 2. Изотопный состав кислорода в минералах из альбитовых гранитов

Table 2. Oxygen isotope composition in minerals from albite-bearing granites

№ п.п.	Участок	Номер пробы	Минерал	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ SMOW	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ fluid SMOW
1	Безымянский	Без-1	Кварц	10.98	3.98
2		Без-4д/11		9.40	2.40
3		Без-1	Мусковит	8.76	7.26
4		Без-4д/11а	Альбит	6.50	2.10
5		Без-1		6.00	1.60
6		Без-1	КПШ	5.11	–
7	Оймурский	Ои-7/11	Кварц	8.90	5.10
8		Ои-3/11		8.80	5.00
9		Ои-7/11	Альбит	7.10	5.20
10		Ои-3/11		6.90	5.00
11	Ирбо	15а/04	Кварц	9.12	4.92
12		Б-9/04		8.45	4.25
13		Б-9/04	КПШ	7.40	–
14		Б-12/04		7.29	–
15		15/03		6.87	–
16		67а/03	Альбит	7.14	5.04
17		67д/03		7.07	4.97
18		БО-5		6.76	4.66
19		15/03	Циркон	5.59	8.29
20		15/03	Магнетит	0.36	–

Примечание. Содержание $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ fluid рассчитывалось для температуры 440°C.

Note. $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ fluid is calculated for 440°C.

ся от Безымянского и Оймурского массивов. В них количество альбита варьирует в интервале 40–80, кварца – 20–30, микроклина – 20–35%. Неравномерность минерального состава пород связана с интенсивностью альбитизации, в пределах ее проявления встречаются участки, сложенные на 80–90% альбитом (альбитит). В числе второстепенных минералов установлены магнетит, рибекит, биотит, значительно реже отмечаются титанит, эпидот, флюорит, мусковит, ильменит. Присутствие рибекита свидетельствует о принадлежности гранитов к породам повышенной щелочности. В составе аксессуарных установлены пироклор, алланит, чевкинит, таленит, иттриалит, итробритолит, фергусонит, ферсмит, апатит.

В породах изученных объектов присутствуют две генерации альбита. Одна из них формировалась на магматическом этапе. Она образует пертиты распада в калиевом полево шпате и содержит до 2 мас. % СаО (рис. 6). Альбит поздней генерации – бескальциевый, замещает первичный калиевый полево шпат.

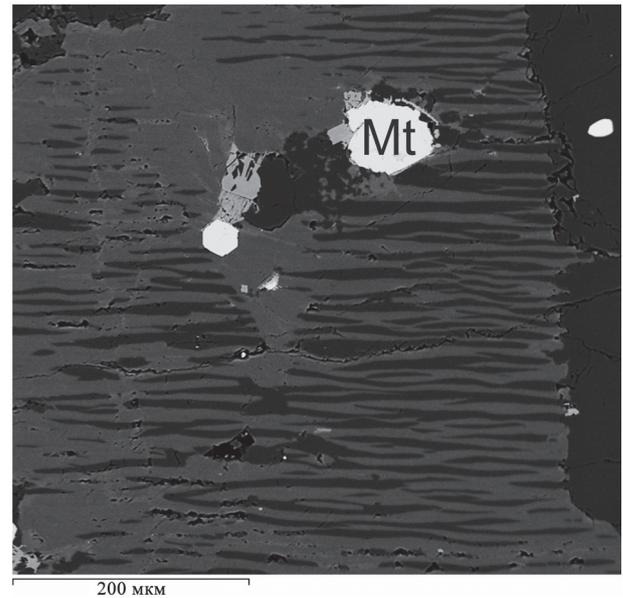


Рис. 6. Пертиты распада первичного альбита (темно-серое) в калиевом полево шпате (светло-серое), *Mt* – магнетит (участок Ирбо).

Fig. 6. Perthites of primary albite (dark grey) within K-feldspar (light grey), *Mt* – magnetite (the Irbo area).

Характеристика редкометалльной минерализации

Безымянский и Оймурский массивы

Главными концентраторами ниобия в Оймурском и Безымянском массивах являются колумбит и ильменорутил. К минералам, несущим существенно легкие лантаноиды, относятся монацит и бастнезит, редко встречаются зерна фергусонита-У.

Колумбит в виде мелких таблитчатых зерен (0.2–0.4 мм), их сростаний и агрегатов неправильной формы встречается в кварц-полевошпатовой матрице в ассоциации с цирконом и ильменорутилом (рис. 7а). Вариации содержаний тантала и ниобия определяют зональное строение его зерен. В одних случаях состав его отвечает ферроколумбиту (FeO – до 18 мас. %), в других – близок к манганколумбиту (MnO – до 17 мас. %) (табл. 3). Минерал содержит в среднем около 2.2 мас. % TiO₂. В гранитах Безымянского массива колумбит характеризуется повышенной танталоносностью (вплоть до тантал-колумбита) (до 36 мас. % Ta₂O₅).

Ильменорутил более всего распространен в Оймурском штоке, где ассоциирует с цирконом и колумбитом (см. рис. 7а), образуя кучные выделения в кварц-полевошпатовой матрице и включения в колумбите. Для зерен минерала характерна зональность, обусловленная вариацией содержаний

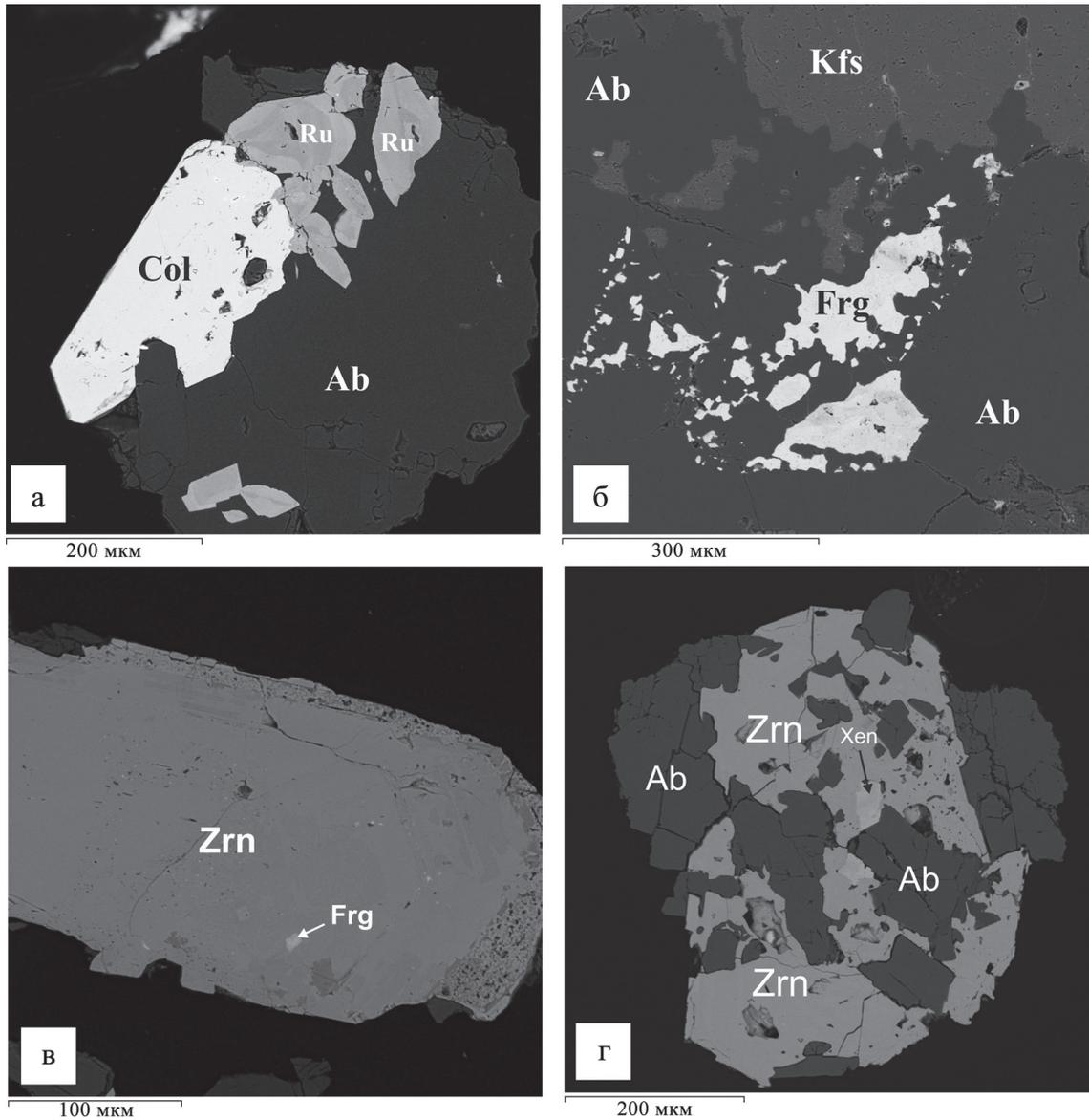


Рис. 7. Ниобийсодержащие минералы в Безымянском и Оймурском массивах.

а – ассоциация колумбита (*Col*) и ильменорутила (*Ru*); б – характер выделений фергусонита (*Frg*) в альбите (*Ab*); в, г – два типа цирконов (*Zrn*): в – зональный кристалл с включениями торита и фергусонита (*Frg*) (Безымянский массив), г – скелетная форма зерна с включениями альбита (*Ab*) и ксенотима (*Xen*) (Оймурский массив).

Fig. 7. Nb-bearing minerals in Bezimyanka and Oimur massifs.

а – association of columbite (*Col*) and ilmenorutile (*Ru*); б – fergusonite (*Frg*) within albite (*Ab*); two types of zircon (*Zrn*): в – zonal crystal with thorite and fergusonite (*Frg*) (Bezimyanka massif); г – skeleton-like grain with inclusions of albite (*Ab*) and xenotime (*Xen*) (Oimur massif).

ниобия (5–15 мас. % Nb_2O_5). В составе его примесей присутствуют ванадий и олово (до 3 мас. %).

Циркон представлен двумя типами. Первый составляет призматические зональные кристаллы (см. рис. 7в) размером до 0.5 мм. В нем присутствуют включения торита, фергусонита, полевых шпатов. Включения торита тяготеют к центральным частям зерен. Для этого типа циркона характерно высокое содержание гафния (до 11 мас. % HfO_2), при-

сутствие до 10 мас. % Y_2O_3 , до 3 мас. % – ThO_2 и до 5 мас. % – UO_2 .

Второй тип цирконов содержится в альбитовой матрице и составляет зерна размером до 0.5 мм дипирамидального облика со слабо развитыми гранями призмы и агрегатами размером до 3–5 мм. Для этого типа характерна скелетная форма выделений (см. рис. 7г) с многочисленными включениями альбита и нередко ксенотима. С ним ассоциирует то-

Таблица 3. Химический состав представительных проб колумбита, мас. %

Table 3. Chemical composition of representative columbite samples, wt %

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	FeO	MnO	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Y ₂ O ₃	Сумма
Оймурский массив								
1	–	2.89	14.34	7.36	75.69	2.83	–	101.11
2	–	2.67	16.3	4.82	76.13	1.36	–	101.27
3	1.22	1.88	5.57	16.11	73.99	–	Н.а	98.78
4	1.60	2.00	16.13	4.64	73.56	–	Н.а	97.93
5	0.90	2.10	5.21	17.06	76.09	–	Н.а	101.36
6	–	1.83	16.85	4.36	75.89	2.14	Н.а	101.08
Безымянский массив								
7	–	2.04	6.56	11.29	43.05	35.85	–	98.78
8	–	1.40	3.02	17.19	72.06	5.01	–	98.67
9	–	1.19	9.35	11.65	68.04	9.78	Н.а	100.00
10	–	0.73	4.58	16.02	76.89	3.03	Н.а	101.26
12	–	2.29	17.87	2.65	75.59	2.80	Н.а	101.19
13	–	0.80	8.99	11.89	72.93	5.39	Н.а	100.10

Примечание. Здесь и далее прочерк – элемент не обнаружен, Н.а – не анализировался.

Note. Here and later dash means element is not detected, n.a means not analyzed.

рит (размер зерен <10 мкм). Концентрация гафния в нем заметно ниже (1.5–2.0 мас. % HfO₂). В катодлюминесцентном изображении магматическая зональность не фиксируется. Концентрация U варьирует от 24 до 348 г/т, Th – от 61 до 573 г/т (Th/U = 0.95–5.75).

Участок Ирбо

В альбитовых гранитах участка Ирбо помимо собственно ниобиевых минералов (пироклор, фергусонит) также установлены редкоземельные – алланит, чевкинит, иттриболит, иттриалит, таленит, ксенотим, монацит, бридолит.

Фергусонит является одним из главных носителей ниобия в гранитах участка Ирбо. Он составляет одиночные неправильной формы зерна (рис. 8в, г), рассеянные в альбитовой матрице, и представлен двумя типами. Один из них резко обогащен иттрием и тяжелыми лантаноидами (фергусонит-Y), в другом – преобладает неодим. В последнем зафиксированы заметно более высокие содержания легких и средних лантаноидов. В составе фергусонита-Y постоянно отмечаются торий (около 5 мас. %) и уран (до 4 мас. %) (табл. 4). Сефергусонит встречается значительно реже. Он составляет автономные зерна и их агрегаты, эмульсионные выделения в цирконе.

Пироклор наряду с фергусонитом является главным концентратором ниобия. Он образует кристаллы и зерна неправильной формы размером до 0.3 мм, ассоциирует с магнетитом, титанитом, калишпатом, алланитом (см. рис. 8г). В нем повы-

шены содержания тантала (обычно более 5 мас. % Ta₂O₅), кальция (до 19.6 мас. % CaO) и урана (более 10 мас. % U₂O) (табл. 5). В некоторых зернах фиксируются “трещины усыхания”, типичные для уран-пироклоров. Минерал характеризуется также повышенной титанистостью (до 9.7 мас. %), приближающей его к бетафиту, и низким содержанием Na₂O (до 1.2 мас. %).

Алланит относится к числу наиболее часто встречающихся редкоземельных минералов. Он в виде одиночных зерен и кристаллов ассоциирует с другими редкоземельными и ниобиевыми минералами (чевкинитом, иттриалитом, пироклором, фергусонитом). В зернах его отчетливо фиксируется зональность (см. рис. 8б). Для алланитов характерна высокая железистость и, соответственно, низкая глиноземистость (табл. 6). Присутствует несколько генераций алланита с варьирующими составами. Содержание РЗЭ в них изменяется от 12 до 27 мас. %. Редкоземельные элементы в алланите представлены преимущественно легкими лантаноидами, отношения La/Nd – от 1.3 до 3.1, Ce/Nd – от 2.3 до 7.9, Ce/La – от 0.9 до 3.6. В них присутствуют иттрий, торий, марганец и титан в количестве до первых процентов.

Циркон представлен двумя морфологическими типами. Один из них встречается в виде хорошо образованных кристаллов в ассоциации с алланитом и магнетитом. Чаще это дипирамидальные кристаллы со слабо развитыми гранями призмы. В его зернах присутствует эмульсионная вкрапленность таленита, иттриалита, ксенотима, торита (см. рис. 8д), приуроченная в основном к центральной части. Химический состав таленита и иттриалита из этих включений представлен в табл. 7. Циркон характеризуется низкой концентрацией гафния, к краям зерен содержание гафния повышается от 1 до 3 (иногда до 6) мас. % HfO₂.

Другой тип циркона образует в альбитовой матрице агрегаты неправильной формы (см. рис. 7е) размером до 3–5 мм. В нем не обнаружено зональности, а также включений других минералов.

Изотопная характеристика

Изотопный состав кислорода в минералах определен в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ РАН (аналитик Т.А. Веливецкая) и лаборатории физических методов анализа ГИН СО РАН (аналитик В.Ф. Посохов) на прецизионных масс-спектрометрах Finigan MAT-252 и 253 в режиме двойной системы напуска. Калибровка осуществлялась по международным NBS-28 (кварц), NBS-30 (биотит) и лабораторным стандартам. Погрешность полученных значений составила не более 0.2–0.3‰ при 95%-м доверительном уровне. Методика пробоподготовки и анализа приведена в работе [Sharp, 1990].

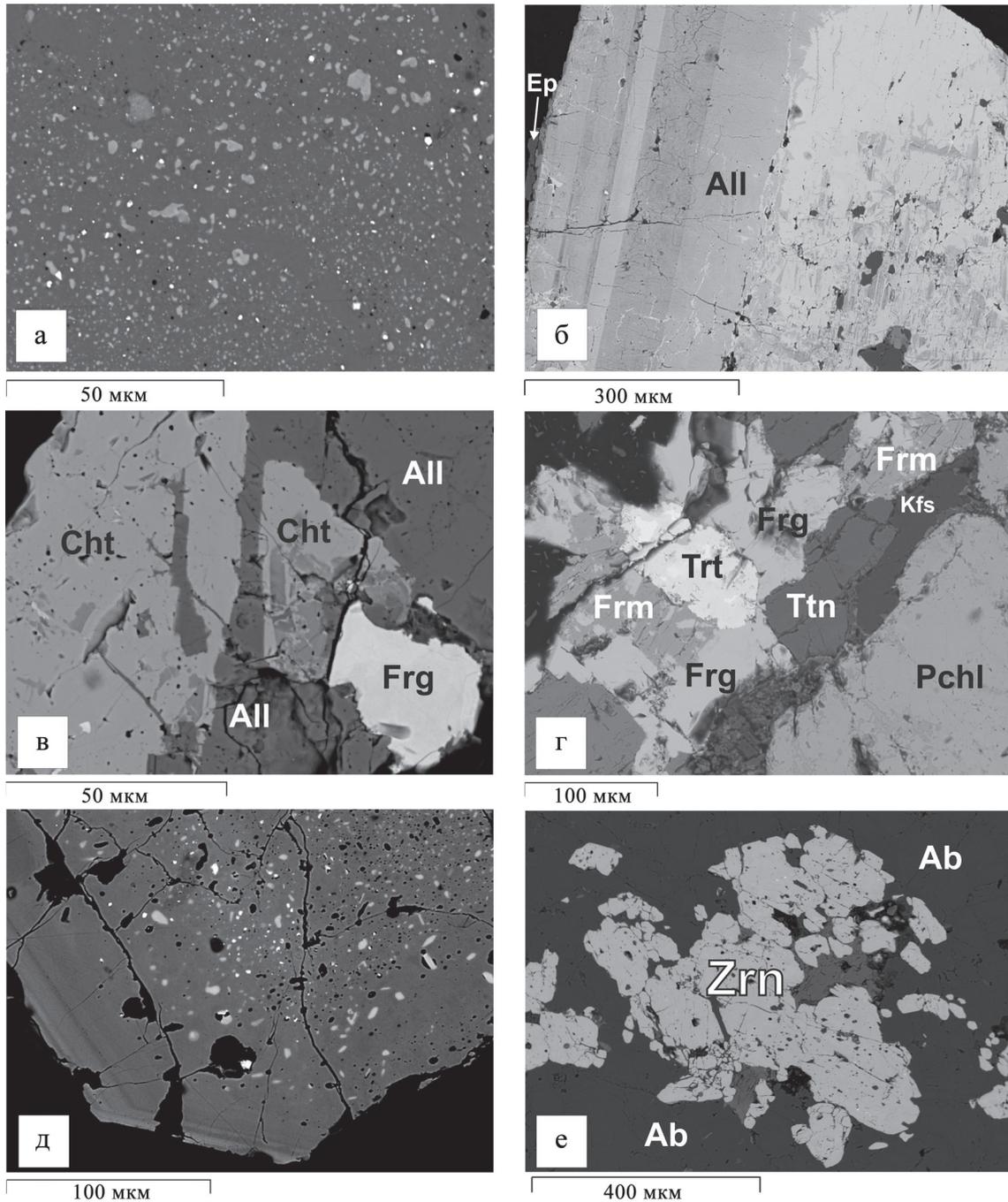


Рис. 8. Характер выделений редкометалльных минералов (участок Ирбо).

а – эмульсионная вкрапленность монацита, ксенотима, таленита, иттриалита, иттробрилолита, фергусонита в цирконе; б – ритмичная зональность зерна алланита (All), отороченное эпидотом (Ep); в – ассоциация алланита (All), чевкинита (Cht) и фергусонита-Y (Frg); г – ассоциация пирохлора (Pchl), КПШ, титанита (Ttn), фергусонита (Frg), ферсмита (Frm), торита (Trt) и магнетита (Mt); два типа цирконов (Zrn) из альбитизированных гранитов участка Ирбо: д – зональный кристалл с эмульсионной вкрапленностью монацита, ксенотима и иттриевых минералов (фергусонит, иттробрилолит, иттриалит, таленит); е – агрегат зерен неправильной формы в альбите (Ab).

Fig. 8. Rare metal minerals (Irbo area).

а – emulsion inclusions of monazite, xenotime, talenite, yttrialite, britholite-Y, fergusonite within zircon; б – rhythmic zoning of allanite (all), with edging fo epidote (Ep); в – association of allanite (All), chevkinite (Cht) and fergusonite-Y (Frg); г – association of pyrochlore (Pchl), K-feldspar, titanite (Ttn), fergusonite (Frg), fersmite (Frm), thorite (Trt) and (Mt); two types of zircon (Zrn) in albitized granites of the Irbo area: д – zoned crystal with emulsion inclusions of monazite, xenotime and Y-bearing minerals (xenotime, britholite-Y, yttrialite, talenite); е – irregular aggregate within albite (Ab).

Таблица 4. Химический состав представительных проб фергусонитов, мас. %**Table 4.** Chemical composition of representative fergusonite samples, wt %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	1.04	–	–	–	1.06	1.85	1.87	2.38	2.02	1.88	1.72	1.30	2.32	2.17	–	0.96	1.96
CaO	1.19	1.43	1.58	1.63	1.07	1.20	1.28	1.28	1.02	1.19	0.95	0.46	0.76	0.70	0.70	0.92	1.03
TiO ₂	0.51	–	–	–	–	0.95	0.96	0.53	0.65	1.03	0.38	–	1.51	1.66	–	–	1.40
Nb ₂ O ₅	48.87	51.25	51.55	51.18	45.88	47.14	45.7	46.34	48.33	45.90	46.37	48.42	45.17	44.68	49.19	44.54	46.44
Y ₂ O ₃	25.21	26.86	26.72	24.53	12.75	28.03	26.22	26.85	28.82	27.08	16.98	21.84	25.19	25.18	27.24	6.87	9.62
La ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1.77	2.85
Ce ₂ O ₃	2.20	1.26	–	3.29	4.26	0.77	0.86	–	0.71	–	2.62	1.25	1.09	–	–	10.98	10.60
Pr ₂ O ₃	0.83	–	–	–	1.88	–	–	–	–	–	1.06	–	–	–	–	2.34	1.31
Nd ₂ O ₃	3.35	2.54	2.58	3.68	10.60	1.87	2.34	1.99	1.70	1.87	7.05	4.01	3.31	2.05	1.22	13.0	10.89
Sm ₂ O ₃	1.25	0.87	0.89	1.12	4.49	0.84	–	0.95	–	–	4.16	2.56	2.53	2.05	1.16	3.71	3.23
Gd ₂ O ₃	1.33	–	–	1.58	4.26	–	–	–	–	0.76	5.83	4.35	3.67	3.60	3.28	3.18	3.36
Dy ₂ O ₃	2.56	2.03	2.06	2.13	2.37	1.44	1.34	1.69	1.63	1.16	3.50	4.26	4.28	4.27	5.01	1.86	–
Er ₂ O ₃	1.63	1.76	1.79	–	1.25	1.62	1.10	1.33	1.74	2.16	1.48	2.13	2.05	2.15	3.46	–	–
Yb ₂ O ₃	3.23	4.12	4.18	2.57	1.81	3.93	3.23	3.84	4.42	4.34	1.85	3.09	3.73	4.53	4.51	–	–
Eu ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1.40
Ta ₂ O ₅	–	1.07	1.09	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
ThO ₂	5.37	5.86	5.95	8.74	7.21	7.22	8.11	7.00	5.66	7.02	5.82	5.10	4.69	5.48	2.62	8.50	5.79
UO ₂	1.44	0.95	0.97	–	1.20	3.12	4.00	3.43	3.03	3.92	–	2.16	–	0.91	1.61	–	–
Сумма	100.0	100.0	99.35	101.0	100.1	100.0	97.03	97.62	99.90	98.25	100.0	101.43	100.0	99.49	99.99	98.63	99.88

Примечание. Пробы 1–15 – фергусонит-У, 16, 17 – фергусонит-Се.

Note. Samples 1–15 are fergusonite-Y, 16, 17 are fergusonite-Ce.

Таблица 5. Химический состав представительных проб пирохлора, мас. %**Table 5.** Chemical composition of representative pyrochlore samples, wt %

№ п.п.	Na ₂ O	SiO ₂	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	ThO ₂	UO ₂	SnO ₂	Сумма
1	1.2	–	17.9	9.1	0.5	0.5	47.4	6.5	0.8	12.9	1.3	98.2
2	1.2	1.4	19.6	9.7	0.5	–	48.6	5.2	1.4	11.3	–	100.3
3	1.1	–	19.1	9.4	0.4	0.5	48.3	6.6	–	13.1	–	98.5
4	1.2	–	18.6	9.3	–	–	49.1	6.2	–	12.3	1.4	98.1

Таблица 6. Химический состав представительных проб алланита, мас. %**Table 6.** Chemical composition of representative allanite samples, wt %

№ п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	TiO ₂	FeO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	ThO ₂	Y ₂ O ₃	Сумма
1	30.7	10.0	–	10.0	1.5	1.8	19.2	8.3	13.2	1.6	2.8	1.1	–	100.1
2	30.6	12.0	1.0	8.5	0.5	1.8	16.7	6.5	13.8	1.2	4.2	1.1	0.8	98.7
3	30.1	10.8	1.0	9.0	0.7	2.5	17.5	8.5	13.6	1.0	2.6	–	0.8	98.0
4	32.8	14.6	0.7	11.9	0.4	1.4	14.8	5.6	11.2	1.1	3.9	0.9	1.1	100.1
5	31.9	14.6	0.6	11.5	0.6	1.1	15.2	5.8	10.8	1.5	3.4	1.9	1.0	100.6
6	31.0	10.2	0.6	10.3	1.9	1.5	18.2	7.4	13.1	1.0	2.9	1.1	–	99.3
7	31.0	12.6	–	8.5	1.4	0.4	18.9	7.5	14.1	1.2	3.4	–	–	98.8
8	31.1	11.9	–	8.9	1.5	1.0	18.5	7.9	14.0	1.2	3.1	0.7	–	99.8
9	30.9	14.9	0.7	10.8	0.5	0.7	14.9	4.6	10.6	1.0	4.0	1.3	1.5	96.5
10	31.0	14.4	1.0	10.7	0.4	0.9	15.0	4.8	10.9	1.1	4.2	1.1	1.3	96.8

Примечание. Суммы указаны без учета воды.

Note. Amounts are exclusive of water.

В альбитизированных гранитах проведено изучение изотопного состава кислорода, стронция и неодима. Изотопный состав кислорода изучен преимущественно в минералах, образованных на пост-

магматической стадии, исключение составляют первично-магматические калишпат и магнетит.

Результаты изучения изотопного состава кислорода представлены в табл. 8. Они показали на не-

Таблица 7. Химический состав таленита-Y и иттриалита-Y из включений в цирконе, мас. %**Table 7.** Chemical composition talenite-Y and yttrialite-Y from inclusions in zircon, wt %

№ п.п.	SiO ₂	CaO	MnO	FeO	Y ₂ O ₃	ZrO ₂	Ce ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Lu ₂ O ₃	ThO ₂	Сумма
1	26.4	1.46	5.4	1.0	40.7	5.3	1.5	2.4	4.3	5.1	4.9	1.5	–	100.0
2	32.4	–	–	1.1	35.3	12.0	1.4	–	3.7	3.6	4.2	2.4	4.3	100.3
3	31.6	–	–	1.2	38.1	6.8	1.7	–	4.3	4.3	5.1	1.8	5.1	100.0
4	31.3	–	0.5	1.7	37.9	2.8	1.9	–	4.5	4.2	5.2	1.9	8.0	100.0
5	31.7	–	–	1.1	34.6	11.7	1.4	–	3.7	3.5	4.1	2.3	4.2	99.8
6	28.0	1.2	2.7	0.5	24.1	31.6	1.5	–	2.2	2.7	3.1	1.4	0.7	101.3
7	26.7	1.3	3.7	0.7	31.5	19.7	1.0	1.5	3.4	3.6	4.7	1.2	–	100.3
8	26.1	1.1	4.2	1.1	36.5	13.6	1.9	–	4.8	3.5	3.8	1.4	–	100.0
9	32.5	–	–	1.4	35.4	12.4	1.5	–	3.3	2.9	4.3	1.2	5.1	100.1
10	31.4	–	–	1.4	28.1	21.7	1.2	–	2.7	3.2	4.3	1.3	4.9	100.1
11	31.9	–	0.4	1.0	25.5	24.2	1.5	–	2.4	2.6	4.0	1.6	4.9	100.0
12	32.7	–	–	1.1	35.7	12.1	1.4	–	3.8	3.6	4.2	2.4	4.4	100.0
13	26.6	14.6	–	–	32.8	3.4	2.3	1.28	1.6	2.6	9.6	2.7	1.0	100.0
14	31.0	0.5	0.4	0.8	21.4	21.4	2.9	–	1.3	2.3	8.1	2.5	8.0	100.5
15	32.4	0.5	1.2	2.0	35.0	2.6	2.6	2.3	2.3	3.5	3.3	–	11.0	98.7
16	33.5	0.6	1.0	1.9	33.5	7.0	1.3	–	1.5	2.7	5.0	–	13.4	101.4
17	33.7	0.6	0.7	1.2	35.3	7.7	0.9	–	1.7	2.3	5.5	–	10.1	99.7
18	33.5	0.7	1.1	1.4	31.4	10.5	1.2	–	–	2.6	4.2	–	15.2	101.8
19	32.0	0.8	1.1	2.0	32.4	6.7	1.2	–	1.0	1.7	4.8	–	15.4	99.1

Примечание. 1–14 – таленит-Y, 15–19 – иттриалит-Y. В пробах 5 и 13 присутствует 1.02 и 1.52 мас. % UO₂ соответственно. Высокие содержания циркония в проанализированных пробах обусловлены захватом материала матрицы.

Note. 1–14 – talenite-Y, 15–19 – yttrialite-Y. Samples 5 and 13 contain 1.02 and 1.52 wt % of UO₂ respectively. High concentrations of Zr are due to capture of the matrix material.

Таблица 8. Изотопный состав кислорода в минералах из альбитовых гранитов**Table 8.** Oxygen isotope composition in minerals from albite-bearing granites

№ п.п.	Участок	Номер пробы	Минерал	δ ¹⁸ O‰ SMOW	δ ¹⁸ O‰ fluid SMOW
1	Безымянский	Без-1	Кварц	10.98	3.98
2		Без-4д/11		9.40	2.40
3		Без-1	Мусковит	8.76	7.26
4		Без-4д/11а	Альбит	6.50	2.10
5	Оймурский	Без-1		6.00	1.60
6		Без-1	КПШ	5.11	–
7		Ои-7/11	Кварц	8.90	5.10
8		Ои-3/11		8.80	5.00
9	Ирбо	Ои-7/11	Альбит	7.10	5.20
10		Ои-3/11		6.90	5.00
11		15а/04	Кварц	9.12	4.92
12		Б-9/04		8.45	4.25
13		Б-9/04	КПШ	7.40	–
14		Б-12/04		7.29	–
15		15/03		6.87	–
16		67а/03	Альбит	7.14	5.04
17	67д/03		7.07	4.97	
18	БО-5		6.76	4.66	
19	15/03	Циркон	5.59	8.29	
20	15/03	Магнетит	0.36	–	

Примечание. Содержание δ¹⁸O‰ fluid рассчитывалось для температуры 440°C.

Note. δ¹⁸O‰ fluid is calculated for 440°C.

соответствие состава кислорода в минералах с известными коэффициентами распределения [Zheng, 1999]. Легким кислородом обогащен магнетит, а наиболее тяжелый – присутствует в кварце из гранитов Безымянского массива. Промежуточные значения имеют альбит и калиевый полевой шпат.

ОБСУЖДЕНИЕ

Петрографо-минералогические исследования свидетельствуют о широком проявлении метасоматических процессов на всех изученных участках, в результате которых в массивах возникла неоднородность минерального и химического состава. Наложенная альбитизация обусловила появление в них альбита без анортитового компонента.

Среди изученных участков выделяется две группы, различающиеся интенсивностью альбитизации: альбитизированные граниты Оймурского и Безымянского массивов, которые по геохимическим характеристикам ложатся в поле умеренно-щелочных лейкогранитов. Химический состав альбитизированных гранитов участка Ирбо ввиду неравномерной постмагматической переработки варьирует.

Различаются выделенные группы и по составу примесных элементов. Для гранитов Безымянского и Оймурского массивов характерны высокие содержания Rb, U, Nb, Ta, Pb и низкие – Ba, Sr и Ti. В отличие от них в гранитах участка Ирбо пони-

жено содержание Zr, Hf и повышено – Ва, Cr, Со. У выделенных типов резко различается также и состав аксессуарной минерализации. Альбитизированные граниты участка Ирбо относятся к рибекит-альбитовым гранитам с большим многообразием минералов ниобия, циркония, иттрия и редких земель. На этом участке помимо собственных иттриевых минералов (таленит, иттриалит, фергусонит) до 4 мас. % иттрия находится в составе титаниита, чевкинита, торита, монацита. В отличие от них в Оймурском и Безымянском массивах иттрий и тяжелые лантаноиды играют подчиненную роль. Здесь представлены большей частью минералы, селективно обогащенные легкими лантаноидами (монацитом, алланитом, флюоцеритом, самарскитом).

Различаются обе группы гранитов и по составу минералов-концентраторов ниобия и тантала. В Безымянском и Оймурском массивах главным носителем ниобия является колумбит, меньшая часть его связана с ильменорутилом, фергусонитом и самарскитом. В альбититах участка Ирбо ниобий сконцентрирован преимущественно в фергусоните и пирохлоре – до 8 мас. % Nb₂O₅, присутствует в Nb-чевкинитах, до 6 мас. % – в титаниите. Повышенным содержанием ниобия (до первых процентов) характеризуются также рутил и ильменит. Минералы альбитизированных гранитов Безымянского и Оймурского массивов содержат марганец. В колумбите доля этого элемента составляет более 0.6 ф.к, а биотит, ильменит и алланит содержат до 4.5 мас. % MnO. Среди магнетита встречаются разности, близкие по составу к яacobситу. Для пород участка Ирбо более характерна повышенная титанистость. Содержание TiO₂ в валовых пробах пород достигает 0.38 мас. %. По краям зерен магнетита и биотита часто отмечаются титанитовые оторочки. До 20 мас. % TiO₂ присутствует в чевкинитах, 0.86 мас. % – в торитах, 1.66 мас. % – в фергусонитах.

Полученные значения δ¹⁸O в сосуществующих минералах свидетельствуют в общем об изотопной равновесности в момент их образования и лежат в интервале, характерном для корового источника. Рассчитанные по [Zheng, 1999] температуры в парах кварц–альбит варьируют в интервалах 430–450°C для Оймурского штока, 373–472°C – для участка Ирбо. Они соответствуют оптимальным температурам альбитизации [Pascal, 1979]. Рассчитанная по изотопно-кислородному термометру температура образования пары кварц–альбит для Безымянского массива составляет около 300°C. Такое пониженное значение, возможно, обусловлено изотопной неравновесностью минералов. В целом полученные величины δ¹⁸O можно считать унаследованными от первичного магматического очага. Расчетный изотопный состав кислорода в воде, равновесной с минералами (кварцем, альбитом), показывает на участие в формировании флюидов формационных вод близких к магматическим.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На всех изученных участках проявлены постмагматические процессы, обусловившие образование вторичного альбита. Температуры формирования этих пород, рассчитанные по парам кварц–альбит, существенно ниже магматических.

Выделенные группы различаются минералогическими характеристиками. Рудная специализация пород определяется присутствием ниобиевых и в меньшей степени редкоземельных минералов. Главным концентратором ниобия в гранитах Безымянского и Оймурского массивов является колумбит. Минералы из пород участка Ирбо обогащены иттрием и тяжелыми РЗЭ. Ниобий в них сконцентрирован преимущественно в пирохлоре, ферсмитах и фергусонитах.

Изотопными исследованиями установлено, что в образовании альбитизированных гранитов участвовал флюид магматического происхождения.

Исследования проведены при поддержке грантов Президента РФ МК-1014.2019.5 и РФФИ 17-05-00129.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Василевский А.Н., Витте Л.В., Мороз Е.Н. (2004) Геолого-геофизическая модель формирования Калгутинской рудно-магматической системы (Южный Алтай). *Иzv. Томского политехнического университета*, **307**(4), 38-42.
- Антипин В.С., Горегляд А.В., Савина Е.А., Митичкин М.А. (1997) Эволюция литий-фтористых гранитов с образованием редкометалльных слюдяных шпиров. *Геология и геофизика*, **38**(7), 1216-1227.
- Антипин В.С., Савина Е.А., Митичкин М.А. (1999) Редкометалльные литий-фтористые граниты, онгониты и топазиты Южного Прибайкалья. *Петрология*, **7**(2), 141-155.
- Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Абушкевич В.С., Томас Р., Трамболл Р.Б. (2008) Геохимия ультракалиевых ридоцитовых магм из ареала Орловского массива Li-F гранитов в Восточном Забайкалье на основе изучения расплавных включений в кварце. *Петрология*, **16**(3), 317-330.
- Беус А.А., Северов А.С., Ситин А.А., Субботин К.Д. (1962) Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 193 с.
- Гусев Ю.П., Давыдов В.И., Дворкин-Самарский В.А., Каперская Ю.Н. (1968) Безымянский массив альбитизированных гранитов среди архея Восточного Прибайкалья. *Минералого-петрографические очерки Забайкалья*. Улан-Удэ: БКИ, 41-47 с.
- Коваленко В.И. (1977) Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 206 с.
- Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. (1999) Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов.

- дов. *Петрология*, 7(4), 401-429.
- Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосенко А.М., Плоткина Ю.В. (2012) Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb-исследований. *Докл. АН*, 444(2), 184-189.
- Козлов В.Д. (2011) Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометалльного комплексов Агинской зоны Забайкалья. *Геология и геофизика*, 52(5), 676-689.
- Кудрин В.С., Ставров О.Д., Шурига Т.Н. (1994) Новый сподуменовый тип танталоносных редкометалльных гранитов. *Петрология*, 2(1), 88-95.
- Маслов В.И., Козлов М.С., Довгаль В.Н., Дистанова А.Н. (1994) Комплекс онгонитов и литий-фтористых гранитов юго-западного Алтая. *Петрология*, 2(3), 331-336.
- Рампилов М.О., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г. (2009) Особенности редкометалльной минерализации в альбититах и альбитизированных гранитах на площади Ангаро-Витимского батолита. *Руды и металлы*, 6, 29-36.
- Руб М.Г., Руб А.К. (1994) Петрология редкометалльных гранитов Вознесенского рудного узла, Приморье. *Петрология*, 2(1), 43-67.
- Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Астрелина Е.И., Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Котлер П.Д. (2011) Состав, флюидный режим и генезис онгонит-эльвановых магм Калгутинской рудно-магматической системы (Горный Алтай). *Геология и геофизика*, 52(11), 1748-1775.
- Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Абушкевич В.С., Волкова Е.В., Терехов А.В. (2018) Продуктивность редкометалльных плюмазитовых гранитов и условия образования месторождений вольфрама. *Геология руд. месторождений*, 60(1), 38-56.
- Удоротина О.В., Капитанова В.А., Варламов Д.А. (2014) Редкометалльные гранитоиды (Кулемшор, Приполярный Урал). *Изв. Коми научного центра УрО РАН*, 1(17), 57-70.
- Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. (2007) Источники магм и этапы становления позднелазейских гранитоидов Западного Забайкалья. *Геология и геофизика*, 48(1), 156-180.
- Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. (2013) TAS-диаграмма: сумма щелочей-кремнезем для химической классификации. *Регион. геология и металлогения*, 56, 40-50.
- Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.А., Ковач В.П., Яковлева С.С., Бережная Н.Г. (1997) Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита. *Петрология*, 5(5), 451-466.
- Boulvais P., Ruffet G., Cornichet J., Mermet M. (2007) Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées). *Lithos*, 93(1-2), 89-106.
- Christiansen E.H., Stuckless J.S., Funkhouser-Marlof M.J., Howell K.H. (1988) Petrogenesis of rare-metal granites from depleted crustal sources: An example from the Cenozoic of western Utah, U.S.A. Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits, 39, 307-321.
- Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. (1986) Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *Am. Miner.*, 71, 317-324.
- Engvik A.K., Putnis A., Fitz Gerald J.D., Austrheim H. (2008) Albitization of granitic rocks: the mechanism of replacement of oligoclase by albite. *Can. Miner.*, 46, 1401-1015.
- Frietsch R., Tuisku P., Martinsson O., Perdahl J.-A. (1997) Early Proterozoic Cu-(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia. *Ore Geol. Rev.*, 12, 1-34.
- Hoeve J. (1978) Composition and volume changes accompanying soda metasomatic alterations, Västervik area, SE Sweden, *Int. J. Earth Sci.*, 67, 920-942.
- Mark G., Foster D.R.W. (2000) Magmatic-hydrothermal albite-actinolite-apatite-rich rocks from the Cloncurry district, northwest Queensland, Australia. *Lithos*, 51, 223-245.
- McDonough W.F., Sun S.-S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120, 223-254.
- Munz I.A., Wayne D., Austrheim H. (1994) Retrograde fluid infiltration in the high-grade Modum Complex, south Norway: evidence for age, source and REE mobility. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116, 32-46.
- Ogunleye P.O., Garba I., Ike E.C. (2006) Factors contributing to enrichment and crystallization of niobium in pyrochlore in the Kaffo albite arfvedsonite granite, Ririwai Complex, Younger Granites province of Nigeria. *J. African Earth Sci.*, 44(3), 372-382.
- Oliver N.H.S., Cleverley J.S., Mark G., Pollard P.J., Bin Fu, Marshall L.J., Rubenach M.J., Williams P.J., Baker T. (2004) Modelling the role of sodic alteration in the genesis of iron oxide-copper-gold deposits, eastern Mount Isa Block, Australia. *Econ. Geol.*, 99, 1145-1176.
- Pascal M.L. (1979) Les albitites du massif de l'Agly (Pyrenees Orientales). Unpub. Ph.D. thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines. Paris, France, 163 p.
- Perez R.J., Boles J.R. (2005) An empirically derived kinetic model for albitization of detrital plagioclase. *Am. J. Sci.*, 305, 312-343.
- Petersson J., Stephens M.B., Mattsson H., Möller C. (2012) Albitization and quartz dissolution in Paleoproterozoic metagranite, central Sweden – Implications for the disposal of spent nuclear fuel in a deep geological repository. *Lithos*, 148, 10-26.
- Rudnick R.L. Gao S. (2003) The composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry – The Crust*. (Eds: Rudnick R.L., Holland H.D., Turekian K.K.). Elsevier, Oxford, 1-64.
- Schandl E.S., Gorton M.P., Davis D.W. (1994) Albitization at 1700 ± 2 Ma in the Sudbury – Wanapitei Lake area, Ontario: implications for deep-seated alkalic magmatism in the Southern Province. *Can. J. Earth Sci.*, 31, 597-607.
- Sharp Z.D. (1990) A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 1353-1357.
- Zheng Y.-F. (1993) Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyle-bearing silicates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120, 247-263.
- Zheng Y.-F. (1999) On calculations of oxygen isotope

fractionation in minerals. *Episodes*, **22**(2), 99-106.

REFERENCES

- Annikova I.Yu., Vladimirov A.G., Vystavnoi S.A., Vasilevskii A.N., Vitte L.V., Moroz E.N. (2004) The evolution of lithium fluoride granites with the formation of rare-metal mica schlieres. *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta*, **307**(4), 38-42. (In Russian)
- Antipin V.S., Goreglyad A.V., Savina E.A., Mitichkin M.A. (1997) The evolution of lithium fluoride granites with the formation of rare-metal mica schlieres. *Geol. Geofiz.*, **38**(7), 1216-1227. (In Russian)
- Antipin V.S., Savina E.A., Mitichkin M.A. (1999) Rare metal lithium fluoride granites, ongonites and topazites of the South Baikal region. *Petrologiya*, **7**(2), 141-155. (In Russian)
- Badanina E.V., Syritso L.F., Abushkevich V.S., Tomas R., Tramboll R.B. (2008) Geochemistry of ultra-potassium rhyodacite magmas from the area of the Oryol massif of Li-F granites in East Transbaikalia based on the study of melt inclusions in quartz. *Petrologiya*, **16**(3), 317-330. (In Russian)
- Beus A.A., Severov A.S., Sitin A.A., Subbotin K.D. (1962) *Al'bitizirovannye i greizenizirovannye granity (apogranity)* [Albitized and Greisenized Granites (Apogranites)]. Moscow, Akad. Nauk SSSR, 193 p. (In Russian)
- Boulvais P., Ruffet G., Cornichet J., Mermet M. (2007) Creaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées). *Lithos*, **93**(1-2), 89-106.
- Christiansen E.H., Stuckless J.S., Funkhouser-Marlof M.J., Howell K.H. (1988) Petrogenesis of rare-metal granites from depleted crustal sources: An example from the Cenozoic of western Utah, U.S.A. Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits, **39**, 307-321.
- Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. (1986) Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *Am. Miner.*, **71**, 317-324.
- Engvik A.K., Putnis A., Fitz Gerald J.D., Austrheim H. (2008) Albitization of granitic rocks: the mechanism of replacement of oligoclase by albite. *Can. Miner.*, **46**, 1401-1015.
- Frietsch R., Tuisku P., Martinsson O., Perdahl J.-A. (1997) Early Proterozoic Cu-(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia. *Ore Geol. Rev.*, **12**, 1-34.
- Gusev Yu.P., Davydov V.I., Dvorkin-Samarskii V.A., Kaperskaya Yu.N. (1968) The Bezmyansky massif of albitized granites among the Archean of East Baikal. *Mineralogo-petrograficheskie ocherki Zabaikal'ya*. Ulan-Ude, BKI Publ., 41-47. (In Russian)
- Hoeve J. (1978) Composition and volume changes accompanying soda metasomatic alterations, Västervik area, SE Sweden. *Int. J. Earth Sci.*, **67**, 920-942.
- Kovalenko V.I. (1977) *Petrologiya i geokhimiya redkometall'nykh granitoidov* [Petrology and geochemistry of rare-metal granitoids]. Novosibirsk, Nauka Publ., 206 p. (In Russian)
- Kovalenko V.I., Kostitsyn Yu.A., Yarmolyuk V.V., Budnikov S.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Antipin V.S. (1999) Sources of magma and isotopic (Sr, Nd) evolution of rare-metal Li-F granitoids. *Petrologiya*, **7**(4), 401-429. (In Russian)
- Kovach V.P., Sal'nikova E.B., Rytsk E.Yu., Yarmolyuk V.V., Kotov A.B., Anisimova I.V., Yakovleva S.Z., Fedoseenko A.M., Plotkina Yu.V. (2012) Duration of formation of the Angara-Vitim batholith: results of geochronological U-Pb studies. *Dokl. Akad. Nauk*, **444**(2), 184-189. (In Russian)
- Kozlov V.D. (2011) Features of the rare-element composition and genesis of granitoids of the Shakhtaminsky and Kukulbeysky rare-metal complexes of the Aginsky zone of Transbaikalia. *Geol. Geofiz.*, **52**(5), 676-689. (In Russian)
- Kudrin V.S., Stavrov O.D., Shuriga T.N. (1994) A new spodumene type of tantalum rare-metal granites. *Petrologiya*, **2**(1), 88-95. (In Russian)
- Mark G., Foster D.R.W. (2000) Magmatic-hydrothermal albite-actinolite-apatite-rich rocks from the Cloncurry district, northwest Queensland, Australia. *Lithos*, **51**, 223-245.
- Maslov V.I., Kozlov M.S., Dovgal' V.N., Distanova A.N. (1994) Complex of ongonites and lithium fluoride granites of southwestern Altai. *Petrologiya*, **2**(3), 331-336. (In Russian)
- McDonough W.F., Sun S.-S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-254.
- Munz I.A., Wayne D., Austrheim H. (1994) Retrograde fluid infiltration in the high-grade Modum Complex, south Norway: evidence for age, source and REE mobility. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 32-46.
- Ogunleye P.O., Garba I., Ike E.C. (2006) Factors contributing to enrichment and crystallization of niobium in pyrochlore in the Kaffo albite arfvedsonite granite, Ririwai Complex, Younger Granites province of Nigeria. *J. African Earth Sci.*, **44**(3), 372-382.
- Oliver N.H.S., Cleverley J.S., Mark G., Pollard P.J., Bin Fu, Marshall L.J., Rubenach M.J., Williams P.J., Baker T. (2004) Modelling the role of sodic alteration in the genesis of iron oxide – copper – gold deposits, eastern Mount Isa Block, Australia. *Econ. Geol.*, **99**, 1145-1176.
- Pascal M.L. (1979) Les albitites du massif de l'Agly (Pyrénées Orientales). Unpub. Ph.D. thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines. Paris, France, 163 p.
- Perez R.J., Boles J.R. (2005) An empirically derived kinetic model for albitization of detrital plagioclase. *Am. J. Sci.*, **305**, 312-343.
- Petersson J., Stephens M.B., Mattsson H., Möller C. (2012) Albitization and quartz dissolution in Paleoproterozoic metagranite, central Sweden – Implications for the disposal of spent nuclear fuel in a deep geological repository. *Lithos*, **148**, 10-26.
- Rudnick R.L., Gao S. (2003) The composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry – The Crust*. (Eds: Rudnick R.L., Holland H.D., Turekian K.K.). Elsevier, Oxford, 1-64.
- Rampilov M.O., Ripp G.S., Doroshkevich A.G. (2009) Features of rare-metal mineralization in albitites and albitized granites in the area of the Angara-Vitim batholith. *Rudy i metally*, **6**, 29-36. (In Russian)
- Rub M.G., Rub A.K. (1994) Petrology of rare-metal granites of the Voznesenovskiy ore cluster, Primorye. *Petrologiya*, **2**(1), 43-67. (In Russian)
- Schandl E.S., Gorton M.P., Davis D.W. (1994) Albitization at 1700 ± 2 Ma in the Sudbury – Wanapitei Lake area, Ontario: implications for deep-seated alkalic magmatism in the Southern Province. *Can. J. Earth Sci.*, **31**, 597-607.

- Sharp Z.D. (1990) A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 1353-1357.
- Sharpenok L.N., Kostin A.E., Kukhorenko E.A. (2013) TAS-diagram, sum of alkalis–silica for chemical classification. *Regionalnaya Geologiya i Metallogeniya*, **56**, 40-50. (In Russian)
- Sokolova E.N., Smirnov S.Z., Astrelina E.I., Annikova I.Yu., Vladimirov A.G., Kotler P.D. (2011) Composition, fluid regime and genesis of ongonite-Elvanic magmas of the Kalgutin ore-magmatic system (Gorny Altai). *Geol. Geofiz.*, **52**(11), 1748-1775. (In Russian)
- Syritso L.F., Badanina E.V., Abushkevich V.S., Volkova E.V., Terekhov A.V. (2018) The productivity of rare metal plumazite granites and the conditions for the formation of tungsten deposits. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **60**(1), 38-56. (In Russian)
- Tsygankov A.A., Matukov D.I., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., Posokhov V.F., Tsyrenov B.C., Khromov A.A., Sergeev S.A. (2007) Sources of magmas and stages of formation of the Late Paleozoic granitoids of Western Transbaikalia. *Geol. Geofiz.*, **48**(1), 156-180. (In Russian)
- Udoratina O.V., Kapitanova V.A., Varlamov D.A. (2014) Rare metal granitoids (Kulemshor, Subpolar Urals). *Izvestiya Komi nauchnogo tsentra UrO RAN*, **1**(17), 57-70. (In Russian)
- Yarmolyuk V.V., Budnikov S.V., Kovalenko V.I., Antipin V.S., Goreglyad A.V., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Kozakov I.A., Kovach V.P., Yakovleva Z.S., Berezhnaya N.G. (1997) Geochronology and geodynamic position of the Angara-Vitim batholith. *Petrologiya*, **5**(5), 451-466. (In Russian)
- Zheng Y.-F. (1993) Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyle-bearing silicates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**, 247-263.
- Zheng Y.-F. (1999) On calculations of oxygen isotope fractionation in minerals. *Episodes*, **22**(2), 99-106.