УДК 553.4:550.4

РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ И МЕТАСОМАТИТЫ МОНГОЛИИ: МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И СВЯЗЬ С НИМИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ (*массив Бага-Газрын*) В.С. Антипин¹, Л.В. Кущ¹, Д. Одгэрэл², О.Ю. Белозерова¹

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

²Institute of Geology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar 15160, Mongolia

Приводятся петрографические, минералогические и геохимические данные, полученные при исследовании всех типов пород многофазного массива, и рассмотрена вещественная эволюция магматических и метасоматических образований Бага-Газрынского массива на основе новых прецизионных аналитических материалов. Граниты исследуемого массива уже на ранней стадии формирования пород обогащены многими редкими элементами (Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, Th, U), а также фтором и HREE относительно их средних концентраций в верхней континентальной коре. Гранитам Бага-Газрына свойственны глубокие минимумы содержаний Ba, Sr, La и Eu, что является типичной особенностью редкометалльных Li-F гранитов. Геохимическая эволюция многофазного массива Бага-Газрын в постмагматическую стадию характеризуется наиболее интенсивным обогащением грейзенов и микроклинитов литофильными и рудными элементами (Sn, W, Zn) с формированием генетически связанной со становлением массива концентрированной рудной минерализации. В рифтовой зоне повышенной проницаемости, где расположен Бага-Газрынский массив, под воздействием мантийного плюма проявлены процессы флюидно-магматического взаимодействия, когда под влиянием высокотемпературных глубинных флюидов происходит плавление корового субстрата, определяющее геохимические особенности интрузий Li-F гранитов. Образование гранитной магмы, обогащенной Li, F, Rb, Sn, Ta, может происходить при небольших степенях плавления нижнекорового субстрата. Становление таких массивов, как Бага-Газрынский, определяется их формированием в более верхних горизонтах земной коры, где в магме глубоко проявлены процессы дифференциации, а насыщение растворов летучими компонентами может приводить к образованию в постмагматическую стадию метасоматитов различной щелочности (грейзены-цвиттеры, микроклиниты, альбититы), продуцирующих редкометалльную минерализацию. На примере раннемезозойского ареала магматизма Монголии показано, что процессы гранитообразования и ассоциирующей редкометалльной минерализации обусловлены взаимодействием глубинных флюидов с веществом корового материала и последующей эволюции гранитных магм.

Магматизм, редкометалльные граниты, геохимические типы, геодинамика, минерализация, эволюция, метасоматиты

EARLY MESOZOIC RARE-METAL GRANITES AND METASOMATITES OF MONGOLIA: MINERAL AND GEOCHEMICAL FEATURES AND HOSTED ORE MINERALIZATION (Baga Gazriin Chuluu pluton)

V.S. Antipin, L.V. Kushch, D. Odgerel, O.Yu. Belozerova

We present results of petrographic, mineralogical, and geochemical study of all types of rocks of a multiphase pluton and consider the chemical evolution of igneous and metasomatic rocks of the Baga Gazriin Chuluu pluton, based on new precise analytical data. At the early stage of their formation, the pluton granites were already enriched in many trace elements (Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, Th, and U), F, and HREE relative to the upper continental crust. They show strong negative Ba, Sr, La, and Eu anomalies, which is typical of rare-metal Li-F granites. The geochemical evolution of the Baga Gazriin Chuluu multiphase pluton at the postmagmatic stage was marked by the most intense enrichment of greisens and microclinites with lithophile and ore elements (Sn, W, and Zn) and the formation of ore mineralization. In the permeable rift zone where the Baga Gazriin Chuluu pluton is located, the fluid-magma interaction took place under the impact of a mantle plume. High-temperature mantle fluids caused melting of the crustal substratum, which determined the geochemical specifics of Li-F granite intrusions. Genesis of granitic magma enriched in Li, F, Rb, Sn, and Ta is possible at the low degrees of melting of the lower crustal substratum. The Baga Gazriin Chuluu pluton formed in the upper horizons of the Earth's crust, where magma undergoes strong differentiation and the saturation of fluids with volatiles can lead to the postmagmatic formation of metasomatites of varying alkalinity (zwitters (greisens), microclinites, and albitites) producing rare-metal mineralization. By the example of the early Mesozoic magmatism area of Mongolia, it is shown that the formation of granites and associated rare-metal minerals is due to the interaction of mantle fluids with the crustal material and the subsequent evolution of granitic magmas.

Magmatism, rare-metal granites, geochemical types, geodynamics, mineralization, evolution, metasomatites

© В.С. Антипин[⊠], Л.В. Кущ, Д. Одгэрэл, О.Ю. Белозерова, 2021 [⊠]e-mail: antipin@igc.irk.ru

введение

Геологическое развитие западной части Монголо-Охотского складчатого пояса в позднепалеозойскую и раннемезозойскую эпохи характеризуется масштабным проявлением ареалов гранитоидного магматизма и высокой редкометалльной продуктивностью [Коваленко и др., 1999; Ярмолюк, Кузьмин, 2012]. В Прибайкалье редкометалльные граниты и пегматиты формировались на постколлизионном среднепозднепалеозойском этапе геологического развития [Антипин, Перепелов, 2011; Макрыгина, Антипин, 2018], а на территории Монголии рудоносные гранитные интрузии наиболее широко проявлены в пределах раннемезозойского ареала магматизма, в центре которого расположен один из крупнейших в Центральной Азии Дауро-Хэнтэйский батолит. Его южная половина образована пока еще недостаточно изученным Бага-Хэнтэйским плутоном [Коваль и др., 1978; Антипин и др., 1989], к югу и востоку от которого в пределах Центральной Монголии широко распространены гранитоиды различных геохимических типов, образующие периферическую зону данного магматического ареала (рис. 1). В этой зоне наряду с широко развитыми интрузивными известково-щелочными и вулканоплутоническими щелочно-гранитоидными ассоциациями проявлены редкометалльные граниты в виде сравнительно крупных многофазных массивов (Жанчивланский, Бага-Газрынский и др.) и малых интрузий (Авдарская, Хэнтэйская, Хархиринская и др.).

Среди эталонных многофазных массивов, представленных гранитоидами различных геохимических типов, наиболее детально исследован Жанчивланский плутон, формирование которого происходило от ранних порфировидных гранитов через равномерно-зернистые лейкограниты к микроклин-альбитовым и амазонит-альбитовым до альбит-лепидолитовых гранитов, сопровождаемых грейзенами с редкометалльной минерализацией [Коваленко и др., 1970; Коваленко, 1977; Gerel et al., 1999; Antipin et al., 2016]. При этом заключительные фазы массива непосредственно соответствуют редкометалльному типу пород с возрастом 195.0 ± 0.6 млн лет. Его изучение проводилось с позиций анализа геохимиче-



Рис. 1. Схема позднепалеозойского и раннемезозойского гранитоидного магматизма Прибайкалья и Северной Монголии с расположением отдельных массивов редкометалльных гранитов.

1, 2 — поле гранитоидов Ангаро-Витимского и Дауро-Хэнтэйского батолитов соответственно.

ской эволюции редкометалльных магм Li-F типа с образованием поздних топазсодержащих гранитов. Однако не менее представительным и модельным объектом с позиций анализа источников магм и оценки их рудоносности является Бага-Газрынский массив, в котором ранние гранитные фазы прорываются жильными телами грейзенов (цвиттеров) и микроклинитов с Sn-W минерализацией. Массив расположен вблизи Среднемонгольской тектонической линии (MMTL), выделенной почти на всей территории Монголии [Томуртогоо, 2002]. В статье приводятся петрографические, минералогические и геохимические данные, полученные при исследовании всех типов пород многофазного массива, и рассмотрена вещественная эволюция магматических и метасоматических образований Бага-Газрына на основе новых прецизионных аналитических материалов.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Силикатные анализы проб гранитов и метасоматитов выполнены классическим химическим методом (аналитик Г.А. Погудина) и РФА (аналитик А.Л. Финкельштейн) по стандартной методике с опибкой 0.5—5.0 %. Щелочные элементы определены методом фотометрии пламени с ошибкой 5—10 % Л.В. Алтуховой, И.М. Хмелевской. Редкие и редкоземельные элементы анализировались методом ICP-MS Л.А. Чувашовой и Е.В. Смирновой ($\sigma = \pm 5$ —10 %) с замерами на спектрометре Element-2. Измерения редких элементов выполнялись на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7700x фирмы Agilent-Technologies в ЦКП «Байкальский центр нанотехнологий» в технопарке при Иркутском государственном техническом университете (БЦНТ ФГБОУ ВО ИРНИТУ, г. Иркутск) О.В. Зарубиной и Н.В. Брянским. Все анализы проводились в ЦКП ИНЦ СО РАН с использованием оборудования ЦКП ИГХ СО РАН и аттестованных стандартов [Govindaraju..., 1994]. Определение состава породообразующих и редких минералов осуществлялось на микроанализаторах Geol Superprobe-733 и JXA 8200 О.Ю. Белозеровой.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, ВЗАИМООТНОШЕНИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ГРАНИТОВ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД БАГА-ГАЗРЫНА

Бага-Газрынский массив расположен в Центральной Монголии, имеет овальную форму и вытянут в широтном направлении в пределах антиклинальной структуры. Породы массива занимают площадь около 120 км² среди образований песчано-сланцевой толщи пермского возраста с прослоями вулканитов (рис. 2). В центральной части Бага-Газрынского плутона преимущественно развиты крупно- и среднезернистые биотитовые граниты 1-й фазы, иногда имеющие в эндоконтакте отчетливо выраженную порфировидную структуру. В эндоконтактовой же зоне массива наибольшее распространение имеют мелкозернистые граниты 2-й фазы, которые наиболее широко развиты в западной, южной и восточной частях этой зоны, являются более лейкократовыми породами, часто содержат биотит и редко топаз. Среди гранитов поздней фазы отмечены шлировые пегматиты иногда с амазонитом и редко с бериллом [Коваленко, 1977].

Гранитные породы обеих фаз массива, в том числе и пегматиты, секутся жильными телами биотитовых грейзенов с топазом (цвиттеры), имеющие наибольшее развитие в зоне эндоконтакта, где они образуют скопления различных по мощности жил. Обычно это вертикально падающие жильные тела, их толщина не превышает 50 м, а протяженность может быть более 1 км. В центральной части массива цвиттеры встречаются крайне редко. На глубине порядка 100 м мощность жил резко уменьшается, и они расщепляются на маломощные прожилки, выклинивающиеся с глубиной. Обычными для цвиттеров, которым свойственно четко выраженное зональное строение, характерное для пород метасоматического генезиса, являются лепидогранобластовая и гранобластовая структуры.

Часто отмечается следующая смена зон минеральных парагенезисов от вмещающих грейзены гранитов массива (Q + Fsp + Pl + Bt + Tpz) к центру жил: микроклиновый гранит без плагиоклаза (Q + Fsp + LiBt + Tpz), биотитовый цвиттер (Q + LiBt + Tpz), топазовый цвиттер (Q + Tpz), кварцевая порода (Q) (рис. 3). В центральной зоне цвиттера кварц-биотит-топазового состава встречаются зерна флюорита, циркона, касситерита, вольфрамита, халькопирита и сфалерита. Отмечались также отдельные жильные тела, сложенные только кварц-топазовыми породами с внутренними кварцевыми зонами, либо пересечение этих пород чисто кварцевыми жилами. Поздние прожилки цвиттеров с литиевыми слюдами и топазом обычно содержат богатую касситеритовую минерализацию, а существенно кварцевые породы кроме касситерита еще и вольфрамит. Иногда в них отмечаются монацит и колумбит. Для цвиттеров характерны также поздние тонкие прожилки, образованные литиевыми слюдами (протолитионит, циннвальдит) и топазом.

Важно подчеркнуть, что границы между перечисленными зонами с разным минеральным составом цвиттеров четкие, и для отдельных зон он меняется довольно резко. При толщине жилы в 10 см большая ее часть представлена зонами биотитового и кварц-топазового цвиттера (4—5 см), а централь-



Рис. 2. Схема геологического строения Бага-Газрынского массива, по [Коваленко и др., 1970].

На врезке показан район работ. 1 — песчано-сланцевая толща с прослоями вулканических пород пермского возраста; 2 — крупно- и среднезернистые биотитовые граниты ранней (1-й) фазы; 3 — мелкозернистые лейкограниты поздней (2-й) фазы; 4 — зоны грейзенизации гранитов и жильных грейзенов (цвиттеры); 5 — зоны брекчирования и разломы; 6 — элементы залегания пород; 7 — места отбора проб и образцов; 8 — проявления трахиандезитов.

ная кварцевая жила имеет толщину 0.4—0.6 см (см. рис. 3). Кварц-топазовые зоны цвиттеров нередко образуют самостоятельные тела, представленные кроме жильных образований штокверками либо што-кообразными телами.

Наряду с зональными топазсодержащими грейзенами в Бага-Газрынском массиве ранее был исследован другой тип метасоматических пород, названных микроклинитами, имеющих существенно микроклиновый либо микроклин-альбит-флюоритовый состав, которые часто тяготеют к участкам проявления жильных тел цвиттеров или к участкам выклинивания этих тел. В.И. Коваленко [1977] характеризует микроклиниты как крупнозернистые породы розовато-серого цвета, образующие меридиональные крутопадающие жилы и приуроченные к разломным зонам среди гранитов ранней фазы. Толщина тел может достигать десятков метров при протяженности до 70 м. Небольшие зоны и прожилки микроклинитов без флюорита

Рис. 3. Зональное строение цвиттера (южная часть Бага-Газрынского массива).

Q — кварц; Fsp — микроклин; Bt — биотит; Трz — топаз; W — вольфрамит.



часто пространственно совмещены с шлировыми пегматитами и цвиттерами. Крупные кристаллы микроклина в породе иногда содержат включения зерен гематита и флюорита. Судя по наблюдаемым геологическим взаимоотношениям, микроклиниты образовались несколько позже цвиттеров, так как наблюдались случаи пересечения шлирового цвиттера микроклинитом. Наибольшая концентрация тел микроклинитов наблюдалась в центральной части Бага-Газрынского массива среди биотитовых гранитов ранней фазы. В породах массива отмечены также редкие тела кварц-мусковитовых грейзенов, которые встречаются преимущественно в зоне эндоконтакта и обычно накладываются на тела цвиттеров.

Позднетриасово-раннеюрский возраст Бага-Газрынского массива ранее был установлен К-Аг методом для биотитовых гранитов главной фазы (205 млн лет) и лейкогранитов поздней фазы (192 млн лет), а позже подтвержден изотопными исследованиями по породе и слюдам Rb-Sr методом (в среднем 197 млн лет) при величине первичного отношения (87 Sr/ 86 Sr) = 0.7112 ± 11 [Коваленко, 1977; Коваленко и др., 1999]. Принимая во внимание, что при процессах грейзенизации изотопные отношения 40 Ar- 39 Ar в слюдах могут быть нарушены, другими исследователями были отобраны образцы пород для Ar/Ar датировок вдали от зон грейзенизации. Для всех главных разновидностей гранитоидов Бага-Газрынского массива Ar/Ar методом был также установлен позднетриасовый возраст: 201.0 ± 3.6 млн лет для крупнозернистых гранитов, 211.9 ± 4.0 млн лет для среднезернистых гранитов и 209.4 ± 3.2 млн лет для мелкозернистых гранитов [Machowiak et al., 2012]. Определение возраста формирования гранитов отдельных фаз Бага-Газрына различными изотопными методами подтверждает его очевидную принадлежность к раннемезозойскому циклу магматизма в западной части Монголо-Охотского пояса.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ГРАНИТОВ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

На основе новых аналитических данных (табл. 1, 2) установлено, что по общему химическому составу биотитовые граниты главной ранней фазы в центральной части массива и лейкограниты поздней фазы в эндоконтакте различаются незначительно. При близкой кремнекислотности и глиноземистости они характеризуются низкими содержаниями оксидов MgO, CaO и устойчивым преобладанием K₂O над Na₂O (K₂O/Na₂O = 1.1—1.7). К гранитам обеих фаз Бага-Газрына по общему химизму близки пегматоидные амазонит-альбитовые граниты, образующие небольшие шлиры среди поздних лейкогранитов. Им также свойственна калиевая специфика (K₂O/Na₂O = 1.65). Граниты главных разновидностей Бага-Газрынского массива содержат близкие по составу щелочные полевые шпаты (в среднем Ort₇₇Aв₂₃), и только в пегматитах с амазонитом доля альбитового минала в K-Na полевом шпате заметно уменьшается (в среднем Ort₈₀Aв₂₀). Породы метасоматического генезиса по общему химическому составу резко отделены от эволюционного гранитного ряда. При этом значение K₂O/Na₂O отношения существенно возрастает в метасоматических породах: в цвиттерах в среднем до 46 и в микроклинитах в среднем до 34, так как в грейзенах плагиоклаз почти не встречается, а в микроклинитах K-Na полевой шпат преобладает и имеет более значительную долю альбитового минала (в среднем Ort₆₅Aв₃₅) (табл. 3).

Главной особенностью химизма гранитов ранней и поздней фаз Бага-Газрынского плутона является высокое содержание в них фтора, обычно характерное для гранитов Li-F геохимического типа и превышающее кларк элемента в кремнекислых породах в 4—5 раз (см. табл. 1). Более высокая концентрация фтора (1.44 %) ранее была определена в шлировых пегматитах, завершающих формирование эволюционного ряда пород гранитного состава [Коваленко, 1977]. Фтор в гранитных фазах массива и пегматите концентрируется в слюдах, а в лейкогранитах наряду с Li-F слюдами отмечается топаз. Подчеркнем также, что в метасоматических породах значительно более высокая концентрация фтора фиксируется в цвиттерах (в 10—20 раз) и в микроклинитах (в 16—44 раза). В цвиттерах F-содержащими минералами являются циннвальдит, топаз и реже флюорит. В полевошпатовых метасоматитах (микроклинитах) флюорит наряду с полевыми шпатами и кварцем является уже практически породообразующим минералом (до 6 %).

На примере многофазного массива Бага-Газрын отчетливо видно, что геохимическая эволюция при его формировании не приводит к существенному перераспределению редких элементов в гранитах последовательных фаз. Отмечается лишь заметный рост содержаний Rb и HREE в лейкогранитах поздней фазы, что выражается уменьшением в них величин K/Rb и La/Yb отношений, индикаторных для процесса дифференциации гранитоидной магмы (см. табл. 1, рис. 4). В целом большинство проанализированных литофильных, халькофильных и высокозарядных элементов не показывают значительных, а также закономерных вариаций в уровне содержаний в различных фазах Бага-Газрынского массива. Особенно показательным в этом отношении является поведение таких элементов, как Sn и W, которые имеют близкие средние содержания в гранитах 1-й и 2-й фаз (Sn = 13.6 и 16.8 г/т; W = 9.3 и 5.2 г/т соответственно) и не фиксируется существенного концентрирования этих элементов, образующих рудную минерализацию в пределах многофазного массива. В завершающих его формирование на магмати-

	Биоти	товые г	раниты гл	тавной	Лейко	гранить	і позлне	й фазы			Микрон	клиниты		
Компонент		ф	азы		JICHKO		поздне	пфазы						
	952	1014	1033	1045	957	1011	1021	1032	1013	1016	1016/2	1038	1044	1040
SiO ₂ , мас. %	76.01	74.56	76.5	77.04	77.24	75.60	78.42	76.81	57.19	59.91	56.10	76.02	65.11	71.64
TiO ₂	0.06	0.08	0.18	0.16	0.07	0.05	0.14	0.13	0.06	0.04	0.11	0.1	0.15	0.14
Al_2O_3	13.03	12.68	12.25	12.34	12.19	12.81	1.53	12.46	19.28	18.51	15.51	11.43	17	13.13
Fe ₂ O ₃	1.47	0.60	0.39	0.11	1.65	0.24	0.26	0.09	0.87	0.61	2.32	0.68	0.16	0.54
FeO	1.32	0.97	1.03	0.095	1.48	1.22	0.89	1.37	6.11	4.43	8.96	0.76	0.17	1.29
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	< 0.03	0.04	0.03	0.07	< 0.03	0.10	0.03	0.03	0.03
MgO	< 0.05	0.04	0.05	0.03	< 0.05	0.03	0.03	0.03	0.19	0.09	0.19	0.06	0.03	0.05
CaO	0.55	0.43	0.52	0.68	0.64	0.25	0.28	0.42	0.70	0.26	2.26	1.65	0.79	0.68
Na ₂ O	4.00	3.65	3.02	2.91	3.34	3.97	2.85	2.95	0.43	0.41	0.18	0.11	0.55	0.62
K ₂ O	4.59	4.50	5.13	5	4.61	4.50	4.72	4.68	11.44	11.32	8.62	6.7	13.24	9.9
P_2O_5	0.008	0.04	0.05	0.04	0.009	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.07	0.05	0.06
F	0.54	0.37	0.30	0.36	0.38	0.36	0.28	0.66	1.58	1.29	3.52	1.15	0.5	0.83
П.п.п.	0.74	0.56	0.56	0.74	0.71	0.49	0.63	0.71	1.71	1.43	2.36	1.81	0.82	1
Сумма	100.5	98.81	100.25	100.45	100.5	100.5	100.91	100.5	99.63	98.45	103.80	100.57	99.8	99.92
Li, г/т	230	174	112	110	142	174	167	150	1610	1590	2890	4325	45	925
Rb	654	392	396	275	535	576	497	493	5.1	5.3	5.2	1777	1220	1104
Cs	20.00	20	12	8	12	14	18	14	90	74	140	82	26	30
Ba	25	48	127.97	112.64	30	9.4	35.59	32.62	222	243	196	119.21	995.96	300.07
Sr	13.6	18	51.01	42.66	18	8.2	32.45	32.90	26	28	22	188.84	68.78	65.86
Be	15.0	14.5	9.62	12.57	5.8	8.1	6.59	6.84	5.2	3.58	5.6	28.14	3.10	4.36
Sn	28	8.9	4.68	12.85	29	5.3	25.00	7.99	191	1667	403	72.96	10.76	9.37
W	8.80	4.2	7.2	4.1	4.1	6.9	4.0	5.6	26	12	10	4.4	300	2.4
Pb	44	28	37.65	25.19	32	26	36.39	26.75	79	28	24	8.68	31.44	27.96
Zn	22	171	96.19	<п.о.	40	273	50.44	73.47	490	276	416	191.78	<п.о.	59.92
Cu	15	0.74	11.63	9.74	29	3.30	11.05	15.23	7.0	3.04	67	14.81	9.76	10.55
Co	0.60	0.61	0.67	0.88	0.73	0.65	0.71	0.66	1.81	1.14	3.51	3.03	0.92	0.89
Ni	26	17	14.50	48.23	22	9.4	32.39	25.81	3.40	6.0	9.4	25.38	12.70	39.70
Cr	33	55	26.21	74.71	28	26	51.56	39.40	6.9	10.7	20	32.96	17.90	75.63
V	1.61	1.21	3.36	<п.о.	1.92	1.71	1.15	1.65	3.22	4.58	3.59	9.06	0.92	1.77
Y	132	85	71.12	39.19	146	138	112.09	123.58	54	19	104	806.03	108.84	72.37
Nb	65	39	30.88	24.50	50	56	37.28	45.48	15	17	43	48.12	28.28	13.43
Та	9.6	4.61	4.22	3.06	6.0	9.0	5.85	6.30	1.84	7.5	5.7	4.90	4.02	1.69
Nb/Ta	6.77	8.5	7.32	8.0	8.33	6.22	6.37	7.22	0.54	2.67	7.54	9.8	7.0	7.94
Zr	160	150	167	177	178	155	144	183	185	50	158	15	187	188
Hf	9.6	7.7	7.33	7.29	9.4	10.3	7.91	9.37	8.5	6.2	7.7	0.8	7.63	7.74
Zr/Hf	16.67	19.48	22.8	24.28	19	15	18	19.6	22	8.1	20.52	19	24.5	24.41
Th	54	44	33.74	26.50	55	66	46.63	55.23	17	28	39	253	50.06	48.24
U	10.1	8.6	11.28	8.90	6.4	4.11	3.53	5.27	8.3	5.4	15.0	2.56	8.46	4.48

Таблица 1. Химический состав гранитов и микроклинитов Бага-Газрынского массива (Монголия)

Примечание. Здесь и далее: п.о. — предел обнаружения.

ческом этапе пегматоидных шлирах также не отмечается обогащения их Sn и значительного накопления в породах W (см. табл. 1).

Однако более важные в практическом отношении закономерности распределения редких и рудных элементов проявлены в зональных телах пород метасоматического генезиса, характеризующихся различиями минеральных ассоциаций и несущих в массиве главную рудную минерализацию (см. табл. 1, 2). В полированных шлифах из разных типов пород массива на микрозонде Superprobe JXA-8200 во всех разновидностях пород обнаружены включения размером 10—25 мкм зерен гематита, флюорита, мусковита, биотита, циркона. Минералы-концентраторы редких земель и У представлены флюоритом, ксенотимом, монацитом.

	Греі	Грейзенизированный гранит				титовь	ый цви	ттер	То	пазовыі	й цвитт	ep		Центральная зона цвиттера					
Компо- нент	Q +]	Fsp + F	Pl + Bt	+ Tpz		Q + B	t + Tpz	Z	Q	+ Трz + минеј	- руднь ралы	ie		Q + Tp	z + руд	ные ми	нералы	L	
	953/2	958	1036	1041	959	1012	1015	1042	962	1029	1034	951	954	960	961	1030	1031	1037	
SiO ₂ , мас. %	77.14	75.36	75.92	74.22	85.38	80.64	87.18	83.53	79.67	79.55	79.02	87.07	87.60	93.70	87.03	90.6	91.07	89.45	
TiO ₂	0.06	0.06	0.15	0.18	0.13	0.10	0.11	0.09	0.09	0.14	0.15	0.04	0.09	0.07	0.08	0.12	0.14	0.09	
Al ₂ O ₃	12	12.35	12.3	13.35	6.44	6.81	4.23	6.52	10.58	10.5	9.8	9.43	6.00	3.10	6.18	4.11	3.8	5.36	
Fe ₂ O ₃	1.31	6.77	0.67	0.45	0.11	0.62	1.43	0.56	3.66	0.11	1.22	1.11	2.61	0.96	1.85	0.09	0.31	0.05	
FeO	1.18	6.1	3.9	3.97	3.24	4.09	2.11	1.9	3.29	3.83	3.52	1	2.35	0.86	1.67	1.26	1.24	1.52	
MgO	0.05	< 0.05	0.07	0.03	0.08	0.08	0.07	0.03	0.05	0.03	0.03	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.21	0.03	0.03	0.03	
MnO	0.02	0.24	0.12	0.08	0.05	0.07	0.15	0.012	0.12	0.08	0.05	0.02	0.07	0.02	0.08	0.07	0.07	0.04	
CaO	0.31	0.43	0.8	1.04	0.73	1.08	0.68	1.95	0.9	0.68	0.71	0.75	0.6	0.48	0.53	0.5	0.44	0.28	
Na ₂ O	3.2	0.08	0.24	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.11	0.15	0.18	0.08	0.05	0.17	0.08	0.04	0.21	0.09	
K ₂ O	4.43	2.66	2.48	2.47	1.94	2.9	1.61	2.2	1.98	1.22	1.6	0.75	2.13	1.5	2.14	1.42	1.4	0.53	
P_2O_5	0.015	0.02	0.06	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.027	0.04	0.05	0.012	0.012	0.04	0.03	0.06	0.06	0.09	
F	1.55	2.6	3.36	4.17	1.48	1.70	0.79	1.74	1.3	3.47	2.7	3.0	0.9	0.4	1.15	0.6	0.52	1.74	
П.п.п.	0.82	2.00	1.92	1.89	1.06	1.43	1.22	2.14	1.6	1.02	1.36	1.21	1.33	0.44	1.46	0.85	0.74	0.29	
Сумма	100.0	99.97	101.6	101.6	101.1	99.77	100.3	100.5	98.74	100.9	100.8	100.5	100.5	100.5	99.99	100.1	100.1	99.92	
Li, г/т	392	1220	1400	1362	800	1520	552	500	612	475	720	80	396	63	192	180	195	105	
Rb	720	926	751	654	479	672	456	386	506	396	533	135	516	184	363	274	283	75	
Cs	16	57	57	52	28	38	20	22	13	30	53	3	16.00	2	12	11	10	2	
Ba	38	40	32.94	29.97	27	31	23	24.10	36	19.0	326	17	44	415	67	25.5	28.20	14.73	
Sr	18	17	39.67	33.14	23	21	28	34.98	0.37	33.31	36.02	<п.о.	31	31	33	37.78	34.80	31.44	
Be	3.1	2.91	3.71	3.41	2.85	3.14	6.0	3.60	1.85	2.14	3.47	1.07	3.19	0.99	3.63	39.6	2.46	0.85	
Sn	1108	76	9992	77.08	322	258	32	68.14	540	26.44	4824	112	210	25	50	192	30.17	725	
W	36	13	12.0	7.20	5	4	7.6	27000	11	6.60	7.80	10	19	12	13	9.90	13.0	1600	
Pb		39	2.37	7.93	1.76	1.81	3.96	44.33	45	35.89	5.02	26	20	11.2	13.9	138.7	3.87	4.32	
Zn	86	96	130	52.06	277	276	474	30.58	78	116.49	123	73	29	< п.о.	< п.о.	98.02	73.62	35.32	
Cu	129	62	21.23	13.00	3.19	4.70	69	12.93	193	18.35	16.48	47	62	14.4	14.2	20.12	12.71	17.13	
Со	0.57	2.11	1.70	1.93	1.37	1.01	0.80	1.35	1.20	0.99	2.64	0.83	0.48	0.85	1.25	0.83	1.0	0.89	
Ni	18.0	22	21.09	12.53	13.1	5.7	11.8	30.66	22	23.39	29.07	9.3	19	26	27	23.63	34.12	33.89	
Cr	20	23	69.15	40.04	75	32	58	68.81	32	51.68	59.53	10.7	17	32	38	77.50	69.33	64.66	
V	8.1	5.8	1.01	1.25	3.79	2.31	4.65	0.62	2.82	1.73	1.64	4.73	2.34	3.95	5.0	2.75	1.58	< п.о.	
Y	160	133	59.73	69.23	83	94	98	41.1	95	115.4	76.2	96	102	117	126	91.3	144.05	11.3	
Nb	58	49	25.70	20.3	23	20	32	811.76	34	47.52	22.21	25	62	32	37	35.26	45.95	38.2	
Та	8.4	6.6	2.88	2.48	2.89	2.45	4.0	61.8	6.2	7.05	2.50	3.52	8.4	5.4	5.5	5.75	6.03	3.32	
Nb/Ta	6.9	7.42	9	8.1	8	8.1	8	13	5.5	6.8	8.9	7.1	7.3	6	6.7	6.1	7.6	11.4	
Zr	142	149	175	151.9	169	190	183	152.1	150.0	156.6	162.5	122	155	137	126	164.9	170.7	45.8	
Hf	8.9	9.2	7.04	6.36	7.8	8.5	8.5	6.43	7.7	8.6	6.75	7.3	8.2	7.1	6.2	7.72	9.07	1.81	
Zr/Hf	15.6	16.5	25	23.4	21	22	21.5	23.6	19.4	18	23	16.7	19	19.5	20	20.5	19	22.5	
Th	39	51	33.90	28.73	45	44	46	23.55	31	48.00	29.0	38	35	37	42	36.73	52.09	17.36	
U	8.3	8.2	6.47	8.55	5.4	5.9	9.1	10.51	7.0	18.82	7.61	4.98	7.0	6.5	5.4	8.43	8.92	1.85	

Таблица 2. Химический состав зональных цвиттеров Бага-Газрынского массива (Монголия)

Флюорит характеризуется геохимическими различиями: из гранитов ранней и поздней фаз он содержит от 2.06 до 3.39 % Y, в цвиттерах от 0.1 до 1.83 %, в микроклинитах содержание Y во флюорите ниже предела обнаружения. Составы монацитов из разных типов пород имеют примеси до 0.5 % Fe, W, Sn, Si, Y (см. рис. 4, табл. 4, 5). Циркон цвиттеров отличается от циркона биотитовых гранитов и микроклинитов повышенным содержанием U = 0.70—1.25 % и имеет сложное зональное строение. Цирконы из всех типов пород имеют примеси Th, Fe, Ti, Ca, F, а содержание Y до 0.53 % в гранитах, до 0.87 % в центральной зоне цвиттера, 0.58 % в микроклинитах (табл. 6). Биотиты в отдельных типах пород различаются незначительно и содержат примеси Zr, Th, Y (табл. 7).

Компо-	1014- obl1-6	1014- obl4-5	1011- obl4-6	1011- obl4-10	957- obl1-7	951- obl1-8	951- obl4-2	1015-2-1	962-2-3	1016-2-5	1016-2- 5-10
нент	Граниты фа	і главной зы	Граниты і фаз	103дней ы]	Цвиттеры	1		Микро	слиниты
SiO ₂ , мас.%	69.29	65.29	69.57	66.62	65.60	70.16	67.93	65.58	69.57	65.45	65.77
K ₂ O	0.13	16.65	0.2	15.77	15.73	0.15	0.60	16.23	0.26	16.87	16.30
F	_			_	_		_	_	_	0.1	0.06
TiO ₂	_		_	0.1	_		_	_	_	0.1	0.01
Cr ₂ O ₃	_			_	_					0.16	0.08
ZrO ₂	_			_		0.1		0.1		_	0.02
CaO	_		_	_	_	0.11	0.94		0.2	_	_
Na ₂ O	11.16	0.36	11.2	0.91	0.91	10.91	10.43	0.46	10.85	0.16	0.28
FeO	_			0.1	0.05	_		0.1	0.2	_	0.09
ThO ₂	_									0.1	_
Y_2O_3	_			_				0.1		_	
Al_2O_3	19.38	17.67	18.98	18.14	17.78	19.23	20.54	18.28	19.32	17.84	18.03
Сумма	100.11	100.1	100.02	101.6	100.16	100.66	100.52	100.74	100.41	100.81	100.64
				Фо	рмульные	е количесті	за				
Si	12.1	12.1	12.12	12.17	12.1	12.13	11.83	12.04	12.07	12.1	12.08
Al	3.97	3.86	3.89	3.76	3.85	3.92	4.22	3.95	3.95	3.88	3.9
Fe (II)	0	0	0	0	0.008	0	0	0.015	0.03	0	0.014
Ca	0	0	0	0	0.07	0.02	0.17	0	0.04	0	0
Na	3.77	0.13	3.78	0.32	0.33	3.66	3.52	0.16	3.65	0.06	0.1
Κ	0.03	3.93	0.044	3.67	3.7	0.03	0.13	3.8	0.06	3.97	3.82
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	19.84	20.01	19.84	19.94	20.02	19.76	19.88	19.96	19.8	19.9	19.92
				Co	держание	миналов, ч	%				
An	0	0	0	0	0	0	4.58	0	0.99	0	0
Ab	99.24	3.18	98.84	8.06	8.08	98.56	91.94	2.54	97.47	1.42	2.54
Or	0.76	96.82	1.16	91.94	91.92	0.89	3.48	97.46	1.54	98.58	97.46

Таблица 3. Состав и коэффициенты в кристаллохимических формулах полевых шпатов из пород Бага-Газрынского массива

По сравнению с гранитами главной и поздней фаз в цвиттерах Бага-Газрына значительно возрастают содержания F, Sn и W, что обусловливает кристаллизацию в различных зонах этих грейзенов F-Li слюд, топаза, редко флюорита, а также касситерита и вольфрамита. Наряду с высокими содержаниями в цвиттерах фтора, они обогащены Li, Rb, Cs (см. рис. 4), которые концентрируются в Li слюдах, микроклине, а также рудными элементами Zn и Cu с появлением в породах сфалерита и халькопирита. Необходимо подчеркнуть, что высокозарядные элементы (Zr, Hf, Nb, Ta и Ti), а также Th, U не проявляют существенных различий в гранитах различных фаз и метасоматитах Бага-Газрына, поэтому Nb/Ta и Zr/ Нf отношения меняются в достаточно узких пределах в магматических и метасоматических породах. При этом значительного обогащения их танталом, свойственного Та-носным Li-F гранитам (Рудные горы в Германии, Жанчивлан в Монголии), не отмечается, а Nb/Ta отношение в них обычно заметно превышает 1 (6.8—8.4 в гранитах и 6.2—9.8 в метасоматитах). Исключение составляют шлировые пегматиты Бага-Газрына, в которых среднее содержание Ta = 58 г/т, а Nb/Ta = 1.2. Это согласуется с данными о наиболее высоком ресурсном потенциале тантала, связанном с редкометалльными пегматитами и Li-F гранитами, содержащими такие минералы, как танталит, колумбит, микролит и др. с Nb₂O₅/ Та₂O₅ < 1—3 [Ткачев и др., 2019]. Пегматиты Бага-Газрына с амазонитом обогащены также Li, Rb, Nb и W, фиксируя характерный для Li-F гранитов процесс дифференциации гранитной магмы на позднемагматическом этапе (см. рис. 4).

Зональные тела цвиттеров проявляют вполне определенные геохимические различия при сравнении отдельных зон, различающихся по минеральному составу. Максимально обогащены Li, Ta и Sn зоны грейзенизированного гранита вблизи контакта с ним жил, а также следующие за ним зоны цвиттера с



Рис. 4. Спайдер-диаграммы распределения элементов в метасоматитах Бага-Газрынского массива (Монголия).

1 — грейзенизированные граниты, 2 — биотитовые цвиттеры, 3 — топазовые цвиттеры, 4 — центральная зона цвиттера, 5 — микроклиниты, 6 — амазонит-альбитовые пегматиты. А — поле гранитоидов многофазного Бага-Газрынского плутона; В — поле главных разновидностей гранитоидов многофазного Бага-Хэнтэйского плутона. Средние содержания элементов по каждому типу пород нормированы на средний состав континентальной коры [Rudnick, Gao, 2003]. На диаграмме показаны средние составы нижней (LC) и верхней (UC) континентальной коры.

биотитом и топазом (см. табл. 2, рис. 4). В центральной преимущественно кварцевой зоне жил цвиттеров отмечаются отдельные высокие содержания Sn (до 403 г/т) и W (до 1600 г/т), но в среднем их концентрации, а также Li, Rb, Cs, Ta и Nb существенно ниже по сравнению с промежуточными зонами грейзенов с циннвальдитами и топазами. Однако в указанной центральной зоне содержания Ba, Sr и LREE резко уменьшаются из-за отсутствия в ней минералов-концентраторов этих элементов (табл. 8, 9). Вместе с тем процесс геохимической эволюции Бага-Газрынского массива направлен в сторону обогащения поздних метасоматических пород тяжелыми лантаноидами. Это наиболее отчетливо выражено в поздних микро-клинитах, которые содержат минералы-концентраторы REE: монацит, колумбит, флюорит.

Всем породам массива на мультиэлементных спектрах свойственно наличие глубокого минимума Eu, Ba и Sr (см. рис. 4), отражающего длительное эволюционное развитие многофазного плутона при фракционировании из гранитных расплавов полевых шпатов и постепенном исчезновении их в процессах формирования зональных тел грейзенов (цвиттеров) от грейзенизированных гранитов до центральных кварцевых зон.

Специально необходимо дать анализ распределения главных рудных элементов Sn и W в различных типах пород рудоносного Бага-Газрынского массива. На диаграмме Sn—W (рис. 5) граниты обеих фаз образуют компактное поле с наиболее низкими содержаниями обоих элементов по сравнению с поздними метасоматическими породами. В большинстве анализов пород гранитного состава концентрации Sn и W превышают их средний кларковый уровень в гранитоидах, а наиболее высокое содержание W отмечено в амазонит-альбитовом пегматоиде (18.9 г/т). По сравнению с вмещающими гранитами массива среди зональных тел цвиттеров наиболее высокие содержания Sn установлены в грейзенизированных гранитах, а также в зонах, обогащенных слюдой и топазом, в которых достигаются максимальные концентрации рудного элемента (4824—9992 г/т). В зоне биотитовых цвиттеров в большинстве проб содержания Sn и W заметно снижаются, однако в отдельных пробах с вольфрамитом в этой зоне зафиксированы максимальные концентрации W (до 27000 г/т). На приведенной диаграмме (см. рис. 5) обособлено находится большинство проб из центральной кварцевой зоны цвиттера, которой обычно завершается процесс грейзенизации. Породы этой зоны близки по уровню содержаний Sn зонам с биотитом и топазом, однако, как правило, обогащены W (до 1600 г/т).

Микроклиниты Бага-Газрына в отличие от грейзенов заметно обеднены W, при этом намечается отчетливо выраженный тренд роста концентраций Sn по мере уменьшения в метасоматитах W. Это характерно как для микроклинитов, так и для биотитовых с топазом цвиттеров (см. рис. 5). Таким образом, на основании проведенных минералого-геохимических исследований гранитоидов и метасоматиче-

		Гран	ИТЫ			Upurranu	Mukrokuluutu		
Элемент	главно	й фазы	позднеі	і фазы		цвинсры		микро	КЛИНИТЫ
	1014-2	952-3	1011-3	957-3	957-1	959-3	962-2	1013-18	1013-12
К, мас. %				0.20				0.34	0.20
F	50.73	50.36	51.10	51.64	49.14	51.12	50.87	47.51	46.86
Ca	46.89	46.54	45.18	44.68	51.13	47.39	47.34	51.94	52.64
Na	0.10		0.22	0.11		0.10	0.30	—	—
Th	0.10		_	0.20	0.10		0.20	0.10	—
Y	2.98	2.06	3.39	2.58	0.10	1.27	1.83	—	—
Сумма	100.81	99.14	100.02	100.08	100.56	100.88	100.65	100.11	100.29

Таблица 4. Состав флюоритов из разных типов пород Бага-Газрынского массива (Монголия)

Таблица 5. Состав монацитов в гранитах и цвиттерах Бага-Газрынского массива (Монголия)

Vouvour	Граниты гл	авной фазы	Цвиттеры									
компонент	1014-1-5	1014-4-2	962-3-4	1012-1-7	1012-3-1	1015-7-1	1015-7-2	1015-7-5				
La ₂ O ₃ , мас. %	15.21	13.64	16.02	15.67	15.68	16.97	15.67	14.35				
Ce ₂ O ₃	34.52	34.57	33.77	35.55	33.80	35.76	35.95	35.02				
Nd_2O_3	10.82	13.38	9.75	12.70	11.23	11.71	13.06	14.69				
Y_2O_3	0.22	1.70	0.51	0.10	0.22	0.46	0.40	0.64				
ThO ₂	5.46	3.64	8.08	2.95	6.32	3.31	2.68	4.19				
P_2O_5	28.96	28.82	29.38	29.43	29.71	29.60	29.34	28.11				
SiO ₂	1.31	1.04	0.70	0.35	0.49	0.73	0.46	0.21				
FeO	0.69	0.22	—	0.10	0.30	0.10	0.20	0.14				
CaO	0.10	0.10	1.00	0.50	0.73		0.10	0.22				
F	0.20	0.10	—	_	_	_	_					
SnO_2	0.10	0.11	—	0.14	0.10	_	_	0.10				
WO ₃	_	0.14		_	_	_	0.10					
Сумма	97.27	97.20	98.85	97.24	98.23	98.29	97.45	97.34				

Таблица 6. Средний состав цирконов из разных типов пород Бага-Газрынского массива

	Гран	ИТЫ		Цвиттеры	Цвиттеры Центральная кварцевая зона (7) Микроклиния 32.85 30.52 34.09 0.10 0.63 0.23 0.21 0.22 0.15 63.57 63.81 64.69 0.10 0.35 — 0.88 0.45 — — 0.30 0.26 — 0.87 0.58 0.55 1.25 0.48 — 0.10 — 99.63 98.22 100.51	
Компонент	главной фазы (10)	поздней фазы (8)	Биотитовая зона (5)	Биотит-полевошпат- топазовая зона (7)	Центральная кварцевая зона (7)	Микроклиниты (9)
SiO ₂ , мас. %	34.88	33.82	34.66	32.85	30.52	34.09
F	0.12	0.56	_	0.10	0.63	0.23
TiO ₂	0.11	0.25	—	0.21	0.22	0.15
ZrO ₂	64.22	63.04	65.44	63.57	63.81	64.69
CaO		0.17	—	0.10	0.35	—
FeO	0.29	0.86	0.10	0.88	0.45	—
ThO ₂	0.30	0.55	—		0.30	0.26
Y ₂ O ₃	0.37	0.53	0.20		0.87	0.58
UO ₂	0.10	0.27	—	0.55	1.25	0.48
Al ₂ O ₃		0.25	—		0.10	
Сумма	100.35	100.08	100.39	99.63	98.22	100.51

Примечание. В скобках указано количество проб.

Vourouour	Гра	НИТЫ	Upurrant (21)	
Romitoheni	главной фазы (7)	поздней фазы (12)	цвиперы (21)	Микроклиниты (11)
SiO ₂ , мас. %	38.66	38.10	38.66	42.88
K ₂ O	9.82	9.73	9.82	9.95
F	4.85	3.10	4.85	5.73
TiO ₂	1.03	1.89	1.03	0.03
Cr ₂ O ₃	0.16	_		0.05
ZrO ₂		_	0.20	—
CaO		_	_	_
Na ₂ O	0.11	0.17	0.11	0.18
FeO	23.77	26.87	23.77	19.10
MnO	0.53	0.78	0.53	0.68
ThO ₂		0.21	_	_
Y_2O_3	0.05	_	_	_
MgO	0.25	0.34	0.30	0.11
Al_2O_3	19.88	18.67	19.88	22.13
Сумма	97.07	98.59	99.14	98.42
		Формульные количест	ва	
Si	6.030	5.900	6.02	6.370
Al	1.970	2.100	1.97	1.630
Al	1.680	1.310	1.67	2.240
Ti	0.120	0.220	0.12	0.003
Fe (II)	3.100	3.480	3.1	2.370
Mn	0.070	0.100	0.07	0.080
Mg	0.060	0.080	0.07	0.024
Na	0.033	0.051	0.033	0.052
К	1.950	1.920	1.952	1.880
F	2.400	1.520	2.39	2.700
Сумма	15.020	15.160	15.02	14.660

Таблица 7. Средний состав биотитов из разных типов пород Бага-Газрынского массива

Примечание. В скобках указано количество проб.

Таблица 8. Редкоземельные элементы гранитов и микроклинитов Бага-Газрынского массива (Монголия)

Эле-	Гр	аниты г.	лавной ф	азы	Лейко	огранит	ъ поздне	ей фазы			Μ	Іикроклин	ИТЫ		
мент	952	1014	1033	1045	957	1011	1021	1032	1013	1016	1016/2	1038	1039	1040	1044
La, г/т	31	36	36.15	21.4	32	24	38.53	36.6	18	14.3	45	161.45	48.87	89.68	65.00
Ce	69	83	88.75	54.91	69	66	83.23	95.72	44	32	103	446.78	98.15	224.16	154.95
Pr	9.2	10.4	10.82	7.11	9.3	8.6	10.7	11.22	5.8	3.67	12.6	62.11	15.15	25.41	19.58
Nd	36	38.00	40.36	26.76	37	32.00	39.33	40.72	22.00	12.9	47.0	267.35	58.43	86.55	69.67
Sm	10.9	9.4	10.1	6.7	11.1	10.2	10.7	10.8	6.1	2.82	12	101.25	15.1	16.97	16.18
Eu	0.1	0.15	0.3	0.19	0.09	0.08	0.12	0.13	0.22	0.11	0.37	1.57	0.31	0.28	0.37
Gd	13.2	9.7	10.1	6.7	13.5	11.2	11.34	12.23	6.5	2.48	12.8	110.72	16.77	13.10	15.03
Tb	2.6	1.86	1.93	1.32	2.67	2.59	2.28	2.51	1.38	0.47	2.57	22.77	3.57	2.11	2.66
Dy	19.0	13.90	13.32	8.74	20.0	20.0	16.47	18.51	10.10	3.42	19.0	157.83	26.1	13.03	18.14
Но	4.33	3.04	2.82	1.91	4.58	4.68	3.7	4.12	2.16	0.73	3.97	30.98	5.83	2.63	3.94
Er	15	10.1	9.56	6.37	16	16	13.07	14.12	7.1	2.47	13	100.33	19.41	8.44	12.76
Tm	2.51	1.68	1.49	0.96	2.65	2.9	2.15	2.4	1.13	0.42	2.06	16.60	3.05	1.34	2.0
Yb	18	11.3	10.0	6.67	19	21	15.61	16.86	7.7	3.24	14	114.88	21.40	8.86	14.1
Lu	2.72	1.74	1.44	1.03	2.72	3.2	2.27	2.58	1.16	0.46	2.07	16.38	3.07	1.32	2.03
Сумма REE	234	230	237.10	150.76	239	223	249.48	268.55	133	80	289	1611.01	335.20	493.87	396.39
La/Yb	1.72	3.19	3.62	3.21	1.68	1.14	2.47	2.17	2.34	4.41	3.21	1.4	2.29	10.12	4.64

	1 1037	'2 12.4	2 30.15	3 3.82	11 13.9	27 3.06	1 0.06	34 2.32	3 0.4	1 2.48	8 0.52	16 1.70	1 0.24	6 1.78	2 0.27	.5 73.12	2 6.97
	103	35.7	86.	11.	42.0	12.2	0.1	13.8	2.8	21.	4.8	16.1	2.7	18.	2.8.	270.	1.9
	1030	48.23	112.7	13.4	47.4	11.55	0.14	11.7	2.2	15.1	3.31	11.13	1.82	12.6	1.85	293.2	3.81
	1026	34.37	70.45	7.40	24.88	5.21	0.07	5.48	1.02	7.07	1.57	5.52	0.87	6.0	0.93	170.8	5.73
	961	37	73	9.8	37	10.2	0.3	12.0	2.4	18.0	4.01	14.0	2.25	16	2.23	239	2.31
(MAILUN)	960	47	91	11.8	44	11.4	0.16	12.6	2.5	18.0	4.0	13.3	2.23	16	2.3	277	3.0
	955	61	103	13.4	48.00	12.4	0.16	11	1.9	13.10	2.69	9.0	1.53	11.3	1.74	290	5.4
MAULIND	954	31	63	8.2	30	7.9	0.1	9.0	1.76	12.7	2.89	10	1.73	12.9	1.84	193	2.4
	1034	46.83	110.8	13.31	46.9	10.75	0.26	10.62	1.93	12.94	2.73	90.6	1.44	9.20	1.41	278.23	5.1
radep 1-1	1029	28.20	72.8	9.34	36.6	10.87	0.09	12.57	2.61	18.73	4.27	14.54	2.36	16.32	2.54	231.94	1.73
av Dal e	963	33	99	8.6	32	9.7	0.08	11.4	2.34	18.0	3.98	14.0	2.26	16	2.36	220	2.06
darrug	962	45	104	12.7	47.0	11.3	0.13	11.1	2.2	16.0	3.53	11.7	1.92	13.6	2.10	282	3.31
	1042	18.95	51.2	6.80	26.70	6.91	0.16	7.1	1.36	9.23	2.06	6.82	1.14	8.1	1.26	147.8	2.34
	1023	21.2	50.3	6.82	25.62	7.33	0.07	8.62	1.85	14.14	3.34	12.01	1.95	14.0	2.16	169.4	1.51
	1015	49	110	13.6	50.0	11.8	0.36	11.6	2.22	16.0	3.44	11.2	1.80	12.4	1.87	296	3.95
	1012	47	108	13.0	48.0	11.4	0.28	11.4	2.18	16.0	3.44	11.1	1.84	12.1	1.86	287	3.88
IIIIIIIIIII	959	44	99.0	12.2	45.0	10.5	0.26	10.2	1.91	13.9	2.91	9.7	1.50	10	1.56	263	4.4
COVIDO T	1041	33.07	86.3	10.87	40.4	10.12	0.24	10.32	1.95	13.0	2.88	9.08	1.42	9.62	1.38	230.8	3.44
	1036	37.0	92.92	11.4	41.5	10.00	0.25	9.44	1.7	11.62	2.49	8.11	1.24	8.53	1.27	237.4	4.33
	958	29	61	8.5	33	10.1	0.08	11.1	2.37	18.0	4.07	14.6	2.55	18	2.76	216	1.61
	951	30	64	8.2	30.0	~	0.09	9.0	1.9	14.5	3.30	11.2	1.84	13.2	2.02	197	2.27
י א ה א ה א ה א ה א ה א ה ה ה ה ה ה ה ה	Элемент	La, г/т	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu	Cymma REE	La/Yb

ских пород Бага-Газрынского массива можно констатировать различную рудную продуктивность магматического этапа формирования гранитов и метасоматитов, различающихся минеральными ассоциациями (зональные цвиттеры и микроклиниты). При этом при формировании гранитов не происходит значительного обогащения поздних пород Sn, свойственного цвиттерам с биотитом и топазом и микроклинитам, при одновременном уменьшении в них содержаний W. Следовательно, эти метасоматиты специализированы в значительной степени в отношении олова. Завершение процесса грейзенизации с образованием центральных преимущественно кварцевых зон цвиттеров характеризуются резко выраженной специализацией в отношении вольфрама, где чаще отмечается вольфрамит и высокие рудные концентрации этого элемента.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проблема происхождения рудогенерирующих магм относится к числу фундаментальных проблем геологической науки. Определенный вклад в ее решение вносит изучение редкометалльных гранитов различных вещественных типов, образующих многофазные массивы, в связи с процессами дифференциации расплавов на уровне магматических очагов либо промежуточных камер, а также ярко выраженная минералого-геохимическая специализация с сопутствующей рудной минерализацией. В апикальных частях магматических тел граниты Li-F геохимического типа нередко обогащены литофильными редкими элементами (Li, Rb, Sn, W, Nb, Ta, Be, F и др.). Классические примеры месторождений этих элементов известны в Рудных горах (Германия, Чехия), Центральном французском массиве (Франция), Корнуолле (Англия), Забайкалье и Монголии, где они пространственно и по возрасту часто тесно связаны с интрузиями редкометалльных гранитов и жильными сериями пегматитов.

В большинстве рудоносных провинций Европы, Америки и Центральной Азии (Забайкалье, Прибайкалье, Монголия, Алтай, Казахстан, Китай и др.) исследовались редкометалльные Li-F граниты, обогащенные рудными акцессорными минералами и ответственные за генерирование рудоносных растворов в процессе эволюции гранитного магматизма [Коваленко и др., 1999; Ярмолюк, Кузьмин, 2012; Сырицо, Баданина, 2013; Владимиров и др., 2019; Анникова и др., 2019; и др.]. Центрально-Азиатский редкометалльно-гранитно-пегматитовый пояс формировался с середины палеозоя вплоть до



Рис. 5. Корреляция Sn—W в разных типах магматических и метасоматических пород Бага-Газрынского массива.

1 — граниты главной фазы, 2 — лейкократовые граниты поздней фазы, 3 — амазонит-альбитовые пегматиты, 4 — грейзенизированные граниты, 5 — биотитовые цвиттеры, 6 — топазовые цвиттеры, 7 — центральная зона цвиттера, 8 микроклиниты. Выделено поле гранитов обеих фаз Бага-Газрынского массива для сравнения с ними особенностей распределения Sn и W в метасоматитах (различные зоны цвиттеров и микроклиниты).

начала раннего мела как следствие последовательной постколлизионной активизации орогенных сооружений. С учетом гипотезы смешанного ювенильно-корового происхождения гранитоидных расплавов миграция ареалов редкометалльно-гранитового магматизма отражает, вероятно, процесс взаимодействия мантийных и коровых магм [Коваленко и др., 1999].

Гранитоиды многофазного Бага-Хэнтэйского плутона (Монголия) в центральной части раннемезозойского ареала магматизма, в периферической зоне которого расположен Бага-Газрынский массив, относятся к геохимическому типу палингенных образований известково-щелочного ряда [Таусон, 1977]. Все гранитоидные фазы Бага-Хэнтэя не показывают больших различий по своим геохимическим характеристикам, и поле их составов перекрывает либо расположено близко к среднему составу верхней континентальной коры (см. рис. 4), что подтверждает их преимущественно коровое происхождение. По данным изотопно-геохимических исследований [Коваленко и др., 1999, 2003] в образовании Бага-Хэнтэйского плутона и его магматического обрамления участвовали мантийные и коровые источники расплавов. При высокой степени плавления протолита раннекаледонской континентальной коры Хэнтэйского прогиба формировались гранодиориты ядра ареала (1-я фаза Бага-Хэнтэя). Бага-Хэнтэйский массив является частью Дауро-Хэнтэйского батолита, образование которого связывается с воздействием Монгольского плюма на нижние горизонты континентальной коры в зоне коллизионного сжатия, возникшей при закрытии Монголо-Охотского океана [Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. Здесь же в центральной части ареала изучены редкометалльные Li-F граниты Хэнтэйской интрузии, в которых по сравнению с Бага-Газрынскими гранитами концентрирование характерных для этого типа пород элементов проявлено в незначительной степени, но они в большей мере обогащены высокозарядными элементами Zr, Hf, Nb, Zn, Th, U, что указывает на возможный глубинный источник накопления этих элементов [Антипин и др., 2019].

Граниты исследуемого Бага-Газрынского массива на периферии данного магматического ареала, где широко были проявлены процессы рифтогенеза, уже на ранней стадии формирования пород обогащены многими редкими элементами (Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, Th, U), а также фтором и HREE относительно их средних концентраций в верхней континентальной коре (см. табл. 1, рис. 4). В отличие от гранитоидов Бага-Хэнтэйского плутона, расположенного в ядре ареала, гранитам Бага-Газрына свойственны глубокие минимумы содержаний Ba, Sr, La и Eu, что является характерной особенностью Li-F гранитов. Геохимическая эволюция массива Бага-Газрын в постмагматическую стадию характеризуется наиболее интенсивным обогащением грейзенов и микроклинитов литофильными и рудными элементами (Sn, W, Zn) с формированием генетически связанной со становлением массива концентрированной минерализации.

Формирование редкометалльных магм в последнее время связывают с образованием глубинных CO₂—H₂O—F-содержащих флюидов в процессе воздействия мантийного диапира на породы нижних горизонтов континентальной коры при участии коровых компонентов [Коваленко и др., 1999; Cuney, Barbey, 2014; Antipin et al., 2016]. Редкометалльные Li-F граниты широкое развитие получили во внутриплитной геодинамической обстановке Центральной Азии (Прибайкалье, Забайкалье, Монголия), где по геохимическим характеристикам они резко отличаются от раннепалеозойских коллизионных гранитоидов, формирующихся при плавлении верхней континентальной коры [Антипин, Перепелов, 2011; Макрыгина, Антипин, 2018].

Многофазные крупные массивы рудоносных Li-F гранитов Центральной Монголии (Бага-Газрынский, Жанчивланский и др.) расположены в рифтовом обрамлении зонального ареала с находящимся в его центре Бага-Хэнтэйским плутоном известково-щелочных гранитоидов, являющимся частью Дауро-Хэнтэйского батолита.

выводы

Бага-Газрын является модельным примером рудоносного массива в периферической части зонального раннемезозойского магматического ареала и формировался в геологической обстановке в пределах рифтовой области под воздействием одного из плюмов Центрально-Азиатского горячего поля мантии [Ярмолюк, Кузьмин, 2012]. Поэтому при сопоставлении гранитоидов Бага-Хэнтэйского и Бага-Газрынского плутонов необходимо учитывать различия геодинамических процессов, определивших их образование и геохимические особенности пород в различных частях тектономагматического ареала.

Петрогеохимические различия в составе продуктов палингенного гранитообразования отражены в слабой дифференцированности пород Бага-Хэнтэйского плутона, что могло определяться условиями анатексиса и последующим формированием расплавов в обстановке коллизионного сжатия. Магматические расплавы Бага-Газрынского массива формировались в рифтогенной обстановке растяжения, благоприятствовавшей их дифференциации и проникновению в верхние горизонты коры рудоносных растворов, формирующих концентрированную минерализацию Sn и W. В рифтовой зоне повышенной проницаемости южной части ареала под воздействием мантийного плюма проявлены процессы флюидно-магматического взаимодействия, когда под влиянием высокотемпературных глубинных процессов происходит плавление корового субстрата, определяющее геохимические особенности интрузий редкометалльных гранитов. Вероятно, образование гранитной магмы, обогащенной литофильными элементами, может происходить при небольших степенях плавления нижнекорового субстрата.

На примере массива Бага-Газрын показано, что формирование многофазных плутонов происходит в более верхних горизонтах земной коры, где в магме глубоко проявлены процессы ее дифференциации, а насыщение растворов летучими компонентами может приводить к образованию в постмагматическую стадию метасоматитов различной щелочности (грейзены-цвиттеры, микроклиниты, альбититы), продуцирующих редкометалльную минерализацию (Sn, W, Li, Ta, Nb). На примере раннемезозойского ареала магматизма Монголии можно предположить, что процессы гранитообразования и ассоциирующей редкометалльной минерализации обусловлены взаимодействием глубинных флюидов с веществом корового материала и последующей длительной эволюции гранитных магм.

Авторы выражают благодарность за помощь в проведении экспедиционных работ Б. Болдбаатару. Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту IX.129.1.3. (0350-2019-0007) и при поддержке РФФИ (грант 19-05-00172).

ЛИТЕРАТУРА

Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Смирнов С.З., Ойцева Т.А., Михеев Е.И., Джес Е.Н., Травин А.В., Дьячков Б.А., Маслов В.И., Гертнер И.Ф. Геология и минералогия Ново-Ахмировского месторождения литиевых топаз-циннвальдитовых гранитов (Восточный Казахстан) // Литосфера, 2019, № 2, с. 304—326.

Антипин В.С., Перепелов А.Б. Позднепалеозойский редкометалльный гранитоидный магматизм Южного Прибайкалья // Петрология, 2011, т. 19, № 4, с. 386—398.

Антипин В.С., Перепелов А.Б., Горегляд А.В. Редкометалльные амазонит-альбитовые граниты хр. Бага-Хэнтэй (МНР) // Геология и геофизика, 1989 (4), с. 64—69.

Антипин В.С., Кузьмин М.И., Одгэрэл Д., Кущ Л.В., Шептякова Н.В. Сравнительная геохимическая характеристика и генезис крупных многофазных плутонов в ядрах и на периферии разновозрастных ареалов Монголо-Охотского складчатого пояса // ДАН, 2019, т. 487, № 4, с. 69—74.

Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Мурзинцев Н.Г., Травин А.В., Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Гаврюшкина О.А., Ойцева Т.А. Возрастные рубежи и оценка длительности формирования Калгутинской Мо-W рудно-магматической системы (Алтай): термохронология и математическое моделирование // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (8), с. 1126—1152.

Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, Наука, 1977, 206 с.

Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Гундсамбуу Ц., Цеден Ц., Буян Ч., Горегляд А.В., Черная Л.И., Владыкин Н.В. Геохимическая характеристика цвиттеров — нового типа оловорудных метасоматитов Монголии (состав, зональность, парагенезисы) // Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 3, с. 690—693.

Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология, 1999, т. 7, № 4, с. 401—429.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В., Ханчук А.И. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 2. Петрология и геохимия // Петрология, 2003, т. 11, № 3, с. 227—254. Коваль П.В., Антипин В.С., Цыпуков Ю.П., Смирнов В.Н. Геологическое строение и вещественный состав Бага-Хэнтэйского батолита (МНР) // Геология и геофизика, 1978 (5), с. 68—78.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 153—184.

Макрыгина В.А., Антипин В.С. Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Прибайкалья. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2018, 248 с.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977, 280 с.

Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В. Геохимия летучих и фтора в эндогенных процессах. Ч. 1. Фтор. СПб, Изд-во СПб ун-та, 2013, 56 с.

Ткачев А.В., Рундквист Д.В., Вишневская Н.А. Особенности суперконтинентальных циклов в металлогении тантала // ДАН, 2019, т. 486, № 1, с. 69—73.

Томуртогоо О. Тектоническая карта Монголии, м-б 1:1000000. Академия наук Монголии, Агентство минеральных ресурсов Монголии, 2002.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений, 2012, т. 54, № 5, с. 375—399.

Antipin V., Gerel O., Perepelov A., Odgerel D., Zolboo Ts. Late Paleozoic and Early Mesozoic raremetal granites in Central Mongolia and Baikal region: review of geochemistry, possible magma sources and related mineralization // J. Geosci., 2016, v. 61, p. 105—125.

Cuney M., Barbey P. Uranium, rare metals, and granulite-facies metamorphism // Geosci. Front., 2014, v. 5, p. 729—745.

Gerel O., Kanisawa S., Ishikawa K. Petrological characteristics of granites from the Avdrant and Janchivlan plutons, Khentei Range, Central Mongolia // Problems of geodynamics and metallogeny of Mongolia. Transactions of the Institute of Geology and Mineral Resources, Mongolian Academy of Sciences. Ulaanbaatar, 1999, v. 13, p. 34—39.

Govindaraju K. Compilation of working values and sample description for 383 geostandards // Geostand. Newslett., 1994, v. 18, Spec. Issue, p. 1–158.

Machowiak K., Stawikowski W., Achramowicz S. Late Triassic ⁴⁰Ar–³⁹Ar ages of the Baga-Gazryn Chuluu granites (Central Mongolia) // J. Geosci., 2012, v. 57, p. 173–188.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian // Treatise on geochemistry. V. 3. The crust. Oxford, Elsevier-Pergamon, 2003, p. 1—64.

Поступила в редакцию 30 ноября 2019 г., принята в печать 10 марта 2020 г.