

## РЕДКОМЕТАЛЛНЫЕ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫЕ ГРАНИТЫ В ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОМ, РАННЕМЕЗОЗОЙСКОМ И ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОМ АРЕАЛАХ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В.С. Антипин<sup>1</sup>, М.И. Кузьмин<sup>1</sup>, Д. Одгэрэл<sup>2</sup>, Л.В. Кушч<sup>1</sup>, Н.В. Шептякова<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup>Institute of Geology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar 15160, Mongolia

Редкометалльные граниты Li-F типа в Центрально-Азиатском складчатом поясе формировались в разновозрастных ареалах гранитоидного магматизма и охватывают большой возрастной интервал (321—134 млн лет). Li-F граниты образуют крупные многофазные массивы (Жанчивланский, Бага-Газрынский) и малые интрузии, они выделяются по своим минералого-геохимическим характеристикам, обогащены Sn, W, Li, Rb, Ta, Nb и являются рудоносными в отношении концентрированной минерализации на позднемагматическом и постмагматической стадиях эволюции гранитного магматизма. Среди позднепалеозойских и мезозойских массивов (Харагульский, Уругудеевский, Безымянский, Хэнтэйский, Тургинский) малые интрузии представлены Li-F гранитами повышенной щелочности и обогащены Zr, Nb, Hf, Th, U и REE, которые отличаются от типичных рудоносных Li-F гранитов минеральными ассоциациями и геохимическими особенностями. Эти граниты правомерно выделять в отдельный подтип редкометалльных гранитов. Независимо от геохимической специализации исследуемые Li-F граниты Центральной Азии отличаются от типичных коллизионных гранитоидов, формирующихся при плавлении верхней континентальной коры. При оценке источников магм с различными геохимическими характеристиками рассмотрено влияние процессов мантийно-корового взаимодействия на формирование редкометалльных гранитов. В эволюции Li-F гранитного магматизма важная роль придается глубинным флюидам, содержащим редкие элементы, и процессам значительной магматической дифференциации гранитной магмы в коровых промежуточных камерах, что является благоприятным условием для генерации ассоциирующей редкометалльной минерализации.

*Магматизм, геодинамика, батолит, интрузия, палеозой, мезозой, Li-f граниты, геохимический тип*

### RARE-METAL Li-F GRANITES IN THE LATE PALEOZOIC, EARLY MESOZOIC, AND LATE MESOZOIC MAGMATIC AREAS OF CENTRAL ASIA

V.S. Antipin, M.I. Kuzmin, D. Odgerel, L.V. Kushch, N.V. Sheptyakova

In the Central Asian Orogenic Belt, Li-F granites formed in magmatic areas of different ages within a wide time interval, 321–134 Ma. The Li-F granites compose large multiphase plutons (Janchivlan and Baga-Gazriin Chuluu) and small intrusions, have specific mineralogic and geochemical characteristics, and show enrichment in Sn, W, Li, Rb, Ta, and Nb, thus forming concentrated mineralization at the late magmatic and postmagmatic stages. The late Paleozoic and Mesozoic small intrusions (Kharagul, Urugudei, Bezmyanski, Henteyn, and Turga) are high-alkali Li-F granites enriched in Zr, Nb, Hf, Th, U, and REE, which differ from ore-bearing Li-F granites in mineral assemblages and geochemical features. Such granites can be classified as an individual subtype of rare-metal granites. Irrespective of geochemical characteristics, the Li-F granites of the studied provinces in Central Asia are geochemically different from typical collision-related granites resulting from the melting of the upper continental crust. It is shown that the formation of rare-metal magmas with different geochemical characteristics is related to the mantle–crust interaction. The geochemical evolution of Li-F granites is significantly contributed to by the activity of mantle fluids containing trace elements and by the differentiation of granitic magma in the crustal intermediate chambers, which is favorable for the formation of associated rare-metal mineralization.

*Magmatism, geodynamics, batholith, intrusion, Paleozoic, Mesozoic, Li-F granites, geochemical type*

## ВВЕДЕНИЕ

Li-F граниты впервые были выделены при разработке геохимической классификации гранитоидов Монголии как рудоносный тип, в генетической связи с которым ассоциирует Sn, W, Li и Ta-Nb минерализация в различных регионах Центральной Азии [Редкометалльные..., 1971; Таусон, 1977]. Ра-

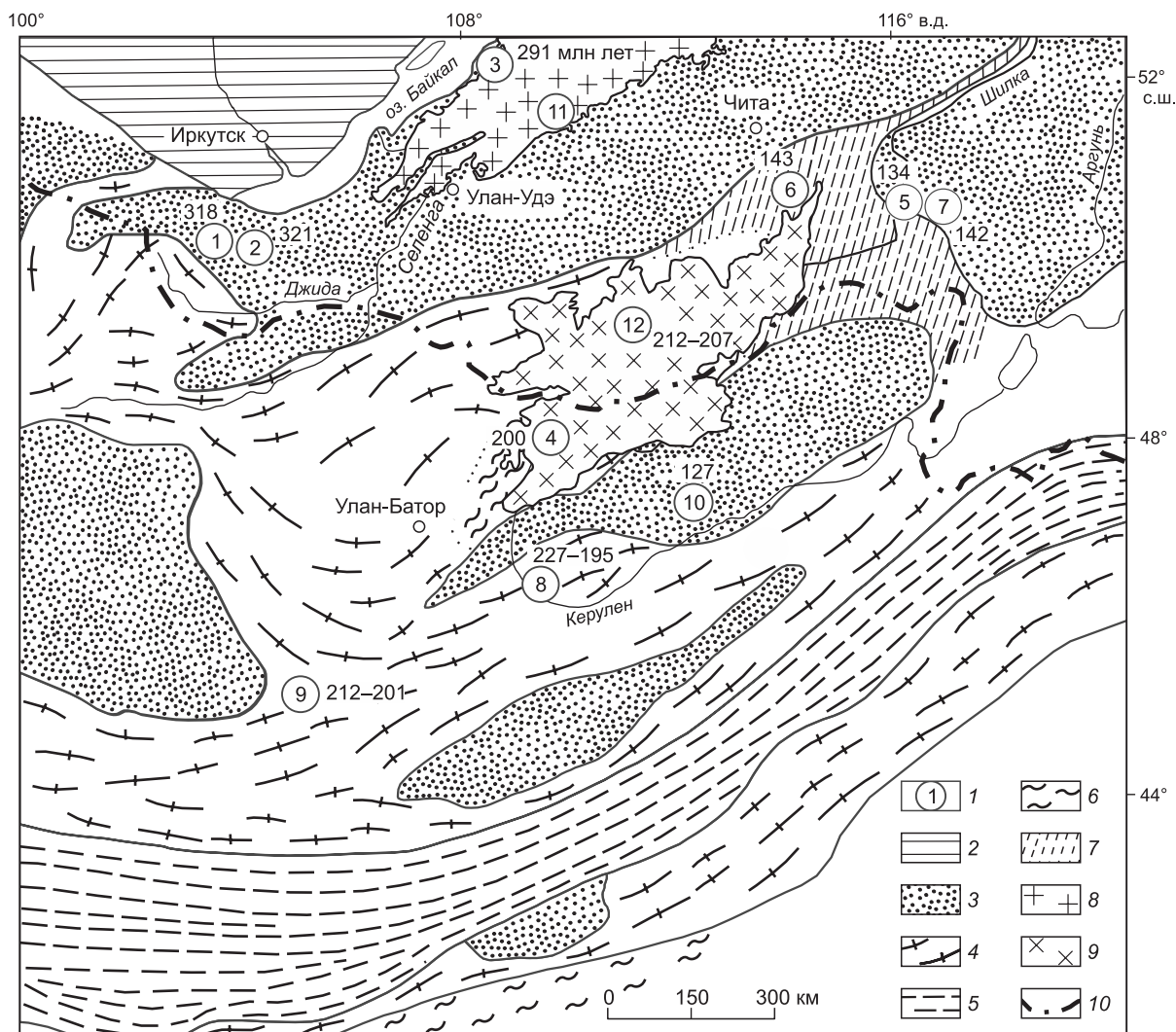
нее эта ассоциация редкометалльных пород определялась как «апограниты», для которых продолжалась дискуссия об их послемагматическом метасоматическом генезисе [Беус и др., 1962]. Интерес к этим образованиям гранитного магматизма особенно возрос в связи с обнаружением и исследованием в Восточной Монголии (р-н Онгон-Хайрхан) их субвулканических аналогов — онгонитов, свидетельствующих о вероятности магматического генезиса этих кремнекислых пород [Коваленко и др., 1971; Коваленко, Коваленко, 1976], а также проявлением в геологической связи с ними близким к ним по минеральному составу и геохимическим характеристикам редкометалльных жильных пегматитов. При этом большое внимание уделяется анализу широких вариаций изотопного возраста, минерало-геохимических особенностей и петрогенезису гранитов, обогащенных фтором и редкими металлами. В Центрально-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП) фанерозойский гранитоидный магматизм интенсивно развивался в форме мезоабиссальных батолитов, в обрамлении которых распространены вулканоплутонические комплексы пород различной щелочности и основности, интрузии средних и малых глубин и интрузивно-дайки с редкометалльными гранитами, образующие зонально-построенные магматические ареалы [Ярмолюк, Коваленко, 2003; Ярмолюк, Кузьмин, 2012].

В настоящее время установлен широкий возрастной интервал формирования Li-F гранитов, проявления которых исследовались в позднепалеозойском (Прибайкалье), раннемезозойском (Монголия) и позднемезозойском (Монголия и Забайкалье) ареалах гранитоидного магматизма Центральной Азии [Коваленко, 1977; Коваленко и др., 1999; Gerel et al., 1999; Антипин, Перепелов, 2011; Ярмолюк, Кузьмин, 2012; Antipin et al., 2016; Сырица и др., 2021]. Все массивы и небольшие интрузии редкометалльных гранитов расположены в пределах складчатого обрамления южной части Сибирского кратона. Важной их особенностью является отсутствие зависимости от состава разновозрастных вмещающих пород, которые в разных регионах представлены разнообразными вулканоплутоническими, метаморфическими и осадочными сериями. По имеющимся данным можно также констатировать заметное омоложение возраста проявлений Li-F гранитов в направлении от позднепалеозойского (Прибайкалье) к позднемезозойскому (Восточное Забайкалье) ареалам распространения гранитоидов. На основе выявленных закономерностей развития редкометалльно-гранитного магматизма в данной работе проведен сравнительный геолого-петрологический и минерало-геохимический анализ происхождения и эволюции гранитов Li-F геохимического типа с учетом критериев генетической связи с ними редкометалльной минерализации на огромных территориях проявления ареалов гранитоидного магматизма Центральной Азии. Для решения этой проблемы в статье приводятся новые геохимические данные пород и анализ различных минералов в гранитах, чему в прежних публикациях уделялось недостаточно внимания. На этой основе оценена также возможность процессов мантийно-корового взаимодействия при формировании редкометалльных гранитоидов литий-фтористого типа.

**Методика исследований.** Авторами проведено геологическое картирование ключевых участков развития различных типов гранитоидов с представительным отбором образцов и геохимических проб на изучаемых объектах. Специальное внимание уделено детальному опробованию редкометалльных пород Прибайкалья, Монголии и Забайкалья, по которым отсутствовали представительные материалы и прецизионные минерало-геохимические данные. Проведено сравнение Li-F гранитов с гранитоидами других геохимических типов, формирующихся в различных геотектонических условиях. Силикатные анализы выполнены классическим химическим методом (аналитики Г.А. Погудина, Т.В. Ожогина) и РФА (аналитик А.Л. Финкельштейн) по стандартной методике с ошибкой 0.5—5.0 %; щелочные элементы определены методом фотометрии пламени с ошибкой 5—10 % Л.В. Алтуховой и И.М. Хмелевской; редкие и редкоземельные элементы (РЗЭ) анализированы методом ICP-MS Л.А. Чувашиной ( $\sigma \pm 5$ —10 %) и О.В. Зарубиной с ошибкой 10—20 %. Все анализы проводились в ЦКП ИНЦ СО РАН с использованием оборудования ЦКП ИГХ СО РАН и аттестованных стандартов [Geostandards..., 1994]. Минералы были проанализированы с помощью электронного микрозонда GEOL Superprobe-733, J 8200 LF XA (Токио, Япония).

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ Li-F ГРАНИТОВ В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ АРЕАЛАХ МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (Монголия, Прибайкалье, Забайкалье)

Положение исследованных массивов редкометалльных литий-фтористых гранитов в тектонических структурах Центральной Азии показано на рис. 1. Редкометалльные граниты в пределах позднепалеозойского (PZ<sub>2</sub>) и мезозойских (MZ<sub>1</sub> и MZ<sub>2</sub>) ареалов магматизма образуют крупные глубоко дифференцированные массивы среди каледонских структур (Жанчивланский, Бага-Газрынский), а малые интрузии обычно входят в состав интрузивно-дайки поясов (Абдар-Хошутулинский, Уругудей-Утуликский и др.) в периферических зонах указанных ареалов. Характеристику редкометалльно-гранитного магматизма начинаем с модельных массивов в составе MZ<sub>1</sub> ареала, так как на их примере проводи-



**Рис. 1. Схема размещения массивов редкометалльных литий-фтористых гранитов и батолитов гранитоидов в тектонических структурах Центральной Азии.**

1 — массивы редкометалльных литий-фтористых гранитов (цифры в кружках): 1 — Харагул, 2 — Уругудей, 3 — Безымянка, 4 — Хэнтэй, 5 — Турга, 6 — Орловка, 7 — Этыка, 8 — Жанчивлан, 9 — Бага-Газрын, 10 — Барун-Цогт; 2—7 — типы структур: 2 — Сибирский кратон, 3 — докембрийские срединные массивы (микроконтиненты), 4 — ранние каледониды, 5 — герциниды, 6 — мезозойды, 7 — зоны, сочетающие разновозрастные структуры; батолиты гранитоидов: 8 — Ангаро-Витимский батолит (цифра в кружке 11), 9 — Дауро-Хэнтэйский батолит (цифра в кружке 12), 10 — государственная граница между Россией и Монголией. Схема составлена с использованием данных [Коваленко и др., 1999]. Возраст в млн лет.

лись первые исследования Li-F гранитов и связанной с ними минерализации на территории Монголии [Редкометалльные..., 1971], и к настоящему времени они наиболее изучены.

### **Редкометалльные граниты крупных многофазных массивов (Жанчивланский, Бага-Газрынский) раннемезозойского ареала магматизма (Монголия)**

**Жанчивланский массив.** На основании накопленных в настоящее время новых материалов можно констатировать, что среди Li-F гранитов проявлены породы с различной геохимической специализацией, что может быть обусловлено их генетическими особенностями. Крупные многофазные массивы, нередко содержащие в апикальных частях шлировые пегматоиды (штокшайдеры), представлены Li-F гранитами с Li, Ta, Nb, Sn, W минерализацией. Наиболее представительным в южной периферической зоне  $MZ_1$  ареала является многофазный Жанчивланский плутон, породы поздней фазы в котором представлены биотитовыми гранитами и лейкогранитами ( $Qtz+Pl_{15,5}+Kfs+Bt$ ), микроклин-альбитовыми (ча-

Таблица 1. Химический состав гранитов Жанчивланского и Бага-Газрынского массивов (Монголия)

| Элемент                        | Жанчивлан   |                             |                             | Бага-Газрын (биотитовый гранит) |       |        |        |         | Бага-Газрын (лейкогранит) |       |        |        | Пегматит |         |
|--------------------------------|-------------|-----------------------------|-----------------------------|---------------------------------|-------|--------|--------|---------|---------------------------|-------|--------|--------|----------|---------|
|                                | Лейкогранит | Микроклин-альбитовый гранит | Альбит-лепидолитовый гранит | Образец                         |       |        |        | Среднее | Образец                   |       |        |        | Среднее  | Среднее |
|                                |             |                             |                             | 952                             | 1014  | 1033   | 1045   |         | 957                       | 1011  | 1021   | 1032   |          |         |
| 1                              | 2           | 3                           | 4                           | 5                               | 6     | 7      | 8      | 9       | 10                        | 11    | 12     | 13     | 14       | 15      |
| SiO <sub>2</sub> , мас. %      | 75.59       | 75.37                       | 73.65                       | 76.01                           | 74.56 | 76.5   | 77.04  | 76.03   | 77.24                     | 75.6  | 78.42  | 76.81  | 77.02    | 73.58   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.07        | 0.01                        | 0.01                        | 0.06                            | 0.08  | 0.18   | 0.16   | 0.12    | 0.07                      | 0.05  | 0.14   | 0.13   | 0.10     | 0.00    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12.29       | 12.78                       | 15.44                       | 13.03                           | 12.8  | 12.25  | 12.34  | 12.58   | 12.19                     | 12.81 | 1.53   | 12.46  | 9.75     | 12.70   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.25        | 0.10                        | 0.14                        | 1.47                            | 0.60  | 0.39   | 0.11   | 0.64    | 1.65                      | 0.24  | 0.26   | 0.09   | 0.56     | 0.03    |
| FeO                            | 1.49        | 1.06                        | 0.50                        | —                               | 0.97  | 1.03   | 0.095  | 0.70    | —                         | 1.22  | 0.89   | 1.37   | 1.16     | 3.00    |
| MnO                            | 0.04        | 0.05                        | 0.03                        | 0.03                            | 0.03  | 0.03   | 0.03   | 0.03    | 0.03                      | 0.03  | 0.04   | 0.03   | 0.03     | 0.07    |
| MgO                            | 0.15        | 0.05                        | 0.08                        | 0.05                            | 0.04  | 0.05   | 0.03   | 0.04    | 0.05                      | 0.03  | 0.03   | 0.03   | 0.03     | 0.12    |
| CaO                            | 0.64        | 0.32                        | 0.24                        | 0.55                            | 0.43  | 0.52   | 0.68   | 0.545   | 0.64                      | 0.25  | 0.28   | 0.42   | 0.40     | 0.44    |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.61        | 4.54                        | 4.50                        | 4.00                            | 3.65  | 3.02   | 2.91   | 3.39    | 3.34                      | 3.97  | 2.85   | 2.95   | 3.28     | 3.09    |
| K <sub>2</sub> O               | 5.03        | 4.48                        | 3.83                        | 4.59                            | 4.50  | 5.13   | 5      | 4.81    | 4.61                      | 4.50  | 4.72   | 4.68   | 4.63     | 5.12    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.02        | 0.02                        | 0.02                        | 0.01                            | 0.04  | 0.05   | 0.04   | 0.03    | 0.009                     | 0.05  | 0.04   | 0.05   | 0.04     | 0.05    |
| П.п.п.                         | 0.61        | 0.54                        | 0.48                        | 0.74                            | 0.56  | 0.56   | 0.74   | 0.65    | 0.71                      | 0.49  | 0.63   | 0.71   | 0.64     | 0.60    |
| Сумма                          | 100.15      | 99.73                       | 99.55                       | 100.49                          | 98.8  | 100.3  | 100.5  | 100.0   | 100.5                     | 100.5 | 100.9  | 100.5  | 100.6    | 100.2   |
| Li, г/т                        | 195         | 358                         | 878                         | 230                             | 174   | 112    | 110    | 156     | 142                       | 174   | 167    | 150    | 158      | 630     |
| Rb                             | 511         | 838                         | 1500                        | 654                             | 392   | 395    | 275.12 | 429     | 535                       | 576   | 496.8  | 493    | 525      | 960     |
| Cs                             | 14          | 22                          | 17                          | 20                              | 20    | 12     | 8      | 15      | 12                        | 14    | 18     | 14     | 14.5     | —       |
| Ba                             | 21          | 9                           | 6                           | 25                              | 48    | 128    | 112.64 | 78      | 30                        | 9.4   | 35.59  | 32.62  | 27       | 6.7     |
| Sr                             | 84          | 15                          | 9                           | 13.6                            | 18    | 51     | 42.66  | 31      | 18                        | 8.2   | 32.45  | 32.90  | 23       | 11.5    |
| Be                             | 9.9         | 6.7                         | 4.9                         | 15.0                            | 14.5  | 9.62   | 12.57  | 13      | 5.8                       | 8.1   | 6.59   | 6.84   | 6.8      | 15      |
| Sn                             | 12          | 76                          | 102                         | 28                              | 8.9   | 4.68   | 12.85  | 14      | 29                        | 5.3   | 25.00  | 7.99   | 17       | 10      |
| W                              | 5.2         | 4.6                         | 3.4                         | 8.80                            | 4.2   | 7.2    | 4.1    | 6.1     | 4.1                       | 6.9   | 4.0    | 5.6    | 4.0      | 19      |
| Pb                             | 21          | 38                          | 64                          | 44                              | 28    | 37.65  | 25.19  | 33      | 32                        | 26    | 36.39  | 26.75  | 30       | 24      |
| Zn                             | 37          | 24                          | 35                          | 22                              | 171   | 96.19  | <ПО    | 96      | 40                        | 273   | 50.44  | 73.47  | 109      | 56      |
| Y                              | 47          | —                           | —                           | 132                             | 85    | 71.12  | 39.19  | 82      | 146                       | 138   | 112.09 | 123.58 | 130      | 112     |
| Nb                             | 23          | 46                          | 75                          | 65                              | 39    | 30.88  | 24.50  | 40      | 50                        | 56    | 37.28  | 45.48  | 47       | 70      |
| Ta                             | 4.0         | 13.1                        | 49                          | 9.6                             | 4.61  | 4.22   | 3.06   | 5.4     | 6.0                       | 9.0   | 5.85   | 6.30   | 6.8      | 58      |
| Zr                             | 83          | 98                          | 78                          | 160                             | 150   | 167.09 | 176.71 | 163     | 178                       | 155   | 144.25 | 183.37 | 165      | 112     |
| Hf                             | 9.5         | 8.0                         | 12.7                        | 9.6                             | 7.7   | 7.3    | 7.3    | 8.0     | 9.4                       | 10.3  | 7.9    | 9.4    | 9        | 11      |
| Th                             | 22.1        | —                           | —                           | 54                              | 44    | 33.74  | 26.50  | 40      | 55                        | 66    | 46.63  | 55.23  | 56       | 46      |
| U                              | 7.6         | —                           | —                           | 10.1                            | 8.6   | 11.28  | 8.90   | 9.7     | 6.4                       | 4.11  | 3.53   | 5.27   | 4.8      | 3.5     |
| F                              | 3600        | 4100                        | 6300                        | 5400                            | 3700  | 3000   | 3600   | 3900    | 3800                      | 3600  | 2800   | 6600   | 4300     | 14400   |
| La                             | 5.67        | 6.9                         | 13                          | 31                              | 36    | 36.15  | 21.40  | 31.27   | 32                        | 24    | 38.53  | 36.6   | 33       | —       |
| Ce                             | 24.02       | 22                          | 36                          | 69                              | 83    | 88.75  | 54.91  | 73.97   | 69                        | 66    | 83.23  | 95.72  | 79       | —       |
| Pr                             | 3.67        | 2.5                         | 2.9                         | 9.2                             | 10.4  | 10.82  | 7.11   | 9.39    | 9.3                       | 8.6   | 10.7   | 11.72  | 10.0     | —       |
| Nd                             | 15.46       | 7.6                         | 23                          | 36                              | 38.0  | 40.36  | 26.76  | 35.18   | 37                        | 32.00 | 39.33  | 40.72  | 37       | —       |
| Sm                             | 6.51        | 2.9                         | 7.3                         | 10.9                            | 9.4   | 10.09  | 6.70   | 9.27    | 11.1                      | 10.2  | 10.7   | 10.8   | 10.7     | —       |
| Eu                             | 0.02        | 0.19                        | 0.11                        | 0.1                             | 0.15  | 0.29   | 0.19   | 0.17    | 0.09                      | 0.080 | 0.12   | 0.13   | 0.10     | —       |
| Gd                             | 7.65        | 3.3                         | 13                          | 13.2                            | 9.7   | 10.09  | 6.69   | 9.91    | 13.5                      | 11.2  | 11.34  | 12.23  | 12.1     | —       |
| Tb                             | 1.80        | —                           | —                           | 2.6                             | 1.86  | 1.93   | 1.32   | 1.93    | 2.67                      | 2.59  | 2.28   | 2.51   | 2.51     | —       |
| Dy                             | 14.02       | 4.4                         | 13                          | 19.0                            | 13.9  | 13.32  | 8.74   | 13.74   | 20.0                      | 20.00 | 16.47  | 18.51  | 18.7     | —       |
| Ho                             | 2.97        | 0.85                        | 2.6                         | 4.33                            | 3.04  | 2.82   | 1.91   | 3.03    | 4.58                      | 4.68  | 3.7    | 4.12   | 4.27     | —       |
| Er                             | 10.68       | 4                           | 10                          | 15                              | 10.1  | 9.56   | 6.37   | 10.26   | 16                        | 16    | 13.07  | 14.12  | 14.8     | —       |

Таблица 1 (окончание)

| 1            | 2     | 3    | 4     | 5    | 6    | 7      | 8      | 9     | 10   | 11   | 12    | 13    | 14   | 15  |
|--------------|-------|------|-------|------|------|--------|--------|-------|------|------|-------|-------|------|-----|
| Tm           | 2.00  | —    | —     | 2.51 | 1.68 | 1.49   | 0.96   | 1.66  | 2.65 | 2.89 | 2.15  | 2.4   | 2.52 | —   |
| Yb           | 15.97 | 8.8  | 6.7   | 18   | 11.3 | 9.99   | 6.67   | 11.58 | 19   | 21   | 15.61 | 16.86 | 18   | —   |
| Lu           | 2.26  | 1.2  | 1.4   | 2.72 | 1.74 | 1.44   | 1.03   | 1.73  | 2.72 | 3.20 | 2.27  | 2.58  | 2.69 | —   |
| Сумма<br>РЗЭ | 112.7 | 64.6 | 129.0 | 234  | 230  | 237.10 | 150.76 | 213.1 | 239  | 223  | 249.5 | 268   | 245  | —   |
| La/Yb        | 0.4   | 0.78 | 1.9   | 1.72 | 3.19 | 3.62   | 3.21   | 2.9   | 1.68 | 1.14 | 2.47  | 2.17  | 1.8  | —   |
| K/Rb         | 82    | 45   | 21    | —    | —    | —      | —      | 93    | —    | —    | —     | —     | 73   | 46  |
| Nb/Ta        | 5.7   | 3.5  | 1.5   | —    | —    | —      | —      | 7.4   | —    | —    | —     | —     | 6.9  | 1.2 |
| Zr/Hf        | 8.7   | 12.2 | 6.1   | —    | —    | —      | —      | 20.4  | —    | —    | —     | —     | 18.3 | 10  |
| <i>n</i>     | 7     | 10   | 8     | —    | —    | —      | —      | 4     | —    | —    | —     | —     | 4    | 2   |

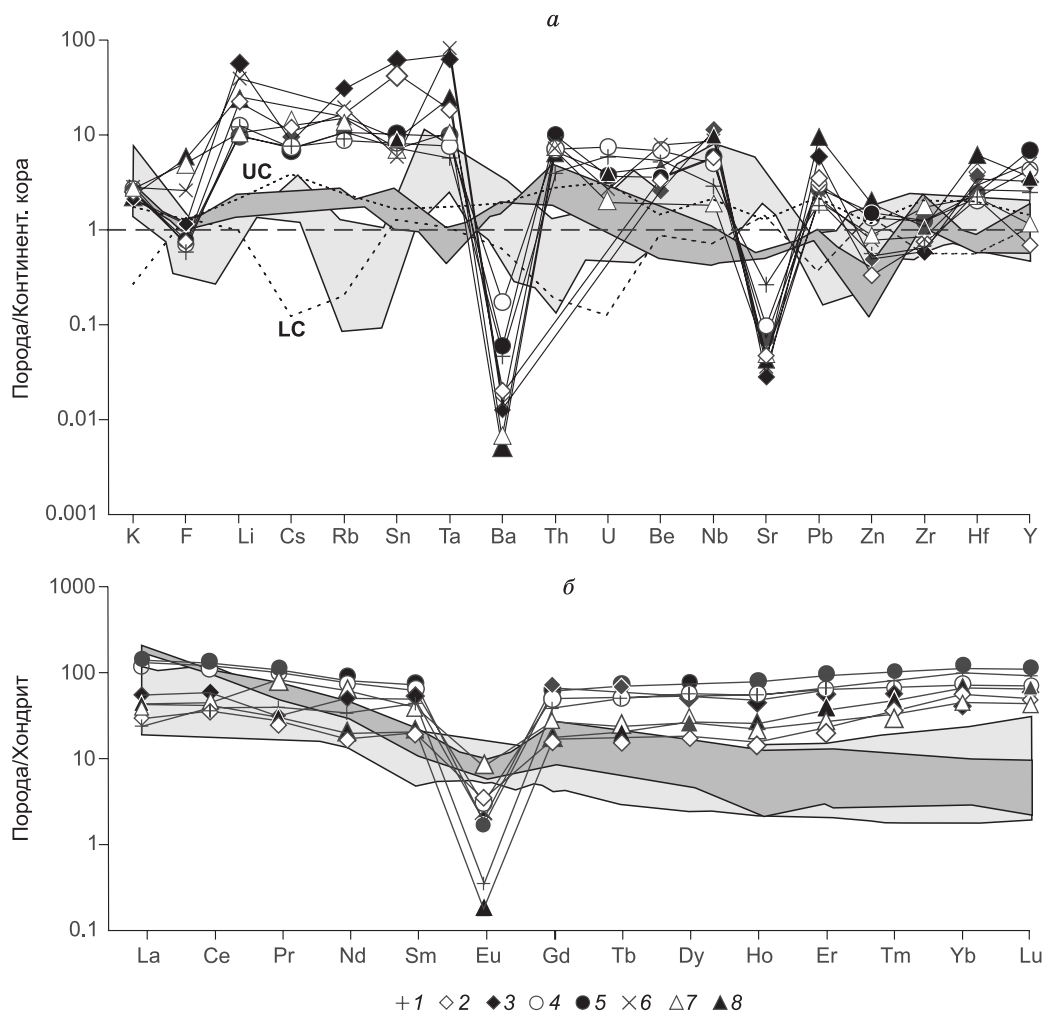
Примечание. *n* — число проб.

сто с амазонитом) гранитами, слагающими отдельные куполовидные выходы площадью около 50 км<sup>2</sup> (Бурал-Хангай, Урту-Гоцзогор и др.). Амазонит-альбитовые граниты в апикальных частях Бурал-Хангайского купола Жанчивланского массива сменяются альбит-лепидолитовыми редкометалльными гранитами. Лейкограниты с биотитом содержат акцессорные минералы: топаз, флюорит, монацит, ильменит и магнетит. Микроклин-альбитовые и амазонит-альбитовые граниты в качестве акцессорных минералов содержат циннвальдит, Li-фенгит, топаз, флюорит, монацит, циркон, колумбит, ксенотим, касситерит и магнетит. Эти же минералы встречаются в альбит-лепидолитовых гранитах, в которых содержание топаза может достигать 10 %, а лепидолита — до 20 % [Gerel et al., 1999]. В процессе становления эталонного Жанчивланского массива Li-F гранитов выявлено резкое обогащение поздних пород рядом редких элементов (табл. 1, рис. 2). В альбит-лепидолитовых гранитах по сравнению с ранними лейкогранитами наряду с ростом содержания фтора (в 2 раза) растут концентрации Li (в 4.5), Rb (в 3), Be (в 2), Sn (в 8.5), Pb (в 3), Ta (в 12) и Nb (в 3). При этом значительно уменьшаются в этом направлении значения K/Rb и Nb/Ta. Характерным критерием процесса дифференциации многофазного массива Li-F гранитов является также уменьшение содержаний в поздних породах Sr, Ba и суммы REE [Коваленко, 1977]. По всем разновидностям Li-F гранитов Жанчивланского массива с общей площадью около 165 км<sup>2</sup>, включая наиболее дифференцированные с топазом и лепидолитом, была получена Rb-Sr изохрона с возрастом  $195.3 \pm 0.6$  млн лет при значении  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7063 \pm 22$  [Коваленко и др., 1999].

**Бага-Газрынский массив.** Не менее представительным объектом с позиций анализа источников магм и оценки их рудоносности является Бага-Газрынский массив, расположенный в Центральной Монголии в пределах антиклинальной структуры. Породы массива занимают площадь около 120 км<sup>2</sup> среди образований песчано-сланцевой толщи пермского возраста с прослоями вулканитов. В центральной части Бага-Газрынского плутона преимущественно развиты крупно- и среднезернистые биотитовые граниты 1-й фазы, которые в эндоконтакте иногда имеют отчетливо выраженную порфириовидную структуру. В эндоконтактовой же зоне массива наибольшее распространение имеют мелкозернистые лейкограниты 2-й фазы, которые содержат биотит и редкий топаз. Среди гранитов поздней фазы отмечены шпировые пегматиты иногда с амазонитом. Гранитные породы обеих фаз, в том числе и пегматиты, секутся жильными телами биотитовых грейзенов с топазом (цвиттеры), которые наибольшее развитие имеют в зоне эндоконтакта, где они образуют скопления различных по мощности жил. Обычно это вертикально падающие жильные тела, толщина которых не превышает 50 м, а их протяженность может быть более 1 км. 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 [Коваленко, 1977]. 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.

Позднетриасовый—раннеюрский возраст Бага-Газрынского массива ранее был установлен изотопными исследованиями по породе и слюдам Rb-Sr методом (в среднем 197 млн лет) при величине первичного отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7112 \pm 11$  [Коваленко и др., 1999]. Для всех главных разновидностей гранитоидов Бага-Газрынского массива Ar/Ar методом был также установлен позднепермский возраст:  $201.0 \pm 3.6$  млн лет для крупнозернистых гранитов,  $211.9 \pm 4.0$  млн лет для среднезернистых





**Рис. 2.** Спайдер-диаграммы распределения редких (а) и редкоземельных элементов (б) в Li-F гранитах  $MZ_1$ , гранитоидах Бага-Хэнтэйского плутона  $MZ_1$  ареала магматизма (Монголия) и гранитоидах  $PZ_1$  шаранурского комплекса (Прибайкалье).

Жанчивлан: 1 — лейкогранит, 2 — микроклин-альбитовый гранит, 3 — альбит-лепидолитовый гранит; Бага-Газрын: 4 — биотитовый гранит, 5 — лейкогранит, 6 — амазонит-альбитовый гранит (см. табл. 1); Абдар: 7 — лейкогранит, 8 — амазонит-альбитовый гранит. Здесь и на рис. 3: поля на диаграммах: светло-серое — коллизионные гранитоиды шаранурского комплекса о. Ольхон (Прибайкалье), темно-серое — гранитоиды Бага-Хэнтэйского плутона (Монголия). Содержания элементов нормированы на средний состав континентальной коры [Rudnick, Gao, 2003]. UC — upper crust (верхняя кора), LC — low crust (нижняя кора). Содержания редкоземельных элементов нормированы на содержание РЗЭ в хондрите CI [McDonough, Sun, 1995].

гранитов и  $209.4 \pm 3.2$  млн лет для мелкозернистых лейкогранитов [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.

По общему химическому составу граниты главной и поздней фаз массива Бага-Газрын различаются незначительно (см. табл. 1). Характерной особенностью химизма гранитов Бага-Газрынского плутона является высокое содержание в них фтора, превышающее его кларк в кремнекислых породах в 4–5 раз, и значительно более высокая концентрация элемента в цвиттерах (в 10–20 раз) и в микроклинитах (в 16–44 раза). Фтор в гранитных фазах массива концентрируется в биотите, а в лейкогранитах кроме Li-F слюд отмечается топаз. В цвиттерах F-содержащими минералами являются циннвальдит, топаз и реже флюорит, который в микроклинитах наряду с полевыми шпатами и кварцем является уже практически породообразующим минералом (до 6 %). Граниты исследуемого Бага-Газрынского массива на периферии  $MZ_1$  магматического ареала, где широко были проявлены процессы рифтогенеза, уже на ранней стадии формирования обогащены многими редкими элементами (Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, Th, U), а также HREE относительно их средних концентраций в верхней континентальной коре (см. табл. 1,

рис. 2). Как и редкометалльным породам многофазного Жанчивланского массива, гранитам Бага-Газрына свойственны глубокие минимумы содержаний Ba, Sr и Eu, что является характерной особенностью Li-F гранитов. Геохимическая эволюция массива Бага-Газрына 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 (касситерит, вольфрамит). Важно 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. Вместе с тем процесс дифференциации исследуемого массива направлен в сторону обогащения поздних пород тяжелыми лантаноидами REE. Это наиболее отчетливо выражено в поздних микроклинитах, которые содержат минералы-концентраторы редких земель: монацит, колумбит, флюорит. На примере крупных массивов Жанчивлан и Бага-Газрына предыдущими и новыми исследованиями [Коваленко, 1977; Антипин и др., 2018] показано, что становление многофазных плутонов определяется их формированием 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 (грейзенициттеры, микроклиниты, альбититы), продуцирующих редкометалльную минерализацию (Sn, W, Li, Ta, Nb).

### **Редкометалльные граниты малых интрузий (Абдарская, Хэнтэйская) раннемезозойского ареала магматизма (Монголия)**

**Абдарский массив** расположен на юго-западном окончании Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии, представленной магматическими породами от известково-щелочных до щелочных и редкометалльных гранитоидов, которые распространены в периферической зоне  $MZ_1$  ареала магматизма [Антипин и др., 2019]. Массив залегает в пределах брахиантиклинальной структуры среди метаморфизованных песчано-сланцевых пород мандальской серии девонского возраста. Площадь выхода гранитов интрузии составляет около 10 км<sup>2</sup>. В ее центральной куполовидной части, которая окаймлена прерывистой зоной среднезернистых амазонит-альбитовых гранитов, распространены среднезернистые лейкограниты с биотитом. В восточной эндоконтактовой части массива залегает зональная дайка аплитовидных и амазонитовых пегматоидных гранитов. Переходы между разновидностями гранитов постепенные, что может свидетельствовать о их фациальных взаимоотношениях. В лейкогранитах Абдарского массива таблитчатые выделения альбит-олигоклаза ( $An_{4-18}$ ) находятся в парагенезисе с микроклином по составу в основном  $Or_{77}Ab_{23}$ . Амазонит-альбитовые граниты содержат альбит ( $An_{2-7}$ ) и микроклин с меньшим содержанием альбитового минала ( $Or_{81-85}Ab_{19-15}$ ) по сравнению с лейкогранитами. Второстепенными минералами в лейкогранитах и амазонит-альбитовых гранитах являются магнетит, ильменит, флюорит, циркон, монацит и колумбит-танталит. Первые данные о возрасте гранитов Абдарского массива были получены K-Ar методом по пяти биотитам, и вычислено среднее его значение в 207 млн лет [Редкометалльные..., 1971]. Он практически соответствует значениям возраста, определенным позже Rb-Sr методом (202—205 млн лет) [Коваленко и др., 1999].

Составы минералов и содержания в них редких элементов из гранитоидов исследуемой абдар-хошутулинской серии подчеркивают их принадлежность к различным геохимическим типам пород и закономерную эволюцию от палингенных известково-щелочных гранитоидов (Хошутулинский массив) к Li-F гранитам (Абдарская интрузия) [Антипин, Одгэрэл, 2016]. В отличие от железистых биотитов, в гранитоидах Хошутулинского массива редкометалльные граниты Абдара содержат литиевые слюды, которые в ранних лейкогранитах отвечают составу протолиитонита, а в амазонит-альбитовых гранитах отмечается цинвальдит. Литиевые слюды абдарских гранитов существенно обогащены оловом (440—750 г/т), и в этих гранитах фиксируется аксессуарный касситерит. Установлены также аномально высокие концентрации в слюдах абдарских гранитов Nb (553—725 г/т) и Ta (91—107 г/т), которые свойственны Li-F гранитам рудоносных массивов Монголии (Жанчивланский, Бага-Газрынский и др.). На основании исследований пород и минералов Li-F граниты Абдарского массива могут быть отнесены к типично редкометалльным образованиям (Sn- и Ta-носным гранитам) (см. табл. 1, 2).

На основе анализа распределения редких и рудных элементов выделяются две части общего тренда геохимической эволюции в пределах исследуемой серии гранитоидных пород, которые соответствуют двум этапам ее образования. На раннем этапе формирования многофазного Хошутулинского плутона, относящегося к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда [Таусон, 1977], фиксируется закономерная геохимическая эволюция от гранитоидов 1-й фазы к поздним гранитам фазы дополнительных интрузий. На заключительном этапе становления серии формировался дайковый пояс и Абдарская интрузия редкометалльных гранитов, которые обогащены многими редкими элементами (F, Li, Rb, Sn, W, Ta, Nb и др.) и характеризуются повышенной потенциальной рудоносностью (см. табл. 2). Обна-

Таблица 2. Химический состав гранитоидов Бага-Хэнтэйского плутона и редкометалльных интрузий (Хэнтэй, Абдар)

| Компонент                      | Массив                 |       |       |        |       |        |       |
|--------------------------------|------------------------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|
|                                | Бага-Хэнтэйский плутон |       |       | Хэнтэй |       | Абдар  |       |
|                                | Фаза                   |       |       |        |       |        |       |
|                                | 1                      | 2     | 3     | 1      | 2     | 1      | 2     |
| SiO <sub>2</sub> , мас. %      | 64.77                  | 68.29 | 74.27 | 76.44  | 76.38 | 72.33  | 75.84 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.78                   | 0.40  | 0.22  | 0.05   | 0.04  | 0.22   | 0.02  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16.95                  | 17.41 | 12.76 | 12.48  | 12.62 | 13.48  | 12.76 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.77                   | 0.46  | 0.72  | 0.67   | 0.55  | 1.18   | 0.70  |
| FeO                            | 2.05                   | 1.98  | 1.25  | 0.77   | 0.88  | 1.48   | 0.93  |
| MnO                            | 0.12                   | 0.09  | 0.08  | 0.03   | 0.03  | 0.04   | 0.04  |
| MgO                            | 1.39                   | 0.84  | 0.27  | 0.05   | 0.05  | 0.64   | 0.13  |
| CaO                            | 3.02                   | 1.63  | 0.91  | 0.13   | 0.12  | 1.28   | 0.32  |
| Na <sub>2</sub> O              | 4.94                   | 4.33  | 3.56  | 4.55   | 4.64  | 4.21   | 4.46  |
| K <sub>2</sub> O               | 3.59                   | 3.88  | 4.83  | 4.13   | 4.03  | 4.97   | 4.14  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.18                   | 0.14  | 0.02  | 0.05   | 0.03  | 0.07   | 0.05  |
| П.п.п.                         | 0.50                   | 0.41  | 0.42  | 0.46   | 0.46  | 0.46   | 0.43  |
| Сумма                          | 100.06                 | 99.86 | 99.31 | 99.81  | 99.83 | 100.03 | 99.63 |
| Li, г/т                        | 26                     | 34    | 22    | 164    | 215   | 338    | 396   |
| Rb                             | 81                     | 88    | 119   | 562    | 755   | 730    | 753   |
| Cs                             | 3.0                    | 3.0   | 2.0   | 16     | 36    | 12     | 20    |
| Ba                             | 800                    | 686   | 840   | 19.4   | 15.8  | 3.0    | 2.5   |
| Sr                             | 236                    | 200   | 200   | 19.0   | 11.2  | 17.9   | 13.6  |
| Be                             | 1.8                    | 3.4   | 1.2   | 4.5    | 7.9   | 2.5    | 8.6   |
| Sn                             | 3.1                    | 4.1   | 1.9   | 18.7   | 32.4  | 12.3   | 15.3  |
| Pb                             | 11                     | 12    | 10    | 65     | 103   | 22     | 104   |
| Zn                             | 39                     | 33    | 15    | 303    | 268   | 63     | 133   |
| Y                              | 26                     | 34    | 13.4  | 38.2   | 58.2  | 21.8   | 67.4  |
| Nb                             | 4.4                    | 9.3   | 4.5   | 49.6   | 91.8  | 15     | 78    |
| Ta                             | 0.4                    | 0.8   | 0.7   | 4.3    | 8.5   | 2.0    | 17.1  |
| Zr                             | 284                    | 175   | 160   | 158    | 447   | 230    | 140   |
| Hf                             | 3.1                    | 3.7   | 2.7   | 11.7   | 29.2  | 8.3    | 22.4  |
| Th                             | —                      | 21.4  | 9.7   | 56.4   | 88.8  | 38.4   | 36.4  |
| U                              | —                      | 2.4   | 2.3   | 10.2   | 13.9  | 2.7    | 5.1   |
| B                              | 20                     | 22    | 21    | 6.0    | 6.1   | 17     | 37    |
| F                              | 730                    | 640   | 600   | 1235   | 2410  | 2800   | 3100  |
| La                             | 42                     | 41    | 37    | 3.7    | 7.3   | 10.3   | 10.3  |
| Ce                             | 72                     | 67    | 66    | 21.9   | 30.2  | 27.7   | 25.5  |
| Pr                             | 8.7                    | 8     | 6.4   | 2.3    | 2.9   | 7.8    | 2.9   |
| Nd                             | 31                     | 31    | 23    | 10.6   | 13.8  | 28.5   | 9.0   |
| Sm                             | 5.0                    | 6.2   | 3.9   | 4.5    | 6.3   | 5.9    | 3.1   |
| Eu                             | 1.4                    | 1.2   | 1.0   | 0.01   | 0.03  | 0.46   | 0.01  |
| Gd                             | 7                      | 9.4   | 4.5   | 5.5    | 7.2   | 5.4    | 3.6   |
| Tb                             | —                      | —     | —     | 1.5    | 1.6   | 0.86   | 0.75  |
| Dy                             | 5.4                    | 8.4   | 3.7   | 8.9    | 11.5  | 6.5    | 6.7   |
| Ho                             | 1.0                    | 1.6   | 0.5   | 1.9    | 2.4   | 1.21   | 1.43  |
| Er                             | 1.7                    | 4.8   | 1.9   | 5.0    | 7.8   | 4.4    | 6.0   |
| Tm                             | —                      | —     | —     | 0.97   | 1.3   | 0.82   | 1.2   |
| Yb                             | 3.0                    | 4.0   | 1.8   | 7.0    | 9.6   | 13.8   | 13.7  |
| Lu                             | 0.4                    | 0.6   | 0.23  | 0.97   | 1.4   | 1.08   | 1.62  |
| Сумма РЗЭ                      | 178.6                  | 183.2 | 149.9 | 74.7   | 103.3 | 108.2  | 83.0  |



Таблица 2 (окончание)

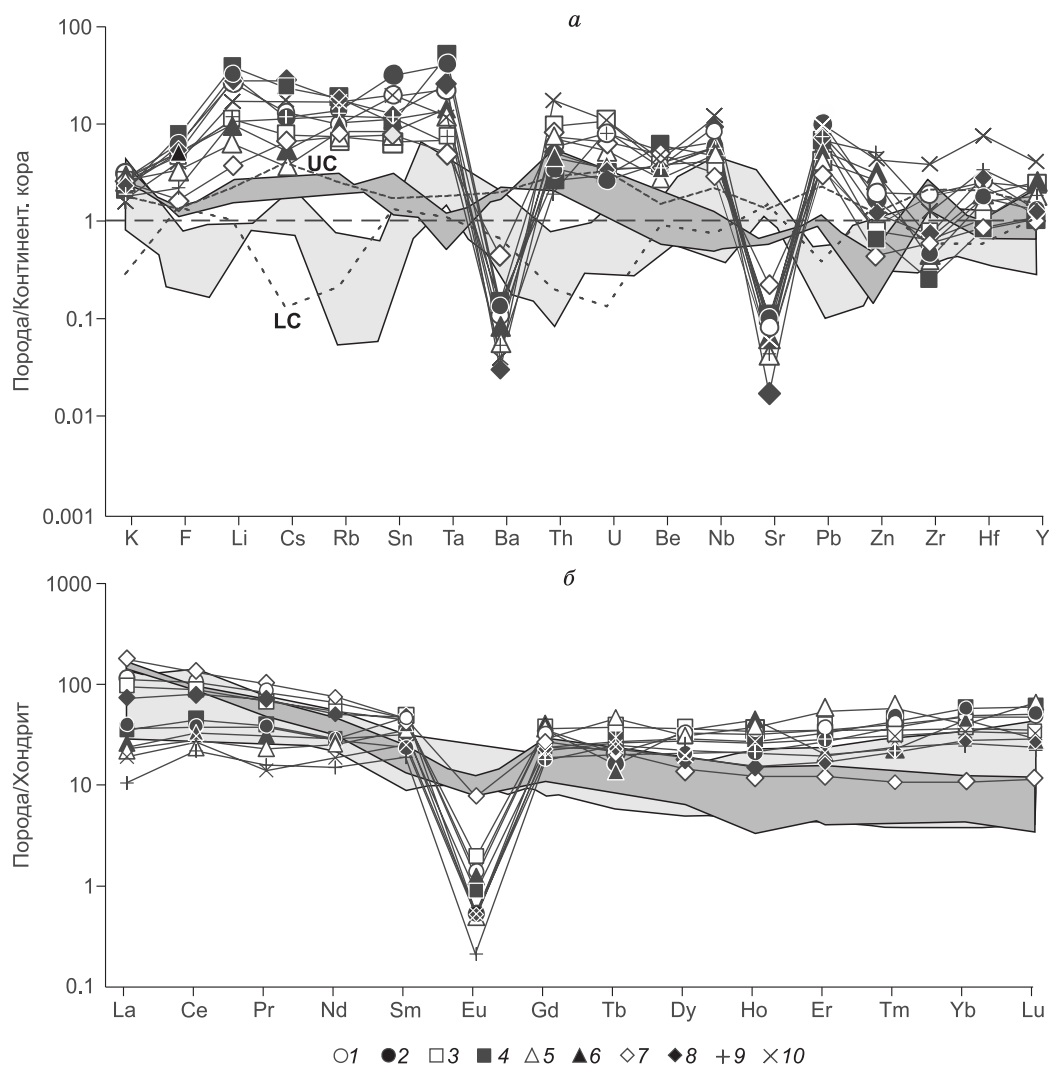
| Компонент | 1    | 2    | 3    | 1    | 2    | 1    | 2    |
|-----------|------|------|------|------|------|------|------|
| La/Yb     | 14.0 | 10.2 | 20.5 | 0.52 | 0.76 | 0.75 | 0.75 |
| K/Rb      | 386  | 375  | 412  | 61   | 44   | 57   | 46   |
| Nb/Ta     | 11.0 | 11.6 | 6.4  | 11.5 | 10.8 | 7.5  | 4.6  |
| Zr/Hf     | 91.6 | 47.3 | 59.2 | 13.5 | 15.3 | 27.7 | 6.2  |
| <i>n</i>  | 4    | 5    | 7    | 8    | 10   | 4    | 5    |

руженные при изучении абдар-хоштулинской интрузивно-дайки серии редкометалльные онгониты горы Цох-Ула по всем геохимическим характеристикам являются субвулканическими аналогами Li-F гранитов Абдарской интрузии [Антипин, Одгэрэл, 2016]. Онгониты дайки горы Цох-Ула в наибольшей мере обогащены тяжелыми лантаноидами, а содержания легких РЗЭ в них резко уменьшаются. Величина Eu минимума в них близка к онгонитам дайки Амазонитовая р-на Онгон-Хайрхан Центральной Монголии. Практически одинаковое с онгонитами горы Цох-Ула суммарное содержание РЗЭ (110.6 г/т) и распределение редких земель установлено и в амазонит-альбитовых гранитах Абдарского массива (РЗЭ 121.9 г/т), что подтверждает их принадлежность к единому геохимическому типу Li-F гранитов и генетическую близость. Как флюоритсодержащие породы, исследуемые граниты и онгониты обогащены F, Li, Rb, Be, Sn, Pb, Nb, Ta, HREE и характеризуются более низкими значениями K/Rb, Nb/Ta и La/Yb по сравнению с палингенными известково-щелочными гранитоидами Хоштулинского плутона в пределах исследуемой серии.

Литий-фтористые граниты Абдарского массива в составе абдар-хоштулинской интрузивно-дайки серии, завершающие ее формирование, являются коровыми образованиями с высокими значениями первичного отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ . Исследователями приводятся для Абдарской интрузии величина  $\epsilon_{\text{Nd}} T (+1.2)$ , а также возраст протолита  $T = 906$  млн лет [Коваленко и др., 1999]. Можно предположить, что под воздействием глубинного мантийного магматизма в рифтогенных структурах на периферии  $MZ_1$  ареала происходит плавление корового субстрата и формирование многофазных гранитных интрузий с синхронным образованием лейкогранитовых с Li-F гранитами геохимических типов пород при участии процессов глубокой магматической дифференциации.

**Хэнтэйский массив.** Проведенными исследованиями было установлено [Антипин и др., 2019], что в  $MZ_1$  ареале магматизма Li-F граниты распространены не только в его периферической зоне, но и непосредственно в центральной части в пределах одного из крупнейших в Азии Дауро-Хэнтэйского батолита, южная часть которого на территории Северной Монголии представлена Бага-Хэнтэйским гранитоидным массивом (см. рис. 1). Бага-Хэнтэйский плутон расположен на юго-восточной окраине хр. Бага-Хэнтэй и имеет трехфазное строение [Коваль и др., 1978]. Первая фаза образована порфировидными гранодиоритами, содержащими значительное количество оvoidных по форме ксенолитов габбродиоритов. Вторая фаза представлена биотитовыми, реже амфибол-биотитовыми гранитами, в которых встречаются останцы кровли ороговикованных сланцев и песчаников. К третьей фазе отнесены небольшие (до 2—3 км в диаметре) штокообразные тела лейкогранитов. По последним данным, формирование бага-хэнтэйской части батолита и гранитоидов его рифтогенного обрамления происходило в близком возрастном интервале 230—195 млн лет [Ярмолюк, Кузьмин, 2012]. Вблизи Бага-Хэнтэйского плутона в центре  $MZ_1$  ареала магматизма расположен Хэнтэйский массив Li-F гранитов, северный и южный выходы которого занимают площадь около 3.5 км<sup>2</sup>. Крупно- и среднезернистые биотитовые граниты главной фазы Хэнтэйской интрузии прорваны пластовыми телами лейкогранитов и амазонит-альбитовых гранитов, с переходами от мелкозернистых с полосчатостью в эндоконтактной зоне к среднекрупнозернистым пегматоидным разновидностям со шлировидной текстурой. Граниты Хэнтэйской интрузии главной фазы состоят из микроклина, олигоклаз-альбита, кварца и сидерофиллита. В амазонитовых гранитах массива состав слюд является глиноземистым циннвальдитовой серии, которые находятся в парагенезисе с альбитом и микроклином ( $\text{Ort}_{96.2}\text{Ab}_{3.8}$ ), а из второстепенных минералов в хэнтэйских Li-F гранитах отмечены магнетит, флюорит и циркон. В ГИН КНЦ РАН (г. Апатиты) [Антипин и др., 2019] были получены конкордии с одинаковыми возрастными 200 ± 2 млн лет, т. е. Li-F граниты в центральной части хр. Бага-Хэнтэй формировались на границе триаса и юры.

Сравнительными исследованиями показано [Антипин и др., 2019], что в центре раннемезозойского ареала эволюция гранитоидов известково-щелочного ряда многофазного Бага-Хэнтэйского плутона завершается формированием лейкогранитов и не фиксирует существенных вариаций в уровне содержания как литофильных, так и других элементов (см. табл. 2). Однако геохимические характеристики лейкогранитов Хэнтэйской интрузии резко отличаются от их петрохимических аналогов, завершающих формирование Бага-Хэнтэйского плутона. Это выражается в значительном обогащении фтором, а также



**Рис. 3. Спайдер-диаграммы распределения редких (а) и редкоземельных элементов (б) в редкометалльных гранитах PZ<sub>1</sub> (хр. Хамар-Дабан), MZ<sub>1</sub> (хр. Бага-Хэнтэй) и MZ<sub>2</sub> (Восточное Забайкалье).**

Харагул: 1 — биотитовый гранит, 2 — амазонит-альбитовый гранит; Уругудей: 3 — биотитовый гранит, 4 — амазонит-альбитовый гранит; Безьямка: 5 — лейкогранит, 6 — амазонит-альбитовый гранит; Турга: 7 — биотитовый гранит, 8 — амазонит-альбитовый гранит (табл. 3); Хэнтэй: 9 — лейкогранит, 10 — амазонит-альбитовый гранит (см. табл. 2).

более резко (в 5—10 раз) — Li, Rb, Cs, Sn, Ta, Be, Pb, Zn, Hf, Nb лейкогранитов и амазонит-альбитовых гранитов Хэнтэйской интрузии. Более детальный анализ новых данных показывает определенные различия в уровне содержания редких элементов в гранитах Хэнтэйской интрузии не только в сравнении их с гранитоидами Бага-Хэнтэйского батолита в центре MZ<sub>1</sub> ареала, но и с редкометалльными Li-F гранитами в его периферической зоне. В отличие от последних, концентрирование Li, Ta, Sn, W в Li-F гранитах центральной части ареала (Хэнтэйская интрузия) проявлено в незначительной степени, но они в большей мере обогащены высокозарядными элементами Zr, Hf, Nb, Th, U, а также Pb и Zn и имеют довольно высокие значения Nb/Ta (12.1—21.4) и Zr/Hf (18.4—29.4) отношений (см. табл. 2; рис. 3). Приведенные сравнительные геохимические данные могут, очевидно, свидетельствовать, что в процессе корового анатексиса с последующей магматической дифференциацией магмы и формированием крупных многофазных плутонов (Бага-Хэнтэй) не образуются интрузивные тела с геохимическими характеристиками Li-F гранитов. Редкоэлементная специализация с обогащением Li-F гранитов Хэнтэйской интрузии высокозарядными и рудными элементами в центральной части ареала свидетельствует об отсутствии генетической связи между редкометалльными гранитами и палингенными гранитоидами известково-щелочного ряда Бага-Хэнтэйского плутона. Это может указывать на возможное участие в образовании редкометалльных Li-F гранитов глубинного источника этих элементов [Антипин и др., 2019].

## Редкометалльные граниты малых интрузий позднепалеозойского ареала магматизма

**Хамар-Дабанский регион Прибайкалья.** В Селенгино-Витимской структурной зоне Прибайкалья (хр. Хамар-Дабан) позднепалеозойский внутриплитный магматизм представлен известково-щелочными гранитоидами, монцогранитоидами субщелочного ряда, Li-F гранитами и онгонитами. В составе Уругудей-Утуликского интрузивно-дайкового пояса Li-F граниты представлены многофазными массивами (Харагульский, Уругудеевский и Биту-Джидинский) с выходом пород около 10 км<sup>2</sup> и возрастом формирования от 311 до 321 млн лет, а также сериями сопровождающих их пегматоидных даек [Антипин, Перепелов, 2011; Antipin et al., 2016]. В исследуемых интрузиях ранние биотитовые часто с флюоритом граниты на позднем этапе сменяются топазсодержащими амазонит-альбитовыми иногда пегматоидными гранитами. В поздних интрузивных фазах в редкометалльных породах присутствуют Li слюды (циннвальдит, редко лепидолит), а также топаз, колумбит-танталит, касситерит, монацит и циртолит. С уругудей-утуликским комплексом ассоциирует рудная минерализация в форме прожилково-вкрапленных штокверков и минерализованных брекчий с флюоритом и турмалином. Поздним типом минерализации являются кварц-топаз-криолитовые жилы с вкрапленностью касситерита и вольфрамита.

При становлении исследованных многофазных интрузий от ранних биотитовых к поздним редкометалльным амазонит-альбитовым гранитам геохимическая эволюция выражается ростом концентраций F, Li, Rb, Cs, Sn, Be, Ta, Pb и уменьшением содержания Ba, Sr, Zn, Zr, Th и U (см. табл. 3). Те же закономерности эволюции характерны для субвулканических пород, являющихся вещественными эквивалентами интрузивных гранитов, что подчеркивает генетическое единство всего интрузивно-дайкового комплекса Хамар-Дабанской провинции [Antipin et al., 2016]. Биотитовые граниты ранних фаз редкометалльных интрузий обогащены легкими лантаноидами относительно поздних амазонит-альбитовых гранитов, для которых концентрация легких РЗЭ довольно резко снижается (Харагульский и Уругудеевский массивы). В то же время содержания тяжелых редких земель возрастают, что приводит к уменьшению величины La/Yb в указанном направлении. Однако общей геохимической особенностью для всех редкометалльных гранитов Хамар-Дабанского региона является наличие глубокого Eu минимума, свидетельствующего о значительной дифференциации первичных магм (см. рис. 3, б). Эти процессы обуславливали также интенсивное концентрирование ряда рудных элементов в поздних фазах интрузий (см. табл. 3). Вместе с тем установлены существенные различия редкоэлементного состава известково-щелочных гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и Li-F гранитов Хамар-Дабана, представляющих различные зоны позднепалеозойского ареала магматизма в Прибайкалье [Антипин, Перепелов, 2011].

По геохимическим характеристикам Li-F граниты малых интрузий Хамар-Дабана достаточно близки к крупным массивам Центральной Монголии (Жанчивлан, Бага-Газрын), которые образовались как многофазные плутоны в верхних горизонтах земной коры. По гранитам Уругудей-Харагульской группы интрузий ранее были получены результаты определения  $\epsilon_{Nd}$ , которые находятся в интервале значений от  $-1.2$  до  $-2.7$ , и модельного возраста, превышающего 1200 млн лет. Судя по этим изотопно-геохимическим данным, граниты могли формироваться в результате плавления докембрийской континентальной коры [Коваленко и др., 1999], затем в магматических камерах были глубоко проявлены процессы дифференциации магмы, а насыщение ее летучими компонентами приводило к образованию в постмагматическую стадию метасоматитов различной щелочности, продуцирующих редкометалльную минерализацию (Sn, W, Li, Ta, Nb). В пределах Хамар-Дабанского региона плавление древней континентальной коры могло происходить под воздействием тепла и флюидов субщелочных (монцонитоидных) магм, которые предшествовали проявлениям редкометалльно-гранитного магматизма. Геохимическими исследованиями устанавливаются свойственные ему условия происхождения с участием на раннем этапе процессов корового палингенеза с последующей флюидно-магматической дифференциацией и, вероятно, подтоком глубинных флюидов, обогащенных литофильными и халькофильными элементами вплоть до рудных концентраций.

## Редкометалльные граниты Безьянского массива, Восточное Прибайкалье

Характерным редкометалльным объектом Li-F гранитов в Восточном Прибайкалье является Безьянский массив с площадью выхода пород около 15 км<sup>2</sup>. Граниты прорывают мраморы крестовой свиты архея с прослоями кварцитов и гнейсов. Последние данные U-Pb и Ar-Ag датирования цирконов из лейкогранитов Безьянской интрузии представлены конкордантными возрастными:  $291.7 \pm 3.7$  и  $291.2 \pm 3.6$  млн лет соответственно [Рампилов, 2013]. Большая часть интрузии сложена среднезернистыми лейкогранитами и микроклин-альбитовыми гранитами, которые в ее апикальной части имеют мелкозернистое нередко пегматоидное строение и представлены амазонит-альбитовыми разновидностями. Породы эндоконтактовой фации иногда имеют полосчатое строение, выраженное линейной ориентировкой темной слюды. Установлена эволюция слюд от железистых сидерофиллитов в лейкогранитах до протолиитонитов в амазонит-альбитовых гранитах в ассоциации с Li фенгит-мусковитами. Среди вто-

Таблица 3.

**Химический состав редкометалльных гранитов разновозрастных интрузий  
Прибайкалья, Забайкалья и Монголии**

| Компонент                      | Массив  |       |          |       |                          |       |       |        |
|--------------------------------|---------|-------|----------|-------|--------------------------|-------|-------|--------|
|                                | Харагул |       | Уругудей |       | Безымянка, Хэнтэй, Абдар |       | Турга |        |
|                                | Фаза    |       |          |       |                          |       |       |        |
|                                | 1       | 2     | 1        | 2     | 1                        | 2     | 1     | 2      |
| SiO <sub>2</sub> , мас. %      | 72.50   | 74.80 | 75.47    | 72.41 | 74.90                    | 74.73 | 75.00 | 75.44  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.06    | 0.05  | 0.09     | 0.04  | 0.02                     | 0.04  | 0.11  | 0.02   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14.50   | 14.51 | 12.69    | 15.28 | 13.61                    | 13.70 | 13.60 | 12.95  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.85    | 0.37  | 0.69     | 0.55  | 0.67                     | 0.64  | 0.62  | 0.28   |
| FeO                            | 0.98    | 0.37  | 0.89     | 0.35  | 0.70                     | 0.62  | 0.82  | 0.96   |
| MnO                            | 0.07    | 0.07  | 0.06     | 0.06  | 0.09                     | 0.07  | 0.04  | 0.05   |
| MgO                            | 0.05    | 0.05  | 0.10     | 0.10  | 0.08                     | 0.09  | 0.33  | 0.11   |
| CaO                            | 0.58    | 0.15  | 0.30     | 0.23  | 0.20                     | 0.20  | 0.65  | 0.66   |
| Na <sub>2</sub> O              | 4.50    | 5.04  | 4.02     | 6.26  | 5.18                     | 5.04  | 3.57  | 5.05   |
| K <sub>2</sub> O               | 4.80    | 3.79  | 4.59     | 3.71  | 4.73                     | 4.81  | 4.48  | 4.10   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.03    | 0.03  | 0.04     | 0.03  | 0.02                     | 0.02  | 0.06  | 0.04   |
| П.п.п.                         | 0.55    | 0.51  | 0.60     | 0.49  | 0.34                     | 0.41  | 0.41  | 0.45   |
| Сумма                          | 99.63   | 99.61 | 99.72    | 99.62 | 99.65                    | 99.56 | 99.69 | 100.11 |
| Li, г/т                        | 406     | 480   | 172      | 603   | 98                       | 153   | 58    | 426    |
| Rb                             | 475     | 660   | 348      | 877   | 407                      | 486   | 351   | 841    |
| Cs                             | 26      | 23    | 15       | 45    | 7.2                      | 10.3  | 12.5  | 53     |
| Ba                             | 48      | 59    | 66       | 65    | 29                       | 37    | 202   | 13.6   |
| Sr                             | 25      | 28    | 33       | 34    | 16.2                     | 21.4  | 70.7  | 5.4    |
| Be                             | 10      | 7.3   | 7        | 11    | 5.1                      | 6.6   | 9.1   | 6.9    |
| Sn                             | 32      | 51    | 11       | 17    | 13.7                     | 18.5  | 12.5  | 21     |
| W                              | 1.2     | 0.77  | 1.7      | 3.0   | 0.85                     | 0.69  | 1.3   | 1.9    |
| Pb                             | 82      | 110   | 42       | 72    | 45                       | 57    | 40    | 78     |
| Zn                             | 140     | 120   | 56       | 52    | 186                      | 221   | 32    | 84     |
| Y                              | 41      | 24    | 43       | 20    | 34.3                     | 47.1  | 20.3  | 24.6   |
| Nb                             | 51      | 45    | 32       | 37    | 38.8                     | 44.9  | 24.3  | 75     |
| Ta                             | 15      | 27    | 4.6      | 33    | 9.6                      | 9.4   | 3.5   | 17     |
| Zr                             | 240     | 75    | 83       | 33    | 53.3                     | 88.8  | 77    | 95     |
| Hf                             | 9.0     | 6.4   | 3.8      | 3.0   | 5.9                      | 6.8   | 3.2   | 10.3   |
| Th                             | 31.0    | 19.0  | 51.8     | 14.6  | 38.0                     | 25.0  | 40    | 28.3   |
| U                              | 10.1    | 3.3   | 13.6     | 3.8   | 6.8                      | 4.4   | 8.2   | 4.2    |
| F                              | 3390    | 3200  | 2500     | 4150  | 1840                     | 2740  | 900   | 2700   |
| B                              | 21      | 12    | 62       | 98    | 4.6                      | 2.4   | —     | —      |
| La                             | 27.5    | 9.0   | 23.7     | 8.6   | 5.6                      | 5.8   | 43.6  | 17.6   |
| Ce                             | 67.3    | 23.7  | 55.8     | 28.0  | 17.6                     | 20.8  | 83    | 51     |
| Pr                             | 8.0     | 3.6   | 6.6      | 3.7   | 2.2                      | 3.0   | 9.9   | 6.8    |
| Nd                             | 31.3    | 13.1  | 25.8     | 13.7  | 12.1                     | 13.5  | 36    | 24     |
| Sm                             | 7.1     | 3.6   | 6.8      | 4.8   | 5.3                      | 7.2   | 7.0   | 7.2    |
| Eu                             | 0.08    | 0.03  | 0.11     | 0.05  | 0.03                     | 0.07  | 0.44  | 0.03   |
| Gd                             | 7.3     | 3.9   | 7.6      | 4.8   | 5.9                      | 7.3   | 5.5   | 4.8    |
| Tb                             | 0.77    | 0.75  | 1.4      | 1.0   | —                        | —     | 0.80  | 0.85   |
| Dy                             | 8.5     | 5.3   | 9.2      | 7.3   | 7.8                      | 9.1   | 3.7   | 4.7    |
| Ho                             | 1.78    | 1.19  | 1.9      | 1.5   | 2.1                      | 2.5   | 0.69  | 0.88   |
| Er                             | 5.9     | 4.5   | 5.9      | 5.5   | —                        | —     | 2.0   | 2.8    |
| Tm                             | 1.03    | 0.95  | 0.9      | 1.1   | —                        | —     | 0.27  | 0.55   |
| Yb                             | 7.9     | 8.1   | 6.0      | 9.5   | 6.7                      | 7.5   | 1.8   | 4.6    |
| Lu                             | 1.2     | 1.3   | 0.89     | 1.5   | 1.7                      | 0.74  | 0.29  | 0.74   |
| Сумма РЗЭ                      | 175.6   | 79.0  | 152.6    | 91.0  | 87.2                     | 81.9  | 195   | 126.5  |

Таблица 3 (окончание)

| Компонент | 1    | 2    | 1    | 2    | 1    | 2    | 1    | 2   |
|-----------|------|------|------|------|------|------|------|-----|
| K/Rb      | 101  | 48   | 110  | 35   | 75   | 68   | 106  | 40  |
| Nb/Ta     | 3.4  | 1.7  | 7.0  | 1.1  | 5.1  | 4.9  | 6.9  | 4.4 |
| Zr/Hf     | 26.6 | 11.7 | 21.8 | 11.0 | 9.4  | 12.2 | 24.1 | 9.2 |
| La/Yb     | 3.5  | 1.1  | 3.9  | 0.9  | 0.83 | 0.77 | 24.2 | 3.8 |
| <i>n</i>  | 11   | 20   | 10   | 10   | 10   | 14   | 3    | 3   |

Примечание. Редкометалльные Li-F граниты: Харагул и Уругудей: 1 — биотитовые граниты ранней фазы, 2 — амазонит-альбитовые граниты поздней фазы; Безымянка, Хэнтэй, Абдар: 1 — лейкограниты с биотитом ранней фазы, 2 — амазонит-альбитовые граниты поздней фазы; Турга: 1 — биотитовые граниты ранней фазы, 2 — амазонит-альбитовые граниты поздней фазы.

ростепенных минералов кроме флюорита (1—2 %) и магнетита встречаются алланит, циркон, колумбит, монацит, ксенотим, циртолит и манганотанталит. В гранитах апикальной фации отмечаются шпировидные меланократовые обособления, главными минералами в которых являются амазонит и Li слюды (25—30 %), в меньшем количестве содержатся флюорит и магнетит. На примере Безымянского массива показано, что при прогрессивном накоплении фтора в апикальной части интрузии, наряду с эволюцией остаточных расплавов в сторону существенно альбитовых составов, в амазонит-альбитовых гранитах образуются шпировые обособления, состоящие из несмешивающейся с силикатным расплавом насыщенной фтором (до 2 %) флюидной фазы [Антипин и др., 1997]. Неравномерное ее распределение приводит в одних случаях к образованию шпировых пегматитов, а в других — меланократовых шпиров с кристаллизацией слюд, а также магнетита и флюорита. Следовательно, может происходить разделение на натриевую (с участием дифференциации магмы) и калиевую (связанную с отделением от нее флюидной фазы) ветви эволюции расплава. Ультраредкометалльные шпире проявляют особенности состава субщелочных пород, и они выделяются среди гранитов Безымянского массива высокими концентрациями высокозарядных элементов и REE. По сравнению с амазонит-альбитовыми гранитами они обогащены Zr (в 46 раз), Hf (в 390 раз), Nb (в 35 раз). Следовательно, при флюидно-магматической эволюции Безымянской интрузии Li-F гранитов Восточного Прибайкалья могли создаваться благоприятные условия для существенного концентрирования Li, Rb, Cs, Sn, Ta, Nb, Zr и REE (см. табл. 3) с формированием редкометалльной минерализации.

### Редкометалльные граниты малых интрузий позднемезозойского ареала магматизма, Восточное Забайкалье

Забайкалье является известной редкометалльной провинцией, где проявлены рудоносные граниты Li-F геохимического типа, относящиеся к позднемезозойскому этапу формирования и эволюции гранитоидного магматизма в пределах Монголо-Охотского пояса. К эталонным и экономически важным следует отнести юрские массивы амазонит-альбитовых гранитов: Этыкинский и Орловский. К этим малым интрузиям приурочены месторождения Ta и Li, а сами редкометалльные граниты значительно обогащены F, Rb, Cs, Sn, W и Nb, что является характерной геохимической особенностью гранитов Li-F типа. В Забайкалье небольшие массивы Li-F гранитов невозможно отнести к определенному зональному позднемезозойскому ареалу магматизма с крупным батолитом в центре, который пока никем не выделен. На значительном удалении от редкометалльных гранитов Восточного Забайкалья ранее исследовались позднемезозойские Li-F граниты в Восточной Монголии (Барун-Цогтинский массив, 126.5 млн лет; онгониты Онгон-Хайрханского вольфрамового месторождения,  $128.3 \pm 0.8$  млн лет), проявления которых образуют крайне редкие выходы. В пределах огромной магматической провинции Востока Азии в настоящее время выделена позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область [Ярмолюк и др., 2020].

**Этыкинский массив** расположен в северо-восточной части Кукульбейского хребта в Восточном Забайкалье. Наиболее детальное описание Этыкинского гранитного массива и связанного с ним редкометалльного рудного поля дано в работе С.М. Бескина с соавторами [1994б], в которой представлена минералого-геохимическая характеристика редкометалльных гранитов и всех рудных образований как в пределах интрузива, так и в его экзоконтактах. Рассмотрена также последовательность формирования Этыкинской рудно-магматической системы в плане эволюции редкометалльно-гранитного магматизма и образования рудного поля с разнообразной минерализацией. По форме массив представляет собой двухкупольный лакколит, который залегает среди аргиллитов, алевролитов, песчаников и конгломератов юрского возраста. В апикальной части массива проявлены амазонит-альбитовые граниты, которые



содержат лепидолит и топаз. С глубиной они сменяются менее дифференцированными микроклин-альбитовыми гранитами с амазонитом и циннвальдитом, занимающими до 90 % объема массива. В нем представлены разнообразные жильные образования: мелкозернистые лепидолит-альбит-амазонитовые и лепидолит-альбитовые граниты, образующие дайки и силлы. С ними сопряжены пегматиты и жиллоподобные тела крупнозернистых полосчатых лепидолит-альбит-амазонитовых пород. Кроме литиевых слюд (циннвальдит, криофиллит, лепидолит) в амазонит-альбитовых гранитах массива постоянно присутствует топаз (до 2 %), а также акцессорные минералы: колумбит-танталит, монацит, циркон и галенит. Этыкинский массив имеет многофазное строение, и важной особенностью состава всех его разновидностей является их принадлежность к породам Li-F геохимического типа. Установлены высокие содержания фтора (до 2300—2600 г/т) и редких элементов (Li, Rb, Cs, Be, Ta, Nb, Sn, W) для редкометалльных гранитов и жильных образований завершающих фаз формирования массива [Бескин и др., 1994б]. В его апикальной части исследователями изучалось одноименное танталовое месторождение, в рудах которого содержалась сопутствующая минерализация Li, Sn и Nb. Главными концентраторами тантала на месторождении являются минералы группы танталит-колумбита. Возраст гранитов Этыкинского массива близок к возрасту Орловского массива редкометалльных гранитов Восточного Забайкалья. По данным [Костицын и др., 2004], оба массива объединяют также близкие значения начальных изотопных отношений стронция (табл. 4).

**Орловский (Хангилай-Шилинский) массив** расположен в юго-западной части Борщовочного хребта в Восточном Забайкалье и проявлен тремя сближенными гранитными массивами: Центральным, Западным и Восточным с общей площадью выходов пород около 10 км<sup>2</sup> [Бескин и др., 1994а]. Гранитоиды всех выходов плутона залегают среди метаморфизованных сланцев и вулканитов, относящихся к интервалу возраста протерозой—карбон, а также пересекают песчано-сланцевую толщу триаса. Центральный выход массива (8 км<sup>2</sup>) сложен биотитовыми гранитами и лейкогранитами, Восточный массив образован преимущественно лейкогранитами, грейзены в которых содержат вольфрамовые руды Спокойнинского месторождения. Западный выход Орловского массива сложен разнообразными по структурным и минеральным характеристикам микроклин-альбитовыми гранитами с Li слюдами в апикальной части и с мусковитом в более эродированных его частях. Все разновидности Орловского массива, включая мусковит-циннвальдит-микроклин-альбитовые с амазонитом и альбит-лепидолитовые граниты, являются Li-F гранитами, содержат концентрированную минерализацию с танталониобатами и представляют танталовое месторождение. Подробная характеристика рудных и акцессорных минералов в редкометалльных гранитах исследуемого массива (колумбит, танталит, микролит, пироклор и др.) приведена в работе [Бескин и др., 1994а]. При проведении изотопного анализа Rb-Sr методом анализи-

Таблица 4. **Возраст гранитов литий-фтористого геохимического типа крупных массивов и малых интрузий в Центрально-Азиатском складчатом поясе**

| Массив, интрузия  | Возраст (млн лет), метод  | Литературный источник  |
|---|---|--|
| <b>Позднепалеозойский этап гранитного магматизма (Хамар-Дабан, Прибайкалье)</b> |   |  |
| Харагульский  | 318 ± 7, Rb-Sr. ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> = 0.711 ± 16; ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> = 0.705 ± 8           | [Коваленко и др., 1999; Костицын, 2002]                                |
| Уругудеевский   | 321 ± 5, Rb-Sr  | [Коваленко и др., 1999]  |
| Биту-Джидинский   | 311 ± 10, Rb-Sr. ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> = (0.705312 – 0.706187)   | [Перепелов и др., 2008]  |
| Безьянский  | 291.7 ± 3.7,<br>U-Pb (SHRIMP II); 291.2 ± 3.6, Ar-Ar (биотит)   | [Рампилов, 2013]   |
| <b>Раннемезозойский этап гранитного магматизма (Монголия)</b>                   |   |  |
| Жанчивланский   | 195,3 ± 0.6, ( <sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> = 0.7063 ± 22   | [Коваленко и др., 1999]  |
| Бага-Газрынский   | 197, Rb-Sr ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> = 0.7112 ± 11   | [Коваленко, 1977]  |
| »   | 201.0 ± 3.6—211.9 ± 4.0, Ar-Ar  | [Machowiak et al., 2012]   |
| Хэнтэйский  | 200 ± 2, U-Pb   | [Антипин и др., 2019]  |
| Абдарский   | 202—205 ± 2, Rb-Sr  | [Коваленко и др., 1999]  |
| <b>Позднемезозойский этап гранитного магматизма (Восточное Забайкалье)</b>      |   |  |
| Тургинский  | 133.8 ± 1.2, ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> = 0.71768 ± 22  | [Сырицо и др., 2021]   |
| Орловский   | 143 ± 2, Rb-Sr. ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> = 0.706 ± 5; 141 ± 3, U-Pb   | [Коваленко и др., 1999; Костицын и др., 2004; Абушкевич, Сырицо, 2007] |
| Этыкинский  | 142 ± 1, Rb-Sr. ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> = 0.708 ± 4<br>139, Rb-Sr. ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> = 0.7152 | [Костицын и др., 2004; Сырицо и др., 1999]                             |

ровались как образцы пород, так и минеральные фракции и было показано, что все точки составов разных фаз Орловского купола образуют единую изохрону с возрастом  $143 \pm 3$  млн лет и начальным изотопным отношением  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.706 \pm 5$  (см. табл. 4) [Коваленко и др., 1999].

**Тургинский массив.** Кроме эталонных массивов редкометалльных гранитов в Восточном Забайкалье в последнее время значительный интерес представляют альбит-амазонитовые Li-F граниты Тургинского массива (134 млн лет), которые демонстрируют ряд минералого-геохимических особенностей, в отличие от таких рудоносных массивов, как Орловский и Этыкинский. Наряду с повышенными концентрациями в тургинских гранитах фтора, лития и ряда редких элементов, свойственных Li-F гранитам, они характеризуются REE-Nb-Zr-Th-U геохимической специализацией, и авторами выделены в отдельный подтип редкометалльных гранитов [Сырицо и др., 2021]. Результаты проведенных исследований дают основания для отнесения гранитов Тургинского массива к геохимическому подтипу — плюмазитовым амазонитсодержащим гранитам повышенной щелочности и допускается вероятность воздействия на редкометалльные магмы ювенильного источника, в качестве которого могли быть базальтоидные расплавы шошонит-латитового ряда в регионе. По минералогическим и геохимическим характеристикам к Li-F тургинским гранитам близки редкометалльные граниты Безьянской интрузии Прибайкалья и Хэн-тэйского массива Монголии, которые могут быть отнесены к одному с ними подтипу пород Li-F типа.

Тургинский массив сложен двумя разновозрастными комплексами: ранними монцонитоидами шахтаминского и более поздними лейкогранитами кукульбейского комплекса Забайкалья. По границе вблизи контактов пород этих комплексов проявлены выходы поздних амазонитовых гранитов в форме малых интрузий и серии дайковых тел. Главная фаза редкометалльных гранитов состоит из КПШ, альбита № 2—4 (25 %), кварца и Li-содержащего сидерофиллита. Наряду с породообразующими, здесь представлены минералы, характерные для щелочных пород и содержащие LREE, U, Th, Nb (колумбит, минералы группы пирохлора и самарскита, фергусонит, циртолит, торит, флюоцерит, бастнезит, алланит) [Иванова, Сырицо, 2019]. Локализация лейкогранитов и амазонит-альбитовых гранитов Тургинского массива и их минеральный состав, отвечающий гранитоидам А-типа, соответствует обстановке внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек [Гребенников, 2014]. Сопоставление Тургинского интрузива с рудоносными массивами альбит-амазонитовых гранитов Забайкалья (Этыкинский, Орловский) показало общие особенности их состава и закономерности эволюции расплава, выраженные накоплением в поздних редкометалльных породах характерных литофильных редких элементов — Li, Rb, Cs, F, Ta, Nb, Sn. С другой стороны, протолитионитовые граниты Тургинского массива отличаются от пород рудоносных массивов повышенной железистостью и обогащением высокозарядными элементами. Амазонитовые граниты Тургинского интрузива — производные А-типа гранитов отличаются от танталоносных амазонитовых гранитов повышенным значением начального изотопного отношения Sr (0.717 вместо 0.706—0.708 соответственно) и более высокими температурами кристаллизации. По результатам выполненного исследования редкометалльные граниты Тургинского массива отнесены к особому геохимическому подтипу — плюмазитовым амазонитсодержащим колумбитоносным гранитам повышенной щелочности с агпаитовой Zr-REE-Th-U-Nb минерализацией [Сырицо и др., 2021].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В фанерозойской геологической истории Центральной Азии выделены несколько эпох внутриплитного магматизма: раннесреднепалеозойская, позднепалеозойская—раннемезозойская и позднемезозойская—кайнозойская. Ранее в соответствии с геодинамическими построениями было также показано [Коваленко и др., 1999; Ярмолюк и др., 2003; Кузьмин и др., 2011], что магматизм в пределах ЦАСП контролировался Центрально-Азиатским горячим полем мантии, обусловившим проявление ряда мантийных плюмов. При этом был сделан важный вывод, что продукты внутриплитного магматизма характеризуются ассоциациями различных пород повышенной щелочности: щелочными базальтами и габброидами, шошонит-латитовыми сериями и трахитами, комендитами, пантеллеритами и редкометалльными гранитами, которые типичны для геодинамических обстановок континентальных рифтов и внутриконтинентальных областей.

В Центрально-Азиатском складчатом поясе исследованные Li-F граниты установлены в ряде эпох внутриплитного магматизма, они формировались в пределах разновозрастных (позднепалеозойском, раннемезозойском и позднемезозойском) ареалов проявления гранитоидов. При этом они охватывают большой возрастной интервал (321—134 млн лет) в своем развитии (см. табл. 4) и проявлены среди разнообразных тектонических структур. Крупные многофазные массивы залегают среди пород докембрийского микроконтинента и каледонского основания, небольшие интрузии расположены как в докембрийском блоке, так и среди разновозрастных магматических и осадочно-метаморфических комплексов различного вещественного состава. Хорошо известными и исследованными на территории Центральной Азии являются палеозойские и мезозойские редкометалльные Li-F граниты, которые входят в состав

соответствующих им по возрасту ареалов гранитоидного магматизма [Коваленко и др., 1999]. В эти геологические периоды фанерозоя ЦАСП был ареной интенсивного внутриплитного магматизма, состав которого широко варьировал от базитов различной щелочности, различающихся по кремнекислотности щелочных магматических пород, и гранитоидов, представленных разнообразными геохимическими типами [Таусон, 1977]. В западной части Монголо-Охотского пояса распространены породы разновозрастных магматических комплексов с крупными плутонами палингенных известково-щелочных гранитоидов (Бага-Хэнтэйский и др.), которые формировались в нижних горизонтах континентальной коры под воздействием мантийных субщелочных и щелочно-базальтовых магм. Редкометалльные граниты Li-F типа в составе позднепалеозойского и мезозойских ареалов магматизма на территории Прибайкалья и Монголии образуют крупные глубоко дифференцированные плутоны (Жанчивланский, Бага-Газрынский) и малые интрузии, обычно входящие в состав интрузивно-дайковых поясов в периферических зонах указанных ареалов и редко в их центральных частях (Хэнтэйский массив) [Ярмолюк, Кузьмин, 2012; Антипин, Одгэрэл, 2016]. В результате процессов развития и эволюции редкометалльного гранитного магматизма в рифтогенной обстановке растяжения в периферических частях ареалов происходило образование крупных дифференцированных массивов и малых интрузий с сериями даек и пегматитовых жил, а также проникновение в верхние горизонты рудоносных растворов, формирующих концентрированную минерализацию редких металлов.

В связи с представленными выше различными геолого-тектоническими условиями формирования Li-F гранитов в разновозрастных ареалах магматизма выявляются геохимические различия пород как крупных многофазных дифференцированных массивов, так и отдельных малых интрузий, иногда в составе интрузивно-дайковых поясов. Наиболее очевидно эти различия видны при сравнении уровня содержаний и распределения, характерных для Li-F гранитов, элементов и их индикаторных отношений ( $K/Rb$ ,  $Nb/Ta$ ) в исследуемых редкометалльных породах, а также в палеозойских коллизионных гранитоидах Прибайкалья и Монголии (см. рис. 2—4). Особенно высокие средние содержания F и Li зафиксированы в редкометалльных гранитах поздних фаз и пегматитах крупных многофазных массивов (Жанчивлан, Бага-Газрын) (см. табл. 1). Уровень концентраций этих элементов существенно ниже в микроклин-альбитовых гранитах разновозрастных малых интрузий (см. табл. 2—3), например, в Li-F гранитах Хэнтэйской и Тургинской интрузий, которые расположены ближе к центральным частям ареалов магматизма. Однако наиболее низким и существенно приближенным к средним содержаниям Li и F в верхней континентальной коре (кларк) является уровень их концентраций в коллизионных раннепалеозойских гранитах Прибайкалья (шаранурский комплекс — о. Ольхон, Солзанский массив — хр. Хамар-Дабан) и гранитоидах Бага-Хэнтэйского плутона (см. рис. 2—3), что отличает их от исследуемых внутриплитных редкометалльных гранитов. При анализе содержаний Rb и индикаторного для процессов дифференциации гранитоидной магмы  $K/Rb$  отношения установлены также значительные вариации значений этих характеристик в Li-F гранитах различных возрастов и геологического положения в исследуемых регионах Центральной Азии (см. рис. 4). В отличие от палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда (массив Бага-Хэнтэй), в редкометалльных Li-F гранитах Центральной Азии определен более высокий, значительно превышающий кларковый уровень содержаний Rb, что особенно характерно для амазонит-альбитовых и альбит-лепидолитовых гранитов с литиевыми слюдами поздних фаз интрузий, в которых отмечается также снижение величины  $K/Rb$  отношения (см. рис. 4, б). Кроме того, характерным является закономерный рост содержаний таких элементов, как Li, Cs, Sn, Be, Ta, и уменьшение  $Nb/Ta$ , что отчетливо проявлено в многофазных глубоко дифференцированных массивах Li-F геохимического типа (см. рис. 4, в).

Наряду с установленными закономерностями геохимической эволюции магм Li-F гранитов, связанными с обогащением их фтором и характерными литофильными элементами [Коваленко, 1977; Antipin et al., 2016], детальные исследования дают возможность выявлять отдельные малые интрузии, обогащенные высокозарядными элементами, что характерно для гранитоидов повышенной щелочности. Сначала это было показано на примере Хэнтэйской интрузии (Северная Монголия) в центральной части раннемезозойского ареала, где амазонит-альбитовые граниты в большей мере обогащены Zr, Hf, Nb, Th, U по сравнению с ранними лейкогранитами [Антипин и др., 2019]. Эта же геохимическая особенность Li-F гранитов установлена на примере позднемезозойского Тургинского массива в Забайкалье, где амазонит-альбитовые граниты обогащены теми же высокозарядными элементами, в работе [Сырицо и др., 2021] эти Li-F граниты выделены в отдельный подтип. Таким образом, среди редкометалльных гранитов Li-F типа развиты породы с различной геохимической специализацией. Крупные мезозойские многофазные массивы и зональные малые интрузии нередко с пегматоидными шширами представлены типичными Li-F гранитами с Li, Ta, Sn, W минерализацией. При сравнительном исследовании редкометалльно-гранитного магматизма в различных провинциях ЦАСП установлено, что отдельные интрузии также позднепалеозойского ареала (Харагул, Уругудей, Безымянка) наряду с литофильными элементами существенно обогащены REE, Zr, Hf, Nb, Th, свойственными породам повышенной щелочности (см.

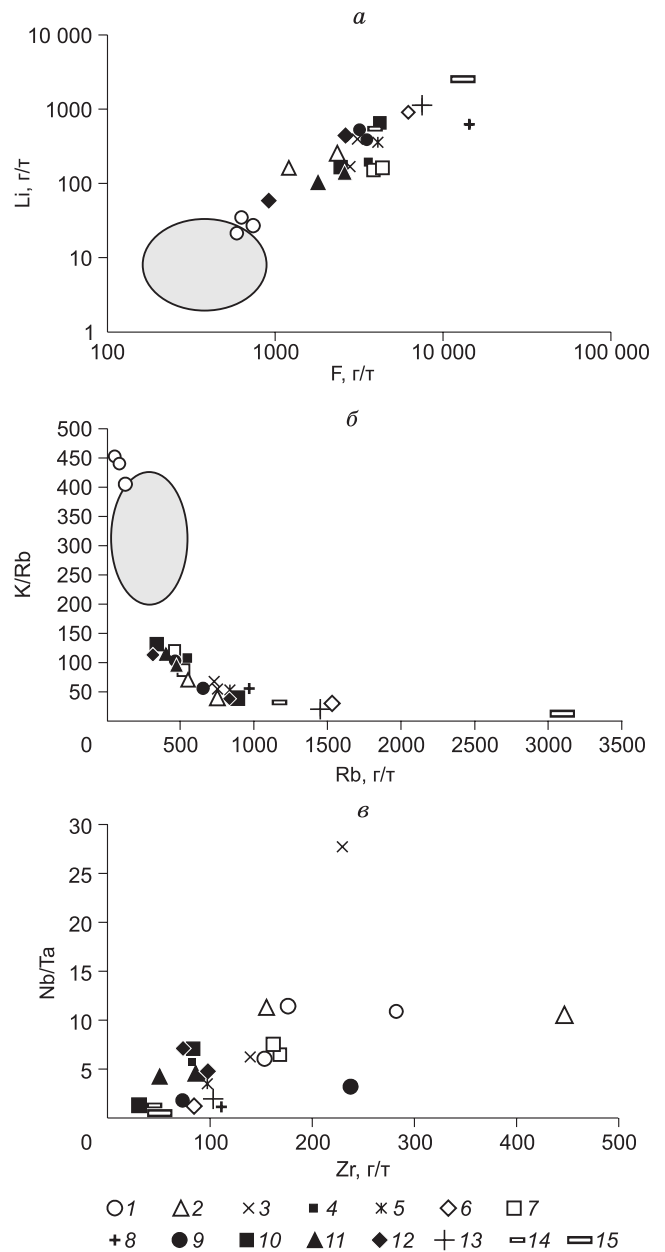
**Рис. 4.** K/Rb—Rb (а), Nb/Ta—Zr (б) и Li—F (в) отношения для Li-F гранитов MZ<sub>1</sub> ареала магматизма (Монголия), для гранитоидов Бага-Хэнтэйского плутона и гранитоидов PZ<sub>1</sub> шаранурского комплекса (Прибайкалье).

1 — гранитоиды Бага-Хэнтэйского плутона; редкометалльные граниты MZ<sub>1</sub>: 2 — Хэнтэй, 3 — Абдар; Жанчивлан: 4 — лейкогранит, 5 — микроклин-альбитовый гранит, 6 — альбит-лепидолитовый гранит; Бага-Газрын: 7 — биотитовый гранит, 8 — лейкогранит; редкометалльные граниты MZ<sub>2</sub>: 9 — Харагул, 10 — Уругудей, 11 — Безьямянка; редкометалльные граниты MZ<sub>2</sub>: 12 — Турга; 13 — амазонитовый гранит Этыка; Орловка: 14 — микроклин-альбитовый гранит, 15 — амазонитовый гранит. Серое поле на рисунке а и б — коллизионные гранитоиды PZ<sub>1</sub> шаранурского комплекса (о. Ольхон) и Солзанского массива (хр. Хамар-Дабан).

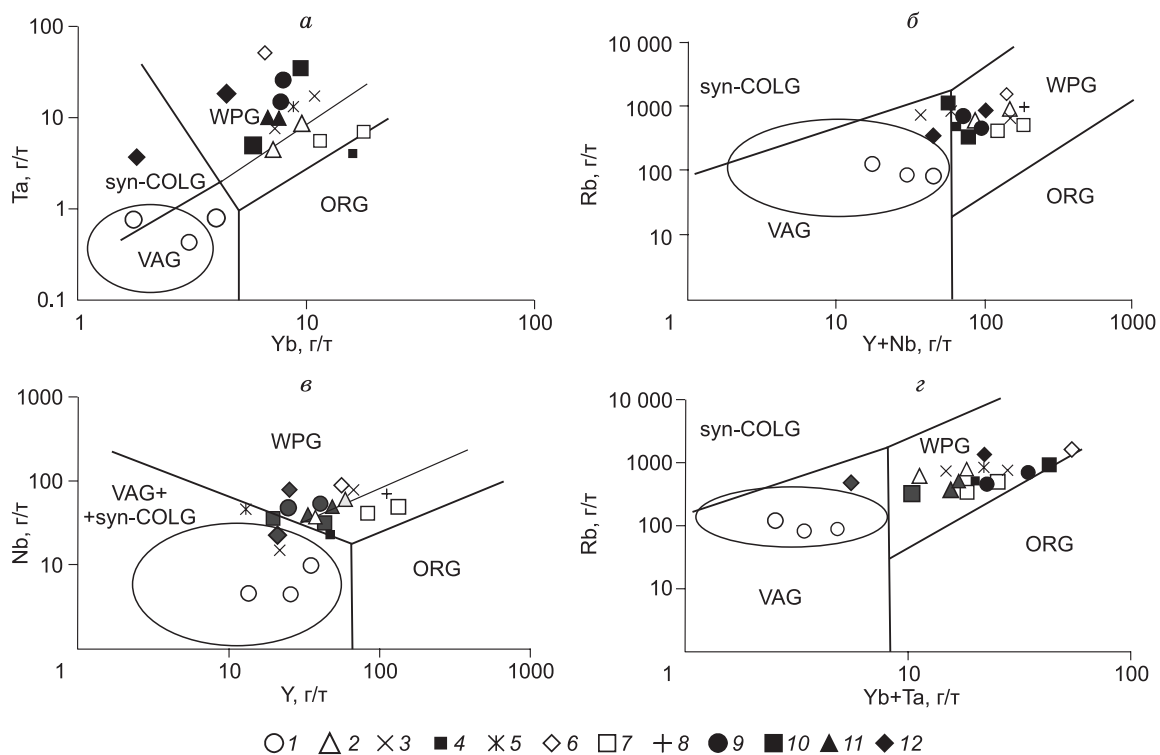
табл. 3). Такие амазонит-альбитовые граниты Li-F типа, независимо от их геологического возраста, правомерно выделять в отдельный подтип, как это сделано для тургинских гранитов в Восточном Забайкалье. Их геохимическая специализация может быть связана с влиянием глубинного источника при формировании этих Li-F гранитов.

В настоящее время наиболее изученными в пределах ЦАСП в отношении состава, источников и геодинамического положения являются гранитоиды Хангайского зонального магматического ареала в Монголии [Ярмолук, Кузьмин, 2012; Ярмолук и др., 2016]. Рассмотрена модель формирования различных по составу магматических пород Хангайского батолита (270—240 млн лет) и его рифтового обрамления, свидетельствующая о разномасштабном взаимодействии мантийных и коровых расплавов при формировании магматической области. Показано, что мантийные расплавы, внедрившиеся в основание коры, стали источником тепла, вызвавшего плавление, и взаимодействовали с анатектическими магмами, обуславливая широкий спектр переходных разновидностей пород и вариации геохимических и изотопных характеристик гранитоидов. На основании комплексных исследований авторами разработана модель, связывающая особенности геологического строения магматической области с воздействием мантийного плюма на литосферу континентальной окраины Сибирского континента.

По мере постепенного закрытия Монголо-Охотского океанического бассейна на территории Восточной Монголии и Забайкалья интенсивно формировались гранитоиды раннемезозойского магматического ареала с крупным Бага-Хэнтэйским плутоном в составе Дауро-Хэнтэйского батолита, и для них также предполагается связь с проявлением воздействия Монгольского мантийного плюма на нижние горизонты континентальной коры [Ярмолук, Коваленко, 2003]. Батолиты формируются в центре зональных ареалов, где происходит коллизия блоков континентальной земной коры и обрамляющих структур. В результате этих процессов образуются крупные гранитоидные массивы, относящиеся к геохимическому типу палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда, которые формировались в низах континентальной коры под воздействием мантийных щелочных и базальтоидных магм и связанных с ними сквозьмагматических растворов. Возраст Бага-Хэнтэйского плутона оценивается как поздне триасовый—верхнеюрский на основе геологических данных, а также U-Pb и Rb-Sr датирования пород главных фаз (225—195 млн лет). Интрузивы Li-F гранитов как в центре MZ<sub>1</sub> ареала (Хэнтэйская интрузия, 200 млн лет), так и на его периферии, как правило, несколько моложе палингенных известково-ще-







**Рис. 5. Дискриминационные диаграммы Дж. Пирса [1996] Ta—Yb, Nb—Y, Rb—(Y+Nb), Rb—(Yb+Ta) для гранитоидов Бага-Хэнтэйского плутона, Li-F гранитов MZ<sub>1</sub> ареала магматизма (Монголия) и гранитоидов PZ<sub>1</sub> шаранурского комплекса (Прибайкалье).**

1 — гранитоиды Бага-Хэнтэйского плутона; редкометалльные граниты MZ<sub>1</sub>: 2 — Хэнтэй, 3 — Абдар; Жанчивлан: 4 — лейкогранит, 5 — микроклин-альбитовый гранит, 6 — альбит-лепидолитовый гранит; Бага-Газрын: 7 — биотитовый гранит, 8 — лейкогранит; редкометалльные граниты PZ<sub>2</sub>: 9 — Харагул, 10 — Уругудей, 11 — Безымянка; редкометалльные граниты MZ<sub>2</sub>: 12 — Турга. Поля на рисунке — коллизионные гранитоиды шаранурского комплекса (о. Ольхон) и Солзанского массива (хр. Хамар-Дабан). Поля: ORG — граниты океанических хребтов; WPG — внутриплитные граниты; VAG — граниты вулканических дуг; syn-COLG — синколлизионные граниты.

лочных гранитоидов, образующих крупные массивы. По имеющимся данным установлено также заметное омоложение возраста проявлений Li-F гранитов в разновозрастных магматических ареалах в направлении от позднепалеозойского (Прибайкалье) к позднемезозойскому (Восточное Забайкалье) ареалам распространения гранитоидов (см. табл. 4). Вопросы развития и эволюции фанерозойского внутриплитного магматизма Северной Азии детально рассмотрены в работе [Кузьмин и др., 2011], где на основе палеореконовструкций обосновано движение Сибири над горячей точкой с запада на восток и соответствующее смещение магматических ареалов, в составе которых проявлены граниты Li-F типа.

В связи с процессами формирования редкометалльных гранитов на огромных территориях в пределах разновозрастных ареалов магматизма одним из важнейших является вопрос о геодинамических условиях их образования. Поэтому на диаграммах Пирса (рис. 5) показаны все исследованные Li-F граниты позднепалеозойского, раннемезозойского и позднемезозойского возрастов, а также палингенные гранитоиды Бага-Хэнтэйского плутона и типичные коллизионные раннепалеозойские гранитоиды в пределах Ольхонского (шаранурский комплекс) и Хамар-Дабанского (хамар-дабанский комплекс, Солзанский массив) террейнов Прибайкалья. На приведенных диаграммах практически все фигуративные точки составов Li-F гранитов расположены в поле внутриплитных пород, независимо от их возраста и геологического положения. Только отдельные точки малых интрузий (Турга, Абдар, Харагул, Уругудей) на некоторых диаграммах Пирса (см. рис. 5) приближены к границе WPG и VAG. В то же время составы коллизионных палеозойских гранитоидов Ольхонского региона и гранитоидов Бага-Хэнтэйского плутона в центре раннемезозойского ареала занимают поля диаграммы Дж. Пирса syn-COLG и VAG+syn-COLG. Это может свидетельствовать о значительной роли коллизионных процессов при гранитообразовании до начала проявления внутриплитного магматизма, когда активно формировались многофазные массивы и малые интрузии Li-F гранитов. Как показано в работе [Кузьмин и др., 2011], к рубежу 190 млн лет на большей части территории Центральной Азии внутриплитная магматическая



активность резко сократилась, и позднепалеозойская—раннемезозойская геологическая эпоха внутриплитного магматизма завершилась.

Таким образом, 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 и характеризуются значительными вариациями ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> (см. табл. 4). С учетом обзора литературных данных [Костицын и др., 2004] для многих массивов Li-F гранитов Восточного Забайкалья были установлены достаточно низкие значения первичного отношения ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub>, не превышающие 0.707.

Образование редкометалльных магм может быть связано с процессами мантийно-корового взаимодействия, когда глубинные CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-F-содержащие мантийные флюиды воздействуют на гранулитовые породы нижних горизонтов континентальной коры при участии коровых компонентов в источнике магм [Коваленко и др., 1999; Cuneu, Varbey, 2014; Antipin et al., 2016]. Процессы гранитообразования и ассоциирующей редкометалльной минерализации могут быть также обусловлены взаимодействием ювенильных флюидов с коровым субстратом и последующей дифференциации образующихся гранитных магм. Они наиболее интенсивно проявлены в периферических зонах ареалов гранитоидного магматизма, сопряженные с рифтогенными структурами, где наиболее часто устанавливается ассоциирующая редкометалльная минерализация. Это подтверждает большую перспективность рифтового обрамления батолитов в отношении генетической связи редкометалльного оруденения и магматизма. Концентрирование литофильных элементов в центральной части мезозойского ареала магматизма (Хэнтэйская интрузия) проявлено в незначительной степени, но они в большей мере обогащены высокозарядными элементами (Zr, Hf, Nb, Zn, Th, U), что указывает на правомерность выделения отдельного подтипа Li-F гранитов с возможным ювенильным источником накопления этих элементов. Необходимо подчеркнуть специфику внутриплитных магматических процессов в южном обрамлении Сибирского кратона, связанную с процессами воздействия мантийных плюмов на континентальную кору и образованием крупных разновозрастных зональных ареалов с массивами рудоносных Li-F гранитов. Поднимающиеся мантийные расплавы щелочно-базальтоидного и щелочного состава могли концентрироваться в нижней континентальной коре и обуславливать ее анатексис. Многофазные массивы и интрузии Li-F гранитов в разновозрастных ареалах характеризуются широкими вариациями геохимических особенностей пород, являются важным индикатором процессов мантийно-корового взаимодействия, дифференциации гранитоидных магм и могут определять природу зональных ареалов при развитии внутриплитного магматизма. Исследуемые редкометалльные комплексы Южной Сибири и Монголии могут быть также индикаторами развития рудно-магматических систем, в которых генерируется сопутствующая редкометалльная минерализация.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании систематизации геологического положения, возраста и минералого-геохимических особенностей установлено, что Li-F граниты в Центральной Азии формировались в разновозрастных позднепалеозойском, раннемезозойском и позднемезозойском ареалах гранитоидного магматизма и охватывают большой возрастной интервал (321—134 млн лет) своего развития. В пределах магматических ареалов граниты Li-F типа обычно локализованы в периферических зонах, где широкое распространение имеет рифтогенный магматизм различной щелочности и основности в виде вулканоплутонических базальтоидных, бимодальных и гранитоидных комплексов. В редких случаях Li-F граниты проявлены в центральных частях ареалов (Хэнтэйский массив, Монголия, MZ<sub>1</sub>).

Среди Li-F гранитов ЦАСП по минералого-геохимическим характеристикам можно выделить типичные породы с наиболее высокими содержаниями F, Li, Sn, W и Ta, образующие как крупные многофазные массивы (Жанчивланский, Бага-Газрынский), так и малые интрузии (Этыкинский, Орловский, Абдарский и др.), которые являются рудоносными в отношении концентрированной минерализации на позднемагматическом и постмагматической стадиях. На примере крупных массивов исследованиями показано, что становление многофазных плутонов определяется их формированием в более верхних горизонтах земной коры, где в магме глубоко проявлены процессы ее дифференциации, а насыщение растворов летучими компонентами может приводить к образованию метасоматитов различной щелочности, продуцирующих редкометалльную минерализацию (Sn, W, Li, Ta, Nb).

Среди позднепалеозойских и мезозойских массивов (Харагульский, Уругудеевский, Безымянский, Хэнтэйский, Тургинский) малые интрузии представлены редкометалльными Li-F гранитами с повышенными щелочностью и содержаниями Zr, Nb, Hf, Th, U и REE, которые отличаются от типичных рудоносных гранитов минеральными ассоциациями и геохимическими особенностями. Вслед за [Сырцо и др., 2021] эти граниты целесообразно выделить в отдельный подтип редкометалльных гранитов

Li-F типа. Независимо от геохимической специализации, исследуемые Li-F граниты Центральной Азии резко отличаются от типичных коллизионных гранитоидов, формирующихся при плавлении верхней континентальной коры.

Редкометалльные граниты Li-F типа широкое развитие получили во внутриплитной геодинамической обстановке и характеризуются значительными вариациями ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub>. При оценке источников магм Li-F гранитов с различными геохимическими характеристиками рассмотрена роль процессов мантийно-корового взаимодействия при формировании редкометалльных гранитов. В эволюционном развитии Li-F гранитного магматизма важная роль придается глубинным флюидам, содержащим редкие элементы, и процессам значительной магматической дифференциации гранитной магмы в коровых промежуточных камерах, что является благоприятными условиями для генерации редкометалльной минерализации.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту № 0284-2021-0007) и при финансовой поддержке РФФИ (гранты 19-05-00172, 20-55-44002 Mong\_a, 18-55-91049 Mong\_omi).

## ЛИТЕРАТУРА

**Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф.** Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье. СПб, Наука, 2007, 148 с.

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

**Антипин В.С., Одгэрэл Д.** Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайковая серия: эволюция и условия образования гранитоидов различных геохимических типов в раннемезозойском ареале магматизма (Центральная Монголия) // Петрология, 2016, т. 24, № 5, с. 537—553.

**Антипин В.С., Горегляд А.В., Савина Е.А., Митичкин М.А.** Эволюция литий-фтористых гранитов с образованием редкометалльных слюдяных шпиров (Безымянский массив, Прибайкалье) // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (7), с. 1216—1227.

**Антипин В.С., Кузьмин М.И., Одгэрэл Д., Куш Л.В., Перепелов А.Б.** Геохимическая эволюция и рудоносные метасоматиты Бага-Газрынского многофазного массива редкометалльных Li-F гранитов (Монголия) // ДАН, 2018, т. 483, № 3, с. 313—317.

**Антипин В.С., Перепелов А.Б., Одгэрэл Д.** Редкометалльные граниты в различных зонах раннемезозойского ареала магматизма: геохимические и петрогенетические особенности (Монголия) // ДАН, 2019, т. 485, № 3, с. 74—79.

**Бескин С.М., Гребенников А.М., Матиас В.В.** Хангилайский гранитный плутон и связанное с ним Орловское месторождение тантала в Забайкалье // Петрология, 1994а, т. 2, № 1, с. 68—87.

**Бескин С.М., Загорский В.Е., Кузнецова Л.Г., Курсинов И.И., Павлова В.Н., Прокофьев В.Ю., Цыганов А.Е., Шмакин Б.М.** Этыкинское редкометалльное рудное поле в Восточном Забайкалье (Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений, 1994б, т. 36, № 4, с. 310—325.

**Беус А.А., Северов В.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д.** Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962, 96 с.

**Гребенников А.В.** Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (9), с. 1356—1373.

**Иванова А.А., Сырицо Л.Ф.** Особенности акцессорной минерализации Тургинского массива амазонитсодержащих Li-F гранитов в Восточном Забайкалье и ее петрогенетическое значение // Материалы X Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2019, с. 94—96.

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

**Коваленко В.И., Коваленко Н.И.** Онгониты (топазсодержащие кварцевые кератофиры) — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М., Наука, 1976, с. 1—127.

**Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Петров Л.Л.** Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит) — новая разновидность субвулканических жильных магматических пород // Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 2, с. 430—433.

**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.

**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.

**Костицын Ю.А.** Происхождение редкометалльных гранитов: изотопно-геохимический подход: Автореф. дис.... д.г.-м.н. М., ОНТИ ГЕОХИ РАН, 2002, 43 с.

**Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Чевычелов В.Ю.** Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // *Геохимия*, 2004, № 9, с. 940—948.

**Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.** Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции Африканской низкоскоростной мантвийной провинции // *Геотектоника*, 2011, т. 45, № 6, с. 3—23.

**Перепелов А.Б., Татарников С.А., Дриль С.И., Антипин В.С.** Геохимические особенности, источники вещества и возраст Биту-Джидинской многофазной интрузии Li-F гранитов (Хамар-Дабан) // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2008, с. 291—293.

**Рампилов М.О.** Минеральный состав, особенности образования и рудоносность альбитовых гранитов Западного Забайкалья: Автореф.... к.г.-м.н. Улан-Удэ, 2013, 21 с.

**Редкометалльные** гранитоиды Монголии (петрология, распределения редких элементов и генезис) (Тр. Совместной советско-монгольской геологической экспедиции, вып. 5). М., Наука, 1971, 240 с.

**Сырицо Л.Ф., Иванова А.А., Баданина Е.В., Волкова Е.В.** Амазонитовые Li-F граниты REE-Nb-Zr-Th-U специализации: геохимия, минералогия, изотопная геохронология Тургинского массива в Восточном Забайкалье // *Петрология*, 2021, т. 29, № 1, с. 64—89.

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

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Геодинамические обстановки образования батолитов в Центральном-Азиатском складчатом поясе // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44 (12), с. 1305—1320.

**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.

**Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Лебедев В.И., Ээнжин Г.** Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и изотопных Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // *Петрология*, 2016, т. 24, № 5, с. 468—498.

**Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов М.В.** Поздне-мезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма // *Петрология*, 2020, т. 28, № 6, с. 563—590.

**Antipin V., Gerel O., Perepelov A., Odgerel D., Zolboo Ts.** Late Paleozoic and Early Mesozoic rare-metal 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.

**Geostandards** Newletters. Spec. Issue, July, 1994, v. XVIII.

**Gerel O., Kanisawa S., Ishikawa K.** Petrological characteristics of granites from the Avdrant and Janchivlan plutons, Central Mongolia // *Problems of Geodynamics and Metallogeny of Mongolia Transactions*, 1999, v. 13, p. 34—39.

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

**McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.

**Pearce J.A.** A user's guide to basalt discrimination diagrams // *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological association of Canada, Short Course Notes*, 1996, v. 12, p. 79—113.

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

*Поступила в редакцию 2 августа 2021 г.,  
принята в печать 23 сентября 2021 г.*