

Редкометалльные литий-фтористые граниты в позднепалеозойском, раннемезозойском и позднемезозойском ареалах гранитоидного магматизма Центральной Азии

Антипин В. С., Кузьмин М. И., Одгэрэл Д. О., Куш Л. В., Шептякова Н. В.

Аннотация

Редкометалльные граниты Li-F типа в Центрально-Азиатском складчатом поясе формировались в разновозрастных ареалах гранитоидного магматизма и охватывают большой возрастной интервал (321-134 Ма). Li-F граниты, образуют крупные многофазные массивы (Жанчивланский, Бага-Газрынский) и малые интрузии, 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 рассмотрена важная роль процессов мантийно-корового взаимодействия при формировании редкометалльных гранитов. При 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 благоприятными условиями для генерации ассоциирующей редкометалльной минерализации.

Ключевые слова:

Магматизм, геодинамика, батолит, интрузия, палеозой, мезозой

**РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ЛИТИЙ – ФТОРИСТЫЕ ГРАНИТЫ В
ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОМ, РАННЕМЕЗОЗОЙСКОМ И ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОМ
АРЕАЛАХ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**

В.С. Антипин¹, М.И. Кузьмин¹, Д. Одгэрэл², Л.В. Куц¹, Н.В. Шептякова¹

¹*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, Россия*

²*Институт геологии, Монгольская академия наук, Улан-Батор, Монголия*

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 гранитоиды Монголии, 1971; Таусон, 1977]. Ранее 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, минералого-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-дайковые пояса с редкометалльными гранитами, образующих зонально построенные магматические ареалы [Ярмолук, Коваленко, 2003; Ярмолук, 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; Ярмолук, Кузьмин, 2012; Antipin et al., 2016; Сырицо 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. С учетом этих закономерностей развития редкометалльно-гранитного магматизма в данной работе проведен сравнительный геолого-петрологический и минералого-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 минералого-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. Чувашовой, ($\sigma \pm 5-10\%$) 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 (PZ₂) и мезозойских (MZ₁ и MZ₂) ареалов магматизма образуют крупные глубоко дифференцированные массивы среди каледонских структур (Жанчивланский, Бага-Газрынский), а малые интрузии обычно входят в состав интрузивно-дайкиовых поясов (Абдар-Хошутулинский, Уругудей-Утуликский и др.) в периферических зонах указанных ареалов. Характеристику редкометалльно-гранитного магматизма начинаем с модельных массивов в составе MZ₁ ареала, так как на их примере проводились первые исследования Li-F гранитов и связанной с ними минерализации на территории Монголии [Редкометалльные гранитоиды Монголии, 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 MZ₁ ареала является многофазный Жанчивланский плутон, породы поздней фазы в котором представлены биотитовыми гранитами и лейкогранитами, ($Qtz + Pl_{15-5} + Kfs + Bt$), микроклин-альбитовыми (часто с амазонитом) гранитами, слагающими отдельные куполовидные выходы площадью около 50 км² (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 отношений. 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 км², включая наиболее дифференцированные с топазом и лепидолитом, была получена Rb-Sr изохрона с возрастом 195,3±0.6 Ма 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 км² среди образований песчано-сланцевой тощи 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 порфировидную 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 шлировые 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 микроклиновидный, 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 Ма) 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 позднетриасовый возраст: 201.0 ± 3.6 Ма для крупнозернистых гранитов, 211.9 ± 4.0 Ма для среднезернистых гранитов и 209.4 ± 3.2 Ма для мелкозернистых лейкогранитов [Machowiak K. 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 Бага-Газрына различаются незначительно (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 раз). Фтор в гранитных фазах массива концентрируется в биотите, а в лейкогранитах наряду с Li-F слюдами 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 (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-Газрын в постмагматическую стадию характеризуется наиболее интенсивным обогащением грейзенов и микроклинитов литофильными и рудными элементами (Sn, W, Zn) с формированием генетически связанной со становлением массива концентрированной минерализации (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-Газрын 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 (грейзены-цвиттеры, 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 MZ₁ 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 км². В ее центральной куполовидной части распространены среднезернистые лейкограниты с биотитом, которая окаймлена прерывистой зоной среднезернистых амазонит-альбитовых гранитов. 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 (Ап₄₋₁₈) находятся в парагенезисе с микроклином по составу в среднем Орт₇₇Аб₂₃. Амазонит-альбитовые граниты содержат альбит (Ап₂₋₇), и микроклин с меньшим содержанием альбитового минала (Орт₈₁₋₈₅, Аб₁₉₋₁₅) 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 К-Аг методом по 5 биотитам, и вычислено среднее его значение в 207 Ма [Редкометалльные гранитоиды Монголии, 1971]. Он практически соответствует значениям возраста, определенным позже Rb-Sr методом (202-205 Ма) [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 акцессорный 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-носным и Ta-носным гранитам) (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 (табл. 2). Обнаруженные при изучении Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой серии редкометалльные онгониты г. Цох-Ула по всем геохимическим характеристикам являются субвулканическими аналогами Li-F гранитов Абдарской интрузии [Антипин, Одгэрэл, 2016]. Онгониты дайки 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 Амазонитовой Онгон-Хайрхана Центральной Монголии. Практически одинаковое с онгонитами Цох-Улы суммарное содержание РЗЭ (110,6 г/т) и распределение редких земель установлено и в амазонит-альбитовых гранитах Абдара (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 отношений по сравнению с палингенными известково-щелочными гранитоидами Хошутулинского плутона в пределах исследуемой серии.

Литий-фтористые граниты Абдарского массива в составе Абдар-Хошутулинской интрузивно-дайковой 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 $\varepsilon\text{Nd T}$ (+1.2), а также возраст протолита $T=906$ Ма [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 (рис. 1). Бага-Хэнтэйский плутон расположен на юго-восточной окраине хребта Бага-Хэнтэй и имеет трехфазное строение [Коваль и др., 1978]. Первая фаза образована порфировидными гранодиоритами, содержащими значительное количество овоидных по форме ксенолитов габбро-диоритов. 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 [Ярмолук, 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 км². 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 средне-крупнозернистым пегматоидным разновидностям с 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 (г. Апатиты) [Антипин и др., 2019] были получены конкордии с одинаковыми возрастaми 200 ± 2 Ма, то есть Li-F граниты в центральной части хребта 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 содержаний как литофильных, так и других элементов (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 более резком (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 содержаний редких элементов в гранитах Хэнтэйской интрузии не только в сравнении их с гранитоидами Бага-Хэнтэйского батолита в центре MZ_1 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 высокочарядными 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 (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 высокочарядными 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 (хребет 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 км² и возрастом формирования от 311 до 321 Ма, 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 топаз-содержащими 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 содержаний Ba, Sr, Zn, Zr, Th и U (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 снижаются (Харагульский и Уругудеевский массивы). В то же время содержания тяжелых редких земель возрастают, что приводит к уменьшению величины La/Yb отношения 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 (рис. 3Б). Эти процессы обуславливали также интенсивное концентрирование ряда рудных элементов в поздних фазах интрузий (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 ϵNd , 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 Безымянского массива, Восточное Прибайкалье.

Характерным редкометалльным объектом Li-F гранитов в Восточном Прибайкалье является Безымянский массив с площадью выхода пород около 15 км². Граниты прорывают мраморы крестовой свиты архея с прослоями кварцитов и гнейсов. Последние данные U-Pb и Ar-Ar датирования цирконов из лейкогранитов Безымянской интрузии представлены конкордантными возрастaми: 291,7±3,7 Ma и 291,2±3,6 Ma 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 протолитионитов в амазонит-альбитовых гранитах в ассоциации с Li фенгит-мусковитами. Среди второстепенных минералов кроме флюорита (1-2%) и магнетита встречаются алланит, циркон, колумбит, монацит, ксенотим, циртолит и манганотанталит. В гранитах апикальной фации отмечаются шлировидные 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 шлировые

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 шлировых пегматитов, а в других – меланократовых шлиров 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 шлиры проявляют особенности состава субщелочных пород, и они выделяются среди гранитов Безымянского массива высокими концентрациями высокочarged 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 (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 Ma; онгониты Онгон-Хайерханского вольфрамового месторождения, 128,3±0,8 Ma), 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 [Бескин и др., 1994], 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 жилоподобные 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., 1994]. 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 км² [Бескин и др., 1994]. 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 км²) 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 тантало-ниобатами 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., 1994]. При проведении изотопного анализа Rb-Sr методом анализировались как образцы пород, так и минеральные фракции и было показано, что все точки составов разных фаз Орловского купола образуют единую изохрону с возрастом 143 ± 3 Ma и начальным изотопным отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.706 \pm 5$ (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 Ma), которые демонстрируют ряд минералого-геохимических особенностей, в отличие от 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 Безымянской интрузии Прибайкалья и Хэнтэйского 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 пироклора 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: ранне- среднепалеозойская, позднепалеозойская-раннемезозойская и позднемезозойская-кайнозойская. Ранее в соответствии с геодинамическими построениями было также показано [Коваленко и др., 1999; Ярмлюк 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 и формировались в пределах разновозрастных (позднепалеозойском, раннемезозойском и позднемезозойском) ареалах проявления гранитоидов. При этом они охватывают большой возрастной интервал (321-134 Ma) в своем развитии (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 крупным плутонами палингенных известково-щелочных гранитоидов (Бага-Хэнтэйский и др.), которые формировались в нижних горизонтах континентальной коры под воздействием мантийных субщелочных и щелочнобазальтовых 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) [Ярмолук, 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 проникновению 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 (рис. 2-4). Особенно высокие средние содержания F и Li зафиксированы в редкометалльных гранитах поздних фаз и пегматитах крупных многофазных массивов (Жанчивлан, Бага-Газрын) (табл. 1). Уровень концентраций этих элементов существенно ниже в микроклин-альбитовых-гранитах разновозрастных малых интрузий (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 (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 различного возраста и геологического положения в исследуемых регионах Центральной Азии (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 (рис. 4б). Кроме того, характерным является закономерный рост содержаний таких элементов, как Li, Cs, Sn, Be, Ta и уменьшение Nb/Ta отношения, что отчетливо проявлено в многофазных глубоко дифференцированных массивах Li-F геохимического типа (рис. 4в).

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 высоkozарядными 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 и авторами [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 (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 [Ярмолюк и др., 2016; Ярмолюк, Кузьмин, 2012]. Рассмотрена модель формирования различных по составу магматических пород Хангайского батолита (270-240 Ма) 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 как источником тепла, вызвавшего плавление, так 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 [Ярмолюк, 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 Ma). Интрузивы Li-F гранитов как в центре MZ₁ ареала (Хэнтэйская интрузия, 200 Ma), так и на его периферии, как правило, несколько моложе палингенных известково-щелочных 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 поздне мезозойскому (Восточное Забайкалье) ареалам распространения гранитоидов (табл. 4). Вопросы развития и эволюции фанерозойского внутриплитного магматизма Северной Азии детально рассмотрены в работе [Кузьмин и др., 2011], где на основе палеореконструкций 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 поздне мезозойского 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, не зависимо от их возраста и геологического положения. Только отдельные точки малых интрузий (Турга, Абдар, Харагул, Уругудей) на некоторых диаграммах Пирса (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 Ma 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 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (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 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, не превышающие 0.707.

Образование редкометалльных магм может быть связано с процессами мантийно-корового взаимодействия, когда глубинные $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-F}$ -содержащие мантийные флюиды воздействуют на гранулитовые породы нижних горизонтов континентальной коры при участии коровых компонентов в источнике магм [Коваленко и др., 1999; Cupey, Barbey, 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 высокочargedными 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 минералогическо-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 Ma) 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, MZ₁).

Среди Li-F гранитов ЦАСП по минералогическим 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 [Сырицо с соавторами, 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 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀. При оценке источников магм Li-F гранитов с различными геохимическими характеристиками рассмотрена важная 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., Горегляд А.В., Савина Е.А., Митичкин М.А. Эволюция литий-фтористых гранитов с образованием редкометалльных слюдяных шлиров (Безымянский массив, Прибайкалье) // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 7, с. 1216-1227.

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

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

Антипин В.С., Перепелов А.Б., Одгэрэл Д. Редкометалльные граниты в различных зонах раннемезозойского ареала магматизма: геохимические и петрогенетические особенности (Монголия) // Доклады Академии Наук, 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, 1994, 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 редкометальное рудное поле в Восточном Забайкалье (Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений, 1994, 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, с. 1-96

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

Коваленко В.И., 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.

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. дисс. докт. геол.-мин. наук. 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 мантийной 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. Автореферат канд. дис. 2013, Улан-Удэ, 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. Москва: Наука, 1977, 280 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-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. Позднемезозойская 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. Journal of Geosciences, 2016, 61, p. 105-125.

Cuney M., Barbey P. Uranium, rare metals, and granulite-facies metamorphism // Geoscience Frontiers, 2014, 5, p. 729-745.

Geostandards Newletters. 1994. 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, 13, p. 34-39.

Machowiak K., Stawikowski W., Achramowicz S. Late Triassic $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ ages of the Baga-Gazryn Chuluu granites (Central Mongolia) // Journal of Geosciences, 2012, 57, p. 173-188.

McDonough, W.F; Sun, S.-S. The Composition of the Earth. Chemical Geology. 1995, 120, p. 223-253.

Pearce, J. A. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 1996, 12, p. 79–113.

Rudnick, R.L.; Gao, S. Composition of the Continental Crust. In: Holland H.D, Turekian KK (eds). Treatise on Geochemistry. Elsevier-Pergamon, Oxford, 2003, 3, p. 1–64.

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 – мезозоиды, 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].

Рис. 2. Спайдердиаграммы 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 (табл.1); Абдар: 7 – лейкогранит, 8 – амазонит-альбитовый гранит; Хэнтэй: 9 – лейкогранит, 10 – амазонит-альбитовый гранит (табл.2). 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 R.L., Gao S., 2003]. UC – upper crust (верхняя кора), LC – low crust (нижняя кора). Содержания редкоземельных элементов нормированы на содержание РЗЭ в хондрите С1 [McDonough, Sun, 1995].

Рис. 3. Спайдердиаграммы распределения редких (А) и редкоземельных элементов (Б) в редкометалльных гранитах PZ_1 (хр. Хамар-Дабан), MZ_1 (хр. Бага-Хэнтэй) и MZ_2 (Восточное Забайкалье).

Харагул: 1 – биотитовый гранит, 2 – амазонит-альбитовый гранит; Уругудей: 3 – биотитовый гранит, 4 – амазонит-альбитовый гранит; Безымянка: 5 – лейкогранит, 6 – амазонит-альбитовый гранит; Турга: 7 – биотитовый гранит, 8 – амазонит-альбитовый гранит (табл.3); Хэнтэй: 9 – лейкогранит, 10 – амазонит-альбитовый гранит (табл. 2). 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 R.L., Gao S., 2003]. UC – upper crust (верхняя кора), LC – low crust (нижняя кора). Содержания редкоземельных элементов нормированы на содержание РЗЭ в хондрите С1 [McDonough, Sun, 1995].

Рис. 4. К/Rb - Rb (а), Nb/Ta - Zr (б) и Li-F (в) отношения для Li-F гранитов MZ_1 ареала магматизма (Монголия), для гранитоидов Бага-Хэнтэйского плутона и гранитоидов PZ_1 шаранурского комплекса (Прибайкалье).

1 – гранитоиды Бага-Хэнтэйского плутона; редкометалльные граниты MZ_1 : 2 – Хэнтэй, 3 – Абдар; Жанчивлан: 4 – лейкогранит, 5 – микроклин-альбитовый гранит, 6 – альбит-лепидолитовый гранит; Бага-Газрын: 7 – биотитовый гранит, 8 – лейкогранит;

редкометалльные граниты PZ₂: 9 – Харагул, 10 – Уругудей, 11 – Безымянка; редкометалльные граниты MZ₂: 12 – Турга, 13 – амазонитовый гранит – Этыка; Орловка: 14 – микроклин-альбитовый гранит, 15 – амазонитовый гранит. Серое поле на рисунке а и б – коллизионные гранитоиды PZ₁ шаранурского комплекса (о. Ольхон) и Солзанского массива (хр. Хамар-Дабан).

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 MZ₁ ареала магматизма (Монголия) и гранитоидов PZ₁ шаранурского комплекса (Прибайкалье).

1 – гранитоиды Бага-Хэнтэйского плутона; редкометалльные граниты MZ₁: 2 – Хэнтэй, 3 – Абдар; Жанчивлан: 4 – лейкогранит, 5 – микроклин-альбитовый гранит, 6 – альбит-лепидолитовый гранит; Бага-Газрын: 7 – биотитовый гранит, 8 – лейкогранит; редкометалльные граниты PZ₂: 9 – Харагул, 10 – Уругудей, 11 – Безымянка; редкометалльные граниты MZ₂: 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; sup-COLG – синколлизионные граниты.

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

| | Жанчивлан | | | Бага-Газрын (биотитовый гранит) | | | | | Бага-Газрын (лейкогранит) | | | | | Пегматит |
|--------------------------------|-------------|---------------|---------------------|---------------------------------|-------|--------|--------|---------|---------------------------|-------|--------|--------|---------|----------|
| Элемент | Лейкогранит | Мкр-Аб гранит | Аб-Лепидолит гранит | 952 | 1014 | 1033 | 1045 | Среднее | 957 | 1011 | 1021 | 1032 | Среднее | Среднее |
| SiO ₂ % | 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 ₂ | 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 ₂ O ₃ | 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 ₂ O ₃ | 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 ₂ 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 ₂ 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 ₂ O ₅ | 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 | 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 | - |

п 7 10 8 4 4 2 |

Примечание. n - число проб

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

| Массив | Бага-Хэнтэй плутои | | | Хэнтэй | | Абдар | |
|--------------------------------|-----------------------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 1 | 2 |
| Фава | | | | | | | |
| SiO ₂ мас. % | 64.77 | 68.29 | 74.27 | 76.44 | 76.38 | 72.33 | 75.84 |
| TiO ₂ | 0.78 | 0.40 | 0.22 | 0.05 | 0.04 | 0.22 | 0.02 |
| Al ₂ O ₃ | 16.95 | 17.41 | 12.76 | 12.48 | 12.62 | 13.48 | 12.76 |
| Fe ₂ O ₃ | 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 ₂ O | 4.94 | 4.33 | 3.56 | 4.55 | 4.64 | 4.21 | 4.46 |
| K ₂ O | 3.59 | 3.88 | 4.83 | 4.13 | 4.03 | 4.97 | 4.14 |
| P ₂ O ₅ | 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 | | 1235 | | | |

| | | | | | | | |
|--------------|-------|-------|-------|------|-------|-------|------|
| | | | 600 | | 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 |
| 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 |
| n | 4 | 5 | 7 | 8 | 10 | 4 | 5 |

Примечание. n – число проб

Таблица 3. Химический состав редкометалльных гранитов разновозрастных интрузий Прибайкалья, Забайкалья и Монголии

| Мас-сив | Харагул | | Уругудей | | Безымянка | | Турга | |
|--------------------------------|---------|-------|----------|-------|-----------|-------|-------|--------|
| | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 |
| Фаза | | | | | | | | |
| SiO ₂ , мас. % | 72.50 | 74.80 | 75.47 | 72.41 | 74.90 | 74.73 | 75.00 | 75.44 |
| TiO ₂ | 0.06 | 0.05 | 0.09 | 0.04 | 0.02 | 0.04 | 0.11 | 0.02 |
| Al ₂ O ₃ | 14.50 | 14.51 | 12.69 | 15.28 | 13.61 | 13.70 | 13.60 | 12.95 |
| Fe ₂ O ₃ | 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 ₂ O | 4.50 | 5.04 | 4.02 | 6.26 | 5.18 | 5.04 | 3.57 | 5.05 |
| K ₂ O | 4.80 | 3.79 | 4.59 | 3.71 | 4.73 | 4.81 | 4.48 | 4.10 |
| P ₂ O ₅ | 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 |
| 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. *n* - число проб.

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

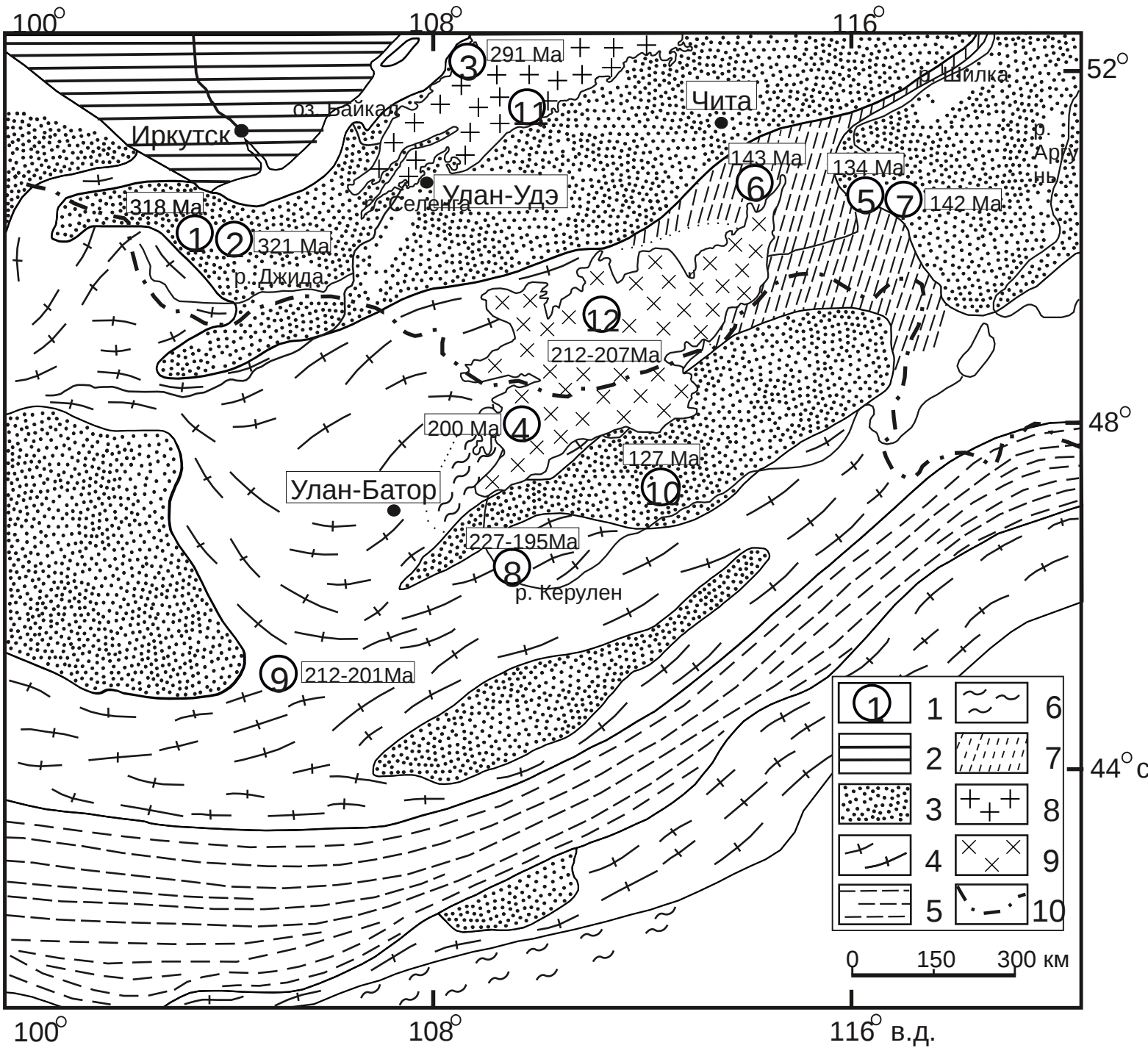
| Массив, интрузия | Возраст, метод | Литературный источник |
|--|---|--|
| Позднепалеозойский этап гранитного магматизма (Хамар-Дабан, Прибайкалье) | | |
| Харагульский | 318±7 Ma, Rb-Sr. (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ = 0.711±16 (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ = 0.705±8 | Коваленко и др., 1999 Костицын, 2002 |
| Уругудеевский | 321±5 Ma, Rb-Sr. | Коваленко и др., 1999 |
| Биту-Джидинский | 311±10 Ma, Rb-Sr. (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ = (0.705312- 0.706187) | Перепелов и др., 2008 |
| Безымянский | 291.7±3.7 Ma, U-Pb (SHRIMP II); 291.2±3.6 Ma, Ar-Ar (биотит) | Рампилов, 2013 |
| Раннемезозойский этап гранитного магматизма (Монголия) | | |
| Жанчивланский | 195,3±0.6 Ma, (⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr) ₀ = 0.7063±22 | Коваленко и др., 1999 |
| Бага-Газрынский | 197 Ma, Rb-Sr (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ = 0.7112±11 | Коваленко, 1977 |
| Бага-Газрынский | 201.0 ± 3.6 Ma - 211.9 ± 4.0 Ma, Ar-Ar | Machowiak K. et al., 2012 |
| Хэнтэйский | 200±2 Ma, U-Pb | Антипин и др., 2019 |
| Абдарский | 202-205 ± 2 Ma, Rb-Sr | Коваленко и др., 1999 |
| Позднемезозойский этап гранитного магматизма (Восточное Забайкалье) | | |
| Тургинский | 133,8 ± 1,2 Ma, (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ = 0.71768±22 | Сырицо и др., 2021 |
| Орловский | 143±2 Ma, Rb-Sr (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ =0.706±5 141±3 Ma, U-Pb | Коваленко и др., 1999; Костицын и др., 2004; Абушкевич, Сырицо, 2007 |
| Этыкинский | 142±1 Ma, Rb-Sr | Костицын и др., 2004 |

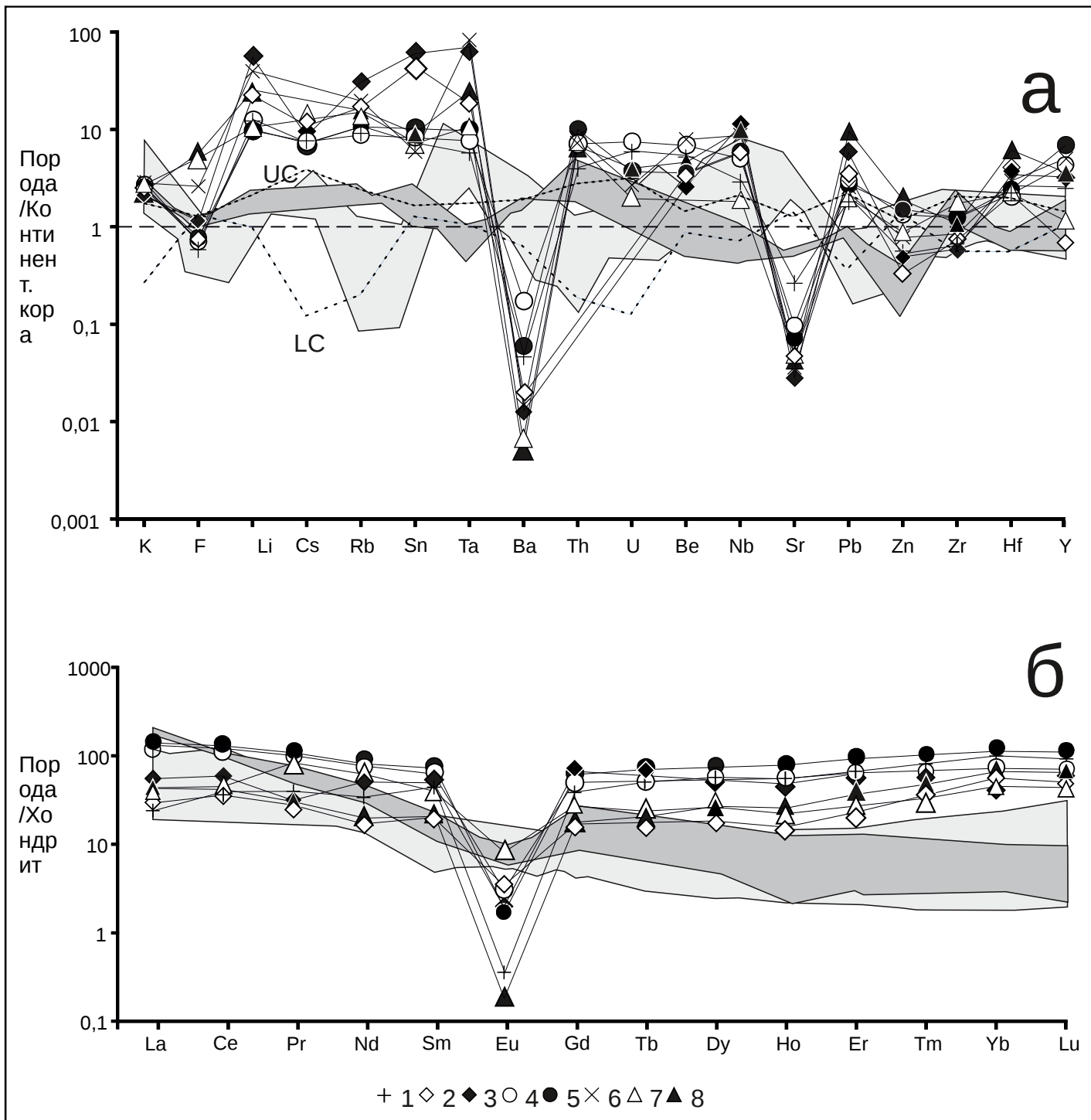
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.708\pm 4$

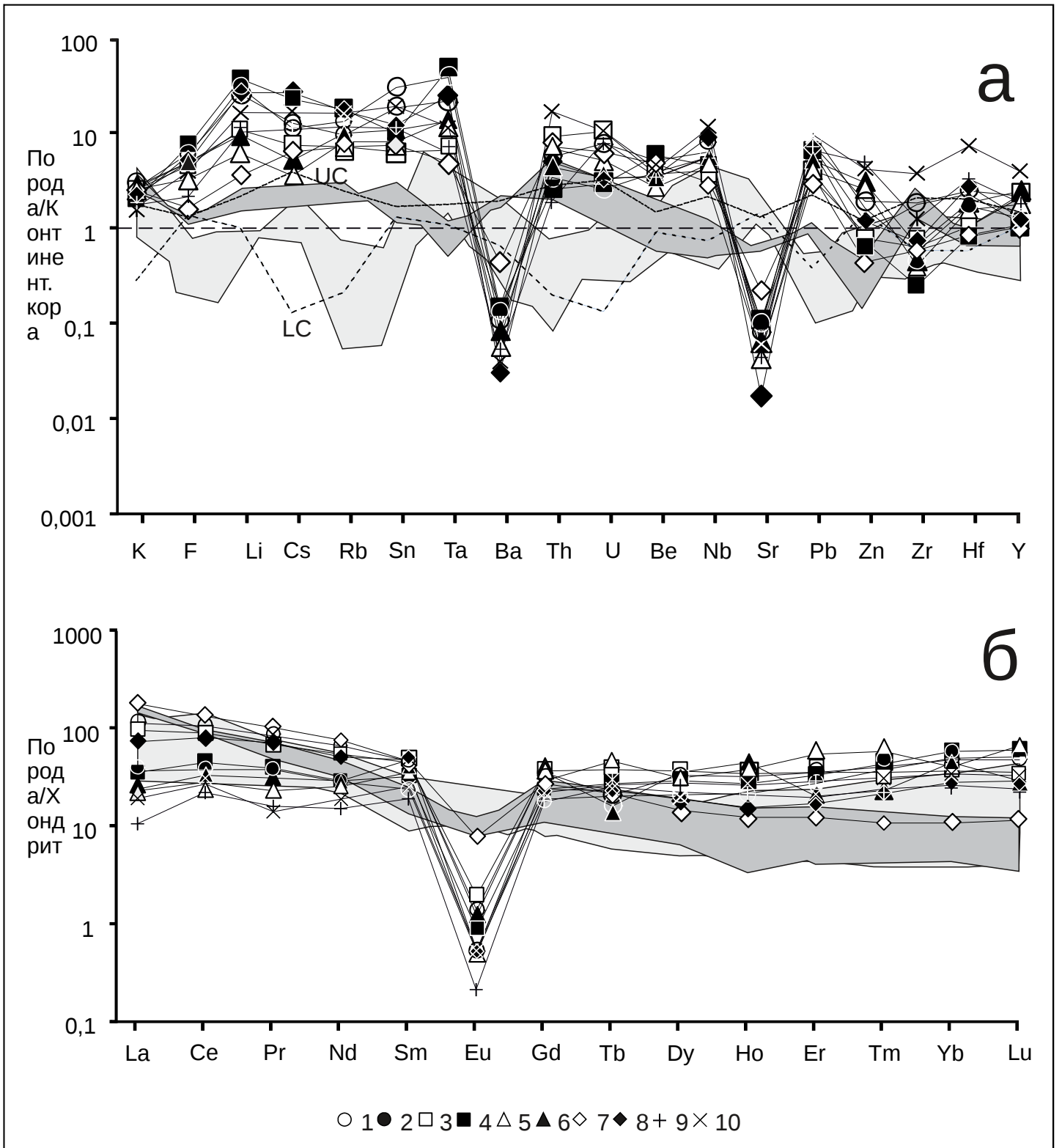
139 Ma, Rb-Sr

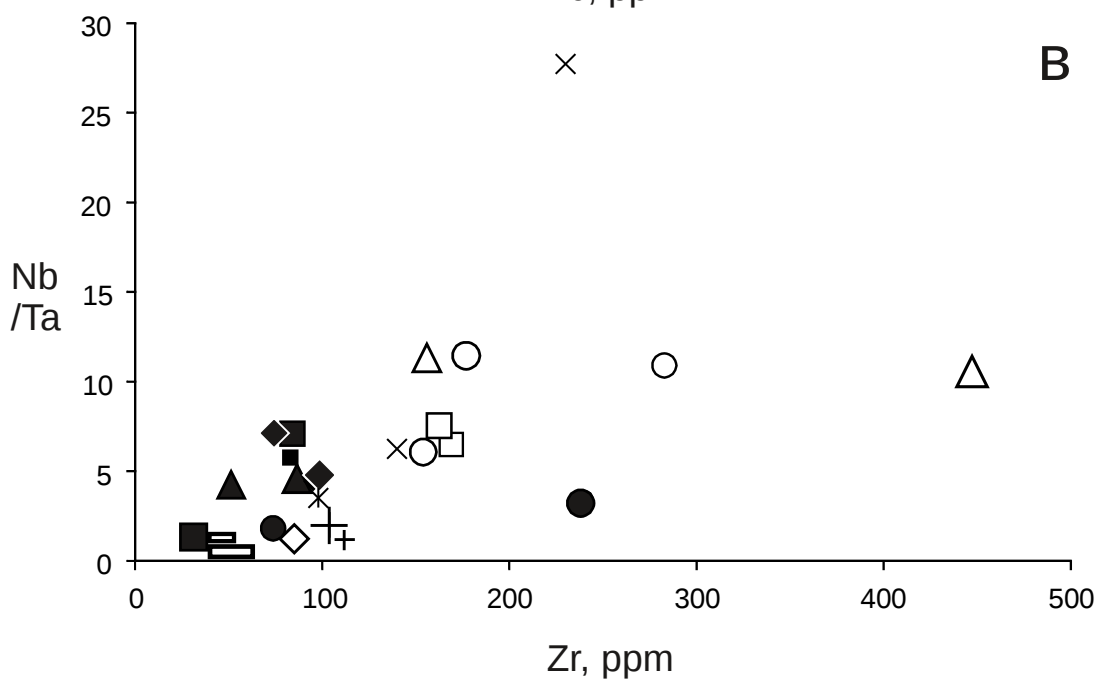
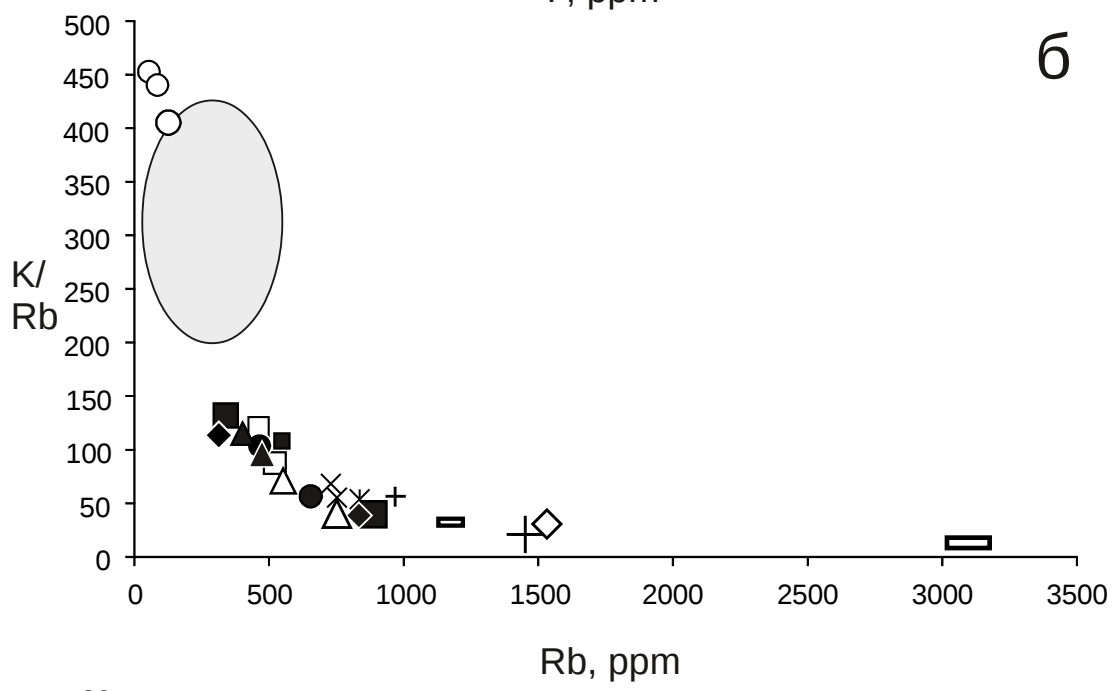
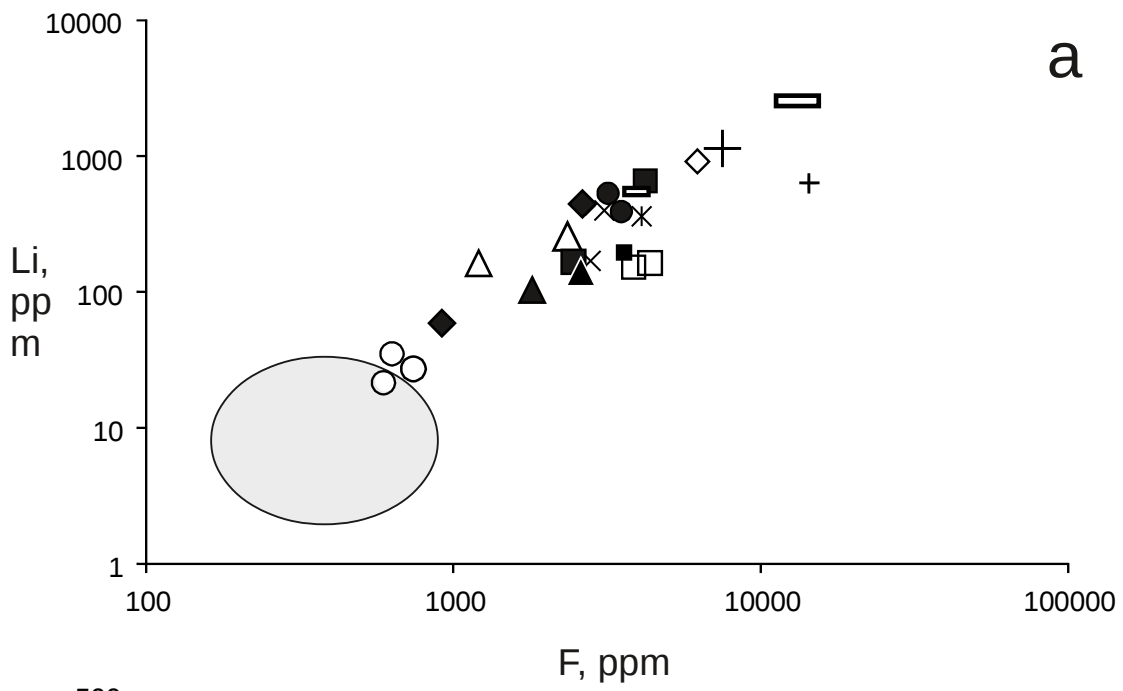
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.7152$

Сърицо и др., 1999









○ 1 △ 2 × 3 ■ 4 * 5 ◇ 6 □ 7 + 8 ● 9 ■ 10 ▲ 11 ◆ 12 + 13 = 14 = 15

