

УДК 552.321.1

## АМАЗОНИТОВЫЕ Li-F ГРАНИТЫ REE-Nb-Zr-Th-U СПЕЦИАЛИЗАЦИИ: ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ТУРГИНСКОГО МАССИВА В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

© 2021 г. Л. Ф. Сырицо<sup>a</sup>, А. А. Иванова<sup>a, b, \*\*</sup>, Е. В. Баданина<sup>a, \*</sup>, Е. В. Волкова<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

<sup>b</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: e.badanina@spbu.ru

\*\*e-mail: anna\_al\_ivanova@mail.ru

Поступила в редакцию 24.10.2019 г.

После доработки 09.01.2020 г.

Принята к публикации 06.02.2020 г.

Определены закономерности распределения редких и рассеянных элементов, а также изотопного состава Sr и Nd в лейкогранитах Тургинского массива (Восточное Забайкалье). Лейкограниты представлены тремя разновидностями пород – порфировидными биотитовыми гранитами, равномернозернистыми гранитами с Li-сидерофиллитом, занимающими основной объем, и амазонитовыми гранитами малых штоков и даек. Эти породы образуют единую Rb-Sr изохрону с возрастом  $134 \pm 1$  млн лет при  $IR_{(Sr)} = 0.71768 \pm 22$  и СКВО = 1.2, что свидетельствует о близком временном интервале их формирования. Порфировидные биотитовые граниты, рассматриваемые в качестве материнских для лейкогранитов, являются более низкотемпературными (710–740°C) в сравнении с последующими гранитами с Li-сидерофиллитом (810–850°C). Кроме того, граниты с Li-сидерофиллитом отличаются повышенным содержанием железа, что особенно проявляется в высокожелезистом составе слюд. Лейкограниты обогащены высоkozарядными элементами (Zr –  $270 \pm 59$  г/т, REE –  $337 \pm 93$  г/т, Th –  $72 \pm 31$  г/т, U –  $16 \pm 6$  г/т), не характерными для амазонитовых гранитов изучаемого региона. В сочетании с предельно низкой концентрацией Sr и малыми содержаниями Ti и P указанные особенности состава являются характерными признаками гранитов А-типа. Уникальной особенностью редкометальных гранитов Тургинского массива является их состав: при петрохимическом сходстве с амазонитовыми гранитами рудоносных массивов эти породы характеризуются акцессорной минерализацией, типичной для агпаитовых пород. В числе таких минералов установлены фториды и фторкарбонаты LREE (флюоцерит, бастнезит, паризит), минералы группы пирохлора и самарскита, минералы изоструктурной группы REE-Y-Zr-Th-U-силикат-фосфатов. Результаты выполненного исследования дают основания для отнесения редкометальных гранитов Тургинского массива к особому промежуточному геохимическому подтипу – плюмазитовым амазонитосодержащим колумбитоносным гранитам повышенной щелочности с агпаитовой REE-Nb-Zr-Th-U минерализацией.

**Ключевые слова:** плюмазитовые Li-F амазонитовые граниты, LREE-Nb-Zr-Th специализация, флюоцерит и бастнезит, группа торит-ксенотим-циркон-коффинит, пирохлор и самарскит, геохимия, петрогенезис, Восточное Забайкалье

DOI: 10.31857/S0869590321010064

### ВВЕДЕНИЕ

В Восточном Забайкалье известны четыре массива с амазонитовыми гранитами: Орловский, Этыкинский, Ачиканский и Тургинский, к двум из которых – Орловскому и Этыкинскому – приурочены промышленные месторождения тантала и лития, Ачиканский массив потенциально рудоносен. Амазонитовые граниты Тургинского массива слабо концентрируют указанные элементы, к тому же демонстрируют ряд геохимических и минералогических особенностей, не характерных для рудо-

носных амазонитовых гранитов региона. Это обстоятельство вызывает повышенный интерес к его изучению, особенно в сопоставлении с рудоносными массивами. Кроме того, Тургинский массив представляет собой редкий случай совмещения амазонитовых гранитов кукульбейского комплекса с породами предшествующих этапов развития габбро-гранитных серий – монцонитоидами шахтаминского комплекса (Сырицо, 2002). В отличие от рудоносных массивов он изучен слабо. Первое его описание было дано Ю.П. Трошиным

(Трошин, 1978; Трошин и др., 1983), который представил схему строения Тургинского массива и охарактеризовал его главные геохимические особенности, связав их с проблемами петрологии специфических высоко-К известково-щелочных пород, завершающихся образованием редкометалльных плюмазитовых гранитов. В этих работах впервые в отечественной литературе обосновывается концепция формирования Li-F гранитов как дифференциатов андезито-базальтового расплава высоко-К известково-щелочной серии. Именно Тургинский массив послужил модельным объектом для изучения характера распределения летучих компонентов в системе базальтоиды–Li-F граниты (Трошин, 1978) и для формирования представлений о выносе фтора и других летучих из базальтоидного очага.

Настоящая статья представляет собой результаты изучения минералого-геохимических особенностей Тургинского массива, оценки возрастных соотношений слагающих его пород, изучения особенностей распределения петрогенных и рассеянных элементов в рядах дифференциатов пород и сопоставления этих данных с рудоносными амазонитсодержащими массивами региона.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ТУРГИНСКОГО МАССИВА

Тургинский массив расположен в 350 км к юго-востоку от г. Читы, в долине р. Турги, являющейся притоком р. Шилки. Согласно «Объяснительной записке к Государственной геологической карте, лист М-50-IX (Калангуй)» (2001), Тургинский массив приурочен к Тургинско-Калангуйской рудной зоне с редкометалльно-золото-флюоритовой специализацией. Из промышленно значимых объектов на этой территории известны крупное Калангуйское месторождение флюорита, разрабатываемое с 1925 г. до конца 1980-х годов, а также Этыкинский рудный узел с Та- и Li-рудами. Последний приурочен к Этыкинскому массиву амазонитовых гранитов, в ареале которого располагается кварцево-жильное W-Sn месторождение Старая Этыка.

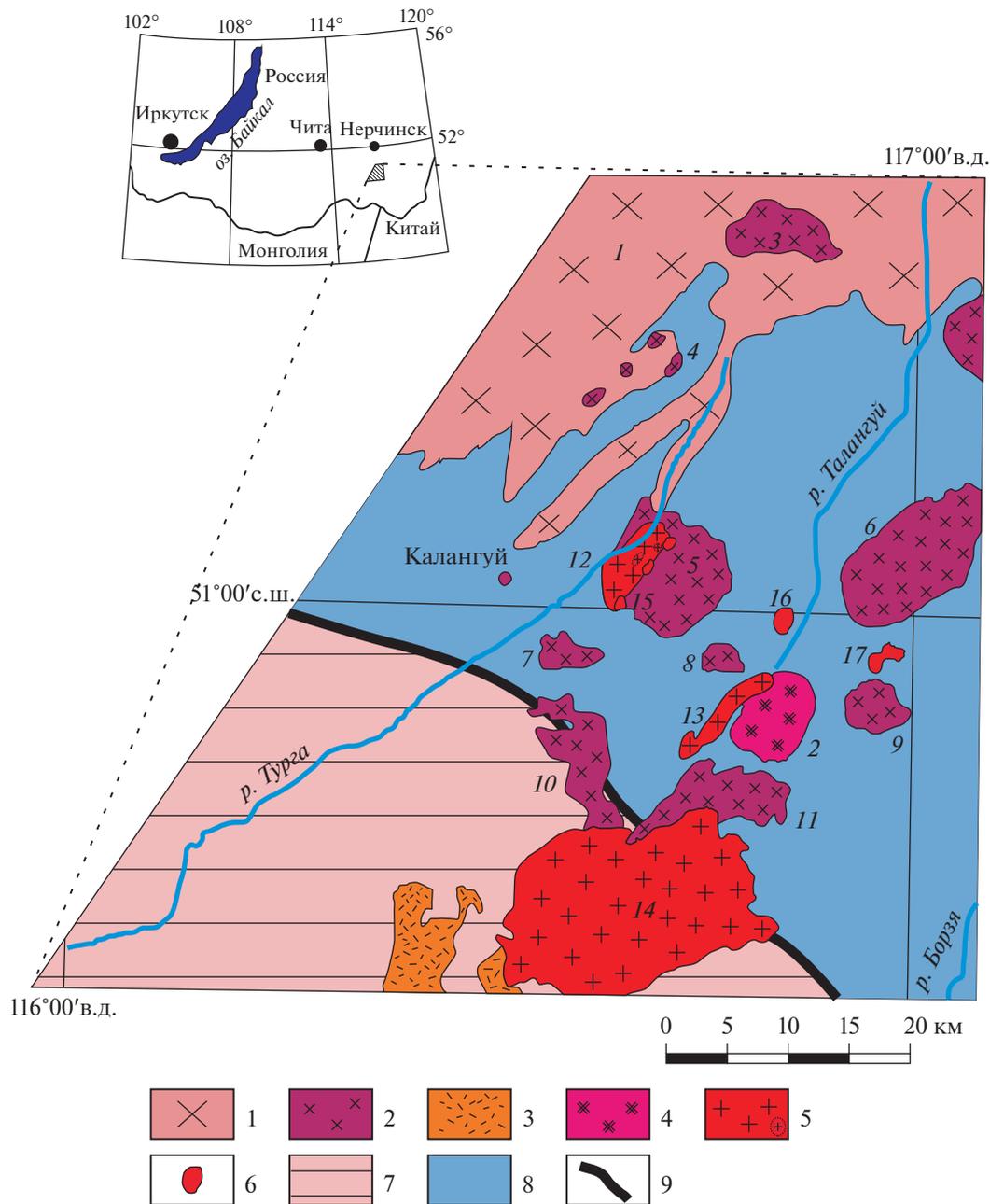
Тургинский массив сложен двумя разновозрастными интрузивными комплексами. Согласно указанной выше объяснительной записке, эти комплексы предлагается выделять в виде Турга-Кулиндинского массива лейкогранитов кукульбейского комплекса и собственно Тургинского массива монцонитоидов шахтаминского комплекса. В настоящей статье мы сохраняем исторически сложившийся термин «Тургинский массив» применительно к выходу обоих интрузивных комплексов.

Согласно тектоническому районированию Забайкалья (Гордиенко и др., 2019), Тургинский

массив расположен в пределах Аргунского террейна (Северное Приаргунье), являющегося частью Амурского микроконтинента. Мезозойский этап становления территории обусловлен закрытием Монголо-Охотского океанического бассейна. В Восточном Забайкалье пик развития орогенеза связывается с серединой юры. В этот период развивается магматизм «... часто оторванный в пространстве и времени от магматизма границ плит и получивший особые названия (внегеосинклинальный, активизационный и т.п.)» (Коваленко и др., 2002).

Гранитоиды кукульбейского комплекса (рис. 1) являются типичным для редкометалльных провинций фанерозоя примером рудообразующих лейкогранитовых комплексов. Этот комплекс аналогичен вознесенскому комплексу в Приморье, рудогорскому в Рудных Горах Чехии, яньшаньскому в Юго-Восточном Китае и т.д. Геохимические данные дают основания относить эти комплексы к этапу посторогенного развития с сохранением черт, присущих коллизионному режиму. Изотопно-геохимические исследования в лейкогранитах Восточного Забайкалья показали наличие мантийной составляющей, проявляющейся в пониженном значении первичного изотопного состава  $Sr$  и, напротив, повышенном (близком к нулевому) значении  $\epsilon_{Nd}$  (Пушкарев и др., 1997; Абушкевич, Сырицо, 2007; Абушкевич, Сырицо, 2010). Это обстоятельство может быть следствием воздействия плюмовых процессов, получивших развитие в этот период на территории Центральной Азии. Согласно геодинамическим реконструкциям (Коваленко и др., 2002; Ярмолюк, Коваленко, 2003), магматизм в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) контролировался рядом горячих точек, или мантийных плюмов. Источником этих плюмов в мезозое служила обогатенная мантия типа EM-II. В этот период в пределах Монголо-Забайкальской части ЦАСП сформировались несколько изолированных рифтовых областей, в строении которых выделяются и небольшие массивы литий-фтористых гранитов. К периферии Восточно-Монгольской внутриплитной магматической области приурочен объект настоящего исследования.

Интрузии кукульбейского комплекса тяготеют к области распространения мощных терригенных толщ юры и к зонам крупных межблоковых разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Из (Объяснительная ..., 2001): «... редкометалльные рудные поля контролируются скрытой линейной структурой близширотного простирания (системой сколов фундамента?) и ее пересечениями с разломами северо-восточной ориентировки». Тургинский массив приурочен к ядру брахиантиклинальной складки, образованной нижнеюрскими отложениями ононской и ононско-борзинской серии, представленной аргиллитами, алевролита-



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта кукульбейского рудного района по Г.П. Зарайскому и др. (2009) с дополнениями и изменениями. На врезке – схема географического расположения изучаемых массивов.

1 – ундинский гранит-гранодиоритовый комплекс ( $P_1$ ); 2 – шахтаминский монцодиорит-гранодиорит-гранитовый комплекс ( $J_{2-3}$ ); 3 – шадоронский субвулканический андезидацитовый комплекс ( $J_{2-3}$ ); 4 – олдондинский граносиенит-гранитовый комплекс ( $J_3$ ); 5–6 – кукульбейский гранит-лейкогранитовый комплекс ( $J_3$ ): 5 – граниты и лейкограниты (пунктиром обозначена вне масштаба выделяемая авторами ранняя фаза), 6 – литий-фтористые граниты; 7 – Агинско-Боршевоочная аккреционная структурная зона: амфиболиты и гнейсы ( $PR_1$ ), вулканогенно-осадочные породы ( $PZ_{2-3}$ ), 8 – Газимуро-Аргунская структурно-формационная зона: терригенные отложения ононской и ононско-борзинской серий ( $J_{1-2}$ ): аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты; 9 – Восточно-Агинский структурный шов. Цифры на карте: 1 – Шундуинский массив ундинского комплекса; 2 – Олдондинский массив олдондинского комплекса; 3–12 – шахтаминский комплекс, массивы: 3 – Белухинский, 4 – Букукинская группа, 5 – Тургинский, 6 – Курунзулайский, 7 – Ноцуйский, 8 – Бырохчанский, 9 – Амныкенский, 10 – Антицкий, 11 – Северо-Соктуйский; 12–14 – кукульбейский комплекс, массивы гранитов и лейкогранитов: 12 – Турга-Кулиндинский, 13 – Антоновогорский, 14 – Соктуйский; 15–17 – массивы и штоки литий-фтористых гранитов: 15 – Тургинская группа штоков, 16 – Этыкинский массив, 17 – Ачиканский массив.

ми, песчаниками, конгломератами. С северо-запада интрузив ограничивается взбросо-надвигом. Вдоль этого разлома он контактирует с нижнеюрскими осадочными породами, палеозойскими известняками и доломитами и гранитоидами ундинского гранит-гранодиоритового комплекса (Трошин и др., 1983). Гранитоиды кукульбейского комплекса прорывают массив монцонитоидов шахтаминского комплекса в северо-западной его части. По границе контакта пород этих комплексов прослеживаются выходы наиболее поздних пород кукульбейского комплекса — амазонитовых гранитов, образующих малые штоки и дайковые тела (рис. 2).

Главную часть массива монцонитоидов шахтаминского комплекса слагают мелко- и среднезернистые гранодиориты, граносиениты, местами порфирированные с вкрапленниками КПШ до 3–5 см. Порода состоит из плагиоклаза № 25–27 (35%), КПШ (25%), кварца (20%), примерно равных количеств (10%) роговой обманки и железистого биотита (истонит–сидерофиллитового ряда). Акцессорные минералы представлены гранатом, цирконом, флюоритом, магнетитом, ильменитом. В заметных количествах присутствует сфен. В эндоконтактных частях массива получили развитие более меланократовые породы, соответствующие биотит-роговообманковым диоритам и монцодиоритам. Эти породы характеризуются мелкозернистой структурой, массивной текстурой, состоят из плагиоклаза (35%), КПШ (20%), кварца (15%), роговой обманки (5%), биотита (15%). Состав акцессорных минералов сходен с составом акцессориев в гранодиоритах, отмечается большее количество флюорита.

Лейкограниты кукульбейского комплекса представлены тремя разновидностями пород, различающихся геологическим положением, внешним обликом, составом и содержаниями рассеянных и редких элементов. С определенной долей условности эти породы можно рассматривать в качестве фаз внедрения. Как наиболее ранние нами выделены сохранившиеся в виде останцов редкие и малые по площади выходы порфирированных биотитовых гранитов, приуроченные к северной части массива. Вторая, так называемая главная фаза (“протолитионитовые граниты”), представленная средне-равномернозернистыми гранитами с Li-сидерофиллитом, слагает основную часть массива. Амазонитовые граниты образуют отдельные штоки и рои даек. В апикальной части

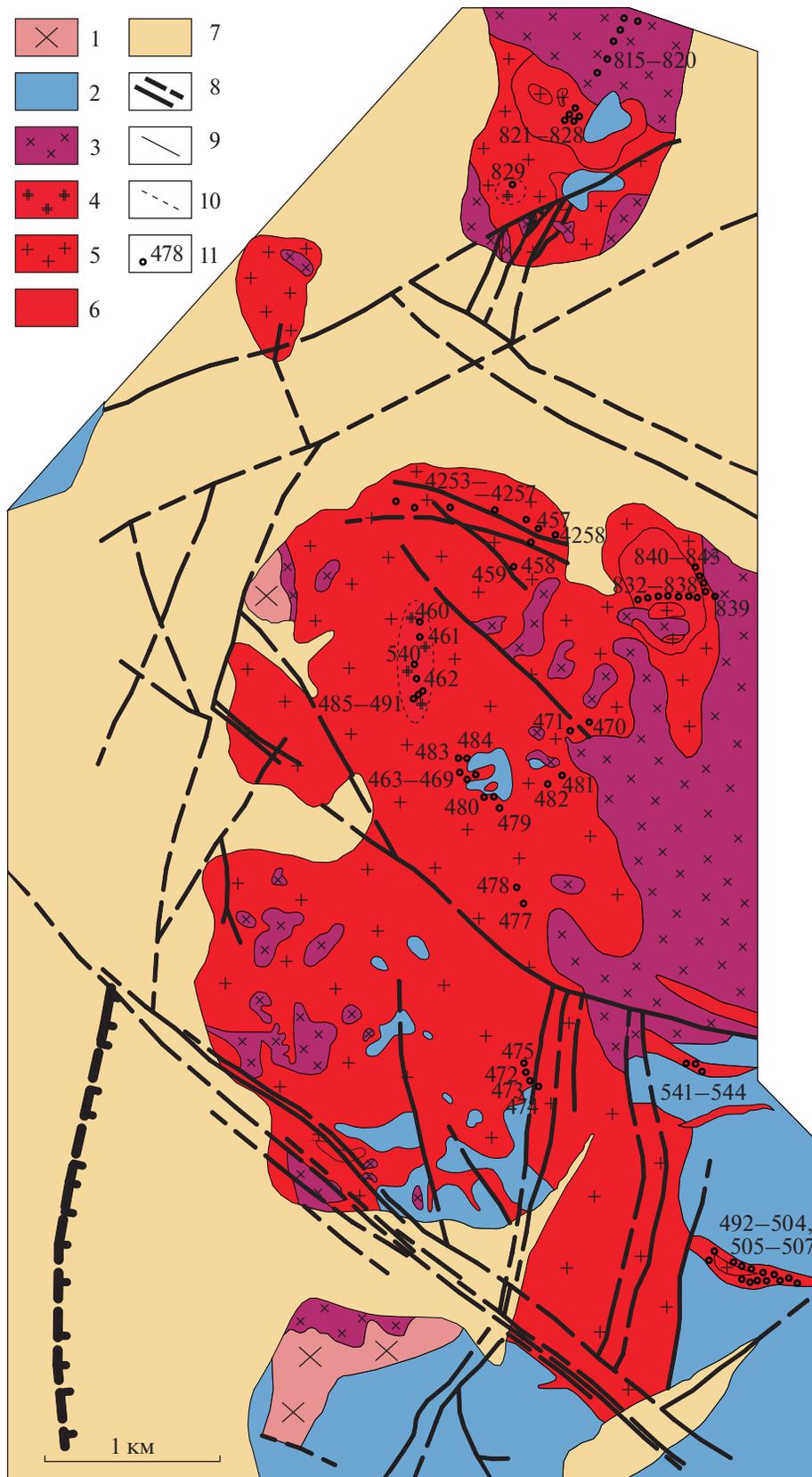
массива отмечаются многочисленные останцы более древних пород, в том числе вмещающих метаосадочных пород, монцонитоидов шахтаминского комплекса и палеозойских гранитоидов, вероятно, ундинского комплекса.

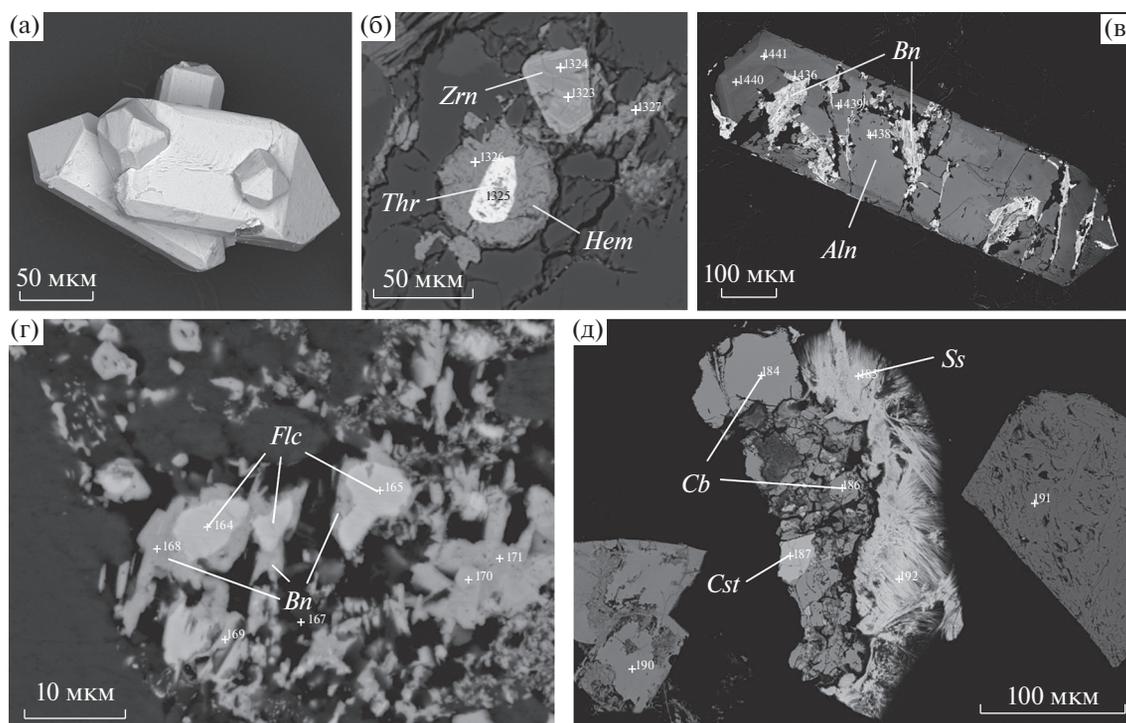
Породы ранней фазы представлены лейкократовыми порфирированными биотитовыми гранитами гипидиоморфнозернистой структуры с размером вкрапленников КПШ до 2–3 см. КПШ не сдвойникован, решетка редка, характерны пертиты распада. Порода состоит из примерно равных количеств калиевого полевого шпата, плагиоклаза (№ 23–26, в меньшей мере № 10–12) и кварца с небольшим содержанием (до 3%) хорошо оформленного пластинчатого биотита аннит-сидерофиллитового ряда с насыщенной бурой окраской. Парагенезис акцессорных минералов ранней фазы типичен для кукульбейских гранитов ильменит-магнетит-монацитового типа, для которого характерны циркон, монацит, ксенотим, ильменорутит, гранат, апатит, флюорит, оксиды железа. Зерна циркона длиной 50–350 мкм имеют гиацинтовый облик, CL-исследования фиксируют преимущественно тонкую осцилляторную зональность роста. В составе циркона содержание гафния увеличивается от 0.5–0.8 мас. % в ядрах и до 1.7–2.2 мас. % во внешних зонах и каймах (Иванова и др., 2018). Преимущественно во внутренних зонах отдельных зерен фиксируется заметное содержание урана (до 1 мас. %  $UO_2$ ). В целом по внешнему облику, составу пород и слюд, парагенезису акцессорных минералов биотитовые граниты Тургинского массива сходны с так называемыми “материнскими гранитами”, участвующими в строении глубоких горизонтов дифференцированных рудоносных массивов региона (Сырицо, 2002). Однако, в отличие от этих массивов, в пределах Тургинского массива биотитовые граниты залегают гипсометрически выше более поздних разновидностей пород, образуя лишь единичные останцы на современной дневной поверхности.

Главная фаза представлена средне-равномернозернистыми гранитами с обильными выделениями темноокрашенной (до черной) слюды, нередко образующей плохо оформленные деформированные пачки изогнутых пластинок, наполненных включениями рудных минералов. Порода состоит из КПШ (35%), плагиоклаза № 2–4 (25%), кварца (30%) и Li-содержащего сидерофиллита (до 10%). Кварц гороховидный, преимущественно темный мориноподобный. Калиевый полевой шпат, нередко

**Рис. 2.** Схема строения Тургинского массива по материалам Березовикова И.П. и Лаврушина В.В., 1983; с дополнениями авторов.

1 – палеозойские отложения; 2 – терригенные отложения онтагинской свиты,  $J_1$ ; 3 – породы шахтаминского комплекса,  $J_{2-3}$ ; кукульбейский комплекс,  $J_3-K_1$ ; 4 – порфирированные биотитовые граниты, 5 – протолитионитовые граниты, 6 – амазонитовые граниты; 7 – четвертичные отложения; 8 – разрывные нарушения; 9 – достоверные геологические границы; 10 – предполагаемые геологические границы; 11 – точки опробования с номерами проб.





**Рис. 3.** Формы проявления и характер взаимоотношений аксессуарных минералов в гранитоидах Тургинского массива. (а) – срастание циркона из протолитионитовых гранитов, (б) – торит в гематитовой оторочке в полевом шпате, (в) – развитие бастанезита по алланиту, (г) – развитие бастанезита по флюоцериту, (д) – Fe-колумбит в ассоциации с касситеритом и минералом группы самарскита. *Zrn* – циркон, *Thr* – торит, *Hem* – гематит, *Aln* – алланит, *Bn* – бастанезит, *Flc* – флюоцерит, *Cb* – колумбит, *Cst* – касситерит, *Ss* – самарскит.

с микроклиновой решеткой, замещается альбитом, что свидетельствует о весьма значительном проявлении процесса альбитизации. В этой разновидности пород происходит резкое увеличение видового и химического разнообразия аксессуарной минерализации, наряду с вышеперечисленными минералами биотитовых гранитов здесь появляется обилие минералов LREE, U, Th, Nb, F, в том числе: Fe-колумбит, минералы группы пирохлора и самарскита, фергусонит, циртолит, торит и другие минералы изоструктурной группы REE-Y-Zr-Th-U-силикат-фосфатов, уранинит, флюоцерит, бастанезит, паризит, алланит (Иванова, Сырицо, 2019). Таким образом, типоморфной здесь становится редкоземельная и Zr-Th-U минерализация. Изменение геохимической специализации сказывается и на сквозных минералах. Так, в ильменорутиле из этой разновидности пород увеличивается содержание ниобия до 8.9 мас. %. В породе резко возрастает количество циркона, морфологически его габитус меняется на высокотемпературный. Кристаллы циркона имеют короткостолбчатый облик, до 20–30% всех зерен представлены характерными двойниками и сложными срастаниями (рис. 3а), преимущественное развитие получает циртолит. Состав циркона резко меняется, устанавливается скачкообразный подъем содержаний

ThO<sub>2</sub> и UO<sub>2</sub> в среднем до 3 и 7 мас. % оксидов соответственно, в отдельных случаях до 15 мас. %, а также образование самостоятельных Th-U фаз в виде микровключений (Иванова и др., 2018). Одной из ярких особенностей рассматриваемой разновидности пород является обилие гематитовых кайм по торийсодержащим минералам (рис. 3б) (гематит диагностирован по данным СЭМ и рамановской спектроскопии). Флюоцерит, как правило, приурочен к слюде или флюориту, часто окружен бастанезитом (рис. 3г). Состав минерала в целом выдержанный (в мас. %): Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 31.22–45.63, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 9.06–27.44, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 8.16–18.58, Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 2.57–4.79, F – 22.51–28.26. Фторкарбонаты бастанезит и паризит относятся к наиболее поздней парагенетической ассоциации, развиваются преимущественно по флюоцериту и алланиту (рис. 3в, 3г), наиболее распространен бастанезит-(Ce) с составом (в мас. %): Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 31.85–50.5, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 4.34–26.71, Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1.91–4.93, Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0–6.37, Ca – 0–4.66, Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0–5.8, Th – 0–8.07, F – 4.06–8.99. Взаимоотношения минералов позволяют предположить следующую последовательность их образования: флюорит → флюоцерит → бастанезит, а также алланит → бастанезит.

Завершающая третья фаза представлена средне- и мелко-равномернозернистыми породами лити-

онит-амазонит-альбитового состава с характерным гороховидным кварцем. Эти породы сложены микроклином (30%), альбитом № 0–2 (25%), кварцем (35%), слюдой протолитионит-циннвальдитового состава (5%) при широко варьирующем соотношении породообразующих минералов. Эта разновидность пород характеризуется наибольшим разнообразием и количеством аксессуарных минералов, описанных выше для протолитионитовых гранитов, в том числе фторидов и фторкарбонатов LREE, REE-Zr-Th-U-силикат-фосфатов. Особенностью аксессуарной минерализации амазонитовых гранитов является присутствие касситерита, сфалерита, стибнита. В примесном составе аксессуарных минералов возрастает роль HREE, появляется Y-флюорит и Y-силикат (предположительно, иттриалит  $Y_2Si_2O_7$ ). Кристаллы циркона гиацинтового облика размером 100–200 мкм, внутренняя структура пористая, содержания примесных компонентов (в мас. %): 1–2 ThO<sub>2</sub>, 2–7 UO<sub>2</sub>, 2–3 HfO<sub>2</sub>. Во флюоцитерите из амазонитовых гранитов установлено небольшое увеличение концентраций Th, Ca, Si в числе примесей, иногда фиксируется наличие кислорода вплоть до 8 мас. %.

Особенностью петрографического облика тургинских гранитов по сравнению с гранитами рудоносных массивов является отсутствие топаза и типичных для них выделений кварца, содержащих ориентированные вросстки альбита (snow-ball кварц). Наиболее распространенным типом слюды является Li-сидерофиллит, в меньшей мере циннвальдит с максимальным содержанием Li<sub>2</sub>O до 2.17 мас. %. В составе аксессуарных минералов резко преобладают минералы REE-Nb-Zr-Th-U специализации, характерные для агпайтовых редкометальных гранитов (Савельева и др., 2016; Владыкин и др., 2016).

## АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных элементов выполнено методом силикатного анализа, редких элементов – ICP-MS и РФА (XRF) (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), определение щелочных элементов – методом фотометрии пламени, измерение содержаний фтора – методом ион-селективных электродов (кафедра геохимии, СПбГУ, Санкт-Петербург).

Мономинеральные фракции были выделены в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) электромагнитными методами и в тяжелых жидкостях. Микропримесный состав циркона определен при помощи масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) (Cameca IMS-4f, ЯФ ФТИАН РАН, г. Ярославль) по стандартной методике. Размер участка зондирования 20 мкм, относительная ошибка измерения 10–15%, порог обнаружения элементов 10 ppb. Состав слюд определялся методом мокрой химии в

лаборатории кафедры геохимии СПбГУ и на электронном микроанализаторе Cameca SX-100 в Геоисследовательском Центре г. Потсдам, Германия. Исследования плоскополированных пластинок пород и шайб с зернами аксессуарных минералов, определение их состава проводились в Научном Парке СПбГУ. В ресурсном центре “Геомодель” состав минералов определялся на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с аналитическими приставками. При электронном зондировании использован полупроводниковый детектор INCA (Oxford Instruments, Англия): напряжение 15–25 кВ, область анализа 3 мкм. Для ряда минералов определялись рамановские спектры на спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRam HR 800. В междисциплинарном ресурсном центре “Нанотехнологии” проводилось изучение циркона методом катодолюминесценции на сканирующем электронном микроскопе Zeiss SUPRA 40VP. Изучение расплавных включений в кварце, их гомогенизация и анализ состава проводились в Германии (Геоисследовательский Центр, г. Потсдам) и в Ярославле (SIMS, ЯФ ФТИАН РАН). Условия эксперимента: температура 750°C, давление 2 кбар, длительность 24 ч (методика по (Баданина и др., 2010)). При построении спектров распределения REE состав пород и циркона нормировался на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995).

Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные получены в ИГГД РАН. Навески около 100 мг растертых образцов с добавлением смешанных изотопных индикаторов <sup>149</sup>Sm-<sup>150</sup>Nd и <sup>85</sup>Rb-<sup>84</sup>Sr разлагались в тefлоновых бюксах в смеси HCl + HF + HNO<sub>3</sub> при температуре 110°C с проверкой полноты разложения под биноклем. Rb и Sr выделены по стандартной методике с использованием ионно-обменных смол. Редкоземельные элементы выделены посредством стандартной катионо-обменной хроматографии с помощью смолы Bio-Rad AG1-X8 200–400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш) фирмы Eichrom по методике, близкой к (Richard et al., 1976). Уровень холостого опыта составляет 0.03–0.2 нг для Sm и 0.1–0.5 нг для Nd, 0.2 нг Rb и 1.0 нг для Sr. Изотопные составы Sm, Nd, Rb и Sr измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме. Измеренные отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd нормализованы к отношению <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.7219 и приведены к <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512115 в Nd стандарте JNdi-1. Изотопные отношения Sr нормализованы к величине <sup>88</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 8.37521. Точность определения концентраций Sm, Nd, Rb и Sr – ± 0.5%, изотопных отношений <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd – ± 0.5%, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd – ± 0.005%, <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr – ± 0.5%, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr – ± 0.05% (2σ). При расчете величин ε<sub>Nd</sub>(T) и модельных возрастов T<sub>Nd</sub>(DM) использованы современные значения однородного хондритового резервуара

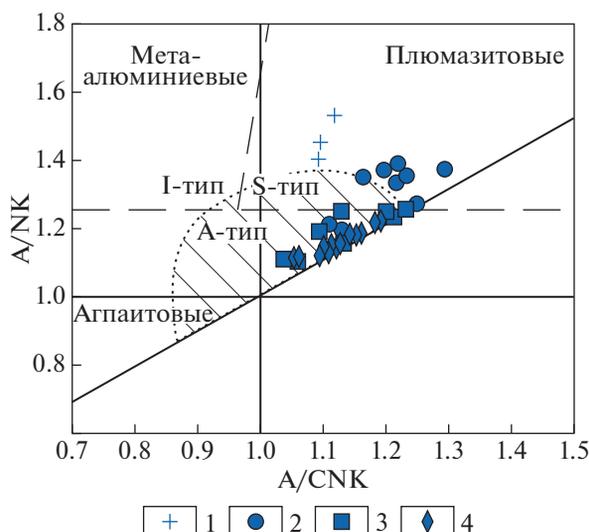
(CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ) и деплетированной мантии (DM) по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$ ).

#### ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД ТУРГИНСКОГО МАССИВА

По петрохимическому составу и повышенному содержанию литофильных редких элементов и фтора лейкограниты Тургинского массива отвечают геохимическому типу редкометальных плюмазитовых гранитов, по Л.В. Таусону (1977), (рис. 4). При этом породы выделяемых трех фаз весьма близки по петрохимическому составу (табл. 1). В предполагаемом ряду дифференциатов прослеживается слабо выраженная тенденция уменьшения содержаний (на уровне десятых долей процента) титана, кальция и магния, а также снижение содержания алюминия и повышение доли натрия в амазонитовых гранитах. В этом процессе отмечается также некоторое накопление литофильных редких элементов (Li, Ta, Nb, F), менее значительное по сравнению с рудоносными массивами амазонитовых гранитов. Отличительной особенностью лейкогранитов Тургинского массива является заметное повышение железистости протолитионитовых гранитов по сравнению с биотитовыми гранитами ( $2.17 \pm 1.09$  и  $1.55 \pm 0.27$  мас. %  $\text{FeO}_{\text{tot}}$  соответственно).

Сопоставление порфировидных биотитовых гранитов Хангилайского и Тургинского массивов, позволяющее судить об исходном расплаве, показало, что эти породы в обоих массивах характеризуются петрохимическим сходством, но различаются по содержанию редких элементов и фтора. Так, содержания лития и фтора, в меньшей мере Sr, более низкие (в 2–3 раза) в биотитовых гранитах Тургинского массива по сравнению с гранитами Хангилайского интрузива, материнских для лейкогранитов Орловского массива (Баданина и др., 2010). В то же время для них характерны близкие уровни концентрации высокочarged элементов – Ta, Nb, Zr, Hf, REE. Такое единообразие состава в отношении высокочarged элементов нарушается при сопоставлении состава расплавов этих пород. Характеристики последних были установлены на основе анализа регомогенизированных стекол расплавных включений в кварце на ионном зонде (ЯФ ФТИАН РАН, Ярославль). Из этих данных (табл. 2) следует, что расплав лейкогранитов Тургинского массива, по сравнению с расплавом лейкогранитов Орловского массива, характеризуется заметно более высокими концентрациями суммарного содержания REE (262 и 27 г/т соответственно), в меньшей мере U, Th, Y, и значительно более низкой концентрацией лития (177 и до 1220 г/т соответственно) и бора (61 и 464 г/т соответственно).

Особенностью дифференциации Тургинского массива является принципиально иной характер распределения петрогенных элементов – Si, Al, суммарного содержания щелочей. Как видно из



**Рис. 4.** Соотношение глиноземистости монцониитоидов шахтаминского комплекса и гранитов кукульбейского комплекса Тургинского массива.

1 – монцониитоиды шахтаминского комплекса, 2 – порфировидные биотитовые граниты, 3 – протолитионитовые граниты, 4 – амазонитовые граниты. Сплошные линии разделяют поля агпаитовых, нормальных и плюмазитовых пород, пунктирные – поля гранитов I-, S- и A-типов по (Maeda, 1990), штриховкой показано поле посторогенных гранитов по (Maniar, Piccoli, 1989).

Таблица 1. Состав пород Тургинского массива и рудоносных массивов Li-F гранитов

Компоненты	Кукульбейский комплекс											
	Шахтаминский комплекс						Тургинский массив					
	Грд		БгГр		Li-СдфГр		АмазГр		Ту-542		Ту-543	
Ту-1943	Ту-817	Ту-816	Ту-540	Ту-829	Ту-483	Ту-476	Ту-466	Ту-474	Ту-494	Ту-542	Ту-543	
SiO <sub>2</sub>	66.70	64.70	69.80	74.38	75.30	75.34	74.52	76.16	73.14	75.82	74.60	
TiO <sub>2</sub>	0.55	0.57	0.44	0.14	0.12	0.08	0.10	0.10	0.12	0.02	0.02	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.80	15.50	15.60	13.96	13.40	13.44	12.83	13.10	13.09	13.34	12.70	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.08	—	—	0.49	—	0.76	0.66	0.29	1.91	0.32	0.24	
FeO	3.02	—	—	1.22	—	0.43	1.22	0.93	1.79	1.00	0.93	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	—	4.42	2.80	—	1.17	—	—	—	—	—	—	
MnO	0.07	0.10	0.05	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.06	
MgO	3.59	4.37	2.11	0.56	0.11	0.32	0.16	0.20	0.12	0.27	0.05	
CaO	1.82	2.06	1.74	0.78	1.05	0.11	0.67	0.17	0.61	0.17	0.90	
Na <sub>2</sub> O	3.79	4.16	4.22	3.25	3.97	3.50	3.70	3.40	3.35	4.61	5.99	
K <sub>2</sub> O	3.67	3.04	3.88	4.35	4.65	4.45	4.75	4.60	4.60	3.78	4.29	
F	0.14	—	—	0.12	—	0.06	0.23	—	0.53	0.28	0.26	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.16	0.11	0.12	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	
П.п.п.	0.44	—	—	—	—	0.41	0.24	0.33	0.13	0.52	0.38	
Сумма	99.38	99.08	100.75	99.42	99.87	98.95	99.13	99.32	99.44	100.13	100.31	
-O=F	-0.06	—	—	-0.05	—	-0.03	-0.10	—	-0.23	-0.12	-0.11	
Сумма	99.32	99.08	100.75	99.37	99.87	98.92	99.03	99.32	99.21	100.01	100.20	
A/CNK	1.09	1.12	1.09	1.22	0.99	1.25	1.03	1.20	1.13	1.11	0.99	
Li	63	109	30	13	135	27	69	111	133	465	540	
Be	16	7.7	5.8	2.3	13	12	5.6	6.4	7.0	4.8	6.7	
Rb	153	245	114	153	473	428	398	391	459	1080	486	
Cs	19	41	4.0	6.7	18	13	12	16	19	70	60	
Sr	616	686	652	88	60	64	7.5	12	8.0	5.0	3.4	
Ba	730	879	805	294	134	178	20	33	11	18	8.8	
Zn	60	184	37	20	51	26	78	39	117	45	93	
Ta	0.96	0.71	0.77	1.8	4.4	4.4	3.0	4.4	4.5	19	20	
Nb	8.6	7.6	7.7	14	34	25	47	46	62	85	78	
W	12	5.9	5.6	1.4	0.90	1.6	2.0	1.7	2.9	2.0	2.4	

Таблица 1. Продолжение

Компоненты	Кукульбейский комплекс											
	Шахтаминский комплекс						Тургинский массив					
	ГрД			БлГр			Ли-СлфГр			АмазГр		
	Ту-1943	Ту-817	Ту-816	Ту-540	Ту-829	Ту-483	Ту-476	Ту-466	Ту-474	Ту-542	Ту-494	Ту-543
Sn	19	41	4.0	6.7	18	13	10	8.4	6.4	11	23	29
Zr	163	196	179	58	100	72	190	279	332	83	129	74
Hf	4.8	4.8	5.2	3.3	3.8	2.6	10	8.1	11	12	11	8.0
Mo	2.6	4.2	1.1	3.8	20	12	0.87	0.95	1.8	0.36	0.60	0.60
Pb	26	28	23	30	39	52	38	35	40	69	94	73
Th	16	15	21	26	70	24	62	72	114	43	20	22
U	2.6	3.5	1.9	2.8	6.9	15	13	11	25	5.4	3.2	4.1
Y	12	11	9.9	20	25	16	50	14	61	24	27	23
La	31	56	46	37	64	30	60	47	78	19	19	15
Ce	66	101	79	57	133	59	211	105	172	50	59	44
Pr	6.9	11	8.1	8.4	15	6.4	18	11	20	7.8	6.9	5.9
Nd	26	37	29	27	57	23	65	42	77	25	24	24
Sm	4.5	5.4	4.3	5.5	11	4.4	15	6.8	15	7.5	6.3	7.7
Eu	1.2	1.4	1.1	0.60	0.42	0.30	0.08	0.07	0.05	0.03	0.01	0.04
Gd	3.4	4.3	3.3	4.4	8.8	3.3	12	4.9	13	5.0	4.2	5.1
Tb	0.45	0.52	0.39	0.70	1.2	0.51	1.9	0.66	2.0	0.77	0.87	0.91
Dy	2.1	2.1	1.7	3.5	5.2	2.4	10	3.0	10	4.6	4.8	4.7
Ho	0.39	0.42	0.34	0.70	0.85	0.52	2.1	0.57	2.0	0.93	0.87	0.84
Er	1.2	0.99	0.93	2.2	2.3	1.4	5.4	1.8	4.9	2.9	2.6	3.0
Tm	0.16	0.14	0.13	0.30	0.27	0.24	0.72	0.27	0.73	0.65	0.49	0.50
Yb	0.98	1.0	0.81	2.2	1.7	1.7	4.5	1.6	4.6	5.5	4.0	4.4
Lu	0.16	0.16	0.15	0.31	0.29	0.27	0.65	0.24	0.60	0.94	0.61	0.68
ΣREE	144	222	175	150	301	134	408	225	400	131	134	117
(La/Yb) <sub>n</sub>	21.44	37.36	38.54	11.40	25.18	12.00	8.99	19.13	11.39	2.34	2.26	3.92
Eu/Eu*	0.90	0.86	0.84	0.36	0.12	0.23	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.003
Rb/Sr	0.25	0.36	0.17	1.73	2.87	6.72	51.35	31.79	57.66	214.9	284.6	61.75
Zr/Hf	33.96	40.75	34.49	17.61	25.97	27.34	18.29	34.36	29.12	6.66	11.94	9.29
Ta/Nb	0.11	0.09	0.10	0.13	0.13	0.17	0.06	0.09	0.07	0.22	0.19	0.25

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	Кукульбейский комплекс													
	Ачиканский массив				Этыкинский массив				Ханигилайский массив		Орловский массив			
	АмазГр		АмазГр		АмазГр		БлГр		Ли-СдфГр		Ми-АбГр		АмазГр	
	Э-1683	Э-1671	Э-493	Э-689	Х-343	О-270	О-285	О-2299	О-1199	О-369	О-2283	О-2445		
SiO <sub>2</sub>	76.00	72.97	71.30	72.00	74.50	73.96	74.18	72.64	74.38	71.30	72.65	71.08		
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.01	0.02	0.19	0.25	0.17	0.04	0.03	0.02	0.01	0.01		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.30	13.91	16.60	16.28	13.42	13.56	14.06	15.22	13.43	15.50	14.45	16.12		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0.80	—	0.01	0.86	1.01	1.20	0.56	0.42	0.46	0.46	0.31		
FeO	—	1.19	—	0.75	1.09	0.90	0.63	0.83	0.33	0.38	1.44	0.61		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	1.03	—	0.57	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
MnO	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.05	0.05	0.05	0.22	0.41	0.14		
MgO	0.04	0.20	0.06	0.10	0.41	0.35	0.20	0.20	0.37	0.24	0.04	0.00		
CaO	0.94	0.27	0.94	0.16	0.64	0.57	0.50	0.72	0.28	0.38	0.67	0.61		
Na <sub>2</sub> O	3.48	4.80	6.18	6.32	3.92	3.88	4.53	4.35	4.58	5.24	4.90	5.60		
K <sub>2</sub> O	4.79	4.45	4.10	2.95	4.70	5.00	5.09	4.45	4.65	4.78	2.60	3.90		
F	0.22	—	0.75 ± 0.23*	—	0.14	0.16	0.41	—	0.36	1.52	—	1.20		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.06	0.04	0.10	0.05	—	—	—	—	—	—	—		
П.п.п.	—	1.18	—	0.28	0.66	0.62	0.69	—	0.68	1.10	—	—		
Сумма	99.90	99.89	100.05	99.19	100.61	100.30	101.71	99.06	99.20	101.14	97.63	99.58		
-O=F	-0.09	—	-0.09	-0.08	-0.06	-0.07	-0.18	—	—	-0.65	—	-0.52		
Сумма	99.81	99.89	99.96	99.11	100.55	100.23	101.53	99.06	99.20	100.49	97.63	99.06		
A/CNK	1.05	1.05	1.02	1.17	1.06	1.06	1.01	1.15	1.03	1.07	1.20	1.11		
Li	189	1500	1136 ± 443*	—	151	123	145	652	379	2288	3460	1870		
Be	46	8.3	6.2	4.6	8.0	8.0	—	—	—	13	9.9	18		
Rb	932	2240	1630	1275	426	348	366	1050	1260	4802	2320	2060		
Cs	49	80	21	14	26	21	23	18	35	67	91	50		
Sr	9.9	11	21	17	106	108	112	11	20	2.8	13	4.0		
Ba	36	49	32	40	300	270	288	6.0	43	3.6	4.5	5.8		
Zn	31	87	110	145	48	75	80	824	92	442	359	154		
Ta	10	20	49	111	4.8	2.9	4.6	62	32	446	272	116		
Nb	120	136	188	132	24	16	25	59	53	269	246	114		
W	24	7.2	4.0	16	1.5	2.0	5.1	4.2	5.3	16	14	6.2		

Таблица 1. Окончание

Компоненты	Кукульбейский комплекс																
	Ачиканский массив			Этыкинский массив			Ханигилайский массив		Орловский массив								
	Li-СдфГр	АмазГр	Э-1671	Э-493	АмазГр	Э-689	Х-343	БтГр	О-270	Li-СдфГр	О-2299	Ми-АбГр	О-1199	О-369	АмазГр	О-2283	О-2445
	Э-1683	Э-1671	Э-493	Э-689	АмазГр	Э-689	Х-343	БтГр	О-270	О-285	О-2299	Ми-АбГр	О-1199	О-369	О-2283	О-2445	
Sn	8.0	47	52	6.7	12	6.4	12	6.4	7.6	24	26	21	22	21	22	126	
Zr	262	146	143	65	100	74	100	74	122	18	50	33	39	33	39	31	
Hf	32	11	20	19	4.8	2.6	4.8	2.6	3.9	3.8	5.1	16	9.9	16	9.9	7.0	
Mo	2.3	12	1.3	3.5	0.35	1.0	0.35	1.0	0.77	0.76	1.4	0.96	1.7	0.96	1.7	0.92	
Pb	78	68	236	293	33	50	33	50	53	66	79	49	28	49	28	66	
Th	109	55	28	18	42	21	42	21	36	6.9	12	21	24	21	24	13	
U	31	7.9	47	27	8.1	12	8.1	12	18	16	5.1	8.0	3.2	8.0	3.2	6.9	
Y	40	86	10	1.8	26	20	26	20	32	5.4	73	3.3	5.5	3.3	5.5	8.3	
La	26	30	4.1	6.0	46	22	46	22	34	5.3	13	3.6	4.6	3.6	4.6	4.9	
Ce	58	84	15	14	70	42	70	42	68	15	35	13	18	13	18	16	
Pr	8.9	11	2.0	1.2	11	4.6	11	4.6	7.2	1.7	4.9	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	
Nd	31	47	6.8	2.7	34	16	34	16	25	5.4	19	5.0	5.9	5.0	5.9	5.8	
Sm	10.0	14	2.2	1.0	6.8	3.6	6.8	3.6	5.1	2.2	9.0	2.0	2.3	2.0	2.3	2.4	
Eu	0.03	0.05	0.01	0.01	0.53	0.45	0.53	0.45	0.48	0.01	0.08	0.001	0.02	0.001	0.02	0.01	
Gd	8.2	14	1.5	0.4	5.5	3.1	5.5	3.1	5.0	1.5	9.0	1.0	1.5	1.0	1.5	1.8	
Tb	1.6	2.8	0.39	0.12	0.82	0.55	0.82	0.55	0.87	0.40	2.1	0.29	0.38	0.29	0.38	0.44	
Dy	9.5	16	3.1	1.1	4.6	3.2	4.6	3.2	5.0	2.4	13	1.4	2.5	1.4	2.5	2.8	
Ho	2.0	2.8	0.57	0.22	0.84	0.64	0.84	0.64	0.99	0.38	2.3	0.19	0.32	0.19	0.32	0.51	
Er	5.7	7.8	2.0	0.73	2.4	1.6	2.4	1.6	2.9	1.0	6.4	0.64	0.95	0.64	0.95	1.2	
Tm	1.1	0.98	0.41	0.23	0.39	0.31	0.39	0.31	0.55	0.19	1.1	0.11	0.18	0.11	0.18	0.20	
Yb	7.8	6.2	3.6	1.9	2.6	1.9	2.6	1.9	3.2	1.3	6.6	0.78	1.2	0.78	1.2	1.5	
Lu	1.3	0.86	0.54	0.26	0.42	0.28	0.42	0.28	0.44	0.16	0.84	0.15	0.14	0.15	0.14	0.18	
ΣREE	170	237	42	30	186	100	186	100	159	37	122	30	40	30	40	40	
(La/Yb) <sub>n</sub>	1.15	3.30	0.78	2.16	11.9	7.72	11.9	7.72	7.24	2.69	1.35	3.14	2.50	3.14	2.50	2.23	
Eu/Eu*	0.01	0.01	0.02	0.04	0.26	0.40	0.26	0.40	0.29	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	
Rb/Sr	94.2	200	77.9	76.2	4.03	3.22	4.03	3.22	3.27	98.1	63.9	1685	181	1685	181	516	
Zr/Hf	8.09	13.5	7.08	3.38	20.7	28.8	20.7	28.8	31.4	4.61	9.80	2.06	3.93	2.06	3.93	4.43	
Ta/Nb	0.08	0.14	0.26	0.84	0.20	0.18	0.20	0.18	0.19	1.05	0.62	1.66	1.11	1.66	1.11	1.02	

Примечание. ГрД – гранодиориты, БтГр – биотитовые граниты, Li-СдфГр – граниты с Li-сидерофиллитом (проголиитоносные), Ми-АбГр – микролин-альбитовые граниты, АмазГр – амазонитовые граниты.  $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n \times Gd_n)^{0.5}$ ,  $(La/Nb)_n$  – отношение хондрит-нормализованных значений по (Taylor, McLennan, 1985). Процент – не определялось; содержания оксидов даны в мас. %, редких элементов – в г/т.

\* Среднее значение,  $n = 6$ .

**Таблица 2.** Сопоставление редкоэлементного состава порфиризовидных биотитовых гранитов ранней фазы Тургинского и Хангилайского массивов в породе и расплаве

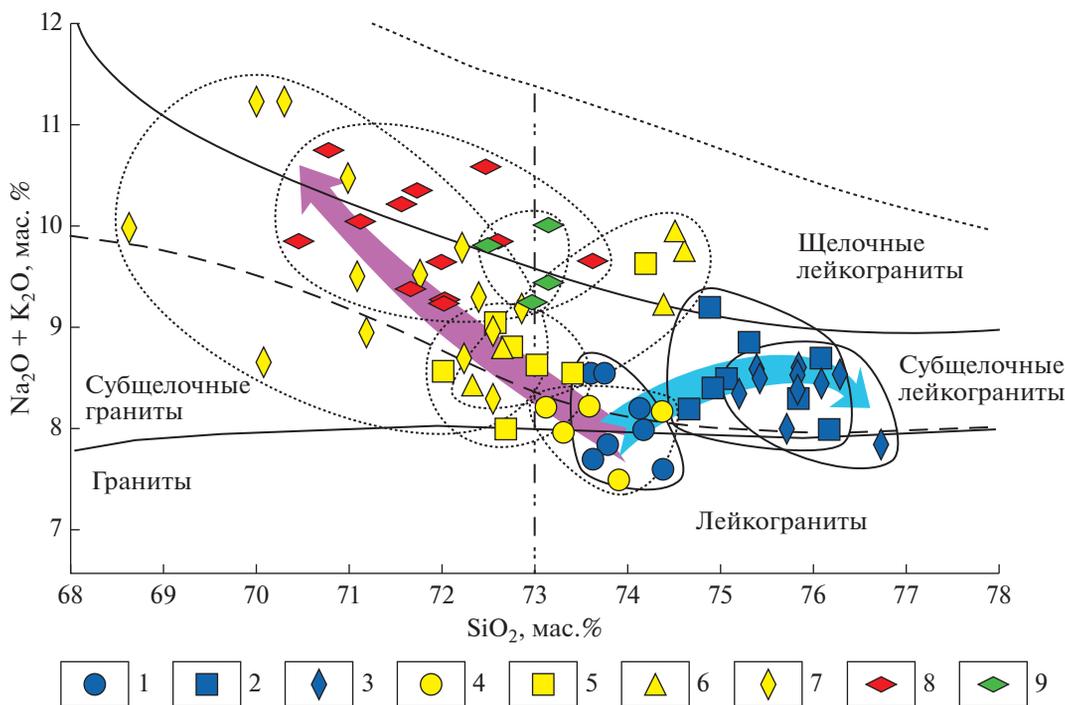
Элементы	Тургинский массив		Хангилайский массив	
	биотитовые граниты	расплав (пр. Ту-829)	биотитовые граниты	расплав (пр. Х-343)
F	0.06 ± 0,02	—	0.18 ± 0.06	—
Li	23 ± 5	177	149 ± 45	1220
B	—	61.2	—	464
Rb	253 ± 47	567	441 ± 99	415
Sr	102 ± 10	3.87	130 ± 12	32.0
Ba	188 ± 73	3.02	283 ± 16	33.2
Zr	81 ± 19	31.9	108 ± 38	32.2
Hf	3.2 ± 0.5	4.46	4.1 ± 1.3	2.36
Nb	26 ± 9	76.4	23 ± 6	15.4
Ta	3.7 ± 1.3	6.25	4.7 ± 1.7	5.55
U	8.6 ± 5.2	43.0	10.0 ± 1.7	5.24
Th	39 ± 21	36.9	30 ± 10	5.86
Y	22 ± 5	77.7	24 ± 4	14.0
La	40 ± 16	42.1	34 ± 12	9.86
Ce	77 ± 37	104	61 ± 16	4.69
Pr	9.2 ± 4.2	11.3	7.6 ± 3.0	—
Nd	33 ± 16	49.3	26 ± 9	6.14
Sm	6.5 ± 3.2	13.7	5.3 ± 1.6	1.44
Eu	0.43 ± 0.12	0.02	0.47 ± 0.06	0.14
Gd	5.2 ± 2.5	14.6	4.4 ± 1.2	1.11
Tb	0.77 ± 0.28	—	0.7 ± 0.1	—
Dy	3.8 ± 1.2	12.5	4.1 ± 0.8	1.42
Ho	0.72 ± 0.15	—	0.8 ± 0.1	—
Er	2.1 ± 0.4	7.21	2.1 ± 0.5	0.88
Tm	0.30 ± 0.06	—	0.38 ± 0.07	—
Yb	2.0 ± 0.4	6.01	2.4 ± 0.4	1.02
Lu	0.32 ± 0.06	0.91	0.36 ± 0.07	—
ΣREE	182 ± 82	262	150 ± 46	26.7

Примечание. Состав расплава определен в регомогенизированных стеклах расплавных включений в кварце при помощи масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) (Cameca IMS-4f, ЯФ ФТИАН РАН, г. Ярославль). F – в мас. %, редкие элементы – в г/т, прочерк – нет данных.

рис. 5, в ряду дифференциатов рудоносных массивов происходит последовательное уменьшение кремнекислотности в среднем от 73.6 до 70.5 мас. % при синхронном возрастании глиноземистости (от 14.0 до 15.6 мас. %) и суммарного содержания щелочей (от 8 до 10 мас. % (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)). В лейкогранитах Тургинского массива, напротив, несколько увеличивается содержание кремнезема в среднем от 74.3 до 75.5 мас. % при уменьшении глиноземистости от 13.8 до 12.06 мас. % в прото-

литононитовых гранитах и слабом возрастании суммарного количества щелочей от 8.0 до 8.7 мас. % с инверсией преобладающей роли Na в амезонитовых гранитах.

Как видно из табл. 1 и рис. 6, 7, в ряду дифференциатов пород Тургинского массива наблюдается некоторое увеличение содержания Li, F, Rb, Ta, Nb, менее значительное по сравнению с рудоносными массивами. Поэтому на большинстве рассматриваемых диаграмм в качестве конечных диф-



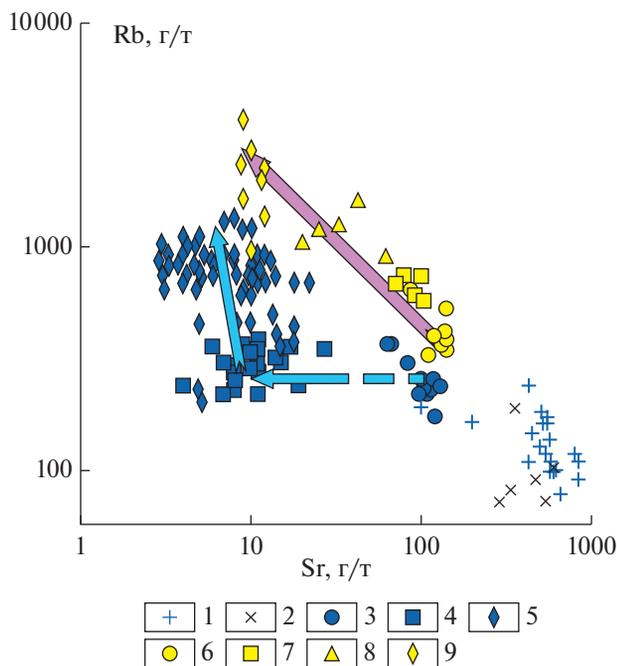
**Рис. 5.** Состав и характер эволюции рядов дифференциатов пород Тургинского, Хангилайского, Орловского массивов, амазонитовых гранитов Этыкинского и Ачиканского массивов на классификационной петрохимической диаграмме.

Тургинский массив: 1 – порфировидные биотитовые граниты, 2 – протолитионитовые граниты, 3 – амазонитовые граниты; Хангилайский и Орловский массивы: 4 – биотитовые граниты, 5 – протолитионитовые граниты, 6 – порфиروبластовые граниты, 7 – амазонитовые граниты; Этыкинский массив: 8 – амазонитовые граниты; Ачиканский массив: 9 – амазонитовые граниты.

ференциатов выступают амазонитовые граниты Этыкинского, Ачиканского и Орловского массивов. При этом особенностью дифференциации лейкогранитов Тургинского массива является резкое снижение содержаний Sr и Ba на самом раннем этапе развития системы. Так, в биотитовых гранитах содержание Sr составляет  $102 \pm 17$  г/т, в протолитионитовых уменьшается до  $12 \pm 5$  г/т. Содержание Ba снижается от  $188 \pm 73$  до  $22 \pm 9$  г/т. Как видно из сопоставления рядов дифференциатов Тургинского, Хангилайского и Орловского массивов (рис. 6), в процессе резкого уменьшения содержания Sr в Тургинском массиве не происходит синхронного накопления Rb, которое характерно для рудоносных массивов (Сырицо и др., 1989). В сравниваемых массивах различным является характер накопления лития и фтора. Рудоносные массивы характеризуются как изначальной обогащенностью этими элементами, так и на порядок большим их концентрированием в амазонитовых гранитах: в Тургинском массиве –  $483 \pm 168$  г/т Li<sub>2</sub>O и  $0.17 \pm 0.06$  мас. % F, в Орловском массиве –  $3054 \pm 750$  г/т Li<sub>2</sub>O и  $1.11 \pm 0.32$  мас. % F.

Специфической особенностью Тургинского массива является резкое увеличение в протолитионитовых гранитах, по сравнению с биотитовы-

ми, содержаний Zr, Hf, REE, в меньшей мере U и Th, что не характерно для процессов дифференциации рудоносных редкометальных плюмазитовых гранитов изучаемого региона (табл. 1). Так, в протолитионитовых гранитах Тургинского массива суммарное содержание REE и Zr составляет 407 и 332 г/т, в то время как в биотитовых гранитах – 134 и 58 г/т соответственно. В протолитионитовых гранитах Орловского массива суммарное содержание REE составляет 157 г/т, а Zr – 39 г/т. При этом редкометальные граниты Тургинского массива, в отличие от рудоносных массивов, характеризуются резким преобладанием в них легких REE. Как видно из рис. 8, максимальное накопление REE, особенно легких, фиксируется в протолитионитовых гранитах главной фазы. В то время как в рудоносных массивах, например Орловском, в процессе дифференциации происходит последовательное снижение суммарного содержания REE, при выравнивании La/Yb отношения (“птицеобразный” мотив распределения), увеличивается величина отрицательной Eu-аномалии, растет степень проявления тетрад-эффектов (Баданина и др., 2010).

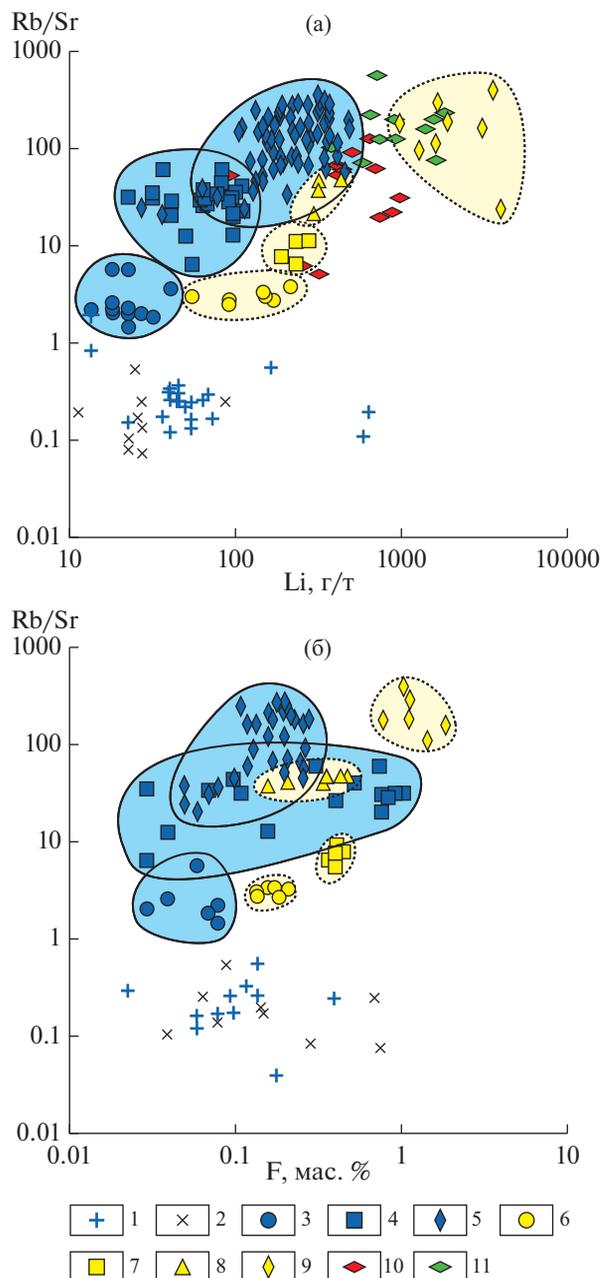


**Рис. 6.** Концентрации Rb и Sr в рядах дифференциатов пород Тургинского, Хангилайского, Орловского массивов.

Породы шахтаминского комплекса: 1 – Тургинский массив, 2 – Хангилайский интрузив; 3–9 – породы кукульбейского комплекса: Тургинский массив: 3 – порфириовидные биотитовые граниты, 4 – протолитионитовые граниты, 5 – амазонитовые граниты; Хангилайский и Орловский массивы: 6 – биотитовые граниты, 7 – протолитионитовые граниты, 8 – порфиробластовые граниты, 9 – амазонитовые граниты. Стрелками показаны тренды фракционирования Li-F гранитов Орловского и Тургинского массивов.

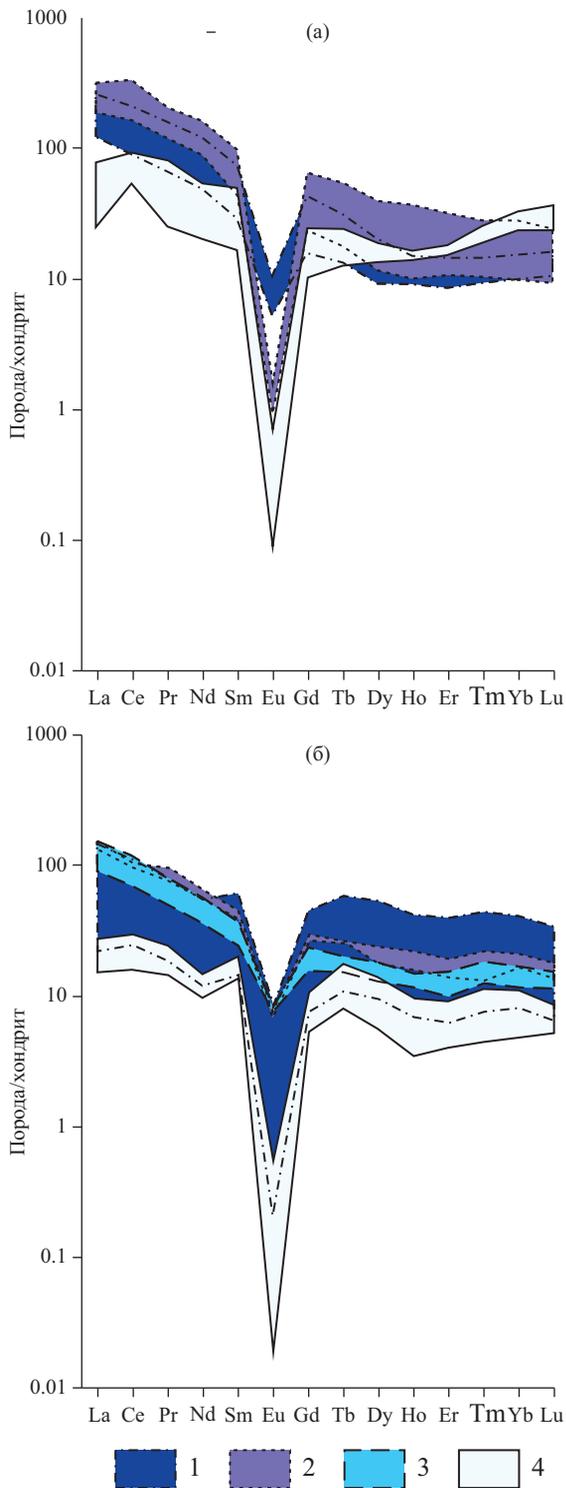
### ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ТУРГИНСКОГО МАССИВА

Для Тургинского массива установлен нестандартный температурный режим формирования, связанный с повышением температуры расплавов на этапе образования протолитионитовых гранитов главной фазы. Учитывая важность этого параметра, оценка температуры кристаллизации пород проводилась с использованием различных геотермометров, в том числе по степени насыщения силикатного расплава Zr (Watson, Harrison, 1983; Salehi et al., 2014), уровню концентрации Ti в цирконе – геотермометр “Ti-in-zircon” (Ferry, 2007), морфологии циркона (Pupin, 1980), коэффициенту распределения Gd в сосуществующих монаците и ксенотиме (Gratz, Heinrich, 1998). Как показали выполненные исследования, перепад температур кристаллизации протолитионитовых гранитов относительно биотитовых гранитов по данным разных независимых методов варьирует от 50 до 100°C. Наиболее полные данные были получены при ис-



**Рис. 7.** Концентрации Li (а) и F (б) в рядах дифференциатов пород Тургинского, Хангилайского, Орловского, Этыкинского, Ачиканского массивов.

Породы шахтаминского комплекса: 1 – Тургинский массив, 2 – Хангилайский интрузив; 3–11 – породы кукульбейского комплекса: Тургинский массив: 3 – порфириовидные биотитовые граниты, 4 – протолитионитовые граниты, 5 – амазонитовые граниты; Хангилайский и Орловский массивы: 6 – биотитовые граниты, 7 – протолитионитовые граниты, 8 – порфиробластовые граниты, 9 – амазонитовые граниты; Этыкинский массив: 10 – амазонитовые граниты; Ачиканский массив: 11 – амазонитовые граниты.



**Рис. 8.** Спектры распределения REE, нормированных к хондриту по (McDonough, Sun, 1995), в рядах дифференциатов пород Тургинского (а) и Хангилайского, Орловского (б) массивов. 1 – биотитовые граниты, 2 – протолитионитовые граниты, 3 – порфиробластовые граниты, 4 – амазонитовые граниты.

пользовании первого из упомянутых геотермометров. Как представлено в табл. 3, в соответствии с этим геотермометром для порфировидных биотитовых гранитов ранней фазы установлена температура кристаллизации в интервале 710–740°C, для протолитионитовых гранитов главной фазы – 810–850°C, для амазонитовых гранитов заключительной фазы – 720–755°C. Следует отметить также, что тургинские амазонитовые граниты являются наиболее высокотемпературными из всех рассмотренных на территории Восточного Забайкалья. Наиболее низкими температурами кристаллизации (600–710°C) отличаются амазонитовые граниты Орловского массива.

### ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Определение возрастных соотношений пород, входящих в состав Тургинского массива, проводилось на основе изучения Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем валового состава пород. Эти исследования выполнены В.С. Абушкевичем в ИГГД РАН. Для оценки времени формирования пород шахтаминского комплекса были выделены монофракции породообразующих минералов (КПШ, плагиоклаз, амфибол, биотит) и вал породы из представительной пробы граносиенита, наиболее распространенного среди пород этого комплекса (пр. Ту-815). К сожалению, полученные изотопные составы Rb и Sr указанных минералов и вала породы образуют на диаграмме  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  большой разброс, не позволяющий построить единую изохрону. Тем не менее эти данные заслуживают внимания (табл. 4). Так, плагиоклаз и калиевый полевой шпат дают указание на возраст в 159 млн лет, что близко соответствует времени формирования граносиенитов главной фазы – типичной породы шахтаминского комплекса – 158 ± 1 млн лет при  $IR_{(Sr)} = 0.7068 \pm 0.0002$  (Сырицо и др., 1999), в то время как возраст кристаллизации амфибола и биотита попадает в интервал формирования кукульбейского комплекса – 132 млн лет. Полученные таким образом предварительные данные в целом соответствуют двум возрастным этапам развития монцонитоидного и лейкогранитового магматизма в регионе Восточного Забайкалья. При этом лейкогранитовый расплав мог вызвать прогрев вмещающих монцонитоидов, что сказалось прежде всего на изотопном составе биотита и амфибола. Кроме того, у биотита из всех проанализированных минералов самая низкая температура закрытия изотопной системы порядка 300°C. В то время как полевые шпаты, являясь основными концентраторами стронция в этих породах, могли не зафиксировать нарушение закрытости системы. Полученное значение первичного  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения для пород шахтаминского комплекса составляет 0.7081, что совпадает с опубликованными данными (Сырицо, 2002).

**Таблица 3.** Температуры кристаллизации дифференциатов Тургинского, Этыкинского, Хангилайского, Орловского массивов

Массив	Разновидность пород	Температура кристаллизации пород, °С				
		1	2	3	4	5
Монцитониты шахтаминского комплекса						
	Гранодиориты, граносиениты	780–800	765–785	750–850	–	–
Граниты кукульбейского комплекса						
Тургинский	Порфириовидные биотитовые	710–740	705–750	600–700	810	720–800
	Протолитионитовые	810–850	810–855	800–900	852	>820
	Амазонитовые	720–755	730–770	600	754	700–800
Этыкинский	Амазонитовые	710–770	710–780	600	695	–
Хангилайский	Биотитовые	730–790	730–780	600–750	– (*)	–
Орловский	Протолитионитовые	695–780	700–770	600–750	730–770	620
	Порфиробластовые	630–680	630–700	600	740	–
	Амазонитовые	600–710	650–700	–	–	–

Примечание. Геотермометры: по степени насыщения силикатного расплава Zr, 1 – по (Watson, Harrison, 1983), 2 – по (Salehi et al., 2014); 3 – морфология циркона (Pupin, 1980); 4 – “Ti-in-zircon” (Ferry, 2007) применялся при содержании Ti < 30 г/т, (\*) – содержание Ti в цирконе превышает допустимое значение для расчета; 5 – коэффициент распределения Gd в сосуществующих монаците и ксенотиме по (Gratz, Heinrich, 1998).

**Таблица 4.** Изотопный состав Rb и Sr в минералах из граносиенитов шахтаминского комплекса

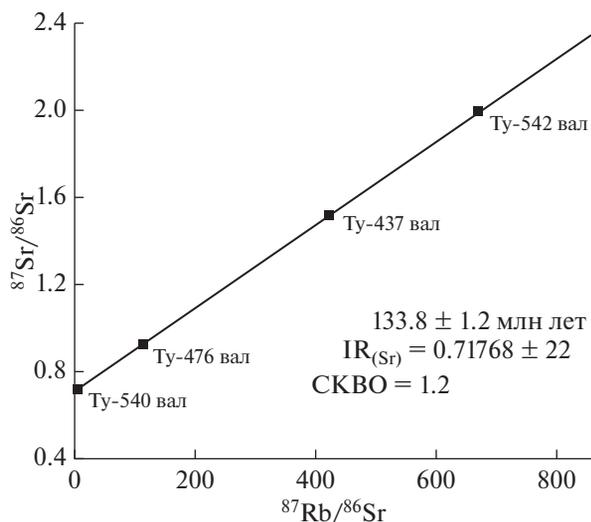
Проба	Минерал	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) \pm 2\sigma$
Ту-815	Вал	147	654	0.6510	$0.708169 \pm 8$
	КПШ	320	842	1.0983	$0.709240 \pm 6$
	Плагиоклаз	41.6	821	0.1466	$0.707086 \pm 9$
	Амфибол	14.1	32.6	1.2495	$0.709247 \pm 6$
	Биотит	840	7.70	334.2081	$1.331515 \pm 12$

**Таблица 5.** Rb-Sr изотопные данные для монцитонитоидов шахтаминского и гранитов кукульбейского комплексов Тургинского массива

Разновидности пород	Проба	Возраст, млн лет	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$
Гранодиориты, граносиениты	Ту-1943	150	149	630	0.6836	$0.707857 \pm 4$	0.706399
Биотитовые граниты	Ту-540	135	209	108	5.626	$0.728385 \pm 4$	0.717589
Протолитионитовые граниты	Ту-476	135	351	9.01	115.17	$0.934269 \pm 13$	0.713277
Амазонитовые граниты	Ту-542	135	1194	6.00	670.13	$2.000388 \pm 11$	0.714525
	Ту-437	135	708	5.24	422.36	$1.524352 \pm 9$	0.713906

В результате изучения Rb-Sr изотопной системы пород кукульбейского комплекса Тургинского массива (табл. 5, рис. 9) установлено, что биотитовые граниты ранней фазы (пр. Ту-540), протолитионитовые граниты главной фазы (пр. Ту-476) и амазонитовые граниты (пр. Ту-437, Ту-542) по валовым составам соответствуют изохронной модели и имеют возраст формирования массива,

равный  $133.8 \pm 1.2$  млн лет при  $\text{IR}_{(\text{Sr})} = 0.71768 \pm 22$  и СКВО = 1.2 (рис. 9), что свидетельствует о близком временном интервале образования выделенных разновидностей слагающих его пород. Величины первичного отношения стронция  $\text{IR}_{(\text{Sr})}$  варьируют от 0.717589 для гранитов ранней фазы до 0.714915 в гранитах главной фазы. Учитывая обзор литературных данных (Костицын и др., 2004;



**Рис. 9.** Диаграмма в координатах  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для валовых проб пород трех интрузивных фаз гранитов Тургинского массива: Ту-540 – порфириновые биотитовые граниты; Ту-476 – протолитионитовые граниты; Ту-437, Ту-542 – амазонитовые граниты.

Абушкевич, Сырицо, 2007), следует отметить, что Тургинский массив является единственным среди массивов редкометалльных плюмазитовых гранитов Забайкалья, лейкограниты которого харак-

теризуются сравнительно высоким значением  $IR_{(Sr)}$ . Вслед за работами Ю.А. Костицына с соавторами (Костицын и др., 2004) нами были установлены (Абушкевич, Сырицо, 2007) для многих массивов редкометалльных плюмазитовых гранитов этого региона весьма низкие величины первичного изотопного отношения стронция  $IR_{(Sr)}$ , не превышающие 0.707 (табл. 6).

Изучение Sm-Nd системы (табл. 7) показало, что породы ранней и главной фаз лейкогранитов Тургинского массива характеризуются близким к коровому  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношением, варьирующим от 0.1237 (ранняя фаза) до 0.1483 (главная фаза). При этом значения величины  $\epsilon_{Nd}(T)$  изменяются в широких пределах от –2.8, характерных для пород ранней фазы, до –0.4, отвечающих главной фазе, в амазонитовых гранитах ее значения соответствуют –1.1 и –0.9. Резкое увеличение отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  происходит в амазонитовых гранитах, где оно достигает 0.1976 (при  $\epsilon_{Nd}(T) = -0.9$ ), и особенно в амазонитовых гранитах Этыкинского массива –0.2021 (при  $\epsilon_{Nd}(T) = -1.0$ ), что в сочетании с резкой деплетированностью по Sr, по сравнению с исходными породами, указывает на участие ювенильного компонента при формировании этих пород.

**Таблица 6.** Возраст и изотопные характеристики редкометалльных гранитов Восточного Забайкалья

Массив	Метод определения	Возраст, млн лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	Литературный источник
Орловский	Rb-Sr	143 ± 2	0.706 ± 5	Костицын и др., 2004; Абушкевич, Сырицо, 2007
	U-Pb	141 ± 3		
Этыкинский	Rb-Sr	142 ± 1	0.708 ± 4	Костицын и др., 2004; Сырицо и др., 1999
	Rb-Sr	139	0.7152	
Тургинский массив, редкометалльные граниты	Rb-Sr	134 ± 1	0.71768 ± 0.00022	Абушкевич, неопубл. данные; Абушкевич, Сырицо, 2010 Сырицо и др., 1999 Сырицо, 2002
	Rb-Sr	139 ± 2	0.7138	
	Rb-Sr	132 ± 4	0.7126 ± 0.0008	
Тургинский массив, монцитонитовиды	Rb-Sr	158	0.7078	Сырицо и др., 1999 Иванова, неопубл. данные
	Rb-Sr	159 ± 4	0.70674 ± 0.00067	

**Таблица 7.** Sm-Nd изотопные данные для гранитов Тургинского массива

Типы гранитов	Проба	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) \pm 2\sigma$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{DM}$ , млн лет
Биотитовые	Ту-540	134	5.43	26.5	0.1237	0.512429 ± 3	–4.1	–2.8	1224
Протолитионитовые	Ту-476	134	9.38	38.2	0.1483	0.512575 ± 7	–1.2	–0.4	1342
Амазонитовые	Ту-542	135	6.291	31.78	0.1197	0.512512	–2.5	–1.1	1037
	Ту-437	135	0.843	2.578	0.1976	0.512592	–0.9	–0.9	–

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставление лейкогранитов Тургинского массива с амазонитовыми гранитами рудоносных массивов Забайкалья (Этыкинский, Ачиканский, Орловский) вскрывает ряд особенностей состава исходного расплава и путей его дифференциации. При этом в качестве пород, представляющих материнские расплавы, нами рассматриваются биотитовые граниты Хангилайского интрузива.

В истории формирования Тургинского массива принципиальным вопросом является характер возрастного соотношения лейкогранитов кукульбейского комплекса и вмещающих шахтаминских монцонитоидов, а в пределах первого комплекса — взаимоотношение трех выделяемых в нем разновидностей пород, представленных порфиридовидными биотитовыми гранитами, протолитионитовыми гранитами и амазонитсодержащими гранитами.

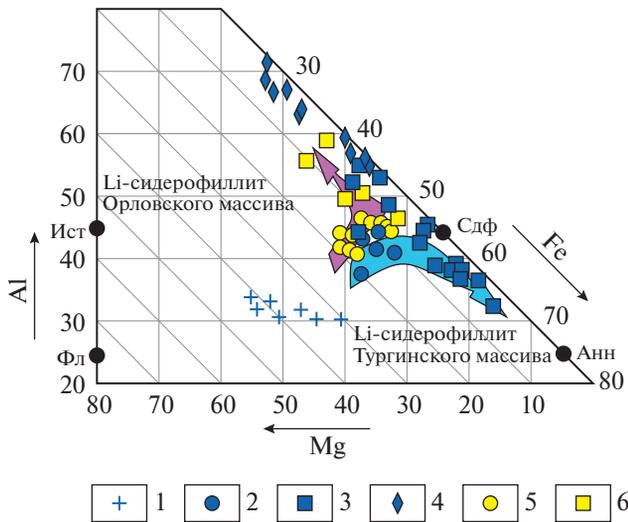
Судя по изотопно-геохронологическим данным, массив монцонитоидов шахтаминского комплекса формировался раньше лейкогранитов кукульбейского комплекса (159 и  $134 \pm 1$  млн лет соответственно). Существующий возрастной интервал в 25 млн лет между внедрением шахтаминских монцонитоидов и кукульбейских лейкогранитов весьма осложняет восприятие идеи Ю.П. Трошина о “формировании биотитовых и амазонитовых гранитов в ореольном пространстве интрузии монцодиоритовой магмы за счет отделения лейкократового Li-F расплава от меланократового остатка” (Трошин и др., 1983). С учетом возрастных соотношений есть основания предполагать обратный характер взаимоотношений этих комплексов, а именно воздействие кукульбейского расплава на породы шахтаминского комплекса. Это проявляется, прежде всего, в нарушении изотопной системы монцонитоидов при внедрении кукульбейского расплава, в результате чего, как указано выше, на диаграмме  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  точки их составов распределились вдоль двух эрохрон.

Выделение фазности в породах кукульбейского комплекса Тургинского массива было проведено нами достаточно условно. Особенно неоднозначно положение порфиридовидных биотитовых гранитов. С одной стороны, эти породы по физиографии, составу пород, слюд, аксессуарных минералов весьма сходны с типичными биотитовыми гранитами кукульбейского комплекса, материнскими для рядов дифференциатов редкометальных плюмазитовых гранитов, завершающихся образованием рудоносных амазонитовых гранитов. С другой стороны, при петрохимическом сходстве состав расплава этих пород заметно обогащен (на порядок концентрации) суммарным содержанием REE, Zr, и главное — прослеживается приуроченность этих пород исключительно к

апикальной части массива. Такая ситуация возможна при условии более позднего внедрения расплава протолитионитовых гранитов в виде нового для Забайкалья интрузивного комплекса повышенной щелочности и нестандартной для Забайкалья геохимической REE-Nb-Zr-Th специализации. В результате этого биотитовые граниты ранней фазы остаются в виде останцов в апикальной части массива. При этом скачок температуры кристаллизации протолитионитовых гранитов относительно более ранних биотитовых гранитов составляет от 50 до 100°C. Этот процесс сопровождается существенным накоплением в породах характерной ассоциации тугоплавких элементов (в г/т): REE  $337 \pm 93$ , Zr  $270 \pm 59$ , Th  $72 \pm 31$ , U  $16 \pm 6$ , что противоречит классической схеме фракционирования плюмазитовых Li-F систем, согласно которой в этом процессе наблюдается, напротив, постепенное снижение концентрации указанных элементов.

Сравнение порфиридовидных биотитовых гранитов Тургинского массива с аналогичными гранитами Хангилайского интрузива показывает близость их петрохимического состава и существенное различие в содержании ряда литофильных элементов, прежде всего Li, F, Sr, Ba, при сходной концентрации Rb, Ta, Nb. Более показательно различие в составе расплавов (табл. 2). Так, расплав Тургинского массива изначально обогащен на порядок REE, в меньшей мере U, Th, Y, в то время как в расплаве Орловского массива установлены более высокие содержания лития и бора по сравнению с расплавом лейкогранитов Тургинского массива. Сопоставление рядов дифференциатов изучаемых массивов вскрывает как общие закономерности эволюции их составов, так и отличительные черты. Общей закономерностью эволюции состава является уменьшение содержаний Mg, Ti, Ca, накопление характерной ассоциации литофильных редких элементов — Li, Rb, Cs, F, Ta, Nb, Sn. Различие заключается в значительно более низких их содержаниях в Тургинском массиве. Однако главную особенность дифференциации Тургинского массива составляет принципиально иной характер распределения петрогенных элементов — Si, Al, суммарного содержания щелочей. Как видно из рис. 5, в ряду дифференциатов рудоносных массивов происходит последовательное уменьшение кремнекислотности при возрастании глиноземистости и щелочности ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ). В Тургинском массиве, напротив, увеличивается содержание кремнезема при некотором уменьшении глиноземистости и отсутствии накопления щелочей. В результате тренды дифференциации рудоносных массивов и Тургинского массива характеризуются принципиально различной направленностью.

Различия фиксируются также в составе минералов, форм их выделения, появлении новых фаз.



**Рис. 10.** Различный характер эволюции состава литиево-железистых слюд Тургинского и Орловского массивов на диаграмме минеральных составов (Козлов и др., 1978). Слюды Тургинского массива: шахтаминский комплекс, гранодиориты: 1 – биотит; кукульбейский комплекс: биотитовые граниты: 2 – биотит, протолитионитовые граниты: 3 – Li-сидерофиллит, амазонитовые граниты: 4 – циннвальдит; слюды Орловского массива: биотитовые граниты: 5 – биотит; протолитионитовые граниты: 6 – Li-сидерофиллит. Стрелки отражают различные тенденции эволюции состава слюд. Ист – истонит, Фл – флогопит, Сдф – сидерофиллит, Анн – аннит.

Так, слюда аннит-сидерофиллитового состава замещается в лейкогранитах Тургинского массива более железистым литийсодержащим сидерофиллитом-протолитионитом (рис. 10), что объясняется общим повышением содержания железа в этой породе. Различие между ранней и главной фазами достигает 2 мас. % суммарного содержания оксида железа. Выделившееся железо проявляется в виде специфических кайм нарастания гематита на аксессуарный торит (см. рис. 3). Подъем температуры определил появление в этой разновидности пород высокотемпературного морфотипа циркона с обильным проявлением специфического двойникования, что, по мнению ряда исследователей, служит индикатором резкого изменения условий минералообразования и, прежде всего, повышения щелочности и температуры кристаллизации флюидонасыщенного расплава (Мачевариани, 2015). И, наконец, для протолитионитовых гранитов характерно образование специфического набора аксессуарных минералов, отражающих новую для редкометалльных плюмазитовых гранитов Забайкалья геохимическую специализацию (Th, U, REE, Zr), ассоциация которых не типична для рудоносных массивов подобных гранитов изучаемого региона (Иванова, Сырицо, 2019). К их

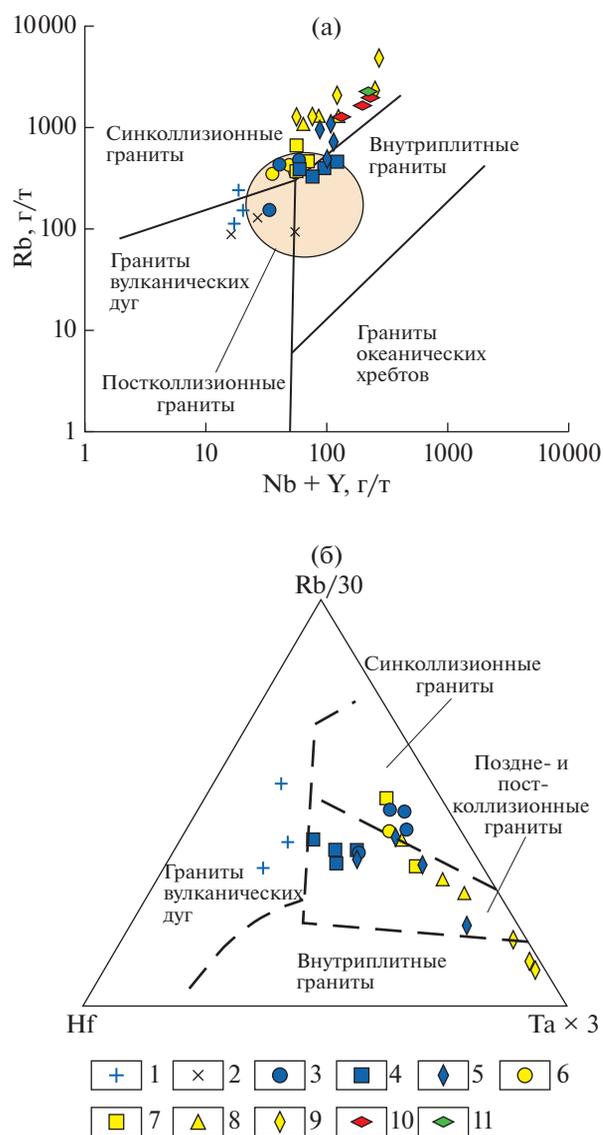
числу относятся: высокожелезистый колумбит, минералы системы торит-ксенотим-циркон-коффинит, минералы групп пирохлора и самарскита, фториды, фторкарбонаты и силикаты REE. Аксессуарные минералы такого типа являются типоморфными для подщелоченных расплавов агпаитового ряда (Савельева и др., 2016; Владыкин и др., 2016). Накопление в их составе легких REE и CO<sub>2</sub> роднит их с минерализацией в агпаитовых породах. Подобная аксессуарная минерализация известна в амазонитовых гранитах Северного Тянь-Шаня (Луговской и др., 1972). Флюоцерит одного из этих массивов – Курментинского – был детально описан Л.Г. Фельдманом с соавторами (1973). В этой работе предлагается рассматривать флюоцерит в качестве типоморфного минерала нового геохимического подтипа колумбитоносных амазонитовых гранитов повышенной щелочности. При этом отмечается, что “флюоцерит более характерен для плюмазитовых пород (хотя и несколько повышенной щелочности)”, а для агпаитовых гранитоидов типоморфным минералом является гагаринит.

Сопоставление Тургинского и Курментинского массивов вскрывает черты сходства и различия в составе и условиях их формирования. Прежде всего, следует отметить принципиальное сходство в тектонической обстановке проявления магматизма – тектоно-магматической активизации областей завершённой складчатости. Другой особенностью, заслуживающей внимания, является наличие в составе терригенно-осадочного чехла вмещающих пород обоих рассматриваемых массивов существенной доли карбонатных пород, с проявлением интенсивной флюоритизации в апикальной части массивов. Это особенно характерно для Тургинского массива, ареал которого изобилует флюоритовыми рудопроявлениями, в том числе в 7 км от него находится известное Калангуйское месторождение флюорита. Весьма показательное отличие минерального состава сравниваемых массивов проявляется в отсутствии в Тургинском массиве топаза и snow-ball кварца, типичных для пород Курментинского массива. Кроме того, при сходной традиционной тенденции уменьшения магнезиальности, основности, накопления фтора и редких щелочных элементов для Тургинского массива характерна принципиально иная схема дифференциации главных петрогенных элементов. В отличие от рудоносных массивов Забайкалья и сходного с ними Курментинского массива, здесь не происходит уменьшения кремнекислотности, увеличения глиноземистости и общей щелочности.

Обобщение полученных данных по лейкогранитам Тургинского массива и сопоставление с другими массивами амазонитовых гранитов показывает, что рассматриваемые массивы в региональном плане располагаются в едином геотектоническом блоке, гранитоидный магматизм кото-

рого соответствует этапу тектоно-магматической активизации. На дискриминационных геохимических диаграммах Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) и Н. Харриса и др. (Harris et al., 1986) (рис. 11) составы редкометальных плюмазитовых гранитов Восточного Забайкалья образуют весьма компактное поле, тяготеющее к границе раздела синколлизионных и внутриплитных обстановок, что может соответствовать началу посторогенного их развития с сохранением черт, присущих коллизионному режиму. Точки составов пород Тургинского массива ложатся в поле посторогенных гранитоидов и на диаграмме П. Маниара и П. Пикколи (Maniag, Piccoli, 1989) (рис. 4). Однако эти лейкограниты отличаются от пород других массивов повышенной железистостью, что особенно проявляется в высокожелезистом составе слюд (Li-содержащих сидерофиллитов) и обогащении высокочargedными элементами (REE, Nb, Hf, Zr, Th, U). В сочетании с низкими концентрациями Sr, P, Ti указанные особенности состава, определяющие резкие минимумы на мультиэлементных спектрах, являются характерными признаками А-типа гранитов (Гребенников, 2014; Туркина, 2014). Такое представление подтверждается положением их состава на диаграммах Дж. Маеды (Maeda, 1990) (рис. 4), Дж. Вэйлина (Whalen et al., 1987) и А.В. Гребенникова (Гребенников, 2014) (рис. 12), позволяющих выделить граниты А-типа. При этом заслуживает внимания то обстоятельство, что в поле А-типа гранитов ложатся только протолитионитовые и амазонитовые граниты Тургинского массива, в то время как порфиоровидные биотитовые граниты ранней фазы располагаются на рис. 4 в поле гранитов S-типа и совместно с редкометальными плюмазитовыми гранитами рудоносных массивов в поле фракционированных гранитов (FG на рис. 12). Согласно дискриминационной диаграмме для классификации магматических пород А-типа на основе петрохимического состава (рис. 12в), лейкограниты Тургинского массива приурочены к полю  $A_2$  – “кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов” (Гребенников, 2014), при этом локализация их соответствует обстановке внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек. Это обстоятельство согласуется с геодинамическими реконструкциями (Коваленко и др., 2002; Ярмлюк и др., 2003), согласно которым магматизм в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса контролировался Центрально-Азиатским горячим полем мантии, обусловившим появление группы горячих точек, т.е. мантийных плюмов.

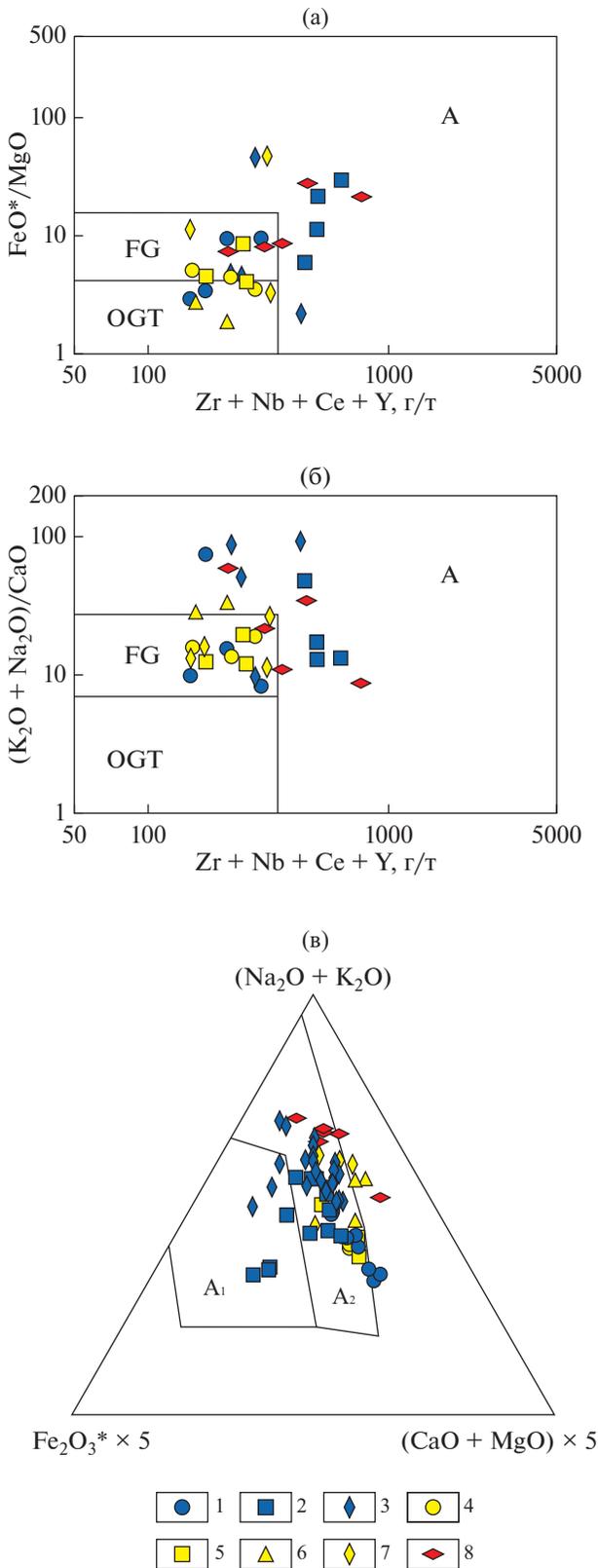
Согласно выполненному исследованию Тургинский массив амазонитовых гранитов представляет собой нехарактерный для Забайкалья геохимиче-



**Рис. 11.** Составы изучаемых редкометальных гранитов на дискриминационных диаграммах Дж. Пирса и др. (Pearce et al., 1984) (а) и Н. Харриса и др. (Harris et al., 1986) (б).

Породы шахтаминского комплекса: 1 – Тургинский массив, 2 – Хангилайский интрузив; 3–11 – породы кукульейского комплекса: Тургинский массив: 3 – порфиоровидные биотитовые граниты, 4 – протолитионитовые граниты, 5 – амазонитовые граниты; Хангилайский и Орловский массивы: 6 – биотитовые граниты, 7 – протолитионитовые граниты, 8 – порфиоровидные граниты, 9 – амазонитовые граниты; Этыкинский массив: 10 – амазонитовые граниты; Ачиканский массив: 11 – амазонитовые граниты.

ский подтип редкометальных гранитов, в котором, при сходной с рудоносными массивами (Орловский, Этыкинский массивы) плюмазитовости петрохимического состава, проявляется рудная и акцессорная минерализация, типичная для агпаитовых пород и отражающая REE-Zr-Th специализацию пород. В составе этих минералов



здесь установлены Fe-колумбит, минералы групп пирохлора и самарскита, минералы изоструктурной группы циркон-ксенотим-торит-коффинит, флюоцерит, бастнезит и паризит. Амазонитовые граниты Тургинского массива являются производными протолитионитовых гранитов, соответствующих по химизму пород и слюд А-типу гранитов. Специфика их происхождения и отличие от классических плюмазитовых Li-F гранитов региона помимо различной геохимической специализации проявляется в значительно более высоких температурах кристаллизации, повышенном значении первичного изотопного отношения стронция ( $IR_{(Sr)} = 0.71468 \pm 22$  вместо  $IR_{(Sr)} = 0.707$ , характерного для известных массивов редкометальных гранитов).

В различных вариантах классификации редкометальных гранитов, исходя из разных принципов, лейкограниты, подобные Тургинским, уже выделялись ранее. Так, в соответствии с парагенетическим анализом, А.А. Беусом с соавторами (1962) выделялся биотит-альбитовый тип апогранитов с минералами Nb и Zr (малакон, Fe-колумбит). Исходя из геохимической специализации и состава акцессорных минералов, А.М. Гребенниковым (1971) среди Li-F гранитов Забайкалья выделялись вольфрамоносные, танталосные и ниобий-фтороносные типы редкометальных гранитов с малаконом, флюоритом, Fe-колумбитом. С.М. Бескин и Ю.Б. Марин (1999) на примере массивов Майкуль, Турга, Биту-Джида выделили сидерофиллит-амазонитовые редкометальные граниты с колумбитом, касситеритом, цирконом и, тем не менее, ошибочно отметили их потенциальную рудоносность на Ta и Sn. Выделенному нами гибриднему подтипу ближе всего соответствуют амазонитовые редкометальные граниты Северного Тянь-Шаня, изученные Г.П. Луговским и Л.Г. Фельдманом с соавторами (1972, 1973) и классифицированные как геохимический подтип плюмазитовых амазонитосодержащих колумбито-

**Рис. 12.** Составы пород Тургинского, Хангилайского, Орловского массивов на диаграммах Дж. Вейлина (Whalen et al., 1987) (а, б) и на тройной петрогенетической диаграмме А.В. Гребенникова (Гребенников, 2014) (в).

Тургинский массив: 1 – порфировидные биотитовые граниты, 2 – протолитионитовые граниты, 3 – амазонитовые граниты; Хангилайский и Орловский массивы: 4 – биотитовые граниты, 5 – протолитионитовые граниты, 6 – порфиробластовые граниты, 7 – амазонитовые граниты; Этыкинский массив: 8 – амазонитовые граниты. Поля на диаграммах: А – граниты А-типа; FG – фракционированные граниты; OGT – нефракционированные граниты М-, I- и S-типов; А<sub>1</sub> – поле кремнекислых пород внутриплитных геодинамических обстановок: океанических островов и континентальных рифтов; А<sub>2</sub> – кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов.

носных гранитов повышенной щелочности с фторидами и фторкарбонатами редких земель.

На данном этапе исследований, с учетом особенностей Тургинского массива, допускаются два возможных сценария развития событий в процессе его формирования. Согласно первому, можно предположить, что монцонитоидный расплав шахтаминского комплекса внедрялся, как и в целом по региону, около 159 млн лет назад. Спустя примерно 20 млн лет на этом участке произошло внедрение кукульбейского расплава, типичного для изучаемого региона (порядка 140 млн лет), что обусловило прогрев и, как описано выше, повторное открытие изотопной системы монцонитоидов, вызвавшее нарушение изотопного состава. Несколько позднее ( $134 \pm 1$  млн лет) можно допустить внедрение нового, более молодого комплекса повышенной щелочности с REE-Nb-Zr-Th-U геохимической специализацией. В таком случае биотитовые граниты, выделяемые нами весьма условно в виде ранней фазы, можно рассматривать в виде реликтов более раннего лейкогранитового комплекса. Положение этих пород на общей изохроне кукульбейской составляющей Тургинского массива (см. рис. 9) можно объяснить воздействием на изотопную систему более позднего расплава. Такое представление объясняет необычное положение биотитовых гранитов в виде останцов в апикальной части массива. Проверка этой модели потребует детального изотопно-геохронологического изучения на минеральном уровне и более тщательного исследования состава расплавных включений и оценки роли фтора и  $\text{CO}_2$  в процессах преобразования расплава (Чевычелов, 2019; Шаповалов и др., 2019).

Более сложным представляется второй вариант модели формирования Тургинского массива, согласно которому допускается вероятность воздействия ювенильной субстанции, способной к тепловому и вещественному воздействию. В изучаемом регионе в качестве такой субстанции можно представить базальтоидные расплавы шошонит-латитового ряда, известные в виде акатуевского комплекса. Судя по данным Л.В. Таусона с соавторами (1984), эти расплавы отличаются высокой щелочностью, аномально высоким содержанием фтора, сопоставимым с содержанием в лейкогранитах кукульбейского комплекса, высоким суммарным содержанием REE (150–480 г/т), циркония (среднее содержание для забайкальской латитовой серии – 311 г/т), гафния (7.4 г/т), ниобия (15.6 г/т), тантала (1.0 г/т). Не случайно в рудных узлах, связанных с редкометальными гранитами, интенсивно развиваются полихронные дайковые пояса с участием субщелочных базальтоидных пород (Трошин и др., 1983; Абушкевич, Сырицо, 2007), которые предшествуют, сопровождают и завершают формирование массивов редкометальных плюмазитовых грани-

тов. В этом варианте в качестве причины появления в редкометальных плюмазитовых гранитах Тургинского массива специфической акцессорной минерализации, и в том числе обилия фторидов и фторкарбонатов REE, можно рассматривать воздействие базитовых расплавов, и прежде всего, влияние фтора на вмещающие карбонатные породы. Для верификации такого представления необходимо изучение геохимии карбонатных толщ и изотопии углерода установленных фторкарбонатных акцессорных минералов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среди массивов рудоносных амазонитсодержащих Li-F гранитов Восточного Забайкалья (Орловский, Этыкинский, Ачиканский) Тургинский массив выделяется, прежде всего, наличием темноокрашенных высокожелезистых слюд и отсутствием сколь-либо значимого накопления традиционных для редкометальных гранитов этого региона редких элементов – Ta и Li. Отличие изученных пород от типичных Li-F гранитов региона составляет отсутствие топаза, структура snow-ball кварца, высокожелезистый состав слюд (Li-сидерофиллит) и более высокая температура кристаллизации: протолитионитовые граниты – 810–850°C, амазонитовые граниты – 720–750°C, в отличие от 600–710°C, характерных для амазонитовых гранитов Орловского массива. Парадокс состава лейкогранитов Тургинского массива заключается в том, что породы на всем протяжении фракционирования остаются равнозначно плюмазитовыми, A/CNK варьирует от 1.00 до 1.25, в то время как геохимическая специализация (Zr, REE, Nb, Th, U), состав акцессорных и рудных минералов соответствуют агапайтовому типу редкометальных гранитов, не характерному для Li-F гранитов региона. Особенность химического фракционирования в этом массиве заключается в том, что здесь не происходит традиционной для плюмазитовых редкометальных гранитов инверсии в системе кремнекислотность → глиноземистость и прогрессирует геохимическая специализация в виде обогащения высокочargedными элементами (REE, Zr, Th, Nb, U). В гранитах этого массива установлено обилие редких фторидов (флюоцерит), фторкарбонатов (бастнезит, паризит) и силикатов (алланит, иттриалит) редкоземельных элементов, минералов озооструктурной группы торит-ксенотим-циркон-коффинит в системе REE-Y-Zr-Th-U-силикат-фосфатов, а также (Y, REE, U, Th)-(Nb, Ta, Ti)-оксидов (пироксид, самарскит, Fe-Nb колумбит).

Согласно изотопно-геохронологическим исследованиям (Rb-Sr изотопная система), возраст формирования массива монцонитоидного комплекса соответствует 159 млн лет (шахтаминский комплекс), в то время как для пород лейкограницы

тогового комплекса Тургинского массива получена единая изохрона с возрастом  $134 \pm 1$  млн лет, что соответствует возрасту формирования кукульбейского комплекса.

Особенности состава гранитов Тургинского массива, проявляющиеся в высокой железистости слюд (Li-сидерофиллит), в обогащении высокозарядными элементами, в низких концентрациях Sr, R, Ti позволяют относить эти породы к гранитам А-типа в отличие от традиционных Li-F гранитов региона, классифицируемых как граниты S-типа.

Результаты выполненных исследований дают основание рассматривать Li-F граниты Тургинского массива в качестве особого подтипа амазонитосодержащих гранитов плюмазитового состава с апаитовой аксессуарной и рудной минерализацией.

*Благодарности.* Авторы признательны В.С. Абушкевичу за предоставленные материалы по изотопно-геохронологическим исследованиям Тургинского массива, а также В.М. Саватенкову за помощь в проведении изотопно-геохронологического исследования пород шахтаминского комплекса. Особенная благодарность А.А. Спиридонову, собравшему коллекцию каменного материала и выполнившего в свое время геохимическое опробование Тургинского интрузива, что послужило основой настоящего исследования. Авторы весьма признательны рецензентам В.В. Ярмолюку и В.С. Антипину, чья работа помогла заметно улучшить статью.

*Источники финансирования.* Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00957) и немецкой службы академических обменов DAAD. Исследования проводились с использованием оборудования Научного Парка СПбГУ. В статье частично использованы материалы, полученные в ходе работ по проекту РФФИ № 13-05-01057.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф. Ювенильная компонента в изотопных системах (Sr, Nd) редкометалльных гранитов полиформационных интрузивов (Восточное Забайкалье) // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Материалы научной конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 326–327.

Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В. и др. Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье // Петрология. 2010. Т. 18. № 2. С. 139–167.

Березовиков И.П., Лаврушин В.В. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на флюорит в районе действующего рудника Калангуй (участки Джидоканский и Дутурульский) за 1966–72 и 1976–82 гг. Инв. № 15288. Чита: ПГО Читагеология, 1983. 209 с.

Бескин С.М., Марин Ю.Б., Матиас В.В., Гаврилова С.П. Так, что же такое “редкометалльный гранит”? история вопроса, терминология, типы, суждение о генезисе // ЗВМО. 1999. Ч. 128. № 6. С. 28.

Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Перфильев В.В. Геохимические особенности редкометалльных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 554–568.

Гордиенко И.В., Метелкин Д.В., Ветлужских Л.И. Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения Амурского микроконтинента // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 3. С. 318–341.

Гребенников А.М. Вольфрамоносные, танталоносные и ниобий-фтороносные типы гранитоидов и сопровождающие их продуктивные формации (на примере Восточного Забайкалья) // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1971. С. 51–59.

Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.

Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н. и др. Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометалльных гранитов // Петрология. 2009. Т. 17. № 1. С. 28–50.

Иванова А.А., Сырицо Л.Ф. Особенности аксессуарной минерализации Тургинского массива амазонитосодержащих 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.

Иванова А.А., Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Сагитова А.М. Циркон полиформационного Тургинского массива с амазонитовыми гранитами (Восточное Забайкалье) и его петрогенетическое значение // ЗРМО. 2018. Ч. 147. № 6. С. 1–21.

Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Владыкин Н.В. и др. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометалльного магматизма Центральной Азии // Петрология. 2002. Т. 10. № 3. С. 227–253.

Козлов В.Д., Свадковская Л.Н., Карпов И.К. Слюды магматитов Забайкалья (вопросы генезиса и рудоносности гранитоидов). Новосибирск: Наука, 1978. 148 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.

Луговской Г.П., Матиас В.В., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Строение массивов редкометалльных гранитов

- и особенности их генезиса // Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972. С. 131–161.
- Мачевариани М.М.* Типоморфные особенности циркона гранитоидов Верхнеурмийского массива (Приамурье). Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: Национальный минерально-сырьевой университет “Горный”, 2015. 149 с.
- Объяснительная записка к государственной геологической карте, лист М-50-IX (Калангуй). СПб: Изд-во СПб картографич. ф-ки ВСЕГЕИ, 2001. 159 с.
- Пушкарев Ю.Д., Сырицо Л.Ф., Беляцкий Б.В.* Начальные изотопные составы Sr, Pb, Nd в Li-F гранитах Забайкалья как свидетельство присутствия в них мантийного компонента // XV симпозиум по геохимии изотопов. Москва. Тез. докл. 1997. С. 232–233.
- Савельева В.Б., Базарова Е.П., Хромова Е.А., Канакин С.В.* Фториды и фторкарбонаты в породах Катунинского комплекса (Восточная Сибирь) как индикаторы геохимических условий минералообразования // ЗРМО. 2016. Т. 145. № 2. С. 1–19.
- Сырицо Л.Ф.* Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2002. 357 с.
- Сырицо Л.Ф., Спиридонов А.А., Топорский В.Н.* Уровни концентрации Rb и Sr как геохимические индикаторы развития внегосинклинального магматизма Восточного Забайкалья // Геохимия. 1989. № 9. С. 1258–1269.
- Сырицо Л.Ф., Шергина Ю.П., Баданина Е.В. и др.* Мезозойские интрузивные серии Забайкалья и проблемы их петрогенезиса // Вестн. СПб. ун-та. 1999. Сер. 7. Вып. 4. № 28. С. 82–88.
- Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
- Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н. и др.* Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 213 с.
- Трошин Ю.П.* Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 172 с.
- Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Бойко С.М.* Геохимия и петрология редкометальных плюмазитовых гранитов. Новосибирск: Наука, 1983. 182 с.
- Туркина О.М.* Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов. Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. 118 с.
- Фельдман Л.Г., Сурков Б.К., Столярова Т.И.* Флюоцерит из редкометальных гранитов Северного Тянь-Шаня и некоторые данные к генетической минералогии фторидов редкоземельных элементов // Тр. Минералогического музея. Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1973. Вып. 22. 216 с.
- Чевычелов В.Ю.* Распределение летучих компонентов (Cl, F, CO<sub>2</sub>) в водонасыщенных флюидно-магматических системах различного состава // Петрология. 2019. Т. 27. № 6. С. 638–657.
- Шановалов Ю.Б., Чевычелов В.Ю., Коржинская В.С. и др.* Физико-химические условия образования редкометальных месторождений во фторсодержащих гранитоидных системах по экспериментальным данным // Петрология. 2019. Т. 27. № 6. С. 617–637.
- Ярмлюк В.В., Коваленко В.И.* Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
- Ferry J.M., Watson E.B.* New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 154. P. 429–437.
- Goldstein S.L., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–65.
- Gratz R., Heinrich W.* Monazite–xenotime thermometry. III: Experimental calibration of the partitioning of Gd between monazite and xenotime // Europ. J. Mineral. 1998. V. 10. № 3. P. 579–588.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G.* Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Eds. M.P. Coward, A.C. Ries. Collisions tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. 1986. V. 19. P. 67–81.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
- Maeda J.* Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. V. 174. P. 235–255.
- Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.
- McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.
- Pupin J.P.* Zircon and granite petrology // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 73. P. 207–220.
- Richard P., Shimizu N., Allegre C.J.* <sup>143</sup>Nd/<sup>146</sup>Nd, a natural tracer: an application to oceanic basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 31. P. 269–278.
- Salehi Z., Masoudi F., Razavi M., Faramarzi N.S.* Estimating of crystallisation temperature of Mard-Abad (Karaj) granitic intrusion using mineralogy, geochemistry and morphology of zircon crystals // J. Sci. Islamic Republic of Iran. 2014. V. 25. № 2. P. 143–155.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.
- Watson E.B., Harrison T.M.* Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. 1983. V. 64. P. 295–304.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

## Amazonite Li-F Granites with REE-Nb-Zr-Th-U Specialization: Geochemistry, Mineralogy and Isotope Geochronology of the Turga Massif in Eastern Transbaikalia

L. F. Syritso<sup>1</sup>, A. A. Ivanova<sup>1,2</sup>, E. V. Badanina<sup>1</sup>, and E. V. Volkova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

On the basis of studying the patterns of distribution of rare and scattered elements in the granites of the Turga massif (Eastern Transbaikalia) and its isotopic dating (Rb-Sr and Sm-Nd isotopic systems), the complicated structure of the Turga massif and the reasons for the absence of traditional for this region Ta-Li ore mineralization in amazonite granites are revealed. Three types of rocks represent the Turga massif. There are porphyritic biotite granites, granites with Li-siderophyllite, occupying the main volume of massif, and amazonite granites of small stocks and dikes. They form a common Rb-Sr isochrone with an age of  $134 \pm 1$  Ma at  $IR_{(Sr)} = 0.71768 \pm 22$  and  $MSWD = 1.2$ , which indicates a close time interval of their formation. Biotite granites, usually considered as “parent” rocks, form here rare outliers in the apical part of the massif and are lower temperature (710–740°C) in comparison with subsequent granites with Li-siderophyllite (810–850°C). In addition, granites with Li-siderophyllite are characterized by a high content of iron, which is especially evident in the highly ferrous composition of mica. Also these granites are enriched with the high field strength elements (Zr –  $270 \pm 59$  ppm, REE –  $337 \pm 93$  ppm, Th –  $72 \pm 31$  ppm, U –  $16 \pm 6$  ppm), which are not typical for amazonite granites of the studied region. In combination with extremely low concentration of Sr and small content of Ti and P, the specified features of the composition are characteristic signs of the A-type granites. It is confirmed by position of granites with Li-siderophyllite of the Turga massif on the known discriminative geochemical diagrams. The chemical composition of the rare metal granites of the Turga massif is unique: these granites are similar to the ore-bearing amazonite granites in peraluminous petrochemical composition, but they have an accessory mineralization typical for peralkaline rocks, which reflects their REE-Nb-Zr-Th specialization. Amazonite granites of the Turga massif are derivatives of A-type granites and differ from Ta-bearing amazonite granites by the increased value of  $IR_{(Sr)}$  (0.717 instead of 0.707, respectively) and higher crystallization temperatures. The results of the study provide grounds for attributing the rare metal granites of the Turga massif to a special intermediate geochemical subtype – peraluminous amazonite columbite-bearing granites of increased alkalinity with peralkaline REE-Nb-Zr-Th-U mineralization.

*Keywords:* peraluminous Li-F amazonite granites, LREE-Nb-Zr-Th-U specialization, fluocerite and bastnaesite, thorite-xenotime-zircon-coffinite mineral group, pyrochlore and samarskite, Eastern Transbaikalia, geochemistry, petrogenesis