

**AGE AND COMPOSITION OF THE EARLY PALEOZOIC MAGMATIC ASSOCIATIONS AND RELATED RARE-ELEMENT PEGMATITES IN THE SOUTH-EASTERN PART OF THE SANGILEN BLOCK, TUVA-MONGOLIAN MASSIF**L.G. Kuznetsova <sup>1</sup>✉, S.P. Shokalsky <sup>2</sup>, S.A. Sergeev <sup>2</sup>, S.I. Dril <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 1a Favorsky St, Irkutsk 664033, Russia

<sup>2</sup> Karpinsky Russian Geological Research Institute, 74 Sredny Ave, Saint Petersburg 199106, Russia

**ABSTRACT.** The article presents new data on ages (U-Pb zircon dating, SIMS SHRIMP-II) and chemical compositions of rocks from gabbro-granitic and granite-leucogranitic magmatic associations. These rocks preceded the formation of Li-enriched spodumene pegmatites of the TserigiynGol-Burchin ore cluster (Russian: ЦБРУ), one of the main clusters in the South Sangilen pegmatite belt (SSB) located in the Tuva-Mongolian massif being a part of the Central Asian Fold Belt. We investigated the rocks from the Upper TserigiynGol, Uchuglyk and Temenchulu plutons, and pegmatites from two neighbouring fields. We distinguish three impulses of granitic magmatism (517±7, 508±7, and 488±6 Ma), which are attributed to different stages of the Early Paleozoic collision orogeny (520-480 Ma). The period when the Li-enriched pegmatites were formed (494±7 Ma) is close to the magmatism impulse at 488±6 Ma. Differences are discovered in compositional and isotopic (Sm-Nd) features of granites dominating at the following stages of collisional orogeny: (1) early collision (517±7 Ma) – I-type granites, eNd(T)=0–1.5, TNd (DM-2st)=1.2–1.1 b.y., and (2) late collision (488±6 Ma) – A-2-type granites, eNd(T)=–3.0...–1.6, TNd (DM-2st)=1.5–1.4 b.y., which are due to different sources. Our study shows that facies transitions are absent between the late-collision granites (488±6 Ma) and the spodumene pegmatites from the TserigiynGol-Burchin ore cluster (494±7 Ma), although these rocks are close in age. In terms of geochemical features, the spodumene pegmatites from the cluster are strongly different from both the late-collision granites and spodumene pegmatites from other SSB fields, including the large Tastyg lithium deposit. We have analysed the role of interactions between the crustal and mantle materials in the formation of granitoid sources in the TserigiynGol-Burchin ore cluster, and described their evolution in time and the influence on the pegmatite rare-element specialization.

**KEYWORDS:** granitoids; magmatic associations; isotopy; Tuva-Mongolian Massif; age; tectonic setting; sources; rare-element pegmatites; lithium

**FUNDING:** The study was carried out under the state assignment of Project 0284-2021-0007 and financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (Project 15-05-06709-a).

**RESEARCH ARTICLE**

Received: June 6, 2020

Revised: March 1, 2021

**Correspondence:** L.G. Kuznetsova, lkuzn@igc.irk.ru

Accepted: March 11, 2021

**FOR CITATION:** Kuznetsova L.G., Shokalsky S.P., Sergeev S.A., Dril S.I., 2021. Age and composition of the Early Paleozoic magmatic associations and related rare-element pegmatites in the South-Eastern part of the Sangilen block, Tuva-Mongolian massif. *Geodynamics & Tectonophysics* 12 (2), 261–286. doi:10.5800/GT-2021-12-2-0524

## ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ПРОЯВЛЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА И СВЯЗАННЫХ С НИМ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ САНГИЛЕНСКОГО БЛОКА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА

Л.Г. Кузнецова<sup>1</sup>, С.П. Шокальский<sup>2</sup>, С.А. Сергеев<sup>2</sup>, С.И. Дриль<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199106, Санкт-Петербург, пр-т Средний, 74, Россия

**АННОТАЦИЯ.** Представлены новые данные о возрасте (U-Pb по циркону, SIMS SHRIMP-II) и вещественном составе пород из габбро-гранитоидной и гранит-лейкогранитовой магматических ассоциаций, предшествовавших образованию богатых литием сподуменовых пегматитов Церигийнгольско-Бурчинского рудно-магматического узла (ЦБРУ) – одного из ключевых в Южно-Сангиленском поясе (ЮСП) проявлений редкометалльных пегматитов Тувино-Монгольского микроконтинента, входящего в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса. В ЦБРУ проведены исследования пород из трех массивов – Верхнецеригийнгольского, Учуглыкского и Теменчулу, а также пегматитов двух полей, расположенных рядом с ними. Результаты исследований позволили выделить в этом регионе три импульса гранитообразования (517±7, 508±7 и 488±6 млн лет), с последним из которых субсинхронно время формирования редкометалльных пегматитов (494±7 млн лет), и обосновать соответствие их возраста различным стадиям раннепалеозойского коллизионного орогенеза (520–480 млн лет). Установлено, что отличия состава и изотопных характеристик гранитоидов, доминировавших на разных стадиях орогенеза: (1) раннеколлизионной (517±7 млн лет) – гранитоиды I-типа,  $eNd(T)=0-1.5$ ,  $TNd(DM-2st)=1.2-1.1$  млрд лет и (2) позднеколлизионной (488±6 млн лет) – граниты A-2-типа,  $eNd(T)=-3.0...-1.6$ ,  $TNd(DM-2st)=1.5-1.4$  млрд лет, обусловлены различием их источников. Несмотря на близкий возраст сподуменовых пегматитов ЦБРУ и гранитов позднеколлизионного импульса, между ними не выявлено фациальных переходов, а геохимические особенности пегматитов резко контрастируют не только с этими гранитами, но и со сподуменовыми пегматитами других полей ЮСП, включающих крупное месторождение лития Тастыг. На основании полученных результатов рассмотрена роль процессов корово-мантийного взаимодействия в формировании источников гранитоидов ЦБРУ, их эволюция во времени и степень влияния на особенности редкометалльной специализации пегматитов.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** гранитоиды; магматические ассоциации; изотопия; Тувино-Монгольский микроконтинент; возраст; геодинамическая обстановка; источники; редкометалльные пегматиты; литий

**ФИНАНСИРОВАНИЕ:** Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту № 0284-2021-0007 и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 15-05-06709).

### 1. ВВЕДЕНИЕ

В складчатых областях, где распространены редкометалльные пегматиты, нередко наблюдается сочетание палеогеодинамических режимов, обусловивших продолжительные периоды магматической активности [Yarmolyuk, Kovalenko, 2003; Vladimirov et al., 1999, 2003, 2013]. Кроме того, эти области характеризуются неоднородным составом земной коры и разнообразными по составу гранитоидами с различной щелочностью. В таких условиях без проведения детальных геохимических и изотопно-геохронологических исследований невозможно выявить связи редкометалльных пегматитовых месторождений с конкретными гранитными комплексами и обосновать геодинамические обстановки формирования. Эта проблема особенно актуальна для гранитоидов, с которыми ассоциируют редкометалльные пегматиты ЮСП.

Сангиленский блок как часть Тувино-Монгольского массива (ТММ) представляет собой гетерогенную тектоническую структуру, в основании которой преобладает

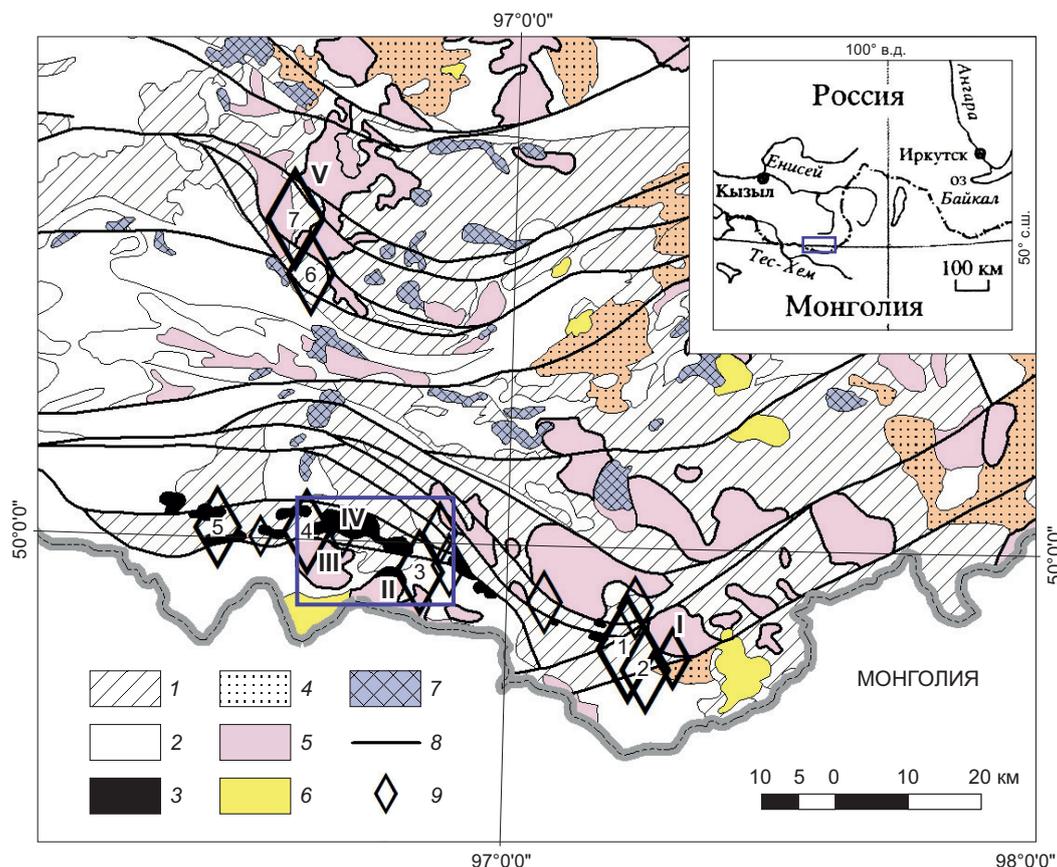
позднерифейская кора энсиматических островодужных систем при подчиненном вкладе раннедокембрийского корового источника [Kozakov et al., 2003]. Аккреционные обстановки в раннем палеозое осложнялись влиянием предполагаемого Алтае-Саянского плюма [Yarmolyuk, Kovalenko, 2003], обусловившего длительную магматическую активность и неоднородность состава земной коры. Для нее характерно сочетание габбро-гранитоидных раннепалеозойских интрузивов различной щелочности, включая промышленно важные скопления литиеносных пегматитов. Связь последних с окружающими гранитоидными комплексами является предметом дискуссий, обусловленных недостатком современных данных о составе и возрасте магматических пород.

С целью решения этой проблемы нами проведены геохимические и изотопно-геохимические исследования гранитоидов и ассоциированных с ними габброидов в районах развития продуктивных на Li, Sn, Ta, Be, Cs пегматитовых полей, в частности в крупном

Церигийнгольско-Бурчинском рудно-магматическом узле (ЦБРУ), расположенном в средней части Южно-Сангиленского пегматитового пояса (ЮСП) (рис. 1, 2).

В статье представлены новые данные о возрасте и геохимических особенностях магматических пород ЦБРУ, на основании чего дана оценка их потенциальных

источников и условий формирования. Она продолжает серию публикаций коллектива авторов, посвященных проблемам петрогенезиса сподуменовых гранитных пегматитов Восточной Сибири – важнейшего промышленного источника лития России [Zagorsky et al., 2014, 2015; Kuznetsova, 2018; Kuznetsova et al., 2018].



**Рис.1.** Схема распространения раннепалеозойских гранитных комплексов и жильных серий редкометалльных пегматитов Сангиленского нагорья (Республика Тыва) (по материалам [State Geological Map..., 2010], с авторскими уточнениями и дополнениями). На врезке показано расположение области исследований.

1–2 – метаморфический нарынский комплекс Тувино-Монгольского массива ( $V-E_1$ ): 1 – карбонатные и терригенно-карбонатные толщи, 2 – терригенные толщи; 3–5 – поля интрузий раннепалеозойского возраста: 3 – церигийнгольского комплекса\* ( $E_{1-2}$ ), 4 – таннуольского комплекса ( $E_3-O_1$ ), 5 – арголикского и кыстарысского комплексов ( $E_3-O_1$ ); 6–7 – поля интрузий среднепалеозойского возраста: 6 – бреньского комплекса ( $D_1$ ), 7 – сангиленского комплекса ( $D_1$ ); 8 – разломные зоны; 9 – участки распространения литиевых пегматитов. Цифры на схеме – наиболее крупные проявления литиевых пегматитов: 1–5 – Южно-Сангиленский пегматитовый пояс (1–2 Тастыг, Пичи-Тастыг-Хусуингольского поля, 3 – группа проявлений Бурчинского поля, 4 – группа проявлений Сутлугского поля, 5 – Хартынское проявление Качикского поля); 6–7 – Центрально-Сангиленский пегматитовый пояс (6 – Кара-Адыр, 7 – Шук-Бюль Сольбельдерского поля); I–V массивы гранитоидов, окруженные проявлениями пегматитов: габбро-гранитоидной ассоциации – церигийнгольского комплекса ( $E_{1-2}$ ): IV – Верхнецеригийнгольский (ВЦР); гранит-лейкогранитовой ассоциации – кыстарысского комплекса ( $E_3-O_1$ ): I – Дзос-Хусуингольский (ДХ), II – Учуглыкский (УЛ), III – Темэнчулу (ТЧ), V – Быстринско-Каргинский (БК). Рамкой выделен район ЦБРУ – см. карту на рис. 2.

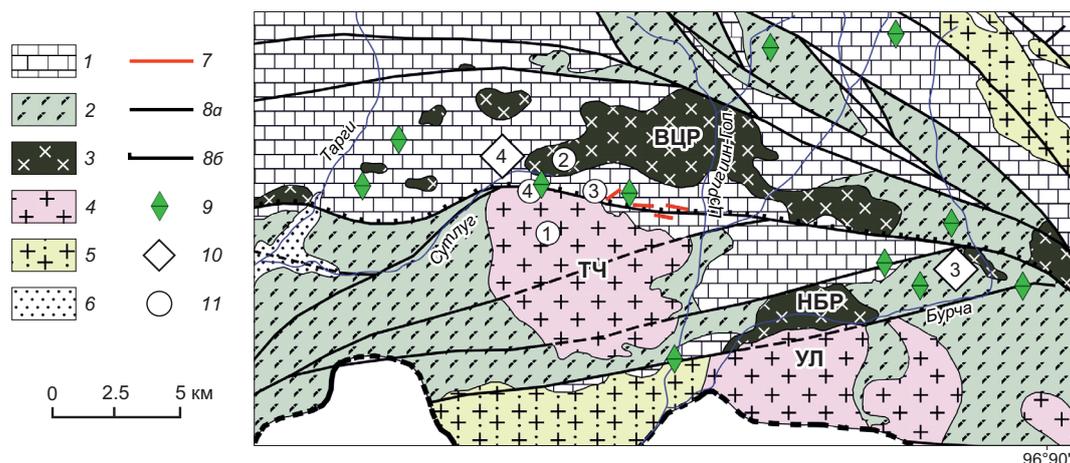
Примечание. \* – церигийнгольский комплекс ( $E_{1-2}$ ) габбро-гранитоидной ассоциации выделен нами на основании новых данных о составе и возрасте пород – см. в тексте статьи. На геологических картах, взятых нами за основу для рис. 1 и рис. 2 [State Geological Map..., 2010, 1981], эти интрузивы отнесены к сангиленскому комплексу щелочных пород девонского возраста, распространенных в центральной и северной части Сангиленского нагорья. На этих же картах Учуглыкский и Темэнчулинский интрузивы ЦБРУ (по нашим данным – кыстарысский комплекс,  $488 \pm 6$  млн лет) отнесены их составителями к девонскому бреньскому гранитному комплексу.

**Fig. 1.** Schematic geological map of the Early Paleozoic granite complexes and vein series of rare-element pegmatites in the Sangilen Upland, Tuva Republic (modified after [State Geological Map..., 2010]). Location of the study area is shown in the inset.

1–2 – Naryn metamorphic complex of the Tuva-Mongolian massif ( $V-E_1$ ): 1 – carbonate and terrigenous-carbonate strata, 2 – terrigenous strata; 3–5 – fields of Early Paleozoic intrusions: 3 – Tserigyngol complex\* ( $E_{1-2}$ ), 4 – Tannu-Ola complex ( $E_3-O_1$ ), 5 – Argolik

and Kystarys complexes ( $\epsilon_3-O_1$ ); 6–7 – fields of Middle Paleozoic intrusions: 6 – Bren complex ( $D_1$ ), 7 – Sangilen complex ( $D_1$ ); 8 – fault zones; 9 – fields of Li-pegmatites. Largest occurrences of Li-pegmatites: 1–5 – South Sangilen pegmatite belt ( $\epsilon_3-O_1$ ): 1–2 – Tastyg and Pichi-Tastyg deposits of the Khusuingol field, 3 – Burchin field, 4 – Sutlug field, 5 – Khartyn field; 6–7 – Central Sangilen pegmatite belt (P): 6 – Kara-Adyr and 7 – Shuk-Byul occurrences in the Solbeldyr field. Granitoid plutons surrounded by Li-enriched pegmatites: gabbro-granite association – Tserigiyngol complex ( $\epsilon_{1-2}$ ): IV – Upper Tserigiyngol (ВЦР); granite-leucogranite association – Kystarys complex ( $\epsilon_3-O_1$ ): I – Dzos-Khusuingol (ДХ), II – Uchuglyk (УЛ), III – Temenchulu (ТЧ), V – Bystraya-Kargy (БК). Box – Tserigiyngol-Burchin ore cluster (ЦБРУ) (for more details, see Fig. 2).

Note. \* – the Tserigiyngol complex ( $\epsilon_{1-2}$ ) of the gabbro-granite magmatic association is distinguished from the new data on the composition and age of these rocks (see explanations in text). The geological maps in [State Geological Map..., 2010] (modified in Fig. 1) and [State Geological Map..., 1981] (see Fig. 2) show intrusive bodies of these rocks as the Devonian Sangilen complex of alkaline rocks; such rocks are widespread in the Central and Northern parts of the Sangilen Upland. According to [State Geological Map..., 1981] and [State Geological Map..., 2010], the Uchuglyk and Temenchulu granitic plutons belong to the Devonian Bren complex. In our map, these granitic plutons belong to the Kystarys complex ( $488 \pm 6$  Ma).



**Рис. 2.** Схематическая карта Церигийнгольско-Бурчинского рудно-магматического узла (ЦБРУ) Южно-Сангиленского пегматитового пояса в Сангиленском нагорье (по материалам [State Geological Map..., 1981], с авторскими уточнениями и дополнениями).

1–2 – метаморфический нарынский комплекс Тувино-Монгольского массива ( $V-\epsilon_1$ ): 1 – карбонатные и терригенно-карбонатные толщи, 2 – терригенные толщи; 3–4 – интрузивные породы раннепалеозойского возраста: 3 – церигийнгольского комплекса\* ( $\epsilon_{1-2}$ ), 4 – кыстарыского комплекса ( $\epsilon_3-O_1$ ); 5 – среднепалеозойского бреньского комплекса ( $D_1$ ); 6 – рыхлые отложения; 7 – жильные тела гранитов ( $\epsilon_{2-3}$ ); 8a – зоны разломов; 8b – надвижки; 9 – проявления сподуменовых пегматитов; 10 – поля редкометалльных пегматитов (цифры в ромбах – 3 – Бурчинское, 4 – Сутлугское); 11 – точки отбора проб для изотопно-геохронологических исследований (цифры в кружках – 1 – Тс-09-43, 2 – Тс-09-55a, 3 – Тс-09-60, 4 – Тс-09-53). Обозначения интрузивных массивов: ВЦР, УЛ, ТЧ, НБР – расшифровку см. в тексте.

Примечание. \* – пояснения по названию церигийнгольского комплекса см. в сноске к рис. 1.

**Fig. 2.** Schematic map of the Tserigiyngol-Burchin ore cluster (ЦБРУ) of the South Sangilen pegmatite belt (SSB) in the Sangilen Upland (modified after [State Geological Map..., 1981]).

1–2 – Naryn metamorphic complex of the Tuva-Mongolian massif ( $V-\epsilon_1$ ): 1 – carbonate and terrigenous-carbonate strata, 2 – terrigenous strata; 3–4 – fields of Early Paleozoic intrusions: 3 – gabbro-granitic Tserigiyngol complex\* ( $\epsilon_{1-2}$ ), 4 – granite-leucogranitic Kystarys complex ( $\epsilon_3-O_1$ ); 5 – fields of Middle Paleozoic intrusions of the Bren complex ( $D_1$ ); 6 – Quaternary sediments; 7 – granitic veins ( $\epsilon_{2-3}$ ); 8a – fault zones; 8b – thrust faults; 9 – spodumene pegmatite occurrences; 10 – fields of rare-element pegmatite occurrences (numbers in diamonds – 3 – Burchin, 4 – Sutlug); 11 – points of sampling for isotope (U-Pb) dating (sample numbers in circles: 1 – Tc-09-43, 2 – Tc-09-55a, 3 – Tc-09-60, 4 – Tc-09-53). The main plutons: ВЦР – Upper Tserigiyngol; УЛ – Uchuglyk; ТЧ – Temenchulu; НБР – Lower Burchin (see explanations in text).

Note. \* – see information on the Tserigiyngol complex in the note to Fig. 1.

## 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

U-Pb изотопное датирование пород по цирконам проведено методом SIMS на инструменте SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по принятой методике [Schuth et al., 2012]. Для выбора участков датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода

составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) – 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программы SQUID [Ludwig, 2001], построение графиков с конкордией – с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 2003]. Результаты представлены в Прил. 1, табл. 1.

Вещественный состав представительных образцов магматических пород из трех массивов ЦБРУ и из жил редкометалльных сподуменовых пегматитов

Бурчинского и Сутлугского полей проанализирован на основе выборки, включающей 41 петрохимический и 26 редкоземельных анализов. Содержания петрогенных компонентов, редких элементов и их изотопов приведены в Прил. 1, табл. 2, 3, 4.

При отборе проб магматических пород всех типов их качество контролировалось стандартными петрографическими исследованиями. Состав сподуменовых гранитоидов охарактеризован по большим выборкам представительных образцов (1.5–2.0 кг) их мелко- или среднезернистых разновидностей, преобладающих в жилах, и по единичным крупнообъемным пробам (30–50 кг), полученным методом бороздового опробования в поперечном сечении жил. Основанием для такого отбора проб послужили: 1) слабозональное, линзовидно-полосчатое строение большинства жил с чередованием параллельных контактам прослоев доминирующего кварц-сподумен-полевошпатового минерального комплекса с варьирующимся соотношением минералов; 2) слабое проявление процессов автометасоматоза, благодаря чему хорошо сохранились первично-магматические минеральные ассоциации. Критерием достоверности полученных данных является идентичность состава представительных проб сподуменовых гранитоидов, отобранных из жил Тастыга, результатам анализа крупнообъемных технологических проб этого месторождения по неопубликованным данным В.Ф. Полкунова с соавторами. Сравнение состава пегматитов из разных жильных серий и полей проводилось с учетом состава вмещающих их пород.

Аналитические петрохимические и микроэлементные исследования выполнены в ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН по аттестованным стандартам [Geostandards..., 1994]. Силикатные анализы выполнены: 1) методом классического химического анализа (аналитик Г.А. Погудина) и 2) РФА (аналитик В.М. Чубаров) по методикам, описанным в работах [Afonin et al., 1984; Amosova et al., 2015]. Редкие и редкоземельные элементы (РЗЭ) проанализированы методом ICP-MS аналитиками Л.С. Таусон, Е.В. Смирновой и О.В. Зарубиной по методике МВИ № 002-ХМС-2009 (редакция 2015 г.). Подготовка проб к исследованию изотопного состава Nd проводилась в блоке чистых химических помещений ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН. Выделение чистых фракций неодима проводилось с использованием ионообменных смол BioRad AG50Wx12 200–400 меш для выделения суммы редких земель и LN-Eicrome для выделения чистых фракций неодима и самария по принятым методикам [Yang et al., 2010]. Для определения изотопного состава неодима и концентраций неодима и самария применялся метод изотопного разбавления с использованием смешанного трассера  $^{149}\text{Sm}+^{150}\text{Nd}$ . Масс-спектрометрические исследования изотопного состава Nd проводились в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН с использованием термоионизационного 7-коллекторного масс-спектрометра Finnigan MAT-262, для которого правильность результатов

определения изотопного состава оценивалась по результатам измерения стандартных образцов JNdi-1 и BCR-2, которые в процессе проведения аналитических работ составили  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512107\pm 4$  (2SD, n=35) и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512629\pm 8$  (2SD, n=18) соответственно.

### 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ И ЖИЛЬНЫХ СЕРИЙ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Южно-Сангиленский пегматитовый пояс (ЮСП), протяженностью более 200 км, включает пять полей сподуменовых пегматитов с крупным месторождением лития Тастыг и более чем двадцатью рудопроявлениями (см. рис. 1). Пояс имеет субширотное простирание и в средней и западной части контролируется зоной регионального Качикско-Церигийнольского глубинного разлома. В ЮСП распространены мелкие и крупные (10–45 км<sup>2</sup>) интрузивы, сложенные породами четырех магматических ассоциаций [Kuznetsova, 2014, 2016, 2018; Kuznetsova et al., 2011, 2018]: (1) габбро-диорит-кварцдиорит-гранодиоритовой, (2) тоналит-плаггиогранитовой, (3) монцогаббро-щелочногранитовой и (4) гранит-лейкогранитовой, ранее выделенной в кыстарысский комплекс [Shenkman, 1980; Rogov, Shenkman, 1972]. Интрузии магматических ассоциаций (1) и (4) проявлены особенно широко – они прослеживаются на всем протяжении ЮСП, прорывая породы осадочного чехла ТММ – известняки, граувакки, пелиты и кварциты нарынского комплекса (V-Є<sub>1</sub>), метаморфизованные в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации [Gibsher et al., 1987; Gonikberg, 1997; Kozakov et al., 1999, 2001].

В Церигийнольско-Бурчинском рудно-магматическом узле (ЦБРУ) находятся три крупных гранитных плутона – Верхнецеригийнольский (ВЦР), Теменчулу (ТЧ) и Учуглыкский (УЛ), вскрытые долинами рек Сутлуг, Церигийн-Гол и Бурча. Вблизи них находятся около десяти проявлений богатых Li редкометалльных пегматитов Сутлугского и Бурчинского полей (рис. 2).

ВЦР, площадью 25–30 км<sup>2</sup>, имеет вытянутую форму, простираясь на 15 км от верховья р. Сутлуг на западе до верховья р. Бурча на востоке. Массив имеет многофазное строение и сложен породами габбро-диорит-кварцдиорит-гранодиоритовой магматической ассоциации (1). В нем преобладают амфиболовые кварцевые диориты и биотит-амфиболовые гранодиориты, между которыми наблюдаются как фациальные, так и фазовые (интрузивные) контакты. Среди кварцевых диоритов и гранодиоритов по всей площади массива встречаются крупные (n×10 м) останцы и ксенолиты всех размеров амфиболовых и пироксен-амфиболовых габбро и диоритов. Все эти разновидности пород образуют также синплутонические дайки, окружающие массив. К наиболее поздним образованиям массива относятся небольшие интрузивные тела и жилы мелкозернистых биотитовых гранитов, секущие гранодиориты и выходящие во вмещающие породы.

Для определения возраста гранитоидов ВЦР изотопно-геохронологическим методом была отобрана проба Тс-09-55а гранодиоритов, слагающих западную часть этого массива в верховье р. Сутлуг (рис. 2). Они представляют мелкосреднезернистые, огнейсованные биотит-амфиболовые породы, состоящие из (об. %): плагиоклаза An 40-20 (55), амфибола (10), биотита (10), кварца (15), калиевого полевого шпата (7-10). Акцессорные минералы: титанит, магнетит, циркон, апатит, цоизит, алланит. Структура породы – гипидиоморфно-зернистая, переходящая в лепидогранобластовую, текстура – сланцеватая.

Еще два массива ЦБРУ сложены породами гранит-лейкогранитовой ассоциации (4) – кыстарысского гранитного комплекса. Массив Теменчулу (ТЧ) располагается в 1.5–2.0 км юго-западнее ВЦР и сложен порфириформными биотитовыми гранитами, к центру массива фациально сменяющимися их мусковит-биотитовой разновидностью. На гольце Темен-Чулу выходит на поверхность его апикальная часть. В нескольких километрах юго-восточнее ТЧ в левобережье р. Церигийн-Гол и ее притока р. Бурча находится глубже вскрытый Учуглыкский массив (УЛ) аналогичных биотитовых порфириформных гранитов. Граниты УЛ в нижнем течении р. Бурча прорывают кварцевые диориты более ранней магматической ассоциации (1) Нижне-бурчинского массива (НБР). Вблизи контактов массивов УЛ и ТЧ распространены жильные тела мелкозернистых двуслюдяных и мусковитовых пегматоидных лейкогранитов, предположительно являющиеся их более поздней фазой.

Минеральный состав порфириформных биотитовых гранитов главной фазы этих массивов представлен (об. %): кварцем (25–30), плагиоклазом (30–38), калишпатом (22–25) и биотитом (8–12). В гранитах главной фазы ТЧ в его апикальной части вместе с биотитом присутствует мусковит (4–5). Порфириформная структура пород обусловлена присутствием таблитчатых вкрапленников калишпата (микроклин-пертита) длиной 1–4 см и плагиоклаза (An 18–22) длиной 0.5–0.7 см. Она более ярко выражена в краевой части массивов. Акцессорные минералы – циркон, ильменит, рутил, апатит, алланит; редко встречаются пирит, сфалерит, ниобиевый рутил, монацит, фториды редких земель и тория, колумбит. Для определения возраста гранитов главной фазы массива ТЧ отобрана проба Тс-09-43 из его центральной части (рис. 2).

Жильные тела лейкогранитов, внедренные в известняки вблизи северо-восточного контакта гранитного массива ТЧ, сложены мелкозернистыми мусковитовыми лейкогранитами, состоящими из (об. %) кварца (40–45), плагиоклаза An 7–5 (30), калиевого полевого шпата (25) и мусковита (5). Акцессорные минералы включают магнетит, гематит, эпидот, циркон, апатит, титанит. Структура пород гипидиоморфно-зернистая, местами пойкилитовая, текстура – массивная. Для определения их возраста проба Тс-09-60 отобрана из жильного тела мощностью 25–30 м,

залегающего в известняках на расстоянии 100 м от контакта массива ТЧ.

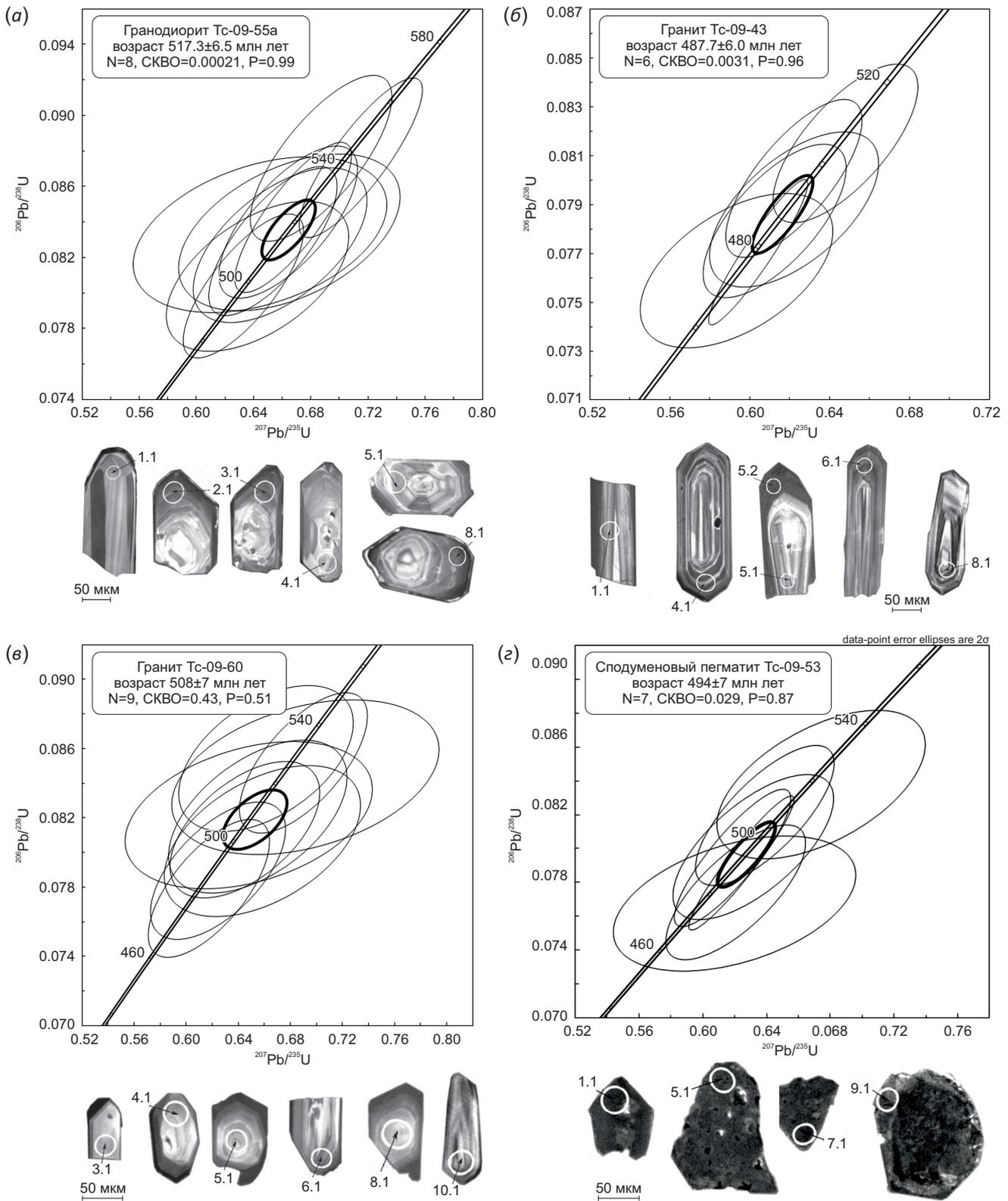
Жильные серии редкометалльных сподуменовых пегматитов Сутлугского и Бурчинского полей располагаются обособленно от гранитных массивов, не имея с ними прямых контактов и фациальных переходов. Они группируются вдоль линейной зоны Качикско-Церигийнгольского разлома, а также оперяющих ее разломов (рис. 2). Наиболее крупной из них является жильная серия Сутлуг, сформировавшаяся между массивами ВЦР и ТЧ, расстояние между которыми в этом районе составляет  $\leq 2$  км (рис. 2). Редкометалльные пегматиты образуют серии субвертикальных жильных тел протяженностью до первых сотен метров и мощностью от 0.5 до 5.0 м, локализованных в крутопадающих сколовых послынных трещинах во вмещающих породах. Они обладают всеми признаками магматического (интрузивного) происхождения – прорывают известняки нарынского комплекса (V- $\epsilon_1$ ), а также секут дайки габбро и гранодиоритов, окружающих массив ВЦР.

Для определения возраста сподуменовых пегматитов проба этих пород Тс-09-53 отобрана из мощной (до 7 м) жилы на западном фланге проявления Сутлуг. Пегматитовые жилы имеют слабозональное линзовидно-полосчатое внутреннее строение. Оно обусловлено чередованием параллельных контактам прослоев фациальных разновидностей доминирующего мелко- или среднезернистого кварц-сподумен-полевошпатового минерального комплекса. Главными породообразующими минералами являются кварц, плагиоклаз (альбит-олигоклаз), микроклин и сподумен, соотношения которых варьируются в широком диапазоне, отражая дифференциацию редкометалльных расплавов в направлении их обогащения литием. Содержание сподумена варьируется обычно от 14 до 30 мол. %. Для этого комплекса наиболее типичны гранитная гипидиоморфно-зернистая структура и массивная или директивная (вследствие ориентировки зерен сподумена перпендикулярно контактам жил) текстура. Акцессорные минералы включают колумбит-танталит, берилл, циркон, апатит.

#### 4. РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ

Изотопно-геохронологические исследования проведены для гранодиоритов заключительной фазы массива ВЦР (Тс-09-55а), мусковит-биотитовых гранитов главной фазы массива ТЧ (Тс-09-43), мусковитовых гранитов из жильного тела, у контакта ТЧ (Тс-09-60), сподуменовых пегматитов жильной серии Сутлуг (Тс-09-53). Их результаты представлены в Прил. 1, табл. 1 и на рис. 3.

Акцессорный циркон в пробе гранодиоритов массива ВЦР (Тс-09-55а) представлен прозрачными кристаллами 120–240 мкм, желтоватого цвета призматического облика  $K_{удл} = 1.3–3.5$ . Содержания  $U = 107–472$  г/т,  $Th = 48–146$  г/т,  $Th/U = 0.31–0.53$ . В катодоллюминесцентном (КЛ) изображении они имеют тонкозональное



**Рис. 3.** Изображения представителей кристаллов циркона, выполненные в режиме катодолуминесценции (КЛ), и U-Pb диаграммы с конкордиями.

(а) – гранодиориты массива ВЦР – проба Тс-09-55а; (б) – граниты главной фазы массива ТЧ – проба Тс-09-43; (в) – граниты из жильного тела вблизи С-В контакта массива ТЧ – проба Тс-09-60; (г) – сподуменовые пегматиты рудопроявления Сутлуг – проба Тс-09-53.

**Fig. 3.** Cathodoluminescence (CL) images of zircon crystals, and U-Pb concordia diagrams.

(а) – granodiorites of the Upper Tserigiyngol pluton (ВЦР, sample Tc-09-55a); (б) – granites of the main phase of the Temenchulu pluton (ТЧ, Tc-09-43); (в) – granites from the vein body near the NE contact of the Temenchulu pluton (ТЧ, Tc-09-60); (г) – spodumene pegmatites of the Sutlug occurrence (Tc-09-53).

внутреннее строение с элементами секториальности (рис. 3, а). Конкордантный (ненарушенный) U-Pb возраст цирконов составляет  $517.3 \pm 6.5$  млн лет, что однозначно соответствует возрасту кристаллизации гранодиоритов ВЦР.

В пробе гранитов главной фазы массива ТЧ Тс-09-43 акцессорный циркон представлен коричневыми прозрачными и полупрозрачными (150–400 мкм,  $K_{удл} = 2-4$ ) идиоморфными кристаллами с грубой зональностью (рис. 3, б). В КЛ-изображении они имеют слабое свечение,  $U=402-943$  г/т,  $Th=89-203$  г/т,  $Th/U=0.11-0.40$ . Для шести зерен (1.1, 4.1, 5.1, 5.2, 6.1, 8.1) установлен U-Pb конкордантный возраст  $487.7 \pm 6.0$  млн лет. С учетом магматической природы исследованного циркона он соответствует возрасту кристаллизации гранитов массива ТЧ.

В пробе мусковитовых жильных лейкогранитов Тс-09-60 акцессорный циркон представлен прозрачными и полупрозрачными кристаллами коричневого цвета. Кристаллы субидиоморфные и идиоморфные призматического облика (80–200 мкм,  $K_{удл} = 1.5-4.0$ ). В КЛ-изображении цирконы демонстрируют нерегулярную магматическую зональность (рис. 3, в). По результатам U-Pb датирования цирконы разделены на две возрастные группы. Конкордантный U-Pb возраст цирконов основной группы ( $U=188-707$  г/т,  $Th=44-136$  г/т,  $Th/U=0.14-0.41$ ) составляет  $508 \pm 7$  млн лет. Зерно 9.1 с возрастом  $444 \pm 17$  млн лет ( $U=1292$  г/т,  $Th=192$  г/т,  $Th/U=0.15$ ) изменено вторичными процессами. Магматическое происхождение циркона позволяет считать значение  $508 \pm 7$  млн лет возрастом кристаллизации лейкогранита.

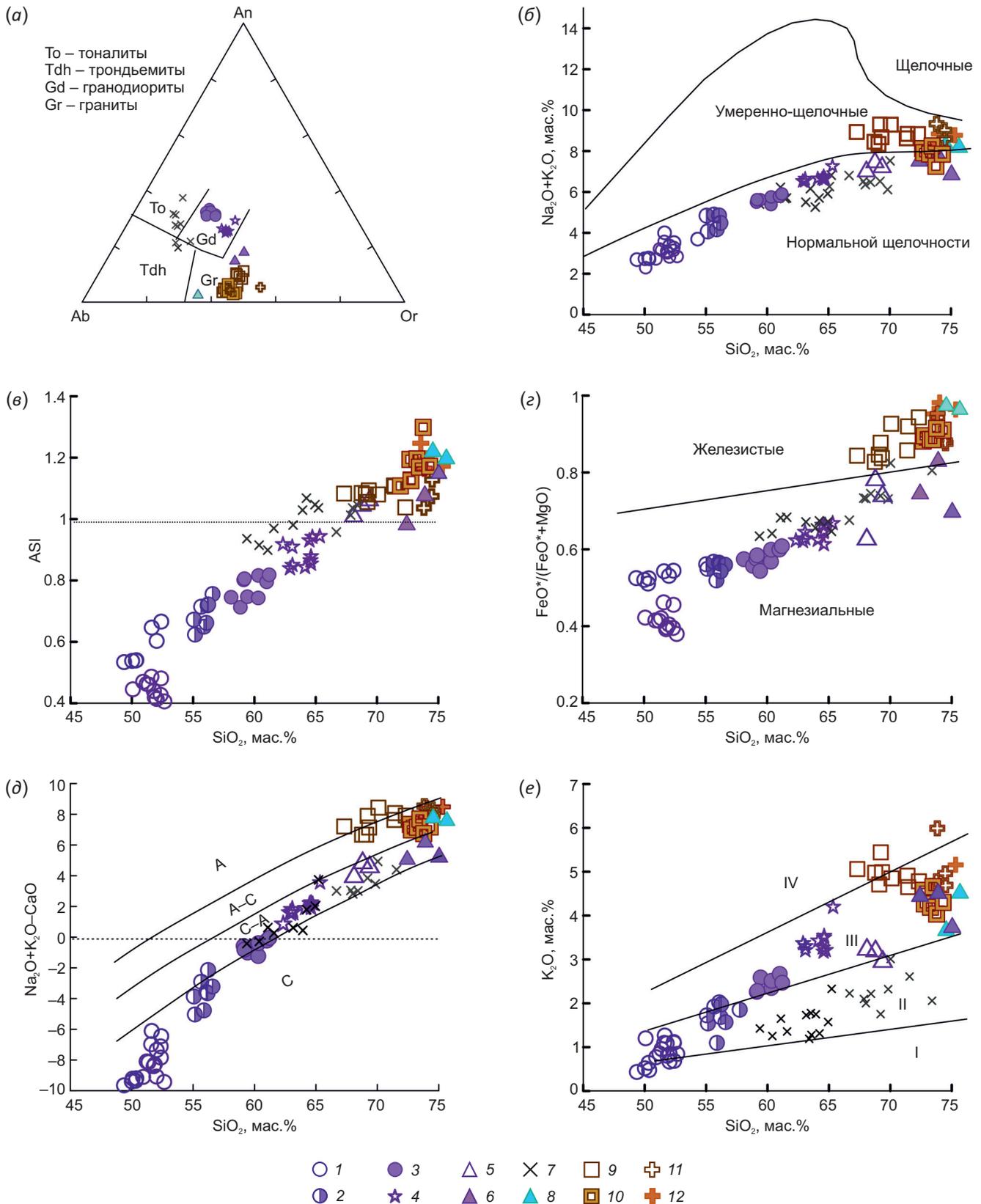
В пробе сподуменовых пегматитов Тс-09-53 акцессорный циркон представлен обломками коричневых непрозрачных субидиоморфных и идиоморфных кристаллов призматического облика длиной 50–150 мкм. Большинство из них с очень высокими содержаниями  $U=1138-15785$  г/т,  $Th=22-423$  г/т,  $Th/U=0.01-0.11$ . В КЛ-изображении они характеризуются пятнистой зональностью (рис. 3, г). U-Pb конкордантный возраст зерен циркона основной группы 1.1, 6.1, 9.1, 7.1, 5.1, 8.1 и 4.1 составляет  $494 \pm 7$  млн лет, что позволяет надежно определить возраст сподуменовых пегматитов жильной серии Сутлуг.

## 5. ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

**Вещественный состав пород массива ВЦР.** Габброиды наиболее ранней фазы ВЦР характеризуются (мас. %)  $SiO_2=49.4-51.8$ , низкими содержаниями  $TiO_2=0.7-0.8$  и относятся к породам нормально-щелочного ряда  $Na_2O+K_2O=2.3-3.2$  (рис. 4, б–е; Прил. 1, табл. 2). По остальным петрогенным компонентам они разделяются на две группы (Прил. 1, табл. 2). Габбро 1-й группы менее глиноземистые (мас. %) –  $Al_2O_3=10.6-11.8$ , в них выше содержания  $MgO$  (10.0–12.5),  $K_2O$  (0.8–1.2), выше показатель  $Mg\#=74-76$  и ниже  $Na_2O/K_2O=2.0-2.8$ . Габбро 2-й группы относительно более глиноземистые  $Al_2O_3=13.9-14.2$ , в них ниже содержания  $MgO$  (8.1–8.6),

$K_2O$  (0.4–0.6) и ниже показатель  $Mg\#=65-67$ , а  $Na_2O/K_2O=3.3-5.2$  – выше. Спектры распределения РЗЭ у габбро обеих групп пологие с отрицательным наклоном  $(La/Yb)_n=5-7$ ,  $(Eu/Eu^*)_n=0.8-1.0$ . В целом, по редкоземельному составу обе разновидности габброидов с небольшими расхождениями характеризуются повышенными содержаниями крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba, Th, U, K) и пониженными содержаниями высокозарядных (Nb, Ta, Zr, Hf). По этим геохимическим характеристикам они сопоставимы с «примитивными» островодужными базальтами (рис. 5, а, б). В составе ВЦР преобладают магматические породы среднего состава с содержаниями  $SiO_2$ , варьирующимися от 55 до 66 мас. %, которые представляют три дискретные группы: диориты (55.0–56.5), кварцевые диориты (59–63), гранодиориты (64–66). Они относятся к метаглиноземистым породам нормального ряда известково-щелочной серии:  $ASI(мол.)=Al_2O_3/(CaO-1.67P_2O_5+Na_2O+K_2O)=0.62-0.94$ ;  $Na_2O+K_2O=4.1-6.8$  мас. % (см. рис. 4, б–е; Прил. 1, табл. 2). По уровню железистости –  $f(мас. \%) = FeO_{общ}/(MgO+FeO_{общ})=0.56-0.67$  – они соответствуют породам магнезиального типа по [Frost et al., 2001] и характеризуются в основном калиево-натриевым типом щелочности ( $Na_2O/K_2O=2.8-1.2$ ), но в гранодиоритах этот показатель снижается до 0.9. На вариационных диаграммах распределения петрогенных элементов относительно  $SiO_2$  их составы образуют единый эволюционный ряд (см. рис. 4). С ростом содержаний  $SiO_2$  в породах снижаются  $CaO$ ,  $Fe_2O_3$  общ,  $MnO$ ,  $MgO$ , слабо растут (мас. %)  $Na_2O$  (2.8–3.5),  $Al_2O_3$  (14.5–16.0) и довольно значительно растет  $K_2O$  (1.7–3.5). Параллельно с ростом  $SiO_2$  и  $K_2O$  в породах повышаются содержания (г/т) Rb (70–112), Ba (600–1380), Zr (90–194), Nb (7–10), сумма РЗЭ (120–165) и слабо снижается Sr (800–500). Спектры РЗЭ имеют отрицательный наклон и умеренную степень фракционирования:  $(La/Yb)_n=9.7-13.8$ ,  $(La/Sm)_n=3.3-4.9$ ,  $(Gd/Yb)_n=1.6-1.9$ . Eu-аномалия отсутствует у диоритов  $(Eu/Eu^*)_n=1.0-0.9$ , но проявлена у кварцевых диоритов и гранодиоритов  $(Eu/Eu^*)_n=0.7-0.6$  (рис. 5, в). На спайдердиаграмме их составы, нормированные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], характеризуются повышенными содержаниями крупноионных и пониженными содержаниями высокозарядных элементов (рис. 5, г).

Граниты, завершившие формирование ВЦР, представлены в значительно меньшем объеме. Изучен состав гранитов из интрузивного тела, прорывающего гранодиориты (Тс-16-37, Прил. 1, табл. 2), и из жильных тел во вмещающих породах вблизи его контактов. Как и гранодиориты главной фазы, они относятся к породам нормального ряда известково-щелочной серии:  $Na_2O+K_2O=6.8-7.8$  мас. % (Прил. 1, табл. 2). Содержания  $SiO_2$  в них варьируются от 69 до 75 мас. %; показатели железистости и глиноземистости ( $f=0.70-0.83$ ;  $ASI=0.98-1.15$ ) выше, чем в гранодиоритах, а отношение  $Na_2O/K_2O(0.7-0.6)$  – ниже. В них выше содержание Ba (до 1620 г/т), но ниже Zr, Y, РЗЭ. Спектры РЗЭ, как и у гранодиоритов, имеют отрицательный наклон и



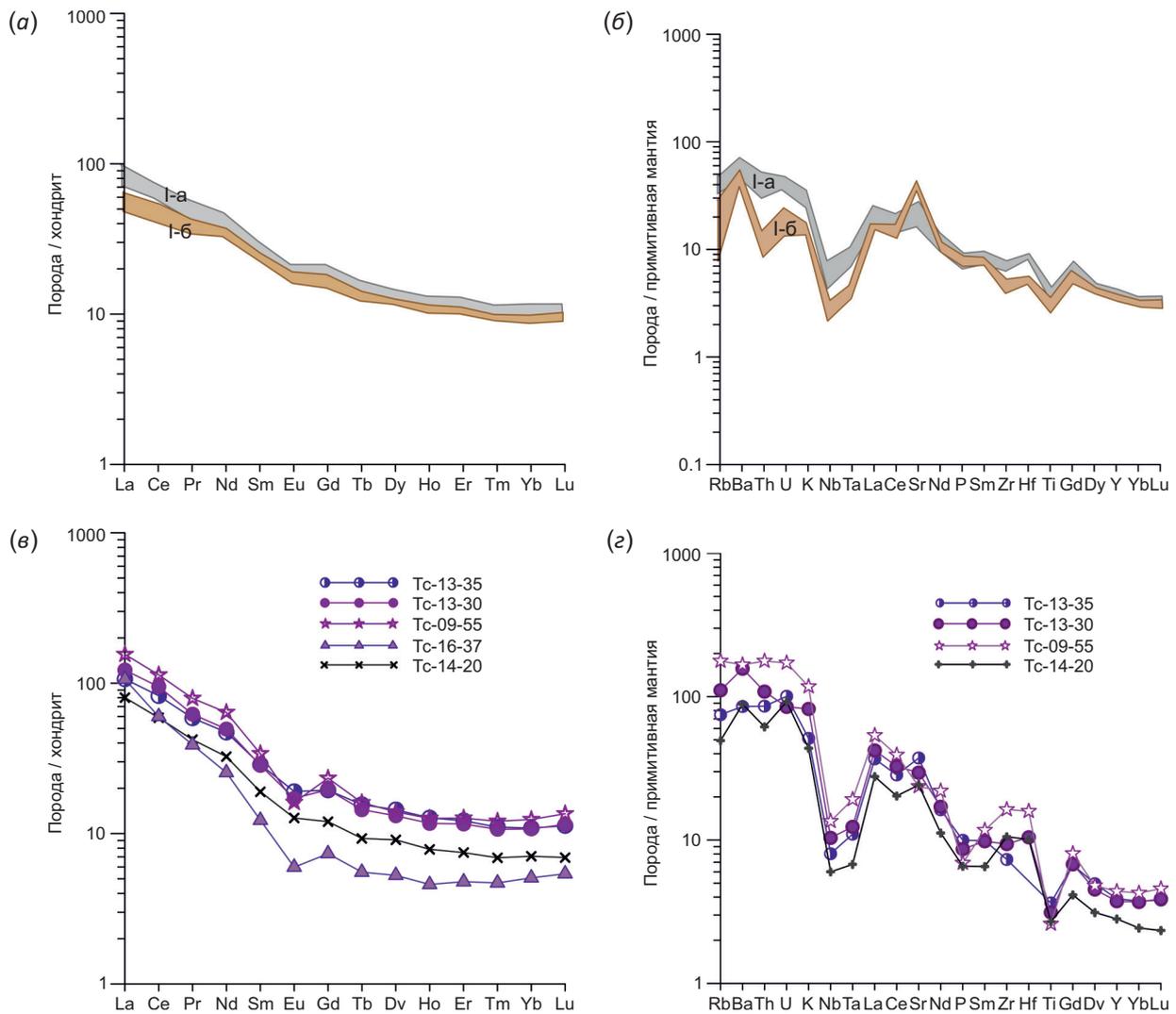
**Рис. 4.** Петрохимические классификационные диаграммы состава раннепалеозойских магматических пород ЦБРУ. (а) – CPW нормативные составы гранитоидов на диаграмме альбит – анортит – ортоклаз [O'Connor, 1965], границы полей проведены в соответствии с [Barker, 1979]; (б) – TAS-диаграмма (границы полей приведены в соответствии с [Le Maitre, 1989]); (в) – SiO<sub>2</sub>-ASI (Al/(Ca-1/67×P Na+K)) [Frost et al., 2001]; (г) – диаграмма SiO<sub>2</sub>-FeO\*/(FeO\*+MgO) [Frost et al., 2001]; (д) – SiO<sub>2</sub>-MALI (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO) [Frost et al., 2001]; (е) – диаграмма SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O (границы полей приведены в соответствии с [Rickwood, 1989]). 1-7 – породы габбро-гранодиоритовой ассоциации (церигийнольского комплекса – 520-517 млн лет): 1-6 – в составе массива ВЦР (1 – габбро, 2 – диориты, 3 – кварцевые диориты, 4 – гранодиориты, 5 – граниты, 6 – лейкограниты), 7 – в составе

массива НБР (7 – кварцевые диориты и гранодиориты); 8 – жильные лейкограниты, возраст которых 508 млн лет; 9–12 – породы гранит-лейкогранитовой ассоциации (кыстарыского комплекса – 488 млн лет) в составе массивов УЛ и ТЧ: 9–10 – граниты главной фазы массивов (9 – УЛ, 10 – ТЧ), 11–12 – жильные лейкограниты массивов (11 – УЛ, 12 – ТЧ).

**Fig. 4.** Petrochemical classification diagrams for the compositions of the Early Paleozoic magmatic rocks from the Tserigiyngol-Burchin ore cluster (ЦБРУ).

(a) – CIPW normative compositions of granitoids on the albite – anorthite – orthoclase plot (after [O'Connor, 1965]; field boundaries after [Barker, 1979]); (б) – TAS diagram (field boundaries after [Le Maitre, 1989]); (в) –  $SiO_2$ -ASI (Al/(Ca-1/67×PNa+K) (after [Frost et al., 2001]); (г) –  $SiO_2$ -FeO\*/(FeO\*+MgO) (after [Frost et al., 2001]); (д) –  $SiO_2$ -MALI(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO) (after [Frost et al., 2001]); (е) –  $SiO_2$ -K<sub>2</sub>O (field boundaries after [Rickwood, 1989]).

1–7 – gabbro-granite association (Tserigiyngol complex, 520–517 Ma): 1 – gabbro, 2 – diorite, 3 – quartz diorite, 4 – granodiorite, 5 – granite, 6 – leucogranite, 7 – quartz diorite and granodiorite in the Lower Burchin (НБР) pluton; 8 – vein leucogranite (508±7 Ma); 9–12 – granite-leucogranite association (Kystarys complex, 488±6 Ma) in the Uchuglyk (УЛ) and Temenchulu (ТЧ) plutons: 9–10 – granites (main phase) (9 – УЛ, 10 – ТЧ), 11–12 – vein leucogranites (11 – УЛ, 12 – ТЧ).



**Рис. 5.** Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для пород габбро-гранитоидной ассоциации (церигийно-гольского комплекса) в составе массивов ВЦР и НБР.

(a–б) – спектры двух разновидностей габбро – I-a и I-б; (в–г) – спектры пород среднего и кислого состава: в массиве ВЦР – диоритов (Тс-13-35), кварцевых диоритов (Тс-13-30), гранодиоритов (Тс-09-55), лейкогранитов (Тс-16-37); в массиве НБР – гранодиоритов (Тс-14-20). Содержания элементов нормированы: (a, в) – к составу хондрита по [Sun, McDonough, 1989]; (б, г) – к составу примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989].

**Fig. 5.** Chondrite-normalized [Sun, McDonough, 1989] REE distribution patterns, and primitive mantle-normalized [Sun, McDonough, 1989] multi-element spectrograms for the rocks of the gabbro-granite association (Tserigiyngol complex) in the Upper Tserigiyngol (ВЦР) and Lower Burchin (НБР) plutons.

(a–б) – REE patterns, and spectrograms for gabbro (types I-a and I-б); (в–г) – REE patterns, and spectrograms for the rocks with  $SiO_2$  content >55 mas. %: ВЦР pluton – diorites (sample Tc-13-35), quartz diorites (Tc-13-30), granodiorites (Tc-09-55), leucogranites (Tc-16-37); НБР pluton – granodiorites (Tc-14-20).

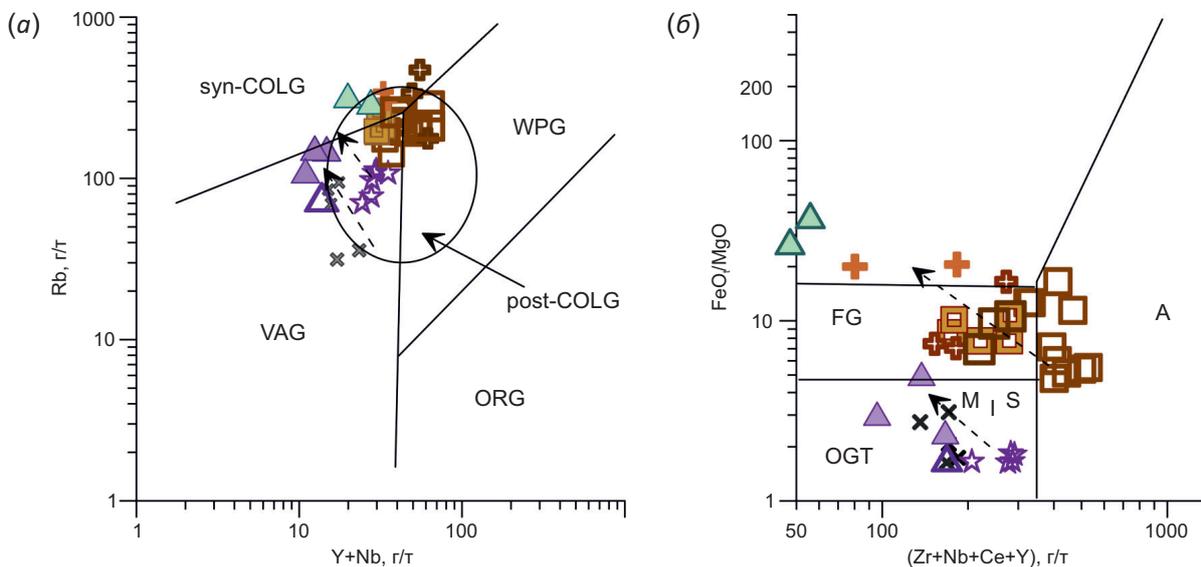
отрицательную Eu-аномалию  $(Eu/Eu^*)_n = 0.6-0.7$ , но степень фракционирования РЗЭ несколько выше:  $(La/Yb)_n = 14.5-21.0$   $(La/Sm)_n = 5.4-8.6$  (рис. 5, в).

На дискриминационной диаграмме  $(Zr+Nb+Ce+Y)-FeO^*/MgO$  по [Whalen et al., 1987] точки составов гранитоидов ВЦР находятся в поле нефракционированных гранитов М-, I- и S-типа (рис. 6, б). На дискриминационной диаграмме Rb-(Y+Nb) по [Pearce, 1996; Pearce et al., 1984] составы гранодиоритов ВЦР попадают в поле постколлизийных обстановок, а лейкогранитов – на границу поля гранитов островных дуг с полем синколлизийных гранитов (рис. 6, а).

**Вещественный состав пород гранит-лейкогранитовой ассоциации (кыстарыский комплекс).** Вещественные характеристики биотитовых гранитов главных фаз из массивов Учуглык (УЛ) и Теменчулу (ТЧ) приведены в Прил. 1, табл. 3 и на рис. 4, 6, 7. На диаграмме альбит-анортит-ортоклаз точки их составов находятся в поле гранитов (см. рис. 4, а), на диаграмме альбит-кварц-ортоклаз (в статье не приведена) они располагаются в конце классического дифференционного тренда известково-щелочных серий повышенной калиевой щелочности (НКСА). Содержание  $SiO_2$  варьируется: в массиве УЛ – 69–71 мас. %, в массиве ТЧ – 69–74 мас. %. Менее кремнекислые разности гранитов массива УЛ характеризуются повышенной общей щелочностью  $(Na_2O+K_2O) = 8.8-9.3$  мас. %, умеренной глиноземистостью  $ASI(мол.) = 1.04-1.08$ , высокими

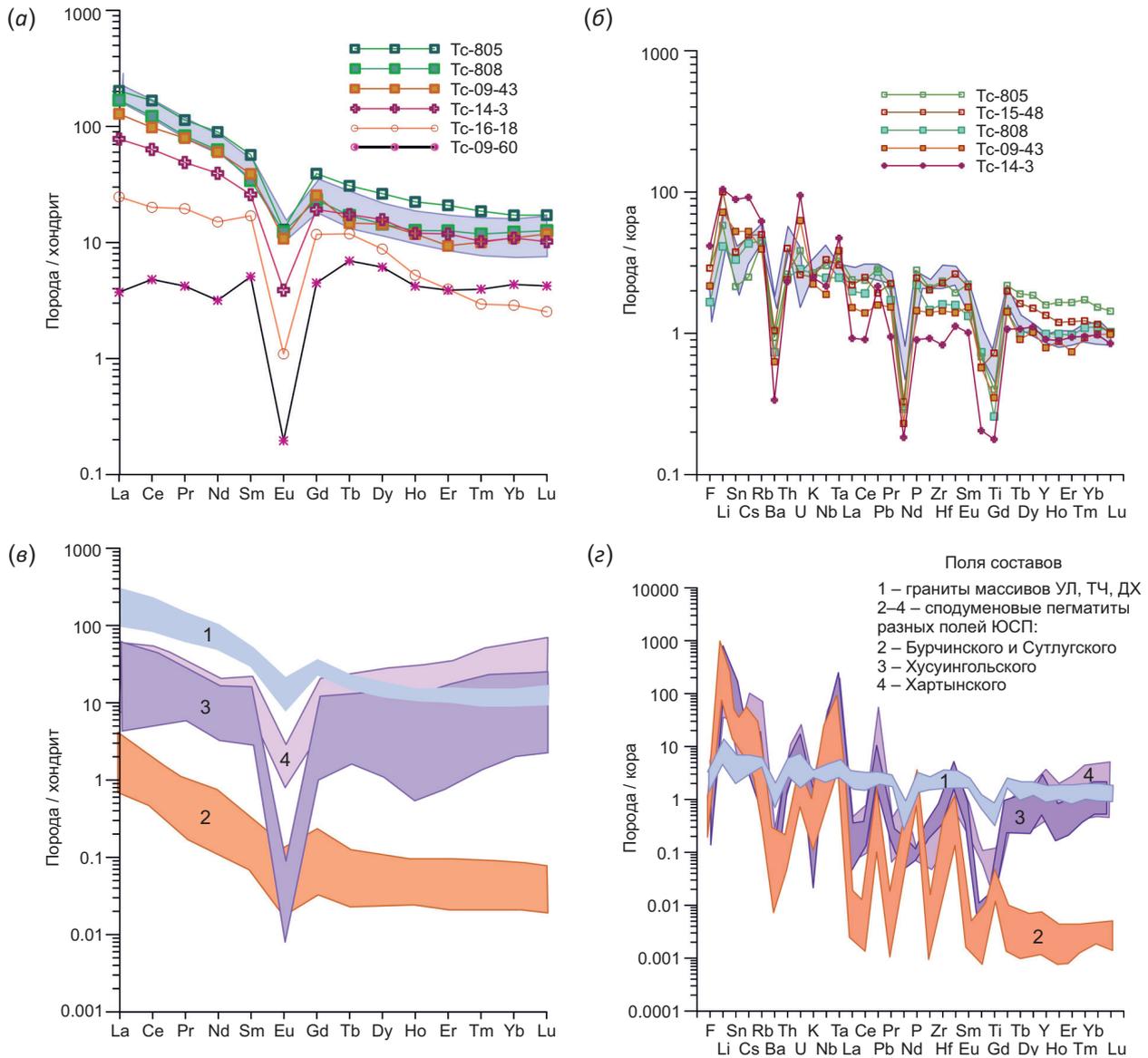
железистостью  $f(мас. %) = 0.92-0.99$  и калиевостью  $K_2O = 4.7-4.9$  мас. % (Прил. 1, табл. 3; см. рис. 4). В них повышены содержания HFSE и РЗЭ. Суммы РЗЭ в гранитах массива УЛ составляют 180–237 г/т, и снижаются до 100–150 г/т в более кремнекислых гранитах массива ТЧ. Спектры распределения РЗЭ в гранитах УЛ и ТЧ слабо фракционированы  $(La/Yb)_n = 6-14$ , отношение  $(Eu/Eu^*)_n$  снижается от 0.5 (УЛ) до 0.3 (ТЧ) (рис. 7, а). На дискриминационной диаграмме  $(Zr+Nb+Ce+Y)-FeO^*/MgO$  [Whalen et al., 1987] точки составов гранитов УЛ находятся в поле гранитов А-типа вблизи его границы с полем фракционированных гранитов, где располагаются точки составов гранитов ТЧ (см. рис. 6, б). На дискриминационной диаграмме Rb-(Y+Nb) [Pearce, 1996; Pearce et al., 1984] точки составов гранитов кыстарыского комплекса попадают на границу полей внутриплитных и постколлизийных обстановок (см. рис. 6, а). На спайдердиаграмме их составы, нормированные к средней коре [Rudnick, Gao, 2003], характеризуются минимумами Ba, Sr, Ti и максимумами Li, Rb, Zr, Y, Nb, Th (рис. 7, б).

В лейкогранитах, образующих жильные тела как в самих массивах, так и вблизи их контактов, по сравнению с гранитами главной фазы, повышены содержания  $SiO_2$  и понижены содержания мафических компонентов, Sr, Ba, Zr, РЗЭ (особенно легких), а также отношения  $(La/Yb)_n = 2-4$  и  $(Eu/Eu^*)_n = 0.2-0.1$ . Показатели общей и калиевой щелочности и содержания редких элементов



**Рис. 6.** Дискриминационные диаграммы геодинамических обстановок для гранитоидов раннепалеозойского возраста ЦБРУ. (а) – по [Pearce et al., 1984; Pearce, 1996]; (б) – по [Whalen et al., 1987]. Поля составов: на фрагменте (а) типы гранитов в разных тектонических обстановках – syn-ColG – синколлизийные, post-ColG – постколлизийные, WPG – внутриплитные, VAG – вулканических дуг, ORG – океанических хребтов; на фрагменте (б) OGT – нефракционированные гранитоиды I-, M-, S-типа, FG – фракционированные гранитоиды, А – гранитоиды А-типа. Условные обозначения состава гранитоидов ЦБРУ – см. рис. 4. Стрелками показаны направления эволюции гранитов разных ассоциаций.

**Fig. 6.** Discrimination diagrams of tectonic settings for the Early Paleozoic granites from the TserigiynGol-Burchin ore cluster (ЦБРУ). (а) – after [Pearce et al., 1984; Pearce, 1996]; (б) – after [Whalen et al., 1987]. Granite fields of different types in different tectonic settings in fragment (а): syn-ColG – syn-collisional, post-ColG – post-collisional, WPG – intraplate, VAG – volcanic-arc, ORG – oceanic-ridge; fragment (б): OGT – unfractionated granites of different types (S-, I-, M-), FG – fractionated granites, А – granites of A-type. See the legend to Fig. 4. Lines with arrows schematically mark the evolution trends of granites from different associations.



**Рис. 7.** Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для пород гранит-лейкогранитовой ассоциации (кыстарыский комплекс) в составе массивов ДХ, УЛ и ТЧ и сподуменовых пегматитов разных полей ЮСП.

(а-б) – породы гранит-лейкогранитовой ассоциации (кыстарыского комплекса – 488 млн лет): синее поле – составы гранитов главной фазы из петротипичного массива ДХ на востоке ЮСП; спектры гранитов главной фазы массива УЛ (краевой фации – Тс-805, из центра – Тс-808) и массива ТЧ (краевой фации – Тс-15-48, из центра массива Тс-09-43), жильные лейкограниты массива ТЧ (в массиве – Тс-14-03, вне массива у его контакта – Тс-16-18); жильные лейкогранит отдельного магматического импульса (508 млн лет) – Тс-09-60;

(в-г) – поля обобщенных спектров составов: 1 – гранитов главной фазы кыстарыского комплекса массивов ДХ, УЛ и ТЧ, 2–4 – сподуменовых пегматитов разных полей ЮСП (2 – Бурчинского и Сутлугского, 3 – Хусуингольского, 4 – Хартынского).

Содержания элементов нормированы: (а, в) – к составу хондрита по [Sun, McDonough, 1989]; (б, г) – к среднему составу земной коры по [Rudnick, Gao, 2003].

**Fig. 7.** Chondrite-normalized [Sun, McDonough, 1989] REE patterns, and average crust-normalized [Rudnick, Gao, 2003] multi-element spectrograms for the granite-leucogranite association (Kystarys complex) in the Dzos-Khusuingol (ДХ), Uchuglyk (УЛ), and Temenchulu (ТЧ) plutons and spodumene pegmatites from different fields of the South-Sangilen Belt (SSB).

(а-б) – granite-leucogranite association (Kystarys complex, 488±6 Ma): blue field – granite (main phase) of the petrotypical ДХ pluton in the eastern SSB; individual spectrograms of granites from УЛ pluton (sample Тс-805 from the marginal zone; Тс-808 from the central zone), granites from ТЧ pluton (sample Тс-15-48 from the marginal zone; Тс-09-43 from the central zone), vein leucogranites of the ТЧ pluton (intragranitic sample Тс-14-03, and Тс-16-18 taken outside the pluton, near its contact); vein leucogranite (508±7 Ma, sample Тс-09-60);

(в-г) – fields of generalized spectrograms: 1 – granites (main phase) of the Kystarys complexes from ДХ, УЛ, and ТЧ plutons; 2–4 – spodumene pegmatites from different fields of SSB (2 – Burchin and Sutlug, 3 – Khusuingol, 4 – Khartyn).

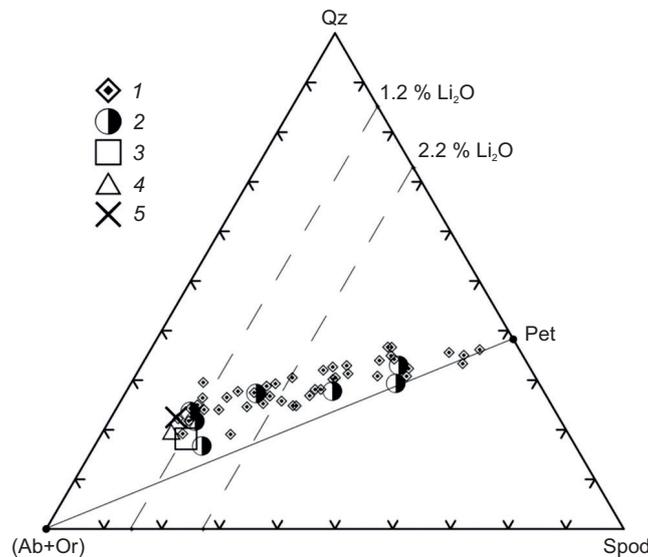
в лейкогранитах внутри массивов варьируются в зависимости от состава гранитов главной фазы. Содержания Li, Cs, Be, Sn в лейкогранитах далеки от их уровней в сподуменовых пегматитах (Прил. 1, табл. 3).

По сравнению с «внутригранитными», состав лейкогранитов из интрузивных жильных тел, расположенных вне гранитных массивов ТЧ и УЛ, отличается умеренной общей щелочностью и максимальными содержаниями  $\text{SiO}_2=73.6\text{--}75.7$  мас. %, (8.2 мас. %), а также повышенными показателями глиноземистости и железистости –  $\text{ASI (мол.)}=1.20\text{--}1.25$ ,  $f(\text{мас. \%})=0.95\text{--}0.96$  (Прил. 1, табл. 3). Среди них жильные лейкограниты, для которых изотопным методом был установлен возраст  $508\pm 7$  млн лет (проба Тс-09-60), отличаются минимальными содержаниями легких РЗЭ и  $(\text{La}/\text{Yb})_n=1$  (рис. 7, а). На дискриминационной диаграмме  $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}) - \text{FeO}^*/\text{MgO}$  по [Whalen et al., 1987] точки составов всех лейкогранитов находятся в поле фракционированных гранитов (см. рис. 6, б). На диаграммах Nb-Y и Rb-(Y+Nb) по [Pearce, 1996; Pearce et al., 1984] их составы попадают на границу полей постколлизии-

онных и синколлизиионных обстановок гранитов (см. рис. 6, а).

**Вещественный состав редкометалльных пегматитов.** Анализ представительных проб сподуменовых пегматитов, отобранных из различных жильных серий Бурчинского и Сутлугского полей ЦБРУ, показал сходство их состава и эволюционных трендов по главным петрогенным элементам (включая и Li) с составом крупной жильной серии месторождения Тастыг, расположенного в восточной части пояса (Прил. 1, табл. 3; рис. 8).

Валовый химический состав наиболее распространенной разновидности кварц-сподумен-двуполевошпатового минерального комплекса по величине  $\text{ASI}^{**}$  (мол.), рассчитанной с учетом Li, соответствует умеренно глиноземистым гранитам:  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}-1.67\text{P}_2\text{O}_5+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{Li}_2\text{O})=1.00\text{--}1.08$  (Прил. 1, табл. 3). На диаграмме сумма полевых шпатов – кварц – сподумен (рис. 8) для модального состава сподуменовых гранитоидов крупных жильных серий установлен общий тренд дифференциации, направленный от области эвтектоидного



**Рис. 8.** Положение модального состава сподуменовых пегматитов месторождения Тастыг на диаграмме кварц – (альбит + ортоклаз) – сподумен (по [Kuznetsova, Prokof'ev, 2009]).

1–3 – сподуменовые пегматиты: 1 – отдельные представительные пробы пегматитов, 2 – средние валовые составы отдельных крупных даек, 3 – средний валовый состав пород всей жильной серии (2, 3 – результаты анализа объемных технологических проб по неопубликованным данным В.Ф. Полкунова); 4 – средний валовый состав сподуменогранита Алахинской интрузии в Южной Сибири; 5 – обобщенный средний валовый состав жил сподуменовых пегматитов гомогенного внутреннего строения других пегматитовых полей (4, 5 – по данным [Beskin et al., 1999]). Штриховые линии – уровень содержания  $\text{Li}_2\text{O}$  (мас. %). Положение точек среднего валового состава некоторых крупных жил и всей жильной серии Тастыг на данной диаграмме совпадает с областью эвтектоидного расплава по [Stewart, 1978]. Spod – сподумен, Pet – петалит, Qz – кварц, Ab – альбит, Or – калишпат.

**Fig. 8.** Modal compositions of spodumene pegmatites from the Tastyg deposit in the quartz – (albite + orthoclase) – spodumene diagram (after [Kuznetsova, Prokof'ev, 2009]).

1–3 – spodumene pegmatites: 1 – representative samples, 2 – average bulk compositions of large dikes, 3 – average bulk composition for the entire vein series (2, 3 – based on analysis of large technological samples, according to unpublished materials of V.F. Polkunov); 4 – average bulk composition of spodumene granite from the Alakhin intrusion (South Siberia) [Beskin et al., 1999]; 5 – generalized average bulk compositions of spodumene pegmatite veins with homogeneous internal structures (other pegmatite fields) [Beskin et al., 1999]. Dashed lines –  $\text{Li}_2\text{O}$  contents, mas. %. In this diagram, dots of average bulk compositions for large veins and the entire Tastyg vein series are plotted in the eutectoid melt field (after [Stewart, 1978]). Spod – spodumene, Pet – petalite, Qz – quartz, Ab – albite, Or – K-feldspar.

расплава [Stewart, 1978] в сторону обогащения сподуменом и кварцем [Kuznetsova, Prokof'ev, 2009]. Эволюция в этом направлении приводит к значительному обогащению сподуменных гранитоидов Li (до 4.3 мас. %  $\text{Li}_2\text{O}$  в пегматитах Тастыга и до 3.0–3.5 мас. % в пегматитах Сутлугского и Бурчинского полей). При этом содержания F, B,  $\text{H}_2\text{O}$  в основном остаются очень низкими ( $F=0.02-0.12$ ;  $B<0.02$ ;  $\text{H}_2\text{O}<0.7$  мас. %) и не коррелируют с интенсивным накоплением Li.

На фоне единства поведения большинства главных петрогенных элементов, к которым относится и Li, для пегматитов Сутлугского и Бурчинского полей характерны более высокие отношения  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=3-10$  и резкое обеднение Y, PЗЭ, Th, а также более пониженные концентрации Zr, Nb, Pb, Th, чем в сподуменных пегматитах Хусуингольского поля на востоке и Хартынского поля на западе пояса. В последних соотношения  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  ниже (0.5–3.5), и они аномально обогащены Zr, Nb, Y, PЗЭ, Pb, Th (Прил. 1, табл. 3). Контрастные различия редкоэлементной специализации сподуменных пегматитов двух групп полей отражены на графиках их спектров редких элементов, нормированных к хондриту [Sun, McDonough, 1989] и к средней коре [Rudnick, Gao, 2003] (см. рис. 7).

## 6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

ЦБРУ является одним из ключевых рудно-магматических узлов в структуре Южно-Сангиленского пояса (ЮСП) редкометалльных пегматитов. В нем наиболее полно представлены все породы двух раннепалеозойских магматических ассоциаций – габбро-гранитоидной и гранит-лейкогранитовой, распространенных на протяжении всего пегматитового пояса. К этому узлу приурочены два поля богатых Li редкометалльных пегматитов, включающих около десяти их проявлений, поэтому полученные новые данные (SIMS SHRIMP-II, U-Pb по цирконам) о возрасте гранитоидов, образовавших три крупных плутона этого узла, а также о возрасте сподуменных пегматитов, расположенных вблизи них, важны для понимания закономерностей формирования всего пегматитового пояса. На основании этих данных мы выделяем в ЦБРУ три импульса гранитообразования –  $517\pm 7$ ,  $508\pm 7$  и  $488\pm 6$  млн лет, с последним из которых субсинхронно формирование сподуменных пегматитов крупного Сутлугского проявления ( $494\pm 7$  млн лет). Их корреляция с этапами раннепалеозойских коллизионных событий, обоснованных исследователями в ближайшем к ЮСП регионе Западного Сангиленга [Kozakov et al., 1999, 2001, 2003; Gibsher et al., 2000; Vladimirov et al., 2005, 2017], позволяет предполагать, что в ЦБРУ первый импульс сопряженного базитового и гранитоидного магматизма (520–517 млн лет) произошел в раннеколлизионной обстановке. Второй импульс ( $508\pm 7$  млн лет) проявился довольно слабо – в виде жильных тел лейкогранитов. Третий, завершающий и наиболее мощный, импульс гранитообразования ( $494-489$  млн лет) произошел в позднеколлизионной обстановке в условиях растяжения орогена. Время 2 и 3-го

импульсов гранитообразования, установленное в ЦБРУ, хорошо согласуется с нашими оценками возраста гранитов и сподуменных пегматитов Хусуингольского поля и литиевого месторождения Тастыг в восточной части пояса ( $506.8\pm 6.2$ ,  $489\pm 4$  и  $483\pm 13$  млн лет) [Kuznetsova et al., 2018].

Особенности химического состава магматических пород разного возраста, представленных в ЦБРУ, свидетельствуют о разных источниках и условиях их формирования.

Породы наиболее ранней ассоциации (520–517 млн лет), слагающие многофазный плутон ВЦР, судя по их геологическим взаимоотношениям, внедрялись в гомодромной последовательности от габбро до лейкогранитов. Как установлено ранее [Kuznetsova, 2014, 2016], ареал их проявления охватывает весь пегматитовый пояс – от Арабулакского поля на западе до Хусуингольского на востоке. И на всем его протяжении их основные петрохимические характеристики неизменны: высокомагниевые и низкотитанистые базиты ассоциируют с метаглиноземистыми гранитоидами нормальной щелочности, относящимися к известково-щелочной серии и магнезиальному типу [Frost et al., 2001]. Последние на дискриминационной диаграмме ( $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ ) [Whalen et al., 1987] находятся в поле нефракционированных гранитов M-, I- и S-типа (см. рис. 6, б). Спектры редких элементов, нормированные к примитивной мантии, и для базитов, и для гранитоидов раннеколлизионной ассоциации характеризуются повышенными содержаниями крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba, Th, U, K) и пониженными содержаниями высокозарядных (Nb, Ta, Zr, Hf) (см. рис. 5, б, г). По характеру распределения редких элементов габброиды из данной ассоциации сопоставимы с «примитивными» островодужными базальтами [Kerrick, Wyman, 1997; Wilson, 1989], а гранитоиды – с гранитами I-типа [Chappell, White, 1992], унаследовавшими свои геохимические особенности от источников субдукционного происхождения.

Крупный плутон ВЦР, в котором представлен весь ряд пород данной ассоциации, мог бы рассматриваться как петротипичный, но гранодиориты, завершившие его формирование, имеют особенности состава, проявленные только в этом массиве. По сравнению с гранодиоритами других интрузий, изученных нами в ЮСП в целом и в пределах ЦБРУ в частности (например, в Нижнебурчинском массиве), они характеризуются повышенными содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  (3.2–4.2 мас. %) и MgO (2.1–3.0 мас. %) при более низкой глиноземистости ( $\text{ASI}=0.84-0.94$ ) и имеют относительно повышенные содержания Zr, Y, REE (Прил. 1, табл. 2). Вследствие этих особенностей на некоторых петрохимических дискриминационных диаграммах (см. рис. 4, а–г; рис. 6) эволюционные тренды составов пород, отобранных из разных массивов ЮСП, с переходом к гранодиоритам раздваиваются.

Сопоставление составов гранитоидов данной ассоциации с экспериментальными данными по плавлению

различных коровых пород на диаграмме  $Al_2O_3/(MgO+FeO)-CaO/(MgO+FeO)$  [Rapp, Watson, 1995] (рис. 9) показало, что они могут иметь разные источники. Составы гранитоидов массива ВЦР в основном располагаются в полях расплавов, полученных при частичном плавлении амфиболитов, а составы гранитоидов из НБР и некоторых других массивов – в области перекрытия полей расплавов, производных от плавления вулканизов среднекислого состава и метаграувакк.

Изотопные исследования (Sm-Nd) пород габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации ЦБРУ показали, что в массиве ВЦР величина  $eNd(517)$  варьируется от  $-0.7...-0.4$  в габбро до  $+1.5$  в кварцевых диоритах (Прил. 1, табл. 4). Для кварцевых диоритов массива НБР (проба Тс-800) установлено близкое к ним значение  $eNd(517)$  ( $+1.9$ ). Модельный возраст гранодиоритов массива ВЦР –  $T(DM-2)=1266$  млн лет – несколько выше его оценки для кварцевых диоритов –  $T(DM-2)=1104-1132$  млн лет. Исходя из этих данных, можно предположить разный уровень смешивания в их источнике ювенильной океанической и субдущированной либо древнекоровой компоненты. Однако, в целом, полученные характеристики пород габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации массива ВЦР –  $eNd(T)=-0.7...+1.5$  и позднерифейские значения модельного возраста (1132–1266 млн лет) предполагают преобладание в их источнике позднерифейской ювенильной коры, представленной в фундаменте ТММ породами офиолитовых и островодужных комплексов [Kozakov et al., 2003].

Породы гранит-лейкогранитовой ассоциации (кыстарысский комплекс), сформировавшие на рубеже

кембрия и ордовика ( $488\pm 6$  млн лет) два крупных плутона ЦБРУ – УЛ и ТЧ, имеют иной состав. Их минералогическая и геохимическая характеристика, ранее изученные нами, помимо УЛ и ТЧ, также в петротипичном Дзос-Хусуингольском массиве в восточной части пегматитового пояса [Kuznetsova, 2018], – резкое преобладание биотитовых разновидностей, умеренная глиноземистость ( $A/CNK=0.95-1.10$ ), варьирующиеся содержания  $SiO_2$  (67.3–74.0 мас. %), обогащение железом, титаном, фтором, высокозарядными катионами (Zr, Y, Nb) – позволяют отнести их к постколлизийным гранитоидам А-типа. Это подтверждается положением точек их составов на дискриминационных геохимических диаграммах (см. рис. 6). На диаграмме Y-Nb-Ce [Eby, 1992] для гранитов А-типа (приведена в статье [Kuznetsova, 2018]) точки их составов образуют ряд между полями постколлизийных гранитов (А-2) и щелочных гранитов, связанных с плюмами и континентальными рифтовыми зонами в анорогенной обстановке (А-1). В ЦБРУ признаки гранитов А-типа более заметно проявлены в породах глубже вскрытого массива УЛ и слабее в краевой части массива ТЧ, тогда как в апикальной части последнего наблюдаются признаки гранитов S-типа: появляются гранат и первичный мусковит.

Различия состава гранитов главной фазы в изученных массивах, видимо, связаны с процессом кристаллизационной дифференциации, так как величины их отношений Zr/Hf (26–43) и Y/No (23–29) (Прил. 1, табл. 3) находятся в пределах значений, определяющихся реакциями кристалл-расплав (26–46 и 24–34

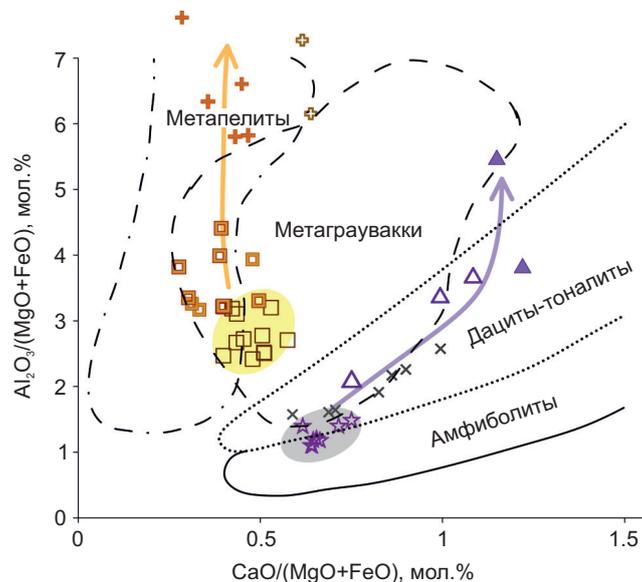


Рис. 9. Области частичного плавления (по экспериментальным данным) различных метасадочных и амфиболовых источников на диаграмме  $Al_2O_3/(MgO+FeO)-CaO/(MgO+FeO)$  [Rapp, Watson, 1995].

Условные обозначения состава гранитоидов ЦБРУ – см. рис. 4. Цветными полями и стрелками обозначены области источников и направления эволюции изученных гранитоидов.

Fig. 9. Areas showing partial melting of different metasedimentary and amphibolitic sources in the diagram (molar)  $Al_2O_3/(MgO+FeO)-CaO/(MgO+FeO)$ . Data from experiments [Rapp, Watson, 1995].

See the legend to Fig. 4. Coloured fields and arrows mark the source areas and the evolution trends of studied granitoids.

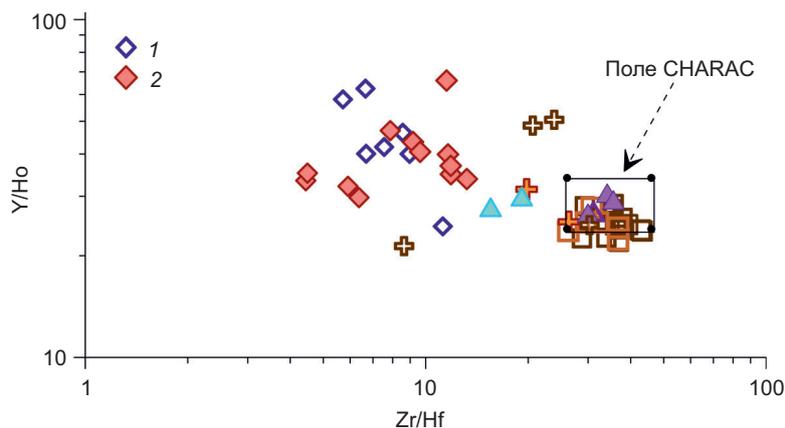
соответственно, поле CHARAC [Bau, 1996] (рис. 10). У лейкогранитов поздней фазы, жильные тела которых расположены вне массивов, и у сподуменовых пегматитов они выходят за пределы поля CHARAC, что, согласно [Bau, 1996], говорит о повышенной флюидонасыщенности их магматических систем. Однако для сподуменовых пегматитов изученных полей характерны очень низкие содержания  $F=0.02-0.12$ ;  $B<0.02$ ;  $P_2O_5\leq 0.10$ ,  $CO_2\leq 0.40$ ,  $H_2O<0.7$  мас. %.

Источниками гранитов главной фазы кыстарысского комплекса, судя по положению точек их состава на диаграмме  $Al_2O_3/(MgO+FeO)-CaO/(MgO+FeO)$  [Rapp, Watson, 1995] (см. рис. 9), могли быть метаграувакки и метапелиты. Полученные изотопные (Sm-Nd) характеристики гранитов главной фазы кыстарысского комплекса (Прил. 1, табл. 4) –  $\epsilon Nd(488 \text{ млн лет})=-3.0...-1.6$ ,  $TNd(DM-2st)=1.5-1.4$  млрд лет;  $87/86Sr(0)=0.70319-0.70654$  – типичны для «рифейской» изотопной провинции микроконтинентов в составе Центрально-Азиатской складчатой области и близки к показателям гранитоидов раннепалеозойского возраста из массивов Западного Сангилен [Kozakov et al., 2003]. Для последних также характерны среднерифейские величины  $TNd(DM-2st)=1.4-1.2$  млрд лет и варьирующиеся значения  $\epsilon Nd(T) -2.5...+0.7$ . Предполагается, что формирование их источников определялось смешением (в различных пропорциях) позднерифейской коры, продуктов разрушения раннедокембрийской коры и каледонской ювенильной коры [Kozakov et al., 2003]. В качестве возможной древнекоревой компоненты рассматриваются метатерригенные породы моренского и эрзинского супракрустальных комплексов в Западном Сангилене. Однако, несмотря на сходство Nd-изотопных характеристик с гранитами Западного Сангилен, выраженная специфика редкоэлементного состава гранитов кыстарысского комплекса (см. рис. 6; 7, а, б)

говорит об участии в их формировании как коровых, так и обогащенных мантийных источников.

В ЦБРУ выявлено формирование даек лейкогранитов с возрастом  $508\pm 7$  млн лет. Гранитный магматизм на данном возрастном рубеже ( $506.8\pm 6.2$  млн лет SIMS SHRIMP-II, U-Pb по цирконам) ранее был установлен нами и на востоке ЮСП в Хусуингольском пегматитовом поле [Kuznetsova et al., 2018], где он проявился значительно интенсивнее с образованием крупных интрузивных массивов плагиогранитов. Обнаружение в ЦБРУ жильных лейкогранитов аналогичного возраста указывает на проявление данного импульса гранитного магматизма на всем протяжении пегматитового пояса. В ЦБРУ их состав соответствует крайне высокодифференцированным высокоглиноземистым лейкогранитам S-типа и поэтому дает мало информации об источнике и условиях их формирования (Прил. 1, табл. 3, проба Тс-09-60). В них не отмечено обогащения Li либо другими редкими элементами.

Полученные изотопно-геохронологические данные (SIMS SHRIMP-II, U-Pb по цирконам) о возрасте сподуменовых пегматитов крупного Сутлугского проявления сподуменовых пегматитов ЦБРУ ( $494\pm 7$  млн лет) свидетельствуют об их формировании субсинхронно с гранитами кыстарысского комплекса массива ТЧ ( $488\pm 6$  млн лет). Установлено, что проявления редкометалльных сподуменовых пегматитов Бурчинского и Сутлугского полей располагаются вблизи гранитных массивов ТЧ и УЛ, но не имеют с их жильными дериватами прямых контактов и фациальных переходов. Жильные лейкограниты этих массивов характеризуются невысокими содержаниями лития и цезия (Прил. 1, табл. 3), поэтому нет оснований считать богатые литием сподуменовые пегматиты продуктами фракционирования гранитов кыстарысского комплекса, вскрытых эрозионным срезом. Однако, исходя из



**Рис. 10.** Соотношения Y/Ho и Zr/Hf в гранитах ЦБРУ и в сподуменовых пегматитах разных полей ЮСП.

1 – Хусуингольское поле (месторождение Тастыг), 2 – Сутлугское и Бурчинское поле в ЦБРУ. Условные обозначения для гранитов – см. рис. 4. Границы поля CHARAC нанесены по [Bau, 1996].

**Fig. 10.** Y/Ho vs. Zr/Hf for granites from the Tserigyngol-Burchin ore cluster (ЦБРУ), and for spodumene pegmatites from different fields in SSB.

1 – Khusuilingol field (Tastyg deposit), 2 – Sutlug and Burchin fields (ЦБРУ). See the legend to Fig. 4. CHARAC field boundaries after [Bau, 1996].

их ассоциированности во времени и пространстве, можно предполагать их парагенетическую связь. Ранее для сподуменовых пегматитов Хусуингольского и Хартынского полей ЮСП, имеющих повышенные содержания РЗЭ, она была впервые подтверждена изотопно-геохимическими исследованиями [Kuznetsova et al., 2016]. Их изотопные Sm-Nd характеристики –  $\epsilon_{Nd}$  (483 млн лет) от  $-1.7$  до  $-3.1$ ;  $T_{Nd}(DM-2)=1372-1483$  млн лет – лежат в тех же пределах, что и у биотитовых гранитов главной интрузивной фазы кыстарысского комплекса, указывая на общность их источника. Изотопные исследования пегматитов Сутлугского и Бурчинского полей, деплетированных в отношении REE (суммы REE  $\leq 2$  г/т), еще не завершены.

Установлены особенности редкометалльного состава пегматитов ЦБРУ. Они, как и все редкометалльные пегматиты ЮСП, относятся к сподуменовому подтипу и обогащены литием. Однако среди сподуменовых пегматитов разных полей ЮСП при повсеместно ведущей (петрогенной) роли лития выявлены две разновидности, различающиеся своей дополнительной редкометалльной специализацией по классификации [Černý, Ercit, 2005]: (1) Li±Cs, Ta (классическая LCT) в Бурчинском и Сутлугском полях ЦБРУ и (2) Li±Cs, Ta, Nb, Zr, Y, REE (комбинированная LCT-NYF) в Хартынском и Хусуингольском полях на западе и на востоке ЮСП соответственно [Kuznetsova, 2018]. Такое региональное разделение пегматитов ЮСП указывает на различные условия их петрогенезиса [Černý et al., 2012]. Предполагается, что повышенная калиевая щелочность и аномально высокие содержания Nb, Zr, Y, REE, характерные как для сподуменовых пегматитов Хартынского и Хусуингольского полей, так и для гранитов кыстарысского комплекса (А-типа), обусловлены преобразованием коровых метаосадочных пород, послуживших источником их расплавов, флюидами предшествовавшего им бимодального щелочного магматического комплекса, обогащенного Nb, Zr, Y, REE [Kuznetsova, 2018]. В ЦБРУ дайки щелочного магматического комплекса и сопровождающие их метасоматиты не проявлены. Возможно, именно поэтому сподуменовые пегматиты всех (около 10) проявлений Бурчинского и Сутлугского полей в ЦБРУ характеризуются Na-типом щелочности и классической LCT редкометалльной специализацией, отличаясь от пегматитов других полей пониженными содержаниями Nb, Zr и очень низкими Y, REE, Th (Прил. 1, табл. 3).

## 7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены новые данные о возрасте и вещественном составе раннепалеозойских магматических комплексов Церигийнгольско-Бурчинского рудно-магматического узла в Южно-Сангиленском поясе редкометалльных пегматитов. Они позволили выделить в этом регионе три импульса гранитообразования ( $517 \pm 7$ ,  $508 \pm 7$  и  $488 \pm 6$  млн лет), с последним из которых субсинхронно время формирования богатых литием сподуменовых пегматитов ( $494 \pm 7$  млн лет), и обосновать

соответствие их возраста различным стадиям раннепалеозойского коллизионного орогенеза ( $520-480$  млн лет), установленным в сопредельном регионе Западного Сангиленга.

На примере ЦБРУ выявлены петрохимические особенности и показаны кардинальные различия состава пород двух доминирующих раннепалеозойских магматических комплексов, распространенных на всем протяжении пегматитового пояса: (1) габбро-гранитоидной ассоциации (церигийнгольский комплекс), сформированной на раннеколлизионной стадии, и (2) гранит-лейкогранитовой ассоциации (кыстарысский комплекс), сформированной на позднеколлизионной стадии тектогенеза.

Породы раннеколлизионного церигийнгольского комплекса представлены высокомагнезиальными низкотитанистыми базитами и метаглиноземистыми гранитоидами нормальной щелочности I-типа. Для гранодиоритов его заключительной фазы установлен возраст  $517 \pm 7$  млн лет. Породы имеют геохимические характеристики островодужного магматизма. Установленные для гранитоидов этого комплекса величины  $\epsilon_{Nd}(517) = -0.1 \dots +1.5$  и позднерифейские значения модельного возраста ( $1132-1266$  млн лет) указывают на преобладание в их источнике позднерифейской ювенильной коры, представленной в фундаменте ТММ породами офиолитовых и островодужных комплексов.

Позднеколлизионные граниты кыстарысского комплекса (возраст  $488 \pm 6$  млн лет) относятся к умеренно-щелочным, умеренно-перглиноземистым, высокожелезистым и высококалиевым гранитам А-2-типа. Их изотопные характеристики –  $\epsilon_{Nd}$  (488 млн лет)  $= -3.0 \dots -1.6$ , среднерифейский модельный возраст – типичны для «рифейской» изотопной провинции микроконтинентов в составе Центрально-Азиатской складчатой области. Однако, судя по особенностям их состава (высококалиевый тип щелочности и обогащенность F, HFSE, Y, REE), по-видимому, они произошли из гетерогенного источника, образованного в результате воздействия флюидов мантийного происхождения на коровый протолит.

Установленный возраст высокоглиноземистых лейкогранитов S-типа ( $508 \pm 7$  млн лет), представленных в ЦБРУ жильными телами, согласуется с ранее полученными данными об аналогичном возрасте гранитов ( $506.8 \pm 6.2$  млн лет), более широко распространенных в Хусуингольском поле на востоке пегматитового пояса. Совпадение времени их формирования указывает на общерегиональный характер проявления этого импульса гранитного магматизма на всем протяжении пегматитового пояса.

Полученные изотопно-геохронологические данные о возрасте пегматитов крупного Сутлугского проявления ( $494 \pm 7$  млн лет) свидетельствуют об их формировании субсинхронно с гранитами кыстарысского комплекса массива ТЧ ( $488 \pm 6$  млн лет). Однако признаков образования сподуменовых пегматитов в результате фракционирования этих гранитов не выявлено. Анализ

геохимических особенностей сподуменовых пегматитов ЦБРУ (натриевый тип щелочности, деплетированность в отношении F, HFSE, Y, REE) показал, что они резко контрастируют как с гранитами кыстарысского комплекса А-типа, так и со сподуменовыми пегматитами других полей ЮСП, включающих крупное месторождение лития Тастыг, для которых характерны калиевый тип щелочности и аномальное обогащение Nb, Zr, Y, REE. Эти особенности указывают на различные условия их петрогенезиса и требуют дальнейшего изучения.

## 8. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны анонимным рецензентам, чьи замечания помогли существенно улучшить рукопись.

## 9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Afonin V.P., Gunicheva T.N., Piskunova L.F., 1984. X-Ray Fluorescence Chemical Analysis. Novosibirsk, Nauka, 228 p. (in Russian) [Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный силикатный анализ. Новосибирск: Наука, 1984. 228 с.].

Amosova A.A., Panteeva S.V., Tatarinov V.V., Chubarov V.M., Finkel'shtein A.L., 2015. X-Ray Fluorescence Determination of Major Rock-Forming Elements in 50 and 110 Mg Samples. *Analytics and Control* 19 (2), 130–138 (in Russian) [Амосова А.А., Пантеева С.В., Татаринов В.В., Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л. Рентгенофлуоресцентное определение основных породообразующих элементов из образцов массой 50 и 110 мг // Аналитика и контроль. 2015. Т. 19. № 2. С. 130–138].

Barker F., 1979. Chapter 1 – Trondhjemite: Definition, Environment and Hypotheses of Origin. *Developments in Petrology* 6, 1–12. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41765-7.50006-X>.

Bau M., 1996. Controls on the Fractionation of Isovalent Trace Elements in Magmatic and Aqueous Systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and Lanthanide Tetrad Effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 323–333.

Beskin S.M., Marin Yu.B., Matias V.V., Gavrilova S.P., 1999. Rare-Metal Granites: History of Study, Terminology, Types, And Genetic Approaches. *Proceedings of the Russian Mineralogical Society* 128 (6), 28–39 (in Russian) [Бескин С.М., Марин Ю.Б., Матиас В.В., Гаврилова С.П. Редкометалльные граниты (история изучения, терминология, типы, генетические подходы) // Записки РМО. 1999. Ч. 128. № 6. С. 28–39].

Černý P., Ercit T.S., 2005. The Classification of Granitic Pegmatites Revisited. *The Canadian Mineralogist* 43 (6), 2005–2026. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2005>.

Černý P., London D., Novák M., 2012. Granitic Pegmatites as Reflections of Their Sources. *Elements* 8, 289–294. <https://doi.org/10.2113/gselements.8.4.289>.

Chappell B.W., White A.J.R., 1992. I- and S-Type Granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 83 (1–2), 1–26. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007720>.

Eby G.N., 1992. Chemical Subdivision of the A-Type Granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. *Geology* 20 (7),

641–644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020%3C0641:CSOTAT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020%3C0641:CSOTAT%3E2.3.CO;2).

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.

Geostandards Newsletter, 1994. Vol. XVIII (Spec. Iss.). 158 p.

Gibsher A.S., Tarleev A.A., Vologdin I.I., Sugorakova A.M., 1987. Summary Profile of the Late Precambrian Terrigenous-Carbonate Complex of West Sangilen (South-Eastern Tuva). In: V.V. Khomentovsky, and V.Yu. Shenfil (Eds), *Late Precambrian and Early Paleozoic of Siberia. Siberian Platform and Its Southern Folded Framing. Collection of Scientific Papers. Institute of Geology and Geophysics of the USSR Academy of Sciences, Novosibirsk*, p.130–134 (in Russian) [Гибшер А.С., Тарлеев А.А., Вологдин И.И., Сугоракова А.М. Сводный разрез терригенно-карбонатного комплекса позднего докембрия Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее южное складчатое обрамление: Сборник научных трудов / Ред. В.В. Хоментовский, В.Ю. Шенфиль. Новосибирск: Изд-во ИГиГ АН СССР, 1987. С. 130–134].

Gibsher A.S., Vladimirov A.G., Vladimirov V.G., 2000. The Geodynamic Nature of Early Paleozoic Nappe-Folded Structure of Sangilen Upland (South-Eastern Tuva). *Doklady Earth Sciences* 370 (4), 489–492 (in Russian) [Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Доклады АН. 2000. Т. 370. № 4. С. 489–492].

Gonikberg V.E., 1997. Paleotectonic Nature of the North-Western Marginal Part of the Sangilen Massif (Tuva) in Late Pre-Cambrian. *Russian Geotectonics* 5, 72–85 (in Russian) [Гоникберг В.Е. Палеотектоническая природа северо-западной окраины Сангиленского массива Тувы в поздне докембрии // Геотектоника. 1997. № 5. С. 72–85].

Kerrich R., Wyman D.A., 1997. Review of Development in Trace Element Fingerprinting of Geodynamic Setting and Their Implication for Mineral Exploration. *Australian Journal of Earth Sciences* 44 (4), 465–487. <https://doi.org/10.1080/08120099708728327>.

Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Bibikova E.V., Kovach V.P., Kirnozova T.I., Berezhnaya N.G., Lykhin D.A., 1999. Metamorphic Age of Crystalline Complexes of the Tuva-Mongolia Massif: The U–Pb Geochronology of Granitoids. *Petrology* 7 (2), 177–191.

Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Natman A., Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Todt W. et al., 2001. Timing of the Structural Evolution of Metamorphic Rocks in the Tuva-Mongolian Massif. *Geotectonics* 35 (3), 165–184.

Kozakov I.K., Kovach V.P., Yarmolyuk V.V., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Zagornaya N.Yu., 2003. Crust-Forming Processes in the Geologic Development of the Tuva-Mongolia Massif: Sm–Nd Isotopic and Geochemical Data for Granitoids. *Petrology* 11 (5), 444–463.

Kuznetsova L.G., 2014. Geochemical Types of the Early Paleozoic Granitoids of the South Sangilen Belt of Rare-Metal Pegmatites. In: *Granites and the Earth's Evolution: Mantle and Continental Crust. Proceedings of the II International Geological Conference (August 17–20, 2014)*. SB RAS Publishing House, Novosibirsk, p. 112–114 (in Russian) [Кузнецова Л.Г. Геохимические типы раннепалеозойских гранитоидов Южно-Сангиленского пояса редкометалльных пегматитов // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора: Материалы 2-й международной геологической конференции (17–20 августа 2014 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 112–114].

Kuznetsova L.G., 2016. Composition of the Early Paleozoic Gabbroids in the Kachik Regional Fault Zone (South Sangilen, Tuva Republic). In: *Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from Ocean to Continent). Proceedings of Scientific Meeting (October 11–14, 2016)*. Iss. 14. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 159–160 (in Russian) [Кузнецова Л.Г. Особенности состава раннепалеозойских габброидов в зоне Качикского регионального разлома (Южный Сангилен, Республика Тыва) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН (11–14 октября 2016 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. Вып. 14. С. 159–160].

Kuznetsova L.G., 2018. Interaction of Crustal and Mantle Materials, Sources of Trace Elements during the Formation and Evolution of Early Paleozoic Li-Rich Granite–Pegmatite Systems in Southeastern Tuva. *Russian Geology and Geophysics* 59 (12), 1660–1678. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.12.010>.

Kuznetsova L.G., Dril' S.I., Efremov S.V., 2016. Sr–Nd Isotope Parameters of the Sources of Early Paleozoic Plutonic Gabbro-Granite Associations of the South Sangilen Belt of Rare-Metal Pegmatites. In: *Proceedings of the XXI Symposium on Geochemistry of Isotopes of Academician A.P. Vinogradov (November 15–17, 2016)*. Akvarel', Moscow, p. 105–108 (in Russian) [Кузнецова Л.Г., Дриль С.И., Ефремов С.В. Sr–Nd изотопные характеристики источников раннепалеозойских габбро-гранитных плутонических ассоциаций Южно-Сангиленского пояса редкометалльных пегматитов // Материалы XXI симпозиума по геохимии изотопов им. Академика А.П. Виноградова (15–17 ноября 2016 г.). М.: Акварель, 2016. С. 105–108].

Kuznetsova L.G., Prokof'ev V.Yu., 2009. Petrogenesis of Extremely Lithium-Rich Spodumene Aplites of the Tastyg Deposit, Sangilen Highland, Tuva Republic. *Doklady Earth Sciences* 429, 1262–1266. <https://doi.org/10.1134/S1028334X09080054>.

Kuznetsova L.G., Shokalsky S.P., Sergeev S.A., 2011. Rare-Element Pegmatites and Pegmatite-Bearing Granites in the Sangilen Mountain Area: Age, Petrogenesis, and Tectonic Setting. In: *Large Igneous Provinces of Asia: Mantle Plumes and Metallogeny. Abstracts of the International Symposium (August 20–28, 2011)*. Petrographica, Irkutsk, p. 138–141.

Kuznetsova L.G., Shokalsky S.P., Sergeev S.A., 2018. Age, Composition, and Geodynamic Environments for the Formation

of Granites and Lithium-Rich Rare-Element Pegmatite of Khusuingol Field (Sangilen Highlands). *Doklady Earth Sciences* 482, 1311–1316. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18100070>.

Le Maitre R.W. (Ed.), 1989. *A Classification of Igneous Rocks and a Glossary of Terms*. Blackwell Science Inc, Oxford, 193 p.

Ludwig K.R. 2001. SQUID 1.02: A User Manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication 2, 19 p.

Ludwig K.R., 2003. ISOPLOT/Ex: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Version 3.00. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 74 p.

O'Connor J.T., 1965. A Classification for Quartz-Rich Igneous Rock Based on Feldspar Ratios. *United States Geological Survey* 525 (2), B79–B84.

Pearce J.A., 1996. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. In: D.A. Wyman (Ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada 12, p. 79–113.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25 (4), 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.

Rapp R.P., Watson E.B., 1995. Dehydration Melting of Metabasalt at 8–32 Kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling. *Journal of Petrology* 36, 891–931. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.891>.

Rickwood P.C., 1989. Boundary Lines within Petrologic Diagrams Which Use Oxides of Major and Minor Elements. *Lithos* 22 (4), 247–263. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(89\)90028-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90028-5).

Rogov N.V., Shenkman Ya.D., 1972. Precambrian Granitoid Complexes in Tuva. In: *New Data to Justify Regional Magmatic Schemes of the Altai–Sayan Folded Area. Proceedings of the Third Conference of Magmatism and Metallogeny of the Altai–Sayan Folded Area*. SNIIGiMS Publishing House, Novosibirsk, p. 53–56 (in Russian) [Рогов Н.В., Шенкман Я.Д. О докембрийских гранитоидных комплексах Тувы // Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области: Материалы Третьей конференции по магматизму и металлогении Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СНИИГИМС, 1972. С. 53–56].

Rudnick R.L., Gao S., 2003. Composition of the Continental Crust. In: H.D. Holland, K.K. Turekian (Eds), *The Crust. Treatise on Geochemistry* 3, p. 1–64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>.

Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T., 2012. Early Proterozoic U–Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia. *International Journal Geosciences* 3, 289–296. <http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2012.32030>.

Shenkman Ya.D., 1980. *Granitoid Intrusive Complexes in Eastern Tuva*. Nedra, Moscow, 133 p. (in Russian) [Шенкман Я.Д. Гранитоидные интрузивные комплексы Восточной Тувы. М.: Недра, 1980. 133 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 2010. Altai-Sayan Series. Scale 1:1 000 000. Sheet M-47 (Kungurtug). VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Алтае-Саянская. Масштаб 1:1 000 000. Лист М-47 (Кунгуртуг). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010].

State Geological Map of the USSR, 1981. West Sayan Series. Scale 1:200 000. Sheet M-47-XIII, XIX. Publishing House of the USSR Ministry of Geology, Moscow (in Russian) [Государственная геологическая карта СССР. Серия Западно-Саянская. Масштаб 1:200 000. Лист М-47-XIII, XIX. М.: Изд-во Мингео СССР, 1981].

Stewart D.B., 1978. Petrogenesis of Lithium-Rich Pegmatites. *American Mineralogist* 63 (9–10), 970–980.

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society of London Special Publications* 42 (1), 313–345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Vladimirov A.G., Gibsher A.S., Izokh A.E., Rudnev S.N., 1999. Early Paleozoic Granitoid Batholiths of Central Asia: Abundance, Sources, and Geodynamic Formation Conditions. *Doklady Earth Sciences* 369A, 1268–1271.

Vladimirov A.G., Izokh A.E., Polyakov G.V., Babin G.A., Mekhonoshin A.S., Kruk N.N., Khlestov V.V., Khromykh S.V., Travin A.V., Yudin D.S. et al., 2013. Gabbro-Granite Intrusive Series and Their Indicator Importance for Geodynamic Reconstructions. *Petrology* 21, 158–180. <https://doi.org/10.1134/S0869591113020070>.

Vladimirov A.G., Kruk N.N., Rudnev S.N., Khromykh S.V., 2003. Geodynamics and Granitoid Magmatism of Collisional Orogens. *Russian Geology and Geophysics* 44 (12), 1321–1338 (in Russian) [Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338].

Vladimirov V.G., Karmysheva I.V., Yakovlev V.A., Travin A.V., Tsygankov A.A., Burmakina G.N. 2017. Thermochronology of Mingling Dykes in West Sangilen (South-East Tuva, Russia): Evidence of the Collapse of the Collisional System in the North-Western Edge of the Tuva-Mongolia Massif.

*Geodynamics & Tectonophysics* 8 (2) 283–310 (in Russian) [Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува): свидетельства развала коллизионной системы на Северо-Западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 283–310]. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0242>.

Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Gibsher A.S., Travin A.V., Rudnev S.N., Shemelina I.V., Barabash N.V., Savinykh Ya.V., 2005. Model of the Tectonometamorphic Evolution for the Sangilen Block (Southeastern Tuva, Central Asia) as a Reflection of the Early Caledonian Accretion – Collision Tectogenesis. *Doklady Earth Sciences* 405 (8), 1159–1165.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>.

Wilson M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Springer, Dordrecht, 466 p. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>.

Yang Y.-H., Chu Zh. Y., Wu F.-Y., Xia L.-W., Yang J.-H., 2010. Precise and Accurate Determination of Sm, Nd Concentrations and Nd Isotopic Compositions in Geological Samples by MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 26, 1237–1244. <https://doi.org/10.1039/C1JA00001B>.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., 2003. Deep Geodynamics and Mantle Plumes: Their Role in the Formation of the Central Asian Fold Belt. *Petrology* 11 (6), 504–531.

Zagorsky V.Ye., Shokalsky S.P., Sergeev S.A., 2015. Age, Duration of Formation, and Geotectonic Position of the Zavitaya Lithium Granite–Pegmatite System, Eastern Transbaikalia. *Doklady Earth Sciences* 460, 16–21. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15010158>.

Zagorsky V.Ye., Vladimirov A.G., Makagon V.M., Kuznetsova L.G., Smirnov S.Z., D'yachkov B.A., Annikova I.Yu., Shokalsky S.P., Uvarov A.N., 2014. Large Fields of Spodumene Pegmatites in the Settings of Rifting and Postcollisional Shear–Pull-Apart Dislocations of Continental Lithosphere. *Russian Geology and Geophysics* 55 (2), 237–251. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.01.008>.

**Таблица 1.** Результаты изотопных U-Pb SHRIMP-II исследований цирконов  
**Table 1.** The U-Pb SHRIMP-II isotope data for zircons from granitoids of the TserigiynGol-Burchin ore cluster

Проба, зерно, точка	<sup>238</sup> U	<sup>232</sup> Th	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	<sup>206</sup> Pb*	Изотопные отношения <sup>1</sup>				Rho	Возраст, млн лет
	г/г			%	г/г	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±%	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±%		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Tc-09-55-a											
9.1	472	146	0.32	-	35.5	0.715	2.5	0.0876	2.1	.849	541±11
6.1	228	86	0.39	-	17.2	0.687	2.9	0.0876	2.2	.740	541±11
2.1	316	95	0.31	-	22.9	0.668	2.5	0.0843	2.0	.822	521±10
8.1	275	101	0.38	0.13	19.9	0.664	3.0	0.0840	2.1	.700	520±10
4.1	143	69	0.50	0.28	10.3	0.665	4.8	0.0834	2.2	.454	516±11
5.1	159	74	0.48	0.56	11.5	0.644	5.6	0.0833	2.2	.383	516±11
3.1	299	96	0.33	0.08	21.3	0.654	2.8	0.0829	2.1	.737	514±10
1.1	107	48	0.47	0.13	7.63	0.659	3.8	0.0827	2.2	.571	512±11
10.1	160	82	0.53	0.46	11.2	0.643	4.1	0.0809	2.1	.526	502±10
7.1	394	129	0.34	0.10	27.2	0.633	2.7	0.0804	2.1	.758	598.5±9.9
Tc-09-43											
4.1	713	89	0.13	-	49.9	0.648	2.3	0.0815	1.6	.712	505.1±7.9
6.1	943	105	0.11	0.09	64.9	0.622	2.2	0.0801	1.6	.736	496.5±7.9
5.1	519	202	0.40	0.24	35.2	0.622	2.8	0.0788	1.6	.593	488.9±7.8
8.1	544	111	0.21	0.09	36.6	0.613	2.4	0.0783	1.6	.687	486.1±7.7
5.1	5972	203	0.04	0.09	396	0.604	1.7	0.0770	1.6	.940	478.5±7.3
1.1	402	126	0.32	0.53	26.5	0.593	3.3	0.0763	1.7	.510	474±7.7
2.1	755	136	0.19	0.49	48.6	0.580	2.5	0.0746	1.6	.643	464±7.3
7.1	511	303	0.61	1.08	31.3	0.550	3.8	0.0704	1.7	.443	438.6±7.1
3.2	787	705	0.92	2.40	42	0.482	4.2	0.0606	1.6	.393	379.3±6.1
3.1	4683	2314	0.51	0.81	209	0.390	2.4	0.0516	1.9	.790	324.2±6
Tc-09-60											
1.1	331	86	0.27	0.34	24.3	0.661	4.1	0.0854	2	.486	528±10
2.1	707	95	0.14	0.06	51.8	0.690	2.9	0.0852	1.9	.668	527±10
4.1	188	59	0.33	0.68	13.7	0.692	6.1	0.0844	2.2	.357	522±11
3.1	247	87	0.37	0.22	17.4	0.655	4.3	0.0821	2.2	.514	509±11
8.1	197	78	0.41	0.58	14	0.648	6	0.0822	2.1	.353	509±10
6.1	456	69	0.16	0.19	31.9	0.645	3.6	0.0813	2	.543	504±10
5.1	243	77	0.33	0.39	16.9	0.659	4.7	0.0807	2.2	.472	500±11
7.1	234	44	0.19	0.10	15.9	0.625	3.4	0.0790	2.1	.605	490±10
10.1	393	136	0.36	0.00	26.3	0.617	3.1	0.0779	2.1	.678	484±10
9.1	1292	192	0.15	0.10	79.2	0.555	4.4	0.0713	4	.904	444±17

Таблица 1. (продолжение)

Table 1. (continued)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Tc-09-53											
3.1	142	78	0.57	0.12	34.6	3.990	3	0.2840	2.3	.758	1612±32
6.1	1589	77	0.05	0.69	115	0.674	4	0.0838	2.1	.540	519±11
1.1	1589	22	0.01	0.10	112	0.639	2.8	0.0820	2.1	.741	508±10
9.1	1283	33	0.03	0.11	88.4	0.632	3.3	0.0801	2.2	.670	497±10
7.1	4150	423	0.11	0.04	283	0.619	2.4	0.0794	2.1	.865	493±9.9
5.1	15785	340	0.02	0.02	1070	0.624	2.2	0.0792	2	.946	491±9.7
8.1	3779	70	0.02	0.42	252	0.621	2.9	0.0774	2.1	.728	481±9.7
4.1	1138	70	0.06	1.35	76.1	0.620	5	0.0768	2.1	.423	477±9.8
10.1	2379	133	0.06	0.12	146	0.585	3	0.0712	2.1	.723	444±9.2
2.1	1800	305	0.18	3.48	114	0.591	5.7	0.0711	2.1	.367	443±8.9
11.1	4207	71	0.02	3.24	263	0.543	7.1	0.0704	2.2	.308	438±9.2

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ; Pb<sub>c</sub> и Pb\* – обыкновенный и радиогенный свинец соответственно; ошибки калибровки стандарта: Tc-09-55a≤0.61 %; Tc-09-43≤0.61 %; Tc-09-60≤0.76 %; Tc-09-53≤0.76 %; <sup>1</sup> – поправка на Pb<sub>c</sub> проведена по измеренному <sup>204</sup>Pb; Rho – коэффициент корреляции <sup>207</sup>Pb\*/<sup>235</sup>U и <sup>206</sup>Pb\*/<sup>238</sup>U.

Note. Errors at 1σ; Pb<sub>c</sub>, Pb\* – common and radiogenic lead, respectively; standard calibration errors: sample Tc-09-55a≤0.61 %; Tc-09-43≤0.61 %; Tc-09-60≤0.76 %; Tc-09-53≤0.76 %; <sup>1</sup> – Pb<sub>c</sub> corrected for measured <sup>204</sup>Pb; Rho – correlation coefficient for <sup>207</sup>Pb\*/<sup>235</sup>U and <sup>206</sup>Pb\*/<sup>238</sup>U.

**Таблица 2.** Химический состав магматических пород церигийнгольского комплекса

**Table 2.** Chemical compositions of magmatic rocks of the Tserigiyngol complex

Массивы Компоненты	Верхнецеригийнгольский (ВЦР)								Нижнебурчинский (НБР)				
	1		2		3		4		5	6	7		8
мас. %	Ср. (5)	Ст. отк.	Ср. (3)	Ст. отк.	Ср. (6)	Ст. отк.	Ср. (4)	Ст. отк.	Тс-09-55	Тс-16-37	Ср. (4)	Ст. отк.	Тс-14-20
SiO <sub>2</sub>	51.38	0.67	50.02	0.57	55.82	0.60	61.69	1.16	64.61	73.90	60.61	0.96	64.94
TiO <sub>2</sub>	0.70	0.11	0.74	0.04	0.74	0.03	0.64	0.07	0.56	0.14	0.58	0.03	0.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.60	0.53	14.00	0.10	14.77	0.65	14.91	0.48	15.06	14.31	17.41	0.24	16.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	9.04	0.55	10.18	0.38	8.08	0.32	5.98	0.75	5.09	1.56	5.56	0.84	4.34
MnO	0.17	0.02	0.17	0.00	0.14	0.01	0.10	0.01	0.09	0.03	0.09	0.02	0.07
MgO	11.43	0.84	8.45	0.05	5.89	0.47	3.56	0.84	2.49	0.29	2.60	0.63	1.91
CaO	11.30	0.48	12.13	0.21	8.52	0.49	5.58	0.85	4.51	1.66	5.68	0.19	3.90
Na <sub>2</sub> O	2.20	0.54	2.21	0.07	2.90	0.22	3.13	0.23	3.23	3.31	4.30	0.25	4.34
K <sub>2</sub> O	0.95	0.18	0.52	0.11	1.61	0.30	2.74	0.45	3.53	4.50	1.42	0.17	1.57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.04	0.17	0.03	0.21	0.01	0.18	0.02	0.15	0.03	0.18	0.05	0.14
п.п.п	1.24	0.70	1.41	0.23	1.32	0.36	1.51	1.13	0.67	0.56	1.51	0.89	1.75
сумма	100.20		100.00		100.00		100.02		100.00	100.50	100.02		100.00
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	2.98	0.49	2.73	0.04	4.56	0.33	5.87	0.48	6.76	7.82	5.73	0.36	5.91
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2.0	0.7	4.3	1.0	1.8	0.5	1.2	0.2	0.9	0.7	3.1	0.3	2.8
mg#	74	2	66	1	63	2							
f**	0.42	0.03	0.52	0.01	0.55	0.02	0.60	0.03	0.65	0.83	0.66	0.03	0.67
ASI	0.46	0.02	0.54	0.00	0.68	0.05	0.83	0.07	0.88	1.08	0.93	0.07	1.05
г/г	Тс-10-54		Тс-15-75		Тс-13-35		Тс-13-30		Тс-09-55	Тс-16-37	Тс-800		Тс-14-20
Li	20		11		18		11		69	12	15		21
Co	43		37		28		15		12	1.7	13		6.7
Ni	150		43		32		16		15	3.2	10		6.5
Rb	31		6		47		70		112	144	36		31
Sr	600		882		789		622		499	585	621		511
Y	15.6		17.2		17.8		17.0		20.0	8.0	17.1		12.8
Zr	79		47		82		105		183	86	113		118
Nb	5.0		1.9		5.7		7.4		9.6	6.7	6.3		4.3
Ba	495		298		597		1097		1166	1620	808		619
La	16.2		11.6		25.3		29.0		36.9	25.2	24.7		19.0
Ce	34.8		26.8		50.5		57.9		69.5	36.7	48.1		36.0
Pr	4.0		3.5		5.6		5.9		7.5	3.7	5.1		4.0
Nd	17.0		16.4		22.0		23.1		29.8	11.9	20.2		15.2
Sm	3.8		3.9		4.4		4.4		5.2	1.9	4.1		2.9
Eu	1.0		1.2		1.1		1.0		0.9	0.3	1.1		0.7

Таблица 2. (продолжение)

Table 2. (continued)

Массивы Компоненты	Верхнецеригийнгольский (ВЦР)						Нижнебурчинский (НБР)	
	1	2	3	4	5	6	7	8
Gd	3.6	3.9	4.0	4.0	4.8	1.5	4.1	2.5
Tb	0.5	0.6	0.6	0.5	0.6	0.2	0.5	0.3
Dy	3.2	3.3	3.7	3.3	3.5	1.3	3.4	2.3
Ho	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.3	0.7	0.4
Er	1.9	2.0	2.0	1.9	2.1	0.8	1.9	1.2
Tm	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.1	0.3	0.2
Yb	1.6	1.7	1.8	1.8	2.1	0.9	1.9	1.2
Lu	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.1	0.3	0.2
Hf	2.7	1.5	н.д.	3.2	4.9	2.5	2.8	3.1
Ta	0.4	0.2	0.5	0.5	0.8	0.6	0.5	0.3
Th	4.1	0.9	7.3	9.2	15.0	11.5	5.3	5.2
U	0.8	0.3	2.1	1.8	3.6	2.0	1.1	1.9
Sum REE	89	76	122	134	164	85	116	86
(Eu/Eu*) <sub>n</sub>	0.8	0.9	0.8	0.7	0.6	0.6	0.8	0.8
(La/Yb) <sub>n</sub>	7.1	4.9	9.8	11.4	12.6	20.9	9.3	11.4

Примечание. Магматические породы массива ВЦР: 1–2 – две разновидности габбро 1-й фазы; 3 – диориты 2-й фазы; 4–5 – кварцевые диориты и гранодиориты 3-й фазы; 6 – граниты 4-й фазы; магматические породы массива НБР: 7–8 – кварцевые диориты (7) и гранодиориты (8) главной фазы.  $Fe_2O_3^*$  – общее железо в окисной форме;  $f^{**}$  – (мас. %) =  $FeO_{общ} / (MgO + FeO_{общ})$ ; ASI (мол.) =  $Al_2O_3 / (CaO - 1.67P_2O_5 + Na_2O + K_2O)$ ; (La/Yb)<sub>n</sub>, (Eu/Eu\*)<sub>n</sub> – нормированы к хондриту по [Sun, McDonough, 1989]; н.д. – нет данных.

Note. Magmatic rocks from the Upper Tserigiyngol (ВЦР) pluton: 1–2 – two types of gabbro (phase 1); 3 – diorite (phase 2); 4–5 – quartz diorite and granodiorite (phase 3); 6 – granite (phase 4). Magmatic rocks from the Lower Burchin (НБР) pluton: 7 – quartz diorite (main phase); 8 – granodiorite (main phase).  $Fe_2O_3^*$  – total amount if FeO was not analysed;  $f^{**}$  – (wt. %) =  $FeO_{total} / (MgO + FeO_{total})$ ; ASI (molar) =  $Al_2O_3 / (CaO - 1.67P_2O_5 + Na_2O + K_2O)$ ; (La/Yb)<sub>n</sub>, (Eu/Eu\*)<sub>n</sub> – chondrite normalized after [Sun, McDonough, 1989]; н.д. – not detected.

**Таблица 3.** Химический состав гранитов кыстарысского комплекса и сподуменовых пегматитов

**Table 3.** Chemical compositions of granites (Kystarys complex) and spodumene pegmatites

Массивы Компоненты	Учуглык			Теменчулу				Проявление Сутлуг			Месторождение Тастыг	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9		10	
мас. %	Тс-805	Тс-808	Тс-15-48	Тс-09-43	Тс-14-3	Тс-16-18	Тс-09-60	Тс-09-53	Ср. (3)	Ст. отк.	Ср. (5)	Ст. отк.
SiO <sub>2</sub>	70.09	72.32	69.02	73.77	73.85	73.57	75.66	74.68	73.42	0.16	74.11	1.47
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.18	0.56	0.25	0.11	0.12	0.02	0.04	0.02	0.01	0.00	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.89	13.75	14.62	13.54	14.08	14.71	14.23	16.78	16.20	0.32	15.45	0.67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3.36	2.57	5.09	3.02	1.83	1.70	0.58	0.43	0.50	0.15	0.44	0.10
FeO	-	-	-	-	-	-	-	1.32	0.55	0.22	0.25	0.34
MnO	0.05	0.04	0.08	0.08	0.04	0.04	0.02	0.07	0.04	0.01	0.02	0.03
MgO	0.24	0.14	0.71	0.25	0.08	0.08	<0.05	0.04	0.04	0.01	0.02	0.02
CaO	0.86	0.92	1.14	0.51	0.62	0.55	0.61	0.13	0.36	0.36	0.39	0.11
Na <sub>2</sub> O	4.44	4.05	3.21	3.22	3.78	3.72	3.67	2.32	4.88	0.64	4.18	0.38
K <sub>2</sub> O	4.85	4.78	4.51	4.04	4.47	4.52	4.51	0.69	1.65	0.75	2.92	0.70
Li <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	3.09	1.71	0.29	1.24	0.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.22	0.25	0.15	0.09	0.18	0.11	<0.02	0.09	0.08	<0.02	
п.п.п	0.67	0.97	0.76	0.90	1.06	0.98	0.56	0.24	0.22	0.03	0.71	0.01
Summ	100.02	99.94	99.95	99.72	100.01	100.17	100.02	99.84	99.68		99.74	
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	9.29	8.83	7.72	7.26	8.25	8.24	8.18	3.01	6.53		7.10	
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O+Li <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	6.10	8.24		8.34	
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0.92	0.85	0.71	0.80	0.85	0.82	0.81	3.36	2.96		1.43	
f	0.93	0.94	0.87	0.91	0.95	0.95	0.96	0.98	0.96		0.97	
ASI	1.08	1.04	1.23	1.30	1.17	1.25	1.20	1.09**	1.00**		1.03**	
г/т	Тс-805	Тс-808	Тс-15-48	Тс-09-43	Тс-14-3	Тс-16-18	Тс-09-60	Тс-09-53	Ср. (5)	Ст. отк.	Ср. (5)	Ст. отк.
Li	93	66	161	115	167	111	72	13987	7969	1346	9060	968
Rb	213	221	245	193	304	345	309	188	373	147	830	444
Sr	96	94	105	74	59	15	15	45	77	44	59	18
Y	30.2	18.8	25.5	15.1	17.2	9.4	7.7	0.057	0.1	0.1	12.1	2.0
Zr	310	212	300	190	109	35	24	53	30	29	88	35
Nb	24.1	19.8	26.6	15.1	17.3	23.5	12.2	137	97.9	72.3	148.7	69.7
Ba	427	353	478	287	154	43	20	75	91	79	74	35
La	48.0	39.7	44.1	30.5	18.5	5.9	1.3	0.055	0.199	0.188	5.83	3.02
Ce	102.4	82.3	106.9	60.0	38.9	12.3	3.9	0.088	0.310	0.317	14.75	6.24
Pr	10.8	8.4	11.1	7.5	4.6	1.9	0.5	0.0095	0.027	0.023	1.92	0.64
Nd	42.0	29.3	40.7	28.1	18.5	7.0	2.0	0.030	0.080	0.072	6.21	1.33

Таблица 3. (продолжение)

Table 3. (continued)

Массивы Компоненты	Учуглык		Теменчулу					Проявление Сутлуг		Месторождение Тастыг		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
Sm	8.7	5.2	8.3	6.0	3.9	2.6	0.9	0.0063	0.018	0.013	1.84	0.48
Eu	0.8	0.8	0.6	0.6	0.2	0.06	0.02	0.0011	0.007	0.008	0.01	0.01
Gd	8.1	5.3	7.4	5.3	4.0	2.4	1.1	0.0077	0.020	0.011	1.74	0.54
Tb	1.1	0.6	1.0	0.5	0.6	0.4	0.3	0.0005	0.003	0.002	0.31	0.16
Dy	6.7	3.8	5.4	3.7	4.0	2.2	1.8	0.0049	0.021	0.015	1.70	0.85
Ho	1.3	0.8	0.9	0.7	0.7	0.3	0.3	0.0009	0.004	0.003	0.29	0.16
Er	3.5	2.0	2.5	1.6	2.0	0.7	0.8	0.0019	0.011	0.007	0.85	0.39
Tm	0.5	0.3	0.3	0.3	0.3	0.1	0.1	0.0005	0.002	0.002	0.18	0.07
Yb	2.9	2.1	2.2	1.9	1.9	0.5	0.8	0.0037	0.012	0.009	1.66	0.51
Lu	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.1	0.1	0.0006	0.002	0.002	0.27	0.07
Hf	7.2	5.9	9.8	5.2	4.2	1.8	1.5	4.59	3.1	2.3	11.7	5.5
Ta	2.4	1.7	2.1	2.7	3.3	1.9	1.4	46.0	48.6	46.1	91.9	62.9
Th	14.8	13.9	22.4	13.4	13.0	7.6	3.6	2.32	0.8	0.5	18.4	3.6
U	5.0	3.7	3.4	8.2	12.3	16.8	2.1	4.86	4.9	7.2	13.0	2.2
Sum REE	237.1	180.8	232.4	146.8	98.3	36.4	13.9	0.21	0.7		37.6	
(Eu/Eu*) <sub>n</sub>	0.3	0.5	0.3	0.3	0.2	0.1	0.1					
(La/Yb) <sub>n</sub>	11.8	13.5	14.4	11.7	7.1	8.6	1.1					
Zr/Hf	43.3	36.1	30.8	36.7	26.3	19.8	19.1	11.5	9.7		7.5	
Y/Ho	23.7	24.7	27.7	22.3	25.2	31.4	29.3	63.3	25.0		41.7	

Примечание. 1–4 – биотитовые граниты главных фаз массивов Учуглык и Теменчулу (1, 3 – краевые фации, 2, 4 – центр массивов); 5–7 – лейкограниты из жильных тел внутри массива Теменчулу (5) и в его экзоконтактах (6–7); 8–10 сподуменовые пегматиты: проявления Сутлуг (8–9) и месторождения Тастыг (10). Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – суммарное железо, если не определено FeO; ASI\*\* – расчет для сподуменовых пегматитов выполнен с учетом Li<sub>2</sub>O.

Note. 1–4 – biotite granites from the Uchuglyk (УЛ) and Temenchulu (ТЧ) plutons (main phase) (1, 3 – from marginal zones, 2, 4 – from central zones); 5–7 – leucogranites from the Temenchulu (ТЧ) pluton (5 – intragranitic veins, 6, 7 – veins near the Temenchulu contacts); 8, 9 – spodumene pegmatites from the Sutlug occurrence; 10 – spodumene pegmatites from the Tastyg deposit. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – total amount if FeO was not analysed; ASI\*\* – calculated for spodumene pegmatites with Li<sub>2</sub>O.

**Таблица 4.** Изотопный состав Nd в магматических породах ЦБРУ

**Table 4.** Nd isotopic composition of magmatic rocks from the Tserigiynгол-Burchin ore cluster (ЦБРУ)

№	Проба	Тип породы	Возраст (млн лет)	[Sm], мкг/г	[Nd], мкг/г	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd (изм.)	+/-2SE	ε(0)	ε(t)	TNd (DM)	TNd(DM-2)
Породы габбро-гранитоидной ассоциации (церигийгольского комплекса) Верхнецеригийгольского и Нижнебурчинского массивов ЦБРУ												
1	Тс-13-33	Габбро 1-й группы	520	3.2	12.8	0.15206	0.512449	7	-3.7	-0.7		
2	Тс-15-75	Габбро 2-й группы	520	3.7	15.3	0.14669	0.512445	12	-3.8	-0.4		
3	Тс-13-30	Кварцевый диорит	517	4.4	22.8	0.11837	0.512450	12	-3.7	1.5	1121	1132
4	Тс-09-55а	Гранодиорит	517	4.7	26.7	0.10609	0.512326	14	-6.1	-0.1	1169	1266
5	Тс-800	Кварцевый диорит	517	3.7	17.6	0.12745	0.512498	11	-2.7	1.8	1155	1104
Породы гранит-лейкогранитовой ассоциации (кастарыского комплекса) из разных массивов ЮСП (включая ЦБРУ)												
6	Тс-114	Гранит	489	8.3	46.3	0.10745	0.512221	9	-8.1	-2.2	1334	1443
7	Тс-115	Гранит	489	7.0	39.9	0.10533	0.512191	8	-8.7	-3.0	1350	1484
8	Тс-808	Гранит	489	5.2	29.3	0.10829	0.512264	10	-7.3	-1.8	1282	1382
9	Тс-09-43	Лейкогранит	489	6.0	28.1	0.12829	0.512327	7	-6.1	-1.6	1470	1385
10	Тс-116	Лейкогранит	489	3.8	21.2	0.11313	0.512295	11	-6.7	-1.5	1297	1357

Примечание. Пробы пород церигийгольского комплекса отобраны из следующих массивов ЦБРУ (см. рис. 2): ВЦР (Тс-13-33, Тс-15-75, Тс-13-30, Тс-09-55а) и НБР (Тс-800), прорванного гранитами массива УЛ. Пробы пород кыстарыского комплекса отобраны из следующих массивов ЮСП (рис. 1): (I) петротипичного Дзос-Хусуингольского на востоке ЮСП – главная фаза Тс-114, Тс-115, жильный лейкогранит в массиве Тс-116; в ЦБРУ – (II) Учуглыкского – главная фаза Тс-808; (III) Теменчулу – главная фаза Тс-09-43. Составы проб пород – см. Прил. 1, табл. 2, 3.

Note. In the Tserigiynгол-Burchin ore cluster (ЦБРУ) (see Fig. 2), magmatic rocks of the Tserigiynгол complex were sampled from the Upper Tserigiynгол (ВЦР) (samples Тс-13-33, Тс-15-75, Тс-13-30, Тс-09-55а) and Lower Burchin (НБР) plutons (Тс-800), the latter is cut by the northern contact of the Uchuglyk (УЛ) pluton. Magmatic rocks of the Kystarys complex were sampled from the South Sangilen belt (SSB (see Fig. 1): (I) – petrotypical Dzos-Khusuingol (ДХ) pluton in the eastern SSB (main phase, Тс-114, Тс-115), and vein leucogranite (Тс-116); (II) – Uchuglyk (УЛ) pluton (main phase, Тс-808); (III) – Temenchulu (ТЧ) pluton (main phase, Тс-09-43). See the compositions of these rocks in Appendix 1, tables 2 and 3.