

УДК 552.3+550.93+551.11+550.24

МАГМАТИЧЕСКИЕ И КСЕНОГЕННЫЕ ЦИРКОНЫ ИЗ ГРАНИТОИДОВ КААХЕМСКОГО БАТОЛИТА КАК ВОЗРАСТНЫЕ МАРКЕРЫ КОРЫ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ТАННУОЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА (*Восточная Тува*)

С.Н. Руднев¹, И.В. Кармышева¹, Д.В. Семенова¹, В.А. Яковлев¹, А.М. Сугоракова²

¹Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, 630090,
Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
667007, Кызыл, ул. Интернациональная, 117а, Республика Тыва, Россия

Приведены результаты исследований геологического строения, вещественного состава и возраста плагиогранитоидных ассоциаций восточной части Каахемского батолита (Восточная Тува), расположенного в зоне сочленения Таннуольской островной дуги (ТОД) венд-раннекембрийского возраста и докембрийских образований Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ). Формирование плагиогранитоидов в этом регионе происходило в аккреционно-коллизивной обстановке в диапазоне 490–450 млн лет. Фиксируются три импульса становления плагиогранитных ассоциаций (~489, ~476 и ~450 млн лет). По вещественному составу и возрасту плагиогранитоидные ассоциации восточной части Каахемского батолита не отличаются от плагиогранитоидных ассоциаций (500–450 млн лет) его западной части. Ксеногенные цирконы в изученных плагиогранитоидах восточной части Каахемского батолита имеют возрасты 2335–517 млн лет. Выделяются несколько возрастных кластеров ксеногенного циркона (524–517, 549–536, 615–586, 684–647, 739–735, 810–794, 842–827 и 2335 млн лет), отражающих гетерогенность коры в зоне сочленения ТОД и ТММ. Широкий диапазон возрастов и обилие ксеногенного циркона в плагиогранитоидах восточной части Каахемского батолита свидетельствуют о вкладе в гранитообразование более древних коровых источников на всех стадиях аккреционно-коллизивных процессов (от 490 до 450 млн лет). Значительно более узкий диапазон возрастов ксеногенного циркона (616–474 млн лет) и его низкие содержания в одновозрастных плагиогранитоидах западной части Каахемского батолита согласуются с их локализацией в пределах ТОД и относительной однородностью коры в области генерации кислых расплавов. На западе влияние более древних коровых источников было незначительным и проявлено только на заключительной стадии (~450 млн лет) аккреционно-коллизивных процессов.

Геохронология, магматический и ксеногенный циркон, Алтай-Саянская складчатая область, гранитоиды Восточной Тувы

MAGMATIC AND XENOGENIC ZIRCONS FROM GRANITOIDS OF THE KAA-KHEM BATHOLITH AS AGE MARKERS OF THE CRUST IN THE JUNCTION ZONE OF THE TANNU-OLA ISLAND ARC AND THE TUVA-MONGOLIAN MICROCONTINENT (*Eastern Tuva*)

S.N. Rudnev, I.V. Karmysheva, D.V. Semenova, V.A. Yakovlev, A.M. Sugorakova

We present the results of study of the geologic structure, petrologic composition, and age of plagiogranitoid associations in the east of the Kaa-Khem batholith (Eastern Tuva). The batholith is located in the junction zone of the Tannu-Ola island arc (TIA) of Vendian–early Cambrian age and the Precambrian rocks of the Tuva–Mongolian microcontinent (TMM). Plagiogranitoids of this region formed in an accretion–collision setting in the period 490–450 Ma. Three stages of formation of plagiogranitoid associations have been established (~489, ~476, and ~450 Ma). The plagiogranitoid associations in the east of the Kaa-Khem batholith do not differ in petrologic composition and age from the plagiogranitoid associations (500–450 Ma) in the west. Xenogenic zircons in the studied plagiogranitoids of the eastern Kaa-Khem batholith have ages of 2335–517 Ma. Their ages are divided into several clusters (524–517, 549–536, 615–586, 684–647, 739–735, 810–794, 842–827, and 2335 Ma) reflecting the heterogeneity of the crust in the TIA–TMM junction zone. The wide range of ages and the abundance of xenogenic zircons in plagiogranitoids of the eastern Kaa-Khem batholith testify to the contribution of older crustal sources to the granite formation at all stages of accretion–collision processes (from 490 to 450 Ma). The much narrower age range of xenogenic zircon (616–474 Ma) and its low contents in coeval plagiogranitoids of the western Kaa-Khem batholith are consistent with their localization within the TIA and the relative homogeneity of the crust in the area of felsic-melt generation. In the west, the influence of older crustal sources was insignificant and manifested itself only at the final stage (~450 Ma) of accretion–collision processes.

Geochronology, magmatic and xenogenic zircons, Altai–Sayan folded area, East Tuva granitoids

ВВЕДЕНИЕ

Батолиты являются неотъемлемой частью крупных складчатых сооружений, и на современном эрозионном срезе они представлены в виде разных по масштабам ареалов интрузивного магматизма, включающих разнообразные по времени становления, вещественному составу (гранитоиды и габброиды), источникам и геодинамической позиции комплексы [Зоненшайн и др., 1976; Моссаковский и др., 1993; Шенгер и др., 1994; Руднев, 2013; Цыганков и др., 2017; Ярмолук и др., 2019]. Одним из наглядных примеров в этом отношении являются раннепалеозойские батолиты Алтае-Саянской складчатой области (АССО) и Западной Монголии. Анализ имеющейся геохронологической информации по изотопному датированию (U-Pb, Ar-Ar методы) интрузивных ассоциаций этих регионов показывает, что их формирование происходило в широком возрастном диапазоне от 570 до 440 млн лет [Руднев, 2013]. В этом возрастном интервале выделяются несколько рубежей проявления гранитоидного и базитового магматизма, которые отражают закономерную смену геодинамических обстановок от субдукционной (570—520 млн лет) к аккреционно-коллизийной (510—440 млн лет). Установлено, что наиболее масштабное гранитообразование в этих регионах произошло в позднем кембрии—ордовике и связано с процессами аккреции и коллизии островных дуг, задуговых бассейнов, океанических поднятий и микроконтинентов, происходящими на фоне субсинхронного мантийного (плюмового) магматизма на всей территории АССО и Западной Монголии. Каахемский батолит, расположенный в раннекаледонских структурах АССО, в этом отношении является классическим примером (рис. 1). Наиболее детально гранитоидные и габброидные ассоциации изучены в западной части этого батолита. Вмещающими породами для них являются вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения венд-раннекембрийского возраста Таннуольской островной дуги (ТОД). Становление гранитоидов и габброидов в этом секторе Каахемского батолита происходило на протяжении ~120 млн лет и связано с субдукционным (572—518 млн лет) и аккреционно-коллизийным (510—450 млн лет) этапами [Руднев и др., 2006, 2015, 2020; Монгуш и др., 2011а, 2013; Руднев, 2013; Сугоракова, Хертек, 2017; Ойдуп и др., 2021]. В строении батолита гранитоиды имеют наиболее широкое развитие. Они представлены породами диорит-тоналит-плагиогранитной и гранодиорит-гранитной ассоциаций, которые по петрогеохимическим характеристикам относятся к толентовой и известково-щелочной сериям и имеют широкие вариации изотопных параметров [Руднев, 2013; Руднев и др., 2015, 2019, 2020]. В статье приведены новые данные по геологическому строению, геохронологии и составу гранитоидов восточной части Каахемского батолита, которые в совокупности с имеющимися материалами по гранитоидам западной части позволяют более полно расшифровать историю развития интрузивного магматизма, а также обосновать гетерогенность коры в области магнообразования.

Целью данной работы является выяснение последовательности становления, минералого-петрографического состава и петрохимических характеристик, а также оценка возраста коровых источников для гранитоидных ассоциаций восточной части Каахемского батолита. Выбор объекта исследования неслучаен и обусловлен тем, что гранитоидные комплексы, расположенные в восточной части Каахемского батолита, в отличие от западной его части, интродуцируют не только венд-раннекембрийские вулканогенные комплексы ТОД, но и докембрийские образования Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ), что позволяет оценить их влияние на формирование гранитоидов. Особое внимание было уделено ксеногенному циркону в гранитоидах, возраст и распространенность которого служат маркерами строения коры на уровне генерации расплавов. Кроме того, проведенные исследования дают возможность сравнить возрастную последовательность становления и вещественный состав гранитоидных ассоциаций восточной части Каахемского батолита с их аналогами в западной части (см. рис. 1), что позволяет проследить изменения характера источников в пространственно-временном аспекте.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания петрогенных элементов определены рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ARL-9900 XL в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск, Россия, аналитики Н.Г. Карманова, А.Н. Торяник) по методике [Карманова, Карманов, 2011].

U-Pb изотопные исследования циркона выполнены методом LA-SF-ICP-MS в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск) по единичным зернам циркона на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Element XR (Thermo Finnigan), соединенном с системой лазерной абляции UP-213 (New Wave Research) на основе ультрафиолетового Nd:YAGUV лазера с длиной волны 213 нм. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb} + \text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U . Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U (аналоговый режим). Диаметр лазер-

ного луча составлял 25 мкм, частота повторения импульсов 6 Гц и плотность энергии лазерного излучения примерно 3.5 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывались с помощью программы «Glitter» (GEMOC, университет Макуори, Австралия). U–Pb изотопные отношения нормализованы на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов TEMORA-2 [Black et al., 2004] и Plešovice [Slama et al., 2008]. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приведены на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией на уровне 2σ. Диаграммы с конкордией, а также гистограммы и кривые относительной вероятности возрастов построены с использованием программы Isoplot [Ludwig, 2003]. Католюминесцентные изображения цирконов получены на сканирующем электронном микроскопе LEO-1430 при ускоряющем напряжении 20 кВ в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследования являются гранитоидные ассоциации восточной части Каахемского батолита (слияния рек Кызыл-Хем и Балыктыг-Хем), локализованные в области сочленения вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений ТОД венд-раннекембрийского возраста и докембрийских комплексов ТММ. В работе использованы результаты геологических наблюдений и коллекции образцов, собранные в 80—83 гг. прошлого века А.Н. Дистановой и С.Н. Рудневым в разрезе от пос. Янзели до устья р. Унжей, а также материалы полевых наблюдений и аналитические данные, полученные авторами настоящей статьи в последние годы на этой же территории.

На изучаемом участке наблюдаются широкое развитие гранитоидных и габброидных ассоциаций, имеющих различный возраст и сложный характер взаимоотношений между собой. Результаты геологических и геохронологических исследований позволили установить, что в восточной части Каахемского батолита выделяется несколько этапов магматизма. Наиболее широкое развитие имеют породы диорит-тоналит-плагиогранитного состава, в меньшем объеме фиксируются породы гранодиорит-гранитного состава, а габброиды имеют локальное распространение. Следует также отметить, что выделение диорит-тоналит-плагиогранитных ассоциаций в самостоятельные ассоциации на исследуемой площади имеет ряд сложностей. С одной стороны, это связано с тем, что породы этих ассоциаций по текстурно-структурным особенностям и минералого-петрографическому составу практически не отличаются друг от друга, с другой, — все они имеют ярко выраженный гнейсовидный облик. Интрузивные контакты между разными по возрасту гранитоидными ассоциациями часто осложнены тектоническими нарушениями, зонами вязко- и хрупкопластичного течения вещества, а также внедрением различных по возрасту базитовых даек (рис. 2). В отдельных зонах, где наиболее интенсивно проявлены деформации, плагиогранитоиды приобретают структурно-текстурный облик, типичный для гранитогнейсов и бластомилонитов. Поэтому общие свойства плагиогранитоидных ассоциаций исследуемого района основаны на данных геологических наблюдений отдельных участков и обнажений с выяснением характера взаимоотношения пород и на геохронологических данных, а также результатах изучения минералого-петрографического и петрохимического состава пород.

На исследуемой площади породы основного состава представлены среднезернистыми и равномерно-зернистыми габбро-норитами, амфиболовыми габбро и такситовыми биотит-амфиболовыми габбро с элементами трахитоидности. Как правило, они наблюдаются в виде разнообразных по форме и размерам ксенолитов во всех плагиогранитоидных ассоциациях. Кроме того, присутствуют породы дайкового комплекса, образующие субвертикальные и наклонно залегающие тела среди плагиогранитоидов. Дайки сложены микрогаббро, диабазовыми порфиритами, встречаются и композитные дайки (габбро-гранитные минглинг-дайки) [Кармышева и др., 2020; Яковлев и др., 2022]. Характер взаимоотношений вышеперечисленных пород прослеживается в береговых обнажениях в правом борту рек Кызыл-Хем и Каа-Хем (см. рис. 2).

Вмещающими породами для гранитоидных и габброидных ассоциаций восточной части Каахемского батолита являются различные по возрасту, составу и геодинамической природе геологические образования, среди которых выделяются два типа, принципиально отличающиеся друг от друга. К первому типу относятся породы базальт-андезибазальт-риолитового комплекса и известняки венд-раннекембрийского возраста ТОД, которые наиболее широко развиты в правом и левом борту рек Каа-Хем, Кызыл-Хем и Балыктыг-Хем (см. рис. 1). Они наблюдаются в виде ксенолитов и крупных выходов среди плагиогранитоидов и в совокупности представляют отдельные фрагменты ТОД. Ко второму типу относятся гранитогнейсы (гранат ± кордиерит ± силлиманит ± биотит и амфибол-биотит), гнейсы и амфиболиты, встречающиеся в виде разнообразных по форме и размерам ксенолитов и крупных тел среди плагиогранитоидов. Породы аналогичного типа на современном эрозионном срезе наблюдаются в составе Агойского блока [Сугоракова, Хертек, 2017], ограничивающего с востока гранитоиды Каахемско-

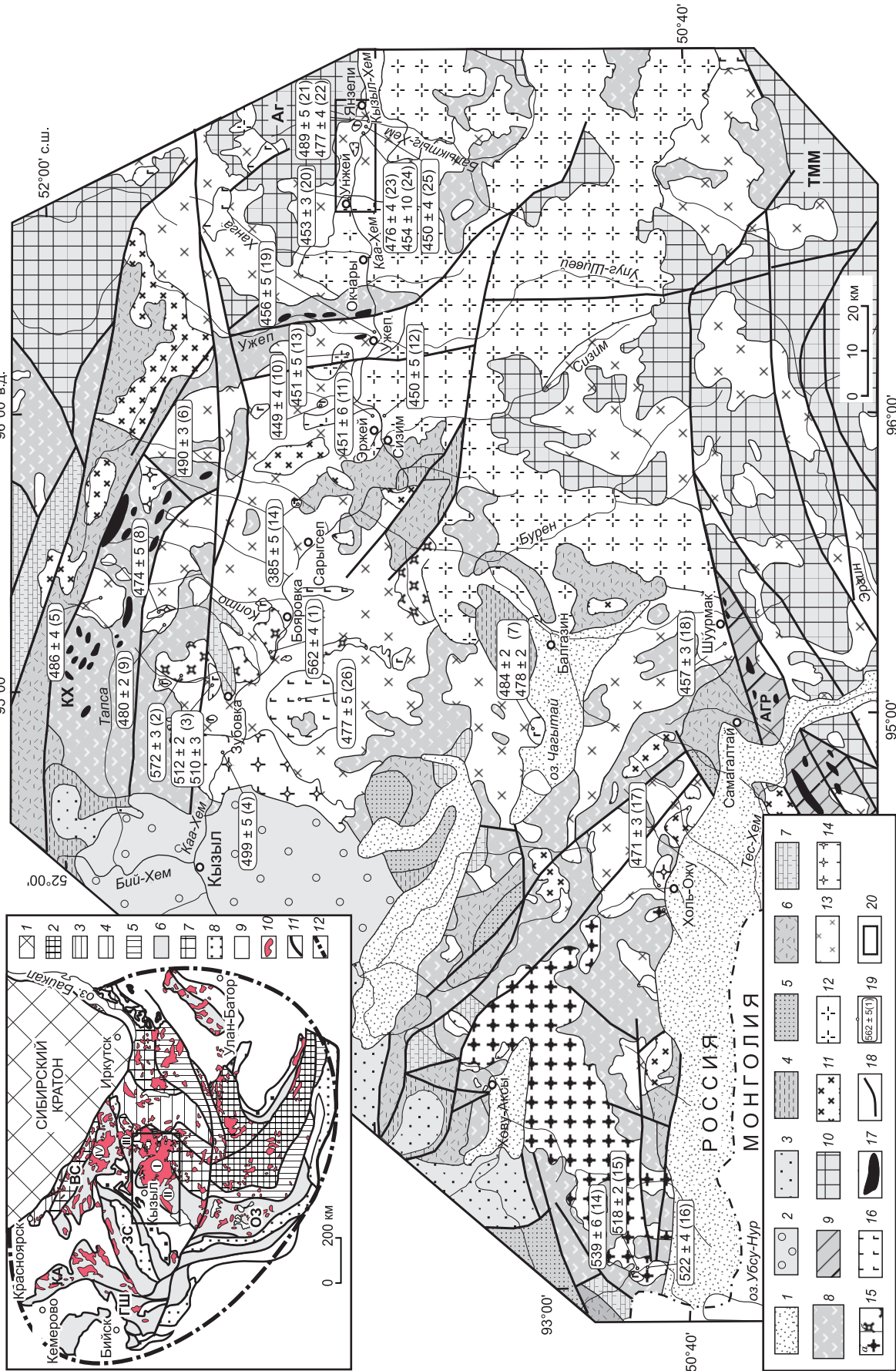


Рис. 1. Схема геологического строения Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов Восточной Тувы с вынесенными на ней результатами геохронологического датирования гранитоидов и габброидов, по данным [Монгуш и др., 2011а, 2013; Руднев и др., 2015, 2020; Суторова, Хертек, 2017; Ойдул и др., 2021].

Стратифицированные образования: 1 — четвертичные отложения; 2 — юрские осадочные и терригенные отложения; 3 — осадочные и терригенные отложения раннего и позднего карбона, нерасчлененные; 4 — красноцветные осадочные отложения позднего девона; 5 — осадочные и вулканогенно-осадочные отложения раннего и среднего девона; 6 — вулканогенные отложения раннего девона; 7 — терригенные и карбонатные отложения силура; 8 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения венда и раннего кембрия, нерасчлененные; 9 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения венда Агартатской офиолитовой зоны (АГР), нерасчлененные; 10 — докембрийские метаморфические образования Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ); интрузивные образования: 11—14 — гранитоидные ассоциации аккреционно-коллизийного этапа, $\text{C}_3\text{—O}_3$ (11 — брешский гранодиорит-гранит-лейкогранитный комплекс, D₁; 12 — гранодиорит-гранитная ассоциация «саржойского типа», O₃; 13 — диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации известково-щелочной серии низкоглиноземистого типа, нерасчлененные, $\text{C}_3\text{—O}_3$; 14 — диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации известково-щелочной серии высокоглиноземистого типа, $\text{C}_3\text{—O}_3$; 15 — гранитоидные ассоциации островодужного этапа: а — раннекембрийские диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации известково-щелочной и толеитовой серий низкоглиноземистого типа, б — поздненевские диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации толеитовой серии низкоглиноземистого типа; 16 — перидотит-пироксенит-габброноритовые и габбро-монцидиоритовые ассоциации, нерасчлененные, V—O₃; 17 — основные и ультраосновные образования офиолитового типа Агартатской зоны (АГР) и Каахемской зоны (КХ), V; 18 — тектонические нарушения; 19 — места отбора проб и результаты U-Pb (циркон) изотопного датирования гранитоидов и габброидов (млн лет), цифрами в круглых скобках даны названия массивов: 1 — Коптинский, 2 — Буренский, 3 — Зубовский, 4 — Теректып-Чедерский, 5 — Тапсинский, 6 — Караосский, 7 — Мажалыкский, 8, 9 — Байсютский и его обрамление, 10 — Шуйский, 11 — гранитоиды в районе пос. Эржей, 12 — Брешский, 13 — Байбалыкский, 14 — Ирбитейский, 15, 16 — обрамление Ирбитейского массива, 17 — Хольожинский, 18 — гранитоиды в районе пос. Шуурмак, 19 — гранитоиды в районе пос. Ужеп, 20 — гранитоиды и габброиды в районе слияния рек Кызыл-Хем и Балыктыг-Хем, 26 — Калбагдатский, 20 — площадь исследования. Аг — Агойский блок ТТМ. На врезке показана схема расположения раннепалеозойских гранитоидных батолитов Центрально-Азиатского складчатого пояса: 1 — Сибирская платформа; 2 — микроконтиненты с рифейские территории-карбонатным чехлом; 3 — рифтогенные комплексы (R₃); 4—6 — островодужные комплексы; 4 — позднерифейские, 5 — вендские, 6 — кембрийские; 7 — территории с раннекаледонской ремобилизацией коры; 8 — орогенные моласы ($\text{C}_3\text{—O}$) и осадочные бассейны (O—S), нерасчлененные; 9 — геологические комплексы среднего палеозоя и раннего мезозоя; 10 — гранитоидные батолиты; 11 — основные разломы; 12 — границы крупной изверженной провинции (Large Igneous Province, LIP [Руднев, 2013; Руднев и др., 2015]). Римскими цифрами показаны раннепалеозойские гранитоидные батолиты Тувы: I — Каахемский, II — Восточно-Таннуольский, III — Бийхемский, IV — Хамсаринский. Прямоугольником показана область, где проводились исследования. ВС — Восточный Саян, ГПШ — Гorney Шория, ЗС — Западный Саян, КА — Кузнецкий Алатая, ОЗ — Озерная зона.

го батолита (см. рис. 1). По минералого-петрографическому составу и внешнему облику они не отличаются от метаморфических пород Западного Сангилены ТММ (Юго-Восточная Тува) [Salnikova et al., 2001; Козаков и др., 2005; Karmysheva et al., 2021].

Вещественная характеристика и возраст гранитоидов

Вещественная характеристика

На исследованной площади выделены четыре гранитоидные ассоциации (от ранних к поздним): тоналит-плагиогранитная, диорит-тоналит-плагиогранитная, тоналит-плагиогранитная и гранодиорит (\pm кварцевый диорит)-гранитная.

Породы *тоналит-плагиогранитной* ассоциации наблюдаются в составе мелких и крупных интрузий как в восточной и центральной частях площади, в районе слияния рек Кызыл-Хем и Балыктыг-Хем, так и в западной части, в районе устья р. Унжей. Они прорываются породами более поздней диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации, а также композитными габбро-диорит-гранитными дайками (минглинг-дайки, см. рис. 2). Возраст последних, по данным U-Pb изотопного датирования циркона (LA-ICP-MS) из плагиогранитов минглинг-даек, составляет 477 ± 4 млн лет [Кармышева и др., 2020]. По минералого-петрографическому составу в этой ассоциации выделяются среднекрупнозернистые гнейсовидные биотит-амфиболовые тоналиты, плагиограниты (преобладают), лейкоплагиограниты и породы жильной серии. Минеральный состав: *тоналиты* — кварц (25—30 %), плагиоклаз (55—60 %), калиевый полевой шпат (1—5 %), амфибол (3—5 %), биотит (1—3 %), акцессорные минералы — циркон, апатит, сфен, эпидот, магнетит, пирит; *плагиограниты и лейкоплагиограниты* — кварц (30—45 %), плагиоклаз (45—55 %), калиевый полевой шпат (до 3 %), амфибол (3—4 %), биотит (1—2 %), набор акцессорных минералов аналогичен тоналитам. Породы жильной серии, завершающие формирование этой ассоциации, образуют тела мощностью 5—20 см, встречаются крайне редко, характеризуются среднекрупнозернистым строением и по минералого-петрографическому составу идентичны плагиогранитам.

Породы второй *диорит-тоналит-плагиогранитной* ассоциации доминируют в изученном районе. Они наблюдаются в восточной части исследуемой площади, где прорывают метаморфические образования Агой-

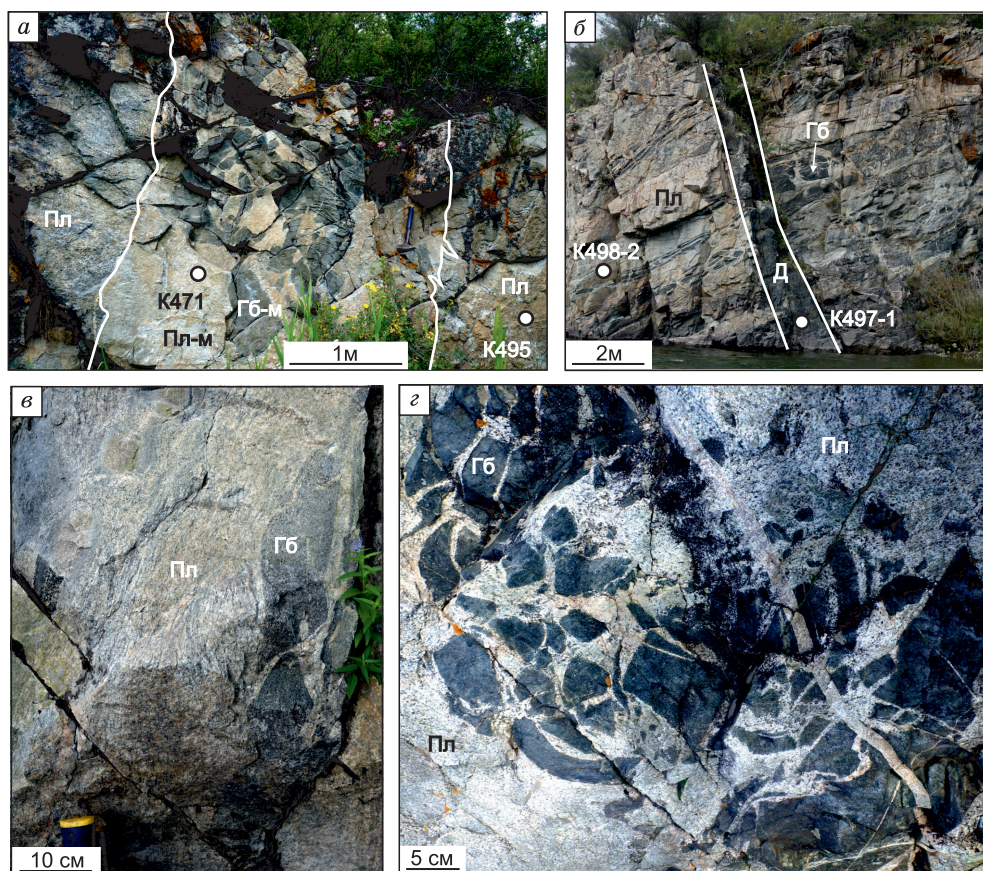


Рис. 2. Геологические взаимоотношения плагиогранитоидов, габброидов и пород дайкового комплекса в восточной части Каахемского батолита (слияние рек Кызыл-Хем и Балыктыг-Хем).

a — габбро-гранитная минглинг-дайка (477 ± 3 млн лет, пр. К471), секущая гнейсовидные плагиограниты (489 ± 5 млн лет, пр. К495-1) ранней тоналит-плагиогранитной ассоциации; *б* — дайка микрогаббро (454 ± 10 млн лет, пр. К497-1), секущая гнейсовидные плагиограниты из диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации (476 ± 4 млн лет, пр. К498-2), и зоны габбро-гранитного меланжа; *в* — вязкопластичные деформации, наложенные на породы ранней тоналит-плагиогранитной ассоциации (489 ± 5 млн лет) и расположенные в них ксенолиты габброидов; *г* — хрупкопластичные деформации, наложенные на породы диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации (476 ± 4 млн лет), и расположенные в них ксенолиты габброидов. Гб-м — габбро из минглинг-дайки, Гб — габбро из ксенолита, Д — микрогаббро, Пл — плагиограниты, Пл-м — плагиограниты из минглинг-дайки.

ского блока, а также в центральной части, где прорывают породы ранней тоналит-плагиогранитной ассоциации. По составу выделяются гнейсовидные среднезернистые биотит-амфиболовые кварцевые диориты, амфибол-биотитовые тоналиты и плагиограниты, образующие самостоятельные интрузивные фазы. Кварцевые диориты и тоналиты являются наиболее распространенными, а плагиограниты, в отличие от них, имеют ограниченное развитие. Интрузивные образования этой ассоциации прорываются породами более поздней тоналит-плагиогранитной ассоциации и многочисленными габбро-гранитными минглинг-дайками с U-Pb возрастом ~ 477 млн лет (циркон, LA-ICP-MS) [Кармышева и др., 2020], а также дайками микрогаббро с U-Pb возрастом 454 ± 10 млн лет (циркон, LA-ICP-MS) [Яковлев и др., 2022] (см. рис. 2). По структурно-текстурным особенностям и минералого-петрографическому составу тоналиты и плагиогранитоиды этой ассоциации практически не отличаются от пород предшествующей ассоциации, за исключением постоянного преобладания биотита над амфиболом и более высокого содержания сфена, апатита и иногда присутствием акцессорного граната.

Породы третьей *тоналит-плагиогранитной* ассоциации имеют ограниченное развитие и слагают небольшую интрузию в центральной части исследуемой площади, в правом борту р. Каа-Хем, ниже слияния рек Кызыл-Хем и Каа-Хем. Они включают лейкократовые среднезернистые гнейсовидные биотитовые тоналиты и плагиограниты, среди которых последние резко преобладают. Геологические наблюдения показывают, что породы этой ассоциации прорывают породы предшествующих гранитоидных ассоциаций и в то же время сами секутся порфиоровидными массивными гранодиоритами и гранитами «сархойского типа» [Руднев и др., 2015, 2020]. Минеральный состав и количественные со-

держания породообразующих минералов пород этой ассоциации типичны для тоналитов и плагиогранитов: кварц (25—47 %), плагиоклаз (40—55 %), калиевый полевой шпат (5—7 %). Среди темноцветных минералов присутствует только биотит (до 3 %), акцессорные минералы — циркон, апатит, сфен, эпидот, магнетит, иногда монацит.

Четвертая *гранодиорит-гранитная* ассоциация («сархойский тип») на исследованной площади представлена в составе мелких интрузивных тел и жильных образований, прорывающих породы вышеописанных плагиогранитоидных ассоциаций. В составе этой ассоциации выделяются биотит-амфиболовые гранодиориты, амфибол-биотитовые граниты и лейкограниты. Все разновидности пород этой ассоциации имеют характерное массивное строение и порфирировидный облик главным образом за счет крупных выделений калиевого полевого шпата. По внешнему облику и минералого-петрографическому составу они имеют полное сходство с гранодиоритами, гранитами и лейкогранитами, описанными в составе Бренского, Байбалыкского и других массивов (453—450 млн лет) [Руднев, 2013; Руднев и др., 2020], расположенных в западной части Каахемского батолита между поселками Сизим и Унжей (см. рис. 1).

Геохронологические исследования

Для определения возраста пород ранней *тоналит-плагиогранитной* ассоциации была изучена монофракция циркона (пр. К495-1) из среднезернистых меланократовых биотит-амфиболовых плагиогранитов, отобранных в береговом скальном обнажении в правом борту р. Кызыл-Хем, приблизительно в 1 км выше слияния р. Кызыл-Хем и Балыктыг-Хем. В катодоллюминесценции (КЛ) цирконы характеризуются сложным строением и многообразием форм выделения (рис. 3). Для цирконов всех проб выделяются два типа. К первому типу относятся цирконы, имеющие магматическую природу, т. е. цирконы, кристаллизовавшиеся непосредственно из плагиогранитного расплава и характеризующие время кристаллизации плагиогранитоидов. Ко второму типу относятся цирконы, имеющие ксеногенную природу, т. е. цирконы, захваченные плагиогранитным расплавом из пород на уровне генерации расплава или вмещающих пород различного возраста и происхождения. Магматические цирконы представлены идиоморфными кристаллами светло-розового цвета, с ровными гранями и ребрами. В режиме КЛ они имеют осцилляторную магматическую зональность. Аналитические исследования по магматическим цирконам проведены по 30 точкам. Из них только по 15 точкам (зернам) было получено конкордантное значение возраста, равное 489 ± 5 млн лет (СКВО = 0.63) (рис. 4; дополнительные материалы, https://sibran.ru/journals/Suppl_Rudnev_all.pdf, табл. S1), отвечающее времени кристаллизации плагиогранитного расплава. Отношения Th/U в них варьируют от 0.17 до 0.68, что характерно для магматических цирконов.

Ксеногенные цирконы из пр. К495-1 представлены преимущественно самостоятельными призматическими кристаллами, со слегка сглаженными ребрами и гранями и без каких-либо признаков обрастания их каймами магматического циркона, кристаллизовавшегося из плагиогранитного расплава. Кроме того, ксеногенные цирконы присутствуют во внутренних частях магматического циркона. В этом случае они обнаруживают более разнообразные формы: призматические со сглаженными ребрами и гранями, обломки призматических кристаллов, а также изометричные зерна без признаков огранки (см. рис. 3). В КЛ все изученные ксеногенные цирконы также имеют осцилляторную магматическую зональность. Значения Th/U отношений этих цирконов варьируют преимущественно в диапазоне от 0.21 до 1.21. Конкордантные значения возрастов, полученные U-Pb изотопным методом по 20 точкам ксеногенного циркона, изменяются от 518 до 2335 млн лет (см. рис. 4, доп. материалы, табл. S1). Преобладают зерна с возрастными от 847 до 520 млн лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), и только одно зерно имеет конкордантный возраст 2335 ± 34 млн лет (по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Из всей совокупности полученных аналитических данных условно выделяются несколько возрастных кластеров (520 ± 5 , 542 ± 4 , 591 ± 10 , 670 ± 12 , $739\text{--}735$, 805 ± 14 и 2335 ± 34 млн лет).

Для определения возраста пород второй *диорит-тоналит-плагиогранитной* ассоциации был исследован циркон из среднезернистых амфибол-биотитовых плагиогранитов (пр. К498-2), отобранных в береговом скальном обнажении в правом борту р. Каа-Хем, приблизительно в 2.7 км ниже слияния рек Кызыл-Хем и Балыктыг-Хем. В монофракции фиксируются также цирконы магматического генезиса, т. е. кристаллизовавшегося непосредственно из плагиогранитного расплава, и ксеногенные цирконы (см. рис. 3). Обращает на себя внимание, что доминируют ксеногенные цирконы, а цирконы магматического генезиса количественно им уступают. Магматические цирконы представлены идиоморфными призматическими кристаллами светло-розового и розово-желтого оттенков с ровными гранями и ребрами. В режиме КЛ они характеризуются осцилляторной магматической зональностью. Значения Th/U отношений составляют 0.10—0.63. Конкордантное значение возраста (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), полученное по 10 зернам магматического циркона составляет 476 ± 4 млн лет (СКВО = 0.30) (см. рис. 4; доп. материалы, табл. S1). Значение возраста (476 ± 4 млн лет), полученное по магматическим цирконам из плагиогранитоидов этой ассоциации, в пределах ошибки совпадает с временем становления габбро-гранитных

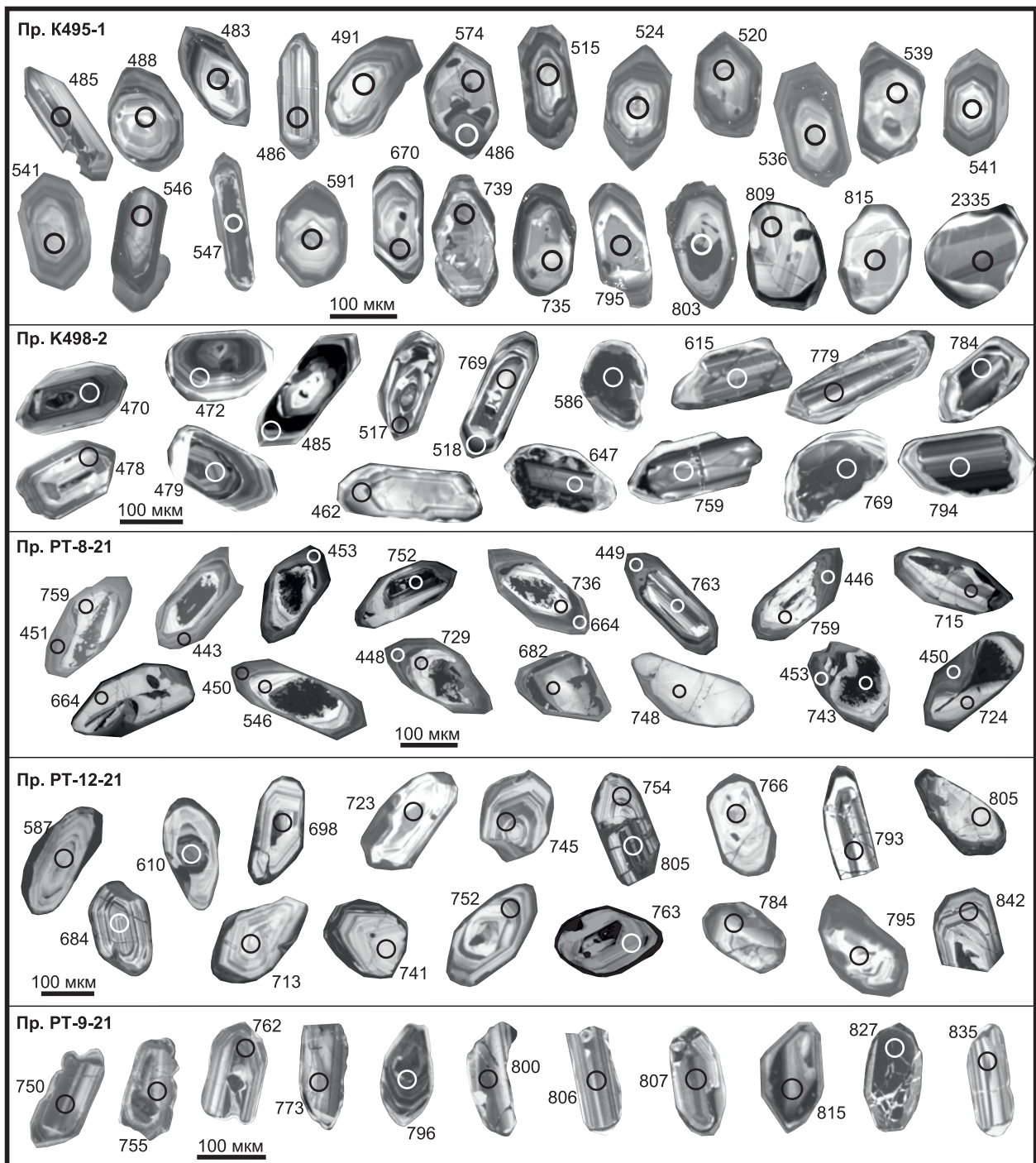


Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения (КЛ) зерен циркона из плагиогранитоидов восточной части Каахемского батолита.

Цифрами указан возраст (млн лет).

минглинг-даек (плагиогранитные жилы из минглинга, 477 ± 4 млн лет [Кармышева и др., 2020; Яковлев и др., 2022]), прорывающих эти плагиогранитоиды.

Ксеногенные цирконы в породах этой ассоциации характеризуются теми же морфологическими особенностями, что и ксеногенные цирконы из плагиогранитоидов первой ассоциации. В режиме КЛ они имеют преимущественно ярко выраженную магматическую зональность (см. рис. 3). Для 26 зерен ксеногенного циркона Th/U отношения варьируют в диапазоне 0.23–1.22. Конкордантные значения возраста для них находятся в интервале от 794 до 499 млн лет (см. рис. 4, доп. материалы, табл. S1). По

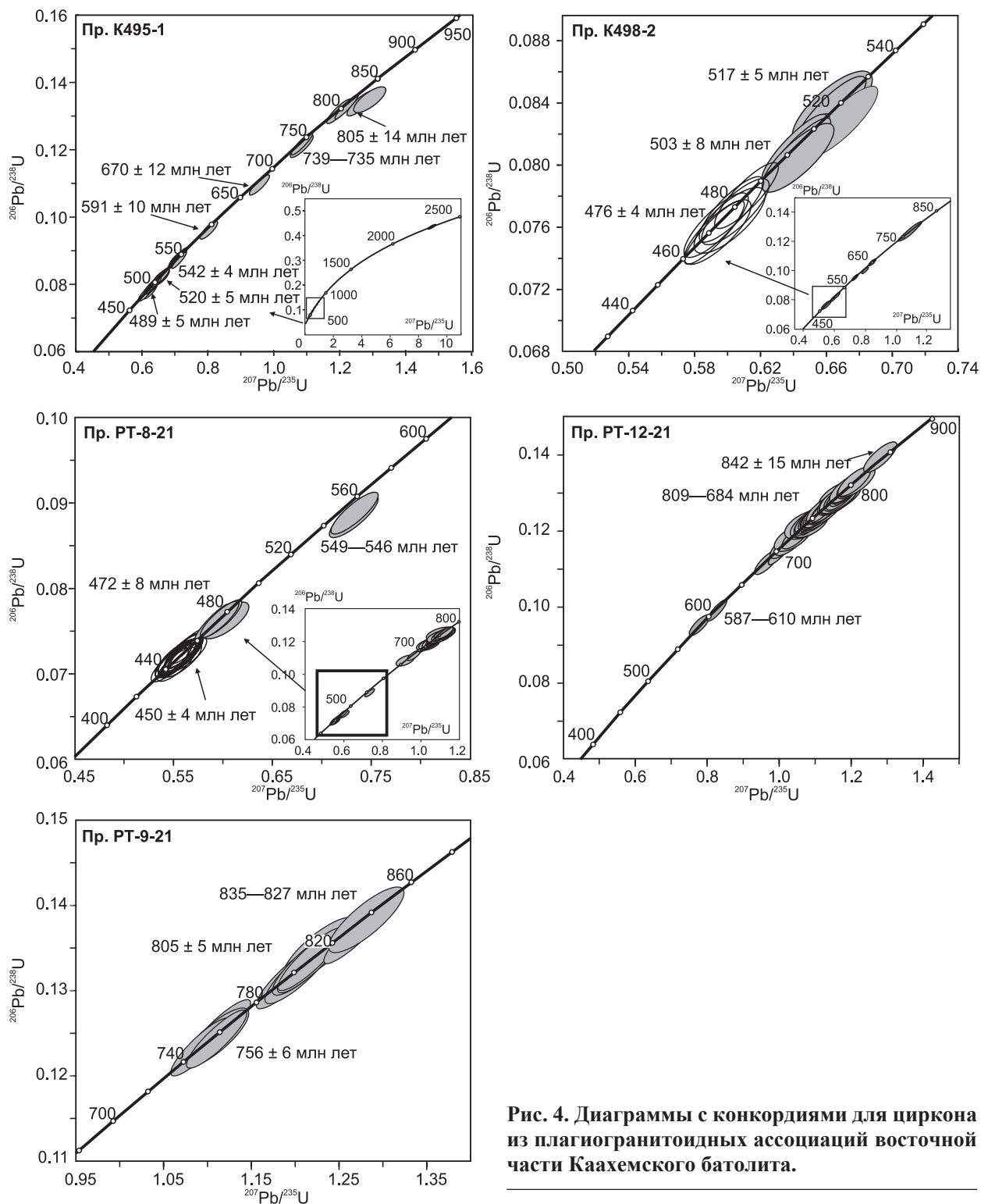


Рис. 4. Диаграммы с конкордиями для циркона из плагиогранитоидных ассоциаций восточной части Каахемского батолита.

значениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста выделяются несколько возрастных кластеров (503 ± 8 , 517 ± 5 , 586 ± 10 , 615 ± 10 , 647 ± 15 и $794\text{—}747$ млн лет), которые практически совпадают с таковыми по ксеногенному циркону из пород предшествующей ассоциации.

Для третьей *тоналит-плагиогранитной* ассоциации были изучены несколько монофракций циркона из среднезернистых лейкократовых биотитовых плагиогранитов (пробы РТ-8-21, РТ-12-21, РТ-9-21), отобранных в береговых и склоновых скальных обнажениях в правом борту р. Каа-Хем, приблизительно в 0.7—1.0 км ниже слияния рек Кызыл-Хем и Балыктыг-Хем. Следует отметить, что тоналиты и плагиограниты этой ассоциации характеризуются высокими содержаниями циркона, среди которого

преобладают ксеногенные зерна, а магматические цирконы, кристаллизовавшиеся из плагиогранитного расплава, имеют резко подчиненное развитие. Магматические цирконы из биотитовых плагиогранитов (пр. РТ-8-21) представлены идиоморфными призматическими кристаллами светло-розового цвета, с ровными гранями и ребрами. В КЛ они имеют осцилляторную магматическую зональность (см. рис. 3). Для 18 магматических цирконов получено конкордантное значение возраста 450 ± 4 млн лет (СКВО = 0.93) (см. рис. 4), отвечающее времени кристаллизации плагиогранитов данной ассоциации. Th/U отношения в цирконах варьируют от 0.25 до 0.49. Дополнительные U-Pb изотопные исследования по магматическому циркону из проб РТ-12-21, РТ-9-21 не проводились.

Для получения значительно большей информации о диапазоне возрастов ксеногенного циркона в породах третьей плагиогранитоидной ассоциации помимо пр. РТ-8-21 дополнительно были изучены цирконы из проб РТ-12-21, РТ-9-21. Исследования ксеногенного циркона третьей тоналит-плагиогранитной ассоциации показали, что среди них преимущественное развитие имеют зерна призматического габитуса или их фрагменты со сглаженными ребрами и гранями и ярко выраженной осцилляторной магматической зональностью. Кроме того, наблюдаются зерна с овальной формой и признаками осцилляторной зональности, а также зерна, которые не обнаруживают каких-либо признаков кристаллографической огранки и зональности, а в режиме КЛ имеют однородную светлую или темную окраску. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты, полученные по 31 зерну ксеногенного циркона (пр. РТ-8-21), имеют диапазон от 763 до 470 млн лет. Преобладают ксеногенные цирконы с возрастными от 763 до 664 млн лет. Их фигуративные точки непрерывно располагаются вдоль конкордии (см. рис. 4), что, вероятнее всего, указывает на процессы омоложения, связанные с частичной потерей радиогенного свинца. Значения Th/U отношений варьируют от 0.07 до 1.00 (см. доп. материалы, табл. S1). Ксеногенные цирконы с возрастными 474—470 совпадают с временем формирования пород диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации, описанной выше, а цирконы с возрастными 549—546 млн лет не отличаются от ксеногенных цирконов из пород предшествующих ассоциаций. Изотопные данные по ксеногенному циркону из тоналитов (пр. РТ-9-21) и лейкоплагиогранитов (пр. РТ-12-21) этой же ассоциации дают близкий диапазон возрастов (842—587 млн лет, см. рис. 3, доп. материалы, табл. S1) при схожей морфологии зерен.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Данные по содержанию петрогенных компонентов в плагиогранитоидных ассоциациях восточной части Каахемского батолита представлены в табл. S2 (см. доп. материалы).

Наиболее ранняя ассоциация (489 ± 5 млн лет), представленная тоналитами, плагиогранитами и лейкоплагиогранитами, характеризуется SiO_2 от 66.57 до 76.52 мас. %. Как видно на вариационных диаграммах (рис. 5), по мере возрастания кремнекислотности пород отмечается снижение содержаний $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (6.44—3.85 мас. %), Na_2O (4.80—3.68 мас. %) и K_2O (1.64—0.97 мас. %). В этом ряду также фиксируется снижение Fe_2O_3 (4.77—1.40 мас. %), MgO (1.28—0.30 мас. %), CaO (4.20—3.02 мас. %), TiO_2 (0.52—0.08 мас. %) и P_2O_5 (0.18—0.03 мас. %). Исключение составляет только дайка плагиогранита (пр. РТ-1-21, см. доп. материалы, табл. S2), завершающая становление этой ассоциации, имеющая более высокое содержание K_2O (2.32 мас. %) и общую щелочность при SiO_2 70.20 мас. %. На диаграмме $\text{SiO}_2\text{—FeO}_{\text{общ.}}/(\text{FeO}_{\text{общ.}} + \text{MgO})$ точки состава пород этой ассоциации располагаются в поле магнезиальных гранитоидов, а на диаграмме A/CNK—A/NK (индекс Шенда 0.95—1.05) — в области метаглиноземистых гранитоидов.

Интрузивные образования второй ассоциации (476 ± 4 млн лет), представленной кварцевыми диоритами, тоналитами и плагиогранитами, характеризуются более широким диапазоном кремнекислотности ($\text{SiO}_2 = 58.41\text{—}70.83$ мас. %). Для пород этой ассоциации от ранних фаз внедрения к поздним отмечается плавное снижение концентраций $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (6.44—3.85 мас. %), а также Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 и P_2O_5 . В целом по этим петрогенным оксидам они практически не отличаются от пород ранней ассоциации при близкой кремнекислотности, исключением являются кварцевые диориты. На диаграмме A/CNK—A/NK породы этой ассоциации характеризуются более широкими значениями индекса Шенда (0.87—1.15) и варьируют от преимущественно метаглиноземистых до высокоглиноземистых гранитоидов. Тоналиты, плагиограниты и лейкоплагиограниты третьей ассоциации (450 ± 4 млн лет) по содержанию петрогенных компонентов практически не отличаются от пород второй ассоциации. Некоторые отличия фиксируются только по трендам изменения их состава. По мере возрастания кремнекислотности пород ($\text{SiO}_2 = 65.82\text{—}76.17$ мас. %) отмечается постепенное возрастание содержаний $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (3.98—5.35 мас. %), главным образом за счет повышения содержаний K_2O (0.73—1.99 мас. %), при практически постоянных Na_2O (3.23—3.87 мас. %).

Таким образом, исследуемые плагиогранитоидные ассоциации, несмотря на существенные различия по возрасту, не обнаруживают каких-либо существенных различий по содержанию петрогенных оксидов (за исключением кварцевых диоритов второй ассоциации) и, как видно из диаграмм на рис. 5,

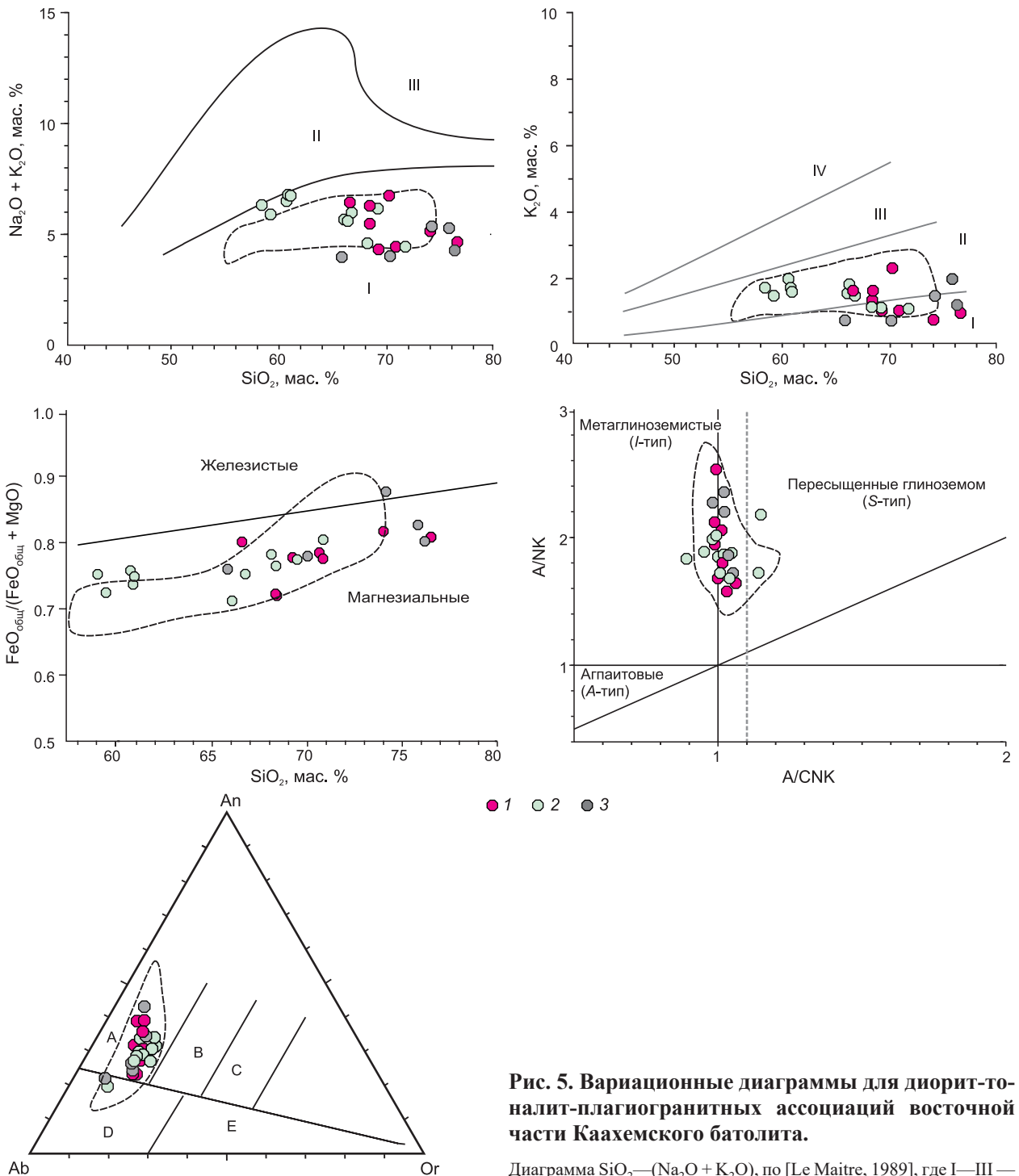


Рис. 5. Вариационные диаграммы для диорит-тоналит-плаггиогранитных ассоциаций восточной части Каахемского батолита.

Диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, по [Le Maitre, 1989], где I—III — поля состава пород (I — нормальной щелочности, II — умеренной щелочности, III — повышенной щелочности); диаграмма SiO_2 — K_2O , по [Rickwood, 1989], где I—IV — поля состава пород (I — низкокальциевые, II — умеренно кальциевые; III, IV — высококальциевые); диаграмма SiO_2 — $\text{FeO}_{\text{общ.}}/(\text{FeO}_{\text{общ.}} + \text{MgO})$, по [Frost et al., 2001]; диаграмма A/NK—A/CNK, по [Maniar, Piccoli, 1989]; диаграмма Ab—An—Or, по [O'Connor, 1965], где показаны стандартные поля для разных типов кислых пород (Ab — альбит, An — анортит, Or — ортоклаз, A — тоналиты, B — гранодиориты, C — адамелиты, D — трондземиты, E — граниты). Результаты анализов — см. табл. S2 (доп. материалы). Штриховой линией показаны поля состава кембро-ордовикских диорит-тоналит-плаггиогранитных ассоциаций западной части Каахемского батолита [Руднев и др., 2006, 2015, 2020].

1 — тоналит-плаггиогранитная ассоциация, 489 ± 5 млн лет; 2 — диорит-тоналит-плаггиогранитная ассоциация, 576 ± 4 млн лет; 3 — тоналит-плаггиогранитная ассоциация, 450 ± 4 млн лет.

образуют однонаправленные и взаимопересекающиеся эволюционные тренды. По петрохимическим характеристикам плагиогранитоидные ассоциации восточной части Каахемского батолита отвечают гранитоидам известково-щелочной серии нормального ряда с низкими и умеренными содержаниями K_2O . На диаграмме $SiO_2-FeO_{\text{общ.}}/(FeO_{\text{общ.}} + MgO)$ они отвечают гранитоидам магнезиального типа.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возрастные рубежи формирования интрузивных ассоциаций и их геодинамическая позиция. Результаты геологических и геохронологических исследований интрузивных ассоциаций восточной части Каахемского батолита, расположенных в зоне сочленения венд-раннекембрийской ТОД и докембрийских образований ТММ, свидетельствуют о формировании в интервале времени от 490 до 450 млн лет. Интрузивные ассоциации, сформировавшиеся в этом возрастном диапазоне, представлены преимущественно породами диорит-тоналит-плагиогранитного состава, в меньшей степени гранодиорит-гранитного и базитового. Выделяются три возрастных уровня формирования плагиогранитных ассоциаций (489 ± 5 , 476 ± 4 , 450 ± 4 млн лет), которые свидетельствуют о многоэтапном и продолжительном гранитоидном магматизме. Важно отметить, что плагиогранитоидные ассоциации по времени становления, как видно на рис. 6, а, обнаруживают полное сходство с временем становления (500—450 млн лет) плагиогранитных ассоциаций аккреционно-коллизийного этапа в западной части этого же батолита (Теректыг-Чедерский массив — 499 ± 5 млн лет, Караосский массив — 490 ± 3 млн лет, Тапсинский массив — 486 ± 4 млн лет, Байсютский массив и его обрамление — 480 ± 2 и 474 ± 5 млн лет и интрузии района поселков Эржей и Ужеп — 456–450 млн лет, см. рис. 1). Это свидетельствует о синхронности проявления плагиогранитоидного магматизма в различных частях Каахемского интрузивного ареала. Вышеизложенные материалы по возрасту, последовательности становления и геологическим взаимоотношениям гранитоидных ассоциаций восточной части Каахемского батолита с вмещающими их породами, а также общие региональные закономерности проявления интрузивного магматизма (гранитоидного и базитового) в других магматических ареалах Восточной Тувы позволяют также связать формирование трех изученных плагиогранитоидных ассоциаций с аккреционно-коллизийными процессами. Характерной особенностью этих ассоциаций восточной части Каахемского батолита, в отличие от его западной части, является ярко выраженная гнейсовидность пород. При этом степень разгнейсования всех плагиогранитоидных ассоциаций отчетливо возрастает по мере приближения к Агойскому блоку.

На исследованной площади широко распространены габброиды (амфиболовые габбро, такситовые биотит-амфиболовые габбро и габбронориты, габбро-диориты), которые преимущественно наблю-

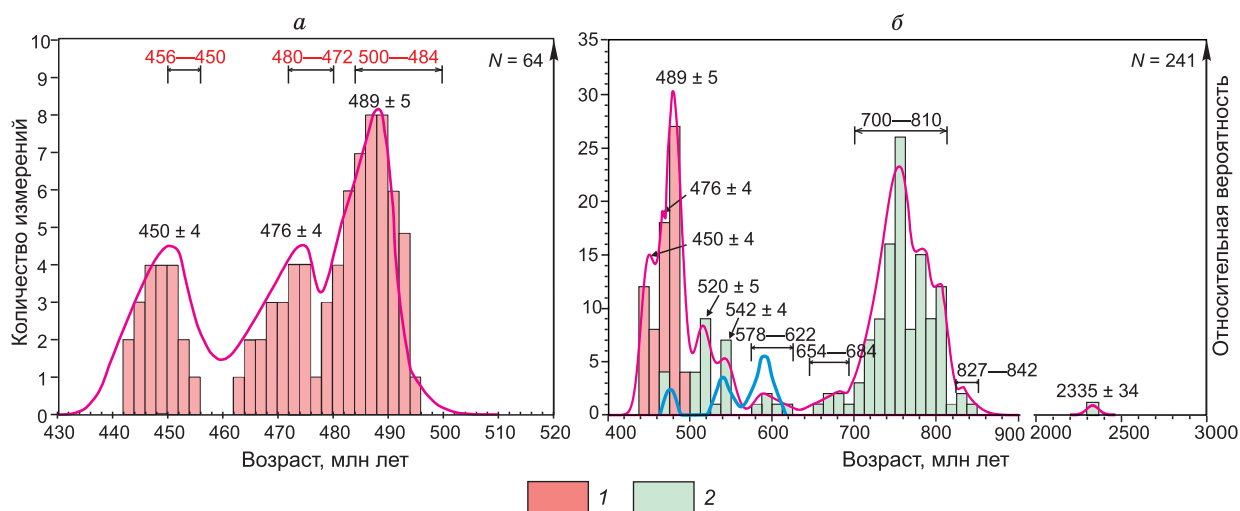


Рис. 6. Гистограммы и кривые относительной вероятности возрастов магматического (1) и ксеногенного (2) цирконов из плагиогранитоидных ассоциаций восточной части Каахемского батолита.

а — гистограмма и кривая относительной вероятности магматических цирконов ($N = 64$) из плагиогранитоидных ассоциаций восточной части Каахемского батолита с вынесенными на ней среднестатистическими значениями возрастов, млн лет (по данным табл. S1, см. доп. материалы). В верхней части рисунка красными цифрами показаны диапазоны возрастов становления плагиогранитных ассоциаций кембро-ордовикского возраста западной части Каахемского батолита; б — сводная гистограмма и кривая относительной вероятности магматических ($N = 64$) и ксеногенных цирконов ($N = 177$) с вынесенными на ней среднестатистическими и вариабельными значениями возрастов, млн лет. Синим цветом показана кривая относительной вероятности возрастов ксеногенного циркона ($N = 20$, по данным [Руднев и др., 2020]) из кембро-ордовикских плагиогранитных ассоциаций западной части Каахемского батолита. N — количество измерений.

даются в виде ксенолитов или крупных тел в плагиогранитоидах разных возрастных уровней, а также даек (диориты, диорит-порфиры и минглинг-дайки), прорывающих плагиогранитоиды. По мере приближения к Агойскому блоку масштабы развития габброидов и базитовых даек существенно возрастают. Вопрос о возрасте габброидов и послегранитных базитовых даек в восточной части Каахемского батолита остается до конца не решенным. Тем не менее присутствие даек базитового состава как минимум двух возрастных уровней (~477 и ~450 млн лет) [Кармышева и др., 2020; Яковлев и др., 2022] указывает на длительное существование очагов базитовых магм под коллизионным сооружением.

По петрохимическому составу все изученные плагиогранитоидные ассоциации восточной части Каахемского батолита относятся к породам известково-щелочной серии нормального ряда (см. рис. 5). Обращает на себя внимание, что плагиогранитоидные ассоциации восточной части Каахемского батолита по петрохимическим характеристикам и индикаторным отношениям сопоставляются с аналогичными по возрасту плагиогранитоидными ассоциациями западной части этого же батолита [Руднев и др., 2015, 2020].

U-Pb изотопный возраст ксеногенного циркона. Результаты исследований показали, что плагиогранитоидные ассоциации восточной части Каахемского батолита, формировавшиеся в диапазоне возрастов от 490 до 450 млн лет, характеризуются существенно большим содержанием ксеногенного циркона, чем одновозрастные (500—450 млн лет) плагиогранитоидные ассоциации его западной части. Такое неравномерное распределение ксеногенного циркона в одновозрастных плагиогранитоидных ассоциациях, но расположенных в различных частях одного магматического ареала, вероятнее всего, связано с составом коры в области магмогенерации и вовлечением различных пород в формирование плагиогранитоидных расплавов.

Геохронологические исследования ксеногенного циркона (177 конкордантных значений) из плагиогранитоидных ассоциаций восточной части Каахемского батолита указывают, что их возрасты варьируют в широком диапазоне от 2335 до 520 млн лет (см. доп. материалы, табл. S1, рис. 4). На рисунке 6, б показана гистограмма и кривая относительной вероятности возрастов ксеногенного циркона из изученных плагиогранитоидных ассоциаций. Условно выделяются несколько возрастных кластеров (524—517, 549—536, 615—586, 684—647, 842—735 и 2335 млн лет) с пиками ~520, ~540, ~588, ~670 и 760 млн лет. Широкий диапазон возрастов ксеногенного циркона однозначно свидетельствует о гетерогенности коры в зоне сочленения ТОД и ТТМ, сложенной различными по возрасту, составу и геодинамической природе комплексами. Предполагается несколько источников, которые принимали участие в формировании исходных расплавов для исследуемых плагиогранитоидных ассоциаций восточного сегмента Каахемского батолита.

1. Ксеногенные цирконы первых трех возрастных кластеров (524—517, 549—536, 615—586 млн лет, пики на ~520, 542 и 588 млн лет), учитывая их морфологические особенности и магматическую природу, сопоставляются по времени образования с островодужными вулканогенными образованиями вендского и раннекембрийского возрастов ТОД, а также офиолитовыми/океаническими комплексами вендского возраста (560—570 млн лет, Агардагская, Каахемская и Куртушибинская зоны) Восточной и Юго-Восточной Тувы, фрагменты которых локализованы как в обрамлении, так и во внутренних частях Каахемского батолита (см. рис. 1) [Pfähnder et al., 2002; Монгуш и др., 2011б]. Вышеуказанные возрастные пики (по данным 20 измерений [Руднев и др., 2020]) ксеногенного циркона, наблюдаемые в плагиогранитоидах восточной части Каахемского батолита, совпадают с возрастными становления венд-раннекембрийских островодужных плагиогранитоидных ассоциаций западной части Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов (572—518 млн лет) [Руднев и др., 2006, 2015, 2020; Монгуш и др., 2011а], а также с возрастными плагиогранитов (590 и 630 млн лет) из валунов и галек в составе конгломератового горизонта баянкольской свиты нижнего кембрия Систигхемского прогиба Тувы [Бродникова и др., 2022].

2. Ксеногенные цирконы с возрастными 842—647 млн лет (основной пик ~750—760 млн лет, см. рис. 6, б) имеют наиболее широкое распространение в плагиогранитоидах восточной части Каахемского батолита. В то время как в плагиогранитоидах его западной части ксеногенные цирконы с такими возрастными не установлены. Ксеногенные цирконы этого возрастного уровня имеют преимущественно округлые формы зерен или представляют обломки призматических кристаллов. Учитывая эти возрастные даты по ксеногенным цирконам, а также геологическое строение сопредельных территорий, можно полагать, что наиболее вероятными их источниками служили осадочные породы, образованные за счет разрушения и сноса интрузивных и вулканогенных комплексов, формировавшихся в возрастном диапазоне от ~850 до ~640 млн лет в разнообразных по геодинамической природе территориях (окраинно-континентальные, островодужные и офиолитовые комплексы). Среди них можно отметить интрузивные и вулканогенные комплексы Восточного Саяна (Шишхидская островная дуга, сархойская серия, сумсунурский комплекс, Окинская аккреционная призма и др. [Федотова, Хаин, 2002; Кузьмичев, 2004; Кузьмичев, Ларионов, 2013; Kuzmichev, 2015; Дамдинов и др., 2020]) и Северо-Восточной Тувы (Хам-

саринский террейн [Школьник и др., 2021]). Обращает на себя внимание сходство диапазона возрастов ксеногенного циркона из плагиогранитоидных ассоциаций восточной части Каахемского батолита с возрастными детритовыми цирконами из метатерригенных отложений чехла ТММ. К их числу относятся детритовые цирконы из метатерригенных пород моренского и эрзинского комплексов Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува), возрасты которых преимущественно варьируют в диапазоне 820—705 млн лет (единичные зерна с возрастными 2.60—1.94 млрд лет) [Козаков и др., 2005]. Среди других примеров можно отметить детритовые цирконы с возрастными 2.64—0.50 млрд лет (с максимумом ~ 800 млн лет [Иванов и др., 2020]) из терригенных пород шурмакской свиты раннего кембрия Юго-Восточной Тувы (центральная часть Агардагской офиолитовой зоны), а также детритовые цирконы их терригенных пород хубсугульской серии, горлыгской и мурэнской свит с возрастными от 850 до 730 млн лет (с максимумом ~ 800 млн лет) и цирконы с возрастными 2.7—2.0 млрд лет [Летникова и др., 2017]) из венд-раннекембрийского чехла ТММ в Восточном Саяне. В совокупности, представленные выше данные по возрасту детритовых цирконов указывают на широкий диапазон проявления тектономагматической активности в неопротерозое в пределах питающих провинций терригенных осадочных пород.

3. В породах ранней тоналит-плагиогранитной ассоциации восточной части Каахемского батолита было обнаружено единичное зерно ксеногенного циркона с возрастом ~2335 млн лет. Присутствие единичного зерна с таким возрастом свидетельствует о незначительном влиянии раннедокембрийской коры. Недостаточное количество аналитического материала по ксеногенному циркону палеопротерозойского возраста в плагиогранитоидных ассоциациях восточной части Каахемского батолита на данном этапе исследования не позволяет в должной мере провести региональные корреляции с тектономагматическими событиями, проявившимися в прилегающих древних блоках и террейнах.

Таким образом, приведенные выше данные позволяют провести сравнительный анализ возрастов ксеногенного циркона из кембро-ордовикских плагиогранитоидов восточной и западной частей Каахемского батолита. Ранее было установлено, что в раннепалеозойских плагиогранитоидах западной части Каахемского батолита возрасты ксеногенного циркона варьируют в диапазоне от 615 до 474 млн [Руднев и др., 2015, 2020], и, как видно на гистограмме и на кривой относительной вероятности (см. рис. 6, б), их главные пики приходятся на возрасты ~540 и 580 млн лет и тем самым практически совпадают с двумя пиками ксеногенного циркона в плагиогранитоидах восточной части батолита. Основным магмообразующим источником для плагиогранитоидов западного сектора Каахемского батолита, в отличие от восточного, являлась относительно однородная кора, представленная преимущественно островодужными/океаническими комплексами венд-раннекембрийского возраста с деплетированными изотопными характеристиками [Руднев и др., 2015, 2020], а образования докембрийского возраста (например, породы ТММ и его чехла) имели лишь подчиненное значение. Данные изотопно-геохимических исследований (Sr-Nd-Pb-Hf методы) плагиогранитоидов западной части Каахемского батолита, свидетельствуют, что вклад древних коровых источников в образование расплавов фиксируется только для гранитоидов заключительного этапа аккреционно-коллизийных процессов (~450 млн лет [Руднев и др., 2015, 2020; Руднев, Саватенков, 2019]). Данные по возрасту и относительной распространенности ксеногенного циркона (см. выше) в плагиогранитоидах восточной части Каахемского батолита показывают, что доминирующая роль венд-кембрийских источников в магмообразовании, по-прежнему, сохраняется, но вклад неопротерозойских коровых источников заметно возрастает, что согласуется с положением плагиогранитоидов в области сочленения вулканогенных комплексов венд-кембрийской ТОД и докембрийских образований ТММ.

ВЫВОДЫ

1. Геохронологические исследования плагиогранитоидных и габброидных ассоциаций восточной части Каахемского батолита (Восточная Тува), расположенных в зоне сочленения вулканогенных комплексов ТОД венд-раннекембрийского возраста и докембрийских образований ТММ, свидетельствуют, что их становление происходило в диапазоне от 490 до 450 млн лет. В этом возрастном диапазоне фиксируются три импульса становления диорит-тоналит-плагиогранитных ассоциаций известково-щелочной натриевой серии (489 ± 5 , 476 ± 4 и 450 ± 4 млн лет), формирование которых связано с процессами аккреции и коллизии островных дуг, задуговых бассейнов и микроконтинентов. Гранитообразование сопровождалось проявлениями мантийного (плюмвого) магматизма, на что указывают присутствие ксенолитов габброидов в плагиогранитоидах всех возрастных уровней и широкое развитие даек базитового состава с возрастными ~477 и ~450 млн лет. По минералого-петрографическому составу, петрохимическим характеристикам и возрасту плагиогранитоидные ассоциации восточной части Каахемского батолита не отличаются от плагиогранитоидных ассоциаций его западной части.

2. Ксеногенные цирконы из кембро-ордовикских плагиогранитоидных ассоциаций восточной части Каахемского батолита характеризуются возрастным диапазоном от 2335 до 517 млн лет. Выделяются

несколько возрастных кластеров ксеногенного циркона (524—517, 549—536, 615—586, 684—647, 739—735, 810—794, 842—735 и 2335 млн лет), отражающих гетерогенность коры в зоне сочленения ТОД и ТТМ.

3. Сходство по возрасту и обилию ксеногенного циркона во всех плагиогранитоидных ассоциациях восточной части Каахемского батолита свидетельствуют о вкладе в гранитообразование как венд-кембрийских, так и неопротерозойских коровых источников на всех стадиях аккреционно-коллизионных процессов (от 490 до 450 млн лет). Узкий диапазон венд-кембрийских возрастов ксеногенного циркона и их низкое содержание, а также отсутствие ксеногенных цирконов неопротерозойского возраста в кембро-ордовикских плагиогранитоидах западной части Каахемского батолита согласуется с их локализацией только в пределах ТОД и относительной однородностью коры в области генерации кислых расплавов. На западе влияние более древних коровых источников было незначительным и проявлено только на заключительной стадии (~450 млн лет) аккреционно-коллизионных процессов.

Авторы выражают искреннюю признательность рецензентам В.П. Ковачу (ИГГД РАН, Санкт-Петербург), В.Б. Хубанову (ИГ СО РАН, Улан-Удэ) и О.М. Туркиной (ИГМ СО РАН, Новосибирск) за конструктивные предложения, замечания и рекомендации при подготовке рукописи к печати. Авторы статьи выражают благодарность Н.Г. Кармановой, А.Н. Торьянику, Н.Т. Титову (ЦКП ЦИИ СО РАН, Новосибирск) за помощь в аналитических исследованиях, Ю.В. Бутанаеву (ТИКОПР СО РАН, Кызыл) и семье Я.Д. Балабаева (пос. Ужеп, Республика Тыва) за помощь при проведении экспедиционных работ.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400044-2).

ЛИТЕРАТУРА

Бродникова Е.А., Ветров Е.В., Летникова Е.Ф., Иванов А.В., Руднев С.Н. Позднерифейские и вендские гранитоиды в источниках сноса раннекембрийских грубозернистых пород баянкольской свиты Систигхемского прогиба Тувы // *Геология и геофизика*, 2022, т. 63 (6), с. 783—800, doi: 10.15372/GiG2021146.

Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М., Хубанов В.Б., Миронов А.Г., Травин А.В., Дамдинова Л.Б. Возраст и обстановки формирования неопротерозойских золотоносных гранитоидов Восточного Саяна // *Геотектоника*, 2020, № 3, с. 82—93, doi: 10.31857/S0016853X20020034.

Зоненшайн А.П., Кузьмин М.И., Моралев В.П. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976, 232 с.

Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Прошенкин А.И., Бродникова Е.А. Возраст пород шурмакской свиты по данным U-Pb датирования цирконов методом LA-ICP-MS (Юго-Восточная Тува) // *Вестник СПбГУ, Науки о Земле*, 2020, т. 65, № 4, с. 702—716, doi: 10.21638/spbu07.2020.406.

Карманова Н.Г., Карманов Н.С. Универсальная методика рентгенофлуоресцентного силикатного анализа горных пород на спектрометре ARL-9900XP // *Тезисы докладов VII Всероссийской конференции по рентгеноспектральному анализу*. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2011, с. 126.

Кармышева И.В., Сугоракова А.М., Руднев С.Н., Семенова Д.В. Состав, возраст и механизмы образования минглинг-даек Агойского блока (Каахемский магматический ареал, Восточная Тува) // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Материалы совещания. Вып. 18. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2020, с. 147—148.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А., Ковач В.П., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Плоткина Ю.В. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 2005, т. 13, № 1, с. 3—25.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., Пробел-2000, 2004, 192 с.

Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластиков по цирконам // *Геология и геофизика*, 2013, т. 54 (1), с. 45—57.

Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Летников Ф.А., Караковский Е.А., Костицын Ю.А., Вишневская И.А., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Прошенкин А.И. Основные этапы тектономагматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U-Pb датирования цирконов // *ДАН*, 2017, т. 474, № 5, с. 1—6, doi: 10.7868/S0869565211170169.

Монгуш А.А., Сугоракова А.М. Возраст и источники магм постколлизионных габброидов Каахемского магматического ареала, Восточная Тува: результаты первых $^{49}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Sm-Nd исследований // *Геохимия*, 2013, № 11, с. 1042—1047, doi: 10.7868/S0016752513110046.

Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорская Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектономагматическая эволюция струк-

турно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде—раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика, 2011а, т. 52 (5), с. 649—665.

Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолюк В.В. Офиолиты Западной Тувы — фрагмент поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // ДАН, 2011б, т. 438, № 6, с. 796—802.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника, 1993, № 6, с. 3—31.

Ойдуп Ч.К., Леснов Ф.П., Монгуш А.А., Семенова Д.В. Полихронные цирконы из пород Калбагдагского мафит-ультрамафитового массива и вопросы его генезиса (Центральная Тува) // Геосферные исследования, 2021, № 4, с. 39—47, doi: 10.17223/25421379/21/3.

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2013, 300 с.

Руднев С.Н., Саватенков В.М. Источники расплавов раннепалеозойских гранитоидов Каахемского батолита Восточной Тувы (по данным Pb-Pb и Sm-Nd изотопных исследований) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2019, вып. 17, с. 219—222.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибикова Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера, 2006, № 2, с. 3—33.

Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы (геохронологические, геохимические и Sr-Nd изотопные данные) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (9), с. 1572—1600, doi: 10.15372/GiG20150902.

Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Туркина О.М., Семенова Д.В. Изотопный Lu-Hf состав циркона и источники магм венд-раннепалеозойских гранитоидов Тувы (на примере Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов) // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (10), с. 1331—1355, doi: 10.15372/GiG2019132.

Сугоракова А.М., Хертек А.К. Новые данные к вопросу о возрасте Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Геосферные исследования, 2017, № 3, с. 50—60, doi: 10.17223/25421379/4/7.

Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М., Научный мир, 2002, 176 с.

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология, 2017, т. 25, № 4, с. 395—418, doi: 10.7868/S0869590317030049.

Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 41—58.

Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Прошенкин А.И. Этапы тектономагматической активизации в зоне сочленения Сибирской платформы и Таннуольско-Хамсаринского сегмента ЦАСП (по результатам U-Pb-изотопных исследований) // ДАН, 2021, т. 498, № 2, с. 5—10, doi: 10.31857/S2686739721060141.

Яковлев В.А., Кармышева И.В., Руднев С.Н., Семова Д.В. Раннепалеозойские дайковые комплексы восточной части Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 20. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2022, с. 124—125.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Травин А.В., Киринова Т.И., Фугзан М.М., Козаков И.А., Плоткина Ю.В., Энжин Г., Оюунчимэг Ц., Свиридова О.Е. Длительность формирования и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: данные геологических и геохронологических исследований Хангайского батолита // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2019, т. 27, № 1, с. 79—102, doi.org:10.31817/S0869-592-X27179-102.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol., 2004, v. 205, p. 115—140, doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.01.003.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol., 2001, v. 42, p. 2033—2048.

Karmysheva I., Vladimirov V., Rudnev S., Yakovlev V., Semenova D. Syntectonic metamorphism of a collisional zone in the Tuva-Mongolian massif, Central Asian Orogenic belt: *P-T* conditions, U-Pb ages and tectonic setting // J. Asian Earth Sci., 2021, v. 220, 104919, doi.org/10.1016/j.jseas.2021.104919.

Kuzmichev A.B. Neoproterozoic accretion of the Tuva-Mongolian massif, one of the Precambrian terranes in the Central Asian Orogenic Belt // *Composition and Evolution of Central Asian Orogenic Belt: Geology, Evolution, Tectonics, and Models* / Ed. A. Kröner. Stuttgart, Borntraeger Sci. Publ., 2015, p. 66—92.

Le Maitre R.W. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell, 1989, 193 p.

Ludwig K. User's manual for Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, vol. 4, Berkeley Geochronol. Center, Berkeley, CA, 2003, p. 1—70.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *GSA Bull.*, 1989, v. 101, p. 635—643.

O'Connor J.T.A. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // *USGS Prof. Pap.*, 1965, 525-B, B79—B84.

Pfänder J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K., Kröner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr–Nd–Pb isotope data // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2002, v. 143, p. 154—174.

Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*, 1989, v. 22, p. 247—263.

Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B., Kröner A., Todt W., Bibikova E.V., Nutman A., Yakovleva S.Z., Kovach V.P. Age of Palaeozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian Massif of the Central Asian Mobile Belt: loss of a Precambrian microcontinent // *Precambrian Res.*, 2001, v. 110, p. 143—164.

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.*, 2008, v. 249 (1—2), p. 1—35, doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.11.005.