

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕЛАНОКРАТОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В ГРАНИТОИДАХ САРХОЙСКОГО КОМПЛЕКСА (Каахемский магматический ареал, Восточная Тува)

И.В. Кармышева[✉], В.А. Яковлев, С.Н. Руднев, Е.Д. Зюков, Д.В. Семенова

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

Поступила в редакцию: 27.09.2024

Принята в печать: 05.03.2025

Опубликована онлайн: 09.03.2025

DOI: [10.15372/GiG2025116](https://doi.org/10.15372/GiG2025116)

EDN: [LQKIWU](https://www.edn.ru/LQKIWU)

Ссылка для цитирования:

Кармышева И.В., Яковлев В.А., Руднев С.Н., Зюков Е.Д., Семенова Д.В. (2025). Происхождение меланократовых включений магматических пород в гранитоидах сархойского комплекса (Каахемский магматический ареал, Восточная Тува) // Геология и геофизика, т. 66, № 7, с. 813–830, DOI: [10.15372/GiG2025116](https://doi.org/10.15372/GiG2025116), EDN: [LQKIWU](https://www.edn.ru/LQKIWU).

© И.В. Кармышева, В.А. Яковлев, С.Н. Руднев, Е.Д. Зюков, Д.В. Семенова, 2025

[✉]E-mail: iri@igm.nsc.ru

Приведены результаты изотопных, геохронологических, петрогеохимических и минералогических исследований меланократовых включений в гранитах сархойского комплекса (Каахемский магматический ареал, Восточная Тува). По геохронологическим данным (циркон, U-Pb), возраст включений отличается от вмещающих гранитов (480 и 450 млн лет соответственно). Значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ для включений составляет 3.2, для гранитов сархойского комплекса – 0.5–1.7, что не позволяет рассматривать включения как кумуляты более ранней фазы кристаллизации гранитного расплава или рестит протолита гранитоидов сархойского комплекса. Меланократовые включения представляют собой ксенолиты, которые по возрасту и изотопным характеристикам могут быть отнесены к ранней фазе диорит-тоналит-плагриогранитного раннетаннуольского комплекса. Захват фрагментов основных пород произошел в процессе перемещения гранитного расплава (~450 млн лет) на уровне средней коры ($T \sim 700$ °C, $P = 1.9\text{--}2.5$ кбар), что привело к их частичной ассимиляции и изменению состава при взаимодействии с кислым расплавом. Наличие в гранитах сархойского комплекса ксеногенного циркона со значениями возраста 480 млн лет, сопоставимыми с возрастом ксенолитов, свидетельствует о возможном вкладе раннеордовикских магматических комплексов в формирование крупного объема магматического расплава на более поздних этапах эволюции региона. Ксенолиты основных пород в гранитоидах сархойского комплекса, изученные в восточной части Каахемского ареала, представляют собой продукты плавления примитивной мантии, что кардинально отличает их от одновозрастных габброидных комплексов западной части ареала.

Магматические включения, ксенолиты, I-граниты, U-Pb датирование, Sm-Nd изотопная геохимия, Каахемский батолит

ВВЕДЕНИЕ

Образование гранитных комплексов, ассоциирующихся с базитовым магматизмом, является одним из обсуждаемых вопросов магматической петрологии [Владимиров и др., 2013, 2017]. В пределах многих гранитоидных комплексов во всех складчатых областях мира исследователи описывают наличие включений магматических пород более основного состава, чем вмещающие гранитоиды [Биндеман, 1995; Литвиновский и др., 1995; Barbarin, 2005; Castro et al., 2008; Бурмакина, Цыганков, 2013; Хромых и др., 2018; Удоратина и др., 2019; и др.]. Само определение «магматические включения» указывает только на структуру породы и ее кристаллизацию из магмы. По генетическому типу выделяются: ксенолит – твердый фрагмент вмещающей породы, захваченной при внедрении кислого расплава [Sollas, 1894]; рестит – наиболее тугоплавкая часть протолита, оставшаяся после частичного плавления [Chappell, 1978; Chappell et al., 1987; Chen et al., 1990]; автолит (кумулят) – ранняя, более основная по составу фаза кристаллизации гранитного расплава [Pabst, 1928;

Phillips et al., 1981; Clemens, Wall, 1988]; магматические микрогранулярные включения (magmatic microgranular enclaves – ММЕ) – результат смешения контрастных по составу магм, образующийся при внедрении базитовой магмы в неконсолидированный кислый плутон [Didier, Barbarin, 1991; Gerdes et al., 2000; Perugini et al., 2003; и др.]. Для определения конкретного генетического типа необходимы комплексные петрогеохимические, геохронологические и изотопные исследования как самих включений, так и вмещающих гранитоидов, дающие информацию о возрастной последовательности формирования магматических ассоциаций, источников расплава, его эволюции, а также о длительности магматических процессов. Петрографический состав, последовательность кристаллизации минеральных фаз, петрогеохимические и изотопные характеристики, состав минералов и контактовые взаимоотношения с вмещающими породами отражают процессы частичного плавления (образование реститов), фракционной кристаллизации, гравитационной дифференциации (образование автолитов), ассимиляции, контаминации (взаимодействие с ксенолитами), смешения магм

(формирование ММЕ). Во многих случаях магмообразование связано с несколькими процессами и/или источниками вещества, что усложняет расшифровку магматической эволюции. Природа включений дает ключ к реконструкции процессов дифференциации расплавов, взаимодействия контрастных по составу магм между собой и с вмещающими породами при образовании крупных объемов кислых расплавов и, как следствие, к формированию континентальной коры и широкого спектра кислых и средних пород.

Проблема масштабного гранитообразования и формирования разнообразных интрузивных ассоциаций в пределах крупных магматических ареалов Центрально-Азиатского складчатого пояса, несмотря на более чем полувековые исследования [Владимиров др., 2013], остается дискуссионной. Их формирование связывалось с субдукционно-аккреционными процессами [Hamilton, 1970; Шенгёр и др., 1994], аккреционно-коллизийными [Зоненшайн и др., 1976; Моссаковский и др., 1993; Берзин и др., 1994; Хаин и др., 1996; Владимиров и др., 1999, 2003] и плюмовой активностью [Ярмолюк и др., 2000; Коваленко и др., 2003]. Все модели предполагают активное участие мантии в формировании коровых расплавов, однако

вопросы роли базитовых магм как источника тепла и вещества для формирования крупных объемов гранитоидных магм решены не до конца.

В данной работе приводятся результаты петрографических, изотопных, геохимических и петрологических данных по меланократовым включениям в гранитоидах сархойского комплекса. Определение петрогенезиса меланократовых включений дополняет существующие данные о формировании основных пород в пределах Каахемского ареала и взаимосвязи базитового и гранитоидного магматизма. Полученные сведения могут быть использованы для расшифровки магматической эволюции крупного гранитоидного ареала.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Каахемский магматический ареал, расположенный в раннекаледонских структурах Восточной Тувы и занимающий площадь около 30 000 км², формировался в течение длительного периода времени – 570–300 млн лет [Козаков и др., 1998; Руднев и др., 2006; Руднев, 2013; Сугоракова, Хертек, 2017]. В его эволюции выделяется несколько этапов габбро-гра-

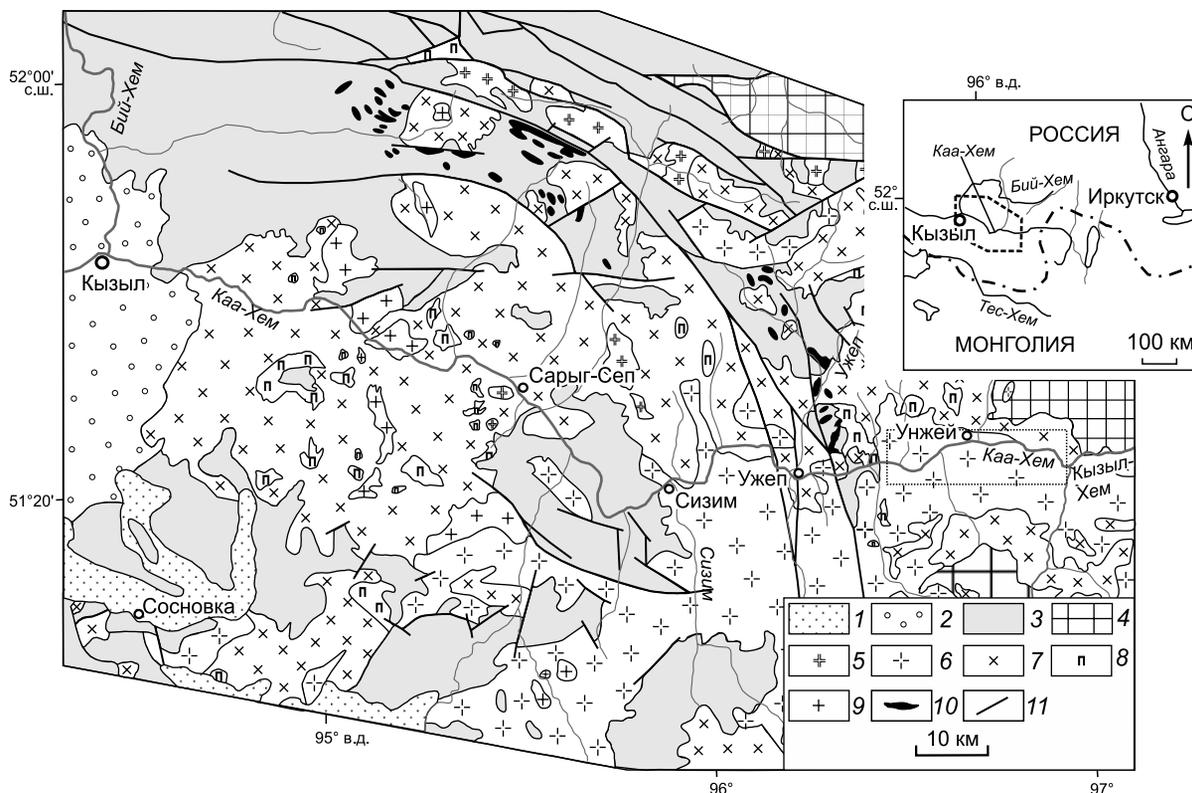


Рис. 1. Схема геологического строения Каахемского магматического ареала, по [Руднев, 2013] с упрощениями. На врезке пунктирной рамкой показано положение Каахемского ареала в структурах Восточной Тувы. На карте пунктирным прямоугольником показан район детальных исследований. 1 – рыхлые отложения; 2 – осадочные отложения (J_{1-2}); 3 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения (C_1-S_{1-2}); 4 – метаморфические образования Тувино-Монгольского массива (R_3-C_1); 5 – брельский граносиенит-гранит-лейкогранитный комплекс (D_1); 6 – сархойский гранодиорит-гранитный комплекс (O_3); 7 – ранне- и позднепанноульский диорит-тоналит-плагитогранитный комплекс (O_{1-3}); 8 – перидотиты, пироксениты, габбро, нориты; 9 – тоналит-плагитограниты ($V-C_1$); 10 – основные и ультраосновные образования ($V-C_1$); 11 – разломы.

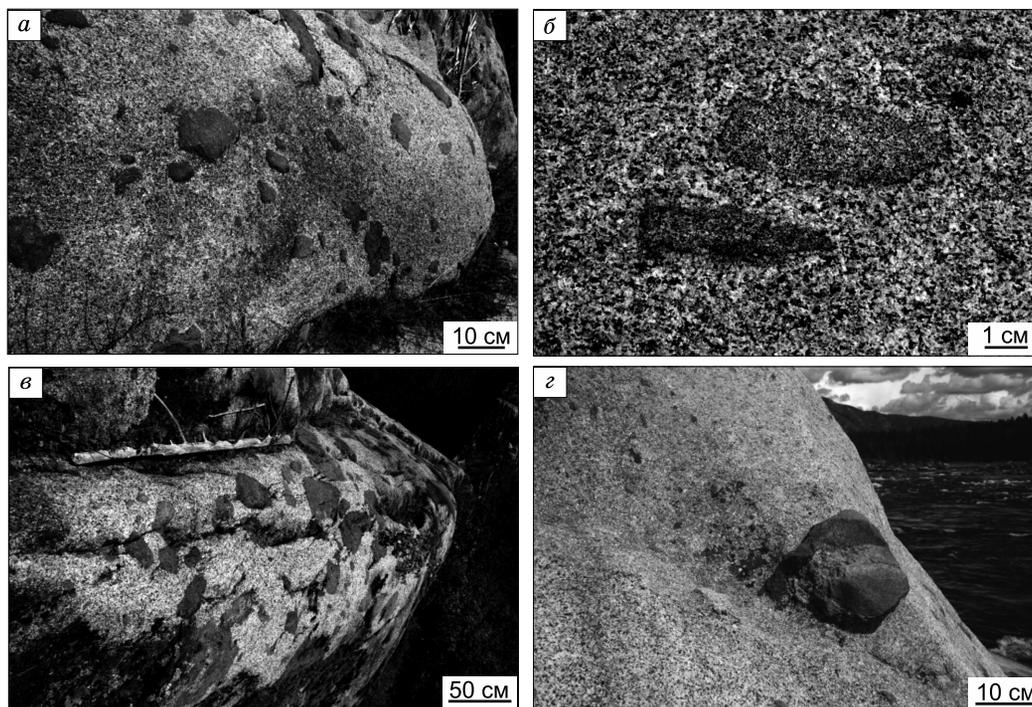


Рис. 2. Меланократовые включения магматических пород в гранитоидах сархойского комплекса. *а* – скопление различных по размеру включений, расположенных на различных друг от друга расстояниях; *б* – единичные мелкие включения; *в* – рой относительно однородных по размеру включений, тесно расположенных друг к другу; *г* – крупное единичное включение.

нитного магматизма: островодужный (560–520 млн лет), аккреционно-коллизийный (512–474 млн лет), постколлизийный (450–445 млн лет) и внутриплитный (~ 300 млн лет). Каждый из этапов характеризуется проявлением вначале габброидного, а затем гранитного магматизма [Руднев и др., 2006, 2015; Сугоракова, Хертек, 2017]. Основную часть магматического ареала слагают кислые породы таннуольского и сархойского комплексов (рис. 1), сформировавшихся на аккреционно-коллизийном и постколлизийном этапах развития региона. Габброидные ассоциации занимают не более 20 % площади.

Таннуольский диорит-тоналит-плагиигранитный комплекс распространен на всей территории Каахемского ареала, где слагает сплошные поля или изолированные массивы во вмещающих венд(?)-нижнекембрийских вулканогенно-осадочных отложениях и докембрийских образованиях Тувино-Монгольского микроконтинента. На основании изотопно-геохронологических исследований комплекс подразделяется на ранне- (O_1) и поздне-таннуольский ($O_{2,3}$) [Козаков и др., 1998, 2002; Руднев и др., 2008; Руднев, 2013]. По петрографическому составу породы не имеют значительных различий, выделяется несколько интрузивных фаз: диориты, кварцевые диориты, тоналиты, меланоплагииграниты и лейкоплагииграниты, сформировавшиеся в гомодромной последовательности [Руднев и др., 2006; Руднев, 2013].

Сархойский гранодиорит-гранитный комплекс слагает ряд массивов общей площадью около 15 000 км². В составе комплекса выделяют (по преобладанию) граниты, лейкограниты, гранодиориты, характеризующиеся крупно- и среднезернистыми и порфириновидными структурами. Выделение пород основано на вариациях содержания породообразующих минералов. Характерной особенностью гранитоидов сархойского комплекса является наличие в них меланократовых включений магматических пород, которые представляют собой округлые, эллипсоидные и вытянутые тела размером до 30 см. Включения могут быть как одиночными, так и образовывать скопления на участках в несколько десятков метров, где они располагаются довольно близко друг к другу (от нескольких десятков сантиметров до первых метров) (рис. 2). В пределах массивов скопления расположены неравномерно, они наблюдаются примерно через 0.3–0.5 км, чередуясь с «чистыми» гранитами без включений.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования магматических пород включают в себя петрологические методы, определение петрогеохимического состава пород и составов минералов, U-Pb метод (цирконы) изотопного датирования пород, Sm-Nd изотопные исследования.

Петрогеохимические исследования состава пород и минералов выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Содержания петрогенных элементов ($n = 19$) определены на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900XP (Thermo Fisher Scientific, Ltd) (аналитики – Н.Г. Карманова, Н.М. Глухова, А.Н. Торяник) [Карманова, Карманов, 2011]. Определение редкоземельных (РЗЭ) и высокозарядных элементов ($n = 15$) выполнены методом ICP-MS на аппарате высокого разрешения ELEMENT фирмы Finnigan Mat (Германия) (аналитик И.В. Николаева) [Nikolaeva et al., 2008]. Состав минералов ($n = 199$) определен методом электронно-зондового микроанализа с применением рентгеновской энерго-дисперсионной спектрометрии на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8320 (Jeol, Ltd) (аналитик Е.Н. Нигматулина).

U-Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов ($n = 3$) выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific, Германия) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac, Германия), оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II. Данные о морфологии и внутреннем строении зерен получены по катодолюминесцентным (КЛ) изображениям. 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 , ^{238}U . Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U и ^{232}Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 35 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчет изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы Glitter [Griffin et al., 2008]. Для учета элементного и изотопного фракционирования U-Pb изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plešovice [Slama et al., 2008]. Для цирконов проведена коррекция на нерадиоγενный свинец, по [Andersen, 2002]. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приведены на уровне 1σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ . Диаграммы с конкордиями построены с использованием программы Isoplot [Ludwig, 2003].

Определение концентраций и изотопного состава Sm и Nd ($n = 1$) проведено методом TIMS на мультиколлекторном термоионизационном масс-спектро-

метре двойной фокусировки TRITON Plus в ЦКП «Геоаналитик» (Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого (ИГГ УрО РАН), г. Екатеринбург) в статическом режиме по методике, описанной в работе [Аникина и др., 2018]. Холостое внутрилабораторное загрязнение составило 0.07 нг для Sm и 0.4 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 1\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.3\%$ (2σ), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.003\%$ (2σ). Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241572$. Оценка качества измерений контролировалась по изотопному стандарту JNdi-1, за период исследования средневзвешенное значение ($n = 16$) отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составило 0.512109 ± 6 (2σ). Значение параметра $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ рассчитано относительно однородного хондритового резервуара (CHUR) с современными характеристиками $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ [Jacobsen, Wasserburg, 1984]. Модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ вычислены по данным [Goldstein, Jacobsen, 1988] для резервуара деплетированной мантии с $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$. При расчете модельных возрастов по двухстадийной модели [Liew, Hofmann, 1988] среднекорое значение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ [Taylor, McLennan, 1985].

ПЕТРОГРАФИЯ И СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Петрографический состав гранитоидов саркоидского комплекса варьирует в зависимости от содержания калиевого полевого шпата и темноцветных минералов (биотит, амфибол). В целом породы относятся к двуполевошпатовым среднекрупнозернистым гранитам [Руднев, 2013]. Включения магматических пород по минералого-петрографическому составу варьируют от монцогаббро до монцонитов в зависимости от количества темноцветных минералов и присутствия кварца (Hbl – 30–60 %, Pl – 30–50 %, Bt – 5–7 %, Kfs – 3–10 %, Qz – 0–10 %), акцессорными минералами являются титанит и магнетит. Породы характеризуются порфирированной структурой с вкрапленниками плагиоклаза (рис. 3, а–в). Вкрапленники плагиоклаза имеют зональное строение с пойкилитовой структурой в центральной части, хадакриссты представлены биотитом и роговой обманкой (см. рис. 3, г, д). Пойкилитовые структуры также распространены в крупных агрегатах межзернового кварца, не имеющих четких границ и ярко выраженных собственных форм. Кварц занимает значительное межзерновое пространство, хадакриссты представлены роговой обманкой и титанитом (см. рис. 3, е).

Контакт включений и вмещающих пород в обнажениях и на микроуровне очень четкий, без переходных зон, срезающих контактов и зон закалки (см. рис. 3, ж). Во включениях в приконтактных частях наблюдаются пойкилитовые структуры, где хадакрисстами являются мелкозернистые агрегаты ро-

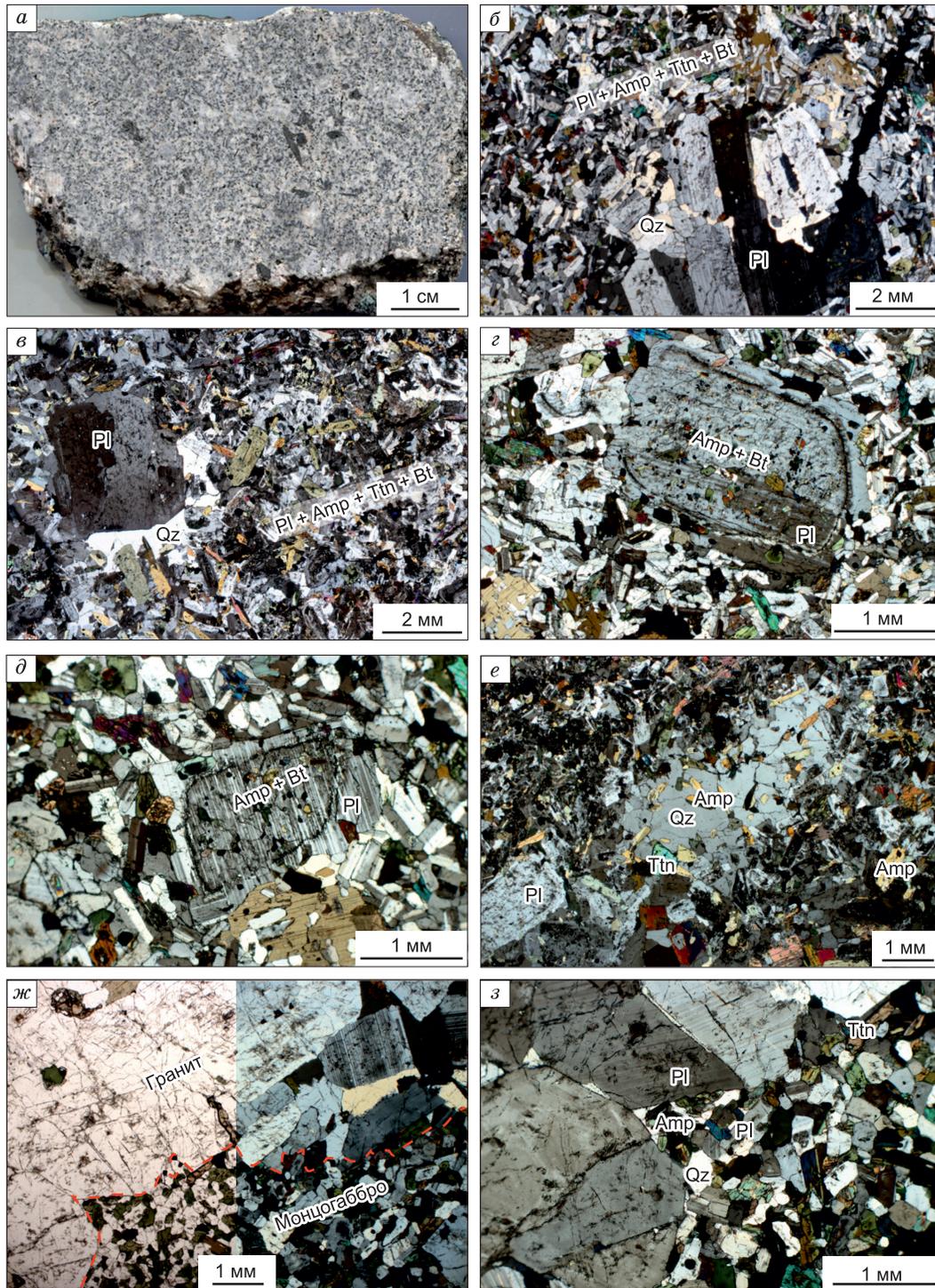


Рис. 3. Петрографическая характеристика магматических включений. *a* – меланократовые включения с порфировидной структурой; *б* – включение монцогаббро; *в* – включение монзонита; *г, д* – зональное строение порфировых вкрапленников плагиоклаза; *е* – пойкилитовые структуры кварца с включениями амфибола и титанита; *ж* – контакт меланократовых включений и гранитов; *з* – пойкилитовая структура на контакте магматического включения с вмещающими гранитами. Amp – амфибол, Bt – биотит, Pl – плагиоклаз, Qz – кварц, Ttn – титанит.

вой обманки и биотит, а ойкокрисы представлены кварцем и калиевым полевым шпатом (см. рис. 3, *ж, з*).

Амфибол в магматических включениях, помимо хадакристов в порфировых вкрапленниках плагиоклаза, слагает основную массу как порообразую-

щий минерал. В хадакристах амфибол представлен гипидиоморфными до ксеноморфными зернами со сглаженной огранкой, в основной массе диоритов он образует гипидиоморфные призматические агрегаты. В обоих случаях амфибол соответствует магне-

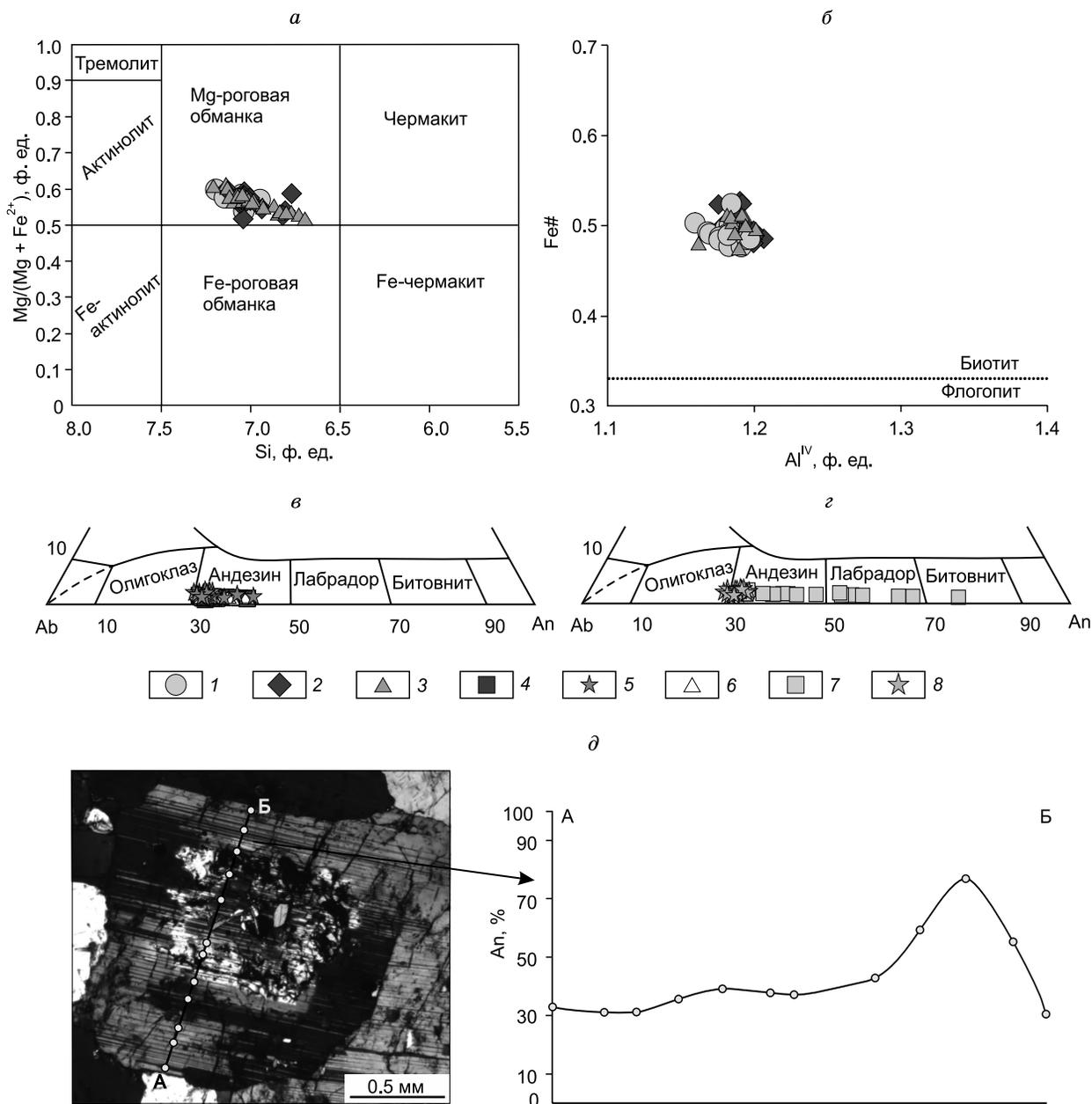


Рис. 4. Составы минералов из магматических включений и гранитов сархойского комплекса. *а* – составы амфиболов [Leake et al., 1997]; *б* – составы биотитов [Deer et al., 2013]; *в* – составы плагиоклазов из магматических включений на диаграмме Ab–An–Or; *г* – составы плагиоклазов из гранитов сархойского комплекса на диаграмме Ab–An–Or; *д* – зональный порфировый вкрапленник плагиоклаза в гранитах сархойского комплекса и его поперечный профиль. *а, б:* 1 – граниты; 2 – магматические включения; 3 – хадакрсты в порфировых вкрапленниках; *в, г:* 4 – центральные зоны порфировых вкрапленников; 5 – краевые зоны порфировых вкрапленников; 6 – незональные зерна основной массы; 7 – центральные зоны; 8 – краевые зоны.

зиальной роговой обманке ($Mg\# = 0.52\text{--}0.61$). В гранитах сархойского комплекса амфибол слагает гипидиоморфные агрегаты и является распространенным второстепенным минералом (5 об. %). По составу амфибол также отвечает магнезиальной роговой обманке ($Mg\# = 0.54\text{--}0.60$) и полностью пересекается с полями составов амфибола из диоритов (рис. 4, *а*, дополнительные материалы, Table 1, <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=80446062>).

Биотит наравне с амфиболом встречается в основной массе меланократовых магматических включений и в хадакрстах в пойкилитовых структурах плагиоклазовых вкрапленников. Зерна идиоморфные, без следов вторичных изменений. Иногда биотит образует каймы замещения вокруг кристаллов роговой обманки в основной массе. Во вмещающих гранитах биотит занимает 7–10 % объема породы. Состав биотитов в обеих группах пород идентичный,

средняя железистость (Fe#) в диоритах составляет 0.47–0.53, в гранитах Fe# = 0.48–0.52 (см. рис. 4, б).

Проводились исследования центральных и краевых частей порфировых вкрапленников плагиоклаза, а также мелкозернистых длиннопризматических зерен из основной массы. Порфировые вкрапленники характеризуются близкими составами в центральной и краевой зонах (An_{30-40} и An_{29-41} соответственно), для зерен основной массы зональность не характерна, и состав плагиоклаза отвечает андезину (An_{30-41}) (см. рис. 4, в, доп. материалы, Table 1). В гранитах сархойского комплекса плагиоклаз образует призматические гипидиоморфные зерна, характеризующиеся зональным строением, где центральная часть выполнена более основным плагиоклазом (An_{34-77}), а краевая более кислым (An_{29-34}) (см. рис. 4, з, д).

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Содержания главных и редких элементов приведены в доп. материалах, Table 2.

Петрогеохимический состав гранитоидов сархойского комплекса подробно описан в [Руднев, 2013], в настоящей работе добавлены новые данные (см. доп. материалы, Table 2). В целом породы относятся к двуполевошпатовым нормально- и умеренно-щелочным гранитам (рис. 5, а, б) известково-щелочного ряда с соотношением K_2O/Na_2O от 0.34 до 1.41. С увеличением кремнекислотности пород наблюдается закономерное снижение содержаний $Fe_2O_3^*$, MgO, CaO, TiO_2 и Al_2O_3 , Sr и Zr (рис. 6). Для пород характерны фракционированные спектры распределения РЗЭ с соотношением $(La/Yb)_n = 7.67-13.29$, отрицательная

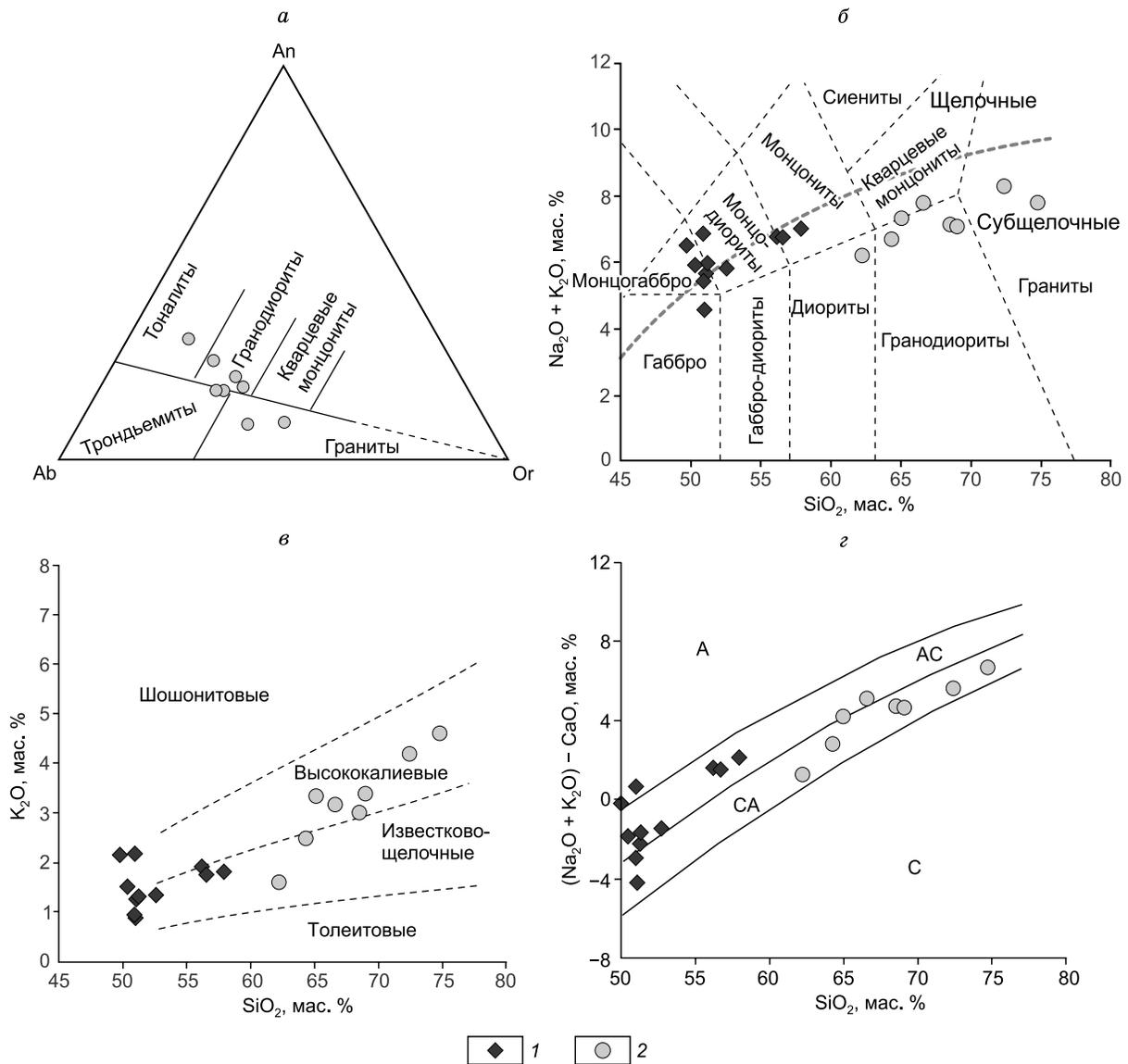


Рис. 5. Диаграммы: а – Ab–An–Or (классификационные границы, по [O'Connor, 1965]); б – $(Na_2O + K_2O)$ – SiO_2 (классификационные границы, по [Middlemost, 1994]); в – K_2O – SiO_2 (классификационные границы, по [Peccherillo, Taylor, 1976]); з – $(Na_2O + K_2O)$ – CaO – SiO_2 , по [Frost et al., 2001], А – щелочные, АС – щелочно-известковые, СА – известково-щелочные, С – известковые. 1 – меланократовые включения; 2 – двуполевошпатовые граниты сархойского комплекса.

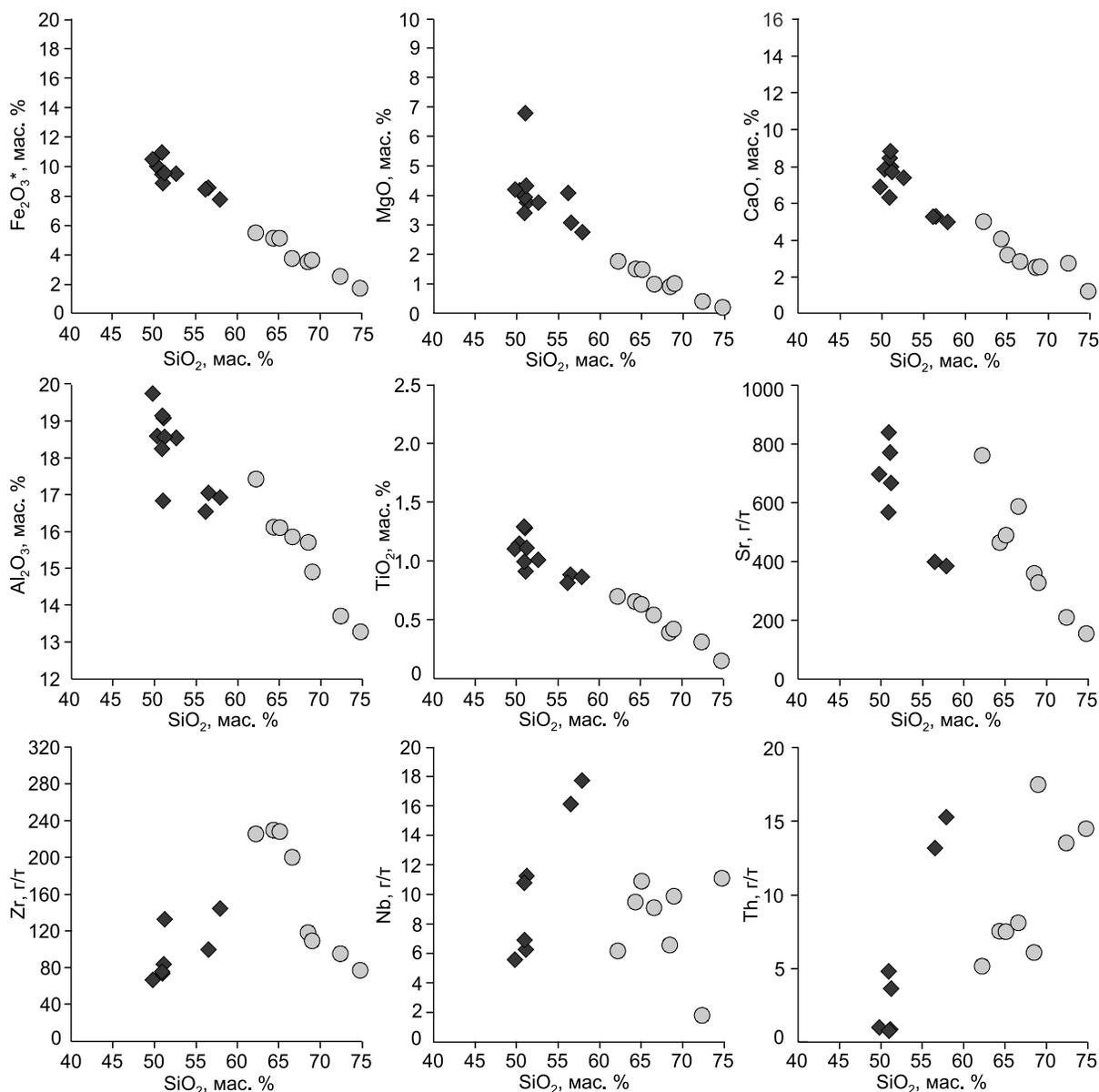


Рис. 6. Бинарные диаграммы для саркоиских гранитоидов и магматических включений. Усл. обозн. см. на рис. 5.

или отсутствующая Eu-аномалия $(Eu/Eu^*)_n = 0.55-1.0$. На спайдер-диаграммах отмечаются ярко выраженные минимумы по Nb, Ta и Ti и незначительный минимум по Sr (рис. 7, в, г).

По содержанию кремнезема меланократовые включения разделяются на две группы: 49.80–52.62 и 56.18–57.91 мас. %, попадая, соответственно, в поля монцонитов и монцогаббро-монцодиоритов (см. рис. 5, б). Далее последняя группа будет обобщенно называться монцогаббро по преобладающей разновидности. Сопоставление петрографического и петрохимического составов показало, что в образцах с наибольшим количеством кремнезема наблюдается большее количество кварца с пойкилитовой структурой. Других отличий по петрографическому составу не выявлено. По содержанию калия обе группы по-

род принадлежат к умеренно- и высоко-калиевым разновидностям известково-щелочной серии ($K_2O = 0.89-2.16$ мас. %) (см. рис. 5, б–г), соотношение K_2O/Na_2O составляет 0.20–0.48. На бинарных диаграммах (см. рис. 6) отмечается закономерное уменьшение содержания $Fe_2O_3^*$, MgO, CaO, TiO_2 и Al_2O_3 и увеличение Zr, Nb и Th с ростом кремнезема.

Распределение РЗЭ характеризуется фракционированными спектрами с соотношением $(La/Yb)_n = 4.95-10.32$ и отрицательной Eu-аномалией $(Eu/Eu^*)_n = 0.61-0.78$. На спайдер-диаграммах отмечаются незначительные минимумы по Nb, Ta, Hf и Ti. Большие различия отмечаются в содержаниях U и Th: в двух образцах выделяются заметные максимумы, по трем образцам – значительные минимумы (см. рис. 7, а, б). Образцы с повышенным содержанием U и Th

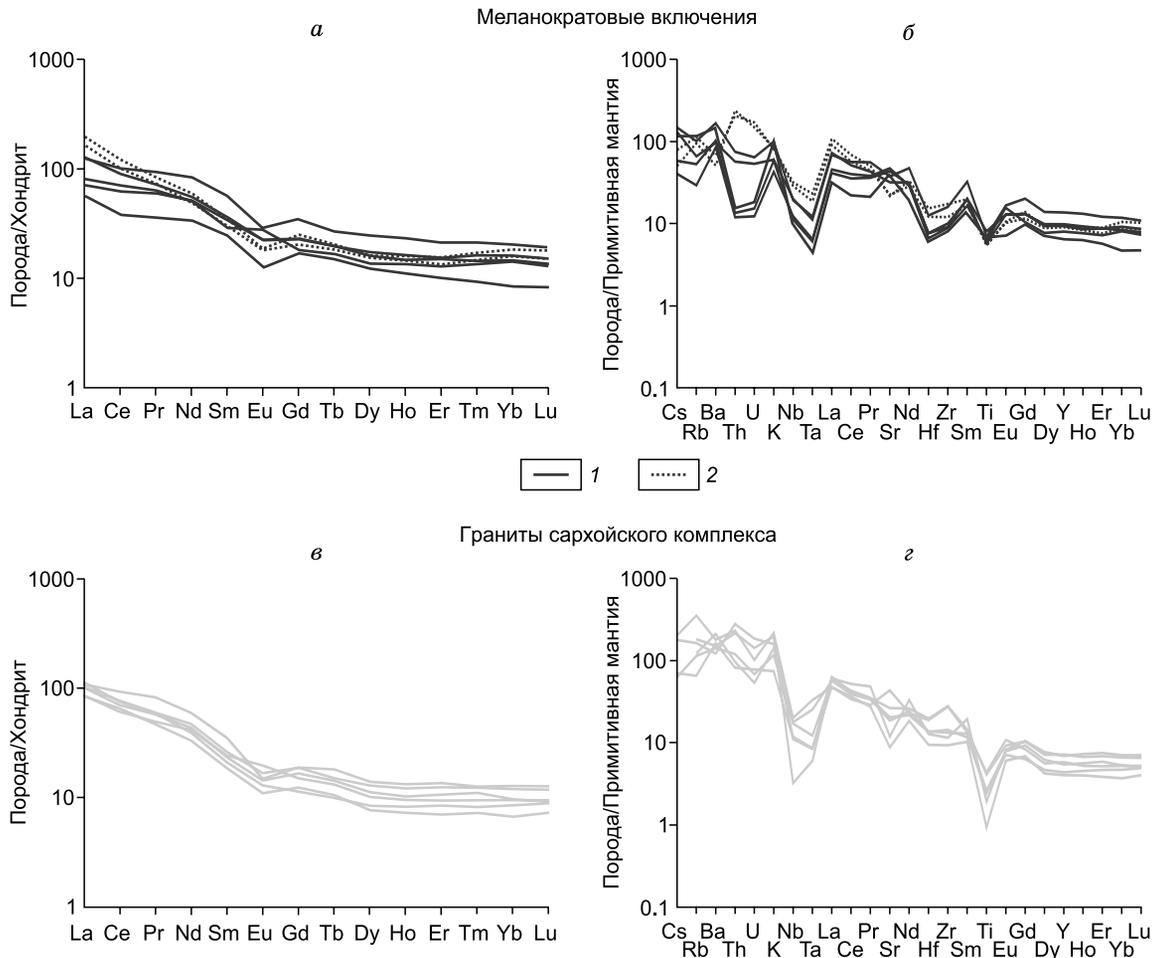


Рис. 7. Спектры распределения РЗЭ (*а, в*) (нормированы по хондриту CI [Boynnton, 1984]) и спайдер-диаграммы (*б, г*) (нормированы по примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985]). Для меланократовых включений: 1 – монцогаббро; 2 – монциты.

соответствуют монцитам с высоким содержанием кремнезема, в этих же образцах отмечаются наиболее высокие отношения $(La/Yb)_n = 10.22–10.32$.

ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Результаты U-Pb датирования цирконов

Проба К 504-1 отобрана из включений монцогаббро, расположенных в районе Панфиловского порога на правом берегу р. Каа-Хем. Монофракция циркона представлена полупрозрачными и прозрачными идиоморфными кристаллами с бледно-желтой окраской, округленными ребрами и ровной поверхностью граней. Размер зерен варьирует в диапазоне от 100 до 200 мкм по удлинению и 70–100 мкм по ширине. В режиме КЛ исследуемые цирконы характеризуются широкой осцилляторной магматической зональностью. Аналитические исследования (см. доп. материалы, Table 3, рис. 8) проводились по 46 наиболее представительным кристаллам циркона. Конкор-

дантное значение возраста (по отношению $^{206}Pb/^{238}U$), полученное по 44 локальным точкам магматического циркона, составляет 480 ± 3 млн лет (СКВО = 3.7).

Проба К 503-5г представляет собой двуполевошпатовый гранит сархойского комплекса, отобранный в непосредственной близости от точки отбора пр. К 504-1. Выделенные цирконы характеризуются призматически удлинёнными кристаллами (120–200 мкм по удлинению и 50–100 мкм по ширине), ровными поверхностями граней и немного сглаженными ребрами. В строении цирконов, наблюдаемых в режиме КЛ, отмечается равномерная осцилляторная магматическая зональность. Ярво выраженные ядра и краевая часть, различающиеся по свечению в КЛ режиме, наблюдаются в единичных зернах. Аналитическими исследованиями (см. доп. материалы, Table 3, рис. 8) по 72 кристаллам циркона (60 локальных точек) получено конкордантное значение возраста 454 ± 2 млн лет (СКВО = 0.37). Th/U отношения варьируют от 0.28 до 1.00. По шести точкам из ядер цирконов с более темной окраской в КЛ режиме получены более

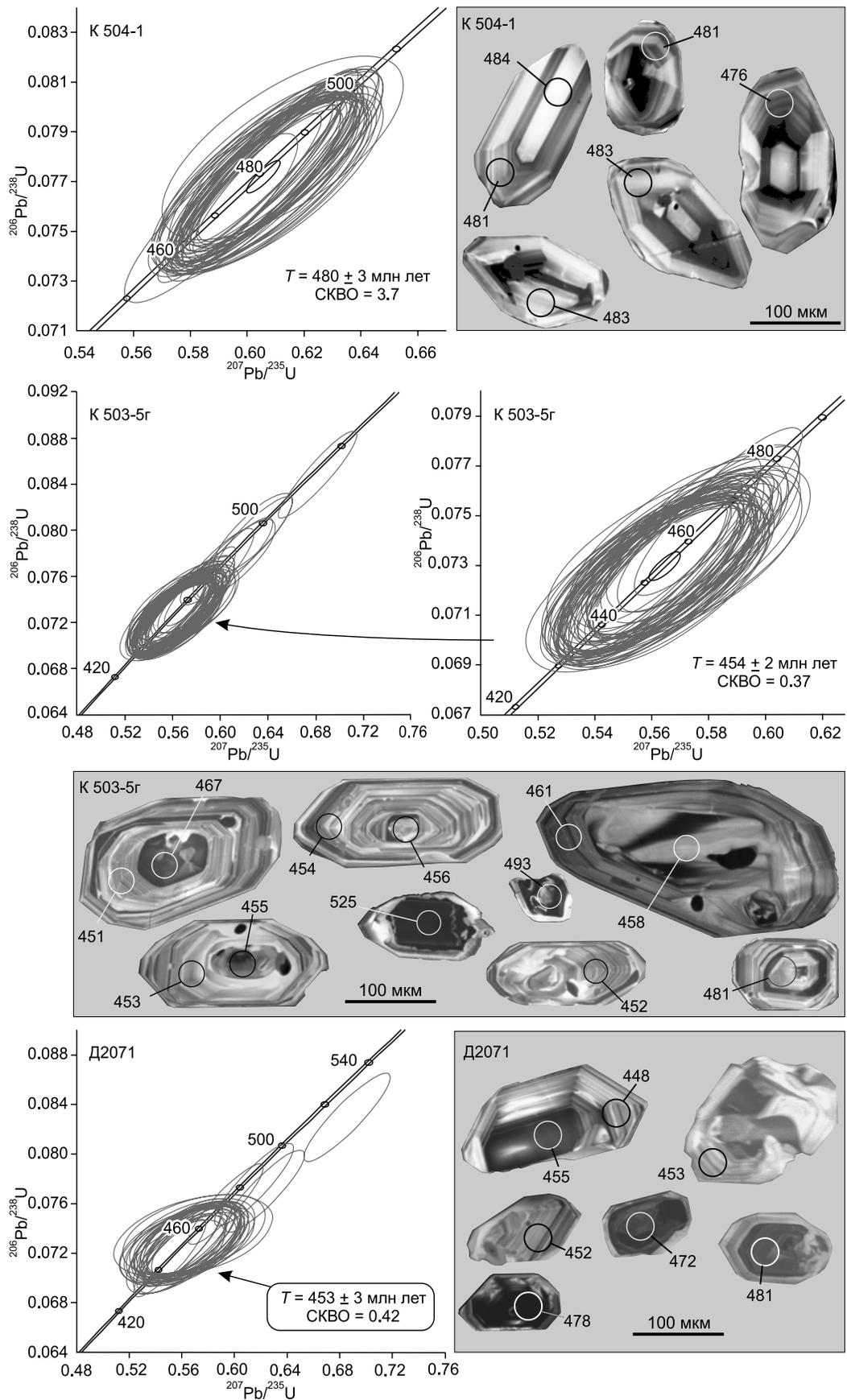


Рис. 8. Диаграммы с конкордиями и КЛ изображение цирконов из меланократовых включений и из вмещающих гранитов с точками измерений и возрастом ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). Погрешности единичных измерений приведены на уровне 2σ .

древние конкордантные значения возраста от 525 до 477 млн лет. Полученные значения возраста и морфология кристаллов циркона указывают на ксеногенную природу ядерной части зерен.

Проба Д2071 отобрана из двуполевошпатовых гранитов в районе р. Конга (правый приток р. Каа-Хем). Цирконы из монофракции характеризуются короткопризматическим и изометричным обликом (от 100 до 120 мкм по удлинению и 70–100 мкм по ширине), хорошо выраженными гранями призм и немного сглаженными ребрами бипирамид. Кристаллы слабоокрашены в желтоватый цвет. В режиме КЛ в отдельных агрегатах выделяется ядерная и краевая часть. Обе характеризуются осцилляторной магматической зональностью, но во внешней зоне она выражена более ярко. Внутренняя часть цирконов частично растворена, аналитические исследования удалось провести не по всем наблюдаемым зернам с ярко выраженным ядром. Конкордантные значения, полученные по 29 локальным точкам (28 зерен) из краевой зоны и цирконов с отсутствующей ядерной частью, составляют 453 ± 3 млн лет (СКВО = 0.42) (см. доп. материалы, Table 3, рис. 8). Th/U отношения варьируют от 0.4 до 1.34. Из ядерной части цирконов с более темной окраской в режиме КЛ получены более древние конкордантные значения 530–473 млн лет (четыре локальных точки). Th/U отношения в них составляют 0.42–1.54.

Полученные геохронологические данные по гранитам (пробы К 503-5г и Д2071) полностью совпадают с ранее опубликованными данными по гранодиоритам сархойского комплекса из Бренского массива – 450 ± 5 млн лет [Руднев, 2013] и лейкогранитам Байбалыкского массива – 451 ± 6 млн лет [Козаков и др., 2003].

Sm-Nd изотопные исследования

Граниты сархойского комплекса (пр. Д1019е, см. доп. материалы, Table 4) характеризуются величинами $\epsilon_{Nd}(T) = 1.7$ и позднерифейским модельным возрастом ($T_{Nd}(DM-2st) = 1.06$ млрд лет) [Руднев и др., 2006]. Исследования лейкогранитов Байбалыкского массива, входящего в состав сархойского комплекса, показали более низкие значения параметра $\epsilon_{Nd}(T) = 0.5$ и более древний Nd модельный возраст ($T_{Nd}(DM-2st) = 1.16$ млрд лет) [Козаков и др., 2003]. Породы меланократовых магматических включений (пр. К504-1) обнаруживают более высокие значения $\epsilon_{Nd}(T) = 3.2$ и более молодые Nd модельные возрасты ($T_{Nd}(DM-2st) = 961$ млн лет).

PT-ПАРАМЕТРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

PT-параметры кристаллизации гранитов сархойского комплекса и меланократовых включений были определены по амфибол-плаггиоклазовому геотермо-

барометру, где температура рассчитана по [Holland, Blundy, 1994], а давление по [Anderson, 1996]. Составы минералов, по которым проводился расчет значений, приведены в доп. материалах, Table 1.

Для расчета PT-параметров в гранитах были выбраны анализы плаггиоклаза из краевой части (An_{29-34}), полученные значения составили $T = 696$ °C, $P = 2.3$ кбар. Оценки давления воспроизводятся при расчете давления по величине содержания Al в амфиболах [Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Schmidt, 1992], для гранитов $P = 1.8–2.5$ кбар.

В монцогаббро для расчета по амфибол-плаггиоклазовому геотермобарометру были использованы незональные плаггиоклазы основной массы (An_{30-41}). Полученные значения составляют $T = 717$ °C, $P = 2.4$ кбар. Учитывая однородное строение цирконов, оценки температуры также были определены по насыщению Zr [Watson, Harrison, 1983; Miller et al., 2003] и составили от 751 до 660 °C, среднее значение отвечает 690 °C. Оценки давления дополнительно были рассчитаны по величине содержания Al в амфиболах [Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Schmidt, 1992] и составили $P = 1.9–2.6$ кбар. По амфиболу из хадакрстов и центральной части плаггиоклазовых фенокристаллов (An_{30-40}) рассчитанные параметры кристаллизации составили $T = 720$ °C и $P = 2.5$ кбар [Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Schmidt, 1992; Holland, Blundy, 1994; Anderson, 1996]. Как видно из полученных значений, параметры кристаллизации порфириновых вкрапленников и основной массы в монцогаббро, а также гранитов сархойского комплекса очень близки.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Происхождение меланократовых включений. Результаты U-Pb геохронологического датирования однозначно указывают на значительный разрыв по времени образования магматических включений и гранитов сархойского комплекса (480 и 450 млн лет соответственно), что полностью исключает возможность их образования при смешении двух контрастных по составу магм. Данные Sm-Nd изотопных исследований, значительные отличия по $\epsilon_{Nd}(T)$ и Nd модельным возрастам также исключают варианты, что меланократовые включения представляют собой кумуляты более ранней фазы кристаллизации гранитного расплава или релиты протолита гранитоидов сархойского комплекса. Таким образом, эллипсоидные тела монцогаббро являются ксенолитами.

В пределах Каахемского ареала значения возрастов, аналогичные магматическим включениям, фиксируются для кварцевых диоритов из диорит-тоналит-плаггиогранитных ассоциаций раннетаннуольского комплекса (480 ± 2 млн лет) [Руднев и др., 2006; Руднев, 2013] и габброидов мажалькского перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса (484–

478 млн лет) [Изох и др., 2001; Сальникова и др., 2003]. Вещественный и изотопный состав пород мажалькского комплекса ($\epsilon_{Nd}(T) = 4.8 \dots 5.7$) [Сальникова и др., 2003; Сугоракова, 2015] существенно отличается от рассматриваемых включений, что не позволяет рассматривать габброиды мажалькского комплекса в качестве источника ксенолитов. В то же время $\epsilon_{Nd}(T)$ для кварцевых диоритов раннетаннуольского комплекса составляет 4.1 [Руднев и др., 2006; Руднев, 2013], что в пределах аналитической ошибки является сопоставимым с исследуемыми магматическими породами из включений ($\epsilon_{Nd}(T) = 3.2$) в гранитоидах сархойского комплекса.

Диорит-тоналит-плагиограниты раннетаннуольского комплекса по петрохимическим параметрам отличаются от монцогаббро и монцонитов магматических включений. По основным петрохимическим параметрам диориты и тоналиты раннетаннуольского комплекса являются более кремнекислыми ($SiO_2 = 59.40\text{--}62.16$ мас. %), менее калиевыми ($K_2O = 1.46\text{--}1.71$ мас. %) и нормально-щелочными ($Na_2O + K_2O = 5.26\text{--}5.38$ мас. %) относительно монцодиоритовых включений. Спектры распределения редких элементов монцогаббро включений и диоритов раннетаннуольского комплекса очень близки: $(La/Yb)_n$ составляет 4.95–10.32 и 6.83–9.83, $(Gd/Yb)_n$ – 1.29–2.02 и 1.52–1.97 соответственно. В обеих группах пород отмечаются незначительные минимумы по Nb, Ta, Hf и Ti и отрицательные Eu-аномалии: $(Eu/Eu^*)_n = 0.61\text{--}0.78$ и $0.69\text{--}0.71$.

Образование пород раннетаннуольского комплекса происходило за счет плавления метабазитов при $P \sim 8$ кбар в равновесии с $Nbl + Pl \pm Sprx \pm Orx$ реститом [Руднев, 2013]. Имеющиеся немногочисленные данные по гранитоидам раннетаннуольского комплекса не позволяют однозначно реконструировать процессы их образования и взаимоотношения с монцогаббро магматических включений. Однако по результатам изотопных, геохимических и геохронологических исследований ксенолиты в сархойском комплексе можно отнести к одной из интрузивных фаз раннетаннуольского комплекса (рис. 9).

Влияние кислого расплава на состав включений. Монцониты и монцогаббро из включений визуально в обнажении практически не отличаются (см. рис. 2, а, б), выделение двух групп по составу основано на петрохимических характеристиках. Образцы монцонитов отобраны из одиночных включений в гранитах (см. рис. 2, б), тогда как ксенолиты монцогаббро и монцодиоритов образуют рои (см. рис. 2, а, в). Анализ петро- и геохимического состава обеих групп пород позволяет предполагать, что различия связаны с разной степенью изменения меланократовых включений вмещающими гранитами. Опираясь на главные геохимические признаки коровой контаминации [Туркина, 2023], была рассмотрена возможность образования монцонитов за счет более значи-

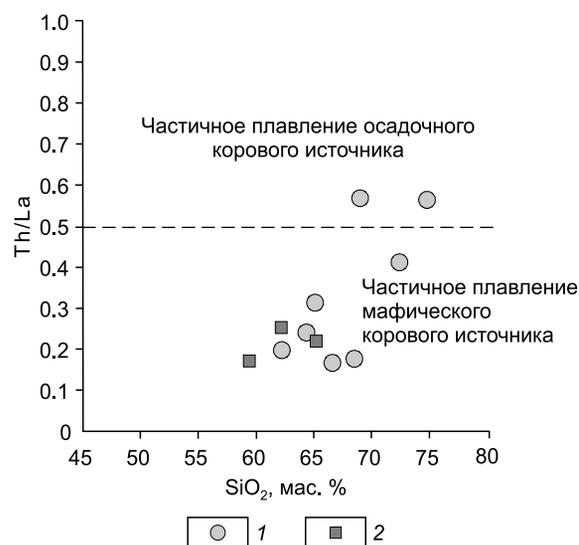


Рис. 9. Дискриминационная диаграмма SiO_2 –Th/La, по [Wang et al., 2016], по характеру протолита для гранитоидов сархойского и раннетаннуольского комплексов. 1 – двуполовошпатовые граниты сархойского комплекса; 2 – кварцевые диориты, тоналиты и меланоплагиограниты раннетаннуольского комплекса, по [Руднев, 2013].

тельного влияния гранитного расплава на ксенолиты. Основным петрохимическим критерием является увеличение содержания SiO_2 с уменьшением Mg#, в монцонитах относительно монцогаббро данная корреляция проявлена очень слабо, тренд распределения SiO_2 относительно Mg# горизонтальный (рис. 10, а). Однако на бинарных диаграммах увеличение содержания кремнезема сопровождается снижением содержания MgO , Fe_2O_3 и TiO_2 , а также обогащением Th, Nb, Zr, La и Ce (см. рис. 6; 7, а, б). Процессы коровой контаминации сопровождаются обеднением TiO_2 , при увеличении концентраций Nb, Zr, монцониты и монцогаббро образуют субвертикальные тренды со слабым отрицательным наклоном (рис. 10, б, в). Обе группы пород обнаруживают слабую корреляцию между Mg# и $(La/Sm)_N$ (рис. 10, г), при этом монцониты характеризуются наиболее высокими значениями $(La/Sm)_N = 5.40\text{--}5.48$. Соотношения Nb/U и La/Sm относительно SiO_2 ложатся на тренд, соответствующий коровому влиянию на мафические породы (см. рис. 10, д, е). Увеличение содержания La при взаимодействии с кислыми расплавами должно приводить к появлению обратной корреляции значений $(La/Sm)_n$ относительно $(Nb/La)_{PM}$, монцониты и монцогаббро образуют вертикальный тренд (см. рис. 10, ж). Для всех включений характерны Nb минимумы на мультиэлементных спектрах (см. рис. 7, б), для монцонитов значения $(Nb/La)_{PM} < 1$ (0.29–0.32) и $(Nb/Th)_{PM} < 1$ (0.13–0.14) и характерны повышенные значения $(Nb/Y)_{PM} > 2$ (3.19–3.22) относительно монцогаббро, где $(Nb/Y)_{PM} = 1.20\text{--}1.97$ (см. рис. 10, з).

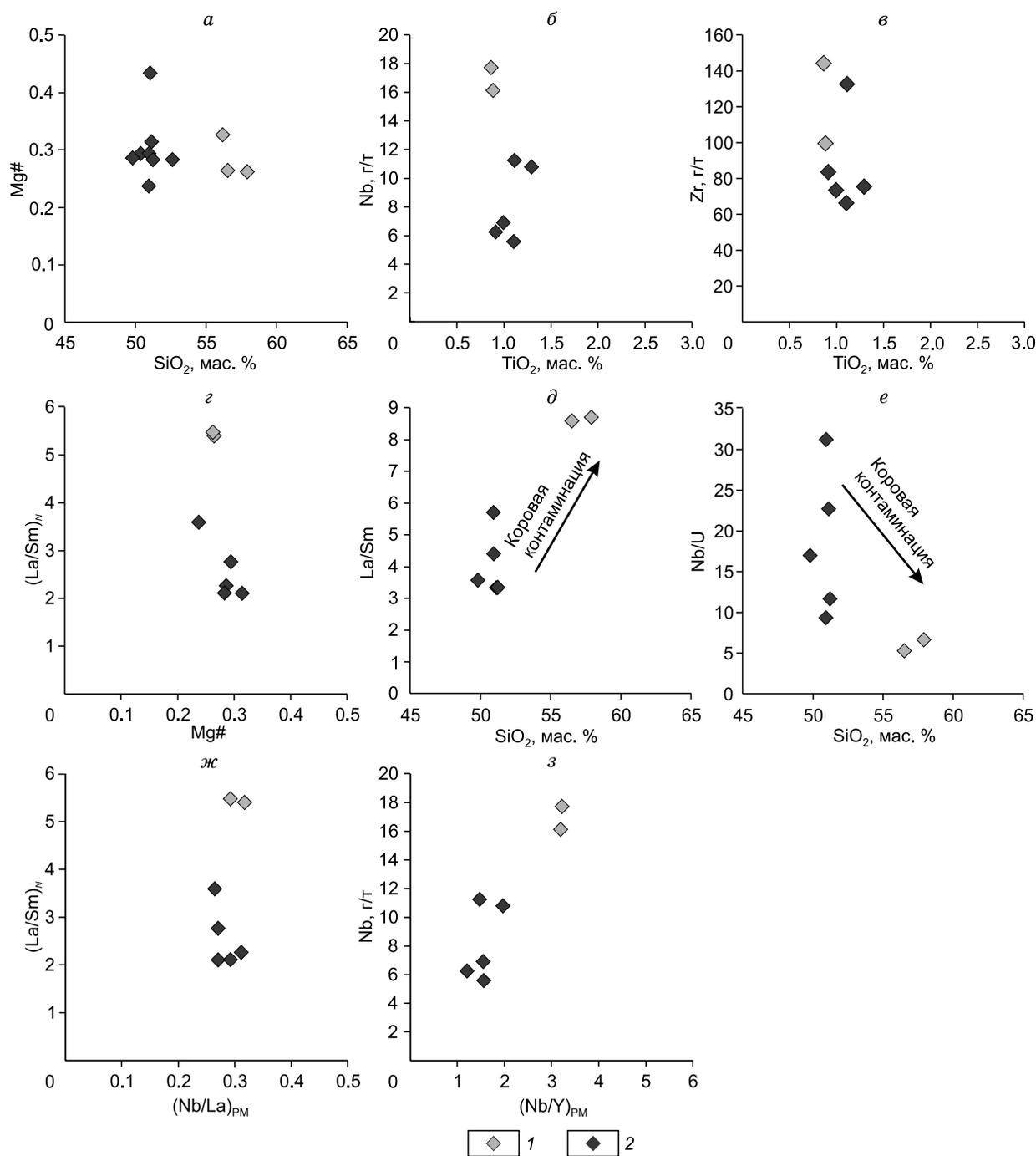


Рис. 10. Диаграммы для монзонитов и монцогаббро включений: *a* – SiO₂–Mg#; *б* – TiO₂–Nb; *в* – TiO₂–Zr; *г* – Mg#–(La/Sm)_N; *д* – SiO₂–La/Sm; *е* – SiO₂–Nb/U; *ж* – (Nb/La)_{PM}–(La/Sm)_N; *з* – (Nb/Y)_{PM}–Nb. 1 – монзонит, 2 – монцогаббро.

Даже при отсутствии данных $\epsilon_{Nd}(T)$ по монзонитам, совокупность геохимических и петрохимических признаков указывает, что монзониты и монцогаббро являются продуктами разной степени контаминированности мафических пород гранитным расплавом. Большая степень изменения для монзонитов может быть обусловлена меньшим размером самих ксенолитов и одиночным расположением в гранитном расплаве.

На основании петрографических наблюдений, исследований составов минералов и рассчитанных *PT*-параметров можно реконструировать следующую последовательность магматических процессов. В период около 480 млн лет на уровне средней коры ($T = 720$ °C и $P = 2.5$ кбар) из мафического расплава происходит одновременная кристаллизация амфибола, биотита и плагиоклаза (An_{30–40}) с формированием порфировых вкрапленников с пойкилитовой струк-

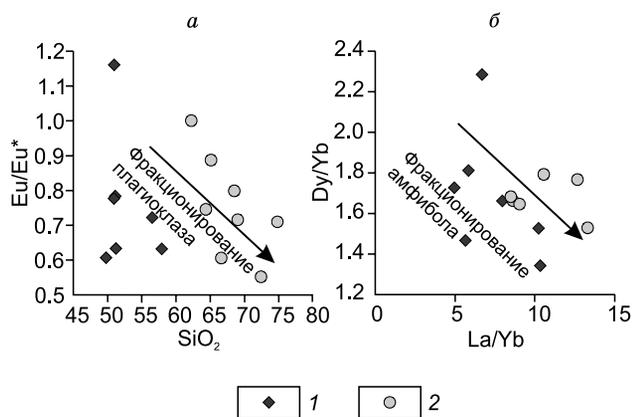


Рис. 11. Диаграммы $Eu/Eu^* - SiO_2$ (а) и $Dy/Yb - Yb$ (б) для гранитов сархойского комплекса и меланократовых ксенолитов. 1 – ксенолиты; 2 – двуполевошпатовые граниты сархойского комплекса.

турой в центральной части. Дальнейшая постепенная кристаллизация расплава сопровождалась фракционированием амфибола (рис. 11, б). В позднем ордовике (~450 млн лет) произошло внедрение большого объема гранитоидного расплава, соответствующего породам сархойского комплекса. Кристаллизация расплава происходила постепенно, с образованием прямой зональности в плагиоклазах, без дополнительного привноса основного расплава или повторного прогрева (см. рис. 4, д, е) и сопровождалась фракционированием амфибола и плагиоклаза (см. рис. 11, а, б). В процессе перемещения гранитного расплава были захвачены ксенолиты основных пород. При их взаимодействии с гранитной магмой породы были частично дезинтегрированы до достижения второго реологического порога, когда вещество существует в вязком состоянии с сохранением жесткого каркаса. Перенос захваченных ксенолитов в подобном состоянии обусловил формирование округлой эллипсоидной формы включений. Ассимиляция и взаимодействие с гранитной магмой привели к образованию пойкилитовых структур кварца и калиевого полевого шпата с включениями биотита и амфибола на контакте двух пород и в центральной части ксенолитов (см. рис. 3, з, д), а также к появлению сглаженных ребер у цирконов в монцогаббро (см. рис. 8, пр. К 504-1).

Время взаимодействия гранитной магмы с ксенолитами было достаточным для выравнивания составов плагиоклазов из краевой части порфирированных вкрапленников в монцогаббро и монцонитах (An_{29-41}), незональных плагиоклазов из основной массы (An_{30-41}) и краевой части плагиоклазов из гранитов (An_{29-34}). Полученные значения кристаллизации гранитного расплава ($T = 696$ °С, $P = 2.3$ кбар) и основной массы ксенолитов ($T = 690-717$ °С, $P = 1.9-2.5$ кбар) также очень близкие, т. е. окончательная консолидация час-

тично ассимилированных ксенолитов и гранитов сархойского комплекса происходила одновременно.

Корреляция ксенолитов с раннеордовикскими магматическими комплексами Каахемского ареала. Положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ и положение гранитов сархойского комплекса в полях плавления мафического и осадочного источника по соотношению Th/La (см. рис. 9) указывают на смешанный источник материала для образования крупного объема гранитоидного расплава. Наличие ксеногенных ядер и цирконов с возрастом 480 млн лет и более древними значениями 525 млн лет в гранитах сархойского комплекса позволяют предполагать захват и переплавление пород более древних комплексов, расположенных в пределах Каахемского ареала. Ксеногенные цирконы со значениями 525 млн лет неоднократно были зафиксированы в гранитах и плагиогранитах восточной части ареала [Руднев и др., 2023]. Они сопоставляются с венд-раннекембрийскими вулканогенными образованиями Таннуольской островной дуги [Pfänder et al., 2002; Монгуш и др., 2011]. Ксеногенные цирконы с возрастными значениями ~480 млн лет в гранитах сархойского комплекса сопоставимы с раннеордовикскими интрузивными образованиями аккреционно-коллизийного этапа.

Базитовые и гранитоидные комплексы данного этапа (480–470 млн лет) проявлены в пределах всего Каахемского ареала. Наиболее ранними являются габброиды мажалькского перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса (484 ± 2 млн лет, Ar-Ar [Бородина и др., 2004], 478 ± 2 млн лет, U-Pb [Сальникова и др., 2003]) с высокими значениями $\epsilon_{Nd}(T) = 4.8...5.7$ [Сальникова и др., 2003; Сугоракова, 2015]. Его формирование связывается с высокой степенью плавления деплетированного надсубдукционного мантийного источника [Бородина и др., 2004].

Взаимодействие ксенолитов с гранитной магмой не позволяет однозначно выделить характерные черты изначально мафического расплава и определить его источник. На диаграммах $Ce/Nb - Th/Nb$ (рис. 12, а) фигуративные точки составов монцогаббро как наименее измененных пород лежат в поле базальтов задуговых бассейнов, а на диаграмме $Nb/Y - Zr/Y$ большинство значений отвечает базальтам MORB-типа (рис. 12, б). Эти данные, а также значительные отличия ксенолитов и габброидов мажалькского комплекса по $\epsilon_{Nd}(T)$ предполагают одновременное существование двух различных мантийных источников в пределах Каахемского ареала.

Проявления раннеордовикского магматизма (раннетаннуольский и мажалькский комплексы) были зафиксированы преимущественно в западной части Каахемского ареала, ксенолиты монцогаббро в гранитах сархойского комплекса наблюдаются в восточной части ареала, где до настоящих исследований были изучены только позднеордовикские базитовые комплексы [Монгуш и др., 2013; Яковлев и др., 2024].

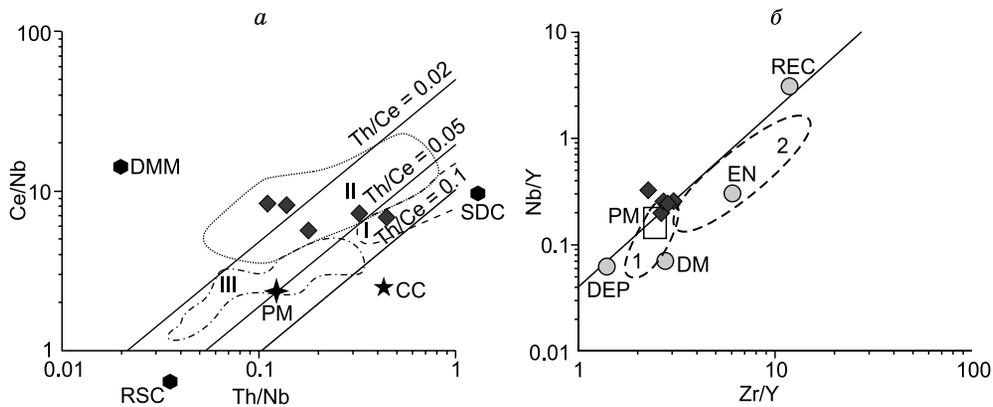


Рис. 12. Диаграммы Ce/Nb–Th/Nb (а), по [Saunders et al., 1988], и Nb/Y–Zr/Y (б), по [Fitton et al., 1997; Condie, 2005], для монцогаббро из ксенолитов. а – поля: I – островных дуг, II – задуговых бассейнов, III – океанического плато Онтонг Джава. DMM – деплетированная мантия, RSC – рециклированный компонент, SDC – субдукционный компонент, PM – примитивная мантия, CC – континентальная кора. б – PM – примитивная мантия, DEP – деплетированная глубинная мантия, DM – верхняя деплетированная мантия, EN – обогащенный компонент, REC – рециклированный компонент. Поля базальтов: 1 – MORB, 2 – островодужных.

Проявление габброидного магматизма из различных мантийных источников может быть связано со сложностью строения коллизионного сооружения, образовавшегося при сочленении и тектоническом расчленении разнообразных по вещественному составу вулканогенных и осадочных отложений островных дуг, задуговых бассейнов и микроконтинентов.

Таким образом, раннеордовикский этап магматизма в пределах Каахемского ареала характеризуется вовлечением в плавление разнообразных мантийных и коровых источников, различной степенью их плавления и в итоге формированием широкого по составу спектра пород. Поскольку коренных пород по всем изотопно-геохимическим, геохронологическим и петрографическим параметрам, сопоставимым с меланократовыми магматическими породами ксенолитов, не обнаружено на настоящее время, то можно предполагать существование интрузивных тел основного состава на период 480 млн лет, но полностью измененных более поздними процессами. Опираясь на наличие ксеногенных цирконов со значениями 525 млн лет в гранитах сархойского комплекса, вмещающими породами для монцогаббро, вероятнее всего, были венд-раннекембрийские вулканогенно-осадочные комплексы. Ксенолиты монцонитов и монцогаббро, наряду с перидотит-пироксенит-габброноритами мажалькского массива, являются проявлением базитового магматизма на аккреционно-коллизионном этапе эволюции региона, предшествующего масштабному эпизоду гранитообразования.

ВЫВОДЫ

Магматические включения в гранитах сархойского комплекса представляют собой ксенолиты основных и средних пород. Изотопные и изотопно-геохроноло-

гические данные позволяют предполагать, что эти ксенолиты являются ранней фазой основного состава диорит-тоналит-плагриогранитного раннетаннуольского комплекса. Захват фрагментов монцогаббро произошел в процессе подъема гранитного расплава на период 450 млн лет, длительное взаимодействие расплава с ксенолитами привело к их частичной ассимиляции (появлению пойкилитовых структур в основных породах и изменению состава до монцонитов в одиночных мелких ксенолитах). Наличие в гранитах сархойского комплекса ксеногенного циркона с возрастными данными 480 млн лет, сопоставимыми с возрастом монцодиоритов, свидетельствует о возможном вкладе раннеордовикских интрузивных комплексов в формирование крупного объема магматического расплава на более поздних этапах эволюции региона. Ксенолиты основных пород в гранитоидах сархойского комплекса, изученные в восточной части Каахемского ареала, представляют собой продукты плавления примитивной мантии, что кардинально отличает их от одновозрастных габброидных комплексов западной части ареала.

БЛАГОДАРНОСТИ И ФИНАНСИРОВАНИЕ

Авторы выражают благодарность и глубокую признательность А.М. Сугораковой (Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл) за предложенный объект исследования и активное обсуждение направления исследования, благодарности академику В.В. Ярмолуку (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва) за активное обсуждение работы.

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400176-0, № 122041400044-2, № 122041400171-5).

Дополнительные материалы: <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=80446062>.

ЛИТЕРАТУРА

- Аникина Е.В., Малич К.Н., Белоусова Е.А., Баданина И.Ю., Солошенко Н.Г., Русин И.А., Алексеев А.В. (2018).** U-Pb возраст и Hf-Nd-Sr изотопная систематика жильных пород Волковского массива (Средний Урал, Россия) // *Геохимия*, № 3, с. 209–221, DOI: [10.7868/S0016752518030019](https://doi.org/10.7868/S0016752518030019).
- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн А.П., Сючань С., Чанг Э.З. (1994).** Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // *Геология и геофизика*, т. 35, № 7–8, с. 8–28.
- Биндеман И.Н. (1995).** Ретроградная везикуляция базальтовой магмы в малоглубинных очагах: модель происхождения меланократовых включений в кислых и средних породах // *Петрология*, т. 3, № 6, с. 632–644.
- Бородина Е.В., Егоров В.В., Изох А.Э. (2004).** Петрология ордовикских коллизионных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажальского интрузива, Юго-Восточная Тува) // *Геология и геофизика*, т. 45, № 9, с. 1074–1091.
- Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. (2013).** Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья, Бургасский кварц-сиенитовый массив: состав, петрогенезис // *Петрология*, т. 21, № 3, с. 309–334. DOI: [10.7868/S0869590313030035](https://doi.org/10.7868/S0869590313030035).
- Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. (1999).** Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // *ДАН*, т. 369, № 6, с. 795–798.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. (2003).** Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // *Геология и геофизика*, т. 44, № 12, с. 1321–1338, EDN: [MQDY5V](https://www.elibrary.ru/entry?id=MQDY5V).
- Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. (2013).** Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // *Петрология*, т. 21, № 2, с. 177–201, DOI: [10.7868/S0869590313020076](https://doi.org/10.7868/S0869590313020076).
- Владимиров А.Г., Владимир В.Г., Полянский О.П. (2017).** Минглинг-процессы в земной коре: геологические наблюдения и математическое моделирование // *Геодинамика и тектонофизика*, т. 8, № 2, с. 217–222. DOI: [10.5800/GT-2017-8-2-0239](https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0239).
- Зоненшайн А.П., Кузьмин М.И., Моралев В.П. (1976).** Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 232 с.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Литасов Ю.Д., Гибшер А.А. (2001).** Позднеордовикский возраст камптонитов агардагского комплекса Юго-Восточной Тувы – свидетельство проявления плюмового магматизма при коллизионных процессах // *ДАН*, т. 378, № 5, с. 794–797.
- Карманова Н.Г., Карманов Н.С. (2011).** Универсальная методика рентгенофлуоресцентного силикатного анализа горных пород на спектрометре ARL-9900XP // Тезисы докладов VII Всероссийской конференции по рентгеноспектральному анализу, 19–23 сентября 2011 г., Новосибирск, Изд-во СО РАН, 126 с.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. (2003).** Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // *Геология и геофизика*, т. 44, № 12, с. 1280–1293, EDN: [MQETUD](https://www.elibrary.ru/entry?id=MQETUD).
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Котов А.Б., Лебедев В.И., Сугоракова А.М., Яковлева С.З. (1998).** Возраст постколлизионного магматизма каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // *ДАН*, т. 360, № 4, с. 514–517.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. (2002).** Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // *Геотектоника*, № 2, с. 80–92.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. (2003).** Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // *Петрология*, т. 11, № 5, с. 491–511.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А. (1995).** Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // *Петрология*, т. 3, № 2, с. 133–157.
- Монгуш А.А., Сугоракова А.М. (2013).** Возраст и источники магм постколлизионных габброидов Каахемского магматического ареала, Восточная Тува: результаты первых ^{40}Ar - ^{39}Ar и Sm-Nd исследований // *Геохимия*, № 11, с. 1042–1047, DOI: [10.7868/S0016752513110046](https://doi.org/10.7868/S0016752513110046).
- Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолюк В.В. (2011).** Офиолиты Западной Тувы – фрагмент поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // *ДАН*, т. 438, № 6, с. 796–802.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. (1993).** Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // *Геотектоника*, № 6, с. 3–31.
- Руднев С.Н. (2013).** Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 300 с.
- Руднев С.Н., Владимир А.Г., Пономарчук В.А., Бибикина Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Байнова Т.Б. (2006).** Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // *Литосфера*, № 2, с. 3–33.
- Руднев С.Н., Дистанова А.Н., Лебедев В.И., Сугоракова А.М., Бабин Г.А., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Ларионов А.Н. (2008).** Возраст, состав и геодинамические условия формирования гранитоидов Восточно-Таннуольского батолита (Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, вып. 6, т. 2, с. 68–70.
- Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. (2015).** Вендраннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // *Геология и геофизика*, т. 56, № 9, с. 1572–1600, DOI: [10.15372/GIG20150902](https://doi.org/10.15372/GIG20150902), EDN: [UIKREF](https://www.elibrary.ru/entry?id=UIKREF).
- Руднев С.Н., Кармышева И.В., Семенова Д.В., Яковлев В.А., Сугоракова А.М. (2023).** Магматические и ксеногенные цирконы из гранитоидов Каахемского батолита как возрастные маркеры коры в зоне сочленения Таннуольской островной дуги и Тувино-Монгольского микроконтинента (Восточная Тува) // *Геология и геофизика*, т. 64, № 7, с. 917–933, DOI: [10.15372/GIG2023107](https://doi.org/10.15372/GIG2023107), EDN: [JEUZUK](https://www.elibrary.ru/entry?id=JEUZUK).
- Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Ойдул Ч.К., Монгуш А.А., Яковлева С.З., Федосенко А.М. (2003).** Раннеордовикский возраст мажальского комплекса Вос-

- точной Тувы: U-Pb метод по циркону // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: материалы совещания. СПб., Центр информационной культуры, с. 450–452.
- Сугорова А.М. (2015).** Новые геохронологические и изотопные данные к вопросу о возрасте ассоциаций Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Региональная экономика: технологии, экономика, экология и инфраструктура: материалы междунар. науч.-практ. конф., посвящ. 20-летию Тувикопр СО РАН. Кызыл, Тувикопр СО РАН, с. 166–168.
- Сугорова А.М., Хертек А.К. (2017).** Новые данные к вопросу о возрасте Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Геосферные исследования, № 3, с. 50–60, DOI: [10.17223/25421379/47](https://doi.org/10.17223/25421379/47).
- Туркина О.М. (2023).** Вариации редкоземельного и изотопного состава неорархейских мафических гранулитов юго-запада Сибирского кратона: следствие различных мантийных источников или коровой контаминации // Петрология, т. 31, № 2, с. 182–201, DOI: [10.31857/S0869590323200061](https://doi.org/10.31857/S0869590323200061).
- Удортатина О.В., Кобл М.А., Шуйский А.С., Капитанова В.А. (2019).** Мафические включения (собский комплекс, Полярный Урал): U-Pb (SIMS) данные // Геодинамика и тектонофизика, т. 10, № 2, с. 265–288, DOI: [10.5800/GT-2019-10-2-0414](https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-2-0414).
- Ханн В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г. (1996).** Коллизионный орогенез: модель отрыва субдущированной пластины океанской литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика, т. 37, № 1, с. 5–16.
- Хромых С.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Котлер П.Д., Соколова Е.Н. (2018).** Мантийно-коровое взаимодействие в петрогенезисе габбро-гранитоидной ассоциации преобразованного интрузива, Восточный Казахстан // Петрология, т. 26, № 4, с. 376–399, DOI: [10.1134/S0869590318040040](https://doi.org/10.1134/S0869590318040040).
- Шенгёр А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. (1994).** Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика, т. 35, № 7–8, с. 41–58.
- Яковлев В.А., Кармышева И.В., Руднев С.Н., Семенова Д.В., Юдин Д.С. (2024).** Дайковые комплексы восточной части Каахемского магматического ареала (Восточная Тува): состав, возраст, геологическая позиция // Геодинамика и тектонофизика, т. 15, № 3, 0760, DOI: [10.5800/GT-2024-15-3-0760](https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-3-0760).
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. (2000).** Северо-Азиатский суперплот в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, № 5, с. 3–29.
- Anderson J.L. (1996).** Status of thermobarometry in granitic batholiths // Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb., v. 87 (1–2), p. 125–138, DOI: [10.1017/S0263593300006544](https://doi.org/10.1017/S0263593300006544).
- Andersen T. (2002).** Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chem. Geol., v. 192 (1–2), p. 59–79, DOI: [10.1016/S0009-2541\(02\)00195-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00195-X).
- Barbarin B. (2005).** Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts // Lithos, v. 80 (1–4), p. 155–177, DOI: [10.1016/j.lithos.2004.05.010](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.010).
- Boynnton W.V. (1984).** Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, in: Henderson P. (Ed.). Developments in Geochemistry. Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, v. 2, p. 63–114, DOI: [10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3](https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3).
- Castro A., Martino R., Vujovich G., Otamendi J., Pinotti L., D’Eramo F., Tibaldi A., Viñao A. (2008).** Top-down structures of mafic enclaves within the Valle Fértil magmatic complex (Early Ordovician, San Juan, Argentina) // Geol. Acta, v. 6 (3), p. 217–229, DOI: [10.1344/105.000000252](https://doi.org/10.1344/105.000000252).
- Chappell B.W. (1978).** Granitoids from the Moonbi district, New England Batholith, Eastern Australia // J. Geol. Soc. Aust., v. 25 (5–6), p. 267–283, DOI: [10.1080/00167617808729035](https://doi.org/10.1080/00167617808729035).
- Chappell B.W., White A.J.R., Wyborn D. (1987).** The importance of residual source material (restitute) in granite petrogenesis // J. Petrol., v. 28 (6), p. 1111–1138, DOI: [10.1093/petrology/28.6.1111](https://doi.org/10.1093/petrology/28.6.1111).
- Chen Y.D., Price R.C., White A.J.R., Chappell B.W. (1990).** Mafic inclusion from the Glenborg and Blue Gum Granite Suites, southeastern Australia // J. Geophys. Res., v. 95 (B11), p. 17757–17785, DOI: [10.1029/JB095iB11p17757](https://doi.org/10.1029/JB095iB11p17757).
- Clemens J.D., Wall V.J. (1988).** Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks // Lithos, v. 21 (1), p. 53–66, DOI: [10.1016/0024-4937\(88\)90005-9](https://doi.org/10.1016/0024-4937(88)90005-9).
- Condie K.C. (2005).** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos, v. 79 (3–4), p. 491–504, DOI: [10.1016/j.lithos.2004.09.014](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014).
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (2013).** An Introduction to the Rock-Forming Minerals, 3rd Ed. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, London, 498 p., DOI: [10.1180/DHZ](https://doi.org/10.1180/DHZ).
- Didier J., Barbarin B. (1991).** Enclaves and Granite Petrology. Elsevier, Amsterdam, 626 p.
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., Taylor R.N. (1997).** Thermal and chemical structure of the Iceland plume // Earth Planet. Sci. Lett., v. 153 (3–4), p. 197–208, DOI: [10.1016/S0012-821X\(97\)00170-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00170-2).
- 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 // J. Petrol., v. 42 (11), p. 2033–2048, DOI: [10.1093/petrology/42.11.2033](https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033).
- Gerdes A., Wörner G., Finger F. (2000).** Hybrids, magma mixing and enriched mantle melts in post-collisional Variscan granitoids: the Rastenberg Pluton, Austria, in: Franke W., Haak V., Oncken O., Tanner D. (Eds.). Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Geological Society, London, p. 415–431, DOI: [10.1144/GSL.SP.2000.179.01.25](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.25).
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. (1988).** Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett., v. 87 (3), p. 249–265, DOI: [10.1016/0012-821X\(88\)90013-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90013-1).
- Griffin W., Powell W., Pearson N., O’Reilly S. (2008).** GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS, in: Sylvester P.J. (Ed.). Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues. Mineralogical association of Canada, Québec, p. 308–311, DOI: [10.3749/9780921294801.app02](https://doi.org/10.3749/9780921294801.app02).
- Hamilton W.B. (1970).** The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms // Geol. Soc. Am. Bull., v. 81 (9), p. 2533–2576, DOI: [10.1130/0016-7606\(1970\)81\[2533:TUATM\]02.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[2533:TUATM]02.0.CO;2).
- Hammarstrom J.M., Zen E-An. (1986).** Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer // Am. Mineral., v. 71 (11–12), p. 1297–1313.
- Holland T., Blundy J. (1994).** Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Mineral. Petrol., v. 116 (4), p. 433–447, DOI: [10.1007/BF00310910](https://doi.org/10.1007/BF00310910).
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. (1987).** Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Am. Mineral., v. 72 (3–4), p. 231–239.
- Jacobsen S.J., Wasserburg G.J. (1984).** Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites, II // Earth Planet. Sci. Lett., v. 67 (2), p. 137–150, DOI: [10.1016/0012-821X\(84\)90109-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90109-2).
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smeeth D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. (1997).** Nomenclature of amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral

- Names // *Mineral. Mag.*, v. 61 (405), p. 295–310, DOI: [10.1180/minmag.1997.061.405.13](https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.405.13).
- Liew T.C., Hofmann A.W. (1988).** Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study // *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 98 (2), p. 129–138, DOI: [10.1007/BF00402106](https://doi.org/10.1007/BF00402106).
- Middlemost E.A.K. (1994).** Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth-Sci. Rev.*, v. 37 (3–4), p. 215–224, DOI: [10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9).
- Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W. (2003).** Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance // *Geology*, v. 31 (6), p. 529–532, DOI: [10.1130/0091-7613\(2003\)031<0529:HACGIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0529:HACGIO>2.0.CO;2).
- Nikolaeva I.V., Paleskii S.V., Koz'menko O.A., Anoshin G.N. (2008).** Analysis of geologic reference materials for REE and HFSE by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) // *Geochem. Int.*, v. 46 (10), p. 1016–1022, DOI: [10.1134/S0016702908100066](https://doi.org/10.1134/S0016702908100066).
- O'Connor J.T. (1965).** A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // *Geol. Surv. Prof. Pap.*, No. 525B, p. 79–84.
- Pabst A. (1928).** Observation on Inclusions in the Granitic Rocks of the Sierra Nevada. *Univ. Calif. Publ., Bull. Dep. Geol. Sci.*, v. 17 (10), p. 325–388.
- Peccerillo A., Taylor S.R. (1976).** Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 58 (1), p. 63–81, DOI: [10.1007/BF00384745](https://doi.org/10.1007/BF00384745).
- Perugini D., Poli G., Christofides G., Eleftheriadis G. (2003).** Magma mixing in the Sithonia Plutonic Complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves // *Mineral. Petrol.*, v. 78 (3), p. 173–200, DOI: [10.1007/s00710-002-0225-0](https://doi.org/10.1007/s00710-002-0225-0).
- Pfänder J.A., Jochum K., Kozakov I., Kröner A., Todt W. (2002).** 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.*, v. 143, p. 154–174, DOI: [10.1007/s00410-001-0340-7](https://doi.org/10.1007/s00410-001-0340-7).
- Phillips G.N., Wall V.J., Clemens J.D. (1981).** Petrology of the Strathbogie Batholith: a cordierite-bearing granite // *Canad. Mineral.*, v. 19 (1), p. 47–63.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. (1988).** Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol.*, v. special volume (1), p. 415–445, DOI: [10.1093/ptrology/Special_Volume.1.415](https://doi.org/10.1093/ptrology/Special_Volume.1.415).
- Schmidt M.W. (1992).** Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 110 (2–3), p. 304–310, DOI: [10.1007/BF00310745](https://doi.org/10.1007/BF00310745).
- 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. (2008).** Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.*, v. 249 (1–2), p. 1–35, DOI: [10.1016/j.chemgeo.2007.11.005](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005).
- Sollas J.W. (1894).** On the Volcanic District of Carlingford and Slieve Gullion. I: On the Relation of the Granite to the Gabbro of Barnavarve. *The Transactions of the Royal Irish Academy, Dublin*, p. 477–512.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985).** *The Continental Crust: Its Evolution and Composition.* Blackwell Scientific Publications, Oxford, 312 p.
- User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. (2003).** [Electronic resource]. URL: <https://searchworks.stanford.edu/view/6739593> (accessed 29.04.2025).
- Wang Q., Hawkesworth C.J., Wyman D., Chung S.-L., Wu F. Y., Li X.-H., Li Z.-X., Gou G.-N., Zhang X.-Z., Tang G.-J., Dan W., Ma L., Dong Y.-H. (2016).** Pliocene-Quaternary crustal melting in central and northern Tibet and insights into crustal flow // *Nat. Commun.*, v. 7, 11888, DOI: [10.1038/ncomms11888](https://doi.org/10.1038/ncomms11888).
- Watson E.B., Harrison T.M. (1983).** Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 64 (2), p. 295–304, DOI: [10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X).