

ПЕТРОЛОГИЯ

Научная статья
УДК 550.42: 552.3
doi: 10.17223/25421379/22/1

ПЕТРОГЕНЕЗИС И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ГРАНИТОВ (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ТУВИНО-МОНГОЛЬСКИЙ МАССИВ)



Ирина Владимировна Кармышева¹, Владимир Геннадьевич Владимиров²,
Максим Леонидович Куйбида³, Дина Валерьевна Семенова⁴,
Владислав Александрович Яковлев⁵

^{1, 2, 3, 4, 5} Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук,
Новосибирск, Россия

¹ iri@igm.nsc.ru

² vvg@igm.nsc.ru

³ maxkub@igm.nsc.ru

⁴ sediva@igm.nsc.ru

⁵ yakovlevva@igm.nsc.ru

Аннотация. По результатам структурно-петрологических и геохронологических исследований рассматривается происхождение высококалийных гранитов ухадагского комплекса (Западный Сангилен, Тувино-Монгольский массив) в период 485 млн лет. Формирование комплекса связано с плавлением коровых сиалических пород без существенного привноса мантийного вещества. Влияние со стороны верхней мантии было ограничено активным тепловым воздействием в условиях позднеколлизийного растяжения.

Ключевые слова: магматизм, высококалийные граниты, плавление, коллизия, позднеколлизийные обстановки, Тувино-Монгольский массив

Благодарности: авторы выражают благодарность С.Н. Рудневу, П.Д. Котлеру, Р.А. Шелепаеву и А.А. Цыганкову за активное обсуждение работы.

Источник финансирования: Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН и при финансовой поддержке РФФИ № 18-05-00851.

Для цитирования: Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Куйбида М.Л., Семенова Д.В., Яковлев В.А. Петрогенезис и тектонические обстановки образования высококалийных гранитов (Западный Сангилен, Тувино-Монгольский массив) // Геосферные исследования. 2022. № 1. С. 6–32. doi: 10.17223/25421379/22/1

Original article
doi: 10.17223/25421379/22/1

PETROGENESIS AND TECTONIC SETTINGS OF THE FORMATION OF HIGH-K GRANITES (WESTERN SANGILEN, TIVA-MONGOLIAN MASSIF)

Irina V. Karmysheva¹, Vladimir G. Vladimirov², Maxim L. Kuibida³, Dina V. Semenova⁴,
Vladislav A. Yakovlev⁵

^{1, 2, 3, 4, 5} Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

¹ iri@igm.nsc.ru

² vvg@igm.nsc.ru

³ maxkub@igm.nsc.ru

⁴ sediva@igm.nsc.ru

⁵ yakovlevva@igm.nsc.ru

Abstract. This study presents new data for the origin and conditions of the formation of high-K granitoids by the example of the rocks of the Ukhadag complex. It is widespread within the Western Sangilen on the northwestern margin of the Tuva-Mongolian massif. The main conclusions are based on the conducted structural and petrological studies, the study of the petrogeochemical composition of rocks and the composition of minerals, U-Pb isotope dating of rocks (zircons), and petrological modeling. The formation of granitoids took place in the period of 485 ± 2 Ma. This time period corresponds to the beginning of the late

collisional stage in the evolution of the active margin of the Tuva-Mongolian massif, during which there was a large-scale shear extension and thinning of the crust, the formation of areas of increased permeability. The rocks of the Ukhadag complex are quartz syenites, granites and monzoleucogranites. They are high-potassium (SiO_2 – 60.46–78.94 wt.%, K_2O – 3.07–7.09 wt. %) A2-type porphyritic granites. According to the Yb content, the rocks are divided into two types: with high (> 1.8 ppm) and low (< 1.8 ppm) values, which indicates garnet-bearing and garnet-free protolith substrates. The formation of the Ukhadag complex is assumed as a result of the remelting of the migmatite-granite Erzín complex. The results of petrological modeling showed that the melting of high-potassium rocks from migmatites is possible at a degree of melting from 10 to 45 %. The formation of quartz syenites is most likely associated with the melting of amphibolite horizons observed in the Erzín complex. Under the conditions of synmagmatic tectonic deformations, the most realistic is the model of fractional melting with the separation of portions of the newly formed melt after its formation, which led to an increase in incoherent elements (K, Rb, Cs, Ba) in the Ukhadag granites. The gabbroids and mingling dikes associated with the Ukhadag complex form an insignificant volume of hybridized rocks, which indicates a limited mass transfer on their part, which is insufficient for a significant change in the composition of silicic magmas of the entire volume of the Ukhadag complex. Gabbro-monzodiorites were a source of heat for melting the crustal substrate during the formation of the Ukhadag complex. The high temperatures of the newly formed melt are indicated by the increased contents of Zr and Hf in the Ukhadag granitoids, which are characteristic of the formation of A-granites from a quartz-feldspar substrate. In the settings of late collisional extension on the margin of the Tuva-Mongolian massif, the impact from the upper mantle at the turn of 485 Ma was limited to an active thermal effect, but it provided large-scale melting of high-K granites at the lower crustal levels.

Keywords: high-K granites, melting, collision, late collisional settings, Tuva-Mongolian massif

Acknowledgments: We would like to express our very great appreciation to S.N. Rudnev, P.D. Kotler, R.A. Shelepaev, A.A. Tsygankov for active discussion of our work.

Source of financing: Work is done on state assignment of V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Science. This study was financially supported by the Russian Foundation for Basic Research Projects № 18-05-00851.

For citation: Karmysheva, I.V., Vladimirov, V.G., Kuibida, M.L., Semenova, D.V. & Yakovlev, V.A. (2022) Petrogenesis and tectonic settings of the formation of high-k granites (Western Sangilen, Tuva-Mongolian massif). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 6–32. doi: 10.17223/25421379/22/1

Введение

Гранитообразование и закономерности изменения состава кислых магм играют ключевую роль в понимании эволюции континентальной коры. Петрогенезис высококалийевых гранитов, широко распространенных в коллизионных областях, неоднократно обсуждался в открытой печати [Roberts, Clemens, 1993; Bonin et al., 1998; Liégeois et al., 1998; Altherr et al., 2000; Bonin, 2004; Castro, 2004; Karsli et al., 2010; Topuz et al., 2010; Clemens 2012; Brown, 2013]. К настоящему времени предложены несколько моделей их образования:

1) фракционная кристаллизация мантийных недеплементированных расплавов или низкая степень плавления высококалийевых основных и средних пород на нижних и средних глубинах земной коры [Carroll, Wyllie, 1990; Beard, Lofgren, 1991; Roberts, Clemens, 1993; Rapp, Watson, 1995; Singh, Johannes, 1996; Sisson et al., 2005; Watkins et al., 2007];

2) частичное плавление корового материала и его смешение с мантийными расплавами [Hildreth and Moorbath, 1988; Rottura et al., 1998; Karsli et al., 2010];

3) низкая степень плавления коровых калийевых пород, в том числе метapelитов и амфиболитов [Barbarin, 1999];

4) частичное плавление тоналит-гранодиоритов [Skjerlie et al., 1993; Moyén et al., 2003; Frost et al., 2006].

Все существующие модели включают в себя участие в различной степени мантийного и корового материала. Источники корового материала предполагают плавление амфиболитов и метapelитов с высокими содержаниями калия в условиях нижней и средней коры. Основные же породы являются либо тепловым источником, необходимым для плавления корового материала, либо первичными магмами, претерпевшими впоследствии фракционную кристаллизацию, либо источником калия, привнесенного в более кислые породы из мантийных обогащенных расплавов. Как следствие, образование высококалийевых гранитов практически всегда является результатом корово-мантийного взаимодействия. Для понимания происхождения природы высококалийевых гранитов наиболее информативными являются интрузии, пространственно и по времени образования связанные с габброидными телами.

В данной статье рассматриваются происхождение и условия образования высококалийевых гранитов ухадагского комплекса, расположенного на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива (ТММ) в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), который является крупнейшим в мире аккреционно-коллизионным орогеном, характеризующимся широким распространением раннепалеозойских интрузивных габбро-гранитных серий (см. обзор в [Владимиров и др., 2013]). Формирование последних связывается со сменой геодинамических обстановок в кембро-ордовикский период истории развития ЦАСП,

сопровожаемой корово-ман-тийным взаимодействием в обстановках активных тектонических процессов. Основными факторами, определяющими корово-мантийное взаимодействие, являются одновременный вклад тектонических процессов и влияние мантийных расплавов на нижние и средние уровни земной коры.

Геологическая ситуация

Современное геологическое строение Западного Сангиленга, расположенного в пределах ЦАСП, сформировалось в процессе коллизии Таннуольской островной дуги и ТММ в кембро-ордовикское время [Гибшер и др., 2000; Кузьмичев, 2004; Владимиров и др., 2005]. Процесс коллизии можно разделить на раннеколлизионный (570–535 млн лет), коллизионный (535–495 млн лет) и позднеколлизионный (495–430 млн лет) этапы [Владимиров и др., 2005; Владимиров и др., 2017]. Позднеколлизионный этап сопровождался заложением субширотных и субмеридиональных тектонических зон, фрагментацией и развалом коллизионного орогена, утонением земной коры и масштабным проявлением интрузивного магматизма основного и кислого состава [Владимиров и др., 2005; Барабаш и др., 2007; Владимиров и др., 2017; Кармышева и др., 2017; Кармышева и др., 2018].

В пределах Западно-Сангиленского региона выделяются несколько метаморфических комплексов: эрзинский, моренский и нижнеэрзинский (рис. 1). В состав эрзинского комплекса входят кордиерит-гранат-силлиманитовые мигматиты, авто- и параавтохтонные граниты [Karmysheva et al., 2021]. Моренский комплекс сложен гранат-биотитовыми, кианит и ставролит содержащими, двуслюдяными гнейсами с горизонтами мраморов, кварцитов и амфиболитов, нижнеэрзинский комплекс – гранат-биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами и гнейсогранитами. Для этих метаморфических комплексов предполагается единый источник вулканогенно-осадочного материала [Козаков и др., 2001]. Базитовый магматизм имеет широкое площадное распространение и фиксируется на всех этапах формирования Сангиленского аккреционно-коллизионного сооружения: от 570 до 440 млн лет [Шелепаев, 2006]. Позднеколлизионный этап характеризуется становлением габбро-монцодиоритовой ассоциации: Баянкольский (489 ± 3 млн лет, Ag-Ag [Шелепаев, 2006]), Эрзинский (492 ± 9 млн лет, U-Pb [Козаков и др., 1999]) и Башкымутурский (465 ± 3 млн лет [Шелепаев, 2006]) массивы. Считается, что источником расплавов служила деплетированная мантия, испытывавшая воздействие водного флюида, отделяющегося от погружающейся океанической плиты [Шелепаев и др., 2018].

Гранитоиды составляют около 60 % от всех магматических образований Западного Сангиленга. Их формирование происходило в период от 520 [Семенова и

др., 2018] до 460 млн лет [Владимиров и др., 2017]. Они характеризуются «пестрым» составом [Пономарева и др., 2001; Кармышева и др., 2017], что достаточно характерно для магматизма коллизионных зон. Граниты Западного Сангиленга при содержании SiO_2 – 60–78 мас. % являются умеренно и высокоглиноземистыми ($\text{A/CNK} = 0,85\text{--}1,88$), имеют достаточно широкий разброс значений суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 4,24–10,21 мас. %) от низко- до умеренно-щелочных разностей, с соотношениями $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ – 0,38–2,00.

К наиболее древним образованиям относятся граниты Матутского массива (520 млн лет, цирконы, U-Pb) [Семенова и др., 2018] и авто- и параавтохтонные граниты эрзинского мигматит-гранитного комплекса (515–495 млн лет) [Karmysheva et al., 2021]. Возраст становления гранитов Баянкольского массива неоднозначен и приходится на период 504–487 млн лет [Кармышева и др., 2019]. К наиболее молодым кислым образованиям относится Улорский гранитный массив (474 ± 3 млн лет, Rb-Sr) [Петрова, 2001]. Для большинства гранитоидных массивов Западного Сангиленга обоснована тектоническая природа их происхождения [Кармышева и др., 2017; Кармышева и др., 2019].

Наибольший объем всех кислых интрузивов Западного Сангиленга приходится на граниты «ухадагского типа», характеризующиеся наличием крупнопорфировых вкрапленников калиевого полевого шпата. По петрографическим и петрогеохимическим характеристикам к данному типу относятся Ухадагский и Тесхемский массивы, а также граниты, широко распространенные в междуречье р. Эрзин и Нарын (объединенные в массив Стрелка). Далее авторы статьи породы данных массивов рассматривают как единый комплекс.

Исследователями предыдущих лет были предложены разные модели происхождения и внедрения кислых расплавов, возможность их формирования из одного метапелитового источника [Владимиров и др., 1989; Козаков и др., 1999; Владимиров и др., 2000; Пономарева и др., 2001; Кармышева и др., 2017]. Разнообразие состава кислых магм объяснялось привнесом отдельных элементов из базитовых расплавов и изменением степени плавления метапелитового субстрата. В данной работе на примере высококалиевых гранитов ухадагского комплекса рассмотрена реализация этих петрогеохимических изменений с учетом тектонических факторов.

Методика исследований

Исследования магматических пород, использованные в данной работе, включают в себя структурно-петрологические методы и подходы, определение петрогеохимического состава пород и состава минералов, U-Pb метод изотопного датирования пород, петролого-геохимическое моделирование.

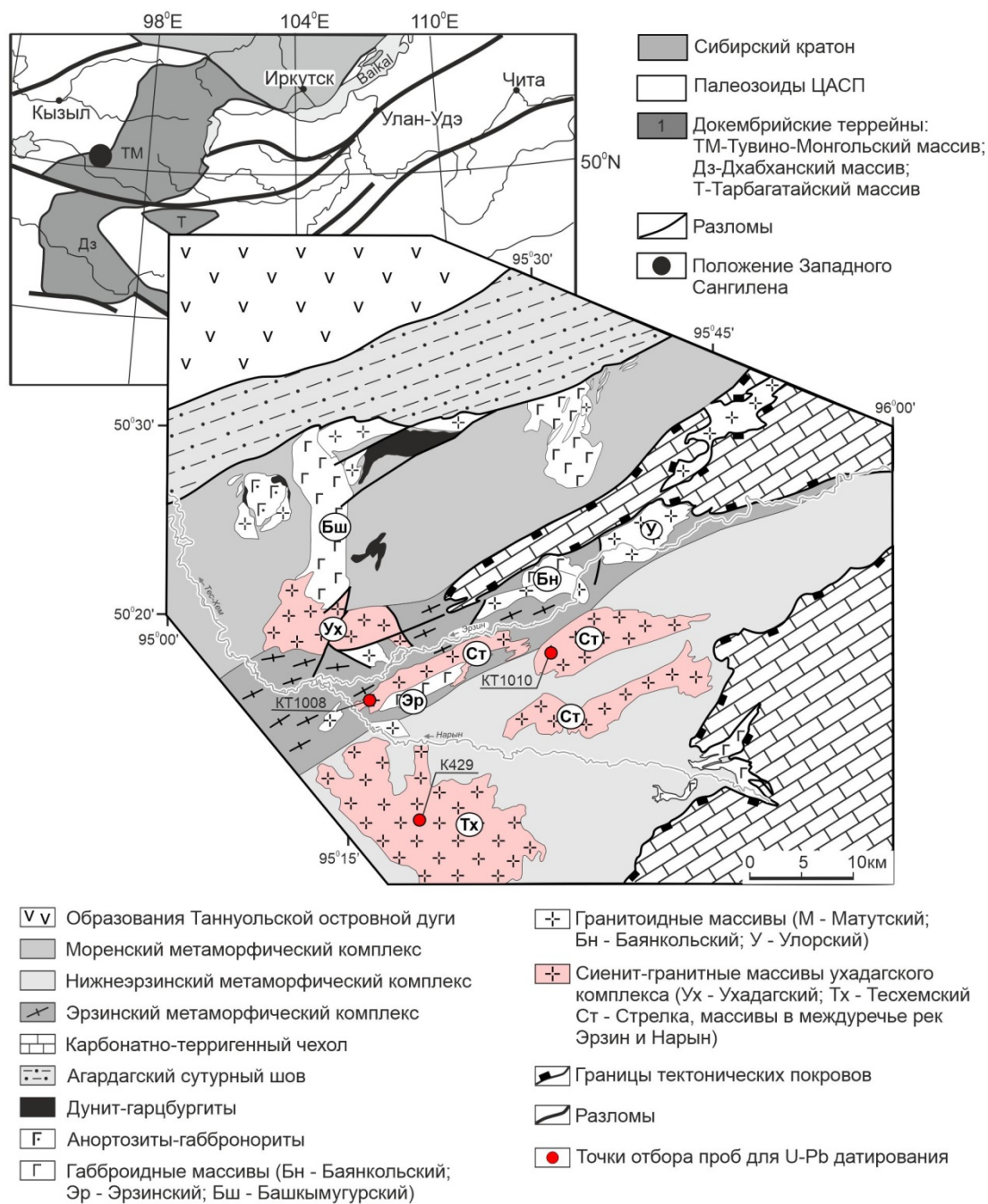


Рис. 1. Геологическая схема Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) по [Владимиров и др., 2017; Кармышева и др., 2017]

На врезке – положение Западного Сангилен в структурах южного обрамления Сибирской платформы (по [Кузьмичев, 2004] с упрощениями)

Fig. 1. Structural-geological map of the Western Sangilen (South-East Tuva) modified after [Vladimirov et al., 2017; Karmysheva et al., 2017]

Inset – location of the Western Sangilen in the structures of the southern frame of the Siberian Craton from [Kuzmichev, 2004]

Петрогеохимические исследования состава пород выполнены в «ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН» (г. Новосибирск). Содержание петрогенных элементов определено на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900XP

(Thermo Fisher Scientific Ltd, США) (аналитики Н.Г. Карманова, Н.М. Глухова, А.Н. Торяник) [Карманова, Карманов, 2011]. Определение редкоземельных и высокочarged элементов выполнено методом ICP-MS на аппарате высокого разрешения

ELEMENT (Finnigan Mat, Германия) (аналитик И.В. Николаева) [Николаева и др., 2008].

Определение составов минералов выполнено на рентгеноспектральном микроанализаторе с электронным зондом Camebax-micro в «ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН» (г. Новосибирск) (аналитик О.С. Хмельникова).

U-Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов выполнены в «ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН» (г. Новосибирск) методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific Ltd, США) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac, США), оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II. Данные о морфологии и внутреннем строении зерен получены по катодолюминесцентным 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 Plesovice [Slama et al., 2008]. Для цирконов проведена коррекция на нерадиоактивный 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].

Модельные расчеты поведения петрогенных компонентов для расплава проводились по формуле:

$$C_p = \sum_{j=1}^m (C_j \times f_j) + C_m \times f_m,$$

где C_p – концентрация петрогенного элемента в протолите; C_m, f_m – концентрация элемента в расплаве и доля расплава соответственно; C_j, f_j – концентрация элемента в минерале и доля этого минерала соответственно. Следовательно, концентрация элемента в расплаве равна разнице содержания элемента в протолите и суммарному содержанию этого элемента в реститовых минералах, деленной на долю расплава (степень плавления).

Численное петрологическое моделирование процессов выплавления гранитов проводилось по выборке «эталонных» образцов гранитов ухадагского комплекса, соответствующих усредненному составу пород комплекса, и «эталонных» образцов метапелитов и параавтохтонных гранитов эрзинского комплекса, выбранных в качестве протолита. Процентное содержание минералов в породах эрзинского комплекса (как реститовой фазы) и их составов было оценено по результатам микрозондового изучения минералов в шлифах. Результаты петрологического моделирования процессов плавления считаются удовлетворительными, если модельные составы попадают в поля составов исследуемых гранитоидов.

Структурная характеристика гранитоидов

Вмещающими породами для гранитоидов ухадагского комплекса являются мигматиты и параавтохтонные граниты эрзинского комплекса, сланцы и гнейсы моренского и нижнеэрзинского метаморфических комплексов. В краевых частях массивов наблюдаются кордиерит-гранатовые реститы, относимые к эрзинскому комплексу. В реститах и вмещающих их гранитах отмечается когерентное направление минеральной линейности. Пространственно к ухадагским гранитам приурочены мелкие тела и дайки габброидов. Это линейные, округлые и линзообразные тела базитов, реликтовые «перистые» растянутые фрагменты мафических пород в крупно- и мелкозернистых гранитоидах. Мощность линейных тел достигает 4–5 м.

Контактовые и структурно-текстурные взаимоотношения мафических и кислых пород свидетельствуют об активном механическом взаимодействии кислых и основных расплавов, формировании плутонического типа минглинга [Karmysheva et al., 2015; Полянский и др., 2017] (рис. 2). Однако существенных объемов гибридизации как основных, так и кислых пород или признаков дифференциации базитов с образованием гибридных разновидностей пород не наблюдается.

В кислых и основных породах отмечаются вязкопластичные деформации, которые отчетливо проявлены в обнажениях и в шлифах (рис. 3). В краевых частях гранитных массивов более мелкозернистые породы слагают узкие линейные зоны с признаками течения кислых магм и теньевыми структурами вмещающих пород. В эндоконтактовых зонах среди мелкозернистых разновидностей гранитов наблюдаются линзовидные обособления крупнозернистых порфириовидных гранитов с признаками течения (рис. 3, а, б).

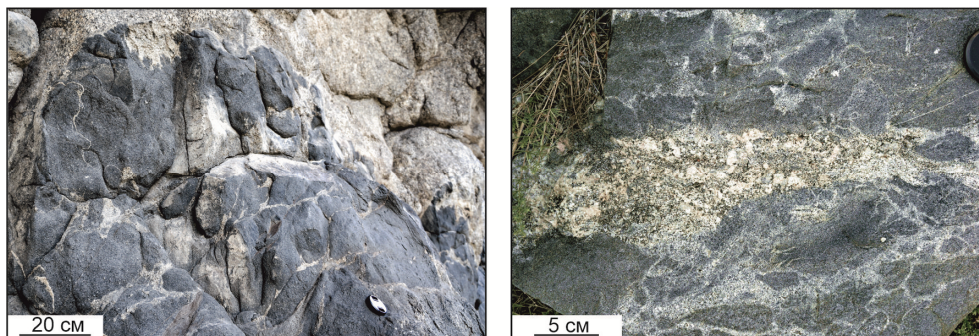


Рис. 2. Структуры синплутонического минглинга в базитах и гранитах ухадагского комплекса

Fig. 2. Synplutonic mingling structures in basites and granites of the Ukhadag complex

Характер и признаки интенсивности деформаций гранитоидов на макро- и микроуровне часто различны. Так, в масштабе скальных обнажений граниты могут нести признаки вязкопластичного течения, тогда как на микроуровне они будут характеризоваться гипидиоморфными структурами, где деформации имеют лишь реликтовый характер и проявляются в виде деформационных двойников и полос излома плагиоклаза и калиевого полевого шпата (рис. 3, с, d).

Вязкопластичные деформации в базитах проявлены лишь в случае их взаимодействия с гранитоидами с формированием минглинг-структур. На микроуровне здесь преобладают магматические габбровые структуры, однако на внутрикристаллическом уровне также отмечаются преломление двойниковой полосчатости и деформационные двойники в плагиоклазах (рис. 3, е, f).

Подобные структурные черты типичны для гранитоидов ухадагского комплекса и указывают на существование синтектонического течения кислых магм, консолидированных в различной степени, и их тесную связь с базитовыми расплавами.

Вещественный состав

По петрохимическим характеристикам породы ухадагского комплекса разделяются на три группы: кварцевые сиениты, граниты и монцолейкограниты. Монцолейкограниты отмечаются преимущественно в пределах Ухадагского массива, однако здесь же отмечены кварцевые сиениты и граниты. Все три разновидности наблюдаются и в остальных массивах Западного Сангилена без определенных закономерностей в распределении по площади. Контактных взаимоотношений всех разновидностей пород и постепенных переходов между ними не наблюдается. Для всех групп характерна порфировидная структура.

Кварцевые сиениты (Qtz – 10–15 %, Kfs – 55–60 %, Pl – 10–15 %, Bt+Hbl – 5–10 %) на диаграмме

Ab-An-Or соответствуют гранодиоритам и кварцевым монцонитам (рис. 4, а). По составу они относятся к умеренно-щелочным, известково-щелочным, высококалиевым (SiO_2 – 60,46–64,80 мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 5,54–8,58 мас. %, K_2O – 3,4–4,84 мас. %) породам с отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ – 0,51–1,17 (рис. 4, b–d; табл. 1). Железистость (Fe#) – 0,76–0,84 (рис. 4, е). По содержанию глинозема кварцевые сиениты попадают в промежуточное поле между I- и S-типами гранитов (ASI – 0,98–1,09) (рис. 4, f).

На диаграммах распределения редко-земельных элементов (РЗЭ) и спайдер-диаграммах для кварцевых сиенитов характерны отрицательные спектры с соотношением $(\text{La}/\text{Yb})_n$ – 5,91–15,09 и отрицательная Eu-аномалия $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n$ – 0,83–0,63. Отмечаются незначительные минимумы по Nb и Ta, значительные – по Sr и Ti, а также высокие содержания K, Rb, Ba и Zr (рис. 5, а; табл. 1).

На дискриминационных диаграммах Вейлена составы кварцевых сиенитов лежат в поле A-гранитов, что согласуется с высокой железистостью, повышенными содержаниями Zr (447–840 г/т), минимумами по Sr и Ti и относительно высоким отношением Y/Nb – 1,42–2,27 (рис. 6, а, b). Однако наличие минимума по Nb и Ta, а также расположение фигуративных точек кварцевых сиенитов в поле I- и S-гранитов на диаграмме Гребенникова (рис. 6, с) не позволяют однозначно классифицировать породы по геохимическому типу.

Граниты (Qtz – 25–35 %, Kfs – 35–55 %, Pl – 30–35 %, Bt+Hbl – 3–5 %) на диаграмме Ab-An-Or точки составов преимущественно лежат в поле гранитов (рис. 4, а), характеризуются широкими вариациями состава от нормально- до высоко-щелочных разновидностей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 6,49–10,21 мас. %) при SiO_2 – 69,14–75,95 мас. %. Граниты преимущественно известково-щелочные и щелочно-известковые, высококалиевые (K_2O – 3,07–7,09 мас. %, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ – 0,42–1,11), железистые (Fe# – 0,79–0,97) (рис. 4, b–е; табл. 1).

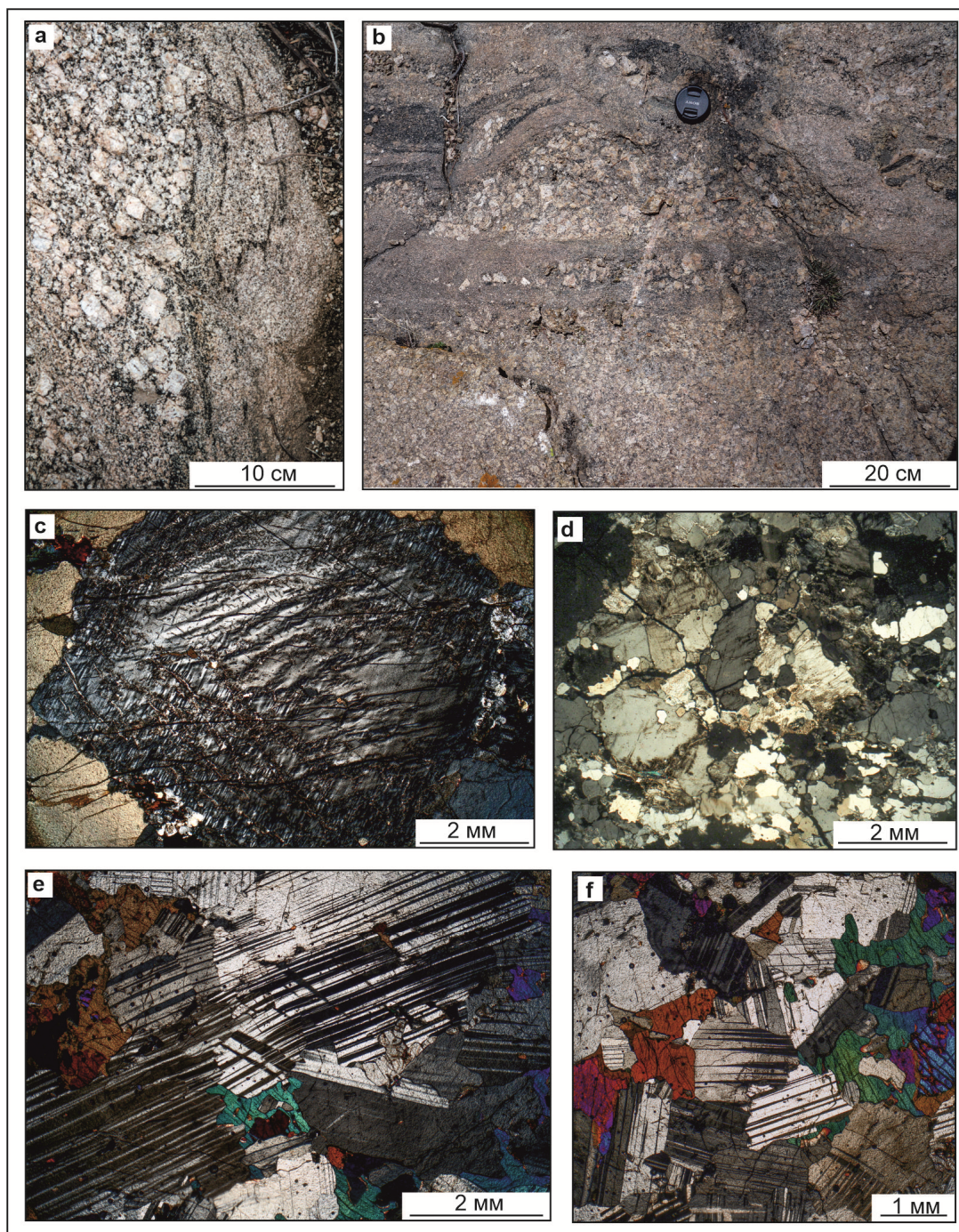


Рис. 3. Структурные и текстурные особенности гранитов ухадагского комплекса

a – теньевые структуры мигматитов и синтектоническое магматическое течение в эндоконтактной зоне Ухадагского массива; b – линейные перистые структуры мигматитов, S-образные и линзовидные тела крупнопорфировых гранитов в мелкозернистых; c – деформационные двойники в кристалле калиевого полевого шпата – в центральной части кристалла и в краевых частях направление двойникования различается; d – смещение границ зерен полевых шпатов и кварца и появление субзерен; e – изгибы двойниковой полосчатости плагиоклаза в базитах; f – деформационные двойники плагиоклаза в базитах

Fig. 3. Granites structural and textural features of the Ukhadag complex

a – shadow structures of migmatites and syntectonic magmatic flow in the endocontact zone of the Ukhadag massif; b – migmatites linear feathery structures, S-shaped and lenticular bodies of coarse-porphyry granites in fine-grained granites; c – deformation twins in a potassium feldspar crystal – the direction of twinning is different in the central part of the crystal and in the edge parts; d – displacement of grain boundaries of feldspars and quartz and the appearance of subgrains; e – bends of twinned banding of plagioclase in basites; f – deformation twins of plagioclase in basites.

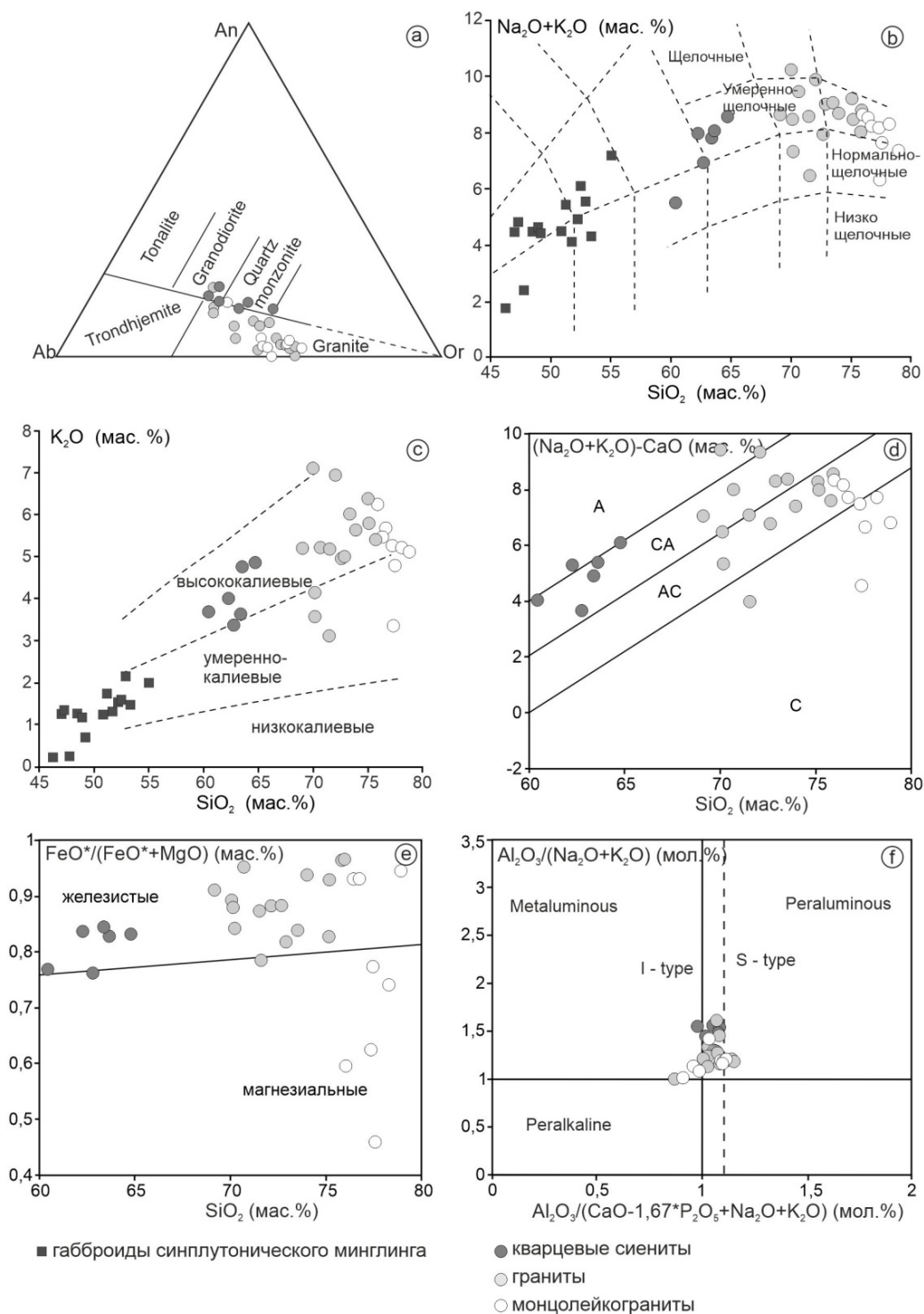


Рис. 4. Диаграммы состава гранитов

a – Ab-An-Or (классификационные границы по [O'Connor, 1965]); b – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – SiO_2 (классификационные границы по [Петрографический кодекс..., 2009]); c – K_2O – SiO_2 (классификационные границы по [Le Maitre et al., 1989]); d – MALI – SiO_2 [Frost et al., 2001]; e – $\text{Fe}^*/(\text{Fe}^* + \text{MgO})$ – SiO_2 [Frost et al., 2001]; f – A/NK – A/CNK [Maniar, Piccoli, 1989]

Fig. 4. Classification diagrams for granites

a – Ab-An-Or (classification boundaries from O'Connor, 1965); b – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – SiO_2 (classification boundaries from [Petrographic Code..., 2009]); c – K_2O – SiO_2 (classification boundaries from [Le Maitre et al., 1989]); d – MALI – SiO_2 [Frost et al., 2001]; e – $\text{Fe}^*/(\text{Fe}^* + \text{MgO})$ – SiO_2 [Frost et al., 2001]; f – A/NK – A/CNK [Maniar, Piccoli, 1989]

Таблица 1

Содержание петрогенных элементов (мас. %) редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных образцах пород ухадагского комплекса

Table 1

Contents of major (wt. %), trace, and rare-earth (ppm) elements in the representative samples of the Ukhadag complex

№ образца	Кварцевые сиениты			Граниты							Монцолейкограниты	
	<u>min-max</u> average (n = 6)	КТ 1008	К 412	<u>min-max</u> average (n = 16)	АН 62	К 429	К 433	К 457	КТ 1201	КТ 1010	<u>min-max</u> average (n = 8)	КТ 1083
SiO ₂	<u>60.46–64.80</u> 62,89	62,28	63,64	<u>69.14–75.95</u> 72,55	70,07	69,14	71,56	74,83	70,15	71,59	<u>76.01–78.94</u> 77,35	76,46
TiO ₂	<u>0.81–1.01</u> 0,92	1,00	1,01	<u>0.06–1.20</u> 0,33	0,21	0,48	0,37	0,10	0,28	0,55	<u>0.07–0.20</u> 0,13	0,12
Al ₂ O ₃	<u>14.43–18.09</u> 16,14	16,37	15,05	<u>11.35–15.21</u> 13,73	14,65	14,41	14,37	11,99	15,21	14,13	<u>10.44–12.38</u> 11,56	12,38
Fe ₂ O ₃ *	<u>4.96–7.30</u> 6,32	6,57	6,44	<u>1.17–4.14</u> 2,24	2,08	4,14	2,53	2,07	2,46	2,85	<u>0.57–1.70</u> 1,19	1,70
MnO	<u>0.06–0.20</u> 0,11	0,20	0,11	<u>0.01–0.07</u> 0,03	0,02	0,07	0,04	0,03	0,03	0,05	<u>0.01–0.02</u> 0,02	0,02
MgO	<u>1.00–2.26</u> 1,49	1,29	1,34	<u>0.04–0.78</u> 0,31	0,25	0,41	0,37	0,08	0,34	0,78	<u>0.09–1.01</u> 0,44	0,13
CaO	<u>1.49–3.24</u> 2,27	2,67	2,68	<u>0.20–2.49</u> 1,13	0,74	1,55	1,48	0,40	1,97	2,49	<u>0.30–1.78</u> 0,71	0,37
Na ₂ O	<u>1.87–4.20</u> 3,44	3,97	3,31	<u>2.63–4.34</u> 3,33	3,12	3,41	3,40	2,63	4,34	3,41	<u>2.25–3.11</u> 2,78	3,11
K ₂ O	<u>3.40–4.84</u> 4,04	3,99	4,77	<u>3.08–7.09</u> 5,31	7,09	5,19	5,17	5,41	4,13	3,08	<u>3.33–6.25</u> 5,13	5,45
P ₂ O ₅	<u>0.19–0.38</u> 0,29	0,30	0,38	<u>0.02–0.34</u> 0,11	0,34	0,14	0,09	0,02	0,12	0,04	<u>0.02–0.08</u> 0,04	0,04
П.п.п.		0,58	0,48		0,32	0,42	0,31	0,41	0,25	0,48		0,54
Сумма		99,23	99,22		98,88	99,36	99,69	98,99	99,28	99,44		100,32
Rb		94	114		231	106	101	134	57	79		132
Sr		293	247		112	160	183	55	305	303		38
Y		45	45		42	47	26	15,9	13,5	63		14,4
Zr		840	447		108	384	292	339	367	371		113
Nb		31	19,8		9,3	31	11,5	4,8	2,7	26		2,5
Cs		0,65	2,4		3,3	0,66	0,8	2,1	0,58	0,90		0,47
Ba		1945	1375		839	999	950	374	1457	676		165
La		105	35		22	44	38	28	22	23		25
Ce		196	80		46	90	90	48	38	46		41
Pr		23	10,8		5,9	11,6	9,2	5,8	4,6	6,1		5,0
Nd		81	46		24	47	33	22	17,7	23		18,0
Sm		12,2	9,8		6,5	9,7	6,6	4,0	3,4	6,0		3,4
Eu		3,1	1,94		0,85	2,2	1,45	0,93	2,0	1,70		0,42
Gd		10,2	8,9		7,6	9,0	5,7	3,4	2,9	6,8		3,0
Tb		1,32	1,31		1,20	1,33	0,83	0,52	0,44	1,34		0,48
Dy		7,8	7,7		7,2	8,1	4,6	2,8	2,5	9,4		2,8
Ho		1,56	1,57		1,36	1,69	0,88	0,58	0,47	2,0		0,53
Er		4,7	4,4		3,2	4,6	2,6	1,66	1,41	6,5		1,53
Tm		0,74	0,64		0,4	0,65	0,36	1,25	0,21	1,08		0,23
Yb		4,7	4,0		2,2	4,2	2,3	1,64	1,30	7,2		1,33
Lu		0,73	0,59		0,30	0,62	0,35	1,26	0,19	1,08		0,19
Hf		21	9,7		2,5	8,3	6,6	7,4	7,7	10,3		3,7
Ta		2,3	0,93		0,53	0,78	0,47	0,22	0,18	3,3		0,13
Th		16,5	6,1		11,2	5,6	5,7	2,2	1,62	9,0		4,6
U		1,48	1,88		1,33	1,15	0,73	1,07	0,54	2,5		0,60

Примечание. П.п.п. – потери при прокаливании; Fe₂O₃*.

Note. П.п.п. – loss on ignition; Fe₂O₃*.

На диаграмме A/NK – A/CNK они попадают в 1,15), однако преимущественно относятся к промежуточному типу (рис. 4, f).

Граниты разделяются на две группы: с высокими содержаниями Yb ($> 1,8$ г/т) и низкими ($< 1,8$ г/т) (рис. 5, а, с). Однако для обеих групп характерны высокие содержания редких земель со значительным преобладанием LREE над HREE $(La/Yb)_n = 2,16-11,59$ и преимущественно отрицательная Eu-аномалия $(Eu/Eu^*)_n = 0,37-0,81$. Только для одного анализа (КТ 1201) отмечается положительная Eu-аномалия $(Eu/Eu^*)_n = 1,94$, что может быть объяснено высоким содержанием плагиоклаза в конкретном образце. На спайдер-диаграммах отмечаются минимумы по Nb, Ta, Sr и Ti и высокое содержание K, Rb, Ba и Zr (рис. 5, b, d; табл. 1).

По диаграммам Вейлена граниты относятся к А-типу и фракционированным гранитам (рис. 6, а, b). Повышенная железистость, максимум по Zr (108–384 г/т) в сочетании с минимумами по Sr и Ti, высокие отношения Y/Nb (1,50–5,01) характеризуют граниты как А₂-тип. На диаграмме Гребенникова граниты образуют широкий ареал, располагаясь в полях А₂- и I- и S-типов, однако большинство попадает в поле А₂-гранитов (рис. 6, с).

Точки составов *монцолейкогранитов* (Qtz – 30–40 %, Kfs – 35–50 %, Pl – 10–30 %, Bt – 1–5 %) на диаграмме Ab-An-Orг перекрываются с полями распространения гранитов (рис. 4, а). По составу монцолейкограниты соответствуют умеренно-щелочным высококалийевым ($SiO_2 = 76,01-78,94$ мас. %, $Na_2O+K_2O = 6,35-8,65$ мас. %, $K_2O = 3,33-6,25$ мас. %) породам с отношением $Na_2O/K_2O = 0,38-0,91$ (рис. 4, b, c; табл. 1), на диаграмме Фроста они располагаются в области щелочно-известковистых и известковистых разновидностей (рис. 4, d). По индексу железистости ($Fe\# = 0,46-0,94$) монцолейкограниты образуют ряд от высокожелезистых до высокомагнезиальных пород (рис. 4, e). На диаграмме A/NK-A/CNK точки составов пород лежат в поле метаглиноземистых и перглиноземистых пород ($ASI = 0,91-1,12$) (рис. 4, f).

Как и все породы ухадагского комплекса, монцолейкограниты характеризуются отрицательным спектром распределения РЗЭ $((La/Yb)_n = 12,43)$ и наличием отрицательной Eu-аномалии $((Eu/Eu^*)_n = 0,40)$. Наблюдается низкое содержание Yb ($< 1,8$), минимумы по Nb, Ta, Sr и Ti, высокое содержание K на фоне относительно низких (в сравнении с гранитами) содержаниями Cs, Rb, Ba (рис. 5 c–d, табл. 1).

На диаграммах разделения гранитов на А-, I- и S-типы монцолейкограниты лежат в поле фракционированных гранитов при отношении Y/Nb – 5,75 (рис. 6, а, b), а на диаграмме Гребенникова образуют тренд от гранитов А₂-типа до I- и S-типов (рис. 6, с).

Основные породы, образующие минглинг-структуры с ухадагскими гранитами, варьируют от монцогаббро (Hbl – 45–60 %, Kfs – 20–35 %, Pl – 10–

15 %, Bt – 5 %, Qtz – > 5 %) до диоритов (Pl – 50–55 %, Hbl – 25–30 %, Bt – 30 %, Qtz – 1–3 %). По составу они относятся к нормально- и умеренно-щелочной серии ($SiO_2 = 47,01-53,33$ мас. %, $Na_2O+K_2O = 2,37-5,53$ мас. %) с умеренным содержанием калия ($K_2O = 0,25-2,15$ мас. %) (рис. 4, b, c; табл. 2). Распределение РЗЭ характеризуется положительными отрицательными спектрами с преобладанием LREE над HREE $(La/Yb)_n = 1,87-8,10$ и практически отсутствием Eu-аномалии $(Eu/Eu^*)_n = 0,95-1,37$. На мультиэлементных спектрах наблюдается обогащение Cs, Rb, K и минимумы по Nb, Ta, Hf, Ti. По этим характеристикам они типичны для надсубдукционных магм. Основные породы плутонического минглинга аналогичны габбро-монцодиоритам Эрзинского массива (рис. 5, e–f; табл. 2).

Петрологическое моделирование

Главным фактором, определяющим состав гранитоидных магм, является исходный состав протолита. Исходя из геологического строения и эволюции Западного Сангилена, предполагаемым протолитом для выплавления расплавов могут являться вмещающие мигматиты (Qtz+Pl+Bt+Crд+Grt+Sil) и параавтохтонные граниты эрзинского комплекса (Qtz – 30–35 %, Pl – 40–45 %, Kfs – 15–20 %, Bt – 5 %, $\pm$ Grt). Доля последних в образовании высококалийевых расплавов обязательно должна быть учтена, так как параавтохтонные граниты представляют собой продукт плавления мигматитов и составляют около 1/3 от объема эрзинского комплекса [Кармышева и др., 2017].

Для проведения петрогенетических расчетов, опираясь на результаты петрографического изучения шлифов, были выбраны реститовые парагенезисы мигматитов и гранитов эрзинского комплекса. Составы субстратов, по которым проводились экспериментальные петрологические исследования, а также их сравнение со средними составами гранитов ухадагского комплекса, представлены в табл. 3. Расчет поведения петрогенных компонентов проводился для степени плавления субстрата от 10 до 50 %. Расчетные данные соотношения фаз и составов выплавов приведены в табл. 4. Результаты экспериментального плавления выбранных субстратов и их сравнение с породами ухадагского комплекса представлены на харкеровских диаграммах (рис. 7).

При численном моделировании получены составы с содержанием $SiO_2 = 63-75$ мас. %. Содержание петрогенных компонентов, в целом, соответствует содержаниям этих компонентов в породах ухадагского комплекса. Содержание Al_2O_3 в гранитоидах

ухадагского комплекса незначительно выше, чем в выплавках из мигматитов и гранитов, максимально близкие к ним по значению составы выплавок из параавтохтонных гранитов при степени плавления 25–45 %. По содержанию Fe_2O_3 ухадагские граниты хорошо коррелируют с выплавками из параавтохтонных гранитов со степенью плавления 15–35 % и

выплавками из мигматитов со степенью 10–15 %. Кварцевые сиениты ухадагского комплекса ($\text{SiO}_2 = 60\text{--}65$ мас. %) близки по значениям к выплавкам из мигматитов со степенью 40–50 %. Пониженное содержание MgO (0,04–1,01 мас. %) в ухадагских породах коррелирует с низкой степенью плавления мигматитов (10–15 % и ниже).

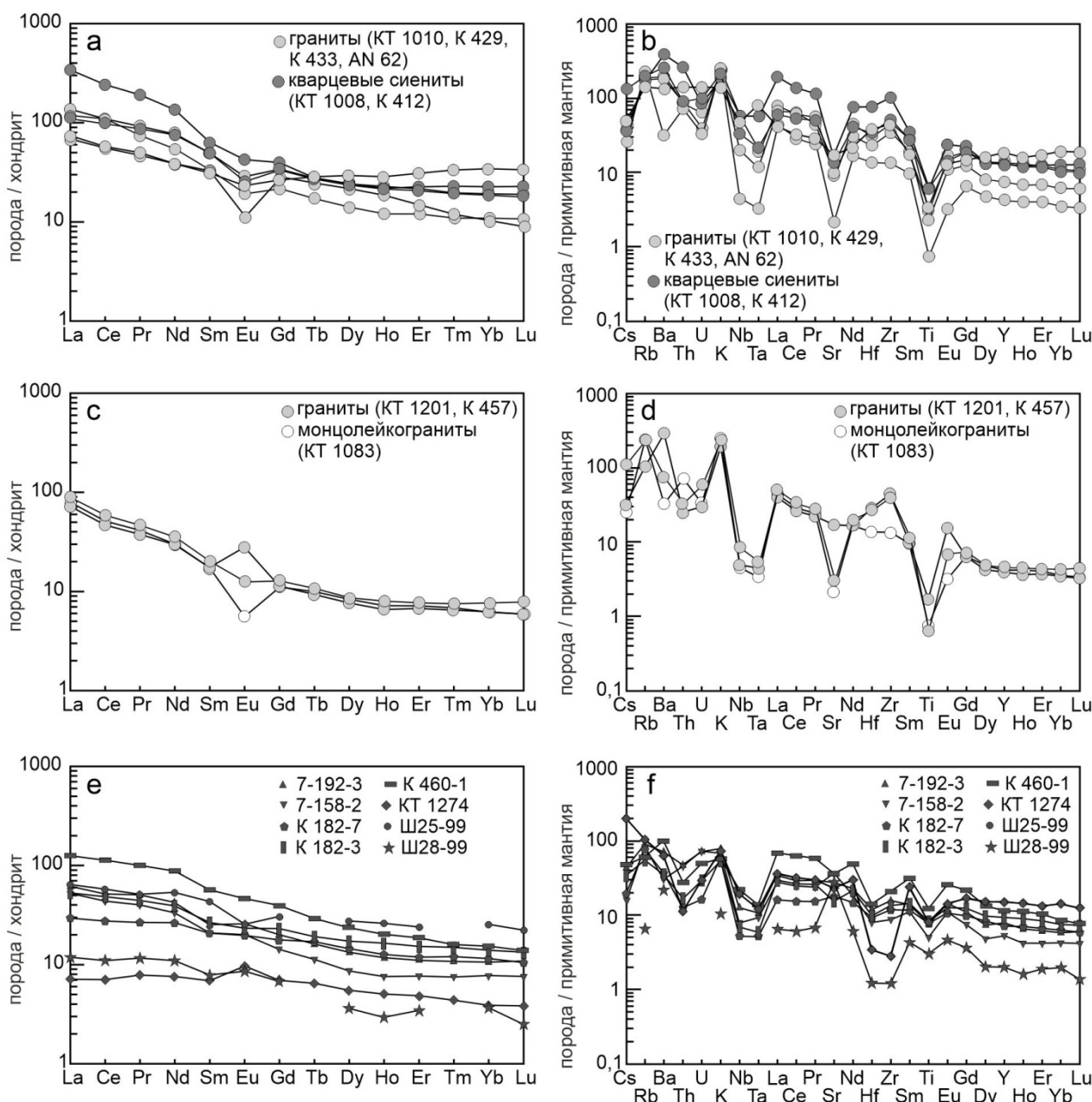


Рис. 5. Спектры распределения РЗЭ (нормированы по хондриту CI [Boynnton, 1984]) и спайдер-диаграммы (нормированы по примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985])

a, b – кварцевые сиениты и гранитоиды ухадагского комплекса с содержанием Yb > 1,8 г/т; c, d – гранитоиды ухадагского комплекса с содержанием Yb < 1,8 г/т; e, f – базиты синплутонического минглинга

Fig. 5. The REE distribution spectra in the granites of the Ukhadag complex (a, c, e – chondrite-normalized CI [Boynnton, 1984]; b, d, f – primitive mantle-normalized [Taylor, McLennan, 1985])

a, b – quartz syenites and granitoids of the Ukhadag complex with Yb content >1.8 ppm; c, d – granitoids of the Ukhadag complex with Yb content <1.8 ppm; e, f – basites of the synplutonic mingling

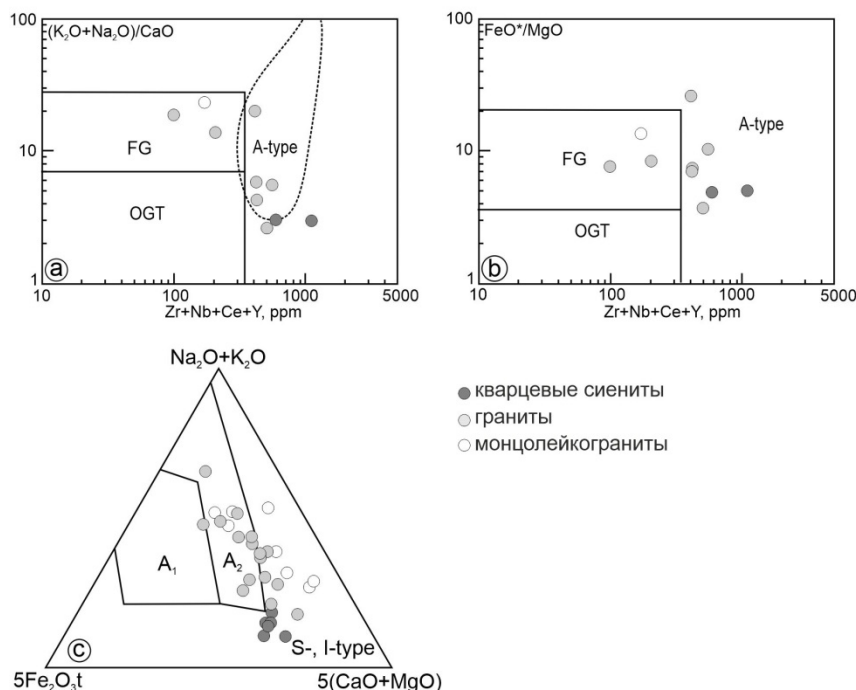


Рис. 6. Классификационные диаграммы для разделения типов гранитов:
a – $(K_2O+Na_2O)/CaO - (Zr+Nb+Ce+Y)$; b – $FeO^*/MgO - (Zr+Nb+Ce+Y)$ [Whalen et al., 1987];
c – $(Na_2O+K_2O) - (Fe_2O_3^*) \times 5 - (CaO+MgO) \times 5$ [Гребенников, 2014]

a, b: FG – фракционированные граниты, OGT – нефракционированные граниты M-, I- и S-типов. c – A₁ – граниты, возникшие в результате дифференциации щелочно-базальтовых магм, при незначительных процессах ассимиляции; A₂ – граниты, характеристики которых обусловлены значительным контаминирующим воздействием мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры

Fig. 6. Classification diagrams for granite types: a – $(K_2O+Na_2O)/CaO - (Zr+Nb+Ce+Y)$;
b – $FeO^*/MgO - (Zr+Nb+Ce+Y)$ [Whalen et al., 1987]; c – $(Na_2O+K_2O) - (Fe_2O_3^*) \times 5 - (CaO+MgO) \times 5$
[Grebennikov, 2014]

a–b: FG – fractionated granites, OGT – unfractionated M-, I- and S-type granites. c – A₁ – granites formed as a result of differentiation of alkaline-basaltic magmas, with insignificant assimilation processes; A₂ – granites, the characteristics of which are due to the significant contaminating effect of mantle melts with acidic material of the continental crust

Таблица 2

Содержание петрогенных элементов (мас. %) редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных образцах базитов из синплутонического минглинга

Table 2

Contents of major (wt. %), trace, and rare-earth (ppm) elements in the representative samples of the magmatic mingling basites

№ образца	min–max average (n = 12)	KT 1274	K 460-1	K 182-3	K 182-7	7-158-2	7-192-3	Эрзинский массив [Шелепаев, 2006]	
								Ш28-99	Ш25-99
SiO ₂	47,01–53,33 50,08	47,74	47,01	48,94	48,47	52,24	51,25	46,22	52,49
TiO ₂	0,47–1,99 1,13	0,47	1,99	1,33	1,23	0,79	1,23	0,49	1,32
Al ₂ O ₃	13,90–18,79 16,20	15,64	16,30	16,19	16,91	15,91	16,36	13,03	15,15
Fe ₂ O ₃ *	7,64–12,38 9,49	9,21	12,38	10,07	9,66	7,64	9,76	13,34	10,43
MnO	0,11–0,20 0,16	0,15	0,20	0,18	0,16	0,11	0,18	0,21	0,22
MgO	5,09–10,69 7,10	10,69	5,88	7,69	7,99	6,24	5,66	14,01	4,80
CaO	7,59–11,74 9,16	11,74	8,45	9,49	9,43	9,44	7,59	9,42	8,21
Na ₂ O	2,12–3,71 3,20	2,12	3,20	3,44	3,21	3,37	3,69	1,51	4,48

№ образца	min-max average (n = 12)	КТ 1274	К 460-1	К 182-3	К 182-7	7-158-2	7-192-3	Эрзинский массив [Шелепаев, 2006]	
								Ш28-99	Ш25-99
K ₂ O	0,25–2,15 1,29	0,25	1,26	1,18	1,26	1,53	1,75	0,23	1,61
P ₂ O ₅	0,03–0,94 0,33	0,03	0,94	0,22	0,21	0,17	0,32	0,06	0,24
П.п.п.		1,73	2,10	0,78	0,77	2,12	2,09	0,28	0,54
Сумма		100,02	99,91	99,64	99,42	98,56	99,88	98,80	99,50
Rb		1,82	34	32	42	47,09	50,04	3,7	58,5
Sr		418	654	278	325	657,10	497,19	503,2	416,7
Y		10,8	39	33	25	18,47	26,93	6,9	51,8
Zr		19,1	175	112	99	72,05	130,18	10,2	23,6
Nb		0,62	12,4	3,9	3,0	4,48	7,15		10,9
Cs		0,10	0,88	0,62	0,35	0,29	0,79		3,6
Ba		118	515	183	187	155,74	368,85	112,4	329,4
La		2,2	39	16,4	9,1	15,93	19,24	3,7	20,2
Ce		5,7	91	39	22	35,00	42,73	8,9	46,8
Pr		0,95	12,2	5,4	3,2	4,90	6,19	1,4	6,3
Nd		4,5	53	23	15,9	19,82	25,17	6,6	32,3
Sm		1,34	11,0	5,0	4,0	4,01	4,91	1,5	8,5
Eu		0,69	3,4	1,69	1,42	1,46	1,90	0,6	1,9
Gd		1,79	10,2	5,9	4,5	3,58	5,11	1,7	7,9
Tb		0,30	1,38	0,90	0,81	0,53	0,75		
Dy		1,75	7,6	5,5	4,6	2,77	4,26	1,2	8,8
Ho		0,36	1,46	1,16	0,90	0,54	0,83	0,2	1,9
Er		1,01	3,9	3,2	2,5	1,59	2,32	0,7	5,0
Tm		0,14	0,52	0,48	0,39	0,24	0,35		
Yb		0,80	3,2	2,9	2,4	1,59	2,21	0,8	5,3
Lu		0,12	0,45	0,42	0,34	0,24	0,35	0,1	0,7
Hf		0,58	3,8	2,7	2,6	2,15	3,23	0,3	0,9
Ta		0,050	0,56	0,24	0,21	0,38	0,43		0,5
Th		0,096	1,79	1,10	0,81	2,84	3,02		0,7
U		0,029	0,91	0,54	0,30	1,37	1,32		0,5

Примечание. П.п.п. – потери при прокаливании/

Note. П.п.п. – loss on ignition/

Таблица 3

Составы ухадагского гранитного комплекса и эрзинского мигматит-гранитного комплекса и составы реститовых минералов эрзинского комплекса, по которым проводилось петрологическое моделирование

Table 3

Compositions of the Ukhadag granite complex and the Erzin migmatite-granite complex and the compositions of the restite minerals of the Erzin complex, which were used for petrological modeling

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
<i>Состав протолита и гранитов ухадагского комплекса</i>									
Граниты ухадагского комплекса (n = 29)	72,21	0,38	13,61	2,65	0,04	0,53	1,24	3,2	5,06
Мигматит эрзинского комплекса (n = 8)	65,51	0,77	15,80	7,42	0,23	2,25	1,45	2,35	2,49
Параавтохтонный гранит эрзинского комплекса (n = 20)	72,34	0,29	13,92	2,62	0,06	0,79	1,93	3,41	2,83
<i>Составы реститовых минералов параавтохтонных гранитов эрзинского комплекса</i>									
Кварц	99,96	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Плагиоклаз (n = 34)	60,70	0,02	25,00	0,07	0,02	0,01	5,67	8,29	0,18
Калиевый полевой шпат (n = 13)	62,52	0,03	20,88	0,07	0,01	0,01	0,10	1,44	14,25
Биотит (n = 60)	32,34	3,54	19,03	18,38	0,15	6,20	0,01	0,12	9,45
Гранат (n = 69)	36,11	0,03	21,77	33,82	2,70	4,08	0,96	0,02	0,00
Кордиерит (n = 48)	46,30	0,01	34,77	9,01	0,24	7,38	0,02	0,16	0,01
Мусковит (n = 16)	46,18	0,74	34,98	2,40	0,00	1,07	0,00	0,48	10,34
<i>Составы реститовых минералов мигматитов эрзинского комплекса</i>									
Кварц	99,96	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Плагиоклаз (n = 7)	61,68	0,00	24,14	0,10	0,01	0,02	5,44	7,68	0,09
Биотит (n = 7)	34,92	3,13	19,90	18,86	0,06	7,64	0,04	0,07	8,79
Гранат (n = 8)	36,55	0,00	20,87	34,74	2,77	3,93	0,70	0,02	0,00
Кордиерит (n = 11)	47,12	0,00	32,45	9,06	0,24	7,56	0,02	0,14	0,00
Калиевый полевой шпат (n = 8)	62,52	0,00	20,88	0,07	0,02	0,01	0,09	1,44	14,25

Таблица 4

Составы рассчитанных выплавов при разных степенях плавления мигматитов и параавтохтонных гранитов эрзинского комплекса

Table 4

Compositions of the calculated melts at different degrees of melting of migmatites and paraautochthonous granites of the Erzin complex

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Степень плавления 10 %							
Мигматит	74,66	9,32	2,68	0,25	0,09	3,47	5,79
Параавтохтонный гранит	75,70	9,59	0,23	0,46	0,28	5,11	3,28
Степень плавления 15 %							
Мигматит	71,08	11,62	4,52	1,06	0,45	2,89	4,93
Параавтохтонный гранит	74,17	10,72	1,39	0,72	0,57	4,06	3,78
Степень плавления 20 %							
Мигматит	70,15	12,44	4,95	1,31	0,71	2,70	4,50
Параавтохтонный гранит	73,31	11,49	1,97	0,85	1,00	3,88	3,32
Степень плавления 25 %							
Мигматит	69,31	13,20	5,11	1,48	0,94	2,71	4,13
Параавтохтонный гранит	72,68	12,33	1,96	0,81	1,14	3,69	3,71
Степень плавления 30 %							
Мигматит	68,17	13,85	5,62	1,68	0,98	2,55	4,07
Параавтохтонный гранит	71,77	12,86	2,25	0,88	1,24	3,54	3,90
Степень плавления 35 %							
Мигматит	67,23	14,21	5,98	1,85	1,04	2,47	4,07
Параавтохтонный гранит	70,60	13,47	2,46	0,93	1,23	3,36	4,43
Степень плавления 40 %							
Мигматит	66,10	14,81	6,50	2,03	1,06	2,38	3,96
Параавтохтонный гранит	69,73	13,93	2,62	0,97	1,22	3,22	4,83
Степень плавления 45 %							
Мигматит	65,14	15,19	6,90	2,18	1,07	2,31	3,97
Параавтохтонный гранит	68,81	14,09	3,32	1,12	1,29	3,14	4,61
Степень плавления 50 %							
Мигматит	63,23	15,25	7,08	2,21	1,07	2,22	3,81
Параавтохтонный гранит	68,03	14,41	3,70	1,17	1,29	3,04	4,77

Отклонения составов гранитоидов от модельных выплавов наблюдаются только по содержанию CaO, Na₂O и K₂O. Тренд распределения CaO в породах ухадагского комплекса в зависимости от содержания кремнезема совпадает с трендами плавления параавтохтонных гранитов и мигматитов эрзинского комплекса. Однако содержания CaO значительно выше и максимально близкими к ним являются значения выплавов из параавтохтонных гранитов со степенью плавления 10–30 %.

Распределение Na₂O в сиенитах и гранитах ухадагского комплекса в зависимости от содержания кремнезема образует отрицательный тренд, тогда как при модельном плавлении магматитов и параавтохтонных гранитов тренды распределения данного компонента образуют положительные тренды – при повышении степени плавления уменьшается содержание Na₂O и SiO₂. Максимально близкими к реальным составам ухадагских гранитов по содержанию Na₂O являются модельные выплавки из мигматитов со степенью плавления 10–15 % и выплавки из параавтохтонных гранитов со степенью плавления 20–40 %.

Наибольший разброс составов и отклонения от трендов модельного плавления наблюдается по содержанию K₂O. Тренд плавления мигматитов от 10 до 50 % образует отрицательный наклон, тогда как при плавлении параавтохтонных гранитов отмечается повышение содержания калия с увеличением степени плавления и уменьшением содержания SiO₂ в модельных выплавках. Реальные составы ухадагских сиенитов и гранитов дают значительный разброс по содержанию K₂O (3,08–7,09 мас. %) и являются наиболее близкими к составам модельных выплавов из мигматитов со степенью плавления 10–15 %.

Таким образом, как видно из диаграмм Харкера, составы гранитов ухадагского комплекса ближе всего к выплавкам из параавтохтонных гранитов эрзинского комплекса со степенью плавления 10–35 %. Низкая степень плавления мигматитов (10–15 %) дает значительный вклад содержания Fe₂O₃, MgO, Na₂O и K₂O. Образование кварцевых сиенитов путем плавления мигматитов и гранитов эрзинского комплекса возможно только при очень высокой степени плавления и при участии протолита более основного состава.

Геохронологические исследования

Для определения возраста высококалийных гранитоидов ухадагского комплекса были отобраны пробы из трех массивов. Места отбора проб показаны на рис. 1.

Проба *KT1008* отобрана из порфировидных кварцевых сиенитов в междуречье рек Эрзин и Нарын на удалении до 1 км от габброидов Эрзинского массива. Монофракция циркона представлена полупрозрачными и прозрачными идиоморфными призматическими кристаллами с розовой и бледно-желтой окраской, четкими ребрами и ровной

поверхностью граней. Размер зерен варьирует в диапазоне от 150 до 400 μm по удлинению и 70–100 μm по ширине. В режиме катодolumинесценции (CL) исследуемые цирконы характеризуются тонкой осцилляторной магматической зональностью и наличием сингенетических включений акцессорных минералов (рис. 8). Аналитические исследования (табл. 5, рис. 8) проводились по 17 наиболее крупным кристаллам циркона (23 локальные точки). Конкордантное значение возраста (по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), полученное по 23 локальным точкам магматического циркона, составляет 487 ± 2 млн лет (СКВО = 0,11).

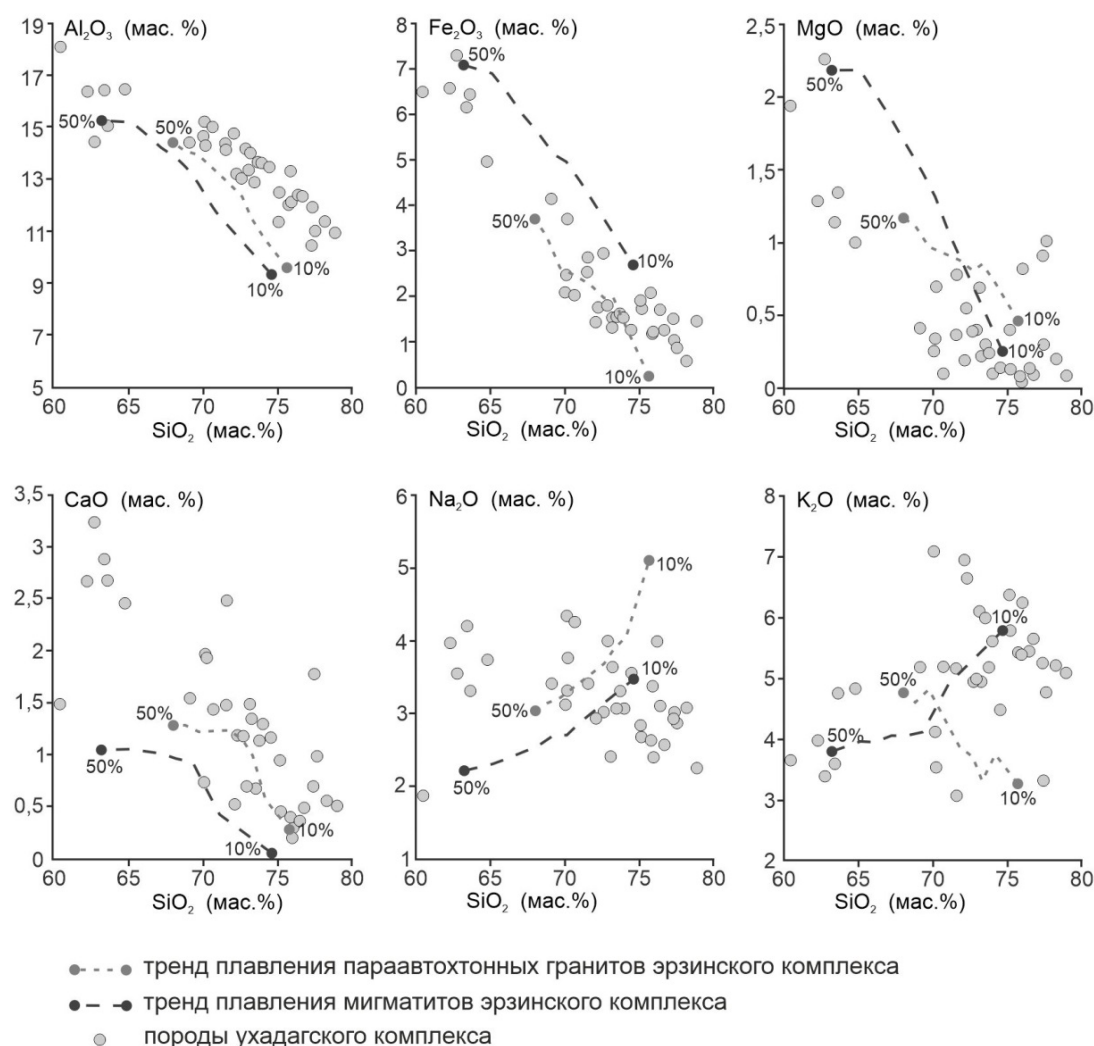


Рис. 7. Диаграммы Харкера с сопоставлением составов кварцевых сиенитов и гранитоидов ухадагского комплекса и результатов модельного плавления мигматит-гранитов эрзинского комплекса

Fig. 7. Harker diagrams comparing the compositions of quartz syenites and granitoids of the Ukhadag complex and the results of model melting of migmatite-granites of the Erzin complex

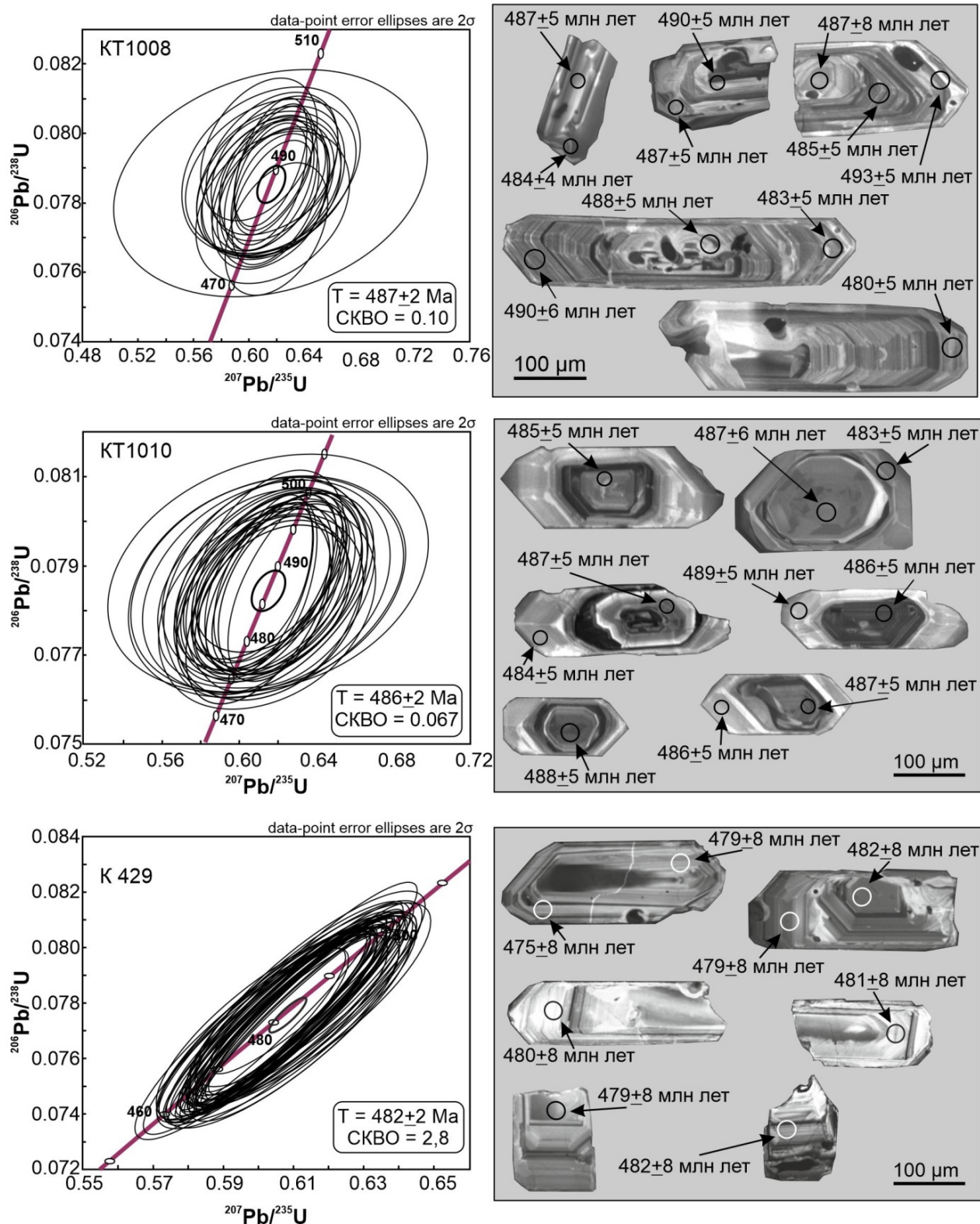


Рис. 8. Диаграммы с конкордиями и катодолуминесцентное изображение цирконов из пород ухадагского комплекса с точками измерений и возрастом (Pb^{206}/U^{238})

Fig. 8. Representative CL-images of zircons of the Ukhadag complex, showing the analysed spot locations and relevant ages (Pb^{206}/U^{238})

Таблица 5

Результаты U–Pb изотопных исследований цирконов

Table 5

U–Pb zircon isotope ratios and derived age determinations from Ukhadag complex

№	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ		Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	
Проба КТ1008 (кварцевый сиенит, междуречье рек Эрзин и Нарын)										
1	0,61505	0,01111	0,07853	0,00072	0,51	487	7	487	4	-0,12
2	0,61768	0,01152	0,07899	0,00073	0,50	488	7	490	4	-0,35
3	0,61508	0,02141	0,07854	0,00086	0,31	487	13	487	5	-0,12
4	0,61846	0,01214	0,07800	0,00073	0,48	489	8	484	4	0,97
5	0,61698	0,02491	0,07876	0,00091	0,29	488	16	488	5	-0,14
6	0,61822	0,01932	0,07912	0,00084	0,34	489	12	491	5	-0,43
7	0,61769	0,01800	0,07841	0,00081	0,35	488	11	487	5	0,37
8	0,61703	0,02017	0,07843	0,00084	0,33	488	13	487	5	0,27
9	0,61938	0,01558	0,07828	0,00078	0,40	489	10	486	5	0,74
10	0,61699	0,01565	0,07862	0,00079	0,40	488	10	488	5	0,02
11	0,62048	0,01507	0,07724	0,00078	0,42	490	10	480	5	2,19
12	0,62003	0,01861	0,07897	0,00085	0,36	490	12	490	5	-0,02
13	0,61614	0,01321	0,07853	0,00078	0,46	487	8	487	5	0,00
14	0,61676	0,01057	0,07916	0,00076	0,56	488	6	491	5	-0,67
15	0,61832	0,01192	0,07897	0,00077	0,51	489	7	490	5	-0,24
16	0,61732	0,01726	0,07809	0,00083	0,38	488	11	485	5	0,72
17	0,61668	0,04599	0,07856	0,00134	0,23	488	29	487	8	0,06
18	0,61838	0,01361	0,07807	0,00079	0,46	489	9	485	5	0,87
19	0,60839	0,01721	0,07953	0,00085	0,38	482	11	493	5	-2,19
20	0,61880	0,01648	0,07815	0,00083	0,40	489	10	485	5	0,85
21	0,61645	0,02174	0,07859	0,00091	0,33	488	14	488	5	-0,02
22	0,61803	0,02250	0,07786	0,00090	0,32	489	14	483	5	1,10
23	0,61669	0,02615	0,07893	0,00099	0,30	488	16	490	6	-0,39
Проба КТ1010 (гранит, междуречье рек Эрзин и Нарын)										
1	0,61581	0,02884	0,07858	0,001	0,27	487	18	488	6	-0,10
2	0,61697	0,01937	0,07791	0,00086	0,35	488	12	483	5	0,87
3	0,61823	0,01679	0,07817	0,00083	0,39	489	10	485	5	0,72
4	0,61407	0,01071	0,07872	0,00076	0,55	486	7	488	5	-0,49
5	0,61383	0,01101	0,07843	0,00076	0,54	486	7	487	5	-0,16
6	0,61547	0,01595	0,07827	0,00082	0,40	487	10	486	5	0,25
7	0,61581	0,03367	0,07881	0,0011	0,26	487	21	489	7	-0,37
8	0,6149	0,01414	0,07863	0,0008	0,44	487	9	488	5	-0,27
9	0,61486	0,02604	0,07852	0,00098	0,29	487	16	487	6	-0,14
10	0,61752	0,00898	0,07844	0,00075	0,66	488	6	487	4	0,31
11	0,61643	0,0159	0,07828	0,00082	0,41	487	10	486	5	0,37
12	0,61835	0,01861	0,0785	0,00086	0,36	489	12	487	5	0,35
13	0,61532	0,02308	0,07804	0,00092	0,31	487	14	484	5	0,52
14	0,61647	0,0137	0,0782	0,00079	0,45	488	9	485	5	0,45
15	0,61444	0,00998	0,07844	0,00076	0,60	486	6	487	5	-0,08
16	0,6146	0,02893	0,07854	0,00102	0,28	486	18	487	6	-0,18
17	0,61606	0,01527	0,07844	0,00081	0,42	487	10	487	5	0,12
18	0,61691	0,01627	0,07862	0,00083	0,40	488	10	488	5	0,00
19	0,61437	0,01469	0,07869	0,00081	0,43	486	9	488	5	-0,41
20	0,61488	0,01522	0,07796	0,00081	0,42	487	9	484	5	0,56
21	0,61732	0,01299	0,07825	0,00079	0,48	488	8	486	5	0,51
22	0,61431	0,01564	0,07873	0,00083	0,41	486	10	489	5	-0,47
23	0,61599	0,01637	0,07819	0,00083	0,40	487	10	485	5	0,41
24	0,61559	0,01559	0,07816	0,00082	0,41	487	10	485	5	0,41
25	0,61612	0,01942	0,07852	0,00087	0,35	487	12	487	5	0,02
26	0,61434	0,02157	0,07869	0,00091	0,33	486	14	488	5	-0,41
27	0,61462	0,02293	0,07844	0,00094	0,32	486	14	487	6	-0,06
28	0,61727	0,01786	0,07782	0,00085	0,38	488	11	483	5	1,03
29	0,61477	0,0133	0,07851	0,0008	0,47	487	8	487	5	-0,12
30	0,61434	0,02307	0,07849	0,00094	0,32	486	14	487	6	-0,16
31	0,61629	0,01564	0,07911	0,00083	0,41	487	10	491	5	-0,67
Проба К429 (гранит, Тесхемский массив)										
1	0,61331	0,01300	0,07776	0,00144	0,87	483	9	486	8	0,58
2	0,60322	0,01176	0,07713	0,00141	0,94	479	8	479	7	0,08
3	0,60242	0,01286	0,07720	0,00143	0,87	479	9	479	8	-0,13

№	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ		Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	
4	0,60278	0,01273	0,07726	0,00142	0,87	480	9	479	8	-0,15
5	0,60396	0,01344	0,07697	0,00143	0,83	478	9	480	9	0,36
6	0,61482	0,01404	0,07806	0,00145	0,81	485	9	487	9	0,43
7	0,60359	0,01237	0,07705	0,00141	0,89	479	8	480	8	0,21
8	0,59530	0,01245	0,07653	0,00141	0,88	475	8	474	8	-0,25
9	0,60561	0,01418	0,07722	0,00144	0,80	480	9	481	9	0,27
10	0,60243	0,01207	0,07715	0,00141	0,91	479	8	479	8	-0,06
11	0,61034	0,01193	0,07759	0,00141	0,93	482	8	484	8	0,44
12	0,60694	0,01354	0,07697	0,00142	0,83	478	9	482	9	0,75
13	0,61189	0,01289	0,07719	0,00141	0,87	479	8	485	8	1,13
14	0,61134	0,01185	0,07750	0,00141	0,94	481	8	484	7	0,67
15	0,61094	0,01270	0,07766	0,00142	0,88	482	8	484	8	0,44
16	0,61437	0,01321	0,07819	0,00143	0,85	485	9	486	8	0,21
17	0,61271	0,01327	0,07781	0,00143	0,85	483	9	485	8	0,46
18	0,61497	0,01333	0,07851	0,00144	0,85	487	9	487	8	-0,10
19	0,61507	0,01194	0,07816	0,00141	0,93	485	8	487	8	0,35
20	0,61152	0,01298	0,07816	0,00143	0,86	485	9	485	8	-0,12
21	0,60476	0,01162	0,07719	0,00139	0,94	479	8	480	7	0,17
22	0,60777	0,01178	0,07734	0,00140	0,93	480	8	482	7	0,42
23	0,61237	0,01232	0,07769	0,00141	0,90	482	8	485	8	0,58
24	0,60921	0,01211	0,07784	0,00141	0,91	483	8	483	8	-0,02
25	0,61024	0,01144	0,07776	0,00140	0,96	483	8	484	7	0,21
26	0,60682	0,01212	0,07751	0,00140	0,90	481	8	482	8	0,06
27	0,60815	0,01166	0,07773	0,00140	0,94	483	8	482	7	-0,04
28	0,61306	0,01265	0,07778	0,00141	0,88	483	8	486	8	0,54
29	0,61021	0,01156	0,07768	0,00139	0,94	482	8	484	7	0,31
30	0,60973	0,01147	0,07736	0,00139	0,96	480	8	483	7	0,62
31	0,60129	0,01210	0,07721	0,00139	0,89	479	8	478	8	-0,27
32	0,60522	0,01173	0,07734	0,00139	0,93	480	8	481	7	0,06
33	0,61264	0,01181	0,07795	0,00140	0,93	484	8	485	7	0,27
34	0,61207	0,01344	0,07770	0,00141	0,83	482	8	485	8	0,52
35	0,59607	0,01177	0,07662	0,00137	0,91	476	8	475	7	-0,25
36	0,60820	0,01163	0,07746	0,00138	0,93	481	8	482	7	0,29
37	0,60539	0,01132	0,07717	0,00137	0,95	479	8	481	7	0,31
38	0,60722	0,01202	0,07735	0,00138	0,90	480	8	482	8	0,31
39	0,61584	0,01204	0,07890	0,00141	0,91	490	8	487	8	-0,49
40	0,60521	0,01125	0,07753	0,00138	0,96	481	8	481	7	-0,17
41	0,61135	0,01183	0,07775	0,00139	0,92	483	8	484	7	0,37
42	0,60877	0,01178	0,07742	0,00138	0,92	481	8	483	7	0,44
43	0,61198	0,01161	0,07754	0,00138	0,94	481	8	485	7	0,71
44	0,61259	0,01174	0,07820	0,00139	0,93	485	8	485	7	-0,04
45	0,60747	0,01193	0,07773	0,00138	0,90	483	8	482	8	-0,12
46	0,61344	0,01164	0,07790	0,00138	0,93	484	8	486	7	0,43
47	0,60341	0,01163	0,07726	0,00137	0,92	480	8	479	7	-0,08

Проба КТ1010 представляет собой крупнозернистый гранит из зоны плутонического минглинга, расположенного на левобережье р. Эрзин. Морфологические особенности и окраска цирконов из данной пробы аналогичны цирконам из пробы КТ1008. Размер зерен изменяется в диапазоне от 150 до 300 μm по удлинению и 70–120 μm по ширине. Исследуемые цирконы, согласно данным катодолюминесцентных изображений (CL), характеризуются тонкой осцилляторной магматической зональностью (рис. 8). Аналитические исследования (табл. 5, рис. 8) проводились по 31 локальной точке (25 зерен). Изотопные значения возрастов (по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U), полученные по этим локальным точкам, указывают на конкордантное значение возраста 486±2 млн лет (СКВО = 0,067).

Проба К429 отобрана из крупнозернистых порфировидных гранитов центральной части Тесхемского массива. Монофракция циркона представлена полупрозрачными и прозрачными идиоморфными призматическими кристаллами с розовой и бледно-желтой окраской, четкими ребрами и ровной поверхностью граней размерностью 150–300 μm по удлинению и 60–100 μm по ширине. В режиме катодолюминесценции (CL) они также характеризуются осцилляторной магматической зональностью (рис. 8). U–Pb изотопные исследования, проведенные по 38 наиболее представительным зернам (47 локальных точек) магматического циркона (табл. 5, рис. 8) указывают на конкордантное значение возраста 482±2 млн лет (СКВО = 2,8).

Цирконы всех проб из гранитоидов ухадагского комплекса близки между собой по характеру катодолюминесцентных изображений отдельных зерен (размер, зональность, степень вторичных изменений) и оценкам конкордантных значений возраста ~ 485 млн лет (487 ± 2 , 486 ± 2 и 482 ± 2 млн лет).

Обсуждение результатов

Проведенные на Западном Сангилене геологические, структурные, изотопно-геохронологические и петрогеохимические исследования выявили широкое проявление на рубеже 485 млн лет высококалиевого кислого интрузивного магматизма (ухадагского комплекса). Их возраст близок с полученными ранее оценками возраста Тесхемского гранитного массива ($480 \pm 5,4$ млн лет, циркон, U–Pb [Козаков и др., 2001]).

Происхождение высококалиевого расплава. По петрогеохимическим характеристикам породы ухадагского комплекса относятся к фракционированным гранитам и гранитам A_2 -типа (рис. 6), формирование которых обусловлено корово-мантийным взаимодействием. Пониженное содержание Nb и Ta во всех породах ухадагского комплекса, характерное для A_2 -типа, объясняется унаследованностью от корового источника и отсутствием значительного вклада мантийного компонента. Ассоциирующие с ухадагским комплексом габброиды Эрзинского массива и композитные габбро-гранитные дайки формируют незначительный объем гибридизированных пород, что указывает на ограниченный массоперенос с их стороны, который недостаточен для существенного изменения составов кислых магм всего объема ухадагского комплекса. Тем не менее габбро-монцодиориты сыграли значительную роль в качестве источника тепла для переплавления корового субстрата при образовании ухадагского комплекса. На высокие температуры новообразованного расплава указывают повышенные содержания Zr и Hf в ухадагских гранитоидах (рис. 9, с), характерные для образования А-гранитов из кварц-полево-шпатового субстрата [King et al., 2001].

Опираясь на геологические данные, было сделано предположение о природе происхождения ухадагских сиенитов и гранитоидов в результате переплавления мигматит-гранитного эрзинского комплекса. Результаты петрологического моделирования показали, что выплавление высококалиевых пород из мигматитов возможно при степени плавления от 10 до 45 %. При этом основным источником вещества являются параавтохтонные граниты и, в незначительной степени, Grt-Crd-Bt мигматиты эрзинского комплекса. На плавление гранат-содержащего и практически безгранатового субстратов указывает

также разделение пород ухадагского комплекса на две группы: с высокими содержаниями Yb ($> 1,8$ г/т) и низкими ($< 1,8$ г/т) (рис. 5, а, с). Образование кварцевых сиенитов, вероятнее всего, связано с плавлением горизонтов амфиболитов, наблюдаемых в составе эрзинского и моренского комплексов.

В условиях существования синтетектонического магматического течения наиболее реальной представляется модель фракционного плавления с отделением порций новообразованного расплава сразу же после его образования, что привело к увеличению несовместимых элементов (K, Rb, Cs, Ba) в ухадагских гранитах. Эти данные согласуются с петрохимическим моделированием, когда расплав с высокими содержаниями K_2O и SiO_2 образуется на начальных степенях плавления протолита. Наблюдения в краевых частях массивов (рис. 3), где порфировидные граниты ведут себя как более жесткие тела по отношению к мелкозернистым, более плагиоклазовым и менее калиевым гранитам, также могут свидетельствовать о кристаллизации калиевых гранитов из первоначальных порций расплавов и последующим их смешении с более поздними выплавками.

Тектонические обстановки. На дискриминационных диаграммах Пирса породы ухадагского комплекса попадают преимущественно в поля пост-коллизийных, синколлизийных и внутриплитных гранитов (рис. 9, а, б). Иными словами, формально по петрогеохимическому составу становление гранитов ухадагского комплекса может отвечать широкому диапазону коллизийных и постколлизийных обстановок.

Структурные черты пород ухадагского комплекса и строение отдельных массивов позволяют конкретизировать тектонические условия формирования гранитоидов. Наиболее представительным для петролого-структурных исследований и хорошо обнаженным является массив, расположенный в междуречье рек Эрзин и Нарын (рис. 1). Он протягивается с северо-востока на юго-запад более чем на 18 км, с юго-востока параллельно гранитоидам выходят тела габброидных пород, относящиеся к Эрзинскому массиву. С противоположной стороны гранитов с северо-запада внутрь массива проникают многочисленные тела синплутонических минглинг-даек [Владимиров и др., 2016; Полянский и др., 2017; Владимиров и др., 2019]. В краевой эндоконтактной зоне по всему контуру гранитного массива наблюдаются вязкопластичные зоны сдвигового генезиса с признаками магматического течения. Общая ширина вязкопластичных зон варьирует от нескольких десятков метров до 500 м. На сегрегацию и перемещение расплавов указывают структуры течения в гранитах, линзовидные, вытянутые и S-образные формы отдельных мелких обособ-

лений порфировидных гранитов. В центральных частях этого массива признаки синконсолидационного магматического течения отсутствуют.

С учетом рельефа можно утверждать, что краевая часть гранитного массива с минглинг-дайками и зонами пластичности отвечает подошве гранитного тела (магматической камеры), а граниты без признаков магматического течения в середине массива – центральной либо кровельной части магматической ка-

меры. Иными словами, граниты массива Стрелка расположены над телом габброидов и оперяющими его габброидными дайками. Численное моделирование показало [Полянский и др., 2017], что внедрение базитовых даек с формированием минглинг-структур могло инициироваться за счет тектонических подвижек в подошве камеры кислых магм, а транспорт габбро-гранитной смеси в магматической камере происходил за счет плотностных эффектов (рис. 10).

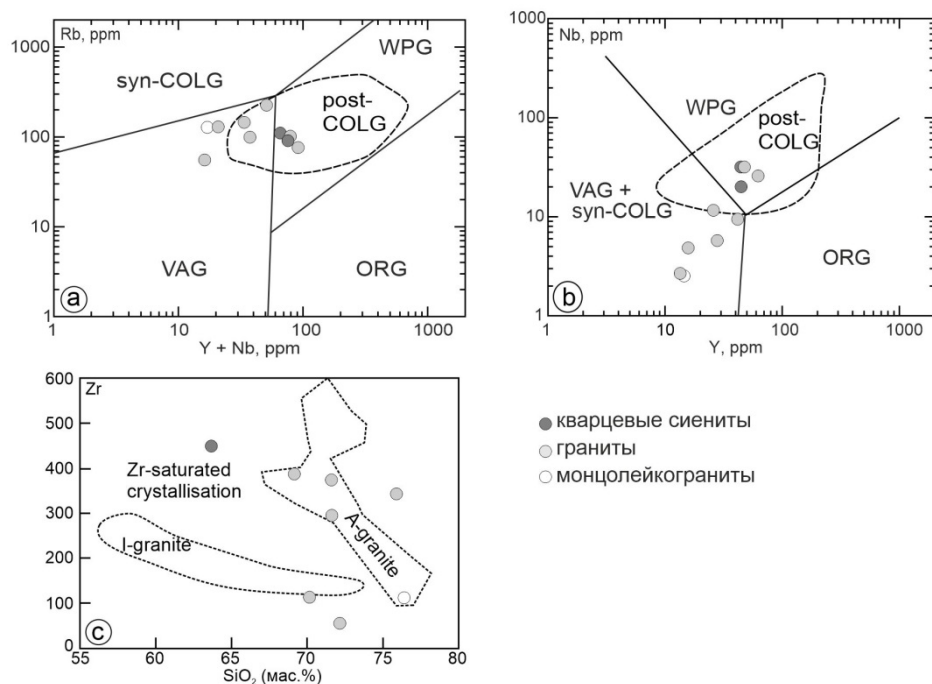


Рис. 9. Диаграммы (a, b) $Y+Nb - Rb$ и $Y - Nb$ [Pearce et al., 1984] и диаграмма (c) $Zr - SiO_2$ [King et al., 2001] Для диаграмм a, b: syn-COLG – синколлизийные граниты, WPG – внутриплитные граниты, ORG – граниты океанических хребтов, VAG – граниты вулканических дуг. Поля post-COLG гранитоидов по [Whalen et al., 1987; Sylvester, 1989]. Для диаграммы c: разделение гранитов на A- и I-типы по обогащению расплава Zr. Тренды показывают уменьшение содержания Zr с увеличением SiO_2 и указывают на образование из кварц-полевошпатовых источников. Поле I-типа включает мета- и высокоглинозистые граниты

Fig. 9. Classification diagrams (a) $Y+Nb - Rb$ [Pearce et al., 1984], (b) $Y - Nb$ [Pearce et al., 1984], (c) $Zr - SiO_2$ [King et al., 2001]

a-b: syn-COLG – syncollisional granites, WPG – withinplate granites, ORG – ocean ridge granites, VAG – volcanic arc granites. Post-COLG fields of granitoids from [Whalen et al., 1987; Sylvester, 1989]. c – A- and I-type granites at Zr-saturated crystallization. The chemical trends show continuously decreasing Zr with increasing SiO_2 and indicating derivation from a quartz-feldspathic source and primary zircon saturation. I-type field includes meta- to peraluminous granites

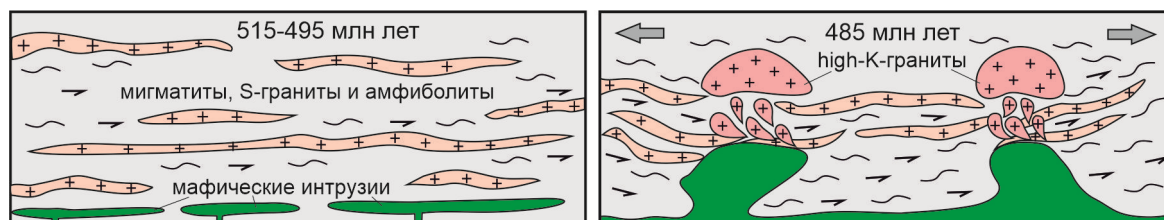


Рис. 10. Внемасштабная схематическая структурная модель выплавления высококалиевых гранитов A_2 -типа из нижнекоровых метapelитов и предшествующих S-гранитов в обстановках позднеколлизийного растяжения

Fig. 10. The off-scale schematic structural model of the melting of high-potassium A_2 -type granites from lower crustal metapelites and preceding S-granites in settings of late collisional extension

Модель образования высококалийевых гранитов Западного Сангиленга. Коллизионный орогенез на активной окраине Тувино-Монгольского микроконтинента, сопровождающийся его сближением с Таннуольской островной дугой, к рубежу 515±5 млн лет обеспечил утолщение коры задугового бассейна и метаморфизм вулканогенно-осадочных толщ с формированием моренского комплекса. Последовавший позднеколлизионный период обеспечил сброс напряжений в литосфере с заложением проникающих субширотных тектонических зон и сопряженных с ними областями гранулитового метаморфизма (эрзинский мигматит-гранитный комплекс) [Владимиров и др., 2005, 2017; Karmysheva et al., 2021].

Дальнейший развал орогена достиг своего пика к рубежу 485 млн лет, когда началось масштабное сдвиговое растяжение и утонение коры, формирование областей повышенной проницаемости. Это стало контролирующим фактором для проникновения базитовых расплавов, формирования синплутонических композитных габбро-гранитных даек со структурами минглинга. В совокупности дополнительный тепловой поток на нижних уровнях коры обеспечил достаточные температуры для переплавления гранат-кордиерит-биотитовых мигматитов, амфиболитов и гранат-содержащих гранитов (рис. 10). Неоднородность протолита в сочетании с тектоническим меланжем метаосадочных толщ на фоне появления локальных зон пониженного давления привели к образованию кварцевых сиенитов, гранитов и монцолейкогранитов в составе ухадагского комплекса. Данный период тектонической активизации не является завершающим или постколлизионным. Напротив, он является лишь началом позднеколлизионного этапа развала Западно-Сангиленского фрагмента коллизионного орогена, завершившийся на рубеже 465 млн лет [Владимиров и др., 2005; Владимиров и др., 2017].

Масштабное формирование высококалийевых известково-щелочных гранитов является характерным для обстановок поздне- и постколлизионного растяжения [Sylvester, 1989; Bonin et al., 1998; Liégeois, 1998; Barbarin, 1999; Kemp et al., 2005], сопровождающегося фрагментацией и образованием зон растяжения, и отмечается во многих орогенных областях [Bonin, 2004, 2007; Li et al., 2013; Bergemann et al., 2014; Цыганков, 2014; Torus et al., 2019; Girei et

al., 2020; Zhu et al., 2020]. Всеми исследователями отмечается сочетание сброса давления, обусловленное утонением континентальной коры при развале орогена, и мантийный вклад, проявленный либо как дополнительный тепловой поток, либо как привнос вещества за счет отделяющегося флюида или кристаллизационной дифференциации базитов. Подобная модель образования фракционированных гранитов и гранитов А-типа в условиях растяжения при повторном плавлении метапелитового источника и выплавившихся из них S-гранитов известна и была ранее описана для раннепермского гранитного плутона Поррино на северо-западе Испании [Gonzalez-Menendez et al., 2017], позднедевонского гранитного магматизма Новой Зеландии [Turnbull et al., 2016] и мезоархейских интрузивов на северо-востоке Бразилии в центральной части Западной Гондваны [Ferreira et al., 2020].

Выводы

1. На рубеже 485 млн лет в Западно-Сангиленском фрагменте коллизионного орогена на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива происходило масштабное выплавление высококалийевых сиенитов и гранитоидов. Возрастные, тектонические и петрогеохимические характеристики, сингенетичность с базитовым магматизмом позволяют объединить их в единый ухадагский магматический комплекс.

2. Масштабное проявление высококалийевого магматизма на Западном Сангилене является индикатором позднеколлизионных событий, сопровождавшихся развалом орогена, утонением коры и активизацией базитового магматизма.

3. Тесная временная и пространственная ассоциация с базитовым магматизмом на нижних уровнях орогена обеспечила дополнительный тепловой поток и высокие температуры новообразованного кислого расплава.

4. Петрогеохимические характеристики пород ухадагского комплекса определялись вовлечением в плавление смешанного корового протолита – гранат-кордиерит-биотитовых сланцев, горизонтов амфиболитов и высокоглиноземистых умереннокалийевых гранитов.

Список источников

Барабаш Н.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Юдин Ю.С. ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование деформаций трансформно-сдвигового этапа эволюции ранних каледонид Западного Сангиленга (Юго-Восточная Тува) // Доклады Академии наук. 2007. Т. 414, № 2. С. 1–7.

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. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 177–201.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимиров В.Г., Гибшер А.С., Руднев С.Н. Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангиленга (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 3. С. 398–413.

Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Руднев С.Н. Интрузивный магматизм зоны перехода Западного и Центрального Сангилен (на примере бассейна р. Нарын) // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы : сб. науч. тр. Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 57–87.

Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилен (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Доклады РАН. 2005. Т. 405, № 1. С. 82–88.

Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А. Две группы магматического минглинга (на примере ранних каледонид Западного Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения : материалы Третьей междунар. науч. конф. Новосибирск, 2016. С. 52–53.

Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилен (ЮВ Тува): свидетельства развала коллизийной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 2. С. 283–310.

Владимиров В.Г., Яковлев В.А., Кармышева И.В. Механизмы магматического минглинга в композитных дайках: модели диспергирования и сдвиговой дилатации // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10, № 2. С. 325–345.

Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Доклады Академии наук. 2000. Т. 370, № 4. С. 489–492.

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

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, 2011. С. 126.

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Владимиров А.Г. Синкинематический гранитоидный магматизм Западного Сангилен (ЮВ Тува) // Петрология. 2017. Т. 25, № 1. С. 92–118.

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Шелепаев Р.А., Руднев С.Н., Яковлев В.А., Семенова Д.В. Баянкольская габбро-гранитная ассоциация: состав, возрастные рубежи, тектонические и геодинамические обстановки (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 7. С. 916–933.

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Шелепаев Р.А., Яковлев В.А., Семенова Д.В. Габбро-гранитные ассоциации Западного Сангилен // Геология, магматизм и металлогения Центра Азии. 2018: Рудно-магматические системы Сангилен (щелочные интрузивы, карбонатиты) : материалы I Всерос. полевой конф. с междунар. участием. Кызыл, 2018. С. 39–43.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибилова Е.В., Киризова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В., Киризова Т.И., Котов А.Б., Ковач В.П. О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических датирований // Петрология. 1999. Т. 7, № 6. С. 631–643.

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

Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия. 2008. № 10. С. 1085–1091.

Петрова А.Ю. Rb-Sr изотопная система метаморфических и магматических пород Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М. : ИМГРЭ, 2001. 26 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. 3-е изд., испр. и доп. СПб. : ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Полянский О.П., Семенов А.Н., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Владимиров А.Г., Яковлев В.А. Численная модель магматического минглинга (на примере баянкольской габбро-гранитной серии, Сангилен, Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 2. С. 385–403.

Пономарева А.П., Каргополов С.А., Киреев А.Д. Гранитоидный магматизм Западного Сангилен (к вопросу о генезисе S-и A-гранитов) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 6. С. 937–950.

Семенова Д.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Алексеев Д.В. Термохронология коллизийных гранитоидов Матутского массива (Западный Сангилен, ЮВ Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : материалы совещания. Иркутск : Институт земной коры СО РАН, 2018. Вып. 16. С. 238–239.

Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 197–227.

Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 2006. 16 с.

Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Зельтман Р. Коллизийный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2018. № 5. С. 653–672.

Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. High-potassium, calcalkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos. 2000. V. 50. P. 51–73.

Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb // Chemical Geology. 2002. V. 192 (1–2). P. 59–79.

Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos. 1999. V. 46. P. 605–626.

Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1,3 and 6,9 kbar // Journal of Petrology. 1991. V. 32. P. 365–401.

- Bergemann C., Jung S., Berndt J., Stracke A., Hauff F.** Generation of magnesian, high-K alkali-calcic granites and granodiorites from amphibolitic continental crust in the Damara orogen, Namibia // *Lithos*. 2014. V. 198–199. P. 217–233.
- Bonin B.** Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to withinplate regimes necessarily imply contrasting, mantle and crustal sources? A review // *Lithos*. 2004. V. 78. P. 1–24.
- Bonin B.** A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects // *Lithos*. 2007. V. 97. P. 1–29.
- Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S.** Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: Petrogenetic constraints and geodynamic settings // *Lithos*. 1998. V. 45. P. 45–70.
- Boynton W.V.** Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies // *Rare earth element geochemistry* / ed. by P. Henderson. Amsterdam : Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Brown M.** Granite: from genesis to emplacement. // *Geological Society of America Bulletin*. 2013. V. 7 (8). P. 1079–1113.
- Carroll M.R., Wyllie P.J.** The system tonalite-H₂O at 15 kbar and the genesis of calc-alkaline magmas // *American Mineralogist*. 1990. V. 75. P. 345–357.
- Castro A.** The source of granites: inferences from the Lewisian complex // *Scottish Journal of Geology*. 2004. V. 40. P. 49–65.
- Clemens J.D.** Granitic magmatism, from source to emplacement: a personal view // *Applied Earth Science*. 2012. V. 121 (3). P. 107–136.
- Ferreira A.C.D., Dantas E.L., Fuck R.A.** The previously missing c. 2.9 Ga high-K continental crust in West Gondwana revealed in Northeast Brazil // *Terra Nova*. 2021. V. 33. P. 184–194. doi: 10.1111/ter.12504
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.** A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42 (3). P. 2035–2048.
- Frost C.D., Frost B.R., Kirkwood R., Chamberlain K.R.** The tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) to granodiorite-granite (GG) transition in the late Archean plutonic rocks of the central Wyoming province // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2006. V. 43. P. 1419–1444.
- Girei M.B., Najime T., Ogunleye P.O.** Geochemical characteristics and origin of the Neoproterozoic high-K calc-alkaline granitoids in the northern part of Mandara hills, northeastern Nigeria // *Acta Geochimica*. 2020. V. 39. P. 337–354.
- Gonzalez-Menendez L., Gallastegui G., Cuesta A., Montero P., Rubio-Ordóñez A., Molina J.F., Bea F.** Petrology and geochronology of the Porriño late-Variscan pluton from NW Iberia. A model for post-tectonic plutons in collisional settings // *Geologica Acta*. 2017. V. 15, No. 4. P. 283–304.
- Griffin W., Powell W., Pearson N., O'Reilly S.** GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*. 2008. P. 308–311.
- Hildreth W., Moorbath S.** Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Central Chile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. V. 98. P. 455–489.
- Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Shelepaev R.A., Yakovlev V.A., Vasyukova E.A.** Tectonic position of mingling dykes in accretion-collision system of Early Caledonides of West Sangilen (South-East Tuva, Russia) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2015. V. 6, Is. 3. P. 289–310.
- 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 // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2021. V. 220. 104919.
- Karsli O., Dokuz A., Uysal I., Aydin F., Chen B., Kandemir R., Wijbrans J.** Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calc-alkaline I-type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harsit Pluton, Eastern Turkey // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 160. P. 467–487.
- Kemp A.I.S., Wormald R.J., Whitehouse M.J., Price R.C.** Hf isotopes in zircon reveal contrasting sources and crystallization histories for alkaline to peralkaline granites of Temora, southeastern Australia // *Geology*. 2005. V. 33. P. 797–800.
- King P.L., Chappell B.W., Allen C.M., White A.J.R.** Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2001. V. 48. P. 501–514.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al.** A classification of igneous rocks and a glossary of terms. Oxford : Blackwell Scientific Publications, 1989. 193 p.
- Li S., Wilde S.A., Wang T.** Early Permian post-collisional high-K granitoids from Liuyuan area in southern Beishan orogen, NW China: Petrogenesis and tectonic implications // *Lithos*. 2013. V. 179. P. 99–119.
- Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R.** Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // *Lithos*. 1998. V. 45. P. 1–28.
- Ludwing K.** User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley : Berkeley Geochronology Center, 2003.
- Maniar P.D., Piccoli P.M.** Tectonic discrimination of granitoids // *Geological Society of America Bulletin*. 1989. V. 101. P. 635–643.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B.** Late Archean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India) // *Pre-cambrian Research*. 2003. V. 127. P. 103–123.
- O'Connor J.T.** A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // *U.S Geological Survey Professional Paper*. 1965. V. 525B. P. 79–84.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25, No. 4. P. 956–983.
- Rapp R.P., Watson E.B.** Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // *Journal of Petrology*. 1995. V. 36. P. 891–931.
- Roberts M.P., Clemens J.D.** Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids // *Geology*. 1993. V. 21. P. 825–828.
- Rottura A., Bargossi G.M., Caggianelli A., Del Moro A., Visona D., Trann C.A.** Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy // *Lithos*. 1998. V. 45. P. 329–348.
- Singh J., Johannes W.** Dehydration melting of tonalites. Part II. Composition of melts and solids // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. V. 125. P. 26–44.

- Sisson T.W., Ratajeski K., Hankins W.B., Glazner A.F. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 148. P. 635–661.
- Skjerlie K.P., Patino Douce A.E., Johnston A.D. Fluid absent melting of a layered crustal protolith: implications for the generation of anatectic granites // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. V. 114. P. 365–378.
- Slama J., Kosler 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 N., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. 2008. V. 249, No. 1–2. P. 1–35.
- Sylvester P.J. Post-collisional alkaline granites // The Journal of Geology. 1989. V. 97, No. 3. P. 261–280.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its evolution and composition. London : Blackwell, 1985. 312 p.
- Topuz G., Altherr R., Siebe W., Schwarz W.H., Zack T., Hasozbek A., Barth M., Satir M., Sen C. Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: the Gümüş, hane pluton (NE Turkey) // Lithos. 2010. V. 116. P. 92–110.
- Topuz G., Candan O., Zack T., Chen F., Li Q.-L. Origin and significance of Early Miocene high-potassium I-type granite plutonism in the East Anatolian plateau (the Taşlıçay intrusion) // Lithos. 2019. V. 348–349. 105210.
- Turnbull R., Tulloch A., Ramenazi J., Jongens R. Extension-facilitated pulsed S-I-A-type “flare-up” magmatism at 370Ma along southeast Gondwana margin in New Zeland: Insights from U-Pb geochronology and geochemistry // Geological Society of America Bulletin. 2016. V. 128 (9/10). P. 1500–1520.
- Watkins J.M., Clemens J.D., Treloar P.J. Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2007. V. 154. P. 91–110.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 95. P. 407–419.
- Zhu R.-Z., Lai S.-C., Qin J.-F., Santosh M., Zhao S., Zhang E., Zong C., Zhang X., Xue Y. Genesis of high-potassium calc-alkaline peraluminous I-type granite: New insights from the Gaoligong belt granites in southeastern Tibet Plateau // Lithos. 2020. V. 354–355. 105343.

References

- Barabash N.V., Vladimirov V.G., Travin A.V., Yudin D.S. ⁴⁰AR/³⁹AR dating of the stage of transform-shear deformation in evolution of the Early Caledonides in Western Sangilen, Southeastern Tuva // Doklady Earth Sciences. 2007. V. 414 (1). pp. 592–598.
- Vladimirov A.G., Izokh A.E., Polyakov G.V., Babin G.A., Kruk N.N., Khlestov V.V., Khromykh S.V., Travin A.V., Yudin D.S., Shelepaev R.A., Karmysheva I.V., Mikheev E.I., Mekhonoshin A.S. Gabbro-granite intrusive series and their indicator importance for geodynamic reconstructions // Petrology. 2013. V. 21 (2). pp. 158–180.
- Vladimirov A.G., Kruk N.N., Vladimirov V.G., Gibsher A.S., Rudnev S.N. Synkinematic granites and collision-shear deformations in Western Sangilen (Southeastern Tuva) // Russian Geology and Geophysics. 2000. V. 41 (3). pp. 398–413. In Russian
- Vladimirov A.G., Ponomareva A.P., Rudnev S.N. Intruzivnyy magmatizm zony perekhoda Zapadnogo i Tsentral'nogo Sangilena (na primere basseyna r. Naryn) [Intrusive magmatism of the transition zone of the Western and Central Sangilen (by the example of the Naryn river basin) // Strukturno-veshchestvennyye komplekсы Yugo-Vostochnoy Tuvy: Sbornik nauchnykh trudov. Novosibirsk: IGIG SB AS USSR. 1989. pp. 57–87. In Russian
- Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Gibsher A.S., Travin A.V., Rudnev S.N., Shemelina I.V., Barabash N.V., Savinykh Ya.V. Model of the Tectonometamorphic Evolution for the Sangilen Block (Southeastern Tuva, Central Asia) as a Reflection of the Early Caledonian Accretion–Collision Tectogenesis // Doklady Earth Sciences. 2005. V. 405 (8). pp. 1159–1165.
- Vladimirov V.G., Karmysheva I.V., Yakovlev V.A. Dve gruppy magmaticheskogo minglinga (na primere rannikh kaledonid Zapadnogo Sangilena, Yugo-Vostochnaya Tuva) [Two groups of magmatic mingling (on the example of the early Caledonides of Western Sangilen, South-Eastern Tuva) // Correlation of Altaids and Uralids: Magmatism, Metamorphism, Stratigraphy, Geochronology, Geodynamics and Metallogeny: Materials of the Third International Scientific Conference. Novosibirsk. 2016. pp. 52–53. In Russian.
- Vladimirov V.G., Karmysheva I.V., Yakovlev V.A., Travin A.V., Tzygankov A.A., Burmakina G.N. Thermochronology of the mingling-dykes of the Western Sangilen (South-East Tuva): evidence to the collapse of the collisional system in the North-Western edge on the Tuva-Mongolian massif // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8 (2). pp. 283–310. In Russian
- Vladimirov V.G., Yakovlev V.A., Karmysheva I.V. Mechanisms of magmatic mingling in composite dykes: models of dispersion and shear dilatation // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10 (2). pp. 325–345. In Russian
- Gibsher A.S., Vladimirov A.G., Vladimirov V.G. Geodynamics of Early Paleozoic thrust-and-fold structure of the Sangilen, South-eastern Tuva // Doklady Earth Sciences. 2000. V. 370. pp. 50–53.
- Grebennikov A.V. A-type granites and related rocks: petrogenesis and classification // Russian Geology and Geophysics. 2014. V. 55 (11). P. 1354–1366.
- Karmanova N.G., Karmanov N.S. Universal'naya metodika rentgeno fluoressentnogo silikatnogo analiza gornyykh porod na spektrometre ARL-9900XP [A universal technique for X-ray fluorescence silicate analysis of rocks on a spectrometer ARL-9900XP] // Tezisy dokladov VII Vserossiyskoy konferentsii po rentgenospektral'nomu analizu. Novosibirsk. 2011. p. 126. In Russian
- Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Vladimirov A.G. Synkinematic granitoid magmatism of Western Sangilen, South-East Tuva // Petrology. 2017. V. 25 (1). pp. 87–113.
- Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Shelepaev R.A., Rudnev S.N., Yakovlev V.A., Semenova D.V. Bayan-Kol gabbro-granite association (Western Sangilen, Southeastern Tuva): composition, age boundaries, and tectonic and geodynamic settings // Russian Geology and Geophysics. 2019. V. 60 (7). pp. 720–734.
- Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Shelepaev R.A., Yakovlev V.A., Semenova D.V. Gabbro-granitnyye assotsiatsii Zapadnogo Sangilena [The gabbro-granite associations in Western Sangilen] // Geologiya, magmatizm i metallogeniya Tsentra Azii. 2018: Rudno-magmaticheskiye sistemy Sangilena (shchelochnyye intruzivny, karbonatity): Materialy I Vserossiyskoy polevoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiyem. Kyzyl. 2018. pp. 39–43. In Russian
- Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Natman A., Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Todth V., Krener A., Yakovleva S.Z., Lebedev V.I., Sugorakova A.M. Timing of the structural evolution of metamorphic rocks in the Tuva–Mongolian Massif // Geotectonics. 2001. V. 35 (3). pp. 22–43. In Russian

- Kozakov I.K., Sal'nikova E.B., Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Kotov A.B., Kovach V.P. Polychronous evolution of the paleozoic granitoid magmatism in the Tuva-Mongolia Massif: U-Pb geochronological data // *Petrology*. 1999. V. 7 (6). pp. 592–601. In Russian.
- Kuzmichev A. *Tektonicheskaya istoriya Tuvino-Mongol'skogo massiva: rannebaikalskiy, pozdnebaikalskiy i rannekaledonskiy etapy* [Tectonic history of the Tuva-Mongolian massif: Early Baikalian, Late Baikalian and Early Caledonian stages. Ed. by E. Sklyarov]. Moscow. 2004. PROBEL-2000. p. 192. In Russian
- Nikolaeva I.V., Paleskii S.V., Koz'menko O.A., Anoshin G.N. Analysis of geologic reference materials for REE and HFSE by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) // *Geochemistry International*. 2008. V. 46 (10). pp. 1016–1022.
- Petrova A.Yu. *Rb-Sr izotopnaya sistema metamorficheskikh i magmaticheskikh porod Zapadnogo Sangilena (Yugo-Vostochnaya Tuva)* [Rb-Sr isotop system of metamorphic and magmatic rocks in Western Sangilen (South-East Tuva)] // *Avtoreferat kand. dissertatsii geol.-min. nauk*. 2001. Moscow. 26 p. In Russian.
- Petrograficheskiy kodeks Rossii. Magmaticheskiye, metamorficheskiye, metasomaticheskiye, impaktnyye obrazovaniya. Izdaniye tret'ye, ispravlennoye i dopolnennoye* [Petrographic Code of Russia magmatic, metamorphic, metasomatic, and impact formations. Third edition, corrected and supplemented]. St. Petersburg: VSEGEI Press. 2009. 200 p. In Russian.
- Polyansky O.P., Semenov A.N., Vladimirov V.G., Karmysheva I.V., Vladimirov A.G., Yakovlev V.A. Numerical simulation of magma mingling (case of Bayankol gabbro-granite series, Sangilen, Tuva) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8 (2). pp. 385–403. In Russian
- Ponomareva A.P., Kargopolov S.A., Kireev A.D. Granitoid magmatism of Western Sangilen (to the problem of genesis of S- and A- granites) // *Russian Geology and Geophysics*. 2001. V. 42 (6). pp. 937–950. In Russian
- Semenova D.V., Vladimirov V.G., Travin A.V., Karmysheva I.V., Yakovlev V.A., Alekseev D.V. Thermochronology of collisional granitoids of the Matut massif (Western Sangilen, SE Tuva) // *Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent): Meeting materials*. V. 16. Irkutsk: The Institute of the Earth's Crust SB RAS. 2018. pp. 238–239. In Russian
- Tsygankov A.A. Late Paleozoic granitoids in Western Transbaikalia: sequence of formation, sources of magmas, and geodynamics // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. V. 55 (2). pp. 153–176.
- Shelepaev R.A. *Evolutsiya bazitovogo magmatizma Zapadnogo Sangilena (Yugo-Vostochnaya Tuva)* [Evolution of basic magmatism of Western Sangilen (South-Eastern Tuva)] // *Avtoreferat kand. dissertatsii geol.-min. nauk*. Novosibirsk. 2006. p. 16. In Russian
- Shelepaev R.A., Egorova V.V., Izokh A.E., Seltmann R. Collisional mafic magmatism of the fold-thrust belts framing Southern Siberia (Western Sangilen, Southeastern Tuva) // *Russian Geology and Geophysics*. 2018. V. 59 (5). pp. 525–540.
- Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. High-potassium, calcalkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). // *Lithos*. 2000. V. 50. pp. 51–73.
- Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // *Chemical Geology*. 2002. V. 192 (1–2). pp. 59–79.
- Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // *Lithos*. 1999. V. 46. pp. 605–626.
- Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1,3 and 6,9 kbar // *Journal of Petrology*. 1991. V. 32. pp. 365–401.
- Bergemann C., Jung S., Berndt J., Stracke A., Hauff F. Generation of magnesian, high-K alkali-calcic granites and granodiorites from amphibolitic continental crust in the Damara orogen, Namibia // *Lithos*. 2014. V. 198–199. pp. 217–233.
- Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to withinplate regimes necessarily imply contrasting, mantle and crustal sources? A review. // *Lithos*. 2004. V. 78. pp. 1–24.
- Bonin B. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects // *Lithos*. 2007. V. 97. pp. 1–29.
- Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: Petrogenetic constraints and geodynamic settings. // *Lithos*. 1998. V. 45. pp. 45–70.
- Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies // Ed. P. Henderson Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier. 1984. pp. 63–114.
- Brown M. Granite: from genesis to emplacement // *Geological Society of America Bulletin*. 2013. V. 7 (8). pp. 1079–1113.
- Carroll M. R., Wyllie P. J. The system tonalite-H₂O at 15 kbar and the genesis of calc-alkaline magmas // *American Mineralogist*. 1990. V. 75. pp. 345–357.
- Castro A. The source of granites: inferences from the Lewisian complex. *Scottish Journal of Geology*. 2004. V. 40. pp. 49–65.
- Clemens J.D. Granitic magmatism, from source to emplacement: a personal view. *Applied Earth Science*. 2012. V. 121 (3). pp. 107–136.
- Ferreira A.C. D., Dantas E.L., Fuck R.A. The previously missing c. 2.9 Ga high-K continental crust in West Gondwana revealed in Northeast Brazil // *Terra Nova*, doi: 10.1111/ter.12504
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42 (3). pp. 2035–2048.
- Frost C.D., Frost B.R., Kirkwood R., Chamberlain K.R. The tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) to granodiorite-granite (GG) transition in the late Archean plutonic rocks of the central Wyoming province. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2006. V. 43. pp. 1419–1444.
- Girei M.B., Najime T., Ogunleye P.O. Geochemical characteristics and origin of the Neoproterozoic high-K calc-alkaline granitoids in the northern part of Mandara hills, northeastern Nigeria // *Acta Geochimica*. 2020. V. 39. pp. 337–354.
- Gonzalez-Menendez L., Gallastegui G., Cuesta A., Montero P., Rubio-Ordóñez A., Molina J.F., Bea F. Petrology and geochronology of the Porriño late-Variscan pluton from NW Iberia. A model for post-tectonic plutons in collisional settings // *Geologica Acta*. 2017. V. 15 (4). pp. 283–304.
- Griffin W., Powell W., Pearson N., O'Reilly S. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*. 2008. pp. 308–311.
- Hildreth W., Moorbath S. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Central Chile. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. V. 98. pp. 455–489.
- Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Shelepaev R.A., Yakovlev V.A., Vasyukova E.A. Tectonic position of mingling dykes in accretion-collision system of Early Caledonides of West Sangilen (South-East Tuva, Russia) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2015. V. 6 (3). pp. 289–310.

- 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 // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2021. V. 220. 104919.
- Karsli O., Dokuz A., Uysal I., Aydin F., Chen B., Kandemir R., Wijbrans J. Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calc-alkaline I-type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harsit Pluton, Eastern Turkey. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 160. pp. 467–487.
- Kemp A.I.S., Wormald R.J., Whitehouse M.J., Price R.C. Hf isotopes in zircon reveal contrasting sources and crystallization histories for alkaline to peralkaline granites of Temora, southeastern Australia // *Geology*. 2005. V. 33. pp. 797–800.
- King P.L., Chappell B.W., Allen C.M., White A.J.R. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2001. V. 48. pp. 501–514.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and a glossary of terms. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 1989. 193 p.
- Li S., Wilde S.A., Wang T. Early Permian post-collisional high-K granitoids from Liuyuan area in southern Beishan orogen, NW China: Petrogenesis and tectonic implications // *Lithos*. 2013. V. 179. pp. 99–119.
- Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // *Lithos*. 1998. V. 45. pp. 1–28.
- Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, 2003.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geological Society of America Bulletin*. 1989. V. 101. pp. 635–643.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*. 2003. V. 127. pp. 103–123.
- O'Connor J.T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // *U.S Geological Survey Professional Paper*. 1965. V. 525B. pp. 79–84.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. V. 25. No 4. pp. 956–983.
- Rapp R. P., Watson E. B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // *Journal of Petrology*. 1995. V. 36. pp. 891–931.
- Roberts M.P., Clemens J.D. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids // *Geology*. 1993. V. 21. pp. 825–828.
- Rottura A., Bargossi G.M., Caggianelli A., Del Moro A., Visona D., Trann C.A. Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy // *Lithos*. 1998. V. 45. pp. 329–348.
- Singh J., Johannes W. Dehydration melting of tonalites. Part II. Composition of melts and solids // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. V. 125. pp. 26–44.
- Sisson T.W., Ratajeski K., Hankins W.B., Glazner A.F. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. V. 148. pp. 635–661.
- Skjerlie K.P., Patino Douce A.E., Johnston A.D. Fluid absent melting of a layered crustal protolith: implications for the generation of anatectic granites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 114. pp. 365–378.
- Slama J., Kosler 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 N., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. // *Chemical Geology*. 2008. V. 249 (1–2). pp. 1–35.
- Sylvester P.J. Post-collisional alkaline granites // *The Journal of Geology*. 1989. V. 97 (3). pp. 261–280.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.
- Topuz G., Altherr R., Siebel W., Schwarz W.H., Zack T., Hasozbek A., Barth M., Satır M., Sen C. Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: the Gümüş hane pluton (NE Turkey) // *Lithos*. 2010. V. 116. pp. 92–110.
- Topuz G., Candan O., Zack T., Chen F., Li Q.-L. Origin and significance of Early Miocene high-potassium I-type granite plutonism in the East Anatolian plateau (the Taşlıçay intrusion) // *Lithos*. 2019. V. 348–349. 105210.
- Turnbull R., Tulloch A., Ramenazi J., Jongens R. Extension-facilitated pulsed S-I-A-type “flare-up” magmatism at 370Ma along southeast Gondwana margin in New Zealand: Insights from U-Pb geochronology and geochemistry // *Geological Society of America Bulletin*. 2016. V. 128 (9/10). pp. 1500–1520.
- Watkins J.M., Clemens J.D., Treloar P.J. Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2007. V. 154. pp. 91–110.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. V. 95. pp. 407–419.
- Zhu R.-Z., Lai S.-C., Qin J.-F., Santosh M., Zhao S., Zhang E., Zong C., Zhang X., Xue Y. Genesis of high-potassium calc-alkaline peraluminous I-type granite: New insights from the Gaoligong belt granites in southeastern Tibet Plateau // *Lithos*. 2020. V. 354–355. 105343.

Информация об авторах:

Кармышева И.В., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, заведующий лабораторией структурной петрологии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия.

E-mail: iri@igm.nsc.ru

Владимиров В.Г., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория структурной петрологии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия.

E-mail: vvg@igm.nsc.ru

Куйбида М.Л., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия.

E-mail: maxkub@igm.nsc.ru

Семенова Д.В., научный сотрудник, лаборатория изотопно-аналитической геохимии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия.

E-mail: sediva@igm.nsc.ru

Яковлев В.А., младший научный сотрудник, лаборатория структурной петрологии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия.

E-mail: yakovlevva@igm.nsc.ru

Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Karmysheva I.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Head of the Laboratory of structural petrology, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academi of Sciens, Novosibirsk, Russia.

E-mail: iri@igm.nsc.ru

Vladimirov V.G., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of structural petrology, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academi of Sciens, Novosibirsk, Russia.

E-mail: vvg@igm.nsc.ru

Kuibida M.L., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of petrology and ore bearing of magmatic formations, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academi of Sciens, Novosibirsk, Russia.

E-mail: maxkub@igm.nsc.ru

Semenova D.V., Researcher, Laboratory of isotope-analytical geochemistry, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academi of Sciens, Novosibirsk, Russia.

E-mail: sediva@igm.nsc.ru

Yakovlev V.A., Junior Researcher, Laboratory of structural petrology, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academi of Sciens, Novosibirsk, Russia.

E-mail: yakovlevva@igm.nsc.ru

Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 17.03.2021; одобрена после рецензирования 07.10.2021; принята к публикации 18.03.2022.

The article was submitted 17.03.2021; approved after reviewing 07.10.2021; accepted for publication 18.03.2022