

**СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНО-ТУВИНСКОГО ПРОГИБА
(восточная часть Алтае-Саянской складчатой области):
ПЕТРОГЕНЕЗИС, ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА**

**Е.В. Ветров¹, А.Н. Уваров², Е.С. Андреева², Н.И. Ветрова¹, Ф.И. Жимулев¹, А.С. Степанов³,
И.А. Вишневская^{4,5}, М.В. Червяковская⁶**

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

²Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
630091, Новосибирск, Красный просп., 67, Россия

³China University of Geosciences (Wuhan), 430074 Wuhan, 388 Lumo, Hubei, China

⁴Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119334, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

⁵Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

⁶Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
620016, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, Россия

Тувинский прогиб представляет собой один из крупных грабенов рифтовой системы, сформированной в девон-карбоновое время в восточной части Алтае-Саянской складчатой области. По результатам комплексных исследований уточнен возраст и изучены геохимические особенности магматических образований, сформированных в ходе двух этапов тектономагматической активизации в пределах Тувинского прогиба. В раннем девоне (397 млн лет, эмс) на стадии заложения Тувинского прогиба в обстановке растяжения формируются вулканические и субвулканические породы кендейской свиты, представляющие собой бимодальную серию. Раннедевонские магматические породы основного состава обладают геохимическими признаками как внутриплитных (низкие значения Mg#, высокие концентрации K₂O до 2.9 мас. % и TiO₂ до 2.2 мас. %, обогащение легкими РЗЭ на фоне тяжелых), так и надсубдукционных (обогащение Pb и Sr, обеднение Ta и Nb) образований, характеризуются высокими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (от +5.9 до +8.0). Для них предполагается смешанный источник, включающий деплетированную мантию и компоненты, модифицированные субдукцией. Раннедевонские вулканогенные образования кислого состава, представляющие крайний член бимодальной последовательности, также сочетают в себе геохимические особенности пород внутриплитного (высокая железистость, низкие концентрации Sr, P и Ti, обогащение Zr и Hf) и островодужного (обеднение Ta и Nb) происхождения. Эти породы, имеющие значения $\epsilon_{Nd}(T)$ от +4.0 до +7.0, были сформированы в результате плавления неоднородного источника, соответствующего по составу нижней континентальной коре. В среднем девоне—раннем карбоне (390—350 млн лет) Тувинский рифтогенный прогиб эволюционировал в зрелую стадию, на которой внедрялись базитовые интрузии торгальского комплекса. Среднедевонско-раннекарбоновые базиты имеют схожие изотопно-геохимические характеристики с раннедевонскими образованиями, включая изотопный состав Nd ($\epsilon_{Nd}(T) = +6.7$). В отличие от раннего девона, магмы для среднедевонско-раннекарбоновых базитов имеют сравнительно однородный мантийный источник без существенных метасоматических преобразований, признаки которых лучше проявлены в кендейских образованиях.

Девон, карбон, вулканизм, магматизм, U-Pb датирование, геохимические исследования, изотопная Nd геохимия, кендейская свита, торгальский комплекс, Тувинский прогиб

**THE MIDDLE PALEOZOIC MAGMATISM OF THE CENTRAL TUVINIAN TROUGH
(eastern Altai-Sayan fold area): PETROGENESIS, TECTONICS AND GEODYNAMICS**

**E.V. Vetrov, A.N. Uvarov, E.S. Andreeva, N.I. Vetrova, F.I. Zhimulev, A.S. Stepanov,
I.A. Vishnevskaya, M.V. Chervyakovskaya**

The Tuvinian trough is one of the large grabens of the rift system formed in the Devonian–Carboniferous in the eastern part of the Altai–Sayan fold area. Based on the results of comprehensive studies, the age was refined, and the geochemical features of igneous rocks formed during two stages of tectonic and magmatic activity within the Tuvinian trough were studied. In the Early Devonian (397 Ma, Emsian), at the stage of the initiation of the Tuvinian trough in the stretching setting, the volcanic and subvolcanic rocks of the Kendei Formation formed, which make a bimodal series. The Early Devonian igneous rocks of mafic composition have geochemical features of both intraplate (low values of Mg#, high contents of K₂O (up to 2.9 wt. %) and TiO₂ (up to

2.2 wt. %), and enrichment in LREE relative to HREE) and suprasubductional (enrichment in Pb and Sr and depletion in Ta and Nb) formations and are characterized by high values of $\epsilon_{Nd}(T)$ (+5.9 to +8.0). They are assumed to have formed from a mixed source including the depleted mantle and components modified by subduction. The Early Devonian felsic volcanic rocks, which are the extreme member of the bimodal sequence, also combine the geochemical features of rocks of intraplate (high Fe and low Sr, P, and Ti contents, Zr and Hf enrichment) and island arc (Ta and Nb depletion) origin. These rocks with $\epsilon_{Nd}(T)$ values from +4.0 to +7.0 resulted from the melting of a heterogeneous source corresponding in composition to the lower continental crust. In the Middle Devonian–early Carboniferous (390–350 Ma), the Tuvinian rift trough evolved to a mature stage, at which the mafic rocks of the Torgalyk Complex were intruded. The Middle Devonian–early Carboniferous mafic rocks are similar in isotope and geochemical characteristics, including the Nd isotope composition ($\epsilon_{Nd}(T) = +6.7$), to the Early Devonian formations. In contrast to the Early Devonian rocks, the magmas for the Middle Devonian–early Carboniferous mafic rocks were generated from a relatively homogeneous mantle source without significant metasomatic transformations, the features of which are better manifested in the Kendei rocks.

Tuvinian trough, Devonian, Carboniferous, volcanism, magmatism, U–Pb dating, geochemical studies, Nd isotope geochemistry, Kendei Formation, Torgalyk Complex

ВВЕДЕНИЕ

Формирование и геологическая история Алтае-Саянской складчатой области (АССО), как и всего Центрально-Азиатского складчатого пояса, связано с многочисленными тектоническими процессами в ходе эволюции и закрытия Палеоазиатского океана [Добрецов и др., 1995; Ярмолюк и др., 2006; Windley et al., 2007]. Девонский этап характеризуется формированием больших объемов вулканических и разнотипных интрузивных образований в условиях современной окраины западно-тихоокеанского типа [Sengör et al., 1993; Крук и др., 2008; Xiao et al., 2010; Ярмолюк и др., 2013; Kuibida et al., 2020; Vorontsov et al., 2021]. В раннем девоне в восточной части АССО были образованы крупные грабены и ряд многочисленных мелких впадин (рис. 1) [Гринев, 2007; Воронцов и др., 2010, 2013; Кузьмин и др., 2011]. Наиболее крупные грабены протяженностью более 500 км (Тувинский и Делюно-Юстыдский прогибы) имеют схожую историю развития, которая начинается с формирования мощных раннедевонских вулканогенных толщ и синхронных комплексов базитовых даек [Козаков и др., 2011; Кузьмин, Ярмолюк, 2014] и завершается накоплением терригенных, преимущественно континентальных, отложений среднего—позднего девона и карбона.

С базитовым магматизмом Тувинского и Делюно-Юстыдского прогибов связано гидротермальное кобальтовое оруденение (например, Хову-Аксинский и Юстыдский рудные узлы) раннедевонского (416—403 млн лет) и позднедевонского (383—350 млн лет) возрастных рубежей [Третьякова и др., 2010]. Однако, несмотря на свой металлогенический потенциал, позднедевонско-раннекарбонный этап базитового магматизма восточной части АССО изучен слабо, в отличие от раннедевонского этапа тектономагматической активизации, для которого в последние десятилетия опубликованы многочисленные работы, посвященные составу, строению, вещественным характеристикам и геодинамической природе раннедевонских образований [Бабин и др., 2004; Fedoseev, 2008; Воронцов и др., 2012, 2013, 2015; Сугоракова, Никифоров, 2016; Vorontsov et al., 2021].

В связи с этим проведены комплексные исследования раннедевонской вулканогенной кендейской свиты и девонско-карбонных базитовых интрузий торгалыкского комплекса центральной части Тувинского прогиба (рис. 2). В данной статье мы представляем новые геологические данные, включая детальные полевые исследования, петрологические, геохронологические (U–Pb датирование циркона и бадделита), геохимические и Sm–Nd изотопно-геохимические исследования покровных и субвулканических образований раннедевонского возраста (кендейской свиты) и базитовых интрузий девонско-карбонного возраста (торгалыкского комплекса). Цель работы — уточнить возраст формирования кендейской свиты и торгалыкского комплекса, выявить геохимические особенности слагающих их пород, обсудить петрогенезис, источники магм и связь девонско-карбонного базитового магматизма с раннедевонским тектономагматическим этапом.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КЕНДЕЙСКОЙ СВИТЫ ЦЕНТРАЛЬНО-ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

Кендейская свита центральной части Тувинского прогиба представлена главным образом лавами и туфами базальтов, андезитобазальтов и риолитов с маломощными линзами и прослоями терригенного материала. Отложения свиты залегают с несогласием (нередко с базальными конгломератами) на позднесилурийских терригенных отложениях хондергейской свиты и согласно перекрываются фаунистиче-

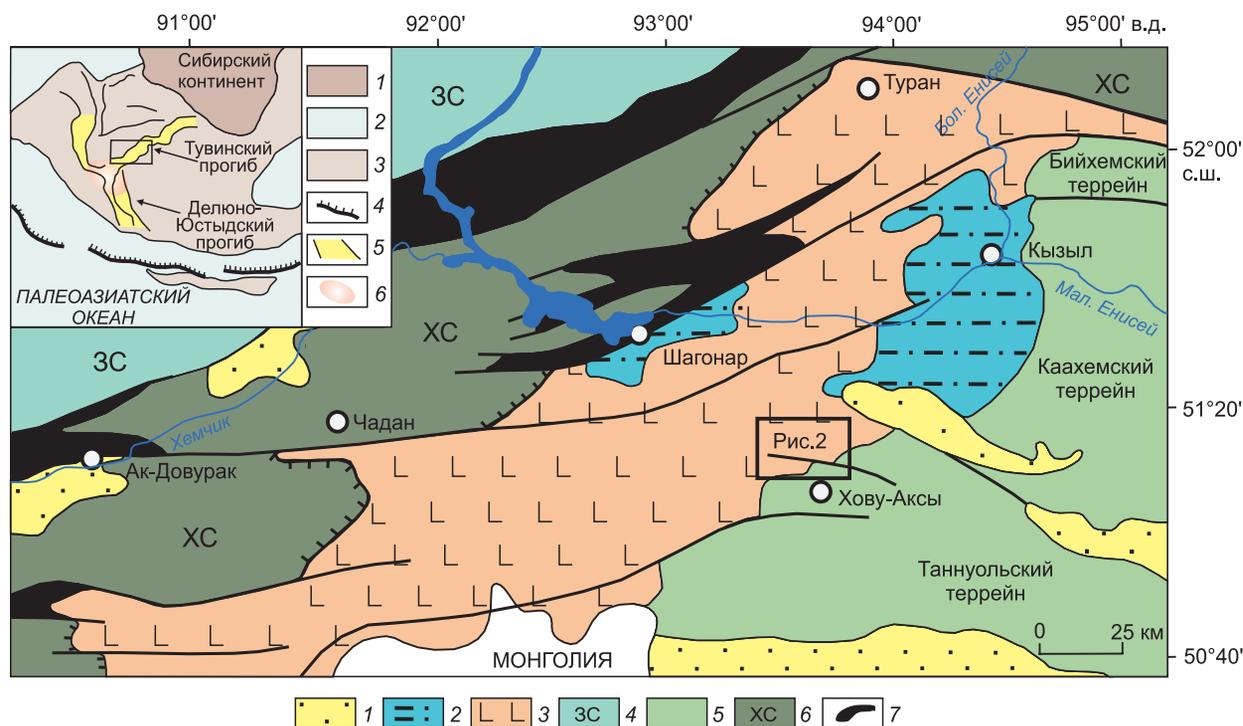


Рис. 1. Структурно-геологическое положение Тувинского прогиба.

1 — кайнозойские отложения, 2 — юрские впадины, 3 — среднепалеозойский Тувинский прогиб, 4 — раннепалеозойские турбидитовые террейны Западного Саяна, 5 — позднепротерозойские(?)—раннепалеозойские островодужные и аккреционные террейны Восточной Тувы, 6 — раннепалеозойский Хемчикско-Систигхемский прогиб, 7 — офиолитовые комплексы.

На врезке: структурно-тектоническое положение Тувинского прогиба в строении рифтовой системы восточной части Алтае-Саянской области, по [Ярмолюк и др., 2013]. 1 — Сибирский кратон, 2 — Палеоазиатский океан, 3 — позднепротерозойские(?)—раннепалеозойские островодужные и аккреционные террейны, 4 — зоны субдукции, 5 — зоны рифтогенеза, 6 — горячая точка.

ски охарактеризованными [Краснов и др., 2018] среднедевонскими отложениями ихейской свиты [Шапалов, 2001].

Нами состав и строение кендейской свиты изучены в двух разрезах: (1) по левому борту руч. Онгача (см. рис. 2, б) и (2) в районе месторождения Хову-Аксы, к западу от лога Хову-Аксы (см. рис. 2, в).

Разрез кендейской свиты по левому борту руч. Онгача (снизу вверх):

Мощность, м

1. Базальный горизонт. На красноцветных песчаниках хондергейской свиты залегает горизонт туфо-конгломератов со слабоокатанными обломками размером 1—10 см. Обломки представлены эффузивами основного и кислого составов, мраморизованными известняками. Сортировка материала плохая ≥ 50
2. Красноцветные среднезернистые и мелкозернистые полимиктовые песчаники, состоящие из хорошо окатанных песчинок кварца, полевых шпатов, эффузивов кислого и основного составов, вулканического стекла, реже известняков и мусковита. Цемент карбонатный с примесью гидроксидов железа 150
3. Розовато-серые, лилово-серые флюидальные риолиты с редкими мелкими (поперечное сечение не более 0.5 мм) изометричными фенокристаллами кварца и, реже, полевого шпата. 40
4. Темно-серые и зелено-серые базальты и андезитобазальты с крупными (10—25 мм) обильными вкрапленниками плагиоклаза, с пироксеном и хлоритизированным стеклом в интерстициях. Базальты прорваны субпластовым интрузивным телом габбро 310
5. Серые, темно-серые, серо-зеленые афировые базальтоиды с прослоями и линзами красноцветных песчаников мощностью 1—10 см 230
6. Лиловые, лилово-бурые, розово-бурые риолиты микросферолитовые с порфиоровыми выделениями альбита 270
7. Туфоконгломераты до туфоконглобрекций с угловатыми, полуокатанными и плохо окатанными обломками риолитоидов и базальтоидов до 50 см 65
8. Полимиктовые гравелиты с карбонатным цементом. Состав обломков: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, эффузивы кислого и основного составов 145

9. Кварц-полевошпатовый песчаник с обломками риолитоидов и известняков. Состав: кварц — 30 %, полевые шпаты — 20 %, обломки риолитоидов — 15 %, карбонатные обломки — до 10 %, единичные обломки гранобластовых агрегатов кварца, единичные чешуйки мусковита. Лимонит-карбонатный цемент — до 25 % от общего объема >250

Мощность свиты по первому разрезу более 1730 м.

Разрез кендейской свиты в районе месторождения Хову-Аксы, к западу от лога Хову-Аксы (снизу вверх):

Мощность, м

1. Полимиктовые гравелиты пестро окрашенные (цементирующая масса и материал заполнения зеленовато-серые, гальки черные, бурые, зеленовато-серые, серые) с полуокатанными и окатанными гальками базальтоидов и менее риолитоидов с поперечным сечением до 25 мм 680
2. Покров базальтов зеленовато-серых с редкими мелкими вкрапленниками плагиоклаза (до 2—3 мм). В низах разреза прослой мелколапиллиевых туфов базальтов мощностью не более 70 м. Базальты прорваны дайкой долеритов 650
3. Густокрупнопорфировые оливинные базальты с таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза размером до 8 × 20 мм (до 15—20 %), ориентированными в одном направлении. Базальты прорваны субпластовым интрузивным телом долеритов 300
4. Риолиты розовые с мелкими вкрапленниками (до 2 мм) кварца 70
5. Андезибазальты темно-серые с зеленоватым оттенком, афировые, пилотакситовые 50
6. Андезиты темно-серые с мелкими (не более 1 мм) вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки 170
7. Андезибазальты зеленовато-серые, вишнево-серые с мелкими (1—2 мм) редкими вкрапленниками плагиоклаза. В верхней части пачки расположен горизонт андезибазальтов афировых зеленовато-серых мощностью 100 м 600
8. Покров базальтов темно-серых, местами миндалекаменных, в верхних частях потоков вишнево-серых. Порода порфировая, с мелкими редкими вкрапленниками плагиоклаза. Базальты прорваны дайкой долеритов 650
9. Базальты буровато-серые, зеленовато-серые сериально-порфировые, с вкрапленниками плагиоклаза и оливина 200
10. Вишнево-бурые, вишнево-серые риолиты с вкрапленниками калиевого полевого шпата и кварца, с глобулярной основной массой 370

Общая мощность свиты по второму разрезу не менее 3740 м.

Широко распространенными разностями кендейской свиты являются базальты (андезибазальты) и риолиты. Базальты и андезибазальты представляют собой серые, зеленовато-серые, серо-зеленые, лилово-серые, реже вишнево-серые и вишнево-бурые порфировые или афировые, местами миндалекаменные (обычно в верхних частях потоков) породы со скрытозернистой, реже мелкозернистой, интерсертальной или пилотакситовой (центральные части потоков) основной массой породы. Местами проявлена текстура течения, выраженная в виде ориентированных в одном направлении микролитов и вкрапленников плагиоклаза (рис. 3, а). Риолиты — серые, розовато-серые, лилово-розовые, вишнево-розовые, светло-серые скрытозернистые плотные порфировые и афировые породы. В верхних частях потоков риолитовые лавы нередко переходят в лавобрекчии. Фенокристаллы порфировых разностей достигают 5 мм, представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, иногда биотитом (см. рис. 3, б). Местами породы обладают ленточной текстурой, обусловленной чередованием параллельных тонких (до 2 мм) слоев «квартц-полевошпатового и кварц-магнетитового составов» (см. рис. 3, в, г).

В разрезе вулканогенно-осадочных образований кендейской свиты распространены дайки и силлы основного состава, представляющие субвулканическую фацию. Наиболее распространенной разновидностью субвулканических пород являются массивные мелкосреднезернистые долериты и микродиориты зеленовато-серого и темно-серого цвета. Эти породы на 30—50 % сложены плагиоклазом, который образует разноориентированные шестоватые и таблитчатые зерна. Угловатые интерстиции заполнены зернами клинопироксена, реже амфиболом, биотитом и частично раскристаллизованным стеклом (см. рис. 3, д).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ ТОРГАЛЫКСКОГО КОМПЛЕКСА

Базитовые интрузии торгалыкского комплекса приурочены к краевым частям Тувинского прогиба, тяготеют к основанию раннедевонского разреза вулканогенно-осадочных образований. Размещение торгалыкских интрузий контролируется региональными разломами (правосторонними сдвигами) преимущественно субширотного простирания, которые ограничивают и фрагментируют прогиб. Базитовые тела формируют вдоль этих разломов пояса, часто концентрируясь в районах пересечения с разломами

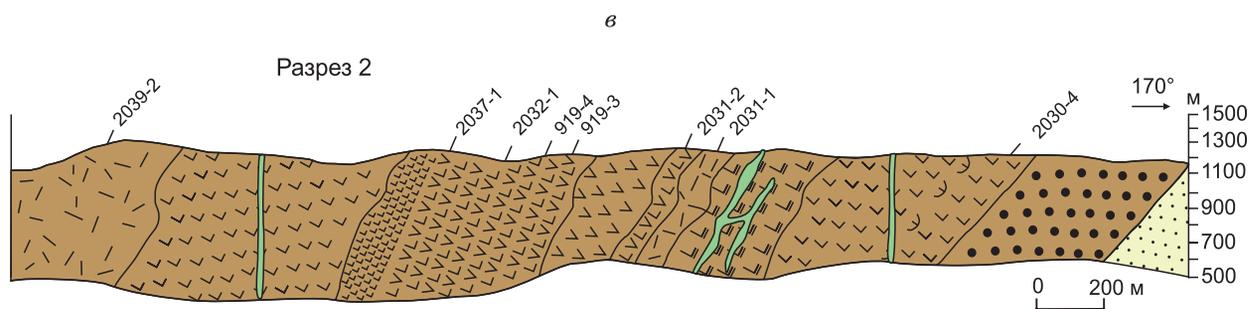
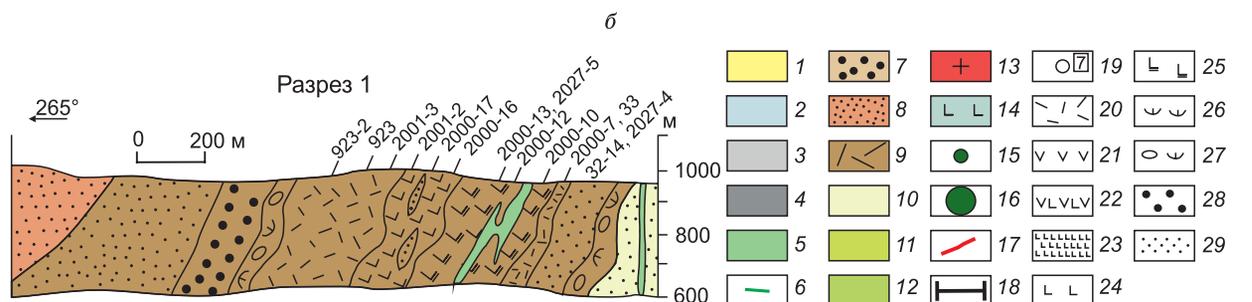
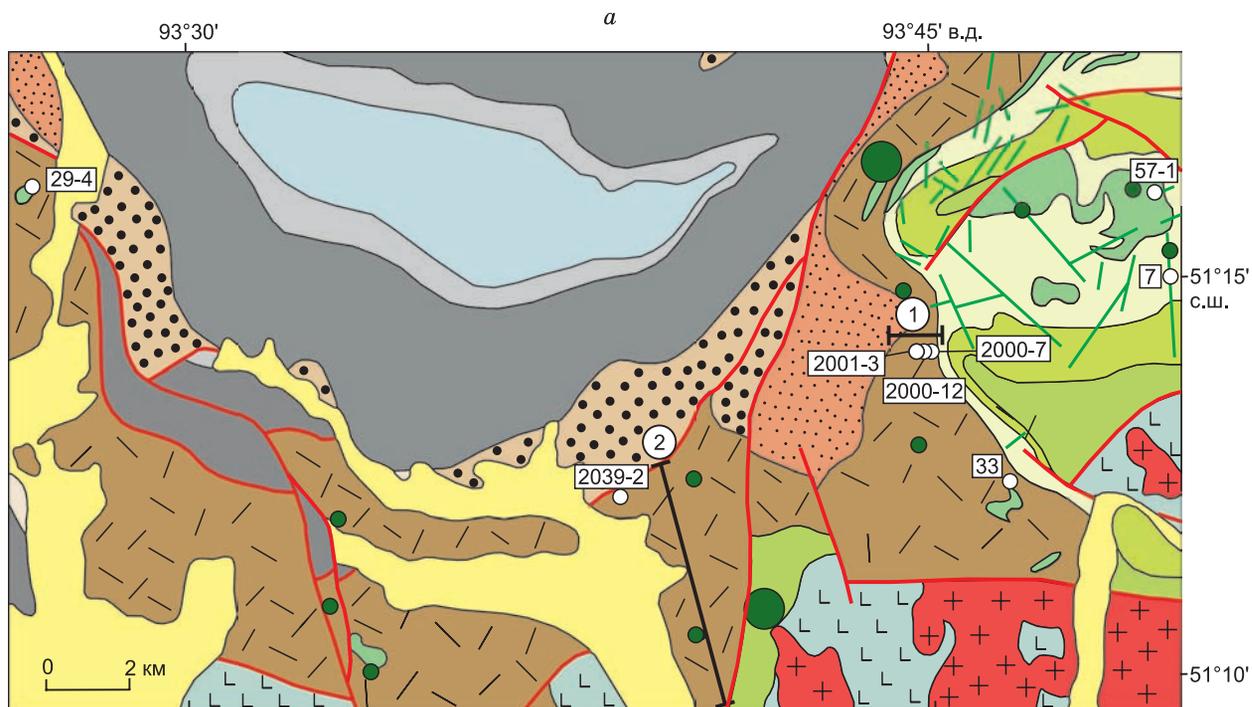


Рис. 2. Геологическая схема (а) краевой части Центрально-Тувинского прогиба, составленная по [Черных и др., 2017; Ветров и др., 2019], и разрезы раннедевонских вулканогенных образований кендейской свиты (б, в) с указанием местоположения отбора проб для геохимических исследований.

1 — кайнозойские отложения, 2 — юрские отложения, 3 — среднепозднекарбонные терригенные породы, 4 — раннекарбонные терригенные породы, 5 — девонские силлы и штоки (не расчленены), 6 — девонские дайки долеритов и микродиоритов (не расчленены), 7 — позднедевонские терригенные породы, 8 — среднедевонские карбонатно-терригенные породы, 9 — раннедевонские вулканогенные породы, 10 — позднесилурийские (пржидольские) терригенные породы, 11 — раннепозднесилурийские (венлок-лудловские) терригенно-карбонатные породы, 12 — раннесилурийские (ландоверийские) терригенные породы, 13 — кембрийские гранитоиды, 14 — кембрийские вулканиты, 15 — рудная минерализация (Co, Cu, Ni), 16 — рудные месторождения (Co, Cu, Ni), 17 — разрывные нарушения, 18 — линии разрезов, 19 — место отбора проб на геохронологические и изотопно-геохимические виды анализов, 20—29 — на разрезах б, в: 20 — риолиты, 21 — андезиты, 22 — андезитовые базальты, 23 — афировые базальты, 24 — порфировые базальты, 25 — крупнопорфировые базальты, 26 — туфы, 27 — туфоконгломераты, 28 — гравелиты, 29 — песчаники.

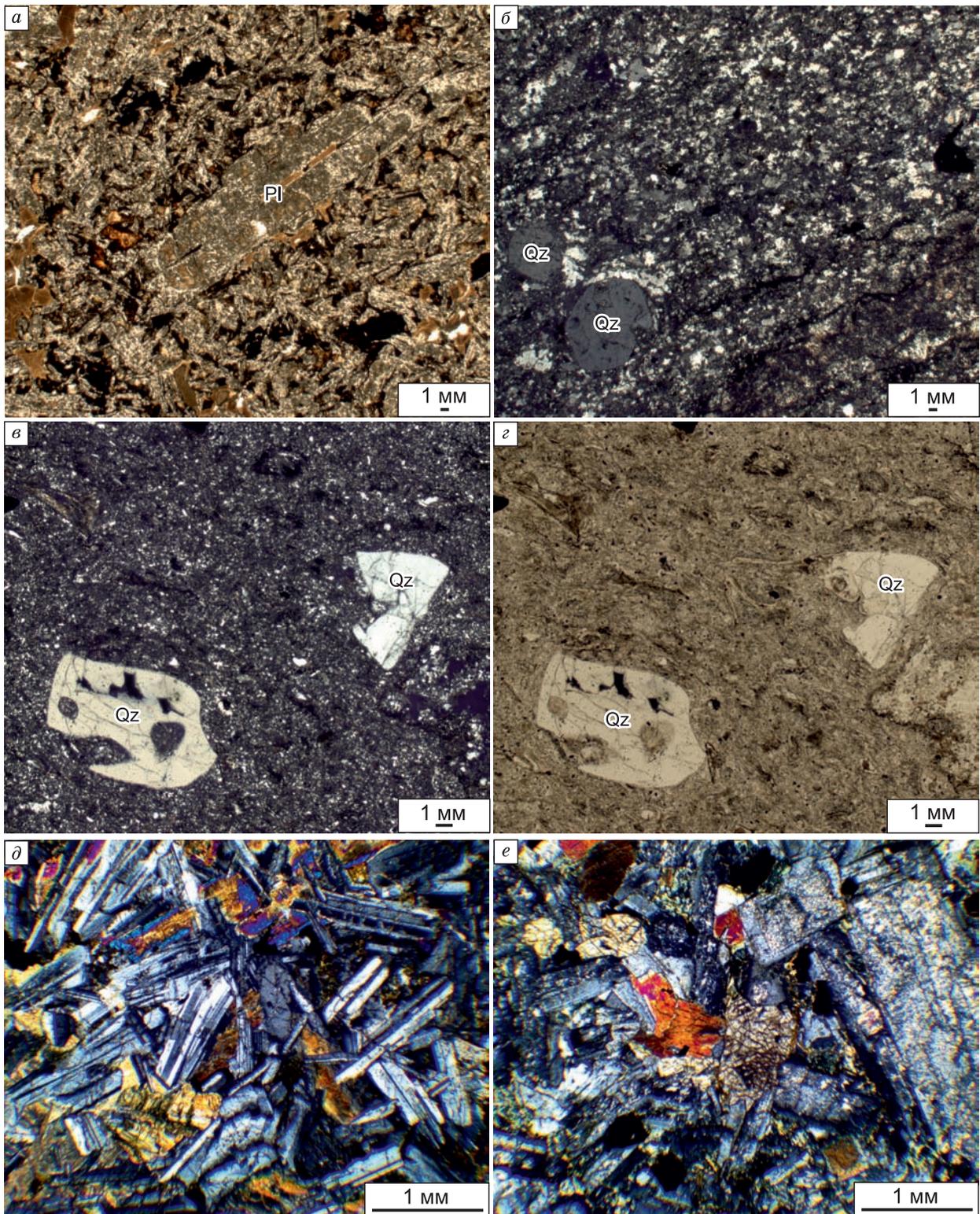


Рис. 3. Фотографии шлифов покровных (а—г) и субвулканических (д) образований кендейской свиты и базитовых интрузий торгалыкского комплекса (е):

а — базальт (шлиф 2000-10 в проходящем свете), б — риолит (шлиф 2000-7 при скрещенных николях), в, г — риолит (шлиф 923 при скрещенных николях и в проходящем свете соответственно), д — долерит (шлиф 905 при скрещенных николях), е — долерит (шлиф 921-8 при скрещенных николях). Pl — плагиоклаз, Qz — кварц.

других направлений, образуя узлы интрузивных тел (см. рис. 2, а). Отдельные тела приурочены к субмеридиональным разломам и располагаются во внутренних частях Тувинского прогиба.

Среди интрузий торгалыкского комплекса преобладают крутопадающие штоки, реже крупные субпластовые тела и дайки. Штоки в поперечном сечении часто не превышают 1—2 км; выходы наиболее крупных тел достигают 10—12 км². Для даек характерна небольшая мощность (1—3 м), значительная протяженность (до первых сотен метров), прямые резкие контакты, субвертикальное залегание. Силлообразные субпластовые интрузии приурочены к верхам позднесилурийской хондергейской свиты и низам раннедевонской кендейской свиты, что объясняется ослабленностью контактовой зоны этих двух свит ввиду контраста механических свойств вмещающих пород. Торгалыкские интрузии представлены преимущественно габбро (штоки, силлы) и долеритами (дайки) зеленовато-серого, темно-зеленого, иногда почти черного цвета. Породы мелко- и среднезернистые, сложены плагиоклазом, титанистым авгитом, в подчиненном количестве присутствуют бурая роговая обманка, биотит, апатит, титаномagnetит, сфен (см. рис. 3, е). Повсеместно присутствуют шпирь, линзы и жилы альбит-амфиболовых пегматоидов.

МЕТОДЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОПРОБОВАНИЕ

Аналитические исследования включают U-Pb датирование цирконов и бадделеитов, определение петрогенных и редкоземельных элементов (РЗЭ) и изотопно-геохимические (Sm-Nd) исследования.

Геохронологические U-Pb исследования цирконов и бадделеитов проведены с целью определения возраста формирования кендейской свиты и базитовых интрузий торгалыкского комплекса соответственно. Для датирования кендейских образований отобрана пр. 2039-2 (51°12'10" с. ш., 93°38'56" в. д.) из риолитов верхнего слоя (см. рис. 2). Выделение монофракции цирконов из этой пробы проведено в аналитической лаборатории СНИИГТиМС (г. Новосибирск) с применением традиционных методов,

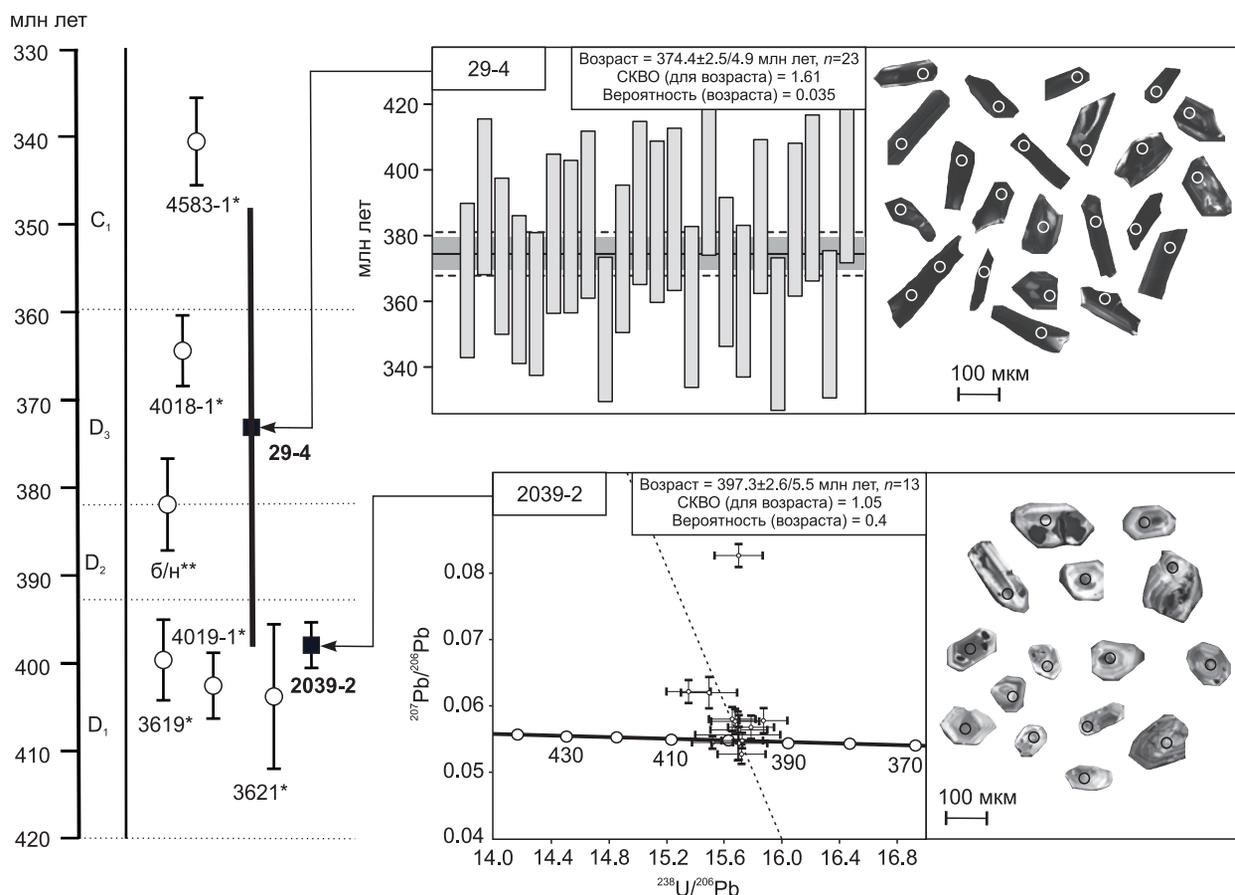


Рис. 4. Результаты U-Pb датирования циркона (пр. 2039-2) и бадделеита (пр. 29-4):

Терра—Вассербург график и график среднего распределения возрастов, построенные в программе ISOPLOT [Ludwig, 2003], катодолуминесцентные изображения проанализированных кристаллов, отражающие их внутреннее строение, и график для сравнения полученных результатов (черные квадраты) с опубликованными Ar-Ar возрастами (белые круги, *[Vetrov et al., 2020]; **[Третьякова и др., 2010]. Аналитические погрешности показаны как одно стандартное отклонение.

включающих магнитную сепарацию, разделение в тяжелых жидкостях и ручной отбор. Изучение внутренней структуры кристаллов циркона и выбор потенциальных точек для датирования выполнено по катодолюминесцентным (КЛ) изображениям (рис. 4), полученным с помощью сканирующего электронного микроскопа LEO 1450 (ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, г. Новосибирск). U-Pb датирование цирконов пр. 2039-2 выполнено в Университете Тасмании (Австралия) методом лазерной абляции на масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно связанной плазме (LA-ICP-MS) с использованием масс-спектрометра Agilent 7900, соединенном с абляционной системой Resonetics S155 и 193 нм Ar-F газовым лазером Coherent. Абляция проводилась в атмосфере гелия, и аэрозоль смешивался с аргоном для увеличения эффективности транспортировки и с азотом для улучшения чувствительности. Диаметр лазерного луча составлял 30 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения около 2 Дж/см². В качестве стандарта для калибровки U/Pb отношений использовался циркон 91500 с возрастом 1062.4 млн лет [Wiedenbeck et al., 1995], а отношения изотопов свинца калибровались по стеклу NIST610. Анализ циркона Темога с возрастом 416.8 ± 1.1 млн лет [Black et al., 2003], который анализировался вместе с первичными стандартами и пересчитывался, так же как образец, дал возраст 416.5 ± 2.9 млн лет, а циркон Plesovice с возрастом 337.1 ± 0.4 млн лет [Slama et al., 2008] дал возраст 337.9 ± 3.1 млн лет. Детали аналитических процедур приведены в работе [Thompson et al., 2018]. Обработка данных проводилась в программе LADR [Norris et al., 2021], которая использовалась для проверки всех анализов на наличие включений и прочих отклонений, а диаграммы были построены в Isoplot v4.15.11 [Ludwig, 2003]. Возраст образца и стандартов рассчитывался методом коррекции наличия нерадиогенного свинца по изотопу ²⁰⁷Pb исходя из корового состава свинца, рассчитанного по модели [Stacey, Kramers, 1975]. Расчет погрешностей определений возраста проводился с учетом систематических погрешностей, включающих погрешности в долговременной воспроизводимости стандартов по методике [Horstwood et al., 2016].

Для датирования торгальского комплекса опробовано штокообразное тело (пр. 29-4, 51°16'11" с. ш., 93°26'58" в. д.), сложенное слабодифференцированным габбро и прорывающее терригенные отложения раннего девона Тувинского прогиба (см. рис. 2). Выделение бадделейтов из габбро (пр. 29-4) проведено согласно методике [Söderlund, Johansson, 2002] и дальнейшее их исследование выполнено в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). КЛ-изображения бадделейтов (см. рис. 4) получены с использованием электронного микроскопа CamScan MX 2500. U-Pb датирование бадделейтов пр. 29-4 выполнено с помощью высокочувствительного ионного микрозонда (SHRIMP II) с использованием стандартов Phalaborwa (бадделейт с возрастом 2060 млн лет [Heaman, 2009]) и 91 500 (циркон с возрастом 1062.4 млн лет [Wiedenbeck et al., 1995]). Подробное описание методики дано в работе [Radionov et al., 2012]. Результаты геохронологических исследований приведены в табл. 1 и в виде графиков с конкордией на рис. 4. Погрешности единичных анализов (отношения и возраст) в табл. 1 показаны на уровне ± 1σ.

Определения петрогенных элементов, РЗЭ и микроэлементов выполнено для покровных (базальтоидов, риолитов) и субвулканических (долеритов, микродиоритов) разностей кендейской свиты и для базитовых интрузий (дайки, штоки) торгальского комплекса. Местоположение проб из разрезов вулканогенной кендейской свиты показано на рис. 2. Петрогенные элементы определены с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра ARL Optim'X в аналитической лаборатории СНИИГТиМС (г. Новосибирск), РЗЭ и микроэлементы — с помощью масс-спектрометров с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) Finnigan Element (ЦКП «Геоаналитик» УрО РАН, г. Екатеринбург) и ELAN-DRC-6100 (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Результаты геохимических исследований приведены в табл. 2.

С целью оценки источников магм проведены изотопно-геохимические (Sm-Nd) исследования базальтов (пр. 2000-12), их субвулканических аналогов (пробы 7, 57-1) и риолитов (пробы 2039-2, 33, 2000-7, 2001-3) кендейской свиты и габбро торгальского комплекса (пр. 29-4). Местоположение проб, отобранных для изотопно-геохимических исследований, показано на геологической схеме (см. рис. 2). Определение изотопного состава и изотопных отношений Sm-Nd системы выполнено в ЦКП «Геоаналитик» УрО РАН (г. Екатеринбург) и Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) с использованием масс-спектрометров Neptune Plus и Triton T1 соответственно. Для контроля измерений применяли стандарт JNd-1. Значения ε_{Nd} рассчитаны относительно CHUR (модельного хондритового резервуара) с параметрами ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967 [Фор, 1989]. Оценка модельного возраста T_{Nd} корового материала выполнена согласно двухстадийной модели [Liew, Hofmann, 1988] и параметров ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_{DM} = 0.513079, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd_{DM} = 0.21194, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_{CHUR} = 0.512638, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd_{CHUR} = 0.1967 и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd_{CC} = 0.13235, согласно [DePaolo et al., 1991]. Результаты изотопно-геохимических Sm-Nd исследований для восьми проб приведены в табл. 3. Погрешности измерений для ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd составляют 0.002 и 0.015 % соответственно.

Таблица 1. Результаты U-Pb исследований цирконов из риолитов кендейской свиты и бабделитов из габбро торгалыкского комплекса

Точка	Изотопные отношения, %		Изотопный возраст, млн лет			Дискордантность, %
	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
Проба 2039-2 (циркон)						
2039-2_1.1	15.68 ± 1.2	0.0824 ± 2.1	553.3 ± 10.3	398.6 ± 4.6	1253 ± 26	61
2039-2_2.1	16.05 ± 1.4	0.0575 ± 4.2	407.5 ± 16.6	389.6 ± 5.3	508 ± 24	95
2039-2_3.1	15.92 ± 1.1	0.0559 ± 2.9	400.8 ± 10.4	392.8 ± 4.5	447 ± 13	98
2039-2_4.1	15.84 ± 1.2	0.0577 ± 3.3	413.0 ± 11.9	394.6 ± 4.9	517 ± 17	95
2039-2_5.1	15.77 ± 1.1	0.0567 ± 3.1	408.7 ± 11.1	396.3 ± 4.3	478 ± 15	97
2039-2_6.1	15.80 ± 1.0	0.0547 ± 2.3	396.2 ± 8.3	395.7 ± 4.0	400 ± 9	100
2039-2_7.1	15.73 ± 2.3	0.0552 ± 6.6	400.5 ± 23.3	397.3 ± 9.3	418 ± 28	99
2039-2_8.1	15.59 ± 1.5	0.0619 ± 3.7	443.3 ± 14.3	400.9 ± 5.9	670 ± 25	89
2039-2_9.1	15.72 ± 1.0	0.0547 ± 2.2	397.8 ± 7.9	397.6 ± 4.0	400 ± 9	100
2039-2_10.1	15.73 ± 1.2	0.0527 ± 3.2	385.5 ± 10.9	397.4 ± 4.9	316 ± 10	97
2039-2_11.1	15.64 ± 1.2	0.0566 ± 3.8	410.8 ± 13.6	399.5 ± 4.8	474 ± 18	97
2039-2_12.1	15.67 ± 1.5	0.0544 ± 4.6	397.1 ± 15.8	398.9 ± 5.9	385 ± 18	100
2039-2_13.1	15.46 ± 1.2	0.0615 ± 3.3	443.8 ± 12.6	404.0 ± 4.8	654 ± 22	90
2039-2_14.1	15.52 ± 0.9	0.0545 ± 1.8	400.8 ± 6.8	402.6 ± 3.8	392 ± 7	100
2039-2_15.1	15.30 ± 1.3	0.0550 ± 4.4	408.6 ± 15.6	408.1 ± 5.5	410 ± 18	100
Проба 29-4 (бабделит)						
29-4_1.1	17.12 ± 3.4	0.0543 ± 3.4	368.2 ± 7.4	365.0 ± 6.1	383 ± 38	99
29-4_2.1	15.77 ± 3.3	0.0529 ± 2.4	385.9 ± 6.6	396.3 ± 6.3	324 ± 27	97
29-4_3.1	16.69 ± 3.4	0.0531 ± 3.2	369.2 ± 7.2	375.1 ± 6.2	332 ± 36	98
29-4_4.1	17.48 ± 3.3	0.0559 ± 1.8	370.6 ± 5.8	358.6 ± 5.8	446 ± 20	97
29-4_4.2	17.51 ± 3.3	0.0541 ± 1.7	360.0 ± 5.6	358.0 ± 5.8	373 ± 19	99
29-4_5.1	16.39 ± 3.4	0.0533 ± 3.4	376.0 ± 7.6	381.8 ± 6.3	341 ± 39	98
29-4_6.1	16.44 ± 3.3	0.0538 ± 2.4	378.0 ± 6.4	380.7 ± 6.1	362 ± 27	99
29-4_7.1	16.23 ± 3.5	0.0552 ± 3.3	390.3 ± 7.8	385.4 ± 6.6	419 ± 37	99
29-4_8.1	18.04 ± 3.3	0.0559 ± 2.1	361.1 ± 5.9	347.8 ± 5.6	447 ± 23	96
29-4_9.1	16.68 ± 3.3	0.0534 ± 1.9	371.1 ± 5.9	375.3 ± 6.0	345 ± 22	99
29-4_10.1	15.96 ± 3.4	0.0529 ± 3.8	382.0 ± 8.1	391.8 ± 6.5	324 ± 43	97
29-4_11.1	16.35 ± 3.4	0.0555 ± 2.9	389.7 ± 7.2	382.7 ± 6.3	431 ± 32	98
29-4_12.1	16.00 ± 3.4	0.0520 ± 4.0	375.8 ± 8.2	390.8 ± 6.5	284 ± 46	96
29-4_13.1	17.53 ± 3.6	0.0551 ± 4.7	365.4 ± 9.1	357.6 ± 6.3	415 ± 53	98
29-4_14.1	15.71 ± 3.4	0.0562 ± 3.1	407.0 ± 7.7	397.8 ± 6.6	459 ± 34	98
29-4_15.1	16.98 ± 3.3	0.0540 ± 2.4	369.1 ± 6.3	368.9 ± 5.9	370 ± 27	100
29-4_16.1	17.35 ± 3.4	0.0523 ± 4.2	352.8 ± 8.1	361.2 ± 6.0	298 ± 48	98
29-4_17.1	16.10 ± 3.3	0.0534 ± 2.3	382.3 ± 6.4	388.5 ± 6.2	345 ± 26	98
29-4_18.1	17.91 ± 3.5	0.0531 ± 4.8	347.9 ± 8.8	350.2 ± 6.0	332 ± 54	99
29-4_19.1	16.06 ± 3.3	0.0528 ± 2.3	379.5 ± 6.4	389.4 ± 6.2	319 ± 26	97
29-4_20.1	16.06 ± 3.4	0.0576 ± 3.5	407.8 ± 8.2	389.4 ± 6.4	514 ± 38	95
29-4_21.1	17.68 ± 3.4	0.0526 ± 2.8	348.9 ± 6.5	354.7 ± 5.9	311 ± 32	98
29-4_22.1	15.65 ± 3.5	0.0531 ± 4.5	389.5 ± 9.2	399.3 ± 6.8	332 ± 51	98

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ (U-Pb) ИССЛЕДОВАНИЙ

Для пробы 2039-2 из риолита кендейской свиты проанализировано 15 светло-коричневых идиоморфных изометричных и призматических кристаллов циркона длиной от 90 до 200 мкм без видимых трещин, флюидных и расплавных включений. В КЛ-изображении цирконы имеют умеренное свечение и тонкую магматическую зональность. Два анализа показали предполагаемые возрасты древнее, чем основная популяция и были исключены из расчета среднего значения возраста. Один анализ показал

Таблица 2.

Содержание главных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах кендейской свиты

Компонент	Субвулканическая фация кендейской свиты					Покровные фации кендейской свиты						
	Долериты и микродиориты					Базальты и андезибазальты			Андезибазальты			
	905	908	57-1	7	8	2000-10	2000-12	2000-13	2037-1	919-3	2000-17	2031-2
SiO ₂	48.7	50.9	53.0	55.2	55.6	48.4	51.7	52.9	53.1	54.8	54.9	55.5
Al ₂ O ₃	17.0	17.0	12.4	13.7	15.2	18.1	18.2	18.4	14.3	15.6	14.6	15.8
TiO ₂	1.60	1.35	1.18	2.73	1.17	1.29	1.64	1.34	2.23	2.15	2.05	1.41
Fe ₂ O ₃ общ	8.60	7.69	11.28	7.20	8.52	10.60	9.08	8.95	12.51	10.42	11.00	8.24
MnO	0.13	0.24	0.17	0.23	0.15	0.12	0.13	0.18	0.32	0.23	0.14	0.18
MgO	4.39	5.17	6.56	5.57	6.80	4.19	4.80	3.84	4.22	5.53	3.39	4.45
CaO	10.30	11.20	8.06	5.04	8.18	8.51	8.18	8.36	6.43	3.03	6.55	5.64
Na ₂ O	2.84	2.78	3.24	4.32	2.74	4.25	3.39	3.62	3.75	4.50	3.73	4.45
K ₂ O	0.28	0.25	0.51	0.41	0.45	0.25	0.38	0.33	0.93	0.69	1.63	2.89
P ₂ O ₅	0.16	0.14	0.16	0.41	0.16	0.15	0.18	0.15	0.32	0.22	0.28	0.15
П.п.п.	4.05	3.39	2.42	4.31	1.24	4.27	2.53	2.17	2.05	3.04	1.98	1.42
Сумма	98.1	100.1	99.0	99.1	100.2	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Fe ₂ O ₃	2.14	2.80	—	4.62	3.63	8.61	5.11	5.63	5.59	5.30	6.58	2.43
FeO	5.82	4.41	—	2.33	4.41	1.83	3.57	2.99	6.23	4.57	3.99	5.24
Rb	2.6	2.3	11.2	3.8	6.3	3.0	4.7	2.0	10.2	6.3	25.9	31.4
Sr	286	218	326	166	197	314	247	307	297	201	279	324
Y	28.7	25.1	40.8	43.2	26.9	24.1	30.8	25.6	34.8	36.9	39.8	25.2
Zr	118	94	136	203	104	89	126	111	157	154	203	100
Nb	2.46	1.77	2.69	5.05	1.94	1.62	2.43	2.32	3.94	3.51	9.01	1.94
Cs	0.23	0.15	0.21	0.40	0.25	0.36	0.38	0.32	0.11	0.35	0.51	0.14
Ba	84	81	207	89	140	73	120	136	235	194	458	416
La	7.14	4.62	7.59	14.30	5.98	5.28	6.48	6.49	9.17	9.17	16.30	3.86
Ce	17	11.9	21.20	33.3	15	12.8	16.3	16.3	23.7	22.7	37.9	11.7
Pr	2.51	1.77	3.14	4.73	2.19	2.04	2.65	2.59	3.78	3.45	5.45	2.00
Nd	13.9	11.0	16.4	24.3	11.3	10.8	14.7	12.3	18.1	18.1	25.5	10.3
Sm	4.25	3.34	5.00	6.98	3.64	3.07	4.06	3.66	4.89	5.78	6.81	3.15
Eu	1.52	1.15	1.51	2.52	1.35	0.93	1.21	1.14	1.82	1.67	1.97	0.95
Gd	4.06	3.25	5.23	6.92	3.56	3.36	4.26	3.49	5.47	5.43	6.24	3.21
Tb	0.77	0.67	1.00	1.20	0.63	0.60	0.80	0.65	1.03	0.97	1.13	0.63
Dy	5.34	4.46	6.63	7.89	5.00	4.38	6.01	4.80	6.88	6.76	7.66	4.71
Ho	1.08	1.02	1.45	1.54	1.03	0.91	1.19	1.10	1.44	1.50	1.58	1.00
Er	3.06	2.72	3.86	4.27	2.82	2.52	3.27	2.74	3.76	3.83	3.90	2.47
Tm	0.43	0.34	0.56	0.54	0.36	0.32	0.44	0.40	0.53	0.46	0.61	0.39
Yb	2.87	2.21	3.90	3.99	2.41	2.19	3.08	2.77	3.39	3.58	3.88	2.49
Lu	0.44	0.37	0.63	0.52	0.33	0.34	0.44	0.37	0.56	0.47	0.62	0.39
Hf	2.93	2.49	3.42	5.02	2.95	2.62	3.12	2.80	4.49	4.00	4.94	2.57
Ta	0.17	0.11	0.21	0.31	0.16	0.12	0.17	0.18	0.34	0.23	0.66	0.19
Pb	5.78	2.42	4.98	5.47	1.90	21.20	4.45	5.02	2.01	67.80	6.73	2.48
Th	0.85	0.58	1.20	1.56	0.95	0.60	0.94	0.92	1.36	1.23	2.95	0.97
U	0.35	0.21	0.53	0.75	0.44	0.43	0.50	0.43	0.52	0.57	0.80	0.51
Cr	66	143	98	51	287	125	86	80	40	35	88	22
Ni	52.4	64.8	104.0	24.2	130.0	111.0	60.4	51.6	35.5	16.3	22.1	11.1
Mg#	43.6	57.4	53.2	66.2	68.2	33.7	45.3	36.7	28.9	45.6	26.4	46.1
(La/Yb) _N	1.78	1.50	1.40	2.57	1.78	1.73	1.51	1.68	1.94	1.84	3.01	1.11
Eu/Eu*	1.10	1.05	0.90	1.10	1.13	0.88	0.88	0.96	1.07	0.90	0.91	0.90

и базитовых интрузиях торгалыкского комплекса

Покровные фации кендейской свиты							Дайки, силлы и штоки торгалыкского комплекса				
Риолиты							Габбро, долериты				
2001-3	923	2039-2	33	2027-4	32-14	2000-7	2011-2	29-4	35	921-8	59-10
73.0	73.3	74.5	74.9	76.2	76.3	76.4	45.9	46.5	47.1	49.2	49.4
11.4	11.7	12.7	10.9	11.2	10.1	9.7	15.6	15.3	16.0	15.3	15.3
0.24	0.44	0.21	0.29	0.13	0.23	0.21	1.88	1.57	1.65	2.16	1.66
3.95	4.50	3.35	4.02	3.17	4.00	3.93	13.71	12.18	11.43	12.67	10.90
0.05	0.07	0.03	0.06	0.03	0.06	0.07	0.20	0.27	0.21	0.46	0.55
0.10	0.84	0.34	0.14	0.10	0.11	0.25	6.14	8.83	7.50	5.48	8.13
1.41	0.83	0.28	0.88	1.04	0.77	0.77	10.10	9.16	10.10	8.07	6.53
4.88	4.44	3.04	4.69	4.06	2.69	1.91	1.97	1.71	2.54	2.54	4.23
2.65	1.63	4.63	2.51	2.60	4.67	4.58	0.62	1.09	0.62	1.45	0.19
0.01	0.06	0.05	0.06	0.05	0.03	0.02	0.34	0.20	0.17	0.64	0.19
1.35	1.82	0.90	0.67	1.06	0.59	0.93	3.8	3.33	2.95	2.21	3.09
99.0	99.7	100.0	99.1	99.6	99.5	98.7	100.3	100.2	100.2	100.2	100.2
—	—	2.43	—	1.97	—	—	5.08	3.43	2.38	4.56	2.24
—	—	0.83	—	1.08	—	—	7.73	7.90	8.15	7.31	7.81
78.6	60.5	65.4	123.9	25.9	183.8	134.8	7.5	39.3	16.3	19.1	2.82
42	93	48	56	134	42	40	319	432	262	296	295
43.7	41.9	67.9	45.3	43.6	35.6	32.5	23.1	21.9	24.7	34.4	19.9
447	362	453	229	346	248	206	109	81	98	139	95
14.40	6.80	16.40	6.59	15.50	6.36	6.10	9.52	3.72	3.02	13.50	4.15
0.43	0.14	0.93	0.11	0.66	0.24	0.35	0.57	2.04	0.52	0.41	1.29
522	429	549	509	328	774	674	277	314	157	579	99
10.85	11.93	27.90	12.59	28.50	17.90	18.80	13.50	5.65	5.47	16.80	6.13
29.2	32.1	63.7	30.4	67.7	39.3	43.2	28.7	14.5	14.2	38.9	15.9
3.62	4.60	8.51	4.63	8.96	5.46	5.17	3.66	2.13	2.36	5.51	2.27
14.8	20.7	38.6	21.3	35.4	22.51	19.7	18.2	11.2	12.3	26.2	11.4
3.63	5.51	9.13	5.99	7.20	4.82	3.74	4.54	3.42	3.85	7.07	3.22
1.52	1.38	2.18	1.76	1.55	1.63	1.30	1.52	1.38	1.37	2.62	1.08
4.89	6.31	8.49	7.19	6.26	5.43	4.59	3.96	3.23	3.75	5.97	2.89
1.02	1.19	1.61	1.23	1.25	0.90	0.76	0.71	0.57	0.71	1.06	0.52
7.56	7.79	11.70	7.67	8.33	5.84	5.26	4.21	4.18	4.59	6.49	3.55
1.78	1.72	2.62	1.62	1.83	1.30	1.20	1.02	0.92	1.15	1.46	0.84
5.92	5.40	7.31	4.90	5.08	4.09	3.82	2.44	2.27	2.85	3.60	2.01
0.93	0.82	1.07	0.72	0.77	0.64	0.58	0.30	0.28	0.38	0.44	0.25
6.47	5.48	7.48	4.83	5.93	4.30	3.91	2.18	2.01	2.50	3.12	1.83
1.02	0.85	1.12	0.74	0.82	0.68	0.62	0.33	0.32	0.35	0.41	0.27
10.29	8.71	12.30	5.74	9.01	5.91	5.15	2.82	2.19	2.30	3.14	2.42
0.92	0.47	1.30	0.46	1.17	0.44	0.41	0.60	0.26	0.26	0.84	0.26
22.50	1.65	14.6	5.52	8.42	14.70	22.54	1.20	1.00	5.51	1.00	1.00
5.85	3.31	6.27	4.87	6.00	4.79	4.54	1.14	0.41	0.28	1.33	0.57
1.46	0.72	2.07	1.21	6.00	1.09	1.08	0.27	0.19	0.22	0.4	0.22
22	18	32	76	40	22	36	78	260	152	120	268
2.3	2.5	3.2	3.2	5.7	2.7	62.7	69.7	145.0	85.0	54.2	124.0
—	—	8.7	—	2.7	—	—	38.4	61.9	56.1	37.0	63.7
1.20	1.56	2.68	1.87	3.45	2.99	3.45	4.44	2.02	1.57	3.86	2.40
1.11	0.71	0.74	0.82	0.69	0.97	0.96	1.07	1.25	1.09	1.20	1.06

Примечание. Mg# = MgO/(MgO + FeO)·100, в мол. кол.; Eu/Eu* = $Eu_n / ((Sm_n + Gd_n) / 2)$, где Eu_n , Sm_n и Gd_n — концентрации, нормированные по хондриту.

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для покровных и субвулканической фаций кендейской свиты и базитовых интрузий торгалыкского комплекса

Параметр	Субвулк. фация кендейской свиты		Покровные фации кендейской свиты					Торгалыкский комплекс
	7	57-1	2000-12	2039-2	33	2000-7	2001-3	29-4
	Микродиориты		Базальт	Риолиты				Габбро
Sm, г/г	6.17	4.6	5.1	5.29	7.89	4.74	5.24	3.22
Nd, г/г	22.01	14.56	16.63	9.20	28.1	25.01	22.17	10.76
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1695	0.1909	0.18554	0.34772	0.16969	0.11458	0.14279	0.18075
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512871	0.513030	0.512962	0.513236	0.512788	0.512666	0.512856	0.512943
$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	+5.9	+8.0	+6.9	+4.0	+4.3	+4.7	+7.0	+6.7
$T(\text{DM}_1)$, млрд лет	—	—	—	—	—	1.04	0.89	—
$T(\text{DM}_2)$, млрд лет	—	—	—	—	—	0.70	0.48	—
Возраст, млрд лет	0.397	0.397	0.397	0.397	0.397	0.397	0.397	0.374

Примечание. Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ — первичные, пересчитанные на возраст, указанный в последнем столбце. Моделльные возрасты рассчитаны для проб риолитов с $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} < 0.16$. Погрешность измерений составляет 0.002 % для $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и 0.005 % для $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$.

повышенное содержание в цирконе нерадиоогенного свинца, но так как его состав оказался в согласии с моделью смешения с коровым свинцом, он был включен в расчет среднего значения возраста. Содержание U варьирует от 91 до 585 г/г, Th — от 38 до 553 г/г и Th/U — от 0.42 до 0.94, что характерно для цирконов магматического происхождения. По 13 измерениям цирконов (всем, кроме точек 2039-2_1.1 и 2039-2_8.1., см. табл. 1) получен диапазон $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов от 408.1 ± 5.5 до 389.6 ± 5.3 млн лет. Конкордантный возраст составил $397.3 \pm 2.6/5.5$ млн лет, в котором 2.6 млн лет — это случайная аналитическая погрешность, а 5.5 млн лет — это погрешность с учетом систематических погрешностей метода (см. рис. 4). Учитывая морфологические особенности, содержания U и Th, отношение Th/U исследованных цирконов, можно заключить, что полученная датировка отражает эмское время кристаллизации кендейских риолитов. Этот результат согласуется как с геологическими данными — отложения кендейской свиты залегают на позднесилурийских породах хондергейской свиты и перекрываются терригенными отложениями ихейской свиты, содержащей эйфельскую фауну среднего девона [Краснов и др., 2018], так и с ранее полученными результатами Ar-Ar датирования плагиоклазов и калиевых полевых шпатов ~410—400 млн лет [Vetrov et al., 2020] из субвулканических пород кендейской свиты с учетом аналитической ошибки (см. рис. 4).

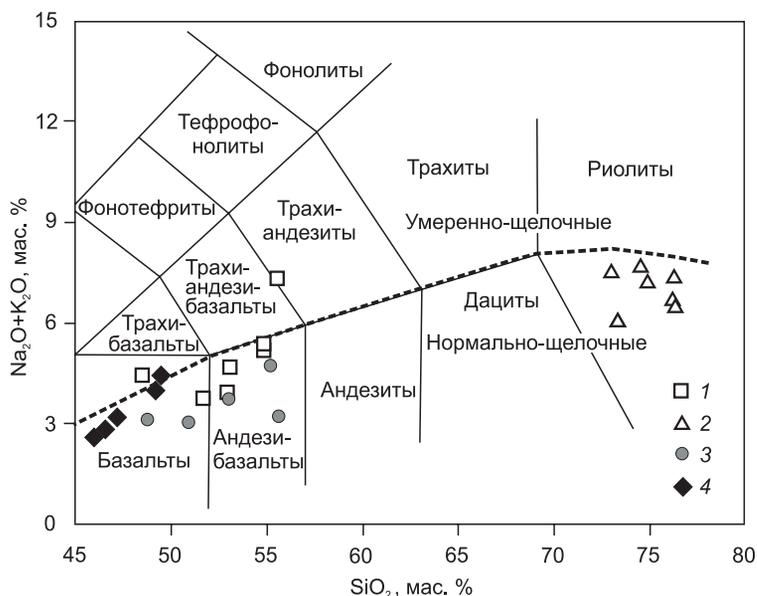
Бадделеиты из габбро торгалыкского комплекса (пр. 29-4) представляют собой коричневые прозрачные идиоморфные удлиненные призматические кристаллы длиной 100—240 мкм без видимых включений. В КЛ-изображении бадделеиты характеризуются осцилляторной зональностью (см. рис. 4). Такие морфологические особенности строения кристаллов бадделеитов указывают на их магматическое происхождение. При анализе 22 зерен выполнено 23 измерения (см. табл. 1), в результате чего получен довольно широкий диапазон $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов от 399.3 ± 6.8 до 347.8 ± 5.6 млн лет. Средний возраст составил $374.4 \pm 2.5/4.9$ млн лет, СКВО = 1.61 (см. рис. 4). Рассматриваемые базитовые интрузии могли быть сформированы в любой момент времени начиная с раннего девона по ранний карбон. Учитывая незначительное количество зерен (менее 10 %) с раннедевонским возрастом, мы принимаем интервал 390—350 млн лет в качестве возраста формирования базитовых интрузий торгалыкского комплекса. Полученная датировка не противоречит имеющимся геологическим данным — проанализированные торгалыкские базиты прорывают раннедевонские отложения, перекрывающие отложения не установленные. В то же время полученный возрастной диапазон становления базитовых интрузий торгалыкского комплекса согласуется с Ar-Ag возрастом серицита ~380 млн лет из кобальтовых руд Хову-Аксинского месторождения [Третьякова и др., 2010], расположенного в непосредственной близости, и с ранее полученными результатами Ar-Ag датирования калиевых полевых шпатов ~340 и ~365 млн лет [Vetrov et al., 2020] из аналогичных базитовых интрузий с учетом аналитической ошибки.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ (Nd) ХАРАКТЕРИСТИКИ

Вулканические породы кендейской свиты на классификационной диаграмме TAS [Le Maitre, 1989] варьируют от базальтов и андезитобазальтов до риолитов при отсутствии промежуточных разновидностей, что свидетельствует о бимодальности свиты [Рис. 5]. Базальтоиды имеют невыдержанный гео-

Рис. 5. Классификационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$ [Le Maitre, 1989].

Штриховой линией показана граница между нормально-щелочными и умеренно-щелочными разностями, согласно [Петрографический кодекс..., 2008]. Здесь и далее: 1 — фигуративные точки базальтоидов кендейской свиты, 2 — риолиты кендейской свиты, 3 — субвулканические образования кендейской свиты, 4 — торгалыкские базитовые интрузии.



химический состав, характеризуются довольно широким диапазоном содержаний SiO_2 (48.4—55.5 %) и Al_2O_3 (14.3—18.4 %), высокими содержаниями TiO_2 (1.29—2.23 %) и низкими содержаниями MgO (3.39—5.53 %). Значения Mg\# ($(\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*) \cdot 100, \text{ мол. кол.})$ находятся в диапазоне 28.9—46.1,

что указывает на то, что базальтоиды испытали значительную дифференциацию. Сумма щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) составляет 3.77—7.34 %, при повышенных содержаниях Na_2O (3.39—4.45 %) и варьирующих содержаниях K_2O (0.25—2.89 %). По типу щелочности породы относятся к нормально-щелочной и умеренно-щелочной сериям с преобладанием нормально-щелочных разновидностей. Для кендейских базальтоидов свойственны высокие концентрации (г/т) Cr (22—125), Ni (92—280), Sr (201—324) и Ba (73—416). Базальтоиды кендейской свиты характеризуются умеренным преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.11\text{—}3.01$), отсутствием выраженной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.88\text{—}1.07$). Спектры распределения РЗЭ, нормированные на хондрит, занимают промежуточное положение между спектрами базальтов типов IAB и OIB (рис. 6, а). На мультиэлементной диаграмме, нормированной на примитивную мантию (см. рис. 6, б), кендейские базальтоиды демонстрируют относительное обогащение крупноионными элементами (Ba и U) и обеднение некоторыми высокочargedными элементами (Nb и Ta). По ряду соотношений ($\text{Th}/\text{Yb}\text{—}\text{Nb}/\text{Yb}$, $\text{Nb}/\text{Y}\text{—}\text{Zr}/\text{Y}$ и $\text{La}/10\text{—}\text{Y}/15\text{—}\text{Nb}/8$) базальтоиды кендейской свиты обладают характеристиками пород островодужных геодинамических обстановок (рис. 7). Субвулканические породы кендейской свиты выделяются более высокими значениями Mg\# (43.6—68.2), в остальном идентичны своим покровным аналогам, как показано на дискриминационных диаграммах (см. рис. 7) и графиках со спектрами распределения РЗЭ и микроэлементов (см. рис. 6, в, з).

Риолиты кендейской свиты имеют высокие содержания SiO_2 (73.0—76.4 %), широкий диапазон содержаний калия K_2O (1.6—4.7 %) и Na_2O (1.9—4.9 %). Они характеризуются высокой железистостью ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.84\text{—}0.98$) и низкой глиноземистостью ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 9.7\text{—}12.7 \%$), относятся к известковой и известково-щелочной сериям. Для кендейских риолитов характерны низкие содержания (г/т) Ta (0.41—1.30), Nb (6.1—15.5) и Sr (48—134), высокие содержания Y (33—68), Yb (3.9—7.5), Hf (5.2—12.3), Zr (206—446) и Ba (328—774). Содержание легких РЗЭ превышает в 50—100 раз хондритовое при практически пологом распределении тяжелых РЗЭ на уровне 20—40 хондритовых норм (см. рис. 6, д). Дифференцированные спектры распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.20\text{—}3.45$) не проявляют отчетливого европиевого минимума ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.69\text{—}1.11$). На мультиэлементной диаграмме составы кендейских риолитов образуют преимущественно субпараллельные спектры распределения с хорошо выраженными отрицательными аномалиями по Ta , Nb , Sr , P и Ti (см. рис. 6, е). По соотношениям $(\text{Yb} + \text{Ta})/\text{Rb}$, $(\text{Y} + \text{Nb})/\text{Rb}$ [Pearce et al., 1984] и $\text{Rb}/30\text{—}\text{Hf}\text{—}\text{Ta}^*3$ [Harris et al., 1986] кендейские риолиты занимают промежуточное положение между составами островодужных и внутриплитных образований (рис. 8).

Базитовые интрузии торгалыкского комплекса имеют выдержанный состав, сложены габбро и долеритами нормальной щелочной серии (см. рис. 5). Содержания кремнезема ($\text{SiO}_2 = 45.9\text{—}49.4 \%$) и суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2.59\text{—}4.42 \%$) ниже, чем в базитовых образованиях кендейской свиты, Al_2O_3 составляет 15.3—16.0 %. В свою очередь, содержания MgO (5.50—8.83 %) превышают таковые для кендейских пород. Концентрации (г/т) Cr (78—268), Ni (54—145), Sr (262—432) и Ba (99—579) схожи либо превышают содержания соответствующих микроэлементов в кендейских породах основного состава. Для торгалыкских базитов характерны слабонаклонные положительные спектры распределения РЗЭ (см. рис. 6, ж) с отношением $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.57\text{—}4.40$, отсутствие европиевой аномалии, либо в единичных случаях слабый максимум по европию ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.06\text{—}1.25$). На мультиэлементных спектрах (см. рис. 6, з), в отличие от кендейских базитов, отмечаются положительные аномалии Sr и отсут-

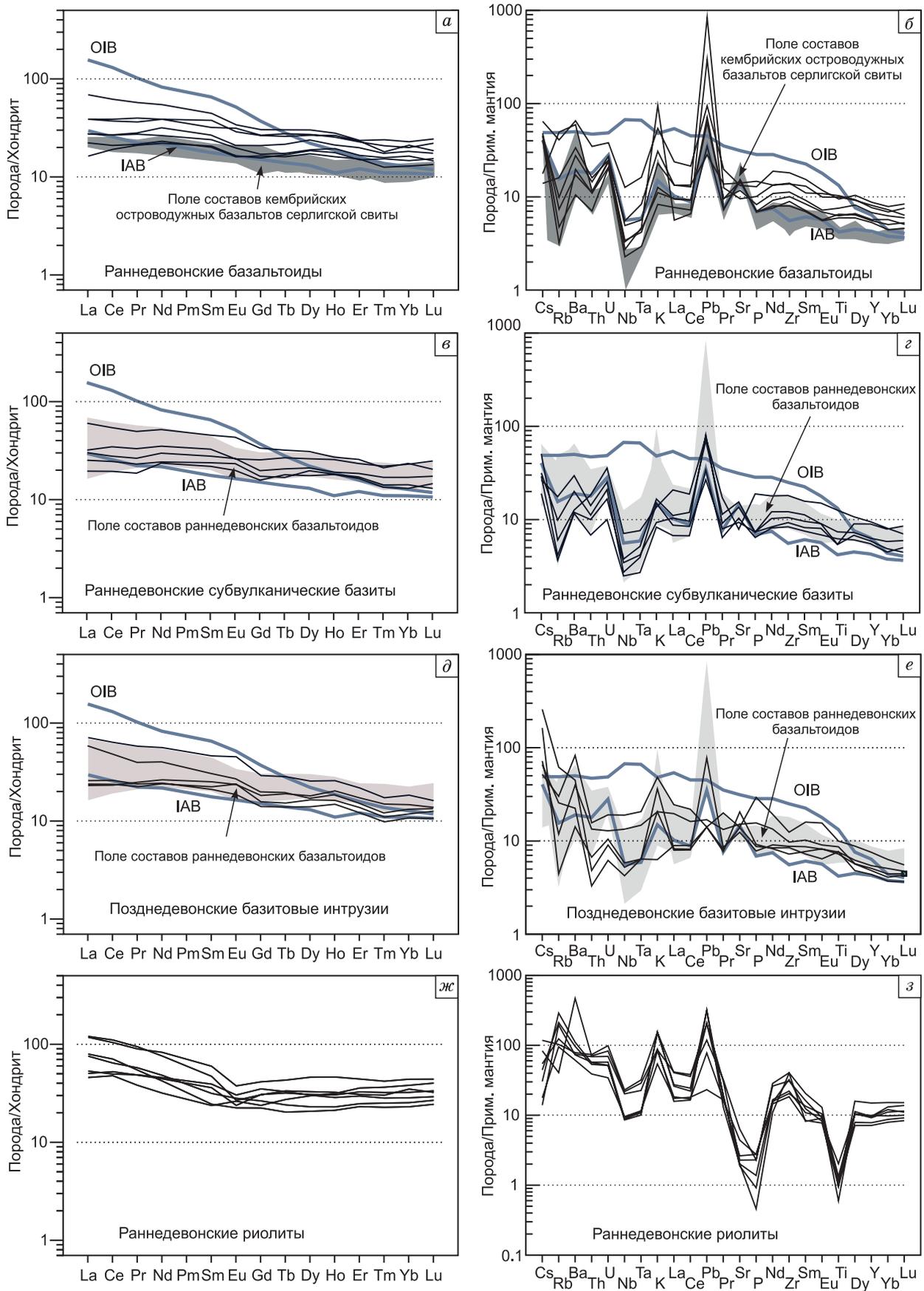


Рис. 6. Спектры редкоземельных элементов (а, в, д, ж), нормированные по [Boynnton, 1984], и мультиэлементные спектры (б, з, е, з), нормированные по [Sun, McDonough, 1989], для базальтоидов

(а, б) их субвулканических аналогов (в, з) кендейской свиты, базитовых интрузий торгалыкского комплекса (д, е) риолитов кендейской свиты (ж, з).

Спектры OIB, N-MORB и E-MORB приведены по [Sun, McDonough, 1989]. Фоновые темно-серые поля составов на графиках а, б отражают составы кембрийских островодужных базальтов серлигской свиты, по [Ветров и др., 2020]; серые поля на графиках в—е показаны для сравнения с соответствующими спектрами (а, б) базальтоидов кендейской свиты.

ствие тантал-ниобиевого минимума при относительном обогащении крупноионными элементами (Ba и U). На тектонической диаграмме La/10–Y/15–Nb/8 (см. рис. 7, в) фигуративные точки торгалыкских габброидов и долеритов попадают в поле составов внутриплитных континентальных геодинамических обстановок (см. рис. 7).

Значения первичных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (от 0.51287 до 0.51303) для торгалыкских базитов (пр. 29-4), базальтов (пр. 2000-12) и субвулканических интрузий (пробы 7 и 57-1) кендейской свиты схожи между собой и идентичны первичным отношениям $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (от 0.51246 до 0.51324), полученным для кендейских риолитов (пробы 2039-2, 33, 2000-7 и 2001-3). Для всех пород основного состава получены высокие значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (от +5.9 до +8.0), в то время как вулканические породы кислого состава показали разброс значений $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от +4.0 до +7.0 с двухстадийным модельным возрастом $T(\text{DM}-2)$ 0.70 и 0.48 млрд лет (табл. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрология раннедевонских и среднедевонско-раннекарбоновых базитовых образований.

Базитовые магмы часто подвергаются контаминации веществом земной коры во время своего подъема к поверхности, что может вызвать повышение содержаний элементов, характерных для континентальной коры, таких как K_2O , Th, Zr и Hf. В случае базальтоидов и их субвулканических аналогов кендейской свиты и базитовых интрузий торгалыкского комплекса проанализированные пробы характери-

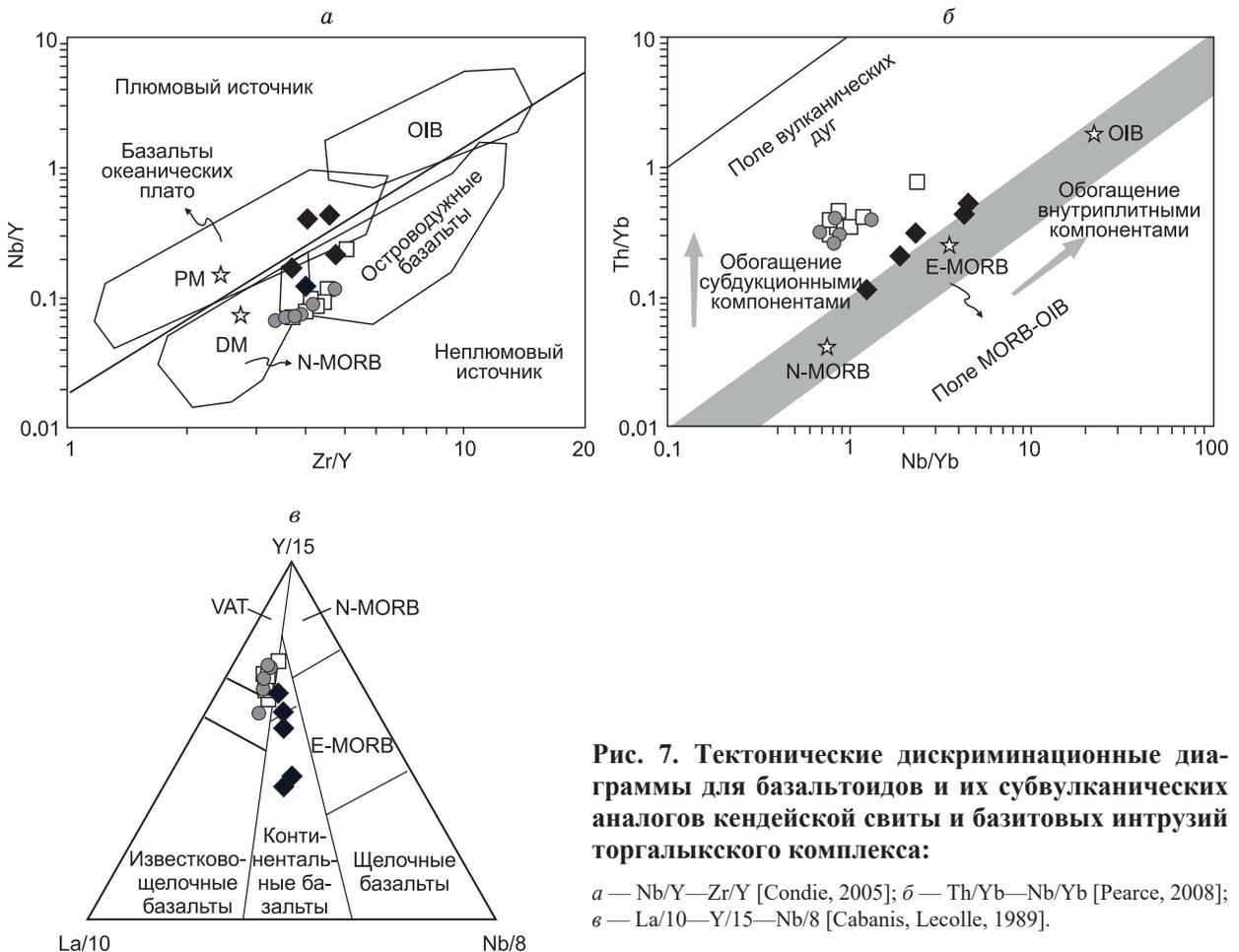


Рис. 7. Тектонические дискриминационные диаграммы для базальтоидов и их субвулканических аналогов кендейской свиты и базитовых интрузий торгалыкского комплекса:

а — Nb/Y—Zr/Y [Condie, 2005]; б — Th/Yb—Nb/Yb [Pearce, 2008]; в — La/10—Y/15—Nb/8 [Cabaniš, Lecolle, 1989].

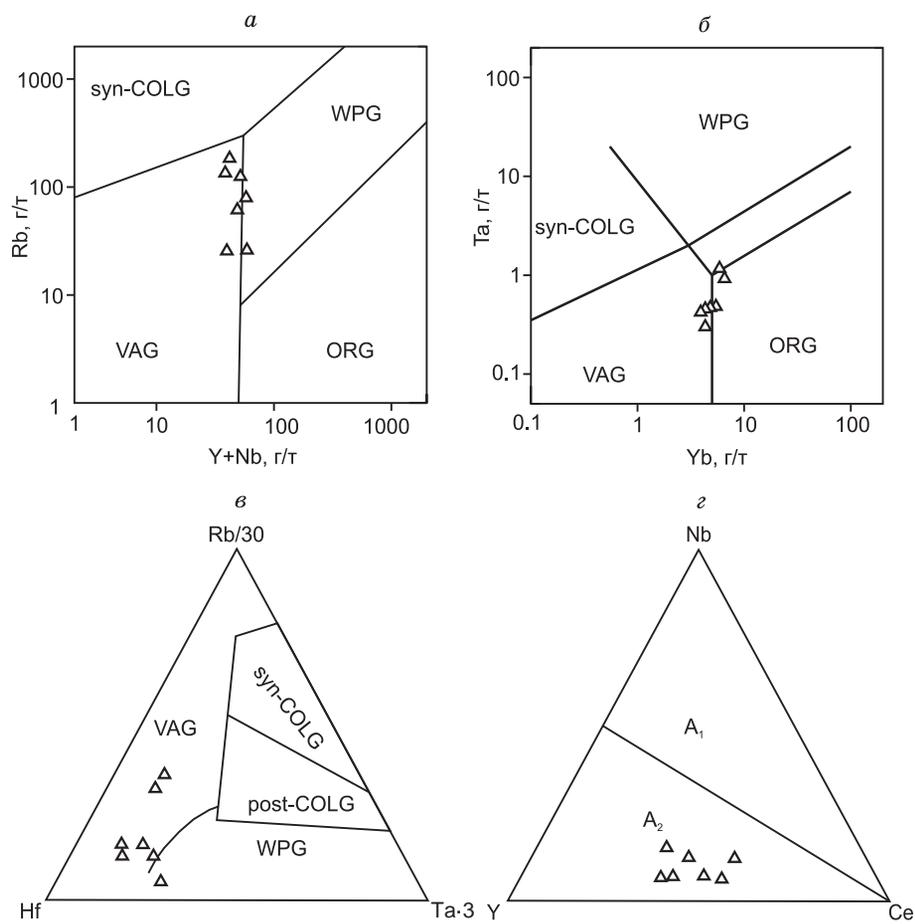


Рис. 8. Тектонические дискриминационные диаграммы для риолитов кендейской свиты:

a — Rb—(Y + Nb); *б* — Ta—Yb [Pearce et al., 1984]; *в* — Rb/30—Hf—Ta·3 [Harris, 1986], *г* — Ce—Nb—Y [Eby, 1992]. Поля пород: syn-COLG — синколлизионных, post-COLG — постколлизионных, WPG — внутриплитных, VAG — островодужных, ORG — океанических хребтов.

зуются низкими или умеренными концентрациями этих элементов. На диаграмме чувствительных к контаминации микроэлементов $(Nb/Yb)_{pm}$ — $(Th/Yb)_{pm}$ фигуративные точки исследованных основных пород располагаются вдали от отметки, отражающей состав верхней континентальной коры (рис. 9). Это позволяет предположить, что эффект коровой контаминации для исследуемых пород основного состава незначителен.

Низкие значения Mg#, концентрации Cr и Ni относительно примитивных мантийных расплавов могут указывать на фракционную кристаллизацию основной магмы. Тенденции положительной корреляции прослеживаются (для интрузивных образований в большей степени по сравнению с базальтоидами) на вариационных диаграммах MgO—Ni и MgO—Cr (рис. 10, *a*, *б*), что, вероятно, соответствует фракционированию клинопироксена и в

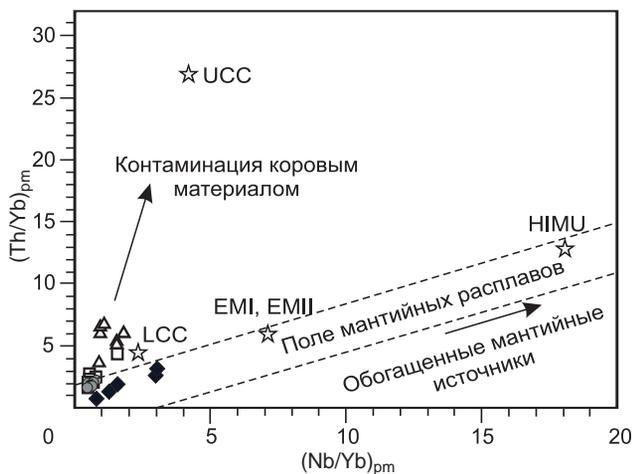


Рис. 9. Диаграмма $(Th/Yb)_{pm}$ — $(Nb/Yb)_{pm}$ для раннедевонских пород кендейской свиты и позднедевонских базитовых интрузий торгалыкского комплекса.

Нормирование по [Sun, McDonough, 1989]. UCC — верхняя континентальная кора, LCC — нижняя континентальная кора [Taylor, McLennan, 1985]; обогащенная мантия (EMI, EMII) и HIMU (высокое значение $\mu = ^{238}U/^{204}U$) [Condie, 2001].

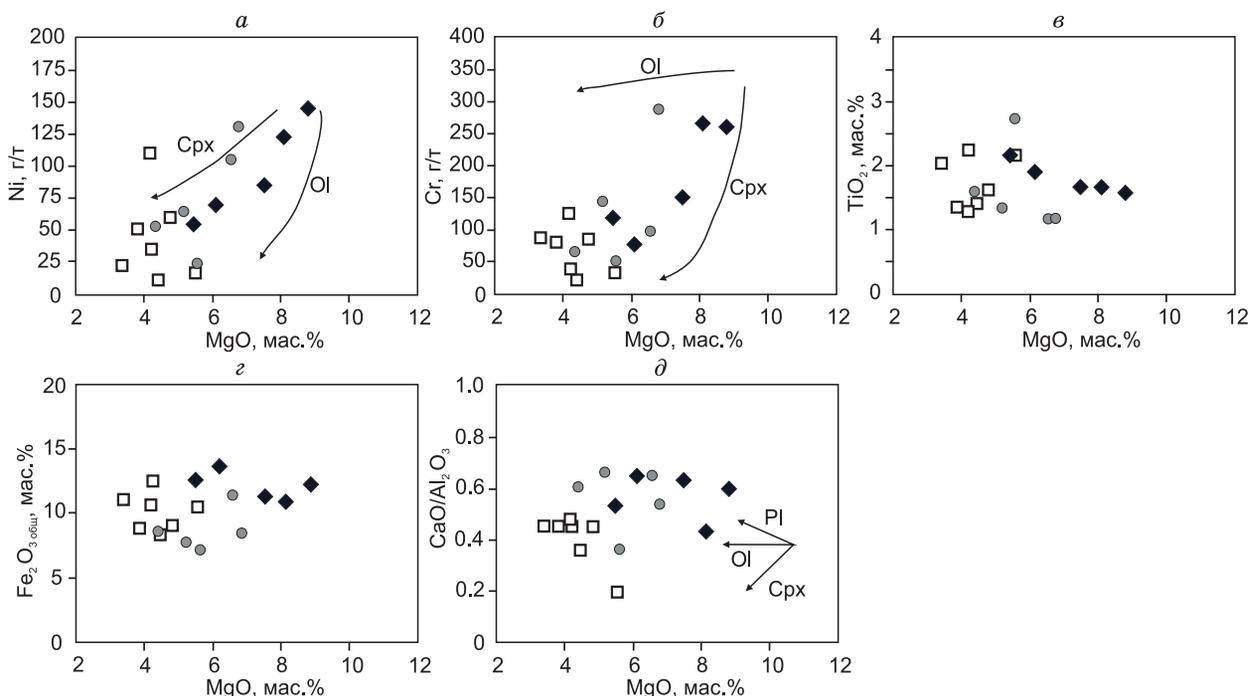


Рис. 10. Бинарные диаграммы для базальтоидов и их субвулканических аналогов кендейской свиты и базитовых интрузий торгалыкского комплекса,

показывающие процесс фракционной кристаллизации оливина (Ol), клинопироксена (Cpx) и плагиоклаза (Pl): (а) Ni—MgO; (б) Cr—MgO; (в) TiO₂—MgO; (г) Fe₂O₃—MgO и (д) CaO/Al₂O₃—MgO.

меньшей степени оливина. Железо и титан показывают слабую отрицательную корреляцию с MgO (см. рис. 10, в, г), указывая на то, что фракционирование оксидов железа и титана было подавлено в процессе эволюции магмы. Слабопроявленные аномалии на спектрах РЗЭ и отсутствие корреляции между CaO/Al₂O₃ и MgO (см. рис. 10, д) указывают на незначительную роль фракционирования плагиоклаза.

Базитовые породы кендейской свиты и торгалыкского комплекса имеют довольно примитивный изотопный состав неодима, что предполагает их происхождение из геохимически обедненного мантийного источника. Отрицательные аномалии Nb и Ta, проявленные для базальтоидов и габброидов кендейской свиты, свидетельствуют против мантийного источника, подобного океаническому островному базальту (OIB), что также подтверждается закономерностями распределения РЗЭ и микроэлементов и их неплюмовой природой на диаграмме Nb/Y—Zr/Y (см. рис. 7, б). В свою очередь, торгалыкские базитовые интрузии не имеют минимумов по Ta и Nb и по соотношению элементов Nb/Y—Zr/Y тяготеют к полю образований, имеющих плюмовый источник. Базитовые породы кендейской свиты и торгалыкского комплекса обладают спектрами РЗЭ, в целом подобными IAT, и высокими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (от +5.9 до +8.0). На мультиэлементных спектрах пробы кендейской свиты показывают выраженные максимумы Ba, U и минимумы Nb и Ta, что свидетельствует о различном обогащении крупноионными элементами по сравнению с высоkozарядными. Принимая во внимание незначительную роль коровой контаминации, такие спектры для основных пород кендейской свиты указывают на участие в их петрогенезисе измененного субдукцией мантийного источника. На диаграмме Th/Yb—Nb/Yb (см. рис. 7, а) точки составов кендейских проб располагаются над массивом MORB-OIB, что также предполагает включение субдукционного компонента в область магмогенерации. В свою очередь, торгалыкские породы на той же диаграмме выстраиваются внутри массива MORB-OIB, свидетельствуя о меньшей роли субдукционного компонента по сравнению с кендейскими образованиями. На треугольной диаграмме La/10—Y/15—Nb/8 (см. рис. 7, в) породы кендейской свиты попадают в поле островодужных базальтов, а породы торгалыкского комплекса ложатся в поля внутриплитных образований, что согласуется с ранее представленной диаграммой Nb/Y—Zr/Y (см. рис. 7, б). Таким образом, геохимические данные позволяют предположить, что изученные базиты образовались из смешанного источника, включающего мантийный источник и компоненты, модифицированные субдукцией. Однако вклад субдукционного источника для кендейских образований значительно выше по сравнению с торгалыкскими базитами. Преобразование мантийного источника в зонах субдукции обычно происходит из-за притока флюидов и/или распла-

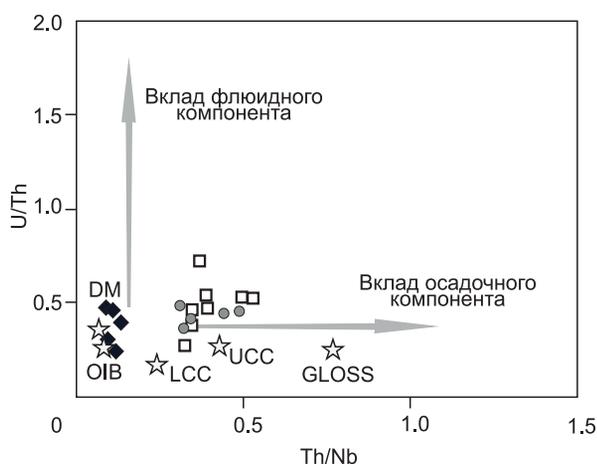


Рис. 11. Диаграмма U/Th—Th/Nb, показывающая вклад субдукционных компонентов.

GLOSS — глобальный субдуцировавший осадочный компонент [Zhao, Zhou, 2007].

вов с погружающейся океанической плиты, причем метасоматические агенты в основном включают: 1) флюиды, высвобождаемые в результате дегидратации измененной океанической коры; 2) расплавы, происходящие от субдуцированной океанической коры [Zhao, Zhou, 2007]. Кендейские породы в соответствии с диаграммой Th/Nb—U/Th (рис. 11) показывают доминирующую роль субдукционных расплавов в ходе метасоматических преобразований

мантийного источника. Та же диаграмма подтверждает в незначительной степени измененный мантийный источник для торгалыкских пород.

Петрогенезис раннедевонских кислых вулканитов. Риолиты кендейской свиты представляют собой железистые породы с высокими содержаниями кремнезема. Для таких риолитов, представляющих крайний член бимодальной последовательности, предполагаются три главных петрогенетических сценария: 1) фракционная кристаллизация магмы от мантийного источника в сочетании с коровой контаминацией, 2) частичное плавление пород земной коры, 3) смешение базальтовых магм мантийного происхождения и кислых магм корового происхождения [Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Eby, 1992; Litvinovsky et al., 2002]. Как правило, породы, образованные путем фракционирования мантийных магм, имеют более низкое отношение Th/Ta (≈ 2) по сравнению с нижней корой (Th/Ta ≈ 7.9) и верхней корой (Th/Ta ≈ 6.9) [Rudnick, Gao, 2003]. Средние значения Th/Ta, полученные для кендейских риолитов, составляют примерно 8.0 и свидетельствуют против мантийного источника. При фракционной кристаллизации мантийной магмы необходимо наличие большого объема промежуточных пород (таких как андезиты, дациандезиты, дациты, риодациты) между базальтоидами и риолитами, которые в случае изученных разрезов кендейской свиты отсутствуют. Риолиты кендейской свиты характеризуются высокими содержаниями кремнезема в узком диапазоне (73.0—76.4 %) и не проявляют корреляции содержания породообразующих элементов с ростом SiO₂. Это свидетельствует о незначительной роли фракционной кристаллизации породообразующих минералов. Подавленное фракционирование калиевого полевого шпата и плаггиоклаза в процессе эволюции магмы привело к обогащению Ba в кендейских риолитах и отсутствию европиевой аномалии на спектрах РЗЭ.

Изученные пробы риолитов имеют невысокие содержания Al₂O₃ (9.7—12.7 %) и относительно однородные содержания и распределения РЗЭ и микроэлементов. Также, принимая во внимание высокое содержание SiO₂ (> 73%) и низкое содержание Mg# (3—8) в кендейских риолитах, маловероятно,

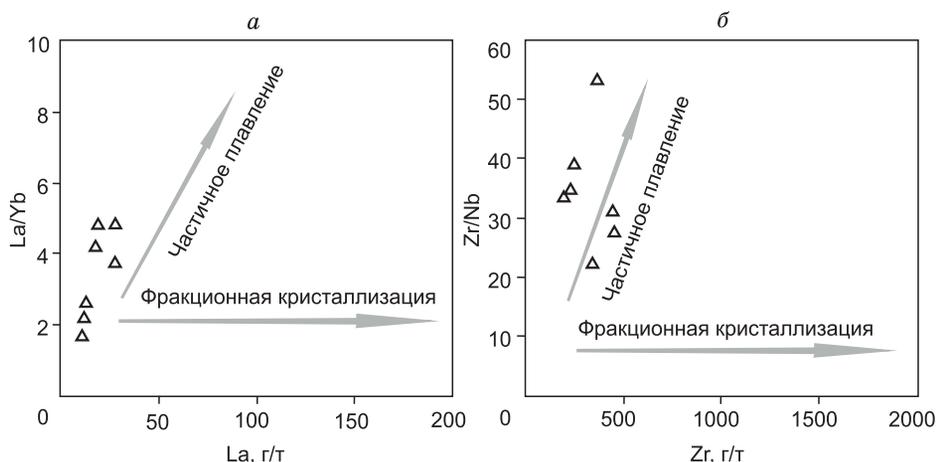


Рис. 12. Бинарные диаграммы, показывающие доминирующую роль процесса частичного плавления во время эволюции магмы для риолитов кендейской свиты:

а — La/Yb—La; б — Zr/Nb—Zr.

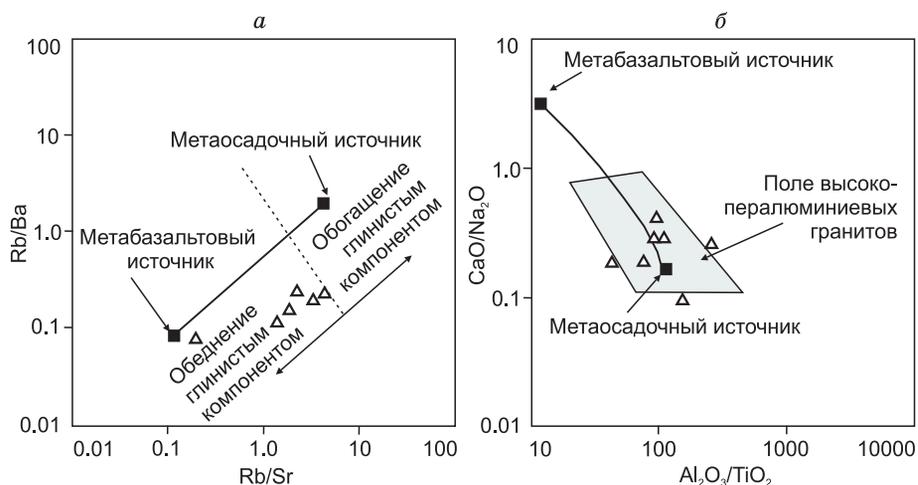


Рис. 13. Дискриминационные диаграммы, показывающие смешанный источник для риолитов кенейской свиты:

a — Rb/Ba—Rb/Sr [Sylvester, 1998], *б* — CaO/Na₂O—Al₂O₃/TiO₂ [Jung, Pfänder, 2007].

что они напрямую связаны с мантией [Bonin, 2007]. Несмотря на то, что мы исключаем вклад мантийного вещества в процессе формирования риолитов кенейской свиты, нельзя полностью исключить вклад мантии в виде источника тепла. Ввиду того, что не было обнаружено геологических признаков (например, базитовых включений в риолитах, минглинг-структур и т.п.) смешения магм, происходящих из коры и мантии, наиболее вероятным механизмом формирования кенейских риолитов является частичное плавление коры. Тренды на диаграммах La/Yb—La (рис. 12, *a*) и Zr/Nb—Zr (см. рис. 12, *б*) подтверждают доминирующую роль процесса частичного плавления во время эволюции магмы для риолитов кенейской свиты. Риолиты характеризуются повышенными содержаниями Zr и Hf, одновременно обеднены Nb, Ta, P и Ti, имеют низкие отношения Ti/Zr (2.3—7.4) и Ti/Y (18—64), типичные для коровых пород (Ti/Zr < 30, Ti/Y < 200) [Wedepohl, 1995]. На диаграмме (Nb/Yb)_{pm}—(Th/Yb)_{pm} (см. рис. 9) фигуративные точки исследованных риолитов располагаются около отметки, отражающей состав нижней континентальной коры. Эти геохимические особенности состава кенейских риолитов могут свидетельствовать, что они были сформированы путем частичного плавления пород нижней континентальной коры.

Изотопно-геохимические Sm-Nd исследования проб кенейских риолитов показали широкие вариации значений $\epsilon_{Nd}(T)$ (+4.0 до +7.0) и модельных возрастов $T(DM-2)$ 0.70 до 0.48 млрд лет, что может свидетельствовать о гетерогенном составе источника. Данное предположение подтверждается различными соотношениями Rb/Sr—Rb/Ba, Al₂O₃/TiO₂—CaO/Na₂O (рис. 13), указывающими на смешанный источник, включающий метаосадочные и метабазальтовые компоненты. Таким образом, установлено, что риолиты кенейской свиты являются результатом плавления неоднородного источника, соответствующего по составу нижней континентальной коре.

Тектонические и геодинамические следствия. Геологические, геохимические и изотопно-геохимические исследования раннедевонских пород кенейской свиты и позднедевонских базитовых интрузий торгальского комплекса позволяют сравнить тектонические условия их формирования. Вулканические породы бимодальной серии и многочисленные дайки указывают на тектонический режим растяжения (постколлизивную или внутриплитную обстановку). Согласно тектонической диаграмме La/10—Y/15—Nb/8 (см. рис. 7, *в*), раннедевонские базальтоиды и субвулканические породы кенейской свиты обнаруживают геохимическое и изотопное сходство с толеитами островных дуг. Как показывают дискриминационные диаграммы (Yb + Ta)/Rb, (Y + Nb)/Rb, и Rb/30—Hf—Ta·3 (см. рис. 8), кенейские риолиты также занимают промежуточное положение между составами островодужных и внутриплитных образований. Геохимические признаки вклада надсубдукционной компоненты могли быть унаследованы от источника, преобразованного в ходе субдукционных и аккреционных процессов, широко проявленных в исследуемом регионе на протяжении раннего палеозоя. Сходство редкоэлементных (см. рис. 6, *a, б*) и изотопных составов раннедевонских кенейских базальтоидов и субвулканических образований с составами кембрийских островодужных базальтов Таннуольского террейна со значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ от +5.7 до +7.7 [Ветров и др., 2020] подтверждает это предположение. В свою очередь, риолиты кенейской свиты обнаруживают свойства гранитов *A*-типа, формирование которых связано с посткол-

лизионными или внутриплитными обстановками [Collins et al., 1982; Eby, 1990, 1992]. Риолиты характеризуются $Y/Nb > 1.2$ и, согласно тройной диаграмме $Se-Nb-Y$ (см. рис. 8, *з*), относятся к породам A_2 -типа, для которых предполагается коровое происхождение в постколлизийных условиях.

На фоне кендейских образований основного состава редкоэлементный и изотопный состав среднедевонско-раннекарбонных базитов торгалькского комплекса показывает более отчетливое сходство с внутриплитными образованиями. Торгалькские базитовые интрузии располагаются вдоль поля MORB и OIB (см. рис. 7, *а*) и попадают в поле континентальных базальтов на тектонической диаграмме $La/10-Y/15-Nb/8$ (см. рис. 7, *в*). Вероятно, раннедевонские кендейские и среднедевонско-раннекарбонные торгалькские породы образовались в одной и той же тектонической обстановке растяжения, но на разных этапах эволюции рифтогенного прогиба. Растяжение литосферы в раннем девоне, связанное с апвеллингом глубинной астеносферы, привело к заложению рифтогенного прогиба, который вплоть до позднего девона—раннего карбона развивался в континентальном режиме с утонением коры и опусканием территории. Учитывая геологическое положение и незначительный объем торгалькских интрузий можно заключить, что на данном этапе развития прогиба происходили краткосрочные растяжения литосферы, которые привели к апвеллингу небольшого количества астеносферной мантии и внедрению среднедевонско-раннекарбонных базитовых интрузий торгалькского комплекса под контролем глубинных разломов.

Апвеллинг астеносферного вещества мог быть связан с 1) литосферной деламинацией, 2) погружением океанической литосферы в астеносферу либо с 3) мантийным плюмом. Модель литосферной деламинации предполагает, что в постколлизийных условиях возникает гравитационная нестабильность нижней коры [Zhang et al., 2007], что может привести к поднятию астеносферы, сопровождаемому расширением земной коры, и поступлению тепла для генерации магмы. Погружение океанической литосферы в астеносферу в ходе субдукционных процессов также может вызвать пертурбацию теплового режима и инициировать поступление тепла из восходящей астеносферы [Davies, von Blanckenburg, 1995]. Однако субдукционные и коллизийные процессы на исследуемой территории завершены к позднему ордовику (460—450 млн лет) и первые две модели не подходят для объяснения апвеллинга астеносферной мантии. Ведущая роль отводится мантийному плюму, который контролировал тектономагматический режим исследуемого региона на протяжении всего девонского периода [Ярмолук, Коваленко, 2003; Ярмолук и др., 2013; Кузьмин, Ярмолук, 2014; Vorontsov et al., 2021].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате данного исследования изучены раннедевонские магматические образования кендейской свиты и среднедевонско-раннекарбонные базитовые интрузии торгалькского комплекса, соответствующие основным этапам тектономагматической активизации в пределах Тувинского прогиба. Эти этапы были определяющими для герцинской эпохи развития Алтае-Саянской складчатой области и Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом. Результаты геохронологических исследований ($U-Pb$ датирования цирконов и бадделеитов) позволили уточнить возраст раннедевонского (397 млн лет, эмс) и среднедевонско-раннекарбонного (390—350 млн лет) этапов магматизма. На основе геохимических данных, включающих изотопный состав Nd, показаны различные особенности вещественного состава и механизмы формирования вулканогенных и субвулканических образований раннедевонского возраста и среднедевонских-раннекарбонных базитовых интрузий.

Раннедевонская кендейская свита представляет собой бимодальную серию. Базальтоиды и их субвулканические аналоги обладают геохимическими чертами базальтов типа IAB, характеризуются высокими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (от +5.9 до +8.0). Раннедевонская магма образована путем плавления мантийного источника с последующим кристаллическим фракционированием ферромагнезиальных минералов во время подъема магмы к поверхности. Раннедевонские риолиты, представляющие крайний член бимодальной последовательности кендейской свиты, сформированы в результате плавления нижней континентальной коры. Среднедевонско-раннекарбонные базитовые образования торгалькского комплекса в основном схожи по составу с кендейскими породами, включая изотопный состав Nd ($\epsilon_{Nd}(T) = +6.7$), однако, в отличие от кендейских образований, обнаруживают меньшее геохимическое сходство с базальтами типа IAB.

Для раннедевонского и среднедевонско-раннекарбонного этапов магматизма в пределах Тувинского прогиба предполагается одна и та же тектоническая обстановка растяжения литосферы, связанная с поднятием глубинной астеносферы в результате действия мантийного плюма.

Коллектив авторов выражает благодарность Н.Н. Круку, А.А. Воронцову и анонимному рецензенту за их конструктивные замечания, которые способствовали улучшению статьи.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00145) и государственного задания ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Сергеев С.А., Сенников Н.В., Гибшер А.С., Советов Ю.К. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // ДАН, 2004, т. 395, № 3, с. 367—370.

Ветров Е.В., Черных А.И., Бабин Г.А. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (5), с. 641—655.

Ветров Е.В., Уваров А.Н., Вишневская И.А., Червяковская М.В., Ветрова Н.И., Жимулев Ф.И., Андреева Е.С. Строение, возраст, геохимический и изотопно-геохимический (Sm/Nd) состав серлигской свиты кембрия Таннуольского террейна Тувы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2020, № 1 (41), с. 81—94.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандиминова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой области: состав и геодинамическая природа мантийных источников // Петрология, 2010, т. 18, № 6, с. 621—634.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Травин А.В. Девонский вулканизм Минусинской котловины: этапы проявления и связь с прогибанием континентальной литосферы (по результатам ^{40}Ar - ^{39}Ar геохронологических исследований) // ДАН, 2012, т. 447, № 3, с. 308—313.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрущенко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской складчатой области: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd характеристики пород // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (9), с. 1283—1313.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Посохов В.Ф., Травин А.В., Газизова Т.Ф. Дифференцированная вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия) // Петрология, 2015, т. 23, № 4, с. 386—409.

Гринев О.М. Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минерагения. Томск, STT, 2007, 434 с.

Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 5—19.

Козаков И.К., Диденко А.Н., Азимов П.Я., Киризова Т.И., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Эрдэнэжаргал Ч. Геодинамические обстановки и условия формирования кристаллических комплексов Южно-Алтайского и Южно-Гобийского метаморфических поясов // Геотектоника, 2011, № 3, с. 7—30.

Краснов В.И., Перегудов Л.Г., Ратанов Л.С., Федосеев Г.С. Региональная стратиграфическая схема девонских отложений восточной части Алтае-Саянской области // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2018, № 7, с. 54—101.

Крук Н.Н., Бабин Г.А., Крук Е.А., Руднев С.Н., Куйбида М.Л. Петрология вулканических и плутонических пород Уймено-Лебедского ареала, Горный Алтай // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 548—568.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 153—184.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника, 2011, т. 45, № 6, с. 3—23.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2008, 203 с.

Сугоракова А.М., Никифоров А.В. Базитовый магматизм раннедевонского рифтогенного Тувинского прогиба // Геосферные исследования, 2016, № 1, с. 85—103.

Третьякова И.Г., Борисенко А.С., Лебедев В.И., Павлова Г.Г., Говердовский В.А., Травин А.В. Возрастные рубежи формирования кобальтового оруденения Алтае-Саянской складчатой области и его корреляция с магматизмом // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1379—1395.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 589 с.

Черных А.И., Ветров Е.В., Пихутин Е.А. Геологическое строение и металлогения западной части Восточно-Таннуольского рудного района (Республика Тыва) — на основе новых геохимических и изотопно-геохронологических данных // Отечественная геология, 2017, № 2, с. 4—21.

Шаповалов Д.Н. Легенда Верхнеенисейской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (второе издание). Кызыл, Тывинский филиал ФБУ «ГФГИ по Сибирскому федеральному округу», 2001, № 2401.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 556—586.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2006, т. 410, № 5, с. 657—662.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (12), с. 1831—1850.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, p. 155—170.

Bonin B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects // Lithos, 2007, v. 97, p. 1—29.

Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare Earth elements // Meteorite studies. Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: unoutil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus demelange et/ou de contamination crustale // Compt. Rendus Acad. Sci. Ser., 1989, v. 309, p. 2023—2029.

Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // Contrib. Mineral. Petrol., 1982, v. 80, p. 189—200.

Condie K.C. Mantle plumes and their record in Earth history. Oxford, UK, Cambridge University Press, 2001, 305 p.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos, 2005, v. 79, p. 491—504.

Davies J.H., Von Blanckenburg F. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth Planet. Sci. Lett., 1995, v. 129, p. 85—102.

DePaolo D.J., Linn A.M., Schubert G. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States // J. Geophys. Res., 1991, v. 96, p. 2071—2088.

Eby G.N. The A-type granitoids — a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos, 1990, v. 26, p. 115—134.

Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology, 1992, v. 20, p. 641—644.

Fedoseev G.S. The role of magmatism in age specification of Devonian continental trough deposits: evidence from the Minusa Basin, western Siberia, Russia // Bull. Geosci., 2008, v. 83 (4), p. 473—480.

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collision tectonics / Eds. M.P. Cowards, A.C. Ries. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1986, v. 19, p. 67—81.

Heaman L.M. The application of U-Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks: an evaluation of three mineral standards // Chem. Geol., 2009, v. 261, p. 43—52.

Horstwood M.S.A., Košler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton C., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-(Th)-Pb geochronology — uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // Geostand. Geoanal. Res., 2016, v. 40, p. 311—332.

Jung S., Pfänder J.A. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids: constraints from CaO/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry // Eur. J. Mineral., 2007, v. 19, p. 859—870.

Kuibida M.L., Murzin O.V., Kruk N.N., Safonova I.Y., Sun M., Komiya T., Wong J., Aoki S., Murzina N.M., Nikolaeva I., Semenova D.V., Khlestov M., Shelepaev R.A., Kotler P.D., Yakovlev V.A., Naryzhnova A.V. Whole-rock geochemistry and U-Pb ages of Devonian bimodal-type rhyolites from the Rudny Altai, Russia: petrogenesis and tectonic settings // Gondwana Res., 2020, v. 81, p. 312—338.

Le Maitre R.W.B., Dudek P., Keller A., Lameyre J., Le Bas J., Sabine M.J., Zanettin A.R. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences // Subcomm. Syst. Igneous Rocks, 1989, v. 552, p. 3.

Liew T.C., Hofmann A.W. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study // Contrib. Mineral. Petrol., 1988, v. 98, p. 129—138.

Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zanzvilevich A.N., Saunders A., Poulain S., Kuzmin D.V., Reichow M.K., Titov A.V. Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): Implications for the origin of A-type granitoid magmas // Chem. Geol., 2002, v. 189 (1—2), p. 105—133.

Ludwig K. User's manual for Isoplot 3.00. A geochronological Toolkit for Microsoft Excel, Special Publication. Berkeley, California, Berkeley Geochronology Center, 2003.

Norris C.A., Danyushevsky L., Olin P., West N.R. Elimination of aliasing in LA-ICP-MS by alignment of laser and mass spectrometer // *J. Anal. At. Spectrom.*, 2021, <https://doi.org/10.1039/D0JA00488J>.

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*, 2008, v. 100, p. 14—48.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 956—983.

Rodionov N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V., Kapitonov I.N., Sergeev S.A. Comparative in-situ U–Th–Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Palaeozoic Kovdor alkaline–ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // *Gondwana Res.*, 2012, v. 21, p. 728—744.

Rudnick R.L., Gao S. 3.01 – Composition of the continental crust / Eds. R.L. Rudnick, H.D. Holland, K.K. Turekian // *Treatise on Geochemistry*, Oxford, Elsevier, 2003, v. 3, p. 1—64.

Şengör A., Natal'in B., Burtman V. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*, 1993, v. 364, p. 299—307.

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

Söderlund U., Johansson L. A simple way to extract baddeleyite (ZrO₂) // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2002, v. 3, p. 1—7.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins // *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, № 42, p. 313—345.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, p. 207—221.

Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*, 1998, v. 45, p. 29—44.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its composition and evolution: An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Oxford, Blackwell Scientific, 1985, 312 p.

Thompson J.M., Meffre S., Danyushevsky L. Impact of air, laser pulse width and fluence on U–Pb dating of zircons by LA-ICPMS // *J. Anal. At. Spectrom.*, 2018, v. 33, p. 221—230.

Vetrov E.V., De Grave J., Vetrova N.I., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P.I. Tectonic history of the South Tannuul Fault Zone (Tuva Region of the Northern Central Asian Orogenic Belt, Russia): Constraints from multi-method geochronology // *Minerals*, 2020, v. 10, p. 56, doi:10.3390/min10010056.

Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume–lithosphere interactions // *Gondwana Res.*, 2021, v. 89, p. 193—219.

Wedepohl K.-H. The composition of the continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, p. 1217—1232.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1987, v. 95 (4), p. 407—419.

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Newslett.*, 1995, v. 19, p. 1—23.

Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Geol. Soc. London*, 2007, v. 164, p. 31—47.

Xiao W.J., Huang B.C., Han C.M., Sun S., Li J.L. A review of the western part of the Altaids // *Gondwana Res.*, 2010, v. 18, p. 253—273.

Zhang H.F., Parrish R., Zhang L., Xu W.C., Yuan H.L., Gao S., Crowley Q.G. A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan-Ganzi fold belt, eastern Tibetan Plateau: implication for lithospheric delamination // *Lithos*, 2007, v. 97, p. 323—335.

Zhao J., Zhou M. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): implications for subduction related metasomatism in the upper mantle // *Precambrian Res.*, 2007, v. 152, p. 27—47.

*Поступила в редакцию 5 мая 2021 г.,
принята в печать 2 декабря 2021 г.*