

УДК 550.93:552.4(551.72)

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ПОРОД КОДАРСКОЙ СЕРИИ УДОКАНСКОГО КОМПЛЕКСА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ): РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ, U–Th–Pb (LA-ICP-MS) ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Nd–Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ¹

© 2024 г. В. П. Ковач^{1, *}, Е. В. Адамская¹, А. Б. Котов¹, В. Н. Подковыров¹,
А. М. Ларин¹, Е. В. Скляр^{2, 3}, Н. Ю. Загорная¹, Т. М. Сквитина², Ю. В. Плоткина¹,
А. М. Федосеенко¹, И. Тон⁴

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

³Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁴Пекинский SHRIMP центр Китайской академии геологических наук, Пекин, Китай

*e-mail: v.p.kovach@gmail.com

Поступила в редакцию 06.12.2023 г.

После доработки 31.01.2024 г.

Принята к публикации 19.02.2024 г.

Рассматриваются результаты геохимических и Nd-изотопных исследований пород в целом, а также U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Hf-изотопных исследований детритового циркона из метатерригенных пород кодарской серии удоканского комплекса Алданского щита. Установлено, что породы кодарской серии имеют возраст в интервале 1.99–1.91 млрд лет, тогда как породы чинейской и кеменской серий удоканского комплекса – в интервале 1.90–1.87 млрд лет (Ковач и др., 2018; Kovach et al., 2023). Это позволяет поставить вопрос о выделении кодарской серии в самостоятельное стратиграфическое подразделение. Источниками терригенных пород кодарской серии являлись архейские магматические и метаморфические породы Чаро-Олекминского геоблока и, вероятно, Каларского и Курульгинского блоков Станового структурного шва, а также не установленные в регионе на современном эрозионном срезе палеопротерозойские (2.04–1.99, 2.08, 2.20 и 2.30 млрд лет) комплексы активных континентальных окраин или энсиалических островных дуг в западном–северо-западном и южном (в современных координатах) обрамлении Чаро-Олекминского геоблока. Эрозия пород магматических дуг и континентального склона привела к накоплению отложений кодарской серии в обстановке бассейна форланда ретродуги, а последующие коллапс орогена и формирование внутриконтинентального бассейна растяжения обусловили накопление терригенных пород чинейской и кеменской серий. Полученные данные свидетельствуют о проявлении в западной части Алданского щита не установленного ранее палеопротерозойского этапа формирования континентальной коры около 2.04–1.97 млрд лет.

Ключевые слова: детритовый циркон, геохронология, кодарская серия, удоканский комплекс, тектоническая эволюция, Алданский щит

DOI: 10.31857/S0869592X24050016 EDN: ALJLRV

ВВЕДЕНИЕ

Палеопротерозойские осадочные комплексы являются существенным компонентом докембрийской континентальной коры и служат источником информации о возрасте и составе источников сноса, этапах проявления магматических и метаморфических событий в питающих провинциях,

которые в настоящее время могут быть скрыты более молодыми перекрывающими комплексами или эродированы. Метатерригенные отложения удоканского комплекса западной части Алданского щита, которые выполняют обширный Кодаро-Удоканский прогиб и целый ряд более мелких грабен-синклиналей (Угуйская, Олдонгсинская, Нижнеханнинская и др.) (рис. 1), являются гипостратотипом нижнего протерозоя Восточной Сибири и Дальнего Востока и служат возрастным репером в региональной стратиграфической шкале

¹ Дополнительные материалы для этой статьи (ESM) доступны по DOI: 10.31857/S0869592X24050016

(Салоп, 1964; Федоровский, 1972; Государственная..., 2010). С выходами пород удоканского комплекса пространственно связаны Катугинское редкометалльное и Чинейское V–Ti–Fe и Cu–PGE месторождения, а осадочные породы чинейской и кеменской серий удоканского комплекса вмещают крупнейшее в мире месторождение медистых песчаников (Государственная..., 2010). Вместе с тем имеющиеся в настоящее время геологические, геохронологические и изотопные данные не позволяют однозначно решить вопрос о возрасте отдельных стратиграфических подразделений удоканского комплекса. Так, согласно легенде к Государственной геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 (Государственная..., 2010), кодарская и чинейская серии удоканского комплекса относятся к раннему карелию (2500–2100 млн лет), а кеменская серия – к позднекарельскому (2100–1650 млн лет) улканскому горизонту. Авторами настоящей статьи на основании геохронологических и Nd-изотопных данных установлено, что породы кодарской серии имеют возраст в интервале 2.3–2.1 млрд лет, а чинейской и кеменской серий – 1.90–1.87 млрд лет (Котов и др., 2018; Ковач и др., 2018). Также было показано, что максимальный возраст накопления терригенных пород кодарской серии Удоканской подзоны составляет около 2.08 млрд лет (Адамская и др., 2023), а кодарской серии Кодарской подзоны – 2.02 млрд лет (Ковач и др., 2024). Д.П. Гладкоhub с соавторами (Гладкоhub и др., 2020) на основании геологических и геохронологических данных (Котов и др., 2015, 2018;

Gladkochub et al., 2017; Ковач и др., 2018) предложили выделить породы кодарской серии из удоканского комплекса “в качестве самостоятельного метаморфического комплекса”.

В данной статье рассматриваются результаты геохимических и Nd-изотопных исследований терригенных пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба, U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Lu–Hf изотопных исследований детритового циркона из этих пород и на этой основе обсуждаются вопросы их возраста и источников.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КОДАРО- УДОКАНСКОГО ПРОГИБА

Кодаро-Удоканский прогиб расположен в западной части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и зоны его сочленения со Становым структурным швом, отделяющим Алданский щит от Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1). В плане прогиб имеет коленообразную форму общей протяженностью около 300 км при ширине 60–70 км и разделяется внутренним Чарским поднятием на Кодарскую и Удоканскую подзоны (Федоровский, 1972). Карбонатно-терригенные отложения удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба имеют тектонические контакты с окружающими породами или залегают с несогласием на преимущественно

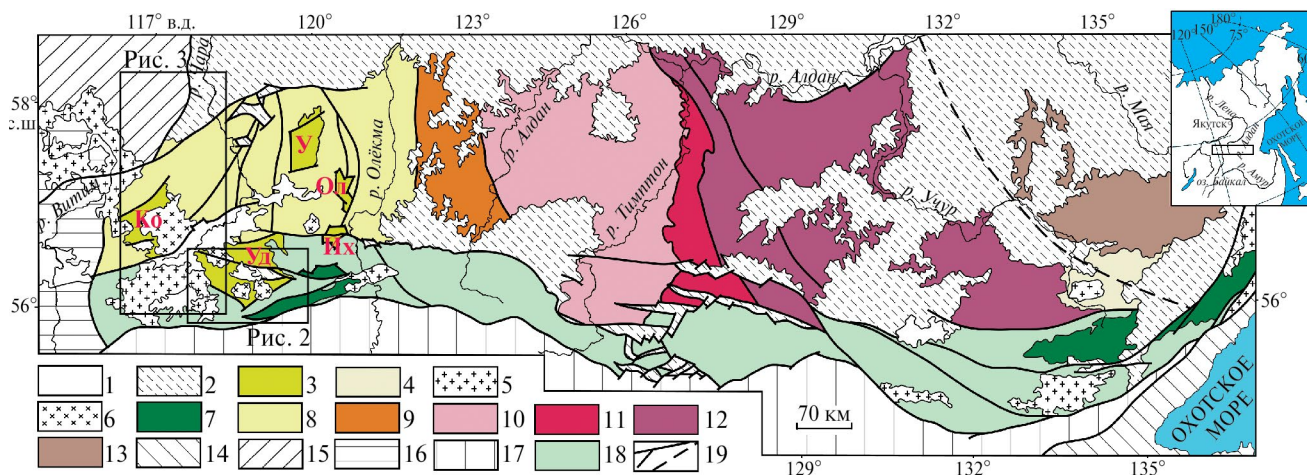


Рис. 1. Схема блокового строения Алданского щита и зоны его сочленения с Джугджуро-Становой складчатой областью. 1 – кайнозойские отложения; 2 – мезозойские, палеозойские и верхнепротерозойские платформенные отложения; 3 – удоканский комплекс; 4 – улканский комплекс; 5 – фанерозойские гранитоиды; 6 – гранитоиды кодарского комплекса; 7 – анортозиты; 8–13 – Алданский щит: 8 – Чаро-Олекминский геоблок, 9 – зона сочленения Чаро-Олекминского и Алданского геоблоков, 10 – Западно-Алданский мегаблок Алданского геоблока, 11 – зона сочленения Западно- и Восточно-Алданского мегаблоков Алданского геоблока, 12 – Восточно-Алданский (Учурский) мегаблок Алданского геоблока, 13 – Батомский геоблок; 14 – Монголо-Охотская складчатая область; 15 – Байкало-Патомская складчатая область; 16 – Байкало-Муйская складчатая область; 17 – Джугджуро-Становая складчатая область; 18 – зона сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области; 19 – разрывные нарушения. Ко – Кодарская подзона, Уд – Удоканская подзона Кодаро-Удоканского прогиба; У – Угуйский, Ол – Олдонгинский, Нх – Нижнеханийский грабены.

мезоархейских тоналит-трондьемитовых ортогнейсах и гранитоидах олекминского комплекса, на породах зеленокаменных поясов субганского комплекса и мезо- неoarхейских гранитоидах Чаро-Олекминского геоблока, а также на докембрийских породах Каларского и Курультинского блоков Станового структурного шва. Обзор имеющихся в настоящее время геохронологических и Nd-изотопных данных для пород этих комплексов приведен в работах (Котов, 2003; Котов и др., 2006; Donskaya, 2020; Kovach et al., 2023).

Метаосадочные породы удоканского комплекса традиционно подразделяются (снизу вверх) на кодарскую, чинейскую и кеменскую серии общей мощностью до 13 км, в которых выделяется различное количество свит (Салоп, 1964; Федоровский, 1972). Кодарская серия была впервые выделена Л.И. Салопом (1964) в ранге подсерии удоканской серии и подразделена на сыгыктинскую, ортурахскую, борурахскую, икабийскую и аянскую свиты (табл. 1). Позднее было показано, что сыгыктинская свита Кодарской подзоны является аналогом инырской, читкандинской и частично александровской свит чинейской (под)серии, а ортурахская и борурахская свиты хр. Кодар соответствуют различным частям разреза аянской и икабийской свит кодарской (под)серии (Федоровский, 1972). Тем не менее в легенде к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (Государственная..., 1998) сохраняется подразделение кодарской серии на ортурахскую, борурахскую, икабийскую и аянскую свиты. В последней редакции этой карты (Государственная...,

2010) в качестве нижних частей разреза удоканского комплекса рассматриваются породы ортурахской, борурахской и веселинской свит джылтуктинской серии, а к кодарской серии отнесены карбонатно-терригенные толщи икабийской, аянской и инырской свит (табл. 1). В настоящей статье, вслед за В.С. Федоровским (1972), используется термин “кодарская серия”, в строении которой выделяются икабийская и аянская свиты. Детальные описания разрезов кодарской серии приведены в (Салоп, 1964; Федоровский, 1972).

Икабийская свита сложена метаморфизованными кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, кварцитами, алевролитами, слюдистыми и слюдисто-графитовыми сланцами, линзами мраморов. В составе галек конгломератов обнаружены только кварц и кварциты. В зонах повышенного метаморфизма слюдистые сланцы содержат гранат, кордиерит, андалузит, силлиманит. Мощность икабийской свиты оценивается в 700–2400 м. Аянская свита мощностью 100–1100 м согласно залегает на икабийской свите. В ее строении принимают участие метаморфизованные тонко переслаивающиеся алевролиты и мелкозернистые песчаники с прослоями глинистых и углеродисто-глинистых сланцев и линзами кварц-актинолит-карбонатных пород. В песчаниках и алевролитах отмечаются параллельная или волнистая слоистость, следы слабых размывов, знаки волновой ряби, текстуры подводных оползней. Характерно сокращение мощности кодарской серии в направлении от периферии Удоканской и Кодарской подзон к Чарскому поднятию. Породы серии

Таблица 1. Схема корреляции стратиграфических подразделений удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба, Алданский щит

Салоп, 1964			Федоровский, 1972			Государственная ..., 1998			Государственная ..., 2010		
удоканская серия	под-серия	свита	удоканская серия	под-серия	свита	удоканская надсерия	серия	свита	удоканский комплекс	се-рия	свита
	кемен-ская	намингинская		кемен-ская	намингинская		кемен-ская	намингинская		кемен-ская	намингинская
		сакуканская			сакуканская			табаканская			сакуканская
	чинейская	бутунская		чинейская	бутунская		чинейская	бутунская		чинейская	бутунская
		александровская			александров-ская			александров-ская			александровская
		читкандинская			читкандинская			читкандин-ская			читкандинская
		инырская			инырская			инырская			
	кодарская			кодарская			кодарская			кодар-ская	инырская
		аянская			аянская			аянская			аянская
		икабийская			икабийская			икабийская			икабийская
		борурахская						борурахская			борурахская
		ортурахская						ортурахская			ортурахская
		сыгыктинская									

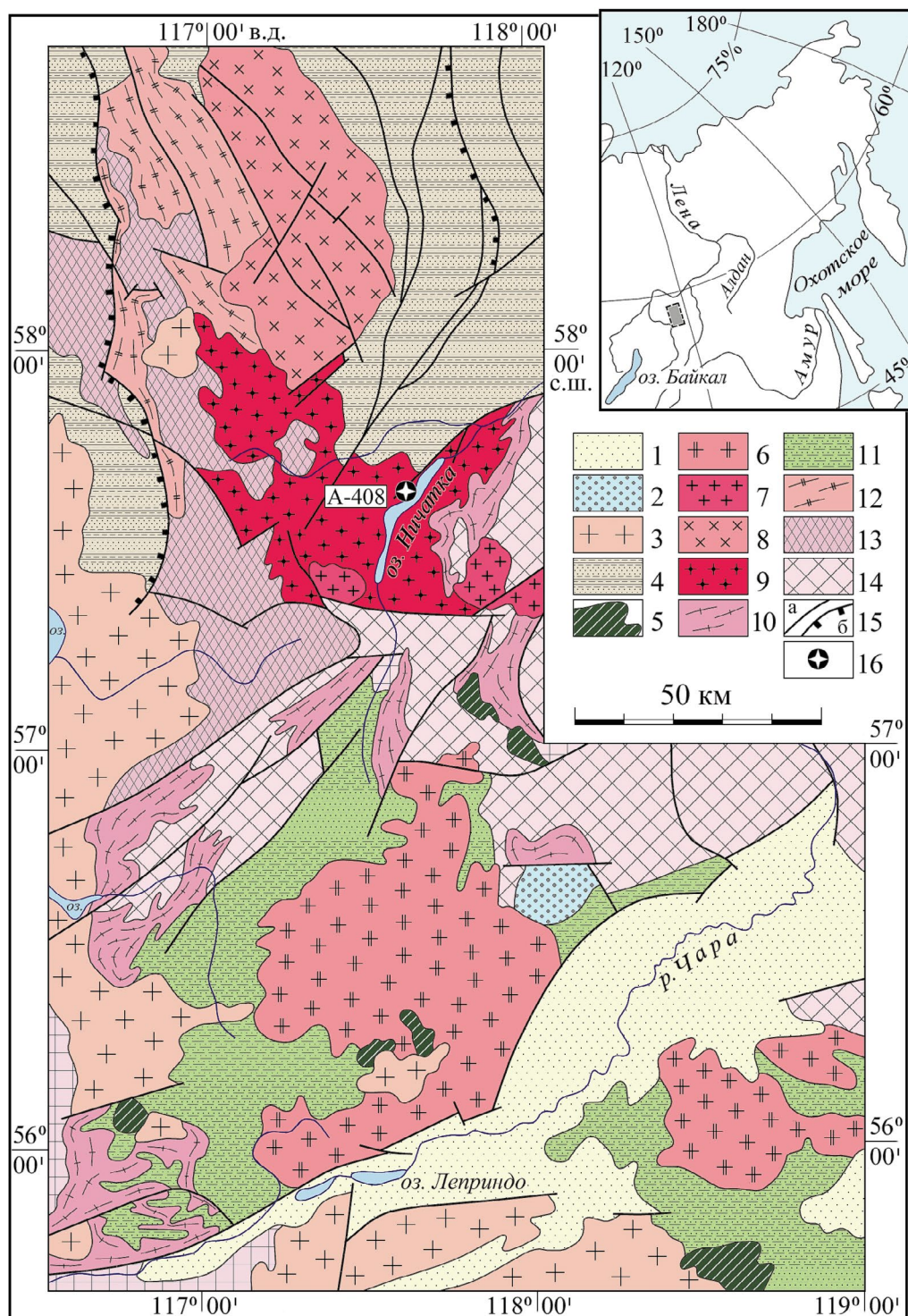


Рис. 3. Схема геологического строения зоны сочленения Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и Нечерского поднятия Байкальской складчатой области по (Ковач и др., 2024). Составлена Л.Б. Макарьевым.

1 – четвертичные отложения; 2 – юрские отложения наложенных впадин; 3 – палеозойские граниты; 4 – неопротерозойские толщи патомской серии; 5–11 – палеопротерозойские породы: 5 – расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии чинейского комплекса, 6–10 – гранитоидные комплексы: 6 – кодарский, 7 – березовский, 8 – ченчинский, 9 – ничатский, 10 – куандинский, 11 – метасадочные породы кодарской серии удоканского комплекса; 12, 13 – раннедокембрийские нерасчлененные комплексы Нечерского поднятия: 12 – граниты, гнейсограниты, 13 – гнейсограниты, мигматиты, гранулиты и кристаллические сланцы; 14 – архейские тоналиты, гнейсограниты, чарнокиты, эндрбиты и кристаллические сланцы Чаро-Олекминского геоблока; 15 – главные разломы (а) и надвиги (б); 16 – место отбора пробы для геохронологических исследований.

др., 2018). Эти же породы прорваны щелочными редкометалльными гранитами катугинского комплекса с возрастом от 2066 ± 6 до 2055 ± 7 млн лет (U–Pb метод по циркону, ID-TIMS; Ларин и др., 2002; Котов и др., 2015). В северо-западной части Кодарской подзоны, в зоне сочленения Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и Нечерского поднятия Байкало-Патомского складчатого пояса (рис. 3), метатерригенные породы кодарской серии прорваны гранитами ничатского комплекса с возрастом 1908 ± 4 млн лет (U–Pb метод по циркону, ID-TIMS; Ларин и др., 2006), что определяет верхнюю границу формирования этой серии (Ковач и др., 2024). Породы всех стратиграфических подразделений удоканского комплекса прорваны гранитоидами кодарского комплекса (от 1876 ± 4 до 1859 ± 2 млн лет; U–Pb метод по циркону, ID-TIMS; Ларин и др., 2000, 2021) и габброидами Чинейского массива (1867 ± 3 млн лет; U–Pb метод по циркону, ID-TIMS; Попов и др., 2009), а также дайками долеритов дороского комплекса (1757 ± 4 млн лет; U–Pb метод по бадделеиту, ID-TIMS; Gladkochub et al., 2022).

U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологические данные для детритового циркона из амфибол-биотитовых гнейсов (метапесчаников), которые вмещают щелочные граниты катугинского комплекса, свидетельствуют о том, что возраст их протолитов находится в интервале 2.08–2.06 млрд лет (Адамская и др., 2023). В то же время максимальный возраст накопления протолитов биотитовых сланцев (метаалевролитов) кодарской серии Кодарской подзоны составляет 2.02 млрд лет (Ковач и др., 2024).

Для решения вопросов о максимальном возрасте накопления и источниках сноса пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба выполнены дополнительные U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологические и Lu–Hf изотопные исследования детритового циркона, а также геохимические и Sm–Nd изотопно-геохимические исследования метатерригенных пород кодарской серии Удоканской и Кодарской подзон. Пробы биотитовых гнейсов У-02, У-04 и У-05 отобраны из береговых обнажений р. Катугин в южной части Удоканской подзоны (рис. 2). В этом районе породы кодарской серии испытали структурно-метаморфические преобразования в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации. Hf-изотопные исследования выполнены как для циркона из этих проб, так и для изученного ранее U–Th–Pb (LA-ICP-MS) методом детритового циркона из амфибол-биотитовых гнейсов, вмещающих Катугинский массив (Адамская и др., 2023), а также для циркона из биотитовых сланцев (метаалевролитов) кодарской серии Кодарской подзоны (рис. 3; Ковач и др., 2024). Геохимические и Nd-изотопные исследования выполнены также для пород кодарской серии южной

(р. Катугин) и северной (верховья р. Читканда) частей Удоканской подзоны (рис. 2) и Кодарской подзоны (рис. 3) Кодаро-Удоканского прогиба.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Выделение акцессорного циркона проводилось в ИГГД РАН по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изучение морфологических особенностей циркона осуществлялось с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA3 в режимах вторичных электронов и катодолюминесценции.

U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования циркона выполнены в ИГГД РАН с помощью системы лазерной абляции NWR-213 с камерой TwoVolumeTwo, совмещенной с ICP масс-спектрометром ELEMENT XR. Диаметр пучка лазера составлял 25 мкм, длительность измерения – 100 с (40 с – холостой по газу, 60 с – абляция). Калибровка производилась по стандартному циркону GJ-1 (Jackson et al., 2004). Для контроля качества аналитических данных использованы стандартные цирконы 91500 и Plešovice. Для стандартного циркона 91500 в ходе исследований получены средневзвешенные оценки возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1066 ± 6 млн лет (2σ , $n = 71$, СКВО = 0.35, вероятность = 1.000) и по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1067 ± 6 млн лет (2σ , $n = 71$, СКВО = 0.033, вероятность = 1.000). Для стандартного циркона Plešovice в ходе исследований получена средневзвешенная оценка возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 337 ± 2 млн лет (2σ , $n = 70$, СКВО = 0.0111, вероятность = 1.000). Полученные для стандартных цирконов значения возраста хорошо совпадают с рекомендованными данными (91500: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 1066.01 ± 0.61 млн лет, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 1063.51 ± 0.39 млн лет; Plešovice: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 337 ± 2 млн лет) (Horstwood et al., 2016). U–Th–Pb изотопные отношения рассчитаны в программе GLITTER 4.0 GEMOC (Van Achterbergh et al., 2001). Поправки на обычный свинец вводились с помощью программы ComPb (Andersen, 2002). Расчет конкордантных возрастов (Concordia Ages) производился в программе IsoplotR (Vermeesch, 2018). Только конкордантные оценки возраста принимались во внимание при построении гистограмм, кривых относительной вероятности и расчете максимумов возрастов (Peak Ages) (Gehrels, 2012). Результаты исследований представлены в дополнительных материалах к статье (ESM_1).

Sm–Nd изотопно-геохимические исследования выполнены в ИГГД РАН. Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный изотопный индикатор ^{149}Sm – ^{150}Nd , разлагались в тефлоновых бюксах в смеси $\text{HCl} + \text{HF} + \text{HNO}_3$ при температуре 110°C . Полнота разложения проверялась под бинокляром.

Редкоземельные элементы (РЗЭ) были выделены посредством стандартной катионообменной хроматографии на колонках смолы Bio-Rad AG® 50W-X8 200–400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm и Nd измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$ в Nd-стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512098 ± 5 ($n = 10$). Точность определения концентраций Sm и Nd – $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $\pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $\pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd.

При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах рассчитаны “коровые” (двустадийные) Nd-модельные возрасты $t_{\text{Nd(C)}}$ (Keto, Jacobsen, 1987) для отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ в архейской верхней коре (Taylor, McLennan, 1985).

Lu–Hf изотопные исследования циркона выполнены в Институте геологии Китайской академии геологических наук по методике (Wu et al., 2006) с использованием мультиколлекторного ICP-масс-спектрометра Thermo Finnigan Neptune и системы лазерной абляции Coherent GeoLas Pro UP-193. Диаметр пучка лазера составлял 40–50 мкм, длительность измерения около 30 с. Изотопные отношения $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$ (0.02658) и $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}$ (0.796218) были использованы для коррекции изотопной интерференции ^{176}Lu и ^{176}Yb с ^{176}Hf (Chu et al., 2002). Измеренные отношения $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ нормализованы к отношению $^{172}\text{Yb}/^{173}\text{Yb} = 1.35274$, а измеренные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ – к отношению $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$. Для контроля качества данных использовались стандарты циркона Plešovice, Temora и Qinghu. Для них в ходе исследований были получены средневзвешенные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282476 \pm 0.000008$ ($n = 5$), 0.282995 ± 5 ($n = 10$) и 0.282685 ± 7 ($n = 7$) соответственно, которые находятся в хорошем соответствии с “паспортными” данными (Wu et al., 2006; Sláma et al., 2008; Li et al., 2013).

При расчете величин $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ и значений Hf-модельных возрастов $t_{\text{Hf(DM)}}$ использованы константы распада $^{176}\text{Lu} \rightarrow ^{176}\text{Hf} = 1.867 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$ (Söderlund et al., 2004), значения CHUR по (Bouvier et al., 2008) ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$)

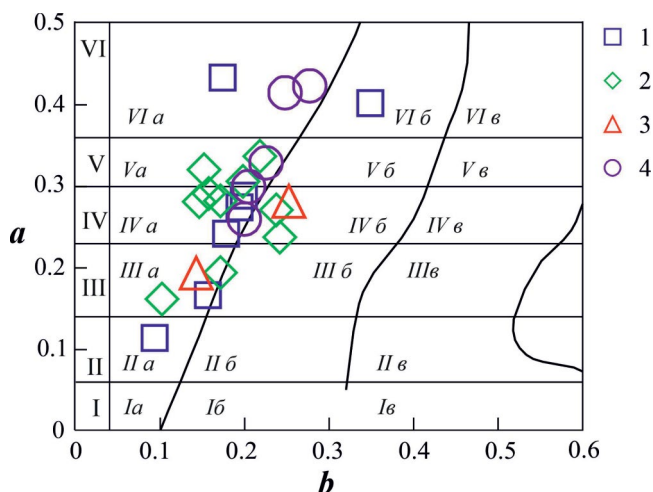


Рис. 4. Положение пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба на диаграмме a – b для осадочных пород по (Нееелов, 1980).

$a = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (ат. кол.), $b = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO}$ (ат. кол.). Поля составов: I – мономиктовые (кварцевые) псаммитолиты: Ia – слабокарбонатистые (слабожелезистые), Ib – карбонатистые (железистые), Iv – карбонатные (высокожелезистые – джеспилиты); II – олигомиктовые псаммитолиты, силициты: IIa – слабокарбонатистые (слабожелезистые), IIб – карбонатистые (железистые), IIв – карбонатные, карбонатно-железистые; III – кислые туффиты, субсилициты: IIIa – аркозы, субаркозы, IIIб – граувакковые песчаники, карбонатистые и железистые полимиктовые песчаники, туффиты среднего и основного состава; IIIв – карбонатные и карбонатно-железистые; IV – олигомиктовые алевролиты, кислые туффиты: IVa – полимиктовые алевролиты, IVб – граувакковые алевролиты, пелит-алевролитовые аргиллиты, туффиты основного состава, глиноземистые граувакки, карбонатистые и железистые алевролиты, IVв – карбонатные алевролиты, глиноземистые псаммитолиты; Va – алевропелитовые аргиллиты, Vб – алевропелитовые аргиллиты карбонатистые, железистые, Vв – алевропелитовые аргиллиты карбонатные; VIa – пелитовые аргиллиты, VIб – пелитовые аргиллиты карбонатистые, железистые, VIв – пелитовые аргиллиты карбонатные. Условные обозначения: 1 – биотитовые сланцы и гнейсы северной части Удоканской подзоны; 2 – биотитовые гнейсы южной части Удоканской подзоны; 3 – амфибол-биотитовые гнейсы из керна скважины Катугинского редкометалльного месторождения; 4 – биотитовые сланцы Кодарской подзоны.

и DM по (Griffin et al., 2000) ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$). Для расчета коровых (двустадийных) Hf-модельных возрастов $t_{\text{Hf(C)}}$ использовано среднекоровое отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0093$ (Vervoort, Patchett, 1996; Amelin et al., 1999).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохимическая характеристика

Принимая во внимание высокую степень метаморфизма пород кодарской серии, нами были рассчитаны значения дискриминатных функций

Таблица 2. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (мкг/г) элементов в метатерригенных породах кодарской серии удоканского комплекса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
№ обр.	267-5	267-9	268-10	268-12	422-3	446-2	446-4	OB-15-07	OB-15-12	Y-02	Y-03/1	Y-03/2	Y-04	Y-05	Y-08/1	Y-08/2	Yд-3	Y-07/1	Y-07/2	A-400	A-401	A-408	A-409	A-413
SiO ₂	81.43	56.87	68.50	74.84	54.69	65.33	63.60	63.52	61.31	67.32	63.91	66.78	67.29	71.50	63.91	65.39	78.50	70.54	61.05	65.66	59.59	62.39	55.73	53.97
TiO ₂	0.12	0.80	0.73	0.43	0.82	0.71	0.98	0.65	0.63	0.59	0.75	0.43	0.15	0.59	0.84	0.75	0.41	1.22	1.24	0.61	0.80	0.66	0.66	0.77
Al ₂ O ₃	7.88	20.92	14.08	10.57	18.68	15.21	15.57	16.52	17.53	13.59	14.72	16.01	16.05	11.79	17.39	16.16	10.80	11.61	14.59	14.46	16.60	15.85	19.60	19.38
Fe ₂ O _{3т}	4.31	6.59	5.23	5.21	8.16	6.65	6.95	6.92	6.09	5.23	7.17	4.70	4.43	6.72	6.18	6.54	2.99	6.34	8.20	6.55	7.76	6.76	7.78	9.05
MnO	0.03	0.04	0.09	0.11	0.79	0.08	0.12	0.11	0.15	0.21	0.23	0.22	0.08	0.11	0.10	0.08	0.08	0.02	0.11	0.17	0.10	0.16	0.11	0.10
MgO	1.23	3.11	3.55	2.49	4.60	3.76	3.59	2.86	2.24	1.75	4.00	2.40	1.30	2.34	2.38	2.24	0.73	1.35	2.73	2.76	3.81	3.48	3.94	4.95
CaO	0.47	0.55	1.09	1.50	6.62	0.71	0.86	1.86	4.45	6.86	2.34	2.69	2.98	1.39	0.63	0.89	2.50	1.61	4.45	2.35	1.54	1.42	2.64	1.94
Na ₂ O	2.95	2.36	1.48	1.85	0.86	1.68	1.60	2.24	2.73	0.20	2.24	3.63	3.96	1.30	1.82	2.13	1.68	3.46	4.02	1.77	2.86	3.72	3.53	3.64
K ₂ O	1.18	6.28	3.03	2.25	3.25	3.78	3.65	2.45	2.40	1.09	3.11	1.88	0.64	2.61	4.70	3.86	1.26	3.06	3.04	3.01	4.49	2.05	4.05	4.28
P ₂ O ₅	0.06	0.20	0.11	0.09	0.49	0.14	0.14	0.08	0.14	0.09	0.09	0.06	<0.05	0.06	0.10	0.08	0.12	0.14	0.17	0.10	0.13	0.15	0.09	0.08
Ппп	0.52	2.10	2.14	0.73	1.05	1.99	2.17	2.81	2.37	2.70	1.28	0.98	2.83	1.14	1.76	1.67	0.73	0.29	0.34	2.39	2.10	2.72	1.56	1.55
Сумма	100.17	99.82	100.03	100.07	100.01	100.04	99.23	100.02	100.02	99.63	99.84	99.78	99.70	99.55	99.81	99.80	99.80	99.63	99.93	99.83	99.79	99.36	99.69	99.71
ClA	53.3	64.4	65.1	56.6	53.3	65.6	66.1	63.2	53.9	49.5	56.8	55.5	56.0	61.4	65.7	63.7	55.9	49.7	45.1	58.4	57.6	59.6	56.8	58.0
ClW	58.3	81.8	76.7	65.1	59.2	79.6	79.4	70.3	58.6	51.7	65.3	59.8	57.4	72.0	81.3	76.3	60.1	57.9	50.2	67.2	69.3	65.0	65.1	67.3
ClV	1.30	0.94	1.07	1.30	1.30	1.14	1.13	1.03	1.06	1.16	1.33	0.98	0.84	1.27	0.95	1.02	0.89	1.47	1.62	1.18	1.28	1.14	1.15	1.27
DF1	-4.05	0.49	-4.70	-4.64	-1.51	-4.21	-3.88	-2.30	1.15	-2.44	-2.97	0.36	1.38	-4.95	-1.76	-1.90	-3.21	-0.13	2.27	-2.66	-0.85	-0.92	1.18	0.05
DF2	0.62	0.11	1.16	0.76	-0.03	0.91	1.22	0.85	-0.08	1.26	0.25	-0.31	0.17	1.23	0.73	0.66	1.01	-0.23	-1.38	0.86	-0.02	0.36	-0.71	-0.72
Sc	2.7	14.2	15.6	7.12	16.1		11.0	12.8	11.4	11.8	14.9	9.35	4.03	11.2	18.3	14.4		11.4	12.6	13.3	15.0	11.9	14.5	16.5
V	21	98	100	47	117		89	110	88	90	106	55	49	89	116	102	39	74	111	111	130	97	125	138
Cr	14.5	73	100	61	104		90	98	91	83	101	64	24	81	108	105	51	37	25	98	136	104	132	137
Co	9.8	16.5	7.9	13.3	30		14.6	14.0	15.6	11.2	19.9	9.2	17.3	15.0	10.9	8.8	8.0	15.1	19.4	11.6	21	16.7	17.8	21
Ni	19.80	33.3	17.20	25	41		33	26	29	40	53	27	66	44	44	38	12.0	27	30	43	73	51	64	78
Cu	16.3	5.2	1.9	16.6	12.5		10.8	12.4	71	60	67	63	68	42	45	80	32	43	38	66	66	68	41	64
Zn	46	78	100	86	115		109	64	66	67	183	111	98	76	142	145	75	75	96	128	176	162	173	197
Ga	8.7	30	17.4	14.1	23		18.4	19.0	18.4	15.4	18.3	15.5	18.4	14.5	24	21	10.1	17.6	26	20	23	19.3	21	23
Rb	62	197	95	89	173		136	115	117	59	132	73	19	108	167	155	60	281	163	237	276	159	251	197
Sr	108	98	104	80	206		93	87	229	64	263	334	81	82	111	155	211	90	160	251	192	103	246	198

Таблица 2. Окончание

Y	8.1	28	16.5	17.8	30		22	16.1	23	22	20	19	23	16.8	27	20	20	80	59	18.0	20	14.5	19.4	23
Zr	80	203	109	107	203		136	93	132	131	170	109	200	134	179	169	238	245	454	97	139	118	110	118
Nb	5.5	25	11.2	8.1	12.4		14.2	12.0	13.3	7.6	12.9	7.8	13.6	7.6	16.8	13.9	10.2	43	69	11.0	16.2	12.4	11.2	14.1
Ba	139	1880	704	428	931		695	360	311	79	546	420	314	589	816	650	410	448	454	800	1080	286	580	431
La	15.4	43	36	69	36		37	26.4	35	22.0	36	25.0	39	26.6	58	43	34	49	94	41	34	27.1	23.7	30.4
Ce	30.4	88	69	133	71		72	50	67	43	71	50	83	53	118	90	67	103	183	78	69	55	48	61
Pr	3.4	10.0	7.9	14.3	8.2		8.3	5.7	7.9	5.2	8.0	5.4	8.7	5.6	12.9	9.5	7.1	10.8	19.3	9.0	8.1	6.3	5.7	7.1
Nd	12.7	36	28.3	51	31.4		30.6	20.6	28.5	21.2	29.4	20.9	31.5	21.6	49	38	26.4	41	71	31.4	29.1	21.5	20.7	26.1
Sm	2.20	6.7	5.0	8.7	6.4		5.7	4.1	5.4	4.5	5.3	3.7	6.5	4.4	9.9	7.1	5.8	8.9	15.5	5.4	5.5	3.5	3.8	4.8
Eu	0.52	1.35	1.09	1.61	1.30		1.10	1.00	1.36	0.91	1.27	1.48	0.88	0.73	1.57	1.08	1.10	1.45	1.48	1.08	1.35	0.79	1.39	1.24
Gd	1.92	5.8	4.1	6.7	6.3		4.7	3.6	4.8	4.1	4.4	3.1	5.1	3.3	6.2	5.4	4.7	7.8	12.1	4.3	4.4	3.04	3.4	4.1
Tb	0.27	0.87	0.58	0.90	0.97		0.67	0.50	0.70	0.62	0.67	0.43	0.67	0.50	0.81	0.69	0.75	1.36	1.80	0.59	0.67	0.46	0.56	0.65
Dy	1.53	5.0	2.95	4.4	5.5		3.8	2.90	4.0	3.4	4.0	3.11	3.8	3.2	5.5	4.2	3.8	11.1	11.9	3.4	3.8	2.61	3.3	4.0
Ho	0.27	1.02	0.60	0.77	1.06		0.76	0.59	0.85	0.76	0.78	0.63	0.72	0.62	1.06	0.73	0.75	2.45	2.14	0.65	0.75	0.52	0.67	0.80
Er	0.77	2.92	1.69	2.00	2.55		2.08	1.53	2.27	2.27	2.28	2.43	2.31	1.96	3.3	2.31	1.77	10.5	7.3	1.86	2.25	1.58	2.00	2.41
Tm	0.10	0.40	0.23	0.26	0.37		0.31	0.21	0.35	0.30	0.35	0.36	0.40	0.30	0.52	0.34	0.27	2.11	0.93	0.26	0.34	0.24	0.30	0.36
Yb	0.78	2.61	1.65	1.72	2.36		2.11	1.56	2.38	1.83	2.05	2.44	3.06	1.70	3.01	2.32	2.22	16.5	6.1	1.80	2.33	1.80	1.95	2.57
Lu	0.12	0.38	0.25	0.24	0.36		0.31	0.23	0.38	0.23	0.27	0.38	0.37	0.23	0.40	0.33	0.30	2.22	0.78	0.27	0.35	0.28	0.30	0.38
Hf	2.3	5.7	3.3	3.0	5.6		4.1	2.9	3.9	3.6	4.9	3.3	6.2	3.7	5.3	4.8	5.6	6.6	11.7	2.9	4.3	3.6	3.5	3.7
Ta	0.46	2.5	1.19	0.79	1.54		1.43	1.34	1.37	0.81	0.91	0.59	1.20	0.69	1.24	0.92	0.75	2.1	3.9	0.88	1.23	0.95	0.81	1.09
Pb	10.3	10.6	20	18.2	23		18.7	9.2	11.7	11.3	26	41	11.8	14.6	22	30	35	26	15.0	6.1	15.5	7.7	12.3	13.8
Th	4.1	13.1	11.5	6.6	10.0		11.3	9.9	11.7	10.7	11.8	7.8	19.6	11.4	17.3	13.8	9.9	113	15.4	11.4	11.0	9.3	9.6	11.4
U	1.14	3.5	2.8	1.87	3.0		3.0	2.3	3.1	2.8	3.1	2.2	7.9	2.4	4.4	4.1	2.1	1.66	2.3	3.3	3.8	5.7	2.4	2.8
La/Yb	14.2	11.7	15.4	28.7	10.9		12.6	12.1	10.5	8.6	12.5	7.3	9.2	11.2	13.7	13.4	11.0	2.1	11.0	16.5	10.5	10.8	8.7	8.5
La/Sm	4.52	4.09	4.62	5.12	3.62		4.21	4.12	4.22	3.14	4.34	4.39	3.91	3.94	3.76	3.93	3.77	3.57	3.90	5.00	3.99	4.96	4.06	4.05
Gd/Yb	2.04	1.84	2.04	3.21	2.22		1.83	1.88	1.67	1.84	1.78	1.03	1.39	1.63	1.71	1.91	1.77	0.39	1.64	1.99	1.56	1.40	1.45	1.33
Eu/Eu*	0.77	0.66	0.74	0.65	0.62		0.65	0.80	0.82	0.65	0.80	1.35	0.47	0.58	0.61	0.53	0.64	0.53	0.33	0.69	0.84	0.74	1.19	0.85

Примечания. Образцы: 1–7 – биотитовые сланцы и гнейсы северной части Удоканской подзоны; 8–17 – биотитовые гнейсы южной из береговых обнажений р. Катугин южной части Удоканской подзоны; 18–19 – амфибол-биотитовые гнейсы южной части Удоканской подзоны, скважина С-8 (Катугинское редкометалльное месторождение); 20–24 – биотитовые сланцы Кодарской подзоны. Дискриминантные функции для определения первичной природы метаморфических пород DF1 (Show, 1972) и DF2 (Великоставинский и др., 2013): $DF1 = 10.44 - 0.21SiO_2 - 0.32Fe_2O_3 - 0.98MgO + 0.55CaO + 1.46Na_2O + 0.54K_2O$; $DF2 = -0.23961SiO_2 - 0.16192TiO_2 - 0.24865Al_2O_3 - 0.27765FeO - 0.48052CaO - 0.78943Na_2O - 0.45639K_2O - 0.10084P_2O_5 + 26.64$. Породы, имеющие первично-осадочное происхождение, характеризуются значениями функции DF1 меньше 0 и DF2 > 0.3, для пород первично-магматического происхождения DF1 > 1.9, DF2 < -0.8.

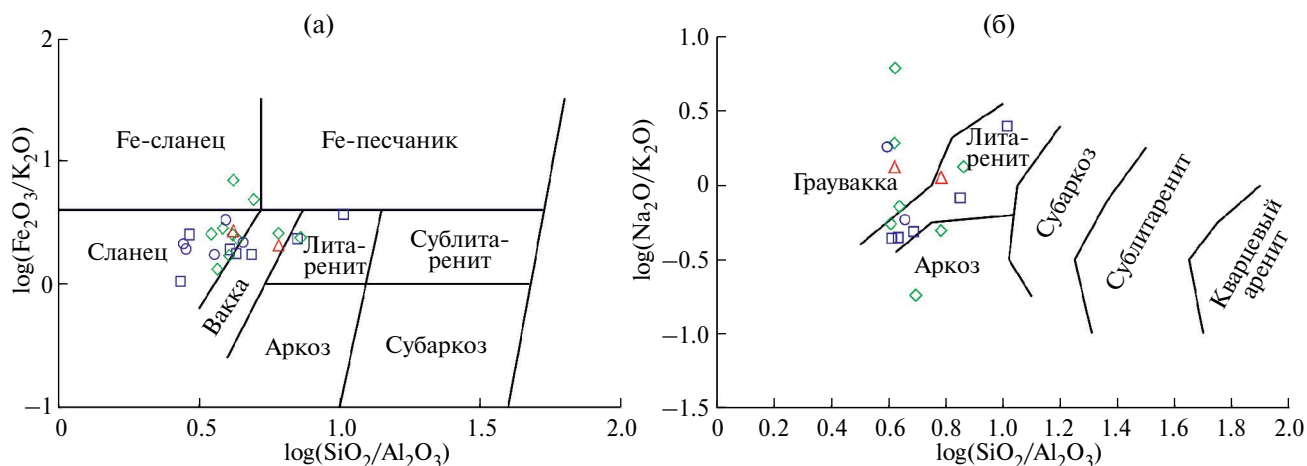


Рис. 5. Диаграммы (а) $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ – $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Herron et al., 1988), (б) $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ – $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Pettijohn et al., 1972) для метатерригенных пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба. Условные обозначения см. на рис. 4.

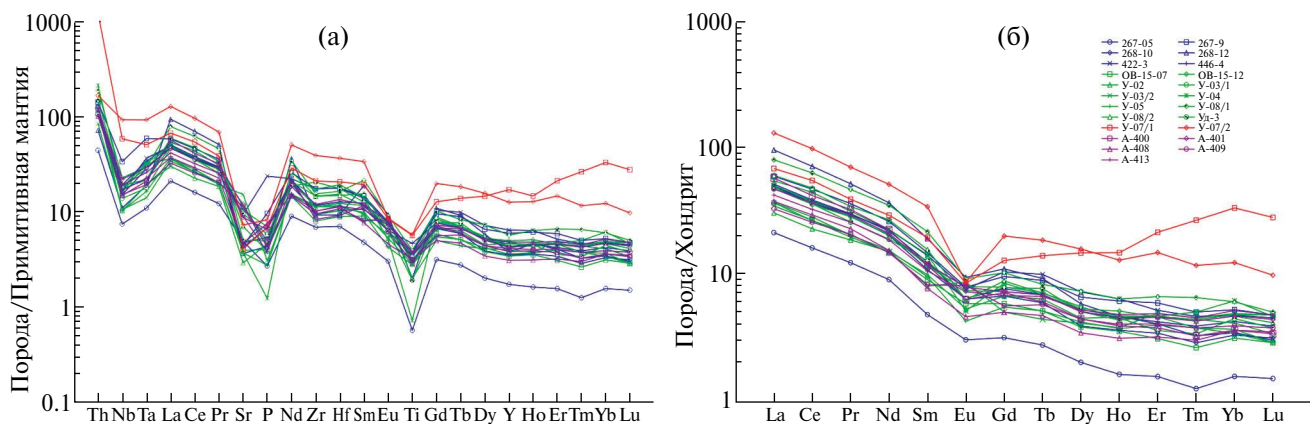


Рис. 6. Нормированное к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) и хондриту (Taylor, McLennan, 1985) распределение редких (а), редкоземельных (б) элементов в метатерригенных породах кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба. Условные обозначения см. на рис. 4.

DF1 (Show, 1972) и DF2 (Великославинский и др., 2013) для определения первичной природы метаморфических пород. Как видно из табл. 2, значения DF1 и DF2 исследованных образцов, кроме пробы У-07/2, соответствуют величинам для первично-осадочных пород или области неопределенности составов магматических и осадочных пород. По химическому составу биотитовые ($\pm$ амфибол) сланцы и гнейсы кодарской серии Удоканской и Кодарской подзон Кодаро-Удоканского прогиба соответствуют аркозам и субаркозам, полимиктовым и граувакковым алевролитам, алевропелитовым и пелитовым аргиллитам, а также олигомиктовым псаммитолитам по классификации А.Н. Нелова (1980) (рис. 4). На классификационной диаграмме $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ – $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Herron, 1988) фигуративные точки составов изученных пород находятся преимущественно в полях сланцев, граувакк и литаренитов, а два образца — в поле

железистых сланцев (рис. 5а). По классификации (Pettijohn et al., 1972), метапесчаники и метаалевролиты кодарской серии соответствуют грауваккам, литаренитам и аркозам (рис. 5б).

Метатерригенные породы кодарской серии характеризуются преимущественно низкими и умеренными значениями химического индекса изменения (CIA; Nesbitt, Young, 1982) и химического индекса выветривания (CIW, Harnois, 1988) — 50–66 и 52–82 соответственно, высокими величинами индекса химической вариации (ICV; Cox et al., 1995) от 0.8 до 1.3 (табл. 2). Необходимо отметить, что породы северной и южной частей Удоканской подзоны, а также Кодарской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба не различаются между собой по петрохимическим характеристикам. Исключение составляют амфибол-биотитовые гнейсы (граувакковые алевролиты и аркозы), вмещающие редкометалльные граниты Катугинского массива

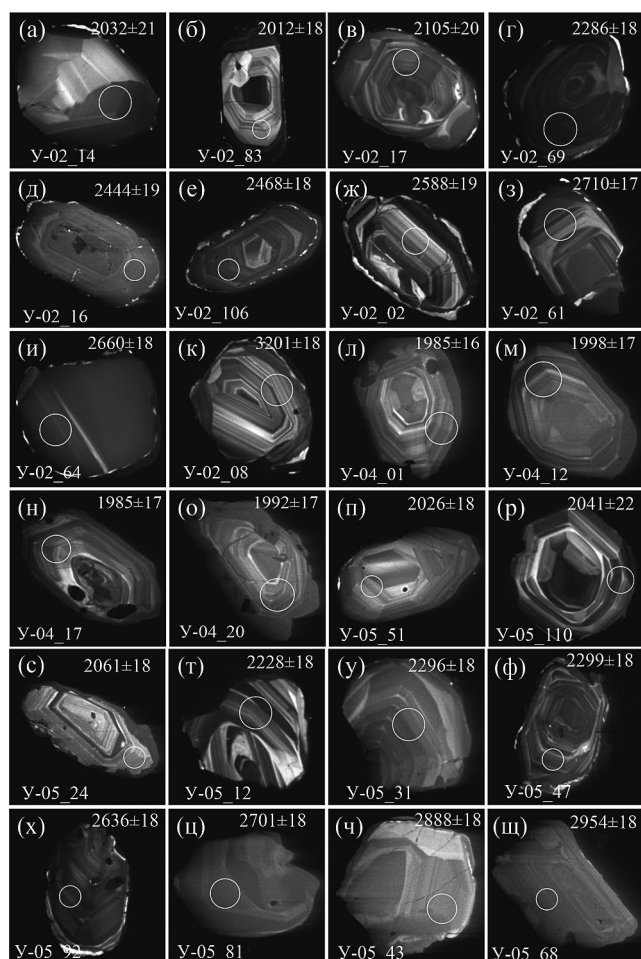


Рис. 7. Микрофотографии зерен циркона из метатерригенных пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба, выполненные на сканирующем электронном микроскопе VEGA3 TESCAN в режиме катодолуминесценции. Белым кругом показано место анализа. Диаметр круга равен 25 мкм. Указаны номер пробы и зерна (Y-02_14 и т.п.) и конкордантный возраст, млн лет (2032 ± 21 и т.п.).

и характеризующиеся наибольшим значением индекса $ICV = 1.47–1.62$ и минимальными значениями индексов $CIA = 45–50$ и $CIW = 50–58$.

Метатерригенные породы кодарской серии характеризуются умеренно фракционированным распределением редких элементов с отчетливыми отрицательными минимумами Nb–Ta, Sr–P и Ti, умеренно фракционированным распределением РЗЭ ($La_N/Yb_N = 7.3–16.5$ и 28.7) с обогащением легкими РЗЭ ($La_N/Sm_N = 3.1–5.1$) и слабо фракционированным распределением тяжелых РЗЭ ($Gd_N/Yb_N = 1.0–3.2$), преимущественно отрицательными Eu-аномалиями ($Eu/Eu^* = 0.5–0.8$ и $1.2–1.4$) (табл. 2, рис. 6). Однако амфибол-биотитовые гнейсы, вмещающие Катугинский массив, отличаются повышенными содержаниями Th, Nb, Ta, Zr, Hf и РЗЭ, что может быть связано с наложенными процессами, обусловленными внедрением щелочных редкометалльных гранитов.

Результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритового циркона

Результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритового циркона из проб биотитовых гнейсов кодарской серии южной части Удоканской подзоны, отобранных из береговых обнажений р. Катугин (пробы Y-02, Y-04, Y-05), представлены в дополнительных материалах к статье (ESM_1) и на рис. 7, 8. Там же приведены аналитические данные для детритового циркона из амфибол-биотитовых гнейсов, отобранных из скважины, пересекающей Катугинский массив редкометалльных гранитов (проба Y-07/1), результаты изучения которого были рассмотрены ранее (Адамская и др., 2023).

Циркон, выделенный из биотитовых гнейсов, представлен зернами различной морфологии – от субидиоморфных кристаллов (рис. 7д, 7е, 7н, 7п, 7р) до округлых зерен (рис. 7и, 7х). Для большинства зерен циркона характерна тонкая и грубая осцилляторная зональность и присутствие расплавных включений, что свидетельствует об их магматическом генезисе. Для многих зерен циркона характерно наличие тонкой незональной оболочки с высокой и/или низкой люминесценцией (например, рис. 7б, 7е, 7и, 7с и др.) и присутствием флюидных включений. Образование этих оболочек, по всей видимости, было связано с наложенными метаморфическими процессами. Присутствие метаморфогенной оболочки затрудняет, а в ряде случаев делает невозможным оценку степени окатанности зерен детритового циркона.

Из пробы биотитового гнейса Y-02 было отобрано 151 зерно циркона и проанализировано 109 зерен в 110 точках. Для них было получено 87 конкордантных оценок возраста, которые находятся в интервалах 1987–2149, 2228–2329, 2372–2494, 2543–2602 и 2660–2774 млн лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов около 2.04 ($n = 33$), 2.28 ($n = 7$), 2.38 ($n = 5$), 2.45 ($n = 7$), 2.59 ($n = 4$) и 2.71 ($n = 8$) млрд лет (табл. 3, рис. 8а). Единичные зерна циркона имеют конкордантные возрасты 1859, 2840–2849, 3005, 3086 и 3201 млн лет (табл. 3). Четыре проанализированные оболочки циркона имеют возраст по отношению $^{206}Pb/^{207}Pb$ от 1865 до 1934 млн лет, а одна – конкордантный возраст 2543 ± 18 млн лет (ESM_1).

Из пробы биотитового гнейса Y-04 проанализировано 59 зерен циркона, и для 35 из них получены конкордантные оценки возраста. Они находятся в интервале 1947–2006 млн лет с максимумом на кривой относительной вероятности возрастов около 1.99 млн лет ($n = 33$) (табл. 3, рис. 8б). Два зерна имеют конкордантные оценки возраста 1920 и 1921 млн лет. Необходимо отметить, что только для

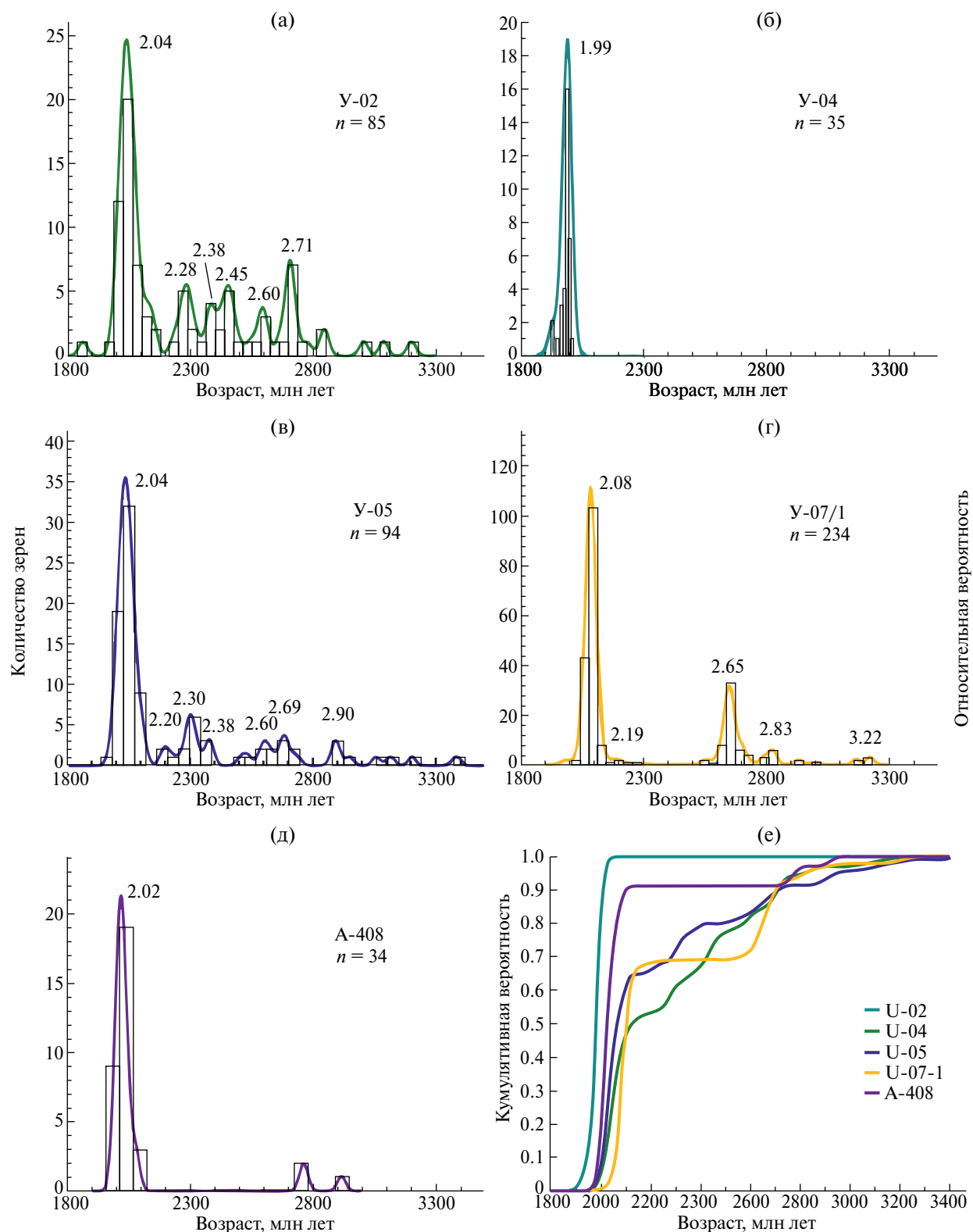


Рис. 8. Гистограмма и диаграмма относительной вероятности (а–д) и кумулятивная вероятность (е) возрастов для детритового циркона из метатерригенных пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба.

Цифрами на кривых относительной вероятности показаны максимумы возраста (млрд лет), рассчитанные в программе (Peak Ages) (Gehrels, 2012). $n = 85$ – количество конкордантных оценок возраста.

Таблица 3. Результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритового циркона из метатерригенных пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба, Алданский щит

№ п/п	№ обр.	Порода (протолит)	Интервал возрастов, млн лет	Максимум, млн лет*	Кол-во зерен**
Удоканская подзона					
1	У-02	биотитовый гнейс (метаалевролит)	1987—2149	2037	33
			2228—2329	2281	7
			2372—2494	2384	5
				2451	7
			2543—2602	2592	4
			2660—2774	2705	8
			2840, 2849, 3005, 3086, 3201	—	—
2	У-04	биотитовый гнейс (метаалевролит)	1920, 1921	—	—
			1947—2006	1986	32
3	У-05	биотитовый гнейс (метапесчаник)	1975—2110	2034	50
			2194—2228	2198	3
			2269—2380	2301	3
				2378	3
			2509, 2538	—	—
			2593—2738	2606	4
				2685	4
4	У-07/1	амфибол-биотитовый гнейс (метапесчаник)	2888—2954	2897	3
			3063, 3122, 3210, 3394	—	—
			1971—2263	2084	142
				2186	3
			2551—2740	2650	42
			2787—2839	2825	7
			3167—3226	3225	3
Кодарская подзона					
5	А-408	биотитовый сланец (метаалевролит)	1990—2082	2017	28
			2758, 2770, 2918	—	—
Кодарская серия					
6	Все пробы		1920—2954	2080	200
				2196	7
				2294	15
				2381	7
				2452	7
				2551	6
				2651	50
				2828	8
				2902	4
				2930	5
			3002—3086	—	—
			3122—3226	3171	3
				3219	5
			3394	—	—

Таблица 3. Окончание

№ п/п	№ обр.	Порода (протолит)	Интервал возрастов, млн лет	Максимум, млн лет*	Кол-во зерен**
7	Все кроме У-07/1		1920-2149	2022	115
			2194-2774	2295	14
				2381	7
				2452	7
				2535	3
				2598	7
				2700	12
			2840-2954	2901	4
			3005-3394	-	-

* Максимум — максимум возраста на кривой плотности вероятности возрастов, рассчитанный в программе AgePick (Gehrels, 2012). ** Количество зерен — количество анализов, которые дают вклад в вероятность максимума возраста. Данные для пробы У-07/1 по (Адамская и др., 2023). Данные для пробы А-408 по (Ковач и др., 2023).

одного зерна циркона из этой пробы биотитовых гнейсов получена оценка возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 3211 ± 27 млн лет (дискордантность D = 59.2; ESM_1), тогда как остальные

дискордантные оценки возраста находятся в интервале от 1989 до 2043 млн лет.

Из пробы биотитового гнейса У-05 было отобрано 146 и проанализировано 117 зерен циркона. Получено 94 конкордантные оценки возраста, которые находятся в интервалах 1975–2110, 2194–2228, 2269–2380, 2593–2738 и 2888–2954 млрд лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов около 2.03 ($n = 50$), 2.20 ($n = 3$), 2.30 ($n = 3$), 2.38 ($n = 3$), 2.61 ($n = 4$), 2.69 ($n = 4$) и 2.90 ($n = 3$) млрд лет (табл. 3, рис. 8в). Отдельные зерна циркона имеют конкордантные оценки возраста 2509, 2538, 3063, 3122, 3210 и 3394 млн лет.

Ранее (Адамская и др., 2023) для циркона из амфибол-биотитового гнейса (проба У-07/1), вмещающего Катугинский массив, получено 235 конкордантных оценок возраста в интервалах 1971–2139, 2174–2263, 2519–2740, 2787–2839, 3167–3226 млн лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов 2.08 ($n = 142$), 2.19 ($n = 3$), 2.65 ($n = 42$), 2.83 ($n = 7$) и 3.23 ($n = 3$) млрд лет (табл. 3, рис. 8г). Также для циркона из биотитовых гнейсов кодарской серии Кодарской подзоны (проба А-408) получены конкордантные оценки возраста в интервале 1990–2047 млн лет с максимумом на кривой относительной вероятности возрастов около 2.02 млрд лет ($n = 28$) (табл. 3, рис. 8д) (Ковач и др., 2024).

Lu–Hf изотопная систематика

Результаты Lu–Hf (LA-MC-ICP-MS) изотопных исследований детритового циркона из проб биотитовых гнейсов кодарской серии южной части Удоканской подзоны, отобранных из береговых обнажений р. Катугин (пробы У-02, У-05), и амфибол-биотитовых гнейсов из обнажения Катугинского массива (проба У-07/1),

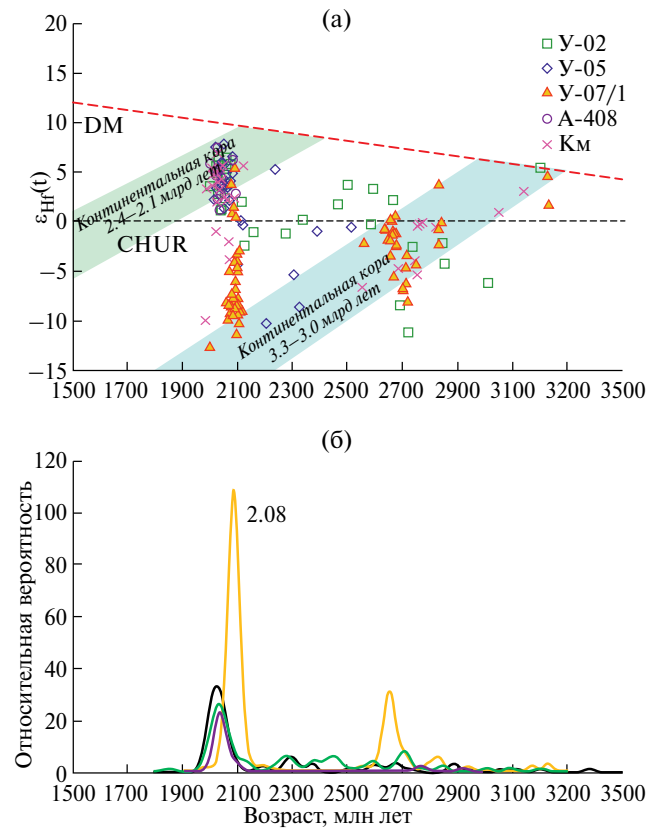


Рис. 9. Диаграмма $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ —возраст (а) и диаграмма относительной вероятности возрастов (б) для детритового циркона из метатерригенных пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба. Км — детритовый циркон из метатерригенных пород кеменской серии (Kovach et al., 2023).

Таблица 4. Sm–Nd изотопные данные для метатерригенных пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба, Алданский щит

№ обр.	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\sigma_{\text{изм.}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd(DM)}}$, млн лет	$t_{\text{Nd(C)}}$, млн лет
Удоканская подзона, северная часть*								
267-9	6.23	33.9	0.1113	0.511303 ± 10	–26.0	–5.3	2741	2820
268-10	5.39	31.0	0.1050	0.511395 ± 5	–24.3	–2.0	2459	2548
268-12	11.24	68.1	0.0998	0.511435 ± 6	–23.5	0.1	2293	2377
422-3	6.05	32.4	0.1129	0.511602 ± 10	–20.2	0.2	2339	2372
446-2	5.62	30.9	0.1101	0.511466 ± 8	–22.9	–1.8	2475	2536
Удоканская подзона, южная часть								
ОВ-15-07	4.21	23.0	0.1108	0.511278 ± 2	–26.5	–5.7	2766	2851
ОВ-15-12	6.17	33.5	0.1113	0.511486 ± 3	–22.5	–1.7	2474	2527
У-02	4.52	21.2	0.1288	0.511707 ± 4	–18.2	–1.7	2587	2523
У-03/1	4.43	24.7	0.1084	0.511461 ± 4	–23.0	–1.5	2442	2509
У-03/2	3.35	18.64	0.1085	0.511456 ± 2	–23.1	–1.6	2451	2519
У-04	5.05	29.1	0.1050	0.511483 ± 3	–22.5	–0.2	2335	2405
У-05	3.85	21.4	0.1085	0.511276 ± 3	–26.6	–5.1	2709	2808
У-07/1	7.10	36.8	0.1167	0.511379 ± 3	–24.6	–5.1	2775	2806
У-07/2	12.38	67.7	0.1105	0.511432 ± 3	–23.5	–2.6	2534	2598
У-08/1	8.33	50.3	0.1001	0.511370 ± 3	–24.7	–1.2	2384	2487
Кодарская подзона								
А-400	5.12	31.0	0.0999	0.511288 ± 4	–26.3	–2.8	2491	2617
А-401	4.94	27.1	0.1099	0.511506 ± 4	–22.1	–1.0	2412	2467
А-408	3.34	20.2	0.1002	0.511521 ± 4	–21.8	1.7	2187	2247
А-409	4.16	22.6	0.1113	0.511482 ± 4	–22.5	–1.8	2480	2533

Примечание. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и значения коровых (двустадийных) Nd-модельных возрастов $t_{\text{Nd(C)}}$ рассчитаны на возраст 1900 млн лет. * Анализы из работы (Подковыров и др., 2006).

а также из биотитовых сланцев кодарской серии Кодарской подзоны (проба А-408) представлены в дополнительных материалах к статье (ESM_2) и на рис. 9.

Циркон с возрастом около 2.07–1.99 млрд лет из проб биотитовых гнейсов Удоканской подзоны, а также из пробы биотитовых сланцев Кодарской подзоны характеризуется положительными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от +1.2 до +7.6 и палеопротерозойскими коровыми Hf-модельными возрастaми $t_{\text{Hf(C)}} = 2.5\text{--}2.1$ млрд лет (рис. 9). Циркон с возрастом 2.11–1.99 млрд лет из амфибол-биотитовых гнейсов обрамления Катугинского массива обладает преимущественно отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от –11.9 до –2.6 и архейскими Hf-коровыми модельными возрастaми в интервале 3.1–2.7 млрд лет. Только 5 из 40 зерен циркона из этой пробы имеют положительные величины $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от +0.6 до +5.5 и палеопротерозойские значения $t_{\text{Hf(C)}} = 2.5\text{--}2.3$ млрд лет.

Детритовый циркон других возрастных групп характеризуется широкими вариациями величин $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ и Hf-коровых модельных возрастов: палеопротерозойский циркон – $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от –9.7 до +5.2, $t_{\text{Hf(C)}} = 3.0\text{--}2.4$ млрд лет; неoarхейский циркон – $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от –10.5 до +4.8, $t_{\text{Hf(C)}} = 3.6\text{--}2.8$ млрд лет; мезоархейский циркон – $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от –5.8 до +5.4, $t_{\text{Hf(C)}} = 3.6\text{--}3.0$ млрд лет (рис. 9, ESM_2).

Sm–Nd изотопная систематика

Полученные и опубликованные ранее (Подковыров и др., 2006) Sm–Nd изотопные данные для метатерригенных пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба представлены в табл. 4. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ в изученных метапесчаниках, метаалевролитах и метааргиллитах рассчитаны на возраст 1900 млн лет, отвечающий верхней возрастной границе накопления пород кодарской серии Кодарской подзоны (Ковач и др., 2024).

Биотитовые гнейсы и сланцы северной части Удоканской подзоны характеризуются преимущественно слабо отрицательными и положительными величинами $\epsilon_{Nd}(1.9)$ от -2.0 до $+0.2$ и палеопротерозойскими значениями Nd-модельных возрастов $t_{Nd(DM)} = 2.5-2.3$ млрд лет ($t_{Nd(C)} = 2.4-2.3$ млрд лет). Один образец биотитового сланца отличается умеренно отрицательной величиной $\epsilon_{Nd}(1.9) = -5.3$ и неоархейским Nd-модельным возрастом 2.7 млрд лет ($t_{Nd(C)} = 2.8$ млрд лет). Аналогичные вариации величин $\epsilon_{Nd}(1.9)$ от -5.7 до -0.2 и значений $t_{Nd(DM)} = 2.8-2.3$ млрд лет ($t_{Nd(C)} = 2.9-2.4$ млрд лет) установлены для биотитовых гнейсов и сланцев южной части Удоканской подзоны. Биотитовые сланцы Кодарской подзоны имеют величины $\epsilon_{Nd}(1.9)$ от -2.8 до $+1.7$ и значения $t_{Nd(DM)} = 2.5-2.2$ млрд лет ($t_{Nd(C)} = 2.6-2.2$ млрд лет).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возраст кодарской серии удоканского комплекса

Наиболее молодые максимумы возраста для детритового циркона из метатерригенных пород кодарской серии составляют 1.99 , 2.03 и 2.04 млрд лет для проб металавролитов и метапесчаников южной части Удоканской подзоны, 2.08 млрд лет для пробы метапесчаников, вмещающих Катугинский массив редкометалльных гранитов, 2.02 млрд лет для металавролита кодарской серии Кодарской подзоны (рис. 8; табл. 3). Расчет максимумов возрастов для всей совокупности данных показал, что вследствие относительно больших погрешностей метода LA-ICP-MS полученные оценки возрастов перекрываются между собой и дают самый молодой максимум возраста 2.08 млрд лет ($n = 200$) (табл. 3). При этом наиболее значительный вклад в оценку возраста вносят данные для пробы У-07/1, для которой получено 234 конкордантные оценки возраста. Кроме того, только для циркона из указанной пробы получена статистически значимая оценка возраста около 2.65 млрд лет ($n = 42$), не установленная в других изученных образцах. Исключение этой пробы из расчетов дает наиболее молодой максимум возраста 2.02 млрд лет ($n = 115$) (табл. 3). Сравнение возрастов циркона отдельных проб в программе K-S test (Gehrel, 2012) показало, что только пробы У-02 и У-05 сопоставимы между собой (вероятность (P) того, что два образца относятся к одной и той же популяции, составляет 0.248), тогда как остальные пробы значительно различаются. Исключение из расчета возрастов древнее 2100 млн лет свидетельствует о высоком сходстве между собой циркона из проб У-02 и У-05 ($P = 1.000$), У-02 и А-408 ($P = 0.254$), а также У-05 и А-408 ($P = 0.428$) и существенном отличии

возрастов циркона из проб У-04 и У-07/1. Таким образом, есть все основания предполагать, что циркон палеопротерозойского ($2.04-2.02$ млрд лет) возраста поступал в отложения кодарской серии из сходных по возрасту источников как в Удоканской, так и в Кодарской подзонах Кодаро-Удоканского прогиба.

Амфибол-биотитовые гнейсы из обрамления Катугинского массива отличаются присутствием детритового циркона с возрастом 2.65 и 2.82 млрд лет, не установленного в других биотитовых гнейсах и сланцах кодарской серии (табл. 3), а также по Hf-изотопному составу детритового циркона палеопротерозойского возраста (рис. 9). В этих гнейсах преобладает циркон с отрицательными величинами $\epsilon_{Hf}(t)$ от -11.9 до -2.6 и архейскими Hf-коровыми модельными возрастами $t_{Hf(C)} = 3.1-2.7$ млрд лет. Лишь единичные зерна циркона из этой пробы имеют положительные величины $\epsilon_{Hf}(t)$ от $+0.6$ до $+5.5$ и палеопротерозойские значения модельных возрастов в интервале $2.5-2.3$ млрд лет, сопоставимые с Hf-изотопными характеристиками палеопротерозойского циркона из биотитовых гнейсов и сланцев кодарской серии ($\epsilon_{Hf}(t)$ от $+1.2$ до $+7.6$, $t_{Hf(C)} = 2.5-2.1$ млрд лет).

Амфибол-биотитовые гнейсы вмещают щелочные граниты катугинского комплекса (от 2055 ± 7 до 2066 ± 6 млн лет; U–Pb ID-TIMS; Ларин и др., 2002; Котов и др., 2015), что позволяет оценить возраст протолитов этих гнейсов в интервале $2.08-2.05$ млрд лет (Адамская и др., 2023). Также в обрамлении Катугинского массива установлены биотитовые плагиограниты с возрастом 2105 ± 6 млн лет (U–Pb метод по циркону, ID-TIMS), которые прорывают породы кодарской серии и совместно с ними подвергаются структурно-метаморфическим преобразованиям в условиях амфиболитовой фации (Котов и др., 2018). Все вышесказанное, наряду с анорогенной природой гранитов катугинского комплекса (Gladkochub et al., 2017), свидетельствует о “внекодарской” природе вмещающих Катугинское редкометалльное месторождение метатерригенных пород и их нахождении в аллохтонном залегании. Необходимо отметить, что южная часть Удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба находится в зоне сочленения Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и Каларского блока Станового структурного шва (рис. 1). По данным (Государственная..., 2010), здесь присутствуют тектонические пластины динамометаморфических образований плагиогнейсового, амфиболитового и кварцито-сланцевого комплексов. Породы последнего обычно сопоставляются с низами разреза удоканского комплекса. Не исключено, что в южной части Удоканской подзоны произошло совмещение тектонических пластин различного возраста, относящихся как

к кодарской серии удоканского комплекса, так и к метаморфическим комплексам Станового структурного шва.

Возраст 1.99 млрд лет, отвечающий максимуму на кривой относительной вероятности для пробы биотитового гнейса У-04, также статистически значимо отличается от других наиболее молодых максимумов возрастов. В настоящее время нельзя с уверенностью утверждать, что опробованные коренные выходы биотитовых сланцев представляют собой отдельную тектоническую пластину, сложенную более молодыми породами. Таким образом, в качестве максимального возраста накопления протолитов терригенных пород кодарской серии мы принимаем возраст около 2.02–1.99 млрд лет.

Метатерригенные породы кодарской серии Кодарской подзоны прорваны гранитами ничатского комплекса и содержатся в них в виде ксенолитов и

провесов кровли (Государственная..., 1998, 2010). Следовательно, возраст гранитоидов ничатского комплекса 1908 ± 5 млн лет (U–Pb метод по циркону, ID-TIMS; Ларин и др., 2006) определяет верхнюю возрастную границу формирования пород кодарской серии. Отсюда следует, что возраст кодарской серии (или, по крайней мере, нижних ее частей) Кодаро-Удоканского прогиба находится в интервале 1.99–1.91 млрд лет. Накопление терригенных пород кодарской серии отделено этапом деформации и метаморфизма амфиболитовой фации от накопления пород чинейской и кеменской серий удоканского комплекса 1.90–1.87 млрд лет назад (Ковач и др., 2018, 2024; Kovach et al., 2023). Полученные геохронологические данные позволяют поставить вопрос о выделении кодарской серии или, по крайней мере, нижних частей ее разреза в самостоятельный комплекс.

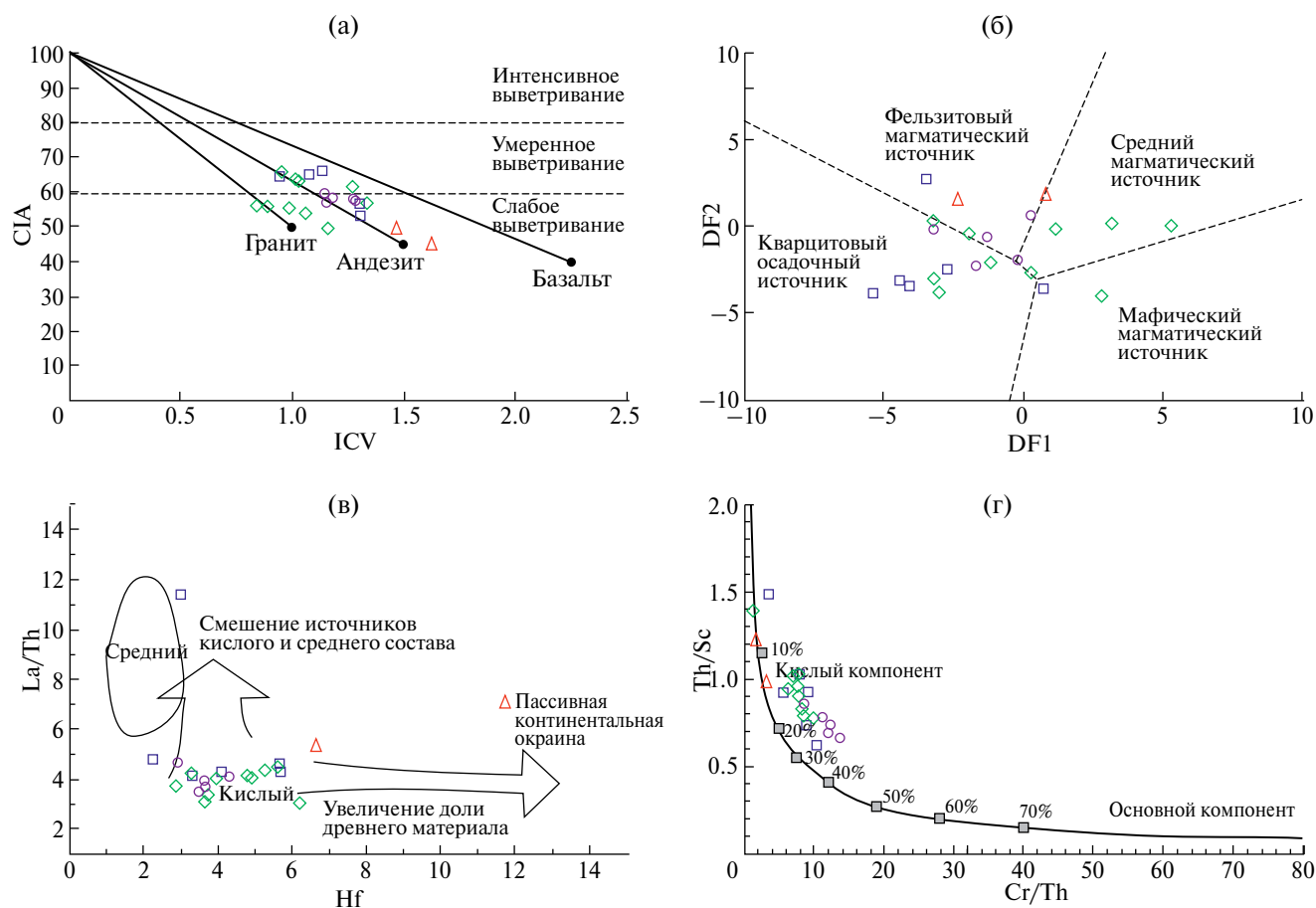


Рис. 10. Диаграммы (а) CIA–ICV (Cox et al., 1995), (б) DF2–DF1 (Roser, Korsch, 1988), (в) La/Th–Hf и (г) Th/Sc–Cr/Th (Floyd, Leveridge, 1987) для метатерригенных пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба.

(а): CIA – химический индекс изменения (Nesbitt, Young, 1982). $CIA = n(Al_2O_3) / (n(Al_2O_3) + n(CaO^*) + n(Na_2O) + n(K_2O)) \times 100$, где $CaO^* = n(CaO) - 10 \times n(P_2O_5)/3$ – количество CaO в силикатной фракции породы (McLennan, 1993). ICV – индекс изменчивости состава (Cox et al., 1995). $ICV = (n(Fe_2O_3) + n(K_2O) + n(Na_2O) + n(CaO^*) + n(MgO) + n(MnO) + n(TiO_2)) / n(Al_2O_3)$.

(б): $F1 = -1.773TiO_2 + 0.607Al_2O_3 + 0.76Fe_2O_3 - 1.5MgO + 0.616CaO + 0.509Na_2O - 1.224K_2O - 9.09$; $F2 = 0.445TiO_2 + 0.07Al_2O_3 - 0.25Fe_2O_3 - 1.142MgO + 0.438CaO + 1.475Na_2O + 1.426K_2O - 6.861$. Условные обозначения см. на рис. 4.

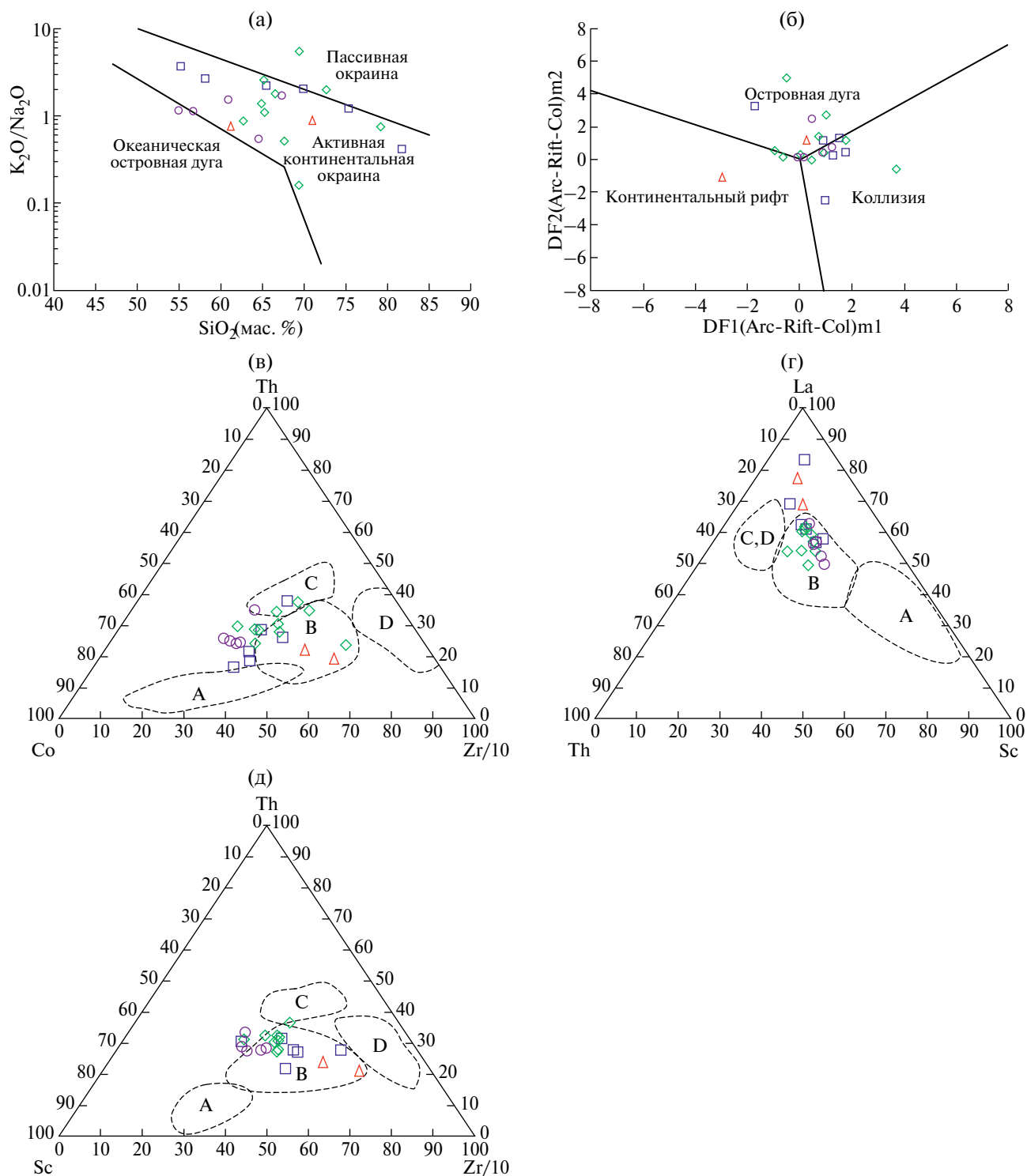


Рис. 11. Палеотектонические дискриминационные диаграммы (а) K_2O/Na_2O-SiO_2 (Roser, Korsch, 1986), (б) $DF2-DF1$ (Roser, Korsch, 1988), (в) $Th-Co-Zr/10$, (г) $La-Th-Sc$, (д) $Th-Sc-Zr/10$ (Bhatia, Crook, 1986).
 $F1 = -1.773TiO_2 + 0.607Al_2O_3 + 0.76Fe_2O_3 - 1.5MgO + 0.616CaO + 0.509Na_2O - 1.224K_2O - 9.09$; $F2 = 0.445TiO_2 + 0.07Al_2O_3 - 0.25Fe_2O_3 - 1.142MgO + 0.438CaO + 1.475Na_2O + 1.426K_2O - 6.861$. Поля составов осадочных пород: А – океанических, В – континентальных островных дуг; С – активных, D – пассивных континентальных окраин. Условные обозначения см. на рис. 4.

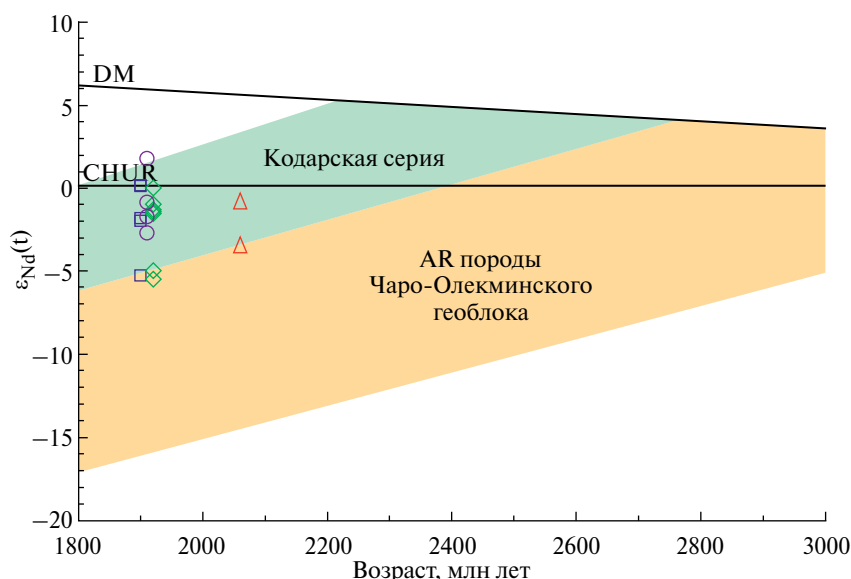


Рис. 12. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(t)$ —возраст для метатерригенных пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба. Условные обозначения см. на рис. 4.

Источники и обстановки накопления пород кодарской серии удоканского комплекса

Полученные геохронологические данные для детритового циркона свидетельствуют о том, что источниками протолитов метатерригенных пород кодарской серии являлись палеоархейские (~3.39–3.01 млрд лет), мезоархейские (~2.90 млрд лет), неоархейские (~2.70, 2.60 и 2.54 млрд лет), а также палеопротерозойские (~2.04–1.99, 2.08, 2.20 и 2.30 млрд лет) магматические и метаморфические комплексы (рис. 8).

Источниками архейского циркона, скорее всего, послужили мезоархейские тоналит-гранодиоровые ортогнейсы, гранитоиды и метавулканиды Чаро-Олекминского геоблока (от 3212 ± 8 до 2967 ± 10 млн лет) и зоны его сочленения с Западно-Алданским мегаблоком (от 3184 ± 85 до 3005 ± 4 млн лет) Алданского щита, Курультинского и Каларского блоков Станового структурного шва (от 2964 ± 22 до 2846 ± 33 млн лет), а также мезо- и неоархейские син- и постколлизийные гранитоиды Чаро-Олекминского геоблока (от 2913 ± 8 до 2738 ± 8 , от 2675 ± 15 до 2608 ± 18 млн лет) и Станового структурного шва (от 2708 ± 7 до 2703 ± 20 , от 2627 ± 16 до 2614 ± 7 млн лет; см. обзоры в (Котов, 2003; Kovach et al., 2023)). Детритовый циркон с возрастом 2.54–2.38 млрд лет мог поступать за счет размыва гранитоидов нелюкинского комплекса (от 2522 ± 2 до 2398 ± 4 млн лет; U–Pb метод по циркону (ID TIMS); Сальникова и др., 1997; Котов и др., 2004б) зоны сочленения Чаро-Олекминского геоблока и Западно-Алданского мегаблока Алданского щита. Hf-коровые модельные возрасты детритового циркона в интервале 3.6–2.8 млрд лет

и величины $\epsilon_{Hf}(t)$ от -10.5 до $+5.4$ (ESM_2; рис. 9) свидетельствуют о преобладании среди архейских источников пород с палео- и мезоархейскими Hf-модельными возрастными, что согласуется с имеющимися Nd-изотопными данными (Котов, 2003; Котов и др., 2006).

Петро- и геохимические особенности метатерригенных пород кодарской серии свидетельствуют об их формировании в результате слабого и умеренного выветривания пород среднего и кислого состава (рис. 10), что характерно для незрелых отложений первого седиментационного цикла активных тектонических обстановок. С этим заключением согласуется нахождение точек составов пород кодарской серии в полях составов осадочных пород энциалических островных дуг или активных континентальных окраин (рис. 11).

На диаграмме $\epsilon_{Nd}(t)$ —возраст (рис. 12) фигуративные точки пород кодарской серии ($\epsilon_{Nd}(t)$ от -5.7 до $+1.7$, $t_{Nd(DM)} = 2.8$ – 2.2 млрд лет) располагаются преимущественно выше поля эволюции изотопного состава Nd тоналит-гранодиоровых ортогнейсов и гранитоидов Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита. Это позволяет предполагать участие в формировании отложений кодарской серии продуктов разрушения пород с палеопротерозойскими Nd-модельными возрастными. Такими породами, как и в случае с кеменской серией (Граунов и др., 2023), могли быть вулканиды, подобные островодужным метавулканидам федоровской толщи (2006 ± 3 млн лет, U–Pb метод по циркону (ID TIMS); $\epsilon_{Nd}(t)$ от -0.1 до $+3.1$, $t_{Nd(DM)} = 2.4$ – 2.2 млрд лет; Великославинский и др., 2003, 2006). И, наконец, значительный вклад палеопротерозойских магматических пород, образованных в результате

плавления смешанных мантийных и коровых источников, подтверждается Hf-изотопными характеристиками детритового циркона с возрастом 2.04–1.99 млрд лет: положительными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от +1.2 до +7.6 и Hf-модельными возрастами $t_{\text{Hf(C)}} = 2.5\text{--}2.1$ млрд лет (рис. 9).

В настоящее время магматические и метаморфические события палеопротерозойского (2.04–1.99, 2.08, 2.20 и 2.30 млрд лет) возраста в Чаро-Олекминском геоблоке Алданского щита, а также в Каларском и Курультинском блоках Станового структурного шва не установлены (Котов, 2003; Котов и др., 2006; Donskaya, 2020; Kovach et al., 2023). Потенциальными источниками циркона с возрастом 2.04–1.99 млрд лет могли быть широко развитые в центральной и восточной частях Западно-Алданского мегаблока Алданского щита дифференцированные метавулканы Федоровской толщи (2006 ± 3 млн лет, U–Pb ID TIMS; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от –0.1 до +3.1, $t_{\text{Nd(DM)}} = 2.4\text{--}2.2$ млрд лет; Великославинский и др., 2006), тоналит-трондьемитовые ортогнейсы и гранитоиды тимптонского комплекса (2011 ± 2 и 1993 ± 1 млн лет, U–Pb метод по циркону (ID TIMS); $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от +0.5 до +1.2, $t_{\text{Nd(DM)}} = 2.4\text{--}2.3$ млрд лет; Котов и др., 1995) и габбро-диорит-тоналитовые интрузии унгринского комплекса (2016 ± 5 млн лет, U–Pb метод по циркону (ID TIMS); $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от +0.8 до +3.7, $t_{\text{Nd(DM)}} = 2.4\text{--}2.2$ млрд лет; Котов, 2003), а также метаандезиты и метадациты Балаганахского зеленокаменного пояса (2055 ± 18 млн лет, U–Pb метод по циркону (ID TIMS); Анисимова и др., 2006; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от +1.3 до +1.6, $t_{\text{Nd(DM)}} = 2.4\text{--}2.3$ млрд лет; Котов и др., 2004a). Однако эти комплексы расположены на довольно значительном (300–600 км) расстоянии от Кодаро-Удоканского прогиба, и представляется маловероятным, что они могли служить главными источниками палеопротерозойского циркона. Тем не менее палеопротерозойские комплексы Западно-Алданского мегаблока и зоны его сочленения с Чаро-Олекминским геоблоком Алданского щита могут рассматриваться в качестве дистальных источников осадочного материала кодарской серии.

Таким образом, геохимические особенности состава метатерригенных пород кодарской серии, их Nd-изотопные параметры, возраст и Hf-изотопные характеристики детритового циркона позволяют предполагать существование неустановленных палеопротерозойских (около 2.04–1.99 млрд лет) энсиалических островных дуг и/или активных континентальных окраин в западном–северо-западном и южном (в современных координатах) обрамлении Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита. Ранее такой же вывод был сделан для пород удоканского комплекса в целом на основании Nd-изотопных данных (Подковыров и др., 2006), а впоследствии подтвержден результатами

геохронологических и Hf-изотопных исследований детритового циркона из метаосадочных пород чинейской (Ковач и др., 2018) и кеменской (Kovach et al., 2023) серий. Метатерригенные породы чинейской и кеменской серий имеют близкие с породами кодарской серии палеопротерозойские оценки максимального возраста накопления: 1.99–2.04 млрд лет для кодарской серии, 1.98 млрд лет для чинейской серии и 2.02 млрд лет для кеменской. Кроме того, детритовый циркон с возрастом около 2.02 млрд лет из пород кеменской серии имеет сходные Hf-изотопные характеристики с палеопротерозойским (2.04–1.99 млрд лет) цирконом из пород кодарской серии (рис. 9). Можно предполагать, что формирование отложений кодарской, чинейской и кеменской серий удоканского комплекса было связано с эрозией сходных по возрасту и составу палеопротерозойских магматических дуг. Возможными местами их развития могли являться зона сочленения Чаро-Олекминского геоблока и Станового структурного шва, а также зона сочленения Чаро-Олекминского геоблока и Ачитканского орогенного пояса, включая выступы раннедокембрийского фундамента Байкало-Патомской складчатой области. Полученные данные свидетельствуют о проявлении в западной части Алданского щита ранее не установленного палеопротерозойского этапа формирования континентальной коры около 2.04–1.98 млрд лет.

Эрозия пород палеопротерозойских магматических дуг и архейских пород континентального склона привела к накоплению отложений кодарской серии в обстановке бассейна форланда ретродуго (retro-arc foreland basin), развивавшегося на континентальной стороне дуги, что объясняет поступление детритового циркона как палеопротерозойского, так и архейского возраста, геохимические и Nd–Hf изотопные особенности осадочных пород кодарской серии. Коллизия Олекмо-Алданской микроплиты Алданского щита с блоками Байкальской складчатой области на западе–северо-западе и с блоками Станового структурного шва на юге на рубеже около 1.91 млрд лет (Котов, 2003) привела к метаморфизму пород кодарской серии и формированию синколлизонных и синметаморфических гранитов ничатского комплекса (Ларин и др., 2006; Ковач и др., 2024). Их образование, вероятно, было обусловлено плавлением пород архейской континентальной коры ($t_{\text{Nd(DM)}} = 3.0$ млрд лет; Ларин, 2011) в результате термальной релаксации и/или эксгумации орогена в ходе изотермальной декомпрессии (Ларин и др., 2006). Коллапс этого орогена и формирование внутриконтинентального бассейна растяжения (Гладкочуб и др., 2020) привели к накоплению терригенных пород чинейской и кеменской серий удоканского комплекса в интервале 1.90–1.87 млрд лет (Ковач и др., 2018; Kovach et al., 2023). Вполне вероятно, что в результате размыва палеопротерозойского орогена, с которым были

связаны источники меди, произошло накопление медистых песчаников удоканского типа и формирование Удоканского месторождения (1896 ± 6 млн лет; U–Pb по титаниту, ID-TIMS; Perello et al., 2017).

ВЫВОДЫ

1. На основании представленных и опубликованных ранее (Подковыров и др., 2006; Котов и др., 2018; Ковач и др., 2018, 2024; Kovach et al., 2023; Адамская и др., 2023) геохимических, U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Nd–Hf изотопных данных установлено, что терригенные породы кодарской серии удоканского комплекса Алданского щита имеют возраст в интервале 1.99–1.91 млрд лет, а терригенные породы чинейской и кеменской серий в интервале 1.90–1.87 млрд лет. Это позволяет, вслед за Д.П. Гладкочубом с соавторами (Гладкочуб и др., 2020), поставить вопрос о выделении кодарской серии в самостоятельное стратиграфическое подразделение.

2. Источниками терригенных пород кодарской серии как Удоканской, так и Кодарской подзон Кодаро-Удоканского прогиба являлись архейские магматические и метаморфические породы Чаро-Олекминского геоблока и, вероятно, Каларского и Курультинского блоков Станового структурного шва, а также не установленные в регионе на современном эрозионном срезе палеопротерозойские (2.04–1.99, 2.08, 2.20 и 2.30 млрд лет) комплексы.

3. Породы источников детритового циркона с возрастом около 2.04–1.99 млрд лет формировались посредством плавления мантийного и корового материала в субдукционной обстановке, сопоставимой с современными активными континентальными окраинами или энсиалическими островными дугами. Эрозия пород магматических дуг и континентального склона привела к накоплению отложений кодарской серии в обстановке бассейна форланда ретродуги (retro-arc foreland basin). Последующие коллапс орогена и формирование внутриконтинентального бассейна растяжения (Гладкочуб и др., 2020) привели к накоплению терригенных пород чинейской и кеменской серий удоканского комплекса в интервале 1.90–1.87 млрд лет.

4. Полученные данные свидетельствуют о проявлении в западной части Алданского щита не установленного ранее палеопротерозойского этапа формирования континентальной коры около 2.04–1.97 млрд лет.

5. В южной части Удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба тектонически совмещены породы кодарской серии с возрастом в интервале 2.04–1.99 млрд лет и метатерригенные породы с возрастом в интервале 2.08–2.06 млрд лет.

Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке РНФ (проект № 21-17-00164; геохронологические, геохимические и

Nd–Hf изотопные исследования) и НИР ИГГД РАН FMUW-2022-0003.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адамская Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Сквитина Т.М., Федосеенко А.М., Горовой В.А. Терригенные отложения кодарской серии Удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба Алданского щита: возраст, источники и области сноса // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 509. № 2. С. 153–159.
- Анисимова И.В., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю., Яковлева С.З. Возрастные границы и продолжительность формирования раннепротерозойских вулканических поясов центральной части Алданского щита // Доклады академии наук. 2006. Т. 406. № 3. С. 355–360.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Беляевский Н.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. U–Pb возраст федоровской толщи алданского гранулитогнейсового мегакомплекса (Алданский щит) // Доклады академии наук. 2003. Т. 393. № 1. С. 91–96.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Загорная Н.Ю., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 25–43.
- Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // Доклады академии наук. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.
- Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В. Феномен аномально быстрого накопления отложений удоканской серии и формирования уникального Удоканского медного месторождения (Алданский щит, Сибирский кратон) // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 4. С. 664–671.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000, новая серия, лист О-(50) 51 и объяснительная записка. Ред. Миронюк Е.П. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 428 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 – Бодайбо и объяснительная записка. Ред. Митрофанов Г.Л. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 612 с. + 7 вкл.
- Граунов О.В., Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сквитина Т.М., Адамская Е.В., Горовой В.А. Идентификация источников терригенных осадочных пород на основе геохимических

- данных с использованием модели линейного программирования // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 509. № 2. С. 230–236.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В. Возраст и источники метапесчаников чинейской подсерии (Удоканская серия, Алданский щит): результаты U-Th-Pb геохронологического (LA-ICP-MS) и Nd изотопного изучения // Доклады академии наук. 2018. Т. 482. № 2. С. 1138–1141.
- Ковач В.П., Ларин А.М., Котов А.Б., Адамская Е.В., Плоткина Ю.В., Макарьев Л.Б., Сквитина Т.М., Федосеенко А.М., Гороховский Б.М. Возраст кодарской серии западной части Кодаро-Удоканского прогиба (Алданский щит): результаты U-Th-Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2024. Т. 514. № 1. С. 32–38.
<https://doi.org/10.31857/S2686739724010041>
- Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003.
- Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Мысцова Т.А. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 99–110.
- Котов А.Б., Анисимова И.В., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Смелов А.П., Березкин В.И., Загорная Н.Ю. Возрастные рубежи формирования зеленокаменных поясов западной части Алданского щита // Доклады академии наук. 2004а. Т. 398. № 5. С. 661–665.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Ковач В.П., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Плоткина Ю.В. Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2004б. Т. 12. № 1. С. 46–67.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю. Sm-Nd изотопные провинции Алданского щита // Доклады академии наук. 2006. Т. 410. № 1. С. 91–94.
- Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометального месторождения (Алданский щит) // Доклады академии наук. 2015. Т. 463. № 2. С. 187–191.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Ларин А.М., Толмачева Е.В., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Верхняя возрастная граница формирования протолитов метаосадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) // Доклады академии наук. 2018. Т. 479. № 4. С. 412–416.
- Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Сергеева Н.А., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Иванов В.Э. О возрасте Катугинского Та-Nb-месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометальной металлогенической эпохи // Доклады Академии наук. 2002. Т. 383. № 6. С. 807–811.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 3–15.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Сквитина Т.М. Возраст и тектоническое положение гранитоидов Удского комплекса Джугдурского блока Станового структурного шва: новые данные о формировании гигантских магматических поясов Восточной Азии // Доклады академии наук. 2021. Т. 498. № 1. С. 12–17.
- Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980.
- Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Доклады академии наук. 2006. Т. 408. № 2. С. 223–227.
- Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А., Сальникова Е.Б., Шапорина М.Н., Ларин А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // Доклады академии наук. 2009. Т. 424. № 4. С. 517–521.
- Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Беляцкий Б.В., Яковлева С.З., Морозова И.М., Бережная Н.Г., Загорная Н.Ю. U-Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 3–12.
- Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972.

- Amelin Y., Lee D.-C., Halliday A.N., Pidgeon R.T.* Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons // *Nature*. 1999. V. 399. P. 252–255.
- Andersen T.* Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // *Chem. Geol.* 2002. V. 192. P. 59–79.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W.* Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 92. P. 181–193.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J.* The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 273. P. 48–57.
- Chu N.C., Taylor R.N., Chavagnac V., Nesbitt R.W., Boella R.M., Milton J.A., German C.R., Bayon G., Burton K.* Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections // *J. Analytical Atomic Spectrometry*. 2002. V. 1. P. 1567–1574.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the Southwestern United States // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 2919–2940.
- Donskaya T.V.* Assembly of the Siberian Craton: constraints from paleoproterozoic granitoids // *Precambrian Res.* 2020. V. 348. P. 105869.
- Floyd P.A., Leveridge B.E.* Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // *J. Geol. Soc.* 1987. V. 144 (4). P. 531–542.
- Gehrels G.E.* Detrital zircon U–Pb geochronology: current methods and new opportunities // *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Eds. Busby C., Azor A. Chichester, UK: Wiley-Blackwell, 2012.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Sklyarov E.V., Kotov A.B., Vladykin N.V., Pisarevsky S.A., Larin A.M., Salnikova E.B., Saveleva V.B., Sharygin V.V., Starikova A.E., Tolmacheva E.V., Velikoslavinsky S.D., Mazukabzov A.M., Bazarova E.P., Kovach V.P., Zagornaya N.Yu., Alymova N.V., Khromova E.A.* The unique Katugin rare-metal deposit (southern Siberia): constraints on age and genesis // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 91. P. 246–263.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Ernst R.E., Söderlund U., Kotov A.B., Kovach V.P., Okrugin A.V.* 1.79–1.75 Ga mafic magmatism of the Siberian craton and late Paleoproterozoic paleogeography // *Precambrian Res.* 2022. V. 370. P. 106557.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249–265.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Achterberg E., O'Reilly S.Y., Shee S.R.* The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MCICMPS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. V. 64. P. 133–147.
- Harnois L.* The CIW index: a new chemical index of weathering // *Sediment. Geol.* 1988. V. 55. P. 319–322.
- Herron M.M.* Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sediment. Petrol.* 1988. V. 58. P. 820–829.
- Horstwood M.S.A., Košler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., 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.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.* The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.* 2004. V. 211. P. 47–69.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
- Keto L.S., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 84. P. 27–41.
- Kovach V., Adamskaya E., Kotov A., Podkovyrov V., Tolmacheva E., Gladkochub D., Sklyarov E., Velikoslavinsky S., Plotkina Yu., Skovitina T., Wang K.-L., Lee H.-Y., Gorokhovskiy B.* Age of provenance for the Paleoproterozoic Kemen Group, Udokan Complex: “hidden” Paleoproterozoic crust-forming event in the western Aldan Shield, Siberian Craton // *Precambrian Res.* 2023a. V. 396. 107158.
- Li X.H., Tang G.Q., Gong B., Yang Y.H., Hou K.J., Hu Zh.C., Li Q.L., Liu Y., Li W.X.* Qinghu zircon: a working reference for microbeam analysis of U–Pb age and Hf and O isotopes // *Chinese Sci. Bull.* 2013. V. 58. P. 4647–4654.
- McLennan S.M.* Weathering and global denudation // *J. Geol.* 1993. V. 101. P. 295–303.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Perello J., Sillitoe R.H., Yakubchuk A.S., Valencia V.A., Cornejo P.* Age and tectonic setting of the Udokan sediment-hosted copper-silver deposit, Transbaikalia, Russia // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 86. P. 856–866.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.* Sand and sandstone. New York: Springer-Verlag, 1972.
- Roser B.P., Korsch R.J.* Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // *J. Geol.* 1986. V. 94. P. 635–650.
- Roser B.P., Korsch R.J.* Provenance signature of sandstone-mudstone suite determined using discriminant function analysis of major element data // *Chem. Geol.* 1988. V. 67. P. 119–139.
- Shaw D.M.* The origin of the Apsley gneiss, Ontario // *Can. J. Earth Sci.* 1972. V. 9. № 1. P. 18–35.
- 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., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 219. P. 311–324.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins*. Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its evolution and composition. London: Blackwell, 1985.

Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. LA-ICP-MS in the Earth sciences – appendix 3, data

reduction software for LA-ICP-MS // *Short Course*. Ed. Sylvester P.J. Mineral. Assoc. Canada, St. John's. 2001. V. 29. P. 239–243.

Vermeesch P. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9. P. 1479–1493.

Vervoort J.D., Patchett P.J. Behaviour of hafnium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. P. 3717–3733.

Wu F.-Y., Yang Y.-H., Xie L.-W., Yang J.-H., Xu P. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U–Pb geochronology // *Chem. Geol.* 2006. V. 234. P. 105–126.

Рецензенты Т.С. Зайцева,
Е.Ф. Летникова, А.Б. Кузнецов

Age and Sources of the Kodar Group Rocks of the Udokan Complex (Aldan Shield): Results of Geochemical, U–Th–Pb (LA-ICP-MS) Geochronological and Nd–Hf Isotopic Studies

V. P. Kovach^{a, #}, E. V. Adamskaya^a, A. B. Kotov^a, V. N. Podkovyrov^a, A. M. Larin^a,
E. V. Sklyarov^{b, c}, N. Yu. Zagornaya^a, T. M. Skovitina^b, Yu. V. Plotkina^a,
A. M. Fedoseenko^a, and Y. Tong^d

^a Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russia

^b Institute of the Earth Crust, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

^c Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

^d Beijing SHRIMP Centre, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, China

[#]e-mail: v.p.kovach@gmail.com

The paper presents the results of geochemical and Nd whole rock isotopic studies, as well as U–Th–Pb (LA-ICP-MS) geochronological and Hf isotope studies of detrital zircon from metaterrigenous rocks of the Kodar Group of the Udokan Complex, Aldan Shield. It has been established that the rocks of the Kodar Group have an age of 1.99–1.91 Ga, and the rocks of the Chinei and Kemen groups of the Udokan Complex are in the range of 1.90–1.87 Ga. This allows us to raise the question of identifying the Kodar Group as an independent stratigraphic unit. Archean igneous and metamorphic rocks of the Chara-Olekma Geoblock and, probably, the Kalar and Kurulta blocks of the Stanovoy suture zone, as well as Paleoproterozoic (2.04–1.99, 2.08, 2.20 and 2.30 Ga) complexes of active continental margins or ensialic island arcs in the western–northwestern and southern (in modern coordinates) framing of the Chara-Olekma Geoblock, not identified in the region on the modern erosion level, were the sources of terrigenous rocks of the Kodar Group. Erosion of rocks of the igneous arcs and the continental slope led to the accumulation of sediments of the Kodar Group in the retro-arc foreland basin setting, and the subsequent collapse of the orogen and the formation of an intracontinental extension basin led to the accumulation of terrigenous rocks of the Chinei and Kemen groups. Obtained data indicate widespread previously unidentified Paleoproterozoic continental crust formation at about 2.04–1.97 Ga in the western part of the Aldan Shield.

Keywords: detrital zircon, geochronology, Kodar Group, Udokan Complex, tectonic evolution, Aldan Shield