

УДК 550.93

ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕЮРСКИХ ПЕСЧАНИКОВ ОНОНСКОГО ФРАГМЕНТА АГИНСКОГО ТЕРРЕЙНА, МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

© 2022 г. Ю. Н. Смирнова¹ *, Ю. В. Смирнов¹

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

*e-mail: smirnova@ascnet.ru

Поступила в редакцию 13.04.2021 г.

После доработки 15.11.2021 г.

Принята к публикации 07.12.2021 г.

Представлены результаты геохимических исследований песчаников агинско-борщовочного комплекса Ононского фрагмента Агинского террейна (падь Тутхалтуй) Монголо-Охотского складчатого пояса, а также результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Lu–Hf изотопно-геохимических исследований детритовых цирконов из этих пород. Установлено, что наиболее молодая популяция детритовых цирконов в рассматриваемых песчаниках имеет возраст 196 ± 8 млн лет. Это свидетельствует о раннеюрском возрасте отложений, ранее относимых к среднему палеозою. Геохимические особенности песчаников указывают на их формирование в обстановке активной континентальной окраины или островной дуги на финальном этапе закрытия Монголо-Охотского палеоокеана.

Ключевые слова: Монголо-Охотский складчатый пояс, Агинский террейн, ранняя юра, осадочные породы, источники сноса, детритовые цирконы, U–Th–Pb и Lu–Hf исследования

DOI: 10.31857/S0869592X2203005X

ВВЕДЕНИЕ

Монголо-Охотский складчатый пояс протягивается в виде узкой полосы от Центральной Монголии до Охотского моря и представляет собой коллаж террейнов разного происхождения (Парфенов и др., 1999; Badarch et al., 2002; Nokleberg et al., 2005; Геодинамика ..., 2006; Wang et al., 2015 и др.). Согласно существующим представлениям (Зоненшайн и др., 1990; Zhao et al., 1990; Zorin, 1999; Парфенов и др., 2003; Tomurtogoo et al., 2005; Metelkin et al., 2010 и др.), он сформировался на месте одноименного палеоокеана в результате сближения Сибирского кратона и Амурского микроконтинента. Большинство геодинамических моделей его формирования, основанных на результатах геологических и палеонтологических исследований, предполагают постепенное закрытие океана и омоложение слагающих его комплексов в северо-восточном направлении (Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 2003; Tomurtogoo et al., 2005 и др.). Существует также модель прерывистого (сегментарного) закрытия Монголо-Охотского палеоокеана (Диденко и др., 2010; Arzhanikova et al., 2022 и др.).

В составе Монголо-Охотского складчатого пояса выделяются террейны аккреционного клина

двух типов (Парфенов и др., 1999). Террейны первого (А) типа сложены преимущественно турбидитами, вулканогенно-кремнистыми породами и известняками, а в составе террейнов второго (Б) типа наряду с зелеными сланцами, кремнисто-глинистыми, глинистыми и кремнистыми породами, а также известняками присутствуют фрагменты офиолитов (Парфенов и др., 1999). К настоящему времени накоплен значительный объем результатов геологических, геохимических, геохронологических и изотопно-геохимических исследований палеозойских и мезозойских осадочных толщ как для западной (Kelty et al., 2008; Bussien et al., 2011; Hara et al., 2013; Yang et al., 2015; Demonterova et al., 2017; Popeko et al., 2020; Arzhannikova et al., 2020, 2022 и др.), так восточной (Сорокин и др., 2015; Sorokin et al., 2020; Заика, Сорокин, 2020; Zaika, Sorokin, 2020 и др.) частей Монголо-Охотского складчатого пояса. Однако разработанные геодинамические модели его образования до сих пор во многом дискуссионны. При этом наибольший интерес представляет реконструкция истории формирования Монголо-Охотского пояса в мезозое, когда происходило закрытие океанического пространства.

В западной части Монголо-Охотского складчатого пояса выделяется Агинский террейн, со-

стоящий из нескольких фрагментов (субтеррейнов) (Парфенов и др., 1999; Vadarch et al., 2002; Руженцев, Некрасов, 2009 и др.). В пределах Восточно-Забайкальской части это Ононский (Онон-Кулиндинский) фрагмент. Среди стратифицированных образований в Ононском фрагменте распространены верхнепротерозойские (?) (Амантов, 1975) или среднепалеозойские (Шивохин и др., 2010; Рутштейн и др., 2019) кремнистые, карбонатные, терригенно-карбонатные и вулканические образования агинско-борщовочного комплекса, которые несогласно перекрываются фаунистически охарактеризованными верхнепалеозойскими осадочными породами чиронской серии общей мощностью 3200–4200 м. Венчают разрез пермско-триасовые морские отложения (Парфенов и др., 1999; Руженцев, Некрасов, 2009; Шивохин и др., 2010; Рутштейн и др., 2019). К наиболее молодым морским образованиям в структуре Ононского фрагмента Агинского террейна относятся терригенные и вулканогенные породы каменской свиты. Возраст каменской свиты точно не установлен. В песчаниках и алевролитах этой свиты обнаружен растительный детрит (*Cladophlebis* sp., *Chekanowskia* sp.) раннетриасового возраста, тогда как вулканы этой свиты по данным К–Аг изотопного датирования имеют триасово-раннеюрский возраст (245–187 млн лет; Шивохин и др., 2010).

В пределах Ононского фрагмента Агинского террейна целенаправленные геохронологические (U–Pb) исследования ранее проводились только для магматических образований. Установлено, что возраст габбро и плагиигранитов Цугольского массива, который расположен на границе Агинского террейна и Аргунского супертеррейна, составляет 448 ± 9 млн лет (U–Th–Pb метод, SIMS) и 436 ± 4 млн лет (U–Pb метод, ID TIMS) соответственно (Лыхин и др., 2007; Руженцев, Некрасов, 2009). На северо-востоке рассматриваемого фрагмента Агинского террейна установлены девонские габбро (415–388 млн лет, U–Th–Pb метод, SIMS) (Руженцев, Некрасов, 2009). В то же время осадочные породы, слагающие Ононский фрагмент Агинского террейна, менее изучены. Сравнительно недавно были проведены комплексные исследования зеленых сланцев агинско-борщовочного динамометаморфического комплекса в бассейне р. Нынкен. Установлено, что нижняя возрастная граница накопления их протолитов, согласно U–Th–Pb датированию (LA-ICP-MS) детритовых цирконов, приходится на поздний кембрий (492 ± 6 млн лет; Poreko et al., 2020), что находится в противоречии с существующими представлениями о возрасте агинско-борщовочного комплекса (Амантов, 1975; Шивохин и др., 2010; Рутштейн и др., 2019). В этой связи нами были проведены геохимические исследования песчаников в районе пади Тутхалтуй, а также U–Th–Pb

(LA-ICP-MS) геохронологические и Lu–Hf изотопно-геохимические исследования выделенных из них детритовых цирконов. Эти песчаники на геологических картах последнего поколения (Шивохин и др., 2010; Рутштейн и др., 2019) отнесены к среднепалеозойскому филлитовому подкомплексу агинско-борщовочного динамометаморфического комплекса.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕСЧАНИКОВ

Согласно тектоническим схемам западной части Монголо-Охотского складчатого пояса (Руженцев, Некрасов, 2009; Шивохин и др., 2010; Гордиенко и др., 2019), Ононский фрагмент Агинского террейна на севере граничит с Селенгино-Становым складчатым поясом, на западе — с Хэнтэй-Даурским террейном, а на востоке надринут на породы Аргунского супертеррейна.

В краевой части Агинского террейна распространены образования агинско-борщовочного комплекса (Богач, 2000; Шивохин и др., 2010; Рутштейн и др., 2019), ранее (Тулохонов, 1962) рассматриваемые в составе кулиндинской и ононской свит. В составе агинско-борщовочного комплекса выделяются два подкомплекса. Первый филлитовый подкомплекс сложен филлонидами, альбит-кварц-серицитовыми, альбит-серицит-кварцевыми и углеродисто-кварц-серицитовыми сланцами. Второй зеленосланцевый подкомплекс сложен альбит-эпидот-хлоритовыми, альбит-хлорит-эпидот-актинолитовыми, серицит-кварцевыми, кварц-серицитовыми, углеродисто-кварц-серицитовыми сланцами, кварцитами и мраморами. Возраст пород агинско-борщовочного комплекса принят среднепалеозойским (Шивохин и др., 2010). В то же время И.Г. Рутштейн (2000) не исключал, что некоторые фрагменты агинско-борщовочного комплекса имеют более длительную (палеозой–ранний мезозой) историю формирования.

С целью выявления основных источников сноса кластического материала и уточнения нижней возрастной границы накопления пород агинско-борщовочного комплекса Ононского фрагмента Агинского террейна нами был проведен анализ геохимического состава песчаников, отобранных в районе пади Тутхалтуй, а также U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологические и Lu–Hf изотопно-геохимические исследования выделенных из них детритовых цирконов (рис. 1).

В нашей коллекции образцов преобладают песчаники серого и буровато-серого цвета с мелко-крупнозернистой псаммитовой структурой и массивной текстурой. Песчаники сложены угловатыми и слабоокатанными обломками кварца, полевых шпатов, а также обломками вулканиче-

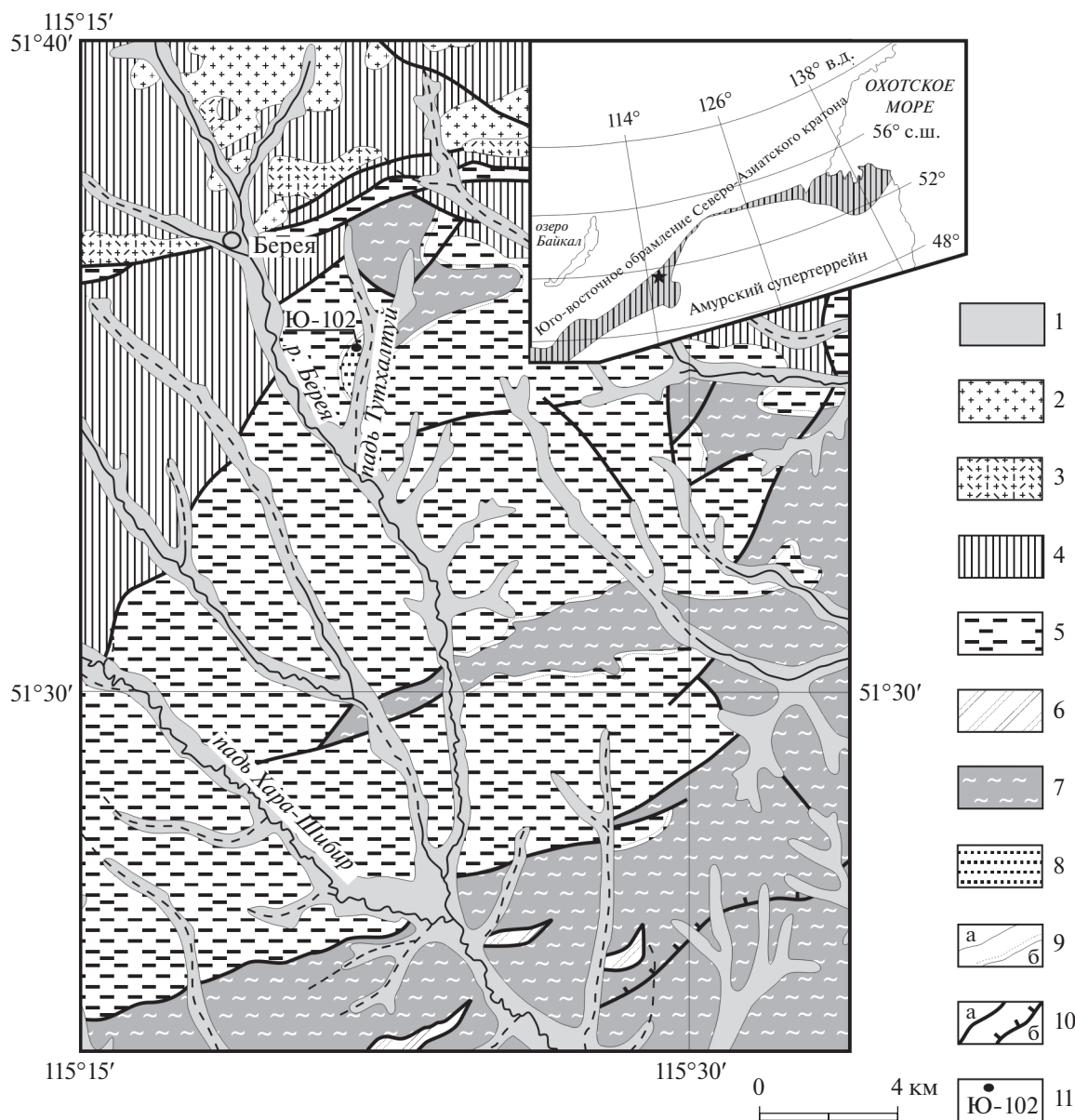


Рис. 1. Геологическая схема Ононского фрагмента Агинского террейна. Составлена по (Шивохин и др., 2010; Рутштейн и др., 2019), с изменениями авторов.

1 – кайнозойские рыхлые отложения, 2 – береинский плагиогранитовый комплекс поздне триасового возраста, 3 – каменский андезит-дацитовый комплекс поздне триасового возраста, 4 – осадочные породы поздне триасового возраста, 5 – осадочные породы Чиронского прогиба поздне палеозойского возраста, 6 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы устьборзинской свиты средне-поздне девонского возраста, 7 – средне палеозойские образования агинско-борщовочного комплекса, 8 – участок выходов исследованных нижнеюрских песчаников пади Тухталуй, 9 – достоверные геологические границы стратиграфических подразделений согласно (а) и несогласного (б) залегания, 10а – разломы, 10б – надвиги, 11 – место отбора образца для U–Th–Pb геохронологических и Lu–Hf изотопно-геохимических исследований и его номер.

Врезка: звездочка – район исследований, заштрихованная область – Монголо-Охотский складчатый пояс.

ских пород кислого состава, серицит-кварцевых сланцев, эпидот-кремнистых и эпидот-кремнисто-актинолитовых сланцев. Редко встречается кальцит. Среди слюд в виде единичных чешуек наблюдаются биотит (часто хлоритизированный)

и мусковит. Цемент гидрослюдистый, контактово-порового типа. Акцессорные минералы: циркон, сфен, апатит, гранат и магнетит. Для песчаников характерна плохая сортировка обломочно-материала.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний породообразующих элементов и Zr в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S, а содержания микроэлементов (Li, Ga, Rb, Sr, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Ta, Th, U, Pb, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn) определены методом ICP-MS в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск) на масс-спектрометре Elan 6100 DRC. Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа осуществлялась путем их сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при $T = 1050\text{--}1100^\circ\text{C}$. Величины интенсивности аналитических линий в ходе анализа корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Вскрытие образцов для определения содержаний малых элементов методом ICP-MS проводилось путем кислотного разложения. Для калибровки чувствительности масс-спектрометра по всей шкале масс были использованы стандартные растворы, включающие все анализируемые элементы. Относительная погрешность определения содержаний породообразующих элементов и микроэлементов составила 3–10%.

Выделение детритовых цирконов выполнено в минералогической лаборатории Института геологии и природопользования ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. U–Th–Pb геохронологические исследования индивидуальных зерен цирконов проведены в Геохронологическом центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, USA) на ICP масс-спектрометре Thermo Element 2, оснащенный системой лазерной абляции Photon Machines Analyte G2. Диаметр кратера составлял 20 мкм, глубина – 15 мкм. Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Конкордантные возрасты рассчитаны в программе IsoPlot v. 3.6 (Ludwig, 2008). Только они использовались для построения кривых относительной вероятности возраста детритовых цирконов.

Lu–Hf изотопно-геохимические исследования цирконов выполнены также в Геохронологическом центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индукционно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) Nu High-Resolution и эксимерного лазера Analyte G2. При этом Lu–Hf изотопные анализы проводились в тех же участках зерен циркона, для которых были получены U–Th–Pb геохронологические данные. Детали аналитической методики изложены на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Для расчета величин $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ использованы константа рас-

пада ^{176}Lu ($\lambda = 1.867e^{-11}$) по (Sherer et al., 2001; Söderlund et al., 2004), хондритовые отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (0.282785) и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (0.0336) по (Bouvier et al., 2008). Коровые Hf-модельные возрасты $t_{\text{Hf}(C)}$ рассчитаны, исходя из среднего отношения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в континентальной коре 0.0093 (Vervoort, Patchett, 1996; Amelin, Davis, 2005). Для расчета изотопных параметров деплетированной мантии использованы современные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ (Griffin et al., 2004).

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb (LA-ICP-MS) ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Lu–Hf ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из 121 зерна детритовых цирконов, извлеченных из песчаника, конкордантные значения возрастов получены для 73 зерен. Доминирующая часть цирконов имеет палеозойский (281–531 млн лет) и мезозойский (195–222 млн лет) возраст. В меньшем количестве встречаются неопротерозойские (769–884 млн лет) и палеопротерозойские (1802–1849 млн лет) цирконы. Главные максимумы на кривой относительной вероятности соответствуют значениям 200, 343, 411, 516, 783 и 1811 млн лет (рис. 2). Наиболее молодая популяция детритовых цирконов имеет возраст 196 ± 8 млн лет. Цирконы имеют различную морфологию и характер зональности. Палеозойские и мезозойские цирконы представлены преимущественно дипирамидально-призматическими кристаллами с четкой осцилляционной зональностью (рис. 3а–3д), которая указывает на первично-магматическое происхождение цирконов. Наиболее древние нео- и палеопротерозойские цирконы представлены окатанными зернами (рис. 3е).

Изотопно-геохимические (Lu–Hf) исследования были проведены для 9 зерен цирконов, характеризующихся конкордантными значениями возрастов. Установлено, что детритовые цирконы палеозойского возраста характеризуются слабо отрицательными и положительными значениями $\epsilon_{\text{Hf}(t)} = -1.4...+7.7$ при $t_{\text{Hf}(C)} = 0.7\text{--}1.3$ млрд лет, а цирконы раннеюрского возраста имеют околонулевые значения $\epsilon_{\text{Hf}(t)} = -1.4...+1.2$ при $t_{\text{Hf}(C)} = 1.0\text{--}1.1$ млрд лет (рис. 4, табл. 1).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕСЧАНИКОВ

Химический состав осадочных пород несет в себе информацию о палеотектонических обстановках накопления отложений, составе и степени химической “зрелости” пород областей сноса. Результаты химического состава представительных образцов нижнеюрских песчаников приведены в табл. 2. На классификационных диаграммах

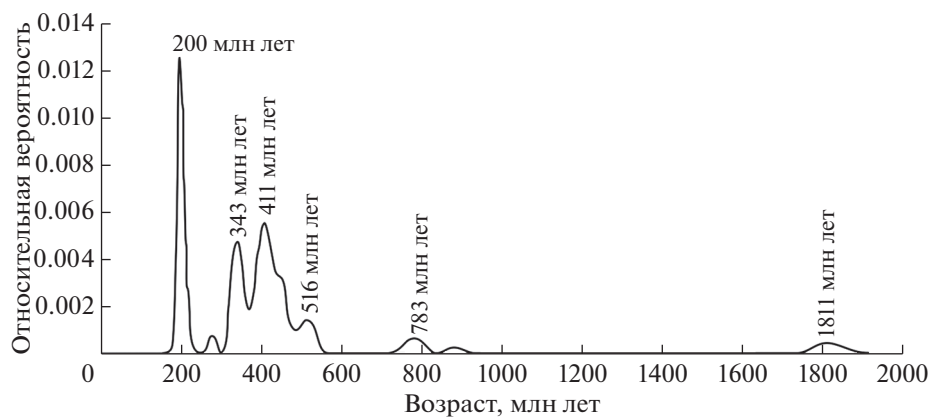


Рис. 2. Кривая относительной вероятности возрастов детритовых цирконов из песчаника пади Тутхалтуй Ононского фрагмента Агинского террейна (обр. Ю-102).

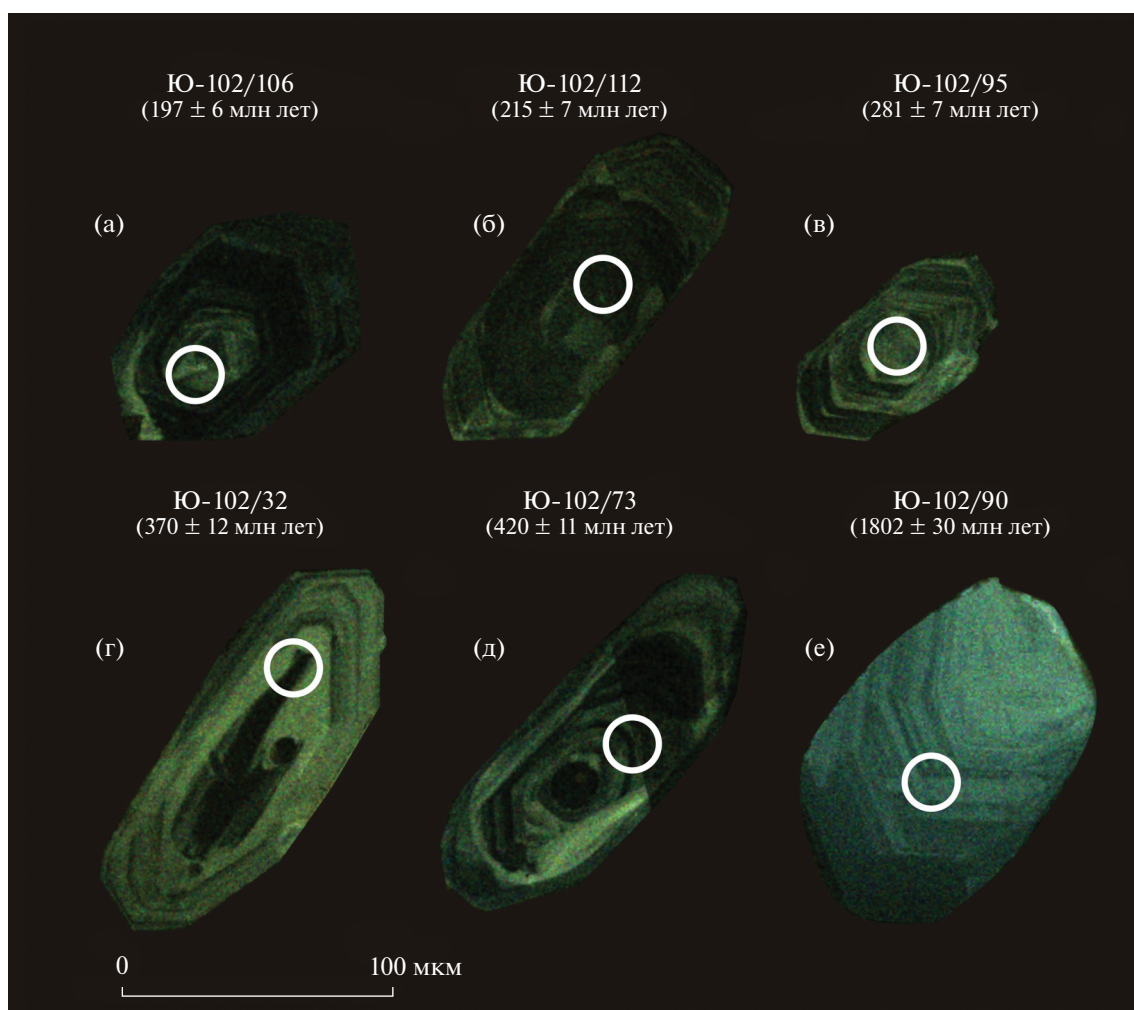


Рис. 3. Катодолуминосцентные изображения зерен детритовых цирконов из образца нижнеюрского песчаника Ононского фрагмента Агинского террейна (обр. Ю-102).

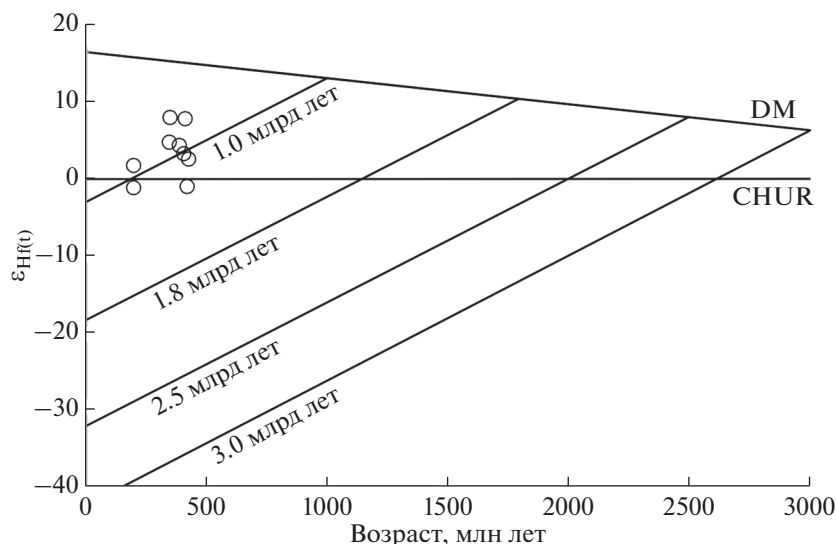


Рис. 4. График возраст– $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ для детритовых цирконов из нижнеюрского песчаника Ононского фрагмента Агинского террейна (обр. Ю-102). Сокращения: DM – деплетированная мантия, CHUR – однородный хондритовый резервуар.

$\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Петтиджон и др., 1976) и $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988) они соответствуют преимущественно грауваккам (рис. 5а, 5б).

Нижнеюрские песчаники по содержанию основных породообразующих компонентов, лежащих в основе диаграмм $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ (Bhatia, 1983) и $(\text{CaO} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2/10 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Тейлор, Мак-Леннан, 1988), близки к осадкам, сформированным за счет пород кислого состава (рис. 6а, 6б). Подобный вывод также следует из диаграмм Th–La–Sc (Cullers, 2002), Hf–Th–Co (Wronkiewicz, Condie, 1987), La/Sc–Th/Co (Cullers, 2002), Hf–La/Th (Floyd, Leveridge, 1987) (рис. 6в–6е). Кроме того, на кислый состав пород

областей сноса указывает и характер распределения редкоземельных элементов. Так, в нижнеюрских песчаниках суммарные содержания редкоземельных элементов варьируют от 126 до 183 мкг/г (табл. 2). Распределение лантаноидов умеренно дифференцированное ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 7.29 - 15.55$) при четко проявленной отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.61 - 0.68$) (рис. 7а).

В изученных песчаниках концентрации большинства микроэлементов приближаются к таковым в верхней континентальной коре при незначительном дефиците Nb, Ta, Sr (рис. 7б). Стоит отметить низкие содержания “транзитных” микроэлементов (Sc, Co, V, Ni). Близкие содержания этих элементов типичны для фанерозойских кис-

Таблица 1. Результаты Lu–Hf изотопно-геохимических исследований детритовых цирконов из песчаника пади Тутхалгуй (обр. Ю-102)

№ п/п	№ обр./ № зерна	Возраст, млн лет	$(^{176}\text{Yb} + ^{176}\text{Lu})/^{176}\text{Hf}$ (%)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm (1\sigma)$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$t_{\text{Hf(DM)}}$	$t_{\text{Hf(C)}}$
1	Ю-102/17	197	52.8	0.003129	0.282695	0.000021	1.2	0.8	1.0
2	Ю-102/21	200	19.5	0.001236	0.282612	0.000017	–1.4	0.9	1.1
3	Ю-102/100	346	15.2	0.000968	0.282690	0.000016	4.5	0.8	0.9
4	Ю-102/40	348	9.2	0.000660	0.282778	0.000013	7.7	0.7	0.7
5	Ю-102/101	388	12.8	0.000806	0.282652	0.000018	4.1	0.8	1.0
6	Ю-102/15	406	8.6	0.000588	0.282609	0.000019	3.0	0.9	1.0
7	Ю-102/36	411	10.3	0.000652	0.282735	0.000015	7.6	0.7	0.8
8	Ю-102/85	421	15.1	0.000963	0.282478	0.000018	–1.4	1.1	1.3
9	Ю-102/74	425	30.9	0.002121	0.282580	0.000021	2.0	1.0	1.1

Примечание. Величины ошибок (1σ) определения отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ соответствуют последним значащим цифрам после точки.

Таблица 2. Химический состав представительных образцов нижнеюрских песчаников Ононского фрагмента Агинского террейна

Образец/компоненты	Ю-102	Ю-102-1	Ю-102-2	Ю-102-4	Ю-102-5	Ю-102-10
SiO ₂	69.64	70.74	68.52	69.86	68.48	72.18
TiO ₂	0.57	0.50	0.66	0.44	0.55	0.38
Al ₂ O ₃	12.15	12.45	11.56	13.09	13.18	11.87
Fe ₂ O ₃ *	4.73	2.76	4.85	2.88	3.78	3.25
MnO	0.06	0.05	0.10	0.06	0.05	0.04
MgO	1.29	0.87	1.41	1.03	1.24	0.98
CaO	2.37	1.91	1.96	1.63	1.97	1.63
Na ₂ O	3.34	5.43	2.79	4.99	4.42	3.69
K ₂ O	2.28	2.34	3.33	2.43	2.56	2.51
P ₂ O ₅	0.10	0.17	0.19	0.13	0.15	0.16
П.п.п.	2.24	1.17	2.74	1.54	1.82	1.69
Сумма	98.77	98.39	98.11	98.08	98.20	98.38
Li	21.65	22.25	28.80	22.05	28.77	19.85
Rb	77	65	116	67	72	75
Sr	126	231	220	240	217	192
Ba	375	598	798	661	634	558
La	23.37	32.73	39.14	38.24	37.30	29.90
Ce	53.42	69.18	80.16	76.84	77.40	60.53
Pr	5.81	7.06	8.34	7.77	7.68	6.44
Nd	23.19	26.93	32.19	29.43	29.27	22.17
Sm	4.54	4.80	5.74	5.24	5.15	3.84
Eu	1.01	0.90	1.16	1.02	1.02	0.74
Gd	4.37	3.98	5.17	4.70	4.69	3.42
Tb	0.63	0.53	0.73	0.70	0.67	0.48
Dy	3.86	2.81	4.20	4.21	4.13	2.83
Ho	0.71	0.48	0.75	0.77	0.76	0.52
Er	2.27	1.49	2.40	2.48	2.50	1.65
Tm	0.30	0.20	0.33	0.34	0.34	0.23
Yb	2.18	1.43	2.28	2.41	2.50	1.68
Lu	0.30	0.20	0.32	0.34	0.35	0.24
Y	18	12	20	20	20	13
Th	7.68	10.68	12.26	12.21	13.65	11.32
U	2.00	2.16	1.96	2.40	3.04	2.25
Zr	209	180	212	354	315	265
Hf	3.15	1.60	2.96	2.59	2.82	2.66
Nb	8	10	13	10	11	9
Ta	0.69	0.77	0.94	0.86	0.88	0.80
Zn	58	63	89	47	56	40
Co	6	4	8	4	4	3
Ni	12	5	14	6	6	5
Sc	7.0	5.2	8.2	5.8	7.9	4.2
V	43	41	65	45	58	34
Cr	65	56	45	65	51	56
Pb	13	13	21	13	15	13
Eu/Eu*	0.68	0.61	0.64	0.61	0.62	0.61
[La/Yb] _n	7.29	15.55	11.65	10.77	10.13	12.11
ΣREE	126	153	183	174	174	135
CIW	55	50	59	54	55	57
STI	86	87	85	87	86	88

Примечание. Оксиды приведены в мас. %, элементы в мкг/г. Fe₂O₃* – общее железо в форме Fe₂O₃. CIW = (Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO + Na₂O)) × 100 (Harnois, 1988), STI = ((SiO₂/TiO₂)/((SiO₂/TiO₂) + (Al₂O₃/TiO₂) + (SiO₂/Al₂O₃))) × 100 (Jayawardena, Izawa, 1994).

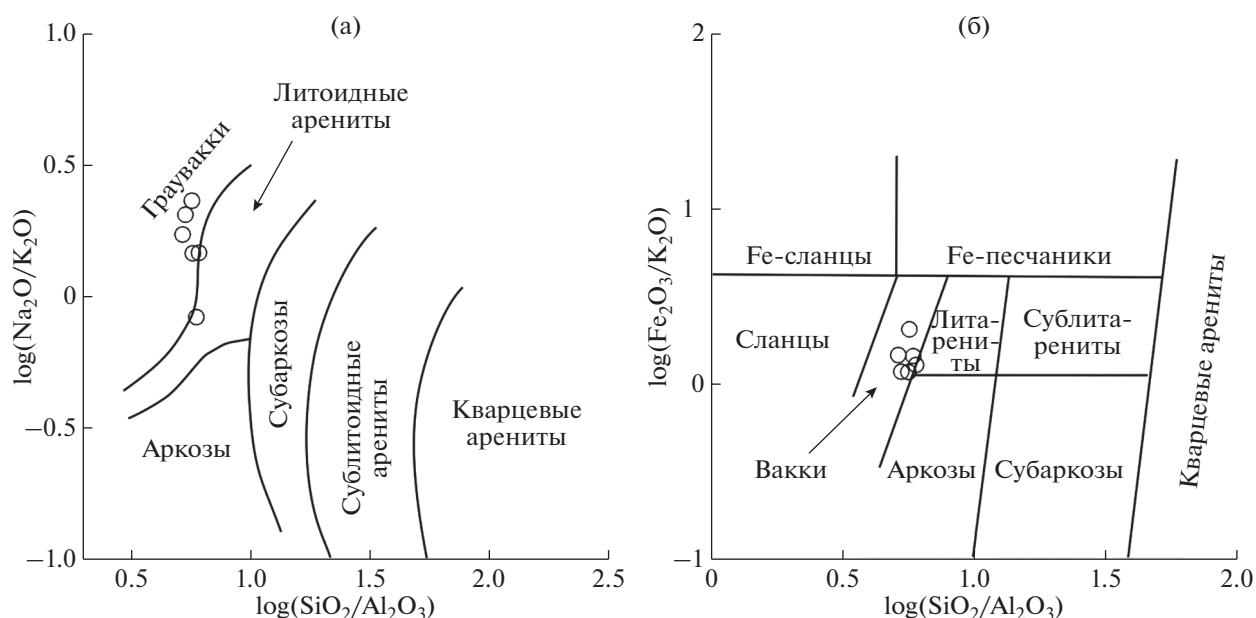


Рис. 5. Диаграммы (а) $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Петтиджен и др., 1976), (б) $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Hergon, 1988) для нижнеюрских песчаников Ононского фрагмента Агинского террейна.

лых и средних магматических пород (Condie, 1993).

Для песчаников характерны относительно умеренные значения химического индекса выветривания CIW (Harnois, 1988) и высокие величины кремне-титанового индекса STI (Jayawardena, Izawa, 1994) (табл. 2), что свидетельствует о преобладании механического разрушения исходных пород при подчиненной роли химического выветривания.

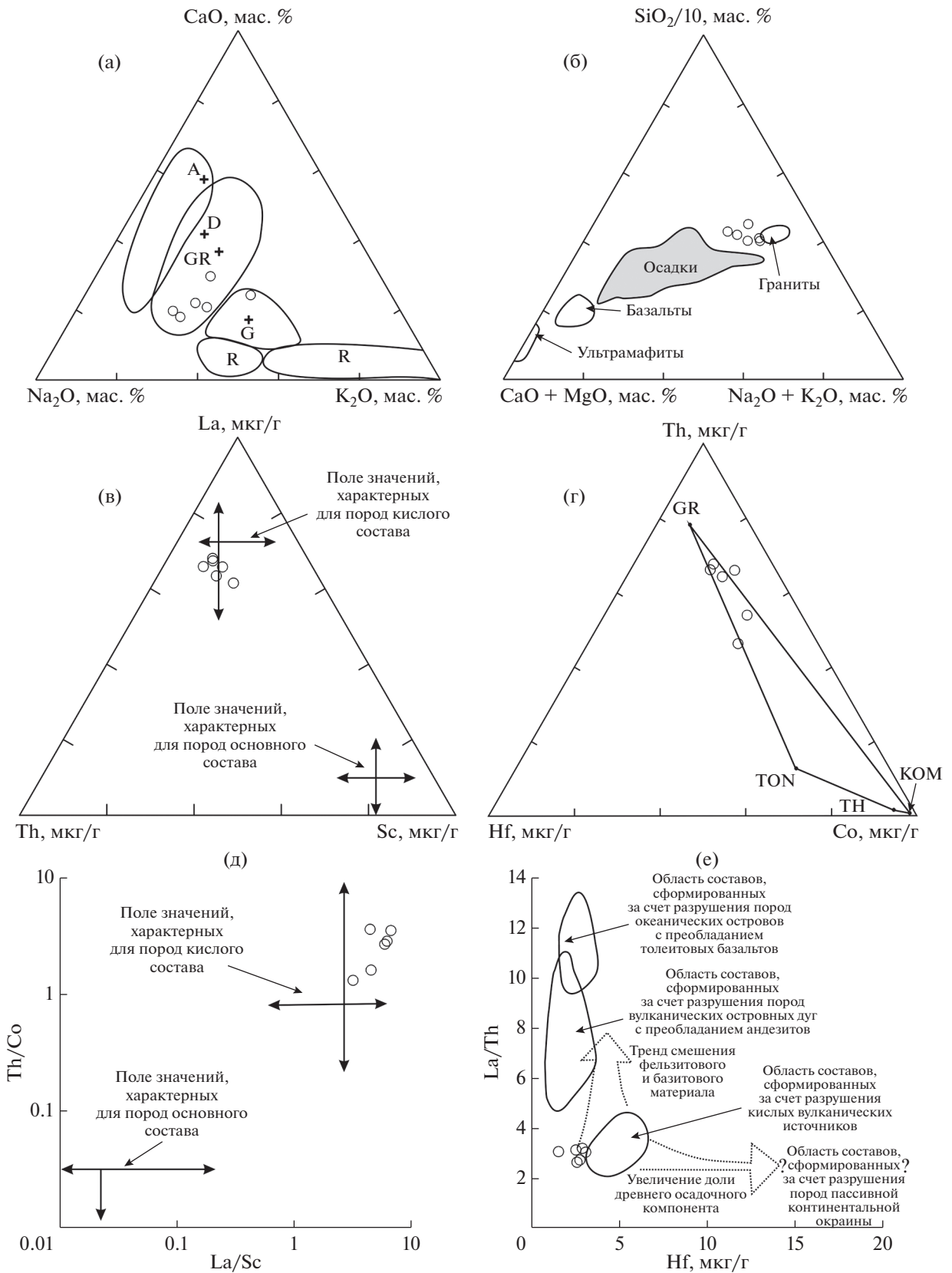
Для реконструкции палеотектонической обстановки накопления нижнеюрских песчаников использовались диаграммы $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})$ – $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})$ – $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$, $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})$ – $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})$ – TiO_2 (Bhatia, 1983). Фигуративные точки составов песчаников на этих диаграммах расположены в поле осадочных пород, накопление которых происходило в обстановке активной континентальной окраины и континентальной островной дуги (рис. 8). На диаграмме Th–La (Bhatia, Crook, 1986) рассматриваемые песчаники тяготеют к области составов, характерных для песчаников континентальной островной дуги (рис. 9а). Аналогичный вывод следует из диаграммы F1–F2 (Bhatia,

1983) (рис. 9б). На основе анализа содержаний основных породообразующих компонентов в осадочных породах предложена новая дискриминационная диаграмма $\text{DF1}_{(\text{Arc-Rift-Col})}$ – $\text{DF2}_{(\text{Arc-Rift-Col})}$ (Verma, Armstrong-Altrin, 2013). Нижнеюрские песчаники имеют высокие содержания SiO_2 (68.48–72.18 мас. %, табл. 2), в связи с чем для определения палеотектонической обстановки их накопления использовалась диаграмма $\text{DF1}_{(\text{Arc-Rift-Col})\text{m1}}$ – $\text{DF2}_{(\text{Arc-Rift-Col})\text{m1}}$ с полями для высококремнистых осадочных пород. Фигуративные точки составов песчаников по значениям $\text{DF1}_{(\text{Arc-Rift-Col})\text{m1}}$ и $\text{DF2}_{(\text{Arc-Rift-Col})\text{m1}}$ локализуются вдоль линии, разделяющей осадки, сформированные в обстановке островной дуги и континентального рифта (рис. 9в).

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные результаты исследований оказались достаточно неожиданными. Во-первых, установлено, что наиболее молодая популяция детритовых цирконов из песчаников, отобранных в бассейне паводка Тутхалтуй, ранее относимых к образованиям агинско-борщовочного комплекса, имеет раннеюрский возраст (196 ± 8 млн лет). Эти данные находятся в противоречии с существующими пред-

Рис. 6. Диаграммы (а) Na_2O – CaO – K_2O (Bhatia, 1983), (б) $(\text{CaO} + \text{MgO})$ – $\text{SiO}_2/10$ – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Тейлор, Мак-Леннан, 1988), (в) Th–La–Sc (Cullers, 2002), (г) Hf–Th–Co (Wronkiewicz, Condie, 1987), (д) La/Sc–Th/Co (Cullers, 2002), (е) Hf–La/Th (Floyd, Leveridge, 1987) для нижнеюрских песчаников Ононского фрагмента Агинского террейна. Сокращения: (а): А – андезиты, D – дациты, Gr – гранодиориты, G – граниты, R – рециклированные осадки; (г): GR – граниты, TON – тоналиты, TH – толеиты, КОМ – коматиты.



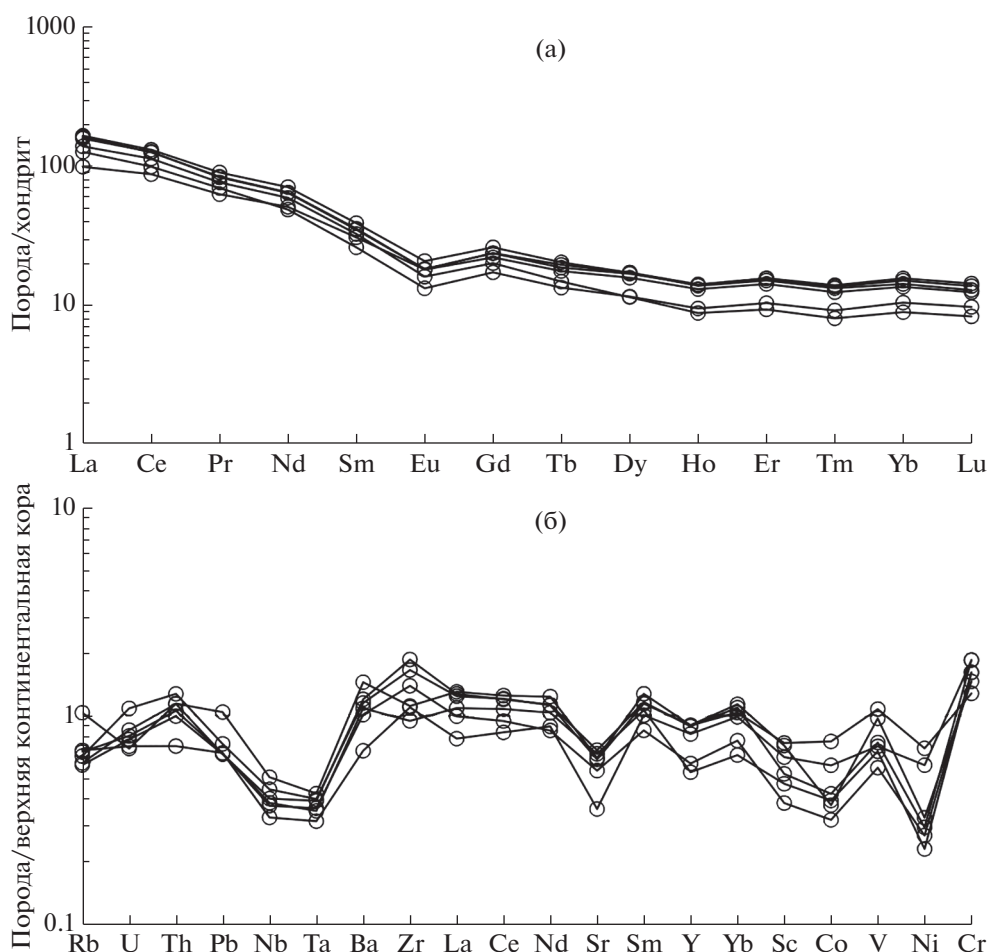


Рис. 7. График распределения редкоземельных элементов (а) и спайдер-диаграмма (б) для нижнеюрских песчаников Ононского фрагмента Агинского террейна. Составы хондрита по (McDonough, Sun, 1995) и верхней континентальной коры по (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

ставлениями о рифейском (Амантов, 1975) и среднепалеозойском (Шивохин и др., 2010; Рутштейн и др., 2019) возрасте пород агинско-борщовочного комплекса. Учитывая, что нижняя возрастная граница накопления протолитов сланцев агинско-борщовочного комплекса бассейна р. Нынкен, согласно результатам U–Th–Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов, составляет 492 ± 6 млн лет (Poreko et al., 2020), в состав агинско-борщовочного комплекса в настоящее время включены разновозрастные породы. Стоит также отметить, что ранее для палеозойских (?) метаосадочных пород Тукуринского фрагмента Агинского террейна (Заика и др., 2018) и Джагдинского террейна (Sorokin et al., 2020) Монголо-Охотского складчатого пояса также были получены раннемезозойские конкордантные значения возраста для наиболее молодых популяций детритовых цирконов. Следовательно, в структуре Монголо-Охотского складчатого пояса, в том числе в пределах Восточного Забайкалья, наиболее

широко развиты терригенные отложения мезозойского возраста.

Во-вторых, U–Th–Pb датирование детритовых цирконов позволяет не только уточнить нижнюю возрастную границу накопления осадочных толщ, но и реконструировать основные источники сноса кластического материала. Согласно полученным данным, в рассматриваемых песчаниках преобладают палеозойские и мезозойские зерна детритовых цирконов, характеризующиеся нео- и мезопротерозойскими значениями Hf-модельного возраста ($t_{\text{Hf(C)}} = 0.7\text{--}1.3$ млрд лет). Главными источниками палеозойских цирконов могли быть магматические комплексы каледонских и герцинских островодужных систем древнего палеоокеана, разделявшего Сибирский кратон и Амурский супертеррейн в палеозое (Гордиенко, 2006; Гордиенко и др., 2010, 2019). Источниками наиболее молодых мезозойских цирконов, вероятно, являются образования раннемезозойского вулканоплутони-

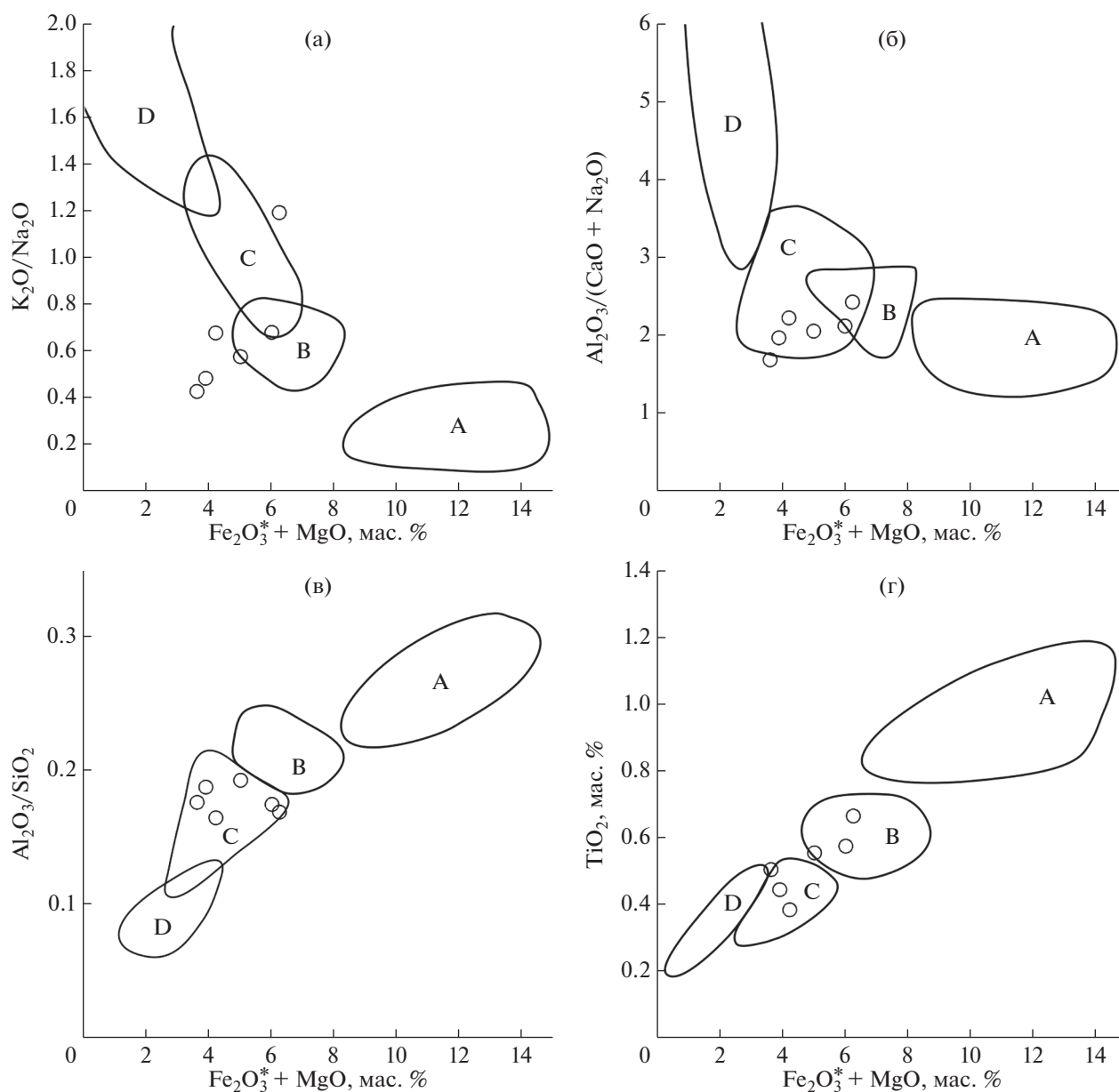


Рис. 8. Диаграммы (а) $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})\text{--K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, (б) $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})\text{--Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$, (в) $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})\text{--Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, (г) $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})\text{--TiO}_2$ (Bhatia, 1983) для нижнеюрских песчаников Ононского фрагмента Агинского террейна.

Поля, характеризующие песчаники из тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины.

ческого комплекса Агинского террейна (Руженцев, Некрасов, 2009; Шивохин и др., 2010).

Источниками незначительной популяции неопротерозойских детритовых цирконов, по-видимому, являются образования Икат-Багдаринской зоны (Некрасов и др., 2006, 2007), а также Келянской и Катаевской островодужных систем (Гордиенко, 2006). Наиболее древние палеопротерозойские зерна цирконов, скорее всего, поступали

за счет вовлечения в осадконакопление гранитоидов (Донская и др., 2005; Донская, 2019; Сальникова и др., 2007 и др.) и габбро-анортозитов (Бучко и др., 2008) палеопротерозойского возраста, которые развиты в южном обрамлении Сибирского кратона.

Далее обратимся к вопросу о геодинамической обстановке накопления. Во-первых, исследованные песчаники по химическому составу соответ-

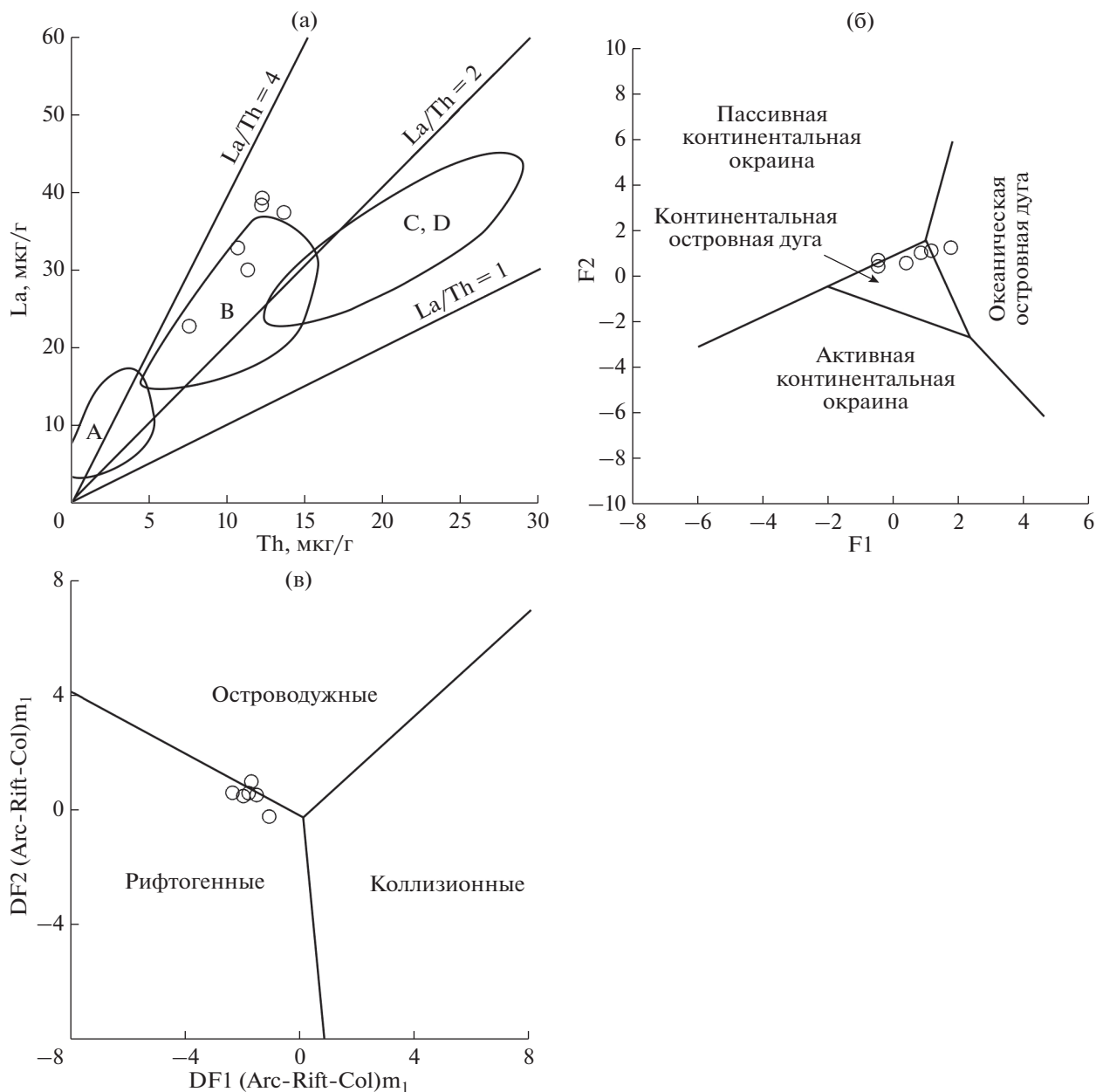


Рис. 9. Диаграммы (а) Th–La (Bhatia, Crook, 1986), (б) F1–F2 (Bhatia, 1983), (в) $DF1_{(Arc-Rift-Col)m1} - DF2_{(Arc-Rift-Col)m1}$ (Verma, Armstrong-Altrin, 2013) для нижнеюрских песчаников Ононского фрагмента Агинского террейна.

(а): Поля, характеризующие песчаники из тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины.

(б): $F1 = 0.303 - 0.0447SiO_2 - 0.972TiO_2 + 0.008Al_2O_3 - 0.267 \times 0.74Fe_2O_3^* + 0.208 \times 0.23Fe_2O_3^* - 3.082MnO + 0.14MgO + 0.195CaO + 0.719Na_2O - 0.032K_2O + 7.51P_2O_5$; $F2 = 43.57 - 0.421SiO_2 + 1.988TiO_2 - 0.526Al_2O_3 - 0.551 \times 0.74Fe_2O_3^* - 1.61 \times 0.23Fe_2O_3^* + 2.72MnO + 0.881MgO - 0.907CaO - 0.177Na_2O - 1.84K_2O + 7.244P_2O_5$.

(в) $DF1_{(Arc-Rift-Col)m1} = (-0.263 \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (0.604 \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-1.725 \ln(Fe_2O_3^*/SiO_2)_{adj}) + (0.660 \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (2.191 \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.144 \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (-1.304 \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.054 \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.330 \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) + 1.588$; $DF2_{(Arc-Rift-Col)m1} = (-1.196 \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (1.064 \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.303 \ln(Fe_2O_3^*/SiO_2)_{adj}) + (0.436 \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (0.838 \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (-0.407 \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (1.021 \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (-1.706 \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.126 \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 1.068$.

ствуют грауваккам, обломочный материал в них плохой сортировки и имеет угловатую и слабоокатанную форму, среди обломков присутствуют вулканические породы. Во-вторых, низкая степень химической “зрелости” исходных пород и их близость по химическому составу к породам, сформированным в обстановке активной континентальной окраины и островной дуги, наличие значительного количества раннеюрских детритовых цирконов свидетельствуют о накоплении песчаников в период тектонической и магматической активности региона. Эти данные в совокупности с существующими моделями формирования террейнов, входящих в состав Монголо-Охотского складчатого пояса (Парфенов и др., 1999; Гордиенко, 2006; Гордиенко и др., 2019; Руженцев, Некрасов, 2009; Шевченко и др., 2014; Arzhannikova et al., 2022 и др.), позволяют предполагать, что нижнеюрские песчаники отражают завершающий этап субдукции в структуре Агинского террейна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты проведенных исследований сводятся к следующему:

1. Песчаники пади Тутхалтуй характеризуются близкими вариациями химического состава и соответствуют грауваккам, сформированным за счет размыва химически “незрелых” исходных пород преимущественно кислого состава;

2. Основными источниками сноса кластического материала являлись магматические породы мезозойского и палеозойского возраста при незначительном вкладе более древних нео- и палеопротерозойских магматических образований;

3. Возраст наиболее молодой популяции детритовых цирконов из песчаника пади Тутхалтуй составляет 196 ± 8 млн лет; в этой связи нижняя граница их накопления приходится на раннюю юру, и, следовательно, рассматриваемые песчаники отражают не среднепалеозойский этап развития Агинского террейна, а раннеюрский;

4. Положение фигуративных точек изученных песчаников на тектонических дискриминационных диаграммах в совокупности с их минералогическими особенностями и присутствием значительной популяции раннеюрских детритовых цирконов свидетельствует об их накоплении в обстановке, связанной с субдукционными процессами, что согласуется с существующими геодинамическими моделями формирования Монголо-Охотского складчатого пояса.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, В.И. Рождествовину, Е.С. Сапожнику, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (В.Е. Зазулину, Е.М. Голубеву, А.В. Шта-

реву), а также персонал Геохронологического центра Аризонского университета (Arizona Laser-Chron Center, USA) за выполнение аналитических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Амантов В.А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. Л.: Недра, 1975. 223 с. (Труды ВСЕГЕИ. Т. 213).

Богач Г.И. К петрологии тектонобластивов агинско-боршовочного комплекса // Геология и полезные ископаемые Читинской области. Отв. ред. Асосков В.М. Чита: ГГУП Читагеолсъемка, 2000. С. 172–178.

Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Сорокин А.П., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Возраст и тектоническая позиция Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива (Селенгино-Становой супертеррейн южного обрамления Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 4. С. 3–13.

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. Ханчук А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалитид и палеозойд складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70.

Гордиенко И.В., Булгаков А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее–палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.

Гордиенко И.В., Метелкин Д.В., Ветлужских Л.И. Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения Амурского микроконтинента // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 3. С. 318–341.

Диденко А.Н., Каплун В.Б., Мальшев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 629–647.

Донская Т.В. Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. 410 с.

Донская Т.В., Гладкокуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 253–279.

Заика В.А., Сорокин А.А. Возраст и источники метаосадочных пород Джагдинского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U–Pb и Lu–Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 1. С. 24–36.

Заика В.А., Сорокин А.А., Сю Б., Котов А.Б., Ковач В.П. Геохимические особенности и источники метаосадочных пород западной части Тукурингского террейна

- Монголо-Охотского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 2. С. 38–58.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
- Лыхин Д.А., Пресняков С.Л., Некрасов Г.Е., Руженцев С.В., Голионко Б.Г., Балашова Ю.С. Вопросы геодинамики области сочленения Агинской и Аргунской зон Забайкалья (данные U–Pb SHRIMP-датирования пород Цульского габбро-плагиогранитного массива) // Докл. АН. 2007. Т. 417. № 5. С. 668–672.
- Некрасов Г.Е., Руженцев С.В., Пресняков С.Л., Родионов Н.В., Лыхин Д.А., Голионко Б.Г. U–Pb SHRIMP датирование цирконов из плутонических и метаморфических пород Икат-Багдаринской и Агинской зон (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Отв. ред. Скляр Е.В. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006. Т. 2. С. 58–60.
- Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г., Сергеев С.А., Руженцев С.В., Минина О.Р., Голионко Б.Г. U–Pb возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 5. С. 661–664.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Проконьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
- Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.
- Рутштейн И.Г. О проблемах геологии и региональной металлогении Юго-Восточного Забайкалья // Геология и полезные ископаемые Читинской области. Отв. ред. Асосков В.М. Чита: ГГУП “Читагеолсъемка”, 2000. С. 9–23.
- Рутштейн И.Г., Богач Г.И., Эникеев Ф.И., Вавилов Д.Е. Геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Восточно-Забайкальская серия. Лист М-50-II. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников А.И., Козаков И.К., Ковач В.П., Бараиш И.Г., Яковлева С.З. Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U–Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 3–19.
- Сорокин А.А., Колесников А.А., Котов А.Б., Сорокин А.П., Ковач В.П. Источники детритовых цирконов из терригенных отложений Янканского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса // Докл. АН. 2015. Т. 462. № 5. С. 590–594.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Тулохонов М.И. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Восточно-Забайкальская серия. Лист М-50-II. Ред. Музылев С.А. М.: ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ, 1962.
- Шевченко Б.Ф., Попеко Л.И., Диденко А.Н. Тектоника и эволюция литосферы восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 667–682.
- Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В., Раутина Н.И., Карасев В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000 (третье поколение). Алдано-Забайкальская серия. Лист М-50 (Борзя). Ред. Старченко В.В. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.
- Amelin Y., Davis W.J. Geochemical test for branching decay of ¹⁷⁶Lu // Geochim. Cosmochim. Acta 2005. V. 69. P. 465–473.
- Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Arzhannikov S.G., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Khubanov V.B., Pavlova L.A. Late Mesozoic topographic evolution of western Transbaikalia: evidence for rapid geodynamic changes from the Mongol-Okhotsk collision to widespread rifting // Geosci. Front. 2020. V. 11. P. 1695–1709.
- Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Khubanov V.B., Kamenetsky V.S. Segmental closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: insight from detrital geochronology in the East Transbaikalia Basin // Geosci. Front. 2022. V. 13. 101254.
- Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci. 2002. V. 21. P. 87–110.
- Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Miner. 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.
- Bussien D., Gombojav N., Winkler W., Quadt A.V. The Mongol-Okhotsk belt in Mongolia – an appraisal of the geodynamic development by the study of sandstone provenance and detrital zircons // Tectonophysics. 2011. V. 510. P. 132–150.
- Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.
- Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of

- shales and limestones near Pueblo, CO, USA // *Chem. Geol.* 2002. V. 191. P. 305–327.
- Demonterova E.I., Ivanov A.V., Mikheeva E.M., Arzhannikova A.V., Frolov A.O., Arzhannikov S.G., Bryanskiy N.V., Pavlova L.A.* Early to Middle Jurassic history of the southern Siberian continent (Transbaikalia) recorded in sediments of the Siberian Craton: Sm–Nd and U–Pb provenance study // *Bull. Soc. Géol. Fr.* 2017. V. 188. 8.
- 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. London.* 1987. V. 144. № 4. P. 531–542.
- Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // *Precambrian Res.* 2004. V. 131. P. 231–282.
- Hara H., Kurihara T., Tsukada K., Kon Y., Uchino T., Suzuki T., Takeuchi M., Nakane Y., Nuramkhaan M., Chuluun M.* Provenance and origins of a Late Paleozoic accretionary complex within the Khangai-Khentei belt in the Central Asian Orogenic Belt, central Mongolia // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 75. P. 141–157.
- Harnois L.* The CIW index: a new chemical index of weathering // *Sediment. Geol.* 1988. V. 55. № 3–4. 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.
- Jayawardena U.S., Izawa E.* A new chemical index of weathering for metamorphic silicate rocks in tropical regions: a study from Sri Lanka // *Engineering Geol.* 1994. V. 36. P. 303–310.
- Kelty T.K., Yin A., Dash B., Gehrels G.E., Ribeiro A.E.* Detrital-zircon geochronology of Paleozoic sedimentary rocks in the Hangay-Hentey basin, north-central Mongolia: implications for the tectonic evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean in central Asia // *Tectonophysics.* 2008. V. 451. P. 290–311.
- Ludwig K.R.* Isoplot 3.6 // *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.* 2008. № 4. 77 p.
- McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazannskiy A.Y., Wingate M.T.D.* Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // *Gondwana Res.* 2010. V. 18. P. 400–419.
- Nokleberg W.J., Bundtzen T.K., Eremin R.A., Ratkin V.V., Dawson K.M., Shpikerman V.I., Goryachev N.A., Byalobzhesky S.G., Frolov Y.F., Khanchuk A.I., Koch R.D., Monger J.W.H., Pozdeev A.I., Rozenblum I.S., Rodionov S.M., Parfenov L.M., Scotese C.R., Sidorov A.A.* Metallogensis and tectonics of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera // *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 2005. № 1697. 399 p.
- Popeko L.I., Smirnova Y.N., Zaika V.A., Sorokin A.A., Dril S.I.* Provenance and tectonic implications of sedimentary rocks of the Paleozoic Chiron Basin, Eastern Transbaikalia, Russia, based on whole-rock geochemistry and detrital zircon U–Pb age and Hf isotopic data // *Minerals.* 2020. V. 10. 279.
<https://doi.org/10.3390/min10030279>
- Scherer E., Münker C., Mezger K.* Calibration of the Lutetium-Hafnium Clock // *Science.* 2001. V. 293. P. 683–687
- Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W., Yang H.* Timing of closure of the eastern Mongol-Okhotsk Ocean: constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transsect // *Gondwana Res.* 2020. V. 81. P. 58–78.
- Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E.* The ¹⁷⁶Lu 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.
- Tomurtogoo O., Windley B.F., Kröner A., Badarch G., Liu D.Y.* Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol-Okhotsk ocean, suture and orogen // *J. Geol. Soc.* 2005. V. 162. P. 125–134.
- Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S.* New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // *Chem. Geol.* 2013. V. 355. P. 117–133.
- Vervoort J.D., Patchett P.J.* Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 3717–3723.
- Wang W., Tang J., Xu W.L., Wang F.* Geochronology and geochemistry of Early Jurassic volcanic rocks in the Erguna Massif, northeast China: petrogenesis and implications for the tectonic evolution of the Mongol-Okhotsk suture belt // *Lithos.* 2015. V. 218–219. P. 73–86.
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C.* Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1987. V. 51. № 9. P. 2401–2416.
- Yang Y.T., Guo Z.-X., Song C.-C., Li X.-B., He S.* A short-lived but significant Mongol-Okhotsk collisional orogeny in latest Jurassic–earliest Cretaceous // *Gondwana Res.* 2015. V. 28. P. 1096–1116.
- Zaika V.A., Sorokin A.A.* Two types of accretionary complexes in the eastern Mongol-Okhotsk Belt: constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasedimentary rocks of the Selemdzha and Tokur terranes // *J. Asian Earth Sci.* 2020. V. 201. 104508.
- Zhao X., Coe R.S., Zhou Y., Wu H., Wang J.* New paleomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics.* 1990. V. 181. P. 43–81.
- Zorin Yu.A.* Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics.* 1999. V. 306. P. 33–56.

Рецензенты С.И. Дриль, А.Б. Котов

Age and Geodynamic Setting of the Lower Jurassic Sandstones in the Onon Fragments of the Aga Terrane of the Mongol-Okhotsk Fold Belt

Yu. N. Smirnova^{a, #} and Yu. V. Smirnov^a

^a *Institute of Geology and Nature Management, FEB RAS, Blagoveshchensk, Russia*

[#] *e-mail: smirnova@ascnet.ru*

The paper presents the results of geochemical studies of sandstones from Tutkhaltui valley of the Aga-Borshchovochnyi complex in the Onon fragment of the Aga Terrane of the Mongol-Okhotsk fold belt, as well as the results of U–Th–Pb geochronological (LA-ICP-MS) and Lu–Hf isotope geochemical studies of detrital zircons from these rocks. It is established that the youngest population of detrital zircons in the sandstones has an age of 196 ± 8 Ma. This indicates the Early Jurassic age of the sandstones previously attributed to the Middle Paleozoic. Geochemical features of sandstones suggest that they were deposited in the active continental margin or island arc settings at the final stage of the closure of the Mongol-Okhotsk paleocean.

Keywords: Mongol-Okhotsk fold belt, Aga Terrane, Early Jurassic, sedimentary rocks, sources, detrital zircons, U–Th–Pb and Lu–Hf studies