

УДК 551:552:550.4

ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЧАЛОВСКОЙ СЕРИИ ОРДОВИКА АРГУНСКОГО МАССИВА, ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

© 2019 г. Ю. Н. Смирнова, А. А. Сорокин*

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск

**e-mail: sorokin@ascnet.ru*

Поступила в редакцию 13.06.2017 г.

Получена после доработки 12.10.2018 г.

Принята к публикации 25.10.2018 г.

Представлены результаты минералого-геохимических исследований метатерригенных пород гребневской и магагачинской толщ чаловской серии — одного из ключевых стратиграфических подразделений Аргунского континентального массива восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, а также данные U–Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований детритовых цирконов из этих пород. Установлено, что наиболее молодые цирконы в метапесчаниках гребневской толщи имеют возраст ~478 млн лет, в металевролитах магагачинской толщи ~448 млн лет. В совокупности с полученными ранее данными о возрасте метадицитов исагачинской толщи (476 ± 8 млн лет) это свидетельствует об ордовикском возрасте чаловской серии, ранее относившейся к позднему докембрию. Показано, что накопление осадков чаловской серии происходило в обстановке активной континентальной окраины или островной дуги на фоне интенсивной магматической деятельности. С учетом того, что раннепалеозойский надсубдукционный магматизм проявился в пределах всех континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Аргунского, Мамынского, Буреинского, Цзямусинского, Ханкайского), нельзя исключать, что упомянутые континентальные массивы имеют общую геодинамическую историю.

Ключевые слова: Аргунский массив, чаловская серия, ранний палеозой, детритовые цирконы, геохронология.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-592X2733-23>

ВВЕДЕНИЕ

Аргунский (Аргун-Идермегский) континентальный массив (супертеррейн) является одним из главных структурных элементов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1). Этот массив представляет собой гетерогенное сооружение, в котором обычно выделяются более мелкие тектонические блоки (террейны) (Парфенов и др., 2003; Геодинамика..., 2006; Nokleberg, 2010 и др.).

В качестве раннедокембрийского кристаллического фундамента северной и северо-восточной частей Аргунского массива обычно рассматриваются условно позднеархейские (Решения..., 1994; Геодинамика..., 2006; Петрук, Козлов, 2009) или раннепротерозойские (Сережников, Волкова, 2007) метаморфизованные в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации осадочные и вулканические породы гонжинской серии, с которыми пространственно ассоциируют породы бекетского габбро-перидотитового

и гонжинского гранитового комплексов. Вместе с тем полученные за последние годы геохронологические и изотопно-геохимические данные свидетельствуют о том, что протолиты метаосадочных и метавулканических пород гонжинской серии, а также наложенные на них структурно-метаморфические преобразования имеют не раннедокембрийский, а мезозойский возраст (Котов и др., 2009а, 2009б, 2013; Сальникова и др., 2012).

По существующим представлениям, к более высокому раннепротерозойскому (Решения..., 1994; Геодинамика..., 2006; Петрук, Козлов, 2009) или рифейскому (Козырев, Волкова, 2001) структурному этажу Аргунского массива относятся слабометаморфизованные (зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая фации) вулканогенно-осадочные отложения чаловской серии, а также гранитоиды чаловского комплекса.

На ранний палеозой в геологической истории Аргунского массива приходится этап интенсивного проявления интрузивного преимущественно

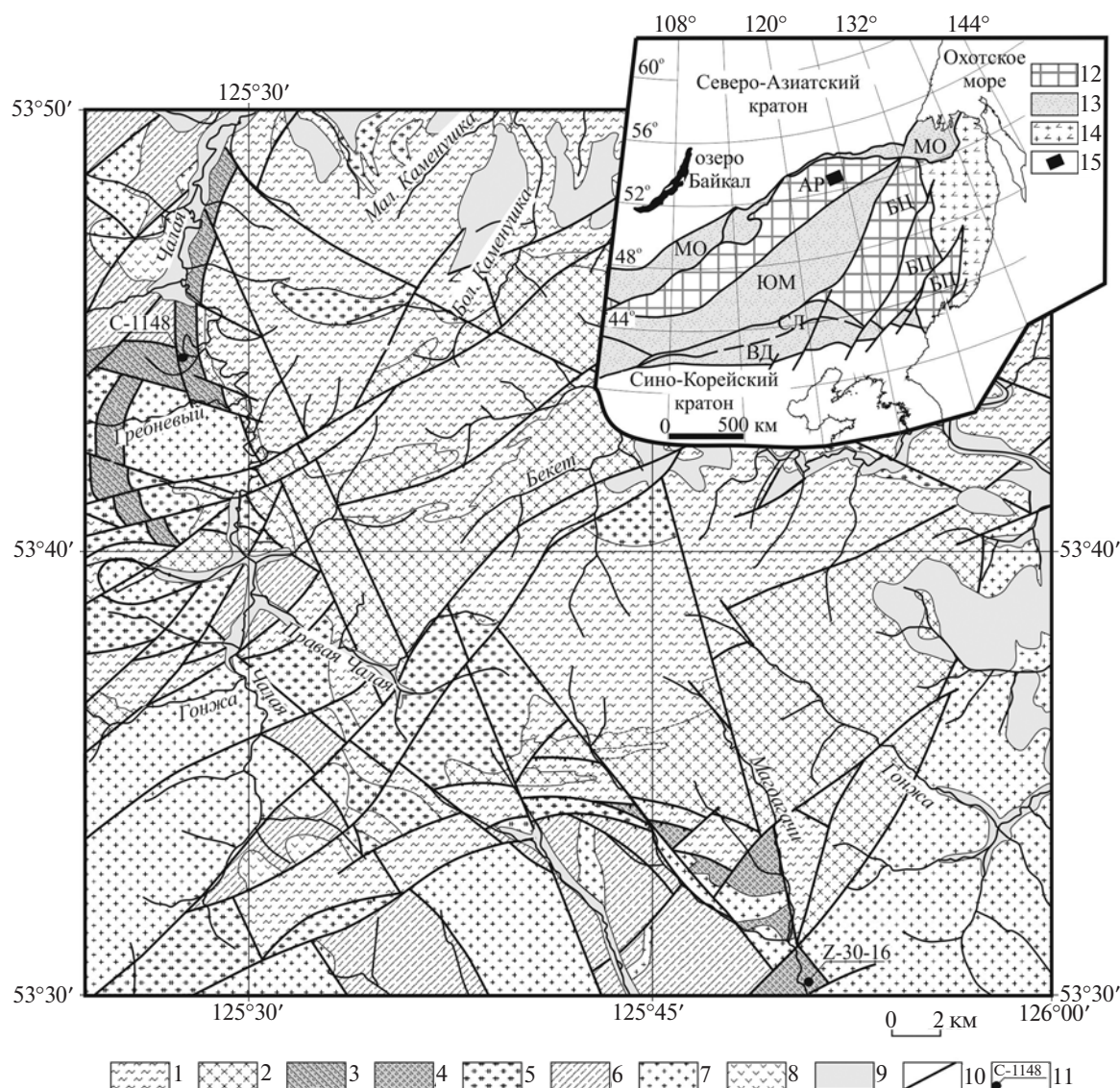


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Гонжинского террейна. Составлена по (Козырев, Волкова, 2001), с упрощениями авторов.

1 — условно позднеархейские метаморфические породы гонжинской серии; 2 — условно позднеархейские гранитоиды гонжинского комплекса и кварцевые диориты бекетского комплекса; 3, 4 — условно рифейские метаморфические породы чаловской серии: 3 — гребневской толщи; 4 — магдагачинской толщи; 5 — условно рифейские гранитоиды чаловского комплекса; 6 — юрские флишеидные отложения; 7 — позднемезозойские граниты и гранодиориты; 8 — нижнемеловые вулканогенно-осадочные породы; 9 — кайнозойские рыхлые отложения; 10 — разломы; 11 — места отбора образцов для геохронологических исследований и их номера.

На врезке показано положение исследуемого объекта в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (тектоническая основа по (Парфенов и др., 2003)): 12 — континентальные массивы (супертеррейны): АР — Аргунский, БЦ — Буря-Цзямусинский; 13 — палеозойские—раннемезозойские складчатые пояса: ЮМ — Южно-Монгольско-Хинганский, СЛ — Солонкерский, ВД — Вундурмиао, МО — Монголо-Охотский; 14 — позднеюрско-раннемеловые орогенные пояса; 15 — положение объекта исследования.

но кислого магматизма и вулканизма. При этом полученные к настоящему моменту геохронологические данные позволяют выделить два эпизода магматической активности — на рубеже неопротерозоя и палеозоя (550–540 млн лет) и в позднем кембрии (507–470 млн лет) (Сорокин и др., 2004, 2014б; Сорокин, Кудряшов, 2017; Sorokin et al., 2017; Wu et al., 2011).

Значительную роль в строении Аргунского массива играют терригенные и терригенно-карбонатные отложения, охватывающие стратиграфический интервал от силура до нижнего карбона. Они слагают Ольдойский и Гага-Сагаянский прогибы, а также локальные тектонические блоки, которые обычно рассматриваются в качестве фрагмента пассивной континентальной окраи-

ны (Парфенов и др., 1999; Геодинамика..., 2006 и др.). Однако результаты недавних исследований свидетельствуют о том, что формирование этих отложений протекало в различных геодинамических обстановках. В силуре обстановка их накопления соответствовала пассивной континентальной окраине, а в девоне она сменилась обстановкой активной континентальной окраины или зрелой островной дуги (Смирнова и др., 2013; Сорокин и др., 2015б).

Вдоль северной окраины Аргунского массива, обращенной в сторону Монголо-Охотского складчатого пояса, протягивается цепочка габбро-диорит-гранодиорит-гранитовых интрузий урушинского комплекса (Мартынюк и др., 1990; Геодинамика..., 2006). Имеющиеся определения возраста пород этого комплекса укладываются в интервал 278–274 млн лет (Сорокин и др., 2005). В Восточном Забайкалье вероятным аналогом урушинского комплекса является ундинский комплекс, породы которого занимают тождественную структурную позицию и имеют возраст 275–250 млн лет (Козлов и др., 2003).

К раннемезозойским образованиям Аргунского массива относятся деформированные позднетриасовые–юрские осадочные комплексы Верхнеамурского и Зей-Депского прогибов, а также позднемезозойские вулканоплутонические комплексы. Л.П. Зоненшайн с соавторами сопоставлял их с пассивными континентальными окраинами (Зоненшайн и др., 1990), тогда как Л.М. Парфенов с соавторами предполагал их орогенную природу (Парфенов и др., 1999). Связь образования Верхнеамурского прогиба с орогеническими событиями, сопровождавшими формирование Монголо-Охотского пояса, отмечается и другими исследователями (He et al., 2005; Смирнова и др., 2017).

На весь ансамбль разновозрастных геологических комплексов, слагающих Аргунский массив, “наложены” позднемезозойские вулканические и вулканоплутонические комплексы Большехинганского пояса, а также кайнозойские рыхлые отложения Амуро-Зейской впадины.

Таким образом, Аргунский континентальный массив представляет собой сложный коллаж разновозрастных и различных по составу геологических комплексов, при этом наименее исследованными из них являются те, которым приписывается докембрийский возраст. Эта неопределенность создает существенные трудности в понимании истории формирования как этого массива, так и всего Центрально-Азиатского складчатого пояса.

В этой связи целью настоящей работы было установление возраста и условий формирования чаловской серии на основе геохимических исследований метатерригенных пород этой серии,

относимой к раннему протерозою (Решения..., 1994; Геодинамика..., 2006; Петрук, Козлов, 2009) или рифею (Козырев, Волкова, 2001), а также U–Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований детритовых цирконов из этих отложений.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

В составе чаловской серии выделяются (снизу вверх) гребневская, магдагачинская и исагачинская толщи.

Гребневская толща пользуется наибольшим распространением в бассейне р. Чалая (правый приток р. Уркан, бассейн р. Зей). Толща сложена, согласно (Козырев, Волкова, 2001), биотитовыми гранат- и мусковитсодержащими, хлорит-серицитовыми, хлорит-эпидотовыми, серицит-хлорит-биотитовыми, эпидот-актинолитовыми и эпидотовыми сланцами с прослоями метаалевролитов, метапесчаников, метаандезитов и метабазальтов. В средней части разреза отмечаются известковистые метаалевролиты. Общая мощность гребневской толщи более 1870 м.

Магдагачинская толща выделена в бассейнах рек Луговая и Магдагачи (правый приток р. Ольга, бассейн р. Амур). В ее составе преобладают альбит-роговообманковые, альбит-биотитовые, эпидот-роговообманковые, мусковит-биотитовые, мусковит-хлорит-биотитовые, биотитовые, хлорит-биотит-альбитовые и гранатсодержащие андалузит-биотитовые сланцы, переслаивающиеся с метапесчаниками и метабазальтами (Козырев, Волкова, 2001). Общая мощность толщи более 1320 м.

Исагачинская толща развита в бассейнах рек Магдагачи, Ульдугичи (левый приток р. Буринда, бассейн р. Амур), Бол. Невер (левый приток р. Амур). Она сложена графит-мусковитовыми, двуслюдяными, биотитовыми, альбит-биотитовыми часто гранатсодержащими сланцами с прослоями пироксеновых, роговообманково-пироксеновых сланцев, мраморизованных доломитов, метацитов и метаандезитов (Волкова, 2002; Козырев, 2002). Мощность толщи оценивается в 860–1400 м.

Возраст чаловской серии является предметом дискуссий. Как было отмечено выше, большинство исследователей (см. обзоры в (Решения..., 1994; Геодинамика..., 2006; Петрук, Козлов, 2009)) относят серию к раннему протерозою. В то же время при проведении геолого-съемочных работ последнего поколения (Волкова, 2002) были выполнены U–Pb и Sm–Nd геохронологические исследования метавулканических исагачинской толщи, однако удовлетворительных геохронологических данных получить не удалось.

Для решения вопроса о возрасте метавулканитов исагачинской толщи были повторно проведены U—Pb геохронологические исследования тех же пород в том же месте, где были отобраны образцы для исследования в процессе геологическо-съемочных работ (Волкова, 2002). Согласно нашим данным (Сорокин и др., 2014б), возраст метадацитов составляет 476 ± 8 млн лет, что в стратиграфической шкале соответствует раннему ордовика.

Таким образом, проблему возраста метавулканитов исагачинской толщи можно считать решенной. Однако полученный возраст нельзя распространить на всю чаловскую серию, учитывая фрагментарность разрезов входящих в ее состав толщ.

Для оценки возраста и условий формирования других толщ чаловской серии нами были проведены геохимические исследования метатерригенных пород гребневской и магдагачинской толщ. Общая коллекция образцов (28 штук) была собрана в бассейне р. Магдагачи ($53^{\circ}30'06.6''$ с.ш., $125^{\circ}50'34.5''$ в.д.) и в междуречье Чалая—Гребневый ($53^{\circ}44'21.8''$ с.ш., $125^{\circ}27'29.5''$ в.д.) в местах наиболее полных разрезов магдагачинской и гребневской толщ (рис. 1). Кроме того, для двух образцов (по одному из каждой толщи) были проведены U—Th—Pb геохронологические (LA-ICP-MS) исследования детритовых цирконов. При этом были выбраны наиболее типичные по петрографическим и геохимическим особенностям образцы.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных и малых элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом (главные элементы, Zr) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск, аналитики В.И. Рождествина, А.И. Палажченко, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакова) на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S и методом ICP-MS (Li, Rb, Sr, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Th, U, Nb, Ta, Zn, Co, Ni, Sc, V, Cr, Pb) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск, аналитики Л.С. Боковенко, Е.М. Голубева, А.В. Штарева) на масс-спектрометре Elan 6100 DRC.

Гомогенизацию порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа осуществляли 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 корректировали 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 главных и малых элементов составила 3–10%.

Извлечение циркона выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей (аналитики Е.Н. Воропаева, О.Г. Медведева). U—Th—Pb геохронологические исследования детритовых цирконов (около 100 зерен из каждого образца) выполнены в Геоаналитической лаборатории Университета штата Вашингтон (США) на ICP масс-спектрометре ELEMENT 2, оснащенном системой лазерной абляции (LA) New Wave YAG 213 nm, с предварительным изучением их внутреннего строения в режиме катодолюминесценции. Диаметр кратера не превышал 20 мкм. Калибровку проводили по стандартам FC (Duluth complex, 1099.0 ± 0.6 млн лет (Paces, Miller, 1993)), MD (Mount Dromedary, 99.12 ± 0.14 млн лет (Renne et al., 1998)), R3 (Braintree complex, 418.9 ± 0.4 млн лет (Black et al., 2004)), T2 (Temora 2, 416.78 ± 0.33 млн лет (Black et al., 2004)). Экспериментальные данные обработаны с помощью программы ISOPLOT (Ludwig, 1999). В ходе интерпретации данных учитывались рекомендации, опубликованные в (Whitehouse et al., 1999; Gehrels, 2011). В частности, во внимание принимались только те оценки возраста, дискордантность которых не превышала 10%. При этом для цирконов древнее 1.0 млрд лет использованы оценки возраста, рассчитанные по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, а для более молодых цирконов — по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Все погрешности возрастов в тексте и на рисунках приведены на уровне 2σ .

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ГРЕБНЕВСКОЙ И МАГДАГАЧИНСКОЙ ТОЛЩ

Среди образцов, отобранных из гребневской толщи, преобладают метапесчаники светло- и темно-серого цвета, с бластопаппитовой мелкозернистой структурой и сланцеватой текстурой. Обломочный материал размером от 0.10 до 0.25 мм (единичные обломки достигают 1 см), угловатой, полуугловатой, редко полукатанной формы и представлен кварцем (10–40%), альбитом (10–40%), олигоклазом (до 10%). Содержание слюдястых минералов (биотита, хлорита, мусковита, актинолита) варьирует от 15 до 30%. Цемент контурный, поровый слюдисто-глинистый, поровый слюдисто-кварцевый или базальный кальциевый. Среди

акцессорных минералов выявлены рудные минералы, циркон, апатит, сфен, гранат и гидроокислы железа.

В составе магдагачинской толщи были изучены метапесчаники и метаалевролиты. Метапесчаники светло-серого и темно-серого цвета, с массивной текстурой и бластопсаммитовой мелкозернистой структурой. Обломочный материал (0.10–0.20 мм) угловатой и полуугловатой формы и представлен кварцем (40–45%), альбитом (15–40%), олигоклазом (до 20%), эпидотом (до 15%), клиноцоизитом (до 5%), актинолитом (до 5%), хлоритом (до 5%), биотитом (до 3%), калиевым полевым шпатом (КПШ, до 3%). Цемент соприкосновения слюдисто-кварцевого либо

кальциевого состава. Акцессорные минералы представлены рудными минералами, цирконом, апатитом, гранатом и сфеном. Метаалевролиты магдагачинской толщи темно- и светло-серого цвета, с массивной или сланцеватой текстурой и бластоалевритовой структурой. Среди обломочных компонентов преобладают кварц (25–45%), плагиоклазы (альбит 10–40%, олигоклаз до 20%) при подчиненном количестве эпидота (до 15%), актинолита (до 15%), КПШ (до 10%), обломков сланцев (до 10%), биотита (до 25%), хлорита (до 10%), мусковита (до 10%), клиноцоизита (до 3%). По форме обломки угловатые, полуугловатые, реже полуокатанные. Цемент соприкосновения, поровый слюдисто-

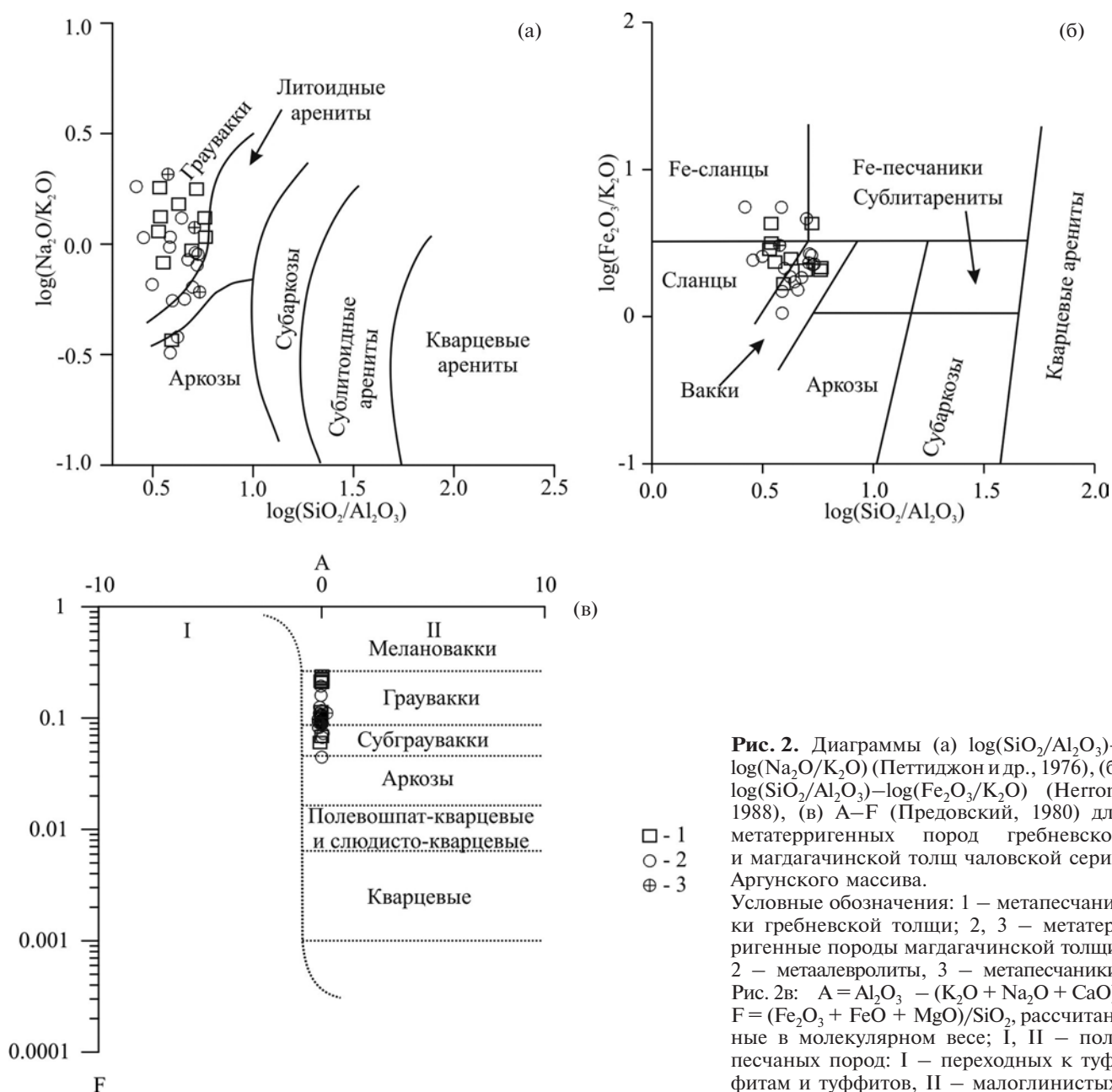


Рис. 2. Диаграммы (а) $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Петтиджон и др., 1976), (б) $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988), (в) А–F (Предовский, 1980) для метатерригенных пород гребневской и магдагачинской толщ чаловской серии Аргунского массива. Условные обозначения: 1 – метапесчаники гребневской толщи; 2, 3 – метатерригенные породы магдагачинской толщи: 2 – метаалевролиты, 3 – метапесчаники. Рис. 2в: $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$, $F = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$, рассчитанные в молекулярном весе; I, II – поля песчаных пород: I – переходных к туфоглинистым и туфоглинистым, II – малоглинистым.

Таблица 1. Химический состав представительных образцов метатерригенных пород гребневской и магдагачинской толщ чаловской серии Аргунского массива

Компо- ненты	Гребневская толща									
	Метапесчаники									
	C-1146	C-1146-1	C-1146-2	C-1146-3	C-1146-4	C-1147	C-1147-1	C-1147-2	C-1147-3	C-1148
SiO ₂	48.68	48.26	46.71	71.12	64.54	66.86	64.78	69.53	59.09	72.14
TiO ₂	0.92	0.97	0.90	0.65	0.74	0.68	0.63	0.59	0.85	0.55
Al ₂ O ₃	13.92	14.13	13.52	12.15	16.29	12.63	15.22	13.90	16.36	12.55
Fe ₂ O ₃ *	7.32	7.47	7.20	5.27	6.44	5.82	5.65	5.21	7.93	4.55
MnO	0.12	0.12	0.13	0.06	0.09	0.11	0.09	0.07	0.09	0.07
MgO	6.72	6.96	6.82	2.66	2.88	3.74	3.04	2.40	4.89	2.12
CaO	7.02	6.64	7.28	1.11	0.86	3.22	2.13	2.15	2.96	2.00
Na ₂ O	3.10	3.01	3.02	2.68	1.43	2.40	3.50	2.35	2.79	2.92
K ₂ O	2.32	2.62	1.69	2.48	3.88	1.35	2.31	2.50	3.38	2.20
P ₂ O ₅	0.47	0.51	0.44	0.13	0.16	0.19	0.15	0.09	0.19	0.11
П.п.п.	9.43	9.50	12.48	1.77	2.76	2.90	2.59	1.16	1.51	0.87
Сумма	100.02	100.19	100.19	100.08	100.07	99.90	100.09	99.95	100.04	100.08
Li	52	59	29	41	43	27	29	34	42	23
Rb	56	64	55	103	140	62	91	103	142	97
Sr	690	708	590	173	123	234	350	172	423	158
Ba	772	875	353	423	693	337	454	439	658	374
La	35.2	35.2	26.8	25.9	30.4	26.3	30.6	27.7	30.9	28.8
Ce	82.5	76.8	59.3	55.1	64.9	57.6	64.5	58.5	67.2	62.3
Pr	8.14	8.57	6.53	5.97	6.86	5.86	6.74	6.34	7.06	6.52
Nd	34.5	35.2	25.5	24.2	27.7	23.6	26.8	25.1	28.9	25.6
Sm	6.67	6.69	5.63	4.60	5.44	4.55	5.08	4.71	5.58	4.64
Eu	1.83	1.76	1.56	0.93	0.97	1.01	1.01	1.01	1.40	0.85
Gd	6.80	7.05	5.92	4.67	5.60	5.03	5.48	4.66	5.77	4.67
Tb	0.76	0.77	0.66	0.52	0.62	0.64	0.65	0.52	0.67	0.49
Dy	3.64	3.69	3.25	2.52	3.02	3.60	3.61	2.36	3.34	не опр.
Ho	0.58	0.58	0.51	0.42	0.51	0.68	0.66	0.36	0.55	0.30
Er	1.57	1.54	1.35	1.23	1.40	1.99	1.94	0.98	1.56	0.78
Tm	0.18	0.17	0.15	0.15	0.17	0.26	0.25	0.11	0.18	0.08
Yb	1.17	1.11	1.00	1.08	1.22	1.79	1.66	0.70	1.17	0.56
Lu	0.15	0.14	0.13	0.15	0.17	0.25	0.22	0.10	0.15	0.08
Y	21	21	22	27	27	25	26	27	23	28
Th	7.32	6.39	6.63	9.60	10.03	8.17	10.97	10.26	8.85	10.99
U	2.00	1.66	1.42	1.44	1.66	1.23	1.34	1.15	0.92	1.99
Zr	201	188	204	181	176	190	179	176	149	194
Nb	6	5	2	5	9	5	9	8	9	8
Ta	0.48	0.41	0.24	0.48	0.77	0.42	0.74	0.71	0.66	0.69
Zn	77	76	66	60	80	75	64	53	96	52
Co	16	16	16	13	15	15	14	13	17	12
Ni	116	111	114	68	59	132	50	45	135	41
Sc	16	15	13	11	14	12	13	11	17	10
V	153	159	139	92	102	118	87	75	136	66
Cr	356	321	347	274	147	481	157	164	212	158
Pb	12	11	8	14	13	10	15	16	16	15

Примечание. Оксиды даны в мас. %, элементы – в мкг/г. Fe₂O₃* – общее железо в форме Fe₂O₃.

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	Магдагачинская толща							
	Метаалевролиты							
	Z-30	Z-30-1	Z-30-2	Z-30-6	Z-30-7	Z-30-8	Z-30-14	Z-30-15
SiO ₂	66.26	50.74	60.42	56.82	59.01	61.05	59.54	60.00
TiO ₂	0.48	1.21	0.72	1.42	0.59	0.50	0.52	0.71
Al ₂ O ₃	13.20	19.20	15.52	14.70	14.79	13.31	14.07	15.41
Fe ₂ O ₃ *	5.61	10.47	5.09	10.43	6.20	4.97	5.94	6.68
MnO	0.10	0.12	0.06	0.10	0.06	0.06	0.08	0.07
MgO	2.84	5.07	4.33	4.53	3.50	3.80	4.08	2.92
CaO	8.33	3.32	4.08	6.29	7.77	9.18	8.79	2.22
Na ₂ O	0.78	3.45	3.72	1.84	1.63	1.86	1.22	2.06
K ₂ O	1.21	1.88	3.43	1.88	2.91	3.27	3.18	6.33
P ₂ O ₅	0.11	0.28	0.23	0.26	0.14	0.13	0.13	0.16
П.п.п.	2.36	3.90	2.00	1.14	2.44	1.17	2.33	1.22
Сумма	101.28	99.64	99.60	99.41	99.04	99.30	99.88	97.78
Li	24	69	19	36	26	8	22	38
Rb	60	84	81	97	171	136	103	271
Sr	209	170	1000	208	354	460	420	176
Ba	291	486	1017	284	368	385	441	680
La	21.9	27.6	33.2	24.2	34.9	27.0	28.9	27.9
Ce	46.2	72.3	80.5	52.9	83.4	55.5	60.1	58.7
Pr	5.56	7.83	8.27	6.51	8.57	6.61	7.21	6.91
Nd	22.0	32.2	32.5	27.4	32.7	25.3	27.6	27.1
Sm	4.64	6.99	5.69	6.05	6.56	5.11	5.57	5.38
Eu	0.88	1.50	1.37	1.56	1.18	0.98	0.95	1.10
Gd	5.22	7.46	5.39	7.36	7.33	5.78	6.15	5.94
Tb	0.75	1.01	0.54	1.04	1.00	0.80	0.84	0.76
Dy	4.39	5.55	2.55	6.37	5.72	4.64	4.84	4.16
Ho	0.88	1.01	0.43	1.31	1.16	0.94	0.95	0.79
Er	2.64	2.78	1.19	3.86	3.40	2.80	2.85	2.23
Tm	0.37	0.38	0.15	0.55	0.49	0.40	0.41	0.30
Yb	2.42	2.56	0.89	3.59	3.23	2.65	2.70	1.98
Lu	0.35	0.35	0.12	0.50	0.45	0.38	0.38	0.28
Y	26	34	21	32	36	31	29	44
Th	8.40	8.16	11.60	5.22	12.31	13.56	12.46	10.14
U	2.47	1.96	2.26	1.50	3.06	3.28	3.07	2.12
Zr	116	185	247	155	144	168	160	149
Nb	8	9	7	6	12	9	11	9
Ta	0.80	0.66	0.60	0.47	0.96	0.77	0.97	0.75
Zn	69	109	118	132	82	70	80	106
Co	17	41	19	37	19	13	17	24
Ni	31	78	142	33	33	30	32	55
Sc	12	22	10	28	15	13	13	16
V	86	171	95	250	108	101	92	114
Cr	154	100	317	90	113	121	97	136
Pb	16	25	24	11	27	35	25	27

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	Магдагачинская толща									
	Металлевролиты							Метапесчаники		
	Z-30-16	Z-30-17	Z-30-18	Z-30-20	Z-30-21	Z-31-1	Z-32	Z-30-3	Z-30-4	Z-30-5
SiO ₂	70.10	58.02	64.20	57.11	70.29	70.11	63.26	59.72	61.85	64.02
TiO ₂	0.62	0.85	0.39	0.79	0.58	0.42	0.50	0.49	0.48	0.44
Al ₂ O ₃	13.53	18.32	12.01	19.89	13.28	15.82	13.26	15.75	12.04	11.76
Fe ₂ O ₃ *	6.20	8.52	4.12	7.00	5.67	4.05	4.79	6.01	4.66	4.65
MnO	0.07	0.10	0.09	0.11	0.07	0.05	0.06	0.08	0.07	0.08
MgO	2.59	3.28	2.80	3.30	2.14	1.37	3.01	4.54	3.64	3.23
CaO	2.44	2.77	10.49	3.96	2.59	1.61	7.62	4.97	10.83	10.41
Na ₂ O	2.14	2.20	1.66	3.12	1.76	3.11	2.23	4.11	2.41	1.25
K ₂ O	2.32	3.32	1.83	2.89	2.17	2.35	2.60	1.97	2.01	2.04
P ₂ O ₅	0.12	0.18	0.10	0.13	0.12	0.08	0.11	0.13	0.11	0.11
П.п.п.	1.15	1.74	2.49	1.30	1.31	1.84	3.13	2.26	1.80	2.17
Сумма	101.28	99.30	100.18	99.60	99.98	100.81	100.57	100.03	99.90	100.16
Li	36	38	6	33	24	19	5	19	6	9
Rb	119	177	94	166	125	80	87	79	68	98
Sr	125	177	417	231	157	186	365	712	373	340
Ba	387	481	252	410	359	308	371	724	295	239
La	18.2	19.3	27.9	56.5	25.0	19.3	28.1	13.4	30.6	31.0
Ce	37.6	37.1	56.3	125.9	50.9	40.5	57.6	28.8	73.4	67.9
Pr	4.41	4.41	6.61	11.63	5.98	4.80	6.83	3.47	7.32	7.23
Nd	17.1	17.4	25.3	42.0	23.0	18.2	25.6	14.2	27.0	26.7
Sm	3.26	3.59	5.09	7.03	4.36	3.58	5.14	2.87	5.32	5.24
Eu	0.90	1.12	1.06	1.05	1.06	0.90	0.94	0.81	0.87	0.85
Gd	3.39	3.84	5.80	7.16	4.50	3.82	5.80	2.93	5.91	5.84
Tb	0.41	0.45	0.78	0.76	0.51	0.47	0.79	0.36	0.80	0.79
Dy	1.88	2.05	4.52	3.44	2.18	2.38	4.64	1.97	4.66	4.62
Ho	0.31	0.34	0.91	0.55	0.33	0.45	0.92	0.38	0.93	0.94
Er	0.81	0.88	2.69	1.46	0.81	1.35	2.74	1.05	2.80	2.83
Tm	0.10	0.12	0.38	0.17	0.10	0.20	0.39	0.15	0.41	0.41
Yb	0.67	0.79	2.50	1.13	0.65	1.37	2.62	1.14	2.66	2.68
Lu	0.10	0.12	0.36	0.16	0.09	0.22	0.38	0.14	0.38	0.38
Y	31	37	29	35	33	33	29	20	26	28
Th	7.63	7.42	11.29	21.93	9.82	8.68	12.18	3.99	17.23	14.26
U	1.35	1.55	3.31	2.96	1.67	2.07	2.87	1.08	4.87	3.84
Zr	158	147	153	251	140	230	165	151	188	163
Nb	7	11	8	15	8	7	9	4	9	9
Ta	0.58	0.94	0.71	0.94	0.62	0.56	0.74	0.32	1.24	1.21
Zn	52	150	72	50	95	57	77	67	84	61
Co	22	31	11	23	19	13	14	23	13	12
Ni	46	65	29	17	50	21	28	81	27	27
Sc	12	20	10	10	13	6	12	16	12	12
V	91	154	76	83	92	43	92	109	96	90
Cr	182	173	119	67	219	78	154	479	120	133
Pb	16	27	18	23	18	23	22	22	21	13

кварцевый или соприкосновения кальциевый. Акцессорные минералы: рудные минералы, циркон, апатит, гранат, сфен, ортит, гидроокислы железа.

Переходя к анализу химического состава, в первую очередь следует отметить широкие вариации содержаний большинства петрогенных компонентов (SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO) (табл. 1), что указывает на присутствие в области размыва разнообразных по составу пород.

На классификационных диаграммах $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$, $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ фигуративные точки составов метатерригенных пород гребневской и магдагачинской толщ располагаются в поле граувакк, вакк, сланцев и Fe-сланцев (рис. 2а, 2б). На диаграмме А–F (рис. 2в), основанной на соотношении фемической (F) и глиноземистой (глинистой) (A) компонент, составы пород отвечают грауваккам и субграуваккам.

В метапесчаниках гребневской толщи суммарная концентрация редкоземельных элементов (ΣREE) варьирует от 128 до 184 мкг/г (табл. 2), при этом отмечается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 9.96 - 34.95$, $[\text{Gd}/\text{Yb}]_n = 2.27 - 6.75$) и четко проявленная отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.53 - 0.82$) (рис. 3а).

Для метапесчаников и метаалевролитов магдагачинской толщи характерны значительные большие вариации суммы лантаноидов ($\Sigma\text{REE} = 72 - 259$ мкг/г), отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.45 - 0.91$), умеренно дифференцированное распределение редкоземельных элементов ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 4.57 - 18.40$, $[\text{Gd}/\text{Yb}]_n = 1.66 - 5.60$), и лишь в трех образцах метаалевролитов величина отношения $[\text{La}/\text{Yb}]_n$ превышает 25 (рис. 3б, табл. 2).

Графики распределения элементов-примесей в метатерригенных отложениях гребневской

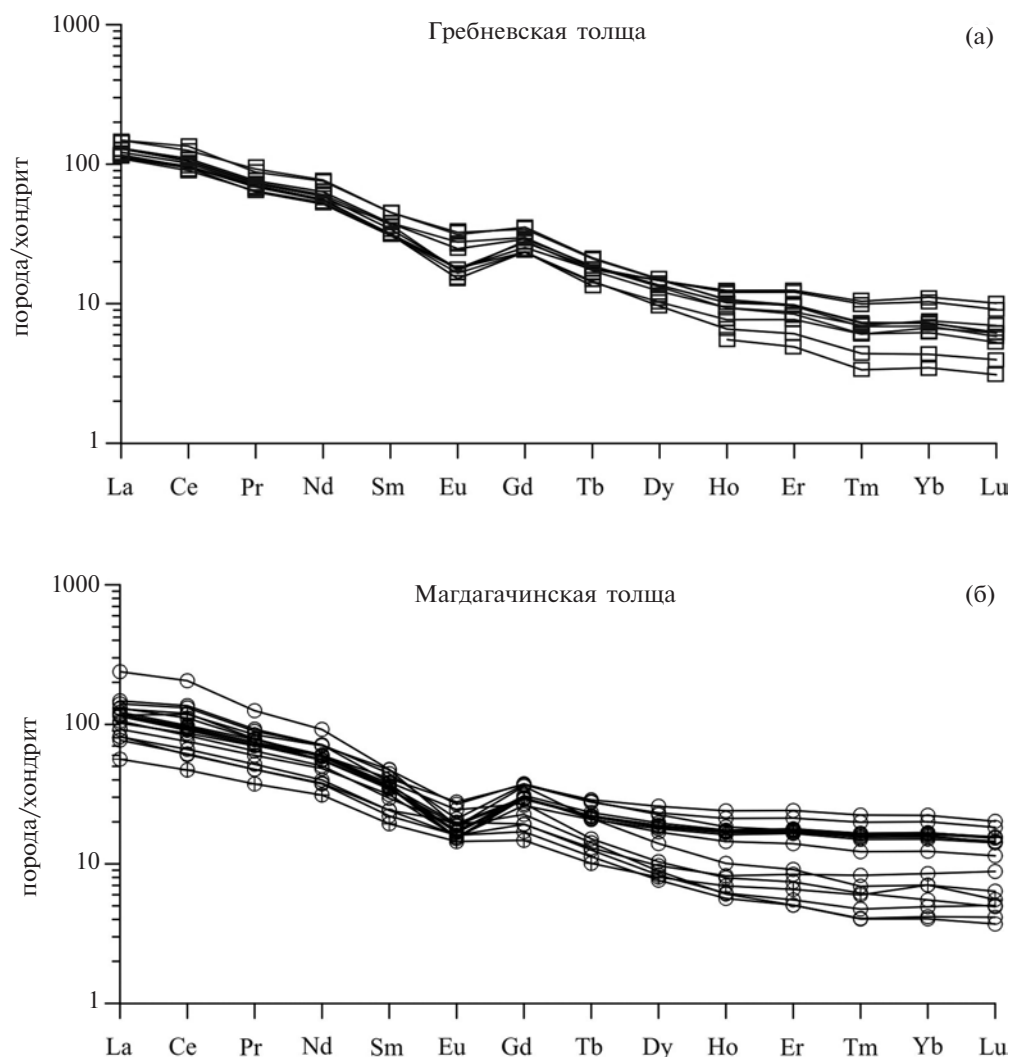


Рис. 3. График распределения редкоземельных элементов в метатерригенных породах гребневской (а) и магдагачинской (б) толщ чаловской серии Аргунского массива. Использован состав хондрита по (McDonough, Sun, 1995).

Таблица 2. Значения некоторых геохимических параметров в метатерригенных породах гребневской и магдагачинской толщ чаловской серии Аргунского массива

Номер образца	[La/Yb] _n	[Gd/Yb] _n	Eu/Eu*	ΣREE
Гребневская толща				
Метапесчаники				
C-1146	20.37	4.69	0.82	184
C-1146-1	21.50	5.13	0.78	179
C-1146-2	18.19	4.79	0.82	138
C-1146-3	16.31	3.48	0.61	128
C-1146-4	17.01	3.73	0.53	149
C-1147	9.96	2.27	0.64	133
C-1147-1	12.54	2.67	0.58	149
C-1147-2	26.93	5.40	0.65	133
C-1147-3	17.93	3.99	0.74	154
C-1148	34.95	6.75	0.55	136
min	9.96	2.27	0.53	128
max	34.95	6.75	0.82	184
Магдагачинская толща				
Метаалевролиты				
Z-30	6.15	1.74	0.54	118
Z-30-1	7.30	2.36	0.63	169
Z-30-2	25.42	4.91	0.74	173
Z-30-6	4.57	1.66	0.71	143
Z-30-7	7.35	1.84	0.52	190
Z-30-8	6.92	1.76	0.54	139
Z-30-14	7.30	1.85	0.49	150
Z-30-15	9.56	2.42	0.59	144
Z-30-16	18.40	4.07	0.82	89
Z-30-17	16.56	3.92	0.91	92
Z-30-18	7.59	1.88	0.60	140
Z-30-20	33.84	5.11	0.45	259
Z-30-21	26.17	5.60	0.72	120
Z-31-1	9.56	2.25	0.74	98
Z-32	7.27	1.79	0.52	142
Метапесчаники				
Z-30-3	7.98	2.09	0.85	72
Z-30-4	7.81	1.79	0.47	163
Z-30-5	7.87	1.77	0.47	158
min	4.57	1.66	0.45	72
max	33.84	5.60	0.91	259

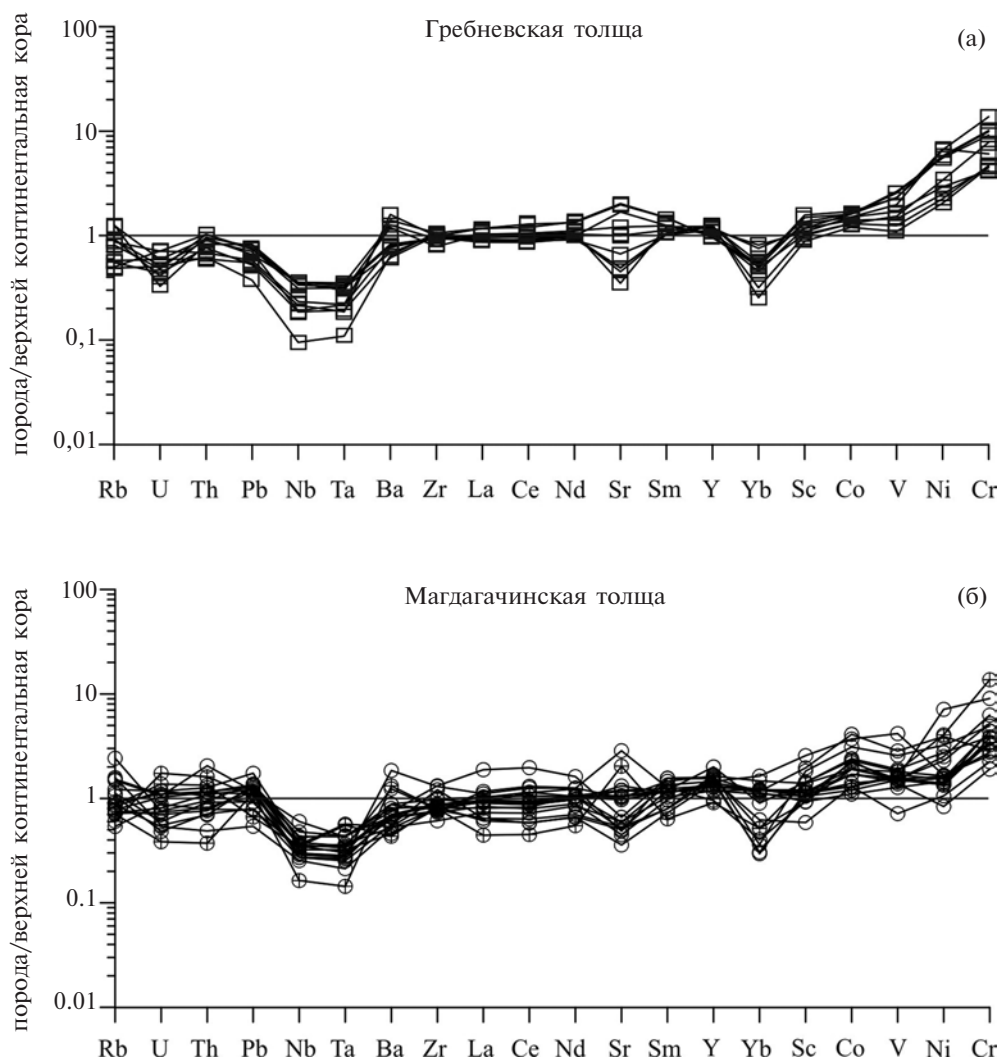


Рис. 4. График распределения микроэлементов в метатерригенных породах гребневской (а) и магдагачинской (б) толщ чаловской серии Аргунского массива. Использован состав верхней континентальной коры по (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

и магдагачинской толщ близки. Концентрации большинства микроэлементов в них находятся на уровне таковых в верхней континентальной коре при незначительном дефиците Nb (2–15 мкг/г), Ta (0.24–1.24 мкг/г) (рис. 4, табл. 1). Следует отметить значительные вариации концентраций Sr (123–1000 мкг/г), Rb (55–271 мкг/г), Ba (239–1017 мкг/г), что, вероятно, связано с вторичными преобразованиями отложений, а также повышенные содержания сидерофильных элементов, прежде всего Ni (до 142 мкг/г) и Cr (до 481 мкг/г). Последнее обстоятельство указывает на присутствие средних и (или) основных пород в области размыта.

РЕКОНСТРУКЦИЯ СОСТАВА ИСТОЧНИКОВ СНОСА

Для определения степени химического преобразования пород в области размыта часто используются литогеохимические модули, в основе которых лежат соотношения основных породообразующих компонентов. Некоторые из таких наиболее часто используемых петрохимических параметров рассчитаны для пород гребневской и магдагачинской толщ и приведены в табл. 3. Из анализа этой таблицы следует, что исследуемые породы характеризуются значительными вариациями гидролизатного ($ГМ = 0.25–0.61$), фемического ($ФМ = 0.08–0.31$), титанового ($ТМ = 0.03–0.10$) модулей и “полевошпатового индикатора” ($НКМ = 0.15–0.54$) (табл. 3). Такие

Таблица 3. Значения основных петрохимических модулей и индексов химического выветривания в метатерригенных породах гребневской и магдагачинской толщ чаловской серии Аргунского массива

Номер образца	ТМ	ГМ	ФМ	HKM	CIW	CIA	WIP
Гребневская толща							
Метапесчаники							
C-1146	0.07	0.46	0.29	0.39	44	41	85
C-1146-1	0.07	0.47	0.30	0.40	45	42	86
C-1146-2	0.07	0.46	0.30	0.35	43	40	80
C-1146-3	0.05	0.26	0.11	0.42	65	57	56
C-1146-4	0.05	0.36	0.15	0.33	80	67	56
C-1147	0.05	0.29	0.14	0.30	56	53	52
C-1147-1	0.04	0.33	0.14	0.38	61	56	66
C-1147-2	0.04	0.28	0.11	0.35	64	57	55
C-1147-3	0.05	0.43	0.22	0.38	62	55	75
C-1148	0.04	0.25	0.09	0.41	60	54	57
min	0.04	0.25	0.09	0.30	43	40	52
max	0.07	0.47	0.30	0.42	80	67	86
Магдагачинская толща							
Метаалевролиты							
Z-30	0.04	0.29	0.13	0.15	44	43	46
Z-30-1	0.06	0.61	0.31	0.28	62	58	70
Z-30-2	0.05	0.35	0.18	0.46	53	47	86
Z-30-6	0.10	0.47	0.26	0.25	50	47	61
Z-30-7	0.04	0.37	0.16	0.31	47	43	69
Z-30-8	0.04	0.31	0.14	0.38	40	36	79
Z-30-14	0.04	0.35	0.17	0.31	44	40	72
Z-30-15	0.05	0.38	0.16	0.54	67	52	86
Z-30-16	0.05	0.29	0.13	0.33	63	56	53
Z-30-17	0.05	0.48	0.20	0.30	68	60	65
Z-30-18	0.03	0.26	0.11	0.29	36	34	65
Z-30-20	0.04	0.49	0.18	0.30	62	56	72
Z-30-21	0.04	0.28	0.11	0.30	64	57	47
Z-31-1	0.03	0.29	0.08	0.34	66	60	56
Z-32	0.04	0.29	0.12	0.36	43	40	70
Метапесчаники							
Z-30-3	0.03	0.37	0.18	0.39	50	47	80
Z-30-4	0.04	0.28	0.14	0.37	34	32	77
Z-30-5	0.04	0.26	0.12	0.28	36	34	64
min	0.03	0.26	0.08	0.15	34	32	46
max	0.10	0.61	0.31	0.54	68	60	86

Примечание. ТМ= $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Мигдисов, 1960); ГМ = $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$ (Юдович и др., 1977); ФМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$ (Юдович, 1981); HKM = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Юдович, 1981); CIW = $100 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ (Harnois, 1988); CIA = $(\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) \cdot 100$ (Nesbitt, Young, 1982; Visser, Young, 1990); WIP = $100 \cdot ((2 \cdot \text{Na}_2\text{O} / 0.35) + (\text{MgO} / 0.90) + (2 \cdot \text{K}_2\text{O} / 0.25) + (\text{CaO} / 0.70))$ (Parker, 1970). При расчете индексов химического выветривания использовались компоненты, пересчитанные в молекулярные количества.

вариации, вероятно, связаны с присутствием в области сноса различного по составу и степени химического выветривания исходного материала.

Кроме того, составам метатерригенных пород гребневской и магдагачинской толщ свойственна положительная корреляционная связь в парах ТМ–ГМ, ТМ–ФМ (рис. 5а, 5б) и отрицательная в паре SiO_2 –ФМ (рис. 5в), что свидетельствует о накоплении материала первого цикла. На это же указывает и диаграмма Zr/Sc–Th/Sc (рис. 5г), на которой фигуративные точки составов изу-

ченных метаосадочных пород соответствуют тренду, отвечающему размыву первичных пород, а не рециклированных осадков.

Величины индексов химического выветривания $\text{CIA} = 32\text{--}67$, $\text{WIP} = 46\text{--}86$, $\text{CIW} = 34\text{--}80$ (табл. 3) в метапесчаниках гребневской толщи, метаалевролитах и метапесчаниках магдагачинской толщи характеризуются значительными вариациями, что также указывает на различную степень химического выветривания исходных пород в области размыва.

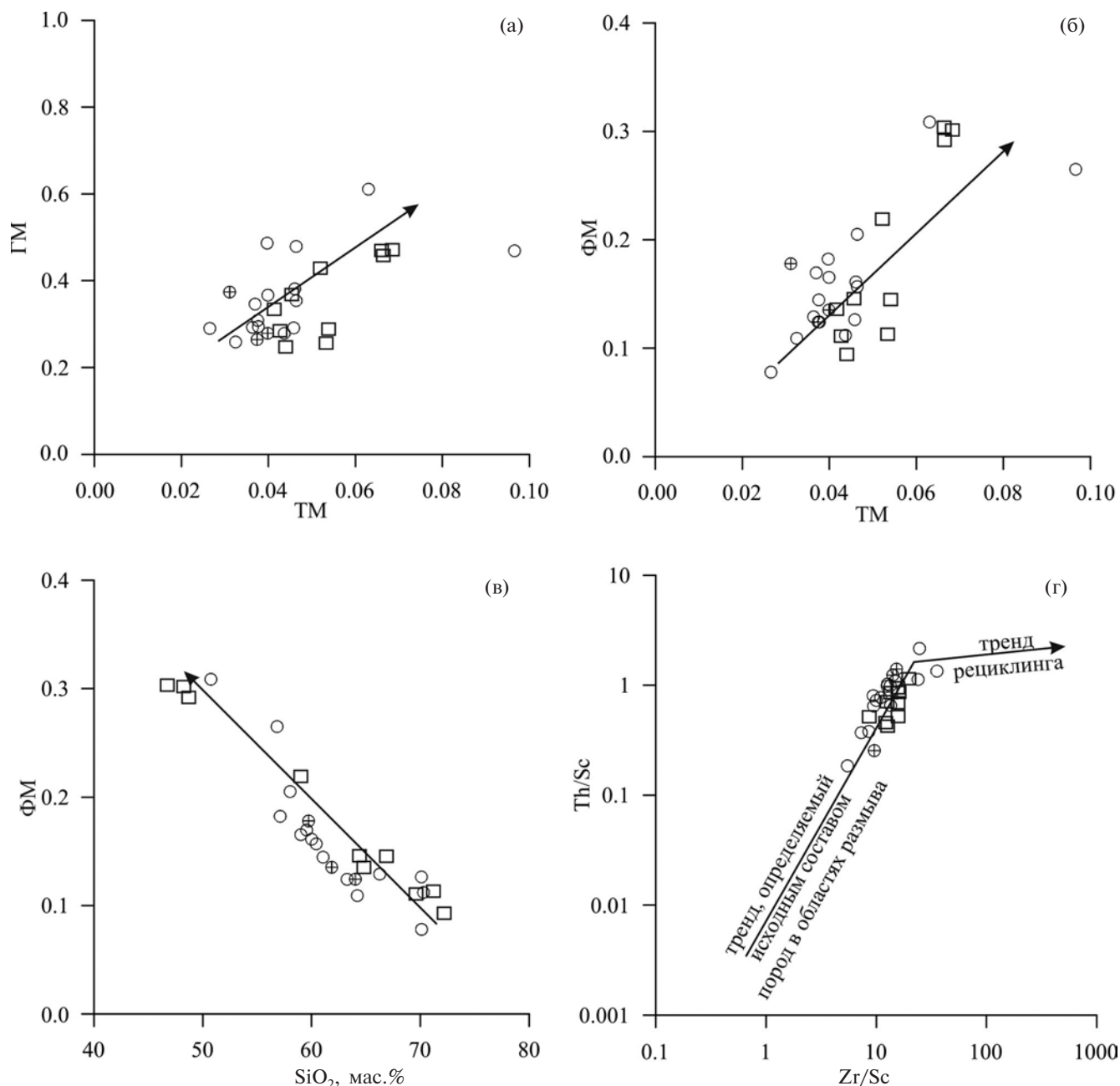


Рис. 5. Диаграммы (а) ТМ–ГМ, (б) ТМ–ФМ, (в) SiO_2 –ФМ, (г) Zr/Sc–Th/Sc для метатерригенных пород гребневской и магдагачинской толщ чаловской серии Аргунского массива.

Тренды на рис. 5г приведены по (McLennan et al., 1993). Условные обозначения см. на рис. 2.

Для реконструкции состава пород питающих провинций используются диаграммы, основанные на соотношениях как макрокомпонентов, так и микроэлементов. В частности, положение фигуративных точек составов большинства исследованных пород на диаграммах (рис. 6а, 6б), основанных на соотношениях в осадочных породах кремнекислоты и щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O}$) и $(\text{CaO} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2/10 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, свиде-

тельствует о том, что в области сноса в период осадконакопления доминировали кислые, умеренно кислые и средние по составу первичные породы. И лишь два образца песчаников гребневской толщи оказались геохимически близки рециклированным осадкам (рис. 6а). Аналогичный вывод следует из диаграмм $\text{La}/\text{Sc} - \text{Th}/\text{Co}$ и $\text{Nb}/\text{Y} - \text{Zr}/\text{TiO}_2$, основанных на соотношении микроэлементов (рис. 6в, 6г).

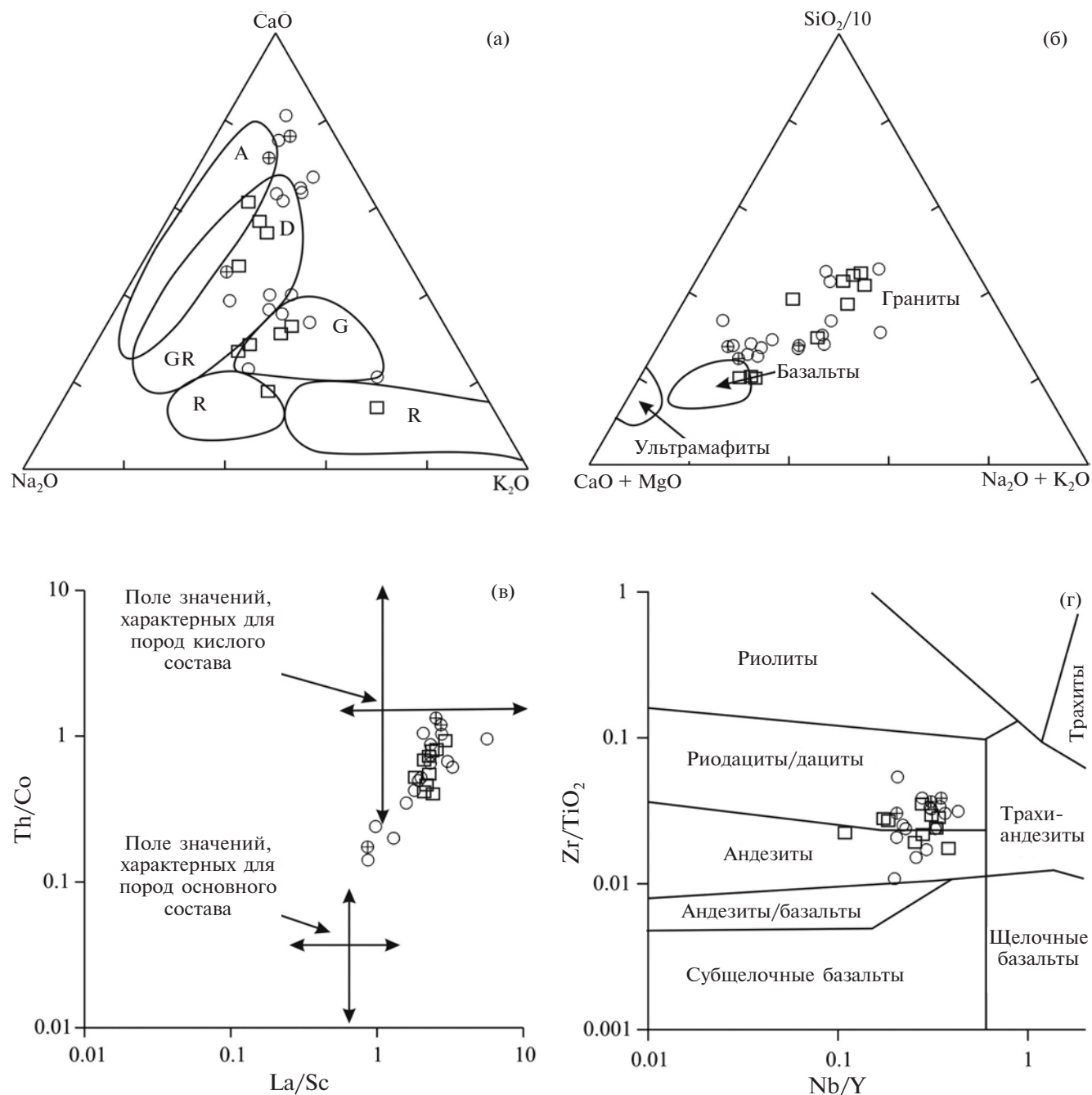


Рис. 6. Диаграммы (а) $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ (Bhatia, 1983), (б) $(\text{CaO} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2/10 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Taylor, McLennan, 1985), (в) $\text{La}/\text{Sc} - \text{Th}/\text{Co}$ (Cullers, 2002), (г) $\text{Nb}/\text{Y} - \text{Zr}/\text{TiO}_2$ (Winchester, Floyd, 1977) для метатерригенных пород гребневской и магдагачинской толщ чаловской серии Аргунского массива.

Рис. 6а: А – андезиты, D – дациты, GR – гранодиориты, G – граниты, R – рециклированные осадки. Условные обозначения см. на рис. 2.

Для реконструкции палеогеодинамических обстановок осадконакопления разработана целая серия дискриминантных диаграмм, среди которых наиболее часто используются диаграммы, в основу которых положена тенденция уменьшения содержаний $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$, TiO_2 , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ и увеличения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ в песчаниках от океанических островных дуг к островным дугам на континентальной коре, затем к активной и пассивной континентальным окраинам (Интерпретация..., 2001 и др.). На этих диаграммах (рис. 7а–7в) составы метатерригенных пород гребневской и магдагачинской толщ, характеризующиеся достаточно высокими кон-

центрациями TiO_2 , значительными величинами $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, соответствуют осадкам, сформированным в обстановках островных дуг, в меньшей степени осадкам активных континентальных окраин.

Анализ дискриминационных диаграмм (рис. 8а–8в), основанных на распределении микроэлементов, приводит к аналогичным выводам. В частности, в метатерригенных породах гребневской и магдагачинской толщ отмечается дефицит Th, Zr по отношению к Co, La, Sc, что характерно для осадочных пород, формирующихся в обстановках активной континентальной окраины и островных дуг (Bhatia, Crook, 1986).

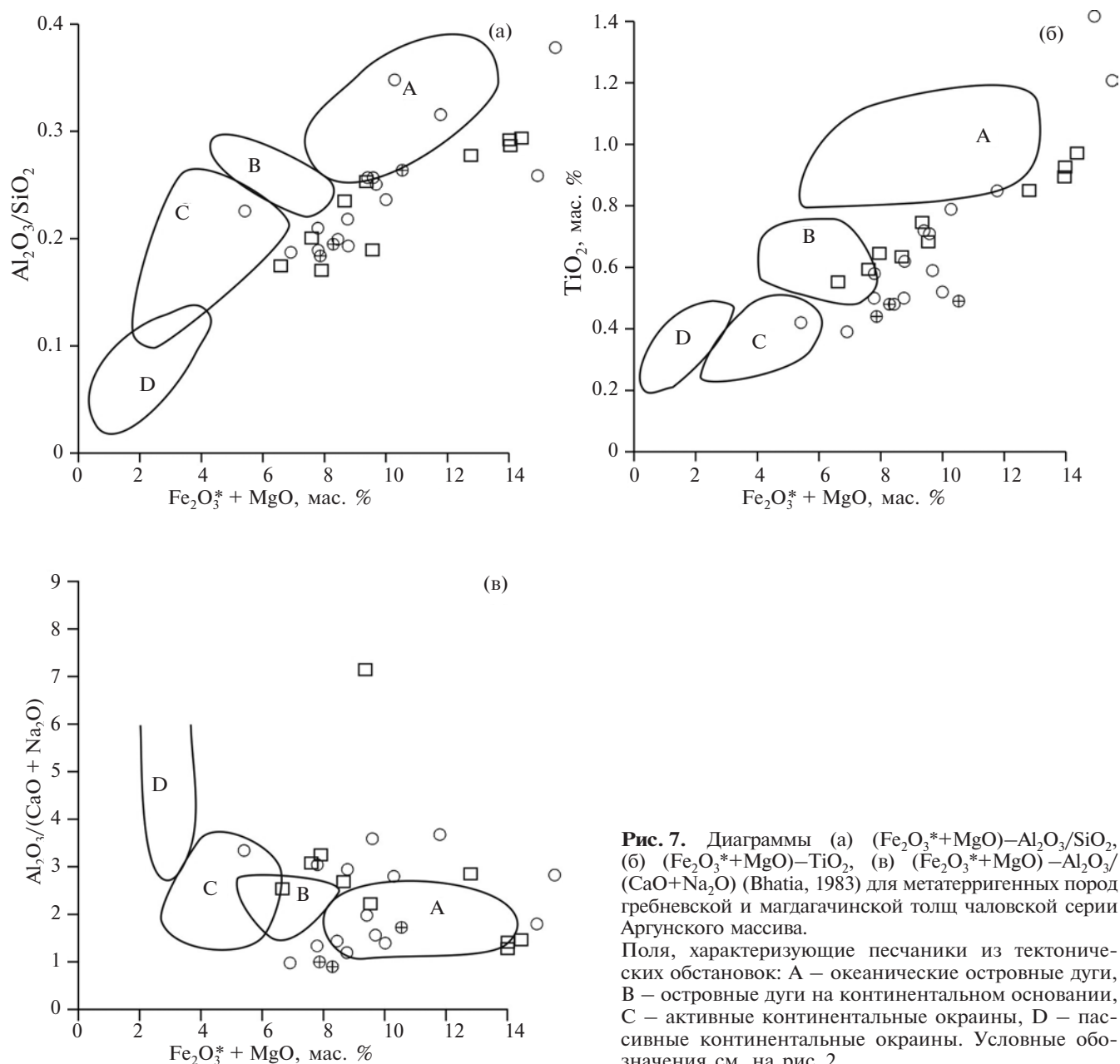


Рис. 7. Диаграммы (а) $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, (б) $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{TiO}_2$, (в) $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ (Bhatia, 1983) для метатерригенных пород гребневской и магдагачинской толщ чаловской серии Аргунского массива.

Поля, характеризующие песчаники из тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – островные дуги на континентальном основании, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины. Условные обозначения см. на рис. 2.

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

U–Th–Pb геохронологические (LA-ICP-MS) исследования выполнены для цирконов, выделенных из метапесчаников гребневской толщи (обр. С-1148) и метаалевролитов магадачинской толщи (обр. Z-30-16). Места отбора образцов показаны на рис. 1.

Среди детритовых цирконов (105 зерен), выделенных из метапесчаника гребневской толщи (обр. С-1148), присутствуют 88 зерен этого ми-

нерала с конкордантными оценками возраста. Ордовикские (484–478 млн лет, 3%), кембрийские (540–487 млн лет, 58%), вендские (568–542 млн лет, 8%) цирконы образуют единую группу, что отчетливо проявлено на гистограмме возрастов (рис. 9а). В значимом количестве присутствуют среднерифейские (1.20–1.04 млрд лет, 12%) и раннерифейские (1.6–1.4 млрд лет, 9%) цирконы. Единичные зерна циркона имеют позднерифейский (930–733 млн лет, 3%) и раннепротерозойский (1.9–1.7 млрд лет, 6%) возрасты.

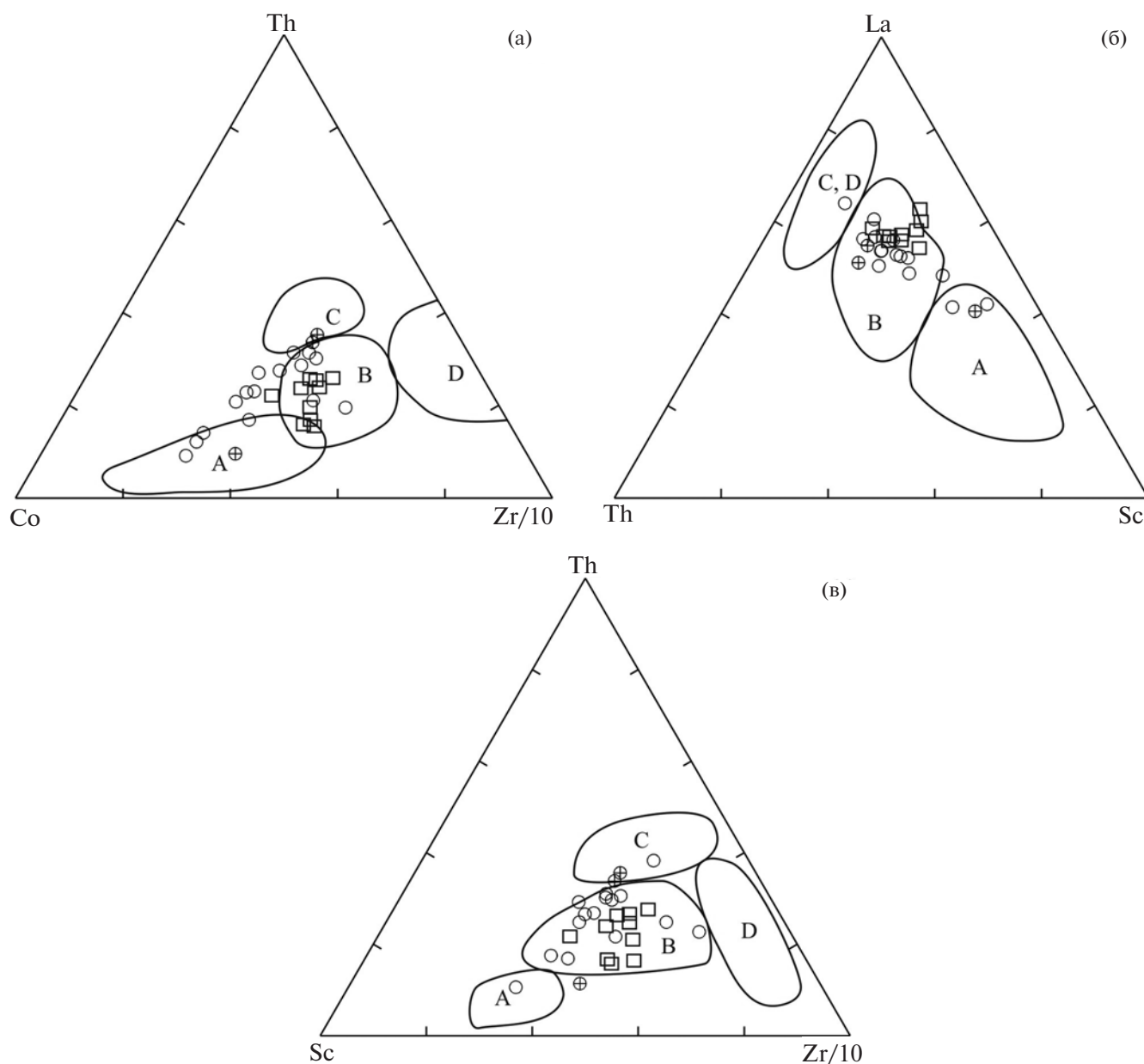


Рис. 8. Диаграммы (а) Co–Th–Zr/10, (б) Th–La–Sc, (в) Sc–Th–Zr/10 (Bhatia, Crook, 1986) для метатерригенных пород гребневской и магадачинской толщ чаловской серии Аргунского массива.

Поля, характеризующие песчаники из тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – островные дуги на континентальном основании, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины. Условные обозначения см. на рис. 2.

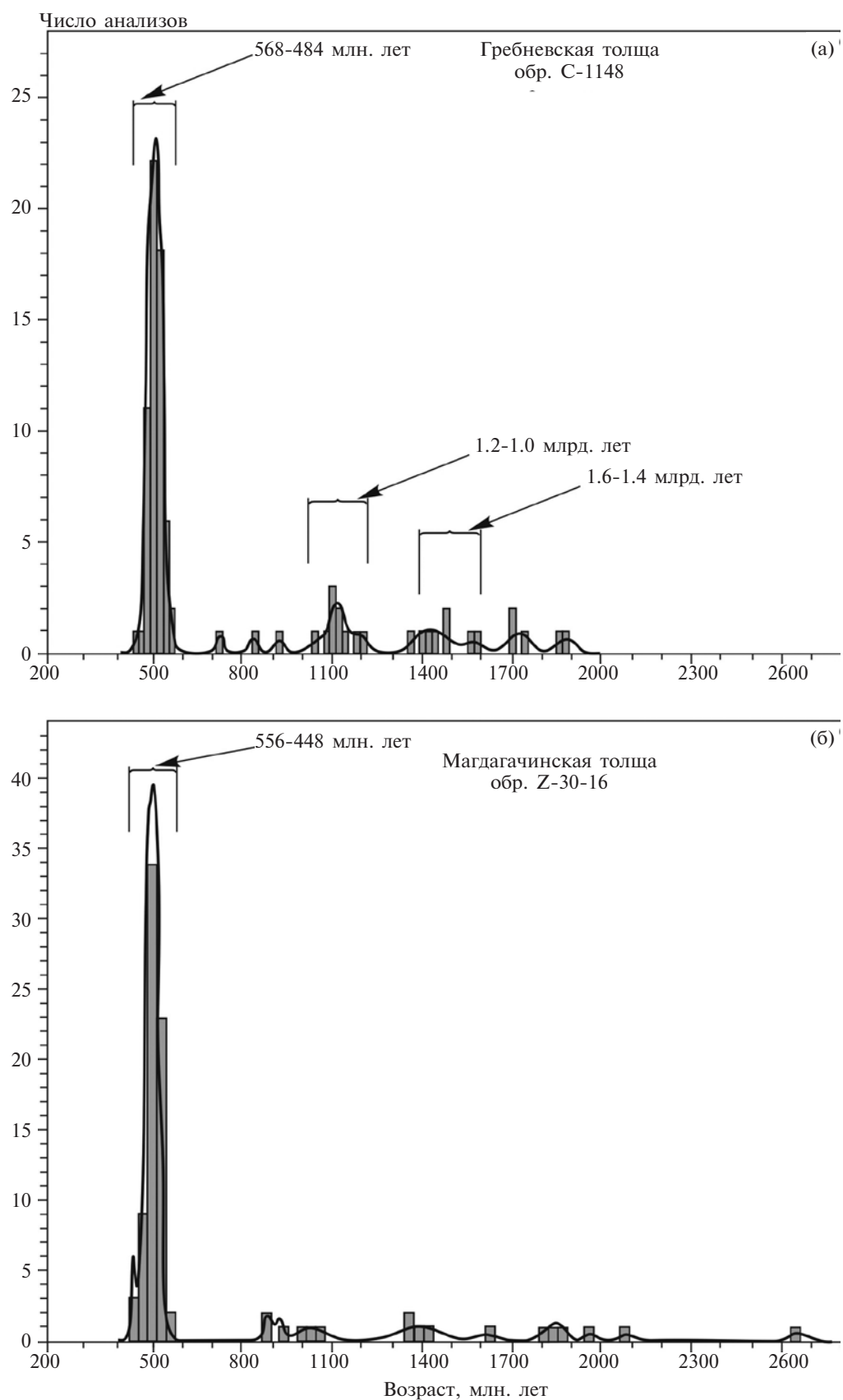


Рис. 9. Гистограммы и кривые относительной вероятности возрастов детритовых цирконов из (а) метапесчаника гребневской толщи (обр. С-1148) и (б) металавроволита магдагачинской толщи (обр. Z-30-16) чаловской серии Аргунского массива.

Для детритовых цирконов (110 зерен) из метаалевролита магдагачинской толщи (обр. Z-30-16) получено 86 конкордантных оценок возраста. Среди них доминируют ордовикские (484–448 млн лет, 13%), кембрийские (541–488 млн лет, 63%), вендские (556–542 млн лет, 7%) цирконы, которые, как и в песчанике гребневской толщи, образуют единую группу (рис. 9б). Цирконы с рифейскими и раннепротерозойскими возрастами представлены единичными зернами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приступая к обсуждению полученных данных, сначала рассмотрим результаты U–Th–Pb геохронологических исследований детритовых цирконов.

Наиболее молодые цирконы в метапесчанике гребневской толщи (обр. С-1148) имеют возраст ~478 млн лет (ранний ордовик), в метаалевролите магдагачинской толщи (обр. Z-30-16) ~448 млн лет (поздний ордовик). Если учесть, что возраст метадацитов исагачинской толщи составляет 476 ± 8 млн лет (Сорокин и др., 2014б), то можно уверенно говорить об ордовикском возрасте чаловской серии.

Кроме того, из результатов геохронологических исследований следует, что в метатерригенных породах гребневской и магдагачинской толщ преобладают цирконы раннепалеозойского возраста (рис. 9а, 9б). Аналогичная особенность ранее была отмечена для палеозойских (Смирнова и др., 2013) и юрских отложений (Смирнова и др., 2017) Аргунского массива. Главными источниками этих цирконов, на наш взгляд, являются ордовикские и кембрийские гранитоиды, а также вулканические породы кислого состава, выявленные в последние годы в строении рассматриваемого континентального массива (Сорокин и др., 2004; Сорокин, Кудряшов, 2017; Sorokin et al., 2017; Ge et al., 2005; Wu et al., 2011 и др.). Также установлены интрузии вендского и позднерифейского возрастов (Wu et al., 2011; Tang et al., 2013; Сорокин и др., 2015а и др.), которые можно рассматривать в качестве источников обломочных цирконов соответствующего возраста в породах гребневской и магдагачинской толщ (рис. 9а, 9б). В отношении более древних цирконов определенности меньше. Однако стоит отметить, что магматических пород древнее 1 млрд лет в пределах Аргунского массива до сих пор не выявлено, а величины Nd-модельных возрастов в магматических и осадочных породах этого массива, как правило, не превышают 1.5 млрд лет (Сорокин и др., 2004, 2005, 2014а, 2015б; Смирнова и др., 2017), что делает про-

блематичными представления об участии раннепротерозойских и более древних пород в его строении.

Переходя к тектонической интерпретации, в первую очередь следует иметь в виду, что в разрезе чаловской серии присутствуют метабазалты, метаандезиты, метадациты (Решения..., 1994; Козырев, Волкова, 2001; Козырев, 2002; Волкова, 2002). В совокупности с результатами геохронологических исследований детритовых цирконов, это свидетельствует о том, что осадконакопление происходило при активной магматической деятельности, а геохимические особенности вулканитов указывают (Сорокин и др., 2014б) на их надсубдукционное происхождение.

Как было показано, метатерригенные породы гребневской и магдагачинской толщ по своим геохимическим особенностям близки осадкам, формирующимся в обстановках активной континентальной окраины и островных дуг. Это хорошо согласуется как с геологическими критериями, отмеченными выше, так и с другими выводами, вытекающими из анализа химического состава пород гребневской и магдагачинской толщ. В частности, имеются основания предполагать присутствие в области размыва средних, умеренно кислых и кислых магматических пород. При этом значительные вариации индексов выветривания (CIA, WIP, CIW) свидетельствуют о том, что исходные породы, явившиеся источниками кластического материала, были в различной степени преобразованы химическим выветриванием.

В целом приведенные данные свидетельствуют о том, что формирование чаловской серии происходило в ордовике в обстановке активной континентальной окраины или островной дуги. Это позволяет провести корреляцию событий в раннем палеозое в пределах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Как было показано выше, в истории формирования Аргунского континентального массива на это время приходится интенсивные магматические события, связанные с процессами субдукции (Сорокин и др., 2004; Сорокин, Кудряшов, 2017; Sorokin et al., 2017; Ge et al., 2005; Wu et al., 2011 и др.). Близкие по возрасту магматические процессы реконструируются для Буреинского (Сорокин и др., 2011а), Цзямусинского и Ханкайского массивов (Guo et al., 2009; Котов и др., 2009в; Wu et al., 2011; Сорокин и др., 2011б; Бучко и др., 2012; Wang et al., 2016; Xu et al., 2018). В этой связи нельзя исключать, что упомянутые континентальные массивы восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса имеют общую геодинамическую историю.

ВЫВОДЫ

1. Наиболее молодые цирконы в метапесчаниках гребневской толщи имеют возраст ~478 млн лет (ранний ордовик), в метаалевролитах магдагачинской толщи ~448 млн лет (поздний ордовик). В совокупности с данными о возрасте метадицитов исагачинской толщи (476 ± 8 млн лет; Сорокин и др., 2014б), полученные данные свидетельствуют об ордовикском возрасте чаловской серии.

2. Накопление осадков чаловской серии происходило в обстановке активной континентальной окраины или островной дуги на фоне интенсивной магматической деятельности.

3. Раннепалеозойский надсубдукционный магматизм проявился в пределах всех континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Аргунского, Мамынского, Буреинского, Цзямусинского, Ханкайского). В этой связи нельзя исключать, что упомянутые континентальные массивы имеют общую геодинамическую историю.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН Е.Н. Воропаевой, О.Н. Медведевой, А.И. Палажченко, В.И. Рождествой, Е.С. Сапожников, Е.В. Ушаковой и Института тектоники и геофизики ДВО РАН Д.С. Боковенко, Е.М. Голубевой, А.В. Штаревой за проведение аналитических исследований. Мы также признательны рецензентам Д.П. Гладкочубу и В.П. Ковачу за критический анализ рукописи и конструктивные замечания.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 16-05-00150).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бучко И.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Возраст и тектоническая позиция раннепалеозойских габброидов Малохинганского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2012. Т. 445. № 4. С. 428–432.
- Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000. Издание второе. Зейская серия. Лист N-51-XXX (Черняево). Ред. Чепыгин В.Е. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
- Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. Ханчук А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 1. М.: Недра, 1990. 327 с.
- Интерпретация геохимических данных. Ред. Скляров Е.В. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты Верхнеундинского гранитного батолита (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2003. № 3. С. 408–424.
- Козырев С.К. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000. Издание второе. Зейская серия. Листы N-51-XXIII (Невер), N-51-XXIX (Осежино). Ред. Чепыгин В.Е. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
- Козырев С.К., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000. Издание второе. Зейская серия. Лист N-51-XXIV (Магдагачи). Ред. Чепыгин В.Е. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
- Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Возраст амурской серии Бурея-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm–Nd изотопных исследований // Докл. АН. 2009а. Т. 428. № 5. С. 637–640.
- Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Мезозойский возраст гранитоидов Бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2009б. Т. 429. № 6. С. 779–783.
- Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурея-Цзямусинский супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2009в. Т. 424. № 5. С. 644–647.
- Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сквитина Т.М. и др. Структурная эволюция и геодинамическая позиция Гонжинского блока (Верхнее Приамурье) // Геотектоника. 2013. № 5. С. 48–60.
- Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ПГО “Дальгеология”, 1990. 215 с.
- Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов 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. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- Петрук Н.Н., Козлов С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Лист N-51 (Сковородино). Третье поколение. Дальневосточная серия. Ред. Вольский А.С. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
- Петтиджен Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
- Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
- Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: ХГГП, 1994.

- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U—Pb и Lu—Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. АН. 2012. Т. 444. № 5. С. 519—522.
- Серезникова А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Лист N-52 (Зея). Дальневосточная серия. Ред. Вольский А.С. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
- Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И., Смирнов Ю.В. Геохимические особенности палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение геодинамических условий седиментации // Геохимия. 2013. № 4. С. 344—365.
- Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И. и др. Геохимия и области сноса юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геохимия. 2017. № 2. С. 127—148.
- Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Кембрий-ордовикская диорит-гранодиорит-гранитная ассоциация Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): U—Pb геохронологические и геохимические данные // Докл. АН. 2017. Т. 472. № 3. С. 326—332.
- Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь и др. Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна (Приамурье): первые геохронологические и геохимические данные // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 414—424.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Позднепалеозойский урушинский магматический комплекс южного обрамления Монголо-Охотского пояса (Приамурье): возраст и геодинамическая позиция // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 654—670.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст гранитоидов кивилийского комплекса Буреинского террейна (восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2011а. Т. 440. № 3. С. 392—396.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойские гранитоиды Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, геохронология, геодинамическая интерпретация // Петрология. 2011б. Т. 19. № 6. С. 632—648.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Источники позднемезозойских магматических ассоциаций северо-восточной части Амурского микроконтинента // Петрология. 2014а. Т. 22. № 1. С. 72—84.
- Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Котов А.Б. и др. Раннепалеозойский возраст исагачинской толщи чаловской серии Гонжинского террейна (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2014б. Т. 457. № 3. С. 323—326.
- Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Первые свидетельства проявления эдиакарского магматизма в истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тихоокеанская геология. 2015а. Т. 4. № 6. С. 3—15.
- Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Котов А.Б. и др. Источники и области сноса палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm—Nd изотопно-геохимических и U—Pb геохронологических (La-ICP-MS) исследований // Геохимия. 2015б. № 6. С. 539—550.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
- Юдович Я.Э., Дембовский Б.Я., Кетрис М.П. Геохимические признаки переотложения кор выветривания в ордовикских отложениях Печорского Урала // Ежегодник-1976 Института геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар: Институт геологии Коми филиала АН СССР, 1977. С. 133—142.
- 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.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol. 2004. V. 205. P. 15—140.
- 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.
- Ge W., Wu F., Zhou C., Abdel R.A.A. Emplacement age of the Tahe granite and its constraints on the tectonic nature of the Ergun block in the northern part of the Da Hinggan Range // Chinese Sci. Bull. 2005. V. 50. P. 2097—2105.
- Gehrels G. Detrital zircon U—Pb geochronology: current methods and new opportunities // Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Eds. Busby C., Perez A.A. Wiley-Blackwell, 2011. P. 47—62.
- Guo F., Fan W.M., Li C.W. et al. Early Paleozoic subduction of the Paleo-Asian Ocean: geochronological and geochemical evidence from the Dashizhai basalts, Inner Mongolia // Sci. in China. Ser. D. Earth Sci. 2009. V. 52. Iss. 7. P. 940—951.
- Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sediment. Geol. 1988. V. 55. Iss. 3—4. P. 319—322.
- He Z.J., Li J.Y., Mo S.G., Sorokin A.A. Geochemical discriminations of sandstones from the Mohe Foreland basin, northeastern China: tectonic setting and provenance // Sci. in China. Ser. D. Earth Sci. 2005. V. 48. P. 613—621.
- Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. P. 820—829.
- Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkley Geochronology Center Spec. Publ. 1999. № 1a. 49 p.

- McDonough W.F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. Iss. 3–4. P. 223–253.
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniell D.K., Hanson G.N.* Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // *Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Eds. Johnsson M.J., Basu A. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 1993. № 285. P. 21–40.
- 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.
- Nokleberg W.J.* Metallogenesis and tectonics of Northeast Asia // *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 2010. № 1765. 624 p.
- Paces J.B., Miller J.D.* Precise U–Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. № B8. P. 13997–14013.
- Parker A.* An index of weathering for silicate rocks // *Geol. Mag.* 1970. V. 107. P. 501–504.
- Renne P.R., Swisher C.C., Deino A.L. et al.* Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating // *Chem. Geol.* 1998. V. 45. P. 117–152.
- Sorokin A.A., Kudryashov N.M., Kotov A.B., Kovach V.P.* Age and tectonic setting of the early Paleozoic magmatism of the Mamyn Terrane, Central Asian Orogenic Belt, Russia // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 144. P. 22–39.
- Tang J., Wu W., Wang F. et al.* Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent // *Precambrian Res.* 2013. V. 224. P. 597–611.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Sci. Publ., 1985. 312 p.
- Visser J.N.J., Young G.M.* Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo–Carboniferous glaciogenic Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 1990. V. 81 P. 49–57.
- Wang Z.W., Xu W.L., Pei F.P. et al.* Geochronology and geochemistry of early Paleozoic igneous rocks of the Lesser Xing'an Range, NE China: implications for the tectonic evolution of the eastern Central Asian Orogenic Belt // *Lithos.* 2016. V. 261. P. 144–163.
- Whitehouse M.J., Kamber B.S., Moorbath S.* Age significance of U–Th–Pb zircon data from Early Archaean rocks of west Greenland – a reassessment based on combined ion-microprobe and imaging studies // *Chem. Geol.* 1999. V. 160. № 3. P. 201–224.
- Winchester J.A., Floyd P.A.* Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.* 1977. V. 20. P. 325–343.
- Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C. et al.* Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // *J. Asian Earth Sci.* 2011. V. 41. P. 1–30.
- Xu W.L., Xu T., Wang F. et al.* Geochronology and geochemistry of early Paleozoic intrusive rocks from the Khan-ka Massif in the Russian Far East: petrogenesis and tectonic implications // *Lithos.* 2018. V. 300–301. P. 105–120.

Рецензенты Д.П. Гладкочуб, В.П. Ковач, В.Н. Сергеев

AGE AND FORMATION FEATURES OF THE ORDOVICIAN CHALOVSKAYA SEQUENCE IN THE ARGUN MASSIF, EASTERN PART OF THE CENTRAL ASIAN FOLD BELT

Yu. N. Smirnova, A. A. Sorokin

Institute of Geology and Nature Management, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk, 675000, Russia

In this paper we present the results of the mineralogical and geochemical studies of metaterrigenous rocks of the Grebnev and Magdagachi formations of the Chalovskaya Sequence – one of the key stratigraphic divisions of the Argun continental Massif in the eastern part of the Central Asian fold belt, and U–Pb geochronological (LA-ICP-MS) data for the detrital zircons from these rocks. It is established that the youngest zircons in the metasandstones of the Grebnev Formation have an age of ~478 Ma, and in the metaalevrolites of the Magdagachi Formation ~448 Ma. Together with the previously obtained data on the age of metadacites from the Isagachi Formation (476 ± 8 Ma), this information indicates the Ordovician age of the Chalovskaya Sequence, previously attributed to the Late Precambrian. It was shown that the accumulation of sediments of the Chalovskaya Sequence took place in an environment of an active continental margin or island arc simultaneously with intense magmatic activity. Taking into account the fact that the Early Paleozoic suprasubduction magmatism manifested within all the continental massifs of the eastern part of the Central Asian fold belt (Argun, Mamyn, Bureya, Jiamusi, Khanka), it cannot be excluded that the mentioned continental massifs have a common geodynamic history.

Key words: Argun Massif, Chalovskaya sequence, Early Paleozoic, detrital zircons, geochronology.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-592X2733-23>