

УДК 550-93

ВОЗРАСТ ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЛЕЩЁВСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ СРЕДНЕВОЛЖСКОГО МЕГАБЛОКА ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА)

© 2023 г. М. О. Аносова^{1,*}, О. В. Астраханцев¹, А. В. Постников², Т. И. Киризова¹,
И. А. Сабиров², А. А. Федотова¹, М. М. Фугзан¹, О. А. Зуева²

Представлено академиком РАН Ю.А. Костицыным 20.07.2022 г.

Поступило 20.07.2022 г.

После доработки 13.09.2022 г.

Принято к публикации 15.09.2022 г.

Изучены биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы Лещёвской зоны Средневожского мегаблока Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона. Sm–Nd-модельный возраст пород составил 2.8 млрд лет. Проведено U–Pb изотопно-геохронологическое исследование ядер циркона из этих пород. По катодолюминесцентным изображениям выявлено несколько генераций ядер циркона. Возраст основных источников детритового циркона составил 2.58 млрд лет. Единичные зерна циркона имеют возраст ядер 2.4, 2.7 и 3.1 млрд лет. Рассчитанное $\varepsilon_{\text{Nd}}(2500) = -0.6$ свидетельствует о коровой или смешанной мантийно-коровой природе протолита этих гнейсов. Высокоглиноземистые метатерригенные породы большечеремшанской серии, Лещёвской зоны и южновожского супракрустального комплекса рассматриваются как последовательно сменяющиеся друг друга во времени и по простиранию формации неоархейских и палеопротерозойских бассейнов с протоплатформенным основанием и пассивной континентальной окраины.

Ключевые слова: U–Pb геохронология, изотопный состав Nd, модельный возраст, Восточно-Европейский кратон, высокоглиноземистые гнейсы, детритовый циркон

DOI: 10.31857/S2686739722601429, **EDN:** GAFNNG

Континентальная кора архейского возраста составляет значительную часть всей известной континентальной коры, например, [1]. Косвенным доказательством ее присутствия может являться наличие архейского вещества в метатерригенных породах фундамента кратонов палеопротерозойской консолидации. Изучение детритовых цирконов раннедокембрийских метатерригенных пород может пролить свет на состав, возраст и геохимические особенности источников терригенного материала и позволяет судить о фундаментальных характеристиках древней коры.

Волго-Уральский сегмент фундамента Восточно-Европейского кратона (ВЕК) перекрыт осадочным чехлом, являясь наименее изученным из трех сегментов [2]. Присутствие архейского

материала в исследуемом регионе доказано, но его объем достоверно не определен [2–4].

Средневожский мегаблок занимает центральную и восточную части Волго-Уралии [2, 3]. С севера он ограничен Елабужской зоной деформаций, а с юга – Шарлыкским поясом деформаций. С северо-востока к нему примыкают Камско-Бельский авлакоген, а с юго-запада – Волго-Донская складчатая область [5]). В свою очередь, в составе Средневожского мегаблока выделяются (с севера на юг) Южнотатарский (Альметьевский по [6]) и Самарский (Бузулукский по [6]) блоки, разделенные Жигулевско-Туймазинским поясом деформаций. Северо-восточную часть Средневожского мегаблока составляет Бакалинский гранитоидный массив (рис. 1).

Лещёвская зона расположена в юго-восточной части Самарского блока (рис. 1). В ее пределах установлены высокоглиноземистые терригенные породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации и испытавшие повторный метаморфизм амфиболитовой фации. В северо-восточной части Самарского блока распространены метатерригенные породы большечеремшанской

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук, Москва, Россия

²Российский государственный университет нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, Москва, Россия

*E-mail: anosova@geokhi.ru

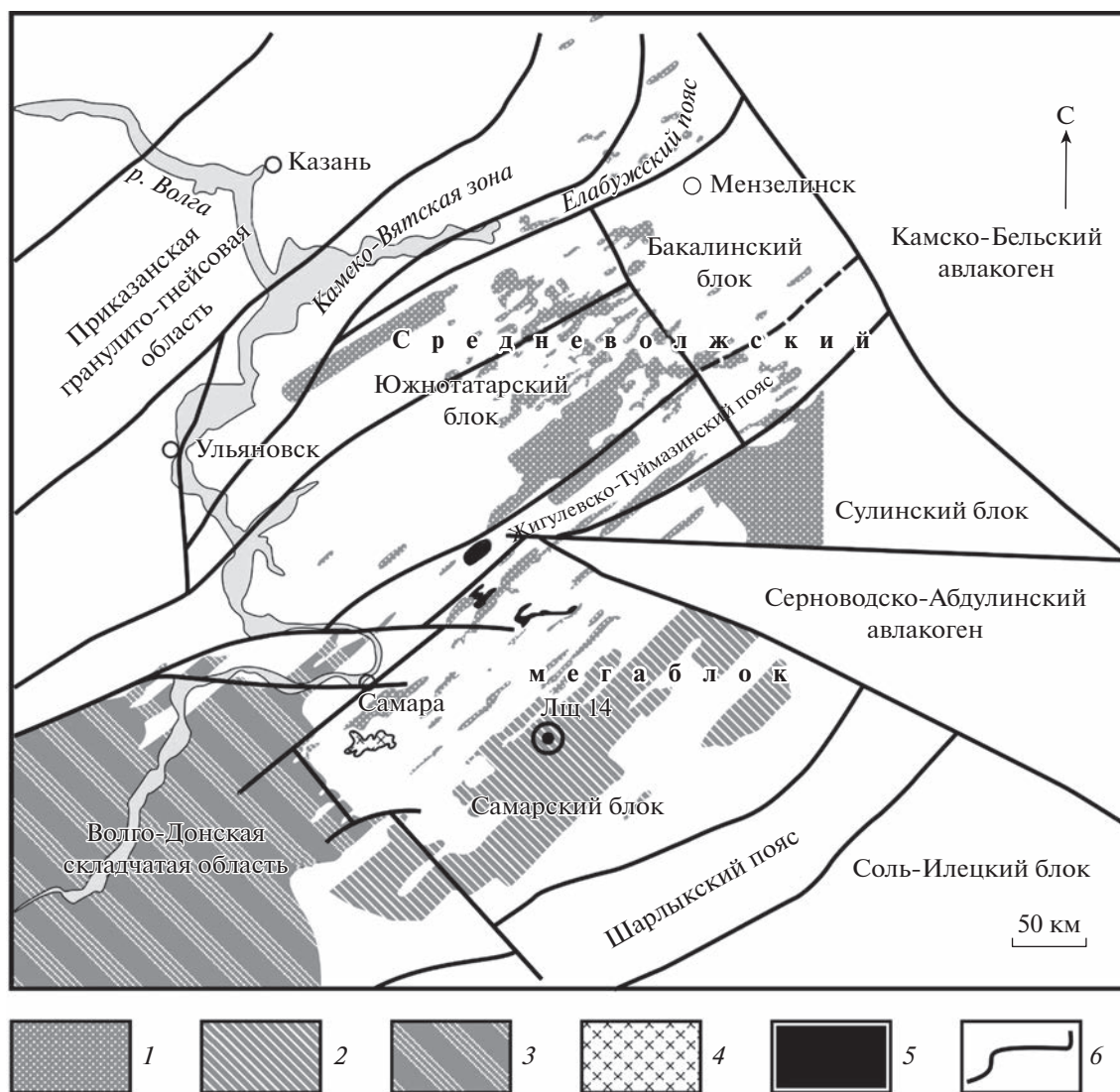


Рис. 1. Схема строения Средневожского мегаблока (по материалам С.В. Богдановой [2] и ареалы распространения высокглиноземистых метатерригенных пород 1–3: 1 – большечеремшанской серии, 2 – пород Лещёвской зоны, 3 – южновожского супракрустального комплекса; 4–5 – рассматриваемые в тексте массивы интрузивных пород: 4 – Колыванский массив гранитоидов и 5 – массивы габброидов (Екатериновский, Мухановский и Малышевский); 6 – тектонические границы по геофизическим данным и данным бурения. Двойной окружностью показано положение скважины Лещёвская 14.

серии неоархея: метаграувакковые и метапелитовые гнейсы, кристаллические сланцы и их мигматиты, железистые кварциты, эулизиты и металеитовые вулканиты. Sm–Nd модельный возраст метасадочных пород большечеремшанской серии определен в интервале 2.8–3.7 млрд лет [3]. К юго-западу от комплексов Лещёвской зоны расположена обширная область развития метатерригенного южновожского супракрустального комплекса палеопротерозоя [7] и ассоциирующих с ним анатектических глиноземистых гранитоидов. Эти породы слагают восточную окраину Волго-Донской складчатой области. Метатерригенные породы южновожского супракрустального

комплекса представлены биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, часто с графитом и единичными прослоями пироксенсодержащих мраморов. Модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ глиноземистых гранитоидов, отнесенных к рахановскому комплексу, составляет 2.4 млрд лет [7].

С целью определения возраста и изотопно-геохимических особенностей источника кластического материала метатерригенных пород Лещёвской зоны нами изучены Sm–Nd изотопная система биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов и U–Pb изотопная система циркона из этих же пород. Геохронологическая информа-

ция по метатерригенным породам Лещёвской зоны отсутствовала. В связи с этим сформулирован и рассмотрен вопрос, представляют ли собой породы Лещёвской зоны стратиграфический и формационный аналог большечеремшанской серии неархей или южновожского супракrustального комплекса палеопротерозоя.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Форма и внутреннее строение кристаллов циркона изучены с помощью бинокулярного микроскопа “Zeiss” Stemi 2000-C. Изображения циркона получены на электронном микроскопе “JEOL” JSM 6610 LV (РГУ нефти и газа (НИУ) им. Губкина) и электронном микроскопе “TESCAN” MIRA 3 (ГЕОХИ РАН) в режиме катодолюминесценции (CL) при ускоряющем напряжении 20 кВ. Исследования U–Pb изотопной системы проведены методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре ELEMENT XR с лазерной приставкой UP-213 (ГЕОХИ РАН) по методике, подробно описанной в [8]. Полученные данные обработаны в программе Glitter [9], для построения диаграмм использована программа Isoplot 4.15 [10]. Аналитические исследования Sm–Nd изотопной системы образца породы проведены на масс-спектрометре “TRITON” (ГЕОХИ РАН), детально методика приведена в [11].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Скважина Лещёвская 14 расположена в центральной части Лещёвской зоны (51°26′45.88″ в.д., 52°56′00.1″ с.ш.) (рис. 1). Докембрийская часть разреза скважины представлена мигматизированными глинозёмистыми гнейсами и двуполевошпатовыми гранитами. В гнейсах видны результаты процессов порфири- и кристаллобластеза в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Плаггиоклаз в гранитах характеризуется антипертитовой структурой, что свидетельствует о его кристаллизации из расплава. Также отмечен локально проявленный метасоматоз всех пород, выраженный окварцеванием.

Образец 14-3 отобран из середины докембрийской части разреза скважины Лещёвская 14 в интервале 3547–3551 м (далее по тексту – образец Лщ 14-3). Порода представляет собой биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовый гнейс с графитом, образованный в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Структура породы порфиролепидо-нематогранобластовая. Текстура – гнейсовидная.

Породообразующие минералы представлены кварцем (30–35%), плаггиоклазом и микроклином (25–30%), биотитом (10–12%). Присутствуют графит, силлиманит, гранат, кордиерит. Рудные минералы представлены сульфидами, магнетитом. Акцессорные минералы – монацит, циркон.

Кварц и плаггиоклаз в породе распространены равномерно, калиевый полевой шпат образует отдельные скопления. Кварц представлен в виде двух генераций: породообразующий с ксеноморфными кристаллами, размерами от 0.05 до 2.3 мм, а также в виде округлых вростков в крупных пойкилитовых кристаллах граната. Средние размеры кристаллов полевого шпата, в целом, меньше, чем размеры кварца – 0.2–0.4 мм. Скопления кристаллов обладают гранобластовой структурой. Отмечается начальная стадия серицитизации, по трещинам спайности. Плаггиоклаз по составу средний – андезин. Калиевого полевого шпата количественно меньше, чем плаггиоклаза. Лепидо-бластовый коричневатый биотит, размерами до 0.3 мм, подчеркивает гнейсовидность породы. Кордиерит содержит большое количество включений силлиманита. Силлиманит образует игольчатые и призматические кристаллы, приуроченные к внутренним частям зерен кордиерита, либо образует самостоятельные сильно вытянутые скопления, параллельные гнейсовидности пород. Значительно реже отмечаются единичные отдельные зерна. Гранат образует изометричные порфиробласты с единичными включениями кварца.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Исследованный циркон выделен из образца Лщ 14-3 биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов. Зерна относительно мелкие – около 100 мкм и меньше. Вся мономинеральная фракция циркона изучена в проходящем свете, вручную отобраны практически все зерна за исключением слишком мелких для анализа обломков и непрозрачных метамиктных кристаллов. Всего отобрано порядка 155 кристаллов циркона, которые запечатаны в эпоксидную смолу. По CL-изображениям исключены зерна, в которых заведомо нарушена изотопная система, – это трещиноватые, с темными метамиктными зонами и с включениями.

Кристаллы прозрачные, в основном они имеют изометричную и эллипсоидную форму, $K_{уд}$ варьирует от 1 до 5. В некоторых из них присутствуют точечные включения пирита. Изредка встречаются зерна циркона с сохранными ребрами и со сглаженными пирамидальными вершинами. Практически все зерна характеризуются наличием ядер и оболочек. По форме и внутреннему строению в этих зернах циркона можно выделить несколько типов ядер.

Первый – имеет изометричные или короткопризматические кристаллы с хорошо проявленными гранями призм (100), (110) и в продольных срезах – гранями бипирамиды (111). $K_{уд}$ таких кристаллов составляет от 1 до 2 по оси С. Ядра, в

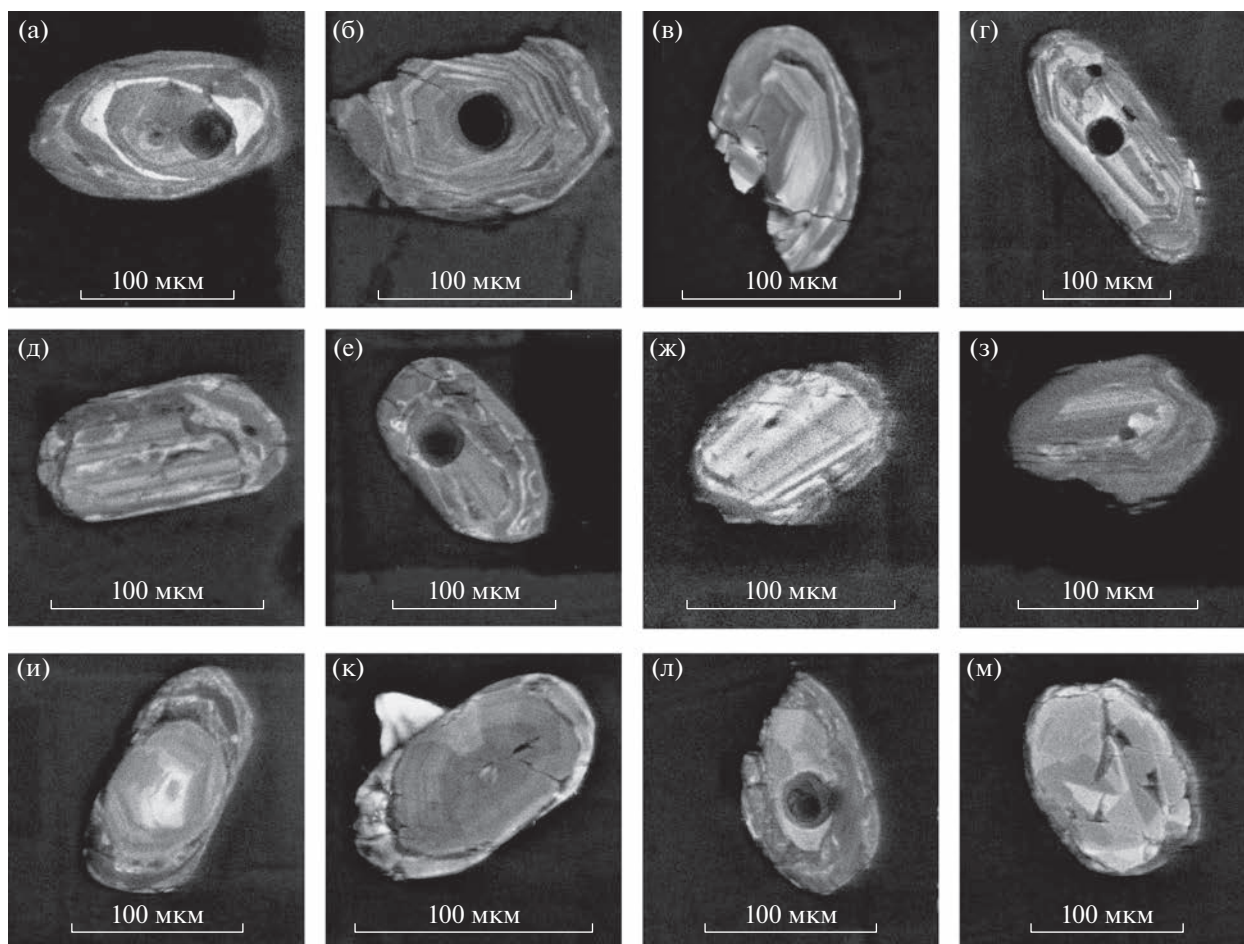


Рис. 2. CL-изображения типичных зерен циркона из образца Лш 14–3 с ядрами различного генезиса: а–г — ядро с осцилляторной зональностью, д–з — ядро с продольно-параллельной зональностью, и–м — ядро с секториальной зональностью и зигзагообразными границами секторов.

большинстве случаев, имеют ярко выраженную осцилляторную зональность (рис. 2 а–г). Количество кристаллов с ядрами первого типа в исследованной выборке составляет около 95%. В отдельных случаях эти ядра имеют светлую на CL-изображениях прерывистую кайму (рис. 2 а, 3), секущую осцилляторную зональность ядер циркона. Описанные выше особенности морфологии кристаллов характерны для циркона, формировавшегося на магматической и позднемагматической стадиях кристаллизации гранитоидных интрузивов при температурах 600–700°C [12, 13].

Второй тип ядер характеризуется продольно-параллельной зональностью, выраженными гранями призм и отсутствием или неясными очертаниями граней на головке кристаллов (рис. 2 д–з). $K_{уд}$ варьирует от 3 до 5 по длинной оси. Количество таких зерен циркона не превышает 5% от общего объема выборки. Подобные особенности характерны для кристаллов циркона габброидов [3].

Единичные зерна циркона имеют ядра со “специфической секториальной зональностью с зигзагообразными границами между секторами” ([14], стр. 10), характерной для процессов высокотемпературного, вплоть до гранулитовой фации, метаморфизма [14] (рис. 2 и–м).

На CL-изображениях видно, что большинство ядер всех типов не имеет идиоморфных очертаний и представлено обломками кристаллов (рис. 2 в, з, л, рис. 3). Это свидетельствует о детритовой природе циркона. Ядра зерен циркона всех типов обрастают серой на CL-изображениях толстой каймой с неровными внутренними границами и гладкой внешней поверхностью этой каймы. Неровные, резорбированные внутренние границы оболочки (рис. 2, 3) могут быть следствием частичного растворения вещества циркона и указывать на характер флюидного режима на позднем этапе метаморфизма. Оболочки часто разбиты радиальными трещинами и не имеют явно выраженной зональности (рис. 2 к, д). Повышенная активность водосодержащего флюида типична

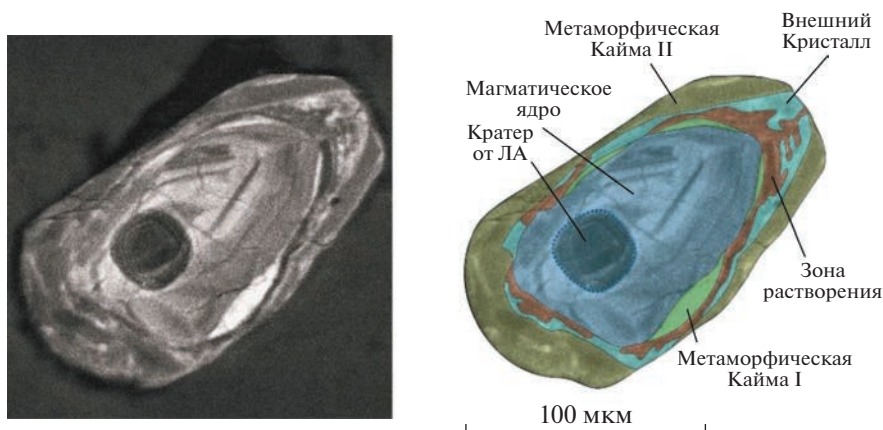


Рис. 3. Модель внутреннего строения циркона (образец Лщ 14-3).

для метаморфизма амфиболитовой фации. Растворение, рекристаллизация и кристаллизация циркона возможны в условиях температур верхов амфиболитовой фации. Таким образом, рассмотрев строение внешних оболочек и их взаимоотношения с ядрами по катодолюминесцентным изображениям, можно предположить, что внешние оболочки отвечают этапу высокотемпературного метаморфизма верхов амфиболитовой фации.

В единичных случаях в зернах циркона наблюдается формирование “внешнего” кристалла вокруг первичного ядра, обросшего светлой низкоурановой [15] прерывистой каймой (рис. 2 а, 3). Образование такого “внешнего” кристалла, вероятно, связано с появлением расплава и формированием мигматитов в процессе высокоградного метаморфизма, приводящими к частичному плавлению вещества [13].

В результате исследования Sm–Nd изотопной системы образца Лщ 14-3 получены следующие величины: концентрации Sm = 4.0 мкг/г и Nd = 24.1 мкг/г; и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.0998$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511009 \pm 0.000013$ (2σ). Модельный возраст составил 2.8 млрд лет, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -0.6$ (модельные параметры: однородный хондритовый резервуар (CHUR), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$; конвектирующая мантия, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513099$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.212$, $t = 2500$ млн лет). Рассчитанные значения свидетельствуют о коровой или смешанной мантийно-коровой природе протолита этих гнейсов. Пониженное, относительно среднекорового, изотопное отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ указывает на большую вероятность коровой природы терригенного протолита гнейсов и формирование его при размыве преимущественно неоархейской коры.

По результатам изотопного U–Pb исследования ядер циркона построена диаграмма Аренса-Везерилла для 56 точек (табл. 1, рис. 4 а). Боль-

шинство значений дискордантны. Анализ распределения относительных вероятностей возрастов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для значений с дискордантностью $D \leq 2\%$ выявляет пик 2.58 млрд лет и единичные точки 2.4, 2.7 и 3.1 млрд лет (рис. 4 б).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Полученные результаты свидетельствуют о наличии как минимум двух главных источников детритового циркона метатерригенных пород Лещёвской зоны. Основной — это гранитоиды, поставившие более 95% всего циркона. Второй по значимости — это габброиды, поставившие от 3 до 5% детритового циркона метатерригенных пород Лещёвской зоны.

Возраст основных источников детритового циркона составляет 2.58 млрд лет. Это указывает на ведущую роль неоархейской коры в накоплении кластического материала. Вероятно, главный снос кластического материала происходил с севера и востока (в современных координатах), со стороны широко распространенных в этом направлении полей эндебитов и эндебитогнейсов. Эндебитогнейсы на севере и северо-востоке Средневожского мегаблока испытали проградный метаморфизм от амфиболитовой до гранулитовой фаций [3, 16–18]. Некоторые исследователи отмечают наличие двух этапов метаморфизма гранулитовой фации [18]. С такими данными хорошо согласуется многоэтапная метаморфическая история исследованных пород, нашедшая свое отражение в сложном строении кристаллов циркона: наличие магматических ядер и метаморфических оболочек, как минимум двух генераций (рис. 3). Присутствие единичных зерен циркона с возрастом ядер 3.1 млрд лет вероятно обусловлено привнесом материала со стороны Колыванского комплекса гранитоидов возрастом

Таблица 1. Данные U–Pb изотопного исследования циркона биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов из образца Лщ 14-3, полученные методом LA-ICP-MS

Номер зерна	Изотопные отношения						Rho	Содержание, мкг/г		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1s$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1s$		Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$	
14-3-line1-02	0.166	0.002	10.60	0.17	0.464	0.006	0.66	45	80	0.6	2513	48	–2
14-3-line1-03	0.168	0.002	10.72	0.15	0.462	0.006	0.67	50	93	0.5	2539	43	–3
14-3-line1-05	0.178	0.002	8.58	0.11	0.349	0.004	0.68	88	199	0.4	2635	40	–27
14-3-line1-06	0.161	0.002	8.81	0.13	0.397	0.005	0.67	138	179	0.8	2467	45	–13
14-3-line1-07	0.170	0.002	10.72	0.14	0.456	0.005	0.67	42	85	0.5	2561	41	–5
14-3-line1-08	0.153	0.002	9.05	0.14	0.429	0.005	0.67	136	535	0.3	2380	46	–3
14-3-line1-09	0.176	0.002	10.71	0.14	0.442	0.005	0.67	111	246	0.4	2614	41	–10
14-3-line1-10	0.168	0.002	11.21	0.16	0.483	0.006	0.67	97	149	0.7	2540	42	0.1
14-3-line1-16	0.172	0.002	11.20	0.15	0.473	0.005	0.66	144	88	1.6	2573	43	–3
14-3-line1-17	0.170	0.002	11.48	0.16	0.491	0.006	0.67	272	328	0.8	2553	41	0.9
14-3-line1-21	0.156	0.002	9.13	0.14	0.426	0.005	0.67	377	426	0.9	2408	47	–5
14-3-line1-22	0.166	0.002	8.74	0.14	0.382	0.005	0.66	477	451	1.1	2517	48	–17
14-3-line1-25	0.127	0.002	5.19	0.07	0.296	0.003	0.66	59	1089	0.1	2062	44	–19
14-3-line1-26	0.165	0.002	10.05	0.13	0.443	0.005	0.67	177	303	0.6	2505	42	–6
14-3-line1-27	0.142	0.002	6.39	0.09	0.327	0.004	0.68	134	480	0.3	2252	41	–19
14-3-line1-29	0.132	0.002	4.40	0.06	0.243	0.003	0.68	511	1246	0.4	2119	41	–34
14-3-line1-31	0.134	0.002	3.76	0.06	0.204	0.002	0.66	934	1220	0.8	2146	48	–44
14-3-line1-38	0.143	0.002	5.29	0.08	0.268	0.003	0.67	69	408	0.2	2264	46	–32
14-3-line1-40	0.175	0.002	11.73	0.15	0.487	0.006	0.68	192	230	0.8	2601	39	–1.6
14-3-line1-43	0.163	0.002	8.12	0.11	0.360	0.004	0.68	452	597	0.8	2492	40	–20
14-3-line1-44	0.203	0.003	14.53	0.21	0.520	0.006	0.67	75	184	0.4	2848	42	–5
14-3-line1-45	0.168	0.002	9.70	0.15	0.419	0.005	0.67	193	339	0.6	2535	46	–11
14-3-line1-49	0.182	0.003	12.93	0.22	0.514	0.007	0.66	628	1102	0.6	2674	50	0.1
14-3-line1-53	0.170	0.002	11.34	0.18	0.482	0.006	0.66	292	595	0.5	2562	47	–1.0
14-3-line1-54	0.167	0.002	9.40	0.13	0.408	0.005	0.67	353	596	0.6	2530	43	–13
14-3-line1-57	0.188	0.002	12.59	0.18	0.486	0.006	0.67	152	279	0.5	2722	42	–6
14-3-line1-58	0.131	0.002	3.74	0.06	0.207	0.002	0.66	520	1231	0.4	2106	49	–42
14-3-line1-62	0.175	0.002	11.82	0.17	0.490	0.006	0.67	338	536	0.6	2604	44	–1.2
14-3-line1-64	0.145	0.002	4.97	0.07	0.249	0.003	0.67	226	863	0.3	2282	44	–37
14-3-line1-65	0.245	0.003	18.32	0.24	0.543	0.006	0.67	400	208	1.9	3150	38	–11
14-3-line1-67	0.169	0.002	8.12	0.11	0.348	0.004	0.67	716	540	1.3	2552	43	–25
14-3-line2-04	0.117	0.001	2.97	0.04	0.184	0.002	0.67	326	1495	0.2	1916	44	–43
14-3-line2-07	0.173	0.002	11.79	0.15	0.495	0.006	0.67	214	260	0.8	2586	40	0.2
14-3-line2-09	0.158	0.002	6.28	0.09	0.288	0.003	0.67	162	547	0.3	2437	45	–33
14-3-line2-10	0.157	0.002	9.97	0.14	0.461	0.006	0.67	415	447	0.9	2423	43	0.8
14-3-line2-11	0.166	0.003	9.68	0.18	0.424	0.006	0.65	113	177	0.6	2516	59	–9
14-3-line2-12	0.166	0.002	10.36	0.17	0.453	0.006	0.66	166	254	0.7	2518	51	–4
14-3-line2-14	0.166	0.002	10.39	0.15	0.453	0.005	0.66	203	217	0.9	2523	44	–5
14-3-line2-15	0.136	0.002	3.42	0.05	0.182	0.002	0.65	98	561	0.2	2182	51	–51
14-3-line2-18	0.166	0.002	10.25	0.16	0.448	0.005	0.66	97	239	0.4	2516	48	–5

Таблица 1. Окончание

Номер зерна	Изотопные отношения						Rho	Содержание, мкг/г		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$		Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	
14-3-line2-19	0.136	0.002	5.18	0.08	0.275	0.003	0.65	102	720	0.1	2182	50	-28
14-3-line2-20	0.174	0.003	6.64	0.11	0.278	0.003	0.65	261	606	0.4	2592	51	-39
14-3-line2-22	0.144	0.002	3.71	0.05	0.187	0.002	0.65	253	887	0.3	2275	45	-51
14-3-line2-25	0.148	0.002	9.94	0.13	0.489	0.005	0.64	458	599	0.8	2317	46	11
14-3-line2-32	0.166	0.002	10.46	0.14	0.457	0.005	0.65	180	390	0.5	2520	44	-4
14-3-line2-36	0.235	0.003	19.72	0.27	0.608	0.006	0.65	269	304	0.9	3089	42	-0.9
14-3-line2-41	0.156	0.002	7.59	0.10	0.353	0.004	0.64	352	668	0.5	2411	46	-19
14-3-line2-42	0.173	0.002	10.68	0.16	0.448	0.005	0.64	127	222	0.6	2586	48	-8
14-3-line2-43	0.173	0.003	11.46	0.18	0.481	0.005	0.64	217	217	1.0	2586	52	-2
14-3-line2-54	0.166	0.002	10.37	0.16	0.452	0.005	0.64	387	928	0.4	2520	49	-5
14-3-line2-55	0.158	0.002	9.64	0.14	0.442	0.005	0.65	288	496	0.6	2438	46	-3
14-3-line2-58b	0.170	0.003	10.58	0.16	0.452	0.005	0.64	145	384	0.4	2555	50	-6
14-3-line2-58c	0.159	0.002	8.65	0.13	0.394	0.004	0.64	221	517	0.4	2447	51	-12
14-3-line2-60	0.161	0.003	6.80	0.11	0.307	0.003	0.64	965	1140	0.8	2463	53	-30
14-3-line2-63	0.164	0.003	6.35	0.13	0.281	0.003	0.63	644	1310	0.5	2499	64	-36
14-3-line2-65	0.120	0.003	2.10	0.05	0.127	0.002	0.61	134	1759	0.1	1952	83	-33

Примечание. Rho – коэффициент корреляции $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, D – степень дискордантности.

3.1 млрд лет [4]. Расположенные к северо-западу габброидные массивы екатериновского комплекса (Екатериновский, Мухановский и Малышевский) могли быть поставщиками зерен с ядрами второго типа, обладающими продольно-параллельной зональностью [6]. Единичные зерна циркона с U–Pb возрастaми 2.7, 2.4 млрд лет свидетельствуют о наличии в пределах Самарского блока пород архея и других возрастных интервалов.

Рассчитанное значение для биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов $T_{\text{Nd}} = 2.8$ млрд лет указывает на преимущественно архейский возраст терригенного протолита парагнейсов Лещёвской зоны. $\varepsilon_{\text{Nd}}(2500) = -0.6$ характеризует этот материал как молодую континентальную кору или смесь корово-мантийного материала. Пониженное, относительно среднекорового, значение $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.0998$ характеризует терригенный протолит гнейсов как материал преимущественно корового происхождения.

Высокоглиноземистые метатерригенные породы Лещёвской зоны по минеральному составу, текстурно-структурным особенностям схожи с породами большечеремшанской серии. Изучение Sm–Nd изотопной системы пород показывает перекрытие модельных возрастов этих комплек-

сов: $T_{\text{Nd}} = 2.8$ млрд лет для пород Лещёвской зоны и интервал $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.8\text{--}3.7$ млрд лет – для пород большечеремшанской серии [3]. На этом основании можно предполагать, что высокоглиноземистые метатерригенные породы Лещёвской зоны являются формационным аналогом пород большечеремшанской серии. На юго-западной окраине Волго-Уралии у границы с Волго-Донской складчатой областью для высокоглиноземистых метатерригенных пород определены модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.3$ и 3.4 млрд лет [7]. Далее на юго-запад, со стороны Волго-Донской складчатой области (Саратовско-Пугачевский блок) по [7], резкий контраст Sm–Nd модельных возрастов южноволжского супракрустального комплекса ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.3\text{--}2.4$ млрд лет) и метатерригенных пород большечеремшанской серии ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.3\text{--}3.4$ млрд лет), а также – дискордантность структурных элементов Волго-Донской складчатой области по отношению к структурам Средневолжского мегаблока считается свидетельством тектонической границы между этими комплексами [5, 7]. В этом ряду метатерригенные породы Лещёвской зоны могут рассматриваться как промежуточный по своим изотопным характеристикам элемент.

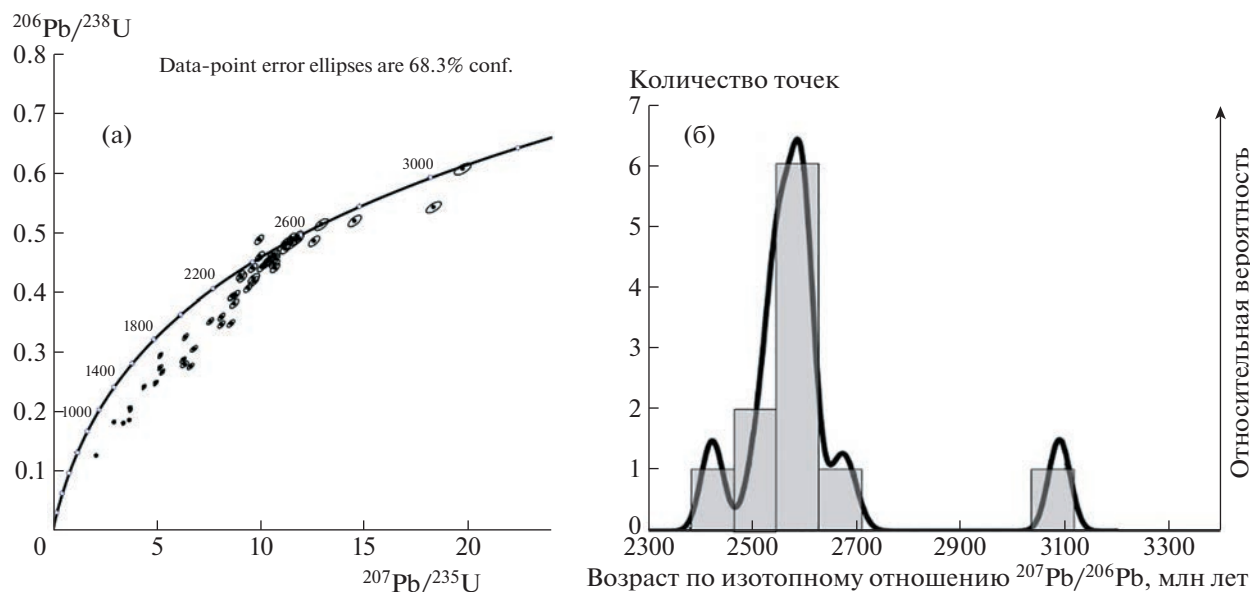


Рис. 4. (а) Диаграмма Арсен-Везерилла для циркона из образца Лш 14-3; (б) гистограмма и распределение относительных вероятностей возрастов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($D \leq 2\%$).

Таким образом, в современной структуре последовательно располагаются метатерригенные глиноземистые породы: большечеремшанская серия центральной части Средневожского мегаблока – породы Лещёвской зоны – южноволжский супракрустальный комплекс Волго-Донской палеопротерозойской складчатой области (рис. 1). Они сменяют друг друга с северо-востока на юго-запад. В этом ряду устанавливается последовательное омолаживание модельных возрастов, полученных при изучении Sm–Nd изотопной системы пород, с северо-востока на юго-запад 3.4–2.8–2.3 млрд лет соответственно.

Для всех перечисленных выше комплексов источники материала протолита первично терригенных пород были разновозрастными. При этом время формирования непосредственно осадочных толщ остается неясным. Нижний предел интервала времени формирования метатерригенных пород Лещёвской зоны ограничен наиболее молодым возрастом циркона, попадавшего в осадок, и составляет 2.4 млрд лет.

Реконструкция дометаморфического состава пород большечеремшанской серии указывает на большое разнообразие исходных осадочных пород, соответствующих аркозовым и полимиктовым псаммитолитам и алевролитам, грауваккам, алевропелитовым аргиллитам, гидрослюдистым аргиллитам и сиаллитам [19]. Наличие графита, ассоциирующего с метапелитами, показывает, что отложение исходных осадочных пород происходило в субаквальных условиях, способствующих сохранению органического вещества, а отсутствие карбонатных пород в составе большече-

ремшанской серии указывает на сравнительно мелководные условия осадконакопления [3].

В работе [7] показано, что породы южноволжского супракрустального комплекса могут рассматриваться как мелководные фации, формирование которых происходило в морском бассейне в условиях меняющейся интенсивности вулканических процессов и неустойчивого тектонического режима. На классификационных диаграммах для терригенных пород они попадают в поля железистых глин и железистых песков. Петрохимическое сравнение пород южноволжского комплекса с глиноземистыми гнейсами большечеремшанской серии не обнаруживает резкого различия этих комплексов. Однако, судя по величинам титанового и алюмокремниевого модулей, большечеремшанские высокоглиноземистые гнейсы могли образоваться в условиях более интенсивного выветривания [7].

Однотипность петрохимического и минерального состава и схожесть метаморфических процессов, происходивших в метатерригенных комплексах пород большечеремшанской серии, Лещёвской зоны и южноволжского супракрустального комплекса позволяют их рассматривать как элементы единого формационного ряда.

Возможно, формирование протолита пород Лещёвского комплекса проходило в условиях мелководного морского бассейна, развивавшегося на ложе палеоконтинента. Различные области этого бассейна развивались и отмирали в разное время. На раннем этапе породы Лещёвской зоны накапливались одновременно с метатерригенными породами большечеремшанской серии, а на

позднем — с породами южноволжского супракрустального комплекса. В целом устанавливается проградирование палеобассейна во времени с северо-востока на юго-запад (в современных координатах) с последовательным включением в область сноса терригенного материала разновозрастных архейских и палеопротерозойских блоков коры.

Другой вариант: первично терригенные комплексы пород большечеремшанской серии, Лещёвской зоны и южноволжского супракрустального комплекса представляют собой отложения отдельных однотипных палеобассейнов, развивавшихся в пределах палеоконтинента и его пассивной окраины. Они последовательно сменяли друг друга во времени. Этапы существования этих палеобассейнов разделены, вероятно, эпохами магматической активности и орогенеза. Полученные на настоящий момент данные не позволяют отдать предпочтение какому-либо из перечисленных выше вариантов развития Лещёвского и сопредельных палеобассейнов.

Время формирования большечеремшанского бассейна определяется как 2.7 до 2.65 млрд лет [3]. Период накопления пород Лещёвской зоны ограничен возрастом самого молодого ядра циркона в породах и временем коллизии Сарматии и Волго-Уралии: от 2.4 до 2.05 млрд лет. Интервал накопления пород южноволжского супракрустального комплекса Волго-Донской складчатой области ограничен так же Sm—Nd модельным возрастом протолита пород 2.3—2.4 млрд лет и временем внедрения коллизионных гранитоидов — 2.05 млрд лет [7].

Таким образом, исходя из предложенных вариантов, время существования такого бассейна или бассейнов с унаследованным развитием определяется как интервал с 2.7 до 2.05 млрд лет, что вполне соответствует интервалам существования протоплатформенных бассейнов архея и палеопротерозоя в истории Земли [20].

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках темы Госзадания ГЕОХИ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J.* The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data // *Lithos*. 2010. V. 119. P. 457–466.
2. *Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G.* EUROPE|East European Craton. // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier. 2016. P. 34–49.
3. *Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Федотова А.А., Клаэссон С., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Попова Л. П.* Ранняя кора Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона: изотопно-геохронологическое изучение терригенного циркона из метаосадочных пород большечеремшанской серии и их Sm—Nd модельный возраст // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2015. Т. 23. № 1. С. 1–24.
4. *Bogdanova S.V., Belousova E., De Waele B., Lario-nov A.N., Piazzolo S., Postnikov A.V., Samsonov A.V.* Palaeoproterozoic reworking of early Archaean lithospheric blocks: Rocks and zircon records from charnockitoids in Volgo-Uralia // *Precambrian Research*. 2021. V. 360 (106224). P. 1–23.
5. *Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О.* Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // *Геотектоника*. 2007. № 1. С. 43–70.
6. *Васильева М.Ю., Журавлев Е.Г., Князев В.С. и др.*; под ред. Князева В.С. и Лапинской Т.А. Доплатформенные комплексы нефтегазоносных территорий СССР. М.: Недра. 1992. 309 с.
7. *Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Попова Л.П., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Гущенко В.В.* Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: Изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2009. Т. 17. № 6. С. 3–16.
8. *Костицын Ю.А., Аносова М.О.* U—Pb возраст экзотрузивных пород кальдеры Уксичан в Срединном хребте Камчатки — применение лазерной абляции к датированию молодых цирконов // *Геохимия*. 2013. № 2. С. 171–179.
9. *van Achterbergh E., Ryanm C.G., Griffin W.L.* GLITTER: On-line interactive data reduction for the laser ablation ICP—MS microprobe // *Proc. the 9th Goldschmidt Conf. Cambridge. Massachusetts*. 1999. 305.
10. *Ludwig K.R.* Isoplot V. 4.15. Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronol. Center, Spec. Publ.* 2008. № 4. 76 p.
11. *Сомсикова А.В., Костицын Ю.А., Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В., Астраханцев О.В., Батанова В.Г., Аносова М.О.* Позднепротерозойский гранитоидный магматизм Байкало-Муйского складчатого пояса, офиолитовые и пестофиолитовые плагиограниты // *Геохимия*. 2021. Т. 66. № 1. С. 15–36.
12. *Pupin J.P.* Zircon and Granite Petrology // *Contribution of Mineralogy and Petrology*. 1980. V. 73. P. 207–220.
13. *Носырев И.В., Робул В.М., Есипчук К.Е., Орса В.И.* Генерационный анализ акцессорного циркона. М.: Наука, 1989. 203 с.
14. *Каулина Т.В.* Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2010. 144 с.
15. *Liati A., Gebauer D.* Crustal origin of zircon in a garnet peridotite: a study of U—Pb SHRIMP dating, mineral inclusions and REE geochemistry (Erzgebirge, Bohemian Massif) // *Eur. J. Mineral.* 2009. V. 21. P. 737–750.

16. Лапинская Т.А., Богданова С.В., Горина А.Б., Попова Л.П. Обобщенная характеристика минеральных ассоциаций разреза раннего докембрия, вскрытого Миннибаевской скв. 20000 // Глубинные исследования докембрия востока Русской платформы. Ред. Муслимов Р.Х., Лапинская Т.А., Кавеев И.Х. Казань: Татарское книжное издательство, 1980. С. 38–51.
17. Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента) // Труды ГИН АН СССР. 1986. Вып. 408. 223 с.
18. Геология Татарстана. Стратиграфия и тектоника. Буров Б.В., Губарева В.С., Есаулов Н.К. (ред.). М.: ГЕОС. 2003. 402 с.
19. Лапинская Т.А., Попова Л.П., Постников А.В., Яковлев Д.О. Геология раннедокембрийских комплексов // Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности. Ред. Муслимов Р.Х., Лапинская Т.А., Казань: Дента. 1996. С. 53–99.
20. Розен О.М., Щипанский А.А. Геодинамика раннего докембрия. Статья 2 Формирование континентальной коры и осадочных бассейнов, особенно литосферы // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 6. С. 3–27.

SOURCE AGE OF METATERRIGENIC ROCKS FROM THE LESHCHEV ZONE OF THE MIDDLE VOLGA MEGABLOCK IN THE VOLGA-URAL SEGMENT OF THE EAST EUROPEAN CRATON

M. O. Anosova^{a, #}, O. V. Astrakhsantsev^a, A. V. Postnikov^b, T. I. Kirnozova^a,
I. A. Sabirov^b, A. A. Fedotova^a, M. M. Fugzana^a, and O. A. Zueva^b

^a*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*Gubkin Russian State University of Oil and Gas, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: anosova@geokhi.ru*

Presented by Academician Y.A. Kostitsyn July 20, 2022

Biotite-garnet-sillimanite-cordierite gneisses from the Leshchev zone of the Middle Volga megablock in the Volga-Ural segment of the East European craton have been studied. The obtained Sm-Nd model age of the rocks is 2.8 Ga. U–Pb isotope-geochronological study of zircon cores from these rocks was carried out. The CL images revealed several generations of the zircon cores. The obtained age of the main sources of detrital zircon is 2.58 Ga. Single zircon grains have ages of cores of 2.4, 2.7, and 3.1 Ga. The calculated $\varepsilon_{\text{Nd}}(2500) = -0.6$ indicates the crustal or mixed mantle-crustal nature of the protolith of these gneisses. High-alumina metaterrigenous rocks of the Bolshecheremshanskaya Group, the Leshchevskaya zone, and the South Volga supracrustal complex are considered as elements of time and spatial sequence of sediments of Neoarchean and Paleoproterozoic basins with a protoplatform base and a passive continental margin, successively replacing each other.

Keywords: U-Pb geochronology, Nd isotope composition, model age, East European craton, high-alumina gneisses, detrital zircon