

## ГЕОХИМИЯ

УДК 553.46

### ШПИНЕЛЕВЫЕ ЛЕРЦОЛИТЫ МАССИВА СЕВЕРНЫЙ КРАКА (Ю. УРАЛ): ПЕРВЫЕ REE ID-ICP-MS, $^{87}\text{Sr}$ - $^{86}\text{Sr}$ И $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$ AL ID-TIMS-ИЗОТОПНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ

Ю.Л. Ронкин\*, И.С. Чашухин, член-корреспондент РАН В.Н. Пучков

Поступило 05.07.2023 г.

После доработки 31.08.2023 г.

Принято к публикации 12.09.2023 г.

*Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской Академии наук, Екатеринбург,  
Россия*

*\*E-mail: y-ronkin@mail.ru*

Аннотация. Представлены результаты изучения РЗЭ ID-ICP-MS,  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ - и  $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$  AL ID-TIMS-изотопной систематики шпинелевого лерцолита массива Северный Крака, входящего в состав крупнейшего (более 900 км<sup>2</sup>) лерцолитового аллохтона, надвинутого на батиальные и шельфовые отложения пассивной континентальной окраины Восточно-Европейской платформы. Как результат, впервые выявлена изохронная зависимость (MSWD=0.85), определяющая возраст  $545\pm 26$  млн лет и высокое значение инициального отношения  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0=0.512390\pm 0.000054$ , соответствующее, в рамках модельных представлений  $\epsilon_{\text{Nd}}=+8.9$ . Полученная РЗЭ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - и  $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$ -изотопные данные, свидетельствуют о плавлении уже истощённого протолита, который можно идентифицировать как мантийный источник, с параметрами подобным MORB. Вычисленный в рамках проведённого исследования изохронный возраст гомогенизации  $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$ -изотопной системы, в сочетании с имеющимся геологическими и геохимическими данными, позволяет утверждать о проявлении поздневендской фазы (эпохи) складчатости и орогенеза на Урале в интервале  $545\pm 26$  млн лет. Сравнение этих данных с материалами по геологии Центральной и Западной Европы даёт возможность коррелировать образованные в результате этой фазы складчатости структуры тиманид с кадомидами, что в конечном итоге, на основании глобальных реконструкций континентов для конца протерозоя, санкционируют выдвижение гипотезы о существовании кадомского орогена на периферии Гондваны.

*Ключевые слова:* лерцолит, массив Северный Крака (Ю. Урал), РЗЭ ID-ICP-MS,  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ - и  $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$  AL ID-TIMS, кадомский ороген.

**DOI:**

## ВВЕДЕНИЕ

Согласно имеющимся представлениям ([5] и ссылки в этой публикации) существуют как минимум три основных типа мантийных проявлений ультрамафитов: – орогенные (подконтинентальные) перидотитовые массивы; офиолитовые породы мантии; океанические перидотиты. Каждый тип характеризуется спецификой внутреннего строения, минералогии, петрохимии, геохимии, механизмами их выведения на поверхность, а также особенностями изотопного состава радиогенных и стабильных изотопов соответствующих элементов.

Лерцолиты характерные для орогенных массивов могут быть проявлены в трёх фациях глубинности – гранатовой, шпинелевой и плагиоклазовой, реже встречаются в офиолитах, слагая так называемый лерцолитовый подтип [III<sup>1</sup>].

На южном Урале лерцолиты описаны многочисленными исследователями в массивах Крака, Нурали, Миндяк и ряде других. Наиболее детальные результаты изучения этих образований изложены в [II, III] и монографии [YII].

В общепринятых представлениях, по комплексу геологических и минералогическо-геохимических данных, образование массивов Крака увязывается с верхней мантией, в рамках континентально-рифтогенной структуры [YII, XIII, XIY], либо пассивной континентальной окраины [3], обоснование чего, в той или иной степени, а также разнообразные особенности геологического строения массивов Крака можно обнаружить в более чем 1247 статьях сайта <https://www.elibrary.ru/>, тем не менее возрастная привязка к шкале геологического времени, генетические аспекты и геодинамические следствия до сих пор являются предметом дискуссии.

Фокусируясь на изученности массивов Крака методами изотопной геологии, которые, как известно, дают возможность получать информацию о возрасте, разнообразных аспектах эволюции нашей планеты, её ранней аккреции; формировании коры, дифференциации мантии, эволюции системы кора–мантия, генетических аспектах и т.д., следует отметить более чем ограниченный объём этих исследований, который, более того, касается только Узянского Крака, [1, 2], в связи с чем актуальность настоящей работы не вызывает сомнений.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ СТРОЕНИЯ

Согласно представлениям [13], Уральский складчатый пояс состоит из нескольких литотектонических зон (Предуральский прогиб, Западная Уральская, Центрально-Уральская, Зона

---

<sup>1</sup> Римскими цифрами обозначены ссылки из списка дополнительной литературы.

Главного Уральского разлома, Тагило-Магнитогорская и Восточно-Уральская, рис. 1 б), сменяющих друг друга в направлении от восточной окраины Восточно-Европейской платформы до мезозойского осадочного чехла Западно-Сибирской платформы, перекрывающего восточную часть складчатого пояса.

В соответствии с [УШ] массивы Северный, Узьянский, Средний и Южный Крака (рис. 1 в) слагают расчленённый аллохтон и расположены в северной, осевой части крупной синформной тектонической структуры (длина ~ 300 км, ширина до 50 км) – Зилаирского синклинория (ZS, рис. 1 б), который в свою очередь, на северо-западе граничит с Башкирским антиклинорием (ВМ, сложенным рифейскими толщами), тогда как южная часть ZS (рис. 1 б) надвинута на Предуральский краевой прогиб, выполненный позднепалеозойскими отложениями. На востоке Зилаирский синклинорий контактирует с Уралтауским поднятием метаморфических толщ

Вмещающие (подстилающие, параавтохтонные) породы массивов Крака представлены терригенно-кремнистыми, карбонатными и вулканогенными толщами с возрастным диапазоном ранний ордовик–ранний карбон (рис. 1 г) и относятся к двум фациальным комплексам – шельфовому и батинальному [УШ]. Массивы разделены и подстилаются серпентинитовым меланжем с блоками преимущественно эффузивов основного состава. Ультрамафиты представлены шпинелевыми и плагиоклазовыми лерцолитами и гарцбургитами с подчинённым количеством амфиболовых лерцолитов, дунитов и пироксенитов. Контакты с вмещающими породами тектонические и сложены хризотил-лизардитовыми серпентинитами. Структура пород порфирукластическая и представлена порфирукластами ортопироксена (размером до 8 мм), оливина, клинопироксена и хромшпинели (все до 2–3 мм) и окружающим их мелкозернистым (0.п–0.0п мм) агрегатом необластов этих же минералов и амфибола. Плагиоклаз развит в основном вокруг хромшпинели. Контакты между лерцолитами и гарцбургитами постепенные, свидетельствующие, вероятно, об их принадлежности к единому комплексу с разной степенью плавления.

На Южном Урале к лерцолитовому типу, помимо Крака, относятся также массивы Нурали [УІ, УІІ] и Миндяк [І], (рис. 1 г, поз. 5, 7, см. текст ниже).

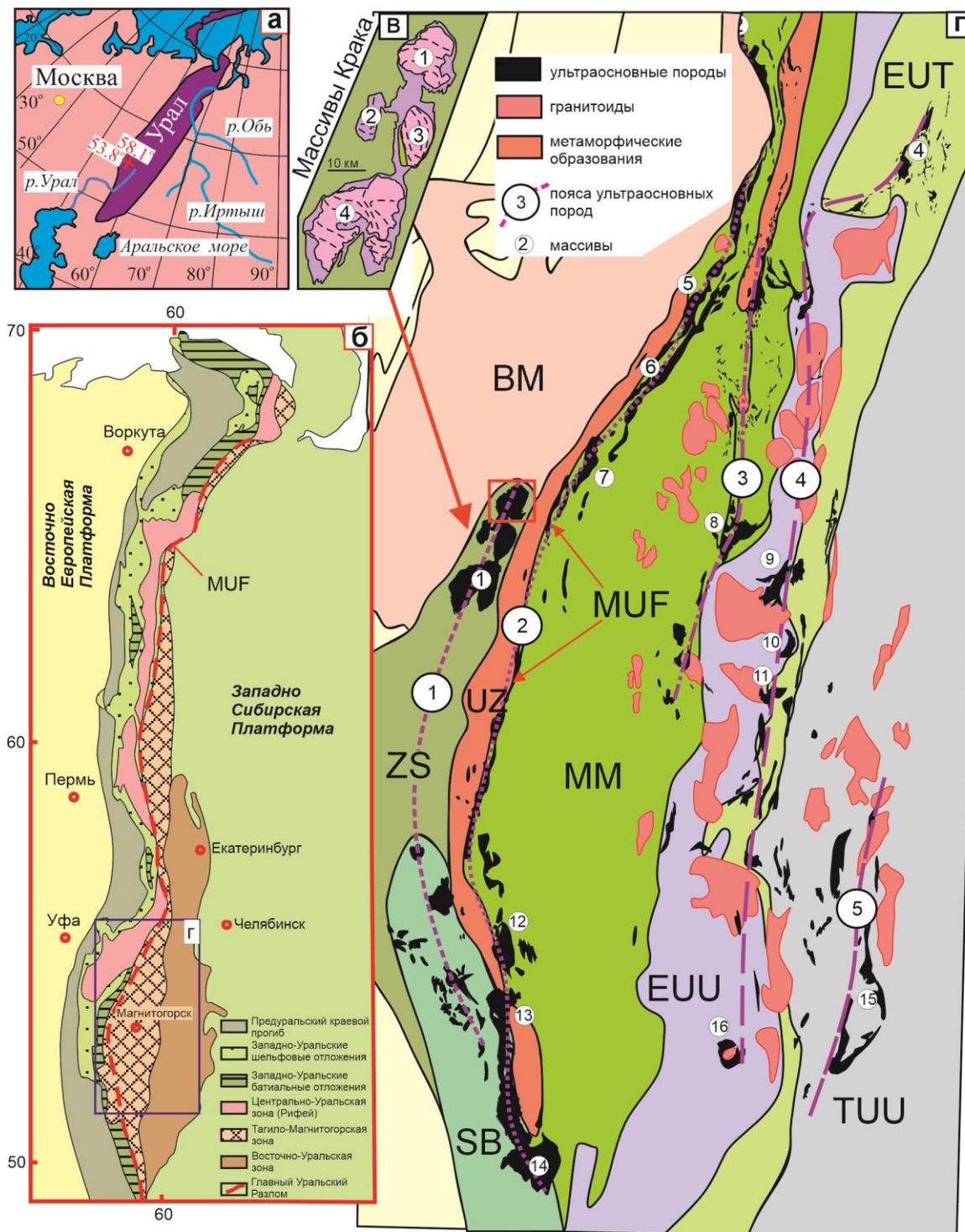


Рис. 1. а – Локализация Уральского складчатого пояса. б – Схема структурно-тектонического зонирования Урала [13] с дополнениями; в – Массивы Крака: 1 – Северный; 2 – Узьянский; 3 – Средний; 4 – Южный. г – Распространение ультраосновных пород на Южном Урале. Пояса ультраосновных пород: 1 — Западный (Крака–Медногорский); 2 — Зона Главного Уральского разлома; 3 — Миасс-Куликовский; 4 — Казбаево; 5 — Восточный. Массивы

ультраосновных пород [13, 17]: 1 — Крака (см вкладку “в”); 2 — Уфалей; 3 — Таловский; 4 — Муслумово; 5 — Нурали; 6 — Калкан; 7 — Миндяк; 8 — Куликовский; 9 — Татищево; 10 — Верблюжьегорский; 11 — Варшавка; 12 — Халилово; 13 — Хабарный; 14 — Кемпирсай; 15 — Аккарга; 16 — Киембай. Цвета выделяют различные структурные зоны: ВМ — Башкирский мегантиклинорий; EUT — Восточно-Уральский прогиб; EUU — Восточно-Уральское поднятие; ММ — Магнитогорская мегазона; MUF — Главный Уральский разлом; SB — Сакмарская котловина; TUU — Зауральский поднятие; ZS — Зилаирский синклиний.

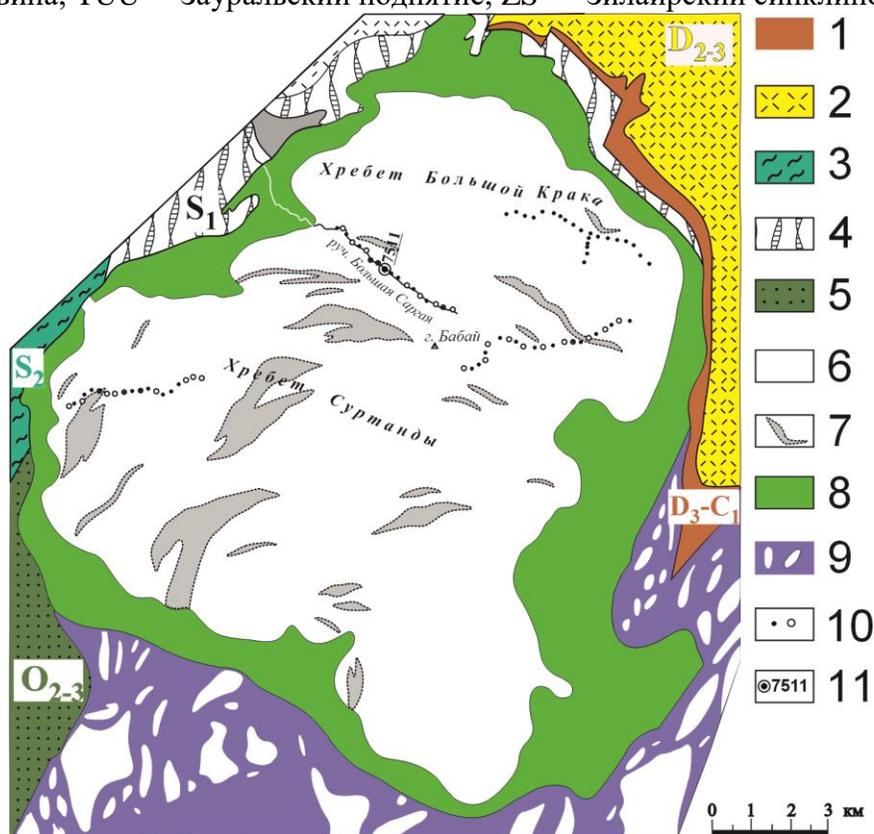


Рис. 2. Схематическая геологическая карта северного Крака. 1 — Зилаирская серия — полимиктовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы  $D_3-C_1$ ; 2 — Известняки с прослоями песчаников и глинистых сланцев  $D_{2-3}$ ; 3 — Кварцевые песчаники, алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы  $S_2$ ; 4 — Глинистые и кремнистые сланцы, кварцевые песчаники, алевролиты  $S_1$ ; 5 — Кварцевые песчаники, кремнистые и глинистые сланцы  $O_{2-3}$ ; 6 — Шпинелевая фация гарцбургит-лерцолитовой серии; 7 — Плагиоклазовая фация гарцбургит-лерцолитовой серии; 8 — Хризотил-лизардитовые серпентиниты; 9 — Полимиктовый серпентинитовый меланж; 10 — Места отбора образцов; 11 — Образец 7511, правый борт ручья Большая Саргая.

*Образец.* В рамках настоящей работы изучался образец шпинелевого лерцолита 7511, наименее истощённого легкоплавкими компонентами [YIII], отобранного в северной части массива Северный Крака из обнажения вдоль руч. Большая Саргая (рис. 2).

Химический и модальные составы (масс. %):  $SiO_2 = 46.02$ ;  $TiO_2 = 0.14$ ;  $V_2O_3 = 0.001$ ;  $Al_2O_3 = 3.35$ ;  $Cr_2O_3 = 0.47$ ;  $FeO_{сум.} = 6.98$ ;  $MnO = 0.12$ ;  $MgO = 40.21$ ;  $NiO = 0.28$ ;  $CaO = 2.71$ ;  $Na_2O = 0.07$ ;  $K_2O = 0.01$ .

Образец, испытал последовательные этапы высокотемпературных пластических и хрупких деформаций. Первые выражены в форме волнистого погасания оливинов и орто- и клинопироксенов, а также изгиба линий спайности и пластинчатых ламелей распада. Хрупкие деформации привели к формированию ярко выраженной порфинокластической структуры. Размеры порфинокластов достигают 3 мм в ортопироксене, 2 мм в клинопироксене и 1.5 мм в хромшпинели. В ходе хрупких деформаций оливин как наименее устойчивый минерал дробится сильнее, максимальный размер порфинокластов не превышает 0.7 мм. Ламели распада в порфинокластах ортопироксена сложены клинопироксеном, в порфинокластах клинопироксена – клинопироксеном.

Необласты являются представлены тонким агрегатом гранобластовых зёрен пироксенов, оливина и хромшпинели без признаков пластических деформаций. Размер зёрен необластов на 1–2 порядка меньше размера порфинокластов, что свидетельствует, вероятно, о высокой скорости хрупких деформаций.

Минеральный состав, рассчитанный на шпинелевую норму и на сухой остаток, составляет: оливин – 57, ортопироксен – 28, клинопироксен – 10, хромшпинель – 5 мас. %. Порода серпентинизирована на 11%.

На слабую истощённость обр. 7511 указывают данные по содержанию глинозёма в сосуществующих минералах (масс. %): клинопироксен – 6.12, ортопироксен – 5.36, хромшпинель – 56.92. #mg оливина – 89,7 мол. %.

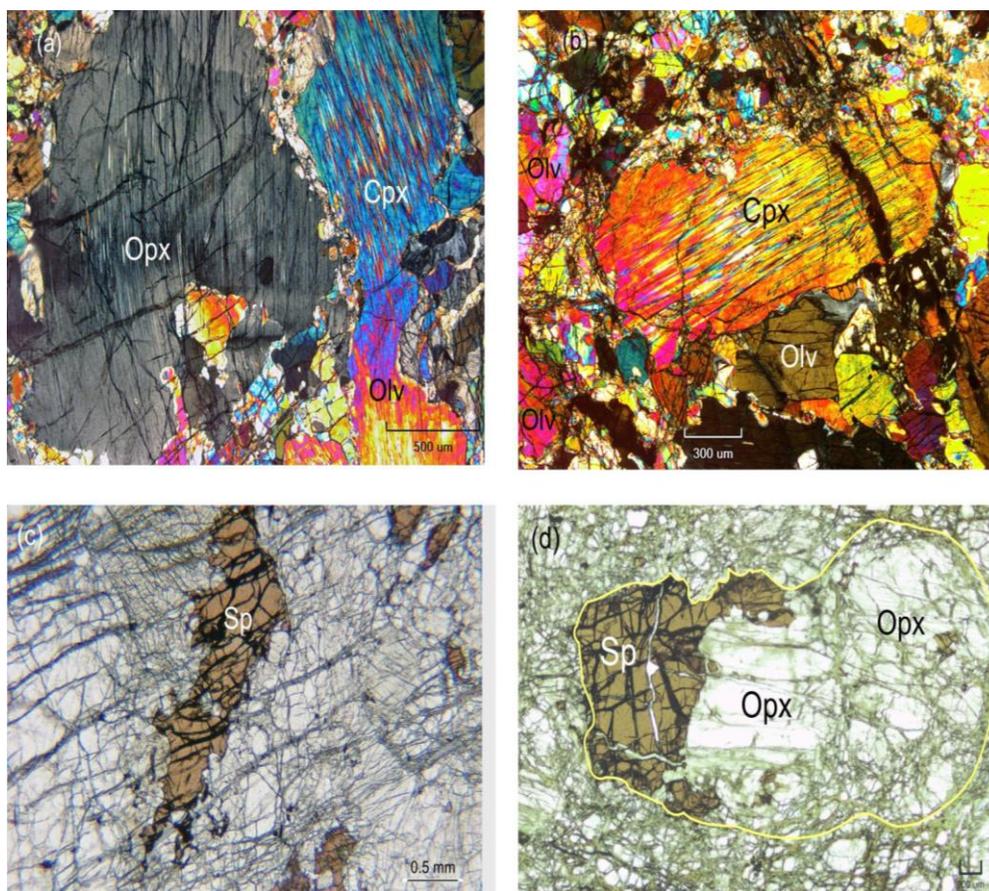


Рис. 3. Порфирикластическая структура шпинелевого лерцолита (обр. 7511). (а) ортопироксен-клинопироксеновый порфирикласт, окружённый необластами пироксенов и оливина. Обращают внимание тонкие пластинки – продукты распада порфирикластов: клинопироксена в ортопироксене (Orpx) и ортопироксена в клинопироксене (Cpx). Периферические зоны порфирикластов частично очищены от пластинок распада, материал которых был потрачен на формирование необластов. В отличие от пироксенов, оливин (Olv) легко дробится и, как правило, образует необласты. (b) Порфирикласт клинопироксена (Cpx), окружённый необластами пироксенов и оливина. (c) цепочки зёрен хромшпинели (Sp), образованные в ходе пластических деформаций. (d) Апопироповый (?) шпинель-ортопироксеновый кластер – продукт реакции “пироп + 2оливина = 4ортопироксена + шпинель”, в ходе деформаций превращённый в порфирикласт.

*Пробоподготовка.* После стандартной процедуры дробления, измельчённый препарат просеивался через сита 350–250 мкм для предварительного выделения Orpx и Cpx, после чего соответствующие концентраты чистились ультразвуком в тридистиллированной воде. После магнитной сепарации минеральные зёрна Orpx и Cpx отбирались вручную с помощью бинокулярного микроскопа. Затем каждая из монофракций была разделена на две части: первая, а также порода в целом, были последовательно подвергнуты кислотному выщелачиванию (AL) с помощью кислот: 5М HCl при температуре 125°C в течение ~8 ч, далее в горячей (100°C) 7М HNO<sub>3</sub> для растворения осадка и, наконец, на финише осуществлялась промывка

тридистиллированной водой. Вторая часть фракций минералов и породы не подвергалась воздействию кислотам.

Весовые соотношения в результате пробоподготовки образца лерцолита приведены в табл. 1. Более подробные сведения о AL-процедурах, примененных в том числе для лерцолитов массива Ронда (Испания), можно обнаружить в статье [10].

**Таблица 1.** Весовые соотношения в результате AL-пробоподготовки образца лерцолита 7511 массива Северный Крака

Материал	Необработанный материал	Кислотное выщелачивание		
	Навеска, г.	Исходная навеска, г	Остаток после растворения, г.	Ушло в раствор, г
Ортопироксен (Orx)	0.9	1.2283	1.1072	0.1211
Клинопироксен (Срх)	0.4	0.7483	0.4158	0.3325
Порода в целом (Wr)	1.0	2.3528	1.5696	0.7832

*Аналитические процедуры.* Все нижеописанная аналитика выполнена в ИГГ УрО РАН.

Определение содержаний РЗЭ в лерцолите выполнялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID) с применением кислотного разложения смеси исходного образца со смешанным трассером  $^{138}\text{La} + ^{142}\text{Ce} + ^{145}\text{Nd} + ^{149}\text{Sm} + ^{153}\text{Eu} + ^{157}\text{Gd} + ^{161}\text{Dy} + ^{168}\text{Er} + ^{171}\text{Yb} + ^{176}\text{Lu}$ , ионообменной хроматографии и последующего анализа с помощью секторного (SF) масс-спектрометра (HR/ICP-MS) Element2. Контроль точности и воспроизводимости измерений концентраций РЗЭ осуществлялся путем анализа стандартного образца частично серпентинизированного гарцбургита PCC-1 USGS. Детали аналитических процедур можно найти в [4].

Анализ концентраций Sm, Nd и изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  осуществлялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID), предусматривающим кислотное разложение смеси исходного образца со смешанными спайками  $^{85}\text{Rb} + ^{84}\text{Sr}$ ,  $^{149}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$ , ионообменной хроматографии и последующего анализа результирующих реагентов с помощью мультиколлекторного твердофазного масс-спектрометра Triton (TIMS) в статическом режиме. Для оптимизации параметров изотопного разбавления, производилось предварительное измерение содержаний Sm и Nd методом HR/ICP-MS. Более подробное описание аналитических процедур приведено в [15].

Контроль точности и воспроизводимости измерений концентраций Sm ( $6.535 \pm 0.032$ , СКВО=1.4), Nd ( $28.55 \pm 0.17$ , СКВО=1.6), отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $0.710242 \pm 0.000026$ , СКВО=0.98,

n=88),  $(0.70800 \pm 0.00002, \text{СКВО}=0.85, n=84)$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$   $(0.13820 \pm 0.00024, \text{СКВО}=1.07)$   $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$   $(0.512638 \pm 0.000009, \text{СКВО}=0.97)$ ,  $(0.511856 \pm 0.000005, \text{СКВО}=0.67, n=51)$ , проводился путём анализа стандартов BCR-2 USGS, Eimer & Amend, SRM-987 и La Jolla.

### Результаты.

Спектр распределения РЗЭ шпинелевого лерцолита северного Крака на графике в координатах “элемент –  $C_{\text{Wr}}/C_{\text{Ch}}$ ”, где  $C_{\text{Wr}}$ ,  $C_{\text{Ch}}$  концентрации элементов в породе в целом и хондрите, соответственно, показан на рис. 4, из которого следует, что изученный образец характеризуется обеднением цериевой части лантаноидов  $((\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}}=0.272, (\text{Ce}/\text{Lu})_{\text{N}}=0.323)$  и близкой к горизонтальной, моделью распределения тяжёлых РЗЭ.  $((\text{Dy}/\text{Lu})_{\text{N}}=0.963)$ . Аномалий Ce и Eu не выявлено. Существует мнение [5, 6, 19], что такая форма распределения РЗЭ отражает процесс дифференциации вещества мантийного источника, обеднённого лёгкими РЗЭ. Такие закономерности аналогичны тем, которые были обнаружены в перидотитах и минеральных фракциях из орогенных перидотитовых массивов (например, [XI, XII]).

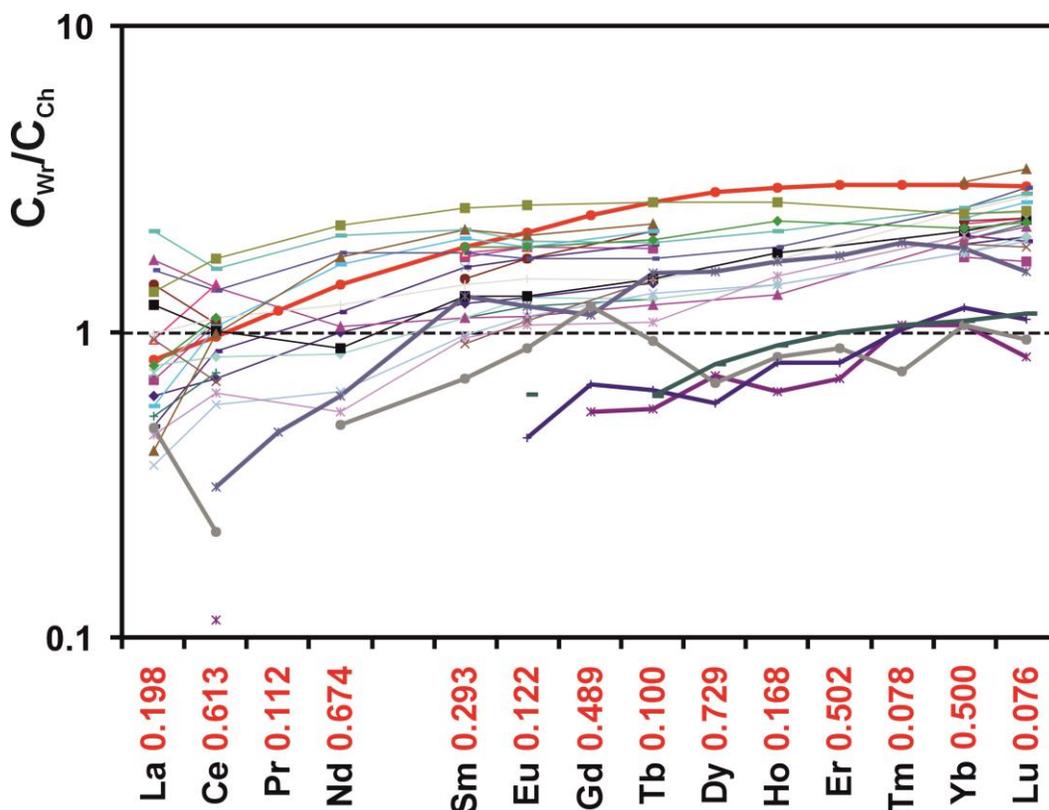


Рис. 4. Спектры распределения РЗЭ в лерцолитах. Тонкие цветные линии – лерцолиты восточных Пиреней [6]. Красная, утолщённая линия, характеризуют спектр распределения РЗЭ образца, изученного в настоящей работе. Остальные утолщённые цветные линии – лерцолиты массивов Миндяк и Нурали, Ю. Урал, номера проб соответствуют таковым из таблицы 1 [19].  $C_{\text{Wr}}$ ,  $C_{\text{Ch}}$  –

концентрации РЗЭ в породе (ppm, указаны красными цифрами по оси абсцисс) и хондрите, соответственно. Коэффициенты нормализации по [IX].

Для сравнения, на этот же график нанесены спектры распределения РЗЭ орогенных лерцолитов восточных Пиреней: Lherz, Freychinede, Pic Couder, Porteteny, Sem, Bestiac [6], а также аналогичных пород из массивов Миндяк и Нурали, Ю.Урал [19].

*$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$  изотопная систематика.* Результаты изучения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - и  $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ -изотопных систем в шпинелевом лерцолите массива северный Крака приведены в табл. 2, а графическая интерпретация этих данных представлена на рис. 5, 6.

Размах осцилляции концентраций Sm, Nd в изученных образцах породы в целом, ортопироксене и клинопироксене, не подвергнутых кислотному выщелачиванию, определяется интервалами 0.149–0.227 ppm и 0.516–0.448 ppm соответственно, диапазоны наблюдаемых отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  идентифицируются значениями 0.17450–0.3058, 0.513014–0.513479 (или +7.4—+16.4 в единицах  $\epsilon_{\text{Nd}}$ ). Аналогичные параметры для разностей, испытавших воздействие кислот, демонстрируют сравнительное обогащение величин концентраций Sm, Nd, и отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  от 1.40, 0.80, 1.13, 1.0002 до 1.68, 1.49, 1.75, 1.0011 соответственно (табл. 2), что значительно увеличивает “растяжку” положения фигуративных точек по осям координат эволюционной диаграммы (рис. 5). Использование программного обеспечения Isoplot/Ex ver. 3.6 [12] для  $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ - и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -изотопных сигнатур  $W_{\text{r}}$ ,  $O_{\text{rх}}$ ,  $S_{\text{рх}}$  позволяет выявить эррохронную зависимость (MSWD=2.6), определяющую возраст  $542 \pm 33$  млн лет. Единообразные расчёты для  $W_{\text{rAL}}$ ,  $O_{\text{рхAL}}$ ,  $S_{\text{рхAL}}$ ,  $*S_{\text{рхAL}}$  (дубликат, для оценки воспроизводимости), диагностируют наличие изохроны (MSWD=0.85, York’s model I), с возрастом  $545 \pm 26$  млн лет и высоким значением инициального отношения ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>0</sub> = 0.512390 ± 0.000054 (рис. 5), соответствующему, в рамках представлений относительно модельных резервуаров величине  $\epsilon_{\text{Nd}} = +8.9$ . Примечательно положение фигуративной точки DM (depleted mantle) на диаграмме (рис. 5), практически удовлетворяющее линии регрессии/изохроне с тангенсом угла наклоном 0,00357 (соответствующей возрасту 545 млн лет) и разницей между значениями величин ординат между  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(545)$  всего лишь 0.000007 (абс.), менее чем полученные ±2σ погрешности (табл. 2).

**Таблица 2.**  $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ - и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - (в примечании) данные для шпинелевого лерцолита массива северный Крака.

Образец	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(545)$
7511 Wr	0.149	0.516	0.1745	0.0005	0.513014	0.000022	+7.4	+8.9
7511 Opx	0.0791	0.186	0.2568	0.0008	0.513331	0.000028	+13.6	+9.4
7511 Cpx	0.227	0.448	0.3058	0.0009	0.513479	0.000019	+16.4	+8.9
7511 Wr <sub>AL</sub>	0.249	0.752	0.2001	0.0006	0.513105	0.000023	+9.1	+8.9
7511 Opx <sub>AL</sub>	0.133	0.277	0.2900	0.0009	0.513427	0.000024	+15.4	+8.9
*7511 Cpx <sub>AL</sub>	0.339	0.584	0.3509	0.0018	0.513637	0.000015	+19.5	+8.8
7511 Cpx <sub>AL</sub>	0.348	0.602	0.3494	0.0016	0.513648	0.000018	+19.7	+9.1

Примечания:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703021 \pm 0.000035$ ,  $\epsilon_{\text{Sr}}(0) = -21.0$ . При расчете  $\epsilon_{\text{Sr}}(0)$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}(545)$  использованы значения возраста 545 млн лет и характеристик UR, CHUR, DM:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512636$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2135$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$  соответственно.

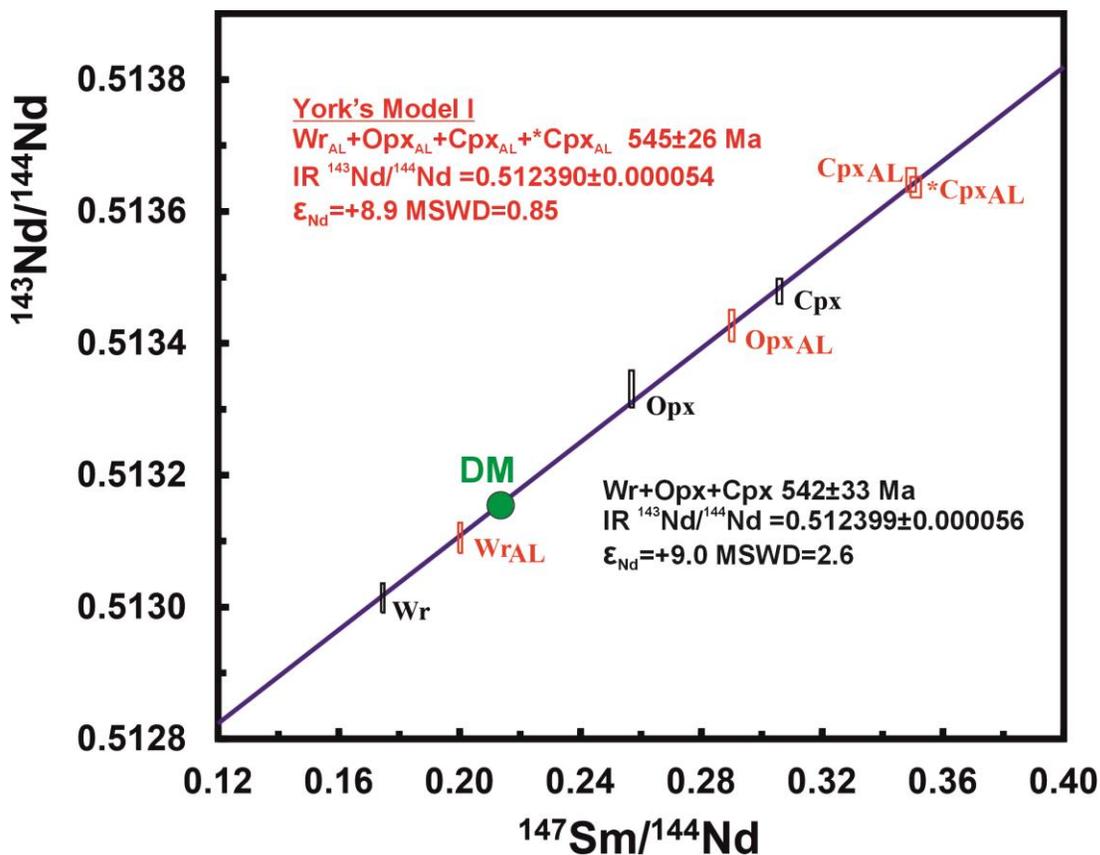


Рис. 5.  $^{147}\text{Sm}$ – $^{143}\text{Nd}$ -эволюционная диаграмма для лерцолита 7511 массива северный Крака (см. рис. 2). Размеры прямоугольников пропорциональны погрешностям  $\pm 2\sigma$  атомных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Wr – порода в целом, Opx – ортопироксен, Cpx – клинопироксен. Нижний индекс “AL” идентифицирует разности, подвергнутых кислотному выщелачиванию. MSWD Mean Square of Weighted Deviates. Параметры CHUR указаны в подписи к табл. 2. DM:  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2135$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$  [X].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

*Возрастные ограничения.* В соответствии с ранними представлениями 1960 гг, приведёнными в объяснительной записке к государственной геологической карте РФ, масштаба 1 : 200 000 [ГУ, [http://geo.mfvsegei.ru/200k/Zap/Zap\\_N-40-XXII.pdf](http://geo.mfvsegei.ru/200k/Zap/Zap_N-40-XXII.pdf)], возраст массивов Крака трактуется в широком диапазоне – от докембрийского до послераннекаменноугольного, тем не менее авторами, по непонятной причине, принят силурийский возраст ( $v\sigma$ ,  $\sigma$ ,  $\Sigma v$  Ok).

В более современной работе [2], на основании U–Pb SHRIMP-II-датирования цирконов, выделенных из массива Узянского Крака (поз. 2, рис. 1 в) выявлен ещё более широкий диапазон  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрастов, превышающий 1800 млн лет. Анализируя полученную U–Pb SHRIMP-II-возрастную сигнатуру, авторы выделяют три этапа ( $\text{NP}_3$ ,  $\text{D}_2$ — $\text{O}_3$  и  $\text{J}_1$ — $\text{C}_1$ ), утверждая, что цирконы из лерцолита, гранатового пироксенита и дунита массива Узянского Крака представляют полигенно-полихронное сообщество, сосуществующие разновидности которого определяются длительностью эволюции пород, их прогрессивными—регрессивными изменениями. При этом постулируется отчётливая преемственность между всеми выделенными типами цирконов из лерцолита, гранатового пироксенита и дунита массива Узянский Крака. Наиболее древние реликтовые датировки, характеризующие эндогенные преобразования исходного субстрата, установлены в цирконах лерцолитов ( $2037\pm 20$  и  $1132\pm 6$  млн лет), гранатовых пироксенитов ( $953\pm 11$  млн лет) и дунитов ( $632\pm 11$  млн лет). Во всех породных ассоциациях проявлены сходящиеся значения возраста в интервалах 590—550 млн лет и 445—390 млн лет, которые характеризуют этапы глубинного расслоения лерцолитового блока на комплементарные серии и перемещение их на верхнекоровый уровень. Возрастные данные в интервале 299—196 млн лет, обнаруженные только в дунитах, отражают влияние палеозойских сдвиговых процессов.

Иными словами, исходные лерцолиты с возрастом 2037 млн лет, по мнению [2], испытали термальные воздействия, обусловленные пульсационным функционированием мантийных плюмов, на протяжении всей позднекембрийской рифтогенной предыстории Урала. Проведённые исследования позволили авторам сделать вывод о том, что в современной структуре Уральского коллизионного орогена присутствуют фрагменты подконтинентальной литосферы, ранее описанные лишь для массивов корневых зон Западной и Центральной Европы.

Сравнивая  $^{147}\text{Sm}$ — $^{143}\text{Nd}$  AL ID-TIMS-данные ( $545\pm 26$  млн лет,  $\text{MSWD}=0.85$ ), полученные нами в настоящей работе с результатами U–Pb SHRIMP-II-датирования цирконов, выделенных из массива Узянского Крака, можно отметить удовлетворительное совпадение вычисленных

возрастов, поскольку, основной, статистически обоснованный ( $n=7$ ) объединительный кластер, соответствующий фигуративным точкам кратеров (3, 11.3, 9, 11.2, 5, 6, 7.2) цирконов лерцолита K55 [2, табл. 2], определяет U–Pb-конкордантный возраст  $536.8 \pm 4.6$  млн лет ( $2\sigma$ ), MSWD = 1.17.

К выводам о наличии кадомского этапа орогенеза в эволюции Миндякского массива (позиция 5, рис. 1 г, считающимся, аналогом<sup>2</sup> Крака, но локализованного северо-восточнее, в зоне ГУГР) пришли и авторы [19] изучая соответствующие породы  $^{147}\text{Sm}$ – $^{143}\text{Nd}$ - и Re–Os-методами изотопной геологии. Здесь следует отметить, что целесообразность аналитических приемов, реализованных при изучении Re–Os-изотопной систематики пород Миндякского массива вызывают определённые сомнения. Это наглядно демонстрируют результаты повторного анализа образца Му-35 ( $n=11$ , табл. 3, [19]), которые позволяют оценить величины коэффициентов вариации концентраций Re, Os и соотношений  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ ,  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ , равные 28.8%, 24.8%, 66.6%, 56.7% соответственно. По нашему опыту, а также имеющимся литературным данным, применение метода низкотемпературного кислотного разложения в случае таких пород как пироксениты, вряд ли оправдано. Метрологически более обоснованными выглядят  $^{147}\text{Sm}$ – $^{143}\text{Nd}$  ID-TIMS-данные для габбро и диоритов Миндякского массива, для которых получена изохронная зависимость (MSWD=0.90), определяющая возраст  $540 \pm 18$  млн лет и  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.512263 \pm 0.000024$  [19]. Результатом проведённых исследований методами изотопной геологии является вывод о том, что Миндякский лерцолитовый массив может быть “первой находкой неопротерозойской кадомской дуги на Южном Урале” [19].

В контексте настоящего изложения, следует также отметить неопротерозойские значения возрастов, полученные коллективом авторов [Y] на основании изучения  $^{147}\text{Sm}$ – $^{143}\text{Nd}$ -систематики пород (лерцолиты, клинопироксениты, верлиты и оливиновые клинопироксениты) и минералов (Орх из лерцолитов и Срх из верлитов и оливиновых клинопироксенитов) Нуралинского ( $578 \pm 18$  млн лет,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.512163 \pm 0.000029$ , MSWD=1.3,  $n=10$ ) и Миндякского ( $762 \pm 68$  млн лет,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.511850 \pm 0.000011$ , MSWD=0.3,  $n=6$ ;  $796 \pm 51$  млн лет,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.511797 \pm 0.000083$ , MSWD=0.65,  $n=7$ ) массивов. Авторами сделан вывод о том, что возможно, кумулятивные верлиты и оливиновые клинопироксениты и комплементарные им габбро, представляют собой продукты фракционирования первичного расплава, который был выплавлен из лерцолитов в то время, которое фиксируется  $^{147}\text{Sm}$ – $^{143}\text{Nd}$ -возрастом. Альтернативная модель

---

<sup>2</sup> Фокусируясь на дискуссии об аналогии массивов Нурали, Миндяк и Крака, географически разобщённых в настоящее время (рис. 1 г), можно процитировать утверждение авторов [2] о том, что реактивация Кракинского массива в среднем палеозое, в соответствии с U–Pb SHRIMP-II-возрастным интервалом 390–445 млн лет предполагает связь с процессами выведения мантийного блока и его аллохтонным перемещением в верхнюю кору.

предполагает, что  $^{147}\text{Sm}$ – $^{143}\text{Nd}$ -возраст соответствует времени просачивания этого расплава сквозь более древние перидотиты.

Таким образом, резюмируя сведения относительно возрастных ограничений в рамках данного параграфа, можно полагать, что совпадение U–Pb Pb SHRIMP-II-цирконовых датировок [2] и  $^{147}\text{Sm}$ – $^{143}\text{Nd}$  AL ID-TIMS-данных в интервале 590—540 млн лет в главных породных ассоциациях массива Узянский Крака и шпинелевом лерцолите Северного Крака, свидетельствует о формировании стратифицированного (сверху вниз: лерцолиты, гарцбургиты, дуниты, гранатовые пироксениты) разреза [2] массивов Крака, до открытия уральского палеоокеана [19].

### *Генетические ограничения*

Как уже упоминалось во введении, орогенные лерцолиты часто интерпретируются как фрагменты континентальной литосферной мантии, тектонически внедрённые в земную кору (например, [14]; и др.). Рассматриваемая модель находит подтверждение для цирконов лерцолитов Узянского Крака (рис. 1 в, позиция 2), на основании анализа дискриминационных диаграмм в координатах Yb–U, Hf–U/Yb, Y–U/Th [1], позволяющих как известно, дифференцировать циркон континентального и океанического происхождения. В выводах [1] постулируется, что фигуративные точки цирконов всех возрастных кластеров (диапазон от 2037 до 196 млн лет) в лерцолитах, гранатовых пироксенитах и серпентинитах Узянского Крака, на упомянутых выше диаграммах, соответствуют полю вещества континентального генезиса, что не противоречит в целом представлениям о формировании этих пород при рифтовом растяжении континентальной литосферы [1, 2].

Альтернативная гипотеза о происхождении орогенных лерцолитов из океанической коры была предложена [7], полагающих, что орогенные лерцолиты, представляют собой подтип офиолитов, отличающийся от распространенного гарцбургитового, более тонким разрезом коры и непосредственным контактом с метаморфизованной континентальной корой. По мнению этих авторов, орогенные лерцолиты могут быть связаны с трансформными разломами или очень медленно эволюционирующими спрединговыми центрами, где литосферный фронт проникает на расстоянии первых десятков км в нижележащую мантию.

Полученные в настоящей работе РЗЭ-данные,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - и  $^{147}\text{Sm}$ – $^{143}\text{Nd}$ -изотопная систематика шпинелевого лерцолита массива северный Крака, позволяет определить источник вещества изученной породы. Об этом свидетельствует наблюдаемая корреляционная зависимость  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (в частности, особенность положения соответствующей фигуративной точки

по оси  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , II квадрант графика, рис. 6), что вместе со спецификой спектра распределения РЗЭ (рис. 4), не противоречит гипотезе о происхождении изученного лерцолита вследствие плавления уже истощённого протолита, который можно идентифицировать как мантийный источник, с параметрами подобными MORB.

Другим аргументом в пользу изложенного в предыдущем абзаце, является позиция фигуративной точки DM на изохронном графике (рис. 5), поскольку изотопный состав Sm и Nd, в рамках наблюдаемых погрешностей, практически точно ( $\Delta=0.0014\%$ ) соответствует параметрам линии регрессии (slope 0.00357). Иными словами, эволюционные параметры  $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$  деплетированного резервуара DM (фигуративная точка со значением  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2135$  по оси абсцисс) тождественны изотопному составу Sm и Nd шпинелевого лерцолита массива Северный Крака.

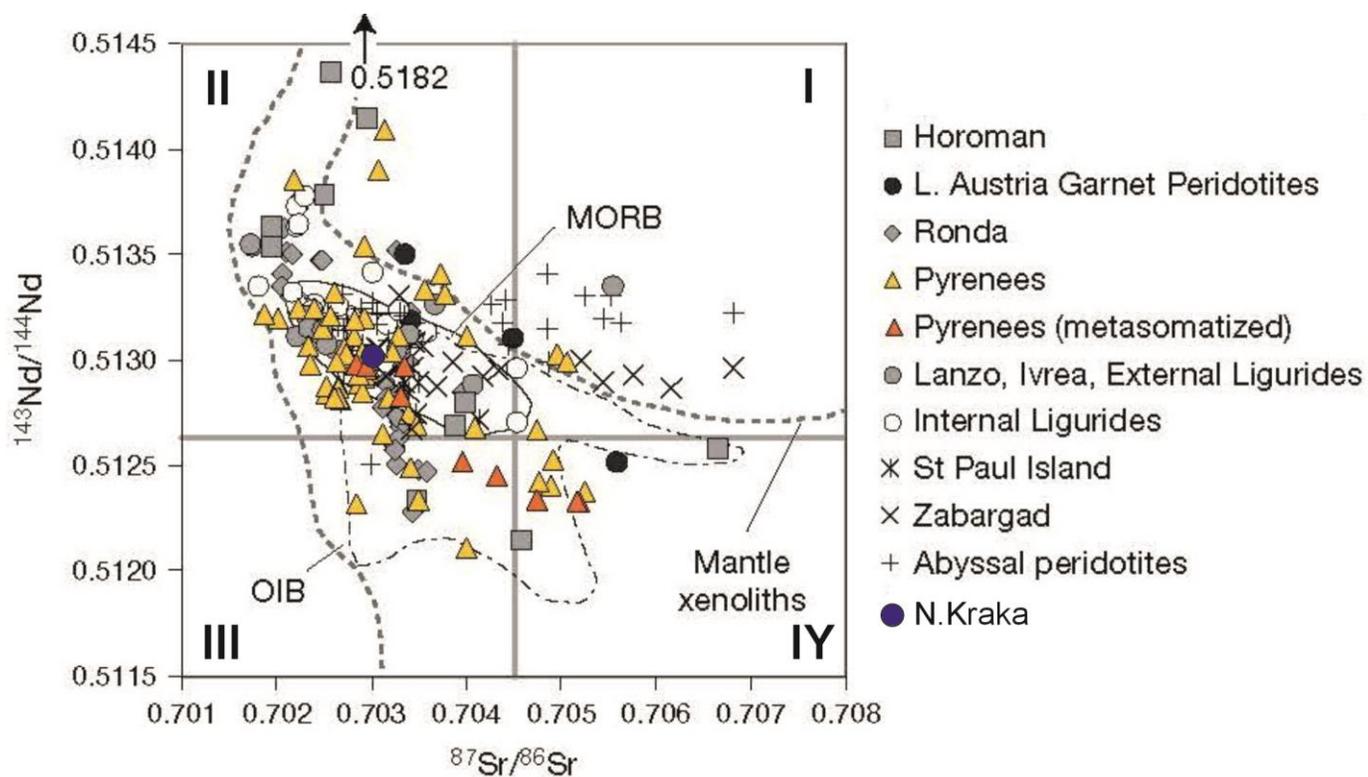


Рис. 6. Корреляционная диаграмма  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  для лерцолита массива северный Крака (синий кружок) и клинопироксенитов выделенных из орогенных, офиолитовых и абиссальных перидотитов, пироксенитов Horoman, Lower Austria, Ronda, Pyrenees, Western Alps (Balmuccia, Lanzo, and the External Ligurides), Zabargad, Internal Ligurides, а также для океанических перидотитов [5]. **M**id-**O**cean **R**idge **B**asalt (MORB) из базы данных Petrological Database of the Ocean Floor (PetDB [https://wiki5.ru/wiki/Petrological\\_Database\\_of\\_the\\_Ocean\\_Floor](https://wiki5.ru/wiki/Petrological_Database_of_the_Ocean_Floor)). **O**cean-**I**sland **B**asalt (OIB) из базы данных Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents (GEOROC <https://georoc.eu/georoc/new-start.asp>, данные по Французской Полинезии, Исландии, Гавайям, Галапагосским островам и Буве). I, II, III, IV – квадранты, выделенные (серые горизонтальная и

вертикальные линии) относительно изотопного состава Sr и Nd модельного резервуара CHUR (параметры указаны в примечании к табл. 2).

#### *Геодинамические следствия.*

Вычисленный в рамках проведённого исследования  $^{147}\text{Sm}$ – $^{143}\text{Nd}$  AL ID-TMS-изохронный возраст 545 млн лет, для шпинелевого лерцолита массива северный Крака, в сочетании с имеющимся комплексом геологических и геохимических данных, позволяет утверждать [3, 19] о проявлении поздневендской фазы (эпохи) складчатости и орогенеза на Урале в интервале времени 620–540 млн лет, ответственной за образование тиманид. Сравнение этих данных с материалами по геологии Центральной и Западной Европы даёт возможность коррелировать образованные в результате этой фазы складчатости структуры тиманид с кадомидами ([https://ru.wikibrief.org/wiki/Cadomian\\_Orogeny](https://ru.wikibrief.org/wiki/Cadomian_Orogeny)). Глобальные реконструкции континентов для конца протерозоя не противоречат гипотезе о существовании кадомского орогена на периферии Гондваны (рис. 7).

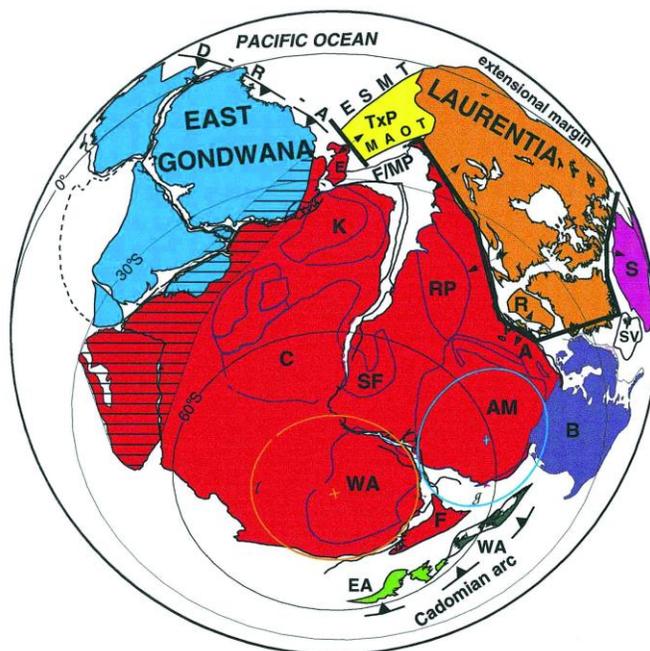


Рис. 7. Геологически обусловленная реконструкция суперконтинента Паннотия, который, вероятно, существовал вблизи докембрийско-кембрийской границы, 600–540 млн лет [8]. Панафриканско-бразильские (паннотские; [18]) бассейны показаны закрытыми, хотя некоторые из них, возможно, сохранились до кембрия (см. [11]). Примечательно, что авторы [20] интерпретировали палеомагнитные данные как требующие разделения Лаврентии и Гондваны более чем на 5000 км на границе докембрия и кембрия; Трактовка основана в первую очередь на геологических аргументах, поскольку показанные палеомагнитные полюса не подтверждают такое

близкое соседство Лаврентии и Гондваны [8]. Pacific ocean — Тихий океан; Extensional margin — расширение восточной окраины Тихого океана; East Gondwana — восточная часть суперконтинента Гондвана; Laurentia — суперконтинент Лаврентия; Cadomian arc — кадомская магматическая дуга; A — Arequipa massif; AM — Amazonian craton; B — Baltica (Russian craton); C — Congo craton; D-R-A — Delamerian-Ross arc; E — Ellsworth-Whitmore mountains block (in Pangea position); EA — East Avalonia (southern British Isles); ESMT — hypothetical Ellsworth-Sonora-Mojave transform; F/MP — Falkland-Malvinas Plateau; K — Kalahari craton; MAOT — hypothetical Malvinas-Alabama-Oklahoma transform; R — Rockall Plateau with adjacent northwest Scotland and northwest Ireland; RP — Rio de la Plata craton; S — Siberia (Angara craton); SF — São Francisco craton; SV — Svalbard block (Barentia); WA — West African craton; TxP — hypothetical Texas plateau. Линии с чёрными треугольниками — верхние плиты зон субдукции (кадомский ярус) и зарождающихся зон субдукции (дуга Деламерия — Росса, D-R-A); жирные линии — зарождающиеся mid-Tarpetus хребты; диагональные линии — коллизионный ороген восточной Африки, включающий восточную и западную Гондвану.

Согласно имеющимся палеомагнитным построениям [20], Восточно-Европейский и Сибирский континенты располагались в южном полушарии, напротив кадомской Перигондваны, тем не менее на существенном удалении от неё. Вместе с тем, Палеоурал, Палеотаймыр и Перигондванские кадомиды находились, согласно этим же данным, на очень близких широтах [3]. Имея в виду, что палеомагнитные данные не позволяют однозначно определить палеодолготу, можно откорректировать реконструкцию [20] таким образом, чтобы полагать, что Палеоурал, Палеотаймыр и Перигондванские кадомиды представляли компактный, более крупный ороген в составе следующего после Родинии<sup>3</sup> суперконтинента Паннотия.

**Благодарности.** Авторы признательны снс ИГГ УрО РАН О.П. Лепихиной. и Н.В. Чередниченко за помощь в пробоподготовке изученного материала, а также внс ИГ УФНЦ Д.Е. Савельеву за графические материалы к рис. 1. Конструктивные замечания и ценные предложения двух анонимных рецензентов, позволили существенно улучшить настоящую рукопись.

*Источники финансирования.* Исследования проведены в соответствии с темами госзаданий ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6 и № 122022600107-1; № темы: FUMZ-2022-0002).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аникина Е.В., Русин И.А., Русин А.И., Краснобаев А.А. Изотопно-геохимическая систематика циркона из ультрабазитов массива Узьянский Крака // Труды Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого. 2014. № 161. С. 158–166.

---

<sup>3</sup> Родиния — гипотетический суперконтинент, предположительно существовавший в протерозое—эоне докембрия (<https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%A0%D0%BE%D0%B4%D0%B8%D0%BD%D0%B8%D1%8F> ).

2. *Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В.* Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенезиса лерцолитовых массивов Южного Урала // *Геохимия*. 2011. Т. 5. С. 506–522.
3. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
4. *Ронкин Ю.Л., Журавлев Д.З., Лепихина О.П., Лепихина Г.А.* Определение ультрамалых содержаний REE в геологических образцах ID-SF-HR/ICP-MS методом: на примере стандартных образцов дунита и перидотита / *Ежегодник-2007. Информационный сборник научных трудов ИГГ УрО РАН*. Екатеринбург. 2008. С. 409–420.
5. *Bodinier J.-L., Godard M.* Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites. *Treatise on Geochemistry*. 2007. 1–73. DOI:10.1016/b0-08-043751-6/02004-1
6. *Bodinier J.L., Dupuy C., Dostal J.* Geochemistry and petrogenesis of Eastern Pyrenean peridotites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1988. 52(12), 2893–2907. DOI:10.1016/0016-7037(88)90156-1.
7. *Boudier F., Nicolas A.* Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. 76. 84–92.
8. *Dalziel I. W.D.* On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia // *GSA Today*. 1992. V. 2. No. 11. P. 237–241.
9. *Downes H., Bodinier J.-L., Thirlwall M.F., Lorand J.-P., Fabries J.* REE and Sr-Nd Isotopic Geochemistry of Eastern Pyrenean Peridotite Massifs: Sub-Continental Lithospheric Mantle Modified by Continental Magmatism // *Journal of Petrology*. 1991. Special\_Volume 2. 97–115. DOI:10.1093/petrology/special\_volume.2.97
10. *Garrido C.J., Bodinier J.-L., Alard O.* Incompatible trace element partitioning and residence in anhydrous spinel peridotites and websterites from the Ronda orogenic peridotite // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. 181(3), 341–358. DOI:[10.1016/s0012-821x\(00\)00201-6](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(00)00201-6)
11. *Grunow A., Hanson R., Wilson T.* Were aspects of Pan-African deformation linked to Iapetus opening // *Geology*. 1996. 24(12), 1063–1066. DOI:10.1130/0091-7613(1996)024<1063:waopad>2.3.co;2
12. *Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot/EX ver. 3.6. Berkeley Geochronology Center, Special Publication. 2008. No. 4, CA. 77 pp.

13. *Puchkov V.N.* Structure and geodynamics of the Uralian orogen / In *Orogeny Through Time*. Published by The Geological Society London. Ed. J.-P. Burg and M. Ford. P. 201–236. DOI:10.1144/gsl.sp.1997.121.01.09
14. *Reisberg L.C., Allègre C.J., Luck J.-M.* The Re–Os systematics of the Ronda ultramafic complex of southern Spain // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991.105. 196–213.
15. *Ronkin Y.L., Karaseva T.V., Maslov A.V.* The First  $^{147}\text{Sm}$ – $^{143}\text{Nd}$  Data on Rocks from the 6925.2- to 8250-m Interval of the SG-7 Superdeep Borehole (West Siberian Oil-and-Gas Province) // *Dokl. Earth Sc.* 2021. 496. P. 130–134 <https://doi.org/10.1134/S1028334X2102015X>
16. *Saintot A., Stephenson R.A., Stovba S., Brunet M.-F., Yegorova, T., Starostenko V.* The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the Latest Precambrian- Early Palaeozoic to the Early Cretaceous // *Geological Society, London, Memoirs.* 2006. 32(1), 481–05. DOI:10.1144/gsl.mem. 2006.032.01.30
17. *Saveliev D.E., Shilovskikh V.V., Makatov D.K., Gataullin R.A.* Accessory Cr-spinel from peridotite massifs of the South Urals: morphology, composition and origin // *Mineralogy and Petrology.* 2022. 116, 401–427.
18. *Stump E.* Construction of the Pacific margin of Gondwana during the Pannotios cycle, in McKenzie, G. D., ed., *Gondwana Six: Stratigraphy, sedimentology, and paleontology* // *American Geophysical Union Geophysical Monograph.* 1987. 41. P. 77–87.
19. *Tessalina S.G., Bourdon B., Gannoun A., Capmas F., Birck J.-L., Allègre C.J.* Complex proterozoic to paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals lherzolite massifs by Re–Os and Sm–Nd systematics // *Chemical Geology,* 2007. 240(1-2), 61–84. DOI:10.1016/j.chemgeo.2007.02.006
20. *Torsvik T., Smethurst M., Meert J., Vandervoo R., Mckerrow W., Brasier M., Sturt B.A., Walderhaug H.* Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic — A tale of Baltica and Laurentia // *Earth-Science Reviews.* 1996. 40(3-4), 229–258. DOI:10.1016/0012-8252(96)00008-6.

**SPINEL LHERZOLITES OF THE NORTHERN KRAKA MASSIF (SOUTHERN URALS):  
FIRST REE ID-ICP-MS,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  AND  $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$  AL ID-TIMS ISOTOPE CONSTRAINS**

**Yu.L. Ronkin\*, I.S. Chashchukhin, Corresponding Member of the RAS V.N. Puchkov**

Received July 5, 2023

After revision August 31, 2023

*Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation*

\*E-mail: [y-ronkin@mail.ru](mailto:y-ronkin@mail.ru)

Abstract. The results of a REE ID-ICP-MS,  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  and  $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$  AL ID-TIMS study of the isotope systematics of spinel lherzolites from the northern Kraka massif, which is part of the largest (more than 900 km<sup>2</sup>) lherzolite allochthon thrust over the bathyal and shelf deposits of the passive continental margin, East European platform are presented. As a result, an isochron dependence (MSWD=0.85) was revealed for the first time, which determines the age of  $545\pm 26$  Ma and the high value of the initial ratio  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.512390\pm 0.000054$ , corresponding, within the framework of model representations, to  $\epsilon_{\text{Nd}} = +8.9$ . The resulting REE,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , and  $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$  isotopic signatures indicate the melting of an already depleted protolith, which can be identified as a mantle source, with MORB-like parameters. The isochron age calculated in the framework of the  $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$  AL ID-TIMS study, in combination with the available complex of geological and geochemical data, allows us to state the manifestation of the Late Vendian phase (epoch) of folding and orogeny in the Urals in the interval of  $545 \pm 26$  Ma. Comparison of these data with materials on the geology of Central and Western Europe makes it possible to correlate the Timanid structures formed as a result of this phase of folding with Cadomides, which ultimately, based on global reconstructions of continents for the end of the Proterozoic, will authorize the hypothesis of the existence of the Cadom orogen on the periphery of Gondwana.

*Keywords:* lherzolite, northern Kraka massif (S. Urals), REE ID-ICP-MS,  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  and  $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$  AL ID-TIMS isotope systematics, Cadom orogen.