

## U-Pb ВОЗРАСТ И Lu-Hf ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМЫ ЦИРКОНОВ ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОГО ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА, ЮЖНЫЙ УРАЛ

© 2014 г. И. Л. Недосекова\*, Е. А. Белоусова\*\*, Б. В. Беляцкий\*\*\*

\*Институт геологии и геохимии УрО РАН  
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7  
E-mail: vladi49@yandex.ru

\*\*GEMOC ARC National Key Centre, Macquarie University,  
NSW 2109 Sydney, Australia  
E-mail: ebelouso@els.mq.edu.au

\*\*\*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ),  
199106 г. Санкт-Петербург, Средний проспект, 74.  
E-mail: bbelyatsky@hotmail.ru

Поступила в редакцию 01.04.2014 г.

В статье представлены результаты изотопного U-Pb датирования методом лазерной абляции (LA-ICP MS) цирконов из различных типов пород (карбонатитов, миаскитов, щелочных метасоматитов, гипербазитов) Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса (ИВК) Южного Урала. Датирование циркона миаскитов показывает возраст ранних стадий кристаллизации щелочно-карбонатитовой магматической системы ( $T = 428 \pm 8$  млн лет). Возраст цирконов карбонатитов ( $T = 417.3 \pm 2.8$  млн лет) соответствует позднемагматической стадии кристаллизации остаточных щелочно-карбонатитовых расплавов. Кроме того, в различных породах ИВК (миаскитах, карбонатитах, гипербазитах) устанавливаются поздние генерации цирконов ( $T = 270\text{--}350$  млн лет), формирование которых, по-видимому, связано с постколлизийными метаморфическими и метасоматическими процессами. Hf-изотопные данные, полученные для цирконов ИВК, подтверждают мантийный характер источника магм ИВК и указывают на участие в магмогенерации вещества умеренно обедненной мантии (DM) и более обогащенного в отношении нерадиогенного Hf источника (возможно, представляющего собой нижнекоровый компонент).

Ключевые слова: *U-Pb датирование цирконов, изотопы гафния, лазерная абляция (LA-ICP MS), карбонатиты, миаскиты, Ильмено-Вишневогорский комплекс, Урал.*

### ВВЕДЕНИЕ

Современные методы локального анализа (в частности, метод лазерной абляции) дают возможность проведения комплексного исследования циркона – определения содержаний микропримесных элементов, изучения U-Th-Pb систематики и Lu-Hf изотопного состава в отдельных зернах цирконов. Особенно эффективна комбинация U-Pb датирования отдельных зерен циркона с Hf-изотопией из тех же самых зерен, которая дает важную информацию о времени формирования и метаморфических преобразований исследуемых пород, а также об источниках их вещества. Так как циркон устойчив во многих гипогенных и гипергенных процессах, а метамиктизация и более поздние процессы изменения почти не оказывают влияния на состав изотопов гафния в цирконе [28 и др.], Hf изотопная система в цирконе может служить инструментом для изучения возраста источника и изотопной эволюции пород.

Изучение отдельных зерен циркона локальными методами особенно актуально для геологиче-

ских объектов, на которых устанавливается полистадийное формирование циркона, в том числе, для Ильмено-Вишневогорского комплекса, цирконы которого имеют сквозной характер развития (присутствуют во всех разновидностях пород комплекса – в миаскитах, миаскит-пегматитах, карбонатитах и фенитах), кристаллизуются в большом температурном диапазоне, как на раннемагматической, так и на позднемагматической и пневматолитовой стадии и, кроме того, подверглись значительным метаморфическим преобразованиям на постколлизийном этапе развития Уральской складчатой области [1, 2 и др.].

Мы провели U-Pb изотопное датирование цирконов ИВК методом лазерной абляции (LA-ICP MS), а также исследовали изотопный состав гафния (в комбинации с U-Pb возрастом) в цирконах из карбонатитов и миаскитов апикальной и корневой части Вишневогорского массива, миаскитов Ильменогорского массива, карбонатитов и ультрабазитов Булдымского массива с целью датирования пород и определения источников их вещества.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ИЛЬМЕНО- ВИШНЕВОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА

Ильмено-Вишневогорский комплекс (ИВК), сложенный плюмазитовыми нефелиновыми сиенитами (миаскитами), фенитами, миаскит-пегматитами и карбонатитами с РЗЭ-Zr-Nb минерализацией, расположен на Южном Урале в осевой части Сысертско-Ильменогорского антиклинория – в блоке-терреине докембрийских пород, который залегает среди уральских палеоокеанических комплексов. Ядро блока сложено диафорированными гнейсо-гранулитами и мигматитами селянkinской толщи (**U-Pb возраст цирконов которой отвечает 1820 ± 70 млн лет**) [3], а также плаггиогнейсами и амфиболитами вишневогорской толщи (PR<sub>1</sub>). Обрамление блока представлено однотипными толщами (ильменогорской – на юге, шумихинской – на севере), сложенными амфиболитами, в меньшей степени, – плаггиогнейсами и кварцитами, которые, предположительно, являются доуральскими (PR<sub>1</sub>) палеоокеаническими комплексами с возрастом метаморфизма 643 ± 46 млн лет [4].

Ильмено-Вишневогорский комплекс состоит из двух интрузивных массивов миаскитов – Вишневогорского и Ильменогорского, соединенных Центральной щелочной полосой, сложенной фенитами, мелкими телами миаскитов и карбонатитами. Широко развиты щелочные (нефелин-микроклиновые) пегматиты, встречающиеся как в эндо-, так и в экзоконтактах миаскитовых массивов.

Нефелиновые сиениты ИВК представлены миаскитами (плюмазитовыми разностями с  $K_{\text{апн}} = 0.83-0.95$ ), для которых, в отличие от агпаитовых магм с  $K_{\text{апн}} > 1$ , требуется менее чем 100 г/т циркония для насыщения расплава и кристаллизации циркона [34]. Это приводит к тому, что в ИВК циркон является основным концентратом циркония и присутствует во всех разновидностях пород – миаскитах, миаскит-пегматитах, карбонатитах и др.

Карбонатиты залегают в апикальной части Вишневогорского интрузива миаскитов, в породах Центральной щелочной полосы (ЦЩП), а также встречаются в экзоконтактовом ореоле миаскитовых интрузий. Карбонатиты в миаскитах образуют протяженные пластообразные и жильные тела кальцитового состава, содержащие перемещенные округлые включения миаскитов и минералы миаскитов – нефелин, полевые шпаты, биотит, а также акцессорные гатчеттолит, красно-бурый пиррохлор, циркон, ильменит, апатит, магнетит, пирротин, пирит. Кроме того, карбонатиты установлены в массивах ультрабазитов, залегающих вблизи контакта с интрузиями миаскитов – в Будымском и других ультрабазитовых массивах. Карбонатиты в ультрабазитах доломит-кальцитового состава, содержат тетраферрифлогопит, рихтерит и акцессорные пи-

рохлор, циркон, магнетит, ильменит, пирротин, пирит и сопровождаются мощными зонами флогопит-рихтеритовых метасоматитов. Поздние доломитовые карбонатиты в гипербазитах образуют менее мощные жилы и содержат редкоземельную акцессорную минерализацию – монацит, эшинит, редкоземельный пиррохлор, ферсмит, а также винчит, апатит, магнетит, ильменит, циркон и др.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования Lu-Hf и U-Pb изотопных систем, а также содержания рассеянных элементов в цирконах ИВК методом лазерной абляции были проведены нами в Национальном Центре CCFS GEMOC (Университет Макуори, г. Сидней, Австралия). Для анализа изотопного состава Hf был использован ультрафиолетовый лазер UP213 New Wave (Merchantek) в комплексе с мультиколлекторным MC-ICP MS Nu-Plasma. Для U-Pb датирования и определения концентрации рассеянных элементов в цирконе применялся ультрафиолетовый лазер UP266 New Wave / Merchantek в комплексе с Agilent 7000 ICP MS. Время абляции составляло 100–120 сек, при диаметре лазерного пучка 30–50 мкм, глубина кратера достигала 40–60 мкм.

Наложение  $^{176}\text{Lu}$  на  $^{176}\text{Hf}$  скорректировано измерением интенсивности свободного от наложения  $^{175}\text{Lu}$  и использованием  $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$  1/40.02669 [16] для вычисления  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ . Аналогично, наложение  $^{176}\text{Yb}$  на  $^{176}\text{Hf}$  было исправлено измерением  $^{172}\text{Yb}$  и использованием  $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb}$  для вычисления  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ . Соответствующее значение  $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb}$  было определено с использованием JMC475 стандарта Hf с Yb, и нахождением  $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb}$  (0.58669), необходимого для вычисления  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ , полученного по чистому раствору Hf. Исследования стандартов цирконов [19–20] иллюстрируют правильность и точность полученных  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  отношений. Погрешности значений ( $2\sigma$ ) для  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  отношений  $\pm 0.00002$ , эквивалентно  $\pm 0.7 \text{ \textmu Hf}$ . Воспроизводимость и точность метода обсуждаются детально в работах [19–22].

Циркон Муд Танк, проанализированный вместе с образцами (каждые 10 измерений), использовался как независимый контроль стабильности работы прибора и воспроизводимости. Большинство данных и среднее значение ( $0.282528 \pm 28$ ;  $n = 10$ ) находится в пределах рекомендованного  $2\sigma$  интервала ( $0.282522 \pm 42$  ( $2\sigma$ )) [22]. Анализ стандарта циркона № 91500, проанализированный во время этого исследования, дал  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282304 \pm 42$  ( $2\sigma$ ), что находится в пределах диапазона значений для этого стандарта [21].

Методика U-Pb датирования была детально описана ранее [15, 20, 24]. Образцы были проанализированы в “пробегах” из 16 анализов, которые включали 12 неизвестных точек. В начале и в конце “про-

бега” анализировался стандарт циркона GEMOC GJ-1 [18]. Кроме того, два других стандарта циркона (№ 91500 и Mud Tank), были проанализированы в пределах каждого “пробега”. U-Pb-возраст был вычислен, используя пакет программ онлайн GLITTER ([www.mq.edu.au/GEMOC](http://www.mq.edu.au/GEMOC)). Мы применили процедуру коррекции Pb по [14]. Анализы корректировались по модели [32] для  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 9.74$ . Никакой коррекции не было применено к анализам, которые являются согласующимися в пределах  $2\sigma$  с аналитической ошибкой для  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , или которые имеют меньше, чем 0.2% общего Pb. Построение диаграмм конкордий и эллипсов погрешностей было выполнено с использованием программного обеспечения Isoplot, версии 2.49 и 3.0 [27].

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучены цирконы ранних и поздних карбонатитов (Обр. 354 – Севит I, **корневая часть Вишневогорского массива**; обр. 331 – Севит II, **апикальная часть Вишневогорского массива**), миаскитов (Обр. Vnp-1, Vnp-2, B-12I, B-12II – **Вишневогорский массив**; обр. И-20, И-23 – Ильменогорский массив) и миаскит-пегматитов (Krv-5 – Жила 5, Вишневогорский массив), а также из доломитовых карбонатитов (Булдымский гипербазитовый массив; обр. K-103) и гипербазитов (Булдымский массив; обр. Bul-1) (рис. 1).

Проба 354 – ранний кальцитовый карбонатит (Севит I) с биотитом, КПШ, пироксеном и цирконом (кристаллы от 0.1 см до 1 см), образующий шпир среди жильных миаскитов **корневой зоны Вишневогорского миаскитового массива** (скальный врез по тракту в 6.5 км южнее г. Вишневогорск).

Проба 331 – среднезернистый поздний кальцитовый карбонатит (Севит II) с биотитом, апатитом, пироксеном, ильменитом (Восточный карьер горы Долгой).

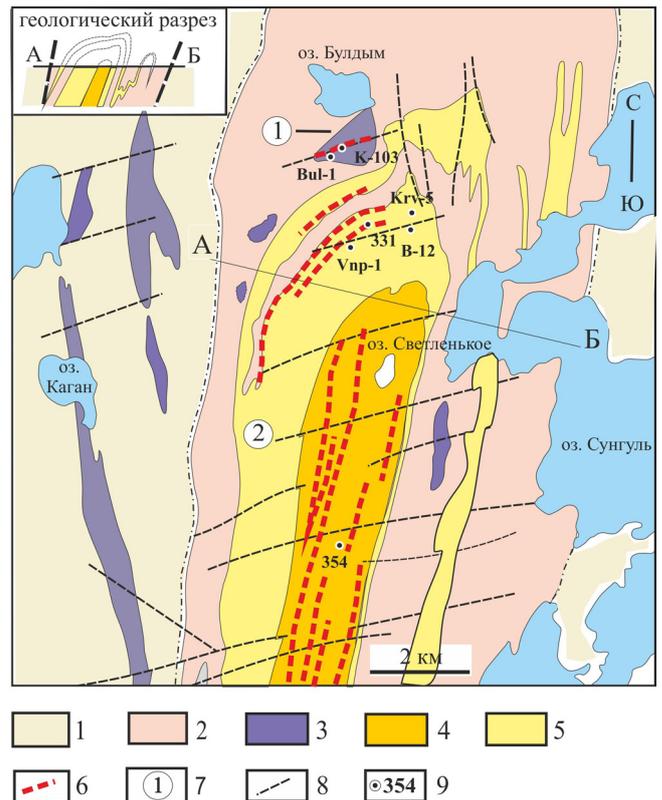
Проба Vnp-1 – **среднезернистый миаскит с содалитом** (апикальная часть Вишневогорского массива, гора Долгая, Южный Карьер).

Проба B-12 I, II – **мезократовый среднезернистый миаскит** (Вишневогорский массив, гора Долгая, Южный карьер).

Проба Krv-5 – **нефелин-микроклиновый пегматит** с биотитом, пироксеном и цирконом (кристаллы до 1 см) из пневматолитовой части пегматитовой жилы (Жила № 5, северная апикальная часть Вишневогорского массива).

Проба И-20 – миаскит, южная часть Ильменогорского массива. Проба И-23 – миаскит, восточная часть Ильменогорского массива.

Проба K-103 – доломитовые карбонатиты с рихтеритом, флогопитом и монацитом, образующие жилу мощностью до 1 м, и сопровождающиеся флогопит-рихтерит-карбонатными метасоматита-



**Рис. 1.** Схема геологического строения северной части ИВК по материалам [8].

1 – плагиосланцы и кварциты игишской, сайтовской, аргазинской, кыштымской толщ ( $R_{1-2}$ ); 2 – плагиогнейсы, амфиболиты вишневогорской толщи ( $PR_1$ ); 3 – метагипербазиты ( $PR_1?$ ); 4 – метасоматиты ЦЩП (фенииты, нефелин-полевошпатовые мигматиты, меланократовые силикатно-карбонатные породы, миаскиты, карбонатиты); 5 – миаскиты Вишневогорского массива; 6 – зоны карбонатитов и карбонатно-силикатных пород; 7 – цифры в кружках: 1 – Булдымский гипербазитовый массив, 2 – Вишневогорский миаскитовый массив; 8 – тектонические нарушения; 9 – точки опробования с номерами проб.

**Fig. 1.** Geological scheme of the Ilmeny-Vishnevogorsk Alkaline Complex (IVAC) modified after Levin et al. [8].

1 – plagiostschists and quartzites of the Igishs, Saitovo, Argazi, Kyshtym thicks ( $R_{1-2}$ ); 2 – plagiogneisses, granitic migmatites, crystalline schists, amphibolites, calciphyres and quartzites of Vishnevogorsk thick ( $PR_1$ ); 3 – metaultramafic rocks ( $PR_1?$ ); 4 – metasomatites of the Central Alkaline Zone (fenites, Ne-Fsp-migmatites, carbonate-silicate rocks, miaskites, carbonatites); 5 – miaskites of the Vishnevogorsk massif; 6 – zones of carbonatites and carbonate-silicate rocks; 7 – the numbers in the circles: 1 – Buldym massif, 2 – Vishnevogorsk massif; 8 – tectonic faults; 9 – point sampling and numbers of samples.

ми в метагипербазитах (Зап. карьер, Булдымский гипербазитовый массив).

Проба Bul-1 – **серпентинизированные гипербазиты** (оливин-энстатитовые породы), Булдым-

ский массив (скальный врез дороги Вишневогорск–Аракуль).

### Морфология цирконов

В миаскитах и карбонатитах ИВК установлено несколько морфологических типов циркона: призматические кристаллы – “гиацинтовые” – {100} и

{111}, “цирконовые” – {110} и {100} и ксеноморфные зерна, которые обычно образуются на раннемагматической стадии кристаллизации массивов нефелиновых сиенитов [2, 9], а также дипирамидальные, со слабо развитыми гранями призмы, кристаллы позднемагматического и пневматолитового этапа [26]. Значительное количество зерен циркона представлено субидiomорфными округлыми кристаллами, формирование которых, предположительно, связано с метаморфическим этапом становления ИВК. Цвет цирконов меняется от желтоватого и коричневого (призматические кристаллы и ксеноморфные зерна) до бесцветного (метаморфогенные кристаллы округлой формы). Размер кристаллов цирконов варьирует от 0.2 мм до 2 см, в пегматитах встречаются кристаллы циркона до 10 см. В цирконе карбонатитов установлены включения торианита, пирохлора, рутила, реже ксеноти́ма и монацита (данные микросондового анализа). Цирконы доломитовых карбонатитов представлены мелкими (до 0.5 мм) бесцветными округлыми зернами с многочисленными включениями рихтерита и флогопита.

Исследованные нами ранние генерации циркона I (рис. 2а–г) представляют собой буроватые, слабопрозрачные зерна, со слабым или полным отсутствием свечения в монохромной катодолуминесценции (CL), что связано, вероятно, с высокими содержаниями элементов-примесей и, в первую очередь, U. Они образуют призматические кристаллы (иногда с гранями дипирамиды), а также ксеноморфные зерна. Среди них встречаются кристаллы циркона с отчетливо выраженной осцилляторной зональностью, которые, возможно, представляют собой наиболее ранние стадии кристаллизации щелочно-карбонатитовой магматической системы.

Значительная часть изученных нами зерен представлена более поздними генерациями – цирконом II (рис. 2д–з), который образует светло-коричневые дипирамидальные кристаллы и зерна неправильной формы, что может свидетельствовать об их росте из остаточного флюида насыщенного расплава. Циркон II имеет светло-серый оттенок в CL, иногда отмечается осцилляторная зональность. В кристаллах циркона II наблюдаются реликты циркона I-ой генерации, иногда со следами растворения и эмульсионного распада. Образование циркона II, вероятно, связано с заключительным этапом кристаллизации щелочно-карбонатитового расплава.

Кроме того, во всех породах комплекса устанавливается новообразованный “метаморфогенный” циркон, который формирует обрастания на ранних генерациях циркона I, II (циркон IV) (рис. 2н, о) и образует самостоятельные кристаллы, иногда с многочисленными гранями, типичными для цирконов метаморфического происхождения (рис. 2и–м), а также кристаллы округлой формы, (циркон III) (рис. 2п–р). Новообразованный циркон III образу-

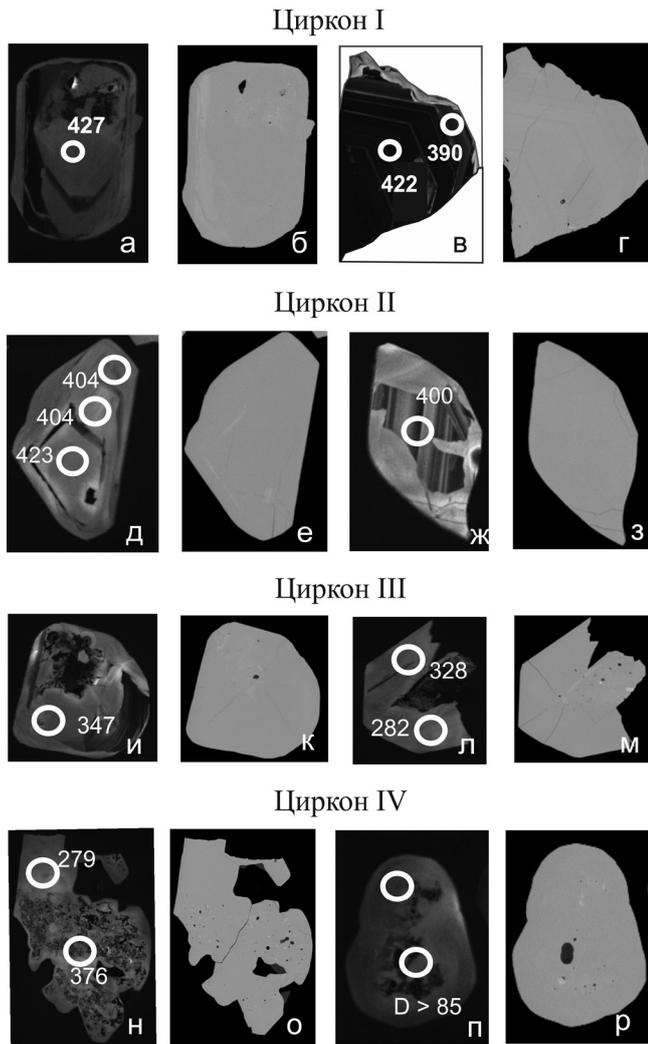


Рис. 2. Изображения циркона ИВК различных генераций в CL и BSE.

а–г – цирконы I генерации, д–з – цирконы II генерации, и–м – цирконы III генерации; н–р – цирконы IV генерации. Циркон из миаскитов: а, б – обр. И-23, п, р – обр. В-12; циркон из карбонатитов: в–м – обр. 354, н–о – обр. 331.

Fig. 2. CL and BSE zircon images for different populations in IVC.

а, б, в, г – zircon I; д, е, ж, з – zircon II; и, к, л, м, – zircon III; н, о, п, р – zircon IV. Zircon from miaskites: а, б – sample И-23; п, р – sample В-12; zircon from carbonatites: в–м – sample 354; н–о – sample 331.

ет короткопризматические зерна округлой формы, прозрачные, с **первичной зональностью, однородные** по BSE, с отчетливой катодоллюминесценцией.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА И ВОЗРАСТ ИВК

Первые U-Pb изотопно-геохронологические данные для цирконов ИВК получены в 80-х годах XX в. [13, 25, 26]. Классическим U-Pb методом изотопного разбавления по объемным навескам с кислотным разложением для ранних цирконов миаскитов ИВК был получен возраст  $422 \pm 10$  млн лет [13] и  $434 \pm 15$  млн лет [26]. Для цирконов из карбонатитов этим же методом был получен возраст  $432 \pm 12$  [13]. Кроме того, по нижнему пересечению U-Pb конкордии был датирован возраст метаморфического преобразования ранних генераций циркона:  $261 \pm 14$  млн лет – для цирконов миаскитов и  $261 \pm 12$  млн лет – для цирконов карбонатитов [13].

U-Pb-датирование цирконов ИВК локальными методами анализа (ионный микрозонд SHRIMP II) [5–7] выявило несколько возрастных кластеров: ранние генерации циркона показали возраст  $417 \pm 7$  млн лет (для миаскитов) и  $419 \pm 14$  млн лет (для карбонатитов); “промежуточные” генерации цирконов образовали возрастные кластеры  $383 \pm 14$  млн лет (для миаскитов) и  $336 \pm 20$  млн лет (для карбонатитов); наиболее поздние цирконы, образующие каймы вокруг ранних генераций, показали возраст  $279 \pm 10$  млн лет (циркон из миаскитов) и  $282 \pm 7$  млн лет (циркон из карбонатитов). В связи с тем, что природа этих возрастных кластеров остается неясной, результаты датирования ИВК продолжают оставаться дискуссионными.

Необходимо отметить, что сложность датирования ИВК в значительной мере связана со специфическим положением комплекса в зоне коллизионного сдвига и связанного с коллизионными процессами метаморфизма, в результате которого произошло частичное нарушение изотопных систем ИВК и перераспределение химических элементов в минералах, в соответствии с новыми термодинамическими условиями. Тем не менее, сохранились зерна цирконов и неизменные участки циркона, которые имеют ненарушенные изотопные системы (с дискордантностью  $D < 5\%$ ) и позволяют получить корректные U-Pb возраста.

Результаты проведенного нами U-Pb датирования цирконов ИВК методом лазерной абляции представлены в табл. 1, 2, 3. Ранние генерации циркона I, II с **ненарушенными изотопными системами** имеют индивидуальный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст зерен в интервале 400–428 млн лет и образуют конкордантные кластеры. Наиболее статистически обоснованный конкордантный возраст для циркона из пробы ранних карбонатитов (Севитов I) **корневой части Виш-**

невогорского массива (обр. 354) –  $417.3 \pm 2.8$  млн лет при СКВО = 0.21 и  $n = 20$  (рис. 3). Возраст циркона из пробы поздних карбонатитов (Севитов II) из апикальной части Вишневогорского массива (обр. 331) –  $416.6 \pm 6.1$  при СКВО = 0.75 и  $n = 4$ . Возраст раннего циркона миаскитов Ильменогорского массива (обр. И-23) –  $428.3 \pm 8.5$  млн лет при СКВО = 0.35 и  $n = 3$ .

Необходимо отметить, что для периферических зон раннего циркона карбонатитов характерна повышенная дискордантность ( $5\% < D < 20\%$ ), а значительная часть зерен цирконов ИВК имеет нарушенные изотопные системы ( $5\% < D < 35\%$ ) и “омоложенные возраста” в результате выноса радиогенного Pb, **иллюстрируя различную степень преобразования** ранних генераций цирконов. Цирконы карбонатитов (обр. 354) с нарушенными в различной степени изотопными системами имеют “омоложенный” индивидуальный U-Pb возраст зерен в интервале 400–350 млн лет. Дискордия, рассчитанная по этим цирконам, дает возраст по верхнему пересечению с конкордией  $420.9 \pm 8.3$  млн лет (рис. 4) и практически соответствует конкордантному возрастному кластеру, полученному для цирконов карбонатитов.

Возраст раннего циркона миаскитов Ильменогорского массива (обр. И-23) –  $428.3 \pm 8.5$  млн лет при СКВО = 0.35 и  $n = 3$ . При этом, в изученных пробах миаскитов отдельные зерна цирконов (с ненарушенными изотопными системами,  $D < 5\%$ ) датируются возрастом 390–405 млн лет, фиксируя завершающие стадии формирования комплекса. Необходимо отметить, что цирконы из апикальных частей миаскитовых массивов имеют в значительной степени нарушенную изотопную систему, что, вероятно, связано с особенностями их кристаллизации из флюидонасыщенных агрессивных щелочных расплавов, из которых кристаллизуется циркон с первично разупорядоченной кристаллической решеткой, обогащенный элементами-примесями, легко поддающийся метамиктизации и нарушению изотопных систем [12]. В связи с этим, датирование циркона из миаскитов апикальной части Вишневогорского массива не представляется возможным (рис. 2п, р).

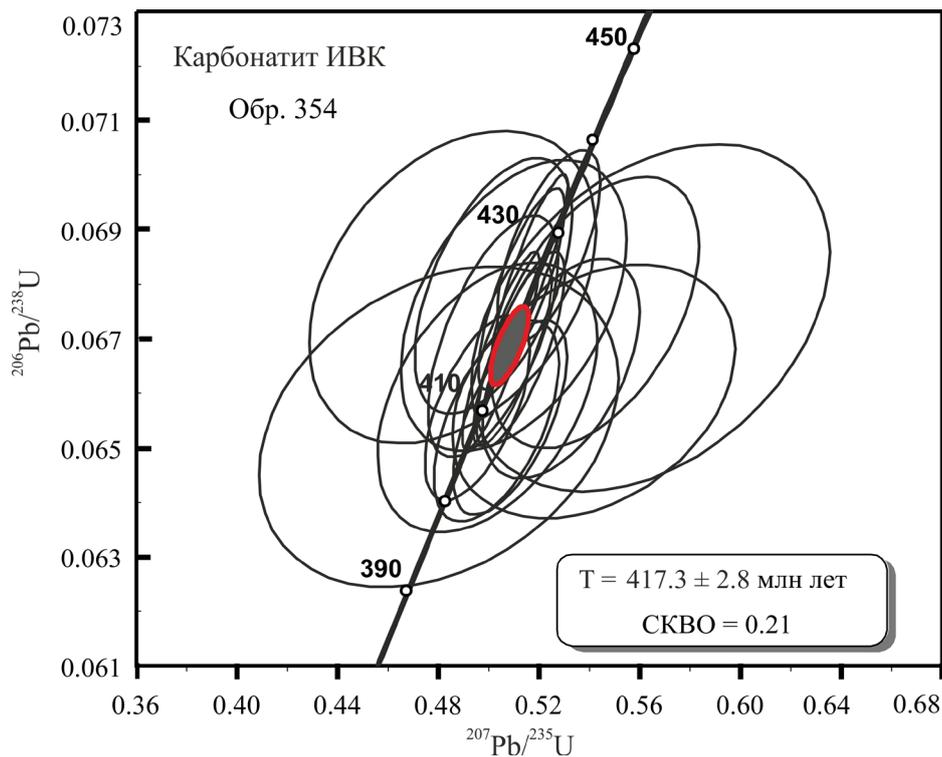
Поздний циркон III ИВК, широко развитый в миаскитах, пегматитах и в карбонатитах Вишневогорского массива, а также в карбонатитах Булдымского массива, датируется возрастом 250–350 млн лет и характеризуется высокой степенью дискордантности ( $D = 18–35\%$ ), **что может приводить к занижению** реальных возрастов кристаллизации циркона этой генерации при датировании. Значительная часть зерен новообразованного циркона (циркон IV), **имеет полностью нарушенную U-Pb изотопную систему** ( $D > 50–90\%$ ) и лишь единичные зерна циркона этой генерации имеют ненарушенную изотопную систему ( $D < 5\%$ ) и датируются

Таблица 1. U-Pb данные для цирконов из карбонатов Ильмено-Вишневогорского комплекса (обр. 354)  
 Table 1. U-Pb data for zircon from IVAC carbonatites (sample 354)

№	Точка анализа	Содержания, г/г		Изотопные отношения										Возраст, млн лет						
		Th	U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2s %	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2s %	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2s %	<sup>238</sup> U/ <sup>232</sup> Th	2s %	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2s	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2s	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	±2s	D, %
1	V-24R	776	551	0.05541	3.4	0.5245	3.2	0.06866	2.1	0.0209	4.8	429	76	428	12	428	8	418	20	0.2
2	II-02	3616	939	0.05492	2.3	0.5165	2.4	0.06821	2.1	0.02098	2.7	409	54	423	8	425	8	420	12	-4.1
3	II-08	10	29	0.05191	9.7	0.4862	9.6	0.06793	3.4	0.02312	8.0	281	228	402	32	424	14	462	36	-52.2
4	I-04C	1133	93	0.05361	5.1	0.5022	5.1	0.06795	2.8	0.01991	3.4	355	118	413	18	424	12	398	14	-20.1
5	II-03	7	17	0.06065	12.5	0.5666	12.1	0.06777	4.1	0.01965	10.5	627	276	456	44	423	16	393	40	33.7
6	III-01	680	336	0.05486	2.7	0.5135	2.7	0.0679	2.2	0.02089	3.3	407	62	421	10	423	10	418	14	-4.6
7	I-01	1001	474	0.05479	7.4	0.5105	7.2	0.06759	3.2	0.02108	14.2	404	170	419	24	422	14	422	60	-4.6
8	II-06	17	62	0.05836	6.3	0.5427	6.2	0.06746	3.0	0.0204	6.8	543	142	440	22	421	12	408	28	23.3
9	V-10	11	16	0.06082	10.8	0.5648	10.3	0.06737	3.9	0.02214	7.4	633	238	455	38	420	16	443	32	34.7
10	I-06D	295	174	0.05435	4.2	0.5022	4.2	0.06702	2.7	0.0208	4.0	386	96	413	14	418	10	416	16	-8.7
11	I-03C	1063	574	0.0549	2.4	0.5052	2.5	0.06676	2.2	0.02074	2.5	408	54	415	8	417	8	415	10	-2.1
12	I-06	44	152	0.05572	2.8	0.5131	2.8	0.06678	2.2	0.02053	3.0	441	64	421	10	417	8	411	12	5.7
13	I-07	1997	728	0.05548	2.6	0.5100	2.5	0.06668	2.0	0.02044	3.0	432	58	418	8	416	8	409	12	3.7
14	V-11	84	81	0.05779	5.1	0.5292	4.8	0.06643	2.5	0.02095	4.7	522	114	431	16	415	10	419	20	21.2
15	II-01	5	16	0.05957	8.7	0.5421	8.5	0.06601	2.9	0.02012	7.6	588	194	440	30	412	12	403	30	30.9
16	V-07	111	59	0.05504	7.4	0.5000	7.1	0.0659	3.1	0.02014	5.4	414	170	412	24	411	12	403	22	0.6
17	V-24	676	510	0.05475	3.7	0.4960	3.5	0.06572	2.1	0.02051	5.3	402	84	409	12	410	8	410	22	-2.1
18	V-12	117	154	0.05578	4.2	0.5035	4.0	0.06547	2.3	0.02033	4.7	444	96	414	14	409	10	407	20	8.1
19	III-02	336	206	0.05634	3.8	0.5090	3.6	0.06554	2.2	0.01924	4.8	466	86	418	12	409	8	385	18	12.6
20	II-09	8	17	0.05331	12.4	0.4805	12.1	0.06537	3.7	0.02111	7.9	342	288	398	40	408	14	422	32	-20
21	I-06R	370	163	0.0558	2.8	0.5016	2.9	0.0652	2.2	0.02041	2.6	444	64	413	10	407	8	408	10	8.7
22	II-04	445	232	0.05484	5.6	0.4884	5.6	0.0646	3.0	0.01982	5.5	406	128	404	18	404	12	397	22	0.6
23	V-08	759	685	0.05462	3.4	0.4865	3.2	0.06461	2.0	0.02179	4.7	397	78	403	10	404	8	436	20	-1.8
24	II-05	9	21	0.0535	7.9	0.4769	7.7	0.06466	2.7	0.02521	4.8	350	182	396	26	404	10	503	24	-15.8
25	I-02C	74	78	0.05442	4.7	0.4785	4.7	0.06378	2.6	0.02023	3.4	388	108	397	16	399	10	405	14	-2.7
26	II-10	2808	911	0.05654	2.6	0.4938	2.7	0.06335	2.3	0.01982	3.4	474	58	407	10	396	8	397	14	16.9
27	II-07	13	28	0.0568	7.5	0.4920	7.3	0.06283	2.9	0.0186	5.8	484	170	406	24	393	12	372	22	19.4
28	I-09	327	101	0.05665	4.9	0.4894	4.8	0.06266	2.6	0.01944	4.4	478	110	404	16	392	10	389	18	18.6
29	I-06R2	13	21	0.05625	7.3	0.4851	7.1	0.06255	2.7	0.01903	4.6	462	166	402	24	391	10	381	18	15.9
30	I-01A	395	329	0.0564	9.4	0.4867	9.2	0.06259	3.8	0.01727	18.3	468	214	403	30	391	14	346	62	16.9
31	II-11	55	42	0.05724	12.6	0.4366	12.2	0.05533	4.4	0.02398	7.6	501	286	368	38	347	16	479	36	31.5
32	II-13	4	8	0.04954	27.1	0.2985	26.8	0.0437	5.1	0.01435	12.8	295	448	283	48	282	10	310	30	-60.2
33	I-05R	5	10	0.05223	19.5	0.3220	19.3	0.04471	3.8	0.01545	9.8	173	558	265	62	276	14	288	36	4.7

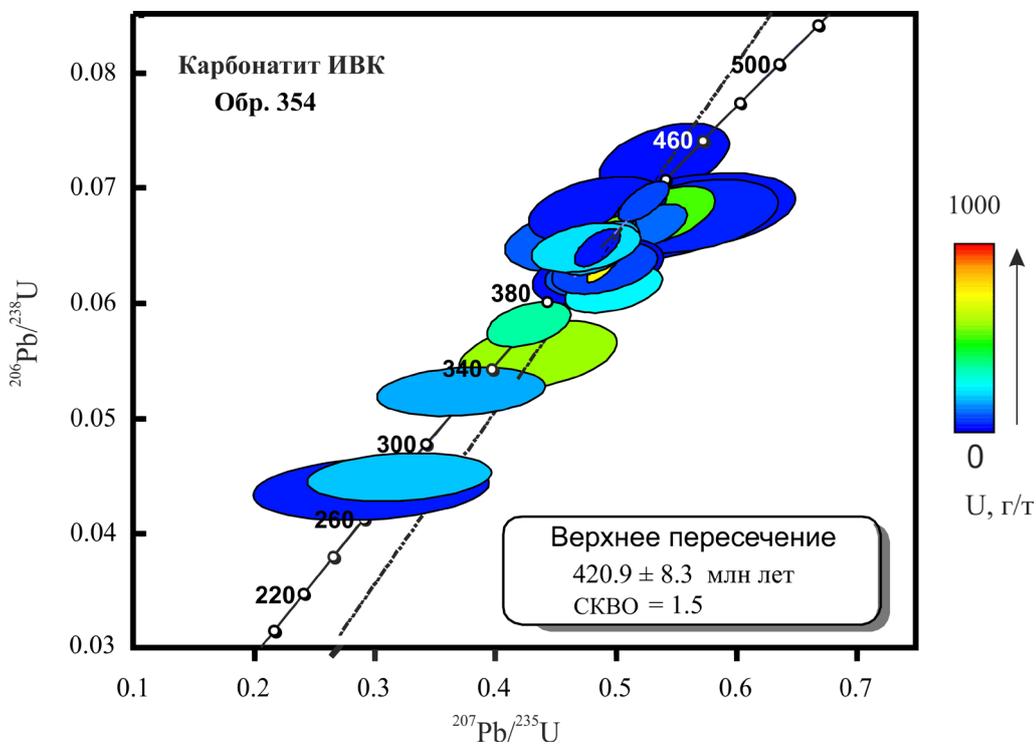
Примечание. Анализы выполнены методом LA ICP-MS, GEMOS, Сидней, 2012. 1–20 – точки образуют конкордантный возрастной кластер  $T = 417.3 \pm 2.8$  млн лет при СКВО = 0.21 и  $n = 20$  (рис. 3). 1–31 – дискордия, рассчитанная по этим точкам, дает возраст по верхнему пересечению с конкордией  $418.7 \pm 4.5$  млн лет, СКВО = 1.2, вероят- ность = 0.2,  $n = 31$ ; 32–33 –  $T = 280 \pm 8$  (2.8%) млн лет. D – дискордантность.

Note. The analyzes were performed by laser ablation (LA ICP-MS) in GEMOS ARC National Key Centre, Macquarie University, Sydney, Australia, 2012. D – discordance (%). 1–20 – form concordant age-cluster  $T = 417.3 \pm 2.8$  Ma, MSWD = 0.21 and  $n = 20$  (Fig. 3). 1–31 – discordia calculated on the analyses of this zircon determines the upper intersection with concordia at  $418.7 \pm 4.5$  Ma, MSWD = 1.2,  $n = 31$ ; 32–33 –  $T = 280 \pm 8$  (2.8%) Ma.



**Рис. 3.** U-Pb диаграмма с конкордантным U-Pb-возрастом для ранних генераций (I и II) циркона карбонатитов ИВК ( $T = 417.3 \pm 2.8$  млн лет, СКВО = 0.21, обр. 354).

**Fig. 3.** U-Pb isotope plots with concordant U-Pb age for early Zircon I and II from IVC carbonatites ( $T = 417.3 \pm 2.8$  Ma, MSWD = 0.21, sample 354).



**Рис. 4.** U-Pb-диаграмма с конкордией для разных популяций циркона карбонатитов ИВК (обр. 354).

**Fig. 4.** U-Pb plot with concordia for different zircon populations from IVC carbonatites (sample 354).

**Таблица 2.** U-Pb изотопные данные для цирконов из миаскитов Ильмено-Вишневогорского комплекса (обр. И-23)  
**Table 2.** U-Pb data for zircon from IVAC miaskite (sample И-23)

№	Точка анализа	Содержания г/г		Изотопные отношения										Возраст, млн лет						
		Th	U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2s, %	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2s, %	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2s, %	<sup>238</sup> U/ <sup>232</sup> Th	2s, %	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2 s	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2 s	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	±2 s	D, %		
1	И23-4	333	340	0.05674	7.5	0.54317	7.1	0.06944	3.2	0.01836	8.9	481	170	441	26	433	14	368	32	10
2	И23-2	51	21	0.05116	12.3	0.57787	11.9	0.06854	4.2	0.01945	5.8	445	272	463	44	427	18	389	22	33
3	И23-5	48	67	0.06617	8.5	0.62217	8.0	0.06821	3.4	0.02048	7.7	812	182	491	32	425	14	410	32	47
4	И23-6	718	378	0.05729	5.6	0.52194	5.3	0.06608	2.6	0.02000	7.1	503	126	426	18	412	10	400	28	18
5	И23-1	633	431	0.05663	3.2	0.4976	3.2	0.06373	2.4	0.02128	3.9	477	72	410	10	398	10	426	16	16
6	И23-6R	444	663	0.05470	4.7	0.47185	4.4	0.06257	2.3	0.01994	7.2	400	108	392	14	391	8	399	28	2.3
7	И23-6С	156	94	0.06622	8.5	0.56857	8.1	0.0623	3.5	0.01973	7.2	813	182	457	30	390	14	395	28	50

Примечание. Анализы выполнены методом LA ICP-MS, GEMOS, Сидней, 2012. 1–3 – T = 428.5 ± 8.5 (2%) млн лет, СКВО = 0.35. D – дискордантность.

Note. The analyzes were performed by laser ablation (LA-ICP MS) in GEMOS ARC National Key Centre, Macquarie University, Sydney, Australia, 2012. 1–3 – T = 428.5 ± 8.5 (2%) Ma, MSWD = 0.35. D – discordans.

возрастом  $280 \pm 8$  млн лет, СКВО = 0.49. (обр 354). U-Pb-возраст цирконов из доломитовых карбонатов Булдымского массива определен в  $268 \pm 6$  млн лет при СКВО = 8.2, n = 11 (рис. 5).

### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Hf В ЦИРКОНАХ ИВК И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА

Результаты исследования изотопного состава Hf в цирконах Ильмено-Вишневогорского комплекса представлены в табл. 4, 5 и на рис. 6.

Ранние генерации цирконов I, II из карбонатов и миаскитов ИВК (с индивидуальным U-Pb-возрастом 410–428 млн лет и  $D < 5\%$ ) имеют умеренно деплетированный изотопный состав гафния ( $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{417} = 0.282841\text{--}0.282662$ ,  $\epsilon_{\text{Hf}} = 11.3\text{--}4.7$ ), свидетельствующий о том, что субстратом плавления для магм Ильмено-Вишневогорского комплекса был обедненный источник вещества [10]. Значительные вариации начального отношения  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{417}$  в этих цирконах, вероятно, отражают первичную гетерогенность магматического источника и могут свидетельствовать об участии при кристаллизации цирконов новых порций расплавов с различным изотопным составом, определяемым смешением вещества в их источнике. Необходимо также отметить, что первичные изотопные составы гафния в цирконах из миаскитов и карбонатитов имеют близкие значения (среднее  $\epsilon_{\text{Hf}} = 6.2$  в цирконах карбонатитов, n = 10; среднее  $\epsilon_{\text{Hf}} = 6.0$  в цирконах миаскитов, n = 11), что указывает на единый источник их вещества (табл. 4).

Поздние метаморфогенные цирконы III и IV из карбонатитов и миаскитов ИВК (с T = 250–360 млн лет и обычно сильно нарушенной U-Pb изотопной системой,  $D > 50\text{--}90\%$ ) характеризуются значительными вариациями  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ , рассчитанных на индивидуальный возраст зерен цирконов ( $\epsilon_{\text{Hf}}^{250}$  от –1 до +11), и часто демонстрируют “обеднение” радиогенным Hf (снижение  $\epsilon_{\text{Hf}}$ ) относительно цирконов ранних генераций (рис. 6). Однако, пересчет начальных отношений изотопов Hf на возраст кристаллизации пород ИВК (T = 428 млн лет – для миаскитов, T = 417 млн лет – для карбонатитов) показывает близость первичных отношений  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$  в ранних и поздних генерациях цирконов (табл. 4). Первичные изотопные отношения  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$  цирконов III с ненарушенной изотопной системой ( $D < 5$ ) показывают такие же, как и в ранних цирконах, высокие значения  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{280} = 6.0\text{--}6.5$ . Это свидетельствует в пользу того, что поздние генерации циркона были сформированы при рекристаллизации раннего циркона без существенного привноса редких элементов (в частности, P3Э и Hf) во время более позднего (~ 250 млн лет) метаморфического события.

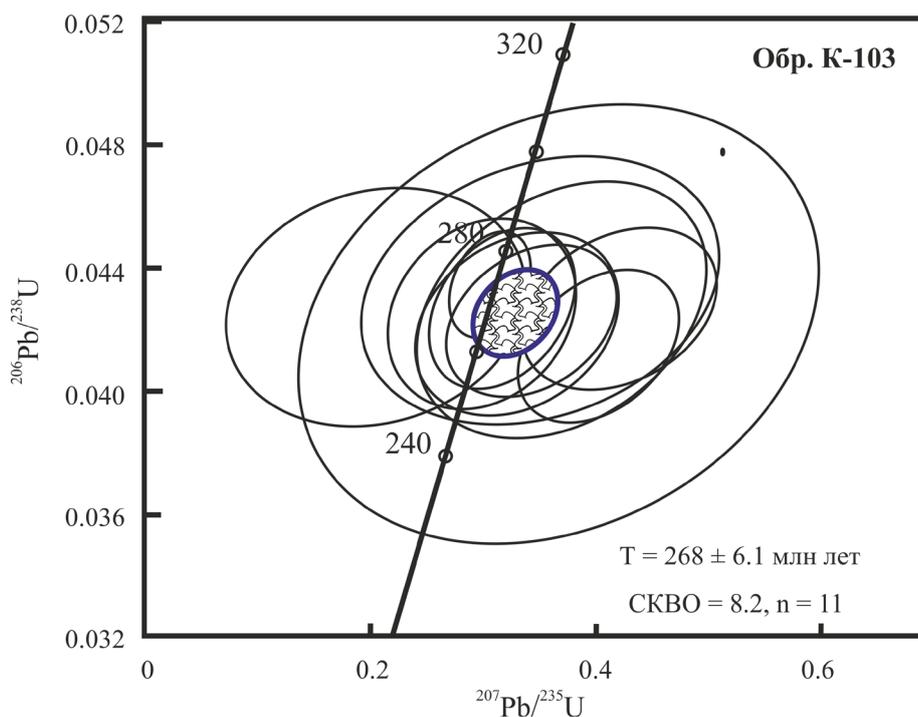
Первичные отношения изотопов гафния в цирконах доломитовых карбонатитов Булдымско-

**Таблица 3.** U-Pb данные для цирконов Булдымского массива (Ильмено-Вишневогорский комплекс, Ю. Урал)  
**Table 3.** U-Pb data for zircon from Buldym massif

№ п/п	№ обр.	Содержания, г/г			Изотопные отношения								D, %	Возраст, млн лет
		U	Th	Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ, %	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ, %	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ, %	<sup>238</sup> U/ <sup>232</sup> Th	1σ, %		
1	K103-02	9	77	0.20	0.0590	19	0.3507	19	0.04312	4	0.11256	9	53	272 ± 22
2	K103-03	14	51	0.23	0.07163	9	0.42062	9	0.04259	3	0.27613	7	74	269 ± 14
3	K103-10	37	146	0.67	0.05114	5	0.30538	5	0.04331	2	0.24778	8	-11	273 ± 8
4	K103-12	27	104	0.42	0.05100	12	0.29799	12	0.0424	3	0.24859	8	-11	268 ± 16
5	K103-13	11	65	0.27	0.06268	15	0.36789	14	0.04257	4	0.17115	6	63	269 ± 20
6	K103-15	24	96	0.48	0.07048	8	0.40161	7	0.04135	2	0.24628	8	74	261 ± 12
7	K103-16	14	59	0.21	0.05672	12	0.32867	11	0.04204	3	0.23742	4	46	265 ± 14
8	K103-17	19	141	0.32	0.05887	9	0.34211	9	0.04216	2	0.12911	8	54	266 ± 12
9	K103-19	10	34	0.17	0.03460	27	0.20349	26	0.04268	4	0.29617	7	-143	269 ± 20
10	K103-20	27	104	0.43	0.05386	9	0.31566	8	0.04253	2	0.25870	8	27	268 ± 14
11	K103-21	10	54	0.11	0.06292	27	0.36505	26	0.04209	7	0.17568	6	64	266 ± 36

Примечание. Анализы выполнены методом LA ICP-MS, “GEMOS”, г. Сидней, 2009 г. 1–11 – циркон из доломитовых карбонатитов и флогопит-рихтерит-карбонатных метасоматитов Булдымского массива, D – дискордантность.

Note. The analyzes were performed by laser ablation (LA ICP-MS) in GEMOS ARC National Key Centre, Macquarie University, Sydney, Australia, 2009. 1–11 – zircon from dolomitic carbonatite (Buldym massif), D – discordance.



**Рис. 5.** U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из доломитовых карбонатитов Булдымского ультрабазитового массива.

**Fig. 5.** U-Pb diagram with concordia for zircons from Buldym ultramafic Massif dolomitic-carbonatites.

го массива ( $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{268} = 0.282525-0.282591$ ,  $\epsilon_{\text{Hf}} = -0.2...-3$ ) (табл. 5) близки хондритовым и отличаются от цирконов карбонатитов Вишневогорского массива более низкими значениями первичных отношений изотопов гафния и  $\epsilon_{\text{Hf}}$ , что иллюстрирует участие различных источников веще-

ства в их формировании. Изотопный состав цирконов из гипербазитов Булдымского массива показывает значения, близкие деплетированной мантии  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i = 15.7-11.8$ . При этом среди цирконов гипербазитов отмечаются зерна, имеющие изотопные параметры Hf ( $\epsilon_{\text{Hf}} = -0.1...-0.5$ ), аналогич-

**Таблица 4.** Hf–изотопные данные для цирконов из карбонатитов, миаскитов и миаскит-пегматитов Вишневогорского массива**Table 4.** Hf isotope data for zircon from IVAC carbonatites, miaskites and miaskite-pegmatites

Порода	Генерации циркона	Кол-во проб	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (T)	* $\epsilon\text{Hf}$ (T)	$\epsilon\text{Hf}$	$T_{\text{DM}}$ , млрд лет	$T_{\text{DMC}}$ , млрд лет
карбонатит, Вишневогорский массив	циркон I	6	422–392	0.282841–0.282662	11.4–4.7	11.3–4.9	0.70–0.84	0.85–1.03
	циркон II	6	423–382	0.282745–0.282589	8.0–1.7	7.9–2.4	0.70–0.92	0.85–1.19
	циркон III	5	363–282	0.282739–0.282583	6.5–0.6	9.0–2.1	0.66–0.92	0.85–1.22
	циркон IV	3	254–279	0.282782–0.282656	6.0–1.7	9.2–4.7	0.65–0.83	0.85–1.10
	циркон I+II (среднее)	12				6.2		
	циркон III+IV (среднее)	8				6.2		
миаскиты, Вишневогорский массив	циркон I–IV	11	439–250	0.282921–0.282624	11.8.–0.9	14–3.8	0.56–0.89	0.71–1.20
	циркон I–IV (среднее)	11				6.0		
миаскит–пегматиты, Вишневогорский массив	циркон I–IV	5	450–250	0.282617–0.282560	4.3–0.6	5.2–3.9	0.81–0.96	1.11–1.25
	циркон I–IV (среднее)	6				4.3		

Примечание. Для вычисления первичных отношений изотопов Hf и  $\epsilon\text{Hf}$  приняты характеристики изотопов для хондритов по [31]. \* $\epsilon\text{Hf}$  – рассчитан на возраст  $T = 417$  млн лет – для карбонатитов и  $T = 428$  млн лет – для миаскитов и миаскит-пегматитов.  $T_{\text{DM}}$  – модельный возраст источника, основанный на выплавлении магмы из деплетированной мантии ( $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.038$ ) [20];  $T_{\text{DMC}}$  – модельный возраст источника по двухстадийной модели, основанной на выплавлении магмы из средней континентальной коры ( $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ ), которая была ранее образована из деплетированной мантии.

Note. Isotopic characteristics for chondrites after [31] were accepted for calculations of primary Hf isotopic ratios and  $\epsilon\text{Hf}$ .  $\epsilon\text{Hf}$  designed for age  $T = 417$  Ma for carbonatites and  $T = 428$  Ma – for miaskites and miaskite-pegmatites.  $T_{\text{DM}}$  is model age of the source, based on melting of rocks from the depleted mantle ( $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.038$ ) [20];  $T_{\text{DMC}}$  – model age of the source, based the two-stage model suggesting melting of parental magma from the middle continental crust previously formed from the depleted mantle ( $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ ; Geochemical Earth Reference Model database, <http://www.earthref.org/>).

**Таблица 5.** Изотопный состав Hf для цирконов карбонатитов и гипербазитов Булдымского массива**Table 5.** Hf isotope composition for data for zircon from Buldym carbonatites and ultrabasic rocks

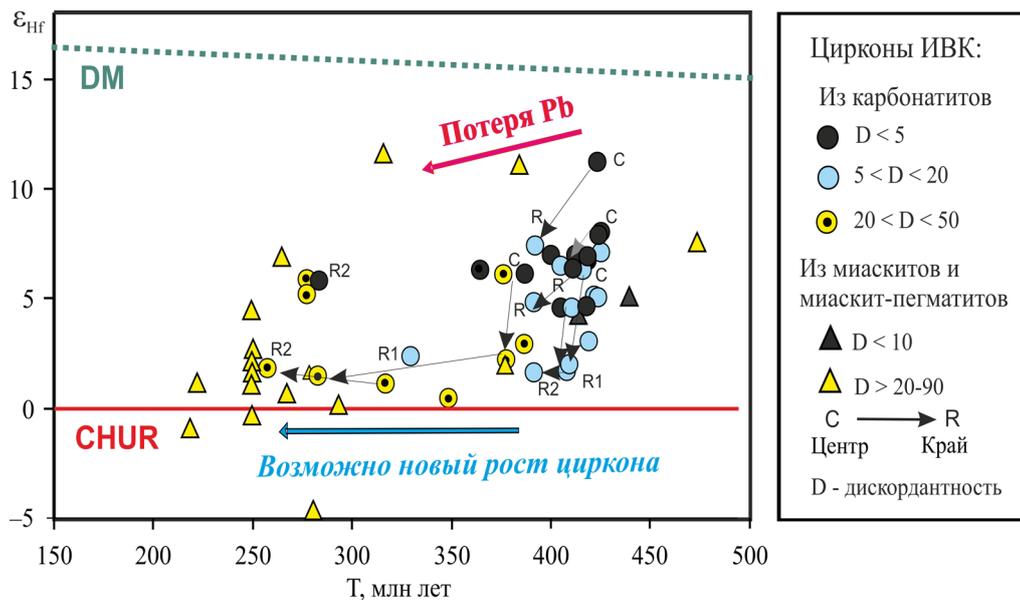
Порода	Кол-во проб	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (T)	$\epsilon\text{Hf}$ (T)	$T_{\text{DM}}$ , млрд лет	$T_{\text{DMC}}$ , млрд лет
доломитовый карбонатит и амфибол-доломитовый метасоматит	6	0.282557–0.282601	261–273	0.282555–0.282599	–1.8...–0.2	0.97–0.91	1.41–1.31
среднее					–0.75		
оливин-энстатитовая порода	3	0.283033–0.282910	315–358	0.283030–0.282895	11.8–15.7	0.31–0.50	0.30–0.57
среднее					13.4		

Примечание. Погрешности значений для  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  отношения  $\pm 0.00002(2\sigma)$ , что эквивалентно  $\pm 0.7 \epsilon\text{Hf}$ , основано на стандарте циркона № 91500. Для вычисления первичных отношений изотопов Hf и  $\epsilon\text{Hf}$  приняты характеристики изотопов для хондритов по [31].  $T_{\text{DM}}$  – модельный возраст источника, основанный на выплавлении магмы из деплетированной мантии ( $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.038$ ) [20];  $T_{\text{DMC}}$  – модельный возраст источника по двухстадийной модели, основанной на выплавлении магмы из средней континентальной коры ( $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ ), которая была ранее образована из деплетированной мантии.

Note. Errors of values for the  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ratio are  $\pm 0.00002(2\sigma)$ , which is equal to  $\pm 0.7 \epsilon\text{Hf}$  based on zircon standard no. 91500. Isotopic characteristics for chondrites after [31] were accepted for calculations of primary Hf isotopic ratios and  $\epsilon\text{Hf}$ .  $T_{\text{DM}}$  – model age of the source, based on melting of rocks from the depleted mantle ( $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.038$ ) [20];  $T_{\text{DMC}}$  – model age of the source, based the two-stage model suggesting melting of parental magma from the middle continental crust previously formed from the depleted mantle ( $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ ; Geochemical Earth Reference Model database, <http://www.earthref.org/>).

ные цирконам доломитовых карбонатитов. Вероятно, эти цирконы были сформированы при щелочно-карбонатном метасоматозе гипербазитов Булдымского массива.

Так же, как изотопный состав Hf в цирконах, изотопный состав Nd различен для карбонатитов Вишневогорского и Булдымского массива. Карбонатиты и миаскиты Вишневогорского массива имеют более



**Рис. 6.** Начальный изотопный состав Hf, рассчитанный для отдельных зерен цирконов, из различных типов пород ИВК (карбонатитов, миаскитов и миаскит-пегматитов).

D – степень дискордантности U-Pb-возрастов. Для сравнения приведены линии изотопной эволюции мантийных резервуаров DM и CHUR. Для расчета изотопной эволюции DM и CHUR использована константа распада  $^{176}\text{Lu}$   $\lambda = 1.865 \cdot 10^{-11}$  [31].

**Fig. 6.** Hf initial isotope composition for IVAC zircons (recalculated for ages of single grains) from IVC different type rocks (miaskites, miaskite-pegmatites and carbonatites).

D – degree of discordance of U-Pb ages. Lines for the DM and CHUR mantle reservoirs isotopic evolution are shown for comparison. A decay constant of  $^{176}\text{Lu}$   $\lambda = 1.865 \cdot 10^{-11}$  is applied for the calculation of DM and CHUR isotopic evolution [31].

высокие значения  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = 0.512232\text{--}0.512364$  и  $\epsilon_{\text{Nd}} = 2.4\text{--}4.9$  ( $n = 10$ ), соответствующие умеренно деплетированной мантии. Доломитовые карбонаты Булдымского массива имеют достаточно низкие величины  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = 0.512197\text{--}0.512149$  ( $n = 2$ ) и отрицательные  $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.9\text{--}-2.8$ , соответствующие параметрам обогащенного источника типа EM I [23].

Состав изотопов Hf и Nd для цирконов и вмещающих пород Ильмено-Вишневогорского комплекса приведен на диаграмме  $\epsilon_{\text{Hf}}\text{--}\epsilon_{\text{Nd}}$  (рис. 7). На диаграмме для сравнения иллюстрируется мантийный тренд изотопных составов (“mantle array”) – составы деплетированной мантии (базальты срединно-океанических хребтов (MORB)), обогащенной мантии (базальты океанических островов (OIB)), а также составы островодужных базальтов (IAB) [29, 30 и др.]. Кроме того, на диаграмме приведены данные для нижнекоровых пород, в частности изотопные составы гранулитов, которые близки мантийным изотопным составам [33].

Точки составов ранних генераций цирконов (с возрастом  $T = 410\text{--}428$  млн лет) Ильмено-Вишневогорского комплекса на диаграмме  $\epsilon_{\text{Nd}}\text{--}\epsilon_{\text{Hf}}$  находятся в пределах мантийного тренда в области развития умеренно деплетированных мантийных составов и нижнекоровых пород. Изотопный состав Hf ранних генераций циркона показывает корреляцию

с изотопным составом Nd в миаскитах, что свидетельствует о формировании раннего циркона из миаскитовых магм. Изотопные составы Hf поздних генераций циркона (с возрастом 320–250 млн лет) выходят за пределы “terrestrial Nd-Hf array” (совокупности земных Nd-Hf отношений), показывая отсутствие корреляции с изотопным составом Nd в миаскитах, что связано с нарушением геохимических и изотопных систем позднего циркона, и подтверждает его метаморфогенное происхождение (рис. 7).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, U-Pb возраста цирконов из различных пород ИВК, полученные нами методом LA-ICP MS, свидетельствуют о том, что внедрение щелочных пород и карбонатитов ИВК произошло в период 435–415 млн лет (S-D<sub>1</sub>). Датирование зерен ранних генераций циркона I (темных в CL, с высокими содержаниями микропримесей, иногда с отчетливо выраженной осцилляторной зональностью), кристаллизующихся на раннемагматической стадии, показывает возраст ранних стадий кристаллизации щелочно-карбонатитовой магматической системы ( $T = 428 \pm 8$  млн лет – циркон миаскитов), а возраст цирконов карбонатитов

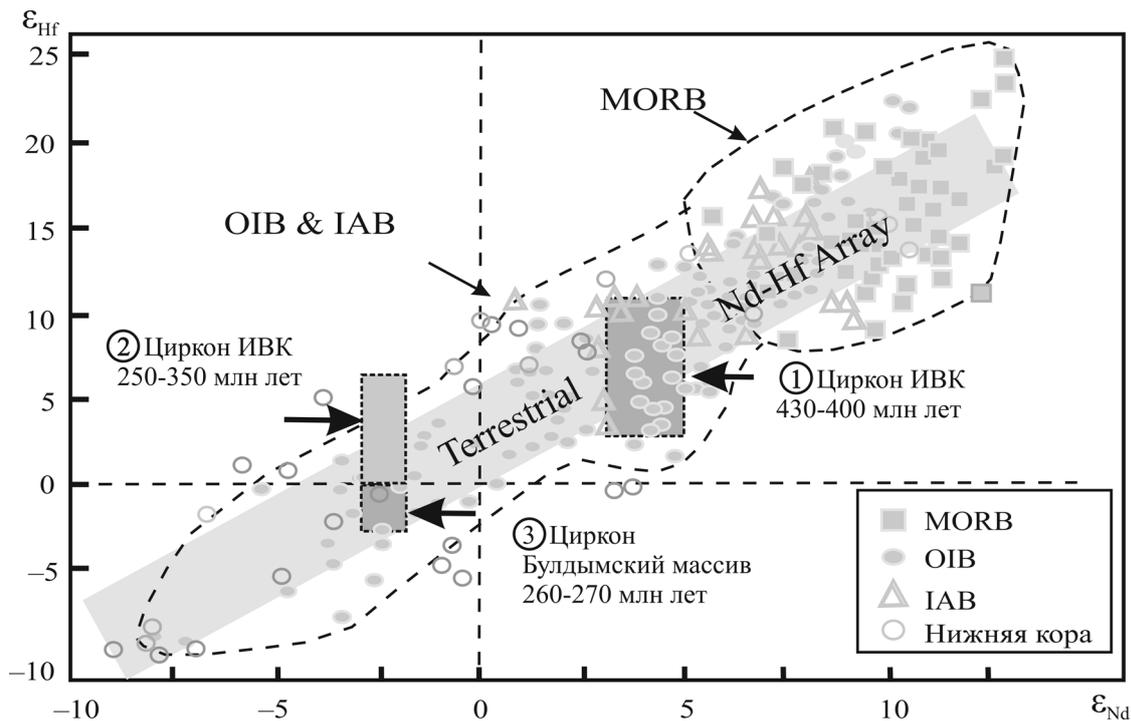


Рис. 7. Диаграмма  $\epsilon_{\text{Hf}}-\epsilon_{\text{Nd}}$  для цирконов из пород Ильмено-Вишневогорского комплекса.

Цифрами в кружках обозначены поля составов для цирконов ИВК: 1–2 – из миаскитов, миаскит-пегматитов и карбонатитов Вишневогорского массива: 1 – U-Pb возраст циркона – 430–400 млн лет, 2 – U-Pb возраст циркона 250–350 млн лет; 3 – из доломитовых карбонатитов Булдымского массива (U-Pb возраст циркона 260–270 млн лет). Для сравнения, на диаграмме приведены изотопные составы MORB, OIB и IAB [28, 30 и др.], а также пород нижней коры [33].

Fig. 7.  $\epsilon_{\text{Hf}}$  vs  $\epsilon_{\text{Nd}}$  diagram for zircons from different IVAC rocks.

The numbers in the circles mark the composition fields of IVAC zircon from: 1–2 – miaskites, miaskitic-pegmatites, and carbonatites of the Vishnevogorsk Massif (1 – U-Pb ages: 430–400 Ma; 2 – U-Pb ages: 250–350 Ma); 3 – beforosite IV, Buldym Massif (U-Pb ages: 260–270 Ma). Isotopic compositions of MORB, OIB and IAB [28, 30 and others] and low-crustal rocks [33] are shown for comparison.

( $T = 417.3 \pm 2.8$  млн лет), по-видимому, соответствует позднемагматической стадии кристаллизации остаточных щелочно-карбонатитовых расплавов.

Поздние генерации цирконов, которые установлены как в миаскитах, так и в карбонатитах Ильмено-Вишневогорского комплекса, датируются возрастом 250–350 млн лет и, вероятно, были сформированы на метаморфогенном этапе становления ИВК. Особенно широко метаморфогенные цирконы развиты в Булдымском ультрабазитовом массиве в поздних карбонатитах и сопровождающих их монацит-содержащих щелочных метасоматитах, формирование которых, по-видимому, связано с постколлизийными метасоматическими процессами ( $P_1$ ).

Lu-Hf-изотопные данные, полученные для цирконов Ильмено-Вишневогорского комплекса (наряду с ранее полученными Sr-Nd изотопными данными [11]), подтверждают мантийный характер источника вещества магм ИВК и указывают на участие в магмогенерации вещества умеренно обедненной мантии (DM) и более обогащенного в отношении

нерадиогенного Hf и Nd источника (вероятно, представляющего собой нижнекоревой компонент). Ранние генерации цирконов как миаскитов, так и карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса имеют умеренно деплетированный изотопный состав Hf ( $\epsilon_{\text{Hf}} = 11.3-4.7$ ), что определяет обедненный характер субстрата плавления для магм ИВК. При этом значительные вариации начальных изотопных составов Hf в ранних генерациях цирконов свидетельствуют об образовании циркона в результате многостадийного процесса с участием новых порций расплавов с различными (обычно менее радиогенными на поздних стадиях) изотопными составами гафния. Поздние метаморфогенные генерации циркона были сформированы при рекристаллизации раннего циркона ИВК без существенного привноса редких элементов (в частности R3Э и Hf) во время более позднего (~ 250–280 млн лет) метаморфического события.

Авторы выражают глубокую признательность коллегам GEMOC (Университет Макуори, Сидней,

Австралия) а также А.А. Краснобаеву и С.В. Прибавкину за помощь, консультации и предоставленные возможности проведения этих исследований.

*Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проекты № 12-S-5-1031 и 12-P-5-2015.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кононова В.А., Донцова Е.И., Кузнецова Л.Д. Изотопный состав кислорода и стронция Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и вопросы генезиса миаскитов // Геохимия. 1979. № 12. С. 1784–1795.
2. Крамм У., Чернышев И.В., Грауэрт Б., Кононова В.А., Брёкер В. Типология и U-Pb систематика цирконов: изучение цирконов в нефелиновых сиенитах Ильменских гор, Урал // Петрология. 1993. Т. 1, № 5. С. 536–549.
3. Краснобаев А.А., Грачева Т.В., Бибилова Е.В. К проблеме возраста субстрата Сысертско-Ильменогорского антиклинория // Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М.: Наука, 1976. С. 193–201.
4. Краснобаев А.А., Давыдов В.А. Возраст и происхождение Ильменогорской толщи по данным цирконологии (Ильменские горы, Ю. Урал) // Докл. АН. 2000. Т. 372, № 1. С. 89–94.
5. Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В. и др. Цирконология миаскитов Ильмено-Вишневогорского комплекса // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2008. С. 264–268.
6. Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В. и др. Цирконология амфиболитовых миаскитов Ильменогорского массива (Южный Урал) // Докл. АН. 2010. Т. 430, № 2. С. 227–231.
7. Краснобаев А.А., Русин А.И., Вализер П.М., Бушарина С.В. Цирконология кальцитовых карбонатов Вишневогорского Массива (Южный Урал) // Докл. АН. 2010. Т. 431, № 3. С. 1–4.
8. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.
9. Лялина Л.М., Зозуля Д.Р., Савченко Е.Э. Полистадийность кристаллизации циркона в редкоземельно-циркониевом месторождении Сахарйок, Кольский полуостров // Докл. АН. 2010. Т. 430, № 3. С. 371–376.
10. Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В. Источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса по данным Lu-Hf изотопии в цирконах // Докл. АН. 2010. Т. 435, № 2. С. 234–239.
11. Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Баянова Т.Б. Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51, № 2. С. 157–181.
12. Федотова А.А., Бибилова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.
13. Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У. и др. Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия. 1987. № 3. С. 323–338.
14. Andersen T. Correction of common Pb in U-Pb analyses that do not report <sup>204</sup>Pb // Chem. Geol. 2002. V. 192. P. 59–79.
15. Belousova E.A., Griffin W.L., Shee S.R., Jackson S.E., O'Reilly S.Y. Two age populations of zircons from the Timber Creek kimberlites, Northern Territory, as determined by laser-ablation ICP-MS analysis // Australian J. Earth Sciences. 2001. V. 48. P. 757–765.
16. DeBievre P., Taylor P.D.P. Table of the isotopic composition of the elements // Intern. J. Mass Spectrometry Ion Processes. 1993. V. 123. P. 149.
17. Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L. et al. The Tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 229–251.
18. Elhrou S., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Trace element and isotopic composition of G red zircon standard by Laser Ablation // Conference Abstract. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2006. V. 70 (18). P. 158.
19. Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R. et al. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // *Precambrian Res.* 2004. V. 127. P. 19–41.
20. Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A. et al. The Hf-isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. V. 64. P. 133–147.
21. Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Saeed A. Comment: Hf-isotope heterogeneity in standard zircon 91500 // *Chem. Geol.* 2006. V. 233. P. 358–363.
22. Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Saeed A. Reply to Comment to short-communication “Comment: Hf-isotope heterogeneity in zircon 91500” // *Chem. Geol.* 2007. V. 244. P. 354–356.
23. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
24. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in-situ U-Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.* 2004. V. 211. P. 47–69.
25. Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B. Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the Ural fold belt: a Rb-Sr study // *J. Geol.* 1983. V. 91. P. 427–435.
26. Kramm U., Chernyshev I.V., Grauert S. et al. Zircon typology and U-Pb systematics: a Case Study of zircons from nepheline syenite of the Il'meny Mountains, Ural // *Petrology*. 1993. V. 1, № 5. P. 474–485.
27. Ludwig K.R. User manual for Isoplot/Ex, version 2.49, a geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2001. № 1.
28. Patchett P.J., Kouvo O., Hedge C.E., Tatsumoto M. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes // *Contr. Mineral. Petrol.* 1981. V. 78. P. 279–297.
29. Patchett P.J., Tatsumoto M. Hafnium isotope variations in oceanic basalts // *Geophys. Res. Lett.* 1980. V. 7, Iss. 12. P. 1077–1080.
30. Salters V.J.M., White W.M. Hf-isotope constraints on mantle evolution // *Chem. Geol.* 1998. V. 145. P. 447–460.
31. Scherer E., Münker C., Mezger K. Calibration of the lute-

- tium-hafnium clock // *Science*. 2001. V. 293. P. 683–687.
32. *Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage Model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.
33. *Vervoort J.D., Patchett J.P., Albarede F., Blichert-Toft J., Rudnick R., Downes H.* Hf-Nd isotopic evolution of the lower crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 181. P. 115–129.
34. *Watson E.B., Harrison T.M.* Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crystal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 64. P. 295–304.

Рецензент Г.Б. Ферштатер

## U-Pb-ages and Lu-Hf isotope systems of zircons in IVC complex (S. Ural)

I. L. Nedosekova\*, E. A. Belousova\*\*, B. V. Belyatsky\*\*\*

\**Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

\*\**GEMOC/CCFS, Macquarie University, Sydney, Australia*

\*\*\**Russian Geological Research Institute (VSEGEI)*

The article presents the results of the U-Pb-isotope dating by laser ablation (LA-ICP MS) zircons from different rock types (carbonatites, miaskites, alkaline metasomatites, ultramafites) of Ilmeno-Vishnevogorsky alkaline-carbonatite complex (IVC), Southern Ural. Miaskite zircon dating points to the age of the early stages of alkaline-carbonatite magma system crystallization at  $428 \pm 8$  Ma. Zircon age for carbonatites crystallized on the late magmatic stage from residual alkaline-carbonatite melts that corresponds to the final stage of the magmatic system operation at  $417.3 \pm 2.8$  Ma. Furthermore, in various IVC rocks (miaskites, carbonatites, ultramafites) revealed later (250–350 Ma) zircon generations, which have been formed possibly with post-collision metamorphic and metasomatic processes. Hf isotope systematics obtained for IVC zircons confirm the mantle nature of the IVC magma source and indicate participation in the magma generation moderately depleted mantle (DM) and relatively enriched in common Hf source (possibly lower-crust component).

Key words: *zircon U-Pb dating, Hf isotopes, laser ablation (LA-ICP MS), carbonatites, miaskites, Ilmeno-Vishnevogorsky complex, Urals.*