

УДК 552.33 (470.5)

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА (УРАЛ, РОССИЯ): ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf ДАННЫЕ

© 2012 г. И. Л. Недосекова

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

Поступила в редакцию 14. 05. 2012 г.

Ильмено-Вишневогорский комплекс (ИВК) – один из крупнейших щелочных комплексов миаскитов, фенитов и карбонатитов с РЗЭ-Zr-Nb минерализацией, расположенный в Уральском складчатом поясе. Статья посвящена геохимии, геохронологии и источникам вещества ИВК. Приведены результаты исследования различных изотопных систем (Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Lu-Hf) в породах и минералах ИВК различными изотопными методами, в результате которых установлены возрастные кластеры (млн. лет) – 446–420 (O₃-S); 388–383 (D₂₋₃); 335 (C₁) и 282–231 (P-T), соответствующие основным этапам тектонического развития Уральской складчатой области. Геохронологические данные фиксируют внедрение миаскитов и карбонатитов (O-S₁) и продолжительный метаморфогенный этап становления ИВК на коллизионных (D₂₋₃, C₁) и постколлизионном (P-T) этапах развития складчатого пояса Уральской складчатой области. Изотопные параметры ИВК $\epsilon_{Sr} = -6 \dots -10$, $\epsilon_{Nd} = +3 \dots +6$, $\epsilon_{Hf} = +4 \dots +6$ близки рифтогенным платформенным карбонатитовым комплексам ультраосновной щелочной формации (УЩК) и требуют деплетированного мантийного источника. Миаскиты ИВК обогащены Sr и Nb, карбонатиты обогащены Sr и обеднены Ba, Ti, Zr, Hf относительно пород УЩК. Породы ИВК обладают дивергентными изотопно-геохимическими характеристиками, сближающими их с одной стороны с рифтогенными УЩК-комплексами, с другой стороны – с карбонатитовыми комплексами линейных коллизионных зон. Происхождение ИВК предположительно связано с мантийным источником, но плавление пород УЩК, нижней или океанической коры с похожими изотопными характеристиками при генерации магм ИВК не исключается.

Ключевые слова: Урал, Ильмено-Вишневогорский комплекс, щелочные породы и карбонатиты, Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Lu-Hf изотопные системы, источники вещества, геохимия редких элементов.

ВВЕДЕНИЕ

Ильмено-Вишневогорский комплекс (ИВК) – один из крупнейших щелочных комплексов (площадь около 700 км²), сложенный миаскитами, пегматитами, фенитами и карбонатитами с редкоземельно-редкометальной и самоцветной минерализацией и месторождениями Nb, Zr и РЗЭ, расположен в Уральском складчатом поясе. Комплекс известен и изучается с XVIII в. Здесь впервые в мире были описаны миаскиты (разновидность нефелиновых сиенитов) и открыт целый ряд новых редкометальных минералов – пироклор, монацит, эшинит, чевкинит, ильменит [82, 85]. В 40-х годах XX в. в северной части ИВК, в миаскитах Вишневогорского массива, были установлены эндогенные карбонатные жилы с пироклоровой минерализацией (первая рудная зона Вишневогорского месторождения ниобия). Эти породы были идентифицированы в качестве карбонатитов по аналогии их минерального состава и геохимических особенностей с карбонатитами платформенных комплексов ультра-

траосновной щелочной формации (УЩК) [17].

Некоторые особенности геологии и геохимии Ильмено-Вишневогорского комплекса, отличающие его от платформенных кольцевых карбонатитовых комплексов УЩК, вызвали продолжительную дискуссию о правомерности отнесения эндогенных карбонатных пород ИВК к карбонатитам [3, 12, 15, 55 и др.]. Изучение геохимии и изотопного состава Sr, Nd, C, O, S в карбонатных жилах ИВК позволили сделать вывод о глубинном (вероятно, мантийном) источнике их вещества и о правомерности их сопоставления с карбонатитами [23, 38, 43, 58, 78]. В результате продолжительной дискуссии карбонатиты ИВК, наряду с другими аналогичными образованиями были выделены в самостоятельный формационный тип карбонатитов, связанный с “нефелиновыми сиенитами и линейными зонами щелочных метасоматитов” [8, 12], названный также “формацией карбонатитов линейно-трещинных зон” [1].

Несмотря на значительную изученность ИВК, ряд важных генетических и геохронологических проблем до сих пор являются дискуссионными.

Так, из-за большого разброса датировок, полученных различными изотопно-геохронологическими методами, по различным породам и минералам, остроактуальными до настоящего времени остаются вопросы геохронологии щелочных пород и карбонатитов ИВК, а также вопросы геодинамического режима их формирования. Наиболее сложным вопросом в проблеме карбонатитообразования ИВК является пространственная и генетическая связь карбонатитов ИВК с нефелиновыми сиенитами и фенитами, и отсутствие здесь серий щелочно-ультраосновных магматитов (ийолит-уртитовых серий), которые являются обязательным элементом в платформенных карбонатитовых комплексах УЩК. Как следствие, обсуждается вопрос родоначальных магм для ИВК, а именно, являются ли щелочные породы и карбонатиты ИВК дифференциатами щелочно-ультраосновных магм, либо они представляют собой самостоятельные выплавки миаскитового состава. Ключевыми вопросами генезиса карбонатитов и миаскитов ИВК является роль процессов силикатно-карбонатной несмесимости и роль флюидов в карбонатитообразовании, а также роль мантийных и коровых источников породного и рудного вещества.

Многие вопросы происхождения и геохронологии ИВК в настоящее время могут быть решены на основе комплексного и системного изучения Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf изотопных систем пород и минералов, которые стали важным и незаменимым инструментом при реконструкции источника магматических пород и решении вопросов их генезиса. Новые изотопные и геохимические данные, полученные нами при изучении ИВК, способствуют решению ключевых проблем его происхождения – природы источников щелочного плюмазитового магматизма и карбонатитового вещества, времени формирования пород и рудообразования, механизма и условий карбонатитообразования, роли метаморфогенных процессов в формировании пород комплекса, геохимической эволюции комплекса, а также генетического соотношения ИВК с платформенными карбонатитовыми комплексами щелочно-ультраосновной формации.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ИВК

Наиболее детально геология и вещественный состав ИВК охарактеризованы в работах Б.М. Роненсона [48, 49], А.Г. Жабина [17], Е.М. Еськовой и др. [16], А.Г. Баженова с соавторами [5, 6 и др.], Н.В. Свяжина [54], В.Я. Левина [32–34 и др.], Б.М. Роненсона с соавторами [50], В.О. Полякова [41 и др.], А.С. Таланцева, Г.А. Петровой [56], Е.П. Макагонова с соавторами [35], В.А. Попова, В.И. Поповой [42 и др.], И.Л. Недосековой с соавторами [36, 39]

и других. Результатам исследования геологии вмещающих ИВК толщ (особенностям стратиграфии, тектонических структур, вещественного состава, характеру метаморфизма, вопросам геохронологии ильменогорского метаморфического комплекса, соотношению его с породами ИВК) посвящены труды А.Н. Заварицкого [18], Е.А. Кузнецова [31], А.А. Пронина [44], Б.В. Чеснокова [59, 60], Ю.Д. Панкова [40], Д.С. Штейнберга [61], В.А. Дунаева, А.А. Краснобаева [14], Г.А. Кейльмана [22], А.С. Варлакова с соавторами [10], В.Г. Кориневского с соавторами [24], А.А. Краснобаева с соавторами [26, 27], Echtler et al. [69] и других. В этой главе приводятся лишь краткие сведения о геологическом строении, возрасте и вещественном составе ИВК и вмещающих толщ.

ИВК расположен в пределах Восточно-Уральского поднятия, на стыке Южного и Среднего Урала, в осевой части Сысертско-Ильменогорского антиклинория, представляющего собой докембрийский гранито-гнейсо-амфиболитовый блок фундамента, залегающий среди уральских палеоокеанических комплексов [14, 22, 45].

Ядро антиклинория сложено диафторированными гнейсо-гранулитами и мигматитами селянkinской толщи (U-Pb возраст цирконов 1820 ± 70 млн. лет; Rb-Sr возраст 2100 ± 200 млн. лет [57]), а также плагиогнейсами и амфиболитами вишневогорской толщи предположительно также нижнепротерозойского возраста (PR₁) [62].

Верхний структурный этаж Сысертско-Ильменогорского антиклинория представлен метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами [7] ильменской серии – ильменогорской толщей (на юге) и шумихинской и черновской толщами (на севере), сложенными амфиболитами, плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами и прослоями мраморов. В породах вишневогорской, ильменогорской и шумихинской свит залегают многочисленные линзовидные будинированные тела гипербазитов.

Цирконовая геохронология показывает рифейский возраст для пород ильменогорской свиты – 643 ± 46 млн. лет и вендский возраст – для шумихинской толщи – 576 ± 65 млн. лет [26]. Более молодые U-Pb возраста – 459 ± 38 (O), 437 ± 32 млн. лет (S) и 355 ± 5 млн. лет (D₃), получены при датировании цирконов из гнейсов шумихинской толщи [69]. Датирование пород шумихинской свиты Rb-Sr и Sm-Nd методами также показало силурийские – 435 ± 33 млн. лет (для плагиогнейсов, Rb-Sr метод) и девонские – 352 ± 40 млн. лет (для амфиболитов; Sm-Nd метод) возраста [69]. Результаты датирования Х. Эхтлера с соавторами поддерживают существующую точку зрения о принадлежности пород Сысертско-Ильменогорского блока к интенсивно метаморфизованным океаническим толщам ордовикского [61] и силурийско-девонского возраста [18, 20, 40, 59].

Вышележащие кыштымская, аракульская, саитовская и игишская толщи (Rf_1-Rf_2) сложены плагио- и кварцито-сланцами, углистыми и графитистыми кварцитами и имеют тектонические границы с породами ильменской серии.

ИВК включает два крупных массива миаскитов – Вишневогорский и Ильменогорский (20–25 × 6 км), многочисленные пластовые и дайкообразные тела миаскитов, сиенитов и миаскит-пегматитов, пластовые и жильные тела карбонатитов, а также метасоматические зоны фенитизации, широко развитые во вмещающих породах вишневогорской и ильменогорской свит. По данным Б.М. Роненсона [49] между миаскитами и породами этих свит структурно устанавливается интрузивный контакт с приконтактовыми дисгармоничными складками течения в миаскитах.

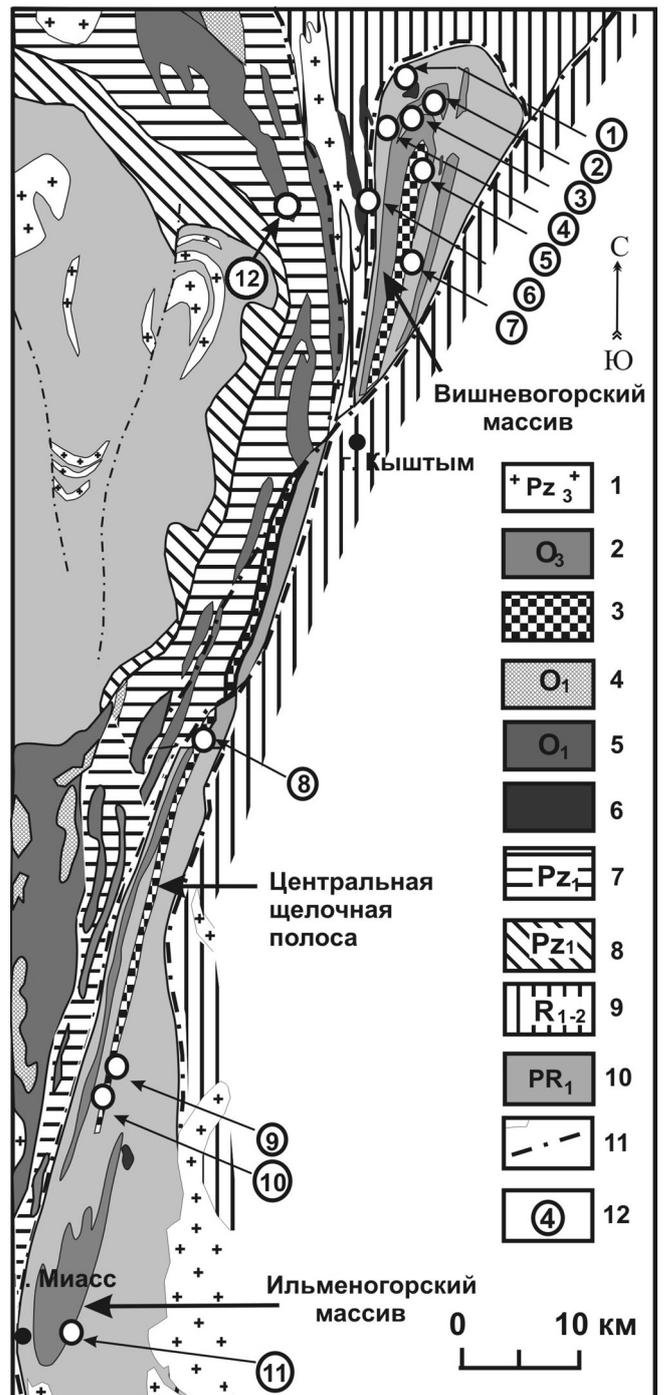
Вишневогорский и Ильменогорский массивы соединены между собой Центральной щелочной полосой (ЦЩП) протяженностью более 100 км с севера на юг при ширине 4–6 км, сложенной фенитами, полевошпатовыми метасоматитами, мелкими телами миаскитов, меланократовыми карбонатно-силикатными породами и карбонатитами (рис. 1). С севера и запада миаскитовые интрузивы обрамляют небольшие массивы ультраосновных пород – Булдымский, Спирихинский, Халдихинский, в которых также установлены карбонатиты с редкоземельной и редкометальной минерализацией [34, 54].

Вишневогорский и Ильменогорский интрузивы сложены лепидомелановыми (сидерофиллитовыми) микроклин-олигоклазовыми нефелиновыми сиенитами (миаскитами) и в подчиненном объеме –

амфиболовыми миаскитами, плагиомиаскитами и щелочными сиенитами фации эндоконтактов. Содержание микроклин-пертита в миаскитах в среднем 50%, олигоклаза – 12%, нефелина – 30–35% (в Ильменогорском массиве) и 28% (в Вишневогорском массиве) [34]. В миаскитах Вишневогорского массива присутствует 5–10% кальцита. Акцессорные минералы миаскитов – циркон, ильменит, магнетит, сфен, пирохлор, апатит. Вторичные минералы – альбит, канкринит, содалит, анальцит, натролит, серицит. Миаскиты ЦЩП в отличие от миаски-

Рис. 1. Схема геологического строения Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса, по материалам [19, 34].

1 – граниты (Pz_3); 2, 3 – Ильмено-Вишневогорский комплекс (O_3); 2 – миаскиты Вишневогорского и Ильменогорского массивов, 3 – зоны карбонатитов и карбонатно-силикатных пород; 4 – габбро офиолитовой формации (O_1); 5 – гипербазиты офиолитовой формации (O_1); 6 – метаультрабазиты булдымского, каганского и няшевского комплексов ($PR_1?$); 7 – вулканогенно-осадочные образования Тагило-Магнитогорского мегаинклинория (Pz_1); 8 – сланцы гранато-сланцевые и эклогиты восточной периферии Уфалейского срединного массива (Pz_1); 9 – плагиосланцы и кварциты обрамления Сысертско-Ильменогорского срединного массива (R_{1-2}); 10 – плагиогнейсы, гранитные мигматиты, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты Сысертско-Ильменогорского и Уфалейского срединных массивов (PR_1); 11 – тектонические разломы и несогласия; 12 – основные месторождения и рудопроявления Nb и PЗЭ, связанные с карбонатитами (цифры в кружках): 1 – Булдымское Nb и PЗЭ, 2, 3 – Вишневогорское Nb (2 – зона 125; 3 – зона 140, 147), 4 – Спирихинское PЗЭ, 5 – Светлинское Nb, 6 – Каганское PЗЭ, 7 – Потанинское Nb, 8 – Увильдинское Nb, 9 – Байдашевское Nb, 10 – Ишкульское Nb, 11 – Ильменское (Копь 97) Nb и PЗЭ.



тов Вишневогорского и Ильменогорского массивов представляют собой антипертитовые миаскиты с более низким содержанием нефелина – 24–26%. Полевой шпат представлен олигоклазом с веретенообразными вростками калишпата, иногда почти чистым альбитом с редкими вростками К-фазы.

Миаскитовые массивы на согласных контактах окружены экзоконтактовыми пироксеновыми фенитами, а на секущих контактах – биотитовыми и амфибол-биотитовыми фенитами. Фениты также широко развиты в ЦЩП. Акцессорные минералы фенитов – сфен, ильменит, апатит, ильменорутит, циркон, ортит, чевкинит, молибденит, пирротин, пирит, магнетит.

В массивах миаскитов и в их экзоконтактовом ореоле широко развиты миаскит-пегматиты. Пегматиты представлены двумя группами “чистой линии” и “линии скрещения” [49]. Встречаются дайки миаскит-аплитов, которые секут полосчатость миаскитов. В апикальной части Вишневогорского массива и в породах ЦЩП согласно полосчатости миаскитов и контактам интрузии залегают полосы меланократовых силикатно-карбонатных и карбонатных пород (карбонатитов), составляющих 10–30% от объема миаскитов.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРБОНАТИТОВ ИВК

Карбонатиты широко развиты в северной части ИВК – в апикальной части Вишневогорского массива миаскитов (зона 147) и в “седловидной” залежи миаскитов (зона 140) (рис. 2). Пластообразные, дайкообразные и жильные тела (мощностью до 10 м и протяженностью в сотни метров) залегают согласно расслоенности миаскитов и образуют зону протяженностью 4 км и шириной 30 м (рудная зона 147, Вишневогорское ниобиевое месторождение) (рис. 2). Наиболее богатая рудная зона этого месторождения (зона 140) приурочена к северному сателлитовому телу миаскитов (“седловидной залежи”) и сложена системой субпараллельных жил карбонатитов, альбититов и миаскитовых пегматоидов. Карбонатиты залегают также в фенитовом ореоле Вишневогорского интрузива – в фенитизированных породах вишневогорской свиты, образуя штокверки и жильные тела выполнения.

Многочисленные месторождения и рудопроявления пироклорсодержащих карбонатитов установлены и разведаны в ЦЩП. Самое крупное Потанинское месторождение ниобия, находится в восточном контакте ЦЩП, образуя линейную штокверковидную зону в фенитах протяженностью около 15 км и мощностью до 40 м. Кроме того, здесь открыты Ишкульское, Байдашевское, Увильдинское и Светлоозерское рудопроявления [34] (рис. 1).

Карбонатиты в миаскитах Вишневогорского массива и ЦЩП, представлены ранними и поздними кальциокарбонатитами (севитами I и севитами II).

Севиты I – массивные и брекчиевидные (“кимберлитоподобные”) разности кальцитового состава, содержат округлые включения миаскитов и миаскит-пегматитов и минералы миаскитов – нефелин, калиевый полевой шпат, биотит, а также акцессорные гатчеттолит, красно-бурый пироклор, циркон, ильменит, апатит, магнетит, пирротин, пирит. Брекчиевидная текстура карбонатитов обусловлена сегрегационными включениями и ксенолитами миаскитов и их минералов, имеющих округленную форму, в мелкозернистой альбит-биотит-карбонатной основной массе. Севиты II образуют гнезда и жилы в телах ранних карбонатитов и в миаскитах, иногда пересекают ранние карбонатиты. Севиты II содержат биотит, апатит, красный пироклор, циркон, ильменит, пирротин, пирит.

Карбонатиты в экзоконтактовом ореоле миаскитовых массивов, а также в породах ЦЩП образуют

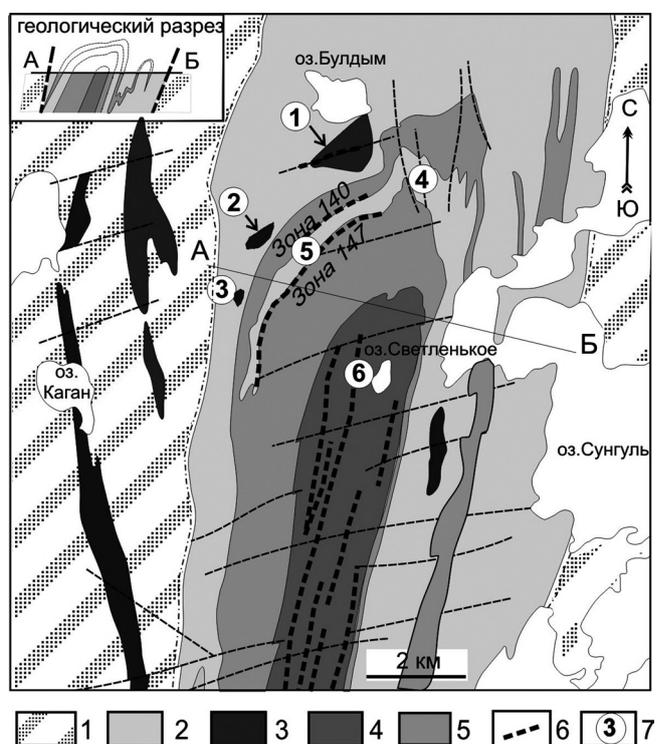


Рис. 2. Схема геологического строения северной части ИВК по материалам [34].

1 – плагиосланцы и кварциты игишской, сайтовской, аргазинской, кыштымской толщ (R_{1-2}); 2 – плагиогнейсы, амфиболиты вишневогорской толщи (PR_1); 3 – метагипербазиты ($PR_?$); 4 – метасоматиты ЦЩП (фениты, нефелин-полевошпатовые мигматиты, меланократовые силикатно-карбонатные породы, миаскиты, карбонатиты); 5 – миаскиты Вишневогорского массива; 6 – зоны карбонатитов и карбонатно-силикатных пород (Вишневогорское ниобиевое месторождение); 7 – месторождения и рудопроявления карбонатитов (цифры в кружках): 1 – Булдымское, 2 – Халдихинское, 3 – Спирихинское, 4 – жила 125, 5 – жила 135, 6 – Светлоозерское рудопроявление.

штокверки, жильные тела выполнения и метасоматические зоны. Жилы и линзообразные тела карбонатитов мощностью до нескольких метров и протяженностью от первых до нескольких сотен метров сложены крупнозернистыми кальцитовыми разностями и содержат ксенолиты фенитов, а также пироксен, полевой шпат, флогопит и акцессорные минералы – красный пироклор, сфен, апатит, ильменит, чевкинит, ортит, циркон, магнетит, пирротин, пирит.

Редкоземельно-редкометалльные карбонатиты установлены в гипербазитовых массивах – Булдымском, Спирихинском, Халдихинском, Ильменском, залегающих в породах вишневогорской и ильменогорской свит вблизи Вишневогорского и Ильменогорского интрузивов [34, 54] (рис. 2). Особенно широко развиты карбонатиты в Булдымском гипербазитовом массиве, который образует линзовидное тело размером 1.5×1 км и залегает в 100 м к северу от седловидной залежи Вишневогорского массива миаскитов. Ультрабазиты Булдымского массива представлены метаморфизованными оливинитами и перидотитами (оливиновыми, оливин-энстатитовыми и оливин-энстатит-антофиллитовыми парагенезисами амфиболитовой фации) [10], часто амфиболитизированными и серпентинизированными.

Карбонатиты в Булдымском массиве ультрабазитов приурочены к разломам северо-восточного простирания и образуют тела мощностью до 10 м и протяженностью в сотни метров. Они сопровождаются мощными зонами карбонат-флогопит-рихтеритовых метасоматитов (апогипербазитовых фенитов). Суммарная мощность зон карбонатитов и сопровождающих их метасоматитов достигает 50 м. Ранние доломит-кальцитовые карбонатиты Булдымского массива (севиты III) содержат тетраферрифлогопит, рихтерит и акцессорные пироклор, циркон, магнетит, ильменит, пирротин, пирит. Поздние доломитовые карбонатиты (бефорситы IV) содержат редкоземельную акцессорную минерализацию – монацит, эшинит, РЭЭ-пироклор, ортит, а также флогопит (или хлорит), винчит, апатит, магнетит, ильменит, циркон, стронцианит.

В южной части ИВК процесс карбонатитообразования проявлен менее интенсивно. В Ильменогорском массиве миаскитов известны лишь отдельные жилы карбонатитов, а в его обрамлении открыты рудопроявления редкометалльно-редкоземельных карбонатитов в ультрабазитах восточного экзоконтакта (Ильменское рудопроявление) [41].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для датирования основных типов пород ИВК мы использовали как изохронные методы – Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы валовых проб и породобразующих минералов миаскитов и карбонатитов (TIMS, ИГГ, г. Екатеринбург; ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург; ИГ, г. Апатиты), так и локальное

U-Pb изотопное датирование цирконов карбонатитов и миаскитов Вишневогорского и Булдымского массивов (ионный микрозонд SHRIMP II, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург и лазерная абляция LA-ICP MS, GEMOC, г. Сидней). Также для датирования использовались U-Pb изотопные системы пироклоров ИВК (TIMS, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Для изучения источников вещества магматических пород и руд и роли мантии при их формировании были получены первичные изотопные характеристики пород и минералов ИВК.

Анализы пород выполнены химическим методом в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Определение концентраций микропримесных элементов в породах и минералах (всего 35 элементов) осуществлялось с помощью кислотного разложения проб и последующего масс-спектрометрического окончания на тандемном анализаторе высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме “HR/ICP-MS Element 2”.

Определение изотопного состава и концентраций Sr и Nd в карбонатах было выполнено в ИГГ УрО РАН (Екатеринбург) и во ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург (в минералах и породах карбонатитов Вишневогорского массива). Исходные навески разлагались с помощью 3% CH_3COOH в тефлоновых стаканах при комнатной температуре. Хроматографическое выделение Sr выполнялось с помощью катионита AG-50-8, 200–400 меш. Выделение Nd осуществлялось в два этапа: на первом, в составе суммы РЗЭ (путем ступенчатого элюирования, катионит AG-50x8, 200–400 меш), а затем методом экстракционной хроматографии на колонках, заполненных ионитом, синтезированным из ди-(2-этилгексил) ортофосфорной кислоты (HDEHP) и политрихлорхлорэтилена (KEL-F). Измерение изотопного состава осуществлялось с помощью мультиколлекторного твердофазного прецизионного масс-спектрометра “Finnigan MAT-262” в статическом режиме. Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормировались к величинам $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ и $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, соответственно. Внешний контроль погрешностей регистрируемых отношений выполнялся путем измерения аттестованных стандартов MTH и LaJolla. Холостые содержания Sr и Nd не превышали 70 и 90 пг, соответственно.

Измерения изотопного состава Nd и Sm было выполнено также в ГИ КНЦ РАН, Апатиты (в минералах и породах Булдымского массива). Измерения проводились на семиканальном масс-спектрометре “Finnigan MAT-262” (RPQ) в статическом режиме. Измеренные отношения были нормализованы с помощью отношения $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241570$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте LaJolla = 0.511833. За период измерений средние значения по стандартам LaJolla (N = 11) = 0.511833 ± 6 (2σ) и JNd1 (N = 44) = 0.512074 ± 8 (2σ). Холостое

внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и 0.06 нг – по Sm.

Исследования Lu-Hf и U-Pb изотопных составов цирконов ИВК методом лазерной абляции были проведены в Национальном Центре геохимической эволюции и металлогении континентов (GEMOC) Университета Маккуори в г. Сиднее, Австралия. Для U-Pb датирования был использован ультрафиолетовый лазер UP213 (“New Wave”) и ICP-MS спектрометр Aligent-7500, для изотопного анализа гафния применяли лазер New Wave/Merchantek LUV213 в комплекте с мультиколлекторным MC-ICP MS Nu-Plasma. **Анализы были выполнены с диаметром пучка около 50 мкм. Время абляции – 100–120 сек, глубина кратера – 40–60 мкм. Методика U-Pb датирования и определения изотопов Hf была детально описана ранее [73].**

Изучение U-Pb изотопной системы пироксенов было выполнено во ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург. Для уменьшения контаминации нерадиоактивным свинцом навески пироксенов промывались в ацетоне, спирте и воде. Каждая операция сопровождалась обработкой минералов в ультразвуковой ванне и высушиванием. Для выяснения структурного положения урана и свинца в пироксенах пробы были растерты и залиты смесью кислот HF, HCl и HNO₃ в пропорции 1:3:1 и были выдержаны в сушильном шкафу при T=140°C. Дальнейшее выделение изотопов U и Pb проводилось по стандартной методике с использованием анионита. Выщелоченная фракция характеризуется резким уменьшением содержаний, как U, так и радиоактивного Pb, при этом относительная доля обычного Pb остается практически неизменной.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ИВК

Представительные химические составы карбонатитов и миаскитов ИВК приведены в табл. 1.

Миаскиты ИВК имеют относительно низкие K₂O/Na₂O отношения (0.3–0.7 редко до 1.46), низкую магнезиальность Mg# (19–28), высокую глиноземистость (20–23 мас. % Al₂O₃), а также высокие содержания Nb (45–200 г/т) и низкие – Pb (1–3 г/т), что сближает миаскиты ИВК с рифтогенными нефелиновыми сиенитами. При этом миаскиты ИВК имеют высокие содержаниями Ba (1600–5600 г/т) и Sr (1400–2500 г/т), что является характерной особенностью посторогенных фельдшпатоидных сиенитов и сиенитов постколлизийных тектонических режимов.

Составы миаскитов ИВК довольно близки между собой, отличаясь по соотношению щело-

чей и коэффициенту агапитности (K_{агп}): 7–8% K₂O, 5.0–9.5% Na₂O, K_{агп} = 0.83–0.89 – в миаскитах Вишневогорского массива; 1.45–6.2% K₂O, 7.5–10.5% Na₂O, K_{агп} = 0.94–0.95 в антипертитовых миаскитах ЦЦП. Антипертитовые миаскиты ЦЦП обогащены P и Ba и обеднены Mn, Rb и Nb относительно миаскитов Вишневогорского массива.

Составы карбонатитов ИВК приведены на рис. 3. Вариации петрогенных элементов карбонатитов соответствуют составам кальцио- (севиты) и магнезиокарбонатитов (бефорситы). Отмечаются и составы феррокарбонатитов, которые связаны с участками локального обогащения этих пород ильменитом, пирротинном, пиритом, но не с составом карбонатитов. Севиты I отличаются от севитов II более высокими содержаниями MgO (0.5–4.2%), Al₂O₃ (2–4.6%), SiO₂ (5–12%) и образуют на диаграмме отдельные поля составов. Для севитов II характерны повышенные содержания MnO (0.42–0.77%). Ранние доломит-кальцитовые карбонатиты Булдымского массива имеют составы кальциокарбонатитов (севиты III), отличающиеся от составов севитов Вишневогорского массива более высоким содержанием MnO (1.1–1.4%) и MgO (5.6–7.2%). Поздние доломитовые карбонатиты имеют составы магнезиокарбонатитов (бефорситы IV).

На диаграмме CaO–MgO–FeO иллюстрируется тренд изменения составов карбонатитов ИВК от кальцио- к магнезиокарбонатитам, сходный с другими карбонатитовыми комплексами. Необходимо отметить, что тренд составов карбонатитов ИВК не достигает высокожелезистых составов, характерных для карбонатитовых серий сильно дифференцированных комплексов УЩК, таких как Томтор, Чилва, Гудини, Муд Танк и др. [25] (рис. 3б).

Содержания редких и редкоземельных элементов в миаскитах и карбонатитах ИВК приведены в табл. 1 и на рис. 4. Все разновидности карбонатитов ИВК имеют высокие содержания Sr (11000–23000 г/т), Ba (300–3400 г/т), Σ PЗЭ (1500–3200 г/т) и значительные вариации Nb (до 1500 г/т), Zr (до 100 г/т), V (до 135 г/т), Th (до 1400 г/т), сходные со среднемировыми составами кальцио- и магнезиокарбонатитов [88].

Карбонатиты I (Севиты I) имеют высокие концентрации Sr (3950–12340 г/т), Ba (700–3400 г/т), PЗЭ (700–1610 г/т) (но меньшие, по сравнению с севитами II), которые характерны для высокотемпературных разновидностей карбонатитов. Отношение Nb/Ta (11–98, в среднем 43) близко отношению Nb/Ta в магматических карбонатитах [4]. Отношение Sr/Ba (17–21) достаточно высокое, что характерно для высокотемпературных глубинных фаций карбонатитов. Значения *Eu/Eu (0.96–0.91) в севитах I максимальны и близки к миаскитовым, что подтверждает их принадлежность к ранним высокотемпературным дифференциатам миаскитовых магм.

Карбонатиты II (Севиты II) имеют максимальные содержания Sr (9100–21980 г/т) и REE (1600–3210 г/т), высокие Nb/Ta (582–1310), Sr/Ba (до 78) и в них отмечается некоторое снижение *Eu/Eu (до 0.75), что характер-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и содержание редких элементов (г/т) в карбонатитах, миаскитах и сиенитах ИВК

№ п/п № обр.	Севит I			Севит II			Севит III			Бефорсит IV	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	354	Л-По-1	ОР-2	328	По-6	Л-По-2	1-53	Т-16	43915	1-54	10-21
SiO ₂	22.88	13.02	24.00	3.38	9.72	11.86	1.00	7.40	3.61	0.72	30.50
TiO ₂	0.38	2.1	2.61	0.01	0.65	0.15	0.01	0.07	0.02	0.18	0.11
Al ₂ O ₃	8.71	4.57	7.66	0.26	3.15	3.18	0.03	1.4	0.73	0.02	1.29
Fe ₂ O ₃	0.17	0.01	1.20	0.14	0.05	0.75	0.3	0.79	0.34	0.34	1.96
FeO	2.0	7.0	5.6	1.4	5.8	5.3	2.03	2.1	1.6	3.0	1.0
MnO	0.25	0.31	0.25	0.28	0.49	0.38	1.3	1.1	1.2	1.40	0.21
MgO	1.54	2.93	4.6	0.2	0.83	0.7	5.39	7.26	5.6	17.60	25.5
CaO	33.36	41.26	25.5	54.56	45.0	48.2	48.8	43.85	48.0	33.12	17.91
Na ₂ O	2.5	0.9	1.5	0.7	1.0	2.18	0.2	0.6	0.20	0.15	0.70
K ₂ O	4.32	3.36	5.01	0.07	1.6	1.66	0.02	1.09	0.68	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.79	2.45	0.03	0.51	2.07	1.24	0.01	0.01	0.01	0.18	1.35
S	1.2	н.о.	0.2	0.9	0.82	1.30	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
ППП	19.4	19.8	20.6	36	27.85	23.0	40.8	34.3	38.0	43.15	17.8
Сумма	97.5	97.71	98.76	98.41	99.03	99.9	99.89	99.97	99.97	99.87	98.34
Li	3	10	16	4	8	7	0.45	18	12	0.1	3
Rb	52	120	152	2	38	62	0.3	52	44	0.4	0.1
Be	0.4	0.8	0.6	0.9	0.7	0.8	0.05	1.3	0.3	0.5	0.6
Sr	9247	3953	3946	10973	9114	11530	12223	9547	10279	6611	3796
Ba	3054	3405	1901	266	1060	790	540	484	224	233	302
Sc	3	4	0.5	11	н.о.	5	3	6	2	1	2
V	61	239	212	104	76	104	3	67	15	8	51
Cr	25	53	40	15	16	15	14	138	107	23	35
Co	4	20	19	2	16	13	23	7	5	16	7
Ni	11	16	34	13	12	23	68	13	10	13	30
Cu	15	21	11	12	20	24	30	24	24	20	24
Zn	32	174	161	22	92	36	171	88	49	47	8
Y	98	61	42	113	100	90	87	62	69	93	74
Nb	57	123	153	40	352	1600	4	930	20	88	15
Ta	1.7	10.9	11	1.2	4	7	0.01	1.2	0.02	0.1	0.1
Zr	109	21	5	36	25	31	0.11	42	2	24	37
Hf	1.2	0.8	0.2	2	1	1	0.16	0.5	0.1	0.4	0.5
Mo	0.3	0.1	0.3	0.2	0.33	1	0.46	0.6	0.6	1.2	0.0
Pb	5	4	4	116	18	32	30	23	14	23	59
Th	3	2	0.9	0.6	12	18	1.0	22	3	681	1418
U	1	0.4	3	2.0	11	26	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
La	370	191	147	425	356	390	428	577	598	2285	18959
Ce	641	394	287	838	740	733	1385	1022	1056	4092	25500
Pr	70	56	36	77	96	69	58	58	59	180	913
Nd	221	211	130	245	356	238	222	180	202	543	2273
Sm	31	31	19	41	43	41	51	38	41	70	168
Eu	9	10	6	10	13	12	13	10	11	34	28
Gd	25	29	14	43	41	39	41	28	32	65	87
Tb	3.0	2.7	1.8	5	5	4	6	4.3	5	10	11
Dy	15	14	10	28	26	22	34	23	25	60	46
Ho	3.1	2.5	1.9	6	5	4	7	5	5.5	11	7
Er	8	6	5	18	13	12	21	14	16	23	12
Tm	1.1	0.7	0.7	2.8	1.87	1.72	3	2.2	2.4	3.0	1.3
Yb	7	4.1	4.6	19	10	11	25	15	17	16	6
Lu	1.0	0.6	0.7	2.8	1.5	1.6	4.1	2.4	2.6	2.0	0.8
ΣTR+Y	1504	1013	706	1874	1808	1588	2384	2043	2595	7487	48087
TR _{Ce} -TR _Y	8	7	8	7	8	8	9	12	11	25	195
La/Yb	53	46	32	23	34	35	17	37	35	139	3160
Y/Ho	32	24	22	19	21	20	13	12	13	8	11
Eu/Eu*	0.95	0.96	0.98	0.71	0.85	0.89	0.85	0.87	0.87	1.54	0.66

Таблица 1. Окончание

№ п/п	Миаскиты					Сиенит
	12	13	14	15	16	17
№ обр.	324	337	338	Сав-4	По-4	330
SiO ₂	53.62	57.69	53.62	57.51	53.63	63.39
TiO ₂	0.58	0.40	0.67	1.24	0.43	0.89
Al ₂ O ₃	20.98	21.55	18.45	17.55	20.29	12.37
Fe ₂ O ₃	1.64	1.25	1.43	1.90	1.42	7.36
FeO	1.95	1.05	2.10	3.2	1.4	0.30
MnO	0.16	0.05	0.09	0.21	0.07	0.27
MgO	0.96	0.55	1.03	1.57	0.72	0.99
CaO	2.21	1.02	3.95	2.80	3.11	2.53
Na ₂ O	6.60	6.20	6.00	5.8	9.7	6.2
K ₂ O	7.97	7.14	7.62	5.66	5.15	3.39
P ₂ O ₅	0.23	0.02	0.10	0.24	0.04	0.23
S	н. о.	н. о.	н.о.	н. о.	н. о.	н. о.
ППП	2.5	2.0	3.5	1.8	2.7	0.30
Сумма	99.45	98.91	98.61	99.48	98.67	98.32
Li	9	2	5	32	2.2	21
Rb	59	34	42	114	55	122
Be	0.2	0.6	1.8	3.0	0.9	5
Sr	2317	1661	2530	1405	1647	499
Ba	1816	5667	9857	1589	2406	1055
Sc	2	1	1	3	1	17
V	179	194	100	78	69	98
Cr	н.о	н.о	н.о	8	4	33
Co	0.4	2	4	9	7	12
Ni	1	16	2	9	7	34
Cu	0.3	7	8	34	30	14
Zn	61	22	64	87	25	215
Y	10	2	11	20	6	52
Nb	57	45	51	188	54	108
Ta	2.4	2.1	3.6	20	4.3	2
Zr	94	109	144	77	40	382
Hf	1.5	0.8	0.9	1.3	0.7	10
Mo	4	6	2	1	16	3
Pb	3	1	1	12	2	4
Th	2	0.3	1	13	1	15
U	н. о.	н. о.	н.о.	3.2	2.4	2.5
La	106	15	41	80	23	196
Ce	163	28	77	142	35	376
Pr	15	1.3	8.0	17	4.5	44
Nd	42	4.4	27	57	15	133
Sm	4.8	0.7	3.9	7.6	2.2	18
Eu	1.3	0.3	1.9	2.0	0.9	3.45
Gd	3.2	0.5	3.0	6.1	1.7	18
Tb	0.4	0.1	0.4	0.7	0.2	1.90
Dy	1.9	0.4	2.0	4.2	1.3	9
Ho	0.4	0.1	0.4	0.8	0.2	1.93
Er	1.0	0.2	1.0	2.2	0.7	5.
Tm	0.1	0.03	0.1	0.3	0.1	0.70
Yb	0.8	0.2	0.9	2.1	0.7	4
Lu	0.1	0.0	0.1	0.3	0.1	0.64
Σ(TR+Y)	348	53	178	342	93	865
TR _{Ce} /TR _Y	19	14	8	8	7	10
La/Yb	133	85	48	37	33	45
Y/Ho	27	29	28	25	25	27
Eu/Eu*	0.95	1.29	1.65	0.87	1.32	0.58

но для более поздних высокотемпературных членов карбонатитовых серий [53].

Доломит-кальцитовые карбонатиты (Севиты III) Булдымского массива характеризуются близкими содержаниями Sr и более высокими – Nb, РЗЭ, Mn, тяжелых РЗЭ, относительно севитов I Вишневогорского массива [36]. Они имеют несколько отличный от них спектр распределения редкоземельных элементов на спайдердиаграммах (рис. 4), отличаясь повышенным содержанием тяжелых РЗЭ и минимальным отношением La/Yb (17–37).

Доломитовые карбонатиты (Бефорситы IV) Булдымского массива имеют экстремально высокие содержания РЗЭ (до 48000 г/т) и Th (до 1400 г/т), концентрируя их в виде самостоятельных фаз – монацита и эшинита, и характеризуются низкими Sr, Ba и Nb при максимальных значениях и вариациях Nb/Ta, Zr/Hf и Sr/Ba, отношения легких к тяжелым РЗЭ, что характерно для низкотемпературных членов карбонатитовых серий. Значение Eu/Eu*(0.65) в них минимально, что подтверждает их принадлежность к заключительным стадиям карбонатитообразования.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТИТОВ ИВК

Относительно карбонатитов кольцевых платформенных комплексов УЩК, все севиты ИВК содержат повышенные концентрации Sr (до 11518 г/т – севит I, до 21980 г/т – севит II) (рис. 5а). Отношение Sr/Ba в севитах ИВК также высокое (17–78), что характерно для высокотемпературных глубинных фаций карбо-

Примечание. Обр. Л-По-1, Л-По-2 предоставлены для исследования Минералогическим музеем УГГУ, г. Екатеринбург. Коллекция В.Я. Левина. Рентгеноспектральный силикатный анализ выполнен в ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, 2006–2008 гг. Анализ редких элементов выполнен методом ICP MS, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 2004–2011 гг. н.о. – не определялся. 1–11 – карбонатиты ИВК: 1 – корневая часть Вишневогорского массива, 2–3, 5–6 – Потанинское месторождение (ЦЩП), 4 – Вишневогорский массив, 7–11 – Булдымский массив; 12–16 – миаскиты: 12–14 – Вишневогорский массив, 15 – Ильменогорский массив, 16 – ЦЩП (Потанино), 17 – сиенит (зона 125).

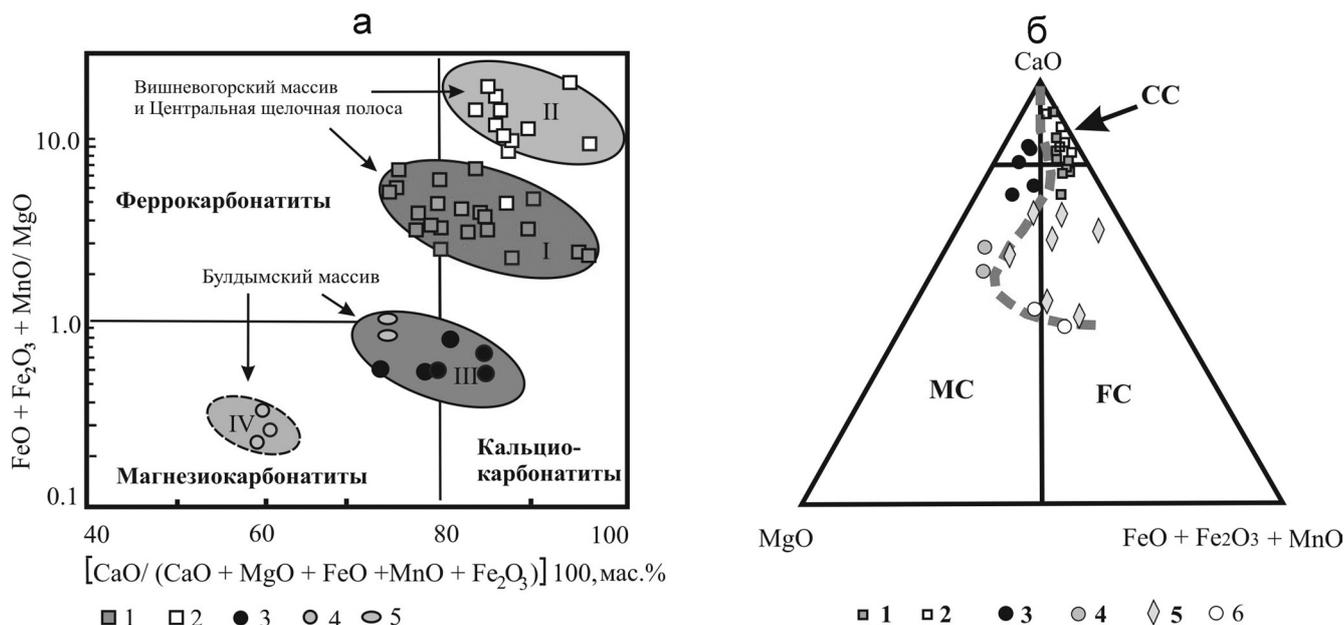


Рис. 3. Составы карбонатов ИВК (мас. %) на классификационных диаграммах.

а – диаграмма по [88]. 1 – севиты I (ЦЩП и Вишневогорский массив), 2 – севиты II (ЦЩП и Вишневогорский массив), 3 – севиты III (Булдымский массив), 4 – бейфорситы IV (Булдымский массив), 5 – севиты III (Байдашевское рудопроявление). Для построения диаграммы, кроме наших данных, использованы анализы карбонатов, опубликованных в монографии [34] и содержащих не более 12% SiO_2 .

б – диаграмма по [72]. 1 – севиты I; 2 – севиты II; 3 – доломит-кальцитовые севиты III; 4 – бейфорситы IV; 5–6 – составы карбонатов сильно дифференцированных комплексов: 5 – Томтор, 6 – Гудини. Пунктирная линия – тренд изменения составов карбонатов Томтор [25]. CC – кальцитовые карбонаты (севиты), MC – магнезиокарбонаты, FC – феррокарбонаты.

натитов в отличие от вулканических карбонатов, где Sr/Ba отношение равно 1.2–2.6 [51].

По содержаниям Nb и Ta карбонаты ИВК (3.5–930 г/т Nb и 0.01–3.64 г/т Ta) беднее, по сравнению с карбонатами УЩК (в среднем 800 г/т и до 4% Nb и в среднем 47 г/т и до 0.2% Ta). При этом характерно высокое отношение Nb/Ta и значительные его вариации ($\text{Nb/Ta} = 66\text{--}1310$) с максимальными значениями в пироклорсодержащих разностях. В севидах I отношение Nb/Ta = 9–98 (в среднем равно 43 [34]), что близко отношению Nb/Ta в магматических карбонатах [4]. В севидах II – Nb/Ta отношение значительно выше (217–1310). Высокие значения и значительные вариации Nb/Ta отношения характерны, как известно, для флюидно-гидротермальных процессов.

Содержания Zr (0.1–110 г/т) и Hf (0.1–1.0 г/т) в карбонатах ИВК несколько ниже, чем в карбонатах УЩК. Вариации Zr/Hf отношения (18–92) показывают как хондритовые, так и сверххондритовые значения, что типично для карбонатов и щелочных пород [71], а также для других сильнодифференцированных и флюидонасыщенных магматических систем [63].

Как и в комплексах УЩК, для всех разностей сецитов ИВК характерно преобладание легких РЗЭ относительно тяжелых РЗЭ ($\text{LREE/HREE} = 7\text{--}25$). При этом необходимо отметить некоторую обогащенность карбонатов ИВК тяжелыми РЗЭ и, соот-

ветственно, пониженные La/Yb (14–67), значительно отличающиеся от карбонатов формации УЩК ($\text{La/Yb} = 75\text{--}256$) (рис. 5б). Низкие La/Yb отношения отмечаются также для других карбонатитовых комплексов формации “линейно-трещинных зон” [2]. Содержания РЗЭ для сецитов I ИВК (700–1600 г/т) соответствуют содержаниям в высокотемпературных карбонатах УЩК. В севидах II $\Sigma\text{РЗЭ}$ возрастает до 3210 г/т.

Y/No отношения в ранних карбонатах (24–32), также как в миаскитах ИВК, близки хондритовым, демонстрируя CHARAC-поведение Y и No при образовании карбонатитовых расплавов. В поздних карбонатах Y/No (8–21) находится за пределами области CHARAC, что характерно для флюидно-гидротермальных карбонатных систем [63].

Таким образом, от ранних к поздним карбонатам в ИВК происходит накопление Sr, Nb, РЗЭ; рост отношений легких к тяжелым РЗЭ (La/Yb) и Nb/Ta; падение Ba и отношений Ba/Sr, Zr/Hf, Eu/Eu*. Закономерности поведения редких элементов в процессах карбонатитообразования в ИВК, в целом, соответствует трендам эволюции карбонатитовых магм, установленных в комплексах УЩК [51]. При этом геохимия редких элементов на заключительных стадиях карбонатитообразования свидетельствует о значительной роли щелочно-карбонатного флюида при формировании поздних карбонатов ИВК.

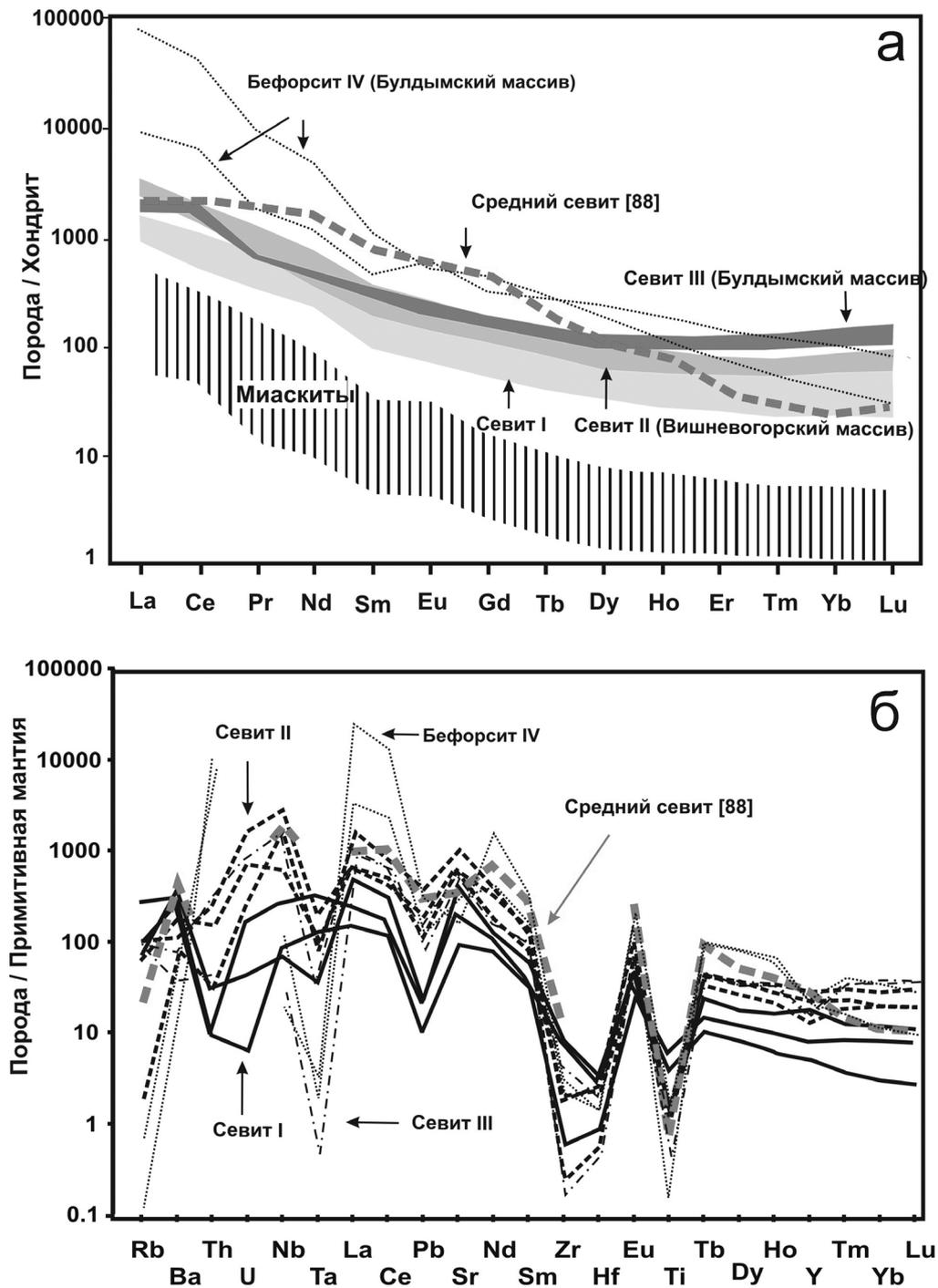


Рис. 4. Распределение редких элементов в карбонатах и миаскитах ИВК.

Концентрации РЗЭ нормализованы по хондриту [70]. Для сравнения представлены хондрит-нормализованные составы РЗЭ и нормализованные к примитивной мантии составы редких элементов среднемирового сеvита [88].

По сравнению с карбонатами УЩК, карбонаты ИВК имеют более высокие содержания Sr в ранних разностях; пониженные содержания Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, и некоторую обогащенность тяжелыми РЗЭ (низкое La/Yb) (табл. 1, рис. 4–5). Эти особенности отмечены и в других карбонатных комплексах, связанных с нефелиновыми сиенитами и линей-

ными зонами щелочных метасоматитов (“формация линейно-трещинных зон”) [2, 8, 9, 12], а также в “метакарбонатных комплексах” Ю. Сибири [11]. Необходимо отметить, что близкие геохимические особенности (еще более высокие содержания литофильных элементов (LILE) – Sr, Ba и низкие содержания высокочargedных элементов (HFSE) – Nb, Ta, Ti, Zr,

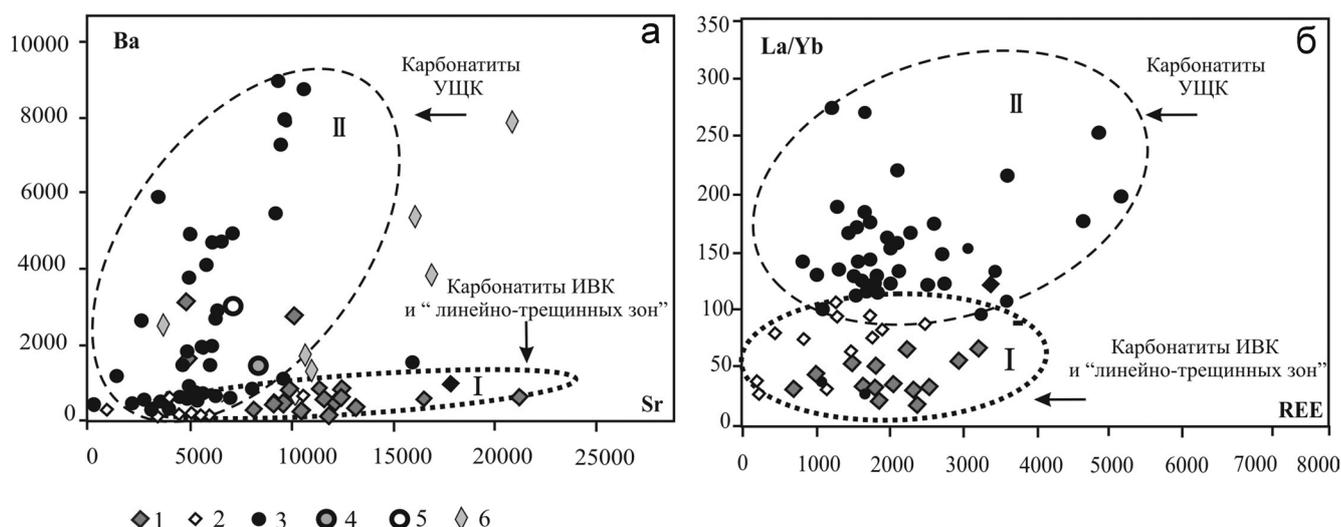


Рис. 5. Диаграмма Sr–Ba и La/Yb–P3Э для карбонатов ИВК и формации “линейно-трещинных зон” (I) и для карбонатов формации УЩК (II).

1–2 – кальциокарбонаты формации “линейно-трещинных зон”: 1 – Ильмено-Вишневогорский комплекс, 2 – Черниговская зона (Украинский щит), Пенченгинский комплекс (Енисейский кряж) [2, 11, 12, 38, 47, 51, 52]; 3–5 – кальциокарбонаты формации УЩК: 3 – Томтор (Сибирь); Карело-Кольская провинция; Скандинавская провинция (комплекс Фен); Канадская провинция (комплекс Ока); Восточно-Африканская провинция (Олдоиньо-Ленгаи и др.); Западно-Африканская провинция; Восточно-Саянская провинция; Маймеча-Котуйская провинция (Гулинский массив и др.); Восточно-Сибирская провинция; Алданская провинция; Амба-Донган (Индия) [25, 39, 51, 53, 84]. 4 – средний кальциокарбонат [81]; 5 – средний кальциокарбонат [88]. 6 – карбонаты Гималайской коллизионной зоны [75].

Nf по сравнению с карбонатами ИВК, характерны для карбонатов постколлизонных тектонических зон (Гималаи, Тянь-Шань и др.) [75].

ГЕОХРОНОЛОГИЯ КАРБОНАТИТОВ ИВК

Первые Rb-Sr и U-Pb изотопно-геохронологические данные для пород ИВК были получены в 70–80-х гг. XX века [23, 58, 78, 79]. Для миаскитов ИВК были построены породные Rb-Sr изохроны с возрастом 446 ± 12 млн. лет (Ильменогорский массив) и 436 ± 31 млн. лет (Вишневогорский массив). При этом, было установлено, что минеральные Rb-Sr изохроны для миаскитов соответствуют возрасту 245 ± 8 млн. лет [23, 78], который был сопоставлен с возрастом метаморфизма пород ИВК.

U-Pb датирование цирконов (метод изотопного разбавления) показало близкие возраста миаскитов и карбонатов: 434 ± 15, 422 ± 10 млн. лет и 432 ± 12 млн. лет, соответственно [58, 79]. Так же, как и Rb-Sr система, U-Pb система цирконов фиксирует и более поздние процессы метаморфизма, которые сопровождалась потерей радиогенного Pb, с возрастом в 261 ± 14 млн. лет – для миаскитов и 261 ± 12 млн. лет – для карбонатов [58].

U-Pb датирование цирконов ИВК локальными методами (ионный микрозонд SHRIMP II и лазерная абляция La-ICP MS) выявило несколько конкордантных возрастных кластеров, иллюстрирующих различные этапы цирконообразования в ИВК. U-Pb возраст ранних генераций цирконов миаскитов и карбонатов практически одинаков:

Таблица 2. Rb-Sr изотопный состав миаскитов и карбонатов ИВК

№ пр.	Порода	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	2s, %	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2s, %
338	миаскит	79	2095	0.10837	0.8	0.70409	0.009
324	миаскит	122	1994	0.17636	0.8	0.70453	0.008
Дол-2	миаскит	181	4525	0.11580	0.8	0.70409	0.010
По-1	миаскит	157	2791	0.16246	0.8	0.70440	0.010
330	сиенит	105	383	0.78850	0.8	0.70832	0.009
Л-По-1	карбонатит	0.057	12231	0.05737	0.8	0.70374	0.010

Примечание. Изотопные отношения Sr нормализованы по ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194. 2s, % – относительная погрешность анализа на уровне 2 сигмы (г. Апатиты).

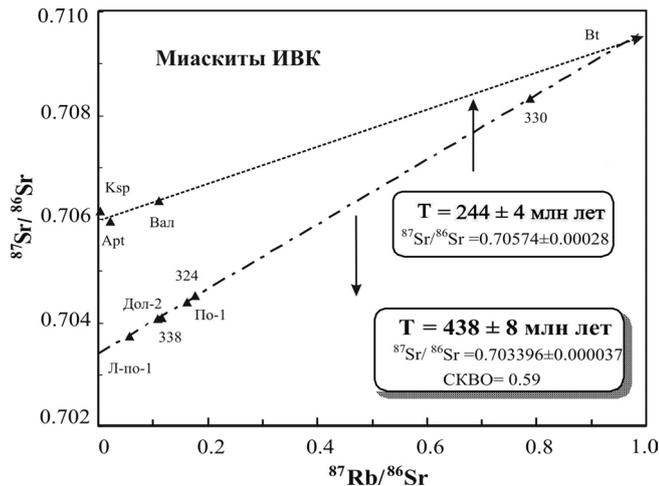


Рис. 6. Rb-Sr изохрона для миаскитов ИВК.

Дол-2 и т.д. – номера валовых проб (табл. 2). Минеральная Rb-Sr изохрона для миаскитов ИВК приведена для сравнения по данным [23].
Ksp – калиевый полевой шпат, Арт – апатит, Бт – биотит.

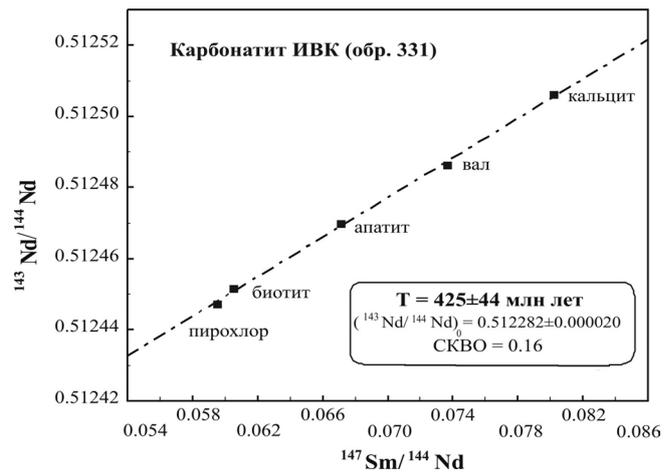


Рис. 7. Sm-Nd минеральная изохрона для карбонатитов ИВК (обр. 331, Вишневогорский массив).

Изохрона рассчитана по 5 точкам анализов минералов (табл. 3) и соответствует возрасту 425 ± 44 млн. лет и первичному изотопному отношению $\epsilon_{Nd} = +3.8 \pm 0.2$.

Таблица 3. Sm-Nd изотопный состав минералов образца (331) карбонатита Вишневогорского массива

Минерал	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2s, abs
апатит	168.9	1520	0.06714	0.512470	0.000001
пироклор	381.7	3876	0.05954	0.512447	0.000004
биотит	0.837	8.352	0.06054	0.512451	0.000005
вал	52.35	429.4	0.07368	0.512486	0.000008
кальцит	47.46	357.6	0.08022	0.512506	0.000002

Примечание. Для нормализации использовались значение $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Величина измеренного международного стандарта JNd-1 соответствовала: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512105 \pm 2$. 2s, abs – абсолютная погрешность анализа на уровне 2 сигмы (г. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, аналитик Б.В. Беляцкий)

417 ± 7 млн. лет (SHRIMP II) – из миаскитов [29]; 419 ± 20 млн. лет (SHRIMP II) [30] – из карбонатитов. Значительное количество зерен цирконов миаскитов (представляющих собой в различной степени преобразованный циркон ранних генерации со следами деформаций, эмульсионного распада, растворения и замещения) по данным SHRIMP-датирования образуют конкордантный кластер с возрастом 383 ± 14 млн. лет [29]. Для “промежуточных” цирконов карбонатитов установлены возрастной кластер 336 ± 15 млн. лет [28, 29]. Наиболее поздние генерации цирконов из миаскитов и карбонатитов, образующие каймы вокруг циркона ранних генераций и новообразованные кристаллы, показывают возраст 279 ± 10 млн. лет (SHRIMP II) и 282 млн. лет (La-ICP MS) [29, 30, 37]. U-Pb-возраст циркона из доломитовых карбонатитов Булдымского массива имеет близкий цирконам поздних генерации Вишневогорского массива возраст 268 ± 6 млн. лет и СКВО = 8.2 (La-ICP MS) [37].

Изученные нами Rb-Sr изотопные составы миаскитов ИВК (табл. 2, рис. 6) образуют изохронную зависимость с возрастом 438 ± 8 млн. лет, СКВО =

0.62 и низким первичным отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{440} = 0.70339$. Необходимо отметить, что на эту же изохрону наряду с изотопными составами миаскитов попадают и составы ранних карбонатитов ИВК, залегающих в пределах миаскитовых интрузивов, что косвенно подтверждает общий источник миаскитов и карбонатитов и возможность отделения карбонатитовых жидкостей от миаскитовых магм. Поздние карбонатиты миаскитовых интрузивов имеют близкие, но несколько повышенные первичные отношения изотопов стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{438} = 0.70352-0.70359$. Еще более высокие первичные отношения стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{438} = 0.70421-0.70470$ имеют карбонатиты, залегающие в фенитовом ореоле миаскитовых массивов и в гипербазитовых массивах (зона 125, 140, Булдымский массив), что может быть связано с процессами контаминации веществом вмещающих пород при миграции карбонатитовых расплавов-флюидов.

Sm-Nd минеральная изохрона для карбонатитов Вишневогорского массива построена нами по 5 аналитическим точкам – минеральным фракциям кальцита, биотита, апатита, пироклора и валовой пробе,

и показала возраст 425 ± 44 млн. лет, СКВО = 0.16 и первичное изотопное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{425} = 0.512282$ ($\epsilon_{\text{Nd}} = 3.75$) (табл. 3, рис. 7). Эти данные подтверждают результаты породных Rb-Sr изохронных и цирконовых U-Pb датировок ИВК и фиксируют магматический этап становления карбонатит-миаскитового интрузива. Необходимо отметить, что для карбонатитов ИВК ранее была получена минеральная Sm-Nd изохрона с более молодым (хотя и совпадающим в пределах погрешности определения) возрастом – 388 ± 50 млн. лет ($\epsilon_{\text{Nd}} = -1.4$) [21], что может быть связано с использованием проб контаминированных карбонатитов.

Общая дискордия для изученных пироксидов ИВК (TIMS U-Pb датирование) имеет возраст верхнего пересечения с конкордией 231 ± 29 млн. лет, СКВО = 4.7 (табл. 4, рис. 8). Одна из фракций пироксидов из миаскит-пегматитов Вишневогорского массива имеет конкордантный U-Pb возраст 232.07 ± 0.74 млн. лет при вероятности конкордантности 0.49. Расчет дискордии для пробы пироксидов из доломит-кальцитовых карбонатитов Булдымского массива дает возраст по верхнему пересечению с конкордией 210 ± 13 млн. лет. Необходимо отметить, что здесь представлены результаты датирования лишь поздних генераций пироксидов ИВК. Ранние генерации пироксидов, которые устанавливаются лишь в виде реликтов в ядрах новообразованных пироксидов, пока не датированы.

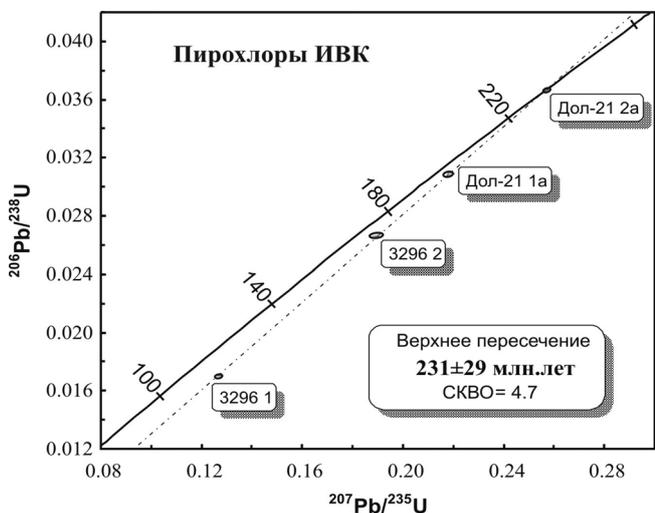


Рис. 8. U-Pb изотопная диаграмма для пироксидов из миаскит-пегматитов Вишневогорского массива (обр. Дол-21) и карбонатитов Булдымского массива (обр. 3296).

Размер эллипсов соответствует величине ошибки определения изотопных отношений на уровне 2 сигм. Дискордия рассчитана по 4 аналитическим точкам (табл. 3). Верхнее пересечение с конкордией, соответствует возрасту 231 ± 29 млн. лет, а нижнее – современному потерям радиогенного свинца.

Таблица 4. U-Pb изотопные данные для пироксидов ИВК

Место отбора и номер пробы	Вес, мг	U, г/г	Pb _c , г/г	²⁰⁶ Pb нм/г	Изотопные отношения				Возраст (млн лет)		Rho				
					²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ *Pb/ ²³⁸ U	$\pm 2\sigma$ %	²⁰⁷ *Pb/ ²³⁵ U	$\pm 2\sigma$ %	²⁰⁶ *Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ *Pb/ ²³⁵ U			
Обр. Дол-21, Вишневогорский массив	0.958	965.7	48.53	182.7	55.483	0.03088	0.14	0.21901	0.51	0.05143	0.49	196.1	201.1	260.2	0.33
	3.256	1444	47.07	277.3	87.732	0.03665	0.32	0.25696	0.38	0.05086	0.21	232.0	232.2	234.3	0.84
Обр. 3296, Булдымский массив	2.897	636.1	30.76	82.24	39.755	0.01706	0.19	0.12722	0.71	0.05409	0.66	109.0	121.6	374.9	0.37
	2.145	620.1	55.24	135.4	36.569	0.02669	0.41	0.18874	0.89	0.05128	0.76	169.8	175.6	253.6	0.52
массив	6.112	53.86	8.02	19.37	35.732	0.04330	0.53	0.43022	0.91	0.07207	0.74	273.2	363.3	987.8	0.59

Примечание: Ошибки величин приведены на уровне 2-сигм; Pb_c и Pb* указывают долю обычного и радиогенного свинца, соответственно. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb – измеренные отношения, Rho – коэффициент корреляции ошибок ²⁰⁶*Pb/²³⁸U и ²⁰⁷*Pb/²³⁵U отношений. (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, аналитик А.Ф. Лобиков).

Таким образом, в результате исследования различных изотопных систем (Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb) в породах и минералах ИВК установлены возрастные кластеры (млн. лет) – 446–420 (O₃-S); 388–383 (D₂₋₃); 335 (C₁) и 282–231 (P-T), **которые также фиксируются** изотопным датированием в других структурно-вещественных комплексах Ю. Урала [69] и находятся в соответствии с основными этапами тектонического развития Уральской складчатой области (рифтогенный и субдукционный этапы – O-D₁, ранняя и поздняя коллизии – D₂₋₃, C₁, постколлизийное растяжение – P-T) [46]. **Геохронологические данные фиксируют** магматическое внедрение щелочных пород и карбонатитов (O-S₁) и продолжительный метаморфогенный этап становления ИВК, с которым связаны процессы анатексиса, пегматитообразования, метасоматоза и переотложения карбонатитового и рудного (редкометалльного) вещества, широко проявившиеся в породах ИВК на коллизионных (D₂₋₃, C₁) и постколлизийном (P-T) этапах развития Уральской складчатой области.

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ИВК (Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Lu-Hf ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ)

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ были определены в миаскитах, карбонатитах и фенитах ИВК, в ультраосновных породах Булдымского массива, а также в кальцитах, доломитах, амфиболах, флогопитах из карбонатитов и кальцифиров ИВК [38]. Lu-Hf-изотопные данные (в комбинации с U-Pb изотопными данными) были получены для цирконов из миаскитов, миаскит-пегматитов и карбонатитов Вишневогорского миаскитового массива, а также для цирконов из доломитовых карбонатитов Булдымского ультрабазитового массива [37].

Состав изотопов Sr и Nd определен для миаскитов, фенитов и карбонатитов Вишневогорского массива и ЦШП (Потанинское месторождение), а также для карбонатитов Булдымского массива. Первичные отношения изотопов $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (то есть, их содержания во время кристаллизации пород, которые соответствуют изотопным составам родоначальных магм) рассчитаны на возраст 440 млн. лет, полученный при датировании карбонатитов и миаскитов ИВК [23, 58, 78, 79]. Измеренные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кальцитах и доломитах могут рассматриваться как первичные, так как в них низкие отношения Rb/Sr.

Состав изотопов Nd и Sr для пород ИВК приведен на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}} - \epsilon_{\text{Sr}}$ (рис. 9). Для сравнения на диаграмме иллюстрируются изотопные параметры мантийных резервуаров (DM, HIMU, FOZO, EM1, EM2, MORB и OIB) [74, 90], а также линии развития изотопных систем для карбонатитов Кольской провинции (KCL) [79] и Восточно-Африканских карбонатитов (EACL) [66]. В целях сопоставления

с ИВК изотопные параметры мантийных резервуаров также рассчитаны на возраст 440 млн. лет. Точки карбонатитов ИВК на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}} - \epsilon_{\text{Sr}}$ находятся в пределах мантийного тренда, на линии, соединяющей деплетированную (DM) и обогащенную мантию типа EM1. Аналогичная линия развития изотопных систем характерна для карбонатитовых комплексов Кольского полуострова, показывая смешение двух мантийных резервуаров FOZO и EM1 при процессах магмагенерации и отличаясь от линии Восточно-Африканских карбонатитов, в формировании которых предполагается значительное участие HIMU-компонента [64].

Первичные отношения изотопов Nd и Sr пород ИВК образуют на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}} - \epsilon_{\text{Sr}}$ дискретные поля. Карбонатиты и миаскиты Вишневогорского массива и ЦШП имеют низкие величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.70336 - 0.70380$ ($\epsilon_{\text{Sr}} = -8.8 \dots -2.6$) и максимальные значения $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$, $\epsilon_{\text{Nd}} = +2.9 \dots +4.9$, что соответствует параметрам умеренно деплетированной мантии. Карбонатиты Булдымского массива, а также карбонатиты зоны 125 и зоны 140 формируют группу с более высокими величинами $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.70421 - 0.70470$ ($\epsilon_{\text{Sr}} = +3.2 \dots +10.2$) и низкими $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ с отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.4 \dots -3.4$, соответствующими более обогащенному источнику типа EM1. При этом доломитовые карбонатиты IV Булдымского массива несколько отличаются по $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ от доломит-кальцитовых карбонатитов III, имея одинаковое с ними отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Различия изотопных параметров карбонатитов Вишневогорского и Булдымского массивов могут быть связаны как с последовательным развитием мантийных изотопных систем, так и с процессами контаминации при эволюции карбонатитовых расплавов-флюидов ИВК.

Идентичность Sr-Nd-изотопных составов карбонатитов и миаскитов Центральной щелочной полосы и Вишневогорского массива свидетельствует о единстве источника их вещества. При этом состав изотопов Sr и Nd в карбонатитах Центральной щелочной полосы показывает наиболее деплетированные значения ($\epsilon_{\text{Nd}} = 4.8$, $\epsilon_{\text{Sr}} = -8.5$), близкие составам миаскитов, что подтверждает возможность их формирования в начальные фазы становления ИВК [34] и фракционирования из миаскитовых магм [38].

Положение точек карбонатитов ИВК на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}} - \epsilon_{\text{Sr}}$ в виде обособленных групп, различающихся изотопным составом, может свидетельствовать о многоэтапности формирования карбонатитов. Карбонатиты и миаскиты Вишневогорского массива и ЦШП имеют умеренно деплетированный источник вещества, тогда как карбонатиты Булдымского массива и зон 140, 125 соответствуют более обогащенному источнику (типа EM1) [43]. Карбонатиты Булдымского массива, вероятно, имели иной источник вещества (обогащенный радиогенным Sr и нерадиогенным Nd), который может быть связан либо с про-

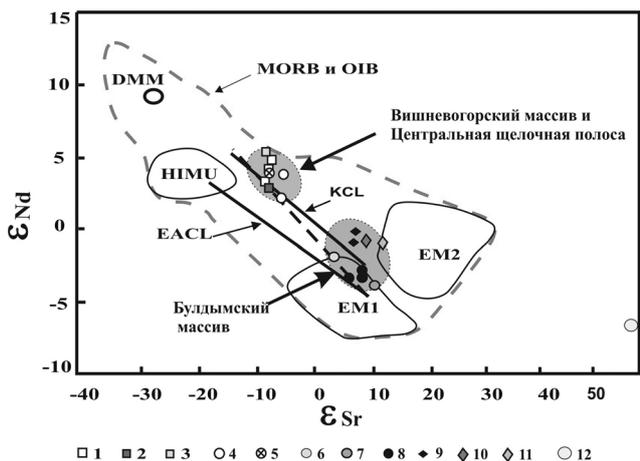


Рис. 9. Диаграмма $\epsilon_{Sr}(T)$ и $\epsilon_{Nd}(T)$ для карбонатов, миаскитов и фенитов ИВК.

1–2 – миаскиты: 1 – Вишневогорский массив, 2 – ЦЩП; 3 – фениты (зона 125); 4–5 – севиты I: 4 – Вишневогорский массив, 5 – ЦЩП; 6–7 – севиты II: 6 – зона 140, 7 – зона 125; 8–10 – породы Булдымского массива: 8 – севиты III, 9 – бифорситы IV, 10 – металивиниты; 11 – метаперидотиты; 12 – кальцифиты Ильменогорской толщи. Для сравнения на диаграмме показаны линия кольских карбонатов (KCL) [77], линия Восточно-Африканских карбонатов (EACL) [66] и мантийные резервуары DMM, HIMU, EM1, EM2, а также MORB и OIB [74, 90]. Прямая пунктирная линия – линия кольских карбонатов.

цессами плавления пород нижней коры, либо с плюмовыми процессами (смещением вещества мантийных плюмов и обогащенного компонента EM1) [74]. При этом нельзя полностью исключить изменение изотопных составов карбонатитов Булдымского массива в результате процессов контаминации при эволюции карбонатитовых расплавов-флюидов ИВК.

Первичные отношения изотопов Hf в ранних цирконах I (в тех же зернах, по которым был получен U-Pb возраст 410 млн. лет, LA-ICP MS) показывают незначительные вариации $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{411} = 0.282617\text{--}0.282678$, $\epsilon_{\text{Hf}} = 3.5\text{--}5.7$ и свидетельствуют о происхождении циркона из умеренно деплетированного источника. Цирконы миаскитов, миаскит-пегматитов и карбонатитов имеют близкие значения изотопных параметров Hf, что указывает на единый источник их вещества.

Изотопы Hf определены также в кристалле позднего циркона II (с U-Pb-возрастом 282 млн. лет) из карбонатитов Вишневогорского массива. Циркон II значительно отличается от раннего циркона I высоким значением $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{282} = 0.283055$ и $\epsilon_{\text{Hf}} = 16$, соответствующим значениям деплетированной мантии, что может указывать на появление нового (ювенильного?) источника вещества, участвующего в преобразованиях миаскитов и карбонатитов. Однако этот вопрос требует статистического обоснования и дальнейших исследований.

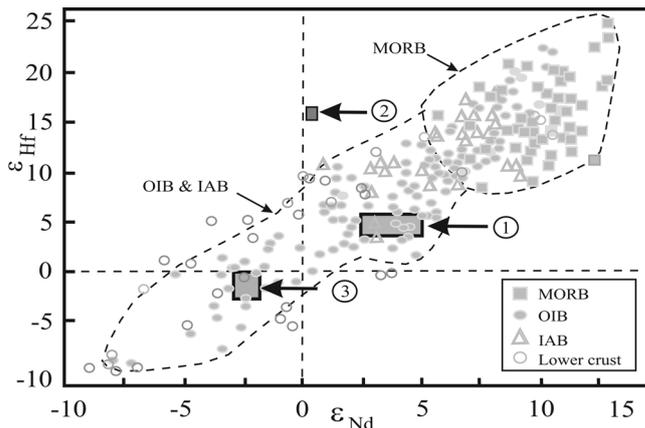


Рис. 10. Диаграмма $\epsilon_{\text{Hf}} - \epsilon_{\text{Nd}}$ для цирконов из пород ИВК.

Для сравнения на диаграмме приведены изотопные составы MORB, OIB и IAB [83, 86 и др.], а также пород нижней коры [87]. Цифрами в кружках обозначены поля составов для цирконов: 1–2 – из миаскитов, миаскит-пегматитов и карбонатитов Вишневогорского массива: 1 – U-Pb возраст циркона 410 млн. лет, 2 – U-Pb возраст циркона 282 млн. лет, 3 – из доломитовых карбонатитов Булдымского массива (U-Pb возраст циркона 268 млн. лет).

Состав изотопов Hf в цирконах доломитовых карбонатитов Булдымского массива $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{268} = 0.282525\text{--}0.282555$, $\epsilon_{\text{Hf}} = -0.2\text{--}-1.8$ близок хондритовым и значительно отличается более низкими первичными отношениями изотопов гафния и ϵ_{Hf} от цирконов Вишневогорского массива, что свидетельствует об участии в их формировании различных источников вещества.

На диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}} - \epsilon_{\text{Hf}}$ точки составов ранних генераций цирконов ИВК находятся в пределах мантийного тренда в области развития умеренно деплетированных мантийных составов и нижнекорых пород (рис. 10). Лишь единственная точка (V-354–2 – поздний циркон II-ой генерации с возрастом 282 млн. лет из карбонатитов Вишневогорского массива) находится за пределами “terrestrial array”, что, возможно, связано с метаморфогенным генезисом циркона II.

Расчет Lu-Hf модельных возрастов относительно деплетированного мантийного резервуара дает оценку возраста источника расплавов, из которых были сформированы ранние цирконы ИВК, $T_{\text{DM}} = 790\text{--}880$ млн. лет. При использовании двухстадийной модели эволюции изотопного состава гафния возраст протолита ИВК соответствует $T_{\text{DMC}} = 1040\text{--}1170$ млн. лет. Примечательно, что модельный возраст T_{DM} для поздней генерации циркона II из карбонатитов Вишневогорского массива – 270 млн. лет совпадает с U-Pb возрастом этих цирконов и соответствует постколлизийному этапу развития Урала. Такое совпадение возрастов может свидетель-

ствовать об образовании поздней генерации циркона при постколлизийных процессах.

Изотопные характеристики пород и минералов миаскит-карбонатитового комплекса – ϵ_{Sr} (–6...–10), ϵ_{Nd} (+3...+6) и ϵ_{Hf} (+4...+6) показывают, что субстратом плавления для магм ИВК был обедненный источник вещества, имевший длительное время низкое Rb/Sr и высокие Lu/Hf и Sm/Nd отношения. Такие величины первичных изотопных отношений соответствуют составам умеренно деплетированной мантии на диаграммах мантийной корреляции $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$ и $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Hf}$, характерной для океанической мантийной области [37, 38, 74]. Изотопный состав карбонатитов Булдымского массива – ϵ_{Sr} (+6...+8), ϵ_{Nd} (+1...–3) и ϵ_{Hf} (0...–2) предполагает более обогащенный источник (типа EM1), по сравнению с источником миаскит-карбонатитовых магм. Отличия в изотопном составе Sr и Nd между породами миаскит-карбонатитового комплекса и породами Булдымского ультрабазитового массива с карбонатитами могут быть обусловлены как неодинаковой степенью смешения плюмового компонента с обогащенным мантийным компонентом типа EM1, так и процессами коровой контаминации при эволюции карбонатитовых расплавов-флюидов ИВК.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изотопно-геохимических исследований установлено, что породы ИВК (как миаскиты, так и карбонатиты) обладают дивергентными изотопно-геохимическими характеристиками, сближающими их с одной стороны с рифтогенными карбонатитовыми комплексами щелочно-ультраосновной формации, с другой стороны – с коллизийными щелочными карбонатитовыми комплексами, формирующимися в зонах коллизии на заключительных стадиях развития орогенов при постколлизийном растяжении. Так, миаскиты и карбонатиты ИВК имеют значительные содержания высокозарядных (HFSE) элементов – прежде всего Nb, Zr и др., что сближает их с рифтогенными УЩК комплексами и отличается от карбонатитовых комплексов коллизийных зон, которые обычно обеднены HFSE элементами – Nb, Ta, Zr, Hf, Ti (малоподвижными в гидротермальных процессах). При этом как миаскиты, так и карбонатиты ИВК обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE) – прежде всего Sr, в меньшей степени – Ba, K, Rb, легкими РЗЭ, что является характерной особенностью щелочных и карбонатных пород постколлизийных тектонических режимов.

Изотопные параметры миаскит-карбонатитового комплекса ИВК – (низкие $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70336-0.70380$, высокие ϵ_{Nd} (+3...+6) и ϵ_{Hf} (+4...+6)) и Булдымского ультраосновного массива с карбонатитами – $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70421-0.70470$,

ϵ_{Sr} (+6...+8), ϵ_{Nd} (+1...–3) и ϵ_{Hf} (0...–2) соответствуют умеренно деплетированным и умеренно обогащенным (типа EM1) изотопным составам, и свидетельствуют о том, что субстратом плавления для магм ИВК был достаточно обедненный источник вещества. Необходимо отметить, что аналогичные изотопные составы и линии развития изотопных систем имеют рифтогенные карбонатитовые комплексы УЩК (Карело-Кольской, Маймеча-Котуйской провинции и др.), которые локализованы в докембрийских кратонах и в краевых частях платформ. Деплетированный характер источника магм предполагает, что происхождение УЩК и карбонатитов связано с глубинной мантией, возможно мантийными плюмами и/или смешением плюмового компонента с обогащенным компонентом типа EM1 [65, 67, 68, 76, 77, 80, 84, 89]. Вполне обоснованно предположить, что ИВК имеет аналогичный комплексам УЩК источник магмообразования. При этом полученные изотопные данные не исключают возможности генерации щелочных магм ИВК при процессах плавления пород нижней коры или океанической коры, а также участие в качестве субстрата плавления пород УЩК-комплексов, которые имеют идентичные изотопно-геохимические характеристики.

Дивергентность изотопно-геохимических характеристик ИВК, вероятно, обусловлена продолжительной историей его формирования, связанной с основными этапами становления Уральской складчатой области. Полученная совокупность геохронологических данных свидетельствует о том, что интрузии ИВК внедрились в породы кристаллического фундамента на рубеже ордовика и силура и подверглись в дальнейшем значительным преобразованиям. Геохронологические данные фиксируют магматическое внедрение щелочных пород и карбонатитов (O–S₁) и продолжительный метаморфогенный этап становления ИВК, с которым связаны процессы анатексиса, пегматитообразования, метасоматоза и рудообразования, широко проявившиеся в породах ИВК на коллизийных (D₂₋₃, C₁) и постколлизийном (P–T) этапах развития Уральской складчатой области.

Автор выражает глубокую признательность Л.Н. Когарко, В.Я. Левину, Н.В. Владыкину, В.Н. Сазонову, С.В. Прибавкину за консультации и предоставление материалов для исследования, а также Е.А. Белоусовой, Б.В. Беляцкому, Т.Б. Баяновой, Ю.Л. Ронкину и коллективу лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН за выполнение изотопных и геохимических исследований.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН № 12-С-5-1031 и прогаммы Президиума РАН № 12-П-5-2015.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багдасаров Ю.А. Линейно-трещинные тела карбонатитов – новая субформация ультраосновных щелочных карбонатитовых комплексов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 2. С. 412–415.
2. Багдасаров Ю.А. О главных петро- и геохимических особенностях карбонатитов линейного типа и условиях их образования // Геохимия. 1990. № 8. С. 1108–1119.
3. Багдасаров Ю.А. О полиформационности карбонатитов и объеме термина “карбонатит” // Записки ВМО, 1992. Вып. 2. С. 110–116.
4. Багдасаров Ю.А. Редкометалльный рудный потенциал магматических и гидротермально-метасоматических карбонатитов // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36, № 4. С. 326–335.
5. Баженов А.Г., Баженова Л.Ф., Красин А.С. Геологический структурный фактор распределения петрогенных и редких элементов в Ильменогорском миаскитовом массиве // Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 12–22.
6. Баженов А.Г., Басов В.М., Доминиковский Г.Г. и др. Отчет по теме: геологическое строение средней части ильменогорского комплекса. Челябинск. Территориальный фонд. 1965. 290 с.
7. Баженов А.Г., Иванов Б.Н., Баженова Л.Ф., Кутепова Л.А. Особенности химизма амфиболитов Ильменогорского комплекса // Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. Свердловск. УНЦ АН СССР, 1979. С. 90–100.
8. Бородин Л.С. Карбонатитовые месторождения редких элементов // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. III. М.: Наука, 1966. С. 215–256.
9. Бородин Л.С. Генетические типы и геохимические особенности мантийно-коровых карбонатитовых формаций // Геохимия. 1994. № 12. С. 1683–1692.
10. Варлаков А.С., Кузнецов Г.П., Кораблев Г.Г. и др. Гипербазиты Вишневогорско-Ильменогорского метаморфического комплекса (Ю. Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 195 с.
11. Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н. Вещественный состав и возраст пенчегинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский край // Петрология. 2003. Т. 11, № 2. С. 145–163.
12. Гинзбург А.И., Самойлов В.С. К проблеме карбонатитов // Записки ВМО. 1983. Вып. 2. Ч. 112. С. 164–176.
13. Глевоцкий Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. Киев: Наук. Думка, 1981. 228 с.
14. Дунаев В.А., Краснобаев А.А. Об абсолютном возрасте пород Ильменских гор // Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. С. 148–157.
15. Егоров Л.С. Проблема полиформационности карбонатитов и псевдокарбонатитов // Записки ВМО. 1990. Вып. 3. Ч. 119. С. 99–111.
16. Еськова Е., Жабин А.Г., Мухитдинов Г. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М.: Наука, 1964. 301 с.
17. Жабин А.Г. О новом типе карбонатитовых проявлений в связи со щелочным комплексом Ильменских-Вишневых гор на Урале // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128, № 5. С. 1020–1022.
18. Заварицкий А.Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. Избр. Труды. Т. 2. М.: АН СССР, 1958. 318 с.
19. Золотов К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И. и др. Минералогия и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: Министерство природных ресурсов РФ, ГУПР по Свердловской обл. 2004. 336 с.
20. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.
21. Иванов К.С., Вализер П.М., Ерохин Ю.В. и др. О генезисе карбонатитов складчатых поясов (на примере Урала) // Докл. АН. 2010. Т. 435, № 2. С. 218–222.
22. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 199 с.
23. 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.
24. Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Мафиты и ультрамафиты в Ильменогорском комплексе // Литосфера. 2007. № 2. С. 59–79.
25. Кравченко С.М., Заманский Д., Федоренко В.А. Геохимия карбонатитов массива Томтор (Полярная Сибирь) // Геохимия. 2003. № 6. С. 608–622.
26. 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.
27. Краснобаев А.А., Ленных В.И., Жданова С.И. и др. Реликты гранулитового метаморфизма в породах Ильменогорского комплекса (Ю. Урал) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 5. С. 1193–1196.
28. Краснобаев А.А., Недосекова И.Л., Бушарина С.В. Цирконология карбонатитов Вишневогорского массива (Ильменские горы, Ю. Урал) // Ежегодник-2008. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 156. 2009. С. 261–263.
29. 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.
30. Краснобаев А.А., Русин А.И., Вализер П.М., Бушарина С.В. Цирконология кальцитовых карбонатитов Вишневогорского массива (Южный Урал) // Докл. АН. 2010. Т. 431, № 3. С. 382–386.
31. Кузнецов Е.А. Тектоника Среднего Урала. М.: Наука, 1941. 143 с.
32. Левин В.Я. Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор (формации нефелиновых сиенитов Урала). М.: Наука, 1974. 222 с.
33. Левин В.Я. Геологическая история формирования Ильменогорского щелочного комплекса // Проблемы петрологии, геохимии, минералогии щелочных пород. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 9–26.
34. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.

35. Макагонов Е.П., Баженов А.Г., Вализер Н.И. и др. Глубинное строение Ильменогорского миаскитового массива. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. 180 с.
36. Недосекова И.Л. Новые данные по карбонатитам Ильмено-Вишневогорского комплекса (Ю. Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49, № 2. С. 146–164.
37. 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.
38. Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В. и др. Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия) // Гео-логия рудных месторождений. 2009. Т. 51, № 2. С. 157–181.
39. Октябрьский Р.А., Вржосек А.А., Ленников А.М. и др. Новые данные о карбонатитах и ассоциирующих породах Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск–Улан-Удэ. Ин-т географии СО РАН, 2004. С. 293–307.
40. Панков Ю.Д. Ильменогорский метаморфический комплекс // Ильменогорский комплекс метаморфических и магматических пород. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. С. 61–129.
41. Поляков В.О., Недосекова И.Л. Минералогия апогипербазитовых фенитов и карбонатитов южной части Ильменских гор // Минералы месторождений и зон техногенеза рудных районов Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 24–35.
42. Попов В.А., Попова В.И. Минералогия пегматитов Ильменских гор // Минералогический альманах. М.: Ассоциация ЭКОСТ. 2006. Т. 9. 152 с.
43. Прибавкин С.В., Недосекова И.Л. Источники вещества карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса по данным изотопии Sr и Nd в карбонатах // Докл. АН. 2006. № 3, Т. 408. С. 381–385.
44. Пронин А.А. Основные черты истории тектонического развития Урала. М.: Наука. 1965. 160 с.
45. Пучков В. Н. Палеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. 146 с.
46. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.
47. Расс И.Т., Абрамов С.С., Утенков У.В. и др. Роль флюидов в петрогенезисе карбонатитов и щелочных пород: геохимические индикаторы // Геохимия. 2006. № 7. С. 692–711.
48. Роненсон Б.М. Основные черты геологического строения северной части Вишневых гор // Геология и разведка. 1959. № 1. С. 40–51.
49. Роненсон Б.М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометального оруденения. М.: Недра, 1966. 174 с.
50. Роненсон Б.М., Левин В.Я., Баженов А.Г. Палингенно-метасоматические образования северной части Ильменогорского щелочного комплекса // Щелочные породы и гранитоиды Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1979. С. 3–30.
51. Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984.
52. Самойлов В.С., Роненсон Б.М. Геохимические особенности щелочного палингенеза // Геохимия. 1987. № 11. С. 1537–1546.
53. Самойлов В.С., Смирнова Е.А. Поведение редкоземельных элементов в процессе карбонатитообразования и некоторые аспекты генезиса карбонатитов // Геохимия. 1980. № 12. С. 1844–1858.
54. Свяхин Н.В. Доломитовые карбонатиты Вишневогорского комплекса ультраосновных и щелочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 5. С. 65–72.
55. Соколов С.В. В продолжение дискуссии: что считать карбонатитом? // Записки ВМО, 1991. Вып. 5. С. 108–111.
56. Таланцев А.С., Петрова Г.А. Условия и механизм формирования карбонатитов Ильменогорско-Вишневогорского щелочного комплекса. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 70 с.
57. Тугаринов Л.И., Бибикова Е.В., Краснобаев А.А. Геохронология Уральского докембрия // Геохимия. 1970. № 4. С. 501–505.
58. 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.
59. Чесноков Б.В. Проблема ильменогорских гнейсов // Ильменогорский комплекс метаморфических и магматических пород. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1971. С. 33–60.
60. Чесноков Б.В. Ильменогорские гнейсы в тектоническом аспекте // Проблемы петрологии, геохимии, минералогии щелочных пород. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 27–40.
61. Штейнберг Д.С., Левин В.Я. Основные проблемы геологического строения, истории формирования и состава Ильменогорского комплекса метаморфических и магматических пород // Ильменогорский комплекс метаморфических и магматических пород. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. С. 6–31.
62. Юрецкий В.Н., Петров В.И., Кузнецов Г.П. и др. Отчет Ильменогорского геологосъемочного отряда о результатах геологического доизучения м-ба 1 : 50 000 Ильменогорской площади ... за 1976–1980 годы. Челябинск. Территориальный фонд. 1982.
63. Van M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 323–333.
64. Bell K. Carbonatites: relationships to mantle plume activity // Mantle plumes: their identification through time / R. Ernst, K. Buchan (eds) Geol Soc Am Spec Paper. 2001. P. 267–290.
65. Bell K., Blenkinsop J. Neodymium and strontium isotope geochemistry of carbonatites // Carbonatites: genesis and evolution / K. Bell (ed). London: Unwin Hyman, 1989. P. 278–300.
66. Bell K., Petersen T. Nd and Sr isotope systematics of Shombole volcano, East Africa, and the links between nephelinite, phonolites and carbonatites // Geology. 1991. № 19. P. 582–585.
67. Bell K., Simonetti A. Source of parental melts to carbonatites—critical isotopic constraints // Miner. Petrol. 2010. № 8. P. 77–89.
68. Dunworth E., Bell K. The Turuy massif, Kola Peninsula, Russia: isotopic and geochemical evidence for multi-source evolution // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 377–405.
69. 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.

70. *Evensen N.M., Hamilton P.I., O Nious R.K.* Rare earth abundances in chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
71. *Fabio R.D.A., Moller P., Dulski P.* Zr/Hf in carbonatites and alkaline rocks: new date and a re-evaluation // *Revista Brasileira de Geociencias*. 2002. № 32 (3). P. 361–370.
72. *Gittins I., Harmer R.E.* What is ferrocarbonatite? // *J. Afr. Earth Sci.* 1997. V. 25 (1). P. 159–168.
73. *Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A. et al.* The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICP MS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. № 64. P. 133–147.
74. *Hofmann A.W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
75. *Hou Z., Tian S., Yuan Z. et al.* The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: Petrogenesis, mantle source and tectonic implication // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 244. P. 234–250.
76. *Kogarko L.N., Lahaye Y., Brey G.P.* Plume-related mantle source of super-large rare metal deposits from the Lovozero and Khibiny massifs on the Kola Peninsula, Eastern part of Baltic shield: Sr, Nd and Hf isotope systematics // *Miner Petrol.* 2010. V. 98. P. 197–208.
77. *Kramm U.* Mantle components of carbonatite from the Kola Alkaline Province, Russia and Finland: a Nd-Sr study // *Eur. J. Mineral.* 1993. № 5. P. 985–989.
78. *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.
79. *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.
80. *Kramm U., Kogarko L.N.* Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero apatitic centers, Kola alkaline province, Russia // *Lithos*. 1994. V. 32. P. 225–242.
81. *Le Bas M.J.* Sovite and alvikite: two chemically distinct calcic carbonatites C1 and C2 // *S. Afr. J. Geol.* 1999. V. 102, № 2. P. 109–121.
82. *Menge J.N.* Nachricht ueber einen mineralogischen Ausflug in das Uralgebirge // *Schr. Russ. Ges. Min.* 1842. Bd. 1. Abt. 2. S. 105–138.
83. *Patchett P.J., Tatumoto M.* Hafnium isotope variations in oceanic basalts // *Geophys. Res. Lett.* 1980. V. 7. P. 1077–1080.
84. *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province* / F. Wall., A.N. Zaitsev (eds). Mineral Soc Great Britain and Ireland: London. 2004. 498 p.
85. *Rose G.* Ueber die mineralogische Beschaffenheit des Ilmengebirges // *Annalen der Physik und Chemie*. Leipzig. 1839. Bd. 47. S. 373–384.
86. *Salter V.J.M., White W.M.* Hf isotope constraints on mantle evolution // *Chem. Geol.* 1998. № 145. P. 447–460.
87. *Vervoort J.D., Patchett J.P., Albarede F. et al.* Hf-Nd isotopic evolution of the lower crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 181. P. 115–129.
88. *Wooley A.R., Kempe D.R.C.* Carbonatite: nomenclature, average chemical compositions and element distributions // *Carbonatites: genesis and evolution*. London: Unwin Hyman, 1989. P. 1–14.
89. *Zaitsev A., Bell K.* Sr and Nd isotope date of apatite, calcite and dolomite as indicators of source, and the relationships of phoscorites and carbonatites from the Kovdor massif, Kola peninsula, Russia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. № 121. P. 324–335.
90. *Zindler A., Hart S.R.* Chemical geodynamics. // *Ann Rev Earth Planet. Sci.* 1986. V. 14. P. 493–571.

Рецензент В.Г. Кориневский

Age and sources of Il'meny-Vishnevogorsky Alkaline Complex (Urals, Russia): Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf isotope data

I. L. Nedosekova

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

The Il'meny-Vishnevogorsky Alkaline Complex (IVAC) is one of the largest alkaline complexes of miaskites, fenites and carbonatites with REE-Zr-Nb mineralization located within the Urals Fold Belt. The main rock types of IVAC have been studied by different isotope methods including Rb-Sr and Sm-Nd isochrons on WR and rock-forming minerals, SHRIMP U-Pb zircon and U-Pb pyrochlore dating, Lu-Hf isotope systematics and trace element patterns. The isotope dating detects followed age clusters for the IVAC rocks: 446–410, 390–360, 335–325 and 280–230 Ma. The obtained age data specify the magmatic intrusion of miaskites (O₃-S) and long-lasting space of time of IVAC metamorphic reworking at collision (D₂₋₃, C1) and post-collision (P-T) stages of the Urals Belt evolution. The isotope signatures of the IVAC main rock types: epsilon Sr = -6...-10, epsilon Nd = +3...+6, epsilon Hf = +4...+6, are similar to those for platform ultramafic-alkaline complexes (UACP) and require a depleted mantle source. IVAC miaskites and carbonatites have high Sr while carbonatites show slightly depletion in Ba, Nb, Ti, Zr, Hf relatively to UACP rocks. Close resemblance of the IVAC and UACP complexes according to isotope and geochemical characteristics are fixed, but IVAC carbonatites have also much in common with carbonatites localized in linear post-collision zones. The IVAC origin is supposed to be connected with a mantle source, but the melting of the UACP rocks or oceanic crust rocks with the same isotope signatures is not ruled out.

Key words: *Urals, Il'meny-Vishnevogorsky Complex, alkaline rocks and carbonatites, Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Lu-Hf isotope systems, sources, rare elements.*