

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЦИРКОНОВ КОНДЁРСКОГО И ФЕКЛИСТОВСКОГО КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫХ МАССИВОВ (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

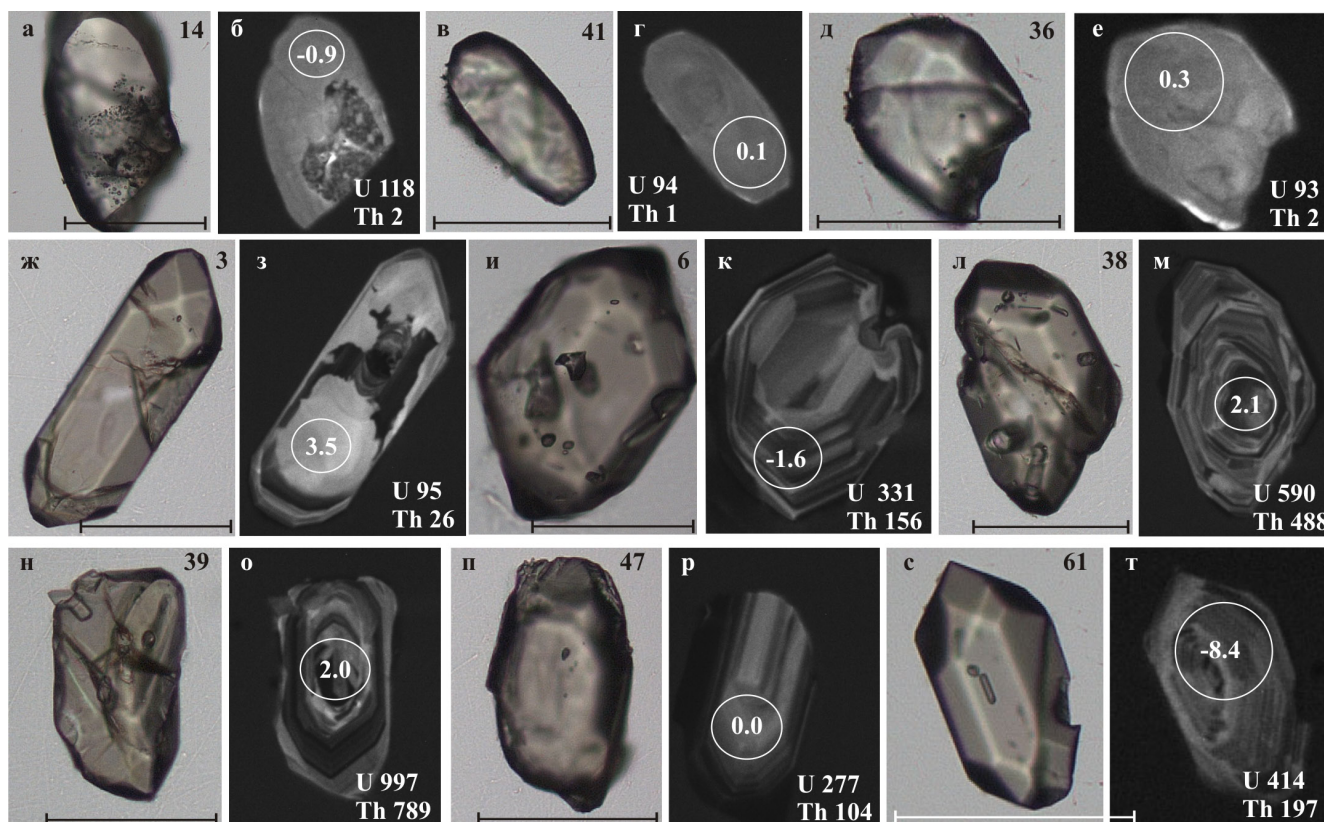
© 2017 г. И. Ю. Баданина, К. Н. Малич

Циркон обладает уникальной особенностью сохранять изотопно-геохимические метки наиболее ранних событий, относящихся ко времени образования пород и их источников. В данном контексте для более строгой оценки эволюции вещественного источника и времени его отделения от деплетированной мантии использование Hf-изотопной систематики является ключевой. В нашем сообщении представлены первые результаты начального изотопного состава гафния цирконов из ультрамафитов Кондёрского и Феклистовского платиноносных массивов, расположенных в пределах Хабаровского края. Характерный признак данных массивов – ассоциация дунитовых “ядер”, клинопироксенитовых оторочек и россыпных месторождений платины, в которых доминируют Pt-Fe минералы над другими минералами платиновой группы [Лазаренков и др., 1992; Россыпные..., 1997; Малич, 1999; и др.]. В частности, с Кондёрским клинопироксенит-дунитовым массивом на юго-востоке Алданского щита связаны промышленные россыпные месторождения платины преимущественно аллювиального происхождения. С Феклистовским массивом, обнажающимся в пределах южной части о-ва Феклистова (второго по величине в Шантарском архипелаге) в Охотском море, связаны прибрежно-морские россыпи платины. Исследование является частью более масштабной попытки выявить возраст, источники вещества и условия образования платиноносных “зональных” массивов подвижных поясов и древних платформ [Малич, 1999, 2013; Bea et al., 2001; Пушкарев и др., 2007; Burg et al., 2009; Ефимов, 2010; Краснобаев и др., 2011; Малич и др., 2011; Аникина и др., 2012; Ефимов и др., 2012; Сидоров и др., 2012; Баданина и др., 2013; Ронкин и др., 2013; Ферштатер, 2013; Краснобаев, Анфилов, 2014; Guillou-Frottier et al., 2014; Tessalina et al., 2015; и др.].

Hf-изотопные анализы выполнены в Национальном центре геохимической эволюции и металлогении континентов (GEMOC) Университета Маккуори (Macquarie University) в Сиднее, Австралия. Результаты по изотопии гафния (31 анализ) для предварительно продатированных зерен цирконов получены при помощи лазерной абляции (New

Wave LUV213) и масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (Nu-plasma MC ICP-MS) по методике, детально охарактеризованной в работе “Zircon chemistry...” [Griffin et al., 2002]. Измеренные отношения  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  и константа распада  $^{176}\text{Lu} = 1.865 \times 10^{-11} \text{ г}^{-1}$  [Sherer et al., 1996] использованы для вычисления величины начального изотопного отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ . Параметр эpsilon гафния ( $\epsilon\text{Hf}$ ), выражающий отклонение начального отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  между цирконом и хондритовым универсальным резервуаром (CHUR), умноженное на  $10^4$ , был рассчитан с помощью  $^{176}\text{Lu} = 1.865 \times 10^{-11} \text{ г}^{-1}$  и современных значений параметров CHUR [Bouvier et al., 2008], где  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336 \pm 0.0001$  и  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785 \pm 0.000011$ . Модельный Hf-возраст ( $T_{\text{DM}}$ ), определяющий минимальный возраст исходного субстрата, из которого кристаллизовался циркон, рассчитан с применением измеренного значения  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  в цирконе и показателя модели [Griffin et al., 2000], согласно которой резервуар деплетированной мантии имел линейную изотопную эволюцию от  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.279718$  в 4.55 млрд лет до  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.283250$  в настоящее время и  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ .

На основании детального изучения морфологии, внутреннего строения и геохимических характеристик установлено, что цирконы дунитов Кондёрского массива представлены [Малич и др., 2012]: I – “древними” ( $2477 \pm 18$  и  $1885 \pm 52$  млн лет) индивидами овальной и округлой формы (рис. 1а–е); II – идеально ограниченными кристаллами или агрегатами кристаллов призматического габитуса (рис. 1ж–т), характеризующимися “молодыми” кластерами возрастов ( $176.0 \pm 1.2$  и  $143.0 \pm 2.0$  млн лет). Цирконы I типа, образованные метамиктными “ядрами” и однородными периферическими оторочками, датируют время метаморфического события на рубеже архея и протерозоя (~2.5 млрд лет), свидетельствуя в пользу более древнего возраста пористых “ядер” цирконов. По времени формирования цирконы II типа позволяют соотнести их с эпохой тектономагматической активизации Алданского щита. “Молодые” датировки сопоставимы с результатами Sm-Nd



**Рис. 1.** Морфологические, вещественные и изотопно-геохимические особенности цирконов из дунитов (обр. 67-12) Кондёрского массива.

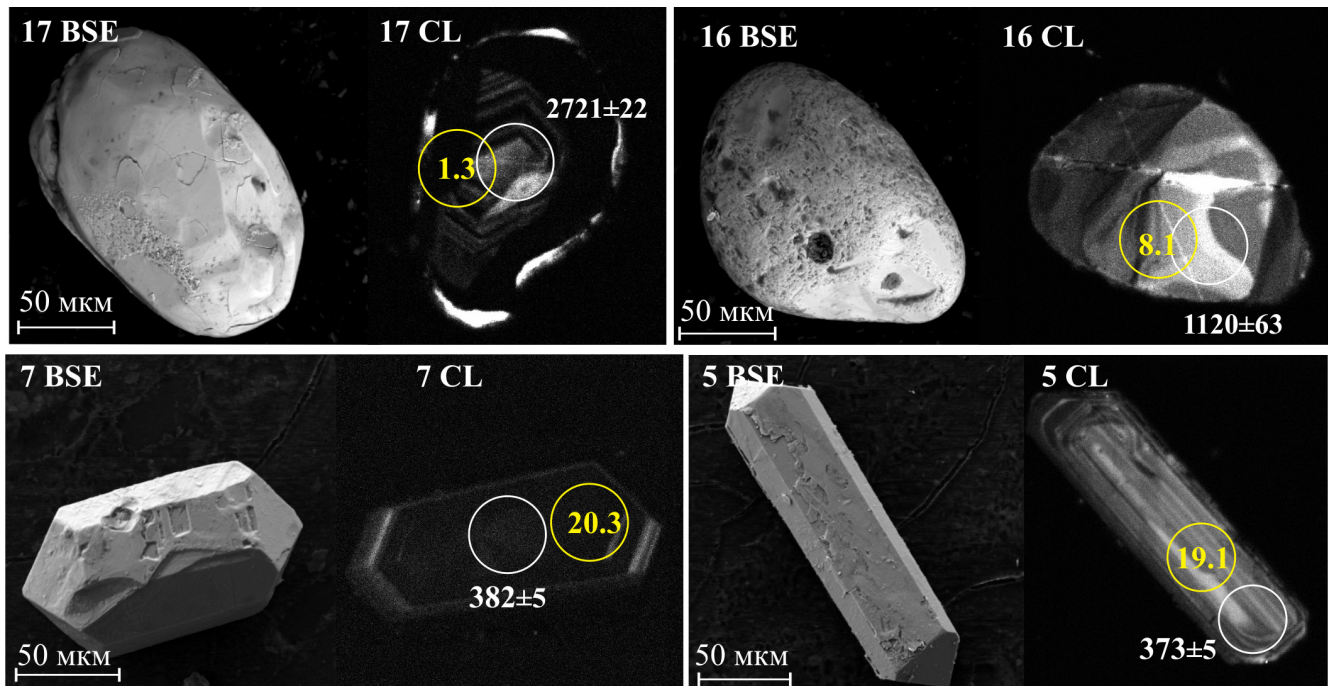
Изображения в проходящем свете (а, в, д, ж, и, л, н, п, с) и катодолуминесцентных лучах (б, г, е, з, к, м, о, т). Места проведения Hf-изотопных анализов показаны кругами; в них указаны значения  $\epsilon_{\text{Hf}}$ . Содержание Th и U приведено в г/г. Масштабная линейка соответствует 100 мкм.

изохроны для апатит-биотит-магнетитовых клинопироксенитов Кондёрского массива ( $137 \pm 26$  млн лет [Ефимов и др., 2012]).

Цирконы верлитов Феклистовского массива также характеризуются двумя морфологическими типами: I – индивидами овальной и округлой формы (рис. 2, обр. 17 BSE, 16 BSE); II – идеально ограниченными кристаллами призматического габитуса (рис. 2, обр. 7 BSE, 5 BSE). Цирконы I типа отличаются секториально-блоковым типом катодолуминесценции (рис. 2, обр. 17 CL, 16 CL), умеренными концентрациями Th (50–708 г/т), U (83–725 г/т) и величиной Th/U в пределах 0.34–1.18 [Малич и др., 2017], что сближает их с цирконами магматического генезиса [Belousova et al., 2002]. Особенности морфологии кристаллов свидетельствуют о том, что после образования они подвергались значительной резорбции. Цирконам II типа, представленным призматическими кристаллами, свойственны тонкозональный тип катодолуминесценции (рис. 2, обр. 7 CL, 5 CL) и, как правило, более высокие содержания Th (174–3992 г/т), U (308–5677 г/т) при величине Th/U от 0.41 до 0.70, что типично для магматических цирконов [Belousova et al., 2002].

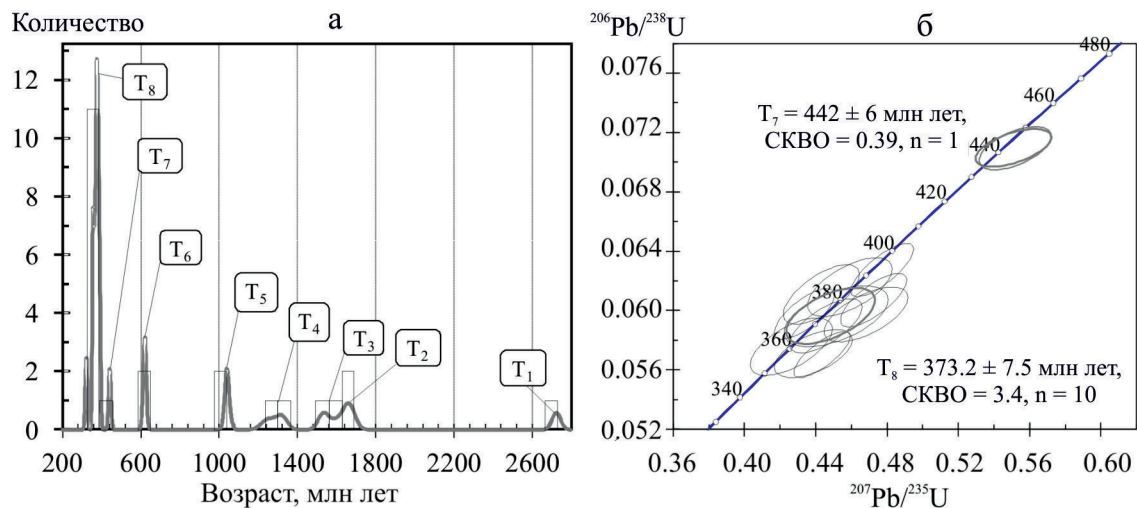
Экспериментально полученные результаты демонстрируют наличие восьми возрастных кластеров (рис. 3а). Шесть кластеров наиболее древних возрастов характерны для овальных и округлых цирконов I типа. Они охватывают широкий возрастной диапазон и представлены неoarхейским ( $T_1 = 2721 \pm 22$  млн лет,  $n = 1$ ), палеопротерозойским ( $T_2 = 1659$ – $1666$  млн лет,  $n = 2$ ), мезопротерозойскими ( $T_3 = 1530$ – $1594$  млн лет,  $n = 2$ ;  $T_4 = 1250$ – $1320$ ,  $n = 2$ ;  $T_5 = 1056$ – $1120$  млн лет,  $n = 2$ ) и неопротерозойским ( $T_6 = 623$ – $652$  млн лет,  $n = 2$ ) временными интервалами. “Молодые” седьмой и восьмой возрастные кластеры, представленные идиоморфными цирконами II типа, отличаются конкордантными значениями U-Pb возраста:  $T_7 = 442 \pm 6$  млн лет (СКВО = 0.39;  $n = 1$ , рис. 3б) и  $T_8 = 373.2 \pm 7.5$  млн лет (СКВО = 3.1;  $n = 10$ , см. рис. 3б) соответственно. Наиболее молодой позднедевонский возраст ( $373.2 \pm 7.5$  млн лет) цирконов Феклистовского массива позволил определить временной интервал образования верлитов, которые были сформированы под воздействием оливиновых клинопироксенитов периферии на дунитовое ядро массива. Геологический смысл данной датировки состоит в ограничен-





**Рис. 2.** Морфологические, возрастные и изотопно-геохимические особенности цирконов из верлитов (обр. 2-4) Феклистовского массива.

17BSE, 16BSE, 7BSE, 5BSE – изображения в обратнорассеянных электронах; 17 CL, 16 CL, 7 CL, 5 CL – в катодоллюминесцентных лучах. Места проведения U-Pb- и Hf-изотопных анализов показаны кругами; в них указаны U-Pb-изотопный возраст (млн лет) и значения  $\epsilon\text{Hf}$ .



**Рис. 3.** Гистограмма частоты встречаемости значений уран-свинцового возраста цирконов из верлитов Феклистовского массива (а); примеры конкордантных возрастов цирконов II типа (возрастные кластеры  $T_7$  и  $T_8$ ) (б) [Малич и др., 2017].

нии нижней временной границы внедрения Феклистовского клинопироксенит-дунитового массива в земную кору, что не противоречит геологическим наблюдениям.

Цирконам Кондёрского и Феклистовского массивов свойственны широкие вариации начального изотопного состава гафния ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i = 0.28113$ –

0.28297 и 0.28107–0.28312 соответственно, рис. 4а). Максимальными вариациями  $\epsilon\text{Hf}$  обладают палеозойские цирконы Феклистовского массива ( $\epsilon\text{Hf}$  – от –4.8 до 20.3,  $n = 7$ , рис. 4б). Мезозойские цирконы дунитов Кондёрского массива обладают несколько менее существенным разбросом величин  $\epsilon\text{Hf}$  (от –8.4 до 10.5,  $n = 13$ , см. рис. 4б). Подобные вариации

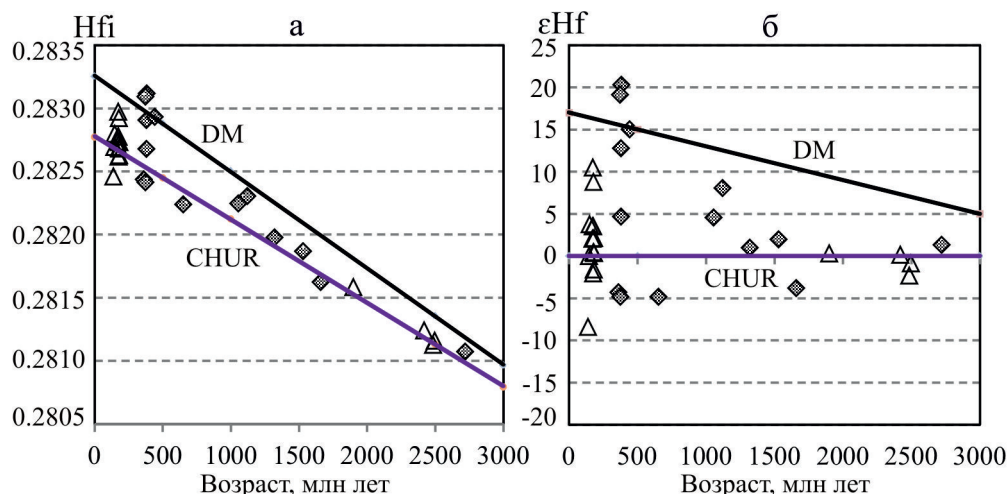


Рис. 4. Бинарные зависимости начального значения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  от возраста (а) и  $\epsilon\text{Hf}$  – от возраста (б).

Цирконы Кондёрского массива обозначены полыми треугольниками, Феклистовского – ромбами серого цвета. Для сравнения приведены линии изотопной эволюции деплетированной мантии (DM) и хондритового универсального резервуара (CHUR).

ции  $\epsilon\text{Hf}$  свидетельствуют о взаимодействии “ювенильного” мантийного источника ( $\epsilon\text{Hf} \approx 15$ ) с производными других источников, эквивалентных субконтинентальной литосферной мантии [Griffin et al., 2000] и (или) континентальной коре, по изотопному составу гафния характеризующихся сходными параметрами. Протерозойские и раннеархейские цирконы Феклистовского массива отличаются более умеренными вариациями  $\epsilon\text{Hf}$  (от  $-4.8$  до  $8.1$ ,  $n = 7$ , см. рис. 4б). Позднепротерозойская популяция цирконов Кондёрского массива располагается близко к эволюционной линии CHUR ( $\epsilon\text{Hf}$  изменяется от  $-2.3$  до  $0.3$ ,  $n = 4$ , см. рис. 4б). Особенности изотопного состава гафния для большинства докембрийских цирконов не противоречат выводу об их вероятном захвате из пород континентальной коры. Возможность реализации данного сценария была предложена Ф. Беа с соавторами [Bea et al., 2001] на основании значительных вариаций U-Pb возраста цирконов (от 2800 до 410 млн лет) из дунитов платиноносного Кытлымского массива. Некоторые исследователи предполагают, что попадание древних цирконов в мантию может быть связано с рециклингом океанической коры и ее осадочного чехла в зонах субдукции [Yamamoto et al., 2013; и др.]. Согласно другим точкам зрения [Кнауф, 2009; Малич и др., 2009, 2012; Краснобаев и др., 2011; Краснобаев, Анфилогов, 2014], наиболее древние датировки цирконов отвечают минимальному возрасту исходного мантийного субстрата или близки к времени генерации дунита в континентальной мантии.

Впервые охарактеризованы особенности Hf-изотопного состава цирконов Кондёрского и Феклистовского массивов, с которыми связаны промышленные россыпные месторождения платины. Широкие вариации  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ( $0.28107$ – $0.28312$ ) и

$\epsilon\text{Hf}$  (от  $-8.4 \pm 0.8$  до  $20.3 \pm 0.6$ ) в мезозойских цирконах свидетельствуют о взаимодействии “ювенильного” мантийного источника ( $\epsilon\text{Hf} \approx 15$ ) с производными других источников, эквивалентных субконтинентальной литосферной мантии и (или) континентальной коре. Особенности изотопного состава гафния для докембрийских цирконов Кондёрского массива ( $\epsilon\text{Hf}$  – от  $-2.3$  до  $0.3$ , см. рис. 3б) и большинства докембрийских цирконов Феклистовского массива ( $\epsilon\text{Hf}$  – от  $-3.8$  до  $2.0$ , см. рис. 3б) подтверждают их ксеногенную природу и вероятное заимствование из пород фундамента Сибирской платформы.

Авторы признательны Е.А. Белоусовой, В.Л. Гриффину (W.L. Griffin) и Н.Дж. Пирсону (N.J. Pearson) за помощь при проведении аналитических исследований. Ценные замечания Г.Б. Ферштатера способствовали улучшению рукописи.

Работа выполнена при поддержке ФАНО (НИР № 0393-2016-0017) и РФФИ (грант 16-05-00967-а).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Капитонов И.Н., Лохов К.И. Изотопно-геохимические характеристики циркона из дунитов, клинопироксенитов и габбро Платиноносного пояса Урала // Докл. АН. 2012. Т. 443, № 6. С. 711–715.
- Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Малич К.Н. Изотопный состав гафния цирконов дунитов Нижне-Тагильского и Гулинского массивов (Россия) // Докл. АН. 2013. Т. 448, № 1. С. 59–63.
- Ефимов А.А. Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала // Литосфера. 2010. № 5. С. 34–53.
- Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Малич К.Н., Лепихина Г.А.

- Sm-Nd и Rb-Sr (ID-TIMS)-датирование апатит-флогопитовых клинопироксенитов в дунитовом “ядре” Кондёрского массива на Алданском щите: новые данные // Докл. АН. 2012. Т. 445, № 5. С. 564–569.
- Кнауф О.В. U-Pb возраст цирконов из дунит-клинопироксенитовых ядер Кытлымского (Средний Урал) и Гальмоэнанского (Южная Корьякия) зональных массивов уральского типа // Вестн. СПб. ун-та. Сер. 7. 2009. Вып. 4. С. 64–71.
- Краснобаев А.А., Анфилогов В.Н. Цирконы и проблема происхождения дунитов // Докл. АН. 2014. Т. 456, № 3. С. 310–313.
- Краснобаев А.А., Аникина Е.В., Русин А.И. Цирконология дунитов Нижнетагильского массива (Средний Урал) // Докл. АН. 2011. Т. 436, № 6. С. 809–813.
- Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платинометальная минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов. СПб.: Недра, 1992. 217 с.
- Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
- Малич К.Н. Os-Ru-Ir сплавы и Ru-Os сульфиды ультраосновных массивов и россыпных месторождений: состав, источники вещества, условия образования // Сб. публикаций по результатам V и VI ежегодных научных чтений им. Г.П. Кудрявцевой / под ред. В.К. Гаранина. М.: Ин-т прикладной минералогии, 2013. С. 94–105.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. Контрастные минеральные ассоциации платиноидов хромититов Нижне-Тагильского и Гулинского массивов (Россия): состав, источники вещества, возраст // Докл. РАН. 2011. Т. 441, № 1. С. 83–87.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. О возрасте дунитов Кондёрского массива (Алданская провинция, Россия): первые U-Pb изотопные данные // Докл. АН. 2012. Т. 446, № 3. С. 308–312.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. Архейский U-Pb-изотопный возраст циркона дунитов Нижне-Тагильского массива (Платиноносный пояс Урала) // Докл. АН. 2009. Т. 427, № 1. С. 101–105.
- Малич К.Н., Баданина И.Ю., Пучков В.Н., Белоусова Е.А., Степашко А.А. Результаты U-Pb датирования цирконов верлитов платиноносного Феклистовского массива (Шантарский архипелаг, Россия) // Докл. АН. 2017. Т. 475, № 3. С. 295–298.
- Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28–65.
- Ронкин Ю.Л., Ефимов А.А., Лепихина Г.А., Родионов Н.В., Маслов А.В. U-Pb датирование системы “бадделейт-циркон” платиноносного дунита Кондёрского массива (Алданский щит): новые данные // Докл. АН. 2013. Т. 450, № 5. С. 579–585.
- Россыпные месторождения России и других стран СНГ (Минерагения, промышленные типы, стратегия развития минерально-сырьевой базы) / под ред. Н.П. Лаврова, Н.Г. Патык-Кара. М.: Научный мир, 1997. 479 с.
- Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д. Гальмоэнанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М.: Научный мир, 2012. 288 с.
- Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 367 с.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Whitehouse M., Levin V.Ya., Scarrow J.H., Austrheim H., Pushkaiev E.V. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunitic zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2001. V. 13, no. 6. P. 407–412.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 143. P. 602–622.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth and Planetary Sci. Lett. 2008. V. 273. P. 48–57.
- Burg J.-P., Bodinier J.-L., Gerya T., Bedini R.-M., Boudier F., Dautria J.-M., Prikhodko V., Efimov A., Pupier E., Balanec J.-L. Translithospheric mantle diapirism: geological evidence and numerical modelling of the Kondyor zoned ultramafic complex (Russian Far-East) // J. Petrology. 2009. V. 50, no. 2. P. 289–321.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Jackson S.E., van Achtenbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. 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.
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes // Lithos. 2002. V. 61. P. 237–269.
- Guillou-Frottier L., Burov E., Auge T., Gloaguen E. Reological conditions for emplacement of Ural-Alaskan-type ultramafic complexes // Tectonophysics. 2014. V. 631. P. 130–145.
- Sherer E., Munker C., Mezger K. Calibration of the lutetium-hafnium clock // Sci. 1996. V. 293. P. 683–687.
- Tessalina S.G., Malitch K.N., Augé T., Puchkov V.N., Belousova E., McInnes B.I.A. Origin of the Nizhny Tagil clinopyroxenite-dunite massif (Uralian Platinum Belt, Russia): insights from PGE and Os isotope systematics // J. Petrology. 2015. V. 56, no. 12. P. 2297–2318.
- Yamamoto S., Komiya T., Yamamoto H., Kaneko Y., Terabayashi M., Katayama I., Izuka T., Maruyama S., Yang J., Kon Y., Hirata T. Recycled crustal zircons from podiform chromitites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet // Island Arc. 2013. V. 22. P. 89–103.