

Nd–Sr–Os СИСТЕМАТИКА ЭКЛОГИТОВ В ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ КРАТОНА КАССАИ (Ангола)

**Л.П. Никитина^{1,2}, Е.С. Богомолов^{1,3}, Р.Ш. Крымский³, Б.В. Беляцкий³,
Н.М. Королев¹, В.Н. Зинченко⁴**

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

² Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия

³ Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74, Россия

⁴ Catoca Geological-Mining Community, Angola

Изучен изотопный состав Sm–Nd, Rb–Sr и Re–Os систем в мантийных ксенолитах из алмазоносных кимберлитов Катокского кластера кратона Кассаи, представленных эклогитами и перидотитами. Для эклогитов первичный изотопный состав стронция варьирует в интервале $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.7056 до 0.7071, изотопный состав неодима (ϵ_{Nd}) от 1.8 до 2.6. Значения отношений $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ изменяются от 135 до 80 и от 1.311 до 1.9709 соответственно, что свидетельствует о значительной доле радиогенного ^{187}Os : $\gamma_{\text{Os}} = 129\text{—}147$. Эти изотопные метки превышают величины, предполагаемые для модельных резервуаров — примитивной верхней мантии (PUM) и силикатной Земли в целом (BSE), а также известные для хондритов. Изотопный состав изученных систем свидетельствует об образовании эклогитов из обогащенного рением источника — субдуцированной океанической коры, преобразованной в результате метасоматоза и/или плавления в условиях верхней мантии.

Верхняя мантия, эклогиты, Nd–Sr–Os систематика, модельный изотопный возраст, генезис.

Nd–Sr–Os SYSTEMS OF ECLOGITES IN THE LITHOSPHERIC MANTLE OF THE KASAI CRATON (Angola)

L.P. Nikitina, E.S. Bogomolov, R.Sh. Krymsky, B.V. Belyatsky, N.M. Korolev, and V.N. Zinchenko

We studied the Sm–Nd, Rb–Sr, and Re–Os isotope compositions of mantle xenoliths (eclogites and peridotites) from diamondiferous kimberlites of the Catoca cluster of the Kasai Craton. In the eclogites, the primary strontium isotope composition $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varies from 0.7056 to 0.7071, and the neodymium isotope composition ϵ_{Nd} , from 1.8 to 2.6. The $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ and $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios range from 135 to 80 and from 1.3110 to 1.9709, respectively, which indicates a significant portion of radiogenic ^{187}Os : $\gamma_{\text{Os}} = 129\text{—}147$. These isotope values exceed the values assumed for model reservoirs (primitive upper mantle (PUM) and bulk silicate Earth (BSE)) and those of chondrites. The isotope composition of the studied systems indicates the formation of eclogites from a rhenium-enriched source, namely, the subducted oceanic crust transformed as a result of metasomatism and/or melting under upper-mantle conditions.

Upper mantle, eclogites, Nd–Sr–Os systems, model isotopic age, genesis

ВВЕДЕНИЕ

Sm–Nd и Rb–Sr изотопный состав эклогитов субконтинентальной литосферной мантии изучен достаточно хорошо для таких кратонов, как Каапваальский [Shervais et al., 1988; Neal et al., 1990; Shirey et al., 2001; Viljoen et al., 2005], Сибирский [Jacob et al., 1994; Pearson et al., 1994, 1995; Snyder et al., 1997], Западно-Африканский [Hills, Haggerty, 1989], Танзанийский [Jacob, 2004], Слейв [Walker et al., 1988; Heaman et al., 2006; Aulbach, 2007, 2009]. В некоторых случаях на основании изотопного состава граната и клинопироксена был рассчитан возраст эклогитов по двухточечным изохронам. Однако гранат и клинопироксен не всегда в эклогитах находятся в изотопном равновесии и при таких построениях и расчетах можно получить не только геологически незначимые величины возраста, но и отрицательные значения [Viljoen et al., 2005].

Nd–Sr изотопная систематика эклогитов используется и при решении вопроса их происхождения в мантии. В результате комплексного изучения мантийных эклогитов и проведения экспериментов по плавлению близких по составу природных и синтетических систем в широком диапазоне P – T условий

[Литвин, 1991; Gasparik, Litvin, 1997; Walter, 1998; Milholland, Presnall, 1998; Rapp et al., 1999; Бутвина и др., 2001; Litasov, Ohtani, 2010; Litasov et al., 2010; Литасов, 2011; Литасов и др., 2011; Mallik, Dasgupta, 2012; Бутвина, 2013] были сформулированы две основные гипотезы образования этих пород в мантии: магматическая и субдукционная. Магматическая гипотеза предполагает, что эклогиты образуются в результате фракционной кристаллизации мантийных расплавов на глубинах, соответствующих давлению не менее 35 кбар [Литвин, 1991]. Разнообразие в составе эклогитов обусловлено различными источниками магм, степенью плавления перидотитовой мантии на разных глубинах и особенностями протекания реакций между расплавом и окружающей перидотитовой мантией. Субдукционная гипотеза рассматривает эклогиты как продукт высокотемпературного и высокобарического преобразования пород океанической коры в зоне субдукции [MacGregor, Manton, 1986; Neal et al., 1990; Snyder et al., 1993, 1997; Pearson et al., 1994, 2003; Jacob, Foley, 1999; Richardson et al., 2001; Barth et al., 2002; Menzies et al., 2003; Jacob et al., 2003; Jacob, 2004; Heaman et al., 2006; Dale et al., 2007; Aulbach et al., 2007, 2009; Pearson, Witting, 2014]. Разнообразие эклогитов в этом случае обусловлено различием состава протолитов и разными стадиями их преобразования в результате субдукционного процесса. Субдукционная модель образования эклогитов в мантии подтверждается близостью изотопного состава кислорода в эклогитах и современных офиолитах [Jacob et al., 1994; Jacob, Foley, 1999], изотопным составом Sm-Nd, Rb-Sr, Lu-Hf, Re-Os систем в эклогитах [Snyder et al., 1993, 1997; Jacob, Foley, 1999; Barth et al., 2002; Jacob et al., 2003; Pearson et al., 2003, 2004; Pearson, Witting, 2014], а также различием изотопного состава кислорода в мантийных эклогитах и перидотитах и разницей в изотопном составе углерода алмазов эклогитового и перидотитового парагенезиса [Gregoire, 1991; Viljoen et al., 1996, 2005; Pearson et al., 2003].

При выборе модели происхождения конкретного мантийного ксенолита эклогитового состава в качестве наиболее надежного критерия часто используют изотопный состав кислорода. Значение $\delta^{18}\text{O}$ для верхней мантии составляет $5.5 \pm 0.4 \text{ ‰}$ [Mattey et al., 1994; Valley et al., 1998; Valley, 2003], и, соответственно, эклогиты, образовавшиеся из мантийных расплавов, должны иметь значения $\delta^{18}\text{O}$ в диапазоне от 5 до 6 ‰. Значения $\delta^{18}\text{O}$ для эклогитов субдукционного происхождения отличаются: они могут быть и менее 5.0 ‰, и более 6.0 ‰. Показателем коровой или мантийной природы эклогитов, наряду с величиной $\delta^{18}\text{O}$, служат значения начального (первичного) изотопного состава стронция и неодима: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и ϵ_{Nd} . Для неизмененных «магматических» эклогитов отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ используется как индикатор тех или иных модельных мантийных резервуаров: деплетированной мантии (DM) — 0.7015—0.7025, примитивной мантии (PM) — 0.7045—0.7051, обогащенной мантии (EM) — 0.7040—0.7055 [Hofmann, 1997; Tackley, 2000]. В «субдукционных» эклогитах отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ может отличаться существенно. В современной океанической коре между величинами $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ наблюдается прямая корреляция: начиная с глубин порядка 2.0—2.5 км по направлению к поверхности, с возрастанием $\delta^{18}\text{O}$ увеличивается $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.703 до 0.710 [McCulloch, Compston, 1981]. Взаимодействие морской воды с океаническими базальтами приводит к существенному росту величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих базальтах. Вариации изотопного состава неодима, выраженные в единицах эpsilon (ϵ_{Nd} — отклонение величины изотопного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в образце от соответствующей величины в хондрите $n \times 10^4$), в мантийных резервуарах PM, DM и EM I находятся в пределах от -1 до +1, от +12 до +19 и менее -6 соответственно [Hofmann, 1997; Tackley, 2000]. Используя величины ϵ_{Nd} совместно с начальным изотопным составом стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, можно более определенно описать генезис эклогитов в мантии.

Анализ Re-Os изотопной системы позволяет не только определить возраст экстракции расплавов из мантийных пород, но и геохимически охарактеризовать эти расплавы. Os в процессе плавления ведет себя как совместимый элемент и преимущественно сохраняется в мантии, тогда как Re является умеренно несовместимым и переходит в расплав [Hart, Ravizza, 1996; Burton et al., 1999; Shirey, Walker, 1998]. Поэтому со временем в мантийных реститах формируется низкое $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ отношение и нерадиоогенный изотопный состав Os, величина которого существенно ниже, чем для хондритов [McDonough, Sun, 1995; Walker et al., 2002; Palme, O'Neill, 2003] и для примитивной верхней мантии (PUM), [Meisel et al., 2001]. Фракционирование Re от Os при генерации расплава [Allegre, Luck, 1980; Hart, Ravizza, 1996; Shirey et al., 2001] приводит к низкому содержанию осмия и высокому Re/Os отношению в базальтах срединно-океанических хребтов и океанических островов [Roy-Barman, Allegre, 1994, 1995], в их субдукционно связанных эквивалентах и в целом в континентальной коре [Richardson et al., 2001]. Так, океанические базальты и габбро обогащены Re в 3–4 раза относительно мантийного перидотита и деплетированы Os, и потому Re-Os система является эффективным индикатором для определения источника эклогитового материала в мантии [Hauri, Hart, 1997; Schiano et al., 1997; Yaxley, Green, 1998; Dale et al., 2007]. Кроме того, Re-Os система относительно устойчива к наложенным метасоматическим процессам, в отличие от Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb изотопных систем [Walker et al., 1989; Reisberg et al., 1991; Roy-Barman et al., 1996; Burton et al., 1999; Carlson et al., 1999], что предоставляет дополнительную возможность идентификации различных мантийных и коровых резервуаров. Так, современная примитивная мантия характеризуется изотопным отношением $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, сопоставимым с таковым для хондри-

товых метеоритов, а мантийные источники современных базальтов океанических островов (ОИВ), ассоциируемые с горячими точками или плюмами, имеют значительные вариации $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$: от ~ 0.13 до 0.16 [Hauri, Hart, 1993]. Суперхондритовый состав Os наиболее часто приписывается мантийным источникам, состоящим из мафической рециклированной океанической коры и глубоководных осадков [Marcantonio et al., 1995; Roy-Barman, Allegre, 1995; Lassiter, Hauri, 1998; Dale et al., 2007].

При интерпретации значений возраста, рассчитанных с помощью Re-Os изотопной системы, рекомендуется учитывать возможное воздействие на эту систему таких процессов, как серпентинизация, взаимодействие порода—расплав (включая сульфидный метасоматоз), и гетерогенность изотопного состава Os конвектирующей верхней мантии [Rudnik, Walker, 2009]. Внедрение кимберлитов в мантию может существенно изменить концентрацию Re в мантийных породах, что отражается и на получаемых, часто искаженных, модельных датировках относительно резервуара хондритового состава или верхней примитивной мантии ($T_{\text{МА}}$). Однако модельный возраст рениевой деплетации (T_{RD}) при этом слабо модифицируется. Считается, что основным концентратором осмия в мантийных ксенолитах являются сульфиды, среди которых выделяются, по крайней мере, две генерации. Первичные сульфиды присутствуют в виде включений в силикатах и алмазах [Richardson et al., 2001; Aulbach et al., 2009]. Они бронированы минералом-хозяином от воздействия метасоматических процессов и имеют иногда более древний возраст по сравнению с валовой пробой. Вторичные (интерстиционные) сульфиды, напротив, более подвержены воздействию наложенных процессов [Burton et al., 1999]. В мантийных ксенолитах часто наблюдается распад сульфидов, который может приводить к потере Os и возрастанию Re/Os отношения, а также к переуравновешиванию изотопной системы. Тем не менее сульфидный метасоматоз, как правило, оказывает ограниченное влияние на Re-Os изотопный состав валовых проб пород [Rudnik, Walker, 2009], и применение Re-Os геохронометра к хорошо охарактеризованным образцам мантийных пород позволяет сделать важные выводы о возрасте формирования литосферы.

В настоящей работе мы изучили Sm-Nd, Rb-Sr и Re-Os изотопные системы мантийных ксенолитов (эклогиты и перидотиты) из кимберлитов Катокского кластера для уточнения возраста процессов, происходивших в мантии кратона Кассаи, и проверки гипотезы субдукционного происхождения эклогитов, сформулированной ранее на основе минералогии и геохимии редких элементов [Королев, 2015].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Ксенолиты мантийных эклогитов обнаружены в кимберлитах, образующих Катокский кластер трубок в северо-восточной части Анголы, на территории алмазоносной провинции Луанда. Этот регион представляет собой пересечение системы глубинных разломов, называемой «коридором Лукапа» (протяженностью с юго-запада на северо-восток более 1200 км, шириной 50—90 км), со структурами древнего архейского кратона Кассаи [Pervov et al., 2011], являющегося частью кратона Конго-Кассаи (рис. 1). Породы, вмещающие кимберлитовые трубки, представлены архейскими кристаллическими сланцами и гнейсами с возрастом гранитоидного протолита 3.33 и 3.49 млрд лет и возрастом метаморфизма около 2.8 млрд лет [Delhal, Ledent, 1972; Cahen et al., 1984; Waele et al., 2008]. Результаты U-Pb датирования циркона из аналогичных пород в центральной части кратона хорошо согласуются с оценкой возраста, полученной с помощью изохронного Rb-Sr метода: около 3.6 млрд лет для протолита при возрасте метаморфизма 2.9—2.5 млрд лет [Batumike et al., 2009]. Литос-

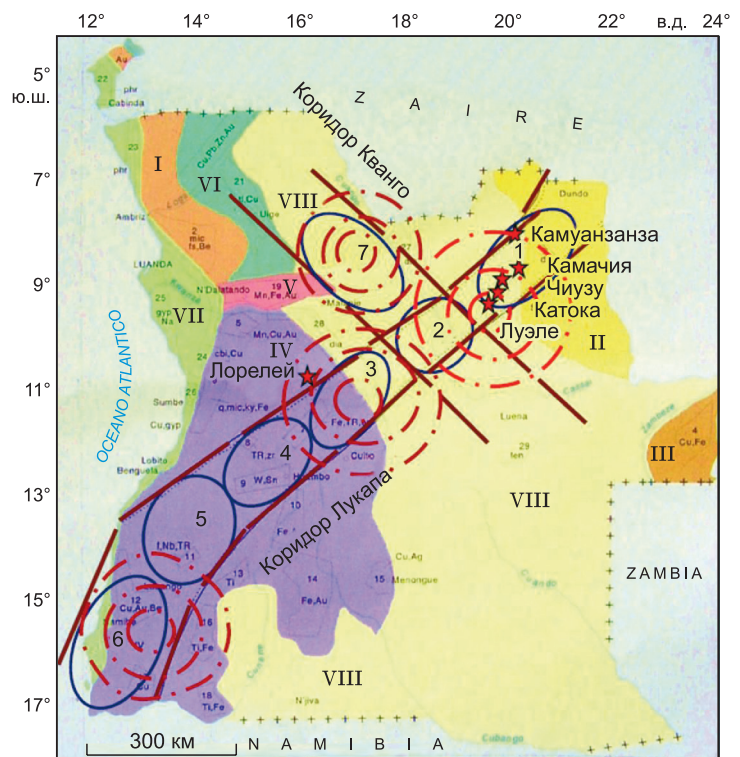


Рис. 1. Положение Катокского кластера кимберлитовых трубок в пределах коридора Лукапа (отмечен штриховыми линиями) на территории кратона Кассаи [Вунда, 2010].

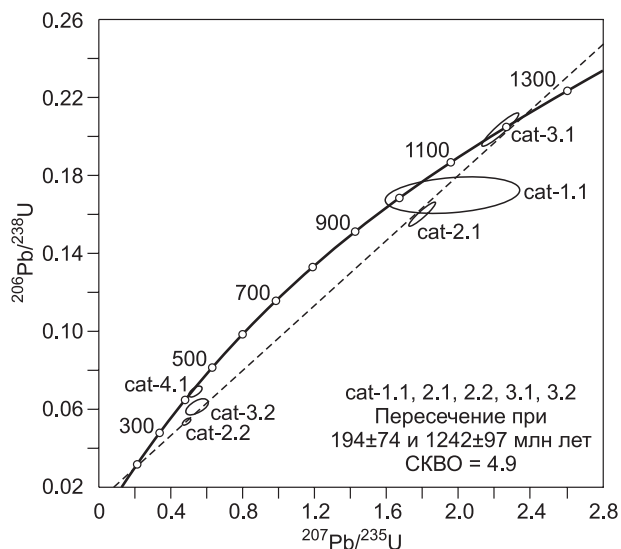


Рис. 2. Диаграмма с конкордией U-Pb SHRIMP II датирования цирконов из ксенолитов низкомагнезиального обр. cat-11 (точки cat-2.1, cat-2.2, cat-3.1, cat-3.2) и высокомагнезиального обр. cat-2 (cat-4.1) эклогитов и гранатового перидотита (cat-1.1) в кимберлитах Катокского кластера.

Эллипсы ошибок и погрешности расчета возраста соответствуют 2σ , включая погрешность константы распада.

ферная мантия кратона Кассаи отличается большой мощностью [Ashchepkov et al., 2012]. По данным высокоразрешающей глобальной сейсмической томографии, она может превышать 300 км [O'Reilly et al., 2009; Begg et al., 2009].

Возраст кимберлитовых тел северо-востока Анголы по стратиграфическим отношениям с вмещающими породами был определен как постюрский [Доусон, 1983]. Согласно недавно полученным U-Pb SHRIMP II цирконовым датировкам, возраст кимберлитов тр. Катока составляет 117.9 ± 0.7 млн лет [Robles-Cruz et al., 2012]. Внедрение кимберлитовых тел маркируется также присутствием материала диатрем в наиболее древних осадках формации Калонда альб-сеноманского века. Это позволяет ограничить внедрение кимберлитовых трубок Катокского кластера интервалом времени от 112 до 120 млн лет назад.

Среди мантийных ксенолитов из кимберлитовой тр. Катока встречаются гранатовые лерцолиты, дуниты, но преобладают эклогиты, отнесенные к трем типам [Королев и др., 2013; Nikitina et al., 2014]: высокоглиноземистые (high- Al_2O_3), низкомагнезиальные (low-MgO) и высокомагнезиальные (high-MgO). Эти типы последовательно сменяют друг друга в вертикальном разрезе мантии: на глубине 100–140 км присутствуют преимущественно высокоглиноземистые (35–42 кбар, 900–1020 °C), на глубинах 120–170 км — низкомагнезиальные (37–50 кбар, 940–1180 °C), а от 170 до 210 км — высокомагнезиальные (54–60 кбар, 1240–1360 °C). Равновесные ассоциации минералов в последних двух типах относятся к алмазной фации глубинности. Мультистадийная эволюция эклогитов при изменении термальных режимов мантии региона отражается в изменении состава породообразующих минералов и аксессуарных — рутиле и цирконе [Королев и др., 2013; Nikitina et al., 2014; Королев, 2015]. Для зональных цирконов из низкомагнезиальных эклогитов и гранатового перидотита локальным U-Pb SHRIMP II методом получены дискордантное (1242 ± 97 млн лет) и конкордантное (1191 ± 19 млн лет) значения возраста (рис. 2), свидетельствующие об образовании эклогитов в мантии кратона Кассаи ранее 1.2 млрд лет [Никитина и др., 2012; Nikitina et al., 2014]. Доля возможных диффузионных потерь радиогенного свинца цирконами не могла быть значительной, так как температура равновесия минеральных ассоциаций низкомагнезиальных эклогитов и гранатового перидотита находится в пределах 920–1090 °C и, соответственно, не превышала температуру закрытия уран-свинцовой системы в цирконах [Cherniak, Watson, 2000; Костицын и др., 2015].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изотопный анализ Sm, Nd, Rb, Sr в валовых пробах и минералах ксенолитов производился на мультиколлекторном масс-спектрометре Triton в статическом режиме регистрации ионных токов. Коррекция изотопного фракционирования Nd осуществлялась нормализацией измеренных отношений по величине природного отношения $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.7219). Погрешность определения содержаний Sm и Nd составила 0.5 %. Уровень холостого опыта составил 10 пг для Sm и 20 пг для Nd. Результаты многократного анализа международного стандартного образца BCR-1 следующие: содержание Sm и Nd 6.45 и 28.4 мкг/г соответственно, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1383 \pm 3$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512654 \pm 8$ (среднее по 10 анализам). Коррекция фракционирования изотопов Sr в процессе измерения производилась нормализацией измеренных отношений по величине природного отношения $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (принятая природная величина — 8.37521). Погрешность определения содержания Rb и Sr оценивается в 0.5 % (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 30 пг для Rb и Sr. Анализ международного стандартного образца BCR-1 в среднем по восьми анализам показал следующее: Rb = 45.9, Sr = 329 мкг/г, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.4027 \pm 19$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705013 \pm 16$.

Изотопный состав Re и Os в валовых пробах эклогитов и перидотита изучен в лаборатории Центра изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ» (Санкт-Петербург). Содержание рения и осмия в породах определялось методом изотопного разбавления. К навескам образцов в виде тонко растертой пудры массой около 2 г добавлялось по 300 мг смешанного изотопного трассера ^{185}Re — ^{190}Os . После добавления 3 мл 11N HCl полученные смеси замораживали при температуре $-20\text{ }^\circ\text{C}$ и выдерживали в течение 30 мин, затем к ним добавляли 7 мл 14N HNO_3 . Дальнейшее разложение и гомогенизация проб происходили в 90-миллилитровых кварцевых колбах в течение 12 ч при постоянной температуре $300\text{ }^\circ\text{C}$ и давлении 120 бар в печи HPA-S. Сепарация Os проводилась с помощью жидкостной экстракции бромом и микродистилляцией, а Re выделялся методом жидкостной экстракции с изоамиловым спиртом, 2N HNO_3 и водой [Birck et al., 1997].

Измерение изотопного состава и определение концентрации Re производилось на одноколлекторном масс-спектрометре с индукционно связанной плазмой (МС ИСП) ELEMENT-2 (Thermo), а изотопный состав Os измерялся на твердофазном мультиколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения Triton (Thermo) в статическом режиме регистрации токов отрицательно заряженных ионов на коллекторах Фарадея. Для коррекции измеренных изотопных отношений (влияние приборного масс-фракционирования) использовалась величина природного отношения $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 3.092016$. Детали методики описаны в работе Р.Ш. Крымского с соавторами [Крымский и др., 2011]. Химический бланк аналитической процедуры (холостой опыт): для Re — 70 пг, а для Os — 1 пг, учитывался при расчете истинных изотопных отношений. Полученные в период проведения исследований мантийных эклогитов результаты анализа стандарта серпентинита UB-N: [Re]: 0.2218 ± 0.0064 нг/г, [Os]: 3.65 ± 0.12 нг/г, $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$: 0.292 ± 0.014 , $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$: 0.127176 ± 0.000091 ($n = 4$) хорошо согласуются с литературными данными [Meisel et al., 2003].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Nd-Sr изотопная систематика. Результаты изучения Sm-Nd системы валовых проб мантийных эклогитов, перидотита, мономинеральных фракций граната и клинопироксена приведены в табл. 1 и на рис. 3.

Отсутствие начальной гомогенизации изотопного состава неодима в гранатах и клинопироксенах и/или частичное нарушение замкнутости Sm-Nd системы в посткристаллизационный период приводит к отсутствию значимых геохронологических корреляций в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для отдельных образцов. Вместе с тем на рис. 3 хорошо видно, что вся совокупность аналитических точек (для пяти изученных образцов) удовлетворительно аппроксимируется линейным трендом с наклоном, соответствующим возрасту 131 ± 12 млн лет (средний квадрат взвешенных отклонений (СКВО) равен 32), который совпадает в пределах погрешности с возрастом цирконов из кимберлитов тр. Катока. Расчеты внутренних изохрон по клинопироксенам (Cpx), гранатам (Grt) и валовой пробе (Wr) для двух образцов низкомagneзиальных эклогитов также показывают близкие значения возраста: 150.0 ± 6.5 млн

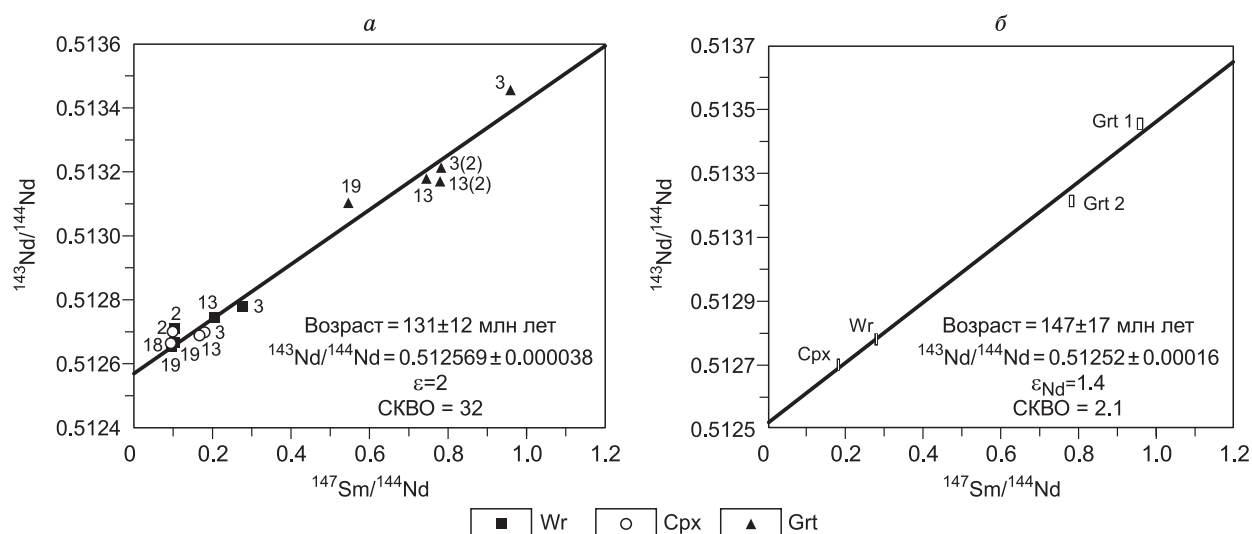


Рис. 3. Изохронные диаграммы в координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$:

а — валовые пробы, клинопироксен и гранат эклогитов и перидотита (цифры около значков соответствуют номерам образцов ксенолитов); б — валовая проба, клинопироксен и гранат 1 и 2 низкомagneзиального эклогита cat-3.

Таблица 1.

**Результаты Sm-Nd анализа валовых проб и породообразующих минералов
в мантийных ксенолитах из кимберлитов трубки Катока**

| Образец | Минерал | Sm | Nd | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ |
|------------------|---------|-------|-------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| | | г/г | | | |
| cat-3, low-MgO | Wr | 1.758 | 3.829 | 0.2776 | 0.512777±8 |
| » | Cpx | 1.088 | 3.649 | 0.1802 | 0.512698±8 |
| » | Grt | 1.652 | 1.042 | 0.9592 | 0.513456±21 |
| » | Grt(2) | 1.77 | 1.367 | 0.7826 | 0.513213±6 |
| cat-13, low-MgO | Wr | 1.743 | 4.309 | 0.2067 | 0.512743±11 |
| » | Cpx | 0.715 | 2.585 | 0.1671 | 0.512688±14 |
| » | Grt | 1.56 | 1.266 | 0.7449 | 0.513179±6 |
| » | Grt(2) | 0.704 | 0.546 | 0.7797 | 0.513170±15 |
| cat-2, high-MgO | Wr | 6.403 | 37.15 | 0.1042 | 0.512709±16 |
| » | Cpx | 7.018 | 42.85 | 0.099 | 0.512700±6 |
| Cat-18, high-MgO | Wr | 3.89 | 24.61 | 0.0954 | 0.512688±6 |
| » | Cpx | 5.394 | 34.7 | 0.094 | 0.512664±6 |
| cat-19, Prd | Wr | 0.675 | 3.958 | 0.1032 | 0.512670±10 |
| » | Cpx | 4.923 | 25.58 | 0.1164 | 0.512610±10 |
| » | Grt | 0.992 | 1.102 | 0.5463 | 0.513103±16 |

Примечание. Prd — перидотит, Grt — гранат, Wr — валовая проба породы, Cpx — клинопироксен.

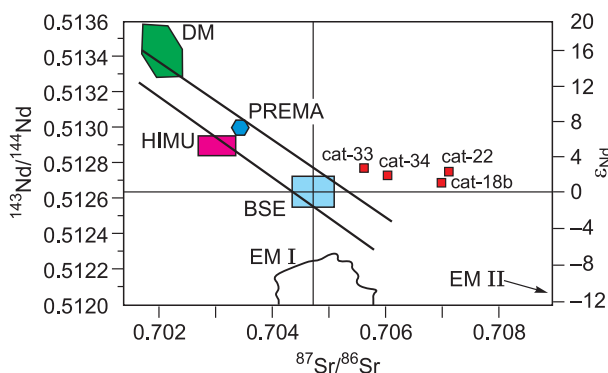
Таблица 2. Результаты Sm-Nd и Rb-Sr анализа валовых проб ксенолитов из кимберлитов тр. Катока

| Образец | Sm | Nd | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ | Rb | Sr | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $\epsilon_{\text{Sr}}(0)$ |
|---|-------|-------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------|-------|-------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------|
| | г/г | | | | | г/г | | | | |
| cat-33, hi-Al ₂ O ₃ | 1.074 | 4.319 | 0.1504 | 0.512770±5 | 2.6 | 5.355 | 54.41 | 0.2844 | 0.705627±10 | 16 |
| cat-22, lo-MgO | 1.681 | 7.339 | 0.1385 | 0.512746±5 | 2.1 | 12.49 | 350.3 | 0.1030 | 0.707123±8 | 37.23 |
| cat-34, lo-MgO | 1.189 | 3.325 | 0.2163 | 0.512729±5 | 1.8 | 3.604 | 60.14 | 0.1732 | 0.706036±8 | 21.80 |
| cat-18, hi-MgO | 4.332 | 27.76 | 0.0954 | 0.512688±6 | 1.8 | 4.620 | 369.4 | 0.0362 | 0.706972±15 | 35.09 |

лет, $\epsilon_{\text{Nd}} = 1.4$ при СКВО 0.85 по трем аналитическим точкам (Wr, Cpx, Grt) и 147 ± 17 млн лет, $\epsilon_{\text{Nd}} = 1.4$ при СКВО 2.1 по четырем анализам (Wr, Cpx, Grt, Grt 2) для образца cat-3 и 127.3 ± 8.5 млн лет, $\epsilon_{\text{Nd}} = 1.7$ при СКВО 1.5 (3-точечная изохрона — Wr, Cpx, Grt) и 122 ± 25 млн лет, $\epsilon_{\text{Nd}} = 1.7$ при СКВО 2.9 (4-точечная изохрона — Wr, Cpx, Grt, Grt 2) для образца cat-13. Таким образом, все указанные возрастные значения близки к U-Pb SHRIMP II возрасту цирконов из кимберлитов тр. Катока: 117.9 ± 0.7 млн лет [Robles-Cruz et al., 2012]. При этом величина ϵ_{Nd} (по изохронным построениям) для изученных образцов эклогитов варьирует незначительно от 1.4 до 1.7, а для перидотита равна 2.4.

Результаты анализа Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем валовых проб эклогитов приведены в табл. 2 и на рис. 4. Величина измеренного изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ эклогитов (0.705—0.707) превышает таковое для BSE (0.704), а значения измеренного изотопного состава неодима в единицах ϵ_{Nd} варьируют от 1.8 до 2.6.

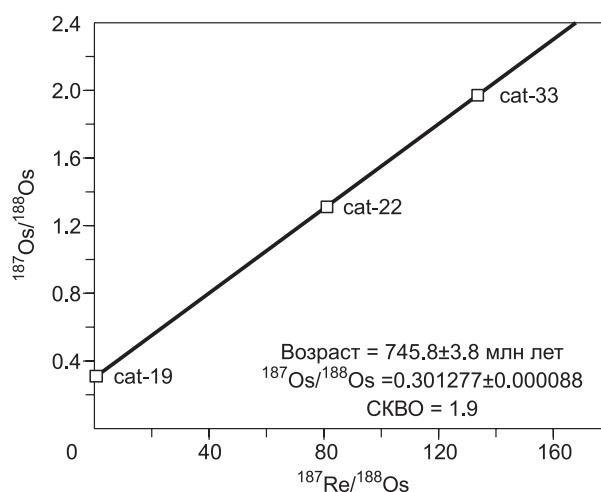
Re-Os систематика. Изотопный состав Re и Os валовых проб трех ксенолитов приведен в табл. 3 и на изохронном графике рис. 5, где показан линейный тренд, соответствующий возрасту 745.8 ± 3.8 млн лет.



Концентрация Re и Os в образце перидотитового ксенолита (1.32 и 9.55 нг/г соответственно) ниже, чем в хондритах, — 39.5 и 506 нг/г соответственно [Palme, O'Neill, 2003]. Отношение $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ равно 0.6762, в то время как в низкомагнезиальных и высокоглиноземистых эклогитах оно на два порядка выше: 135.2 и 80.68 соответственно. Существенно отличаются и величины отношения

Рис. 4. Изотопный состав Nd и Sr в валовых пробах эклогитов.

Рис. 5. Изохронная диаграмма $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ — $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ для перидотита (cat-19), низкомагнезиального (cat-22) и высокоглиноземистого (cat-33) эклогитов.



$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для этих типов пород. В изученном перидотите оно равно 0.30973, значительно превышая таковое для хондрита — 0.1276—0.1278 [Walker et al., 2002; Palme, O'Neill, 2003] и примитивной верхней мантии — 0.1296 [Meisel et al., 2001]. В высокоглиноземистом и низкомагнезиальном эклогитах рассматриваемое отношение значительно выше: 2.0 и 1.3 соответственно. Концентрация Re и Os и отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ в высокоглиноземистом эклогите выше, чем в низкомагнезиальном. Такое различие, возможно, отражает глобальную корреляцию изотопного состава осмия и содержания глинозема в породе (Al_2O_3) или величины отношений Al/Si и Mg/Si. Эта зависимость была установлена при изучении Re-Os системы мантийных пород различного возраста из различных регионов Земли [Meisel et al., 2001; Schmidt, Snow, 2002; Pearson et al., 2004; Reisberg et al., 2005; Peltonen, Brugmann, 2006; Liu et al., 2010]. Хотя в случае высокоглиноземистых и низкомагнезиальных эклогитов из тр. Катокка такая интерпретация выглядит упрощенной, так как нельзя не учитывать предполагаемый состав протолита этих ксенолитов. Для первых (высокоглиноземистых эклогитов) протолитом, вероятнее всего, послужили габброиды, а для низкомагнезиальных эклогитов — базальты океанической коры/бониниты [Королев, 2015]. Надо отметить, что степень деплетирования литофильными компонентами (или степень плавления F) перидотита в мантии этого региона достаточно низкая ($10 \pm 5\%$). Для расчета использовано следующее уравнение: $F, \% (\pm 5) = -276.0 + 355.4 \times (\text{Mg}/\text{Si}) - 93.4 \times (\text{Mg}/\text{Si})^2$, которое получено нами на основе данных экспериментального плавления примитивных шпинелевых перидотитов в интервале температур от 1270 до 1390 °C и давлении 1.0–1.5 ГПа [Robinson et al., 1998; Schwab, Johnston, 2001] и гранатовых перидотитов при температуре от 1515 до 1950 °C и давлении от 3.0 до 7.0 ГПа [Walter, 1998].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Два основных вопроса требуют более детального обсуждения. Первый касается происхождения эклогитов в верхней мантии кратона Кассаи, второй — соотношения полученных Sm-Nd и Re-Os изотопных датировок с определенными этапами (процессами) формирования эклогитов.

Происхождение эклогитов в верхней мантии кратона Кассаи. Как уже указывалось, высокоглиноземистые и низкомагнезиальные эклогиты из кимберлитовых трубок Катокского кластера характеризуются повышенными значениями измеренного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7056—0.7071), превышающими таковое для BSE (0.7047), и невысокими положительными значениями ϵ_{Nd} от 1.8 до 2.6 (см. рис. 4). Из литературы известно, что мантийные эклогиты кратонов часто имеют преимущественно отрицательные значения ϵ_{Nd} . Так, в эклогитах из кимберлитовой тр. Джерико кратона Слейв значения ϵ_{Nd} колеблются от +0.7 до -4.7 [Heaman et al., 2006]. Эклогиты из кимберлитовых трубок Беллсбенк Каапваальского кратона характеризуются значениями ϵ_{Nd} от -16 до -19 [Neal et al., 1990; Тэйлор, 1993], из тр. Орапа кратона Зимбабве от -5 до -15 [Viljoen et al., 1996] в сочетании с высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.705—0.709. Представленные на корреляционной Nd-Sr изотопной диаграмме данные для катокских эклогитов (см. рис. 4) свидетельствуют об участии обогащенного вещества в формировании их источника [Allegre et al., 1983].

Таблица 3. Re-Os изотопные данные для мантийных ксенолитов из кимберлитов тр. Катокка

| Образец | Re | Os | $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ | 2σ | $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ | 2σ | Мод. возраст, млн лет | γ_{Os} | Al/Si |
|---------|-------|-------|-----------------------------------|-------|-----------------------------------|---------|-----------------------|----------------------|-------|
| | мг/г | | | | | | | | |
| cat-33 | 5.30 | 0.233 | 135.2 | 1.87 | 1.97086 | 0.02121 | 813 | 129.3 | 0.446 |
| cat-22 | 0.475 | 0.033 | 80.68 | 0.363 | 1.31104 | 0.00289 | 875 | 147.6 | 0.362 |
| cat-19 | 1.32 | 9.55 | 0.6762 | 0.003 | 0.30973 | 0.00007 | — | 147.0 | 0.064 |

Примечание. γ_{Os} рассчитан для возраста 745.8 млн лет.

Таблица 4. Re-Os систематика мантийных перидотитов и эклогитов раннедокембрийских кратонов

| Re | Os | $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ | $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ | Кратон | Трубка | Ссылка |
|-------------------|-------------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------------|--------------------------------|---|
| нг/г | нг/г | | | | | |
| Эклогиты | | | | | | |
| 0.03—1.34 | 0.26—0.59 | 0.35—26.2 | 0.18—1.49 | Каапваал | Ньюленд | [Menzies et al., 2003] |
| 0.480—3.39 | 0.035-0.443 | 2.174—93.37 | 0.22—6.362 | Мэн* | Койду | [Barth et al., 2002] |
| 0.061—2.607 | 0.076-1.542 | 0.413—52.34 | 0.1740—2.561 | Слейв | Диавик | [Aulbach et al., 2009] |
| 1.44—1.79 | — | 56—211 | 3.04—9.81 | Сибирский | Удачная | [Pearson et al., 1994] |
| Перидотиты | | | | | | |
| — | — | 0.031—0.545 | 0.1079—0.1191 | Каапваальский | Лесото | [Pearson et al., 2004] |
| 0.02—0.376 | 0.83—13.1 | 0.007—1.516 | 0.1085—0.1252 | | Матсоку | [Meisel et al., 2001; Pearson et al., 1995a] |
| 0.01—0.11 | 2.17—6.68 | 0.009—0.233 | 0.1080—0.1095 | | Лихобонг | |
| 0.015—0.135 | 0.625—8.24 | 0.038—2.02 | 0.10690—0.12572 | | Ягерсфонтейн, Премьер, Финш | [Pearson et al., 1995a] |
| 0.025—0.761 | 1.057—13.19 | 0.046—0.532 | 0.11163—0.14229 | Карельский | Каави, Копио | [Peltonen, Brugmann, 2006] |
| 0.002—0.473 | 0.003—8.83 | 0.021—1.67 | 0.11049—0.12957 | Сибирский | Удачная | [Pearson et al., 1995b] |
| 0.012—2.585 | 0.055—6.70 | 0.0245—6.2295 | 0.10973—0.11871 | Северо-Атлантический | Соммерсет | [Irvine et al., 2003] |
| — | 0.213—2.67 | 0.01—0.647 | 0.1106—0.12605 | Северо-Китайский | Янян | [Liu et al., 2010] |
| — | 0.217—6.18 | 0.01—0.336 | 0.1106—0.12337 | | Хоньнуоба | » |
| 0.014—0.075 | 0.112—3.246 | 0.024—0.625 | 0.1186—0.12677 | | Лунган | [Wu et al., 2003] |
| 0.014—0.146 | 0.544—9.251 | 0.0167—0.4301 | 0.11992—0.12992 | | Цися | [Gao et al., 2002] |
| 0.012—0.209 | 0.692—2.783 | 0.043—0.508 | 0.11362—0.1274 | | Киандянь | [Wu et al., 2006] |
| 0.01—0.035 | 0.097—5.071 | 0.009—0.537 | 0.11123—0.1158 | | Телин | » |

* Для эклогитов из кимберлитов Койду (кратон Мен) не учтены образцы, для которых получены геологически незначимые (> 4.5 млрд лет) величины возраста.

Катокские эклогиты по изотопному составу Re-Os системы принципиально не отличаются от эклогитов, вынесенных кимберлитами из мантии других докембрийских кратонов (табл. 4). Для всех эклогитов наблюдаются высокие концентрации Re и повышенные по сравнению с хондритами и примитивной верхней мантией значения отношений $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. Так, в эклогитах Ньюленд Каапваальского кратона концентрация Re и Os варьирует в пределах 0.03—1.34 и 0.26—0.59 нг/г соответственно. Отношение $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ меньше в несколько раз, чем в катокских эклогитах (от 0.54 до 26.2), а значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ высокие и варьируют от 0.1579 до 1.4877. Характеристики Re-Os изотопной системы катокских эклогитов ближе к таковым для эклогитовых ксенолитов из кимберлитов тр. Удачная Сибирского кратона [Pearson et al., 1995a,b], для которых установлены высокие концентрации Re (1.44—1.79 нг/г) и высокие значения отношений $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ (56—211) и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (3.04—9.81).

Важно отметить, что для мантийных эклогитов изотопный состав Re-Os системы существенно отличается от такового для перидотитов, слагающих мантию тех же кратонов (см. табл. 4). Для перидотитов наблюдается низкое содержание Re и низкая величина отношения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ (за редким исключением достигающая 1–2), и, что особенно примечательно, величина $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в них обычно ниже, чем для примитивной верхней мантии (0.1296). Только редкие перидотитовые ксенолиты характеризуются более высокими значениями этого отношения. Так, для одного из ксенолитов мантийных перидотитов кимберлитовых трубок Каави, Копио Карельского кратона установлено значение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, равное 0.14229 [Peltonen, Brugmann, 2006]. Радиогенный состав осмия указывает на то, что катокские эклогиты не могли образоваться в результате плавления только мантийного перидотита и для их формирования необходим существенный вклад обогащенного Re вещества.

А. Мензис с соавторами [Menzies et al., 2003], используя химический состав минералов эклогитов Ньюленда и изотопный состав углерода алмазов, свидетельствующий о взаимодействии протолита эклогитов с приповерхностной средой, в качестве наиболее предпочтительной модели происхождения этих эклогитов рассматривают субдукцию океанической коры и ее последовательное преобразование в мантийных условиях (*P*, *T*). Наиболее вероятными протолитами эклогитов Ньюленда, по мнению авторов, могли быть коматиитоподобные породы и/или примитивные базальты ОИВ и пикриты СФВ (континентальные трапповые формации). Большая часть эклогитов Ньюленда на дискриминационных диа-

граммах [Roy-Barman, Allegre, 1995] попадает в фигуративное поле составов коматитов и примитивных базальтов океанических островов. Мы полагаем, что протолитом высокоглиноземистых эклогитов из мантии кратона Кассаи, вероятно, послужили габброиды, а для низкомагнезиальных эклогитов — базальты/бониниты океанической коры [Королев, 2015]. Изученные в настоящей работе высокомагнезиальные эклогиты испытали высокобарические и высокотемпературные изменения в глубинных зонах мантии и утратили геохимические характеристики своего протолита, поэтому сказать что-либо определенное об их происхождении пока не представляется возможным.

Возраст эклогитов в верхней мантии кратона Кассаи. При сопоставлении полученных в настоящей работе оценок возраста (Sm-Nd и Re-Os изохронные методы) с определенными процессами в многоэтапной истории формирования эклогитов из мантии кратона Кассаи необходимо учитывать результаты датирования цирконов из мантийных ксенолитов в кимберлитах Катокского кластера [Nikitina et al., 2014]. Данные U-Pb локального анализа циркона свидетельствуют о возрасте эклогитов более 1.2 млрд лет, и, соответственно, субдукция океанической коры в мантию в этом регионе происходила ранее 1.2 млрд лет назад. Вопрос заключается в том, являются ли эти цирконы собственными минералами мантийных эклогитов и перидотитов. Известно, что цирконий вследствие низкой концентрации и низкой активности кремнезема в расплавах ультраосновного и основного состава не кристаллизуется в виде циркона как самостоятельной минеральной фазы, а входит в состав породообразующих и акцессорных минералов этих пород лишь в качестве изоморфной примеси. Поэтому присутствие циркона в пробах мантийных перидотитов и эклогитов многим исследователям кажется сомнительным и приписывается механическому «заражению чужеродными» цирконами при дроблении/ситовании в процессе пробоподготовки. Однако с этим трудно согласиться. Концентрация Zr в мантийных перидотитах, в различной степени деплетированных, варьирует от нескольких грамм до нескольких десятков грамм на тонну [Boyd et al., 1997; Schmidberger, Francis, 1999; Gregoire et al., 2003; Pearson et al., 2003; Peltonen, Brüggmann, 2006; Ionov et al., 2006; Nikitina et al., 2016]. Только в гарцбургитах и дунитах содержание Zr обычно составляет десятые доли грамма на тонну и редко превышает несколько г/т. В мантийных эклогитах и пироксенитах содержание этого элемента выше и составляет несколько десятков грамм на тонну [Schmidt et al., 2009; Nikitina et al., 2014, 2016].

Образование цирконов в виде самостоятельной минеральной фазы в мантийных ультраосновных и основных породах может происходить при развитии в них процессов плавления низких степеней или метасоматоза. Как свидетельствуют эксперименты по плавлению шпинелевых перидотитов примитивного состава (исходное содержание Zr равно 79 г/т), основная часть Zr (до 60–70%) при низких (менее 5%) степенях плавления переходит в расплав [Schwab, Johnston, 2001]. При концентрации циркония 70–80 г/т уже может образовываться собственная циркониевая фаза в виде самостоятельного минерала. Так, в гранат-шпинелевых перидотитах, вынесенных в виде ксенолитов кайнозойскими щелочными базальтами (Центрально-Азиатский складчатый пояс, Витимское плато), в межзерновом пространстве наблюдается силикатное стекло, являющееся продуктом низкой степени парциального плавления перидотитов (от нескольких единиц до десятых долей процента), а цирконы содержат расплавные и флюидные включения, свидетельствующие о кристаллизации их из флюидонасыщенных расплавов [Салтыкова и др., 2008]. Вероятно, расплав, образующийся в межзерновом пространстве, в силу его незначительной доли не удалялся из породы. Его последующая кристаллизация происходила *in situ* при изменении термодинамических условий в верхней мантии, и благодаря относительному обогащению цирконием создавались условия для образования циркона. Учитывая все вышесказанное, образование циркона в мантийных породах кратона Кассаи, скорее всего, следует связывать с наложенным процессом плавления, степень которого не превышала 10 %. При этом нельзя не учитывать и роль процессов метасоматоза в развитии ростовой зональности в цирконах эклогитов. О метасоматическом преобразовании цирконов свидетельствует обогащение внешних зон зерен по сравнению с их ядрами редкоземельными элементами (преимущественно тяжелыми — HREE), U, Nb, Hf, Y. В краевых зонах отношение Th/U уменьшается, но возрастает U/Yb при увеличении содержания Y [Nikitina et al., 2014]. Версия о «чужеродности» зерен цирконов и возможном попадании их в протоочки ксенолитов из кимберлитов не подтверждается тем, что на дискриминационных диаграммах Y—U/Yb и Yb/U [Belousova et al., 1998; Grimes et al., 2007] ни одна из точек цирконов исследованных мантийных ксенолитов не соответствует полю цирконов из кимберлитов [Nikitina et al., 2014].

Результаты Re-Os изотопного анализа валовых проб эклогитов и перидотита позволяют предположить еще один, более поздний, этап частичного плавления этих пород около 750 млн лет назад. Реальность этого события определяется не только изохроной в координатах $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ — $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (см. рис. 4), но и близкими значениями вычисленного модельного возраста рениевой деплетации, которые соответствуют величинам 875–810 млн лет. По-видимому, с этим же процессом плавления связано и некоторое обогащение перидотита рением ($^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.6762$) и радиогенным осмием ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.30973$) в результате взаимодействия с образующимся при плавлении эклогита богатого рением рас-

плава. Следует отметить, что близкое к Re-Os датировке значение возраста (723 ± 44 млн лет) получено Pb-Pb методом для рутилов из эклогитов [Левский и др., 2013]. Особенностью рутилов из высокомагнетизальных эклогитов является значительное содержание Nb_2O_5 (7—11 мас. %) и FeO (до 5.5 мас. %) и наличие в прикраевых зонах некоторых зерен небольших (до 10×10 мкм) петлеобразных и неправильной формы участков с содержанием Nb_2O_5 и Ta_2O_5 до 25 мас. % и до 2 мас. % соответственно. Форма и локализация этих участков в прикраевой части зерен рутила позволяют предполагать их образование вследствие частичного плавления эклогитов [Королев и др., 2014; Королев, 2015].

Согласно данным, представленным в работе [Batumike et al., 2009], начало формирования коры в пределах кратона Конго-Кассаи относится к раннему архею (~3.6 млрд лет). Возникшая в результате парциального плавления раннеархейской коры позднеархейская кора затем была последовательно переработана тектонически в палеопротерозое, мезопротерозое и неопротерозое. Неопротерозойский этап рифтинга привел к образованию Катанганского пояса, однако воздействию рифтинга подвергся и весь кратон Конго-Кассаи [Batumike et al., 2009]. В Катанганском поясе установлены риолиты с возрастом 879 млн лет [Hanson et al., 1994; Johnson et al., 2007], граниты с возрастом 877 и 865–820 млн лет [Barr et al., 1977; Porada, Verhorst, 2000; Johnson et al., 2007] и несколько более поздние вулканиты 760 млн лет [Key et al., 2001; Johnson et al., 2007]. Можно полагать, что процесс плавления и метасоматоза эклогитов и перидотитов в мантии Катоцкого региона, определяемый Re-Os изохроной в 745.8 ± 3.8 млн лет, сопряжен с проявлением процесса рифтообразования в пределах кратона Конго-Кассаи.

Изохронная Sm/Nd датировка, полученная по валовым пробам, гранатам и клинопироксенам эклогитов (131 ± 12 млн лет), совпадает в пределах погрешности с возрастом циркона из кимберлитов тр. Катока 117.9 ± 0.7 млн лет [Robles-Cruz et al., 2012], что указывает на то, что время закрытия Sm/Nd системы в эклогитах близко ко времени излияния кимберлитов.

Надо отметить, что в пределах Катоцкого кластера установлен только один этап кимберлитового магматизма. Однако, по данным [Batumike et al., 2009], возраст цирконов с низким содержанием HREE и U позволяет выделить в центральной части кратона Конго-Кассаи три этапа кимберлитообразования: в позднем архее (2.8—2.6 млрд лет), неопротерозое (850–582 млн лет) и меловом периоде (116–70 млн лет).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Nd-Sr-Os изотопный состав эклогитов из алмазоносных кимберлитов Катоцкого кластера кратона Кассаи не противоречит их субдукционной природе. Повышенные значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в эклогитах до 0.7071 и ϵ_{Nd} от 1.8 до 2.6 свидетельствуют об участии корового материала при формировании эклогитов. Nd-Sr изотопные корреляции позволяют предполагать смешение примитивного и обогащенного вещества в мантийном источнике эклогитов. Высокие значения отношений $^{187}Re/^{188}Os$ (135–80) и $^{187}Os/^{188}Os$ (1.311–1.9709) в катокских эклогитах и значительная доля радиогенного ^{187}Os ($\gamma_{Os} = 129–147$) подтверждают образование этих эклогитов из источника, обогащенного рением, — субдуцированной океанической коры, и его преобразовании в результате плавления и метасоматоза в условиях верхней мантии.

Учитывая результаты U-Pb датирования зональных цирконов из эклогитов, субдукция океанической коры в верхнюю мантию кратона Кассаи происходила ранее 1.2 млрд лет. О проявлении процессов плавления и метасоматоза в эклогитах свидетельствует кристаллизация в них зональных цирконов, имеющих возраст около 1.2 млрд лет.

Еще один, более поздний, процесс плавления в мантии кратона Кассаи фиксируется Re-Os изотопной системой валовых проб эклогитов и перидотита. Его минимальный возраст определяется изохроной 745.8 ± 3.8 млн лет и модельными возрастными 875–810 млн лет. По-видимому, с этим процессом плавления связано и некоторое обогащение перидотита рением как результат взаимодействия богатых рением расплавов, образующихся при плавлении эклогитов, с веществом перидотита. Можно полагать, что этот этап плавления в мантии Катоцкого региона сопряжен с проявлением процесса рифтинга в пределах кратона Конго-Кассаи [Batumike et al., 2009].

Авторы выражают благодарность за помощь в проведении экспериментальных исследований В.Ф. Гусевой (ИГГД РАН).

Выполнение работы осуществлялось за счет бюджета ИГГД РАН при поддержке грантов РФФИ (11-05-00346 и 16-35-00321 мол. а).

ЛИТЕРАТУРА

Бутвина В.Г. Экспериментальное изучение эклогитовой системы (гранат—омфацит) при 4.0—7.0 ГПа: моделирование условий формирования алмазоносных эклогитов // Научно-исследовательские публикации, 2013, № 4, с. 68—89.

Бутвина В.Г., Бобров А.В., Литвин Ю.А. Экспериментальное изучение системы пироп—гроссуляра—альмандин при 6.5 ГПа и 1500—1900°C // ДАН, 2001, т. 379, № 5, с. 655—658.

- Вунда Т.М.** Особенности геологии, вещественного состава и перспективы алмазоносности кимберлитов трубки Лорелей (Ангола): Автореф. дис.... к.г.-м.н. Днепропетровск, 2010, 30 с.
- Доусон Дж.** Кимберлиты и ксенолиты в них. М., Мир, 1983, 300 с.
- Королев Н.М.** Петрология и модель образования эклогитов из литосферной мантии кратона Кассаи (СВ Ангола): Автореф. дис.... к.г.-м.н., СПб., 2015, 20 с.
- Королев Н.М., Никитина Л.П., Зинченко В.Н., Франшишку Ж.** Эклогитовые ксенолиты из алмазоносных кимберлитов трубок Катока и Кат-115, кратон Кассаи, Западная Африка: минералогия, условия образования // Региональная геология и металлогения, 2013, № 54, с. 51—64.
- Королев Н.М., Марин Ю.Б., Никитина Л.П., Зинченко В.Н., Шиссуа У.М.** Высокониобиевый рутил из верхнемантийных эклогитовых ксенолитов алмазоносной кимберлитовой трубки Катока, Ангола // ДАН, 2014, т. 454, № 2, с. 207—210.
- Костицын Ю.А., Белоусова Е.А., Силантьев С.А., Бортников Н.С., Аносова М.О.** Современные проблемы геохимических и U-Pb геохронологических исследований циркона в океанических породах // Геохимия, 2015, № 9, с. 771—800.
- Крымский Р.Ш., Сергеев Д.С., Брюгманн Г.Э., Шевченко С.С., Антонов А.В., Беляцкий Б.В., Капитонов И.Н., Сергеев С.А.** Опыт изучения изотопного состава осмия и распределения элементов платиновой группы в перидотитах литосферной мантии Восточной Антарктиды // Региональная геология и металлогения, 2011, № 46, с. 51—60.
- Левский Л.К., Ризванова Н.Г., Васильева И.М., Богомолов Е.С., Никитина Л.П., Королев Н.М.** Относительная устойчивость изотопных систем в верхней мантии // XX симпозиум по геохимии изотопов (ноябрь 2013 г., г. Москва). Тезисы докладов, ГЕОХИ РАН. М., Акварель, 2013, с. 229—233.
- Литасов К.Д.** Физико-химические условия плавления мантии Земли в присутствии С-О-Н флюида по экспериментальным данным // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (5), с. 475—492.
- Литасов К.Д., Шацкий А.Ф., Похиленко Н.П.** Фазовые соотношения и плавление в системах перидотит—H₂O—CO₂ и эклогит—H₂O—CO₂ при давлениях 3-27 ГПа // ДАН, 2011, т. 437, № 5, с. 498—502.
- Литвин Ю.А.** Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М., Наука, 1991, 311 с.
- Никитина Л.П., Марин Ю.Б., Скублов С.Г., Королев Н.М., Салтыкова А.К., Зинченко В.Н., Шиссуа У.М.** U-Pb возраст и геохимия цирконов из мантийных ксенолитов кимберлитовых трубок Катока и Кат-115 (Ангола) // ДАН, 2012, т. 445, № 1, с. 80—85.
- Салтыкова А.К., Никитина Л.П., Матуков Д.И.** U-Pb возраст цирконов из ксенолитов мантийных перидотитов в кайнозойских щелочных базальтах Витимского плато (Забайкалье) // Зап. РМО, 2008, № 3, с. 1—22.
- Тэйлор Л.А.** Эволюция субконтинентальной мантии под Каапваальским кратоном: обзор данных по коровой субдукции эклогитов Беллсбенка // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (12), с. 25—46.
- Allegre C.J., Luck J.-M.** Osmium isotopes as petrogenetic and geological tracers // Earth Planet. Sci. Lett., 1980, v. 48, p. 148—154.
- Ashchepkov I.V., Rotman A.Y., Somov S.V., Afanasiev V.P., Downes H., Logvinova A.M., Nosyko S., Shimupi J., Palessky S.V., Khmelnikova O.S., Vladykin N.V.** Composition and thermal structure of the lithospheric mantle beneath kimberlite pipes from the Catoca cluster, Angola // Tectonophysics, 2012, v. 530—531, p. 128—151.
- Aulbach S., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Doyle B.J.** Origins of xenolithic eclogites and pyroxenites from the Central Slave Craton, Canada // J. Petrol., 2007, v. 48, № 10, p. 1843—1873.
- Aulbach S., Creaser R.A., Pearson N.J., Simonetti S.S., Heaman L.M., Griffin W.L., Stachel T.** Sulfide and whole rock Re-Os systematics of eclogite and pyroxenite xenoliths from the Slave Craton, Canada // Earth Planet. Sci. Lett., 2009, v. 283, p. 48—58.
- Barr M.W.C., Cahen L., Ledent D.** Geochronology of syntectonic granites from central Zambia: Lusaka granite and granite NE of Rufunsa // Ann. Soc. Geol. Belg., 1977, v. 100, p. 47—54.
- Barth M.G., Rudnick R.L., Horn I., McDonough W.F., Spicuzza M.J., Valley J.W., Haggerty S.E.** Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa, part II: origins of the high MgO eclogites // Geochim. Cosmochim. Acta, 2002, v. 66, p. 4325—4345.
- Batumike J.M., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Belousova E.A., Pawlitschek M.** Crustal evolution in the central Congo-Kasai Craton, Luebo, D.R. Congo: insights from zircon U-Pb ages, Hf-isotope and trace-element data // Precambrian Res., 2009, v. 170, p. 107—115.
- Begg G.C., Griffin W.L., Natapov L.M., O'Reilly S.Y., Grand S.P., O'Neill C.J., Hronsky J.M.A., Djomani Y.P., Swain C.J., Deen T., Bowden P.** The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution // Geosphere, 2009, v. 5, p. 23—50.

- Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J.** Trace element composition and cathodoluminescence properties of southern African kimberlitic zircons // *Mineral. Mag.*, 1998, v. 62, p. 355—366.
- Birck J.L., Barman M.R., Capmas F.** Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples // *Geostand. Newslett.*, 1997, v. 20, p. 19—27.
- Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W.** Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contr. Miner. Petrol.*, 1997, v. 128, p. 228—246.
- Burton K.W., Schiano P., Birck J.-L., Allegre C.J.** Osmium isotope disequilibrium between mantle minerals in a spinel-lherzolite // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, v. 172, p. 311—322.
- Cahen L., Snelling N.J., Delhal J., Vail J.R., Bonhomme M., Ledent D.** The geochronology and evolution of Africa. Oxford, Oxford University Press, 1984, 512 p.
- Dale C.W., Gannoun A., Burton K.W., Argles T.W., Parkinson I.J.** Rhenium–osmium isotope and elemental behaviour during subduction of oceanic crust and the implications for mantle recycling // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 253, p. 211—225.
- Delhal J., Ledent D.** Résultats de quelques mesures d'âges radiométriques par la méthode Rb/Sr dans les pegmatites et les gneiss de la Haute Luanyi, région du Kasai (Zaïre) // *Rapport annuel du Département de Géologie et de Minéralogie du Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique*, 1972, p. 102—103.
- Gao Sh., Rudnick R.L., Carlson R.W., McDonough W.F., Liu Y.-Sh.** Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China Craton // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 198, p. 307—322.
- Gasparik T., Litvin Yu.** Stability of $\text{Na}_2\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ and melting relations on the forsterite-jadeite join at pressures up to 22 GPa // *Eur. J. Miner.*, 1997, v. 9, p. 311—326.
- Grégoire M., Bell D.R., Le Roex A.P.** Garnet lherzolites from the Kaapvaal Craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic history // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, p. 629—657.
- Gregory R.T.** Oxygen isotope history of seawater revisited: Timescales for boundary event changes in the oxygen isotope composition of seawater / Eds. H.P. Taylor, J.R. O'Neil, I.R. Kaplan. *Stable isotope geochemistry: a tribute to Samuel Epstein*. *Geochem. Soc. Spec. Publ.* 3, 1991, *Miner. Soc. Amer.*, Washington, D.C., p. 65—76.
- Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghoj K., Schwartz J.J.** Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance // *Geology*, 2007, v. 35, № 7, p. 643—646.
- Hanson R.E., Wilson T.J., Munyanyiwa H.** Geologic evolution of the Neoproterozoic Zambezi Orogenic Belt in Zambia // *J. Afr. Earth Sci.*, 1994, v. 18, p. 135—150.
- Hart S.R., Ravizza G.** Os partitioning between phases in lherzolite and basalt / Eds. A. Basu, S.R. Hart // *Earth processes: reading the isotopic code*, *Am. Geophys. Union Monograph*, 1996, v. 95, p. 123—134.
- Hauri E.H., Hart S.R.** Re—Os isotope systematics of EMII and HIMU oceanic island basalts from the South Pacific Ocean // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, v. 114, p. 353—371.
- Hauri E.H., Hart S.R.** Rhenium abundances and systematics in oceanic basalts // *Chem. Geol.*, 1997, v. 139, p. 185—207.
- Heaman L.M., Creaser R.A., Cookenboo I., Chachccko T.** Multi-stage modification of the Northern Slave mantle lithosphere: evidence from zircon- and diamond-bearing eclogite xenoliths in Jericho kimberlite, Canada // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, № 4, p. 821—858.
- Hills D.V., Haggerty S.E.** Petrochemistry of eclogites from the Koidu kimberlite complex, Sierra Leone // *Contr. Miner. Petrol.*, 1989, v. 103, p. 397—422.
- Hofmann A.W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*, 1997, v. 385, p. 219—229.
- Ionov D.A., Shirey S.B., Weis D., Brugmann G.** Os—Hf—Sr—Nd isotope and PGE systematics of spinel peridotite xenoliths from Tok, SE Siberian craton: Effects of pervasive metasomatism in shallow refractory mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 241, p. 47—64.
- Irving G.G., Pearson D.G., Kjarsgaard B.A., Carlson R.W., Kopylova M.G., Dreibus G.** A Re—Os isotope and PGE study of kimberlite-derived peridotite xenoliths from Somerset Island and a comparison to the Slave and Kaapvaal cratons // *Lithos*, 2003, v. 71, p. 461—488.
- Jacob D.E.** Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 295—316.
- Jacob D.E., Foley S.F.** Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths // *Lithos*, 1999, v. 48, p. 317—336.
- Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Matthey D., Kudrjavitseva G.** Diamondiferous eclogites from Siberia: remnants of Archean oceanic crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1994, v. 58, № 23, p. 5191—5207.

- Jacob D.E., Schmickler B., Schulze D.J.** Trace element geochemistry of coesite-bearing eclogites from Robert Victor kimberlite, Kaapvaal craton // *Lithos*, 2003, v. 71, p. 337—351.
- Jelsma H., Barnett W., Richards S., Lister G.** Tectonic setting of kimberlites // *Lithos*, 2009, v. 112S, № 1, p. 155—165.
- Johnson S.P., De Waele B., Evans D., Banda W., Tembo F., Milton J.A., Tani K.** Geochronology of the Zambezi supracrustal sequence, southern Zambia: a record of Neoproterozoic divergent process along the southern margin of the Congo Craton // *J. Geol.*, 2007, v. 115, № 3, p. 355—374.
- Key R.M., Liyungu A.K., Njamu F.M., Somwe V., Banda J., Mosley P.N., Armstrong R.A.** The western arm of the Lufilian Arc, NW Zambia and its potential for copper mineralisation // *J. Afr. Earth Sci.*, 2001, v. 33, № 3—4, p. 503—528.
- Lassiter J.C., Hauri E.H.** Osmium-isotope variations in Hawaiian lavas: evidence for recycled oceanic lithosphere in the Hawaiian plume // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 164, № 3—4, p. 483—496.
- Litasov K.D., Ohtani E.** The solidus of carbonated eclogite in the system CaO–Al₂O₃–MgO–SiO₂–Na₂O–CO₂ to 32 GPa and carbonatite liquid in the deep mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, v. 295, p. 115—126.
- Litasov K.D., Shatskiy A., Fei Y., Suzuki A., Ohtani E., Funakoshi K.** Pressure–volume–temperature equation of state of tungsten carbide to 32 GPa and 1673 K // *J. Appl. Phys.*, 2010, v. 108, 053513, doi:10.1063/1.3481667.
- Liu J., Rudnick R.L., Walker R.J., Gao S., Wu F., Piccoli P.M.** Processes controlling highly siderophile element fractionations in xenolithic peridotites and their influence on Os isotopes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, v. 297, p. 287—297.
- MacGregor I.D., Manton W.I.** Roberts Victor eclogites: ancient oceanic crust // *J. Geophys. Res.*, 1986, v. 91, № B14, p. 14063—14079.
- Mallik A., Dasgupta R.** Reaction between MORB-eclogite derived melts and fertile peridotite and generation of ocean island basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2012, v. 329–330, p. 97–108.
- Mattey D., Lowry D., MacPherson C.** Oxygen isotope composition of mantle peridotite // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v. 128, p. 231—241.
- McCulloch M.T., Compston W.** Sm—Nd age of Kambalda and Kanowna greenstones and heterogeneity in the Archaean mantle // *Nature*, 1981, v. 294, p. 322—327.
- McDonough W., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.
- Meisel T., Walker R.J., Irving A.J., Lorand J.-P.** Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: a global perspective // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2001, v. 65, p. 1311—1323.
- Meisel Th., Reisberg L., Moser J., Carignan J., Melcher F., Brüggemann G.** Re–Os systematics of UB-N, a serpentinized peridotite reference material // *Chem. Geol.*, 2003, v. 201, p. 161—179.
- Menzies A.H., Carlson R.W., Shirey S.B., Gurney J.J.** Re–Os systematics of diamond-bearing eclogites from the Newlands kimberlite // *Lithos*, 2003, v. 71, p. 323—336.
- Milholland C.S., Presnall D.C.** Liquidus phase relations in the CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ system at 3.0 GPa: the aluminous pyroxene. Thermal divide and high-pressure fractionation of picritic and komatiitic magmas // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 13—27.
- Neal C.R., Taylor L.A., Davidson J.P., Holden P., Halliday A.N., Nixon P.H., Paces J.B., Clayton R.N., Mayeda T.K.** Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, part 2: Sr, Nd, and O isotope geochemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, v. 99, p. 362—379.
- Nikitina L.P., Korolev N.M., Zinchenko V.N., Felix J.T.** Eclogites from the upper mantle beneath the Kasai Craton (Western Africa): Petrography, whole-rock geochemistry and U–Pb zircon age // *Precambrian Res.*, 2014, v. 249, p. 13—32.
- Nikitina L.P., Babushkina M.S., Goncharov A.G.** Geochemistry of REE and HFSE from the upper-mantle peridotite and pyroxenite xenoliths from Quaternary basalts of Northwestern Spitsbergen // *Zapiski RMO (Proceedings of the Russian Min. Soc.)*, 2016, Pt. CXLV, № 1, p. 26—47.
- O'Reilly S.Y., Zhang M., Griffin W.L., Begg G., Hronsky J.** Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: a solution to the geochemical «mantle reservoir» problem? // *Lithos*, 2009, v. 112S, № 2, p. 1043—1054.
- Palme H., O'Neill H.S.C.** Cosmochemical estimates of mantle composition // *Treatise on geochemistry*, Elsevier, 2003, v. 2, p. 1—38.
- Pearson D.G., Witting N.** The formation and evolution of cratonic mantle lithosphere — evidence from mantle xenoliths // *Treatise on geochemistry*, 2nd edition, Elsevier, 2014, p. 255—290.
- Pearson D.G., Snyder G.A., Shirey S.B., Taylor L.A., Sobolev N.V.** Re–Os isotope evidence for a mid-Archaean age of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia: constraints on eclogite petrogenesis, and Archaean tectonics // *Miner. Mag.*, 1994, v. 58A, № 2, p. 705—706.

Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Shimizu N. Re–Os, Sm–Nd and Rb–Sr isotope evidence for thick Archaean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage metasomatism // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995a, v. 59, p. 959–977.

Pearson D.G., Carlson R.W., Shirey S.B., Boyd F.R., Nixon P.H. The stabilisation of Archaean lithospheric mantle: a Re–Os isotope study of peridotite xenoliths from the Kaapvaal craton // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995b, v. 134, p. 341–357.

Pearson D.G., Shirey S.B., Harris J.W., Carlson R.W. Sulphide inclusions in diamonds from the Koffiefontein kimberlite, S Africa: constraints on diamond ages and mantle Re–Os systematics // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 160, p. 311–326.

Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds // *Treatise on geochemistry*, Elsevir, 2003, v. 2, p. 172–270.

Pearson D.G., Irvine G.J., Ionov D.A., Boyd F.R., Dreibus G.E. Re–Os isotope systematics and platinum group element fractionation during mantle melt extraction: a study of massif and xenolith peridotite suites // *Chem. Geol.*, 2004, v. 208, p. 29–59.

Peltonen P., Brüggmann G. Origin of layered continental mantle (Karelian craton, Finland): Geochemical and Re–Os isotope constraints // *Lithos*, 2006, v. 89, p. 405–423.

Pervov V.A., Somov S.V., Korshunov A.V., Dulapchii E.V., Félix J.T. The Catoca Kimberlite pipe, Republic of Angola: a paleovolcanological model // *Geol. Ore Deposits*, 2011, v. 53, № 4, p. 295–308.

Porada H., Berhorst V. Towards a new understanding of the Neoproterozoic–Early Palaeozoic Lufilian and northern Zambezi Belts in Zambia and the Democratic Republic of Congo // *J. Afr. Earth Sci.*, 2000, v. 30, № 3, p. 727–771.

Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa // *Chem. Geol.*, 1999, v. 160, № 4, p. 335–356.

Reisberg L.C., Allegre C.J., Luck J.-M. The Re–Os systematics of the Ronda ultramafic complex in southern Spain // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 105, p. 196–213.

Reisberg L., Zhi H., Lorand J.-P., Wagner C., Peng Z., Zimmermann C. Re–Os and S systematics of spinel peridotite xenoliths from east central China: evidence for contrasting effects of melt percolation // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 239, p. 286–308.

Richardson S.H., Shirey S.B., Harris J.W., Carlson R.W. Archean subduction recorded by Re–Os isotopes in eclogitic sulfide inclusions in Kimberley diamonds // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 191, p. 257–266.

Robinson J.A.C., Wood B.J., Blundy J.D. The beginning of melting of fertile and depleted peridotites at 1.5 GPa // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 155, p. 97–111.

Robles-Cruz S.E., Escayola M., Jackson S.E., Galí S., Pervov V., Watangua M., Gonçalves A., Melgarejo J.C. U–Pb SHRIMP geochronology of zircon from the Catoca kimberlite, Angola: implications for diamond exploration // *Chem. Geol.*, 2012, v. 310–311, p. 137–147.

Roy-Barman M., Allègre C.J. $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ ratios of mid-ocean ridge basalts and abyssal peridotites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1994, v. 58, p. 5043–5054.

Roy-Barman M., Allègre C.J. $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ in oceanic island basalts: tracing oceanic crust recycling in the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995, v. 129, p. 145–161.

Roy-Barman M., Luck J.M., Allègre C.J. Os isotopes in orogenic lherzolite massifs and mantle heterogeneities // *Chem. Geol.*, 1996, v. 130, p. 55–64.

Rudnik R.L., Walker R.J. Interpreting ages from Re–Os isotopes in peridotites // *Lithos*, 2009, v. 112S, p. 1083–1095.

Schiano O., Birck J.-L., Allègre C.J. Osmium–strontium–neodymium–lead isotopic covariations in mid-ocean ridge basalt glasses and the heterogeneity of the upper mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1997, v. 150, p. 363–379.

Schmidberger S.S., Francis D. Nature of the mantle root beneath the North American craton: mantle xenolith evidence from Somerset Island kimberlites // *Lithos*, 1999, v. 48, p. 195–217.

Schmidt A., Weyer S., John T., Brey G.P. HFSE systematic of rutile-bearing eclogites: new insights into subduction zone processes and implications for the Earth's HFSE budget // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2009, v. 73, p. 455–468.

Schmidt G., Snow J. Os isotopes in mantle xenoliths from the Eifel volcanic field and the Vogelsberg (Germany): age constraints on the lithospheric mantle // *Contr. Miner. Petrol.*, 2002, v. 143, p. 694–705.

Schwab B.E., Johnston A.D. Melting systematics of modally variable, compositionally intermediate peridotites and the effects of mineral fertility // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 1789–1811.

Shervais J.W., Taylor L.A., Lugmair G., Clayton R.N., Mayeda T.K., Korotev R. Archean oceanic crust and the evolution of subcontinental mantle: eclogites from southern Africa // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1988, v. 100, p. 411—423.

Shirey S.B., Walker R.J. Re–Os isotopes in cosmochemistry and high-temperature geochemistry // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1998, v. 26, p. 423—500.

Shirey S.B., Carlson R.W., Richardson S.H., Menzies A., Gurney J.J., Pearson D.G., Harris J.W., Wiechert U. Archean emplacement of eclogitic components into the lithospheric mantle during formation of the Kaapvaal Craton // *Geophys. Res. Lett.*, 2001, v. 28, p. 2509—2512.

Snyder G.A., Jerde E.A., Taylor L.A., Halliday A.N., Sobolev V.N., Sobolev N.V. Nd and Sr isotopes from diamondiferous eclogites, Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia: evidence of differentiation in the early Earth? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, v. 118, p. 91—100.

Snyder G.A., Taylor L.A., Crozaz G., Halliday A.N., Beard B.L., Sobolev V.N., Sobolev N.V. The origin of Yakutian eclogite xenoliths // *J. Petrol.*, 1997, v. 38, p. 85—113.

Tackley P.J. Mantle convection and plate tectonics: toward an integrated physical and chemical theory // *Science*, 2000, v. 288, № 5473, p. 2002—2007.

Valley J.W. Oxygen isotopes in zircon // *Rev. Miner. Geochem.*, 2003, v. 53, № 1, p. 343—385.

Valley J.W., Kinny P.D., Schulze D.J., Spicuzza M.J. Zircon megacrysts from kimberlite: oxygen isotope variability among mantle melts // *Contr. Miner. Petrol.*, 1998, v. 133, № 1—2, p. 1—11.

Viljoen K.S., Smith C.B., Sharp Z.D. Stable and radiogenic isotope study of eclogite xenoliths from the Orapa kimberlite, Botswana // *Chem. Geol.*, 1996, v. 131, p. 235—255.

Viljoen K.S., Schulze D.J., Guadling A.G. Contrasting group I and group II eclogite xenolith petrogenesis: petrological, trace element and isotopic evidence from eclogite, garnet-websterite and alkremite xenoliths in the Kaalvallei Kimberlite, South Africa // *J. Petrol.*, 2005, v. 46, № 10, p. 2059—2090.

Waele B., Johnson D., Pisarevsky S.A. Palaeoproterozoic to Neoproterozoic growth and evolution of the eastern Congo Craton: its role in the Rodinia puzzle // *Precambrian Res.*, 2008, v. 160, p. 127—141.

Walker R.J., Shirey S.B., Stecher O. Comparative Re–Os, Sm–Nd and Rb–Sr isotope and trace element systematics for Archean komatiite flows from Munro Township, Abitibi belt, Ontario // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 1—12.

Walker R.J., Horan M.F., Morgan J.W., Becker H., Grossman J.N., Rubin A.E. Comparative $^{187}\text{Re}/^{187}\text{Os}$ systematics of chondrites: Implications regarding early solar system processes // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002, v. 66, p. 4187—4201.

Walter M.J. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 29—60.

Wu F., Walker R.J., Ren X., Sun D., Zhou X. Osmium isotopic constraints on the age of lithospheric mantle beneath northeastern China // *Chem. Geol.*, 2003, v. 196, p. 107—129.

Wu F.-Y., Walker R.J., Yang Y.-H., Yuan H.-L., Yang J.-H. The chemical-temporal evolution of lithospheric mantle underlying the North China Craton // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, v. 70, p. 5013—5034.

Yaxley G.M., Green D.H. Reactions between eclogite and peridotite: mantle refertilisation by subduction of oceanic crust // *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 1998, v. 78, № 2, p. 243—255.

*Рекомендована к печати 6 декабря 2016 г.
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию
13 июля 2016 г.*

