

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗРАСТ НИЖНЕЙ КОРЫ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

**Шацкий<sup>1,2</sup> В.С., Мальковец<sup>2</sup> В.Г., Бузлукова<sup>2</sup> Л.В., Белоусова<sup>3</sup> Е.А.,  
Гриффин<sup>3</sup> В.Л., О'Рэйлли<sup>3</sup> С.**

<sup>1</sup>*Институт геохимии им А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск,  
e-mail: shatsky@igc.irk.ru*

<sup>2</sup>*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск*

<sup>3</sup>*Национальный исследовательский центр «ГЕМОС», Университет Маккуори,  
Сидней, Австралия*

Изучены геохимические особенности нижнекоровых ксенолитов из кимберлитовых трубок Мархинского (Удачная, Комсомольская, Юбилейная, Зарница, Ботуобинская) и Далдынского террейнов (Заполярная). На основании датирования цирконов U-Pb методом и анализа изотопов гафния выделены этапы эволюции нижней коры Якутской алмазоносной провинции Сибирского кратона.

Среди ксенолитов исследованных трубок Далдынского и Алакит-Мархинского полей преобладают гранатовые гранулиты (50-60% от всех изученных ксенолитов) и кристаллосланцы (30%). Также присутствуют двупироксеновые гранулиты (10%) и гнейсы (10%). В трубке Ботуобинская (Накынское поле) отмечены ксенолиты как мафического, так и фельзического составов. В то же время в трубке Заполярная (Верхне-Мунское поле) широко развиты гнейсы и кристаллосланцы.

В трубке Удачная основная часть ксенолитов представлена гранатовыми гранулитами (50% от общего числа ксенолитов, из которых парагенезисы с амфиболом составляют 20%). Встречаются также двупироксеновые гранулиты (10%), кристаллосланцы (30%) и плагиогнейсы (10%). В трубке Ленинградская ксенолиты представлены гранатовыми гранулитами (70%) и двупироксеновыми гранулитами (30%). В трубке Комсомольская нижнекоровые ксенолиты представлены гранатовыми гранулитами (40%), двупироксеновыми гранулитами (30%) и кристаллосланцами (30%). Отличительной особенностью трубки Комсомольская является то, что почти все минералы ксенолитов подвергнуты вторичным изменениям, которые проявлены замещениями каолином плагиоклаза и хлоритоподобными минералами – пироксенов. В трубке Юбилейная ксенолиты представлены гранатовыми гранулитами. Среди исследованных 68 ксенолитов в трубке Ботуобинская 40% представлены гнейсами, 35% – кристаллосланцами и 25% – гранатовыми гранулитами. В трубке Заполярная ксенолиты представлены гнейсами и кристаллосланцами. Размер ксенолитов достигает 20 см.

Оценки температур равновесия для гранатовых гранулитов укладываются в интервал 700-850 °С, для двупироксеновых гранулитов – 750-800 °С, для плагиогнейсов 700-750 °С, для амфиболитов – 600-690 °С. Исследование структур распада в клинопироксенах из гранатовых гранулитов методом просвечивающей электронной микроскопии [Стенина, Шацкий, 1985] показало, что в них присутствуют ламели инвертированного пижонита. Наличие таких ламелей в клинопироксене указывает на то, что температуры кристаллизации пироксенов превышали 1000 °С. Полученные оценки давления для гранатовых гранулитов укладываются в интервал 9-13 кбар, для двупироксеновых гранулитов  $P=8.5-10$  кбар. Для амфиболитов величины давлений составляют около 8 кбар.

Ранее, на основании характера распределения редкоземельных элементов среди мафических гранулитов, из кимберлитовых трубок Удачная и Ленинградская, сходных по петрохимическому составу, нами было выделено три группы ксенолитов [Шацкий и др., 2005].

Ксенолиты первой группы характеризуются спектрами РЗЭ, обогащенными легкими редкими землями, отношение  $(La/Yb)_N$  составляет 8.60-18.75. Вторую группу представляют

гранулиты, характеризующиеся относительно ровным, слабо дифференцированным спектром распределения РЗЭ, отношение  $(La/Yb)_N = 0.87-1.79$ ). Некоторые ксенолиты демонстрируют слабую отрицательную европиевую аномалию, что указывает на фракционирование плагиоклаза. Ксенолиты третьей группы характеризуются низкими содержаниями РЗЭ и положительной европиевой аномалией отношение  $(La/Yb)_N = 5.9-6.7$ . Эти данные указывают на то, что ксенолиты третьей группы могут рассматриваться как кумулаты, существенно обогащенные плагиоклазом.

Исследование ксенолитов из трубок Комсомольская и Зарница позволило выделить четвертую группу мафических гранулитов. Они характеризуются дифференцированным характером распределения редких земель. Отношение  $(La/Yb)_N = 3.0-8.9$ . Почти для всех образцов наблюдается отчетливый европиевый минимум, что свидетельствует о фракционировании плагиоклаза.

На мультиэлементном графике несовместимых элементов, нормализованных на примитивную мантию, все образцы нижнекоровых ксенолитов показывают обогащение легкими лантаноидами. Все образцы характеризуются отрицательными аномалиями титана, тантала, ниобия, циркония, гафния и положительными стронция и бария.

У ксенолитов кристаллосланцев спектры распределения редких земель не отличаются от спектров гранулитов первой группы. Отмечается обогащение легкими редкими землями (~ в 100 раз по сравнению с хондритовыми), слабый Eu-минимум, отношение  $(La/Yb)_N = 8.2-19.6$ . На мультиэлементной диаграмме отмечаются положительные аномалии Sr, Ba, K.

Редкоземельные спектры ксенолитов гнейсов характеризуются сильным обогащением легкими лантаноидами до уровня 100 хондритовых, иногда наличием слабой положительной Eu аномалии и сильной дифференцированностью распределения  $(La/Yb)_N = 17.6-195.5$ . В них наблюдаются высокие содержания Rb, Ba, Sr и низкие высокозарядных элементов.

Зерна цирконов датировались *in situ* методом индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии с лазерной абляцией (LAM-ICPMS) в Национальном исследовательском центре «ГЕМОС», Университет Маккуори, Сидней Австралия. Описание аналитических процедур приведено в работах [Belousova et al., 2001; Jackson et al., 2004]. Изотопы гафния определялись на мультиколлекторном ICPMSNeptun. Аналитические процедуры даны в работах [Griffin et al., 2002, 2004].

Цирконы из ксенолитов мафических гранатовых гранулитов характеризуются на катодолюминесцентных топограммах однородным внутренним строением или размытой магматической осцилляторной зональностью.

Цирконы из гранатового гранулита из трубки Юбилейная (Yb-27-02) на катодолюминесцентных изображениях имеют однородное внутреннее строение. Они дают конкордантные  $^{207}U/^{206}Pb$  значения ~ 1830 млн лет,  $\epsilon(Hf)_t$  в пяти зернах циркона имеет отрицательные значения и варьирует в сравнительно узких пределах от -8.9 до -6.8. Принимая для расчетов среднее коровое значение Lu/Hf отношения равное 0.015 [Griffin et al., 2002] коровый модельный возраст  $T_{DM2}$  (предполагая отделение вещества от деплетированной мантии) для этого образца составляет ~ 2.95 млрд лет.

У цирконов из образца гранатового гранулита Ud-01-44 (Grt+Crpx+Amp+Pl) верхнее пересечение дискордии отвечает возрасту  $2569 \pm 92$  млн лет, а нижнее пересечение, где группируется основная масса точек, –  $1780 \pm 36$  млн лет (СКВО=2.0). В этом образце можно выделить три группы цирконов: молодой циркон с конкордантным  $^{207}U/^{206}Pb$  возрастом 1722 млн лет и с коровым модельным возрастом  $T_{DM2} = 3.79$  млрд лет; более древняя популяция цирконов ( $^{207}U/^{206}Pb$  возраст 2530-1976 млн лет;  $n = 7$ ) с  $Hf_i > 0.2811$ , с коровым модельным возрастом  $T_{DM2} = 3.35$  млрд лет; наиболее многочисленная популяция цирконов ( $^{207}U/^{206}Pb$  возраст 1992-1830 млн лет;  $n = 13$ ) с коровым модельным возрастом  $T_{DM2} = 3.53$  млрд лет.

Цирконы из ксенолита гранатового гранулита трубки Ленинградская Л-9-02 (Grt+Pl+Crpx+Amp+Bt+Scp) дают конкордантный  $^{207}U/^{206}Pb$  возраст  $1973 \pm 3.5$  млн лет (СКВО = 0.058),  $\epsilon Hf(t)$  в пятнадцати зернах циркона образуют плотный кластер с отрицательными значениями, близкими к Hf линии эволюции CHUR от -6.3 до -2.9. В одном зерне циркона с

$^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возрастом, составляющим 1939 млн лет,  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  достигает -12.6.  $T_{\text{DM2}}$  имеет самое древнее значение равное 3.28 млрд лет, тогда, как для основного кластера среднее значение минимального возраста протолита  $T_{\text{DM2}}$  составляет 2.77 млрд лет.

В кристаллосланце из трубки Комсомольская К-3-02 (Grt+Pl+Kfsh+Bt+Ilm) у большинства цирконов на катодолюминесцентных изображениях отсутствует осцилляторная зональность, и только в нескольких зернах отмечается либо четкая, либо размытая магматическая осцилляторная зональность. Цирконы дают значение конкордантного  $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возраста  $1903 \pm 17$  млн лет (СКВО = 0.2).  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  в пяти зернах циркона имеет как положительные, так и отрицательные значения, близкие к Hf линии эволюции CHUR от 0.6 до -1.6. В самом молодом зерне циркона с  $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возрастом, составляющим 1842 млн лет,  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  достигает -4.6.  $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возраст цирконов для обеих групп достаточно близок. Зерно с самым низким  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  отношением может свидетельствовать о наличии более древней популяции цирконов. В этом зерне присутствует осцилляторная зональность, а  $T_{\text{DM2}}$  имеет самое древнее значение, равное 2.74 млрд лет, тогда как для основного кластера среднее значение минимального возраста протолита  $T_{\text{DM}}$  составляет 2.56 млрд лет. В этом образце  $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  конкордантный возраст интерпретируется нами, как возраст метаморфизма породы.

В образце кристаллического сланца К-69-02 (Grt+Bt+Pl+Kfsp+Scp) осцилляторная зональность центральных частей зерен наблюдается значительно чаще по сравнению с цирконами образца К-3-02. Выявлена более сложная эволюция цирконов и их U/Pb и Hf изотопных систем. Для зерна циркона с конкордантным  $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возрастом 1977 млн лет коровый модельный возраст  $T_{\text{DM2}} = 3.77$  млрд лет. В малочисленной группе цирконов ( $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возраст 2883-1827 млн лет;  $n = 7$ ) с  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  от -16.3 до -5.1 коровый модельный возраст  $T_{\text{DM2}} = 3.23$  млрд лет. В наиболее многочисленной популяции цирконов ( $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возраст 1997-1878 млн лет;  $n = 13$ ) с  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  от -3.9 до 4.7 коровый модельный возраст  $T_{\text{DM2}} = 2.58$  млрд лет. В первых двух группах  $\text{Hf}_i$  варьирует незначительно – в пределах аналитической ошибки определения. Третья многочисленная группа цирконов ( $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возраст 1997-1878 млн лет;  $n = 13$ ) имеет значительно более высокие  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  отношения. Цирконы этой группы обладают магматической осцилляторной зональностью,  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  в данной группе варьирует в широких пределах от -3.9 до 4.7. Такие вариации составов можно объяснить добавлением вещества из более молодого мантийного источника ( $T_{\text{DM2}} = 2.58$  млрд лет) с менее радиогенным изотопным составом Hf – магматическим андерплейтингом.

В цирконах плаггиогнейсов из трубки Ботуобинская (Накынское кимберлитовое поле) зафиксировано несколько этапов корообразования. Наиболее древний конкордантный возраст 2947 млн лет получен для цирконов из плаггиогнейса Вт7-03 (Grt+Qt+Bt+Pl+Orx+Ap). Еще один этап отвечает конкордантному возрасту 2780 млн лет. Также на конкордию ложится точка, отвечающая значению 2406 млн лет. В другом образце плаггиогнейса из трубки Ботуобинская Вт39-03 (Gt+Pl+Срх+Qt) также зафиксирован возраст 2745 млн лет.

Цирконы из кристаллосланца трубки Заполярная К11-04 (Grt+Срх+Pl+Bt+Kfsp+Scp) дают конкордантное значение возраста 2.717 млрд лет. Близкие значения получены для цирконов плаггиогнейса Зп 10-04 (Grt+Pl+Срх+Bt+Rfsp+Amf+Qt) – 2.711 млрд лет, а так же кристаллосланца Зп 201-04 (Срх+Orx+Pl+Bt) – 2.687 млрд лет.

На основании полученных данных выделяется несколько этапов эволюции земной коры северо-востока Сибирской платформы. Наиболее древние  $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  конкордантные возраста индивидуальных зерен цирконов (2.9, 2.7 и 2.4 млрд лет), отвечающие этапам образования коры, фиксируются только в плаггиогнейсах и кристаллосланцах. В то же время модельные возраста свидетельствуют о том, что первая «протокора» Сибирского кратона уже существовала 3.5-3.8 млрд лет назад. Основываясь на гафниевых модельных возрастах ( $T_{\text{DM2}}$ ), можно выделить следующие основные этапы формирования архейской коры центральной части Якутской алмазоносной провинции: 3.8-3.5, 3.35-3.18, 2.95-2.38 млрд лет. Возрастной этап 2.0-1.78 млрд лет отвечает метаморфизму, который в ряде случаев

сопровождался плавлением, и отражает, по мнению О.М. Розена с соавторами [2006], процесс коллизии и амальгамации террейнов Сибирского кратона.

### Литература

Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З., Ротман А.Я., Специус З.В., Макеев А.Ф., Зинчук Н.Н., Манаков А.В., Серенко В.П. Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизионной системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. №6. С. 3-24.

Стенина Н.Г., Шацкий В.С. Структуры распада в клинопироксенахэклогитоподобных пород // Геология и геофизика. 1985. №3. С. 51-64.

Шацкий В.С., Бузлукова Л.В., Ягоутц Э., Козменко О.А., Митюхин С.И. Строение и эволюция нижней коры Далдын-Алакитского района Якутской алмазоносной провинции (по данным изучения ксенолитов) // Геология и геофизика. 2005. Т.46. №12., С. 1273-1289.

Belousova E.A., Griffin W.L., Shee S.R. Two age populations of zircons from the Timber Creek kimberlites, Northern Territory, as determined by laser-ablation ICP-MS analysis. *Australian Journal of Earth Sciences*. 2001. V. 48. P. 757-765.

Jackson S.E., Pearson N.J., Belousova, E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // *Chemical Geology*. 2004. V. 211. P. 47-69.

Griffin W.L., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: in situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes // *Lithos*, 2002. V. 61, P. 237-269.

Griffin W.L., Belousova E., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf- isotopes evidence from detrital zircons // *Precambrian Research*. 2004, V.131, P. 231-282.