

ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В РАЙОНЕ НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ГРАНАТОВ ИЗ КСЕНОЛИТОВ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ ТРУБОК НЮРБИНСКАЯ И БОТУОБИНСКАЯ

© 2021 г. А. Л. Рагозин^{a, b, *}, А. М. Агашев^a, Д. А. Зедгенизов^{a, b}, А. А. Денисенко^b

^aИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, просп. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^bНовосибирский государственный университет, ул. Пирогова, 1, Новосибирск, 630090 Россия

*e-mail: ragoz@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 07.10.2020 г.

После доработки 11.12.2020 г.

Принята к публикации 04.01.2021 г.

В работе представлены результаты изучения гранатов из коллекции серпентинизированных ксенолитов перидотитов из кимберлитовых трубок Нюрбинская и Ботуобинская Накынского кимберлитового поля. Для гранатов определены содержания главных и редких элементов, выявлены особенности их состава и генетические причины их вариаций. По содержаниям и форме нормированных на хондрит спектров распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) гранаты разделены на два типа. Для первого типа характерно синусоидальное распределение РЗЭ ($(Sm/Er)_n > 1$), для второго типа характерно “нормальное” распределение ($(Sm/Er)_n < 1$). По соотношению содержаний Y, Zr, Ti и Eu, а также форме нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ все гранаты из ксенолитов Накынского кимберлитового поля соответствуют гранатам метасоматизированных перидотитов, за исключением одного образца, попадающего в поле гранатов из деплетированных гарцбургит-дунитовых пород литосферной континентальной мантии. Геохимические характеристики гранатов соответствуют участию двух типов метасоматических агентов, карбонатитового/флюидного в случае гранатов первого типа и силикатного/расплавного в случае гранатов второго типа. Карбонатитовый метасоматический агент спровоцировал кристаллизацию гранатов гарцбургитового парагенезиса и при дальнейшем воздействии изменил их состав до лерцолитовых. Силикатный метасоматоз, приведший к формированию спектров РЗЭ гранатов типа 2 мог проходить по двум разным исходным составам гранатов, и изменение их составов соответствует двум эволюционным трендам. Это могло быть как наложение на реститивные деплетированные гранаты, так и на гранаты типа 1, которые ранее подвергались карбонатитовому метасоматозу. Низкие содержания Y и Ti, в сочетании с низкими отношениями Ti/Eu в гранатах позволяют говорить об умеренной проработке перидотитов литосферной мантии силикатными расплавами, что согласуется с высокой алмазонасностью кимберлитов Накынского поля.

Ключевые слова: гранат, перидотит, верхняя мантия, РЗЭ, Сибирский кратон, мантийный метасоматоз
DOI: 10.31857/S0016752521080069

ВВЕДЕНИЕ

Литосферная мантия под архейскими континентальными блоками (кратонами) простирается до глубины примерно 220–250 км (Rudnick, Nyblade, 1999; Eaton et al., 2009), и состоит, в основном, из пород ультраосновного состава и менее распространенных эллогитов и пироксенитов (Соболев, 1974). Эти породы доступны для изучения только как ксенолиты, вынесенные на поверхность кимберлитами, лампроитами и иногда другими глубинными магмами (лампрофировыми или щелочно-базальтовыми). Как известно, кимберлиты являются высоко-К и низко-Na ультраосновными, богатыми оливином (~50 мод. %) породами, образованными магмами мантийного происхождения с высокими содержаниями CO_2 и H_2O , которые возникают в результате частичного плавления мантии на глубинах более 200 км (Pearson et al., 2019). Кимберлиты представляют собой сложные гибридные породы, содержащие значительное количество обломков мантийного происхождения, в первую очередь оливина с редкими алмазами, заключенных в матрицу по существу магматического происхождения. (Mitchell et al., 2019). Мантийные ксенолиты в кимберлитовых трубках на протяжении многих лет являются важным источником информации о наиболее глу-

траосновными, богатыми оливином (~50 мод. %) породами, образованными магмами мантийного происхождения с высокими содержаниями CO_2 и H_2O , которые возникают в результате частичного плавления мантии на глубинах более 200 км (Pearson et al., 2019). Кимберлиты представляют собой сложные гибридные породы, содержащие значительное количество обломков мантийного происхождения, в первую очередь оливина с редкими алмазами, заключенных в матрицу по существу магматического происхождения. (Mitchell et al., 2019). Мантийные ксенолиты в кимберлитовых трубках на протяжении многих лет являются важным источником информации о наиболее глу-

бинных горизонтах литосферной мантии, доступных непосредственному изучению. Ксенолиты перидотитов, имеющих отчетливые признаки влияния мантийного метасоматоза, зафиксированы в кимберлитах практически во всех регионах распространения этих пород (например, Pearson et al., 2003; Bell et al., 2005; Grégoire et al., 2008; Arndt et al., 2009; Agashev et al., 2013; Howarth et al., 2014; Похиленко и др., 2015).

На Сибирском кратоне хорошо изучена литосферная мантия в районе трубки Удачная благодаря обилию крупных и исключительно свежих, практически не затронутых процессами вторичных изменений ксенолитов (Shatsky et al., 2008; Ionov et al., 2010, 2017; Doucet et al., 2012; Agashev et al., 2013; Howarth et al., 2014). В работе (Похиленко и др., 2015) на основании данных по составу гранатов из перидотитов трубки Удачная предложена обобщенная модель метасоматической эволюции перидотитов литосферной мантии Сибирского кратона, выделены составы метасоматических агентов, основные этапы метасоматоза и их последовательность.

В 1990-х в центральной части Мархинского террейна, входящего в состав Анабарской тектонической провинции на востоке Сибирского кратона, были открыты алмазные трубки Нюрбинская и Ботуобинская, входящие в состав Накынского кимберлитового поля (рис. 1). В непосредственной близости от этих трубок также обнаружены дайка Мархинская и тело Майское (Толстов и др., 2009). Изохронный Rb–Sr возраст кимберлитов составляет 364 ± 5 млн лет для трубки Нюрбинская и 364 ± 9 млн лет для трубки Ботуобинская (Agashev et al., 2001; Агашев и др., 2004). Для трубки Нюрбинская, возраст внедрения в интервале 384–374 Ма был определен по стратиграфическим критериям (Киселев и др., 2014). Оба определения соответствуют среднепалеозойскому эпизоду формирования многих других алмазных трубок Сибирского кратона (Sun et al., 2014; Agashev et al., 2020). По ряду минералогических и геохимических признаков кимберлиты Накынского поля близки к кимберлитам группы II (слюдистым оранжеитам) Южной Африки (Agashev et al., 2001; Похиленко и др., 2000). К настоящему времени, данных по мантийным ксенолитам из кимберлитов Накынского поля очень мало. В кимберлитах из трубки Нюрбинская ранее описаны алмаз-содержащие микроксенолиты, отобранные на обогатительной фабрике, и зачастую представляющие из себя сростки гранатов с алмазами (Spetsius et al., 2008; Malkovets et al., 2008). По химическому составу подавляющее большинство гранатов относятся к эклогитовому и пироксенитовому парагенезисам, в небольшом количестве присутствуют гранаты гарцбургитовой и неразделенной лерцолит-верлитовой ассоциаций. По широкой вариации со-

става изотопов кислорода в эклогитовых гранатах сделан вывод об их субдукционном происхождении вместе с алмазами (Spetsius et al., 2008). Гранаты перидотитового парагенезиса наиболее устойчивы к процессам вторичного изменения и их реликты могут быть использованы для характеристики состава и расщепления метасоматических преобразований литосферной мантии (Griffin et al., 1999a). В настоящей работе получены новые данные о составе главных и редких элементов гранатов из ксенолитов перидотитов из кимберлитовых трубок Нюрбинская и Ботуобинская, которые позволяют определить состав и особенности формирования мантийных субстратов данного региона.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящей работе использована коллекция из 37 ксенолитов перидотитов из кимберлитовых трубок Нюрбинская (12 образцов) и Ботуобинская (25 образцов). Ксенолиты как правило имеют форму эллипсоида от первых сантиметров до 8 см по длинной оси. Ксенолиты значительно подвергнуты вторичным изменениям и практически полностью серпентинизированы. Из первичных мантийных минералов в ксенолитах сохранились только гранаты и отдельные глобулы акцессорных сульфидов. Гранаты от 0.5 до 8 мм обычно имеют изометричную округлую форму, в ряде случаев с сохранившимися элементами кристаллографической огранки. В большинстве извлеченных зерен на периферии и вдоль секущих трещин фиксировались келифитовые (реакционные) каймы, которые составляли до 10% объема зерен (рис. 2)

Из ксенолитов механическим способом были извлечены 181 зерно гранатов характерного красно-лилового и розово-фиолетового цветов. Состав главных элементов гранатов определялся на рентгеноспектральном микроанализаторе Jeol JXA-8100 в ИГМ СО РАН с использованием ускоряющего напряжения 15 кВ и силе тока 20 нА. В качестве стандартов использовали природные минералы и синтетические стекла. Полный протокол измерений, используемый в настоящей работе, приведен в работе (Лаврентьев и др., 2015).

Определение содержания редких элементов в гранатах проводилось методом масс-спектрометрии с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой XSERIES2 (Thermo Scientific), объединенного с устройством лазерного пробоотбора с длиной волны 213 нм (New Wave Research, Nd:YAG твердотельный лазер), в НГУ. В качестве внешних стандартов использовались многоэлементные сертифицированные стандартные образцы стекла NIST 612 (номинальная концентрация элементов 50 ppm) и NIST 614 (номинальная концентра-

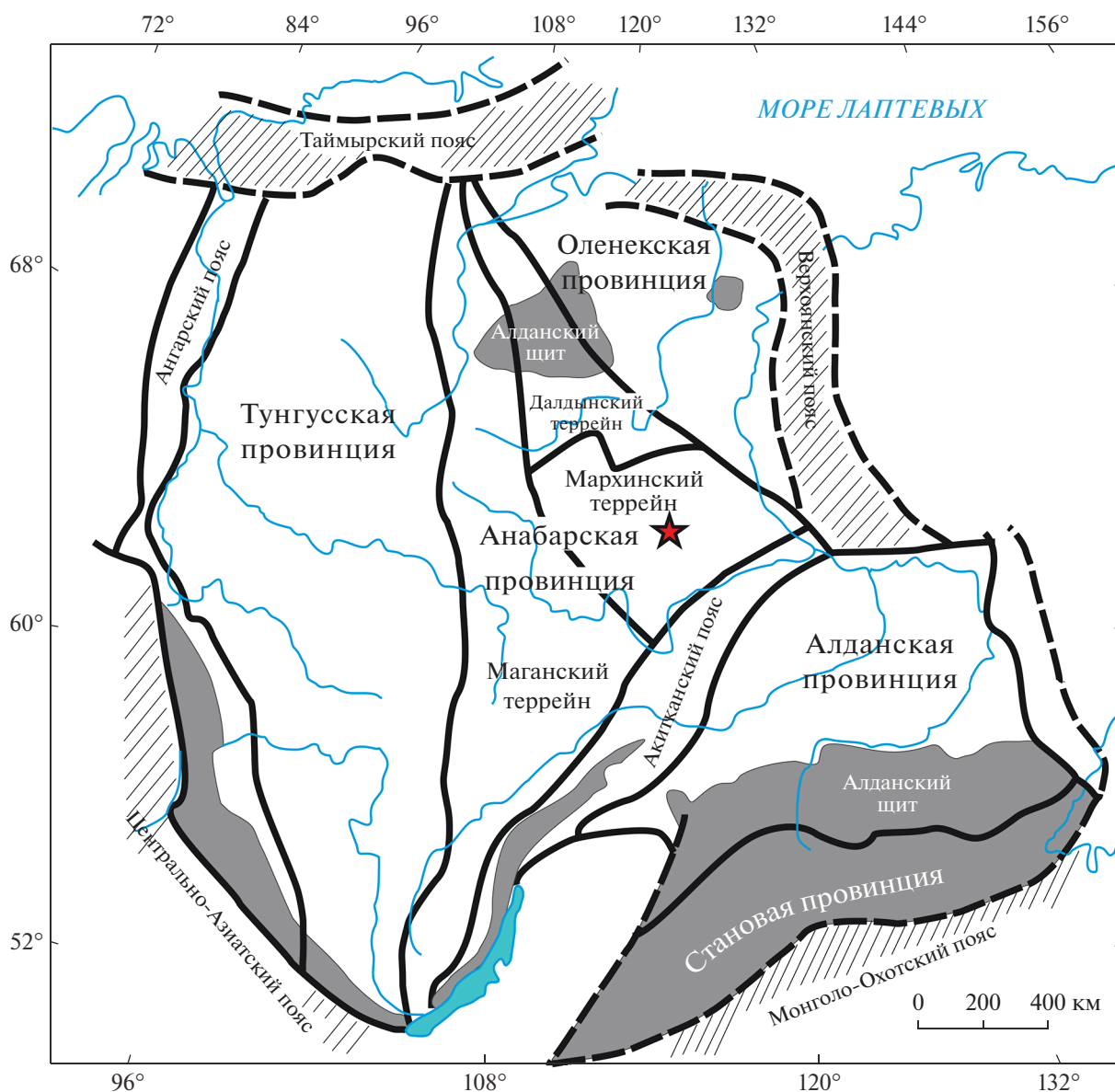


Рис. 1. Схема тектонического строения фундамента Сибирской платформы по (Розен и др., 2006; Koreshkova et al., 2011). Серым цветом обозначены выходы докембрийских пород фундамента кратона, белые области представляют собой пострифейский осадочный чехол, диагональной штриховкой обозначены фанерозойские мобильные пояса. Звезда – Накынское кимберлитовое поле.

ция элементов 1 ppm). В качестве внутреннего стандарта использовались определенные с помощью рентгеноспектрального микроанализа концентрации Са. Дрейф чувствительности прибора контролировался съемкой NIST 610 в качестве неизвестного образца. Параметры масс-спектрометра, такие как настройка напряжения на ионных линзах, масс-калибровка и др., обеспечивающие максимальную чувствительность в полном диапазоне анализируемых масс, оптимизировались по раствору 10 мг/л Mg, In, Ce, Ba и U в 0.5% HNO₃. Поток распыленного газа регулировался таким образом, чтобы соотношения CeO/Ce и

Ba²⁺/Ba⁺ было меньше 3%. Определение концентраций элементов в “сухом” аэрозоле, полученном на устройстве лазерного пробоотбора, проводилось на масс-спектрометре методом прыжков по вершинам пиков (peak jumping). Разрешение, измеряемое как ширина пика, устанавливалось на 0.7 а. е. м., и интенсивность пика для каждого исследуемого элемента измерялась как интенсивность сигнала в центральной точке диапазона масс, определенного для каждого элемента. Времена задержки (т.е. время измерения каждого изотопа за одну развертку квадруполя) устанавливались – 10 мс на каждую массу, один проход по всем массам за развертку. Время анализа со-

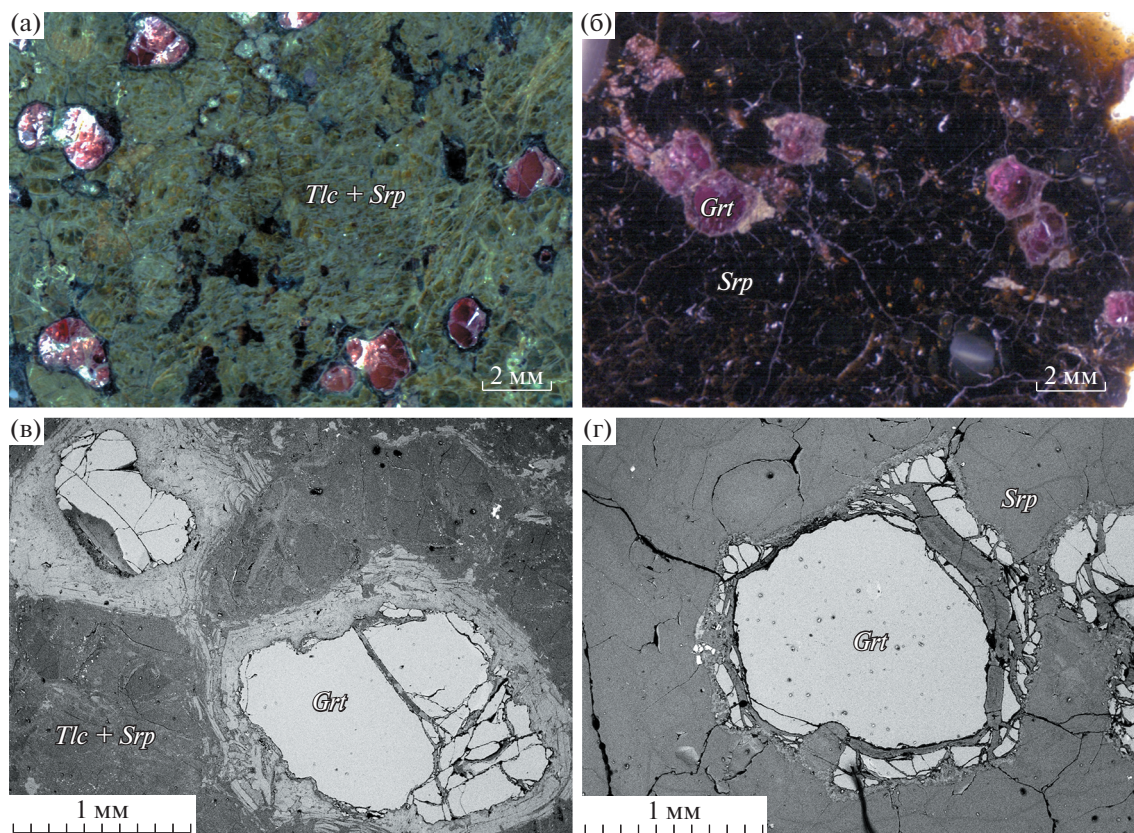


Рис. 2. Взаимоотношения гранатов с продуктами вторичного замещения в ксенолитах перидотитов (а–б – проходящий свет, в–г – изображение в режиме обратно-рассеянных электронов; *Grt* – гранат; *Tlc* – тальк, *Srp* – серпентин).

ставляло 90 с на точку, включая 30 с для определения фоновых значений. Сигнал определялся одновременно в импульсном (подсчет количества попавших на детектор ионов) и аналоговом режимах. Данные накапливались в режиме временного разрешения (TRA – time resolved analysis) в виде “временных срезов” с целью определения изменения концентрации элемента во времени. Анализируемые изотопы определялись одновременно по массе и по времени достижения максимума во “временном срезе”. Через каждые 10 образцов проводилось измерение стандартов NIST 612.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Химический состав гранатов: главные элементы

Состав исследованных гранатов из ксенолитов значительно варьирует по содержанию главных элементов (табл. 1). В отдельных ксенолитах и в пределах индивидуальных зерен состав гранатов существенно не различается. Диапазон вариаций пиропового (Prp) компонента в изученных гранатах составляет от 58 до 85 мол. %, гроссулярового (Gross) компонента от 6 до 25 мол. %, алмандинового (Alm) от 12 до 20 мол. % (рис. 3). По соотношению этих компонентов большинство гранатов соответствует полю составов гранатов из ксенолитов

перидотитов из многих других кимберлитовых месторождений Сибирской платформы, в частности, трубки Удачная (Taylor, Anand, 2004).

Все изученные гранаты имеют высокую магнезиальность (Mg# 76–87) и низкие содержания TiO_2 (<0.46 мас. %) и MnO (0.26–0.54 мас. %). Содержание CaO варьирует в пределах 2.3–6.3 мас. %, за исключением образца АН-3/16ко, в котором гранат содержит 9.8 мас. % CaO . Содержание Cr_2O_3 изменяется от 0.7 до 11.2 мас. %. По содержанию Cr_2O_3 и CaO большинство исследованных гранатов (гранаты из 41 образца) демонстрируют положительную корреляцию, характерную для гранатов лерцолитового парагенезиса (рис. 4). Составы гранатов с уменьшением содержания CaO и Cr_2O_3 вдоль лерцолитового тренда указывают на буферизацию клинопироксеном (Griffin et al., 1999a; Kopylova et al., 2000). Гранаты из 6 образцов по химическому составу соответствуют гарцбургит-дунитовому парагенезису, но только один из них (АН8/16-3) соответствует алмазонасной ассоциации по (Sobolev et al., 1973). К пироксенитам может быть отнесен один ксенолит (АН3/16ко), гранат которого имеет высокое содержание CaO , что в сочетании с низким содержанием Cr_2O_3 позволяет отнести его к вебстеритовому парагенезису.

Таблица 1. Содержания главных элементов (мас. %) в гранатах ксенолитов перидотитов из кимберлитов Накын-ского поля

Образец	<i>n</i>	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
Bt1/16	2	40.2	0.094	16.4	8.58	7.81	0.351	18.1	6.34	0.044	97.9
σ		0.1	0.007	0.0	0.03	0.02	0.004	0.0	0.01	0.002	0.05
Bt2/16	9	43.0	0.114	22.8	0.83	7.73	0.421	21.1	3.89	0.038	99.9
σ		0.1	0.008	0.3	0.11	0.03	0.008	0.1	0.02	0.022	0.3
Bt2/16ko	1	42.8	0.101	22.0	1.67	8.90	0.478	19.8	4.31	0.023	100.1
Bt6/16ko	3	41.7	0.167	17.9	7.15	6.67	0.332	20.0	5.46	0.059	99.3
σ		0.5	0.020	0.3	0.25	0.06	0.040	0.1	0.13	0.005	0.8
Bt6/16	8	41.8	0.165	22.2	1.39	8.68	0.464	20.8	4.05	0.056	99.6
σ		0.1	0.031	0.1	0.10	0.23	0.018	0.2	0.11	0.019	0.1
Bt8/16	5	41.4	0.399	17.8	6.85	5.90	0.286	19.5	6.28	0.082	98.4
σ		0.2	0.016	0.2	0.09	0.04	0.004	0.1	0.03	0.008	0.4
Bt10/16	1	41.3	0.254	21.7	1.50	9.79	0.479	19.9	4.33	0.083	99.3
Bt10/16ko	1	41.3	0.129	19.2	4.90	7.61	0.404	20.7	5.03	0.023	99.3
Bt10/16-1	1	41.6	0.234	22.4	0.86	9.63	0.442	20.6	3.84	0.093	99.8
Bt10/16-2	8	41.4	0.244	22.2	0.88	10.61	0.443	19.6	4.14	0.076	99.7
σ		0.1	0.026	0.1	0.05	0.08	0.014	0.1	0.08	0.014	0.1
Bt10/16-2ko	4	41.3	0.059	20.9	3.19	9.07	0.541	20.0	4.46	0.038	99.5
σ		0.1	0.014	0.2	0.15	0.13	0.010	0.2	0.04	0.019	0.2
Bt10/16/A-1ko	1	42.7	0.435	20.6	3.07	7.33	0.376	20.9	4.22	0.102	99.8
Bt11/16	5	41.5	0.240	17.3	7.33	7.08	0.296	19.9	5.01	0.053	98.8
σ		0.4	0.013	0.1	0.07	0.05	0.005	0.1	0.05	0.004	0.1
Bt11/16ko	1	41.3	0.068	20.1	3.94	9.70	0.483	18.4	4.79	0.033	98.8
Bt11/16-2	2	42.1	0.222	21.1	2.23	7.95	0.439	19.7	5.60	0.079	99.4
σ		0.1	0.003	0.2	0.28	0.01	0.015	0.2	0.11	0.004	0.1
Bt11/16-2ko	2	42.2	0.214	21.6	1.63	7.80	0.418	20.1	5.23	0.066	99.2
σ		0.0	0.009	0.0	0.01	0.01	0.005	0.0	0.05	0.005	0.05
Bt11/16-3	4	42.6	0.053	21.7	2.60	6.17	0.281	22.5	3.23	0.038	99.2
σ		0.2	0.009	0.2	0.11	0.14	0.002	0.1	0.03	0.002	0.6
Bt12/16	4	41.0	0.423	17.9	6.33	7.19	0.314	19.6	5.38	0.098	98.3
σ		0.4	0.007	0.1	0.12	0.06	0.006	0.0	0.05	0.014	0.6
Bt12/16-1	1	41.6	0.074	20.0	4.40	8.43	0.403	19.8	4.23	0.039	98.9
Bt13/16-1	3	41.2	0.179	20.9	2.92	7.48	0.349	20.2	4.68	0.072	98.0
σ		0.4	0.043	0.4	0.24	0.06	0.012	0.2	0.04	0.005	0.7
Bt13/16-2	3	42.0	0.032	20.4	4.24	7.73	0.379	22.0	2.27	0.041	99.1
σ		0.1	0.006	0.1	0.28	0.01	0.006	0.1	0.09	0.010	0.3
Bt13/16-4ko	1	42.1	0.458	19.7	3.72	7.01	0.379	21.1	4.49	0.100	99.1
Bt14/16	2	41.8	0.200	19.5	5.00	7.11	0.319	20.0	5.06	0.079	99.0
σ		0.0	0.130	1.9	2.79	0.30	0.041	0.2	0.33	0.009	1.2

Таблица 1. Окончание

Образец	<i>n</i>	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
Vt15/16	8	41.6	0.072	20.8	3.36	8.42	0.419	19.9	4.31	0.039	98.9
σ		0.2	0.007	0.2	0.12	0.15	0.013	0.2	0.03	0.004	0.4
Vt-карьер	2	41.3	0.172	20.4	3.32	9.63	0.526	20.6	3.23	0.086	99.3
σ		0.1	0.005	0.4	0.04	0.03	0.014	0.1	0.02	0.012	0.2
АН2/16	29	41.7	0.217	21.8	1.46	9.76	0.467	19.8	4.32	0.058	99.5
σ		0.6	0.026	0.1	0.05	0.07	0.008	0.2	0.04	0.014	0.3
АН3/16ко	1	41.9	0.056	21.4	1.61	7.21	0.259	17.1	9.84	0.015	99.5
АН7/16	19	41.6	0.050	20.8	3.24	9.09	0.431	19.3	4.27	0.040	98.8
σ		0.2	0.010	0.2	0.16	0.22	0.024	0.2	0.05	0.005	0.3
АН8/16-1	5	41.3	0.209	19.1	5.11	8.12	0.330	19.6	4.89	0.050	98.6
σ		0.1	0.010	0.1	0.01	0.03	0.010	0.1	0.02	0.011	0.2
АН8/16-2	7	41.2	0.043	20.3	3.77	9.66	0.487	18.5	4.82	0.030	98.8
σ		0.4	0.009	0.3	0.20	0.14	0.014	0.2	0.13	0.009	0.7
σ		0.1	0.009	0.3	0.43	0.13	0.005	0.1	0.08	0.009	0.5
АН9/16	2	40.1	0.196	14.4	11.11	7.28	0.345	18.3	6.42	0.058	98.2
σ		0.2	0.008	0.0	0.13	0.02	0.012	0.0	0.06	0.008	0.4
АН10/16	3	42.4	0.211	22.1	1.51	9.78	0.478	19.4	4.33	0.042	100.2
σ		0.2	0.019	0.2	0.01	0.05	0.009	0.0	0.02	0.015	0.2
АН11/16	2	40.4	0.193	14.4	11.10	7.33	0.328	18.2	6.50	0.063	98.5
σ		0.0	0.011	0.0	0.06	0.04	0.002	0.0	0.10	0.006	0.05
АН20/16	22	41.5	0.061	21.4	2.61	8.02	0.461	21.0	4.15	0.038	99.3
σ		0.1	0.009	0.2	0.18	0.21	0.017	0.2	0.04	0.013	0.2
АН24/16ко	1	42.4	0.060	20.8	3.16	9.08	0.538	19.4	4.40	0.042	99.9

Примечание. *n* – количество проанализированных гранатов, σ – стандартное отклонение; Vt – трубка Ботубинская, АН – трубка Нюрбинская.

Редкоэлементный состав гранатов

Исследованные в настоящей работе гранаты из ксенолитов перидотитов в кимберлитах На-кынского поля имеют широкие вариации содержания редких и редкоземельных (РЗЭ) элементов (табл. 2). Содержание редких и РЗ элементов было проанализировано в центральной и периферийной частях зерен граната в каждом образце. Значительных вариаций как в пределах зерен граната, так и в пределах большинства отдельных образцов выявлено не было. По содержанию и форме спектра распределения РЗЭ, нормированных на состав хондрита (McDonough, Sun, 1995), гранаты были разделены на 2 типа.

Гранаты 1 типа имеют синусоидальный спектр распределения РЗЭ (рис. 5а) и характеризуются отношением $(Sm/Er)_n > 1$ (*n* – нормализован на состав хондрита) и $(Nd/Er)_n > 1$ в случае граната из

образца Vt-12/16-1. По составу главных элементов гранаты с таким распределением относятся как к лерцолитовому, так и к гарцбургитовому парагенезисам. Для такого спектра распределения характерно обогащение легкими и средними РЗЭ. Степень такого обогащения значительно варьирует в разных образцах. Синусоидальное распределение наиболее отчетливо выражено в гарцбургитовом гранате из образца Vt13/16-2 $(Sm/Er)_n = 40.3$ и $(La/Yb)_n = 0.4$) и наименее проявлено в высоко-Сг гранатах лерцолитового парагенезиса из образцов Vt13/16-1 и Vt14/16 ($(Sm/Er)_n = 1.16-1.18$ и $(La/Yb)_n = 0.002-0.004$).

Гранаты 2 типа характеризуются обеднением легкими РЗЭ относительно хондрита и обогащением средними и тяжелыми РЗЭ $(Sm/Er)_n < 1$, $(La/Yb)_n = 0.001-0.008$ (рис. 4б). При этом для таких гранатов характерен плоский характер спек-

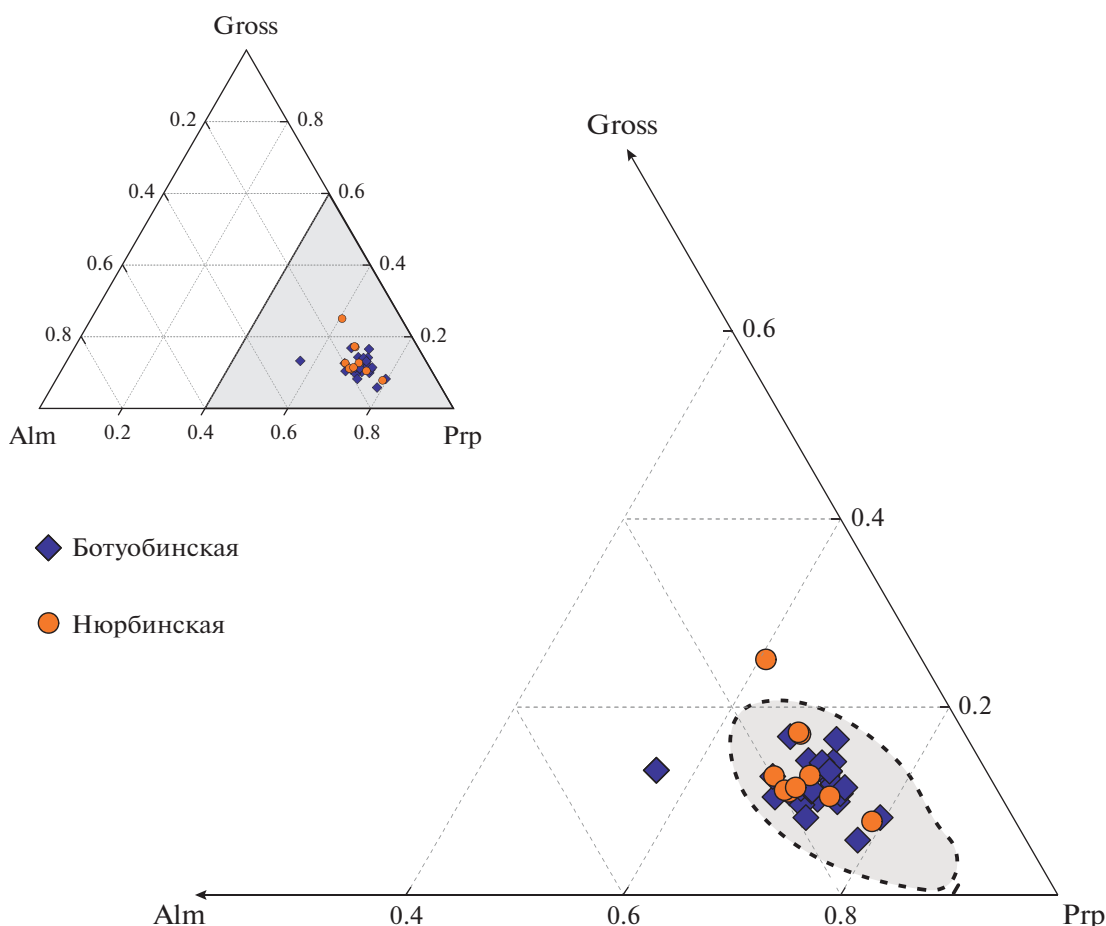


Рис. 3. Составы гранатов из ксенолитов перидотитов из кимберлитов Накынского поля на треугольной диаграмме пирроп-альмандин-гроссуляр. Серым цветом показано поле включений гранатов ультраосновного парагенезиса в алмазах из кимберлитов Сибирской платформы (Taylor, Anand, 2004).

тров распределения средних и тяжелых РЗЭ ($(Yb/Sm)_n < 5$). По соотношениям концентраций CaO и Cr_2O_3 большинство гранатов этой группы соответствуют лерцолитовому парагенезису. Такое же распределение РЗЭ характерно и для граната вебстеритового парагенезиса с высоким содержанием CaO . Хотя, для гранатов алмазной ассоциации характерно синусоидальное распределение РЗЭ (Shchukina et al., 2017), в случае гарцбургитового граната из образца Ан 8/16-3 наблюдается нормальное распределение РЗЭ при сравнительно низких содержаниях средних и тяжелых РЗЭ.

Два образца имеют нетипичные формы спектров распределения РЗЭ (рис. 5б). Гранаты из образца Vt10/16ko имеют фракционированный спектр распределения РЗЭ с постоянным увеличением нормализованных значений $((La/Yb)_n = 0.005$ и $(Yb/Sm)_n = 13.4$). Гранат из образца Vt 1/16 имеет низкие содержания всех РЗЭ, характерные для гранатов, образованных в результате выделения твердого раствора граната из высокотемпературного ортопироксена (Shchukina et al., 2017).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Кимберлиты Накынского поля отличаются от известных к настоящему времени кимберлитов из других полей Сибирской платформы (Томшин и др., 1998; Agashev et al., 2001; Корнилова и др., 2001; Специус и др., 2006; Константинов и др., 2017). Прежде всего, это проявлено в высоком содержании флогопита, низких содержаниях несовместимых элементов по сравнению с типичными кимберлитами и в составе изотопов Sr и Nd, переходном между кимберлитами группы I и оранжитами (кимберлитами группы II). Отмеченные отличия кимберлитов Накынского поля могут быть связаны с латеральной мантийной гетерогенностью и метасоматическими процессами, которые изменили геохимические характеристики верхней мантии соответствующего региона. Мантийный метасоматоз предполагает возможное участие разнообразных по составу мантийных флюидов/расплавов (Andersen, Neumann 2001; Klein-BenDavid et al., 2004; Tomlinson et al., 2006; Bussweiler et al., 2018; Zedgenizov et al., 2020). При-

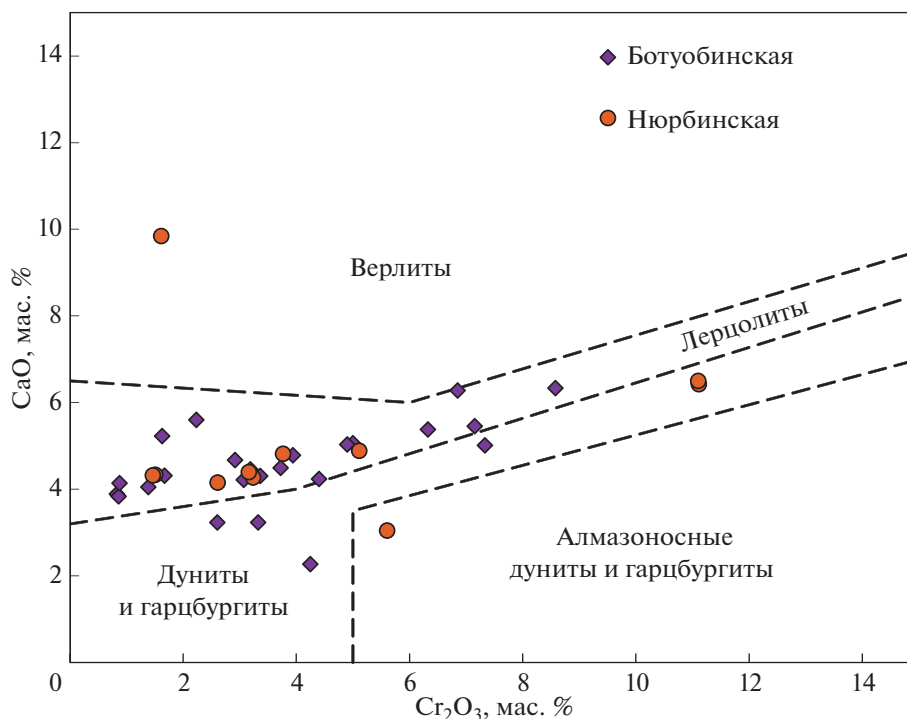


Рис. 4. Гранаты перидотитов из кимберлитов Накынского поля на диаграмме Cr_2O_3 —CaO (Sobolev et al., 1973).

знаки метасоматического воздействия могут проявляться в особенностях распределения редких элементов и РЗЭ в клинопироксенах и гранатах (Hoal et al., 1994; Griffin et al., 1999b; Agashev et al., 2013; Похиленко и др., 2015; Shchukina et al., 2017; Shchukina et al., 2019). Метасоматические агенты, действующие в литосферной мантии, обычно разделяют на два основных типа: силикатные расплавы и карбонатные расплавы/флюиды. В свою очередь по составу силикатного метасоматического агента существует несколько точек зрения. Это может быть силикатный расплав близкий к пикриту по составу элементов примесей (Shchukina et al., 2017; Агашев, 2019), непосредственно вмещающий кимберлит (Kargin et al., 2017) либо протокимберлитовый расплав, отвечающий составу закристаллизованной в мантии ранней порции кимберлита (Bussweiler et al., 2018). В последнем случае предположено, что ксенолиты из кимберлитов, скорее, несут информацию не о строении литосферной мантии, а о строении мантийного канала, в котором застыли предыдущие порции кимберлитового расплава. Данная гипотеза представляется весьма сомнительной так как, экзотические ксенолиты, такие как ильменитовые перидотиты, верлиты, сильно метасоматизированные деформированные перидотиты, и особенно редкие мантийные породы MARID (Mica-Amphibole-Rutile-Ilmenite-Diopside) и PIC (Phlogopite-Ilmenite-Clinopyroxene) в совокупности составляют не более 10% от общего

количества ксенолитов в кимберлитах (Соболев, 1974). Кроме того, логично было бы ожидать, что в виде ксенолитов в этом случае должен присутствовать материал заполнения этого канала, то есть застывший на глубине кимберлит.

Одним из главных доказательств метасоматического изменения пород литосферной мантии долгое время предполагалось наличие флогопита в мантийных перидотитах (Carswell, 1980; Grégoire et al., 2003; Harte, 1983; Hawkesworth et al., 1990; Kopylova et al., 1999). Так называемый “флогопитовый” (phlogopite) метасоматоз проявляется в мантии при относительно низких температурах ($T < 1100^\circ\text{C}$), что показано на примере перидотитов из трубки Весселтон (ЮАР) (Griffin et al., 1999b). Однако, по результатам изучения неизменных ксенолитов перидотитов из трубки Удачная (Agashev et al., 2013; Doucet et al., 2013), было установлено, что метасоматическое обогащение минералов не обязательно связано с появлением модалного флогопита, который либо совсем отсутствует, либо образует субмикронные фазы в интерстициях (Agashev et al., 2013). Кроме этого, был выделен так называемый “расплавный” (melt) метасоматоз, который происходит при более высоких температурах. По данным, приведенным в работах (Griffin et al., 1999b; Shchukina et al., 2017) содержания редких элементов, в частности Zr, Y и Ti, отражают особенности образования гранатов и несут в себе как признаки частичного плавления, так и метасоматического обогащения мате-

Таблица 2. Содержание редких элементов (ppm) в гранатах ксенолитов перидотитов из кимберлитов Наканского поля

Образец	п	Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pr	Sr	Nd	Zr	Hf	Sm	Eu	Ti	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
В1/16	2	н.п.о.	н.п.о.	0.004	0.028	0.011	0.079	0.008	0.036	0.330	0.081	1.007	0.547	4.358	0.114	0.190	0.091	588	0.320	0.051	0.362	1.993	0.077	0.239	0.048	0.358	0.086
σ				0.004	0.003	0.001	0.012	0.003	0.005	0.007	0.010	0.020	0.026	0.089	0.004	0.001	0.005	1	0.007	0.003	0.036	0.005	0.001	0.020	0.000	0.056	0.001
В2/16	9	н.п.о.	0.088	0.236	0.040	0.001	0.001	н.п.о.	0.003	0.043	0.027	0.064	0.452	11.64	0.214	0.618	0.353	726	1.638	0.368	3.060	18.65	0.243	0.386	0.000	0.960	0.482
σ				0.003	0.001	0.001	0.001	н.п.о.	0.003	0.005	0.003	0.042	0.048	1.341	0.041	0.052	0.025	49	0.021	0.116	0.024	0.012	0.243	0.059	0.000	2.940	0.254
В2/16ко	1	н.п.о.	0.043	0.002	0.004	0.004	0.011	0.001	0.014	0.143	0.069	0.079	1.076	10.04	0.128	1.173	0.536	458	2.461	0.514	4.114	23.90	0.899	2.657	0.358	2.386	0.329
В2/16ко	2	н.п.о.	0.098	0.047	0.031	0.039	0.149	0.021	0.051	0.580	0.220	0.635	1.900	11.85	0.345	0.829	0.305	1121	1.002	0.155	1.121	6.045	0.230	0.675	0.101	0.811	0.145
σ				0.030	0.009	0.014	0.347	0.009	0.011	0.095	0.033	0.010	0.026	0.865	0.010	0.059	0.015	44	0.034	0.060	0.004	0.097	0.021	0.000	0.000	0.005	0.019
В6/16	8	н.п.о.	н.п.о.	0.014	0.016	0.016	0.183	0.018	0.026	0.377	0.195	0.801	1.192	17.79	0.503	1.192	0.413	1006	1.379	0.207	1.519	8.148	0.316	0.892	0.138	0.961	0.169
σ				0.007	0.004	0.008	0.314	0.050	0.180	1.971	0.055	0.056	0.131	1.515	0.037	0.044	0.021	294	0.022	0.079	0.013	2.186	0.082	0.023	0.006	0.021	0.196
В8/16	3	0.029	0.024	0.004	0.004	0.010	0.084	0.016	0.015	0.208	0.105	0.505	1.192	59.67	1.711	0.761	0.360	2688	1.957	0.449	3.668	19.62	0.767	2.075	0.299	1.916	0.298
σ				0.002	0.003	0.002	0.003	0.001	0.006	0.047	0.015	0.095	0.086	0.754	0.046	0.056	0.015	34	0.024	0.017	0.015	0.165	0.007	0.040	0.006	0.076	0.010
В10/16	1	н.п.о.	0.038	н.п.о.	0.005	0.012	0.422	0.043	0.009	0.154	0.073	0.175	0.730	59.34	0.645	0.543	0.308	1070	1.753	0.417	3.580	20.76	0.807	2.001	0.301	1.890	0.270
В10/16ко	1	н.п.о.	0.038	0.011	0.021	0.028	0.049	0.002	0.032	0.233	0.065	0.252	0.499	6.117	0.128	0.299	0.165	3018	0.858	0.279	3.229	23.77	0.934	3.415	0.581	4.359	0.687
В10/16-1	1	н.п.о.	0.016	0.000	0.005	0.007	0.004	0.000	0.044	0.043	0.032	0.063	0.473	31.95	0.424	0.657	0.421	1577	1.882	0.485	4.628	21.88	0.846	2.454	0.355	3.552	0.350
В10/16-2	8	н.п.о.	0.031	0.048	0.044	0.032	0.023	0.002	0.044	0.089	0.025	0.170	0.433	20.23	0.336	0.832	0.469	1823	2.153	0.482	4.251	26.90	1.040	3.357	0.507	3.669	0.548
σ				0.015	0.006	0.011	0.057	0.020	0.116	0.149	0.009	0.064	0.202	0.769	0.025	0.025	0.012	103	0.011	0.085	0.016	0.327	0.164	0.030	0.086	0.015	0.069
В10/16-2ко	4	н.п.о.	0.065	0.002	0.015	0.027	0.014	0.002	0.025	0.245	0.089	0.164	1.032	7.789	0.089	1.016	0.494	417	2.172	0.454	3.447	18.77	0.728	2.180	0.320	2.258	0.355
σ				0.012	0.007	0.020	0.026	0.035	0.015	0.103	0.032	0.040	0.338	0.677	0.039	0.204	0.029	81	0.038	0.049	0.020	0.060	0.165	0.044	0.116	0.016	0.122
В10/16/А-1ко	1	н.п.о.	0.131	0.002	0.009	0.018	0.485	0.022	0.009	0.109	0.041	0.153	0.530	22.72	0.661	0.623	0.342	2542	1.916	0.448	3.907	22.15	0.927	2.871	0.439	3.259	0.525
В10/16	2	н.п.о.	0.066	0.030	0.065	0.485	0.046	0.053	0.663	0.262	0.378	0.978	2.524	23.21	0.540	1.268	0.451	1632	1.631	0.244	1.647	8.752	0.332	0.947	1.401	1.091	0.201
σ				0.027	0.008	0.013	0.315	0.008	0.010	0.086	0.030	0.009	0.024	0.787	0.033	0.054	0.014	40	0.030	0.055	0.003	0.088	0.019	0.004	0.009	0.005	0.018
В11/16ко	1	0.093	0.762	0.907	0.036	0.084	0.990	0.045	0.236	0.870	0.246	11.09	1.924	18.06	0.403	0.933	0.317	1166	1.112	0.179	1.172	6.345	0.226	0.642	1.077	0.796	0.131
В11/16-2	2	н.п.о.	н.п.о.	0.022	0.007	0.011	0.262	0.007	0.008	0.072	0.025	0.008	0.200	0.653	0.045	0.045	0.012	33	0.025	0.045	0.003	0.073	0.016	0.004	0.007	0.004	0.015
σ				0.011	0.006	0.009	0.225	0.006	0.007	0.062	0.022	0.006	0.017	0.562	0.006	0.039	0.016	28	0.022	0.039	0.002	0.063	0.014	0.003	0.006	0.003	0.013
В11/16-2ко	2	н.п.о.	0.171	1.156	0.014	0.015	0.022	0.001	0.365	0.696	0.111	14.77	0.906	12.45	0.252	0.724	0.326	979	1.160	0.227	1.826	11.31	0.425	1.391	0.221	1.645	0.257
σ				0.094	0.019	0.006	0.009	0.006	0.007	0.062	0.022	0.006	0.017	0.562	0.006	0.039	0.016	28	0.022	0.039	0.002	0.063	0.014	0.003	0.006	0.003	0.013
В12/16	3	н.п.о.	0.020	0.003	0.014	0.022	0.227	0.055	0.035	0.532	0.202	0.803	1.758	35.93	0.921	1.058	0.425	2910	1.941	0.387	3.096	18.96	0.686	2.236	0.318	2.163	0.345
σ				0.001	0.006	0.005	0.034	0.003	0.012	0.040	0.018	0.041	0.065	0.756	0.047	0.040	0.024	94	0.088	0.024	0.096	0.273	0.020	0.099	0.013	0.015	0.014
В12/16-1	1	н.п.о.	0.044	0.003	0.006	0.016	0.026	0.002	0.015	0.240	0.156	0.137	1.642	5.289	0.120	0.285	0.117	432	0.225	0.044	0.335	3.490	0.110	0.521	0.126	1.138	0.244
В13/16-1	3	0.006	0.044	0.003	0.009	0.010	0.008	0.001	0.006	0.120	0.089	0.160	1.369	34.27	0.760	1.285	0.621	1278	2.714	0.501	3.109	13.69	0.507	1.200	1.158	1.173	0.217
σ				0.003	0.016	0.003	0.007	0.003	0.001	0.077	0.038	0.110	0.337	4.936	0.138	0.127	0.036	258	0.218	0.013	0.101	0.349	0.013	0.038	0.003	0.097	0.007
В13/16-2	3	0.176	0.114	0.015	0.009	0.227	0.106	0.007	0.165	4.028	2.892	4.481	25.61	14.35	0.314	3.818	0.727	232	1.689	0.105	0.381	1.476	0.052	1.002	0.019	0.289	0.092
σ				0.106	0.021	0.006	0.003	0.002	0.015	0.583	0.229	0.253	0.522	0.266	0.014	0.241	0.027	5	0.177	0.010	0.035	0.090	0.010	0.007	0.003	0.019	0.001
В13/16-4ко	1	н.п.о.	н.п.о.	0.016	0.009	0.008	0.042	0.002	0.166	0.479	0.110	0.266	1.068	11.64	0.167	1.128	0.544	613	2.498	0.552	4.746	31.39	1.166	3.934	0.643	4.988	0.783
В14/16	1	0.019	н.п.о.	0.005	0.004	0.002	0.002	0.000	0.004	0.035	0.041	0.029	1.667	26.14	0.467	1.368	0.644	813	3.026	0.571	3.313	14.54	0.550	1.253	0.172	1.185	0.228
В15/16	3	0.040	0.082	0.001	0.003	0.014	0.024	0.003	0.011	0.161	0.077	0.129	1.296	21.20	0.260	1.390	0.695	527	3.239	0.692	5.026	22.85	0.864	2.405	0.353	2.567	0.441
σ				0.029	0.024	0.000	0.007	0.008	0.001	0.078	0.006	0.018	0.044	1.198	0.022	0.061	0.040	27	0.050	0.021	0.106	0.255	0.026	0.049	0.001	1.003	0.032
В15/16	2	н.п.о.	0.052	н.п.о.	0.002	0.005	0.448	0.040	0.001	0.041	0.017	0.063	0.154	108.9	1.057	0.334	0.331	1125	2.601	0.725	6.145	34.48	1.355	3.669	0.463	2.579	0.332
σ				0.002	0.001	0.018	0.070	0.000	0.000	0.000	0.001	0.016	0.018	0.584	0.067	0.027	0.017	49	0.006	0.201	0.008	0.002	0.112	0.053	0.011	0.010	0.001
В15/16	3	н.п.о.	0.044	0.003	0.004	0.014	0.008	0.001	0.005	0.074	0.034	0.075	0.455</														

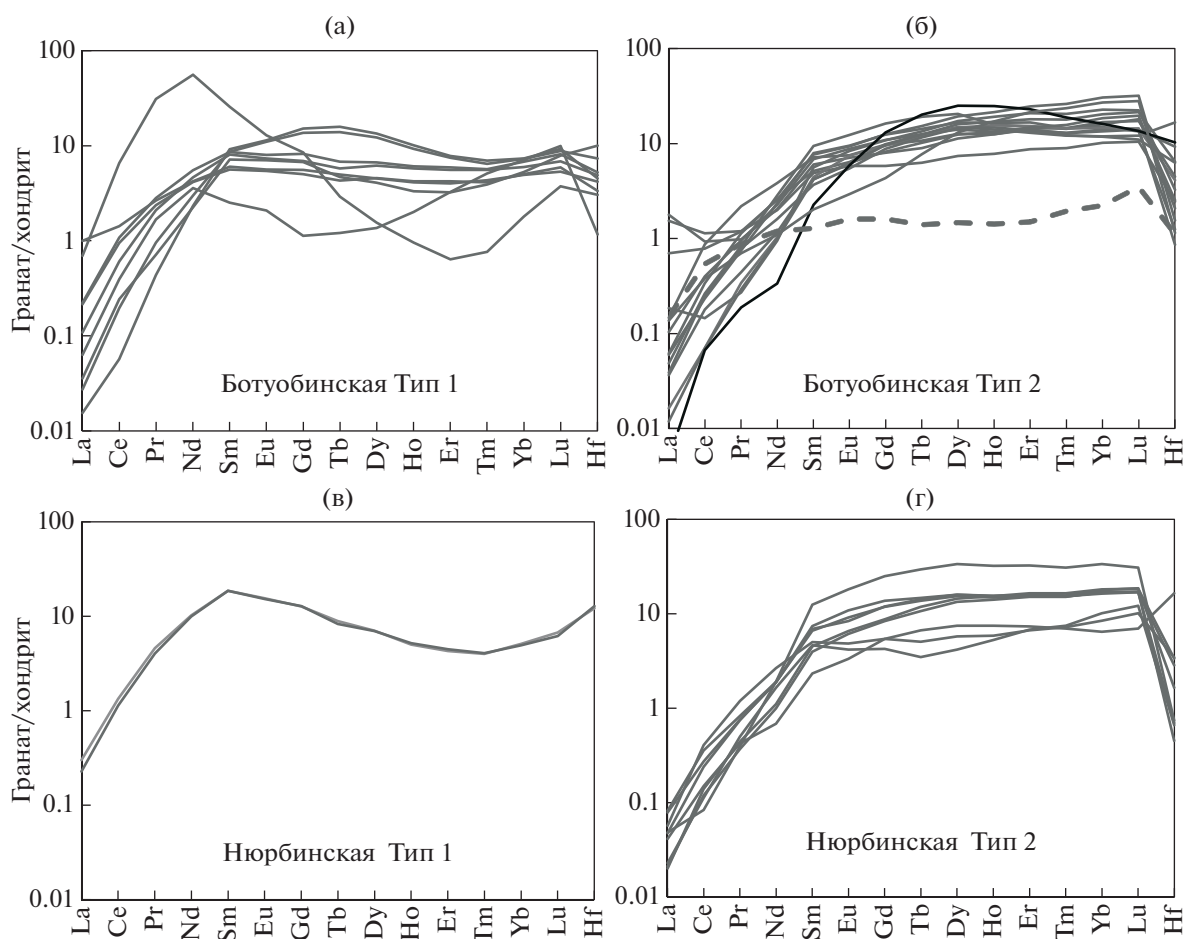


Рис. 5. Типы спектров распределения РЗЭ, нормированные к хондриту CI (McDonough, Sun, 1995), в гранатах из перидотитов Накынского кимберлитового поля (а – трубка Ботуобинская (тип 1), б – трубка Ботуобинская (тип 2), в – трубка Нюрбинская (тип 1), г – трубка Нюрбинская (тип 2). На рис. (б) черной линией выделен гранат из образца Bt10/16ko с фракционированным спектром распределения РЗЭ, пунктирной линией гранат из образца Bt 1/16 с низким содержанием всех РЗЭ, характерном для гранатов распадного генезиса.

ринских пород мантии. В последнее десятилетие появилось много новых данных по геохимии гранатов литосферной мантии, и гранаты с четкими признаками метасоматического обогащения, в частности, с ярко выраженным синусоидальным распределением РЗЭ, попадают в поле деплетированных гранатов по классификации (Griffin et al., 1999b). Половина лерцолитовых гранатов из деформированных перидотитов трубки Удачная (Agashev et al., 2013), т.е. пород, однозначно подвергшихся интенсивному метасоматозу, и гарцбургитовые гранаты из этой трубки, испытывающие карбонатитовый метасоматоз, также попадают в поле гранатов из деплетированных пород в соответствии с классификацией (Griffin et al., 1999b). Поле составов гранатов из деплетированных пород, которые имеют геохимические признаки частичного плавления и могут представлять собой реститы плавления примитивной мантии, впервые выделено в работе (Шукина и др., 2015), и это

поле только частично перекрывается с полем гранатов из деплетированных пород в соответствии с классификацией (Griffin, 1999b). Поэтому, для характеристики эволюции составов гранатов под влиянием метасоматических агентов в настоящей работе нами была использована классификация, предложенная в работах (Shchukina et al., 2017; Агашев и др., 2018).

По соотношению содержаний Zr и Y все гранаты из ксенолитов Накынского кимберлитового поля соответствуют метасоматизированным перидотитам по классификации (Griffin, 1999b), за исключением одного образца, попадающего в поле гранатов из деплетированных мантийных перидотитов (рис. 6). Большинство гранатов типа 1 попадают в область составов гранатов, обогащенных в результате кабанатитового/флюидного метасоматоза. В эту же область попадает гарцбургитовый гранат алмазной ассоциации, отнесенный по форме спектров распределения РЗЭ к типу 2.

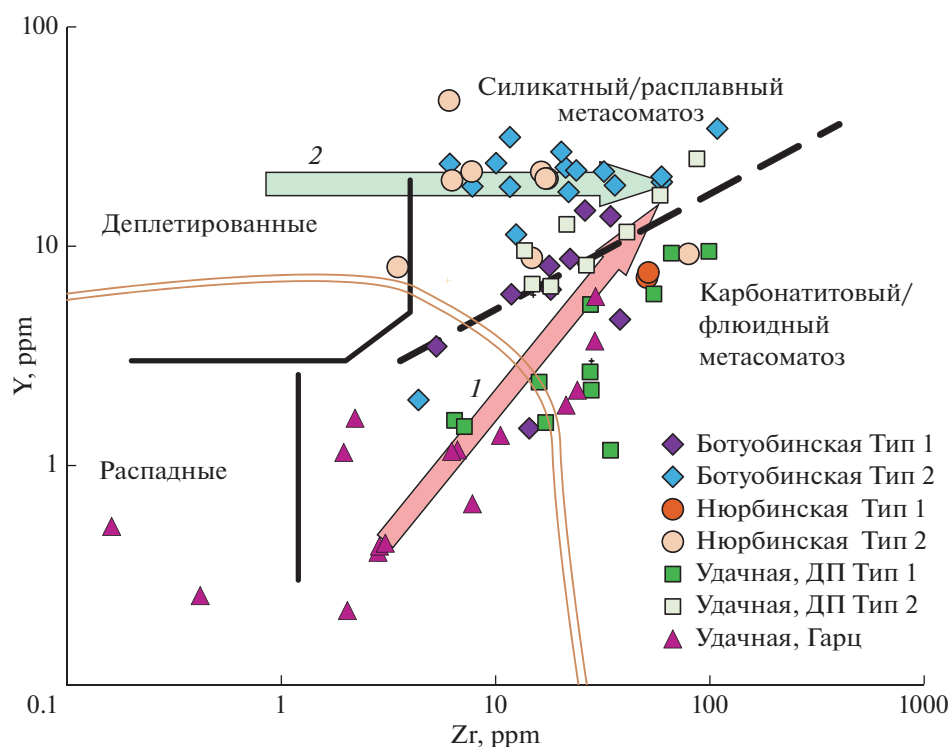


Рис. 6. Диграмма Y–Zr (модифицирована после (Griffin et al., 1999b)) для гранатов из перидотитов Накынского поля в сравнении с гранатами перидотитов трубки Удачная (Agashev et al., 2013; Похиленко и др., 2015). Поля составов гранатов и типов метасоматоза согласно (Агашев и др., 2018). Двойной линией выделено поле гранатов из деплетированных мантийных пород в соответствии с (Griffin et al., 1999b). 1 – тренд изменения составов гранатов вследствие влияния карбонатитового (флюидного) метасоматоза; 2 – тренд изменения составов гранатов вследствие влияния силикатного (расплавного) метасоматоза

Формирование гранатов типа 1 вероятно прошло в два этапа. Первым этапом была кристаллизация гарцбургитовых гранатов в результате реакции $Op_x + Sp = Ol + Grt$ (MacGregor, 1964). Появление ассоциации форстерита с гранатом, ортопироксеном и шпинелью обусловлено реакцией перехода шпинельевых перидотитов в гранатовые. Было показано, что эта реакция протекает в присутствии флюида с высоким отношением ЛРЗЭ/ТРЗЭ (Agashev et al., 2013; Cherpurov et al., 2019). В системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ эта реакция моновариантна. Было показано, что поле шпинель-содержащей ассоциации в системе $CaO-MgO-Al_2O_3-Cr_2O_3-SiO_2$ смещается в область высоких давлений пропорционально валовому количеству хрома (MacGregor, 1970). В четверной хромсодержащей системе с повышением вариантности линия равновесия преобразуется в поле сосуществования четырех фаз $Grt + Ol + Op_x + Sp$ (Туркин, Соболев, 2009).

Продолжающееся поступление и фракционная кристаллизация метасоматического агента с образованием граната и клинопироксена привели к обогащению гарцбургитовых гранатов Са, Y и тяжелыми РЗЭ (тренд 1 на рис. 6) и в конечном итоге переходу гарцбургитов в лерцолиты. Два граната типа 1 из трубки Ботуобинская имеют повышенное содержания Y (>12 ppm) что может

быть следствием последующего наложения силикатного метасоматоза. Гранаты типа 2 вероятно подверглись влиянию силикатного метасоматоза и их составы попадают в соответствующую область на графике Zr–Y. Силикатный метасоматоз, приведший к формированию спектров РЗЭ гранатов типа 2 вероятно проходил по двум разным исходным составам гранатов. Это могло быть как наложение на гранаты из деплетированных пород (тренд 2 на рис. 6), так и наложение на гранаты типа 1, ранее испытавшие карбонатитовый метасоматоз (тренд 1). Образование гарцбургитовых гранатов, а также этапы и последовательность эволюции их составов вдоль тренда 1, хорошо согласуется с моделью метасоматической эволюции перидотитовых гранатов, предложенной в работе (Похиленко и др., 2015).

Образование гранатов и клинопироксенов в деформированных перидотитах трубки Удачная (Агашев и др., 2010) также связывается с влиянием карбонатитового и силикатного расплавов. При этом, воздействие карбонатитового расплава рассматривается как наиболее ранняя стадия мантийного метасоматоза (Zedgenizov et al., 2020), обуславливающая формирование гранатов с отчетливым синусоидальным характером спектров распределения РЗЭ. По данным включений в ал-

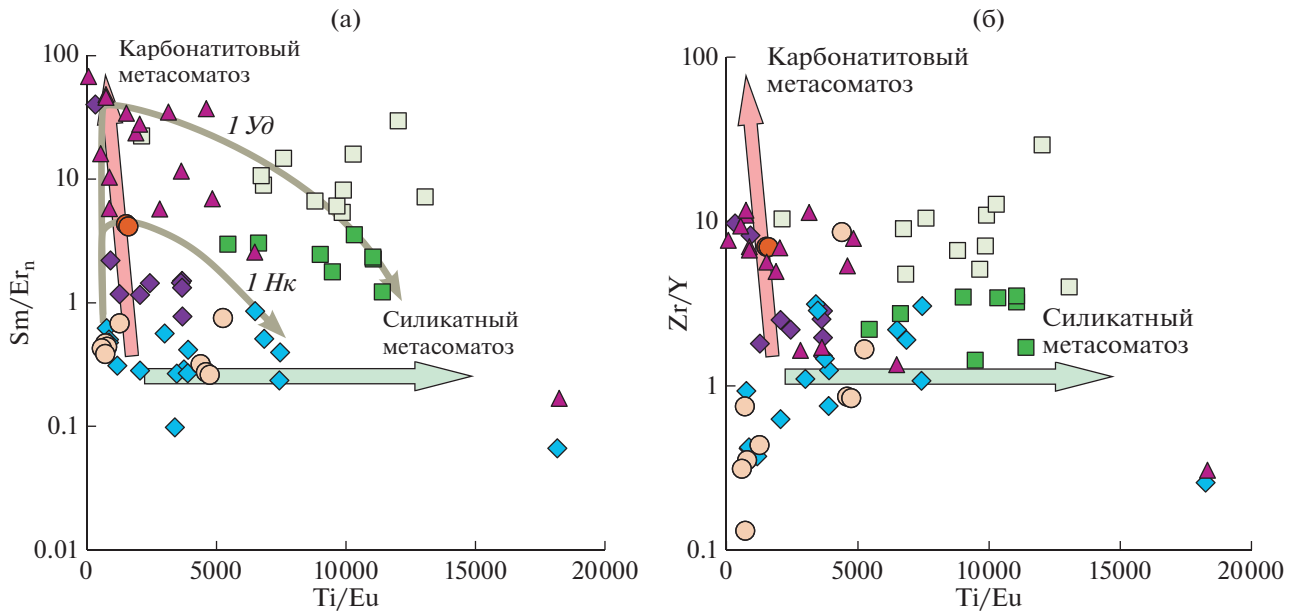


Рис. 7. Признаки метасоматических преобразований исследованных гранатов на диаграммах $(Sm/Er)_n - Ti/Eu$ (а) и $Zr/Y - Ti/Eu$ (б). Показаны пути эволюции состава гранатов от гарцбургитовых, через лерцолитовые с синусоидальным распределением РЗЭ до нормальных лерцолитовых для гранатов перидотитов тр. Удачная (тренд 1 Уд) и Накынского поля (тренд 1 Нк). Условные обозначения как на рис. 6.

мазах именно такие гранаты наиболее часто ассоциируют с алмазами (Stachel, Harris, 2008). Поэтому, гранаты с такими спектрами распределения РЗЭ можно относить к группе потенциально алмазоносных перидотитов. Лерцолитовые гранаты с неярко выраженным синусоидальным спектром распределения РЗЭ также встречаются в виде включений в алмазах кимберлитов мира (Stachel et al., 2004). Вероятнее всего, гранаты с менее выраженной синусоидальностью спектров имеют большую степень метасоматического изменения, что выражается, в обогащении гранатов тяжелыми и обеднении легкими РЗЭ.

Гранаты лерцолитового парагенезиса, имеющие нормальный спектр распределения РЗЭ, обычно не ассоциированы с алмазами (исключение район Бирим, Stachel et al., 2004), так как они равновесны с силикатным метасоматическим агентом, воздействие которого неблагоприятно для сохранности алмаза (Agashev et al., 2018b). Это, возможно, связано с тем, что метасоматический агент становится высокотемпературным с высоким отношением $Fe^{3+}/Fe_{общ}$ (Щукина и др., 2015). В соответствии с экспериментальными данными, такие расплавы эффективно окисляют алмаз (Rohrbach, Schmidt, 2011; Bataleva et al., 2012) и при проникновении в литосферную мантию могут привести к полному уничтожению алмаза.

Отношения редких элементов позволяют оценить интенсивность метасоматической проработки литосферной мантии под Накыньским кимберлитовым полем (рис. 7а, 7б). На рис. 7а показаны пути

эволюции состава гранатов от гарцбургитовых, через лерцолитовые с синусоидальным распределением РЗЭ до нормальных лерцолитовых для гранатов из перидотитов тр. Удачная (тренд 1 Уд) и Накынского поля (тренд 1 Нк). Все гранаты Накынского поля, за исключением одного образца, имеют Ti/Eu отношения ниже 8000, что позволяет говорить об умеренной проработке перидотитов литосферной мантии силикатными расплавами по сравнению с мантией в районе трубки Удачная. Более того, ряд образцов с лерцолитовыми гранатами типа 2 имеют низкие отношения Ti/Eu (500–1300) и Zr/Y (0.1–0.7), что свидетельствует о весьма слабом метасоматическом воздействии на эти гранаты. Эти гранаты на диаграмме $Zr-Y$ (рис. 6) расположены близко к полю деплетированных гранатов и, вероятно, образовались по реститовым гранатам при небольшой степени взаимодействия с силикатными метасоматическими агентами. Гранаты типа 1 обеих трубок имеют повышенные отношения $(Sm/Er)_n$ и Zr/Y , что является свидетельством карбонатитового/флюидного метасоматоза. Интенсивность этого типа метасоматоза в составе гранатов Накынского поля также проявлена в меньшей степени чем для гранатов трубки Удачная. Так, только 5 образцов имеют ярко выраженное синусоидальное распределение РЗЭ ($(Sm/Er)_n > 2$) либо Zr/Y отношение выше 5, состав остальных гранатов этого типа соответствует завершающему этапу карбонатитового метасоматоза уже сильно фракционированным метасоматическим агентом, обедненным средними

РЗЭ и обогащенным тяжелыми РЗЭ и Y. Полученные результаты свидетельствуют об умеренной метасоматической проработке литосферной мантии под Накынским кимберлитовым полем, что согласуется со слабым ранее установленным обогащением несовместимыми элементами кимберлитов Накынского поля по сравнению с типичными кимберлитами (Agashev et al., 2001).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По химическому составу реликтов гранатов серпентинизированные ксенолиты перидотитов трубок Ботуобинская и Нюрбинская классифицируются как лерцолиты (30 образцов), гарцбургиты (6 образцов) и вебстериты (1 образец). По составу редких и редкоземельных элементов, а также по форме нормированных на состав хондрита спектров распределения РЗЭ гранаты разделены на два типа. Первый тип характеризуется синусоидальным спектром распределения РЗЭ с отношением $(Sm/Er)_n > 1$, более выраженном в гарцбургитовых гранатах и менее в лерцолитовых. Второй тип гранатов, который имеет нормальное распределение РЗЭ и соответственно отношения $(Sm/Er)_n < 1$, представлен лерцолитовыми гранатами, одним гарцбургитовым и одним вебстеритовым. По соотношению редких элементов все гранаты из ксенолитов Накынского кимберлитового поля соответствуют метасоматизированным перидотитам (Агашев и др., 2018), за исключением одного образца, попадающего в поле деплетированных гранатов. Предполагается, что гранаты типа 1 сформировались при участии карбонатитового/флюидного метасоматоза, а гранаты типа 2 сформированы при участии силикатных метасоматических агентов.

Формирование гранатов типа 1 проходило в два этапа, первый — это кристаллизация гарцбургитовых гранатов в результате реакции перехода шпинелевых перидотитов в гранатовые. Было показано, что эта реакция в системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ имеет вид $Opx + Sp = Ol + Grt$, и протекает в присутствии флюида с высоким отношением ЛРЗЭ/ТРЗЭ. На втором этапе наложение карбонатитового метасоматоза на гарцбургитовые гранаты привело к формированию лерцолитовых гранатов с синусоидальным распределением РЗЭ. Метасоматоз, приведший к формированию спектров РЗЭ гранатов типа 2, мог идти по двум разным исходным составам гранатов: (1) как наложение на деплетированные гранаты, (2) наложение на гранаты типа 1, ранее подвергнутые карбонатитовому метасоматозу. Полученные результаты, однако, свидетельствуют об умеренной метасоматической проработке литосферной мантии под Накынским кимберлитовым полем, что согласуется со слабым обогащением несовместимыми элементами кимберлитов Накынского поля по сравнению с

типичными кимберлитами и их высокой алмазоспособностью.

Отбор материала, пробоподготовка, петрографическое описание и постановка анализа редких элементов поддержаны Российским научным фондом (16-17-10067). Определение состава гранатов проводилось при поддержке РФФИ (18-05-70064). В интерпретации результатов и написании статьи принимали участие все авторы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агашев А.М. 2019. Геохимия мегакристаллов граната из кимберлитовой трубки Мир (Якутия) и природа протокимберлитового расплава. *ДАН*. **486**(5), 583-587
- Агашев А.М., Орихаша Ю., Ватанабе Т., Похиленко Н.П., Серенко В.П. (2000) Изотопно-геохимическая характеристика кимберлитов Сибирской платформы в связи с проблемой их происхождения. *Геология и геофизика*. **41**(1), 90-99.
- Агашев А.М., Похиленко Н.П., Толстов А.В., Поляничко В.В., Мальковец В.Г., Соболев Н.В. (2004) Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазосносной провинции. *ДАН*. **399**(1), 95-99.
- Агашев А.М., Похиленко Н.П., Черепанова Ю.В., Головин А.В. (2010) Геохимическая эволюция пород основания литосферной мантии по результатам изучения ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитов трубки Удачная. *ДАН*. **432**(4), 510-513.
- Агашев А.М., Серов И.В., Толстов А.В., Шукина Е.В., Рагозин А.Л., Похиленко Н.П. (2018a) Новая генетическая классификация гранатов литосферной мантии. *Эффективность геологоразведочных работ на алмазы: прогнозно-ресурсные, методические, инновационно-технологические пути ее повышения*. Мирный: НИГП АК "АЛРОСА" (ПАО), 339-341.
- Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Иванов А.В., Егоров К.Н. (2014). Пространственно-временные отношения среднепалеозойских базитов и алмазосносных кимберлитов на северо-западном плече Вилюйского рифта (Сибирский кратон). *Геология и геофизика*. **55**(2), 185-196.
- Константинов К.М., Яковлев А.А., Антонова Т.А., Константинов И.К., Ибрагимов Ш.З., Артемова Е.В. (2017) Петро- и палеомагнитные характеристики структурно-вещественных комплексов месторождения алмазов трубка Нюрбинская (Среднемархинский район, Западная Якутия). *Геодинамика и тектонофизика*. **8**(1), 135-169.
- Корнилова В.П., Фомин А.С., Зайцев А.М. (2001) Новый тип алмазосносных кимберлитовых пород на Сибирской платформе. *Региональная геология и металлогения*. **13-14**, 105-117.
- Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. (2015) Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп. *Геология и геофизика*. **56**(8), 1473-1482.
- Похиленко Н.П., Агашев А.М., Литасов К.Д., Похиленко Л.Н. (2015) Взаимоотношения карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной мантии с алмазообразованием и карбонатит-кимберлитовым магматизмом. *Геология и геофизика*. **56**(1-2), 361-383.

- Похиленко Н.П., Агашев А.М., Литасов К.Д., Похиленко Л.Н. (2015). Взаимоотношения карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной мантии с алмазобразованием и карбонатит-кимберлитовым магматизмом. *Геология и геофизика*. **56**(1–2), 361–383.
- Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Черный С.Д., Митюхин С.И., Яныгин Ю.Т. (2000) Пиропы и хромиты из кимберлитов Накынского поля (Якутия) и района Стэп-Лейк (провинция Слейв, Канада): свидетельства аномального строения литосферы. *ДАН*. **372**(3), 356–360.
- Розен О.М., Невский Л.К., Журавлев Д.З., Ротман А.Я., Спеицус З.В., Макеев А.Ф., Зинчук Н.Н., Манаков А.В., Серенко В.П. (2006). Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизийной системы. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **14**(6), 3–24.
- Соболев Н.В. (1974) *Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии*. Новосибирск: Наука, 264 с.
- Спеицус З.В., Иванов А.С., Митюхин С.И. (2006) Ксенолиты и мегакристы с алмазами из кимберлитовой трубки Нюрбинская (Накынное поле, Якутия). *ДАН*. **408**(6), 810–814.
- Толстов А.В., Минин В.А., Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Разумов А.Н. (2009) Новое тело высокоалмазных кимберлитов в Накынном поле Якутской кимберлитовой провинции. *Геология и геофизика*. **50**(3), 227–240.
- Томшин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т. (1998) Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции. *Геология и геофизика*. **39**(12), 1693–1703.
- Туркин А.И., Соболев Н.В. (2009). Пироп-кноррингитовые гранаты: обзор экспериментальных данных и природных парагенезисов. *Геология и геофизика*. **50**(12), 1506–1523.
- Щукина Е.В., Агашев А.М., Костровицкий С.И., Похиленко Н.П. (2015) Метасоматические изменения литосферной мантии в районе кимберлитовой трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция. *Геология и геофизика*. **56**(12), 2153–2172.
- Agashev A., Ionov D., Pokhilenko N., Golovin A., Cherepanova Y., Sharygin I. (2013) Metasomatism in lithospheric mantle roots: constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya. *Lithos*. **160**, 201–215.
- Agashev A., Watanabe T., Bydaev D., Pokhilenko N., Fomin A., Maehara K., Maeda J. (2001) Geochemistry of kimberlites from the Nakyn field, Siberia: evidence for unique source composition. *Geology*. **29**(3), 267–270.
- Agashev A.M., Chervyakovskaya M.V., Serov I.V., Tolstov A.V., Agasheva E.V., Votyakov S.L. (2020). Source rejuvenation vs. re-heating: Constraints on Siberian kimberlite origin from U/Pb and Lu/Hf isotope compositions and geochemistry of mantle zircons. *Lithos*. **364–365**, 105508.
- Agashev A.M., Nakai S.i., Serov I.V., Tolstov A.V., Garjanin K.V., Kovalchuk O.E. (2018b) Geochemistry and origin of the Mirny field kimberlites, Siberia. *Mineral. Petrol.* **112**(2), 597–608.
- Andersen T., Neumann E.-R. (2001) Fluid inclusions in mantle xenoliths. *Lithos*. **55**(1), 301–320.
- Arndt N., Coltice N., Helmstaedt H., Gregoire M. (2009) Origin of Archean subcontinental lithospheric mantle: Some petrological constraints. *Lithos*. **109**(1–2), 61–71.
- Bataleva Y.V., Palyanov Y.N., Sokol A.G., Borzdov Y.M., Palyanova G.A. (2012) Conditions for the origin of oxidized carbonate-silicate melts: Implications for mantle metasomatism and diamond formation. *Lithos*. **128–131**, 113–125.
- Bell D.R., Gregoire M., Grove T., Chatterjee N., Carlson R., Buseck P. (2005) Silica and volatile-element metasomatism of Archean mantle: a xenolith-scale example from the Kaapvaal Craton. *Contrib. Mineral. Petrol.* **150**(3), 251.
- Bussweiler Y., Pearson D.G., Stachel T., Kjarsgaard B.A. (2018). Cr-rich megacrysts of clinopyroxene and garnet from Lac de Gras kimberlites, Slave Craton, Canada—implications for the origin of clinopyroxene and garnet in cratonic lherzolites. *Mineral. Petrol.* **112**(2), 583–596.
- Carswell D. (1980) Mantle derived lherzolite nodules associated with kimberlite, carbonatite and basalt magmatism: a review. *Lithos*. **13**(2), 121–138.
- Chepurov A.A., Faryad S.W., Agashev A.M., Strnad L., Jedlicka R., Turkin A.I., Mihaljevic M., Lin V.V. (2019) Experimental crystallization of a subcalcic Cr-rich pyrope in the presence of REE-bearing carbonatite. *Chem. Geol.* **509**, 103–114.
- Doucet L.S., Peslier A.H., Ionov D.A., Brandon A.D., Golovin A.V., Ashchepkov I.V. (2013) High water contents in the Siberian cratonic mantle: an FTIR study of Udachnaya peridotite xenoliths. *AGUFM*. 2013, T23A–2563.
- Eaton D.W., Darbyshire F., Evans R.L., Grütter H., Jones A.G., Yuan X. (2009) The elusive lithosphere–asthenosphere boundary (LAB) beneath cratons. *Lithos*. **109**(1), 1–22.
- Grégoire M., Bell D., Le Roex A. (2003) Garnet lherzolites from the Kaapvaal Craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic history. *J. Petrol.* **44**(4), 629–657.
- Grégoire M., Jégo S., Maury R., Polvé M., Payot B., Tamayo Jr.R., Yumul Jr.G. (2008) Metasomatic interactions between slab-derived melts and depleted mantle: Insights from xenoliths within Monglo adakite (Luzon arc, Philippines). *Lithos*. **103**(3–4), 415–430.
- Griffin W., Fisher N., Friedman J., Ryan C., O'Reilly S. (1999a) Cr-pyrope garnets in the lithospheric mantle. I. Compositional systematics and relations to tectonic setting. *J. Petrol.* **40**(5), 679–704.
- Griffin W.L., Shee S.R., Ryan C.G., Win T.T., Wyatt B.A. (1999b) Harzburgite to lherzolite and back again: metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberley, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.* **134**(2), 232–250.
- Harte B. (1983) Mantle peridotites and processes—the kimberlite sample. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (Hawkesworth C., Norry M.J. (Eds.), Shiva, Nantwich, 46–91.
- Hawkesworth C., Erlank A., Kempton P., Waters F. (1990) Mantle metasomatism: isotope and trace-element trends in xenoliths from Kimberley, South Africa. *Chem. Geol.* **85**(1–2), 19–34.
- Hidas Z., Guzmics T., Szabó C., Kovács I., Bodnar R.J., Zajacz Z., Nédli Z., Vaccari L., Perucchi A. (2010) Coexisting silicate melt inclusions and H₂O-bearing, CO₂-rich fluid inclusions in mantle peridotite xenoliths from the Car-

- pathian–Pannonian region (central Hungary). *Chem. Geol.* **274**(1–2), 1–18.
- Hoal K., Hoal B., Erlank A., Shimizu N. (1994) Metasomatism of the mantle lithosphere recorded by rare earth elements in garnets. *Earth Planet. Sci. Lett.* **126**(4), 303–313.
- Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F., Baziotis I.P., Pokhilenko N.P., Pokhilenko L.N., Bodnar R.J., Taylor L.A., Agashev A.M. (2014) Superplume metasomatism: evidence from Siberian mantle xenoliths. *Lithos.* **184**, 209–224.
- Ionov D.A., Bigot F., Braga R. (2017) The Provenance of the Lithospheric Mantle in Continental Collision Zones: Petrology and Geochemistry of Peridotites in the Ulten–Nonsberg Zone (Eastern Alps). *J. Petrol.* **58**(7), 1451–1472.
- Ionov D.A., Doucet L.S., Ashchepkov I.V. (2010) Composition of the lithospheric mantle in the Siberian craton: new constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East kimberlite. *J. Petrol.* **51**(11), 2177–2210.
- Ionov D.A., Doucet L.S., von Strandmann P.A.P., Golovin A.V., Korsakov A.V. (2017). Links between deformation, chemical enrichments and Li-isotope compositions in the lithospheric mantle of the central Siberian craton. *Chemical Geology.* **475**, 105–121.
- Kargin, A.V., Sazonova, L.V., Nosova, A.A., Lebedeva, N.M., Tretyachenko, V.V., Abersteiner, A., 2017. Cr-rich clinopyroxene megacrysts from the Grib kimberlite, Arkhangelsk province, Russia: relation to clinopyroxene–phlogopite xenoliths and evidence for mantle metasomatism by kimberlite melts. *Lithos.* **292–293**, 34–48.
- Klein-BenDavid O., Izraeli E.S., Hauri E., Navon O. (2004) Mantle fluid evolution—a tale of one diamond. *Lithos.* **77**(1–4), 243–253.
- Koornneef J.M., Gress M.U., Chinn I.L., Jelsma H.A., Harris J.W., Davies G.R. (2017). Archaean and Proterozoic diamond growth from contrasting styles of large-scale magmatism. *Nat. commun.* **8**(1), 1–8.
- Kopylova M., Russell J., Cookenboo H. (1999) Petrology of peridotite and pyroxenite xenoliths from the Jericho kimberlite: implications for the thermal state of the mantle beneath the Slave craton, northern Canada. *J. Petrol.* **40**(1), 79–104.
- Kopylova M., Russell J., Stanley C., Cookenboo H. (2000) Garnet from Cr- and Ca-saturated mantle: implications for diamond exploration. *J. Geochem. Explor.* **68**(3), 183–199.
- Koreshkova M.Y., Downes H., Levsky L.K., Vladyskin N.V. (2011) Petrology and geochemistry of granulite xenoliths from Udachnaya and Komsomolskaya kimberlite pipes, Siberia. *J. Petrol.* **52**, 1857–1885.
- Macgregor I.D. (1970). The effect of CaO, Cr₂O₃, Fe₂O₃ and Al₂O₃ on the stability of spinel and garnet peridotites. *Phys. Earth Planet. In.* **3**, 372–377.
- MacGregor I.D. (1964) The reaction 4 enstatite + spinel = forsterite + pyrope. *Carnegie Inst Wash Ybk.* **63**, 156–157.
- Malkovets V., Zedgenizov D., Griffin W., Dak A., O'Reilly S., Pokhilenko N., Mityukhin S. (2008) Diamondiferous microxenoliths and xenocrysts from the Nyurbinskaya kimberlite pipe, Yakutia. *9th International Kimberlite Conference Extended Abstract*, No. 9IKC-A-00224.
- McDonough W.F., Sun S.-S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**(3–4), 223–253.
- Mitchell R.H., Giuliani A., O'Brien H. (2019). What is a kimberlite? Petrology and mineralogy of hypabyssal kimberlites. *Elements.* **15**(6), 381–386.
- Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B. (2003) Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds. In *Treatise on Geochemistry* (Ed. Carlson R.W.), Elsevier, p. 171–275.
- Pearson D.G., Woodhead J., Janney P.E. (2019). Kimberlites as geochemical probes of Earth's mantle. *Elements.* **15**(6), 387–392.
- Rohrbach A., Schmidt M.W. (2011) Redox freezing and melting in the Earth's deep mantle resulting from carbon–iron redox coupling. *Nature.* **472**(7342), 209–212.
- Rudnick R.L., Nyblade A.A. (1999) The thickness and heat production of Archean lithosphere: constraints from xenolith thermobarometry and surface heat flow. In *Mantle petrology: field observations and high pressure experimentation: a tribute to Francis R. (Joe) Boyd* (Eds. Fei, Y., Bertka, C.M., Mysen, B.O.), The Geochemical Society, Special Publication 6, pp. 3–12.
- Shatsky V., Ragozin A., Zedgenizov D., Mityukhin S. (2008) Evidence for multistage evolution in a xenolith of diamond-bearing eclogite from the Udachnaya kimberlite pipe. *Lithos.* **105**(3–4), 289–300.
- Shchukina E.V., Agashev A.M., Pokhilenko N.P. (2017) Metasomatic origin of garnet xenocrysts from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk region, NW Russia. *Geosci. Front.* **8**(4), 641–651.
- Shchukina E.V., Agashev A.M., Shchukin V.S. (2019) Diamond-Bearing Root beneath the Northern East European Platform (Arkhangelsk Region, Russia): Evidence from Cr–Pyrope Trace-Element Geochemistry. *Minerals.* **9**(5), 261.
- Sobolev N.V., Lavrent'ev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. (1973) Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses. *Contrib. Mineral. Petrol.* **40**(1), 39–52.
- Spetsius Z.V., Taylor L.A., Valley J.W., Deangelis M.T., Spicuzza M., Ivanov A.S., Banzeruk V.I. (2008) Diamondiferous xenoliths from crustal subduction: garnet oxygen isotopes from the Nyurbinskaya pipe, Yakutia. *Eur. J. Mineral.* **20**(3), 375–385.
- Stachel T., Aulbach S., Brey G.P., Harris J.W., Leost I., Tappert R., Viljoen K.F. (2004) The trace element composition of silicate inclusions in diamonds: a review. *Lithos.* **77**(1–4), 1–19.
- Stachel T., Harris J.W. (2008) The origin of cratonic diamonds—constraints from mineral inclusions. *Ore Geol. Rev.* **34**(1–2), 5–32.
- Sun, J., Liu, C., Tappe, S., Kostrovitsky, S.I., Wu, F., Yakovlev, D., Yang, Y., Yang, J., 2014. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U–Pb and Sr–Nd perovskite isotope analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.* **404**, 283–295.
- Taylor L.A., Anand M. (2004) Diamonds: time capsules from the Siberian Mantle. *Chemie der Erde-Geochemistry.* **64**(1), 1–74.
- Tomlinson E., Jones A., Harris J. (2006) Co-existing fluid and silicate inclusions in mantle diamond. *Earth Planet. Sci. Lett.* **250**(3–4), 581–595.
- Zedgenizov D.A., Skuzovatov S.Yu., Griffin W.L., Ragozin A.L., Kalinina V.V. (2020) Diamond-forming HDFs tracking episodic mantle metasomatism beneath Nyurbinskaya kimberlite pipe (Siberian craton). *Contrib. Mineral. Petrol.* **175**(11), 1–21.