УДК 550.423+551.14

Nb—Zr—Y СИСТЕМАТИКА И ТЕРМАЛЬНЫЕ РЕЖИМЫ СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В АРХЕЕ (ДАННЫЕ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ)

© 2021 г. Л. П. Никитина^{1,} *, М. С. Бабушкина^{1,} **

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

E-mail: lpnik@mail.ru* *E-mail: msbab@mail.ru* Поступила в редакцию 22.05.2020 г. После доработки 02.10.2020 г. Принята к публикации 16.10.2020 г.

Анализ Nb-Zr-Y систематики и термальных режимов литосферной мантии Сибирского, Каапваальского, Североамериканского, Северокитайского и Южнокитайского кратонов свидетельствует о принадлежности их к двум типам, один из которых объединяет первые три кратона (СКС), другой – последние два (СКЮК). Перидотиты в мантии СКС кратонов, имеющие палеоархейский возраст, характеризуются концентрацией Nb до 5-6 г/т, превышающей таковую в примитивной мантии (PM), концентрацией Zr и Y менее, чем в PM, и в значительной части образцов менее, чем в хондрите CI, и им свойственны суперхондритовые значения Nb/Y (≥1.0) и Zr/Y – от хондритовых до суперхондритовых. Термальные режимы в мантии СКС кратонов, соответствующие модельной геотерме с плотностью поверхностного теплового потока в 45 мВт/м² и отвечающие области стабильности алмаза, характеризуются низкими (от 24.4 до 25.1°C/Кбар) значениями квазитермических градиентов (ТГ), отражающими изменение температуры при повышении давления на 1 Кбар. В мантийных перидотитах Северокитайского кратона концентрация Nb преимущественно ниже, а в перидотитах Южнокитайского кратона несколько выше, чем в РМ. Значения Nb/Y (от субхондритовых до суперхондритовых, но <1.0) и Zr/Y (преимущественно субхондритовые) соответствуют таковым в перидотитах офиолитовых комплексов Южного Урала и Северного Тибета. Термальные режимы в мантии Северокитайского и Южнокитайского кратонов характеризуются близкими к модельным геотермам с плотностью тепловых потоков 55 и 60 мВт/м² соответственно, высокими средними значениями ТГ (36.7 ± 0.5 и $41.3 \pm 1.3^{\circ}$ С/Кбар) и отвечают области стабильности графита. Глубина петрологической границы литосферы и астеносферы в мантии СКС кратонов (около 200 км в палеоархее) сохраняется, учитывая геофизические данные, до настоящего времени. В мантии Северокитайского и Южнокитайского кратонов, а также Байкальского рифта (Центрально-Азиатский складчатый пояс) и эпигренвильской платформы Шпицбергена эта граница, начиная с конца палеоархея, закономерно повышается, по крайней мере, до 70-80 км в позднем протерозое. Различие мантии, подстилающей СКС и СКЮК кратоны, по Nb-Zr-Y систематике и термальным режимам свидетельствует о существовании в литосфере с конца палеоархея различных доменов. Мантия первого типа кратонов, вероятно, представляет реликты неполностью переработанного в результате плавления хондритового вещества и фракционирования элементов группы Fe и близкого к ним по свойствам Nb. Мантия второго типа имеет геохимические черты, свойственные РМ.

Ключевые слова: архейская субконтинентальная литосферная мантия, Nb–Zr–Y систематика перидотитов, термальные режимы, гетерогенность мантии.

DOI: 10.31857/S0002333721020071

1. ВВЕДЕНИЕ

Природа химической и термальной неоднородности мантии — фундаментальная проблема наук о Земле. Для ее решения необходимо получить ответ на такие ключевые вопросы: когда произошла химическая дифференциация мантии в геологической истории и отличался ли существенно состав и геодинамика архейской литосферной мантии от фанерозойской. Основным источником информации о неоднородности мантии служили и служат до сих пор магматические производные мантии — продукты плавления мантийных пород: коматииты, базальты, кимберлиты, лампроиты, лампрофиры и др. Очевидно, что полная картина о составе литосферной мантии и ее неоднородности может быть создана только при учете данных ксенолитов мантийных пород —

Атом	Электронная структура	Валентность, +	Ионный радиус, Å	Масса атома	
Y	$[Kr]4d^{1}5s^{2}$	3	0,90	88.91	
Zr	$[Kr]4d^25s^2$	4 , 3, 2, 1	0.72	91.22	
Nb	$[Kr]4d^45s^1$	5 , 4 , 3 , 2, 1	$0.64 [Nb^{5+}], 0.72 [Nb^{3+}],$	92.91	

Таблица 1. Свойства атомов Y, Zr, Nb

Примечание. Жирным шрифтом отмечена наиболее часто наблюдаемая в природе и в экспериментах валентность рассматриваемых элементов.

реститов плавления, выносимых магматическими породами мантийного происхождения. Исследования минералогического и химического (только на уровне главных оксидов) состава ксенолитов мантийных пород уже позволили установить химическую гетерогенность субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) и выявить основные причины ее возникновения: парциальное плавление мантийного вещества в различных термальных и окислительно-восстановительных условиях, кристаллизация в верхних горизонтах мантии расплавов, возникающих при различных степенях плавления мантийного субстрата ее нижних горизонтов, процессы субдукции океанической базальтовой коры и взаимодействие мантийных перидотитов с богатыми кремнеземом расплавами – продуктами ее плавления. Не исключается также кристаллизационная дифференциация магматического океана: образование кумулатов и их осаждение. В последние десятилетия с внедрением новых инструментальных методов исследования пород и минералов удалось получить важные сведения о фракционировании редких элементов, включая редкоземельные (REE – rare earth elements), высокозарядные (B3E = HFSE - high field strength elements) и платиноидов (PGE – platinum group elements), а также о поведении радиогенных и стабильных изотопов в различных мантийных процессах. Результатом этих исследований явился вывод о неоднородности СКЛМ в отношении изотопов Re и Os [Meisel et al., 2001; Meibom et al., 2002; Pearson, Wittig, 2014; Harvey et al., 2016; Никитина и др., 2018 и литература к ним], о фракционировании Nb, Ta, Zr и Hf в глубинных зонах СКЛМ, где стабилен алмаз и имело место интенсивное плавление и метасоматическое преобразование пород, и эти зоны в силикатной Земле являются резервуарами с суперхондритовыми отношениями Nb/Ta и Zr/Hf [Никитина, Бабушкина, 2019]. Исследования показали, что в течение длительного периода, около 4 млрд лет, не происходит химическая гомогенизация литосферной мантии ни в отношении изотопного состава Re-Os системы, ни в отношении HFSE: она эволюционирует в направлении увеличения неоднородности. Однако вопрос о том, когда и каким образом происходило, в частности,

фракционирование HFS-элементов в литосферной мантии, требует дальнейших исследований.

Цель настоящей работы заключается в исследовании степени и характера неоднородности кратонической литосферной мантии в Архее по данным мантийных ксенолитов из кимберлитов и базальтов. Конкретной задачей является изучение Nb–Zr–Y систематики (концентрация Nb, Zr, Y и отношения Nb/Y и Zr/Y) в архейской литосферной мантии и ее термального состояния как индикаторов ее неоднородности. Объектом исследования являются ксенолиты перидотитов как преобладающие компоненты в литосферной мантии, подстилающей Сибирский, Каапваальский и Североамериканский, Северокитайский и Южнокитайский кратоны.

Выбор Nb, Zr и Y в качестве индикаторов определяется электронными свойствами этих элементов, относящихся к переходным элементам с незаполненной 4d оболочкой, а в Nb наполовину заполнена и оболочка 5s (табл. 1). Значительное различие ионных радиусов позволяет ожидать их неодинаковую совместимость и, соответственно, степень фракционирования в процессах кристаллизации и парциального плавления. Кроме того, валентное состояние Nb, 5+ или 3+, безусловно, должно зависеть от редокс-условий, в которых протекают эти процессы. Изменение ионного радиуса от 0.64 до 0.72 Å при переходе Nb из пятивалентного в трехвалентное состояние не может не влиять на его совместимость в мантийных процессах.

В работе используются авторские и литературные данные по концентрации Nb, Zr и Y, полученные только методом масс-спектроскопии с индуктивносвязанной плазмой (ICP MS). Они сравниваются со стандартными в хондрите CI и примитивной мантии PM (табл. 2) по [Palme et al., 2003].

2. РЕЗУЛЬТАТЫ

2.1. Возраст перидотитов из мантии, подстилающей кратоны

Учитывая результаты предшествующих исследований [Никитина, Бабушкина, 2019], рассматриваемые кратоны разделены нами на две груп-

пы: первая включает Сибирский, Каапваальский и Североамериканский (СКС), вторая – Северокитайский и Южнокитайский (СКЮК).

Перидотиты мантии СКС кратонов имеют палеоархейский возраст, который доказывается датировками, полученными для включений ассоциаций минералов перидотитового (Р-тип) в алмазах из кимберлитов [Helmstaedt at al., 2010]. Р-тип включает гранат, преимущественно G10 и G9 по классификации [Grutter et al., 2004], диопсид, низкокальциевый ортопироксен (энстатит), оливин (форстерит), магнезиохромиты и сульфиды, богатые Ni. Алмаз не является компонентом минеральных ассоциаций кимберлитов, попадая в них при разрушении ксенолитов мантийных пород в процессе прохождения кимберлитовой магмы к поверхности, и минеральные включения в алмазе соответствуют наблюдаемым парагенезисам в перидотитовых ксенолитах [Helmstaedt et al., 2010]. Модельный Nd-Sr возраст от 3.3 до 3.2 млрд лет получен для включений в алмазе субкальциевых гранатов из кимберлитов трубок Кимберли (возраст кимберлитов 85 млн. лет) и Финш (возраст кимберлитов 118 млн лет) Каапваальского кратона [Richardson 2009]. Для сульфидных включений в двух кристаллах алмазов из кимберлитов трубки Удачная Сибирского кратона установлен Re-Os модельный возраст в пределах от 3.5 до 3.1 млрд лет [Pearson et al., 1999] и для сульфидных включений в оливинах из кимберлитов трубки Далдын – от 3.5 до 2.5 млрд лет [Griffin et al., 2002]. Re-Os методом по валовым пробам перидотитовых ксенолитов из трубки Удачная получен также возраст в 3.2 млрд лет [Pearson et al., 1995b]. Re–Os изохронный возраст в 3.52 ± 0.17 млрд лет установлен и по сульфидным включениям Р-типа в алмазах Панда кимберлитов кратона Слейв [Westerlund et al., 2006].

Результаты изотопно-геохронологического изучения перидотитовых ксенолитов из мантии Северокитайского кратона в сочетании с геофизическими данными привели ряд исследователей к выводу, что архейская литосферная мантия под этим кратоном была утонена и модифицирована в более фертильную либо в позднем палеозое [Хи et al., 2000; 2003], либо в протерозое и мезозое в связи с главными коллизиями континент-континент в этом регионе [Gao et al., 2002]. Однако исследования мантийных ксенолитов из кимберлитов раннепалеозойского возраста (Tieling, Fuxian и Mengyin) и ксенолитов из кайнозойских базальтов (Kuandian) установили сложную возрастную картину для мантии этого кратона [Wu et al., 2006]. Геохимические данные для перидотитовых ксенолитов из базальтов Kuandian позволяют предполагать, что они являются реститами низкой степени плавления РМ, в различной степени обогащенной, судя по данным Sr–Nd–Hf изотопного анализа, несовместимыми элементами.

Таблица 2. Концентрация Nb, Zr, Y (Γ/T) и отношения Nb/Y, Zr/Y в хондрите CI и примитивной мантии PM [Palme et al., 2003]

	Nb	Zr	Y	Nb/Y	Zr/Y
CI	0.247	3.86	1.56	0.158	2.474
PM	0.588	10.81	4.37	0.134	2.474

Изотопный состав Os в наиболее истошенных Al₂O₃ образцах показывает палеопротерозойский модельный возраст частичного плавления перидотитов. Менее истощенные ксенолиты имеют изотопный состав Os. соответствующий современной верхней мантии. Значения модельного возраста деплетирования Re для ксенолитов шпинелевых перидотитов в третичных базальтах Yangyuan и Hannuoba в Транс-Северокитайском орогене указывают на палеопротерозойский возраст: около 1.6-2.0 млрд лет. Считается, что современная мантия, подстилающая Северокитайский кратон в областях развития кайнозойского базальтового магматизма, не сохраняет вещество архейского возраста. Однако ксенолиты перидотитов из раннепалеозойских кимберлитов Teiling, обычно сильно обедненные Al₂O₃ и несущие признаки проявления в прошлом метасоматического преобразования (обогащение легкими редкоземельными элементами, значения ε_{Nd} около -10, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr от 0.707 до 0.710), характеризуются значениями ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os. позволяющими предполагать, что частичное плавление и удаление расплава происходило в позднем архее [Wu et al., 2006]. Ксенолиты из кимберлитов Fuxsia и Menguin, характеризующиеся низкими значениями ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os (от 0.010629 до 0.11582 и от 0.11041 до 0.12216 соответственно) показывают палеоархейский возраст: 3.4-2.9 млрд лет [Zhang et al., 2008]. По мнению [Wu et al., 2006], современная возрастная структура мантии Северокитайского кратона требует либо неодинакового удаления расплава в течение всей ее истории, либо литосферный материал был частично или полностью удален (extruded) в результате коллизии плит: столкновение с Yangtze кратоном и/или Северо-северо-восточной (ССВ) субдукции Тихоокеанской плиты. Это могло быть причиной утончения литосферы, однако его механизм остается неопределенным.

2.2. Концентрация Nb, Zr и Y в литосферной мантии кратонов

2.2.1. Концентрация Nb, Zr и Y в литосферной мантии кратонов и ее зависимость от степени плавления

Как видно на рис. 1, концентрация Nb в перидотитах СКС кратонов выше, чем в PM (0.588 г/т [Palme et al., 2003]) и преимущественно >1 г/т, то-



Рис. 1. Зависимость концентрации Nb (a), Zr (б), Y (в) от Mg/Si в ксенолитах перидотитов из мантии кратонов: Сибирского (1 - [Goncharov et al., 2012], Североамериканского (2 - [Schmidberger, Francis, 1999]); Каапваальского (3 - [Gregorie et al., 2003; Hoal et al., 2003]); Северокитайского (4 - 6 - Nushan [Xu et al., 2000], Hannuoba [Rudnick et al., 2004]; Longgang [Wu et al., 2003] соответственно); Южнокитайского (7 - [Xu et al., 2000]), 8 u 9 - хондрит CI и примитивная мантия PM соответственно, по работе [Palme et al., 2003] (их обозначения соблюдаются на всех последующих рисунках).

гда как Zr и Y ниже, чем в PM, и в значительной части образцов ниже, чем в хондрите CI (0.247 г/т [Palme et al., 2003]). В перидотитах Северокитайского кратона концентрация Nb большей частью <1 г/т и даже ниже, чем в PM. В перидотитах Южнокитайского кратона концентрация Nb, Zr и Y выше, чем в PM, и по концентрации Nb они близки к перидотитам мантии СКС кратонов.

При частичном плавлении в мантии СКС кратонов (показателем его степени в перидотитах является величина отношения Mg/Si) наблюдается обогащение реститов ниобием (положительная зависимость от Mg/Si и обеднение цирконием и в большей мере иттрием (отрицательная зависимость от Mg/Si). Перидотиты Южнокитайского кратона кратона при частичном плавлении не об-

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 2 2021

наруживают фракционирования ни для одного из рассматриваемых элементов.

2.3. Отношения Nb/Y и Zr/Y в перидотитах

2.3.1. Перидотиты палеоархейской литосферной мантии СКС кратонов

Перидотиты палеоархейской литосферной мантии СКС кратонов характеризуются суперхондритовыми значениями Nb/Y, преимущественно >1.0, и Zr/Y от 2.5 до 20 и более (рис. 2). На диаграмме Nb/Y vs. Zr/Y выделяются поля для мантии каждого из кратонов, хотя и наблюдается их перекрытие в области низких значений Nb/Y (около 1.0) и Zr/Y (3.0-5.0). Особое поле на диаграмме занимают ксенолиты перидотитов из



Рис. 2. Nb/Y vs. Zr/Y в ксенолитах мантийных перидотитов из кимберлитов Сибирского (1 - Удачная [Goncharov et al., 2012]; 2 - Обнаженная [Калашникова, 2017]); Каапваальского (3 - Bulfontein, Jagersfontein, Monastery, Premier [Gregorie et al., 2003], 4 - Premier, железистые перидотиты [Hoal et al., 2003]); Североамериканского (5 - Nicos [Schmidberger, Francis, 1999]) кратонов и в абиссальных перидотитах Ronda, Испания (6 - [Lenoir et al., 2001]).

кимберлитов трубки Обнаженная, расположенной на севере Сибирского кратона. В перидотитовых ксенолитах данной трубки нередко отношение Nb/Y превышает Zr/Y, что не свойственно большинству перидотитовых ксенолитов из мантии рассматриваемых кратонов. В перидотитах из кимберлитов раннедокембрийского складчатого пояса Намакваленд, граничащего с Каапваальским кратоном в Южной Африке (трубки Лавренсии; [Boyd et al., 2004]), значения Nb/Y колеблются от 1.0 до 5.7 (только в одном образце из 14 оно равно 0.7), а Zr/Y – от 3.2 до 22.0.

Таким образом, в перидотитовых ксенолитах из кимберлитов СКС кратонов и раннедокембрийских складчатых поясов установлены суперхондритовые отношения Nb/Y и Zr/Y и значения Nb/Y в них преимущественно выше 1.0. Перидотиты абиссального комплекса Ronda (Испания) характеризуются уникально низкими по сравнению с CI и PM величинами Nb/Y (0.01–0.03) и Zr/Y (1.13–2.28).

2.3.2. Nb/Y и Zr/Y в перидотитах литосферной мантии СКЮК кратонов

Перидотиты из мантии Северокитайского кратона (Longgoing [Wu et al., 2003], Nushan [Xu et al., 2003], Fuxia [Zhang et al., 2008]), Южноки-

тайского кратона (Mengvin [Zhang et al., 2008], Mingxi, Niutoushan [Xu et al., 2000]) и С. Тибета (блок N. Gaidam [Shi et al., 2010]) по отношениям Nb/Y и Zr/Y существенно отличаются от перидотитов СКС кратонов (рис. 3). Значения Nb/Y в них колеблются от субхондритовых до суперхондритовых, а для Zr/Y преобладающими являются субхондритовые. Значения Nb/Y практически повсеместно менее 1.0. Лишь среди ксенолитов блока Гайдам Северного Тибета присутствуют редкие образцы, в которых Nb/Y > 1.0. В метасоматизированных перидотитах региона Nushan, в которых присутствуют флогопит и/или амфибол (признаки модального метасоматоза; [Xu et al., 2003]), отношение Nb/Y, хотя и колеблется в широких переделах (от 0.04 до 2.3), но значения более 1.0 составляют менее 5% от общего количества. Это свидетельствует о слабом влиянии щелочного метасоматоза на концентрацию Nb, Zr и Y в мантийных перидотитах Северного Китая. Надо отметить также, что соотношение Nb/Y и Zr/Y в мантийных перидотитах Северокитайского кратона не отличается от такового в перидотитах Хинган-Монгольского супертеррейна (Wangang, Shuangliao [Wu et al., 2003]) Центрально-Азиатского складчатого пояса, расположенного севернее кратона.



Рис. 3. Nb/Y vs. Zr/Y в ксенолитах перидотитов и пироксенитов из кимберлитов мантии Сибирского, Каапваальского и Североамериканского кратонов (1) и из базальтов и кимберлитов Северокитайского (2 – Longgang [Wu et al., 2003]; 3 – Fuxia [Zhang et al., 2008]; 4 – Nushan [Xu et al., 2003]) и Южнокитайского кратона (4, 5 – Mingxi, Niutoushan соответственно [Xu et al., 2000]).

На диаграмме Nb/Y vs. Zr/Y (рис. 4) поля перидотитов Северокитайского и Южнокитайского кратонов, в отличие от таковых Сибирского, Каапваальского и Севеоамериканского, перекрываются с полями ультрабазитов офиолитовых поясов Полярного Урала [Шмелев, 2011] и Западного Тибета (W. Tibet, Gongzhu, Yarlung Zanbo belt [Lian et al., 2017]). Ультрабазиты Полярно-Уральского пояса показывают широкий разброс значений Zr/Y и Nb/Y, от субхондритовых до суперхондритовых, но лишь в редких образцах установлены значения Nb/Y \geq 1.0. Значения Nb/Y в перидотитах из офиолитового комплекса Западного Тибета суперхондритовые: они охватывают достаточно узкий интервал от 0.38 до 0.80.

Таким образом, геохимия Nb, Zr и Y в перидотитах литосферной мантии CKC кратонов, с одной стороны, и CKЮК, с другой, существенно различается. Мантийные перидотиты CKC кратонов обогащены Nb относительно PM и обеднены Zr и Y. Они характеризуются суперхондритовыми значениями Nb/Y (преимущественно >1.0 и достигают 20–25) и Zr/Y (от 2.5 до 20 и более). Отметим, что эти геохимические особенности мантии CKC кратонов сходны с таковыми для лунных базальтов, имеющих концентрацию Nb до 30 г/т и отношение Nb/Ta до 22 [Münker et al., 2003].

В мантийных перидотитах СКЮК кратонов концентрация Nb ниже, чем в перидотитах мантии СКС кратонов, и величины Nb/Y колеблются

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 2 2021

от субхондритовых до суперхондритовых, но все ниже 1.0, а для Zr/Y преобладающими являются субхондритовые. Поля мантийных перидотитов СКЮК кратонов на диаграмме Nb/Y vs. Zr/Y практически совпадают с полями перидотитов офиолитовых комплексов Южного Урала и Северного Тибета. Однако следует отметить более высокую степень обогащенности Nb, Zr и Y в перидотитах Южнокитайского кратона по сравнению с таковыми Северокитайского.

2.4. Термальное состояние литосферной мантии кратонов

В настоящее время существует огромное количество данных о химическом составе равновесно сосуществующих минералов в мантийных породах, а также в той или иной мере достоверных геотермобарометрических инструментов, позволяющих определять температуру (*T*) и давление (*P*) равновесия различных пар минералов в породах. Однако существует проблема ограниченной сопоставимости этих инструментов между собой. Поэтому в настоящей работе используется для всех ксенолитов гранат-содержащих перидотитов и пироксенитов один и тот же инструмент - модифицированная версия гранат-ортпироксенового геотермобарометра для системы CaO-MgO-FeO-Al₂O₃-Cr₂O₃-SiO₂ [Никитина и др., 2010; Goncharov et al., 2015]. Этот геотермобарометр позво-



Рис. 4. Соотношение Nb/Y и Zr/Y в ксенолитах перидотитов мантии, подстилающей кратоны (*1* – Сибирский, Каапвальский и Североамериканский; *2* – Северокитайский; *3* – Южнокитайский); в перидотитах офиолитовых комплексов (*4* – Полярный Урал [Шмелев, 2011]; *5* – Западный Тибет [Lian et al., 2017]). Источники данных по мантийным перидотитам те же, что на рис. 1–рис. 3.

ляет определить Т и Р для ассоциации гранатортпироксен в породах и, соответственно, охарактеризовать термальные режимы в литосферной мантии каждого из рассматриваемых кратонов: построить мантийные геотермы, рассчитать квазитермические градиенты (ТГ), равные отношению T/P (°C/Кбар) и отражающие изменение температуры при повышении давления на 1 Кбар (0.1 ГПа). Конечно, нельзя рассматривать все эти оценки как абсолютные, но использование единого геотермобарометрического инструмента обеспечивает сравнимость значений температуры и давления, полученных с одинаковой относительной ошибкой для гранат-ортопироксеновых ассоциаций в ксенолитах, опробующих мантию на разных глубинах и в различных регионах. Источники данных о составе сосуществующих гранатов и ортопироксенов в мантийных ксенолитах указаны в подписи к рис. 5.

Однако возникает вопрос, соответствуют ли полученные оценки температуры и давления возрасту перидотитов? Положительный ответ на этот вопрос дает возраст включений Р-типа в алмазах из разновозрастных кимберлитов (от неопротерозойского до мезозойского) Каапваальского, Сибирского и Слейв кратонов, приведенных в работе [Helmstaedt et al., 2010]. Поскольку алмаз не является компонентом минеральных ассоциаций кимберлитов и минеральные включения Р-типа в алмазе в общем соответствуют наблюдаемым парагенезисам в перидотитовых (большей частью гарцбургитовых) ксенолитах из кимберлитов, можно допускать с приемлемой степенью вероятности, что наблюдаемые в перидотитах гранатортопироксеновые ассоциации отражают термальные режимы палеоархейской мантии СКС кратонов. Можно ли считать такой вывод справедливым и для перидотитовых ксенолитов в кайнозойских щелочных базальтах, сказать трудно, поскольку они относятся, в основном, к шпинелевым перидотитами, в которых отсутствуют алмазы, и находки цирконов являются большой редкостью [Салтыкова и др., 2008].

На рис. 5 представлена диаграмма, полученная по ксенолитам из кимберлитов для мантии, подстилающей кратоны (Карельский, Кулойский, Сибирский, Каапваал и Слейв), сопредельный с Каапвальским кратоном складчатый пояс Намакваленд и краевые части Североатлантической и Сибирской платформ, а также по ксенолитам, в основном, из базальтов для Северокитайского и Южнокитайского кратонов и протерозойского Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Для характеристики термального состояния литосферной мантии кратонов мы ввели дополнительно так называемый квазитермический градиент ($T\Gamma$), равный отношению T/P и отражающий изменение температуры при изменении давле-



Рис. 5. Р-, Т-условия равновесия гранат-ортопироксеновой ассоциации в манийных ксенолитах гранатовых перидотитов и пироксенитов из кимберлитов кратонов СКС типа (1-6), складчатого пояса Намакваленд, сопредельного с Каапваальским кратоном (7), краевых частей Североатлантической и Сибирской платформ (8-9), а также в ксенолитах из щелочных базальтов Северокитайского и Южнокитайского кратонов (10-11) и Центрально-Азиатского складчатого пояса (12). Кривая перехода шпинелевых лерцолитов в гранатовые в системах MAS и CMAS, по работам [O'Neill, 1981; Robinson, Wood, 1998; Walter et al., 2002], кривая фазового равновесия графит → алмаз, по работе [Bundy et al., 1996]. Модельные континентальные геотермы с плотностью поверхностного теплового потока в 40, 50, 60, 70 мВт/м² и положение мантийной адиабаты с потенциальной температурой 1350°С, по работе [Hasterok, Chapmann, 2011]. 1-6 - кратоны: Карельский (трубки Куопио и Каави [Peltonen et al., 1999; Kukkonen et al., 2003]), Кулойский (трубки Архангельского региона [Саблуков и др., 2000]), Сибирский (трубки Удачная, Мир [Goncharov et al., 2012, Roden et al., 2006]), Каапваальский (трубки Премьер, Кимберли, Финш [Danchin, Boyd, 1976; Bishop et al., 1979; Rickard et al., 1989; Lazarov, 2008]), Слейв (трубки Диавик и Панда [Aulbach et al., 2007, Menzies et al., 2004]), Североатлантический [Sand et al., 2009] соответственно; 7 – складчатый пояс Намакваленд (трубки Ханаус, Лавренсия [Mitchell, 1984]); 8-9- северные части Североатлантической (о-в Сомерсет, трубки Элвин-Бей, Никос [Schmidberger, Francis, 1999]) и Сибирской (трубка Обнаженная [Калашникова, 2018]) платформ, соответственно; 10-11 - Северокитайский (Нушан [Xu et al., 2003]) и Южнокитайский (Квилин, Мингси [Xu et al., 1996]) кратоны, соответственно; 12-Центрально-Азиатский складчатый пояс (Витимское плато; [Nikitina et al., 2020]).

ния на 1 Кбар. Количество образцов ксенолитов (n), средние квазитермические градиенты (СТГ) и максимальные давления (P_{max}), по которым оценивается мощность литосферной мантии для каждого региона, приведены в табл. 3.

Особенностью литосферной мантии СКС кратонов, а также Карельского, Кольского и Слейв является сходство их термального состояния, выражающееся в близости геотерм на *P*-*T*-диаграмме, близких к модельной геотерме с плотностью поверхностного теплового потока в 45мВт/м² [Hastrock, Chapman, 2011], в низких значениях СТГ, варьирующих в очень узких пределах: от 24.4 до 25.1°С/Кбар в интервалах температур от 1550 до 650°С и давления от 60 до 25 Кбар. Несколько более высокий градиент (26.4°С/Кбар) по сравнению с мантией СКС кратонов установлен для ксенолитов перидотитов из кимберлитов о-ва Сомерсет Североатлантической платформы, Западного Оленека на севере Сибирского кратона, складчатого пояса Намакваленд, граничащего с Каапваальским кратоном.

Важной характеристикой термальных режимов мантии СКС кратонов и раннедокембрийских складчатых поясов является тот факт, что *P*-, *T*-условия большей части их перидотитов и пироксенитов соответствуют области стабильности алмаза.

Совершенно иной термальный режим установлен для Северокитайского и Южнокитайского кратонов. Их геотермы близки к модельным геотермам с более высокой плотностью тепловых

НИКИТИНА, БАБУШКИНА

Структура	п	СТГ, °С/Кбар	Р _{тах,} Кбар	Структура	п	СТГ, °С/Кбар	Р _{max} , Кбар	
Мантийные ксенолиты из кимберлитов								
Кратоны СКС типа								
Карельский (Kuopio, Kaavi)	15	24.68 ± 0.11	51	Кулойский (Архангельская провинция)	8	25.03 ± 0.21	60	
Сибирский (Удачная, Мир)	30	24.70 ± 0.09	54	Каапваал (Premier, Kimberley, Koffiefontein, Finsch)	44	24.60 ± 0.07	54	
Слейв (Diavik, Panda)	27	24.35 ± 0.09	51	Северо-Атлантический (Greenland)	23	25.11 ± 0.15	59	
Раннедокембрийские складчатые пояса								
Североатлантическая плат- форма, о-в Сомерсет (Elwin bay, Nikos)	10	26.44 ± 1.59	48	Намакваленд (Khanaus, Lawren- sia)	29	26.45 ± 0.15	60	
Северная часть Сибирской платформы, Западный Оленек (Обнаженная)	13	27.38 ± 0.56	42					
		Мантийнь	е ксенс	литы из базальтов				
Кратоны Китая								
Северокитайский (Nushan)	19	$36,\!66\pm0.47$	42	Южнокитайский (Quilin, Mingxi)	19	41.31 ± 1.31	44	
Протерозойский складчатый пояс								
Центрально-Азиатский складчатый пояс (плато Витим)	12	32.78 ± 0.47	47					

Таблица 3. Средние значения квазитермических градиентов (СТГ, °С/Кбар) и максимальные значения давления (*P*_{max}, Кбар), установленные для перидотитовых ксенолитов в СКЛМ, подстилающей различные структуры земной коры

потоков (55 и 60 мВт/м² соответственно) и средние значения СТГ более высокие: 36.7 и 41.3°С/Кбар. Это уже область стабильности графита.

Наряду с рассмотрением термального состояния архейской мантии указанных выше двух типов кратонов, в работе кратко охарактеризован термальный режим в мантии более молодой, эпигренвильской [Khain, Filatova., 2009], платформы Шпицбергена. Re–Os систематика валовых проб перидотитов показывает палеопротерозойский неоархейский возраст их изоляции от конвектирующей мантии [Choi et al., 2010]. Мантийная геотерма этого региона, полученная по данным работы [Goncharov et al., 2015], занимает промежуточное положение между модельными геотермами с плотностью тепловых потоков 55 и 60 мВт/м², давлением от 33 до 23 Кбар, значения ТГ колеблются от 39.7 до 50°С Кбар (среднее значение равно 45.2 ± 4.8 Кбар).

На рис. 6, отражающем соотношение между квазитермическими градиентами и давлением в литосферной мантии СКС и СКСЮ кратонов, Байкальского рифта и эпигренвильской платформы Шпицбергена, видно, что ТГ в мантии СКС кратонов в интервале давлений от 60 до 25 Кбар практически не изменяются. В мантии Северокитайского и Южнокитайского кратонов, Байкальского рифта и Шпицбергенской платформы ТГ плавно увеличиваются с уменьшением давления в каждой из структур (рис. 6) и образует общий восходящий тренд, который пересекается с трендом для мантии СКС кратонов при давлении в 55—60 Кбар.

3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

3.1. Геохимические особенности перидотитов кратонической мантии

Сравнительная характеристика особенностей Nb–Zr–Y систематики в перидотитах литосферной мантии кратонов приведена в табл. 4.

Для мантийных перидотитов СКС кратонов, кроме обогащения ниобием и высоких значений Nb/Y, а также и Nb/Ta [Никитина, Бабушкина, 2019], характерны высокие Mg/Si (от 1.25 до 1.50) и низкие Al/Si (менее 0.06), асимметричный характер диаграмм нормированного к PM распределения редкоземельных элементов, отражающий значительное истощение перидотитов средними и тяжелыми элементами [Глебовицкий 2005а; 20056; Glebovitsky et al., 2007; 2009]. Отношение Gd/Ybpm в мантийных перидотитах СКС кратонов преимущественно выше такового в PM (рис. 7).

Эти геохимические черты перидотитов СКС кратонов свидетельствуют о высокой степени их частичного плавления. Его производными явля-



Рис. 6. Зависимость термического градиента (T/P, °C/kb) от давления (P, kb) в мантии СКС кратонов (1), складчатого пояса Намакваленд, сопредельного с Каапваальским кратоном, и краевых частей Сибирской и Североатлантической платформ (2), Северокитайского и Южнокитайского кратонов (3, 4 соответственно), Витимского рифта Центрально-Азиатского складчатого пояса (5) и эпигренвильской платформы Шпицбергена (6).

лись, скорее всего, магмы палеоархейских Al-недеплетированных (AUK) и частично Al-деплетированных (ADK) коматиитов зеленокаменных серий, установленные в нижней коре кратонов СКС типа. Это коматииты серий: Олондо, Сибирский кратон, 2973 \pm 48 млн лет [Puchtel, Zhuravlev, 1993], Барбертон, Каапваальский кратон, 3657 \pm 170 млн лет [Chavagnas, 2004], Абитиби (2700–2975 млн лет [Kerrich, Xie, 2002], Сьюпериор (около 2.9 млрд лет [Hollings, 2002]), Канадский щит. Мантия Северокитайского и Южнокитайского кратонов, в отличие от мантии СКС кратонов, характеризуется значениями Mg/Si от 1.045 до 1.25 (см. рис. 1), Al/Si > 0.06, плоским типом диаграмм нормированного к PM распределения редкоземельных элементов и отношением Gd/Ybpm, равным или несколько более низким, чем в PM (рис. 7). Заметная доля ксенолитов имеет примитивный состав [Глебовицкий и др., 2005а; Glebovitsky et al., 2007; 2009]. В нижней коре СКЮК кратонов не установлены коматииты.

Кратон	Nb/Y	Zr/Y	Сходство с офиолитовыми перидотитами	СТГ, °C/Кбар	Область стабильности	
				C/ Roup	diam	graph
Каапваальский	≫CI, >1.0	>1.0	Нет	24.60 ± 0.01	+	
Североамериканский	≫СІ, >1.0, редко <1.0	>1.0	Нет	25.11 ± 0.02	+	
Сибирский	≫CI, >1.0	>1.0	Нет	24.70 ± 0.01	+	
Северокитайский	$\langle \mathrm{CI} \rangle, < 1.0$	$\langle CI \rangle$	Да	36.70 ± 0.22		+
Южнокитайский	⟨CI⟩, <1.0	$\langle CI \rangle$	Да	41.3 ± 1.63		+

Таблица 4. Сравнительная характеристика литосферной мантии, подстилающей СКС и СКЮК кратоны



Рис. 7. Gd/Ybpm vs. Gdpm в мантийных перидотитах СКС кратонов ((1-4) – Сибирский [Goncharov et al., 2012], Каапваальский [Gregoire et al., 2003], Слейв [Greigton et al., 2010], Североамериканский [Schmidberger, Francis, 1999], соответственно), Северокитайского кратона ((5-7) – Hannuoba [Rudnick et al., 2004], Longgoing [Wu et al., 2003], Nushan [Xu et al., 2003] соответственно) и в пироксенитах в мантии Североамериканского кратона ((8) – [Schmidberger, Francis, 1999]).

Возможно, что обогащенная ниобием мантия, подстилающая Сибирский, Североамериканский и Каапваальский кратоны, представляет собой реликты неполностью расплавленного хондритового вещества и незавершенного процесса фракционирования в земное ядро элементов группы Fe и близкого к ним Nb. Мантия Северокитайского и Южнокитайского кратонов, в отличие от мантии СКС кратонов, имеет геохимические черты, близкие к РМ. Учитывая, что перидотиты СКСЮ кратонов сходны по составу с перидотитами офиолитовых комплексов, можно предполагать, что формирование архейской литосферной мантии этих кратонов происходило в океанических условиях.

Мы предполагаем, что не до конца расплавленный хондритовый рестит образовывал первичную твердую оболочку планеты, которая дробилась при расширении планеты, связанном с плавлением в глубинных зонах. Ее крупные блоки и образуют литосферную мантию кратонов СКС типа, к которому, по всей вероятности, относятся также Карельский, Кулойский кратоны в Восточной Европе, Слейв, и Североатлантический в Северной Америке, Дарвар в Индии. Возможно, более мелкие блоки такого типа мантии присутствуют и в литосфере Северокитйского кратона. Не исключено, что перидотитовые ксенолиты, вынесенные кимберлитами Fuxian и Menguin и имеющие возраст 3.4—2.9 млрд лет [Zhang et al., 2008], являются свидетельством этого.

В Хадейскую эпоху на стадии плавления хондритового вещества, сопровождавшегося образованием земного ядра и магматического океана, Zr и особенно Ү, как менее совместимые, уходили в расплав предпочтительнее, чем ниобий, который накапливался в хондритовом рестите (см. рис. 1). Дальнейшая дифференциация уже кристаллической литосферной мантии происходила при ее частичном плавлении и глубинном мантийном метасоматозе, происходившими в различных масштабах и в различных термодинамических условиях, о чем свидетельствует некоторая химическая неоднородность литосферной мантии СКС кратонов [Glebovitsky et al., 2007; 2009; Никитина, Бабушкина, 2019; и литература к ним]. Результатом этих процессов явилось дальнейшее увеличение Nb/Y отношения в перидотитах этих кратонов как следствие различия коэффициентов распределения HFS-элементов между реститовыми минералами и расплавом [Foley, 2000] и/или флюидом [Ayers, 1998; Ayers and Watson, 1993; Brenan et al., 1994; Stalder et al., 1998]. В отличие от этого мантия, подстилающая СКСЮ кратоны, имеет достаточно однородный состав, свидетельствующий о полном перемешивании ее вещества.

В работах [Jordan, 1988; Francis, 1999; 2003] было показано, что существует проблема баланса масс при сопоставлении архейских высокомагнезиальных, обогащенных Fe лав (коматиитовых и пикритовых), но с низким содержанием Al и слишком высоким Si, с составом реститов, преимущественно гарцбургитового состава, слагающих корни литосферной мантии архейских кратонов. Установленные композиционные различия между протерозойской литосферной мантией под Канадскими Кордильерами и смежной архейской мантией, подстилающей кратон Слейв и провинцию Черчилль Североамериканского кратона, а также другие архейские кратоны, с одной стороны, архейскими и третичными высоко-Мg лавами, с другой, противоречат представлению, что источником лав архейского возраста могла быть фертильная мантия пиролитового состава. По мнению Д. Френсиса [Francis, 2003], проблема дисбаланса масс могла быть решена, если бы раннеархейская фертильная мантия была богаче Fe и Si и имела состав, более приближенный к составу хондритовых метеоритов, в отличие от пиролитового состава современной верхней мантии.

3.2. Квазитермические градиенты в мантии кратонов

Наличие двух трендов, отражающих соотношение между квазитермическими градиентами и давлением в литосферной мантии, первый для мантии, подстилающей СКС кратоны (практически параллельный оси давления), и второй – для мантии СКСЮ кратонов, Байкальского рифта Центрально-Азиатского складчатого пояса и эпигренвильской платформы Шпицбергена (нисходящий при увеличении давления), свидетельствует, что в мантии СКС кратонов и в окружающем их магматическом океане характер изменения температуры по вертикали (коэффициент приращения температуры при уменьшении давления на 1 Кбар) различается, и это различие возрастает, по-видимому, с конца палеоархея. Давление, при котором можно предполагать пересечение рассматриваемых трендов, составляет 60-65 Кбар. Оно соответствует глубине в 200-220 км. Если допускать, что максимальное давление, определяемое по ксенолитам, соответствует глубине петрологической границы литосферы и астеносферы, можно заключить, что она закономерно уменьшается в мантии рассмотренных структур с конца палеоархея. По нашим данным в палеоархее

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 2 2021

граница находилась на глубине около 200 км, и это близко к данным [Griffin et al., 2003; O'Reilly, Griffin, 2010]. Геотермы, рассчитанные на основе измерения тепловых потоков в скважинах, свидетельствуют, что в древних (3.6-3.0 млрд лет) кратонах основание литосферы находится на глубине менее 200–220 км [Artemieva, 2001; 2006]. Это означает, что глубина петрологической границы астеносферы и литосферы под СКС кратонами практически не изменяется с конца палеоархея и до настоящего времени. Петролого-геофизическое моделирование сейсмической, термальной и плотностной структуры литосферной мантии Сибирского кратона на глубинах 100-300 км вдоль сейсмических профилей Кимберлит, Метеорит и Рифт показывает, что петрологическая граница литосферы (химический погранслой) находится на глубине около 200 км [Kuskov et al., 2014]. По данным исследований [Ashchepkov et al., 2016; 2019], использующих для построения *PTXf*_{O2} диаграмм состав породообразующих минералов ксенолитов мантийных перидотитов и эклогитов и различные мономинральные геотермометры, мощность литосферы Сибирского кратона была выше. В верхнедевонское время она составляла 270-250 км, но уже в нижнетриасовое уменьшилась до 250-220 км, а в верхнеюрское время до 180 км. Авторы считают уменьшение мощности литосферы "результатом локального подъема астеносферной линзы".

В мантии СКСЮ кратонов, Байкальского рифта и платформы Шпицбергена глубина петрологической границы литосферы и астеносферы различна в каждой из этих структур, и со временем она закономерно повышается, по крайней мере, до 70–80 км в позднем протерозое, т.е. мощность литосферной мантии в этих структурах закономерно уменьшается.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа Nb–Zr–Y систематики и термальных режимов субконтинентальной литосферной мантии, подстилающей архейские кратоны, Сибирский, Каапваальский, Североамериканский, Северокитайский и Южнокитайский, установлено:

• Мантийные перидотиты Сибирского, Каапваальского и Североамериканского кратонов (ксенолиты в кимберлитах), имеющие палеоархейский возраст, обогащены Nb относительно примитивной мантии и характеризуются суперхондритовыми значениями Nb/Y (преимущественно >1.0) и Zr/Y. В архейских мантийных перидотитах Северокитайского и Южнокитайского кратонов, ксенолиты которых установлены большей частью, в базальтах и, в меньшей мере, в кимберлитах, значения Nb/Y колеблются от субхондритовых до суперхондритовых, но все ниже 1.0, а для Zr/Y преобладающими являются субхондритовые значения. Обогащение Nb относительно PM установлено только в перидотитах Южнокитайского кратона.

• Значения Nb/Y и Zr/Y в мантийных перидотитах Северокитайского и Южнокитайского кратонов, в отличие от таковых в перидотитах Сибирского, Каапваальского и Североамериканского кратонов, соответствуют значениям этих отношений в перидотитах офиолитовых комплексов Южного Урала и Северного Тибета. Сходство по составу перидотитов СКЮК кратонов с перидотитами офиолитовых комплексов свидетельствует о формировании их мантии в океанических условиях.

• Термальное состояние мантии Сибирского. Каапваальского и Североамериканского кратонов, соответствующее модельной геотерме с плотостью поверхностного теплового потока в 45 мВт/м² [Hastrock, Chapman, 2011] и отвечающее области стабильности алмаза, характеризуется низкими и варьирующими в узких пределах значениями квазитермических градиентов, отражающих изменение температуры при изменении давления на 1 Кбар: от 24.4 до 25.1°С/Кбар. Термальные режимы в мантии Северокитайского и Южнокитайского кратонов определяются геотермами, соответственно близкими к модельным с более высокой плотностью тепловых потоков $(55 \text{ и } 60 \text{ мBt/m}^2)$ и высокими квазитермическими градиентами (их средние значения равны 36.7 ± 0.5 и $41.3 \pm 1.3^{\circ}$ С/Кбар). Эти параметры отвечают области стабильности графита.

• Зависимость квазитермических градиентов от давления в литосферной мантии рассматриваемых структур описывается двумя трендами, один для СКС кратонов (практически параллельный оси давления), другой (восходящий при уменьшении давления) для СКЮК кратонов, Байкальского рифта Центрально-Азиатского складчатого пояса и Шпицбергенской эпигренвильской платформы. Это означает, что в мантии СКС кратонов и в окружающем их магматическом океане характер изменения температуры по вертикали (коэффициент приращения температуры при уменьшении давления на 1 Кбар) различается, по-видимому, с конца палеоархея.

• Тренды зависимости квазитермических градиентов от давления пересекаются между собой при давлении 55–60 Кбар, что соответствует глубине в 200–220 км. Допуская, что максимальное давление, определяемое по ксенолитам, соответствует глубине петрологической границы литосферы и астеносферы, можно заключить, что она закономерно уменьшается в мантии рассмотренных структур с конца палеоархея. По нашим данным в палеоархее граница находилась на глубине около 200 км, и это близко к другим петрологическим данным, например, [Griffin et al., 2003; O'Reily, Griffin, 2010], а также результатам измерения тепловых потоков в скважинах [Artemieva, 2001; 2006] и петролого-геофизического моделирования сейсмической, термальной и плотностной структуры литосферной мантии Сибирского кратона на глубинах 100-300 км [Kuskov et al., 2014]. Это означает, что глубина петрологической границы астеносферы и литосферы под СКС кратонами практически не изменяется с конца палеоархея и до настоящего времени. В мантии СКЮК кратонов, Байкальского рифта (Центрально-Азиатский складчатый пояс) и эпигренвильской Шпицбергенской платформы эта граница закономерно повышается. по крайней мере. до 70-80 км в позднем протерозое.

Все это указывает на гетерогенность архейской литосферной мантии и существование в ней доменов, различающихся как по химическому составу, так и термальному состоянию. Обогащенная ниобием мантия, подстилающая Сибирский. Североамериканский и Каапваальский кратоны, возможно, представляет собой реликты не полностью расплавленного хондритового вещества и незавершенного процесса фракционирования в ядро элементов группы Fe и близкого к ним Nb. Мантия Северокитайского и Южнокитайского кратонов, в отличие от мантии СКС кратонов, имеет геохимические черты, близкие к РМ. Следует отметить, что мантия, подстилающая кратоны Слейв, Карельский, Кулойский, подобна мантии СКС кратонов, тогда как мантия Байкальского рифта и Шпицбергенской платформы – мантии СКЮК кратонов. Совокупность полученных данных по Nd-Zr-Y систематике и термальным режимам в литосферной мантии архейских кратонов позволяет несколько иначе посмотреть на процессы, происходившие в глубинных зонах Земли в архейское время.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы № 0153-2018-0012.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.Б. Вревского (ИГГД РАН) и О.Л. Кускова (ГЕОХИ РАН) за обсуждение и ценные советы при подготовке рукописи к печати.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Глебовицкий В.А, Никитина Л.П., Овчинников Н.О., Пушкарев Ю.Д., Пестриков А.А., Бабушкина М.С. Верхняя мантия под архейскими кратонами: термальное состояние, химический состав, степень плавления (данные по глубинным ксенолитам). Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Иркутск: Наука. 2005а. С. 80–97.

Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Овчинников Н.О., Салтыкова А.К., Егоров К.Н., Ащепков И.В. Геохимия мантийных ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов как отражение вещественной неоднородности континентальной литосферной мантии. Глубинный магматизм, его источники. Иркутск: Наука. 20056. С. 135–150.

Калашникова Т.В. Геохимические характеристики и петрогенезис мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Обнаженная (Якутская кимберлитовая провинция). Автореф. канд. дис. Иркутск. 2017.

Никитина Л.П., Бабушкина М.С. Суперхондритовые Nb/Та и Zr/Hf отношения в перидотитах и эклогитах субконтинентальной литосферной мантии: данные мантийных ксенолитов // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019. Т. 64. Вып. 2. С. 294–314.

Никитина Л.П., Беляцкий Б.В., Крымский Р.Ш., и др. ¹⁸⁷Re-¹⁸⁷Os систематика пород субконтинентальной литосферной мании (по мантийным ксенолитам). Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы / Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К. СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений. 2018. С. 145– 164.

Никитина Л.П., Гончаров А.Г., Салтыкова А.К. и др. Окислительно-восстановительное состояние континентальной литосферной мантии Байкало-Монгольской области // Геохимия. 2010. № 1. С. 9–28.

Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В. Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района, Архангельская алмазоносная провинция // Петрология. 2000. Т. 8. № 5. С. 518–548

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.

Шмелев В.Р. Мантийные ультрабазиты офиолитовых комплексов Полярного Урала: петрогенезис и обстановка формирования // Петрология. 2011. Т. 19. № 6. С. 6149–672.

Ashchepkov I.V. LogvinovaA.M., Ntaflos T., Vladykin N.V., Kostrovitsky S.I., Spetsius Z., Mityukhin, Prokopyev S.A., Medvedev N.S. Downes H. Alakit and Daldyn kimberlite fields, Siberia, Russia: Two types of mantle sub-terranes beneath central Yakutia // Geosci. Front. 2016. https://doi.org/10.1016/j.gsf.201608.0004

Ashchepkov I.V., Ivanov A.S., Kostrovitsky S.I., Vavilov M.A.,

Babushkina S.A., Vladykin N.V., Tychkov N.S., Medvedev N.S. Mantle terranes of the Siberian craton: their interaction with plume melts based on thermobarometry and geochemistry of mantle xenocrysts // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10(2). P. 197–245.

https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-2-0412

Artemieva I.M., Mooney W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. № B8. P. 16387–16414.

Artemieva I.M. Global $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution // Tectonophysics. 2006. V. 416. P. 245–277.

Ayers J.C. Trace element modeling of aqueous fluid – peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 132. P. 390–404.

Ayers J.C., Watson E.B. Rutile solubility and mobility in supercritical aqueous fluids // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 114. P. 321–330.

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.

Bishop F.C., Smith J.V., Dawson J.B. Na, K, P and Ti in garnet, pyroxene and olivine from peridotite and eclogite xenoliths from African kimberlites // Lithos. 1978. V. 11. P. 155–173.

Boyd F.R., Pearson D.G., Hoal K.O., Hoal B.G., Nixon P.H., Kingston M.J., Mertzman S.A. Garnet lherzolites from Louwrensia, Namibia: bulk composition and *P/T* relations // Lithos. 2004. V. 77. P. 573–592

Brenan J.M., Shaw H.F., Phinney D.L., Ryerson F.J. Rutileaqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 12. P. 327–339.

Bundy F.P., Basset W.A., Weathers M.S., Hemley R.J., Mao H.U., Goncharov A.F. The pressure-temperature phase and transformation diagram for carbon; updated through 1994 // Carbon. 1996. V. 34. № 2. P. 141–153.

Chavagnac V. A geochemical and Nd isotopic study of Barberton komatiites (South Africa): implication for the Archean mantle // Lithos. 2004. V. 75. P. 253–281.

https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.001

Choi S.H., Suzuki K., Mukasa S.B., Lee J-I., Jung H. Lu-Hf and Re-Os systematics of peridotite xenoliths from Spitsbergen, western Svalbard: Implications for mantle-crust coupling // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 297. P. 121–132.

Danchin R.F., Boyd F.R. Ultramafic nodules from premier kimberlite pipe, South Africa. Year B. Carnegie Institute Washington. 1976. V. 75. P. 531–538.

Foley S.F., Barth M.G., Jenner G.A. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. P. 933–938.

Francis D. Cratonic mantle roots, remnants of a more chondritic Archean mantle? // Lithos. 2003. V. 71. P. 135–152

Francis D., Ludden J., Johnstone R., Davis W. Picrite evidence for more Fe in Archean mantle reservoirs // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 167. P. 197–213.

Gao Sh., Rudnick R.L. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China craton // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 198. P. 307–322.

Glebovitsky V.A., Nikitina L.P., Saltykova A.K., Ovchinnikov N.O., Babushkina M.S., Egorov K.N., Ashchepkov I.V. Compositional heterogeneity of the continental lithospheric mantle beneath the Early Precambrian and Phanerozoic structures: Evidence from mantle xenoliths in kimberlites and alkaline basalts // Geochem. Int. 2007. V. 45. P. 1077–1102.

Glebovitsky V.A., Nikitina L.P., Vrevskii A.B., Pushkarev Y.D., Babushkina M.S., Goncharov. Nature of the chemical heterogeneity of the continental lithospheric mantle // Geo-

99

chem. Int. 2009. V. 47. P. 857–881. https://doi.org/10.1134/S001670290909002X

Goncharov A.G., Ionov D.A., Doucet L.S., Pokhilenko L.N. Thermal state, oxygen fugacity and C–O–H fluid speciation in cratonic lithospheric mantle: New data on peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia // Earth Planet. Sci. Lett.. 2012. V. 357–358. P. 99–110. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.09.016

Goncharov A.G., Ionov D.A. Redox state of deep off-craton

lithospheric mantle: new data from garnet and spinel peridotites from Vitim, southern Siberia // Contrib. Mineral. Petrol. 2012. V. 164. P. 731–745.

Goncharov A.G., Nikitina L.P., Borovkov N.V. et al. Thermal and redox equilibrium conditions of the upper-mantle xenoliths from the Quaternary volcanoes of NW Spitsbergen, Svalbard Archipelago // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56. P. 1578–1602.

https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.10.006

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.

Greighton S., Stachel T., Eichenberg D., Luth R.W. Oxidation state of the lithospheric mantle beneath Diavik diamond mine, central Slave craton, NWT, Canada // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. V. 159. P. 645–657.

Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Abe N., Aulbach S., Davies R.M. et al. The origin and evolution of Archean lithospheric mantle // Precambrian Res. 2003. V. 127. P. 19–41.

Griffin W.L, Spetsius Z.V., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. In situ Re-Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: New constraints on depletion events in the Siberian lithospheric mantle // Geochem., Geophys., Geosyst. 2002. V. 3. \mathbb{N} 11. ISSN: 1525-2027.

https://doi.org/10.1029/2001GC000287

Grütter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H., Winter F. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers // Lithos. 2004. V. 77. P. 841–857.

Harvey J., Warren J.M., Shirey S.B. Mantle Sulfides and their Role in Re–Os and Pb Isotope Geochronology // Rev. Mineral. Geochem. 2016. V. 81. P. 579–649.

Hasterok D., Chapman D.S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere. // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 307. P. 59–70.

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.034

Helmstaedt H., Gurney J., Richardson S. Ages of cratonic diamond and lhithosphere evolution: constraints on Precambrian tectonics and diamond exploration // The Canadian Mineralogist. 2010. V. 48. P. 1385–1408.

https://doi.org/10.3749/canmin.48.5.1385

Hoal K.O. Samples of Proterozoic iron-enriched mantle from the Premier kimberlite // Lithos. 2003. V. 71. P. 259–272. www.elsevier.com/locate/lithos

Jordan T.H. Structure and formation of the continental tectosphere // J. Petrol. Spec. Lithosphere. 1988. P. 11–37.

Kerrich R., Xie Q., 2002. Compositional recycling structure of an Archean super-plume: Nb–Th–U–LREE systematics of Archean komatiites and basalts revisited // Contrib. Mineral. Petrol. V. 142. P. 476–484.

Khain V.E., Filatova N.I. From Hyperborea to Arctida: The problem of the Precambrian Central Arctic Craton // Dokl.

Earth Sci. 2009. V. 428. № 1. P. 1076–179. https://doi.org/10.1134/S1028334X09070071

Kukkonen I.T., Kinnunen K.A., Peltonen P. Mantle xenoliths and thick lithosphere in the Fennoscandian shield // Phys. Chem. Miner. 2003. V. 28. P. 349–360.

Kuskov O.L., Kronrod V.A., Prokofyev A.A., Pavlenkova N.I. Lithospheric mantle structure of the Siberian craton inferred from the superlong Meteorite and Rift seismic profiles // Russian Geology and Geophysics. 2014c. V. 55. P. 892–906.

https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014 .06.008

Lazarov M. Archean to present day evolution of the lithospheric mantle beneath the Kaapvaal craton. Dis. for doctor grade. Frankfurt. 2008.

Lenoir X., Garrido C.J., Bodinier J.-L., Dautria J.-M., Gervilla F. The recrystallization front of the Ronda peridotite: Evidence for melting and thermal erosion of subcontinental lithospheric mantle beneath the Alboran Basin // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 141–158.

Lian D., Liu F., Wu W., Zhang Zhao H., Hua J. Gochemistry and tectonic significance of the Gongzhu peridotites in the northern branch of the western Yarlung Zangbo ophiolitic belt, western Tibet // Mineral. Petrol. 2017. https://doi.org/10.1007/s00710-017-0491-5

Meibom A., Norman H., Sleep N.S., Chamberlain C.P., Coleman R.G., Freit R., Hren M.T., Wooden J.L. Re–Os isotopic evidence for long-lived heterogeneity and equilibration processes in the Earth's upper mantle // Nature. 2002. V. 419. P. 705–708.

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.

Menzies A.H., Westerlund K., Grutter H., Gurney J.J., Carlson J., Fung F., Nowiski T. Peridotite mantle xenoliths from kimberlites on the Ekati Diamod Mine property, N.W.T. Canada: Major element composition for the lithosphere beneath the Central Slave craton // Lithos. 2004. V. 77. № 2–4. P. 395–412.

https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.013

Mitchell R.H. Garnet Lherzolites from Hanaus-I and Louwrensia Kimberlites of Namibia // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. P. 178–188.

Munker C., Pfander J.A., Weyer S., Buchl A., Kleine Th., Mezger K. Evolution of Planetary Cores and Earth–Moon system from Nb/Ta systematics // Science. 2003. V. 301. P. 84–87.

Nebel W., van Westrenen Vroon P.Z., Wille M., Raith M.M. Deep mantle storage of the Earth's missing niobium in latestage residual melts from a magma ocean // Geochim. Cosmochim. Acta. 2010. V. 74. P. 4392–4404.

Nikitina L.P., Goncharov A.G., Bogomolov E.S., Beliatsky B.V., Krimsky R.Sh., Prichod'ko V.S., Babushkina M.S., Karaman A.A. HFSE and REE Geochemistry and Nd-Sr-Os Systematics of Peridotites in the Subcontinental Lithospheric Mantle of the Siberian Craton and Central Asian Fold Belt Junction Area: Data on Mantle Xenoliths // Petrology. 2020. V. 28. № 2. P. 207–219.

https://doi.org/10.31857/S0869590320020053

O'Neill H.S.C. The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 77 P. 185–194.

O'Reilly S.Y., Griffin W.L. The continental lithosphere—asthenosphere boundary: Can we sample it? // Lithos. 2010. V. 120. P. 1–13.

Palme H., O'Neill H.S.C., Holland H.D., Turekian K.K. Cosmochemical estimates of mantle composition / Ed. R.W. Carlson. Treatise on Geochemistry. V. 2. The Mantle and Core. Elsevier. 2003. P. 1–38.

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

Pearson D.G., Irvine G.J., Ionov D.A. et al. Re–Os isotope systematic 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.

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 multi-stage metasomatism // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995b. V. 59. P. 959–977.

Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G.P. et al. Single crystal Re–Os isotope study of sulfide inclusions from a zoned Siberian diamond // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 703–712.

Pearson D.G., Wittig N. The formation and evolution of cratonic mantle lithosphere – evidence from mantle xenoliths. Treatise on Geochemistry. 2nd Edition. Elsevier. 2014. P. 255–290.

Peltonen P., Huhma H., Tuni M., Shimizu N Garnet peridotite xenoliths from kimberlites of Finland: nature of the continental mantle at the archean craton-proterozoic mobile belt transition. Proc. of Seventh Int. Kimb. Conf. 1999. (Roof Design, Cape Town, 1999). V. 2. P. 664–676.

Puchtel I.S., Zhuravlev D.Z. Petrology of Mafic-Ultramafic Metavolcanics and Related Rocks from the Olondo Greenstone Belt, Aldan Shield // Petrology. 1993. V. 1. № 3. P. 263–299.

Richardson S.H., Pöml P.F., Shirey S.B., Harris J.W. Age and origin of peridotitic diamonds from Venetia, Limpopo Belt, Kaapvaal-Zimbabwe craton // Lithos. 2009. V. 112S. P. 785–792.

Rickard R.S., Harris J.W., Gurney J.J., Cardoso P. Mineral inclusions in diamonds from Koffiefontein Mine / Eds. J. Ross et al. Kimberlites and Related Rocks. Proc. Fourth Int. Kimberlite Conf., GSA, Spec. Publ. 14. 1989. V. 2. Blackwell, Oxford. P. 1054–1062.

Robinson J.A.C., Wood B.J. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 164(1–2). P. 277–284.

Roden M.F., Patiñio-Douce A.E., Jagoutz E., Laz'ko E.E. High pressure petrogenesis of Mg-rich garnet pyroxenites // Lithos. 2006. V. 90. P. 77–91.

Rudnick R.L., Gao S., Ling W.L., Liu Y.S., McDonough W.F. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from Hannuoba and Qixia, North China Craton // Lithos. 2004. V. 77. P. 609–637.

Sand K.K., Waight T.E., Pearson D.G., Nielsen T.F.D., Makovicky E., Hutchison M.T. The lithospheric mantle below southern West Greenland: A geothermobarometric approach to diamond potential and mantle stratigraphy // Lithos. 2009. V. 112S. P. 1155–1166. *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.

Shi R.D., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Zhao G.C., Huang O.S., Li J., Xu J.F. Evolution of the Lüliangshan garnet peridotites in the North Qaidam UHP belt, Northern Tibetan Plateau: Constraints from Re–Os isotopes // Lithos. 2010. V. 117. P. 307–321

Stalder R., Foley S.F., Brey G.P., Horn I. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900–1200 degrees C and 3.0 GPa: New experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. V. 62. № 10. P. 1781–1801.

Walter M., Katsura T., Kubo A., Nishikawa O., Ito E., Lesher C., Funakoshi K. Spinel–garnet transition in the system CaO– MgO–Al₂O₃–SiO₂ revisited: An in situ X-ray study // Geochim. Cosmochim. Acta, 2002. V. 60. № 12. P. 2109–2121.

Westerlund K.J., Shirey S.B., Richardson S.H., Carlson R.W., Gurney J.J., Harris. J.W. A subduction wedge origin for Paleoarchean peridotitic diamonds and harzburgites from the Panda kimberlite. Slave craton: evidence from Re–Os isotope systematic // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 152. P. 275–294.

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.

Wu F.-Y., 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. 107–129.

Xu X., O'Reilly S.Y., Zhou X., Griffin W.L. A Xenolith-Derived Geotherm and the Crust–Mantle Boundary at Qilin, Southeastern China // Lithos. 1996. V 38. P. 41–62.

Xu Yi. Evidence for crustal components in the mantle and constraints on crustal recycling mechanisms: pyroxenite xenoliths from Hannuoba, North China // Chem. Geol. 2002. V. 182. P. 301–32.

Xu X., O'Reilly S., Griffin W.L., Zhou X. Genesis of young lithospheric mantle in southeastern China: an LAM-ICPMS trace element study // J. Petrology. 2000. V. 41. P. 111–148.

Xu Xi., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Zhou Xi. Enrichment of upper mantle peridotite: petrological, trace element and isotopic evidence in xenoliths from SE China. Enrichment of upper mantle peridotite: petrological, trace element and isotopic evidence in xenoliths from SE China // Chem. Geol. 2003. V. 198. P. 163–188.

Zhai Q.G., Jahn B.M., Zhang R.Y., Wang J., Su L. Triassic Subduction of the Paleo-Tethys in northern Tibet, China: Evidence from the geochemical and isotopic characteristics of eclogites and blueschists of the Qiangtang Block // Asian J. Earth Sci. 2011. V. 42. P. 1356–1370.

https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.07.023

Zhang H., Goldstein S.L., Zhou X-H., Sun M., Zheng Ji-P., Cai Yu. Evolution of subcontinental lithospheric mantle beneath eastern China: Re–Os isotopic evidence from mantle xenoliths in Paleozoic kimberlites and Mesozoic basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. V. 155. P. 271–293. https://doi.org/10.1007/s00410-007-0241

101

Nb-Zr-Y Systematics and Thermal Regimes of Subcontinental Lithospheric Mantle in the Archaean: Data from Mantle Xenoliths

L. P. Nikitina^{*a*, *} and M. S. Babushkina^{*a*, **}

^aInstitute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg, 199034 Russia *e-mail: lpnik@mail.ru

e-mail. ipnik@mail.ru

**e-mail: msbab@mail.ru

The analysis of Nb–Zr–Y systematics and thermal regimes of lithospheric mantle of the Siberian, Kaapvaal, North American, North China, and South China cratons indicates that these cratons pertain to two types. One type (SKNA) comprises the first three cratons (Siberian, Kaapvaal, and North American), and the other type includes the last two cratons (NCSC). Peridotites in the mantle of SKNA cratons have a Paleoarchaean age and are characterized by Nb concentration up to 5-6 ppm which is higher than in the primitive mantle (PM). The Zr and Y concentration in these peridotites is lower than in PM and, in a significant part of the samples, is lower than in CI chondrite; these peridotites have superchondrite Nb/Y ratios (≥ 1.0) and chondrite to superchondrite Zr/Y ratios. Thermal regimes in the mantle of the SKNA cratons corresponding to the model geotherm with surface heat flux density of 45 mW/m² and falling in the diamond stability region are characterized by low (24.4 to 25.1°C/Kbar) quasi-thermal gradients (TG) reflecting the temperature change with the increase in pressure by 1 kbar. The mantle peridotites of the North China Craton have a predominantly lower Nb concentration than in PM whereas the Nb concentration in the South China craton peridotites is somewhat higher than in PM. The Nb/Y ratios (ranging from subchondritic to superchondritic but remaining below 1.0) and the Zr/Y ratios (mainly subchondritic) correspond to those in peridotites of the ophiolite complexes of the South Urals and Northern Tibet. The thermal regimes in the mantle of the North China and South China cratons are characterized by close to model geotherms with heat flux densities of 55 and 60 mW/m², respectively, high average TG (36.7 ± 0.5 and 41.3 ± 1.3 °C/kbar), and correspond to the graphite stability region. The depth of the petrological boundary between the lithosphere and asthenosphere (lithosphere–asthenoasphere boundary, LAB) in the mantle of the SKNA cratons (~200 km in the Paleoarchaean) has remained, with the allowance for the geophysical data, at the same level up to present. In the mantle of the North China and South China cratons as well as in the Baikal rift (Central Asian folded belt) and the epi-Grenville Svalbard platform, this boundary has been regularly rising since the end of the Paleoarchaean to at least 70-80 km in the Late Proterozoic. The difference of the mantle underlying the SKNA and NCSC cratons in terms of the Nb-Zr-Y systematics and thermal regimes indicates the existence of different domains in the lithosphere since the end of the Paleoarchaean. The mantle of the first type of cratons is probably the relicts of chondrite material that has not been completely reworked by melting and fractionation of the Fe-group elements and Nb with close properties. The mantle of the second type of cratons has geochemical features peculiar to PM.

Keywords: Archaean subcontinental lithospheric mantleмантия, Nb–Zr–Y systematics of peridotites, thermal regimes, mantle heterogeneity