

**COMPLICATED THERMAL HISTORY OF THE LITHOSPHERIC MANTLE OF THE ANABAR REGION:  
RECONSTRUCTIONS BASED ON XENOCRYSTS FROM KIMBERLITES****A.M. Dymshits** <sup>1,2✉</sup>, **E.A. Gladkochub** <sup>1</sup>, **S.I. Kostrovitsky** <sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

<sup>2</sup> Geological Institute of Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, 14 Fersman St, Apatity 184209, Russia

<sup>3</sup> Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 1a Favorsky St, Irkutsk 664033, Russia

**ABSTRACT.** The thermal history and thickness of the lithospheric mantle beneath the kimberlite fields of the Eastern Anabar shield and adjacent territories of the Siberian craton were reconstructed based on the composition of clinopyroxene xenocrysts from the concentrate of kimberlite heavy fraction and mantle xenoliths. Garnet and spinel peridotites are most abundant in the lithospheric mantle beneath the five studied fields of the Siberian craton. Almost in all fields, the Mg# index of clinopyroxene decreases through depth. In the oldest Chomurdakh kimberlite field, both TiO<sub>2</sub> and FeO contents vary slightly. The titanium oxide values markedly vary from 0 to 0.6 wt. % in the Triassic fields. The high titanium oxide contents in minerals are indicative of deep-seated metasomatic transformations of lithospheric mantle blocks in the northern Yakutia kimberlite province. The geotherm was fitted to the PT data set in the Gtherm program with the model involved D. Hasterok and D. Champan. The thermal lithosphere beneath the studied fields retained the thermal thickness up to 260 km. In the period between 430 and 230 Ma, it underwent a significant metasomatic transformation resulting in the formation of high-Fe and high-Ti blocks. It appears, that the thermal thickness declined to 190–200 km only in the north of the Siberian craton during the Jurassic period. This assumption is verified by the values of lithosphere thickness beneath the northern Kuoika field.

**KEYWORDS:** clinopyroxene; kimberlite; Siberian craton; lithospheric mantle; Arctic; thermobarometry; geotherm

**FUNDING:** The research was carried out within the topic № 1023110300018-4-1.5.4 of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation in the Laboratory for Integrated Research of the Arctic of the Institute of the Earth's Crust SB RAS. The Gtherm program was financially supported by the Russian Science Foundation (№ 22-77-10073, <https://rscf.ru/project/22-77-10073/>).

**RESEARCH ARTICLE****Correspondence:** Anna M. Dymshits, [adymshits@crust.irk.ru](mailto:adymshits@crust.irk.ru)

Received: July 12, 2024

Revised: August 8, 2024

Accepted: August 14, 2024

**FOR CITATION:** Dymshits A.M., Gladkochub E.A., Kostrovitsky S.I., 2024. Complicated Thermal History of the Lithospheric Mantle of the Anabar Region: Reconstructions Based on Xenocrysts from Kimberlites. *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (5), 0778. doi:10.5800/GT-2024-15-5-0778

**Supplementary files:** [Dymshits\\_et\\_al\\_Suppl\\_1.xlsx](#)

## СЛОЖНАЯ ИСТОРИЯ ТЕРМАЛЬНОГО РЕЖИМА ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПРИАНАБАРЬЯ: РЕКОНСТРУКЦИИ НА ОСНОВЕ КСЕНОКРИСТАЛЛОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

А.М. Дымшиц<sup>1,2</sup>, Е.А. Гладкочуб<sup>1</sup>, С.И. Костровицкий<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

<sup>2</sup> Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия

<sup>3</sup> Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

**АННОТАЦИЯ.** Реконструирована термальная история и мощность литосферной мантии под разновозрастными кимберлитовыми полями Прианабарья и смежных территорий Сибирского кратона (СК) на основе состава ксенокристаллов клинопироксена из концентрата тяжелой фракции кимберлитов и мантийных ксенолитов. В литосферной мантии под пятью изученными полями СК преобладают гранатовые и шпинелевые перидотиты. Магнезиальность клинопироксенов с глубиной уменьшается почти для всех полей. По наиболее древнему Чомурдахскому кимберлитовому полю наблюдается наименьший разброс по содержанию как  $TiO_2$ , так и  $FeO$ . Наибольший разброс значений оксида титана (от 0 до 0.6 мас. %) наблюдается в триасовых полях. Высокие содержания оксида титана в минералах могут отражать глубокие метасоматические преобразования отдельных блоков литосферной мантии на севере Якутской кимберлитовой провинции. Подгонка линии геотермы к набору РТ-данных производилась в новой авторской программе Gtherm на основе модели Д. Хастерока и Д. Чапмана. Литосфера под изученными полями в период с 430 до 230 млн лет прошла, вероятно, этап значительного метасоматического воздействия с образованием высокожелезистых и высокотитанистых пород, сохраняя большую термальную мощность (до 260 км). Процесс сокращения термальной мощности мог наблюдаться в северных частях СК в юрское время (до 190–200 км), что подтверждается оценками мощности литосферы под северным Куойкским полем.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** клинопироксен; кимберлит; Сибирский кратон; литосферная мантия; Арктика; термобарометрия; геотерма

**ФИНАНСИРОВАНИЕ:** Работа выполнена в рамках темы № 1023110300018-4-1.5.4 Министерства науки и высшего образования РФ в лаборатории комплексных исследований Арктики ИЗК СО РАН. Построение палеогеотермы и разработка программы Gtherm выполнены за счет гранта Российского научного фонда (№ 22-77-10073, <https://rscf.ru/project/22-77-10073/>).

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Эволюцию термального режима литосферной мантии Сибирского кратона (СК) активно изучают разные исследователи [Muravjeva et al., 2022; Dymshits et al., 2020, 2023b; Ashchepkov et al., 2019; Tychkov et al., 2018; Griffin et al., 1999; Sobolev, 1977; Ziberna et al., 2016], используя минералы из концентрата тяжелой фракции кимберлитов, а также мантийные ксенолиты. Эти исследования выявили значительные различия в толщине и составе литосферной мантии, а также геотермические градиенты между южными алмазоносными и северными кимберлитовыми полями (т.е. архейскими Маганским и Анабарским террейнами на юге и протерозойскими Хапчанским и Биректинским террейнами на севере) (рис. 1). Причины подобной гетерогенности литосферной мантии интерпретируются по-разному. В работе [Griffin et al., 1999] авторы на основе анализа более 4000 зерен ксенокристаллов граната из 65 кимберлитовых трубок СК отметили увеличение регионального теплового потока с 35 до 40 мВт/м<sup>2</sup> и обеднение низов литосферной мантии гарцбургитовым компонентом и связали эти процессы с многократным рифтингом на протяжении фанерозоя. В работе [Ashchepkov et al., 2019] различия в термальном режиме и составе

пород литосферной мантии под южным и северными кимберлитовыми полями объясняются процессами субдукции, которые периодически затрагивали СК и его окраины на протяжении всего протерозойского времени. Н.П. Похиленко с соавторами [Pokhilenko et al., 1999, 2002] на основе сравнительного изучения пиропов из более чем ста кимберлитовых трубок Сибирской платформы делают вывод о существенном изменении состава и утонении литосферы в ее северной части к верхнеюрскому времени. По этим данным мощность литосферы региона составляла в палеозойское время 180–230 км и около 130–150 км в мезозойское, а тепловой поток изменился, соответственно, от 37 до 40–41 мВт/м<sup>2</sup>. При этом авторы считают, что пермско-триасовая тектонотермальная активизация СК была вызвана воздействием так называемого суперплюма, приведшим к интенсивному трапповому вулканизму 250 млн лет назад, и стала основной причиной существенного преобразования литосферной мантии кратона и увеличения в ее составе доли пироксенитовых пород [Pokhilenko et al., 2002; Howarth et al., 2014].

Несмотря на то, что на сегодняшний день накоплен уже довольно представительный материал для



и примесных элементов в клинопироксенах определялись на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8200 (ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск) с пятью спектрометрами с волновой дисперсией. Для последующей оценки давлений и температур химические составы клинопироксенов отбраковывались в соответствии со схемой, представленной в работе [Ziberna et al., 2016], так как не любой пироксен может быть использован для мономинеральной термобарометрии [Nimis, Taylor, 2000].

Подгонка линии геотермы к набору РТ-данных (Supple 1 на странице статьи онлайн) производилась в оригинальной программе Gtherm (<https://gtherm.ru/index.html>), созданной авторами данной работы. В качестве модели использована работа [Hasterok, Chapman, 2011], которая признана мировым сообществом исследователей как достаточно достоверная. По модели [Hasterok, Chapman, 2011] оценивается температура литосферных слоев, исходя из начальных условий – мощности составляющих основу литосферных слоев, данных теплового потока в слоях. Программа позволяет провести оценку теплового потока на поверхности по данным оценки температуры литосферных слоев исследуемого объекта. Задача оценки теплового потока представлена как проблема оптимизации отклонения измеренных значений температуры слоев на различных глубинах (РТ-оценки ксенокристаллов клинопироксена) от профиля моделируемой геотермы, задаваемого начальным значением теплового потока. Процедура оптимизации параметра модели строилась на основе расчета оценок отклонений измеренных значений геотермы от вычисленных для нескольких начальных значений теплового потока (35, 35.2, 35.4, ..., 39 мВт/м<sup>2</sup>) аппроксимацией промежуточных значений отклонений сплайнами третьего порядка с применением метода одномерной оптимизации «Золотое сечение» на полученном сплайне. Аппроксимация сплайном позволяет не тратить вычислительные ресурсы для проведения процедуры моделирования в процессе решения оптимизационной задачи при обеспечении требуемой точности (0.1 мВт/м<sup>2</sup>). Программа находится в свободном доступе и может быть использована широким кругом исследователей для оценки теплового режима различных геодинамических обстановок.

Мощность литосферы в литературе имеет разные определения. В данной работе граница литосферы с астеносферой оценивается как пересечение геотермы, рассчитанной по данным давлений и температур мантийного материала, с потенциальной адиабатой 1315 °C (TBL – thermal boundary layer – термическая граница), так как в астеносфере конвективное перемешивание приводит к адиабатическому распределению температуры. Термический пограничный слой включает кондуктивный слой и переходную зону (где наблюдается и конвективный, и кондуктивный теплоперенос) и простирается до глубин, пограничных с астеносферным слоем [Kuskov et al., 2014].

Исследования ксенолитов позволяют оценить мощность петрологической литосферы или химического погранслоя (CBL – chemical boundary layer), который можно определить как слой, сильно обедненный базальтоидными компонентами [Kuskov et al., 2014]. Нижняя граница петрологической литосферы иногда определяется по переходу от деплетированных до фертильных составов (например, глубина, с которой выносятся гранаты с низкими содержаниями рассеянных элементов, в частности, Y < 10 г/т [Griffin et al., 1999]), иногда она оценивается по наиболее глубинным образцам, которые выносятся кимберлитами. Под некоторыми кратонами петрологическая и термическая литосфера могут иметь одинаковую мощность [Kuskov et al., 2014], но в большинстве случаев будут не совпадать, так как имеют разный петролого-геофизический смысл и требуют внимательного разбора и сопоставления в каждом конкретном случае.

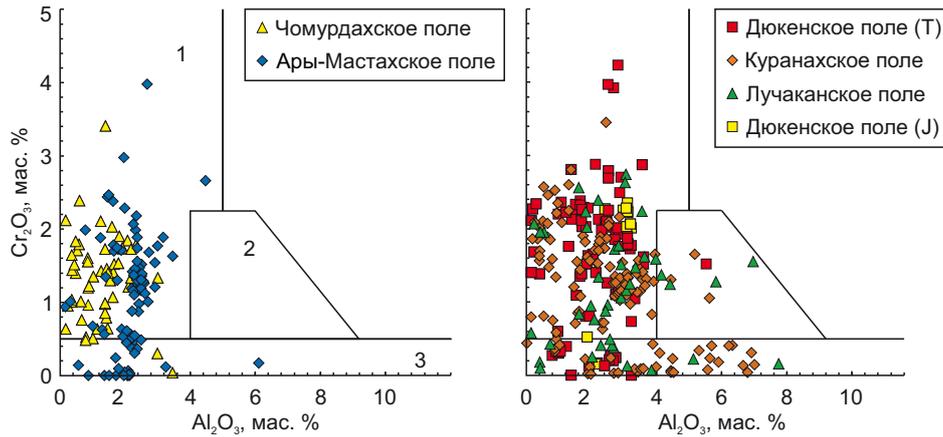
### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Не все зерна клинопироксенов пригодны для мономинеральной термобарометрии (могли в мантии не находиться в равновесии с гранатом и ортопироксеном, могли быть подвержены сильным изменениям под действием расплавов и флюидов), поэтому была произведена отбраковка зерен клинопироксена на основе фильтров, предложенных в работе [Ziberna et al., 2016]. Для Дюкенского кимберлитового поля все фильтры прошли 38 зерен клинопироксена, для Куранахского – 33, для Чомурдахского – 14, для Лучаканского – 14, для Ары-Мастахского – 33.

Химические составы клинопироксенов представлены на дискриминационных диаграммах Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (рис. 2). Клинопироксены из гранатовых перидотитов наиболее распространены (79 % всех зерен) во всех изученных полях. Наибольшее количество клинопироксенов, относящихся к пироксенитовой и эклогитовой серии, наблюдается в полях триасовой и юрской эпохи кимберлитового магматизма, в то время как в палеозойском поле таких пироксенов очень мало.

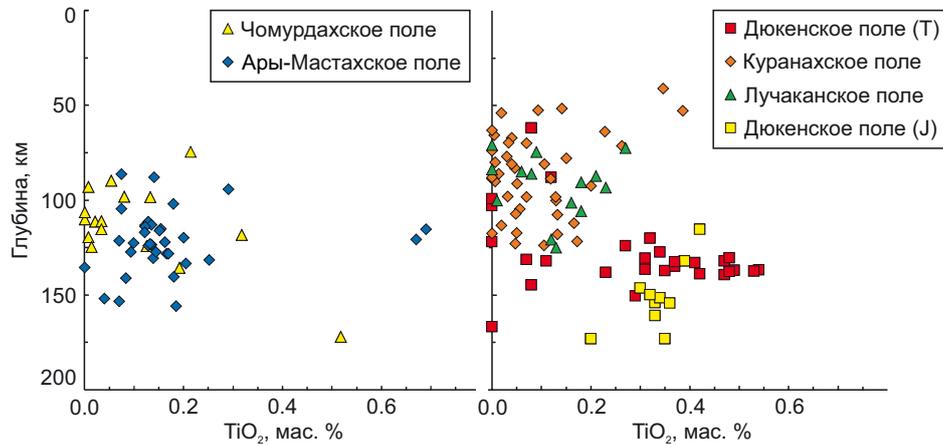
По данным о температуре и давлении изученных ксенокристаллов для зерен клинопироксена были рассчитаны глубины, с которых они были вынесены. Это позволило оценить распределение клинопироксенов в мантийной колонне под разными полями относительно содержания TiO<sub>2</sub> и FeO (мас. %) (рис. 3, 4). Для наиболее древнего кимберлитового поля наблюдается наименьший разброс по содержанию как TiO<sub>2</sub>, так и FeO. Наибольший разброс значений оксида титана (от 0 до 0.6 мас. %) наблюдается в триасовых полях. По содержанию железа почти для всех полей (кроме Ары-Мастахского) наблюдается четкая закономерность увеличения железистости с глубиной. Наиболее железистыми оказались клинопироксены из Дюкенского и Ары-Мастахского кимберлитовых полей (FeO до 4 мас. %).

Подгонка линии геотермы к набору РТ-данных была произведена для пяти кимберлитовых полей. По



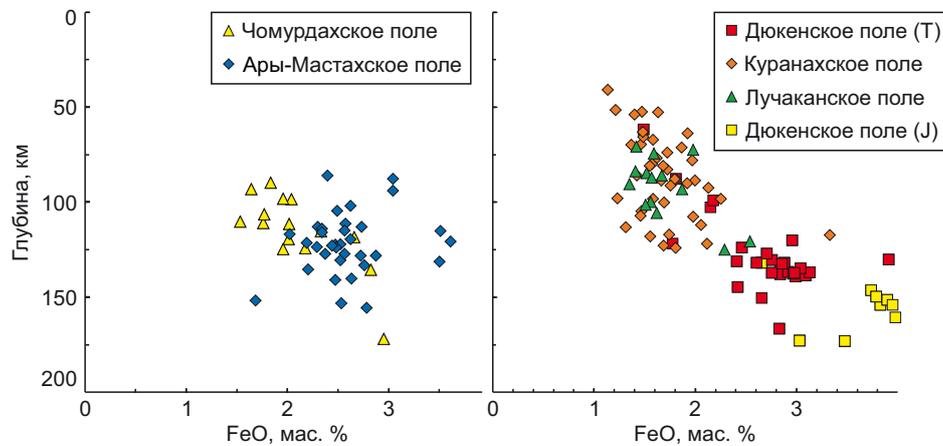
**Рис. 2.** Состав ксенокристаллов клинопироксена из кимберлитовых трубок Прианабарья и смежных территорий Якутской кимберлитовой провинции, нанесенных на дискриминационную диаграмму из работы [Ramsay, Tompkins, 1994]. 1 – гранатые перидотиты; 2 – шпинелевые и внекратонные гранатые перидотиты; 3 – эклогиты, мегакристы, пироксениты.

**Fig. 2.** Composition of clinopyroxene xenocrystals from kimberlite pipes of Eastern Anabar shield and adjacent territories of the Yakutian kimberlite province, plotted on the diagram of [Ramsay, Tompkins, 1994]. 1 – garnet peridotites; 2 – spinel and off-craton garnet peridotites; 3 – eclogites, megacrysts, pyroxenites.



**Рис. 3.** Распределение ксенокристаллов клинопироксена из кимберлитовых трубок Прианабарья и смежных территорий Якутской кимберлитовой провинции с глубиной в зависимости от содержания оксида титана.

**Fig. 3.** Distribution of clinopyroxene xenocrystals from kimberlite pipes of the Eastern Anabar shield and adjacent territories of the Yakutian kimberlite province with depth versus titanium oxide content.

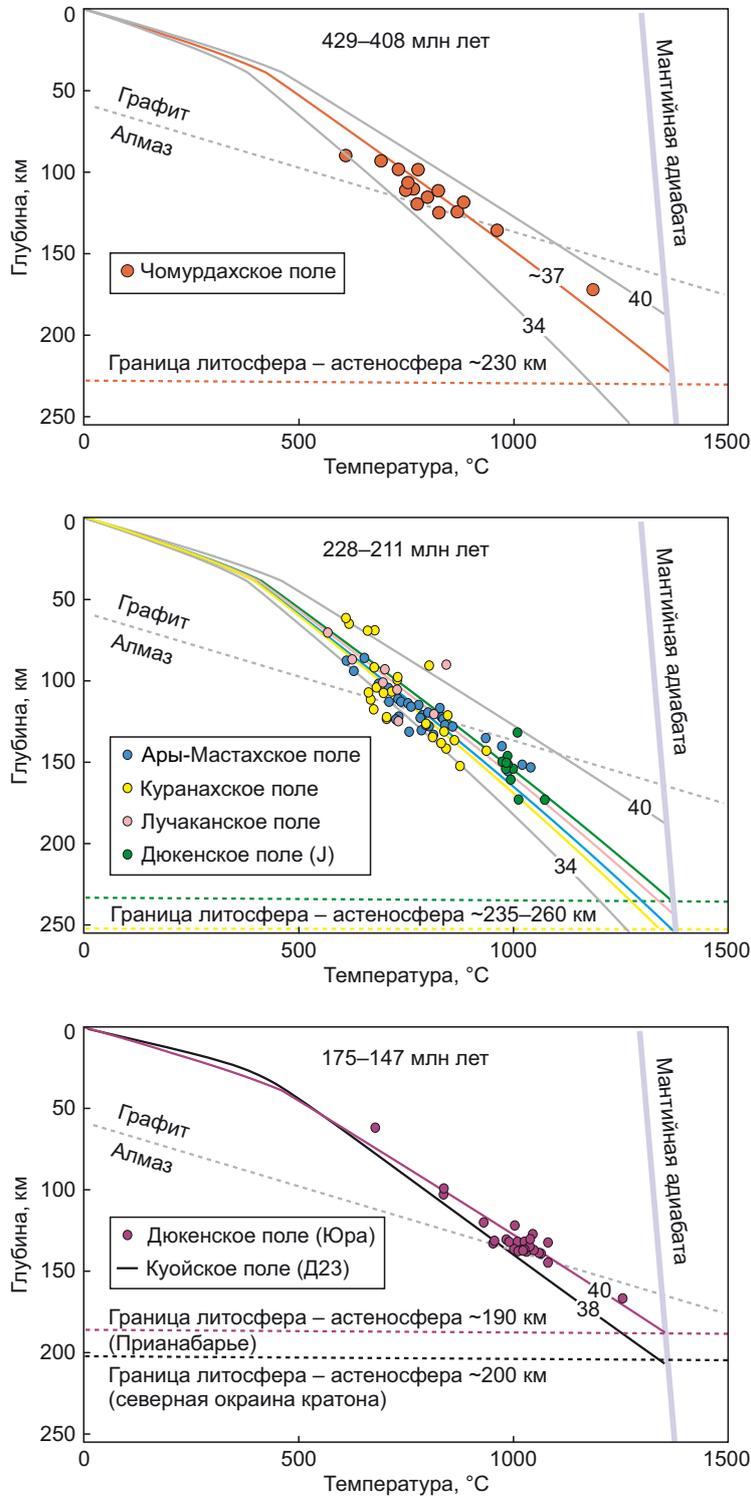


**Рис. 4.** Распределение ксенокристаллов клинопироксена из кимберлитовых трубок Прианабарья и смежных территорий Якутской кимберлитовой провинции с глубиной в зависимости от содержания оксида железа.

**Fig. 4.** Distribution of clinopyroxene xenocrystals from kimberlite pipes of the Eastern Anabar shield and adjacent territories of the Yakutian kimberlite province with depth as a function of iron oxide content.

пересечению линии палеогеотермы с линией графит – алмаз [Day, 2012] и линии перехода литосфера – астеносфера была оценена мощность так называемого «алмазного окна» (рис. 5). Погрешность оценки глубины границы литосферы и астеносферы составила 10–15 км.

**Чомурдахское поле.** Оценки РТ для ксенокристаллов клинопироксена показывают равномерное распределение глубин от 90 до 170 км. Подгонка набора давлений и температур дает поверхностный тепловой поток 36.9 мВт/м<sup>2</sup> и термальную толщину литосферы



**Рис. 5.** Реконструкция мантийных палеогеотерм в программе Gtherm по данным РТ мантийных ксенокристаллов из пяти кимберлитовых трубок. Куойкское поле (D23) приведено из работы [Dymshits et al., 2023b].

**Fig. 5.** Constrains of the mantle paleogeotherms based on PT data from the 5 kimberlite fields using program Gtherm. Kuoika field (D23) is cited from paper [Dymshits et al., 2023b].

229 км. Точки равномерно распределяются вдоль кондуктивной геотермы, захватывая глубины. Толщина алмазного окна составляет 95 км. Имеется совсем немного точек, которые при этом попадают в область стабильности алмаза, в данном поле задокументировано несколько алмазоносных кимберлитовых тел [Argunov, 2006; Zaitsev, Smelov, 2010].

**Куранахское поле.** Зерна клинопироксенов распределены очень неравномерно и дают очень широкий диапазон по температуре от ~600 до 1000 °C на глубинах 70–160 км. Подгонка РТ-оценок дает поверхностный тепловой поток 35.1 мВт/м<sup>2</sup> и мощность литосферы 263 км. Рассчитанное алмазное окно соответствует более 130 км, что согласуется с обнаружением в этом поле алмазоносных кимберлитов [Argunov, 2006].

**Дюкенское поле.** Палеогеотермы были отдельно рассчитаны для трубок, отвечающих триасовой и юрской эпохам кимберлитового магматизма. Поверхностный тепловой поток для более древнего этапа составляет 36.5 мВт/м<sup>2</sup>, мощность литосферы соответствует 235 км. Рассчитанное алмазное окно соответствует 110 км. Почти все зерна клинопироксена из этого поля попадают на РТ-диаграмме в область стабильности алмаза. Поверхностный тепловой поток для юрской эпохи составляет 40.0 мВт/м<sup>2</sup>, мощность литосферы соответствует 188 км. Рассчитанное алмазное окно соответствует 45 км. Зерна клинопироксена из этих трубок поля расположены либо выше линии графит – алмаз, либо вблизи ее границы.

**Лучаканское поле.** Предварительная оценка термального состояния под этим полем была проведена только по восьми зернам. Часть клинопироксенов, прошедших все фильтры (по [Ziberna et al., 2016]), показала очень высокие значения температуры при умеренных значениях давления (расположены на геотерме 45 мВт/м<sup>2</sup> и выше). Детальный анализ их химического состава показал, что они попадают в область метасоматизированных клинопироксенов на диаграмме Na<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [Bonadiman et al., 2005]. Таким образом, использовать их для построения кондуктивной геотермы некорректно, и они могут указывать на преобразование пород литосферной мантии на небольших глубинах под действием расплавов или флюидов, в том числе связанных с кимберлитовым магматизмом. Такие же зерна клинопироксенов были зафиксированы в Куранахском кимберлитовом поле (из 42 зерен были использованы 25) и Дюкенском (из 77 зерен были использованы 49) и тоже были исключены из расчета. Подгонка РТ-оценок дает поверхностный тепловой поток 36.0 мВт/м<sup>2</sup> и мощность литосферы 243 км. Алмазы в данном поле установлены в нескольких диатремах, что в целом согласуется с полученными значениями мощности литосферной мантии на период триасовой эпохи кимберлитового магматизма.

Ранее в работе [Kostrovitsky et al., 2022] было показано, что общей особенностью состава мантийных минералов из всех рассмотренных выше анабарских трубок является их высокая магнезиальность, относительно

более высокая, чем для минералов из мантийных ксенолитов алмазоносной трубки Удачной. В данной работе мы при этом показываем, что магнезиальность уменьшается с глубиной, и, вероятно, такая же тенденция есть и в полях центральной части ЯАП, однако там трубки выносят гранаты и пироксены и с больших глубин. Для детального анализа необходимо в дальнейшем провести сопоставление состава минералов на различных глубинах для максимально представительных выборок как из северных, так и из южных полей.

**Ары-Мастахское поле.** Подгонка РТ-оценок дает достаточно холодный поверхностный тепловой поток 35.4 мВт/м<sup>2</sup> и очень мощную литосферу в 254 км. Толщина алмазного окна составляет почти 130 км. Ксенокристаллы клинопироксена показывают равномерное распределение глубин от 80 до 160 км. В отличие от других полей, здесь выделяется кластер высокотемпературных пироксенов, который попадает в область стабильности алмаза на глубинах 130–160 км. Два образца ложатся на очень горячую геотерму (не были использованы при подгонке геотермы) и отвечают аномально высокому содержанию титана и железа.

#### 4. ОБСУЖДЕНИЕ

На основе проведенного изучения химического состава ксенокристаллов клинопироксена можно сделать вывод о том, что в литосферной мантии под пятью изученными северными полями СК преобладают перидотиты гранатовой и шпинелевой фации глубинности. В Чомурдахском кимберлитовом поле, наиболее древнем из представленных (429–408 млн лет), абсолютное большинство клинопироксенов попадают в область гранатовых перидотитов (95 % всех зерен). Почти для всех полей с глубиной уменьшается магнезиальность клинопироксенов (за исключением Ары-Мастахского поля, для которого такой закономерности нет). Содержание TiO<sub>2</sub> в Чомурдахском и Ары-Мастахском полях редко превышает 0.3 мас. %, что является типичным для южных полей ЯКП. Дюкенское, Куранахское и Лучаканское поля отличаются более высокими содержаниями TiO<sub>2</sub> – до 0.6 мас. %. Как было показано в работах [Kostrovitsky et al., 2018, 2022], высокое содержание TiO<sub>2</sub> (>0.4 мас. %) в гранатах северных полей отражает глубокие метасоматические преобразования отдельных блоков литосферной мантии на севере ЯКП. При этом повышенное содержание Ti является характерной особенностью значительной части как кимберлитовых, так и базитовых пород, получивших развитие на северной окраине СК.

Ранее в работе [Kostrovitsky et al., 2022] было показано, что большая часть изученных мантийных ксенокристаллов Куранахского и Лучаканского полей определяется при значении теплового потока >45 мВт/м<sup>2</sup>, а для Ары-Мастахского и Дюкенского полей они находятся в интервале 35–45 мВт/м<sup>2</sup>. В данной работе мы показываем, что крайне важно внимательно оценивать составы клинопироксенов, прежде чем использовать их для оценки давлений и температур. Очень высокие

значения теплового потока могут быть связаны с использованием метасоматизированных зерен, которые в большом количестве были обнаружены и в нашей выборке.

В Дюкенском и Чомурдахском кимберлитовых полях магма выносила ксенокристаллы с глубины 170 км, в Ары-Мастахского КП – с глубины 150 км, а в Куранахском и Лучаканском КП – с глубины 120 км. Это значительно меньше, чем для трубок центральной части СК, где обнаружены мантийные ксенолиты и ксенокристаллы, вынесенные с 200–220 км [Griffin et al., 1999; Pokhilenko et al., 2002]. Для данных полей условно эти значения можно назвать петрологической границей литосферы. При этом интересно отметить, что реконструкция мантийных палеогеотерм на момент кимберлитового магматизма указывает на глубины термальной границы литосферы и астеносферы в 230 км в девонское время, как минимум 240 км в триасе и 190–200 км в юре (табл. 1). В пределах Дюкенского поля фиксируют две эпохи кимберлитового магматизма: юрскую и в меньшей степени триасовую, хотя требуются более точные и свежие датировки [Altukhova, Zaitsev, 2006; Zaitsev, Smelov, 2010]. Исходя из термобарометрических оценок ксенокристаллов клинопироксена явно наблюдается более холодная триасовая и более горячая юрская эпоха в восточном блоке Прианабарья (рис. 5).

Для объяснения разницы в петрохимической и термальной мощности литосферы можно предположить следующие варианты: 1) участок между петрохимической и термальной границей литосферы представлен породами, которые обеднены или практически не содержат пироксен (и, возможно, гранат); 2) материал из трубок не является представительным, так как по каждой трубке были отобраны только первые сотни зерен и большая часть из них не была пригодна для термобарометрии, то есть разрез литосферной мантии, представленный по данной коллекции, не позволил достоверно ее описать, и требуются дополнительные

исследования с более представительной статистикой, в том числе с добавлением ксенолитов и ксенокристаллов граната; 3) как было показано в Разделе 2, петрохимическая и термальная граница имеют принципиально разный физический смысл, при этом термальная мощность будет показывать максимальную глубину, где сменяются реологические характеристики вещества мантии (переход полностью в конвектирующую мантию). Однако уже можно предположить значительные различия в литосферной мантии в районе южных алмазоносных полей и северных полей. Для южных полей (в частности, трубка Удачная) наблюдаются близкие значения петрохимической и термальной границы литосферы с астеносферой, в то время как для северных по изученному материалу наблюдается значительная разница.

Полученные результаты позволяют предположить следующую модель эволюции термального режима литосферной мантии Прианабарья и сопредельных территорий (в районе Чомурдахского кимберлитового поля). В девонское время литосферная мантия этой области была достаточно холодной и по мощности (230 км) сопоставима с литосферной мантией в более южных участках СК (220–270 км) [Dymshits, Tychkov, 2023; Tychkov et al., 2018; Dymshits et al., 2020; Ziberna et al., 2016]. Изученные в этой работе ксенокристаллы клинопироксена, а также обзор литературных данных для кимберлитовых полей, относящихся к силурийско-девонской эпохе кимберлитового магматизма, показывают достаточно деплетированный и преимущественно перидотитовый состав литосферной мантии [Griffin et al., 1999; Sobolev, 1977; Cherepanova, Artemieva, 2015].

К моменту триасовой эпохи кимберлитового магматизма в районе Прианабарья литосферная мантия претерпела уже значительные изменения, что, вероятно, стало следствием активного траппового магматизма, проявленного на территории СК на рубеже 250 млн лет назад [Burgess, Bowring, 2015; Latyshev et al., 2018].

**Таблица 1.** Результаты реконструкции палеогеотерм под кимберлитовыми полями Прианабарья и сопряженных территорий  
**Table 1.** Reconstruction of paleogeotherms beneath kimberlite pipes of the Anabar and adjacent regions

Кимберлитовое поле	Возраст, млн лет	Мощность, км	Тепловой поток, мВт/м <sup>2</sup>
Чомурдахское	429–408	230	36.9
Куранахское	228–211	260	35.1
Лучаканское	225–217	240	36.0
Ары-Мастахское	229–214	250	35.4
Дюкенское	228–217	240	36.5
Дюкенское	168–163	190	40.0
Куойкское*	170–128	200	37.8

Примечание. \* – по литературным данным [Dymshits et al., 2023b]. Мощность термальной литосферы приведена с округлением до километра, так как погрешность составляет 10–15 км.

Note. \* – cited from paper [Dymshits et al., 2023b]. The thermal lithospheric thickness is approximated to kilometer, with the error being 10–15 km.

Однако реконструкция палеогеотерм по четырем кимберлитовым полям дает достаточно хорошее согласование термической границы литосферы – астеносферы в 240–260 км, что указывает на отсутствие к данному моменту процессов эрозии литосферы. Существенный разброс температур кристаллизации изученных клинопироксенов указывает на значительные термальные процессы, сопровождающиеся, судя по всему, метасоматическим преобразованием пород расплавами и флюидами. Клинопироксены содержат высокие концентрации оксида титана и железа, причем увеличение этих компонентов наблюдается особенно явно на глубине от 130 до 170 км, что также указывает на астеносферный источник расплавов, приводящих к этому обогащению (см. рис. 3, 4). Состав мантийного материала, изученный в данной работе, а также в других работах, указывает на увеличение в литосферной мантии доли пироксениновых и эклогитовых парагенезисов [Kostrovitsky et al., 2022].

Геодинамический режим СК мог изменяться к моменту юрской эпохи кимберлитового магматизма в пределах Прианабарья. Исходя из проведенных реконструкций мантийной палеогеотермы, тепловой поток повышается (с 35 до 40 мВт/м<sup>2</sup>), литосферная мантия становится горячее, термическая граница литосфера – астеносфера сдвигается до глубины 200 км, магматическая активность сопровождается также активным базитовым вулканизмом. Юрские дайки пикритов, меллилитов, альнеитов датированы во многих полях Прианабарья [Zaitsev, Smelov, 2010]. Мощность литосферы в 190–200 км является достаточной, чтобы кимберлитовая магма, поднимаясь к поверхности, могла выносить некоторый объем продуктивного на алмазы слоя. Так, например, в высокоалмазоносной провинции Кимберли мощность термальной литосферы составляет около 180 км [Sharygin et al., 2022]. Однако значительная метасоматическая проработка региона базитовыми расплавами могла привести к их уничтожению.

Оценки термальной границы литосферы и астеносферы в пределах Хапчанского террейна, на котором расположены изученные трубки, показывают, что на протяжении всего периода кимберлитового магматизма (от 430 до 150 млн лет назад) литосферная мантия прошла этап значительного прогрева в пермско-триасовое время и, возможно, сокращение термальной мощности до 190–200 км в юрское время. По современным оценкам, Хапчанский террейн может располагаться в пределах крутого мантийного клина и мощность в его пределах сильно варьируется – от 170 до 230 км [Cherepanova, Artemieva, 2015]. На Беректинском террейне, в районе проявления кимберлитового магматизма, современные значения мощности литосферной мантии оцениваются в 140–160 км [Cherepanova, Artemieva, 2015; Kuskov et al., 2014] и в 200 км – в мезозое [Muravjeva et al., 2022; Dymshits et al., 2023b]. Для центральной части СК мощность оценивается в 300 км и более [Cherepanova, Artemieva, 2015]. Можно предположить, что литосферная мантия на Хапчанском террейне пре-

терпевала процесс постепенного остывания и так называемого «намораживания» до 220–250 км в своей центральной части, причлененной к Мархинскому и Далдынскому террейнам. Отдаляясь на север СК в пределах Хапчанского террейна, в район Дюкенского поля, можно наблюдать уменьшение мощности литосферной мантии. Продвигаясь еще дальше на север, к Ары-Мастахскому полю и далее на Беректинский террейн, за последние 150 млн лет можно предположить процесс эрозии литосферной мантии, что связывают с процессами миграции и значительной трансформации краевых частей СК [Matthews et al., 2016].

Достаточно масштабный процесс плавления и прогрева, который наблюдался в литосферной мантии в пермско-триасовую эпоху, и стал, вероятно, причиной формирования крупной магматической провинции. По мнению некоторых авторов, эта провинция включает в себя мезозойский кимберлитовый магматизм, надежно датированный щелочной магматизм (в частности лампроитовый [Ivanov et al., 2018]) и кислый (Болгохтохская интрузия [Kamo et al., 2003]). Магматическая активность охватывает период примерно в 40 млн лет, поэтому не может быть связана с одним стационарным плюмом [Ivanov et al., 2018; Dymshits et al., 2023a]. Процессы значительного утонения литосферной мантии на всей территории СК (и в центральной, и в краевой части до 50 км) от девонской до юрской эпохи кимберлитового магматизма в связи с воздействием плюма остаются, таким образом, дискуссионными. Описанная выше термальная история показывает всю сложность процессов изменения литосферной мантии даже в пределах отдельных террейнов.

## 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Реконструирована термальная история и мощность литосферной мантии под четырьмя кимберлитовыми полями Прианабарья (Дюкенское, Куранахское, Лучаканское и Ары-Мастахское) и смежных территорий СК (Чомурдахское кимберлитовое поле) на основе состава ксенокристаллов клинопироксена из концентрата тяжелой фракции кимберлитов и мантийных ксенолитов. Подгонка линии геотермы к набору РТ-данных производилась в новой авторской программе Gtherm на основе модели [Hasterok, Champan, 2011]. Было показано, что литосфера под изученными полями в период с 430 до 230 млн лет прошла этап значительного метасоматического преобразования с образованием высокожелезистых и высокотитанистых пород. Термальная мощность литосферы при этом сохранялась (до 260 км в отдельных ее районах). Процесс сокращения термальной мощности наблюдался, вероятно, в северных частях СК в юрское время (до 190–200 км), что подтверждается оценками мощности литосферы под северным Куойкским полем.

## 6. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность рецензентам за ценные комментарии при работе над статьей.

## 7. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

## 8. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

## 9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Altukhova Z.A., Zaitscev A.I., 2006. Peculiarities of Material Composition and the Age of Kimberlite Rocks in Duken, Luchakan and Ari-Mastakh Fields of Yakutian Province. *Lithosphere* 2, 34–64 (in Russian) [Алтухова З.А., Зайцев А.И. Особенности вещественного состава и возраст кимберлитовых пород Дюкенского, Лучаканского и Ары-Мастахского полей Якутской провинции // Литосфера. 2006. № 2. С. 34–64].

Argunov K.P., 2006. Results on Diamond-Bearing Capacity on the Territories of Leading Diamond-Extracting Countries. Publishing House of the Yakut Scientific Centre SB RAS, Yakutsk, 176 p. (in Russian) [Аргунов К.П. Результаты изучения алмазности территории главных алмазодобывающих стран мира. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2006. 176 с.].

Ashchepkov I.V., Ivanov A.S., Kostrovitsky S.I., Vavilov M.A., Babushkina S.A., Vladykin N.V., Tychkov N.S., Medvedev N.S., 2019. Mantle Terranes of the Siberian Craton: Their Interaction with Plume Melts Based on Thermobarometry and Geochemistry of Mantle Xenocrysts. *Geodynamics & Tectonophysics* 10 (2), 197–245 (in Russian) [Ащепков И.В., Иванов А.С., Костровицкий С.И., Вавилов М.А., Бабушкина С.А., Владыкин Н.В., Тычков Н.С., Медведев Н.С., 2019. Мантийные террейны Сибирского кратона: их взаимодействие с плюмовыми расплавами на основании термобарометрии и геохимии мантийных ксенокристаллов // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 197–245]. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-2-0412>.

Bonadiman C., Beccaluva L., Coltorti M., Siena F., 2005. Kimberlite-Like Metasomatism and 'Garnet Signature' in Spinel-Peridotite Xenoliths from Sal, Cape Verde Archipelago: Relics of a Subcontinental Mantle Domain within the Atlantic Oceanic Lithosphere? *Journal of Petrology* 46 (12), 2465–2493, <https://doi.org/10.1093/petrology/egi061>.

Burgess S.D., Bowring S.A., 2015. High-Precision Geochronology Confirms Voluminous Magmatism Before, During, and after Earth's Most Severe Extinction. *Science Advances* 1, 7. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1500470>.

Cherepanova Y., Artemieva I.M., 2015. Density Heterogeneity of the Cratonic Lithosphere: A Case Study of the Siberian Craton. *Gondwana Research* 28 (4), 1344–1360. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.10.002>.

Day H.W., 2012. A Revised Diamond-Graphite Transition Curve. *American Mineralogist* 97 (1), 52–62. <https://doi.org/10.2138/am.2011.3763>.

Donskaya T.V., 2020. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic Granitoids. *Precambrian Research* 348, 105869. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105869>.

Dymshits A.M., Dorogokupets P.I., Sharygin I.S., Shatskiy A.F., 2023a. Equation of State for  $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$  Pyrope: Implications for Post-Garnet Transitions and Mantle Dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 343, 107086. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2023.107086>.

Dymshits A.M., Muraveva E.A., Tychkov N.S., Kostrovitsky S.I., Sharygin I.S., Golovin A.V., Oleinikov O.B., 2023b. Thermal State of the Siberian Craton Marginal Zone at the Time of Mesozoic Kimberlitic Magmatism within the Kuoika Field (Yakutian Diamondiferous Province). *Lithosphere* 23 (4), 515–530 (in Russian) [Дымшиц А.М., Муравьева Е.А., Тычков Н.С., Костровицкий С.И., Шарыгин И.С., Головин А.В., Олейников О.Б. Термальное состояние краевой части Сибирского кратона в мезозойскую эру кимберлитового магматизма Куойкского поля (Якутская алмазоносная провинция) // Литосфера. 2023. Т. 23. № 4. С. 515–530]. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-4-515-530>.

Dymshits A.M., Sharygin I.S., Malkovets V.G., Yakovlev I.V., Gibsher A.A., Alifirova T.A., Vorobei S.S., Potapov S.V., Garinin V.K., 2020. Thermal State, Thickness, and Composition of the Lithospheric Mantle beneath the Upper Muna Kimberlite Field (Siberian Craton) Constrained by Clinopyroxene Xenocrysts and Comparison with Daldyn and Mirny Fields. *Minerals* 10 (6), 549. <https://doi.org/10.3390/min10060549>.

Dymshits A.M., Tychkov N.S., 2023. Mantle Xenocrystals from the Mir, Komsomolskaya-Magnitnaya, and Dyanga Kimberlite Pipes: Implication to the Composition and Thermal Regime of the Lithospheric Mantle under the Siberian Craton. *Proceedings of the Fersman Scientific Session of the GI KSC RAS* 20, 545–552 (in Russian) [Дымшиц А.М., Тычков Н.С. Мантийные ксенокристаллы из кимберлитовых трубок Мир, Комсомольская-Магнитная и Дьянга: приложение к составу и термальному режиму литосферной мантии под Сибирским кратоном // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2023. № 20. С. 545–552]. <https://doi.org/10.31241/FNS.2023.20.068>.

Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P., 1999. The Siberian Lithosphere Traverse: Mantle Terranes and the Assembly of the Siberian Craton. *Tectonophysics* 310 (1–4), 1–35. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00156-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00156-0).

Hasterok D., Chapman D.S., 2011. Heat Production and Geotherms for the Continental Lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 307 (1–2), 59–70. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.034>.

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* 184–187, 209–224. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.006>.

Ivanov A.V., Demonterova E.I., Savatenkov V.M., Perepelov A.B., Ryabov V.V., Shevko A.Y., 2018. Late Triassic (Carnian) Lamproites from Noril'sk, Polar Siberia: Evidence for Melting of the Recycled Archean Crust and the Question of Lamproite Source for Some Placer Diamond Deposits of the Siberian Craton. *Lithos* 296–299, 67–78. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.10.021>.

Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R., 2003. Rapid Eruption of Siberian Flood-Volcanic Rocks and Evidence for Coincidence with the Permian-Triassic Boundary and Mass Extinction at 251 Ma. *Earth and Planetary Science Letters* 214 (1–2), 75–91. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00347-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00347-9).

Kostrovitsky S.I., Kalashnikova T.V., Ashchepkov I.V., 2022. Mineral Composition and PT Parameters of Crystallization of Mantle Rocks under Kimberlite Fields of the Anabar Region. *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (4), 0665 (in Russian) [Костровицкий С.И., Калашникова Т.В., Ащепков И.В. Состав минералов и P-T-параметры кристаллизации мантийных пород под кимберлитовыми полями Прианабарья // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 4. 0665]. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0665>.

Kostrovitsky S.I., Yakovlev D.A., Spetsius Z.V., 2018. Heterogeneity of the Lithosphere Mantle beneath Northern Fields of the Yakutian Province and Diamond-Bearing Capacity of Kimberlites. In: Performance of Exploration for Diamonds: Resource Forecast, Search Approach, New Search Technologies. Proceedings of the V National Conference with International Participation Dedicated to 50th anniversary of Diamond Laboratory TSNIGRI – NIGP JSC «ALROSA» (May 29 – June 1, 2018). Mirny, p. 114–118 (in Russian) [Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Специс З.В. Неоднородность литосферной мантии под северными полями Якутской провинции и алмазоносность кимберлитов // Эффективность геологоразведочных работ на алмазы: прогнозно-ресурсные, методические, инновационно-технологические пути ее повышения: Материалы V Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвященной 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ – НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО) (29 мая – 01 июня 2018 г.). Мирный, 2018. С. 114–118].

Kuskov O.L., Kronrod V.A., Prokof'ev A.A., Pavlenkova N.I., 2014. Petrological–Geophysical Models of the Internal Structure of the Lithospheric Mantle of the Siberian Craton. *Petrology* 22, 17–44. <https://doi.org/10.1134/S0869591114010056>.

Latyshev A.V., Veselovskiy R.V., Ivanov A.V., 2018. Paleomagnetism of the Permian-Triassic Intrusions from the Tunguska Syncline and the Angara-Taseeva Depression, Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence of Contrasting Styles of Magmatism. *Tectonophysics* 723, 41–55. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.035>.

Matthews K.J., Maloney K.T., Zahirovic S., Williams S.E., Seton M., Müller R.D., 2016. Global Plate Boundary Evolu-

tion and Kinematics Since the Late Paleozoic. *Global and Planetary Change* 146, 226–250. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.10.002>.

Muravjeva E.A., Dymshits A.M., Sharygin I.S., Golovin A.V., Logvinova A.M., Oleinikov O.B., 2022. The "Clinopyroxene" Paleogeotherm beneath the Obnazhennaya Kimberlite Pipe and Thickness of Lithosphere under the Kuoyka Field (Siberian Craton, Yakutia). *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (4), 0664 (in Russian) [Муравьева Е.А., Дымшиц А.М., Шарыгин И.С., Головин А.В., Логвинова А.М., Олейников О.Б. «Клинопироксеновая» палеогеотерма под кимберлитовой трубкой обнаженной: мощность литосферы под Куойкским полем (Сибирский кратон, Якутия) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 4. 0664]. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-4-0664>.

Nimis P., Taylor W.R., 2000. Single Clinopyroxene Thermobarometry for Garnet Peridotites. Part I. Calibration and Testing of a Cr-in-Cpx Barometer and an Enstatite-in-Cpx Thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 541–554. <https://doi.org/10.1007/s004100000156>.

Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Agashev A.M., Shimizu N., 2002. Permo-Triassic Superplume and Its Influence to the Siberian Lithospheric Mantle. In: Extended Abstracts of the Superplume Workshop (January 28–31, 2002, Tokyo). P. 249–252.

Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N., 1999. Peculiarities of Distribution of Pyroxenite Paragenesis Garnets in Yakutian Kimberlites and Some Aspects of the Evolution of the Siberian Craton Lithospheric Mantle. In: Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference (April 11–17, 1998, Cape Town, South Africa). Vol. 2. Red Roof Design, Cape Town, p. 689–698.

Ramsay R.R., Tompkins L.A., 1994. The Geology, Heavy Mineral Concentrate Mineralogy, and Diamond Prospectivity of the Boa Esperanca and Cana Verde Pipes, Corrego D'anta, Minas. In: H.O.A. Meyer, O.H. Leonardos (Eds), Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths. Proceeding of the 5th International Kimberlite Conference (Araxá, Brazil). Vol. 1. CPRM, p. 329–345.

Ryan C.G., Griffn W.L., Pearson N.J., 1996. Garnet Geotherms: Pressure-Temperature Data from Cr-Pyrope Garnet Xenocrysts in Volcanic Rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101 (B3), 5611–5625. <https://doi.org/10.1029/95JB03207>.

Sharygin I.S., Golovin A.V., Tarasov A.A., Dymshits A.M., Kovaleva E., 2022. Confocal Raman Spectroscopic Study of Melt Inclusions in Olivine of Mantle Xenoliths from the Bultfontein Kimberlite Pipe (Kimberley Cluster, South Africa): Evidence for Alkali-Rich Carbonate Melt in the Mantle beneath Kaapvaal Craton. *Journal of Raman Spectroscopy* 53 (3), 508–524. <https://doi.org/10.1002/jrs.6198>.

Sobolev N.V., 1977. Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Upper Mantle. AGU, Washington, 279 p. <https://doi.org/10.1029/SP011>.

Sun J., Liu C., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu F.-Y., Yakovlev D., Yang Y.-H., Yang J.-H., 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 and Planetary Science Letters* 404, 283–295. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.039>.

Sun J., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Liu C.-Z., Skuzovtsov S.Yu., Wu F.-Y., 2018. Mantle Sources of Kimberlites through Time: A U-Pb and Lu-Hf Isotope Study of Zircon Megacrysts from the Siberian Diamond Fields. *Chemical Geology* 479, 228–240. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.01.013>.

Tychkov N.S., Yudin D.S., Nikolenko E.I., Malygina E.V., Sobolev N.V., 2018. Mesozoic Lithospheric Mantle of the

Northeastern Siberian Craton (Evidence from Inclusions in Kimberlite). *Russian Geology and Geophysics* 59 (10), 1254–1270. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.09.005>.

Zaitsev A.I., Smelov A.P., 2010. Isotope Geochronology of Rocks of the Yakutian Kimberlite Province. Ofset, Yakusk, 108 p. (in Russian) [Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет, 2010. 108 с.].

Zibera L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V.G., 2016. Error Sources in Single-Clinopyroxene Thermobarometry and a Mantle Geotherm for the Novinka Kimberlite, Yakutia. *American Mineralogist* 101 (10), 2222–2232. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5540>.