

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.14(470.11.6)

В. А. Глебовицкий, Л. П. Никитина, М. Ю. Корешкова

**ТЕРМАЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
И НИЖНЕЙ КОРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА
И СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ
(по данным термобарометрии глубинных ксенолитов)¹**

Введение. Изучение термальных режимов в континентальной верхней мантии и нижней коре, соотношения этих режимов между собой и с термальными режимами коровых образований, обнажающихся на земной поверхности в пределах докембрийских структур, может внести существенный вклад в решение проблемы образования и эволюции континентальной литосферы.

Вопрос о соотношении термальных режимов в верхней мантии и нижней коре не новый и обсуждается в литературе уже 20–25 лет [1–7]. Однако не всегда выводы авторов о соотношении термальных режимов в верхней мантии и нижней коре для одного и того же региона совпадают между собой. Это, по нашему мнению, является результатом неопределенности критериев разделения комплексов глубинных ксенолитов на верхнемантийные и нижнекоровые и оценки P – T -параметров равновесия ксенолитов мантийных перидотитов и нижнекоровых гранулитов с помощью различных термобарометрических инструментов. В то же время хорошо известно, что различные геологические термометры и барометры не всегда согласованы между собой. Кроме того, для шпинелевых лерцолитов, эклогитов, безгранатовых пироксенитов надежных геобарометров не имеется, и равновесное давление для них оценивается приближенно. Это вносит неопределенность в выводы авторов о различии (или сходстве) термальных режимов верхней мантии и нижней коры и пространственной неоднородности в термальном состоянии и мантии, и нижней коры.

Настоящая работа посвящена исследованию термальных режимов в верхней мантии и нижней коре Балтийского щита и северо-запада Русской платформы. Для оценки термальных режимов на основе P – T -параметров образования глубинных ксенолитов определение этих параметров во всех образцах проводилось с помощью одного и того же термобарометрического инструмента. Это позволило избежать ошибок, связанных с несогласованностью различных инструментов между собой, и проводить корректное сравнение термальных режимов в верхней мантии и нижней коре. Было также проведено сопоставление термальных режимов нижнекоровых гранулитов с режимами формирования гранулитов, обнажающихся на земной поверхности, оценка мощности палеолитосферы и глубины залегания палеограницы кора–мантия.

Методы исследования. Оценка термального состояния верхней мантии и нижней коры осуществлялась построением палеогеотерм и расчетом величин вертикальных термических градиентов ($T\Gamma = T/h$ ($^{\circ}\text{C}/\text{км}$), h – глубина (км), $h = qP$, P – давление (кбар), q – коэффициент, определяемый плотностью пород), полученных на основе

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 2-05-64822).

данных о T - P -условиях равновесия минеральных ассоциаций в глубинных ксенолитах из кимберлитов и родственных пород. Для решения поставленных задач, с одной стороны, требуется надежный термобарометрический инструмент, а с другой — обоснованное разделение глубинных ксенолитов на верхнемантийную и нижнекоровую серии.

Минеральные ассоциации перидотитов и пироксенитов включают в различных соотношениях оливины, орто- и клинопироксены, гранаты и шпинели. В настоящее время существует большое количество термометров, основанных на различных реакциях между сосуществующими в равновесии минералами этих пород. К ним относятся многочисленные версии двупироксенового и гранат-клинопироксенового термометров, а также гранат-оливиновый, оливин-клинопироксеновый, гранат-ортопироксеновый и гранатовый термометры. Такое разнообразие термометров создает возможность оценки равновесной температуры как для гранатсодержащих, так и для шпинелевых перидотитов. Возможности же оценки равновесного давления имеются только для пород, содержащих равновесную ассоциацию граната и ортопироксена. На основе барической зависимости растворимости Al_2O_3 в ортопироксене, равновесно сосуществующем с гранатом, было построено несколько версий гранат-ортопироксенового барометра [8–14], однако все они включают температурный член и требуют независимого определения температуры равновесия минеральной ассоциации. Поэтому для установления условий образования мантийных ксенолитов обычно используются так называемые комбинированные термобарометры [15], включающие одну из версий гранат-ортопироксенового барометра и какой-либо термометр. Очевидно, что от выбора такой пары термометра и барометра и погрешностей определения оцениваемых параметров в каждом из них зависит в основном точность и надежность комбинированного термобарометра. На современном уровне термобарометрии вряд ли возможно сделать окончательный выбор в пользу той или иной комбинации. Наиболее часто применяются следующие комбинированные термобарометры:

1) гранат-ортопироксеновый барометр МакГрегора [8] + двупироксеновый сольвусный термометр Линдслея-Диксона в формулировке [15];

2) гранат-ортопироксеновый барометр К. Никеля и Д. Грина [11] + среднее из значений, получаемых с помощью двупироксенового сольвусного термометра [15] и гранат-клинопироксенового термометра [16] при температуре выше 1200 °С и одноименного термометра [17] при температуре ниже 1200 °С;

3) гранат-ортопироксеновый барометр + двупироксеновый термометр [13];

4) гранат-ортопироксеновый барометр [9] + гранат-клинопироксеновый термометр [16];

5) гранат-ортопироксеновый барометр [11] + пироксеновый термометр [18].

Применимость указанных вариантов комбинированных термометров и их надежность в установлении условий кристаллизации мантийных перидотитов подробно обсуждалась в работах [15, 19–23], поэтому здесь они не рассматриваются. Подчеркнем лишь, что результаты расчета температуры и давления, полученные с помощью различных комбинированных термобарометров, в большинстве случаев не согласуются между собой. Так, палеогеотермы для верхней мантии, подстилающей Позднеяньшанский кайнозойский складчатый пояс Юго-Восточного Китая, которые были реконструированы по одним и тем же данным по составу сосуществующих минералов в мантийных ксенолитах, но с использованием разных комбинированных термобарометров, существенно различаются между собой [23]. Расхождение в оценках P - T -условий равновесия ксенолитов может быть следствием не только несогласованности между собой разных термобарометрических инструментов, но и результатом неравновесности граната и/или ортопироксена с другими минералами перидотитов. Поэтому предпочтительно находить температуру и давление для одной гранат-ортопироксеновой ассоциации. Такую возможность дают гранат-ортопироксеновые термобарометры [24–27].

Для установления условий кристаллизации нижнекоровых ксенолитов основных гранулитов обычно используются гранат-клинопироксен-плагноклаз-кварцевый и гранат-ортопироксен-плагноклаз-кварцевый барометры [28–35] в сочетании с двупироксеновым или гранат-клинопироксеновым термометрами. Для каждого из термометров известно большое число версий. Насколько согласованы между собой термобарометрические инструменты для мантийных перидотитов и основных гранулитов, сказать трудно. В то же время для корректного сопоставления термальных режимов в мантии и нижней коре согласованность инструментов является необходимым условием. Потому мы пошли по пути использования одного и того же термобарометрического инструмента, пригодного для оценки условий формирования как мантийных перидотитов, так и коровых гранулитов, включая нижнекоровые и поверхностные гранулиты.

Для выбора наиболее приемлемой для целей исследования версии гранат-ортопироксенового термобарометра с помощью каждой из них были определены P - T -условия образования перидотитовых включений в алмазах, алмаз- и графитсодержащих перидотитов (рис. 1) с помощью термобарометров Арановича [24] и Авченко-Наумовой [25]. На рис. 1 также приведены оценки параметров равновесия гранат-ортопироксеновых ассоциаций, полученных с помощью комбинированного термобарометра Брея-Колера [13], который используется во многих современных работах, касающихся термальных режимов в мантии. Составы гранатов и ортопироксенов в этих перидотитах заимствованы из работ [36–41].

Рис. 1 показывает, что положение фигуративных точек перидотитовых включений в алмазах и из алмазоносных перидотитов, по версиям Арановича и Авченко-Наумовой, соответствуют полю стабильности алмаза. Однако точка графитсодержащего перидотита по версии Авченко-Наумовой также находится в этой области (53,4 кбар, 1185 °С). Учитывая этот факт и высокие максимальные значения для перидотитов (до 76–80 кбар), мы считаем, что при использовании данной версии значения температуры и давления для гранат-ортопироксеновой ассоциации

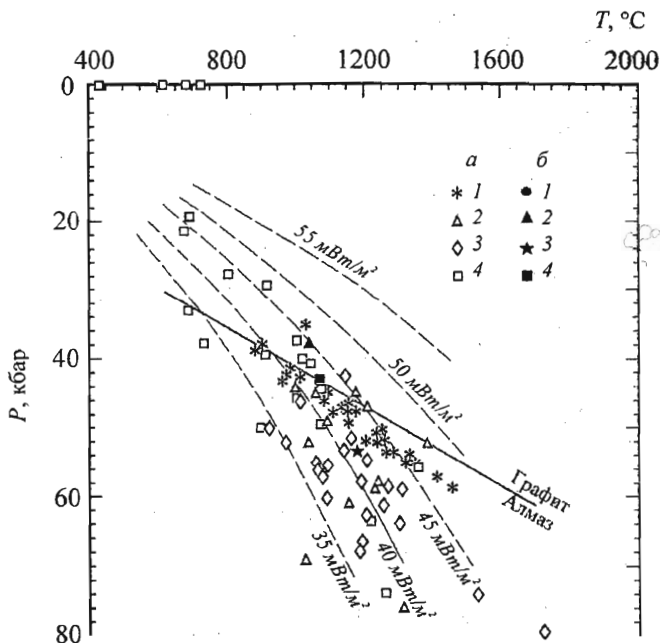


Рис. 1. P - T -условия кристаллизации алмазосодержащих перidotитовых ксенолитов и перidotитовых включений в алмазах (а), а также ксенолита перidotита с первичным графитом (б), рассчитанные с помощью различных версий гранат-ортопироксенового термобарометра (1–3) и комбинированного термобарометра Брея–Колера (4).

1 – [27]; 2 – [24]; 3 – [25]; 4 – [13]. Состав сосуществующих гранатов и ортопироксенов заимствован из работ [21, 36–38, 40–43]. Линия полиморфного равновесия графит–алмаз – по [44].

слишком завышаются. Фигуративные точки тех же образцов перidotитов, по термобарометру Брея–Колера, находятся в поле стабильности как алмаза (10 точек), так и графита (9 точек). Причем для четырех точек давление близко к нулю, а для двух оно выше 100 кбар. Очевидно, что данный термобарометр в области низких температур (ниже 700 °C) занижает значения давления, а области высоких температур (более 1000 °C) – завышает.

Учитывая все выше сказанное, были определены параметры равновесия минеральных ассоциаций в глубинных ксенолитах и поверхностных гранулитах с помощью версии гранат-ортопироксенового термобарометра, предложенной в [26, 27]. Преимуществом данной версии термобарометра является его пригодность для оценки P - T -параметров равновесия ассоциации гранат–ортопироксен практически во всем интервале ее стабильности [700 °C ≤ T ≤ 1500 °C и (4–5 кбар) ≤ P ≤ (55–60 кбар)] и для пород ультраосновного, основного и среднего составов.

Процедура градуировки термобарометра и границы применимости термобарометра подробно излагаются в работах [26, 27]. Здесь же приведены только основные принципы калибровки и проверки достоверности определения температуры и давления с его помощью.

Градуировка гранат-ортопироксенового термобарометра произведена на основе экспериментальных данных по равновесию гранатов и Al-содержащих ортопироксенов в системах FMAS и CFMAS [10, 45] при 800, 900, 975, 1050, 1150 и 1200 °C и давлении от 5,0 до 30,0 кбар. Активность железа и магния в ортопироксенах рассчитывалась в рамках квазихимической модели для многоподрешеточных низкосимметричных твердых растворов ([26]; $\omega_{Fe-Mg} = -3300 \pm 500$ кал/моль). Смещение Mg–Al и Fe–Al в ортопироксенах и Mg–Fe в гранатах рассматривалось как идеальное.

Термометр основан на реакции обмена Fe и Mg между гранатом и ортопироксеном и зависимости Fe–Mg-распределения между этими минералами от температуры:

$$T = \{[\ln K_{Fe} + 2,0909 - 3,2707x_{Fe}^{Opx} + 1,39(x_{Fe}^{Opx})^2 + 0,2x_{Al}^{Opx} - 3,0(x_{Al}^{Opx})^2 - 0,9774x_{Ca}^{Gr}] / [0,000784x_{Fe}^{Opx} - 0,00035x_{Ca}^{Gr} + 0,0007(x_{Ca}^{Gr})^2 + 0,0022(x_{Ca}^{Gr})^3 + 0,000807]\} - 273.$$

Барометр основан на зависимости от давления растворимости Al в структуре ортопироксена, находящегося в равновесии с гранатом:

$$P = 0,04T + [7,8 - 41,3x_{Fe}^{Opk} + 10,1(x_{Fe}^{Opk})^2] + [-399,5 + 36,5x_{Fe}^{Opk} + 385,1(x_{Fe}^{Opk})^2]x_{Al}^{Opk} + [1408,7 + 518,9x_{Fe}^{Opk} - 2161,2(x_{Fe}^{Opk})^2](x_{Al}^{Opk})^2 + [-6600,0 + 2500,0x_{Fe}^{Opk} + 11800,0(x_{Fe}^{Opk})^2](x_{Al}^{Opk})^3 + 12000,0(x_{Al}^{Opk})^4 - 8,5x_{Fe}^{Gr} - 6,5x_{Ca}^{Gr} + 15,5(x_{Ca}^{Gr})^2,$$

где $K_{Fe} = x_{Fe}^{Opk}/x_{Fe}^{Gr}$, $x_{Fe}^{Opk} = Fe^{2+}$, $x_{Al}^{Opk} = 1/2(Al_{tot}^{Opk})$ ат. ед. на формулу $MSiO_3$; $x_{Fe}^{Gr} = 1/3(Fe^{2+})^{Gr}$, $x_{Ca}^{Gr} = 1/3(Ca)^{Gr}$ ат. ед. на формулу $M_3Al_2Si_3O_{12}$. Погрешность определения температуры и давления равна соответственно 5 и 10%.

«Работоспособность» термобарометра была проверена при сопоставлении расчетных и экспериментальных параметров равновесия граната и ортопироксена в породах (табл. 1) и искусственной системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ (экспериментальные данные [8, 30]). Никаких систематических отклонений рассчитанных значений от экспериментальных в интервале 10–40 кбар при температуре от 1000 до 1600 °C не наблюдалось. Среднеквадратичное отклонение расчетных значений давления от экспериментальных в интервале от 0,0 до 40,0 кбар составляет $\pm 2,0$ кбар. При давлении выше 40 кбар расчетные значения ниже экспериментальных на 7–9 кбар. Достоверность данного термобарометра подтверждается также положением на P - T -диаграмме фигуративных точек ксенолитов алмаз- и графитосодержащих перидотитов в пределах полей стабильности алмаза и графита соответственно (см. рис. 1). Отметим, что наши оценки P - T -условий кристаллизации перидотитовых включений в алмазах удовлетворительно согласуются с полученными А. Гирнсом и соавторами с помощью внутренне согласованных геотермобарометров для гранатовых гарцбургитов [49, фиг. 5, модель 1].

При разделении глубинных ксенолитов на верхнемантийные и нижнекоровые в настоящей работе используется только петрографический состав пород: к нижнекоровым отнесены безоливиновые породы, минеральные ассоциации которых соответствуют гранулитовой и эклогитовой фациям, к верхнемантийным – ультраосновные породы перидотитового и пироксенитового составов. Давление и соответственно глубина образования ксенолитов не применяются в качестве критерия для разделения ксенолитов на верхнемантийные и нижнекоровые, учитывая, что оценка равновесного давления сильно зависит от типа барометра. Все это обеспечивает большую объективность разделения глубинных ксенолитов на верхнемантийные и нижнекоровые.

Изложенные методические подходы обеспечивают корректность сравнения оценок термальных режимов на различных уровнях литосферы и в разнообразных тектонических структурах и делают более обоснованными выводы о соотношении термальных режимов в верхней мантии и нижней коре, времени их становления и латеральной неоднородности литосферы на разных уровнях глубинности.

Таблица 1. Сравнение расчетных и экспериментальных значений температуры и давления для гранатовых перидотитов

Образец	Эксперимент		Расчет	
	T , °C	P , кбар	T , °C	P , кбар
455 ₁	1450	50	1465	49,4
454 ₁	1450	50	1535	53,8
450 ₁	1400	50	1425	50,8
448 ₁	1400	50	1460	53,7
494 ₁	1400	50	1365	49,7
N-7 ₂	1300	31	1222	37,7
N-10 ₂	1300	44	1142	38,3
N-8 ₂	1100	38	1060	35,2
N-13 ₂	1100	38	1123	40,0
BK ₃	1400	60	1470	56,3
S-18 ₄	1200	45	1125	40,6

Примечание. Подстрочные индексы указывают работы, из которых заимствованы анализы минералов и экспериментальные условия: 1 – [46], 2 – [47], 3 – [48], 4 – [49].

Объекты исследования. Это были глубинные ксенолиты из кимберлитов Архангельской (рис. 2; территория погребенной части Кольско-Кулойского архейского кратона, [50]) и Южно-Финляндской (южный край позднеархейского Карельского кратона, 3,1–2,6 млрд лет, на границе со Свекоефенским складчатым поясом, 1,96–1,8 млрд лет; [51, 52]) провинций, а также ксенолиты из щелочно-ультраосновных пород Северо-Западного Беломорья

(Беломорская тектоническая зона). Оценки термальных режимов для гранулитов, обнажающихся на земной поверхности (далее для них будет использоваться термин «поверхностные»), получены по породам кольской серии Кольского кратона, Колвицкого и Порьегубского блоков Лапландского гранулитового пояса и ладожской серии Свектофеннского пояса [53]. Состав сосуществующих гранатов и ортопироксенов в глубинных ксенолитах определен авторами и заимствован из работ [54–60]. Для поверхностных гранулитов использованы данные по составам минералов из [61, 62].

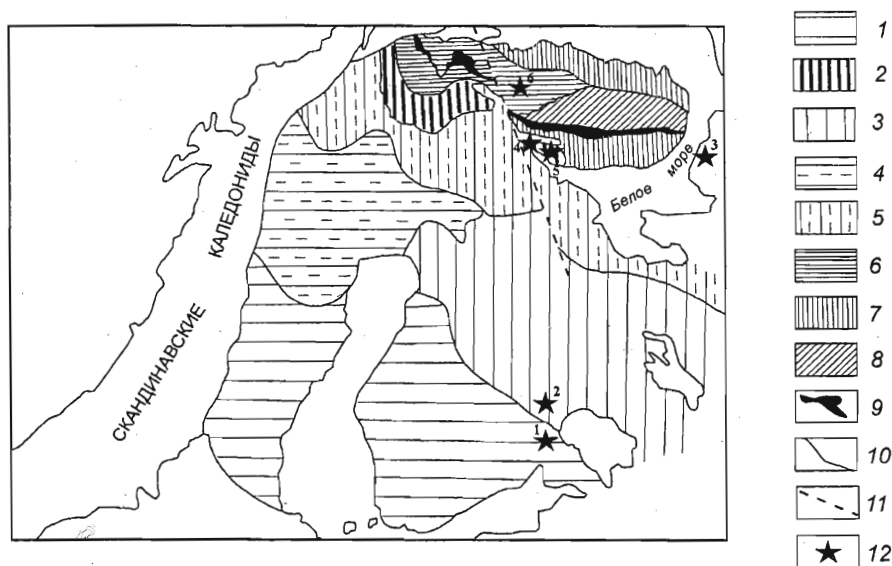


Рис. 2. Схема геологического строения Балтийского щита и места отбора образцов.

1 – Свектофеннская провинция; 2 – Лапландский гранулитовый пояс; 3 – Карельская субпровинция (гранит-зеленокаменная область); 4 – область интенсивной свектофеннской переработки архейской коры; 5 – Беломорская субпровинция; 6–9 – Кольская субпровинция: 6 – гранулитогнейсовый ареал, 7 – фрагменты гранит-зеленокаменной области, 8 – архейская гнейсо-сланцевая область, 9 – Печенгско-Имандра-Варзугский рифт, 10 – границы между субпровинциями и внутри них; 11 – сдвиг; 12 – места отбора образцов: 1 – гранулиты ладожской серии, 2, 3 – кимберлитовые трубки Южно-Финляндской и Архангельской провинций соответственно, 4 – дайки и трубки взрыва северо-западного Беломорья, 5, 6 – гранулиты порьегубской и кольской соответственно.

Результаты. Составы сосуществующих гранатов и ортопироксенов в глубинных ксенолитах и поверхностных гранулитах, взятых для термобарометрических расчетов, приведены в табл. 2, результаты определения T – P -параметров образования исследованных пород – в табл. 3.

Верхняя мантия. Термальные режимы верхней мантии, подстилающей архейские кратоны, Кольско-Кулойский и Карельский, оценены на основе ксенолитов гранатовых и гранатшпинелевых перидотитов из кимберлитов Архангельской [56] и Южно-Финляндской [52, 59] провинций. Как следует из данных рис. 3 и табл. 3, они близки между собой. Мантийные геотермы, имеющие линейный характер, практически совпадают друг с другом (рис. 3), и средние значения термальных градиентов (TG_{cp} , табл. 4) не различаются в пределах погрешности ($7,4 \pm 0,2$ и $7,3 \pm 0,1$ °C/км соответственно). Такие значения TG_{cp} свойственны верхней мантии под архейскими кратонами в фундаменте Восточно-Сибирской платформы, кратонами Каапваал и Зимбабве в Африке, Дарвар в Индии (табл. 4). Верхнемантийные геотермы под Кольско-Кулойским и Карельским кратонами соответствуют модельным кондуктивным геотермам с поверхностным тепловым потоком 40 – 45 мВт/м² [63].

Таблица 2. Составы сосуществующих гранатов и ортопироксенов в глубинных ксенолитах и поверхностных гранулитах, использованных для расчета P-T-параметров равновесия

№ образца	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Источник
<i>Верхнеманьтинные ксенолиты</i>															
Кулойский кратон (Архангельская обл.)															
Ag4-20	Gr	41,20	0,16	21,82	2,64		8,14	0,55		20,77	4,40			96,68	[56]
	Орх	57,86	0,10	1,16	0,24		4,56	0,07		35,15	0,16			99,30	
Ag4-22	Gr	41,43	0,16	21,04	2,81		8,11	0,41		19,22	4,89			98,07	[56]
	Орх	57,54	0,05	0,95	0,23		4,90	0,10		35,64	0,20			99,61	
K25-4	Gr	40,42	0,12	15,50	10,25		6,41	0,40		20,00	6,12			99,22	[56]
	Орх	56,98	0,02	0,46	0,51		4,23	0,12		35,49	0,37			99,18	
Карельский кратон (юго-восточная Финляндия)															
9.2/2	Gr	40,61	0,01	18,40	6,61		8,29			17,10	7,09	0,01		98,12	[52]
	Орх	57,72		0,52	0,22		4,97	0,10	0,09	36,39	0,22	0,04		100,27	
L1-A	Gr	41,54	0,54	19,57	4,89		7,06	0,36		21,15	5,04	0,15		100,30	[52]
	Орх	58,18	0,12	0,56	0,22		4,74	0,12	0,09	36,23	0,55	0,22		101,03	
L29 ₁	Gr	41,26	0,74	19,43	4,20		8,72	0,41		20,27	4,98	0,14		100,15	[52]
	Орх	57,62	0,13	0,56	0,26		5,88	0,15	0,10	35,10	0,60	0,21	0,01	100,62	
L44	Gr	41,25	0,86	18,53	5,57		8,03	0,45	0,10	20,16	5,63	0,16	0,01	100,75	[59]
	Орх	58,01	0,18	0,49	0,25		5,25	0,12	0,09	35,78	0,59	0,13		100,89	
2/2a	Gr	40,65	0,01	18,46	6,56		8,26			17,66	7,06	0,02		98,68	[59]
	Орх	57,92		0,51	0,21		5,03	0,10	0,09	36,52	0,22	0,04		100,64	
9.2/1	Gr	41,73	0,03	20,33	4,07		8,63	0,62	0,01	19,11	6,13		0,01	100,67	[59]
	Орх	58,34	0,01	0,70	0,24		5,15	0,15	0,06	36,57	0,21		0,02	101,45	
14.07/1	Gr	40,88	0,02	17,09	8,02		8,28	0,58	0,01	17,66	7,61			100,15	[59]
	Орх	58,55	0,03	0,41	0,18		5,27	0,13	0,08	36,56	0,31		0,02	101,54	
5.8/2	Gr	42,36	0,35	19,67	3,58		7,27	0,32	0,02	21,64	5,10			101,31	[59]
	Орх	58,07	0,06	0,74	0,20		5,47	0,13	0,12	35,34	1,11			101,24	
14.01/1a	Gr	41,60	0,06	19,86	4,98		6,76		0,01	20,86	5,43	0,02	0,01	99,59	[59]
	Орх	58,36	0,02	0,51	0,20		4,51	0,09	0,12	36,43	0,52	0,08		100,84	
L29 ₂	Gr	41,23	0,78	19,17	4,47		8,69	0,42	0,01	20,13	5,07	0,14		100,11	[59]
	Орх	57,59	0,15	0,57	0,27		5,88	0,14	0,10	35,19	0,60	0,21	0,01	100,71	
L51	Gr	41,29	0,66	17,55	6,25		7,41	0,47	0,01	20,15	5,48	0,16		99,43	[59]
	Орх	57,96	0,14	0,54	0,29		4,92	0,13	0,11	36,01	0,57	0,21		100,88	
L60	Gr	41,30	0,16	18,17	6,16		7,13	0,43	0,01	20,12	5,35	0,12		98,95	[59]
	Орх	57,59	0,12	0,58	0,28		5,25	0,13	0,11	35,59	0,20	0,01		99,86	
L66	Gr	41,08	0,81	19,42	3,85		10,12	0,47	0,01	19,40	5,17	0,16		100,49	[59]
	Орх	57,77	0,11	0,58	0,24		6,80	0,16	0,10	34,18	0,67	0,21		100,82	
L57	Gr	40,86	0,84	18,71	4,57		10,33	0,48	0,01	19,10	5,19	0,15		100,24	[59]
	Орх	57,24	0,16	0,60	0,26		7,15	0,16	0,11	34,32	0,66	0,24		100,90	
L1	Gr	41,67	0,46	19,58	5,00		7,04	0,35	0,01	21,10	5,14	0,15		100,50	[59]
	Орх	58,18	0,12	0,56	0,22		4,74	0,12	0,09	36,23	0,55	0,22		101,03	
2ОНН	Gr	41,16	0,42	16,77	8,85		7,00	0,39	0,01	19,99	6,05	0,14	0,01	100,78	[59]
	Орх	58,45	0,14	0,53	0,35		4,56	0,08	0,11	36,50	0,56	0,12		101,40	
<i>Нижнекоровые ксенолиты</i>															
Кулойский кратон (Архангельская обл.)															
AP3-55	Gr	41,61	0,01	23,0	0,50	0,00	12,64	0,74	0,00	18,06	4,23	0,00	0,00	100,82	[56]

№ образца	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Источник
	Орх	55,27	0,11	3,67	0,30	0,00	6,10	0,10	0,00	33,68	0,24	0,04	0,00	99,51	
Карельский кратон (юго-восточная Финляндия)															
30b/2 ₁	Gr	37,45	0,04	21,5	0,01	1,86	26,90	2,04	0,00	4,94	5,35	0,00	0,00	100,09	[60]
	Орх	51,37	0,00	2,10	0,03	0,00	25,32	0,67	0,00	19,99	0,23	0,00	0,02	99,73	
30b/2 ₂	Gr	37,45	0,04	21,1	0,01	1,86	26,90	2,04	0,00	4,94	5,35	0,00	0,00	99,64	[60]
	Орх	51,53	0,06	1,33	0,01	0,00	25,26	0,60	0,00	20,00	0,20	0,04	0,02	99,05	
Беломорская тектоническая зона (северо-западное Беломорье)															
436-17	Gr	40,37	0,00	22,59	0,00	0,00	20,75	0,00	0,00	13,83	2,20	0,00	0,00	99,70	[57]
	Орх	54,30	0,00	3,18	0,00	0,00	14,89	0,00	0,00	27,14	0,17	0,27	0,00	99,95	
Mk180 ₁	Gr	38,37	0,01	21,4	0,38	0,00	22,85	0,58	0,00	11,01	5,23	0,00	0,00	99,78	Наст. работа
	Орх	52,17	0,00	1,49	0,00	0,00	17,30	0,21	0,00	27,14	0,61	0,00	0,00	98,92	
Mk180 _c	Gr	38,06	0,04	21,5	0,32	0,00	23,6	0,64	0,00	10,49	5,28	0,00	0,00	99,99	То же
	Орх	52,21	0,17	1,66	0,13	0,00	18,30	0,21	0,00	26,81	0,50	0,00	0,00	99,99	
Mk108 ₁	Gr	38,67	0,06	21,95	0,18	0,00	24,91	0,49	0,00	8,86	4,88	0,00	0,00	100,00	" "
	Орх	52,87	0,03	0,82	0,00	0,00	19,73	0,12	0,00	26,00	0,24	0,00	0,13	99,94	
Mk108 _c	Gr	38,97	0,05	21,90	0,20	0,00	24,62	0,56	0,00	8,87	4,83	0,00	0,00	100,00	" "
	Орх	52,38	0,01	1,12	0,00	0,00	20,38	0,12	0,00	27,52	0,25	0,00	0,06	101,84	
Mk108a	Gr	38,14	0,09	21,37	0,30	0,00	25,34	1,10	0,00	9,04	4,63	0,00	0,00	100,01	" "
	Орх	52,26	0,10	1,19	0,23	0,00	20,07	0,31	0,00	25,48	0,36	0,00	0,00	100,00	
Mk101 ₁	Gr	38,91	0,05	21,91	0,65	0,00	22,92	0,73	0,00	10,07	4,76	0,00	0,00	100,00	" "
	Орх	53,67	0,02	0,70	0,00	0,00	17,32	0,12	0,00	27,86	0,27	0,00	0,03	99,99	
Mk101 ₂	Gr	39,81	0,11	21,62	1,30	0,00	21,90	0,71	0,00	9,65	4,93	0,00	0,00	100,03	" "
	Орх	53,67	0,02	0,70	0,00	0,00	17,32	0,12	0,00	27,86	0,27	0,00	0,03	99,99	
Mk101 ₃	Gr	38,89	0,13	21,95	0,73	0,00	22,51	0,70	0,00	10,41	4,68	0,00	0,00	100,00	" "
	Орх	53,67	0,02	0,70	0,00	0,00	17,32	0,12	0,00	27,86	0,27	0,00	0,03	99,99	
Mk101 _c	Gr	39,13	0,08	21,85	0,84	0,00	22,56	0,72	0,00	10,05	4,78	0,00	0,00	100,01	" "
	Орх	52,77	0,05	1,64	0,00	0,00	17,33	0,27	0,00	27,75	0,25	0,00	0,03	100,24	
Mk208 _c	Gr	38,67	0,02	22,07	0,19	0,00	22,63	0,58	0,00	10,71	5,12	0,00	0,00	99,99	" "
	Орх	52,57	0,07	1,77	0,00	0,00	18,09	0,18	0,00	26,92	0,37	0,00	0,00	99,27	
Mk208 ₁	Gr	38,40	0,07	22,18	0,27	0,00	22,98	0,53	0,00	10,41	5,17	0,00	0,00	100,01	" "
	Орх	52,68		1,38	0,00	0,00	17,90		0,00	27,36	0,42	0,00	0,00	100,00	
W524-8	Gr	38,69	0,07	21,43	0,08	0,00	23,99	0,48	0,00	10,42	4,85	0,00	0,00	100,00	" "
	Орх	52,66	0,03	1,87	0,15	0,00	18,50	0,10	0,00	26,73	0,20	0,00	0,01	100,25	
27-24b	Gr	39,94	0,02	22,13	0,13	0,00	18,70	0,40	0,00	13,23	4,43	0,00	0,00	98,98	" "
	Орх	54,50	0,03	2,12	0,04	0,00	14,12	0,09	0,00	27,46	0,14	0,00	0,00	98,50	

Поверхностные гранулиты

Кольский кратон, кольская серия

5	Gr	38,00	0,13	20,85	0,00	0,30	27,88	1,84	0,00	4,82	6,82	0,00	0,00	100,64	[61]
	Орх	48,78	0,25	2,27	0,00	1,20	30,60	0,36	0,00	15,86	0,42	0,04	0,09	99,87	

Лалландский гранулитовый пояс

94b	Gr	40,62	0,04	23,42	0,00	0,32	17,53	0,27	0,00	17,57	0,11	0,00	0,00	99,88	Наст. работа
	Орх	50,36	0,11	9,06	0,00	0,34	12,52	0,14	0,00	27,52		0,00	0,00	100,05	

№ образца	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Источник
305п	Gr	40,34	0,02	23,68	0,00	0,16	18,04	0,39	0,00	16,83	0,35	0,00	0,00	99,81	Наст. работа
	Орх	49,42	0,11	9,73	0,00	0,62	12,94	0,10	0,00	26,46	0,12	0,00	0,00	99,50	
306-6		40,50	0,03	23,81	0,00	0,32	17,44	0,64	0,00	17,08	0,23	0,00	0,00	100,06	То же
		49,00	0,15	10,84	0,00	0,80	13,28	0,25	0,00	24,81	0,00	0,00	0,00	99,13	
2588		40,08	0,04	23,98	0,00	0,00	18,75	0,55	0,00	12,30	4,31	0,00	0,00	100,01	" "
		52,90	0,14	5,65	0,00	0,00	12,70	0,05	0,00	27,00	1,25	0,00	0,00	99,69	

Свекофенский пояс, ладожская серия

19/1	Gr	38,54	0,02	21,85	0,04	0,00	29,83	1,05	0,00	7,35	1,42	0,00	0,00	100,01	[62]
	Орх	50,68	0,01	3,39	0,09	0,00	25,73	0,26	0,00	19,64	0,13	0,00	0,00	99,93	
146	Gr	37,78	0,00	21,26	0,00	0,00	31,40	0,88	0,00	6,21	1,32	0,00	0,00	98,85	[62]
	Орх	50,06	0,00	1,95	0,00	0,00	25,32	0,50	0,00	18,88	0,00	0,00	0,00	96,7	
1654	Gr	38,97	0,14	21,90	0,00	0,00	33,14	1,41	0,00	4,46	1,46	0,19	0,03	101,70	[62]
	Орх	50,91	0,06	2,82	0,00	0,00	32,52	0,39	0,00	12,93	0,11	0,79	0,13	100,66	
5600b	Gr	38,97	0,14	21,90	0,00	0,00	31,14	1,11	0,00	6,46	1,14	0,00	0,03	100,89	[62]
	Орх	52,34		2,48	0,00	0,00	26,55	0,35	0,00	19,60	0,11	0,00	0,02	101,58	
5444a	Gr	37,85	0,00	22,72	0,00	0,00	30,00	2,86	0,00	4,57	5,41	0,00	0,00	103,4	[62]
	Орх	51,87	0,02	0,71	0,00	0,00	27,18	0,76	0,00	15,84	0,68	0,00	0,00	98,06	

Примечание. Подстрочные индексы здесь и далее: 1-3 – составы контактирующих зерен граната и ортопироксена; с – средние составы минералов.

Составы минералов в образцах 30b/2, 5, 94b, 305п, 306-6 и содержание Fe₂O₃ определены методом мокрой химии.

Литология: Ar4-20, Ar4-22, K25-4, L29, L51, L60, L66, L57 – гранатовые перидотиты; 2/2 – гранат-шпинельный гарцбургит; L1-A, L1 – гранатовые лерцолиты; L44 – гранатовый верлит; 2/2a, 9.2/1, 14.07/1, 5.8/2, 14.01/1 – гранат-шпинельные перидотиты; 2ОНН – гранатовый гарцбургит; AP3-55 – ультрабазит (?); 30b, mk101, w524-8 – гранат-двупироксеновые гранулиты; 436-17, mk108, mk180, mk208 – гранат-двупироксеновые породы; 27-24b – двупироксеновый эклогит; 5 – эндербит; 94b – гранат-силлиманит-гиперстеновый гнейс; 306-6 – биотит-гиперстен-гранат-силлиманитовый гранулит; 305п – гранат-гиперстен-силлиманит-кварцевый гранулит; 2588 – эклогит; 19/1, 146 – ортопироксен-гранат-биотитовые гнейсы; 1654, 5600b, 5444a – гранат ортопироксен-биотитовые гнейсы.

Таблица 3. T-P-условия равновесия гранат-ортопироксеновых ассоциаций в глубинных ксенолитах и значения средних термических градиентов в верхней мантии и нижней коре

№ образца	T, °C	P, кбар	TГ _{ср} , °C/км	№ образца	T, °C	P, кбар	TГ _{ср} , °C/км
<i>Верхнемантийные ксенолиты</i>							
Кулойский кратон (Архангельская обл.)							
AP4-20	910	35,2	7,6	AP4-22	965	37,8	7,5
K25-4	1065	44,3	7,1				
Карельский кратон (юго-восточная Финляндия)							
92/2	840	34,4	7,2	L1-A	1125	46,0	7,2
L29 ₁	1085	43,6	7,3	L44	1040	42,5	7,2
9.2/2a	860	35,1	7,4	9.2/1	895	36,0	7,3
14.07/1	885	36,5	7,3	5.8/2	1260	54,0	7,4
14.01/1	1110	45,8	7,1	L29 ₂	1085	43,6	7,3
L51	1060	43,5	7,2	L60	1200	48,7	7,3
L66	1035	40,7	7,5	L57	1055	41,1	7,5

№ образца	$T, ^\circ\text{C}$	$P, \text{кбар}$	$T\Gamma_{\text{ср}}, ^\circ\text{C/км}$	№ образца	$T, ^\circ\text{C}$	$P, \text{кбар}$	$T\Gamma_{\text{ср}}, ^\circ\text{C/км}$
L1	1125	46,2	7,1	20НН	1030	42,5	7,1
<i>Нижнекоровые ксенолиты</i> Кулойский кратон							
AP3-55	655	14,6	13,4				
Карельский кратон (граница со Свеклофенским поясом)							
30b/2	600	4,1	44,9	30b/2a	600	6,4	28,4
Беломорская тектоническая зона (северо-западное Беломорье)							
436-17	960	27,2	9,5	МК180 ₁	765	17,6	12,8
МК180 _c	720	14,9	14,7	МК108 ₁	715	16,5	13,1
МК108 _c	760	17,3	13,3	МК108a	700	14,4	14,3
МК101 ₁	750	20,2	11,3	МК101 ₂	830	23,7	10,6
МК101 ₃	790	21,9	10,6	МК101 _c	905	21,4	12,8
МК208 _c	810	18,4	13,3	27-4b	930	25,0	11,3
W524-8	715	14,9	14,5				
<i>Поверхностные гранулиты</i> Кольский кратон, кольская серия							
142*	970	13,8	21,3	133a*	750	7,2	31,6
5	820	10,8	23,0	113y*	805	9,3	26,2
1324*	860	11,4	22,9				
Лапландский гранулитовый пояс							
306-6	1140	9,5	35,3	305n	1055	9,3	33,4
94b	1040	11,0	27,8	2588	827	11,0	22,1
Свеклофенский пояс, ладожская серия							
19/1	655	6,7	29,6	146	625	4,6	41,2
1654	795	6,5	37,1	5600в	700	6,8	31,2
5444a	645	8,8	22,2				

Примечание. В образцах, отмеченных звездочкой, содержание катионов Fe и Ca в гранате, Al и Fe в ортопироксене охарактеризовано только их мольными долями:

№ образца	$X_{\text{Fe}}^{\text{Gr}}$	$X_{\text{Ca}}^{\text{Gr}}$	$X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}}$	$X_{\text{Al}}^{\text{Opx}}$
142	0,616	0,250	0,644	0,018
133a	0,567	0,022	0,298	0,042
113y	0,610	0,200	0,481	0,013
1324	0,600	0,187	0,475	0,015

Нижняя кора. Несколько ксенолитов основных гранулитов обнаружены в кимберлитах Пачугского поля Архангельской провинции [64]. Это редкий случай находки нижнекоровых ксенолитов в архейской области. К сожалению, в исследованных ксенолитах отсутствует ассоциация граната и ортопироксена, и поэтому невозможно оценить параметры их равновесия с помощью используемого в настоящей работе термобарометрического инструмента. Однако среди глубинных ксенолитов, изученных [56] и рассматриваемых ими как верхнемантийные, имеется один ксенолит (образец AP3-55), в котором гранат и ортопироксен характеризуются высокой железистостью ($fm^{\text{Gr}} = 0,26$, $fm^{\text{Opx}} = 0,09$) по сравнению с железистостью этих минералов в гранатовых перидотитах ($fm^{\text{Gr}} = 0,15-0,19$, $fm^{\text{Opx}} = 0,06-0,07$). Температура и давление равновесия гранат-ортопироксеновой ассоциации в этом ксенолите равны 600°C и $14,6$ кбар и соответственно отличаются от параметров равновесия ксенолитов

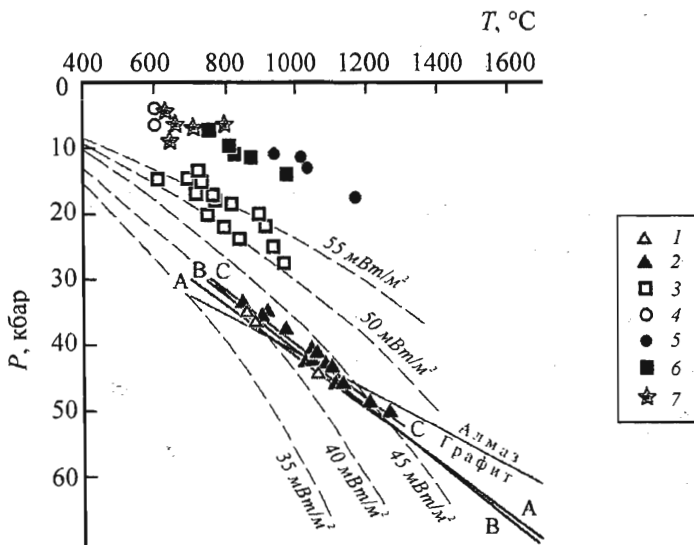


Рис. 3. T - P -условия равновесия гранат-ортопироксеновых ассоциаций в верхнемантийных и нижнекоровых ксенолитах из кимберлитов и родственных пород, а также в гранулитах, обнажающихся на земной поверхности.

1, 2 – верхнемантийные ксенолиты из кимберлитов Архангельской и Южно-Финляндской кимберлитовых провинций соответственно; 3, 4 – нижнекоровые ксенолиты основных гранулитов в дайках и трубках взрыва оливиновых мелилититов северо-западного Беломорья и из кимберлитов Южно-Финляндской провинции соответственно; 5–7 – гранулиты кольской, порьегубской и ладожской серий соответственно. Линиями показаны палеогеотермы для верхней мантии, под архейскими кратонами: А–А – в фундаменте Восточно-Сибирской платформы, В–В – Каапваальский и Зимбабве, С–С – Западный Дарвар.

гранатовых перидотитов. Нельзя исключить того, что этот ксенолит относится не к верхнемантийной, а к нижнекоровой серии. Значение TG , рассчитанное по параметрам его равновесия, равно $13,4\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$.

Многочисленные ксенолиты основных гранулитов присутствуют в дайках и трубках взрыва оливиновых мелилититов северо-западного Беломорья (о-в Еловый, Терский берег Белого моря), расположенного вблизи границы Беломорской тектонической зоны с Лапландским гранулитовым поясом. На P - T -диаграмме (см. рис. 3) фигуративные точки гранулитовых ксенолитов образуют самостоятельную геотерму. На нее же ложится и точка предполагаемого нижнекорового гранулитового ксенолита из кимберлитов Пачугского поля. Геотерма значительно смещена в область низких давлений и высоких температур относительно верхнемантийной геотермы Кольско-Кулойского и Карельского кратонов и приблизительно соответствует модельной кондуктивной геотерме с поверхностным тепловым потоком 50 – $55\text{ мВт}/\text{м}^2$. В нижней коре наблюдается значительное увеличение TG по сравнению с TG для верхней мантии (около $7,3\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$), и его значения изменяются от $10,6$ до $14,7\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ с уменьшением глубины.

Таким образом, термальные режимы в нижней коре и верхней мантии, подстилающей Кольско-Кулойский кратон, существенно отличаются. Подобное соотношение термальных режимов верхней мантии и нижней коры было установлено для кратонов Каапваал и Вайоминг [1, 65].

Таблица 4. Средние значения термических градиентов в верхней мантии, подстилающей архейские кратоны, и максимальные глубины выноса мантийных ксенолитов кимберлитами

Регион	Кратон, возраст	<i>n</i>	ТГ _{ср} , °С/км	<i>h</i> , км
Центральная часть Восточно-Сибирской кимберлитовой провинции (трубки Мир и Удачная)	Кратоны в фундаменте Восточно-Сибирской платформы, 2,6 млрд лет	54	7,1 ± 0,2	230
Южная Африка, трубки Премьер, Кимберли, Коэффонтейн, Франк Смит и др.	Каапваальский кратон, 3,0 млрд лет	46	7,2 ± 0,2	230
Южная Африка, Ботсвана (трубки Летлхакане)	Кратон Зимбабве, 3,6–2,5 млрд лет, вблизи границы со складчатым поясом Магонди, 2,2–2,0 млрд лет	5	7,3 ± 0,1	180
Индия, Карнатака, трубки Вайракурер	Западный Дарвар, около 3,0 млрд лет	11	7,3 ± 0,1	180
Северо-Восточная Европа, Архангельская обл., трубки Зимнего берега	Фундамент Восточно-Европейской платформы, Кулойский кратон	3	7,4 ± 0,3	150
Финляндия, трубки Куопио и Каави	Балтийский щит, Карельский кратон 3,1–2,6 млрд лет, вблизи границы со Свекофенским поясом, 1,9–1,8 млрд лет	13	7,3 ± 0,1	165

Примечание. *n* – число образцов верхнемантийных ксенолитов; *h* – максимальная глубина выноса ксенолитов.

Ксенолиты основных гранулитов с минеральными ассоциациями $Srx-Amph \pm Gr \pm Orx \pm Vt^2$ установлены также в трубке Лахтойоки кимберлитового поля Каави Восточной Финляндии [60], которая расположена в области, где архейские породы перекрыты протерозойскими метаосадками и кора исключительно мощная, более 58 км [66]. Состав сосуществующих граната (центральная и краевая зоны) и ортопироксена известен только для одного ксенолита. На *P–T*-диаграмме фигуративные точки для данного образца не ложатся на верхнемантийную геотерму. Значение ТГ, полученное по этому ксенолиту, значительно выше, чем верхнемантийные.

Таким образом, во всех структурах геотермы для нижней коры и величины ТГ характеризуют тепловой режим, существенно отличающийся от режима, установленного для верхней мантии.

Поверхностные гранулиты. На *P–T*-диаграмме точки гранулитов кольской серии (Кольский кратон) и порьегубских гранулитов (Лапландский гранулитовый пояс) не ложатся на нижнекоровую геотерму. Значения ТГ в архейской (гранулиты кольской серии) и нижнепротерозойской (порьегубские гранулиты) коре существенно выше установленных по ксенолитам для нижней коры Беломорья и тем более для верхней мантии под Кольско-Кулойским кратоном. В то же время термальные режимы в нижней коре южной окраины Карельского кратона и раннепротерозойской коре Свекофенского пояса (ладожская серия) близки между собой. На *P–T*-диаграмме (см. рис. 3) точки ксенолитовых гранулитов и гранулитов ладожской серии образуют единую геотерму, которая отражает значительное увеличение ТГ в коре относительно ТГ в верхней мантии.

Обсуждение результатов. Проведенные нами термобарометрические исследования верхнемантийных и нижнекоровых ксенолитов Балтийского щита показывают смещение нижнекоровой геотермы относительно верхнемантийной в высокотемпературную область. Такое «несовпадение» верхнемантийной и нижнекоровой геотерм (рис. 4) не явля-

² Здесь и далее: Srx – клинопироксен, Orx – ортопироксен, Amph – амфибол, Gr – гранат, Vt – биотит, Pl – плагиоклаз.

ется следствием некорректности использованного термобарометрического инструмента. Оно наблюдается и в случае применения термобарометров Брея-Колера [13] и Авченко-Наумовой [25]. Однако в силу того, что оба термобарометра завышают значения давления при высоких температурах, то полученные с их помощью для нижнекоровых ксенолитов величины давления (до 50,4 кбар) оказываются неприемлемыми. Мощность коры в этом случае должна составлять 140–150 км, что противоречит геофизическим данным о глубине границы Мохо. Кроме того, при использовании термобарометра Авченко-Наумовой все фигуративные точки нижнекоровых ксенолитов находятся в области стабильности алмаза. При применении термобарометра Брея-Колера в эту область попадают три точки.

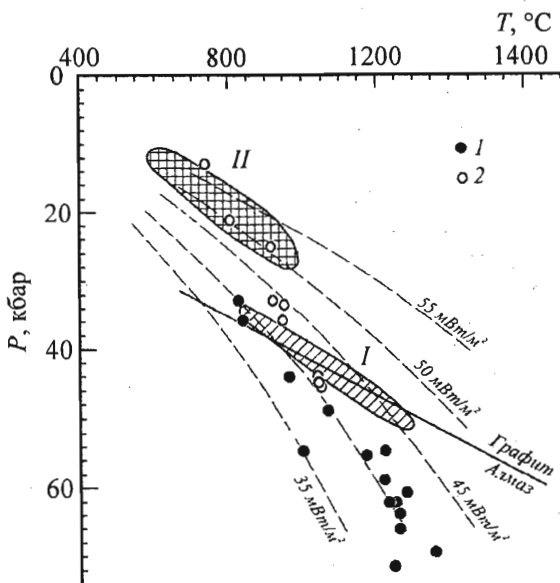


Рис. 4. T - P -условия равновесия гранат-ортопироксеновых ассоциаций в верхнемантийных (I) и нижнекоровых (2) ксенолитах из кимберлитов и родственных пород, рассчитанные с помощью термобарометров [13] (I) и [25] (II).

Итак, в литосфере Балтийского щита существуют, вернее, существовали, термальные границы между верхней мантией и нижней корой, нижней корой и средней корой, если к последней относить гранулиты, обнажающиеся на поверхности. В связи с этим встает вопрос, когда возникли такие границы и с какими термальными событиями они связаны. Для решения вопроса о том, когда установился термальный режим в верхней мантии и возникла термальная граница между верхней мантией и корой, важным моментом является установленное несоответствие термального режима в верхней мантии Кольско-Кулойского кратона и P - T -условий формирования гранулитов развитой на кратоне кольской серии с возрастом не менее 2,8 млрд лет и порьегубских гранулитов Лапландского пояса с возрастом около 1,92 млрд лет. Значения ТГ в архейской и раннепротерозойской коре существенно выше, чем для верхней мантии. Они выше также и по сравнению с термическими градиентами в нижней коре, определенными по ксенолитам основных гранулитов. Это позволяет предположить, во-первых, что термальные режимы трех составляющих литосферы формировались в различное время. Во-вторых, стабилизация мантии и установление в ней равновесного

термального состояния, а также образование нижней коры произошли до гранулитового метаморфизма архейской коры (по крайней мере, до 2,8 млрд лет). Если бы термальный режим в мантии установился одновременно или после гранулитового метаморфизма архейской коры, то для мантии и коры должна была бы существовать единая геотерма. Подтверждение (или опровержение) данной гипотезы возможно при получении достоверных данных о возрасте мантийных и нижнекоровых ксенолитов, которых в настоящее время явно недостаточно.

Для верхнемантийных ксенолитов Балтийского щита изотопно-геохронологические данные отсутствуют.

Для нижнекоровых ксенолитов из кимберлитов Пачугского поля Nd модельный возраст T_{DM} равен 1,7–1,9 млрд лет [64]. По мнению авторов этой работы, ксенолиты могут представлять нижнюю кору, образовавшуюся в результате андеплейтинга толеитовых базальтов основания, который может быть связан с завершающими стадиями формирования протерозойского Печенга-Варзугского вулканического пояса. Различие в геохимии гранулитовых ксенолитов и гранулитов кольской серии и более молодой модельный возраст ксенолитов по сравнению с кольскими гранулитами позволили им не относить образование этих комплексов гранулитов к одному событию. С таким выводом можно было бы согласиться, но значение ТГ (13,4 °С/км), полученное для ксенолита AP3-55 (см. табл. 3), и его близость к нижнекоровой геотерме Беломорья, на наш взгляд, противоречит столь молодому возрасту нижней коры. Противоречие весьма серьезное. Оно ставит под сомнение приведенные выше данные о модельном возрасте гранулитовых ксенолитов.

Ксенолиты нижнекоровых гранулитов северо-западного Беломорья по химическому составу отвечают в основном базальтам, меньшая часть их представлена андезито-базальтами, пикробазальтами и разнообразными габброидами. Особенности состава «базальтовых» ксенолитов (табл. 5) позволяют рассматривать их как базальты зеленокаменных поясов. Геохимические данные указывают на присутствие так называемого «субдукционного» компонента. По мнению авторов работы [70], основной объем нижней коры региона сформировался в архее. Вариационные диаграммы (рис. 5) и табл. 5 наглядно показывают сходство гранулитов базальтового состава и островодужных основных вулканитов зеленокаменной субпровинции Wawa [68] и их отличие от сильно дифференцированных пород друзитового комплекса. Некоторые ксенолиты, отвечающие по составу габброидам и щелочным базальтам, возможно, представляют собой магмы, внедрившиеся в нижнюю кору уже после становления нижней коры в ее основном объеме, и могут быть сопоставлены с друзитами Беломорья (2,5–2,43 млрд лет) и Fe-долеритами (2,1 млрд лет).

U–Pb-значения возраста для цирконов из гранулитовых ксенолитов 2,84 млрд лет [71], Pb–Pb изохронные возраста 2,8 млрд лет [72] и Sm–Nd модельные возраста 2,81–2,96 млрд лет [71, 72] для валовых проб пород подтверждают гипотезу о генерации основных объемов нижней коры в архее. Она не противоречит и термобарометрическим данным. Однако существует другая точка зрения – об образовании нижней коры этого региона в раннем протерозое при формировании крупной магматической провинции Фенноскандии [58, 71, 73], отражающей период рифтогенеза. К ней относятся низкотитанистые пикриты и базальты, серии основных даек, расслоенные интрузии основного-ультраосновного состава (в том числе друзиты) (2,50–2,43 млрд лет). Веским основанием в пользу этой гипотезы служит тот факт, что большинство зерен циркона из ксенолита габбро-анортозитового состава из диатремы о-ва Еловый дает конкордантные значения в среднем около 2,47 млрд лет и лишь одно зерно имеет более древний возраст: 2,84 млрд лет [58]. Циркон с возрастом 2,84 млрд лет авторы гипотезы рассматривают как захваченный (ксеногенный) из пород архейского основания. Предполагается, что протолит гранулитовых ксенолитов представляет нижнюю кору, образовавшуюся в результате андеплейтинга основных магм в период 2,4–2,5 млрд лет,

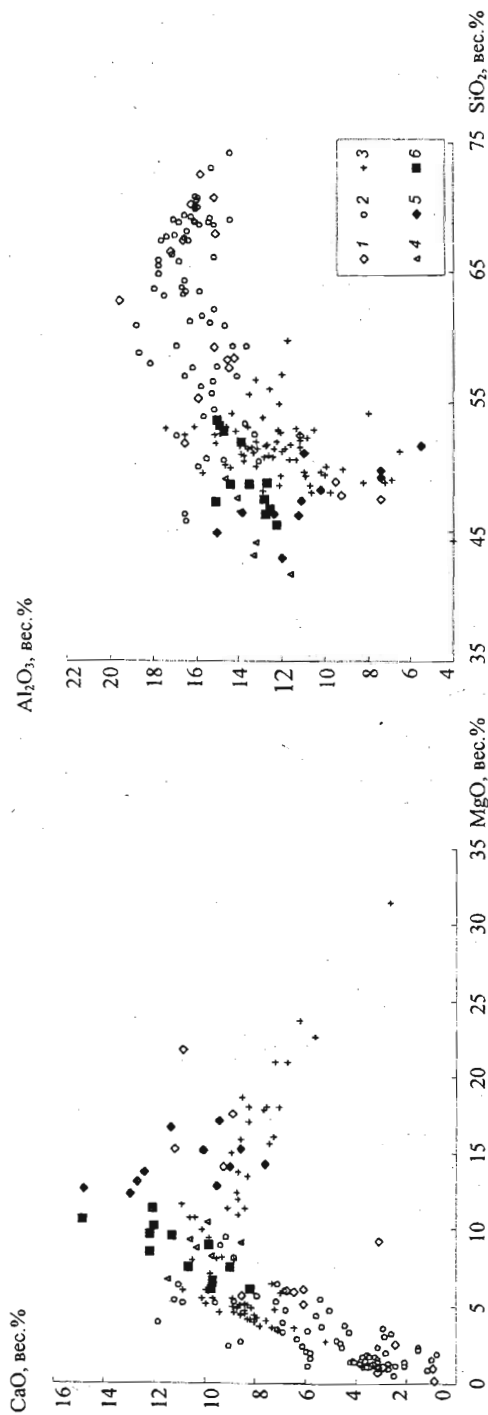
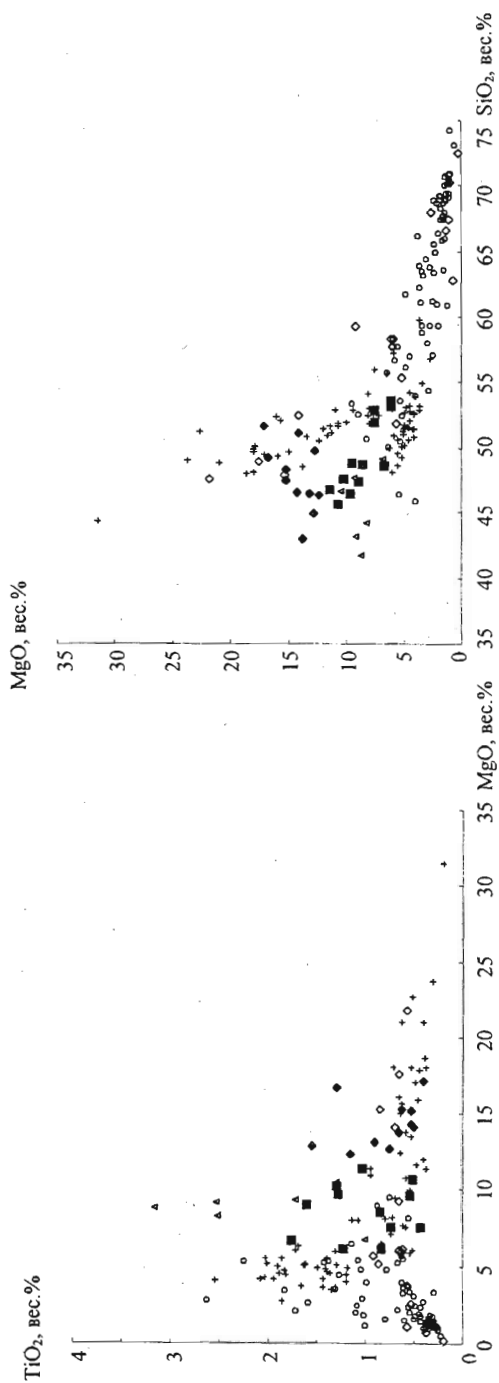


Таблица 5. Сопоставление состава нижнекорových ксенолитов северо-западного Беломорья с вулканитами островодужной серии и друзитами

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂ , масс.%	49,5	46,42–55,76	47,58–52,5	44,31–59,78	42,91–51,63	45,63–53,60
TiO ₂	1,49	0,56–1,42	0,65–0,85	0,20–2,54	0,41–1,16	0,44–1,75
Al ₂ O ₃	15,2	13,05–16,95	7,39–11,40	3,97–22,07	5,55–13,80	12,24–15,09
MgO	6,82	5,24–9,54	14,13–21,77	2,75–31,45	12,37–17,10	6,15–11,41
mg#	0,51	0,41–0,68	0,72–0,81	0,27–0,83	0,62–0,74	0,45–0,60
Cr, ppm	250	102–594	801–2531	14–3652	821–2894	108–956
Ni	125	32–326	243–1023	8–1289	113–448	63–160
La	13	7,2–42,0	6,4–23,7	2,45–25,9	9,24–17,52	8,4–35,75
Nb		2,6–11,8	2,5–5,2	2–15	1,2–4,6	1–22
Zr	135	69–148	45–144	22–248	54–103	44–147
La/Yb	5,9	3,4–34,3	4,2–7,4	5,7–23,3	5,8–19,5	2,8–15,5
Sm/Nd	0,235	0,172–0,275	0,183–0,276	0,171–0,328	0,173–0,228	0,178–0,222

Примечание. 1 – средний «обогащенный» архейский толеит [67]; 2 – основные вулканиты, бимодальная островодужная серия субпровинции Wawa [68]; 3 – ультраосновные дайки и силлы субпровинции Wawa [68]; 4 – раннепротерозойский комплекс расслоенных интрузий Беломорья [69]; 5, 6 – нижнекорových ксенолиты пикробазальтового и базальтового составов соответственно, северо-западное Беломорье (настоящая работа).

являясь высокометаморфическим эквивалентом раннепротерозойских магматических пород на поверхности.

Можно констатировать, что вещество нижней коры исследованного региона было сформировано в результате магматических процессов, по крайней мере, в два этапа, архейский и раннепротерозойский. Проблематична также датировка процессов метаморфизма этих магматических образований, изучение которых и позволяет судить о термальном режиме в нижних частях коры. Возрастные значения в интервале 1,77–1,61 млрд лет для цирконов одного из гранулитовых ксенолитов [58], согласующиеся с предшествующими определениями (1,71–1,82 млрд лет [74]), по мнению этих авторов, отражают возраст мигматизации. К данному периоду на Балтийском щите относятся процессы рифтинга, базальтовый магматизм, лампроиты и лампрофиры с возрастом 1,71–1,72 млрд лет. Можно предположить, что термальное событие этого времени оказывало воздействие на нижнюю кору Фенноскандии, но вряд ли с ним связаны все выявленные в ней изменения. В некоторых ксенолитах наблюдается смена парагенетических ассоциаций. Так, в породах пикробазальтового состава парагенезис Pl–Orх–Срх замещается парагенезисом Орх–Срх–Gr. В породах оливинтолеитового состава обнаружена последовательная смена ассоциаций от Pl–Срх–Gr через Pl–Орх–Срх–Gr и Орх–Срх–Gr к Gr–Срх ассоциации. Такие замещения отражают реакцию эклогитизации, которая происходила при увеличении давления на 5–10 кбар и умеренном повышении температуры, и, вероятно, отвечают условиям метаморфизма в зоне коллизии.

Рис. 5. Вариационные диаграммы для нижнекорových ксенолитов базальтового и пикробазальтового составов северо-западного Беломорья и некоторых магматических пород основного и ультраосновного составов.

1 – средний «обогащенный» архейский толеит [67]; 2 – основные вулканиты островодужной бимодальной серии субпровинции Wawa [68]; 3 – ультраосновные дайки и силлы субпровинции Wawa [62]; 4 – раннепротерозойский комплекс расслоенных интрузий Беломорья [69]; 5, 6 – нижнекорových ксенолиты пикробазальтового и базальтового составов соответственно (настоящая работа).

Возникновение равновесной ассоциации граната и ортопироксена в нижнекоровых гранулитах не могло происходить после закрытия Sm–Nd системы в этих минералах (1,3–1,5 млрд лет) и после кристаллизации незональных метаморфических цирконов с возрастом 1,77–1,61 млрд лет. Эти значения определяют лишь верхнюю возрастную границу образования гранат-ортопироксеновых ассоциаций в нижнекоровых гранулитах северо-западного Беломорья. Похожие процессы преобразования изверженных пород описаны в Колвицком и Порьегубском блоках юго-восточного окончания Лапландского гранулитового пояса [75]. Однако давление при максимальной температуре (около 900 °С) не превышало 14 кбар (см. рис. 3), что намного меньше величин, определяемых для нижнекоровых ксенолитов. Возраст этих процессов определен достаточно точно – 1907 млн лет [53] и принимается в настоящей статье за время, когда был установлен термальный режим, характеризуемый полученной для данной структуры геотермой.

Ксенолиты из кимберлитов трубки Лахтойоки южной Финляндии по химическому составу отвечают базальтам и габброидам [60]. Последние обладают несомненным сходством с породами ятулийских дифференцированных массивов железистых долеритов, принадлежащих Карельской трапповой формации [76]. Датирование цирконов из двух ксенолитов на ионном микрозонде показало возраст от 2,6 до 1,7 млрд лет. Такие колебания возрастных значений наблюдаются для цирконов одного и того же ксенолита и соответствуют позднеархейским-нижнепротерозойским орогеническим событиям Фенноскандинавского щита. Петрология, геохимия и возраст гранулитов из ксенолитов и поверхностных архейских основных гранулитов, расположенных поблизости, существенно отличаются. В то же время, как показывают полученные нами данные, нижнекоровые гранулиты и гранулиты нижнепротерозойской ладожской серии образуют единую геотерму. К сожалению, количество гранулитовых ксенолитов из кимберлитов, для которых известны составы гранатов и ортопироксенов, очень мало и возрастные данные слишком неопределенны, чтобы сделать обоснованный вывод о том, что формирование «ксенолитовых» гранулитов и нижнепротерозойских гранулитов Свекофеннского пояса происходило одновременно и в сходных тепловых режимах.

Нельзя исключить и то, что наращивание нижней коры происходило многоэтапно по механизму подкорового внедрения – андеплейтинга базальтовых магм и обусловлено периодами основного магматизма от архея до конца раннего протерозоя. Формирование основной массы нижней коры в различных структурах могло происходить в разное время. Кроме того, в протерозойской эволюции Кольско-Карельского региона выделяются тектонические циклы растяжения (2,5–2,25 и 2,25–1,96 млрд лет) и сжатия (1,95–1,87 млрд лет), которые сопровождалась метаморфизмом нижней и средней коры в условиях гранулитовой фации [77]. Возможно, с этими этапами метаморфической перекристаллизации пород нижней коры связано преобладание U–Pb-датировок цирконов из гранулитовых ксенолитов в интервале от 2,5 до 1,7 млрд лет.

Скачкообразное увеличение термического градиента в коре свидетельствует о значительной термальной аномалии в период протекания метаморфизма гранулитовой фации. Это согласуется с результатами исследования условий гранулитового метаморфизма в нижнепротерозойских Беломорско-Лапландском и Свекофеннских поясах. Так, гранулитовый метаморфизм ладожской серии Южного домена Приладожья связывается с мощным тепловым потоком, обусловленным становлением в низах коры обширного магматического резервуара базит-гипербазитового состава [62]. Существование крупного тела плотных пород на глубине нескольких километров от современной поверхности подтверждается гравиметрическими данными. Без дополнительного поступления тепла при сохранении термических градиентов, установленных для верхней мантии, было бы невозможно развитие гранулитового метаморфизма на глубинах нижней и средней коры, так как температуры на глубинах

менее 70–60 км были бы ниже 500 °С. В то же время, если принять нижнекоровые термические градиенты, то верхняя мантия должна была бы находиться в расплавленном состоянии уже на глубине 120–130 км ($TG = 14,7$ °С/км) или максимально 150–160 км ($TG = 10,6$ °С/км), что не согласуется ни с геофизическими [59, 78], ни с термобарометрическими данными о мощности литосферы на Балтийском щите.

Внедрение в земную кору значительных объемов базитовых магм, обуславливающих появление положительной термической аномалии, объясняет способ адвективной теплопередачи, но ничего не говорит о генерации дополнительного тепла, необходимого для образования ювенильных магматических очагов и разогрева нижней и средней коры. Одним из таких процессов теплогенерации могут быть сдвиговые деформации в зонах субдукции. Известно, что рассмотренный выше плутонизм в Свекофеннском поясе как раз и обладает признаками надсубдукционного, или островодужного [53]. По-видимому, подобные процессы протекали во всех случаях метаморфизма нижней коры, иначе установленное многими исследованиями смещение нижнекоровых геотерм в высокотемпературную область не может получить разумного объяснения. Вторым дополнительным источником энергии может быть сама вновь сформированная континентальная кора, обогащенная многими, в том числе радиоактивными, элементами. Вероятно, с этим источником можно связать общее повышение геотермического градиента в средней коре по сравнению с нижней. Особенно эффективно такой механизм должен работать в случае значительного утолщения коры во время коллизии.

Для гранулитовых ксенолитов Беломорья получены высокие значения давления (до 20–25 кбар), значительно превышающие предполагаемые для нижней коры (8–14 кбар [3]), и соответственно большие глубины их образования. Естественно возникает вопрос, не являются ли столь значительные давления результатом несовершенства гранат-ортопироксенового термобарометра, используемого в настоящей работе? Это предположение, на наш взгляд, можно исключить, так как в уравнениях термобарометра учтены зависимости давления и температуры от состава гранатов (от содержания FeO и CaO) и ортопироксенов (от содержания Al_2O_3 и FeO). Кроме того, несмотря на то, что содержания FeO в гранатах из нижнекоровых гранулитов северо-западного Беломорья (18,70–25,34 масс.%) и из гранулитов кольской и порьегубской серий (17,53–27,88 масс.%) перекрываются, давление для первых колеблется от 14,4 до 27,2 кбар, а для вторых – от 9,5 до 11,0 кбар. Конечно, нельзя исключать возможность некоторого завышения P – T -параметров и рассматривать получаемые оценки как абсолютные величины, но это в одинаковой степени относится ко всем исследованным нами породам, а не только к нижнекоровым ксенолитам.

Высокое давление для нижнекоровых ксенолитов не является особенностью только Балтийского щита. Давление до 25–28 кбар получено для гранулитовых ксенолитов кратонов Каапваал и Вайоминг, рифеид и каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса [65]. В связи с этим возникает ряд вопросов: 1) являются ли ксенолиты основных гранулитов породами собственно нижней коры или переходной между мантией и корой зоны; 2) что представляет собой термальная граница между перидотитами верхней мантии и основными гранулитами и с каким процессом связано ее появление? Глубина термальной границы между верхней мантией и корой, судя по термобарометрическим данным, достигает 75–80 км. Она не соответствует положению границы Мохо. Это противоречие можно объяснить тем, что ксенолиты гранулитов отражают термальное состояние и мощность палеокоры, в то время как сейсмическая граница Мохо – современную границу кора–мантия. Кроме того, следует учитывать, что в фанерозойских складчатых поясах для коровых метаморфических пород известны высокие давления (до 25–30 кбар), которые значительно выше, чем при метаморфизме докембрийских пород (до 8–12 кбар), и соответственно глубины их образования достигают 70–90 км. Так, в метапелитах и кварцитах Западных Альп (массив Dora

Maira) давление при метаморфизме достигало 28 кбар при температуре около 700 °С [79]. Условия метаморфизма пород массива Monte Rosa [80] определяются авторами в 500 °С и 16 кбар при активности воды, равной 0,6. В Эклогитовой зоне Австрийских Альп (south-central Tauern Window) давление при метаморфизме пород достигало 18–22 кбар [81]. В каледонидах Норвегии [82] и других областях фанерозойского метаморфизма встречаются коэситовые эклогиты. Таким образом, давления в 20–25 кбар в метаморфических комплексах фанерозойских складчатых поясов не являются редкостью и мощность коры в них могла составлять 70–80 км. Например, в Гималаях по геофизическим данным мощность коры достигает 80 км.

Однако нельзя исключать и существование между корой и мантией переходной зоны, в которой могут сосуществовать шпинелевые перидотиты и основные гранулиты. Известно, что в некоторых регионах (палеозойский Тасманский складчатый пояс Восточной Австралии [83, 84]) на границе кора–мантия выделяется переходная зона, характеризующаяся переслаиванием основных гранулитов и лерцолитов с преобладанием последних. Сейсмическое изучение данного региона показывает, что на глубине от 35 до 65 км не наблюдается резкого изменения скоростей продольных волн, а имеет место их постепенное возрастание [85]. Грифффином и соавторами было высказано предположение о существовании переходной зоны между нижней корой и верхней мантией и введено понятие «петрологической границы Мохо» [84]. Предположение о том, что «ксенолитовая» нижняя кора Беломорско-Лапландской области отвечает подкоровому (верхнемантийному) уровню, высказано и в работе М. В. Минца [77].

Заключение. Полученные результаты термобарометрических исследований глубинных ксенолитов в кимберлитах Архангельской и Южно-Финляндской провинций позволяют сделать следующие выводы:

1. Термальное состояние верхней мантии, подстилающей Кольско-Кулойский и Карельский кратоны, не различается и сходно с термальным состоянием мантии под архейскими кратонами других континентов.

2. Палеолитосфера Балтийского щита характеризуется изменением термальных режимов: геотермические градиенты скачкообразно увеличиваются на границе между верхней мантией и нижней корой и между нижней и средней корой.

3. Существование термальных границ в литосфере, по-видимому, является результатом одновременности становления термальных режимов в верхней мантии, нижней и средней коре. Становление термального режима в верхней мантии, подстилающей Кольско-Кулойский кратон, имело место, по крайней мере, еще до формирования гранулитов кольской серии архейского возраста. Такой термальный режим в верхней мантии сохраняется вплоть до нижнего кембрия (возраст кимберлитов южной Финляндии) и девона (возраст кимберлитов Архангельской провинции).

4. Термальные возмущения в архейской и нижнепротерозойской коре как в пределах аккреционного Свекофеннского пояса, так и коллизионного Беломорско-Лапландского пояса не отразились на тепловом состоянии верхней мантии под Кольско-Кулойским и Карельским кратонами.

5. Высокие значения давления для гранулитовых ксенолитов (до 20–25 кбар), значительно превышающие предполагаемые для нижней коры (8–14 кбар [3]), и соответственно большие глубины их образования (до 75–80 км) не согласуются с положением границы Мохо. Это противоречие можно объяснить тем, что ксенолиты гранулитов несут информацию о мощности палеокоры, в то время как сейсмическая граница Мохо отражает современную границу кора–мантия. Однако нельзя исключать и существование между корой и мантией переходной зоны, в которой могут одновременно присутствовать шпинелевые перидотиты и основные гранулиты [83, 84].

Summary

Glebovitsky V. A., Nikitina L. P., Koreshkova M. Yu. Thermal modes of the upper mantle and lower crust of Baltic Shield and north-western Russian platform (on the T and P parameters of equilibrium of xenoliths).

Garnet-orthopyroxene geothermobarometer was used, first, to determine thermal modes of the upper mantle and lower crust and then to compare the modes with that of the upper crust (the thermal modes of granulite formation). It was found that the thermal mode of the upper mantle have been set in before granulite formation and have been not changed until Early Cambrian (South Finland kimberlites) and Devonian (Archangel'sk province ones). The change in the thermal modes is observed at the upper mantle-lower crust and the lower crust-upper crust boundaries. Depths at which lower crustal granulites were formed (up to 75–80 km) are not in agreement with the thermal palaeostructure and palaeocrust thickness in granulites.

Литература

1. *Griffin W. L., Carswell D. A., Nixon P. H.* Lower-crustal granulites and eclogites from Lesotho, southern Africa // Proc. Second Intern. Kimber. Conf. 1979. Vol. 2.
2. *Pearson N. J., O'Reilly S. Y.* Thermobarometry and P - T - t path: the granulite to eclogite transition in lower crustal xenoliths from Eastern Australia // J. Metamorph. Geol. 1991. Vol. 9.
3. *Rudnick R. L.* Xenoliths – samples of the lower continental crust // Continental lower crust / Eds. D. Fountain, R. Arculus, R. W. Kay. Amsterdam, 1992.
4. *Pearson N. J., O'Reilly S. Y., Griffin W. L.* The crust-mantle boundary beneath cratons and craton margins: a transect across the south-west margin of the Kaapvaal craton // Lithos. 1995. Vol. 36.
5. *Салтыковский А. Я., Геншафт Ю. С.* Геодинамика кайнозойского вулканизма Юго-Восточной Монголии. М., 1985.
6. *Корпулова М. Г., O'Reilly S. Y., Genshaft Yu. S.* Thermal state of the lithosphere beneath Central Mongolia: evidence from deep-seated xenoliths from the Shavaryn-Saram volcanic centre in the Tariat depression, Hangai, Mongolia // Lithos. 1995. Vol. 36.
7. *Stosch H. G., Ionov D. A., Puchtel I. S.* et al. Lower crustal xenoliths from Mongolia and their bearing on the nature of the deep crust beneath Central Asia // Ibid.
8. *MacGregor J. D.* The system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$: solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions // Amer. Mineralogist. 1974. Vol. 59.
9. *Wood B. J.* Solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet // Contrib. Mineral. Petrol. 1974. Vol. 46.
10. *Harley S. S.* Comparison of garnet-clinopyroxene geobarometer with experimental studies and applications to natural assemblages // J. Petrol. 1984. Vol. 25.
11. *Nickel K. G., Green D. H.* Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 73.
12. *Nickel K. G.* Garnet-pyroxene equilibria in the system $SMACCR (SiO_2-MgO-Al_2O_3-CaO-Cr_2O_3)$: the Cr-geobarometer // Kimberlites and related rocks. Vol. 2. Spec. Public. N 14. Oxford, 1989.
13. *Brey G. P., Kohler T.* Geothermometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol. 1990. Vol. 31.
14. *Аранович Л. Я., Косякова Н. А.* Гранат-ортопироксеновый геотермобарометр: термодинамика и примеры применения // Геохимия. 1987. № 10.
15. *Finnerty A. A., Boyd F. R.* Evaluation of thermobarometers for garnet peridotites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. Vol. 48.
16. *Ellis D. J., Green D. H.* An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 71.
17. *Powell R.* Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // J. Metamorphic Geol. 1985. Vol. 3.
18. *Bertrand P., Mercier J.-C. C.* The mutual solubility of ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. Vol. 77.
19. *Finnerty A. A., Boyd F. R.* Thermobarometry for garnet peridotite xenoliths: a basis for Upper mantle stratigraphy // Mantle xenoliths / Ed. by P. H. J. Nixon. New York, 1987.
20. *Carswell D. A.* The garnet-orthopyroxene Al-barometer problematic application to natural garnet lherzolite assemblages // Mineral. Mag. 1991. Vol. 55.
21. *Carswell D. A., Gibb F. G. F.* Evaluation on mineral thermometers and barometers applicable to garnet lherzolite assemblages // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. Vol. 95.
22. *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. Vol. 38.
23. *Xu Y., Lin C., Shi L.* The geotherm of the lithosphere beneath Qilin, SE China: a re-appraisal and implications for P - T estimation of Fe-rich rutogenites // Lithos. 1999. Vol. 47.
24. *Аранович Л. Я.* Минеральные равновесия многокомпонентных твердых растворов. М., 1991.
25. *Авченко О. В., Наумова В. В.* Гранат-ортопироксеновые геобарометры // Геология и геофизика. 1992. № 8.
26. *Никитина Л. П., Иванов М. В.* Геологическая термобарометрия на основе реакций минералообразования с участием фаз переменного состава. СПб., 1992.
27. *Nikitina L. P.* Garnet-orthopyroxene and garnet-clinopyroxene thermobarometers for the mantle xenoliths // Theophrastus contributions to advanced studies in geology. Capricious Earth: models and modeling of geologic processes and objects. Vol. III / Eds. V. A. Glebovitsky, V. I. Dech. St. Petersburg; Athens, 2000.
28. *Newton R. C., Perkins D.* Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz // Amer. Mineralogist. 1982. Vol. 67.
29. *Bohlen S. R., Essene E. J., Boettcher A. L.* Reinvestigation and application of olivine-quartz-orthopyroxene barometry // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 47.
30. *Perkins D.* Two independent garnet (GT) – clinopyroxene (CPX) – plagioclase (PG) – quartz(Q) barometers // Geol. Soc. Amer. Abstr. 1987. Vol. 19.
31. *Perkins D., Chipera S. J.* Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometry: Refinement and application to the English River subprovince and the Minnesota River Valley // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. Vol. 89.
32. *Powell R., Holland T. J. B.* An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations. 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program // J. Metamorphic Geol. 1988. Vol. 6.
33. *Moecher D. P., Essene E. J., Anovitz L. M.* Calculation and application of

clinopyroxene-garnet-plagioclase-quartz geobarometers // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. Vol. 100. **34.** *Bhattacharya A., Krishnakumar K., Raith M., Sen S. K.* An improved set of a-X parameters in Fe-Mg-Ca garnets and refinement of the orthopyroxene-garnet thermometer and garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometer // *J. Petrol.* 1991. Vol. 32. **35.** *Фонарев В. И., Графчиков А. А., Конилов А. Н.* Экспериментальные исследования равновесий с твердыми растворами минералов и геологическая термобарометрия // Экспериментальные проблемы в геологии / Под ред. В. А. Жарикова, В. В. Федькина. М., 1994. **36.** *Соболев Н. В., Боткунов А. И., Лаверньев Ю. Г., Усова Л. В.* Новые данные о составе минералов, ассоциирующих с алмазами кимберлитовой трубки «Мир» // Геология и геофизика. 1976. Т. 12. **37.** *Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Ефимова Е. С.* Алмазоносные ксенолиты в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геология и геофизика. 1984. Т. 12. **38.** *Sobolev N. V., Kaminsky F. V., Griffin W. L. et al.* Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe // *Lithos.* 1997. Vol. 39. **39.** *Gurney J. J., Harris J. W., Rickard R. S.* Silicate and oxide inclusions in diamonds from the Finsh kimberlite pipe // *Kimberlites, diatremes and diamonds: Their geology, petrology and geochemistry. Proc. Second Intern. Kimberlite Conf.* / Eds. F. R. Boyd, H. O. A. Meyer. Washington, D.C., 1979. Vol. 1. **40.** *Rickard R. S., Harris J. W., Gurney J. J., Cardoso P.* Mineral inclusions in diamonds from Koffiefontein mine // *Kimberlites and Related Rocks: Proc. Fourth Intern. Kimberlite Conf.* / Eds. J. Ross, H. G. Jaques, J. Ferguson. Spec. Publ. N 14. Oxford, 1989. Vol. 2. **41.** *Tsai H., Meyer H. O. A., Moreau J., Milledge H. J.* Mineral inclusions in diamonds: Premier, Jagersfontein and Finsh kimberlites, South Africa, and Williamson mine, Tanzania // *Kimberlites, Diatremes and Diamonds: Their geology, petrology and geochemistry. Proc. Second Intern. Kimb. Conf.* / Eds. F. R. Boyd, O. A. Meyer. Washington, D.C., 1979. Vol. 1. **42.** *Danchin R. F., Boyd F. R.* Ultramafic nodules from Premier kimberlite pipe, South Africa // *Year Book-Carnegie Inst. Wash.* 1976. Vol. 75. **43.** *Gurney J. J., Harris J. W., Rickard R. S.* Silicate and oxide inclusions in diamonds from the Finsh kimberlite pipe // *Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry. Proc. Second Intern. Kimb. Conf.* / Eds. F. R. Boyd, H. O. A. Meyer. Washington, D.C., 1979. **44.** *Bundy F. R., Bovenkerk H. P., Strong H. M., Wentorf R. H., Jr.* Diamond-graphite equilibrium line from growth and graphitization of diamond // *J. Chem. Phys.* 1961. Vol. 35. **45.** *Harley S. S.* The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ systems // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. **46.** *Рябчиков И. Д., Брай Г. П., Булатов В. К.* Безликвидные расплавы карбонатизированных перидотитов при 50 кбар // Магматизм складчатых поясов / Под ред. О. А. Богатикова, В. А. Кононова, Х. А. Зека и др. М., 1993. **47.** *Akella J.* Garnet-clinopyroxene equilibria in the system CaSiO₃-MgSiO₃-Al₂O₃ and in a natural mineral mixtures // *Amer. Miner.* 1976. Vol. 61. **48.** *Brey G. P., Kohler T., Nickel K. G.* Geothermometry in four-phase lherzolites. I. Experimental results from 10 to 60 kb // *J. Petrol.* 1990. Vol. 31. **49.** *Akaogi M., Akimoto S.* High pressure phase equilibria in a garnet lherzolite with special reference to Mg-Fe partitioning among constituent minerals // *Physics Earth Planet. Interior.* 1979. Vol. 19. **50.** *Синицын А. В., Дауев Ю. М., Гриб В. П.* Структурное положение и продуктивность кимберлитов Архангельской провинции // Геология и геофизика. 1992. № 10. **51.** *Глебовицкий В. А.* Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. **52.** *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. Seventh Intern. Kimb. Conf.* 1999. Vol. 2. **53.** *Ранний докембрий Балтийского щита* / Под ред. В. А. Глебовицкого. СПб., 2003. **54.** *Шарков Е. В., Пухтель И. С.* Петрология эклотитов (гранатовых вебстеритов) и эклотитоподобных пород из трубки взрыва о. Елового (Кольский полуостров) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 8. **55.** *Ветрин В. Р., Калинин М. М.* Реконструкция процессов внутрикорового и корово-мантийного магматизма и метасоматоза. Апатиты, 1992. **56.** *Саблуков С. М., Саблукова Л. И., Шавырина М. В.* Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений окружающих алмазов Зимнебережного района, Архангельская алмазоносная провинция // Петрология. 2000. Т. 8, № 5. **57.** *Kempton P. D., Downes H., Sharkov E. V. et al.* Petrology and geochemistry of xenoliths from the northern Baltic Shield: evidence for partial melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archean terrane // *Lithos.* 1995. Vol. 36. **58.** *Kempton P. D., Downes H., Neymark L. A. et al.* Garnet granulite xenoliths from the northern Baltic Shield – the underplated lower crust of Palaeoproterozoic Large Igneous Province // *J. Petrol.* 2001. Vol. 42. **59.** *Kukkonen I. T., Peltonen P.* Xenolith-controlled geotherm for the central Fennoscandian Shield: implications for the lithosphere-asthenosphere relations // *Tectonophysics.* 1999. Vol. 304. **60.** *Holttä P., Huhma H., Manttari I. et al.* Petrology and geochemistry of mafic granulite xenoliths from the Lahtojoki kimberlite pipe, eastern Finland // *Lithos.* 2000. Vol. 51. **61.** *Гранулитовая фаза метаморфизма* / Под ред. Г. М. Друговой. Л., 1972. **62.** *Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В. и др.* Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб., 2000. **63.** *Chapman D. S., Furlong K. P.* Thermal state of the continental lower crust // *Continental lower crust* / Eds. D. Fountain, R. Arculus, R. W. Kay. Amsterdam, 1992. **64.** *Markwick A. J. W., Downes H.* Lower crustal granulite xenoliths from the Archangelsk kimberlite pipes: petrological, geochemical and geophysical results // *Lithos.* 2000. Vol. 51. **65.** *Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Хильтова В. Я.* Термальные режимы в нижней коре по данным гранат-ортопироксеновой термобарометрии нижнекорковых ксенолитов в кимберлитах и щелочных базальтах // *Физика Земли.* 2003. Т. 12. **66.** *Korja A., Korja T., Luosto U., Heikkinen P.* Seismic and geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian Shield – implications for Precambrian crustal evolution // *Tectonophysics.* 1993. Vol. 219. **67.** *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса / Пер. с англ.; Под ред. К. О. Кратца. М., 1983. **68.** *Polat A., Kerrich R.* Archean greenstone belt magmatism and the continental growth-mantle evolution connection: constraints from Th-U-Nb-LREE systematics of the 2,7 Ga Wawa subprovince, Superior Province, Canada // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 175. **69.** *Lobach-Zuhenko S. B., Aristova N. A., Chekulaev V. P. et al.* Geochemistry and petrology of 2,40–2,45 Ga magmatic rocks in the north-western

Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // *Precambrian Research*. 1998. Vol. 92. 70. Корешкова М. Ю., Левский Л. К., Иваников В. В. Петрология нижнекоровых ксенолитов из даек и трубок взрыва Кандалакшского грабена // *Петрология*. 2001. Т. 9, № 1. 71. Downes H., Peltonen P., Manttari I., Sharkov E. V. Proterozoic zircon age from lower crustal granulite xenoliths, Kola Peninsula, Russia: evidence for crustal growth and reworking // *J. Geol. Soc. London*. 2002. Vol. 159. 72. Неймарк Л. А., Немчин А. А., Ветрин В. Р., Сальникова Е. В. Sm-Nd и Pb-Pb изотопные систематики в нижнекоровых ксенолитах из даек и эксплозивных трубок южной части Кольского полуострова // *Докл. РАН*. 1993. Т. 329. 73. Sharkov E. V., Snyder G. A., Taylor L. A., Zinger T. F. An early Proterozoic large igneous province in the eastern Baltic Shield: evidence from the mafic drusite complex, Belomorian Mobile Belt, Russia // *Intern. Geol. Rev.* 1999. Vol. 41. 74. Ветрин В. Р., Немчин А. А. U-Pb возраст цирконов из ксенолита гранулитов в трубке взрыва на о. Еловом (южная часть Кольского полуострова) // *Докл. РАН*. 1998. Т. 359, № 6. 75. Глебовицкий В. А., Алексеев Н. Л., Доливо-Добровольский Д. В. Реакционные структуры и P-T режимы охлаждения глубинных образований Кандалакши-Ковлишской структурно-формационной зоны, Кольский полуостров // *Зап. Всерос. минерал. о-ва*. 1997. № 2. 76. Голубев А. И., Иваников В. В., Филиппов Н. Б., Малашихин М. В. Геохимия и петрология вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. I. Ятулийский трапповый комплекс // *Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7: Геология, география*. 2002. Вып. 4. (№ 31). 77. Минц М. В., Берзин Р. Г., Бабарина И. И. и др. Глубинное строение и эволюция раннепротерозойской коры восточной части Фенноскандинавского щита // *Материалы VIII Междунар. конференции «Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон»*. Петрозаводск, 2002. 78. Глазнев В. Н. Комплексная геофизическая модель литосферы Фенноскандии: методы и некоторые результаты // *Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова*. 2002. Т. 2. 79. Chopin Ch. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. Vol. 86. 80. Chopin Ch., Monie P. An unique magnesiochloritoid-bearing, high-pressure assemblage from the Monte Rosa, Western Alps: petrologic and ³⁹Ar-⁴⁰Ar radiometric study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. Vol. 87. 81. Franz G., Spear F. S. Aluminous titanite (sphene) from the Eclogite Zone, south-central Tauern Window, Austria // *Chem. Geol.* 1985. Vol. 50, N 1/3. 82. Smith D. C. Coesite in the Caledonides and its implications for geodynamics // *Nature*. 1984. Vol. 310. 83. Griffin W. L., Wass S. I., Hollis I. D. Ultramafic xenoliths from Bullenmerri and Gnotuk maars, Victoria, Australia: petrology of subcontinental crust-mantle transition // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. 84. Griffin W. L., O'Reilly S. Y. The lower crust in eastern Australia xenoliths evidence / *The nature of the lower continental crust*. Geol. Soc. Spec. Publ. / Eds. J. B. Dawson, D. A. Carswell, J. Hall, K. H. Vedepohl. Oxford, 1986. Vol. 24. 85. Finlayson D. M. Geophysical differences in the lithosphere between Phanerozoic and Precambrian Australia // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 84.

Статья поступила в редакцию 15 октября 2004 г.