

УДК 551.14+552.43+552.163

ДВА ТИПА СИМПЛЕКТИТОВ В КСЕНОЛИТЕ НИЖНЕКОРОВОГО ГРАНУЛИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ЗАРНИЦА (Якутия): ЗАПИСЬ Si-МЕТАСОМАТОЗА И ДЕКОМПРЕССИИ

А.В. Сапегина^{1,2}, А.Л. Перчук^{1,2}, В.С. Шацкий^{3,4}¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия² Институт экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского РАН,
142432, Черноголовка, ул. Академика Осипьяна, 4, Россия³ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия⁴ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

Приводятся результаты исследования ксенолита мафического гранатового гранулит из кимберлитовой тр. Зарница (Якутия, Россия), в котором наряду с главным этапом метаморфизма фиксируются два этапа метасоматических преобразований. Гранулитовый парагенезис в ксенолите представлен гранатом, клинопироксеном и плагиоклазом. В гранулите наблюдаются два типа симплектитов: кианит-клинопироксеновые и более поздние ортопироксен-плагиоклазовые. Кианит-клинопироксеновые симплектиты образуют тонкие короткие прожилки в породообразующих минералах или на контакте между ними. Краевые части гранатов повсеместно замещены ортопироксен-плагиоклазовыми симплектитами (кельфитами), встречаются они и в жилах в гранате. Применение метода моделирования фазовых равновесий (Perple_X) показало, что гранулит находился в нижнекоровых условиях при 700—750 °C и 1.2—1.3 ГПа. Согласно термодинамическим расчетам минеральных реакций в программе TWWQ, образование кианит-клинопироксеновых симплектитов происходило во время Si-метасоматоза без изменения *P-T*-параметров. Рост ортопироксен-плагиоклазовых симплектитов по гранату сопровождался привнесением кальция в ходе разогрева на 200 °C и декомпрессии, по крайней мере, на 0.6 ГПа. Зафиксированные разогрев и декомпрессия, обуславливающие рост ортопироксен-плагиоклазовых симплектитов, вероятно, связаны с транспортировкой ксенолита к поверхности кимберлитовым расплавом.

Гранулиты, коровые ксенолиты, симплектиты, кельфиты, метасоматоз, континентальная кора, докембрий

TWO TYPES OF SYMPLECTITES IN A LOWER CRUST GRANULITE XENOLITH FROM THE ZARNITSA KIMBERLITE (Yakutia): A RECORD OF Si-METASOMATISM AND DECOMPRESSION

A.V. Sapegina, A.L. Perchuk, V.S. Shatsky

The paper presents data on a granulite xenolith from the Zarnitsa kimberlite pipe (Yakutia, Russia), which stores a record of two metasomatic events in addition to the main stage of metamorphism. The granulitic mineral assemblage consists of garnet, clinopyroxene, and plagioclase as main phases. The granulite xenolith contains kyanite-clinopyroxene and later orthopyroxene-plagioclase symplectites. Kyanite-clinopyroxene symplectites appear as short veins inside or between grains of rock-forming minerals. Orthopyroxene-plagioclase symplectites form kelyphite rims in all garnets or occur as veins in garnet grains. The *P-T* conditions for granulite in the lower crust reconstructed by Perple_X phase equilibrium modeling are 700–750 °C and 1.2–1.3 GPa. According to TWWQ thermodynamic calculations, the kyanite-clinopyroxene symplectites were produced by Si-metasomatism at invariable *P-T* parameters. The growth of orthopyroxene-plagioclase symplectites after garnet was maintained by Ca inputs upon heating and decompression (200 °C temperature increase and 0.6 GPa pressure decrease) while the xenolith was transported by ascending kimberlite melt.

Granulite, crustal xenolith, symplectite, kelyphite, metasomatism, continental crust, Precambrian

ВВЕДЕНИЕ

Ксенолиты пород нижней коры, транспортируемые на земную поверхность кимберлитовыми и щелочно-базальтовыми магмами, являются важнейшими источниками информации о глубинных областях земной коры. На сегодняшний день детальные исследования нижнекоровых ксенолитов проведены как для большинства кратонов [Pearson et al., 1995; Davis et al., 2003; Шацкий и др., 2005, 2023б; Chen et

© Сапегина А.В., Перчук А.Л., Шацкий В.С., 2024

✉ e-mail: ann.sapegina@gmail.com

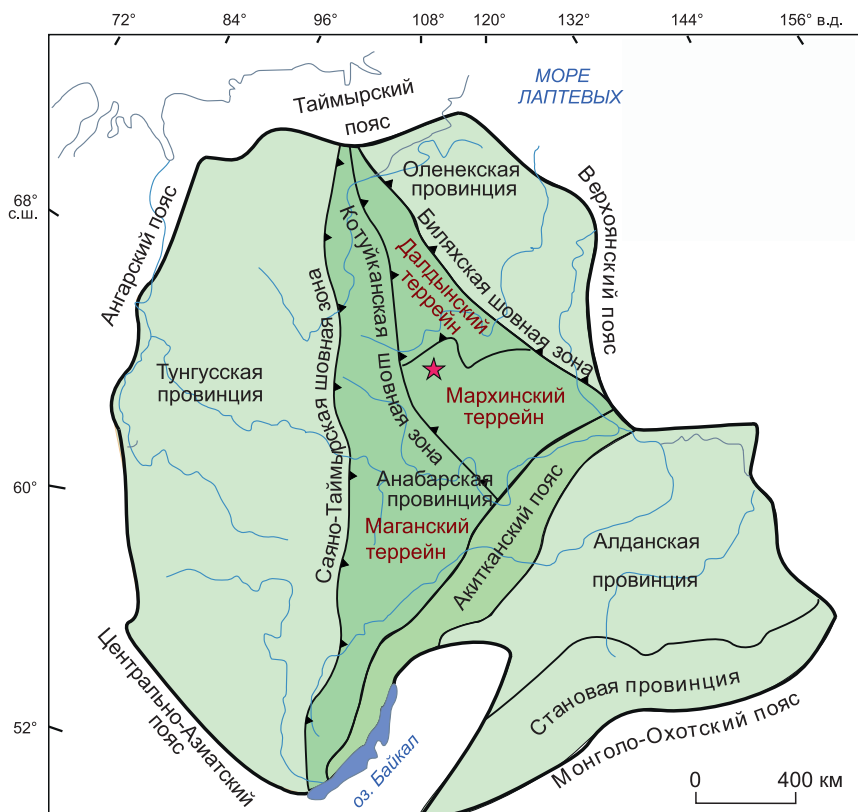


Рис. 1. Упрощенная геологическая схема Сибирского кратона [Розен и др., 2006; Perchuk et al., 2021] с изменениями.

Полужирными линиями обозначены границы Сибирского кратона, тонкими – границы провинций кратона, выделенных разными цветами. Звездочкой обозначено положение Далдынского кимберлитового поля (трубки Зарница, Удачная, Ленинградская).

al., 2007; Shatsky et al., 2019], так и для некоторых межкратонных областей (например, ксенолиты Паннонского бассейна [Embey-Isztin, 1990, 2003; Török, 2014] и Витимского пояса [Литасов, 1999]). В большинстве случаев ксенолиты пород нижней коры представлены гранулитам основного состава, реже пелитового [Rudnick, Gao, 2014]. Среди гранулитов наиболее распространены двупироксеновые, двупироксен-гранатовые, клинопироксен-гранатовые и ортопироксен-гранатовые с плагиоклазом, содержащие также амфибол, оливин, шпинель, реже скаполит и в исключительных случаях сапфирин [Rudnick, 1992]. В качестве акцессорных минералов гранулиты содержат ильменит, магнетит, рутил, циркон и апатит.

Условия образования нижнекоровых гранулитов обычно оцениваются с помощью классической термобарометрии [Chen et al., 2007; Mansur et al., 2014; Shatsky et al., 2019] и в единичных случаях с использованием метода моделирования фазовых равновесий [van der Werf et al., 2017; Nie et al., 2018; Perchuk et al., 2021]. Температуры и давления формирования гранулитов нижней коры оцениваются в пределах 600–1000 °C и 0.7–1.4 ГПа [Pearson, O'reilly, 1991; Downes, 1993; Sewell et al., 1993; Kempton et al., 1995; Markwick, Downes, 2000; Liu et al., 2001; Davis et al., 2003; Шацкий и др., 2005, 2023б; Chen et al., 2007; Koreschkova et al., 2011; Mansur et al., 2014; Samuel et al., 2015; Shatsky et al., 2019; Thakurdin et al., 2019; Perchuk et al., 2021].

Кимберлитовая тр. Зарница расположена в Далдынском кимберлитовом поле Якутской алмазодобывающей провинции [Сарсадских, Попугаева, 1955; Моор, Соболев, 1957] (рис. 1). Несмотря на то, что ксенолиты в кимберлитах тр. Зарница впервые упоминаются в середине прошлого века [Smirnov, 1959], на сегодняшний день детальные петрологические данные опубликованы только по трем образцам мафических ксенолитов: гранатовому гранулиту с содержанием $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 6 мас. % [Shatsky et al., 2019], двупироксеновому гранатовому гранулиту с рутилом и биотитом ($\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Opx} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Bt} + \text{Rt}$)¹ и гранатовому гранулиту с амфиболом и рутилом ($\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Amp} + \text{Rt}$) [Shatsky et al., 2022]. К ксенолитам мафических гранатовых гранулитов по минеральному и химическому составу также близ-

¹ Символы минералов даны согласно [Warr, 2021].

ки высокоалюминиевые Ку-Pl-Grt-Cpx гранофельсы из тр. Зарница, описанные З.В. Специусом [Spetsius, 2004]. В этих породах также присутствуют клинопироксен-кианитовые игольчатые сростания, впервые описанные А.П. Бобриевичем с соавторами [1959]. Эти сростания были интерпретированы З.В. Специусом как отображение переходной стадии от гранулитового к эклогитовому парагенезису.

Циркон из ксенолитов мафических гранулитов из тр. Зарница показывает U-Pb конкордантные возрасты в интервале от 3.1 до 1.8 млрд лет. Модельные Hf возрасты имеют диапазон от 4.17 до 2.37 млрд лет [Shatsky et al., 2019, 2022; Шацкий и др., 2023а]. *PT*-параметры формирования двух гранулитов были оценены только в работе В.С. Шацкого с соавторами [Shatsky et al., 2019] с помощью Grt-Opx и Grt-Cpx термобарометрии [Ellis, Green, 1979; Powell, 1985; Ravna, 2000]. Оценки температуры для гранат-двупироксенового гранулита составили 595—697 °С, для гранат-клинопироксенового гранулита — 720—880 °С. Значение давления не оценивалось, но предполагалось, что парагенезисы изученных ксенолитов стабильны при 0.6—1.0 ГПа.

В данной работе приводятся результаты детального петрологического изучения ксенолита мафического гранатового гранулита из кимберлитовой тр. Зарница, где обнаружены два типа симплектитов, имеющих метасоматическую природу, и впервые для коровых ксенолитов восстановлен декомпрессионный *PT*-тренд метаморфизма.

ПЕТРОГРАФИЯ

Гранулит (обр. ZAR19-3) имеет гнейсовидную текстуру, обусловленную ориентировкой вытянутых кристаллов клинопироксена и плагиоклаза (рис. 2, а), и слабовыраженную полосчатость, которая определяется неравномерным распределением граната в породе. Структура породы гетеробластовая, гранобластовая. Породообразующими минералами являются гранат (24 об. %), клинопироксен (28 об. %) и плагиоклаз (41 об. %) (см. рис. 2). В породе также встречаются скаполит (< 1 об. %), кулечит (7 об. %) и тальк (< 1 об. %). Кварц содержится в виде включений в зернах граната. Клинопироксен в шлифе бесцветный, что отличает породу от большинства мафических ксенолитов [Koreshkova et al., 2011; Mansur et al., 2014; Shatsky et al., 2019; Thakurdin et al., 2019; Perchuk et al., 2021], указывая на высокую магнезиальность породы.

В гранулите наблюдаются симплектиты двух типов. Сrx-Ку симплектиты, как правило, сложены сростаниями игольчатых, реже червеобразных, кристаллов кианита и клинопироксена². Они образуют жилы, проходящие через зерна плагиоклаза, клинопироксена или вдоль границ этих минералов с гранатом (рис. 3). Орх-Pl симплектиты представлены тончайшими (0.5—2.0 мкм) сростаниями плагиоклаза, ортопироксена, иногда со шпинелью. Они замещают гранат на контакте с другими минералами и по жилам внутри самого граната (см. рис. 3, в; 4). Строение симплектитовых Орх-Pl жил в гранате зонально: в центральных частях они выполнены анортитом и зернами ортопироксена и шпинели размером до

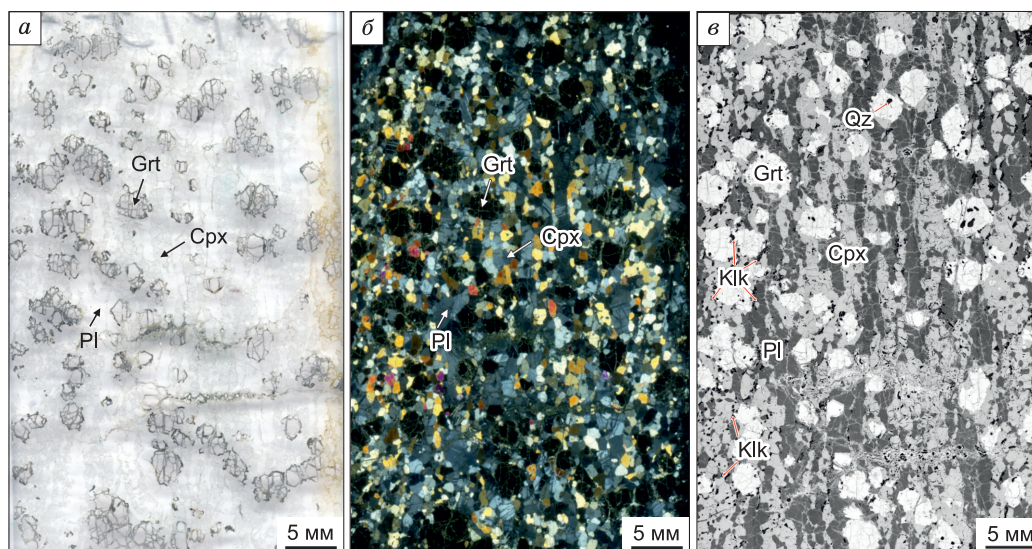


Рис. 2. Фотография шлифа гранулита (обр. ZAR19-3) из кимберлитовой тр. Зарница:

а — без анализатора, б — с анализатором, в — панорама в обратнорассеянных электронах.

² В данном случае термин «симплектит», подразумевающий червеобразные микросростания минералов, используется в более общем смысле, т. е. как микросростания.

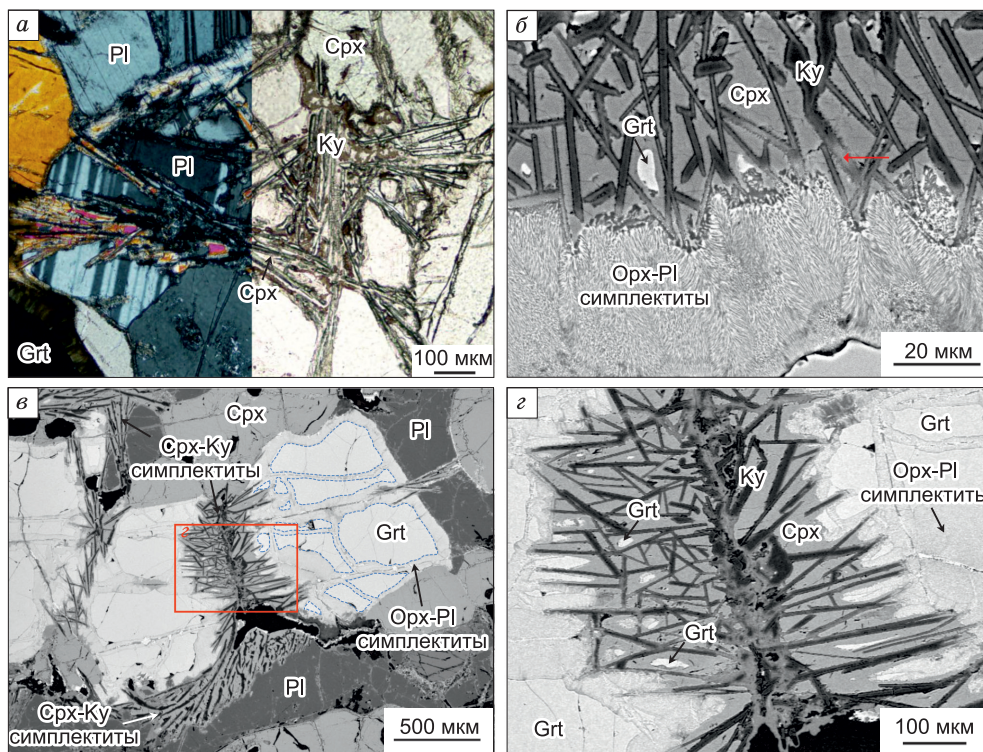


Рис. 3. Кианит-диопсидовые симплектиты:

а — в плагиоклазе на границе с клинопироксеном и гранатом, микрофотографии без анализатора (справа), с анализатором (слева). Интерференционные окраски минералов искажены из-за чрезмерной толщины шлифа; *б* — взаимоотношение между Срх-Ку и Орх-Рл симплектитами. Реликт зерна граната в Срх-Ку симплектитах. Стрелка — кианит замещается Орх-Рл симплектитом; *в* — Срх-Ку симплектиты развиваются на границе граната и плагиоклаза. Синей пунктирной линией выделена граница Орх-Рл симплектитов; *з* — взаимоотношение между Срх-Ку и Орх-Рл симплектитами. Реликты граната в Срх-Ку симплеклитах. Фотографии *б*—*з* в обратнорассеянных электронах.

10 мкм, в зальбандах — самими Орх-Рл симплектитам, размер зерен которых не превышает 1—2 мкм. Ширина Орх-Рл симплектитовых кайм на границе с клинопироксеном составляет 10—50 мкм, а на границе с плагиоклазом может увеличиваться до 150 мкм (см. рис. 4, *в*). Все гранаты в изученном образце окружены каймами Орх-Рл симплектитов переменной мощности.

В Срх-Ку симплеклитах иногда наблюдаются реликтовые зерна граната, вокруг которых отсутствуют Орх-Рл симплектиты (см. рис. 3, *б*, *з*). Также кианит из Срх-Ку симплектитов замещается Орх-Рл симплектитом (см. рис. 3, *б*). Эти соотношения указывают на то, что Срх-Ку симплектиты формировались раньше, чем Орх-Рл симплектиты.

В гранулите локально проявлены вторичные изменения, вероятно, связанные с воздействием кимберлитового расплава. Плагиоклаз по границам и жилам замещается калиевым полевым шпатом. Также КПШ частично замещает клинопироксен и кианит из Срх-Ку симплектитов и плагиоклаз из Орх-Рл симплектитов. В породе наблюдаются вторичные секущие жилы, выполненные КПШ при пересечении зерен граната и флогопитом внутри зерен клинопироксена. В плагиоклазе встречаются зоны вторичной перекристаллизации, состоящие из КПШ с барием и без, хлорита и редких зерен кальцита. Эти зоны пересекаются тонкими жилами барита.

МИНЕРАЛОГИЯ

Химические составы минералов были проанализированы с помощью электронно-зондового микроанализа с использованием энергодисперсионного спектрометра X-Maxn-50 (Oxford Instruments Ltd., Великобритания), установленного на сканирующем электронном микроскопе JSM-IT500 (Jeol Ltd., Япония) с вольфрамовым термоэмиссионным катодом и оборудованным детекторами INCA — Energy 350 EDS и INCA Wave 500 WDS (Oxford Instruments Ltd.) в лаборатории локального исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Анализы

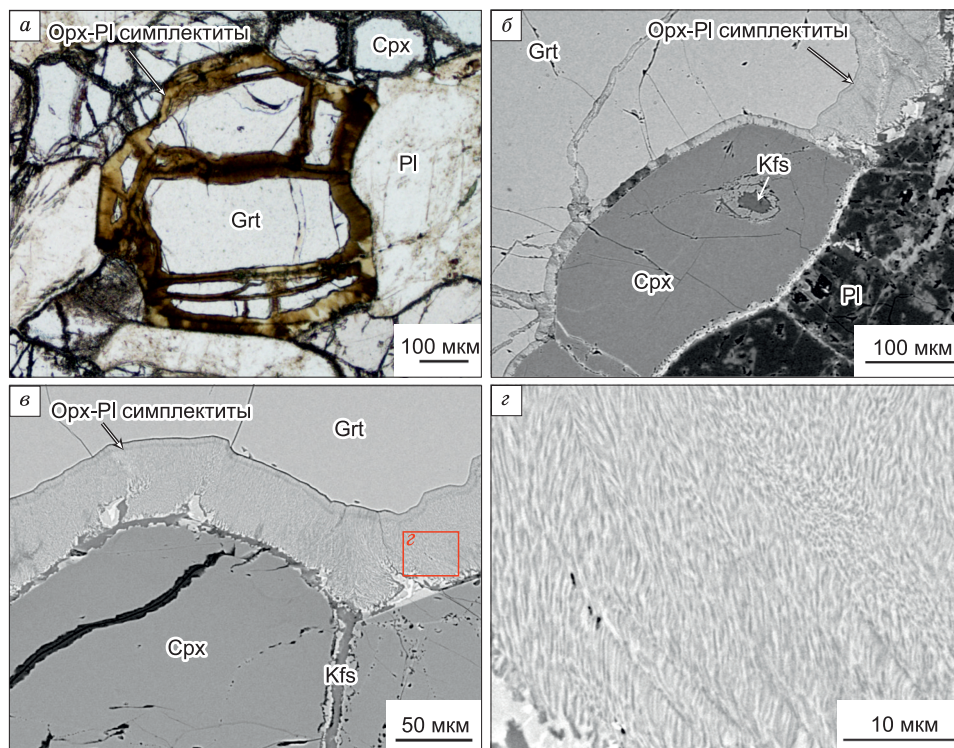


Рис. 4. Орх-Pl (\pm Spl) симплектиты:

а — каймы симплектитов вокруг граната и жилы внутри граната, оптическая фотография без анализатора; *б* — каймы Орх-Pl симплектитов на границе с клинопироксеном; *в* — изменение мощности Орх-Pl симплектитов на границе с клинопироксеном и плагиоклазом; *г* — Орх-Pl симплектиты при большом увеличении. Фотографии *б* и *в* в обратнорассеянных электронах.

выполнены при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока 0.7 нА. При скорости обработки 14 тыс. имп./с, продолжительность измерения составляла 100 с, а величина «мертвого» времени — около 25 %.

Спектр комбинационного рассеяния кианита был получен методом КР-спектроскопии с использованием КР-микроскопа Horiba XploRa на кафедре петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ им М.В. Ломоносова.

Пересчет кристаллохимических формул минералов с учетом Fe^{3+} выполнялся методом баланса зарядов для пироксенов, граната и шпинели. Представительные микрозондовые анализы и кристаллохимические формулы минералов представлены в табл. 1.

Гранат в породе формирует крупные бесцветные изометричные зерна размером от 1 до 3 мм (см. рис. 2), содержащие одиночные включения кварца и клинопироксена. Зерна граната зональны по Ca и Mg: ядра характеризуются $X_{\text{Ca}} = 0.23$, $X_{\text{Mg}} = 0.68$, каймы $X_{\text{Ca}} = 0.28$, $X_{\text{Mg}} = 0.66$ на границе с симплектитами обоих типов (рис. 5, *а*, см. табл. 1).

Гранат также наблюдается в виде реликтов в симплектиках кианита и клинопироксена (см. рис. 3, *б*, *г*). Состав таких гранатов характеризуется увеличением X_{Ca} до 0.32—0.38 (см. рис. 5, *а*).

Клинопироксены в матриксе гранулита образуют бесцветные удлинённые и изометричные зерна размерами от 0.2 до 1.0 мм. По химическому составу клинопироксены являются диопсидами, их параметры состава (см. рис. 5, *б*, *в*): $X_{\text{Mg}} = 0.89$ —0.94, $\text{Al} = 0.40$ —0.48 ф. ед., $X_{\text{Jd}} = 0.12$ —0.15. Присутствие Fe^{3+} в клинопироксенах не выявлено, как и зональность. Наименее магнезиальные клинопироксены ($X_{\text{Mg}} = 0.89$ —0.90) расположены в участках породы, лишенных зерен граната. Клинопироксены, встречающиеся в Срх-Ку симплектиках, имеют более магнезиальный состав с $X_{\text{Mg}} = 0.91$ —0.95 и пониженное содержание алюминия 0.28—0.35 ф. ед. по сравнению с матричными клинопироксенами (см. рис. 5, *в*; табл. 1).

Плагиоклаз представлен бесцветными как удлинёнными, так и изометричными зернами размерами от 0.2 до 1.0 мм, содержащими 40—45 мол. % анортита и 2—3 мол. % калиевого полевого шпата. Содержание анортитового компонента в плагиоклазе снижается на границе с Срх-Ку симплектиками до 40—41 мол. %.

В центральных частях Орх-Pl симплектитовых жил в гранате плагиоклаз представлен анортитом состава $X_{\text{An}} = 0.96$ —0.98.

Таблица 1. Химические анализы и кристаллохимические формулы породообразующих минералов из гранулитa ZAR19-3

Компонент	Cpx			Grt	Grt*	Grt	
	Матрикс		Вместе с Ку	Ядро		Контакт с Cpx	Контакт с Pl
SiO ₂ , мас. %	51.67	50.92	52.61	41.06	41.33	40.98	41.07
TiO ₂	0.31	0.37	0.12	0.03	0.10	0.04	0.02
Al ₂ O ₃	10.85	11.13	7.30	23.61	23.46	23.51	23.28
Cr ₂ O ₃	0.14	0.10	—	0.10	0.10	0.11	0.10
FeO	2.42	2.28	2.11	12.20	12.14	12.39	12.06
MnO	0.00	0.47	—	0.36	0.30	0.30	0.29
MgO	12.15	12.16	13.30	14.53	14.60	13.19	13.10
CaO	21.28	21.20	21.40	9.20	8.67	10.80	10.61
Na ₂ O	2.14	2.06	2.04	0.00	0.00	0.00	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	—	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	101.00	100.69	101.50	101.09	100.70	101.32	100.54
	6 O			12 O			
Si, ф. ед.	1.84	1.83	1.92	2.96	2.99	2.96	2.99
Al	0.46	0.47	0.31	2.01	2.00	2.00	2.00
Ti	0.01	0.00	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ²⁺	0.07	0.07	0.06	0.74	0.73	0.75	0.73
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01
Mn	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.65	0.65	0.72	1.56	1.57	1.42	1.42
Ca	0.81	0.81	0.83	0.71	0.67	0.84	0.83
Na	0.15	0.14	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	4.00	4.00	4.00	8.00	8.00	8.00	8.00
X _{Mg} **	0.90	0.90	0.92	0.68	0.68	0.65	0.66
X _{Ca} **	—	—	—	0.24	0.23	0.28	0.28

Компонент	Pl			Орх	Spl	Klk	Tlc
	Матрикс		Контакт с Cpx-Ку	Симплектиты по Grt		Матрикс	Вторичный
SiO ₂ , мас. %	57.21	56.51	57.51	47.61	0.00	40.16	57.71
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	27.56	26.59	25.89	9.95	62.61	11.15	0.28
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.26	0.00
FeO	0.00	0.02	0.03	15.75	22.12	1.37	0.28
MnO	0.00	0.00	0.00	0.39	0.18	0.19	0.36
MgO	0.00	0.01	0.05	22.68	14.67	30.66	28.21
CaO	9.07	8.39	7.80	1.88	0.00	0.32	0.01
Na ₂ O	6.19	6.24	6.34	0.00	0.00	0.18	0.00
K ₂ O	0.39	0.42	0.61	0.00	0.00	0.08	0.00
Сумма	100.42	98.18	98.23	98.26	99.90	84.40	86.90
	8 O			6 O	4 O	30 O	11 O
Si, ф. ед.	2.56	2.58	2.62	1.76	0.00	8.21	4.00
Al	1.45	1.43	1.39	0.43	1.93	2.69	0.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.46	0.42	0.23	0.02
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	1.25	0.57	9.34	2.92
Ca	0.43	0.41	0.38	0.07	0.00	0.07	0.00
Na	0.54	0.55	0.56	0.00	0.00	0.07	0.00

Компонент	Pl		Orx	Spl	Klk	Tlc
	Матрикс	Контакт с Срх-Ку	Симплектиты по Grt		Матрикс	Вторичный
К	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00
Сумма	5.00	5.00	5.00	3.98	3.00	6.98
X_{Mg}^{**}	—	—	—	0.73	0.57	0.98
X_{Ca}^{**}	0.45	0.43	0.40	—	—	—

* Состав граната, использованный для моделирования Орх-Pl симплектитов.

** $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe^{2+})$; $X_{Ca} = Ca/(Ca + Mg + Fe^{2+})$.

Ортопироксен в породе встречается только в Орх-Pl симплектитах, образующихся по гранату, наиболее крупные зерна наблюдаются в центральных частях симплектитовых жил в гранате на границе с анортитом. Ортопироксены характеризуются $X_{Mg} = 0.71—0.73$ и содержанием $Al_2O_3 = 9.9—11.6$ мас. % (см. табл. 1).

Шпинель встречается только в виде мелких кристаллов в Орх-Pl симплектитах по гранату. Шпинель характеризуется $X_{Mg} = 0.57—0.60$ и практически не содержит хром (0.26—0.32 мас. %). Содержание Fe^{3+} в шпинелях составляет 0.06—0.18 ф. ед. (см. табл. 1).

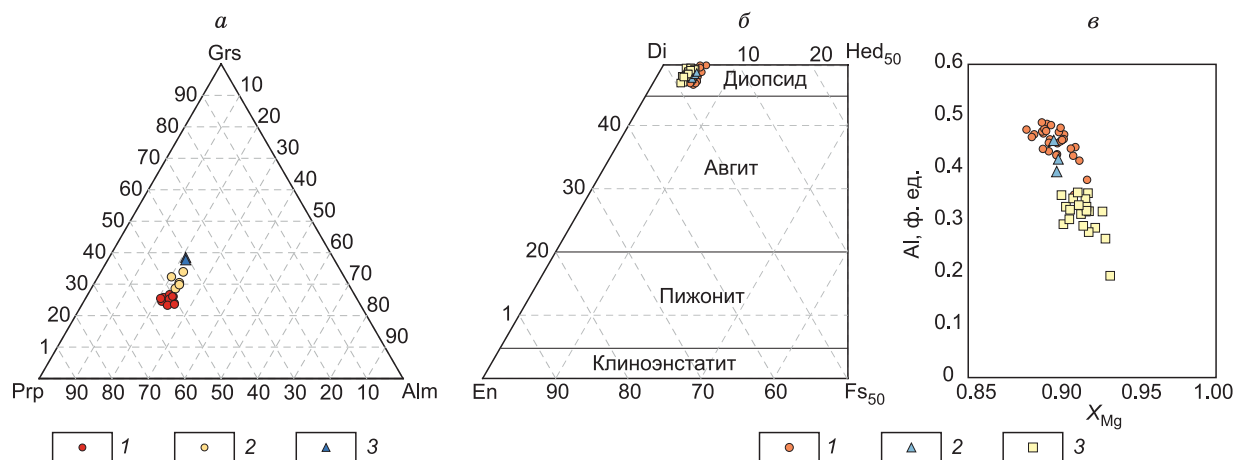


Рис. 5. Химические составы граната (а) и клинопироксена (б, в) из гранулита ZAR19-3 на различных диаграммах.

1 — ядро, 2 — кайма, 3 — реликты в симплектиках Ку-Срх; б, в — 1 — матрикс, 2 — включения в гранате, 3 — Срх-Ку симплектиты. $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe^{2+})$

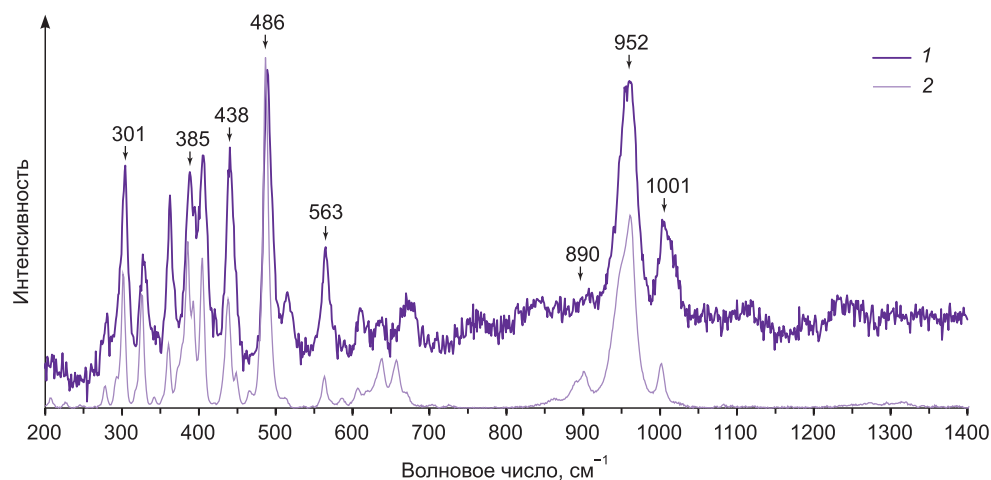


Рис. 6. Спектр комбинационного рассеяния кьянита из мафического гранулита ZAR19-3 (1) и стандартный КР-спектр кьянита из базы данных RRUFF, #R050450 (2).

Цифрами обозначены значения основных пиков КР-спектра кьянита.

Таблица 2. Химические анализы Орх-Pl симплектитов (по площади) образца ксенолита ZAR19-3

Компонент	Жилы в Grt	Контакт с Срх-Ку	Контакт с Срх	Контакт с Pl
SiO ₂ , мас. %	41.21	41.08	39.54	40.19
TiO ₂	0.11	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	24.24	23.99	22.73	23.04
Cr ₂ O ₃	0.12	0.13	0.09	0.00
FeO	12.25	12.53	11.17	11.76
MnO	0.36	0.34	0.30	0.33
MgO	14.66	13.75	12.04	11.79
CaO	8.68	9.31	11.41	11.95
Na ₂ O	0.03	0.03	0.09	0.00
K ₂ O	0.00	0.01	0.05	0.05
Сумма	101.66	101.18	97.42	99.11

Примечание. Анализ по площади (20 × 30 мкм).

Кианит образует игольчатые кристаллы шириной 10—15 мкм и длиной от 10 до 300 мкм в сростаниях с клинопироксеном в Срх-Ку симплектитах (см. рис. 3). Калиевый полевой шпат и Орх-Pl симплектиты по гранату замещают кристаллы кианита (см. рис. 3, б). Спектр комбинационного рассеяния кианита представлен на рис. 6.

Кулькеит образует мелкокристаллические (зерна менее 10 мкм) агрегаты, развивающиеся по жилам в матриксе породы и встречающиеся в виде округлых включений в клинопироксене и плагиоклазе.

Тальк формируется в краевых частях агрегатов кулькеита на границе с клинопироксеном, гранатом и плагиоклазом. Кулькеит и тальк замещаются калиевым полевым шпатом.

Состав Орх-Pl симплектитов по гранату, измеренный на микрозонде на площадках размерами 20 × 30 мкм², зависит от структурного положения в породе (табл. 2). Подробности даны в разделе «Образование симплектитов».

PT-УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНУЛИТА

Парагенезис гранулит представлен клинопироксеном, гранатом и плагиоклазом. Для определения *PT*-параметров его образования применялись методы минеральной геотермобарометрии и моделирования фазовых равновесий.

Моделирование фазовых равновесий было выполнено в программном комплексе PERPLE_X [Connolly, 2005] (версия 6.9.1 от 2 декабря 2022 г.) с использованием файлов hp634ver.dat с термодинамической базой данных [Holland, Powell, 2011] и solution_model.dat с моделями твердых растворов, среди которых применялись следующие: Срх (HP) для клинопироксена [Holland, Powell, 1998], Орх (TH) для ортопироксена, Grt (TH) для граната, Spl (TH) для шпинели [Tomlinson, Holland, 2021] и feldspar для плагиоклаза [Fuhrman, Lindsley, 1988].

Для построения фазовых *PT*-диаграмм был рассчитан эффективный состав породы по участку шлифа, не затронутому вторичными процессами. Площадные проценты, занимаемые каждым минералом, оценивались с помощью участка панорамы шлифа в обратнорассеянных электронах по количеству пикселей соответствующего оттенка в программе Corel Photo-Paint (Alludo, Канада). Эффективный состав был вычислен с использованием массовых процентов, учитывающих плотность минералов и их химические составы.

При расчете эффективного состава породы вводилась поправка на присутствие симплектитов, замещающих первичные минералы ксенолита. В частности, Срх-Ку симплектиты формируются преимущественно внутри плагиоклаза и реже в гранате. Поэтому их состав был добавлен в эффективный состав ксенолита в виде смеси граната и плагиоклаза в количестве 5 об. %. Оптимальное соотношение граната и плагиоклаза составило 70:30 %. Оно было определено подбором. Критерием правильного соотношения Grt и Pl выступало пересечение изоплет химических составов минералов на фазовой *PT*-диаграмме (рис. 7). Орх-Pl симплектиты образуются исключительно по гранату, поэтому в эффективном составе они были учтены как гранат. В эффективный состав породы не включался кулькеит, составляющий 7 об. %, так как для него отсутствуют термодинамические данные, а генезис требует специального рассмотрения.

Рассчитанная *PT*-фазовая диаграмма для метаморфического парагенезиса представлена на рис. 7. Условия формирования гранулит восстанавливались с помощью пересечения изоплет химических со-

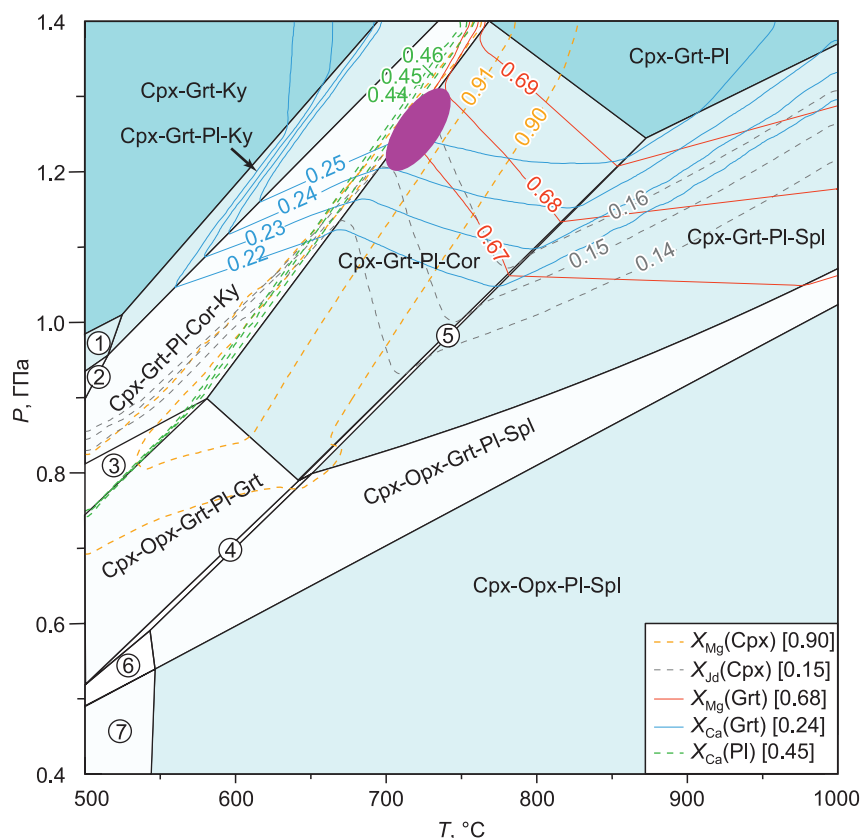


Рис. 7. Фазовая PT -диаграмма для гранулитa ZAR19-3, рассчитанная с помощью *Perple_X*.

Эффективный состав породы (мас. %): $\text{SiO}_2 = 49.84$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 21.05$, $\text{FeO} = 4.90$, $\text{MgO} = 8.65$, $\text{CaO} = 12.53$, $\text{Na}_2\text{O} = 2.82$. Легенда показывает цвета изоплет и реперные параметры состава минералов. Фиолетовый овал – область восстановленных PT -параметров метаморфизма. Расчетное содержание корунда в этой области < 1 об. %. Подробности см. в тексте. Поля с парагенезисами: 1 — Cpx-Grt-Ky-Ab, 2 — Cpx-Grt-Ky-Ab-Cor, 3 — Cpx-Grt-Pl-Opx-Ky-Cor, 4 — Cpx-Grt-Pl-Opx-Spl-Cor, 5 — Cpx-Grt-Pl-Spl-Cor, 6 — Cpx-Grt-Pl₁-Pl₂-Opx-Spl, 7 — Cpx-Pl₁-Pl₂-Opx-Spl. Подробности см. в тексте.

ставов минералов в поле с соответствующем природному парагенезису — Cpx-Grt-Pl. В качестве реперных параметров состава минералов были использованы $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ для клинопироксена и граната, X_{Jd} для клинопироксена, $X_{\text{Ca}} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ для граната и $X_{\text{Ca}} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na})$ для плагиоклаза. Искомое пересечение изоплет найдено в поле Cpx-Grt-Pl-Cor (расчетное содержание корунда ничтожно мало, < 1 об. %) в диапазоне давлений 1.2—1.3 ГПа и температур 700—750 °C. Модальные содержания минералов в фазовом поле близки к пропорциям минералов в образце ксенолита.

Применение гранат-клинопироксенового геотермометра [Ai, 1994; Ravna, 2000] и геобарометра Grt-Cpx-Pl-Qz [Newton, Perkins, 1982] для составов ядер клинопироксена, граната и плагиоклаза (напомним, что каймы граната замещены симплектитом) показало PT -условия метаморфизма 676—720 °C и 1.2 ГПа (табл. 3) соответственно, что хорошо согласуется с данными, полученными с помощью моделирования фазовых равновесий (см. рис. 7). Гранат-клинопироксеновый геотермометр [Ellis, Green, 1985] показывает заметно более высокие значения температуры (см. табл. 3).

ОБРАЗОВАНИЕ СИМПЛЕКТИТОВ

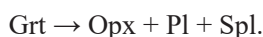
Рост симплектитов является реакцией породы на быстроменяющиеся внешние условия. Наличие двух разных типов симплектитов в одной метаморфической породе является большой редкостью [Zhao et al., 2000; Cruciani et al., 2008; Obata, 2011], указывающей на ее полистадийную эволюцию, а потому заслуживающую особого внимания. В рассматриваемом гранулите Cpx-Ky и Opx-Pl симплектиты развиваются по разным минералам на отдельных этапах эволюции породы, а, следовательно, их образование связано с разными минеральными реакциями и, возможно, флюидами. Составы фаз, составляющих оба типа симплектитов, вынесены на диаграммы состав—парагенезис $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{CaO} - (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO})$ (ACF) на рис. 8. Кроме того, на диаграмме представлены валовые составы Opx-Pl симплектитов (Opx + Pl + Spl).

Таблица 3. Результаты геотермобарометрии для гранулита ZAR19-3 из тр. Зарница

Cpx		Grt		Pl	Геотермометрия, $T^{\circ}\text{C}$			Геобарометрия, ГПа
X_{Mg}	X_{Jd}	X_{Mg}	X_{Ca}	X_{Ca}	Grt-Cpx [Ai, 1994]	Grt-Cpx [Ravna, 2000]	Grt-Cpx [Ellis, Green, 1985]	Grt-Pl-Cpx-Qz [Newton, Perkins, 1982]
0.91	0.15	0.65	0.28	—	676*	676*	847*	—
0.90	0.15	0.68	0.24	—	718*	720*	894*	—
0.90	0.13	0.68	0.24	—	718*	720*	894*	—
0.90	0.16	0.67	0.23	—	692*	697*	869*	—
0.91	0.14	0.65	0.29	—	686*	685*	855*	—
0.91	0.14	0.65	0.29	0.45	—	—	—	1.2**

* При заданном давлении $P = 1.2$ ГПа.** При заданной температуре $T = 700^{\circ}\text{C}$.

Орх-Pl симплектиты. Составы плагиоклаза, ортопироксена и шпинели из Орх-Pl симплектитов образуют парагенетический треугольник на рис. 8, б. Составы ядер граната прижаты к Орх-Pl стороне этого треугольника, отражая пренебрежимо малые содержания шпинели в этом парагенезисе, одновременно показывая, что Орх-Pl симплектиты могли образоваться при распаде граната по реакции:



Однако измеренные площадные составы Орх-Pl симплектитов демонстрируют отчетливую зональность как на контакте граната с другими минералами, так и внутри граната (рис. 9). В частности, Орх-Pl симплектиты по мере удаления от границы с гранатом на контакте с клинопироксеном и особенно с плагиоклазом содержат больше СаО и меньше — MgO (рис. 10, б, в, д, е). Составы зональных Орх-Pl симплектитов выходят за пределы треугольника Pl—Орх—Spl на ACF диаграмме (см. рис. 8, б). Гранат, по которому формируются Орх-Pl симплектиты, также демонстрирует комплементарную химическую зональность по Са и Mg, о которой сообщалось ранее. Чтобы учесть эту зональность, составы Орх-Pl симплектитов, вынесенные на рис. 9, были нормированы на состав граната, измеренный рядом с анализами симплектитов (см. рис. 9, в, е, и). Можно было бы предположить, что зональность симплектитов связана с диффузией на границе с контактирующими минералами. Однако содержания СаО в симплектитах на границе с плагиоклазом меньше, чем в гранате (см. рис. 9, д, е, в). В случае диффузии наблюдалась бы противоположная закономерность. Также стоит отметить, что симплектиты в зальбандах жил

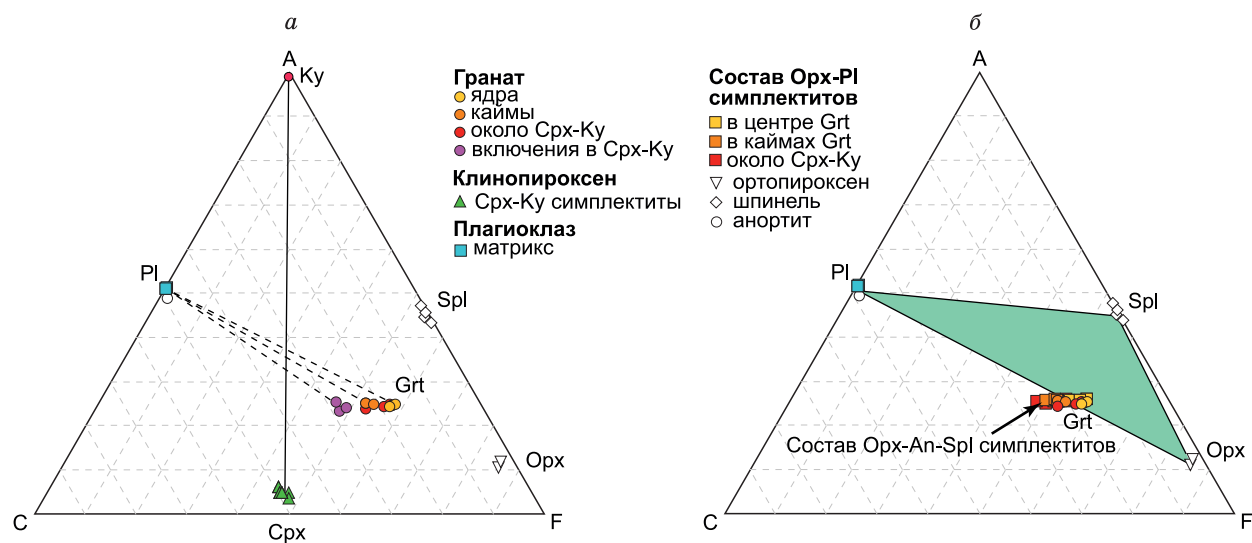


Рис. 8. Пороодообразующие минералы и симплектиты на ACF диаграмме состав—парагенезис для гранулитa ZAR19-3.

а — Cpx-Ky симплектиты и составы граната и плагиоклаза; б — Орх-Pl-Spl симплектиты и составы Орх, Pl и Spl (зеленый треугольник отображает равновесный парагенезис Орх, Pl и Spl). Компоненты в вершинах ACF диаграммы: A = $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, C = CaO, F = $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$. Сплошные линии — коноды новообразованных минералов, штриховые — исходных минералов.

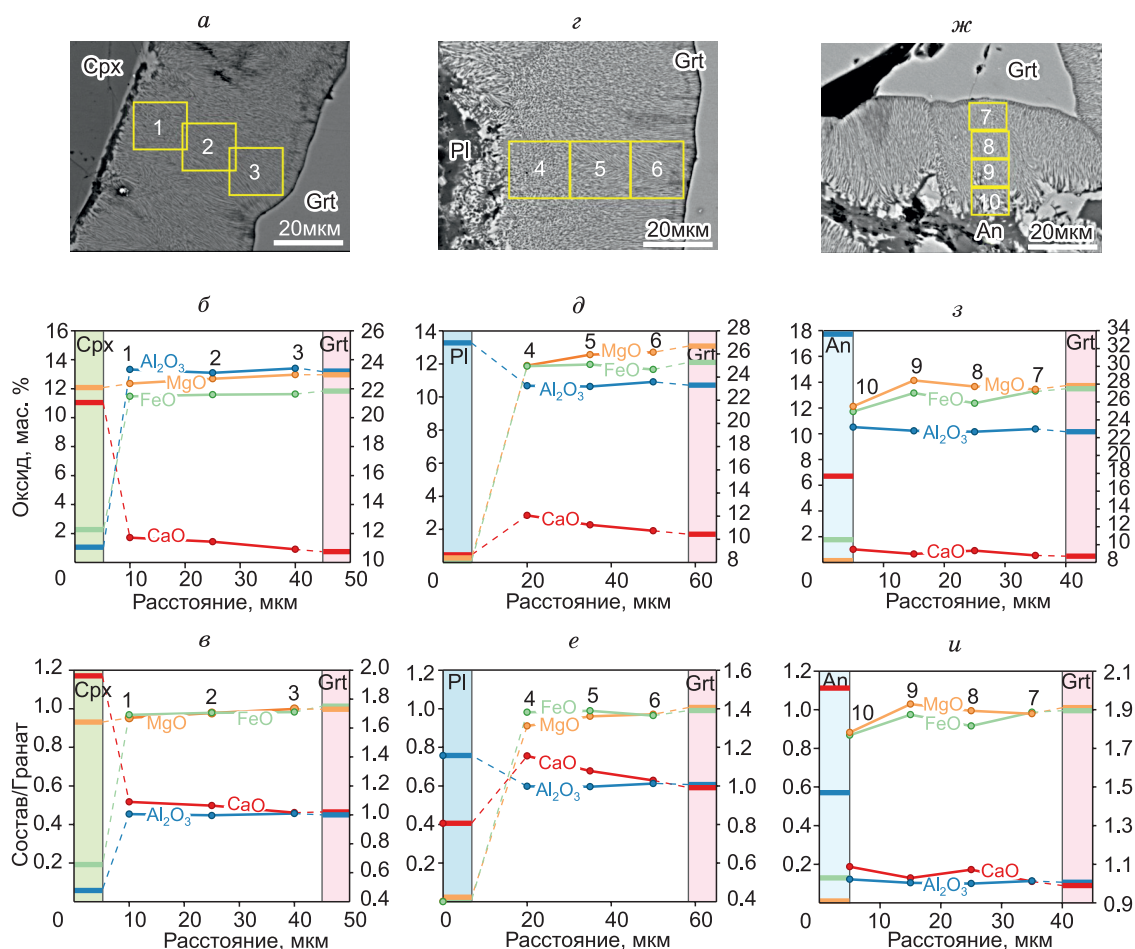


Рис. 9. Изменения площадного состава Орх-Pl симплектитов вдоль профилей:

а—в — на контакте симплектитов с плагиоклазом, *з—е* — на контакте симплектитов с клинопироксеном, *ж—и* — в симплектитовой жиле внутри зерна граната. Цифры — номера площадных анализов, прямоугольники на изображениях в обратнорассеянных электронах — аналитическая область. MgO, FeO отсчитывается по левой оси, а CaO, Al₂O₃ — по правой оси. Цветные риски в крашенных полях показывают содержание оксидов в минералах, контактирующих с симплектитами.

в гранате идентичны составу граната, но по мере приближения к анортиту в центральной части жилы также демонстрируют зональность по содержанию CaO, MgO и FeO (см. рис. 9, *з, и*).

Наблюдаемая зональность в симплектиках позволяет предположить, что их формирование происходило под воздействием внешнего флюида, способствующего привносу CaO и выносу MgO. При этом поведение FeO различно: на контакте симплектита с клинопироксеном и плагиоклазом его содержание изменяется слабо, в то время как на границе с анортитом в симплектитовой жиле в гранате содержание железа значительно снижается. Поскольку содержания CaO и MgO изменяются для всех профилей симплектитов, а содержание FeO нет, мы не рассматривали FeO как компонент флюидной фазы.

Для определения условий роста Орх-Pl симплектитов с использованием моделирования фазовых равновесий в *Perple_X* мы применили метод, подобный предложенному для ультрамафитов максютовского комплекса [Perchuk et al., 2024]. В качестве состава системы был взят состав граната, который имеет близкий к симплектитовым жилам состав (см. табл. 1, отмечен звездочкой). Поскольку зафиксированная в симплектиках зональность (см. рис. 9, *б—и*) подразумевает локальный привнос CaO и вынос MgO в ходе разложения граната на границе с клинопироксеном и плагиоклазом, в качестве осей фазовой диаграммы были выбраны активности CaO и MgO (см. рис. 10). Реперными составами минералов были выбраны составы крупных зерен ортопироксена и шпинели, а также анортита из центральных частей зональных симплектитовых жил в гранате.

Моделирование было выполнено в диапазонах давления 0.1—1.2 ГПа (шаг 0.3 ГПа) и температуры 700—1200 °C (шаг 100 °C). Наиболее значимые $\lg a_{\text{CaO}}$ — $\lg a_{\text{MgO}}$ фазовые диаграммы представлены на рис. 10. По результатам моделирования мы установили, что парагенезис Орх-Pl-Spl стабилен во всем

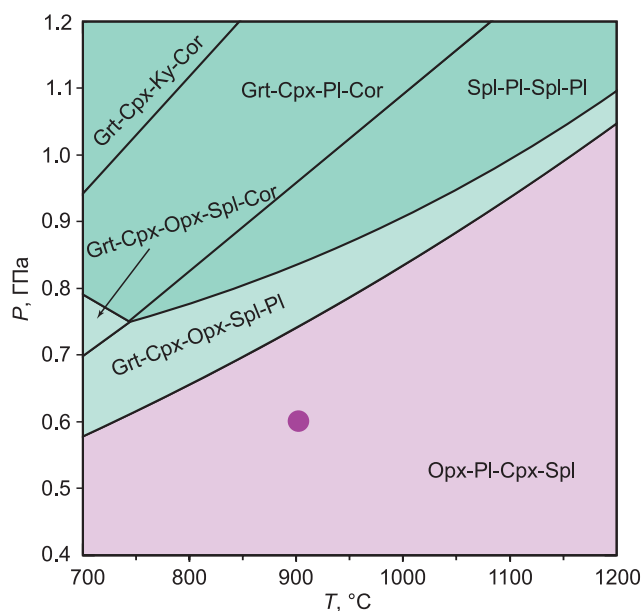


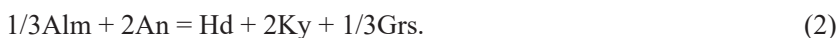
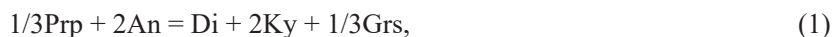
Рис. 11. Фазовая *PT*-диаграмма для состава граната.

Эффективный состав породы (мас. %): $\text{SiO}_2 = 41.33$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 23.46$, $\text{FeO} = 12.14$, $\text{MgO} = 14.60$, $\text{CaO} = 8.67$. Розовым цветом показано поле, в котором в изохимических условиях будут образовываться Орх-Pl-Срх-Spl симплектиты. Малиновым кружком показаны *PT*-параметры регрессивной стадии (см. рис. 10), полученные для Орх-Pl симплектитов при моделировании в открытой системе.

поля. Таким образом, мы интерпретируем условия 900°C и 0.6 ГПа как условия образования Орх-Pl симплектитов со шпинелью.

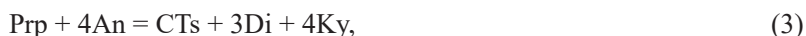
Срх-Ку симплектиты. На АСF диаграмме (см. рис. 8, а) составы кианита и клинопироксена из Срх-Ку симплектитов образуют конноду, пересекающую конноду Pl-Grt. Это указывает на то, что Срх-Ку симплектиты могли формироваться по реакции между плагиоклазом и гранатом.

В изохимической системе соответствующие минеральные реакции можно записать так:



Реакции (1) и (2) подразумевают изменение состава граната с увеличением содержанияgrossулярового минала. На границах с Срх-Ку симплектитамигранат действительно содержит большее количество CaO , в самих же симплектитах наблюдаются единичные реликты граната с высоким содержаниемgrossуляра. Однако такое изменение состава граната можно объяснить расходом пироповой и альмандиновой компонент в ходе роста клинопироксена без привлечения реакций (1) и (2).

Можно также рассмотреть реакции с участием Са-чермака (CTs) в клинопироксене, которые объясняют рост кианита и клинопироксена в изохимических условиях:



Пересечение линий этих реакций, рассчитанное методом TWQ [Berman, 2007], подразумевает увеличение давления до 1.6 ГПа при температуре 800°C . Однако стоит отметить, что при использовании метода TWQ равновесия с участием Са-чермака не всегда рассчитываются корректно из-за неточностей в оценке содержания этого минала, вызванной, среди прочего, неточным определением количества Fe^{3+} в клинопироксене при пересчете микронзондовых анализов.

Срх-Ку симплектиты в гранулите проявлены в виде жил (см. рис. 3, в), что свидетельствует об их росте при участии флюида. Поскольку жилы в породах обычно формируются в неизохимических условиях, были проведены расчеты реакций с использованием реальных составов граната, плагиоклаза и клинопироксена.

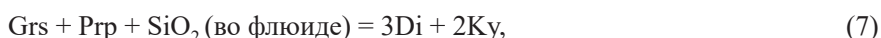
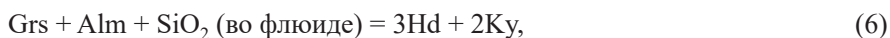
Изначальный парагенезис: Grt_1 — $\text{Ca}_{0.67}\text{Mg}_{1.58}\text{Fe}_{0.75}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (ядро), Pl_1 — $\text{Na}_{0.57}\text{Ca}_{0.41}\text{Al}_{1.43}\text{Si}_{2.58}\text{O}_8$ (матрикс). Парагенезис симплектитов: Grt_2 — $\text{Ca}_{0.84}\text{Mg}_{1.41}\text{Fe}_{0.75}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (контакт с Срх), Срх — $\text{Na}_{0.16}\text{Ca}_{0.84}\text{Mg}_{0.66}\text{Fe}_{0.08}\text{Al}_{0.32}\text{Si}_{1.93}\text{O}_6$ (вместе с Ку), Pl_2 — $\text{Na}_{0.59}\text{Ca}_{0.38}\text{Al}_{1.39}\text{Si}_{2.62}\text{O}_8$ (контакт с Срх-Ку), Ку — Al_2SiO_5 .

Расчеты показали следующую реакцию:



Для ее уравнивания необходимо добавление SiO_2 . С учетом того, что в породе нет кварца, этот результат показывает, что рост Срх-Ку симплектитов был инициирован привносом SiO_2 во флюидной фазе.

PT-условия формирования Срх-Ку симплектитов определялись с помощью программы TWQ [Berman, 2007] для следующих реакций:



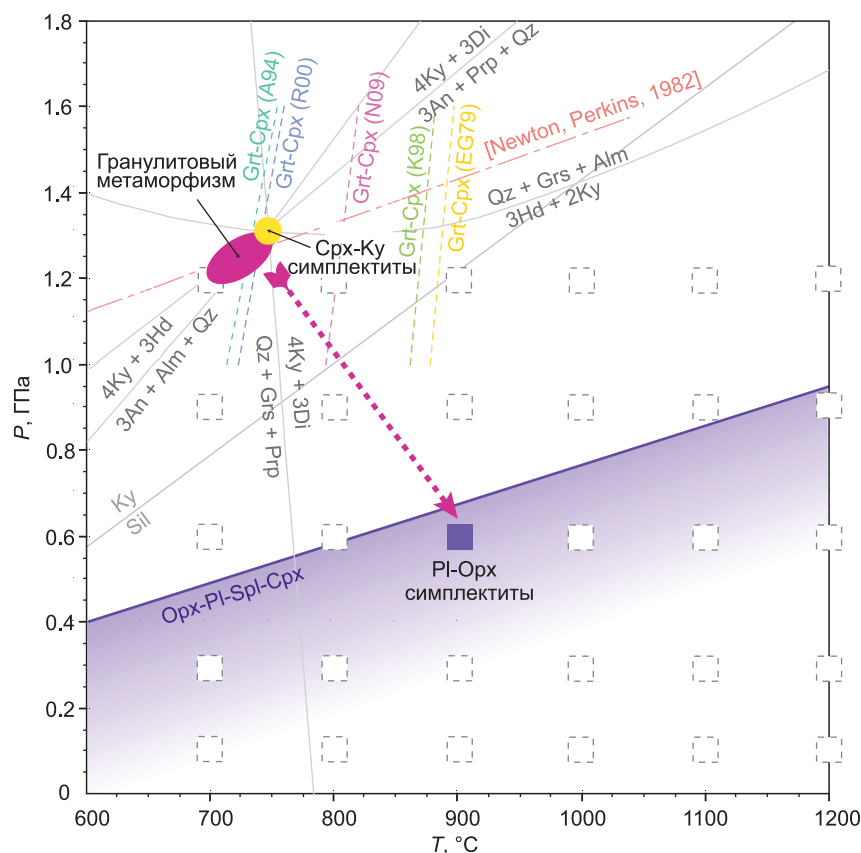
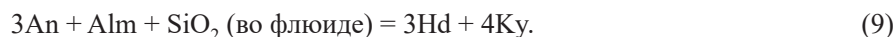
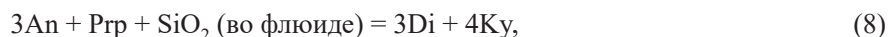


Рис. 12. *PT*-условия образования гранулитов и двух типов симплектитов.

Штриховые линии Grt-Cpx геотермометра для различных калибровок: A94 — [Ai, 1994]; EG79 — [Ellis, Green, 1979]; K98 — [Krogh, 1988]; N09 — [Nakamura, 2009]; R00 — [Ravna, 2000]. Штрихпунктиром указана линия геобарометра Srx-Pl-Grt-Q [Newton, Perkins, 1982] (кварц в матрице породы отсутствует). Тонкие линии — реакции образования Srx-Cu симплектитов, рассчитанных методом TWQ. Малиновым овалом показаны *PT*-условия образования гранулитов, полученного при моделировании в *Perple_X*. Желтый кружок демонстрирует *PT*-условия образования Srx-Cu симплектитов, полученных с помощью TWQ. Фиолетовый цвет — поле стабильности парагенезиса Orx-Pl-Spl-Cpx, полученное при моделировании изохимического распада граната в *Perple_X*. Пустые квадраты показывают *PT*-условия, где рассчитывались фазовые диаграммы $\lg a_{\text{CaO}} - \lg a_{\text{MgO}}$ для Orx-Pl симплектитов со шпинелью (см. рис. 10), фиолетовый квадрат — *PT*-условия, в которых появляется Orx-Pl-Spl парагенезис и искомые составы всех минералов. Малиновая стрелка — предполагаемый *PT*-тренд эволюции гранулитов.



Реакции (5)—(8) рассчитывались для $a_{\text{SiO}_2} < 1$, принимая термодинамические свойства кварца в качестве стандартных для SiO_2 . Пересечение линий реакций (5)—(8) в одном пучке происходит при $a_{\text{SiO}_2} = 0.5$, 750 °C и 1.3 ГПа (см. рис. 9) — эти термодинамические параметры рассматриваются как условия роста Srx-Cu симплектитов. Стоит также отметить, что использование смещенных реакций (5)—(8) подразумевает нахождение всех фаз в равновесии при смене количественно-минеральных соотношений [Перчук, Рябчиков, 1976].

Условия роста Srx-Cu симплектитов очень близки к *PT*-условиям, установленным для образования гранулитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Симплектиты келифитовых кайм в мантийных и коровых ксенолитах. Келифитовые Orx-Pl каймы вокруг граната, подобные тем, что описаны в изученном гранулите, встречаются в мантийных ксенолитах. Например, в работе [Keankeo et al., 2000] они описаны для гранатовых пироксенитов из брекчии кимберлитовой тр. Делегат, Австралия. В качестве механизма их образования авторы предлагают изохимическое разложение граната вследствие подъема породы к поверхности кимберлитовыми расплавами.

Подобные келифиты вокруг граната обнаружены также в гранатовых перидотитах из комплекса Ронда, Испания [Obata, 1994]. Здесь в каймах наблюдается химическая зональность: от граната к границе с клинопироксеном исчезает ортопироксен и шпинель, но появляется оливин. Авторы предполагают, что образование келифита происходило в открытой системе под воздействием внешнего флюида во время экзгумации перидотитов комплекса Ронда на коровые глубины. Условия образования келифитов оценены как 620—700 °С и 0.4—0.8 ГПа.

Орх-Spl-Pl келифиты найдены вокруг мегакристов граната в щелочных базальтах провинций Ли-аонинг и Шондонг в Северном Китае [Zang et al., 1993], где их образование связывают с декомпрессией до 0.9—1.5 ГПа и разогревом до 1180—1270 °С в ходе транспортировки щелочными магмами.

В перидотитах также встречаются келифитовые Орх-Cpx-Spl каймы, формирующиеся за пределами поля стабильности плагиоклаза. Келифитовые каймы также могут содержать амфибол, если имело место взаимодействие с водными флюидами, и флогопит, ильменит, если келифиты формировались в ходе взаимодействия с кимберлитовыми расплавами [Obata, 1994]. Например, гранаты в гранатовых лерцолитах Висконского пояса во Франции окружены келифитами с парагенезисом Орх-Spl-Amp (+Cpx + Pl) [Altherr, Kalt, 1996]. Авторы связывают рост келифитовых кайм с реакцией между Grt и Ol в ходе воздействия фильтрующих водных флюидов и быстрого перемещения перидотитов на коровые глубины при температуре 720—1000 °С. Келифитовые каймы с парагенезисами Sp + Орх, Spl + Amp и Spl + Cpx найдены в перидотитах Ультен (Альпы, Италия) [Godard, Martin, 2000], где механизм их роста авторы представляют как реакцию между Grt и Ol при декомпрессии перидотитов до коровых давлений. В Spl- и Grt-лерцолитах из мантийных ксенолитов Антарктического рифта гранаты практически полностью замещены Орх-Cpx-Spl келифитами, содержащими также стекло [Foley et al., 2006], рост келифитов авторы связывают с разогревом мантии до 1285—1336 °С.

Подобные келифитовые каймы также были найдены и в мантийных ксенолитах кимберлитов Якутии [Шацкий и др., 2021].

В коровых ксенолитах, насколько нам известно, описанные выше келифитовые каймы являются малоизученными. Нам удалось найти только одну публикацию по коровым ксенолитам из Паннонского бассейна в Венгрии [Dégi et al., 2010]. Дж. Деги с соавторами полагают, что Орх-Pl-Spl келифиты вокруг граната формировались при изохимическом разложении граната в ходе декомпрессии, вызванной растяжением Паннонского бассейна.

Возможный протолит гранулита. В работе [Kempton, Harmon, 1992] приводится петрохимическая классификация гранулитов из ксенолитов на основе их магнезиальности и соотношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Мы нанесли валовые составы нижнекоровых ксенолитов из разных регионов мира, выбранных по базе данных GEOROCK (<https://geogoc.eu>), на эту диаграмму (рис. 13). Большинство из этих гранулитов характеризуются $X_{\text{Mg}} = 0.4—0.7$ и соотношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ от 2 до 4, что соответствует составам примитивных базальтов, а также породам, являющимся продуктами дифференциации исходных базальтовых магм.

Изученный ксенолит ZAR19-3 характеризуется $X_{\text{Mg}} = 0.77$ и $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 2.2$. Такие высокомагнезиальные гранулиты среди коровых ксенолитов редки, однако близкие по составу ксенолиты были описаны ранее в единичных работах [Dodge et al., 1986; Rudnick et al., 1986; Kempton, Harmon, 1992]. По упомянутой выше классификации изученный в этой работе гранулит принадлежит группе «Мафические I», расположенной в области высокой магнезиальности (X_{Mg}) относительно поля примитивных базальтовых составов и линии толеитового тренда (см. рис. 13).

В таблице 4 приводятся эффективный состав изученного образца ксенолита ZAR19-3 и валовые составы оливиновых габбро, граувакки и гроспидита из литературы. Из таблицы 4 видно, что состав изученного гранулита сильно отклоняется от состава граувакки и гроспидита по многим компонентам. И наоборот, ксенолит близок по составу к оливиновым габбро расслоенных интрузий. Таким образом, протолит изученного гранулита, вероятнее всего, представлял собой кумулат, образованный при кристаллизации примитивных базальтовых магм.

Образование симплектитов и воздействие кимберлитовых магм. Породы нижнекоровых ксенолитов подвергаются воздействию транспортирующих их кимберлитовых магм. Эти преобразования обычно выражены в виде прожилков, развитых по границам минералов или секущих минералы, выполненных серпентинитом и флогопитом, реже кальцитом [Pearson et al., 1995; Markwick, Downes, 2000; Downes et al., 2007; Koreshkova et al., 2011; Perchuk et al., 2021]. В наиболее измененных породах кальцит и слюды могут замещать порообразующие минералы [Koreshkova et al., 2011; Perchuk et al., 2021]. Также отмечается замещение плагиоклаза натролитом, серицитом и карбонатом, а клинопироксена — симплектитоподобными сростаниями [Pearson et al., 1995; Markwick, Downes, 2000].

В изученном гранулите также наблюдаются изменения, которые мы связываем с кимберлитовыми расплавами. Так, кианит и клинопироксен из Cpx-Ky симплектитов замещаются калиевым полевым шпатом (рис. 14, а). По Орх-Pl симплектитам, расположенным вблизи секущих метаморфические минералы жил, формируются калиевый полевой шпат и флогопит (см. рис. 14, б). Флогопит также формиру-

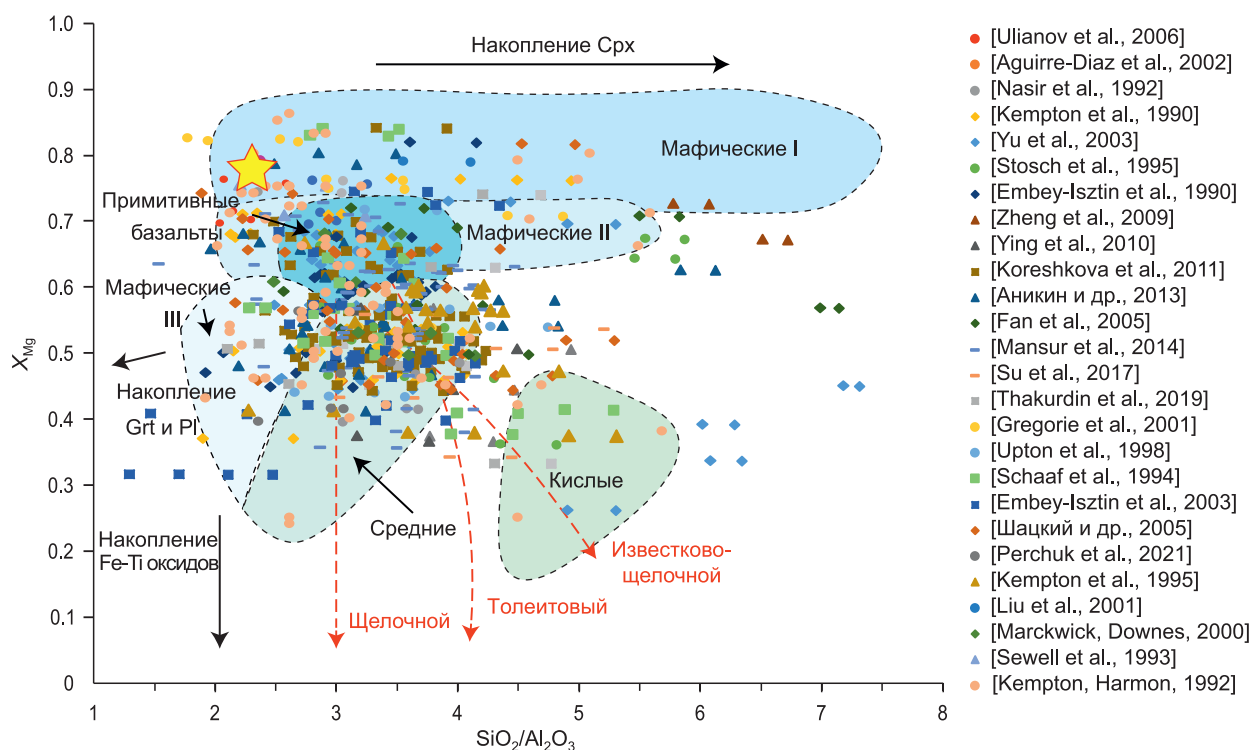


Рис. 13. Валовые составы нижнекоровых ксенолитов разных регионов мира на диаграмме X_{Mg} — SiO_2/Al_2O_3 [Kempton, Harmon, 1992].

$X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe^{2+})$, отношение SiO_2/Al_2O_3 рассчитано в мас. %. Звездочка — состав изученного в данной работе ксенолита из тр. Зарница. Штриховые стрелки — эволюция состава породы вдоль щелочного, толейтового и известково-щелочного трендов. Сплошные стрелки — тенденции накопления разных минералов по мере кристаллизации магмы. Подробности см. в тексте.

ется во вторичных секущих жилах, проходящих через зерна клинопироксена. В нескольких областях интенсивного вторичного замещения по плагиоклазу образуются ареолы, выполненные срастаниями КПШ, хлорита и кальцита, пересекаемые прожилками барита и КПШ, содержащего барий. По плагиоклазу также образуется КПШ по границам зерен и в жилах.

Связанные с кимберлитами КПШ и флогопит образовывались под воздействием калийсодержащих жидкостей, замеща породообразующие минералы и симплектиты обоих типов. Ранее было подробно показано, что при взаимодействии с ксенолитами вмещающие кимберлиты способствуют привносу CaO (в большей степени) и MgO (в меньшей степени) в ксенолит, поведение SiO_2 противоположно [Niyazova et al., 2021].

Из выполненного в данной работе моделирования мы видим, что образование $Srх$ -Ку симплектитов связано с привносом SiO_2 при PT -условиях нижней коры, что едва ли может быть обусловлено воздействием кимберлитовой магмы.

Таблица 4. Сравнение состава образца гранулит ZAR19-3 с составами оливковых габбро, граувакки и гроспидита

Образец, источник	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
ZAR19-3 (эффективный)	49.84	—	21.05	—	4.90	—	8.65	12.53	2.82	—	99.79
ZAR19-3 (РФА)	49.11	0.15	18.73	—	4.72	0.11	11.56	9.88	1.75	1.61	99.94*
O1 габбро [Monjoie et al., 2005]	47.20	0.29	18.20	0.00	6.00	0.10	10.70	14.10	1.59	0.11	98.29
O1 габбро [Malaviarachchi et al., 2010]	47.50	0.22	18.40	0.09	5.60	0.10	11.10	12.30	2.22	0.08	97.61
Граувакка [Liu, Wei, 2020]	64.43	0.62	15.48	—	7.27	—	3.12	2.22	3.74	2.44	99.32
Гроспидит [Green, 1967]	45.30	0.35	23.40	—	5.00	0.05	6.50	15.60	1.70	0.30	98.20

* $P_2O_5 = 0.01$ мас. %, $Sr = 0.07$, $Zr < 0.005$, $Ba = 0.06$, п.п.п. 1.67 мас. %. Анализ РФА выполнен методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на приборе Bruker S4, спектрометр «Пионер» в Центре коллективного пользования «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН (Иркутск).

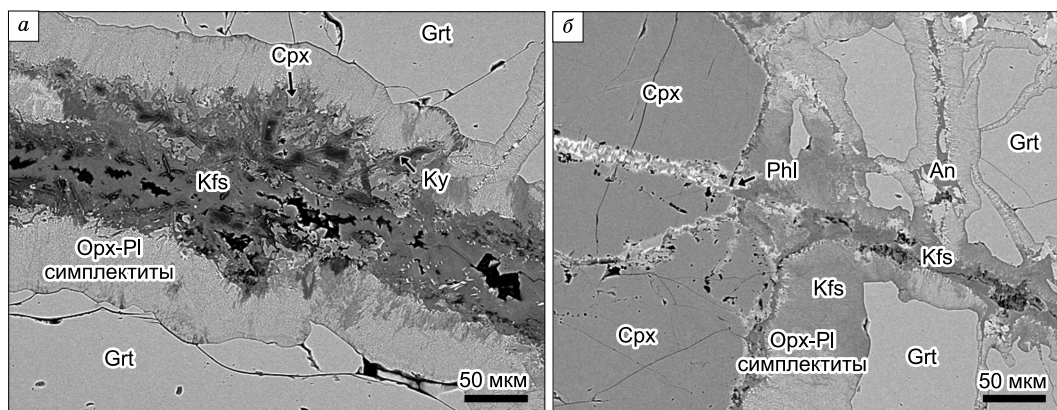


Рис. 14. Структурные взаимоотношения Сrx-Ку и Орх-Pl симплектитов с вторичными изменениями ксенолита транспортирующими кимберлитовыми расплавами.

a — замещение Сrx-Ку симплектитов калиевым полевым шпатом; *б* — замещение Орх-Pl симплектитов флогопитом и калиевым полевым шпатом. Фотографии в обратнорассеянных электронах.

Разложение граната и рост Орх-Pl симплектитов связаны только с привнесом СаО и выносом MgO, что противоречит полученным [Niyazova et al., 2021] данным о привносе и СаО, и MgO. Однако результаты моделирования показали, что формирование Орх-Pl симплектитов связано с декомпрессией на 0.6 ГПа и разогревом на 200 °С. Поэтому мы предполагаем, что рост этих симплектитов происходил под воздействием флюида (расплава) во время транспортировки ксенолита к поверхности.

Декомпрессия при подъеме глубинными магмами. За исключением редких случаев [Grigorieva et al., 2023], для ксенолитов кратонных областей обычно нет данных по *PT*-метаморфической эволюции [Rudnick, 1992; Thakurdin et al., 2019; Perchuk et al., 2021]. Отсутствие *PT*-трендов согласуется с моделью образования интракратонных гранулитов в ходе кристаллизации и медленного остывания базальтовых расплавов в течение продолжительного времени, что может приводить к полному переуравновешиванию минеральных парагенезисов гранулитов [Bohlen, Mezger, 1989].

Восстановленная нами декомпрессия, записанная в минеральных равновесиях гранулита из тр. Зарница как минимум на 0.6 ГПа (см. рис. 12) соответствует подъему породы из нижней коры на ~ 18 км. Столь значительные вертикальные перемещения представляются необычными для кратонов, являющихся по определению наиболее стабильными областями континентов. Наиболее вероятным механизмом подъема гранулита из нижней коры в среднюю является транспортировка глубинной магмой, например, кимберлитовой или базальтовой. Об этом говорит зафиксированный по результатам моделирования фазовых равновесий прогрев гранулита до 900 °С, приведший к росту Орх-Pl симплектитов. Этот же механизм в большинстве случаев предлагается для образования подобных симплектитов в мантийных ксенолитах [Zang et al., 1993; Obata, 1994; Keaneko et al., 2000].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученный образец гранулита имеет высокомагнезиальный состав, приближенный к оливиново-му габбро. В нем обнаружены необычные Сrx-Ку симплектиты, формирование которых не связано с кимберлитовыми магмами. Так, Сrx-Ку симплектиты растут в условиях нижней коры при 750 °С и 1.3 ГПа, близких к условиям образования самого гранулита. Мы связываем формирование этих симплектитов с воздействием SiO₂-содержащего флюида. Такой тип метасоматоза характерен для корово-мантийного взаимодействия в ходе субдукции [Perchuk et al., 2018] и не был известен ранее для нижне-коровых процессов.

Краевые части гранатов повсеместно замещены Орх-Pl ± Spl симплектитам (келифитами). *PT*-условия роста этих симплектитов указывают на декомпрессию гранулита до 0.6 ГПа и разогрев до 900 °С. В коровых ксенолитах такие симплектиты оставались малоизученными.

Таким образом, мы фиксируем два этапа преобразования исходного гранулита. Первый связан с Si-метасоматозом в условиях нижней коры, а второй — с декомпрессией и разогревом ксенолита в ходе его подъема к поверхности кимберлитовыми магмами.

Авторы благодарны В.О. Япаскурту за проведение электронно-зондовых исследований, В.Д. Щербакову за съемку кианита методом КР-спектроскопии, О.Г. Сафонову и В.М. Козловскому за подробные и ценные замечания, комментарии и дополнения к исходной версии статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- Акинин В.В., Андроников А.В., Мукаса С.Б., Миллер Э.Л.** Меловая нижняя кора континентальных окраин севера Пацифики: петролого-геохронологические данные по нижнесреднекорovým ксенолитам // *Петрология*, 2013, т. 21, № 1, с. 34—73.
- Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А.** Алмазные месторождения Якутии / Ред. М.А. Соболев. М., Госгеолтехиздат, 1959, 527 с.
- Литасов К.Д.** Петрология и геохимия нижнекорových ксенолитов из щелочных базальтоидов Витимского плато // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40 (5), с. 674—693.
- Моор Г.Г., Соболев В.С.** К вопросу о сибирских кимберлитах // *Минералогический сборник Львовского геологического общества*, 1957, № 11, с. 369—371.
- Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д.** Фазовое соответствие в минеральных системах. М., Недра, 1976, 287 с.
- Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З., Ротман А.Я., Специус З.В., Макеев А.Ф., Зинчук Н.Н., Манаков А.В., Серенко В.П.** Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизийной системы // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 2006, т. 14, № 6, с. 3—24.
- Сарсадских Н.Н., Попугаева Л.А.** Новые данные о проявлении ультраосновного магматизма на Сибирской платформе // *Разведка и охрана недр*, 1955, т. 5, с. 11—20.
- Шацкий В.С., Бузлукова Л.В., Ягоуцц Э., Козьменко О.А., Митюхин С.И.** Строение и эволюция нижней коры Далдын-Алакитского района Якутской алмазоносной провинции (по данным изучения ксенолитов) // *Геология и геофизика*, 2005, т. 46 (12), с. 1273—1289.
- Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Ситникова Е.С.** Природа гетерогенности высокохромистых гранатов в ксенолите деформированного лерцолита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // *ДАН*, 2021, т. 501, № 2, с. 156—166.
- Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Ванг Ч.** Эволюция коры Якутской алмазоносной провинции — от эоархея до палеопротерозоя: результаты U-Th-Pb (ЛА-ИСП-МС) геохронологических и Lu-Hf изотопно-геохимических исследований циркона из ксенолитов корových пород в кимберлитовых трубках // *Геология и геофизика*, 2023а, т. 64 (12), с. 1659—1673.
- Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Ванг Ч., Су В., Ильин А.А., Колесниченко М.В.** Особенности строения и эволюции нижних частей континентальной коры Якутской алмазоносной провинции в районе Верхне-Мунского кимберлитового поля // *ДАН*, 2023б, т. 508, № 2, с. 173—184.
- Aguirre-Díaz G.J., Dubois M., Laureyns J., Schaaf P.** Nature and P-T conditions of the crust beneath the Central Mexican Volcanic Belt based on a Precambrian crustal xenolith // *Int. Geol. Rev.*, 2002, v. 44 (3), p. 222—242, doi: 10.2747/0020-6814.44.3.222.
- Ai Y.** A revision of the garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg exchange geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1994, v. 115, p. 467—473, doi: 10.1007/BF00320979.
- Altherr R., Kalt A.** Metamorphic evolution of ultrahigh-pressure garnet peridotites from the Variscan Vosges Mts. (France) // *Chem. Geol., Melt Processes and Exhumation of Garnet, Spinel and Plagioclase Facies Mantle*, 1996, v. 134, p. 27—47, doi: 10.1016/S0009-2541(96)00088-5.
- Berman R.G.** winTWQ (version 2.3): a software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations // *Geol. Surv. Can.*, 2007, v. 5462, 41 p.
- Bohlen S.R., Mezger K.** Origin of granulite terranes and the formation of the lowermost continental crust // *Science*, 1989, v. 244, p. 326—329, doi: 10.1126/science.244.4902.326.
- Chen X., Lin C., Shi L.** Rheology of the lower crust beneath the northern part of North China: Inferences from lower crustal xenoliths from Hannuoba basalts, Hebei Province, China // *Sci. China Ser. Earth Sci.*, 2007, v. 50, p. 1128—1141, doi: 10.1007/s11430-007-0047-3.
- Connolly J.A.D.** Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 236, p. 524—541, doi: 10.1016/j.epsl.2005.04.033.
- Cruciani G., Franceschelli M., Groppo C., Brogioni N., Vaselli O.** Formation of clinopyroxene + spinel and amphibole + spinel symplectites in coronitic gabbros from the Sierra de San Luis (Argentina): a key to post-magmatic evolution // *J. Metamorph. Geol.*, 2008, v. 26, p. 759—774, doi: 10.1111/j.1525-1314.2008.00786.x.
- Davis W.J., Canil D., MacKenzie J.M., Carbone G.B.** Petrology and U-Pb geochronology of lower crustal xenoliths and the development of a craton, Slave Province, Canada // *Lithos, A Tale of Two Cratons: The Slave-Kaapvaal Workshop*, 2003, v. 71, p. 541—573, doi: 10.1016/S0024-4937(03)00130-0.
- Dégi J., Abart R., Török K., Bali E., Wirth R., Rhede D.** Symplectite formation during decompression induced garnet breakdown in lower crustal mafic granulite xenoliths: mechanisms and rates // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2010, v. 159, p. 293—314, doi: 10.1007/s00410-009-0428-z.

- Dodge F.C.W., Calk L.C., Kistler R.W.** Lower crustal xenoliths, Chinese Peak lava flow, Central Sierra Nevada // *J. Petrol.*, 1986, v. 27, p. 1277—1304, doi: [10.1093/petrology/27.6.1277](https://doi.org/10.1093/petrology/27.6.1277).
- Downes H.** The nature of the lower continental crust of Europe: petrological and geochemical evidence from xenoliths // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1993, v. 79, p. 195—218, doi: [10.1016/0031-9201\(93\)90148-3](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90148-3).
- Downes P.J., Griffin B.J., Griffin W.L.** Mineral chemistry and zircon geochronology of xenocrysts and altered mantle and crustal xenoliths from the Aries micaceous kimberlite: Constraints on the composition and age of the central Kimberley Craton, Western Australia // *Lithos*, 2007, v. 93, p. 175—198, doi: [10.1016/j.lithos.2006.06.005](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.06.005).
- 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, v. 71, p. 13—22, doi: [10.1007/BF00371878](https://doi.org/10.1007/BF00371878).
- Embey-Isztin A., Scharbert H.G., Dietrich H., Poultidis H.** Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary): implications for the deep structure of the Pannonian Basin // *Mineral. Mag.*, 1990, v. 54 (376), p. 463—483, doi: [10.1180/minmag.1990.054.376.12](https://doi.org/10.1180/minmag.1990.054.376.12).
- Embey-Isztin A., Downes H., Kempton P.D., Dobosi G., Thirlwall M.** Lower crustal granulite xenoliths from the Pannonian Basin, Hungary. Part 1: mineral chemistry, thermobarometry and petrology // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2003, v. 144 (6), p. 652—670, doi: [10.1007/s00410-002-0421-2](https://doi.org/10.1007/s00410-002-0421-2).
- Fan Q., Zhang H., Sui J., Zhai M., Sun Q., Li N.** Magma underplating and Hannuoba present crust-mantle transitional zone composition: Xenolith petrological and geochemical evidence // *Sci. China Ser. D: Earth Sci.*, 2005, v. 48, p. 1089—1105, doi: [10.1360/04yd0007](https://doi.org/10.1360/04yd0007).
- Foley S.F., Andronikov A.V., Jacob D.E., Melzer S.** Evidence from Antarctic mantle peridotite xenoliths for changes in mineralogy, geochemistry and geothermal gradients beneath a developing rift // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, v. 70, p. 3096—3120, doi: [10.1016/j.gca.2006.03.010](https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.03.010).
- Fuhrman M.L., Lindsley D.H.** Ternary-feldspar modeling and thermometry // *Am. Mineral.*, 1988, v. 73, p. 201—215.
- Godard G., Martin S.** Petrogenesis of kelyphites in garnet peridotites: a case study from the Ulten zone, Italian Alps // *J. Geodyn.*, 2000, v. 30, p. 117—145, doi: [10.1016/S0264-3707\(99\)00030-7](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00030-7).
- Green T.H.** An experimental investigation of sub-solidus assemblages formed at high pressure in high-alumina basalt, kyanite eclogite and grosspyroxite compositions // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1967, v. 16, p. 84—114, doi: [10.1007/BF00371609](https://doi.org/10.1007/BF00371609).
- Grégoire M., Jackson I., O'Reilly S., Cottin J.** The lithospheric mantle beneath the Kerguelen Islands (Indian Ocean): petrological and petrophysical characteristics of mantle mafic rock types and correlation with seismic profiles // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2001, v. 142, p. 244—259.
- Grigorieva V.M., Perchuk A.L., Shatsky V.S., Zinovieva N.G.** *P-T* paths of cooling and metamorphism under conditions of low-grade amphibolite facies in the xenoliths of granulites in the Siberian Craton // *Dokl. Earth Sci.*, 2024, v. 514, p. 84—91.
- Holland T.J.B., Powell R.** An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metamorph. Geol.*, 1998, v. 16 (3), p. 309—343, doi: [10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x](https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x).
- Holland T.J.B., Powell R.** An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // *J. Metamorph. Geol.*, 2011, v. 29, p. 333—383, doi: [10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x](https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x).
- Keankeo W., Taylor W.R., FitzGerald J.D.** Clinoferrosilite-bearing kelyphite: a breakdown product of xenolithic garnet, Delegate breccia pipes, New South Wales, Australia // *Mineral. Mag.*, 2000, v. 64, p. 469—479.
- Kempton P.D., Harmon R.S.** Oxygen isotope evidence for large-scale hybridization of the lower crust during magmatic underplating // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, v. 56, p. 971—986, doi: [10.1016/0016-7037\(92\)90041-G](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90041-G).
- Kempton P.D., Harmon R.S., Hawkesworth C.J., Moorbath S.** Petrology and geochemistry of lower crustal granulites from the Geronimo Volcanic Field, southeastern Arizona // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1990, v. 54 (12), p. 3401—3426, doi: [10.1016/0016-7037\(90\)90294-U](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90294-U).
- Kempton P.D., Downes H., Sharkov E.V., Vetrin V.R., Ionov D.A., Carswell D.A., Beard A.** Petrology and geochemistry of xenoliths from the Northern Baltic shield: evidence for partial melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archaean terrane // *Lithos*, 1995, v. 36, p. 157—184, doi: [10.1016/0024-4937\(95\)00016-X](https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)00016-X).
- Koreshkova M.Yu., Downes H., Levsky L.K., Vladykin N.V.** Petrology and geochemistry of granulite xenoliths from Udachnaya and Komsomolskaya kimberlite pipes, Siberia // *J. Petrol.*, 2011, v. 52, p. 1857—1885, doi: [10.1093/petrology/egr033](https://doi.org/10.1093/petrology/egr033).
- Krogh E.J.** The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer — a reinterpretation of existing experimental data // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1988, v. 99, p. 44—48, doi: [10.1007/BF00399364](https://doi.org/10.1007/BF00399364).

Liu T., Wei C. Metamorphic P – T paths and zircon U–Pb ages of Archean ultra-high temperature paragneisses from the Qian'an gneiss dome, East Hebei terrane, North China Craton // *J. Metamorph. Geol.*, 2020, v. 38 (4), p. 329–356, doi: [10.1111/jmg.12524](https://doi.org/10.1111/jmg.12524).

Liu Y.-S., Gao S., Jin S.-Y., Hu S.-H., Sun M., Zhao Z.-B., Feng J.-L. Geochemistry of lower crustal xenoliths from Neogene Hannuoba basalt, North China craton: implications for petrogenesis and lower crustal composition // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2001, v. 65, p. 2589–2604, doi: [10.1016/S0016-7037\(01\)00609-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00609-3).

Malaviarachchi S.P.K., Makishima A., Nakamura E. Melt–peridotite reactions and fluid metasomatism in the upper mantle, revealed from the geochemistry of peridotite and gabbro from the Horoman Peridotite Massif, Japan // *J. Petrol.*, 2010, v. 51 (7), p. 1417–1445, doi: [10.1093/petrology/egq024](https://doi.org/10.1093/petrology/egq024).

Mansur A.T., Many S., Timpa S., Rudnick R.L. Granulite-facies xenoliths in rift basalts of Northern Tanzania: Age, composition and origin of Archean lower crust // *J. Petrol.*, 2014, v. 55, p. 1243–1286, doi: [10.1093/petrology/egu024](https://doi.org/10.1093/petrology/egu024).

Markwick A.J.W., Downes H. Lower crustal granulite xenoliths from the Arkhangelsk kimberlite pipes: petrological, geochemical and geophysical results // *Lithos*, 2000, v. 51, p. 135–151, doi: [10.1016/S0024-4937\(99\)00078-X](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00078-X).

Monjoie P., Bussy F., Lapierre H., Pfeifer H.R. Modeling of in-situ crystallization processes in the Permian mafic layered intrusion of Mont Collon (Dent Blanche nappe, western Alps) // *Lithos*, 2005, v. 83 (3–4), p. 317–346.

Nakamura D. A new formulation of garnet–clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set // *J. Metamorph. Geol.*, 2009, v. 27, p. 495–508, doi: [10.1111/j.1525-1314.2009.00828.x](https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2009.00828.x).

Nasir S. The lithosphere beneath the northwestern part of the Arabian plate (Jordan): evidence from xenoliths and geophysics // *Tectonophysics*, 1992, v. 201 (3–4), p. 357–370, doi: [10.1016/0040-1951\(92\)90242-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90242-X).

Newton R.C., Perkins D. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet–plagioclase–orthopyroxene (clinopyroxene)–quartz // *Am. Mineral.*, 1982, v. 67, p. 203–222.

Nie J., Liu Y., Yang Y. Phase equilibria modeling and P – T evolution of the mafic lower-crustal xenoliths from the southeastern margin of the North China Craton // *J. Earth Sci.*, 2018, v. 29, p. 1236–1253, doi: [10.1007/s12583-018-0849-6](https://doi.org/10.1007/s12583-018-0849-6).

Niyazova S., Kopylova M., Dyck B., Benisek A., Dachs E., De Stefano A. The assimilation of felsic xenoliths in kimberlites: insights into temperature and volatiles during kimberlite emplacement // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2021, v. 176 (84), doi: [10.1007/s00410-021-01837-x](https://doi.org/10.1007/s00410-021-01837-x).

Obata M. Material transfer and local equilibria in a zoned kelyphite from a garnet pyroxenite, Ronda, Spain // *J. Petrol.*, 1994, v. 35, p. 271–287, doi: [10.1093/petrology/35.1.271](https://doi.org/10.1093/petrology/35.1.271).

Obata M. Kelyphite and symplectite: textural and mineralogical diversities and universality, and a new dynamic view of their structural formation // *New frontiers in tectonic research - general problems, sedimentary basins and island arcs* / Ed. E.V. Sharkov. IntechOpen, 2011, doi: [10.5772/20265](https://doi.org/10.5772/20265).

Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Thermobarometry and P – T – t paths: the granulite to eclogite transition in lower crustal xenoliths from eastern Australia // *J. Metamorph. Geol.*, 1991, v. 9, p. 349–359, doi: [10.1111/j.1525-1314.1991.tb00529.x](https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1991.tb00529.x).

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, v. 36, p. 257–287, doi: [10.1016/0024-4937\(95\)00021-6](https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)00021-6).

Perchuk A.L., Yapaskurt V.O., Griffin W.L., Shur M.Yu., Gain S.E.M. Three types of element fluxes from metabasite into peridotite in analogue experiments: Insights into subduction-zone processes // *Lithos*, 2018, v. 302–303, p. 203–223, doi: [10.1016/j.lithos.2018.01.002](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.002).

Perchuk A.L., Sapegina A.V., Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Shatsky V.S., Malkovets V.G. Reduced amphibolite facies conditions in the Precambrian continental crust of the Siberian craton recorded by mafic granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia // *Precambrian Res.*, 2021, v. 357, 106122, doi: [10.1016/j.precamres.2021.106122](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106122).

Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet–clinopyroxene geothermometer revisited // *J. Metamorph. Geol.*, 1985, v. 3, p. 231–243, doi: [10.1111/j.1525-1314.1985.tb00319.x](https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1985.tb00319.x).

Ravna K. The garnet–clinopyroxene Fe^{2+} –Mg geothermometer: an updated calibration // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 211–219, doi: [10.1046/j.1525-1314.2000.00247.x](https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00247.x).

Rudnick R.L. Xenoliths—samples of the lower continental crust // *Continental lower crust*. Amsterdam, Elsevier, 1992, v. 23, p. 269–316.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // *Treatise on geochemistry* (2nd ed.) / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford, Elsevier, 2014, p. 1–51, doi: [10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6](https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6).

Rudnick R.L., McDonough W.F., McCulloch M.T., Taylor S.R. Lower crustal xenoliths from Queensland, Australia: Evidence for deep crustal assimilation and fractionation of continental basalts // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1986, v. 50, p. 1099—1115, doi: [10.1016/0016-7037\(86\)90391-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90391-1).

Samuel V.O., Sajeev K., Hokada T., Horie K., Itaya T. Neoproterozoic arc magmatism followed by high-temperature, high-pressure metamorphism in the Nilgiri Block, southern India // *Tectonophysics*, Special issue on Comparative tectonic and dynamic analysis of cratons, orogens, basins, and metallogeny. Elsevier, 2015, v. 662, p. 109—124, doi: [10.1016/j.tecto.2015.06.035](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.035).

Schaaf P., Heinrich W., Besch T. Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite // *Chem. Geol.*, 1994, v. 118 (1), p. 63—84, doi: [10.1016/0009-2541\(94\)90170-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90170-8).

Sewell R.J., Hobden B.J., Weaver S.D. Mafic and ultramafic mantle and deep crustal xenoliths from Banks Peninsula, South Island, New Zealand // *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1993, v. 36, p. 223—231, doi: [10.1080/00288306.1993.9514570](https://doi.org/10.1080/00288306.1993.9514570).

Shatsky V.S., Wang Q., Skuzovatov S.Yu., Ragozin A.L. The crust-mantle evolution of the Anabar tectonic province in the Siberian Craton: Coupled or decoupled? // *Precambrian Res.*, 2019, v. 332, 105388, doi: [10.1016/j.precamres.2019.105388](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105388).

Shatsky V.S., Ragozin A.L., Wang Q., Wu M. Evidence of Eoarchean crust beneath the Yakutian kimberlite province in the Siberian craton // *Precambrian Res.*, 2022, v. 369, 106512, doi: [10.1016/j.precamres.2021.106512](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106512).

Smirnov G.I. Mineralogy of Siberian kimberlites // *Int. Geol. Rev.*, 1959, v. 1 (12), p. 21—39.

Spetsius Z.V. Petrology of highly aluminous xenoliths from kimberlites of Yakutia // *Lithos*, Selected papers from the Eighth International Kimberlite Conference, v. 2: The J. Barry Hawthorne Volume, 2004, v. 77, p. 525—538, doi: [10.1016/j.lithos.2004.04.021](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.021).

Stosch H.-G., Ionov D.A., Puchtel I.S., Galer S.J.G., Sharpouri A. Lower crustal xenoliths from Mongolia and their bearing on the nature of the deep crust beneath central Asia // *Lithos*, 1995, v. 36 (3—4), p. 227—242, doi: [10.1016/0024-4937\(95\)00019-4](https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)00019-4).

Su Y., Zheng J., Griffin W.L., Huang Y., Wei Y., Ping X. Geochronology and geochemistry of deep-seated crustal xenoliths in the northern North China Craton: Implications for the evolution and structure of the lower crust // *Lithos*, 2017, v. 292—293, p. 1—14, doi: [10.1016/j.lithos.2017.08.017](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.08.017).

Thakurdi Y., Bolhar R., Horváth P., Rocholl A., Collerson K. Characterization of crustal xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana (USA), using U-Pb geochronology, whole-rock geochemistry and thermobarometry, with implications for lower crustal processes and evolution of the Wyoming Craton // *Chem. Geol.*, 2019, v. 524, p. 295—322, doi: [10.1016/j.chemgeo.2019.05.034](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.05.034).

Tomlinson E.L., Holland T.J.B. A thermodynamic model for the subsolidus evolution and melting of peridotite // *J. Petrol.*, 2021, v. 62 (1), egab012, doi: [10.1093/petrology/egab012](https://doi.org/10.1093/petrology/egab012).

Török K., Németh B., Koller F., Dégi J., Badenszki E., Szabó C., Mogessie A. Evolution of the middle crust beneath the western Pannonian Basin: a xenolith study // *Mineral. Petrol.*, 2014, v. 108 (1), p. 33—47, doi: [10.1007/s00710-013-0287-1](https://doi.org/10.1007/s00710-013-0287-1).

Ulianov A., Kalt A. Mg–Al sapphirine- and Ca–Al hibonite-bearing granulite xenoliths from the Chyulu Hills Volcanic Field, Kenya // *J. Petrol.*, 2006, v. 47 (5), p. 901—927, doi: [10.1093/petrology/egi100](https://doi.org/10.1093/petrology/egi100).

Upton B.G.J., Aspen P., Rex D.C., Melcher F., Kinny P. Lower crustal and possible shallow mantle samples from beneath the Hebrides: evidence from a xenolithic dyke at Gribun, western Mull // *J. Geol. Soc.*, 1998, v. 155 (5), p. 813—828, doi: [10.1144/gsjgs.155.5.0813](https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.5.0813).

van der Werf T., Chatzaras V., Kriegsman L.M., Kronenberg A., Tikoff B., Drury M.R. Constraints on the rheology of the lower crust in a strike-slip plate boundary: evidence from the San Quintín xenoliths, Baja California, Mexico // *Solid Earth*, 2017, v. 8, p. 1211—1239, doi: [10.5194/se-8-1211-2017](https://doi.org/10.5194/se-8-1211-2017).

Warr L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.*, 2021, v. 85 (3), p. 291—320, doi: [10.1180/mgm.2021.43](https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43).

Ying J.-F., Zhang H.-F., Tang Y.-J. Lower crustal xenoliths from Junan, Shandong province and their bearing on the nature of the lower crust beneath the North China Craton // *Lithos*, 2010, v. 119 (3), p. 363—376, doi: [10.1016/j.lithos.2010.07.015](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.015).

Yu J.-H., Xu X., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Zhang M. Granulite xenoliths from Cenozoic Basalts in SE China provide geochemical fingerprints to distinguish lower crust terranes from the North and South China tectonic blocks // *Lithos*, 2003, v. 67 (1—2), p. 77—102, doi: [10.1016/S0024-4937\(02\)00253-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00253-0).

Zang Q., Enami M., Suwa K. Aluminian orthopyroxene in pyrometamorphosed garnet megacrysts from Liaoning and Shandong provinces, northeast China // *Eur. J. Mineral.*, 1993, v. 5 (1), p. 153—164, doi: [10.1127/ejm/5/1/0153](https://doi.org/10.1127/ejm/5/1/0153).

Zhao G.C., Wilde S.A., Cawood P.A., Lu L.Z. Petrology and *P-T* path of the Fuping mafic granulites: implications for tectonic evolution of the central zone of the North China craton // J. Metamorph. Geol., 2000, v. 18, p. 375—391, doi: [10.1046/j.1525-1314.2000.00264.x](https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00264.x).

Zheng J.P., Griffin W.L., Qi L., O'Reilly S.Y., Sun M., Zheng S., Pearson N., Gao J.F., Yu C.M., Su Y.P., Tang H.Y., Liu Q.S., Wu X.L. Age and composition of granulite and pyroxenite xenoliths in Hannuoba basalts reflect Paleogene underplating beneath the North China Craton // Chem. Geol., 2009, v. 264 (1—4), p. 266—280, doi: [10.1016/j.chemgeo.2009.03.011](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.03.011).