

УДК 552.13:552.16

И. Лю<sup>11</sup>, А.Л. Перчук<sup>1,2 \*2</sup>, Н.Г. Зиновьева<sup>13</sup>

## СВИДЕТЕЛЬСТВО КУМУЛУСНОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И ЛОКАЛЬНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЭКЛОГИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В ОЛИВИНОВОМ ГАББРО КОМПЛЕКСА МАРУН-КЕУ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

Приведены результаты детального петрологического исследования меланократового оливинового габбро, частично преобразованного при эклогитовом метаморфизме. В породе установлены структурные признаки кумулюсной кристаллизации на магматическом этапе. Наибольшим изменениям во время эклогитового метаморфизма подверглись плагиоклазы, по которым развивается мелко-скрытозернистый агрегат, сложенный минералами высокобарного парагенезисом. На этом же этапе по периферии плагиоклазовых (фельзитических) доменов на контактах с (Fe, Mg)-минералами сформировались коронарные структуры. Минеральная термобарометрия и метод моделирования фазовых равновесий показали близкие параметры метаморфизма – температуру  $T=680\pm 60$  °С, давление  $P=2,2\pm 0,4$  ГПа, соответствующие установленным нами ранее условиям образования эклогитов и гранат-амфиболового перидотита из этого же комплекса.

*Ключевые слова:* эклогитовый метаморфизм, габбро, кумулат, коронарная структура, Полярный Урал, Марун-Кеу.

The paper presents the results of a detailed petrological study of olivine gabbro transformed to different extent by eclogite-facies metamorphism. Textural features of cumulate crystallization in the rock are presented. Plagioclases underwent the greatest alteration and replaced by fine-grained aggregate during eclogite-facies metamorphism. Corona textures are developed along the boundaries of the plagioclase (felsic) domains at the contacts with (Fe, Mg)-minerals during eclogite facies event. The mineral thermobarometry and phase equilibrium modeling provide  $P-T$  metamorphic conditions in relatively narrow range of temperature  $680\pm 60$  °С and pressure  $P=2,2\pm 0.4$  GPa. This is in a good agreement with the previously established conditions for the formation of eclogites and garnet-amphibole peridotite from the same complex.

*Key words:* eclogite-facies metamorphism, gabbro, cumulate, corona texture, Polar Urals, Marun-Keu.

**Введение.** Высокобарный метаморфический комплекс Марун-Кеу площадью около 300 км<sup>2</sup> находится на Полярном Урале. Сведения о его геологическом строении и геохимических особенностях пород можно найти в немногочисленных публикациях [Удовкина, 1971, 1985; Куликова, 2005; Уляшева, Ронкин, 2014; Molina et al., 2002; Glodny et al., 2003]. Породы южной и центральной частей комплекса в основном состоят из кварц-полевошпатовых ортогнейсов и мигматитов, которые содержат линзы, будины и пластообразные тела габброидов и перидотитов, локально перекристаллизованных на участках проникновения флюида в условиях эклогитовой фации метаморфизма с образованием эклогитов, гранатовых перидотитов и переходных разностей от магматических пород к метаморфическим [Удовкина, 1971; Molina et al., 2002]. Возраст эклогитового метаморфизма по результатам изотопного датирования (Sm-Nd, Rb-Sr и U-Pb) составляет 366–352 млн. лет [Шацкий и

др., 2000; Glodny et al., 2003, 2004]. Большинство петрологических исследований комплекса было посвящено эклогитам. По результатам этих исследований с использованием минералогической геотермобарометрии были получены следующие пиковые условия эклогитового метаморфизма в комплексе Марун-Кеу  $T=600-750$  °С и  $P=1,3-1,7$  ГПа [Шацкий и др., 2000; Molina et al., 2002]. Применение методов мультиминеральной термобарометрии и моделирования фазовых равновесий позволило скорректировать  $P-T$  параметры в сторону увеличения давления ( $T\sim 685-745$  °С,  $P\sim 1,89-2,13$  ГПа) и впервые для этих пород установить активность воды во флюиде  $a_{\text{H}_2\text{O}} \sim 0,6-1$  [Liu et al., 2018].

Ассоциирующие с эклогитами ультраосновные породы начали изучаться современными методами лишь недавно. Так, А.Ю. Селятицкий и К.В. Куликова [2017] с помощью гранат-ортопироксеновой термобарометрии установили ультравысокобарные

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, аспирант; *e-mail:* yingyuan1990@gmail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, профессор, зав. кафедрой, докт. геол.-минерал. н.; Институт экспериментальной минералогии РАН имени Д.С. Коржинского; *e-mail:* alp@geol.msu.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, зав. лабораторией, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* nzinov@mail.ru

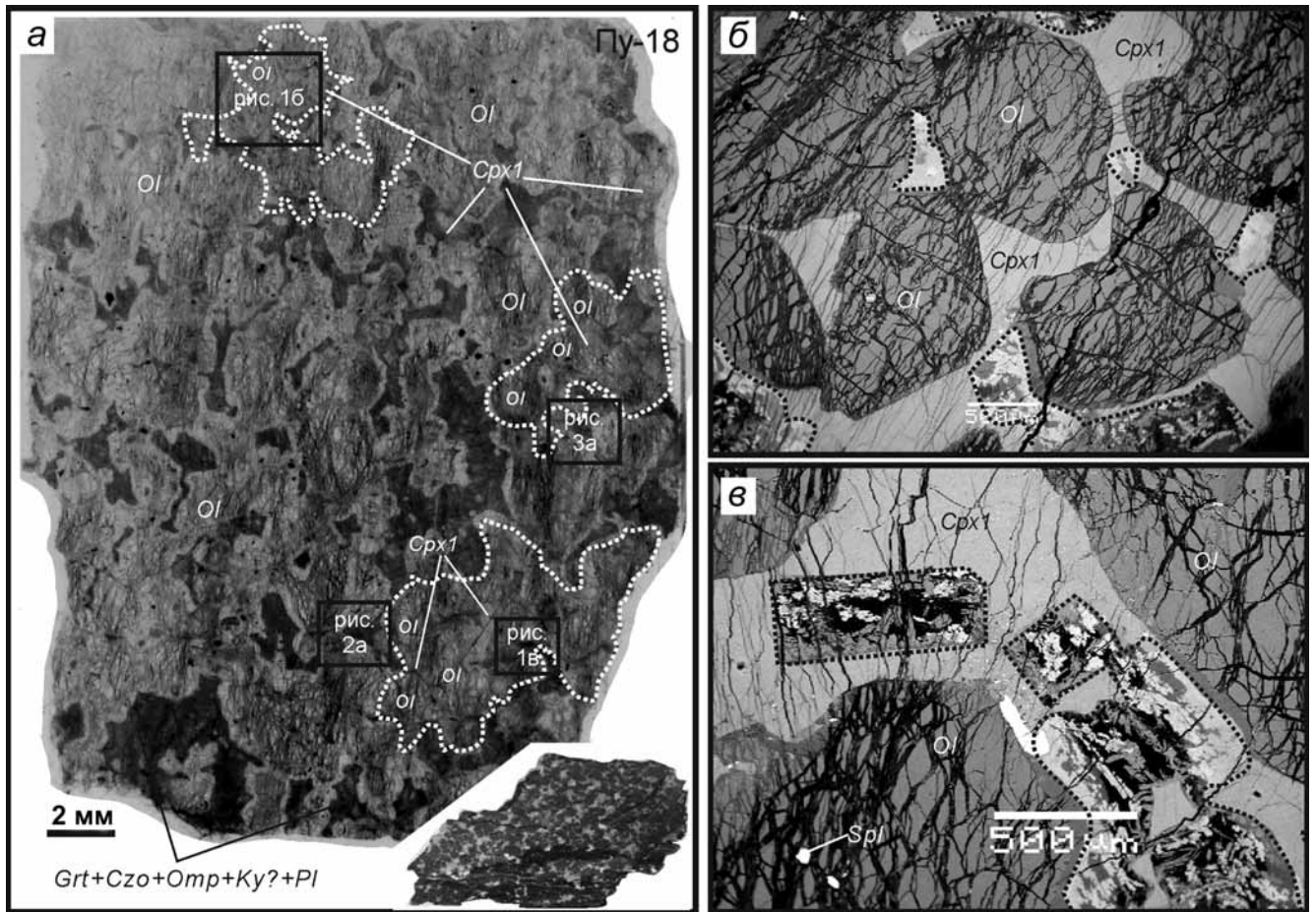


Рис. 1. Панорама шлифа и структурные особенности породы: *а* — отсканированный шлиф, на котором выделены участки изображений в отраженных электронах, представленные на других рисунках, белые точечные линии — границы фенокристов клинопироксена с округлыми включениями оливина, на врезке — фото образца; *б* — округлые включения магматического оливина в фенокристалле магматического клинопироксена (*Cpx1*), рассматриваемые как признак кумулюсной структуры; *в* — псевдовключения разной формы (таблитчатые, округлые и др.), выполненные симплектиты по плагиоклазу (*Pl*) в магматическом клинопироксене, черные пунктирные линии — границы областей развития симплектитов в плагиоклазовом (фельзитическом) домене

*P-T* условия ( $P \sim 3,9$  ГПа и  $T \sim 830$  °С) эклогитового метаморфизма перидотитов. По нашему мнению, эти оценки являются завышенными (см. аргументацию в статье [Лю и др., 2019]). Предлагаемые новые параметры  $P \sim 2,1$  ГПа,  $T \sim 640\text{--}740$  °С, хорошо согласующиеся с *P-T* условиями образования эклогитов [Liu et al., 2018], получены для представительного образца гранат-амфиболового лерцолита с использованием методов минеральной термобарометрии и моделирования фазовых равновесий [Лю и др., 2019].

В работе [Лю и др., 2019] было также продемонстрировано наличие в гранат-амфиболовом лерцолите кумулюсной структуры, а петролого-геохимическое моделирование, выполненное для химических составов малоизмененных пород, показало, что наиболее распространенные магматические породы комплекса Марун-Кей — плагиоклазовые перидотиты, меланократовые оливиновые габбро и лейкократовые высокоглиноземистые габбро являются генетически связанными между собой. Ниже приводятся дополнительные свидетельства, подтверждающие корректность этого

вывода для представительного образца меланократового оливинового габбро. Кроме того, для этой породы рассматриваются структурные и минералогические особенности начальной стадии эклогитизации и результаты восстановления *P-T* условий ее развития.

**Материалы и методы исследования. Петрография.** Представительный образец — частично эклогитизированное меланократовое оливиновое габбро (обр. Пу-18) — был отобран в районе Слюдяной Горки комплекса Марун-Кей. Порода массивная, неравномернозернистая, сложена минералами разных стадий ее эволюции (рис. 1, *а*). Главные породообразующие минералы магматической стадии представлены оливином (55 модалных %), клинопироксеном (15%), ортопироксеном (<5%) и в значительной степени измененный плагиоклаз (25%). Акцессорные минералы — шпинель, ильменит, сульфид (Fe-Ni) и апатит. Метаморфические минералы приурочены к разным структурным участкам породы и образуют: 1) симплектиты по частично сохранившему исходному плагиоклазу (плагиоклазовые домены)

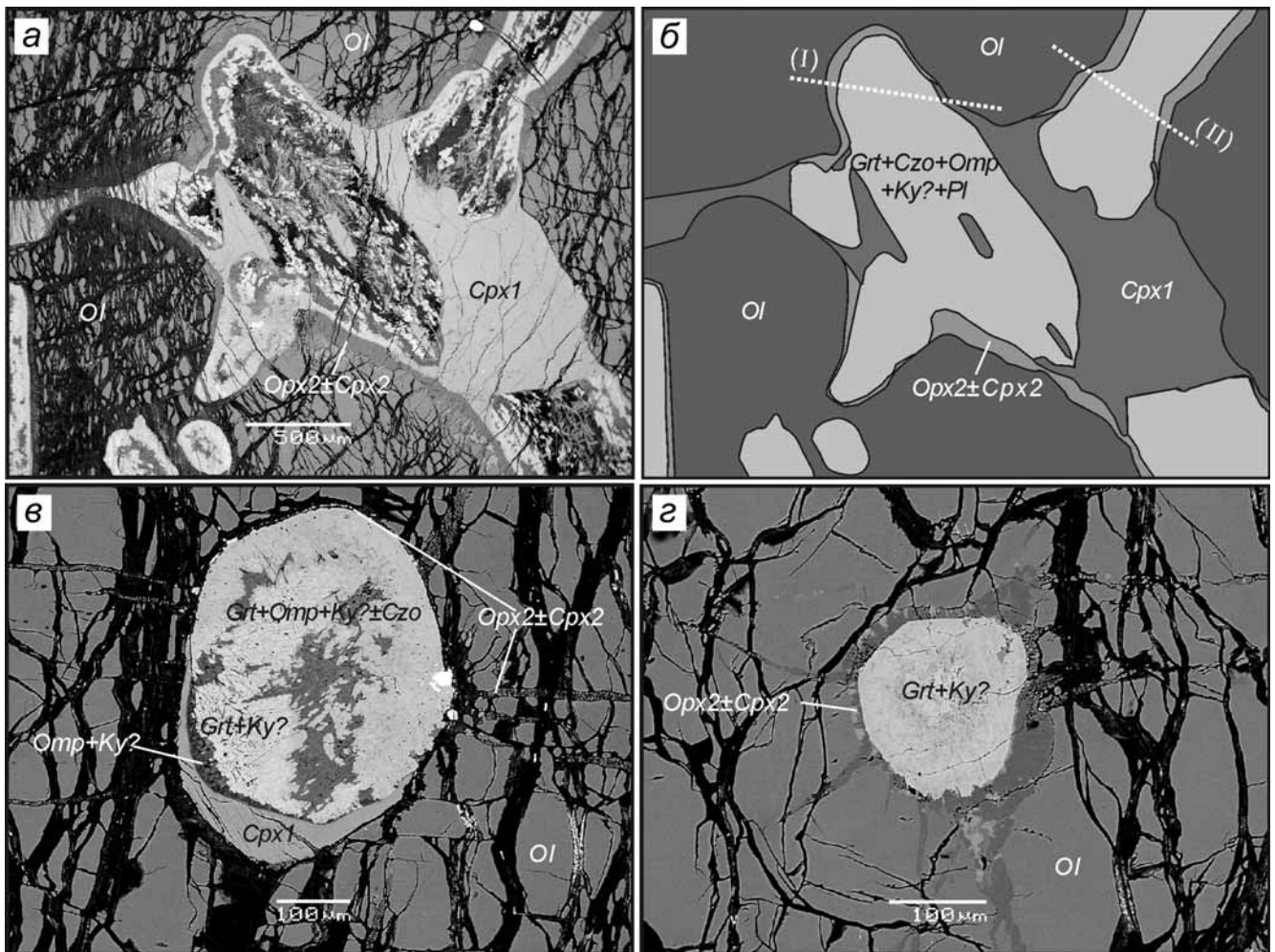


Рис. 2. Псевдовключения в оливинах оливинового габбро на изображениях в отраженных электронах: *а* — Амебовидная форма плагиоклазового домена, в котором развивается эклогитовый парагенезис ( $Grt+Czo+Omp+Ky$ ); *б* — схема рис. 2, *а*, белые пунктирные линии — гипотетические сечения I и II, при которых появятся аналоги псевдовключений, представленных на рис 2, *в* и *г* соответственно; *в* — псевдовключение в оливине, состоящее из симплектитов эклогитового парагенезиса  $Grt+Omp+Ky\pm Czo$  и неполных кайм магматического клинопироксена (снизу и слева) и метаморфического ортопироксена (вверху), вторичная жила ( $Opx2\pm Cpx2$ ) в оливине; *г* — Псевдовключение в оливине с каймой метаморфических клино- и ортопироксенов, состоящее из минералов эклогитового парагенезиса  $Grt+Ky$

состоят из граната, клиноцоизита, а также, предположительно (диагностика только по спектрам, зерна малы для анализа), кианита и омфацита (рис. 2, 3, *а*, *в*); 2) короны, выполненные новообразованными ортопироксеном, диопсидом, омфацитом, гранатом и предположительно кианитом на границе плагиоклазовых доменов с Fe-Mg минералами (рис. 3, *б*); 3) многочисленные тонкие регрессивные прожилки серпентина, иногда с хлоритом и кальцитом, образующие петельчатую структуру в оливине, пироксенах и симплектитах (рис. 1, *б*, *в*).

Кристаллы оливина размером до 4 мм находятся в матрице породы и часто имеют овальную форму. Наряду с этим, в крупных фенокристах клинопироксена встречаются многочисленные овальные включения оливина (рис. 1), что характерно для кумулюсных структур [Wager et al., 1960]. Магматические клинопироксены размером до 7 мм имеют, как правило, ксеноморфные очертания из-

за реакции с плагиоклазом. Для них характерны тонкие ламеллы распада твердого раствора, в то время как в метаморфических клинопироксенах ламеллы отсутствуют. Магматический ортопироксен встречен лишь в овальных псевдовключениях вместе с магматическим клинопироксеном и измененным плагиоклазом в оливине.

Плагиоклазовые домены имеют амебовидную форму, вследствие чего в оливине и пироксенах можно наблюдать округлые псевдовключения (эффект сечения шлифа), выполненные минералами плагиоклазового домена (рис. 2). В экзотическом псевдовключении в клинопироксене обнаружена таблитчатая форма первичного кристалла плагиоклаза (рис. 1, *в*).

Келифитовые каймы (короны) мощностью до 300 мкм развиваются на эклогитовой стадии вокруг плагиоклаза на границе с мафическими минералами. Типичная кайма на границе оливина с плагиоклазовым доменом состоит из следую-

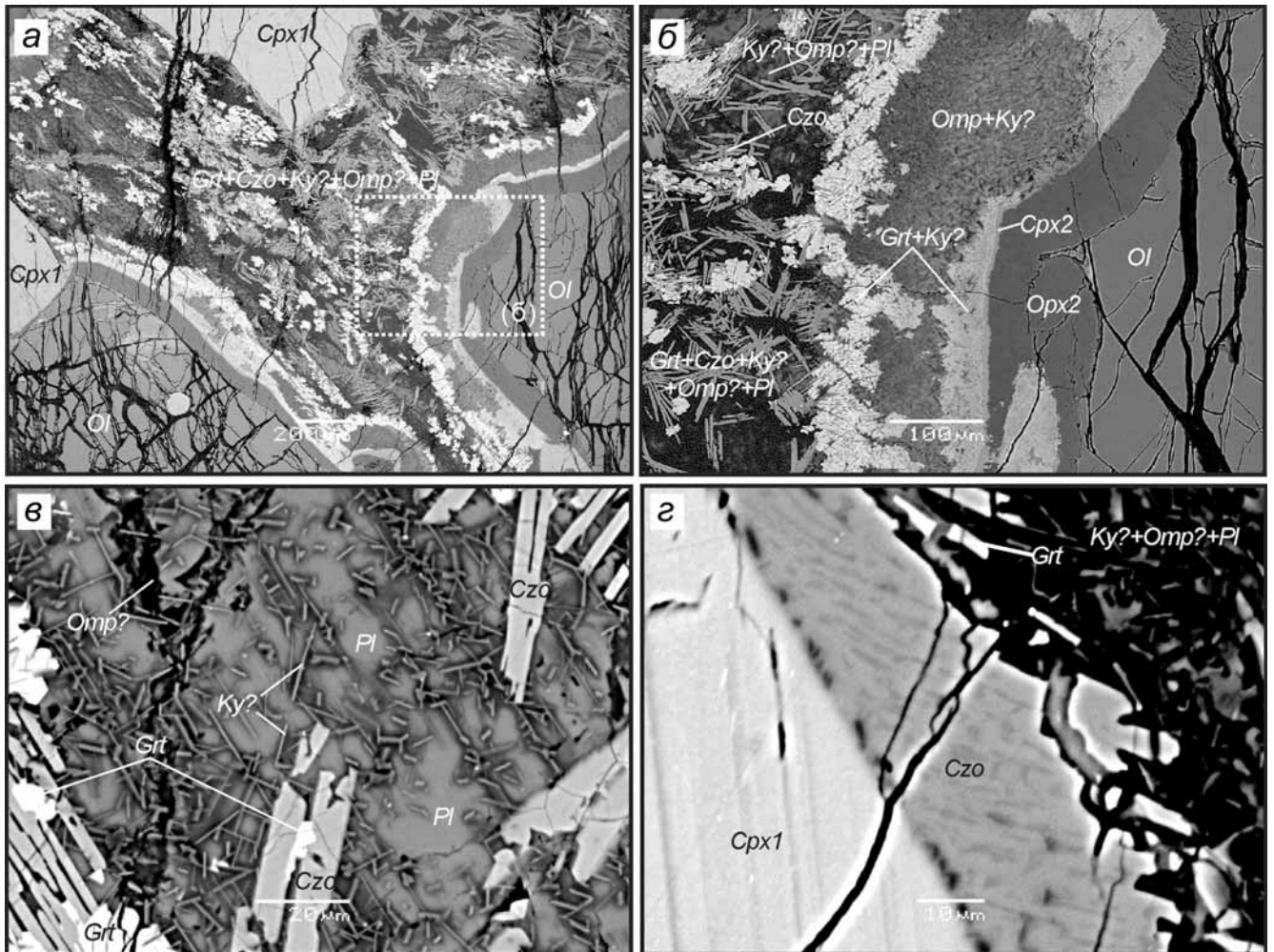


Рис. 3. Фрагменты метаморфических структур, развивающихся на начальной стадии эклогитизации меланократового оливникового габбро: *а* — общий вид келифитовых кайм вокруг плагиокалаза на контакте с магматическими оливнином и клинопироксеном, в рамке — участок следующей микрофотографии; *б* — увеличенное изображение участка, выделенное на рис. 3а, показывающее келифитовую кайму на границе плагиокалаза с оливнином со следующей зональностью:  $Ol | Opx2 \pm Cpx2 | Grt + Ky | Omp + Ky \pm Grt | Grt + Czo + Ky + Omp + Pl$ ; *в* — симплектиты  $Grt + Czo + Ky + Omp$  по плагиокалу; *г* — келифитовые каймы вокруг плагиокалаза на контакте с клинопироксеном со следующей зональностью:  $Cpx1 | Czo \pm Grt | Ky + Omp + Pl \pm Grt \pm Czo$ . Клиноцоизоит содержит тонкие вставки Na-фазы (вероятно омфацита). Знак вопроса после символа минерала и далее означает, что минерал диагностировался по спектру с частичным захватом спектра соседнего минерала. Изображение в отраженных электронах

щих зон:  $Ol^1 | Opx2 \pm Cpx2 | Grt + Ky | Omp + Ky \pm Grt | Grt + Czo + Ky + Omp + Pl$  (рис. 3, *а*, *б*). На границе клинопироксена с плагиокаловым доменом наблюдается несколько иная зональность:  $Cpx1 | Czo \pm Grt | Ky + Omp + Pl \pm Grt \pm Czo$ . В клиноцоизоите около магматического клинопироксена наблюдаются тонкие ламеллы Na-содержащего минерала (рис. 3, *г*), напоминающего по ЭДС-спектру омфацита.

**Минералогия.** Изучение состава минералов и структурных взаимоотношений между ними осуществлялось в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ с помощью электронно-зондового микроанализатора «Superprobe JXA-8230» с вольфрамовым термоэмиссионным катодом. Изображения в отраженных электронах получены при ускоряющем напряжении 20 кВ. В качестве стандартов для измерения главных

элементов использовали природные силикаты. Для главных элементов время накопления импульсов на пике составляло 30 с, на фоне — 15 с. Часть исследований выполнялась в той же лаборатории с помощью сканирующего электронного микроскопа «Jeol JSM-6480LV» с энергодисперсионным спектрометром «X-Max<sup>N</sup>». Изображения в отраженных электронах получены при ускоряющем напряжении 20 кВ. Локальный количественный энергодисперсионный анализ фаз выполнялся при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока электронного зонда 10 нА.

Определение химического состава породы осуществлялось с помощью рентгено-флуоресцентного анализа (XRF) на спектрометре последовательного действия PW2400 производства компании «Philips Analytical» (Нидерланды) в Институте геологии рудных месторождений РАН, Москва (аналитик А.И. Якушев). При калибровке

<sup>1</sup> Символы минералов по [Whitney, Evans, 2010].

Таблица 1

**Представительные электронно-зондовые микроанализы оливина, плагиоклаза, клинопироксена и ортопироксена из эклогитизированного оливинового габбро, комплекс Марун-Кей**

	Минерал									
	<i>Ol</i>	<i>Ol</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Cpx1</i>	<i>Cpx1</i>	<i>Cpx2</i>	<i>Cpx2</i>	<i>Opx</i>	<i>Opx</i>
Контакт с		<i>Opx2</i>	<i>Ky</i>	<i>Ky</i>	<i>Opx2</i>		<i>Opx2</i>	<i>Opx2</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>
Номер анализа	2_27	13_2	1_13	3_33	2_14	3_26	1_07	13_7	05	06
SiO <sub>2</sub>	39,84	40,98	47,88	47,78	52,87	52,47	54,48	54,58	49,93	48,70
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,59	0,28	0,00	0,02	0,12	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,05	33,12	33,05	3,00	3,46	0,59	0,61	18,59	17,94
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,04	0,00	0,00	1,02	1,12	0,00	0,02	0,03	0,04
FeO	13,32	12,99	0,00	0,00	2,68	4,36	2,22	2,37	2,21	2,52
MnO	0,18	0,16	0,00	0,00	0,07	0,19	0,09	0,09	0,04	0,03
MgO	46,28	46,38	0,00	0,00	16,72	17,72	17,82	17,53	7,61	8,12
NiO	0,29	0,27	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,03	0,06	0,05
CaO	0,00	0,00	15,43	15,39	23,26	20,42	24,34	24,58	17,22	18,59
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	2,47	2,42	0,37	0,31	0,19	0,21	4,76	3,85
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,91	100,86	98,97	98,71	100,67	100,33	99,73	100,03	100,58	100,00
X <sub>Mg</sub> *	0,86	0,86	**	—	0,93	0,90	0,96	0,95	0,87	0,87
X <sub>Jd</sub> <sup>Cpx</sup>	—	—	—	—	0,01	0,00	0,00	0,00	0,32	0,26

Примечания. \*X<sub>Mg</sub>=Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>), \*X<sub>Jd</sub><sup>Cpx</sup>=Na-Fe<sup>2+</sup>; \*\* — не рассчитывался; здесь и далее 0,00 — ниже предела обнаружения.

Таблица 1

**Представительные электронно-зондовые микроанализы ортопироксена и шпинели из эклогитизированного оливинового габбро, комплекс Марун-Кей**

	Минерал							
	<i>Opx1</i>	<i>Opx1</i>	<i>Opx2</i>	<i>Opx2</i>	<i>Opx2</i>	<i>Opx2</i>	<i>Spl</i>	<i>Spl</i>
Контакт с	<i>Cpx1</i>	<i>Opx</i>	<i>Cpx1</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Ol</i>	<i>Cpx</i>
Номер анализа	2_02	2_05	2_15	3_13*	3_21*	3_22*	1_05	2_32
SiO <sub>2</sub>	55,82	54,61	56,14	56,39	56,40	57,16	0,11	0,13
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	2,15	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,78	2,14	1,68	0,87	0,91	0,91	13,02	23,46
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,49	0,53	0,00	0,00	0,00	0,00	40,01	40,15
FeO	8,46	10,09	8,76	8,61	8,56	8,54	38,24	26,32
MnO	0,20	0,22	0,18	0,22	0,21	0,21	0,55	0,36
MgO	31,98	30,35	33,17	33,28	33,37	34,23	4,99	8,32
NiO	0,00	0,10	0,00	0,11	0,00	0,00	0,20	0,00
CaO	1,40	1,18	0,75	0,15	0,16	0,14	0,05	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,43	99,61	100,68	99,63	99,61	101,19	99,12	99,22
X <sub>Mg</sub> **	0,88	0,85	0,90	0,89	0,89	0,90	0,25	0,39

\* Анализы использовались в минеральной термобарометрии, а по *Opx2* (3\_13) и *Grt* (3\_03) восстанавливались *P-T* условия при моделировании с помощью *Perple\_X*; \*\*X<sub>Mg</sub>=Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>).

спектрометра использованы отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород.

Представительные микронзондовые анализы минералов и их кристаллохимические формулы приводятся в табл. 1, 2 и 3. Валовой состав породы приводится в табл. 4.

*Оливин* представлен реликтовыми магматическими кристаллами, имеющими выдержанный состав по  $X_{Mg}=100 \times Mg/(Mg+Fe) = 86 \div 87$ ,  $MnO=0,12 \div 0,21$  масс.% и  $NiO=0,19 \div 0,36$  масс.%.

Концентрация NiO в большинстве оливинов ниже, чем в типичных первичных оливинах мантии [Takahashi et al. 1987] (рис. 4, а).

*Клинопироксены*, образованные на разных этапах, очень сильно отличаются один от другого по составу (табл. 1, рис. 4, б, в). Магматические клинопироксены представлены авгитом ( $X_{Mg}=89 \div 92$ ), кристаллы в целом гомогенные, лишь около границы с плагиоклазовыми доменами наблюдается повышение содержаний SiO<sub>2</sub>, CaO и Na<sub>2</sub>O и снижение FeO и MgO. Метамор-

Таблица 3

Представительные электронно-зондовые микроанализы граната из эклогитизированного оливинового габбро, комплекс Марун-Кей

	Минерал							
	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>
Контакт с	<i>Opx2</i> (3_13)	<i>Opx2</i> (3_21)	<i>Opx2</i> (3_22)	<i>Omp</i>	<i>Omp</i>	<i>Czo</i>	<i>Czo</i>	<i>Czo</i>
Номер анализа	3_03*	3_05*	3_06*	05	07	13_14	14_1	14_2
SiO <sub>2</sub>	39,79	39,33	41,09	39,31	39,42	39,49	39,52	39,90
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,05	0,05	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,20	24,19	23,72	22,79	22,83	24,02	23,43	23,62
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
FeO	15,07	14,32	14,96	10,61	10,07	5,72	2,20	2,58
MnO	1,28	1,06	1,01	0,36	0,32	0,12	0,00	0,04
MgO	13,86	13,82	14,97	3,94	4,51	2,03	0,77	0,83
CaO	5,80	6,62	5,40	23,25	22,63	29,02	33,83	33,52
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,00	99,34	101,15	100,29	99,80	100,48	99,81	100,55
$X_{Mg}^{**}$	0,64	0,66	0,65	0,42	0,45	0,39	0,38	0,36
$X_{Prp}^{Grt***}$	0,52	0,52	0,54	0,15	0,17	0,08	0,03	0,03
$X_{Grs}^{Grt}$	0,16	0,18	0,14	0,63	0,61	0,80	0,92	0,91

\* Анализы использованы в минеральной термобарометрии; \*\*  $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ; \*\*\*  $X_{Prp}^{Grt} = Mg/(Fe^{2+}+Mn+Mg+Ca)$ ; \*\*\*\*  $X_{Grs}^{Grt} = Ca/(Fe^{2+}+Mn+Mg+Ca)$ .

Таблица 4

Валовой состав эклогитизированного оливинового габбро с помощью рентгено-флуоресцентного анализа (XRF), комплекс Марун-Кей

Единицы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>общ.</sup>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S <sup>общ.</sup>	ППП*	Сумма			
мас.%	42,19	0,09	11,85	9,52	0,15	25,56	6,67	0,72	0,16	0,03	0,06	2,32	99,32			
	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	U	Th	Y	Nb	Pb	As
ppm	1838	22	90	1671	108	59	41	180	23	69	<5	<5	<10	<10	396	88

\* ППП — потери при прокаливании.

фические клинопироксены представлены омфацитом ( $X_{Jd}=0,25\div 0,32$ ,  $X_{Mg}=87\div 91$ ) и диопсидом ( $X_{Mg}=94\div 98$ ,  $Al_2O_3 < 0,8$  масс. %). Состав клинопироксенов разных генераций заметно отличается, что можно наблюдать на пироксеновой трапеции с изотермами (рис. 4, б). На этой диаграмме хорошо видно, что магматические разности более высокотемпературные, чем представленные здесь метаморфические.

Химический состав магматических ортопироксенов также заметно отличается от метаморфических пониженным содержанием SiO<sub>2</sub> и MgO и повышенным Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO (табл. 1, рис. 4, г). Магматический ортопироксен около реакционной зоны обогащен Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO, обеднен SiO<sub>2</sub>, MgO. Метаморфический ортопироксен на контакте с магматическим клинопироксеном имеет повышенное содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (табл. 2).

Плагноклаз, сохраняющийся на неизменных симплектитах участках, представлен битовнитом ( $An_{77.2-77.5}$ ,  $Ab_{22.1-22.4}$ ,  $Or_{0.4}$ ).

Состав шпинели в оливине отличается от шпинели в магматическом клинопироксене пониженной магнезиальностью и повышенной хромистостью (табл. 2).

Гранат — метаморфический минерал. Его химический состав зависит от структурного положения. Гранат, контактирующий в реакционной кайме с новообразованным ортопироксеном, существенно пироповый ( $Grs_{14-22}$ ,  $Prp_{49-54}$ ,  $Alm_{27-33}$ ), а гранат из симплектиста обогащен гроссуляром ( $Grs_{62-95}$ ,  $Prp_{2-17}$ ,  $Alm_{3-22}$ ). От центра плагноклазового домена к краю (короне) наблюдается значительное снижение содержания гроссуляра (рис. 5, табл. 3).

Состав клиноцоизита из-за малых размеров устанавливается лишь на полуколичественном уровне и потому в таблицах не приводится.

**Восстановление P-T условий метаморфизма.** P-T параметры эклогитового метаморфизма восстанавливались с помощью метода моделирования фазовых равновесий, а также на основе классической минеральной термобарометрии.

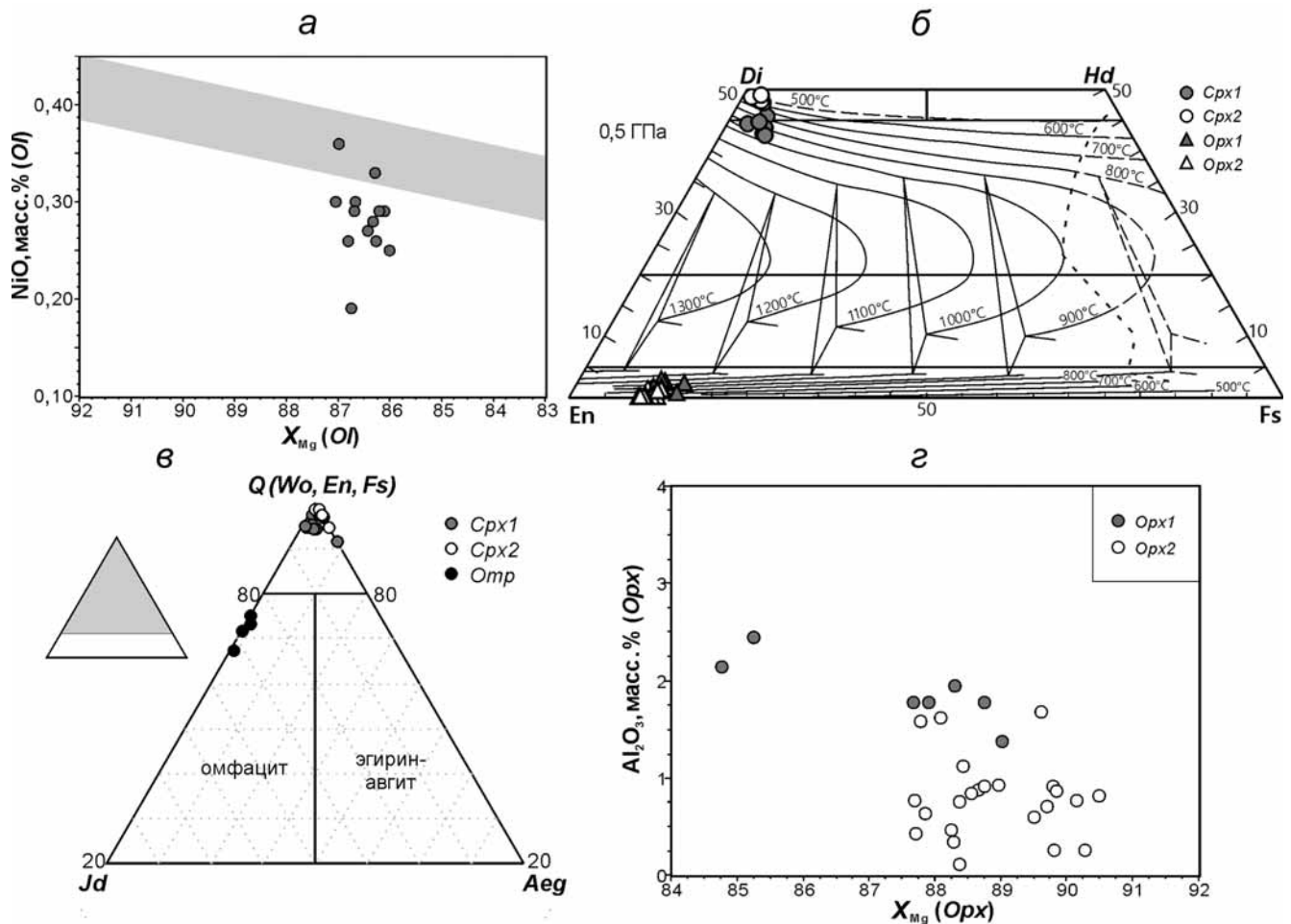


Рис. 4. Мафические минералы и важнейшие параметры их состава: *a* — магматический оливин на прямоугольной диаграмме  $X_{Mg}$ -NiO масс.%. Темное поле — составы мантийных оливинов, по [Takahashi, 1987]; *б* — клино- и ортопироксены разных генераций на политермальной диаграмме для давления 0,5 ГПа, по [Lindsley, 1983]; *в* — клинопироксены разных генераций на классификационной диаграмме [Mogimoto, 1988]; *г* — ортопироксены разных генераций на диаграмме  $X_{Mg}$ - $Al_2O_3$ , масс.%

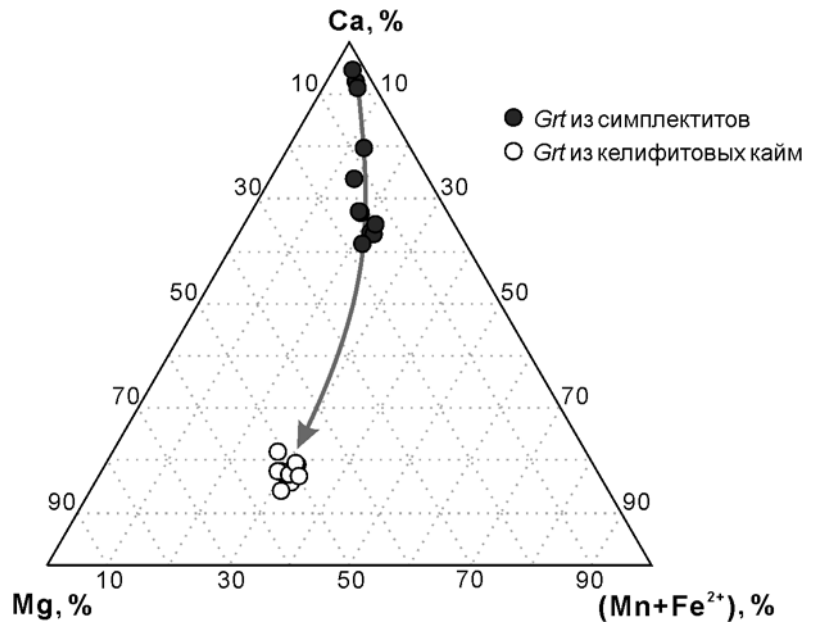
Моделирование фазовых равновесий (метод псевдосекций) осуществлялось с помощью программного комплекса *Perple\_X*, ver. 6.8.3 [Connolly, 2005]. При моделировании использовалась термодинамическая база данных *hpl1ver.dat* [Holland, Powell, 2011], а также модели твердых растворов для граната (обозначение в программе — Gt(HP); [Holland, Powell, 1998]) и ортопироксена (Opx(HP); [Holland, Powell, 1996]).

В силу неоднородности проявления аллохимического метаморфизма в породе, создающего в ней явно неравновесные участки, валовой состав всей породы не эффективен для моделирования фазовых равновесий. Поэтому в моделировании использовался только эффективный химический состав равновесного участка с новообразованными гранатом и ортопироксеном (рис. 6, *a*). Количество трехвалентного железа в расчетах не учитывалось. Моделирование фазовых равновесий показало, что гранат и ортопироксен сосуществуют в широком диапазоне  $P$ - $T$  условий (рис. 6, *a*) и их составы, представленные на диаграмме в виде изоплет  $Al_2O_3$  (масс.%),  $X_{Mg}$  в ортопироксене и  $X_{Mg}$  в гранате

отвечают природным при температуре  $\sim 650$  °C и давлении  $\sim 2,3$  ГПа (рис. 6, *a*). Модельные объёмные содержания граната и ортопироксена при этих  $P$ - $T$  параметрах составляют 50,53% и 49,24%, соответственно, что хорошо воспроизводит заданные объёмы в 50%. Моделирование показывает, что в парагенезисе может присутствовать пренебрежимо малое количество шпинели (0,23 об.%).

Независимое восстановление  $P$ - $T$  параметров проводилось с помощью классической минеральной термобарометрии. Для этого параметры состава краевых частей для трех пар контактирующих граната и ортопироксена (*Opx2*) (табл. 2 и 3) подставляли в уравнения минералогических геотермометров и геобарометров [Harley, 1984; Nickel, Green, 1985; Brey, Köhler, 1990; Carswell, Harley, 1990; Taylor, 1998], представленных в программе *PTQuick*, версия 1.3 [Доливо-Добровольский Д.В., URL: <http://www.dimadd.ru/en/Programs/ptquick>]. Пересечение линии гранат-ортопироксеновых геобарометров [Nickel, Green, 1985; Brey, Köhler, 1990; Taylor, 1998] и геотермометров [Harley, 1984; Brey, Köhler, 1990; Carswell, Harley, 1990] дают значения

Рис. 5. Состав граната из разных участков метаморфических преобразований на треугольной диаграмме Ca-Mg-(Fe+Mn). Стрелка — изменения состава в направлении к мафическим минералам



давления, равные  $P=2,2\pm 0,4$  ГПа, и температуры —  $T=680\pm 60$  °С (рис. 6, б). Отметим, что близкий наклон линий может приводить к значительным вариациям давления при небольшом изменении температуры.

Таким образом, оба метода показывают довольно близкие условия метаморфизма, проявленного в меланократовом оливиновом габбро.

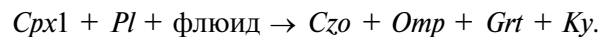
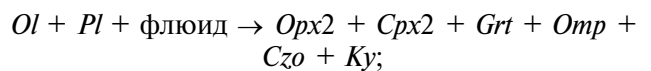
**Результаты исследований и их обсуждение.**

Включения в минералах эклогитов нередко представлены реликтовыми минералами ранних парагенезисов, играющими важную роль в реконструкции метаморфической эволюции пород [напр., Перчук и др., 1998; Farquhar et al., 2013]. Округлые включения, сложенные симплектитом метаморфических минералов, находящиеся в более ранних магматических минералах (рис. 2, в, з), в действительности включениями не являются, и потому их следует называть псевдовключениями, так как их морфология и нахождение в оливине (или пироксенах) обусловлены амёбообразными формами исходного плагиоклаза (рис. 2, а), по которому на эклогитовой стадии метаморфизма развивается симплектитовый агрегат. Некоторые сечения шлифа через цилиндрические выросты плагиоклазовых доменов способны создать в плоскости шлифа ложный эффект включения. Разные углы и глубины сечений приводят к включениям различного парагенезиса. Например, на рис. 3 показано гипотетическое сечение, проходящее через оливин, магматический клинопироксен и плагиоклазовый домен, при котором получается округлое включение с парагенезисом  $Grt+Omp+Ky\pm Czo$  в магматическом клинопироксене ( $Cpx1$ ) (рис. 2, в, соответственно, с сечением «I» на рис. 2, б). А другое сечение через оливин и краевую часть плагиоклазового домена создаст псевдовключение с парагенезисом

$Grt+Ky?$  (рис. 2, з, соответственно с сечением «II» на рис. 2, б).

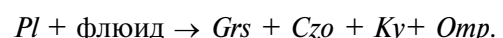
Коронарные структуры, развивающиеся при эклогитовом метаморфизме на границах магматических мафических минералов и плагиоклаза, хорошо известны [Griffin, 1973; Zhang, Liou 1997; Engwik et al., 2001; Davydova et al., 2009; Perchuk, Morgunova, 2014]. Результаты кинетического моделирования образования этих структур в породах комплекса Марун-Кей представлены в работе [Larikova, Zarausky, 2009].

Коронарные структуры на границах оливина и клинопироксена с плагиоклазом отличаются, и потому могут быть представлены разными обобщенными минеральными реакциями с участием водного флюида:



Развитие этих структур контролируется большими градиентами концентраций компонентов и как следствие диффузией Fe и Mg в сторону плагиоклазового домена, а Ca, Na и Al в сторону (Fe, Mg)-минералов. Отметим, что различные элементы имеют разные скорости диффузии, что влияет на образование зональности в келифитовой кайме.

Катионы железа и магния почти не проникают в центральные части плагиоклазовых доменов. Поэтому здесь можно наблюдать локальное замещение плагиоклаза симплектитовым агрегатом (рис. 3, в) по реакции:



Плагиоклазовый домен может являться частично метастабильным [Spry, 2013], поэтому его использование для моделирования фазовых равновесий может применяться с осторожностью.

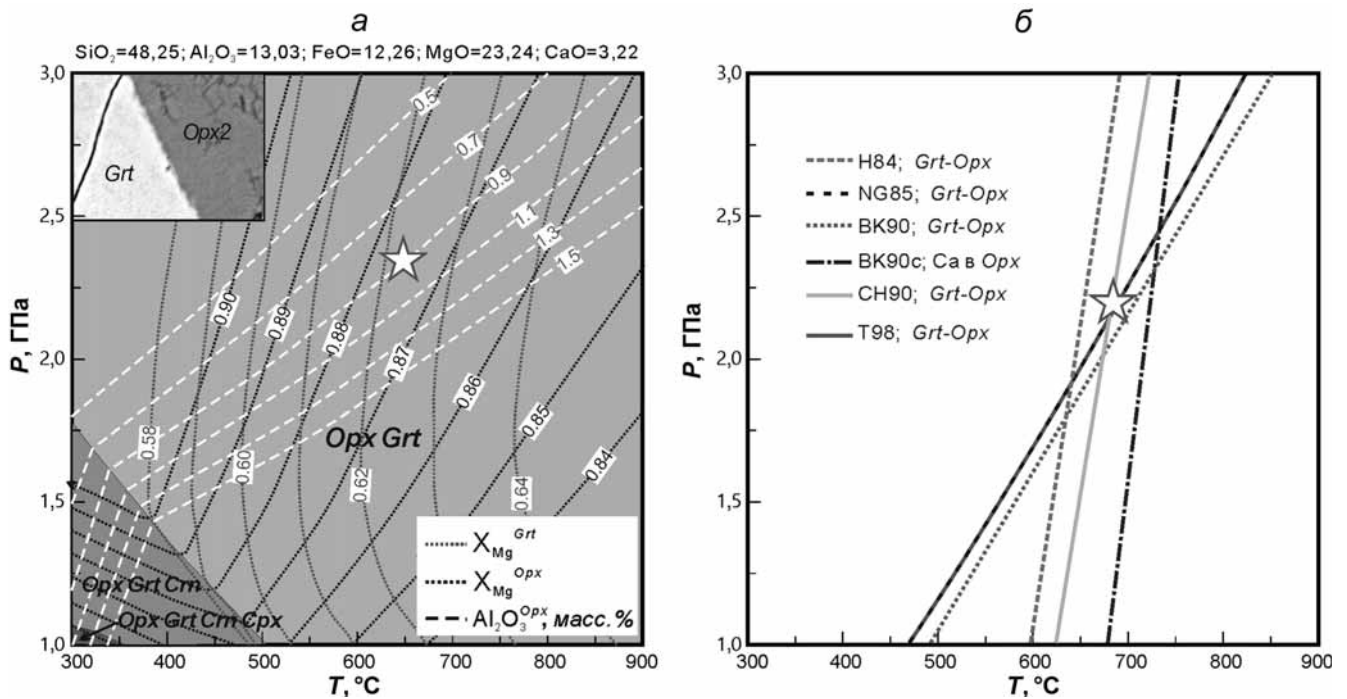


Рис. 6.  $P$ - $T$ -диаграммы с результатами восстановления условий эклогитового метаморфизма:  $a$  — результаты моделирования фазовых равновесий с помощью программного комплекса *Perple\_X*, ver. 6.8.3 [Connolly, 2005], моделирование для приконтактной области сосуществующих граната и ортопироксена. Химический состав приводится над диаграммой в масс.%, изоплеты:  $X_{Mg}^{Grt}$  — серая точечная линия,  $X_{Mg}^{Opx}$  — черная точечная линия,  $Al_2O_3^{Opx}$  масс.% — белый пунктир;  $b$  — линии, рассчитанные по минералогическим геотермометрам (H84 — Harley, 1984), BK90c — Ca в *Opx*, [Brey, Köhler, 1990], CH90 — [Carswell, Harley, 1990] и геобарометрам [NG85 — [Nickel, Green, 1985], BK90 — [Brey, Köhler, 1990], T98 — [Taylor, 1998)] для составов граната и ортопироксена, использованных при моделировании фазовых равновесий на рис. 6,  $a$ . Звездочки на рис. 6,  $a$ ,  $b$  —  $P$ - $T$  условия пика метаморфизма. Пояснения см. в тексте

Отметим, что магматические меланократовые минералы (*Ol*, *Opx*, *Spx*) сохраняются при метаморфизме много лучше, чем плагиоклаз. Предпочтительное замещение плагиоклаза при эклогитовом метаморфизме неоднократно описывалось и в других высокобарных комплексах в связи с миграцией флюида сквозь кристаллы плагиоклаза [например, Perchuk, Morgunova, 2014].

**Выводы.** 1. В меланократовом оливиновом габбро из района Слюдяной Горки комплекса Марун-Кеу, как и ранее в гранат-амфиболовом лерцолите, установлены реликты кумулюсной структуры.

2. Округлые включения метаморфических минералов в оливине являются псевдовключениями, т.к. отражают особенности сечения шлифа при наличии амёбовидной формы плагиоклазовых доменов в породе.

3. Меланократовое оливиновое габбро подверглось эклогитовому метаморфизму при давлении

$P=2,2\pm 0,4$  ГПа и температуре  $T=680\pm 60$  °C в ходе континентальной субдукции под островную дугу. Полученные результаты хорошо согласуются с установленными нами ранее условиями образования эклогитов ( $P\sim 1,89\div 2,13$  ГПа,  $T\sim 685\text{--}745$  °C) [Liu et al. 2018] и гранат-амфиболового лерцолита ( $P\sim 2,1$  ГПа,  $T\sim 640\text{--}740$  °C) [Лю и др., 2019] из района Слюдяной Горки комплекса Марун-Кеу. Это можно рассматривать как косвенное подтверждение предложенной нами модели о единой термо-тектонической эволюции разных типов пород из южной части комплекса [Liu et al., 2018].

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность Е.В. Гусевой за помощь в аналитических исследованиях, А.А. Арискину за консультации по кумулюсным структурам. В исследованиях использовалось оборудование, приобретенное по Программе развития Московского университета.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Куликова К.В. Редкоземельные элементы в породах и минералах из эклогитов района Слюдяной Горки (хребет Марункеу, Полярный Урал) // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2005. С. 115–124.

Лю И., Перчук А.Л., Арискин А.А. Высокобарный метаморфизм в перидотитовом кумулате комплекса Марун-Кеу, Полярный Урал // Петрология. 2019. № 2. С. 136–157.

Перчук А.Л., Янаскурт В.О., Подлесский С.К. Условия формирования и динамика подъема эклогитов Кокчетавского массива (район горы Сулу-Тюбе) // Геохимия. 1998. № 9. С. 979–988.

Селятицкий А.Ю., Куликова К.В. Первые данные о проявлении УНР-метаморфизма на Полярном Урале // Докл. РАН. 2017. Т. 476, № 6. С. 681–684.

Удовкина Н.Г. Эклогиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971. 191 с.

- Удовкина Н.Г.* Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.
- Уляшева Н.С., Ронкин Ю.Л.* Химический состав и геодинамические обстановки формирования протолитов амфиболитов и гранатовых эклогитов марункеуского комплекса (Полярный Урал) // Изв. Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2014. Т. 1. С. 71–79.
- Шацкий В.С., Симонов В.А., Ягоуц Э., Козьменко О.А. и Куренков С.А.* Новые данные о возрасте эклогитов Полярного Урала // Докл. РАН. 2000. Т. 371, № 4. С. 519–523.
- Brey G.P., Köhler T.* Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // Journal of Petrology. 1990. Vol. 31, N 6. P. 1353–1378.
- Carswell D.A., Harley S.L.* Mineral barometry and thermometry // In: Carswell D.A. (Ed.), Eclogite Facies Rocks, Blackie & Sons, Glasgow. 1990. P. 83–110.
- Connolly J.A.* Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction Czone decarbonation // Earth and Planetary Science Letters. 2005. Vol. 236, N 1–2. P. 524–541.
- Davydova V.V., Perchuk A.L., Stoeckhert B.* Petrology of coronite from the Bergen Arcs Complex, Norway // Moscow University Geology Bulletin. 2009. Vol 64, N 3. P. 166–176.
- Faryad S.W., Jedlicka R. & Collett S.* Eclogite facies rocks of the Monotonous unit, clue to Variscan suture in the Moldanubian Zone (Bohemian Massif) // Lithos. 2013. 179. P. 353–363.
- Glodny J., Austrheim H., Molina J.F. et al.* Rb/Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2003. Vol. 67, N 22. P. 4353–4371.
- Glodny J., Pease V., Montero P. et al.* Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre-and early Uralian evolution of the northeastern European continental margin // Geological Society, London, Memoirs. 2004. Vol. 30, N 1. P. 87–105.
- Griffin W.L., Heier K.S.* Petrological implications of some corona structures // Lithos. 1973. Vol.86, N 4. P. 315–335.
- Harley S.L.* An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1984. Vol.86, N 4. P. 359–373.
- Holland T., Powell R.* Thermodynamics of order-disorder in minerals: II. Symmetric formalism applied to solid solutions // Amer. Mineral. 1996. Vol. 81, N 11–12. P. 1425–1437.
- Holland T.J.B., Powell R.* An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol. 1998. Vol. 16, N 3. P. 309–343.
- 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. Vol. 29, N 3. P. 333–383.
- Larikova T.L., Zاراиски G.P.* Experimental modelling of corona textures // J. Metamorph. Geol. 2009. Vol. 27, N 2. P. 139–151.
- Lindsley D.H.* Pyroxene thermometry // Amer. mineral. 1983. Vol 68, N 5–6. P. 477–493.
- Liu Y.Y., Perchuk A.L., Philippot P.* Eclogites from the Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: a record of hot subduction and sub-isothermal exhumation // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2018. Vol. 474. P. SP474–6. DOI: 10.1144/SP474.6
- Molina J.F., Austrheim H., Glodny J., Rusin A.* The eclogites of the Marun-Keu complex, Polar Urals (Russia): fluid control on reaction kinetics and metasomatism during high P metamorphism // Lithos. 2002. Vol. 61, N 1. P. 55–78.
- Morimoto N.* Nomenclature of pyroxenes // Mineral. and Petrol. 1988. Vol 39, N 1. P. 55–76.
- Nickel K.G., Green D.H.* Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 73, N 1. P. 158–170.
- Perchuk A.L., Morgunova A.A.* Variable P–T paths and HP-UHP metamorphism in a Precambrian terrane, Gridino, Russia: Petrological evidence and geodynamic implications // Gondwana Research. 2014. Vol. 25, N 2. P. 614–629.
- Spry A.* Metamorphic Textures. Elsevier Science. 2013. 358 p.
- Takahashi E.* Primary magma compositions and Mg/Fe ratios of their mantle residues along Mid Atlantic Ridge 29° N to 73° N // Technical Report of ISEI Okayama University. 1987. Series A 9. P. 1–14.
- Taylor W.R.* An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite // Neues Jahrb. f r Mineralogie-Abhandlungen. 1998. P. 381–408.
- Wager L.R., Brown G.M., Wadsworth W.J.* Types of igneous cumulates // Petrology. 1960. Vol. 1, N 1. P. 73–85.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. mineral. 2010. Vol 95, N 1. P. 185–187.
- Zhang R.Y., Liou J.G.* Partial transformation of gabbro to coesite-bearing eclogite from Yangkou, the Sulu terrain, Eastern China // J. Metamorph. Geol. 1997. Vol 15, N 2. P. 183–202.

Поступила в редакцию

Поступила с доработки

Принята к публикации