

УДК 552.48(234.851)

ВЫСОКОБАРНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ В ПЕРИДОТИТОВОМ КУМУЛАТЕ КОМПЛЕКСА МАРУН-КЕУ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

© 2019 г. И. Лю¹, А.Л. Перчук^{1,2,*}, А.А. Арискин^{1,3}

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет
Воробьевы Горы, 1, Москва, 119234, Россия

²Институт экспериментальной минералогии РАН
ул. Институтская, 4, Черноголовка, Московская обл., 142432, Россия

³Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
ул. Косыгина, 19, Москва, 119991, Россия

*E-mail: alp@geol.msu.ru

Поступила в редакцию 05.09.2018 г.
Получена после доработки 01.10.2018 г.
Принята к публикации 12.11.2018 г.

Высокобарный комплекс Марун-Кеу содержит гранитоиды, гнейсы, сланцы, а также габброиды и перидотиты, неравномерно метаморфизованные в условиях эклогитовой фации. В представительном образце гранат-амфиболового лерцолита из района Слюдяной Горки обнаружена кумулусная структура и хорошо сохранные меланократовые минералы (оливин и пироксены) магматической стадии, в то время как плагиоклаз практически не сохранился. В процессе эклогитового метаморфизма в породе были образованы коронарные структуры, выполненные новообразованными минералами: амфиболом, гранатом, ортопироксеном и шпинелью. Условия метаморфизма в гранат-амфиболовом лерцолите, определенные с помощью геотермобарометрии и моделирования фазовых равновесий, составляют $P \sim 2.1$ ГПа, $T \sim 640\text{--}740^\circ\text{C}$, что хорошо согласуется с установленными нами ранее условиями образования эклогитов, также находящихся в районе Слюдяной Горки. Моделирование эволюции кристаллизации габброидного расплава с помощью программы КОМАГМАТ с использованием литературных данных по составам наиболее свежих образцов лерцолитов и габброидов комплекса Марун-Кеу показало, что между этими породами основного и ультраосновного состава существует генетическая связь, т.е. они кристаллизовались из единого магматического очага. Согласно моделированию, образование кумулусной структуры в лерцолите контролировалось перитектической реакцией $Ol + \text{расплав} \rightarrow Orx$ при давлении 0.7–0.8 ГПа и температуре 1255–1268°C. Различия термодинамических условий метаморфизма в эклогитах и в гранатовых перидотитах рассматриваются в рамках тектонической модели субдукции и последующей эксгумации передовой части палеоконтинента Балтика.

Ключевые слова: гранатовые перидотиты, высокобарный метаморфизм, субдукция, флюид, кумулусная структура, комплекс Марун-Кеу, Полярный Урал.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5903272138-160>

ВВЕДЕНИЕ

Гранатовые перидотиты встречаются в высокобарных и ультравысокобарных метаморфических гнейсовых комплексах фанерозойских складчатых областей в ассоциации с эклогитами и амфиболитами. Эти породы описаны, например, в горах Даби-Сулу (Zhang et al., 2009), Тибетского плато (Song et al., 2014), Западного Гнейсового района Норвегии (Medaris, 1999; Brueckner et al.,

2010), Восточных Альп (Перчук и др., 2004, 2007; Scambelluri et al., 2006) и др. Несмотря на относительно малые объемы в толщах, гранатовые перидотиты несут важную информацию о глубинных процессах, протекающих в областях субдукции и коллизии. Протолит гранатовых перидотитов может иметь как коровое, так и мантийное происхождение (Brueckner, Medaris, 2000; Ревердатто и др., 2008). Коровый протолит — плагиоклазовые

перидотиты — находился в составе базит-гипербазитовых комплексов континентальной или океанической коры, вовлеченной впоследствии в зону субдукции (коллизии). А мантийные гранатовые перидотиты (ультра-)высокобарных комплексов представляют собой фрагменты мантийного клина, выведенные на поверхность тектоническими процессами (Brueckner, Medaris, 2000; Zhang et al., 2009). Уникальность комплекса Марун-Кей (Полярный Урал) состоит в том, что здесь можно наблюдать переходы как между магматическими породами — от габброидов к плагиоклазовым перидотитам, так и от магматических пород к метаморфическим.

Высокобарный метаморфический комплекс Марун-Кей был открыт Н.Г. Удовкиной в начале 70-х годов (Удовкина, 1971). Именно здесь впервые в мире была продемонстрирована неоднородность преобразования пород в условиях эклогитового метаморфизма под контролем флюида. Исследования пород комплекса были сосредоточены в основном на эклогитах — возраст, *P-T* условия метаморфизма, геохимические особенности, роль флюидов при эклогитизации, механизм образования и эксгумации эклогитов (Шацкий и др., 2000; Уляшева, Ронкин, 2014; Molina et al., 2002, 2004; Glodny et al., 2003, 2004; Liu et al., 2018). Ассоциирующие с эклогитами ультраосновные породы начали изучаться современными методами лишь недавно. В частности, А.Ю. Селятицкий и К.В. Куликова (Селятицкий, Куликова, 2017) показали, что, отличаясь от типичных мантийных перидотитов высокими содержаниями Al_2O_3 , FeO, CaO, MnO и пониженной концентрацией MgO, гранатовые перидотиты комплекса Марун-Кей геохимически близки к коровым перидотитам из террейна Даби-Сулу. Использование *Grt-Opx* термобарометрии (Nickel, Green, 1985; Vrey, Köhler, 1990) позволило авторам цитируемой работы получить, как будет показано ниже, довольно спорные *P-T* условия (3.9 ГПа и 830°C) метаморфизма перидотитов.

Нами было проведено детальное петрологическое исследование метагабброидов в комплексе Марун-Кей и установлены *P-T-a_{H₂O}* условия их эклогитизации (Liu et al., 2018). Настоящая работа посвящена восстановлению особенностей высокобарного метаморфизма перидотитов и выявлению генетической связи протолита этих пород с продуктами кристаллизации мафических магм.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Уральские горы представляют собой суб-меридианальный линейный ороген длиной около 2500 км, образовавшийся в результате субдукции и коллизии в девонско-триасовое время между палеоконтинентом Балтика (Восточно-Европейской плитой) с различными островными дугами, а также сибирским и казахстанским континентальными террейнами (Пучков, 2010; Glodny et al., 2004). Зона Главного Уральского разлома (ГУР) отделяет Балтику (Восточно-Европейскую платформу) от островных дуг и сибирско-казахского палеоконтинента далее на восток.

Высокобарный метаморфический комплекс Марун-Кей площадью около 300 км² находится на Полярном Урале и представляет собой сооружение типа шовной горст-антиклинали (Удовкина, 1971). Максимальная длина комплекса по простиранию составляет ~ 60 км. Комплекс на западе ограничен метавулканическими породами, локальными гранитовыми и диоритовыми интрузиями и метаосадочными комплексами, имеющими возрасты от позднего неопротерозоя до раннего палеозоя и испытывавшими низкоградный метаморфизм в условиях не выше зеленосланцевой фации (Удовкина, 1971). Эти породы относятся к няровейской серии, представляющей лежачий блок под комплексом Марун-Кей. На востоке комплекс Марун-Кей граничит с офиолитовым массивом Сыум-Кей и (мета)габброидами, слагающими висячий блок Главного Уральского разлома над комплексом Марун-Кей (Удовкина, 1971; Savelieva, Nesbitt, 1996; Molina et al., 2002). В офиолитовом массиве Сыум-Кей доминируют лерцолиты и гарцбургиты (с разной степенью серпентинизации), дуниты находятся в подчиненных количествах (Шмелев, 2011; Savelieva, Suslov, 2014). Коровый разрез офиолитов представлен кумулятивным дунит-верлит-клинопироксенитовым комплексом и (мета)габброидами.

В строении комплекса участвуют разные типы магматических и осадочных горных пород, локально метаморфизованных лишь на участках проникновения водосодержащего флюида при *P-T* условиях эклогитовой фации метаморфизма, а в области р. Щучьей — глаукофансланцевой фации (Удовкина, 1971). В северной части комплекса (р-н р. Щучьей) встречаются глаукофановые сланцы, ассоциирующие с метааркозами и метаграувакками (Удовкина, 1971; Sobolev et al., 1986).

P-T условия пика метаморфизма ($P = 1-1.1$ ГПа и $T \sim 500^\circ\text{C}$) для этих пород (Dobretsov, Sobolev, 1984) указывают на относительно «теплый» режим субдукции в условиях градиента $dT/dP \sim 500$ град/ГПа. Породы южной и центральной частей комплекса в основном состоят из кварц-полевошпатовых ортогнейсов и мигматитов, которые содержат линзы, будины и пластообразные тела эцлогитов, амфиболитов и их измененных разновидностей. Эти переслаивающиеся между собой и залегающие согласно породы образуют своего рода «слоеный пирог» метаморфических образований. Пространственное распределение этих пород неравномерное, особенно в районе Слюдяной Горки, где развитие амфиболитов и гнейсов приурочено к крыльям антиклинальной структуры. Максимальное развитие эцлогитов (мощностью от нескольких сантиметров до 100 м) сосредоточено в приосевой части структуры.

При изучении эцлогитов из южной части комплекса с помощью минералогической геотермобарометрии были установлены пиковые условия эцлогитового метаморфизма в комплексе Марун-Кеу — $T = 600-750^\circ\text{C}$ и $P = 1.3-1.7$ ГПа (Шацкий и др., 2000; Molina et al., 2002). Использование мультиминеральной геотермобарометрии показало более глубинные *P-T* условия образования эцлогитов по метагабброидам — $T \sim 685-745^\circ\text{C}$, $P \sim 1.89-2.13$ ГПа, а также активность воды во флюиде $a_{\text{H}_2\text{O}} \sim 0.6-1$ (Liu et al., 2018). В целом же породы в южной части комплекса были сформированы в условиях пониженного геотермического градиента ($dT/dP \sim 362-350$ град/ГПа) по сравнению с метаморфитами северной части. Н.Г. Удовкина (1971) выделяла среди эцлогитов пироповые и альмандиновые разновидности. Альмандиновые эцлогиты преимущественно ассоциируют с гнейсами, пироповые — с ультраосновными породами (троктолитами, лерцолитами, гарцбургитами и дунитами) и габброидами. Малоизмененные в ходе метаморфизма ультраосновные и основные породы обнажаются в виде небольших сопков, останцов и крупноглыбовых развалов, представляя реликты метастабильных магматических пород среди эцлогитов.

Перидотиты в комплексе распространены незначительно и обычно залегают согласно с простираем вмещающих толщ. Самые крупные выходы перидотитов — гора Рыжая (350×650 м) и гора Перидотитовая

(240×100 м) находятся в районе Слюдяной Горки (рис. 1). Размер остальных тел не превышает несколько десятков метров. Переходы между магматическими и метаморфизованными перидотитами настолько постепенны, что границы между ними довольно условны. Неизмененные участки как перидотитов, так и габброидов свидетельствуют о том, что породы пребывали в метастабильном состоянии во время процессов субдукции (коллизии) и экзгумации из-за отсутствия водного флюида — катализатора и участника метаморфических реакций (Удовкина, 1971, 1985; Austrheim, 1987; Molina et al., 2002; Glodny et al., 2003).

Н.С. Уляшева и Ю.Л. Ронкин (Уляшева, Ронкин, 2014) подразделяют метабазиты комплекса Марун-Кеу на три геохимические группы. Породы группы I обогащены лантаноидами, LILE (кроме Sr), Ta и Nb. Группа II характеризуется пониженными содержаниями LILE, плоскими графиками REE и отрицательными аномалиями Ta и Nb. Породы группы III несколько обеднены LILE, по содержанию REE они занимают промежуточное положение между породами первой и второй групп, а по концентрациям Nb и Ta сходны с океаническими базальтами типа N-MORB. На основе геохимических данных авторы пришли к выводу, что метабазиты были образованы в задуговой обстановке (Уляшева, Ронкин, 2014).

Согласно изотопно-геохимическим и геохронологическим исследованиям (Rb-Sr, Sm-Nd изохронные возрасты и U-Pb датирование цирконов), период островодужного магматизма и формирования ювенильной коры (ранне-тиманская эволюция) длился от ~ 670 млн лет до ~ 570 млн лет (Glodny et al., 2003, 2004). Во время тиманского орогенеза (~ 550 млн лет) значительные объемы океанической и островодужной коры аккретировали к Балтике, что привело к росту континентальной коры в северной части палеоконтинента Балтика (Восточно-Европейской плиты). Породы комплекса Марун-Кеу, вероятно, находились в этой аккретированной части. Всплеск магматизма ~ 490 млн лет назад отражает смену геодинамических обстановок — от режима сжатия к режиму растяжения. В конечном итоге произошло формирование протоуральского океанического бассейна и пассивной континентальной окраины Балтики. Метаморфические события, связанные с субдукцией пассивной границы Балтики на восток, происходили от позднего девона до раннего карбона (Sm-Nd

изохронный возраст для эклогитов (Шацкий и др., 2000); Rb-Sr изохронный возраст для эклогитов и амфиболитов (Glodny et al., 2003)). Близкие оценки Rb-Sr возраста в породах эклогитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма рассматриваются как показатель быстрой экзгумации комплекса Марун-Кей (Glodny et al., 2003).

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Аналитические методы. Изучение состава минералов и структурных взаимоотношений между ними осуществлялось в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ

с помощью сканирующего электронного микроскопа “Jeol” JSM-6480LV с вольфрамовым термоэмиссионным катодом и энергодисперсионным спектрометром INCA-Energy 350 с Li-Si полупроводниковым детектором. Электронные изображения получены в режиме детектирования отраженных электронов при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока электронного зонда около 2 нА. Продолжительность накопления спектра составляла 100 с.

При пересчете микрозондовых анализов на кристаллохимические формулы количество трехвалентного железа в амфиболе рассчитывались по методу (Leake et al., 1997), а для шпинели, граната и пироксенов – по балансу заряда. Представительные микрозондовые

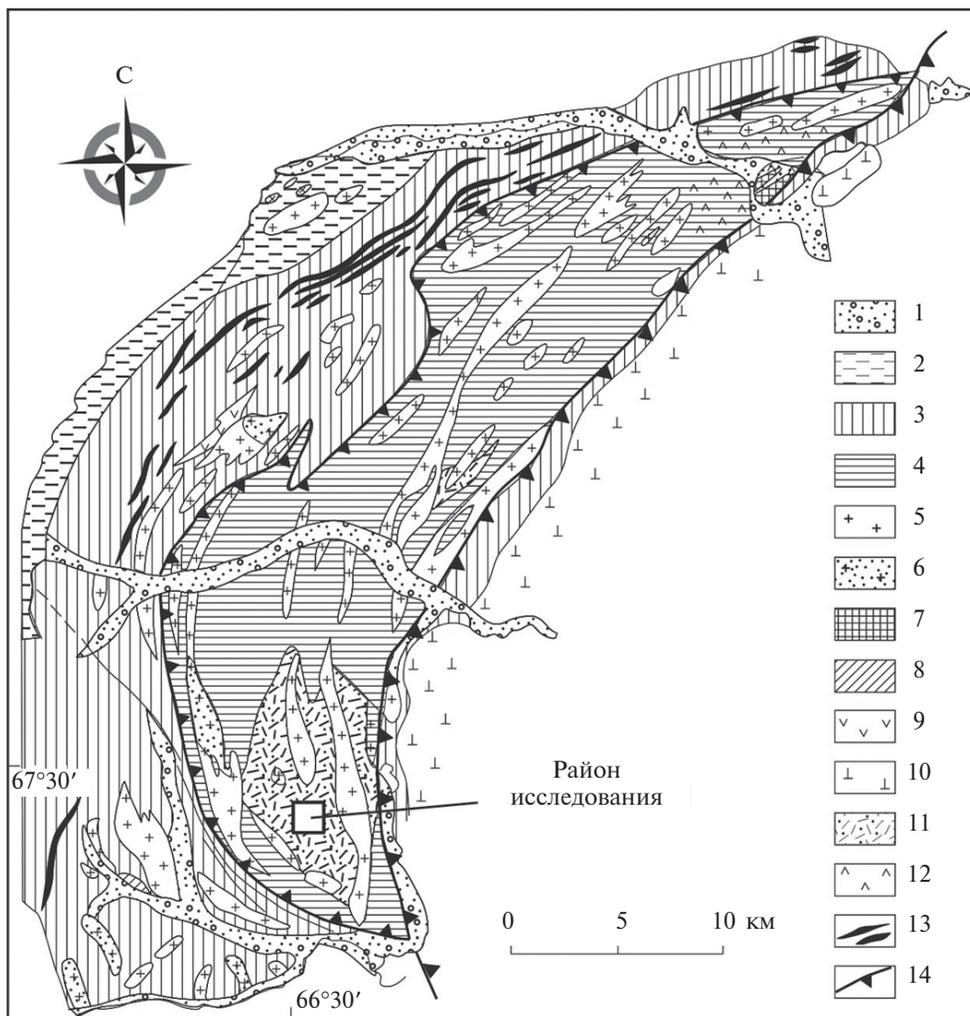


Рис. 1. Схематическая геологическая карта комплекса Марун-Кей на основе (Удовкина, 1971). 1 – четвертичные отложения; 2 – палеозойские отложения; 3 – няровейская серия: кварц-графитовые, кварц-серицитовые, амфибол-хлоритовые сланцы, конгломераты, серицит-хлоритовые сланцы с прослоями кварцитов, песчаников и мраморов, кварц-серицит-хлоритовые тонкопосчатые сланцы с прослоями эффузивов; 4 – комплекс Марун-Кей: чередование амфиболитов (гранатовых, альбитовых, слюдяных, слюдисто-хлоритовых) с гнейсами, гранитогнейсами и эклогитами; 5 – граниты, тоналиты, гнейсы; 6 – гранитоиды с флюоритом; 7 – метариолиты; 8 – диориты; 9 – габбро, диабазы; 10 – перidotитовый комплекс Сьум-Кей; 11 – участки распространения эклогитов; 12 – породы с глаукофаном; 13 – кварц-графитовые сланцы; 14 – зоны нарушений.

Таблица 1. Представительные микронзондовые анализы и кристаллохимические формулы оливинов, клинопироксенов и ортопироксенов из гранат-амфиболового лерцолита, комплекс Марун-Кей

Минерал	<i>Ol</i>	<i>Ol</i>	<i>Ol</i>	<i>Ol</i>	<i>Cpx</i>	<i>Cpx</i>	<i>Opx1</i>	<i>Opx1</i>	<i>Opx2</i>	<i>Opx2</i>	<i>Opx2</i>	<i>Opx2</i>	<i>Opx2</i>
Место	центр	край	центр	центр	край	край	пло- щадь	пло- щадь	край	край	край	край	край
Контакт с		<i>Opx2</i>	<i>Sp11</i>	<i>Sp11</i>	<i>Opx2</i>	<i>Opx2</i>			<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>
Анализ	3_10	3_11	O2	O3	P10	P11	16	3_05	P1*	P2*	P4*	P6*	среднее* (n = 4)
SiO ₂	40.06	39.75	39.88	39.57	54.26	54.33	55.25	55.77	56.59	56.58	56.97	56.47	56.65 (0.19)
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.37	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.00)
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	1.15	1.06	1.51	1.57	1.26	1.29	1.18	1.23	1.24 (0.04)
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.07	0.32	0.29	0.34	0.39	0.55	0.12	0.11	0.00	0.16	0.10 (0.06)
FeO	13.75	13.52	13.47	13.18	2.53	2.47	9.38	9.09	9.27	9.24	9.19	9.20	9.23 (0.03)
MnO	0.13	0.11	0.13	0.12	0.09	0.07	0.10	0.19	0.14	0.18	0.16	0.17	0.16 (0.01)
MgO	46.30	46.31	46.28	46.14	17.24	17.42	32.04	32.11	33.20	33.08	33.29	33.19	33.19 (0.07)
NiO	0.23	0.30	0.30	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.00)
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	24.03	24.24	0.89	1.37	0.13	0.19	0.19	0.21	0.18 (0.03)
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.38	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.00)
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.00)
Сумма	100.47	99.99	100.13	99.73	99.97	100.23	99.93	100.83	100.71	100.67	100.98	100.63	100.75 (0.14)
O	4	4	4	4	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Si	1.00	0.99	0.99	0.99	1.97	1.97	1.93	1.93	1.96	1.96	1.96	1.95	1.96 (0.00)
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.00)
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05 (0.00)
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.00)
Fe _{общ.}	0.29	0.28	0.28	0.28	0.08	0.07	0.27	0.26	0.27	0.27	0.26	0.27	0.27 (0.00)
Fe ³⁺	-**	-	-	-	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03 (0.00)
Fe ²⁺	0.29	0.28	0.28	0.28	0.05	0.04	0.24	0.22	0.24	0.24	0.24	0.23	0.24 (0.00)
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00 (0.00)
Mg	1.72	1.72	1.72	1.72	0.93	0.94	1.67	1.66	1.71	1.71	1.71	1.71	1.71 (0.00)
Ni	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.00)
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.93	0.94	0.03	0.05	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01 (0.00)
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.00)
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.00)
Сумма	3.00	3.01	3.01	3.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
X _{Mg} ***	0.86	0.86	0.86	0.86	0.95	0.96	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88 (0.00)

*Анализы использовались в восстановлении *P-T* условий. Для средних значений в скобках – стандартные отклонения.

Не рассчитывался. *X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe²⁺).

анализы минералов и их кристаллохимические формулы приводятся в табл. 1 и 2.

Лерцолит. Представительный образец гранат-амфиболового лерцолита (Пу-00-12) был отобран в районе горы Рыжая на Слюдяной Горке (рис. 1).

Порода массивная, неравнозернистая, сложенная минералами разных стадий

ее эволюции (рис. 2). Фенокристы оливина, ортопироксена и клинопироксена неравномерно распределенные по породе, относятся к магматической стадии. В пироксенах наблюдаются многочисленные продукты распада твердого раствора (ориентированные вроски, ламелли), а в ортопироксене, кроме того, присутствуют включения оливина округлой

Таблица 2. Представительные микронзондовые анализы и кристаллохимические формулы амфиболов, шпинелей и гранатов из гранат-амфиболового лерцолита, комплекс Марун-Кей

Минерал	<i>Amp</i>	<i>Amp</i>	<i>Spl1</i>	<i>Spl1</i>	<i>Spl2</i>	<i>Spl2</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>
Место	край	край	центр	край	центр	край	центр агрегата	центр агрегата	край	край	край	край	край
Контакт с	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>		<i>Opx1</i>		<i>Grt</i>			<i>Opx2</i>	<i>Opx2</i>	<i>Opx2</i>	<i>Opx2</i>	<i>Opx2</i>
Анализ	A17	A18	3_27	3_28	S7	S8	01	02	G1*	G2*	G4*	G6*	среднее* (n = 4)
SiO ₂	43.69	44.02	0.16	0.17	0.14	0.15	40.56	40.48	40.44	40.32	40.82	40.73	40.58 (0.20)
TiO ₂	0.35	0.42	0.30	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.00)
Al ₂ O ₃	14.63	14.50	23.81	26.59	62.78	62.38	22.93	22.87	23.09	22.77	23.16	23.18	23.05 (0.17)
Cr ₂ O ₃	0.82	1.07	33.99	31.50	1.23	1.88	0.00	0.00	0.11	0.51	0.17	0.21	0.25 (0.15)
V ₂ O ₃	-**	-	0.19	0.18	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	-
FeO	5.46	5.30	32.47	30.45	14.31	15.34	15.53	15.34	15.85	16.33	16.83	15.90	16.23 (0.39)
MnO	0.07	0.00	0.34	0.29	0.00	0.08	0.77	0.81	0.82	1.02	1.01	0.92	0.94 (0.08)
MgO	17.71	17.66	7.41	7.96	19.16	18.40	15.44	13.82	14.24	13.80	13.65	14.31	14.00 (0.28)
ZnO	-	-	0.57	0.59	0.93	0.92	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0.14	0.12	0.10	0.11	0.41	0.36	-	-	-	-	-	-	-
CaO	12.01	12.12	0.00	0.00	0.00	0.00	4.41	6.88	5.35	5.48	5.41	5.08	5.33 (0.15)
Na ₂ O	2.72	2.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.00)
K ₂ O	0.37	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.00)
Сумма	97.97	98.19	99.34	98.04	98.96	99.51	99.64	100.20	99.90	100.23	101.05	100.33	100.38 (0.42)
O	23	23	4	4	4	4	12	12	12	12	12	12	12
Si	6.16	6.19	0.01	0.01	0.00	0.00	2.98	2.97	2.98	2.97	2.99	2.99	2.98 (0.01)
Ti	0.04	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.00)
Al	2.43	2.40	0.89	0.99	1.90	1.89	1.98	1.98	2.00	1.98	2.00	2.00	2.00 (0.01)
Cr	0.09	0.12	0.85	0.79	0.03	0.04	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01 (0.01)
V ₂ O ₃	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	-
Fe _{общ.}	0.64	0.62	0.86	0.81	0.31	0.33	0.95	0.94	0.98	1.01	1.03	0.98	1.00 (0.02)
Fe ³⁺	0.42	0.38	0.23	0.20	0.08	0.07	0.06	0.07	0.03	0.05	0.02	0.01	0.03 (0.01)
Fe ²⁺	0.23	0.24	0.63	0.60	0.23	0.26	0.89	0.87	0.94	0.96	1.01	0.97	0.97 (0.03)
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06 (0.00)
Mg	3.72	3.70	0.35	0.38	0.73	0.71	1.69	1.51	1.56	1.52	1.49	1.56	1.53 (0.03)
Zn	-	-	0.01	0.01	0.02	0.02	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	-
Ca	1.81	1.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.54	0.42	0.43	0.42	0.40	0.42 (0.01)
Na	0.74	0.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.00)
K	0.07	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 (0.00)
Сумма	15.74	15.70	3.00	3.00	2.99	2.99	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
X _{Mg} ***	0.94	0.94	0.36	0.38	0.76	0.73	0.65	0.64	0.62	0.61	0.60	0.62	0.61 (0.01)
X _{Cr}	-	-	0.49	0.44	0.01	0.02	-	-	-	-	-	-	-
X _{Prp}	-	-	-	-	-	-	0.57	0.51	0.52	0.51	0.50	0.52	0.51 (0.01)
X _{Alm}	-	-	-	-	-	-	0.30	0.29	0.32	0.32	0.34	0.32	0.33 (0.01)
X _{Grs}	-	-	-	-	-	-	0.12	0.18	0.14	0.15	0.14	0.13	0.14 (0.00)
X _{Sps}	-	-	-	-	-	-	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02 (0.00)

*Анализы использовались в восстановлении *P-T* условий. Для средних значений в скобках – стандартные отклонения. ** Не измерялся или не рассчитывался. ***X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe²⁺).

формы (рис. 3а). Вокруг фенокристов часто наблюдаются келифитовые каймы, сложенные метаморфическим амфиболом, новообразованным ортопироксеном или обоими этими минералами (рис. 4). С этими минералами часто сосуществует агрегат мелких кристаллов граната на внешней стороне каймы (рис. 4а).

Новообразованный ортопироксен, амфибол и гранат контактируют друг с другом и находятся в равновесных соотношениях (рис. 4б).

Модальные содержания минералов в породе, рассчитанные по цветовой гамме (рис. 2б), составляют: оливин (40%), амфибол (29%), ортопироксен (12%), гранат (12%), клинопирок-

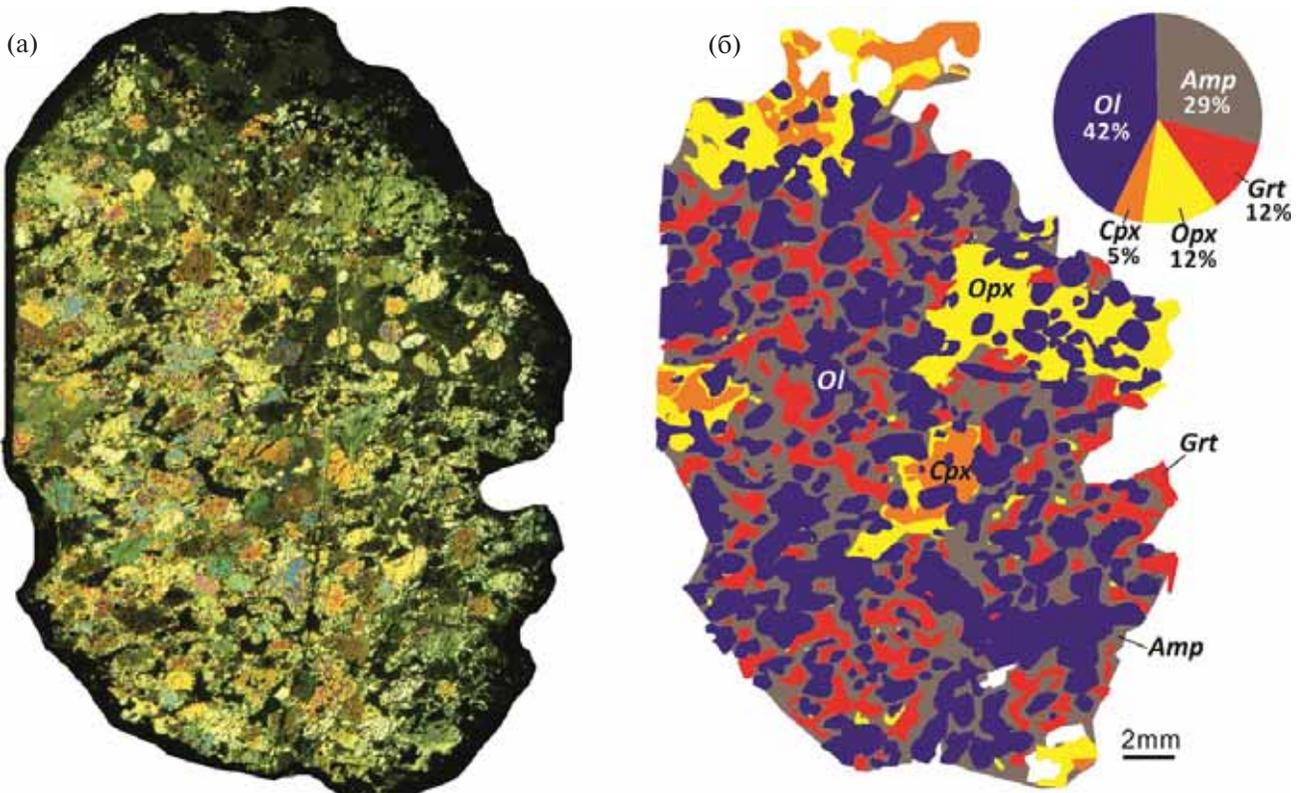


Рис. 2. Сканированный шлиф гранат-амфиболового лерцолита (а) и его схема (б). Николи скрещены.

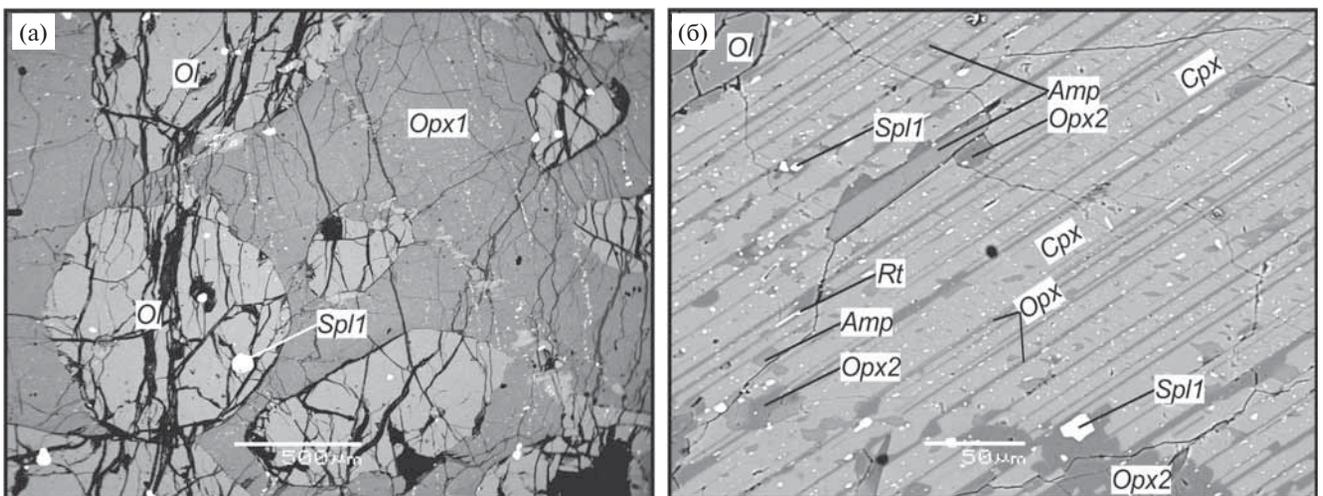


Рис. 3. Минералы магматической стадии на изображении в отраженных электронах.

(а) — округлые включения оливина в фенокристалле ортопироксена рассматриваются как признак кумулюсной структуры. (б) — клинопироксен с многочисленными ламелями ортопироксена, включениями зернистой шпинели и ориентированными вростками рутила. По ламелям развиваются метаморфические ортопироксен (*Opx2*) и амфибол.

сен (5%) и акцессории – серпентин, хлорит, Cr-Al шпинель, ильменит и рутил (всего ~ 2%).

Оливин образует зерна величиной ≤ 1.5 мм с характерным высоким рельефом. Нередки описанные выше включения оливина (Ol) в фенокристаллах магматического ортопироксена (Opx1) (рис. 3а). Зерна оливина часто рассеяны многочисленными трещинами, выполненными регрессивным серпентином (рис. 4). Оливин независимо от структурного положения имеет выдержанный состав: $X_{Mg} = 100 \times Mg / (Mg + Fe) = 86-87$, MnO = 0.09–0.14 мас.%, NiO = 0.22–0.31 мас.%. Концентрация NiO в оливине ниже, чем в мантийных оливинах (рис. 5а).

Зерна *клинопироксена* ксеноморфные, имеют размер до 3 мм. В проходящем свете кристаллы буроватого или серого цвета, довольно мутные, что связано с присутствием множества включений зернистой шпинели и ориентированных вростков рутила. В клинопироксене наблюдается множество ламелл ортопироксена (рис. 3б). Клинопироксен представлен диопсидом, в котором содержится 1.06–1.50 мас.% Al₂O₃ и 0.30–0.47 мас.% Na₂O при $X_{Mg} \sim 0.94-0.96$.

Зерна *клинопироксена* ксеноморфные, имеют размер до 3 мм. В проходящем свете кристаллы буроватого или серого цвета, довольно мутные, что связано с присутствием множества включений зернистой шпинели и ориентированных вростков рутила. В клинопироксене наблюдается множество ламелл ортопироксена (рис. 3б). Клинопироксен представлен диопсидом, в котором содержится 1.06–1.50 мас.% Al₂O₃ и 0.30–0.47 мас.% Na₂O при $X_{Mg} \sim 0.94-0.96$.

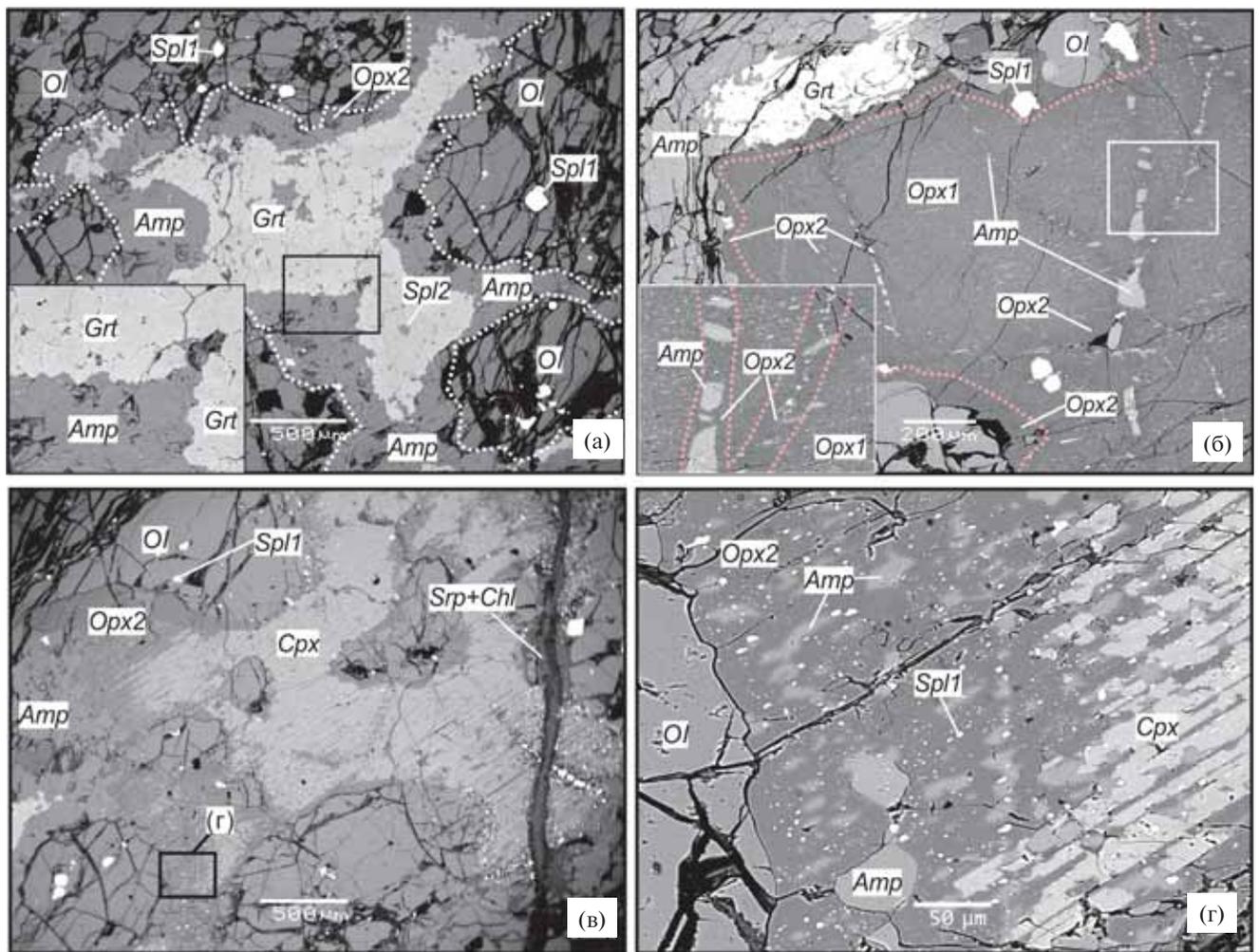


Рис. 4. Метаморфические преобразования в перидотите.

(а) – короны амфибола вокруг оливина и агрегат зерен граната (предположительно по плагиоклазу) с зерном метаморфической шпинели *Spl2*. Границы между оливином и амфиболом (ортопироксеном) показаны белыми точечными линиями. На врезке – взаимные прорастания амфибола и граната вдоль контакта.

(б) – зональный кристалл ортопироксена с мелкими ориентированными вростками рутила и ламеллями клинопироксена в центральной части кристалла (*Opx1*) и гомогенной новообразованной каймой (*Opx2*); точечные линии – границы между *Opx1* и каймой *Opx2*. На врезке показаны амфибол (*Amp*)-ортопироксеновые (*Opx2*) прожилки.

(в) – замещение магматического клинопироксена амфиболом и ортопироксеном (*Opx2*). Регрессивные прожилки выполнены серпентином и хлоритом.

(г) – увеличенное изображение участка (в), показывающее замещение магматического клинопироксена агрегатом зерен амфибола, ортопироксена (*Opx2*), и остатки шпинели (*Spl1*). Изображения в отраженных электронах.

Ортопироксен встречается в разных структурных позициях в породе. Крупные ксеноморфные кристаллы (*Orpx1*) размером до 5 мм неравномерно распределены в породе, подобно клинопироксену, довольно мутные при одном никеле, что также связано с присутствием множества ориентированных вростков рутила и небольшим количеством зернистой шпинели. Ламелли клинопироксена в ортопироксене немногочисленны (по сравнению с ламеллями в клинопироксене). Овальные включения оливина в фенокристаллах ортопироксена (рис. 3)

интерпретируются как фрагменты кумулусной структуры магматической стадии (Wager et al., 1960). Вокруг этих зерен, как и вокруг оливина, образуются каймы новообразованного ортопироксена (*Orpx2*), лишенные минеральных включений. Этот ортопироксен, находящийся также в келифитовых каймах, равновесен с минералами метаморфической стадии — амфиболом и гранатом, т.е. также является метаморфическим минералом.

Магматические (*Orpx1*) и метаморфические (*Orpx2*) ортопироксены имеют близкие значения

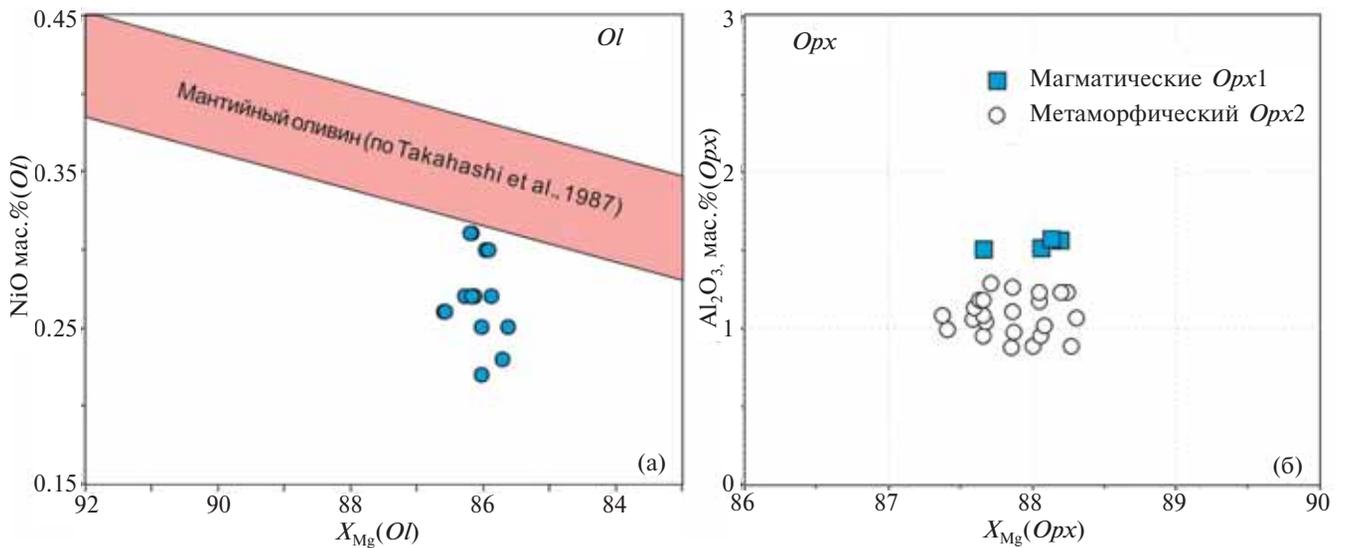


Рис. 5. Диаграммы с параметрами состава минералов. (а) — магматический оливин, (б) — магматический и метаморфический ортопироксены.

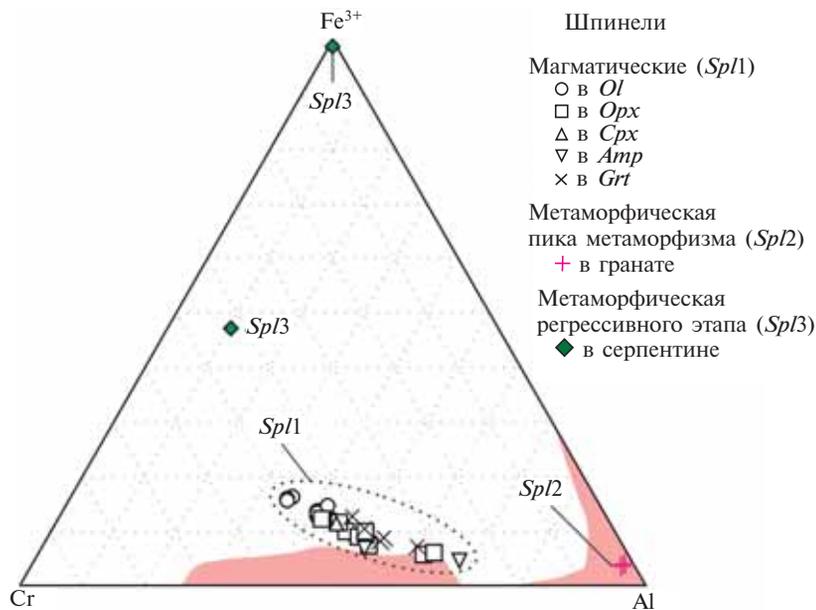


Рис. 6. Составы трех генераций шпинели из гранат-амфиболового лерцолита на треугольной диаграмме Al–Cr–Fe³⁺ (в форм. ед.).

Цветом выделено поле шпинели из высокобарных метаморфических пород по (Varnes, 2001).

магнезиальности ($X_{Mg} = 0.88 \pm 0.05$), отличаясь более высоким содержанием Al_2O_3 в магматических разностях ($Al_2O_3(Orpx1) = 1.51 - 1.58$ мас.%, $Al_2O_3(Orpx2) = 0.88 - 1.29$ мас.%) (рис. 5б). Отметим, что электронно-зондовый анализ магматического ортопироксена (*Orpx1*), содержащего, в отличие от метаморфического, множество микровключений, выполнялся по площади (67×50 мкм² – 140×105 мкм²) с целью восстановления исходного состава минерала до распада твердого раствора.

Шпинель встречается в виде включений неправильной формы во всех главных породообразующих минералах. Состав шпинели, образованной на разных этапах эволюции, заметно отличается (рис. 6). Магматическая шпинель с параметрами состава $X_{Cr} = Cr/(Cr + Al) = 0.29 - 0.59$, $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 0.20 - 0.48$ имеет зональные зерна, от центра к краю увеличиваются содержания Al и Mg, а Cr и Fe уменьшаются. Кроме того, шпинель в оливине обеднена Al и Mg и, соответственно, обогащена Cr и Fe по сравнению со шпинелью в пироксенах, гранате и амфиболе. Состав зернистой шпинели, находящейся во вростках в клинопироксене, точно измерить не удалось из-за малого размера зерен. Метаморфическая шпинель, единичные включения которой обнаружены только в гранате (рис. 4а), попадает на треугольной диаграмме в поле шпинелей высокобарных метаморфических комплексов (рис. 6). Она имеет существенно более высокую магнезиальность ($X_{Mg} = 0.73 - 0.76$) и низкую хромистость ($X_{Cr} = 0.01 - 0.02$) по сравнению с магматической. В этой шпинели от центра к краю увеличиваются содержания Cr и Fe на фоне снижения Al и Mg. Шпинель регрессивного этапа из серпентинитовых прожилков (иногда с хлоритом) характеризуется существенным обогащением магнетитовым минералом (рис. 6); в виду малых размеров зерен анализы шпинели этой генерации получились недостаточно точными, поэтому не включены в табл. 2.

Амфибол представлен в шлифе светло-зелеными ксеноморфными зернами, развивающимися между темноцветными минералами и гранатом (рис. 4). Он встречается также в виде ламелл замещения в пироксенах (рис. 4б, 4г). Амфибол в каймах является паргаситом с параметрами состава (форм. ед.): $Ca^B = 1.81 - 1.89$, $(Na + K)^A = 0.70 - 0.76$, $Si = 6.10 - 6.38$ и $X_{Mg} = 0.92 - 0.95$. В его составе отмечается хлор (до 0.47 мас.%).

Гранат также представлен мелкими ксеноморфными зернами, агрегат которых часто напоминает амебу. Отдельные зерна граната слегка зональны, а в агрегате наблюдается снижение магнезиальности от центра ($X_{Prp} = 0.50 - 0.57$, $X_{Alm} = 0.29 - 0.31$, $X_{Grs} = 0.12 - 0.19$) к контакту с Fe-Mg минералом ($X_{Prp} = 0.48 - 0.52$, $X_{Alm} = 0.31 - 0.34$, $X_{Grs} = 0.14 - 0.15$).

Хлорит (*Chl*) и серпентин (*Srp*), наблюдаемые в редких прожилках, секущих другие минералы (рис. 4в), отвечают наиболее поздней низкотемпературной стадии метаморфизма.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА

P-T параметры пика метаморфизма для гранат-амфиболового лерцолита восстанавливались по составам краев контактирующих граната и ортопироксена (*Orpx2*). В расчетах для составов четырех минеральных пар, приведенных в табл. 1 и 2, использовались уравнения минералогических геотермометров и геобарометров (Nickel, Green, 1985; Brey, Köhler, 1990, Taylor, 1998), представленных в программе PTQuick, версия 1.3 (Доливо-Добровольский Д.В., <http://www.dimadd.ru/en/Programs/ptquick>). Независимое восстановление *P-T* параметров производилось с помощью моделирования фазовых равновесий (известного так же как «метод псевдосекций») с помощью программного комплекса Perple_X, версия 6.8.3 (Connolly, 2005). При моделировании использовалась термодинамическая база данных hp11ver.dat (Holland, Powell, 2011), а также модели твердых растворов для граната (обозначение в программе – Gt(HP); Holland, Powell, 1998) и ортопироксена (Orpx(HP); Holland, Powell, 1996). В силу неоднородности метаморфического преобразования породы и аллохимичности процесса в моделировании использовался эффективный химический состав участка на контакте между гранатом и ортопироксеном (рис. 7а). Эффективный химический состав этого участка рассчитывался с учетом химического состава граната и ортопироксена, их плотностей и относительного количества пикселей на изображении в отраженных электронах (врезка на рис. 7а). Количество двухвалентного и трехвалентного железа в расчетах не учитывалось. Гранат-клинопироксеновое обменное равновесие в геотермометрических расчетах не использовалось в виду отсутствия

как взаимного контакта между минералами, так и признаков роста клинопироксена на эклогитовой стадии.

Результаты восстановления P - T условий метаморфизма, полученных с помощью вышеуказанных методов, приводятся на рис. 7. Моделирование фазовых равновесий показало, что гранат и ортопироксен сосуществуют в широком диапазоне P - T условий (рис. 7а) и их составы, представленные на диаграмме в виде изоплет Al_2O_3 (мас.%), X_{Mg} в ортопироксене и X_{Mg} в гранате, отвечают природным при температуре $\sim 640^\circ C$ и давлении ~ 2.1 ГПа (рис. 7а). Модельные объемные содержания граната и ортопироксена при этих P - T параметрах составляют 46.6 и 52.8% соответственно, хорошо воспроизводят наблюдаемые на врезке к рис. 7а соотношения (48% и 52%, соответственно). Отметим, что моделирование показывает, что в системе может присутствовать пренебрежимо малое количество шпинели (0.6 об.%).

Пересечение линии гранат-ортопироксеновых геобарометров (Nickel, Green, 1985; Brey, Köhler, 1990, Taylor, 1998) и «Ca-in-Opx» геотермометра (Brey, Köhler, 1990) дают значения температуры $T = 740 \pm 60^\circ C$ и давления

$P = 2.1 \pm 0.3$. Результаты по геотермометрам NG85 и T98 совпадают (рис. 7б). Отметим, что близкий наклон линий может приводить к значительным вариациям давления при небольшом изменении температуры.

Таким образом, два независимых метода показывают довольно близкие условия метаморфизма, проявленного в гранат-амфиболовом лерцолите.

СОСТАВ И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИСХОДНОЙ МАГМЫ ДЛЯ КУМУЛУСНОГО ПРОТОЛИТА ЭКЛОГИТОВ И МЕТАПЕРИДОТИТОВ

Наличие слабо измененных габброидов и реликтовых первично-магматических фаз в метаперидотитах позволяет предполагать близкие к изохимическим условия метаморфизма исходных мафит-ультрамафитовых кумулатов – как протолита эклогитов и гранат-амфиболовых перидотитов. Это позволяет ставить задачу реконструкции параметров исходных магм комплекса Марун-Кей, постулируя закрытость кумулусных систем в процессе затвердевания на магматической стадии.

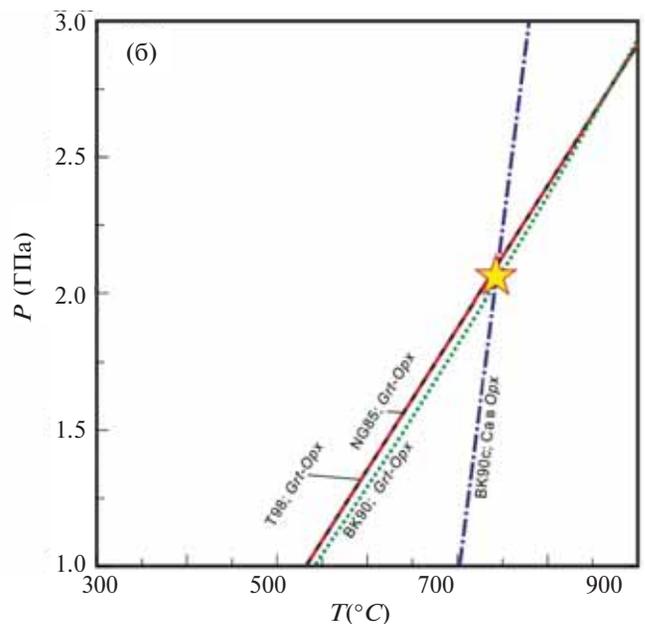
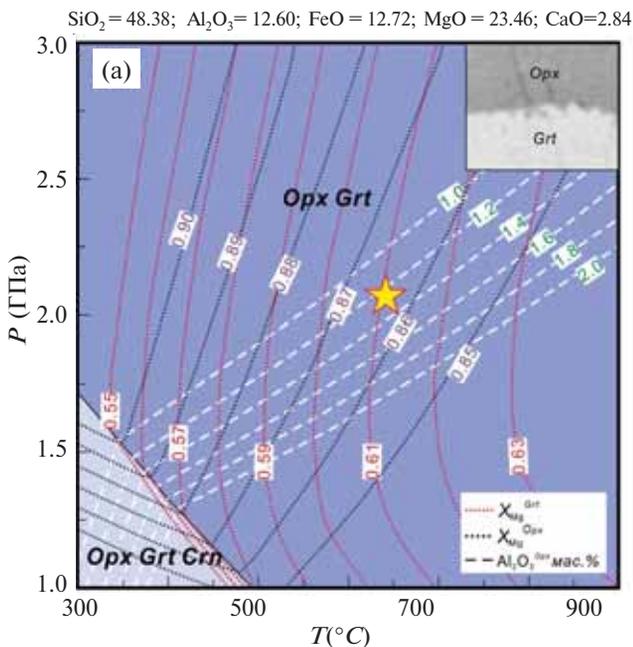


Рис. 7. P - T диаграммы с условиями пика метаморфизма.

(а) – результаты моделирования фазовых равновесий с помощью программного комплекса Perple_X, версия 6.8.3 (Connolly, 2005). На врезке показана приконтактовая область граната и ортопироксена, для которой рассчитывался химический состав (приводится над диаграммой в мас.%) и выполнялось термодинамическое моделирование. Точечные линии – изоплеты: X_{Mg}^{Grt} , X_{Mg}^{Opx} ; белая пунктирная линия – $Al_2O_3^{Opx}$, мас.%.

(б) – линии, рассчитанные по минералогическим геотермометрам (BK90c – Ca в Opx, Brey, Köhler, 1990) и геобарометрам (NG85 – Nickel, Green, 1985; BK90 – Brey, Köhler, 1990; T98 – Taylor, 1998), широко применяемым при исследованиях мантийных перидотитов. Звездочки – P - T условия пика метаморфизма. Детали см. в тексте.

Таблица 3. Составы плагиоклазовых перидотитов и габброидов из комплекса Марун-Кеу по литературным данным

Компоненты	Плагиоклазовый перидотит				Меланократовое оливковое габбро-1				Лейкократовое габбро-2						
	МК-9/3*	3.ппу	148.43	среднее (n = 3)	517.597	4.1	67a	среднее (n = 3)	МК-7/3*	97.пу	82	351.13	70.пу	516.597	среднее (n = 6)
SiO ₂	42.90	43.33	44.00	43.41	44.75	45.54	46.37	45.55	48.49	47.20	48.45	48.40	48.92	47.80	48.21
TiO ₂	0.12	0.11	0.19	0.14	0.18	0.16	0.13	0.16	0.24	0.14	0.18	0.26	0.13	0.23	0.20
Al ₂ O ₃	11.97	11.56	11.70	11.74	16.67	19.77	19.33	18.59	21.22	21.11	23.29	21.11	24.02	19.72	21.75
FeO _{общ}	10.74	9.95	9.51	10.07	7.75	6.74	7.39	7.29	5.76	5.76	4.26	5.37	4.47	5.51	5.19
MnO	0.16	0.25	0.11	0.17	0.12	0.10	0.06	0.09	0.12	0.12	0.11	0.12	0.13	0.41	0.17
MgO	25.12	24.80	25.80	25.24	17.67	14.13	13.14	14.98	7.06	10.47	7.00	8.85	5.47	9.08	7.99
CaO	7.04	7.10	7.63	7.26	11.00	11.15	10.75	10.97	13.89	12.46	15.05	13.76	14.62	15.25	14.17
Na ₂ O	0.82	0.96	0.82	0.87	0.94	1.49	1.47	1.30	1.53	1.47	1.01	1.40	1.67	1.29	1.40
K ₂ O	0.12	0.08	0.08	0.09	0.00	0.08	0.11	0.06	0.14	0.17	0.12	0.24	0.24	0.00	0.15
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.21	0.19	0.21	0.20	0.16	0.17	0.00	0.11	0.07	0.10	0.12	0.04	0.06	0.48	0.14
Сумма	99.20	98.33	100.05	99.19	99.24	99.33	98.76	99.11	98.52	98.99	99.59	99.55	99.73	99.77	99.36
Mg/(Mg + Fe)**	0.81	0.82	0.83	0.82	0.80	0.79	0.76	0.79	0.69	0.76	0.75	0.75	0.69	0.75	0.73
FeO/MgO**	0.43	0.40	0.37	0.40	0.44	0.48	0.56	0.49	0.82	0.55	0.61	0.61	0.82	0.61	0.65
CaO/Al ₂ O ₃ **	0.59	0.61	0.65	0.62	0.66	0.56	0.56	0.59	0.65	0.59	0.65	0.65	0.61	0.77	0.65
Fo в оливине	83.83					83.80									

Примечание. Составы приведены к безводной основе и 100 мас.% при моделировании. МК-9/3 и МК-7/3 из данных (Тишин, 1999); 67a – из данных (Куликова, 2005); другие из данных (Уловкина 1971, 1985). *Минеральный состав пород: МК-9/3: *OI* (59%), *Pl* (12%), *Orpx* (12%), *Crpx* (9%), *Grt* (<1%), *Amp* (8%); МК-7/3: *OI* (18%), *Pl* (47%), *Orpx* (4%), *Crpx* (26%), *Grt* (<1%), *Amp* (5%). **Молярные отношения, рассчитанные для суммарного содержания FeO; FeO/MgO и CaO/Al₂O₃ в мас.%.



Рис. 8. AFM-диаграмма с валовыми составами малоизмененных магматических пород из комплекса Марун-Кей (данные из работ (Удовкина, 1971, 1985; Тишин, 1999; Куликова, 2005)), использованных в моделировании с помощью программы КОМАГМАТ. Выделена область островодужных ультрамафических кумулатов, по (Beard 1986). Детали см. в тексте.

Этот подход, известный как “метод геохимической термометрии” (Ariskin, Varmina, 2004), представляет один из вариантов решения обратных петрологических задач, когда по валовым составам пород восстанавливаются химические характеристики и температура исходного магматического расплава. Условием успешной реализации этого метода является наличие пород, контрастно различающихся по химическому составу за счет различий в количестве минеральных фаз, аккумулярованных в расплаве идентичного или близкого состава. Термодинамической основой метода является допущение равновесности исходных минеральных фаз и расплава при температуре, отвечающей началу затвердевания кумулусных смесей. В этом случае расчеты равновесной кристаллизации полных (по сути виртуальных) расплавов пород приводят модельные траектории в компактную область устойчивых T - X характеристик, которые интерпретируются как параметры исходной магмы (Ariskin, Varmina, 2004). Отметим, что данный метод до настоящего времени не применялся к породам высокобарных метаморфических комплексов.

Для проверки гипотезы о генетической связи габброидов и плагинклавовых перидотитов и определения вероятного магматического расплава по литературным данным было выбрано 12 составов пород, наименее измененных

метаморфическими процессами (Удовкина, 1971, 1985; Тишин, 1999; Куликова, 2005). Изученный образец в выборку не входил в виду относительно высокой степени преобразования в ходе аллохимического метаморфизма. Его химический состав, согласно грубой оценке, рассчитанный по относительным площадям минералов в шлифе и средним составам этих минералов, составляет (мас. %): SiO₂ = 43.53; TiO₂ = 0.12; Al₂O₃ = 7.09; Cr₂O₃ = 0.40; FeO_{общ} = 10.54; MnO = 0.20; MgO = 31.24; CaO = 5.20; Na₂O = 0.74; K₂O = 0.10; Сумма = 99.16.

Выбранные породы можно разделить на три группы – плагинклавовые перидотиты ($n = 3$), меланократовое оливиновое габбро (далее габбро-1, $n = 3$) и лейкократовое высокоглиноземистое габбро (далее габбро-2, $n = 6$, см. табл. 3). Составы этих габброидов попадают в поле толеитовой серии (рис. 8) и характеризуются увеличением содержания железа и щелочных компонентов от габбро-1 к габбро-2. Составы плагинклавовых перидотитов формально отвечают островодужным ультрамафическим кумулатам, содержащим ≤ 44.00 мас. % SiO₂ и 24.80–25.80 мас. % MgO (Beard, 1986). Общей особенностью этой выборки является низкое содержание TiO₂: 0.13–0.26 для габброидов и 0.11–0.19 для плагинклавовых перидотитов.

Таблица 4. Составы модельных исходных расплавов пород комплекса Марун-Кей при 0.6–0.8 ГПа

<i>P</i> , ГПа	0.6	0.7	0.8	Среднее
<i>T</i> , °C	1240	1255	1268	
<i>Fo</i>	82	84	86	
SiO ₂	47.85 ± 0.83	47.94 ± 1.01	47.72 ± 1.66	47.83 ± 0.11
TiO ₂	0.53 ± 0.03	0.43 ± 0.03	0.38 ± 0.05	0.45 ± 0.08
Al ₂ O ₃	16.01 ± 0.26	16.69 ± 0.30	17.27 ± 0.64	16.66 ± 0.63
FeO	12.42 ± 0.98	11.41 ± 1.07	10.85 ± 1.63	11.56 ± 0.80
MnO	0.24 ± 0.09	0.23 ± 0.08	0.22 ± 0.07	0.23 ± 0.01
MgO	8.87 ± 0.08	9.44 ± 0.09	9.85 ± 0.08	9.38 ± 0.49
CaO	11.71 ± 0.27	11.75 ± 0.34	11.67 ± 0.62	11.71 ± 0.04
Na ₂ O	2.06 ± 0.23	1.87 ± 0.16	1.83 ± 0.18	1.92 ± 0.12
K ₂ O	0.31 ± 0.12	0.25 ± 0.09	0.21 ± 0.06	0.26 ± 0.05
P ₂ O ₅	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00

Примечание. Приведены температуры кристаллизации исходного расплава (температура пересечения рассчитанных траекторий). *Fo* – рассчитанное содержание форстеритового минала в оливине, равновесном с исходным расплавом.

При моделировании кристаллизации расплавов пород и поиске состава исходных расплавов использовалась программа КОМАГМАТ (Ariskin et al., 1993) в версии 3.73 (<http://geo.web.ru/~ariskin/soft.html-id=comagmat.htm>). Расчеты последовательности выделения минералов и траекторий эволюции состава расплава при равновесной кристаллизации проводились для средних составов каждой из групп с помощью режима «Simulating Equilibrium Crystallization» при давлении 0.6–0.8 ГПа, сухих условиях

и летучести кислорода, соответствующей буферу QFM. Независимая оценка окислительно-восстановительных условий кристаллизации исходной магмы не представляется возможной из-за отсутствия данных о первичных составах шпинели и Fe-Ti оксидов. Однако опыт моделирования различных магматических серий и условий образования интрузивных пород показывает, что обычно эти редокс-условия отвечают диапазону значений ΔQFM ± 1, вариации которых слабо влияют на температуры

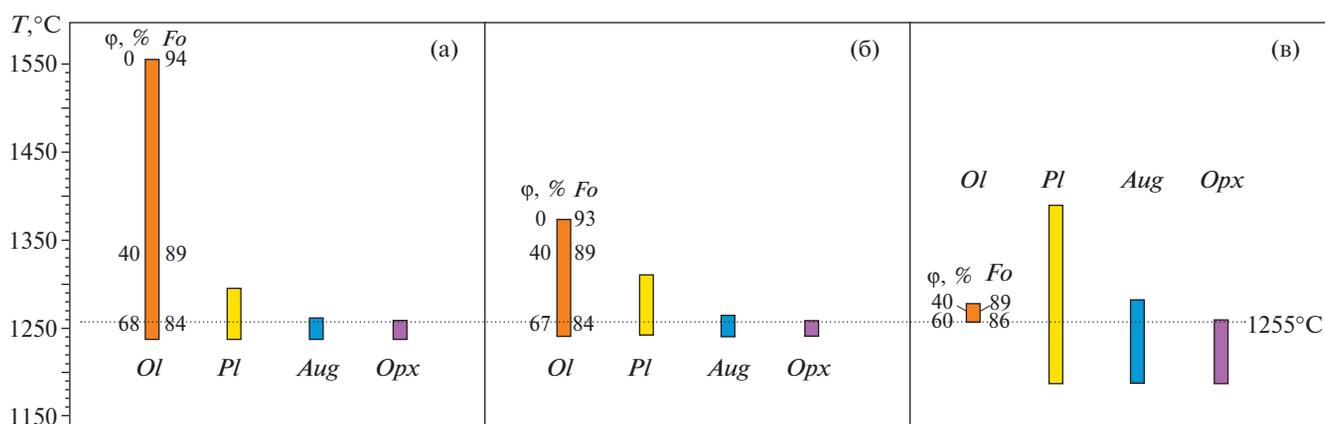


Рис. 9. Последовательность равновесной кристаллизации минералов из расплавов, рассчитанная с помощью программы КОМАГМАТ для составов трех типов малоизмененных пород из комплекса Марун-Кей (табл. 3): (а) – плагиоклазовый перидотит, (б) – меланократовое оливиновое габбро, (в) – лейкократовое габбро. Все данные для *P* = 0.7 ГПа и буфера QFM. φ, % – степень кристаллизации расплава в мол.%; *Fo* – расчетное содержание форстерита в модельном оливине.

кристаллизации и состав фемических минералов (Ariskin, Varmina, 2004). Шаг кристаллизации составлял $\Delta\varphi_{cr} = 1$ мол.%, максимальное значение степени кристаллизации расплава варьировало от 70 до 90%.

Выбор давления 0.6–0.8 ГПа основан на том, что в этом интервале модельный состав оливина (Fo_{82-86}) в равновесии с расчетным расплавом в диапазоне температур 1240–1268°C (табл. 4) наилучшим образом согласуется с природными наблюдениями¹. По данным (Удовкина, 1985), составы порообразующих минералов в плагиоклазовых перидотитах и габброидах близки между собой, при этом состав магнезиального оливина варьирует как раз в пределах 82–86 мол.% Fo . Таким образом, интервал 0.6–0.8 ГПа можно рассматривать как наиболее вероятную (оптимальную) оценку условий кристаллизации протоматических пород комплекса Марун-Кей. Более точная оценка затруднительна из-за неопределенности подобного метода барометрии, связанной с особенностями калибровки модели КОМАГМАТ (Ariskin, Varmina, 2004). Расчеты равновесной кристаллизации расплавов для средних составов трех выделенных групп (табл. 3) при давлениях 0.6, 0.7 и 0.8 ГПа демонстрируют небольшие отличия в последовательности кристаллизации минералов и линиях эволюции составов остаточных расплавов. Для последующих иллюстраций мы выбрали промежуточные результаты при среднем давлении 0.7 ГПа, которые не сильно отличаются от данных, полученных при давлениях 0.6 и 0.8 ГПа.

Модельные последовательности кристаллизации минералов для средних составов каждой из групп при 0.7 ГПа приведены на рис. 9. Для высокомагнезиального плагиоклазового перидотита и габбро-1 отмечается широкое поле избыточного оливина: в первом случае кристаллизация оливина начинается около 1554°C (Fo_{94} , т.е. при содержании форстеритового минерала в оливине 94%), во втором – при 1373°C (Fo_{93}). Обе температурные оценки носят виртуальный характер, поскольку реальные параметры кристаллизации исходных магм должны соответствовать наблюдаемому диапазону составов оливина – Fo_{82-86} (см. выше). С таким составом оливина лучше согласуются

начальные и более низкие температуры кристаллизации плагиоклаза как второй фазы, появляющейся после оливина (рис. 9а, 9б). Ортопироксен и клинопироксен представляют поздние фазы, кристаллизующиеся при температурах ниже 1260°C. В случае глиноземистого габбро-2 первым кристаллизуется плагиоклаз (около 1388°C), затем – оливин, клинопироксен и ортопироксен. Оливин последовательно замещается пироксенами и за счет реакции с расплавом исчезает с ликвидуса при ~ 1256°C (рис. 9в).

Общей особенностью всех трех последовательностей кристаллизации при 0.7 ГПа является устойчивый характер выделения ортопироксена – примерно при одной и той же температуре около 1255°C. Это определяет реакционные соотношения оливина с расплавом во всех модельных системах. При этом в случае плагиоклазового перидотита и габбро-1 состав оливина при температуре ~ 1255°C идентичен ~ Fo_{84} , что близко составу оливина в плагиоклазовом перидотите и габбро-1 комплекса Марун-Кей (Удовкина, 1985; Тишин, 1999). Состав оливина в модельной системе габбро-2 при 1255°C ближе к Fo_{86} , что также не выходит за пределы природного диапазона (рис. 9в).

Эволюция состава модельных расплавов, кристаллизующихся при 0.7 ГПа, показана на рис. 10. Главной особенностью траекторий на диаграммах является их сближение по мере понижения температуры и пересечение в относительно узком температурном интервале $1255 \pm 10^\circ\text{C}$. Этот факт можно рассматривать как указание на генетическое родство выделенных групп пород, которые с высокой вероятностью представляли продукт аккумуляции разных количеств оливина и плагиоклаза в высокомагнезиальном расплаве при температуре около 1255°C (Ariskin, Varmina, 2004). Именно при этой температуре ортопироксен и клинопироксен начинают кристаллизоваться из модельных расплавов (рис. 9), поэтому исходную магму можно характеризовать как субкотектическую, отвечающую ассоциации $Ol + Pl \pm Aug \pm Opx$ + расплав.

Таким образом, идея о родственности плагиоклазовых перидотитов и габброидов в комплексе Марун-Кей, высказанная на основании изучения составов порообразующих минералов (Удовкина, 1985), находит подтверждение по результатам моделирования и в конкретных параметрах равновесной кристаллизации этих пород.

¹ В действительности, на предварительном этапе расчеты проводились для более широкого диапазона давлений, варьирующих от 1 атм. до 1 ГПа.

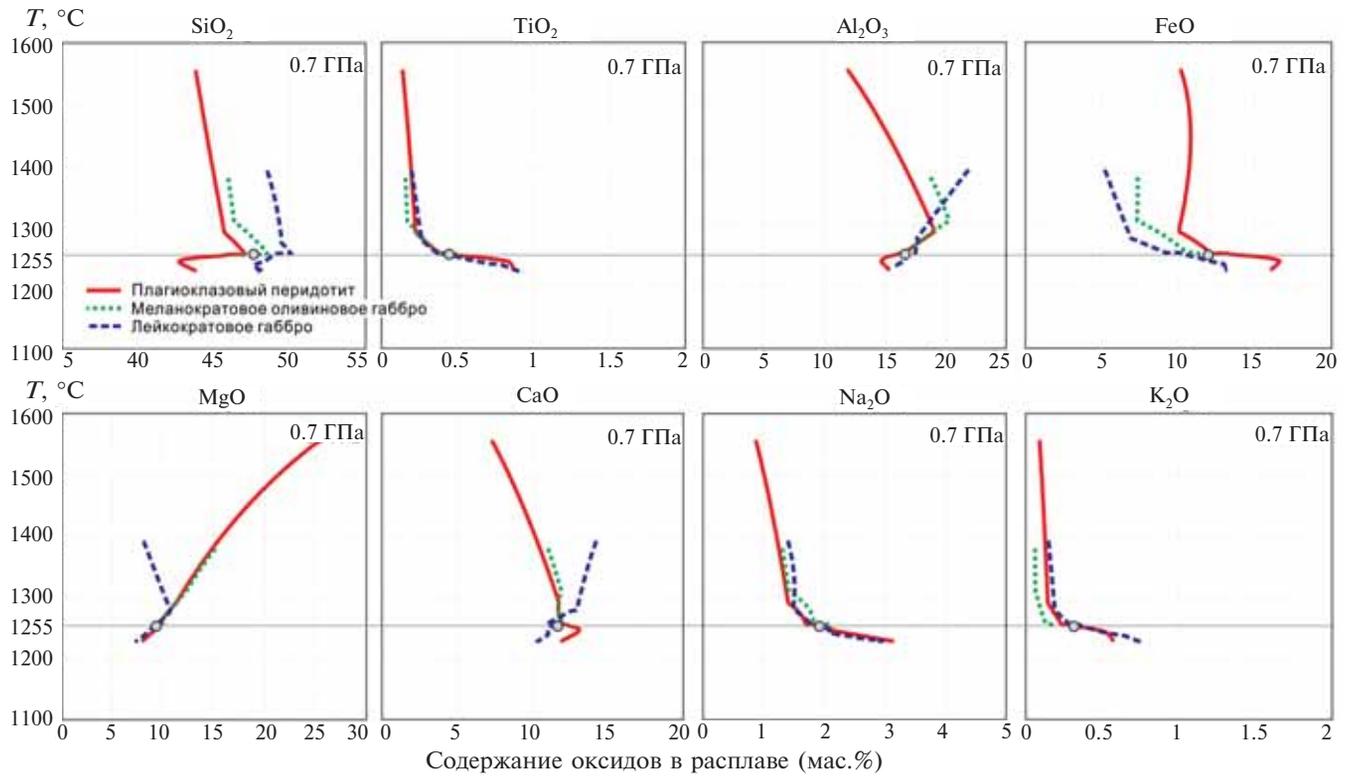


Рис. 10. Тренды эволюции состава расплавов, рассчитанные по модели равновесной кристаллизации в программе КОМАГМАТ для средних составов плагиоклазового перидотита, меланократового оливинового габбро и лейкократового габбро при $P = 0.7$ ГПа и буфере QFM.

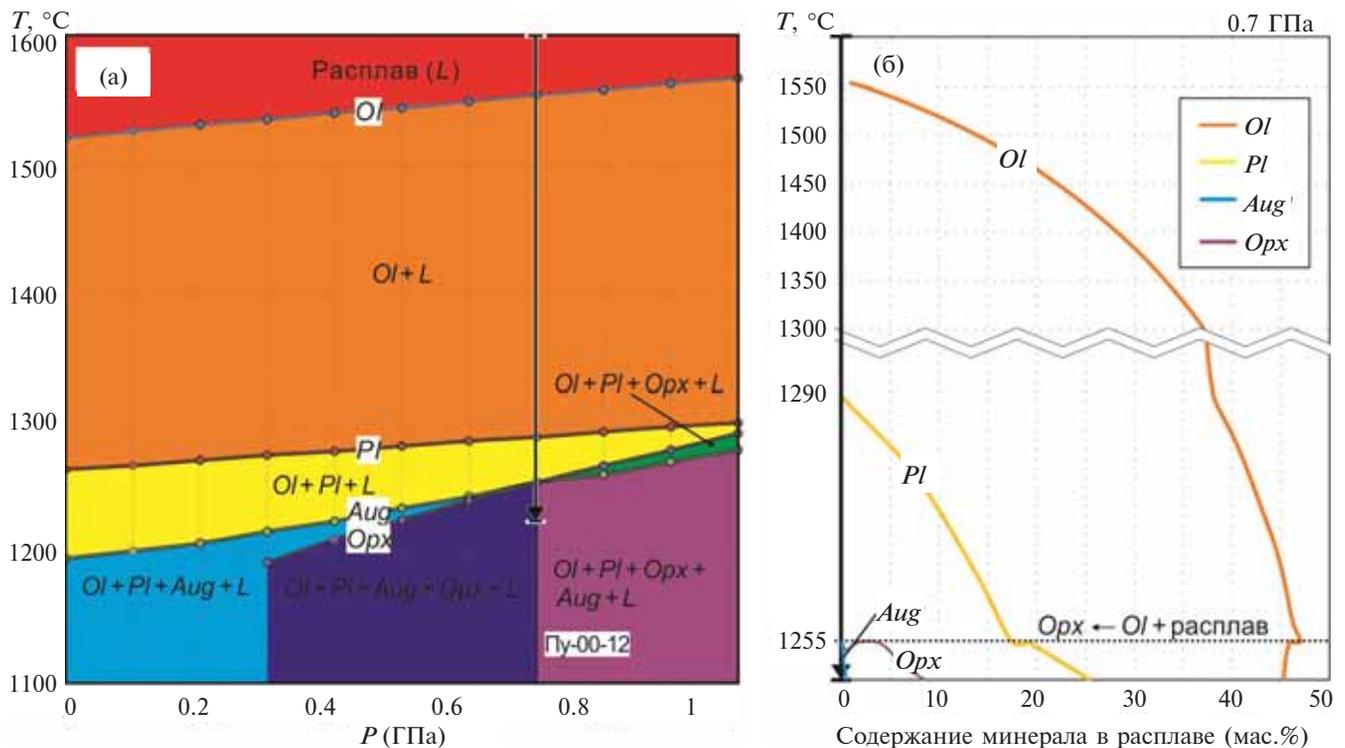


Рис. 11. Результаты моделирования кристаллизации из расплава малоизмененного плагиоклазового перидотита (табл. 3), полученные с помощью программы КОМАГМАТ в режиме равновесной кристаллизации. (а) – фазовая P – T диаграмма. Обратите внимание, что ортопироксен начинает кристаллизоваться раньше клинопироксена только при давлении ≥ 0.7 ГПа. Стрелка – предполагаемые условия кристаллизации, соответствует вертикальной оси на рис. 11б. (б) – последовательность кристаллизации минералов из расплава при 0.7 ГПа. Детали см. в тексте.

ДИСКУССИЯ

Формирование кумулюсной структуры
в перидотите

Фазовая P – T диаграмма (рис. 11а), построенная с помощью программы КОМАГМАТ (Ariskin et al., 1993; Ariskin, Varmina, 2004) для средних составов плагиоклазового перидотита, показывает, что изменение порядка кристаллизации клинопироксена на ортопироксен происходит при давлениях выше 0.7 ГПа: при более низком давлении наблюдается последовательность $Ol \rightarrow Pl \rightarrow Crx \rightarrow Opx$, выше 0.7 ГПа – $Ol \rightarrow Pl \rightarrow Opx \rightarrow Crx$. Это означает, что полученные нами параметры исходной высокомагнезиальной магмы отвечают граничным условиям существования Opx – Crx -содержащих минеральных парагенезисов, генетическая запись которых по-разному проявлена в составе и структуре слабометаморфизованных перидотитов и габброидов. Однако в любом случае общей особенностью их затвердевания является протекание перитектической реакции $Ol + \text{расплав} \rightarrow Opx$, в ходе которой происходит рост ортопироксена за счет реакции оливина с расплавом. Это хо-

рошо видно на рис. 11б, где при температуре ниже 1255°C отмечается быстрое накопление в системе ортопироксена при одновременном снижении количества оливина. Значительное количество оливина в исходной системе (как это имеет место в случае плагиоклазового перидотита) приводит к неполному исчерпанию этого минерала, что сопровождается образованием пойкилитовой структуры в виде изометричных (обычно овальных) зерен оливина, спорадически распределенных в ортопироксене (рис. 2 и 3).

Моделирование кристаллизации породообразующих минералов из расплава (рис. 9, 11) показывает, что образование пойкилитовой структуры (рис. 3) происходило на магматической стадии во время частичного растворения оливина с округлением его зерен и их захвата растущими кристаллами ортопироксена при 0.7–0.8 ГПа и температуре ~ 1255–1268°C (табл. 4), т.е. параметрах, отвечающих условиям формирования нижней коры. Обратим внимание, что речь идет о равновесной кристаллизации ультраосновного (существенно оливинового) кумулата, в котором при определенной температуре (степени кристаллизации)

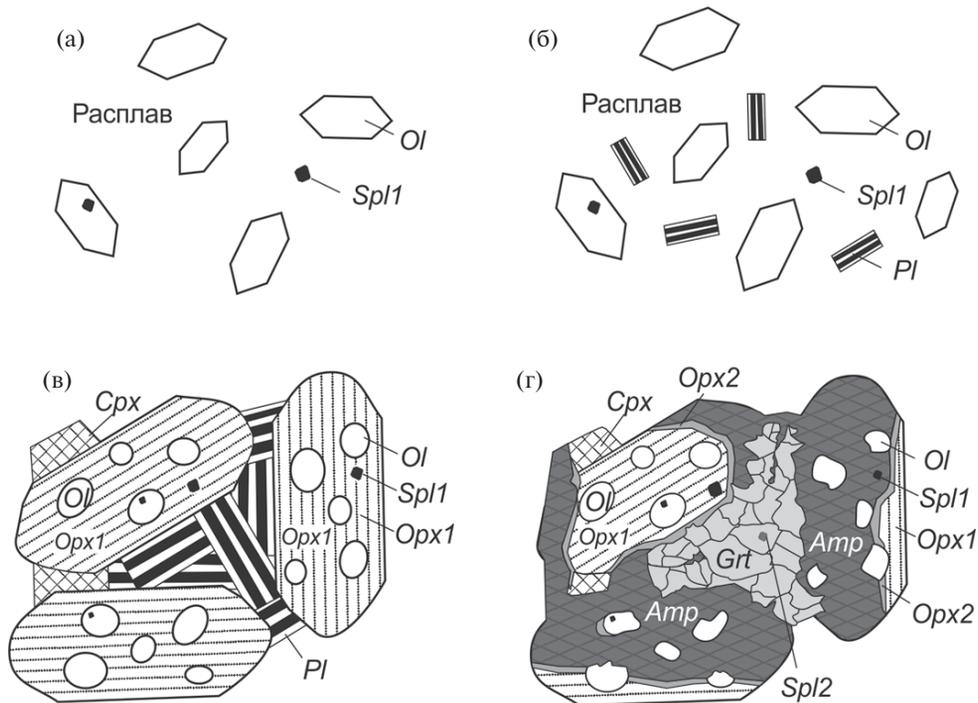


Рис. 12. Схема образования гранат-амфиболового лерцолита из комплекса Марун-Кеу на магматическом (а–в) и метаморфическом (г) этапах.

(а) – кристаллизация оливина и шпинели из расплава; (б) – продолжение роста оливина и начало кристаллизации плагиоклаза; (в) – образование пойкилитового ортопироксена с включениями округлого (частично растворенного) оливина; дальнейший рост плагиоклаза и интерстициального клинопироксена; (г) – рост минералов метаморфического этапа – граната, амфибола, новых ортопироксена и шпинели. Детали см. в тексте.

начинается перитектическая реакция оливин + расплав-1 = ортопироксен + расплав-2, сопровождающаяся растворением оливина и выделением ортопироксена. Схематически этот процесс представлен на рис. 12. Там же показана более ранняя стадия ликвидусной кристаллизации и роста оливина и шпинели (рис. 12а), к которым при более низкой температуре присоединяется плагиоклаз (рис. 12б). При крайне низком модальном содержании магматической шпинели (<< 1%) представлялось нецелесообразным ее использование при моделировании кристаллизации порообразующих минералов. После образования пойкилитовых кристаллов ортопироксена вокруг оливина (рис. 12в), начинается рост клинопироксена. В результате образуется магматический парагенезис $Ol + Spl + Pl + Opx + Aug$ с кумулюсной структурой, частично преобразованный во время эколгитового этапа метаморфизма (рис. 12г).

Интерпретация наблюдаемых метаморфических структур

Изученный гранат-амфиболовый лерцолит является продуктом частичного преобразова-

ния плагиоклазового лерцолита при аллохимическом метаморфизме высокого давления. Основываясь на сравнении среднего состава малоизмененных плагиоклазовых перидотитов (табл. 3) и грубой оценки состава изученного гранат-амфиболового лерцолита, можно предположить, что метаморфизм происходил с выносом алюминия и кальция и привнесом магния. Метаморфическое преобразование происходило преимущественно в ходе минеральных реакций, протекающих по границам железо-магнезиальных минералов и плагиоклаза с образованием коронарных структур, которые хорошо видны под микроскопом и на изображениях в отраженных электронах (рис. 4а). Развитие этих структур (реакций) контролируется большими градиентами концентраций компонентов и, как следствие, диффузией Fe и Mg в сторону плагиоклазового домена, а Ca и Al в сторону оливина или ортопироксена. Обобщенные реакции, протекающие в условиях открытой системы и в присутствии водного флюида, могут быть представлены в следующем виде:

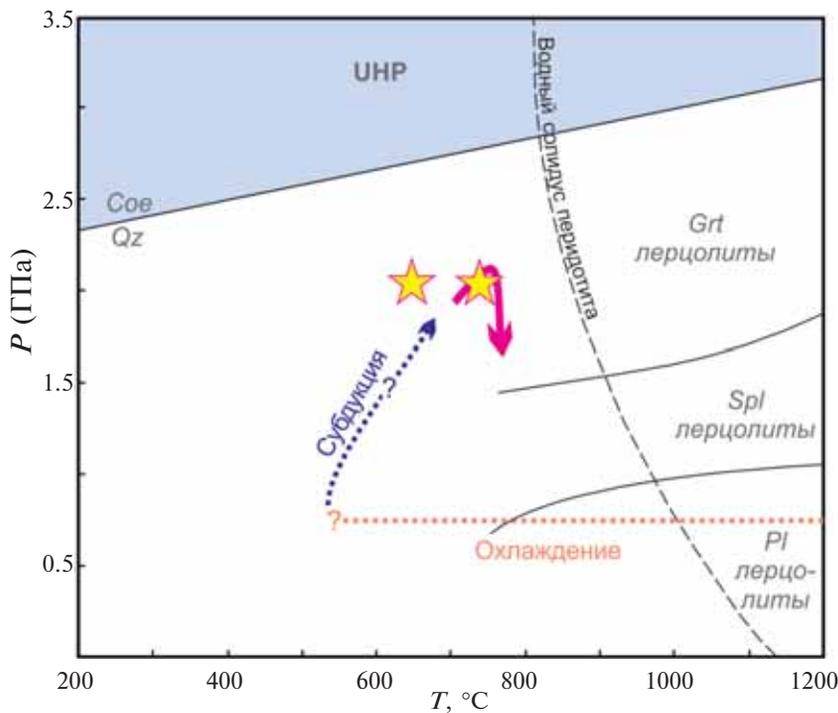
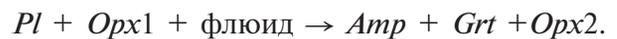
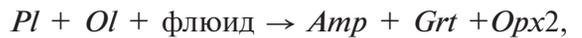


Рис. 13. *P-T* эволюция гранат-амфиболового лерцолита. Звездочки – *P-T* условия пика метаморфизма гранат-амфиболового лерцолита, приведенные на рис. 7. Границы между плагиоклазовыми (*Pl*), шпинелевыми (*Spl*) и гранатовыми (*Grt*) лерцолитами по (Fumagalli, Klemme, 2015), водный солидус перидотита по (Till et al., 2012), линия фазового перехода кварц–коэсит по (Bohlen, Voettcher, 1982), *P-T* тренд эволюции эколгитов из района Слюдяной Горки по (Liu et al., 2018). UHP – область ультравысокобарного (ultra-high pressure) метаморфизма.

Кроме того, можно наблюдать локальное замещение клинопироксена:



с образованием амфибола и нового ортопироксена.

Отметим, что неоднородность метаморфических преобразований в породах комплекса определяется не только тектонически ослабленными зонами, куда устремляется флюид вследствие локального снижения стресса в породе, но также разной кинетикой взаимодействия флюида с минералами. На примере гранат-амфиболового лерцолита хорошо

видно, что магматические меланократовые минералы (*Ol*, *Orx*, *Cpx*) сохраняются при метаморфизме намного 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).

Сравнение P-T условий образования перidotитов и эклогитов в комплексе Марун-Кей

На магматическом этапе эволюции лерцолита происходила кумулюсная кристаллизация оливина, пироксенов, плагиоклаза и шпи-

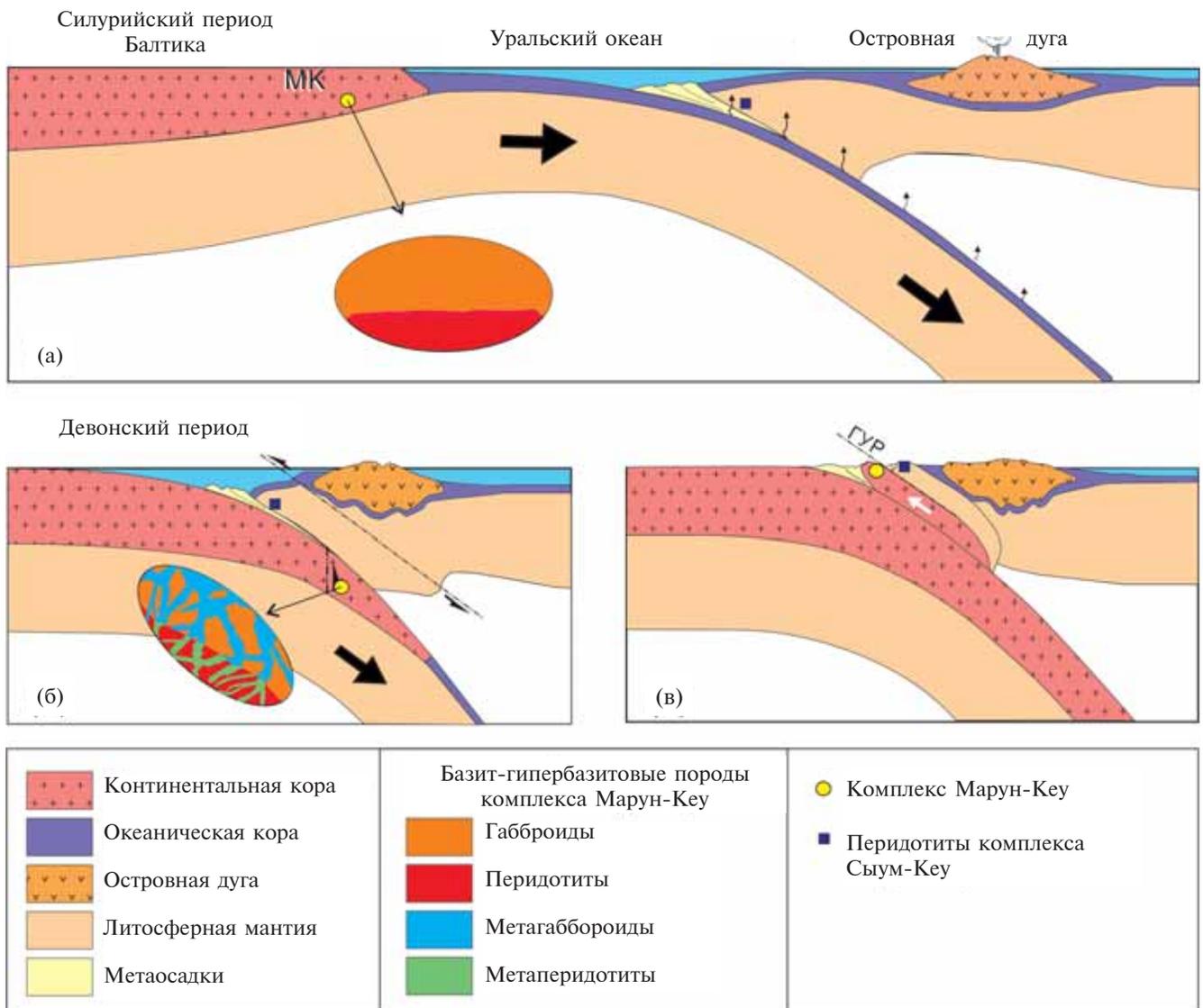


Рис. 14. Тектоническая эволюция комплекса Марун-Кей, протолит которого находился изначально в нижней коре пассивной окраины палеоконтинента Балтика (Liu et al., 2018, с изменениями и дополнениями).

(а) – субдукция под островную дугу и закрытие Уральского палеоокеана. (б) – континентальная субдукция под островную дугу, сопровождаемая погружением пород комплекса Марун-Кей и его локальным метаморфизмом при давлении ~2.1 ГПа. (в) – эксгумация пород комплекса в составе фрагмента передовой части континента. Волнистые стрелки – выделение флюида из субдуцирующей плиты. ГУР – Главный Уральский разлом. Детали см. в тексте.

нели из расплава в среднекоровых условиях (рис. 12а–12в) с последующим субзонарическим охлаждением, представленным на рис. 13 соответствующим участком *P-T* тренда. Охлаждение в субсолидусных условиях привело к распаду твердого раствора пироксенов с образованием в них многочисленных вростков и ламелл. В ходе последующей субдукции (коллизии) лерцолит подвергся эклогитовому метаморфизму при давлении ~ 2.1 ГПа и температуре ~ 640–740°C. Обратим внимание, что представленные выше результаты не подтверждают ультравысокобарные условия метаморфизма: *P* ~ 3.9 ГПа и *T* ~ 830°C, полученные ранее для гранатовых перидотитов комплекса Марун-Кеу с помощью *Grt-Opx* термобарометрии (Селятицкий, Куликова, 2017). По нашему мнению, центральные части зон граната и ортопироксена в коронарных структурах, используемые в цитируемой работе для геотермобарометрии, могут быть неравновесными, что и отражается на результатах геотермобарометрии. Присутствие в парагенезисе эклогитового этапа наряду с гранатом и ортопироксеном Са-Na амфибола (рис. 4а, 4б), стабильность которого по давлению ниже 3 ГПа (Перчук и др., 2009), хорошо согласуется с нашими оценками *P-T* параметров метаморфизма (рис. 13), полученными по составам контактирующих зерен минералов.

Известно, что породы высокобарных метаморфических комплексов, образованные в зонах тектонического меланжа, могут иметь разные *P-T-t* условия (Krebs et al., 2008; Perchuk, Morgunova, 2014). В комплексе Марун-Кеу *P-T* параметры пика метаморфизма по гранат-амфиболовым лерцолитам, хорошо согласуются с установленными нами ранее параметрами образования эклогитов (рис. 13). Это можно рассматривать как свидетельство в пользу предложенной нами модели образования и эксгумации комплекса (Liu et al., 2018), дополнительно рассматриваемой ниже.

Тектоническая эволюция комплекса Марун-Кеу

Результаты выполненного исследования позволяют внести дополнения в модель тектонической эволюции комплекса Марун-Кеу (Glodny et al., 2004; Liu et al., 2018). Согласно этой модели, перидотиты и габброиды комплекса Марун-Кеу были внедрены в окраинную часть континента Балтика во время неопротерозойского тиманского орогенеза

(~ 550 млн. лет). В силуре началась субдукция, на поздней стадии которой произошло частичное погружение континентальной окраины Балтики. Протолиты эклогитов и гранатовых перидотитов в комплексе Марун-Кеу рассматриваются нами как фрагменты единого когерентного блока, погружающегося в составе передовой части этого континента под островную дугу (рис. 14а). Вследствие различного исходного положения в плите габброиды и перидотиты погружались на разные глубины (60–80 км), подвергаясь при этом разному термальному и флюидному воздействию, локализованному вдоль ослабленных зон (рис. 14б).

Согласно модели А. Шеменды (Chemenda et al., 1996), рост напряжений в континентальной коре, вызванный возрастанием ее плавучести по мере погружения в мантию, приводит к отрыву от плиты передового блока легких коровых пород. Этот блок выводится на поверхность через область, расположенную между плитой и мантийным клином (рис. 14в). В ходе эксгумации эклогиты и перидотиты комплекса Марун-Кеу могли быть пространственно совмещены. Тектонический процесс в межплитной области способствовал также выводу на поверхность слабометаморфизованных пород океанической литосферы – габброидов, кумулатов и перидотитов комплекса Сьум-Кеу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В гранат-амфиболовом лерцолите из комплекса Марун-Кеу выделены четыре стадии эволюции (рис. 13).

1. Магматическая стадия отвечает формированию из габброидного расплава при *P* ~ 0.7–0.8 ГПа и *T* ~ 1255–1268°C кумулатного лерцолита с парагенезисом *Ol + Pl + Opx1 + Cpx + Spl1*.

2. Субсолидусная стадия характеризуется образованием ламелл пироксена, рутила и зернистой шпинели в пироксенах в ходе остывания интрузива.

3. Эклогитовая стадия отражает предельные условия (*P* = 2.1 ГПа, *T* = 640–740°C) погружения лерцолита в зоне субдукции с образованием парагенезиса *Grt + Amp + Opx2 + Spl2*.

4. Стадия низкоградного регрессивного метаморфизма, отвечающая эксгумации пород, проявлена локально в виде хлоритизации и серпентинизации.

Петролого-геохимическое моделирование, выполненное для химических составов малоизмененных пород, показало, что плагиоклазовые

перидотиты, меланократовые оливиновые габбро и лейкократовые высокоглиноземистые габбро в комплексе Марун-Кеу генетически связаны между собой. Все эти породы были образованы в магматической камере как продукты кристаллизации гетерогенных суспензий, включающих кристаллы минералов ($Ol + Pl \pm Aug \pm Orx$) и их исходный магматический расплав (табл. 4) при давлении 0.6–0.8 ГПа и температуре 1240–1268°C, т.е. протолит основных и ультраосновных пород комплекса Марун-Кеу был образован в нижнекоровых условиях.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам МГУ: Е.В. Гусевой и В.О. Япаскурту за помощь в аналитических исследованиях, А.Ю. Селятицкому за обсуждение неопубликованных материалов, С.Т. Подгорновой за помощь в оформлении рукописи, а также рецензентам – С.А. Силантьеву (ГЕОХИ РАН) и особенно Л.Я. Арановичу (ИГЕМ РАН) за ценные замечания.

Источники финансирования. В исследованиях использовалось оборудование, приобретенное по программе развития Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.

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.
- Перчук Л.Л., Токарев Д.А., Парфенова О.В., Подгорнова С.Т.* Метаморфические породы комплекса Самерберг, Восточные Альпы: 1. Петрография // Петрология. 2004. Т. 12. № 2. С. 115–158.
- Перчук Л.Л., Геря Т.В., Парфенова О.В., Подгорнова С.Т.* Метаморфические породы комплекса Самерберг, Восточные Альпы: *P-T* тренды и проблема геодинамической модели // Петрология. 2007. Т. 15. № 4. С. 397–415.
- Перчук А.Л., Давыдова В.В., Бурхард М., и др.* Эффекты преобразования минеральных включений в гранате при высоком давлении: эксперимент и его приложение к карбонатно-силикатным породам Кокчетавского массива // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1487–1505.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении) Уфа: Дизайн Полиграф Сервис, 2010. 280 с.
- Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д.* Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких/сверхвысоких давлений // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 99–119.
- Селятицкий А.Ю., Куликова К.В.* Первые данные о проявлении УНР-метаморфизма на Полярном Урале // Докл. АН. 2017. Т. 476. № 6. С. 681–684.
- Тишин П.А.* Петрология эклогитов хр. Марун-Кеу, Полярный Урал: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск: ТГУ, 1999. 199 с.
- 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., и др.* Новые данные о возрасте эклогитов Полярного Урала // Докл. АН. 2000. Т. 371. № 4. С. 519–523.
- Шмелев В.Р.* Мантийные ультрабазиты офиолитовых комплексов Полярного Урала: петрогенезис и обстановка формирования // Петрология. 2011. Т. 19. № 6. С. 649–672.
- Ariskin A.A., Barmina G.S.* COMAGMAT: development of a magma crystallization model and its petrological applications // *Geochemistry International*. 2004. V. 42. Suppl. 1. P. S1-157.
- Ariskin A.A., Frenkel M.Y., Barmina G.S., Nielsen R.L.* COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processes // *Computers and Geosciences*. 1993. V. 19. P. 1155–1170.
- Austrheim H.* Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones // *Earth and Planetary Science Letters*. 1987. V. 81. № 2. P. 221–232.
- Barnes S.J., Roeder P.L.* The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. № 12. P. 2279–2302.
- Beard J.S.* Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis // *Geology*. 1986. V. 14. № 10. P. 848–851.
- Bohlen S.R., Boettcher A.L.* The quartz-coesite transformation: a precise determination and the effects of other components // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1982. V. 87. № B8. P. 7073–7078.
- Brey G.P., Köhler T.* Geothermobarometry in four-phase Iherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *Journal of Petrology*. 1990. V. 31. № 6. P. 1353–1378.
- Brueckner H.K., Medaris L.G.* A general model for the intrusion and evolution of 'mantle' garnet peridotites in high-pressure and ultra-high-pressure metamorphic terranes // *Journal of Metamorphic Geology*. 2000. V. 18. № 2. P. 123–133.
- Brueckner H.K., Carswell D.A., Griffin W.L., et al.* The mantle and crustal evolution of two garnet peridotite suites from the Western Gneiss Region, Norwegian

- Caledonides: an isotopic investigation // *Lithos*. 2010. V. 117. № 1. P. 1–19.
- Chemenda A.I., Mattauer M., Bokun A.N.* Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman // *Earth and Planetary Science Letters*. 1996. V. 143. № 1–4. P. 173–182.
- Connolly J.A.* Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. V. 236. № 1–2. P. 524–541.
- Dobretsov M.L., Sobolev N.V.* Glaucophane schists and eclogites in the folded systems of northern Asia // *Ofioliti*. 1984. V. 9. P. 401–423.
- Fumagalli P., Klemme S.* Mineralogy of the Earth: phase transitions and mineralogy of the upper mantle // Ed. Schubert G. *Treatise on Geophysics*, 2-ed. Oxford: Elsevier, 2015. P. 7–31.
- 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. V. 67. № 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. V. 30. № 1. P. 87–105.
- Holland T., Powell R.* Thermodynamics of order-disorder in minerals: II. Symmetric formalism applied to solid solutions // *American Mineralogist*. 1996. V. 81. № 11–12. P. 1425–1437.
- Holland T.J.B., Powell R.* An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *Journal of Metamorphic Geology*. 1998. V. 16. № 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 // *Journal of Metamorphic Geology*. 2011. V. 29. № 3. P. 333–383.
- Krebs M., Maresch W.V., Schertl H.P., et al.* The dynamics of intra-oceanic subduction zones: a direct comparison between fossil petrological evidence (Rio San Juan Complex, Dominican Republic) and numerical simulation // *Lithos*. 2008. V. 103. № 1–2. P. 106–137.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E., et al.* Report. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // *Mineralogical Magazine*. 1997. V. 61. № 2. P. 295–321.
- 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 // *Geological Society, London, Special Publications*. 2018. V. 474. DOI: 10.1144/SP474.6
- Medaris L.G.* Garnet peridotites in Eurasian high-pressure and ultrahigh-pressure terranes: a diversity of origins and thermal histories // *International Geology Review*. 1999. V. 41. № 9. P. 799–815.
- 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. V. 61. № 1. P. 55–78.
- Molina J.F., Poli S., Austrheim H., et al.* Eclogite-facies vein systems in the Marun-Keu complex (Polar Urals, Russia): textural, chemical and thermal constraints for patterns of fluid flow in the lower crust // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2004. V. 147. № 4. P. 484–504.
- Nickel K.G., Green D.H.* Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // *Earth and Planetary Science Letters*. 1985. V. 73. № 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. V. 25. № 2. P. 614–629.
- Savelieva G.N., Nesbitt R.W.* A synthesis of the stratigraphic and tectonic setting of the Uralian ophiolites // *Journal of the Geological Society*. 1996. V. 153. № 4. P. 525–537.
- Savelyeva G.N., Suslov P.V.* Structure and composition of mantle peridotites at the boundary with crustal complexes of ophiolites in the Syumkeu massif, Polar Urals // *Geotectonics*. 2014. V. 48. № 5. P. 347–358.
- Scambelluri M., Hermann J., Morten L., Rampone E.* Melt-versus fluid-induced metasomatism in spinel to garnet wedge peridotites (Ulten Zone, Eastern Italian Alps): clues from trace element and Li abundances // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 151. № 4. P. 372.
- Sobolev N.V., Dobretsov N.L., Bakirov A.B., Shatsky V.S.* Eclogites from various types of metamorphic complexes in the USSR and the problems of their origin // *Geological Society of America Memoirs*. 1986. V. 164. P. 349–364.
- Song S., Niu Y., Su L., Zhang C., Zhang L.* Continental orogenesis from ocean subduction, continent collision/subduction, to orogen collapse, and orogen recycling: The example of the North Qaidam UHPM belt, NW China // *Earth-Science Reviews*. 2014. V. 129. P. 59–84.
- 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 Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*. 1998. P. 381–408.
- Till C.B., Grove T.L., Withers A.C.* The beginnings of hydrous mantle wedge melting // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2012. V. 163. № 4. P. 669–688.
- Wager L.R., Brown G.M., Wadsworth W.J.* Types of igneous cumulates // *Journal of Petrology*. 1960. V. 1. № 1. P. 73–85.
- Zhang R.Y., Liou J.G., Ernst W.G.* The Dabie–Sulu continental collision zone: a comprehensive review // *Gondwana Research*. 2009. V. 16. № 1. P. 1–26.

HIGH PRESSURE METAMORPHISM IN THE PERIDOTITIC CUMULATE OF THE MARUN-KEU COMPLEX, POLAR URALS

Y. Y. Liu¹, A. L. Perchuk^{1,2*}, A. A. Ariskin^{1,3}

¹ Petrology Department, Geological faculty, M. V. Lomonosov Moscow State University
Moscow, 119234, Russia

² D.S. Korzhinsky Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences
Chernogolovka, Moscow oblast, 142432, Russia

³ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry,
Russian Academy of Sciences
Moscow, 119991, Russia

*e-mail: alp@geol.msu.ru

The Marun-Keu Complex of high-pressure rocks comprises granitoids, gneisses, schists, gabbroids and peridotites, which are unevenly and variably metamorphosed to the eclogite facies. A representative sample of garnet–amphibole lherzolite from the Mount Slyudyanaya area shows a cumulate texture and well preserved magmatic mafic minerals (olivine and pyroxenes) but practically no preserved plagioclase. The eclogite-facies metamorphism produced corona textures of newly formed minerals: amphibole, garnet, orthopyroxene and spinel. The metamorphic parameters of the garnet–amphibole lherzolite were estimated by geothermobarometry and by modeling phase equilibria at $P \sim 2.1$ GPa and $T \sim 640$ – 740°C and are well consistent with our earlier estimate of the formation conditions of eclogites in the area. Computer simulation of the crystallization process of the gabbroic melt with the COMAGMAT program package, using literature data on the composition of the least altered plagioclase peridotites and gabbroids from the Marun-Keu Complex, shows that the mafic and ultramafic rocks are genetically interrelated: they crystallized in a single magmatic chamber. According to the modeling, the origin of the cumulate texture in the lherzolite was controlled by the peritectic reaction $Ol + melt \rightarrow Opx$ at a pressure of 0.7–0.8 GPa and a temperature of 1255–1268°C. Differences between thermodynamic parameters in the eclogites and garnet peridotites are discussed within the framework of a tectonic model for subduction and subsequent exhumation of the Baltica paleocontinent.

Keywords: garnet peridotite, high-pressure metamorphism, subduction, fluid, cumulate texture, Marun-Keu Complex, Polar Urals.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5903272138-160>