

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ГРАНАТА МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОЙ ЕДИНИЦЫ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА

© 2013 г. А. А. Зворыгина, А. И. Русин, П. М. Вализер*

Максютовский комплекс слагает крупный аккреционный клин, располагающийся на Южном Урале и протягивающийся к востоку от Главной офиолитовой сутуры на расстояние около 200 км. В его строении выделяются три структурно-вещественных единицы (“серии”), различающиеся составом, структурой и особенностями метаморфизма [2]. Нижняя единица сложена метатерригенными породами (кварцитами, слюдяно-кварцевыми и слюдяными сланцами с фенгитом, гранатом, Na и Ca-Na амфиболами), включающими линзы, пласты и будины разнообразных эклогитов и эклогитоподобных пород. Средняя (“мафит-ультрамафитовая”) единица представлена антигритовыми серпентинитами, содержащими многочисленные включения гранат-пироксеновых и лавсонитсодержащих пород (рис. 1). Породы включений имеют специфический состав. Для них характерно низкое содержание кремнезема (32–41 мас. %), натрия (до 1 мас. %) и высокое – глинозема (до 30 мас. %) и кальция (7–19 мас. %). Ранее она рассматривалась в качестве фрагментов высоко-

кобарического меланжа, залегающего в основании верхней единицы, метаморфизованной в условиях винчит-зеленосланцевой фации и сложенной преимущественно зеленокаменными породами и зелеными сланцами с прослоями графитистых кварцитов и редкими линзами мраморов [5–7]. Породы с гранатом широко развиты в эклогитсодержащей и мафит-ультрамафитовой единицах. Гранаты эклогитов и вмещающих их пород нижней единицы характеризуются значительными колебаниями компонентного состава ($Sp_{2-11}Py_{10-27}Grs_{18-34}$) и различными типами (прямой, обратной, комбинированной) зональности [1], отражающими особенности валового состава пород и полифазность метаморфических преобразований.

Гранаты “мафит-ультрамафитовой” единицы относятся, преимущественно, к очень редкой группе Fe-Ca гранатов с незначительной примесью пирропового компонента (табл. 1, рис. 2). Подобные гранаты были впервые обнаружены в метасоматически измененных диопсид-анортитовых породах, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации [9]. Было высказано предположение, что аналогами этих пород в эклогитовой фации могут быть гроспидиты. Последующие исследования глубинных включений в кимберлитах Якутии [10] позволили показать, что гроспидиты и ассоциированные с ними кианитовые эклогиты обладают специфическими особенностями химического и минерального состава. К гроспидитам были отнесены высокоглиноземистые породы (Al_2O_3 около 30 мас. %) с высококальциевыми гранатами, содержащими более 50% гросуляра. Было установлено, что разрыв смесимости в пироп-гросуляровых сериях гранатов отсутствует, а содержание в них кальциевого компонента коррелирует с натриевостью сосуществующих клинопироксенов. В гроспидитах увеличение содержания Na_2O в клинопироксенах сопровождается возрастанием кальциевости гранатов, а в кианитовых эклогитах наблюдается противоположная тенденция. Эта универсальная закономерность подтверждена представительными данными по глубинным ксенолитами из кимберлитовых трубок различных регионов [4].

Большое значение для понимания природы высококальциевых пироп-гросуляровых гранатов име-

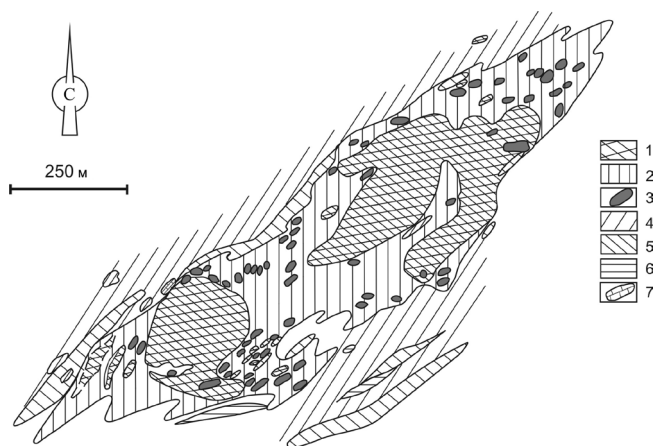


Рис. 1. Схематическая геологическая карта фрагмента меланжа в районе Караяново-Утарбаево

1 – антигритовые серпентиниты; 2 – зона меланжа; 3 – гранат-клинопироксеновые и лавсонитсодержащие породы; 4–7 – верхняя единица: 4 – зеленокаменные породы, зеленые сланцы, метаморфизованные горнблендиты, габбро, диабазы; 5 – графитистые кварциты; 6 – слюдяные сланцы; 7 – мрамора.

* Ильменский государственный заповедник УрО РАН, г. Миасс

Таблица 1. Представительные микрозодовые анализы граната мафит-ультрамафитовой единицы максютовского комплекса

№ п. п.	1			2			3			4		
	г	с	г	г	с	г	г	с	г	г	с	г
Замер												
SiO ₂	37.2	37.6	37.7	37.3	37.1	37.9	37.93	37.9	38.2	38.3	37.4	38.0
TiO ₂	0.30	0.29	0.26	0.26	0.26	0.22	0.27	0.19	0.18	0.14	0.25	0.15
Al ₂ O ₃	20.47	20.3	20.7	20.6	20.4	20.6	20.96	21.0	21.2	21.4	20.6	20.8
Cr ₂ O ₃	–	0.01	0.03	0.01	0.04	0.03	–	–	0.14	0.11	0.01	0.09
FeO*	19.7	20.3	20.30	19.5	19.6	20.6	19.05	21.1	21.8	17.0	17.5	15.2
MnO	1.97	1.07	0.91	2.79	3.14	1.97	2.10	2.34	1.53	2.13	7.16	2.93
MgO	0.47	0.50	0.58	0.45	0.47	0.52	0.75	0.80	0.89	0.80	0.32	0.70
CaO	19.2	19.3	19.4	17.7	17.5	17.7	19.26	16.8	17.2	20.4	16.0	21.2
Na ₂ O	0.04	0.04	0.01	0.03	0.02	0.04	0.06	0.04	0.05	0.00	0.03	0.02
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	–	0.02	0.01	0.02	0.01	–	0.01	–	0.01
Сумма	99.4	99.4	99.8	98.6	98.5	99.6	100.40	100.0	101.1	100.3	99.3	99.01
Коэффициенты кристаллохимической формулы												
Si	2.95	2.98	2.97	2.98	2.97	3.00	2.96	2.98	2.97	2.98	2.98	2.99
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al ^{IV}	0.05	0.02	0.03	0.02	0.03	–	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01
Al ^{VI}	1.86	1.87	1.88	1.92	1.89	1.92	1.89	1.93	1.92	1.94	1.92	1.92
Cr	–	–	–	–	–	–	–	–	0.01	0.01	–	0.01
Fe	1.31	1.34	1.34	1.30	1.31	1.36	–	–	0.01	1.11	1.17	1.00
Mn	0.13	0.07	0.06	0.19	0.21	0.13	1.24	1.39	1.42	0.14	0.48	0.20
Mg	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.06	0.14	0.16	0.10	0.09	0.04	0.08
Ca	1.63	1.63	1.63	1.51	1.50	1.50	0.09	0.09	0.10	1.70	1.37	1.79
Компонентный состав												
Pyg	1.99	2.00	2.32	1.67	1.99	2.01	3.00	3.00	3.34	3.00	1.30	2.67
Alm	39.5	41.0	41.5	41.5	41.2	43.3	38.5	44.5	45.5	35.5	36.8	31.0
Sps	4.32	2.30	1.99	6.35	6.98	4.36	4.70	5.30	3.34	4.68	16.05	6.67
Ca-comp	54.2	54.7	54.2	50.5	49.8	50.3	53.8	47.2	47.8	56.9	45.8	59.7
F	47.7	49.3	49.3	48.2	48.2	50.5	46.3	51.5	52.7	42.2	42.7	37.9

№ п. п.	5			6			7			8		
	г	с	г	г	с	г	г	с	г	г	с	г
Замер												
SiO ₂	38.2	37.1	37.7	38.0	37.1	37.6	37.9	37.4	38.1	37.3	37.0	38.3
TiO ₂	0.17	0.28	0.15	0.12	0.25	0.12	0.18	0.30	0.10	0.11	0.22	0.15
Al ₂ O ₃	21.1	20.2	20.4	20.6	20.4	20.9	20.9	20.8	21.2	20.6	20.2	21.0
Cr ₂ O ₃	0.10	0.01	–	0.02	0.01	0.03	–	0.02	0.02	–	0.01	0.03
FeO*	18.4	19.1	17.6	20.3	13.4	20.2	21.0	13.4	18.3	19.8	12.8	19.4
MnO	1.53	4.07	1.90	1.12	15.0	1.10	1.56	14.7	1.77	1.30	15.3	1.20
MgO	0.65	0.43	0.82	0.72	0.17	0.71	0.49	0.16	0.88	0.69	0.16	0.66
CaO	20.1	17.2	20.2	19.5	13.9	19.8	18.5	13.8	20.36	19.5	13.0	19.8
Na ₂ O	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.04	0.00	0.01	0.05	0.15	0.04
K ₂ O	–	–	0.01	–	–	–	–	0.01	–	–	0.03	–
Сумма	100.2	98.5	98.7	100.4	100.3	100.5	100.6	100.5	100.7	99.3	98.9	100.5
Si	2.98	2.98	2.98	2.97	2.96	2.94	2.97	2.97	2.96	2.94	2.99	2.98
Ti	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Al ^{IV}	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.06	0.03	0.03	0.04	0.06	0.01	0.02
Al ^{VI}	1.92	1.89	1.88	1.87	1.87	1.86	1.90	1.91	1.89	1.86	1.90	1.91
Cr	0.01	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Fe	1.20	1.28	1.16	1.33	0.89	1.32	1.38	0.89	1.18	1.31	0.86	1.26
Mn	0.10	0.28	0.13	0.07	1.01	0.07	0.10	0.99	0.12	0.09	1.05	0.08
Mg	0.08	0.05	0.10	0.08	0.02	0.08	0.06	0.02	0.10	0.08	0.02	0.08
Ca	1.68	1.48	1.72	1.63	1.19	1.66	1.55	1.17	1.69	1.65	1.13	1.65
Pyg	2.67	1.67	3.34	2.67	0.67	2.67	2.00	0.66	3.30	2.67	0.60	2.67
Alm	37.8	39.7	35.0	40.5	25.8	39.7	43.0	27.5	36.4	39.3	26.0	39.5
Sps	3.34	9.33	4.30	2.34	33.8	2.33	3.33	32.9	4.00	3.00	35.00	2.67
Ca-comp	56.2	49.3	57.4	54.5	39.8	55.3	51.7	38.9	56.3	55.0	38.4	55.2
F	45.3	46.8	43.4	48.7	31.6	48.3	50.6	31.9	44.2	47.9	31.0	47.3

Примечание: 1, 2 – гранат-клинопироксеновые породы (пр. М20–1, М20–3); 3–5 – лавсонитсодержащие породы (пр. М2.2–1, М34–2.1, М34–2.3); 6–8 – псевдоморфозы по лавсониту, лавсонит-гранатитовые жилы (пр. М3–1, М3–5, М3–4). с – центр, г – край зерна. F = Fex100/(Fe + Mg + Mn) ат.%.

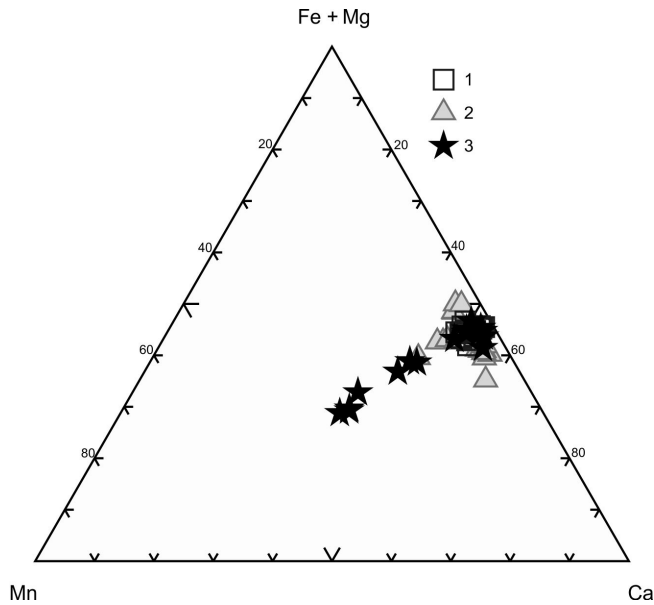


Рис. 2. Компонентный состав гранатов.

1 – гранат-пироксеновые породы, 2 – лавсонитсодержащие породы, 3 – псевдоморфозы по лавсониту, лавсонит-гранатитовые и гранатитовые жилы.

ли исследования Кокчетавского массива [11]. Было установлено, что гранаты, сопоставимые по компонентному составу с гранатами глубинных ксенолитов, могут кристаллизоваться в ультравысокобарических условиях за счет глинисто-карбонатных (известково-силикатных) пород корового генезиса. Как и в глубинных ксенолитах содержание в них пиропового компонента обычно не опускается ниже 10–12%. Предполагается [5, 10], что менее магнезиальные Fe-Са гранаты должны кристаллизоваться в иных условиях и при более низких РТ-параметрах. Уральские данные дают основания считать, что высококальциевые гранаты с незначительной примесью пиропового минала могут образовываться в различных типах метаморфических комплексов. Гранаты такого состава, кроме мажунтовского комплекса, были обнаружены в голубосланцевых зонах Кваркушского поднятия ($\text{Pyr}_{2-3}\text{Grs}_{29-35}$), метагранитоидах и кварц-полевошпатовых гнейсах ($\text{Pyr}_{1-10}\text{Grs}_{27-37}$), а также гидротермальных гранатцоцитовых жилах ($\text{Pyr}_{2-7}\text{Grs}_{39-56}$) марункеуского эклогит-гнейсового комплекса [8]. Однако только последние приближаются по минальному составу к гранатам мафит-ультрамафитовой единицы мажунтовского комплекса, а по кальциевости – к гранатам глубинных ксенолитов и известково-силикатных пород УНР-комплексов.

Вопрос о природе гранат-пироксеновых и лавсонитсодержащих пород мафит-ультрамафитовой единицы вызывал дискуссии. Сначала гранат-пироксеновые породы выделялись в самостоятельную группу “кальциевых” эклогитов [6]. Предполагалось, что их протолитами были зеле-

нокаменные породы либо габброиды, испытавшие высокобарический метаморфизм. Высказывались соображения, что “кальциевые” эклогиты и лавсонитсодержащие породы представляют собой метасоматиты или метародингиты [5, 7]. Основанием для этого послужило обнаружение биметасоматической зональности на контактах серпентинитов с “метабазитами”. Были выделены хлоритовая, лавсонит-хлоритовая, гранат-лавсонит-клиноцоизитовая и гранат-пироксеновая зоны. Эта зональность осложнена поздними деформациями и широким развитием гидротермально-метасоматических жил (гранатитовых, гранат-лавсонитовых и др.). Минеральный состав этих жил имеет качественное сходство с вмещающими метасоматитами и это создает сложности при определении временной последовательности кристаллизации гранатов разных генераций. Вместе с тем, новые микронзондовые анализы гранатов (табл. 1, рис. 2, 3) позволяют наметить общую направленность процессов гранатообразования.

Гранат-клинопироксеновые породы сохраняются в центральных частях будинообразных тел. Это плотные, темно-зеленого цвета породы, массивной текстуры, с переменным количеством порфиробластов граната. Размер порфиробластов изменяется от 1 до 4 мм, а его содержание составляет около 5% объема. Реже обнаруживаются крупные порфиробласты до 1–2 см. По составу гранат отвечает алмандин-гроссуляру (табл. 1, пр. М20-1, М20-3) и характеризуется относительной однородностью ($\text{c} - \text{Alm}_{41}\text{Grs}_{50-55}$, $\text{r} - \text{Alm}_{40-43}\text{Grs}_{50-54}$). Содержание пиропового и андрадитового компонентов в нем не превышает 2–3 мол. %, а концентрация спессартина изменяется без видимой закономерности в интервале от 2 до 7 мол. %. Однородность распределения компонентов наглядно проявлена на концентрационном профиле (рис. 3а).

Матрикс гранат-пироксеновой породы состоит, главным образом, из зерен зеленоватого клинопироксена (диопсида), имеющих неправильную или изометричную форму. Клинопироксен характеризуется очень высокой магнезиальностью ($\text{Mg}\# = 82-84\%$) и вопрос о его равновесности с алмандин-гроссуляровым гранатом остается открытым. Кроме диопсида в матриксе отмечается присутствие цоизита, амфибола, хлорита, фенгита, титанита, встречаются кианит, альбит и кальцит. Наличие этих минералов не сказывается на внешнем облике породы. Резкие границы и смена парагенезисов отчетливо проявляются лишь в зональном метасоматическом ореоле.

Гранат-лавсонит-хлоритовые и лавсонит-хлоритовые породы характеризуются большим разнообразием структурно-текстурных особенностей, минеральных парагенезисов и количественных соотношений минералов. Породы обладают различной зернистостью, имеют массивную, реже полос-

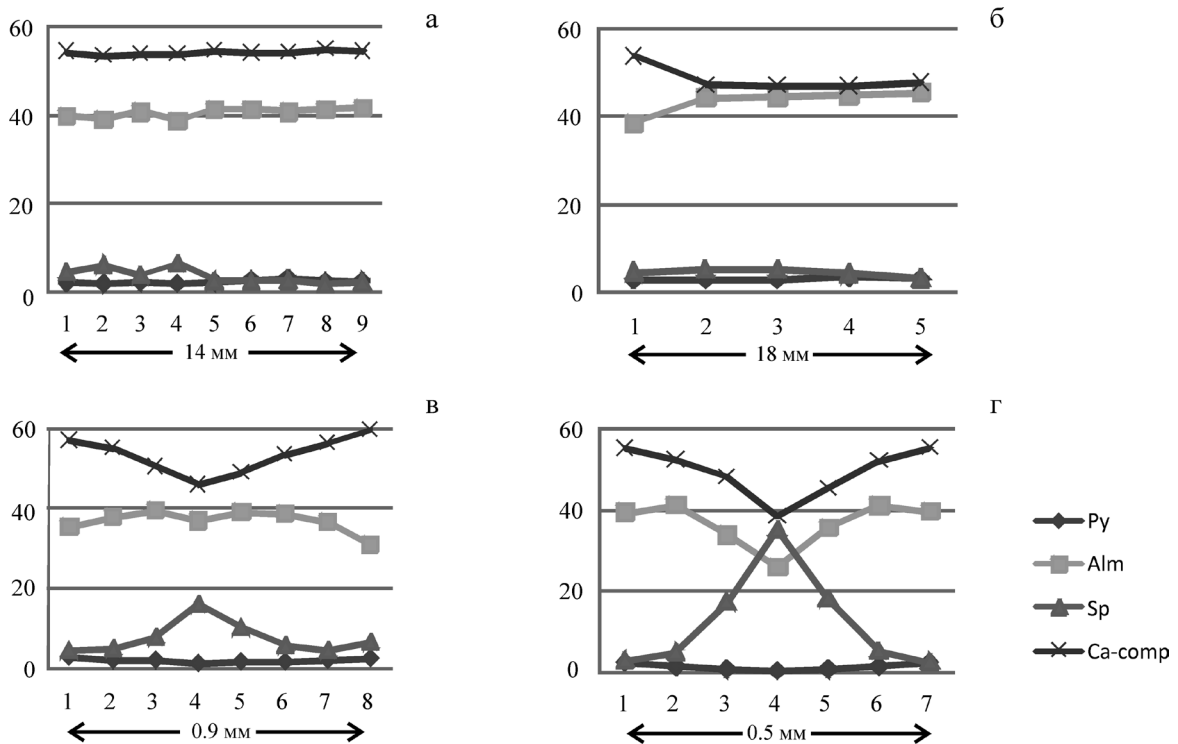


Рис. 3. Концентрационные профили через зерна граната.

а – однородное зерно граната из гранат-пироксеновой породы, б – однородное зерно с обогащенной Са-компонентом краевой зоной, в – зональное зерно граната из лавсонитсодержащей породы, г – гранат из псевдоморфозы по лавсониту.

чатую текстуру и порфириобластовую структуру. Порфириобласты представлены различными псевдоморфозами по лавсониту размером от 0.5 до 1–2 см и крупными зернами граната переменного состава (пр. М22-1, М34-2). В основной массе присутствуют реликтовые (диопсид, альмандин-гроссуляр) и новообразованные зерна гроссуляр-альмандинового граната и омфацита, призматические и игольчатые кристаллы клиноцоизита, лавсонит, амфибол, хлорит и белая слюда. В краевых частях зерен граната, контактирующих с омфацитом и вокруг включений омфацита ($\text{Na}_2\text{O} = 6.7\text{--}9.2$ мас. %), уменьшается кальциевость ($\text{Ca}\# = 33\text{--}47$) и гранаты приближаются по составу к гроссуляр-альмандинам (пр. М22-1). В матрице лавсонитсодержащих пород кристаллизуются низкомагнезиальные ($\text{Pyr} = 1.3\text{--}3$ мол. %) марганцовистые гранаты переменного состава с отчетливо проявленной регрессивной зональностью (с – $\text{Sps}_{8-9}\text{Alm}_{40}\text{Grs}_{50}$, г – $\text{Sps}_{3-4}\text{Alm}_{35-38}\text{Grs}_{56-57}$; с – $\text{Sps}_{10-16}\text{Alm}_{37-39}\text{Grs}_{46-49}$, г – $\text{Sps}_{5-7}\text{Alm}_{31-36}\text{Grs}_{57-60}$). Содержание андрадитового компонента в них, как и в гранате центральных частей будинообразных тел, не превышает 2–3 мол. %.

В ореолах лавсонитсодержащих пород часто обнаруживаются жилообразные выделения и пятна мелкозернистых гранатитов и цозит-хлоритовых пород, содержащих очень крупные (до 12 см) идиоморфные кристаллы лавсонита, замещенные полиминеральными ассоциациями. В составе псевдо-

морфоз по лавсониту присутствуют гранат, клиноцоизит, пумпеллиит, мусковит-фенгит, реже альбит, кварц, кальцит. Минеральный состав псевдоморфоз очень сильно меняется, иногда даже в пределах одного образца. Гранат в псевдоморфозах по лавсониту и в гидротермальных гранатитовых и лавсонит-гранатитовых жилах (пр. М3-1, М3-4, М3-5) представлен мелкими (1–2 мм) с хорошей огранкой зональными кристаллами состава (с – $\text{Alm}_{26}\text{Sps}_{34}\text{Grs}_{40}$, г – $\text{Sps}_2\text{Alm}_{40-41}\text{Grs}_{55}$; с – $\text{Alm}_{28}\text{Sps}_{33}\text{Grs}_{39}$, г – $\text{Sps}_{3-4}\text{Alm}_{36-43}\text{Grs}_{52-56}$; с – $\text{Alm}_{26}\text{Sps}_{35}\text{Grs}_{38}$, г – $\text{Sps}_3\text{Alm}_{39-40}\text{Grs}_{55}$). Обнаруженные спессартин-гроссуляровых гранатов в центральных частях зерен может иметь важное значение для установления исходной природы протолитов. Подобные гранаты отмечались только в редких типах осадочных пород, обогащенных марганцем [9]. Необычен и характер зональности кристаллов граната, со спессартин-гроссуляром в центре и альмандин-гроссуляром в краевых зонах, выразительно проявленный на концентрационных профилях (рис. 3в, г). В то же время необходимо отметить, что закономерное увеличение кальциевости (до 50–59 мол. %) и магнезиальности от центра ($\text{Pyr} = 0.6\text{--}1.3$ мол. %) к краевым частям ($\text{Pyr} = 2.7\text{--}3.3$ мол. %) проявлено в гранате всех типов лавсонитсодержащих пород.

Результаты микрозондового исследования граната мафит-ультрамафитовой единицы максю-

товского комплекса выявляют их большое разнообразие и вероятную многоэтапность кристаллизации. По компонентному составу они принципиально отличаются от гранатов из всех типов породных ассоциаций нижней единицы [1, 4, 6]. Основываясь на экспериментальных исследованиях ассоциаций субсолидуса, образующихся при высоких давлениях за счет синтетических составов [3], имеющих значительно большее петрохимическое сходство с гранат-пироксеновыми и лавсонитсодержащими породами мафит-ультрамафитовой единицы, нежели с типичными гроспидитами, можно полагать, что давления при кристаллизации альмандин-грессуляров составляли 22–36 кбар. Такие давления могли быть реализованы в глубинной зоне континентального рифта. Это заключение согласуется с данными изотопно-хронологического изучения цирконов. Несмотря на широкий диапазон временных датировок [2], указывающих на многоэтапность процессов цирконообразования (2130 ± 22 , 824 ± 11 , 471 ± 8 , 456 ± 9 , 440 ± 7 , 372 ± 6 млн. лет), только цирконы ордовикского возраста (470–440 млн. лет) на катодолюминисцентных снимках обнаруживают тонкую осцилляторную зональность, образование которой связывается нами с этапом кристаллизации гранат-клинопироксеновой ассоциации. Понятен и геологический смысл минимальной датировки, согласующейся со временем эклогитовой кристаллизации в нижней единице [8]. Данные же **Ar-Ar** датирования белых слюд и фишн-трековые возрасты цирконов и апатитов дают основание считать, что объединение всех структурно-вещественных единиц максютовского комплекса произошло в раннем карбоне (341 ± 2 млн. лет), а перемещение аккреционного блока в верхнюю кору – в мезозое (около 250 млн. лет).

Работа выполнена при финансовой поддержке программ УрО РАН (проекты №№ 12-С-5-1011, 12-И-5-2035).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вализер П.М.* Гранат эклогитов высокобарических комплексов Урала // Литосфера. 2011. № 5. С. 53–68.
2. *Вализер П.М., Русин А.И., Краснобаев А.А.* Меланж в структуре Максютковского эклогит-глаукофансланцевого комплекса: антигоритовые серпентиниты, кальциевые эклогиты, лавсонитсодержащие породы (Южный Урал) // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Т. 1. СПб.: СПбГУ, 2012. С. 97–100.
3. *Грин Т.Х.* Экспериментальное исследование ассоциаций субсолидуса, образующихся при высоких давлениях за счет высокоглиноземистых базальтов, кинитовых эклогитов и гроспидитов // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970. С. 21–52.
4. *Добрецов Н.Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
5. *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
6. *Ленных В.И.* Эклогит-глаукофановый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.
7. *Ленных В.И., Вализер П.М.* Лавсонитовые родингиты максютковского эклогит-глаукофансланцевого комплекса // Ежегодник-1985. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 73–76.
8. *Русин А.И.* Высокобарический метаморфизм Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 421–460.
9. *Соболев Н.В.* Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.
10. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
11. *Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Соболев Н.В.* Некоторые аспекты метаморфической эволюции ультравысокобарических известково-силикатных пород Кокчетавского массива // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 105–118.