

УДК 549.6:552.48

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-6-867-883

Лавсонитовые эклогиты и метасоматиты Утарбаевской ассоциации максютовского комплекса

А. И. Русин¹, А. А. Зворыгина¹, П. М. Вализер²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: anj1789@rambler.ru

²Ильменский государственный заповедник, ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН, 456317, г. Миасс,
e-mail: valizer@ilmeny.ac.ru

Поступила в редакцию 31.05.2021 г., принята к печати 24.08.2021 г.

Объект исследований. Лавсонитовые эклогиты и метасоматиты Утарбаевской ассоциации максютовского комплекса. Утарбаевская ассоциация составляет самостоятельное подразделение в аккреционной структуре максютовского комплекса. Она представлена глыбообразными телами диопсид-гроссуляровых и разнообразных лавсонит-содержащих пород, включенных в антигорт-серпентинитовый меланж. Отсутствие в минеральных парагенезисах лавсонитсодержащих пород голубых амфиболов отличает Утарбаевскую ассоциацию от типичных лавсонит-голубосланцевых комплексов коллизионных орогенов. **Методы.** Микрозондовый анализ состава минералов выполнен на микроанализаторе Cameca SX-100. Содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов определено рентгеноспектральным методом (CPM-18) и методом масс-спектропии (ICP-MS, ELAN-90). **Результаты.** Обнаружен индикаторный минеральный парагенезис ($Grt + Omp + Lws + Di$) $\pm$ ($Coe - Qz + Ttn$), характеризующий лавсонитовый эклогит. Омфацит (Jd_{38-44}) и неизменный лавсонит ($H_2O - OH - 11.8\%$, $Ca/Al = 0.48 - 0.51$ и $Fe/Al = 0.01 - 0.02$) представлены в виде включений в гроссуля-альмандиновом гранате ($Alm_{39-46}Grs_{41-51}$), коэсит – в виде микровключений в омфаците. Термобарометрия ($Grt - Omp$, $Grt - Omp - Ph$) показывает следующие PT -условия образования лавсонитового парагенезиса: $T = 495 - 622^\circ C$ при $P = 2.2 - 2.4$ ГПа. Возраст кристаллизации лавсонитового эклогита нижнепалеозойский (471–444 млн лет). **Выводы.** Лавсонитовый эклогит Утарбаевской ассоциации имеет определенное сходство с комплексами “холодных” эклогитов, образующихся в условиях очень низкого геотермического градиента и редко сохраняющихся при выведении их в верхнюю кору. В последнем обзоре, сделанном в “Journal of Metamorphic Geology” в 2014 г., указывалось 19 пунктов находок лавсонитовых эклогитов на поверхности Земли. $HP - UHP$ лавсонитсодержащая Утарбаевская породная ассоциация дополняет этот список.

Ключевые слова: лавсонитовые эклогиты, серпентинитовый меланж, лавсонит, коэсит, Утарбаевская ассоциация, максютовский комплекс

Источник финансирования

Исследование проведено в рамках государственного задания № АААА-А19-119072990020-6 ИГГ УрО РАН и “Геологическое строение и эволюция структурных единиц южного сегмента зоны ГУР” ИГЗ ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН

Lawsonite eclogites and metasomatites of the Utarbaev Association of the Maksyutov complex

Anatoliy I. Rusin¹, Anna A. Zvorygina¹, Petr M. Valizer²

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st.,
Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: anj1789@rambler.ru

²Ilmen State Reserve, SU FRC MG UB RAS, Ilmeny State Reserve, Miass 456317, Russia, e-mail: valizer@ilmeny.ac.ru

Received 31.05.2021, accepted 24.08.2021

Research subject. This article presents mineralogical, petrological and geochemical studies of lawsonite eclogites and metasomatites of the Utarbayev Association of the Maksyutov complex. The Utarbayev Association forms an independent unit in the Maksyutovsky complex accretion structure. This Association features a variety of lawsonite-bearing metasomatites that form zonal halos in the frame of block-like diopside-grossular bodies included in the antigorite-serpentine melange. The Utarbayev Association differs from typical lawsonite-blue shale complexes of collisional oro-

Для цитирования: Русин А.И., Зворыгина А.А., Вализер П.М. (2021) Лавсонитовые эклогиты и метасоматиты Утарбаевской ассоциации максютовского комплекса. *Литосфера*, 21(6), 867-883. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-867-883>

For citation: Rusin A.I., Zvorygina A.A., Valizer P.M. (2021) Lawsonite eclogites and metasomatites of the Utarbaev Association of the Maksyutov complex. *Lithosphere (Russia)*, 21(6), 867-883. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-867-883>

© А.И. Русин, А.А. Зворыгина, П.М. Вализер, 2021

genes by the absence of mineral parageneses of lawsonite-bearing rocks of blue amphibolites. *Methods.* A microprobe analysis of the mineral composition was performed using a Cameca SX-100 microanalyzer. The content of petrogenic, rare and rare-earth elements was determined by X-ray spectroscopy (CPM-18) and mass spectroscopy (ICP-MS, ELAN-90). *Results.* An indicator mineral paragenesis ($Grt + Omp + Lws + Di$) $\pm$ ($Coe-Qz + Ttn$) that characterizes lawsonite eclogite was found. Omphacite (Jd_{38-44}) and unchanged lawsonite ($H_2O-OH - 11.8\%$, $Ca/Al = 0.48-0.51$ и $Fe/Al = 0.01-0.02\%$) are represented as inclusions in grossular-almandine garnet ($Alm_{39-46}Grs_{41-51}$), coesite – as microinclusions in omphacite. Thermobarometry ($Grt-Omp$, $Grt-Omp-Ph$) showed the following formation conditions of lawsonite paragenesis: $T = 495-622^\circ C$ under $P = 2.2-2.4$ GPa. The age of crystallization of lawsonite eclogite was found to be Lower Paleozoic (471–444 Ma). *Conclusions.* The lawsonite eclogite of the Utarbayev Association is similar to the complexes of “cold” eclogites, which are formed under the conditions of a very low geothermal gradient and are rarely preserved when removed into the upper crust. The latest review published in the “Journal of Metamorphic Geology” (2014) mentions 19 sites, where lawsonite eclogites were discovered on the earth’s surface. The HP-UHP lawsonite-bearing Utarbayev Rock Association complements this list.

Keywords: lawsonite eclogites, serpentinite melange, lawsonite, coesite, Utarbaev Association, Maksyutov complex

Funding information

This work was carried out within the framework of the state assignment No. AAAA-A19-119072990020-6 IGG UB RAS and “Geological structure and evolution of structural units of southern segment of UMF” of SU FRC MG UB RAS

ВВЕДЕНИЕ

Лавсонитсодержащие метаморфические и метасоматические породы, включающие в себя ассоциацию *жадеит + кварц*, являются типоморфными для голубосланцевых поясов Тихоокеанского типа, формирующихся в условиях низкого геотермического градиента (Miyashiro, 1961; Ernst, 1977). PT-область кристаллизации минеральных парагенезисов лавсонит-голубосланцевой фации оценивалась параметрами, не превышающими $400-500^\circ C$ и $1.3-1.5$ ГПа. Однако находка лавсонита в эклогитовых ксенолитах из кимберлитовых трубок плато Колорадо (Helmstaedt, Doig, 1975; Helmstaedt, Schulze, 1991) послужила основанием для предположения о существовании проградной метаморфической зональности и выделения лавсонитовых эклогитов в качестве наиболее высокотемпературной субфации лавсонит-голубосланцевой фации. Обнаружение коэсита в лавсонитовых и цоизитовых эклогитах плато Колорадо (Usui et al., 2006) стало надежным минералогическим подтверждением кристаллизации их в ультравысокобарических (UHP) условиях, превышающих 2.5 ГПа. Кианитсодержащие UHP эклогиты с псевдоморфозами лавсонита были описаны в коллизионных террейнах Восточного и Центрального Китая, не содержащих офиолитов (Castelli et al., 1998). Многообразие обстановок нахождения лавсонитсодержащих пород (Wei, Clarke, 2011; Tsujimori, Ernst, 2014) допускает предположение об их полигенности, что вступает в противоречие с устоявшимися представлениями о природе HP-UHP эклогит-голубосланцевого метаморфизма коллизионных орогенов.

Экспериментальные исследования синтетических (CASH) и природных систем при высоких и ультравысоких давлениях (Pawley, 1994; Schmidt, Poli, 1994; Schmidt, 1995; Comodi, Zanazzi, 1996;

Poli, Schmidt, 1998; Okamoto, Maruyama, 1999) позволили установить фазовые отношения лавсонита, цоизита, гроссуляра, кианита, коэсита и чрезвычайно высокие пределы устойчивости водных Ca-Al силикатов. При температурах $750-900^\circ C$ максимальное давление дегидратации цоизита составляет около 7 ГПа, а лавсонита – может значительно превышать $8-10$ ГПа. Если связывать такие давления с литостатической нагрузкой, то достигаться они могут на глубинах $200-300$ км и более. Водные Ca-Al силикаты большинством исследователей рассматриваются в качестве основных контейнеров, доставляющих воду в глубокую мантию и тем самым обеспечивающих генерацию флюидонасыщенных магм и глубинных метасоматических процессов. Большинство же водных магнезиальных минералов гидратированной океанической коры (хлорит, тальк, антигорит и др.) обезвреживаются при холодной субдукции на глубинах, не превышающих $100-110$ км (менее 4 ГПа), а при теплой субдукции – около 60 км ($1.8-1.9$ ГПа). В том и другом случае плотности погружающейся плиты оказывается выше плотности вмещающей мантии, что должно препятствовать возможности возвращения дегидратированных ассоциаций в верхнюю кору (Bromiley, Pawley, 2003; Chen et al., 2013).

Несмотря на редкую встречаемость HP-UHP лавсонитовых и/или цоизитовых эклогитов в голубосланцевых поясах, количество мест их обнаружения в последние годы заметно увеличилось (Tsujimori et al., 2006a; Wei, Clarke, 2011; Brovarone et al., 2011, 2014; Tsujimori, Ernst, 2014). Петрографическим индикатором, используемым для заключения о достижении условий эклогитовой фации, является сохранность первичных включений лавсонита в зональных альмандин-гроссуляровых гранатах, ассоциированных с омфацитом. Однако в природе голубосланцевые фации обычно от-

делены от эклогитовой и никаких конкретных реакций обезвоживания в переходной зоне не обнаруживается, а парагенезис *омфациит* + *гранат* может существовать в широком диапазоне лавсонит-голубосланцевого равновесия. Термодинамическое моделирование *PT*-путей проградной кристаллизации гидратированной океанической литосферы в зонах холодной и теплой субдукции показывает, что большинство фазовых изменений в поле стабильности лавсонита в базальтовых породах происходит непрерывно и не содержит критических парагенезисов, отмечающих проградную смену метаморфических фаций (Enami et al., 2004; Wei, Clarke, 2011; Tsujimori, Ernst, 2014).

Характерной особенностью лавсонит-голубосланцевых поясов является редкая сохранность первичного лавсонита в голубых сланцах и эклогитах (Ballevre et al., 2003; Clarke et al., 2006). В большинстве случаев в породах обнаруживаются идиоморфные либо субидиоморфные кристаллы, замещенные полиминеральным агрегатом клиноцоизита, альбита, граната, хлорита, белых слюд и титанита. В современных моделях метасоматические преобразования лавсонита связываются с изотермической гидратацией глубинных блоков при декомпрессионном подъеме их в верхнюю кору в субдукционном серпентинитовом канале. Что заставляет субдуцируемую плиту либо ее фрагменты возвращаться с контрастной сменой флюидного режима на более высокие гипсометрические уровни? Вопрос о механизмах эксгумации является одним из наиболее дискуссионных не только для лавсонит-содержащих пород (Clarke et al., 2006; Chen et al., 2013), но и вообще для всех типов *HP-UHP* комплексов коллизионных орогенов (Dobretsov, 2000). Альтернативой унифицированным субдукционно-коллизионным моделям высокобарического метаморфизма могут стать представления, учитывающие особенности метаморфического петрогенезиса в глубинных зонах континентальных рифтов (Ivanov et al., 1986; S. Ivanov, K. Ivanov, 1993; Ivanov, Rusin, 1997; Русин и др., 2014), которые практически не обсуждаются в мировой литературе, но вполне согласуются с новыми данными о природе *HP-UHP* метаморфических ассоциаций максютковского комплекса.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА

Максютовский комплекс слагает аккреционный клин, протягивающийся на 180 км вдоль главной сутуры на западном склоне Южного Урала. Его исследованию посвящен ряд монографий (Добрецов, 1974; Ленных, 1977; Вализер, Ленных, 1988; и др.) и большое количество статей, краткий обзор которых приведен в работе (Русин, 2007). В составе

комплекса было принято выделять две структурно-вещественные единицы: нижнюю – “метатерригенную эклогитсодержащую” – и верхнюю – “офиолитоподобную винчит-зеленосланцевую”, разделенные зоной высокобарического меланжа. Предполагалось, что эклогитовый метаморфизм был связан с коллизией типа дуга–континент во временном интервале 380–370 млн лет. Допускалось, что этому событию мог предшествовать *UHP* коэситовый метаморфизм, а синхронно с эклогитовой кристаллизацией либо несколько позднее проявился голубосланцевый диафторез, частично затронувший и винчит-зеленосланцевую единицу (Русин, 2007).

Полученные в последнее время новые геологические, структурные и изотопно-хронологические данные (Valizer et al., 2011, 2013; Вализер и др., 2013, 2015; Русин и др., 2014) позволяют утверждать, что формирование максютковского комплекса произошло при аккреции не двух, а значительно большего числа структурно-вещественных единиц.

1. *UHP* эклогит-перидотитовая ассоциация ((533 ± 4.6)–(485 ± 4) млн лет; $T = 633\text{--}740^\circ\text{C}$, $P = 3.1\text{--}4.4$ ГПа) – оливин-энстатитовые породы и “горячие” жадеитовые и жадеит-госсуляровые эклогиты.

2. *HP-UHP* лавсонитсодержащая (Утарбаевская) породная ассоциация ((824 ± 21)–(471 ± 8) млн лет; $T = 554\text{--}762^\circ\text{C}$, $P = 1.5\text{--}3.6$ ГПа) – антигоритовые серпентиниты, гранат-клинопироксеновые и лавсонитсодержащие породы, включающие в себя реликтовые парагенезисы лавсонитовых “холодных” эклогитов.

3. Метатерригенная – кварцито-сланцевая ассоциация с телами “теплых” гранат-омфациит-глаукофановых эклогитов, гранат-глаукофановых и хлормелонитовых пород (410–370 млн лет; $T = 550\text{--}650^\circ\text{C}$, $P = 1.5\text{--}2.5$ ГПа).

4. Винчит-зеленосланцевая ($T = 320\text{--}358^\circ\text{C}$, $P = 0.5\text{--}0.7$ ГПа) – метавулканыты, слюдяные и графитистые кварцитосланцы.

5. Ташлинский блок ((444.9 ± 4.7)–(393.1 ± 3.8) млн лет; $T = 455\text{--}544^\circ\text{C}$, $P = 0.9\text{--}1.2$ ГПа) – антигоритовые серпентиниты с включениями гранатовых клинопироксенов, подстилаемые пластинной гранат-кроссит-эпидотовых и гранат-фенгит-глаукофановых сланцев.

Данная статья посвящена детальной характеристике лавсонитсодержащей Утарбаевской ассоциации, в составе которой в последнее время были впервые обнаружены индикаторные парагенезисы лавсонитовых эклогитов. Кроме того, выявленные в составе аккреционного клина новые структурно-вещественные единицы, сформированные в очень широком временном интервале при значительных колебаниях *PT*-параметров, не только вводят ограничения в традиционные представления о высокобарическом метаморфизме максютковского комплекса, но и позволяют высказать принципиально

новые соображения о последовательности и геодинамических обстановках проявления *HP-UHP* метаморфизма в Уральском эпоксидном коллизионном орогене.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Силикатный анализ пород проводился рентгеноспектральным методом (СРМ-18, ЦКП “Геоаналитик”, ИГГ УрО РАН, аналитики Н.П. Горбунова и др.). Геохимические характеристики пород получены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) (ELAN-90, аналитики Н.Н. Адамович, Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко, ЦКП “Геоаналитик”, ИГГ УрО РАН). Химический состав минералов изучен методом электронно-зондового микроанализа (Самеса SX-100, ЦКП “Геоаналитик”, ИГГ УрО РАН, аналитики Д.А. Замятин и В.В. Хиллер).

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД УТАРБАЕВСКОЙ АССОЦИАЦИИ

Утарбаевская ассоциация представлена антигритовыми серпентинитами, содержащими глыбообразные включения гранат-клинопироксеновых и разнообразных лавсонитсодержащих пород (рис. 1). Гранатовые, цоизитовые и хлорит-клиноцоизитовые разновидности лавсонитсодержащих пород пространственно связаны с телами гранат-клинопироксеновых пород, а хлоритовые, гранат-хлоритовые и хлорит-клиноцоизитовые породы, не содержащие лавсонита, характеризуются приуроченностью к контактам антигритовых серпентинитов. Влияние температурного фактора на их формирование не обнаруживается, и свидетельств фазового перехода лавсонита в цоизитсодержащую ассоциацию не наблюдалось. С поздними деформациями связано формирование разнообразных гидротермальных и гидротермально-метасоматических гранатитовых, гранат-лавсонитовых и лавсонит-хлоритовых жил. В участках с повышенной флюидонасыщенностью происходит кристаллизация крупных (до 10–12 см) кристаллов лавсонита, содержание которых может достигать 70–80%.

Лавсонитсодержащие породы характеризуются разнообразием структурно-текстурных особенностей, минеральных парагенезисов и количественных соотношений минералов. Они обладают различной зернистостью, имеют массивную, реже полосчатую текстуру и порфиробластовую структуру. Порфиробласты представлены различными псевдоморфозами по лавсониту размером от 0.5 до 1–2 см, крупными зернами граната переменного состава и призматическими кристаллами цоизита. В основной массе присутствуют реликтовые (диопсид, альмандин-гроссуляр) и новообразованные зерна гроссуляр-альмандинового граната и омфа-

цита, в значительной степени замещенного хлоритом, пумпеллиитом и другими водными минералами, игольчатые кристаллы клиноцоизита и чешуйки белой слюды. Многоэтапность флюидной проработки пород затрудняет реконструкцию общей последовательности минералообразования, но допускает предположение о том, что кристаллизация лавсонитсодержащего эклогитового парагенезиса происходила на ранней стадии их формирования.

Гранат-клинопироксеновые породы и лавсонитовые эклогиты сохраняются только в центральных частях глыбообразных тел. Это плотные породы массивной текстуры с переменным количеством (10–30%) порфиробласт Fe-Са граната, содержащего от 48 до 73 мол. % гроссуляра (Valizer et al., 2013). Матрикс состоит главным образом из зерен зеленого клинопироксена (диопсида), характеризующегося очень высокой магнезиальностью ($\#Mg = 71\text{--}82\%$). При декомпрессии в матриксе происходит замещение диопсида клиноцоизитом, хлоритом, небольшим количеством титанита, кианита, альбита и кальцита. Предполагается, что эти изменения гранат-клинопироксеновых пород, как и частичное преобразование антигритовых серпентинитов в тальковые, хлорит-тальковые, актинолитовые и другие породы, происходили после кристаллизации лавсонитсодержащих пород. Признаки многократной инфильтрации водного флюида и наличие первичных включений идиоморфных кристаллов лавсонита в эклогитовых гранатах свидетельствуют о том, что эклогитовая кристаллизация, вероятно, была обусловлена не глубиной погружения, а активностью свободного водного флюида и “автоклавным эффектом”.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Состав минералов гранат-клинопироксеновых пород, лавсонитовых эклогитов и метасоматитов представлены в табл. 1.

Лавсонит в лавсонитовом эклогите и разнообразных лавсонитсодержащих породах образует кристаллы размером от 30 мкм до 10–12 см с характерными ромбовидными и прямоугольно-квадратными сечениями, в основном представленными псевдоморфозами, состоящими из белой слюды (фенгит, мусковит, парагонит), минералов группы эпидота, хлорита, альбита, кальцита, титанита и менее распространенных – граната, кианита и омфацита. Различное соотношение этих минералов обуславливает значимые колебания в валовом составе псевдоморфоз таких компонентов, как TiO_2 (1.0–1.3), FeO^* (3.2–5.8), MgO (1.8–2.2), K_2O (2.4–4.3) (все в мас. %).

Неизменный лавсонит определен в виде включений размером 30–200 мкм в краевых зонах

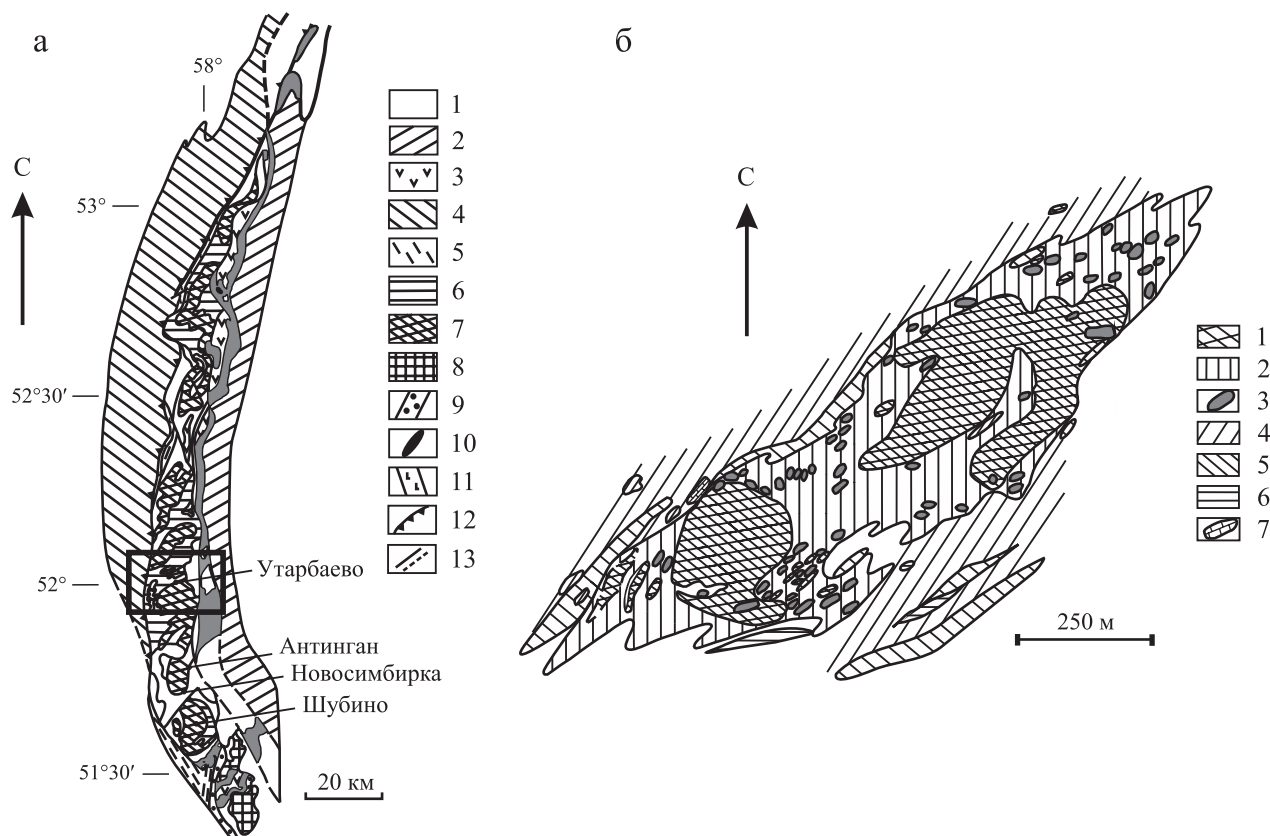


Рис. 1. Структурная схема максютовского комплекса (Lennykh, Valizer, 1999) (а) и схематическая геологическая карта фрагмента меланжа в районе д. Караяново (б).

а. 1 – мезозойские и кайнозойские отложения, 2 – зилаирский флиш (D_3-C_1), 3 – силурийские отложения и вулканы, 4 – кварцито-сланцевые толщи суваянского комплекса, 5 – бластомилониты, 6 – верхняя осадочно-вулканогенная единица максютовского комплекса, 7 – нижняя эклогитсодержащая единица максютовского комплекса, 8 – ультрамафиты Халиловского массива, 9 – амфиболиты, 10 – серпентиниты и серпентинитовый меланж, 11 – дайки долеритов, 12 – Янтышевско-Юлукский надвиг, 13 – разрывные нарушения (достоверные и скрытые под вышележащими образованиями).
б. 1 – антигортитовые серпентиниты; 2 – зона меланжа; 3 – гранат-клинопироксеновые и гранат-лавсонитовые породы; 4–7 – верхняя единица максютовского комплекса: 4 – зеленокаменные породы, зеленые сланцы, метаморфизованные горнблендиты, габбро, диабазы; 5 – графитистые кварциты; 6 – слюдяные сланцы; 7 – мрамора.

Fig. 1. Structure map of the Maksyutov Complex after (Lennykh, Valizer, 1999) (a) and geological sketch map of mélangé fragment at Karayanovo locality (b).

а. 1 – Mesozoic and Cenozoic sediments, 2 – Zilairflysch (D_3-C_1), 3 – Silurian sediments and volcanites, 4 – quartz-schist strata of the Suvanyak Complex, 5 – blastomylonites, 6 – upper volcanosedimentary unit of the Maksyutov Complex, 7 – lower eclogitic unit of the Maksyutov Complex, 8 – ultramafic rocks of the Khalilovo massif, 9 – amphibolites, 10 – serpentinites and serpentinite mélangé, 11 – dykes of dolerites, 12 – Yantyshevo-Yuluk thrust, 13 – discontinuous violations (reliable / hidden under the overlying formations).
б. 1 – antigorite serpentinite; 2 – mélangé zone; 3 – garnet-clinopyroxene and garnet-lawsonite rocks; 4–7 – upper unit of Maksyutov Complex: 4 – greenstone, greenschist, metamorphosed hornblende, gabbro, diabase; 5 – graphitic quartzite; 6 – mica schist; 7 – marble.

кристаллов зонального (с – $Alm_{42-46}Sps_{4-10}Grs_{43-45}$, r – $Alm_{39-46}Sps_{5-7}Grs_{41-51}$)grossуляр-альмандинового граната. В ассоциации с лавсонитом отмечаются включения омфацита (Jd_{36-41}) и титанита (см. табл. 1, рис. 2). Лавсонит содержит как структурно-связанную H_2O , так и OH, в среднем 11.8% (10.1–13.6%). В его составе установлено незначительное количество FeO^* – до 0.91, TiO_2 – до 0.91, Cr_2O_3 – до 0.11 (все в мас. %) (табл. 2). По отношению Ca/Al

(0.48–0.51) и Fe/Al (0.01–0.02) лавсонит сопоставим с лавсонитами лавсонитовых эклогитов (рис. 3).

Коэзит определен в лавсонитовом эклогите по рамановскому спектру. Он присутствует в виде включений размером до 20–30 мкм в омфаците (Jd_{38-41}), который, в свою очередь, является включением в grossуляр-альмандиновом гранате (рис. 4).

Гранат в гранат-клинопироксеновой породе представлен порфиروбластиками размером 1–4 мм,

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические формулы (к.ф.) минералов из пород Утарбаевской ассоциации

Table 1. Chemical composition (wt %) and chemical formulas (f.u.) of minerals from the Utarbayev Association rocks

Порода		Гранат-пироксеновая порода						Гранат-пироксеновая порода с лавсонитом (неизменным)													
№ п.п.		1	2	3	4	5	6			7	8	9	10	11	12	13	14				
Минерал		Grt			Di	Grt		Omp	Grt			Omp			Grt			Ms	Chl		
Компонент		г	с	г	с	г	г	г	г	с	г	Omp			Grt						
SiO ₂		37.8	37.7	38.4	37.7	38.1	38.1	54.0	38.0	37.8	38.1	55.8	55.7	38.4	38.5	50.1	54.5	50.2	27.4		
TiO ₂		0.14	0.23	0.15	0.23	0.22	0.22	0.14	0.15	0.24	0.15	0.05	0.07	0.04	0.65	0.10	—	0.04	—		
Al ₂ O ₃		20.8	20.7	21.0	21.1	21.2	21.2	7.69	20.8	20.8	21.1	8.59	9.33	32.4	31.9	25.1	1.46	31.2	19.7		
Cr ₂ O ₃		0.01	—	—	0.03	0.04	0.04	0.09	0.05	0.03	0.04	0.20	0.21	0.10	0.11	0.09	0.10	0.07	0.36		
FeO		17.5	20.7	17.6	21.3	18.8	18.8	7.16	21.8	19.9	21.1	7.10	7.52	0.90	0.86	3.93	7.11	1.17	20.7		
MnO		1.35	1.34	1.37	1.94	2.12	2.12	0.20	3.14	4.55	3.09	0.31	0.38	0.07	0.12	0.05	0.27	0.06	0.44		
MgO		0.76	0.62	0.79	0.87	0.72	0.72	8.79	0.80	0.61	0.81	7.40	6.84	—	—	4.07	12.8	2.63	18.64		
CaO		20.9	18.5	20.6	16.6	19.1	19.1	14.8	15.5	16.0	15.8	14.1	12.9	17.3	17.5	1.68	23.3	0.04	0.07		
Na ₂ O		—	—	0.01	0.01	0.01	0.01	5.62	0.03	0.02	0.02	6.57	7.28	0.01	0.02	0.29	1.18	0.34	0.01		
K ₂ O		—	—	0.01	—	—	—	—	—	0.01	0.01	0.01	0.01	—	—	9.93	—	10.5	—		
Сумма		99.23	99.76	99.93	99.75	100.22	100.22	98.48	100.30	100.00	100.16	100.13	100.22	89.20	89.65	95.28	100.74	96.26	87.28		
Коэффициенты кристаллохимической формулы																					
Si	2.97	2.97	3.00	1.87	1.87	2.98	2.98	1.98	3.00	2.99	3.00	2.01	2.00	2.00	2.00	3.37	2.00	3.28	2.84		
Ti	0.01	0.01	0.01	0.04	0.05	0.01	0.01	—	0.01	0.01	0.01	—	—	0.02	0.03	0.01	—	—	—		
Al	1.93	1.92	1.94	0.17	0.15	1.97	1.95	0.33	1.93	1.94	1.96	0.36	0.39	1.98	1.95	1.99	0.06	2.40	2.41		
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	0.01	0.00	0.00	—	—	—	0.01		
Fe	1.15	1.37	1.15	0.29	0.38	1.41	1.23	0.22	1.44	1.32	1.39	0.21	0.22	0.04	0.04	0.22	0.22	0.06	1.80		
Mn	0.09	0.09	0.09	0.02	0.01	0.13	0.14	0.01	0.21	0.30	0.21	0.01	0.01	0.00	0.01	—	0.01	0.00	0.04		
Mg	0.09	0.07	0.09	0.70	0.72	0.10	0.08	0.48	0.09	0.07	0.10	0.40	0.37	0.00	0.00	0.41	0.70	0.26	2.89		
Ca	1.76	1.56	1.72	0.86	0.79	1.40	1.60	0.58	1.31	1.36	1.33	0.54	0.50	0.96	0.97	0.12	0.92	0.01	0.01		
Na	—	—	—	0.04	0.03	—	—	0.40	—	—	—	0.46	0.51	—	—	0.04	0.08	0.05	—		
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.84	—	0.95	—		
#Mg	7.3	4.9	7.3	70.7	65.5	6.6	6.1	68.6	5.9	5.0	6.7	65.6	62.7	2.0*	1.9*	65.1	76.1	81.3	61.6		
#Ca	57.0	44.92	56.4	—	—	46.7	52.5	—	43.0	44.6	43.9	—	—	—	—	—	—	—	—		

Таблица 1. Окончание
Table 1. Ending

Порода		Гранат-лавсонит-хлоритовая порода										Гранат-хлоритовая породы										Хлоритовая порода			
№ п.п.		15		16	17	18	19	20		21		22				23	24	25	26	27					
Минерал		Grt		Czo	Ms	Chl	Ttn	Grt в псевд. Lws		Grt		Grt				Chl	Ttn	Chl	Chl	Ttn					
Компонент		с	г					г	с	г	с	г	с	г	г	с									
SiO ₂		36.5	36.6	38.7	46.4	27.1	30.5	37.0	36.4	37.1	37.7	37.5	36.5	37.5	37.7	37.5	30.6	31.5	31.6	30.1					
TiO ₂		0.27	0.12	0.17	0.07	0.01	38.0	2.55	0.55	0.70	0.11	0.10	0.54	0.10	0.07	0.10	38.9	—	—	39.2					
Al ₂ O ₃		20.9	21.0	30.8	35.6	20.8	0.94	20.3	20.8	21.0	20.9	20.8	20.2	20.8	20.9	20.6	1.16	17.5	16.5	1.07					
Cr ₂ O ₃		0.02	0.02	0.03	0.08	—	—	0.09	—	—	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	—	0.06	0.06	—	—					
FeO		8.53	22.4	3.39	0.89	18.1	0.71	13.8	3.62	18.4	21.5	26.4	4.74	26.4	30.0	28.5	0.78	10.9	11.3	0.43					
MnO		19.8	3.77	0.28	0.03	0.31	0.28	12.5	28.0	8.24	4.94	2.10	26.2	2.10	0.86	3.06	0.09	0.15	0.17	0.03					
MgO		0.06	0.44	0.02	1.01	20.8	0.17	0.17	0.03	0.25	0.74	—	—	0.77	0.77	0.38	—	26.8	27.0	0.02					
CaO		13.0	14.9	23.6		0.06	27.3	14.0	9.83	14.3	13.7	11.0	11.4	9.84	10.3	10.3	28.5	0.04	0.04	28.4					
Na ₂ O		—	0.01	0.01	0.44	0.03	0.02	0.03	0.02	—	0.02	—	—	0.03	0.04	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01					
K ₂ O		—	—	0.01	10.3	0.03	0.05	—	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	—	0.02	0.02	0.01	—					
Сумма		99.14	99.15	97.04	94.76	87.21	97.90	100.57	99.24	100.02	99.59	99.16	99.07	100.19	100.53	100.25	86.70	87.02	86.65	99.28					
Коэффициенты кристаллохимической формулы																									
Si		2.94	2.93	2.99	3.07	2.76	1.01	2.95	2.95	2.95	3.01	2.96	3.02	3.02	3.00	2.96	2.89	0.99	3.10	3.12	0.98				
Ti		0.02	0.01	0.01	—	—	0.95	0.15	0.03	0.04	0.01	0.03	0.01	—	0.01	0.01	—	0.95	—	—	0.96				
Al		1.98	1.98	2.80	2.77	2.50	0.04	1.91	1.99	1.97	1.96	1.93	1.97	1.97	1.95	1.95	2.32	0.04	2.04	1.93	0.04				
Cr		—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
Fe		0.57	1.50	0.22	0.05	1.54	0.02	0.92	0.25	1.22	1.43	0.32	1.78	2.01	1.91	2.01	1.89	0.02	0.90	0.94	0.01				
Mn		1.35	0.26	0.02		0.03	0.01	0.85	1.92	0.56	0.33	1.80	0.14	0.06	0.21	0.11	0.06	—	0.01	0.01	—				
Mg		0.01	0.05		0.10	3.16	0.01	0.02		0.03	0.09		0.09	0.09	0.05	0.07	2.83	—	3.94	3.99	—				
Ca		1.12	1.27	1.95		0.01	0.97	1.20	0.85	1.22	1.17	0.95	0.98	0.84	0.88	0.89		0.99			1.00				
Na		—	—	—	0.06	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
K		—	—	—	0.94		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
#Mg		0.70	3.2	7.3*	66.7	67.2	33.3	2.1	0.6	2.4	2.4	0.00	4.8	4.3	2.6		60.0	—	81.2	80.8	—				
#Ca		36.7	41.2	—	—	—		32.4	28.1	40.5	38.7	25.7	32.8	28.0	28.9		—	—	—	—	—				

Коэффициенты кристаллохимической формулы

Si	2.94	2.93	2.99	2.95	2.95	2.95	3.01	2.96	3.02	3.02	3.00	2.96	2.89	0.99	3.10	3.12	0.98	0.98
Ti	0.02	0.01	0.01	0.15	0.03	0.04	0.01	0.03	0.01	—	0.01	0.01	—	0.95	—	—	0.96	0.96
Al	1.98	1.98	2.80	1.91	1.99	1.97	1.96	1.93	1.97	1.97	1.95	1.95	2.32	0.04	2.04	1.93	0.04	0.04
Cr	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe	0.57	1.50	0.22	0.92	0.25	1.22	1.43	0.32	1.78	2.01	1.91	2.01	1.89	0.02	0.90	0.94	0.01	0.01
Mn	1.35	0.26	0.02	0.85	1.92	0.56	0.33	1.80	0.14	0.06	0.21	0.11	0.06	—	0.01	0.01	—	—
Mg	0.01	0.05	—	0.02	—	0.03	0.09	—	0.09	0.09	0.05	0.07	2.83	—	3.94	3.99	—	—
Ca	1.12	1.27	1.95	1.20	0.85	1.22	1.17	0.95	0.98	0.84	0.88	0.89	—	0.99	—	—	1.00	1.00
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
#Mg	0.70	3.2	7.3*	2.1	0.6	2.4	2.4	0.00	4.8	4.3	2.6	3.4	60.0	—	81.2	80.8	—	—
#Ca	36.7	41.2	—	32.4	28.1	40.5	38.7	25.7	32.8	28.0	28.9	29.0	—	—	—	—	—	—

Примечание. Индексы минералов – по (Whitney, Evans, 2010). #Mg = Mg/(Mg + Fe)100%, #Ca = Ca/(Ca + Mg + Fe + Mn)100%, *F = Fe³⁺/(Fe³⁺ + Al)100%; с – центр зерна, г – край зерна; прочерк – не определено. Структурные формулы минералов рассчитаны катионным методом: гранат и клиноцоизит – на 8, диопсид и омфациит – на 4, лавсонит – на 5, мусковит и фенгит – на 6, хлорит – на 10.

Note. Mineral indices according to (Whitney, Evans, 2010). #Mg = Mg/(Mg + Fe)100%, #Ca = Ca/(Ca + Mg + Fe + Mn)100%, *F = Fe³⁺/(Fe³⁺ + Al)100%; c – grain center, g – grain edge; dash – undefined. The mineral formulas of are calculated by the cationic method: garnet and clinocoisite by 8, diopside and omphacite by 4, lawsonite by 5, muscovite and phengite by 6, and chlorite by 10.

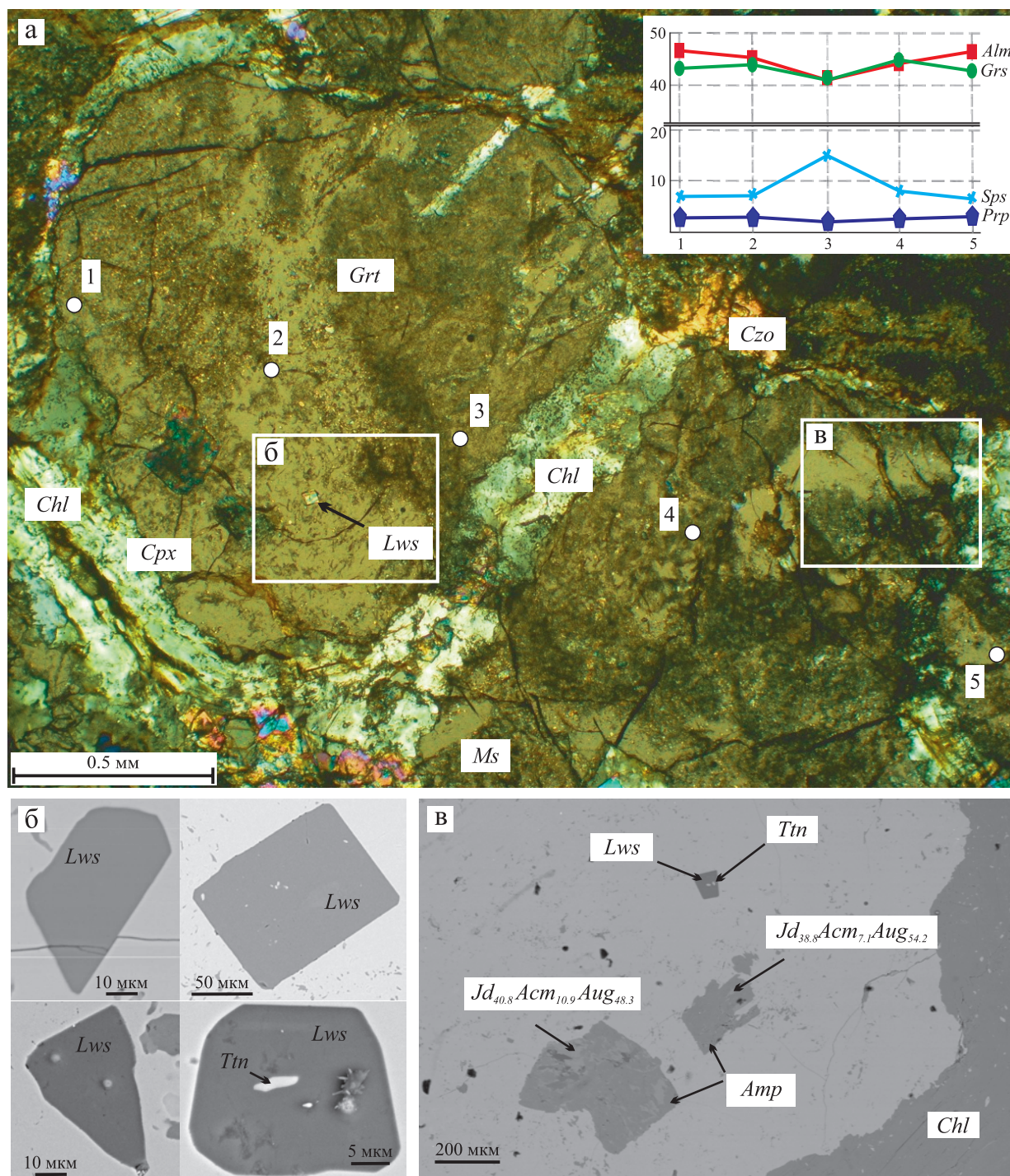


Рис. 2. Микрофотография лавсонитового эклогита и вариации минерального состава зерна граната.

а – микрофото в поляризованном свете, номера точек соответствуют номерам на графике; б, в – BSE-изображения: включения кристаллов лавсонита (б), включения кристаллов омфациита, лавсонита и титанита в гранате (в). Индексы минералов – по (Whitney, Evans, 2010).

Fig. 2. Microphotograph of lawsonite eclogite and variations of mineral composition of garnet grain.

а – microphoto in polarized light, the numbers of the points correspond to the numbers on the graph; б, в – BSE-images: inclusions of crystals of lawsonite (б), inclusions of crystals of omphacite, lawsonite and titanite in garnet (в). Minerals indices are based on (Whitney, Evans, 2010).

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические (к.ф.) формулы лавсонита из лавсонитовых эклогитов Утарбаевской ассоциации**Table 2.** Chemical composition (wt %) and crystallochemical formulas (c.f) lawsonite of the Utarbaev association lawsonite eclogites

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	37.02	37.52	37.13	38.35	36.83	37.01	38.25	38.64	38.60	39.01	38.04	38.16
TiO ₂	0.42	0.04	0.52	0.02	0.02	0.06	0.19	0.12	0.03	0.91	0.11	0.77
Al ₂ O ₃	31.55	31.9	31.73	32.28	31.59	31.74	31.71	32.71	32.22	31.90	31.76	31.12
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.06	0.06	—	0.06	0.09	0.07	0.04	0.02	0.04	0.04
FeO	0.91	0.56	0.54	0.67	0.67	0.55	0.67	0.56	0.72	0.60	0.66	0.70
MnO	0.06	0.06	0.05	0.06	0.1	0.03	0.01	—	0.12	0.02	0.11	0.09
MgO	0.01	0.01	—	0.01	0.01	0.01	—	—	—	—	0.01	—
CaO	17.27	16.92	17.27	16.89	17.16	16.86	17.31	17.19	17.20	17.42	17.42	17.56
Na ₂ O	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	—	—	0.01	0.01
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	—	—	—	0.01	0.01
Σ	87.27	87.09	87.33	88.36	86.41	86.34	88.27	89.29	88.92	89.89	88.15	88.46
Si	1.97	2.00	1.97	2.01	1.98	1.99	2.01	2.01	2.02	2.02	2.00	2.01
Ti	0.02	—	0.02	—	—	—	0.01	—	—	0.04	—	0.03
Al	1.98	2.00	1.99	2.00	2.00	2.01	1.97	2.00	1.98	1.95	1.97	1.93
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ²⁺	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—
Ca	0.99	0.97	0.98	0.95	0.99	0.97	0.98	0.96	0.96	0.97	0.98	0.99
Ti + Cr + Fe	0.06	0.02	0.04	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03	0.07	0.03	0.06
Ca/Al	0.50	0.49	0.49	0.48	0.50	0.48	0.50	0.48	0.48	0.50	0.50	0.51
Fe/Al	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
H ₂ O и OH	12.7	12.9	12.6	11.6	13.6	13.6	11.7	10.7	11.1	10.1	11.8	11.5

Примечание. Структурная формула лавсонита рассчитана на 5 катионов. Прочерк – не определено.

Note. The formula of of lawsonite is calculated by 5 cations. Dash – not determined.

распределен неравномерно и составляет около 5% объема породы. По составу отвечает альмандин-гроссуляру и относится к очень редкой группе Fe-Ca гранатов, имеющих сходство с гранатами гроспидитов (см. табл. 1, № 1). Условия кристаллизации таких гранатов, по экспериментальным и расчетным данным (Valizer et al., 2013), характеризуются высокими температурами (>700°C) и ультравысоким давлением (>2.5 ГПа). Преобразования гранат-клинопироксеновых пород сопровождаются кристаллизацией эклогитового парагенезиса (см. табл. 1, № 4–6), представленного зональным гроссуляр-альмандиновым гранатом (с – $Grs_{43-45}Alm_{42-46}Sps_{4-10}$, r – $Grs_{41-51}Alm_{39-46}Sps_{5-7}$), содержащим включения омфакита (см. табл. 1, № 7, 8) и первичного лавсонита (см. табл. 1, № 9, 10).

В лавсонитсодержащих породах гранат присутствует в лавсонитовых псевдоморфозах, гранитовых жилах и хлорит-клиноцоизитовом матриксе. Гранат в псевдоморфозах по лавсониту представлен мелкими (до 1 мм) с хорошей огранкой зональными кристаллами альмандин-гроссуляр-спессартинового состава – в центральной зоне – и альмандин-спессартин-гроссулярового – в кайме (с – $Alm_{6-38}Grs_{34-42}Sps_{27-60}$, r – $Alm_{24-36}Sps_{21-34}Grs_{40-42}$).

Принципиальное сходство с гранатами лавсонитовых псевдоморфоз, свидетельствующее о вероятной синхронности кристаллизации, имеют гранаты гранатитовых жил (с – $Sps_{22-26}Alm_{32-34}Grs_{35-36}$, r – $Sps_{3-10}Alm_{34-37}Grs_{45-49}$). В матриксе лавсонитсодержащих пород размер зерен граната возрастает до 2–4 мм и более, а состав становится более разнообразным (с – $Alm_{18}Grs_{34}Sps_{45}$, r – $Sps_9Grs_{38}Alm_{47}$; с – $Sps_{19}Grs_{37}Alm_{39}$, r – $Sps_3Alm_{41}Grs_{48}$).

В гранат-хлоритовых породах, не содержащих псевдоморфоз лавсонита, состав граната в центральных частях зерен изменяется от гроссуляр-альмандина ($Sps_7Grs_{27}Alm_{62}$) до гроссуляр-спессартина ($Alm_8Grs_{28}Sps_{60}$), а в каймах более выдержан и соответствует гроссуляр-альмандинам ($Sps_{5-11}Grs_{28-38}Alm_{47-63}$). Содержание пиропового и андрадитового компонентов в гранатах всех метасоматических зон обычно не превышает 1–3 мол. %.

Клинопироксен в гранат-клинопироксеновой породе отвечает диопсиду (см. табл. 1, № 2, 3). Он присутствует в виде включений как в альмандин-гроссуляре, так и в матриксе. Диопсид в матриксе по составу соответствует краевым зонам диопсида в гранате. Зерна диопсида в матриксе окружены каймами кальцита, хлорита, клиноцоизита и ом-

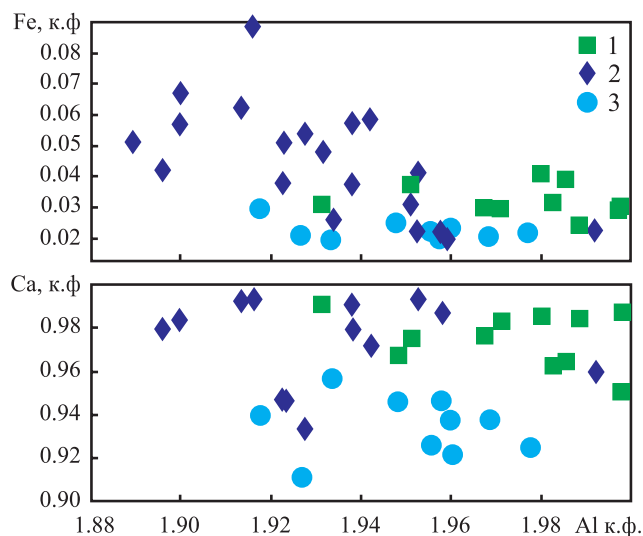


Рис. 3. Диаграмма отношения Fe^{3+}/Al и Ca/Al в лавсоните.

1 – лавсонитовые эклогиты Утарбаевской ассоциации, 2 – лавсонитовые эклогиты (Groppo, Castelli, 2000; Zack et al., 2004; Tsujimori et al., 2006; Usui et al., 2006; Zhang, Meng, 2006; Ravna et al., 2010; Martin et al., 2011; Endo et al., 2012), 3 – лавсонит-глаукофановые сланцы (Song et al., 2009).

Fig. 3. Diagram of the ratio of Fe^{3+}/Al и Ca/Al in lawsonite.

1 – lawsonite eclogites of the Utarbayev association, 2 – lawsonite eclogites (Groppo, Castelli, 2000; Zack et al., 2004; Tsujimori et al., 2006; Usui et al., 2006; Zhang, Meng, 2006; Ravna et al., 2010; Martin et al., 2011; Endo et al., 2012), 3 – lawsonite-glaucophane shale (Song et al., 2009).

фацита. В лавсонитсодержащих породах клинопироксен представлен омфацитом ($\text{Na}_2\text{O} = 6.57\text{--}9.19$ мас. %). Он развит как в виде кайм реликтовых зерен диопсида, так и в виде отдельных мелких зерен в гроссуляр-альмандиновом гранате и матриксе, а также в качестве реликтовых микровключений в псевдоморфозах по лавсониту. В сравнении с диопсидом характеризуется пониженной магнезиальностью ($\#\text{Mg} = 50\text{--}69\%$) и сходными значениями кальциевости ($\#\text{Ca} = 35\text{--}44\%$). Во включениях в гранате кальциевость клинопироксена может возрастать до 71–74%. Содержание жадеитового компонента в омфацитах изменяется от 31 до 50%.

Мусковит-фенгит в виде пластинчатых выделений размером до 1–3 мм отмечается преимущественно в псевдоморфозах по лавсониту и реже – в матриксе гранат-клинопироксеновых и лавсонитсодержащих пород. Он характеризуется небольшими колебаниями состава ($\text{Si}^{4+} = 3.28\text{--}3.45$ к.ф., $\text{Na} = 0.03\text{--}0.05$ к.ф., $F = 19\text{--}21\%$). $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ возраст фенгитов во всех типах пород составляет 341 ± 2 млн лет.

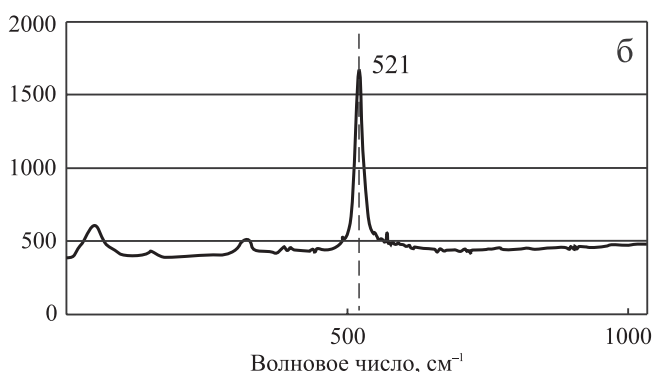
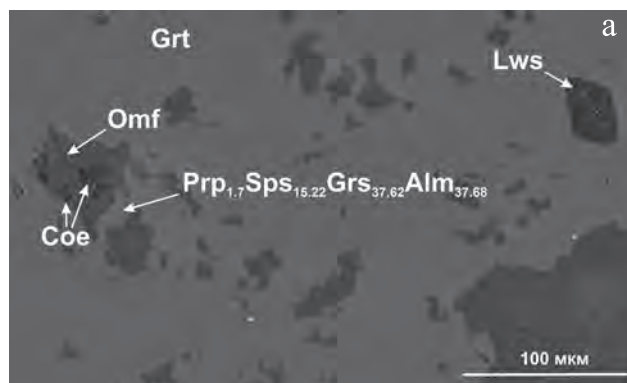


Рис. 4. Микрофотография включений омфацита с микровключениями коэсита и кварца в гранате (а), рамановский спектр коэсита (б).

Индексы минералов – по (Whitney, Evans, 2010).

Fig. 4. Microphotograph of omphacite inclusions with microinclusions of coesite and quartz in garnet (a), Raman spectrum of coesite (b).

Minerals indices are based on (Whitney, Evans, 2010).

Минералы группы клиноцоизит-эпидота встречаются как в основной массе, так и в составе псевдоморфоз по лавсониту. Форма зерен варьирует от коротко- до длиннопризматической и игольчатой, размер зерен – от долей миллиметра до 3–5 мм в длину. Предельные значения железистости составляют 8–16%. В основной массе лавсонитсодержащих пород установлено присутствие таблитчатых порфиробласт цоизита, а в гранатах – микровключений ортита.

Хлорит преобладает в основной массе пород, гораздо реже отмечается в составе псевдоморфоз, оконтуривая последние. Представлен мелкочешуйчатым агрегатом и отдельными пластинками размером до 0.3–0.5 мм, окрашенными в грязно-зеленые и желтовато-зеленые цвета. По составу отвечает железистому клинохлорпеннину–прохлориту, характеризуется колебаниями содержания кремнезема ($\text{Si}^{4+} = 2.76\text{--}3.13$ к.ф.) и магнезиальности ($\#\text{Mg} = 61\text{--}80\%$).

Титанит при собственной кристаллографической огранке имеет небольшой размер зерен (менее 0.01 мм). В качестве включений присутствует в гранате и “лавсоните”, встречается в виде прожилковатых скоплений в хлоритовой массе.

Термодинамические параметры образования лавсонитового эклогита рассчитаны на основе реальных составов породообразующих минералов по геотермобарометрам *Grt-Cpx* и *Grt-Ph* (Ravna, 2000; Ravna, Paquin, 2003) и *Grt-Cpx-Ph* (Ravna, Terri, 2004). Индикаторная минеральная ассоциация лавсонитового эклогита Утарбаевской *UHP-HP* ассоциации представлена *Grt* ($Alm_{40-43}Sps_{4-15}Grs_{44-49}$) + *Omp* (Jd_{38-49}) + $Lws \pm Coe-Qz \pm Di$ (Jd_{2-20}) $\pm Tnt$. Для пары *Grt-Omp*, которые рассматриваются как равновесные, температура образования составляет 495–645°C. Присутствие микровключений коэсита указывает на $P \approx 2.5-2.7$ ГПа. Использование дополнительно при расчете фенгита ($Si^{4+} = 3.45$ к.ф.), который развит на границе кристаллов граната в основной массе, дает следующие *PT*-условия: $T = 537-542^\circ C$, $P \geq 2.5$ ГПа. По *Grt* и включению *Di* в нем определена $T = 528-603^\circ C$. Лавсонитовый эклогит Утарбаевской ассоциации по минеральной ассоциации и рассчитанным *PT*-параметрам соответствует лавсонитовому эклогиту U-типа по (Wei, Clark, 2011).

ПЕТРОГЕОХИМИЯ ПОРОД

Гранат-клинопироксеновые породы Утарбаевской ассоциации имеют низкое содержание кремнезема (29–40 мас. %) и натрия (до 1.0 мас. %), высокое – кальция (12–17 мас. %) и магния (13–16 мас. %). В лавсонитсодержащих породах концентрации кремнезема и натрия не изменяются, но происходит увеличение содержаний глинозема (от 13.5–16 до 19–24 мас. %), достигающее наибольших значений (28–32 мас. %) в лавсонитовых псевдоморфозах, и уменьшение количества CaO и MgO соответственно до 8.5–12.5 и 6–10 мас. % (табл. 3). В сравнении с гранат-клинопироксеновыми блоками в лавсонитсодержащих породах увеличивается концентрация K_2O от 0.1 до 2.2 мас. %, уменьшается магнезиальность ($\#Mg$ от 65–70 до 51–56 %) и кальциевость пород ($\#Ca$ от 27–33 до 26 %), а отношение CaO/Al_2O_3 изменяется от 0.94–1.15 до 0.4–0.6 (см. табл. 3, № 3–9). В псевдоморфозах по лавсониту содержание кремнезема (38–40 мас. %), алюминия (28–32 мас. %) и кальция (13–17 мас. %) приближается к теоретическому составу лавсонита.

Химический состав пород контролируется количественными соотношениями хлорита, минералов группы клиноцоизит-эпидота, граната и псевдоморфоз лавсонита. В гранат-хлоритовых и хлоритовых породах, контактирующих с антигоритовыми серпентинитами, магнезиальность пород может возрастать до 65–77 %, а кальциевость – по-

нижаться до 18–23 %. Общей особенностью всех лавсонитсодержащих пород являются повышенные содержания K_2O , изменяющиеся от 0.3 до 3.5 мас. %.

Распределение элементов-примесей в лавсонитсодержащих, а также антигоритовых серпентинитах меланжа показаны на рис. 5. Распределение REE для лавсонитсодержащих пород, нормированных по океанической коре (Sun, McDonough, 1989), характеризуется пологими наклонами кривых в сторону уменьшения тяжелых REE. По сравнению с примитивной мантией лавсонитсодержащие породы существенно обогащены всеми REE (рис. 5а). Лавсонитсодержащие породы обогащены редкоземельными элементами значительно больше, чем примитивная мантия: вариации легких REE – от 20 до 65 уровней, тяжелых REE – от 5 до 15. Кривые для лавсонитсодержащих пород, нормированных по постархейскому глинистому сланцу (PAAS), имеют практически плоские нормализованные распределения (рис. 5б). Относительно PAAS лавсонитсодержащие породы немного обеднены легкими REE (0.4–0.8 уровня) и слегка обогащены тяжелыми REE. В общем, кривые по распределению REE в гранат-пироксеновых и лавсонитсодержащих породах, нормированных по примитивной мантии и постархейскому глинистому сланцу (PAAS), сходны и перекрываются в области тяжелых лантаноидов. Среднее значение La/Yb в лавсонитсодержащих породах составляет 7.46, в серпентинитах и гранат-клинопироксеновых породах – 3.12 и 1.22 соответственно. Также лавсонитсодержащие породы содержат существенно большие количества REE (Σ_{REE} варьирует от 96.36 до 232.67 г/т при среднем содержании 190.22 г/т), чем гранат-пироксеновые породы ($\Sigma_{REE} \approx 49.24$ г/т) и антигоритовые серпентиниты ($\Sigma_{REE} \approx 1.62$ г/т).

На мультиэлементных диаграммах для лавсонитсодержащих пород, нормированных по примитивной мантии (рис. 5в), отмечаются положительные аномалии для Ba, Sr, Eu и отрицательные для R, Ti, Nb, для пород, нормированных по PAAS (рис. 5г), – отрицательные по Cs, K, R, Ti и положительные по Ba, Sr, Eu. Средняя величина Zr/Hf в лавсонитсодержащих породах совпадает с нижнекоревым значением (36). Так же близки к нижнекоревым значениям Sm/Nd (0.25), Rb/Sr (0.033), Th/U (5.9), La/Nb (1.6), La/Sm (2.85) отношения в этих породах. Тогда как, например, для срединно-океанических базальтов (MORB), источником которых является верхняя мантия, $La/Nb = 0.97$, $La/Sm = 0.96$, $Rb/Sr = 4.2$.

Все эти геохимические показатели сближают лавсонитсодержащие породы с породами нижней континентальной коры. Таким образом, это отчасти свидетельствует о том, что протолитами, по которым образовался парагенезис с лавсонитом, могли являться гранат-пироксеновые породы, кривые

Таблица 3. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах Утарбаевской ассоциации**Table 3.** The major (wt %) and trace (ppm) elements from of the Utarbayev Association rocks

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	40.0	40.0	39.4	38.6	31.2	35.7	40.1	32.8	32.96	31.6	29.0	34.3
TiO ₂	0.03	0.04	1.28	1.24	2.14	1.87	1.10	1.76	1.71	4.95	1.27	1.65
Al ₂ O ₃	0.83	1.15	14.3	13.5	15.8	21.7	23.7	18.5	19.52	13.8	14.0	23.9
Fe ₂ O ₃	3.78	3.03	6.04	9.02	9.11	8.03	7.41	10.6	12.42	13.7	5.08	7.86
FeO	2.50	2.90	5.20	3.80	6.70	5.50	2.80	7.10	5.00	11.2	10.1	3.30
MnO	0.06	0.03	0.41	0.34	0.59	1.46	0.95	3.14	1.22	1.00	0.26	3.32
MgO	40.1	40.7	13.7	13.1	15.6	9.28	5.68	9.80	9.89	8.05	27.7	10.8
CaO	0.10	0.18	13.5	15.6	12.3	8.59	11.8	10.3	12.57	9.13	0.47	5.47
Na ₂ O	0.13	–	0.85	0.86	0.17	0.31	0.25	0.26	0.18	0.31	0.01	0.18
K ₂ O	–	–	0.03	0.05	0.00	1.47	2.20	0.94	0.70	0.28	–	3.50
P ₂ O ₅	0.01	–	–	0.07	0.17	0.01	0.04	0.01	0.09	1.15	0.20	0.24
V	0.29	–	–	0.03	0.03	0.02	0.03	–	0.02	–	0.02	0.03
Cr	–	–	–	0.03	0.04	0.02	0.01	–	0.02	–	–	0.02
П.п.п.	12.3	11.9	5.2	3.6	5.40	5.5	3.8	4.5	3.8	4.70	11.0	5.10
Σ	100.2	99.9	99.9	99.8	99.4	99.5	99.9	99.7	100.1	99.8	99.0	99.6
#Mg	92.4	92.8	69.7	66.2	65.1	56.4	51.6	51.2	52.0	37.9	77.0	65.0
#Ca	0.2	0.2	32.8	32.7	26.7	26.3	6.8	26.2	31.5	23.1	0.9	17.6
CaO/Al ₂ O ₃	0.12	0.16	0.94	1.15	0.78	0.40	0.50	0.55	0.64	0.66	0.03	0.23
La	0.05	0.26	3.82	3.12	3.65	34.1	24.8	28.2	243	44.5	10.0	38.1
Ce	0.12	0.57	11.02	8.62	11.9	105	61.7	96.0	645	156	23.3	87.2
Pr	0.02	0.06	1.78	1.34	1.99	9.43	6.53	8.02	61.2	18.3	2.66	9.09
Nd	0.08	0.21	9.44	7.14	11.0	36.7	25.4	29.4	220	88.7	11.1	35.2
Sr	2.87	3.53	758	282	541	942	1400	501	29597	137	21.0	137
Sm	0.03	0.09	3.09	2.40	3.71	8.78	5.7	7.05	43.7	27.3	2.69	7.82
Eu	0.01	0.03	1.18	0.89	1.33	2.18	1.36	1.89	10.4	7.99	0.51	3.98
Gd	–	0.08	3.88	3.35	4.51	7.82	5.36	6.03	44.6	31.5	2.63	7.81
Tb	–	0.01	0.66	0.59	0.72	1.23	0.9	1.26	5.99	4.85	0.40	1.38
Dy	0.03	0.09	4.36	4.17	4.57	7.38	6.0	9.55	35.9	30.5	2.53	9.43
Ho	–	0.02	0.95	0.85	0.90	1.4	1.22	2.13	7.77	6.31	0.46	1.85
Er	0.03	0.07	2.81	2.69	2.64	4.17	3.78	6.47	23.7	19.1	1.35	5.27
Tm	–	0.01	0.43	0.40	0.38	0.60	0.57	0.91	3.69	2.70	0.19	0.73
Yb	0.02	0.10	2.75	2.66	2.41	3.98	3.74	6.09	26.0	17.0	1.27	5.13
Lu	–	0.02	0.39	0.36	0.33	0.60	0.56	0.93	4.07	2.54	0.19	0.72
Cs	–	–	0.04	0.01	0.01	0.08	0.39	0.06	2.46	0.12	0.01	0.22
Rb	0.01	0.10	2.59	–	–	13.2	30.5	8.22	81.5	2.69	–	29.5
Y	0.18	0.65	23.6	23.4	24.7	33.8	30.9	49.6	262	146	10.6	59.2
Zr	0.40	1.22	36.9	40.5	56.6	176	84.8	194	704.2	394	192	147
Nb	0.02	0.13	2.20	2.56	3.17	23.3	10.9	19.8	124	56.8	5.20	21.9
Ba	3.7	3.92	29.6	30.9	5.49	246	409	170	582	37.7	17.6	1769
Hf	0.01	0.03	0.99	1.03	1.27	5.37	2.62	5.97	13.42	9.16	5.32	3.86
Ta	0.02	–	0.10	1.28	1.17	1.85	1.21	1.50	7.50	3.73	1.87	2.13
Th	–	0.03	0.39	0.34	0.11	17.6	10.1	14.4	58.5	7.98	0.43	10.9
U	0.10	0.15	0.23	0.20	0.19	2.7	1.94	2.42	7.28	2.58	0.79	2.17

Примечание. 1–2 – антигоритовый серпентинит, 3–5 – гранат-клинопироксеновая порода, 6–9 – гранат-лавсонит-хлоритовая порода, 10 – гранат-хлоритовая порода, 11–12 – хлоритовая порода. Прочерк и #Mg, #Ca – см. табл. 1.

Note. 1–2 – antigorite serpentinite, 3–5 – garnet-clinopyroxene rock, 6–9 – garnet-lawsonite-chlorite rock, 10 – garnet-chlorite rock, 11–12 – chlorite rock. Dash and #Mg, #Ca – see Table 1.

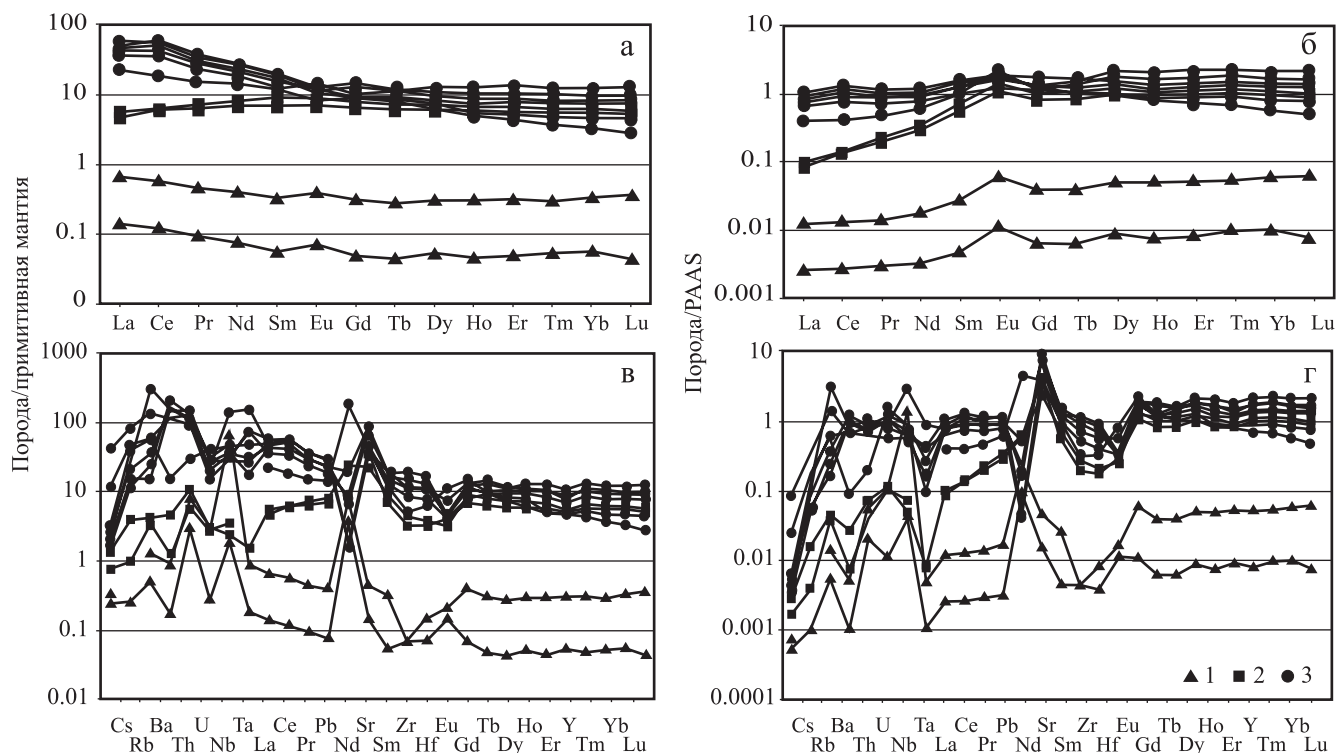


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов и спайдер-диаграммы содержаний микроэлементов, нормированных по составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) (а, в), относительно среднего состава PAAS (2), по (Тейлор, Мак-Леннан, 1988) (б, г).

1 – антигоритовые серпентиниты, 2 – гранат-пироксеновые породы, 3 – лавсонитовые эклогиты и метасоматиты.

Fig. 5. Distribution spectra of rare earth elements and spider diagrams of trace element normalized to the composition of the primitive mantle (Sun, McDonough, 1989) (a, в), relative to the average composition of PAAS (2) according to (Taylor, McLennan, 1988) (б, г).

1 – antigorite serpentinites, 2 – garnet-pyroxene rocks, 3 – lawsonite eclogites and metasomatites.

REE которых во многом сходны с кривыми для лавсонитсодержащих пород.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Гранат-клинопироксеновые (Са-эклогиты) и разнообразные лавсонитсодержащие породы, включенные в антигоритовые серпентиниты, мы рассматривали как фрагменты высокобарического серпентинитового меланжа, залегающего в основании верхней осадочно-вулканогенной (офиолитоподобной) единицы. Предполагалось, что они возникли на основе офиолитового субстрата, преобразованного процессами родингитизации и испытавшего высокобарический эклогит-голубосланцевый метаморфизм и низкотемпературный калиевый метасоматоз (Добрецов, 1974; Ленных, 1977; и др.).

Лавсонитовый эклогит, представленный индикаторной минеральной ассоциацией *Alm-Grs + Omp + Lws ± Coe-Qz*, отражает низкотемпературные ультравысокобарические условия метаморфизма для утарбаевской породной ассоциации. Эклогит клас-

сифицируется как лавсонитовый эклогит U-типа (*Lws + Coe*) “холодный”.

Гранат-клинопироксеновые и лавсонитсодержащие породы не имеют аналогов среди других подразделений максютовского комплекса. Они обладают ярко выраженной спецификой химического и минералогического состава и обнаруживают несомненное сходство как с глубинными ксенолитами, так и с комплексами известково-силикатных пород корового генезиса, испытавших ультравысокобарический метаморфизм и метасоматические преобразования.

Формирование лавсонитового эклогита требует аномально низких (<7°C/км) гидротермальных градиентов. Такие условия, согласно субдукционно-коллизийным моделям UHP-метаморфизма, могут быть достигнуты только путем субдукции старой холодной океанической коры с ее литосферой и, возможно, незначительными пелагическими отложениями или древней континентальной корой (Tsujimori et al., 2006b). Различные типы эклогитов (“холодные”, “теплые”, “го-

рячие”), представленные в максютовском комплексе, отражают широкие вариации PT -условий HP - UHP -метаморфизма и могли сформироваться при геотермических градиентах, изменяющихся в интервале от 3–5 до 10–15°C/км. Объяснить все особенности формирования максютовского комплекса в рамках типовой модели субдукции океанической литосферы вряд ли возможно. В аккреционной структуре мы не находим бесспорных признаков присутствия офиолитов, а изотопно-хронологические данные указывают на время формирования и метаморфического преобразования протолитов некоторых ассоциаций до открытия океанического бассейна. Не вызывает сомнений, что высокобарический эклогит-глаукофансланцевых метаморфизм I единицы был обусловлен коллизией типа дуга-континент. Обнаружение в I эклогитсодержащей единице сверхвысокобарических ультрамафитов с докембрийскими цирконовыми датировками (Valiser et al., 2011) позволяет рассматривать их в качестве фрагментов глубинной зоны континентального рифта, выведенных в кору в связи с литосферным растяжением (Ivanov, Rusin, 1997). Такую же природу, вероятно, имеют и гроссуляридиопсидовые породы и лавсонитовые эклогиты мафит-ультрамафитовой единицы. Свидетельства полигенности и полихронности HP - UHP -ассоциаций характерны не только для максютовского комплекса, но и для других орогенных поясов. Они вполне могут рассматриваться в качестве альтернативы широко распространенных представлений о многоэтапности высокобарического метаморфизма коллизионных орогенов.

ВЫВОДЫ

Основываясь на геологических и петрографических наблюдениях, можно наметить два этапа образования-преобразования лавсонитовых эклогитов:

1-й этап непосредственно связан с перераспределением порообразующих элементов между антигритовыми серпентинитами (существенно магниальными) и гранат-клинопироксеновыми (существенно кальциевыми) породами и образованием лавсонитсодержащего парагенезиса;

2-й этап – последующие метасоматические преобразования пород, характеризующиеся формированием псевдоморфоз по лавсониту, появлением мусковит-фенгита, содержащего до 11 мас. % K_2O , что свидетельствует о существенно калиевом составе метасоматизирующих растворов; со 2-м этапом метасоматических преобразований связано и заметное обогащение лавсонитсодержащих пород редкими литофильными элементами (Li, Rb, Cs, Ba, Sr, LREE, U, Th), имеющими геохимическое поведение, сходное с поведением K.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. (2013) Жадеит-гроссуляровый эклогит максютовского комплекса (Ю. Урал). *Литосфера*, (4), 52-64.
- Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И., Зворыгина А.А. (2015) Гранат-глаукофановые сланцы Ташлинского блока Максютского комплекса. *Литосфера*, (5), 51-70.
- Вализер П.М., Ленных В.И. (1988) Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 203 с.
- Добрецов Н.Л. (1974) Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 429 с.
- Ленных В.И. (1977) Эклогит-глаукофановый пояс Южного Урала. М.: Наука, 160 с.
- Русин А.И. (2007) Высокобарический метаморфизм Урала. *Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование*. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 421-460.
- Русин А.И., Вализер П.М., Русин И.А. (2014) HP - UHP ассоциации континентальной рифтовой и коллизионной стадий формирования Урала. *Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит*. Владивосток: Дальнаука, 246-249.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 379 с.
- Ballevre M., Pitra P., Bohn M. (2003) Lawsonite growth in the epidote blueschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France): a potential geobarometer. *J. Metamorph. Geol.*, **21**, 723-735. DOI: 10.1046/j.1525-1314.2003.00474.x
- Bromiley G.D., Pawley A.R. (2003) The stability of antigorite in the systems $MgO-SiO_2-H_2O$ (MSH) and $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (MASH): The effects of Al^{3+} substitution on high-pressure stability. *Amer. Mineral.*, **88**, 99-108. DOI: 10.2138/am-2003-0113
- Brovarone V.A., Alard O., Beyssac L., Martin L., Picatto M. (2014) Lawsonite metasomatism and trace element recycling in subduction zones. *J. Metamorph. Geol.*, **32**, 489-514. DOI: 10.1111/jmg.12074
- Brovarone V.A., Groppo C., Hetényi G., Compagnoni R., Malavieille J. (2011) Coexistence of lawsonite-bearing eclogite and blueschist: Phase equilibria modelling of Alpine Corsica metabasalts and petrological evolution of subducting slabs. *J. Metamorph. Geol.*, **29**, 583-600. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2011.00931.x
- Castelli D., Rolfo F., Compagnoni R., Xu S. (1998) Metamorphic veins with kyanite, zoisite and quartz in the Zhu-Jia-Chong eclogite, Dabie Shan, China. *Island Arc*, **7**, 159-173. DOI: 10.1046/j.1440-1738.1998.00185.x
- Chen Y., Ye K., Wu T.F., Guo S. (2013) Exhumation of oceanic eclogites: thermodynamic constraints on pressure, temperature, bulk composition and density. *J. Metamorph. Geol.*, **31**, 549-570.
- Clarke G.L., Powell R., Fitzherbert I.A. (2006) The lawsonite paradox: a comparison of field evidence and mineral equilibria modelling. *J. Metamorph. Geol.*, **24**, 715-725. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2006.00664.x
- Comodi P., Zanazzi P.F. (1996) Effects of temperature and pressure on the structure of lawsonite. *Amer. Mineral.*, **81**, 833-841.
- Dobretsov N.L. (2000) Collision processes in Paleozoic

- foldbelts of Asia and exhumation mechanisms. *J. Petrol.*, **8**(5), 403-427.
- Enami M., Liou J.G., Mattinson C.G. (2004) Epidote Minerals in High P/T Metamorphic Terranes: Subduction Zone and High- to Ultrahigh-Pressure Metamorphism. *Rev. Mineral. Geochem.*, **56**, 347-398. DOI: 10.2138/gsrmg.56.1.347
- Endo S., Wallis S.R., Tsuboi M., Torres de Leon R., Solarí L.A. (2012) Metamorphic evolution of lawsonite eclogites from the southern Motagua fault zone, Guatemala. *J. Metamorph. Geol.*, **30**, 143-164. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2011.00960.x
- Ernst W.G. (1977) Tectonics and prograde versus retrograde P-T trajectories of high-pressure metamorphic belts. *Rendicont Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **33**(1), 191-220.
- Groppo C., Castelli D. (2000) Prograde P-T evolution of a lawsonite eclogite from the Monsivo Meta-ophiolite (Western Alps). *J. Petrol.*, **51**(12), 2489-2504. DOI: 10.1093/petrology/egq065
- Helmstaedt H., Doig R. (1975) Eclogite nodules from kimberlite pipes of the Colorado Plateau-samples of subducted Franciscan-type oceanic lithosphere. *Phys. Chem. Earth*, **9**, 95-112. DOI: <https://doi.org/10.29173/ikc876>
- Helmstaedt H.H., Schulze D.J. (1991) Early to Mid-Tertiary Inverted Metamorphic Gradient Under the Colorado Plateau: Evidence From Eclogite Xenoliths in Ultramafic Microbreccias, Navajo Volcanic Field. *J. Geophys. Res.*, **96**(B8), 13225-13235. DOI: 10.1029/91JB00284
- Ivanov S., Ivanov K. (1993) Hydrodynamic zoning of the Earth's crust and its significance. *J. Geodynam.*, **17**, 155-180.
- Ivanov S.N., Krasnobayev A.A., Rusin A.I. (1986) Geodynamic regimes in the precambrian of the Urals. *Precamb. Res.*, **33**, 198-208.
- Ivanov S.N., Rusin A.I. (1997) Continental rift metamorphism. *Geotectonics*, (1), 3-15.
- Lennykh V.I., Valizer P.M. (1999) High-pressure rocks of the Maksyutov complex (Southern Urals) Fourth International Eklogite field symposium. Novosibirsk, OIGGM SB RAS, 64.
- Martin L.A.J., Rubatto D., Brovarone A.V., Hermann J. (2011) Late Eocene lawsonite-eclogite facies metasomatism of a granulite sliver associated to ophiolites in Alpine Corsica. *Lithos*, **125**, 620-640. DOI: [10.1016/j.lithos.2011.03.015](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.03.015)
- Miyashiro A. (1961) Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.*, **2**, 277-311.
- Okamoto K., Maruyama S. (1999) The high-pressure synthesis of lawsonite in the MORB + H₂O system. *Amer. Mineral.*, **84**, 362-373. DOI: 10.2138/am-1999-0320
- Pawley A. (1994) The pressure and temperature stability limits of lawsonite: Implications for H₂O recycling in subduction zones. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **118**(1), 99-108. DOI: 10.1007/BF00310614
- Poli S., Schmidt M.W. (1998) The high-pressure stability of zoisite and phase relationships of zoisite-bearing assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **130**, 162-175.
- Ravna E.J. (2000) The garnet-clinopyroxene geothermometer – an updated calibration. *J. Metamorph. Geol.*, **18**, 211-219.
- Ravna E.J., Andersen B., Jolivet L., De Capitani C. (2010) Cold subduction and the formation of lawsonite eclogite – constraints from prograde evolution of eclogitized pillow lava from Corsica. *J. Metamorph. Geol.*, **28**, 381-395. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2010.00870.x
- Ravna E.J., Paquin J. (2003) Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasites. *EMU Notes Mineral.*, **5**(8), 229-259.
- Ravna E.J., Terry M.P. (2004) Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists-an evaluation of equilibria among garnet-clinopyroxene-kyanite-phengite-coesite/quartz. *J. Metamorph. Geol.*, **22**, 579-592. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2004.00534.x
- Schmidt M.W. (1995) Lawsonite: Upper pressure stability and formation of higher density hydrous phases. *Amer. Mineral.*, **80**, 1286-292.
- Schmidt M.W., Poli S. (1994) The stability of lawsonite and zoisite at high pressures: Experiments in CASH to 92 kbar and implications for the presence of hydrous phases in subducted lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **124**, 105-118.
- Song S., Niu Y., Zhang L., Wei C., Liou J.G., Su L. (2009) Tectonic evolution of early Paleozoic Hp Metamorphic rocks in the north Qilian Mountains. *J. Asian Earth Sci.*, **35**, 334-353. DOI: 10.1016/j.jseae.2008.11.005
- Sun S.-S., McDonough R.L. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **42**, 313-345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Tsujimori T., Ernst W.G. (2014) Lawsonite blueschists and lawsonite eclogites as proxies for palaeo-subduction zone processes: a review. *J. Metamorph. Geol.*, **32**, 437-454. DOI: 10.1111/jmg.12057
- Tsujimori T., Sisson V.B., Liou J.G., Harlow G.E., Sorensen S.S. (2006a) Petrologic characterization of Guatemalan lawsonite eclogite: Eclogitization of subducted oceanic crust in a cold subduction zone. *Petrol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, **403**, 14-168. DOI: 10.1130/2006.2403(09)
- Tsujimori T., Sisson V.B., Liou J.G., Harlow G.E., Sorensen S.S. (2006b) Very low-temperature record in subduction process: A review of worldwide lawsonite eclogites. *Lithos*, **92**, 609-624. DOI: 10.1016/j.lithos.2006.03.054
- Usui T., Nakamura E., Helmstaedt H. (2006) Petrology and Geochemistry of Eclogite Xenoliths from the Colorado Plateau: Implications for the Evolution of Subducted Oceanic Crust. *J. Petrol.*, **47**(5), 929-964. DOI: 10.1093/petrology/egi101
- Valizer P.M., Krasnobaev A.A., Rusin A.I. (2011) Ultrahigh-pressure (UHP) associations in ultramafites of the Maksutov Complex (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **441**(2), 1645-1648. DOI: 10.1134/S1028334X11120087
- Valizer P.M., Rusin A.I., Krasnobaev A.A., Likhanov I.I. (2013) Garnet-pyroxene and lawsonite-bearing rocks of the Maksyutov Complex (Southern Urals), *Russ. Geol. Geophys.*, **54**(11), 1369-1384.
- Wei C.J., Clarke G.L. (2011) Calculated phase equilibria for MORB compositions: A reappraisal of the metamorphic evolution of lawsonite eclogite. *J. Metamorph. Geol.*, **29**, 939-952.
- Whitney D.U., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, **95**, 185-187.
- Zack T., Rivers T., Brumm R., Kronz A. (2004) Cold subduction of oceanic crust: Implications from a lawsonite eclogite from the Dominican Republic. *Eur. J. Mineral.*, **16**, 909-916. DOI: 10.1127/0935-1221/2004/0016-0909
- Zhang J., Meng F. (2006) Lawsonite-bearing eclogites in the

north Qilian and north North Altyn Tagh. *Chin. Sci. Bull.*, **51**(10), 1238-1244. DOI: 10.1007/s11434-006-1238-6

REFERENCES

- Ballevre M., Pitra P., Bohn M. (2003) Lawsonite growth in the epidote blueschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France): a potential geobarometer. *J. Metamorphic Geol.*, **21**, 723-735. DOI: 10.1046/j.1525-1314.2003.00474.x
- Bromiley G.D., Pawley A.R. (2003) The stability of antigorite in the systems MgO-SiO₂-H₂O (MSH) and MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (MASH): The effects of Al³⁺ substitution on high-pressure stability. *Amer. Mineral.*, **88**, 99-108. DOI: 10.2138/am-2003-0113
- Brovarone V.A., Alard O., Beyssac L., Martin L., Picatto M. (2014) Lawsonite metasomatism and trace element recycling in subduction zones. *J. Metamorph. Geol.*, **32**, 489-514. DOI: 10.1111/jmg.12074
- Brovarone V.A., Groppo C., Hetényi G., Compagnoni R., Malavieille J. (2011) Coexistence of lawsonite-bearing eclogite and blueschist: Phase equilibria modelling of Alpine Corsica metabasalts and petrological evolution of subducting slabs. *J. Metamorph. Geol.*, **29**, 583-600. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2011.00931.x
- Castelli D., Rolfo F., Compagnoni R., Xu S. (1998) Metamorphic veins with kyanite, zoisite and quartz in the Zhu-Jia-Chong eclogite, Dabie Shan, China. *Island Arc*, **7**, 159-173. DOI: 10.1046/j.1440-1738.1998.00185.x
- Chen Y., Ye K., Wu T.F., Guo S. (2013) Exhumation of oceanic eclogites: thermodynamic constraints on pressure, temperature, bulk composition and density. *J. Metamorph. Geol.*, **31**, 549-570.
- Clarke G.L., Powell R., Fitzherbert I.A. (2006) The lawsonite paradox: a comparison of field evidence and mineral equilibria modelling. *J. Metamorph. Geol.*, **24**, 715-725. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2006.00664.x
- Comodi P., Zanazzi P.F. (1996) Effects of temperature and pressure on the structure of lawsonite. *Amer. Mineral.*, **81**, 833-841.
- Dobretsov N.L. (1974) Glaucophanschist and eclogite-glaucophanschist complexes of the USSR. Novosibirsk, Nauka Publ., 429 p. (In Russ.)
- Dobretsov N.L. (2000) Collision processes in Paleozoic foldbelts of Asia and exhumation mechanisms. *J. Petrol.*, **8**(5), 403-427.
- Enami M., Liou J.G., Mattinson C.G. (2004) Epidote Minerals in High P/T Metamorphic Terranes: Subduction Zone and High- to Ultrahigh-Pressure Metamorphism. *Rev. Mineral. Geochem.*, **56**, 347-398. DOI: 10.2138/gsrmg.56.1.347
- Endo S., Wallis S.R., Tsuboi M., Torres de Leon R., Solari L.A. (2012) Metamorphic evolution of lawsonite eclogites from the southern Motagua fault zone, Guatemala. *J. Metamorph. Geol.*, **30**, 143-164. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2011.00960.x
- Ernst W.G. (1977) Tectonics and prograde versus retrograde P-T trajectories of high-pressure metamorphic belts. *Rendicont Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **33**(1), 191-220.
- Groppo C., Castelli D. (2000) Prograde P-T evolution of a lawsonite eclogite from the Monsivo Meta-ophiolite (Western Alps). *J. Petrol.*, **51**(12), 2489-2504. DOI: 10.1093/petrology/egq065
- Helmstaedt H., Doig R. (1975) Eclogite nodules from kimberlite pipes of the Colorado Plateau-samples of subducted Franciscan-type oceanic lithosphere. *Phys. Chem. Earth*, **9**, 95-112. DOI: https://doi.org/10.29173/ikc876
- Helmstaedt H.H., Schulze D.J. (1991) Early to Mid-Tertiary Inverted Metamorphic Gradient Under the Colorado Plateau: Evidence From Eclogite Xenoliths in Ultramafic Microbreccias, Navajo Volcanic Field. *J. Geophys. Res.*, **96**(B8), 13225-13235. DOI: 10.1029/91JB00284
- Ivanov S., Ivanov K. (1993) Hydrodynamic zoning of the Earth's crust and its significance. *J. Geodynam.*, **17**, 155-180.
- Ivanov S.N., Krasnobayev A.A., Rusin A.I. (1986) Geodynamic regimes in the precambrian of the Urals. *Precamb. Res.*, **33**, 198-208.
- Ivanov S.N., Rusin A.I. (1997) Continental rift metamorphism. *Geotectonics*, (1), 3-15.
- Lennykh V.I. (1977) Eclogite-glaucophane belt of the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 160 p. (In Russ.)
- Lennykh V.I., Valizer P.M. (1999) High-pressure rocks of the Maksyutov complex (Southern Urals) 4th International Eklogite field symposium. Novosibirsk, OIGGM SB RAS, 64.
- Martin L.A.J., Rubatto D., Brovarone A.V., Hermann J. (2011) Late Eocene lawsonite-eclogite facies metasomatism of a granulite sliver associated to ophiolites in Alpine Corsica. *Lithos*, **125**, 620-640. DOI.org/10.1016/j.lithos.2011.03.015
- Miyashiro A. (1961) Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.*, **2**, 277-311.
- Okamoto K., Maruyama S. (1999) The high-pressure synthesis of lawsonite in the MORB + H₂O system. *Amer. Mineral.*, **84**, 362-373. DOI: 10.2138/am-1999-0320
- Pawley A. (1994) The pressure and temperature stability limits of lawsonite: Implications for H₂O recycling in subduction zones. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **1**(18), 99-108. DOI:10.1007/BF00310614
- Poli S., Schmidt M.W. (1998) The high-pressure stability of zoisite and phase relationships of zoisite-bearing assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **130**, 162-175.
- Ravna E.J. (2000) The garnet-clinopyroxene geothermometer – an updated calibration. *J. Metamorph. Geol.*, **18**, 211-219.
- Ravna E.J., Andersen B., Jolivet L., De Capitani C. (2010) Cold subduction and the formation of lawsonite eclogite – constraints from prograde evolution of eclogitized pillow lava from Corsica. *J. Metamorph. Geol.*, **28**, 381-395. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2010.00870.x
- Ravna E.J., Paquin J. (2003) Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasites. *EMU Notes Mineral.*, **5**(8), 229-259.
- Ravna E.J., Terry M.P. (2004) Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists-an evaluation of equilibria among garnet-clinopyroxene-kyanite-phengite-coesite/quartz. *J. Metamorph. Geol.*, **22**, 579-592. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2004.00534.x
- Rusin A.I. (2007) High-pressure metamorphism of the Urals. *Geodynamics, magmatism, metamorphism and ore formation*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 421-460. (In Russ.)
- Rusin A.I., Valizer P.M., Rusin I.A. (2014) HP-UHP associations of the continental rift and collision stages of the Urals formation. Geological processes in environments of subduction, collision and sliding of lithosphere.

- ric plates). Vladivostok, Dal'nauka Publ., 246-249. (In Russ.)
- Schmidt M.W. (1995) Lawsonite: Upper pressure stability and formation of higher density hydrous phases. *Amer. Mineral.*, **80**, 1286-292.
- Schmidt M.W., Poli S. (1994) The stability of lawsonite and zoisite at high pressures: Experiments in CASH to 92 kbar and implications for the presence of hydrous phases in subducted lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **124**, 105-118.
- Song S., Niu Y., Zhang L., Wei C., Liou J.G., Su L. (2009) Tectonic evolution of early Paleozoic Hp Metamorphic rocks in the north Qilian Mountains. *J. Asian Earth Sci.*, **35**, 334-353. DOI: 10.1016/j.jseaes.2008.11.005
- Sun S.-S., McDonough R.L. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **42**, 313-345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Teilor S.R., Mak-Lennan S.M. (1988) Continental crust: its composition and evolution. Moscow, Mir Publ., 379 p. (In Russ.)
- Tsujimori T., Ernst W.G. (2014) Lawsonite blueschists and lawsonite eclogites as proxies for palaeo-subduction zone processes: a review. *J. Metamorph. Geol.*, **32**, 437-454. DOI: 10.1111/jmg.12057
- Tsujimori T., Sisson V.B., Liou J.G., Harlow G.E., Sorensen S.S. (2006a) Petrologic characterization of Guatemalan lawsonite eclogite: Eclogitization of subducted oceanic crust in a cold subduction zone. *Petrol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, **403**, 14-168. DOI: 10.1130/2006.2403(09)
- Tsujimori T., Sisson V.B., Liou J.G., Harlow G.E., Sorensen S.S. (2006b). Very low-temperature record in subduction process: A review of worldwide lawsonite eclogites. *Lithos*, **92**, 609-624. DOI: 10.1016/j.lithos.2006.03.054
- Usui T., Nakamura E., Helmstaedt H. (2006) Petrology and Geochemistry of Eclogite Xenoliths from the Colorado Plateau: Implications for the Evolution of Subducted Oceanic Crust. *J. Petrol.*, **47**(5), 929-964. DOI: 10.1093/petrology/egi101
- Valizer P.M., Krasnobaev A.A., Rusin A.I. (2013) Jadeite-grossular eclogite of the Maksyutov complex (South Urals). *Lithosphere (Russia)*, (4), 52-64. (In Russ.)
- Valizer P.M., Krasnobaev A.A., Rusin A.I. (2011) Ultra-high-pressure (UHP) associations in ultramafites of the Maksutov Complex (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **441**(2), 1645-1648. DOI: 10.1134/S1028334X11120087
- Valizer P.M., Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Zvorygina A.A. (2015) Garnet-glaucophane schists of the Tashlinsky block of the Maksyutov complex. *Lithosphere (Russia)*, (5), 51-70. (In Russ.)
- Valizer P.M., Lennykh V.I. (1988) Amphiboles of blue schists of the Urals. Moscow, Nedra Publ., 203 p. (In Russ.)
- Valizer P.M., Rusin A.I., Krasnobaev A.A., Likhanov I.I. (2013) Garnet-pyroxene and lawsonite-bearing rocks of the Maksyutov Complex (Southern Urals). *Russ. Geol. Geophys.*, **54**(11), 1369-1384.
- Wei C.J., Clarke G.L. (2011) Calculated phase equilibria for MORB compositions: A reappraisal of the metamorphic evolution of lawsonite eclogite. *J. Metamorph. Geol.*, **29**, 939-952.
- Whitney D.U., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, **95**, 185-187.
- Zack T., Rivers T., Brumm R., Kronz A. (2004) Cold subduction of oceanic crust: Implications from a lawsonite eclogite from the Dominican Republic. *Eur. J. Mineral.*, **16**, 909-916. DOI: 10.1127/0935-1221/2004/0016-0909
- Zhang J., Meng F. (2006) Lawsonite-bearing eclogites in the north Qilian and north North Altyn Tagh. *Chin. Sci. Bull.*, **51**(10), 1238-1244. DOI: 10.1007/s11434-006-1238-6