

## ЧЕТЫРЕ ЭПИЗОДА ТЕРМАЛЬНОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЭКЛОГИТОВ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА (Южный Урал)

В.В. Федькин

*Институт экспериментальной минералогии им. акад. Д.С. Коржинского РАН,  
142432, Черноголовка, Московской области, ул. Академика Осипьяна, 4, Россия*

На основе детального микронзондового изучения состава и зональности сосуществующих минералов (граната, пироксена, плагиоклаза) проведено систематическое изучение  $P$ - $T$ -параметров формирования высокобарных (НР/УНР) пород максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса на Южном Урале. Выявлена периодичность его развития, определены конкретные термодинамические параметры минералообразования на каждом этапе его геодинамической истории от условий кристаллизации протолита до финальных ступеней регрессивного зеленосланцевого метаморфизма. Новые аналитические данные по составу сосуществующих фаз подтверждают высокобарный характер происхождения эклогитовых пород, которые присутствуют в нижней части комплекса в виде многочисленных линз, будин и прослоев среди глаукофановых и полевошпат-слюдистых сланцев.

Термобарометрические расчеты параметров метаморфизма выполнены на основе состава минералов в парагенезисе  $\text{Grt} + \text{Cpx} \pm \text{Pl} + \text{Qz}$  с использованием  $\text{Grt-Cpx}$  геотермометра и  $\text{Pl-Cpx-Qz}$  геобарометра. Гранат в эклогитах максютовского комплекса в силу своей консервативности к изменению  $P$ - $T$ -условий обладает прямой, обратной и инверсионной химической зональностью, которая в равновесии с омфацитовым клинопироксеном фиксирует сопряженные проградные и ретроградные  $P$ - $T$ -тренды, отражая термодинамические условия отдельных этапов развития террейна.

На основе полученных данных выделяются, по крайней мере, четыре эпизода прогрессивных метаморфических преобразований максютовского комплекса: 1)  $T > 800\text{--}910$  °C,  $P \sim 2.5\text{--}3.5$  ГПа; 2)  $540\text{--}790$  °C,  $2.0\text{--}3.5$  ГПа; 3)  $410\text{--}690$  °C,  $1.1\text{--}2.5$  ГПа; 4)  $310\text{--}520$  °C,  $1.0\text{--}1.2$  ГПа. Сопряженные с ними регрессивные этапы метаморфизма оцениваются параметрами: 1)  $870\text{--}625$  °C,  $3.5\text{--}2.5$  ГПа; 2)  $745\text{--}615$  °C,  $3.5\text{--}2.0$  ГПа; 3)  $690\text{--}550$  °C,  $1.5\text{--}1.0$  ГПа; 4)  $590\text{--}460$  °C,  $1.2\text{--}0.6$  ГПа соответственно. Возрастные данные отдельных этапов в совокупности с параметрами метаморфизма образуют единый  $P$ - $T$ -тренд развития комплекса, который определяет положение градиента метаморфического поля во время эксгумации комплекса.

*Максютовский комплекс, эклогит, высокобарный метаморфизм, гранат-клинопироксеновое равновесие, геотермобарометрия.*

## FOUR STAGES OF THE THERMAL EVOLUTION OF ECLOGITES FROM THE MAKSYUTOV COMPLEX (South Urals)

V.V. Fedkin

Based on a detailed electron probe microanalysis of the composition and zoning of coexisting minerals (garnet, clinopyroxene, and plagioclase), we have studied the  $P$ - $T$  conditions of formation of high-pressure (HP/UHP) rocks of the Maksyutov eclogite-blueschist complex in the South Urals. We have established its periodic evolution and have determined the specific thermodynamic parameters of mineral formation at each stage of its geodynamic history, from the conditions of crystallization of the protolith to the final stages of retrograde greenschist metamorphism. The new analytical data on the composition of coexisting phases confirm the high-pressure formation of eclogites present as numerous lenses, boudins, and interlayers among blueschist and feldspar-mica schists in the lower part of the complex. Thermobarometric calculations of metamorphism parameters were performed for the  $\text{Grt} + \text{Cpx} \pm \text{Pl} + \text{Qz}$  paragenesis using a  $\text{Grt-Cpx}$  geothermometer and a  $\text{Pl-Cpx-Qz}$  geobarometer. Garnet in eclogites of the Maksyutov Complex, being conservative to changes in the  $P$ - $T$  conditions, has a direct, reverse, or inverse chemical zoning. Under equilibrium of garnet with omphacitic clinopyroxene, this zoning records conjugate progressive and regressive  $P$ - $T$  paths reflecting the thermodynamic conditions at the certain stages of the terrane evolution. Based on the data obtained, we have recognized at least four  $P$ - $T$  stages of progressive metamorphic transformations of the Maksyutov Complex: (1)  $>800\text{--}910$  °C,  $\sim 2.5\text{--}3.5$  GPa; (2)  $540\text{--}790$  °C,  $2.0\text{--}3.5$  GPa; (3)  $410\text{--}690$  °C,  $1.1\text{--}2.5$  GPa; and (4)  $310\text{--}520$  °C,  $1.0\text{--}1.2$  GPa. The estimated  $P$ - $T$  parameters of the conjugate regressive stages of metamorphism are as follows: (1)  $870\text{--}625$  °C,  $3.5\text{--}2.5$  GPa; (2)  $745\text{--}615$  °C,  $3.5\text{--}2.0$  GPa; (3)  $690\text{--}550$  °C,  $1.5\text{--}1.0$  GPa; and (4)  $590\text{--}460$  °C,  $1.2\text{--}0.6$  GPa, respectively. The age data for the certain stages, along with the parameters of metamorphism, form a single  $P$ - $T$ - $t$  path of the complex, which determines the position of the gradient of the metamorphic field during the complex exhumation.

*Maksyutov Complex, eclogite, HP/UHP metamorphism, garnet-clinopyroxene equilibrium, geothermobarometry*

## ВВЕДЕНИЕ

Максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс на Южном Урале является одним из ярких представителей плейт-тектонических структур (террейнов) в зоне сочленения крупных структурно-тектонических элементов земной коры — Восточно-Европейской платформы и Магнитогорской внутриокеанической островной дуги.

Обычно такие комплексы трассируют конвергентные шовные зоны и, как правило, несут черты высокого (НР) или сверхвысокого (УНР) давления. Характерные фазы сверхвысокого давления (псевдоморфозы кварца по коэситу, графитовые кубоиды по алмазу, микровключения алмаза в гранате и других минералах) хорошо известны в породах максютовского комплекса [Чесноков, Попов, 1965; Добрецов, Добрецова, 1988; Leech, Ernst, 1998, 2000; Bostick et al., 2003]. Имеются многочисленные публикации, отражающие различные интерпретации геодинамических условий [Puchkov, 1993; Beane et al., 1995; Lennykh et al., 1995; Dobretsov et al., 1996; Leech, Stockli, 2000; Beane, Leech, 2007; Вализер и др., 2013; Kovalev et al., 2015], возраста [Шацкий и др., 1997; Beane, Connelly, 2000; Вализер и др., 2015] и *PT*-условий его образования [Lennykh et al., 1995; Lennykh, Valizer, 1999; Leech, Ernst, 2000; Волкова и др., 2001; Лепезин и др., 2006; Вализер и др., 2011]. Однако, несмотря на длительную историю изучения комплекса, ряд вопросов взаимосвязи условий его образования, геохимии исходных пород (протолита), эволюции процессов метаморфизма и геодинамической истории развития остается дискуссионным и требует уточнения. В частности, спорным остается вопрос о возрасте пика метаморфизма и времени образования высокобарных пород комплекса, о *PT*-параметрах субдукционного процесса, не ясна плейт-тектоническая обстановка формирования протолита УНР пород, геохимические показатели этого процесса. Безусловно, в литературе приводятся оценочные сведения о *PT*-условиях образования некоторых ключевых минеральных ассоциаций пород комплекса. Однако систематическое изучение эволюции параметров формирования комплекса от условий кристаллизации протолита до финальных ступеней регрессивного зеленосланцевого метаморфизма не проводилось.

Целью этой работы является решение одной из ключевых задач из перечисленных выше — изучение физико-химических условий образования УНР пород максютовского комплекса на протяжении всей истории его развития, выявление периодичности и этапов эволюционного процесса, оценка конкретных термодинамических параметров на каждой ступени метаморфизма и геодинамического развития. Исследования проведены на основе детального микрозондового изучения состава и зональности сосуществующих минералов, в первую очередь, граната и клинопироксена, как наиболее информативных фаз с точки зрения минералогической геотермобарометрии. Полученные данные и рассчитанные на их основе физико-химические параметры позволяют расшифровать *PT*-эволюцию комплекса, оценить характер теплового потока на стадии УНР погружения и так называемый геотермальный градиент метаморфического поля [Spear, 1993] во время его эксгумации.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

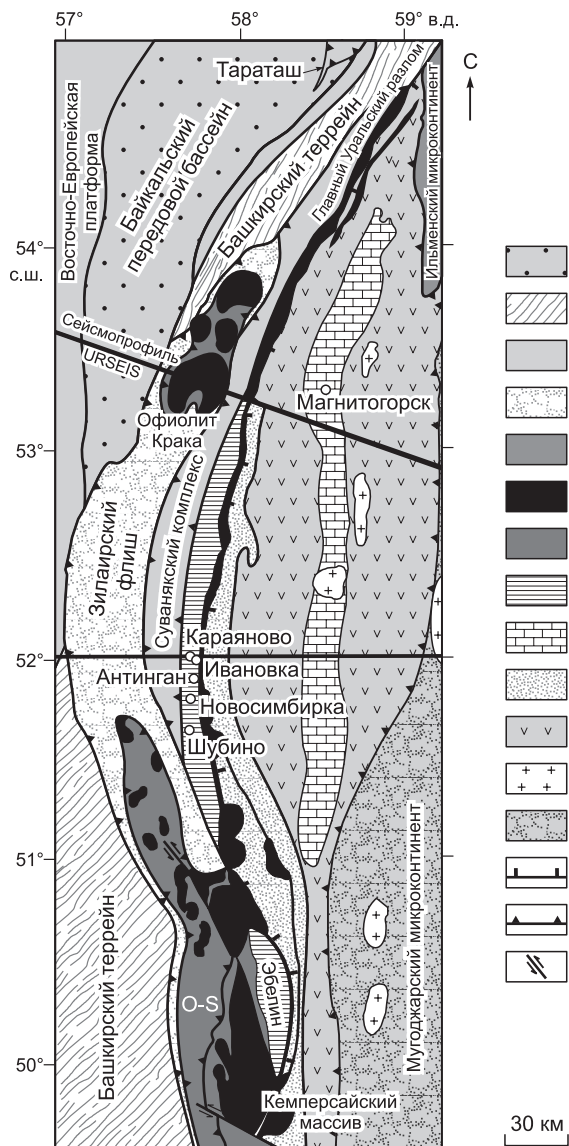
Максютовский комплекс расположен в юго-восточной части западного склона Южного Урала в бассейне р. Сакмара и представляет собой узкий тектонический блок шириной 15—20 км и протяженностью 180—200 км [Lennykh et al., 1995]. Структурная мощность комплекса составляет ~5—10 км [Добрецов, 1974]. Он входит в состав Южного Уральско-Кавказского складчатого пояса, и его геотектоническая позиция показана на рис. 1. Контакты со смежными геологическими формированиями тектонические. На западе он граничит с подстилающими палеозойскими формированиями Восточно-Европейской платформы — суванякским комплексом [Zonenshain et al., 1984, 1990; Puchkov, 1993; Matte, 1995; Scarrow et al., 2002]. На востоке тектоническая граница комплекса определена Главным Уральским разломом, где он смыкается с нижнепалеозойскими метабазами Кимперсайского пояса, входящего в состав Магнитогорской островной дуги [Sengör et al., 1993; Berzin et al., 1996].

В пределах комплекса выделяют три структурно-вещественные (литолого-тектонические) единицы, которые в совокупности составляют сложную плиту высокого—сверхвысокого (НР-УНР) давления [Вализер, Ленных, 1988; Lennykh et al., 1995; Dobretsov et al., 1996; Lennykh, Valizer, 1999]:

1) нижняя, «субконтинентальная», эклогит-глаукофансланцевая: глаукофановые и полевошпат-слюдистые сланцы, кварциты с линзами, будинами и прослоями эклогитов, гранат-пироксеновых и реже оливин-энстатитовых пород;

2) верхняя, метаофиолитовая толща, состоящая из пород океанической коры, связанных с ними графитовых кристаллических сланцев и метаграувакков с телами и линзами серпентинитов, мраморов и метабазальтовых пород;

3) промежуточная юагузинская единица — метаосадочные породы (кварциты и слюдистые сланцы, без эклогитов).



**Рис. 1. Геотектоническая схема положения максютовского комплекса на Южном Урале, адаптированная из [Leech, Stockli, 2000] с профилем URSEIS (Urals Reflection Seismic Experiment and Integrated Studies).**

1–3 — паравтохтонные единицы: 1 — пермско-байкальский передовой бассейн, 2 — Башкирский террейн, 3 — Восточно-Европейская платформа; 4–8 — аккреционные комплексы: 4 — Зилаирский флиш (O-C), 5 — суваянский комплекс (S-D), 6 — офиолитовый комплекс и зона меланжа, 7 — Узянский покров, 8 — максютовский комплекс; 9–11 — Магнитогорская зона: 9 — каменноугольные отложения, 10 — D-C отложения, 11 — Магнитогорская вулканическая дуга (S-D); 12, 13 — Восточно-Уральская зона: 12 — гранитоидные интрузии (C-P), 13 — докембрийский микроконтинентальный блок; 14 — Главный Уральский разлом, 15 — надвиги, 16 — прочие разломы.

Возраст исходного субстрата докембрийский, самые древние датировки (по детритовым цирконам, из древних источников сноса) охватывают интервал от 1.10–1.40 до 2.35–2.84 млрд лет [Вализер и др., 2011]. Протолитовый циркон из эклогитовых пород датируется интервалом 581–533 млн лет [Вализер и др., 2015]. Существуют две точки зрения по поводу основного этапа эклогитового метаморфизма: раннепалеозойский (~550 млн лет) [Coleman et al., 1993; Dobretsov et al., 1996] и позднепалеозойский (390–375 млн лет) [Шацкий и др., 1997; Лепезин и др., 2006]. Некоторые исследователи видят в этом двухэтапное развитие комплекса, но в данный момент большинство специалистов склоняются к версии девонского возраста (~390 млн лет) пика метаморфизма [Lennykh, Valizer, 1999; Beane, Connelly, 2000; Hetzel, Romer, 2000; Glodny et al., 2002; Leech, Wilingshofer, 2004; Beane, Leech, 2007; Kovalev et al., 2015]. Несколько более молодых изотопных возрастов (вплоть до ~315–300 млн лет) получено при охлаждении пород комплекса во время эксгумации [Leech, Stockli, 2000; Лепезин и др., 2006].

Минералого-петрографические данные о парагенетическом составе эклогитовых пород, а также вмещающих Grt-Cpx и Gln-сланцев свидетельствуют о широком *PT*-диапазоне их образования. Многочисленные будины, линзы и прослои мафитовых эклогитов в гранат-глаукофансланцевых сланцах, а также присутствие оливин-энстатитовых, кварц-жадеитовых и лавсонитовых ассоциаций определяют уровень термобарометрических условий метаморфизма в интервале температур 550–700 °C и давления 0.8–2.4 ГПа [Lennykh et al., 1995; Dobretsov et al., 1996; Lennykh, Valizer, 1999; Beane, Connelly, 2000; Leech, Ernst, 2000]. Однако минералогические индикаторы высокого и сверхвысокого давления — псевдоморфозы кварца по козиту [Чесноков, Попов, 1965; Добрецов, Добрецова, 1988], кубоиды графита по алмазу [Leech, Ernst, 1998] и микровключения алмаза в гранате [Bostick et al., 2003] — предполагают, что литостатическое давление на ранней стадии минералообразования при этих температурах составляло как минимум 2.8–3.2 ГПа. Эти данные подтверждаются находками жадеитовых эклогитов, находящихся в контакте с ультрамафитовыми (Ol-Enst) UHP породами, на основе которых допускается, что пиковые параметры эклогитового метаморфизма могли достигать значений  $P \sim 3.1\text{--}3.4$  ГПа,  $T \sim 633\text{--}740$  °C [Вализер и др., 2013, 2015].

Впоследствии эти породы были подняты на поверхность и при декомпрессии перекристаллизованы в условиях снижения температур до 300–400 °C и давления 0.6–0.8 ГПа с образованием глаукофанзеленосланцевых ассоциаций. Таким образом, в нижней единице максютовского комплекса сохранились черты трех уровней метаморфизма: HP-UHP эклогитового пикового метаморфизма, ретроградного HP голубосланцевого уровня, возникшего на стадии декомпрессионного остывания, и зеленосланцевого метаморфизма на более поздней деформационной стадии [Beane, Leech, 2007].

## ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Среди литолого-тектонических элементов максютовского комплекса наибольший петрологический интерес представляет нижняя структурная единица, включающая полиметаморфический комплекс эклогитовых, зеленосланцевых и голубосланцевых пород. Она состоит из мафитовых гранат-глаукофан-слюдистых, гранат-глаукофановых и полевошпат-слюдистых сланцев, перемежающихся с кварцитами, содержит многочисленные линзы, будины и прослои эклогитов, гранат-пироксеновых пород и менее распространенных оливин-энстатитовых пород. Эта серия пород подверглась воздействию высокотемпературного (НР-УНР) метаморфизма и более позднему повторному метаморфизму при низком давлении глаукофан-зеленосланцевой фации. В породах нижней структурной единицы встречаются такие НР-УНР минеральные ассоциации, как: а) коэсит (кварцевые псевдоморфозы) + гранат + омфацил + рутил + цоизит; б) жадеит + кварц + гранат + кианит + парагонит; в) гранат + омфацил + барруазит и г) гранат + глаукофан + лавсонит [Dobretsov et al., 1996; Lennykh, Valizer, 1999]. Обобщенные параметры образования этих ассоциаций оцениваются интервалом 550—650 °С и 15—25 ГПа [Beane, Connolly, 2000; Leech, Ernst, 2000; Вализер и др., 2013]. На регрессивной стадии в породах нижней единицы образуется парагенезис гранат + глаукофан в условиях фации голубых сланцев и затем в условиях зеленосланцевой фации, формируя *PT*-тренд по часовой стрелке [Beane et al., 1995].

**Верхняя структурная единица** включает в себя основные метафиолиты, перекрывающие эклогит-глаукофансланцевые породы нижнего комплекса. Она состоит из пород океанической коры и связанных с ними графитовых кристаллических сланцев и метаграувакков, которые сформировались до метаморфической стадии ордовикско-силурийского спрединга. Метафиолитовые образования верхней структурной единицы иногда включают в себя тела и линзы серпентинитов и мраморов, а также метабазальтовых пород. Верхняя единица подвергнута голубосланцевому, а затем зеленосланцевому метаморфизму и характеризуется серпентинитовым меланжем, содержащим лавсонитовые родингиты и габброидные амфиболиты. Параметры метаморфизма в породах верхней единицы сильно варьируют от 550—760 °С и 2.2—2.5 ГПа для *Lws-Omp* ассоциаций до 380—460 °С и ~ 0.7—1.0 ГПа при замещении *Lws* псевдоморфозами *Czo* и другими низкотемпературными фазами [Dobretsov et al., 1996; Вализер и др., 2013]. Измененные меланжевые породы содержат литологические блоки ультрамафитов, голубосланцевых метабазальтов и метаосадочных кварц-жадеитовых пород.

Между нижней и верхней структурными единицами выделяется **промежуточная юагузинская единица**. Она состоит из метаосадочных пород неясной степени метаморфизма с преобладанием кварцитов, кварц-слюдистых сланцев и не содержит эклогитов. Породы юагузинской единицы подверглись только перекристаллизации в условиях фации голубых сланцев и зеленосланцевой фации при  $T = 350—600$  °С и  $P = 0.5—1.7$  ГПа [Lennykh, Valizer, 1999].

Для детального изучения эклогитов максютовского комплекса были выбраны наиболее изученные и информативные участки в его южной части от дер. Шубино на юге до бывшей дер. Караяново на севере (см. рис. 1). Отдельные сведения о *PT*-условиях образования эклогитов из этих участков приведены в литературе [Dobretsov et al., 1996; Lennykh, Valizer, 1999; Вализер и др., 2013, 2015]. Однако сопоставление и обобщение этих данных с позиций детальной термобарометрии не проводились.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

18 представительных образцов УНР пород из нижней структурно-тектонической единицы максютовского комплекса были проанализированы методами XRF, ICP-MS в геоаналитической лаборатории университета штата Вашингтон на породообразующие, редкие и редкоземельные элементы (табл. 1). Один образец (обр. 158 и 158R) по инициативе геоаналитической лаборатории был проанализирован дважды как две независимые пробы, чем была подтверждена высокая аналитическая воспроизводимость. Данные XRF и ICP-MS анализов пород, а также нормативные составы минералов приведены в дополнительных материалах (<http://sibran.ru/journals/Supplementary.pdf>).

Для изучения физико-химических условий метаморфизма и образования эклогитовых высокотемпературных ассоциаций максютовского комплекса использовался традиционный петрологический подход катионообменной термобарометрии [Перчук и др., 1983]. Мы исходили из принципа мозаичного (доменно-го) равновесия [Коржинский, 1973]. В основе его лежит предположение, что центры растущих фаз, их края и минеральные включения были в состоянии термодинамического равновесия в разное время их кристаллизации, и, таким образом, их составы фиксировали температурные условия последовательных стадий метаморфизма. В такой ситуации составы сосуществующих фаз, а также минеральных включений использовались для реконструкции термальной эволюции этих полиметаморфических пород. Химический состав минералов, их неоднородность и зональность изучались методом электронно-зондового рентгеноспектрального анализа (ЭЗРСА) в Институте экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН. Изучались как крупные порфиробластические зерна контактирующих минера-



Таблица 1.

**Минеральные ассоциации пород максютовского комплекса  
и температуры их образования по разным геотермометрам**

№ образца	Участок	Порода	Минеральная ассоциация	Температура образования	
				T, °C*	T, °C**
88-16	Шубино	Grt-Cpx эклогит	Grt + Cpx + Gln + Act + Brz + Wnc + Ep + Ms + Rt + Qz	575—915	605—915
88-17	»	»	Grt + Cpx + Gln + Act + Brz + Wnc + Ep + Ms + Qz	785—815	780—820
154a	»	Grt-Gln эклогит	Grt + Cpx + Gln + Amp + Ep + Ms + Chl + Qz + Ttn + + Rt + Ab	425—560	455—610
158	»	Grt-Gln сланец	Grt + Cpx + Gln + Act + Ep + Ms + Chl + Qz + Ttn + + Rt + Gr	535—605	565—745
159	»	Grt-Gln эклогит	Grt + Cpx + Gln + Act + Ep + Ms + Chl + Rt + Qz	675—825	710—835
161	»	Grt-Gln-Rt эклогит	Grt + Cpx + Gln + Amp + Ep + Ms + Chl + Qz + Ttn + + Rt + Gr	680—750	765—790
163	»	Grt-Ep-Act порода	Grt + Cpx + Gln + Act + Ep + Ms + Chl + Qz + Ttn + Rt	—	—
185v	Антиган	Измененный эклогит	Grt + Cpx + Gln + Amp + Ep + Ms + Qz + Ttn + Rt	405—555	445—595
200-I	Караяново	Grt-Gln эклогит	Grt + Cpx + Gln + Ms + Qz + Ttn + Rt + Opq	590—655	560—630
200-II	»	Grt-Cpx эклогит	Grt + Cpx + Gln + Ms + Qz + Ttn + Rt + Opq	550—750	545—695
200-III	»	Qz-Cpx-Gln прослой	Qz + Cpx + Gln + Grt + Opq	525—510	495—720
207	»	Grt-Gln эклогит	Grt + Cpx + Gln + Ep + Ms + Qz + Ttn + Rt	585—825	630—820
213	»	Эклогит	Grt + Cpx + Gln + Act + Ms + Qz + Ttn + Rt	—	—
216	»	Grt-Gln эклогит	Grt + Cpx + Gln + Act + Amp + Ep + Ms + Qz + Rt + Ab	615—670	640—690
219	»	Измененный эклогит	Grt + Cpx + Gln + Act + Ms + Qz + Rt	645—720	690—735
230	Новосим- бирка	»	Grt + Cpx + Gln + Act + Ep + Czo + Rt + Chl + Qz + + Ttn + Ab	485—530	515—565
231	»	»	Grt + Cpx + Gln + Act + Ep + Chl + Qz + Ttn + Ab	605—675	595—705
235	»	»	Grt + Cpx + Gln + Act + Ep + Chl + Qz + Ttn + Ab	470—555	500—610
236	»	Chl-Ep порода	Grt + Cpx + Act + Ep + Czo + Chl + Qz + Ttn + Rt + + Opq + Ab	300—415	395—480
238	»	Grt-Gln сланец	Grt + Gln + Act + Ep + Chl + Qz + Ttn + Rt + Opq + Ab	500—670	545—720
239	»	Grt-Ep-Amp порода	Grt + Cpx + Gln + Ep + Czo + Qz + Ttn + Rt + Ab	415—675	470—715
267	Караяново	Grt-Omp эклогит	Grt + Cpx + Gln + Ep + Qz + Ttn + Opq + Ab	570—770	590—785
271	»	Grt-Gln-Omp эклогит	Grt + Cpx + Gln + Act + Amp + Ep + Ms + Chl + Qz + + Rt + Cal	860—925	875—920
273	»	Grt-Gln-Rt эклогит	Grt + Cpx + Gln + Act + Ms + Chl + Qz + Pl	515—725	525—760
288	Ивановка	Grt-Gln сланец	Grt + Cpx + Gln + Act + Ep + Ms + Chl + Qz + Ttn + + Rt + Ab	445—510	505—565
289	»	Grt-Act-Ep-Chl порода	Grt + Act + Ep + Ms + Chl + Qz + Ttn + Ab	545—930	570—915

Примечание. Аббревиатура минералов, по [Whitney, Evans, 2010]. Образцы 88-16 и 88-17 любезно предоставлены П.М. Вализером (Ильменский государственный заповедник им. В.И. Ленина).

\* Температуры рассчитаны при  $P = 2.5$  ГПа, по [Krogh, Ravna, 2000].

\*\* Температуры рассчитаны при  $P = 2.5$  ГПа, по [Powell, 1985].

лов, так и мелкие новообразованные кристаллы в основной массе породы, зерна с прямой и обратной зональностью, а также всевозможные варианты инверсионной зональности. Микронзондовый анализ проводился с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega II XMU (Tescan, Чехия), оснащенного системой для рентгеноспектрального микроанализа INCA Energy 450 с энергодисперсионным (INCAx-sight) рентгеновским спектрометром (Oxford Instruments, Англия). Диапазон определяемых элементов от Be до U. Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток поглощенных электронов на Co 0.3 нА, время анализа в точке 70 с. Использовались аналитические линии и стандарты ИЭМ РАН, применяемые при ЭЗРСА минералов.

**Гранат-пироксеновая минералогическая термобарометрия мафитов.** В метабазитовых НР-УНР породах гранат и клинопироксен рассматриваются в качестве наиболее информативных и консервативных фаз для оценки температур минеральных равновесий. Были опробованы различные Grt-Cpx

термометры [Råheim, Green, 1974; Ellis, Green, 1979; Ganguly, 1979; Powell, 1985; Ai, 1994; Krogh, Ravna, 2000], и для предварительной оценки температур Grt-Cpx равновесия выбраны наиболее популярный гранат-клинопироксеновый геотермометр Пауэлла [Powell, 1985] и одна из последних версий геотермометра Крог-Равна [Krogh, Ravna, 2000] (см. табл. 1). Систематические расхождения в показаниях двух термометров находятся в пределах точности их измерений и составляют  $\pm 30\text{--}40$  °С, что не имеет принципиального значения для относительного сравнения температур кристаллизации зональных кристаллов фаз в процессе их роста в равновесии с другими минералами. Поэтому в дальнейших построениях эволюционных *PT*-схем метаморфизма мы использовали термометр Пауэлла [Powell, 1985], обращая внимание главным образом на относительные изменения температур при кристаллизации разных зон граната между собой и отдельными зёрнами в матрице породы.

## **PT-УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЭКЛОГИТОВЫХ ПОРОД КОМПЛЕКСА**

**Минералы для оценки параметров метаморфизма эклогитовых пород.** Исследование физико-химических условий метаморфизма комплекса, этапов и периодичности его развития выполнено на основе детального изучения состава и зональности сосуществующих минералов — граната, клинопироксена и плагиоклаза. Изучались образцы с разной степенью ретроградных изменений, с разной морфологией фаз и структурой вмещающих пород. **Гранат** практически во всех изученных образцах присутствует в виде крупных порфиробластовых выделений и в форме более мелких, часто идиоморфных кристаллов в основной массе породы. Везде гранат показывает свою химическую и морфологическую неоднородность. Крупные порфиробластические зёрна трещиноваты, более разрушены, имеют нечеткие границы, размытые неровные очертания. Они часто содержат многочисленные включения кварца, эпидота, титанита, рутила, реже клинопироксена и плагиоклаза, иногда полностью замещены ассоциацией вторичных минералов, которые в некоторых случаях заполняют коробообразные или каркасные структуры минерала. Такие зёрна, как правило, показывают ретроградную зональность с более высокими температурами в центральных частях, тогда как составы внешних зон близки к составу матричного граната. Химическая зональность крупных гранатовых зёрен в большинстве исследованных образцов имеет разнородную (как прогрессивную, так и регрессивную) направленность, регистрируя противоположные температурные тренды метаморфизма. В некоторых случаях следы этих процессов содержатся в одном образце или, что более интересно, даже в одном зёрне граната. Представительные и наиболее характерные составы граната изученных образцов в центральных и краевых частях зональных зёрен, а также во включениях и в матрице породы см. в (<http://sibran.ru/journals/Supplementary.pdf>).

**Клинопироксен** в виде небольших (0.1—0.4 мм) кристаллов короткопризматического облика присутствует в основной массе породы (иногда до 40—55 %) вместе с глаукофаном, эпидотом, хлоритом, мусковитом и кварцем. Часто по краям замещается глаукофаном, хлоритом или мелкозернистым агрегатом этих минералов. Включения пироксена в гранате по составу не отличаются от матричных зёрен, которые также используются для определения *PT*-параметров Grt-Cpx-Ab-Qz равновесия. Состав клинопироксена в породах максютовского комплекса близок к омфациту и в пределах отдельных образцов меняется незначительно (см. Supp. Matl. 4). На контакте с гранатом на краях крупных порфиробластических зёрен, во включениях или в основной массе породы его состав колеблется в интервале  $X_{\text{Jd}} \sim 0.2\text{--}0.40$ , а в пределах одного зёрна не превышает 0.30—0.35 мольной доли жадеитового компонента. Максимальная доля жадеита в изученных нами образцах в редких случаях составляет 0.60—0.65. Проанализированные омфациты из максютовских эклогитов богаты объединённым компонентом Эскола и Чермака, что подтверждает условия их высокобарного происхождения [Lennykh, Valizer, 1999].

**Плагиоклаз**, необходимый для оценки давления в равновесии с гранатом и клинопироксеном, встречается лишь в относительно низкобарных породах комплекса, подвергшихся ретроградным вторичным изменениям. Обычно это мелкие несдвойникованные кристаллы (0.1—0.2 мм), слагающие вместе с хлоритом, мусковитом и кварцем матрицу породы. Иногда зёрна плагиоклаза приурочены к пятнистым скоплениям вторичного хлорита. Включения плагиоклаза в крупных зёрнах граната существенно облегчают задачу интерпретации условий метаморфизма в процессе формирования породы. По оптическим свойствам (метод оценки состава по симметричному погасанию) плагиоклаз меняет свой состав от почти чистого альбита до  $\text{Ab}_{5.7}$ . Оценка состава на микрозонде занижает содержание натрия в минерале из-за его потери в процессе съёмки, и фактически измеренный состав плагиоклаза не превышает трех единиц анортитового компонента (см. Supp. Matl. 5). Эта погрешность, естественно, занижает оценку равновесного давления в Grt-Cpx-Pl-Qz ассоциации в пределах 0.1—0.2 ГПа. На относительные показатели давления такие отклонения в составе Pl принципиального значения не имеют, и в табл. 2 приведены значения *P*, рассчитанные по измеренному составу плагиоклаза. Для относительного сравнения небольших изменений состава плагиоклаза в процессе его образования использовалась мольная доля анортита  $\text{Pl}_X = \text{An}/(\text{Ab} + \text{An} + \text{KFs}) \cdot 100$ , как более чувствительная величина при малых изменениях его состава.

Таблица 2.

**Физико-химические условия образования высокобарных пород  
максютовского комплекса и *PT*-тренды их изменения**

Образец	Район	Температура образования по Grt-Срх равновесию [Powell, 1985], °C			Давление, ГПа		Температурный тренд от центра зонального зерна к краю, °C	Классификация тренда, <i>T</i> , °C
		Центр, включения	Середина, включения	Края и контакты	Петрологические данные	Pl-Срх-Qz барометр [Перчук, 1992]		
88-16	Шубино	875	786	770—626	3.5—2.5	—	875—625	1-й ретр., <b>875—630</b>
88-17	»	805—830	849	881—892	3.5	—	805—890	1-й прогр., <b>&gt;800—900</b>
154a-pr	»	448—511	—	518—620	1.5	1.19—1.26	450—620	3б прогр., 400— <b>630</b>
154a	»	406—519	—	511—628	1.5	1.19—1.26	405—630	»
158	»	563—585	—	622—708	2.5	—	565—710	2-й прогр., 560— <b>790</b>
159	»	866—788	—	781—731	3.5	—	865—730	1-й ретр., <b>875—630</b>
161	»	801—816	802	892—899	3.5	—	800—890	1-й прогр., <b>&gt;800—900</b>
230B-1	Новосимбирка	544—459	509—433	385—313	1.0	1.19—1.17—1.04	545—315	4-й ретр., 545—310
230B-2	»	493—498	528	545	1.0	1.11—1.16	495—545	4-й прогр., 385—545
231	»	562—581	587	601—679	1.5	1.20—1.33	560—680	3а прогр., <b>470—690</b>
235	»	470—522	484—541	548—575	1.0	0.74—1.26	470—575	4-й прогр., 385—545
236-1	»	384—419	372	423—453	1.0	0.96—1.16	385—455	4-й прогр., 385—545
238-1	»	490	526	693	1.5	—	490—695	3а прогр., <b>470—690</b>
238-2	»	513	549	639—741	2.5	—	515—740	2-й прогр., 560— <b>790</b>
238-2-2	»	665	690	817	3.5	—	665—815	1-й прогр., <b>&gt;800—900</b>
239-1	»	650	624	560	1.5	1.37—1.10	650—560	3-й ретр., <b>690—450</b>
239-2	»	692—569	451	381	1.5	1.34—1.03	690—380	3-й ретр., <b>690—450</b>
239-3	»	593—541	531	514—450	1.5	1.31—1.13	595—450	3-й, 4-й ретр., <b>590—450</b>
185b-1	Антинган	473—496	517	526—657	1.5—2.0	—	475—655	3а прогр., <b>470—690</b>
185b-2	»	594	573	546—498	1.5	—	595—500	4-й ретр., 595—450
185v-1	»	427—479	521	571—595	2.5	—	425—595	3б прогр., 400— <b>630</b>
200-I c	Караяново	622—627	—	677—680	3.5	—	620—680	3а прогр., <b>470—690</b>
200-II m	»	619—637	677	770	3.5	—	620—770	2-й прогр., 560— <b>790</b>
200-III r	»	744—704	691	673	3.5	—	745—675	2-й ретр., 750—610
200-IV mx	»	473—516	487	564—627	3.0	—	475—625	3б прогр., 400— <b>630</b>
207-I inn	»	568	599—608	625—751	1.5	1.37—1.40	570—750	2-й прогр., 560— <b>790</b>
207-II out	»	689	—	789	1.5	—	690—790	»
207-III	»	559	615—639	649—688	1.5	—	560—690	3а прогр., <b>470—690</b>
216-inn	»	727—694	715	663—613	1.5	1.43—(1.60)	725—615	2-й ретр., 750—610
216-out	»	629	631	635—658	1.5	(1.66)—1.46	630—660	3а прогр., <b>470—690</b>
219	»	591—597	676	766	3.0	—	590—765	2-й прогр., 560— <b>790</b>
219-2	»	671	708—714	751	3.0	—	670—750	»
219-3	»	544—580	694	773	3.0	—	545—775	»
219-3-1	»	523—556	718	843	3.5	—	525—845	1-й прогр., <b>&gt;800—900</b>
267-1	»	591—598	646	726—784	2.5	—	590—785	2-й прогр., 560— <b>790</b>
267-2	»	475—561	610	617—667	2.0	—	475—665	3а прогр., <b>470—690</b>
267-2-pr	»	463—488	486—508	566—605	2.0	—	465—605	3б прогр., 400— <b>630</b>
271	»	661	681—716	793—907	3.5	—	660—910	1-й прогр., <b>&gt;800—900</b>
273	»	534—545	574	700—776	3.0	—	535—775	2-й прогр., 560— <b>790</b>
288	Ивановка	464—485	586	520—670	1.5	1.04—1.42	465—670	3а прогр., <b>470—690</b>
289-1 r	»	627—592	525	484—474	1.5	—	625—475	3-й ретр., 690—470
289-2 c	»	638	—	721	2.0	—	640—720	2-й прогр., 560—790
289-3-1	»	564	480	475—449	2.0	(1.04—1.14)	565—450	4-й ретр., 590—450
289-4 m	»	728	584	440	2.0	(1.30→1.08)	730—440	2-й, 3-й ретр., 745—450
289-4-1sg	»	470—492	559—605	709	1.5	—	470—710	2-й прогр., 560— <b>710</b>
289-5 c	»	536	564	698—712	2.0	—	535—710	»

Примечание. Через дефис цифрами и буквами обозначены отдельные участки одного и того же образца. pr — профиль, inn — внутренняя зона зерна, out — внешняя зона зерна, sg — мелкое зерно, c — центральная часть образца, m — средняя часть, r — краевая зона. Здесь и далее: прогр. — проградный *PT*-тренд, ретр. — ретроградный *PT*-тренд. Полу жирным шрифтом выделены критические (наиболее значимые) значения конечных температур трендов. В скобках значения давления приведены условно.

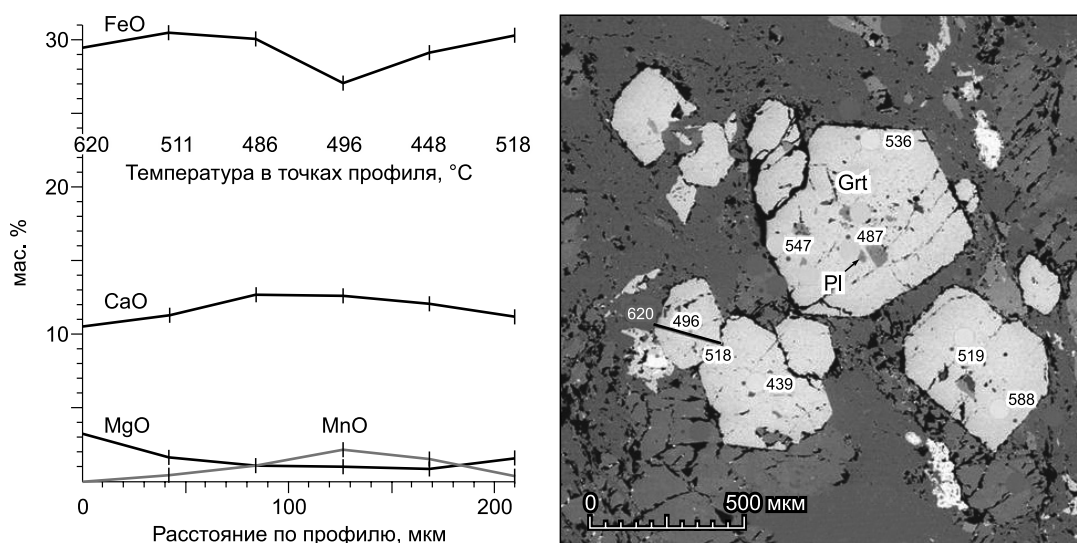
**Результаты расчета *PT*-параметров образования эклогитовых пород комплекса** на основе Grt-Cpx ± Pl-Qz равновесия представлены в табл. 2 в виде трендов изменения температуры и/или давления при кристаллизации сосуществующих граната и пироксена в их непосредственном контакте в центральных и краевых зонах крупных зерен, в минеральных включениях и в матрице породы. Расчет проводился по данным микрозондовых анализов сосуществующих фаз (см. <http://sibran.ru/journals/Supplementary.pdf>).

**Участок дер. Шубино.** Максимально высокий уровень проградного метаморфизма для эклогитов максютовского комплекса, по петрологическим данным и по данным Grt-Cpx термометрии, достигал на участке дер. Шубино. Здесь в нескольких маленьких карьерах выходят высокотитанистые, высокожелезистые эклогиты с наиболее распространенной минеральной ассоциацией «шубинского типа» (Grt + Cpx + Gln + Ep + Qz + Rut), в которой крупные (до 5—10 мм) идиоморфные зерна граната сохраняют прогрессивную зональность. В равновесии с пироксеном состав граната фиксирует максимальные *PT*-параметры метаморфизма комплекса:  $T = 800 \rightarrow 900$  °С при  $P \sim 3.5$  ГПа (см. табл. 2, обр. 88-17, 161). Эти параметры соответствуют УНР области устойчивости алмаза и коэсита, ранее описанных в мафитовых эклогитах комплекса [Чесноков, Попов, 1965; Добрецов, Добрецова, 1988; Leech, Ernst, 1998; Bostick et al., 2003].

В образце 159 состав граната меняется от  $Alm_{59}Prp_{14}Grs_{27}Sps_1$  в центре зерен до  $Alm_{64}Prp_{12}Grs_{23}Sps_{0.7}$  в краевой части, фиксируя снижение температур Grt-Cpx равновесия от 866—788 до 781—731 °С и далее до 626 °С при дальнейшем снижении давления 3.5 → 2.5 ГПа (см. табл. 2, обр. 88-16). Эклогиты с таким перепадом параметров регрессивного этапа встречаются довольно редко, но при детальном изучении были обнаружены на участке Новосимбирка, в районе дер. Ивановка и Караяново (см. табл. 2, обр. 239-2, 289-4м, 219-3-1).

В других образцах эклогитов участка Шубино зарегистрировано еще два этапа повторного прогрессивного метаморфизма в интервалах 406—628 и 563—708 °С при более низком давлении ~1.5—2.5 ГПа (см. табл. 2, обр. 154а, 158). Один из этих образцов показан на рис. 2. Прогрессивная зональность граната в равновесии с клинопироксеном фиксирует проградный тренд его образования от 439—487 до 588—620 °С. Хорошо ограненные идиоморфные кристаллы граната содержат в центре зерен граната включения плаггиоклаза, состав которого позволяет оценить равновесные параметры начала кристаллизации Grt-Cpx-Ab-Qz ассоциации: минимальная температура 440—450 °С и давление 1.2—1.3 ГПа. Эти значения характеризуют один из этапов прогрессивного метаморфизма на уровне фации голубых сланцев. И, наконец, еще один промежуточный тренд проградного метаморфизма в интервале 563—708 °С записан в составе зонального граната в обр. 158. Плаггиоклаз в этой породе отсутствует, подтверждая повышенный температурный тренд ее образования.

**Участки Новосимбирка и Антинган** к северу от дер. Шубино характеризуются постепенным снижением *PT*-параметров метаморфизма. Большинство образцов из этого района содержат мелкие зерна вторичного плаггиоклаза, близкого по составу к альбиту. Его присутствие показывает, что эти породы



**Рис. 2. Прогрессивная зональность граната (обр. 154а, дер. Шубино) регистрирует в равновесии с клинопироксеном проградные условия повторного (третьего) этапа метаморфизма (448—620 °С).**

Включения плаггиоклаза в центре идиоморфного зерна граната отражают в своем составе давление в начале его кристаллизации — 1.19—1.26 ГПа. Цифры на фотографии — температура, °С.

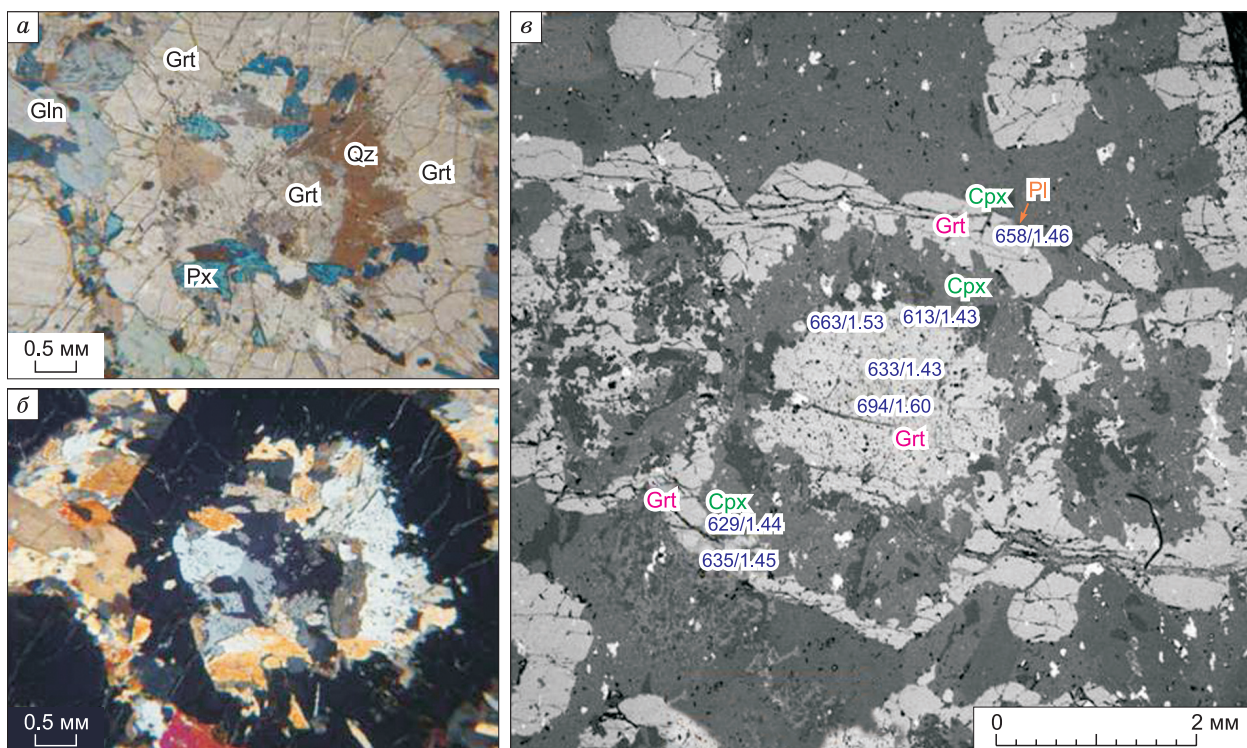


были переработаны в условиях ретроградного метаморфизма при относительно низком давлении (в области устойчивости Ab-Jd-Qz ассоциации). Тем не менее в гранатах этого района наблюдаются как прогрессивная, так и регрессивная зональность. В относительно свежих эклогитах, где нет плагиоклаза, в идиоморфных, хорошо ограниченных кристаллах граната формируется прогрессивная зональность с максимальными параметрами Grt-Cpx равновесия от 490—513 до 740—817 °С (см. табл. 2, обр. 238). Это один из самых свежих образцов среди изученных нами эклогитов с максимально широким диапазоном состава граната: от  $\text{Prp}_{1,9}\text{Alm}_{53}\text{Sps}_{32}\text{Grs}_{13}$  в центре зерен (см. Supp. Matl. 3, ан. 37с) до  $\text{Prp}_{8,4}\text{Alm}_{62}\text{Sps}_{30}\text{Grs}_0$  на краю (см. Supp. Matl. 3, ан. 3r). Состав граната в этом образце отражает изменения *PT*-условий трех проградных этапов разного уровня: 490→693 °С при  $P \sim 1.5$  ГПа, 513→741 °С при  $P \sim 2.5$  ГПа и 665→→817 °С при  $P \sim 3.5$  ГПа. Порода (Grt-Cpx-Gln эклогит) имеет порфиробластовую структуру с крупными зернами буровато-красного граната. Последний в породе распределен неравномерно, в виде прерывистых цепочек. Зерна размером 1—2 мм трещиноваты, по трещинам развивается кварц и мусковит. В центре имеются включения мелких зерен кварца, глаукофана, хлорита, титанита и рутила. Основная ткань породы сложена мелкозернистым, спутанно-игольчатым агрегатом глаукофана (до 70 %) и развивающимся по нему актинолитом. Сохраняются редкие короткие призмы пироксена бледно-зеленого цвета. Состав его относительно постоянен (см. Supp. Matl. 4). В основном сохраняется лишь форма зерна пироксена, а сам минерал нацело замещен мелкозернистым агрегатом из амфибола, глаукофана и эпидота. В породе в значительном количестве (2 %) присутствует титанит с включениями мелких зерен рутила. Структура породы, минеральный состав и параметры ее образования по всем трем уровням *PT*-трендов очень близки к шубинским эклогитам.

Все остальные образцы изученных пород района Новосимбирка содержат плагиоклаз и являются относительно низкотемпературными диафторитами. В них также зафиксированы проградные тренды, но более низкого порядка — от уровня зеленосланцевой фации: при 384—453 °С и 1.0—1.2 ГПа до 650—680 °С и 1.2—1.4 ГПа. Иногда в одном образце можно одновременно наблюдать зерна граната с прямой и обратной зональностью (см. табл. 2, обр. 230В). Максимальные параметры проградного тренда в этом образце (495—545 °С) совпадают с температурой начала ретроградного этапа (545—315 °С), нагрев породы сменился остыванием, образуя сопряженную пару одного цикла и характеризуя смену температурного режима метаморфизма. Это свидетельствует, с одной стороны, о периодичности (цикличности) процесса кристаллизации пород максютовского комплекса, а с другой, — о его незавершенности в равновесных условиях. В целом в шести образцах участка Новосимбирка в составах сосуществующих минералов зафиксировано четыре проградных тренда разного температурного уровня: 384→453 °С (обр. 236-1), 470→575 °С (обр. 230В-2, 235), 562→679 °С (обр. 231) и 665→817 °С (обр. 238-2-2) и три ретроградных тренда: 650→560, 593→450 и 544→313 °С (см. табл. 2), последовательно сменяющих друг друга, иногда в достаточно близком температурном диапазоне. Максимальный размах изменения параметров ретроградного метаморфизма ( $> 310$  °С) на этом участке зафиксирован в обр. 239-2. Характерно, что в этом образце температурный перепад обусловлен переменным составом пироксена, магнезиальность которого меняется от зерна к зерну в интервале  $X(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}) = 0.064—0.447$ , мольные доли жадеита и эгирина соответственно  $X_{\text{Jd}} = 0.25—0.36$ ,  $X_{\text{Aeg}} = 0.13—0.0$ , в то время как состав контактирующего с ним граната практически не меняется:  $\text{Prp}_{13,4-14,3}\text{Alm}_{60,6-59,3}\text{Sps}_{3<0,2}\text{Grs}_{26-26,2}$  (см. Supp. Matl. 3).

**Участок Антинган** расположен между дер. Новосимбирка и дер. Караяново. Слабоизмененные эклогиты этого района не содержат плагиоклаз. В обр. 185b-1 идиоморфный порфиробластовый гранат относительно свежего облика с минимальным количеством включений имеет слабую трещиноватость параллельно сланцеватости породы и в равновесии с клинопироксеном показывает проградный тренд в интервале 473—657 °С (см. табл. 2). В том же образце присутствуют и более измененные зерна граната. Они трещиноваты, переполнены включениями глаукофана, эпидота, мусковита, хлорита, титанита, мелкими зернами рутила. Трещиноватость в таких кристаллах не совпадает со сланцеватостью породы. Зерна глаукофана обтекают порфиробласты граната и срастаются с зернами эпидота. Скопления кварца, титанита и глаукофана вокруг зерен граната в виде изгибающихся струек создают теневую структуру их вращения и перемещения (см. табл. 2). В таких зернах наблюдается регрессивная зональность граната, формирующая регрессивный тренд изменения температуры от 594 до 498 °С, который практически повторяет ретроградный тренд района дер. Новосимбирка (см. табл. 2, обр. 239-3). Температурный интервал проградно-ретроградного метаморфизма эклогитов Антингана — от 427—496 до 595—657 °С при  $P = 1.5—2.5$  ГПа — определяет условия третьей ступени метаморфизма во всех изученных районах комплекса. В высокотемпературных породах, образовавшихся при температурах выше 620—660 °С, плагиоклаз практически не встречается (см. табл. 2, обр. 238, 185, 200, 219, 267), а его присутствие в таких образцах объясняется более поздним его образованием во время диафореза.

**Участок дер. Караяново** в силу своей доступности и популярности изучен наиболее детально. Эклогиты этого района также подвергались неоднократному воздействию прогрессивного и регрессивного метаморфизма, и параметры их образования охватывают широкий температурный интервал от



**Рис. 3. Порфиробласты граната в Grt-Cpx-Gln эклогите (обр. 216-1):**

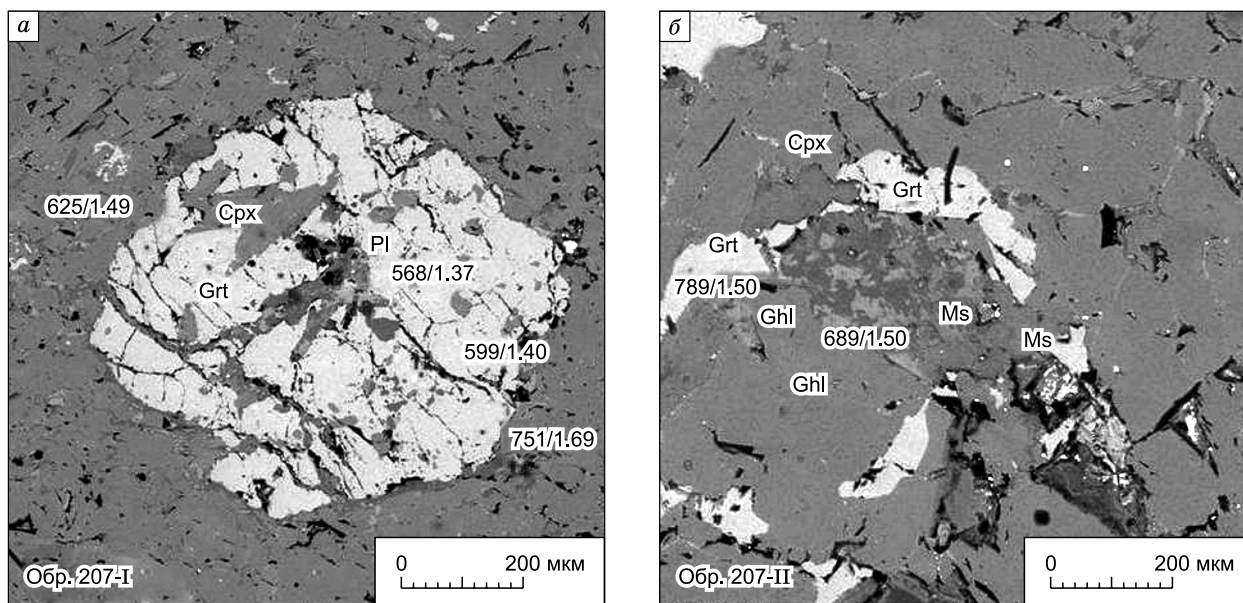
*a* — без анализатора, *б* — с анализатором, *в* — крупный кристалл граната с инверсионной зональностью: регрессивной в центре и слабопрогрессивной в краевой части. Структура зерна отражает последовательный рост граната, его циклический характер и мозаичность термодинамического равновесия. Здесь и на рис. 4: цифры — температура (°C)/давление (ГПа).

310—400 до 780—900 °C (см. табл. 2). Максимальные параметры определены в наиболее свежих образцах из центральных частей эклогитовых будин: от 680—700 до 800—900 °C при  $P \sim 3.5$  ГПа. Они сопоставимы с параметрами образования эклогитов участка Шубино и, видимо, соответствуют пику эклогитового метаморфизма комплекса в целом. В других образцах мафитовых пород участка Караяново отмечается существенный разброс сохранившихся следов  $PT$ -условий метаморфизма в зависимости от структурного положения эклогитовых тел (будины, линзы, прослои) и степени их вторичных изменений. В зависимости от этого меняется морфология гранатовых зерен и характер зональности граната.

В Grt-Gln эклогите обр. 216 крупные порфиробластические зерна граната имеют кристаллическую форму (ромбододекаэдр), трещиноваты, в центральной части заполнены кварцем, глаукофаном, мусковитом и мельчайшими зернами рутила. В некоторых зернах граната сохранились лишь края. Гранат имеет инверсионную зональность: центральная часть зерна имеет регрессивную зональность, внешняя новообразованная зона формировалась в условиях слабого роста температуры (рис. 3). Плагноклаз в породе имеет контрастный состав. На контакте с внешней краевой зоной граната мелкое зерно плагноклаза имеет почти чистый альбитовый состав ( $Pl_{0.23}$ ), в матрице породы его состав меняется до  $Pl_{2.89}$  (см. Supp. Matl. 5). Тем не менее оба его состава в непосредственных контактах с гранатом и пироксенном показывают близкие значения  $P = 1.43$ — $1.46$  ГПа. Учитывая достаточно высокотемпературный характер  $PT$ -трендов этого образца, только краевые участки внутренней и внешней зон граната по своим параметрам попадают в поле стабильности Cpx-Pl-Qz парагенезиса — при  $T \leq 620$ — $650$  °C и  $P \leq 1.5$  ГПа. В целом конкретные составы фаз двух зон показывают следующие параметры их образования. Для внутренней зоны кристалла: центр —  $Prp_{15}Alm_{57}Sps_2Grs_{26}/Jd_{50}/(Pl_{2.89})/694$  °C/(1.6) ГПа, край —  $Prp_{14}Alm_{61}Sps_2Grs_{23}/Jd_{44}/Pl_{2.89}/613$  °C/1.43 ГПа; для внешней нарушенной каймы: центр —  $Prp_{19}Alm_{59}Sps_{1.2}Grs_{20}/Jd_{45}/Pl_{0.23}/629$  °C/1.44 ГПа; край —  $Prp_{26}Alm_{60}Sps_2Grs_{12}/Jd_{42}/Pl_{0.23}/658$  °C/1.46 ГПа. В центральной части внутренней зоны при  $T = 694$  °C плагноклаз метастабилен и значение давления по Cpx-Pl-Qz геобарометру в табл. 2 (в скобках) приведено условно.

Аналогичная картина наблюдается в обр. 207, в котором составы центральной и краевой частей крупного зерна зонального граната фиксируют последовательный рост параметров его кристаллизации от 570—750 °C и  $P = 1.37$ — $1.40$  ГПа в центральной его части до 690—790 °C — в краевой зоне (см. табл. 2, рис. 4). Эти два последовательных проградных тренда образуют единый тренд пиковых условий





**Рис. 4. Прогрессивная зональность граната (а) и замещение его вторичными минералами на регрессивном этапе метаморфизма (б).**

*PT*-параметры Grt-Cpx-Pl равновесия в центре граната (568 → 751 °C при  $P = 1.37—1.69$  ГПа) наследуются внешней зоной растущего кристалла (689 → 789 °C при  $P = 1.5$  ГПа) и соответствуют пику эклогитового метаморфизма, уч. Караяново.

эклогитового метаморфизма. Присутствие кислого плагиоклаза в центре зерен граната ( $Pl_{0.05}—Pl_{0.86}$ ) показывает, что давление в момент начала его кристаллизации было невысоким — 1.35—1.4 ГПа, а завершение этого процесса происходило уже при более высокой температуре — 690—790 °C, при которой плагиоклаз становится неустойчивым. При этом в процессе роста высокотемпературной краевой зоны центральная часть зерна граната замещается низкотемпературной минеральной ассоциацией Chl + Gln + Qz, фиксируя смену условий минералообразования между этими стадиями. Реликтовые зерна граната в центральной части (см. табл. 2, обр. 207-II), как и крупный матричный гранат с включениями пироксена (см. табл. 2, обр. 207-III), показывают более высокие параметры (до 688 °C) по сравнению с начальным периодом кристаллизации.

В крупных эклогитовых будинах, включенных во вмещающих Grt-Gln-Ms сланцах, порфиروبластические зерна граната обычно имеют стабильную прогрессивную зональность, демонстрируя в равновесии с пироксеном проградные тренды разного уровня. При этом состав пироксена, как правило, меняется незначительно как в пределах одного образца —  $X_{Jd} = 0.299—0.345$ , так и по породе в целом —  $X_{Jd} = 0.22—0.38$  (см. Supp. Matl. 4, обр. 267-2). В таких образцах отдельные зерна зонального граната в равновесии с относительно гомогенным клинопироксеном фиксируют тренды разного температурного уровня: 475→610, 515→655, 610→665 °C при  $P = 2.0—2.5$  ГПа. Близкий к ним тренд изменения температуры получен и вдоль профиля крупного зерна пироксена: 445→605 °C. Результаты моделирования минеральных равновесий в системе  $Na_2O—CaO—K_2O—FeO—MgO—Al_2O_3—SiO_2—H_2O—TiO_2$  (NCKFMASHTO), проведенного для этого образца по программе PERPLE\_X [Burlick et al., 2014], также показали достаточно высокие параметры мультиравновесия («псевдосекции») при фиксированных составах сосуществующих фаз:  $T = 650—675$  °C и  $P = 2.4—2.5$  ГПа при валовом содержании воды 4 % и еще более высокие — 740 °C и 2.6 ГПа при  $X_{H_2O} = 1$  %. Таким образом, метод псевдосекционного моделирования минеральных равновесий зафиксировал в данном образце максимальные *PT*-условия конечных этапов термальной истории его образования. Эти данные подтверждаются составом омфацита с высокой долей жадеитового компонента  $X_{Jd} = 0.49$  (см. Supp. Matl. 4, ан. № 5с), обнаруженного в одном из участков этого образца (обр. 267-1). В парагенезисе с зональным высокомагнезиальным гранатом этот состав пироксена фиксирует еще один высокотемпературный тренд 590→785 °C, типичный для участка Караяново и проявленный также на участках Шубино и Новосимбирка (см. табл. 2).

Образцы из эклогитовых прослоев во вмещающих гранат-слюдистых, Grt-Cpx и Grt-Gln-слюдистых породах показывают близкие, но переменные значения температур Grt-Cpx равновесия. На рисунке 5 показан один из таких образцов — прослой эклогита в Grt-Cpx-Gln-Qz матрице (обр. 200). Крупные зерна Grt в центральной части эклогитового прослоя сохраняют прогрессивную зональность,

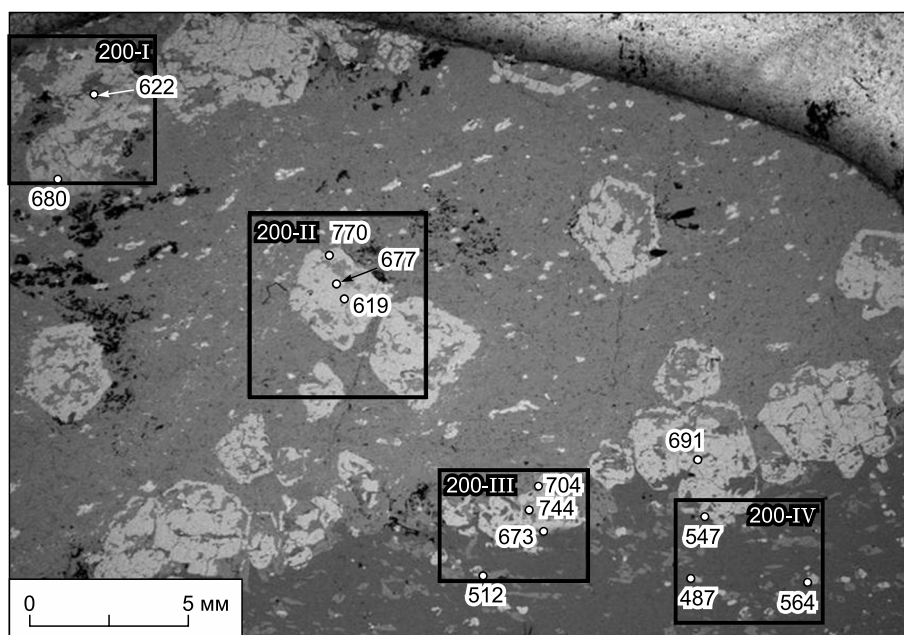


Рис. 5. Температурные вариации в эклогитовом прослое на границе с вмещающей Grt-Cpx-Gln-Mu-Qz матрицей (обр. 200) по Grt-Cpx равновесию (°C).

В прямоугольниках отмечены отдельные участки микрозондовой съемки (см. табл. 2).

записав в своем составе температурный тренд достаточно высокого уровня: от 620 до 680—770 °C. На границе с вмещающей породой (Grt + Cpx + Gln + Ms + Qz) в Grt-Cpx парах наблюдается общая тенденция снижения температур, и в гранате проявляется обратная зональность, фиксирующая спад температур равновесия: 745→675, 690→545 °C. В матрице кристаллического сланца мелкие идиоморфные кристаллы граната, как правило, имеют слабую прогрессивную зональность. Они почти не содержат включений и регистрируют относительно низкие проградные тренды: 487→564 °C (см. рис. 5, табл. 2). Присутствие прогрессивной и регрессивной зональности в одном образце, а также зерен с разным уровнем температурного градиента свидетельствуют о цикличности процесса формирования данных пород в квазиравновесных условиях. Характерно, что клинопироксен на всех участках эклогитового прослоя и в матрице вмещающей породы сохраняет достаточно стабильный состав в пределах  $X_{\text{Jd}} = 0.34—0.41$  (см. Supp. Matl. 4, обр. 200-I, 200-II, 200-III, 200-IV), и лишь зональность граната от  $\text{Prp}_{11.6}\text{Alm}_{60.8}\text{Sps}_{1.2}\text{Grs}_{26.4}$  в центре до  $\text{Prp}_{21.4}\text{Alm}_{64.6}\text{Sps}_{2.4}\text{Grs}_{11.6}$  на краю (см. Supp. Matl. 3) фиксирует максимальный разброс температур (~150 °C) при формировании данной породы.

Из приведенных данных видно, что структурное разнообразие эклогитов участка Караяново не меняет принципиально соотношения проградных и ретроградных трендов. Их сочетание и уровень температурных интервалов не зависят от парагенетического состава, структуры и типа породы. В таблице 2 приведены *PT*-данные по остальным образцам эклогитов участка Караяново, рассчитанные с учетом предполагаемого соответствия температуры и давления их образования. В образце 219 зафиксированы два тренда максимального уровня проградного метаморфизма. Один из них, от 545—590 до 750—775 °C при  $P = 3.0$  ГПа, повторяется в трех разных участках изучаемого образца. Другой, еще более высокий —  $T = 525—845$  °C при  $P = 3.5$  ГПа, близок к пиковым условиям метаморфизма для всего комплекса. Эти максимальные параметры отражены также в составах Grt-Cpx пары в обр. 271, где они достигают значений  $T = 660—905$  °C при таком же давлении. Образцы 219 и 271 отобраны буквально в той же самой точке, где была описана ассоциация ультраосновной (Ol-En) породы с Jd-Grs эклогитом [Вализер и др., 2013]. Полученные нами данные подтверждают параметры, приведенные в цитируемой публикации ( $T \geq 700$  °C,  $P \geq 4.4$  ГПа на проградной стадии и  $T = 635—740$  °C,  $P = 3.1—3.4$  ГПа на ретроградном этапе), и устанавливают верхний предел УНР условий формирования комплекса (см. табл. 2). Чуть ниже по параметрам оказался еще один образец из изученных в Караяново — обр. 273, в котором в составе граната и пироксена зафиксирован достаточно высокотемпературный проградный тренд от 535—545 до 700—775 °C при расчетном давлении 3.0 ГПа. Большинство образцов участка Караяново не содержат плагиоклаз, что говорит о достаточно высоком уровне метаморфизма пород этого района. Лишь в образцах 207 и 216 присутствие плагиоклаза позволяет оценить параметры переходной стадии смены ре-



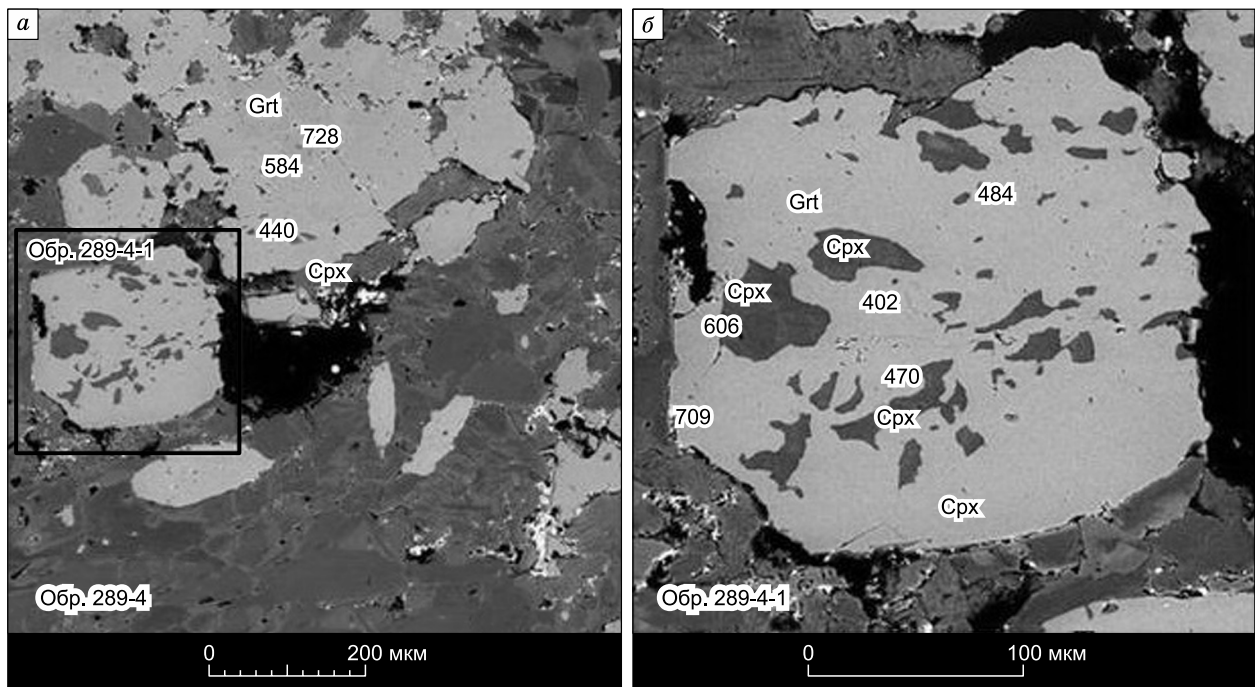


Рис. 6. Регрессивные (а) и прогрессивные (б) температурные тренды (°С) метаморфизма, зарегистрированные в составе зерен граната в эклогите.

жизни метаморфизма. В первом случае реликтовые зерна плагиоклаза сохранились лишь в центре почти нацело замещенного вторичными минералами кристалла граната, обозначая начальную стадию его кристаллизации. Внешняя кайма этого кристалла образовалась при более высоких параметрах, за пределами поля устойчивости Crx-Pl-Qz ассоциации. В образцах 216, напротив, плагиоклаз образовался только в конце ретроградного этапа при снижении параметров метаморфизма.

**Участок Ивановка** представлен в основном измененными эклогитами в условиях фации голубых сланцев и зеленосланцевой фации. Породы порфиробластовой структуры, где порфиробласты граната имеют округлые или неправильные очертания. Они содержат мелкие включения клинопироксена, кварца, глаукофана, эпидота, хлорита, титанита и рутила. Присутствие плагиоклаза позволяет рассчитать давление завершающей стадии метаморфизма — от 1.0 до 1.4 ГПа (обр. 288). Гранат часто имеет инверсионную зональность. Разнонаправленные тренды хорошо стыкуются между собой и иногда присутствуют в одном образце. Один из таких образцов детально изучен в его центральных и краевых частях, где отчетливо проявилась зависимость составов минералов и характера зональности от степени диафтореза и вторичных изменений породы (см. табл. 2, обр. 289). Породы подвергались многократному воздействию переменных *PT*-условий, следы которых по-разному сохранились в разных частях образца. В центральных, наиболее свежих участках породы (обр. 289-2, -4, -5) составы Grt-Crx пары показывают максимальные параметры равновесия до 710—800 °С, демонстрируя прогрессивную направленность их изменения. Напротив, в крупных разрушенных зернах граната с нечеткими очертаниями, а также на краю образца (см. табл. 2, обр. 289-1, -3, -4) записывается, как правило, регрессивная зональность приблизительно в тех же температурных интервалах — от 860—730 до 570—440 °С (рис. 6, а). Состав Grt варьирует здесь от  $\text{Prp}_{13.2}\text{Alm}_{51.5}\text{Sps}_{3.0}\text{Grs}_{32.3}$  в центральных частях зерен до  $\text{Prp}_{3.0}\text{Alm}_{58.7}\text{Sps}_{1.4}\text{Grs}_{36.8}$  на краях. При этом, чем крупнее зерно граната, тем более высокую температуру фиксирует состав фаз в его центральной части. Более мелкие относительно идиоморфные кристаллы граната насыщены включениями клинопироксена и фиксируют противоположный тренд в том же интервале параметров: 470—710 °С и  $P = 2$  ГПа (см. рис. 6, б). Набор разнонаправленных температурных *PT*-трендов в образцах 288 и 289 в районе дер. Ивановка образуют единый цикл температурной (прогрессивно-ретроградной) эволюции эклогитов данного участка, характеризую основные этапы развития комплекса.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В таблице 2 приведены *PT*-параметры изученных образцов всех пяти участков максютовского комплекса. Практически в каждом из них присутствуют сопряженные пары прогрессивных и ретроградных

Таблица 3. Параметры метаморфической эволюции (этапов развития) эклогитов максютовского комплекса

Цикл (этап)	PT-тренд <sup>1</sup>	Обобщенные параметры PT-трендов, T, °C / P, ГПа		Параметры PT-трендов изученных участков комплекса, T, °C / P, ГПа						Предполагаемый возраст этапа, млн лет
		Шубино	Новосимбирка	Антиглан	Караяново	Ивановка				
I	1-й прогр.	>800—910/2.5—3.5	665—815/3.5	—	660—910/3.5 525—845/3.5	—	—	—	—	545—533 <sup>1</sup> 485—392 <sup>1</sup>
	1-й регр.	870—625/3.5—2.5	—	—	—	—	—	—	—	—
	2а прогр.	580—790/2.0—3.5	—	—	690—790/3.5 590—785/2.5 575—775/3.0	—	—	—	—	—
II	2б прогр.	540—750/2.0—3.4	515—740/2.5	—	670—750/3.0 630—740/3.1—3.4 <sup>1</sup> 570—750/1.5	640—720/2.0 535—710/2.0	—	—	—	399—378 <sup>3,3</sup>
	2-й регр.	745—615/3.5—2.0	—	—	740—633/3.1—3.4 <sup>1</sup> 740—680/3.5—1.5 725—615/1.5	730—440/2.0	—	—	—	—
	3а прогр.	460—690/1.5—2.5	560—680/1.2—1.3 490—695/0.7—1.5	475—655/2.0	610—690/1.5 560—690/1.5—3.0 475—665/2.0	465—670/1.2—1.4	—	—	—	360 ± 31 <sup>2</sup> 335 <sup>2</sup>
III	3б прогр.	410—630/1.1—2.0	450—620/1.2—1.5 405—630/1.2—1.5	425—595/2.5	465—605/2.0 450—550/1.1—2.1	—	—	—	—	—
	3-й регр.	690—550/1.5—1.0	—	—	690—560/1.4—1.0	625—475/1.5	—	—	—	—
	4-й прогр.	310—520/1.0—1.2	385—455/1.0—1.2	—	310—515/0.4—0.7 <sup>3</sup>	—	—	—	—	—
	4-й регр.	590—460/1.2—0.6	595—450/1.3—1.1	595—500/1.5	—	565—450/1.3—1.1	—	—	—	—

Примечание. Литературные данные: <sup>1</sup>[Вализер и др., 2013]; <sup>2</sup>[Leech, Ernst, 2000]; <sup>3</sup>[Beane, Leech, 2007].

трендов эволюции метаморфизма УНР пород, зафиксированные в составах сосуществующих минералов. Эти пары отражают, на наш взгляд, некие циклы (этапы) развития максютовского комплекса. Для выявления значимых термальных событий и классификации PT-трендов разного уровня выбрана начальная температура того или иного (прогрессивного или регрессивного) процесса. Исходные расчетные значения температур в конкретных образцах и классификационных интервалах трендов округлялись до 5 и до 10 °C соответственно (см. табл. 2). В результате обобщения полученных данных удается различить, по крайней мере, четыре эпизода термальной эволюции максютовских эклогитов, следы которых присутствуют и повторяются на всех изученных участках (табл. 3).

Одним из основных критериев УНР уровня эклогитового метаморфизма максютовского комплекса, безусловно, являются минеральные индикаторы высокого давления: псевдоморфозы кварца по коэситу, кубиды графита по алмазу, микровключения алмаза в гранате и других минералах [Чесноков, Попов, 1965; Добрецов, Добрецова, 1988; Leech, Ernst, 1998, 2000; Bostick et al., 2003], которые фиксируют PT-параметры на ранней стадии минералообразования:  $P = 2.7—3.2$  ГПа и  $T = 600—700$  °C. Эти параметры подтверждаются нашими данными по эклогитам из районов Шубино, Новосимбирка и Караяново (см. табл. 2). Практически совпадающие интервалы температур прогрессивной и регрессивной стадий на этих участках определяют PT-условия первого проградно-ретроградного цикла метаморфизма: при  $T > 800—910$  °C и  $P = 2.5—3.5$  ГПа на прогрессивном этапе и в интервале 870—625 °C при  $P \sim 3.5—3.0$  ГПа — на ретроградной стадии (см. табл. 3). Близкие параметры минералообразования ( $T \geq 700$  °C,  $P \geq 4.4$  ГПа на проградной стадии и  $T = 635—740$  °C,  $P = 3.1—3.4$  ГПа на ретроградном этапе) зарегистрированы в жадеитовых эклогитах участка Ка-

раяново, где они пространственно ассоциируют с УНР (Ol-En) ультрамафитами [Вализер и др., 2013, 2015].

Указанный уровень максимальных температур (выше 800 °С) кажется несколько завышенным, поскольку в максютовском комплексе нет адакитов — признаков плавления слэба — или каких-либо других пород, характерных для заключительной стадии субдукционного процесса. Тем не менее мы не исключаем этот интервал *PT*-условий из рассмотрения, поскольку температуры выше 800 °С по Grt-Cpx равновесию зафиксированы в породах трех из пяти изученных участков комплекса, а близкие значения  $T > 730\text{—}760$  °С упоминаются в литературе [Вализер и др., 2013; Kovalev et al., 2015]. Возможность появления адакитов среди эцлогитовых пород максютовского комплекса определяется параметрами второй критической точки ( $T \sim 770 \pm 50$  °С и  $P \sim 3.4 \pm 0.2$  ГПа) в экспериментально изученной системе базальт—H<sub>2</sub>O [Mibe et al., 2011]. В связи с этим, оценки *PT*-параметров выше 800—820 °С и  $P > 3.2\text{—}3.4$  ГПа следует рассматривать как предварительные и ориентировочные. При этом регрессивная стадия снижения температур первого цикла начинается практически на том же уровне максимальных проградных значений — 875—740 °С, опускаясь затем до 625—615 °С (см. табл. 2) и определяя связь со следующим вторым циклом эволюции комплекса.

**Эцлогиты второго цикла**, как правило, не содержат плагиоклаз, который появляется лишь на регрессивной стадии при температурах ниже 620—650 °С. К ним относятся большинство изученных образцов участка Караяново, а также Jd-Grs эцлогиты, описанные в работе [Вализер и др., 2013]. Изученные нами образцы буквально из тех же обнажений этого района также показывают достаточно высокие параметры (см. табл. 2, обр. 200, 219, 267, 273), определяя *PT*-уровень второго цикла развития комплекса в интервале температур от 540—580 до 750—790 °С при  $P \sim 2.0\text{—}3.5$  ГПа. На втором этапе прогрессивного метаморфизма выделяются две группы температурных трендов с разницей начальных и конечных температур в 40 °С (см. табл. 3). Обе группы имеют 2—3 аномальных значения стартовых температур, но основная масса изученных образцов охватывает интервал 540—790 °С. Появление в этих породах плагиоклаза свидетельствует о ретроградных изменениях при пониженном температурном фоне и о переходе к третьему уровню проградно-ретроградных изменений пород комплекса.

**Третий цикл сопряженных проградно-ретроградных изменений** охватывает интервал *PT*-условий от 410 до 690 °С на прогрессивной стадии и практически в том же интервале от 690 до 550 °С на регрессивном этапе. Критерием для выделения этого цикла является уровень начальных и конечных преобразований ниже 500—700 °С. Они проявлены во всех изученных районах комплекса и так же, как во втором цикле, разделяются на две группы трендов с разницей по температуре в 50—60 °С. Отличительной чертой этого этапа является то, что проградная стадия метаморфизма начинается при более низких температурах — от 410—460 °С и заканчивается при  $T < 680\text{—}700$  °С, обозначая температурные пределы активной фазы эксгумации комплекса. Ретроградная ветвь этого цикла возвращает температурные условия минералообразования к исходному уровню 475—550 °С при давлении 1.1—1.5 ГПа.

На участке Антинган регрессивная зональность граната формирует регрессивный тренд изменения температуры от 594 до 498 °С, практически повторяющий ретроградный тренд района дер. Новосимбирка (см. табл. 2, обр. 239-3). Температурный интервал проградно-ретроградного метаморфизма эцлогитов Антингана и Новосимбирки — от 427—496 до 595—655 °С при  $P = 1.5\text{—}2.5$  ГПа — определяет условия третьей ступени метаморфизма во всех изученных районах комплекса.

Заключительная **четвертая стадия** развития максютовского комплекса проявлена в ограниченном числе образцов и протекает на уровне зеленосланцевой фации: в температурном интервале 310—520 °С — на прогрессивной стадии и при  $T = 590\text{—}460$  °С на регрессивной. Давление меняется в пределах 0.6—1.2 ГПа (см. табл. 3).

**Возрастные рубежи термальных циклов развития комплекса.** Среди многочисленных определений возраста отдельных минералов и пород максютовского комплекса [Шацкий и др., 1997; Lennykh, Valizer, 1999; Beane, Connelly, 2000; Hetzel, Romer, 2000; Glodny et al., 2002; Лепезин и др., 2006; Вализер и др., 2011; Kovalev et al., 2015] выделяются несколько значимых возрастных рубежей, сопоставимых с этапами его метаморфической эволюции. В основном это взаимосвязанные определения возраста и *PT*-параметров каких-либо событий или объектов, пригодные в качестве реперов для построения возрастной шкалы термической эволюции комплекса [Lennykh, Valizer, 1999; Leech, Willingshofer, 2004; Beane, Leech, 2007; Вализер и др., 2013, 2015].

Наиболее древние оценки возраста эцлогитового метаморфизма с параметрами в области устойчивости алмаза и коэсита относятся к позднему докембрию — 550—600 млн лет [Coleman et al., 1993; Dobretsov et al., 1996]. Более точные возрастные оценки высокобарных пород первого цикла (см. табл. 3) получены по циркону из Jd-Grs эцлогита, пространственно совмещенного с УНР ультрамафитами (Ol + En) нижней единицы комплекса:  $533 \pm 4.6$  млн лет для проградного тренда и  $485\text{—}392 \pm 4$  млн лет — для ретроградного этапа [Вализер и др., 2015]. Эти породы рассматриваются авторами цитируемой статьи в качестве раннепалеозойских мантийно-коровых включений древнего протолита. Параметр

**Рис. 7. Физико-химические условия формирования максютовского комплекса.**

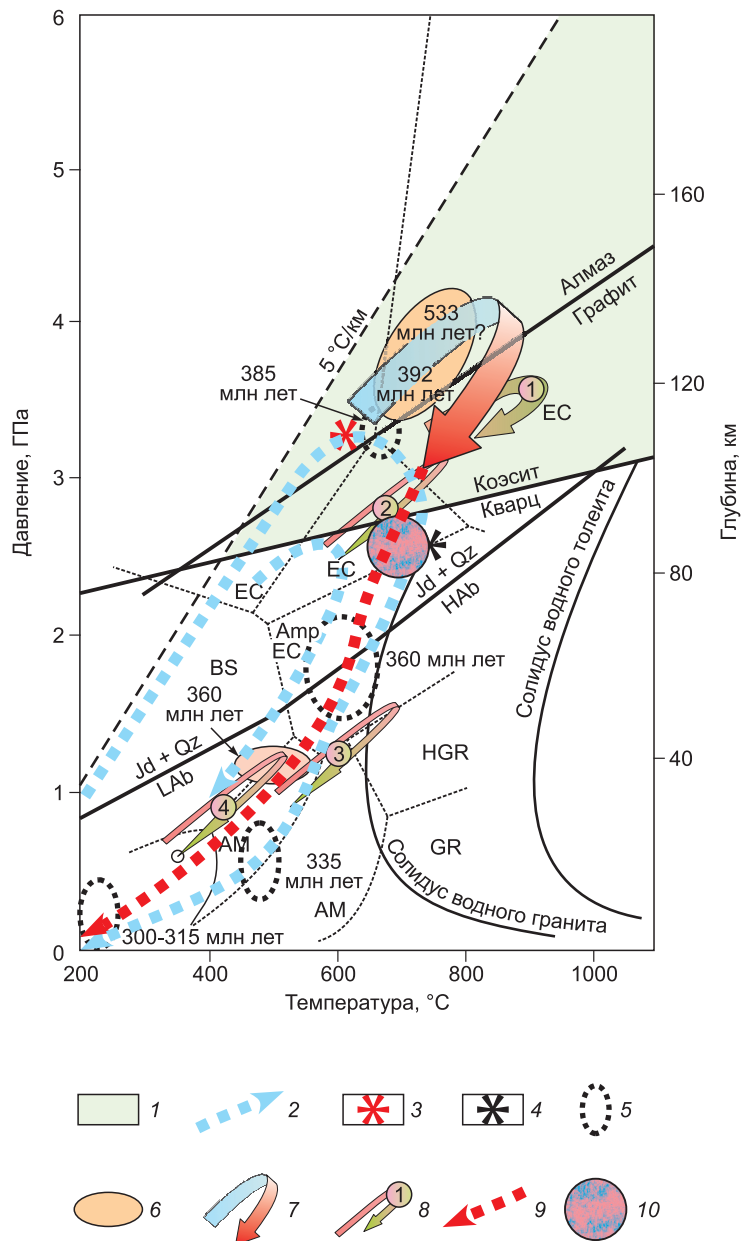
1 — область сверхвысокого давления (УНР), 2 — субдукционный *PT*-тренд, 3 — максимальное давление на стадии субдукции, 4 — максимальная температура на стадии эксгумации, 5 — область ретроградного метаморфизма, по [Beane, Leech, 2007], 6 — *PT*-параметры образования ультрамафитовых включений в *Jd-Gr*s [Вализер и др., 2015], 7 — переходная *PT*-область от режима субдукции к режиму эксгумации, 8 — четыре эпизода эволюции максютовского комплекса на стадии эксгумации (см. табл. 3), 9 — *PT*-тренд эксгумации комплекса, 10 — параметры *Perple\_X* моделирования минеральных равновесий. Петрогенетическая сетка метабазитов, по [Liou et al., 1998]: EC — эклогиты, BS — голубые сланцы, GR — гранулиты, HGR — кианитовые гранулиты, AM — амфиболиты.

ры их образования ( $P > 4.4$  ГПа и  $T > 700$  °C — УНР метаморфизм и  $P = 3.4\text{—}3.1$  ГПа,  $T = 740\text{—}635$  °C — регрессивная стадия) сопоставимы с условиями выделенного нами первого цикла развития комплекса (см. табл. 3). Однако отмеченная выше условность максимальных температур метаморфизма первого цикла ( $>800\text{—}910$  °C), в силу отсутствия признаков плавления слэба, вызывает вопрос, связан ли предполагаемый возраст протолита ( $533 \pm 4.6$  млн лет) с параметрами этого этапа и пиковым этапом метаморфизма комплекса, который в настоящее время оценивается интервалом 380—400 млн лет [Beane, Connelly, 2000; Hetzel, Romer, 2000; Leech, Willingshofer, 2004].

На границе первого и второго циклов завершается погружение комплекса и происходит его переход в режим эксгумации. В этом временном интервале (533—400 млн лет) в литературе практически отсутствуют какие-либо возрастные оценки пород комплекса [Lennykh, Valizer, 1999; Лепезин и др., 2006; Beane, Leech, 2007], что само по себе интересно, поскольку в линзах мраморов верхней единицы комплекса описаны позднесилурийско-раннедевонские конодонты [Puchkov, 1993]. В связи с этим намечается принципиальный рубеж смены геодинамической и физико-химической обстановки, и вновь возникает вопрос о двухэтапном формировании мафит-ультрамафитовых пород комплекса.

Термомеханическое моделирование показывает, что эксгумация комплекса протекала в интервале 393—310 млн лет в несколько этапов [Leech, Willingshofer, 2004]. В начальной стадии (393—385 млн лет) процесс шел достаточно быстро и в интервале 10—12 млн лет комплекс поднялся с УНР глубин до уровня земной коры (30 км), фиксируя границу II и III циклов (см. табл. 3). По данным [Вализер и др., 2015], параметры этого периода ( $360 \pm 3$  млн лет) составляли  $P > 1.1\text{—}2.2$  ГПа,  $T > 450\text{—}550$  °C, что соответствуют условиям III проградного цикла (см. табл. 3). В этот период имеются многочисленные хронологические данные по минералам и породам комплекса [Lennykh, Valizer, 1999; Лепезин и др., 2006; Beane, Leech, 2007; Вализер и др., 2015], среди которых имеются возрастные рубежи, связанные с циклами проградного и ретроградного метаморфизма (см. табл. 3). Наиболее значимые из них:

399—378 млн лет — пик метаморфизма ( $P > 3.1\text{—}3.4$  ГПа,  $T > 635\text{—}740$  °C) УНР эклогитов и вмещающих пород [Beane, Connelly, 2000; Hetzel, Romer, 2000; Leech, Willingshofer, 2004; Вализер и др., 2015] — возрастной интервал второго цикла развития комплекса;





377—357 млн лет — ретроградный метаморфизм остывания при  $T = 450—350$  °С [Matte et al., 1995; Шацкий и др., 1997; Beane, Connelly, 2000; Glodny et al., 2002] — третий цикл развития комплекса; 370—344 млн лет — регрессивный метаморфизм в зонах меланжа при  $P \sim 1.1—2.5$  ГПа и  $T = 410—550$  °С [Beane, Connelly, 2000; Hetzel, Romer, 2000; Вализер и др., 2013] — прогрессивный и регрессивный этапы III цикла;

340—311 млн лет — образование высокобарических Law-содержащих псевдоморфоз, калиевый метасоматоз, ретроградный зеленосланцевый метаморфизм [Beane, Connelly, 2000; Beane, Leech, 2007] — IV цикл развития комплекса.

Затем процесс замедлился и продолжался до конца карбона (~ 300—315 млн лет) на глубине 3—4 км при температуре ~ 110 °С [Leech, Stockli, 2000; Лепезин и др., 2006].

Предполагаемые ступени геодинамического развития комплекса, безусловно, нуждаются в уточнении и конкретной привязке к локальным объектам изучения. Тем не менее они дают общее представление о характере  $PTt$ -эволюции комплекса.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальные микрозондовые исследования состава и зональности сосуществующих минералов (граната, клинопироксена и плагиоклаза) мафитовых пород максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса позволили выявить сопряженные прогрессивные и регрессивные тренды  $PT$ -параметров их образования. Методами минералогической геотермобарометрии подтверждены высокобарные (УНР) условия формирования комплекса в области устойчивости алмаза и коэсита — при  $P$  до 3.2—3.4 ГПа и  $T$  до 700—760 °С (предположительно до 800—910 °С). Эти параметры фиксируют геотермический градиент в зоне субдукции на ранней стадии формирования комплекса и характеризуют термобарические условия перехода от режима субдукции к режиму эксгумации (рис. 7).

Четыре эпизода сопряженного проградного и ретроградного метаморфизма характеризуют основные события на стадии эксгумации максютовского комплекса, определяя положение градиента метаморфического поля (см. табл. 3).

Предполагаемые возрастные привязки выявленных этапов и некоторые дополнительные петрологические данные [Leech, Ernst, 2000; Beane, Leech, 2007; Вализер и др., 2013] позволяют наметить последовательность основных событий развития комплекса:

1)  $533 \pm 4.6$  млн лет — метаморфизм раннепалеозойских мантийно-коровых ультрабазитовых включений древнего протолита и УНР эклогитов Шубино, Новосимбирки и Караяново в  $PT$ -условиях стабильности алмаза и коэсита при  $T > 800$  °С и  $P$  до 3.5 ГПа;

2) 393—385 млн лет — НР-УНР метаморфизм зоны субдукции эклогитовой фации при  $T = 750—790$  °С и  $P \sim 3.2—3.4$  ГПа, переход к режиму эксгумации;

3)  $360 \pm 3$  млн лет — НР ретроградные и повторные проградные стадии метаморфизма в процессе пульсационного поднятия комплекса при параметрах фации голубых сланцев ( $T \sim 460—680$  °С,  $P \sim 1.1—1.5$  ГПа) с эксгумацией-декомпрессией и нагревом до теплового максимума 690—700 °С;

4) 335—315 млн лет — охлаждение и переработка пород комплекса в условиях зеленосланцевой фации ( $T \sim 310—520$  °С,  $P \sim 0.6—1.2$  ГПа) на поздних стадиях деформации в сопровождении Na-метасоматоза.

В совокупности с  $PT$ -параметрами они образуют единый  $PTt$ -тренд развития комплекса. Пульсационный характер смены термодинамического режима формирования комплекса и сохранность его следов в составах сосуществующих минералов говорят о неравномерном и достаточно медленном протекании эксгумационного процесса в квазиравновесных термодинамических условиях, что типично для относительно мощных континентальных субдуцированных комплексов [Hacker et al., 2013].

Автор глубоко признателен профессору Стэнфордского университета Г. Эрнсту и профессору Мэри Лич из Университета Сан-Франциско за инициирование данного исследования, поддержку и помощь в работе. Автор благодарен директору Ильменского государственного заповедника УрО РАН к.г.-м.н. П.М. Вализеру за помощь в организации полевых работ и д.г.-м.н. А.А. Щипанскому (Геологический институт РАН) за помощь в интерпретации полученного материала, ценные советы и дискуссии. Автор благодарит геоаналитическую лабораторию Университета штата Вашингтон за анализы максютовских пород, сделанные при поддержке Стэнфордского университета, а также сотрудников лаборатории физических исследований ИЭМ РАН К.В. Вана, А.А. Вирюс и А.Н. Некрасова за помощь в проведении микрозондовых исследований.

## ЛИТЕРАТУРА

Вализер П.М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М., Наука, 1988, 203 с.

Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Ультравысокобарическая ассоциация в ультрамафитах максютовского комплекса (Южный Урал) // ДАН, 2011, т. 441, № 4, с. 1—4.

**Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И.** Жадеит-гроссуляровый эклогит максютовского комплекса, Южный Урал // Литосфера, 2013, т. 4, с. 50—61.

**Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И.** УНРМ эклогит максютовского комплекса (Южный Урал) // ДАН, 2015, т. 461, № 3, с. 316—321.

**Волкова Н.И., Френкель А.Э., Буданов В.И., Холодова Л.Д., Лепезин Г.Г.** Эклогиты максютовского комплекса (Южный Урал): геохимические особенности и природа протолита // Геохимия, 2001, № 10, с. 1027—1038.

**Добрецов Н.Л.** Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, Наука, 1974, 429 с.

**Добрецов Н.Л., Добрецова Л.В.** Новые данные по минералогии максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса, Южный Урал // Докл. АН СССР, 1988, т. 300, № 1, с. 195—200.

**Коржинский Д.С.** Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Наука, 1973, 288 с.

**Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Волкова Н.И., Корсаков А.В.** Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  данным) // Петрология, 2006, т. 14, № 1, с. 109—125.

**Перчук А.Л.** Новый вариант омфациит-альбит-кварцевого геобарометра с учетом структурных состояний омфациита и альбита // Докл. РАН СССР, 1992, т. 324, № 6, с. 1286—1189.

**Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аранович Л.Я., Подлесский К.К.** Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М., Наука, 1983, 200 с.

**Чесноков Б.В., Попов В.А.** Увеличение объема кварцевых зерен в эклогитах Южного Урала // Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 4, с. 909—910.

**Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А.** Sm-Nd датирование высокobarического метаморфизма максютовского комплекса, Южный Урал // ДАН, 1997, т. 352, № 6, с. 285—288.

**Ai Y.** A revision of the garnet-clinopyroxene Fe<sup>2+</sup>-Mg exchange geothermometer // Contr. Miner. Petrol., 1994, v. 115 (4), p. 467—473.

**Beane R.J., Connelly J.N.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , U-Pb, and Sm-Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov Complex, southern Ural Mountains // J. Geol. Soc. London, 2000, v. 157, p. 811—822.

**Beane R.J., Leech M.L.** The Maksyutov Complex: The first UHP terrane 40 years later // Convergent margin terranes and associated regions: A tribute to W.G. Ernst / Eds. M. Cloos, W.D. Carlson, M.C. Gilbert, J.G. Liou, S.S. Sorensen. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 419, 2007, p. 153—169, doi: 10.1130/2006.2419(08).

**Beane R.J., Liou J.G., Coleman R.G., Leech M.L.** Mineral assemblages and retrograde *P-T* path for high- to ultrahigh-pressure metamorphism in the lower unit of the Maksyutov Complex, Southern Ural Mountains, Russia // Isl. Arc, 1995, v. 4, p. 254—266.

**Berzin R., Oncken O., Knapp J.H., Perez-Estaun A., Hismatulin T., Yunusov N., Lipilin A.** Orogenic evolution of the Ural Mountains: results from an integrated seismic experiment // Science, 1996, v. 274, p. 220—221.

**Bostick B., Jones R.E., Ernst W.G., Chen C., Leech M.L., Beane R.J.** Positive identification of microdiamond from the Maksyutov Complex, south Urals, Russia // Am. Mineral., 2003, v. 88, p. 1709—1717.

**Burlick T.D., Leech M.L., Ernst W.G.** Eclogite-facies metamorphism in the Maksyutov Complex, south Ural Mountains, Russia // Goldschmidt conference abstract, 2014, 07f-79.

**Coleman R.G., Liou J.G., Zhang R.Y., Dobretsov N., Shatsky V., Lennykh V.** Tectonic setting of the UHPM Maksyutov Complex, Ural Mountains, Russia // EOS Trans. AGU, 1993, v. 74, p. 47.

**Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Coleman R.G., Lennykh V.I., Valizer P.M., Lion J., Zhang R., Beane R.** Tectonic setting and petrology of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in Maksyutov complex, Ural Mountains, Russia // Int. Geol. Rev., 1996, v. 38, p. 136—160.

**Ellis D.J., Green D.H.** An experimental study of the effect of Ca upon the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contr. Miner. Petrol., 1979, v. 71 (1), p. 13—22.

**Ganguly J.** Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient // Geochim. Cosmochim. Acta, 1979, v. 43, p. 1021—1029.

**Glodny J., Bingen B., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A.** Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: the Maksyutov complex, Southern Urals, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta, 2002, v. 66, № 7, p. 1221—1235.

**Hacker B.R., Gerya T.V., Gilotti J.A.** Formation and exhumation of ultrahigh-pressure terranes // Elements, 2013, v. 9, p. 289—293.

**Hetzl R., Romer R.L.** A moderate exhumation rate for the high-pressure Maksyutov Complex, southern Urals, Russia // Geol. J., 2000, v. 35, p. 327—344.

- Kovalev S.G., Timofeeva E.A., Pindyurina E.O.** Geochemistry of the eclogites of the Maksyutov Complex, South Urals, and genetic nature of their protoliths // *Geochem. Int.*, 2015, v. 53, № 4, p. 285—311.
- Krogh E.J., Ravna E.K.** The garnet–clinopyroxene Fe<sup>2+</sup>–Mg geothermometer: an updated calibration // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 211—219.
- Leech M.L., Ernst W.G.** Graphite pseudomorphs after diamond? A carbon isotope and spectroscopic study of graphite cuboids from the Maksyutov Complex, South Ural Mountains, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1998, v. 62, p. 2143—2154.
- Leech M.L., Ernst W.G.** Petrotectonic evolution of the high- to ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, Karayanova area, south Ural Mountains: structural and oxygen isotope constraints // *Lithos*, 2000, v. 52, p. 235—252.
- Leech M.L., Stockli D.F.** The late exhumation history of the ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, south Ural Mountains, from new apatite fission track data // *Tectonics*, 2000, v. 19, p. 153—167.
- Leech M.L., Willingshofer E.** Thermal modeling of an ultrahigh-pressure complex in the south Urals // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 226, p. 85—99.
- Lennykh V.I., Valizer P.M.** High-pressure rocks of the Maksyutov complex (Southern Urals) // Fourth International eclogite field symposium. Novosibirsk, OIGGM SB RAS, 1999, p. 64.
- Lennykh V.I., Valizer P.M., Beane R., Leech M.P., Ernst W.G.** Evolution of the Maksyutov complex, Ural Mountains, Russia: implication for metamorphism // *Int. Geol. Rev.*, 1995, v. 37, p. 64.
- Liou J.G., Zhang R.Y., Ernst W.G., Rumble D., III, Maruyama S.** High pressure minerals from deeply subducted metamorphic rocks // *Rev. Mineral.*, 1998, v. 37, p. 33—96.
- Matte P.** Southern Uralides and Variscides: comparison of their anatomies and evolutions: *Geologie en Mijnbouw*, 1995, v. 74, p. 151—166.
- Mibe K., Kawamoto T., Matsukage K.N., Fei Y., Ono S.** Slab melting versus slab dehydration in subduction-zone magmatism // *PNAS*, 2011, v. 108, № 20, p. 8177—8182.
- Powell R.** Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet–clinopyroxene geothermometer revisited // *J. Metamorph. Geol.*, 1985, v. 3, p. 231—243.
- Puchkov V.N.** Paleooceanic structures of the Ural Mountains // *Geotectonics*, 1993, v. 27, p. 184—196.
- Råheim A., Green D.H.** Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe–Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1974, v. 48 (3), p. 179—203.
- Scarrow J.H., Ayala C., Kimbell G.S.** Insights into orogenesis: getting to the root of a continent–ocean–continent collision, southern Urals, Russia // *J. Geol. Soc. London*, 2002, v. 159, p. 659—671.
- Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.** Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*, 1993, v. 364, p. 297—307.
- Spear F.S.** *Metamorphic phase equilibria and pressure–temperature–time paths.* Washington, D.C., Mineralogical Society of America, 1993, 799 p.
- Whitney D.L., Evans B.W.** Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Mineral.*, 2010, v. 95, p. 185—187, doi:10.2138/am.2010.3371.
- Zonenshain L.P., Korinevsky V.G., Kazmin V.G., Pecherskiy D.M., Khain V.V., Matveyenkov V.V.** Plate tectonic model of the South Urals development // *Tectonophysics*, 1984, v. 109, p. 95—135.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.** *Geology of the USSR: A plate-tectonic synthesis.* AGU Geodyn. Ser., 1990, v. 21, 242 p.

*Поступила в редакцию 5 марта 2019 г.,  
после доработки — 17 октября 2019 г.*