

ТЕРМОБАРИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЭКСГУМАЦИИ Тi-КЛИНОГУМИТОВЫХ ГРАНАТИТОВ КОКЧЕТАВСКОЙ СУБДУКЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ (Северный Казахстан)

А.Ю. Селятицкий, В.В. Ревердатто

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Исследована новая разновидность Тi-клиногумитовых гранатитов («гранатовых перидотитов») алмазоносного террейна Кумды-Коль в Кокчетавском массиве. Впервые в этих породах диагностированы ультравысокобарическая фаза Тi-хондродит, ортопироксен и контрастно-зональные гранаты с регрессивной зональностью. Тi-хондродит и ортопироксен ранее не описывались в этих породах, а состав граната считался однородным. Основываясь на характере химической зональности граната и ортопироксена выделен пиковый и три регрессивных парагенезиса этих минералов. С использованием гранат-ортопироксеновой геотермобарометрии впервые для террейна Кумды-Коль на основе количественных *PT*-оценок Тi-клиногумитовых гранатитов построен детальный регрессивный *PT*-тренд, включающий УНР пиковую стадию (55—57 кбар, 1075—1120 °С), и три стадии регрессивного метаморфизма: в УНР (32 кбар, 830 °С), НР (21 кбар, 750 °С) и МР (12 кбар, 740 °С) условиях. Для террейна Кумды-Коль это наиболее подробный *PT*-тренд, отражающий субизотермическую декомпрессию при эксгумации коровых пород с мантийных глубин (~ 170 км) в нижнекоровые условия (~ 36 км). Указанные минералогические находки позволили все описываемые стадии метаморфизма реконструировать по одной и той же породе и с использованием различных генераций одних и тех же минералов (граната и ортопироксена), образованных на разных стадиях тектонометаморфической эволюции кумдыкольского террейна. Сохранение реликтов минеральной зональности ранних метаморфических стадий, по всей вероятности связано с высокими скоростями подъема, обусловившими быстрое снижение *PT*-параметров и кратковременность регрессивного метаморфизма. Практически полная идентичность полученного *PT*-тренда террейна Кумды-Коль с *PT*-трендом террейна Барчи подтверждает единую тектонометаморфическую эволюцию всей западной (алмазоносной) части Кокчетавского массива.

УНР метаморфизм, гранатиты, Тi-хондродит, Тi-клиногумит, Grt перидотиты, PT-тренд, Кокчетавский массив

THERMOBARIC CONDITIONS FOR EXHUMATION OF Ti-CLINOHUMITE GARNETITES OF THE KOKCHETAV SUBDUCTION-COLLISION ZONE (Northern Kazakhstan)

A.Yu. Selyatitskii, V.V. Reverdatto

A new variety of Ti-clinohumite garnetites ('garnet peridotites') of the diamond-bearing Kumdy Kol terrane in the Kokchetav Massif has been studied. An ultrahigh-pressure phase, Ti-chondrodite, orthopyroxene and contrast-zoned garnets of retrograde zoning have been found in these rocks for the first time. Ti-chondrodite and orthopyroxene were not described in these rocks earlier, and garnet composition was supposed to be homogeneous. Based on the character of chemical zoning of garnet and orthopyroxene, the peak and three retrograde parageneses for these minerals have been distinguished. Using the garnet–orthopyroxene geothermobarometry, for the Kumdy Kol terrane, based on the quantitative *P–T* estimates of Ti-clinohumite garnetites, a detailed retrograde *P–T* trend has been constructed for the first time; this trend includes the UHP peak stage (55—57 kbar, 1075—1120 °C), and three stages of retrograde metamorphism under UHP (32 kbar, 830 °C), HP (21 kbar, 750 °C), and MP (12 kbar, 740 °C) conditions. For the Kumdy Kol terrane this is the most detailed *P–T* trend indicating subisothermal decompression during crustal rock exhumation from the mantle depths (~ 170 km) to the lower-crust conditions (~ 36 km). The above-mentioned mineralogical findings allowed reconstructing all the described metamorphism stages, using the same rock and various generations of the same minerals (garnet and orthopyroxene) formed at different stages of tectonometamorphic evolution of the Kumdy Kol terrane. Preservation of the relics for mineral zoning of the early metamorphic stages seemed to be due to high uplift velocities resulted in rapid decrease in *P–T* parameters and short duration of regressive metamorphism. The virtually complete identity of the obtained *P–T* trend for the Kumdy Kol terrane and the *P–T* trend for the Barchi terrane supports the idea of the common tectonometamorphic evolution of the whole western (diamond-bearing) part of the Kokchetav massif.

UHP metamorphism, garnetites, Ti-chondrodite, Ti-clinohumite, Grt peridotites, P–T trend, Kokchetav massif

ВВЕДЕНИЕ

Один из важных вопросов, который сохраняется для ультравысокобарических (УНР) пород Кокчетавского массива (рис. 1), это детализация *PT*-тренда, отражающего стадии эксгумации субдуцированных и метаморфизованных коровых пород с мантийных глубин обратно в земную кору [Dobretsov, Shatsky, 2004]. Интенсивные минеральные преобразования во время эксгумации, а также гомогенизация состава зональных минералов вследствие внутризерновой диффузии или перекристаллизации зерен часто стирают информацию о прогрессивной ветви, условиях пика метаморфизма и ранних регрессивных этапах [Hermann, Rubatto, 2014]. В решении этой проблемы большую роль играют сохранившиеся в породе минеральные реликты (не прореагировавшие до конца фрагменты фаз или внутренние участки минерала, не измененные внутризерновой диффузией), которые несут информацию о физико-химических условиях формирования горных пород и их метаморфической эволюции. Их наличие дает возможность оценить *PT*-условия промежуточных тектонометаморфических этапов и построить модель вывода УНР пород на поверхность.

Ключевым и наиболее детально изученным районом в Кокчетавском массиве является алмазоносный террейн Кумды-Коль (рис. 2) в западной его части. Именно здесь впервые в мире были открыты алмазы в коровых породах [Розен и др., 1972; Sobolev, Shatsky, 1990; Шацкий и др., 1991]. Во многом именно на этом террейне «отрабатывались» модели эксгумации глубоко субдуцированных коровых пород Кокчетавского массива (см. обзоры в [Dobretsov, Shatsky, 2004; Добрецов и др., 2005; Shertl, Sobolev, 2013]). К настоящему времени для террейна Кумды-Коль накопилось много *PT*-оценок пикового этапа УНР метаморфизма при 40—70 кбар, 1000—1200 °С и регрессивного метаморфизма низов гранулитовой фации при ~ 10 кбар, 700—800 °С (табл. 1, рис. 3, а). Этот значительный по давлению интервал отражает субизотермическую декомпрессию УНР пород при эксгумации субдуцированных фрагментов земной коры из мантии к поверхности. Самые низкие *PT*-оценки, составляющие 2—5 кбар, 420—600 °С, являют-

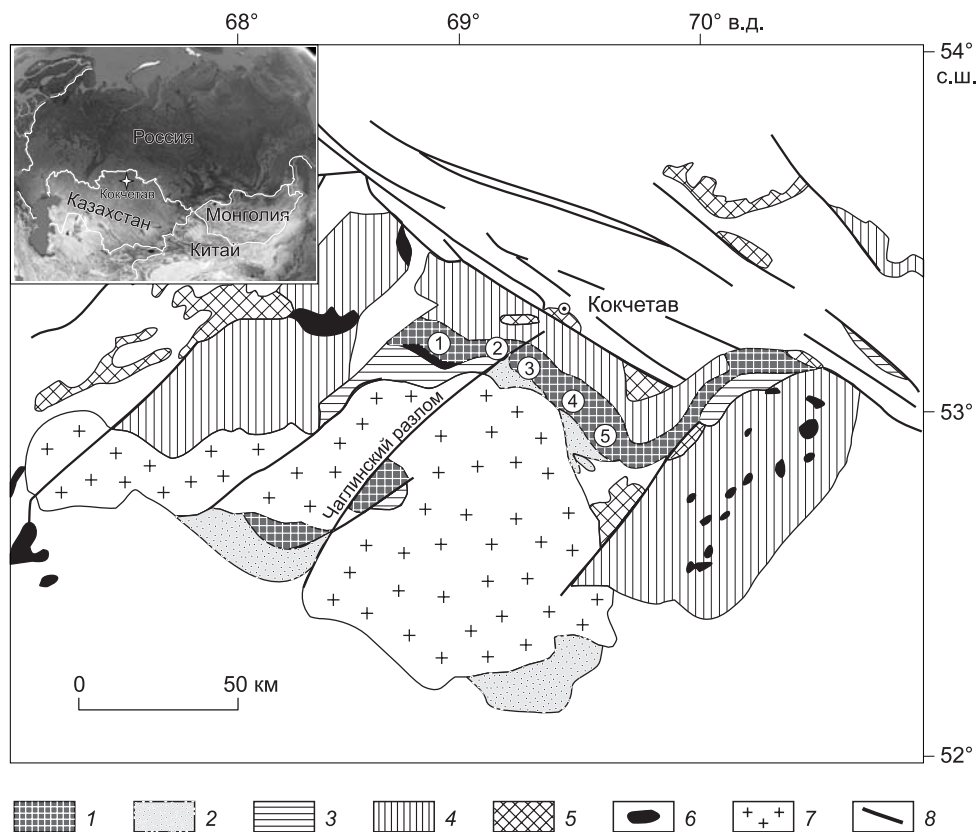


Рис. 1. Тектонометаморфическая схема Кокчетавской коллизионной зоны в Северном Казахстане, по [Добрецов и др., 1998; Dobretsov et al., 1999; Theunissen et al., 2000] с упрощениями.

На врезке: положение Кокчетавского массива на карте мира (снимок Google, 2020 г.). 1, 2 — раннепалеозойские метаморфические породы мегамеланжевого пояса: 1 — высоких—сверхвысоких давлений, 2 — низких давлений; 3—5 — позднепротерозойские и палеозойские породы: 3 — амфиболиты, сланцы и кварциты, 4 — сланцы, мраморы, метапесчаники, метавулканиды и кварциты, 5 — вулканиды; 6 — офиолиты; 7 — граниты; 8 — главные разломы. Цифрами в кружках обозначено положение отдельных террейнов: 1 — Барчи-Коль, 2 — Кумды-Коль, 3 — Сулу-Тюбе, 4 — Енбек-Берлык, 5 — Кулет.

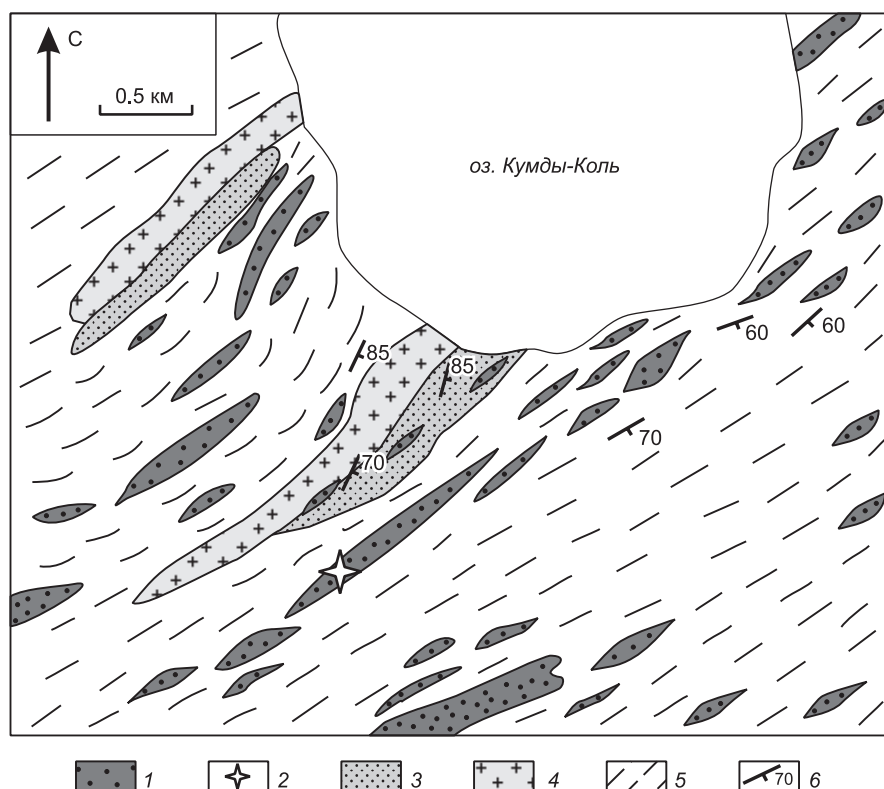


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района оз. Кумды-Коль, по [Zhang et al., 1997] с изменениями.

1 — эклогиты; 2 — TiChu гранатиты (Grt перидотиты); 3 — алмазосодержащие метаосадочные породы (гнейсы и известково-силикатные (пироксен-карбонатные и гранат-пироксен-карбонатные) породы); 4 — граниты; 5 — метapelитовые сланцы и Grt-Bt гнейсы (линиями показано простираение сланцеватости); 6 — элементы залегания.

ся результатом субизобарического остывания эксгумированных UHP пород в земной коре при регрессивном метаморфизме от гранулитовой к эпидот-амфиболитовой и фации зеленых сланцев.

Ранние оценки пикового давления UHP метаморфизма составляли 40 кбар и чуть выше [Sobolev, Shatsky, 1990; Dobretsov et al., 1995; Shatsky et al., 1995; Zhang et al., 1997; Hermann et al., 2001]. Они имели относительный характер и показывали только минимальный (по давлению) предел UHP метаморфизма, установленный по находкам алмаза в гнейсах и известково-силикатных породах (последние известны так же как пироксен-карбонатные и метакарбонатные породы или доломитовые мраморы). Позднее были получены более высокие количественные оценки давления, большинство из которых основаны на содержании K_2O в клинопироксене эклогитов и известково-силикатных пород (см. табл. 1). Этим методом получены одни из наиболее высоких оценок — 60—73 кбар. Меньшая часть получена с помощью других минералов и методов (см. табл. 1).

Заметим, что при большом количестве методов и самих оценок максимального давления метаморфизма промежуточные высокobarические оценки регрессивных этапов в террейне Кумды-Коль до сих пор носят единичный характер. В работе [Ogasawara et al., 2000] на основе данных по устойчивости Mg-кальцита в алмазосодержащих известково-силикатных породах (доломитовых мраморах) из разведочной штольни на южном берегу оз. Кумды-Коль вычислены приблизительные минимальные PT -условия регрессивной стадии: $P > 25$ кбар, $T > 800$ °C. До настоящего момента эти данные являлись единственной оценкой UHP регрессивного этапа для пород террейна Кумды-Коль (см. табл. 1, а также обзор [Schertl, Sobolev, 2013]).

В то же время детально дешифрованный PT -тренд играет ключевую роль при построении корректной петролого-тектонической модели эксгумации UHP пород [Hirajima, Nakamura, 2003; Dobretsov, Shatsky, 2004]. По мнению [Dobretsov, Shatsky, 2004], важнейшим вопросом при изучении процессов эксгумации субдущированных коровых пород Кокчетавского массива является траектория PT -пути, который соединяет пиковую стадию UHP метаморфизма ($P > 40$ кбар), протекавшего на мантийных глубинах и ретроградную стадию гранулитового метаморфизма ($P \sim 10$ кбар), фиксирующую «появление» эксгумированных из мантии пород в нижней коре.

Таблица 1. *PT*-параметры метаморфизма пород террейна Кумды-Коль в Кокчетавском массиве

Порода	Минерал-индикатор UHP	Пиковая стадия	Регрессивные стадии	Ссылка
Известково-силикатная	Dia	> 40/900—1000	—	[Sobolev, Shatsky, 1990]
Эклогит	Высоко-Al Ttn	46/850	—	[Manning, Bohlen, 1991]
Гнейс, эклогит, известково-силикатные и Grt-Cpx породы	Dia	> 40/900—1050	7/620 4/420	[Shatsky et al., 1995, 1999]
Эклогит, гнейс	»	40/900—950	—	[Dobretsov et al., 1995]
Гнейс, эклогит, известково-силикатная	»	> 40/800—1000	10/650-680 2-3/420	[Zhang et al., 1997]
Известково-силикатная	K-Cpx, Dia, супер-Si-Ttn + Coe	42-70/980—1250	> 25/800	[Ogasawara et al., 2000, 2002]
Эклогит	K-Cpx	60-70/900—1000	—	[Okamoto, Maruyama, 1998; Okamoto et al., 2000]
»	—	60*/920—1020	10*/740—790	[Katayama et al., 2001]
Гнейс, известково-силикатная	Dia	> 43/950—1000	10/800 8-10/650—700 5/600	[Hermann et al., 2001]
Известково-силикатная	CaTs-в-Cpx	58—77 при 1000—1200	—	[Massone, 2003]
»	K-Cpx + расплав	45—60/1000	—	[Korsakov, Hermann, 2006]
Гнейс	Ti в Phe	42±5 при 950	—	[Auzanneau et al., 2010]
Известково-силикатная	<i>PT</i> псевдосечения	70/1100	6.5/700	[Massone, 2011]
»	Grt + Phe + Cpx	40—56/800—1100	—	[Mikhno, Korsakov, 2013]
»	K-Cpx + расплав	55—73/960—1100	—	»

Примечание. Через косую черту приводятся собственные *PT*-оценки авторов. Второй столбец — минерал-индикатор UHP условий или ассоциация для UHP геобарометрии (через +). Прочерк — нет данных.

* В работе [Katayama et al., 2001] давление не оценивалось и принято равным 60 кбар для пиковой стадии и 10 кбар для регрессивной.

Широко применяемым методом, позволяющим получить точные количественные оценки как пика UHP метаморфизма, так и UHP/HP регрессивных этапов, является Grt-Orpx¹ геотермобарометрия гранатовых перидотитов, чьи крупные и мелкие блоки и линзы широко распространены во многих коллизионных зонах мира совместно с эклогитами и гнейсами [Kalt et al., 1995; Kadarusman, Parkinson, 2000; Zhang et al., 2000; Schmädicke et al., 2010; Wang et al., 2011]. Однако в Кокчетавском массиве собственно Grt перидотитов, ассоциирующих с алмазонасными породами не выявлено, за исключением Ol-содержащих TiChu гранатитов, которые и назывались ранее гранатовыми перидотитами (подробнее см. ниже). Эти породы залегают совместно с эклогитами среди алмазонасных гнейсов террейна Кумды-Коль (см. рис. 2). До настоящего времени ортопироксен в них не был известен, что не позволяло получить количественные оценки давления по этим ультраосновным Grt-содержащим породам.

В данном исследовании описывается новая разновидность TiChu гранатитов — впервые в них диагностирован Ti-хондродит, различные генерации ортопироксена и четыре типа контрастно-зональных гранатов. Ранее гранат в этих породах описывался как однородный или слабозональный [Zhang et al., 1997; Liou et al., 2002; Ревердатто, Селятицкий, 2005]. С использованием Grt-Orpx геотермобарометрии впервые для террейна Кумды-Коль на основе количественных *PT*-оценок построен детальный регрессивный *PT*-тренд, включающий UHP пиковую и промежуточные UHP и HP стадии. Указанные минералогические находки позволили реконструировать эволюцию метаморфизма по одной и той же породе и с использованием различных генераций одних и тех же минералов (граната и ортопироксена), образованных на разных стадиях эксгумации UHP пород.

КРАТКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА

Кокчетавский массив рассматривается как тектонический фрагмент в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса (см. рис. 1), который развивался в течение длительного времени: от протерозоя до мезозоя. Складчатый пояс представляет собой гигантский субдукционно-аккреционный комплекс [Sengör et al., 1993], включающий крупные тектонические блоки метаморфических пород высоких и

¹ Сокращения минералов приняты по [Whitney, Evans, 2010].

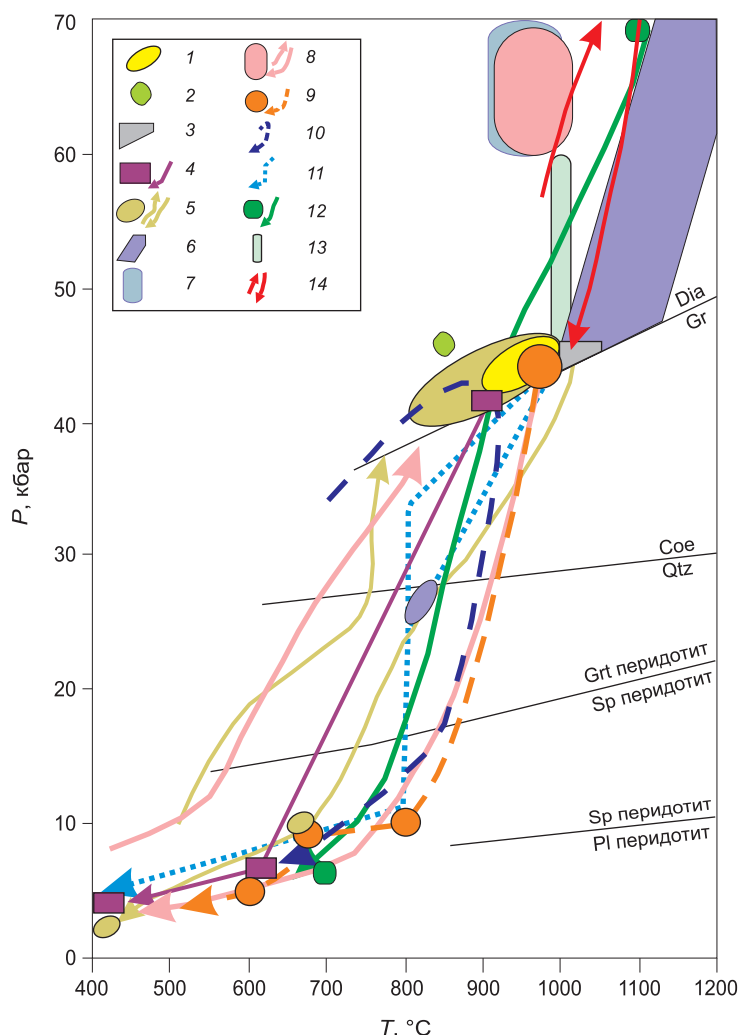
Рис. 3. Оцененные ранее условия метаморфизма UHP пород террейна Кумды-Коль в Кокчетавском массиве.

1 — [Sobolev, Shatsky, 1990]; 2 — [Mannig, Bohlen, 1991]; 3 — [Shatsky et al., 1995]; 4 — [Shatsky et al., 1999]; 5 — [Zhang et al., 1997]; 6 — [Ogasawara et al., 2000]; 7 — [Okamoto, Maruyama, 1998; Okamoto et al., 2000]; 8 — [Katayama et al., 2001]; 9 — [Hermann et al., 2001]; 10 — [Auzanneau, 2006]; 11 — [Dobretsov, Shatsky, 2004]; 12 — [Massone, 2003, 2011]; 13 — [Korsakov, Herman, 2006]; 14 — [Mikhno, Korsakov, 2013]; возраст метаморфических стадий, по [Katayama et al., 2001]; *PT*-данные из табл. 1.

сверхвысоких давлений [Zonenshain et al., 1990; Dobretsov et al., 1995, 1999; Добрецов и др., 1998; Theunissen et al., 2000]. Докембрийское ядро Кокчетавского массива окаймляется позднепротерозойскими и кембрийскими слабометаморфизованными вулканическими и осадочными породами [Добрецов и др., 1998; Dobretsov et al., 1999]. Докембрийские породы Кокчетавского массива состоят преимущественно из ортогнейсов, метапелитовых сланцев, бластомилонитов и кварцитов с небольшим количеством эклогитов, амфиболитов и мраморов, относимых ранее к зерендинской серии (средний протерозой). В настоящее время последняя рассматривается как зона мегамеланжа длиной 80 км и шириной 17 км, протянувшаяся с северо-запада на юго-восток. Этот мегамеланжевый метаморфический пояс представляет собой субдукционно-коллизийную зону и состоит из ансамбля складчатых, надвинутых друг на друга пластин и тектонически совмещенных крупных блоков (террейнов), субдуцированных на глубины до 180 км и сложенных метаморфическими породами низких, высоких и сверхвысоких давлений [Добрецов et al., 1995, 1999; Добрецов и др., 1998, 2005; Theunissen et al., 2000]. В пределах этой зоны выделяется пять террейнов (блоков, участков) с запада на восток: Барчи-Коль, Кумды-Коль, Сулу-Тюбе, Енбек-Берлык, Кулет (см. рис. 1). Различные террейны в разных частях Кокчетавской коллизийной зоны обладают сходной литологией, но характеризуются разными глубинными уровнями палеосубдукционной зоны, и были метаморфизованы при разных *PT*-условиях. Алмазсодержащие метаморфические террейны Барчи-Коль и Кумды-Коль составляют западную часть мегамеланжевого комплекса, отделенную от восточной части Чаглинским разломом СВ-ЮЗ простирания. В породах восточной части алмаз не найден, однако в эклогитах террейна Кулет описан коэсит как индикатор UHP условий [Шацкий и др., 1998; Parkinson, 2000]. В террейнах Енбек-Берлык и Сулу-Тюбе коэсит и алмаз не обнаружены.

Возраст UHP метаморфизма пород террейна Кумды-Коль оценивается в 530—537 млн лет [Sobolev, Shatsky, 1990; Claoue-Long et al., 1991; Shatsky et al., 1999; Katayama et al., 2001] и соответствует времени метаморфизма коровых пород в начальный период субдукционно-коллизийных процессов, протекавших на окраине Кокчетавского микроконтинента [Добрецов и др., 2005]. Датировки регрессивного метаморфизма составляют ~ 527 млн лет [Hermann et al., 2001], 517 млн лет [Shatsky et al., 1999], 507 млн лет [Katayama et al., 2001] и могут соответствовать разным стадиям эксгумации UHP пород в земную кору [Херманн и др., 2006].

На южном берегу оз. Кумды-Коль расположено уникальное месторождение коровых алмазов в метаосадочных породах [Sobolev, Shatsky, 1990; Shatsky et al., 1995; Zhang et al., 1997; Maruyama, Parkinson, 2000]. В этом месте широко развиты будины, линзы и пластовые тела эклогитов, включенные в гнейсы и сланцы. В одном протяженном пластовом теле эклогитов находится тело TiChu гранатитов («Grt перидотитов») площадью около 50 м² (см. рис. 2).



ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ TiChu ГРАНАТИТОВ (TiChu-Grt ПЕРИДОТИТОВ) ТЕРРЕЙНА КУМДЫ-КОЛЬ

TiChu гранатиты — единственные Grt-содержащие ультраосновные породы в Кокчетавском массиве, ассоциирующие с алмазоносными УНР породами. И.А. Ефимов, впервые их обнаруживший, а вслед за ним и Н.Г. Удовкина называли их пироповыми серпентинитами [Ефимов, 1961; Удовкина, 1985]. В современной литературе эти породы часто называют TiChu гранатовыми перидотитами. Впервые название «гранатовый перидотит» для этих пород появилось в работе японских геологов [Zhang et al., 1997] и далее в других работах [Nakajima et al., 1998; Okamoto et al., 2000; Liou et al., 2002; Katayama et al., 2003; Ревердатто и др., 2008; Schertl, Sobolev, 2013]. Видимо, это объясняется тем, что собственно Grt перидотиты широко распространены во многих HP-УНР коллизионных зонах и террейнах, а в исследованных ранее разновидностях кумды-кольских гранатитов всегда присутствовал оливин (или заместивший его серпентин), кроме того, породы имеют ультраосновной по содержанию SiO_2 и щелочей состав [Ревердатто, Селятицкий, 2005]. Однако в их минеральном составе преобладает гранат (60—90 об. %) и петрографически породы относятся к гранатитам; остальной объем породы занят Тi-клиногумитом, оливином и ильменитом — это основные минералы гранатитов, изученных ранее. Ильменит содержится во всех без исключениях образцах гранатитов, его содержание достигает нескольких об. %. В некоторых образцах отмечался также клинопироксен-диопсид и зеленая шпинель-герцинит (подробнее в [Ревердатто, Селятицкий, 2005], а также раздел 4.1.9 в [Schertl, Sobolev, 2013]).

Породы имеют не только минеральный, но и необычный химический состав [Ревердатто, Селятицкий, 2005; Селятицкий, 2007]. Являясь ультраосновными по содержанию кремнезема и щелочей, имея в своем составе пороодообразующий (~ 20 об.%) Ti-клиногумит (минерал, близкий по составу оливино), а также во многих образцах и сам оливин, они при этом существенно отличаются от мантийных ультраосновных пород по валовому и геохимическому составу — обеднены MgO, Cr, Ni и обогащены FeO, TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , Zr, Y, Nb и редкоземельными элементами [Zhang et al., 1997; Ревердатто и др., 2008].

Необычный петрохимический состав пород с высокими концентрациями HFSE и, в первую очередь, титана позволил японским исследователям предположить, что они являются продуктом мантийного метасоматоза, образовавшимся при взаимодействии Grt перидотитов мантийного клина с Ti-содержащими флюидами, отделявшимися от субдуцирующей литосферной плиты [Nakajima et al., 1998; Muko et al., 2002; Katayama et al., 2003], однако такой генезис был подвергнут критике [Yang, 2004].

Позднее для этих пород был обоснован иной генезис, по которому протолитами TiChu гранатитов могли быть существенно метасоматизированные базиты, залегавшие до HP-УНР метаморфизма в верхней части континентальной коры среди осадочных пород в виде близповерхностных интрузивных тел (силлов и/или даек) [Ревердатто, Селятицкий, 2004, 2005]. В результате метасоматического изменения, выразившегося в хлоритизации, базиты были превращены в существенно-хлоритовые породы, имеющие валовой ультраосновной состав. Последние и явились низкобарическим протолитом исследуемых пород. В ходе среднекембрийской субдукции хлоритовые протолиты (метасоматизированные базиты), а также не претерпевшие метасоматоза базиты вместе с вмещающей их континентальной толщей были субдуцированы глубоко в мантию и испытали УНР метаморфизм [Ревердатто, Селятицкий, 2004, 2005]. Хлоритовые породы превратились в TiChu гранатиты, а не измененные досубдукционным близповерхностным метасоматозом базиты — в эклогиты. Несколько позже другая группа исследователей пришла к подобному же выводу — о метасоматизированном мафитовом протолите [Yui et al., 2010]. Причем метасоматоз протолитов, по мнению авторов, происходил так же, как и в [Ревердатто, Селятицкий, 2004, 2005], до процесса субдукции или в самом ее начале, т.е. до образования метаморфического граната.

Время образования TiChu гранатитов, составляющее 528 млн лет [Katayama et al., 2003], в пределах ошибки согласуется с возрастом УНР метаморфизма эклогитов и алмазоносных гнейсов, расположенных на этом же участке (см. выше). Тесное соседство с эклогитами и алмазоносными гнейсами и одинаковый с ними возраст подразумевает такие же ультравысокие давления при образовании гранатитов. Однако отсутствие минеральных пар, чувствительных к давлению, долгое время не позволяло получить полноценные данные по условиям образования этих пород. По линиям экспериментальных равновесий с TiChu они приблизительно оценены > 30 кбар, 740 °C [Zhang et al., 1997]. Оценка температуры 1050 °C в работе [Ревердатто, Селятицкий, 2005] сделана по Grt-Ol геотермометру при заданном давлении 60 кбар. До настоящего времени это были единственные *PT*-параметры метаморфизма гранатитов, примерно указывающие на условия их образования. Заметим, что упоминаемые в работах [Ogasawara et al., 2000] УНР оценки образования кумды-кольских гранатитов, равные 70 кбар (со ссылкой на первоисточник [Okamoto, Maruyama, 1998]), являются ошибкой, поскольку относятся не к гранатитам, а к эклогитам [Okamoto, Maruyama, 1998].

ПЕТРОГРАФИЯ

В обнажениях отмечается слабая полосчатость, связанная с разным объемным соотношением минералов в разных слоях. Породы имеют гранобластовую, порфириобластовую структуру и однородную, неявно-полосчатую или пятнистую текстуру, обусловленную расположением зерен граната и Орх-TiChu обособлений друг относительно друга. На рисунке 4, а, б представлен внешний облик пород на примере образцов СК-97В и СК-97А соответственно. Подобно обр. СК-97В выглядят и все остальные изученные нами Орх-содержащие образцы гранатитов. Модальный состав пород приведен в табл. 2. Содержание граната в них изменяется в пределах 60—75 об. %.

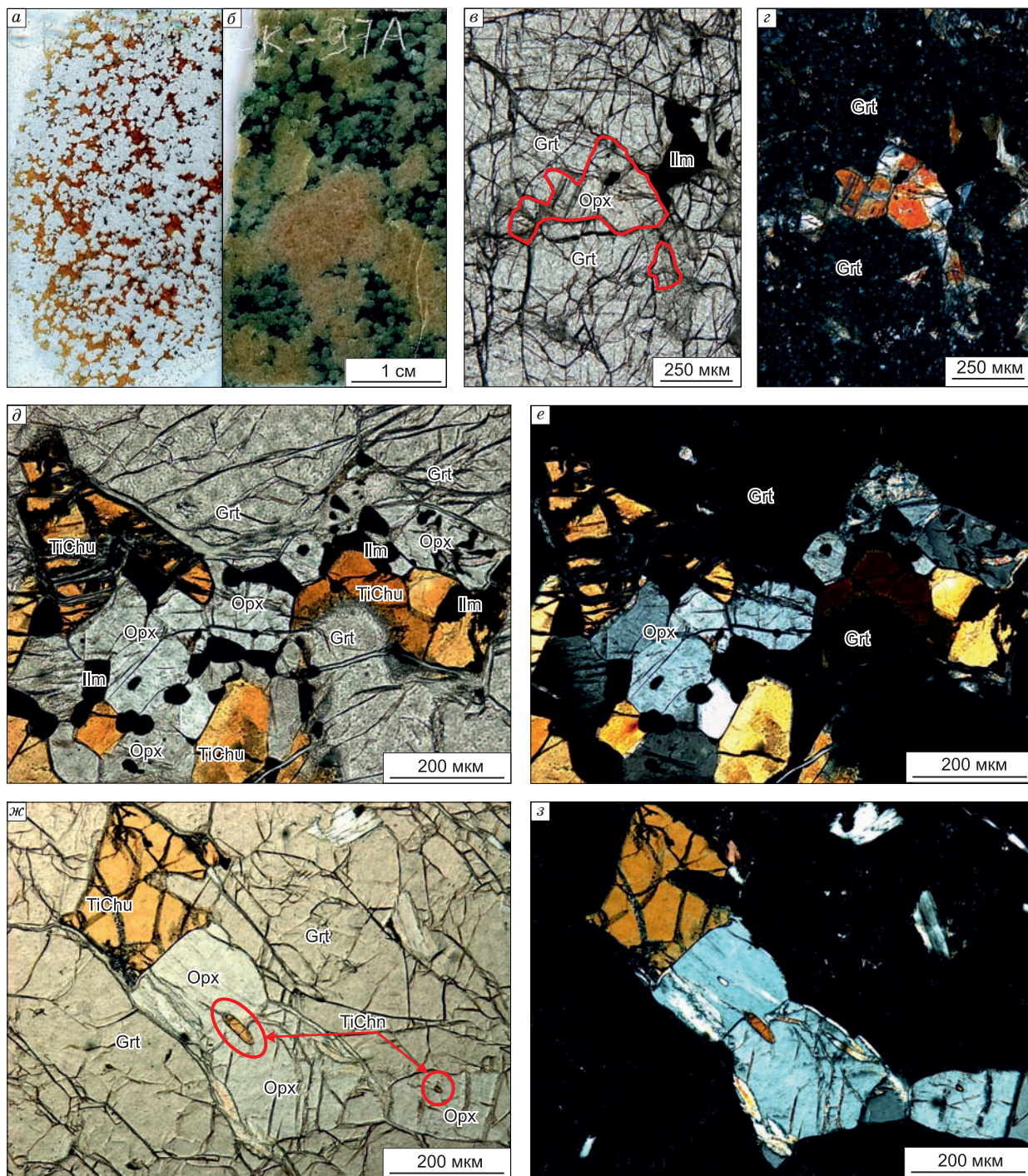


Рис. 4. Изображения Орх-содержащих TiChu гранатитов («Grt перидотитов»).

а, б — тонкая (а) и толстая (б) пластинки на предметном стекле (обр. СК-97В и СК-97А соответственно); в—з — фотографии шлифов в проходящем (в, д, ж) и поляризованном (з, е, з) свете; в, з — обр. Kumd-4; д, е — обр. СК-97В; ж, з — обр. СК-96А.

Таблица 2.

Минеральный состав TiChu гранатитов, об. %

Образец	Grt	Opx	TiChn + TiChu	Ol	Cpx	Amp
Kumd-4	60—70	5—10	15—20	<5	<5	5
СК-96А	70—75	10	10—20	—	—	<5
СК-91/1	60—70	5	20—25	—	—	5
СК-97/1	60—70	5—10	20	—	—	5—10
СК-97-А	70—75	10	10—15	—	—	5
СК-97-В	70—75	5—10	15—20	—	—	<5

Примечание. Приведена визуальная оценка модального состава пород, полученная по нескольким шлифам для каждого образца. Подробности см. в тексте.

В ходе петрографических и электронно-зондовых исследований большой коллекции кумды-кольских гранатитов впервые в этих породах найдены Ti-хондродит, ортопироксен и контрастно-зональные гранаты с регрессивной зональностью. Из 16 изученных образцов TiChu гранатитов ортопироксен обнаружен в семи. Нами приводятся результаты *РТ*-расчетов по шести свежим образцам гранатитов, в которых был найден ортопироксен.

Гранат образует сплошные зернистые массы с мелкими зернами Ti-клиногумита и/или ортопироксена в интерстициях (см. рис. 4), а также отдельные мелкие зерна в Оpx-TiChu матриксе и крупные порфириобласты либо гломеробластовые срастания нескольких кристаллов (рис. 5—7). Ортопироксен широко развит в шлифах, образует порфириобласты и их сростки, а также мелкие зерна в TiChu матриксе (рис. 4, 5, 7). Порфириобласты имеют кристаллографические очертания.

Ti-клиногумит является вторым по распространенности минералом в образцах. Он образует мелкие ксеноморфные зерна в матриксе (< 50—100 мкм) и более крупные таблитчатые кристаллы (см. рис. 4, 5, 7). Многие зерна содержат большое количество овальных либо извилистых включений ильменита (см. рис. 5, а, в). В крупных кристаллах характерны структуры распада с параллельно ориентированными таблитчатыми включениями ильменита (см. рис. 5, б). Включения Ti-клиногумита встречаются в гранате, ортопироксене, ильмените.

Ti-хондродит обнаружен среди зерен матрикса совместно с Ti-клиногумитом, а также во включениях в гранате, ортопироксене, Ti-клиногумите, ильмените (см. рис. 4, ж, з). В матриксе зерна имеют ксеноморфный облик по отношению к Ti-клиногумиту и меньший размер зерен. В образце СК-96А Ti-

хондродит встречается также в виде субидiomорфных относительно крупных индивидов (см. рис. 5). Структуры распада в Ti-хондродите (ориентированные пластинки ильменита) более тонкие, чем в Ti-клиногумите (см. рис. 5, б). В проходящем свете окраска Ti-хондродита в желтых и оранжевых тонах практически не отличается от окраски Ti-клиногумита. Непредставительный облик большинства его зерен и сходство окраски с Ti-клиногумитом, по всей вероятности, и явились причиной, по которой этот минерал до сих пор не был обнаружен в этих породах.

Среди аксессуарных минералов встречается циркон, редко рутил (во включениях

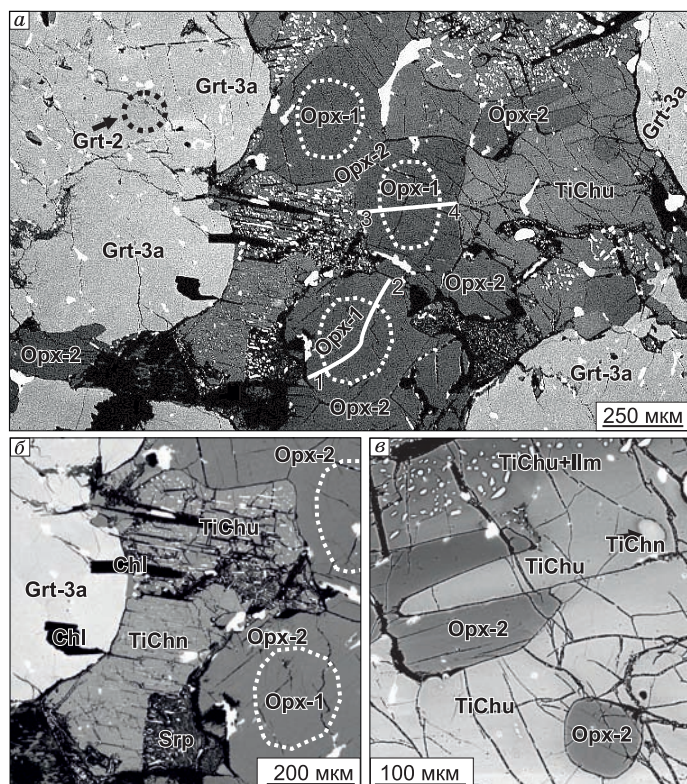
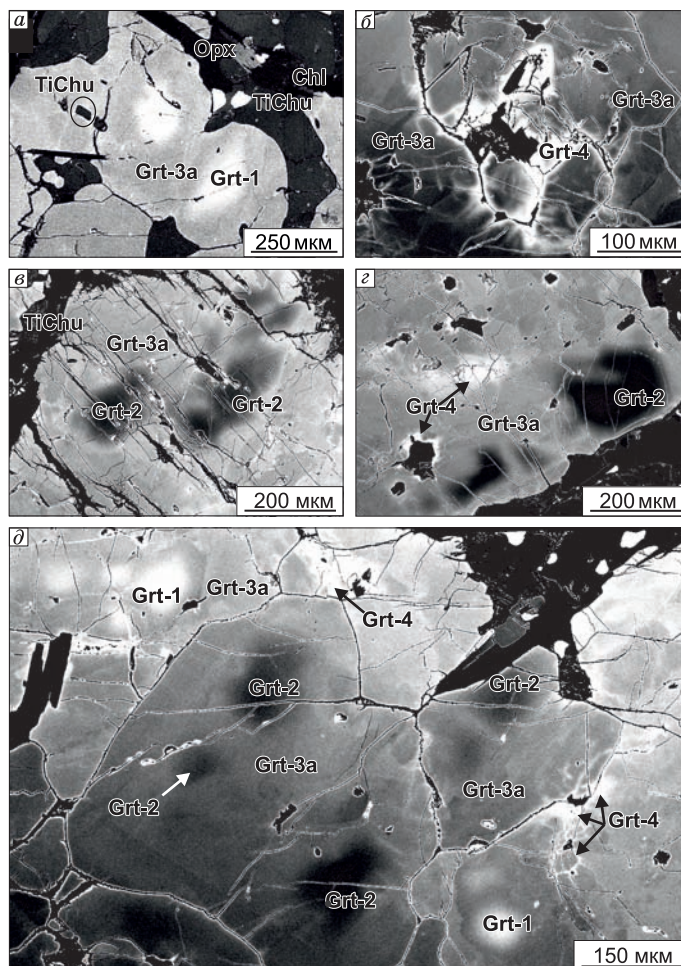


Рис. 5. Порфириобласты граната и ортопироксена в отраженных электронах на примере обр. СК-96А.

а — общий вид, химические профили 1—2 и 3—4 — на рис. 10; б и в — фрагменты с части а: б — крупные кристаллы Ti-хондродита и Ti-клиногумита, в — округлое мелкое включение Ti-хондродита в Ti-клиногумите и крупное округлое включение ортопироксена в нем же (состав последнего см. табл. 3).

Рис. 6. Представительные BSE-изображения реликтовых ядер прогрессивного (Grt-1) (а) и пикового (Grt-2) (в, з) граната в порфиروблестах и сплошных массах (д) раннерегрессивного граната (Grt-3a) и развитие позднерегрессивного граната (Grt-4) вдоль трещин в Grt-3a (б, д).

а, б, д — обр. СК-91/1; в, з — обр. Kumd-4. На (д) в верхнем левом и нижнем правом углу видны фрагменты сложной зональности Grt-1 → Grt-2 → Grt-3 (подробнее см. в тексте).



в гранате и низкоглиноземистых ядрах ортопироксена). Широко развиты апатит и ильменит. Содержание ильменита достигает 3—5 об. %, он встречается в матриксе породы, а также в виде округлых и извилистых включений во всех описанных минералах. Среди поздних минералов, замещающих все остальные фазы, в матриксе встречаются амфибол, хлорит, кальцит, серпентин и магнетит (в виде рудной сыпи в серпентине).

В отличие от описанных ранее гранатов, в изученных нами образцах отсутствует оливин, за исключением обр. Kumd-4, в котором этот минерал встречен в виде редких зерен в матриксе среди Ti-клиногумитовых скоплений. В этом же образце встречаются редкие зерна клинопироксена-диопсида. Зеленая шпинель в виде редких мелких зерен встречена в обр. Kumd-4, СК-97/1, СК-97В.

ХИМИЧЕСКИЕ СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ

Гранат. В изученных образцах выделено четыре химически-контрастных типа граната и три типа химической зональности (см. рис. 6, 8). Гранаты относятся к пироп-альмандиновому ряду (см. табл. 2), разные типы различаются магнезиальностью $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$. В порфиروблестах и сплошных зернистых срастаниях обнаружено два типа ядер: железистые (Grt-1: $Mg\# = 0.53—0.57$) и магнезиальные (Grt-2: $Mg\# = 0.70—0.77$). Внешние части кристаллов с разными типами ядер имеют примерно одинаковый состав (Grt-3). Состав Grt-3 несколько отличается в крупных кристаллах (Grt-3a: $Mg\# = 0.67—0.68^2$) и мелких зернах матрикса (Grt-3б: $Mg\# = 0.65—0.66$). Состав порфиробластов граната без ядер однороден и отвечает составу Grt-3a, с одинаковой магнезиальностью в центре кристаллов и в крае (0.67—0.68). Ядра Grt-1 и Grt-2 возможно визуально диагностировать в отраженных электронах (BSE-изображения) с высокой контрастностью изображений (см. рис. 6).

В соответствии с приведенными выше особенностями выделено три разновидности химических профилей граната по направлению центр—край:

1) с возрастанием MgO и снижением FeO и MnO (Grt-1 → Grt-3) (см. рис. 8, а);

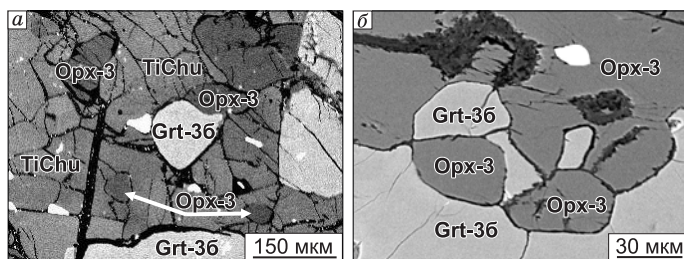


Рис. 7. Grt-Opx-TiChu матрикс гранатитов в отраженных электронах.

а — обр. СК-96А; б — Kumd-4.

² За исключением обр. СК-96А (см. ниже в тексте).

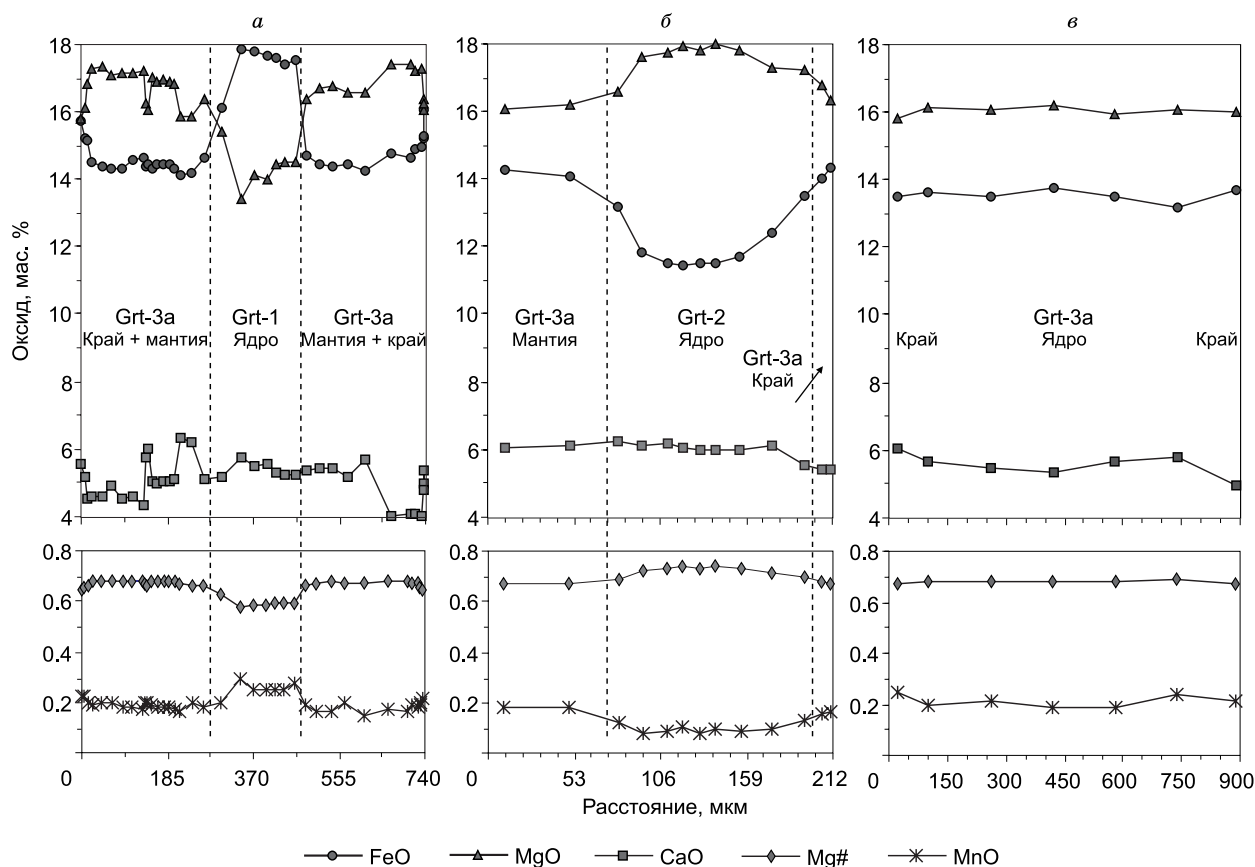


Рис. 8. Три представительных химических профиля кристаллов граната с разными типами зональности в TiChu гранатитах («Grt перидотитах») на примере обр. Kumd-4.

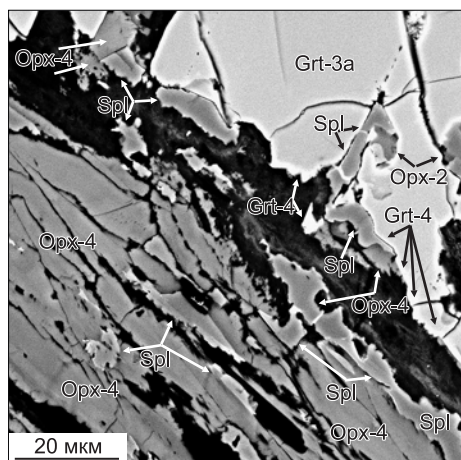
a — профиль с реликтовым высоко-Fe ядром прогрессивного Grt-1, окруженным мантией и каймой регрессивного Grt-3 (редкая встречаемость); *б* — профиль с реликтовым высоко-Mg ядром пикового Grt-2, окруженным мантией и каймой регрессивного Grt-3 (редкая встречаемость); *в* — профиль химически однородного регрессивного Grt-3 — самый распространенный тип граната, описанный в ранних работах [Zhang et al., 1997; Liou et al., 2002; Ревердатто, Селятицкий, 2005].

2) со снижением MgO, CaO и возрастанием FeO, MnO (Grt-2 → Grt-3) (см. рис. 8, *б*);

3) однородный химический профиль Grt-3 (без ядер Grt-1 или Grt-2) с отсутствием выраженной зональности (см. рис. 8, *в*).

В описанных трех типах граната содержание CaO изменяется не так заметно, как FeO и MgO, однако наиболее магнезиальный тип граната (Grt-2) в каждом образце характеризуется и более высоким содержанием CaO, а также наименьшим содержанием MnO по сравнению с Grt-1 и Grt-3 (табл. 3). Ядра Grt-1 и Grt-2 встречаются редко (только в некоторых кристаллах), тогда как Grt-3 широко развит во всех шлифах и образцах — он составляет основной объем породы. Именно этот химический тип граната (Grt-3) описывался в ранних работах [Zhang et al., 1997; Liou et al., 2002; Ревердатто, Селятицкий, 2005].

Четвертый тип граната характеризуется пониженной магнезиальностью (Grt-4: Mg# = 0.56—0.60) и несколько более вы-



со снижением MgO, CaO и возрастанием FeO, MnO (Grt-2 → Grt-3) (см. рис. 8, *б*);

Рис. 9. Минеральные соотношения на позднем регрессивном этапе гранулитовой фации — образование высоко-Al ортопироксена (Opx-4), шпинели и железистого граната (Grt-4) по гранату предыдущего этапа метаморфизма (Grt-3).

Темные участки — низкотемпературное замещение минералов хлоритом и серпентином.

Таблица 3.

Химические составы минералов TiChu гранатитов

Компонент	Kumd-4										
	Grt-1	Grt-2	Grt-3a	Grt-3б	Grt-4	Opх-1	Opх	Opх-2	Opх	Opх-3	TiChn
	ц. пб	ц. пб	кр. пб	мтр	орл	ц. пб	ср. пб	кр. пб	ц. мтр	кр. мтр	мтр
SiO ₂	40.45	41.98	41.42	41.46	41.06	57.21	56.56	56.68	56.67	57.08	32.48
TiO ₂	0.02	0.04	0.03	0.03	0.05	0.08	0.00	0.09	0.05	0.09	6.18
Al ₂ O ₃	22.44	22.60	22.60	22.16	22.22	0.39	0.53	0.83	0.70	1.26	0.00
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	17.84	11.83	14.30	15.29	17.37	9.14	9.33	9.52	9.55	9.25	9.65
MnO	0.29	0.08	0.20	0.19	0.24	0.00	0.00	0.04	0.04	0.05	0.00
MgO	13.40	17.59	16.71	16.06	14.45	33.28	33.61	32.39	33.04	31.96	47.04
CaO	5.72	6.12	5.04	5.28	5.28	0.24	0.21	0.22	0.22	0.21	0.00
Сумма	100.16	100.26	100.34	100.51	100.71	100.36	100.24	99.78	100.28	99.88	95.34
Mg#	0.57	0.73	0.68	0.65	0.60	0.87	0.87	0.86	0.86	0.86	0.90

Компонент	Kumd-4			CK-96A								
	TiChu	TiChu	TiChu	Grt-2	Grt-3a	Grt-3б	Grt-4	Opх-1	Opх	Opх-2	Opх	Opх-3
	ц. мтр	кр. мтр	вк-1	ц	кр	мтр	орл	ц	ср	кр	ц. мтр	кр. мтр
SiO ₂	35.85	35.63	35.85	42.06	42.05	41.61	40.39	57.56	57.15	56.90	57.13	56.74
TiO ₂	3.79	3.53	3.59	0.04	0.08	0.05	0.04	0.03	0.05	0.09	0.02	0.12
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	23.31	23.27	22.93	22.21	0.38	0.53	0.73	0.52	1.41
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.06	0.02	0.03	0.05	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03
FeO	11.94	12.66	10.87	10.56	12.03	12.62	16.91	7.29	7.56	7.59	7.50	7.87
MnO	0.03	0.06	0.02	0.07	0.16	0.12	0.35	0.02	0.05	0.04	0.03	0.03
MgO	46.28	45.88	47.30	19.36	18.58	18.20	14.40	34.63	34.56	35.04	34.27	34.10
CaO	0.02	0.04	0.03	4.28	4.01	3.84	5.07	0.18	0.19	0.19	0.20	0.21
Сумма	97.92	97.83	97.68	99.78	100.20	99.39	99.44	100.14	100.15	100.76	99.66	100.60
Mg#	0.87	0.87	0.89	0.77	0.73	0.72	0.60	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89

Компонент	CK-96A							CK-91/1				
	Opх	Opх-2	Opх	TiChn	TiChn	TiChu	TiChu	Grt-1	Grt-2	Grt-3б	Grt-4	Opх-1
	ц. вк-2	кр. вк-2	мтр	вк-1	вк-2	ц. пб	кр. пб	ц. пб	ц. пб	кр. пб	орл	ц. пб
SiO ₂	57.08	56.75	56.85	33.05	32.79	35.78	36.23	40.26	41.23	40.69	41.03	56.55
TiO ₂	0.00	0.00	0.17	7.41	7.28	4.16	3.48	0.00	0.05	0.03	0.03	0.05
Al ₂ O ₃	0.59	0.69	0.94	0.00	0.02	0.00	0.00	22.00	22.86	22.62	21.94	0.49
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00
FeO	7.82	7.63	7.86	8.24	8.97	10.52	10.09	20.07	12.64	14.05	18.52	9.91
MnO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.32	0.08	0.21	0.33	0.05
MgO	34.38	34.00	34.17	46.52	46.63	47.04	47.35	12.80	16.81	16.09	13.32	32.38
CaO	0.20	0.14	0.14	0.01	0.01	0.00	0.00	5.12	5.97	5.44	5.73	0.21
Сумма	100.06	99.21	100.12	95.28	95.74	97.49	97.15	100.60	99.68	99.14	100.93	99.65
Mg#	0.89	0.89	0.89	0.91	0.90	0.89	0.89	0.53	0.70	0.67	0.56	0.85

соким содержанием MnO и CaO. Он образует в Grt-3 облачные и пламенивидные ореолы вдоль трещин и на их пересечениях, редко — тонкие незамкнутые каймы (до 5 мкм) по зернам матрикса (рис. 6, 9). При этом состав Grt-4 подобен составу Grt-1, однако два этих типа занимают совершенно разную микро-структурную позицию и не могут быть одной генерацией.

Ортопироксен. Имеет зональность по алюминию (рис. 10, см. табл. 3). Ядра крупных кристаллов ортопироксена (размером > 400 мкм) характеризуются низким содержанием Al₂O₃ и платообразным его распределением: ~ 0.40—0.50 мас. % (Opх-1). Минимальные содержания Al₂O₃ установлены в образцах

Компонент	СК-91/1			СК-97А						СК-97В		
	Орх-2	Орх-3	TiChu	Grt-36	Grt-36	Орх	Орх-3	TiChn	TiChu	Grt-3a	Grt-3a	Орх
	кр. пб-1	кр. пб-2	мтр	ц. мтр	кр. мтр	ц. мтр	кр. мтр	мтр	мтр	ц. пб	кр. пб	ц. вк-1
SiO ₂	56.01	57.04	34.51	41.61	41.46	57.41	56.90	32.85	35.91	41.76	41.30	56.73
TiO ₂	0.10	0.07	3.95	0.01	0.05	0.05	0.06	6.73	3.10	0.08	0.04	0.06
Al ₂ O ₃	0.78	1.45	0.00	22.24	22.40	0.74	1.18	0.00	0.00	22.81	22.46	0.52
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01
FeO	9.68	9.85	12.52	14.82	15.02	9.47	9.80	10.74	12.35	14.95	14.72	9.60
MnO	0.09	0.05	0.00	0.15	0.15	0.04	0.05	0.00	0.03	0.14	0.15	0.02
MgO	33.25	31.98	44.06	15.82	16.14	32.30	32.47	46.21	45.82	16.64	16.48	32.20
CaO	0.21	0.22	0.05	5.60	4.79	0.21	0.24	0.03	0.01	4.50	4.53	0.21
Сумма	100.16	100.65	95.13	100.26	100.06	100.25	100.72	96.57	97.25	100.89	99.70	99.37
Mg#	0.86	0.85	0.86	0.66	0.66	0.86	0.86	0.88	0.87	0.66	0.67	0.86

Компонент	СК-97В		СК-97/1								
	Орх-3	TiChu	Grt-3a	Орх-2	TiChu	TiChu	Grt-4	Орх-4	Spl	Spl	Spl
	кр. вк-1	смп	сп. пб	вк-1	ц. мтр	кр. мтр	ткм	срст	срст	ткм	мтр
SiO ₂	57.05	36.03	40.68	57.40	35.62	35.89	40.99	52.50	0.10	0.00	0.01
TiO ₂	0.05	2.82	0.02	0.05	3.64	3.02	0.06	0.06	0.01	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	0.71	0.00	22.21	0.71	0.00	0.00	22.70	5.83	65.06	64.70	64.89
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.04	0.03
FeO	9.48	13.04	14.64	9.70	11.44	11.40	18.28	12.76	16.52	17.05	16.85
MnO	0.05	0.04	0.19	0.03	0.04	0.01	0.22	0.09	0.07	0.05	0.09
MgO	31.48	45.98	17.09	32.61	46.12	46.41	13.34	27.89	17.87	17.15	17.47
CaO	0.24	0.00	4.20	0.27	0.04	0.03	4.87	0.13	0.02	0.08	0.00
Сумма	99.07	97.92	99.07	100.82	96.89	96.75	100.51	99.29	99.66	99.06	99.35
Mg#	0.86	0.86	0.68	0.86	0.88	0.88	0.57	0.80	0.66	0.64	0.65

Примечание. Анализы минералов и BSE-изображения получены на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-8100 Superprobe в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (аналитик Е.Н. Нигматулина, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Содержания Na₂O и K₂O ниже предела обнаружения. ц., ср., кр — центр, средняя часть и край соответственно, пб — порфириобласт, мтр — зерно матрикса, орл — облачный ореол вдоль трещин в Grt-3a и Grt-36, вк-1 — включение в Grt-3a; вк-2 — включение в TiChu, смп — состав Ti-клиногумита из Ilm-TiChu симлектита; ткм — тонкая (несколько мкм) незамкнутая кайма по Grt-3a, срст — Spl-Орх-4 сросток по Grt-3a. Магнезиальность Mg# = Mg/(Mg + Fe). Обозначения минералов, по [Whitney, Evans, 2010].

Kumd-4 и СК-96А (0.38—0.39 мас. %) и в обр. СК-91/1 (0.49 мас. %). В кайме (шириной ~ 50 мкм) содержание Al₂O₃ возрастает к краю до 0.71—0.83 мас. % (Орх-2), редко до 1 мас. % или чуть выше.

Подобное распределение Al₂O₃ характерно для Орх включений в Grt-3a (включение 40 мкм; центр—край: 0.52—0.71 мас. %, обр. СК-97В) и в Ti-клиногумите (включение 80 мкм; центр—край: 0.59—0.69 мас. %, обр. СК-96А, см. рис. 5, в). В образце СК-97/1 мелкое включение (~ 20 мкм) Орх в гранате также содержит Al₂O₃ = 0.71 мас. % (см. табл. 3). В зернах матрикса (30—100 мкм) содержание Al₂O₃ в крае существенно выше, чем в крае порфириобластов: 1.18—1.41 мас. % (Орх-3); содержание Al₂O₃ в центре 0.52—0.74 мас. %. Это указывает на более поздний рост Орх-3 по отношению к Орх-2.

В образце СК-97/1 в двух участках шлифа обнаружены срастания зеленой шпинели-герцинита и высоко-Al ортопироксена (Орх-4) с содержанием Al₂O₃ = 5.83 мас. % (см. табл. 3, рис. 9). Мелкие зерна Орх-4 и шпинели развиваются по краю Grt-3 и вдаются в него по трещинам; шпинель образует незамкнутые каймы по гранату. На контакте с Орх-4 и шпинелью гранат приобретает ксеноморфный облик, края становятся более железистого состава (Grt-4). У края Grt-3 появляются мелкие (микронного размера) зерна Grt-4.

Ti-хондродит, Ti-клиногумит. Первоначально Ti-хондродит обнаружили при микрозондовом исследовании зерен Ti-клиногумита и затем были проведены целенаправленные его поиски с помощью

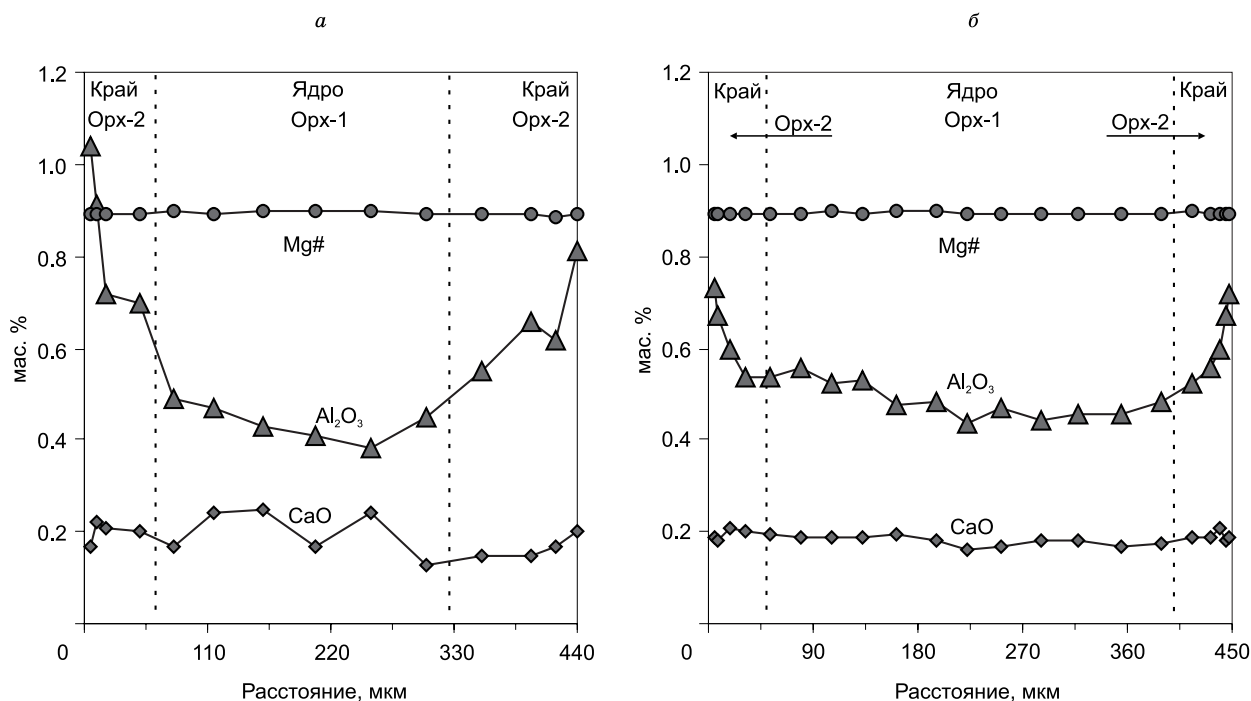


Рис. 10. Зональность ортопироксена на примере обр. СК-96А.

а и б — профили 1—2 и 3—4, показанные на рис. 5 соответственно.

микрозонда. Он содержит в два раза больше TiO_2 (6.73—7.41 мас. %), чем Ti -клиногумит (3.10—3.77 мас. %) и меньше SiO_2 (рис. 11, см. табл. 3). $\text{Mg\#}$ = Ti -хондродита составляет 0.88—0.91, Ti -клиногумита — 0.86—0.90. Ti -клиногумит описан также в известково-силикатных породах террейна Кумды-Коль [Ogasawara et al., 2000, Ogasawara, Aoki, 2005], в которых он содержит 1.53—2.46 мас. % TiO_2 (одно значение 3.28) и является более магнезиальным ($\text{Mg\#}$ = 0.93—0.96).

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ Grt-Orx ПАРАГЕНЕЗИСА

Гранат. Химические и микроструктурные особенности указывают на то, что железистые ядра Grt-1 образовались на прогрессивной стадии, а магнезиальные ядра Grt-2 отвечают пику метаморфизма, на что указывает максимальное значение $\text{Mg\#}$ в Grt-2 и минимальное количество MnO . Состав Grt-3а,б отражает преобразования породы на ранней и средней регрессивных стадиях. Редкая (реликтовая) встречаемость Grt-1 и Grt-2 и преобладающее развитие Grt-3а,б в образцах указывают на масштабные преобразования гранатитов на этих стадиях. Собственно зернами последнего и сложены TiChu гранатиты.

Преимущественная приуроченность Grt-4 к трещинам в Grt-3 и тонким микронным каймам, снижение $\text{Mg\#}$ и рост MnO в нем, а также ассоциация со шпинелью и высоко- Al ортопироксеном указывают на его образование на более поздней регрессивной стадии при существенном снижении PT -параметров. Судя по локальности проявлений Grt-4, редкости зерен высоко- Al ортопироксена (Орх-4), эти изменения носили также локальный характер.

В очень редких случаях все три типа граната встречаются в одном кристалле и образуют сложную зональность, диагностируемую на BSE-изображениях, в которой ядро представлено Grt-1,

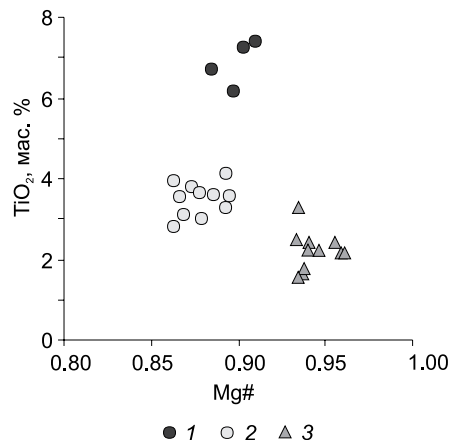


Рис. 11. Состав Ti -хондродита и Ti -клиногумита из кумды-кольских гранатитов.

1 — TiChn ; 2 — TiChu ; 3 — TiChu из UHP известково-силикатных пород участка Кумды-Коль [Ogasawara et al., 2000, Ogasawara, Aoki, 2005].

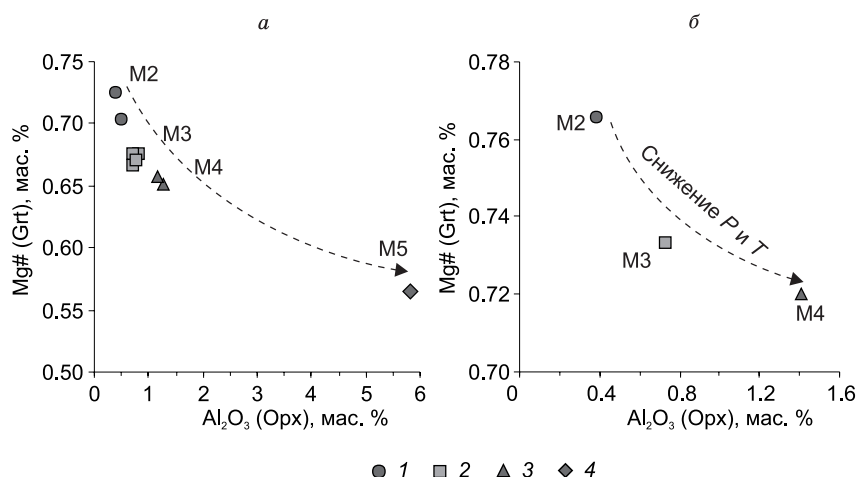


Рис. 12. Закономерное изменение составов граната и ортопироксена в разных парагенезисах, отражающее смену *PT*-условий метаморфизма TiChu гранатитов на разных стадиях.

a — образцы Kumd-4, СК-91/1, СК-97/1, СК-97А, СК-97В; *б* — обр. СК-96А. 1 — пиковая стадия М2: ядра порфиробластов: высоко-Mg Grt-2 + низко-Al Орх-1; 2 — ранняя регрессивная стадия М3: края порфиробластов: Grt-3а + Орх-2 (для обр. СК-97В: мантия однородного порфиробласта Grt-3а + край включения Орх-2); 3 — средняя регрессивная стадия М4: мелкие зерна в матриксе: Grt-3б + Орх-3; 4 — поздняя регрессивная стадия М5: железистый край Grt-4 в контакте с высоко-Al-Орх-4. Составы минералов из табл. 3.

средняя зона (мантия) — Grt-2, внешняя часть — Grt-3 (см. рис. 6, *д*). Однако химический состав средней зоны Grt-2 в такой зональности выражен не так контрастно и по составу приближается к Grt-3 (поэтому эта зональность нами не выделена в отдельный тип). Мы полагаем, что это обусловлено высокими градиентами концентраций Fe и Mg между железистым ядром (Grt-1) и магнезиальной мантией (Grt-2) и, соответственно, высокими скоростями диффузии этих компонентов [Ревердатто и др., 2017]. Это приводит к диффузионному изменению (уменьшению Mg#) исходного (пикового) состава Grt-2 в средней зоне сложной зональности. Отметим, что в такой зональности отсутствуют четкие границы между ядром Grt-1 и мантией Grt-2 — границы всегда «размытые», что видно на BSE-изображениях (см. рис. 6, *д*). Это подтверждает предположение о диффузионном выравнивании, в результате чего состав средней зоны становится близким составу внешней части (Grt-3).

В гранатах с простой регрессивной зональностью Grt-2 → Grt-3 границы между высоко-Mg# ядром Grt-2 и каймой Grt-3 также «размыты», что видно как на BSE-изображениях (см. рис. 6, *в—д*), так и по плавному изменению профиля по железу и магнию (см. рис. 8, *б*). Это указывает на образование регрессивного Grt-3 не только за счет роста собственных зерен, но и за счет диффузионного изменения состава пикового Grt-2. Снижение магнезиальности граната Grt-3б в мелких зернах матрикса указывает на их более поздний рост по сравнению с Grt-3а.

Таким образом, эволюция химического состава граната в течение прогрессивной (М1), пиковой (М2) и трех регрессивных стадий (М3–М5) выглядит следующим образом: Grt-1 → Grt-2 → Grt-3а → Grt-3б → Grt-4.

Ортопироксен. По экспериментальным данным в гранатовых перидотитах содержание Al_2O_3 в ортопироксене уменьшается с ростом давления [Obata, 1976; Brey et al., 2008]. Это указывает на рост низко-Al ядер Орх-1 при максимальном *P* на пике метаморфизма (М2). Каймы порфиробластов и включений в гранате и Ti-клиногумите (Орх-2) и зерна матрикса (Орх-3) с возрастающим содержанием Al_2O_3 , а также высоко-Al зерна Орх-4 отражают три последовательные регрессивные стадии (М3–М5).

Основываясь на микроструктурных особенностях (ядро—край—зерна матрикса) и характере зональности граната и ортопироксена, эволюция Grt-Орх парагенезиса в метаморфической истории TiChu гранатитов может быть представлена следующим образом: (Grt-2 + Орх-1) — пиковая стадия М2, (Grt-3а + Орх-2) — ранняя регрессивная стадия М3; (Grt-3б + Орх-3) — средняя регрессивная стадия М4; (Grt-4 + Орх-4) — поздняя регрессивная стадия М5 (рис. 12).

Отметим, что в обр. СК-96А все типы граната, а также ортопироксен, Ti-клиногумит и Ti-хондродит имеют более магнезиальный состав (см. табл. 3) по сравнению со всеми другими образцами, поэтому на рис. 12 он показан на отдельной диаграмме.

ОЦЕНКА *PT*-ПАРАМЕТРОВ МЕТАМОРФИЗМА

Тi-хондродит и Тi-клиногумит. В коллизионных ультрамафитах TiChu- и TiChn-содержащие ассоциации имеют достаточно широкое развитие и играют важную роль в субдукционных процессах [Scambelluri et al., 2001; Garrido et al., 2005]. Экспериментальные данные [Iizuka, Nakamura, 1995; Weiss, 1997; Ulmer, Trommsdorff, 1999; Trommsdorff et al., 2001; Wirth et al., 2001] и полевые наблюдения [Scambelluri et al., 2001; Yang, 2003; Hermann et al., 2007] указывают на то, что Тi-клиногумит и Тi-хондродит являются индикаторными фазами высоких/сверхвысоких давлений.

Находки Тi-хондродита в ассоциации с Тi-клиногумитом сделаны во многих перидотитах НР-УНР коллизионных зон мира. Например, они обнаружены в УНР Grt перидотитах и Grt пироксенитах террейна Даби-Сулу Восточного Китая [Zhang et al., 1995; Yang, 2003; Jahn et al., 2003; Xu et al., 2003; Hermann et al., 2007], в серпентинизированных НР ультрамафитах Западных Альп [Scambelluri et al., 2001], Южной Испании [Garrido et al., 2005] и Северо-Западного Тянь-Шаня [Shen et al., 2015], а также в серпентинизированных УНР ультрамафитах зоны Цермат-Зас Швейцарских Альп [Luoni et al., 2018]. Тi-клиногумит известен также в УНР известково-силикатных породах террейна Кумды-Коль в Кокчетавском массиве [Ogasawara et al., 2000; Ogasawara, Aoki, 2005].

Эксперименты показали, что при фиксированном валовом составе системы Тi-хондродит является более высокобарической фазой, чем Тi-клиногумит [Weiss, 1997; Wunder, 1998; Shen et al., 2015]. Впервые это было обосновано теоретическими построениями на примере архейских метадунитов метаморфического комплекса Исуа в Западной Гренландии [Dymek et al., 1988], что также подтверждается и природными микроструктурными соотношениями этих минералов [Hermann et al., 2007] (см. ниже).

На основе приведенных экспериментальных данных можно предполагать, что в изученных гранатитах Тi-хондродит является пиковым УНР минералом, тогда как образование Тi-клиногумита происходило при его распаде на высокобарической стадии декомпрессии по возможной реакции $\text{TiChn} \rightarrow \text{TiChu} + \text{Ilm} + \text{H}_2\text{O}$. На протекание этой реакции может указывать ксеноморфный облик Тi-хондродита в матричке по отношению к Тi-клиногумиту и многочисленные овальные и изогнутые включения ильменита во многих зернах Тi-клиногумита — такие соотношения можно интерпретировать как Ilm-TiChu симплектиты. Природные свидетельства упомянутой реакции обнаружены в УНР гранатовых пироксенитах метаультрамафитового комплекса Маову коллизионной зоны Даби-Сулу в Китае, образовавшихся при ~ 40 кбар, $\sim 750^\circ\text{C}$ [Jahn et al., 2003]. В последних симплектитоподобные срастания Тi-клиногумита и ильменита образуются по краям крупных зерен Тi-хондродита [Hermann et al., 2007]. *PT*-условия этой реакции указывают на ее протекание в области стабильности алмаза при давлении $\sim 40\text{—}43$ кбар [Hermann et al., 2007]. Согласно этой реакции, на ее более высокобарической стороне находится поле устойчивости Тi-хондродита.

Состав минералов как индикатор *P* и *T*. Железистые ядра Grt-1 ($\text{Mg}\# \approx 0.55$) являются минеральным реликтом метаморфических процессов, протекавших на прогрессивной стадии. Отсутствие ортопироксена, который можно было бы сопоставить с прогрессивным этапом, отвечающим росту Grt-1, не позволяет точно оценить *PT*-параметры этой стадии, однако в целом железистый состав Grt-1 в ультраосновной породе указывает на относительно невысокие давления. Согласно экспериментальным данным [O'Hara et al., 1971; O'Neill, 1981; Klemme, O'Neill, 2000] и теоретическим расчетам [Saxena, Eriksson, 1983], для магнезиальной системы граница фаций Spl и Grt перидотитов при температуре $\sim 800^\circ\text{C}$ находится в интервале $14\text{—}18$ кбар. Природная система примерно отвечает составу лерцолита с магнезиальностью ~ 0.80 [Boyd, Nixon, 1973], а гранат имеет магнезиальность ~ 0.15 [Schulze, 2003]. Возрастание содержания FeO в системе приводит к смещению границы фаций Spl и Grt перидотитов в область более низких давлений [O'Neill, 1981; Gasparik, 1987], поэтому образование железистого граната, подобного составу прогрессивного граната Grt-1, возможно в условиях фации Spl перидотитов, предположительно при *P*, не превышающем $14\text{—}15$ кбар. Косвенно на это также указывает подобие состава Grt-1 с составом Grt-4, сосуществующего со шпинелью.

Для Grt ультрамафитов низкое содержание Al в ортопироксене является признаком высоких/сверхвысоких давлений [Brey et al., 2008]. Экспериментальные и теоретические данные по устойчивости Grt-Орх парагенезиса в ультраосновных породах показывают, что в магнезиальной системе при $T = 900^\circ\text{C}$ низкоглиноземистый ортопироксен с содержанием $\text{Al}_2\text{O}_3 < 0.5\text{—}1.0$ мас. % образуется при $P > 40$ кбар [Green, Ringwood, 1967; MacGregor, 1974; Obata, 1976; Perkins, Newton, 1980; Nickel, Green, 1985; Brey et al., 2008], т. е. в поле стабильности алмаза и является индикатором сверхвысоких давлений [Cookenboo, Grütter, 2007], о чем свидетельствует и низкоглиноземистый ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ мас. %) состав включений ортопироксена в алмазах [Sobolev, 1977; Phillips et al., 2004].

Гранат-ортопироксеновая геотермобарометрия. Находки разных генераций граната и ортопироксена позволяют реконструировать *PT*-историю TiChu гранатитов практически на всех метаморфических этапах одним геотермобарометрическим методом. Составы минералов взяты из табл. 3 по схеме

Таблица 4. Комбинации Grt-Orx геотермометров и геобарометров для оценки *PT*-условий метаморфизма TiChu гранатитов

Прибор	M1	M2, M3	M4
Барометры	P(NG85) P(T98) P(B08)	P(BK90) P(NG85) P(T98)	P(H84)
Термометры	T(BK90) T(H84)	T(BK90) T(H84)	T(BK90) T(H84)

Примечание. Grt-Orx барометры: P(BK90) — [Brey, Kohler, 1990]; P(NG85) — [Nickel, Green, 1985]; P(T98) — [Taylor, 1998]; P(H84) — [Harley, 1984], P(B08) [Brey et al., 2008]; Grt-Orx термометры: T(H84) — [Harley, 1984]; T(BK90) — [Brey, Kohler, 1990].

Таблица 5. Оцененные *PT*-параметры метаморфизма TiChu гранатитов террейна Кумды-Коль в Кокчетавском массиве

Образец	M1	M2	M3	M4
Kumd-4	55/1120	31/835	18/700	—
СК-96А	57/1075	32/825	21/750	—
СК-91/1	51.5/1085	—	21/795	—
СК-97А	—	—	21/745	—
СК-97В	—	32/830	—	—
СК-97/1	—	32.5/845	—	11.5/710

Примечание. Через косую черту приведены значения *P* (кбар)/*T* (°C).

«центр порфиробласта—край порфиробласта—зерна матрикса» (подробнее в предыдущем разделе, а также на рис. 12). Для образца СК-97В этап М3 посчитан по однородному Grt-3а и краю включения ортопироксена (Orx-2) в нем.

Использованы комбинации Grt-Orx геобарометров и Grt-Orx геотермометров из табл. 4. Образующееся при пересечении расчетных линий барометров и термометров *PT*-окно показывает интервал *P* и *T* для каждой метаморфической стадии в каждом образце (рис. 13). Геометрический центр *PT*-окна соответствует средним значениям *P* и *T* для данного вычисления.

Выбор уравнений барометров для каждой стадии определялся тремя параметрами: 1) *PT*-условиями экспериментов, т. е. интервалом давлений, для которого они рассчитывались; 2) сходимостью результатов по разным барометрам; 3) реалистичностью полученных значений. Например, для стадий М3 и М4 барометры P(BK90), P(NG85) и P(T98) дают удовлетворительную сходимость, в то время как для стадии М2 использованы только P(NG85) и P(T98), так как барометр P(BK90) дает «завышенные» значения по сравнению с P(NG85) и P(T98) (см. рис. 13). В то же время для наименее барической стадии М5 с наиболее железистыми составами граната и ортопироксена использован барометр P(H84), дающий реалистичные значения при «низких» давлениях, поскольку рассчитывался на основе экспериментов в интервале 5—30 кбар. При этом барометры P(BK90), P(NG85), P(T98) для этой стадии дают нереально низкие оценки (см. рис. 13), поскольку рассчитывались на основе экспериментов при более высоких давлениях. Для стадии М2 показана также *PT*-линия, полученная по барометру P(B08); он калиброван для давлений 60—100 кбар и температур 1300—1500 °C, поэтому не учитывался при *PT*-вычислениях, но результаты расчетов для сравнения нанесены на *PT*-диаграммы рис. 13.

Полученные значения *P* и *T* представлены в табл. 5 и на рис. 14. *PT*-условия пика метаморфизма М2 достигают 55—57 кбар, 1075—1120 °C. Параметры регрессивной стадии М3 составляют 31—33 кбар, 820—845 °C; стадии М4 — 18—21 кбар, 700—750 °C; стадии М5 ~ 12 кбар, 710 °C. Полученные по разным образцам *PT*-данные одной и той же стадии хорошо согласуются между собой.

ОБСУЖДЕНИЕ

Сопоставление с опубликованными *P-T* данными. Оцененные *PT*-параметры пика UHP метаморфизма TiChu гранатитов согласуются с *PT*-оценками, сделанными разными авторами для различных пород участка Кумды-Коль: *P* до 60—70 кбар, *T* до 1000—1200 °C (см. табл. 1, рис. 3), а также [Schertl, Sobolev, 2013].

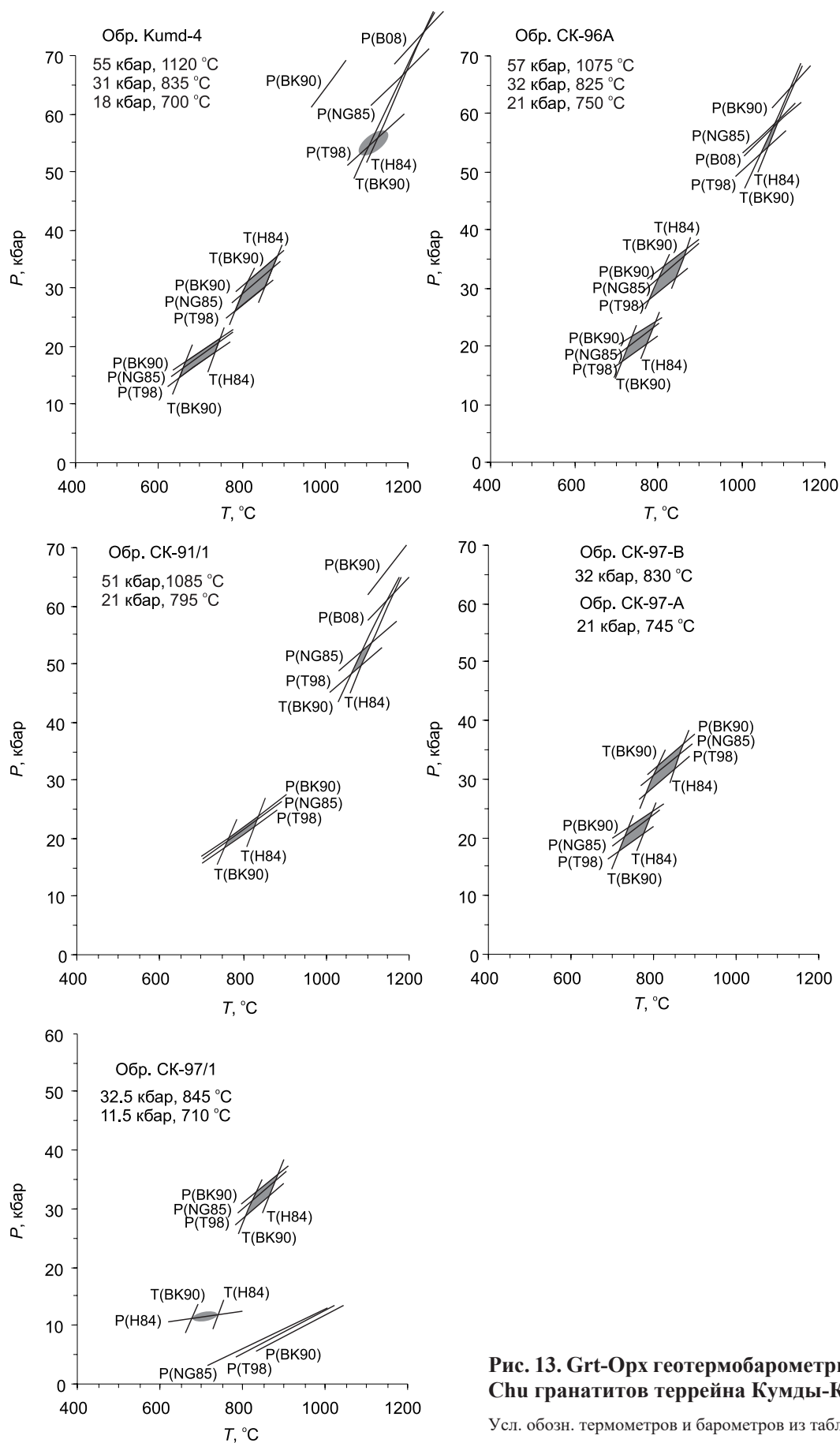


Рис. 13. Grt-Оpx геотермобарометрия Ti-Chu гранатитов террейна Кумды-Коль.

Усл. обозн. термометров и барометров из табл. 4.

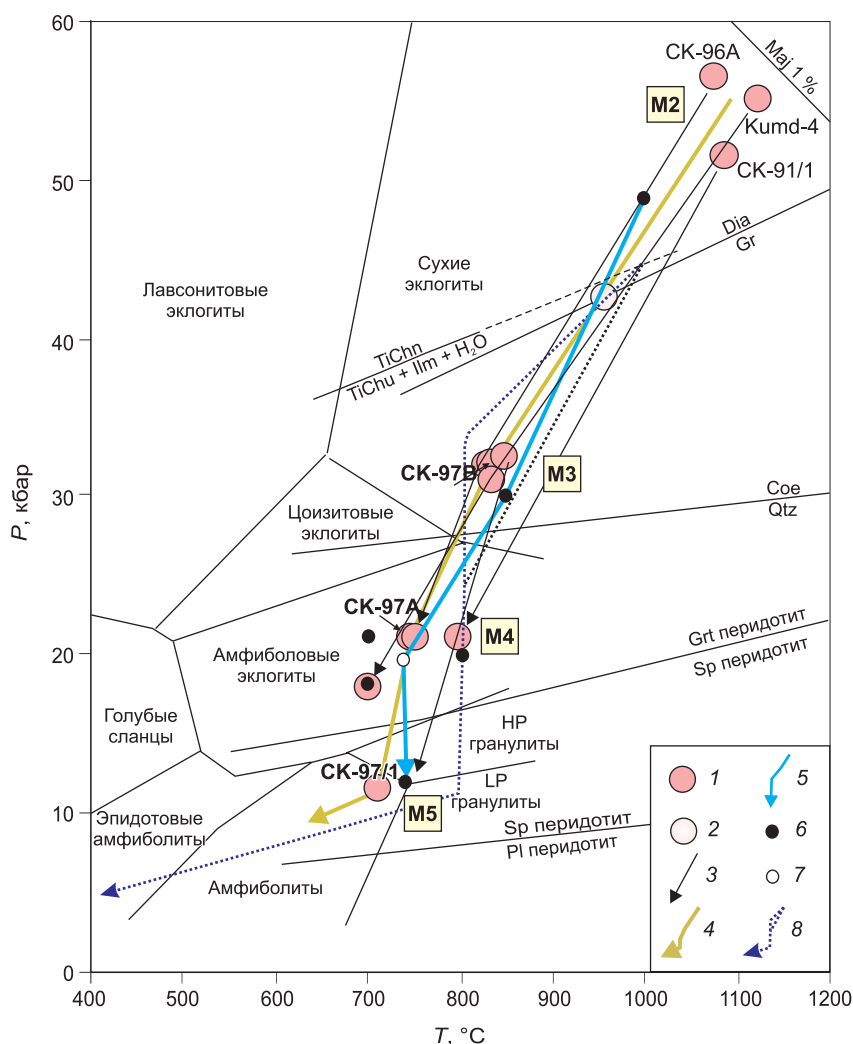


Рис. 14. Реконструированная нами метаморфическая *PT*-эволюция TiChu гранатитов («Grt перидотитов») террейна Кумды-Коль в Кокчетавском массиве.

1 — *PT*-оценки для TiChu гранатитов; 2 — предполагаемая *P-T* точка распада TiChn в гранатитах (< 43 кбар, < 950 °C); 3 — изменения параметров метаморфизма в отдельных образцах в направлении «центр—край—матрикс», 4 — реконструированный для гранатитов *PT*-тренд; 5—7 — алмазоносный участок Барчи [Stepanov et al., 2016]: 5 — совокупный *PT*-тренд, составленный нами по *PT*-оценкам трех образцов (B94-256, B118A50, B94-333), 6 — *PT*-оценки, по которым он построен, 7 — точка 19.5 кбар, 735 °C получена при усреднении трех оценок: 21 кбар, 700 °C; 18 кбар, 700 °C и 20 кбар, 800 °C; 8 — *PT*-тренд для алмазоносных пород участка Кумды-Коль, по [Dobretsov, Shatsky, 2004]. Границы поля гранатовых (Grt), шпинелевых (Spl) и плагиоклазовых (Pl) перидотитов, по [Green, Ringwood, 1967]. Линия распада TiChn → TiChu + Ilm + H₂O, по [Hermann et al., 2007]; линия появления мейджоритового минала в Grt (Maj 1 %), по [Gasparik, 2003]; равновесие алмаз (Dia)—графит (Gr), по [Kennedy, Kennedy, 1976]. Равновесие коэсит (Coe)—кварц (Qtz), по [Bose, Ganguly, 1995]. Положение метаморфических фаций из работы [Ota et al., 2000]. M2–M5 — стадии метаморфизма.

Магнезиальный пиковый Grt-2 не содержит мейджоритового минала (см. табл. 3) и характерных структур распада (как, например, в гранате из орогенных перидотитов Западной Норвегии [Van Roermund et al., 2001; Scambelluri et al., 2008]), поэтому *PT*-оценки пика УНР метаморфизма гранатитов Кумды-Коль в 55—57 кбар и ~ 1100 °C не противоречат экспериментальным данным по устойчивости мейджорита [Gasparik, 2003] — они находятся на 3—5 кбар ниже линии первого появления мейджоритового минала в гранате (см. рис. 14).

Е. Огасавара с соавторами [Ogasawara et al., 2000] на основе данных по устойчивости Mg-кальцита в алмазоносных известково-силикатных породах (доломитовых мраморах) террейна Кумды-Коль вычислили приблизительные минимальные *PT*-условия УНР регрессивной стадии: *P* > 25 кбар, *T* > 800 °C. До настоящего времени эти данные являлись единственной оценкой УНР регрессивного метаморфизма для террейна Кумды-Коль (см. обзор [Schertl, Sobolev, 2013]). Полученная в настоящей работе *PT*-

оценка ранней регрессивной стадии (М3: 31—32 кбар, 820—845 °С) и оценка Е. Огасавары согласуются между собой.

В работе [Stepanov et al., 2016] для террейна Барчи, расположенного также в алмазоносной УНР западной части Кокчетавского массива, по разным образцам гнейсов и гранат-кианитовых сланцев получены оценки пикового и регрессивного метаморфизма: 49 кбар, 950—1000 °С (пик); 30 кбар, 800—900 °С (пик); 21 кбар 710 °С; 18 кбар, 700 °С; 20 кбар 800 °С и 12 кбар 740 °С. Наши оценки давления М3 (31—32 кбар), М4 (18—21 кбар), М5 (11.5 кбар) террейна Кумды-Коль совпадают с оценками А.С. Степанова с соавторами в 30, 18—21 и 12 кбар для террейна Барчи [Stepanov et al., 2016].

Конфигурация реконструированного *PT*-тренда TiChu гранатитов близка положению *PT*-тренда, предложенного в [Dobretsov, Shatsky, 2004] для террейна Кумды-Коль и практически идентична совокупному (по трем образцам) тренду участка Барчи [Stepanov et al., 2016] (см. рис. 14). Добавим, что установленные ранее в работе [Zhang et al., 1997] *PT*-параметры метаморфизма TiChu гранатитов ($P > 30$ кбар, $T > 740$ °С), интерпретируемые авторами как пиковые, с учетом полученных в настоящей работе данных, отражают не пик, а раннюю регрессивную стадию.

Петролого-тектоническая интерпретация. По многочисленным опубликованным данным (см. обзоры в [Dobretsov, Shatsky, 2004; Добрецов и др., 2005; Shertl, Sobolev, 2013] и ссылки в них) НР-УНР комплексы метаморфических пород Кокчетавской коллизионной зоны возникли при субдукции окраинной части одноименного микроконтинента в верхнюю мантию до глубин 150—200 км. Последовавшая за этим эксгумация УНР блоков (террейнов) на начальном этапе была чрезвычайно быстрой и могла достигать 1 м/год при длительности до 1 млн лет. Первая стадия эксгумации соответствует «супербыстрому» подъему пород в пределах верхней мантии с глубины ~ 200 до 90 км. Вторая стадия внутрилитосферной эксгумации в нижнюю часть земной коры была менее быстрой (до 0.5 см/год, ~ 9 млн лет) и занимала промежуток глубин ~ от 90 до 30 км. Высокие скорости эксгумации на первых двух стадиях связываются с транспортом (скольжением) УНР блоков в межплитной области при непосредственном участии силикатных и силикатно-карбонатных расплавов, возникших при высокотемпературном плавлении пород фундамента Кокчетавского микроконтинента, влияющих на реологию блоков и выполняющих роль своеобразной геологической смазки [Theunissen et al.; 2000; Hermann et al., 2001; Dobretsov, Shatsky, 2004; Корсаков и др., 2006]. К такому же заключению пришли авторы работы [Перчук и др., 2009], по мнению которых процессы высокотемпературного дегидратационного плавления пород существенно снижают их вязкость и способствуют быстрому подъему к поверхности.

Дальнейшее (на третьей стадии), внутрикоровое, выведение НР-УНР пород с глубин ~ 30 км по направлению к земной поверхности происходило достаточно «медленно» (~ 0.1—0.2 см/год) и длительно (~ 25 млн лет) путем их выдавливания по системам надвигов и дальнейшей эрозии, что соответствовало субизобарическому остыванию пород до уровня амфиболитовой, а затем зеленосланцевой фации.

Полученный для TiChu гранатитов *PT*-тренд метаморфической эволюции описывает три стадии субизотермической декомпрессии при выведении субдуцированных и метаморфизованных УНР пород террейна Кумды-Коль в нижнекоровые условия. Общий dP/dT градиент при выведении кумды-кольского террейна в нижнюю часть земной коры составил 10—12 кбар на 100 °С (на основе полученных в данной работе количественных *PT*-оценок из табл. 5).

Ранняя регрессивная стадия (М3) при $P \approx 32$ кбар фиксирует завершение «супербыстрого» внутримантийного подъема с глубины ~ 170 км ($P = 57$ кбар) на уровень ~ 96 км. Эта стадия ознаменовалась масштабным регрессивным преобразованием гранатитов с изменением химического состава граната (Grt-2 → Grt-3a) и ортопироксена (Orx-1 → Orx-2), на что указывает редкая встречаемость прогрессивного (Grt-1) и пикового (Grt-2) гранатов в ядрах некоторых кристаллов и преобладающее повсеместное развитие регрессивного Grt-3a в образцах. На это же указывает крайне редкая (реликтовая) сохранность пикового низко-Al ортопироксена (Orx-1) — в центральных частях только крупных кристаллов.

Вторая регрессивная стадия (М4) отвечает внутрилитосферной эксгумации на уровень ~ 63 км (21 кбар). Минеральные преобразования на этом этапе менее масштабные и преимущественно фиксируются в росте незамкнутых кайм Grt-3b по регрессивному Grt-3a и образованию новых зерен Grt-3b и Orx-3 в матриксе. Третья регрессивная стадия (М5) отвечает завершению внутрилитосферного выведения террейна Кумды-Коль в нижнюю часть земной коры до глубины ~ 36 км (12 кбар). Минеральные преобразования на этом этапе носят локальный характер и выражаются в образовании зеленой (герцинитовой) шпинели, сростаний шпинели с высоко-Al ортопироксеном (Orx-4) и развитии Grt-4 по трещинам в кристаллах Grt-3.

Сохранение реликтов минеральной зональности ранних метаморфических стадий, по всей вероятности, связано с высокими скоростями подъема, обусловившими быстрое снижение *PT*-параметров и кратковременность регрессивного метаморфизма. Например, данные по диффузионному моделированию химической зональности гранатов из клинозоизитовых гнейсов соседнего УНР террейна Барчи показали, что этап регрессивного метаморфизма проявился в очень коротком временном интервале,

составившем всего 100 000 лет [Korsakov et al., 2002]. Такого же мнения придерживаются и авторы экспериментальной работы [Перчук и др., 2009], согласно которому сохранение резкой зональности между первичными и новообразованными гранатами, возникшими при плавлении полиминеральных включений на пике УНР метаморфизма в карбонатно-силикатных породах террейна Кумды-Коль, подтверждает их быстрый подъем к поверхности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В алмазоносном террейне Кумды-Коль Кокчетавского массива изучена новая разновидность Ti-Chu гранатитов, называемых ранее Ti-Chu гранатовыми перидотитами. Впервые в этих породах диагностированы четыре типа контрастно-зональных гранатов, зональные ортопироксены и найден Ti-хондродит. Сохранившиеся редкие реликтовые ядра самой первой генерации граната, имеющего повышенную железистость, отражают метаморфические процессы, протекавшие на прогрессивной стадии в условиях фации шпинелевых перидотитов, предположительно при давлении, не превышающем 14—15 кбар. Основываясь на опубликованных экспериментальных и природных данных, можно предположить, что Ti-хондродит в изученных гранатитах является более высокобарической фазой, чем Ti-клиногумит, и образовался на пике УНР метаморфизма, а его распад на Ti-клиногумит и ильменит происходил в УНР условиях.

Путем сопоставления химической эволюции граната и ортопироксена выделены пиковый и три регрессивных Grt-Орх парагенезиса, отражающие три последовательных стадии декомпрессии пород. Помимо *PT*-параметров пика УНР метаморфизма (55—57 кбар, 1075—1120 °C), это позволило впервые для Кумды-Кольского блока сделать количественные *PT*-оценки трех последовательных регрессивных стадий, отражающих субизотермическую декомпрессию субдущированных коровых пород в ходе эксгумации с мантийных глубин (~ 170 км) в основание земной коры (~ 36 км).

Первая регрессивная стадия, протекавшая в УНР условиях (~ 32 кбар, 820—845 °C), ознаменовалась масштабным регрессивным преобразованием гранатитов с кардинальным изменением химического состава граната и ортопироксена, так что реликтовые свидетельства УНР пика метаморфизма сохранились только в центральных частях наиболее крупных кристаллов граната и ортопироксена и далеко не в каждом образце. Гранат первой регрессивной стадии имеет однородный состав и составляет основной объем породы. Именно этот химический тип граната описывался в ранних работах по гранатитам (гранатовым перидотитам) террейна Кумды-Коль в Кокчетавском массиве. Вторая и третья регрессивные стадии, протекавшие при давлениях 21 и 12 кбар соответственно характеризуются незначительными минеральными преобразованиями в матриксе.

Практически полная идентичность регрессивных *PT*-трендов алмазоносных террейнов Кумды-Коль и Барчи подтверждает единую тектонометаморфическую эволюцию всей западной (ультравысокобарической, алмазоносной) части Кокчетавской коллизионной зоны.

Авторы благодарят сотрудников ИГМ СО РАН академиков Н.В. Соболева и В.С. Шацкого за просмотр раннего варианта статьи, а также рецензентов работы д.г.-м.н. А.В. Боброва и д.г.-м.н. А.Л. Перчука за высказанные критические замечания.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, а также при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 10-05-00217а.

ЛИТЕРАТУРА

Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1645—1666.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. Кембро-ордовикская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (8), с. 806—816.

Ефимов И.А. О находке пироповых серпентинитов в докембрийских породах Кокчетавского массива (Центральный Казахстан) // Труды Каз.ИМСа, 1961, вып. 5, с. 3—14.

Корсаков А.В., Тениссен К., Козьменко О.А., Овчинников Ю.И. Реакционные структуры в клиноцоизитовых гнейсах // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 499—512.

Перчук А.Л., Давыдова В.В., Бурхард М., Мареш В.В., Шертл Х.П., Япаскерт В.О., Сафонов О.Г. Эффекты преобразования минеральных включений в гранате при высоком давлении: эксперимент и его приложение к карбонатно-силикатным породам Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1487—1505.

Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Хлоритовые породы и хлоритизированные базальты как возможные предшественники метаморфических перидотитов и пироксенитов в Кокчетавском массиве, Северный Казахстан. // ДАН, 2004, т. 394, № 4, с. 533—536.

Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Оливин-гранатовые, оливин-шпинелевые и ортопироксеновые метаморфические породы Кокчетавского массива, Северный Казахстан // *Петрология*, 2005, т. 13, № 6, с. 564—591.

Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д.А. Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких/сверхвысоких давлений // *Геология и геофизика*, 2008, т. 49 (2), с. 99—119.

Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2017, 331 с.

Розен С.М., Зорин Ю.М., Заячковский А.А. Обнаружение алмаза в связи с эклогитами докембрия Кокчетавского массива // *Докл. АН СССР*, 1972, т. 203, № 3, с. 674—676.

Селятицкий А.Ю. Шпинель-антофиллитовые породы Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // *Геология и геофизика*, 2007, т. 48 (5), с. 511—520.

Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М., Наука, 1985, 288 с.

Херманн Дж., Рубатто Д., Корсаков А.В., Шацкий В.С. Возраст метаморфизма алмазоносных пород: U-Pb SHRIMP изотопное датирование цирконов Кокчетавского массива // *Геология и геофизика*, 2006, т. 47 (4), с. 513—520.

Шацкий В.С., Соболев Н.В., Заячковский А.А., Зорин Ю.М., Вавилов М.А. Новое местонахождение алмазов в метаморфических породах как доказательство регионального метаморфизма ультравысоких давлений в Кокчетавском массиве // *Докл. АН СССР*, 1991, т. 321, № 1, с. 189—193.

Шацкий В.С., Тениссен К., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Новые свидетельства метаморфизма сверхвысоких давлений в слюдяных сланцах участка Кулет Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39 (8), с. 1039—1044.

Auzanneau E., Vielzeuf D., Schmidt M.W. Experimental evidence of decompression melting during exhumation of subducted continental crust // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2006, v. 152, p. 125—148.

Auzanneau E., Schmidt M.W., Vielzeuf D., Connolly J.A.D. Titanium in phengite: a geobarometer for high temperature eclogites // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2010, v. 159, p. 1—24.

Bose K., Ganguly J. Quartz-coesite transition revisited: reversed experimental determination at 500—1200 °C and retrieved thermochemical properties // *Am. Mineral.*, 1995, v. 80, p. 231—238.

Boyd F.R., Nixon P.H. Structure of upper mantle beneath Lesotho // *Yb. Carnegie Inst. Wash.*, 1973, v. 72, p. 431—445.

Brey G.P., Kohler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *J. Petrol.*, 1990, v. 31, p. 1353—1378.

Brey G.P., Bulatov V.K., Gurnis A.V. Geobarometry for peridotites: experiments in simple and natural systems from 6 to 10 GPa // *J. Petrol.*, 2008, v. 49 (1), p. 3—24.

Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V. Zircon response to diamond pressure metamorphism in the Kokchetav Massif, USSR // *Geology*, 1991, v. 19, p. 710—713.

Cookenboo H.O., Grütter H. Mantle-derived indicator mineral compositions as applied to diamond exploration // *Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration / Ed. B. Milkereit*. 2007, p. 183—200 (*Advances in Regional-Scale Geochemical Methods*).

Dobretsov N.L., Shatsky V.S. Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // *Lithos*, 2004, v. 78, p. 307—318.

Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Coleman R.G., Ernst W.G. Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses, Kokchetav Complex, northern Kazakhstan: the geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within a Paleozoic foldbelt // *Island Arc*, 1995, v. 4, p. 267—279.

Dobretsov N.L., Theunissen K., Dobretsov N.N., Smirnova L.V., Zayachkovsky A.A. Geological and tectonic outline of the Kokchetav massif // *Field Symposium Guide: To the diamondiferous and high pressure metamorphic rocks of the Kokchetav massif (northern Kazakhstan). Fourth International Eclogite Field Symposium / Eds. N.L. Dobretsov, N.V. Sobolev, V.S. Shatsky*. Novosibirsk, 1999, p. 6—24.

Dymek R.F., Boak J.L., Brothers S.C. Titanian chondrodite-bearing and titanian clinohumite-bearing metadunite from the 3.800 Ma Isua Supracrustal Belt, West Greenland — chemistry, petrology, and origin // *Am. Mineral.*, 1988, v. 73, p. 547—558.

Garrido C.J., López Sánchez-Vizcaíno V., Gómez-Pugnair M.T., Trommsdorff V., Alard O. Enrichment of HFSE in chlorite-harzburgite produced by high-pressure dehydration of antigorite-serpentinite: Implications for subduction magmatism // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2005, v. 6 (1), Q01J15.

Gasparik T. Orthopyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1987, v. 96, p. 357—370.

Gasparik T. Phase diagrams for geoscientists — an atlas of the Earth's interior. Berlin, Springer, 2003, 350 p.

- Green D.N., Ringwood A.E.** The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1967, v. 3, p. 151—160.
- Harley S.L.** An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1984, v. 86, p. 359—373.
- Hermann J., Rubatto D.** Subduction of continental crust to mantle depth: Geochemistry of ultrahigh-pressure rocks // *Treatise on Geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. 2nd ed. Oxford, Elsevier, 2014, p. 309—340.
- Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V.S.** Multiple growth during fast exhumation of diamondiferous deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan) // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 66—82.
- Hermann J., Fitz Gerald J., Malaspina N., Berry A., Scambelluri M.** OH-bearing planar defects in olivine produced by the breakdown of Ti-rich humite minerals from Dabie Shan (China) // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2007, v. 153, p. 417—428.
- Hirajima T., Nakamura D.** The Dabie Shan–Sulu orogen // *EMU Notes in Mineral.*, 2003, v. 5, ch. 5, p. 105—144.
- Iizuka Y., Nakamura E.** Experimental study of the slab—mantle interaction and implications for the formation of titanoclinohumite at deep subduction zone // *Proc. Jpn. Acad.*, 1995, v. 71, p. 159—164.
- Jahn B.-M., Fan Q., Yang J.-J., Henin O.** Petrogenesis of the Maowu pyroxenite-eclogite body from the UHO metamorphic terrane of Dabieshan: chemical and isotopic constraints // *Lithos*, 2003, v. 70, p. 243—267.
- Kadarusman A., Parkinson C.D.** Petrology and *P-T* evolution of garnet peridotites from central Sulawesi, Indonesia // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 193—209.
- Kalt A., Alther R., Hanel M.** Contrasting *P-T* conditions recorded in ultramafic high-pressure rock from Variscan Schwarzwald (F.R.G.) // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1995, v. 121, p. 45—60.
- Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y.** Ion microprobe U–Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 188, p. 185—198.
- Katayama I., Muko A., Iizuka T., Maruyama S., Terada K., Tsutsumi T., Sano S., Zhang R.Y., Liou J.G.** Dating of zircon from Ti–clinohumite-bearing garnet peridotite: implication for timing of mantle metasomatism // *Geology*, 2003, v. 31, p. 713—716.
- Kennedy C.S., Kennedy G.C.** The equilibrium boundary between graphite and diamond // *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, p. 2467—2470.
- Klemme S., O'Neill H.S.C.** The near solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2000, v. 138, p. 237—248.
- Korsakov A.V., Hermann J.** Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamonds in deeply subducted carbonate rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 241, p. 104—118.
- Korsakov A.V., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Zayachkovsky A.A.** Garnet–biotite–clinozoisite gneiss: a new type of diamondiferous metamorphic rock from the Kokchetav Massif // *Eur. J. Mineral.*, 2002, v. 14, p. 915—928.
- Liou J.G., Zhang R.-Y., Katayama I., Maruyama S., Ernst W.G.** Petrotectonic characterization of the Kokchetav Massif and the Dabie-Sulu terrane — ultrahigh-*P* metamorphism in the so-called *P-T* forbidden zone // *Western Pacific Earth Sci.*, 2002, v. 2 (2), p. 119—148.
- Luoni P., Rebay G., Spalla M.I., Zanoni D.** UHP Ti-chondrodite in the Zermatt-Saas serpentinite: constraints on a new tectonic scenario // *Am. Mineral.*, 2018, v. 103, p. 1002—1005.
- MacGregor I.D.** The system MgO–Al₂O₃–SiO₂: solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions // *Am. Mineral.*, 1974, v. 59, p. 110—119.
- Manning C.E., Bohlen S.B.** The reaction titanite + kyanite = anorthite + rutile and titanite-rutile barometry in eclogite // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1991, v. 109, p. 1—9.
- Maruyama S., Parkinson C.D.** Overview of the geology, petrology and tectonic framework of the high-pressure–ultrahigh-pressure metamorphic belt of the Kokchetav massif, Kazakhstan // *Island Arc*, 2000, v. 9, p. 439—455.
- Massonne H.J.** A composition of the evolution of diamondiferous quartz-rich rocks from the Saxonian Erzgebirge and the Kokchetav Massif: are so-called diamondiferous gneisses magmatic rocks? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 216, p. 347—364.
- Massonne H.J.** Phase relations of siliceous marbles at ultrahigh pressure based on thermodynamic calculations: examples from Kokchetav Massif, Kazakhstan and the Sulu terrane, China // *Geol. J.*, 2011, v. 46, p. 114—125.
- Mikhno A.O., Korsakov A.V.** K₂O prograde zoning pattern in clinopyroxene from the Kokchetav diamond-grade metamorphic rocks: Missing part of metamorphic history and location of second critical end point for calc-silicate system // *Gondwana Res.*, 2013, v. 23 (3), p. 920—930.

Muko A., Okamoto K., Yoshioka N., Zhang R.Y., Parkinson C.D., Ogasawara Y., Liou J.G. Petrogenesis of Ti-clinohumite-bearing garnetiferous ultramafic rocks from Kumdy-kol // The diamond-bearing Kokchetav Massif, Kazakhstan / Eds. C.D. Parkinson, I. Katayama, J.G. Liou, S. Maruyama. Tokyo, Japan, Universal Academy Press Inc., 2002, p. 343—360.

Nakajima Y., Okamoto K., Maruyama S., Ogasawara Y., Liou J.G. Ti-clinohumite-bearing garnet peridotite from Kumdy-Kol area in Kokchetav UHP complex, Northern Kazakhstan // AGU Western Pacific Geophysics Meeting, 1998.

Nickel K.G., Green D.H. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // Earth Plan. Sci. Lett., 1985, v. 73, p. 158—170.

O'Hara M.J., Richardson S.W., Wilson G. Garnet-peridotite stability and occurrence in crust and mantle // Contrib. Mineral. Petrol., 1971, v. 32, p. 48—68.

O'Neill H.S.C. The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geothermobarometer // Contrib. Mineral. Petrol., 1981, v. 77, p. 185—194.

Obata M. The solubility of Al_2O_3 in orthopyroxenes in spinel and plagioclase peridotites and spinel pyroxenites // Am. Mineral., 1976, v. 61, p. 804—816.

Ogasawara Y., Aoki K. The role of fluid for diamond-free UHP dolomitic marble from the Kokchetav Massif // Int. Geol. Rev., 2005, v. 47, p. 1178—1193.

Ogasawara Y., Ohta M., Fukasawa K., Katayama I., Maruyama S. Diamond-bearing and diamond-free metacarbonate rocks from Kumdy-Kol in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // Island Arc, 2000, v. 9, p. 400—416.

Ogasawara Y., Fukasawa K., Maruyama S. Coesite exsolution from supersilicic titanite in UHP marble from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // Am. Mineral., 2002, v. 87, p. 454—461.

Okamoto K., Maruyama S. Multi-anvil re-equilibration experiments of a Dabie-Shan ultrahigh-pressure eclogite within the diamond stability field // Island Arc, 1998, v. 7, p. 52—69.

Okamoto K., Liou J.G., Ogasawara Y. Petrology of the diamond-grade eclogite in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // Island Arc, 2000, v. 9, p. 379—399.

Ota T., Terabayashi M., Parkinson C.D., Masago H. Thermobaric structure of the Kokchetav ultrahigh-pressure-high-pressure massif deduced from a north-south transect in the Kulet and Saldat-Kol regions, northern Kazakhstan // Island Arc, 2000, v. 9, p. 328—357.

Parkinson C.D. Coesite inclusions and prograde compositional zonation of garnet in whiteschist of the HP-UHPM Kokchetav massif, Kazakhstan: a record of progressive UHP metamorphism // Lithos, 2000, v. 52, p. 215—233.

Perkins D., Newton R.C. The compositions of coexisting pyroxenes and garnet in the system $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ at 900—1100 °C and high pressures // Contrib. Mineral. Petrol., 1980, v. 75, p. 291—300.

Phillips D., Harris J.W., Viljoen K.S. Mineral chemistry and thermobarometry of inclusions from De Beers Pool diamonds, Kimberley, South Africa // Lithos, 2004, v. 77, p. 155—179.

Saxena S.K., Eriksson G. Theoretical computation of mineral assemblages in pyrolite and lherzolite // J. Petrol., 1983, v. 24, p. 538—555.

Scambelluri M., Rampone E., Piccardo G.B. Fluid and element cycling in subducted serpentinite: a trace-element study of the Erro-Tobbio high-pressure ultramafites (Western Alps, NW Italy) // J. Petrol., 2001, v. 42, p. 55—67.

Scambelluri M., Pettke T., van Roermund H.L.M. Majoritic garnets monitor deep subduction fluid flow and mantle dynamics // Geology, 2008, v. 36, p. 59—62.

Schertl H.-P., Sobolev N.V. The Kokchetav Massif, Kazakhstan: «Type locality» of diamond-bearing UHP metamorphic rocks // J. Asian Earth Sci., 2013, v. 63, p. 5—38.

Schmädicke E., Gose J., Will T.M. The *P-T* evolution of ultra high temperature garnet-bearing ultramafic rocks from the Saxonian Granulitgebirge Core Complex, Bohemian Massif // J. Metamorph. Geol., 2010, v. 28, p. 489—508.

Schulze D.J. A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds // Lithos, 2003, v. 71, p. 195—213.

Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature, 1993, v. 364, p. 299—307.

Shatsky V.S., Sobolev N.V., Vavilov M.A. Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav massif (northern Kazakhstan) // Ultrahigh pressure metamorphism / Eds. R.G. Coleman, X. Wang. Cambridge, Cambridge University Press, 1995, p. 427—455.

Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav Massif (Northern Kazakhstan) // Contrib. Mineral. Petrol., 1999, v. 137, p. 185—205.

Shen T., Hermann J., Zhang L., Lu Z., Padron-Navarta J.A., Xia B., Bader T. UHP metamorphism documented in Ti-chondrodite- and Ti-clinohumite-bearing serpentinized ultramafic rocks from Chinese South-western Tianshan // *J. Petrol.*, 2015, v. 56, p. 1425—1458.

Sobolev N.V. Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle. Washington, Am. Geophys. Union, 1977, 279 p.

Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*, 1990, v. 343, p. 742—746.

Stepanov A.S., Rubatto D., Hermann J., Korsakov A.V. Contrasting *P-T* paths within the Barchi-Kol UHP terrain (Kokchetav Complex): Implications for subduction and exhumation of continental crust // *Am. Mineral.*, 2016, v. 101, p. 788—807.

Taylor W.R. An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite // *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 1998, v. 172, p. 381—408.

Theunissen K., Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Smirnova L., Korsakov A. The diamond-bearing Kokchetav UHP massif in the Northern Kazakhstan: exhumation structure // *Terra Nova*, 2000, v. 12, p. 181—187.

Trommsdorff V., Risold A.C., Reusser E., Connolly J.A.D., Ulmer P. Titanian clinohumite: ilmenite rod inclusions and phase relations, Central Alps // UHPM workshop. Waseda University, 2001, p. 84—85.

Ulmer P., Trommsdorff V. Phase relations of hydrous mantle subducting to 300 km // *Mantle petrology: field observations and high pressure experimentation: a tribute to Francis R. (Joe) Boyd* / Eds. Y. Fei, C.M. Berthka, B. Mysen. The Geochemical Society, Special publication, 1999, p. 259—281.

Van Roermund H.L.M., Drury M.R., Barnhoorn A., De Ronde A. Relict majoritic garnet microstructures from ultra-deep orogenic peridotites in western Norway // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 117—130.

Wang C., Liu L., Chen D.L., Cao Y.T. Petrology, geochemistry, geochronology, and metamorphic evolution of garnet peridotites from South Altyn UHP terrane, North-Western China: Records related to crustal slab subduction and exhumation history // *Ultrahigh-pressure metamorphism: 25 years after the discovery of coesite and diamond*. Elsevier, 2011, p. 541—577.

Weiss M. Clinohumites: a field and experimental study. Ph.D. thesis № 12202, Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, 1997, 168 p.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Mineral.*, 2010, v. 95, p. 185—187.

Wirth R., Dobrzhinetskaya L., Green II H.W. Electron microscope study of the reaction $\text{olivine} + \text{H}_2\text{O} + \text{TiO}_2 \rightarrow \text{titanian clinohumite} + \text{titanian chondrodite}$ synthesized at 8 GPa, 1300 K // *Am. Mineral.*, 2001, v. 86, p. 601—610.

Wunder B. Equilibrium experiments in the system $\text{MgO} \pm \text{SiO}_2 \pm \text{H}_2\text{O}$ (MSH): Stability fields of clinohumite-OH [$\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{16}(\text{OH})_2$], chondrodite-OH [$\text{Mg}_5\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_2$] and phase A ($\text{Mg}_7\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_6$) // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1998, v. 132, p. 111—120.

Xu Z., Chen J., Yang J.S., Li X., Chen F. Discovery of titanoclinohumite and titanochondrodite exsolution in clinopyroxene included in garnet peridotite and their significance // *Acta Geol. Sin.*, 2003, v. 77, p. 549—555 (in Chinese with English abstract).

Yang J.-J. Titanian clinohumite-garnet-pyroxene rock from the Su-Lu UHP metamorphic terrane, China: chemical evolution and tectonic implications // *Lithos*, 2003, v. 70, p. 359—379.

Yang J.-J. Dating of zircon from Ti-clinohumite-bearing garnet peridotite: implication for timing of mantle metasomatism: comment and reply: comment // *Geology*, 2004, v. 32, p. e52—e53.

Yui T.-F., Chu H.-T., Hwang S.-L., Shen P., Wu T.-W., Liou J.G., Sobolev N.V. Geochemistry of garnetiferous Ti-clinohumite rock and talc-kyanite-phengite-almandine schist from the Kokchetav UHP terrane, Kazakhstan: an insight to possible origins of some chemically unusual UHP rocks // *Lithos*, 2010, v. 118, p. 131—144.

Zhang R.Y., Liou J.G., Cong B.L. Talc-, magnesite- and Ti-clinohumite-bearing ultrahigh-pressure mafic and ultramafic complex in the Dabie Mountains, China // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 1011—1037.

Zhang R.Y., Liou J.G., Ernst W.G., Coleman R.G., Sobolev N.V., Shatsky V.S. Metamorphic evolution of diamond-bearing and associated rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *J. Metamorph. Geol.*, 1997, v. 15, p. 479—496.

Zhang R.Y., Liou J.G., Yang J.S., Yui T.-F. Petrochemical constraints for dual origin of garnet peridotites from Dabie-Sulu UHP terrane, eastern-central China // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 149—166.

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Geology of the USSR: a plate-tectonic synthesis. Geodynamics series. American Geophysical Union, 1990, v. 21, 230 p.

Поступила в редакцию 28 ноября 2020 г.,
принята в печать 8 июня 2021 г.