

УДК 552.16:552.4:551.72

U-Pb ВОЗРАСТ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ЦИРКОНЕ ИЗ АЛМАЗОНОСНОЙ ГРАНАТ-ПИРОКСЕНОВОЙ ПОРОДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИКРОАЛМАЗОВ КУМДЫ-КОЛЬ (Северный Казахстан)

А.А. Ильин^{1,2}, В.С. Шацкий^{1,2,3}, А.Л. Рагозин^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

³Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1А, Россия

Представлены результаты исследования включений и определения U-Pb возраста в цирконе из алмазоносной гранат-пироксеновой породы месторождения метаморфогенных алмазов Кумды-Коль, расположенного в Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоне. На основании распределения РЗЭ в гранате и клинопироксене были оценены давление (5.5 ± 0.3 ГПа) и температура (993 ± 24 °С) равновесия, которые соответствуют полю стабильности алмаза. Состав минеральных включений в цирконе свидетельствуют о его формировании как на прогрессивной, так и на регрессивной стадиях метаморфизма. На диаграмме с конкордией фигуративные точки цирконов лежат на дискордии с верхним пересечением 1953 ± 139 млн лет и нижнем — 512 ± 4 млн лет. На графике плотностей распределения вероятности возрастов циркона основной пик отвечает возрасту 519 млн лет. Присутствие в цирконе включений гроссуляр-альмандинового граната подтверждает выдвинутое ранее предположение о том, что в качестве протолитов гранат-пироксеновых пород выступали породы фундамента Кокчетавского массива.

Метаморфизм сверхвысоких давлений, включения в цирконе, U-Pb возраст, Кокчетавская субдукционно-коллизонная зона

U-Pb AGE AND MINERAL INCLUSIONS IN ZIRCON FROM DIAMOND-BEARING GARNET-PYROXENE ROCKS OF THE KUMDI-KOL MICRODIAMOND DEPOSIT IN NORTHERN KAZAKHSTAN

A.A. Ilyin, V.S. Shatsky, A.L. Ragozin

The paper presents the results of studying inclusions and determining the U-Pb age in zircon from the diamond-bearing garnet-pyroxene rock of the Kumdi-Kol metamorphogenic diamond deposit, located in the Kokchetav subduction-collision zone. The distribution of rare earth elements in garnet and clinopyroxene is used as a basis for estimating the equilibrium pressure (5.5 ± 0.3 GPa) and temperature (993 ± 24 °C), which correspond to the diamond stability field. The composition of mineral inclusions in zircon indicates its formation at both progressive and regressive stages of metamorphism. The concordia diagram shows that zircon figurative points lie on the discordia with an upper intersection at 1953 ± 139 Ma and a lower intersection at 512 ± 4 Ma. The main peak on the graph of the probability density distribution of zircon ages corresponds to an age of 519 Ma. The presence of grossular-almandine garnet inclusions in zircon confirms the previous assumption that the basement rocks of the Kokchetav massif act as protoliths of garnet-pyroxene rocks.

Ultra-high pressure metamorphism, inclusions in zircon, U-Pb age, Kokchetav subduction-collision zone

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на большое количество исследований метаморфического комплекса сверхвысоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны, остается целый ряд вопросов, касающихся природы протолитов алмазоносных пород и интерпретации данных датирования цирконов [Claoué-Long et al., 1991; Shatsky et al., 1999; Hermann et al., 2001; Katayama et al., 2001; Шацкий и др., 2006а, 2006б, 2015, 2021; Katayama, Maruyama, 2009; Ragozin et al., 2009; Stepanov et al., 2016; Rezvukhina et al., 2020]. Среди алмазоносных метаморфических пород месторождения микроалмазов Кумды-Коль наиболее необычными являются гранат-пироксеновые породы, встречающиеся в виде будин и прослоев в гранат-биотитовых гнейсах и гранитогнейсах. Эти породы характеризуются высокими содержаниями и относительно большими размерами (до 300 мкм) микроалмазов. Следует отметить, что ранее было выделено два типа гранат-пироксеновых пород [Shatsky et al., 2003; Шацкий и др., 2006а]. В первом типе пироксен характеризуется высоким содержанием MgO (12—17 мас. %) и наличием ламелл кварца, ортоклаза и

© Ильин А.А., Шацкий В.С., Рагозин А.Л., 2024

✉ e-mail: ilinaa@igm.nsc.ru

фенгита. Гранат в этих породах относится к ряду гроссуляр—пироп—альмандин. Во втором типе гранат-пироксеновых пород, в которых отсутствуют индивиды алмаза, гранат относится к гроссуляр-альмандиновому ряду, а пироксен характеризуется низким содержанием MgO (6—9 мас. %) [Перчук и др., 1996]. Отличительной особенностью гранат-пироксеновых и известково-силикатных пород является примесь калия и ламеллы калиевого полевого шпата и фенгита в клинопироксенах [Shatsky et al., 1985, 1995; Sobolev, Shatsky, 1990]. Образование пироксенов с примесью калия и алмазов объяснялось взаимодействием карбонатных пород с расплавами/растворами, образующимися при частичном плавлении метапелитов [Шацкий и др., 2006а; Korsakov, Hermann, 2006], а образование высококалийевого пироксена из неалмазоносной гранат-пироксеновой породы рассматривалось как результат кристаллизации из высококалийевого расплава с низким содержанием кремнезема [Перчук и др., 1996; Perchuk et al., 2002, 2003]. Однако результаты изотопных исследований свидетельствуют, что Sm-Nd система этих пород не была нарушена в период высокобарического метаморфизма [Шацкий и др., 2021], а содержания некогерентных элементов и распределение P3Э в алмазоносной гранат-пироксеновой породе характерны для рестита [Шацкий и др., 2006б]

На основании изучения Sm-Nd изотопной системы алмазоносных и неалмазоносных пород месторождения Кумды-Коль и участка Барчи было показано, что в качестве протолитов алмазоносных пород выступали как осадочные породы, так и породы фундамента Кокчетавского микроконтинента [Шацкий и др., 2021]. Гранат-пироксеновая порода (обр. 2-4), известково-силикатные породы и гранитогнейс образуют изохрону с возрастом (1116 ± 14 млн лет), близким к возрасту формирования гранитогнейсового фундамента Кокчетавского массива (1.2—1.05 млрд лет) [Туркина и др., 2011; Третьяков и др., 2011; Glorié et al., 2015]. С учетом этого было высказано предположение, что протолиты гранат-пироксеновых пород могли образоваться в результате взаимодействия доломитовых мраморов с гранитоидами в период становления фундамента Кокчетавского массива [Шацкий и др., 2021]. В то же время для обр. 2—4 алмазоносной гранат-пироксеновой породы была получена внутренняя эрохрона, имеющая возраст (536 ± 8 млн лет), близкий к возрасту пика высокобарического метаморфизма Кокчетавского массива (530—536 млн лет) [Claoué-Long et al., 1991; Shatsky et al., 1999; Hermann et al., 2001; Katayama et al., 2001; Stepanov et al., 2016]. Это свидетельствует, что породы фундамента, выступавшие в качестве протолитов алмазоносных гранат-пироксеновых пород, после метаморфизма в условиях гранулитовой фации были субдуцированы на глубины, отвечающие полю стабильности алмаза.

Н.В. Соболев с соавторами [1994] показали, что циркон из метаморфических пород сверхвысоких давлений является уникальным контейнером для сохранения первичных минеральных ассоциаций. В цирконах из алмазоносных пород Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны были идентифицированы как мономинеральные включения алмаза и коэсита, так и их сростания [Соболев и др., 1991, 1994].

Проведенные ранее исследования включений в цирконе из алмазоносной известково-силикатной породы месторождения Кумды-Коль показали широкие вариации железистости ($F\# = \text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) \times 100$) включений гранатов (34—44 %) и содержания Ca ($\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}) \times 100$) (27—49 %) [Shatsky et al., 1995]. В то же время определение состава включений в цирконе не сопровождалось определением U-Pb возраста и исследованием их внутреннего строения методом катодолюминесценции, что затрудняет интерпретацию полученных данных. В частности, остался не выясненным вопрос, относятся ли вариации состава гранатов к прогрессивному или регрессивному трендам метаморфизма.

Авторы работы [Katayama, Maruyama, 2009] провели определение U-Pb возраста и изучение включений в цирконе из различных типов алмазоносных и неалмазоносных метаморфических пород Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны. На основании этих данных они определили *P-T-t* тренды метаморфизма пород высоких и сверхвысоких давлений. Согласно этим данным, параметры пика метаморфизма отвечают давлениям 60—80 кбар и температурам 900—1100 °С, в то время как образование минералов амфиболитовой фации на регрессивной стадии происходило при 10 кбар и 740—790 °С. Авторы получили U-Pb средневзвешенные возрасты, интерпретируемые как возраст пика метаморфизма сверхвысоких давлений (537 ± 9 млн лет), возраст ретроградного метаморфизма амфиболитовой фации (507 ± 8 млн лет) и интервал 456—461 млн лет, связанный с посторогенными термальными событиями (наиболее вероятно с широкомасштабным ордовикско-силурийским гранитоидным магматизмом [Dobretsov et al., 1995]). Таким образом, проведенные исследования показали важную роль циркона как трассера метаморфической истории пород сверхвысоких давлений.

Исследования U-Pb возраста и Lu-Hf изотопной системы циркона из эклогита, отобранного на участке Кумды-Коль, наряду с изучением включений, показали, что его рост происходил на регрессивной стадии метаморфизма [Skuzovatov et al., 2020]. Основная группа цирконов с конкордантными возрастными имеет возраст 508.1 ± 4.4 млн лет, который интерпретируется как время эксгумации эклогитов на глубины, отвечающие гранулитовой или амфиболитовой фациям метаморфизма

Следует отметить, из алмазоносных пород месторождения Кумды-Коль ранее датировался только циркон из гранат-биотитовых гнейсов [Claoué-Long et al., 1991; Katayama et al., 2001; Katayama,

Maquyama, 2009]. Таким образом, до настоящего времени отсутствуют данные U-Pb датирования и исследования включений в цирконе из гранат-пироксеновых, гранат-пироксен-кварцевых и известково-силикатных алмазоносных пород, природа протолитов которых вызывает наибольшие споры.

С учетом этого для уточнения природы протолита и *P-T* тренда метаморфизма алмазоносных грант-пироксеновых пород проведены исследования внутреннего строения, редкоэлементного состава и включений в цирконе из обр. 2-4. Как упоминалось выше, в этом образце ранее был определен редкоэлементный состав и проведены исследования Sm-Nd системы, свидетельствующие о принадлежности протолитов гранат-пироксеновых пород к породам фундамента [Шацкий и др., 2006б, 2021].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

С целью изучения минеральных включений и определения U-Pb возраста из гранат-пироксеновой породы (обр. 2-4) было извлечено 800 зерен циркона. Около 0.5 кг образца измельчали и просеивали через сито с размерностью 0.5 мм; тяжелая минеральная фракция, включающая циркон, извлекалась по общепринятой методике — гравитационная сепарация. Немагнитные минералы, такие как циркон, отделяли от магнитных (например, гранат, оксиды металлов) с помощью неодимового магнита; зерна циркона были отобраны вручную из концентрата и монтировались в оксидную шашку.

Химический состав минералов определен в ИГМ СО РАН методом рентгеноспектрального микроанализа на электронном микронзонде JeolJXA-8100. Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 50—100 нА, время набора сигнала на пике и фоне по 10 с. Состав минеральных включений в цирконе и клинопироксене определялся методом энергодисперсионной рентгеновской спектromетрии (ЭДС) с помощью растрового сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA 3LMU, совмещенного с энергодисперсионной системой химического анализа INCA Energy 450+ XMax 80 (ИГМ СО РАН, ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, Новосибирск). Из-за большой области возбуждения (около 10 мкм) электронного пучка на микронзонде и высокой плотности ламелл калиевого полевого шпата и кварца в клинопироксене, чтобы уменьшить вероятность попадания сигнала от ламелл в анализы матрицы клинопироксена, использовался метод энергодисперсионной рентгеновской спектromетрии (ЭДС), с областью возбуждения менее 5 мкм. Исследования включений методом рамановской спектроскопии (комбинационного рассеяния) выполнялась на спектрометре LabRam HR800 фирмы Horiba Jobin Yvon в ИГМ СО РАН. Прибор оснащен лазером Nd:YAG с длиной волны 532 нм, для фокусировки на включениях применяли микроскоп Olympus BX41 (при увел. 50—100). Определение содержания редких элементов в минералах проводилось методом масс-спектрометрии с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой XSERIES2 («ThermoScientific»), объединенного с устройством лазерного пробоотбора (абляции) с длиной волны 213 нм (NewWaveResearch), диаметр лазерного пучка 20 мкм для циркона и 50 мкм для граната и клинопироксена (Новосибирский государственный университет). Католюминесцентные (КЛ) изображения циркона были получены детектором Oxford Centaurus на сканирующем электронном микроскопе Leo-1430VP в ИГМ СО РАН, ускоряющие напряжения составили 12—15 кВ, ток электронного пучка ~0.5 мА. U-Pb датирование циркона проводилось методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения (Thermo Fisher Scientific Element XR) с системой лазерной абляции (New Wave Research UP-213) в ИГМ СО РАН (Новосибирск), согласно методике, описанной в [Хубанов и др., 2016]. Для калибровки использованы стандарты TEMORA-II и Plešovice. Зерна циркона облучались импульсным лазерным лучом с частотой 5 Гц, диаметром 35 мкм в течение 30 с. Коррекция дрейфа сигнала измеряемых изотопов, учет фоновых сигналов, расчет изотопных отношений и их погрешностей выполнены в программе Glitter [Griffin et al., 2008]. Расчеты возрастов U-Th-Pb и построение диаграмм проводились с использованием ПО IsoplotR [Vermeesch, 2018].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрография и минералогия гранат-пироксеновой породы.

Породообразующими минералами в обр. 2-4 гранат-пироксеновой породы месторождения Кумды-Коль являются гранат и клинопироксен. Структура породы гранобластовая, размер зерен от 0.2 до 1 мм. Текстура породы полосчатая с чередованием полос, обогащенных гранатом и клинопироксеном (рис. 1). Породу пересекают трещины мощностью от 100 до 200 мкм, заполненные мелкозернистым кальцитом. Аксессуары мине-



Рис. 1. Полосчатая текстура гранат-пироксеновой породы с чередованием полос, обогащенных гранатом и клинопироксеном.

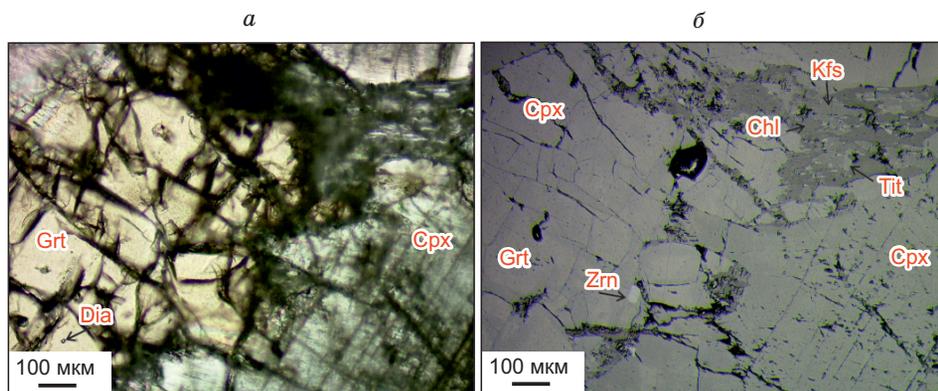


Рис. 2. Микрофотография шлифа алмазонасной гранат-пироксеновой породы месторождения Кумды-Коль в параллельных николях (а) и в отраженном свете (б).

Здесь и далее: аббревиатуры названий минералов даны согласно [Whitney, Evans, 2010].

ралы представлены алмазом, рутилом, цирконом, титанитом, апатитом, пирротинном и пиритом. Вторичные минералы представлены хлоритом, амфиболом и кальцитом, развивающимся по гранату и клинопироксену, и калиевым полевым шпатом, идентифицированным в ассоциации с хлоритом и титанитом в мелкозернистых агрегатах (рис. 2).

В гранате идентифицированы включения кальцита, клинопироксена, рутила, циркона и алмаза (см. рис. 2).

Зерна граната имеют желтовато-оранжевые оттенки. В них наблюдается большое количество трещин, заполненных хлоритом. В гранате отсутствует химическая зональность. Состав граната в пределах образца показывает слабые вариации: Grs_{34-35} Alm_{30-33} Prp_{31-32} Sps_1 , железистость (F#) от 48.5 до 51 % (табл. 1).

Клинопироксен представлен диопсидом (табл. 2). Особенностью клинопироксена является наличие ламелл калиевого полевого шпата и игл кварца (рис. 3, б) [Shatsky et al., 1985, 1995]. Согласно данным рентгеноспектрального микроанализа, содержания Na_2O и K_2O в диопсиде варьируют в пределах от 0.38 до 0.41 мас. % и от 0.17 до 0.9 мас. % соответственно (см. табл. 2). Железистость диопсида варьирует от 11.8 до 14.5 %. Из-за большой области возбуждения (около 10 мкм) электронного пучка на микрозонде и высокой плотности ламелл калиевого полевого шпата и кварца в клинопироксене, чтобы уменьшить вероятность попадания сигнала от ламелл в анализы матрицы клинопироксена, использовался метод энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии (ЭДС) с областью возбуждения менее 5 мкм. Согласно данным ЭДС, содержания Na_2O и K_2O в участках диопсида, не имеющих структур распада, варьируют в интервалах от ниже предела обнаружения до 0.39 мас. % и от 0.14 до 0.63 мас. % соответственно (см. табл. 2).

В зернах клинопироксена наблюдается зональность, выраженная в изменении от центра к краю содержаний Na и K. Отмечаются зерна как с увеличением содержания K_2O от центра к краю (от 0.31 до 0.55 мас. %), так и с уменьшением от 0.62 до 0.18 мас. % (см. табл. 2).

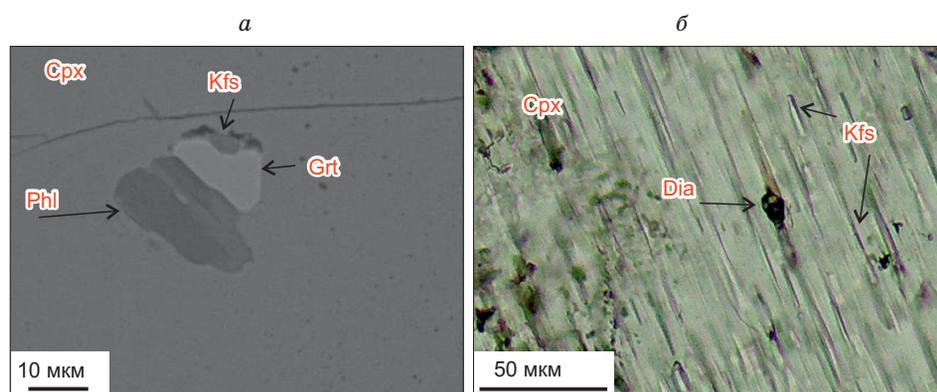


Рис. 3. СЭМ изображение в режиме обратнорассеянных электронов включения с флогопитом, гранатом и калиевым полевым шпатом в диопсиде (а); микрофотография в проходящем свете включения алмаза в диопсиде с ламеллями калиевого полевого шпата (б).

Таблица 1. Представительные анализы содержания главных элементов в минералах гранат-пироксеновой породы месторождения Кумды-Коль

Компонент	Grт 1*	Grт 2*(T)	Kfs*	inc Grт 1	inc Grт 2(T)	Tit 1	Tit 2
SiO ₂	40.5	39.6	64.5	40.1	39.8	31.8	31.9
TiO ₂	0.24	0.31	0.02	н.п.о	0.3	25.7	23.5
Al ₂ O ₃	21.4	21.7	18.0	21.4	21.8	10.0	10.4
FeO	15.8	14.9	0.41	16.0	16.5	1.84	2.64
MnO	0.64	0.54	0.01	0.76	0.79	н.п.о	н.п.о
MgO	8.53	8.86	0.20	7.20	7.53	2.64	2.32
CaO	13.3	13.7	0.10	15.2	14.3	26.8	25.1
Na ₂ O	0.00	н.п.о	0.57	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о
K ₂ O	0.04	н.п.о	17.1	»	»	»	»
Сумма	100.4	99.6	100.9	100.7	100.9	98.8	95.8
Si, ф. ед.	3.036	2.991	2.948	3.027	2.993	1.026	1.062
Ti	0.014	0.018	0.001	н.п.о	0.014	0.624	0.589
Al	1.893	1.932	0.970	1.900	1.931	0.381	0.409
Fe ⁺³	—	—	0.016	—	—	0.050	0.074
Fe ⁺²	0.994	0.941	—	1.011	1.041	—	—
Mn	0.040	0.034	0.000	0.049	0.050	н.п.о	н.п.о
Mg	0.954	0.998	0.014	0.809	0.845	0.127	0.115
Ca	1.067	1.109	0.005	1.226	1.153	0.927	0.895
Na	0.000	н.п.о	0.051	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о
K	0.002	»	0.996	»	»	»	»
Сумма	8.001	8.024	5.000	8.022	8.027	3.135	3.144
F#	51.0	48.5	—	55.5	55.2	—	—
Alm, %	32.5	30.5	—	32.7	33.7	—	—
Prp	31.2	32.4	—	26.2	27.3	—	—
Grs	34.2	35.1	—	39.6	36.6	—	—
Sps	1.32	1.12	—	1.57	1.63	—	—

Примечание. Здесь и далее: н.п.о. — ниже предела обнаружения; inc – включение в клинопироксене, (T) — составы, используемые для оценки P-T параметров.

* Здесь и далее: результаты анализов на микрозонде, остальные – результаты ЭДС.

В клинопироксене идентифицированы включения граната, флогопита, кальцита, титанита, алмаза и циркона (см. рис. 3, 4). Многие включения в клинопироксене полифазные. К полифазным включениям в клинопироксене относятся включения граната с флогопитом. Состав граната из включений варьирует в интервалах: Grs₃₇₋₄₀ Alm₃₃₋₃₄ Prp₂₆₋₂₇ Sps₂, с железистостью 55—56 %. Железистость флогопита из включений варьирует от 17.7 до 18.2 %, содержание TiO₂ варьирует от 1.12 до 1.35 мас. % (см. табл. 1, 3).

Флогопит основной массы развивается по диопсиду. Железистость флогопита основной массы (20.5 %) выше железистости флогопита во включениях в клинопироксене (см. табл. 3). Содержание TiO₂ в флогопите основной массы выше (5.64 %), чем во включениях флогопита в клинопироксене (см. табл. 3).

Титанит присутствует в полиминеральных мелкозернистых агрегатах, состоящих из калиевого полевого шпата и хлорита, а также в каемках вокруг зерен рутила (см. рис. 1). Содержание Al₂O₃ в титаните из мелкозернистых агрегатов варьирует от 21.5 до 25.7 мас. %, содержание фтора от 2.42 до 4.19 мас. % (см. табл. 1). Рутил идентифицирован как во включениях в клинопироксене и гранате, так и в основной массе. Циркон бесцветный, округлый, от изометричного до удлиненного ($K_{уд} = 1.25$). В породе зерна циркона идентифицированы как во включениях в гранате и клинопироксене, так и в межзерновом пространстве (рис. 5).

Редкоэлементный состав минералов. Методом ИСП-МС (масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой) с лазерной абляцией определен редкоэлементный состав гранатов и пироксенов (содержания представлены в дополнительных материалах, https://sibran.ru/journals/Suppl_Ilyin.xlsx).

Гранат обеднен легкими редкими землями (LREE) относительно тяжелых (HREE), величина (La/Yb)_N варьирует от 0.001 до 0.011. На графике распределения редкоземельных элементов у граната наблюдается отрицательная аномалия по европию (Eu* = 0.51—0.72). В области тяжелых РЗЭ спектры по-

Таблица 2. Представительные анализы содержания главных элементов в клинопироксенах гранат-пироксеновой породы месторождения Кумды-Коль

Компонент	Матрикс												Включения в цирконе			
	Срх 1*(7)	Срх 2*	Срх 3г*	Срх 3с*	Срх 4г*	Срх 4с*	Срх 5	Срх 6(7)	Срх 7г	Срх 7с	Срх 8г	Срх 8с	Срх 9С	Срх 10С	Срх 11С	Срх 12М
SiO ₂ , мас. %	53.8	54.6	55.0	54.1	54.6	55.1	55.6	55.7	55.8	55.1	54.9	55.6	55.0	53.9	53.1	54.5
TiO ₂	0.12	н.п.о	0.02	0.06	0.06	0.04	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о
Al ₂ O ₃	2.21	1.36	1.07	1.71	1.70	1.14	0.64	1.02	1.25	1.32	0.89	1.00	1.30	0.66	1.70	1.74
FeO	4.75	4.4	3.8	3.9	4.2	3.8	3.73	4.07	3.99	3.76	4.18	4.18	3.28	3.76	4.05	3.87
MnO	0.08	0.09	0.06	0.05	0.06	0.07	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о
MgO	15.7	15.5	15.9	15.8	15.6	16.0	16.5	15.9	15.9	15.7	15.6	15.6	15.9	15.6	16.2	16.4
CaO	22.4	24.1	24.0	22.8	23.3	23.9	25.2	25.1	24.1	24.1	25.1	24.9	24.2	24.3	21.7	23.1
Na ₂ O	0.41	0.41	0.44	0.42	0.40	0.38	н.п.о	н.п.о	0.39	0.4	0.4	0.42	0.34	н.п.о	0.31	н.п.о
K ₂ O	0.90	0.17	0.19	0.62	0.55	0.32	0.20	0.14	0.63	0.58	0.19	0.25	0.58	»	0.47	0.48
Сумма	100.4	100.6	100.6	99.5	100.5	100.7	101.9	101.8	102.0	101.0	101.3	101.9	100.6	98.2	97.5	100.1
Si, ф. ед.	1.970	1.988	1.998	1.985	1.987	1.997	1.995	1.999	1.999	1.996	1.991	1.997	1.995	2.005	1.985	1.985
Ti	0.010	н.п.о	0.000	0.002	0.002	0.001	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о
Al	0.100	0.058	0.046	0.074	0.073	0.049	0.027	0.043	0.053	0.056	0.038	0.042	0.056	0.029	0.075	0.075
Fe ²⁺	0.150	0.133	0.116	0.121	0.127	0.116	0.112	0.122	0.120	0.114	0.127	0.126	0.099	0.117	0.127	0.118
Mn	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о
Mg	0.860	0.839	0.861	0.866	0.847	0.864	0.883	0.848	0.849	0.846	0.840	0.837	0.859	0.863	0.902	0.889
Ca	0.880	0.941	0.935	0.897	0.909	0.927	0.968	0.963	0.925	0.936	0.976	0.959	0.942	0.967	0.866	0.900
Na	0.030	0.029	0.031	0.030	0.028	0.027	н.п.о	н.п.о	0.027	0.028	0.028	0.029	0.024	н.п.о	0.022	н.п.о
K	0.040	0.008	0.009	0.029	0.025	0.015	0.009	0.006	0.029	0.027	0.009	0.011	0.027	»	0.022	0.02
Сумма	4.003	4.000	3.989	3.976	3.975	3.983	3.995	3.982	4.002	4.003	4.008	4.002	3.975	3.980	3.977	3.966
F#	14.5	13.6	11.9	12.3	13.0	11.8	11.2	12.6	12.4	11.9	13.1	13.1	10.4	11.9	12.3	11.7
Di, %	73.3	80.9	83.2	79.1	80.0	83.1	87.4	87.0	83.1	84.0	83.7	83.8	85.9	87.8	76.2	81.1
Hd	12.9	13.0	11.3	11.2	12.1	11.2	12.8	12.5	11.7	11.4	12.6	12.6	10.0	12.2	10.9	11.0
En	6.64	1.83	1.98	4.62	3.38	2.47	0.000	0.338	2.00	1.23	0.007	0.259	1.02	0.350	7.93	5.59
Fs	1.13	0.290	0.268	0.647	0.505	0.332	0.000	0.049	0.281	0.166	0.001	0.039	0.118	0.047	1.11	0.741

Примечание. с — анализ центра зерна, г — анализ края зерна. Здесь и далее: С — анализ включения из ядра циркона, М — анализ включения второй зоны циркона.

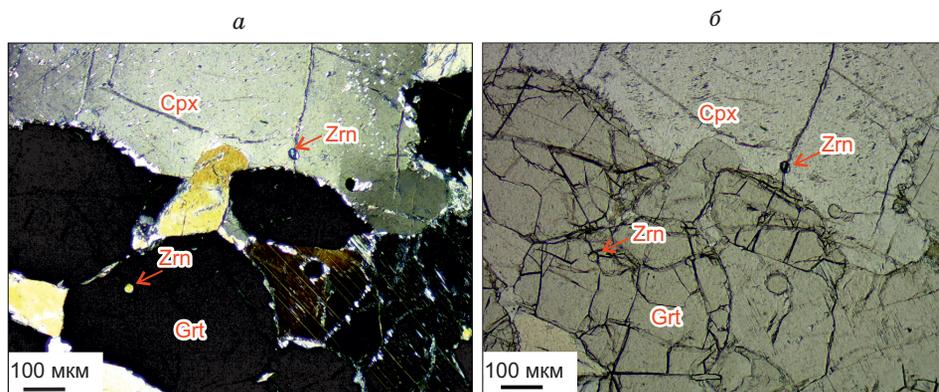


Рис. 4. Микрофотография включения циркона в гранате и клинопироксене в скрещенных (а) и параллельных (б) николях в гранат-пироксеновой породе.

логие. Вариации наклона спектра в области легких РЗЭ могут быть связаны с высокой ошибкой определения концентрации элемента в минерале ввиду низких содержаний.

Клинопироксены характеризуются отрицательным наклоном спектров в сторону тяжелых РЗЭ, величина $(La/Yb)_N$ варьирует от 2.08 до 8.88. Как и для гранатов, для клинопироксенов типична отрицательная аномалия по Eu (от 0.44 до 0.89) (см. рис. 5).

Так как вариации содержаний РЗЭ в гранатах и клинопироксенах колеблются в узких интервалах, для расчета коэффициента распределения ($D_i^{Cpx/Grt} = C_i^{Cpx}/C_i^{Grt}$) использовалось среднее значение концентрации для каждого элемента. Коэффициент распределения для легких РЗЭ выше 1, а для средних и тяжелых РЗЭ ниже, что характерно для гранатов и пироксенов, находящихся в равновесии [Harte, Kirkley, 1997; Vocchio et al., 2000] (рис. 6).

P-T параметры равновесия. Согласно имеющимся данным, скорость диффузии Fe и Mg в гранатах и пироксенах выше, чем скорость диффузии редкоземельных элементов и Y [Van Orman et al., 2002; Cherniak, Dimanov, 2010; Carlson, 2012; Jin et al., 2021].

В связи с этим, для оценки температур, помимо традиционных гранат-пироксеновых геотермометров, основанных на обмене Fe-Mg, применялся предложенный недавно гранат-клинопироксеновый геотермометр, в котором используется распределение редкоземельных элементов, а также он позволяет определять величину давления при равновесии граната с клинопироксеном [Sun, Liang, 2015].

Распределение РЗЭ между гранатом и клинопироксеном зависит от температуры, давления, содержания породообразующих элементов и ионных радиусов РЗЭ [Sun, Liang, 2013; Pickles et al., 2016]. Эта зависимость описывается следующим уравнением, согласно [Sun, Liang, 2015]:

$$\ln D = A + \frac{B - f(P_{PЗЭ})}{T_{PЗЭ}},$$

где коэффициент A зависит от содержания породообразующих элементов в гранате и клинопироксене, коэффициент B является функцией зависимости состава породообразующих элементов в минералах от ионных радиусов РЗЭ, $f(P_{PЗЭ})$ является функцией давления:

$$f(P_{PЗЭ}) = -11.19P_{PЗЭ}^2 + 422.66P_{PЗЭ},$$

$P_{PЗЭ}$, $T_{PЗЭ}$ — давление и температура равновесия граната и клинопироксена, основанное на распределении РЗЭ.

Для оценки температуры и давления по гранат-клинопироксеновому РЗЭ термометру использовалась электронная таблица Excel, подготовленная авторами работы [Sun, Liang, 2015]. Оценка температуры равновесия составила 993 ± 24 °C, а давления 5.5 ± 0.3 ГПа (величина ошибки соответствует $\pm 1\sigma$), величины $B/100$ и $\ln(D) - A$ рассчитаны для РЗЭ и Y, образуют линию регрессии [Sun, Liang, 2015] (рис. 7).

Также проведена оценка температуры с помощью традиционных гранат-клинопироксеновых геотермометров, использованные составы отмечены в таблицах 1, 2. При нормировании на полученную величину давления 5.5 ГПа оценки температуры равновесия составили 943 °C, согласно геотермометру [Ellis, Green, 1979], и 940 °C, согласно геотермометру [Ravna, 2000]. Эти оценки близки к температурам, полученным с использованием распределения РЗЭ между гранатом и пироксеном.

Таблица 3.

**Представительные анализы содержания главных элементов в слюдах
гранат-пироксеновой породы месторождения Кумды-Коль**

Компонент	Основная масса	Включение в клинопироксене		Включение в цирконе	
	Phl 1	inc Phl 1	inc Phl 2 ^(T)	Ph	Bt
SiO ₂ , мас. %	41.1	40.1	41.3	45.9	37.9
TiO ₂	5.64	1.12	1.35	1.62	0.37
Al ₂ O ₃	12.1	17.4	15.9	8.20	14.2
FeO	8.68	7.69	7.50	5.97	11.3
MnO	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о.	н.п.о.
MgO	18.9	19.4	19.5	22.8	18.0
CaO	н.п.о	0.53	н.п.о	н.п.о.	н.п.о.
Na ₂ O	»	н.п.о	»	»	»
K ₂ O	9.78	9.00	9.89	9.78	9.67
Cl	н.п.о	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.13
F	»	»	»	1.94	н.п.о.
Сумма	96.2	95.3	95.4	96.2	91.5
Si, ф. ед.	2.944	2.860	2.940	3.280	2.90
Ti	0.304	0.060	0.072	0.087	0.021
Al	1.018	1.460	1.336	0.691	1.28
Fe ⁺²	0.519	0.458	0.447	0.357	0.720
Mn	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о.	н.п.о.
Mg	2.013	2.061	2.074	2.426	2.05
Ca	н.п.о	0.040	н.п.о	н.п.о.	н.п.о.
Na	»	н.п.о	»	»	»
K	0.893	0.818	0.899	0.892	0.943
Сумма	7.690	7.759	7.769	6.841	6.970
F#	20.5	18.2	17.7	12.8	26

Оценка температуры равновесия для включений сростков граната с флогопитом в клинопироксене по гранат-клинопироксеновым [Elliss, Green, 1979; Ravna, 2000] и гранат-биотитовым геотермометрам [Kleeman, Reinhardt, 1994; Kaneko, Miyano, 2004] с нормированием на давление 5.5 ГПа составила 928 °С [Ellis, Green, 1979] и 914 °С [Ravna, 2000] по гранат-клинопироксеновым, 840 °С [Kleeman, Reinhardt, 1994] и 886 °С [Kaneko, Miyano, 2004] по гранат-биотитовым геотермометрам, использованные составы отмечены в таблицах 1—3.

Включения в зернах циркона. Зерна циркона из гранат-пироксеновой породы округлые, в основном бесцветные, встречаются желтоватые зерна, размер варьирует от 20 до 150 мкм. На КЛ топо-

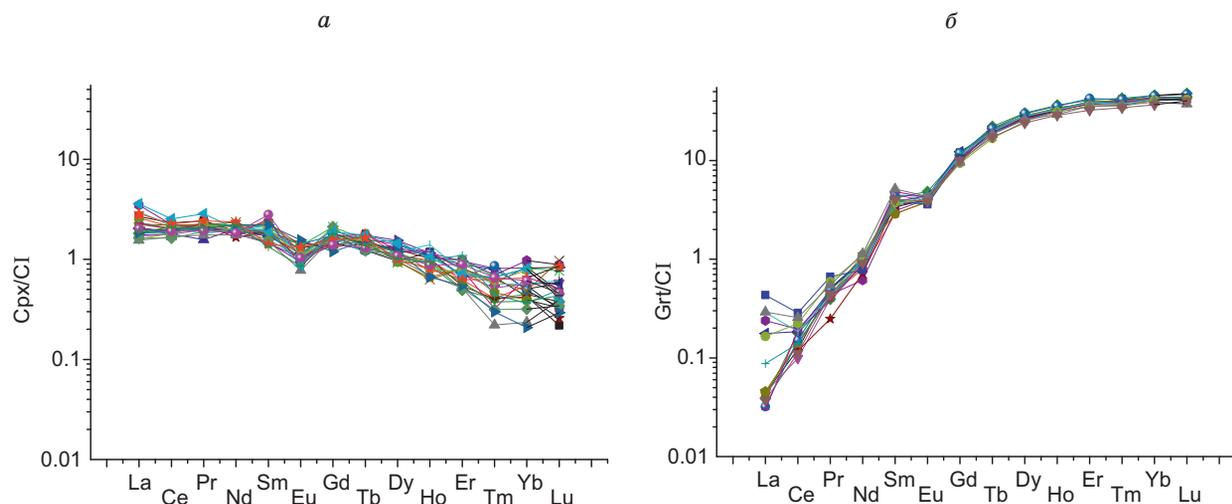
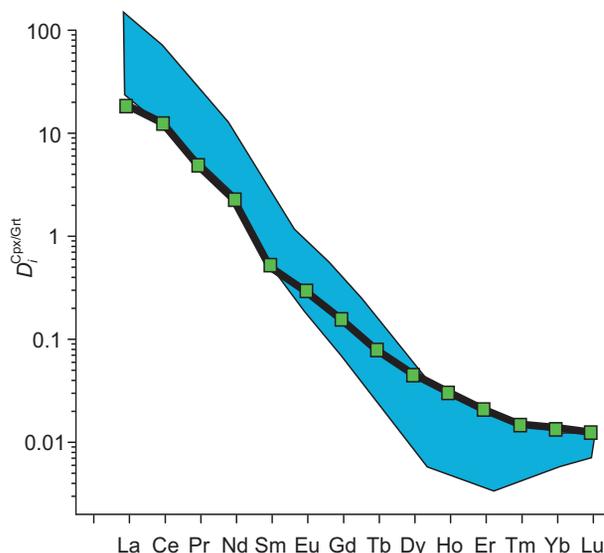


Рис. 5. Распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит CI [McDonough, Sun, 1995] в диопсиде (Срх) (а) и гранате (Grt) (б) из гранат-пироксеновой породы.

Рис. 6. График коэффициентов распределения РЗЭ между клинопироксеном и гранатом в гранат-пироксеновой породе (зеленый маркер), для сравнения показана область коэффициентов распределения, полученных по равновесным гранатам и клинопироксенам из альпийских эклогитов [Vocchio et al., 2000].



граммах выделяются слабо люминесцирующие неомогенные центральные области, промежуточные области с реликтами концентрической или секториальной зональности и ярко люминесцирующие каймы (рис. 8).

В центральных областях зерен циркона идентифицированы включения граната, клинопироксена, кальцита, доломита и апатита. Во второй зоне установлены включения граната, клинопироксена, кальцита, магнезита, фенгита, апатита и биотита. В кайме циркона зафиксированы включения хлорита, калиевого полевого шпата, биотита и граната (см. рис. 8; табл. 2—4).

Включения гранатов, как отмечено выше, идентифицированы во всех зонах циркона (рис. 9). Составы гранатов во включениях в центральных областях цирконов (см. табл. 4) варьируют: $\text{Grs}_{34-35} \text{Prp}_{32-36} \text{Alm}_{29} \text{Sps}_1$. Состав гранатов из включений во второй зоне (см. табл. 4) имеет близкий состав: $\text{Grs}_{34-35} \text{Prp}_{33-34} \text{Alm}_{29-31} \text{Sps}_1$. Состав включений гранатов в кайме циркона варьирует: $\text{Prp}_{35-40} \text{Grs}_{30-33} \text{Alm}_{28-29} \text{Sps}_1$.

Состав трех включений граната выбивается из общего тренда. Два включения граната локализованы во второй зоне циркона. Одно включение граната (см. рис. 9, I; табл. 4 (Grt 8M)) характеризуется повышенным содержанием альмандинового (34.8 %), гроссулярового (48.0 %) и спессартинового (5.85 %) и пониженным содержанием пиропового (11.3 %) компонентов. Другое включение граната (см. рис. 9, II; табл. 4 (Grt 9M)) имеет повышенное содержание альмандинового (71.0 %) компонента на фоне пониженных содержаний пиропового (14.7 %) и гроссулярового (12.3 %) компонентов. Третье включение (см. рис. 9, III; табл. 4 (Grt 5C)), приуроченное к центральной области циркона, характеризуется повышенным содержанием альмандинового (43.1 %) и пониженным содержанием гроссулярового (18.3 %) компонентов. Для всех трех вышеперечисленных гранатов типична повышенная величина железистости (76—54.8 %) относительно граната породы (рис. 10).

Включения клинопироксена локализованы в центральной области и во второй зоне циркона и представлены диопсидом. Железистость включений клинопироксена в центральной области циркона варьирует от 10.4 до 12.3 %, содержание Na_2O от ниже предела обнаружения до 0.34 мас. %. Содержание K_2O от ниже предела обнаружения и до 0.58 мас. % (см. табл. 2). Во второй зоне циркона железистость включения клинопироксена составляет 11.7 %, содержание Na_2O ниже предела обнаружения, а содержание K_2O 0.48 мас. %.

У включений клинопироксена в цирконе отсутствуют структуры распада твердого раствора, а состав перекрывается с составом матрицы индивидов клинопироксена из основной массы породы (см. табл. 2).

Включение фенгита установлено во второй зоне циркона. Содержания титана и кремния в фенгите составляют 0.09 и 3.28 ф. ед. соответственно (см. табл. 3). Фенгит характеризуется примесью фтора 1.94 мас. %.

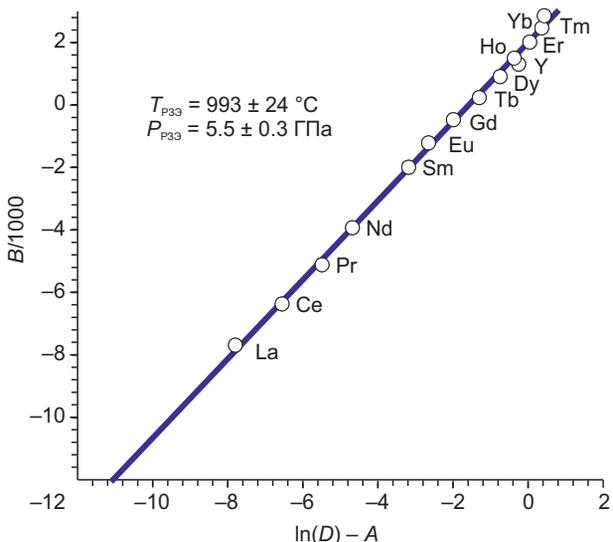


Рис. 7. Диаграмма инверсии температуры и давления с нанесенными линией регрессии и значениями, полученными для каждого элемента с использованием гранат-клинопироксенового РЗЭ термобарометра [Sun, Liang, 2015].

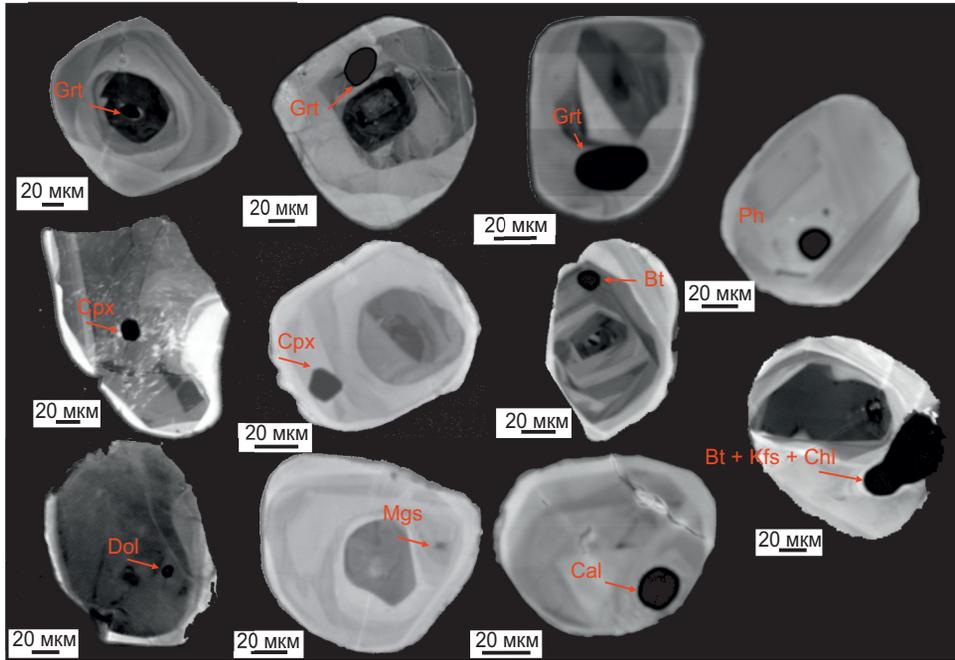


Рис. 8. КЛ топограммы зерен циркона со включениями из гранат-пироксеновой породы.

Включения биотита, идентифицированные во второй зоне циркона, характеризуются повышенной железистостью (26 %), и пониженным содержанием TiO_2 (0.37 мас. %) относительно флогопита из основной массы ($F\# = 21$; $\text{TiO}_2 = 5.64$ мас. %) и включений в клинопироксене ($F\# = 18$; $\text{TiO}_2 = 1.12\text{—}1.35$ мас. %). У включения биотита в цирконе обнаружена примесь хлора в 0.13 мас. %. В флогопите основной массы породы и включениях флогопита в клинопироксене F и Cl не были зафиксированы (см. табл. 3).

Включения калиевого полевого шпата в цирконе содержат менее 1 мас. % Na_2O , что близко к составу калиевого полевого шпата из породы (см. табл. 4.).

Интерпретация рамановских спектров и исследования методом ЭДС позволили идентифицировать кальцит, анкерит и магнетит в качестве включений в цирконе (рис. 11). Включение анкерита присутствует в центральной области циркона, включение магнетита во второй зоне, а включение кальцита в центральной области и второй зоне циркона. Содержание MgO у включения кальцита составляет 2.21 мас. %, а содержание FeO 2.07 мас. % (см. табл. 4). В анкерите содержание FeO достигает 5.6 мас. %, а содержания CaO и MgO 28.7 и 17.9 мас. % соответственно. Содержание FeO в магнетите составляет 10.2 мас. %, а CaO — 2 мас. % (см. табл. 4.).

Редкоземельный состав циркона. Определение редкоземельного состава центральных областей зерен циркона позволяет выделить три типа распределений РЗЭ, нормированных на хондрит CI (рис. 12). Первый тип (I) характеризуется положительными Ce ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = (\text{Ce}/(\text{La}\cdot\text{Pr})^{0.5})_N$) и отрицательными Eu аномалиями, которые варьируют от 3.85 до 37.2 и от 0.31 до 0.61 соответственно. В типе I спектры характеризуются пологим распределением в области тяжелых РЗЭ ($\text{Yb}/\text{Gd} = 3.5\text{—}17.5$). Отношения Th/U в этом типе варьируют от 0.023 до 0.051, а сумма РЗЭ от 8.8 до 14.6 ppm.

Во втором типе (II) циркона, как и в первом (I), спектры обладают положительными аномалиями по церию, которые варьируют от 1.33 до 3.63, и пологим распределением в области тяжелых РЗЭ

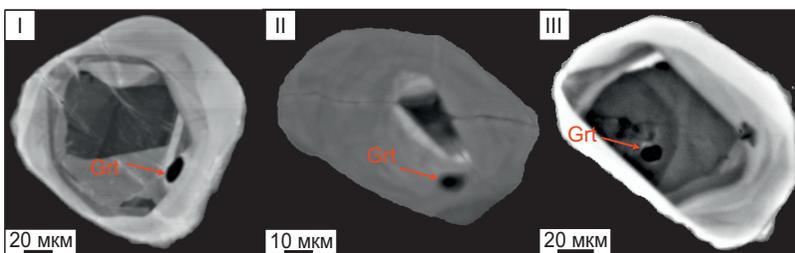


Рис. 9. КЛ топограммы зерен циркона с включениями гранатов контрастного состава.

I—III — описание см. в тексте.

Таблица 4. Представительные анализы содержания главных элементов в минеральных включениях в цирконе гранат-пироксеновой породы месторождения Кумды-Коль

Компонент	Grт 3С	Grт 4С	Grт 5С	Grт 6М	Grт 7М	Grт 8М	Grт 9М	Grт 10R	Grт 11R	Kfs	Dol	Calc	Mgs
SiO ₂ , мас. %	39.9	40.2	39.5	39.5	40.1	39.1	39.4	40.1	40.1	65.1	2.78	2.87	н.п.о.
TiO ₂	0.42	0.22	0.3	0.25	0.28	н.п.о.	н.п.о.	0.33	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	21.7	21.6	21.3	21.5	21.9	21.6	21.3	22.0	21.5	18.3	0.59	1.91	»
FeO	15.5	14.1	21.0	14.6	15.1	16.1	32.4	15.0	13.8	н.п.о.	5.6	2.07	10.2
MnO	0.63	0.53	0.99	0.61	0.56	2.67	0.93	0.50	0.48	»	0.34	н.п.о.	н.п.о.
MgO	8.61	9.67	9.73	8.67	9.17	2.92	3.75	9.5	10.9	»	17.9	2.21	36.4
CaO	14.05	12.7	7.3	13.12	13.47	17.32	4.38	13	11.35	»	28.7	48.2	1.96
Na ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	0.36	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.							
K ₂ O	»	»	»	»	»	»	»	»	»	16.3	0.48	»	»
Сумма	100.8	99.0	100.1	98.3	100.7	99.7	102.2	100.3	98.2	100.1	56.4	57.2	48.5
Si, ф. ед.	2.982	3.030	3.005	3.020	2.986	3.031	3.070	2.988	3.032	3.009	—	—	—
Ti	0.024	0.012	0.017	0.014	0.016	н.п.о.	н.п.о.	0.019	н.п.о.	н.п.о.	—	—	—
Al	1.905	1.921	1.905	1.931	1.926	1.976	1.958	1.932	1.917	0.997	—	—	—
Fe ⁺³	0.084	—	—	—	0.070	—	—	0.054	0.019	—	—	—	—
Fe ⁺²	0.883	0.886	1.337	0.933	0.873	1.043	2.110	0.879	0.854	н.п.о.	—	—	—
Mn	0.040	0.034	0.064	0.039	0.035	0.175	0.061	0.032	0.031	»	—	—	—
Mg	0.958	1.088	1.103	0.987	1.018	0.337	0.435	1.057	1.228	»	—	—	—
Ca	1.124	1.029	0.595	1.074	1.075	1.438	0.366	1.039	0.919	»	—	—	—
Na	н.п.о.	н.п.о.	0.032	—	—	—							
K	»	»	»	»	»	»	»	»	»	0.961	—	—	—
Сумма	8.011	8.004	8.025	8.000	8.000	8.000	8.004	8.000	8.001	4.039	—	—	—
F#	48.0	44.9	54.8	48.6	46.2	75.6	82.9	45.4	41.0	—	—	—	—
Alm, %	29.4	29.2	43.1	30.8	29.1	34.8	71.0	29.2	28.2	—	—	—	—
Prp	31.9	35.8	35.6	32.5	33.9	11.3	14.7	35.1	40.5	—	—	—	—
Grs	35.4	33.7	18.3	35.1	34.3	48.0	12.3	33.3	30.0	—	—	—	—
Sps	1.33	1.12	2.06	1.30	1.18	5.85	2.06	1.05	1.01	—	—	—	—

Примечание. R — анализ включения в кайме циркона.

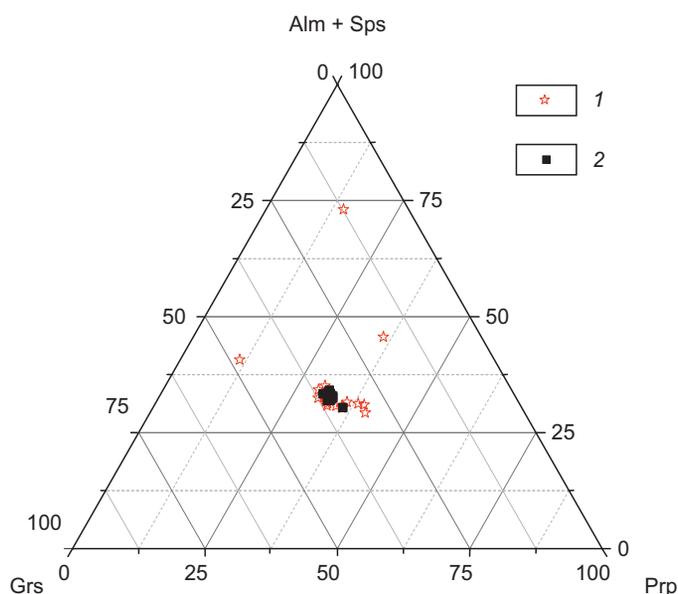
(Yb/Gd = 5.7—15.6), но, в отличие от первого типа, наблюдаются положительные аномалии по европию, изменяющиеся от 1.14 до 2.80. Отношения Th/U в данном типе лежат в интервале от 0.023 до 0.047, а сумма РЗЭ от 6.4 до 13.4 ppm.

Третьему типу (III) циркона свойственны положительный наклон в области тяжелых РЗЭ (Yb/Gd = 15.2—28.9), а также положительные аномалии по церию (1.33 до 74.8) и отрицательные аномалии по европию (0.16 до 0.67). В отличие от первых двух типов, данный тип имеет повышенные Th/U отношения (0.055—0.210) (см. доп. материалы).

U-Pb датирование цирконов. Было проведено U-Pb датирование циркона мето-

Рис. 10. Составы граната из основной массы породы и из включений в цирконе гранат-пироксеновой породы (обр. 2-4).

Alm + Sps — сумма альмандинового и спессартинового компонентов; Grs — гроссуляровый компонент; Prp — пироповый компонент. 1 — включения, 2 — основная масса.



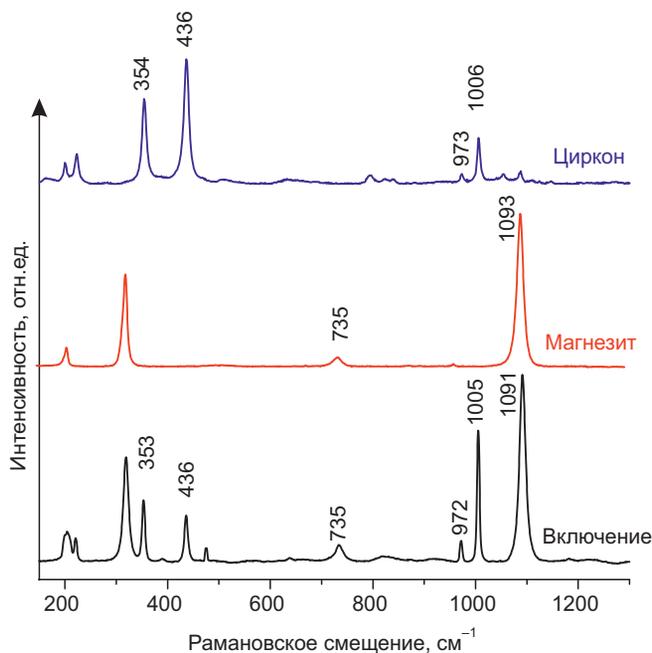


Рис. 11. Рамановский спектр магнетита во включении в цирконе из гранат-пироксеновой породы с нанесенными эталонными спектрами циркона и магнетита из базы данных RRUF (<https://rruff.info/>).

дом LA-SF-ICP-MS с диаметром лазерного пучка 35 мкм. Анализировались центральные области и каймы зерен циркона. Всего было датировано 71 зерно. Значения возрастов были получены с использованием программы IsoplotR [Vermeesch, 2018]. Th/U отношения в центральных областях циркона варьируют от 0.006 до 0.29, а содержание урана от 66.9 до 2419 ppm (табл. 5). Самые низкие Th/U отношения и самые высокие содержания U характерны для цирконов без ярко люминесцирующих кайм, они варьируют от 0.006 до 0.011 и от 560 до 2419 ppm соответственно. Th/U отношения в каймах зерен циркона варьируют от 0.02 до 0.20.

Большинство анализов циркона показывают конкордантные возрасты (с дискордантностью меньше 5 % ($D = (1 - {}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U} \text{ возраст} / {}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb} \text{ возраст}) \cdot 100$)) в интервале от 504 ± 8 до 532 ± 9 млн лет (см. табл. 5). На графике плотности распределения вероятности выделяются два отчетливых пика 519 и 504 млн лет (рис. 13), которые близки к конкордантным возрастам ядер (518 ± 2 млн лет) и кайм (505 ± 5 млн лет) соответственно (рис. 14).

На диаграмме с конкордией фигуративные точки циркона лежат на дискордии с верхним пересечением 1953 ± 139 млн лет и нижним — 512 ± 4 млн лет (СКВО = 0.52) (рис. 15).

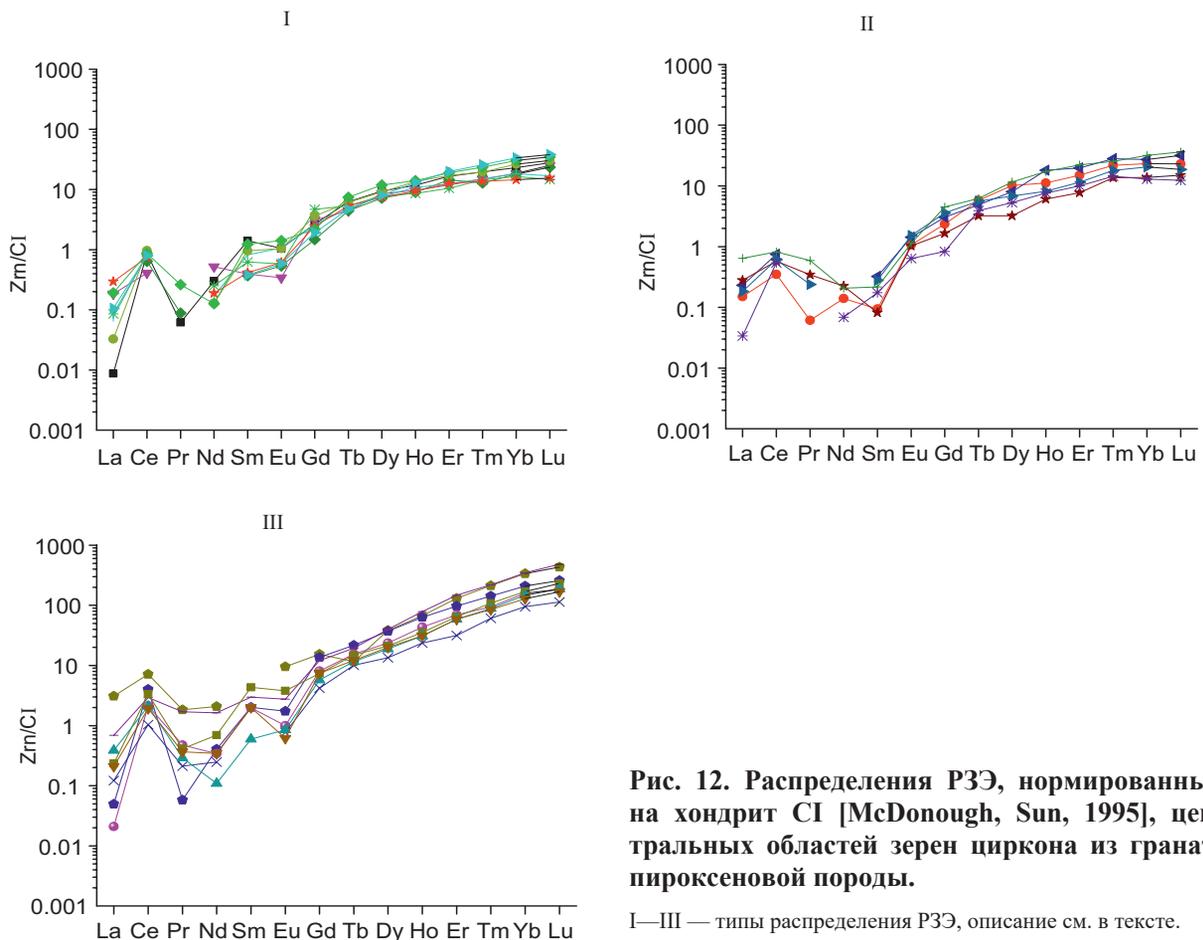


Рис. 12. Распределения РЗЭ, нормированных на хондрит CI [McDonough, Sun, 1995], центральных областей зерен циркона из гранат-пироксеновой породы.

I—III — типы распределения РЗЭ, описание см. в тексте.

Таблица 5. U-Pb отношения и возраста в цирконах из алмазонасной гранат-пироксеновой породы месторождения Кумды-Коль

№	Th/U	U		Изотопные отношения						Возраст, млн лет					D, %	
		ppm		Pb ²⁰⁷ / Pb ²⁰⁶	±1σ	Pb ²⁰⁷ / U ²³⁵	±1σ	Pb ²⁰⁶ / U ²³⁸	±1σ	Pb ²⁰⁷ / Pb ²⁰⁶	±1σ	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	±1σ	Pb ²⁰⁶ / U ²³⁸		±1σ
1	0.04	435	31	0.0590	0.0014	0.6746	0.0124	0.0830	0.0014	568	51	523.5	7.5	514.1	8.1	9.5
2	0.20	48	3.3	0.0583	0.0021	0.6468	0.0205	0.0805	0.0014	542	77	506.5	12.6	499.3	8.6	7.8
3	0.07	601	43	0.0585	0.0014	0.6711	0.0120	0.0834	0.0014	547	51	521.4	7.3	516.3	8.1	5.6
4	0.05	540	39	0.0589	0.0014	0.6806	0.0123	0.0840	0.0014	562	51	527.1	7.4	519.8	8.1	7.6
5	0.13	477	35	0.0573	0.0014	0.6641	0.0122	0.0842	0.0014	502	52	517.1	7.4	521.2	8.2	-3.8
6	0.07	495	36	0.0577	0.0014	0.6649	0.0122	0.0836	0.0014	520	52	517.6	7.4	517.8	8.1	0.4
7	0.05	395	29	0.0589	0.0014	0.6802	0.0129	0.0839	0.0014	563	52	526.9	7.8	519.3	8.2	7.8
8	0.04	540	39	0.0582	0.0014	0.6716	0.0125	0.0839	0.0014	536	53	521.7	7.6	519.0	8.2	3.2
9	0.03	46	3.2	0.0572	0.0025	0.6407	0.0257	0.0813	0.0016	500	94	502.7	15.9	504.0	9.4	-0.8
10	0.04	10	0.7	0.0572	0.0042	0.6493	0.0461	0.0824	0.0018	499	155	508.1	28.4	510.7	11.0	-2.3
11	0.02	33	2.4	0.0582	0.0025	0.6553	0.0258	0.0819	0.0016	535	92	511.7	15.8	507.2	9.3	5.2
12	0.03	360	26	0.0582	0.0014	0.6714	0.0126	0.0838	0.0014	536	53	521.5	7.7	518.8	8.2	3.2
13	0.03	243	17	0.0586	0.0015	0.6675	0.0130	0.0827	0.0014	553	53	519.2	7.9	512.3	8.2	7.3
14	0.03	366	27	0.0580	0.0014	0.6700	0.0128	0.0839	0.0014	530	53	520.7	7.8	519.2	8.2	2.0
15	0.04	63	4.4	0.0572	0.0019	0.6395	0.0182	0.0812	0.0014	499	71	502.0	11.3	503.3	8.5	-0.9
16	0.06	529	38	0.0577	0.0014	0.6668	0.0122	0.0840	0.0014	516	52	518.8	7.4	520.0	8.2	-0.7
17	0.29	221	20	0.0669	0.0017	0.9827	0.0203	0.1068	0.0018	833	53	695.0	10.4	653.9	10.5	21.5
18	0.07	452	33	0.0601	0.0014	0.7051	0.0130	0.0852	0.0014	607	51	541.8	7.8	527.2	8.4	13.2
19	0.03	159	12	0.0579	0.0015	0.6641	0.0142	0.0833	0.0014	527	57	517.1	8.6	515.5	8.3	2.2
20	0.02	63	4.4	0.0581	0.0020	0.6441	0.0197	0.0806	0.0015	532	75	504.8	12.2	499.4	8.7	6.2
21	0.01	560	41	0.0583	0.0014	0.6719	0.0131	0.0837	0.0014	541	54	521.9	8.0	518.1	8.3	4.2
22	0.03	203	14	0.0590	0.0015	0.6527	0.0137	0.0804	0.0014	565	56	510.1	8.4	498.7	8.1	11.8
23	0.01	601	44	0.0573	0.0014	0.6644	0.0122	0.0842	0.0014	503	52	517.3	7.4	521.2	8.3	-3.6
24	0.07	447	32	0.0581	0.0014	0.6661	0.0125	0.0833	0.0014	532	52	518.3	7.6	515.9	8.2	3.0
25	0.11	698	51	0.0580	0.0014	0.6738	0.0123	0.0844	0.0014	528	51	523.0	7.5	522.5	8.3	1.1
26	0.01	659	48	0.0587	0.0014	0.6779	0.0125	0.0839	0.0014	556	51	525.5	7.6	519.3	8.3	6.6
27	0.03	12	0.9	0.0561	0.0035	0.6341	0.0381	0.0821	0.0017	457	134	498.6	23.7	508.4	10.4	-11.3
28	0.02	219	16	0.0588	0.0015	0.6616	0.0133	0.0818	0.0014	558	54	515.6	8.2	506.8	8.2	9.2
29	0.03	288	21	0.0585	0.0015	0.6636	0.0131	0.0825	0.0014	547	53	516.8	8.0	510.9	8.2	6.5
30	0.01	727	52	0.0580	0.0014	0.6592	0.0121	0.0826	0.0014	528	51	514.1	7.4	511.6	8.2	3.1
31	0.07	55	3.9	0.0579	0.0019	0.6540	0.0188	0.0821	0.0015	524	70	510.9	11.5	508.6	8.7	3.0
32	0.02	54	3.7	0.0579	0.0019	0.6431	0.0190	0.0806	0.0015	527	72	504.2	11.7	499.9	8.7	5.1
33	0.01	1157	84	0.0575	0.0014	0.6650	0.0121	0.0840	0.0014	512	51	517.7	7.4	519.7	8.3	-1.6
34	0.06	490	36	0.0587	0.0014	0.6800	0.0129	0.0842	0.0014	556	52	526.8	7.8	520.8	8.4	6.3
35	0.12	372	27	0.0599	0.0015	0.6887	0.0133	0.0835	0.0014	601	52	532.0	8.0	516.8	8.4	14.0
36	0.03	124	9.0	0.0573	0.0016	0.6592	0.0152	0.0835	0.0014	504	60	514.1	9.3	517.1	8.6	-2.7
37	0.10	43	3.0	0.0588	0.0021	0.6567	0.0213	0.0812	0.0015	558	77	512.6	13.0	503.1	8.9	9.9
38	0.04	635	46	0.0585	0.0014	0.6706	0.0127	0.0833	0.0014	549	51	521.1	7.7	515.5	8.3	6.1
39	0.10	662	51	0.0639	0.0015	0.7862	0.0147	0.0894	0.0015	737	50	589.0	8.4	552.2	8.9	25.0
40	0.04	255	18	0.0585	0.0015	0.6585	0.0135	0.0817	0.0014	549	54	513.7	8.3	506.4	8.3	7.8
41	0.09	549	39	0.0573	0.0014	0.6623	0.0124	0.0839	0.0014	503	52	516.0	7.6	519.6	8.5	-3.3
42	0.08	544	39	0.0582	0.0014	0.6716	0.0123	0.0838	0.0014	537	51	521.7	7.5	518.7	8.4	3.5
43	0.09	29	2.0	0.0568	0.0023	0.6310	0.0234	0.0808	0.0016	481	88	496.7	14.6	500.7	9.3	-4.1
44	0.04	425	30	0.0581	0.0014	0.6651	0.0124	0.0832	0.0014	533	51	517.7	7.6	514.9	8.4	3.4
45	0.03	70	4.8	0.0581	0.0018	0.6417	0.0174	0.0802	0.0014	533	67	503.3	10.8	497.5	8.6	6.6
46	0.05	618	44	0.0573	0.0013	0.6545	0.0119	0.0829	0.0014	504	51	511.2	7.3	513.6	8.4	-2.0

Таблица 5 (окончание)

№	Th/U	U		Изотопные отношения						Возраст, млн лет					D, %	
		ppm	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷ / Pb ²⁰⁶	±1σ	Pb ²⁰⁷ / U ²³⁵	±1σ	Pb ²⁰⁶ / U ²³⁸	±1σ	Pb ²⁰⁷ / Pb ²⁰⁶	±1σ	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	±1σ	Pb ²⁰⁶ / U ²³⁸		±1σ
47	0.21	595	51	0.0688	0.0016	0.9329	0.0169	0.0985	0.0017	892	47	669.1	8.9	605.9	9.8	32.0
48	0.04	156	11	0.0576	0.0015	0.6464	0.0141	0.0815	0.0014	514	57	506.2	8.7	505.1	8.4	1.8
49	0.07	269	19	0.0576	0.0014	0.6651	0.0130	0.0839	0.0014	514	53	517.7	7.9	519.2	8.5	-1.0
50	0.04	41	2.9	0.0593	0.0021	0.6611	0.0212	0.0809	0.0015	580	76	515.3	13.0	501.7	9.0	13.4
51	0.04	483	35	0.0582	0.0014	0.6652	0.0123	0.0831	0.0014	536	51	517.8	7.5	514.3	8.4	4.0
52	0.08	642	47	0.0579	0.0014	0.6709	0.0123	0.0841	0.0014	527	51	521.3	7.5	520.6	8.5	1.2
53	0.01	2419	175	0.0579	0.0013	0.6705	0.0118	0.0842	0.0014	524	49	521.0	7.2	521.1	8.4	0.5
54	0.04	335	24	0.0581	0.0014	0.6666	0.0130	0.0834	0.0014	532	53	518.7	7.9	516.4	8.5	2.8
55	0.04	63	4.3	0.0586	0.0019	0.6470	0.0189	0.0802	0.0015	553	71	506.6	11.6	497.2	8.7	10.1
56	0.01	637	46	0.0582	0.0014	0.6691	0.0122	0.0836	0.0014	535	51	520.2	7.4	517.3	8.4	3.4
57	0.02	146	10	0.0577	0.0015	0.6434	0.0139	0.0810	0.0014	517	57	504.4	8.6	502.2	8.4	2.9
58	0.09	651	47	0.0576	0.0013	0.6640	0.0121	0.0837	0.0014	514	51	517.1	7.4	518.4	8.4	-0.8
59	0.03	243	17	0.0574	0.0015	0.6459	0.0133	0.0817	0.0014	508	55	505.9	8.2	506.1	8.4	0.3
60	0.03	94	6.6	0.0592	0.0017	0.6628	0.0164	0.0814	0.0014	573	62	516.3	10.0	504.4	8.6	11.9
61	0.08	377	27	0.0580	0.0014	0.6487	0.0125	0.0813	0.0014	528	52	507.7	7.7	503.9	8.3	4.5
62	0.02	58	4.0	0.0559	0.0018	0.6273	0.0174	0.0815	0.0015	448	69	494.4	10.9	505.1	8.7	-12.7
63	0.04	457	33	0.0579	0.0014	0.6604	0.0125	0.0828	0.0014	526	52	514.9	7.7	513.0	8.4	2.5
64	0.19	542	60	0.0892	0.0021	1.5668	0.0283	0.1276	0.0022	1409	44	957.1	11.2	773.9	12.4	45.1
65	0.04	294	21	0.0589	0.0015	0.6785	0.0136	0.0837	0.0014	563	53	525.8	8.2	518.1	8.5	8.0
66	0.08	590	43	0.0568	0.0014	0.6544	0.0123	0.0836	0.0014	485	52	511.2	7.6	517.7	8.5	-6.8
67	0.06	463	33	0.0580	0.0014	0.6644	0.0126	0.0832	0.0014	531	52	517.3	7.7	514.9	8.4	3.0
68	0.06	531	38	0.0573	0.0014	0.6634	0.0125	0.0842	0.0014	501	52	516.7	7.6	520.9	8.5	-4.1
69	0.04	598	43	0.0583	0.0014	0.6675	0.0126	0.0832	0.0014	540	52	519.2	7.7	515.0	8.4	4.6
70	0.10	605	59	0.0845	0.0020	1.3025	0.0238	0.1119	0.0019	1305	45	846.8	10.5	683.8	11.0	47.6
71	0.03	67	5.0	0.0582	0.0019	0.6897	0.0192	0.0860	0.0016	538	69	532.6	11.5	531.9	9.2	1.2
72	0.02	45	3.2	0.0582	0.0020	0.6695	0.0208	0.0836	0.0016	535	75	520.4	12.7	517.7	9.2	3.3
73	0.05	225	17	0.0583	0.0015	0.6806	0.0142	0.0848	0.0015	539	55	527.1	8.6	525.0	8.7	2.6
74	0.05	47	3.4	0.0595	0.0021	0.6755	0.0209	0.0824	0.0015	587	74	524.0	12.7	510.5	9.1	13.0
75	0.03	196	14	0.0573	0.0015	0.6384	0.0136	0.0810	0.0014	502	56	501.3	8.4	501.8	8.3	0.0
76	0.04	584	42	0.0578	0.0014	0.6658	0.0127	0.0837	0.0014	521	52	518.2	7.7	518.1	8.5	0.6
77	0.05	516	37	0.0581	0.0014	0.6709	0.0128	0.0838	0.0014	535	52	521.2	7.8	518.8	8.5	2.9
78	0.07	605	44	0.0577	0.0014	0.6694	0.0128	0.0843	0.0014	517	52	520.3	7.8	521.7	8.5	-0.9
79	0.05	601	44	0.0576	0.0014	0.6664	0.0127	0.0840	0.0014	515	52	518.5	7.8	519.9	8.5	-0.9
80	0.07	732	53	0.0575	0.0014	0.6706	0.0127	0.0847	0.0014	510	52	521.1	7.7	524.3	8.6	-2.8

Примечание. D — дискордантность.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ранее оценки температур и давлений алмазоносных метаморфических пород месторождения Кумды-Коль проводились с использованием традиционных геотермобарометров и данных экспериментальных исследований при высоких давлениях. Первые оценки давления и температур пика метаморфизма для алмазоносных метаморфических пород Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны составили ≥ 4 ГПа и > 900 — 1000 °C [Sobolev, Shatsky, 1990]. Для гранат-биотитового гнейса температура пика метаморфизма достигает 880 — 910 °C [Zhang et al., 1997], для эклогитов такие оценки варьируют: согласно К. Окамото с соавторами, температура достигает 950 — 1050 °C [Okamoto et al., 2000], согласно В.С. Шацкому с соавторами, — 920 — 1000 °C [Shatsky et al., 1995], согласно Р. Жанг с соавторами, — 785 °C [Zhang et al., 1997], а для алмазоносных известково-силикатных пород в интервале 920 — 1050 °C [Shatsky et al., 1995; Zhang et al., 1997; Ogasawara et al., 2000; Katayama, Maruyama, 2009]. Авторы работы

Рис. 13. График плотностей распределения вероятности возрастов циркона из гранат-пироксеновой породы.

n — количество проанализированных образцов.

[Ogasawara et al., 2000], основываясь на находках доломита в алмазоносных известково-силикатных породах, пришли к выводу, что давление пика метаморфизма не превышает 7 ГПа.

Нами впервые для гранат-пироксеновой породы месторождения Кумды-Коль были оценены величина давления и температуры пика метаморфизма с помощью гранат-клинопироксенового геотермобарометра, основанного на распределении РЗЭ между гранатом и клинопироксеном [Sun, Liang, 2015]. Полученные величины составили 993 ± 24 °C и 5.5 ± 0.3 ГПа. Значение температуры равновесия согласуется с температурами равновесия, полученными ранее по гранат-пироксеновым геотермометрам [Ellis, Green, 1979; Ravna, 2000], а величина давления соответствует полю стабильности алмаза. С учетом более медленных скоростей диффузии РЗЭ в гранатах и пироксенах по сравнению со скоростями диффузии магния и железа [Van Orman et al., 2002; Cherniak, Dimanov, 2010; Carlson 2012; Jin et al., 2021] и близкими величинами температур равновесия, полученными с использованием распределения Fe-Mg и РЗЭ, можно сделать заключение о быстрых скоростях эксгумации алмазоносных пород.

В клинопироксенах из включений в цирконе структуры распада твердого раствора отсутствуют, а их состав близок к составу матрицы клинопироксена из породы (см. табл. 3).

Слюды в породе представлены фенгитом, флогопитом и биотитом. Флогопит идентифицирован в основной массе и во включениях в клинопироксене, фенгит и биотит определены исключительно во включениях в цирконе.

В гранат-пироксеновой породе ранее был установлен высоко-АI титанит в виде включений в клинопироксене, данный минерал был интерпретирован как фаза, образующаяся при метаморфизме сверхвысоких давлений [Shatsky et al., 2005]. В настоящем исследовании высоко-АI титанит был установлен в ассоциации с вторичным хлоритом, что позволяет предположить его образование на регрессивной стадии метаморфизма.

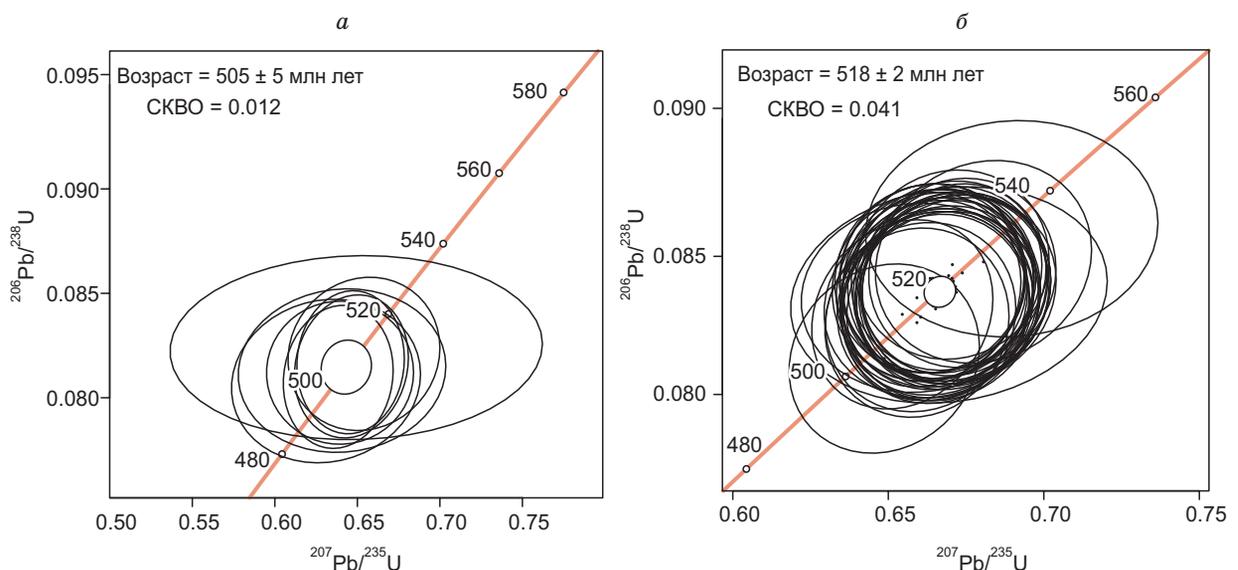
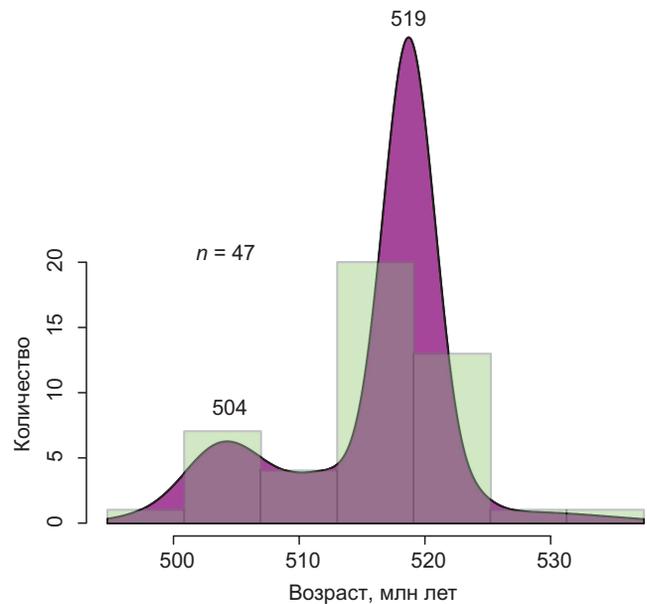


Рис. 14. Диаграмма с конкордией с конкордантными возрастными каймами (а) и ядрами (б) циркона из гранат-пироксеновой породы.

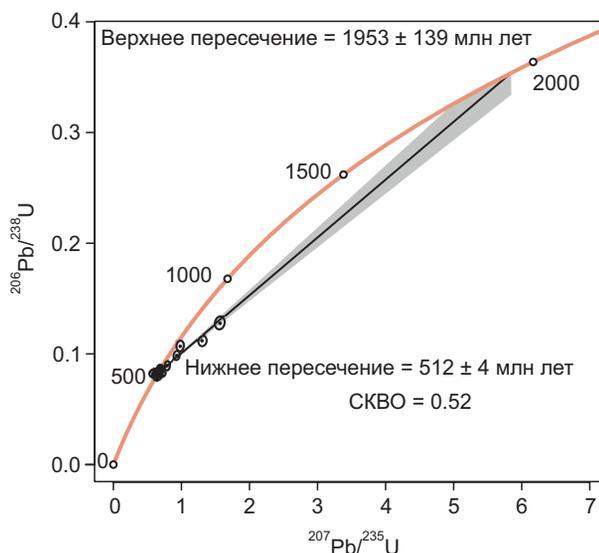


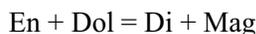
Рис. 15. Диаграмма с конкордией для всех анализов циркона из гранат-пироксеновой породы.

Высоко-Аl титанит был идентифицирован в метасоматических породах Березитового месторождения Верхнего Приамурья Дальнего Востока [Вах и др., 2010] в ассоциации с кварцем, хлоритом и альмандин-спессартиновым гранатом. Авторы объясняют образование высоко-Аl титанита воздействием высокотемпературного гидротермального флюида, температура флюида по оценкам варьирует от 390 до 570 °С. Содержание алюминия в титаните из турмалин-гранат-мусковит-кварцевой метасоматической породы достигает 14 мас. %, содержание алюминия в титаните из гранат-пироксеновой породы составляет 10 мас. %. Источником фтора для титанита мог быть фенгит, который вступал в реакцию дегидратации на регрессивной стадии метаморфизма.

Присутствие включений магнезита в цирконе может свидетельствовать, что в процессе метаморфизма при высоких давлениях доломит становится нестабильным и распадается на арагонит и магнезит. при давлениях выше 6 ГПа и температуре около 1000 °С, согласно данным экспериментальных исследований [Hammouda et al., 2011].

Следует отметить, что Л. Доброжинетской с соавторами был идентифицирован магнезит в ассоциации с арагонитом во включениях в алмазах из известково-силикатных пород Кокчетавского массива [Dobrozhinetskaya et al., 2006]. Согласно авторам, образование арагонита и магнезита происходило при разложении доломита при высоких давлениях. Присутствие включений кальцита в цирконе гранат-пироксеновой породы может быть следствием результата перехода арагонита в кальцит при декомпрессии.

Также можно предположить, что образование магнезита происходило при реакции



в условиях высоких температур и давлений (> 900—940 °С, >2.8 ГПа). Данная реакция была экспериментально изучена Г. Бреем с соавторами [Brey et al., 1982] (рис. 16). Возможное присутствие энстатита в породе на этапе прогрессивного метаморфизма согласуется с предположением [Шацкий и др., 2021], что протолитом гранат-пироксеновой породы являлся скарн, образовавшийся при взаимодействии гранитных расплавов с доломитовыми мраморами, так как в минеральную ассоциацию скарнов могли входить энстатит, диопсид, а также форстерит [Смирнов, 1982].

Включения граната в цирконе характеризуются широкими вариациями составов (см. табл. 1, 4). Помимо включений граната, имеющих состав, близкий к составу граната основной массы породы, отмечаются включения, которым свойственны высокие содержания гроссулярового и альмандинового компонентов (см. табл. 4). В связи с этим отметим, что гранаты близкого состава были установлены в скарнах в комплексе высоких давлений Богемского массива [Burianek et al., 2017]. Включение граната в цирконе с высокой железистостью и высоким содержанием гроссулярового компонента подтверждает предположение о том, что протолитами гранат-пироксеновых пород могли быть скарны, метаморфизованные при высоких давлениях. Это указывает на рост циркона с включением гроссуляр-альмандинового граната на прогрессивной стадии метаморфизма.

Определение содержания рассеянных элементов в ядрах цирконов показывает широкий спектр составов. Контрастность редкоэлементного состава циркона свидетельствует о его образовании на разных этапах метаморфизма. Ряд анализов

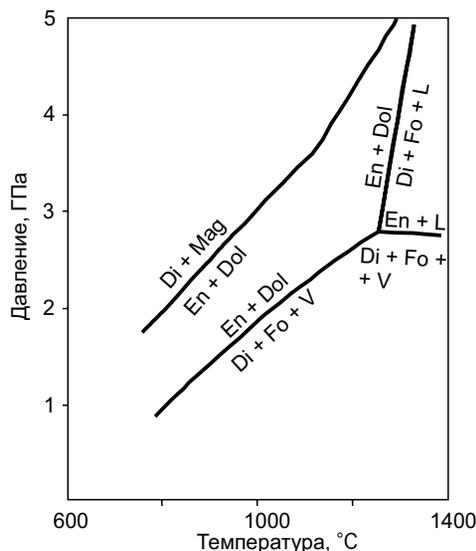


Рис. 16. Линия реакции энстатита с доломитом, полученная в экспериментальной работе [Brey et al., 1982].

V — COH флюид, L — расплав.

зерен циркона с пологими спектрами в области тяжелых РЗЭ свидетельствует об их равновесии с гранатом [Kohn, Kelly, 2018] (см. рис. 12). Равновесие с гранатом указывает на кристаллизацию части зерен циркона на этапе прогрессивного метаморфизма.

Значения главного пика на графике распределения вероятности возрастов циркона (519 млн лет) значительно меньше возраста пика метаморфизма (530 млн лет), определенного ранее U-Pb методом у циркона алмазоносных пород месторождения Кумды-Коль и участка Барчинский [Claoué-Long et al., 1991; Hermann et al., 2001; Katayama et al., 2001]. Близкий возраст пика метаморфизма (535 ± 3 млн лет) дает Sm-Nd минеральная изохрона для эклогитов месторождения Кумды-Коль [Shatsky et al., 1999] и эрохрона для гранат-пироксеновой породы обр. 2-4 [Шацкий и др., 2021].

Авторы работы [Claoué-Long et al., 1991] первыми провели U-Pb датирование циркона из алмазоносного биотит-гранатового гнейса месторождения Кумды-Коль. Согласно полученным данным, помимо циркона, отвечающего пику метаморфизма, в образце присутствуют ксенокристы циркона, имеющие палеопротерозойский возраст (2 млрд лет).

На диаграмме с конкордией фигуративные точки циркона из гранат-пироксеновой породы образуют дискордию с верхним пересечением, отвечающим возрасту 1953 ± 139 млн лет, и нижним 512 ± 4 млн лет (см. рис. 15).

В этой связи необходимо отметить, что палеопротерозойские Nd модельные возрасты были получены для алмазоносных и неалмазоносных метаморфических пород Кокчетавской коллизионно-субдукционной зоны [Shatsky et al., 1999; Шацкий и др., 2021]. О палеопротерозойском возрасте пород, которые образовали фундамент Кокчетавского массива, свидетельствуют и результаты исследования Lu-Hf системы циркона из пород фундамента Кокчетавского массива [Glorié et al., 2015].

Исследования циркона из алмазоносных кианитосодержащих сланцев участка Барчинский, наряду с изучением минеральных включений, показали, что рост большинства зерен циркона происходил на регрессивной стадии метаморфизма [Hermann et al., 2001]. Было выделено 4 домена в цирконе, пронумерованные от центра к краю. В первом домене (центральном) отсутствуют свидетельства его образования при метаморфизме сверхвысоких давлений, возраст этого домена составляет 535 ± 9 млн лет. Во втором домене идентифицированы включения алмаза и коэсита, а возраст домена составляет 527 ± 5 млн лет. Третий домен циркона характеризуется включениями, отвечающими верхам амфиболитовой или гранулитовой фации, возраст данного домена составляет 528 ± 8 млн лет. Строение, состав и минеральные включения в четвертом домене указывают на его образования в условиях низов амфиболитовой фации, а возраст этого домена составляет 526 ± 5 млн лет.

А.С. Степанов с соавторами [Stepanov et al., 2016] установили, что U-Pb возрасты циркона из гнейса участка Барчинский, претерпевшего метаморфизм сверхвысоких давлений, варьируют от 503 ± 7 до 532 ± 6 млн лет. При датировании циркона из эклогита, отобранного в районе месторождения Кумды-Коль, получен конкордантный кластер, отвечающий возрасту 508 ± 4 млн [Skuzovatov et al., 2020].

Как упоминалось выше, конкордантные значения возраста циркона из гранат-пироксеновой породы попадают в интервал 504—532 млн лет. Близкий интервал (508—538 млн лет) получен для циркона из мигматизированных гранитогнейсов, в которых наблюдаются будины гранат-пироксеновых пород [Ragozin et al., 2008], со средневзвешенным значением возраста 526 ± 2 млн лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С учетом полученных и опубликованных ранее данных можно предположить следующий сценарий образования алмазоносных гранат-пироксеновых пород. Протолитами гранат-пироксеновых пород являлись осадочные породы, источником сноса которых была палеопротерозойская кора, имеющая возраст > 2 млрд лет. Консолидация фундамента Кокчетавского массива, происходившая в мезопротерозое (1.2—1.05 млрд лет [Туркина и др., 2011; Третьяков и др., 2011; Glorié et al., 2015]), сопровождалась метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации и частичным плавлением метапелитов. Ранее было высказано предположение, что гранат-пироксеновые породы являются продуктом взаимодействия гранитных расплавов с доломитовыми мраморами [Шацкий и др., 2021]. Основанием для такого заключения послужило то, что алмазоносные известково-силикатные и гранат-пироксеновые породы, а также ортогнейсы месторождения Кумды-Коль показывают изохронную зависимость, отвечающую возрасту становления фундамента Кокчетавского массива (1116 ± 14 млн лет). В раннем докембрии породы фундамента и чехла пассивной окраины Кокчетавского массива были субдуцированы на глубины, отвечающие полю устойчивости алмаза.

Среди исследованных зерен циркона присутствуют зерна, имеющие возраст, отвечающий пику метаморфизма (532 ± 9 млн лет), и зерна с возрастом 504 ± 8 млн лет. Возраст нижнего пересечения дискордии (512 ± 4 млн лет) близок к возрасту, полученному Ar-Ar методом по биотиту (517 ± 5 млн лет) и мусковиту (516 ± 5 млн лет) [Shatsky et al., 1999].

Следует отметить, что главный пик на графике плотности распределения вероятности возрастов циркона из гранат-пироксеновой породы (519 млн лет) значительно отличается от возраста пика, полученного при датировании цирконов из эклогита, отобранного в районе месторождения Кумды-Коль (508 ± 4 млн лет) [Skuzovатов et al., 2020]. Это различие может объясняться разными *P-T* траекториями субдукции и эксгумации разных фрагментов субдуцированной плиты и, как следствие, разными величинами температур закрытия U-Pb системы циркона [Ganguly, Tirone, 2009].

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (122041400159-3).

Дополнительные материалы: https://sibran.ru/journals/Suppl_Plyin.xlsx

ЛИТЕРАТУРА

Вах А.С., Авченко О.В., Карабцов А.А., Степанов В.А. Высокоглиноземистый титанит в минеральных ассоциациях Березитового золотополиметаллического месторождения (Верхнее Приамурье) // Зап. РМО, 2010, т. 139, № 6, с. 100—113.

Перчук Л.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С., Япаскурт В.О. Реликты калиевых пироксенов из безалмазных пироксен-гранатовых пород Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // ДАН, 1996, т. 348, № 6, с. 790.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1982, 668 с.

Соболев Н.В., Шацкий В.С., Вавилов М.А., Горяйнов С.В. Включение коэсита в цирконе алмазосодержащих гнейсов Кокчетавского массива // Докл. АН СССР, 1991, т. 321, № 1, с. 184—188.

Соболев Н.В., Шацкий В.С., Вавилов М.А., Горяйнов С.В. Циркон высокобарических метаморфических пород складчатых областей как уникальный контейнер включений алмаза, коэсита и сосуществующих минералов // ДАН, 1994, т. 334, № 4, с. 488—492.

Третьяков А.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН, 2011, т. 438, № 5, с. 644—648, doi: 10.1134/S1028334X11060262.

Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В. Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // ДАН, 2011, т. 436, № 4, с. 499—503, doi: 10.1134/S1028334X11020103.

Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 241—258, doi: 10.15372/GiG20160113.

Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Соболев Н.В. Некоторые аспекты метаморфической эволюции ультравысокобарических известково-силикатных пород кокчетавского массива // Геология и геофизика, 2006а, т. 47 (1), с. 105—118.

Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В., Заячковский А.А. Поведение несовместимых элементов в процессе ультравысокобарического метаморфизма (на примере пород Кокчетавского массива) // Геология и геофизика, 2006б, т. 47 (4), с. 485—498.

Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Соболев Н.В. Подвижность элементов в зоне континентальной субдукции (на примере метаморфического комплекса сверхвысоких давлений Кокчетавского массива) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (7), с. 1298—1321, doi: 10.15372/GiG20150704.

Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Скузоватов С.Ю., Козьменко О.А., Ягоуцц Э. Изотопно-геохимические свидетельства природы протолитов алмазонасных пород кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2021, т. 62 (5), с. 678—689.

Bocchio R., De Capitani L., Ottolini L., Cella F. Trace element distribution in eclogites and their clinopyroxene/garnet pair: a case study from Soazza (Switzerland) // Eur. J. Mineral., 2000, v. 12 (1), p. 147—161, doi: 10.1127/0935-1221/2000/0012-0147.

Brey G., Brice W.R., Ellis D.J., Green D.H., Harris K.L., Ryabchikov I.D. Pyroxene-carbonate reactions in the upper mantle // Earth Planet. Sci. Lett., 1983, v. 62 (1), p. 63—74.

Buriánek D., Houzar S., Krmíček L., Šmerda J. Origin of the pegmatite veins within the skarn body at Vevčice near Znojmo (Gföhl Unit, Moldanubian Zone) // J. Geosci., 2017, v. 62 (1), p. 1—23, doi: 10.3190/jgeosci.234.

Carlson W.D. Rates and mechanism of Y, REE, and Cr diffusion in garnet // Am. Mineral., 2012, v. 97, p. 1598—1618, doi: 10.2138/am.2012.4108.

Cherniak D.J., Dimanov A. Diffusion in pyroxene, mica and amphibole // Rev. Mineral. Geochem., 2010, v. 72, p. 641—690, doi: 10.2138/rmg.2010.72.14.

Claoué-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 (7), p. 710—713, doi: 10.1130/0091-7613(1991)019<0710:ZRTDPM>2.3.CO;2.

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 ultra-high pressure crustal rocks within a Paleozoic foldbelt // *Isl. Arc*, 1995, v. 4, p. 267—279, doi: 10.1111/j.1440-1738.1995.tb00149.x.

Dobrzhinetskaya L.F., Wirth R., Green H.W. II. Nanometric inclusions of carbonates in Kokchetav diamonds from Kazakhstan: A new constraint for the depth of metamorphic diamond crystallization // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 243 (1—2), p. 85—93, doi: 10.1016/j.epsl.2005.11.030.

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

Ganguly J., Tirone M. Closure temperature, cooling age and high temperature thermochronology // *Physics and Chemistry of the Earth's Interior: Crust, Mantle and Core* / Eds. A.K. Gupta, S. Dasgupta. New York, Springer, 2009, p. 89—99, doi: 10.1007/978-1-4419-0346-4_5.

Glorie S., Zhimulev F., Buslov M., Andersen T., Plavsa D., Izmer A., Vanhaecke F., De Grave J. Formation of the Kokchetav subduction–collision zone (northern Kazakhstan): Insights from zircon U–Pb and Lu–Hf isotope systematics // *Gondwana Res.*, 2015, v. 27, p. 424—438, doi: 10.1016/j.gr.2013.10.012.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series / Ed. P. Sylvester, 2008, v. 40, p. 307—311.

Hammouda T., Andraut D., Koga K., Katsura T., Martin A.M. Ordering in double carbonates and implications for processes at subduction zones // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2011, v. 161, p. 439—450, doi: 10.1007/s00410-010-0541-z.

Harte B., Kirkley M.B. Partitioning of trace elements between clinopyroxene and garnet: data from mantle eclogites // *Chem. Geol.*, 1997, v. 136 (1—2), p. 1—24, doi: 10.1016/S0009-2541(96)00127-1.

Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V.S. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan) // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2001, v. 141 (1), p. 66—82, doi: 10.1007/s004100000218.

Jin T., Wang Q., Shatsky V., Liao Y. Water content and deformation of the lower crust beneath the Siberian Craton: evidence from granulite xenoliths // *J. Geol.*, 2021, v. 129 (5), p. 475—498, doi: 10.1086/716514.

Kaneko Y., Miyano T. Recalibration of mutually consistent garnet–biotite and garnet–cordierite geothermometers // *Lithos*, 2004, v. 73 (3—4), p. 255—269, doi: 10.1016/j.lithos.2003.12.009.

Katayama I., Maruyama S. Inclusion study in zircon from ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Kokchetav massif: an excellent tracer of metamorphic history // *J. Geol. Soc.*, 2009, v. 166 (4), p. 783—796, doi: 10.1144/0016-76492008-019.

Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y. Ion micro-probe 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, doi: 10.1016/S0012-821X(01)00319-3.

Kleemann U., Reinhardt J. Garnet–biotite thermometry revisited: The effect of Al^{VI} and Ti in biotite // *Eur. J. Mineral.*, 1994, v. 6, p. 925—941.

Kohn M.J., Kelly N.M. Petrology and geochronology of metamorphic zircon // *Microstructural Geochronology: Planetary Records Down to Atom Scale*, 2018, p. 35—61, doi: 10.1002/9781119227250.ch2.

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, doi: 10.1016/j.epsl.2005.10.037.

Krogh Ravna E.J. The garnet–clinopyroxene Fe²⁺–Mg geothermometer: an updated calibration // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18 (2), p. 211—219, doi: 10.1046/j.1525-1314.2000.00247.x.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120 (3—4), p. 223—253.

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 // *Isl. Arc*, 2000, v. 9, p. 400—416, doi: 10.1046/j.1440-1738.2000.00285.x.

Okamoto K., Liou J.G., Ogasawara Y. Petrological study of the diamond-grade eclogite in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Isl. Arc*, 2000, v. 9, p. 379—399, doi: 10.1046/j.1440-1738.2000.00284.x.

Perchuk L.L., Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Barton J.M., Jr. Crystal–melt equilibria involving potassium-bearing Cpx as indicator of mantle-derived ultrahigh-potassic melts: an analytical review // *Lithos*, 2002, v. 60, p. 89—112.

- Perchuk L.L., Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Barton J.M., Jr.** Reply to comments by Y. Zhu: K-feldspar in clinopyroxene from Grt-Cpx silicate rocks of the Kokchetav Massif // *Lithos*, 2003, v. 68 (3), p. 121—130.
- Pickles J.R., Blundy J.D., Brooker R.A.** Trace element thermometry of garnet-clinopyroxene pairs // *Am. Mineral.*, 2016, v. 101, p. 1438—1450, doi: 10.2138/am-2016-5427.
- Ragozin A.L., Liou J.G., Shatsky V.S., Sobolev N.V.** The timing of the retrograde partial melting in the Kumdy-Kol region (Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan) // *Lithos*, 2008, v. 109 (3—4), p. 274—284, doi: 10.1016/j.lithos.2008.06.017.
- Ravna K.** The garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg geothermometer: an updated calibration // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18 (2), p. 211—219, doi: 10.1046/j.1525-1314.2000.00247.x.
- Rezvukhina O.V., Korsakov A.V., Rezvukhin D.I., Mikhailenko D.S., Zamyatin D.A., Greshnyakov E.D., Shur V.Ya.** Zircon from diamondiferous kyanite gneisses of the Kokchetav massif: Revealing growth stages using an integrated cathodoluminescence, Raman spectroscopy and electron microprobe approach // *Mineral. Mag.*, 2020, v. 84 (6), p. 949—958, doi: 10.1180/mgm.2020.95.
- Shatsky V.S., Sobolev N.V.** The Kokchetav massif of Kazakhstan // *Ultrahigh Pressure Metamorphism* / Eds. D.A. Carswell, R. Compagnoni, F. Rolfo. MinSoc, 2003, p. 75—103, doi: 10.1180/EMU-notes.5.
- Shatsky V.S., Sobolev N.V., Stenina N.G.** Structural peculiarities of pyroxenes from eclogites // *Terra Cognita*, 1985, v. 5 (4), p. 436—437.
- Shatsky V., Sobolev N., Vavilov M.** Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Ultrahigh Pressure Metamorphism* / Eds. R.G. Coleman, X. Wang. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1995, p. 427—455, doi: 10.1017/CBO9780511573088.013.
- 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, doi: 10.1007/s004100050545.
- Shatsky V.S., Pal'yanov Y.N., Sokol A.G., Tomilenko A.A., Sobolev N.V.** Diamond formation in UHP dolomite marbles and garnet-pyroxene rocks of the Kokchetav massif, northern Kazakhstan: natural and experimental evidence // *Int. Geol. Rev.*, 2005, v. 47 (10), p. 999—1010, doi: 10.2747/0020-6814.47.10.999.
- Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Ragozin A.L., Wang K.-L.** Ubiquitous post-peak zircon in an eclogite from the Kumdy-Kol, Kokchetav UHP-HP Massif (Kazakhstan): Significance of exhumation-related zircon growth and modification in continental-subduction settings // *Isl. Arc*, 2020, v. 30 (1), p. 1—12, doi: 10.1111/iar.12385.
- Sobolev N., Shatsky V.** Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*, 1990, v. 343, p. 742—746, doi: 10.1038/343742a0.
- 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, doi: 10.2138/am-2016-5454.
- Sun C., Liang Y.** The importance of crystal chemistry on REE partitioning between mantle minerals (garnet, clinopyroxene, orthopyroxene, and olivine) and basaltic melts // *Chem. Geol.*, 2013, v. 358, p. 23—36, doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.08.045.
- Sun C., Liang Y.** A REE-in-garnet-clinopyroxene thermobarometer for eclogites, granulites and garnet peridotites // *Chem. Geol.*, 2015, v. 393—394, p. 79—92, doi: 10.1016/j.chemgeo.2014.11.014.
- Van Orman J.A., Grove T.L., Shimizu N., Layne G.D.** Rare earth element diffusion in a natural pyrope single crystal at 2.8 GPa // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2002, v. 142, p. 416—424, doi: 10.1007/s004100100304.
- Vermeesch P.** IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // *Geosci. Front.*, 2018, v. 9, p. 1479—1493, doi: 10.1016/j.gsf.2018.04.001.
- Whitney D.L., Evans B.W.** Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Mineral.*, 2010, v. 95 (1), p. 185—187, doi: 10.2138/am.2010.3371.
- 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, doi: 10.1111/j.1525-1314.1997.00035.