

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ УЛЬТРАВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ИЗВЕСТКОВО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОД КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА

В.С. Шацкий, А.Л. Рагозин, Н.В. Соболев

Институт минералогии и петрографии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

Были исследованы полосчатые образцы известково-силикатных пород с контрастной алмазонасностью из месторождения метаморфогенных алмазов Кумды-Коль (Северный Казахстан). Образец Кар-4 характеризуется высоким содержанием алмазов. В то же время в обр. Кар-98-6 установлено только несколько кристаллов алмазов, а обр. Кар-200 не содержит алмазов. Полученные данные показывают, что состав минералов и характер зональности может существенно варьировать даже в пределах одного образца. В частности, в обр. Кар-200 содержание гроссулярового компонента в гранатах меняется от 81 до 57%. Пироксены разных слоев отличаются по содержанию примеси калия. Если в слое А пироксен содержит до 0,6% K_2O и в нем наблюдаются ламелли фенгита, то пироксены в других слоях либо не содержат примесь калия, либо ее содержание не превышает 0,2%. Изучение известково-силикатных пород на сканирующем электронном микроскопе показало, что доломит замещается агрегатом тремолита, талька и кальцита. В гранатах обр. Кар-4 обнаружены округлые включения доломита, в центральной части которых наблюдаются глобулы сложного состава, состоящие из магнезита, аморфного кремнезема с высоким содержанием воды, доломита и кальцита. Эти глобулы интерпретируются как карбонатитовый расплав. Проведенные исследования позволили выделить следующие этапы в метаморфической эволюции известково-силикатных пород. В качестве протолитов известково-силикатных пород рассматриваются глинистые известковые доломиты. На прогрессивном этапе метаморфизма эти породы претерпели частичное плавление, которое инициировал водный флюид, появившийся при разложении цоизита. При более высоких P - T параметрах при разложении фенгита, присутствующего в породах, образовывался высококалиевый флюид. Кристаллизация алмазов относится к этому этапу. На регрессивном этапе в поле устойчивости цоизита гранат замещался пироксен-цоизит-кальцитовым симплектитом. На заключительной стадии эксгумации карбонатные породы взаимодействовали с водным флюидом, обогащенным кремнием.

Метаморфизм сверхвысоких давлений, алмаз, известково-силикатные породы, К-пироксен, Северный Казахстан.

SOME ASPECTS OF METAMORPHIC EVOLUTION OF ULTRAHIGH-PRESSURE CALC-SILICATE ROCKS OF THE KOKCHETAV MASSIF

V.S. Shatsky, A.L. Ragozin, and N.V. Sobolev

Banded samples of calc-silicate rocks with contrasting diamond potential from the Kumdy-Kol' metamorphic diamond deposit, northern Kazakhstan, were examined. The sample Kar-4 is enriched in diamonds. At the same time, the sample Kar-98-6 contains few diamond crystals, and the sample Kar-200 lacks diamonds. The data obtained show that the composition of minerals and zoning character may considerably vary even within one sample. In particular, in the sample Kar-200 the content of grossular component in garnets varies from 81 to 57%. Pyroxenes from different layers are distinguished in content of potassium impurity. For example, the pyroxene from layer A contains up to 0.6% K_2O and phengite lamelles, whereas the pyroxenes from other layers contain as little as 0.2% potassium, if any. Study of calc-silicate rocks under a scanning electron microscope has shown that dolomite is replaced by an aggregate of tremolite, talc, and calcite. Garnets from the sample Kar-4 contain rounded inclusions of dolomite, with globules of intricate composition in their core, which are composed of magnesite, amorphous hydrous silica, dolomite, and calcite. These globules are interpreted as a carbonatite melt. As a result of our studies, the following stages were distinguished in the metamorphic evolution of calc-silicate rocks. The protoliths of calc-silicate rocks are clayey calcareous dolomites. At the progressive stage of metamorphism, these rocks underwent partial melting initiated by a water fluid that appeared on zoisite decomposition. At higher pressures and temperatures, the decomposition of phengite led to the formation of a high-K fluid. Diamonds are crystallized just at this stage. At the regressive stage, in the stability field of zoisite, garnet was replaced by pyroxene-zoisite-calcite symplectite. At the final stage of exhumation, the carbonate rocks interacted with a Si-enriched aqueous fluid.

UHP metamorphism, diamond, calc-silicate rocks, K-pyroxene, northern Kazakhstan

ВВЕДЕНИЕ

Гранат-пироксеновые и пироксен-карбонатные породы месторождения Кумды-Коль в течение последних лет являются объектом исследования петрологов [1—9]. Столь пристальный интерес к этим породам обусловлен их контрастной алмазонасностью и особенностями составов слагающих их мине-

ралов. Одной из таких особенностей являются установленные в пироксенах ламелли калиевого полевого шпата и сопряженные с ними иглы кварца [1, 4, 5, 10]. Присутствие примеси калия в пироксенах без структур распада, включенных в гранаты и цирконы (до 1,5 %), позволило интерпретировать ламелли КПШ как результат распада калийсодержащего пироксена при изотермической декомпрессии на этапе эксгумации. В последнее время появилась точка зрения, согласно которой пироксены с примесью калия кристаллизовались из расплавов, обогащенных калием на глубинах, превышающих 250 км, а ламелли калиевого полевого шпата появились при декомпрессии за счет перетектической реакции пироксена с расплавом [13, 14]. В ходе дальнейших исследований в пироксенах из карбонатных пород были установлены ламелли фенгита [11].

Согласно большинству имеющихся оценок, карбонатные породы были метаморфизованы при температуре 900—1000 °С и давлении больше 40 кбар [1, 2, 4]. Исследования включений карбонатов в гранатах из карбонатных пород дали основание для вывода о том, что эти породы были субдуцированы на глубину, превышающую 250 км [14].

Еще одной особенностью этих пород является их контрастная алмазоносность. Согласно [6, 12], это является следствием различного парциального давления CO_2 в водном флюиде, равновесном с карбонатными породами.

Тем не менее до настоящего времени отсутствует единая точка зрения на происхождение высококалиевых пироксенов, а также причины контрастной алмазоносности.

Проведенные нами исследования полосчатых карбонатных и алмазоносных пород месторождения Кумды-Коль позволяют приблизиться к решению очерченных выше вопросов, а также восстановить отдельные этапы прогрессивной и регрессивной стадий метаморфизма, что является чрезвычайно важным при разработке моделей эксгумации метаморфических пород сверхвысоких давлений [16].

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ИЗВЕСТКОВО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОД

В зарубежной литературе карбонатные породы Кокчетавского массива получили название доломитовых мраморов [4]. Это объясняется тем обстоятельством, что в большинстве алмазоносных пород преобладающим карбонатом является доломит. В то же время, как будет показано ниже, в одном образце могут встречаться слои, в которых карбонат представлен главным образом кальцитом, а в других доломитом. Кроме того, соотношение карбонатов и силикатов в этих породах значительно варьирует. В связи с этим мы полагаем, что более правильно называть такие породы известково-силикатными.

Известково-силикатные породы встречаются на месторождении Кумды-Коль в виде прослоев и линз среди биотитовых гнейсов и сланцев. Они сложены преимущественно гранатом, пироксеном и карбонатом. Характерной особенностью этих пород является полосчатость, выраженная в чередовании слоев, обогащенных гранатом и пироксеном, со слоями, в которых преобладает карбонат. В отдельных разновидностях появляется большое количество биотита, калиевого полевого шпата и амфибола. Среди акцессорных минералов присутствуют рутил, сфен, циркон, сульфиды, алмаз и графит.

В настоящей статье нами приводятся результаты исследования трех образцов известково-силикатных пород с контрастной полосчатостью и алмазоносностью. Гранаты обр. Кар-4 характеризуются высоким содержанием алмазов, отдельные его зерна содержат до нескольких сотен алмазов. В то же время в обр. Кар-98-6 установлено только несколько кристаллов алмазов, а обр. Кар-200 вообще не содержит алмазов.

Исследованный нами образец известково-силикатной породы Кар-200 представляет собой чередующиеся слои с различным содержанием силикатной и карбонатной составляющих, толщина слоев от 3 до 7 см. Размер зерен гранатов варьирует в широких пределах от 30 до 0,3 мм. В пределах образца было выделено семь слоев, из которых были выпилены пластинки для исследования состава минералов. Наиболее детально изучены контрастные слои А, В, Е и G: слой А обогащен карбонатом, В — сульфидами, Е является гранат-пироксеновым, в G преобладает карбонат.

Как показали исследования на рентгеноспектральном микроанализаторе и сканирующем электронном микроскопе LEO1430VP, снабженном детектором обратнорассеянных электронов, в слое А карбонат представлен кальцитом с небольшим содержанием магния (табл. 1). Гранаты в этом слое характеризуются широкими вариациями гроссулярового и пиропового компонентов (Grs 81-57, Prp 28-15,5) (рис. 1). Альмандиновый компонент изменяется незначительно (12—9,5). Встречаются как химически однородные зерна гранатов, так и гранаты с сильной химической зональностью, которая выражена в увеличении от центра к краю гроссулярового компонента (от 59 до 81 %) при уменьшении пиропового (от 27,6 до 11 %). Изменения в содержании титана не носят направленного характера, его количество может как увеличиваться, так и уменьшаться.

В гранате наблюдается большое количество минеральных включений, представленных кальцитом, клинопироксеном и фенгитом, распределение калия в пределах зерен пироксенов, включенных в гранаты, крайне неравномерное (см. табл. 1). Наблюдается как увеличение, так и уменьшение содержания

Таблица 1.

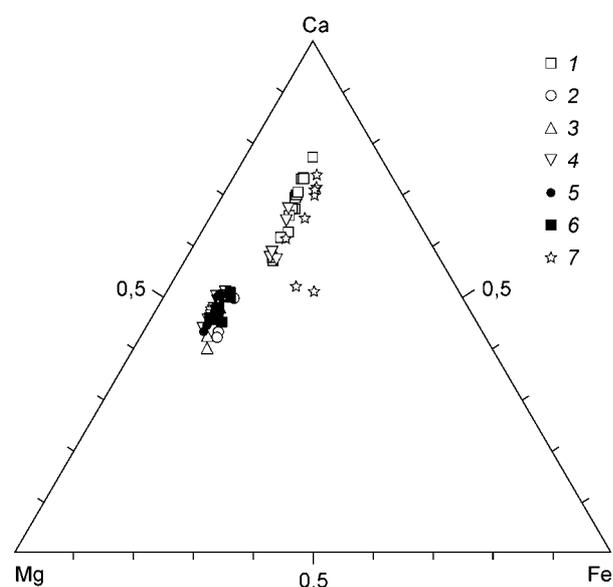
Представительные анализы (мас.%) минералов из обр. Кар-200

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
200-A											
Grт1-C	39,6	0,76	21,1	0,02	1,08	7,05	7,64	21,4	0,02	0,01	98,7
Grт1-R	40,2	0,82	21,2	0,02	1,14	6,98	7,49	21,7	0,01	0,01	99,4
Grт2-C	41,0	0,45	22,1	0,02	1,04	6,44	7,51	22,4	0,03	0,00	101,0
Grт2-R	40,9	0,37	22,2	0,01	0,78	4,22	2,87	29,9	0,02	0,00	101,3
Cpx-C	55,8	0,05	1,02	0,00	0,11	1,73	16,7	24,8	0,15	0,60	101,0
Cpx-R1	55,5	0,06	1,39	0,00	0,09	1,92	16,6	25,2	0,15	0,33	101,3
Cpx-R2	54,7	0,07	1,08	0,01	0,15	2,89	16,9	25,0	0,10	0,12	101,0
Carb	0,00	0,00	0,00	0,01	0,12	0,18	0,49	48,6	0,05	0,00	49,4
Grт3-C	39,5	0,52	21,1	0,03	0,84	4,82	3,73	28,4	0,03	0,00	99,0
Incl	50,1	0,54	29,2	0,02	0,01	0,72	3,59	0,10	0,01	8,24	92,5
Grт3-R	39,9	0,51	21,3	0,03	0,92	4,59	3,80	28,4	0,03	0,00	99,5
Grт4-C	40,6	0,40	21,9	0,03	0,93	6,51	7,55	22,3	0,02	0,00	100,2
Inc2	50,1	2,33	26,3	0,03	0,01	0,62	4,75	0,02	0,02	10,3	94,5
Inc3	0,00	0,00	0,00	0,01	0,09	0,29	0,96	58,3	0,02	0,04	59,8
Grт4-R	39,6	0,44	21,4	0,05	0,98	5,94	4,76	26,1	0,02	0,01	99,3
Grт5	39,4	0,66	21,2	0,01	1,01	5,81	4,68	26,3	0,01	0,01	98,9
Inc4-C	54,9	0,06	1,31	0,00	0,11	2,04	16,6	24,4	0,17	0,52	100,1
Inc4-R1	55,7	0,04	1,24	0,00	0,11	2,15	16,5	24,4	0,17	0,61	100,8
Inc4-R2	54,6	0,07	1,22	0,00	0,11	1,88	16,7	24,7	0,16	0,39	99,8
Inc4-R3	52,3	0,04	1,50	0,02	0,12	2,40	17,0	23,8	0,18	0,29	97,7
Simpl	0,46	0,03	0,47	0,00	0,17	0,40	0,78	54,2	0,00	0,00	56,5
»	54,4	0,05	1,21	0,01	0,10	2,40	16,7	25,2	0,19	0,01	100,3
»	39,3	0,13	32,7	0,01	0,01	0,54	0,15	24,0	0,00	0,01	96,9
»	38,8	1,17	15,4	0,04	0,08	6,43	22,1	0,20	0,06	7,52	91,8
200-B											
Grт1-C	40,6	0,61	21,6	0,01	0,82	5,77	10,6	19,0	0,00	0,00	98,9
Grт1-R	40,8	0,41	21,9	0,03	1,02	6,14	12,2	16,5	0,00	0,00	00,0
Grт2	41,4	0,73	21,6	0,07	0,80	5,82	10,1	20,1	0,02	0,00	100,6
Grт1-Incl	0,06	0,01	0,00	0,00	0,11	0,76	16,2	39,7	0,08	0,01	56,9
Grт2-Inc3	0,16	0,02	0,02	0,02	0,11	0,44	6,73	46,1	0,12	0,01	53,7
Carb	0,02	0,01	0,00	0,00	0,17	0,93	22,9	30,7	0,05	0,00	54,8
Cpx1-C	54,8	0,02	0,71	0,00	0,06	1,05	17,3	25,1	0,07	0,21	99,3
Cpx1-R	55,0	0,03	0,45	0,00	0,06	1,04	17,5	25,1	0,06	0,14	99,4
Inc in Grт	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	1,27	21,4	33,9	0,00	0,00	56,8
Inc	54,9	0,03	0,21	0,01	0,07	0,53	18,2	25,5	0,01	0,00	99,4
Grт	41,0	0,44	22,0	0,04	1,03	6,28	12,4	16,1	0,00	0,00	99,4
Cpx2	54,4	0,02	0,28	0,01	0,05	1,01	18,1	25,1	0,05	0,07	99,0
Mica	39,6	1,05	15,8	0,02	0,05	2,07	24,4	0,06	0,05	9,13	92,2
200-C											
Grт1-C	40,9	0,57	21,7	0,05	0,68	5,03	12,0	18,3	0,01	0,00	99,3
Incl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,11	0,90	22,9	33,2	0,02	0,00	57,1
Inc2	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07	0,26	4,11	58,0	0,01	0,00	62,5
Inc3	54,8	0,05	0,57	0,01	0,06	0,92	18,0	25,7	0,05	0,07	100,2
Grт1-R	40,7	0,48	21,9	0,02	0,85	5,52	13,0	16,4	0,00	0,01	98,9
Carb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,96	23,0	33,7	0,01	0,00	57,8
Cpx-R	53,8	0,02	0,62	0,00	0,05	0,88	18,2	25,4	0,06	0,03	99,0
Mica	39,7	1,29	16,6	0,02	0,02	1,95	24,4	0,05	0,03	9,45	93,5
Crt2-C	40,8	0,70	21,6	0,04	0,69	5,10	11,8	18,7	0,01	0,00	99,4
Grт2-R	41,6	0,42	22,3	0,00	0,93	6,16	13,4	15,4	0,00	0,00	100,2

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
200-E											
Grт-C	40,6	0,56	22,3	0,02	0,72	4,77	11,8	18,8	0,01	0,01	99,6
Inc1	52,3	0,45	4,40	0,00	0,05	0,80	15,8	25,3	0,06	0,04	99,2
»	44,6	2,27	13,8	0,02	0,06	0,91	12,3	25,0	0,07	0,00	98,9
Inc2	55,5	0,07	0,30	0,00	0,07	0,87	18,1	25,2	0,04	0,09	100,2
Inc3	53,5	0,30	2,49	0,01	0,07	0,92	17,3	25,1	0,08	0,06	99,8
Grт-C	40,5	0,71	22,0	0,01	0,75	4,72	11,5	19,4	0,00	0,00	99,6
Grт-R	40,2	0,43	22,0	0,01	0,73	4,89	12,5	18,1	0,01	0,01	99,0
Carb	0,0	0,00	0,00	0,00	0,40	0,07	0,24	58,5	0,01	0,01	59,2
Tlc	62,4	0,01	0,00	0,00	0,02	1,60	30,6	0,37	0,07	0,00	95,0
Cpx1	54,8	0,06	1,07	0,00	0,06	0,84	17,4	25,2	0,06	0,17	99,7
Phl	40,6	1,09	15,5	0,01	0,02	1,80	24,4	0,02	0,03	9,62	93,0
Cpx2	55,9	0,03	0,36	0,00	0,06	0,78	17,4	25,4	0,07	0,04	100,0
200G											
Carb	0,09	0,00	0,00	0,00	0,26	0,01	0,19	56,3	0,00	0,00	56,9
Tlc	61,5	0,00	0,01	0,00	0,02	1,44	32,5	0,63	0,14	0,01	96,2
Grт1	41,0	0,56	22,2	0,00	0,81	5,25	13,3	16,9	0,02	0,00	100,0
Phl	40,1	0,72	15,1	0,01	0,01	1,68	25,4	0,03	0,04	10,5	93,6
Grт2-C	40,6	0,88	21,4	0,03	0,72	4,53	11,6	19,6	0,01	0,00	99,4
Inc1	0,06	0,00	0,00	0,00	0,20	0,41	0,68	55,4	0,04	0,00	56,8
Inc2	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,22	3,43	51,5	0,00	0,00	55,2
Grт2-R	40,5	0,54	21,3	0,01	0,78	4,94	13,7	17,0	0,02	0,00	98,7
Grт3	41,2	0,96	21,4	0,02	0,66	4,51	11,5	19,9	0,01	0,00	100,1
Inc3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,27	3,19	55,6	0,00	0,00	59,1
»	0,06	0,00	0,02	0,00	0,06	0,18	4,32	46,3	0,06	0,00	51,0
»	0,11	0,00	0,00	0,00	0,05	0,49	19,8	32,9	0,01	0,00	53,4

Примечание. Grт — гранат, Cpx — клинопироксен, Phl — флогопит, Simpl — симплектит, Inc — включение, Mica — слюда, Tlc — тальк, Carb — карбонат, C — центральная часть зерна, R — краевая часть зерна.

калия от центра к краю. Более того, разные края одного зерна могут значительно различаться по содержанию примеси калия. Встречаются двухфазовые включения, в состав которых входят пироксен и кальцит или кальцит и фенгит. Содержание Si в фенгите достигает 3,4 ф.е. Содержание TiO₂ варьирует от 0,5 до 2,3 %.



Гранат замещается симплектитом, состоящим в основном из цоизита, пироксена и кальцита (см. табл. 1). Иногда в симплектите присутствует флогопит и хлорит. Следует отметить, что процесс замещения проявлен крайне неравномерно. В одном шлифе наблюдаются и полностью замещенные зерна граната, и практически не затронутые этим процессом.

Пироксен матрикса содержит примесь калия, достигающую 0,6 %. Кроме того, в зернах пироксена присутствуют ламелли, но их толщина (2—3 мкм) не позволяет сделать их количественный анализ.

Рис. 1. Вариации составов гранатов из полосчатых известково-силикатных пород.

Гранаты из обр. Кар-200: 1 — из слоя А, 2 — из слоя В, 3 — из слоя С, 4 — из слоя Е; 5 — из слоя G; 6 — гранаты из обр. Кар-4; 7 — гранаты из слоя А и Б обр. Кар-98-6.

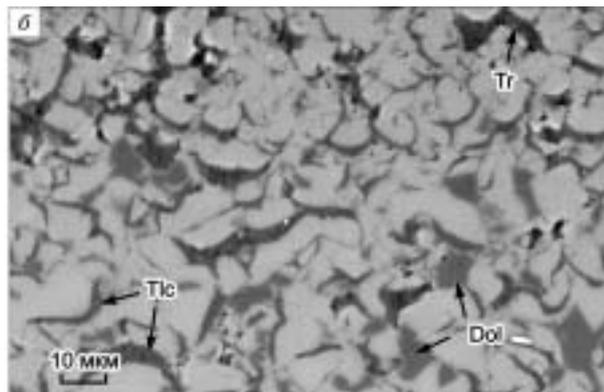
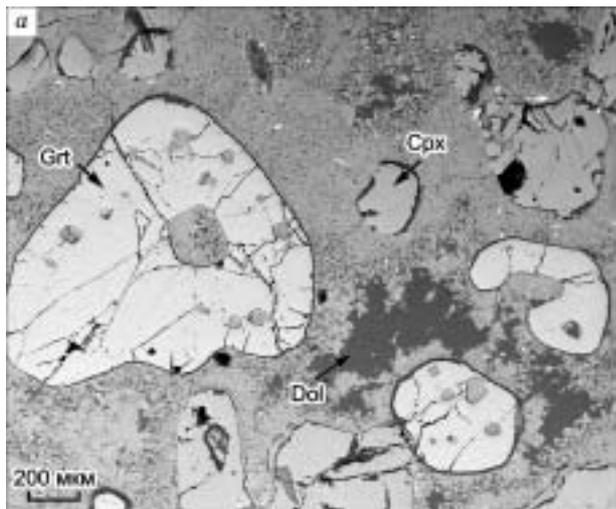


Рис. 2. Замещение доломита тремолит-талк-кальцитовым агрегатом в обр. Кар-200.

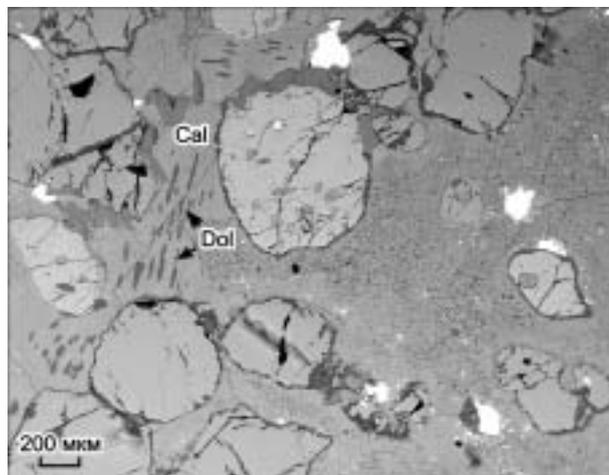
Пояснения в тексте. Изображение в обратнорассеянных электронах.

В отличие от слоя А, в других слоях исследованного образца карбонат матрицы представлен главным образом доломитом и, как показали исследования на сканирующем электронном микроскопе и рентгеновском микроанализаторе, развивающимся по нему агрегатом кальцита, талька и тремолита (рис. 2). В слое В, кроме того, присутствует кальцит с вростками доломита (рис. 3). В гранатах в виде включений идентифицированы магнезиальный кальцит и доломит, который во включениях замещается агрегатом кальцита и талька (рис. 4). На границе гранат—карбонат наблюдается хлорит. Довольно часто встречаются включения, состоящие из магнезиального кальцита и доломита (см. табл. 1, рис. 5). Максимальное содержание магния в магнезиальном кальците достигает 6,7 %. Гранат в слое В содержит меньшеgrossулярового компонента и характеризуется иным типом зональности по сравнению с гранатом слоя А. У гранатов от центра (Grs 52 Prp 42 Alm 9,3) к краю (Grs 44,6 Prp 50 Alm 10) уменьшается содержание grossулярового компонента при увеличении пиропового (см. табл. 1). В отдельных зернах клинопироксена наблюдаются ламеллы фенгита. Пироксен содержит значительно меньше примеси калия, по сравнению с пироксеном из слоя А (0,2 мас.% K₂O). Среди карбонатов встречаются отдельные зерна флогопита. В качестве аксессуариев отмечены рутил и сульфиды. Состав включений карбонатов в гранатах этого слоя значительно варьирует по составу даже в пределах одного зерна. Другие слои аналогичны по минералогии слою В. Гранат в слое G практически незонален (см. табл. 1).

Образец Кар-4 характеризуется высокой алмазонасностью. Алмазы встречаются главным образом в виде включений в гранате и в развивающемся по нему флогопите (рис. 6). Значительно реже включения алмазов наблюдаются в пироксенах. Так же, как и в обр. Кар-200, полосчатость является следствием чередования слоев, обогащенных карбонатом, со слоями, обогащенными гранатом и пироксеном. Размер зерен граната сильно варьирует. В слое А он достигает 30 мм, в других слоях не превышает 2—3 мм. Порода сложена гранатом, пироксеном, карбонатом, флогопитом. Среди аксессуарных минералов отмечаются рутил, апатит и графит. Пироксен почти полностью замещен агрегатом, состоящим из талька и кальцита. Тальк-кальцитовый агрегат развивается по доломиту матрикса (рис. 7). Гранат замещается биотит-хлоритовым агрегатом. В гранатах помимо алмазов и графита встречаются включения карбонатов, фенгита, биотита, апатита, а также полифазные включения, состоящие из флогопита и кальцита либо фенгита и кальцита, флогопита, кальцита и цоизита (табл. 2). Фенгит характеризуется высоким содержанием селадонитового компонента (Si — 3,6 ф.е).

Рис. 3. Кальцит с вростками доломита.

Изображение в обратнорассеянных электронах.



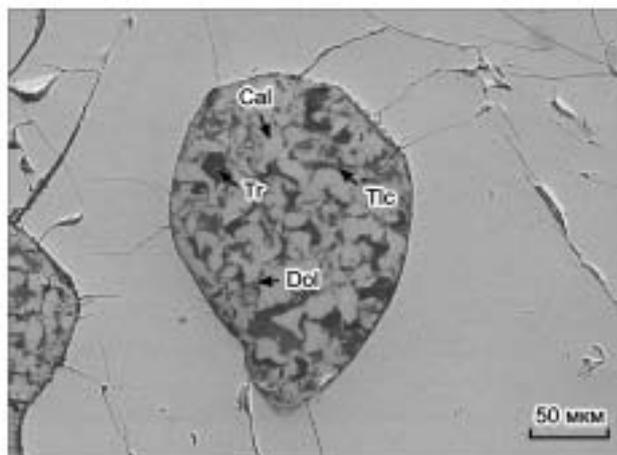


Рис. 4. Включение доломита в гранате, замещенное тремолит-талк-кальцитовым агрегатом.
Изображение в обратнорассеянных электронах.

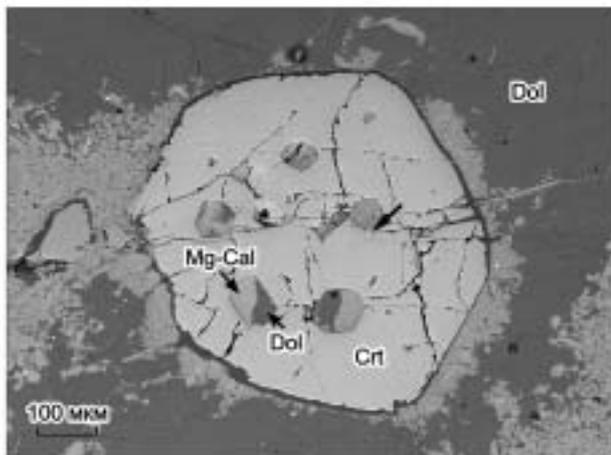


Рис. 5. Идиоморфные включения сложного состава в гранате.
Пояснения в тексте. Изображение в обратнорассеянных электронах.

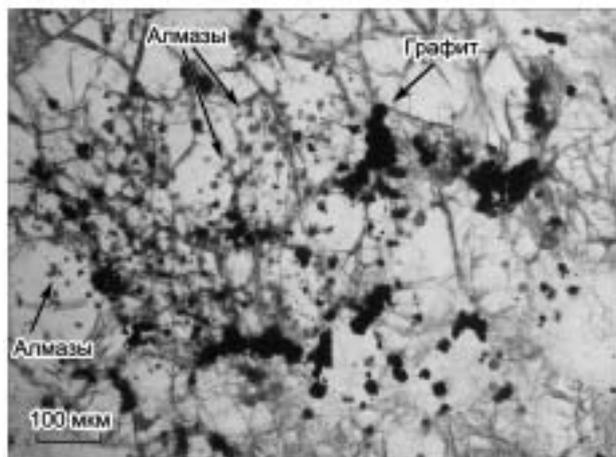


Рис. 6. Включения микроалмазов и графита в гранате из обр. Кар-4.

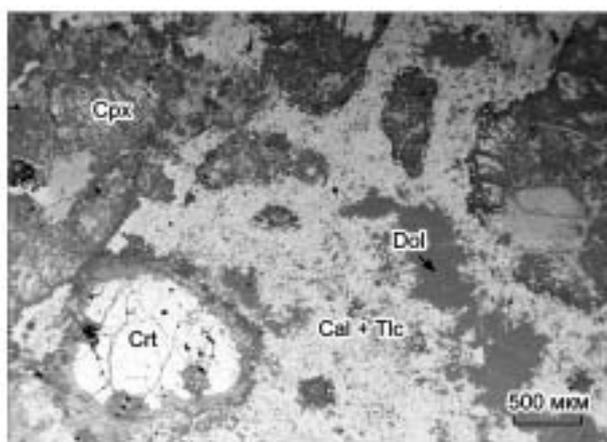


Рис. 7. Замещение доломита тальк-кальцитовым агрегатом.
Наблюдается также замещение зерен пироксена тальком и кальцитом. Изображение в обратнорассеянных электронах.

Полифазные включения карбонатов имеют округлую форму и представлены кальцитом, в котором отмечаются колебания в содержании магния от 0,1 до 2 %. Помимо этих включений присутствуют округлые включения доломита, в центральной части которых наблюдаются глобулы сложного состава (рис. 8). Как показали исследования на рентгеновском микроанализаторе, сканирующем электронном микроскопе, а также рамановском спектрометре, эти глобулы состоят из магнезита, кварцевого стекла, доломита и кальцита (см. табл. 2), образующего мелкозернистый агрегат, в котором присутствуют зерна кварца.

Гранаты во всех слоях этого образца характеризуются слабой химической зональностью. От центра к краю в них наблюдается уменьшениеgrossулярового компонента и увеличение пиропового (см. табл. 2).

Алмазоносная известково-силикатная порода обр. Кар-98-6 сложена пироксеном, гранатом, карбонатом, биотитом, калиевым полевым шпатом (рис. 9). В качестве аксессуарных минералов встречаются рутил, сфен и графит. В гранате идентифицированы включения алмаза, биотита, пироксена и карбоната. Наблюдается замещение зерен граната пироксен-цоизитовым симплектитом. Биотит встречается либо в виде дискретных зерен, либо образует скопления. Кроме того, биотит замещает зерна пироксена и граната, хотя этот процесс проявлен слабо. В породе присутствуют две генерации пироксена. Пироксен первой

Таблица 2.

Представительные анализы (мас.%) минералов из обр. Кар-4

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Grt1-C	41,8	0,26	22,7	0,00	0,64	5,26	12,1	17,7	0,04	0,01	100,6
Incl	0,00	0,02	0,00	0,00	0,26	3,35	44,2	2,22	0,02	0,02	50,1
»	0,08	0,01	0,00	0,00	0,15	1,37	24,3	31,6	0,02	0,01	57,5
»	93,9	0,01	0,00	0,01	0,01	0,12	0,14	0,25	0,00	0,00	94,4
»	0,42	0,01	0,00	0,00	0,92	1,10	1,41	59,7	0,00	0,01	63,6
Grt1-R	41,8	0,28	22,5	0,01	0,63	5,15	11,7	17,8	0,04	0,14	99,9
Grt2-C	41,0	0,30	22,3	0,02	0,62	5,48	10,6	19,1	0,03	0,01	99,4
Incl	0,02	0,03	0,00	0,00	0,37	0,65	4,44	55,1	0,00	0,14	60,8
»	40,6	2,55	15,6	0,02	0,04	3,22	22,9	0,12	0,05	8,79	93,9
Incl2	39,7	2,58	14,5	0,02	0,06	4,32	23,4	0,12	0,05	8,17	92,9
»	0,01	0,04	0,00	0,00	0,31	0,10	0,37	60,3	0,01	0,03	61,1
Grt2-R	41,5	0,26	22,5	0,00	0,62	5,17	11,7	18,5	0,03	0,02	100,1
Grt3	42,0	0,24	22,8	0,02	0,67	4,99	11,7	18,4	0,03	0,01	100,9
Incl	0,01	0,02	0,00	0,00	0,24	0,01	0,33	59,8	0,03	0,00	60,5
»	0,01	0,00	0,00	0,00	0,16	0,75	2,24	59,0	0,00	0,00	62,2
Incl2	55,6	1,41	23,3	0,02	0,01	0,16	5,20	0,01	0,02	6,24	92,0
»	0,98	0,01	0,25	0,01	0,32	0,31	2,65	56,5	0,00	0,01	61,0
Incl3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	1,33	22,4	32,6	0,03	0,01	56,6
Grt4	41,5	0,15	22,7	0,01	0,58	5,92	10,1	19,7	0,04	0,01	100,7
Incl4	0,02	0,00	0,00	0,00	0,19	0,05	0,10	63,6	0,02	0,00	63,9
Grt5	41,6	0,19	22,7	0,00	0,64	5,13	11,8	18,3	0,03	0,00	100,4
Incl5	0,10	0,04	0,00	0,00	0,07	0,03	0,08	53,4	0,08	0,03	53,8
»	39,7	0,08	32,3	0,02	0,03	0,42	0,94	24,2	0,03	0,02	97,7
»	38,5	2,33	14,6	0,12	0,11	4,63	22,2	0,56	0,10	7,71	90,8
Phl	40,0	1,69	15,1	0,01	0,04	4,05	23,4	0,01	0,14	8,77	93,2
Dol	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	1,32	22,7	32,4	0,04	0,00	56,6
Cpx	54,9	0,07	1,95	0,01	0,07	1,27	17,4	23,8	0,38	0,44	100,3

Примечание. Dol — доломит, остальные обозначения см. табл. 1.

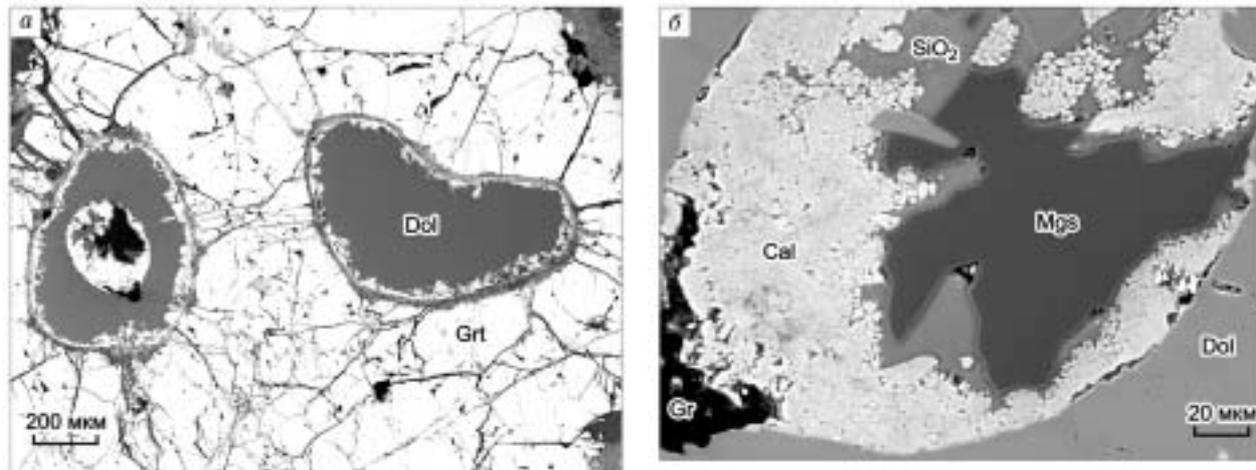


Рис. 8. Включения сложного состава в гранате обр. Кар-4.

a — справа включение доломита, слева — доломита с глобулой сложного состава; *b* — глобула, состоящая из кальцита, магнезита и аморфного кремнезема с высоким содержанием воды. Изображение в обратнорассеянных электронах.

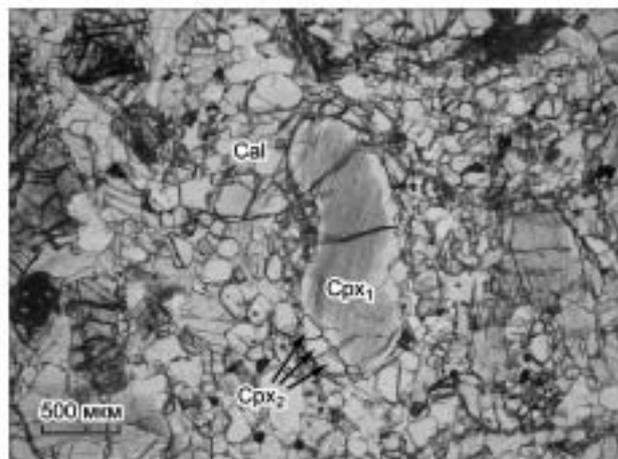


Рис. 9. Образец Кар-98-6. Крупный порфиробласт пироксена в карбонат-пироксеновом матриксе.

Пояснения в тексте.

генерации встречается в виде крупных субидиоморфных зерен. Мелкие зерна пироксена второй генерации часто окружают зерна пироксена первой генерации (см. рис. 9). В пироксене первой генерации установлены ламелли калиевого полевого шпата, биотита и фенгита. При этом наблюдаются зерна либо только с ламеллями калиевого полевого шпата, либо с ламеллями биотита и калиевого полевого шпата, фенгита, фенгита и калиевого полевого шпата. Мелкие зерна пироксена

не содержат ламеллей. Иногда в зернах пироксена, включенных в гранат, наблюдаются ламелли калиевого полевого шпата и биотита. В отдельных зернах пироксена наблюдается процесс замещения ламеллей калиевого полевого шпата биотитом.

Как видно из данных табл. 3, зерна граната характеризуются слабой регрессивной зональностью, выраженной в увеличении от центра к краю содержания железа и уменьшении кальция и магния. В то же

Таблица 3. Представительные анализы (мас.%) минералов из обр. Кар-98-6

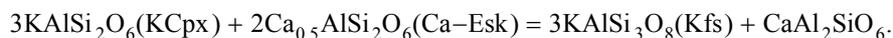
Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
98-6-А											
Grt1-C	40,4	0,25	21,9	0,01	0,93	10,0	7,18	19,4	0,03	0,00	100,1
Grt1-R	40,8	0,19	22,1	0,00	0,97	11,5	6,36	18,6	0,05	0,00	100,6
Incl	53,8	0,04	2,83	0,00	0,10	3,32	14,8	23	1,06	0,14	99,1
Inc2	54,5	0,04	2,71	0,00	0,09	3,34	14,8	23	0,75	0,62	99,9
Inc3	39,6	3,48	16,7	0,02	0,05	6,60	16,8	0,03	0,04	9,73	93,1
Cpx1	54,0	0,05	2,16	0,00	0,11	3,43	15,3	23,7	0,66	0,08	99,5
Lam	37,2	2,02	15,5	0,00	0,08	8,68	18,3	0,9	0,13	8,50	91,3
Lam	63,5	0,02	17,8	0,00	0,01	0,30	1,90	1,34	0,73	13,7	99,3
Cpx2	53,6	0,04	1,83	0,01	0,18	3,11	16,0	23,9	0,27	0,07	99,0
Lam	51,4	0,50	29,9	0,00	0,02	0,94	3,48	0,11	0,05	8,88	95,3
Grt2-C	40,2	0,43	21,5	0,02	1,01	6,91	3,60	25,9	0,05	0,00	99,6
Bt	37,5	2,12	14,9	0,01	0,14	11,2	17,7	0,08	0,09	9,47	93,2
Grt2-R	39,8	0,39	21,6	0,03	1,05	7,11	3,87	25,4	0,04	0,00	99,3
98-6-В											
Grt1-C	39,3	0,40	20,8	0,02	0,99	6,55	3,37	27,6	0,05	0,00	99,1
Grt1-R	39,6	0,38	21,3	0,01	1,08	7,00	3,82	26,3	0,04	0,01	99,5
Inc-C	53,4	0,00	1,78	0,00	0,11	2,95	16,0	24,6	0,35	0,26	99,5
Inc-R	54,1	0,00	2,11	0,00	0,14	2,90	15,9	24,3	0,36	0,36	100,2
Cpx1	55,0	0,00	1,92	0,01	0,11	2,46	15,7	24	0,35	0,45	100,0
Lam	51,1	1,01	28,3	0,00	0,02	1,08	3,91	0,24	0,04	5,92	91,6
Lam	63,5	0,00	16,8	0,00	0,00	0,11	0,04	0,2	0,06	14,8	95,5
Cpx2	53,0	0,02	2,11	0,00	0,18	3,39	15,8	24,7	0,33	0,02	99,6
Cpx3	54,3	0,05	1,40	0,00	0,09	2,34	16,0	24,7	0,29	0,07	99,2
Lam	65,1	0,00	17,9	0,00	0,02	0,07	0,05	0,16	0,24	16,0	99,5
Grt2-C	40,4	0,42	21,7	0,00	0,63	7,04	6,39	22,9	0,03	0,00	99,5
Inc	37,6	2,46	15,9	0,00	0,19	9,26	19,1	0,42	0,01	8,15	93,1
Grt2-R	40,2	0,23	21,6	0,00	0,87	7,44	4,97	24,0	0,02	0,01	99,3
Zo	39,9	0,08	31,7	0,00	0,03	1,05	0,32	24,0	0,00	0,00	97,1

Примечание. Lam — ламель, Bt — биотит, Zo — цоизит, остальные обозначения см. в табл. 1.

время наблюдаются сильные вариации в составе разных зерен граната в пределах одного шлифа. Так, содержание гроссулярового компонента варьирует от 50 до 75 %. При этом отношение $Mg/(Mg + Fe)$ меняется не столь значительно (от 0,48 до 0,56). Состав клинопироксенов, включенных в гранаты, отличается от породообразующих пироксенов повышенным содержанием примеси калия даже в тех случаях, когда в них наблюдаются структуры распада. Кроме того, выявлена зональность в распределении примеси калия у пироксенов, включенных в гранаты, содержание которой падает от центра к краю. Пироксены с ламеллями фенгита и калиевого полевого шпата имеют практически одинаковый состав. Фенгит, присутствующий в виде ламелл в пироксене, характеризуется высоким содержанием селадонитового компонента ($S = 3,36—3,42$ ф.е.). Содержание титана варьирует от 0,5 до 1,7 %. Биотит образует отдельные ламелли, а также наблюдается замещение ламелл калиевого полевого шпата биотитом. Железистость биотита ($Fe/(Fe + Mg) \cdot 100$) из породы варьирует от 25 до 35. У биотита, образующего включения, от 21 до 27. Биотит, образующий ламелли, имеет железистость $Fe/Mg = 0,266$. Содержание титана во включениях лежит в интервале 2,46—3,48 %. У вторичного биотита, образующего ламелли, 2—2,12 %. Карбонат, встречающийся в виде включений в гранате, и карбонат матрикса содержат незначительную примесь магния.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характерной особенностью пироксенов известково-силикатных пород является примесь калия. Вопрос о происхождении пироксенов с высокой примесью калия в метаморфических породах Кокчетавского массива неоднократно обсуждался ранее в литературе [2—4, 12, 13, 16—18]. Согласно [13, 18], калиевый клинопироксен кристаллизовался на ликвидусе богатого калием карбонатно-силикатного расплава. Наличие в породах наряду с высококалиевым пироксеном пироксена, не содержащего примесь калия, объясняется несмесимостью силикатного расплава и рассолов при поднятии магмы с глубины 250 км. Однако авторы предложенной модели не учитывают того, что данные изотопно-геохимических исследований указывают на коровый источник протолитов гранат-пироксеновых и кальций-силикатных пород [20]. Еще одним моментом, требующим обсуждения в связи с проблемой образования калиевых пироксенов, является присутствие в них ламелл калиевого полевого шпата. Согласно [21], выделения калиевого полевого шпата в клинопироксене являются результатом распада твердого раствора клинопироксена

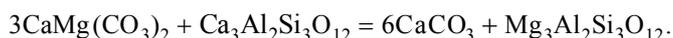


Л.Л. Перчук с соавторами [18] отмечают, что отсутствие в составе твердых растворов у калиевых пироксенов из гранат-пироксеновых пород кальциевой молекулы Эскола не позволяет интерпретировать ламелли калиевого полевого шпата как результат распада. По их мнению, выделения калиевого полевого шпата могут быть результатом перитектической реакции $KCpx + \text{расплав} = Di + Kfs$. Однако, согласно данным [15], калиевые пироксены из кальций-силикатных пород содержат кальциевую молекулу Эскола. В рамках этой дискуссии отметим следующие факты. Ранее нами отмечалось, что наряду с ламеллями калиевого полевого шпата в пироксенах присутствуют иглы кварца [2]. Как показали наши исследования, в большинстве случаев ламелли в калиевых пироксенах представлены фенгитом. Относительно происхождения ламелл водосодержащих минералов существуют различные точки зрения. Дж. Папик с соавторами [22] рассмотрели три возможных пути происхождения ламелл амфибола в пироксене: 1) изменение пироксена при реакции гидратации; 2) распад твердого раствора; 3) эпитаксиальный рост пироксена и амфибола. Изученные пироксены наряду с ламеллями флогопита и фенгита содержат ламелли калиевого полевого шпата. Можно допустить, что слюды развиваются по ранее выпавшим ламеллям КПШ. Действительно, в ряде случаев наблюдается развитие ламелл флогопита по ламеллям калиевого полевого шпата. Кроме того, флогопит, присутствующий в породе, по составу близок к флогопиту ламелл. В то же время в ряде образцов (Кар-98-6) фенгит присутствует только в виде ламелл в пироксене. Пироксены с ламеллями фенгита встречаются не только в матриксе, но также в виде включений в гранате, в которых наблюдаются алмазы. В большинстве случаев краевые части зерен пироксена свободны от ламелл фенгита. С учетом этого мы рассматриваем ламелли фенгита как структуры распада твердого раствора пироксена.

Следовательно, распад твердого раствора калиевых пироксенов имеет более сложный характер и не может описываться простыми реакциями, приведенными выше. Содержание селадонитового компонента в фенгите ($Si = 3,4$ ф.е.) ламелл свидетельствует о том, что их выпадение происходило при высоком давлении. Ранее нами обсуждалась возможная модель образования калиевых пироксенов [17]. В этой модели принимались во внимание следующие факты. На месторождении Кумды-Коль выделяются два типа гранат-пироксеновых и известково-силикатных пород, имеющих близкий минералогический состав. Различаются они только тем, что пироксен в породах первого типа содержит примесь калия, в то время как в пироксене из пород второго типа примесь калия отсутствует. В алмазоносных известково-сили-

катных породах отмечается пироксен двух генераций. Алмазы встречаются только в породах, пироксен которых содержит примесь калия. Основываясь на этих фактах, мы предположили, что калиевые пироксены и алмазы кристаллизуются при взаимодействии высококалиевого водно-углеродного флюида с карбонатными породами. Полученные новые данные позволяют уточнить эту модель.

Как показывают проведенные исследования, в пределах одного образца (Кар-200) в различных слоях встречается пироксен с примесью калия и пироксен, не содержащий калий. При этом в слое А, где пироксен содержит ламелли фенгита, включения последнего часто встречаются в гранате. Следует отметить, что содержание калия в пироксенах, включенных в гранаты, от центра к краю может как возрастать, так и уменьшаться, более того, в пределах одного зерна краевые части могут значительно различаться по составу (см. табл. 1). Отмечаются двухфазовые включения, состоящие из пироксена и кальцита. Гранат в слое А демонстрирует химическую зональность, выраженную в увеличении от центра к краюgrossулярового компонента при уменьшении пиропового. Согласно данным [22], у гранатов, сосуществующих с карбонатом, при увеличении давления растет содержание grossулярового компонента согласно обменной реакции:



Следовательно, можно было бы интерпретировать наблюдающуюся зональность как свидетельство роста давления. В то же время в гранатах из других слоев наблюдается противоположная тенденция. У краевых частей зерен растет содержание пиропового компонента и падает grossулярового. Различается и состав карбонатов в разных слоях обр. Кар-200. В слое А карбонат представлен кальцитом с низкой примесью магния, а в других слоях присутствует доломит. Вероятно, можно предположить, что в слое А гранат находился в равновесии не с кальцитом, а с арагонитом. Для граната и арагонита коэффициенты распределения магния и кальция, по всей видимости, должны отличаться от таковых для кальцита и граната. В обр. Кар-98-6 и Кар-4 у гранатов отмечается регрессивная зональность. Краевые части обогащены алмандиновым компонентом.

В виде включений в гранатах обр. Кар-200 и Кар-4 встречаются либо магнезиальный кальцит, либо доломит. Как уже упоминалось выше, содержание магния в кальците варьирует в значительных пределах. Аналогичная картина наблюдалась и в образцах карбонатных пород, исследованных Ю. Огасавара с соавторами [6]. Вследствие этих вариаций состава карбонатов значения коэффициента распределения ($K_D = (\text{Ca}/\text{Mg})_{\text{Grt}}/(\text{Ca}/\text{Mg})_{\text{car}}$) даже в пределах одного образца могут различаться на два порядка. Согласно [6], гетерогенность состава магнезиального кальцита является следствием растворения мелких выделений доломита в арагоните или кальците на регрессивной стадии. Магнезиальный кальцит, образовавшийся в ходе этой реакции, в дальнейшем распадается на кальцит и доломит. Но с этой точки зрения трудно объяснить вариации в составе включений в гранате. По нашим наблюдениям, включения, имеющие форму монокристалла в слое С, часто состоят из доломита и кальцита (см. рис. 5). В ряде случаев выделения доломита в кальците являются результатом распада твердого раствора (рис. 10). При этом соотношения доломита и кальцита значительно варьируют. По нашему мнению, эти включения не могут интерпретироваться как распад твердого раствора магнезиального кальцита. Следовательно, состав магнезиального кальцита, присутствующего в породе, не отражает состав карбоната на стадии прогрессивного метаморфизма. Однако можно полагать, что состав включений доломита в гранатах существенно не изменялся. Если использовать доломит при расчете давления в предложенном Г. Джаксли и Г. Браем [23] предварительном варианте гранат-карбонатного барометра, то для породы обр. Кар-4 величина давления при температуре 1000 °С составляет 5,8—5,9 кбар, а для обр. Кар-200-G — 5,6 кбар.

Ранее в виде включений в цирконах из алмазоносной известково-силикатной породы (кк-91-16) были идентифицированы включения магнезита, доломита, магнезиального кальцита и кальцита с очень низкой примесью магния [2]. Ассоциация магнезиального кальцита, кальцита (арагонита) и доломита может интерпретироваться как отвечающая эвтектике в системе $\text{CaCO}_3\text{—MgCO}_3$ [24]. Появление магнезита объяснялось реакцией $\text{Dol} + \text{En} = \text{Mg} + \text{Di}$. Полученные новые данные позволяют с иных позиций рассматривать появление магнезита. Он установлен в составе глобул

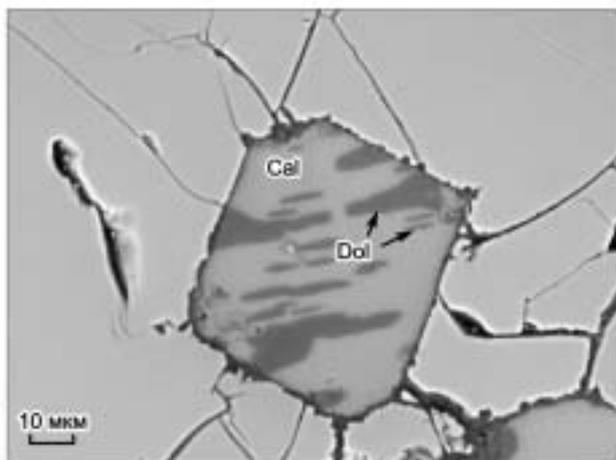
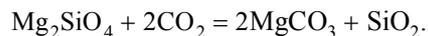


Рис. 10. Включение кальцита со структурами распада (обр. Кар-200-В).

Изображение в обратнорассеянных электронах.

сложного состава во включениях доломита в обр. Кар-4. Форма выделений позволяет предполагать, что глобулы представляют раскристаллизованный расплав или надкритический флюид. Как говорилось выше, в состав глобул входит магнезит, аморфный SiO_2 и мелкораскристаллизованный агрегат, состоящий преимущественно из кальцита с небольшой примесью кварца. Согласно экспериментальным исследованиям, карбонатитовые расплавы, образующиеся при плавлении перидотитов, содержат не менее 5 % SiO_2 и по составу являются доломитовыми, а сосуществующий флюид существенно водным [25—27]. Состав глобул согласуется с этими данными. Однако требует пояснения сосуществование магнезита и кальцита. Можно было бы предполагать, что содержимое глобул кристаллизовалось выше кривой устойчивости доломита, согласно [19]. Алмазоносные известково-силикатные породы Кокчетавского массива были метаморфизованы при давлении выше кривой распада доломита на магнезит и арагонит. Учитывая экспериментальные данные [28, 29], это может свидетельствовать о том, что породы земной коры были субдуцированы на глубину, превышающую 250 км. По мнению авторов, графит, встречающийся в трещинах граната, образовался согласно реакции $\text{MgCO}_3 = \text{MgO} + \text{C} + \text{O}_2$. В качестве еще одного свидетельства присутствия магнезита приводится клинохлор, который встречается на границе включений карбонатов в гранате. Его появление объясняется реакцией мэйджоритового граната с магнезитом. Мы считаем, что эти факты не могут рассматриваться в качестве доказательства того, что известково-силикатные породы были метаморфизованы при давлении выше кривой распада доломита. Как показывают наши исследования, на регрессивном этапе метаморфизма известково-силикатные породы взаимодействовали с водным флюидом. Следствием этого является интенсивное замещение доломита тальком, тремолитом и кальцитом. На границе карбонатных включений с гранатом появляется хлорит. Что касается графита, то ранее нами было показано, что в алмазоносных породах присутствует графит двух генераций [1]. Графит первой генерации встречается в виде включений в гранате, в то время как графит второй генерации наблюдается в межзерновом пространстве или в трещинах в гранате и пироксене.

Идентифицированный нами магнезит также не может рассматриваться как продукт распада доломита. Этому противоречит тот факт, что глобулы находятся в доломите. По данным экспериментального исследования, в системе форстерит— H_2O — C [30] при давлении 7,5 ГПа и температуре 1600 °С в качестве закалочных фаз установлены магнезит и коэсит. Это свидетельствует о возможности реакции



С учетом этого, а также наличия в глобулах аморфного кремнезема мы предлагаем следующую схему появления магнезита. Из образовавшегося при частичном плавлении карбонатитового расплава кристаллизовался доломит, который захватывал в виде включений остаточный расплав, обогащенный кремнеземом. Из расплава в захваченных включениях кристаллизовались кальцит и форстерит. На регрессивной стадии при взаимодействии оливина с водно-углекислым раствором, законсервированном во включениях, образовывался магнезит и аморфный кремнезем. В пользу этой модели свидетельствует и наличие флюидных включений в магнезите. Несмотря на имеющиеся сложности в интерпретации состава обнаруженных глобул, они, несомненно, представляют первое прямое свидетельство частичного плавления карбонатных пород.

Еще одним моментом, требующим рассмотрения, является отсутствие во включениях калия. Состав карбонатитовых расплавов должен отражать состав источника, из которого они выплавляются [31]. О том, что калий присутствовал в известково-силикатных породах на пике метаморфизма, свидетельствует ряд фактов. Пироксены алмазоносных пород содержат примесь калия и ламелли ортоклаза или фенгита. Присутствие калиевого пироксена предполагает высокое содержание калия в равновесном с ним флюиде или расплаве [18, 32, 33]. В гранатах часто встречаются включения биотита и фенгита, более того, отмечаются срастания алмазов со слюдой. Исследование включений в алмазах метаморфических пород методом аналитической электронной микроскопии показало, что они содержат включения высококалийевого С-О-Н флюида [34]. В то же время содержание силикатного компонента в этом флюиде незначительное. В связи с этим возникает вопрос об источнике флюида. Этот источник может быть внутренним или внешним. Ранее нами предполагалось, что таким источником могли быть гранат-биотитовые гнейсы. Если рассматривать внутренний источник, то им могли являться либо флогопит, либо фенгит.

Исследования устойчивости флогопита в системах флогопит—лерцолит, флогопит—диопсид, флогопит—форстерит свидетельствуют об инконгруэнтном разложении флогопита [35—37]. При этом образуется калиевый рихтерит. В связи с тем, что отношения К/ОН близки в рихтерите и флогопите, то образуется только небольшое количество флюида [35]. Поэтому разложение флогопита в кальций-силикатных породах не может обеспечить содержание калия, аналогичное определенному в [34].

Другой калийсодержащей фазой в исследованных породах является фенгит. Принимая во внимание, что в карбонатных породах фенгит присутствует только в виде включений в гранатах, мы можем предполагать, что высококалийевый флюид появился при разложении фенгита. Тогда получает объяснение и то, что в полосчатой породе обр. Кар-200 повышенная примесь калия наблюдается только в пироксенах слоя А, где в гранате установлено большое количество включений фенгита. В исследованных включениях

в микроалмазах из известково-силикатной породы [34] помимо калия в значительном количестве присутствует кальций. С учетом данных исследования микроалмазов методом ИК-Фурье спектроскопии [5], а также низкого содержания хлора, авторы приходят к заключению, что содержимое включений представляет богатый калием С-О-Н флюид с растворенными в нем фосфатами, хлоридами и сульфатами. Отрывочность данных по системе $K_2O-CaO-SiO_2-Al_2O_3-CO_2$ не дает возможности с достаточной степенью достоверности определить источник высококалийного флюида. Однако исследование полосчатого обр. Кар-200 свидетельствует в пользу внутреннего источника флюидов. Для окончательного решения вопроса планируется провести детальные исследования контактирующих гнейсов и известково-силикатных пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С учетом полученных данных модель эволюции известково-силикатных пород представляется в следующем виде. В качестве протолитов этих пород рассматриваются глинистые известковые доломиты. В ходе субдукции вода, высвобождающаяся при разложении цоизита, о присутствии которого свидетельствуют включения в гранате, инициировала частичное плавление известково-силикатных пород. На этом этапе давление было ниже кривой равновесия графит—алмаз, поскольку во включении, которое интерпретируется нами как карбонатитовый расплав, присутствует графит. Разложение цоизита проходило в поле устойчивости фенгита. При более высоких давлениях при разложении фенгита образовывался высококалийный флюид. Принимая во внимание совместное присутствие графита первой генерации и алмаза, мы предполагаем, что кристаллизация алмазов происходила из флюида, в котором растворялся присутствующий в породе графит. Согласно сделанным ранее оценкам, с учетом новых данных, температура этого этапа была не ниже 950 °С, а давление могло превышать 50 кбар. Выше уже упоминалось, что Л.Л. Перчук с соавторами объясняют уменьшение содержания калия в пироксене удалением флюида при подъеме магмы [18]. В предложенной ранее модели [17] мы также предполагали удаление высококалийного флюида на стадии эксгумации метаморфических пород. На основании имеющихся данных трудно оценить параметры этого этапа. Заключительные стадии эксгумации характеризуются взаимодействием известково-силикатных пород с флюидом, содержащим значительное количество кремнезема. На этом этапе, отвечающем эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, доломит в известково-силикатных породах замещался кальцитом, тальком и тремолитом.

Полученные данные свидетельствуют о том, что субдуцированные известково-силикатные породы могут являться источником карбонатитовых расплавов и высококалийных флюидов в верхней мантии. В качестве подтверждения этого тезиса можно привести находки в алмазах минералов известково-силикатной ассоциации [38]. Эта ассоциация обоснована находками включений гроссуляра и коэсита, а также пироксена и коэсита в двух алмазах из россыпей Нового Южного Уэльса (Австралия). Кроме того, в алмазах из этих же россыпей найдены многочисленные индивидуальные включения клинопироксенов и гранатов, имеющих своеобразный состав. Состав клинопироксенов варьирует от практически чистого диопсида, содержащего 0,52 % FeO и 0,9 % Na₂O, до пироксенов, содержащих около 20 % жадеитового компонента, а гранат представлен почти чистым гроссуляром.

ЛИТЕРАТУРА

1. 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.
2. 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 University Press, 1995, p. 427—455.
3. Перчук Л.Л., Соболев Н.В., Япаскурт В.О., Шацкий В.С. Реликты калиевых пироксенов из безалмазных пироксен-гранатовых пород Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // *Докл. РАН*, 1996, т. 348, № 6, с. 790—795.
4. Zhang R.Y., Liou J.G., Ernst W.G. et al. Metamorphic evolution of diamond-bearing rocks from the Kokchetav massif, Northern Kazakhstan // *J. Metam. Geol.*, 1997, v. 15, p. 479—496.
5. De Corte K., Cartigny P., Shatsky V.S. et al. Evidence of inclusions in metamorphic microdiamonds from the Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1998, v. 62, p. 3765—3773.
6. Ogasawara Y., Ohta M., Fukasawa K. et al. Diamond-bearing and diamond-free metacarbonate rocks from Kumdy-Kol in the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *The Island Arc*, 2000, v. 9, p. 400—416.
7. Соболев Н.В., Шертл Х.П., Бухард М., Шацкий В.С. Необычный пироп-гроссуляровый гранат и его парагенезис из алмазосодержащих известково-силикатных пород Кокчетавского массива, Казахстан // *Докл. РАН*, 2001, т. 380, № 2, с. 237—241.

8. **Cartigny P., De Corte K., Shatsky V.S. et al.** The origin and formation of metamorphic microdiamonds from the Kokchetav massif, Kazakhstan: a nitrogen and carbon isotopic study // *Chem. Geol.*, 2001, v. 176, p. 265—281.
9. **Scherdl H.P., Neuser R.D., Sobolev N.V., Shatsky V.S.** UHP-metamorphic rocks from Dora Maira (Westren Alps) and Kokchetav (Kazakhstan). New insights using cathodoluminescence petrography // *Eur. J. Miner.*, 2004, v. 16, p. 49—57.
10. **Shatsky V.S., Sobolev N.V., Stenina N.G.** Structural peculiarities of pyroxenes from eclogites // *Terra Cognita*, 1985, v. 5, p. 436—437.
11. **Shatsky V.S., Sobolev N.V.** Prograde and retrograde lamellae in clinopyroxenes from UHP pyroxene-carbonate rocks of Kokchetav massif // *Abstracts of Sixth International Eclogite Conference (September 1—7, 2001)*. Niihama, Japan, 2001, p. 147.
12. **Ogasawara Y., Ohta M., Fukasawa I. et al.** Petrology of diamond-bearing dolomite marble from Kumdy-Kol // *The diamond-bearing Kokchetav massif, Kazakhstan / Eds. C.D. Parkinson, I. Katayama, J.G. Liou, S. Maryama*. Universal Academy Press, Tokyo, 2002, p. 191—211.
13. **Перчук Л.Л., Япаскерт В.О.** Глубинные ультракалийевые жидкости // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39, № 12, с. 1756—1765.
14. **Perchuk L.L., Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Baron 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, p. 121—130.
15. **Zhu Y., Ogasawara Y.** Carbon recycled into deep Earth: Evidence from dolomite dissociation in subduction-zone rocks // *Geology*, 2002, v. 30, p. 947—950.
16. **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.
17. **Shatsky V.S., Pal'yanov Y.N., Sokol A.G. et al.** 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. 17, p. 999—1010.
18. **Perchuk L.L., Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Barton J.M., Jr.** Crystal-melt equilibria involving potassium-bearing clinopyroxene as indicators of mantle-derived ultrahigh-potassic liquids: an analytical review // *Lithos*, 2002, v. 60, p. 89—111.
19. **Zhu Y.** Comments on „Crystal-melt equilibria involving potassium-bearing clinopyroxene as indicator of mantle-derived ultrahigh-potassic liquids: an analytical review“ by L.L. Perchuk, O.G. Safonov, V.O. Yapaskurt, anf J.M. Barton Jr. [*Lithos* 60 (2002) 89—111]: K-feldspar in metamorphic clinopyroxene, from exsolution to potassium replacement // *Lithos*, 2003, v. 68, p. 115—119.
20. **Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V. et al.** Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 137, p. 185—205.
21. **Luth R.W.** Experimental study of the system phlogopite—diopside from 3,5 to 17 GPa // *Amer. Miner.*, 1997, v. 82, p. 1198—1209.
22. **Papike J.J., Ross M., Clark J.R.** Crystal-chemical characterization of clin amphiboles based on a five new structure refinements // *Miner. Soc. Amer. Special Paper*, 1969, v. 2, p. 117—136.
23. **Yaxley G.M., Brey G.P.** Phase relations of carbonate-bearing eclogite assemblages from 2,5 to 5,5 GPa: implications for petrogenesis of carbonatites // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 146, p. 606—619.
24. **Карбонаты** / Под ред. Р.Д. Ридера. М., Мир, 1987, 494 с.
25. **Dalton J.A., Persnall D.C.** Carbonatitic melts along the solidus of model lherzolite in the system CaO—MgO—Al₂O₃—SiO₂—CO₂ from 3 to 7 GPa // *Contr. Miner. Petrol.*, 1998, v. 131, p. 123—135.
26. **Lee W.J., Huang W.L., Wyllie P.** Melts in the mantle modeled in the system CaO—MgO—SiO₂—CO₂ at 2,7 GPa // *Contr. Miner. Petrol.*, 2000, v. 138, p. 199—213.
27. **Wyllie P., Ryabchikov I.D.** Volatile components, magmas, and critical fluids in upwelling mantle // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 1195—1206.
28. **Sato K., Katsura T.** Experimental investigation on dolomite dissociation into aragonite + magnesite up to 8,5 GPa // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 184, p. 529—534.
29. **Luth R.W.** Experimental determination of the reaction aragonite + magnesite = dolomite at 5 to 9 GPa // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 222—232.
30. **Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Соболев Н.В.** Экспериментальное моделирование мантийных алмазообразующих процессов // *Геология и геофизика*, 2005, т. 46, № 12, с. 1290—1303.
31. **Wyllie P.** Experimental petrology of upper mantle materials, processes and products // *J. Geodyn.*, 2000, v. 20, p. 429—468.
32. **Harlow G.E.** K in clinopyroxene at high pressure and temperature: an experimental study // *Amer. Miner.*, 1997, v. 82, p. 259—269.

33. **Harlow G.E.** Interpretation of Kcpx and CaEs components in clinopyroxene from diamond inclusions and mantle samples // Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference / Eds. J.J. Gurney, J.L. Gurney, M.D. Pascoe, S.H. Richardson. Cape Town, Red Roof Design, v. 2, 1999, p. 321—332.
34. **Hwang S.L., Shan P., Chu H.T. et al.** Crust-derived fluid in metamorphic microdiamond // Earth Planet. Sci. Lett., 2005, v. 231, p. 295—306.
35. **Konzett J., Ulmer P.** The stability of hydrous potassic phases in lherzolitic mantle — an experimental study to 9.5 GPa in simplified and natural bulk compositions // J. Petrol., 1999, v. 40, p. 629—652.
36. **Luth R.W.** Experimental study of the system phlogopite—diopside from 3.5 to 17 GPa // Amer. Miner., 1997, v. 82, p. 1198—1209.
37. **Stalder R., Ulmer P., Günther D.** Fluids in system forsterite—phlogopite—H₂O at 60 kbar // Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., 2002, v. 82, p. 15—24.
38. **Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Лаврентьев Ю.Г., Соболев В.С.** Преобладающая известково-силикатная ассоциация кристаллических включений в алмазах из россыпных месторождений Юго-Восточной Австралии // Докл. АН СССР, 1984, т. 274, с. 130—135.

*Поступила в редакцию
30 августа 2005 г.*