

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/322828004>

CHEMICAL COMPOSITION AND OPTIC-SPECTROSCOPIC CHARACTERISTICS OF GARNETS FROM PERIDOTITE-PYROXENITE INTRUSIONS OF THE CZECH

Article · June 1987

CITATIONS

0

READS

10

4 authors, including:



Vyshnevskiy Oleksii

National Academy of Sciences of Ukraine

150 PUBLICATIONS 98 CITATIONS

SEE PROFILE

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Solid state inclusions in minerals of mantle parageneses [View project](#)



Mineralogy of Ukraine [View project](#)

УДК 549.621.98

Особенности состава и оптико-спектроскопические характеристики гранатов перидотит-пироксенитовых интрузий Чешского массива

С. С. Мацюк, А. А. Вишневский, А. Н. Платонов, А. Д. Харьков

Приведены результаты детального исследования состава, оптических спектров поглощения и колориметрических параметров гранатов из различных пород (дунитов, лерцолитов, пироксенитов, эклогитов) некоторых интрузивных тел Чешского кристаллического массива и сопоставление их с гранатами из глубинных ксенолитов в кимберлитах Якутии. Для гранатов из перидотит-пироксенитов и эклогитов Чешского массива установлен ряд особенностей состава и свойств, отличают их от гранатов соответствующих парагенетических ассоциаций в кимберлитах. Подчеркивается, что наиболее надежным индикаторным признаком пиропов того или иного генетического типа (кимберлитового, щелочно-базальтоидного и т. д.) является диапазон изменчивости их состава и свойств, установить который можно лишь при массовом и комплексном исследовании гранатов из каждого объекта.

В последние годы в связи с развернувшейся дискуссией о причинах различия состава и строения верхней мантии в районах развития базальтового и кимберлитового вулканизма, а также в контексте проблемы алмазности некимберлитовых глубинных пород объектом пристального внимания вновь стал Чешский кристаллический массив, в пределах которого уже давно известны щелочно-базальтовые трубки взрыва и выходящие на дневную поверхность необычные перидотит-пироксенитовые интрузии [3, 4, 13—16]. Основными результатами предыдущих исследований перидотитов, пироксенитов и эклогитов Чешского массива [3, 4, 11, 13—16] явилось установление их полного сходства по структурно-текстурным особенностям, минеральному и химическому составу, в том числе по составу и некоторым свойствам породообразующих минералов с соответствующими глубинными ксенолитами в кимберлитах, на основании чего были сделаны выводы о мантийной природе перидотит-пироксенитовых интрузий Чешского массива. Однако, как установлено детальными исследованиями *PT*-условий образования пироповых перидотитов [2], последние кристаллизовались в условиях верхней мантии лишь при температуре 1100 °С и давлении $(15—21) \times 10^8$ Па, что существенно отличается их, например, от катаклазированных порфириковых лерцолитов из кимберлитов, для которых интервалы температур и давлений оцениваются соответственно в 1100—1300 °С и $(25—40) \cdot 10^8$ Па [1, 10]. Таким образом, вопрос о взаимоотношениях перидотитов Чешского массива и близких к ним пород в кимберлитах остается пока открытым; его решение в значительной мере связано с комплексным исследованием наиболее информативных в генетическом плане «качеств» сквозных минералов.

В настоящей работе приведены результаты исследования состава и некоторых свойств гранатов из различных пород Чешского кристаллического массива и детальное их сопоставление с ранее полученными данными по гранатам из глубинных ксенолитов в кимберлитовых трубках Якутии [1, 5, 9, 10]. Чешские гранаты представлены образцами из дунитов ($Gr_2 + Ol_{98} \pm Sp_{3H}$), порфириковых лерцолитов ($Gr_{2-10} + Ol_{55-80} + Cpx_{2-30} + Opx_{3H-12}$) и клинопироксенитов ($Gr_{10-50} + Cpx_{40-75}$) из перидотит-пироксенитовой интрузии в районе трубки «Лингорка» (скв. Т—7 [3]), из ксенолитов порфириковых лерцолитов и пироксенитов в трубке «Лингорка», из четвертичных и меловых отложений этого же района, а также из порфириковых лерцолитов ($Gr_{10} + Ol_{50} + Cpx_{15-30} + Opx_{3H}$), вебстеритов ($Gr_{10-50} + Cpx_{15-50} + Opx_{3H-75} \pm Sp_{0-1} \pm Ol (<1\%)$) и прожилков эклогитов ($Gr_{60-80} + Cpx_{20-40}$) из перидотит-пироксенитовых интрузий различных районов Чешского Среднегорья. Всего изучено около 120 зерен граната: для всех образцов получены оптико-спектроскопические

и колориметрические характеристики; для гранатов, представляющих крайние и промежуточные разновидности различных ассоциаций, измерены величины N и a_0 , а также изучен их состав с помощью рентгеновского микроанализатора «Самебах». Основные результаты исследования представлены в таблице и на рис. 1—8.

Данные, приведенные в таблице и на рис. 1, показывают, что интервал значений показателей преломления и параметров элементарной

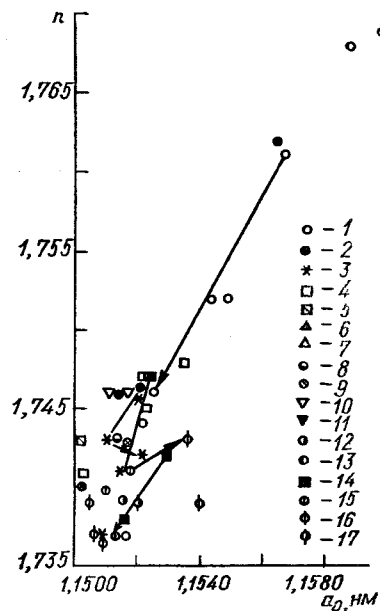


Рис. 1. Диаграмма N — a_0 гранатов из перидотит-пироксенитовой интрузии ([3], скв. Т—7) (1—3), ксенолитов перидотитов базальтовой трубки «Лингорка» (4, 5), четвертичных и верхнемеловых отложений в районе трубки «Лингорка» (6, 7), перидотит-пироксенитовых интрузий различных районов Чешского массива (8—17). Условные обозначения здесь и далее: 1 — из дунитов; 2 — из порфировых и порфировидных лерцолитов; 3 — из прожилков и обособлений клинопироксенитов; 4, 5 — соответственно из ксенолитов лерцолитов и клинопироксенитов; 6, 7 — соответственно из четвертичных и верхнемеловых отложений; 8, 9 — соответственно из порфировых лерцолитов и вебстеритов (район Бечвара); 10 — из шпинелевых вебстеритов (район Кржемже); 11 — то же (район Ничов); 12 — из порфировых лерцолитов (район Могельно); 13 — то же (район Хотебож); 14—16 — соответственно из порфировых лерцолитов, прожилков и обособлений клинопироксенитов, прожилков эклогитов (район Ровхован); 17 — из эклогита (район Бискутице). Стрелками показано изменение N и a_0 гранатов в различных участках породы.

ячейки изученных гранатов более широк, чем установлено ранее [4, 14]. Наиболее высокими значениями N и a_0 обладают гранаты дунитов из перидотит-пироксенитовой интрузии в районе трубки «Лингорка». Значительно меньший диапазон колебаний N и a_0 характерен для гранатов лерцолитов, клинопироксенитов и вебстеритов из различных глубинных интрузий Чешского массива. Эти результаты исследований N , a_0 подтверждают сходство изученных гранатов с некоторыми гранатами из кимберлитов [5], а также установленную [14] связь между величиной N гранатов и особенностями их химического состава, в частности содержанием Cr_2O_3 (см. таблицу). Наблюдается определенная зависимость между a_0 гранатов и содержанием кальция; кроме того, N и a_0 удовлетворительно отражают зональность состава гранатов.

Особенности состава гранатов различных минеральных ассоциаций из глубинных интрузий Чешского массива представлены в таблице и на рис. 2. Не обсуждая детально эти данные, ограничимся их сопоставлением с составом гранатов соответствующих парагенезисов в кимберлитах Якутии.

Гранаты дунитов из перидотит-пироксенитовой интрузии в районе трубки «Лингорка» по содержанию CaO (6—7 %) и железистости ($f > 16,2$ %) резко отличаются от гранатов этого парагенезиса в кимберлитах [1, 10]. На диаграммах они располагаются либо в пределах поля составов катаклазированных лерцолитов (III), либо вблизи границы с ассоциацией $Gr + Ol + D \pm Sp$ (I). Гранаты порфировых лерцолитов из интрузивного тела и из ксенолитов трубки «Лингорка» по составу полностью идентичны гранатам катаклазированных и равнозернистых лерцолитов из кимберлитовых трубок «Мир», «Удачная» и других; для них в целом характерен лишь несколько меньший диапазон колебаний кальциевости и железистости ($f = 16,2$ — $19,2$ %). Для гранатов из клинопироксенитов этой интрузии, характеризующих-

ся весьма узким интервалом железистости ($f=16,6-21,4\%$) и попадающих на диаграммах в поля вебстеритового и лерцолитового парагенезисов, единственным признаком, отличающим их от гранатов магнезиальных вебстеритов в кимберлитах, является повышенное содержание TiO_2 ($0,19-0,92\%$). По особенностям химического состава гранаты всех рассмотренных ассоциаций имеют между собой весьма тесную связь, что подтверждается пространственным взаимоотношением

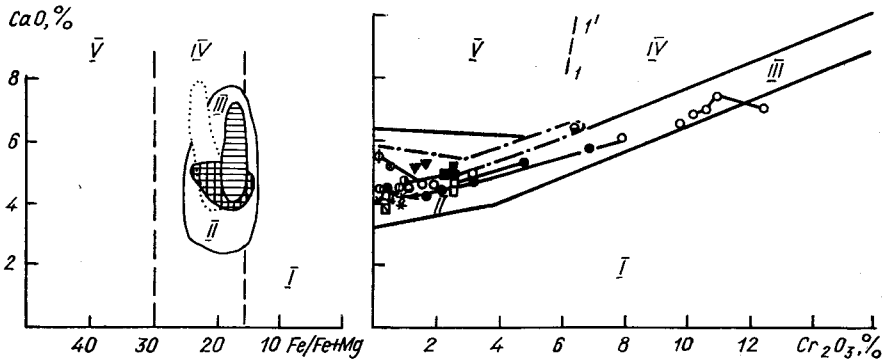


Рис. 2. Особенности состава хромсодержащих магнезиально-кальциевых гранатов из кимберлитов Якутии [10] и перидотит-пироксенитовых интрузий Чешского массива. I—V — поля составов гранатов; I — из гарцбургит-дунитов; II — из парагенезиса с двумя пироксенами; III — из катаклазированных лерцолитов; IV — из верлитов; V — из хромсодержащих дистеновых эклогитов и гроспидитов. I—I' — условная граница (проведенная нами) между полями составов гранатов IV и V. Штрих-пунктирной линией в координатах $CaO - Cr_2O_3$ показано поле составов гранатов из перидотит-пироксенитовых интрузий в гранулитах и гнейсах различных районов Чешского массива; параллельной штриховкой на диаграмме $CaO - Fe+Fe/Mg$ показано поле гранатов из перидотитов, перекрещивающейся — вебстеритов, точками — эклогитов. Стрелками показано изменение содержания CaO и Cr_2O_3 в гранатах от перидотитовых к пироксенитовым участкам пород. Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

различных парагенезисов в пироксенит-перидотитовых телах и ксенолитах; в одном образце могут сосуществовать участки дунитового, верлитового, лерцолитового и пироксенитового составов. Пироксениты встречаются чаще всего в виде мелких «гнезд», обособлений (<1 см) и прожилок в лерцолитах.

Для гранатов различных парагенезисов из остальных глубинных интрузий Чешского массива характерно несколько повышенное по сравнению с гранатами из перидотит-пироксенитовой интрузии района трубки «Лингорка» содержание кальция. В целом же по составу средне- и низкохромистые гранаты рассматриваемых порфировых лерцолитов и вебстеритов также аналогичны таковым из некоторых лерцолитовых и вебстеритовых парагенезисов в кимберлитах. Это относится и к гранатам шпинелевых вебстеритов района Ничтов, аналоги которых в кимберлитах встречаются сравнительно редко. Судя по особенностям состава магнезиально-кальциево-железистых гранатов из биминеральных эклогитов Чешского массива (относительно высокому содержанию Cr_2O_3 ($0,12-0,64\%$)), они гораздо ближе к некоторым низкохромистым гранатам магнезиальных вебстеритов, чем к гранатам эклогитовых парагенезисов в кимберлитах. Среди последних они могут быть сопоставимы лишь с некоторыми из них, в частности с гранатами из магнезиальных эклогитов [10]. По минеральному составу пород и особенностям химического состава гранатов между лерцолитами, вебстеритами и эклогитами рассматриваемой группы интрузий также наблюдаются постепенные переходы. Примером этому служит состав гранатов (см. таблицу, обр. 24) из зонального перидотит-пироксенита, в пироксенитовой части которого обнаружен прожилочек эклогита.

Итак, результаты исследования состава гранатов из перидотит-пироксенитовых интрузий Чешского массива подтверждают в целом

Состав и некоторые свойства гранатов из перидотитов, пироксенитов и эклогитов Чехе

Порядковый номер образца	Порода	Колориметрические параметры		Химический		
		λ_R , нм	P_C , отн. ед.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
Гранаты из перидотит-пироксенитовой						
1 (318,0)**	Дунит	492,4'	0,420	40,44	0,02	15,23
2 (233,5)	»	677,0	0,523	41,77	0,00	15,90
3 (337,4)	Перидотит	492,7'	0,467	41,09	0,00	17,75
4	»	609,0	0,702	41,58	0,19	20,98
5	»	598,3	0,926	42,15	0,92	20,77
6 (288,5)	Лерцолит	639,0	0,629	41,84	0,18	18,06
7	»	618,0	0,622	41,62	0,21	19,31
8 (382,7)	Пироксенит (прожилок)	594,6	0,936	42,07	0,67	22,56
9	»	587,2	0,790	42,10	0,36	22,14
10	»	586,1	0,668	41,77	0,19	23,21
11 (367,5)	Лерцолит	597,9	0,725	42,63	0,74	21,93
12 (324,85)	Пироксенит	593,0	0,911	42,14	0,72	21,40
13 (374,5)	»	588,0	0,586	42,86	0,17	22,50
14 (434,7)	Гранулит	585,0	0,410	39,94	0,21	21,90
Гранаты из ксенолитов						
15	Лерцолит	607,6	0,459	42,63	0,16	20,68
16	»	602,4	0,612	41,79	0,37	21,66
17	»	603,1	0,848	41,74	0,61	20,05
18	»	593,1	0,874	43,33	0,52	21,58
19	Вебстерит	585,4	0,476	43,11	0,43	22,93
Гранаты из перидотит-пироксенитовых						
20	Лерцолит	493,6	0,294	41,65	0,07	18,20
21	Перидотит	617,9	0,254	41,56	0,41	22,24
22	»	596,1	0,467	41,74	0,28	21,86
23	»	590,0	0,356	42,17	0,20	22,39
24	Лерцолит	594,5	0,401	41,97	0,09	21,64
25	Пироксенит	588,7	0,605	41,57	0,04	22,30
26	Эклогит (прожилок)	585,0	0,559	42,18	0,20	22,38
27	Лерцолит	589,9	0,292	41,81	0,36	22,46
28	»	594,9	0,735	42,25	0,14	21,63
29	»	590,2	0,681	42,38	0,55	22,25
30	Шпинелевый пироксенит	592,8	0,600	40,70	0,27	21,68
31	То же	596,4	0,185	41,70	0,10	22,04
32	Пироксенит	587,8	0,613	42,71	0,36	22,24
33	»	583,9	0,542	40,79	0,23	22,68
34	»	585,8	0,400	42,22	0,24	22,40
35	Эклогит (прожилок)	585,3	0,476	42,67	0,20	23,60
36	То же	586,0	0,473	42,47	0,39	23,01
37	Эклогит	585,7	0,626	42,41	0,23	22,29
38	Эклогит (прожилок)	586,4	0,684	42,37	0,13	22,53
39	Эклогит	586,2	0,730	41,76	0,18	23,81

Примечание. Для обр. 1 приведено среднее значение оксидов по результатам изучения скобок приведена глубина отбора образца, м.

отмечавшееся в работах [3, 4, 11, 15] их сходство с гранатами многих типов глубинных ксенолитов в кимберлитах. Более или менее существенным отличием «чешских» гранатов от кимберлитовых является узкий диапазон колебаний их составов в пределах отдельных парагенезисов, что, естественно, отражает и специфику условий их образования.

На генетическую близость перидотит-пироксенитовых интрузий Чешского массива и перидотитов из кимберлитов указывает также характер распределения хрома, кальция и железистости в гранатах. В частности, как видно из диаграммы CaO—Cr₂O₃, между хромистостью и кальциевостью гранатов существует тесная положительная связь: возрастание хромистости сопровождается определенным увели-

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ОПТИКО-СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

КОГО МАССИВА

состав, %						Fe/Fe+Mg	N	a ₀ , нм
Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Σ			
интрузии (скв. Т—7)								
11,07	7,59	0,28	18,60	6,99	100,22	16,9	1,769	1,1597
9,81	7,54	0,27	18,59	6,48	100,36	18,2	1,768	1,1587
7,92	8,74	0,21	19,45	6,01	101,17	17,3	1,761	1,1566
3,14	8,25	0,20	20,72	4,58	99,64	16,2	1,746	1,1525
1,64	10,01	0,24	21,05	4,22	101,00	16,8	1,746	1,1514
6,87	7,42	0,51	19,54	5,59	100,01	16,8	1,762	1,1564
4,70	8,98	0,58	19,92	5,26	100,58	16,9	1,752	1,1543
0,52	10,52	0,42	19,68	4,22	100,66	21,4	1,746	1,1520
0,15	10,16	0,23	20,11	4,14	99,39	19,5	1,743	1,1510
0,65	9,67	0,27	20,49	4,04	100,29	19,2	1,742	1,1520
2,24	9,78	0,01	20,63	4,27	102,23	17,3	1,746	1,1520
0,76	9,80	0,50	20,08	3,93	99,33	18,6	1,741	1,1513
0,47	8,92	0,19	21,16	4,02	100,29	16,6	1,737	1,1508
0,08	20,95	0,09	12,03	4,88	100,08	48,3	1,760	1,1530
трубки «Лингорка»								
3,08	9,36	0,13	19,73	4,83	100,6	19,2	1,748	1,1534
2,43	9,46	0,13	20,69	4,32	100,85	18,1	1,745	1,1522
2,44	9,34	0,32	20,15	4,66	99,31	16,9	1,747	1,1521
0,52	8,74	0,46	20,63	4,09	99,87	17,3	1,741	1,1502
0,33	8,80	0,39	20,97	3,91	100,87	17,5	1,743	1,1501
интрузий в гранулитах и гнейсах								
6,42	7,05	0,35	18,88	6,43	99,05	16,0	1,752	1,1548
2,45	8,80	0,22	19,74	5,17	100,32	19,1	1,742	1,1528
2,17	8,43	0,42	20,81	4,89	100,6	15,7	1,738	1,1515
0,83	7,39	0,10	21,22	4,57	98,87	14,5	1,737	1,1513
2,16	8,08	0,46	20,43	4,99	99,82	16,1	1,747	1,1522
1,59	9,56	0,32	19,71	4,58	99,67	19,9	1,741	1,1514
0,12	10,54	0,37	19,16	5,57	100,52	20,2	1,743	1,1536
0,95	8,49	0,34	20,58	4,57	99,56	16,8	1,739	1,1515
1,81	9,03	0,21	19,83	4,52	99,42	18,9	1,744	1,1521
1,09	9,63	0,04	20,69	4,34	100,97	18,6	1,743	1,1513
1,56	10,76	0,34	18,78	5,23	99,32	21,3	1,746	1,1515
1,30	11,26	0,49	18,39	4,98	100,26	23,6	1,746	1,1514
0,51	9,19	0,27	20,06	5,19	100,53	17,7	1,743	1,1514
0,38	11,13	0,31	19,39	4,33	99,24	21,4	1,740	1,1502
0,25	8,76	0,23	20,34	4,31	98,75	17,4	1,740	1,1510
0,35	7,94	0,38	20,94	4,83	100,91	16,3	1,737	1,1508
0,46	10,59	0,46	19,83	3,98	101,19	21,9	1,739	1,1518
0,46	10,40	0,01	17,55	6,34	99,69	23,9	1,739	1,1540
0,47	9,80	0,30	17,25	7,66	100,69	22,6	1,739	1,1603
0,64	9,07	0,11	20,47	4,47	100,51	19,0	1,737	1,1508

состава четырех зерен граната из различных участков породы. * Суммарное железо. ** В

чением кальция в гранатах. Однако в случаях содержания Cr₂O₃ более 6 %. существенную роль в гранатах начинает играть кноррингитовый минерал: в отдельных образцах (обр. 1) гранатов из дунитов его содержание достигает 20 мол. %. Аналогичные взаимоотношения хрома и кальция наблюдаются, как известно, и для гранатов многих катаклазированных перидотитов трубки «Удачная», в которых зафиксировано 25 мол. % кноррингитового минерала [1]. Дополнительным подтверждением генетического сходства перидотит-пироксенитов Чешского массива и пироповых перидотитов в кимберлитах является тот факт, что гранаты из обоих типов образований характеризуются близкими схемами зональности составов: подобные схемы детально описаны для гранатов

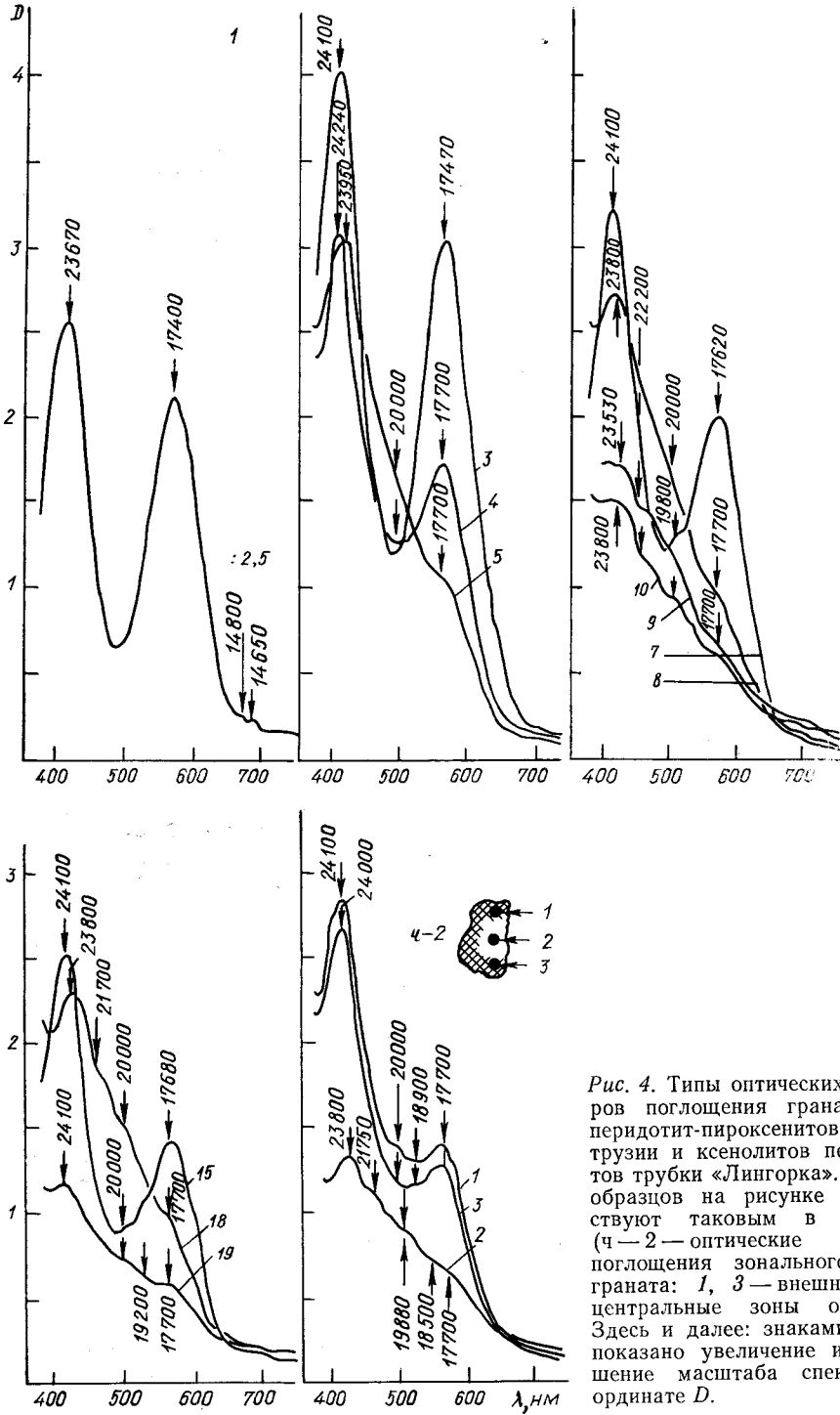


Рис. 4. Типы оптических спектров поглощения гранатов из перидотит-пироксенитовой интрузии и ксенолитов перидотитов трубки «Лингорка». Номера образцов на рисунке соответствуют таковым в таблице (ч-2 — оптические спектры поглощения зонального зерна граната: 1, 3 — внешние, 2 — центральные зоны образца). Здесь и далее: знаками \times и $:$ показано увеличение и уменьшение масштаба спектра по ординате D.

из интрузии, которые по оптическим спектрам (рис. 4, обр. 3—5, 7) и колориметрическим параметрам (рис. 5) весьма близки к некоторым гранатам катаклазированных порфирировых лерцолитов в кимберлитах [9].

Как отмечено выше, почти половина перидотитов рассматриваемого района обладает чрезвычайно неоднородным минеральным составом, что отражается в вариациях химического состава гранатов и соответ-

ственно закономерном изменении оптико-спектроскопических характеристик (интенсивности и энергии полос поглощения хромофорных центров) (рис. 4) и колориметрических параметров. На рис. 5 стрелками показано изменение цвета от густо-пурпурно-красного ($\lambda_k=492,7'$ нм, $p_c=0,467$ отн. ед.) в высокохромистых (при $\text{CaO}\approx 6\%$) гранатах из дунитового участка до густо-оранжевого ($\lambda_k=598,3$ нм, $p_c=0,926$ отн. ед.) в низкохромистых (при $\text{CaO}=4,2\%$) разновидностях из гранат-клинопироксеновых выделений. В этом направлении параллельно с уменьшением содержания центров CrVI^{3+} происходит усиление роли центров FeVI^{3+} , что хорошо видно по относительному увеличению

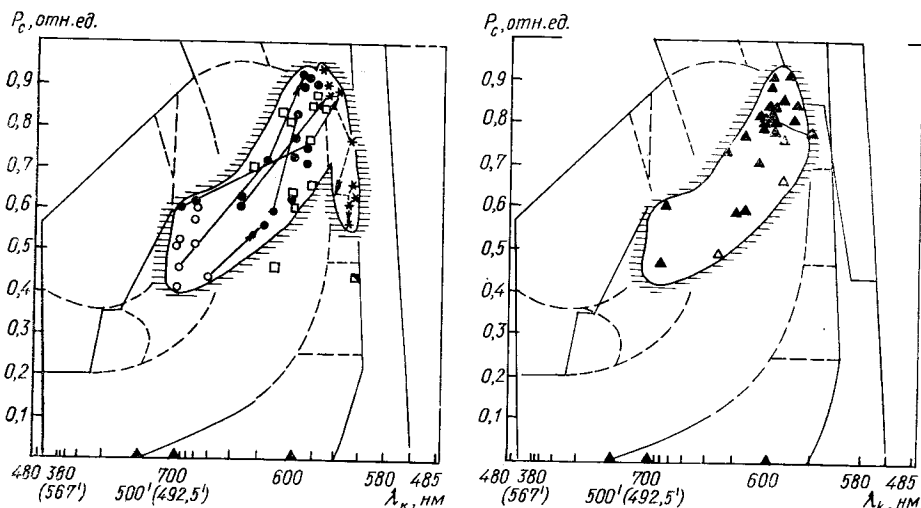


Рис. 5. Диаграмма цветности гранатов из перидотит-пироксенитовой интрузии и ксенолитов перидотитов трубки «Лингорка». Сплошными и пунктирными стрелками показано направление изменения λ_k и p_c гранатов от перидотитовых к клинопироксенитовым участкам пород. Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

Рис. 6. Диаграмма цветности гранатов из четвертичных (1) и верхнемеловых (2) отложений в районе трубки «Лингорка». Стрелкой показано изменение цветности зонального зерна граната от периферии к центру (ч—2., рис. 3).

интенсивности полосы переноса заряда $\text{O}^{2-}\rightarrow\text{Fe}^{3+}$, а также по смещению и уширению γ -полосы поглощения центров CrVI^{3+} за счет влияния полосы перехода ${}^6A_1\rightarrow{}^4A_1$, 4E в ионах FeVI^{3+} .

В пределах прожилков магнезиальных клинопироксенитов, наблюдавшихся только в лерцолитовых участках, состав, оптико-спектроскопические и колориметрические характеристики гранатов также непостоянны (рис. 4, обр. 7). Здесь интересны прежде всего переходные зоны, характеризующиеся постепенным изменением структурных особенностей, минерального и химического состава пород. Однако в гранатах смена хромофорных центров происходит скачкообразно: концентрация центров FeVI^{3+} , достигая максимальных значений в густо-оранжевых гранатах из лерцолитовых участков, резко уменьшается в гранатах из пироксенитовых прожилков, при этом в последних заметно возрастает роль центров FeVII^{2+} (рис. 4, обр. 8—10). На диаграмме λ_k-p_c гранатов глубинных ассоциаций в кимберлитах (рис. 5) оранжевые и оранжево-желтые ($\lambda_k=595,0-585,0$ нм, $p_c=0,500-0,950$ отн. ед.) гранаты из клинопироксенитов располагаются в полях цветности оранжевых гранатов из магнезиально-железистых эклогитов ($\text{Gr}+\text{Cpx}\pm\text{D}\pm\text{Ru}$), однако по оптико-спектроскопическим характеристикам эти гранаты не имеют ничего общего. Кроме того, гранаты клинопироксенитов из интрузивного тела как по типу спектров, так и по колориметрическим параметрам (рис. 3) отличаются также и от гранатов магнезиальных и магнезиально-железистых вебстеритов в кимбер-

литах. Некоторое сходство по этим характеристикам отдельные зерна гранатов из клинопироксенитов обнаруживают лишь с гранатами из редко встречающихся в кимберлитах и слабо изученных слюдистых вебстеритов.

Гранаты из большинства изученных порфировых перидотитов, встречающихся в виде ксенолитов в трубке «Лингорка», обладают теми же спектроскопическими и колориметрическими параметрами (рис. 4, 5), что и гранаты из перидотит-пироксенитовой интрузии этого района. Следовательно, ксенолиты являются, вероятно, продуктами разрушения перидотит-пироксенитовой интрузии.

Как видно из рис. 6, гранаты из четвертичных и верхнемеловых отложений в районе трубки «Лингорка» также аналогичны описанным выше по оптико-спектроскопическим характеристикам и колориметрическим параметрам. В концентрате обнаружено зерно граната с «обратной» схемой зональности (рис. 4, ч-2): в центральной оранжевой зоне содержание центров CrVI^{3+} и FeVI^{3+} значительно ниже, чем в периферийной оранжево-красной зоне. Кроме того, в центральной зоне увеличивается роль центров FeVII^{2+} . Вполне вероятно, что такая схема зональности характеризует физико-химические условия образования переходных между лерцолитами и клинопироксенитами пород.

Специфическими оптико-спектроскопическими характеристиками и колориметрическими параметрами отличаются гранаты из перидотит-пироксенитовых интрузий второго типа, в который мы условно объединили интрузивные тела из семи районов Чешского Среднегорья (см. таблицу; рис. 7, 8). В отличие от гранатов из пород района трубки «Лингорка» в окраске гранатов из интрузий второй группы резко падает роль центров FeVI^{3+} и заметно увеличивается содержание центров FeVII^{2+} при относительно незначительной концентрации ионов Cr^{3+} .

В оптических спектрах поглощения (рис. 7) гранатов из порфировых лерцолитов имеются различной интенсивности полосы поглощения ионов CrVI^{3+} и FeVII^{2+} . Наиболее высокие содержания центров CrVI^{3+} характерны для гранатов из некоторых порфировых лерцолитов в районе Бечвара. Отдельные гранаты лерцолитов этого же тела, а также гранаты из лерцолитов района Хотебож обладают также и наиболее высоким по сравнению с гранатами из остальных интрузий этой группы содержанием центров FeVI^{3+} (при пониженном содержании центров CrVI^{3+} и FeVII^{2+}). Судя по интенсивности полос поглощения, связанных с запрещенными $d-d$ -переходами в ионах $\text{Fe}^{2+}_{\text{VII}}$, наиболее высокие концентрации последних характерны для гранатов порфировых лерцолитов района Могельно. По соотношению хромофорных центров $\text{Cr}^{3+}_{\text{VI}}$, $\text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$ и $\text{Fe}^{2+}_{\text{VII}}$ гранаты порфировых лерцолитов района Ровхован занимают как бы промежуточное положение между гранатами интрузивных пород районов Бечвара, Хотебож и Могельно. На колориметрической диаграмме λ_k-p_c (рис. 8) точки цветности гранатов из порфировых лерцолитов располагаются частично в поле равномерно-зернистых лерцолитов, а также на границе этого парагенезиса с магнезиальными вебстеритами в кимберлитах (рис. 3). Точки цветности кимберлитовых гранатов из порфировых и тем более порфировидных катаклазированных лерцолитов в это поле не попадают. Этот факт объясняется пониженным содержанием в гранатах этой группы интрузий центров $\text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$ и относительно высокой концентрацией $\text{Fe}^{2+}_{\text{VII}}$, в то время как для гранатов из катаклазированных лерцолитов в кимберлитах наблюдается обратное соотношение хромофорных центров [9]. Итак, несмотря на тождество структурных особенностей пород, их минерального и химического состава, а также состава гранатов, существуют веские основания полагать, что порфировые лерцолиты второй группы интрузий образовались в иных PT -условиях, чем катаклазированные перидотиты в кимберлитах или порфировые лерцолиты интрузивных пород.

живного тела в районе трубки «Лингорка». По оптико-спектроскопическим характеристикам и колориметрическим параметрам гранаты из второй группы интрузивных тел Чешского Среднегорья весьма близки к гранатам из щелочно-базальтовых трубок Минусинской впадины [8].

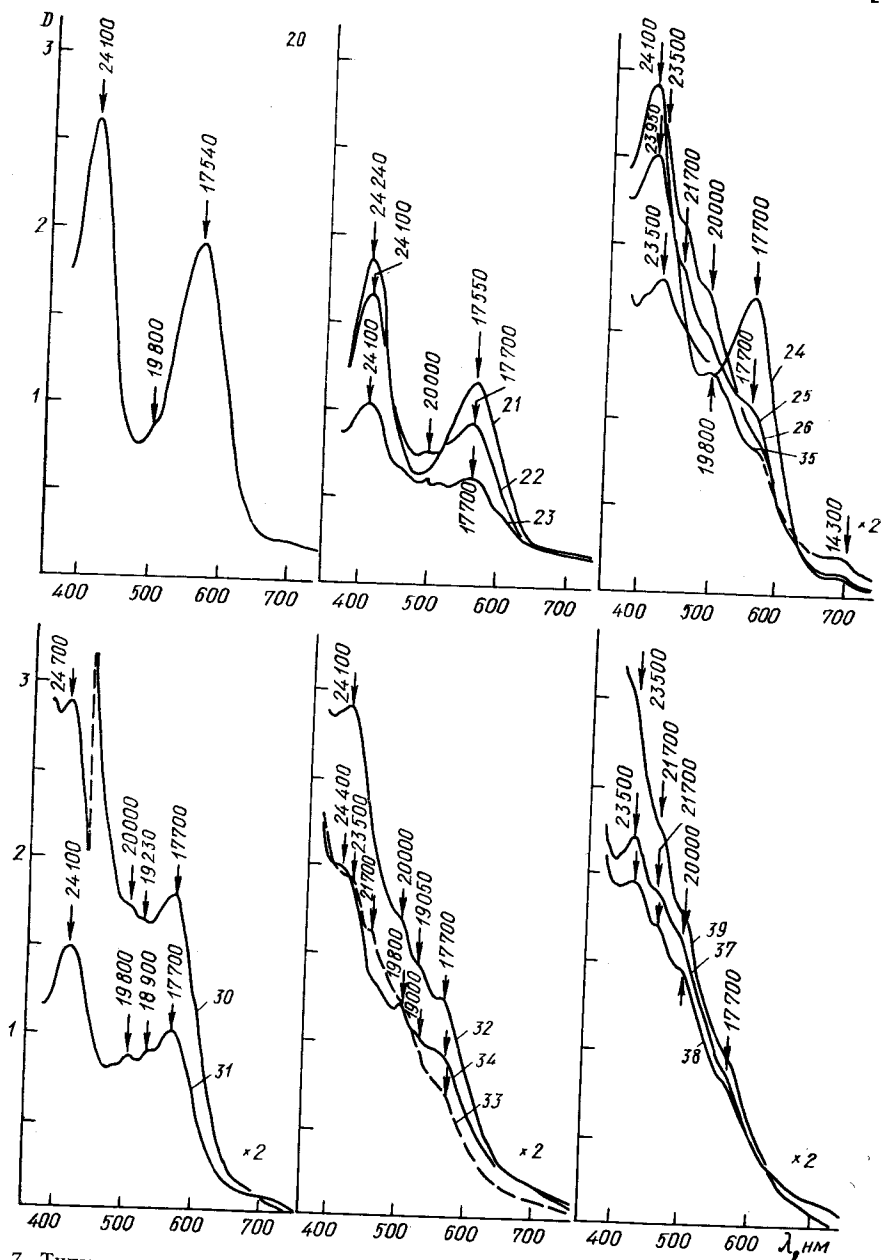


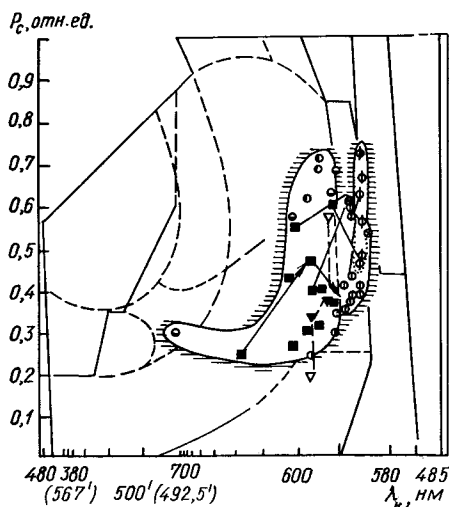
Рис. 7. Типы оптических спектров поглощения из перидотит-пироксенитовых интрузий различных районов Чешского массива. Номера образцов на рисунке соответствуют таковым в таблице.

Порфиновые лерцолиты из интрузивного тела в районе Ровхован характеризуются сложным минеральным составом: часто наблюдаются небольшие скопления светло-зеленого клинопироксена со светло-красно-оранжевыми гранатами, а также прожилки гранатовых клинопироксенитов и эклогитов. В таблице и на рис. 7, 8 приведены различные примеры зональности перидотит-пироксенитовых пород, отражающейся в изменении состава и свойств различных зерен гранатов. При этом на-

блюдается та же закономерность в распределении хромофорных центров в гранатах, которая установлена для зональных участков пород в районе трубки «Лингорка» (см. выше): при переходе от лерцолитовых к пироксенитовым участкам в оптических спектрах гранатов уменьшается интенсивность полос поглощения ионов Cr^{3+} и увеличивается интенсивность полосы переноса заряда $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$, а при переходе от гранат-клинопироксеновых выделений или прожилков к эклогитам (рис. 7, обр. 26 и 35) содержание центров $\text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$ в гранатах заметно понижается, что сказывается на уменьшении значения параметра p_c (рис. 8).

Гранаты шпинелевых вебстеритов из интрузивных тел второй группы обладают узким интервалом значений λ_h (592,8—596,5 нм) и сравнительно широким диапазоном p_c (0,150—0,600 отн. ед.); последнее связано со значительными вариациями в содержании хромофорных

Рис. 8. Диаграмма цветности гранатов из перидотит-пироксенитовых интрузий в гранулитах и гнейсах различных районов Чешского массива. Стрелками показано изменение λ_h и p_c гранатов от перидотитовых к пироксенитовым и эклогитовым участкам пород. Пунктиром соединены точки цветности гранатов из шпинельсодержащих вебстеритов. Условные обозначения те же, что и на рис. 1.



центров $\text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$. На колориметрической диаграмме λ_h — p_c точки цветности этих гранатов располагаются на границе полей равномернозернистых лерцолитов с низким содержанием оливина (<5 %) и магнезиальных вебстеритов, хотя в последних шпинель чаще всего отсутствует.

На окраску гранатов вебстеритов из различных интрузий основное влияние оказывает полоса переноса заряда $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$, что отличает их от гранатов магнезиальных вебстеритов в кимберлитах, для которых более типична комбинация центров $\text{Fe}^{2+}_{\text{VIII}} + (\text{Cr}^{3+}_{\text{VI}})$ [9]. Усиление роли ионов Fe^{3+} в окраске изученных гранатов отразилось также на величине p_c : они сдвинуты более чем на 0,100 отн. ед. и попадают в поле гранатов вебстеритов с низким содержанием (<5 %) ортопироксена (рис. 3, 8).

В окраске оранжево-желтых гранатов из биминеральных гранат-клинопироксеновых пород, относимых большинством исследователей к эклогитам, главная роль принадлежит хромофорным центрам $\text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$ (рис. 7). Однако по оптическим спектрам и значениям колориметрических параметров λ_h и p_c эти гранаты отличаются от гранатов из всех известных в настоящее время эклогитовых парагенезисов в кимберлитах [9]. Основным отличительным признаком является низкая интенсивность ($k < 0,45 \text{ мм}^{-1}$) полосы поглощения ионов $\text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$ ($\nu \approx \approx 23500 \text{ см}^{-1}$) и полное отсутствие полос поглощения парных центров $\text{Fe}^{2+}_{\text{VIII}} - \text{Ti}^{4+}_{\text{VI}}$. Кроме того, в оптических спектрах этих гранатов отчетливо фиксируются полосы поглощения Cr^{3+} , что не характерно для спектров эклогитовых гранатов в кимберлитах [9]. На диаграмме λ_h — p_c они образуют самостоятельное поле цветности ($\lambda_h = 585,0 - 586,4 \text{ нм}$, $p_c = 0,473 - 0,730$ отн. ед.), расположенное на границе полей цветности гранатов из вебстеритов, биминеральных и дистеновых эклогитов в кимберлитах.

Непрерывный характер перехода хромофорных центров в гранатах от лерцолитов к эклогитам позволяет подтвердить предположение [2] о тесной связи перидотитов и эклогитов, рассматривая

последние как продукты заключительного этапа магматической кристаллизации слабо дифференцированного мантийного вещества. Существенная роль ионов Cr^{3+} в окраске гранатов из рассматриваемых эклогитов, указывающих, скорее, на промежуточный характер состава остаточного расплава, чем на основной, заставляет усомниться в принадлежности этих пород к типичным эклогитам. Вероятно, они относятся к высокомагнезиальным гранатовым клинопироксенитам, что, однако, потребует специальных доказательств, в частности изучения сосуществующих клинопироксенов.

Суммируя результаты исследования состава и свойств гранатов из перидотит-пироксенитовых интрузий Чешского массива, отметим следующее.

По особенностям состава, оптико-спектроскопическим и колориметрическим характеристикам гранатов среди глубинных интрузий Чешского массива выделяются две группы перидотит-пироксенитовых пород; пороодообразующие гранаты этих групп отличаются различным соотношением «железистых» хромофорных центров $\text{Fe}_{\text{VI}}^{3+}$ и $\text{Fe}_{\text{VII}}^{2+}$, а также относительным содержанием кальция и хрома. Судя по направленности изменения количественного соотношения различных хромофорных центров в гранатах, эволюция состава интрузивных пород осуществлялась в последовательности: дуниты ($\text{Cr}_{\text{VI}}^{3+} + (\text{Fe}_{\text{VI}}^{3+})$) → порфиридные лерцолиты ($\text{Fe}_{\text{VI}}^{3+} + \text{Cr}_{\text{VI}}^{3+}$) → клинопироксениты ($\text{Fe}_{\text{VI}}^{3+} + (\text{Cr}_{\text{VI}}^{3+})$) (I группа — перидотит-пироксениты района трубки «Лингорка»); порфиридные лерцолиты ($\text{Cr}_{\text{VI}}^{3+} + \text{Fe}_{\text{VII}}^{2+} + (\text{Fe}_{\text{VI}}^{3+})$) → магнезиальные вебстериты ($\text{Fe}_{\text{VII}}^{2+} + \text{Fe}_{\text{VI}}^{3+} + \text{Cr}_{\text{VI}}^{3+}$) → биминеральные эклогиты ($\text{Fe}_{\text{VI}}^{3+} + (\text{Fe}_{\text{VII}}^{2+}) + (\text{Cr}_{\text{VI}}^{3+})$) (II группа — интрузивные образования других рассмотренных районов). Такие схемы эволюции, подтверждающиеся непосредственно схемами зональности минерального состава пород, характерны и для глубинных парагенезисов в кимберлитах [9]. Следовательно, условия и характер дифференциации мантийного вещества под Чешским массивом и в районах развития кимберлитового вулканизма были близки.

По составу и свойствам гранатов наибольшее сходство с глубинными ксенолитами в кимберлитах, в частности с катаклазированными перидотитами, обнаруживают перидотиты из интрузивного тела в районе трубки «Лингорка». Установленный факт содержания 20 мол. % кноррингитового минала в некоторых гранатах из дунитов этого тела с учетом экспериментальных данных по растворимости кноррингита в гранатах пироп-гроссуляр-уваровитового ряда [7] свидетельствует о высокобарических ($P > 30 \cdot 10^8$ Па) условиях образования этих гранатов. В этой связи не исключена возможность отдельных находок алмаза в пределах данной интрузии.

В то же время большинство из пород остальных изученных интрузивных тел по составу и особенно по оптико-спектроскопическим и колориметрическим характеристикам более близки к низкохромистым гранатам из щелочно-базальтовой трубки «Тергешская» (Минусинская впадина), что свидетельствует об определенной изофациальности мантийных пород в этих районах, а также достаточно близких PT -условиях ($P = (18-20) \cdot 10^8$ Па, $t = 1000-1100$ °C [1, 2, 16]) их формирования.

Основные отличия большинства гранатов из перидотитов, пироксенитов, эклогитов Чешского массива от гранатов глубинных ксенолитов аналогичного состава в кимберлитах заключаются в повышенном содержании кальция (дуниты), титана (лерцолиты, некоторые клинопироксениты), хрома (эклогиты), а также хромофорного центра $\text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$, определяющего специфику окраски чешских гранатов.

В заключение кратко коснемся вопроса типоморфизма минералов некимберлитовых мантийных пород, имеющего принципиальное значение в практике «пироповой съёмки» при поисках месторождений алмаза. Все рассмотренные выше особенности состава и свойств гранатов из глубинных перидотитов Чешского массива, отличающие их от гра-

натов соответствующих парагенетических ассоциаций в кимберлитах, в известной мере могут служить индикаторными признаками гранатов некимберлитового происхождения. Это подтверждается отмеченным выше сходством некоторых «чешских» гранатов с гранатами из щелочно-базальтоидных трубок Минусинского района. Однако, учитывая факт значительной близости как по составу, так и свойствам части гранатов из перидотитов Чешского массива и лерцолитов в кимберлитах, следует подчеркнуть, что при решении вопросов о генетическом типе коренного источника пиропов более или менее достоверные выводы могут быть получены лишь при всестороннем и массовом изучении (не менее 100 [10] зерен) гранатов из каждого объекта. Только в этом случае удастся установить диапазоны колебаний и эволюции состава и свойств, что является наиболее надежными признаками каждого генетического типа коренного источника пиропов.

Авторы выражают искреннюю признательность чешским коллегам Карелу Падере и Любомиру Копецкому за оказанную помощь при сборе каменного материала.

SUMMARY. Garnets from different rocks (dunites, lherzolite, pyroxenites, eclogites) of certain intrusive bodies in the Czech crystalline massif, have been studied in detail for their content, optic absorption spectra and colorimetric parameters and compared with the garnets from deep xenoliths in kimberlites of Yakutia. Results are presented. Some peculiarities of the content and properties of garnets from peridotite-pyroxenites and eclogites of the Czech massif which distinguish them from garnets of the corresponding paragenetic associations in kimberlites are determined. It is emphasized that the variability range of the composition and properties of pyropes of any genetic type (kimberlitic, alkaline-basaltoid, etc.) is their most reliable indicator. This range can be determined only during mass and complex studies of garnets from each object.

1. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия / Под ред. В. С. Соболева, Н. Л. Добрецова, Н. В. Соболева.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975.— 271 с.
2. Добрецов Н. Л. Условия образования пироповых перидотитов и эклогитов в кристаллическом фундаменте Чешского массива и его аналогов // Veröff. Zentralinst. Phys. Erde.— 1982.— № 73.— С. 50—54.
3. Копецкий Л. Об алмазности Чешского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1960.— № 12.— С. 52—62.
4. Кралева М. Пиропы из гранато-пироксеновых перидотитов Чешского Среднегорья // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1965.— № 10.— С. 102—109.
5. Лазько Е. Е. Минералы-спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород.— М.: Недра, 1979.— 192 с.
6. Лазько Е. Е., Серенко В. П. Перидотиты с зональными гранатами из кимберлитов Якутии: свидетельство высокотемпературного глубинного метаморфизма и внутримантийного диапиризма? // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1983.— № 12.— С. 41—53.
7. Малиновский И. Ю., Дорошев А. М., Годовиков А. А. Устойчивость гранатов серии пироп — грюссляр — кноррингит — уваровит при $T=1200^{\circ}\text{C}$ и $P=30$ кбар // IX Всесоюз. совещ. по эксперим. минералогии: Тез. докл.— Иркутск, 1973.— С. 70—71.
8. Мацюк С. С., Крюков А. В., Вишневский А. А., Овчинников Ю. И. Сравнительное исследование состава и свойств гранатов щелочно-базальтовых трубок Минусинской впадины и кимберлитов Якутии // Минерал. журн.— 1985.— 7, № 4.— С. 18—29.
9. Мацюк С. С., Платонов А. Н., Харьков А. Д. Типоморфное значение окраски гранатов глубинных минеральных ассоциаций // Минерал. журн.— 1980.— 2, № 5.— С. 12—35.
10. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.— 264 с.
11. Соболев Н. В., Лодочникова Н. В. К минералогии гранатовых перидотитов // Геология и геофизика.— 1962.— № 6.— С. 52—59.
12. Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Родионов А. С. Неоднородности в глубинных включениях из кимберлитов как отражение процессов динамической эволюции вещества верхней мантии // XXVII Междунар. геол. конгр. (М., 4—14 авг. 1984 г.): Тез. докл.— М., 1984.— С. 399—401.
13. Adam J., Paděra K. Distribution of chromium in the garnetiferous peridotites and pyroxenites from Stare near Trbenice Czechoslovakia // Acta. Univ. Carol. Geol.— 1975 (1977).— N 1.— P. 47—60.
14. Fiala J. Pyrope of some garnet peridotites of the Czech. Massif // Kristallinikum.— 1965.— 3, N 3.— P. 55—74.

15. Fiala J., Paděra K. The Chemistry of the Minerals of the Pyrope Dunite from Borehole T-7 near Stare (Bohemia) // *Tschermaks mineral. und petrogr. Mitt.*—1977.—24, N 4.—P. 205—219.
16. Rost F., Gridel W. Zur geochemie und genese granatführender ultramafitite des mitteleuropäischen Grundgebirges // *Chem. Erde.*—1969.—28, N 1/2.—S. 91—107.

Ин-т геохимии и физики минералов АН УССР, Киев
 Центр. науч.-исследоват. геол.-развед. ин-т
 цвет. и благород. металлов, Москва

Поступила 14.01.87

УДК 548.736.6

Особенности кристаллической структуры $\text{Na}_{14}\text{CaMgTi}_4[\text{Si}_2\text{O}_7]_2[\text{PO}_4]_4\text{O}_4\text{F}_2$ — гомолога структурных типов ломоносовита и сульфогалита

Е. В. Соколова, Ю. К. Егоров-Тисменко, А. П. Хомяков

Приведены результаты полного рентгеноструктурного исследования нового минерала $\text{Na}_{14}\text{CaMgTi}_4[\text{Si}_2\text{O}_7]_2[\text{PO}_4]_4\text{O}_4\text{F}_2$ (условное название «минерал Т»). С позиций структурной минералогии установлено родство минерала Т со структурами ломоносовита и сульфогалита.

Среди сложных титаносиликатов, открытых в последние годы на Кольском полуострове, в ультращелочных породах Ловозерского массива [6, 7] А. П. Хомяковым выделены два близких по составу, но разных по симметрии минерала (моноклинный и триклинный), из которых первый (соболевит) описан в работе [8], а второй, условно обозначенный как «минерал Т», — объект настоящего исследования. При расшифровке его структуры исходили из эмпирической формулы $\text{Na}_{12,66}\text{Ca}_{1,42}\text{Mg}_{0,39}\text{Ti}_{2,44}\text{Mn}_{0,86}\text{Zr}_{0,46}\text{Nb}_{0,42}\text{Si}_{4,02}\text{P}_{3,84}\text{O}_{33}\text{F}_1$, основанной на результатах микрозондового анализа.

Параметры триклинной элементарной ячейки минерала Т, определенные Т. А. Куровой фотометодом ($a=0,545$, $b=0,710$, $c=2,05$ нм, $\alpha=88$, $\beta=94,5$, $\gamma=90^\circ$), уточнены на автоматическом дифрактометре $P\bar{1}$ «Синтекс» ($\text{Mo } K_\alpha$ -излучение, графитовый монохроматор): $a=0,5415(2)$, $b=0,7081(3)$, $c=2,034(1)$ нм, $\alpha=86,85(4)$, $\beta=94,40(4)$, $\gamma=89,94(3)^\circ$, $V=0,7764(6)$ нм³. При плотности ($d_{\text{эксп}}$), равной 3,1 г/см³, $Z=1$.

Основным экспериментальным материалом для структурной расшифровки послужили интенсивности 2913 независимых ненулевых отражений ($1 \geq 1,96\sigma I$), зарегистрированных на том же автоматическом дифрактометре $P\bar{1}$ ($\max \sin \Theta/\lambda=0,0902$ нм⁻¹) с кристалла размерами $0,075 \times 0,125 \times 0,35$ мм 2Θ : Θ -методом с переменной скоростью сканирования 2—24 град/мин. Пересчет интенсивностей отражений в $|F_{hkl}|$ без учета поглощения ($\mu r_{\text{max}}=0,78$) и все последующие расчеты выполнены на специализированной системе для определения кристаллических структур $E\text{-INEXTL}$ «Синтекс».

Близость химического состава и параметров элементарных ячеек, а также наличие тесных срастаний пластинчатых кристаллов позволили предположить структурное родство исследуемого минерала Т с расшифрованным ранее ломоносовитом $\text{Na}_5\text{Ti}_2[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{PO}_4]\text{O}_2$ ($a=0,549$, $b=0,711$, $c=1,450$ нм, $\alpha=101$, $\beta=96$, $\gamma=90^\circ$, $Z=2$, пр. гр. $P\bar{1}$) [2]. Расшифровка структуры минерала Т начата в centrosymmetric варианте, но сравнительно высокое значение фактора расходимости R_{hkl} при заданной модели структуры (за исходные взяты координаты базисных атомов титана, кремния и фосфора структуры ломоносовита) и неудовлетворительные температурные поправки заставили перейти к ацентричному варианту и провести дальнейшее исследование в рамках