

Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр
Институт геологии

**Программы фундаментальных исследований
Российской академии наук**

Отчетная серия № 2 (76)

**В. И. Силаев, И. И. Чайковский, Т. В. Харитонов,
В. Н. Филиппов, А. Ф. Хазов**

**К ПРОБЛЕМЕ АТИПИЧНЫХ
И НЕТРАДИЦИОННЫХ МИНЕРАЛОВ-
СПУТНИКОВ АЛМАЗА
(на примере Урала)**

Сыктывкар
2009

Силаев В. И., Чайковский И. И., Харитонов Т. В., Филиппов В. Н., Хазов А. Ф.
К проблеме атипичных и нетрадиционных минералов-спутников алмаза (на примере Урала). Сыктывкар: Геопринт, 2009. 65 с., рис. 28, табл. 26, библи. 90 (Отчетная серия № 2 (76).

Приведены новые результаты исследований минералов из четвертичных аллювиальных отложений, вероятно являющихся как минимум парастерическими спутниками уральских алмазов.

Silaev V. I., Chaykovskiy I. I., Kharitonov T. V., Filippov V. N., Khazov A. F. On a problem of atypical and unconventional accessory minerals of diamonds (by example of Middle Ural). Syktyvkar: Geoprint, 2009. 60 p.

Consider a new results of researches of minerals from quaternary alluvial sediments, must were a parasterical accessories of ural diamonds at the minimum.

Редакционная коллегия

А. М. Асхабов (председатель), Н. П. Юшкин (зам. председателя), О. Б. Котова, А. И. Антошкина, Т. М. Безносова, И. Н. Бурцев, Н. В. Козырева, С. К. Кузнецов, А. М. Пыстин, О. В. Удортина

Программа фундаментальных исследований Отделения наук о Земле:
Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов
(координаторы: академики Н. С. Бортников, Д. В. Рундквист)

Проект: Металлогения и минерагенические критерии прогнозирования,
поисков и оценки месторождений полезных ископаемых
Тимано-Североуральского региона
(руководитель проекта д. г.-м. н. С. К. Кузнецов)

Подпроект: Атипичные и нетрадиционные минералы-спутники алмазов
(руководитель д. г.-м. н. В. И. Силаев)

Проблема минералов-спутников алмазов в уральских россыпных и вероятных коренных алмазных месторождениях уже давно не находится на периферии геологических интересов [1—10]. Тем не менее, она не только не решена, но практически все еще пребывает в состоянии своего осмысления и формулирования. До настоящего времени сохраняется разделение уральских геологов-алмазников на две как бы конкурирующие группы [11], суть разногласий между которыми состоит только в том, что так называемые конформисты являются сторонниками поисков уральских месторождений как в Якутии по сугубо кимберлитовым минералам-спутникам [12—21], а неконформисты основную ставку делают на специфичные уральские минералы-индикаторы [2, 7, 11, 22—31].

Геологические материалы, полученные в последние годы на Среднем Урале в пределах Пашийской и расположенной к западу от нее недавно выделенной Т. В. Харитоновым [32] Предуральской полос региональной алмазоносности, свидетельствуют о развитии в аллювиальных осадках Уральской алмазоносной субпровинции весьма сложного минерального парастерезиса, включающего как минералы-индикаторы кимберлитов или лампроитоподобных магматитов, так и минералы атипичные и нетрадиционные спутники алмаза:

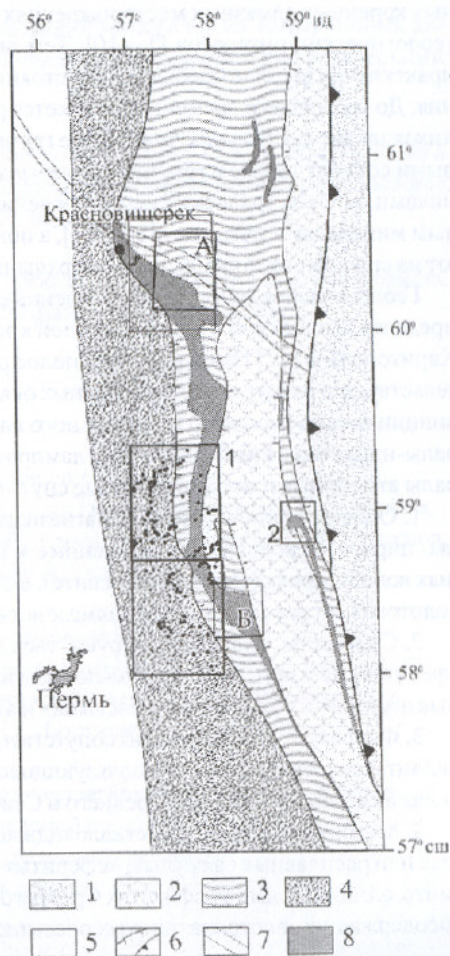
1. Оливин, клинопироксены, магнезиальный гранат, ильменит, хромшпинелиды, циркон, перовскит, обнаруженные к настоящему времени в «промежуточных коллекторах» (такатинской свите), в аллювии многих современных речных водотоков, а также в некоторых алмазоносных россыпях.
2. Силициды, муассанит, корунд, твердые растворы на основе корунда, субсферические и каплевидные стеклофазы алюмосиликатного состава («стекляные шарики»), выявленные в россыпях и алмазоносных туффизитах.
3. Флоренсит и некоторые из сопутствующих ему фосфатов (горсейксит, крандаллит, ксенотим, монацит), пользующиеся широким распространением в пределах алмазоносных полос Среднего и Северного Урала.
3. Магнитные шарики («металловидные или ферромагнитные шарики», «рудные или расплавные сферулы», «сфериты» и т. п.), установленные в такатинской свите, алмазоносных туффизитах Среднего и Северного Урала, алмазных и алмазосодержащих золотоплатиновых россыпях, рядовом четвертичном аллювии.

Минералы, напоминающие спутники кимберлитовых и (или) лампроитовых алмазов

Минералы, возможно имеющие кимберлитовое или лампроитовое происхождение, были отобраны специалистами Нижнеусьвинской партии ОАО «Геокарта-Пермь» из шлиховых проб аллювия с многочисленных речных водотоков на западном фланге Пашийской и в пределах Предуральской полос¹ (рис. 1). Их анализ осуществлялся в Аналитическом Центре ВСЕГЕИ², а также в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН. Всего было исследовано около 75 зерен (в скобках частота встречаемости минералов в %) оливина (9.7), клинопироксенов (56.5), магнезиального граната (1.6), эпидота? (4.8), скаполита? (1.6), ильменита (4.8), пикроильменита (1.6), хромшпинелидов (3.2), силицидов (9.7), лейкоксена (4.8), самородных платиноидов (1.6).

Рис. 1. Схема распространения шлиховых проб (точки) с выявленными в них минералами, напоминающими спутники кимберлитовых и (или) лампроитовых алмазов, на территории Уральской алмазоносной субпровинции.

Легенда: 1 — Тагильский вулкано-плутонический пояс; 2 — Центральное-Уральское поднятие; 3 — Западно-Уральская структурная зона; 4 — Предуральский краевой прогиб; 5 — внутренняя область Русской плиты; 6 — линии надвигов; 7 — Тиманский глубинный разлом; 8 — Западная (Пашийская) и Восточная (Промысловская) полосы региональной алмазоносности. **Рамки:** А, Б — соответственно Красновишерский и Горнозаводской алмазоносные районы; 1 — территория работ Нижнеусьвинской партии ОАО «Геокарта-Пермь», 2 — территория промысловых алмазо-золото-платиновых россыпей.



¹ В дальнейшем эти две полосы условно обозначаются как Пашийско-Предуральская суперполоса.

² При написании настоящего раздела были учтены некоторые выводы Л. И. Лукьяновой из записки, переданной в Нижнеусьвинскую партию вместе с аналитическими данными.

Оливин во всех проанализированных зернах представлен высокомагнезиальным минералом со значительной примесью CaO^3 (табл. 1). Последнее обычно расценивается как указание на высокobarические условия кристаллизации в мантийных условиях [34]. Минимальное содержание форстерита колеблется в пределах 92—98 мол. %. В настоящее время считается, что оливин такого состава встречается практически только в кимберлитах и возможно в некоторых лампроитах. Ранее в Западной структурной зоне на Среднем и Северном Урале коренные породы со столь магнезиальным оливином не регистрировались. Например, в оливине алмазоносных туффицитов содержание FeO , как правило, превышает 10 мас. % [35]. Важно также отметить, что исследованный оливин представлен неокатанными или слабо окатанными зернами, что может свидетельствовать о местном близко расположенном коренном источнике. В одной из проб оливин был установлен в ассоциации с хромистым пиропом. Это также согласуется с выводом о местном источнике, поскольку оливин и гранаты существенно различаются по степени механической устойчивости к истиранию и поэтому дистальных аллювиальных парастерезисов никогда не образуют.

Таблица 1

Химический состав (мас. %) оливина

№ п/п	№ обр.	SiO_2	FeO	MgO	CaO	Эмпирические формулы
1	8-7533-1109	41.74	3.38	54.61	0.26	$(\text{Mg}_{1.96}\text{Ca}_{0.01}\text{Fe}_{0.07})[\text{SiO}_4]$
2	6-10001-629	43.32	3.32	53.16	0.20	$(\text{Mg}_{1.84}\text{Fe}_{0.06})[\text{SiO}_4]$
3	1-7776-1085	41.24	7.51	51.02	0.23	$(\text{Mg}_{1.86}\text{Ca}_{0.01}\text{Fe}_{0.15})[\text{SiO}_4]$
4	19-7211	43.55	2.17	54.13	0.15	$(\text{Mg}_{1.86}\text{Fe}_{0.04})[\text{SiO}_4]$
5	20-7211/2	42.73	3.00	53.99	0.28	$(\text{Mg}_{1.90}\text{Ca}_{0.01}\text{Fe}_{0.06})[\text{SiO}_4]$
6	21-7210	43.24	3.54	53.22	Не обн.	$(\text{Mg}_{1.85}\text{Fe}_{0.07})[\text{SiO}_4]$

Примечание. Приведено к 100 %

Клинопироксены в шлихах наблюдаются в виде неокатанных или незначительно окатанных зерен размером 0.2—0.5 мм (рис. 2). По составу их можно разделить на три разновидности: 1) хромдиопсид с высоким содержанием Na_2O , Cr_2O_3 и Al_2O_3 (табл. 2, № 1—16), характерный для кимберлитов, включая и слабо алмазоносные; 2) хромдиопсид с более низким содержанием Na_2O , Cr_2O_3 и Al_2O_3 (табл. 2, № 17—30), похожий на клинопироксены из менее глубинных горных пород, относящихся, например, к фации шпинелевых перидотитов, к которой относят и неалмазоносные кимберлиты и лампроиты; 3) диопсид (табл. 2, № 31, 32) — минерал широко распространенный, в частности встречающийся в обычных базальтах. Обращает на себя внимание, что все исследованные нами клинопироксе-

³ Скорее всего, изоморфная примесь кальциооливины [33].



Рис. 2. Типичное обломочное зерно хромдиопсида из шлиховых проб четвертичного аллювия. СЭМ-изображение в режиме вторичных электронов

ны характеризуются сильной нестехиометричностью, что можно отнести на счет особенностей мантийного минералообразования.

До настоящего времени достоверных данных о распространении хромдиопсида в современном аллювии на Среднем Урале не было. Более или менее надежно этот минерал диагностировался только в юрских отложениях Вятско-Камской впадины. Но в этом случае он наблюдался в виде сильно окатанных зерен. Кроме того, хорошо известен хромдиопсид из алмазоносных туффизитов Северного Урала [35, 36]. По составу минерал из

туффизитов неплохо коррелируется с упомянутой выше второй разновидностью исследованного нами хромдиопсида.

Магнезиальные гранаты выявлены в единичных мало окатанных зернах. Судя по результату анализа (табл. 3), их можно отнести к кноррингит-уваровит-пиропу, отвечающему на диаграмме Н. В. Соболева гранатам неалмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса. В рамках классификации гранатов, выявленных в уральских россыпях и туффизитах [29], исследованный минерал соответствует красно-лиловому хромистому пиропу ультрабазитового парагенезиса.

Эмпирические формулы к табл. 2:

1 — $\text{Ca}_{0.80}(\text{Mg}_{1.01}\text{Fe}_{0.04}\text{Al}_{0.07}\text{Cr}_{0.02}\text{Ti}_{0.01})_{1.15}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 2 — $\text{Ca}_{0.65}(\text{Mg}_{1.02}\text{Fe}_{0.06}\text{Al}_{0.22}\text{Cr}_{0.02})_{1.32}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 3 — $(\text{Ca}_{0.70}\text{Na}_{0.09})_{0.79}(\text{Mg}_{0.97}\text{Fe}_{0.03}\text{Al}_{0.11}\text{Cr}_{0.02})_{1.13}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 4 — $\text{Ca}_{0.80}\text{Na}_{0.08})_{0.78}(\text{Mg}_{0.97}\text{Fe}_{0.03}\text{Al}_{0.24}\text{Cr}_{0.03})_{1.27}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 5 — $\text{Ca}_{0.80}(\text{Mg}_{1.05}\text{Fe}_{0.03}\text{Al}_{0.02})_{1.10}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 6 — $(\text{Ca}_{0.46}\text{Na}_{0.16})_{0.62}(\text{Mg}_{1.10}\text{Fe}_{0.02}\text{Al}_{0.16}\text{Cr}_{0.02})_{1.30}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 7 — $\text{Ca}_{0.62}(\text{Mg}_{1.08}\text{Fe}_{0.06}\text{Al}_{0.07}\text{Cr}_{0.03})_{1.24}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 8 — $(\text{Ca}_{0.70}\text{Na}_{0.11})_{0.81}(\text{Mg}_{0.94}\text{Fe}_{0.04}\text{Al}_{0.25}\text{Cr}_{0.03})_{1.26}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 9 — $\text{Ca}_{0.80}(\text{Mg}_{1.03}\text{Fe}_{0.04}\text{Al}_{0.04}\text{Cr}_{0.02})_{1.13}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 10 — $\text{Ca}_{0.92}(\text{Mg}_{1.00}\text{Al}_{0.19}\text{Cr}_{0.03})_{1.22}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 11 — $(\text{Ca}_{1.10}\text{Na}_{0.20})_{1.30}(\text{Mg}_{1.00}\text{Fe}_{0.04}\text{Al}_{0.17}\text{Cr}_{0.04})_{1.25}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 12 — $\text{Ca}_{0.58}(\text{Mg}_{1.12}\text{Fe}_{0.03}\text{Al}_{0.05}\text{Cr}_{0.01})_{1.21}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 13 — $(\text{Ca}_{0.44}\text{Na}_{0.15})_{0.59}(\text{Mg}_{1.06}\text{Al}_{0.29}\text{Cr}_{0.03}\text{Ti}_{0.01})_{1.27}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 14 — $\text{Ca}_{0.57}(\text{Mg}_{1.16}\text{Fe}_{0.03}\text{Al}_{0.04}\text{Cr}_{0.01})_{1.24}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 15 — $\text{Ca}_{0.80}(\text{Mg}_{1.17}\text{Fe}_{0.03}\text{Al}_{0.04}\text{Cr}_{0.01})_{1.38}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 16 — $(\text{Ca}_{0.46}\text{Na}_{0.19})_{0.7865}(\text{Mg}_{1.06}\text{Fe}_{0.03}\text{Al}_{0.28}\text{Cr}_{0.01})_{1.38}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 17 — $(\text{Ca}_{0.91}\text{Na}_{0.19})_{1.10}(\text{Mg}_{1.01}\text{Fe}_{0.02}\text{Al}_{0.20}\text{Cr}_{0.01})_{1.24}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 18 — $\text{Ca}_{0.58}(\text{Mg}_{1.17}\text{Fe}_{0.03}\text{Al}_{0.06}\text{Cr}_{0.01})_{1.27}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 19 — $\text{Ca}_{0.80}(\text{Mg}_{1.17}\text{Fe}_{0.03}\text{Al}_{0.06}\text{Cr}_{0.03})_{1.27}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 20 — $\text{Ca}_{0.52}(\text{Mg}_{1.21}\text{Fe}_{0.04}\text{Al}_{0.05}\text{Cr}_{0.01})_{1.31}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 21 — $(\text{Ca}_{0.50}\text{Na}_{0.14})_{0.64}(\text{Mg}_{1.11}\text{Fe}_{0.03}\text{Al}_{0.26}\text{Cr}_{0.02})_{1.42}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 22 — $(\text{Ca}_{0.59}\text{Na}_{0.02})_{0.61}(\text{Mg}_{1.09}\text{Fe}_{0.03}\text{Al}_{0.08})_{1.20}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 23 — $\text{Ca}_{0.57}(\text{Mg}_{1.14}\text{Fe}_{0.02}\text{Al}_{0.05}\text{Cr}_{0.01})_{1.22}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 24 — $\text{Ca}_{0.51}\text{Na}_{0.17})_{0.68}(\text{Mg}_{0.53}\text{Fe}_{0.04}\text{Al}_{0.26}\text{Cr}_{0.01})_{0.84}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 25 — $(\text{Ca}_{0.52})_{0.64}(\text{Mg}_{1.06}\text{Fe}_{0.04}\text{Al}_{0.26}\text{Cr}_{0.02})_{1.38}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 26 — $(\text{Ca}_{0.47}\text{Na}_{0.18})_{0.65}(\text{Mg}_{1.02}\text{Fe}_{0.05}\text{Al}_{0.12}\text{Cr}_{0.03})_{1.22}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 27 — $(\text{Ca}_{0.49}\text{Na}_{0.13})_{0.62}(\text{Mg}_{1.08}\text{Fe}_{0.03}\text{Al}_{0.28}\text{Cr}_{0.01})_{1.40}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 28 — $(\text{Ca}_{0.68}\text{Na}_{0.10})_{0.78}(\text{Mg}_{1.02}\text{Fe}_{0.05}\text{Al}_{0.24}\text{Cr}_{0.03})_{1.34}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 29 — $\text{Ca}_{0.70}(\text{Mg}_{0.83}\text{Fe}_{0.03}\text{Al}_{0.09}\text{Cr}_{0.03}\text{Ti}_{0.01})_{0.99}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 30 — $(\text{Ca}_{0.59}\text{Na}_{0.13})_{0.72}(\text{Mg}_{1.02}\text{Fe}_{0.05}\text{Al}_{0.27}\text{Cr}_{0.04}\text{Ti}_{0.09})_{1.47}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 31 — $\text{Ca}_{0.55}(\text{Mg}_{1.18}\text{Fe}_{0.02}\text{Al}_{0.05})_{1.25}[\text{Si}_2\text{O}_6]$; 32 — $(\text{Ca}_{0.41}\text{Na}_{0.24})_{0.65}(\text{Mg}_{0.95}\text{Fe}_{0.08}\text{Ti}_{0.01})_{1.04}[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

Таблица 2
Химический состав (мас. %) хромдиопсида (1—30) и диопсида (31, 32)

№ п/п	№ обр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
1	12-7142	55.32	Не обн.	5.16	0.69	2.02	18.86	16.68	1.25	99.98
2	0-7134-1	54.41	0.21	4.94	1.53	2.11	17.68	17.79	1.33	100
3	11-7150	54.67	Не обн.	5.52	1.02	2.14	17.73	17.74	1.07	99.89
4	7-7522-977	57.98	«	3.96	0.90	0.99	21.19	12.46	2.34	99.82
5	2-7309	55.05	«	5.78	1.09	1.28	17.23	17.87	1.59	99.89
6	4-7523-998	58.11	«	4.77	1.01	0.94	19.30	12.48	3.33	99.94
7	1-7763-1081	56.71	«	4.19	1.40	1.30	18.83	14.57	2.94	99.94
8	18-7140	56.75	0.50	7.00	0.98	0.92	20.00	11.66	2.19	100.00
9	16-7157	56.61	«	6.83	0.53	1.22	19.91	12.17	2.80	100.07
10	17-7141	58.49	«	5.08	0.55	0.89	19.68	12.40	2.95	100.04
11	6-7762	56.28	«	6.16	0.58	1.05	20.77	13.09	2.03	99.96
12	1-7901	56.44	«	5.99	0.90	1.25	19.59	13.33	2.43	99.93
13	2-7307-A	56.22	«	6.28	0.88	1.40	19.94	13.56	1.80	100.08
14	4-7541	56.13	0.32	6.73	0.71	1.07	20.25	12.93	1.87	100.01
15	2-7156-677	54.54	Не обн.	5.62	0.96	1.76	18.54	17.20	1.38	100.00
16	13-7159-678	54.79	0.30	6.27	1.53	1.73	18.54	14.98	1.85	99.99
17	7-7059a	55.39	0.28	1.67	0.64	2.78	18.68	20.57	Не обн.	100.01
18	8-7059-6	55.75	«	0.98	0.68	2.30	19.58	20.74	Не обн.	100.03
19	5-7761	56.00	«	1.57	1.06	2.10	20.15	19.16	Не обн.	100.04
20	3-7540	56.35	«	1.07	0.60	1.40	19.42	20.99	Не обн.	99.83
21	2-7773-1082	58.67	«	1.36	0.36	1.27	21.91	16.00	Не обн.	99.57
22	14-10006-6	59.12	Не обн.	0.90	0.29	1.03	22.90	15.59	Не обн.	99.83
23	15-6074	58.98	«	1.03	0.50	1.17	23.04	15.19	«	99.91
24	9-6055-Б	58.42	«	1.48	0.39	1.22	22.81	15.79	Не обн.	100.11
25	10-6057-A	58.81	«	1.62	0.35	1.15	22.91	15.23	«	100.07
26	11-6057-Б	59.03	«	1.13	0.31	1.37	23.84	14.40	«	100.08
27	7-6047	58.72	«	1.93	0.35	0.94	21.30	16.08	0.57	99.89
28	8-6055-A	58.74	«	1.33	0.48	1.34	22.42	15.70	Не обн.	100.01
29	3-7307-Б	58.60	«	3.06	1.08	1.61	19.95	12.94	2.76	100.00
30	4-7501-978	55.77	0.39	2.21	0.94	2.78	19.72	18.19	Не обн.	100.00
31	13-10006-A	58.90	Не обн.	1.24	Не обн.	1.19	23.16	15.16	Не обн.	99.65
32	22-7214	57.52	0.50	6.27	«	2.93	18.14	11.08	3.54	99.98

Таблица 3

Химический (мас. %) и минеральный (мол. %) составы граната

№ обр	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO
5-10001-629	44.32	20.12	5.34	3.25	22.78	4.19
(Mg _{2.46} Fe _{0.20} Ca _{0.32}) _{2.98} (Al _{1.71} Cr _{0.30}) _{2.01} [Si ₃ O ₁₂]						
Миналы, мол. %	Пироп	Гроссуляр	Альмандин	Кноррингит	Уваровит	
	78.45	Нет	6.55	4.47	10.53	

Примечание. Данные в этой и следующих таблицах до табл. 7 приведены к 100 %.

Можно добавить, что проанализированный пироп довольно близок по составу и к гранатам-включениям в уральских алмазах [37, 38].

Минералы группы эпидота. Представлены зернами, по составу напоминающими клиноцоизит (табл. 4). Однако на стехиометрию минералов группы эпидота результаты микронзондового анализа, полученные во ВСЕГЕИ, не рассчитываются.

Ильмениты. Большей частью отвечают минералу обычного состава с небольшой примесью пиррофанитового минала (табл. 5). Такой ильменит часто обнаруживается в шлиховых пробах со Среднего и Северного Урала, соответствующая по классификации И. И. Чайковского четвертой разновидности, условно сопоставляемой с ильменитом из лампроитов. Однако источником такого минерала могли выступить и другие магматиты основного и среднего состава. Наряду с ильменитом в исследованных нами шлихах зарегистрированы единичные зерна пикроильменита, который по минеральному составу является гематит-ильменит-гейкилитом и может быть отнесен к пикроильмениту из кимберлитов. В классификации И. И. Чайковского этот минерал отвечает наиболее магнезиальному ильмениту первой разновидности. На диаграмме химизма ильменита [39] точки состава исследованных минералов приходятся соответственно на самую верхнюю часть кимберлитового тренда (пикроильменит) и на поле базальтоидного тренда (ильменит). Кроме того, в проанализированных шлихах выявлены зерна хромсодержащего **лейкоксона** (табл. 6), очень похожего на лейкоксен из алмазоносных туффицитов Северного Урала [40].

Таблица 4

Химический состав (мас. %) клиноцоизита (?)

№ п/п	№ обр	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO
1	13-231-668	48.07	25.79	1.47	24.67
2	14-231-668	45.94	21.38	5.99	26.70
3	15-231-668	46.94	21.94	4.87	26.26

Таблица 5

Химический (мас. %) и минеральный (мол. %) составы ильменита (1, 2) и пикроильменита (3)

№ п/п	№ обр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	V ₂ O ₅
1	6004-428	0.90	53.12	Не обн.	44.02	Не обн.	1.91	«
2	10-1012-412	0.99	53.63	«	42.94	«	1.62	0.61
3	5-7739	2.41	49.27	1.28	32.34	14.14	0.57	Не обн

Эмпирические формулы

$$1 - (\text{Fe}_{0.94}\text{Mn}_{0.04})_{0.98}\text{Ti}_{1.02}\text{O}_3; 2 - (\text{Fe}_{0.92}\text{Mn}_{0.04})_{0.96}\text{Ti}_{1.04}\text{O}_3; \\ 3 - (\text{Fe}_{0.48}\text{Mg}_{0.49}\text{Mn}_{0.04})_{1.01}(\text{Ti}_{0.86}\text{Fe}_{0.14})\text{O}_3;$$

№ п/п	Миналы			
	Гейкилит	Ильменит	Пиррофанит	Гематит
1	Нет	96.08	3.92	Нет
2	«	96.15	3.85	«
3	48.51	33.66	3.96	13.87

Таблица 6

Химический (мас. %) состав лейкоксена

№ п/п	№ обр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	V ₂ O ₅
1	11-10008-622	5.61	93.12	Не обн.	Не обн.	0.57	0.72
2	1-ВГ-1	2.10	91.72	1.26	1.51	2.12	1.29
3	1-ВГ-2	1.86	92.03	1.45	0.96	1.85	1.85

Обломочный магнетит. Вызывает интерес не только сам по себе, но и в связи с обогащением некоторых участков уральского аллювия так называемыми магнитными шариками. Этот минерал наблюдается в виде неправильных угловатых зерен размером 0.1—0.3 мм с сохранившейся на поверхностях первичной скульптурой и даже примазками барита (рис. 3). Его состав по результату единичного анализа включает (мас. %) Fe₂O₃ 98.66; Cr₂O₃ 0.55; V₂O₅ 0.88. Наибольший интерес в приведенных данных представляет, очевидно, примесь хрома, совершенно нетипичная для магнетита из базитов, метаморфических горных пород и метасоматитов корового происхождения. Обращает также на себя внимание факт существенного обогащения упомянутой выше примазки барита стронцием: (Ba_{0.74}Sr_{0.14}Ca_{0.11})[SO₄]. Возможно, эта примазка имеет экзогенное происхождение, поскольку для Среднего Урала, как известно, характерно развитие разновозрастных стронциево-бариевых минерализаций. Однако следует учитывать и то обстоятельство, что значительная примесь стронция

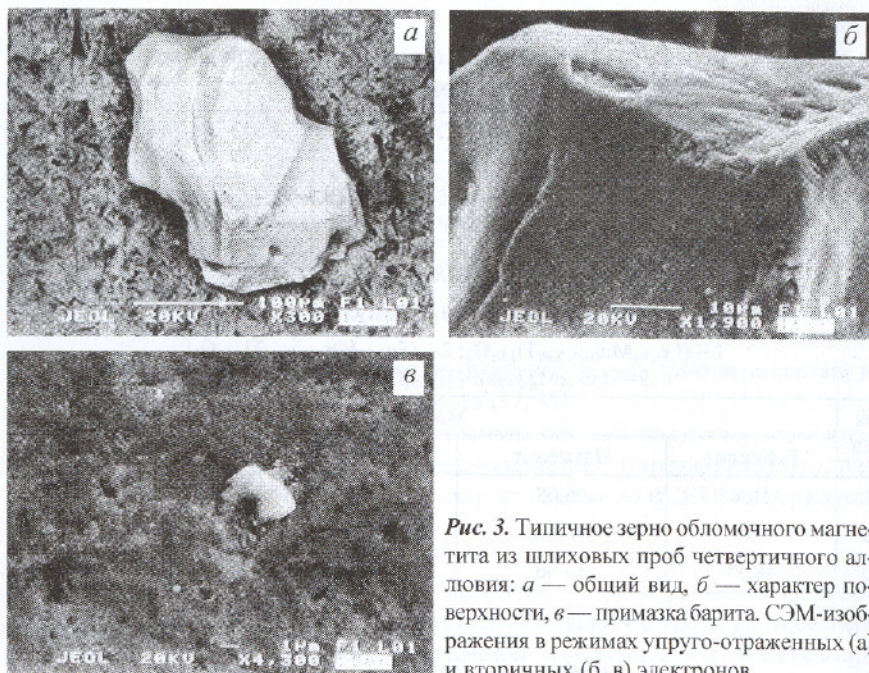


Рис. 3. Типичное зерно обломочного магнетита из шлиховых проб четвертичного аллювия: а — общий вид, б — характер поверхности, в — примазка барита. СЭМ-изображения в режимах упруго-отраженных (а) и вторичных (б, в) электронов.

в кислородных солях, например, карбонатах, является типоморфным признаком кимберлитов.

Хромшпинелиды. Обнаружены в виде незональных зерен и мелких осколков. Характеризуются низкой титанистостью, высокой магнезиальностью и железистостью в сочетании с умеренной хромистостью (табл. 7). По всем этим признакам они близки к хромшпинелидам первой группы Р. Митчелла [41]. На соответствующей диаграмме фигуративные точки состава исследованных нами минералов приходятся на магнезиальный край поля состава кимберлитовых хромшпинелидов, накладываясь при этом на точки состава хромитов так называемого курунгского типа, генетически приписываемых не кимберлитам, а концентрически-зональным ультрабазитовым массивам [42]. На диаграмме $Al_2O_3-Cr_2O_3$ [43] один анализ исследованных минералов попал в поле хромшпинелидов коэситовой фации глубинности, а два других отскочили за пределы полей состава хромшпинелидов, характерных для глубинных ксенолитов.

Силициды железа. Специфичная группа вообще редких минералов, но на Среднем Урале уже неоднократно выявлявшихся как в золотоплатиновых россыпях [44], так и в алмазосных туффизитах [35]. В рассматриваемом случае эти минералы представлены зернами неправильной формы, широко варьирующими по составу от $MeSi_5$ до Me_2Si_6 . Важной их особенностью является примесь хрома, иногда достигающая почти 1 мас. % Cr_2O_3 (табл. 8).

Таблица 7
Химический (мас. %) и минеральный (мол. %) составы хромшпинелидов

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO
1	12-10008-622-12а Осколок 1, центр	1.96	0.74	Не обн.	44.88	41.32	11.10
2	12-10008-622-12б Осколок 1, край	4.71	0.95	«	45.12	39.70	9.52
3	6-6065	Не обн.	0.39	13.00	50.60	22.05	13.95

Эмпирические формулы

1 — $(Mg_{0.57}Fe_{0.43})(Cr_{1.22}Fe_{0.76}Ti_{0.02})_2O_4$; 2 — $(Mg_{0.51}Fe_{0.49})(Cr_{1.28}Fe_{0.70}Ti_{0.03})_2O_4$;
3 — $(Mg_{0.66}Fe_{0.34})(Cr_{1.26}Al_{0.48}Fe_{0.24}Ti_{0.01})_2O_4$

Минералы

№ п/п	Магнохромит	Хромит	Ульвит	Магнетит	Шпинель
1	57.0	4.0	2.0	37.0	Нет
2	50.83	12.96	2.99	33.22	«
3	42.14	21.07	1.00	11.71	24.08

Таблица 8
Химический (мас. %) состав силицидов

№ п/п	№ обр	Si	Al	Cr	Fe	Mn	Эмпирические формулы
1	12-7111	70.87	Не обн.	Не обн.	29.13	Не обн.	$Fe_{0.17}Si_{0.83} [Fe Si_5]$
2	3-7113-558	70.73	2.43	0.94	23.88	«	$Fe_{0.14}Al_{0.03}Si_{0.83} [(Fe_{0.84}Al_{0.16})Si_5]$
3	4-7541	43.53	Не обн.	Не обн.	56.47	«	$Fe_{0.39}Si_{0.61} [Fe_2Si_3]$
4	9-7128	36.72	«	«	63.28		$Fe_{0.46}Si_{0.54} [Fe_5Si_6]$
5	6-7115-560	40.76	«	«	58.83	0.41	$Fe_{0.42}Mn_{0.01}Si_{0.57} [(Fe_{5.88}Mn_{0.14})Si_8]$
6	3-6004	40.41	«	0.33	58.84	0.42	$Si_{0.57}Fe_{0.42}(Cr,Mn)_{0.01} [Si_8(Fe_{5.88}(Cr,Mn)_{0.14})_6]$

Примечание. Приведено к 100 %. В квадратных скобках — соответствующие теоретические формулы с целочисленными коэффициентами

Железо-платиновые интерметаллиды охарактеризованы единичным анализом (мас. %): Pt 81.59; Fe 18.41. Расчет показывает, что в этом случае мы имеем дело с минералом состава Pt_8Fe_7 , что близко к тетраферроплатине, широко распространенной в уральских золотоплатиновых россыпях.

Таким образом, изложенные выше данные свидетельствуют о развитии на исследуемой территории довольно сложной аллювиальной ассоциации обломочных минералов, часть которых действительно имеет некоторое сходство с кимберлитовыми или лампроитовыми минералами. К таковым можно отнести высокомагнезиальный кальцийсодержащий оливин состава Fe_{92-98} , нестехиометричный натрийсодержащий хромдиопсид, хромистый пироп, пикроильменит. Принципиально важными особенностями всех этих минералов являются низкая степень окатанности зерен, незначительность вторичных химических изменений, недифференцированность в речных осадках по механической устойчивости. Все упомянутое может говорить о местном близко расположенном первоисточнике, в качестве которого, судя по описанным выше минералам, вполне могут выступить и специфические уральские щелочно-ультраосновные магматиты [45].

Флоренсит и ассоциирующие с ним фосфаты

Систематическое обогащение флоренситом современного аллювия и алмазородных россыпей на Среднем Урале было установлено в 1930—1940-е гг., сразу же дав мощный импульс для геологического сопоставления Западно-Уральской зоны с алмазородными территориями Восточной Бразилии. Первооткрывателем уральского флоренсита является А. Н. Лабунцов, в руки которого попали «слегка окатанные кристаллики неизвестного минерала», найденные в аллювии р. Койвы. Именно этот блистательный минералог-кристаллограф получил для таинственного минерала достоверные рентгенограммы и осуществил пионерское гониометрическое исследование его индивидов [46]. Несколько позже к изучению флоренсита подключился А. А. Кухаренко [47], сразу же придавший ему статус как минимум парастерического спутника алмазов [2, 3, 22]. Кроме того, А. А. Кухаренко первым установил широкие вариации химического состава уральского флоренсита, высказавшись за существование в природе нового минерального вида — койвинита, принципиально, как он считал, отличающегося от канонического минерала значительной примесью Са, Sr и Pb [48]. Позже, однако, оказалось, что «койвинит» представляет собой лишь нерегулярную твердофазную смесь флоренсита с гоацитом, крандаллитом, горсейситом, коркитом и другими алломофосфатами [29, 30] или еще проще того является все тем же флоренситом, но эпигенетически измененным [49].

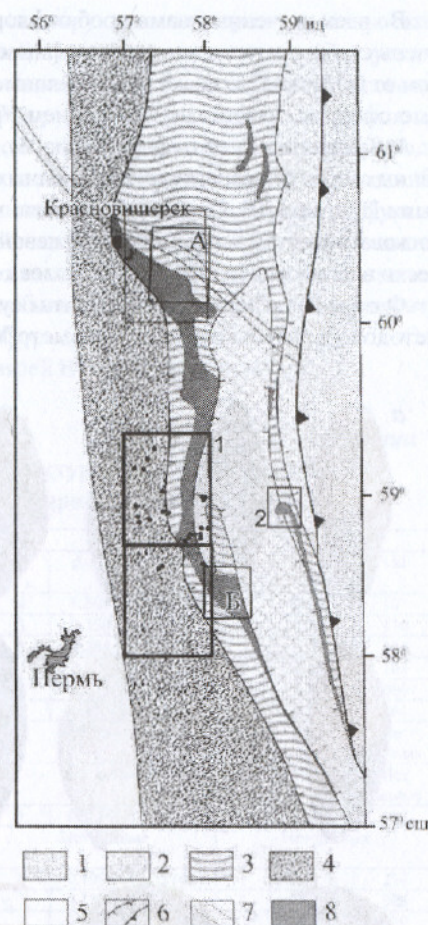
Объектом наших исследований послужила новая коллекция зерен флоренсита, выделенных из шлиховых проб четвертичного аллювия с западного фланга Пашийской полосы и из миоценовых отложений Усть-Игумского месторождения, расположенного в пределах Предуральской полосы⁴ (рис. 4). Часть зе-

⁴ Эта полоса прослеживается на север до Колчимской антиклинали с известными алмазными россыпями Вишерского узла и на юг Пермского края до Суксуна.

Рис. 4. Схема распространения шлиховых проб (точки) с выявленным в них флоренситом.

Легенда: 1 — Тагильский вулкано-плутонический пояс; 2 — Центрально-Уральское поднятие; 3 — Западно-Уральская структурная зона; 4 — Предуральский краевой прогиб; 5 — внутренняя область Русской плиты; 6 — линии надвигов; 7 — Тиманский глубинный разлом; 8 — Западная (Пашийская) и Восточная (Промысловская) полосы региональной алмазородности.

Рамки: А, Б — соответственно Красновишерский и Горнозаводской алмазородные районы; 1 — территория работ Нижнеусвинской партии ОАО «Геокарта-Пермь», 2 — территория промысловых алмазородных россыпей.



рен была извлечена непосредственно из алмазных россыпей, остальные представляют протяженный ореол аллювиального рассеяния флоренсита в поле развития соликамских отложений [32]. В целом выявленные точки новых находок флоренсита можно вероятно считать западной границей распространения этого минерала на Среднем Урале. Максимальное содержание флоренсита в пересчете на тяжелую фракцию аллювиальных осадков составило 0.12 %. Для соответствующих проб были установлены следующие ассоциации шлиховых минералов: цирконо-ильменито-хромшпинелидная, пироксено-эпидото-марказитовая с магнетитом, магнетито-пироксено-эпидотовая с хромшпинелидами и ильменитом. Кроме этого, нами были исследованы монофракции флоренсита из Крестовоздвиженской и Полуденской россыпей Промысловской полосы.

Во всех изученных нами пробах флоренсит представлен неокатанными или очень слабо окатанными идиоморфными кристаллами и их обломками размером от 0.15×0.45 до нескольких миллиметров. Реже отмечались алюмофосфатные сферулы, известные на Среднем Урале как «бобовины» еще со времени А. А. Кухаренко. Все эти формы (рис. 5), разительно отличаются от хорошо окатанных зерен флоренсита, установленных в тиманской золото-алмазонасной россыпи Ичетью [50]. Окраска исследованных нами индивидов варьировалась от восковато-желтой до кремово-оранжевой и желтовато-зеленой. Сферулы практически всегда отличались гораздо более темным цветом.

Фазовая диагностика флоренсита осуществлялась рентгенодифракционным методом (Б. А. Макеев, дифрактометр XRD-6000 фирмы Shimadzu), химичес-

кий состав изучался на аналитическом сканирующем электронном микроскопе (В. Н. Филиппов, JSM-6400 фирмы Jeol). На основании полученных результатов были рассчитаны параметры элементарной ячейки, оказавшиеся не совсем тождественными эталонному флоренситу из-за более низкого значения c_0 (табл. 9). Это очевидно указывает на изоморфные замещения в катионной под решетке ионов редких земель, прежде всего, на ионы кальция и стронция. В спектрах ИК-поглощения исследуемого минерала (М. Ф. Самотолкова, фурье-спектрометр ФТ-02 «Интралиум») зарегистрированы четыре группы полос (рис. 6), хорошо согласующихся с надежными экспериментальными данными [51—53]: 1) ν_2 и ν_4 деформационных колебаний в тетраэдрах $[\text{PO}_4]$; 2) ν_3 валентных колебаний в тетраэдрах $[\text{PO}_4]$; 3) деформационных колебаний связей Н—О в ОН-группах; 4) валентных колебаний связей Н—О в ОН-группах.

Таблица 9
Межплоскостные расстояния в структуре уральского флоренсита и параметры его элементарной ячейки, нм

1			2			3			4		
l, у. е.	d, нм	hkl	l, у. е.	d, нм	hkl	l, у. е.	d, нм	hkl	l, у. е.	d, нм	hkl
3	0.556	101	4	0.566	101	4	0.566	101	4	0.563	101
3	0.346	110	3	0.350	110	3	0.350	110	3	0.348	110
5	0.291	113	5	0.294	113	5	0.294	113	5	0.291	113
1	0.282	202	1	0.283	202	1	0.283	202	1	0.282	202
2	0.270	006	1	0.271	006	1	0.271	006	1	0.269	006
1	0.241	204	1	0.243	204	1	0.243	204	1	0.240	204
Нет данных			Нет данных			Нет данных			1	0.225	Нет данных
1	0.220	Нет данных	Нет данных			Нет данных			1	0.219	Нет данных
1	0.2162	107	1	0.2185	107	1	0.2185	107	1	0.2143	107
1	0.2132	Нет данных	Нет данных			Нет данных			Нет данных		
1	0.1990	214	1	0.1994	214	1	0.1994	214	1	0.1978	214
4	0.1880	303	3	0.1882	303	3	0.1882	303	3	0.1877	303
3	0.1736	220	1	0.1746	220	3	0.1738	220	3	0.1733	220
Нет данных			1	0.1607	119	1	0.1607	119	Нет данных		
1	0.1486	Нет данных	1	0.1489	Нет данных	1	0.1489	Нет данных	1	0.1482	Нет данных
1	0.1465	226	1	0.1465	226	1	0.1465	«	1	0.1458	226
2	0.1432	2010	1	0.1433	2010	1	0.1433	2010	2	0.1426	2010
			1	0.1413	Нет данных	1	0.1413	Нет данных	Нет данных		
$a_0 = 0.6939 \pm 0.0014$			1	0.1358	«	1	0.1358	«	$a_0 = 0.6943 \pm 0.0009$		
$c_0 = 1.620 \pm 0.006$			1	0.1339	«	1	0.1339	«	$c_0 = 1.610 \pm 0.005$		
$V_0 = 0.676 \pm 0.003$			1	0.1314	«	1	0.1314	«	$V_0 = 0.672 \pm 0.002$		
			2	0.1280	413	2	0.1280	413	1	0.1279	413
			2	0.1189	327	2	0.1189	327	2	0.1188	327
			1	0.1162	Нет данных	1	0.1162	Нет данных	$a_0 = 0.6943 \pm 0.0009$		
			1	0.1106	«	1	0.1106	«	$c_0 = 1.610 \pm 0.005$		
			2	0.1096	«	2	0.1096	«	$V_0 = 0.672 \pm 0.002$		
$a_0 = 0.6973 \pm 0.0012$			$a_0 = 0.6973 \pm 0.0012$			$a_0 = 0.6973 \pm 0.0012$			$a_0 = 0.6973 \pm 0.0012$		
$c_0 = 1.629 \pm 0.007$			$c_0 = 1.629 \pm 0.007$			$c_0 = 1.629 \pm 0.007$			$c_0 = 1.629 \pm 0.007$		
$V_0 = 0.686 \pm 0.003$			$V_0 = 0.686 \pm 0.003$			$V_0 = 0.686 \pm 0.003$			$V_0 = 0.686 \pm 0.003$		

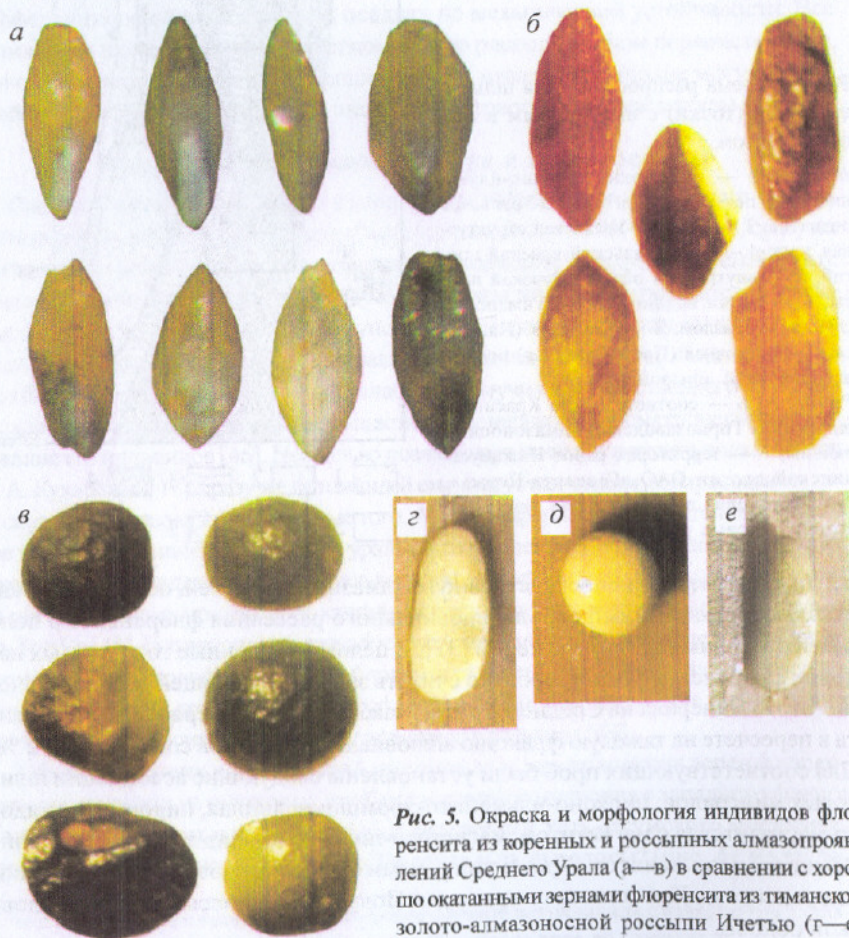


Рис. 5. Окраска и морфология индивидов флоренсита из коренных и россыпных алмазопоявлений Среднего Урала (а—в) в сравнении с хорошо окатанными зернами флоренсита из тиманской золото-алмазонасной россыпи Ичетью (г—е)

Подавляющее число изученных кристаллов характеризуется остро-ромбоэдрическим габитусом, обусловленным гранями ромбоэдра $w \{03\bar{3}1\}$ ⁵. Кроме того, на некоторых индивидах отмечались грани тригональной призмы $m \{10\bar{1}0\}$ и пинакоида $c \{0001\}$. По внутреннему строению индивиды флоренсита можно разделить на два типа.

К первому типу относятся кристаллы либо однородные по составу и строению, либо обнаруживающие мало контрастную типично ростовую зональность. Такие индивиды, как правило, содержат многочисленные ксеноминеральные включения (рис. 7, 8). Колебания их состава проявляются лишь в незначительной тенденции к обогащению центральной части кристаллов — La и Ce, промежуточной части — Nd и Pr, а краев — Ca, Fe и Pb. Этот тренд часто дополняется мозаичной и прожилковидной неоднородностью, имеющей более сложное, скорее всего, эпигенетическое происхождение. Анализ показал, что упомянутая мозаичность обусловлена неравномерно-пятнистым распределением тория, а на прожилковидных участках резко возрастает содержание Ca, Sr, Fe и Pb (рис. 9). Максимальный уровень обогащения исследуемого минерала этими примесями достигает по ThO_2 10—12, PbO почти 5, SrO 3 мас. %. Очевидно, что именно далеко зашедшее эпигенетическое изменение и могло под-

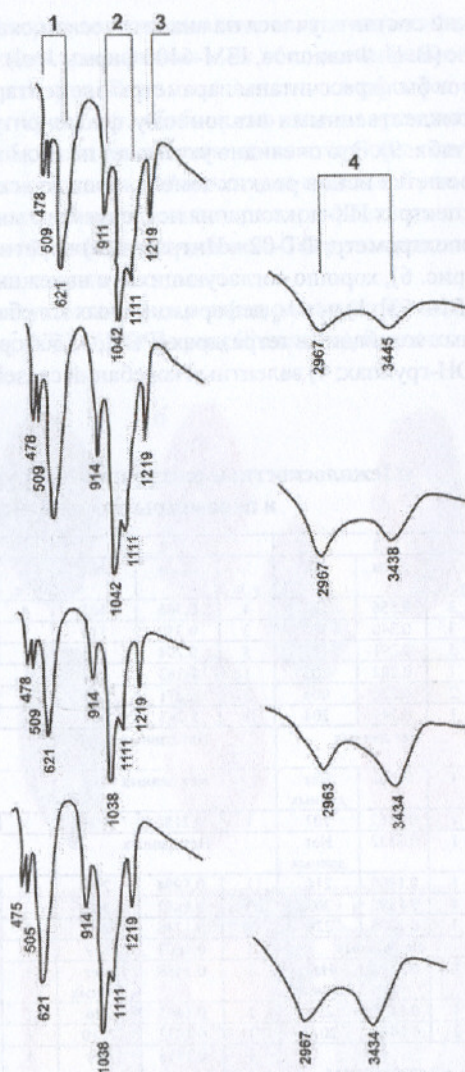


Рис. 6. Полосы ИК-поглощения в уральском флоренсита, обусловленные: 1 — деформационными колебаниями ν_2 и ν_4 в тетраэдрах $[\text{PO}_4]$; 2 — валентными колебаниями ν_3 в тетраэдрах $[\text{PO}_4]$; 3 — деформационными колебаниями связей Н—О в ОН-группах; 4 — валентными колебаниями связей Н—О в ОН-группах

⁵ Индексы приведены по А. Г. Булаху [54].

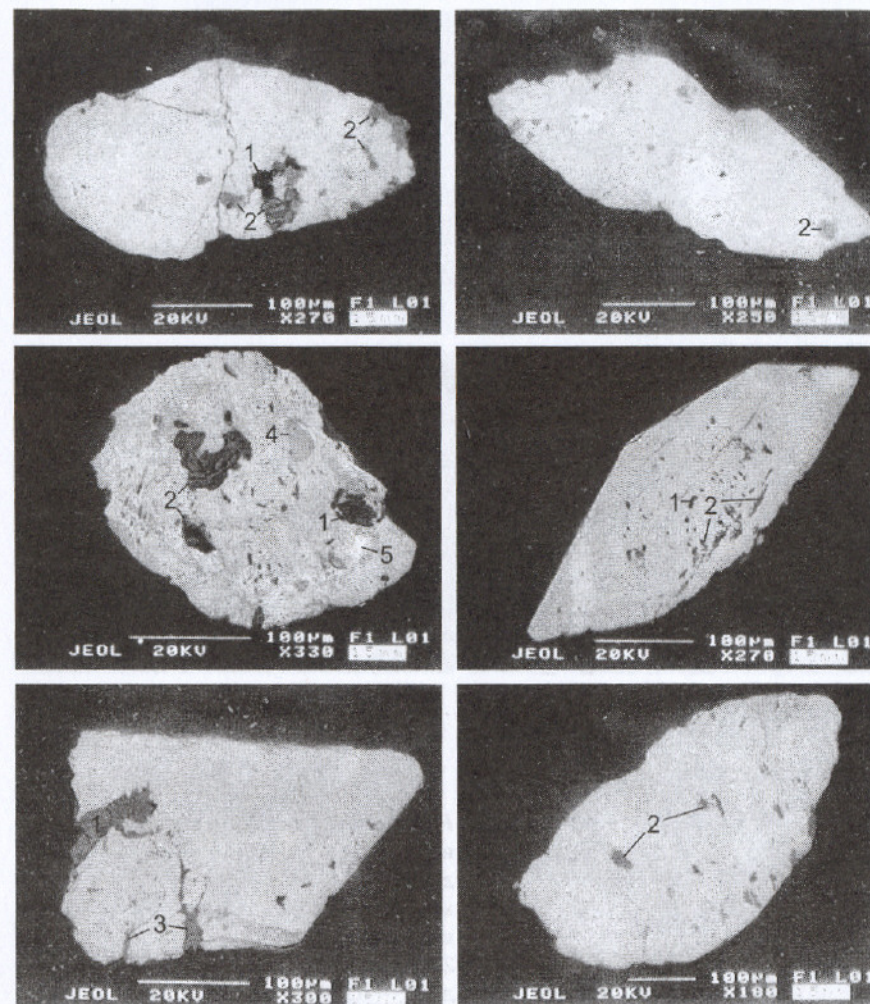


Рис. 7. Незональные зерна флоренсита с включениями кварца (1), слюдо- (2) и каолинитоподобных минералов (3), рутила (4), цирконоподобной фазы (5).

вигнуть А. А. Кухаренко к заявке на открытие особой разновидности флоренсита или даже отдельного минерального вида — «койвинита» [48]⁶.

Второй тип уральского флоренсита представлен крупными идиоморфными кристаллами, обнаруживающими четкую картину «матрешечной» неоднородности, когда кажущийся фазово-гомогенным индивид содержит внутри себя се-

⁶ Следует учитывать, что в 1950-е гг. еще не существовало локальных методов исследований химического состава минералов.

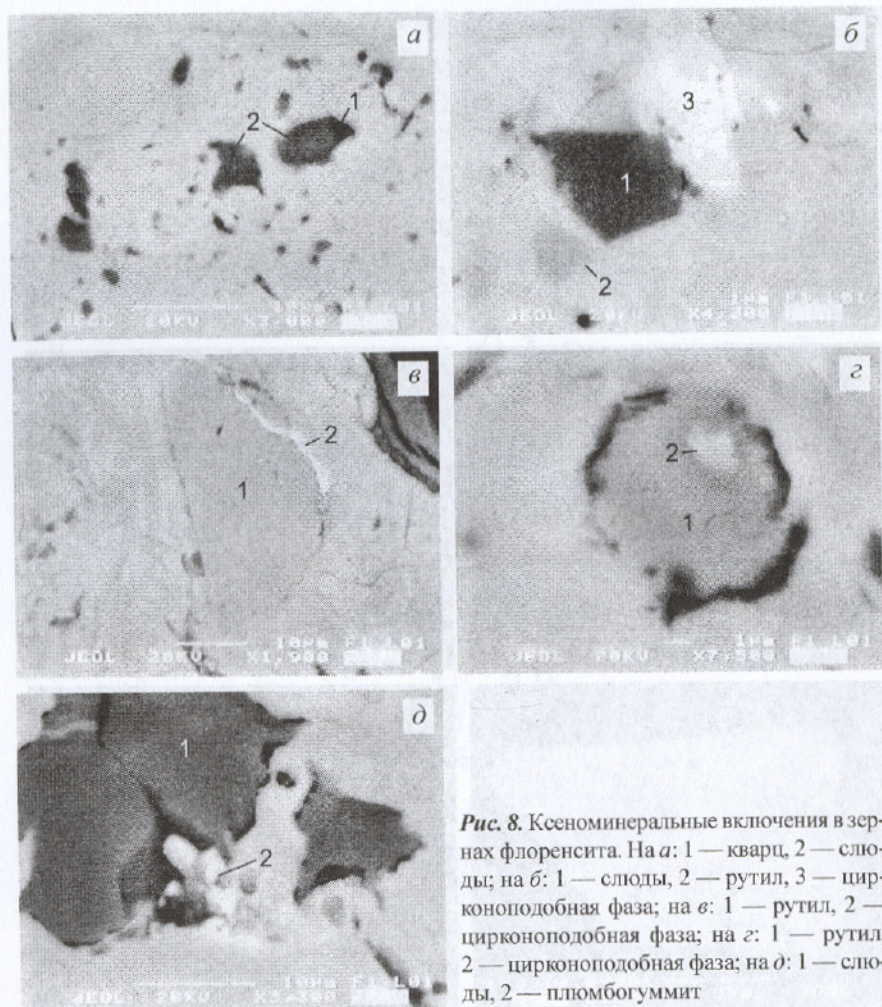


Рис. 8. Ксеноминеральные включения в зернах флюоренсита. На *а*: 1 — кварц, 2 — слюды; на *б*: 1 — слюды, 2 — рутил, 3 — цирконоподобная фаза; на *в*: 1 — рутил, 2 — цирконоподобная фаза; на *г*: 1 — рутил, 2 — цирконоподобная фаза; на *д*: 1 — слюды, 2 — плумбогуммит

рию как бы последовательно вложенных друг в друга кристаллов-фантомов. Ранее такой тип анатомической неоднородности был выявлен и изучен в флюоренсит-харттитовых индивидах из алюмокварцитов Полярного Урала [55]. В рассматриваемом нами случае внутри такого рода кристаллов флюоренсита можно наблюдать не менее трех фантомов, окруженных хорошо ограниченной оболочкой, на которую в свою очередь нарастает довольно толстая корка тоже флюоренситового состава (рис. 10). Анализ показал, что эти анатомические элементы существенно различаются по кристалломорфологии, химическому составу, степени и характеру собственной внутренней неоднородности и даже онтогении. Так,

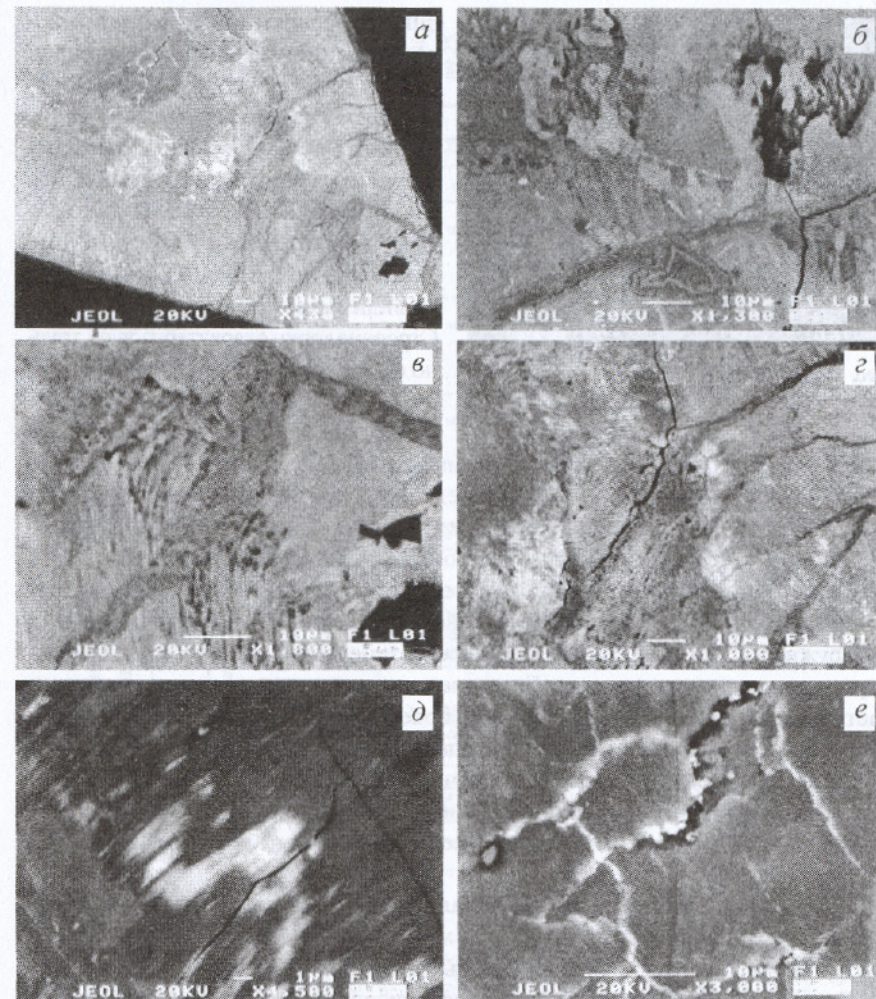


Рис. 9. Эпитгенетические изменения флюоренсита: *а—г* — метасоматическое развитие вторичных алюмофосфатов Ca, Sr, Fe, Pb («койвинизация»); *д* — участки наложенного обогащения торием; *е* — микровыведения по трещинам железомарганцевых оксигидроксидов

можно видеть, что все три фантома в отличие от остроромбозрической оболочки имеют пинокоидально-остроромбоздро-призматический габитус ($c < w < m$). Ранее такой габитус не отмечался для уральского флюоренсита, но хорошо известен по флюоренситу из классических бразильских алмазонасных россыпей (устное сообщение доктора М. Мартинса). Обнаруживается также, что наиболее ранний из фантомов после своего образования подвергался растворению, а кристаллизация следующего фантома началась спонтанно без предварительной ста-

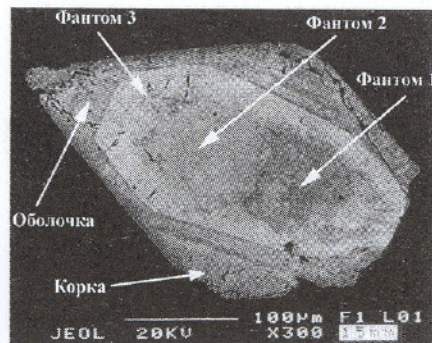


Рис. 10. Типичный пример зерна флоренсита с анатомией «матрёшечного» вида

строения описанных выше анатомических элементов флоренситового монокристалла тоже варьируются. Судя по приведенному примеру, внутренний фантом отличается максимальным содержанием редкоземельных элементов, прежде всего Ca и Sr. Это в сочетании с мозаичной неоднородностью свидетельствует о том, что именно первая генерация флоренсита подверглась наибольшему эпигенетическому изменению. Следующий по времени кристаллизации фантом обнаруживает меньшее содержание редкоземельных элементов и более однородное внутреннее строение. Еще совершеннее в этих отношениях выглядит третий фантом. Но и в нем на границе с более ранним вторым фантомом обнаруживаются локальные участки с повышенным содержанием примеси Ca и Sr. Наконец с переходом к внешней оболочке мы вновь наблюдаем равномерное обогащение флоренсита редкоземельными катионами в сочетании с ненарушенной тонкой ростовой зональностью, совершенно не характерной для его более ранних генераций.

Полученные данные локального анализа химического состава флоренсита Пашийско-Предуральской суперполосы хорошо рассчитываются на эмпирические формулы (табл. 10), позволяя сделать ряд важных выводов.

Исследованные нами зерна в своем подавляющем большинстве могут быть определены как флоренсит с относительно небольшой примесью щелочноземельных катионных примесей, явно не дотягивающей до уровня харттитов, обычно преобладающих среди редкоземельных алюмофосфатов в земной коре [55, 56]. К числу важнейших структурных примесей в катионной и анионной подрешетках флоренсита однородных по строению и составу зерен относятся (в скобках частота встречаемости в %): Sr (75), Ca (56.2), Th (12.5), S (31.3). Дополнительным редкоземельным элементом выступает Pr (37.5). Распределение элементов-примесей флоренсита в «матрёшечно» анатомизированном монокристалле флоренсита варьируется в гораздо более широких пределах. Фантом № 1 всегда содержит Sr и Ca, к которым часто добавляются Th (50) и Fe (33). В фантоме № 2 встречаются только Sr и Ca с частотой

дией регенерации поверхности растворения кристалла-предшественника. Между временем образования второго и третьего фантомов также имелся перерыв, зафиксированный растворением, но на этот раз гораздо менее значительным. Переход от третьего фантома к ограненной оболочке был резким, но при этом не сопровождался видимыми признаками перерыва. Строение корки охарактеризовать трудно из-за ее грануляции, трещиноватости и явно вторичной пористости.

Состав и характер внутреннего

Таблица 10

Химический состав (мас. %) флоренсита из аллювиальных отложений Пашийско-Предуральской суперполосы региональной алмазности

№ п/п	P ₂ O ₅	SO ₃	ThO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Sc ₂ O ₃	CaO	SrO	Сумма
Зерна однородные или с малокоонтрастной ростовой зональностью (16)														
1	28.60	He обн.	0.06	30.82	He обн.	7.36	13.90	He обн.	5.79	He обн.	He обн.	0.74	2.94	89.71
2	27.92	«	He обн.	30.26	«	8.14	14.13	1.66	4.87	«	«	0.24	2.00	89.22
3	27.66	2.26	«	30.40	«	5.68	12.86	He обн.	4.23	«	«	0.85	4.76	88.79
4	26.96	2.06	«	30.66	«	4.82	12.85	«	6.38	«	«	0.68	4.41	88.82
5	27.19	He обн.	«	28.70	«	8.76	14.06	1.98	3.99	«	«	He обн.	1.85	86.53
6	27.91	«	«	30.08	«	8.97	14.45	1.68	4.61	«	«	«	1.70	89.40
7	26.83	«	«	29.28	«	11.40	16.62	He обн.	3.98	«	«	«	1.14	89.25
8	27.71	«	«	29.61	«	9.31	16.08	«	4.85	«	«	0.27	1.03	88.86
9	27.21	«	«	29.46	«	11.82	16.51	«	3.11	«	«	He обн.	He обн.	88.11
10	28.80	«	«	30.43	«	6.72	14.19	«	6.22	«	«	He обн.	2.69	89.66
11	27.53	«	«	29.40	«	13.21	13.48	2.23	2.80	«	«	0.61	He обн.	88.65
12	27.48	«	«	29.87	«	12.74	15.85	He обн.	3.25	«	«	He обн.	«	89.19
13	27.66	«	«	29.75	«	11.97	15.84	«	3.82	«	«	«	«	89.04
14	26.85	2.22	«	30.53	«	5.58	11.77	2.40	5.43	«	«	1.25	2.82	88.85
15	27.18	2.69	«	31.10	«	6.08	12.16	He обн.	4.75	«	«	1.51	3.93	89.40
16	27.67	1.32	1.48	30.30	«	4.49	12.91	1.74	4.98	«	«	1.61	2.31	88.81
X	27.57	0.66	0.10	30.04	0	8.57	14.23	0.73	4.57	0	0	0.49	1.97	He обн.
Sx	0.54	1.01	0.36	0.62	0	2.84	1.50	0.96	1.03	0	0	0.55	1.52	He обн.
Σx	2	153	360	2	0	33	11	132	22	0	0	112	77	

№ п/п	P ₂ O ₅	SO ₃	ThO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Sc ₂ O ₃	CaO	SrO	Сумма
Кристалл с анатомией «матрешечного» вида, фантом № 1 (6)														
17	29.26	Не обн.	0.79	30.00	2.05	6.43	11.78	1.60	4.09	Не обн.	Не обн.	0.71	2.40	89.11
18	27.99	«	Не обн.	30.19	0.73	8.59	13.81	Не обн.	3.84	«	«	0.68	2.95	88.78
19	28.38	«	«	30.56	Не обн.	7.91	14.41	«	5.13	«	«	0.68	2.18	89.25
20	27.54	«	0.75	29.77	«	8.63	13.55	1.69	4.48	«	«	0.23	1.59	88.23
21	27.99	«	0.96	30.20	«	8.21	13.64	Не обн.	4.64	«	«	0.36	2.74	88.74
22	27.53	«	Не обн.	28.96	«	9.36	15.19	«	5.97	«	«	0.36	1.91	89.28
X	28.12	0	0.50	29.95	0.46	8.19	13.73	0.55	4.69	0	0	0.50	2.29	Не опр.
S _X	0.59	0	0.41	0.50	0.76	0.90	1.04	0.78	0.70	0	0	0.19	0.46	
V _X	2.10	0	82	2	165	11	8	142	15	0	0	38	20	
То же, фантом № 2 (4)														
23	27.05	Не обн.	Не обн.	29.64	Не обн.	8.72	14.92	2.22	6.00	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	88.55
24	28.27	«	«	29.98	«	8.17	13.95	Не обн.	5.07	«	«	0.29	2.65	88.33
25	27.84	«	Не обн.	29.77	«	20.11	11.63	«	Не обн.	«	«	Не обн.	Не обн.	89.35
26	27.52	«	«	29.49	«	14.22	15.43	«	2.07	«	«	«	«	88.73
X	27.67	0	0	29.72	0	12.81	13.98	0.55	3.29	0	0	0.07	0.66	Не опр.
S _X	0.45	0	0	0.18	0	4.84	1.46	0.96	2.39	0	0	0.13	1.15	
V _X	1.62	0	0	0.62	0	38	10	175	73	0	0	186	174	
То же, фантом № 3 (6)														
27	28.21	«	«	30.33	«	7.78	13.62	1.74	4.71	«	«	0.30	2.41	89.10
28	28.97	«	«	30.58	«	8.58	15.26	5.39	«	«	«	Не обн.	Не обн.	88.78
29	28.66	«	«	30.13	0.77	6.26	12.28	1.68	5.23	«	«	0.77	3.34	89.12
30	28.16	«	«	30.30	Не обн.	7.56	13.48	1.93	5.15	«	«	0.47	1.95	89.00
31	27.66	«	0.79	26.55	«	9.77	15.56	Не обн.	4.44	«	«	«	1.14	88.91
32	27.53	«	Не обн.	29.68	«	8.23	13.18	1.51	5.00	«	«	0.31	1.92	87.16
X	28.20	0	0.13	29.59	0.13	8.03	13.90	2.04	4.91	0	0	0.31	1.79	Не опр.
S _X	0.51	0	0.29	1.39	0.29	1.06	1.15	1.63	0.29	0	0	0.27	1.04	
V _X	2	0	223	5	223	13	8	80	6	0	0	87	58	
То же, внешний тонкозональный кристалл (оболочка)														
Темные зоны (10)														
33	28.84	1.04	1.79	28.72	5.20	2.84	9.36	Не обн.	2.75	Не обн.	0.74	3.35	4.31	88.94
34	27.58	Не обн.	1.37	27.46	3.69	5.96	11.50	«	6.14	«	Не обн.	1.76	3.08	88.54
35	28.71	«	1.31	30.07	1.12	5.96	12.07	«	5.10	«	«	0.95	4.06	89.35
36	28.39	«	0.90	28.99	1.54	5.44	11.26	1.93	5.46	1.00	«	0.69	3.17	88.77
37	24.22	«	Не обн.	26.19	Не обн.	7.73	13.55	Не обн.	4.24	Не обн.	«	0.23	1.21	88.37
38	28.55	«	0.82	30.03	1.08	5.94	11.76	«	5.53	0.99	«	0.81	3.68	89.39
39	28.10	«	0.82	29.17	1.77	6.72	12.65	«	4.79	Не обн.	«	0.77	3.57	88.36
40	28.27	«	Не обн.	29.81	1.28	6.87	13.22	«	5.58	«	«	0.90	3.24	89.17
41	28.35	«	1.32	30.10	1.12	5.97	12.08	«	5.11	«	«	0.95	4.08	89.05
42	28.15	«	0.90	29.32	1.54	5.44	11.26	1.93	5.42	1.00	«	0.69	3.21	80.86
X	27.92	0.10	1.03	28.99	1.83	5.89	11.87	0.39	5.01	0.30	0.07	1.11	3.36	Не опр.
S _X	1.28	0.31	0.48	1.21	1.42	1.21	1.12	0.77	0.89	0.46	0.22	0.83	0.83	
V _X	4.58	310	47	4	78	21	9	197	18	153	314	75	25	
Светлые зоны (18)														
43	27.16	1.51	Не обн.	30.90	Не обн.	4.96	12.13	Не обн.	6.58	1.04	Не обн.	1.48	2.53	88.29
44	28.21	Не обн.	«	30.57	«	7.22	13.71	«	5.92	Не обн.	«	0.35	3.10	89.08
45	28.26	«	«	30.39	«	6.71	12.80	1.66	5.74	1.08	«	0.36	2.36	89.36
46	28.37	«	1.33	28.97	2.40	6.14	11.88	Не обн.	4.26	Не обн.	«	1.22	3.85	88.42
47	28.15	«	1.22	29.32	1.46	6.06	13.52	«	6.15	«	«	0.68	2.59	89.15
48	27.48	«	Не обн.	29.81	Не обн.	10.67	16.50	«	4.63	«	«	Не обн.	Не обн.	89.09
49	27.57	«	«	29.16	«	12.07	16.18	«	3.52	«	«	«	«	88.50
50	28.21	«	0.75	30.37	«	6.03	12.16	1.63	5.26	0.98	«	0.30	3.39	89.08
51	27.64	«	0.91	29.86	«	8.49	14.59	Не обн.	5.68	Не обн.	«	Не обн.	1.70	88.87
52	28.38	«	0.76	30.36	«	6.31	11.90	1.94	5.58	«	«	0.28	3.59	89.10
53	28.07	«	Не обн.	30.10	«	7.36	12.96	Не обн.	6.30	«	«	0.29	3.26	88.34
54	28.08	«	«	30.57	«	7.23	13.71	«	5.92	«	«	0.35	3.62	89.08
55	28.47	«	«	30.34	«	6.71	13.11	«	5.55	«	«	0.59	3.49	88.26

№ п/п	P ₂ O ₅	SO ₃	ThO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Sc ₂ O ₃	CaO	SrO	Сумма
То же, внешний тонкозональный кристалл (оболочка)														
Светлые зоны (18)														
56	27.65	«	«	29.77	«	7.36	14.29	1.90	5.80	«	«	He обл.	1.71	88.48
57	27.45	«	«	29.55	«	18.81	12.78	«	«	«	«	«	He обл.	88.59
58	27.55	«	«	29.82	«	11.92	14.93	«	2.85	«	«	«	«	1.37
59	27.05	0.83	«	29.70	1.25	5.52	13.12	«	8.31	«	«	«	«	3.33
60	28.08	He обл.	1.21	29.32	1.47	6.07	13.52	«	6.15	«	«	0.68	2.59	89.09
X	27.87	0.13	0.34	29.94	0.36	8.09	13.54	0.40	5.23	0.17	0	0.37	2.36	He обл.
Sx	0.43	0.38	0.50	0.53	0.72	3.29	1.30	0.74	1.72	0.39	0	0.42	1.26	
Γx	1.54	292	147	2	200	41	10	185	33	229	0	113	53	
То же, корка (3)														
61	28.17	He обл.	He обл.	30.47	He обл.	7.11	13.72	He обл.	5.35	He обл.	He обл.	0.53	3.69	89.04
62	28.16	«	«	30.35	«	6.25	12.42	«	6.01	1.28	«	0.53	3.30	88.30
63	26.71	«	«	28.76	«	6.09	11.60	1.53	5.79	He обл.	«	0.40	3.03	88.91
X	27.68	0	0	29.86	0	6.48	12.58	0.51	5.72	0.43	0	0.49	3.34	He обл.
Sx	0.68	0	0	0.78	0	0.45	0.87	0.72	0.27	0.60	0	0.06	0.27	
Γx	2	0	0	3	0	7	7	141	5	139	0	12	8	

Примечание. В скобках — число анализов. Статистики X — среднее, S_x — стандартное отклонение, V_x — коэффициент вариации, %

Эмпирические формулы:

1 — (La_{0.22}Ce_{0.42}Nd_{0.17}Ca_{0.07}Sr_{0.12})Al₃[PO₄]₂(OH)_{5.81}; 2 — (La_{0.25}Ce_{0.43}Pr_{0.05}Nd_{0.15}Ca_{0.02}Sr_{0.09})_{0.99}Al₃[PO₄]_{1.98}(OH)_{5.86}; 3 — (La_{0.17}Ce_{0.39}Nd_{0.13}Ca_{0.08}Sr_{0.23})_{0.99}Al₃[PO₄]_{1.95}[SO₄]_{0.14}(OH)_{5.56}; 4 — (La_{0.14}Ce_{0.39}Pr_{0.05}Nd_{0.19}Ca_{0.06}Sr_{0.21})_{0.99}Al_{2.99}[PO₄]_{1.84}[SO₄]_{0.12}(OH)_{5.79}; 5 — (La_{0.28}Ce_{0.45}Pr_{0.06}Nd_{0.13})_{1.01}Al_{2.96}[PO₄]_{2.01}(OH)_{5.79}; 6 — (La_{0.28}Ce_{0.45}Pr_{0.05}Nd_{0.14}Sr_{0.08})Al_{2.99}[PO₄]_{1.99}(OH)_{5.92}; 7 — (La_{0.36}Ce_{0.52}Nd_{0.06}Sr_{0.06})Al_{2.96}[PO₄]_{1.95}(OH)_{5.97}; 8 — (La_{0.28}Ce_{0.49}Nd_{0.15}Ca_{0.02}Sr_{0.05})_{0.99}Al_{2.92}[PO₄]_{1.96}(OH)_{5.78}; 9 — (La_{0.38}Ce_{0.52}Nd_{0.10})Al_{3.01}[PO₄]₂(OH)_{6.03}; 10 — (La_{0.20}Ce_{0.43}Nd_{0.18}Ca_{0.05}Sr_{0.13})_{0.99}Al_{2.96}[PO₄]_{2.01}(OH)_{5.64}; 11 — (La_{0.42}Ce_{0.43}Pr_{0.07}Nd_{0.09})_{1.01}Al_{2.98}[PO₄]₂(OH)_{5.97}; 12 — (La_{0.40}Ce_{0.50}Nd_{0.10})Al_{3.02}[PO₄]_{1.99}(OH)_{6.08}; 13 — (La_{0.38}Ce_{0.50}Nd_{0.12})Al_{3.03}[PO₄]_{2.02}(OH)_{6.03}; 14 — (La_{0.17}Ce_{0.36}Pr_{0.07}Nd_{0.16}Ca_{0.11}Sr_{0.13})Al_{2.96}[PO₄]_{1.87}[SO₄]_{0.14}(OH)_{5.75}; 15 — (La_{0.18}Ce_{0.36}Nd_{0.14}Ca_{0.13}Sr_{0.18})_{0.99}Al_{2.98}[PO₄]_{1.87}[SO₄]_{0.16}(OH)_{5.67}; 16 — (La_{0.14}Ce_{0.39}Pr_{0.05}Nd_{0.15}Th_{0.03}Ca_{0.14}Sr_{0.11})_{1.01}Al_{2.92}[PO₄]_{1.92}[SO₄]_{0.08}(OH)_{5.65}; 17 — (La_{0.19}Ce_{0.35}Pr_{0.05}Nd_{0.12}Th_{0.01}Ca_{0.06}Sr_{0.22})_{1.01}(Al_{2.84}Fe_{0.12})_{2.96}[PO₄]_{1.99}(OH)_{5.64}; 18 — (La_{0.26}Ce_{0.42}Nd_{0.11}Ca_{0.06}Sr_{0.14})_{0.99}(Al_{2.96}Fe_{0.05})_{3.01}[PO₄]_{1.97}[SO₄]_{0.08}(OH)_{6.15}; 19 — (La_{0.24}Ce_{0.44}Nd_{0.15}Ca_{0.06}Sr_{0.10})_{0.99}Al_{3.01}[PO₄]₂[SO₄]_{0.08}(OH)_{5.81}; 20 — (La_{0.27}Ce_{0.42}Pr_{0.05}Nd_{0.14}Th_{0.01}Ca_{0.02}Sr_{0.08})_{0.99}Al₃[PO₄]_{1.99}(OH)_{5.91}; 21 — (La_{0.26}Ce_{0.42}Nd_{0.14}Th_{0.02}Ca_{0.03}Sr_{0.13})_{1.01}Al₃[PO₄]_{1.99}(OH)_{5.89}; 22 — (La_{0.30}Ce_{0.48}Nd_{0.09}Ca_{0.03}Sr_{0.10})Al_{2.95}[PO₄]_{2.01}(OH)_{5.69}; 23 — (La_{0.28}Ce_{0.47}Pr_{0.07}Nd_{0.18})Al₃[PO₄]_{1.97}[SO₄]_{0.08}(OH)_{6.09}; 24 — (La_{0.25}Ce_{0.42}Nd_{0.15}Ca_{0.03}Sr_{0.13})_{0.98}Al_{2.93}[PO₄]_{1.99}(OH)_{5.60}; 25 — (La_{0.63}Ce_{0.36})_{0.99}Al₃[PO₄]_{2.01}(OH)_{5.94}; 26 — (La_{0.45}Ce_{0.48}Nd_{0.06})_{0.99}Al_{2.99}[PO₄]₂(OH)_{5.94}; 27 — (La_{0.24}Ce_{0.42}Pr_{0.05}Nd_{0.14}Ca_{0.03}Sr_{0.12})Al₃[PO₄]_{2.01}(OH)_{5.82}; 28 — (La_{0.26}Ce_{0.46}Pr_{0.16}Ca_{0.03}Sr_{0.10})_{1.01}Al_{2.94}[PO₄]₂(OH)_{5.72}; 29 — (La_{0.19}Ce_{0.37}Pr_{0.05}Nd_{0.16})_{1.01}(Al_{2.92}Fe_{0.05})₃[PO₄]_{2.01}(OH)_{5.74}; 30 — (La_{0.23}Ce_{0.41}Pr_{0.06}Nd_{0.15}Ca_{0.04}Sr_{0.10})_{0.99}Al₃[PO₄]_{1.99}(OH)_{5.90}; 31 — (La_{0.31}Ce_{0.49}Pr_{0.05}Nd_{0.14}Th_{0.02}Sr_{0.05})_{1.01}Al_{2.97}[PO₄]_{1.99}(OH)_{5.90}; 32 — (La_{0.26}Ce_{0.41}Nd_{0.15}Pr_{0.05}Ca_{0.03}Sr_{0.10})Al₃[PO₄]₂(OH)_{5.87}; 33 — (La_{0.09}Ce_{0.27}Nd_{0.08}Sc_{0.05}Th_{0.03}Ca_{0.29}Sr_{0.20})_{1.01}(Al_{2.92}Fe_{0.31})₃[PO₄]_{1.94}[SO₄]_{0.06}(OH)_{5.20}; 34 — (La_{0.19}Ce_{0.36}Nd_{0.11}Th_{0.03}Ca_{0.16}Sr_{0.15})_{1.01}(Al_{2.77}Fe_{0.23})₃[PO₄]₂(OH)_{5.72}; 35 — (La_{0.18}Ce_{0.36}Nd_{0.15}Th_{0.02}Ca_{0.08}Sr_{0.19})_{0.98}(Al_{2.93}Fe_{0.07})₃[PO₄]_{2.01}(OH)_{5.67}; 36 — (La_{0.17}Ce_{0.35}Pr_{0.06}Nd_{0.16}Sm_{0.03}Th_{0.02}Ca_{0.06}Sr_{0.15})_{1.01}(Al_{2.87}Fe_{0.10})_{2.97}[PO₄]_{2.02}(OH)_{5.58}; 37 — (La_{0.28}Ce_{0.48}Nd_{0.15}Ca_{0.02}Sr_{0.07})Al₃[PO₄]₂(OH)_{5.91}; 38 — (La_{0.18}Ce_{0.36}Nd_{0.16}Sm_{0.03}Th_{0.02}Ca_{0.07}Sr_{0.18})_{1.01}(Al_{2.93}Fe_{0.07})₃[PO₄]₂(OH)_{5.77}; 39 — (La_{0.21}Ce_{0.39}Nd_{0.16}Th_{0.02}Ca_{0.07}Sr_{0.17})_{1.01}(Al_{2.89}Fe_{0.11})₃[PO₄]₂(OH)_{5.78}; 40 — (La_{0.21}Ce_{0.40}Nd_{0.16}Ca_{0.08}Sr_{0.15})_{1.01}(Al_{2.88}Fe_{0.08})_{2.96}[PO₄]_{1.96}(OH)_{5.77}; 41 — (La_{0.18}Ce_{0.37}Nd_{0.15}Th_{0.02}Ca_{0.08}Sr_{0.19})_{0.99}(Al_{2.93}Fe_{0.07})₃[PO₄]_{1.98}(OH)_{5.76}; 42 — (La_{0.17}Ce_{0.35}Pr_{0.06}Nd_{0.15}Sm_{0.03}Th_{0.02}Ca_{0.06}Sr_{0.15})_{1.01}(Al_{2.9}Fe_{0.13})₃[PO₄]₂(OH)_{5.64}; 43 — (La_{0.15}Ce_{0.37}Nd_{0.20}Sm_{0.03}Ca_{0.13}Sr_{0.12})Al_{3.02}[PO₄]_{1.91}(OH)_{5.90}; 44 — (La_{0.22}Ce_{0.42}Nd_{0.18}Ca_{0.03}Sr_{0.15})Al_{3.01}[PO₄]_{1.99}(OH)_{5.93}; 45 — (La_{0.21}Ce_{0.39}Pr_{0.05}Nd_{0.17}Sm_{0.03}Ca_{0.03}Sr_{0.11})_{0.99}Al₃[PO₄]₂(OH)_{5.83}; 46 — (La_{0.19}Ce_{0.36}Nd_{0.13}Th_{0.03}Ca_{0.11}Sr_{0.19})_{1.01}(Al_{2.85}Fe_{0.15})₃[PO₄]₂(OH)_{5.76}; 47 — (La_{0.19}Ce_{0.42}Nd_{0.19}Th_{0.02}Ca_{0.06}Sr_{0.13})_{1.01}(Al_{2.91}Fe_{0.09})₃[PO₄]_{2.01}(OH)_{5.84}; 48 — (La_{0.34}Ce_{0.52}Nd_{0.14})Al_{3.02}[PO₄]₂(OH)_{6.03}; 49 — (La_{0.38}Ce_{0.51}Nd_{0.11})Al_{2.95}[PO₄]₂(OH)_{5.85}; 50 — (La_{0.19}Ce_{0.37}Pr_{0.05}Nd_{0.16}Sm_{0.03}Th_{0.01}Ca_{0.03}Sr_{0.16})Al₃[PO₄]₂(OH)_{5.82}; 51 — (La_{0.27}Ce_{0.46}Nd_{0.17}Th_{0.02}Sr_{0.06})Al₃[PO₄]₂(OH)_{5.97}; 52 — (La_{0.19}Ce_{0.37}Pr_{0.06}Nd_{0.17}Th_{0.01}Ca_{0.02}Sr_{0.17})_{0.99}Al₃[PO₄]₂(OH)_{5.76}; 53 — (La_{0.23}Ce_{0.40}Nd_{0.19}Ca_{0.03}Sr_{0.16})_{1.01}Al_{2.98}[PO₄]_{1.99}(OH)_{5.80}; 54 — (La_{0.22}Ce_{0.42}Nd_{0.18}Ca_{0.03}Sr_{0.15})Al_{3.01}[PO₄]_{1.99}(OH)_{5.87}; 55 — (La_{0.21}Ce_{0.40}Nd_{0.17}Ca_{0.05}Sr_{0.17})Al₃[PO₄]_{2.02}(OH)_{5.72}; 56 — (La_{0.23}Ce_{0.45}Pr_{0.06}Nd_{0.18}Sr_{0.16})Al₃[PO₄]₂(OH)_{5.98}; 57 — (La_{0.60}Ce_{0.40})Al₃[PO₄]₂(OH)₆; 58 — (La_{0.38}Ce_{0.47}Nd_{0.09}Sr_{0.07})_{1.01}Al_{3.01}[PO₄]₂(OH)_{5.99}; 59 — (La_{0.17}Ce_{0.41}Nd_{0.25}Sr_{0.16})_{0.99}(Al_{2.98}Fe_{0.02})₃[PO₄]_{1.95}[SO₄]_{0.05}(OH)_{5.86}; 60 — (La_{0.19}Ce_{0.42}Nd_{0.19}Sm_{0.03}Th_{0.02}Ca_{0.06}Sr_{0.13})_{1.01}(Al_{2.91}Fe_{0.09})₃[PO₄]₂(OH)_{5.86}; 61 — (La_{0.21}Ce_{0.41}Nd_{0.16}Ca_{0.05}Sr_{0.17})Al_{2.93}[PO₄]_{1.95}(OH)_{5.72}; 62 — (La_{0.19}Ce_{0.38}Nd_{0.18}Sm_{0.04}Ca_{0.05}Sr_{0.16})Al₃[PO₄]₂(OH)_{5.79}; 63 — (La_{0.20}Ce_{0.38}Ca_{0.04}Sr_{0.15})Al₃[PO₄]₂(OH)_{5.81}.

около 50 %. Фантом № 3 по составу примесей похож на фантом № 1, но отличается от него меньшей частотой встречаемости редкоземельных примесей: 56—83 % для Ca и Sr, 15—17 % для Th и Fe. Тонкозональная оболочка обнаруживает наиболее сложный состав, в среднем похожий на состав рассмотренных выше незональных зерен. При этом темные и светлые (СЭМ в режиме упруго-отраженных электронов) зоны по составу не совпадают. Первые в отличие от вторых всегда содержат Sr, Ca и намного чаще обогащаются Th и Fe. Кроме того, в составе оболочки спорадически появляется примесь Sm, не характерная для фантомов. Наконец, корка на рассматриваемом анатомированном монокристалле оказалась практически без примесей редкоземельных элементов, но также как оболочка показывает спорадическую примесь Pr и Sm. Из охарактеризованных анатомических элементов лишь оболочка обнаруживает сходство с упомянутыми выше однородными по внутреннему строению и составу зернами. На этом основании такие зерна мы относим к наиболее поздней генерации уральского флоренсита.

Таким образом, мы приходим к выводу, что именно «матрёшечно» анатомированные зерна наиболее полно отражают историю кристаллизации флоренсита, выявленного в Пашийско-Предуральской суперполосе. В ходе этой истории состав минерала изменялся колебательно, то обогащаясь элементами-примесями, то, напротив, ими обедняясь. Статистический анализ пропорций между важнейшими катионами показывает, что колебательное варьирование состава рассматриваемого минерала происходило не хаотично, а на фоне генерального тренда его химизма. Последний проявился в том, что при переходе от фантомов к оболочке флоренсит несколько обогащался церием относительно лантана, неодимом ($\pm$ Pr, Sm) относительно суммы лантана и церия, кальцием и стронцием относительно редких земель, кальцием относительно стронция. То есть в ходе кристаллизации рассматриваемого минерала реализовались две генеральные тенденции. Согласно первой из этих тенденций, пашийско-предуральский флоренсит сначала становился относительно более цериевым, а затем обогащался празеодимом, неодимом и другими более тяжелыми лантаноидами: $\text{La} \rightarrow \text{Ce} \rightarrow \text{Nd}$. Вторая тенденция выразилась в повышении в ряду генераций относительного содержания щелочных металлов и содержания кальция относительно стронция: $\text{REE} \rightarrow \text{Sr} \rightarrow \text{Ca}$. Достоверность сделанного вывода вполне подтверждается результатами корреляционного анализа, согласно которым отношение La/Ce обратно ($r = -0.57$) связано с отношением $\text{Nd}/(\text{La}+\text{Ce})$ и, напротив, прямо ($r = 0.50$) связано с отношением $\text{Sr}/(\text{Sr}+\text{Ca})$. Остается добавить, что сделанное нами заключение не во всем совпадает с литературными сведениями о «фракционировании редких земель в индивидах флоренсита» из коровых редкоземельно-алюмофосфатных минерализаций [57].

В наиболее общем виде все отмеченные выше особенности химической эволюции пашийско-предуральского флоренсита отражают приведенные ниже средние эмпирические формулы, рассчитанные для отдельных генераций:

1) фантом № 1 ($\text{La}_{0.26}\text{Ce}_{0.42}\text{Pr}_{0.02}\text{Nd}_{0.12}\text{Th}_{0.01}\text{Sr}_{0.13}\text{Ca}_{0.04}$)($\text{Al}_{2.96}\text{Fe}_{0.03}$) $_{2.99}[\text{PO}_4]_{1.99}[\text{SO}_4]_{0.01}(\text{OH})_{5.82}$;

2) фантом № 2 ($\text{La}_{0.40}\text{Ce}_{0.43}\text{Pr}_{0.02}\text{Nd}_{0.10}\text{Th}_{0.01}\text{Sr}_{0.03}\text{Ca}_{0.01}$)($\text{Al}_{2.98}\text{Fe}_{0.01}$) $_{1.99}[\text{SO}_4]_{0.02}(\text{OH})_{5.86}$;

3) фантом № 3 ($\text{La}_{0.25}\text{Ce}_{0.43}\text{Pr}_{0.07}\text{Nd}_{0.12}\text{Th}_{0.01}\text{Sr}_{0.07}\text{Ca}_{0.02}$)($\text{Al}_{2.97}\text{Fe}_{0.01}$) $_{1.99}[\text{PO}_4]_{1.99}(\text{OH})_{5.73}$;

4) оболочка, темные зоны ($\text{La}_{0.19}\text{Ce}_{0.37}\text{Pr}_{0.01}\text{Nd}_{0.14}\text{Sm}_{0.01}\text{Th}_{0.02}\text{Sr}_{0.16}\text{Ca}_{0.10}$)($\text{Al}_{2.90}\text{Fe}_{0.12}$)(PO_4) $_{1.99}[\text{SO}_4]_{0.01}(\text{OH})_{5.83}$;

5) оболочка, светлые зоны ($\text{La}_{0.25}\text{Ce}_{0.42}\text{Pr}_{0.01}\text{Nd}_{0.16}\text{Sm}_{0.01}\text{Th}_{0.01}\text{Sr}_{0.11}\text{Ca}_{0.03}$)($\text{Al}_{2.98}\text{Fe}_{0.02}$)(PO_4) $_{1.99}(\text{OH})_{5.90}$;

6) однородные зерна ($\text{La}_{0.27}\text{Ce}_{0.44}\text{Pr}_{0.03}\text{Nd}_{0.14}\text{Sr}_{0.09}\text{Ca}_{0.04}$)($\text{Al}_{2.97}\text{Fe}_{0.01}$) $_{1.96}[\text{SO}_4]_{0.03}(\text{OH})_{5.90}$.

Полученные данные показали, что компоненты состава исследуемого флоренсита связаны между собой сложной системой корреляции (табл. 11), явно отражающей особенности кристаллохимии этого минерала. В относительно малопримесных разновидностях флоренсита наблюдается сильная обратная связь между La и Ce, с одной стороны, и всеми другими додекаэдрически координиро-

Таблица 11
Коэффициенты парной корреляции между катионами в составе флоренсита из Пашийско-Предуральской суперполосы

Итого		La + Ce Pr+Nd+Sm+Th+Ca+Sr+SO ₄							
La	1								
Ce	0.54	1							
Pr	0	0	1						
Nd	-0.63	-0.13	0	1					
Sm	-0.27	-0.31	0	0.26	1				
Th	-0.37	-0.44	0	0	0.18	1			
Ca	-0.60	-0.69	-0.14	0	0.12	0.54	1		
Sr	-0.77	-0.67	0	0.38	0.20	0.35	0.60	1	
SO ₄	-0.28	-0.23	0	0	0	0	0.40	0.27	1

Отдельные зерна

		La + Ce Pr+Nd+Ca+Sr+SO ₄						
La	1							
Ce	0.76	1						
Pr	0	-0.45	1					
Nd	-0.82	-0.48	0	1				
Ca	-0.83	-0.77	0	0.55	1			
Sr	-0.90	-0.75	0	0.70	0.70	1		
SO ₄	-0.71	-0.77	0	0.36	0.80	0.79	1	

Фантом 1+2

La	1						
Ce	0.87	1					
Pr	-0.49	-0.71	1				
Nd	0.52	0.76	-0.40	1			
Th	-0.27	-0.57	0.53	0.53	1		
Ca	-0.60	-0.35	0	0	-0.61	1	
Sr	-0.25	-0.24	0	-0.47	-0.22	0.56	1

La + Ce + Nd
Pr + Ca + Sr + Th

Фантом 3

La	1						
Ce	0	1					
Pr	-0.44	0	1				
Nd	-0.70	0	0	1			
Ca	-0.50	-0.56	0	0.53	1		
Sr	-0.63	-0.43	0	0.64	0.89	1	

La + Ce
Pr + Nd + Ca + Sr

Оболочка, темные слои

La	1							
Ce	0.98	1						
Pr	0	0	1					
Nd	0.51	0.40	0	1				
Sm	0	0	0.77	0.33	1			
Th	-0.80	-0.79	0	0	0	1		
Ca	-0.84	-0.80	0	-0.57	-0.30	0.80	1	
Sr	-0.65	-0.59	0	0	0	0.85	0.52	1

La + Ce + Nd + Pr + Sm
Th + Ca + Sr

Оболочка, светлые слои

La	1							
Ce	0.41	1						
Pr	-0.24	-0.30	1					
Nd	-0.90	-0.19	0	1				
Sm	-0.30	-0.40	0.42	0	1			
Th	-0.33	-0.30	0	0	0	1		
Ca	-0.52	-0.57	0	0.25	0.37	0.38	1	
Sr	-0.80	-0.71	0	0.64	0	0.33	0.49	1

La + Ce + Nd + Pr + Sm
Th + Ca + Sr

ванными катионами (Pr, Nd, Sm, Th, Ca, Sr), с другой стороны. В минералах, обогащенных катионными примесями, конкуренция возникает между всей группой лантаноидов и редкоземельными элементами. Очевидно, что это более всего согласуется с выдвинутой выше идеей эпигенетического обогащения флоренсита редкоземельными катионами. Следует также отметить, что в рассматриваемой системе корреляций сульфат-анион обнаруживает статистическую связь с двухвалентными щелочноземельными катионами, что выглядит кристаллохимически вполне закономерным. Однако сера в пашийском флоренсита встречается гораздо реже Ca и Sr. Из этого следует, что в большинстве исследованных зерен флоренсита мы имеем дело с примесью не сульфат-фосфатных минералов (вудхаузеитового, сванбергитового, гинсдалитового), а гидроксид-фосфатных (крандаллитового, гоацитового, горсейкситового, плюмбогуммитового). Особенностью последних является то, что баланс зарядов в них достигается замещениями в кислотном анионе не по более привычной для коровых алюмофосфатов схеме $\text{Me}^{2+}[\text{SO}_4]^{2-} \rightarrow \text{REE}^{3+}[\text{PO}_4]^{3-}$, а по схеме $\text{Me}^{2+}[\text{PO}_3\text{OH}]^{2-} \rightarrow \text{REE}^{3+}[\text{PO}_4]^{3-}$. Таким образом, состав пашийско-предуральского флоренсита можно трактовать как реализацию двух схем комбинативного (катионно-анионного) изоморфизма: первой (см. выше) — основной, отражающей по А. А. Кухаренко превращение флоренсита в «койвинит» и второй — второстепенной, описывающей переход от флоренсита к харттитам. К этому можно добавить еще одну локально схему $\text{Th}^{4+}\text{Ca}^{2+} \rightarrow 2\text{REE}^{3+}$, описывающую локальное обогащение рассматриваемого флоренсита торием. Значительный интерес представляет сравнение данных изучения состава пашийско-предуральского флоренсита с аналогичными данными, полученными для флоренсита из россыпей Промысловской полосы, алмазоносных туффизитов Северного Урала и промышленно-алмазоносной тиманской россыпи Ичетью (табл. 12).

Флоренсит из россыпей Промысловской полосы заметно отличается от выше охарактеризованного пашийско-предуральского флоренсита отсутствием примеси серы и, напротив, присутствием примеси кремния, обратно коррелирующегося с фосфором. Это свидетельствует о реализации в промысловском флоренсита особой схемы анионного изоморфизма $[\text{SiO}_4]^{4-}[\text{PO}_3\text{OH}]^{2-} \rightarrow 2[\text{PO}_4]^{3-}$. Кроме того, на участках обогащения рассматриваемого минерала торием не исключено проявление и чералитовой схемы $\text{Th}^{4+}[\text{SiO}_4]^{4-} \rightarrow 2\text{REE}^{3+}$, упомянутой ранее А. А. Кухаренко с соавторами в связи с изоморфизмом в так называемом сульфат-монаците [58]. В промысловском флоренсита в отличие от пашийско-предуральского установлен Pb, гораздо чаще встречается примесь Pr и Sm, но существенно меньше Ca и особенно Sr. Последнее отражается в более низких значениях отношения $\text{Sr}/(\text{Sr}+\text{Ca})$, в среднем не поднимающихся выше 0.31. При этом стронций обнаруживается только в центре зерен, отсутствуя на их краях. Обращает на себя внимание, что промысловский флоренсит не только отличается от пашийско-предуральского, но и обнаруживает изменчивость внутри Промысловской полосы. Так, например, даже близко расположенные друг к другу

Статистические данные о химическом составе (мас. %) флоренсита из аллювиальных отложений Промысловской полосы, из типичных проявлений туффизитов на Северном Урале и из алмазоносной россыпи на Северном Тимане

Параметры состава	P ₂ O ₅	SO ₃	SiO ₂	ThO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Sc ₂ O ₃	CaO	SrO	BaO	PbO	K ₂ O	As ₂ O ₃
Россыпь Полуденская (103)																		
<i>Зерна незональные, центральные участки</i>																		
X	26.96	0	0.12	0.74	28.45	1.78	8.35	14.93	0.74	4.83	0.13	0	0.67	0.34	0	0.27	0	0
Sx	1.68	0	0.39	2.15	3.12	4.20	3.00	3.36	0.96	1.91	0.48	0	0.85	0.95	0	1.11	0	0
Vx, %	6	0	325	291	11	236	36	23	130	40	369	0	127	279	0	411	0	0
<i>Зерна зональные, центральные участки</i>																		
X	26.70	0	0.18	0.94	28.07	2.25	8.36	14.95	0.69	4.48	0.07	0	0.70	0.48	0	0.37	0	0
Sx	1.91	0	0.46	2.54	3.64	4.89	3.21	3.82	0.93	1.78	0.26	0	0.88	1.11	0	1.30	0	0
Vx, %	7	0	256	270	13	217	38	26	135	40	371	0	126	231	0	351	0	0
<i>Зерна зональные, промежуточные участки</i>																		
X	27.53	0	0	0.19	29.612	0.39	9.49	15.20	1.20	4.59	0	0	0.35	0	0	0.12	0	0
Sx	0.45	0	0	0.48	0.30	0.91	1.94	1.01	1.10	1.18	0	0	0.56	0	0	0.44	0	0
Vx, %	2	0	0	253	1	233	20	7	92	26	0	0	160	0	0	367	0	0
<i>Зерна зональные, края</i>																		
X	27.54	0	0	0.47	28.96	1.07	7.22	14.47	0.55	6.63	0.56	0	0.81	0	0	0	0	0
Sx	0.80	0	0	0.68	1.01	1.44	2.47	2.50	0.87	2.11	1.01	0	0.87	0	0	0	0	0
Vx, %	3	0	0	145	3	135	34	17	158	32	180	0	107	0	0	0	0	0
Россыпь Крестовоздвиженская (26)																		
<i>Зерна незональные, центральные участки</i>																		
X	27.43	0	0	0.25	29.51	0.36	10.12	15.83	0	4.82	0.18	0	0.41	0	0	0	0	0
Sx	1.05	0	0	0.53	0.54	0.76	3.01	1.50	0	2.24	0.51	0	0.60	0	0	0	0	0
Vx, %	4	0	0	47	2	211	30	9	0	46	283	0	146	0	0	0	0	0
<i>Зерна зональные, центральные участки</i>																		
X	27.15	0	0	0	29.59	0	12.31	16.36	0	3.27	0	0	0.17	0	0	0	0	0
Sx	1.32	0	0	0	0.33	0	1.92	1.18	0	1.35	0	0	0.27 _m	0	0	0	0	0
Vx, %	5	0	0	0	1	0	16	7	0	41	0	0	159	0	0	0	0	0
<i>Зерна зональные, края</i>																		
X	27.76	0	0	0.63	29.45	0.73	7.66	15.10	0	6.39	0.47	0	0.78	0	0	0	0	0
Sx	0.45	0	0	0.63	0.81	0.95	1.94	1.53	0	1.69	0.74	0	0.69	0	0	0	0	0
Vx, %	2	0	0	100	3	130	25	10	0	26	157	0	88	0	0	0	0	0
<i>Туффизиты участка «Рассольнинско-Дресвянский»</i>																		
X	26.23	3.60	0	0	35.23	0	4.44	11.67	0	1.96	0	0	1.52	4.32	0.30		0	0
Sx	1.04	0.75	0	0	0.87	0	0.91	0.97	0	1.15	0	0	0.32	0.62	0.59		0	0
Vx, %	4	21	0	0	2	0	20	8	0	59	0	0	21	14	197		0	0
<i>Туффизиты участка «Ефимовка»</i>																		
X	26.44	3.15	0	0	33.17	0	3.98	12.41	0	4.28	0	0	1.07	4.98	0	0	0	0
Sx	0.57	0.56	0	0	1.34	0	1.63	2.71	0	1.08	0	0	0.23	0.68	0	0	0	0
Vx, %	2	18	0	0	4	0	41	22	0	25	0	0	21	14	0	0	0	0
Россыпь Ичетью, Северный Тиман																		
X	19.66	3.61	0.01	0	30.15	0.58	7.08	3.51	0.92	2.09	0.13	0	1.68	7.23	0.99	0	0.08	2.63
Sx	2.02	1.15	0.02	0	2.73	0.36	2.29	1.28	0.59	0.56	0.17	0	0.27	1.72	0.39	0	0.15	1.34
Vx, %	10	32	200	0	9	62	32	36	64	27	131	0	16	24	39	0	188	51

Примечание. В скобках — число анализов. Статистики: X — среднее, Sx — стандартное отклонение, Vx — коэффициент вариации

Полуденская и Крестовоздвиженская россыпи оказались нетождественными по составу этого минерала. Все сказанное не подтверждает ранее сделанный вывод о единстве источника обломочного материала для Восточной и Западной алмазонных полос [59]. Тем не менее в химизме уральского флоренсита, отобранного с разных полос, есть и нечто общее. В частности в промышленном минерале также как и в пашийско-предуральском отношение La/Ce обратно коррелируется с отношением $REE/(La+Ce)$ ($r = -0.47$). Сверх того в нем обнаруживается обратная корреляция между отношениями $REE/(La+Ce)$ и $Sr/(Sr+Ca)$ ($r = -0.19$). Следовательно, упомянутые выше для флоренсита генеральные тенденции изменения состава катионов реализовались не только в рамках западных полос, но и в рамках восточной Промысловской полосы.

Флоренсит из алмазонных туффизитов — явно более сернистый, чем пашийско-предуральский и не имеет примеси кремния как промышленный. В минерале из туффизитов не установлены Pr, Sm, Th, Fe, но содержится несколько больше Ca и Sr. По пропорции между последними элементами туффизитовый флоренсит совпадает с пашийско-предуральским. Кроме того, в нем иногда регистрируется Ba.

Флоренсит из тиманской россыпи Ичетью характеризуется промежуточными химическими свойствами. По сернистости, содержанию Ca, Sr и пропорции между ними, присутствию спорадической примеси Ba и отсутствию Th он похож на туффизитовый минерал, а по примеси Pr, Sm и Fe больше похож на флоренсит из уральских россыпей.

Подитоживая изложенное выше мы заключаем, что все рассмотренные данные свидетельствуют о достаточно широких вариациях химического состава уральского флоренсита. Представляется, что выявленная картина может быть наиболее гармонично объяснена сочетанием первичной пространственной неоднородности флоренситовой минерализации, обусловленной множественностью местных коренных ее проявлений, и вторичной неоднородности, возникшей в результате эпигенетических изменений флоренсита. Аддитивный итог этого особенно наглядно отражают тренды пропорций между редкоземельными катионами. Из соответствующей диаграммы (рис. 11) следует, что поля состава флоренсита из объектов как эндогенного, так и экзогенного происхождения группируются в два тренда, явно согласующихся с выше упомянутой генеральной тенденцией изменения баланса редких земель. Первому из этих трендов (I), отражающему переход от цериево-лантановых алюмофосфатов к лантан-цериевым, отвечают поля состава включений алюмофосфатов в бразильских карбонадо, флоренсита из промышленных россыпей и туффизитов участка «Рассольнинско-Дресвянский». Второй тренд (II) начинается полем состава флоренсита и харттитов из Литовшинского проявления алюмокварцитов на Полярном Урале и далее продолжается траекторией постепенного обогащения этих минералов относительно тяжелыми лантаноидами в гидротермальных минерализациях и гипергенно обогащенных редкими землями горных породах Приполярного Урала. Мы

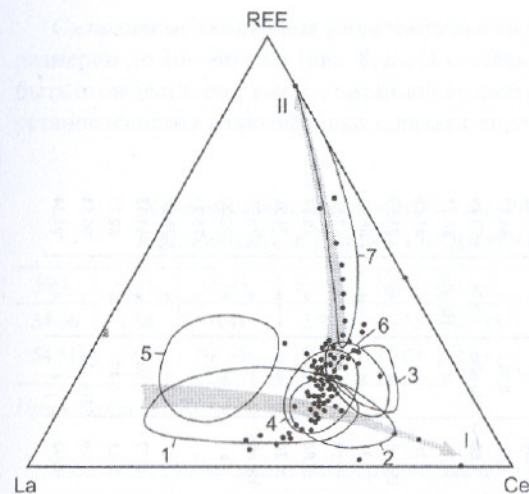


Рис. 11. Диаграмма типоморфизма состава флоренсита.

Поля — вариации состава флоренсита: 1 — из бразильских карбонадо [60]; 2 — из алмазонных туффизитов участка «Рассольнинско-Дресвянский» [29]; 3 — из туффизитов участка «Ефимовка» (по В. А. Езерскому [29]); 4 — из промышленных россыпей; 5 — из тиманской золото-алмазонной россыпи Ичетью [50]; 6 — из алюмокварцитов Литовшинского проявления на Полярном Урале [55]; 7 — из редкоземельно-благороднометалльных гидротермальных минерализаций и гипергенно обогащенных редкими землями горных пород Кожимского рудного поля на Приполярном Урале [57, 61]. Точки — состав флоренсита Пашийской полосы. Стрелки — тренды химизма флоренсита эндогенно-глубинного (I) и корового (II) происхождения

полагаем, что охарактеризованные тренды отражают эволюцию состава флоренсита соответственно в глубинно-эндогенных обстановках (тренд I) и в условиях земной коры (тренд II).

На этом фоне весьма показательным представляется распределение точек состава пашийско-предуральского флоренсита. Более 50 % этих точек укладывается в первый тренд, т. е. отвечает закономерности эволюции состава редкоземельных алюмофосфатов предположительно глубинного происхождения. Примерно 30—35 % точек приходится на переходную область. И только около 15—20 % точек может быть включено в тренд коровой эволюции состава флоренсита. Не исключено, что именно эти последние точки и отвечают составу наиболее сильно эпигенетически измененных зерен.

Важными вопросами минералогии уральского флоренсита являются состав и происхождение часто выявляющихся в его индивидах ксеноминеральных включений, которые можно подразделить на несколько групп — алюмосиликатную, силикатную, оксидную, фосфатную и цирконоподобную.

Алюмосиликатные включения, представленные слюдо-, амфиболо-, шамозито- и каолинитоподобными минералами, пользуются в зернах уральского флоренсита наибольшим распространением (рис. 7, 8). Слюда и амфиболы наблюдаются в виде хаотично распределенных угловатых или округлых частиц размером от 1 до 40 мкм. Судя по составу (табл. 13) слюды могут быть отнесены к флогопиту или селадониту, а амфиболы — к ряду глаукофана. Шамозитовые и каолинитовые включения развиваются по тонким трещинкам длиной от 15 до 100 мкм и толщиной от 2 до 10 мкм. Они скорее всего являются продуктом вторичного изменения отмеченных выше амфиболов и слюд.

Таблица 13
Химический состав (мас. %) слюдо- (1—16), амфиболо- (17—21), шамозито- (22—24) и ксалинитоподобных (25) включений в флоренсите из Промысловской (1—13) и Пашийско-Предуральской (14—25) полос

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма
1	46.4	0.38	27.09	0.99	He обн.	3.84	He обн.	He обн.	8.94	He обн.	He обн.	87.64
2	44.13	6.11	25.04	1.77	«	4.37	«	«	8.02	«	0.77	90.81
3	29.77	4.16	19.99	1.36	«	0.91	«	«	5.05	«	He обн.	61.24
4	34.18	0.27	31.49	8.26	«	6.15	«	2.17	«	«	«	85.52
5	25.28	16.74	21.19	0.98	«	He обн.	«	He обн.	1.73	«	«	65.92
6	39.84	3.28	23.64	3.55	«	2.15	«	«	5.22	«	«	77.68
7	41.05	0.73	34.13	0.54	«	He обн.	«	2.99	4.01	«	«	83.45
8	40.81	0.32	32.35	0.95	«	1.15	«	He обн.	8.04	«	«	83.62
9	31.22	He обн.	26.85	He обн.	«	He обн.	«	«	8.48	0.98	«	68.13
10	12.78	«	15.09	37.33	1.52	1.93	«	«	1.00	He обн.	0.54	70.19
11	22.63	1.37	22.06	34.61	He обн.	1.28	He обн.	«	4.16	«	He обн.	86.11
12	21.18	3.50	21.00	34.82	«	He обн.	0.22	«	«	«	«	84.88
13	31.81	0.48	30.07	8.72	«	8.48	0.26	3.77	He обн.	«	«	83.59
14	40.85	0.43	24.31	0.25	«	1.05	He обн.	He обн.	1.24	«	«	68.65
15	33.14	He обн.	23.79	1.44	«	1.05	«	«	7.10	1.17	«	67.69
16	37.62	«	28.42	0.75	«	1.14	«	«	8.84	He обн.	«	76.77
17	30.34	«	27.54	7.31	«	6.41	«	3.14	0.24	«	«	74.98
18	29.92	«	28.14	7.60	«	6.75	«	3.65	He обн.	«	«	76.06
19	37.29	0.75	34.34	7.39	«	8.56	«	4.44	«	«	«	92.77
20	29.95	0.84	25.22	11.50	«	5.36	«	2.46	«	«	«	75.33
21	31.14	0.69	26.73	5.85	«	8.20	«	3.57	«	«	«	76.18
22	26.85	0.31	18.56	15.25	«	0.99	«	He обн.	0.77	0.62	«	63.68
23	24.29	0.37	18.19	17.44	«	0.76	0.40	«	0.81	0.47	«	62.73
24	52.62	0.63	29.35	10.20	«	1.78	«	«	1.29	He обн.	«	96.54
25	49.56	0.33	42.46	1.29	«	He обн.	He обн.	«	0.90	«	«	94.54

Силикатные включения наблюдаются в виде округлых зерен хромдиопсида размером до 30—40 мкм (рис. 8, д). По составу (табл. 14) этот минерал может быть отождествлен с выше описанной второй разновидностью хромдиопсида, установленного в аллювиальных шлихах в виде самостоятельных зерен.

Таблица 14

Химический состав (мас. %) включений хромдиопсида в флоренсите из Пашийско-Предуральской суперполосы

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Эмпирические формулы
54.66	1.86	0.41	2.97	16.15	23.95	Ca _{0.94} (Mg _{0.89} Fe _{0.08} Cr _{0.01} Al _{0.08}) _{1.06} [S ₂ O ₆]
54.54	2.03	He обн.	3.09	16.03	24.31	Ca _{0.95} (Mg _{0.88} Fe _{0.08} Al _{0.09}) _{1.05} [S ₂ O ₆]

Примечание. Приведено к 100 %.

Среди оксидных включений размером до 20 мкм преобладают кварц, Si-Al-V-содержащий рутил и железистые кремнийсодержащие шпинелиды (табл. 15). Пересчет состава последних на миналы показывает, что здесь мы имеем дело с герцинит-магнетитом, содержащим небольшую примесь ульвита и вероятно его кремниевый аналог (табл. 16).

В качестве фосфатных включений установлены плюмбогуммит, ксенотим и монацит. Первый из этих минералов обнаружен в виде кристалломорфных зернышек размером 1—5 мкм, локализованных в микрокавернах флоренсита (рис. 8, д). Не исключено, что эта находка фазово-обособленного плюмбогуммита является для Среднего и Северного Урала пионерской. В составе рассматриваемого минерала практически всегда регистрируется примесь лантаноидов и кальция (табл. 17), что свидетельствует либо о его совместной кристаллизации с флоренситом, либо о развитии плюмбогуммита по более раннему флоренситу. Нам представляется, что последнее — более вероятно. Включения ксенотима и монацита встречаются гораздо чаще (рис. 8, е). Монацит по составу (табл. 18) — лантан-цериевая разновидность со значительной примесью Pr, Nd и Sm. Кроме того, в нем иногда отмечается Th.

Наиболее удивительные и вероятно генетически информативные ксеноминеральные включения в уральском флоренсите представлены необычной цирконоподобной фазой. Эта фаза наблюдается в виде одиночных округлых или чаще неправильных по форме частиц (рис. 12). Изредка встречаются и характерные для циркона прямоугольные формы, похожие на сечения тетрагональных призм {110} и {100}. В режиме упруго-отраженных электронов в рассматриваемых включениях часто выявляется мозаичная неоднородность, а иногда и концентрическая зональность, обусловленная колебаниями содержания, прежде всего, циркония. Анализ показал, что в составе рассматриваемой фазы, кроме основных компонентов циркона, присутствует множество примесных компонентов, общее содержание которых варьируется от первых до 15—20 мас. %

Таблица 15

Химический состав (мас. %) включений рутила (1—7) и шпинелидов (8—11) в флоренсите из Промысловской (1, 2, 8—11) и Пашийско-Предуральской (3—7) полос

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Сумма	Эмпирические формулы
1	1.96	95.58	1.7	Не обн.	Не обн.	1.09	100.31	(Ti _{0.94} Si _{0.02} Al _{0.03} V _{0.01})O ₂
2	Не обн.	100.0	Не обн.	«	То же	0.67	100.67	(Ti _{0.99} V _{0.01})O ₂
3	«	97.16	1.34	«	0.65	0.96	100.11	(Ti _{0.96} Al _{0.02} Fe _{0.01} V _{0.01})O ₂
4	«	97.96	1.18	«	0.47	Не обн.	99.61	(Ti _{0.98} Al _{0.02})O ₂
5	«	99.21	Не обн.	«	0.37	0.78	100.36	(Ti _{0.99} (Al, V) _{0.01})O ₂
6	«	97.71	«	0.71	Не обн.	1.13	99.55	(Ti _{0.98} Cr _{0.01} V _{0.01})O ₂
7	«	98.74	«	0.80	«	Не обн.	99.54	(Ti _{0.96} Cr _{0.01})O ₂
8	6.14	2.98	15.83	Не обн.	75.26	«	100.21	Fe(Fe _{1.03} Al _{0.67} Ti _{0.08} Si _{0.22}) ₂ O ₄
9	2.46	Не обн.	13.6	«	84.3	«	100.36	Fe(Fe _{1.32} Al _{0.39} Si _{0.09}) ₂ O ₄
10	2.81	То же	13.06	«	84.05	«	99.92	Fe(Fe _{1.33} Al _{0.57} Si _{0.1}) ₂ O ₄
11	3.07	0.38	13.91	«	82.23	«	99.59	Fe(Fe _{1.27} Al _{0.6} Ti _{0.01} Si _{0.09}) ₂ O ₄

Таблица 16

Минальный состав (мол. %) включений шпинелидов в флоренсите

Fe ₂ SiO ₄	Ульвит Fe ₂ TiO ₄	Герцинит FeAl ₂ O ₄	Магнетит FeFe ₂ O ₄
22.07	8.05	33.47	36.41
9.04	Нет	29.46	61.5
11.79	То же	32.24	55.97
11.3	1.04	30.17	57.49

Таблица 17

Химический состав (мас. %) включения плумбогуммита в флоренсите из Пашийско-Предуральской суперполосы

№ п/п	Al ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	PbO	CaO	SrO	P ₂ O ₅	Сумма
1	26.27	1.75	3.51	1.29	0.70	29.77	Не обн.	Не обн.	26.15	89.44
2	26.83	Не обн.	1.81	Не обн.	Не обн.	34.61	0.90	«	24.81	88.96
3	28.29	2.26	5.51	2.10	«	21.38	1.19	1.22	26.84	88.79
4	27.06	Не обн.	2.07	1.35	«	32.43	0.86	Не обн.	25.18	88.95

Эмпирические формулы:

1 — (Pb_{0.78}Fe_{0.05}La_{0.06}Ce_{0.12}Nd_{0.04})_{1.05}Al_{2.99}[PO₄]₂(OH)_{5.34}2H₂O; 2 — (Pb_{0.89}Ca_{0.096}Ce_{0.06})_{1.04}Al_{3.01}[PO₄]₂(OH)_{5.17}2H₂O; 3 — (Pb_{0.51}Ca_{0.11}Sr_{0.06}La_{0.07}Ce_{0.18}Nd_{0.07})Al_{2.94}[PO₄]₂(OH)_{5.14}2H₂O; 4 — (Pb_{0.82}Ca_{0.09}Fe_{0.05}Ce_{0.07}Nd_{0.04})_{1.05}Al_{2.99}[PO₄]₂(OH)_{5.34}2H₂O

Таблица 18

Химический состав (мас. %) выделений монацита в флоренсите из Промысловской полосы

№ п/п	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	ThO ₂	CaO	P ₂ O ₅	Сумма
1	15.10	28.18	2.28	11.00	1.71	Не обн.	0.76	0.31	25.67	81.79
2	15.58	29.77	3.06	12.16	2.13	«	Не обн.	Не обн.	26.53	87.81
3	14.86	27.99	2.44	11.40	1.21	1.04	«	«	21.97	80.91

Эмпирические формулы:

1 — (Ce_{0.48}La_{0.25}Nd_{0.18}Sm_{0.03}Th_{0.01}Ca_{0.02})_{1.01}[PO₄]; 2 — (Ce_{0.49}La_{0.26}Pr_{0.05}Nd_{0.19}Sm_{0.03})_{1.02}[PO₄]; 3 — (Ce_{0.48}La_{0.26}Pr_{0.04}Nd_{0.19}Sm_{0.02}Gd_{0.02})_{1.01}[PO₄]

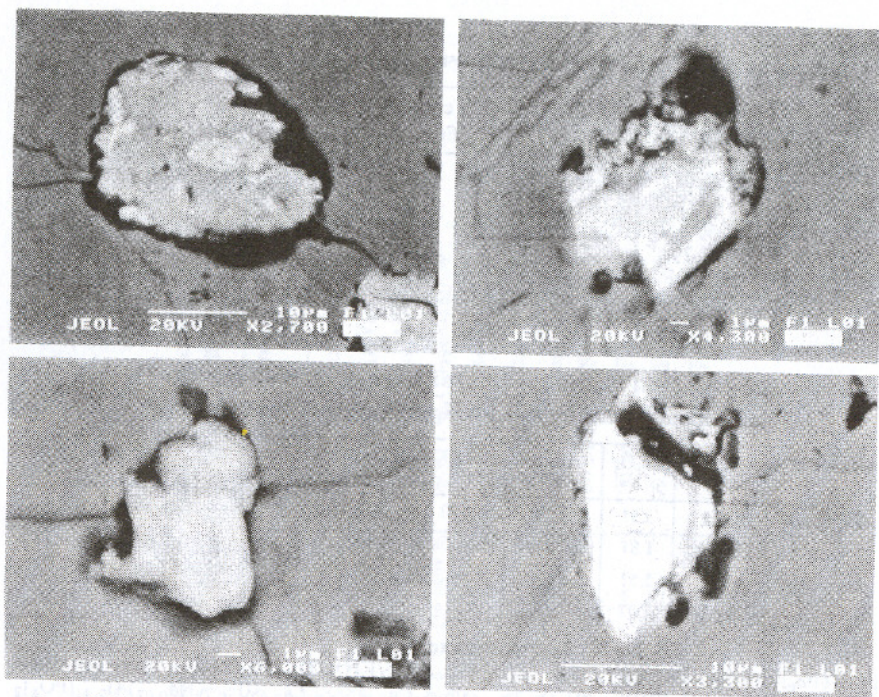


Рис. 12. Включения цирконоподобной фазы в индивидах уральского флоренсита

(табл. 19). Расчеты коэффициентов парной корреляции (табл. 20) показали, что вся совокупность компонентов цирконоподобной фазы может быть подразделена на три конкурирующие группы: 1) $ZrO_2 + SiO_2$ (собственно циркон); 2) $HfO_2 + ThO_2 + CaO + Sc_2O_3 + Fe_2O_3$ (обычные примеси циркона); 3) $La_2O_3 + Ce_2O_3 + Nd_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5$ (алюмофосфатная примесь). Внутри этих групп компоненты коррелируются положительно. Последнюю группу примесей можно было бы считать ложной, а именно обусловленной паразитным излучением флоренситового окружения. Однако этому предположению противоречит сильное преобладание церия над лантаном и обогащение тяжелыми лантаноидами, что очень характерно именно для циркона и особенно для циркона из лампрофиров [62].

Из результатов пересчета экспериментальных данных на миалы (табл. 21) следует, что включения цирконоподобной фазы в зернах уральского флоренсита представляют собой гомогенные или подвергнувшиеся лишь незначительной экссолуции поликомпонентные твердые растворы на основе циркона. До настоящего времени твердые растворы столь сложного состава не встречались ни в горных породах корового происхождения, ни среди выделений циркона в кимберлитах [63]. Однако они имеют принципиальное сходство с некоторыми ксеноминеральными включениями в уральских алмазах [9, 10], с так называемыми

Таблица 19

Химический состав (мас. %) включений цирконоподобной фазы в флоренсите из Промысловской (1—18) и Пашийско-Предуральской (19—24) полос

№ п/п	SiO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	ThO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Sc ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	P ₂ O ₅	UO ₂
1	24,70	50,94	2,31	1,11	«	6,95	«	«	3,04	1,52	«	«	«	«
2	24,19	68,24	2,80	1,13	«	«	1,39	«	«	«	1,01	1,24	«	«
3	23,76	67,93	1,90	1,14	«	«	1,24	«	«	«	2,61	1,42	«	«
4	31,59	58,36	66,20	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
5	30,08	64,52	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
6	24,45	66,88	2,29	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
7	17,92	58,55	2,58	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
8	24,46	57,57	1,72	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
9	24,28	61,08	2,81	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
10	28,69	68,41	1,80	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
11	33,53	65,47	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
12	31,78	65,76	1,91	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
13	27,08	65,15	1,76	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
14	23,16	62,45	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
15	31,74	66,65	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
16	23,31	59,62	1,95	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
17	32,84	65,29	1,87	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
18	31,22	66,69	2,09	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
19	32,64	65,48	1,88	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
20	32,53	64,61	2,21	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
21	32,59	64,46	2,45	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
22	34,13	59,72	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
23	29,98	70,02	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«
24	33,36	66,54	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«	«

Примечание. Приведено к 100 %.

Таблица 20

Коэффициенты парной корреляции компонентов состава цирконоподобной фазы

Si	1	Si +Zr			Hf+Th+Sc+Ca+Fe+P			La+Ce+Nd+Al+P			
Zr	0.92	1									
Hf	-0.26	-0.35	1								
Th	-0.39	-0.44	0.27	1							
Al	-0.61	-0.56	0	-0.35	1						
La	-0.27	-0.25	0	-0.21	0.72	1					
Ce	-0.37	-0.48	0	0	0.61	0.83	1				
Nd	-0.48	-0.61	0.16	0.11	0.65	0.58	0.85	1			
P	-0.62	-0.74	0.23	0.12	0.65	0.37	0.68	0.87	1		
Ca	-0.66	-0.45	0	0.38	0.23	-0.15	-0.18	0	0.14	1	
Sc	-0.47	-0.34	0	0.41	0	-0.28	-0.24	0	0	0.87	1
Fe	-0.32	0	-0.24	0.18	0	-0.23	-0.18	0	0	0.57	0.52

ксенотим-цирконовыми включениями в якутских алмазах [64], а также с поликомпонентными твердыми растворами на основе циркона, выявленными в бразильских карбонадо [65]. Все это может свидетельствовать о том, что уральский флоренсит является не только парастерическим, т. е. лишь пространственно ассоциированным, но в какой-то мере и парагенетическим спутником алмазов со всеми вытекающими из такого обстоятельства теоретическими и практически следствиями.

Магнитные шарики (сферулы)

В настоящее время хорошо известно, что сферические минеральные или минералоподобные частицы пользуются практически повсеместным распространением. В начальный период регистрации и изучения превалировали две точки зрения на их природу. Согласно первой точке зрения «шарики» являются артефактами, обусловленными техническим засорением горных пород и руд [66, 67]. С другой точки зрения эти образования представляют собой космогенные, точнее космогенно-эксплозивные производные [15, 68, 69]. Позже однако выяснилось, что от проблемы геологического происхождения сферул отмахнуться не удастся, поскольку они стали обнаруживаться не только на земной поверхности, но и внутри терригенных толщ, в погребенных россыпях [70, 71], в недрах древних и современных вулканических и гидротермальных систем [72—74], в нескрытых эрозией частях ультрабазитовых массивов [75] и кимберлитовых трубок [76—78]. Выяснилось также, что сферическая форма продуктов минералообразования не ограничивается самородными металлами, оксидами железа и силикатными стеклами, а широко распространяется и на другие минеральные классы, например, сульфиды и сульфосоли в гидротермальных рудных месторождениях [79, 80]. Проблема минеральных сферул, разумеется, не обошла стороной и Урал, включая его алмазоносные территории. К настоящему времени накопилось довольно много данных о находках сферических частиц как в тактинской свите и алмазных россыпях [12, 14, 15], так и в алмазоносных туфизитах

Таблица 21

Минеральный состав (мол. %) включений цирконоподобной фазы в уральском флоренсите

Минералы	Частота встречаемости, %	№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
ZrSiO ₄	100	86.02	78.27	76.34	97.54	92.37	75.94	56.8	75.11	80.15	90.37	98.34	98.07	87.19	87.19	71.36	96.45	71.78	97.68	95.44
ZrO ₂	77.78	Her	14.64	15.05	1.08	2.14	12.7	16.92	5.6	2.66	7.37	Her	Her	4.5	7.56	11.26	1.17	8.9	Her	Her
HfSiO ₄	16.67	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	1.52	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her
LaPO ₄	11.11	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	4.32	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her
CePO ₄	27.78	3.87	Her	Her	Her	Her	Her	Her	2.35	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her
NdPO ₄	22.22	2.29	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her
ThPO ₄	5.56	0.88	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her
UPO ₄ (OH)	22.22	1.9	Her	Her	Her	Her	Her	Her	2.18	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her
AlPO ₄	5.56	2.21	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her
SePO ₄	33.33	2.84	Her	Her	Her	Her	Her	Her	0.73	2.61	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her
FePO ₄	16.67	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	3.76	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her
Ca ₃ (PO ₄) ₂	5.56	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	1.58	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her
HfO ₂	27.78	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	1.23	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her
ThO ₂	11.11	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	0.79	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her
SiO ₂	16.67	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her
Al ₂ O ₃	50	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	8.13	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her
Se ₂ O ₃	22.22	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	6.02	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her
La ₂ O ₃	5.55	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her
Ce ₂ O ₃	5.55	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her
Fe ₂ O ₃	44.44	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her
CaO	27.78	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her	Her

Минералы	Частота встречаемости, %	№ п/п					
		19	20	21	22	23	24
ZrSiO ₄	100	98	97	96	85	100	100
HfSiO ₄	67	2	2	2	3	Нет	Нет
Sc ₂ O ₃	33	Нет	1	2	Нет	«	«
TiO ₂	17	«	Нет	Нет	12	«	«

[28, 35]. В ряде случаев авторы находок уверенно отнесли магнитные шарики к необычным спутникам алмазов, рассматривая их даже в качестве поискового признака древних алмазных россыпей на Урале [81].

К настоящему времени уже существует значительная база экспериментальных данных о составе и свойствах магнитных сферул. Так известно, что их размер широко варьируется от 10 микрон до нескольких мм; форма колеблется от почти идеально сферической до неправильной; поверхность может быть как гладкой, так и скульптурированной; состав определяется не только «рудными» минералами — самородным железом, оксидами железа (иоцитом, магнетитом, гематитом) и титана (ильменитом, армоколлитом, рутилом), но и алюмосиликатным стеклом; установлено, что пропорция между рудной и стеклофазной компонентами шариков даже в отдельном геологическом объекте может изменяться в весьма широких пределах [35, 70, 71, 74, 76, 77, 82]. Получены мёссбауэровские спектры, подтвердившие множественность и вариативность слагающих шарики минеральных форм железа [83].

Многokrатно обсуждались и вопросы генезиса и механизмов образования магнитных сферул в геологических условиях. Большая часть специалистов высказывается за их вулканическое происхождение. Предполагается, что шарики являются частью эксплозивного материала, выделившись при вскипании магмы в ходе вулканического извержения [72, 74]. В приложении к кимберлитовому вулканизму это трактуется как результат декомпрессии в апикальных частях вулканической колонны, где в резко восстановительной обстановке происходит вспенивание и дезинтеграция остаточных расплавов [76, 77]. Примерно также этот процесс понимается и применительно к алмазоносным пирокластическим [28]. Однако очевидно, что при всей своей правдоподобности эта гипотеза может объяснить лишь часть известных фактов, поскольку в соответствии с ней сферулы следует считать лишь близповерхностными образованиями.

В последние годы появилась еще одна перспективная идея, позволяющая заполнить упомянутый пробел. Согласно этой идее, образование магнитных сферул может происходить и на глубине, еще в земных недрах вследствие кавитационного вскипания неламинарно движущейся флюидизированной магмы. Схлопывание возникших в таких условиях пузырьков приводит к образованию микропорций перегретого расплава, испаряющихся с выбросом в относительно холодную среду и последующим застыванием в форме капель и шариков [84].

Особенный для нас интерес представляет недавно опубликованная статья Г. Т. Скублова и Ю. Б. Марина с соавторами, в которой вероятно впервые в совершенно открытой форме сделано предположение о не просто глубинном, а об астеносферном источнике вещества стеклофазных сферул. Да еще и в совокупности с увязкой этого предположения с «туффизитовой моделью образования красновишерских алмазных месторождений» [85].

Объектом наших исследований послужила одна из типичных проб современного аллювия (№ 7210), обогащенных магнитными сферулами (рис. 13)⁷. Химический и минеральный состав подвергнутых анализу фракций этой пробы охарактеризованы в табл. 22. Наиболее массивной оказалась магнитная фракция, почти нацело сложенная магнитными шариками черного цвета, с металлическим блеском, варьирующими по размеру в пределах от 70 до 350 мкм (рис. 14). Состав железистых фаз в шариках был исследован А. Ю. Лысюком и к. г.-м. н. В. П. Лютоевым методом мёссбауэровской спектроскопии. При этом использовался спектрометр MS-1104Em, съемка велась в диапазоне скоростей -11 ... +11 мм/с при комнатной температуре препарата. Изомерный сдвиг определялся относительно α-Fe. При обработке спектров применялось стандартное программное обеспечение спектрометра «Univem». Полученные данные приведены в табл. 23 и на рис. 15.

⁷ Участок наибольшего обогащения аллювиальных осадков магнитными сферулами выявлен на правом берегу р. Косы в 20 км ниже г. Губахи.

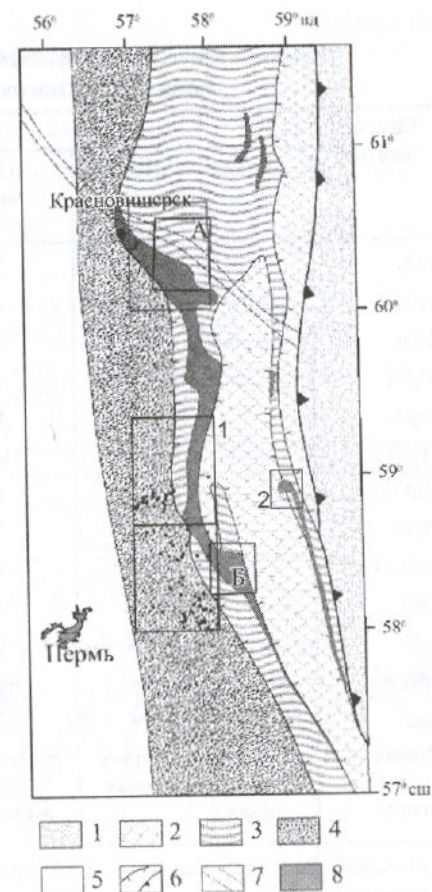


Рис. 13. Схема распространения шлиховых проб (точки) с выявленными в них магнитными сферулами.

Легенда: 1 — Тагильский вулcano-плутонический пояс; 2 — Центрально-Уральское поднятие; 3 — Западно-Уральская структурная зона; 4 — Предуральский краевой прогиб; 5 — внутренняя область Русской плиты; 6 — линии надвигов; 7 — Тиманский глубинный разлом; 8 — Западная (Пашийская) и Восточная (Промысловская) полосы региональной алмазоносности. Рамки: А, Б — соответственно Красновишерский и Горнозаводской алмазоносные районы; 1 — территория работ Нижнеусьвинской партии ОАО «Геокарта-Пермь», 2 — территория промысловских алмазо-золото-платиновых россыпей.

Таблица 22

Химический состав (мас. %) фракций типичного шлиха, обогащенного магнитными шариками

Компоненты	Фракции				
	Легкая	Немагнитная	Первая электромагнитная	Вторая электромагнитная	Магнитная
SiO ₂	93.62	34.13	27.85	40.96	8.25
TiO ₂	0.11	Не обн.	6.66	3.38	Не обн.
ZrO ₂	Не обн.	65.87	4.89	Не обн.	«
Al ₂ O ₃	3.40	Не обн.	5.33	7.18	4.51
Fe ₂ O ₃	2.12	«	40.45	22.53	86.09
Cr ₂ O ₃	Не обн.	«	Не обн.	3.55	0.15
MnO	«	«	0.21	0.17	Не обн.
MgO	«	«	7.50	10.30	«
ZnO	«	«	0.26	0.18	«
CaO	0.15	«	5.51	11.27	0.35
K ₂ O	0.59	«	0.16	0.22	Не обн.
P ₂ O ₅	Не обн.	«	Не обн.	Не обн.	«
S _{общ}	«	«	7.18	0.28	0.65
Минеральная ассоциация	Слюди-сто-кварцевая	Циркон-овая	Циркон-пирит-эпидот-амфиболовая	Хромшпинелид-амфибол-эпидотовая	Магнетитовая (шарики)

Примечание. Результат получен С. Т. Неверовым рентгенофлуоресцентным методом. Приведено к 100 %.

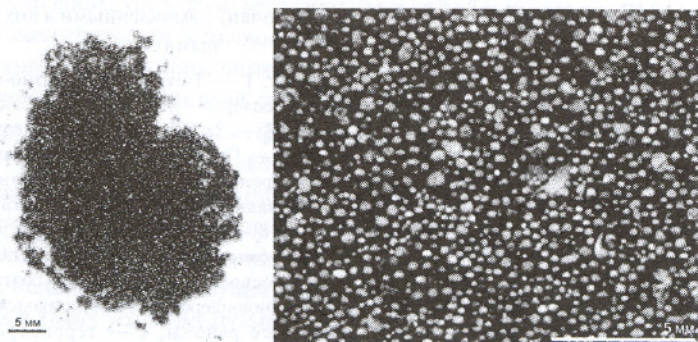


Рис. 14. Внешний вид концентрата магнитных шариков, полученного из тяжелой фракции шлиховой пробы

Таблица 23

Параметры компонентов мёсбауэровского спектра, полученного от магнитных шариков

Фаза	IS, мм/с	QS, мм/с	H, кЭ	Г, мм/с	S, %
Магнетит, [Fe ³⁺] _{IV}	0.273 (0.003)	0.0	486.0 (0.2)	0.40 (0.01)	35.6
Магнетит, [Fe ³⁺ +Fe ²⁺] _{VI}	0.665 (0.003)	0.0	454.5 (0.3)	0.62 (0.02)	53.1
Гематит, Fe ³⁺	0.374 (0.005)	-0.18 (0.01)	512 (0.5)	0.26 (0.02)	7.2
Гетит, гидрогетит, Fe ³⁺	0.22 (0.04)	0.52 (0.08)	Не опр.	0.8 (0.2)	4.1

Примечание. IS — изомерный сдвиг; QS — квадрупольное расщепление; Г — ширина линий спектра; H — локальные магнитные поля на ядрах железа; S % — относительная площадь компонента в спектре. В скобках — погрешность определения, $\chi^2 = 1.23$.

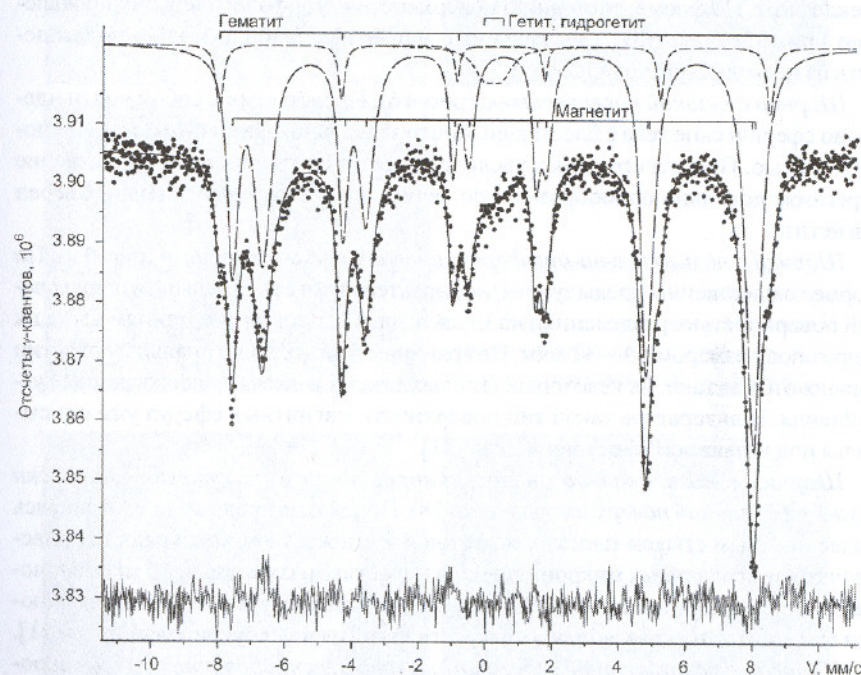


Рис. 15. Мёсбауэровский спектр магнитных глобул из уральских аллювиальных отложений. Маркеры — экспериментальный спектр, сплошная линия — модельный спектр в виде суммы выделенных компонентов магнетита (длинный штрихпунктир), гематита (короткий штрихпунктир) и гидрогетита (линия край). В нижней части рисунка — разность экспериментального и модельного спектров

Основным компонентом полученного спектра является спаренный секстет от ионов железа в структуре магнетита. На его долю приходится почти 90 % интегральной интенсивности спектра и, соответственно, содержания железа в образце. На фоне спектра железа в магнетите заметен секстет от ионов железа в гематитовой фазе, обеспечивающих около 7 % валового содержания железа. В центральной части спектра присутствует дублет, обусловленный суперпарамагнитным состоянием ультрамикродисперсной примеси оксигидроксидов железа. Вклад таких фаз в общий баланс железа составляет 4 %. Можно предполагать, что фазы гематита и оксигидроксидов железа являются результатом окисления магнетита на поверхности магнитных шариков. Судя по распределению ионов железа по упомянутым выше фазам, исследуемые глобулы преобразованы с поверхности на глубину около 30 % их радиуса. Преимущественно магнетитовый состав шариков подтвержден и рентгендифракционным методом.

Проведенные на аналитическом сканирующем электронном микроскопе исследования показали, что магнитные сферулы состоят не только из оксидов железа, но и содержат значительную примесь алюмосиликатной и силикатной стеклофазы. По форме, состоянию поверхности и морфологическому проявлению примеси стеклофазы исследуемые магнитные шарики можно подразделить на несколько разновидностей.

Шарики с гладкой поверхностью (рис. 16). Представляют собой почти идеально сферические тела с блестящей, почти зеркальной фазово-гомогенной поверхностью. При значительных увеличениях выявляется плотное их сложение агрегатом довольно однообразных по форме и размеру грануловидных зерен магнетита.

Шарики с полигонально-дифференцированной поверхностью (рис. 17). По форме тождественны предыдущим, но характеризуются не гладкой, а шероховатой поверхностью, разделенной на множество близких по очертаниям плоских полигонов размером 10—30 мкм. По границам многих полигональных пластин выявляются валики, на некоторых угловых стыках имеются плоскогранные углубления. В литературе такой тип поверхности магнитных сферул уже описывался под названием «мостовидного» [71].

Шарики с полигонально-дифференцированной и кристаллографически скульптурированной поверхностью (рис. 18). Похожи на предыдущие, отличаясь более плотным стыком плоских полигонов и множеством выступающих пластинчато-тригональных микроиндивидов магнетита размером до 10 мкм, равномерно покрывающих всю поверхность глобул. В литературе такой тип поверхности был описан под названием «мелкобугорчатого» или «буклированного» [71].

Шарики с разряженной полигонально-дифференцированной скульптурированной поверхностью и отростками стеклофазы (рис. 19). Отличается широкими интерстиционными канавками, разделяющими полигональные пластины магнетита размером 2—18 мкм. В таких канавках обнажается алюмосиликатное стекло. Кроме того, стеклофаза наблюдается в фиде выступов или отростков

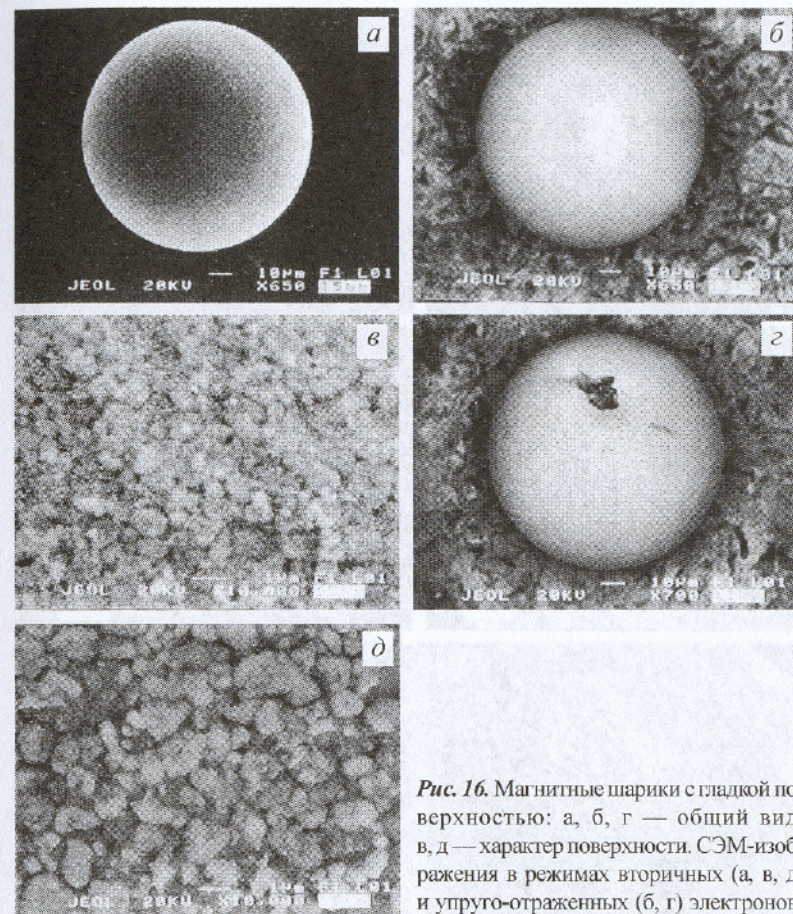


Рис. 16. Магнитные шарики с гладкой поверхностью: а, б, г — общий вид; в, д — характер поверхности. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д) и упруго-отраженных (б, г) электронов

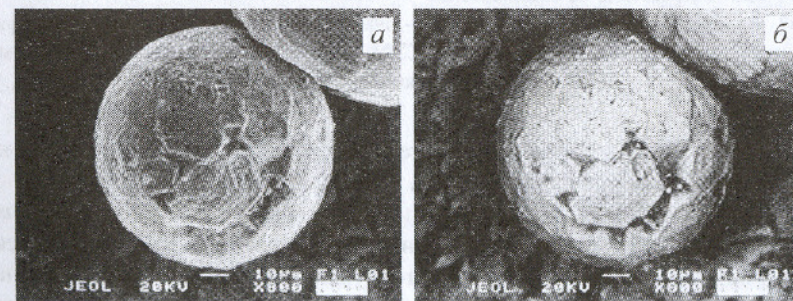


Рис. 17. Магнитный шарик с полигонально-дифференцированной поверхностью. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а) и упруго-отраженных (б) электронов

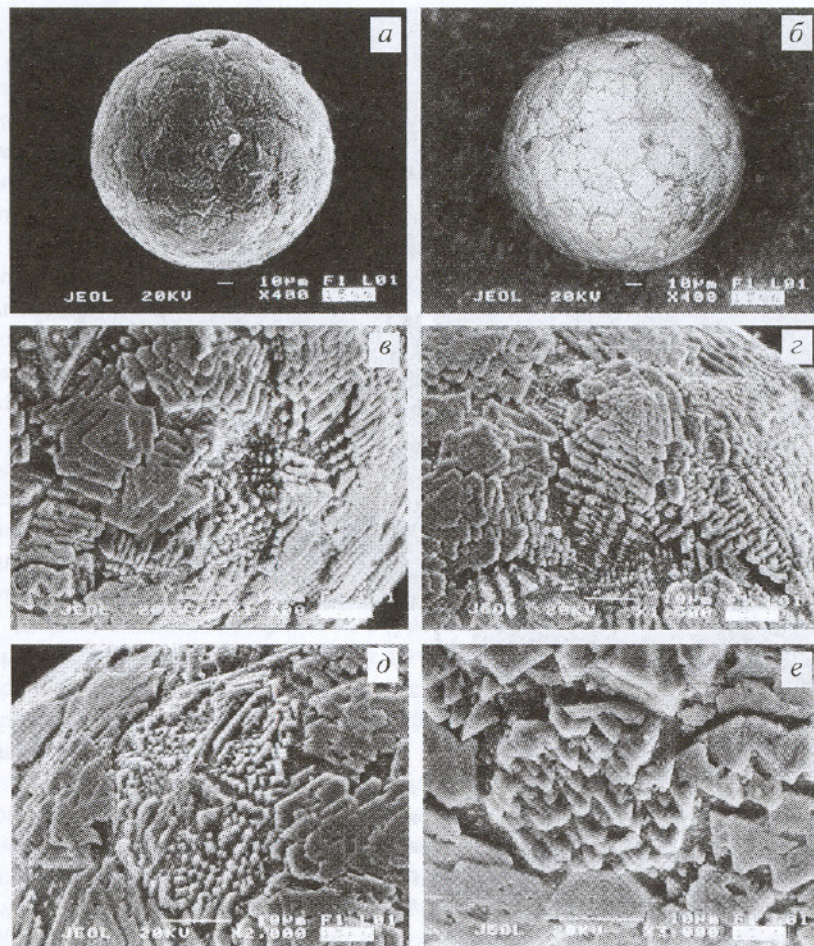


Рис. 18. Магнитный шарик с полигонально-дифференцированной и кристаллографически скульптурированной поверхностью. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в—е) и упруго-отраженных (б) электронов

размером от 15×25 до 30×40 мкм. Характерно, что на таких отростках никогда не встречаются микроиндивиды магнетита.

Шарики с кристаллографически-скульптурированной поверхностью и отростками стеклофазы (рис. 20). Эта разновидность сферул, судя по данным электронной микроскопии, по составу является существенно стеклофазной. Магнетит на их поверхности представлен отдельными разряженно-равномерно распределенными цепочками октаэдрических микрокристалликов, как бы опоясывающими в разных направлениях сферулы. Размер индивидов магнетита колеб-

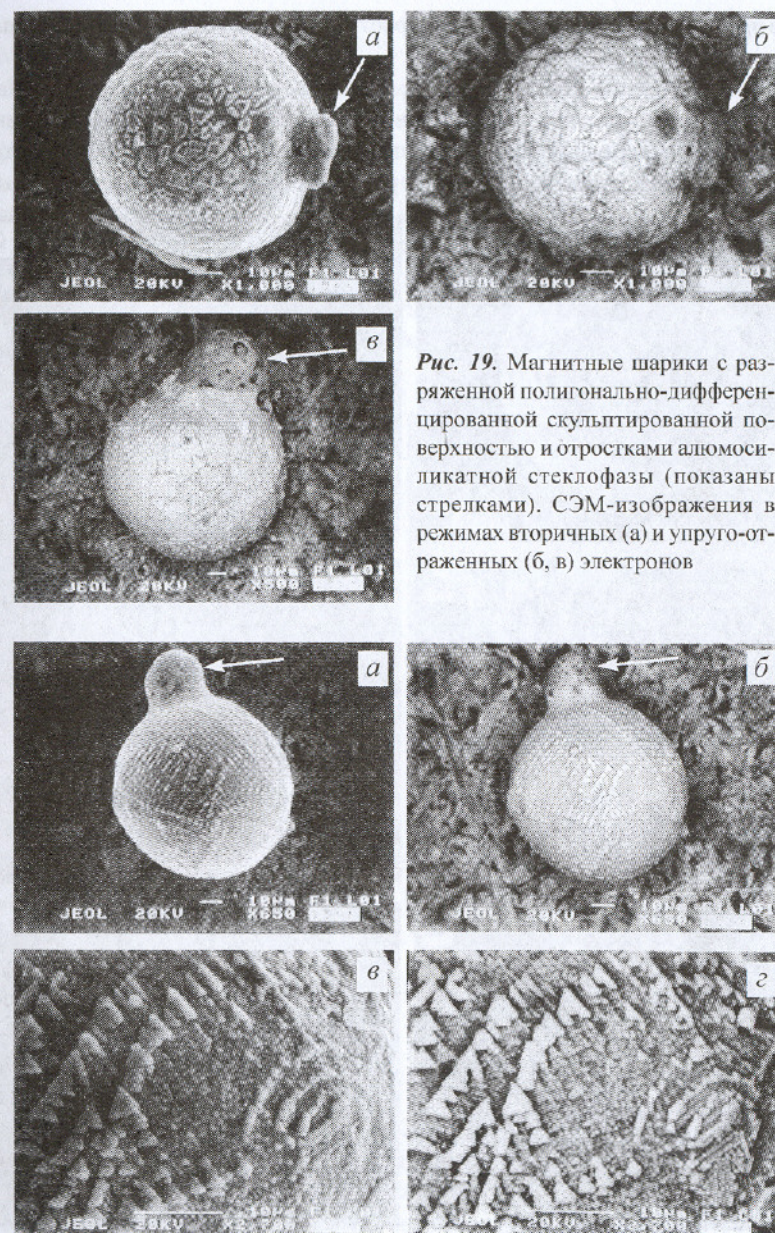


Рис. 19. Магнитные шарики с разряженной полигонально-дифференцированной скульптурированной поверхностью и отростками алюмосиликатной стеклофазы (показаны стрелками). СЭМ-изображения в режимах вторичных (а) и упруго-отраженных (б, в) электронов

Рис. 20. Магнитный шарик с кристаллографически-скульптурированной поверхностью и отростком алюмосиликатной стеклофазы (показан стрелкой). СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в) и упруго-отраженных (б, г) электронов

лется в пределах 0.5—2.5 мкм. Размер отростков алюмосиликатной стеклофазы в среднем составляет 25×30 мкм.

Шарики сульфатно-магнетитовые со сглаженно-скульптурированной поверхностью и отростками стеклофазы (рис. 21). Образованы срастанием агрегатов скелетных вершино-рёберных кристаллов магнетита со скрытозернистой массой сульфатов железа. При больших разрешениях обнаруживается, что же-

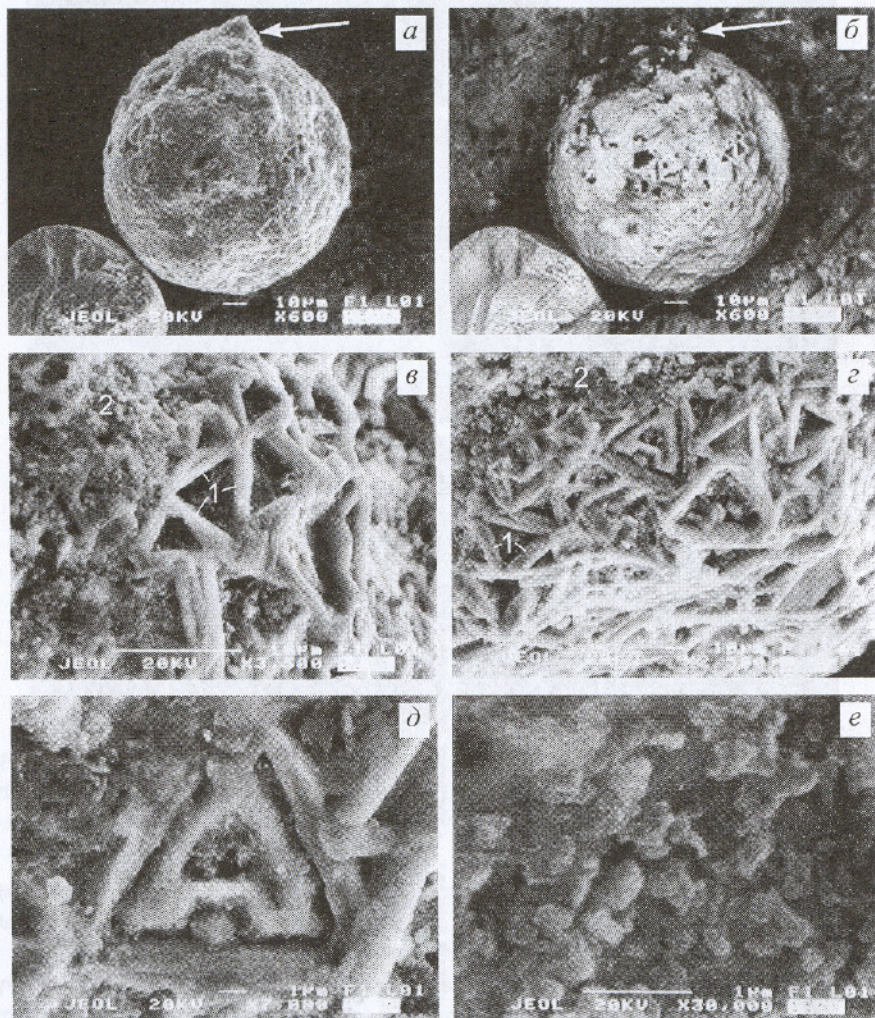


Рис. 21. Шарик сульфатно-магнетитовый со сглаженно-скульптурированной поверхностью и отростком алюмосиликатной стеклофазы (показан стрелкой): а, б — общий вид; в, г — срастание магнетита (1) со скрытозернистой железо-сульфатной массой (2); д — скелетные вершино-рёберные индивиды магнетита; е — зерна железо-сульфатной фазы.

лезульфатная масса сложена агрегатом округлых, реже угловатых зернышек мезонанометрового размера.

Шарики расколотые с незначительно регенерированными поверхностями механического разрушения (рис. 22). Первичная поверхность — полигонально-дифференцированная. Поверхность скола покрыта равномерно-зернистым агрегатом плотно сросшихся субмикронных зернышек магнетита неправильной формы. В кавернах часто наблюдаются микросферулы более позднего зарождения размером 15—30 мкм, сложенные плотным агрегатом пластинчатых индивидов магнетита размером от 0.5 до 5 мкм. Существование такой разновидности свидетельствует скорее в пользу идеи глубинного происхождения магнитных шариков, история которых не была одноактной, включая деформации, регенерацию и неоднократность зарождений.



Рис. 22. Расколотый магнитный шарик (а) с регенерированной поверхностью механического разрушения (б) и индивидами более позднего зарождения (в, показаны стрелками). СЭМ-изображения в режиме вторичных электронов

Тела эллипсоидальной формы (рис. 23). Характеризуются в среднем более бугристой, но довольно гладкой поверхностью. При достаточных разрешениях выявляется весьма тонкозернистое сложение, размер индивидов магнетита не превышает первых микрон. В понижениях между буграми наблюдается алюмосиликатная стеклофаза.

Тела в форме кольца или «бублика» (рис. 24). Сложены агрегатом неправильных по форме уплощенных зерен магнетита размером от 5 до 15 мкм. Встре-

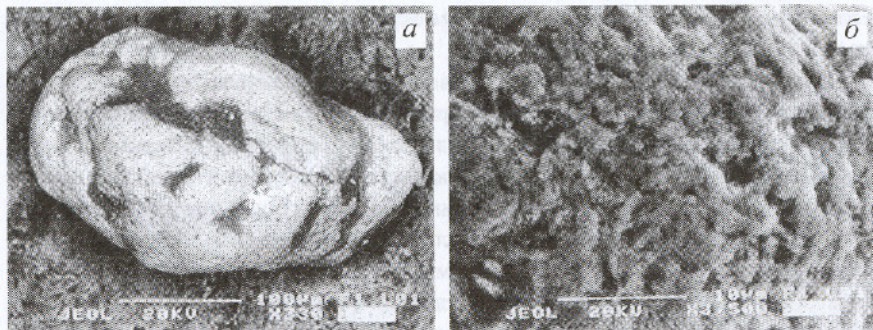


Рис. 23. Магнитное тело эллипсоидальной формы: *а* — общий вид, *б* — характер поверхности. СЭМ-изображения в режимах упруго-отраженных (*а*) и вторичных (*б*) электронов

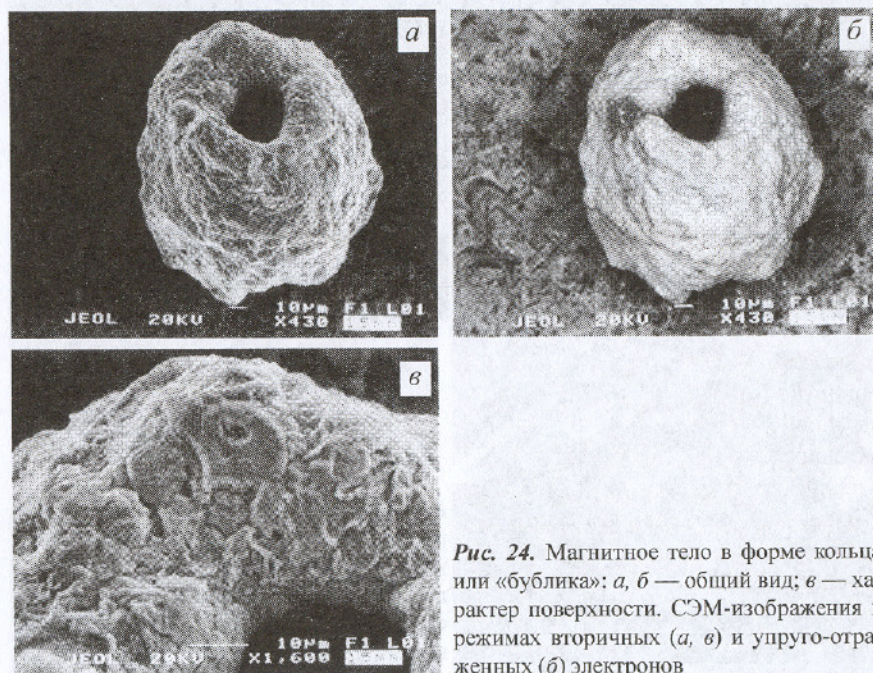


Рис. 24. Магнитное тело в форме кольца или «бублика»: *а, б* — общий вид; *в* — характер поверхности. СЭМ-изображения в режимах вторичных (*а, в*) и упруго-отраженных (*б*) электронов

чаются изометричные выделения стеклофазы, вблизи которых размер индивидов магнетита резко сокращается практически на порядок.

В исследованных нами телах в качестве небольшой примеси к магнетиту выступает только гематит и гётит-гидрогётит, рассматриваемые нами как продукты эпигенетического окисления магнетита. Иоцита и самородного железа, обычно отмечаемых в магнитных шариках [35, 70, 74, 76, 77], мы не обнаружили. По пропорции между магнетитом и стеклофазой шарики широко варьируются от

почти нацело магнетитовых до практически нацело стеклоалюмосиликатных. Последние в частности были выявлены И. И. Чайковским в алмазонасных туффизитах участка «Талица-Благодать».

Данные рентгеноспектрального микрозондового анализа (табл. 24) и рассчитанная по ним матрица коэффициентов парной корреляции показывают, что в составе исследуемых фаз имеются две конкурирующие группы компонентов (табл. 25), сильно связанных между собой внутри групп: 1) $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{SO}_3 + \text{Cl}$; 2) $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{V}_2\text{O}_5$. Первая из этих групп, очевидно, соответствует алюмосиликатной стеклофазе, а вторая — магнетиту. Особенно примечательными являются примеси хрома и серы. Присутствие хрома может свидетельствовать о глубинности зарождения первичного вещества шариков, а примесь серы, вероятно, свидетельствует о первичной природе железосульфатов, обнаруженных, как было показано выше, в некоторых магнитных сферах. Значительный интерес представляют также полученные, вероятно, впервые для стеклофазно-магнетитовых шариков полные данные об их элементах-примесях (табл. 26). Согласно этим данным, в состав исследованных нами объектов входят около 50 микроэлементов, многие из которых имеют содержания в 2—35 раз превышающие кларки для земной коры (в последовательности возрастания степени обогащения): $\text{Ni} < \text{Y} < \text{Bi} < \text{Co} < \text{Cu} < \text{As} < \text{Cr} < \text{Mo} < \text{Cd} < \text{Se} < \text{Ag}$. Обращает на себя внимание явное преобладание в магнитных шариках элементов-примесей, отнесенных Ю. Г. Щербаковым к геохимическим группам центростремительных и минимально-центробежных элементов [86, 87]. Не исключено, что это тоже свидетельствует о глубинном источнике вещества сферул. С такой гипотезой согласуется также и относительно высокое нормированное на хондрит содержание редких земель, тренд которых (рис. 25) указывает на их приуроченность в шариках не к магнетиту, а к алюмосиликатной стеклофазе. Важным указанием на вероятно глубинное происхождение шариков является и состав имеющихся в них флюидных включений (мкг/г): N_2 8.53; H_2O 21154; CO_2 1469.94; CO 20.36; CH_4 0.586; C_2H_4 0.214; C_2H_6 0.191; C_3H_8 0.089; $i\text{-C}_4\text{H}_{10}$ 0.005; C_4H_8 0.133; $n\text{-C}_4\text{H}_{10}$ 0.011 (газовый хроматограф «Цвет-800», нагревание до 1000 °С, получено к. г.-м. н. С. Н. Шаниной). На треугольной диаграмме пропорций между основными компонентами в газовых пиролизатах [88] точка исследованных нами сферул определенно попадает в поле продуктов корово-мантийных взаимодействий.

Проведенный анализ показал, что между магнетитом и стеклофазой в сферах имеется некоторая постепенность перехода, выражающаяся в том, что магнетит почти всегда содержит примесь вещества стеклофазы в количестве 1.5—15 мол. %, а стеклофаза почти всегда избыточно обогащена железом, содержание которого соответствует примеси 2.5—4 мол. % нормативного магнетита. Крайней формой смеси выступает гомогенный стеклофазно-магнетитовый композит, в котором пропорция между алюмосиликатным стеклом и нормативным магнетитом варьируется в рамках от 0.56 до 1.70. Графическое обобщение полу-

**Химический состав (мас. %) магнетита и стеклофазы в магнитных сферах
из аллювиальных отложений Предуральской полосы**

№ п/п	Компоненты, мас. %														Мол. %	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	V ₂ O ₅	SO ₃	Cl	Сумма	Магнетит	Стеклофаза
1	Не обн.	3.70	2.65	90.19	1.01	0.43	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.44	Не обн.	Не обн.	98.42	3.99	96.01
2	1.67	Не обн.	1.27	96.29	Не обн.	Не обн.	«	«	«	«	Не обн.	«	«	99.23	6.28	93.72
3	1.15	«	1.82	97.10	«	«	«	«	«	«	«	«	«	100.07	5.75	94.25
4	2.68	«	3.02	93.57	«	«	«	«	«	«	«	«	«	99.27	11.26	88.74
5	1.34	«	0.90	93.21	Не обн.	«	«	«	«	«	Не обн.	4.31	«	99.76	12.73	87.27
6	1.04	«	Не обн.	97.30	«	«	0.40	«	«	«	«	1.31	«	100.05	6.70	93.30
7	0.73	«	2.96	90.29	«	«	Не обн.	«	«	«	«	5.93	«	99.91	16.97	83.03
8	1.19	«	1.26	90.01	«	0.37	«	«	«	«	«	6.81	«	99.64	15.89	84.11
9	Не обн.	«	1.17	98.95	«	«	«	«	«	«	«	Не обн.	«	100.12	1.86	98.14
10	1.67	«	1.98	95.86	«	«	«	«	«	«	«	«	«	99.51	7.30	92.70
11	2.47	0.46	2.54	92.58	«	«	«	«	«	«	«	«	«	98.05	10.16	89.84
12	3.49	Не обн.	4.51	92.68	«	0.62	«	«	«	«	«	«	«	101.30	14.83	85.17
13	2.18	«	1.43	95.15	«	Не обн.	«	«	«	«	«	«	«	98.76	7.80	92.20
14	1.22	«	7.56	91.90	«	«	«	«	«	«	«	«	«	100.68	14.11	85.89
15	2.54	0.75	1.82	95.09	Не обн.	«	«	«	«	«	«	«	«	100.20	6.37	93.63
X	1.67	0.09	2.30	94.28	0	0.07	0.03	0	0	0	0	1.31	0	Не опр.	9.47	90.53
Sx	0.887	0.22	1.80	2.59	0	0.18	0.10	0	0	0	0	2.36	0		4.46	4.46
16	1.37	«	0.88	77.74	«	Не обн.	«	«	«	«	«	18.71	«	99.70	64.68	35.32
17	13.50	«	4.90	79.35	«	«	«	«	«	«	«	0.63	«	98.38	63.84	36.16
18	23.15	«	11.19	65.92	«	«	«	«	«	«	«	Не обн.	«	100.26	45.40	54.60
19	28.98	10.56	Не обн.	59.93	«	«	«	«	«	0.34	«	«	«	99.81	51.01	48.99
20	29.19	Не обн.	9.09	60.75	«	«	«	0.28	«	0.71	«	0.58	«	100.60	38.94	61.06
21	30.07	«	10.25	58.26	«	«	«	0.30	«	0.66	«	Не обн.	«	100.44	37.22	62.78
X	21.04	1.76	6.05	66.99	0	0	0	0.10	0	0.29	0	3.32	0	Не опр.	50.18	49.82
Sx	10.48	3.94	4.43	8.51	0	0	0	0.14	0	0.31	0	6.89	0		10.91	10.91
22	44.21	Не обн.	39.61	7.56	0.45	Не обн.	1.44	0.41	Не обн.	4.45	Не обн.	1.74	0.31	100.18	3.87	96.13
23	46.06	«	38.36	5.78	Не обн.	«	1.18	0.50	3.21	4.25	«	0.60	0.39	100.33	2.71	97.29
24	47.39	1.22	41.73	5.77	«	«	1.20	Не обн.	«	2.65	«	Не обн.	Не обн.	99.96	3.93	96.07
25	52.36	1.11	36.99	3.58	«	«	1.55	0.34	«	4.07	«	«	«	100.53	2.67	97.33
26	92.00	0.32	3.42	3.54	«	«	Не обн.	Не обн.	«	0.23	«	«	«	99.51	3.89	96.11
X	56.40	0.53	32.02	5.25	0.09	0	1.07	0.25	0.64	3.13	0	0.47	0.14	Не опр.	3.41	96.59
Sx	18.00	0.53	14.38	1.52	0.18	0	0.55	0.21	1.28	1.58	0	0.68	0.17		0.59	0.59

Примечание. 1—15 — магнетит; 16—21 — магнетит с примесью алюмосиликатного стекла; 22—26 — алюмосиликатная (22—25) и силикатная (26) стеклофазы. Статистики: X — среднее; Sx — стандартное отклонение

Коэффициенты парной корреляции компонентов состава магнетита и стеклофазы в магнитных сфераулах

[illegible]

Содержание микроэлементов в магнитных сферах по данным метода ICP-MS

Элементы	1		2	
	г/т	КК	г/т	КК
Li	32.282	1.01	32.528	1.02
Be	1.007	0.265	1.093	0.288
Sc	3.213	0.321	3.342	0.334
V	89.296	0.992	94.824	1.054
Cr	582.533	7.018	388.314	4.678
Mn	284.829	0.285	303.819	0.304
Co	64.185	3.566	64.244	3.569
Ni	132.306	2.281	133.567	2.303
Cu	217.526	4.628	210.397	4.476
Zn	109.563	1.32	101.078	1.218
Ga	5.049	0.266	5.162	0.272
Ge	0.399	0.285	0.428	0.306
As	9.385	5.52	9.721	5.718
Se	0.655	13.10	0.844	16.88
Rb	2.262	0.015	2.318	0.015
Sr	27.720	0.082	29.019	0.085
Y	8.462	0.423	8.901	0.445
Zr	50.236	0.296	47.239	0.278
Nb	4.104	0.205	4.576	0.229

Элементы	1		2	
	г/т	КК	г/т	КК
Mo	9.541	8.674	9.395	8.541
Ag	0.522	7.457	2.400	34.286
Cd	0.176	13.538	0.137	10.538
Sn	0.495	0.198	0.611	0.244
Sb	0.175	0.35	0.205	0.41
Cs	0.104	0.028	0.138	0.037
Ba	31.992	0.049	31.516	0.048
La	9.767	0.337	8.346	0.288
Ce	24.758	0.354	20.607	0.294
Pr	3.04	0.338	2.467	0.274
Nd	12.261	0.331	10.110	0.273
Sm	2.447	0.306	2.075	0.259
Eu	0.536	0.412	0.462	0.355
Gd	2.193	0.274	1.999	0.250
Tb	0.287	0.066	0.282	0.066
Dy	1.684	0.337	1.740	0.348
Ho	0.335	0.197	0.352	0.207
Er	0.881	0.267	0.931	0.282
Tm	0.131	0.485	0.136	0.504
Yb	0.835	2.530	0.847	2.567
Lu	0.125	0.156	0.125	0.156
Hf	1.198	1.198	1.137	1.137
Ta	0.261	0.104	0.261	0.104
W	0.857	0.659	0.781	0.601
Tl	0.09	0.090	0.094	0.094
Pb	2.68	0.168	3.586	0.224
Bi	0.023	3.286	0.026	3.714
Th	2.177	0.167	1.971	0.152
U	1.229	0.492	1.222	0.489

Примечание. Анализ проведен к. г.-м. н. Д. В. Киселёвой в Институте геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург. КК — кларк концентрации, рассчитанный по кларкам А. П. Виноградова

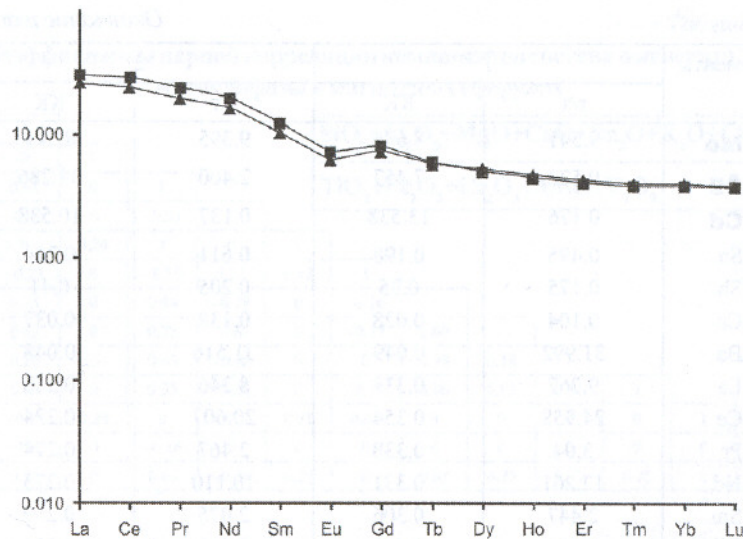


Рис. 25. Тренд содержания редких земель в магнитных сфераулах, нормированных на хондрит

ченных данных (рис. 26) позволяет предположить, что состав и строение исследованных нами магнитных шариков обусловлены распадом первичного сильно-железистого алюмосиликатного стекла близкого, вероятно, по составу к стекло-кляфазно-магнетитовому композиту (интервал А на рис. 26), на магнетит с примесью стекла (интервал Б) и стеклофазу с примесью нормативного магнетита (интервал В). При этом магнетит обогащался алюминием относительно кремния, а в остаточной аморфной матрице возникли две разновидности стекла — основная с примерно эквимолярным соотношением алюминия и кремния и дополнительная — почти нацело кремнезёмовая. Следует отметить, что, судя по литературным данным, сохранившаяся в изученных нами сфераулах алюмосиликатная стеклофаза отличается не только от стекла в так называемых волховитах [85], но и от стекол обнаруженных в глубинных щелочных базальтоидах [89], кимберлитах [77] и некоторых золоторудных месторождениях [82] существенно более алюминистым составом.

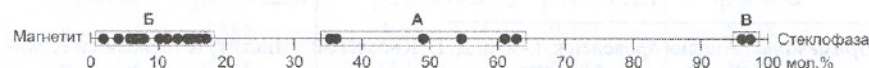


Рис. 26. Пропорции между нормативными компонентами в составе магнетита и стеклофазы из магнитных сфераул. А — предположительно первичная магнетито-стеклофазная смесь, Б — магнетит, В — стеклофаза

Таким образом, исследованные нами магнитные сфераулы являются фазово-гетерогенными, характеризуются в своем большинстве смешанным стеклофазно-магнетитовым составом. В соответствии с современной теорией конденсированных состояний [90] они могут быть отнесены к так называемым неупорядоченным фрактальным структурам, состоящим из аморфной основной массы и прорастающих ее кристаллических скелетных форм и дендритов. В целом полученные данные вполне подтверждают идею о том, что образование магнитных сфераул происходило в результате затвердевания капель неликвидировавшегося рудно-алюмосиликатного расплава, впоследствии претерпевшего лишь частичную экссоллюцию.

Заключение

Впервые на Урале детально исследован сложный обломочно-минеральный парастерезис, характеризующий четвертичные аллювиальные отложения с приуроченными к ним алмазонасными россыпями. В состав этого парастерезиса входят три ассоциации минералов: 1) напоминающих спутники кимберлитовых и (или) лампроитовых алмазов (кальцийсодержащий оливин состава Fe_{92-98} , нестехиометричный натрийсодержащий хромдиопсид, хромистый пироп, пикроильменит, хромсодержащие лейкоксен и магнетит); 2) полигенерационный флоренсит с включениями вероятно глубинных минералов и необычных для условий земной коры твердых растворов, дополняющийся редкими алюмофосфатами и фосфатами; 3) магнетит-стеклофазный композит, магнетит, алюмосиликатная и силикатная стеклофазы, слагающие магнитные сфераулы и имеющие предположительно глубинное происхождение. Полученные результаты приводят к выводу о том, что изученный нами парастерезис включает в себя в последовательности возрастания частоты встречаемости близкие к традиционным, атипичные и нетрадиционные минералы-спутники алмаза, дальнейшее изучение которых может существенно помочь в определении природы коренных источников уральских алмазов.

Литература

1. Рожков И. С. Мезозойские россыпи Среднего и Северного Урала. М.: Металлургиздат, 1945. 148 с.
2. Кухаренко А. А. Алмазы Урала. М.: Гостеолиздат, 1955. 516 с.
3. Трушкова Н. Н., Кухаренко А. А. Атлас минералов россыпей. М.: Госнаучтехиздат, 1961. 435 с.
4. Введенская Н. В. Развитие рельефа и его влияние на образование россыпей алмаза в Красновишерском районе Пермской области // Совещание по геологии алмазных месторождений: тезисы докладов. Пермь, 1968.
5. Шурубор Ю. В., Мусихин Г. Д. К методике использования минералогических данных при поисках алмазоносных отложений // Геология и полезные ископаемые Пермского Прикамья. Пермь: Изд-во Пермского политехнического института, 1973. С. 147—151.
6. Баталов В. Л. Об источниках алмазных россыпей Койво-Вижайского района // Геология и петрография рифея Западного Урала, 1974. Вып. 6.
7. Рыбальченко Ю. А., Рыбальченко Т. М. Минералы-спутники мелких алмазов Красновишерского района // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Труды научных чтений памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 6. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1999. С. 244—247.
8. Еналиева А. Н., Васильева Е. Р., Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П. Морфология, состав и парагенезисы мантйных минералов из аллювиальных россыпей Урала // Минералогия Урала-2003. Т. 1. Миасс: Изд-во ИМин, 2003. С. 122—128.
9. Силаев В. И., Чайковский И. И., Ракин В. И., Филиппов В. Н. Новый тип сингенетических ксеноминеральных включений в алмазе // Доклады РАН, 2004. Т. 394. № 1. С. 96—100.
10. Силаев В. И., Чайковский И. И., Ракин В. И. и др. Алмазы из флюидизатно-эксплозивных брекчий на Среднем Урале. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 114 с.
11. Шурубор Ю. В. Западно-Уральские минералы-индикаторы алмазоносности: неконформистские попытки решения проблемы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Труды научных чтений памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 1. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1999. С. 32—35.
12. Пьянкова С. П. Некоторые минералогические признаки алмазоносности отложений тагагинской свиты Полуодова Кряжа. В сб.: Методы геологических исследований. Тезисы докладов. Пермь, 1984.
13. Пьянкова С. П., Чернышева Е. М., Костарева М. П. и др. Отчет по теме: «Изучение литологии и строения древних россыпей в отложениях среднего девона западного склона Северного Урала с разработкой направлений поисковых работ» (работы проведены в 1982—1985 гг.). Пермь, 1985. ВГФ, УГФ. Р-40-XXVII, XXVIII, XXXIV, XXXV.
14. Пьянкова С. П., Тетерина Е. В., Костарева М. П. О некоторых типах минеральных ассоциаций россыпей Урала. В сб.: VIII совещание по геологии россыпей (связь россыпей с коренными источниками, россыпеобразующие формации щитов и платформ). Тезисы докладов. Киев, 1987.
15. Пьянкова С. П., Колобянин В. Я. Отчет по теме: «Комплексное изучение кор выветривания и кимберлитовых минеральных ассоциаций в связи с поисками россыпей и первоисточников алмазов на западном склоне Северного Урала». Пермь, 2004. Р-40-XXXIII.
16. Соколова О. О. Минералогические критерии поиска месторождений алмазов в

бассейне р. Ценьва (Средний Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Труды научных чтений памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 6. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1999. С. 247—251.

17. Харитонов Т. В. Вероятные изменения вероятных первоисточников уральских алмазов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Труды научных чтений памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 5. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2003. С. 258—264.
18. Харитонов Т. В. Критерии алмазоносности вторичных коллекторов, палеогеография тагагинской свиты и поиски первоисточников уральских алмазов // Минеральное сырье Урала, 2006. № 6. С. 26—34.
19. Граханов С. А., Подчасов В. М. Россыпные месторождения Российской Федерации и их классификация // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее, будущее: Материалы научно-практической конференции. СПб: ВСЕГЕИ, 2004.
20. Осовецкий Б. М., Манакова Н. Н. О пиропсах восточных районов Восточно-Европейской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского: Сборник научных статей. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2002. Вып. 4. С. 43—49.
21. Осовецкий Б. М. К вопросу о стратегии и методике прогнозно-поисковых работ на кимберлиты в восточных районах Восточно-Европейской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Труды научных чтений памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 10. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2007. С. 205—213.
22. Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М.: Госнаучтехиздат, 1961. 318 с.
23. Шурубор Ю. В. Статистическая обработка данных шлихового опробования с целью выявления минералов-спутников алмаза // Советская геология, 1965. № 8.
24. Шурубор Ю. В. Инициативная экспертиза сообщений об открытии магматических источников алмаза на Урале // Отечественная геология, 1998. № 2. С. 42—45.
25. Шурубор Ю. В. Уральский алмазный парадокс // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Труды научных чтений памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 9. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1999. С. 284—301.
26. Шурубор Ю. В. Природа первоисточников уральских алмазов // Уральский геологический журнал, 2001. № 2. С. 133—148.
27. Чайковский И. И. Самородные металлы алмазоносных туфов Полуодова-Колчимского поднятия и их генетическое значение // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Новые результаты и новые перспективы. Т. IV. Сыктывкар: Геопринт, 1999. С. 129—134.
28. Чайковский И. И. Алмазоносные пирокластиты Западного Урала как новая среда минералообразования и ее индикаторные минералы // Минералогия Урала-2003. Том. Общие вопросы минералогии и кристаллографии: Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 117—122.
29. Чайковский И. И. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала // Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2001. 324 с.
30. Чайковский И. И. Алюмофосфаты из алмазоносных месторождений Урало-Тиманской провинции // Записки ВМО, 2003. Ч. 132. № 3. С. 101—109.
31. Чайковский И. И. Индикаторы плазменных процессов в алмазоносных пирокластитах Среднего Урала // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы IV Международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 200—201.

32. Харитонов Т. В. Флоренсит, западная граница ареала в Пермском крае // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Труды научных чтений памяти П. Н. Чирвинского, Вып. 12. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2009. С. 43—48.

33. Задов А. Е., Газеев В. М., Перцев Н. Н. и др. Кальциооливин Ca_2SiO_4 . Старый и новый минеральный вид // Записки РМО, 2008. Ч. 137. № 6. С. 46—57.

34. Stormer J. C. Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973. V. 37. P. 1815—1821.

35. Жуков В. В. Минералогические особенности туффзитов Вольинского месторождения алмазов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Материалы Научных чтений памяти П. Н. Чирвинского. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2001. Вып. 3. С. 77—86.

36. Рыбальченко Т. М., Рыбальченко Ю. А. Характеристика пироксенов из туффзитов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Труды научных чтений памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 2. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1999. С. 103—109.

37. Соболев Н. В., Гневушев М. А., Михайловская Л. Н. и др. Состав включений гранатов и пироксенов в уральских алмазах // Доклады АН СССР, 1971. Т. 198. № 1. С. 190—193.

38. Шеманина Е. И., Богомольская Л. С. Включения в уральских алмазах и вероятный тип их первоисточников // Труды ЦНИГРИ, 1980. Вып. 153. С. 89—95.

39. Хмельков А. М. Особенности состава ильменита из кимберлитов и конвергентных им пород // Геология алмазов — настоящее и будущее. Воронеж, ВГУ, 2005. С. 721—724.

40. Езерский В. А. Ильменит и продукты его замещения из алмазоносных отложений Красновишерского района // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Материалы Научных чтений памяти П. Н. Чирвинского. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2001. Вып. 3. С. 86—93.

41. Mitchell R. H. Kimberlites. Mineralogy, geochemistry and petrology. N Y., London, Plenum Press, 1986. 435 с.

42. Афанасьев В. П., Похиленко Н. П., Логвинова А. М. и др. Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика, 2000. Т. 41. № 12. С. 1729—1741.

43. Соболев В. С., Соболев Н. В. О хроме и хромсодержащих минералах в глубинных ксенолитах уимберлитовых трубок // Геология рудных месторождений, 1967. № 2. С. 18—37.

44. Наумов В. А., Силаев В. И., Чайковский И. И. Золотоносная россыпь на реке Большой Шалдинке на Среднем Урале. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2005. 92 с.

45. Лукьянова Л. И., Шарпенко Л. Н., Лобкова Л. П. Признаки эндогенности алмазоносных объектов Уральско-Тиманского региона // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона: Материалы Всероссийского совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 14—15.

46. Лабунцов А. Н. О кристаллах флоренсита // Труды минералогического музея, 1950. Вып. 2. С. 135—136.

47. Кухаренко А. А. О заметке А. Н. Лабунцова «О кристаллах флоренсита» // Записки ВМО, 1951₂. Ч. 80. № 3.

48. Кухаренко А. А. Койвинит — новый минерал и некоторые другие фосфаты группы флоренсита // Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1951₁.

49. Силаев В. И. Среднеуральская Диамантина: через 178 лет после открытия // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2008. № 1. С. 27—35.

50. Макеев Б. А., Макеев А. Б. Флоренситы Среднего Тимана // Структура и разнообразие минерального мира: Материалы международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 249—252.

51. Геворкян С. В., Петрунина А. А., Поваренных А. С. ИК-спектроскопическое и рентгенометрическое изучение минералов группы крандаллита // Конституция и свойства минералов, 1976. Вып. 12. С. 51—60.

52. Геворкян С. В. Анализ колебаний анионов, активных в ИК-спектрах, и их структурных аналогов // Конституция и свойства минералов, 1978. № 12. С. 54—61.

53. Ширяева Л. Л. Характеристика и классификация минералов с двойными комплексными анионами // Минеральные индивиды, агрегаты, парагенезисы. Сыктывкар, 1996. С. 55—62.

54. Сомина М. И., Булах А. Г. Флоренсит из карбонатитов Восточного Саяна и некоторые вопросы химической конституции крандаллита // Записки ВМО, 1966. Т. 95. № 5. С. 537—550.

55. Силаев В. И., Филиппов В. Н., Сокерин М. Ю. Твердые растворы вуджаузит-сванбергит-флоренсит во вторичных кварцитах // Записки ВМО, 2001. № 1. С. 99—110.

56. Tavora E. Constantes Reticulares da Hartita. Anais da Acad. de Cienc., 1951. V. 23. № 1.

57. Ретина С. А. Фракционирование редких земель в индивидах и минеральных агрегатах // Структура и разнообразие минерального мира: Материалы Международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 126—128.

58. Кухаренко А. А., Булах А. Г., Бакланова К. А. Сульфат-монацит из карбонатитов Кольского полуострова // Записки ВМО, 1961. Ч. 90. № 4. С. 373—381.

59. Харитонов Т. В. Палеогипсометрия такатинского рельефа Западного Урала и следствия этого // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Труды научных чтений памяти П. Н. Чирвинского, Вып. 10. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2007. С. 213—222.

60. Силаев В. И., Петровский В. А., Мартинс М. Новый вклад в минералогию карбонадо // Геология алмаза — настоящее и будущее. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 2005. С. 695—705.

61. Ретина С. А., Юзеева Н. С. Флоренсит в породах зоны межформационного несогласия на Приполярном Урале // Уральский минералогический сборник № 13. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 91—113.

62. Яценко Г. М., Панов Б. С., Белоусова Е. А. и др. Распределение редкоземельных элементов в цирконах из минет Кировоградского блока (Украина) // Доклады РАН, 2000. Т. 370. № 4. С. 524—528.

63. Пономаренко А. И., Спеццус З. В., Любушкин В. А. Циркон из кимберлитов трубки «Мир» // Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. Иркутск: Наука, 1977. С. 156—163.

64. Горшков А. И., Титков С. В., Сивцов А. В., Бершов Л. В. Редкоземельные минералы в карбонадо из акутских алмазных месторождений // Геохимия, 1996. № 6. С. 501—506.

65. Силаев В. И., Петровский В. А., Сухарев А. Е., Филиппов В. Н. Включения твердых растворов на основе циркона в алмазах // Доклады РАН, 2006. Т. 411. № 2. С. 240—245.

66. Кузьмин А. М., Иванкин Г. А., Владимиров Е. В. О природе магнитных шариков из проб-протоколов горных пород // Геология и геофизика, 1970, № 10. С. 136—139.

67. Соболев В. С. Новая опасность дезинформации в результате засорения проб посторонними минералами и техническими продуктами // Записки ВМО, 1979. № 6. С. 691—695.

68. Флоренский К. П., Иванов А. В., Ильин Н. П. и др. Химический состав космических шариков из района Тунгусской катастрофы и некоторые вопросы дифференциации вещества космических тел // Геохимия, 1968. № 10. С. 1163—1173.

69. Горяинов И. Н., Митрошин М. И., Леонова Т. С. и др. «Метеоритный» парагенезис — муассанит + самородное железо + алмаз (?) в траппах северо-запада Сибирской платформы // Доклады АН СССР, 1976. Т. 228. № 2. С. 453—455.

70. Трубкин Н. В., Горшков А. И., Некрасов И. Я. Строение и состав сферических магнитных образований из аллювия Северо-Востока СССР // ДАН СССР, 1983. Т. 269, № 3. С. 712—714.

71. Захарова Е. М. Ферромагнитные сферулы в терригенных отложениях и россыпях // Записки РМО, 1997. Ч. 126. Вып. 3.

72. Ваганов В. И., Иванкин П. Ф., Кропоткин П. Н. и др. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ. М.: Недра, 1985. 200 с.

73. Рычагов С. Н., Главатских С. Ф., Сандимирова Е. И. Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима и минералообразования в современной гидротермальной системе Баранского (о-в Итуруп) // Геология рудных месторождений, 1996. Т. 38, № 1. С. 31—40.

74. Сандимирова Е. И. Микросферулы как индикаторы флюидных (флюидо-магматических) процессов областей современного вулканизма // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 806—809.

75. Малич К. Н., Рудашевский Н. С., Соколова Н. И. Микросферулы из ультрабазитов концентрически-зональных массивов Алданского щита, их генетическое и прикладное значение // Минералогический журнал, 1991. Т. 13, № 4. С. 52—71.

76. Татаринцев В. И., Цымбал С. Н., Гаранин В. К. и др. Закаленные частицы из кимберлитов Якутии // ДАН СССР, 1983. Т. 270, № 5.

77. Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Сошкина Л. Т. Ильменит из кимберлитов. М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 109—114.

78. Маринцев В. К. Природа сфероидных образований в кимберлитах // Следы космических воздействий на Землю. Новосибирск: Наука, 1990. С. 45—58.

79. Новгородова М. И., Гамянин Г. Н., Жданов Ю. Я. и др. Микросферулы алломосиликатных стекол в золотых рудах // Геохимия, 2003. № 1. С. 83—93.

80. Новгородова М. И., Гамянин Г. Н., Жданов Ю. Я. и др. Микросферулы самородного золота, сульфидов и сульфосолей в золотых рудах // Геохимия, 2004. № 2. С. 160—172.

81. Костарева М. П. Морфология и строение магнитных шариков из отложений такаинской свиты. В сб.: Вклад молодых специалистов ПГО «Уралгеология» в расширение минерально-сырьевой базы Урала в пятилетке. Тезисы докладов научно-технической конференции, октябрь 1985 г. Свердловск, 1985.

82. Татаринцев А. В., Яловик Л. И. Микрошлаки в горных породах и рудах Ленского золотоносного района // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Т. II: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 424—426.

83. Бабанин В. Ф., Иванов А. В., Куткин И. А., Седьмов Н. А. Морфология и мессба-

уэровская спектроскопия сильно магнитных сферул из почв Ярославской области // Геохимия, 1987. № 12. С. 1972—1978.

84. Адушкин В. В., Андреев С. Н., Попель С. И. Кавитационный механизм формирования нано- и микрочастиц в недрах Земли // ДАН, 2004. Т. 399, № 1. С. 107—109.

85. Скублов Г. Т., Марин Ю. Б., Семиколенных В. М. и др. Волховиты — новый тип тектитоподобных стекол // Записки РМО, 2007. Ч. 136. № 1. С. 50—68.

86. Щербаков Ю. Г. Геохимическая эволюция Земли и эндогенное рудообразование // Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1975.

87. Щербаков Ю. Г. Геохимическая эволюция и рудные формации // Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976. С. 217—229.

88. Петровский В. А., Силаев В. И., Сухарев А. Е., Шанина С. Н. и др. Флюидные фазы в карбонатах и их генетическая информативность // Геохимия, 2008. № 7. С. 748—765.

89. Головин А. В., Шарыгин В. В., Мальковец В. Г. Эволюция расплава в процессе кристаллизации базанитов трубки Беле // Геология и геофизика, 2000. Т. 41. № 12. С. 1760—1782.

90. Миронова Г. А. Конденсированное состояние вещества от структурных единиц до живой материи. Т. 2. М.: Изд-во Физического факультета МГУ, 2006. 840 с.