

УДК 552.11+552.18

ЭКСПЛОЗИВНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЗЫ АЛМАЗОНОСНЫХ ВИШЕРИТОВ ЗАПАДНОГО УРАЛА

© 2012 г. И. И. Чайковский, О. В. Коротченкова

Горный институт УрО РАН
614007, г. Пермь, ул. Сибирская, 78А
E-mail: ilya@mi-perm.ru

Поступила в редакцию 27.04.2011 г.

Приведена химико-генетическая типизация взрывчатых фаз из алмазоносных интрузивных пирокластитов Западного Урала. Показано, что наиболее низкотемпературными образованиями являются сферулы и шлаковидные частицы Ti-Fe-Mn-системы (1200–1500°C), а также стеклянные сферулы кальцево-силикатной серии (1300–1480°C), связанные с конденсацией образовавшегося при взрыве пара и отжигом расплавных частиц, соответственно. Наиболее высокотемпературными являются фрагменты силикатно-алюмосиликатных (1500–1700°C) и известковых стекол (2100°C), а также осколки корунда с многочисленными кристалломорфными и расплавными включениями (1500–2100°C), которые связаны с прямым плавлением алюмосиликатного субстрата и его дальнейшим рестированием в прицентральной части взрывной камеры. В процессе химического синтеза из паровой фазы происходило образование силицидов железа (1200–1400°C), гафниевых интерметаллидов (1300–1800°C) и силицидов (1600–2500°C). Широкая распространенность этих фаз в алмазоносных вишеритах позволяет использовать их при поиске коренных источников алмаза уральского типа.

Ключевые слова: Западный Урал, интрузивные пирокластиты, взрывчатые процессы, взрывчатые фазы, петрохимия.

ВВЕДЕНИЕ

Первое коренное проявление алмазов в Пермском Приуралье выявлено в 1995 году и приурочено к телам туффзитов “в плотике неоген-четвертичной россыпи алмазов “Рассолинская депрессия” [36]. Петрографический анализ этих алмазоносных образований показал присутствие в различной степени измененного пирокластического материала (от пепловых частиц до лапиллей), наличие флюидальности, микролитового цемента, псевдоморфоз по оливину и лейциту, присутствие новообразованного калиевого полевого шпата, что позволило сопоставить их с высокоглиноземистыми лампроитами миаскитового типа [16, 18, 34, 36]. Наряду с эндогенным в них присутствует ксеногенный материал вмещающих и нижележащих пород (карбонатных, терригенных, редко, магматических) с признаками регенерации и перекристаллизации. Структурно-геологические наблюдения и геологическое картирование позволили показать, что интрузивные пирокластиты слагают секущие по отношению к вмещающей раме жилы, дайки, штокверковые зоны, пластовые залежи и зоны взрывчатой дезинтеграции, реже трубообразные тела, сопровождающиеся экзоконтактовыми изменениями (образование псевдоконгломератов, окремнение, углеродизация, сульфидизация и ожелезнение) [13, 34, 43, 51, 54]. Они характеризуются сложным строением, отражаю-

щим многофазное внедрение эндогенного материала. Наиболее полная структурная, минералогическая, петрографическая и геохимическая характеристика этих пород приведена в обобщающей работе [1]. Ведущая роль в их формировании принадлежит флюидам, отделившимся в результате декомпрессии флюидизированной магмы, и согласно Петрографическому кодексу [30] относятся к флюидолитам. Поскольку фации интрузивных пирокластитов известны как в лампроитовых трубках Австралии, так и в кимберлитах Архангельской области [2], для подчеркивания специфики уральских алмазоносных пород нами используется активно применяемый в литературе термин вишериты [15, 19, 29].

Вишериты установлены геологосъемочными и поисковыми работами, проводимыми ПГГСП “Геокарта”, а затем ЗАО “Пермгеологодобыча” как в Красновишерском, так и в Чердынском, Александровском, Горнозаводском районах Пермского края вдоль западного склона Урала. На семи поисковых участках, где проводилось крупнообъемное опробование коренных пород, было установлено наличие алмазов. На двух из них проведены оценочные работы и подсчитаны промышленные запасы. В 2008 г. Федеральное агентство по недропользованию выдало ЗАО “Пермгеологодобыча” два свидетельства об установлении факта открытия месторождений (Ефимовское и Рыбьяковское) полезных ископаемых, локализованных в туффзитах.

Традиционные минералы-спутники алмаза в вишеритах встречаются редко. В случае присутствия пиропа отмечено его замещение хромовыми тюрингитом, биотитом, феррифенгитом и фенгитом, что отличается от состава келифитовых кайм на гранатах из кимберлитов [52]. Тем не менее, в большинстве минералогических проб из коренных проявлений и месторождений алмазов Пермского края встречены специфические минеральные фазы, предварительно отнесенные к эксплозивным, наличие которых в алмазоносных породах в совокупности с другими признаками можно рассматривать в качестве поискового признака [39]. Они представлены различными металлическими, окисно-металлическими и стекловатыми сферулами, фрагментами шлаковидных частиц, содержащих округлые или скелетные микровключения оксидов, а также карбидами, силицидами, самородными металлами, фосфидами, корундом со следами плавления. Трудность генетической разбраковки этого материала обусловлена малыми размерами (редко до 1–3 мм), отсутствием видимых взаимоотношений с вмещающими породами и минералами, морфологическим и химическим отличием от традиционных геологических объектов.

В ходе тематических работ в Красновишерском районе были выделены две петрохимические группы стекол и шлаков (кальциево-кремнистая и марганцевая) [53], а также связанные с ними минералы, многие из которых отмечались в криптовулканических и импактных структурах, а также в тех комплексах, где предполагалось участие глубинных флюидов. Последующее изучение отобранного в Красновишерском и Александровском районах материала [56] позволили дополнить список эксплозивных фаз твердыми растворами: рутил–корунд, бадделеит–корунд, лопарит–корунд, а также мелилитовыми и муллитовыми стеклами.

В настоящей обобщающей работе приводится петрохимическая характеристика выявленных фаз и обсуждается их возможная природа.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основная часть изученной коллекции представлена материалом, отобранным одним из авторов в 1995–2005 гг., в том числе в рамках поисковых и оценочных работ ФГУП “Геокарта-Пермь”. Во избежание заражения техногенными частицами отбор проб объемом 20–50 л как из рыхлых, так и скальных вишеритов и их обогащение производились вручную, разделение концентратов – в бромформе. Авторами выполнялся также минералогический анализ шлихов и протоколов ЗАО “Пермгеологодобыча” и выделение монофракций интересных фаз. Дальнейшее изучение полученного материала на микрозонде было проведено в институтах геологии Коми НЦ УрО РАН (аналитик В.Н. Филиппов) и геологии и геохро-

нологии докембрия РАН (аналитики: М.Р. Павлов и М.Д. Толкачев). Кроме того, в работе использованы данные В.В. Жукова (ВНИИОкеангеология). Более 300 микрозондовых анализов пересчитаны на реальные и нормативные минералы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

К настоящему времени в вишеритах из коренных месторождений и проявлений Западного Урала помимо разнообразных шлаковидных и стекловатых частиц (рис. 1) диагностировано сорок минеральных видов, предварительно отнесенных к эксплозивным. Большинство из них приходится на силициды, карбиды, фосфида и оксиды. Наибольшей встречаемостью характеризуются самородное железо, вюстит, оксиды титана и марганца, муассанит и корунд (рис. 1).

По химическому и минеральному (стекла и шлаки – по нормативному) составам выявленные фазы подразделяются на серии и группы (рис. 2, табл. 1, 2).

Ti-серия (окисно- и силикатно-титанистая) представлена силикатными, армолколитовыми или ильменитовыми сферулами (до 1 мм), скорлупками, фрагментами шлаковидных частиц черного цвета с металлическим или стеклянным блеском. Силикатные стекла характеризуются неоднородным составом основной массы и нередко содержат скелетные кристаллы хромита, ильменита, армолколита, часто марганцовистых, а также сферические включения хромита, иоцита и самородного железа. По реальному и нормативному минеральному составу серия разделена на семь групп промежуточного состава, от силикатных до оксидных: шорломитовую, ильменит-плагиоклазовую, титанитовую, ильменит-кварцевую, ильменит-титанитовую, ильменитовую и армолколитовую. Преобладает стекло ильменит-кварцевого состава, где в качестве включений содержатся все остальные фазы, в том числе железистой и марганцовистой серий.

Fe-серия (самородно-окисно-силикатно-железистая) представлена почти исключительно сферулами черного и серого цвета с металлическим, реже, стеклянным блеском. Они могут иметь гладкую или рельефную поверхность, осложненную тонкой пленкой скелетных кристаллов, бывают как полыми, так и сплошными и иногда состоят из нескольких фаз. Часто встречаются зональные сферулы с вюститовой каймой и ядром из самородного железа. Более редкими являются индивиды существенно ванадиевого состава [53]. Они содержат примесь (в мас. %): Si (0–10.9), Ti (0–4.1), Cr (3.8–12.8), Mn (0.5–20.9), Fe (0.8–53.3), Cu (0–11.0), причем ядро обогащено V и Ti, а краевые части – Cr, Mn и Fe. По составу серия разделена на шесть групп, от силикатно-оксидной к оксидным и самородным: глиноземистого ферроавгита, фаялит-

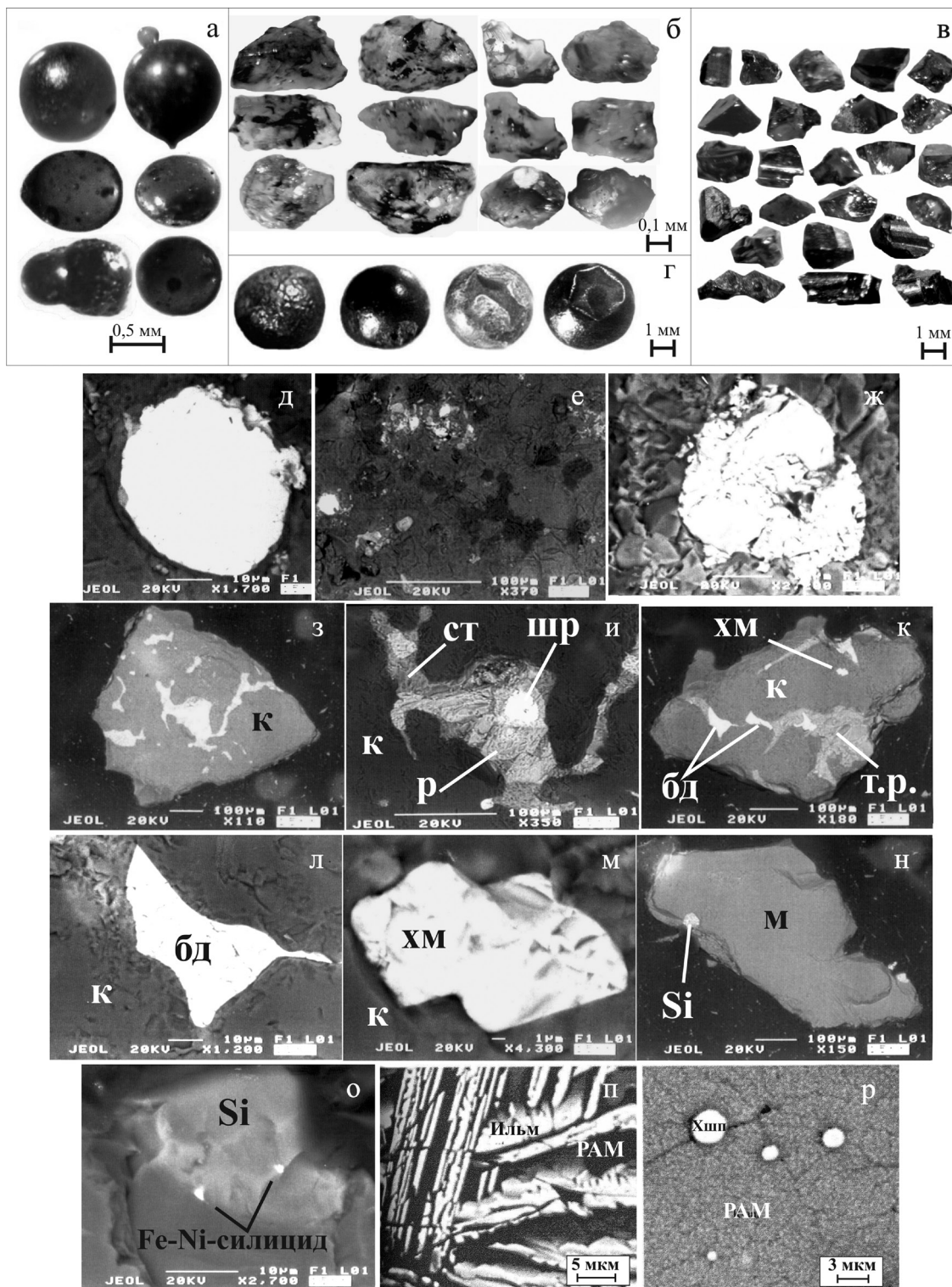


Рис. 1. Морфология взрывных фаз из вишеритов (а–г) и включения в них (д–р).

а – частицы мелилитовых стекол; б – осколки корунда дымчатого, розового и голубого цвета; в – зерна муассанита; г – вюститовые сферулы; д – каплевидное выделение самородного железа с обособлениями серого хамрабаевита вдоль его границы в мелилитовом стекле; е – выделения шпинели (черные) и железа (белые) в мелилитовом стекле; ж – шрейберзит (шр) в дымчатом корунде; з, и – общий вид и детали строения включений в дымчатом корунде: шрейберзита (шр), глиноземистого рутила (р) и муллитового стекла (ст); к–м – дымчатый корунд (к) с включением бадделита (бд) в твердом растворе оксидов Zr-Ti-Al (т.р.) и зерном хамрабаевита (хм); н, о – зерно муассанита (м) с включением самородного кремния (Si), в котором включены Fe-Ni-силициды; п, р – манганийменитовые обособления и включения хромшпинели в ильменит-кварцевой сферуле (ильм – ильменит, хшп – хромшпинелид, рам – рентгеноаморфная масса)

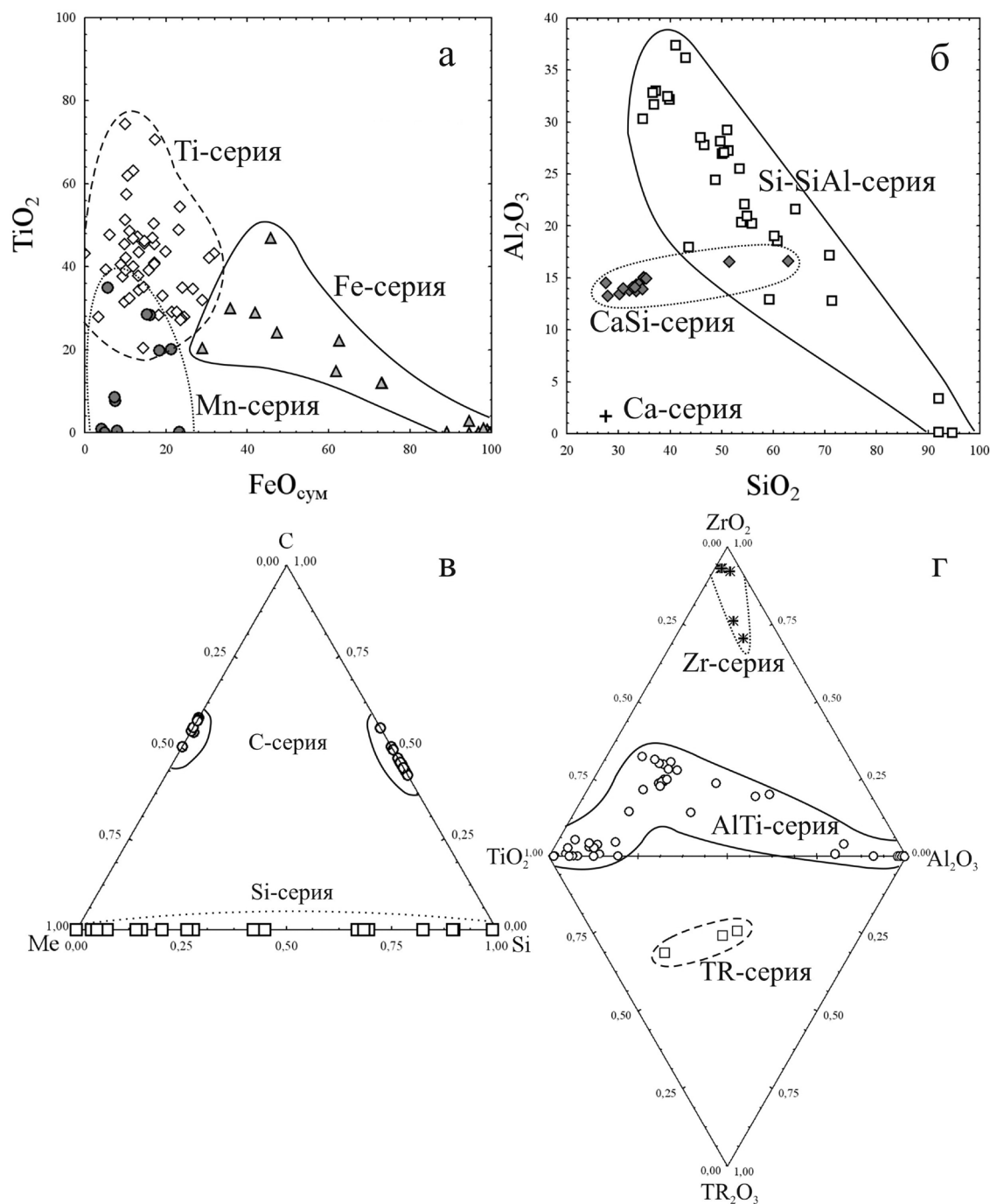


Рис. 2. Содержание преобладающих петрогенных оксидов в взрывчатых минеральных фазах различных серий.

ильменитовую, вюстит-ильменитовую, вюстито-вую, самородного железа и самородного ванадия.

Мп-серия (оксидно- и силикатно-марганцовистая) представлена кремнийсодержащими шлаковидными частицами желтого, зелено-бурого и буровато-черного цвета пироксмангитового, манганийменитового и манганийменит-кварцевого состава, а также скелетными кристаллами манганохромита. Последние выделены в рентгеноаморфной массе шорломитового состава [8].

Si-SiAl-серия (силикатная и алюмосиликатная) встречается преимущественно в виде стекловатых разноокрашенных частиц, состоящих в основном из кремнезема и глинозема, содержания которых находятся в обратной зависимости (рис. 2б). В основном это – остроугольные осколки; и лишь стекла пироп-альмандиновой группы образуют сферулы, а энстатит-муллит-анортитовой – округлые и заливообразные включения в корунде.

Таблица 1. Химический состав взрывчатых минеральных фаз из вишеритов

Серия*	Группа**	Содержание оксидов, мас. %										
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO _{сум}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
Ti-серия (окислительно-железистая)	шорломитовая	25.7–29.1	20.5–31.5	3.5–6.75	0	3.34–14.4	4.95–11	0–9.85	11.3–22.2	0–4.26	0–1.21	
	ильменит-платиноклазовая	27.80	26.61	5.22	0	9.16	7.29	5.36	15.25	1.42	0.46	
	титанитовая	20.77–23.34	27.13–29.15	6.05–6.7	0.44–0.58	18.15–24.45	11.41–12.66	0–0.36	3.4–4.06	3.37–5.12	0.74–0.96	
	титанитовая	21.84	28.16	6.41	0.50	22.33	12.07	0.13	3.63	4.22	0.86	
	ильменит-кварцевая	18.3–23.4	37.62–39.24	2.26–2.63	0–0.14	5.16–9.37	5.36–13.8	0.69–0.92	17.4–17.5	0–1.87	0–3.89	
Fe-серия (самородно-окислительно-железистая)	ильменит-кварцевая	20.88	38.43	2.44	0.07	7.27	9.56	0.81	17.41	0.93	1.94	
	ильменит-титанитовая	10.54–24.06	31.98–57.39	0–8	0–1.13	0–31.85	7.63–15.62	0–8.47	0–11.73	0–2.29	0–3.96	
	ильменит-титанитовая	16.22	40.37	3.24	0.25	17.35	11.61	2.30	5.35	0.66	0.74	
	ильменитовая	11.09–20.82	37.79–51.23	0–4.34	0–0.85	8.96–17.19	6.81–14.31	1.93–3.49	8.08–12.63	0–2.2	0–2.29	
	ильменитовая	15.58	43.64	1.61	0.26	12.42	11.47	2.60	9.53	0.81	0.77	
Mn-серия (марганцовистая)	ильменитовая	0.17–5.19	61.91–70.66	0.99–1.4	4.62–17.29	10.61–17.24	0.01–0.25	0.4–4.62	0.95–10.3	0.00	0.00	
	армоколитовая	1.99	65.24	1.14	12.65	13.27	0.12	2.78	6.28	0.00	0.00	
	глиноземистого ферроалгита	0.23	74.38	0.81	0	9.92	7.46	6.37	0.68	0.00	0.13	
	фаялит-ильменитовая	43.55–59.22	0.42–1.58	12.97–18.01	0.00	25.48–34.95	0.04–0.08	0.41–0.53	1.23–1.3	0.00	0–0.15	
	фаялит-ильменитовая	51.38	1.00	15.49	0.00	30.22	0.06	0.47	1.27	0.00	0.07	
Ca-Si-серия (кальций-силикатная)	фаялит-ильменитовая	9.94–25.41	14.88–29.93	0–7.67	0–0.58	28.94–61.73	0–12.83	0–1.37	3.22–16.02	0–1.06	0	
	вюстит-ильменитовая	14.65	22.36	3.48	0.26	43.42	5.69	0.76	7.31	0.41	0	
	вюстит-ильменитовая	0.2–7.11	12–46.91	0–1.2	0–0.69	41.86–73.07	2.92–14.73	0.6–1.62	0–4.87	0–1.06	0–0.03	
	вюститовая	3.71	24.43	0.42	0.14	59.26	6.08	1.15	2.36	0.21	0.01	
	вюститовая	0–3.96	0–2.82	0–9.93	0–0.08	88.98–100.19	0–0.59	0–0.36	0–0.91	0–0.49	0–0.04	
Si-SiAl-серия (силикатная и алюмосиликатная)	пироксмангитовая	39.16–47.68	0.06–0.95	0.53–4.62	0.11–0.66	4.11–23.25	32.99–45.55	0.21–0.55	0.08–0.66	0–0.98	0.08–0.18	
	манганильменитовая	43.57	0.41	2.17	0.19	10.05	42.29	0.19	0.38	0.44	0.06	
	манганильменитовая	0.29–7.16	46.91–54.4	0–2.39	0–0.7	16.77–23.44	6.98–17.14	2.16–4.66	0.95–10.3	0–0.79	0–1.16	
	манганильменитовая	4.55	50.14	1.30	0.29	20.09	13.03	3.48	6.28	0.20	0.49	
	манганильменит-кварцевая	17.44–21.95	19.76–35	0–8.26	0–1.32	5.67–21.33	19.54–28.87	1.46–7.06	0.51–6.89	0–2.38	0–1.55	
Ca-Si-серия (кальций-силикатная)	манганохромитовая	20.19	26.36	3.26	0.73	15.35	23.69	2.78	3.16	1.70	0.47	
	манганохромитовая	0.29–0.9	7.6–8.6	1.18–1.3	57.73–63.79	7.29–7.5	19.25–21.57	0	0.97–4.41	0	0	
	манганохромитовая	0.60	8.10	1.24	60.76	7.40	20.41	0	2.69	0	0	
	кристобалитовая	92–94.67	0–0.32	0.13–3.42	0	0–3.15	0–0.01	0–0.13	0–5.11	0	0.23–2.72	
	полевощпат-кристобалитовая	92.89	0.11	1.24	0	1.06	0	0.04	2.85	0	1.49	
Si-SiAl-серия (силикатная и алюмосиликатная)	полевощпат-кристобалитовая	50.06–71.36	0–4.67	12.85–26.99	0–0.01	0.67–5.02	0	0.04–3.81	0–7.89	0–3.56	4.73–14.55	
	полевощпат-кристобалитовая	61.06	1.53	19.95	0	2.23	0.01	1.70	2.41	0.56	7.61	
	пироксен-полевощпатовая	53.75–60.17	0–1	19.09–20.98	0	3.86–6.05	0	3.98–7.63	0–0.56	0–3.64	6.75–8.31	
	пироксен-полевощпатовая	56.25	0.44	20.16	0	4.85	0	5.92	0.33	1.21	7.51	
	энстатит-муллит-анортитовое стекло	45.88–53.43	1.46–5.16	24.49–29.26	0	0–0.91	0–0.41	4.14–9.34	5.42–12.12	0	0.93–3.85	
Ca-Si-серия (кальций-силикатная)	анортитовое стекло	49.60	2.79	27.28	0	0.11	0.05	6.54	8.80	0	1.86	
	пироп-альмандиновая	34.68–42.93	0–1.34	30.32–37.44	0	10.49–27.28	0.00	3.69–7.55	0–2.18	1.95–2.84	0–0.26	
	пироп-альмандиновая	38.56	0.55	33.30	0	18.65	0.00	5.86	0.70	2.35	0.03	
	мелилитовая	27.62–35.39	3.14–10.53	13.27–15.07	0–0.03	0–1.14	0.38–0.78	7.4–12.23	32.57–35.09	0–0.55	0–0.78	
	мелилитовая	32.55	6.24	14.18	0	0.62	0.59	9.69	34.13	0.04	0.53	
Ca-серия (известково-силикатная)	гроссулар-кварцевая	51.46–62.85	0–7.44	16.55–16.59	0	0.72–0.75	0	0.71–1.51	12.54–18.08	0	4.21–7.53	
	кальцооливиновая	57.16	3.72	16.57	0	0.74	0	1.11	15.31	0	5.87	
	кальцооливиновая	27.62	7.85	1.70	0	0	5.56	0	48.53	2.56	0	

Примечание. * – по преобладающему оксиду, ** – нормативному составу.

CaSi-серия (кальциево-силикатная) представлена стекловатыми шариками и каплевидными обособлениями темно-коричневого, желто-коричневого и голубоватого цвета. Серия разделена на две группы: гроссуляр-кварцевую и мелилитовую. Последние содержат округлые газовые пузырьки и тонкие включения самородного железа, шпинели, карбида титана и ванадия (хамрабаевит). От голубых к дымчато-коричневым и далее к дымчато-желтым разностям с ростом SiO_2 и Al_2O_3 уменьшается количество TiO_2 и MgO . При этом постепенно возрастает содержание нормативных акерманита, анортита, перовскита и убывает – геленита и периклаза.

Са-серия (известковистая) встречается редко и представлена темно-бурым стеклом каплевидной формы. К ней отнесена только одна группа (кальциооливиновая), характеризующаяся существенным преобладанием извести над кремнеземом.

AlTi-серия (корунд-рутиловая) представлена осколками зерен корунда и многочисленными включениями в нем. Чаще всего встречаются дымчатые, реже – голубые и розовые зерна. Для каждой цветовой разности типичен свой набор включений (табл. 3).

Серия может быть разбита на 7 групп: собственно корундовую, кальций-титанистого корунда, бадделеит-корунд-рутиловую, корунд-ильменит-рутиловую, хромисто-глиноземистого рутила, глиноземистого рутила и рутиловую.

Zr-серия (циркониевая) представлена кристалломорфными включениями в заливообразных обособлениях твердого раствора $\text{ZrO}_2\text{-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$, встреченными в дымчатом и голубом корундах (бадделеит-корунд-рутиловая группа). Она характеризуется преобладанием двуокиси циркония (54–91 мас. %). Содержание других компонентов невелико (Al_2O_3 – 2–15; SiO_2 – 2–11; TiO_2 – 3–8; CaO – 0–8 мас. %) и их количество находится в обратной зависимости от содержания ZrO_2 . Анализы данной фазы могут быть пересчитаны на бадделеит (42.5–86.7), циркон (0–22.5), перовскит (0–18.4), корунд (0.9–10.8), рутил (0–9.0) и оливин (0–4.3) (все в мол. %). Одновременно с ростом содержания нормативного бадделеита убывает количество других примесей.

TR-серия (редкоземельная) представлена корунд-рутил-лопаритовой группой и зафиксирована в виде субидиоморфных выделений в корунде дымчатого цвета. Кроме TiO_2 и Al_2O_3 , содержит редкие земли и металлы (все в мас. %): TR_2O_3 – 18–23, Nb_2O_5 – 7–8, щелочноземельные: CaO – 3–4, SrO – 0–3 и щелочные элементы: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ = 9–12. Анализы этой фазы могут быть пересчитаны на лопарит $(\text{TR}, \text{Sr}, \text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_2(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Th})_2\text{O}_6$ – 44–55, рутил – 4–44, корунд – 11–38 и коэсит – 3–4 (в мол. %).

С-серия (карбидная) представлена соединениями металлов с углеродом. Выделены две группы:

муассанитовая и хамрабаевитовая (рис. 2в).

Муассанит в вишеритах является весьма распространенным минералом и встречается в виде осколков и ксеноморфных зерен. Некоторые из них имеют “оплывшую” поверхность с каплевидными выступами и ямками. Реже фиксируются от одной до нескольких граней. Цвет варьирует от бесцветного и бледно-зеленого до темно- и оливково-зеленого, от бледно-голубого до сине-черного. Включения в муассаните относительно редки. Среди них наиболее часто отмечается самородный кремний. Внутри муассанита выявлены фазы, обогащенные барием (14–16 мас. %), а также силициды, отвечающие формулам MeSi_2 и MeSi_5 , в которых преобладает железо, в подчиненном количестве присутствует Ni, V, Al, Ca. В качестве единичного включения обнаружен силикат, близкий к андрадиту, характеризующийся повышенным содержанием кремния ($\text{Ca}_{2.93}\text{Fe}_{1.76}[\text{Si}_{3.66}\text{O}_{12}]$).

Хамрабаевит зафиксирован в виде включений в корунде, мелилитовом стекле, а его ванадиевая разновидность – в виде каймы на сферуле самородного ванадия.

Si-серия (силицидная) представлена отдельными субидиоморфными зернами (ферсилицид, фердисицид, Pd_3Si) и каплевидными включениями в корунде и муассаните (Me_5Si , Me_3Si , MeSi , MeSi_2 , MeSi_5). Большинство из них не известны в качестве минералов.

P-серия (фосфидная) – включения шрейберзита, перриита и Me_{10}P в дымчатом корунде, иногда в совместных агрегатах с самородным железом и силицидом $(\text{Fe}, \text{Ti})\text{Si}$.

Hf-серия (растворы гафния с железом) включает зерна, отвечающие по составу промежуточным членам твердого раствора гафния с железом (Fe_3Hf_2 и FeHf_2).

Наиболее вероятные температуры образования для различных химических групп (рис. 3) определены с помощью диаграмм плавкости.

Вариации составов железистой и титанистой серий определяются наличием ильменитового и вюститового минимумов на диаграмме $\text{FeO-TiO}_2\text{-MnO}$ (рис. 3а). Наиболее высокотемпературными являются три расплава, в которых соотношение $\text{FeO} : \text{TiO}_2 : \text{MnO}$ (в мас. %) составляло 60 : 30 : 10, 40 : 45 : 15 и 10 : 80 : 10. Стекловатые фазы марганцовистой серии (рис. 3б) эволюционируют в направлении температурного минимума из двух областей FeO – 60, MnO – 40 мас. % и SiO_2 – 50, MnO – 50 мас. %. В процессе остывания составы пироксмангитовой группы обогащаются железом, а манганильменитовой и манганильменит-кварцевой – кремнеземом.

Сонахождение минеральных фаз титанистой, марганцовистой и железистой серий, а также наличие совместных агрегатов позволяют предполагать, что они представляют собой производные едино-

Таблица 2. Химический состав корундов и включений в нем

Группа*		Содержание оксидов, мас. %													
Корунд-рутиловая подсерия															
Корундовая	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO								
	0.00 0.00	0-2.28 1.15	92.24-99.6 98.12	0-1.86 0.34	0-0.85 0.04	0-0.92 0.04	0-6.43 0.31								
кальций-титанистого корунда	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{сум}	MnO	MgO	CaO	ZrO ₂	Ce ₂ O ₃	Sc ₂ O ₃					
	0.77-8.68 3.54	8.12-16.3 12.60	66.58-80.46 72.24	0-4.75 2.82	0-3.53 1.35	3.49-4.06 3.77	2.56-7.12 5.27	0-3.35 1.34	0-1.55 0.52	0-0.3 0.10					
бадделейт-корунд-рутиловая	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{сум}	MnO	MgO	CaO	ZrO ₂	ThO ₂	Sc ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Y ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	
	0-3.54 1.58	24.22-68.1 47.98	8.18-44.53 20.14	0-12.19 1.70	0-1.17 0.18	0-3.3 0.92	0-11.76 2.49	14.07-28.62 22.85	0-1.09 0.06	0-1.52 0.94	0-0.75 0.08	0-3.95 0.79	0-1.54 0.14	0-1.29 0.07	
корунд-ильменит-рутиловая	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO _{сум}	MnO	MgO	CaO	ZrO ₂	Sc ₂ O ₃					
	2.67-8.63 5.79	40.58-64.34 53.11	7.52-24.88 13.49	0-0.63 0.16	10.43-31.85 16.37	0-3.23 1.27	0-3.22 1.32	1.36-7.2 3.70	0.33-10.76 4.39	0-0.91 0.39					
хромисто-глиноземистого рутила	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO _{сум}	CaO	V ₂ O ₅								
	0-0.8 0.36	75.05-87.12 82.84	6.23-17.94 10.93	2.6-6.17 4.60	0-1.33 0.33	0-0.33 0.80	0-1.42 0.68								
глиноземистого рутила	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{сум}	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	ZrO ₂	V ₂ O ₅					
	0-4.88 1.26	75.3-87.2 84.83	3.7-11.27 7.50	0-5.64 1.00	0-0.89 0.19	0-2.86 1.09	0-4.04 0.93	0-0.86 0.12	0.74-5.13 2.93	0-1.01 0.14					
рутиловая	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO												
	93.25-97.02 95.20	1.33-5.66 2.85	1.06-3.13 1.94												
циркониевая подсерия															
корунд-рутил-бадделейт-рутиловая	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	ZrO ₂	SO ₃	Sc ₂ O ₃	HfO ₂						
	1.25-10.93 6.03	2.98-8.33 5.91	1.5-14.92 6.77	0-2.34 1.26	0-7.78 3.32	54.42-90.76 76.19	0-1.42 0.28	0-0.41 0.15	0-2.52 0.50						
Редкоземельная подсерия															
корунд-рутил-лопаритовая	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ThO ₂	Ce ₂ O ₃	SrO	La ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅			
	0.77-1.37 1.00	27.3-37.88 31.80	12.32-31.3 23.94	3.02-4.06 3.45	2.83-9.03 4.92	0-8.85 5.49	0-1.04 0.35	10.18-13.66 11.72	0-3.36 1.12	5.68-6.55 6.15	2.52-2.78 2.63	6.8-7.93 7.37			

Примечание * – по нормативному составу

Таблица 3. Видовой состав включений в корундах разного цвета

Цвет	Включения					
	простые	силициды и карбиды	сульфиды и фосфиды	оксиды	оксидные твердые растворы	силикаты и стекла
Дымчатый	Fe	MeSi, Me ₃ Si, Me ₅ Si, хамрабаевит	Me ₁₀ P, шрейберзит, перриит	рутил, Al-рутил, Ca-Ti- корунд, бадделеит	ZrO ₂ -TiO ₂ -Al ₂ O ₃ , TiO ₂ -Al ₂ O ₃ -TR ₂ O ₃	анортит-энстатит- муллитовое стекло
Голубой			пирротин	Al-рутил, Ti-корунд, перовскит	TiO ₂ -Al ₂ O ₃ -FeO, ZrO ₂ -TiO ₂ -Al ₂ O ₃ , ZrO ₂ -TiO ₂ -Al ₂ O ₃ -FeO	
Розовый	(Ga,Cr,Fe)			Al-Cr-рутил	TiO ₂ -Al ₂ O ₃ -SiO ₂	альбит

го “ильменит-кварцевого” расплава титан-железо-марганцевой системы. Результатом ее ликвации стала дифференциация на несколько силикатных и оксидных расплавов, а процессы фракционирования привели к обособлению скелетных кристаллов армоколита, манганильменита, манганхромита, самородного железа и других фаз. Минеральные образования **Ti-Fe-Mn-системы являются наиболее распространенными** и установлены практически на всех проявлениях вишеритов как на Среднем, так и на Северном Урале.

Si-SiAl-серия неоднородна и автономна от производных кальциево-силикатной и известковистой серий (рис. 3в, г). В отличие от образований Fe-Ti-Mn-системы, являющихся характерными для всех проявлений и месторождений, силикатные и алюмосиликатные стекла являются типичными эндемиками. Составы большинства из них, кроме энстатит-муллит-анортитового, близки к вмещающему субстрату [53].

Фигуративные точки включений в корунде локализованы вдоль линий температурных минимумов, протягивающихся от вершин диаграммы к наиболее низкотемпературной центральной области: ZrO₂ – 27, TiO₂ – 53, Al₂O₃ – 20 мас. % (рис. 3д). Наиболее легкоплавкими оказались твердые растворы бадделеит-корунд-рутила, чаще всего образующие расплавные включения заливообразной и каплевидной формы. Самая высокотемпературная фаза существенно бадделеитового состава представлена кристалломорфными выделениями, свидетельствующими о ее ранней кристаллизации. Иногда в корунде встречаются однофазные субдимерморфные включения, однако чаще они имеют каплевидную и прожилковую форму, характерную для эмульсионных структур. Внутри соподчиненных обособлений зафиксированы как субдимерморфные выделения, так и округлые, что позволяет предполагать одновременное присутствие двух, трех и даже четырех несмешивающихся расплавов (корундовый-самородное железо, корундовый-рутиловый, корундовый-силикатный-силицидный, корундовый-силикатный-ZrO₂-TiO₂-Al₂O₃-бадделеитовый).

Наиболее часто в качестве расплавных включений в корунде зафиксированы муллитовое стекло,

оксид титана и раствор корунда-рутила-бадделеита. Локализация минеральных фаз AlTi-, Zr- и TR-серий в пределах зерен корунда позволяет объединить их в одну Al-Ti-Zr-TR-систему (рис. 2г). Осколки корунда дымчатого, розового и голубого цвета являются распространенными и установлены в большинстве проявлений вишеритов как на Среднем, так и на Северном Урале.

По температуре формирования, определенной как на фазовых диаграммах, так и заимствованной из справочных материалов [22, 23], исследованные фазы могут быть ранжированы в следующий ряд (°C): Si-серия (1210, 1405), система Ti-Fe-Mn (1200–1500), CaSi-серия (1300–1480), Hf-серия (1300–1800), Si-SiAl-серия (1500–1700), Ca-серия (2100), система Al-Ti-Zr-TR (1500–2100), C-серия (1600–2500).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ранее было показано [55], что высокая насыщенность интрузивных пирокластитов (вишеритов) ксеногенной составляющей, структурные индикаторы дробления (планарные дефекты в зернах ксеногенного кварца, обкалывание и растаскивание ксенолитов), флюидизация материала вмещающей рамы и отсутствие собственно магматических пород свидетельствуют об эксплозивном (вулканическом) типе извержения. Коэффициент эксплозивности, выражающий в процентах содержание пирокластического материала по отношению к общей массе продуктов извержения, равен 100. Подобные образования, внедряющиеся в виде газопепловой взвеси, отнесены П. Харрисом и У. Кеннеди [49] к особой диатремовой ассоциации, отличающейся от абиссальной и вулканической большим содержанием воды. О высокой водонасыщенности исходного расплава алмазоносных вишеритов свидетельствует более высокая степень гидролизного изменения пирокластики (до смешанослойного иллит-монтмориллонита, гидрослюда, иллита, каолинита), превышающая таковую в кимберлитах, где магматогенный материал гидролизован до серпентина, хлорита и сапонита [2, 3].

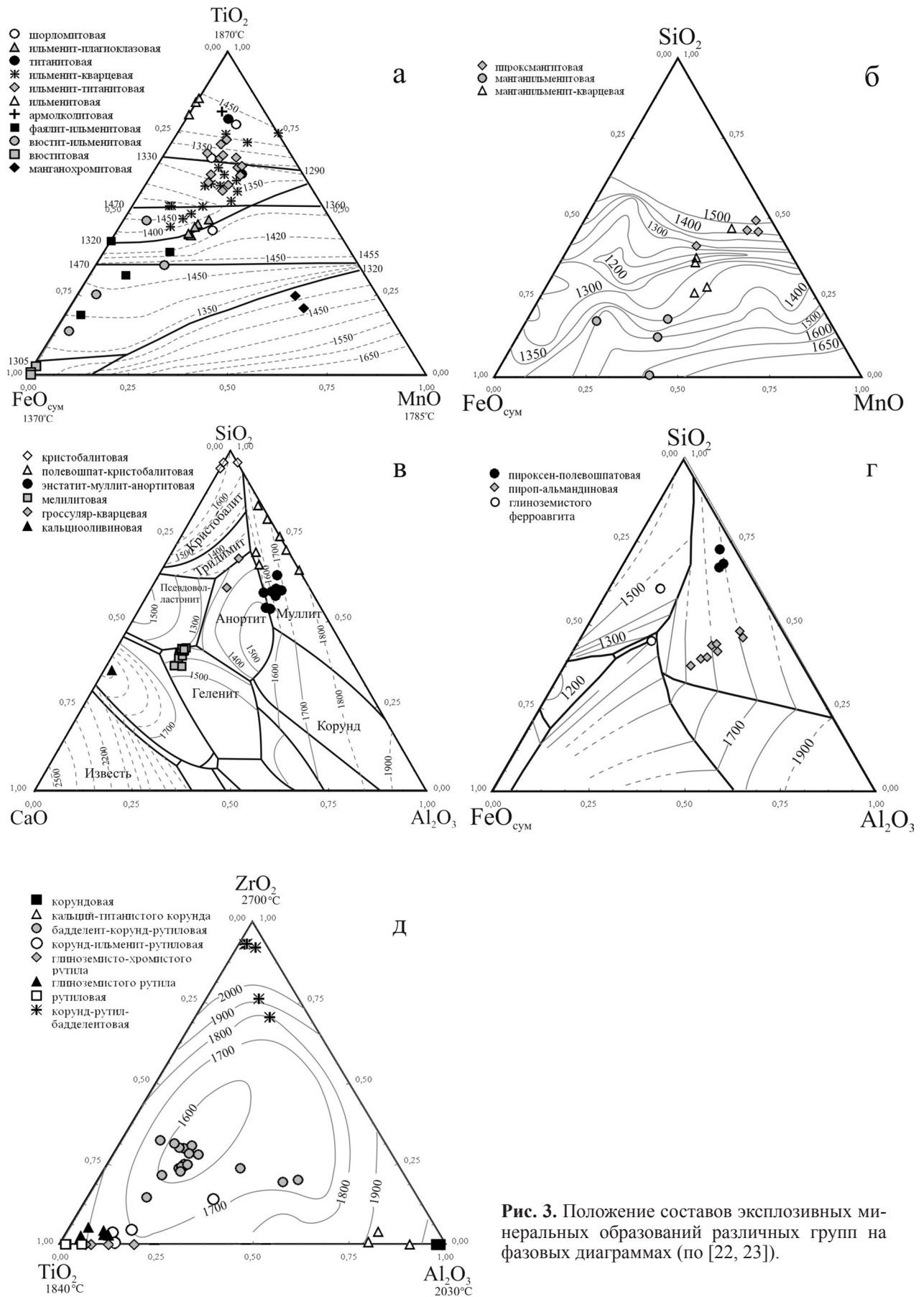


Рис. 3. Положение составов взрывчатых минеральных образований различных групп на фазовых диаграммах (по [22, 23]).

Использование фазовых диаграмм показало не только экзотичный состав изученных объектов, нестехиометричность состава, широкое проявление изоморфизма и наличие твердых растворов, свидетельствующих о быстрой закалке, но и аномально высокие температуры формирования (1300–2100°C), превышающие таковые базальтовых и ультрамафитовых расплавов. В них установлен также и необычный “лунно-метеоритный” набор минералов (железо, карбиды, силициды, фосфиды) [24].

Пристальный интерес к расплавленным сферам обозначился в 1957 году, когда в пробах почвы, привезенных Л.А. Куликом с места Тунгусской катастрофы, были обнаружены железные частицы с примесью никеля и кобальта, а также силикатные и магнитные шарики диаметром в сотые доли миллиметра. К тому времени они уже связывались с поступлением из космоса. Г.Г. Петтерсон [65] рассчитал, что масса ежегодно выпадающей на Землю метеоритной пыли составляет около 5 миллионов тонн. Исследование метеоритного материала позволило открыть много минералов неизвестных на Земле. Однако они оказались не такими уж и космическими. Так иоцит (вюстит) был установлен в земных базальтах и трахитах через год (1957) после его открытия в метеорите. Муассанит после его открытия Ф.А. Муассаном (1893) в Аризонском метеорите был выявлен в кимберлитовых трубках [3], а затем и в самых разнообразных магматических и метаморфических комплексах. Самородный алюминий встречен одновременно (1979) и в лунном реголите, и в кварцевых жилах [25, 26]. “Лунный” армоколлит (1970) установлен в импактных структурах и кимберлитах (1980). Схожий с метеоритными минералами карбид – хамрабаевит – был открыт в щелочно-базальтовых трубках раньше (1985) чем установлен в лунном материале. Рост числа находок “экзотических” самородных металлов в земных объектах, в том числе гидротермальных, где они ассоциируют с металлическими и алюмосиликатными сферами, обусловил необходимость проведения в Якутске в 80-х гг. нескольких специализированных конференций “Самородное минералообразование в магматическом процессе”. В настоящее время эти минеральные образования являются объектом исследования различных специалистов, изучающих метеориты, лунный грунт, астроблемы, трубки взрыва, магматические комплексы и рудные месторождения.

Анализ публикаций показывает устойчивый интерес к этим образованиям, несмотря на периодический выход статей [4, 14, 41], в которых доказывается возможность образования силикатных и магнитных шариков при дроблении проб на щековых дробилках, а также техногенном засорении.

Обзор опубликованного материала [5–7, 11, 12, 20, 21, 26, 28, 31, 33, 37, 38, 40, 42, 44, 47, 50, 57, 58] с описанием находок силикатных и металличе-

ских сферул, шлаков и карбидов в земных эндогенных и экзогенных комплексах показывает, что единства взглядов на их происхождение нет (табл. 4). Несмотря на различные варианты интерпретации природы изученных фаз, в этих работах можно проследить три ключевых момента. Во-первых, это каплевидная форма и фрагменты пористых шлаков, объясняемые как результат кристаллизации (газонасыщенного) расплава. Во-вторых, присутствие большого числа самородных фаз, отражающее восстановительные условия. В-третьих, образование части минералов связывается с конденсацией пара, отделавшегося от магматического расплава или очага.

Однако наиболее близко к пониманию природы подобных фаз подошли не специалисты, изучающие магматические комплексы и рудные проявления, а исследователи астроблем на Земле и поверхности Луны, объектами изучения которых являются те же сферулы и самородные фазы [10, 17, 24, 32, 40, 45, 46, 48, 59–64, 66, 67]. Анализ публикаций позволил проследить следующие, уже устоявшиеся представления о природе импактных образований.

1. Причиной формирования импактных фаз считается преобразование кинетической энергии движущегося метеорита в механическую (и тепловую) и возникновение ударной волны сжатия при ударе о Землю (Луну). В центре метеоритного кратера возникают зоны испарения, затем плавления вещества и на периферии – дробления пород. Расширение пара создает взрывной эффект. Часть продуктов дробления, плавления и испарения горных пород мишени (и ударника) выбрасывается ударной волной за пределы астроблемы.

2. К продуктам импактогенеза относят следующие образования.

Импактные стекла неправильной формы связываются с порциями расплава, сохранившимися в импактных структурах. Они установлены в кратерах Ауеллул (Мавритания), Дарвин (Тасмания), Жаманшин (Казахстан), Эльгыгытгын (Чукотка), Кара (Урал). К ним же относится Ливийское стекло (Египет), источник которого пока не выявлен.

Тектиты – выброшенные из кратера ударной волной и застывшие в воздухе порции расплава, имеющие специфическую обтекаемую форму. На поверхности Земли они рассеяны в виде полей: в центральной Европе – молдавиты, Кот-д’Ивуар – айвориты, австрало-азиатский регион (Филиппины, Индонезия, Вьетнам, Таиланд, Камбоджа, Лаос, Тибет, южный Китай и Австралия) – индошиниты и австралиты, Северная Америка – бедизиты и джорджианиты. Для некоторых тектитов известны материнские импактные кратеры: Жаманшин в Казахстане (иргизиты), Рис в Европе (молдавиты).

Микротектиты представлены каплевидными стеклянными частицами размером менее 1 мм. Они обнаружены в морских отложениях, примыка-

Таблица 4. Предполагаемые механизмы формирования сферул и самородных металлов в эндогенных и экзогенных комплексах

Вмещающие комплексы	Минеральные фазы	Предполагаемый механизм	Авторы
Гранитоиды Андезиты и риолиты Южного Сихотэ-Алиня Кислые вулканы Якут-горы (Приморье) Кимберлиты Якутии	муассанит и самородное железо самородное железо, магнетит, ильменит, силикатные фазы силикатно-железистые хондры магнитные и силикатные сферулы, шлаковидные частицы с микролитами оксидов железо, вюстит, медь, силикатное стекло, ульвошинель, ильменит и армоколлит, силикатно-оксидно-железные сферулы	кристаллизация из гранитного расплава при газовой-паровой экстракции рудных металлов из ультра- и основных мантийных расплавов металлизация силикатного расплава под влиянием восстановленных газов декомпрессия и вспенивание на гигабарических глубинах наиболее дифференцированных (и богатых Na, K, Mn) порций остаточного расплава	[44] [47] [28, 58] [6, 42, 50]
Альпийские ультрамафиты Корякского нагорья, концентрически-зональные ультрамафиты Алданского щита Концентрически- зональные ультрамафиты Нижнетагильского массива Эруптивные структуры Уфимского плато	металлические и силикатно-оксидные микросферулы стекла, шлаки, сферулы и корочки (магнезиоферрит+вюстит), муассанит, рубин, самородные Fe, Cr, Cu, Pb и Sn. самородные металлы, сульфиды, карбиды, силициды, полиморфы углерода, оксиды рудные (железо, магнетит) и силикатные (шорломит) сферулы сферулы алюмосиликатных стекол, шарики графита и галенита	кристаллизация и быстрая закалка микропорций металлических и силикатно-оксидных расплавов, образовавшихся при воздействии высокотемпературных восстановительных флюидов на ультрамафиты	[20, 33]
Экзотермическая минерализация в fumarole вулкана Толбачик Высокотемпературная гидротермальная система Баранского, Курилы Золото-кварцевые сульфидные руды Якутии, Узбекистана и Аляски	металлические и силикатно-оксидные микросферулы стекла, шлаки, сферулы и корочки (магнезиоферрит+вюстит), муассанит, рубин, самородные Fe, Cr, Cu, Pb и Sn. самородные металлы, сульфиды, карбиды, силициды, полиморфы углерода, оксиды рудные (железо, магнетит) и силикатные (шорломит) сферулы сферулы алюмосиликатных стекол, шарики графита и галенита	отложение из низкотемпературного, пересыщенного рудными коллоидного раствора, равновесного с газовой фазой локальное плавление и осаждение из газовой фазы в результате эффекта Джоуля–Томпсона и кавитации	[31] [11, 12]
Вулканогенно-осадочные отложения Приморья, сопряженные с зонами углеродизации и угленакпления Рыхлые четвертичные отложения правобережья р. Волхов (Ленинградская область)	сферулы силикатов и рудных фаз (ильменит, вюстит, когениит, железо) металлические сферулы, стекла и шлаки, тектитоподобные стекла (волховиты)	конденсация из горячих (800–300°C) газов, отделившихся от базальтового расплава образование на периферии магматического очага основного состава и дальнейшая транспортировка в восходящем газовом восстановительном флюиде кавитационные эффекты в потоке гетерогенных гидротермальных растворов аморфизации кислородсодержащих кристаллических группировок под влиянием углеводородного флюида	[7] [21, 37, 38] [5, 27] [57]

Таблица 5. Химико-генетическая типизация эксплозивных минеральных фаз из вишеритов

Система	Химическая серия	Минеральная (нормативно-минеральная) группа	Форма выделения	Предполагаемые температуры, °С	Предполагаемый механизм формирования (аналог)
Ti-Fe-Mn	Ti-серия (оксидно- и силикатно титанистая)	шорломитовая ильменит-плагноклазовая титанитовая ильменит-кварцевая ильменит-титанитовая ильменитовая армолколитовая	сферулы, стекловатые и шлаковидные частицы с каплевидными и скелетными включениями оксидов Ti, Fe, Mn, самородного железа	1300–1420 1350–1400 1440 1300–1450 1300–1400 1420–1440 1440	конденсация легкоплавких компонент из пара (микротектитовый, PDV-процесс)
	Fe-серия (самородно оксидно силикатно железистая)	глиноземистого ферроавгита фаялит-ильменитовая вюстит-ильменитовая вюститовая самородного железа самородного ванадия	отдельные сферулы, шлаковидные частицы, участки и скелетные кристаллы в силикатно-титанистом стекле	1300–1470 1400–1460 1380–1470 1305–1370 1536 1468–1905	
	Mn-серия (оксидно- и силикатно марганцовистая)	пироксмангитовая манганильменитовая манганильменит-кварцевая манганохромитовая		1280–1510 1350–1600 1200–1420 1350–1440	
	Si-Si/Al-серия (силикатная и алюмосиликатная)	кристобалитовая полевошпат-кристобалитовая пироксен-полевошпатовая энстатит-муллит-анортитовая пироп-альмандиновая	фрагменты стекла	1600–1700 1500–1700 1700	продукты прямого плавления (импактитовый)
	CaSi-серия (кальциево силикатная)	меллитовая гроссулар-кварцевая кальсиоилиновная	включения в корунде стекловатые сферулы стекловатые сферулы	1500–1700 1500–1700 1300–1480 1300–1350	реликтовый расплав в тутоплавком рестите отжиг, перегрев частиц расплава с оттоной легколетучих (тектитоподобные)
Al-Ti-Zr-TR	Ca-серия (известковистая)	кальсиоилиновная	стекло каплевидной формы	2100	тутоплавкий реститовый расплав
	AlTi-серия (корунд-рутиловая)	корундовая кальций-титанистого корунда бадделит-корунд-рутиловая корунд-ильменит-рутиловая глиноземисто-хромистого рутила глиноземистого рутила рутиловая	осколки дымчатого, розового и голубого цвета с многочисленными расплавленными и кристалломорфными включениями обогащенными Ti, Zr, TR	2030 1900–2000 1500–1700 1680–1800 ?	тутоплавкий рестит с реликтами расплава
	Zr-серия (циркониевая)			1750–1810 1840	
	TR-серия (редкоземельная)	корунд-рутил-бадделитовая корунд-рутил-лопаритовая		1800–2100	
	C-серия (карбидная)	муассанит хамрабаевит V-хамрабаевит	отдельные кристаллы и зерна с включениями кремния, андрагита, силицидов Fe, Ni, V и корунде, в кайме на сферуле самородного ванадия	?	химический синтез и осаждение из газовой фазы (CDV-процесс)
Si-серия (силицидная)		феррисицид, фердисилицид, Pd ₂ Si, Me ₂ Si, Me ₃ Si, MeSi, MeSi ₂ , (Fe, Ni, V)Si ₂	субдорморфные выделения	1210, 1405	
			включения в муассаните	?	
				1800, 1300	
Ni-серия (гафниевая)		Fe ₂ Ni ₃ , FeNi ₂	субдорморфные выделения		тутоплавкий рестит
P-серия (фосфидная)		шрейберзит, перрит, Me ₁₀ P	включения в корунде		

ющих к австралийскому, северо-американскому и западно-африканскому (Кот-д'Ивуар) ареалам распространения соответствующих полей тектитов. Часть из них сопоставима по составу с тектитами, другая отличается большей магнезиальностью и меньшим содержанием щелочей и кремнезема. Механизм их формирования не совсем ясен.

3. Состав импактных образований определяется частично составом пород мишени. Так, в кратере Эльгыгитгын, сформированном в вулканических породах, стекла имеют дацит-трахитовый состав, а в структурах, локализованных среди песчаников, кварцитов и сланцев (Ливия, Дарвин, вероятно, Ауеллул) – ультракремнистый. Однако эти стекла отличается от обсидиана и тахилита низким содержанием воды и щелочей, низкой степенью окисления железа, что связывается с высокими температурами, обусловившими селективное испарение легколетучих (вода, щелочи, в т.ч. железа) и изменение режима кислорода при декомпрессии вещества. Особенно это характерно для тектитов, которые могут иметь конденсационную природу.

4. Многочисленными экспериментами подтверждается, что происходящая при взрыве дифференциация элементов, обусловленная различием скоростей испарения из расплава и температурой конденсации, могла быть ответственна не только за начальное расслоение Земли и образование Луны, но и за последовательность формирования первичного вещества из остывающей Солнечной туманности.

Выявленные в уральских алмазных месторождениях минеральные образования очень напоминают лунный грунт, как по морфологии частиц, так и по химическому составу. Представляется, что сходство шлаковидных частиц из вишеритов с реголитом не случайно. Как известно, облик рыхлых образований, покрывающих лунную поверхность, сформировался в результате метеоритной бомбардировки. Согласно экспериментальным данным [17, 32], при взрывном ударе в силикатную мишень на удалении от “кратера” конденсируются наиболее легкоплавкие Na, Fe, Ti, Mn. В остаточных расплавах мишени (стекловидной матрице) накапливались тугоплавкие Al и Ca. **Такая же дву-modalность в распределении температур (менее и более 1500°C) и составов, в частности, обогащенность мафическими компонентами (TiO₂, FeO, MnO) с одной стороны и силикатными (SiO₂, Al₂O₃, CaO) – с другой, просматривается в изученных шлаковидных частицах и сферах.**

Таким образом, экзотические частицы из алмазноносных вишеритов могли сформироваться в результате взрыва, вероятно, связанного со вскипанием магматического расплава. Образование основной части силикатных и алюмосиликатных стекол, возможно, происходило за счет плавления вмещающего субстрата на фронте ударной волны, аналогично импактитам.

Обогащенные титаном, железом и марганцем сферулы и шлаковидные частицы формировались при конденсации пара, образовавшегося при взрыве. Они сопоставимы с микротектитами. Сферулы мелилитового, пироп-альмандинового и гроссуляр-кварцевого состава представляют собой расплавные частицы с отожженными летучими компонентами и являются аналогами тектитов. Корунды и твердые растворы на его основе представляют собой тугоплавкий рестит, иногда с эмульсионными включениями реликтовых расплавов. Одной из геохимических особенностей корунда из вишеритов является частая обогащенность скандием (до 1.8 мас. % Sc₂O₃), что отмечено и для хондритов – тугоплавких фаз относимым к ранним конденсатам Солнечной небулы [9]. Несколько иная природа предполагается для карбидов и силицидов. Наряду с их прямой конденсацией из пара допускается и химический синтез этих образований, подобный известным промышленным технологиям. Это так называемые PDV- и CDV-процессы (*physical vapor deposition, chemical vapor deposition*).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Петрохимическое и морфологическое разнообразие встреченных на алмазных месторождениях Западного Урала взрывных фаз, а также большой разброс восстанавливаемых температур позволяет говорить о множественности механизмов их формирования (табл. 5).

Предполагается, что причиной взрыва являлось декомпрессионное вскипание флюидизированной магмы, значительно более богатой водой, чем кимберлитовые и лампроитовые расплавы. Взрыв спровоцировал дифференциацию части вещества по температуре испарения и конденсации, а также синтез новых фаз. Наиболее низкотемпературными образованиями являются сферулы и шлаковидные частицы Ti-Fe-Mn системы (1200–1500°C), а также стекляные сферулы кальциево-силикатной серии (1300–1480°C). Обогащенность первых фаз легколетучими, а вторых – труднолетучими, позволяет связывать их с конденсацией из пара и отжигом расплавных частиц, соответственно.

Наиболее высокотемпературными являются фрагменты силикатно-алюмосиликатных (1500–1700°C) и известковых (2100°C) стекол, а также осколки корунда с многочисленными кристалломорфными и расплавными включениями (1500–2100°C). Возможно, они связаны с прямым плавлением алюмосиликатного субстрата и его дальнейшим рестированием в прицентральной части взрывной камеры. Наряду с чисто физической конденсацией (PDV-процесс), проходил и химический синтез (CDV-процесс). Предполагается, что при температуре 1200–1400°C образовались сили-

циды железа, при 1300–1800°C – гафниево-интерметаллиды, а при 1600–2500°C – силициды.

Широкое распространение описанных взрывчатых фаз в вишеритах при очень низком содержании традиционных минералов-спутников алмаза, позволяет рекомендовать их в качестве поискового признака при поисках коренных источников алмаза уральского типа.

Работы проводились в рамках Программы № 2 ОНЗ РАН “Условия образования нового генетического типа алмазных месторождений на Западном Урале” (2006–2008 гг.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алмазоносные флюидно-взрывчатые образования Пермского Приуралья. М., СПб.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, ВСЕГЕИ, 2011. 240 с.
2. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. О.А. Богатикова. М.: МГУ, 1999. 524 с.
3. Бобриневич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. Алмазные месторождения Якутии. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 527 с.
4. Ветрин В.Р., Богданова А.Н., Полежаева Л.И. Состав и происхождение магнитных шариков из гранитоидов и метаморфических пород Кольского полуострова // Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986. С. 220–230.
5. Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я., Моисеенко В.Г. Природные и техногенные сфероиды минералов // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19, № 4. С. 52–60.
6. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т. Ильменит из кимберлитов. М.: МГУ, 1984. 240 с.
7. Главатских С.Ф. Современная эксгаляционная рудная минерализация Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка) // Современный вулканизм и связанные с ним процессы: мат-лы юбилейной сессии Камчатского науч. центра ДВО РАН, посвященной 40-летию Института вулканологии. Петропавловск-Камчатский, 2003. <http://www.kscnet.ru/ivs/publication/session/art27.html>. Дата обращения 20.04.2011.
8. Жуков В.В. Минералогические особенности туффитов Вольнского месторождения алмазов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь: ПГУ, 2001. С. 76–86.
9. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов: Справочник: В 6 кн. Кн. 5: Редкие d-элементы / Под ред. Э.К. Буренкова. М.: Экология, 1997. 576 с.
10. Импациты / В.И. Фельдман, Л.Б. Грановский, Л.В. Сазонова и др. М.: МГУ, 1981. 240 с.
11. Кисин А.Ю. О возможных коренных источниках необычных минеральных ассоциаций Уфимского плато // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2002. С. 37–42.
12. Кисин А.Ю., Макеев А.Б., Филиппов В.Н. Самородные металлы, карбиды и силициды Уфимского плато // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы рег. науч.-практ. конф. Пермь: ПГУ, 2007. С. 90–96.
13. Коротченкова О.В., Тетерин И.П., Чайковский И.И. Экзоконтактовые изменения в ореоле алмазоносных пород Красновишерского района // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы рег. науч.-практ. конф. Пермь: ПГУ, 2007. С. 84–89.
14. Кузьмин А.М., Иванкин Г.А., Владимиров Е.В. О природе магнитных шариков из проб-протоочек горных пород // Геология и геофизика. 1970. № 10. С. 136–139.
15. Кузьмин И.А. Кайнозойская грязевулканическая деятельность в пределах Чадобецкого поднятия и связь процессов бокситообразования с глубинными процессами // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: тез. докл. XI Всерос. петрограф. совещ. Т. 1. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2010. С. 346–347.
16. Курбачкая Ф.А., Рыбальченко Т.М. Предварительная систематика интрузивных пирокластитов западного склона Северного Урала // Геология Западного Урала на пороге XXI века: мат-лы регион. конф. Пермь: ПГУ, 1999. С. 34–40.
17. Луканин О.А., Кадик А.А. Декомпрессионный механизм восстановления окисного железа тектитовых расплавов при их формировании в импактном процессе // Геохимия. 2007. № 9. С. 933–961.
18. Лукьянова Л.И., Жуков В.В., Кириллов В.А. и др. Субвулканические взрывчатые породы Урала – возможные коренные источники алмазных россыпей // Региональная геология и металлогения. 2000. № 12. С. 134–157.
19. Макеев А.Б., Дудар В.А. Минералогия алмазов Тимана. СПб.: Наука, 2001. 336 с.
20. 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.
21. Медведев Е.И., Молчанов В.П., Хомич В.Г. Палладийсодержащее золото, микросферулы магнетита и шорломита россыпей Благодатненского узла (Приморье) и возможные их источники // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 92–96.
22. Минералы: Справочник. Диаграммы фазовых диаграмм. Вып. 1. Фазовые равновесия, важные для природного минералообразования. М.: Наука, 1974. 514 с.
23. Минералы: Справочник. Диаграммы фазовых диаграмм. Вып. 2. Фазовые равновесия, важные для технического минералообразования. М.: Наука, 1974. 490 с.
24. Мохов А.В., Карташов П.М., Богатиков О.А. Луна под микроскопом: новые данные по минералогии Луны: атлас. М.: Наука, 2007. 127 с.
25. Новгородова М.И. Находка самородного алюминия в кварцевых жилах // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 4. С. 965–968.
26. Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 287 с.
27. Новгородова М.И., Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я. и др. Микросферулы алюмосиликатных стекол в золотых рудах // Геохимия. 2003. № 1. С. 83–93.
28. Олейников Б.В. Металлизация магматических расплавов и ее петрологические и рудогенетические следствия // Самородное минералообразование в магматическом процессе: тез. докл. Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1981. С. 5–11.

29. Петровский В.А., Махлаев Л.В., Пыстин А.М., Глухов Ю.В. Алмазоносные вишериты – возможный ключ к разгадке тайн природы бразильских филлитов, австралийских лампроитов и архангельских кимберлитов // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2004. № 12. С. 15–21.
30. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
31. Пушкарёв Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж. и др. Металлические и силикатно-оксидные сферулы из ультраосновных пегматитов в дунитах Нижнетагильского платиноносного массива на Среднем Урале (первые данные) // Докл. АН. 2002. Т. 383, № 1. С. 90–94.
32. Рехарский В.И., Диков Ю.П., Долин С.П. и др. Особенности дифференциации вещества протокры и начальный рудогенез // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука, 1990. С. 117–127.
33. Рудашевский Н.С., Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г. и др. Самородные металлы и карбиды в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья // Минералогический журнал. 1987. Т. 9, № 4. С. 71–82.
34. Рыбальченко А.Я. Закономерности локализации и алмазоносность интрузивных пирокластитов Талицко-Благodatского туфизитового поля // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: мат-лы Всерос. совещ. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2006. С. 147–150.
35. Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др. О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Докл. АН. 1997. Т. 353, № 1. С. 90–93.
36. Рыбальченко Т.М. Петрографическая характеристика алмазоносных магматитов Полудова Кряжа // Вестник Пермского университета. Вып. 4. Геология. 1997. С. 43–52.
37. Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандимирова Е.И. Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима и минерало-рудообразования в современной гидротермальной системе Баранского (о-в Итуруп) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38, № 1. С. 31–40.
38. Сандимирова Е.И., Главатских С.Ф., Рычагов С.Н. Магнитные сферулы из вулканогенных пород Курильских островов и Южной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 135–140.
39. Силаев В.И., Чайковский И.И., Харитонов Т.В. и др. К проблеме атипичных и нетрадиционных минералов-спутников алмаза (на примере Урала). Сыктывкар: Геопринт, 2009. 65 с.
40. Скублов Г.Т., Марин Ю.Б., Семколеных В.М. и др. Волховиты – новый тип тектитоподобных стекол // Записки РМО. 2007. Ч. СXXXVI, № 1. С. 50–68.
41. Соболев В.С. Новая опасность дезинформации в результате засорения проб посторонними минералами и техническими продуктами // Записки ВМО. 1979. № 6. С. 691–695.
42. Татаринцев В.И., Цымбал Н., Гаранин В.К. и др. Закаленные частицы из кимберлитов Якутии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 5. С. 1199–1203.
43. Тетерин И.П. Интрузивные пирокластиты и флюидогенные взрывные образования Полудовско-Колчимского антиклинория // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь: ПГУ, 2008. С. 134–138.
44. Тянь В.Д., Ермолов П.В., Попов Н.В. и др. О магматической природе самородного железа в гранитоидах и продуктах его окисления // Геология и геофизика. 1976. № 5. С. 48–53.
45. Фельдман В.И. Петрология импактитов. М.: МГУ, 1990. 299 с.
46. Фельдман В.И., Сазонова Л.В. Условия образования и застывания импактных расплавов в астро-блеме Жаманшин // Петрология. 1993. Т. 1, № 6. С. 596–614.
47. Филимонова Л.Г. Вулканогенные гепоксиды Южного Сихоте-Алиня как индикаторы глубинных процессов и рудоносности эффузивов // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 2. С. 447–451.
48. Флоренский П.В., Дабижка А.И. Метеоритный кратер Жаманшин. М.: Наука, 1980. 128 с.
49. Харрис П., Кеннеди У., Скарф К. Соотношения вулканизма и плутонизма в свете вариаций химического состава горных пород // Механизм интрузий магмы / Под ред. Дж. Ньюолла и Н. Раста. М.: Мир, 1972. С. 160–173.
50. Цымбал Н., Татаринцев В.И., Гаранин В.К. и др. Закаленные частицы из эруптивной брекчии зоны сочленения Приазовского массива с Донбассом // Записки ВМО. 1985. Ч. 114, Вып. 2. С. 224–228.
51. Чайковский И.И. Типизация алмазоносных флюидно-взрывных образований Северного Урала // Вестник Пермского университета. Вып. 4. Геология. 1997. С. 53–66.
52. Чайковский И.И. Преобразование хромсодержащих минералов в алмазоносных пирокластитах Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь: ПГУ, 2000. С. 118–131.
53. Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь: ПГУ, 2001. 324 с.
54. Чайковский И.И. Процессы формирования и становления алмазоносных пирокластитов Западного Урала // Литосфера. 2002. № 3. С. 69–86.
55. Чайковский И.И. Петрология и минералогия взрывно-грязевого вулканизма Волго-Уральской алмазоносной субпровинции. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2004. 48 с.
56. Чайковский И.И. Индикаторы плазменных процессов в алмазоносных пирокластитах Среднего Урала // Теория, история, философия и практика минералогии: мат-лы IV междунар. минер. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 200–201.
57. Чекрыжов И.Ю., Максимов С.О., Паничев А.М. Эндогенные углеродсодержащие флюидные системы как фактор возможной нефтегазоносности юго-западного Приморья // Тр. ДВГТУ. Вып. 56. 2006. С. 19–21.
58. Щека С.А., Гребенников А.В. Силикатно-металлические хондры как индикаторы флюидного режима игнимбритообразующих расплавов // Исследовано в России: электронный научный журнал. 2009. С. 883–893. <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2009/066.pdf>. Дата обращения 20.04.2011.
59. Bouska V.I., Borovec Z., Cimbalnikova A. et al. Natural glasses. Praha.: Acad., 1993. 354 p.
60. Chalmers R.O., Henderson E.P., Brian M. Occurrence, Distribution, and Age of Australian Tektites // Smithsonian

- contributions to the Earth sciences. 1976. № 17. P. 1–46.
61. *Grossman L.* Condensation in the primitive solar nebula // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1972. V. 36. P. 597–617.
 62. *Koeberl C.* Geochemistry of tektites and impact glasses // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. V. 14. P. 323–350.
 63. *Meisei T., Koeberl C., Ford R.J.* Geochemistry of Darwin impact glass and target rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1990. V. 54. P. 1463–1474.
 64. *O'Keefe J.A.* Tektites and their origin. Amsterdam: Elsevier, 1976. 254 p.
 65. *Pettersson H.* Rate of accretion of cosmic dust on the earth // *Nature*. 1958. V. 181, № 2. P. 330.
 66. *Scholze H.* Glass. Berlin: Springer, 1990. 236 p.
 67. *Vogel W.* Glaschemie. Berlin: Springer, 1992. 371 p.

Рецензент А.Ю. Кусин

Explosive mineral phases from Western Urals diamondiferous visherites

I. I. Chaikovsky, O. V. Korotchenkova

Mining institute, Urals branch of RAS

The chemical-genetic typing of explosive phases of the Western Urals diamondiferous intrusive pyroclastites is given. It is shown that the low temperature phases are spherules and scoriaceous particles of the Ti-Fe-Mn-system (1200–1500°C), and glass spherules of calcium-silicate series (1300–1480°C) associated with the condensation of steam formed during the explosion and annealing of melt particles, respectively. The fragments of silicate-aluminosilicate (1500–1700°C) and lime-glass (2100°C), as well as fragments of corundum with numerous crystallomorphic and melt inclusions (1500–2100°C) associated with direct melting aluminosilicate substrate and its subsequent restiting near the central part of the explosion chamber are the most high-temperature. In the process of chemical synthesis from the vapor phase were formed iron silicide (1200–1400°C), hafnium intermetallics (1300–1800°C) and silicides (1600–2500°C). The high prevalence of these phases allows using them when searching for primary sources of Urals type diamond.

Key words: *Western Urals, intrusive pyroclastites, explosive processes, explosive phases, petrochemistry.*