

**СИЛИКАТНЫЕ, ЖЕЛЕЗО-ОКСИДНЫЕ И ЗОЛОТО-МЕДЬ-СЕРЕБРЯНЫЕ
МИКРОСФЕРУЛЫ В РУДАХ И ПИРОКЛАСТИКЕ КОСТЕНЬГИНСКОГО
ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)**

*Н.В. Бердников, В.Г. Невструев, П.К. Кепежинская, В.О. Крутикова, Н.С. Коновалова,
И.А. Астапов*

ФГБУН Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000; e-mail: nick@itig.as.khb.ru

Поступила в редакцию 12 ноября 2020 г.

В железных рудах и пирокластике Костеньгинского месторождения на Малом Хингане (Дальний Восток России) обнаружены многочисленные микросферулы силикатного, железо-оксидного и медь-золото-серебряного состава. Силикатные сферулы содержат несмешивающиеся железистые и кремнекислые стекла, газовые полости и минеральные включения. В железо-оксидных сферулах диагностирован магнетит с небольшим количеством ильменита и обогащенного железом силикатного стекла. Медь-золото-серебряные сферулы содержат включения, в составе которых преобладает оксид меди. Образование изученных микросферул связывается с быстрым подъемом и дегазацией глубинных ликвационно-дифференцированных рудно-силикатных расплавов. Обсуждается возможность вулканогенного образования руд и благороднометалльного оруденения в месторождениях такого типа.

Ключевые слова: микросферулы, силикатные стекла, несмесимость, магнетит, золото, медь, серебро, вулканогенное рудообразование, Костеньгинское месторождение, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Микросферулы разного химического и минерального состава обнаруживаются в различных по составу и происхождению горных породах, иногда образуя в них обогащенные сферулами слои [2, 10, 12, 13, 19, 93, 99 и др.]. По набору текстурных признаков, взаимоотношениям с вмещающими породами и химическому составу их генезис часто достаточно уверенно трактуется как осадочный (биогенный или диагенетический), метаморфический, вулканический, импактный, внеземной (космическая пыль) или антропогенный [45, 93, 106]. В то же время в ряде случаев, в частности, при формировании рудных месторождений, механизм их образования остается дискуссионным. Для его обоснования привлекаются гипотезы микрокавитации [11], гидротермального заполнения газовых полостей [12], процессы ликвационной дифференциации расплавов, эксплозивной деятельности [8] и ряд других.

В настоящей статье представлены результаты исследования микросферул, выделенных из магнетит-гематитовых руд и ассоциирующих с ними пирокластических образований Костеньгинского железорудного

месторождения (Малый Хинган, Дальний Восток России). Обсуждаются особенности генезиса микросферул и роль эксплозивного вулканизма в формировании железорудной минерализации месторождения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Костеньгинское железорудное месторождение локализовано в породах Цзямусы-Буреинско-Ханкайского композитного террейна, расположенного на восточном окончании Центрально-Азиатского орогенного пояса [4, 116] и сложенного докембрийскими метаосадочными и метавулканическим формациями, тектонически сочлененными с неопротерозойскими раннекембрийскими перикратонными карбонатными отложениями (рис. 1, а). Заметную роль в строении этого террейна играют палеозойские габброиды и гранитоиды, а также меловые субдукционные вулканы [7, 16, 26, 111].

Руды Костеньгинского месторождения залегают среди венд-кембрийских доломитов мурандавской свиты (рис. 1, б). На юге доломиты интродуцированы ордовикскими гранитами, средне-позднекаменноугольными габброидами и позднепермскими-ран-

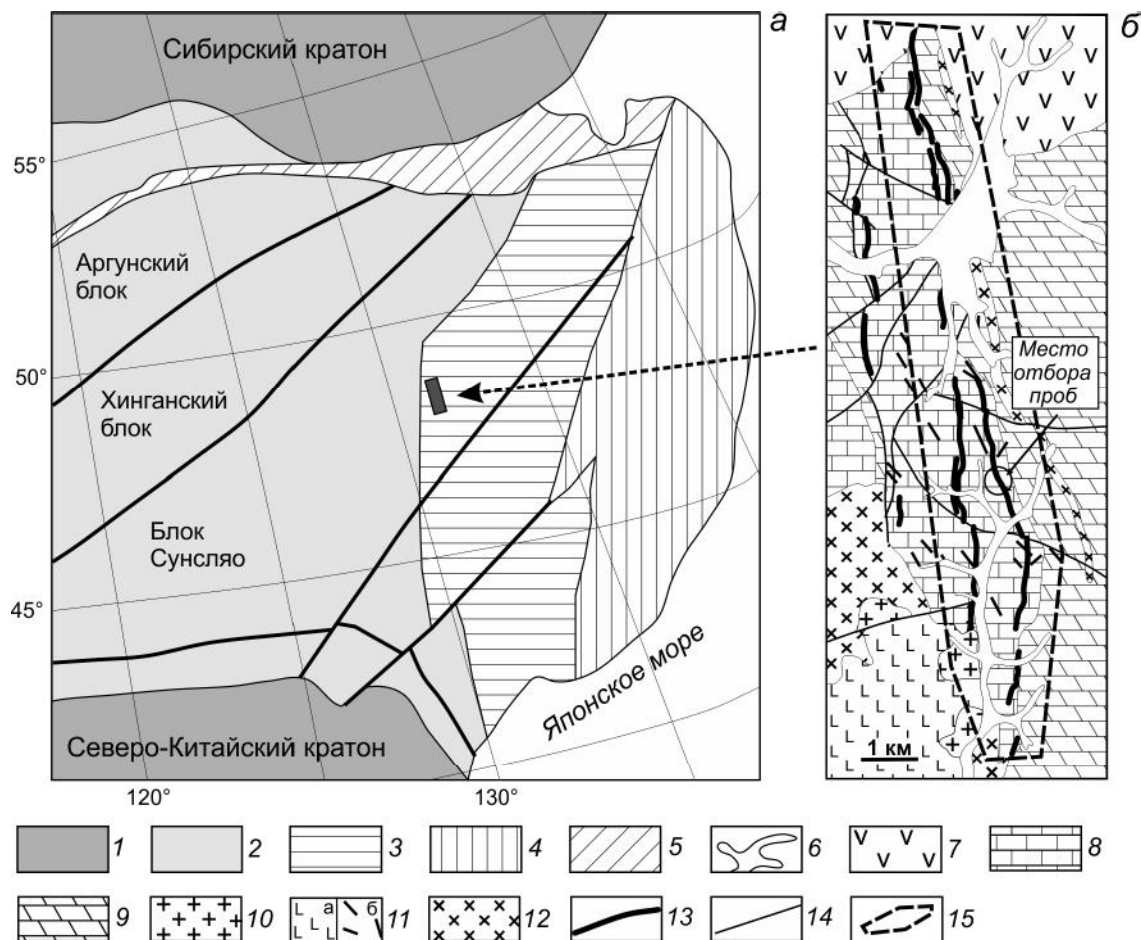


Рис. 1. Тектоническое положение (а, по [116]) и упрощенная геологическая схема (б, по Геологической карте РФ [3]) Костынгинского месторождения.

а: 1 – кратоны, 2 – блоки восточного окончания Центрально-Азиатского орогенного пояса, 3 – Цзямусы-Буреинско-Ханкайский композитный террейн, 4 – Сихотэ-Алинский аккреционный комплекс, 5 – Монголо-Охотский пояс; б: 6 – четвертичные отложения, 7 – меловые вулканиты, туфы, игнимбриты, 8 – кембрийские известняки, доломиты, сланцы, 9 – венд-кембрийские доломиты, сланцы, песчаники, 10 – позднепермские–раннетриасовые граниты, 11 – средне-позднекаменноугольные габбро и диориты (а), мафические дайки (б), 12 – ордовикские граниты и риолиты, 13 – рудные тела, 14 – разломы, 15 – контуры Костынгинского месторождения.

нетриасовыми гранитоидами (рис. 1, б). Северный фланг месторождения перекрыт базальт-андезит-дацит-риолитовыми вулканитами мелового возраста (рис. 1, б). Сами руды тесно ассоциируют с пирокластическими образованиями – эксплозивными брекчиями, игнимбритами, туфами, в составе которых в большом количестве присутствуют обломки вмещающих карбонатных пород.

Тесная пространственная ассоциация минерализации с эксплозивными образованиями отмечается для большинства рудных месторождений Малого Хингана (5, 26). В частности, подобная ассоциация железо-марганцевых руд с эксплозивными брекчиями изучена на месторождении Поперечное [26], где обнаружена благороднометалльная (до 11.3 г/т МПГ, до 2.5 г/т Au) минерализация [17]. Структурные призна-

ки свидетельствуют о том, что рудно-пирокластический комплекс наложен на венд-кембрийские вмещающие карбонатные толщи. Прямое определение возраста зерен платины из руд и брекчий месторождения Поперечное ^{190}Pt - ^4He изотопным методом показало раннемеловые (125 Ma) датировки [26].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Представительная коллекция образцов магнетит-гематитовых руд и пирокластических пород, собранная Е.В. Егоровым в процессе разведки Костынгинского месторождения, была любезно передана нам для изучения коллегами из Дальневосточного фонда геологической информации (г. Хабаровск). Микросферулы выделялись посредством дробления образцов до -0.25 мм с последующим отмыванием в

воде. Для удаления излишков магнетита и гематита использовалась соляная кислота. Поиск микросферул осуществлялся с помощью стереомикроскопа Discovery V.12 (Carl Zeiss, Germany).

Прозрачные шлифы пород и руд изучались под микроскопом Imager A2m (Carl Zeiss, Germany). Концентрации главных породообразующих оксидов в рудах получены с помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра S4 Pioneer (Bruker, Germany, аналитик Л.М. Ильин). В взрывчатых брекчиях эти концентрации измерены методом сканирования площадок 1×1 мм на срезах пород между обломками карбонатов. В каждом образце произведено 6 сканирований с последующим усреднением, что позволило оценить химический состав магматической матрицы брекчии с минимальным влиянием на него ассимилированных карбонатов. Содержания редких, редкоземельных элементов и благородных металлов получены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ELAN 9000 (Perkin Elmer, Canada, аналитик А.В. Штарева). В качестве стандартов использовались образцы составов LDI-3 (габбро), WMG-1a (минерализованное габбро), ДВБ (андезит-базальт), ДВА (андезит) и ДВД (дацит), для калибровки ICP-MS спектрометра применялся стандартный раствор PE N9300231-9300234. Определение содержания золота проводилось после сплавления с Na_2O_2 и соосаждения с Те [54].

Изучение морфологии и состава микросферул, и ассоциирующих минералов выполнено с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) VEGA 3 LMN TESCAN (Czech Republic) с энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) Oxford X-Max 80 (GB) с ускоряющим напряжением 20 kV, током пучка 530 pA, диаметром пучка 0.2 мкм. В качестве стандартов состава использовался набор оксидов, минералов и металлов Oxford/108699 # 6067, для ежедневной калибровки – Co-стандарт Oxford Instruments/143100 # 9864-15.

Поскольку при выделении из пород некоторые микросферы испытывали действие соляной кислоты, состав их поверхности мог измениться. Поэтому в наших построениях используются только определения, полученные на срезах микросферул.

Все исследования проведены в Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Руды Костеньгинского месторождения состоят в основном из кварца, магнетита, серицита и имеют полосчатую текстуру, подчеркнутую удлиненными полостями, ленткулярными выделениями кварца и ориентированными агрегатами, сложенными серици-

том и гидроксидами железа (рис. 2, а, б). Реже встречаются хлорит, биотит, ортоклаз, роговая обманка, стильномелан, апатит, гематит, пиролюзит, браунит и монацит.

Ассоциирующие с рудами пирокластические породы представлены преимущественно взрывчатыми брекчиями с цементом от базальтового до дацитового состава, с обильными обломками вмещающих доломитов и руд (рис. 2, в-д). Взрывчатые тела местами имеют явно секущие взаимоотношения с доломитами вмещающих пород, фиксируемые как в образцах, так и на микроуровне (рис. 2, з, д). Для их минерального состава характерны калишпат, кварц, монацит и слюда (серицит) (рис. 2, е).

Химический состав руд и взрывчатых пород показан в таблице 1.

Из образцов магнетитовых руд и взрывчатых брекчий выделено несколько сотен микросферул различного состава. С помощью электронного сканирующего микроскопа найдено также 7 микросферул непосредственно на срезах и свежих сколах этих пород. На рис. 2, е показано положение силикатной микросферулы в мелкозернистой серицит-кварц-полевошпатовой массе брекчии. Выделенные микросферы по составу подразделены на 3 группы: 1) силикатные, 2) железо-оксидные и 3) медь-золото-серебряные.

СИЛИКАТНЫЕ МИКРОСФЕРУЛЫ

Силикатные микросферы (20–150 мкм в поперечнике) образуют наиболее многочисленную группу. Их форма обычно приближается к сферической, иногда нарушенной находящимися на поверхности или погруженными в сферулу микрокристаллами, вогнутостями и выпуклостями, редко – дочерними микросферами меньшего (доли мкм) размера. Силикатные микросферы обычно серые, реже белые, в единичных случаях прозрачные с видимыми твердыми фазами и газовыми полостями.

Внутреннее строение и состав микросферул изучены с помощью СЭМ-ЭДС анализа на срезах. На рис. 3 показаны наиболее типичные их разновидности. Самое простое строение имеют гомогенные стекловатые микросферы (рис. 3, а, табл. 2, анализы 1–3). Часто они содержат газовые полости (рис. 3, б), микрокристаллы кварца и/или полевого шпата (рис. 3, в, анализ 7). В некоторых микросферах сосуществуют стекловатые фазы, различающиеся содержанием железа и кремнезема (рис. 3, б, анализы 4–6; рис. 3, в, анализы 8, 9; рис. 3, з, анализы 10, 11). В одних случаях в объеме микросферул преобладает относительно маложелезистая стекловатая фаза (рис. 3, б, в), в других – высокожелезистая (рис. 3, з).

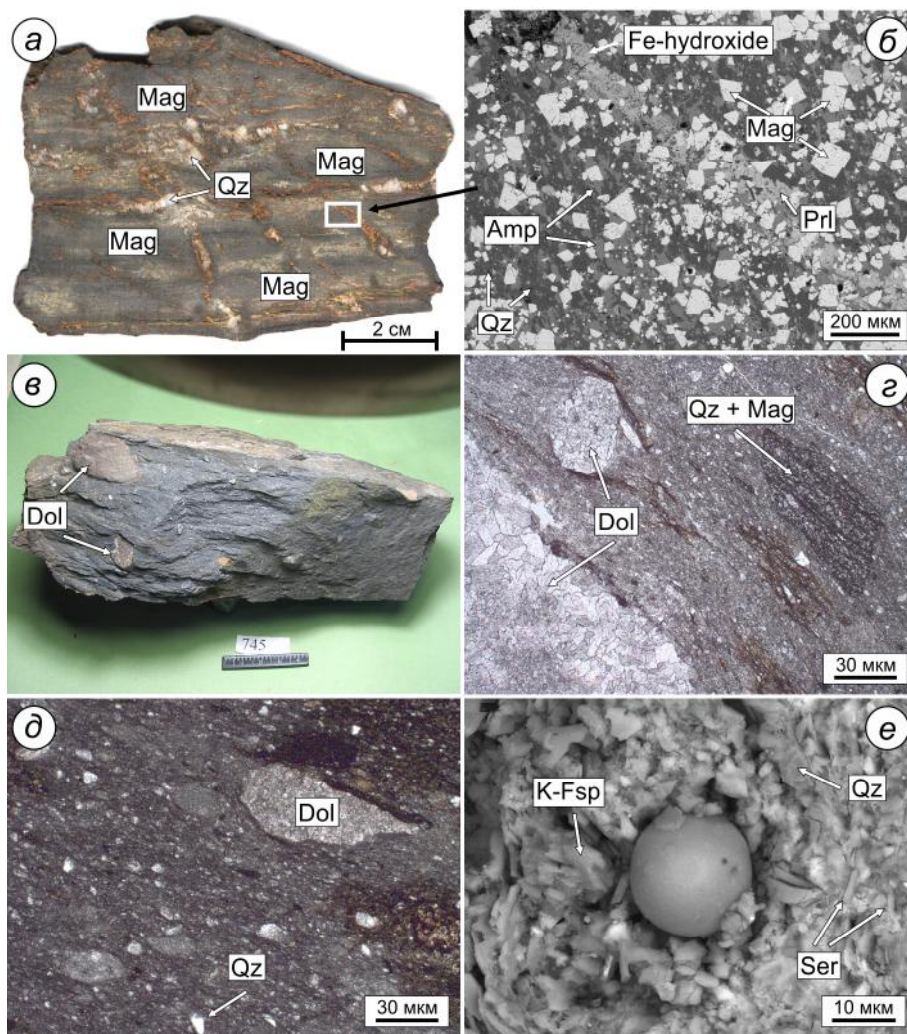


Рис. 2. Железные руды (*а, б*) и ассоциирующие с ними взрывчатые породы (*в-е*) Костеньгинского месторождения.

а – образец железной руды; *б* – СЭМ изображение области, показанной стрелкой; *в* – образец, *г-д* – петрографические шлифы взрывчатой брекчии; *е* – СЭМ изображение силикатной микросферы *in situ* в взрывчатой брекчии. Mag – магнетит, Qz – кварц, Amp – амфибол, Prl – пиролюзит, Dol – доломит, K-Fsp – калиевый полевой шпат, Ser – серицит. Здесь и далее СЭМ изображения получены в режиме обратно рассеянных электронов.

Кремнекислые стекла в таких композитных микросферах обогащены Si, Ca, Na и K, а железистые стекла содержат повышенные концентрации Fe, Ti, Mg и, в некоторых случаях, Mn (табл. 2). Составы сосуществующих кремнекислых и железистых стекол из микросфер нанесены на диаграмму TAS (рис. 4). Из диаграммы видно, что точки составов железистых стекол располагаются в полях составов пикрита, пикробазальта и базальта, а составы кремнекислых стекол – в полях дацита и риолита. Следует отметить, что отношения концентраций оксидов в изученных стеклах часто не соответствует таковым в составах типичных пород, что свидетельствует об общей неравновесности продуцирующей их системы.

ЖЕЛЕЗО-ОКСИДНЫЕ МИКРОСФЕРУЛЫ

Из изученных образцов также выделены 15 микросферул железо-оксидного состава. Они имеют сферическую, реже эллиптическую форму размером от 60 до 160 мкм в поперечнике (чаще всего 70–90 мкм) (рис. 5). Поверхность таких микросферул в основном неровная, выступы на ней соответствуют выходам кристаллов магнетита (табл. 3).

Содержания Si (до 3.1 ат. %), Mn (до 0.5 ат. %), Ca и Ti (до 0.4 ат. %) от центра к периферии таких микросферул изменяются незначительно, в то время как концентрация Al (до 7.6 ат. %) отчетливо повышается в этом направлении (табл. 3). В двух микросферах зафиксировано высокое содержание TiO_2 и V_2O_5 .

Таблица 1. Химический состав железных руд и ассоциирующих с ними взрывчатых брекчий Костеньгинского месторождения.

Оксиды вес. %, элементы г/т	Fe-руда	ЭБ-1	ЭБ-2	Элемент (г/т)	Fe-руда	ЭБ-1	ЭБ-2
SiO ₂	65.40	67.21	60.86	Ag	2.44	0.62	0.58
TiO ₂	0.11	0.77	0.64	Sn	<0.001	1.38	1.43
Al ₂ O ₃	1.87	13.55	14.84	Sb	0.31	0.81	0.33
Fe ₂ O ₃	26.48	4.50	9.82	Cs	18.91	2.20	1.12
MnO	0.99	0.86	0.81	Ba	822.80	824.37	685.60
CaO	0.68	4.16	4.22	La	2.31	21.56	16.93
MgO	1.51	6.04	6.73	Ce	4.83	42.25	35.24
Na ₂ O	0.10	0.00	0.00	Pr	0.68	5.21	4.24
K ₂ O	0.37	3.35	3.06	Nd	2.96	19.67	16.01
P ₂ O ₅	0.32	0.00	0.00	Sm	0.71	3.76	3.20
п.п.п.	1.48	-	-	Eu	0.19	0.73	0.70
Сумма	99.98	100.44	100.98	Gd	0.87	3.62	3.43
Sc	3.48	10.00	8.71	Tb	0.13	0.41	0.45
V	47.78	96.09	120.71	Dy	0.78	2.00	2.31
Cr	22.84	75.78	48.98	Ho	0.16	0.38	0.46
Co	22.97	43.07	107.32	Er	0.52	1.21	1.39
Ni	37.11	122.36	90.93	Tm	0.08	0.18	0.22
Cu	<0.001	23.89	22.21	Yb	0.57	1.35	1.51
Zn	32.89	65.06	38.82	Lu	0.10	0.22	0.25
Ga	2.07	11.66	9.26	Hf	<0.001	1.59	1.49
As	1.23	3.34	13.59	Ta	0.03	0.21	0.48
Rb	31.42	60.70	50.41	Pb	0.79	15.03	13.71
Sr	41.88	85.74	149.59	Bi	0.04	0.12	0.20
Y	4.82	8.60	10.66	Th	0.77	6.24	4.75
Zr	6.44	60.54	58.77	U	0.27	1.08	0.97
Nb	1.38	1.31	5.93	Au	1.35	0.02	0.01

Примечание. Содержания оксидов в железной руде (Fe-руда) определены методом РФА, а в взрывчатых брекчиях (ЭБ-1 и ЭБ-2) – ЭДС-сканированием областей срезов этих пород между карбонатными обломками.

На рис. 5, а в центре микросферулы видна полость, заполненная железистым стеклом состава (вес. %): SiO₂ 64.5; Al₂O₃ 13.6; FeO 20.4; MnO 0.2; Na₂O 1.1; K₂O 0.4.

МЕДЬ-ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫЕ МИКРОСФЕРУЛЫ

Из протолок изученных образцов руд и пирокластике также выделены 34 микросферулы медь-золото-серебряного состава размером от 30 до 82 мкм в поперечнике. Обычно они имеют форму сферы, на поверхности которой отмечаются вмятины и выпуклости того же (Cu-Ag-Au) состава, редко фрагменты фазы сложного состава (рис. 6).

Внутренняя структура ряда микросферул однородна (рис. 6, а), концентрации Cu, Ag и Au распределены по площади их срезов равномерно (табл. 4, анализы 1–3). Другие микросферулы содержат сферические включения размером от первых микрон до 7.3 мкм (рис. 6, б, в), обогащенные медью с незначительной примесью железа и серебра (табл. 4, анализы 6–9). Эти включения равномерно распределены в объеме микросферул (рис. 6, в) или тяготеют к их периферии, оставляя тем не менее свободной от включений и химически гомогенной самую внешнюю тонкую (~ 3 мкм) оболочку (рис. 6, б, в). Состав гомогенных микросферул и Cu-Ag-Au матрицы между

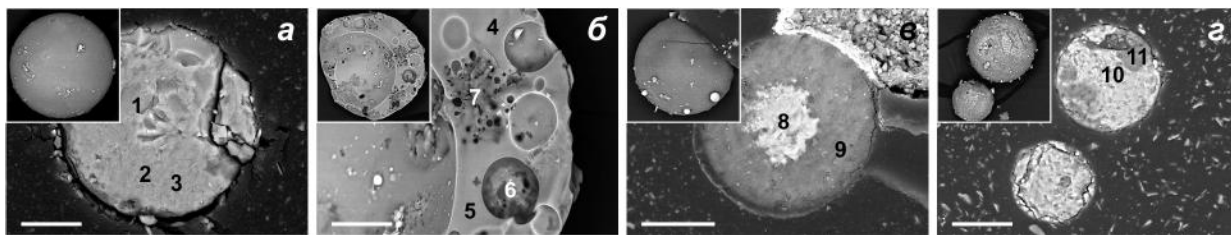


Рис. 3. СЭМ-изображения внешнего вида (врезки) и внутреннего строения типичных силикатных микросферул.

a – гомогенные стекловатые; *б* – с газовыми полостями, высокожелезистой фазой и выделениями кварца; *в* – обособление железистой стекловатой фазы в кремнекислой стекловатой матрице; *з* – обособления кремнекислой стекловатой фазы в железистой стекловатой матрице. Цифры 1–11 соответствуют номерам анализов в табл. 2. Линейка – 10 мкм.

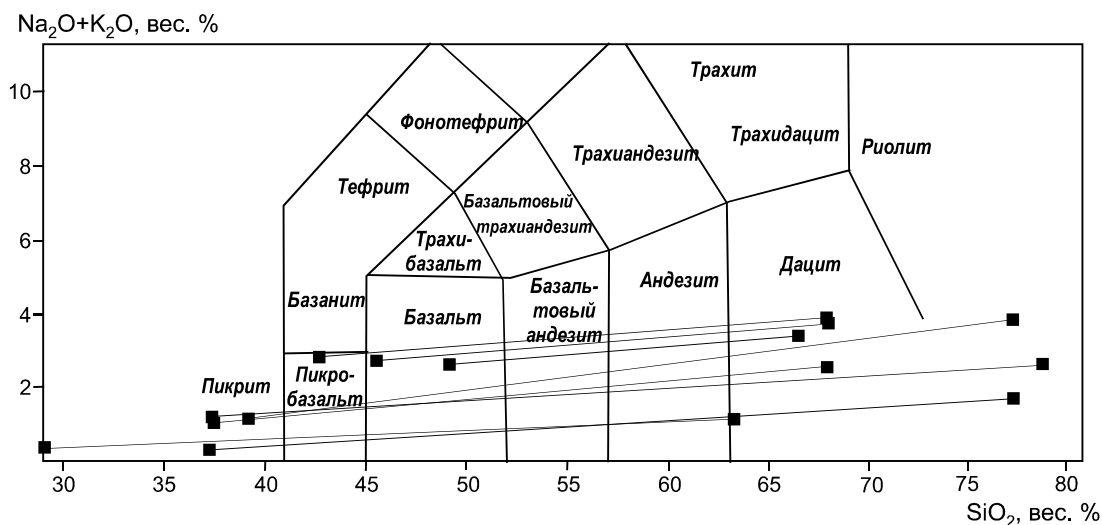


Рис. 4. Составы сосуществующих в микросферулах стекловатых железистых и кремнекислых фаз на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (TAS по [66]).

включениями сходен в микросферулах, выделенных из руд и брекчий (рис. 7).

Наблюдается незначительное (1–2 вес. %) обогащение Cu-Ag-Au матрицы микросферул с медистыми включениями золотом и серебром относительно состава гомогенных микросферул (табл. 4).

В некоторых микросферулах отмечены полости, декорированные дендритами, состав которых сходен с составом матрицы (рис. 6, *в*, табл. 4, анализ 11). На поверхности ряда микросферул (рис. 6, *в*) фиксируются фрагменты фазы сложного состава (вес. %): SiO_2 14.4; TiO_2 0.2; Al_2O_3 5.6; FeO 23.8; MgO 1.7; CaO 6.2; Na_2O 21.5; K_2O 0.8; NiO 0.9; CuO 11.1; ZnO 13.7. Граница между фазой сложного состава и поверхностью микросферулы сферически выгнута в сторону фазы сложного состава (затвердевший мениск), что свидетельствует в пользу совместного образования этих фаз в виде несмешивающихся жидкостей (рис. 6, *в*).

ОБСУЖДЕНИЕ

При обнаружении и изучении микросферул в горных породах в первую очередь встает вопрос об их естественном (природном) или искусственном (антропогенном) происхождении. Антропогенные сферулы (пепловые частицы, стеклянные шарики, шлаки и т.п.) широко распространены на земной поверхности и варьируют по форме, размерам и составу, отражая различные условия производственных процессов [63]. Сферические частички в пермо-триасовых слоях на юге Китая состоят из магнетита, гематита или маггемита и обычно обнаруживают высокие содержания ZnO [115]. Техногенные силикатные частицы пыли, собранные на сибирских месторождениях торфа, характеризуются высокими содержаниями Zn , Ni , Cu и U [38], которые не наблюдаются в костеньгинских микросферулах. Частицы производственной пыли также часто содержат антропогенный CaSO_4 и Al-Si глобулы, покрытые железо-оксидной пленкой [63].

Таблица 2. Химический состав (вес. %) компонентов силикатных микросферул из пирокластике и руд Костеньгинского месторождения.

Микросферула на рис. 3	Компонент микросферулы	№ анализа на рис. 3	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Рис. 3, а	Стекло	1	49.9	0.7	13.2	25.0	0.6	6.6	3.0	0.0	1.0
		2	47.7	0.8	14.7	26.4	0.5	6.1	2.9	0.0	1.0
		3	48.4	0.7	14.8	25.6	0.5	6.2	2.8	0.0	1.0
Рис. 3, б	Стекло	4	46.4	1.2	19.5	27.3	0.0	1.3	1.1	1.5	1.8
	Стекло	5	47.9	1.3	20.4	25.7	0.0	1.2	0.6	1.3	1.6
	Fe-стекло	6	14.0	2.5	4.9	72.3	0.0	0.0	3.0	0.0	3.4
	Кварц	7	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Рис. 3, в	Fe-стекло	8	28.5	0.6	21.3	37.3	0.6	4.2	7.2	0.0	0.3
	Si-стекло	9	63.1	0.7	19.3	4.2	0.0	1.1	10.5	0.5	0.6
Рис. 3, г	Fe-стекло	10	42.5	1.0	16.6	34.2	0.5	1.3	1.2	0.0	2.8
	Si-стекло	11	67.7	0.9	17.8	6.3	0.3	0.8	2.2	0.0	3.9
Не представлены на рис. 3	Fe-стекло		38.5	0.7	17.4	41.7	0.0	0.0	0.5	0.0	1.2
	Si-стекло		76.9	0.6	13.4	4.1	0.0	0.0	1.1	1.2	2.6
	Fe-стекло		37.1	0.8	15.9	42.8	0.0	1.1	1.2	0.0	1.3
	Si-стекло		78.3	0.5	12.6	4.0	0.0	0.9	1.1	0.0	2.6
	Fe-стекло		48.7	0.6	19.4	22.2	0.0	3.2	3.4	1.7	0.9
	Si-стекло		66.5	0.5	18.9	4.8	0.0	1.4	4.5	2.0	1.3
	Fe-стекло		37.1	0.6	20.0	40.3	0.0	0.0	1.6	0.0	0.3
	Si-стекло		77.5	0.5	14.1	3.5	0.0	0.0	2.8	1.3	0.5
	Si-стекло		67.7	0.9	17.8	6.3	0.3	0.8	2.2	0.0	3.9
	Fe-стекло		45.6	1.1	18.7	28.8	0.5	1.4	1.2	0.0	2.8
	Si-стекло		67.8	0.9	18.0	7.3	0.3	0.0	1.8	0.0	3.9
	Fe-стекло		37.4	1.1	18.3	36.4	1.1	2.2	2.5	0.0	1.0
Si-стекло		67.8	0.9	15.6	8.2	0.5	0.7	4.1	0.8	1.6	

Примечание. Стекло – стекловатая фаза микросферул. Сосуществующие в микросферулах стекловатые фазы: Fe-стекло – обогащенная железом, Si-стекло – обогащенная кремнеземом.

Слои, накапливающиеся под влиянием дыма от сжигания угля, содержат магнетиальные ферриты, оливин, пироксен, герцинит, муллит, силлиманит, волластонит и мелилит [96]. Эти специфические минералы не найдены в микросферулах Костеньги. Кроме того, неполное сжигание органического топлива (уголь, нефтепродукты) приводит к образованию сферических карбонатных частичек [90], которые также не обнаружены в составе микросферул из Костеньгинских пород и руд. Антропогенные магнетитовые микросферулы (индустриальный пепел) из современных песков Нью Джерси содержат повышенные концентрации Mn (0.8 вес. %) и Cr (0.2 вес. %) [85]. Следует

также отметить, что Костеньгинское месторождение расположено в зоне действия государственного природного заказника, в границах которого нет производственных предприятий, а проведение любых механизированных, буровых и взрывных работ запрещено. Образцы для исследования были отобраны из канав, пройденных ручным способом. Перед выделением микросферул поверхность всех образцов тщательно очищалась от загрязнений.

ГЕНЕЗИС СИЛИКАТНЫХ МИКРОСФЕРУЛ

В опубликованных материалах микросферулы, состоящие преимущественно из силикатного стекла,

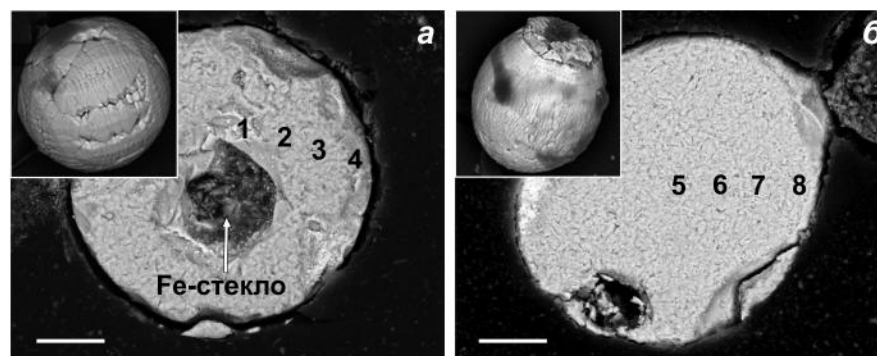


Рис. 5. СЭМ-изображения типичных сферических (а) и эллиптических (б) железо-оксидных микросферул: внешний вид (врезки) и внутренняя структура.

Линейка – 20 мкм. Цифры 1–8 соответствуют номерам анализов в табл. 3.

Таблица 3. Химический состав (ат. %) железо-оксидных микросферул из пирокластике и руд Костеньгинского месторождения.

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
O	47.1	51.7	62.5	67.0	58.5	55.0	54.5	58.0
Si	1.0	0.3	0.5	0.5	1.9	1.5	1.7	1.2
Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.4	0.3	0.3
Al	0.3	0.4	0.6	2.2	1.1	0.9	1.4	7.6
Fe	51.3	47.3	36.1	30.1	38.1	42.1	42.0	32.9
Mn	0.3	0.3	0.3	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1

Примечание. 1–8 – номера точек анализов на рис. 5.

имеют преимущественно магматическое, импактное или антропогенное происхождение. Импактные сферулы часто имеют калишпат-стильпномелановый, калишпат-карбонат-хлоритовый состав, в них встречается Ni-шпинель [41]. В некоторых импактных слоях сферулы девитрифицированного стекла (импактного расплава) тесно ассоциируют с удлиненными фрагментами стекла, аккретированными лапиллями и ударно деформированными зернами кварца [28, 86]. Импактный кратер Элгыгытгын на северо-востоке России изобилует стекловатыми сферулами (в том числе полыми) от андезитового до риолитового состава, напоминающими силикатные микросферулы Костеньги. Однако стекловатые сферулы Элгыгытгына тесно (парагенетически) ассоциируют с ударно деформированным кварцем, коэситом и стишовитом [110]. Микросферулы Костеньгинского месторождения не несут признаков импактного происхождения, они не ассоциируют с индикаторными импактными минералами и высокобарическими полиморфами кремнезема.

Силикатные микросферулы из слабометаморфизованных кластических пород зеленокаменного пояса Барбертон состоят из гранулированного микрокристаллического кварца, Cr-содержащего серицита, карбоната, хлорита и скелетных микрокристаллов Ni-Cr-шпинели [67, 93]. По данным [80], содержащие микросферулы слои сформировались в результате сложных тектонических и седиментационных процессов перераспределения материала из различных источников, подвергнувшихся диагенетическим, гидротермальным и метаморфическим трансформациям. Хотя руды Костеньгинского месторождения испытали позднейшие изменения (низкотемпературная гидротермальная проработка, окварцевание), химический состав и минералогия содержащихся в них микросферул существенно отличается от таковых для микросферул из Барбертонских метаосадков.

Шарообразная форма силикатных микросферул предполагает их образование в гетерогенной жидкой или жидко-газовой системе, обеспечивающей возможность принятия одной из фаз сферической формы за счет сил поверхностного натяжения. Такие системы функционируют в процессе вулканической деятельности [29, 39, 56]. Нам представляется, что изученные нами силикатные микросферулы являются застывшими каплями диспергированного железо-силикатного расплава.

В силикатных расплавах доказана возможность возникновения несмесимости, в результате которой расплав распадается на две несмесимые жидкости разного состава [71, 85]. Ликват меньшего объема при этом образует жидкие микросферулы в матрице ликвата большего объема [48, 64]. Экспериментальное моделирование жидкостной несмесимости в природных магмах показало, что несмесимость проявляется при снижении температуры в ходе фракционной кри-

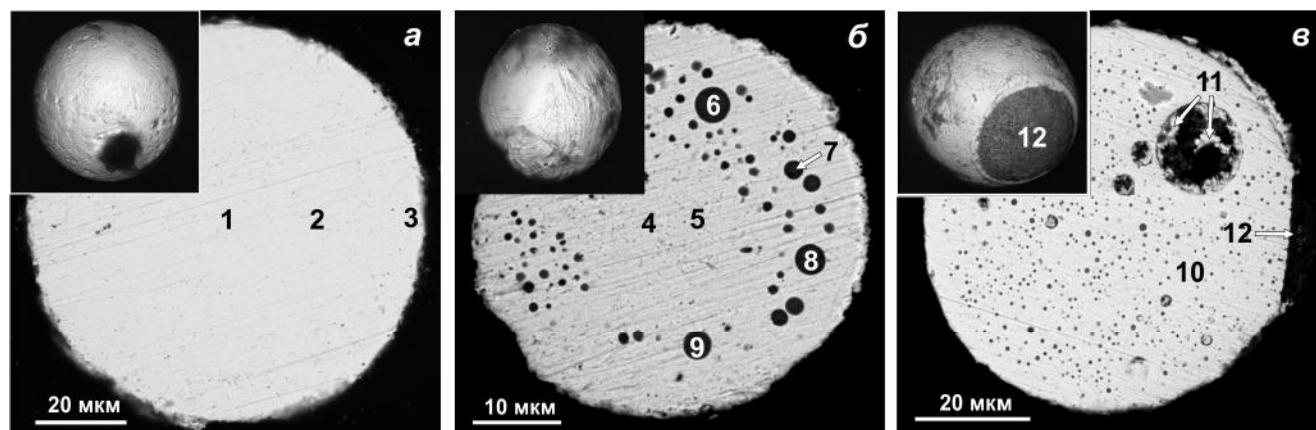


Рис. 6. Структура и химический состав Cu-Ag-Au микросферул из образцов магнетитовой руды и взрывной брекчии Костеньгинского месторождения.

a – однородная микросферула; *б* – микросферула с включениями оксида меди; *в* – микросферула с внутренней полостью и фазой сложного состава на поверхности. Цифры на картинках соответствуют номерам анализов в табл. 4, № 12 – в тексте.

Таблица 4. Состав однородных микросферул и Cu-Ag-Au матрицы между обогащенными медью включениями.

Элемент	Номера точек анализов (вес. %) на рис. 6										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.7	14.3	13.9	14.3	0.0	0.0
Fe	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.5	0.4	0.6	0.0	0.0
Cu	31.0	33.3	32.1	29.1	28.2	80.5	80.7	81.5	81.5	27.6	33.8
Ag	8.0	5.7	6.2	7.5	8.9	4.2	4.4	4.2	3.6	10.6	6.3
Au	61.0	61.0	61.7	63.4	62.9	0.0	0.0	0.0	0.0	61.8	59.9

Примечание. №№ 1–5, 10 – анализы матрицы Cu-Ag-Au микросферул; 6–9 – анализы сферических включений оксида меди; 11 – анализ дендритов, декорирующих полости в микросферулах.

сталлизации и повышении активности кремнезема [18, 37]. При этом давление, состав расплава и флюида являются дополнительными факторами, влияющими на ликвационные процессы [9, 32, 72]. Присутствие в изученных нами силикатных микросферулах двух сосуществующих стекловатых фаз, скорее всего, является следствием такой несмесимости.

Несмесимые стекловатые фазы в изученных микросферулах образуют две группы (рис. 8, *a*), сходные по составу с экспериментально полученными несмесимыми расплавами и природными несмесимыми вулканическими стеклами [37, 39, 53, 83], а также с железистыми и кремнистыми стеклами Эль Лако и других месторождений Кирунского (железо-фосфорного) и Андийского (железо-оксидно-медно-золотого) типов, образовавшихся при непосредственном участии ликвационных процессов [49, 71, 105]. Рис. 8, *б* демонстрирует разделение железо-силикатного расплава ($D(\text{SiO}_2)_{\text{Fe-liq/Si-liq}}$) на две несмешивающиеся

жидкости в зависимости от содержания SiO_2 и температуры [56]. Экспериментальные данные [32, 37] показывают, что $D(\text{SiO}_2)_{\text{Fe-liq/Si-liq}}$ понижается при охлаждении, что выражается в расширении поля совместного существования двух жидкостей (т.е. ликвации) на рис. 8, *б*. Составы сосуществующих железистых и кремнистых стекол из композитных микросферул Костеньгинского месторождения хорошо соответствуют составам несмесимых расплавов, экспериментально полученных из толеитовых базальтов (рис. 8, *б*).

Сферические полости, наблюдаемые в изученных нами силикатных микросферулах (рис. 3, *б*), сходны с таковыми в продуктах эруптивной вулканической деятельности и свидетельствуют о выделении газов при охлаждении флюидо-насыщенных расплавов [30]. Это охлаждение является следствием извержения (возможно, сопровождающегося диспергированием расплава при взрывах) на поверхность или в воду, а также в трещины и полости, открывающиеся

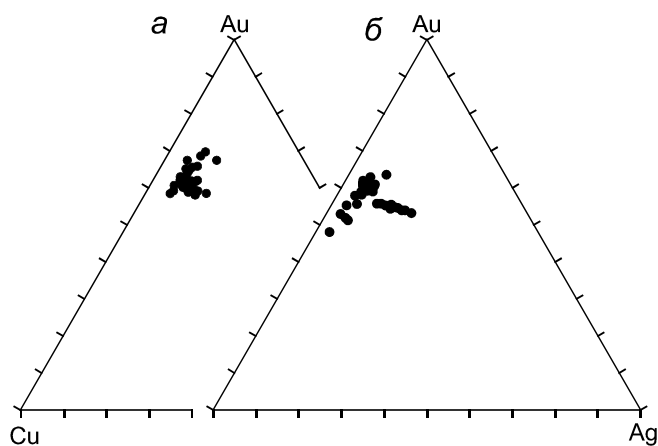


Рис. 7. Состав гомогенных микросферул и Cu-Ag-Au матрицы между обогащенными медью включениями в микросферулах, выделенных: *а* – из руд, *б* – из брекчий.

в процессе прорывов магмы в верхние слои коры [8]. Силикатные микросферулы зафиксированы в лавовых фонтанах вулкана Килауэа, Гавайи [69], в мелилитовых шлаках вулкана Кабесо Сегура в Испании [29], а также в пепловом столбе вулкана Этна [65]. Большое количество металло-силикатных сферул различного состава, напоминающих Костеньгинские, обнаружены в игнимбритах Сихотэ-Алиня [43].

Таким образом, образование силикатных микросферул, выделенных из пород и руд Костеньгинского месторождения, связывается нами с эксплозивной деятельностью, в результате которой происходило диспергирование исходного силикатного расплава. Необходимо отметить существенное обогащение этого расплава железом, что свидетельствует в пользу участия вулканических процессов в формировании железной минерализации на месторождении. Необычно высокое содержание железа в силикатном расплаве способствовало развитию в нем процессов несмесимости (ликвации) в его микропорциях (микросферулах) при быстром охлаждении.

ГЕНЕЗИС ЖЕЛЕЗО-ОКСИДНЫХ МИКРОСФЕРУЛ

Железистые микросферулы осадочного генезиса обычны для докембрийских полосчатых железных руд. Они состоят из гетита, кварца, мартита, гематита, сульфидов и содержат много карбонатного материала, часто законсервированного в кварце [78]. Железистые конкреции в современных осадках сложены кварцем, гипсом, галитом, кальцитом, сидеритом и гематитом, и обнаруживают классическую оолитовую структуру [25, 112]. Железные (I-типе) космические микросферулы в осадочных породах содержат частички FeNi, Ni-вюстита и микровключения платиноидов [40]. Эти

микросферулы структурно, минералогически и геохимически отличаются от кристаллических магнетитовых микросферул из пород и руд Костеньгинского месторождения, которые обнаруживают признаки кристаллизации из расплава, важнейшим из которых является наличие силикатно-железистого стекла в интерстициях между слагающими их кристаллитами и в полостях внутри микросферул.

Редкий тип полых низконикелистых магнетитовых микросферул (практически без вюстита и платиноидов) с отчетливыми дендритовидными структурами на поверхности найден в гляциальных отложениях Антарктики и в осадках раннего Дриаса. Вероятнее всего, их происхождение связано с разрушением железных и каменных метеоритов при прохождении через атмосферу [21, 104]. Хотя среди магнетитовых микросферул Костеньгинского месторождения обнаружены содержащие полости разновидности (как на рис. 5, *а* и большего размера), эти полости обычно заполнены силикатным стеклом. Поверхность костеньгинских железо-оксидных микросферул не имеет характерной дендритовидной текстуры, напротив, ее отличают структуры роста кристаллов изнутри сферулы (рис. 5, *а*). В составе многих изученных нами магнетитовых микросферул содержание Ti (анализы 5–8 в табл. 3; Ti > 0.1 вес. %) значительно выше, чем в полых магнетитовых сферулах (Ti < 0.05 вес. % [21]), образовавшихся в результате взрывов метеоритов в воздухе. Все эти признаки больше отвечают магматической (вулканической), чем метеоритной природе изученных нами магнетитовых микросферул.

Железо-оксидные микросферулы из пород и руд Костеньгинского месторождения по форме и составу сходны с магнетитовыми сферулами из рыхлых руд и с железо-оксидными глобулями в расплавах вулкана Эль Лако, Чили [76, 105]. Особенности структуры костеньгинских микросферул говорят об их кристаллизации в магматическом расплаве или в высокотемпературной газовой среде. В таких условиях кристаллиты могли расти равномерно и беспрепятственно во всех направлениях, обеспечивая шарообразную форму микросфер. Изученные микросферулы состоят преимущественно из скелетных кристаллов магнетита с небольшой примесью ильменита и высокожелезистого силикатного стекла в полостях и интерстициях, что свидетельствует в пользу их кристаллизации из быстро остывающего расплава. Экспериментальные исследования показывают, что даже очень быстрое охлаждение (до 100 °C за секунду) сопровождается кристаллизацией магнетита, не приводя к образованию железо-оксидного стекла [72]. Это согласуется с присутствием скелетных выделений магнетита в за-

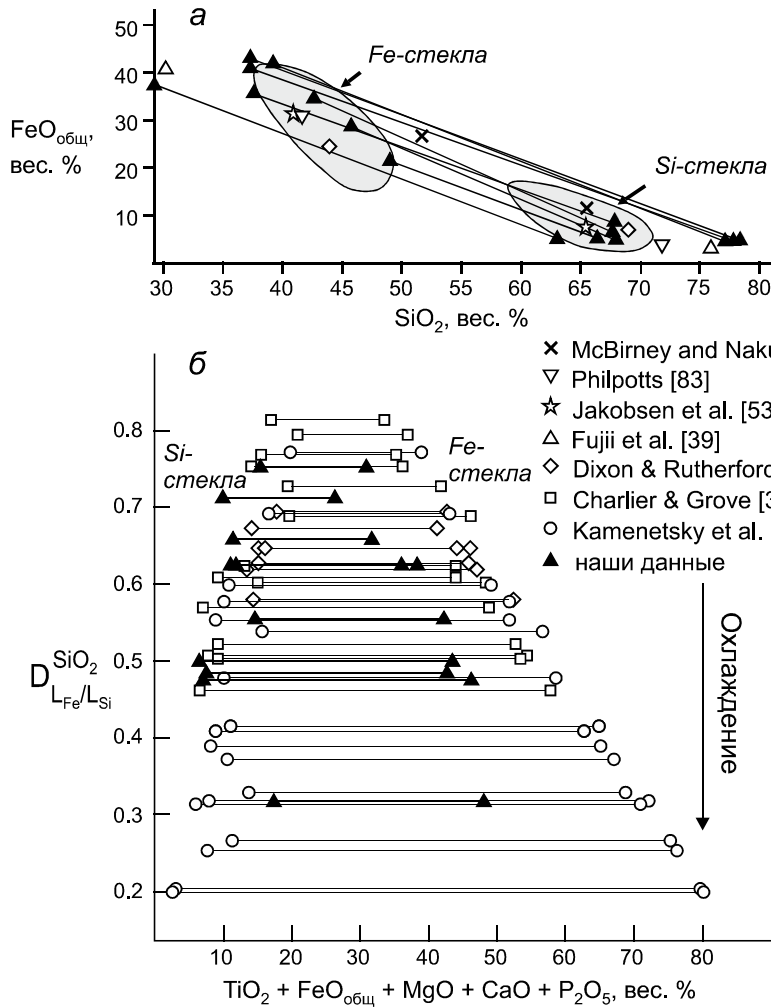


Рис. 8. Химический состав сосуществующих железистых и кремнекислых стекол в силикатных микросферулах из эруптивных брекчий и руд Костеньгинского месторождения на диаграммах FeO_{общ}-SiO₂ (а) и $D(\text{SiO}_2)_{\text{Fe-лиг/Si-лиг}} - (\text{TiO}_2 + \text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{P}_2\text{O}_5)$ (б), по [56].

На диаграмме (а) заштрихованные поля – области составов сосуществующих железистых и кремнекислотных расплавов, полученных экспериментально [49].

калочных стекловатых каемках некоторых базальтов океанического дна [27] и в обломках субаэральных пемз [97]. Nyström et al. [76] предположили, что агрегаты кристаллов магнетита в лавовых потоках Эль Лако представляют собой капли железо-оксидного расплава, в то время как магнетитовые сферулы, особенно с субпараллельными структурами нарастания, наиболее вероятно, являются продуктом кристаллизации из перегретого газа в эволюционирующей эруптивной колонне. Закаленные микроскопические железо-оксидные сферулы со структурами скелетного роста магнетита, очень похожими на таковые в Костеньгинских микросферулах, образовались при экспериментах по охлаждению в печи с контролируемым газовым потоком, условия которых были приближены к условиям в типичной эруптивной вулканической колонне [52].

Изложенные выше данные позволяют предположить, что магнетитовые микросферулы (а, возможно, и магнетитовые руды) Костеньгинского месторождения кристаллизовались из обогащенного железом и

флюидами расплава в пределах эруптивной вулканической колонны.

ГЕНЕЗИС МЕДЬ-ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МИКРОСФЕРУЛ

Описания Cu-Ag-Au микросферул, подобных обнаруженным нами в породах и рудах Костеньгинского месторождения, нам не известны. Их сферическая форма и характерные усадочные деформации поверхности указывают на образование в изначально жидком виде в охлаждающейся жидкой (или газовой) среде. В этом случае, используя фазовую диаграмму Cu-Ag-Au [109], можно утверждать, что температура изначально жидких медно-золото-серебряных микросферул Костеньгинского месторождения была выше 950 °С (рис. 9). Золото и серебро при таких температурах образуют с металлической медью гомогенные сплавы [14, 20, 113]. Понижение температуры Cu-Ag-Au сплавов ведет к их распаду с обособлением твердых металлических фаз с различным содержанием Cu, Ag и Au [60]. Поскольку в изученных нами микросферу-

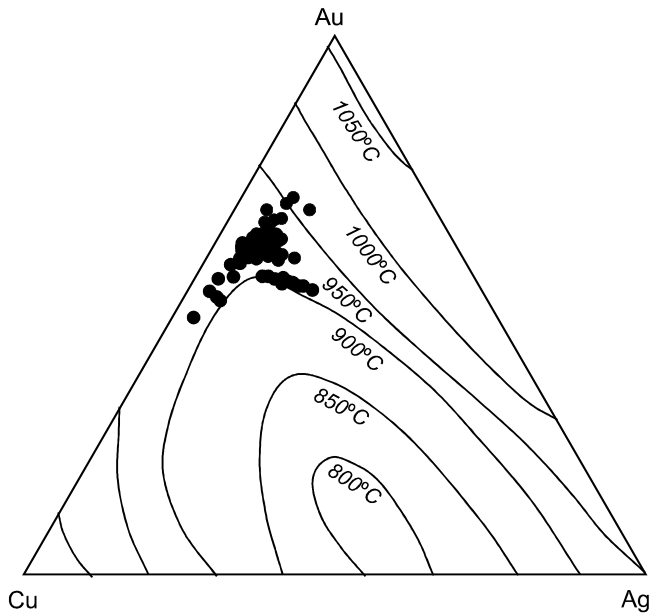


Рис. 9. Составы Cu-Ag-Au микросферул из пород и руд Костеньгинского месторождения на тройной фазовой диаграмме [109].

Изотонии маркируют температуру поверхности ликвидуса.

лах структуры распада с образованием таких фаз не наблюдаются, мы заключаем, что Cu-Ag-Au сплав в них претерпел быстрое охлаждение и находится в метастабильном состоянии.

Некоторые Cu-Ag-Au микросферулы содержат включения, обогащенные Cu и O (рис. 6, б, в; табл. 4). Сферическая форма этих включений свидетельствует в пользу их первоначально жидкого состояния, т.е. указывает на их выделение из охлаждающегося Cu-Ag-Au сплава в результате его ликвационного разделения. Оксиды золота и серебра неустойчивы при температурах выше 160 °C [44] и 230 °C [82], соответственно. Поэтому золото и серебро в таком сплаве при надликвидусных температурах полностью растворены в меди и в процессе выделения обогащенных Cu и O включений ведут себя инертно. Это позволяет в первом приближении рассмотреть условия формирования таких включений с помощью диаграммы системы Cu-O (рис. 10).

На этой диаграмме существует область расслоения (L_1+L_2) исходного медного расплава на два – обогащенного медью (L_1) и обогащенного кислородом (L_2). Мы предполагаем, что наши микросферулы демонстрируют продукты этого расслоения: обогащенный медью расплав L_1 представляет собой матрицу микросферул, а Cu-O включения – обогащенный кислородом материал L_2 .

Ниже 1223 °C, в соответствии с диаграммой, система в этом интервале составов будет содержать

медный сплав и куприт, который стабилен вплоть до комнатных температур. Наши определения (табл. 4, анализы 6–9) показывают преимущественно медно-оксидный состав включений в Cu-Ag-Au микросферулах. В пересчете на атомные количества отношение Cu/O в среднем составляет 3/2. Если учесть, что часть анализируемого кислорода входит в состав оксидов железа, а также возможность завышения (до 3.84 вес. %, по [1, 42]) его концентраций в процессе энергодисперсионного анализа, то это отношение будет еще больше, уверенно указывая на купритовую (Cu_2O) природу выполнения включений.

В соответствии с фазовой диаграммой рис. 10, область несмесимости L_1+L_2 соответствует $\log P(O_2)$ порядка -3, что вполне реально для пород и руд Костеньгинского месторождения, содержащих 0.7–4.5 вес. % C_{opr} .

Таким образом, форма и состав изученных нами Cu-Ag-Au микросферул из пород и руд Костеньгинского месторождения свидетельствует о том, что их выделение произошло в результате ликвации исходного расплава при температуре не менее 950 °C. Наличие в микросферулах округлых включений преимущественно медно-оксидного состава является признаком ликвации второго порядка, развивающейся в Cu-Ag-Au расплаве при повышенной активности кислорода. Температурный интервал такой ликвации, согласно рис. 10, составляет 1223–1350 °C, что поднимает температуру формирования самих микросферул до этих значений. При медленном охлаждении сферические медно-оксидные включения приобрели бы огранку, а матричный сплав Cu-Ag-Au микросферул претерпел бы распад [60]. Поскольку этого не произошло, мы полагаем, что выделившиеся из первичного расплава Cu-Ag-Au микросферулы испытали резкое охлаждение с температур порядка 1300 °C до температур, при которых реакции распада уже не идут (менее 100 °C).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Согласно нашим данным, все три типа микросферул, обнаруженных в рудах и пирокластических породах Костеньгинского месторождения, имеют структурные и геохимические признаки магматического происхождения. Они формировались в жидкой, насыщенной флюидами среде и испытали быстрое охлаждение. Силикатные микросферулы могли формироваться из аэрозолей силикатных расплавов в процессе эксплозий в воздушную среду или в воду и отлагаться на поверхности обогащенных железом лавовых потоков или туфовых отложений. Диспергирование силикатных расплавов могло происходить и при импрегнировании их порций в трещины и полости, раскрывающиеся в процессе прорыва магмы в

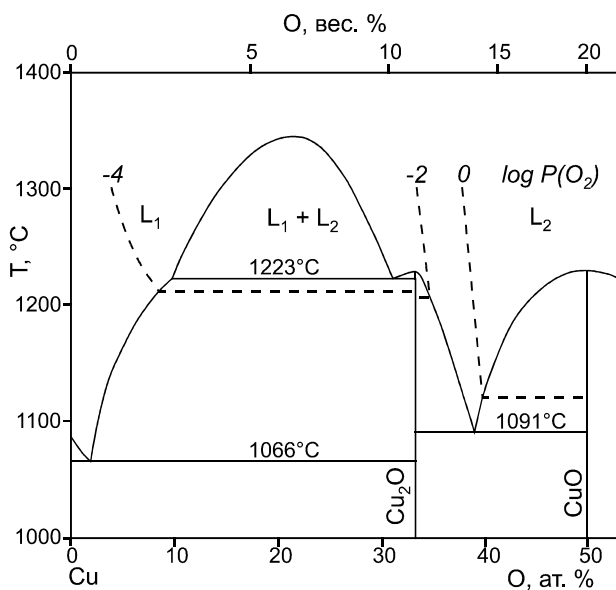


Рис. 10. Фазовая диаграмма системы Cu-O, по [74].

Пунктиром показаны изобары $\log P(O_2)$.

верхние горизонты коры. В обоих случаях перепады температур были очень значительны, увеличиваясь за счет адиабатического расширения газов.

Присутствие магнетитовых и интерметаллических (Cu-Ag-Au) микросферул вместе с силикатными предполагает гетерогенность извергающейся магмы, содержащей, помимо обогащенного железом силикатного расплава, выделения магнетита и микропорции интерметаллидов. Кристаллизация магнетита железо-оксидных микросферул, вероятно, прошла по сценарию, близкому к кристаллизации богатого железом силикатного расплава, образовавшего эффузивные и взрывные породы вулкана Эль Лако в Чили. После первой публикации Парка о «магнетитовых потоках» на вулкане Эль Лако [81] многие исследователи привели обоснования магматического характера «корней» железных руд месторождения Эль Лако [75, 76, 105], а также железо-оксидно-медно-золотой минерализации Чилийской Кордильеры в целом [22, 73]. Современные петрологические и геохимические исследования показывают, что многие железо-оксидные месторождения типа Кируна являются продуктами эффузивного или взрывного вулканизма [79, 103]. Их формирование связывается с селективной флотацией магнетита в верхние части магматической камеры газовыми пузырьками в сильно дифференцированном магматическом очаге в условиях декомпрессии, в ряде случаев (Эль Лако) заканчивающейся взрывом [61, 62].

Самородное золото присутствует в высокотемпературных вулканических эгсгалациях Эребуса (остров Росс, Антарктика), Колима (Мексика) и Тол-

бачика (Камчатка) [31, 70, 98]. Микрочастички золота и электрума зафиксированы в мафических шлаках и базальтовых лавах Толбачинского вулкана [114]. Обильная золото-платинометаллическая минерализация зафиксирована в железо-оксидных с марганцем рудах месторождения Поперечное (та же Мало-Хинганская рудная зона, 86 км от Костеньгинского [26]). Изученные нами Cu-Ag-Au микросферулы ликвидировали из силикатных расплавов и, совместно с силикатными и железо-оксидными микросферулами, испытали быстрое охлаждение. Обнаружение благородных металлов в рудах и вмещающих породах этих месторождений предполагает возможность систематического образования благороднометаллического оруденения в месторождениях такого типа.

Насыщенные металлами и флюидами расплавы, за счет которых образовалась своеобразная ассоциация изученных нами микросферул, могли возникнуть в результате смешения магм различного состава и насыщения их большим количеством флюидов как глубинного происхождения, так и за счет ассимиляции вмещающих карбонатно-сланцевых толщ. Взрывная вулканическая деятельность, связанная с дифференцированными магматическими очагами в земной коре, возможно, играет важную роль в образовании некоторых обогащенных благородными металлами железорудных месторождений в субдукционных тектонических обстановках.

Традиционно генезис железорудных с медью и золотом (Iron-Oxide-Copper-Gold – IOCG) месторождений рассматривается в рамках магматически-гидротермальной модели, в которой процессы более поздней метасоматической переработки играют крайне важную, если не главенствующую роль [6, 15, 24, 88, 92, 107]. Накопление фактического материала по этому типу месторождений за несколько последних десятилетий вызвало к жизни существование двух основных концепций их происхождения, которые условно можно назвать «магматической» и «гидротермально-метасоматической» моделями. Сторонники магматической модели считают, что основным механизмом образования месторождений IOCG, а также близких им по целому ряду характеристик железорудных (с фосфором) месторождений типа Кируна, является фракционная кристаллизация мантийных магм в рифтогенных или субдукционных тектонических обстановках с последующей флотацией магнетитовых руд в процессе отделения флюида от эволюционирующего магматического расплава и выведения обогащенных железом расплавов на поверхность по системам глубинных разломов [61, 62, 102, 108]. В подтверждение этой модели приводятся обширные геологические [15, 73, 76, 77, 81, 102], текстурно-петрологические

[6, 75, 105] и геохимические (особенно изотопные) характеристики существенно магнетитовых (часто с медью и золотом) руд и вмещающих их изверженных горных пород [22, 55, 101, 103]. В рамках этой модели рудообразующие флюиды имеют существенно мантийное происхождение, что подтверждается данными по распределению радиогенных (Nd, Hf, Pb) и стабильных (Fe, O, Cl) изотопов в рудах и вмещающих их породах и минералах [35, 94, 103]. Собственно гидротермальный класс моделей можно разделить на две подгруппы. Приверженцы одной считают, что ключевым в генезисе Fe-Cu-Au месторождений является магматический высокотемпературный флюид [34, 36, 84]. Вторая группа исследователей полагает, что осаждение железа и других металлов происходило из экзогенных флюидов с высокими содержаниями галогенов, связанных с эволюцией осадочно-вулканогенных и метаморфических толщ [23, 46, 51] или смешанных мантийно-коровых флюидов [33, 50, 91, 95]. Многие исследователи также предполагают многоступенчатую архитектуру долгоживущих коровых рудообразующих систем, в которых железо-фосфорные месторождения с магнетитом и апатитом (так называемый Кирунский тип) занимают наиболее глубинные их горизонты, а железоокисно-медно-золотое (собственно IOCG Андийского типа) оруденение ассоциируется с субвулканическими системами и тесно связано с медно-золотыми порфиоровыми и высокосульфидными эпитермальными месторождениями [15, 77, 88, 89, 92, 94, 100]. Основным связующим звеном в этих долгоживущих (до 100 млн лет [58, 59]), многоуровневых коровых рудно-магматических системах являются обогащенные металлами субдукционные и постсубдукционные магмы, возникающие, согласно современным изотопно-геохимическим данным, из флюидов и расплавов, образовавшихся при дегидратации или плавлении погружающейся океанической плиты под перекрывающий ее перидотитовый мантийный клин [47, 57, 58, 73, 87].

Приведенные в настоящей статье новые данные показывают, что вулканические, особенно эксплозивные извержения, а также предшествовавшие им ликвационные процессы в мантийных расплавах, обогащенных рудными компонентами, могут играть важную роль в формировании многих железо-окисно-медно-золотых месторождений. Мы полагаем, что работа по генезису IOCG минерализации в долгоживущих коровых рудно-магматических системах может вестись по следующим направлениям: 1) дальнейшее петрологическое и изотопно-геохимическое изучение мантийных и коровых источников рудообразующих расплавов и флюидов; 2) выявление продуктов эксплозивного вулканизма в других месторождениях

IOCG формации; 3) определение физико-химических условий ликвации первичных мантийных магм на несмешиваемые кремнекислые, железистые и металлические (Cu-Ag-Au) расплавы; 4) изучение постмагматической эволюции благороднометалльной минерализации в интрузивных и субвулканических образованиях и их возможной связи с рудными системами порфиорового и высокосульфидного эпитермального типов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Выражаем благодарность сотрудникам Территориального фонда геологической информации по Дальневосточному федеральному округу А.И. Буханченко и Н.М. Зверевой за помощь в работе с архивом коллекционных образцов и материалов, полученных при разведке месторождения, а также сотруднику ООО «Дальгеология» В.М. Запорожцеву за консультацию по геологии района и структуре месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бердников Н.В., Коновалова Н.С., Зазулина В.Е. Исследование включений благородных металлов в высокоуглеродистых породах методом РЭМ-РСМА // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 2. С. 90–96.
2. Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я., Сыромьятникова А.С. Состав и структурные особенности сфероидов из золоторудных месторождений Восточной Якутии // Зап. ВМО. 1999. Вып. 5. С. 71–76.
3. Геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
4. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., В.Ф. Шевченко. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 629–647.
5. Копылов М.И., Плотницкий Ю.Е., Родионов С.М., Романовский Н.П. Месторождения олова Хингано-Олонойского района: геологическая и геофизическая характеристика, рудная минерализация и развитие ресурсной базы. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 252 с.
6. Костин А.В. Минеральные разновидности Fe-окисных-Cu руд проявлений Джалкан, Росомаха и Хурат (Сетте-Дабан, Восточная Якутия) // Отч. геология. 2016. № 6. С. 11–15.
7. Левашев Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 380 с.
8. Лукин А.Е. Минеральные сферулы - индикаторы специфического флюидного режима рудообразования и нафтидогенеза // Геофиз. журн. 2013. Т. 35, № 6. С. 10–53.
9. Маракушев А.А., Иванов И.П., Римкевич В.С. Значение ликвации в генезисе магматических горных пород // Вестн. МГУ. Сер. 4. геол. 1979. Вып. 1. С. 3–22.
10. Маршинцев В.К., Яценко И.Г., Зинченко В.Н. Силикатные сферулы из кимберлитовых и лампроитовых формаций мира // Наука и техника в Якутии. 2018. № 2 (35). С. 7–11.
11. Новгородова М.И., Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я. и др. Микросферулы алюмосиликатных стекол в золотых рудах // Геохимия. 2003. № 1. С. 83–93.

12. Савва Н.Е., Фомина М.И., Курашко В.В. и др. Сфероидные образования в рудах золото-сульфидного проявления «Сентябрьское СВ», локализованного в трубчатых телах взрывных брекчий (Чукотка) // *Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах: Материалы Всерос. науч. конф.* Новосибирск, 2014. С. 626–630.
13. Сандмирова Е.И. Сферические минеральные образования вулканических пород Курильских островов и Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Петропавловск-Камчатский, 2008. 24 с.
14. Синякова Е.Ф., Косяков В.И. Поведение примесей благородных металлов при фракционной кристаллизации Cu-Fe-Ni-сульфидных расплавов, содержащих As и Co // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53, № 10. С. 1374–1400.
15. Соловьев, С.Г. Железоокисно-золото-медные и родственные месторождения. М.: Науч. мир, 2011. 472 с.
16. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева, М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края / *Очерк. Владивосток: Дальнаука*, 1995. 65 с.
17. Ханчук А.И., Рассказов И.Ю., Крюков В.Г., Литвинова Н.М., Саксин Б.Г. О находке промышленной платины в рудах Южно-Хинганского месторождения марганца // *Докл. АН*. 2016. Т. 470, № 6. С. 701–703.
18. Хитаров Н.И., Пугин В.А. Ликвация в природных силикатных системах // *Геохимия*. 1978. № 6. С. 803–819.
19. Чайковский И.И., Коротченкова О.В. Взрывные минеральные фазы алмазоносных вишеритов западного Урала // *Литосфера*. 2012. № 2. С. 125–140.
20. Чудненко К.В., Пальянова Г.А. Термодинамические свойства твердых растворов в системе Ag-Au-Cu // *Геология и геофизика*. 2014. Т. 55, № 3. С. 449–463.
21. Andronikov A.V., Andronikova I.E., Loehn C.W. et al. Implications from chemical, structural and mineralogical studies of magmatic microspherules from around the Lower Younger Dryas boundary (New Mexico, USA) // *Geografiska Annaler: series A, Physical Geography*. 2016. V. 98. P. 39–59.
22. Barra F., Reich M., Selby D. et al. Unravelling the origin of the Andean IOCG clan: a Re-Os isotope approach // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 81. P. 62–78.
23. Barton M.D., Johnson A.D. Evaporite-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization // *Geol.* 1996. V. 24. P. 259–262.
24. Barton M.D. Iron oxide (Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems // *Treatise in geochemistry*. 2nd ed. 2014. P. 515–541.
25. Beitler B.B., Benison K.C., Oboh-Ikuenobe F.E. et al. Active hematite concretion formation in modern acid saline lake sediments, Lake Brown, Western Australia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 268 P. 52–63.
26. Berdnikov N.V., Nevstruev V.G., Kepezhinskas P.K. et al. PGE mineralization in andesite explosive breccias associated with the Poperechny iron-manganese deposit (Lesser Khingan, Far East Russia): whole-rock geochemical, ¹⁹⁰Pt-⁴He isotopic, and mineralogical evidence // *Ore Geol. Rev.* 2020. V. 118. 103352.
27. Bryan W.B. Morphology of quench crystals in submarine basalts // *J. Geophys. Res.* 1972. V. 77. P. 5812–5819.
28. Cannon W.F., Schultz K.J., Wright-Horton J. et al. The sudbury impact layer in the Paleoproterozoic iron ranges of northern Michigan // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2010. V. 122. P. 50–75.
29. Carracedo-Sánchez M., Sarrionandia F., Arostegui J. et al. Silicate glass micro- and nanospherules generated in explosive eruptions of ultrabasic magmas: implications for the origin of pelletal lapilli // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2015. V. 293. P. 13–24.
30. Cashman K.V., Mangan M.T. Physical aspects of magmatic degassing II: constraints on vesiculation processes from textural studies of eruptive products // *Rev. Mineralogy*. 1994. V. 30. P. 447–478.
31. Chaplygin I.V., Yudovskaya M.A., Vergasova L.P. et al. Native gold from volcanic gases at Tolbachik 1975-1976 and 2012-2013 fissure eruptions, Kamchatka // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2015. V. 307. P. 200–209.
32. Charlier B., Grove T.L. Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent // *Contrib. Miner. Petrol.* 2012. V. 164. P. 27–44.
33. Chiaradia M., Banks D., Cliff R. et al. Origin of fluids in iron oxide-copper-gold deposits: constraints from $\delta^{37}\text{Cl}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and Cl/Br // *Mineral. Deposita*. 2006. V. 41. P. 565–573.
34. Childress T.M., Simon A.C., Reich M. et al. Formation of the Mantoverde iron oxide-copper-gold (IOCG) deposit, Chile: insights from Fe and O stable isotopes and comparisons with iron oxide-apatite (IOA) deposits // *Mineral. Deposita*. 2020. V. 55. P. 1489–1504.
35. De Haller A., Vorfu F., Fontbote L. et al. Geology, geochronology, and Hf and Pb isotope data of the Raul-condestable iron oxide-copper-gold deposit, central coast of Peru // *Econ. Geol.* 2006. V. 101. P. 281–310.
36. Del Real I., Thompson J.F.H., Simon A.C. et al. Geochemical and isotopic signature as pyrite as a proxy for fluid source and evolution in the Candelaria-Punta del Cobre iron oxide copper-gold district, Chile // *Econ. Geol.* 2020. V. 115. P. 1493–1518.
37. Dixon S., Rutherford M.J. Plagiogranites as late-stage immiscible liquids in ophiolite and mid-ocean ridge suites: an experimental study // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1979. V. 45. P. 45–60.
38. Fialkiewicz-Koziel B., Smieja-Krol B., Frontasyeva M. et al. Anthropogenic and natural sources of dust in peatland during the Anthropocene // *Sci. Reports*. 2016. V. 6, doi: 10.1038/srep38731.
39. Fujii T., Kushiro I., Nakamura Y. et al. A note on silicate liquid immiscibility in Japanese volcanic rocks // *J. Geol. Soc. Japan*. 1980. V. 86. P. 409–412.
40. Genge M.J., Davies B., Suttle M.D. et al. The mineralogy and petrology of I-type cosmic spherules: implications for their sources, origins and identification in sedimentary rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2017. V. 218. P. 167–200.
41. Glikson A. Early Archaean asteroid impacts on Earth: stratigraphic and isotopic age correlations and possible geodynamic consequences // *Earth's Oldest Rocks*. Netherlands: Elsevier, 2007. P. 1087–1103.
42. Goldstein J.I., Newbury D.E., Michael J.R. et al. Scanning electron microscopy and X-ray microanalysis. New York: Springer, 2017. 550 p.
43. Grebennikov A.V. Silica-metal spherules in ignimbrites of Southern Primorie, Russia // *J. Earth Sci. (China)*. 2011. V. 22. P. 20–31.
44. Greenwood N., Earnshaw A. Chemistry of the elements (2nd ed.). UK. Oxford: Butterworth-Heinemann, 1997. 1359 p.
45. Hagstrum J.T., Firestone R.B., West A. et al. Impact-related

- microspherules in Late Pleistocene Alaskan and Yukon «muck» deposits signify recurrent episodes of catastrophic emplacement // *Sci. Reports*, 2017. V. 7. doi: 10.1038/s41598-017-16958-2.
46. Haynes D.W., Cross K.C. Bills, R.T. et al. Olympic Dam ore genesis: a fluid-mixing model // *Econ. Geol.* 1995. V. 90. P. 281–307.
 47. Hedenquist J.W., Lowenstern J.B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits // *Nature*. 1994. V. 370. P. 519–527.
 48. Honour V.C., Holness M.B., Partridge J.L. et al. Microstructural evolution of silicate immiscible liquids in ferrobasalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2019 V. 174, # 77. doi.org/10.1007/s00410-019-1610-6.
 49. Hou T., Charlier B., Nemur O. et al. Experimental study of liquid immiscibility in the Kiruna-type Verdenoeg iron-fluorine deposit, South Africa // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2017. V. 203. P. 303–322.
 50. Hunger R.B., Xavier R.P., Moreto C.P.N. et al. Hydrothermal alteration, fluid evolution, and Re-Os geochronology of the Grotta Funda iron oxide copper-gold deposit, Carajas Province (Para State), Brazil // *Econ. Geol.* 2018. V. 113. P. 1769–1794.
 51. Hunt J.A., Baker T., Thorkelsen D.J. A review of iron oxide copper-gold deposits, with focus on the Wernecke Breccias, Yukon, Canada, as an example of a non-magmatic end member and implications for IOCG genesis and classification // *Exploration and mining geology.* 2007 V. 16. P. 209–232.
 52. Isobe H., Gondo T. Dendritic magnetite crystals in rapid quenched fine spherules produced by falling experiments through the high temperature furnace with controlled gas flow // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2013. V. 108. P. 227–237.
 53. Jakobsen J.K., Veksler I.V., Tegner C. et al. Immiscible iron- and silica-rich melts in basalt petrogenesis documented in the Skaergaard intrusion // *Geol.* 2005. V. 33. P. 885–888.
 54. Jin X., Zhu H. Determination of platinum group elements and gold in geological samples with ICP-MS using a sodium peroxide fusion and tellurium co-precipitation // *J. Analytical Atomic Spectrometry.* 2000. V. 15. P. 747–751.
 55. Jonsson E., Troll V.R., Hogdal K. et al. Magmatic origin of giant «Kiruna-type» apatite-iron-oxide ores in Central Sweden // *Sci. Records.* 2013. V. 3. P. 1644.
 56. Kamenetsky V.S., Charlier B., Zhitova L. et al. Magma chamber-scale liquid immiscibility in the Siberian Traps represented by melt pods in native iron // *Geol.* 2013. V. 41. P. 1091–1094.
 57. Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J. et al. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61. P. 577–600.
 58. Kepezhinskas P., Kepezhinskas N., Berdnikov N. Gold, platinum and palladium enrichments in arcs: role of mantle wedge, arc crust and halogen-rich slab fluids // *E3S Web of Conferences.* 2019. V. 98. 08010. doi.org/10.1051/e3sconf/20199808010.
 59. Kepezhinskas P.K., Kepezhinskas N.P., Berdnikov N.V. et al. Native metals and intermetallic compounds in subduction-related ultramafic rocks from the Stanovoy mobile belt (Russian Far East): implications for redox heterogeneity in subduction zones // *Ore Geol. Rev.* 2020. V. 127. 103800.
 60. Knight J. Phase relations in the system Au-Cu-Ag at low temperatures, based on natural assemblages // *Can. Mineralogist.* 2001 V. 39. P.889–905.
 61. Knipping J.L., Bilenker L.D., Simon A.C. et al. Giant Kiruna-type deposits form by efficient flotation of magmatic magnetite suspensions // *Geol.* 2015 V. 43. P. 591–594.
 62. Knipping J.L., Webster J.D., Simon A.C. et al. Accumulation of magnetite by flotation on bubbles during decompression of silicate magma // *Sci. Reports.* 2019. V. 9. 3852. doi.org/10.1038/s41598-019-40376-1.
 63. Kutchko B.G., Kim A.G. Fly ash characterization by SEM-EDS // *Fuel.* 2006. V. 85. P. 2537–2544.
 64. Kuo L.-C., Lee J.Y., Essene E.J. et al. Occurrence, chemistry, and origin of immiscible silicate glasses in a tholeiitic basalt: a TEM/AEM study // *Contrib. Miner. Petrol.* 1986. V. 94. P. 90–98.
 65. Lefevre R., Gaudichet A., Billon-Galland M.A. Silicate microspherules intercepted in the plume of Etna volcano // *Nature.* 1986. V. 322. P. 817–820.
 66. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek, A. et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the systematics of igneous rocks (No. 552.3 CLA) // *Intern. Union Geol. Sci.* 1989. P. 193.
 67. Lowe D.R., Byerly G.R. Early Archean silicate spherules of probable impact origin, South Africa and Western Australia // *Geol.* 1986. V. 14. P. 83–86.
 68. McBirney A.R. and Nakamura Y. Immiscibility in late-stage magmas of the Skaergaard intrusion // *Carnegie Institute of Washington Yearbook*, 1974. V. 72. P. 348–352.
 69. Meeker G.P., Hinkley T.K. The structure and composition of micropsherules from the Kilauea volcano, Hawaii // *Am. Mineralogist.* 1993. V. 78. P. 873–876.
 70. Meeker K., Chuan R.L., Kyle P.R. Emission of elemental gold particles from Mount Erebus, Ross Island, Antarctica // *Geophys. Res. Lett.* 1991. V. 18. P. 1405–1408.
 71. Mungall J.E., Long K., Brenan J.M. et al. Immiscible shoshonitic and Fe-P-oxide melts preserved in unconsolidated tephra at El Laco volcano, Chile // *Geol.* 2018. V. 46. P. 255–258.
 72. Naslund H.R. The effect of oxygen fugacity on liquid immiscibility in iron-bearing silicate melts // *Am. J. Sci.* 1983. V. 283. P. 1034–1059.
 73. Naslund H.R., Henriquez F., Nyström J.O. et al. Magmatic iron ores and associated mineralization: examples from the Chilean High Andes and Coastal Cordillera // *Hydrothermal iron oxide-copper-gold & related deposits: A global perspective / T.M. Porter (Ed.). PGC Publ., Adelaide: Australia.* 2002. V. 2. P. 207–226.
 74. Neumann J.P., Zhong T., Chang Y.A. The Cu-O (Copper-oxygen) system // *Bull. Alloy Phase Diagrams.* 1984. V. 5. P. 136–140.
 75. Nyström J.O., Henriquez F. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry // *Econ. Geol.* 1994. V. 89. P. 820–839.
 76. Nyström J.O., Henriquez F., Naranjo J.A et al. Magnetite spherules in pyroclastic iron ore at El Laco, Chile // *Am. Mineralogist.* 2016. V. 101. P. 587–595.
 77. Ootes L., Snyder D., Davis W.J. et al. A Paleoproterozoic Andean-type iron oxide copper-gold environment, the Great

- Bear magmatic zone, Northwest Canada // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 81. P. 123–139.
78. Orberger B., Wagner C., Wirth R. et al. Origin of iron oxide spherules in the banded iron formation of the Bababudan Group, Dharwar Craton, Southern India // *J. Asian Earth Sci.* 2012. V. 52. P. 31–42.
79. Ovalle J.T., La Cruz N.L., Reich M. et al. Formation of massive iron deposits linked to explosive volcanic eruptions // *Sci. Reports.* 2018. V. 8. 14855. doi.org/10-1038/s41598-018-33206-3.
80. Ozdemir S., Schulz T., Koeberl C. et al. Early Archean spherule layers from the Barberton Greenstone Belt, South Africa: mineralogy and geochemistry of the spherule beds in the CT3 drill core // *Meteoritics & Planet. Sci.* 2017. V. 52. P. 2586–2631.
81. Park C.F., Jr. A magnetite «flow» in northern Chile // *Econ. Geol.* 1961. V. 56. P. 431–436.
82. Perry, D.L. *Handbook of Inorganic Compounds.* Boca Raton, FL: CRC Press, 1995. 354 p.
83. Philpotts A.R. Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982. V. 80. P. 201–218.
84. Pollard P.J. An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide-copper-gold (IOCG) provinces // *Mineral. Deposita.* 2006. V. 41. P. 179–187.
85. Puffer J.H. Magnetic spherules in Miocene versus Recent Sands of New Jersey // *Meteoritics.* 1974. V. 9. P. 281–288.
86. Rasmussen B., Koeberl C. Iridium anomalies and shocked quartz in a Late Archean spherule layer from the Pilbara craton: new evidence for a major asteroid impact at 2.63 Ga // *Geol.* 2004. V. 32. P. 1029–1032.
87. Richards J.P. Post-subduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: products of re-melting of subduction-modified lithosphere // *Geol.* 2009. V. 37. P. 247–250.
88. Richards J.P., Mumin A.H. Magmatic-hydrothermal processes within an evolving Earth: iron oxide-copper-gold and porphyry Cu±Mo±Au deposits // *Geol.* 2013. V. 41. P. 767–770.
89. Rodriguez-Mustafa M.A., Simon A.C., del Real I. et al. A continuum from iron oxide copper-gold to iron oxide-apatite deposits: evidence from Fe and O stable isotopes and trace element chemistry of magnetite // *Econ. Geol.* 2020. V. 115. P. 1443–1459.
90. Ruppel M., Lund M.T., Grythe H., Rose et al. Comparison of spheroidal carbonaceous particle data with modeled atmospheric black carbon concentration and deposition and air mass sources in Northern Europe // *Advances in Meteorology.* 2013. Article 393926. P. 1850–2010. https://doi.org/10.1155/2013/393926
91. Schlegel T.U., Wagner T., Fusswinkel T. Fluorite as indicator mineral in iron oxide-copper-gold systems: explaining the IOCG deposit diversity // *Chem. Geol.* 2020. V. 548. P. 119674.
92. Sillitoe R.H. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view // *Mineral. Deposita.* 2003. V. 38. P. 787–812.
93. Simonson B.M., Glass B.P. Spherule layers – records of ancient impacts // *Annual Rev. Earth Planet. Sci.* 2004. V. 32. P. 329–361.
94. Storey C.D., Smith M.P. Metal source and tectonic setting of iron oxide-copper-gold (IOCG) deposits: evidence from an in situ Nd isotope study of titanite from Norrbotten, Sweden // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 81. P. 1287–1302.
95. Su Zh.-K., Zhao X.-F., Li X.-Ch et al. Using elemental and boron isotopic compositions of tourmaline to trace fluid evolutions of IOCG systems: the worldclass Dahongshan Fe-Cu deposit in SW China // *Chem. Geol.* 2016. V. 441. P. 265–279.
96. Sulovsky P. Mineralogy and chemistry of conventional and fluidized bed coal ashes // *Bull. Czech Geol. Surv.* 2002. V. 77. P. 1–11.
97. Szramek L., Gardner J.E., Hort M. Cooling-induced crystallization of microlite crystals in two basaltic pumice clasts // *Am. Mineralogist.* 2010. V. 95. P. 503–509.
98. Taran Yu. A., Bernard A., Gavilanes J.-C. et al. Native gold in mineral precipitates from high-temperature volcanic gases of Colima volcano, Mexico // *Applied Geochem.* 2000. V. 15. P. 337–346.
99. Taylor S., Brownlee D.E. Cosmic spherules in the geologic record // *Meteoritics.* 1991. V. 26. P. 203–211.
100. Tornos F., Velasco F., Barra F. et al. The Tropezon Cu-Mo-(Au) deposit, Northern Chile: the missing link between IOCG and porphyry copper systems? // *Mineral. Deposita.* 2010. V. 45. P. 313–321.
101. Tornos F., Velasco F., Hanchar J.M. Iron-rich melts, magmatic magnetite, and superheated hydrothermal systems: The El Laco deposit, Chile // *Geol.* 2016. V. 44. P. 427–430.
102. Tornos F., Hanchar J.M., Munizaga R. et al. The role of the subducting slab and melt crystallization in the formation of magnetite-(apatite) systems, Coastal Cordillera of Chile // *Mineral. Deposita.* 2020. doi.org/10.1007/s00126-020-00959-9.
103. Troll V.R., Weis F.A., Johnsson E. et al. Global Fe-O isotope correlation reveals magmatic origin of Kiruna-type apatite-iron-oxide ores // *Nature Communications.* 2019. V. 10. 1712, doi.org/10.1038/s41467-019-09244-4.
104. Van Ginneken M., Foleo L., Perchiazzi N. et al. Meteoric ablation debris from the Transantarctic Mountains: evidence for a Tunguska-like impact over Antarctica ca. 480 ka ago // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 293. P. 104–113.
105. Velasco F., Tornos H., Hanchar J.M. Immiscible iron- and silica-rich melts and magnetite geo-chemistry at the El Laco volcano (northern Chile): evidence for a magmatic origin for the magnetite deposits // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 79. P. 346–366.
106. Wang K., Chatterton B.D.E. Microspherules in Devonian sediments: origins, geological significance, and contamination problems // *Can. J. Earth Sci.* 1993. V. 30. P. 1660–1667.
107. Williams P.S., Barton M.D., Johnson D.A. et al. Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution and possible modes of origin // *Econ. Geol.* 2005. V. 100. P. 371–405.
108. Williams-Jones A.E., Heinrich C.A. Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits // *Econ. Geol.* 2005. V. 100. P. 1287–1312.
109. Wise J. *Gold Recovery, properties and applications.* The Netherlands: D. Van Nostrand Company, 1964. 167 p.
110. Wittmann A., Goderis S., Claeys P. et al. Petrology of impactites from El'gygytyn crater: breccias in ICDP-drill core 1C, glassy impact melt rocks and spherules // *Meteoritics & Planet. Sci.* 2013. V. 48. P. 1199–1235.
111. Yang H., Xu W., Sorokin A.A. et al. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Bureya Block, Russian Far East: petrogenesis and implications for Rodinia reconstruction // *Precamb. Res.* 2020. V. 342. 105676.

112. Yoshida H., Hasegawa H., Katsuta N. et al. Fe-oxide concretions formed by interacting carbonate and acidic waters on Earth and Mars // *Sci. Advances*. 2018. V. 4. doi:10.1126/sciadv.aau0872.
113. Yudovskaya M.D., Distler V.V., Chaplygin I.V. et al. Gaseous transport and deposition of gold in magmatic fluid: evidence from the active Kudryavy volcano, Kurile Islands // *Mineral. Deposita*. 2006. V. 40. P. 828–848.
114. Zelenski M., Kamenetsky V.S., Hedenquist J. Gold recycling and enrichment beneath volcanoes: a case study of Tolbachik, Kamchatka // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 437. P. 35–46.
115. Zhang H., Shen S., Cao, Ch. et al. Origins of microspherules from the Permian-Triassic boundary event layers in South China // *Lithos*. 2014. V. 204. P. 246–257.
116. Zhou Jian-Bo, Wilde S. A. The crustal accretion history and tectonic evolution of the NE China segment of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.* 2013. V. 23. P. 1365–1377.

*Рекомендована к печати А.П. Сорокиным
после доработки 28.12.2020 г.
принята к печати 22.01.2021 г.*

N.V. Berdnikov, V.G. Nevstruev, P.K. Kepezhinskas, V.O. Krutikova, N.S. Konovalova, I.A. Astapov

Silicate, iron oxide and copper-gold-silver microspherules in ores and pyroclastics of the Kostenginskoye Iron Ore Deposit (Russian Far East)

Iron-oxide ores and pyroclastics from the Kostenginskoye deposit in the Malyi Khingan (Russian Far East) contain numerous silicate, iron-oxide, and copper-gold-silver microspherules. Silicate spherules are composed of immiscible iron- and silica-rich glasses, gas cavities and mineral inclusions. Iron-oxide spherules include magnetite with minor ilmenite and Fe-rich silicate glass. Copper-gold-silver spherules contain inclusions predominantly of copper oxide compositions. The studied microspherules are considered to have formed during the rapid ascent of metal-silicate melts from depth and their degassing controlled by liquid immiscibility differentiation. The paper discusses the possible volcanic origin of iron-oxide ores and the associated noble metal mineralization for the deposits of this type.

Key words: microspherules, silicate glasses, liquid immiscibility, magnetite, gold, copper, silver, volcanic processes and ore formation, Kostenginskoye deposit, Russian Far East.