



郭城金矿区镁铁质岩脉中 硅酸盐-碳酸盐-硫酸盐球粒的矿物学特征

于立栋,熊玉新,单伟,迟乃杰,李增胜,马祥县,李胜虎,徐珺,牛志力*,刘继伟,
胡笑伟,王淑真,麻少婷,徐娟,李晓

(山东省地质科学研究院,自然资源部金矿成矿过程与资源利用重点实验室,山东省金属矿产成矿地质过程
与资源利用重点实验室,山东 济南 250013)

摘要:本研究聚焦于中国胶东地区郭城金矿成矿期镁铁质岩脉中的硅酸盐-碳酸盐-硫酸盐球粒,旨在揭示其矿物学特征并探讨其形成机制。通过综合运用矿物组成、结构特征和地球化学特征分析,识别出多种类型的硅酸盐-碳酸盐-硫酸盐球粒。这些球粒具有复杂的矿物组成和结构特征,为理解成矿流体的性质和来源提供了新的视角。研究表明,两种岩脉的球粒成因不同,云斜煌岩可能是源自地幔的硅酸盐岩浆,并通过岩浆不混溶作用形成;闪斜煌岩可能是多阶段热液交代的产物。

关键词:郭城金矿区;镁铁质岩脉;碳酸盐球粒;矿物学特征

中图分类号:P572

文献标识码:A

doi:10.12128/j.issn.1672-6979.2025.09.003

0 引言

郭城金矿位于中国山东省胶东半岛的中部,是我国金矿成矿的关键区域之一。该地区的成矿过程涉及复杂的矿物组合和多样的成矿作用,特别是镁铁质岩脉中的碳酸盐球粒,在成岩过程中扮演着重要角色。深入探究这些碳酸盐球粒的矿物学特性,不仅对揭示成岩机制至关重要,也为金矿的勘探与开发提供科学依据。

金矿的形成机制是全球地质学研究的焦点。传统理论主要关注地壳内流体活动、岩浆作用和变质作用对金富集和迁移的影响。然而,随着同位素地球化学技术的进步,地幔在金矿化过程中的作用日益受到重视,尤其是在那些与地幔衍生岩浆活动相关的金矿床中,地幔源金被认为是成矿的关键。

碳酸盐球粒,作为一种特殊的矿物集合体,在世界各地的金矿床中均有发现,并与金矿化作用密切相关。例如,在云南哀牢山金矿带、加拿大的阿比特

比绿岩带和澳大利亚的尤里卡金矿床中^[1],碳酸盐球粒的存在与金矿化作用有着直接的联系。这些球粒通常具有复杂的矿物组成和结构特征,反映了岩浆与围岩之间的相互作用。通过对这些球粒的深入研究,可以更好地理解岩石的物质来源、成分以及成岩过程中的物理化学条件。

本研究聚焦于郭城金矿成矿期镁铁质岩脉中的硅酸盐-碳酸盐-硫酸盐球粒,旨在分析其矿物学特征并探讨其形成机制。

1 地质特征

研究区位于华北板块的东部,这一地区经历了多期次的构造活动,包括古生代的构造挤压和中生代的伸展构造。研究区西北部以郭城断裂为界,西南—东南部被胶莱盆地环绕。区域地层主要是荆山群,主要由变粒岩、大理岩、斜长角闪岩和含透辉石石灰岩组成,含少量(云母、石英长石)片岩和斜长片麻岩。岩浆岩以牧牛山岩体为主,从东北向西南侵入荆山群古

收稿日期:2025-01-16;修订日期:2025-02-24;编辑:武昕普

基金项目:山东省地质勘查项目,山东省乳山市前山沟地区金矿调查评价,鲁勘字[2024]13号

作者简介:于立栋(1992—),男,山东泰安人,工程师,主要从事地质矿产研究工作;E-mail:yldongy@163.com

*通信作者:牛志力(1969—),男,山东济南人,工程师,主要从事资源勘查工程、地质实验测试技术研究工作;E-mail:jn6911@163.com

元古代变质岩中,牧牛山岩体主要由二长花岗岩组成,具有中等变形和局部钾质蚀变。其锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 $(2\,105\pm 26)\text{Ma}$,代表了研究区最古老的岩浆岩^[2]。

郭城金矿区由 4 个矿区组成,即土堆和沙旺(统称郭城)、东刘家和龙口(图 1)。金矿化的围岩主要为变粒岩、大理岩和二长花岗岩。研究区镁铁质到长英质岩脉发育,岩脉的累积厚度甚至局部超过了围岩的体积。这些岩脉以粗玄岩为主,含少量二长斑岩和煌斑岩。岩脉严格受断裂控制,走向为 NNE $40^\circ\sim 55^\circ$,倾角约为 NW 70° ,宽度为几十米,长度可达数千米。大多数岩脉在金矿形成后立即侵入,它们的锆石 U-Pb 年龄为 116~114 Ma^[3]。然而,其中一些也早于矿化或共享相同的构造空间。这些岩脉的一个特殊特征是存在反向带状斑晶,这些斑晶沿着低镁核与高镁过度生长边之间具有丰富的原生岩浆硫化物包裹体^[2,4]。它们被解释为交代的次大陆岩石圈地幔(SCLM)和下地壳岩浆混合的结果。

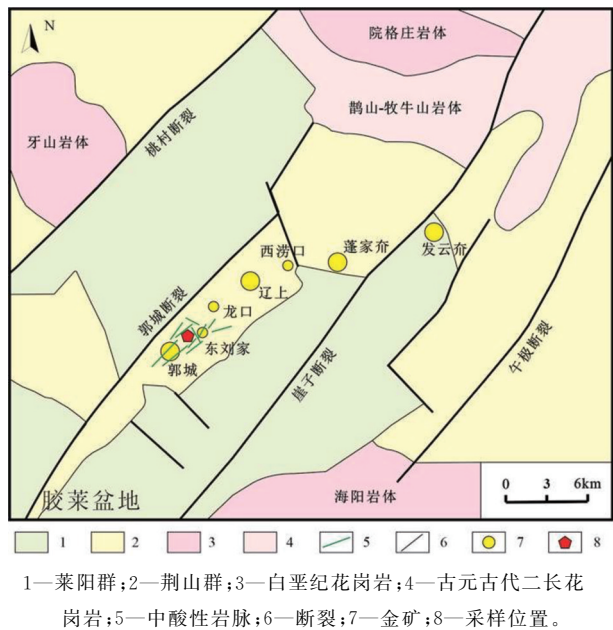


图 1 研究区地质略图^[5-6]

2 样品采集和测试方法

本研究的样品编号为 230317-3 和 230317-8,均采集自郭城金矿的 zk2020-3 钻孔,具体深度分别为 483.3 m(岩脉厚 20.8 m)和 668.5 m(岩脉厚 3.2 m)。采用了偏光显微镜、电子探针(EPMA)和能谱(EDS)等仪器,对郭城金矿成矿期镁铁质岩脉

中的矿物球粒进行详细的矿物学分析。通过偏光显微镜,详细了解碳酸盐球粒的形态、结构和矿物组成;而电子探针(EPMA)和能谱分析(EDS)则用于精确测定这些球粒的矿物成分和化学构成。

为了获得矿物的原位微区成分信息,使用了 JEOL JXA-8230 型电子探针和 Oxford Instruments X-MaxNEDS 能量色散谱仪。首先,在薄片上喷碳以形成导电层。具体的测试参数设置为:加速电压 20 kV 或 15 kV、束流电流 10 nA 或 20 nA(依据不同矿物特性调整)以及束斑直径 1~10 μm (根据粒径大小调整)。在数据处理阶段,采用了制造商提供的 ZAF(原子序数、吸收、荧光)校正程序,以确保分析结果的准确性。

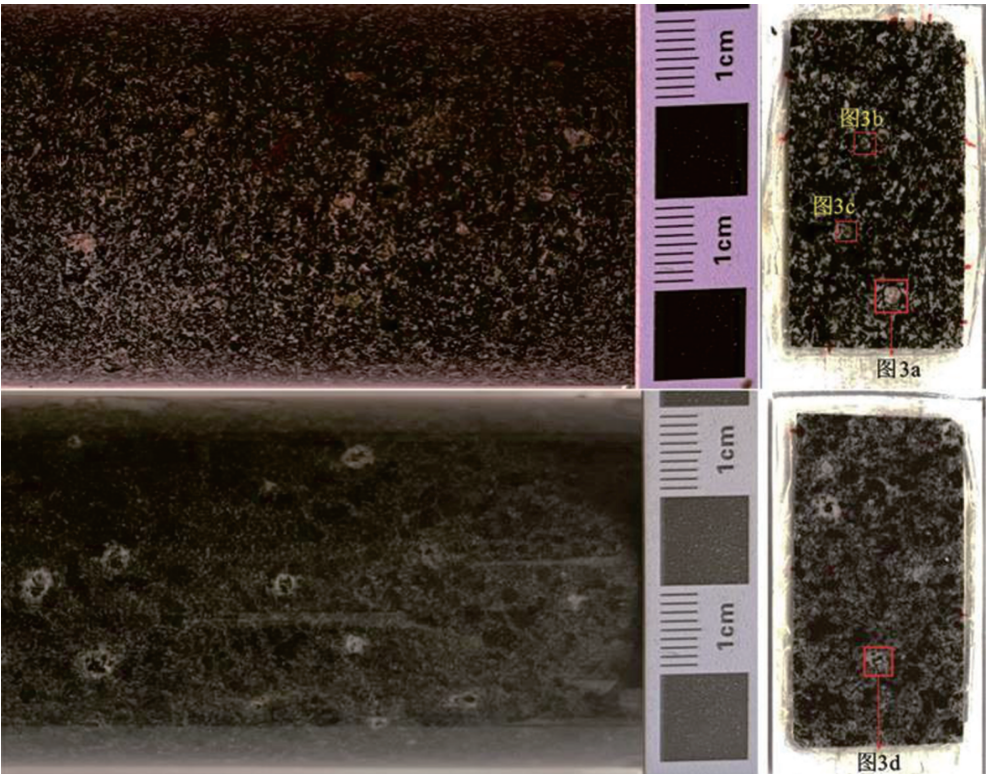
3 结果与讨论

3.1 矿物结构特征

经过镜下观察,样品 230317-3 和 230317-8 分别被鉴定为云斜煌岩和闪斜煌岩。在云斜煌岩中,暗色矿物占 60%~70%,以辉石、黑云母和铁氧化物为主,个别大颗粒辉石的核心部分已蚀变为绿泥石。长石矿物以钠长石、正长石和更长石的形式出现,含少量的绿帘石、磷灰石和榍石。闪斜煌岩中,暗色矿物大约占岩石的 60%左右,主要由辉石和角闪石为主,透明矿物则以更长石、拉长石和正长石为主,含少量的磷灰石和榍石。这 2 种煌斑岩均展现出球粒结构的特征(图 2)。

球粒主要由硅酸盐、碳酸盐和硫酸盐构成,零星分布有榍石、绿帘石、绿泥石和铁氧化物。后 3 种低温蚀变矿物的出现表明,煌斑岩侵位时或侵位后经历了热液蚀变的影响。球粒中的主要矿物为长石、方解石或石膏,它们共同形成了明显的球粒状结构,粒径多在 1~4 mm 之间,颜色多变,包括白色、肉红色和墨绿色等(图 2),矿物晶体形态为自形一半自形晶。

球粒的类型多样,并在主岩中呈现局部富集现象。以云斜煌岩为例,存在 3 种不同类型的球粒,它们与主岩的边界清晰,由一圈黑云母分隔(图 3a、图 3b、图 3c)。第 1 种球粒主要由方解石、钠长石和正长石构成,含有少量的绿帘石、铁氧化物和榍石(图 3a);第 2 种球粒由绿帘石、石膏、更长石和正长石组成,伴有少量绿泥石和榍石(图 3b);第 3 种球粒则



上图中心近似椭圆状的球粒(直径 1~3mm)是煌斑岩中以方解石和长石为主的集合体,球粒周围是一圈黑云母,“黑云母圈”将球粒与煌斑岩截然分开,表明存在岩浆不混溶^[7-8]。下图为球粒(直径 2~4mm),球粒与主岩边界清晰,且具有核边结构。

图 2 云斜煌岩(上)和闪斜煌岩(下)岩心及探针片照片

以绿帘石、绿泥石、正长石和钠长石为主,含少量的黄铁矿(图 3c)。这 3 种球粒在同一岩石类型中的不同部位均有发现。第 4 种球粒见于闪斜煌岩中,以硅酸盐-硫酸盐为主,主要由石膏、绿泥石、绿帘石、褐帘石和石英构成,含有少量钙铁榴石和楣石(图 3d)。

通过电子探针和能谱分析,发现这些球粒的共同元素主要包括钙(Ca)、钠(Na)、硅(Si)、铝(Al)和氧(O),此外还含有镁(Mg)、铁(Fe)、钾(K)、碳(C)和硫(S)等元素(表 1)。

3.2 矿物化学特征与形成环境

3.2.1 辉石

化学分析结果揭示了辉石的主要成分组成:SiO₂ 的含量平均约为 52.5%,CaO 含量平均约为 22.5%,MgO 含量平均约为 15.5%,FeO 含量平均约为 7.5%。FeO 与 MgO 的比值表现出显著变化,据此可知,样品 230317-3 应归类为斜方辉石系列,而样品 230317-8 属于单斜辉石系列。值得注意的是,K₂O 和 Na₂O 的含量相对较低,平均值分别约

为 0.05% 和 0.2%。

辉石中较低的 K₂O 和 Na₂O 含量,通常反映其形成的岩石环境具有一系列特征:在高温结晶环境下,辉石晶体结构更倾向于容纳较大的 Mg 和 Fe 离子,而非较小的 K 和 Na 离子^[9],因此高温时辉石能容纳更多的 Mg 和 Fe,相应地 K 和 Na 含量相对较低。在岩石的部分熔融过程中,由于 K 和 Na 具有较高的地壳丰度和较低的熔点,它们更容易进入熔体相,进而导致残留的辉石中 K 和 Na 的含量降低。当处于较高的结晶压力下,辉石的晶体结构会更倾向于排斥 K 和 Na 离子,最终致使这些元素的含量降低^[10]。在岩浆演化过程中,随着岩浆的分异和结晶,K 和 Na 可能会被优先分配到云母和长石等其他矿物相中,这也使得辉石中这些元素的含量降低^[11]。总的来说,辉石中 Na₂O 和 K₂O 的低含量,可能指示了一个高温、低压的结晶环境,以及一个可能经历了部分熔融或岩浆分异的岩石背景。

3.2.2 角闪石

分析显示,二氧化硅(SiO₂)是其最主要的氧化物成分,平均含量约为 41.4%,这一高硅含量是角

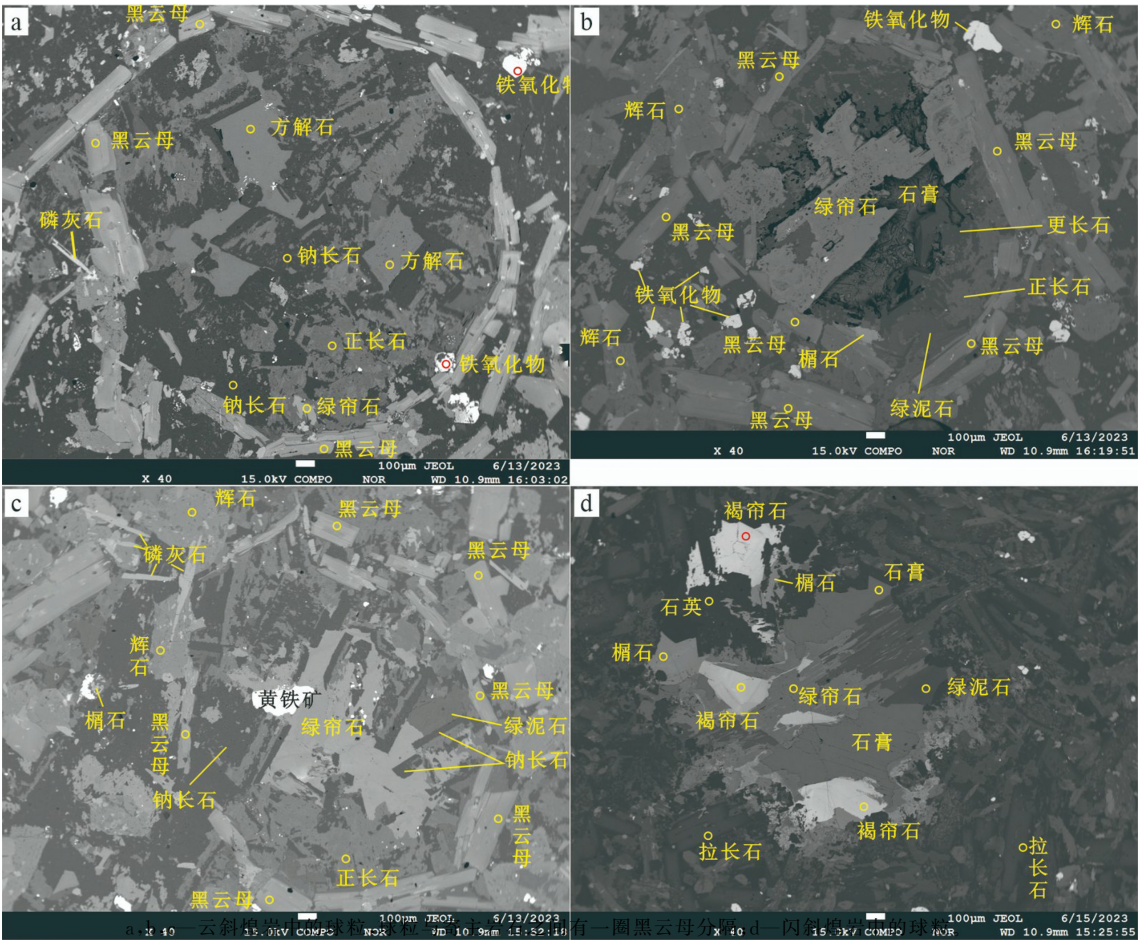


图 3 四种球粒背散射照片

闪石的显著特征。 CaO 和 MgO 含量平均约为 11.4% 和 14.5%，而 FeO 含量平均约为 11%。 Al_2O_3 和 TiO_2 的含量也相对较高，平均值分别约为 12.7% 和 2.87%，表明角闪石中铝和钛的显著存在。 Na_2O 和 K_2O 的含量相对较低，平均值分别约为 1.8% 和 0.9%。

角闪石中 MgO 和 FeO 的含量相对较高，镁的含量通常与结晶温度有关，通常在较高温度下角闪石含有更多的 Mg ，而在较低温度下则含有更多的 Fe ^[12-13]。 Al_2O_3 的含量相对较高，平均约为 12.7%，这表明角闪石可能形成于铝饱和的环境中，通常与较高的温度条件有关^[13]。 TiO_2 的平均含量约为 2.87%，这表明角闪石可能形成于含有钛矿物的岩石中，如钛铁矿或钛榴石。钛的富集可能与特定的高温和氧化结晶环境有关^[14]。 CaO 的含量平均约为 11.4%，这表明角闪石可能形成于钙丰富的岩石中，如钙碱性岩石。较高的钙含量可能指示岩

石在中等至较高温度下形成^[15]。综合考虑，角闪石可能形成于中等至较高的温度条件。

3.2.3 黑云母

黑云母 K_2O 的高含量(平均约 8.2%)表明可能在富钾的岩石类型中形成。钾在较高温度下更为活跃,这可能指示黑云母在相对较高的温度下结晶^[16]。 MgO 和 FeO 的较高含量表明黑云母可能形成于镁铁质或铁镁质岩石中。镁和铁的比例 (Mg/Fe) 可以提供关于结晶温度的信息，通常在较高的温度下，黑云母会含有更多的镁^[17]。 TiO_2 的显著含量(平均约 4.5%)表明黑云母可能形成于含有钛矿物的岩石中，如钛铁矿。钛的富集也可能与特定的结晶环境有关，如高温和氧化条件^[18]。黑云母中的 MgO 和 FeO 含量以及它们的比值可以提供关于结晶温度的线索。通常，随着温度的升高，黑云母中的 Mg 含量会增加，而 Fe 含量会减少^[19]。

表 1 电子探针数据

单位: %

点号	MnO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	SiO ₂	CaO	总量	样号	矿物名称
1	0.07	0.00	0.00	0.39	4.02	0.10	30.52	0.41	0.00	52.9	12.27	100.7	230317-8_19	拉长石
2	0.09	0.00	0.00	0.30	4.77	0.08	29.20	0.43	0.01	54.2	11.11	100.1	230317-8_22	拉长石
3	0.00	0.01	0.05	0.40	4.25	0.09	30.51	0.53	0.01	53.4	12.17	101.4	230317-8_30	拉长石
4	0.00	0.03	0.00	0.38	4.70	0.07	30.19	0.44	0.07	54.1	11.33	101.3	230317-8_39	拉长石
5	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.14	10.29	15.13	1.18	34.1	35.46	96.3	230317-8_43	钙铁榴石
6	0.05	0.09	0.01	0.01	0.01	0.12	9.06	15.04	0.98	33.5	34.91	93.8	230317-8_14	钙铁榴石
7	0.04	0.00	0.00	0.22	9.03	0.07	22.42	0.09	0.00	67.3	2.13	101.3	230317-3_6	更长石
8	0.03	0.09	0.00	0.14	9.81	0.02	20.98	0.13	0.00	66.1	1.53	98.8	230317-3_27	更长石
9	0.00	0.03	0.00	0.11	9.70	0.00	22.19	0.28	0.04	66.8	1.75	100.9	230317-3_38	更长石
10	0.01	0.00	0.00	0.11	9.91	0.02	22.27	0.15	0.00	67.2	2.20	101.9	230317-8_28	更长石
11	0.07	0.07	0.01	0.14	9.85	0.01	22.48	0.37	0.00	66.2	2.28	101.5	230317-8_31	更长石
12	0.00	0.20	0.00	8.26	0.46	18.85	17.33	9.02	5.07	34.9	0.03	94.2	230317-3_2	黑云母
13	0.13	0.02	0.12	8.36	0.63	16.73	17.27	12.29	3.65	36.2	0.03	95.4	230317-3_4	黑云母
14	0.07	0.00	0.02	8.05	0.58	16.66	16.56	10.18	5.39	35.1	0.11	92.7	230317-3_13	黑云母
15	0.27	0.00	0.00	8.85	0.47	15.73	15.57	14.58	2.75	36.0	0.10	94.3	230317-3_19	黑云母
16	0.17	0.00	0.10	8.10	0.45	16.79	16.53	11.04	4.99	33.9	0.11	92.2	230317-3_20	黑云母
17	0.13	0.20	0.12	8.00	0.43	16.57	15.41	9.99	5.14	34.7	0.14	90.9	230317-3_32	黑云母
18	0.17	0.13	0.05	0.02	0.19	16.36	3.55	6.57	0.94	50.6	22.34	100.9	230317-3_3	辉石
19	0.20	0.16	0.00	0.01	0.21	15.92	3.59	6.30	0.80	52.5	22.52	102.2	230317-3_11	辉石
20	0.32	0.03	0.09	0.07	0.37	14.60	2.53	8.04	0.32	52.6	23.16	102.1	230317-3_30	辉石
21	0.21	0.31	0.13	0.00	0.23	15.29	2.62	6.03	0.69	52.4	22.00	99.9	230317-3_34	辉石
22	0.14	0.12	0.02	0.00	0.26	15.27	1.78	6.14	0.54	53.0	23.56	100.8	230317-3_39	辉石
23	0.45	0.18	0.01	0.09	0.37	16.24	1.99	12.59	0.29	53.4	11.67	97.3	230317-8_8	辉石
24	0.58	0.06	0.02	0.11	0.37	16.69	2.20	11.42	0.32	54.3	12.14	98.2	230317-8_21	辉石
25	0.53	0.00	0.01	0.21	0.87	16.97	3.54	12.14	0.44	51.7	11.34	97.8	230317-8_23	辉石
26	0.42	0.00	0.07	0.11	0.27	17.75	0.99	10.61	0.42	54.3	12.46	97.4	230317-8_25	辉石
27	0.25	0.28	0.14	0.09	0.28	18.23	1.00	9.55	0.11	55.3	12.37	97.6	230317-8_32	辉石
28	0.14	0.00	0.10	0.90	1.86	14.64	12.36	11.40	2.45	42.1	11.21	97.1	230317-8_6	角闪石
29	0.08	0.01	0.00	0.97	1.74	14.33	13.18	10.59	3.29	40.8	11.56	96.6	230317-8_16	角闪石
30	0.37	0.04	0.06	0.02	0.00	0.06	23.34	12.56	0.01	37.2	21.66	95.3	230317-3_9	绿帘石
31	0.02	0.00	0.08	0.00	0.00	0.09	25.69	9.57	0.14	38.7	22.75	97.0	230317-3_18	绿帘石
32	0.09	0.04	0.16	0.00	0.00	0.04	21.60	14.66	0.00	37.3	22.49	96.4	230317-3_21	绿帘石
33	0.00	0.12	0.07	0.04	0.04	0.13	21.48	14.64	0.32	37.7	21.96	96.5	230317-8_37	绿帘石
34	0.15	0.08	0.01	0.03	0.01	22.50	17.85	16.36	0.01	30.3	0.05	87.3	230317-3_1	绿泥石
35	0.25	0.08	0.09	0.13	0.02	24.12	18.72	16.22	0.03	28.6	0.24	88.5	230317-3_28	绿泥石
36	0.23	0.27	0.04	0.00	0.00	23.14	18.63	16.25	0.00	28.4	0.12	87.1	230317-3_35	绿泥石
37	0.24	0.00	0.20	0.00	0.03	21.75	21.05	17.32	0.03	27.3	0.13	88.0	230317-8_36	绿泥石
38	0.00	0.00	0.00	0.13	9.28	0.00	21.59	0.15	0.00	69.6	0.60	101.3	230317-3_12	钠长石
39	0.00	0.10	0.00	0.07	10.07	0.02	21.45	0.04	0.00	69.4	1.03	102.2	230317-3_14	钠长石
40	0.00	0.02	0.03	0.06	10.58	0.04	20.97	0.02	0.00	68.5	0.47	100.7	230317-3_15	钠长石
41	0.00	0.04	0.00	0.01	0.01	0.02	0.07	0.05	0.02	100.5	0.00	100.7	230317-8_5	石英
42	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.04	101.0	0.02	101.1	230317-8_40	石英
43	0.00	0.00	0.23	0.02	0.08	0.10	0.04	93.51	0.00	0.3	0.12	94.4	230317-8_20	铁氧化物
44	0.13	0.56	0.09	0.00	0.01	0.00	0.02	93.46	0.05	0.0	0.15	94.5	230317-8_29	铁氧化物
45	0.00	0.00	0.42	0.00	0.00	0.01	2.78	2.51	33.40	31.7	28.51	99.3	230317-3_10	楣石
46	0.00	0.05	0.50	0.02	0.04	0.00	1.66	1.37	35.33	30.6	28.61	98.1	230317-3_37	楣石
47	0.05	0.09	0.34	0.00	0.06	0.00	2.83	0.74	34.23	30.7	28.32	97.3	230317-8_9	楣石
48	0.00	0.00	0.47	0.00	0.00	0.03	0.77	0.75	36.86	30.0	28.10	97.0	230317-8_12	楣石
49	0.02	0.00	0.28	0.01	0.02	0.00	0.57	0.96	36.39	30.2	27.76	96.2	230317-8_42	楣石
50	0.06	0.02	0.36	0.00	0.04	0.02	2.55	1.62	33.71	30.9	28.96	98.2	230317-3_40	楣石
51	0.00	0.00	0.05	15.67	0.76	0.01	19.25	0.08	0.00	65.4	0.00	101.3	230317-3_5	正长石
52	0.00	0.00	0.08	15.37	1.08	0.00	19.30	0.01	0.00	65.3	0.01	101.1	230317-3_17	正长石
53	0.00	0.02	0.01	15.81	0.51	0.00	19.12	0.07	0.00	62.6	0.04	98.2	230317-3_26	正长石
54	0.00	0.02	0.01	14.74	0.68	0.00	19.88	0.23	0.04	65.4	0.00	101.0	230317-3_31	正长石
55	0.00	0.00	0.03	14.58	1.36	0.02	18.85	0.07	0.01	65.6	0.11	100.6	230317-8_17	正长石

3.2.4 绿帘石

SiO₂ 平均含量约为 37.5%, 是绿帘石中最主要的氧化物之一, 表明其具有较高的硅含量。CaO 含量平均约为 22%, 与 SiO₂ 含量相近, 反映了绿帘石的钙含量较高。Al₂O₃ 的含量平均约为 23%。FeO 的含量平均约为 12.6%, 与 MgO 的含量(平均约为 0.1%)相比, 铁的含量较高, 这可能表明绿帘石形成于铁含量较高的环境。TiO₂ 的含量较低, 平均约为 0.1%, 而 MnO 的含量相对较高, 平均约为 0.1%。

3.2.5 绿泥石

SiO₂ 含量平均约为 37.6%, Al₂O₃ 的含量平均约为 23.4%, FeO 的含量平均约为 12.8%, 与 MgO 的含量(平均约为 0.1%)相比, 铁的含量较高, 这可能表明绿泥石形成于铁含量较高的环境。CaO 的含量平均约为 22.1%, 与 SiO₂ 含量相近, 反映了绿泥石的钙含量较高。TiO₂ 的含量较低, 平均约为 0.1%, 而 MnO 的含量相对较高, 平均约为 0.1%。K₂O 和 Na₂O 的含量也较低, 平均值分别约为 0.02% 和 0.01%。

3.2.6 更长石

SiO₂ 含量最高, 平均值约为 66.5%, Al₂O₃ 的含量也相对较高, 平均值约为 22%, 显示了更长石的典型特征。Na₂O 和 CaO 的平均含量分别约为 9% 和 2%, 牌号 An=13.40~18.85。钠长石成分证明其具有高硅、高钠、低钾、低钙和低铁的化学特征。

3.2.7 正长石

SiO₂ 含量平均约为 65.0%, 是正长石中最主要的氧化物, 表明其具有较高的硅含量。K₂O 含量显著, 平均约为 15.4%, 这是正长石的一个典型特征。Al₂O₃ 的含量平均约为 19.1%, 显示了正长石中铝的显著存在。FeO 的含量较低, 平均约为 0.07%, 与 MgO 的含量(平均约为 0.01%)相比。TiO₂ 的含量非常低, 平均约为 0.02%。Na₂O 的含量平均约为 0.8%, 而 CaO 的含量极低, 平均约为 0.01%。

3.2.8 拉长石

拉长石的 SiO₂ 含量介于 52.9%~54.2% (平均 53.7%), 是组成中占比最高的氧化物, 但明显低于更长石和正长石, 符合基性斜长石的低硅特性。Al₂O₃ 含量较高, 介于 29.20%~30.52% (平均 29.9%), 反映出铝在晶体结构中的主导地位。CaO 含量显著, 平均值 11.7% (11.11%~12.27%),

Na₂O 含量次之(平均 4.46%, 4.02%~4.77%)。An 牌号为 58.2~65.3, 属钙质斜长石范畴(An 50~An 70 分类标准)。

次要成分中, FeO 含量较低(平均 0.45%, 0.41%~0.53%), MgO (平均 0.09%) 和 TiO₂ (平均 0.02%) 含量极微, K₂O 含量小于 0.4% (平均 0.37%), 表明钾、镁、钛等元素极少替代主元素。微量元素 MnO、Cr₂O₃、V₂O₃ 均小于 0.1%, 总量占比不足 0.2%。

综上, 拉长石以低硅(平均 53.7%)、高铝(29.9%)、富钙(An=58~65)、贫钾为特征, 与更长石(高硅、富钠)和正长石(富钾)形成鲜明对比。其成分与基性岩类密切相关, 符合岩浆结晶分异过程中钙质斜长石的典型演化趋势。

3.2.9 楣石

TiO₂ 含量显著, 平均约为 34.4%, 这是楣石的一个典型特征, 表明其具有高钛含量。CaO 含量平均约为 28.5%, SiO₂ 含量平均约为 30.7%, Al₂O₃ 含量平均约为 2.2%, 这些数据反映了楣石的钙钛硅酸盐特性。

FeO 的含量平均约为 1.7%, 与 MgO 的含量(平均约为 0.02%)相比, 铁的含量较高。V₂O₃ 的含量相对较高, 平均约为 0.42%, 这可能是由于楣石能够容纳较多的钒, 这是楣石的另一个典型特征。K₂O 和 Na₂O 的含量也较低, 平均值分别约为 0.01% 和 0.02%。

楣石中 TiO₂ 含量显著, 平均约为 34.4%, 这表明楣石可能形成于富含钛的环境。高钛含量通常与岩浆分异作用中的高温条件有关^[20]。CaO 含量平均约为 28.5%, 这表明楣石可能形成于钙含量较高的岩石中, 如钙质岩石。钙的富集可能与岩石形成时的高温条件有关^[21]。FeO 的含量平均约为 1.7%, 铁的存在可能与岩石形成过程中的氧化还原条件有关。铁含量的升高可能与较低的氧化还原条件或较高的温度条件有关。

综合这些因素, 楣石的化学组成表明其可能形成于高温环境, 特别是在岩浆分异作用或区域变质作用的过程中。

3.2.10 钙铁榴石

SiO₂ 含量较高, 平均约为 33.8%, 是钙铁榴石的主要氧化物成分。CaO 含量较高, 平均约为 35.2%, 为钙铁榴石的标志性特征。FeO 含量显

著,平均约为 15.1%,反映了其铁质丰富的特性。 Al_2O_3 含量平均约为 9.7%,显示了铝在钙铁榴石中的显著存在。 FeO 与 Al_2O_3 的负相关性,反映 Al^{3+} 与 Fe^{3+} 固溶替代主导。

TiO_2 含量较高,微弱 Ti 富集,与榴石共存表明岩浆分异晚期的钛饱和条件。 MgO 含量较低,平均约为 0.13%, Fe^{2+} 与 Mg^{2+} 替代受限。 Na_2O 、 K_2O 、 MnO 、 Cr_2O_3 和 V_2O_5 的含量极低,分别平均约为 0.01%、0.01%、0.03%、0.05% 和 0.01%,显示出钙铁榴石在这些元素上的贫乏。

形成温度 $>550^\circ\text{C}$ (钙铁榴石的稳定域下限),高 Al_2O_3 ($>9\%$) 或指示中低压变质地体(如角闪岩相); Al^{3+} 富集暗示中等氧化条件(Fe^{3+} 占优)。含钛特征(TiO_2 含量约为 1%)与岩浆晚期的富钛熔体结晶相关。

3.3 含球粒煌斑岩的成因

3.3.1 云斜煌岩中球粒的成因

(1)岩浆混合或混染作用。郭城镁铁质岩脉中的球粒主要由硅酸盐、碳酸盐和硫酸盐矿物组成,其多样化的矿物组合和独特的结构特征表明其形成与岩浆混合或混染作用密切相关。球粒中的方解石、长石和石膏等矿物的共存,以及球粒与主岩边界清晰并由黑云母圈分隔的现象,支持了岩浆不混溶作用的成因^[7-8]。在地幔源岩浆与地壳物质混合的过程中,岩浆不混溶导致了富硅酸盐和富碳酸盐/硫酸盐熔体的分离,这些熔体在岩浆房内局部富集,最终形成球粒结构^[22-23]。

(2)流体作用或交代作用。球粒中含有绿泥石、绿帘石和铁氧化物等低温蚀变矿物,表明岩浆侵位时或侵位后经历了热液蚀变^[24]。交代作用可能涉及地幔源区受到俯冲物质(如 CO_2 和 H_2O)的影响,这些流体改变了地幔的物理化学性质,进而影响了岩浆的生成和演化^[22-25]。富 CO_2 的超镁铁质熔体可能通过流体作用形成碳酸岩^[26]。因此,流体作用在球粒中部分矿物的形成和蚀变中起到了一定的贡献。

(3)岩浆结晶过程中的快速冷凝。如果岩浆在侵位过程中快速冷却,可能会导致矿物在局部区域快速结晶并形成球状结构。然而,球粒中复杂的矿物组合和黑云母圈分隔特征更符合岩浆不混溶作用的结果,而非单纯的快速冷凝^[7-8]。因此,快速冷凝

在球粒形成中的作用较为有限。

(4)岩浆分异作用。岩浆在分异过程中,某些矿物可能会在局部区域富集并形成球粒。球粒中的矿物组成(如方解石、长石、石膏等)可能与岩浆分异作用有关,但分异作用通常难以解释球粒中碳酸盐和硫酸盐矿物的同时出现。因此,岩浆分异作用在球粒形成中的作用较为有限。

综合以上分析,岩浆混合或混染作用是最可能的形成机制,因为球粒的矿物组成复杂、边界清晰且由黑云母圈分隔,这些特征更符合岩浆不混溶作用的结果^[7-8]。流体作用或交代作用对球粒中部分矿物的形成和蚀变有贡献,但并非主要成因机制。岩浆结晶过程中的快速冷凝和岩浆分异作用在球粒形成中的作用较为有限,因为它们难以解释球粒中复杂的矿物组合和清晰的边界特征。

3.3.2 闪斜煌岩中球粒的成因

(1)初始岩浆阶段:钙铁榴石与榴石的形成。煌斑岩岩浆侵位(基性—超基性富挥发分岩浆),岩浆结晶晚期形成少量钙铁榴石(富 $\text{Ca}-\text{Fe}^{3+}$)及榴石(富 Ti),代表原始岩浆矿物残留。温压条件为 $600\sim 800^\circ\text{C}$,中低压($2\sim 5\text{kbar}$)。

(2)热液交代阶段:硫酸盐—硅酸盐球粒的主体形成。富硫酸盐流体的渗入:富 S^{6+} 流体可能源于岩浆分异过程中碳酸盐熔体对硫化物的抑制^[27],在高氧逸度($>\Delta\text{FMQ}+1$)条件下,硫优先以硫酸盐形式迁移并在裂隙带富集,这解释了球粒中大量石膏的出现。

主要反应:煌斑岩中辉石/角闪石 + 石膏 + $\text{H}_2\text{O} + \text{SO}_4^{2-} \rightarrow$ 绿泥石 + 绿帘石 + 石英

球粒结构形成:流体在局部微区过饱和,通过扩散—分异结晶(如胶体凝聚或蒸发浓缩)形成球粒,核部可能为钙铁榴石或榴石残余。

(3)REE 活化与褐帘石的沉淀。热液流体淋滤围岩或深部岩浆房中的稀土元素(REE),在氧化—还原过渡带(pH/Eh 变化)沉淀褐帘石($\text{Ce}-\text{Ca}-\text{Al}$ 硅酸盐)。

闪斜煌岩的球粒富含褐帘石等稀土矿物沉淀需要流体对深部或围岩的萃取与氧化还原跃变,成为多阶段岩浆—热液叠加。2 种球粒的成因差异反映了胶东地区地幔岩浆活动的多期性与流体来源多样性。云斜煌岩的球粒很可能是源自地幔的硅酸盐岩浆,并通过岩浆不混溶作用形成^[26]。闪斜煌岩球

粒的成因以热液交代和 REE 活化为主,与云斜煌岩的岩浆不混溶主导机制形成鲜明对比,二者的差异揭示了胶东金矿成矿系统中地幔岩浆演化与流体活动的时空分带性。

4 结论

(1)球粒的多样性揭示了成岩过程的复杂性,研究发现硅酸盐-碳酸盐/硫酸盐球粒呈现出多种类型,并在寄主岩石中局部富集,这表明成岩过程中存在着多种矿物形成和相互作用的复杂机制。

(2)球粒主要由硅酸盐、碳酸盐和硫酸盐矿物构成,其中包括方解石、长石和石膏等,它们共同形成了明显的球粒状结构。这些球粒的粒度和颜色变化多样,矿物晶体形态为自形至半自形晶,反映了矿物生长和结晶的特定条件。

(3)云斜煌岩球粒形成于地幔硅酸盐岩浆的岩浆不混溶作用,富 CO₂/H₂O 的熔体分离导致硅酸盐与碳酸盐/硫酸盐相分异,黑云母分隔边界为关键标志。

(4)闪斜煌岩球粒以钙铁榴石-硫酸盐为主体,为多阶段热液交代产物,富 S⁶⁺ 流体(可能混入外部卤水)沿裂隙渗入,导致辉石/角闪石蚀变为绿泥石、绿帘石及石膏,晚期 REE 活化促使褐帘石形成。

致谢:感谢山东烟台鑫泰黄金矿业有限责任公司的协助和实验室工作人员在实验过程中的支持和帮助。

参考文献:

[1] 黄智龙,刘丛强,肖化云,等. 云南哀牢山金矿带含碳酸盐球粒煌斑岩脉的研究[J]. 中国科学(D辑:地球科学),2001(8):656-662.

[2] AN J,WEI J H,SHI W J,et al. Origin of dyke swarms by mixing of metasomatized subcontinental lithospheric mantle-derived and lower crustal magmas in the Guocheng fault belt, Jiaodong Peninsula, North China Craton[J]. Geological Journal,2013, 48(5):516-530.

[3] TANG J,ZHENG Y F,WU Y B,et al. Zircon U - Pb age and geochemical constraints on the tectonic affinity of the Jiaodong terrane in the Sulu orogen,China[J]. Precambrian Research, 2008,161(3/4):389-418.

[4] 谭俊,魏俊浩,杨春福,等. 胶东郭城地区岩脉类岩石地球化学特征及成岩构造背景[J]. 地质学报,2006(8):1177-1188.

[5] TAN J,WEI J,HE H,et al. Noble gases in pyrites from the Guocheng - Liaoshang gold belt in the Jiaodong province:Evi-

dence for a mantle source of gold[J]. Chemical Geology,2018 (480):105-115.

[6] TAN J,WEI J,LI Y,et al. Origin and geodynamic significance of fault - hosted massive sulfide gold deposits from the Guocheng - Liaoshang metallogenic belt, eastern Jiaodong Peninsula: Rb - Sr dating, and H - O - S - Pb isotopic constraints[J]. Ore Geology Reviews,2015(65):687-700.

[7] PHILPOTTS A R. Silicate liquid immiscibility; its probable extent and petrogenetic significance[J]. American Journal of Science,1976,276(9):1147-1177.

[8] VICHI G,STOPPA F,WALL F. The carbonate fraction in carbonatitic Italian lamprophyres[J]. Lithos,2005,85(1/4):154-170.

[9] 许金贵. 高温高压条件下辉石的相变和状态方程研究[D]. 北京:中国科学院大学,2017.

[10] LIU S,ZHANG G,ZHANG L,et al. Omphacite Melting and the Destruction of Early High - Pressure Rock Records[J]. Journal of Geophysical Research:Solid Earth,2023,128(11):27395.

[11] 刘志超,刘小驰,俞良军,等. 喜马拉雅康巴淡色花岗岩的高分异成因及岩浆-热液演化特征[J]. 南京大学学报(自然科学版),2020,56(6):800-814.

[12] 沈其韩,耿元生,王新社,等. 阿拉善地区前寒武纪斜长角闪岩组成矿物特征及变质温压条件[J]. 地质调查与研究,2004(4):209-216.

[13] 秦拯纬,马昌前,付建明,等. 东昆仑香加花岗质岩体中镁铁质包体成因:岩相学及地球化学证据[J]. 地球科学,2018,43(7):2420-2437.

[14] 崔晓亮,苏尚国,孟维一,等. 河北武安地区斑状角闪二长岩中角闪石矿物学特征及其对矽卡岩铁矿成因的指示[J]. 岩石学报,2020,36(7):2215-2231.

[15] BONECHI B,FABBRIZIO A,PERINELLI C,et al. Experimental investigation of trace element partitioning between amphibole and alkali basaltic melt: Toward a more general partitioning model with implications for amphibole fractionation at deep crustal levels[J]. American Mineralogist,2023,108(9):1678-1691.

[16] 周云,梁新权,蔡永丰,等. 湘东锡田燕山期 A 型花岗岩黑云母矿物化学特征及其成岩成矿意义[J]. 地球科学,2017,42(10):1647-1657.

[17] 龚林,陈华勇,王云峰,等. 新疆玉海-三岔口铜矿黑云母矿物化学特征及成岩成矿意义[J]. 地球科学,2018,43(9):2929-2942.

[18] 陈佑纬,毕献武,胡瑞忠,等. 陕南光石沟伟晶岩型铀矿床黑云母矿物化学研究及其对铀成矿的启示[J]. 矿物岩石,2013,33(4):17-28.

[19] 赛盛勋,赵天明,王中亮,等. 玲珑黑云母花岗岩成因:矿物学特征约束[J]. 岩石学报,2016,32(8):2477-2493.

[20] 赵令浩,曾令森,胡明月,等. 金红石-榍石转变过程中元素地球化学行为:以雅鲁藏布江缝合带角闪岩为例[J]. 岩石学报,

2017,33(8):2494-2508.

[21] 赵令浩,曾令森,詹秀春,等. 桐石 LA-SF-ICP-MS U-Pb 定年及对结晶和封闭温度的指示[J]. 岩石学报,2020,36(10):2983-2994.

[22] WANG X,WANG Z C,ZHANG W,et al. Sulfur isotopes of lamprophyres and implications for the control of metasoma-tized lithospheric mantle on the giant Jiaodong gold deposits, eastern China[J/OL]. GSA Bulletin[2024-03-13].

[23] 谭俊. 胶东郭城断裂带岩脉岩浆演化过程:对岩石圈演化及金成矿的制约[D]. 武汉:中国地质大学(武汉),2009.

[24] 单伟,张增奇,程光锁,等. 胶东金矿成矿系统分析[J]. 山东国

土资源,2011,27(10):7-15.

[25] 马晓东,孙雨沁,孙斌,等. 胶东埠上金矿煌斑岩地球化学特征及成因[J]. 山东国土资源,2016,32(1):13-20.

[26] SCHMIDT M W,GIULIANI A, POLI S. The Origin of Car-bonatites -Combining the Rock Record with Available Exper-imental Constraints[J]. Journal of Petrology, 2024, 65(10): 105.

[27] EZAD I S,SAUNDERS M,SHCHEKA S S,et al. Incipient carbonate melting drives metal and sulfur mobilization in the mantle[J]. Science Advances,2024,10(12):5979.

Mineralogical Characteristics of Silicate – Carbonate – Sulfate Spherulites in Mafic Veins in Guocheng Gold Deposit

YU Lidong, XIONG Yuxin, SHAN Wei, CHI Naijie, LI Zengsheng, MA Xiangxian, LI Shenghu, XU Jun, NIU Zhili, LIU Jiwei, HU Xiaowei, WANG Shuzhen, MA Shaoting, XU Juan,LI Xiao (Shandong Institute of Geological Sciences, Key Laboratory of Gold Mineralization Processes and Re-sources Utilization Subordinated to the Ministry of Natural Resources, Key Laboratory of Metallogenic Geological Processes and Resources Utilization in Shandong Province, Shandong J’nan 250013, China)

Abstract: In this paper, mineralogical characteristics and genetic mechanisms of silicate – carbonate – sulfate spherulites in mafic veins in Guocheng gold deposit in Jiaodong Peninsula have been studied. Through inte-grated mineralogical, textural and geochemical analysis, many types of silicate – carbonate – sulfate spher-ulites with complex compositions and textures have been identified. It will provide a new perspective for understanding the properties and sources of ore—forming fluids. It is shouwed that the origin of the chon-drules in the two types of veins is different, and the cloud clinopyroxene may be derived from silicate mag-ma in the mantle and formed through magma immiscibility. The clinopyroxene may be a product of multi—stage hydrothermal metasomatism.

Key words: Guocheng gold deposit; mafic veins; carbonatites spherulites; mineralogical characteristics