

辽宁省海城市小孤山铅锌多金属矿集区成矿地质特征及成因分析

董存杰^{1,2}, 陈仁义³, 赵金才², 周文光², 孙玉龙⁴, 赵香艳²

(1. 中国地质大学, 北京 100083; 2. 辽宁有色地质局沈阳地质勘查院, 沈阳 110121;

3. 中国地质调查局, 北京 100037; 4. 山东省第三地质矿产勘查院, 烟台 264000)

[摘要] 勘查结果表明, 小孤山矿集区的成矿作用受印支期花岗岩体、脉岩、断裂和地层的多重控制。康家岭铅锌矿区含矿围岩与正常大理岩碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 存在明显差异, 分别为+0.186 和-6.055。说明矿集区的成矿作用在成岩作用之后, 这种差异是成矿过程中热液蚀变造成的。铅同位素模式年龄均为负值, 具明显异常铅特征, 表明本区铅锌矿体的成矿物质具多源性。根据矿集区内唐皇山印支期花岗岩体的化学成分及特征值判断, 岩体为 S 型花岗岩。其 Pb、Zn、Au、Ag 的丰度均低于辽河群地层。岩体在早期侵入过程中, 同化围岩并在岩体边部发生分异作用, 使围岩中成矿元素在岩体边部及脉岩内富集, 随着岩体及脉岩的进一步分异形成含矿热液, 与脉岩在共同的断裂系统内运移, 并在有利的岩性组合和断裂内充填成矿; 岩体在侵入的晚期, 随着温度和压力的下降, 同化围岩及富集成矿元素的能力都相应减弱, 并在与围岩接触部形成大规模的碎裂岩带, 从而形成大规模的硅化带和地球化学异常。

[关键词] 地球化学异常 碎裂岩 S 型花岗岩 小孤山

[中图分类号] P611.1+P612 [文献标识码] A [文章编号] 0495-5331(2010)04-0599-10

Dong Cun-jie, Chen Ren-yi, Zhao Jin-cai, Zhou Wen-guang, Sun Yu-long, Zhao Xiang-yan.
Metallogenic geological characteristics and analysis of the Xiaogushan polymetallic mineralization area
in Haicheng city, Liaoning Province[J]. *Geology and Exploration*, 2010, 46(4): 0599-0608.

小孤山铅锌金银矿化集中区位于辽宁省海城市小孤山乡境内, 地理坐标: 东经 $122^{\circ}57'52''$, 北纬 $40^{\circ}35'59''$ 。按发现的时间顺序, 划分为康家岭、苇子峪和蟒洞山三个矿区。1975 年辽宁地质局第五勘查大队在普查找矿中发现了康家岭铅锌矿区, 同年投入详查工作, 施工钻孔 46 个, 在 9 条成矿带内共发现 23 条铅锌矿体, 2 条铜矿体, 1 条黄铁矿体, 由于找矿效果不佳而停止。1980 年辽宁有色地质局 102 队在小孤山乡苇子沟地区开展了土壤地球化学测量工作, 发现了大规模 Pb、Zn、Ag 异常, 通过异常查证发现了铅锌银矿体 13 条。2003 年, 辽宁有色地质局沈阳地质勘查院, 在蟒洞山发现了大面积的金银铅锌异常, 并发现 Au、Pb、Zn 矿体 2 条, 金矿体 1 条, 矿化多处。总体上看, 小孤山矿集区矿体规模小, 连续性差, 品位变化大。但由于本区矿化规模大, 地球化学异常强度高, 而倍受各大勘查单位的关

注。关于本区的矿化成因有许多不同的观点, 多数人认为是沉积变质热液改造成因(邓公权, 1983 年), 亦有人认为是海相喷流沉积成因(尤洪喜, 2006)。本文根据历年的勘查成果, 对本区的成矿地质特征加以介绍, 并对矿床及矿化的成因进行分析, 希望能为区域找矿提供新的线索。

1 矿区成矿地质背景

小孤山铅锌金银矿化集中区位于辽东裂谷西端近轴部, 区域内地层为古元古界辽河群变质岩系, 普遍遭受绿片岩相-低角闪岩相变质作用。区域地层自下而上划分为辽河群里尔峪组、高家峪组、大石桥组和盖县组。矿区位于大石桥-草河口复式向斜与虎皮峪复式背斜过渡部位, 石柱沟-板子屯复式背斜东端。区域内岩浆岩发育, 由印支期唐王山、石柱沟和燕辽期海龙川、何家岭、冯家堡子等几个花岗岩

[收稿日期] 2010-04-06; [修订日期] 2010-06-10; [责任编辑] 郑杰。

[第一作者简介] 董存杰(1969 年-), 男, 地质高级工程师, 长期从事地质找矿工作, Email: dcj196909@163.com。

体围成一个三角形岩浆岩环带,将大石桥组包围。根据物探解译资料,花岗岩体在深部连成一体,呈兜

底之势。EW 向、NE 向和 NW 向三组断裂构造,平行岩浆岩带在地层内发育(图 1)。

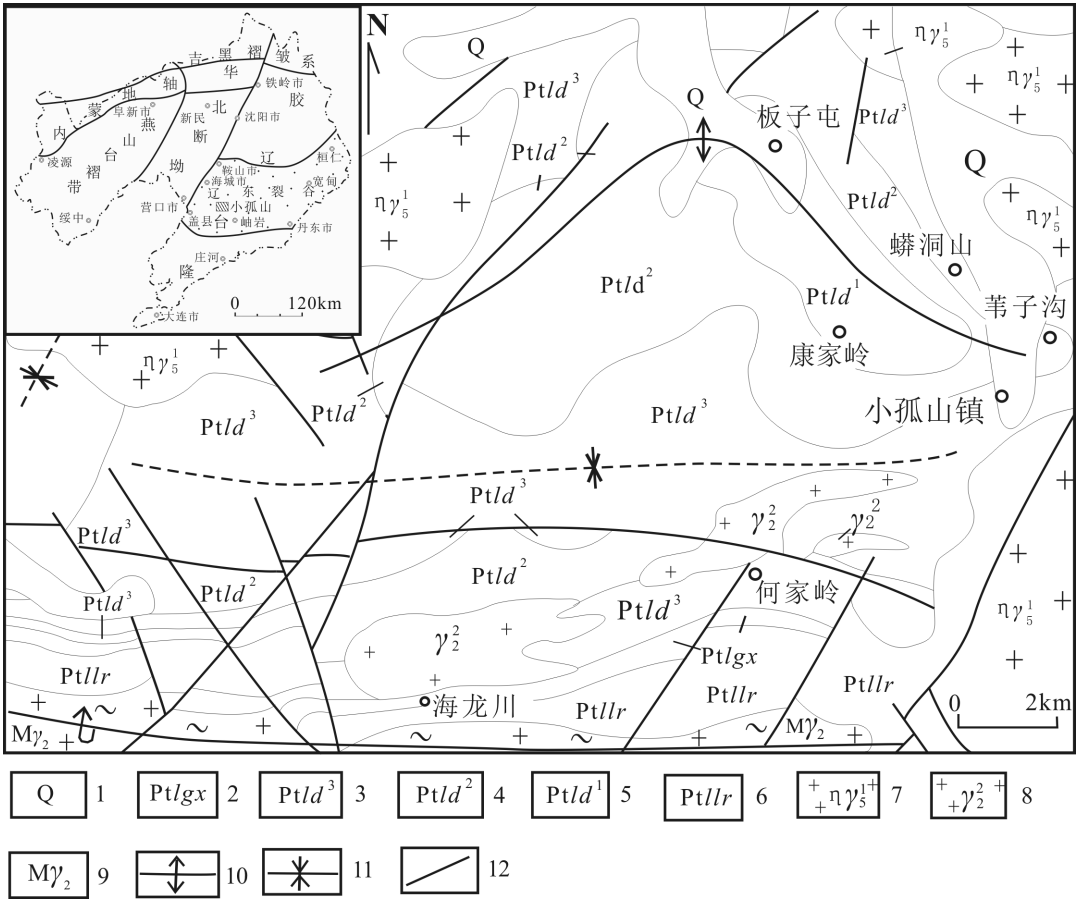


图 1 石柱沟-小孤山区域地质图(据辽东地区 1:20 万区域地质图修编)

Fig. 1 Geological map of the Shizhugou-Xiaogushan area (modified from 1:200000 regional geological map of eastern Liaoning province)

1-第四系;2-辽河群盖县组;3-辽河群大石桥组三段;4-辽河群大石桥组二段;5-辽河群大石桥组一段;6-辽河群里尔峪组;7-印支期(三叠纪)花岗岩;8-燕辽期(中元古代)花岗岩;9-燕辽期(中元古代)混合花岗岩;10-背斜;11-向斜;12-断裂

1-Quaternary;2-Gaixian Formation, Liaoh Group;3-the 3rd member, Dashiqiao Formation, Liaoh Group;4-the 2nd member, Dashiqiao Formation, Liaoh Group;5-the 1st member, Dashiqiao Formation, Liaoh Group; 6-Lieryu Formation, Liaoh Group;7-Indo-Chinese epoch granite (Triassic period);8-Yanliao epoch granite (Mesoproterozoic);9-Yanliao epoch granite (Mesoproterozoic) migmatitic granite; 10-anticline;11-syncline;12-fault

1.1 地层

矿区内出露的地层主要为辽河群大石桥组,根据岩性组合,由老至新划分为三个岩性段(图 2)。大石桥组一段(Ptld¹)自下而上划分为三个岩性层,第一层为大理岩层(Ptld¹d):灰白色厚层状透闪石化白云石大理岩夹砂线白云母石英片岩及白云母石英片岩与大理岩互层带。矿区内多数矿体产于片岩与大理岩的互层带内;第二层为含砂线柘榴黑云片岩层(Ptld¹p),此层岩性变化大,厚度较稳定,每个矿区内都有分布,是本区的标志层;第三层变粒岩层

(Ptld¹b):岩性以变粒岩为主,夹浅粒岩、白云石大理岩及白云母片岩,厚度变化大,岩性复杂,有少量矿体产于其中。大石桥组二段(Ptld²p)岩性为黄褐色粗鳞片状含砂线二云片岩和褐色含电气石二云母斜长片岩,此层位的厚度较稳定,偶夹浅粒岩和白云石大理岩。大石桥组三段(Ptld³d)岩性为中粗粒厚层状白云石大理岩,岩石普遍具硅化,强弱不同,岩石中含有 3~5% 的微晶石英和玉髓,局部具透闪石化和滑石化,该层位主要分布于印支期岩体边部,与岩体接触部普遍发生碎裂岩化,具网脉状硅化。

表 1 唐望山岩体化学成分及特征值表

Table 1 Petrochemical composition and characteristic parameters of Tangwangshan granite mass

岩体名称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
龙凤峪岩体	71.04	0.19	14.79	0.57	1.60	0.04	0.48	1.45	3.93	3.99
P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	H ₂ O	总计	Al/(Na+K+1/2Ca)	100Fe ³⁺ /(Fe ²⁺ +Fe ³⁺)		C(刚玉)	Di(透辉石)	
0.09	0.27	0.02	0.29	99.13	1.2488	26.7		2.27	无	

测试单位:辽宁省有色地质测试中心,2003。

1.2 构造

矿集区内褶皱和断裂构造十分发育,石柱沟-板子屯-小孤山复式背斜呈向北突出的弧形横贯区域东西(图 1),板子屯-小孤山段,局部倒转。背斜核部地层为大石桥组一段,两翼为大石桥组二、三段。康家岭铅锌矿床赋存于倒转背斜的核部,苇子沟铅锌银矿化区位于倒转背斜的倾没端,而蟒洞山金铅锌矿化区则位于倒转背斜的北东翼内。区内次级褶皱十分发育。

区内的断裂构造可划分为三类:发育于层间的压扭性断裂;斜切地层的北西向压扭性断层和北东向张性断裂;北北东向的燕山期断裂。层间压扭性断裂形成于区域褶皱变形阶段,受后期构造作用影响,具多期活动特征。斜切地层的北东向和北西向断裂形成晚于层间断裂,往往由数条断裂组成,以断裂带的形式出现,规模较大,其中康家岭断裂是其中最有代表性的断裂。断层总体具压性正断层特点,断裂带宽约 50m,延伸达 4km。该断裂控制了断裂两盘次级褶皱的形态。两盘内的拖曳褶皱及帚状构造等次级褶皱构造发育,在部分地段石香肠构造发育。断裂带内脉岩发育,长石斑岩脉、伟晶岩脉、石英脉和闪长玢岩脉沿断裂带侵入,多见破碎和重新胶结的现象,说明断裂具多期活动的特征。北北东向断裂在区内不甚发育,规模较小,并且与区内矿化关系不明显。在岩体与大石桥组接触部,由于岩体侵入形成了宽达 800~1000m,规模巨大的碎裂岩带,根据岩石碎裂程度岩体围岩由岩体向外侧可划分为内带和外带。内带岩石破碎强烈,并具网脉状硅化、透辉石化和透闪石化(苇子沟、蟒洞山),由内向外岩石碎裂程度和蚀变强度逐渐趋于正常;外带岩石完整,但岩层内断裂发育。

1.3 岩浆岩

区内岩浆岩发育,印支期唐望山花岗岩体出露于矿区的东部。该岩体在区域内出露面积达 240km²,岩体中心相为似斑状花岗岩,边缘相为中粗粒花岗岩,常见石英脉及伟晶岩脉穿插,局部具片

麻状构造,多见地层的残留体。矿物成分中斜长石明显多于碱性长石,暗色矿物低于 10%。根据岩体化学成分分析结果,特征值及标准矿物计算结果见表 1。Al/(Na+K+1/2Ca)>1.1,100Fe³⁺/(Fe²⁺+Fe³⁺)介于 10~30 之间,标准矿物刚玉含量大于 1%,无透辉石。上述特征表明,岩体属 S 型花岗岩,为沉积岩重熔型花岗岩(表 1)。岩体铷-锶法地质年龄为 226.7~217.6Ma,岩体侵入时期为三叠纪。

区内脉岩发育,种类较多,根据空间的切割关系,可以划分为四期:第一期为伟晶岩脉;第二期长石斑岩、石英斑岩、花岗斑岩、闪斜煌斑岩;第三期为闪长玢岩、辉绿岩、橄榄辉绿岩;第四期为石英脉和碳酸盐脉。脉岩与地层之间的关系多为顺层侵入,少数为切层。

2 矿床地质特征

2.1 矿体的赋存空间

根据岩体边部围岩碎裂程度和蚀变特征,小孤山康家岭铅锌矿区位于岩体边部围岩的外带。通过地表槽探和深部钻探查证共圈定铅锌矿体 23 条,铜矿体 2 条,黄铁矿体 1 条。矿体多赋存于大石桥组一段大理岩与白云母石英片岩和变粒岩的互层带内,顺层间破碎带产出,亦有在大理岩内呈似层状产出。此外,尚有部分矿体产于切层的断裂带内。在康家岭区内,规模较大矿体多具脉岩-大理岩-矿体-硅化蚀变岩的组合形式,矿体产于脉岩的上盘或下盘附近的大理岩内,矿体的上盘往往有强硅化蚀变岩与矿体平行产出,部分蚀变岩本身即是矿体的一部分。区内由大理岩、片岩和变粒岩所组成的含矿层的含矿性明显受区内大型断裂所控制,单纯的岩性控矿是不存在的。在碎裂岩带内的苇子沟矿区,共发现 Pb、Zn、Ag 矿体 13 条,矿体严格受强硅化体控制,多产于硅化体的上、下盘与围岩接触带内。硅化体的形态各异,多为不规则状,产于大理岩内早期构造裂隙内,延长和延深均较小。由其所控制的矿体同样具有规模小,品位不稳定的特点。蟒

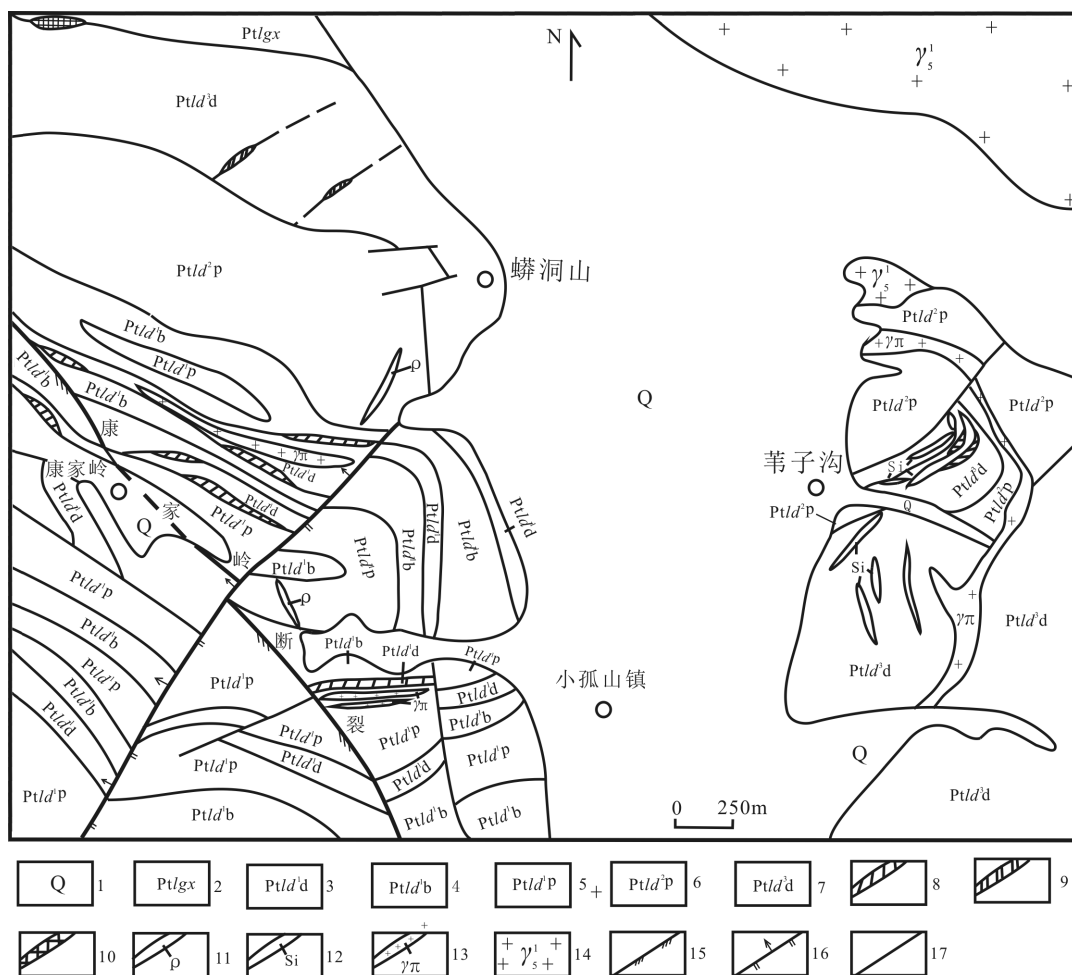
图2 小孤山铅锌多金属矿集区地质图^②

Fig. 2 Geological map of Xiaogushan lead–zinc polymetallic deposit.

1-第四系;2-盖县组片岩;3-大石桥组一段大理岩;4-大石桥组一段变粒岩;5-大石桥组一段片岩;6-大石桥组二段片岩;7-大石桥组三段大理岩;8-含矿带;9-铅锌矿体;10-金矿体;11-伟晶岩脉;12-硅化体;13-花岗斑岩脉;14-印支期花岗岩;15-压扭性断层;16-逆断层;17-性质不明断层

1-Quaternary;2-schist of Gaixian Formation;3-marble of the 1st member,Dashiqiao Formation;4-granulite of the 1st member, Dashiqiao Formation;5-schist of the 1st member,Dashiqiao Formation;6-schist of the 2nd member,Dashiqiao Formation;7-marble of the 3rd member,Dashiqiao Formation;8-mineral belt;9-lead-zinc orebody;10-gold orebody;11-pegmatitic vein;12-silicated belt;13-granite-porphry vein;14-Indo-Chinese epoch granite;15-comprssio-shear fault;16-reverse fault;17-unidentified fault

洞山区,矿体产于岩脉与大理岩的接触蚀变带内,明显受控于辉绿岩脉。

2.2 矿体形态、规模及产状

小孤山铅锌金银多金属矿集区内目前已发现的矿体规模都较小,形态复杂。矿体形态多为脉状、囊状、小透镜状、似层状及不规则状。从岩体向外侧,矿体规模有一定的变化规律,外带内康家岭矿区矿体规模相对较大,而内带矿体规模较小。康家岭铅锌银矿床,矿体长度 25 ~ 300m,多为 100m 左右;宽度 0.6 ~ 3.5m,多不足 1m。矿体斜深 25 ~ 285m,多在 100m 左右。而苇子沟铅锌金银矿化区矿体长度

多在 40m 左右,矿体厚度很少超过 0.4m,矿体延深也较小,经钻探深部查证,延深多不超过 50m。在蟒洞山区,矿体受岩脉与大理岩接触部的蚀变带控制,蚀变带仅存在于部分辉绿岩脉的边部,规模较小。

2.3 矿石的矿物及元素组成

康家岭铅锌矿石的矿石矿物主要有方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、黄铁矿、毒砂,次生矿物有褐铁矿、孔雀石、铜兰、白铅矿、菱锌矿等。脉石矿物主要有白云石、方解石,其次为石英,此外还有少量重晶石、磷灰石、石墨、绿泥石、白云母、滑石、绢云母等,还见有硬锰矿和软锰矿。苇子沟则以黄铁矿、方铅矿、闪锌

矿为主,少量的黄铜矿和次生矿物铜兰、孔雀石。蟒洞山以黄铁矿为主,少量的方铅矿及闪锌矿。矿石的成矿元素从岩体向外侧有规律变化。在内带碎裂岩化大理岩内,矿石中有用元素以 Au、Ag 为主,在远离岩体的外带内则以 Pb、Zn 为主。如近岩体的苇子沟区赋存于碎裂岩内的矿体 Au 品位高达 1.47×10^{-5} , Ag 品位达 3.8×10^{-4} ;蟒洞山区头道沟发现的金矿体中,Au 品位 $0.2\times10^{-6}\sim9.2\times10^{-6}$ 。在碎裂岩带外围的康家岭区矿体主要元素则以 Pb、Zn 为主,矿体品位 Pb:0.83 ~ 8.12%, Zn:1.20 ~ 6.72%, Ag: $3.65\times10^{-5}\sim2\times10^{-4}$ 。总体上看,与岩体直接接触的碎裂岩化大理岩内的矿体较外围地层内(康家岭矿区)的矿石的成矿元素含量变化大,而且矿体连续性亦较差。

2.4 矿石的结构构造

矿石的结构主要为他形粒状结构,半自形粒状结构、滴状结构、交代残余结构。矿石构造主要为浸染状构造、斑杂状构造、致密块状构造、条纹条带状构造。由岩体向外侧,矿石的结构和构造也有一定的变化规律,产于与岩体接触的碎裂岩化大理岩带内的矿体(苇子沟区)的矿石结构以粗粒半自形粒状结构为主,构造主要为稀疏浸染状构造。外围的康家岭铅锌矿床的矿石以细粒-中粒他形-半自形结构为主,矿石的构造出现条带状构造和致密块状构造。

2.5 围岩蚀变

矿区内围岩蚀变种类众多,在近岩体苇子沟矿区,矿体受控于硅化体,围岩蚀变主要为硅化。硅化可分为蚀变岩型硅化、网脉状硅化、碎裂岩型硅化。蚀变岩型硅化,岩石整体完好,石英交代大理岩内的方解石和白云石,使岩石中二氧化硅的含量明显增加,而氧化镁和氧化钙的成分明显下降。网脉状硅化特征为石英细网状分布于大理岩内,脉宽 0.5 ~ 2mm,大理岩保持整体完整性,无明显的碎裂特征。碎裂岩型硅化表现为岩石碎裂,呈角砾状,角砾之间的相互位移不大,角砾成分包括硅化大理岩和早期石英脉,石英呈细粒状胶结围岩角砾。在硅化带的外侧往往可见疙瘩状透闪石化带,透闪石呈疙瘩状分布于大理岩内,呈灰色暗斑状。在蟒洞山区,蚀变主要表现辉绿岩脉与大理岩的接触部的蛇纹石化、透闪石化、透辉石化及硅化等,Pb、Zn、Au 矿化即赋存于岩脉与大理岩的接触带内,接触带的矿物组合为白云石、方解石、透闪石、透辉石、蛇纹石、石英、黄铁矿及少量的方铅矿、闪锌矿。金矿化与硫化物含

量关系密切,具正相关关系。康家岭矿区的围岩蚀变表现为硅化、铁锰碳酸盐化和电气石化,随着热液对围岩的交代程度不同,岩石中的石英含量也不同。在硅化较强的部位,矿体的上、下盘出现强硅化交代蚀变岩。岩石呈暗红色-灰色,细粒-隐晶质结构,岩石镜下鉴定,见大量的玉髓和微晶石英,波状消光明显,具典型的硅化交代蚀变岩特征。此外,在赋矿围岩内还见到铁锰碳酸盐化、碳酸盐化和电气石化、绿泥石化、滑石化、重晶石化等蚀变,与硅化形成特征的围岩蚀变组合。

表 2 小孤山地区地层成矿元素含量表^①
Table 2 Content of metallogenetic elements of every formation in Xiaogushan district

地层	成矿元素丰度(×10 ⁻⁶)				备注
	Pb	Zn	Ag	Au	
盖县组	84.2	99.9	0.2	0.18	
大石桥组三段	65.9	56.2	0.06	0.002	
大石桥组二段	95.3	144	0.46	0.19	八里-虎皮峪岩石地球化学剖面(区域)
大石桥组一段	112.1	38.3	0.104	0.006	
高家峪组	77	58.2	0.12	0.002	
里尔峪组	42.7	66.1	0.07	0.004	
大石桥组三段	90	101	0.11	0.08	蟒洞山-康家岭岩石地球化学剖面(矿区)
大石桥组二段	124	198	0.66	0.11	
大石桥组一段	153	107	1.0	0.09	
唐望山花岗岩体	25	39	0.08	0.002	
克拉克值	12	94	0.08	0.004	

3 矿床成因探讨

3.1 地球化学异常与岩体及矿体的空间关系
区域性的地球化学测量结果表明,辽河群具有较高的 Pb、Zn、Au、Ag 元素丰度。在辽东裂谷的形成期,沉积形成了辽河群下部层位浪子山组、里尔峪组,以陆源碎屑岩和火山沉积岩组合为主,富集了 Pb、Zn、Au、Ag、Fe、Cu、B、S 等成矿元素;在裂谷发育期,形成了高家峪组、大石桥组,以碳酸盐岩建造与火山岩建造组合为主,富集了 Pb、Zn、Au、Ag 成矿元素;在裂谷消亡期,形成了辽河群上部层位盖县组,以陆源碎屑岩为主,以富含 Au 元素为主要特征。地球化学测量结果表明,沿唐望山花岗岩体与辽河群接触部存在一条北西向地球化学异常带。与区域内辽河群相比,小孤山地区岩石及土壤中成矿元素 Pb、Zn、Au、Ag 的含量明显高于辽河群的平均含量,

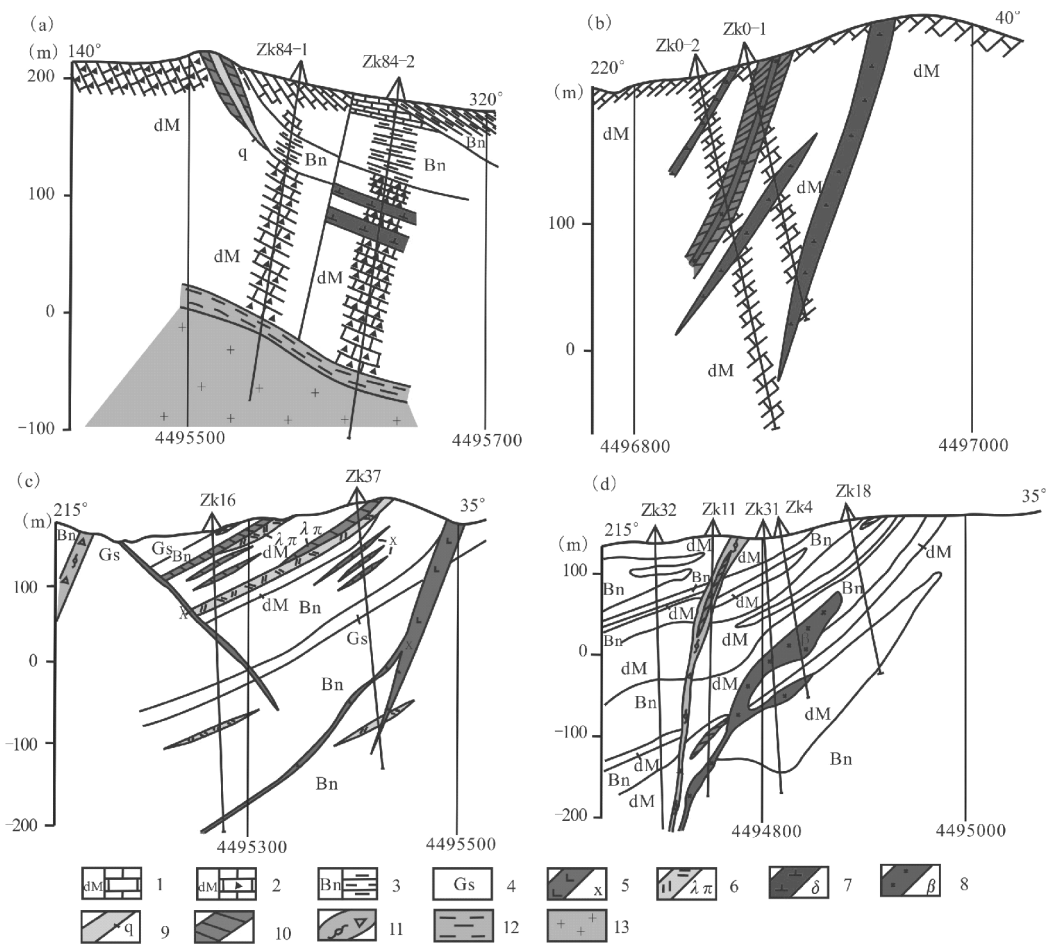


图 3 小孤山矿集区典型勘探线剖面图²⁾

Fig. 3 Cross sections of typical prospecting lines of Xiaogushan intensively mineralization area

(a) - 苇子沟 84 号线地质剖面图; (b) - 蟒洞山 0 号线地质剖面图; (c) - 康家岭 9 号线地质剖面图; (d) - 康家岭 0 号线地质剖面图; 1-大理岩; 2-碎裂大理岩; 3-黑云片岩; 4-柘榴石黑云片岩; 5-煌斑岩; 6-正长斑岩脉; 7-闪长岩脉; 8-辉长岩脉; 9-石英脉; 10-矿体 (化); 11-断裂带; 12-糜棱岩; 13-花岗岩

(a) - profile sections of No. 84 prospecting line, Weizigou; (b) - profile sections of No. 0 prospecting line, Mangdongshan; (c) - profile sections of No. 9 prospecting line, Kangjialing; (d) - profile sections of No. 0 prospecting line, Kangjialing; 1-marble; 2-cataclastic marble; 3-biotiteschist; 4-garnet mica schist; 5-lamprophyre; 6-syenite porphyry vein; 7-dioritoid vein; 8-graniton vein; 9-quartz vein; 10-orebody (or min-eralization); 11-fault; 12-mylonite; 13-granite

远远超过克拉克值。表明小孤山地区地层明显受岩体侵入作用的影响,造成了矿物质进一步富集,使矿区内的岩石及土壤中成矿元素平均含量的增高(表 2)。异常带从岩体向外可划分为 Au、Ag、Pb、Zn-Pb、Zn、Cu、Au、Ag-Pb、Zn、Ag 三个异常带。Au、Ag、Pb、Zn 异常带分布于岩体与大石桥组三段大理岩接触部的碎裂岩带内,此带内单元素异常分散,异常强度低;综合异常元素的组合性较差,所获异常浓集中心不明显,显示了热液在开放系统中运移的特征。此带与岩体边部的碎裂岩带具有较好的吻合性,主要分布于苇子沟区和蟒洞山区。Pb、Zn、Ag 异常带主要分布于康家岭矿区,与地表含矿带分布十分吻

合,浓集中心明显,异常强度高,异常元素组合较好,与矿体中成矿元素组合一致,明显受康家岭断裂构造及其两盘含矿地层的双重控制,具明显的矿致异常特征。Pb、Zn、Cu、Au、Ag 异常带分布于康家岭与蟒洞山之间三段大理岩与二段片岩接触部附近,异常规模小而分散,经异常查证发现明了多处矿化,但不构成工业矿体。由本区的地球化学异常特征及地质情况判断,苇子沟和蟒洞山区的矿化作用与康家岭地区是不同时期矿化产物。苇子沟及蟒洞山区异常显示了岩体侵入晚期与大理岩之间的硅化交代作用所形成的元素地球化学异常,由 Au、Ag、Pb、Zn-Pb、Zn、Cu、Au、Ag 两个异常带组成,由于成矿热液

缺少有利的容矿空间,因而未形成大的工业矿体,仅形成大规模的矿化。而康家岭地区(包括蟒洞山部分矿体)的地球化学异常则显示了岩体早期侵入阶段的岩浆的分异作用中,成矿热液及岩脉沿层间及断裂充填过程中形成的矿致异常。

3.2 矿体与岩脉及岩体的空间关系

地表工程及钻探资料表明,矿区内的矿体产出与岩体及脉岩具有紧密的空间联系,在康家岭矿区内地表及钻孔内发现的岩脉多达 100 余条,矿体与岩脉具有明显的空间依存关系,在 9 号勘探线(图 3)可见矿体直接产于正长斑岩脉的上盘,虽然矿体与脉岩这种直接的接触关系在康家岭矿区较少见,但在空间上的距离却都十分接近,矿体往往产于脉岩边部的赋矿层位内,往往通过大断裂及层间滑脱断裂与脉岩的侵入通道有着密切的贯通关系。在苇子沟矿区内矿体则直接产于硅化体的上下盘与围岩接触带内,这些硅化体与康家岭铅锌矿体两侧经常出现的硅化带在过去的研究中常被称做硅质岩,通过大量的镜下鉴定及钻探验证,是蚀变作用形成的硅化体,与岩体的侵入作用关系密切。镜下鉴定岩石中存在大量玉髓和微粒石英,波状消光现象明显。由于其与硅质岩矿物组成十分相似,多被认为是硅质岩,然而这种观点与辽河群所经历的绿片相-低角闪岩相的变质作用是相矛盾的。含水矿物经过低角闪岩相变质作用,要发生脱水作用,微粒石英要次生增大,玉髓和微粒石英是不可能存在的。由些可以判断,这类岩石形成于区域变质之后。由镜下特征可以判断,该类岩石为硅化蚀变岩。苇子沟区 84 号线通过钻探验证,在强硅化体的深部发现厚度巨大的碎裂岩带,花岗岩体与碎裂岩带在深部直接接触。岩体-碎裂岩-强硅化蚀变岩-矿体组成一个成矿系统(图 3)。在蟒洞山区,矿化体产于辉绿岩脉与大理岩接触部的蚀变带内(图 3)。区内脉岩十分发育,与岩体早期侵入作用密不可分,岩体在侵入过程中不断同化围岩,并在岩体边部发生分异作用。在岩浆分异作用过程中发生结晶相和流体相的分离,在扩散、熔离、分离结晶和流体的搬运作用下,在岩浆期不同阶段内,在花岗岩体的边部发生了一系列的岩浆分异作用,生成了本区内复杂的脉岩共生组合。在岩浆分异作用过程中,岩体与围岩之间“吞吐”式的物质交换与分异作用是同时进行的,脉岩携带成矿物质沿地层中的断裂侵入,同时进一步分异出含矿热液,沿层间滑脱部位充填,形成矿体。

表 3 康家岭铅锌矿区碳氧同位素分析结果表^①
Table 3 Analysis result of carbon and oxygen isotopes of Kangjialing lead-zinc district

样号	岩石特征	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	备注
25	含锰白云石大理岩	-6.055	+20.78	含矿层
28	厚层白云石大理岩	-0.01	+19.84	含矿层
26	粉红色大理岩	+0.186	+20.24	
27	灰色大理岩	+0.42	+20.50	

表 4 康家岭铅锌矿区硫同位素分析结果表^①
Table 4 Analysis result of sulfur isotope of Kangjialing lead-zinc district

矿带	样号	矿物	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$	同位素测温
I	104	方铅矿	+4.1	148℃
	105	黄铁矿	+9.9	
II	96	方铅矿	+6.0	247℃
	97	闪锌矿	+8.7	
IV	106	方铅矿	+4.6	204℃
	107	闪锌矿	+7.8	
V	102	方铅矿	+6.9	269℃
	103	闪锌矿	+9.4	
VI	130	方铅矿	+7.0	427℃
	131	黄铁矿	+9.1	
VII	98	方铅矿	+6.3	262℃
	99	黄铁矿	+9.5	

3.3 矿体与断裂的空间关系

关于小孤山地区的控矿作用从外在形式上看主要受控于地层及岩性,而实际上矿体与断裂具有直接和间接的关系。首先是受控于层间断裂的矿体,这些矿体多赋存于大理岩与片岩和变粒岩的互层带,主要原因是在区域性的构造作用下发生变形的过程中,容易形成层间滑脱,成为容矿构造。而且在矿区同时存在许多产于切层断裂带内的矿体。虽然有些矿体产于大理岩内,呈似层状产出,矿石多为浸染状构造,但这并不能说明这些矿体就是沉积作用形成的,这些矿体往往与脉岩在空间上距离较近,并且与脉岩共处于同一个断裂系统内,具有热液连通的导矿系统,由于大理岩孔隙度高,具有较好的渗透率和化学活性,因此,热液很容易进行晶隙间的渗滤和交代作用,从而形成似层状矿体。康家岭矿区,经过大量钻孔验证,与成矿带处于相同层位的地层并非都含矿,所谓的沉积层控机制在本区是不成立的。各矿带都明显受康家岭断裂控制。这说明矿体不是

表 5 康家岭铅锌矿区铅同位素分析结果表^①

Table 5 Analysis result of lead isotope of Kangjialing lead-zinc district

样号	样品名称	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	t(Ma)	M	ω	Th/U
康家岭铅锌银矿床	方铅矿	18.94	15.2	38.080	1.2461	-849	8.67	29.18	3.26
康家岭铅锌银矿床	方铅矿	19.39	15.42	38.610	1.2575	-864	9.05	30.91	3.31
苇子沟矿段	方铅矿	19.449	15.699	39.154	1.2389	-478	9.57	34.93	3.53

直接由地层和岩性所控制,最直接的控矿因素是导矿和容矿的断裂系统。在康家岭矿区 0 线地质剖面钻孔 ZK11(图 3)内见矿体产于康家岭断裂带内,这充分说明了断裂的直接控矿作用。同样在苇子沟和蟒洞山亦是如此,强硅化体和岩脉的产出都受断裂构造所控制。总而言之,小孤山矿区矿体产出与各种类型的断裂是分不开的,断裂是区内矿体产出的必要因素。

3.4 稳定同位素地球化学特征

矿区内同位素研究工作较少,仅有少量的同位素分析数据,虽然不具统计意义,但是这些数据具有十分重要的判别价值。

3.4.1 碳氧同位素地球化学特征

区内 4 件碳氧同位素,其中两件取自矿体的围岩,两件取自非矿体围岩。样品数量较少,不具有统计意义,但数值差异较大,足以说明问题。含矿层和地层中的氧的 $\delta^{18}\text{O}$ 的值没有太大差别,变化范围 19.84 ~ 20.78‰,分布范围在正常海相沉积岩和石灰石 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化范围内(分别为 10 ~ 44‰和 22 ~ 36‰)。但碳同位素组成相差较大,非含矿层大理岩 $\delta^{13}\text{C}$ 均为正值,并且接近 0 值,与正常海相沉积碳酸盐岩十分接近。而含矿层位大理岩 $\delta^{13}\text{C}$ 均为负值,其中 25 号样品 $\delta^{13}\text{C}$ 为-6.055,与深源初生碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值十分接近。这说明含矿层大理岩中的碳酸盐在成矿过程中发生了碳的重组,有两种可能性,一是含矿热液萃取了地层中的石墨,并将其带入大理岩中并与碳酸盐中的碳发生置换,由于变质岩中石墨贫¹³C 从而使围岩大理岩中碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低;另一种可能是热液直接与围岩大理岩发生蚀变交代作用,使碳酸盐分解,释放出富¹³C 的气体或流体成分,从而造成 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低。从而可以判断本区内成矿作用与成岩作用的不是同时进行的,成矿作用要晚于成岩作用。

3.4.2 硫同位素特征

矿区内测定了 6 条矿带内矿体中硫化物矿物对的硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值,结果均为正值,变化范围+4.1 ~ +9.9‰,由于数值少,不具统计意义。分析结果

显示 $\delta^{34}\text{S}$ 黄铁矿>闪锌矿>方铅矿,根据这些硫化物矿物对硫同素 $\delta^{34}\text{S}$ 值,利用硫同位素温度计,计算出矿体形成温度(表),黄铁矿-方铅矿硫同位素温度计采用分馏方程为: $1000\ln\alpha = 1.03 \times 10^6 T^{-2}$ (H. ohmoto, 1979), 闪锌矿-方铅矿采用分馏方程为: $1000\ln\alpha = 7.3 \times 10^5 T^{-2}$ (H. ohmoto, 1969)。由计算结果可见,矿体成矿温度集中于 148 ~ 269℃ 之间,与爆裂法测温所得结果十分接近。说明成矿流体为中温热液。这与区变质温度 500 ~ 600℃ 相差甚远,从而可以初步判定,成矿作用在区域变质作用之后,也说明矿床成因不是由沉积变质形成的。

3.4.3 铅同位素特征

小孤山地区的铅同位素研究工作比较少,仅有的三个样品模式年龄均为负值,具有明显的异常铅特征,表明了成矿物质的多源性,在成矿过程中岩体与地层均提供了成矿物质。

4 结论

综合上述研究,小孤山铅锌金银矿化集中区的矿床的成矿物质主要来自地层,同时也有岩体形成时从其他地质体中获得的成矿物质。由区域内岩石、地层成矿元素分析结果可见,唐望山岩体的各种成矿元素含量均较低,远低于里尔峪组、高家峪组、大石桥组和盖县组。然而,从岩体的特征值判断,唐望山岩体属 S 型花岗岩,为深部地层重熔形成的花岗岩体。由花岗岩体元素含量与围岩的元素含量之间的差值可以判断,岩体在同化围岩的同时,通过岩浆分异作用,将深部层的成矿元素进一步富集并输送至岩体围岩内,这些成矿元素在有利的构造部位成矿,从而形成康家岭铅锌矿床及苇子峪、蟒洞山的小规模矿体和矿化,或在岩体的围岩内形成岩石及土壤地球化学异常。岩体在形成早期阶段,同化深部地层(里尔峪组、高家峪组)及其它地质体,并在岩体边部发生分异作用,形成脉岩及含矿热液,沿围岩内断裂系统运移就位成矿。在脉岩侵入过程中,脉岩自身分异的含矿热液,在脉岩两侧的围岩内形成似层状矿体,康家岭铅锌矿床及蟒洞山部分与脉

岩侵入有关的矿体均属此种成因。在岩体侵入晚期阶段,由于岩浆的温度和压力减弱,岩浆同化围岩、分异和富集成矿物质的能力也随之减弱。岩体与围岩之间主要以硅化的方式进行物质交换,并在围岩内早期构造中形成大量的强硅化体。由于岩浆本身成矿物质含量较低,因而所提供的成矿物质也较少,这样就表现出晚期矿化较弱。由于岩体侵入过程中形成了大规模的碎裂岩带,因而造成热液运移系统的开放,从而造成大面积的地球化学异常,仅在有较好屏蔽作的岩性组合内形成小的矿体和矿化,苇子沟及蟒洞山的小规模矿体、矿化均属此种成因类型。

[注释]

- ① 辽宁地质勘查局矿产地质研究所. 1993. 辽吉重点成矿区带 (辽东段) 金银多金属综合勘查与研究总结报告
- ② 辽宁省有色地质局沈阳地质勘查院. 2003. 辽宁省海城市小孤山矿集区铅锌多金属普查找矿报告

[References]

Dai Jun-zhi, Mao Jing-wen, Yang Fu-quan, Zhao Cai-sheng, Xie Gui-qing, Zhang Chang-qing. 2006. Geological characteristics and geodynamic background of molybdenum (copper) deposits along Yanshan -Liaoning metallogenic belt on northern margin of North China bloc [J]. Mineral Deposits, 25 (5) : 598 - 612 (in Chinese with English abstract)

Deng Gong-quan. 1983. The types of strataboundd lead-zinc deposits and main ore-control factors in the middle of Eastern Liaoning [J]. Liaoning Geology, 1 : 1 - 12 (in Chinese with English abstract)

Ding Ti-ping. 1992. Study of stable isotope of proterozoic lead-zinc metallogenic belt in north of china [M]. Beijing: Sience and Technology Publishing House; 36 - 59 (in Chinese)

Du Zu-quan, Liu Fu-xing, Wu Xi-gang. 2008. Analysis on geological characteristics and origin of Linjiasandaogou gold deposit [J]. Gold, 4 (29) : 18 - 20 (in Chinese with English abstract)

Fang Ru-heng. 1999. Types and correlation of sino-korean paleoproterozoic strata bound Pb-Zn deposits [J]. Liaoning Geology, 16 (1) : 43 - 56 (in Chinese with English abstract)

Feng Zuo-hai, Wang Chun-zeng, Wang Bao-hua. 2009. Granite magma ascent and emplacement mechanisms and their relation to mineralization process [J]. Journal of Guilin University of Technology, 29 (2) : 183 - 194 (in Chinese with English abstract)

He Ying. 2002. The ore-body location of hydrothermal deposits related to magma [J]. Journal of Northwest University (Natural Science Edition), 32 (4) : 341 - 343 (in Chinese with English abstract)

Huang Jian-jun, Xiao Wen-jun, Gao Jun-hui. 2008. The gold deposit metallogeny characteristics and forecast in Eastern Area of North China [J]. Gold Science and Technology, 16 (1) : 19 - 23 (in Chinese with English abstract)

Leng Cheng-biao, Zhang Xing-chun, Wang Shou-xu. 2009. Advances of researches on the evolution of ore-forming fluids and the vapor trans-

port of metals in magmatic hydrothermal systems [J]. Geological Review, 55 (1) : 100 - 112 (in Chinese with English abstract)

Liu Zhi-yuan, Xu Xue-chun, Tian Yu-cai, Yang De-jiang, Jiang Yong-zhen, Tian Shu-hai, Wei Min. 2007. Relationship between sedimentation-exhalation ore-forming process and gold-silver polymetallic mineralization in Qingchengzi Area, Liaoning Province [J]. Mineral Deposits, 26 (5) : 564 - 571 (in Chinese with English abstract)

Liu Yao-hui, Wu Lie-shan, Mo Jiang-ping, Zhang Fang, Huang Jie, Yang Ming-de. 2006. Fluid inclusions and metallogenic environment of the Xitieshang lead-zinc deposit [J]. Geology and Prospecting, 42 (6) : 47 - 51 (in Chinese with English abstract)

Luo Hui, Li Jun-jian. 2002. Geological features of Au, Ag, Pb, Zn, Cu and Co Ore deposits and its forming conditions in the Eastern region of Liaoning Province, China [J]. Progress in Precambrian Research, 25 (3 - 4) : 240 - 245 (in Chinese with English abstract)

Shi Zhi-yuan, Zhou Zhi-heng, Wang Yu-zeng. 2008. Applied result of geochemical exploration of large-middle Mo deposit in the central part of Jilin Province [J]. Jilin Geology, 27 (2) : 90 - 96 (in Chinese with English abstract)

The Bureau of Geology and Resource of Liaoning Province. 1989. Special Geological report of the ministry of geology and mineral resources (Regional Geology No. 14), regional geology of Liaoning Province [M]. Beijing: Geological Publishing House; 33 - 55 (in Chinese)

Wei Ju-ying. 1988. Isotope Geochemistry [M]. Beijing: Geological Publishing House; 161 - 162 (in Chinese)

Xiao Rong-ge, Peng Run-min, Wang Mei-juan, Qi Kaijing. 2000. Analysis of major metallogenic systems in Western section, Northern margin of North China platform [J]. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 25 (4) : 362 - 368 (in Chinese with English abstract)

Xu Huai-wu, Jin Cheng-zhu. 2005. Ore-forming geological characteristics of Xiaogushan lead-zinc deposit Haicheng Liaoning [J]. Non-ferrous Mining and Metallurgy, 21 (3) : 1 - 4 (in Chinese with English abstract)

Xue Chun-ji, Chen Yu-chuan, Lu Yuan-fa, Li Hua-qin. 2003. Metallogenic epochs of Au and Ag deposits in Qingchengzi ore clustered Area, Eastern Liaoning Province [J]. Mineral Deposits, 22 (2) : 177 - 184 (in Chinese with English abstract)

You Hong-xi, Zhao Dong-fang. 2004. The silicalite in Dashiqiao Formation, in Liaohe Group in Xiaogushan area; origin and its relation to mineralization [J]. Geology and Resources, 13 (3) : 152 - 155 (in Chinese with English abstract)

Yi Hui, Xu Su-yun. 2006. Geochemical characteristics of Antangling lead-zinc deposit in the Tongshanling orefield [J]. Geology and Prospecting, 42 (4) : 20 - 24 (in Chinese with English abstract)

[附中文参考文献]

代军治, 毛景文, 杨富全, 叶会寿, 赵财胜, 谢桂青, 张长青. 2006. 华北地台北缘燕辽钼 (铜) 成矿带矿床地质特征及动力学背景 [J]. 矿床地质, 25 (5) : 598 - 612

邓功全. 1983. 辽东中部辽河群层控铅锌矿类型及其主要控矿因素 [J]. 辽宁地质, 1 : 1 - 12

丁梯平. 1992. 华北元古宙铅锌成矿带稳定同位素研究[M]. 北京: 科学技术出版社: 36-59

杜祖权, 刘福兴, 吴喜刚. 2008. 辽宁凤城林家三道沟金矿床地质特征及矿床成因分析[J]. 黄金, 4(29): 18-20

方如恒. 1999. 中朝古元古代层控铅锌矿床类型及其比较[J]. 辽宁地质, 16(1): 43-56

冯佐海, 王春增, 王葆华. 2009. 花岗岩侵位机制与成矿作用[J]. 桂林工学院学报, 29(2): 183-194

赫英. 2002. 与岩浆有关热液矿床的矿体赋存部位[J]. 西北大学学报(自然科学版), 32(4): 341-343

黄建军, 肖文进, 高军辉. 2008. 华北地台北缘东部地区金矿成矿地质特点及预测[J]. 黄金科学技术, 16(1): 19-23

坚润堂, 李峰, 赵向东. 2009. 锡铁山片岩型铅锌矿床稀土元素成因标志[J]. 地质与勘探, 45(3): 240-246

金中国, 张伦尉, 叶静. 2007. 黔西北地区铅锌矿床成矿物质来源探讨[J]. 地质与勘探, 43(6): 32-35

冷成彪, 张兴春, 王守旭. 2009. 岩浆热液体系成矿流体演化及其金属元素气相迁移研究进展[J]. 地质论评, 55(1): 100-112

辽宁省地质矿产局. 1989. 中华人民共和国地质矿产部地质专报(区域地质第14号), 辽宁省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社: 33-55

刘志远, 徐学纯, 田豫才, 杨德江, 蒋永臻, 田树海, 魏民. 2007. 辽东青城子地区喷流沉积成矿作用与金银多金属矿化的关系[J]. 矿床地质, 26(5): 564-571

刘耀辉, 吴烈善, 莫江平, 张芳, 黄杰, 杨明德. 2006. 锡铁山铅锌矿床流体包裹体特征及成矿环境研究[J]. 地质与勘探, 42(6): 47-51

骆辉, 李俊建. 2002. 辽东裂谷 Au、Ag、Pb、Zn、Cu、Co 金属矿床地质特征和成矿条件[J]. 前寒武纪研究进展, 25(3-4): 240-245

史致元, 周志恒, 王玉增. 2008. 吉林省中部大中型铅矿发现过程中勘查地球化学方法的应用效果[J]. 吉林地质, 27(2): 90-96

万天丰. 2004. 中国大地构造学纲要[M]. 北京: 地质出版社: 230-232

魏菊英. 1988. 同位素地球化学[M]. 北京: 地质出版社: 161-162

肖荣阁, 彭润民, 王美娟, 戚开静. 2000. 华北地台北缘西段主要成矿系统分析[J]. 地球科学-中国地质大学学报, 25(4): 362-368

徐怀武, 金成洙. 2005. 辽宁省海城市小孤山铅锌矿成矿地质特征[J]. 有色矿冶, 21(3): 1-4

薛春纪, 陈毓川, 路远发, 李华芹. 2003. 辽东青城子矿集区金、银成矿时代及地质意义[J]. 矿床地质, 22(2): 177-184

尤洪喜, 赵东芳. 2004. 海城小孤山区辽河群大石桥组地层中硅质岩与成矿探讨[J]. 地质与资源, 13(3): 152-155

易慧, 徐素云. 2006. 铜山岭矿田庵堂岭铅锌矿床地球化学特征分析[J]. 地质与勘探, 42(4): 20-24

Metallogenic Geological Characteristics and Analysis of the Xiaogushan Polymetallic Mineralization Area in Haicheng City, Liaoning Province

DONG Cun-jie^{1,2}, CHEN Ren-yi³, ZHAO Jin-cai², ZHOU Wen-guang², SUN Yu-long⁴, ZHAO Xiang-yan²
(1. China University of Geosciences, Beijing 100083; 2. Shenyang Geological Exploration Institute, Liaoning Nonferrous Geological Exploration Institute, Shenyang 110121; 3. China Geological Survey, Beijing 100037; 4. The third Geology and Mineral Resources Exploration Institute, Shandong Province 264000)

Abstract: Exploration results show that the mineralization of the Xiaogushan deposit is controlled by granite mass and vein rocks, faults and strata. The carbon and oxygen isotopes exhibit a distinct difference between marble surrounding orebody and normal marble, which are +0.186 and -6.055, respectively. It implies that mineralization was after lithogenesis in this mineralized district and caused by hydrothermal alteration in the mineralization process. The lead-isotope ages are all negative, indicative of conspicuous lead anomalies. Meanwhile, it shows that ore-forming material came from many sources. According to the chemical content of Indo-China epoch granite mass in Tangwangshan of this area, the characteristic parameters are calculated, which show that the Tangwangshan granite mass is of S-type granite, of which the abundances of metallogenic elements, such as Pb, Zn, Au and Ag, are all lower than the formation of the Liaohe group. So, we can conclude that when the granite intruded in the early stage of Indo-China epoch, it captured and assimilated the surrounding rocks. Meanwhile, the differentiation happened on the fringe of the granite mass, and lots of veins formed in this process. Besides, in this process, lots of metallogenic elements of the surrounding rocks were captured and concentrated, and these ore-forming materials were sent to the faults in the surrounding rocks and forming orebodies, or forming large-scale geochemical anomalies. In the later stage of the intrusion of the granite mass, the capability of it to assimilate the surrounding rocks reduced, and the capability to concentrate metallogenic elements correspondingly declined. Meanwhile, a large-scale cataclastic rock belt formed in the contact zone between the granite mass and surrounding rocks, which is an open system for hydrothermal fluid migration. In this stage, the main way to exchange contents between granite mass and surrounding rocks is silication, so a large-scale silication belt and geochemical anomaly belt formed. Because of shortage of metallogenic material, only small orebodies and mineralization were produced in this stage.

Key words: geochemical anomaly, cataclastic rock, S-type granite, Xiaogushan