

分类号 P59

密 级

U D C

编 号

中国科学院地球化学研究所

博士后研究工作报告

滇西北衙超大型金矿外围铅多金属矿床

成矿规律与成矿预测

薛建玲

工作完成日期 2014年6月-2017年5月

提交报告日期 2017年8月

滇西北衙超大型金矿外围铅多金属矿床 成矿规律与成矿预测

Study on the metallogenic regularities and prognosis of
Pb-polymetallic deposits around the Beiya huge-scale gold deposit,
Western Yunnan Province, China

博 士 后 姓 名 : 薛建玲
合 作 导 师 姓 名 : 黄智龙 研究员
流 动 站 (一 级 学 科) 名 称 : 地 质 学
专 业 (二 级 学 科) 名 称 : 地 球 化 学

研究工作起始时间 : 2014年4月28日
研究工作期满时间 : 2017年4月28日

中国科学院地球化学研究所
矿床地球化学国家重点实验室

2017年8月

目 录

摘要.....	I
ABSTRACT.....	I
第一章 绪论.....	1
第一节 勘查历史及研究现状.....	1
一、勘查历史.....	2
二、研究现状.....	4
第二节 研究目的及任务.....	11
一、研究目的.....	11
二、主要研究内容.....	12
第三节 主要分析方法.....	14
第二章 区域地质.....	18
第一节 区域地质.....	18
一、区域地层.....	18
二、区域构造.....	20
三、区域岩浆岩.....	23
第二节 区域地球物理.....	26
一、重力异常.....	26
二、航磁异常.....	28
三、遥感影像.....	28
第三节 区域矿产.....	30
第三章 矿床地质.....	33
第一节 矿区地质.....	33
一、矿区地层.....	33
二、矿区构造.....	35
三、矿区岩浆岩.....	42
第二节 矿体地质.....	44
一、矿带特征.....	44
二、矿体特征.....	50
三、矿石特征.....	63
四、围岩蚀变.....	69
五、成矿期、成矿阶段及矿物生成顺序.....	72
第四章 斑岩地球化学及成因.....	76
第一节 岩相学特征.....	76
一、石英正长斑岩.....	76
二、石英二长斑岩.....	78
第二节 成岩年代学.....	78
一、样品.....	78
二、定年结果及地质意义.....	79

第三节 地球化学.....	84
一、主量元素.....	84
二、微量元素.....	90
三、稀土元素.....	91
四、Sr-Nd-Pb 同位素.....	97
第四节 岩石成因.....	100
一、成因类型.....	100
二、源区特征.....	104
第五章 矿床地球化学.....	106
第一节 硫同位素.....	106
一、硫同位素组成.....	106
二、讨论.....	107
第二节 碳氧同位素.....	109
一、碳氧同位素组成.....	109
二、讨论.....	111
第三节 铅同位素.....	119
一、铅同位素组成.....	120
二、物源示踪.....	124
第六章 矿床成因及成矿规律.....	126
第一节 矿床成因.....	126
一、成矿条件.....	126
二、成矿模式.....	127
第二节 成矿规律.....	129
一、岩浆岩与成矿.....	129
二、构造与成矿.....	129
三、地层与成矿.....	130
第七章 成矿预测.....	131
第一节 地球化学测量.....	131
一、土壤地球化学.....	131
二、水系地球化学.....	133
第二节 地球物理测量.....	134
一、地面高精度磁测.....	134
二、激电(IP)测深剖面.....	143
第三节 找矿标志和找矿模型.....	147
一、找矿标志.....	147
二、找矿模型.....	148
第四节 靶区圈定和工程验证.....	151
一、找矿预测准则.....	151
二、找矿靶区圈定及评价.....	152
三、工程验证.....	156

第八章 主要结论.....	157
致 谢.....	159
主要参考文献.....	160
图版及说明.....	169
附 件.....	178

摘要

炉坪铅多金属矿床,是近年云南有色资源集团有限公司与加拿大亚洲现代资源股份公司组建的合作公司——云南东鑫矿产勘查有限公司通过对北衙矿区外围金多金属矿勘查区开展铅金多金属矿风险地质勘查发现的大型隐伏矿床。为提高该矿床理论研究水平,促进矿区地质勘查工作尽快取得新进展和新成果,云南有色地质局与中国科学院地球化学研究所合作,开展了“云南鹤庆炉坪铅多金属矿床成矿规律和成矿预测”专题研究,旨在通过鹤庆炉坪铅多金属矿床成矿地质背景、矿床地质、成岩成矿时代和矿床地球化学研究,揭示北衙超大型金矿床外围铅多金属矿床成矿动力学背景和矿床成因,结合比较矿床学研究,总结成矿规律和找矿标志,结合物化探测量方法,建立找矿预测模型,对矿区进行成矿预测。

根据炉坪矿区铅多金属矿带、物化探异常的分布和地质勘查程度,划分为芹河、吴家庄、官邑庄、杨家院等4个矿段。其中芹河矿段位于矿区中部,南北长2000m,东西宽1400m,面积2.8km²,为目前矿区探明铅多金属矿带集中分布矿段,其勘查程度最高,是本次工作重点研究矿段。主要研究内容包括:①成矿背景和矿床地质研究,②成岩成矿年代学研究,③斑岩地球化学研究和④矿床地球化学研究。取得的主要成果如下:

(1) 炉坪铅多金属矿床为一产于石英正长斑岩外围层间破碎带中,以铅为主,伴生银、金的大型多金属矿床,矿体主要沿芹河向斜的轴部分布,多呈似层状、脉状和透镜状产出,由上往下具有Pb-Zn-Ag带→Pb-Zn-Ag-Au-Fe带→Au-Cu带的垂直分带特征;成矿作用过程可划分为3个成矿期、4个成矿阶段:①岩浆—矽卡岩成矿期,包括Fe成矿阶段;②岩浆后期热液成矿期,包括Au-Fe成矿阶段和Pb-Zn成矿阶段;③表生期,包括氧化矿形成阶段,其中Au-Fe成矿阶段和Pb-Zn成矿阶段为成矿流体从相对高温→相对低温演化的结果。

(2) 获得矿区石英正长斑岩锆石U-Pb年龄为 $35.7 \pm 1.9\text{Ma}$,与北衙矿区石英正长斑岩锆石U-Pb年龄33~34Ma一致,在青藏高原东部碰撞造山的晚碰撞转换时期(40~26Ma)之内,表明该区成矿动力背景与青藏高原东部碰撞造山的晚碰撞转换密切相关;矿区富碱斑岩的岩相学、主量元素、微量元素及Sr-Nd-Pb同位素组成均与北衙矿区富碱斑岩相似,均为俯冲板片流体交代大陆岩石圈地幔形成的富集地幔源区部分熔融形成的熔体、上升过程中混染少量上地壳物质、快

速结晶分异作用的产物。

(3) 矿床 S、C、O 和 Pb 同位素组成均与北衙金多金属矿床相似, 其中硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 在 0‰附近, 直方图塔式效应明显, 具典型幔源硫特征; 脉石矿物方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 为-5.80‰~-5.05‰、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 13.17‰~14.68‰, 显示成矿流体具有幔源或岩浆来源特征; 矿石矿物的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 18.623~18.771、15.624~15.703 和 38.923~39.095, 与矿区石英正长斑岩 Pb 同位素不存在明显区别, 暗示成矿物质主要来源于矿区或区域富碱斑岩。

(4) 矿床位于北衙金多金属矿床北侧, 根据两个矿床地质、地球化学特征, 确认为同一斑岩—热液成矿系统不同构造部位成矿的产物。成矿过程简述为: 喜山期富碱斑岩岩浆活动形成的岩浆上升过程与北衙组 (T_2b) 碳酸盐岩相互作用, 伴随 Fe 矿化; 岩浆演化过程中形成的成矿流体沿断裂和层间破碎带运移, 相对高温阶段主要发生 Au-Fe 矿化, 相对低温阶段主要发生 Pb-Zn 矿化作用; 这些 Fe、Au、Pb、Zn 矿体在氧化作用下, 形成氧化矿。

(5) 矿床主要矿体围绕石英正长斑岩体产出, 赋存围岩主要为中三叠统北衙组下段 (T_2b^a) 泥质灰岩, 区域性马鞍山压扭性断裂带控制了含矿岩体分布, 目前已发现的主要矿体分布于芹河向斜核部, 矿区广泛分布的低角度张扭性层间破碎带 (F_1 、 F_2 、 F_3 、 F_4 、 F_{13} 等) 为重要的容矿构造, 直接控制着矿体的规模、形态、产状等。因此, 石英正长斑岩、构造破碎带、碳酸盐岩地层、硅化和黄铁矿化蚀变、氧化带、土壤化探和磁异常等为重要的找矿标志。

(6) 在炉坪矿区进行了地球化学和地球物理测量, 获得多个物化探异常; 结合矿床地质和成矿规律研究成果, 初步建立了矿区找矿模型; 利用所建立的找矿模型对矿区进行了成矿预测, 圈出 6 个找矿找矿靶区; 经工程验证, 取得重大找矿突破。仅芹河矿段共探获 331+332+333 资源量: Pb 641257t、平均品位 3.42%, Au 1745kg、平均品位 4.35g/t, 铁矿石量 557.98 万 t (包括同体共生的铁矿石)、平均品位 31.86%; 同时在该矿段还探获伴生 Au 13303kg、平均品位 0.64g/t, 伴生 Ag 916.022 t、平均品位 42g/t, 伴生 Pb 11948t、平均品位 1.19%, 伴生 Zn 98911t、平均品位 0.95%, 伴生 Cu 15434t、平均品位 0.11%。

关键词: 成矿规律; 成矿预测; 炉坪铅多金属矿床; 北衙金矿外围; 滇西

Abstract

The Luping Pb-polymetallic deposit is newly-discovered, large-scale concealed deposit around the Beiya gold deposit (Western Yunnan, SW China) and is explored by *Yunnan Dongxin Prospecting limited company* which is established *Yunnan Nonferrous Group* and *Asia Now Resources Ltd.* The monographic study of “metallogenic regularities and prognosis of the Luping Pb-polymetallic deposits, Heqing, Yunnan” has been conducted by *Kunming Prospecting Design Inst China Nonferrous* and *Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences*, in order to help the future research in theory and application for the Luping deposit. On the basis of previous studies and detailed fieldtrip investigation, we applied systematic geological background, ore deposit geology, geochemistry and mineragenetic epoch in order to reveal the ore genesis and metallogenic geodynamic background. Besides, we also carefully compare with the regional metallogenic research to determine the metallogenic regularities and prospecting indicators, as well as the prospecting model of the Luping deposit.

The Luping Pb-polymetallic deposit contains four ore blocks (i.e., Qinhe, Wujiazhuang, Guanyizhuang and Yangjiayuan), with the Qinhe ore block being the largest one which is generally 2000m long from north to south and 140m wide from west to east, as well as is the main research target. This study contents include: 1) metallogenic background and ore geology; 2) diagenetic and mineragenetic epoch; 3) geochemistry of porphyry; 4) ore deposit geochemistry. The following results have been achieved.

(1) The Luping Pb-polymetallic deposit is a huge-scale polymetallic deposit and dominated by lead, associated with silver and gold, and occurred as stratiform or lenticular in the distal interformational fracture zones around quartz-orthophyre dikes. The orebodies are generally lensoidal, veined and bedded, and are distributed in axis of the Qinhe syncline. Besides, these orebodies are characterized by Pb-Zn-Ag layer → Pb-Zn-Ag-Au-Fe layer → Au-Cu layer from bottom to up. Based on field crosscutting relationships and mineral paragenesis, three mineralization periods and four mineralization stages have been identified at Luping, namely: 1) magma-skrans mineralization period, which includes Fe mineralization stage; 2) hydrothermal mineralization period, includes Au-Fe and Pb-Zn mineralization stages; 3) supergene period, includes oxidized stage. In addition, from Au-Fn stage to Pb-Zn stage, the ore-forming fluid

temperature decreases.

(2) We obtained quartz-orthophyre ages (zircon U-Pb age: 35.7 ± 1.9 Ma) in Luping are similar to quartz-orthophyre ages (zircon U-Pb age: 33~34Ma) in Beiya mining, and these ages within the late-collision transition period of orogenic belt in the eastern Tibetan Plateau, indicates that metallogenic background of Luping deposit are associated with this late-collision function. New evidences regarding petrography, major elements, minor elements and Sr-Nd-Pb isotopes of alkali-rich porphyry in this study are similar with the Beiya, and show that enriched mantle melts are caused of subduction of ocean plate metasomatized lithospheric mantle.

(3) The S, C, O and Pb isotope composition are similar with the Beiya deposit. The $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfides are about 0‰, indicates the sulfur is of a mantle source. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ values of calcite range from -5.80‰ to -5.05‰ and 13.17‰ to 14.68‰, respectively, reveals that the ore-forming fluid is derived from magmatism or mantle. The $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ values of ore minerals (sulfides) vary from of 18.623 to 18.771, 15.624 to 15.703 and 38.923 to 39.095, respectively, which are coincidence with the Pb isotope composition for quartz-orthophyre in Luping deposit, indicates metallogenic materials are mainly derived from alkali-rich porphyry.

(4) Comparing with the ore geology and geochemistry characteristics for the Luping and Beiya deposit, suggest that these two deposits are determined to the same one of porphyry-hydrothermal system. Therefore, the metallogenic process is briefly described as: 1) At the Himalayan period, the magma is formed by alkali-rich porphyry and altered carbonate rocks in the Beiya Formation during ascending process, as well as accompanied Fe mineralization; 2) The deep-derived ore-forming fluids ascended along the deep-large faults and the distal interformational fracture zones, and formed Au-Fe ores at the high temperature stage, whilst, the Pb-Zn mineralization occurred in low temperature stage; 3) On the supergene stage, Fe, Pb, Zn and Au sulphide ores formed oxidized ores.

(5) The main orebodies occur in around quartz-orthophyre dikes and the carbonaceous mudstone at the Middle Triassic Beiya Formation is the main ore host of the Luping deposit. Ore-bearing rocks are controlled by regional faults, and the scale, shape and occurrence of orebodies are mainly controlled by interformational secondary faults (e.g., F₁, F₂, F₃, F₄ and F₁₃). Therefore, quartz-orthophyre, structural fracture zone, carbonate formation, silicification,

pyritization, oxidized zone, geochemical and magnetic anomaly are comprehensive ore-hunting indicators.

(6) Multiple geochemical anomalies are dominated by systematically geochemical and geophysics survey. Combined with the study results of ore geology and metallogenic regularity, ore finding pattern is preliminarily established. The metallogenic prognosis of the mining area is carried out by using this pattern and the effect testified by projects is obvious. The Qinhe ore block contains proven resources (331+332+333): lead resource is ca. 641,257 tonnes (average 3.42%), gold resource is ca. 1,745 kg (average 4.35 g/t) and ca. 5,579,800 tonnes of iron ore resources (average 31.86%). In addition, we have obtained associated Au resource of 13,303 kg @ 0.64 g/t, Ag resource of 916,022 tons @ 42 g/t, Pb resource of 11,948 tons @ 1.19%, Zn resource of 98,911 tons @ 0.95 % and Cu resource of 15,434 tons @ 0.11%.

Keywords: metallogenic regularities; metallogenic prognosis; the Luping Pb-polymetallic deposit; around the Beiya deposit; western Yunnan

第一章 绪 论

云南鹤庆县炉坪铅多金属矿床,是近年云南有色资源集团有限公司与加拿大亚洲现代资源股份公司(Asia Now Resources Ltd.)组建的合作公司—云南东鑫矿产勘查有限公司通过对北衙矿区外围金多金属矿勘查区开展铅金多金属矿风险地质勘查发现的大型隐伏矿床。矿区位于鹤庆县城南约 60km,行政区划隶属于鹤庆县西邑镇的北衙、芹河、炉坪、西园 4 个村公所辖区(图 1-1)。“云南省鹤庆县北衙外围金多金属矿勘探”探矿权(编号:T53120080402008817)范围北自炉坪村北坡,南至焦石洞北,西从西园村(大丽路),东至舍茶寺,南北长 9.6km,东西宽 6.3km,面积 42.38km²。根据矿区内铅多金属矿带、物化探异常的分布和地质勘查程度,划分为芹河、吴家庄、官邑庄、杨家院等 4 个矿段(图 1-2)。其中芹河矿段位于探矿权区的中部 23~74 勘探线之间,南北长 2000m,东西宽 1400m,面积 2.8km²(图 1-2),为目前探明铅多金属矿带集中分布矿段,其勘查程度最高,是本次工作重点研究矿段。



图 1-1 炉坪铅多金属矿区全景

第一节 勘查历史及研究现状

炉坪铅多金属矿区在云南东鑫矿产勘查有限公司进入勘查之前没有发现任何有价值的工业矿体,因此前人没有做更多的矿点找矿工作,仅开展一些区域性的基础地质和科研工作。但南侧邻区的北衙金矿自明朝万历年间发现以来,一直进行矿山开发工作,区内地质工作始于 20 世纪 30 年代,尤其是近 10 年来,投

入了大量地质工作,并在找矿方面取得重大突破。

一、勘查历史

1. 前期工作

1966年,云南地质局第一区测队完成1/20万鹤庆幅区域地质测量,正式建立了该区的地质系统及构造格架,为区内地质工作提供了较系统的区域地质资料。

1995~1996年,云南地勘局第三地质大队完成1:20万鹤庆幅水系沉积物测量,以北衙为中心圈出Au、Ag、Pb、Hg 21甲综合异常,该异常出

露面积约400km²,异常分为南大坪—马头湾—北衙带及松桂—西邑—炭窑—芹菜场—北衙带两部分组成。炉坪矿区位于松桂—西邑—炭窑—芹菜场—北衙带异常带内,显示较好的找矿前景。

1992~1998年,西勘局物探队先后在该区进行过1/5万分散流测量850km²,1/1万中精度磁法70km²,获磁异常10个,金异常20处;1996年,西勘局承担的“九五”国家科技攻关项目“西南三江中南段试验区铜、金等矿产区域成矿条件及区域综合找矿模型研究”,对北衙盆地中的红土型金矿的控矿因素、找矿标志做了详细研究,提出有大型、超大型金矿的远景规模。

1999~2000年,云南省地质勘查院开展了国土资源大调查项目—“云南省鹤庆县北衙及外围金矿评价”金矿找矿工作,基本查明地层、构造、碱性斑岩与金矿化的关系。赋矿地层主要为中三叠系北衙组的T₂b⁴、T₂b⁵和古近系上始新统的丽江组(E₂³1),主要含矿构造为NNW—NNE组及北衙向斜两翼的次级小背斜,

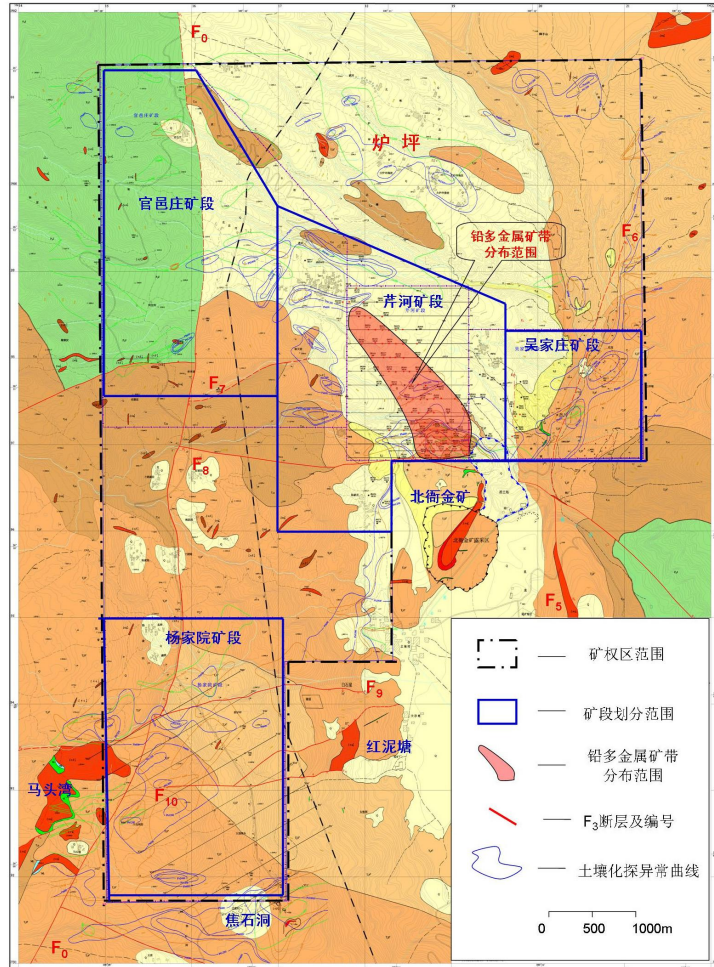


图 1-2 炉坪矿区矿段划分图(据豆松, 2013)

正长斑岩、黑云母正长斑岩接触带均有矿化，金矿化与矽卡岩化、褐铁矿化、钾化、黄铁矿化、硅化、绢云母化、铁化最为密切；初步验证万洞山岩体向南隐伏延伸至红泥塘东侧坝子中，在岩体东西接触带具有极佳找金前景；红泥塘岩体东接触带也有很好的找金前景；在矿区北缘发现吴家庄、锅厂河东岸正长斑岩外接触带有含金褐铁矿脉存在，其中 Au: $0.39\sim 6.48\times 10^{-6}$ 、Ag: $15.48\sim 185.6\times 10^{-6}$ ，扩大了矿区找矿范围。

2010年，云南黄金公司在包括勘查区范围内完成了 1/5 万重力测量 968km²，提交了《云南省鹤庆县北衙铁金矿地质勘查重力测量成果报告》，在炉坪矿区内圈定了绞家院（W7）、官邑庄（G3）等重力低异常，预测有隐伏岩体存在，为勘查区深部钻探验证指明了方向并缩小了靶区。

以上基础地质、地球物理和地球化学测量工作，对包括炉坪矿区在内的区域开展了一定的地质找矿工作，但工作重点多是以区域斑岩系列为找矿靶区，且工作重点为矿区南部的“北衙金多金属矿”。取得的基本认识是：北衙金多金属矿区及外围的炉坪矿区在同一成矿构造带上，成矿背景、成矿条件、主要控矿因素及成矿规律相似，区域内的岩体外接触带、蚀变斑岩体内的构造破碎带、围岩内的层间滑脱带和陡倾斜断裂带是赋矿的重要场所或成矿有利地段。这些认识暗示炉坪矿区具有良好的找矿远景。

2. 找矿突破

2004年，加拿大亚洲现代资源有限责任公司（Asia Now Resources Ltd.）与云南有色资源集团有限公司组建了合资公司—云南东鑫矿产勘查有限公司，对云南省鹤庆县北衙金矿区外围金铅矿勘查区开展金铅多金属矿风险地质勘查和开发工作。在初期预查与普查过程中，勘查对象以 Au 为主，结果发现勘查区内 Au 矿化规模小，且连续性较差，难以连成矿体；而以 Pb 为主矿种，则可圈定出 3 个 Pb 多金属矿带，且其中伴生的金矿具有开采价值。在继之的详查与勘探阶段，勘查对象调整为以 Pb 为主，兼顾伴（共）生 Au、Ag、Zn、Fe 等矿种，迅速打开了该区的找矿局面。

2004~2006年，云南东鑫矿产勘查有限公司主持开展系统 1:2.5 万土壤化探测量、高精度地面磁测、1:2000、1:10000 地质填图和槽探、剥土、浅井等预查阶段地质勘查工作，圈定了官邑庄 C21、芹河 C22、万洞山 C23、绞家院 C24、

马头湾 C25 等 5 处 ΔT 磁异常区和于家坡—芹河、舍茶寺、焦石洞—杨家院 3 处 Pb-Zn-Ag-Au-As-Sb-Hg-Cu-Bi 组合异常带, 缩小了找矿靶区, 初步查明了异常特征及地表金矿(化)体的地质特征、控矿因素、产状、规模。

2007~2010 年, 对区内的物化探异常进行系统的槽探揭露和异常查证工作, 开展了 1:10000 地质草测 42.38km²、1:2000 地质修测 2km² 和槽探、钻探等普查阶段工作。云南黄金矿业集团股份有限公司完成的 1:5 万重力测量报告显示在矿区内存在绞家院(W7)、官邑庄(G3)等重力低异常, 预测有隐伏岩体存在, 为深部钻探验证指明了方向并缩小了靶区。

2007~2010 年, 先在矿区南东吴家庄—于家坡一带施工 5 个钻孔, 其中 ZK1 见到 18.21m 厚的 Au-Ag 矿(化)体; ZK3 共揭露到 5 层 Pb-(Au-Ag)矿体, 累计见矿厚度达 41.89m; ZK4 也见到多层 Pb 矿(化)体, 钻探验证结果说明物化探异常是矿致异常。随后在吴家庄—芹河一带进行全面的钻探工作, 根据钻探结果, 初步圈定了 3 个规模较大的 Pb 矿(化)带, 圈定 Pb 矿体 3 个, Fe 矿体 1 个, 大致控制了区内芹河矿段矿体的形态、产状、规模, 基本查明了矿石的矿物成分和有用、有害组分的含量及分布特征。经初步资源量估算, 获(333+334) Pb 金属资源量: 58.62 万 t、平均品位 3.42%, 伴生 Au 金属量: 18.60t、平均品位 1.02g/t, Ag 金属量: 787.7t、平均品位 42.7g/t, Zn 金属量: 11.53 万 t、平均品位 0.67%, Fe 矿石资源量 900.23 万 t、平均品位 33.4%。

2010~2012 年, 重点在炉坪矿区芹河矿段开展以 Pb 为主攻矿种, 兼顾 Au、Ag、Zn、Fe 等矿种的详查—勘探工作, 同时开展水工环地质详查和选矿试验, 以及对官邑庄矿段、吴家庄矿段和杨家院矿段的物化探异常布置钻探工程验证, 探索寻找深部斑岩型和矽卡岩型铜金矿。经初步资源量估算, 炉坪矿区芹河矿段探获 Pb 资源量超过 80 万吨, Au 资源量超过 18 吨, Au 资源量超过 1000 吨, Zn 资源量超过 10 万吨, Fe 矿石资源量超过 900 万吨。

二、研究现状

1. 矿区研究现状

炉坪铅多金属矿床是一个新发现的隐伏大型矿床, 虽然目前积累了较为丰富的地质勘探资料, 但理论研究程度很低, 文献资料只有李章雄等(2012)和豆松等(2013a, b, c)介绍了矿床地质特征、矿石矿物组成、矿区斑岩地球化学, 以

此初步分析了矿床成因、矿化元素赋存状态及成矿远景。

与之南侧相邻的北衙金多金属矿床是滇西富碱斑岩成矿系统内的代表性超大型矿床(图 1-1、1-2), 具有悠久的开采历史, 其勘探和研究程度较高。该矿床原称北衙铅矿, 明代万历至清朝嘉庆年间就有采铅炼银。20 世纪 50 年代中期, 云南地质局 527 队对斑岩接触带的磁铁矿做过普查工作, 随后又有滇中地质队、大理州地质队、14 地质队等, 对铅锌进行了勘查工作; 60 年代中期, 云南地质局第一区测队完成了鹤庆幅 1: 20 万区测报告; 70 年代中期, 西南有色地勘局 310 地质队在该区进行岩体调查, 发现 35 个大小斑岩体, 有金、银、铅、锌、铜、铁矿化。80 年代早期, 武警黄金 13 支队最先在北衙地区开展金矿地质普查, 获金远景储量 1880kg, 并认为矿体小而分散, 无工业价值。80 年代后期至 90 年代, 310 地质队先后在笔架山、万洞山、红泥塘以及北衙坝子进行钻探、坑探、槽探, 控制金储量近 15t。进入 21 世纪, 云南省地矿局在该区开展商业地质勘查, 已获得 D + E 级储量 36t 以上, 2003 年黄金年生产量已达 1t 以上。

鉴于北衙金矿区丰富的地质与成矿现象, 20 世纪 90 年代以来众多地质工作者从不同角度对北衙金矿进行深入研究, 2003 年实施的国家 973 项目“印度与亚洲大陆主碰撞带成矿作用”子专题“滇西喜马拉雅期碱性斑岩 Cu-Au 成矿作用”将北衙金矿区作为典型开展了深入系统的研究, 目前已发表了很多有关该区成矿背景、矿床地质、成岩成矿时代、主要控矿因素、成矿物理化学条件、成矿物质及成矿流体来源、矿床成因、成矿预测以及富碱斑岩地球化学、岩石成因、成岩构造环境及其与成矿的关系等方面的研究成果(蔡新平等, 1994; 马德云等, 2001, 2003; 杨世瑜等, 2002; 葛良胜等, 2002; 宴建国等, 2003; 王顺英, 2003; 刘建云, 2003; 刘显凡, 2004; 张继荣等, 2004; 郭远生等, 2005; 徐兴旺等, 2005, 2006; 徐受民, 2006, Hou et al., 2006, 2007, 2011; Xu et al., 2007a, b, c; Bi et al., 2009; 肖晓牛等, 2009, 2011; 吴开兴, 2010; Deng et al., 2010; 和文言等, 2012; Liu et al., 2012)。

已有的研究表明, 北衙矿田金多金属矿床的成矿作用是对印度—欧亚大陆碰撞的一种响应。受喜马拉雅期多期次构造—岩浆活动的影响, 矿床成因类型随成矿时代、成矿期次和成矿作用方式的不同而变化。依据矿物组分、矿石结构构造、赋存部位、控矿构造、含矿岩系组合等宏观地质特征的变化, 结合对区域成矿地

质条件、成矿时代和成矿作用特征的分析,可以将区内金多金属矿床划分为两个成矿系列,即与喜马拉雅富碱斑岩有关的斑岩成矿系列,包括矽卡岩型金多金属硫化物矿床、斑岩型含金铜矿床和热液脉型金多金属硫化物矿床以及爆破角砾岩型含金铁铅锌矿床;在此基础上,因本区特有的地形、气候环境,衍生了一系列与表生成矿作用有关的风化—堆积型金矿床,包括红色粘土型金矿床和古砂矿型金矿床等。其中,斑岩成矿系列矿床与喜马拉雅期富碱斑岩密切相关,总体上构成了一个完整的斑岩—热液铜金多金属成矿系统。

2. 斑岩型矿床研究现状

斑岩型矿床最早源于“斑岩铜矿”一词,由于上世纪初美国西南部亚利桑那州和新墨西哥州斑岩铜矿带的发现而得名,原意是指产于强烈绢云母化和石英化中酸性斑岩中的细脉浸染型铜矿(芮宗瑶等, 1984)。因为斑岩型矿床在共生火成岩组合、蚀变特征、矿化类型等方面具有全球性的广泛一致性,所以具有相似特征的钼矿床被称之为斑岩型钼矿床。

经过一个多世纪的发展演化,斑岩型矿床的概念业已逐步得到完善。综合前人研究成果,可对斑岩型矿床作如下定义:斑岩型矿床系指与斑岩体(高位侵入体)有关的、以Cu、Mo、Au为主的多金属矿床,是热液矿床或岩浆—热液矿床的组成部分(芮宗瑶等, 1984, 2006);斑岩型矿床可以产出在不同的构造环境(Sillitoe, 1972; 安三元等, 1984; Hou et al., 2003, 2004; Cooke et al., 2005),其成因与大规模流体活动和钙碱性岩浆活动(Sillitoe, 1972; Dilles, 1987; Cline et al., 1991)有关;斑岩型矿床的典型特征是伴随有同心(环)带状蚀变及相应的细脉状和(或)浸染状金属矿化(Lowell and Guilbert, 1970),矿体全部或部分产于中酸性(斑)岩体内。

典型的斑岩型矿床产出于岩浆弧环境(Hedenquist et al., 1998; Richards, 2003),板片俯冲作用及其相关的地质过程被认为具有决定性的意义。但这并不是说,斑岩型矿床产出的构造环境就只是单纯的俯冲和挤压。以下构造条件也是斑岩型矿床的形成前提:①上地壳处于较长时期挤压状态后的应力松弛期;②成矿域存在早期深大断裂,而且这些断裂在应力松弛期活化张开(Richards, 2001),即斑岩型矿床常形成于构造机制的转化阶段,特别是挤压向伸展环境的转变。由此,近年来研究认为斑岩型矿床不仅产生于岛弧及陆缘弧环境,成矿作用与大洋

板片的俯冲有关 (Sillitoe, 1972), 也可以产出于碰撞造山环境 (Hou et al., 2003, 2004) 及板内造山环境 (安三元等, 1984; 罗照华等, 2007a)。

目前, 关于斑岩型矿床的研究主要集中在斑岩浆的性质与起源, 成矿流体及成矿金属的来源及沉淀机制和矿床蚀变分带等方面, 以及建立在此基础上的矿床成矿模式等。下面分别简要阐述几方面的研究现状。

(1) 斑岩浆的性质与起源

Sillitoe (1972) 在总结斑岩铜矿的分布规律和岩浆岩地球化学特征后认为, 俯冲环境下斑岩铜矿主要与钙碱性中酸性火成岩有关, 岩性变化于石英闪长岩、石英二长岩、花岗闪长岩、花岗岩之间 (Misra, 2000)。板内造山环境下, 主要与高钾钙碱性岩石有关 (Hou et al., 2003, 2004)。随着埃达克岩概念的提出 (Defant et al., 1990) 和研究的升温, 国内外很多与斑岩铜矿密切相关的斑岩被归入埃达克岩的研究范畴 (张旗等, 2001, 2002; 曲晓明, 2001; 侯增谦等, 2003), 并认为世界级斑岩型矿床多与 O 型埃达克岩有关, 其成因与大洋板块的消减作用或玄武质岩浆的底侵作用相联系; 中国的德兴和西藏玉龙斑岩铜矿则被认为与 C 型埃达克岩有关, 成矿母岩可能是玄武质岩浆底侵到加厚下地壳底部导致下地壳中基性物质部分熔融的产物 (张旗等, 2001)。

通常认为, 斑岩型矿床的相关斑岩浆是一定构造环境中花岗质岩浆晚阶段的演化产物或是它们高侵位的衍生物 (芮宗瑶等, 1984)。如俯冲环境下, 俯冲的大洋板片直接熔融 (Sillitoe, 1972) 或俯冲大洋板片在一定深度发生相变, 大规模脱水交代上地幔楔部分熔融均可产生含矿斑岩岩浆 (Richards, 2003)。板内造山带环境下, 斑岩是区域地质发展末期特定的产物 (安三元等, 1984), 特别是新生下地壳的部分熔融可能是最重要的成岩机制, 这已被越来越多的证据所证明 (侯增谦等, 2005; Hou et al., 2008; 杨志明等, 2008)。近年来, 在成矿斑岩中发现发育有中基性深源包体 (王晓霞等, 1986) 或暗色微粒包体 (曹殿华等, 2009), 指示斑岩岩浆起源较深, 直接来自下地壳或下地壳底部, 甚至发生过与来自幔源基性岩浆的混合作用, 因而斑岩型矿床的相关斑岩浆具有深源浅成的特点 (卢欣祥等, 2002)。

从岩浆起源的热体制角度, 不论在何种环境下, 壳源岩浆的产生都需要有深部热能的注入, 如幔源岩浆的底侵作用 (罗照华等, 1999)。与斑岩型矿床相关

的斑岩岩浆的形成可能是一个较复杂的深部过程，例如 MASH 过程。MASH 过程 (Hildreth & Moorbath, 1988; Hildreth, 2007) 可以表述为幔源岩浆导致地壳部分熔融 (melting)，两种熔浆的相互混染 (assimilation)，然后其混合物被装载 (storage) 到某一空间因混合作用和化学扩散而均一化 (homogenisation)，MASH 过程可能是一个非常漫长的过程，而且有可能反复发生。最后，所形成的岩浆将上升到浅部地壳。很可能，壳幔边界附近一个完整的 MASH 过程是影响斑岩岩浆产生的基础 (Richards, 2003)。

(2) 成矿物质流体和成矿流体来源

成矿物质和成矿流体来源是斑岩型矿床成矿的关键问题，也是斑岩型矿床系统蚀变发生的主导因素，流体中成矿金属的溶解度强烈依赖于压力 (Loucks et al., 1999)，成矿物质的来源问题可以主要归结为流体的来源问题。目前，主要存在三种可能的流体来源：①来自岩浆本身 (正岩浆模型)，包括两种途径，一是传统的观点，流体来自岩浆期后由岩浆本身出溶的热液 (Nielsen, 1968)；二是直接来自深部透过岩浆活动的透岩浆流体 (罗照华等, 2007b)；②来自变质事件中的变质水。随着变质作用温度压力的增加，早期形成的低温含水矿物将发生脱水反应，当这种水在围岩中循环时有可能萃取围岩的金属组分到特殊的位置成矿。因此，围岩变质水也可作为含矿流体来源之一；③近地表围岩中的地下水或天水，可能在成矿晚期或成矿期后对整个成矿体系产生重要影响。

虽然斑岩型矿床与侵入斑岩的同源性被广泛接受，但近年来的研究已经认识到，斑岩型矿床并不是含金属元素异常高的小岩体侵位结晶的产物 (卢欣祥等, 2002)，应该多强调流体成矿的作用，即大量的热液流体对金属的运移和沉淀成矿起了重要的作用 (罗照华等, 2007b, 2009)。从早期成矿物质来源主要与钙碱性火成岩的紧密时空关系 (Sillitoe, 1973)、成矿作用早期流体的氢氧同位素特征 (Taylor, 1974) 和金属在岩浆活动过程中的化学特性 (Candela et al., 1986) 等方面的认识，到近年来的流体包裹体研究作为斑岩铜矿金属来自岩浆提供的证据 (Campos et al., 2002; Ulrich et al., 1999, 2001)，都没有脱离成矿物质由岩浆中聚集，即来自岩浆的解释。但是，斑岩型矿床中的成矿元素是不是岩浆起源时本身与生俱有的呢？最新的研究表明，特别是矿石中硫化物同位素证据显示，斑岩型矿床的成矿金属为直接深部来源 (卢欣祥等, 2002; Solomon, 1990; Sillitoe,

1997; Mungall, 2002), 具壳幔混源的特征, 并且被很多学者所接受 (Solomon, 1990; Sillitoe, 1997; Mungall, 2002; Robb, 2005)。并且, 在地球的深部存在有大量的流体, 这对成岩成矿有着重要的影响 (杜乐天, 1998; 刘丛强等, 2004; 毛景文等, 2005)。

3. 矿床蚀变分带模式/机制

众所周知, 斑岩型矿床的形成往往伴随着大规模的流体活动并导致岩体和围岩的广泛蚀变, 这已成共识。对此, Lowell and Guilbert (1970) 的工作极富创造性, 他们在研究美国西南部亚利桑那州的 San Manuel-Kalamazoo 矿床时提出了一个建立在岛弧—陆缘弧环境下适用于与钙碱性中酸性斑岩 (花岗闪长斑岩—二长斑岩) 有关的斑岩型矿床的蚀变经验模式。这种分带模式以斑岩体为中心向外依次为连续的钾化带 (石英、黑云母、钾长石±绢云母、绿泥石、钠长石、硬石膏、磁铁矿等)、绢云母化带 (石英、绢云母、黄铁矿±绿泥石)、泥化带 (石英、高岭石、蒙脱石) 和青磐岩化带 (绿泥石、绿帘石、碳酸盐)。并划分出与之相应的矿化分带, 由内向外是: 与蚀变带等间距的黄铜矿—辉钼矿—黄铁矿组合到方铅矿—闪锌矿组合。

蚀变也常常与闪长岩侵入体有关, 因而侵入体的原始成分可能也是蚀变带的控制因素 (Hollister et al., 1974; Hollister, 1978)。这种蚀变与 Lowell and Guilbert (1970) 模式类似, 但又具有明显的不同: 绢云母化带和泥化带不发育或弱发育, 以钾化带 (以黑云母为特征) 和青磐岩化矿物组合为主要的蚀变类型。

最近, Hou et al. (2003, 2004) 提出并发展了以中国青藏高原的玉龙斑岩铜 (钼) 矿床和冈底斯斑岩铜 (钼) 矿床为代表的大陆碰撞造山型斑岩型矿床, 并依此提出了大陆成矿理论 (侯增谦, 2010), 其蚀变分带模式与岛弧环境类似 (Hou et al., 2003; 孟祥金等, 2004; 侯增谦等, 2007), 出现不连续的环状蚀变分带 (Hou et al., 2003), 由岩体中心向外依次为: 强硅化带、含钾硅酸盐蚀变带、云英岩化带、粘土岩化带、角岩化带以及矽卡岩—大理岩化带等。

由上论述可知, 斑岩型矿床产出在非常宽广的地质构造背景环境中 (Titley and Beane, 1981; 芮宗瑶等, 1984), 与不同组成的侵入体相关 (Hollister, 1978; Gustafson, 1978; Titley and Beane, 1981; 张旗等, 2001, 2002; 侯增谦等, 2003), 并且侵位在地壳的不同层位 (Sutherland Brown, 1976)。尽管如此, 斑岩型矿床

一般产于地壳浅部，其矿化和蚀变模式具有广泛相似性（孟祥金等，2004），这可能暗示它们的相似成因（Lowell and Guilbert, 1970）。但需要注意的是，不同斑岩系统的蚀变分带会有所不同，并不要求出现所有的蚀变带，而是其中的几个蚀变带的规律组合。这取决于成矿流体体系的性质及发育程度，产出的构造环境，岩体和围岩性质以及后期剥蚀程度等。如，当蚀变牵涉到碳酸盐岩时，将会变得很复杂（Einaudi et al, 1981），高级泥化带的出现标志着成矿体系向低温热液体系的转化（Perello, 2001；孟祥金等，2004），且多受构造控制（孟祥金等，2004），但泥质蚀变很难确定，特别是风化后将会变得更复杂。

矿物的稳定性关系在蚀变作用中是最关键的因素，也是讨论矿床蚀变分带的基础（Beane and Titley, 1981; Beane, 1994），主要取决于矿物的组成、温压条件、流体组成等。我们首先必须清楚矿物的稳定共生关系，特别是蚀变矿物与成岩矿物的共生次序。CaO-MgO-SiO₂-H₂O-HCl 体系、K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-HCl 体系、K₂O-CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-HCl 体系、K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-HCl 体系、Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-HCl 体系等多个体系下的矿物稳定性关系已被讨论过，为蚀变分带的机制解释提供了实验依据（Beane, 1994）。高合明（1995）曾引用 Hemley（1957）的 K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-HCl 体系来说明斑岩型铜矿的蚀变分带机制：当温度较高、K/H 值较大时，出现钾化带代表矿物钾长石，反映钾化带的形成；当温度和 K/H 值适中时，出现白云母，代表绢云母化带的形成；当温度和 K/H 值较低时，出现高岭石，代表泥化带的形成。如果体系中富含 Na、Ca、Mg、Fe 等组分时，便可以出现黑云母、蒙脱石及青磐岩化带，代表矿物绿泥石和绿帘石的形成。所以斑岩铜矿床蚀变分带可以主要受温度控制，即斑岩体侵位后可以形成以近岩体到远离岩体、温度由高到低的温度场，这种温度场导致由岩体到远离岩体依次形成钾化带、绢英岩化带和泥化带的蚀变分带现象；亦可以是因为斑岩体侵位后可以形成由近岩体到远离岩体、温度由高到低的温度场，而从岩浆中逃逸的流体在不同的物理化学条件下不断与岩石发生反应（水-岩反应）而产生由外向内依次出现泥化带、绢英岩化带和钾化带的蚀变分带现象。

4. 成矿模式

斑岩型矿床的成矿模式通常包括斑岩岩浆侵位后所发生的结晶演化与热液（流体）蚀变矿化作用（高合明，1995）。二十世纪后半叶至本世纪初，斑岩型

矿床的研究在成因理论方面取得了很大的进展,各国地质学家主要依据斑岩岩浆形成的深部过程、成矿金属在深部的富集机制、岩浆侵位过程中的构造控制以及斑岩岩浆浅成侵位过程、岩浆—热液过程、水—岩反应过程、成矿矿物质沉淀过程等方面提出了关于斑岩型矿床形成的多种成因模式,但存在着较大的认识分歧。目前主要的斑岩型矿床成因模式有正岩浆模式(Nielsen, 1968)、对流成因模式(Sheppard, 1971)、混合成因模式(Henley, 1978)、脉动成因模式、板块构造成矿模式(Sillitoe, 1972)、活动转移说(White, 1968; 季克俭等, 1989)、变质岩浆成矿说(黎诺, 1993)、透岩浆流体成矿模式(罗照华等, 2009),大陆碰撞成矿说(侯增谦, 2010)等。

正岩浆模式被多数国内外学者所接受(Nielsen, 1968; Lowell and Guilbert, 1970; 芮宗瑶等, 1984; Richards, 2003, 2005; Harris et al., 2002, 2004),认为成矿物质及成矿流体均来源于斑岩岩浆下伏花岗岩基岩浆(Lowestern, 1994),含矿流体在岩浆期后热液阶段出溶,由斑岩顶部向外运移,由于温度、压力等物理化学条件的改变,成矿元素在有利部位沉淀而成矿。近年来,有学者对此提出异议。根据地质事实和实验资料表明,侵位到上地壳的大花岗质岩基岩浆不能再继续分异出含有高温石英的斑岩体(罗照华等, 2007a, 2009; 黄凡等, 2009),并且花岗质岩浆的含水量是有限的,一般小于3%(Tuttle et al., 1958)或3.5~4.0 wt% H₂O(100MPa, Johannes et al., 1996),使得正岩浆模型岩浆期后热液出溶的观点在解释斑岩型矿床的成因问题上遭遇一定困难。而且岩浆中的挥发分是原生的(源区岩石部分熔融过程中溶解于岩浆中的)还是深部流体不饱和岩浆在侵位前获取的(从岩浆体系之外加入的)也存在争议。这就带来一个最基本的问题:成矿所需要的大量成矿流体到底来自哪里,何以提供足够的成矿物质形成斑岩型矿床?因此,有必要进一步深入研究流体与岩浆和成矿的关系问题。

第二节 研究目的及任务

一、研究目的

滇西富碱斑岩成矿系统是我国“三江”成矿带的重要组成部分,北衙金多金属矿床是该成矿系统的代表性超大型矿床,许多学者对该矿床进行过研究,在成矿背景、成岩成矿时代、成矿条件、成矿物质和成矿流体来源、成矿规律及成矿

预测等方面取得许多研究成果（前文）。矿区外围是否存在同类型矿床、找矿前景如何？是国内外地质学家极为关注的课题。

炉坪铅多金属矿床，是近年云南有色资源集团有限公司与加拿大亚洲现代资源股份公司（Asia Now Resources Ltd.）组建的合作公司—云南东鑫矿产勘查有限公司通过对北衙矿区外围金多金属矿勘查区开展铅金多金属矿风险地质勘查发现的大型隐伏矿床。矿区内的部分块段已完成详查工作，显示全区的找矿潜力巨大。为提高该矿床理论研究水平，促进矿区地质勘查工作尽快取得新进展和新成果，云南有色地质局与中国科学院地球化学研究所合作，开展了“云南鹤庆炉坪铅多金属矿床成矿规律和成矿预测”专题研究，旨在通过鹤庆炉坪铅多金属矿床成矿地质背景、矿床地质、成岩成矿时代和矿床地球化学研究，揭示成矿动力学背景和矿床成因，结合比较矿床学研究，总结成矿规律和找矿标志，结合物化探测量方法，建立找矿预测模型，对矿区进行成矿预测。

二、主要研究内容

本次工作以炉坪矿区勘查程度最高的芹河矿段为重点，在区域成矿地质构造背景分析的基础上，利用先进的分析测试技术，较为系统的开展了矿床地质、成岩成矿时代、斑岩地球化学和矿床地球化学研究，以此初步揭示了成矿动力背景、成矿物质和成矿流体来源，探讨了矿床成因和成矿规律；对矿区进行了地球化学和地球物理测量，获得多个物化探异常，结合矿床地质和成矿规律研究成果，初步建立了矿床找矿模型，利用所建立的找矿模型对矿区进行了成矿预测，圈定了多个找矿靶区，经工程验证，取得找矿重大突破。表1-1为完成的主要工作量，主要研究内容如下：

① **成矿背景和矿床地质研究：**通过区域构造、岩浆活动、沉积建造以及矿产分布分析，结合遥感、地球物理资料，总结出炉坪铅多金属矿床区域地质构造演化规律，查明成矿地质背景；通过对矿区构造、地层和岩浆岩的野外地质调查，结合对现有勘探工程进行深入详细地的地质观察，研究矿床与构造、地层和岩浆岩的时空分布规律，矿石的物质成分、结构构造、分异规律以及围岩蚀变特征，总结矿床的基本地质特征。

② **成岩成矿年代学研究：**在勘探工程揭露的斑岩中挑选出锆石，进行激光剥蚀等离子体质谱（LA-ICP-MS）U-Pb定年，确定成岩时代；在矿石中挑选出

表 1-1 完成实物工作量一览表

工作内容	单位	完成工作量	完成单位
野外考察	月	1	云南有色地质局 中国科学院地球化学研究所
样品采集	件	125	云南有色地质局 中国科学院地球化学研究所
光(薄)片	片	45	中国科学院地球化学研究所
岩矿鉴定	片	45	中国科学院地球化学研究所 云南有色地质局
镜下照片	张	121	中国科学院地球化学研究所 云南有色地质局
碎样、挑样	件	65	中国科学院地球化学研究所 云南有色地质局
电子探针	天	10	中国科学院地球化学研究所 云南有色地质局
成岩成矿年代	组	2	中国科学院地球化学研究所 云南有色地质局
主量元素	件	25	中国科学院地球化学研究所 云南有色地质局
微量元素	件	25	中国科学院地球化学研究所 云南有色地质局
稀土元素	件	25	中国科学院地球化学研究所 云南有色地质局
S 同位素	件	20	中国科学院地球化学研究所 云南有色地质局
C-O 同位素	件	15	中国科学院地球化学研究所 云南有色地质局
Pb 同位素	件	27	中国科学院地球化学研究所 云南有色地质局
Sr-Nd 同位素	件	7	中国科学院地球化学研究所 云南有色地质局

出脉石矿物石英进行Ar-Ar定年，确定成矿时代；为揭示成矿动力学背景、成矿物质和成矿流体来源提供年代学证据。

③ **斑岩地球化学研究：**对勘探工程揭露的斑岩进行岩相学及主量元素、微量元素、稀土元素和Sr-Nd-Pb同位素地球化学研究，确定岩石成因类型，揭示岩浆源区特征及成岩过程，判别成岩构造环境；结合成岩成矿年代学和矿床地球化学研究成果，揭示斑岩与成矿的内在联系。

④ **矿床地球化学研究**：在室内详细镜下观察的基础上，利用先进的分析测试技术进行电子探针、微量元素及Pb、S、C、O同位素组成测定，查明矿床矿物组合及生成顺序，探讨成矿物质和成矿流体的来源，揭示成矿作用过程及其与斑岩的成因联系。

⑤ **成矿规律研究**：综合所获得的各种地质、成岩成矿年代学及地球化学资料，初步建立成矿模式；结合比较矿床研究，总结区域成矿规律，筛选找矿标志，为成矿预测提供理论支撑。

⑥ **成矿预测研究**：对矿区进行土壤及水系地球化学测量，获得成矿元素组合原生晕异常；选择重点地区开展高精度磁测和激电剖面测深，获得矿区地质体磁、电物性参数及致矿异常；结合矿床地质和成矿规律研究成果，建立矿床找矿模型；利用所建立的找矿模型对矿区进行了成矿预测，圈定了多个找矿靶区，供工程验证。

第三节 主要分析方法

本次研究工作利用了较多先进的分析技术，如电子探针、锆石LA-ICP-MS U-Pb定年、岩（矿）石主量元素及微量元素（含稀土元素）、S同位素、C-O同位素、Pb同位素及Sr-Nd同位素等，以下简单介绍这些地球化学分析方法。

1、电子探针

电子探针分析在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室电子探针实验室EPMA-1600型电子探针仪上完成。先在显微镜下仔细观察、照相，确定岩（矿）石矿物组成、结构构造、蚀变特征；再对光片进行喷碳制样，上探针仪做矿物的化学成分分析。测试条件：加速电压25 kV，电流4.5 nA，电子束束斑直径d 小于1 μm。

2、主量元素

X荧光光谱（XRF）分析，在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成，所用仪器型号为AXIOS（PW4400）。测定流程包括玻璃熔融制样和计算烧失量两大步骤：①玻璃熔融制样：将碎至200目以下的样品称量0.7g与7g助溶剂装入坩埚，用玻璃棒搅匀，倒入铂金坩埚，再加入适量溴化锂；然后将铂金坩埚于1200℃下加热20分钟，经过“震荡”等工序，将熔融样品倒入模具，冷却后制成玻璃样片检测，检测精度优于5%；②烧失量测试：先称取坩埚重量

W₁，再加入大约1 g样品，称取总重W₂；然后放入马弗炉于900℃下灼烧约3小时，然后取出放置在干燥器中冷却后称重W₃；通过公式 $LOI = (W_2 - W_3) / (W_2 - W_1)$ 得到烧失量。

3、微量元素（含稀土元素）

微量元素测定由中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成。样品溶解过程为：称取适量（约50mg）200目下样品置于带不锈钢外套的密封样装置中，加入适量HF，在电热板上蒸干以去掉大部分SiO₂，再加入适量相应比例HF和HNO₃，盖上盖，在烘箱中于200℃分解12h以上，取出冷却后，放置电热板上低温蒸至近干，再加入适量HNO₃再蒸干，重复一次。最后加入适量HNO₃和水，重新盖上盖子，于130℃溶解残渣3h，再取出，冷却后加入500ng Rh内标溶液，转移至50ml离心管中，备上ICP-MS测定。具体分析过程也可参见Qi et al. (2000)，使用的仪器均为德国Finnigan MAT公司高分辨率电感耦合等离子体质谱（ICP-MS）。分析误差优于10%，绝大部分优于5%。

4、碳氧同位素

方解石样品的碳、氧同位素组成测定在中国地质科学院矿产资源研究所国土资源部同位素实验室完成。分析采用100%磷酸法，具体样品制备与分析流程为：称取30mg样品置于反应管中，并注入4ml 100%正磷酸，抽真空2h，稳定在1.0Pa，待试样与磷酸充分混合后，将反应管置于恒温（25±1℃）水浴中5~6h，再用液氮吸收CO₂气体，经纯化后的CO₂气体在德国Finnigan公司MAT-251 EM型质谱仪上进行碳、氧同位素组成测定。分析精密度（2σ）优于0.2‰。所有分析结果δ¹³C以PDB为标准，δ¹⁸O以SMOW为标准。

5、硫同位素

辉锑矿硫同位素组成分析在中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室采用EA-IRMS法在连续流质谱仪上完成。称取硫70 μg样品（具体视单矿物中硫含量确定具体称样量），用锡杯包裹紧密，置于EA中，样品落入EA反应炉，瞬间燃烧分解成SO₂，反应过程加入氧气助燃，用氦气吹扫SO₂进入质谱，然后测定δ³⁴S，分析过程中加入内标控制数据准确度，样品至少2次平行测定以保证精度达到指标。本方法用国标GBW04415和04414 Ag₂S做内标，以CDT为标准，分析精度±0.2‰（2σ）。

6、铅同位素

样品测试在核工业北京地质研究院分析测试研究中心进行, 分析流程如下:

① 称取适量样品放入聚四氟乙烯坩埚中, 加入氢氟酸中、高氯酸溶样。样品分解后, 将其蒸干, 再加入盐酸溶解蒸干, 加入 0.5 N HBr 溶液溶解样品进行铅的分离。② 将溶解的样品溶解倒入预先处理好的强碱性阴离子交换树脂中进行铅的分离, 用 0.5 N HBr 溶液淋洗树脂, 再用 2 N HCl 溶液淋洗树脂, 最后用 6 N HCl 溶液解脱, 将解脱溶液蒸干备质谱测定。③ 用热表面电离质谱法进行铅同位素测量, 仪器型号为 ISOPROBE-T, 对 $1\mu\text{g}$ 的铅 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 测量精度 $\leq 0.005\%$, NBS981 标准值 (2δ): $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=2.1681\pm 0.0008$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0.91464\pm 0.00033$, $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0.059042\pm 0.000037$ 。

7、铷钕同位素

在中国科学院地质与地球物理研究所超净实验室进行, 分析方法相似。每次称取 50Mg 样品, 在加入适量 Rb-Sr、Sm-Nd 稀释剂后, 加入 HF 和 HClO₄, 拧紧 TEFLON 溶样罐, 放在电热板上调温至 150℃, 加热 5 天。样品蒸干后加入 6N 盐酸 1ml, 再次蒸干, 加入 2.5N 盐酸 1ml 放置过夜。将样品溶液移至离心管中, 5000 转/分钟条件下离心 10 分钟。

选用 AGW50×12 (H) 型树脂, 100~200 目。用于分离 Rb-Sr 和 REE, 将接收的 Rb、Sr、REE 分别蒸干。用 0.1N 盐酸 200 μL 再次溶解 REE, 将其转移到翠林树脂离子交换柱上进行 Sm-Nd 分离。

Rb、Sr、Sm、Nd 均采用双灯丝热表面电离源, 测定过程如下: 将化学分离所得的 Sr、Sm、Nd 样品用 6N 硝酸 2 μL 溶样, 涂于已高温去气的蒸发带 (Ta) 上低温蒸干。对于 Rb 用 100 μL 6N 的盐酸溶样, 取 1 μL 在已高温去气的蒸发带 (Ta) 上低温蒸干。

将装好样品带的样品盘置入质谱计中, 当离子源真空优于 $2\times 10^{-7}\text{Mbar}$ 时, 开始给样品带及电离带升温, 当离子流强度达到一定强度时开始测量。每次至少采集 10 组数据作平均, 经过质量歧视校正和干扰元素的扣除可得样品的真实比值。化学分析在净化实验室的超净工作台内完成, 实验全流程空白 $\text{Rb}=50\times 10^{-11}$ 、 $\text{Sr}=50\times 10^{-11}$ 、 $\text{Sm}=7\times 10^{-11}$ 、 $\text{Nd}=8\times 10^{-11}$, 同位素测试均在 VG354 固体同位素质谱计上进行。分析标样 NBS987 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710221\pm 13$, LA 的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=\text{---}$

0.511849±10。

8、锆石定年

在野外采集斑岩样品 5~10kg，送廊坊诚信地质服务用常规的重选和磁选技术挑选锆石，纯度 99%以上。将锆石样品颗粒和锆石标样粘贴在环氧树脂靶上，然后抛光使其曝露一半晶面。对锆石进行透射光和反射光显微照相以及阴极发光图象分析，以检查锆石的内部结构、帮助选择适宜的测试点位。

锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成。电感耦合等离子体质谱为日本安捷伦公司制造，型号为 Agilent 7700x，激光剥蚀系统为德国 Lamda Physik 公司制造，型号为 GeoLasPro。ArF 准分子激光发生器产生 193nm 深紫光外光束，经匀化光路聚焦于锆石表面，激光束斑直径为 32 μm ，能量密度为 10J/cm²，剥蚀频率为 5Hz，共计 40 秒，剥蚀颗粒物被氦气送入质谱仪中完成测试。测试过程中以标准锆石 91500 为外标校正元素分馏，以标准锆石 GJ-1 与 Plesovice 为盲样监控数据质量，以 NIST SEM 610 为外标，以 Si 为内标测定锆石中 Pb 含量，以 Zr 为内标测定其余微量元素含量 (Liu et al., 2010a; Hu et al., 2011)。测试数据经过 ICPMS DataCal 软件离线处理完成 (Liu et al., 2010a, 2010b)。

第二章 区域地质

炉坪铅多金属矿床位于扬子准地台西缘、丽江台缘褶皱带的南端，扬子准地台与三江褶皱系的接合部位（图 2-1），属北西—南东向展布的藏东—滇西碱性斑岩多金属成矿带。在云南省区域矿产金矿带划分上，属扬子成矿区丽江成矿亚区的宁蒗—大理金成矿带。东以程海大断裂为界与滇中中生代红色盆地相邻，西以元江深断裂为界，与兰坪—思茅拗陷接壤。

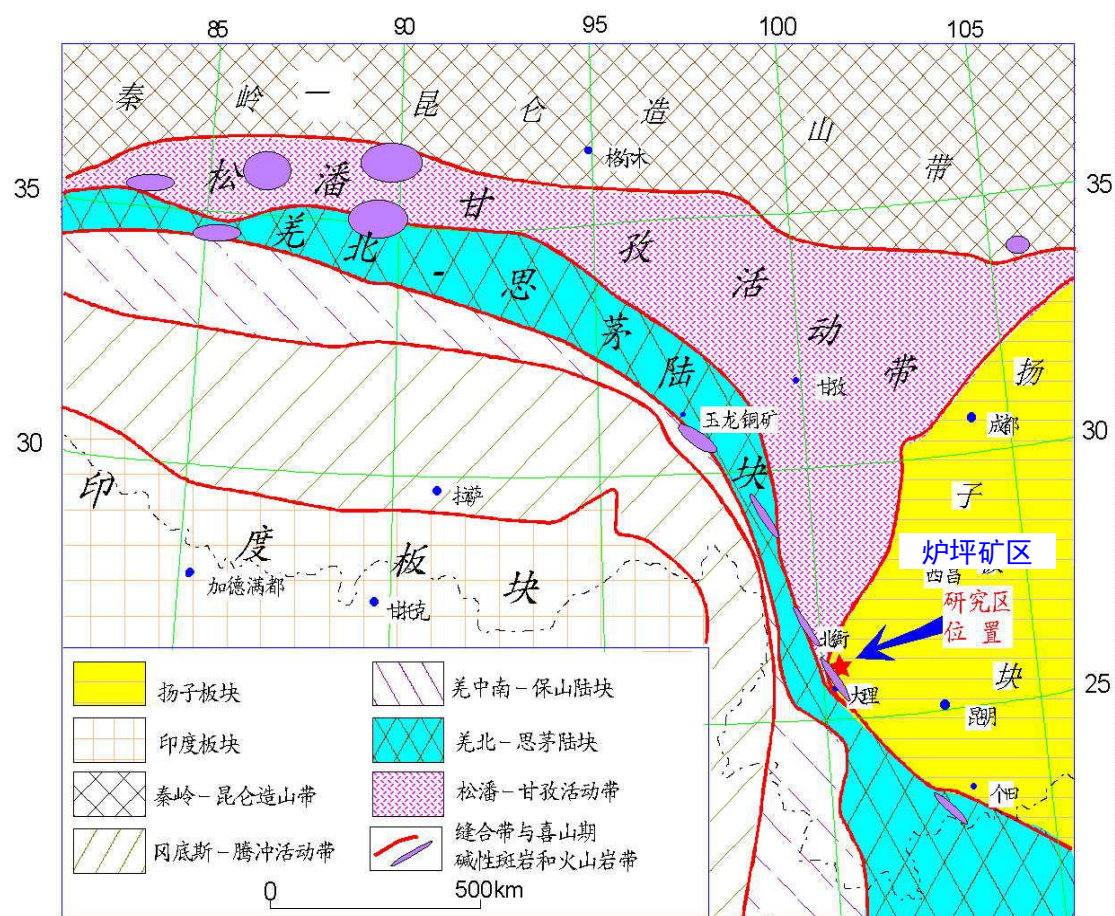


图 2-1 炉坪铅多金属矿床区域大地构造位置图

第一节 区域地质

一、区域地层

区域地层发育较全，自元古界—新生界均有出露。其中下元古界苍山群，集中出露于大理洱海西侧，构成苍山山脉主体，呈断块出露，主要由片麻岩、片岩、

变粒岩及少量混合岩，大理岩等组成；古生界地层分布于洱海附近，其中下古生代见中奥陶统、志留系的一套滨海相碎屑岩和浅海相碳酸盐沉积，上古生界发育齐全，主要为碳酸盐沉积，次为碎屑岩及硅质沉积；中生界三叠系为碳酸盐建造及含煤建造，分布于丽江—北衙一带，侏罗、白垩系红色碎屑岩沉积建造，主要分布于元江断裂以西和程海断裂以东；新生界第三系则主要分布于沿区域构造控制的小型山间盆地。

炉坪铅多金属矿床所在区域内（图 2-2），西北角出露古生界志留系、泥盆系滨海相碎屑岩和浅海相碳酸盐沉积地层；中生界三叠系为碳酸盐建造及含煤建造，大面积分布于松桂—北衙一带，出露面积占全区 70%以上；新生界古近系、新近系和第四系主要分布于区域构造控制的小型山间盆地，即马鞍山西坡大松坪和松桂—北衙盆地一带。表 2-1 为区域地层简表，从老到新依次为：志留系中统宾川组（S_{2b}）、上统挖色组（S_{3w}）、泥盆系上统莲花曲组（D₁）、二叠系玄武岩组（P_{2β}）、三叠系下统青天堡组（T_{1q}）、三叠系中统北衙组（T_{2b}）、三叠系上统中窝组（T_{3z}）、松桂组（T_{3sg}）、古近系丽江组（E_{2l}）、新近系三营组（N_{2s}）和第四系（Q）。

表 2-1 区域地层简表

系	统	组	代号	厚度 (m)	主要岩性特征
第四系	全新统		Q	0~193	砂砾层、砂碎石层、含砾砂粘土层、粘土层等
新近系	上新统	三营组	N _{2s}	46~1331	泥岩、粉砂岩、砂岩夹褐煤
古近系	始新统	丽江组	E _{2l}	0~177	灰岩质角砾岩、砾岩夹砂岩、砂质页岩等
三叠系	上统	松桂组	T _{3sg}	620	砂岩、砾岩、页岩夹炭质页岩及煤线
		中窝组	T _{3z}	191~230	深灰色灰岩、泥质灰岩、鲕状灰岩，松桂一带含铝土矿层
	中统	北衙组	T _{2b}	500~1500	灰岩、白云质灰岩、生物灰岩、砾状灰岩、下部夹粉砂岩
	下统	青天堡组	T _{1q}	340~980	紫红色、黄绿色砂岩、粉砂岩
二叠系	上统	玄武岩组	P _{2β}	66~5440	拉斑斜长玄武岩、致密块状杏仁状玄武岩，夹火山角砾岩、凝灰岩和灰岩透镜体
泥盆系	上统	莲花曲组	D _{3l}	89~290	板状页岩
志留系	上统	挖色组	S _{3w}	40~110	灰色、黄绿色板状页岩夹板状砂质页岩、砂岩
	中统	宾川组	S _{2b}	275~1043	灰色条带状灰岩、网纹灰岩、结晶灰岩，底部白云质灰岩

注：据豆松（2013）

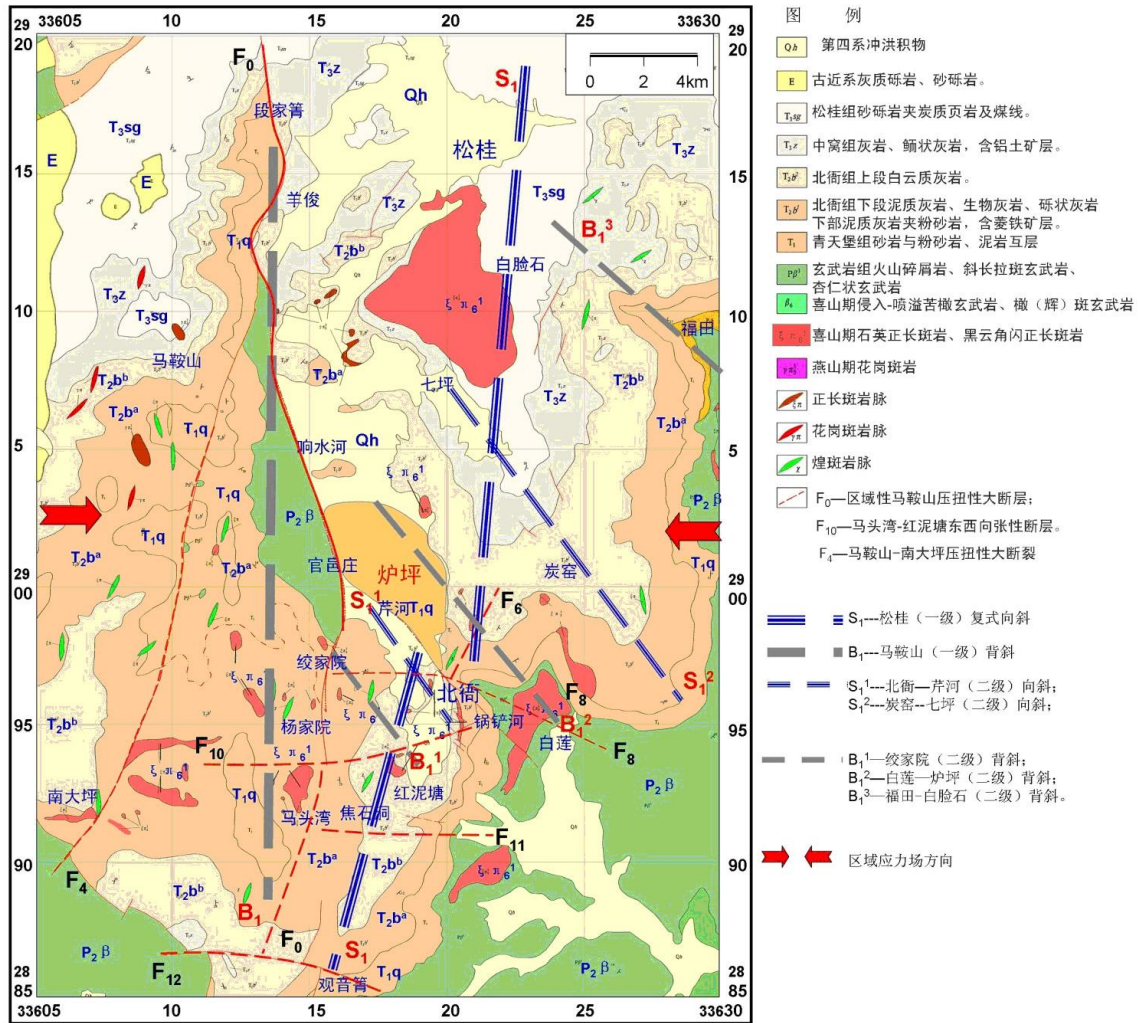


图 2-2 炉坪铅多金属矿床区域地质图 (据豆松, 2013; 略修改)

区域上北衙组 (T_{2b}) 地层为含矿层位, 北衙超大型金矿即赋存其中, 北衙盆地外围找矿中, 钻探施工发现在北衙组 (T_{2b}) 底部与青天堡组 (T_{1q}) 碎屑岩接触面附近, 有多层含菱铁矿—方铅矿, 可能为区内重要的原始矿 (源) 层位, 炉坪矿区铅矿带主要分布于该层位中, 目前控制矿带长大于 2100m、宽 500~800m。若证实这个含矿层位普遍存在, 对区域寻找铅多金属矿体将有重要的指导意义。

二、区域构造

炉坪矿区位于扬子准地台与三江褶皱系的接合部位 (图 2-1), 地处扬子陆块西缘的丽江—盐源中生代地块边缘拗陷带的南西缘, 被夹持在金沙江—红河断裂、宾川—程海断裂和丽江—木里断裂之间 (侯增谦等, 2004)。这三大断裂构

成区内的骨架构造,不但规模巨大,而且活动历史久远,属超壳断裂,长期以来,控制着区内的地层发育、褶皱变形、岩浆活动及各类矿产的形成与分布。其中金沙江—红河走滑断裂自新生代从右行→左行→右行交替活动,控制了区域上的富碱斑岩的侵入,形成了金沙江—红河富碱斑岩带(侯增谦等,2004,2006)。宾川—程海断裂和丽江—木里断裂长期的左行走滑推覆,也对本区造成了不可忽视的影响。

炉坪矿区褶皱和断裂均相对发育,主干构造线方向为NNE向,一级构造有松桂复式向斜(S_1)、马鞍山背斜(B_1)和马鞍山区域性大断裂(F_0),次一级构造有绞家院(二级)背斜 B_1^1 、北衙—芹河(二级)向斜 S_1^1 、白莲村—炉坪(二级)背斜 B_1^2 、炭窑—七坪(二级)向斜 S_1^2 、福田—白脸石(二级)背斜 B_1^3 和马鞍山—南大坪北北东向压扭性断层(F_4)、绞家院—锅铲河北西西向断层(F_8)及南大坪—马头湾—红泥塘东西向断层(F_{10})等(图2-2)。

1. 松桂复式向斜(S_1)

位于矿区中东部(图2-2)。北起松桂镇,南至鸡鸣寺—观音箐一带封闭,轴长大于35km,两翼宽1~10km,轴向NNE,向北倾伏,向南上翘,北部宽阔,南部收敛封闭。核部地层北部主要为 T_{3sg} (地层代号同表2-1,下同)、 T_{3z} ,南部为 T_{2b}^b 。西翼出露地层依次为 T_{1q} 、 T_{2b}^a 和 T_{2b}^b ,倾向东,倾角 $25\sim 60^\circ$;东翼出露地层为 T_{2b}^a 、 T_{1q} 和 $P_2\beta$,倾向西,倾角 $10\sim 40^\circ$ 。核部产状平缓,地貌上形成松桂、北衙南北向山间盆地,被第四系和古近系地层掩盖。

该向斜受后期构造活动和岩浆岩作用影响,形成次一级的背斜和向斜。从南到北主要褶皱构造形迹有:绞家院背斜(B_1^1)、北衙—芹河向斜(S_1^1)、白莲村—炉坪背斜(B_1^2)、炭窑—七坪向斜(S_1^2)、福田—白脸石背斜(B_1^3)等。次一级褶皱构造的轴向多为NW,区域上富碱斑岩体多分布在次一级背斜的核部,如红泥塘、白脸村等;主要矿点及物化探异常多分布在次一级向斜中,如芹河、万洞山矿床位于北衙—芹河向斜中;炭窑、羊俊等Au-Ag-Pb-Zn等组合异常带位于炭窑向斜中。

2. 马鞍山背斜(B_1)

位于矿区西部(图2-2)。北起松桂的段家箐,南至马头湾,轴长大于25km,两翼宽1~5km,轴向近SN。为较狭窄的长轴背斜,核部地层主要 T_{1q} 和 $P_2\beta$,

西翼地层依次为 T_{2b} 、 T_{3z} 和 T_{3sg} ，倾向东，倾角 $20\sim 50^\circ$ ；东翼出露地层不全，受马鞍山深大断裂切段破坏，分布凌乱，产状变化较大，以 T_{2b}^a 、 T_{2b}^b 为主，倾向西，倾角 $15\sim 45^\circ$ 。该背斜控制着区内主要岩体的分布，如马头湾岩体、绞家院岩体和官邑庄隐伏岩体等。

3. 马鞍山深大断裂 (F_0)

位于矿区中部(图 2-2)。北起段家箐，经响水河、官邑庄，南至马头湾西，全长大于 35km，与之相伴产出的破碎带、岩脉带宽数十至数百 m。该断层为区域性深大断裂，顺着马鞍山背斜核部发育。断层走向近 SN，倾向西，倾角 $75\sim 85^\circ$ ，上盘主要为较老的 $P_2\beta$ 和 T_{1q} ，下盘为较新的 T_{3z} 和 T_{2b} ，为压扭性断层。北衙矿区的万洞山、红泥塘的岩脉—矿脉群、马头湾岩体、官邑庄隐伏岩体以及羊俊岩体等均受此断裂控制，为区域上最重要的控岩、控矿构造。

4. 马鞍山—南大坪断裂 (F_4)

分布于矿区的西侧马鞍山、南大坪一带(图 2-2)，长 20km，宽 $5\sim 20m$ ，走向为 NE，倾向 NW，倾角 $70\sim 80^\circ$ 。该断层为压扭性断裂，破碎带两侧地层岩石极破碎，压碎现象明显，并有石英正长斑岩、煌斑岩脉等充填。在南大坪该断裂带上盘中的石英正长斑岩与北衙组灰岩接触带上发现矽卡岩型铜金矿，说明该断裂对区内成矿有一定的控制作用。

5. 绞家院—锅铲河断层 (F_8)

分布于矿区中部(图 2-2)，长大于 5km，宽 $1\sim 20m$ ，走向 NW，倾向 NE，倾角 $75\sim 80^\circ$ ，上盘为 T_{1q} 砂岩、粉砂岩，下盘为 T_{2b} 灰岩，也为压扭性断层，断层带中充填有石英正长斑岩、黑云母正长斑岩、煌斑岩和构造角砾岩等。

6. 马头湾—红泥塘断层 (F_9 、 F_{10})

分布于矿区中南部(图 2-2)，由 F_9 、 F_{10-1} 、 F_{10-2} 等多条断层组成，长大于 10km，宽 $50\sim 100m$ ，走向近 EW， F_9 倾向南，倾角 72° ， F_{10} 倾向北，倾角 $70\sim 80^\circ$ ，总体成地垒式断裂带分布，断裂带经过处地形多为沟壑陡崖，断层三角面发育。根据南大坪、马头湾、红泥塘和白莲等岩体规则分布特征，推测区内可能存在一条近 EW 向的基底隐伏断层，控制着上述含矿岩体的规则分布，而 F_9 、 F_{10} 可能是基底隐伏断层在地表的显示。

三、区域岩浆岩

本区为金沙江—金沙江富碱斑岩带的一部份，区内岩浆活动频繁，基性、中性、酸性及碱性岩类均有分布，可大致划分为三个时期：华力西期，以基性辉长岩、二叠纪玄武岩为主，与区内零星铜矿化有关；燕山—早喜马拉雅期，主要为富碱的石英斑岩、辉石正长岩、花岗斑岩及石英闪长岩，并有较多的后期正长斑岩、煌斑岩脉在区内成群成带展布，与金、银、铅、锌矿化关系密切；喜马拉雅期，主要为中酸性富碱斑岩的侵入及苦橄玄武岩、橄斑玄武岩、碱性岩的喷溢，分布于金沙江—红河超壳断裂带附近，侵入岩有石英正长斑岩、正长斑岩等，并有较多的黑云正长斑岩与煌斑岩脉穿入，与金、银、铜、铅、锌、铁矿化关系密切。

依据滇西新生代富碱斑岩的空间分布地理位置，结合地质背景条件及成矿带特征，由北向南初步划分下列 7 个富碱斑岩区（图 2-3）（高建国等，2000；曾普胜等，2002）：①中甸区，格咱河断裂和小金河断裂交汇处，代表性岩体是红山石英正长斑岩体、雪鸡坪石英闪长岩体和甬哥正长岩体；②剑川区，金沙江断裂与木里—丽江断裂交汇处，以老君山正长斑岩体、桃花花岗斑岩及玉召块花岗斑岩体为代表；③永胜—宁蒗区，主要受控于永胜—祥云断裂，北边还受丽江—木里断裂控制，以白牛厂、罗卜地斑岩体及四川云南交界的西范坪斑岩带为代表；④鹤庆—祥云区，受哀牢山—金沙江断裂及其次级断裂和程海—宾川断裂控制，代表性岩体是北衙石英正长斑岩带、松桂铺台山石英正长斑岩体及马厂箐花岗斑岩带；⑤姚安—华坪区，受控于绿汁江断裂带和隐伏裂；⑥永平—巍山区，受隐伏断裂控制，以卓潘正长斑岩体及大莲花山石英二长斑岩为代表；⑦绿春—金平区，受控于哀牢山和红河断裂，以铜厂石英正长斑岩和哈播石英正长斑岩体为代表。除上述地区外，在其它地区还分布有零星的斑岩类岩体，如宾川小龙潭石英正长斑岩体、景谷宋家坡正长斑岩体等（李光勋等，1988；赵准等，1983；赵准，1995；云南省地矿局，1990）。

炉坪矿区及外围侵入岩以喜山期富碱斑岩为主，为鹤庆—祥云富碱斑岩区的重要组成部分（图 2-3）。岩体多呈岩墙、岩床、岩株产出，常伴有煌斑岩脉，岩石类型主要为正长岩、正长斑岩、花岗斑岩、二长斑岩等。岩体分布明显受区域性断裂带控制，大致可分为 4 个岩带，即 NW 向松桂—炭窑—白莲富碱斑岩带、

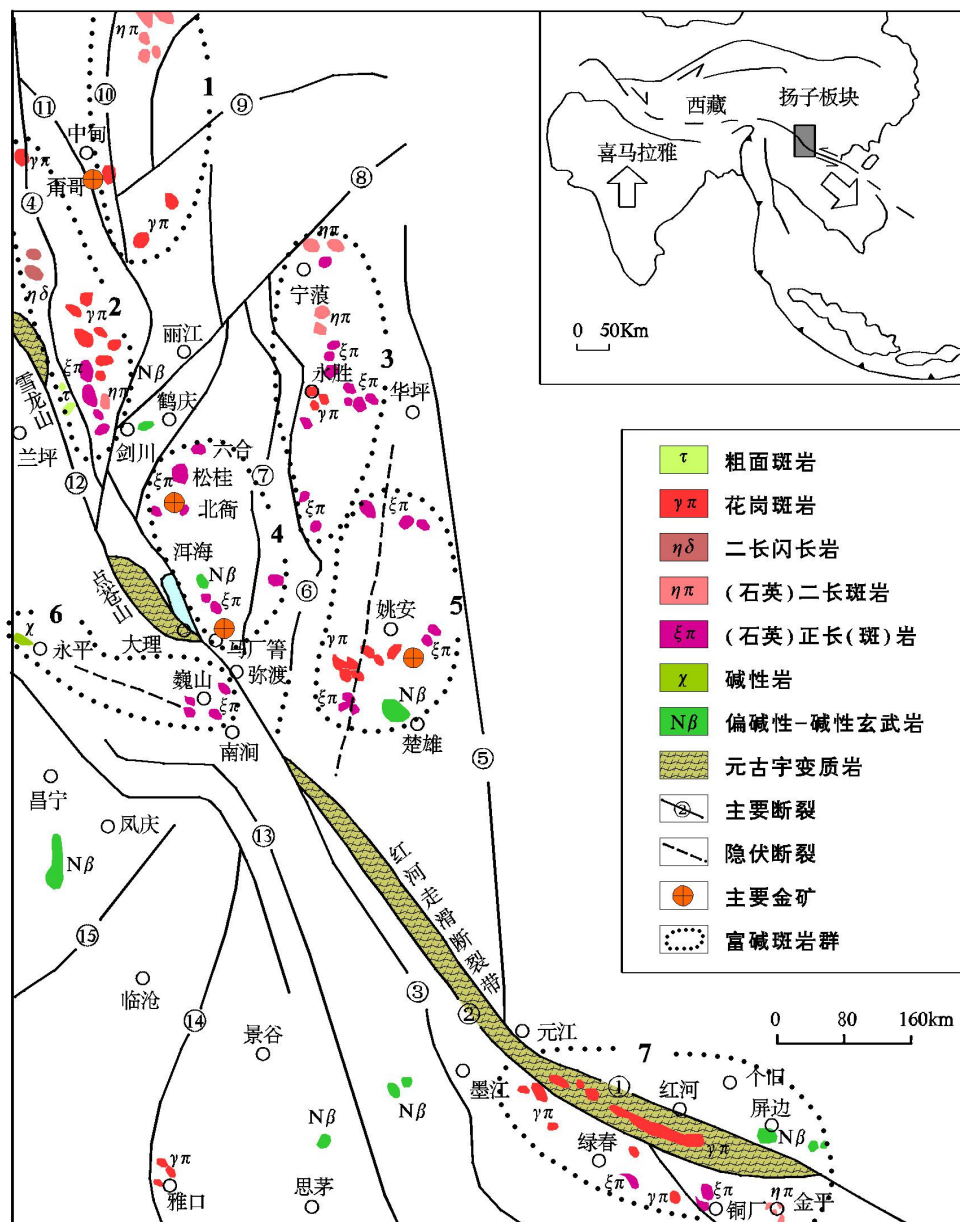


图 2-3 滇西富碱斑岩带岩体分布略图(据曾普胜等, 2002; 略修改)

主要断裂:①红河断裂; ②哀牢山断裂; ③九甲断裂; ④金沙江断裂; ⑤绿汁江断裂; ⑥永胜-样云断裂; ⑦程海-宾川断裂; ⑧木里-丽江断裂; ⑨小金向断裂; ⑩格咱河断裂; ⑪德钦-中甸断裂; ⑫乔后-雪山山断裂; ⑬公郎-营盘山断裂; ⑭澜沧江断裂; ⑮南汀河断裂

官邑庄-红泥塘-大场坝富碱斑岩带、杨家院-马头湾富碱斑岩带和 EW 向的南大坪-马头湾-红泥塘-白莲富碱斑岩带(图 2-4)。

1. 松桂-炭窑-白莲-大场坝富碱斑岩带

成 NW 向展布, 长约 27km, 主要由松桂、炭窑、白莲和大场坝等 4 个岩体组成。其中松桂岩体为本区最大的岩体, 形态近似“三角形”, 出露面积约

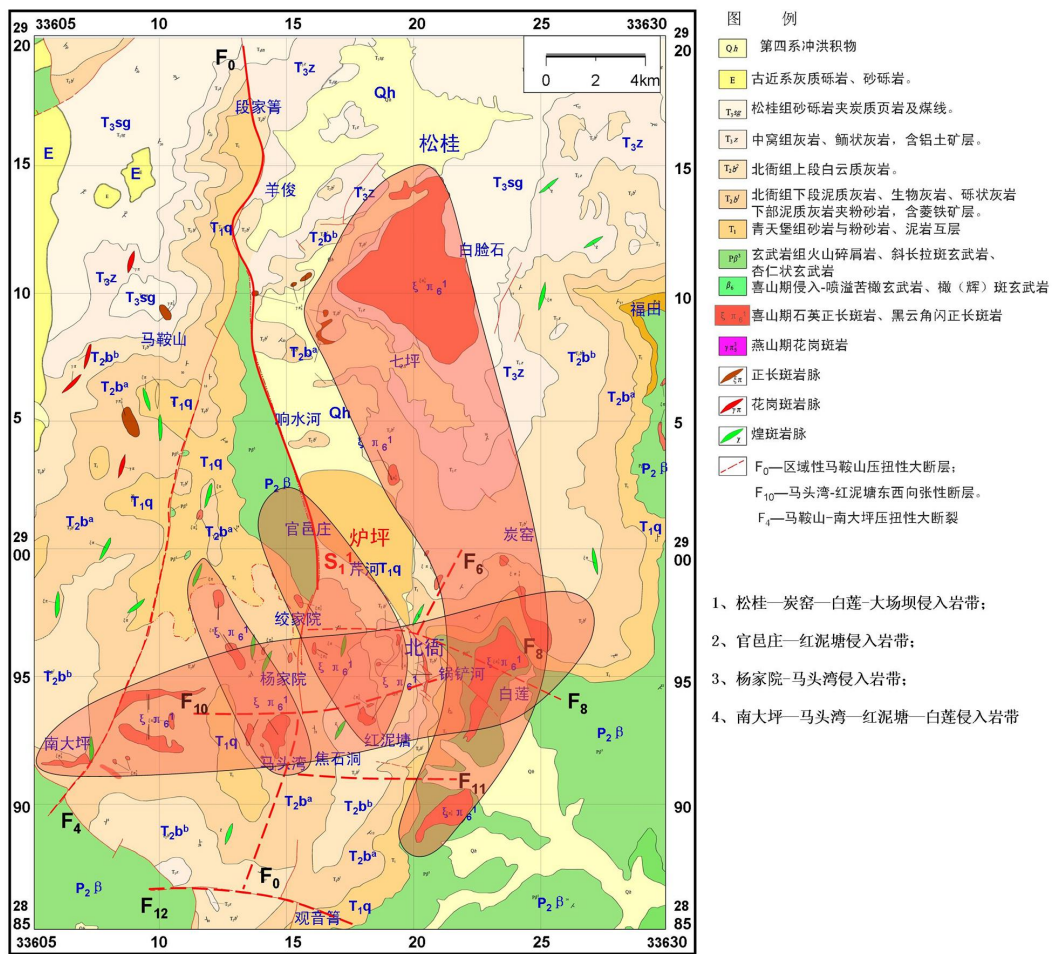


图 2-4 炉坪矿区及外围富碱岩斑分布图（据豆松，2013）

18km²；白莲—大场坝岩体为 NE 向带状分布，断续出露长 10km，面积约 8km²；炭窑岩体由多个小岩脉组成，规模较小，出露面积一般小于 0.2km²。该岩带的岩体岩性均为黑云正长斑岩，与多金属矿成矿没有直接关系，目前在岩带内没有发现工业意义的矿体。

2. 官邑庄—红泥塘富碱斑岩带

成 NW 向分布，岩带长约 12km，由官邑庄、红泥塘、万洞山等正长斑岩体组成，岩体规模较小，多呈小岩株、小岩脉产出，面积一般小于 0.1~0.2km²。官邑庄岩体为隐伏岩体，地表仅有零星的岩脉出露，岩性为石英正长斑岩，岩体及其内外接触带发现强烈的青盘岩化和黄铁绢英岩化，见铜矿化，为含矿岩体，是区内寻找斑岩型铜金矿的重要靶区；万洞山岩体为北衙金多金属矿床的主要含矿岩体，已控制金资源量 170t；红泥塘岩体经钻孔揭露，也发现了矽卡岩型铜金矿。可见，该富碱斑岩带与成矿关系密切，为含矿的富碱斑岩带。

3. 杨家院—马头湾侵入岩带

由3个岩体组成，成NW向分布，岩带长8km，规模较大的为马头湾岩体，其他岩体规模很小。马头湾岩体出露面积约1.5km²，为蘑菇状、席状分布，岩性为石英正长斑岩。在该岩体与北衙组灰岩北接触带的附近，发现矽卡岩型铜多金属矿，为含矿岩体。

4. 南大坪—马头湾—红泥塘—白莲侵入岩带

由南大坪、马头湾、红泥塘、万硐山、白莲等富碱斑岩体组成，成EW向展布，岩带长20km。推测该岩带受EW向的基底隐伏断裂带控制。

北衙矿区及周边29件斑岩样品K-Ar法、Ar-Ar法和锆石U-Pb法定年结果显示(表2-2)，成岩年龄存在2个明显峰值段，其中21件样品年龄分布于24.56~37.5Ma之间、平均30.91Ma，与玉龙斑岩成矿带的辉钼矿的Re-Os年龄35.6~35.8Ma相当，应为本区主成岩成矿期；6件样品年龄分布于48~61Ma、平均57Ma，为本区次要成岩成矿期。李文昌等(2010)认为，二期成岩成矿均属喜山期重要的“陆内转换造山铜—金矿成矿事件”。

第二节 区域地球物理

一、重力异常

根据1:100万重力资料(图2-5)，区域布格重力异常等值线总体呈由北西向南东突出的同形弯曲，重力高和重力低呈条带状相间排列，延长长度大，连续性好，中段丽江—中甸一带异常带紧密排列，向南北两侧撒开，并出现分支，构成反S型，这是西南三江地区重力场主要特征。沿大理—河西、剑川—丽江、永胜—宾川一带，异常等值线分别与金沙江—红河、木里—丽江、程海—

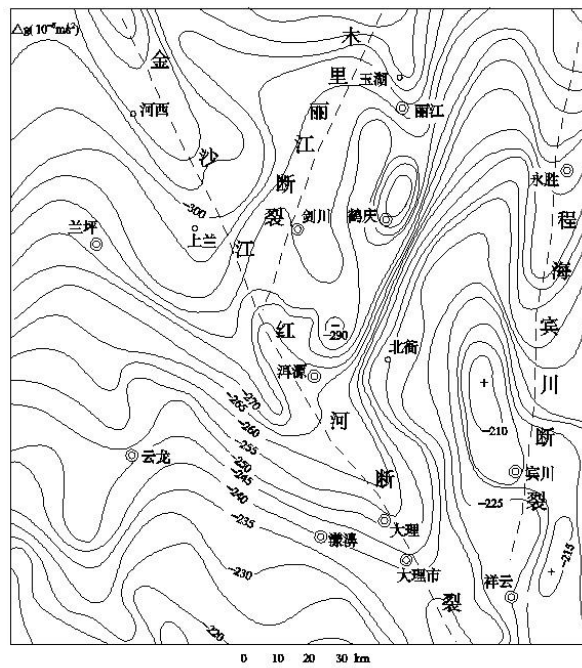


图2-5 丽江—大理布格重力异常等值线图(据李光斗等, 2010)

表 2-2 北衙地区富碱斑岩成岩年龄数据

序号	测试对象	定年方法	定年结果(Ma)	资料来源
1	万铜山岩体钠长石	Ar-Ar	65.56	徐兴旺等, 2006
2	鹤庆铺台山石英正长斑岩锆石	U-Pb	61	傅德明, 1996
3	红泥塘煌斑岩金云母	Ar-Ar	60.85	徐兴旺等, 2006
4	万铜山煌斑岩金云母	Ar-Ar	59.44	徐兴旺等, 2006
5	鹤庆北衙红泥塘石英正长斑岩黑云母	K-Ar	48.66	甫为民, 1994
6	鹤庆北衙红泥塘糜棱岩化正长斑岩全岩	K-Ar	47.75	王登红等, 2000
7	鹤庆铺台山石英正长斑岩黑云母	K-Ar	38.83	郭远生等, 2005
8	鹤庆北衙五里盘正长斑岩全岩	K-Ar	38.36	杨建民等, 2001
9	鹤庆北衙笔架山粘土化矿石全岩	K-Ar	37.81	杨建民等, 2001
10	鹤庆北衙红泥塘石英正长斑岩长石	K-Ar	37.5	杨建民等, 2001
11	鹤庆北衙红泥塘石英正长斑岩长石	K-Ar	37.5	杨建民等, 2001
12	鹤庆北衙万洞山糜棱岩化正长斑岩全岩	K-Ar	35.98	杨建民等, 2001
13	云南马头湾透辉石花岗斑岩锆石	U-Pb	34	刘红英等, 2003
14	鹤庆盐水管岩体全岩	K-Ar	31.87~34.29	吴开兴, 2005
15	鹤庆松桂岩体全岩	K-Ar	24.83~30.71	吴开兴, 2005
16	万铜山岩体地表团块状白云母	Ar-Ar	32.5	应汉龙等, 2004
17	北衙正长斑岩全岩	K-Ar	32.31	邓万明等, 1998
18	鹤庆北衙石英正长斑岩黑云母	K-Ar	31	云南地科所
19	鹤庆北衙万铜山糜棱岩绢云母	K-Ar	27.26	Wang et al., 2000
20	鹤庆北衙正长斑岩钾长石	K-Ar	27.3	张玉泉等, 1997
21	红泥塘岩体地表岩石正长石	Ar-Ar	25.89	应汉龙等, 2004
22	万铜山岩体交代成因正长石	Ar-Ar	25.53	徐兴旺等, 2006
23	鹤庆北衙红泥塘石英斑岩斜长石	Ar-Ar	24.82	Wang et al., 2005
24	万铜山石英正长斑岩锆石	U-Pb	33.3±1.5	徐受民, 2007
25	笔架山正长斑岩锆石	U-Pb	34.4±1.4	徐受民, 2007
26	炭窑河谷南侧石英正长斑岩锆石	U-Pb	31.5±1.1	肖晓牛等, 2009
27	炭窑南坡石英正长斑岩锆石	U-Pb	31.34±0.73	肖晓牛等, 2009
28	钢厂河黑云正长斑岩黑云母	Ar-Ar	3.78	徐兴旺等, 2006
29	陈家庄黑云正长斑岩黑云母	Ar-Ar	3.65	徐兴旺等, 2006

宾川断裂带吻合, 炉坪矿区位于异常等值线走向由北北东转折为南东向构成的东西向鼻状倾伏端上即基底隆起与槽状拗陷的边缘地带, 如马厂箐、北衙等矿床, 较好的反映出本区构造成矿带特点。

由 1: 20 万布格重力异常图 (图 2-6) 可看出, 本区布格重力异常等值线总体呈由北西向南东突出的同形弯曲, 重力高和重力低呈条带状相间排列。布格重力异常形态表现为 SN 走向, 中部形成一明显的重力低, 走向 SN, 场值由北向南逐渐增高, 南部至重力低终止, 北部延出区外。重力低西侧则形成一明显的重力高, 走向 SN, 场值由北向南逐渐增高, 异常形态北窄南宽, 南端与南部的重

力高连在一起。这一高一低构成了本区形如“N”型的异常形态特征。根据重力场特征可清晰分为4个带，即洱源东重力梯级带、马鞍山重力高异常带、松桂—北衙重力低异常带和中窝—黄坪重力高异常区，炉坪矿区位于重力低与重力高的过渡地段，属于松桂槽状拗陷的边缘地带，同样反映出本区构造成矿带特点。

二、航磁异常

区域航磁资料显示（图2-7）：以松桂—北衙为中心，南面（邓川—新

街）、东面（中江街）为大面积的玄武岩（ $P_2\beta$ ）分布区，西面为马鞍山背斜玄武岩（ $P_2\beta$ ）隆起区，表现为大面积的正磁异常；而中部松桂—北衙一带为一团块状的、大部分封闭的整片负磁异常区，与松桂复式向斜分布相吻合。已知的北衙超大型金矿即位于该负磁异常区内，炉坪矿区也恰好位于负磁异常区中及正负异常区的过渡带附近，显示有利的成矿条件。

三、遥感影像

从地质构造遥感解译图（图2-8）看，该区大的线性构造有SN向、NE向和NW向三组，鹤庆—北衙一线以西主要为SN向构造特点。在北衙以南，线性构造最为发育，密集分布，不同地段走向不一，但又似首尾相连、规则分布，形成

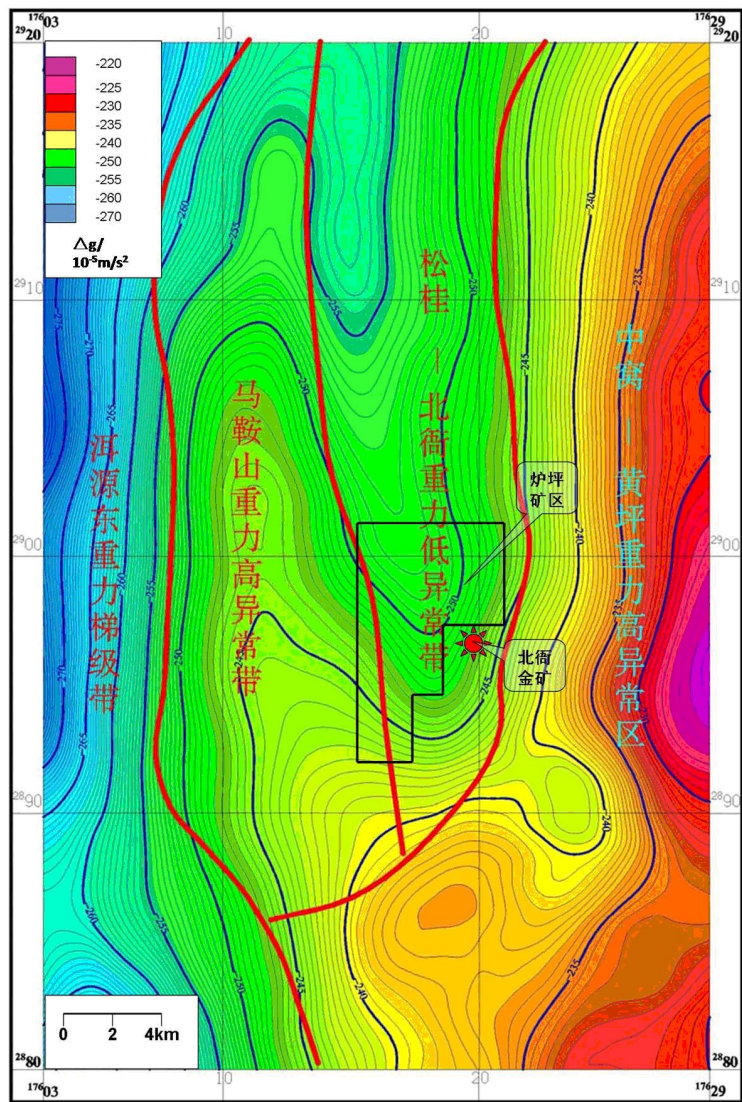


图 2-6 松桂—北衙布格重力异常等值线图（据豆松，2013）

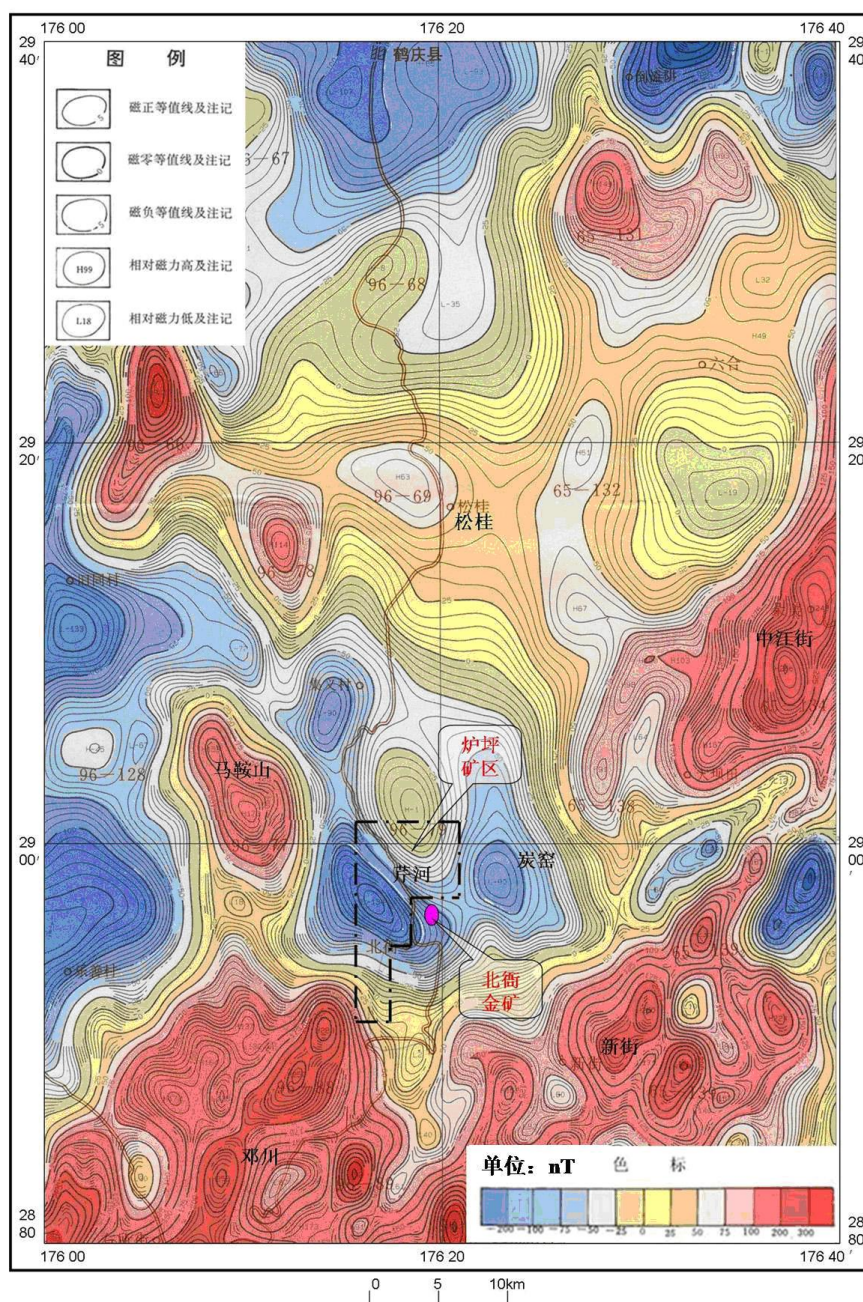
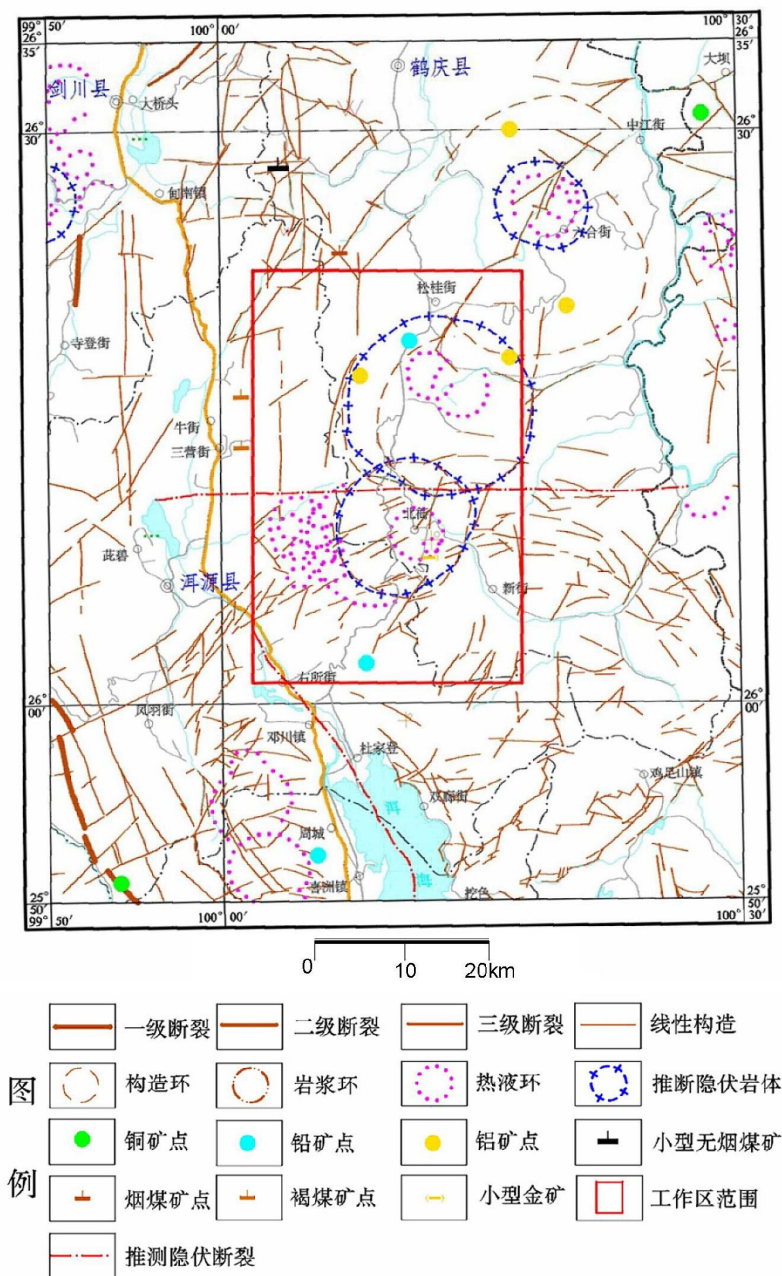


图 2-7 区域航磁 (ΔT) 等值线平面图 (据豆松, 2013)

不完整的环形构造带。

区域热液环、岩浆环、构造环集中分布于大坝—邓川一带，另在甸南镇以西有零星分布；大坝—邓川环形构造带呈 NE 向宽带状展布，热液环、岩浆环、构造环相互叠加，炉坪矿区位于该构造带中，处于北衙及松桂两个岩浆环的复合位置。区域金、铜、铅、锌等内生矿床（点）分布具有较强规律性，主要呈 NE 向分布，与 NE 向区域构造及环形构造带一致，围绕浅成中酸性碱性岩体或推断隐伏岩体分布。



2-8 区域遥感影像地质构造解译图（据豆松，2013）

第三节 区域矿产

本区是“三江”成矿带的重要组成部分，地质构造复杂、岩浆活动强烈，成矿条件优越，各种矿产资源广泛分布。在《云南省区域矿产总结》中，本区属扬子成矿区一级成矿单元，二级单元为丽江—宁蒗成矿区，该成矿区包括宁蒗、丽江、永胜、以及鹤庆、宾川之一部分地域，以中部丽江—木里隐伏深断裂分为南北两区。本区所在的南区广泛出露上古生界及中生界地层，上二叠统玄武岩铜矿

化普遍,有规模较小的火山沉积型铜矿床,如永胜、劳马古、米厘铜厂等;上二叠统含煤岩系有无烟煤及优质小型锰矿床,如鹤庆小天井锰矿;也有铝土矿分布,但规模较小。本区南段华力期环状铁质超基性岩和喜马拉雅期酸性-富碱斑岩发育,超基性岩一般均具铂(钯)矿化,但品位偏贫;酸性斑岩可形成工业规模的铜(钼)矿,如祥云、马厂箐;富碱斑岩则可形成铅、锌、金等矿床,如北衙、老马涧、马头湾等。

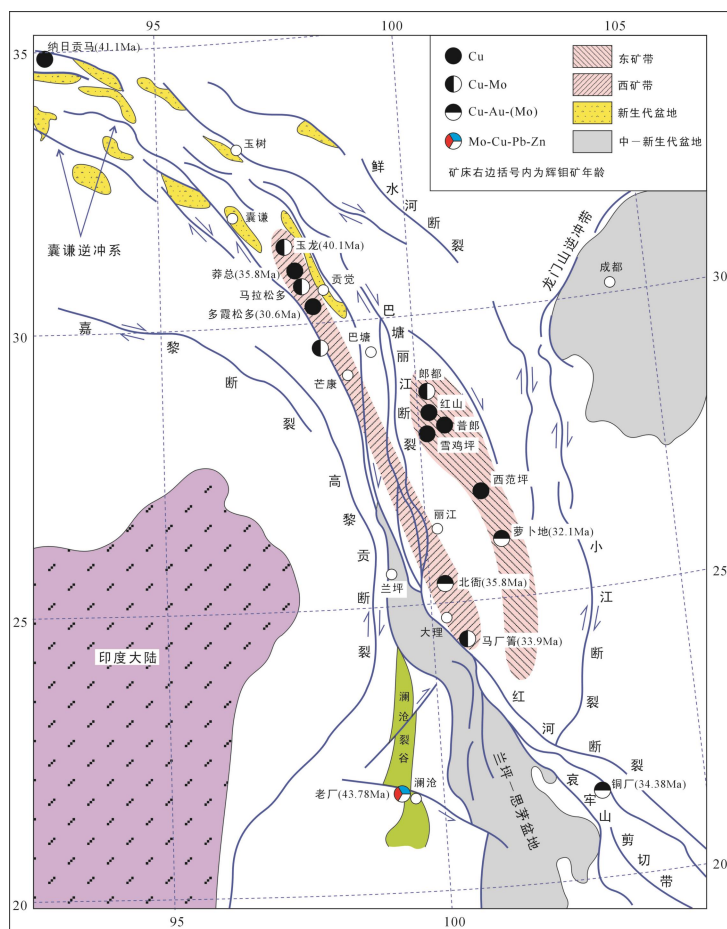


图 2-11 青藏高原东缘喜山期斑岩矿床分布图 (据候增谦等, 2004; 略修改)

候增谦等 (2004) 根据青藏高原东缘构造转换带重要斑岩矿床的空间分布,大致以金沙江古缝合带为界,分东西两条成矿带 (图 2-11)。西带北起江达,南抵祥云,包括北段玉龙斑岩 Cu 矿带、中南段北衙斑岩 Au(-Pb-Zn)矿田和南段马厂替 Cu-Mo-Au 矿床。东带北起中甸,南达姚安,其北段为中甸甬哥斑岩 Cu-Au 矿床带,中段为西范坪斑岩 Cu-Au 矿床,南段为姚安斑岩 Pb-Zn-Ag-Au 矿床。总体上,西带产于扬子地块与羌塘地体的结合带上,受大规模走滑断裂带控制;东带产于扬子地块西缘,北段受走滑断裂控制,南段受沿袭攀西裂谷期的继承性断裂制约。

富碱斑岩成矿系列在本区形成两个成矿集中区,即鹤庆县北衙成矿集中区和马厂箐一小龙潭成矿区。鹤庆县北衙成矿集中区西起哀牢山断裂,东至程海断裂,北至丽江-木里断裂,已知大小岩体 35 个。区内有金多金属矿床一处,铅锌矿床 (点) 5 处,铜金钨矿点一处。其中具工业意义的金属矿床有祥云县马厂箐中

型铜钼矿床，鹤庆北衙大型金矿床、小天井中型锰矿床，祥云县金厂箐金矿床，弥渡县黄矿厂铅矿床等。

第三章 矿床地质

炉坪铅多金属矿床位于北衙大超金多金属矿床北部和西部，北自炉坪北坡 (X=2901420)、南至焦石洞北 (X=2891740)、西起西园村 (Y=336149370)、东至舍茶寺 (Y=33621200)，面积 42.38km² (图 1-2)。根据矿化带及物化探异常分布特征，分为四个矿段，即芹河矿段、杨家院矿段，官邑庄矿段和吴家庄矿段 (图 3-1)，其中芹河矿段为本次研究的重点。

第一节 矿区地质

一、矿区地层

矿区地表出露及钻孔揭露到的地层相对简单，由老至新依次为三叠系下统青天堡组 (T_{1q})、三叠系中统北衙组 (T_{2b})、古近系始新统丽江组 (E_{2l}) 和第四系 (Q) (图 3-1、3-2)。

1. 青天堡组 (T_{1q})

地表主要出露在吴家庄、北庄至炉坪一带，在矿区西部绞家院至老猫坡一带也有出露 (图 3-1)。主要由紫灰色、黄绿色、浅黄色中细粒菱铁矿化长石石英砂岩、灰黑色凝灰质砂岩、粉砂岩，局部夹页岩、灰岩透镜体，底部一般可见 1~10m 厚的玄武质角砾岩。地层厚度 473m，与上覆北衙组 (T_{2b}) 灰岩为整合接触。该套地层为矿区重要的金矿化层位，钻孔揭露 T_{1q} 的上部黄铁矿化砂岩中发现断续分布的金矿

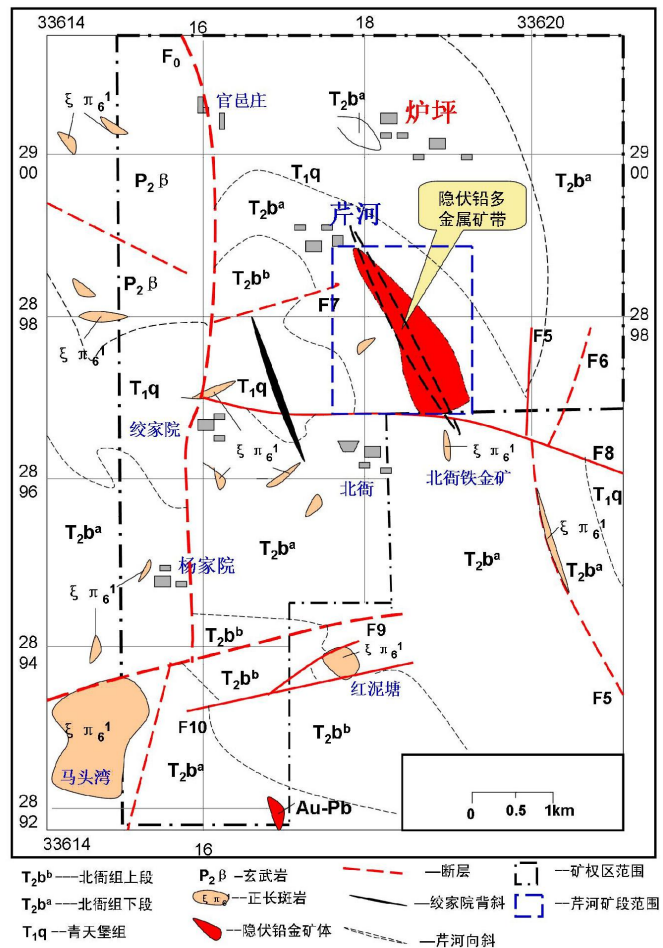


图 3-1 炉坪铅多金属矿床地质图 (据豆松, 2013)

地层系统			地层代号及接触关系	地层厚度/m	地层特征简述	地层岩石学特征								
统	组	段				砂屑	方解石	白云石	藻生物碎屑	角砾状	碎裂状	含菱铁矿	铅矿化	
第四系全新统			Q	0-193	砂、砾石、粘土、含褐铁矿砾石	■								
古近系始新统	丽江组		E ₂ l	0-150	灰色厚层状灰岩质砾岩夹杂色含砾砂岩、砂岩、铁蛋子等	■								
三叠系中统	北衙组	上段	T ₂ b ^b	>80	浅黄-灰白色白云质灰岩									
		下段	T ₂ b ^a	210-305	上部为深灰色、褐色白铅矿化泥质灰岩，局部夹菱铁矿层；中部为砾状灰岩夹生物碎屑灰岩、蠕虫状灰岩；下部为泥质灰岩、菱铁矿层、砾状灰岩夹薄层粉砂岩。									
三叠系下统	青天堡组		T ₁ q	446	上部为浅灰色含菱铁矿砂岩与紫红色粉砂岩、泥岩互层；下部为灰绿色、灰紫色火山碎屑含砾砂岩、粗砂岩。	■								
二叠系上统	玄武岩组		P ₂ β	>1000	上部为灰绿色、深灰色火山碎屑岩；下部为灰绿色致密块状杏仁状玄武岩、深灰色拉斑斜长玄武岩。									

图 3-2 炉坪铅多金属矿床地层柱状图

(化)体，规模较小、延伸有限。此外，地层中普遍含有菱铁矿，TFe 含量一般在 6~10wt%。

2. 北衙组 (T₂b)

矿区内大面积出露，主要分布于北衙至芹河、焦石洞至杨家院、陈家庄至西园村以及舍茶寺一带，北衙—芹河地表多被第四系(Q)覆盖，出露零星(图 3-1)。厚度大于 385m，与上覆丽江组(E₂l)地层为不整合接触关系。

地勘单位在北衙金多金属矿区勘探过程中将 T₂b 分为五个岩性段：即 T₂b¹：灰色—褐灰色中厚层状、砾状含泥质灰岩夹泥质粉砂岩，厚 23~71m；T₂b²：灰色厚层—块状豹斑状灰岩，厚 37~100m；T₂b³：浅黄色、灰色蠕虫状泥质灰岩夹生物碎屑灰岩，厚 98m；T₂b⁴：灰黑、灰褐色中厚层状铁质、铁化砾屑、粒屑灰岩，厚 148m，含 Au 层位之一；T₂b⁵：灰白色、浅黄色厚层状白云质砂屑灰岩，厚度大于 96m，主要含金层位。根据矿区内大量的钻孔施工结果，生物碎屑灰岩和豹斑状灰岩在区内分布零星，各工程之间对比性差，难以对应连接。为便于地层对比和圈定矿体，参照 1:20 万区域地质图，豆松(2013)将矿区(T₂b)分为上、下 2 个岩性段：

上段 (T_{2b}^b): 相当于北衙矿区北衙组 (T_{2b}) 第 5 岩性段, 为灰白色中厚层状—厚层状白云质灰岩、白云质砂屑灰岩, 厚度大于 80m。

下段 (T_{2b}^a): 相当于北衙矿区北衙组 (T_{2b}) 第 1~4 段, 厚度大于 305m。上部为灰黑、灰褐色中厚层状白铅矿化泥质灰岩 (原定名为铁化灰岩), Pb 含量 $0.2\sim 0.4\times 10^{-2}$, 连续矿化厚度达 50~200m; 中部为灰色厚层—块状含方解石团斑 (豹斑状) 泥质灰岩、厚层砾状灰岩 (溶洞塌陷砾状灰岩), 浅黄、灰色薄—中厚层状、蠕虫状含泥质灰岩夹生物碎屑灰岩; 底部为灰色砾状、网纹状泥质灰岩夹粉砂岩, 含菱铁矿—方铅矿矿层。

T_{2b}^a 为区内最重要的含矿层位, 主要有 2 个含矿层: 一是在 T_{2b}^a 底部与 T_{1q} 碎屑岩接触带附近, 存在 1~20m 的菱铁矿—方铅矿层, 分布很稳定, 在芹河矿段控制延长大于 2100m、宽 300~600m, 在杨家院、舍茶寺、陈家庄、北衙万硐山等地钻孔中也发现有类似的含矿层; 二是在 T_{2b}^a 上部与 T_{2b}^b 白云质灰岩接触带附近, 为一含银金的褐铁矿—白铅矿层, 厚 1~30m, 断续分布, 稳定性相对较差, 在芹河、杨家院和舍茶寺均有出露。

3. 丽江组 (E_2l)

零星分布于陈家庄北、吴家庄、芹河 2~10 线等山间盆地 (图 3-1), 厚度大于 150m。下部为褐黄色薄—中层状含砾粗砂岩、砂岩, 含砾粘土岩等, 上部为灰—灰白色块状灰岩质角砾岩。

4. 第四系 (Q)

主要分布在芹河、炉坪等山间盆地、洼地中, 为现代坡积、洪积、冲积、湖积层, 岩性为红土、砂砾石、砂质粘土夹泥炭。厚度不等, 一般 5~40m, 在芹河矿段北西角 11~10 线间, 钻孔揭露第四系最厚达 190m。

二、矿区构造

炉坪矿床位于近 SN 向的鹤庆—松桂复式向斜南段的次一级 NNW 向北衙—芹河向斜之中, 矿区构造与区域构造线方向基本一致, 构造形迹呈近 SN-NNW 向展布。区内构造活动强烈, 次级褶皱、断层及节理裂隙非常发育, 以断裂构造为主, 褶皱次之 (图 3-1)。

1. 褶皱构造

① 芹河向斜: 为松桂复式向斜南延的次一级向斜, 长大于 3km、宽 1~2km,

轴向 NNW。核部地层为 E₂l 砂砾岩和 T₂b^b 白云质灰岩，由轴部向两翼分别出露 T₂b^b 白云质灰岩，T₂b^a 铅矿化泥质灰岩、砾状灰岩，T₁q 菱铁矿化砂岩、粉砂岩。东翼地层产状平缓，倾角 10~40°；西翼产状略陡，倾角 20~50°。芹河矿段钻探剖面揭露，该向斜在该区为一宽缓的向斜构造（图 3-3），枢纽走向 NW335°，东翼地层产状为 240~250°∠10~25°、西翼为 60~70°∠5~20°。矿区 I、II、III 号矿带主体分布在该向斜的核部中心，并明显显示在核部矿体厚大，往两翼变薄的趋势，说明向斜构造对区内层状矿体有叠加富集改造的作用。

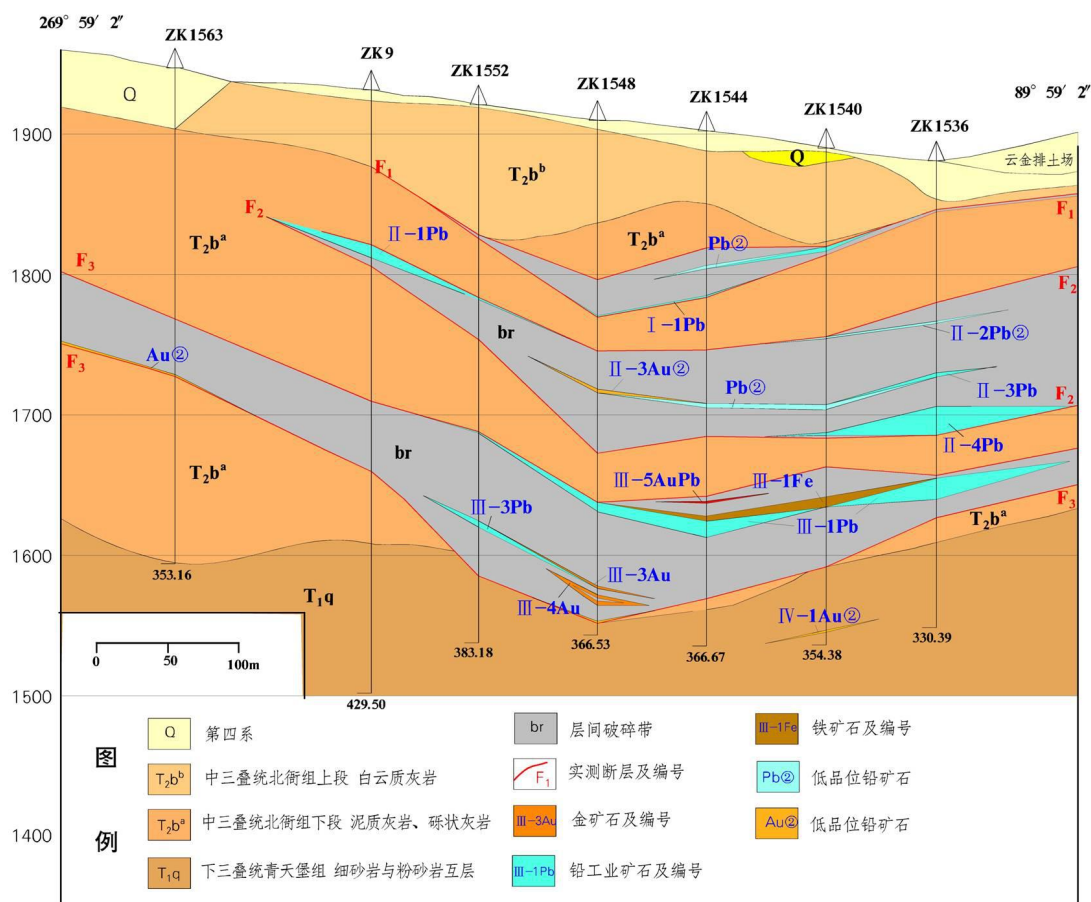


图 3-3 炉坪矿区向斜构造与层间破碎带控矿特征分布图（15 线）

② 绞家院穹窿背斜：分布于马鞍山断裂以东，绞家院附近（图 3-1），为短轴穹窿背斜，因受后期的东西向断裂影响，构造形迹被破坏。背斜轴长 1.5km、宽 1km，轴向北北西，类似于穹窿构造。核部地层为 T₁q 砂岩、粉砂岩，四周为 T₂b^a 泥质灰岩和 T₂b^b 白云质灰岩等，东翼地层产状 50~80°∠14~56°、西翼为 245~260°∠20~27°、南侧为 140~150°∠29~56°。

2. 断裂构造

区内断裂构造非常发育，主要有近 SN—NNW 向和 EW 向二组断裂构造。近 SN 向断裂有区域性马鞍山大断裂 (F₀)、吴家庄—锅厂河断裂 (F₅) 和舍茶寺断裂 (F₆)；EW 向断裂有：老猫坡—祭天坡断层 (F₇)、绞家院—锅厂河断层 (F₈)、马头湾断层 (F₉)、红泥塘断层 (F₁₀) 等。芹河矿段钻孔揭露发现了 F₁、F₂、F₃、F₄ 等 4 条近 SN-NNW 向隐伏的层间破碎带控矿断裂 (图 3-4)，杨家院矿段钻孔中发现 F₁₂ 和 F₁₃ 等 2 条 NW 向的层间破碎带 (图 3-5)。表 3-1 为本区主要断层的主要地质特征。

表 3-1 炉坪矿区主要断层地质特征

分期	分布位置	编号	产状 (°)			性质	规模 (m)	地质特征
			走向	倾向	倾角			
成矿(前)期	官邑庄—马头湾东	F ₀	近 SN	260-275	75-80	压扭性	>10000	控制区内岩体、地层、层间破碎带、矿带的分布及规模
	吴家庄—锅厂河	F ₅	近 SN	85-95	40-50	压扭性	>1000	控着吴家庄矿段金矿体的分布
	舍茶寺	F ₆	NNE	不明	不清	推测为压扭性	>3000	控制舍茶寺土壤化探组合异常的分布
	芹河—于家坡	F ₁	NNW	近水平舒缓波状	0-20	张性	>1650	直接控制着 I 号金铅矿带的分布
	芹河—于家坡	F ₂	NNW	近水平舒缓波状	0-15	张性	>2000	直接控制着 II 号金铅矿带的分布
	芹河—于家坡	F ₃	NNW	近水平舒缓波状	0-15	张性	>2200	直接控制着 III 号金铅矿带的分布
	芹河 10~74 线	F ₄	NW	北东	10-20	张性	>1510	直接控制着 IV 号铅金矿带的分布
	焦石洞—红泥塘	F ₁₂	NNW	60-70	20-30	张性	>600	控制金铅矿化带的分布
	焦石洞—红泥塘	F ₁₃	NNW	60-70	20-30	张性	>800	直接控制着 V 号金银铅矿带的分布
成矿后期	老猫坡—祭天坡	F ₇	75-80	160	不清	张性	>1200	切断地层，使地层缺失
	绞家院—锅厂河	F ₈	近 EW	向北	70-80	压扭性	>5000	切断地层、矿体及成矿前断层，充填煌斑岩等
	马头湾—白石崖	F ₉	近 EW	向南	72-75	张性	>3000	切断地层、岩体及成矿前断层等
	红泥塘	F ₁₀	NEE	北西	52	张性	>2000	切断地层、岩体
F ₁₁		近 EW	向南	84	张性	>2000	切断地层、岩体	

(1) 近 SN-NNW 向断裂

① 马鞍山断裂 (F₀)：为区域性的大断裂，从矿区西部官邑庄、绞家院、马头湾东通过，矿区内岩体、层间破碎带及矿带、矿层等均受此断层及其派生次级

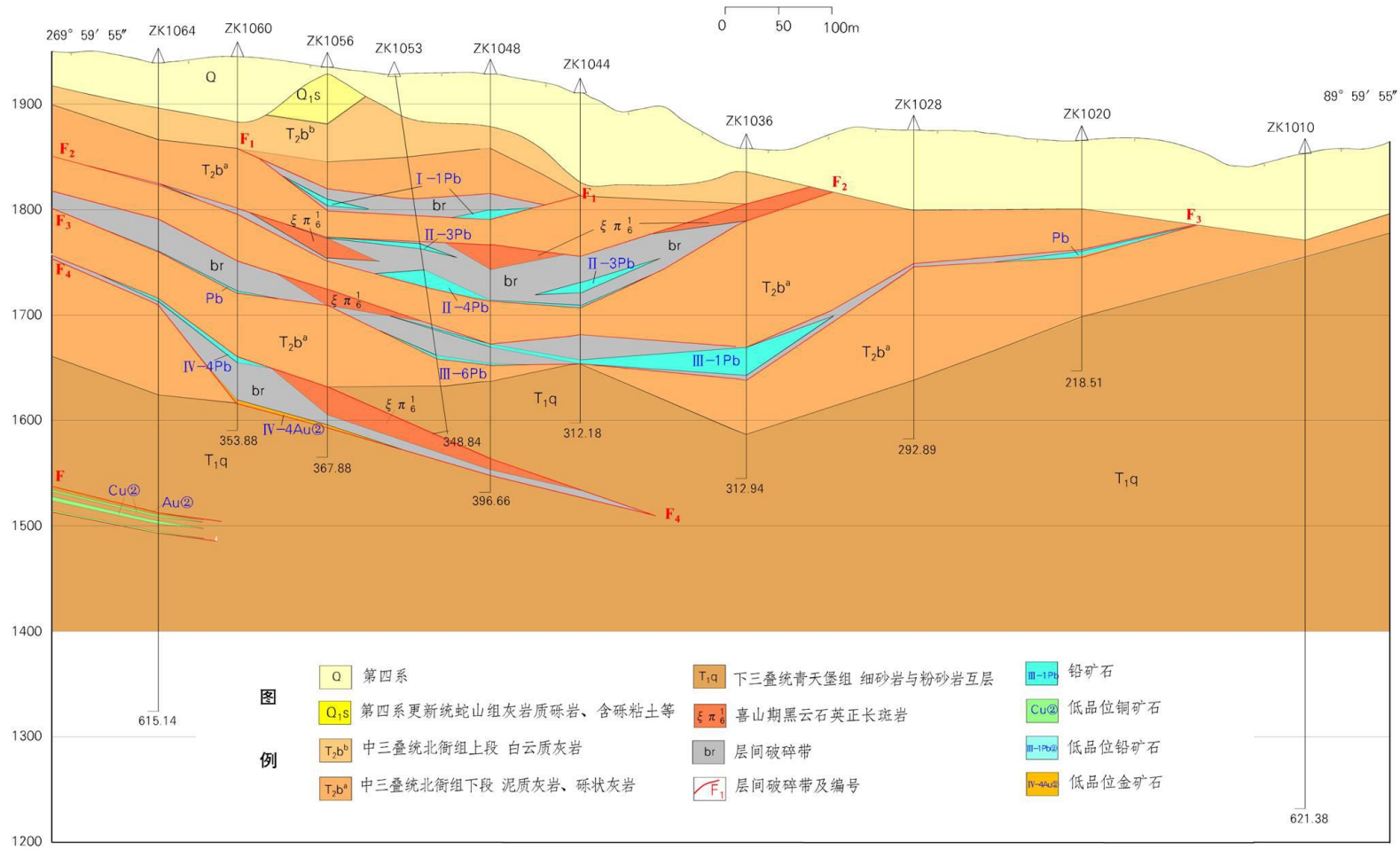


图 3-4 炉坪矿区芹河矿段 F₁、F₂、F₃、F₄层间破碎带分布示意图（10 勘探线）

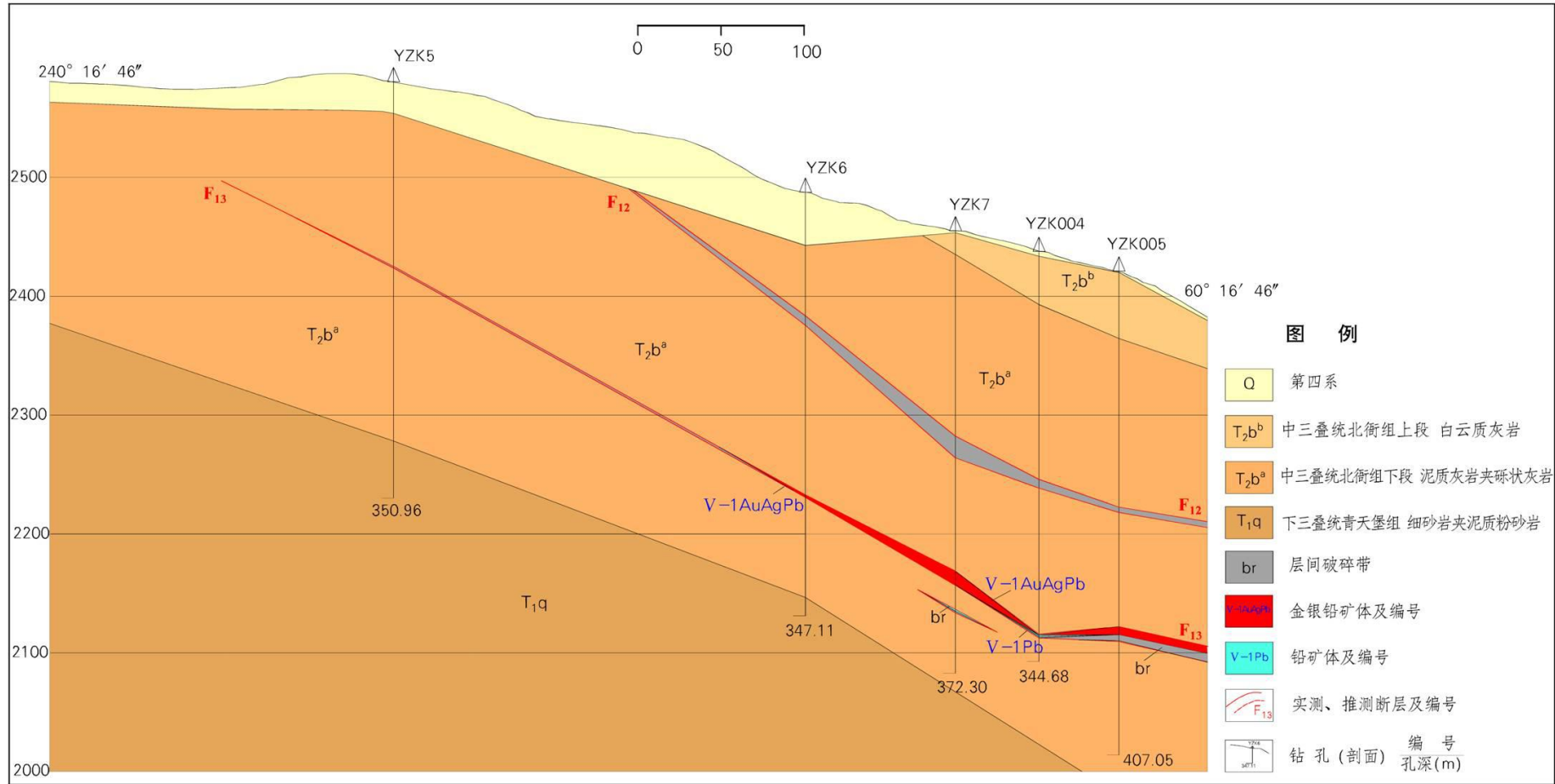


图 3-5 炉坪矿区杨家院矿段 F₁₂、F₁₃层间破碎带分布示意图 (Y0 剖面)

断裂控制。断裂走向近 SN 向，倾向 W，倾角 75~80°，长度大于 16km，与之相伴产出的岩脉带、破碎带宽几米至几十米。断层上盘为二叠纪玄武岩 ($P_2\beta$)、 T_{1q} 砂岩和 T_{2b}^a 泥质灰岩等，下盘为 T_{1q} 砂岩、 T_{2b} 灰岩。断层上盘地层明显抬升而下盘下降，表现为压扭性断裂性质，从马头湾附近 F_0 断裂两侧 T_{2b}^a 与 T_{1q} 界线标高的差异，推断 F_0 断裂垂直断距大于 200m。

② 吴家庄—锅厂河断裂 (F_5)：发育于矿区中东部，主体被第四系 (Q) 覆盖。断层走向 0°，倾向 E，倾角 40~50°，延伸大于 3km、宽 2~20m。断裂带中发育构造角砾岩，不连续充填有金矿化体、煌斑岩岩脉和石英正长斑岩。上盘为 E_2l 砂岩、粉砂岩， T_{2b}^a 泥质灰岩，下盘为 T_{2b} 白云质灰岩、泥质灰岩等，为压扭性断裂构造。吴家庄矿段施工 ZK1 钻孔 0~128.61m 为 E_2l 砂岩、粉砂岩，128.61~146.82m 为 F_5 含矿破碎带 (平均 Au1.12 g/t、Ag28g/t)，146.82~259.35m 为 T_{2b} 灰岩、泥质灰岩，说明 F_5 为含矿断裂。

③ F_1 隐伏层间破碎带：分布于芹河矿段 23~74 线间，位于 T_{2b}^a 灰岩与 T_{1q} 砂泥岩的接触界面附近，钻孔剖面控制延伸大于 2100m、宽大于 500m，总体走向 NNW 向，形态为向形，东翼倾向 W，倾角 5°~25°，西翼倾向 E，倾角 5°~15°左右。破碎带平面上在 23~15 线较厚 (平均厚 62m)，11~2 线较薄 (平均厚 44m)，10 线往北变得更厚 (平均厚 83.8m)，到 74 线逐渐变薄直至尖灭；空间上在芹河向斜轴部附近相对较厚，如 23 线 ZK2342 厚 104.51m、19 线 ZK3 厚 90m、15 线 ZK1548 厚 84m、10 线 ZK1056 厚 120m、18 线 ZK1857 厚 95m、26 线 ZK2658 厚 141m，走向斜两翼逐渐变薄，直至尖灭。破碎带主要由碎裂状灰岩、张性构造角砾岩、铅多金属矿体、褐铁矿体和后期的煌斑岩脉、黑云正长斑岩脉等组成，具张扭性层间破碎带特征。炉坪矿区 I 号铅多金属矿带的展布明显受该破碎带控制，I-2Pb、I-1Pb、I-7Pb、I-8Pb 和 I-1Au、I-2Au^②等矿体均分布该破碎带中 (图 3-4)，是区内最重要的容矿构造。

④ F_2 隐伏层间破碎带：位于 F_1 破碎带上部，23~18 线之间，18 线往北已尖灭或被剥蚀，目前控制长大于 1000m、宽 300~500m，总体走向 NNW，形态为向形，东翼倾向 W，倾角 5°~15°，西翼倾向 E，倾角 10°~20°左右。破碎带总体发育于 T_{2b}^a 铅矿化泥质灰岩中，芹河向斜轴部附近较厚，往两翼逐渐变薄，主要由碎裂状灰岩、张性构造角砾岩、铅多金属矿体、煌斑岩脉、正长斑岩脉、

洞穴堆积物等组成, 同样具张扭性层间破碎带特征。该破碎带直接控制着 II 号铅矿带的展布, II-1Pb、II-2Pb、II-1Au 等矿体均分布于该破碎带中 (图 3-4), 也是区内重要的容矿构造。

⑤ F₃ 隐伏层间破碎带: 位于 F₂ 破碎带上部, 23~2 线之间, 2 线往北已逐渐尖灭, 目前控制长大于 600m、宽 100~700m, 厚度 1.5~45m, 一般厚 6~8m, 在 7 线、11 线中部厚度明显膨大, 达 35~45m。该破碎带发育于 T_{2b}^a 铅矿化泥质灰岩的上部及与 T_{2b}^b 的界面上, 走向 NNW, 平面上为扇形, 在南侧 23、19 线比较宽大, 往北逐渐变窄直至尖灭; 剖面上为似层状舒缓波状, 总体倾向 W, 倾角 5°~10°。主要由碎裂状灰岩、张性构造角砾岩、铅多金属矿体等组成, 也为张扭性层间破碎带, 直接控制着 III 号铅矿体的展布, III-1Pb、III-1Pb②、III-1Au②等矿体均分布于该破碎带中 (图 3-4), 为区内重要的容矿构造。

⑥ F₄ 隐伏层间破碎带: 分布于芹河矿段 10~74 线间, F₃ 破碎带的下部, 大体沿 T_{2b}^a 灰岩与 T_{1q} 砂泥岩接触面附近延伸, 钻孔剖面控制长大于 1510m、宽 200~500m, 厚 5~45m, 总体走向 NW, 倾向 NE, 倾角 10~25°。破碎带主要由张性构造角砾岩、碎裂状砂岩、正长斑岩和铅、金矿体等组成, 顶板岩石主要为灰岩、砾状灰岩, 底板为砂岩、粉砂岩。该破碎带充填有 IV-4Pb 和 IV-4Au②等低品位金矿体 (图 3-4), 为区内重要的容矿构造。

⑦ F₁₂ 隐伏层间破碎带: 分布于芹河—北衙向斜的西翼杨家院矿段 Y11~Y4 线间, 至 Y4 线还未尖灭, 地表在矿区南端焦石洞露天采场中有出露, 钻孔剖面控制长大于 800m、宽大于 300m、厚 2~20m, 总体走向 NW, 倾向 NE, 倾角 20~30°。破碎带中主要由碎裂状灰岩、张性构造角砾岩、褐铁矿化构造角砾岩组成, 偶见煌斑岩脉、黑云正长斑岩脉充填, 为张扭性层间破碎带。该破碎带位于 T_{2b}^a 灰岩的上部, 总体蚀变较弱, 除在 Y11、Y4 线见薄层铅矿化体外 (图 3-5), 往北矿化变弱, 未见矿。

⑧ F₁₃ 隐伏层间破碎带: 分布于芹河—北衙向斜西翼杨家院矿段 Y11~Y4 线间, 至 Y4 线还未尖灭, 钻孔剖面控制长大于 800m、宽大于 400m、厚 2~50m, 往北有变薄的趋势, 总体走向 NW, 倾向 NE, 倾角 20~35°。破碎带中主要充填褐铁矿化构造角砾岩、金铅矿石及碎裂状灰岩等, 偶见黑云正长斑岩脉, 为张扭性层间破碎带。破碎带发育于 T_{2b}^a 灰岩中, F₁₂ 破碎带的下部, 直接控制着 V

号金铅多金属矿带的展布, V-1AuAgPbFe、V-1Pb 等矿体均分布该破碎带中(图 3-5), 是区内最重要的容矿构造。

(2) 近 EW 向断裂

矿区内自北往南共发育 5 条近 EW 向断层, 分别为 F₇、F₈、F₉、F₁₀ 和 F₁₁ (表 3-1), 这些断层切断区内地层、岩体、矿体和成矿前断裂, 均为成矿后断层, 其中规模较大的为绞家院—锅厂河断裂 (F₈) 和马头湾断裂 (F₉)。

① 绞家院—锅厂河断裂 (F₈): 发育于矿区中部, 为炉坪铅多金属矿床芹河矿段与北衙金多金属矿床的分界断裂。长大于 5km, 宽 5~20m, 总体走向 280°左右, 倾向 N, 倾角 70°~80°。断裂带主要被煌斑岩、黄铁绢英岩、构造角砾岩所充填, 西侧延伸处发现一隐爆角砾岩筒。该断裂切穿了区内主要含矿层, 下盘 (北衙矿区) 地层为 E_{2l} 和 T_{2b}^b, 地层和矿层走向为 10°左右; 上盘地层 (芹河矿段) 为 T_{2b}^a 地层, 地层和矿层走向变为 335°。从断裂上盘 (芹河矿段含矿层) 较下盘地层 (北衙矿区含矿层) 抬升了 100~150m 看, 该断裂具左行压扭性断裂特征。

② 马头湾断裂 (F₉): 发育于马头湾岩体北侧, 近 EW 向展布, 长大于 3km, 东侧被第四系 (Q) 覆盖, 西侧延出矿区之外。断层走向 80°~85°, 倾向 S, 倾角 72°, 切断地层和 F₀ 断层, 推测为成矿后期的张性断裂。

三、矿区岩浆岩

1. 火山岩

矿区火山岩主要为上二叠统玄武岩 (P_{2β}), 为我国西南大面积峨眉山玄武岩的一部分, 分布于矿区北西角官邑庄附近, 往东限于马鞍山大断裂, 往南为与 T_{1q} 砂岩、粉砂岩断层接触, 往西、往北延出图外, 出露面积约 3.5km² (图 3-1)。芹河矿段 ZK1944 孔、吴家庄矿段 ZK10 孔、陈家庄矿段 GZK1、杨家院矿段 YZK3203 等均揭露到玄武岩, 芹河矿段玄武岩埋深海拔在 1080m 左右, 吴家庄矿段埋深海拔为 1110m, 陈家庄矿段 GZK4 终孔孔深 800.14m, 开孔和终孔均为玄武岩, 加上地表玄武岩出露厚度大于 200m, 推测矿区玄武岩总厚度大于 1000m。岩石组合主要为杏仁状玄武岩与致密块状玄武岩互层, 局部夹有凝灰岩和拉斑玄武岩, GZK4 钻孔中见有几十米厚的泥晶灰岩透镜体 (孔深 345.49~414.43m), 说明本区玄武岩为海相火山喷发间歇期的产物。

杏仁状玄武岩：墨绿色、灰绿色，斑状结构，杏仁状、气孔状构造。斑晶含量 20~30%（体积百分比，下同），成分主要为浑圆状的辉石，部分基性斜长石；基质主要玻璃和隐晶质，少量细粒基性长石、辉石、角闪石等。杏仁构造发育，杏仁体含量在 15~20%之间，多被方解石充填；岩石中磁性铁含量高，TFe 含量大于 10wt%。

致密块状玄武岩：钢灰色，斑状结构，致密块状构造。斑晶含量小于 10%，主要辉石和基性斜长石；基质主要细粒基性长石、辉石和隐晶质，少量角闪石等，岩石含铁较高，普遍具弱磁性。

拉斑玄武岩：灰色，斑状—巨斑状结构，块状构造。斑晶粒径较粗大，一般 2~10mm，呈长条状、板状，含量 20~30%，成分主要为斜长石，部分辉石、角闪石等；基质为隐晶质。

2. 侵入岩

矿区侵入岩相对不发育，地表及钻孔中仅发现零星的小岩脉，规模较小。主要岩石类型有：石英正长斑岩（ $\xi\pi q_6^1$ ）、石英二长斑岩（ $\xi\pi\beta_6^1$ ）和煌斑岩（ χ_6^1 ）。

(1) 石英正长斑岩

地表在官邑庄、姚家院—陈家庄一带有零星出露（图 3-1），多呈岩脉产出，长度一般小于 200m，宽度 5~20m，规模很小；岩体及其接触带围岩未发现矿化现象，周边也没有化探异常和磁异常显示，说明这些地表出露的小岩体与成矿关系不大。

钻孔施工发现多处隐伏的石英正长斑岩，主要分布于层间破碎带、玄武岩和青天堡组（ T_{1q} ）砂岩之中，岩石普遍遭受不同程度的绢云母化、高岭石化等蚀变作用，部分有弱的黄铁矿化、方铅矿化等矿化作用。其中在 10 线、18 线 F_2 、 F_3 层间破碎带中发现 4 条脉状、透镜体状的石英正长斑岩，沿断裂带断续分布（图 3-4），最大的一条长 150m、厚 20~25m，岩石本身不含矿，但与其接触的外接触带常见铅金银多金属矿体，如 ZK1861 孔石英正长斑岩顶板发现一层厚 3.73m 的铅多金属矿体，Pb 5.03wt%、Ag92g/t、Au0.46g/t、Cu0.12，暗示本区石英正长斑岩与区内铅多金属矿成矿有一定的成生联系。

(2) 石英二长斑岩

在地表及 ZK1881、ZK1873、ZK1861、ZK1064 等钻孔中揭露到，呈脉状产

出,脉宽 10~40m,规模很小。岩石呈灰白色,斑状结构。斑晶主要为正长石和钠长石,少量黑云母;基质主要为隐晶质,部分见脱玻化。岩石常发生高岭土化、绢云母化等蚀变作用,部分样品见细小黄铁矿呈星散状分布在基质中或沿矿物边缘分布。从岩脉充填在断裂破碎带、层间破碎带中看,该类斑岩应为成矿后期产物。

(3) 煌斑岩

吴家庄矿段地表及 23 线、19 线、11 线等地钻孔中揭露到,呈脉状、透镜体穿插于北衙组地层、正长斑岩岩体、F₂、F₃ 层间虚脱带及 F₈ 断层破碎带中,脉宽 10~60m,与断层及裂隙产状基本一致,成群成带分布。岩石为墨绿色、深灰色,典型煌斑结构,斑晶含量 60%左右,矿物成分主要为黑云母(30%)和辉石(20%),少量橄榄石(10%);基质 40%左右,主要为斜长石、辉石、黑云母等。岩石普遍遭受强烈的绿泥石化、绢云母化和碳酸盐化等蚀变作用。从岩脉穿插于正长斑岩岩体看,成岩应相对晚于正长斑岩。

第二节 矿体地质

炉坪铅多金属矿床是一个以 Pb 为主,伴生 Au、Ag、Zn、Fe 的综合性矿床,根据矿化带及物化探异常分布特征,分为四个矿段,即芹河矿段、杨家院矿段、官邑庄矿段和吴家庄矿段(图 1-2),其中芹河矿段勘探程度最高。目前已圈定的工业矿体有 98 个,均为隐伏矿体,绝大部分分布于地表之下 200~250m 之间(图 3-5、3-6),其中主要矿体 7 个、次要工业矿体 17 个、低品位金矿体 4 个,大致可分为 5 个矿带(表 3-2)。Pb 矿体主要分布在北衙组下段(T_{2b}^a)层间破碎带中;Au 矿体一部分分布在北衙组下段(T_{2b}^a)层间破碎带中,一部分赋存在青天堡组(T_{1q})上部砂岩及北衙组下段(T_{2b}^a)与青天堡组(T_{1q})砂岩接触带附近,总体受 NNW 向芹河向斜控制(图 3-7)。

一、矿带特征

根据矿体的产出部位,产于 F₁ 层间破碎带中的矿体划分为 I 号矿带, F₂ 层间破碎带中的矿体为 II 号矿带, F₃ 层间破碎带中的矿体为 III 号矿带,产于 F₁ 破碎带之下 T_{1q} 砂岩中的低品位金矿体为 IV 号矿带,产于杨家院矿段 F₁₃ 层间破碎带中的矿体为 V 号矿带。

芹河矿段位于芹河向斜核部，从南到北、从上而下分布 I、II、III、IV 四个矿带（图 3-5、3-6），产于 T_2b^a 底部的 III 号矿带规模最大、矿化最强烈。矿带明显受向斜控制（图 3-7）：①矿带走向与向斜一致，约为 335° ；②矿带随向斜向北逐渐抬升、埋深变浅（ $350\sim 100m$ ）、宽度变窄、厚度变薄；③向斜核部中心厚度大、往外变薄；④矿带形态与向斜同步变化，为似层状舒缓波状、“向形”

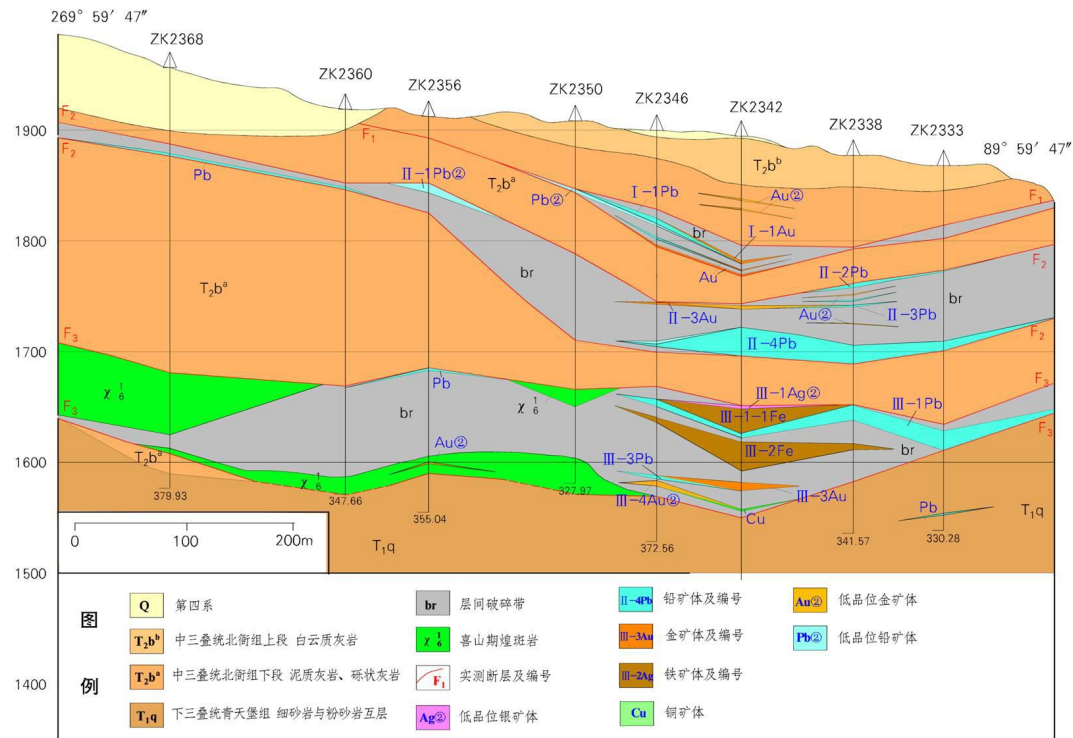
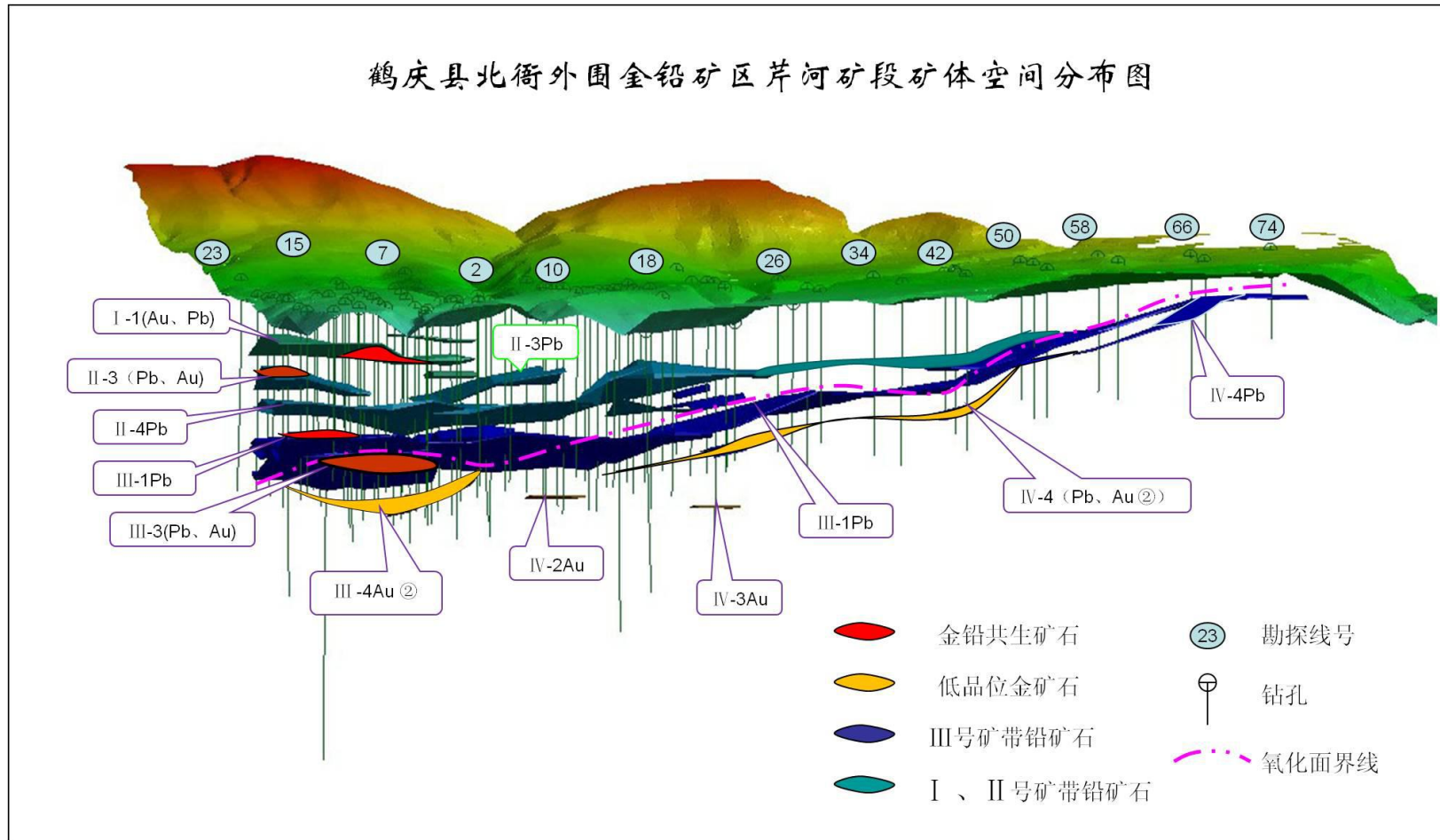


图 3-5 炉坪铅多金属矿床芹河矿段矿带、矿体分布示意图（23 线）

缓倾斜产出。I~III 号矿带赋存在 T_2b^a 碳酸盐岩中，矿带内见褐铁矿化构造角砾岩、碎裂泥质灰岩、斑岩脉等岩石和白铅矿、铅矾、褐铁矿、自然银和自然金等金属矿物，其中铁、金、铜矿物从上往下、从北而南呈递增趋势，铅、锌、银矿物则呈递减趋势；IV 号矿带主要赋存在 T_2q 上部碎裂碎屑岩、黄铁矿化构造角砾岩之中。该矿段芹河矿段矿化具垂直分带和水平分带特征，垂向上上部为 Pb-Zn-Ag、中部为 Pb-Zn-Ag-Fe、下部为 Au-Cu，即上部为铅银矿体、中部过渡为铅银金铁矿体，下部则以金铜矿体为主（图 3-5、3-6）；水平上南部（23~2 线）靠近热源中心（万洞山岩体）为 Pb-Ag-Au-Cu-Fe，北部（2 线以北）远离热源中心为 Pb-Ag。

1. I 号矿带

产于 T_2b^a 上部的 F_1 层间破碎带中，分布在芹河矿段 23~18 线，底板标高



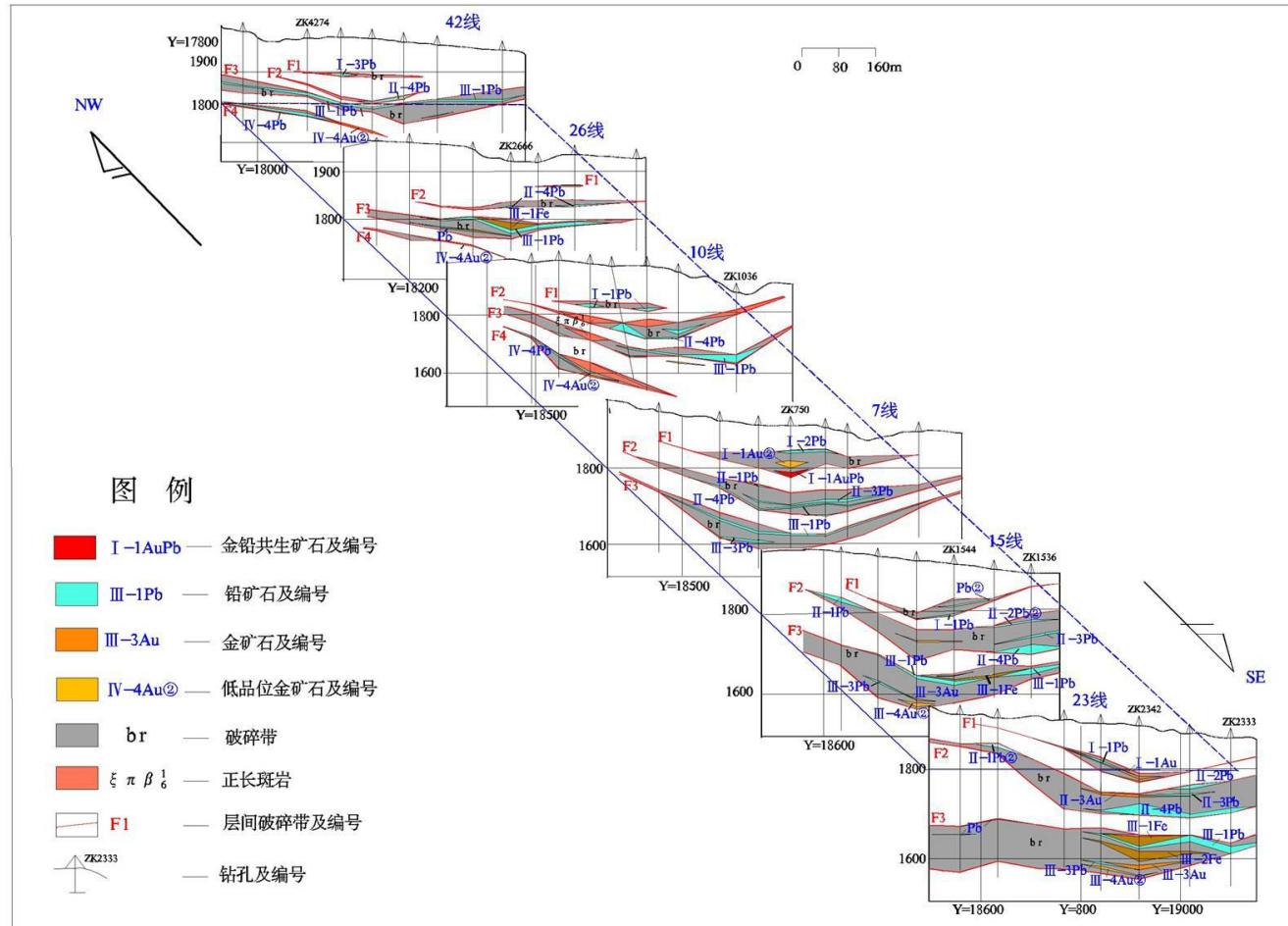


图 3-7 炉坪铅多金属矿床芹河矿段 23~42 勘探线联合剖面图

表 3-2 炉坪铅多金属矿床矿带和主要矿体分布一览表

矿带 编号	矿体编号	矿体分布范围		矿体规模			矿体空间位置
		分布范围	标高 (m)	长 (m)	平均宽 (m)	平均厚 (m)	
I	I-1Pb	23-10 线	1780-1840	760	155	5.56	F ₁ 破碎带的中下部
	I-1Au	23-19 线	1780-1840	120	200	1.35	F ₁ 破碎带的中下部
	I-1AuPb	11-2 线	1770-1790	330	150	9.00	F ₁ 破碎带的下部
	I-1Au②	7-10 线	1780-1800	380	120	4.02	F ₁ 破碎带的中部
	I-2Pb	7-3 线	1835-1840	120	120	7.22	F ₁ 破碎带的中上部
II	II-1Pb	23-3 线	1730-1820	440	80	4.26	F ₂ 破碎带的西侧上部
	II-2Pb	23-15 线	1755-1770	180	100	3.48	F ₂ 破碎带的上部
	II-3Pb	23-10 线	1700-1740	775	140	3.80	F ₂ 破碎带的中部
	II-3Au	23-15 线	1740-1750	180	100	2.40	F ₂ 破碎带的中部
	II-4Pb	23-50 线	1690-1840	1690	225	5.31	F ₂ 破碎带的下部
III	III-1Pb	23-66 线	1606-1855	2175	505	5.37	F ₃ 破碎带的中上部
	III-1-1Fe	23-7 线	1610-1655	375	220	11.20	F ₃ 破碎带的上部、 III-1Pb 的顶板
	III-1-2Fe	18-50 线	1725-1770	870	160	5.94	F ₃ 破碎带的上部、 III-1Pb 的顶板
	III-2Fe	23 线	1595-1640	80	220	14.25	F ₃ 破碎带的中部
	III-3Pb	23-2 线	1570-1630	570	145	4.26	F ₃ 破碎带的下部
	III-3Au	23-11 线	1570-1630	570	100	2.98	III-3Pb 的顶板
	III-4Au②	23-15 线	1555-1575	280	100	7.38	F ₃ 破碎带的底部
	III-4Pb	23-15 线	1560	160	80	14.69	F ₃ 破碎带的底部
	III-5AuPb	19-11 线	1630-1650	205	100	2.69	F ₃ 破碎带的顶部
	III-5Au②	19-11 线	1635-1650	205	120	3.73	F ₃ 破碎带的顶部
IV	IV-1Au	15-7 线	1545-1555	290	120	1.46	F ₃ 破碎带下盘砂岩中
	IV-2Au	2 线	1550	80	80	4.00	F ₃ 破碎带下盘砂岩中
	IV-3Au	18 线	1550	80	80	3.71	F ₃ 破碎带下盘砂岩中
	IV-4Pb	10-74 线	1600-1800	1515	160	4.67	F ₄ 破碎带中
	IV-4 Au②	10-50 线	1545-1755	965	200	1.71	F ₄ 破碎带中
V	V-1AuAgPbFe	Y7-Y2 线	2100-2250	450	200	5.00	F ₁₃ 破碎带中
	V-1Pb	Y11-Y3 线	2300-2430	435	160	9.61	F ₁₃ 破碎带中

注：I~IV 矿带分布于芦河矿段，V 矿带分布于杨家院矿段

1780~1950m。长大于 1000m、宽 100~300m，厚 1.5~45m、一般厚 6~8m（7 线、11 线向斜核部厚度达 35~45m）。矿带平面形态为扇形，南部 23~11 线宽大、往北逐渐变窄，26 线以北剥蚀。剖面上矿带：西翼倾向北东东，倾角 5~15°，东翼倾向南西西，倾角 5~10°。矿带由 I-1Pb、I-1AuPb、I-1Au、I-1Au②、I-2Pb 等矿体组成，其中 I-1Pb、I-1AuPb 为该矿带中最主要的矿体。该矿带

位于氧化界面之上，矿石氧化率 $>90\%$ ，属氧化矿石。

2. II号矿带

矿区主要矿带，产于I号矿带下部20~50m的 F_2 层间破碎带中，分布于芹河矿段23~50线，往北被剥蚀。长1540m，宽300~450m，厚5~73.3m，平面和剖面形态和I号矿带基本一致。矿带由5个矿体组成，主要矿体II-4Pb分布在矿带的下部，矿带的中上部分布II-1Pb、II-2Pb、II-3Pb和II-3Au等小矿体。II号矿带也均位于氧化界面之上，矿石氧化率 $>85\%$ ，属氧化矿石。

3. III号矿带

矿区最重要的矿带，产于II号矿带下部30~50m的 F_3 层间破碎带中。矿带埋深南深北浅：23~2线底板标高一般1550~1600m，18线往北底板标高大于1700m，至50线底板为1800m。分布于芹河矿段23~50线间：南与北衙金矿相接的23线、北至50线，长1800m，宽400~960m，厚20~98m。矿带由12个矿体组成，III-1Pb、III-1-1Fe、III-1-2Fe等主要矿体分布于矿带的中上部，III-5AuPb分布在矿带的上部、顶部，III-2Fe、III-3Pb、III-3Au分布在矿带的中下部，III-4Pb、III-4Au②和III-6Pb分布在矿带的底部。矿带中普遍见菱铁矿化、方铅矿化、黄铁矿化和碳酸盐化，南部19、23线偶见磁铁矿化、硅化等。该矿带位于氧化面附近，分布在矿带中上部的III-1Pb、III-1Fe等主要矿体在23~2线间多为氧化矿，10线以北多为铅混合矿，分布在矿带下部的III-3Pb、III-3Au、III-4Pb、III-4Au②等为混合矿和原生矿，分布在矿带上部的III-5AuPb等为氧化矿。

4. IV号矿带

分布于芹河矿段23~50线间， F_3 层间破碎带之下、 T_2q 上部黄铁矿化、硅化砂岩中，受 F_4 层间破碎带及其旁侧次一级的节理裂隙带控制。矿带具尖灭再现：从23线延伸到7线尖灭、又从2线再现延伸至50线。总长1650m，宽50~400m，厚1.5~9.58m。矿带走向北北西，总体倾向北东，倾角5~20°。矿带与III号矿带基本平行，23~2线底板标高1550~1600m，10~18线为1620~1650m，26~50线为1650~1750m。矿带内矿体为脉状、透镜体状，由IV-1Au、IV-2Au、IV-3Au、IV-4Au②和IV-4Pb等组成。含矿岩石主要为黄铁矿化硅化碎裂砂岩，黄铁矿化、硅化构造角砾岩等；蚀变主要为黄铁矿化、硅化，少量黄铜矿化和方铅矿化。该矿带位于氧化面之下，均为原生矿。

5. V号矿带

分布于杨家院矿段 Y11~Y2 线间, T_{2b}^a 的 F₁₃ 层间破碎带中。矿带底板标高 2100~2250m。长大于 610m, 宽 100~300m, 厚度 2.1~25m。剖面上为似层状、透镜状, 总体走向为北西 330°, 倾向北东, 倾角 20~30°。矿带中分布 V-1AuAgPbFe 和 V-1Pb 矿体, 含矿岩石主要为褐铁矿化构造角砾岩、碎裂灰岩; 金属矿物和芹河矿段基本一致, 为自然金、自然银、白铅矿、铅矾和褐铁矿, 少量方铅矿, 但褐铁矿含量明显偏高; 主要蚀变有褐铁矿化、白铅矿化和碳酸盐化。该矿带位于氧化界面之上, 矿石氧化率 80~90%, 属氧化矿。

二、矿体特征

炉坪铅多金属矿床矿体众多, 目前参与储量计算的工业矿体有 24 个, 按矿化元素可分为: Pb 矿体 12 个, 包括 I-1Pb、I-2Pb、II-1Pb、II-2Pb、II-3Pb、II-4Pb、III-1Pb、III-3Pb、III-4Pb、III-6Pb、IV-4Pb 和 V-1Pb); Pb-Au-Ag-Fe 矿体 3 个, 包括 I-1AuPb、III-5AuPb 和 V-1AuAgPbFe; Au 矿体 6 个, 包括 I-1Au、II-3Au、III-3Au、IV-1Au、IV-2Au 和 IV-3Au; Fe 矿体 3 个, 包括 III-1-1Fe、III-1-2Fe 和 III-2Fe。此外, 还圈定出低品位 Au 矿体 4 个, 包括 I-1Au②、III-4Au②、III-5Au②和 IV-4Au②。表 3-3~3-6 为这些矿体的基本地质特征。

1. Pb 矿体

目前圈出最多的工业矿体, 单个矿体规模相差悬殊, 其中 Pb 金属量超过 5 万 t 的矿体有 3 个, 分别为 III-1Pb、II-4Pb 和 IV-4Pb, 其他矿体规模较小, Pb 金属量从小于 0.1 万 t 到 3.0 万 t 不等。以下重点介绍 III-1Pb 矿体的地质特征, 其余矿床的基本地质特征见表 3-3。

III-1Pb 矿体是炉坪矿床目前探明规模最大的 Pb 矿体, 已探明 Pb 金属量超过 40 万 t。分布于芹河矿段 23~66 线之间, 矿体埋深 170~300m。有 66 个钻孔控制揭露到该矿体, 控制长 2175m, 宽 160~880m、平均 500m。走向上南自矿权边界与北衙金矿区矿体相接, 北延伸至 50 线矿体变窄并逐渐尖灭, 矿体沿走向已基本圈闭。在南部(23~15 线) 相对较窄, 一般 295~400m, 北部(18~42 线) 变宽, 一般 500~880m。矿体平面和剖面上常有分支和尖灭再现, 中部(2~18 线) 开了 2 个天窗, 15~23 线东侧, 矿体沿倾向尚有延伸(图 3-8)。

矿体空间上位于芹河向斜的核部、F₃ 层间破碎带的中上部, 赋矿层位为北衙

表 3-3 炉坪铅多金属矿床 Pb 矿体基本特征

矿体编号		I -1Pb	I -2Pb	II -1Pb	II -2Pb	II -3Pb	II -4Pb
形态		似层状、透镜体状	透镜体状	脉状、透镜体状	脉状、透镜体状	脉状、透镜体状	似层状、层状
产状		65°∠0~15°	245°∠5°	65°∠5~10°	245°∠5-10°	245°∠5~10°	245°∠0~10°
规模	长 (m)	760	120	440	180	775	1690
	宽 (m)	80~200 (平均 155)	120	80	100	80~315 (平均 140)	120~450 (平均 225)
	垂厚 (m)	1.34~18.00 (平均 5.56)	7.22	1.50~9.43 (平均 4.26)	3.00~3.95 (平均 3.48)	0.80~9.88 (平均 3.80)	0.92~24.80 (平均 5.95)
品位	平均 Pb (%)	5.30	4.97	2.07	3.30	2.66	3.27
	平均 Au (g/t)	1.04	0.98	0.17	0.27	0.93	0.45
	平均 Ag (g/t)	41	70	42	8.0	26	32
	平均 Zn (%)	0.90	-	1.43	0.84	1.09	0.81
底板标高 (m)		1780~1840	1835~1840	1730~1820	1755~1770	1700~1740	1690~1855
矿石类型		铅氧化矿石	铅氧化矿石	铅氧化矿石	铅氧化矿石	铅氧化矿石	铅氧化矿石
主要赋矿岩石		褐铁矿化构造角砾岩 褐铁矿化泥质灰岩	褐铁矿化构造角砾岩	褐铁矿化构造角砾岩	褐铁矿化构造角砾岩	褐铁矿化构造角砾岩	褐铁矿化构造角砾岩
围岩	顶板	构造角砾岩	泥质灰岩	灰岩	灰岩	构造角砾岩	构造角砾岩
	底板	构造角砾岩、碎裂灰岩	碎裂状灰岩	构造角砾岩	构造角砾岩	构造角砾岩	构造角砾岩、泥质灰岩
夹石情况		无	无	无	无	1层 构造角砾岩, 厚度 1.5m	3层 构造角砾岩, 厚度 1.5m
控制工程		23~10 线间 17 个钻孔揭露到矿体	7~3 线间 3 个钻孔控制到矿体	23~3 线间 6 个钻孔控制到矿体	23~15 线间 4 个钻孔控制到矿体	23~10 线间 17 个钻孔控制到矿体	23~50 线间 34 个钻孔控制到矿体
资源量	矿石量 (万 t)	53.78	2.90	17.49	4.97	53.65	331.83
	Pb (万 t)	2.85	0.14	0.36	0.16	1.43	10.86
	Au (kg)	560	28	23	0.13	493	1462
	Ag (t)	22	2.0	7.0	0.40	14	105
	Zn (万 t)	0.24	-	0.24	0.04	0.50	1.84

注：“-”品位低，未计算资源量

(续表 3-3)

矿体编号		III-1Pb	III-3Pb	III-4Pb	III-6Pb	IV-4Pb	V-1Pb
形态		层状、似层状	似层状	透镜体状	透镜体状	似层状、透镜体状	透镜体状
产状		东翼 245°∠0~15° 西翼 65°∠0~20°	65°∠5~20°	65°∠10°	65°∠5-10°	65°∠10~25°	60°∠20~25°
规模	长 (m)	2175	570	160	80	1510	435
	宽 (m)	160~960 (平均 500)	80~270 (平均 145)	80	100	80~305 (平均 160)	160
	垂厚 (m)	1.05~26.56 (平均 6.15)	1.50~9.00 (平均 4.26)	14.69	2.70	1.50~7.53 (平均 4.14)	1.68~21.11 (平均 9.61)
品位	平均 Pb (%)	3.43	3.58	2.80	12.48	3.11	1.87
	平均 Au (g/t)	0.68	0.54	0.37	0.18	0.19	0.20
	平均 Ag (g/t)	48	66	48	182	36	23
	平均 Zn (%)	0.84	2.11	1.67	-	0.53	0.49
底板标高 (m)		1606~1945	1570~1630	1560	1655	1600~1970	2300~2430
矿石类型		部分铅混合矿石 部分铅氧化矿石	铅混合矿石	铅混合矿石	铅混合矿石	铅混合矿石	铅氧化矿石
主要赋矿岩石		菱铁矿化 (褐铁矿化) 构造角砾岩	菱铁矿化构造角砾岩	菱铁矿化构造角砾岩	褐铁矿化泥质灰岩	菱铁矿化构造角砾岩	褐铁矿化构造角砾岩 褐铁矿化泥质灰岩
围岩	顶板	III-1Fe、构造角砾岩	构造角砾岩	构造角砾岩	构造角砾岩	构造角砾岩	构造角砾岩
	底板	构造角砾岩	构造角砾岩	构造角砾岩、砂岩	砾状灰岩	构造角砾岩、细砂岩	构造角砾岩、碎裂灰岩
夹石情况		无	无	无	无	无	无
控制工程		23~66 线剖面间 66 个钻孔揭露到矿体	23~2 线间 14 个孔揭露到矿体	23~15 线间 3 个钻孔控制到矿体	10 线剖面 2 个钻孔揭露到矿体	10~74 线间 18 个钻孔揭露到矿体	Y11~Y3 线间 4 个钻孔揭露到矿体
资源量	矿石量 (万 t)	1168.48	55.22	8.40	0.56	161.15	66.35
	Pb (万 t)	40.03	1.97	0.24	0.07	5.01	1.24
	Au (kg)	7577	299	31	1.0	259	39
	Ag (t)	555.3	36.3	4.0	1.0	58.5	15.1
	Zn (万 t)	5.74	0.99	0.14	-	0.06	-

表 3-4 炉坪铅多金属矿床 Au 矿体基本特征

矿体编号	I -1Au	II -3Au	III-3Au	IV-1Au	IV-2Au	IV-3Au	
形态	脉状	脉状	脉状	脉状	透镜体状	透镜体状	
产状	65°∠10~20°	近水平	65°∠5~20°	245°∠5~10°	近水平	65°∠5°	
规模	长 (m)	120	180	580	290	80	
	宽 (m)	200	80~120	80~120	120	80	
	垂厚 (m)	1.20~1.50 (平均 1.35)	1.80~3.00 (平均 2.40)	1.06~6.00 (平均 2.98)	1.41~1.50 (平均 1.46)	4.00	3.71
品位	平均 Au (g/t)	4.13	4.83	5.05	7.53	4.23	4.14
	平均 Ag (g/t)	5	10	43	57	37	4
	平均 Pb (%)	1.08	1.38	-	-	-	-
	平均 Cu (%)	0.07	0.14	0.50	0.57	1.11	-
底板标高 (m)	1780~1840	1740~1750	1570~1630	1545~1555	1550	1550	
矿石类型	金氧化矿石	金氧化矿石	金原生矿石	金原生矿石	金原生矿石	金原生矿石	
主要赋矿岩石	褐铁矿化构造角砾岩	褐铁矿化构造角砾岩	菱铁矿石	黄铁矿化构造角砾岩	黄铁矿化构造角砾岩	黄铁矿化构造角砾岩	
围岩	顶板	I -1Pb	灰岩	构造角砾岩	砂岩	砂岩	构造角砾岩
	底板	构造角砾岩	构造角砾岩	III-3Pb	砂岩	砂岩	构造角砾岩
夹石情况	无	无	1层构造角砾岩 0.76m	无	无	无	
控制工程	23-19 线间 5 个钻孔控制	23-15 线间 4 个钻孔控制	23-2 线间 10 个钻孔控制	15-7 线 5 个钻孔控制	2 线 1 个钻孔控制	18 线 1 个钻孔控制	
资源量	矿石量 (万 t)	2.44	3.63	10.31	2.57	0.79	0.94
	Au (kg)	101	176	520	193	33	39
	Ag (t)	0.1	0.4	4.4	1.5	0.3	-
	Pb (%)	0.03	0.05	-	-	-	-
	Cu (t)	18	46	307	225	87	-

注：“-”品位低，未计算资源量

表 3-5 炉坪铅多金属矿床 Fe 矿体基本特征

矿体编号		III-1-1Fe	III-1-2Fe	III-2Fe	III-1(Pb)Fe	V-1AuAgPbFe
形态		大透镜体状	脉状	透镜体状	层状、似层状	透镜体状、脉状
产状		245°∠0~10°	65°∠5~15°	245°∠0~5°	东翼 245°∠0~15° 西翼 65°∠0~20°	60°∠10~25°
规模	长 (m)	375	870	80	1425	450
	宽 (m)	150~290	160	260	80~440 (平均 200)	120~425 (平均 200)
	垂厚 (m)	1.50~35.92 (平均 11.20)	1.5~18.37 (平均 5.94)	4.18~26.35 (平均 12.02)	1.35~16.71 (平均 5.85)	1.65~8.37 (平均 5.00)
品位	平均 TFe(%)	36.09	34.78	35.40	28.49	31.14
	平均 Au (g/t)	0.96	1.06	0.68	1.01	5.82
	平均 Au (g/t)	31	36	33	61	231
	平均 Cu (%)	0.21	0.21	-	0.10	0.14
	平均 Pb (%)	-	1.21	0.25	4.81	9.47
底板标高 (m)		1610~1655	1725~1770	1595~1640	1610~1945	2100~2250
矿石类型		褐铁矿石	褐铁矿石	褐铁矿石	铅铁氧化矿石	金银铅共生氧化矿石
主要赋矿岩石		褐铁矿石	含褐铁矿构造角砾岩	褐铁矿石	褐铁矿化构造角砾岩	褐铁矿化构造角砾岩
围岩	顶板	构造角砾岩	构造角砾岩	构造角砾岩	III-1Fe、构造角砾岩	泥质灰岩
	底板	III-1Pb(Fe)	III-1Pb	构造角砾岩	构造角砾岩	灰岩、构造角砾岩
夹石情况		无	无	无	无	无
控制工程		23~7 线间 15 个孔控制	18~50 线间 12 个钻孔控制	23 线间 3 个钻孔控制	23~66 线间 39 个钻孔控制	杨家院矿段 Y7~Y2 线 11 个钻孔揭露到矿体
资源量	矿石量 (万 t)	144.78	91.12	30.53	291.55	46.46
	Au (kg)	1393	955	208	-	-
	Ag (t)	44.7	33.1	10.1	-	-
	Cu (t)	3086	1941	763	-	-
	Pb (万 t)	-	1.10	-	-	-

注：“-”品位低，未计算资源量

表 3-6 炉坪铅多金属矿床 Pb-Au-Ag-Fe 共生矿体基本特征

矿体编号		V-1AuAgPbFe	I-1AuPb	III-5AuPb
形态		透镜体状、脉状	透镜体状	透镜体状
产状		60°∠10~25°	65°∠0~5°	65°∠0-5°
规模	长 (m)	450	330	205
	宽 (m)	120~425 (平均 200)	80~200	80~120
	垂厚 (m)	1.65~8.37 (平均 5.00)	4.52~13.47 (平均 9.00)	1.50~3.87 (平均 2.69)
品位	平均 Au (g/t)	5.82	3.55	3.35
	平均 Ag (g/t)	231	75	108
	平均 Pb (%)	9.47	5.14	5.21
	平均 TFe (%)	31.14	-	-
底板标高 (m)		2100~2250	1770~1790	1630~1650
矿石类型		金银铅共生氧化矿石	金铅共生氧化矿石	金铅共生氧化矿石
主要赋矿岩石		褐铁矿化构造角砾岩	褐铁矿构造角砾岩	褐铁矿构造角砾岩
围岩	顶板	灰岩、砾状灰岩	构造角砾岩	III-5Au②、泥质灰岩
	底板	构造角砾岩、灰岩	构造角砾岩	构造角砾岩
夹石情况		无	无	无
控制工程		杨家院矿段 Y7~Y2 线间 11 个钻孔揭露到矿体	11~2 线间 6 个钻孔揭露到矿体	19~11 线间 4 个钻孔揭露到矿体
资源量	矿石量 (万 t)	46.46	16.56	2.86
	Au (kg)	2705	588	95
	Ag (t)	107.5	12.3	3.0
	Pb (万 t)	4.40	0.85	0.15
	Zn (万 t)	0.72	-	0.04

注：“-”品位低，未计算资源量

表 3-7 炉坪铅多金属矿床低品位 Au 矿体基本特征

矿体编号		I-1Au②	III-4Au②	III-5Au②	IV-4Au②
形态		透镜体状	透镜体状	脉状、透镜体状	脉状
产状		65°∠10~20°	65°∠10~20°	近水平	65°∠10-25°
规模	长 (m)	380	280	205	965
	宽 (m)	80~180	80~120	120	80~270 (平均 200)
	垂厚 (m)	1.30~11.76 (平均 4.02)	5.02~9.58 (平均 7.38)	3.34~4.12 (平均 3.73)	1.13~3.00 (平均 1.71)
品位	平均 Au (g/t)	1.71	1.77	1.32	2.16
	平均 Ag (g/t)	10	27	16	13
	平均 Cu (%)	0.07	0.35	0.28	0.15
底板标高 (m)		1780~1800	1555~1575	1635~1650	1545~1755
矿石类型		低品位金氧化矿石	低品位金原生矿石	低品位金氧化矿石	低品位金氧化矿石
主要赋矿岩石		褐铁矿化构造角砾岩	菱铁矿化构造角砾岩	褐铁矿化构造角砾岩	黄铁矿化构造角砾岩
围岩	顶板	碎裂状灰岩	构造角砾岩	构造角砾岩	砾状灰岩、砂岩
	底板	构造角砾岩、I-1Au	构造角砾岩	构造角砾岩	砂岩
夹石情况		1 层，构造角砾岩， 厚 3m	无	无	无
控制工程		7~10 线间 8 个钻孔控制	23~11 线 5 个钻孔控制	19~11 线 5 个钻孔控制	10~50 线 13 个钻孔控制
资源量	矿石量(万 t)	13.27	14.17	2.86	42.90
	Au (kg)	226	251	38	929
	Ag (t)	1.3	3.8	0.4	5.5
	Cu (t)	8	493	36	615

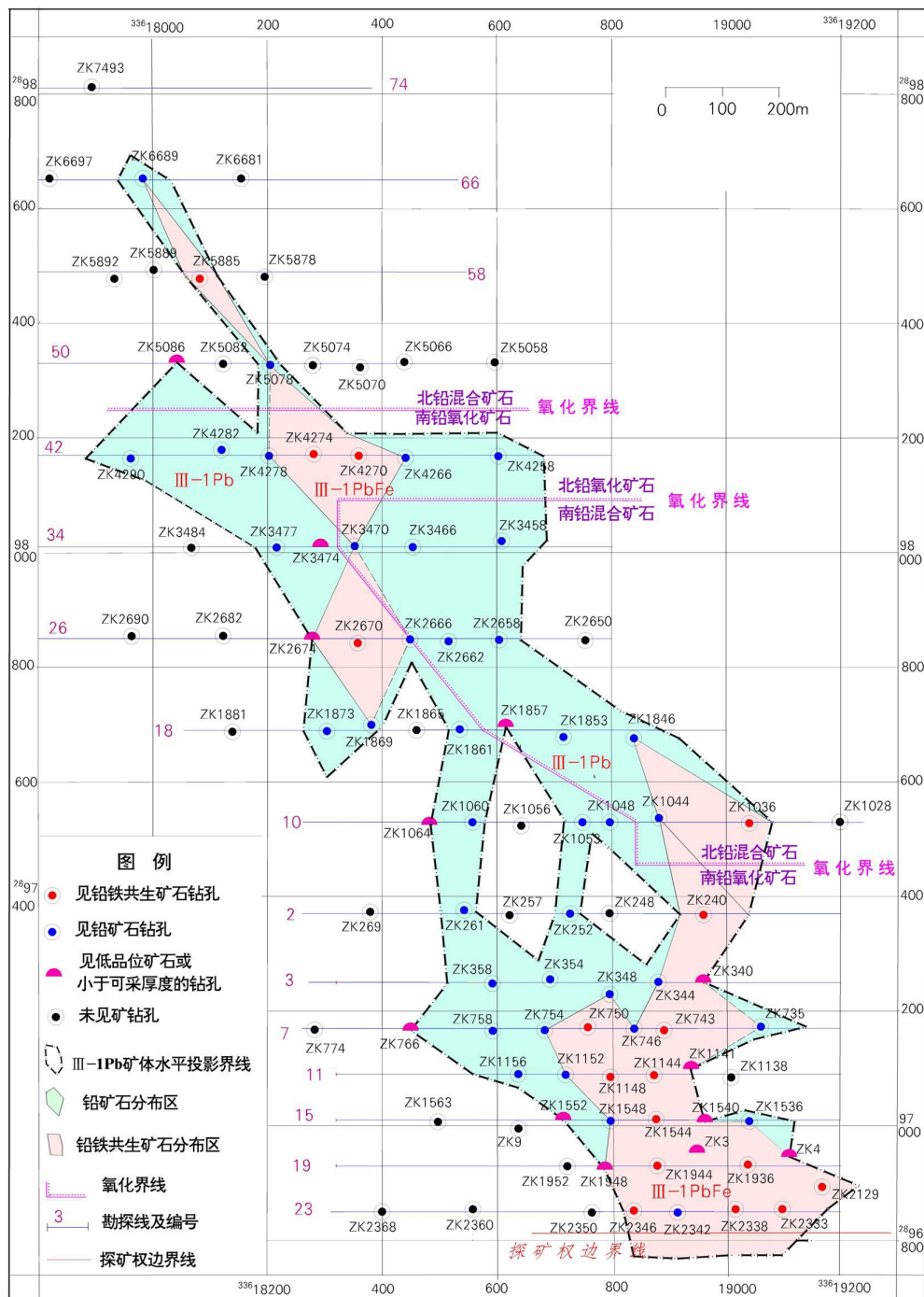


图 3-8 炉坪矿床芹河矿段 III-1Pb 矿体水平投影图

组下段 (T_2b^a) 底部, 产状与破碎带和向斜倾伏面基本一致, 显示了芹河向斜和 F_3 破碎带对矿体的控制作用。矿体为层状、似层状, 总体走向 345° , 连续性好, 在横剖面上表现为向形—舒缓波状, 产状平缓, 东翼倾向南西西, 倾角 $0\sim 15^\circ$, 西翼倾向北东东, 倾角 $5\sim 15^\circ$; 纵剖面上自南东往北西逐渐抬升, 23~2 线间底板标高为 $1606\sim 1630\text{m}$, 10~26 线标高为 $1650\sim 1750\text{m}$, 34~66 线标高为 $1770\sim$

1945m，这和区内芹河向斜往南倾伏、向北抬升是一致的（图 3-5）。

控制矿体厚度最大的钻孔为 ZK1036，见矿垂直厚度达 26.56m，工程矿体垂直厚度 1.05~26.56m，平均厚度 6.15m，厚度变化系数 92.30%，属较稳定型。矿体厚度沿走向从 23 线（南）到 50 线（北）分布较稳定，走向方向厚度变化系数为 82%；倾向上向斜核部较厚而两翼变薄。矿体顶板为褐铁矿石（III-1-1Fe、III-1-2Fe）、构造角砾岩，底板为构造角砾岩等；赋矿岩石主要为菱铁矿化（褐铁矿）构造角砾岩。

矿体单样 Pb 品位最高 15.17%（ZK1036-H115），一般 0.5~10.6%，单工程平均品位为 1.46~8.29%、平均 3.43%，铅品位变化系数 75.95%，组分变化相对均匀。矿体中共伴生有用组分有 Au、Ag、Zn、Fe 等（图 3-9），其中 Au 品位最高为 10.3g/t，一般 0.1~4.7g/t、平均 0.68g/t，变化系数为 163.76%；Ag 品位最高为 264g/t，一般 10~150g/t、平均 48g/t，变化系数为 89.22%；Zn 品位最高为 8.04%，一般 0.1~4.0%、平均 0.84%，变化系数为 146.95%；TFe 品位最高为 46.93%，一般 10~40%、平均 21.90%，变化系数为 51.19%。总体看 Au、Cu、Fe 含量走向上南部矿体（23~3 线）较高，往北（26~66 线）逐渐变低；倾斜方向东部高而西部低；Pb、Ag、Zn 分布没有明显的规律性。矿体中部分块段为同体共生铁矿石，如 III-1Pb（Fe），主要分布在矿体南部 23~10 线间及北部 18~

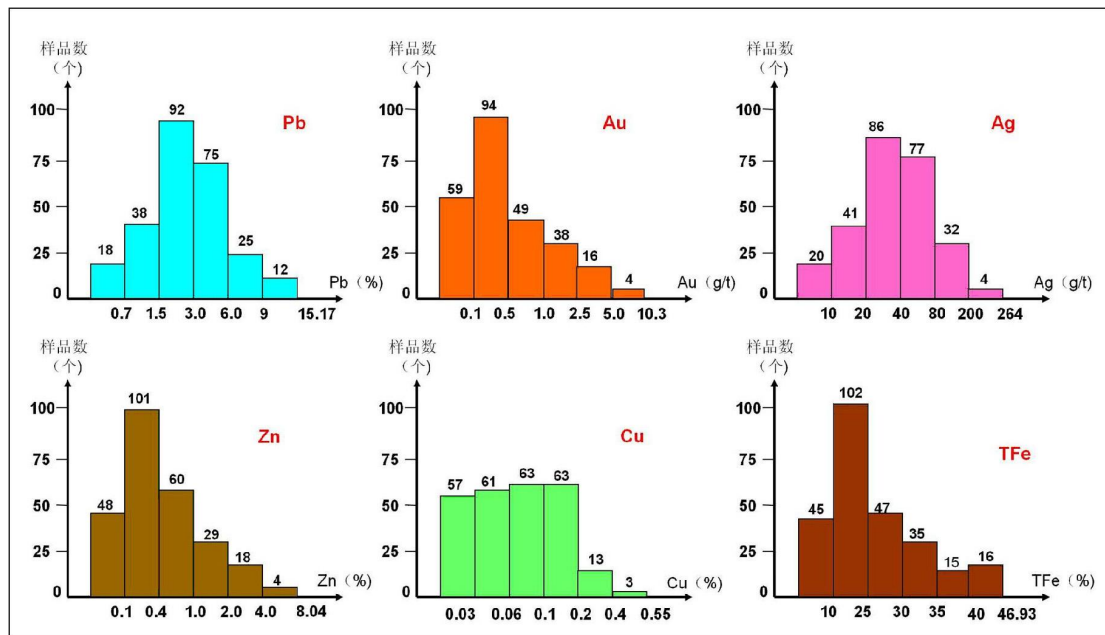


图 3-9 芹河矿段 III-1Pb 矿体有用组分分布直方图

66 线间 (图 3-8), 走向断续分布长 1585m, 平均宽约 200m, 平均厚 5.85m, 矿石类型主要为褐铁矿, 北部含部分菱铁矿, 平均品位: Pb4.81%、TFe28.49%、Au1.01g/t、Ag61g/t。

矿体位于氧化面附近, 23~42 线多为铅氧化矿, 10~66 线东侧主要为铅混合矿。矿石中金属矿物主要为方铅矿、菱铁矿、褐铁矿、白铅矿、自然金、自然银等, 部分闪锌矿、黄铁矿, 少量黄铜矿、磁黄铁矿等, 脉石矿物主要有方解石、石英、白云石等。目前该矿体探明总矿石量 1168.48 万 t, 占全区矿石总量的 51.30%; Pb 金属量 40.03 万 t, 共生铁矿石 291.55 万 t, 分别占矿区铅、铁总资源量的 57.37% 和 48.24%, 为矿区最大规模的铅矿体和铁矿体; 同时伴生 Au7577kg、Ag555.3t、Zn5.74 万 t。

2. Au 矿体

在炉坪矿床已圈出的 6 个 Au 矿体中, III-3Au 矿体规律最大, 目前控制金属量为 520kg, 其余矿体规律相对较小, 控制金属从 33~193kg 不等。以下重点介绍 III-3Au 矿体的地质特征, 其余矿床的基本地质特征见表 3-4。

矿体分布于芹河矿段 23~2 线间, 埋深 300~330m, 底板标高为 1570~1630m, 目前控制长约 580m, 宽 80~120m, 走向 340°, 倾向 NEE, 倾角 5~20°。矿体形态为透镜体状, 矿体西侧与 III-3Pb 相接, 空间上构成同一矿体 III-3, 连续性较好 (图 3-10)。

共有 10 个钻孔揭露到 III-3Au 矿体, 控制厚度最大的钻孔为

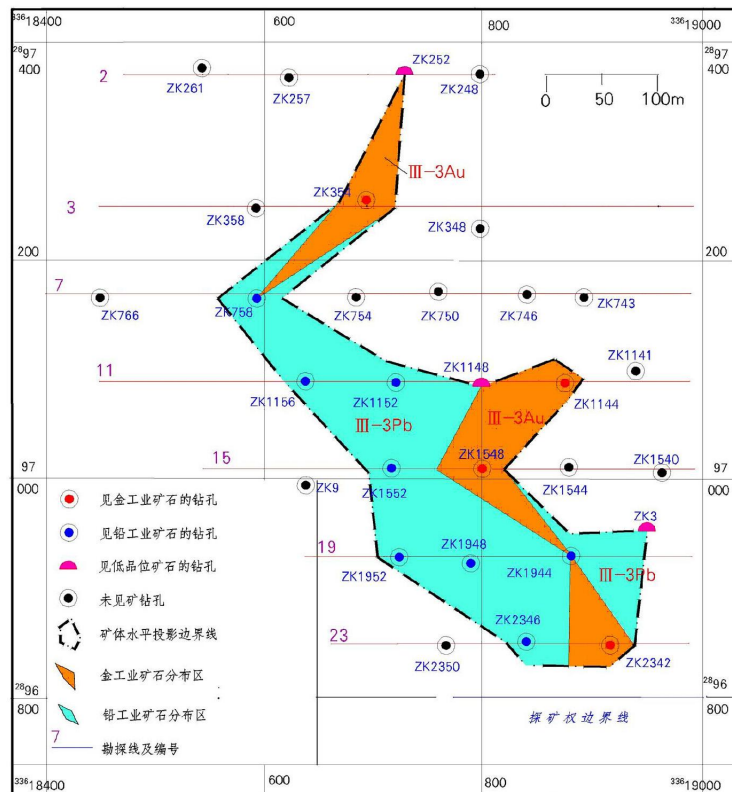


图 3-10 炉坪矿床芹河矿段 III-3 矿体水平投影图

ZK2342, 见矿垂直厚度 6.00m, 工程矿体真厚度 1.06~6.00m、平均 2.98m, 变化系数 68.46%。矿体赋存于 F₃ 层间断层带的下部, 赋矿层位为北衙组下段 (T_{2b}^a) 底部, 赋矿岩石为菱铁矿、黄铁矿化构造角砾岩, 顶板为菱铁矿化构造角砾岩, 底板为 III-3Pb 和构造角砾岩。

矿体单样 Au 品位最高 16.6 g/t (ZK354-H212), 一般 2.03~6.63 g/t; 单工程平均品位一般为 2.63~11.62g/t, 矿体平均品位 Au5.05g/t, 变化系数 79.66%。伴生有用组分 Ag、Cu 和 Fe, Pb、Zn 含量较低。Cu 品位最高值为 1.51%, 一般 0.08~0.58%、平均 0.50%, 变化系数 119.7%; Ag 品位最高为 156g/t, 一般 16~115g/t、平均 43g/t, 变化系数 90.35%; TFe 品位最高为 49.9%, 一般 26.2~49.9%、平均 35.83%, 变化系数 23.19%。

矿体位于矿区氧化界面之下, 为硫化矿石。矿石矿物主要为黄铁矿、菱铁矿, 少量黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等, 脉石矿物为方解石、石英、白云石等。目前控制 Au 金属资源量 520kg, 占矿区 Au 资源量的 11.69%, 同时伴生 Ag4.4t、Cu307t。矿体西部为 III-3Pb 矿体 (图 3-10), 该矿体走向长 570m, 平均宽 200m, 平均垂直厚度 3.8m, 估算其 Pb 金属量 1.97 万 t、平均品位 3.58%, 伴生 Au299kg、品位 0.54g/t, 伴生 Ag36.3t、品位 66g/t。

3. Fe 矿体

在炉坪矿床已圈出的 5 个 Fe 矿体中, III-1(Pb)Fe 矿体规律最大, 估算共生 Fe 矿石量为 291.55 万 t; 其次为 III-1-1Fe 矿体, 目前控制共生 Fe 矿石量为 144.78 万 t, 同时伴生规模较大的 Au、Ag 和 Cu; 其余矿体规律相对较小, 估算共生 Fe 矿石量从 30.53~91.12 万 t 不等。以下重点介绍 III-1-1Fe 矿体的地质特征, 其余矿床的基本地质特征见表 3-5。

矿体分布于芹河矿段 23~7 线间, III-1Pb 矿体的顶板, 为隐伏矿体, 底板标高为 1610~1655m, 控制长约 375m, 宽 150~290m, 走向 345°, 产状近水平。矿体形态为大透镜体状, 平面上南宽北窄, 连续性好。

共有 15 个钻孔揭露到 III-1-1Fe 矿体, 控制矿体厚度最大的钻孔为 ZK3, 见矿垂直厚度 35.92m, 工程矿体垂直厚度 1.50~35.92m、平均 11.20m, 变化系数 109.9%。沿走向从南到北有逐渐变薄的趋势, 倾向方向向斜核部矿体厚而两翼变薄。矿体赋存于 F₃ 层间断层带的上部, 赋矿层位为北衙组下段 (T_{2b}^a) 底部, 赋

矿岩石为构造角砾岩，顶板为构造角砾岩，底板为III-1Pb 和构造角砾岩。

矿体单样铁品位最高 57.44% (ZK3-H240)，一般 28~48.30%，单工程平均品位一般为 32.20~46.89%，矿体平均品位 TFe36.09%，变化系数 22.26%。伴生有用组分为 Au、Ag 和 Cu，Pb、Zn 含量较低。Au 品位最高值为 23.50g/t，一般 0.03~3.09g/t、平均 0.96%，变化系数 278.85%；Cu 品位最高值为 2.23%，一般 0.01~0.45%、平均 0.21%，变化系数 173.99%；Ag 品位最高为 178g/t，一般 5~106g/t、平均 31g/t，变化系数为 99.01%。矿体品位在倾斜方向上中间（向斜核部）较富、两翼变贫，沿走向没有明显变化规律。

III-1-1Fe 矿体位于矿区氧化界面之上，均为氧化矿。矿石矿物主要为褐铁矿，少量菱铁矿、黄铜矿、铅钒等，脉石矿物为方解石、石英、白云石等。目前控制 Fe 矿石量 144.78 万 t，占矿区 Fe 矿石资源量的 22.80%；同时伴生 Au1393kg、平均品位 0.96g/t，Ag44.7t、平均品位 31g/t，Cu3086t、平均品位 0.21%。

4. Pb-Au-(Ag-Fe) 矿体

在炉坪矿床已圈出的 3 个 Pb-Au-(Ag-Fe) 矿体，其中 V-1AuAgPbFe 矿体规律最大，控制矿石量为 46.46 万 t，其余 2 个矿体规模较小，I-1AuPb 和 III-5AuPb 矿体估算矿石量分别为 16.56 万 t 和 2.86 万 t。以下重点介绍 V-1AuAgPbFe 矿体的地质特征，其余矿床的基本地质特征见表 3-6。

矿体分布于杨家院矿段 Y7~Y2 线间，空间上位于芹河—北衙向斜的西翼，北衙组下段 (T_{2b}^a) F₁₃ 层间破碎带之中，埋深 110~300m，底板标高为 2100~2415m。目前控制长约 450m，宽 120~425m、平均宽约 200m，产状与破碎带一致，走向 330°，倾向 NE，倾角 20~30°。走向上南延伸到矿权边界与焦石洞地表低品位金铅矿体相连，北到 Y4 线尖灭，倾斜方向延伸到矿权东边界，进入北衙金矿探矿权中。从钻孔揭露情况看，该矿体总体向北东方向侧伏，侧伏角约 25°，平面上矿体形态较复杂，成不规则状，剖面上为似层状、透镜体状，连续性总体较好（图 3-11）。

共有 11 个钻孔揭露到该矿体，控制矿体厚度最大的钻孔为 YZK103，见矿垂直厚度 8.37m；工程矿体垂直厚度 1.65~8.37m、平均 5.00m，变化系数 51.8%。沿走向矿体厚度变化没有明显的规律性，倾斜方向往深部（越靠近向斜核部）有变厚的趋势。矿体赋存于 F₁₃ 层间断层带中，赋矿层位为北衙组下段 (T_{2b}^a)，赋

矿岩石主要为褐铁矿化构造角砾岩，顶板为灰岩、碎裂状灰岩，底板为泥质灰岩和构造角砾岩。

矿体单样 Au 品位最高 41g/t (YZK7-H69)，一般 0.1~18.9g/t，单工程平均品位为 0.98~13.98g/t，矿体平均品位 5.82g/t，变化系数 182.8%；Ag 单样品位最高 1160g/t (YZK7-H68)，一般 63~329g/t，单工程平均品位为 76~420g/t，矿体平均品位 231g/t，变化系数 113.4%；Pb 单样品位最高 63.01%

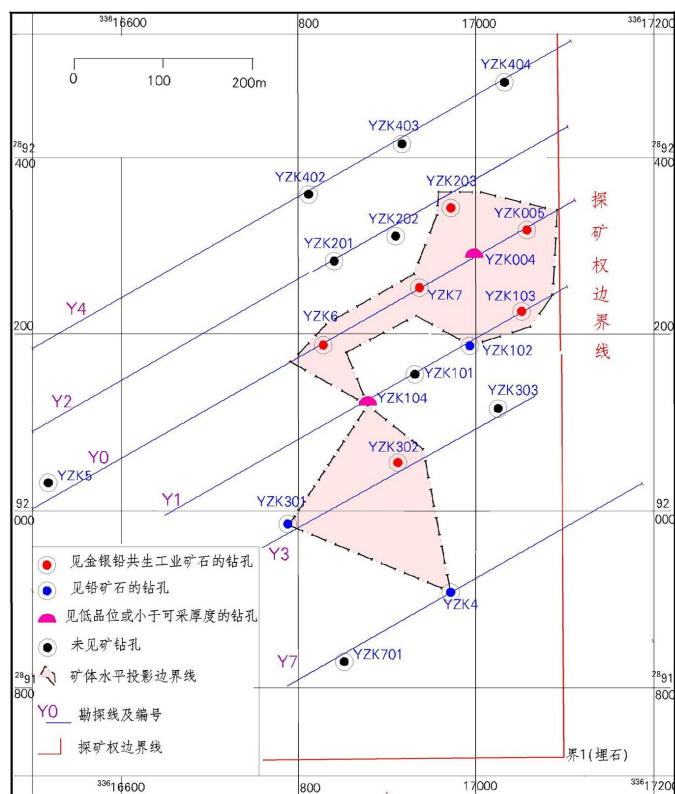


图 3-11 炉坪矿床杨家院矿段 V-1AuAgPbFe 矿体水平投影图

(YZK7-H68)，一般 0.62~13.74%，单工程平均品位为 0.95~28.01%，矿体平均品位 9.47%，变化系数 199.0%。矿体沿走向往北（靠近红泥塘岩体）方向，Au、Ag、Pb 等元素含量有明显增高的趋势。

V-1AuAgPbFe 矿体位于矿区氧化界面之上，为氧化矿。矿石金属矿物主要为褐铁矿、白铅矿、铅矾，部分方铅矿、闪锌矿、自然金、自然银等，脉石矿物为方解石，白云石，石英等。目前获 Au 金属量 2705kg、Ag 金属量 107.5t、Pb 金属量 4.40 万 t、共生铁矿石 46.46 万 t，分别占矿区 Au、Ag、Pb、Fe 总资源量的 60.81%、100%、6.31%和 7.69%，为炉坪矿床 Au、Ag 资源量最大的矿体。

5. 低品位 Au 矿体

在炉坪矿床已圈出的 4 个低品位 Au 矿体矿体，其中 IV-4Au②矿体规律最大，控制 Au 金属量为 929kg，其次为 III-4Au②矿体和 I-1Au②矿体，控制 Au 金属量分别为 251kg 和 226kg，III-5Au②矿体规模最小，余 3 个矿体规模较小，控制 Au 金属量为 38kg。以下重点介绍 IV-4Au②矿体的地质特征，其余矿床的基本地

质特征见表 3-7。

矿体分布于芹河矿段 10~50 线间，青天堡组 (T_{1q}) 砂岩中，为隐伏矿体，底板标高为 1545~1755m，控制长约 965m，宽 80~270m，矿体走向 345° ，总体倾向 NEE，倾角 $10\sim 25^\circ$ 。矿体平面上为条带状分布，26 线矿体最宽，往南至 10 线逐渐尖灭；横剖面上形态为脉状、透镜体状，矿体连续性较好。北部与 IV-4Pb 矿体相接，空间上为同一矿体（图 3-12）。

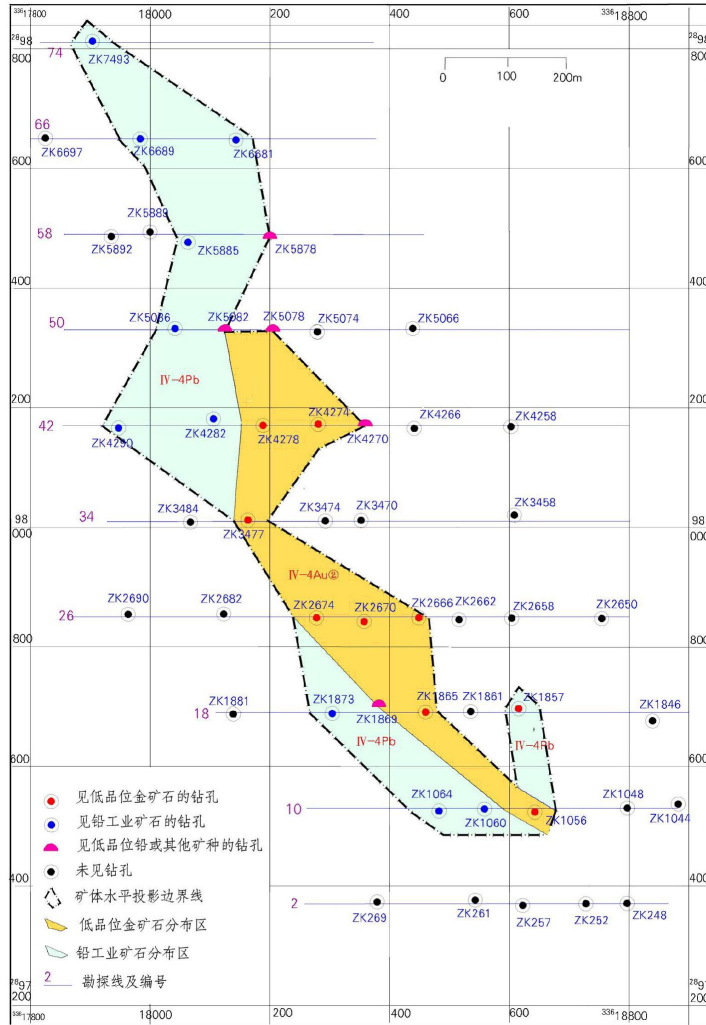


图 3-12 炉坪矿床芹河矿段 IV-4Au② 矿体水平投影图

共有 13 个钻孔揭露到 IV-4Au② 矿体，控制矿体厚度最大的钻孔为 ZK4272，见矿垂直厚度 3.00m，工程矿体垂直厚度 1.13~3.00m、平均 1.71m，厚度变化系数 30.9%。矿体赋存于 F_4 层间破碎带中，赋矿层位为青天堡组 (T_{1q}) 上部，赋矿岩石为黄铁矿化构造角砾岩，顶板为构造角砾岩，底板为砂岩。

矿体单样 Au 品位最高 3.97 g/t (ZK1865- H122)，一般 1.11~3.97 g/t，单工程平均品位一般为 1.11~3.97 g/t，矿体平均品位 2.16 g/t，变化系数 41.5%。伴生有用组分为 Ag 和 Cu, Pb、Zn 含量较低。Cu 品位一般 0.08~0.39%、平均 0.15%，变化系数为 55.5%；Ag 品位一般 2~34g/t、平均 13g/t，变化系数为 72%。矿体沿走向、倾向 Au 品位没有明显变化规律。

矿体位于矿区氧化界面之下，为硫化矿石。矿石矿物主要为黄铁矿，少量菱铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等，脉石矿物为石英、长石等。估算 Au 金属量

929kg、平均品位 2.16g/t, 伴生 Ag5.5t、平均品位 13g/t, Cu615t、平均品位 0.15g/t。与之相连的IV-4Pb 矿体 (图 3-12), 为炉坪矿床芹河矿段探明的主要 Pb 矿体之一, 目前控制长 1510m, 宽 80~305m、平均 160m, 估算 Pb 金属量 5.01 万 t, 伴生金 259kg、银 58.5t (表 3-3)。

三、矿石特征

1. 矿石类型

(1) 矿石自然类型

按氧化程度, 炉坪铅多金属矿床矿石类型可分为氧化矿、混合矿和原生矿三种, 其中氧化矿的氧化率大于 30%、混合矿的氧化率在 10~30%之间、原生矿的氧化率小于 10%; 根据主要矿化元素再进行细分, 如以 Pb 为主, 可细分为铅氧化矿、铅混合矿和铅原生矿; 以 Au 为主, 可细分为金氧化矿、金混合矿和金原生矿。

芹河矿段氧化带发育于矿区地下潜水面 (平均标高 1801.5m) 以下 100~200m (图 3-13), 氧化界面比较平缓, 走向上往北氧化界面逐渐抬升: 23~2 线间氧化界面标高一般为 1580~1650m, 10 线~34 线间氧化界面标高为 1660~1760m, 42~66 线间氧化界面标高为

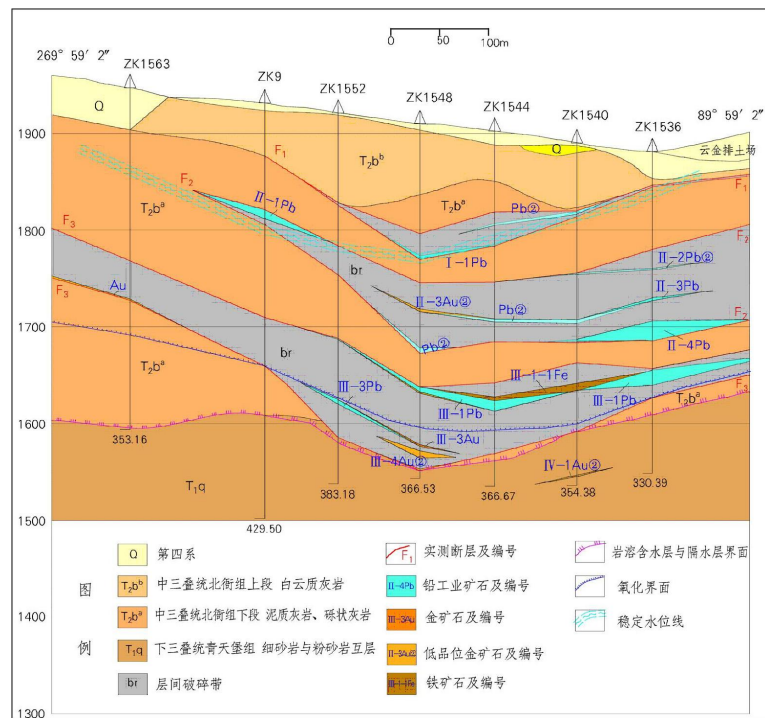


图 3-13 炉坪矿床芹河矿段氧化界面与地表线、潜水面及隔水层界面分布示意图 (15 线)

1770~1970m; 倾斜方向氧化界面为舒缓波状, 总体比较平缓, 向斜核部相对低两翼。氧化界面之上为氧化带, 氧化率在 85~95%, 一般在 90%以上, 矿石类型均为氧化矿; 氧化界面之下为混合带, 氧化率一般为 10~30%, 混合带厚度一

一般在 50~58m, 矿石类型主要为混合矿; 氧化界面之下 50m 左右才为原生带, 矿石类型主要为混合矿和原生矿。

矿床 I、II、V 号矿带中的矿体大部分位于氧化界面之上, 绝大部分为氧化矿石; III 号矿带中 III-1Pb 矿体正好位于氧化界面附近, 氧化界面之上的矿石类型均氧化矿, 之下的矿石类型主要为氧化矿、少量混合矿。由于矿区氧化界面南低北高 (图 3-13), 因而 III-1Pb 矿体在 23~42 线间大部分为氧化矿石、少量混合矿石, 10~34 线东侧及 42 线以北均为混合矿石。位于 III-1Pb 矿体之下的 III-3Pb、III-3Au、III-4Pb、III-4Au^② 及 IV 号矿带的 Pb、Au 等矿体, 位于矿区氧化界面之下, 矿石类型主要为混合矿, 少量原生矿。

矿床矿石自然类型以 Pb 及 Pb-Au-(Ag-Fe) 共生氧化矿石为主, 部分混合矿, 原生矿很少未单独圈定。杨家院矿段的 V 号矿带、芹河矿段 I 号、II 号矿带和部分 III 号矿带中的 Pb 矿体都为铅氧化矿, 占全区铅矿石量的 66.89%; IV 号矿带的 IV-1Pb、III 号矿带中的 III-3Pb、III-4Pb 及 10-74 线间东侧的 III-1Pb 矿体为铅混合矿, 占铅矿量的 33.01%。位于 I 号、II 号、V 号矿带中的 Au 矿石、Pb-Au-(Ag-Fe) 共生矿石和 III 号矿带中的 III-5Au^②、III-5AuPb 等矿体均为氧化矿, IV 号矿带中的 Au 矿石和 III 号矿带中的 III-3Au、III-4Au^② 为原生矿, 氧化矿和原生矿的 Au 资源量分别占全区资源量的 82.33% 和 16.67%。Fe 矿体位于 III 号矿带的中上部, 均为氧化矿。

(2) 矿石工业类型

炉坪矿床圈定矿体众多、矿化元素复杂, 矿石工业类型划分有多种方案。按矿化元素组合划分为 Pb-Au-Ag-Fe 矿石、Pb-Ag 矿石、Pb 矿石、Pb-Zn-Ag 矿石、Au 矿石、Fe 矿石和低品位 Au 矿石等; 按矿物组合划分为方铅矿—菱铁矿石、方铅矿—闪锌矿—菱铁矿石、白铅矿—铅矾—褐铁矿石、方铅矿—白铅矿—褐铁矿—菱铁矿石、褐铁矿—方铅矿—黄铜矿石、褐铁矿—石英(金)矿石和黄铁矿—石英(金)矿石等; 按结构构造划分为团斑状矿石、角砾状矿石、土状—多孔状矿石、细脉浸染状矿石、块状矿石等; 按 Pb、Au、Ag、Fe 的工业指标划分为 Pb-Au-(Ag-Fe) 矿石、Pb 矿石、Au 矿石、Fe 矿石和低品位 Au 矿石等。以下简单介绍按矿化元素组合划分方案各种矿石类型的基本特征。

① Pb-Au-Ag-Fe 矿石: 主要分布于 I-1、III-1 (23~3 线间)、III-5 和 V-1

(Y3~Y2 线间) 矿体中, Pb、Au、Ag、Fe 品位相对较高, 块段平均品位均达边界品位以上, Pb 集中于 3~5% 之间、Ag 45~200g/t、Au 1~5g/t、TFe 25~40%, 伴生 Cu 和 Zn。为矿床主要矿石类型, 探明总矿石量约 600 万 t 左右, 占全区探明总矿石量的 25% 以上。

② Pb-Ag 矿石: 主要分布于 III-3Pb、III-4Pb、IV-4Pb 和 III-1Pb (2-66 线间) 矿体中, 以铅混合矿石为主。Pb、Ag 块段平均品位达边界品位以上, Pb 主要在 3~5% 之间、Ag 30~80g/t, 伴生 Au 0.5g/t 左右, TFe 分布不均匀。也为矿床主要矿石类型, 探明矿石量约 500 万 t, 占全区探明总矿石量的 22% 左右。

③ Pb 矿石: 主要分布于芹河矿段 II 号矿带、杨家院矿段的 V 号矿带及 III-1Pb 矿体的边部, 品位相对较低, 一般 Pb 品位在 1~4% 之间, 伴生 Ag 一般为 10~50g/t、Au 0.1~0.5g/t。探明矿石量约 460 万 t, 占矿区探明总矿石量的 20% 左右, 因品位低, 且多为氧化矿石, 选矿回收率低, 为重要的潜在资源。

④ Pb-Zn-Ag 矿石: 在 23~19 线、3~11 线、10~18 线等单工程中见到, 分布零星, 剖面及剖面间连接对比性差。一般 Pb 品位 3~4% 左右, 共 (伴) 生 Zn 1~3%、Ag 40~50g/t。

⑤ Au 矿石: 主要分布于芹河矿段 23~2 线间的 I、II、III 号矿带及 IV 号矿带的 Au 矿体中, Au 品位一般 1~5g/t, 伴生 Ag 10~80g/t、Cu 0.1~0.4%, Pb 一般低于 1%。III 号矿带中的 Au 常与褐铁矿共生, TFe 一般大于 30%。

⑥ Fe 矿石: 分布于 III 号矿带 23~11 线及 26~50 线间, 一般 TFe 30~40%, 为褐铁矿石。含 Pb 低于 0.7、Au 0.5~1.5g/t、Ag 20~40g/t。分布较集中, 全区估算独立铁矿石量 261.53 万 t。

⑦ 低品位 Au 矿石: 分布于芹河矿段 I、III、IV 号矿带中, 一般 Au 品位 1~2.5g/t, Pb、Ag 等含量较低。该类矿石分布较集中, 有一定规模, 全区共估算矿石量 72.78 万 t, Au 金属量 1422kg, 平均品位 1.95g/t。

2. 矿石成分

(1) 矿物成分

矿床原生矿石的矿物成分均相对简单, 主要矿石矿物为黄铁矿, 少量黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、菱铁矿, 脉石矿物主要有石英、长石, 少量方解石、白云石等。氧化矿石和混合矿石的矿物成分均非常复杂, 既有原生矿物的氧化矿物, 也有少

量残余的原生矿物。通过显微镜下观察、X-衍射、物相分析、电子探针分析、人工重砂鉴定等方法，初步查明本区氧化矿石和混合矿石的矿物成分。

① 氧化矿石：矿石矿物主要为褐铁矿和白铅矿，其次为铅矾、铅黄、方铅矿、黄铁矿和菱铁矿等，少量含锌锰铁矿、黄铜矿和磁铁矿等；脉石矿物主要为白云石、石英和方解石，其次为高岭石、伊利石、蒙脱石等粘土矿物，其他矿物少见。

② 混合矿石：矿石矿物主要为菱铁矿、褐铁矿、方铅矿，其次为白铅矿、黄铁矿、闪锌矿、含锌锰铁矿，少量水砷锌矿、铅黄、磁黄铁矿、磁铁矿、黄铜矿等；脉石矿物主要为石英、方解石、白云石，其次为长石、高岭石和绢云母，少量伊利石和云母等。

(2) 主要矿物特征

方铅矿：纯白色，反射率较高，解理及三角凹陷的特征明显；呈他形、半自形晶及其集合体，多数呈不规则的棱角团斑状、团块状产出，颗粒大小为 0.5~1.0mm 以上；集合体大小不等，小者 2mm，大者达 8~9mm；分布不均匀，具残留斑块状构造；部分方铅矿呈他形—自形晶晶粒零星散点状产出，粒径为 0.05~0.15mm 之间。矿石中方铅矿大量遭到氧化，电子探针分析结果，方铅矿遭氧化后，围绕其周边除白铅矿外，还有少数铅黄、铅矾等铅的氧化物呈浸染状、星点状分布，粒径为 0.02~0.1mm 不等。

白铅矿：灰色，反射率低，低于褐铁矿，高于微晶灰岩（或白云岩）。呈他形粒状集合体，粒度为 0.02~0.08mm 不等，个别为单体产出。部分分布于方铅矿周边，交代方铅矿、黄铜矿后呈假象，保留方铅矿的解理和三角凹陷，或呈细脉状穿切方铅矿，与方铅矿构成似带状分布。另有部分白铅矿与铅矾、铅黄等呈微晶集合体或脉状穿切褐铁矿，或在褐铁矿中呈微细包体产出，形成团块状构造。人工重砂测定白铅矿为灰白色、浅黄色、黄褐色，板状、碎粒状、菱面体状，油脂光泽，平坦断口，硬度小，粉末白色，碎片半透明—透明，粒径 0.1~0.3mm。在热硝酸中气泡强烈，加 KI 水溶液成黄色 PbI_2 沉淀。

菱铁矿：空间上与矿化关系密切，常分布于矿化的周围或附近，表面常常出现铁氧化物。混合矿中呈他形集合体，粒径约 0.03~0.3mm 之间不等变化，在岩石中成不规则的团粒、团块状产出。氧化矿中呈大小不等的角砾状、浑圆状他形

粒状集合体产出，角砾一般为 0.05~1mm，大者可达 5~10mm。

褐铁矿：镜下为灰色或灰白色，反射率较方铅矿低。主要呈脉状和集合体产出，粒度在 0.05~1mm 之间。在褐铁矿中可以见到围岩或金属硫化物呈细分散状集合体，或脉状体残留，部分褐铁矿中大量保存有藻纹结构的残留，推测可能是菱铁矿经地表氧化作用而形成。部分褐铁矿中有微细的铅包裹物和吸附铅存在，形成褐铁矿、氧化铅及菱铁矿的混合集合体。

闪锌矿：他形晶及其集合体，呈浸染状一斑状不均匀分布，偶见定向分布。大多独立出现，少数情况与方铅矿相伴产出，有时与黄铜矿、菱铁矿等形成连生体。颗粒大多在 0.05~0.2mm 之间，集合体达到 1~2mm 以上。Pb、Zn 多金属矿物空间上密切相伴，呈浸染状、小团块状常常与菱铁矿相伴，常常各自呈单体或组成相互的集合体产出。

黄铁矿：混合矿中为微晶质、他形细粒状分布，颗粒细小，一般小于 0.005mm。多组成不规则的团块状集合体，集合体个体相对粗大，约 0.05~0.1mm，不均匀零散分布，方铅矿、闪锌矿有时交代包裹黄铁矿。氧化矿中呈他形，半自形，自形晶及少量集合体产出，粒径多在 0.01~0.20mm 之间变化，极少量集合体达 1~2mm，相对均匀分布。

铅矾：暗灰—深灰色，反射率低于白铅矿，多呈隐晶质集合体产出。人工重砂测定铅矾颜色很杂，为黄褐、黄绿、灰黑及白色等，多呈碎粒状、粒状等。

铅黄：呈他形细粒状集合体产出，颗粒细小，一般 0.02~0.05mm，并与白铅矿、铅矾形成微晶质混合物，常沿方铅矿的周边或裂隙交代。人工重砂显示铅黄为棕红色、棕褐色，土块状、碎屑状，土状光泽，少数油脂光泽，在 1:1 硝酸中缓慢溶解，产生絮状物，即 PbI_2 黄色沉淀。

黄铜矿：混合矿中呈他形圆粒状单体，分布于黄铁矿附近，有时呈连晶交代，颗粒一般为 0.1~0.15mm 之间，含量大大低于黄铁矿，黄铜矿、方铅矿、闪锌矿有时形成共生连晶。氧化矿中呈他形集合体，少数为单体，零星散点状、浸染状或小的团粒状分布，或与方铅矿成连体，或穿切黄铁矿产出。

白云石：呈细晶状产出，粒径小于 1mm。由于构造作用，使其碎裂成角砾状、碎裂状，有部分白云石有波状消光。

石英：中粗粒至细粒无序散布，呈叶片状、短柱状充填于白云石碎屑的间隙

之中，不均匀分布，局部含量超过 20%。

方解石：它形粒状，粒径 0.02~0.1mm，次生方解石粒径较大，约 0.2mm，铁质沿方解石颗粒间分布呈胶结物状。

(3) 化学成分

对芹河矿段 III 号、II 号主矿带中的 Pb(Au) 矿石进行 32 项微量元素全分析、化学多项分析、X 射线荧光光谱分析，结果表明：混合矿石中主要化学成分为 Fe_2O_3 和 SiO_2 ，次为 Al_2O_3 、 MnO 、 CaO ，少量 MgO 、 SO_3 、 K_2O 、 TiO_2 等；微量元素有 Au、Ag、Pb、Zn、Cu 等，P、As、Hg 含量低。氧化矿石中主要化学成分为 CaO 、 Fe_2O_3 、 MgO ，次为 SiO_2 、 MnO 、 Al_2O_3 ，少量 K_2O 、 TiO_2 ，微量元素有 Pb、Zn、Au、Ag、Cu 等，S、P、As、Hg 含量甚低。

不同矿带矿石类型的化学成分差异很大，III 号矿带铅（金）矿石中 Fe_2O_3 、 SiO_2 、 Al_2O_3 、 MnO 等含量明显高于 II 号矿带中的铅氧化矿石，而 II 号矿带铅氧化矿石中的 CaO 、 MgO 远远高于 III 号矿带， K_2O 、 Na_2O 均很低，变化不大。微量元素中，氧化矿石中富 Au 贫 S、Ag、Cu，说明在氧化作用过程中金有富集作用，而 S、Ag、Cu 随硫化物的淋滤而贫化；Pb 和 Zn 在两种矿石类型中变化不大。

3. 矿石结构构造

(1) 基本特征

铅混合矿石主要结构有粒状结构、细晶结构、细晶质胶状结构、共晶边结构、包含结构、交代残余结构、碎裂结构、微晶结构等；构造有浸染状构造、斑点状构造、角砾状构造、团斑状构造、条带状构造、细网状构造、胶状构造、土状—多孔状构造、块状构造等。

铅、金氧化矿石主要结构有晶粒集合体结构、交代假象结构、包体状结构、晶粒结构、碎裂结构、含砾砂屑粉屑结构、强碎裂—破碎结构等；构造有土状—多孔状构造、胶状构造、脉状—鬚网状构造、细脉状构造、浸染状构造、角砾状构造、块状构造、团斑状构造、蜂窝状构造等。

原生矿石主要结构有粒状结构、细晶结构、碎裂结构等，构造有浸染状构造、角砾状构造、细网状构造等。

铁矿石主要结构主要有晶粒集合体结构、交代假象结构、晶粒结构、碎裂结

构等；构造有土状—多孔状构造、胶状构造、块状构造、蜂窝状构造等。

(2) 典型结构构造

① 晶粒结构、浸染状构造：方铅矿、闪锌矿有时伴有黄铁矿、黄铜矿，呈他形晶，少数呈半自形晶产出，颗粒一般 0.1~0.5mm，组成他形不等粒结构，浸染状构造。

② 聚晶结构、团斑状构造：方铅矿呈他形、或半自形聚集体，粒径为 0.03~0.1mm，集合体达 0.8~1.00mm，呈星散浸染—团粒状分布，形成团斑状构造。

③ 连晶结构、斑点状构造：当方铅矿与黄铜矿一起相伴时，二者常形成连晶产出。呈浸染状—斑点状构造。

④ 共晶边结构：方铅矿—菱铁矿石中，方铅矿常常呈自形晶及其集合体与菱铁矿呈共结晶边接触。并形成浸染状—隐纹带状构造。

⑤ 晶粒集合体结构、脉状构造：白铅矿、铅矾、铅黄等呈他形粒状集合体产出，常常沿原生硫化矿物方铅矿的周边或裂隙交代，形成边缘结构，脉状构造，方铅矿常常呈残留体产出。白铅矿、铅矾、铅黄颗粒比较细小，一般为 0.02~0.05mm，并形成微晶质混合体产出。

⑥ 土状—多孔状构造：是氧化矿石中最常见构造之一。在褐铁矿、白铅矿等矿物中常形成土状、多孔状。

⑦ 交代假象结构、交代残余结构：白铅矿交代方铅矿形成的交代假象结构，白铅矿保持着原有方铅矿的结构特征，如解理、三角凹陷等，见照片。白铅矿交代方铅矿形成交代残余结构。

⑧ 包体状结构、团块状构造：白铅矿等集合体与褐铁矿紧密接触，并在褐铁矿中呈微细包体产出，形成团块状构造（照片 41）。

⑩ 角砾状、条带状构造：方铅矿、菱铁矿成角砾状分布，或成条带状相间排布，构成角砾状构造、条带状构造。

四、围岩蚀变

矿区围岩蚀变分布广、强度大，主要有铅矿化、菱铁矿化、碳酸盐岩的脱(去)钙化、黄铁矿化、硅化、矽卡岩化、磁铁矿化、绿泥石化、角岩化等。与铅矿化关系密切的是菱铁矿化、褐铁矿化、碳酸岩化，与金矿化关系最密切的主要为黄铁矿化、硅化、矽卡岩化、磁铁矿化等。

1. 菱铁矿化

区内分布最广泛的热液蚀变作用，与铅多金属矿成矿密切相关。热液菱铁矿为米黄色、浅肉红色，多呈条带状、脉状、团块状、角砾状分布在层间破碎带中，常与方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、黄铁矿伴生，矿物粒径 0.1~5mm、少数 > 1cm，常见菱铁矿受后期构造运动影响而成角砾状。上部氧化带中，菱铁矿常被氧化成褐铁矿。

除了在层间破碎带中普遍出现热液蚀变菱铁矿化之外，在 T_{1q} 碎屑岩、T_{2b^a} 下部所有的碎屑岩（砂岩、粉砂岩）夹层中也广泛分布菱铁矿（TFe 含量 5~12%、菱铁矿含量 8~15%）；ZK1944 孔揭穿厚度达 440m 的 T_{1q} 碎屑岩，TFe 平均含量 8.2%，物相分析发现 70%为菱铁矿，菱铁矿含量 > 10%。

2. 方铅矿化

矿区方铅矿化热液蚀变非常强烈，除在 F₁、F₂、F₃、F₁₃ 层间破碎带富集形成的铅工业矿体外，在北衙组下段（T_{2b^a}）泥质灰岩中，发育巨厚的铅矿化蚀变体（图 3-14），含 Pb 一般为 0.2~0.4%。

受表生氧化作用的影响，方铅矿均氧化成白铅矿，蚀变岩石普

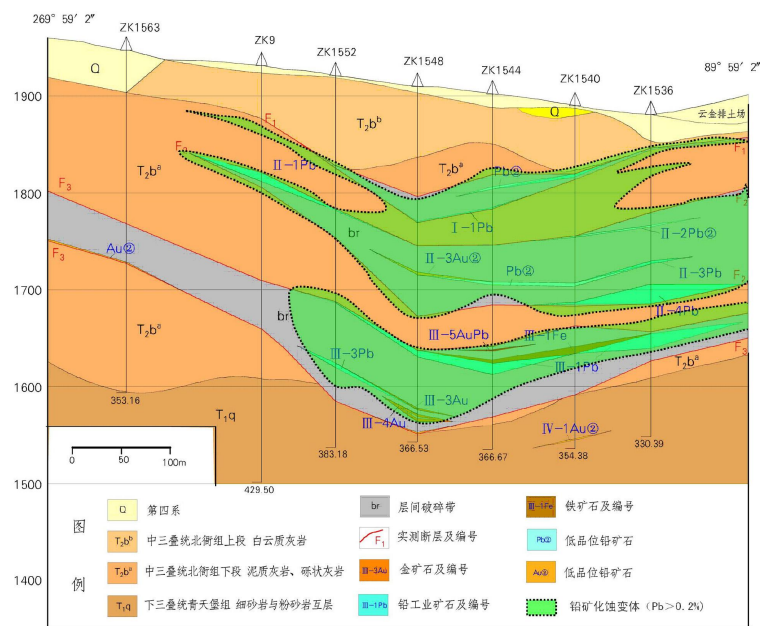


图 3-14 炉坪矿床芹河矿段铅矿化蚀变体分布图（15 线）

遍可见浅黄褐色、淡黄色的白铅矿，以往把该套蚀变岩石误定名为铁化灰岩（白铅矿误认为是褐铁矿），其实该岩石含铁很低，TFe 一般小于 2%。白铅矿呈他形粒状集合体，粒度为 0.02~0.08mm 不等，个别呈单体产出；部分分布于方铅矿周边，交代方铅矿后呈现假象，而保留方铅矿的解理和三角凹陷，或呈细脉状穿切方铅矿和褐铁矿，常与方铅矿、褐铁矿一起呈似带状分布。

矿区硅化弱，碎屑岩中菱铁矿化面积 > 2km²、厚度 > 200~300m，灰岩中铅

矿化蚀变体厚度 100~200m、长大于 2100m、宽 600~800m，如此巨大的铅矿化、菱铁矿化蚀变体表明区内存在一套浅成低温前缘的热液蚀变组合，不难推测在矿区深部、官邑庄玄武岩深部，可能存在巨大的成矿热流体中心和成矿中心。

3. 黄铁矿化

黄铁矿化在区内总体不太发育，分布不普遍。在芹河矿段 23~15 线，18~34 层间破碎带中和 T_{1q} 上部砂岩中常见黄铁矿化。

层间破碎带中的黄铁矿常与菱铁矿、方铅矿相伴产出，黄铁矿为烟灰色，微晶粒状及其集合体，不均匀稀疏浸染状分布于构造角砾岩中，多呈他形集合体、不规则的团块状分布，颗粒细小，一般小于 0.005mm。集合体呈团粒状，约 0.05~0.1mm 不等，方铅矿、闪锌矿有时交代包裹黄铁矿。

T_{1q} 砂岩中的黄铁矿化在区内分布较普遍，为浅黄色，微细粒—粗粒状，立方体晶形为主，多碎裂，少量五角十二面体；多期次形成，以星散状、脉状、稠密浸染状产于砂岩中；伴硅化、黄铜矿化、方铅矿化；砂岩中的黄铁矿化常伴有金矿化，IV号金矿（化）体与黄铁矿化关系最为密切。

4. 褐铁矿化

黄褐至褐黑色，呈带状、团块状、土状集合体产出，在矿床内广泛分布，在地表和钻孔中常见，为菱铁矿、黄铁矿等矿物的氧化产物，常与方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、黄铁矿伴生。

5. 硅化

总体看，区内硅化蚀变较弱，在 F₁、F₂、F₃、F₁₃ 层间破碎带中罕见石英脉等硅化现象。但在 F₅ 破碎带中或在 F₄ 层间破碎带的下部的砂岩中，分布较广泛，表现为多期性：早期硅化表现为微粒石英集合体呈弥散性分布，粒径从 <0.01~1mm；中期硅化主要以基质中的石英次生增大为特征；晚期硅化以多次网脉状发育为特征，细粒、隐晶状，常与黄铁矿—黄铜矿伴生，与金矿化关系较密切，但与区内分布广泛的铅矿化关系不大。

6. 碳酸盐化

方解石呈粒状集合体交代长石或呈脉宽 0.03~0.5mm 的细脉穿插在岩体中。碳酸盐围岩经过物质交换后沿裂隙出现多组方解石脉充填，在已形成的矿体裂隙中或破碎带中形成晶洞，发育晶形完好的白云石脉。

7. 矽卡岩化

区内极零星分布，仅在 23~19 线褐铁—磁铁矿体中偶见。属远离万铜山岩体外接触带的产物。形成淡绿—墨绿色、浅红色的钙铝榴石、透辉石、绿帘石、绿泥石及磁铁矿等。

8. 磁铁矿化

主要分布在 23~19 线间，与矽卡岩化相伴产出，形成于岩浆期后，远离万铜山岩体外接触带中，分布较零星。为灰黑色—黑色，氧化后呈砖红—深红色。以细粒块状、稠密浸染状、脉状、星散状产出。常见赤铁矿与之共生。出现两期：早期稠密浸染状、块状—晚期脉状。

9. 绿泥石化

普遍发育，尤其在官邑庄矿段玄武岩中更为发育。主要位于岩体的外接触带玄武岩中，同时叠加在其余蚀变带上。它表现为构成青盘岩化的矿物（绿泥石、钠黝帘石、黄铁矿等）的交代现象；岩体边缘蚀变带中绿泥石、钠黝帘石团块或脉的出现，导致岩石颜色变暗。

10. 角岩化

仅在 ZK2333 揭露到，分布于矽卡岩带内，外观类似强蚀变细砂岩（T_{1q}）。岩石呈灰绿—墨绿色，细粒结构，致密块状构造。成分以角闪石为主，次为绿帘石、黑云母、榍石、石英、钾长石 3~5%，钛铁矿 8%。其中见后期斑岩脉穿入。后期不规则绿泥石—绿帘石脉、黄铁矿、黄铜矿脉发育。

11. 大理岩化

分布十分局限。碳酸盐类围岩重结晶生成白色或显灰色条带的大理岩，局部有脉状、浸染状黄铁矿，主要见于岩体顶、底围岩中，厚几米~25m。

12. 去碳酸盐化

主要发育于接触带部位围岩中，T_{2b^a}碳酸盐岩类长期受热流体（泉）作用，钙质流失，同时镁质相对富集，并产生强褪色、泥（砂）化，形成浅黄色具砂糖状结构的白云岩，厚几米~86.63m。

五、成矿期、成矿阶段及矿物生成顺序

1. 成矿期

炉坪铅多金属矿床位于北衙金多金属矿床外围，前人北衙矿区富碱斑岩的精

确定年结果显示(张玉泉等, 1997; 邓万明等, 1998; 杨建民等, 2001; 刘红英等, 2003; 吴开兴, 2005; 徐兴旺等, 2006; 徐受民, 2007; Xu et al., 2007), 成岩时代有三期: 早期石英钠长斑岩和煌斑岩为60~65Ma; 中期石英正长斑岩为33~34Ma, 并伴有煌斑岩的侵入; 晚期的黑云母石英正长斑岩为3.7Ma。万铜山岩体中具岩浆热液自交代或矽卡岩化成因的白云母Ar-Ar年龄为32.5Ma, 代表成矿作用的开始年龄(应汉龙, 2004), 表明33~34Ma的石英正长斑岩与成矿密切相关, 成矿时代为喜山期。

2. 成矿阶段

杨金永(2010)通过对北衙金多金属矿床地质特征研究, 将成矿划分为3个成矿期、4个成矿阶段, ① 矽卡岩成矿期, 主要为磁铁矿等成矿: 包括接触变质阶段(高温热液阶段)和接触交代阶段(中-低温热液阶段); ② 岩浆后期及地下水热液叠加成矿期, 主要为金、铅等成矿: 包括中温、低温热液阶段; ③ 表生成矿期, 主要形成氧化矿: 包括氧化阶段。

炉坪矿床许多地质特征均可与北衙矿床对比, 根据矿床矿石结构构造、各种矿脉相互穿插关系和矿物共生组合, 本次工作将该矿床成矿过程划分为3个成矿期、4个成矿阶段: ① 岩浆-矽卡岩成矿期, 包括Fe成矿阶段; ② 岩浆后期热液成矿期, 包括Au-Fe成矿阶段和Pb-Zn成矿阶段; ③ 表生期, 包括氧化矿形成阶段。其中Au-Fe成矿阶段和Pb-Zn成矿阶段应为成矿流体从相对高温→相对低温演化的结果, 考虑到Au-Fe矿化普遍伴生相对高温元素Cu、而Pb-Zn矿化Cu含量很低, 推测Au-Fe矿化阶段相对早于Pb-Zn成矿阶段。

3. 矿物生成顺序

表3-8为炉坪铅多金属矿床矿物生成顺序表, 其中岩浆-矽卡岩成矿期主要形成富碱斑岩造岩矿物和夕卡岩矿物, 主要为石英、钾长石、斜长石、黑云母、透辉石、钙铝榴石、方解石和白云石等; 该期是主要Fe矿化阶段, 形成的金属矿物主要为磁铁矿和赤铁矿, 少量菱铁矿。岩浆后期热液成矿期, 伴随绿帘石化、绢英岩化、钾化等多种蚀变, 成矿流体相对高温阶段, 主要发生Au-Fe矿化, 形成的金属矿物主要为磁黄铁矿、赤铁矿、菱铁矿、黄铜矿、自然金和银金矿等, 脉石矿物主要为方解石、白云石、白云母、绢云母、钾长石和石英, 少量绿泥石、绿帘石和粘土矿物; 成矿流体相对低温阶段, 主要发生Pb-Zn矿化作用, 形成的

表3-8 炉坪铅多金属矿床成矿期、成矿阶段及矿物生成顺序

矿物名称	岩浆—矽卡岩成矿期	岩浆后期热液成矿期		表生期
	Fe成矿阶段	Au-Fe成矿阶段	Pb-Zn成矿阶段	氧化矿形成阶段
黑云母	—————			
白云母		—————		
斜长石	—————			
钾长石	—————	—————		
石英	—————	—————		—————
方解石		—————	—————	—————
白云石		—————	—————	—————
透辉石	—————			
钙铝榴石	—————			
绢云母		—————		
绿泥石		—————		
绿帘石		—————		
粘土矿物		—————	—————	—————
黄铁矿		—————	—————	
磁黄铁矿		—————		
磁铁矿	—————			
赤铁矿		—————		
菱铁矿		—————	—————	
黄铜矿		—————		
方铅矿		—————	—————	
闪锌矿			—————	
毒砂			—————	
自然金		—————		
银金矿		—————		
褐铁矿				—————
白铅矿				—————
含锌锰铁矿				—————
铅矾				—————
水砷锌矿				—————
铅黄				—————

注：仅列出代表矿物；未分主要、次要和微量形成阶段

金属矿物主要为黄铁矿、方铅矿、闪锌矿和毒砂，脉石矿物主要为方解石、白云石和粘土矿物，少量少量绢云母、绿泥石和绿帘石。表生期，前期形成的Fe、

Au、Pb、Zn矿氧化形成氧化矿，方铅矿氧化形成白铅矿、铅黄、铅矾等，磁铁矿、菱铁矿氧化形成褐铁矿，闪锌矿氧化形成含锌锰铁矿、水砷锌矿等，脉石矿物主要为粘土矿物、方解石和白云石。

第四章 斑岩地球化学及成因

炉坪矿区富碱斑岩为滇西富碱斑岩带鹤庆—祥云富碱斑岩区的重要组成部分(图 2-3),虽然地表只在官邑庄、姚家院—陈家庄一带有零星出露(图 3-1),但很多钻探工程都揭露到,且与铅多金属矿化空间上密切共生,暗示本区这类岩石与铅多金属矿成矿有一定的成生联系。本次工作矿区富碱斑岩在较详细的岩相学研究基础上,测定了这类岩石的锆石 U-Pb 年龄及主量、微量元素地球化学和 Sr-Nd 同位素组成,以此探讨了岩石成因及成岩环境。

第一节 岩相学特征

前已述及,炉坪矿区富碱斑岩的主要岩石类型为石英正长斑岩、石英二长斑岩和煌斑岩,同时介绍了每种富碱斑岩的分布特征。由于煌斑岩地表分布和钻孔揭露很少,加之岩石强烈蚀变,以下重点介绍石英正长斑岩和石英二长斑岩的岩相学特征。

一、石英正长斑岩

地表多呈岩脉在官邑庄、姚家院—陈家庄一带有零星出露(图 3-1),侵位于中三叠统北衙组(T_{2b})和下三叠统青天堡组(T_{1q})地层之中,规模很小,长一般小于 200m,宽 5~20m;许多钻探工程中都可可见到这类岩石,侵位于层间破碎带、峨眉玄武岩和青天堡组(T_{1q})砂岩之中,主要呈脉状和透镜状产出,目前揭露规模最大的一条长 150m、厚 20~25m。岩石普遍遭受不同程度的绢云母化、高岭石化等蚀变作用,部分有弱的黄铁矿化、方铅矿化等矿化作用,与围岩的外接触带常见 Pb-Au-Ag 多金属矿体,暗示本区石英正长斑岩与铅多金属成矿有密切的成因联系。

岩石呈灰色,典型斑状结构(图 4-1)。斑晶约占岩石总体积的 50%(体积百分比,下同),主要为正长石和石英,少量辉石和黑云母;其中正长石约占斑晶的 60%,多为长柱状,粒径主要在 0.2×0.4mm~0.5×2mm 之间,大部分颗粒被高岭石等蚀变矿物替代,少数颗粒可见卡氏双晶(图 4-1C);石英约占斑晶的 30%,主要为不规则粒状,粒径从 0.2~1.0mm 不等,少量颗粒有圆化(图 4-1B)和碎裂现象(图 4-1D);辉石约晶约占斑晶的 5%,六方长柱状,粒径一般在 0.5×2mm

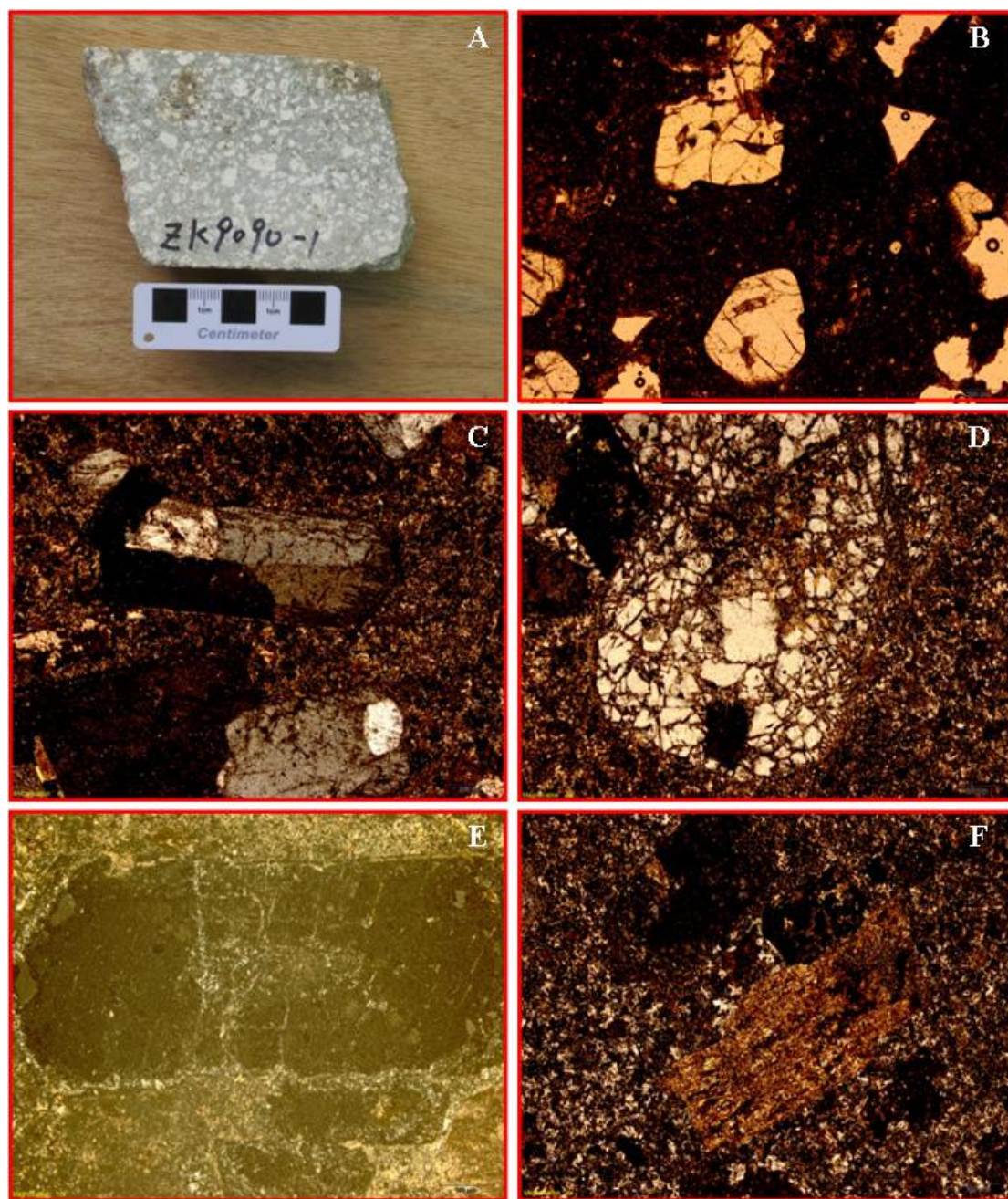


图 4-1 炉坪矿区石英正长斑岩

A-石英正长斑岩，手标本；B-石英斑晶，单偏光，10×10；C-正长石斑晶的卡氏双晶，正交，10×20；D-碎裂石英斑晶，单偏光，10×20；E-辉石斑晶，单偏光，10×20；F-黑云母斑晶，单偏光，10×10

左右，严重蚀变，被其他矿物替代（图 4-1E）；黑云母少见，含量低于斑晶的 5%，长条状和片状，只有粒径一般小于 0.2×1mm，解理发育，绝大部分已被其他矿物替代（图 4-1F）。基质约占岩石总体积的 50%，主要为隐晶质至微晶，成分主要为石英和长石。

二、石英二长斑岩

在地表及部分钻探工程均可见到这类岩石，规模很小，多呈脉状侵位于中三叠统北衙组（T_{2b}）、下三叠统青天堡组（T_{1q}）地层及断裂破碎带和层间破碎带之中，长一般小于 200m、脉 10~40m。岩石普遍遭受较强的高岭土化、绢云母化等蚀变作用，部分样品见细小黄铁矿呈星散状分布在基质中或沿矿物边缘分布，偶见穿切铅多金属矿体（豆松，私人交谈），加之岩脉侵位于含矿断裂破碎带和层间破碎带之中，推测这类斑岩为成矿后期产物。

岩石呈灰白色，典型斑状结构（图 4-2）。斑晶约占岩石总体积的 40%，主要为石英，其次正长石和斜长石，少量黑云母；石英占斑晶的 60%以上，粒径在 0.2~2.0mm 不等，明显有 2 种形态，即棱角分明的不规则粒状和磨圆度较好的粒状（图 4-2B~F），前者含量明显多于后者，常见港湾（图 4-2B、F）、碎裂（图 4-2D）和反应边（图 4-2E）现象；正长石和斜长石约占斑晶的 30%，均强烈蚀变，只有外形（图 4-2C），无法分开，长柱状和短柱状，粒径多在 0.1×0.2mm~0.2×1mm 之间；黑云母约占斑晶的 10%，棕黄色，长条状，解理发育，略具定向性（图 4-2B）。基质约占岩石总体积的 60%，主要为隐晶质至微晶，成分主要为石英和长石，少量黑云母。

第二节 成岩年代学

一、样品

本次工作对炉坪矿区石英正长斑岩和石英二长斑岩进行锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年。其中石英正长斑岩采自杨家院矿段钻孔 ZK9090，岩石呈脉状侵入下三叠统青天堡组（T_{1q}）地层，厚 32.24m（自 105.17m 至 137.41m），灰白色，斑状结构，斑晶主要为石英和正长石，含量 20~30%，基质为隐晶长英质，不同程度高岭石化、绿泥石化，局部裂隙见细粒黄铁矿星点状分布，偶见细脉状黄铜矿；石英二长斑岩采自芹河矿段钻孔 ZK1861，岩石呈脉状侵入中三叠统北衙组下段（T_{2b^a}）地层，厚 17.97m（自 270.50m 至 288.47m），灰绿色，斑状结构，斑晶主要为石英、长石和黑云母，含量 40~60%，基质为隐晶—细粒长英质，较强烈粘土化。

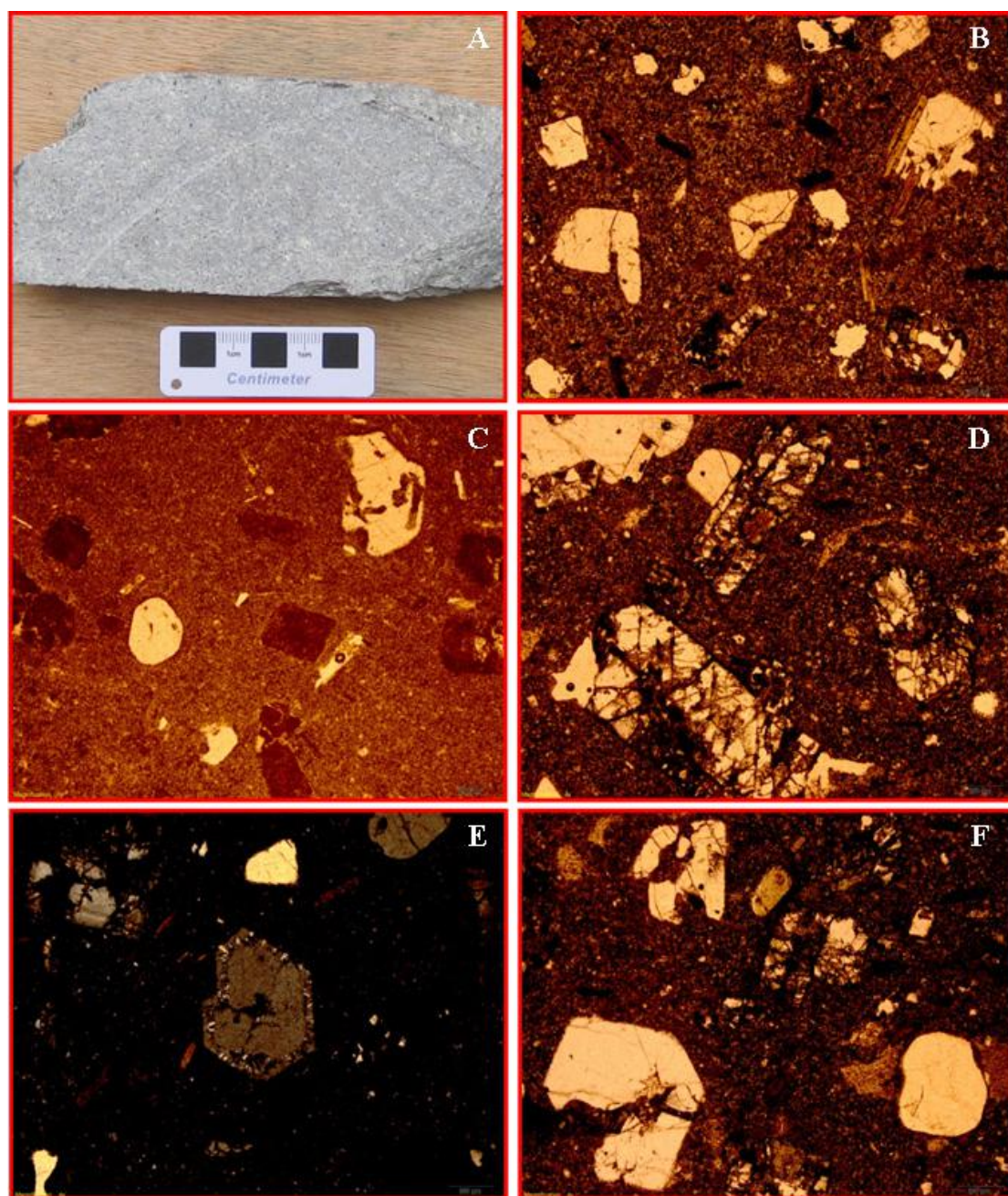


图 4-2 炉坪矿区石英二长斑岩

A-石英二长斑岩，手标本；B-石英斑晶和黑云母斑晶，单偏光，10×10；C-石英和长石斑晶，单偏光，10×10；D-碎裂石英斑晶，单偏光，10×20；E-石英斑晶的反应边，单偏光，10×20；F-石英斑晶，单偏光，10×10

二、定年结果及地质意义

锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成，前文已介绍了分析方法。由于所分析石英二长斑岩中的锆石主要为岩浆活动过程中捕获的碎屑锆石，LA-ICP-MS 测定年龄值变化范围很宽，

如 $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 181~942Ma, 相对集中于 650~850Ma, 明显与地质事实不吻合, 不能代表成岩年龄。以下介绍石英正长斑岩的锆石 U-Pb 定年结果。

1. 锆石特征

从锆石的阴极发光 (CL) 可见 (图 4-3), 本区石英正长斑岩中的锆石主要为长柱状、少量短柱状, 四方双锥发育, 晶面平直, 具清晰的岩浆震荡环带, 少量颗粒边缘有圆化现象, 主要为典型的岩浆锆石, 少量可能为岩浆活动过程中捕获的碎屑锆石。

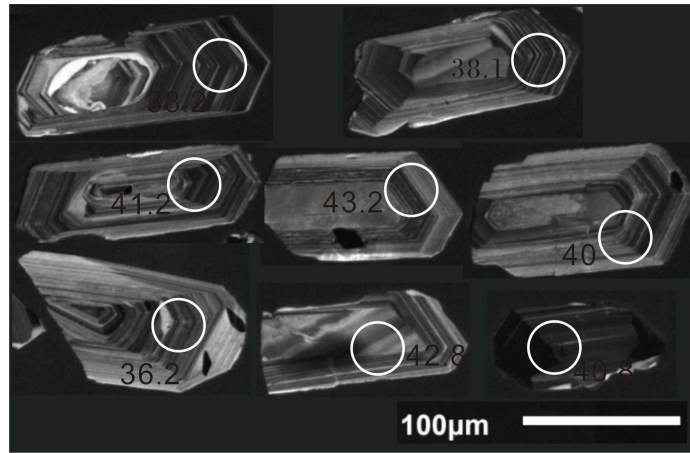


图 4-3 炉坪矿区石英正长斑岩中锆石 CL 图

锆石的 U、Th、Pb 含量及 Th/U 比值均有较宽的变化范围 (表 4-1), 分别为 248~2052ppm、70.6~480ppm、4.17~109ppm 和 0.08~0.54。在 U-Th 和 U-Pb 图上 (图 4-4), $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄在 36.1~45.1Ma 的测点具有明显的正相关, 在 50.4~678Ma 的测点相关性不明显; 前者的 Th/U 比值相对集中, 在 0.15~0.38 之间, 后者的 Th/U 比值分散, 在 0.08~0.54 之间。这些特征表明, $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄在 36.1~45.1Ma 的锆石为岩浆锆石, 在 50.4~678Ma 的锆石为碎屑锆石 (Williams and Claesson, 1987)。

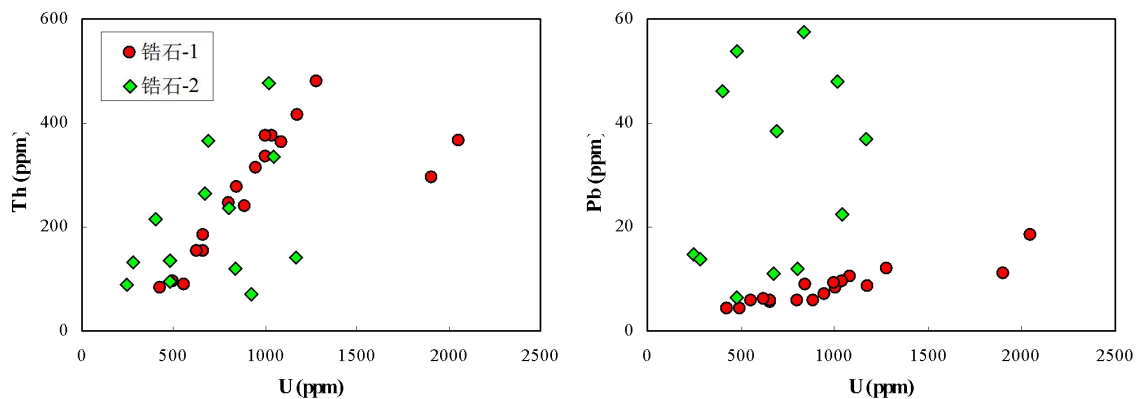


图 4-4 炉坪矿区石英正长斑岩中锆石的 U-Th 和 U-Pb 图

锆石-1 为 $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄在 36.1~45.1Ma 之间的锆石, 锆石-2 为 $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄在 50.4~678Ma 之间的锆石

表 4-1 炉坪矿区石英正长斑岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年分析结果

测点号	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	Isotopic ratio								Age/Ma								和谱度 (%)	
					$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{T}$ h	$\pm 1\sigma$	ρ/σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{P}$ b	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{T}$ h		$\pm 1\sigma$
Sam-02	478	135	53.73	0.28	0.0684	0.0009	1.0072	0.0171	0.1058	0.0012	0.0413	0.0007	0.69	881	28	707	9	648	7	818	14	91
Sam-03	834	119	57.58	0.14	0.0648	0.0009	0.5733	0.0075	0.0638	0.0004	0.0275	0.0005	0.42	769	28	460	5	399	2	549	10	85
Sam-04	951	314	7.15	0.33	0.0724	0.0025	0.0647	0.0022	0.0065	0.0001	0.0030	0.0001	0.33	998	71	63.7	2.1	42.1	0.5	61.2	1.9	59
Sam-05	1177	415	8.61	0.35	0.0790	0.0021	0.0641	0.0016	0.0059	0.0001	0.0033	0.0001	0.35	1173	52	63.0	1.5	38.0	0.3	66.7	1.9	50
Sam-06	1003	335	8.21	0.33	0.1191	0.0035	0.1007	0.0030	0.0061	0.0001	0.0051	0.0002	0.32	1943	47	97.4	2.7	39.5	0.4	103	4	15
Sam-07	927	70.6	109.24	0.08	0.0713	0.0009	1.0985	0.0136	0.1109	0.0006	0.0485	0.0010	0.42	965	26	753	7	678	3	958	20	89
Sam-08	673	264	11.15	0.39	0.2449	0.0053	0.3175	0.0068	0.0095	0.0001	0.0139	0.0004	0.69	3154	35	280	5	61.1	0.9	279	7	-29
Sam-09	398	215	46.2	0.54	0.0769	0.0013	1.0041	0.0136	0.0945	0.0007	0.0399	0.0006	0.52	1120	32	706	7	582	4	791	12	80
Sam-10	841	276	8.81	0.33	0.1693	0.0046	0.1660	0.0053	0.0069	0.0001	0.0090	0.0003	0.40	2550	45	156	5	44.3	0.6	181	6	-12
Sam-11	1001	374	9.26	0.37	0.1414	0.0036	0.1286	0.0032	0.0066	0.0001	0.0062	0.0002	0.39	2244	44	123	3	42.3	0.4	125	3	20
Sam-12	248	87.8	14.66	0.35	0.1283	0.0034	0.7939	0.0212	0.0446	0.0003	0.0380	0.0012	0.27	2076	47	593	12	281	2	754	24	28
Sam-13	278	131	13.82	0.47	0.0564	0.0012	0.3305	0.0068	0.0426	0.0003	0.0151	0.0003	0.38	478	48	290	5	269	2	302	7	92
Sam-14	1087	364	10.40	0.33	0.1450	0.0072	0.1542	0.0118	0.0064	0.0001	0.0073	0.0006	0.21	2288	81	146	10	41.1	0.6	148	12	-12
Sam-15	479	96.6	6.55	0.20	0.2485	0.0086	0.3049	0.0162	0.0078	0.0002	0.0260	0.0016	0.37	3175	54	270	13	50.4	1.0	520	31	-38
Sam-16	554	90.6	5.94	0.16	0.1701	0.0061	0.1597	0.0059	0.0068	0.0001	0.0151	0.0006	0.35	2559	60	150	5	43.7	0.6	302	12	-10
Sam-17	1171	142	36.83	0.12	0.0564	0.0011	0.2325	0.0044	0.0297	0.0002	0.0097	0.0003	0.37	478	38	212	4	189	1	195	6	88
Sam-18	885	239	5.86	0.27	0.0791	0.0022	0.0628	0.0016	0.0058	0.0001	0.0032	0.0001	0.42	1173	55	61.8	1.6	37.4	0.4	64.9	2.1	50
Sam-19	1019	476	48.0	0.47	0.0718	0.0014	0.3901	0.0069	0.0395	0.0002	0.0165	0.0003	0.31	989	40	334	5	250	1	331	6	70
Sam-20	1904	295	11.06	0.15	0.0519	0.0015	0.0397	0.0011	0.0056	0.0000	0.0021	0.0001	0.31	283	65	39.6	1.1	36.1	0.3	43.4	1.5	90
Sam-21	691	365	38.6	0.53	0.0945	0.0016	0.5675	0.0092	0.0435	0.0002	0.0220	0.0003	0.34	1518	33	456	6	274	1	440	7	50
Sam-22	798	238	11.95	0.30	0.1490	0.0046	0.2131	0.0043	0.0117	0.0002	0.0098	0.0003	1.04	2335	53	196	4	74.9	1.6	197	5	10
Sam-23	1038	374	9.65	0.36	0.1321	0.0066	0.1318	0.0085	0.0065	0.0001	0.0067	0.0004	0.21	2128	89	126	8	41.5	0.6	135	9	-10
Sam-24	798	247	5.70	0.31	0.0932	0.0036	0.0755	0.0029	0.0059	0.0001	0.0038	0.0002	0.28	1492	74	73.9	2.7	38.0	0.4	77.7	3.1	35
Sam-25	1043	334	22.5	0.32	0.2609	0.0137	0.5973	0.0495	0.0104	0.0005	0.0351	0.0030	0.53	3254	82	476	31	66.5	2.9	697	58	-51
Sam-26	1280	480	12.04	0.38	0.1515	0.0046	0.1332	0.0043	0.0063	0.0001	0.0064	0.0002	0.28	2365	52	127	4	40.3	0.4	129	5	-40
Sam-27	658	153	5.39	0.23	0.1280	0.0047	0.1088	0.0044	0.0061	0.0001	0.0070	0.0003	0.29	2070	98	105	4	39.3	0.5	141	6	90
Sam-28	660	186	5.90	0.28	0.1354	0.0050	0.1178	0.0043	0.0064	0.0001	0.0067	0.0003	0.32	2169	64	113	4	41.1	0.5	135	5	60
Sam-29	499	96.1	4.17	0.19	0.1360	0.0047	0.1150	0.0036	0.0063	0.0001	0.0084	0.0003	0.39	2176	59	110	3	40.4	0.5	170	6	70
Sam-30	423	84.6	4.23	0.20	0.1739	0.0057	0.1584	0.0045	0.0070	0.0001	0.0125	0.0005	0.56	2595	55	149	4	45.1	0.7	250	10	90
Sam-31	626	154	6.28	0.25	0.1728	0.0057	0.1586	0.0051	0.0067	0.0001	0.0107	0.0004	0.36	2585	56	149	4	43.2	0.5	216	7	102
Sam-32	2052	367	18.43	0.18	0.1415	0.0037	0.1243	0.0037	0.0063	0.0001	0.0108	0.0003	0.29	2256	46	119	3	40.5	0.4	218	6	95

注：中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室分析

2. 定年结果

从表 4-1 中可见, 炉坪矿区石英正长斑岩中锆石的 U-Pb 年龄变化范围很宽, $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄在 36.1~678Ma 之间, 其中岩浆锆石的 $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄相对稳定, 在 36.1~45.1Ma 之间, 占有测点的 58%; 碎屑锆石的 $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分散, 在 50.4~678Ma 之间, 占

所有测点的 42%。在 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和图中 (图 4-5), 18 个岩浆锆石测点成群分布, 但大都偏离地球 Pb 演化线, 其下交点年龄为 $35.7 \pm 1.9\text{Ma}$, 应为岩石成岩年龄; 13 个碎屑锆石测点分布分散, 大都偏离地球 Pb

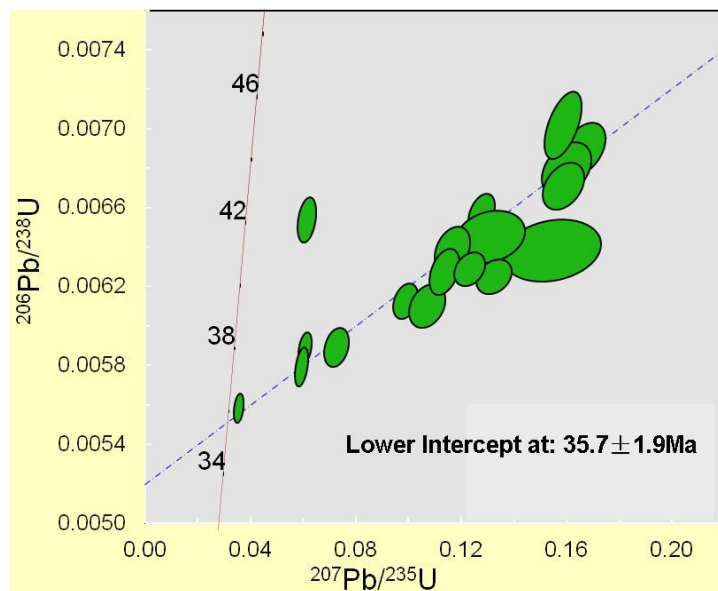


图 4-5 炉坪矿区石英正长斑岩中锆石 U-Pb 定年结果

演化线 (未做图), 明显不能代表成岩年龄。

3. 定年意义

富碱斑岩成矿系列是我国“三江”成矿带的重要组成部分, 北衙金多金属矿床是该富碱斑岩成矿系列的代表性大型矿床, 该矿区有多期斑岩岩浆活动 (张玉泉等, 1997; 邓万明等, 1998; 杨建民等, 2001; 刘红英等, 2003; 吴开兴, 2005; 徐兴旺等, 2006; 徐受民, 2007; Xu et al., 2007), 只有其中成岩时代为 33~34Ma 的石英正长斑岩与成矿时代一致 (应汉龙, 2004), 与成矿存在密切成因联系矿时代相近。炉坪铅多金属矿床位于北衙金多金属矿床外围, 矿区富碱斑岩与铅多金属矿化空间上密切共生, 本次工作获得区内石英正长斑岩锆石 U-Pb 年龄为 $35.7 \pm 1.9\text{Ma}$, 与北衙矿区 33~34Ma 的石英正长斑岩成岩时代一致, 表明炉坪地区和北衙地区 33~34Ma 的富碱斑岩为同期岩浆活动产物, 两个地区的多金属矿床应为相同构造—岩浆—成矿系统成矿作用的产物。

另外, 本次工作获得的炉坪铅多金属矿床石英正长斑岩锆石 U-Pb 年龄为 $35.7 \pm 1.9\text{Ma}$ 、前人获得的北衙金多金属矿床石英正长斑岩锆年龄 33~34Ma (张

玉泉等, 1997; 邓万明等, 1998; 杨建民等, 2001; 刘红英等, 2003; 吴开兴, 2005; 徐兴旺等, 2006; 徐受民, 2007; Xu et al., 2007), 正好位于侯增谦等(2008)所定义的青藏高原东部碰撞造山的晚碰撞转换时期(40~26Ma), 表明该区成矿动力背景与青藏高原东部碰撞造山的晚碰撞转换密切相关。

第三节 地球化学

前人未对炉坪矿区富碱斑岩进行过地球化学研究, 本次对矿区芹河矿段钻孔 ZK3470、ZK1861 和杨家院矿段钻孔 ZK9090 揭露的富碱斑岩进行了主要元素、微量元素、稀土元素和 Sr-Nd-Pb 同位素组成。为便于对比, 收集了“三江”成矿带与富碱斑岩有关的典型矿区如北衙、马厂箐、玉龙、哈博等的富碱斑岩的地球化学资料。

一、主量元素

本次工作分析的炉坪矿区富碱斑岩遭受不同程度的蚀变作用, 原始数据烧失量(LOI)较高, 石英二长斑岩(QMP)和石英正长斑岩(QOP)的 LOI 分别为 8.92~12.17wt%和 6.37~9.99wt%(表 4-2)。从调整后(调整方法: 去 LOI 再换算成 100%)数据看, QMP 和 QOP 除 Al_2O_3 含量相近外, 分别为 15.28~18.81wt%和 15.20~18.36wt%, 其他氧化物均存在较明显的差别, 前者相对富 SiO_2 和 Na_2O , SiO_2 分别为 73.50~74.80wt%和 67.11~69.82wt%、 Na_2O 分别为 0.95~2.46wt%和 0.13~0.78wt%; 后者相对富 Fe_2O_3 和 K_2O , Fe_2O_3 分别为 0.49~1.46wt%和 2.78~6.96wt%、 K_2O 分别为 3.68~4.44wt%和 6.44~9.07wt%; 前者的 TiO_2 、 MnO 和 P_2O_5 也相对低于后者, 如 TiO_2 分别为 0.17~0.21wt%和 0.36~0.43wt%、 P_2O_5 分别为 0.06~0.08wt%和 0.13~0.16wt%。

在 SiO_2 -氧化物相关图上(图 4-6), 炉坪矿区 QMP 和 QOP 明显分布于不区域, 两者的 SiO_2 与其他氧化物不存在线性相关关系, 表明两种斑岩在成岩过程中结晶分异作用不明显。图 4-6 同时显示, 该区 QMP 与他用于对比的岩石(玉龙铜矿斑岩、哈博士铜矿斑岩、北衙矿区石英钠长斑岩、北衙矿区石英正长斑岩, 下同)分布存在较大差别; QOP 总体位于北衙矿区石英正长斑岩区域, 与其他用于对比的岩石分布也存在较大差别。

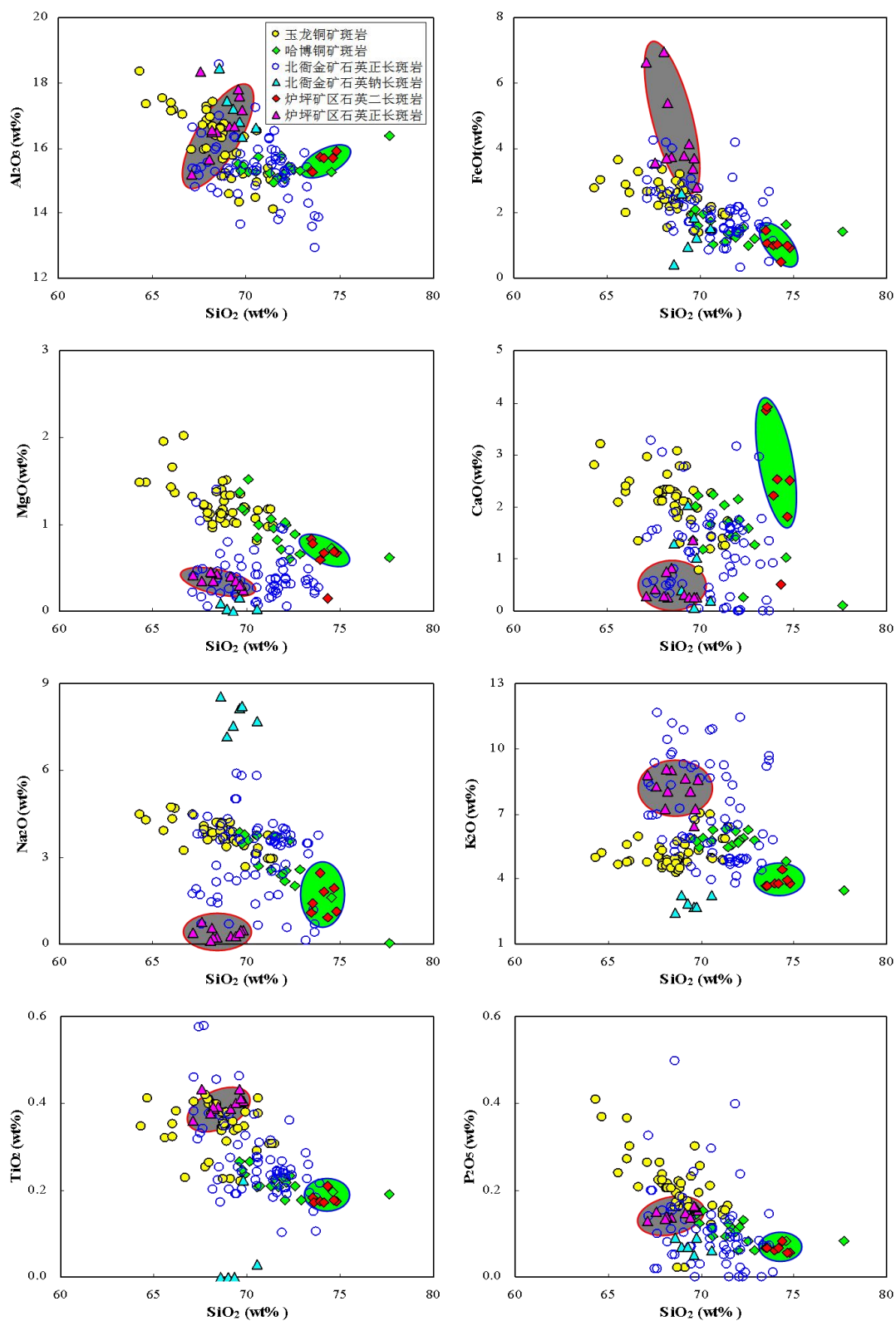
表 4-2 炉坪矿区富碱斑岩主量 (wt%) 和微量 (ppm) 元素地球化学

样品号	LPD-41	LPD-43	ZK1861 -15	ZK1861 -16	ZK1861 -17	ZK1861 -18	ZK1861 -20	ZK9090 -01	ZK9090 -02
样品位置	ZK3470 (212m)	ZK3470 (216m)	ZK1861 (284m)	ZK1861 (281m)	ZK1861 (277m)	ZK1861 (274m)	ZK1861 (269m)	ZK9090 (125m)	ZK9090 (117m)
样品名称	QMP	QMP	QMP	QMP	QMP	QMP	QMP	QOP	QOP
样品特征	强蚀变	强蚀变	蚀变较强	蚀变较强	强蚀变	蚀变较强	蚀变较强	蚀变较强	蚀变较强
SiO ₂	64.56	64.76	66.59	67.31	67.25	68.00	67.29	62.85	64.46
TiO ₂	0.161	0.152	0.157	0.157	0.157	0.161	0.189	0.360	0.374
Al ₂ O ₃	13.44	13.45	14.16	14.26	14.29	14.30	17.03	15.14	15.86
Fe ₂ O ₃	1.28	0.94	0.91	0.95	0.84	0.93	0.44	3.42	2.57
MnO	0.026	0.023	0.014	0.015	0.014	0.011	0.006	0.274	0.069
MgO	0.73	0.69	0.53	0.61	0.60	0.63	0.14	0.39	0.22
CaO	3.40	3.46	2.01	2.30	2.27	1.66	0.47	0.75	0.25
Na ₂ O	0.94	1.26	2.22	1.67	1.02	1.76	0.86	0.23	0.44
K ₂ O	3.24	3.24	3.41	3.46	3.42	3.58	4.02	8.31	7.94
P ₂ O ₅	0.058	0.059	0.056	0.061	0.051	0.050	0.076	0.127	0.142
LOI	12.17	11.96	9.94	9.21	10.09	8.92	9.49	8.16	7.67
TOTAL	100.01	99.99	99.99	100.00	99.99	100.00	100.00	100.01	99.99
Li	37.8	29.8	39.5	39.3	32.9	38.1	37.0	7.22	10.5
Be	3.76	3.69	3.47	3.91	3.49	3.60	3.19	3.77	4.15
Sc	3.07	2.67	2.98	3.58	3.41	4.75	2.41	8.14	6.73
V	11.0	10.9	8.46	9.86	10.6	10.3	9.75	33.6	34.4
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	28.0	32.6	47.9	40.0	30.6	31.1	20.9	34.6	44.2
Ni	3.42	3.28	11.6	5.49	5.26	3.07	13.5	4.29	7.99
Cu	4.80	3.65	5.04	5.05	3.96	4.01	9.28	88.7	18.8
Zn	44.1	41.9	62.6	51.3	64.2	45.0	39.0	81.60	59.9
Ga	19.4	18.8	19.2	19.1	19.3	20.1	20.2	20.2	20.1
Ge	0.73	0.73	0.75	0.76	0.79	0.77	0.95	2.42	1.79
As	16.6	16.2	10.0	10.2	10.6	10.4	10.1	12.7	14.3
Rb	142	137	138	141	151	148	150	482	415
Sr	140	108	353	261	181	307	76.8	381	780
Y	4.57	4.57	4.14	4.40	4.75	4.28	4.35	14.2	12.7
Zr	101	98.5	99.6	97.0	103	101	120	208	218
Nb	5.02	4.89	5.08	5.13	5.42	5.34	5.89	15.0	15.4
Mo	0.60	0.24	1.19	0.51	0.46	0.40	1.04	2.64	0.87
Ag	0.15	0.17	0.14	0.15	0.16	0.20	0.21	4.44	1.12
Cd	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07	0.04	0.04	0.35	0.11
In	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.08	0.04
Sn	1.10	0.92	1.01	1.01	1.08	0.98	1.16	1.48	1.47
Sb	0.62	0.26	0.67	0.35	0.29	0.22	1.99	5.67	2.43
Cs	6.70	7.61	7.45	8.36	8.91	7.88	3.20	7.68	6.77
Ba	1029	1015	1167	1125	1130	1176	910	3099	3901
La	15.6	15.1	14.5	15.3	13.9	14.7	14.3	32.7	31.0
Ce	28.7	27.7	26.8	27.9	25.0	26.9	27.2	62.4	57.7
Pr	3.16	3.05	2.90	3.11	2.81	2.99	2.99	7.17	6.51
Nd	11.0	10.7	10.3	10.9	9.96	10.4	10.1	26.0	23.3
Sm	2.06	1.99	1.85	2.03	1.84	1.91	1.90	4.66	4.05
Eu	0.59	0.57	0.58	0.58	0.53	0.61	0.44	1.34	1.24
Gd	1.46	1.51	1.36	1.49	1.42	1.47	1.46	3.91	3.50
Tb	0.22	0.21	0.20	0.22	0.21	0.20	0.20	0.56	0.51
Dy	0.85	0.93	0.84	0.88	0.86	0.83	0.87	2.50	2.30
Ho	0.17	0.16	0.15	0.15	0.17	0.16	0.16	0.52	0.48
Er	0.43	0.39	0.40	0.40	0.40	0.38	0.40	1.42	1.21
Tm	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.19	0.18
Yb	0.34	0.31	0.32	0.35	0.33	0.31	0.34	1.24	1.21
Lu	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.18	0.17
Hf	2.74	2.82	2.69	2.76	2.87	2.75	3.20	5.33	5.55
Ta	0.52	0.52	0.54	0.52	0.53	0.55	0.60	0.72	0.72
W	115	185	171	205	174	172	91.1	205	209
Tl	0.68	0.69	0.66	0.67	0.71	0.68	0.72	3.05	2.43
Pb	46.3	31.2	33.3	33.1	31.5	31.8	26.8	565	106
Bi	0.13	0.10	-	0.10	0.09	0.07	0.58	6.22	0.42
Th	7.45	7.48	7.62	7.71	7.62	7.22	11.5	11.0	11.1
U	4.16	4.65	3.43	3.90	3.97	3.44	4.88	3.03	3.34

注: QMP-石英二长斑岩, QOP-石英正长斑岩; 括号内为钻孔进尺位置, “-” 未检出

(续表 4-2)

样品号	ZK9090 -03	ZK9090 -05	ZK9090 -07	ZK9090 -08	ZK9090 -13	ZK9090 -14	ZK9090 -15	ZK9090 -16	ZK9090 -17
样品位置	ZK9090 (119m)	ZK9090 (107m)	ZK9090 (111m)	ZK9090 (108m)	ZK9090 (121m)	ZK9090 (123m)	ZK9090 (126m)	ZK9090 (134m)	ZK9090 (136m)
样品名称	QOP	QOP	QOP	QOP	QOP	QOP	QOP	QOP	QOP
样品特征	蚀变较强	蚀变较强	蚀变较强	蚀变较强	蚀变较强	蚀变较强	蚀变较强	蚀变较强	蚀变较强
SiO ₂	63.54	62.09	63.44	62.64	63.00	63.66	64.97	62.92	62.67
TiO ₂	0.362	0.397	0.365	0.336	0.349	0.357	0.376	0.371	0.389
Al ₂ O ₃	15.36	16.87	15.42	14.19	14.48	15.35	15.60	15.90	16.03
Fe ₂ O ₃	5.00	3.27	3.43	6.19	6.44	3.46	3.87	3.32	3.02
MnO	0.451	0.088	0.212	0.607	0.658	0.251	0.314	0.094	0.097
MgO	0.33	0.32	0.41	0.39	0.42	0.37	0.33	0.28	0.27
CaO	0.25	0.40	0.71	0.26	0.27	0.28	0.25	0.24	1.22
Na ₂ O	0.22	0.72	0.52	0.37	0.12	0.26	0.26	0.44	0.37
K ₂ O	7.50	7.58	8.44	8.24	6.69	7.94	7.53	6.56	5.80
P ₂ O ₅	0.129	0.140	0.129	0.121	0.125	0.136	0.129	0.146	0.149
LOI	6.86	8.12	6.93	6.65	7.44	7.93	6.37	9.72	9.99
TOTAL	100.00	99.99	100.00	99.99	100.00	99.99	99.99	100.00	100.00
Li	8.22	8.56	5.27	4.84	7.61	6.95	9.27	17.3	22.0
Be	3.49	4.44	3.92	2.37	3.38	4.08	3.19	3.00	3.10
Sc	6.74	7.94	7.44	7.67	7.23	7.59	6.98	6.35	5.78
V	32.7	37.9	34.0	30.4	33.6	33.1	34.9	35.1	31.7
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	27.3	42.9	38.5	44.2	26.4	38.9	29.4	33.5	27.0
Ni	5.80	16.6	4.11	4.01	7.26	3.81	4.65	2.69	3.65
Cu	5.81	9.71	13.4	12.9	9.40	54.8	7.77	3.79	4.51
Zn	79.0	84.8	64.5	71.2	107	77.1	59.3	46.38	36.6
Ga	20.7	21.8	20.3	18.6	19.8	20.8	20.6	20.6	20.3
Ge	2.48	1.50	2.23	2.48	3.24	2.88	3.03	2.28	2.52
As	12.0	11.5	12.3	11.7	12.4	11.9	11.3	14.3	12.8
Rb	451	353	469	439	409	469	471	201	170
Sr	388	994	727	521	269	439	414	1234	1098
Y	15.9	14.4	13.9	13.2	16.2	15.4	16.3	13.5	15.9
Zr	217	260	225	197	200	225	217	235	231
Nb	15.6	17.5	15.6	14.4	14.9	16.0	16.1	15.9	15.9
Mo	0.72	0.59	2.09	1.03	0.26	0.53	0.56	0.60	0.82
Ag	0.78	0.53	0.77	0.93	0.52	2.26	0.44	0.40	0.36
Cd	0.11	0.14	0.13	0.15	0.14	0.18	0.09	0.07	0.06
In	0.16	0.04	0.09	0.44	0.40	0.08	0.14	0.05	0.04
Sn	1.64	1.67	1.55	1.45	2.78	1.86	1.60	1.59	1.47
Sb	3.23	1.82	2.84	2.67	3.82	4.42	3.12	2.83	3.27
Cs	8.90	6.42	7.87	7.32	10.1	7.57	7.52	9.30	9.47
Ba	2819	5294	4130	3630	1362	3392	1741	5361	4981
La	37.3	38.3	34.2	31.9	37.0	38.6	37.3	36.2	38.1
Ce	68.4	71.0	63.3	59.0	68.0	70.6	69.0	66.9	69.4
Pr	7.73	8.09	7.28	6.76	7.85	7.92	7.93	7.54	8.03
Nd	28.2	29.0	26.1	24.6	27.8	27.9	28.9	27.6	28.9
Sm	5.23	5.16	4.61	4.45	5.11	4.79	5.21	4.88	5.18
Eu	1.42	1.43	1.19	1.16	1.51	1.37	1.45	1.30	1.42
Gd	3.94	4.06	3.46	3.45	4.07	3.77	3.91	3.82	4.00
Tb	0.65	0.60	0.58	0.52	0.64	0.61	0.64	0.60	0.66
Dy	2.94	2.79	2.59	2.42	2.98	2.89	3.04	2.65	3.16
Ho	0.62	0.57	0.56	0.52	0.63	0.60	0.64	0.56	0.63
Er	1.73	1.61	1.52	1.42	1.68	1.65	1.69	1.54	1.65
Tm	0.23	0.23	0.20	0.19	0.23	0.22	0.23	0.20	0.23
Yb	1.43	1.45	1.35	1.33	1.44	1.42	1.48	1.33	1.46
Lu	0.22	0.22	0.20	0.18	0.20	0.21	0.22	0.20	0.22
Hf	6.19	6.91	6.22	5.76	5.86	6.38	6.21	6.65	6.43
Ta	0.84	0.89	0.83	0.79	0.76	0.86	0.83	0.87	0.84
W	181	255	252	291	158	266	218	230	169
Tl	3.31	2.46	3.58	3.73	3.01	3.58	3.46	1.94	1.49
Pb	156	44.2	145	171	151	6275	66.3	35.4	30.0
Bi	0.95	0.08	0.49	0.94	0.30	0.68	0.29	-	-
Th	14.1	15.0	14.4	12.8	13.9	14.7	14.4	14.7	14.7
U	3.66	4.60	3.74	3.57	3.19	3.30	3.82	4.50	4.26

图 4-6 炉坪矿区富碱斑岩 SiO_2 -氧化物相关图

炉坪矿区斑岩由本次工作分析；玉龙铜矿斑岩据张玉泉等（1998）和 Jiang et al. (2006)，哈博铜矿斑岩据 Zhu et al.(2013)，北衙矿区斑岩据蔡新平（1991）、邓万明等（1998）、吴开兴（2005）、徐兴旺等（2006）、徐受民（2007）、Xu et al.(2007)、肖晓牛（2009）和文和言等（2012）

在 SiO_2 -ALK 图中 (图 4-7), 炉坪矿区 QMP 位于流纹岩区, QOP 位于粗面岩、英安岩和流纹岩交界区域; 前者与用于对比的岩石相比相对富 SiO_2 、贫 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, 后者分布范围大部分与用于对比的岩石重叠。本区 QMP 和 QOP 的 ALK ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) 分别在 $4.77\sim 6.25\text{wt}\%$ 和 $6.85\sim 9.63\text{wt}\%$ 之间, 在 A.R. (碱度率)- SiO_2 图中 (图 4-8), QMP 全部分布于钙碱性系列, 与用于对比的岩石分布范围存在明显差别; QOP 主要分布于碱性系列, 分布区域玉龙铜矿斑岩和哈博铜矿斑岩相近, 也与北衙矿区石英正长斑岩和石英钠长斑岩有重叠部分, 只是北衙矿区石英正长斑岩部分样品分布于过碱性系列。

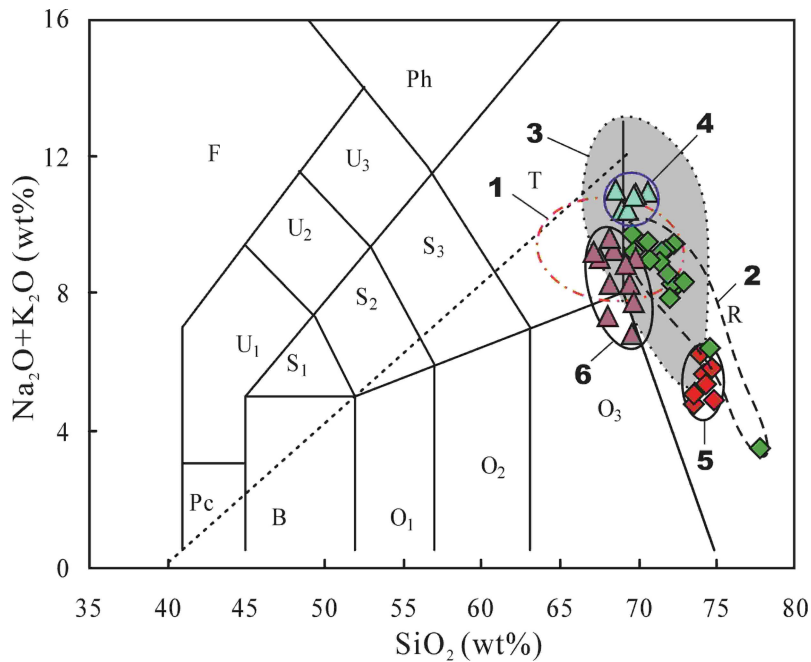


图 4-7 炉坪矿区斑岩 SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 图 (原图据 Le Bas et al., 1986)

Pc-苦橄玄武岩, B-玄武岩, O_1 -玄武安山岩, O_2 -安山岩, O_3 -英安岩, S_1 -粗面玄武岩, S_2 -玄武质粗面安山岩, S_3 -粗面安山岩, T-粗面岩 (粗面英安岩), R-流纹岩, U_1 -碱玄武岩 (碧玄武岩), U_2 -响岩质碱玄武岩, U_3 -碱玄武质响岩, Ph-响岩, F-副长石岩; 1-玉龙铜矿斑岩, 2-哈博铜矿斑岩, 3-北衙矿区石英正长斑岩, 4-北衙矿区石英钠长斑岩, 5-炉坪矿区石英二长斑岩, 6-炉坪矿区石英正长斑岩; 资料来源同图 4-6

矿区 QMP 和 QOP 的 $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$, 但两者的 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值存在明显的差别, 分别为 $1.54\sim 4.70$ 和 $10.55\sim 53.98$ 。在 K_2O - Na_2O 图中 (图 4-9), 两者的分布明显不同于用于对比的岩石, QMP 相对贫 K_2O 和 Na_2O , 位于钾质和高钾质岩石过渡区域; QOP 明显贫 Na_2O , 位于高钾质岩石区域, 与北衙矿区部分石英正长斑岩分布范围相似。在 SiO_2 - K_2O 图中 (图 4-10), 矿区 QOP 与用于对比的岩

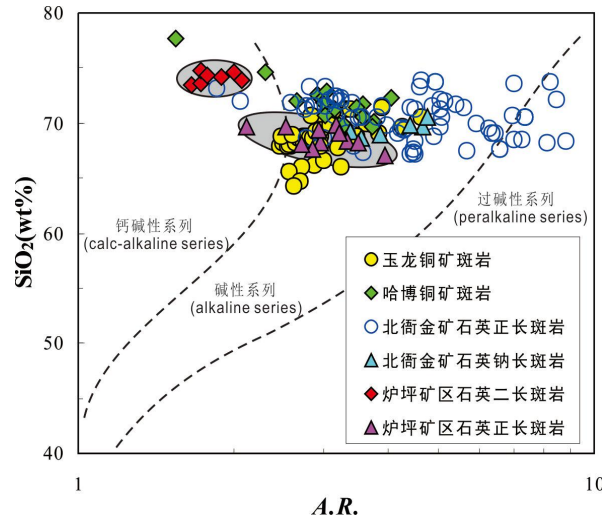


图 4-8 炉坪矿区斑岩 A.R. - SiO_2 图
资料来源同图 4-6

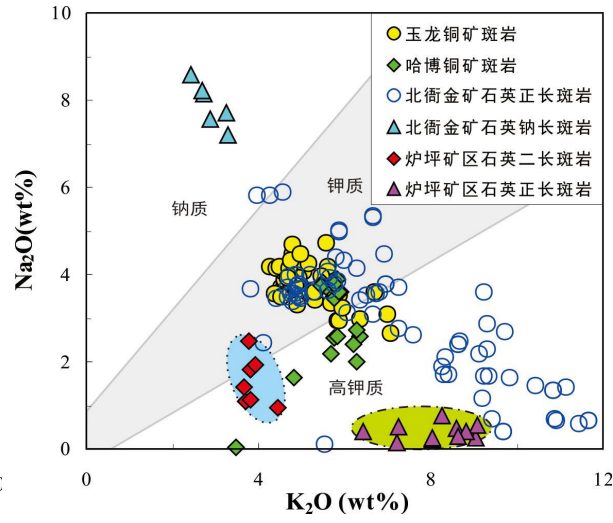


图 4-9 炉坪矿区斑岩 K_2O - Na_2O 图
资料来源同图 4-6

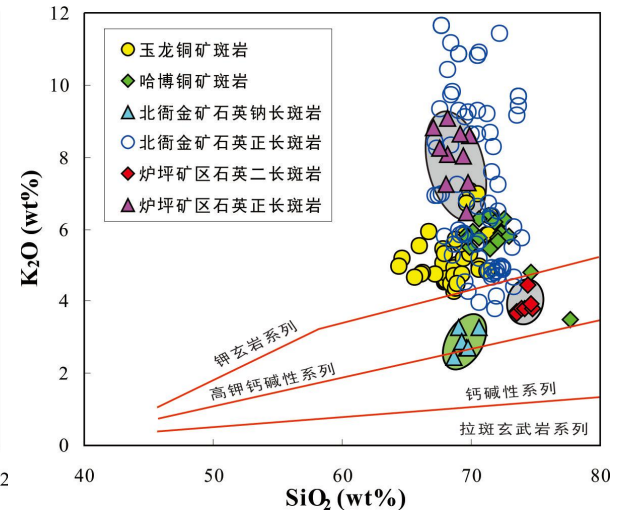


图 4-10 炉坪矿区斑岩 SiO_2 - K_2O 图
资料来源同图 4-6

石相似，均位于钾玄岩系列，从其 K_2O 含量相对较高看，更接近北衙矿区石英正长斑岩；QMP 位于高钾钙碱性系列，除北衙矿区石英二长斑岩外，其 K_2O 含量明显低于用于对比岩石。

炉坪矿区富碱斑岩遭受不同程度的蚀变作用，包括硅化、绢云母化、高岭石化、碳酸盐化等。在这些蚀变作用过程中，岩石的 CaO 、 Na_2O 、 K_2O 等氧化物的含量都将受到影响，因而 A/CNK ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (原子数)) 和 A/NK ($Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (原子数)) 变化范围较宽，在 $A/CNK-A/NK$ 图中(图 4-11)，虽然全部样品都位于过铝质岩区，但分布相对分散，尤其是 QMP，这与用于对比岩石主要位于过铝质岩、准铝质岩和过碱性岩交汇区域有一定差别。

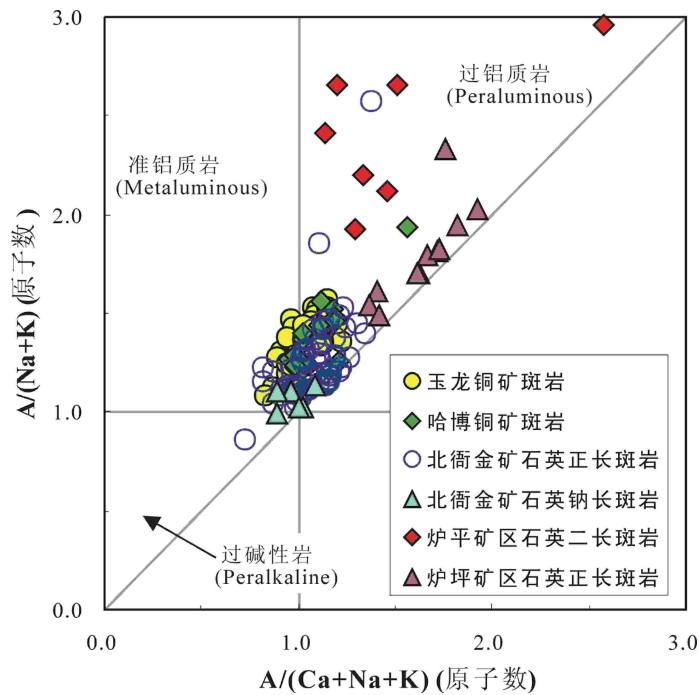


图 4-11 炉坪矿区斑岩 $A/(Ca+Na+K)-A/(Na+K)$ 图 (资料来源同图 4-6)

二、微量元素

从表 4-2 中可见，炉坪矿区富碱斑岩过渡元素 (Sc、V、Cr、Co 和 Ni) 含量较低，如 QMP 和 QOP 的 V 含量分别 8.46~11.0ppm 和 30.4~37.9ppm、Ni 含量分别为 3.07~13.5ppm 和 2.69~16.6ppm；QMP 和 QOP 大离子亲石元素 (LILE, Sr、Rb 和 Ba) 含量均具有较宽变化范围，前者明显低于后者，其中 Sr 分别为 76.8~353ppm 和 269~1234ppm、Rb 分别为 137~151ppm 和 170~482ppm、Ba 分别为 910~1176ppm 和 1362~5361ppm；两种富碱的高场强元素 (HFSE, Nb、Ta、Zr、Hf、Th 和 U) 含量相对稳定，但 QMP 的 Nb、Ta、Zr

和 Hf 明显低于 QOP, 如 Nb 含量分别为 4.89~5.89ppm 和 14.4~17.5ppm、Zr 分别为 97.5~120ppm 和 197~260ppm, 两者的 Th 和 U 含量相近, 如 Th 含量分别为 7.22~11.5ppm 和 11.0~15.0ppm; QMP 成矿元素 (Cu、Pb 和 Zn) 含量相对稳定, QOP 成矿元素含量范围较宽, 前者明显低于后者, 其中 Cu 分别为 3.65~9.28ppm 和 3.79~88.6ppm、Zn 分别为 39.0~64.2ppm 和 36.6~107ppm、Pb 分别为 26.8~46.3ppm 和 30.0~171ppm (矿化样品例外)。

表 4-3 显示, 炉坪矿区富碱斑岩微量元素含量与用于对比岩石存在一定差异, 相比之下, QMP 大部分元素含量相对较低, 尤其是 LILE 和 HFSE, 而 QOP 大部分元素含量相对较低, 尤其是 LILE 和 HFSE (Th 和 U 例外)。在图 4-12 中, 本区 QMP 和 QOP 明显分布于不同区域, 其中 QMP 相对集中, LILE 和 HFSE 与 K_2O 、 P_2O_5 和 TiO_2 不成线性关系, 暗示岩石的长石及副矿物磷灰岩、钛铁矿等对其含量影响较少; 而 QOP 的 Rb 与 K_2O 、Ba 和 Sr 与 P_2O_5 、Nb 和 Zr 与 TiO_2 均呈较好的正相关关系, 除 Ba 与 P_2O_5 外, 用于对比岩石也大体具有这种特征, 说明岩石中 Rb 含量主要受正长石控制、Ba 和 Sr 含量主要受副矿物磷灰石控制、Nb 和 Zr 含量主要受副矿物钛铁矿控制。

虽然炉坪矿区两类富碱斑岩微量元素含量存在明显差别, 但原始地幔 (Sun and McDonough, 1989) 标准化的微量元素配分模式相似 (图 4-13), 与原始地幔相比, 明显富集 LILE、LREE 和 HFSE, 模式具有 Ta、Nb、P 和 Ti 负异常特征。与用于对比岩石相比, 本区富碱斑岩除 Ba 不存在负异常外, 其他微量元素配分模式不存在明显差别 (图 4-13E~H), 其中 Ta、Nb、P 和 Ti 负异常是一种普遍规律。

三、稀土元素

炉坪矿区两种富碱斑的稀土元素 (REE) 含量相对稳定 (表 4-2), QMP 的稀土总量 (Σ REE, 包括 Y, 下同) 在 62.6~69.2ppm 之间, 其中轻稀土元素 (LREE)、重稀土元素 (HREE, 不包括 Y) 和 LREE/HREE 分别为 54.4~61.1ppm、3.36~3.61ppm 和 15.53~17.07; QOP 的 REE 含量明显高于 QMP, 其 Σ REE、LREE、HREE 和 LREE/HREE 分别为 146~179ppm、124~153ppm、9.55~12.0ppm 和 12.40~13.29。从表 4-3 中可见, 本区 QMP 的 REE 含量大体与玉龙铜矿、哈博

表 4-3 三江成矿带典型矿区富碱斑岩微量和稀土元素统计结果 (ppm)

矿床名称	炉坪			炉坪			北衙			北衙			玉龙			哈博		
	石英二长斑岩			石英正长斑岩			石英钠长斑岩			石英正长斑岩			富碱斑岩			富碱斑岩		
数据特征	范围	均值	样数	范围	均值	样数	范围	均值	样数	范围	均值	样数	范围	均值	样数	范围	均值	样数
V	8.46-11.0	10.1	7	30.4-37.9	33.8	11	10.4-17.3	13.7	6	13.1-35.4	21.7	12	42.0-54.0	48.0	18	13.3-36.3	25.5	17
Cr							3.97-9.56	6.61	6	3.76-32.0	15.6	29	12.0-27.0	17.7	18	10.0-63.7	32.9	17
Co	20.9-47.9	33.0	7	26.4-44.2	35.2	11	0.35-8.99	2.90	6	0.45-2.53	1.04	6	1.40-8.10	4.82	18	1.38-5.78	3.60	17
Ni	3.07-13.5	6.52	7	2.69-16.6	5.90	11	3.56-17.4	8.88	6	5.19-13.0	8.10	25				6.12-26.4	14.1	17
Cu	3.65-9.28	5.11	7	3.79-88.6	20.9	11	16.8-205	61.6	6	4.50-82.0	25.7	30				7.40-9201	996	17
Zn	39.0-64.2	49.7	7	36.6-107	69.7	11	14.6-238	89.3	6	11.4-57.4	34.5	24				25.4-258	64.7	17
Sr	76.8-353	204	7	269-1234	659	11	401-858	649	6	311-930	736	31	612-1024	859	18	52.5-803	508	17
Rb	137-151	144	7	170-482	393	11	166-311	221	6	152-297	213	28	170-245	197	18	194-316	229	17
Ba	910-1176	1079	7	1362-5361	3610	11	1755-1928	1850	6	1135-2390	1941	31	780-1241	1004	18	154-1744	981	17
Nb	4.89-5.89	5.25	7	14.4-17.5	15.7	11	7.45-9.85	8.48	6	3.57-12.8	9.78	33	7.90-10.0	9.02	18	4.47-11.8	7.36	17
Ta	0.52-0.60	0.54	7	0.72-0.89	0.81	11	0.71-1.08	0.90	6	0.31-1.11	0.70	34	0.75-0.95	0.83	18	0.56-1.33	0.84	17
Zr	97.5-120	103	7	197-260	221	11	147-184	172	6	126-227	159	31	238-371	286	18	93.7-170	120	17
Hf	2.69-3.20	2.84	7	5.33-6.91	6.14	11	4.61-5.84	5.36	6	4.26-6.51	5.02	31	5.50-8.40	6.56	18	2.65-4.41	3.31	17
U	3.43-4.88	4.06	7	3.03-4.60	3.73	11	2.79-10.0	5.36	6	2.15-8.78	3.71	32	3.60-7.40	5.95	18	4.10-11.2	6.91	17
Th	7.22-11.5	8.09	7	11.0-15.0	13.7	11	8.33-10.3	9.15	6	7.72-15.0	11.8	34	15.0-25.0	21.5	18	9.01-26.6	14.9	17
Pb	26.8-46.3	33.4	7	30.0-6275	704	11	21.2-572	129.8	6	15.6-56.5	41.2	24	19.0-62.0	29.2	18	25.9-160	48.4	17
Ga	18.8-20.2	19.5	7	18.6-21.8	20.4	11	13.2-18.1	15.7	6	10.7-23.0	17.7	31				16.0-20.6	18.3	17

资料来源：炉坪矿区斑岩由本次工作分析；玉龙铜矿斑岩据张玉泉等（1998）和 Jiang et al. (2006)，哈博铜矿斑岩据 Zhu et al.(2013)，北衙矿区斑岩据蔡新平（1991）、邓万明等（1998）、吴开兴（2005）、徐兴旺等（2006）、徐受民（2007）、Xu et al.(2007)、肖晓牛（2009）和文和言等（2012）

(续表 4-3)

La	13.9-15.6	14.8	7	31.0-38.6	35.7	11	10.2-20.5	14.3	6	10.1-28.4	19.1	34	31.0-78.0	54.8	18	10.7-26.0	19.2	17
Ce	25.3-28.7	27.2	7	57.7-71.0	66.0	11	20.5-34.6	26.7	6	21.2-54.8	34.2	34	59.0-142	109	18	23.4-46.8	35.3	17
Pr	2.81-3.16	3.00	7	6.51-8.09	7.53	11	2.28-3.89	3.02	6	2.15-7.60	3.69	34	6.80-15.0	11.3	18	2.98-5.37	3.97	17
Nd	9.96-11.0	10.5	7	23.3-29.0	27.1	11	8.28-13.5	10.5	6	7.01-24.0	13.5	34	24.0-54.0	40.7	18	11.0-19.0	14.0	17
Sm	1.84-2.06	1.94	7	4.05-5.23	4.85	11	1.56-2.35	2.01	6	1.41-3.19	2.42	31	3.20-8.70	6.38	18	2.01-3.59	2.56	17
Eu	0.44-0.61	0.56	7	1.16-1.51	1.35	11	0.55-0.72	0.63	6	0.37-1.80	0.61	33	0.91-2.00	1.52	18	0.43-0.83	0.61	17
Gd	1.36-1.51	1.45	7	3.45-4.07	3.81	11	1.42-1.98	1.76	6	1.08-3.10	2.09	32	2.20-6.20	4.47	18	1.71-3.02	2.11	17
Tb	0.20-0.22	0.21	7	0.51-0.66	0.60	11	0.20-0.27	0.23	6	0.13-0.46	0.30	32	0.23-0.74	0.53	18	0.20-0.42	0.29	17
Dy	0.83-0.93	0.87	7	2.30-3.16	2.75	11	1.08-1.49	1.24	6	0.61-2.80	1.66	32	1.10-3.40	2.44	18	1.05-2.40	1.62	17
Ho	0.15-0.17	0.16	7	0.48-0.64	0.57	11	0.20-0.28	0.24	6	0.10-0.45	0.31	31	0.20-0.60	0.44	18	0.19-0.49	0.32	17
Er	0.38-0.43	0.40	7	1.21-1.73	1.56	11	0.60-0.79	0.67	6	0.40-1.50	0.84	32	0.58-1.60	1.20	18	0.58-1.48	0.93	17
Tm	0.05-0.06	0.05	7	0.18-0.23	0.21	11	0.09-0.11	0.10	6	0.10-0.19	0.12	31	0.10-0.24	0.17	18	0.09-0.22	0.14	17
Yb	0.31-0.35	0.33	7	1.21-1.48	1.38	11	0.56-0.78	0.65	6	0.32-1.30	0.86	32	0.53-1.40	1.02	18	0.65-1.48	0.95	17
Lu	0.04-0.05	0.05	7	0.17-0.22	0.20	11	0.09-0.12	0.10	6	0.09-0.20	0.12	32	0.09-0.19	0.16	18	0.10-0.23	0.15	17
Y	4.14-4.75	4.44	7	12.7-16.3	14.7	11	4.33-6.42	5.61	6	2.67-14.0	8.77	33	5.10-16.0	11.7	18	5.73-15.9	9.84	17
ΣREE	62.6-69.2	65.9	7	146-179	168	11	52.1-86.5	67.7	6	44.0-116	90.3	32	135-319	245	18	62.9-127	92.0	17
LREE	54.4-61.1	57.9	7	124-153	142	11	43.4-75.4	57.2	6	31.3-98.7	75.6	33	125-292	223	18	50.8-102	75.7	17
HREE	3.36-3.61	3.51	7	9.55-12.0	11.1	11	4.36-5.73	4.98	6	2.64-10.2	6.38	32	5.03-14.4	10.4	18	4.59-9.73	6.51	17
LREE/HREE	15.53-17.07	16.49	7	12.40-3.29	12.87	11	9.01-14.59	11.53	6	5.37-16.86	11.20	31	18.88-24.83	21.45	18	9.89-13.42	11.77	17
δEu	0.81-1.11	1.01	7	0.90-1.01	0.96	11	0.88-1.19	1.03	6	0.47-1.29	0.79	34	0.82-1.05	0.88	18	0.70-0.91	0.80	17
δCe	0.97-1.00	0.98	7	0.96-0.98	0.97	11	0.93-1.09	0.99	6	0.31-1.46	0.95	33	0.98-1.11	1.05	18	0.92-1.06	0.98	17
(La/Sm) _n	4.74-4.94	4.79	7	4.42-5.06	4.63	11	3.45-5.47	4.42	6	2.34-6.16	4.42	32	4.67-6.63	5.41	18	3.05-5.61	4.71	17
(Gd/Yb) _n	3.43-3.89	3.58	7	2.07-2.54	2.24	11	1.77-2.50	2.19	6	1.40-3.01	2.02	33	2.42-4.11	3.53	18	1.60-2.12	1.83	17
(La/Yb) _n	28.48-32.45	30.39	7	16.15-18.36	17.48	11	10.26-21.54	15.07	6	10.64-18.75	13.13	30	28.99-47.81	36.32	18	10.45-17.07	13.77	17

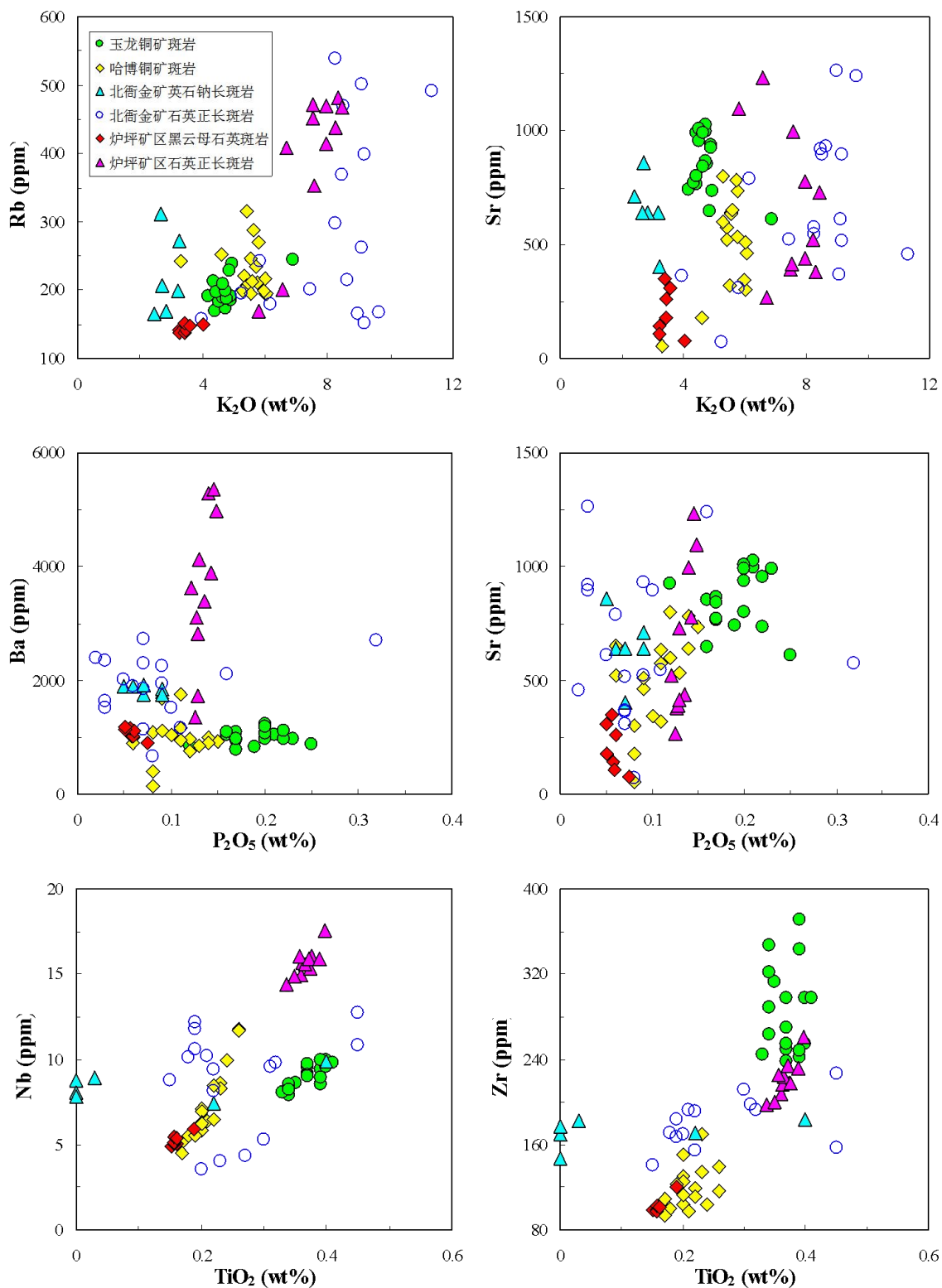


图 4-12 炉坪矿区富碱斑岩氧化物—微量元素相关图 (资料来源同图 4-6)

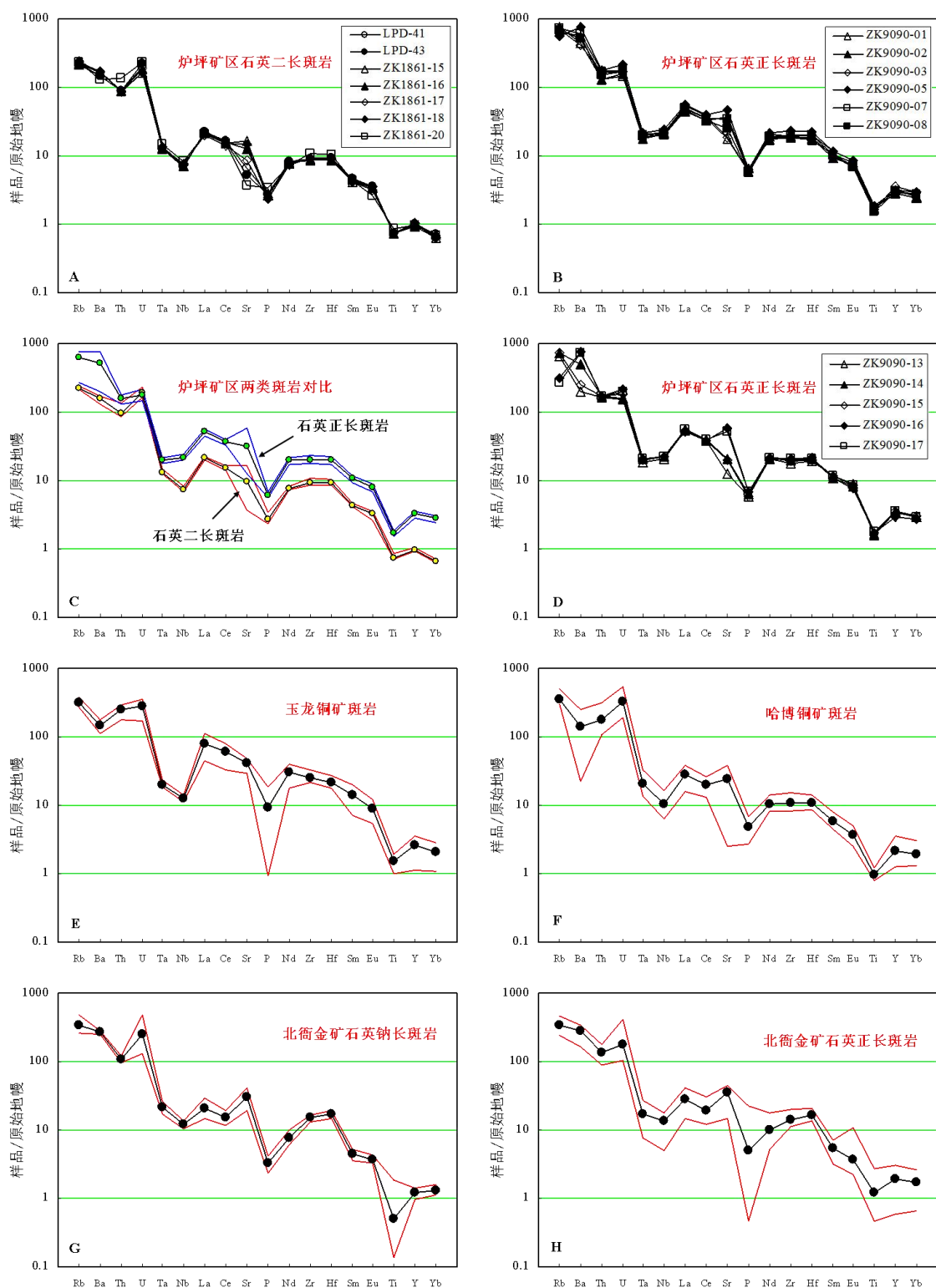


图 4-13 炉坪矿区富碱斑岩微量元素原始地幔标准化配分模式

原始地幔制微量元素据 Sun and McDonough (1989); A-D 中样品号同表 4-2, E-H 中红色之间为范围, 圆点线为均值。资料来源: 炉坪矿区斑岩由本次工作分析; 玉龙铜矿斑岩据张玉泉等 (1998) 和 Jiang et al. (2006), 哈博铜矿斑岩据 Zhu et al. (2013), 北衙矿区斑岩据蔡新平 (1991)、邓万明等 (1998)、吴开兴 (2005)、徐兴旺等 (2006)、徐受民 (2007)、Xu et al. (2007)、肖晓牛 (2009) 和文和言等 (2012)

铜矿和北衙矿区石英钠长斑岩相近, QOP的REE含量大体与北衙矿区石英正长斑岩相近。

虽然本区两种富碱斑的REE含量存在明显差别,但球粒陨石(Boynton, 1984)标准化REE配分模式为相似的LREE富集型,同类岩石不同样品之间不存在明显差别(图4-14)。其中QMP的 $(La/Yb)_n$ 、 $(La/Sm)_n$ 和 $(Gd/Yb)_n$ 分别为28.48~32.45、4.74~4.94和3.43~3.89, Eu和Ce异常不明显, δEu 和 δCe 分别为0.81~1.11和0.97~1.00; QOP的 $(La/Yb)_n$ 、 $(La/Sm)_n$ 和 $(Gd/Yb)_n$ 分别为16.15~18.36、

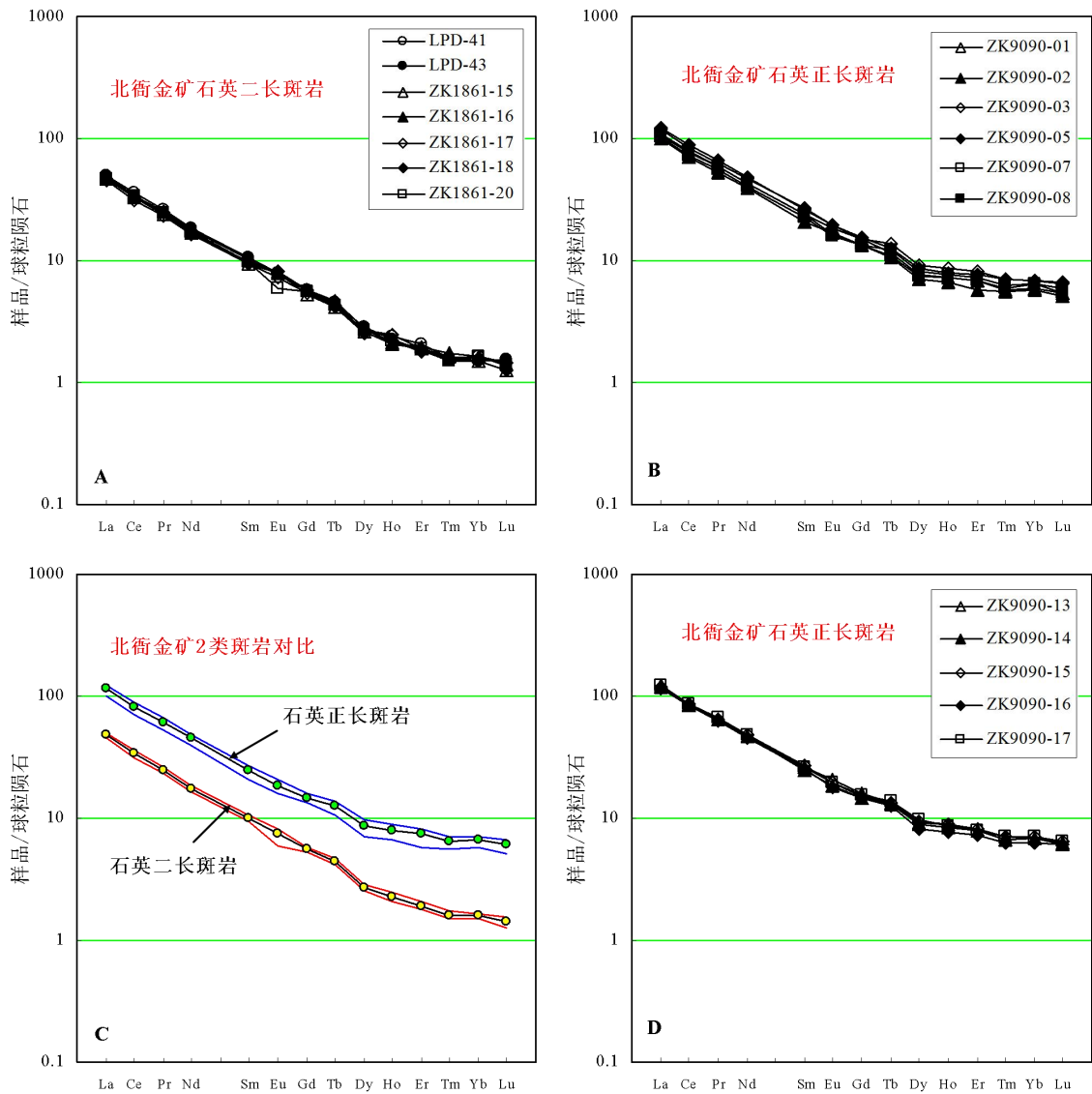


图 4-14 炉坪矿区富碱斑岩 REE 配分模式

球粒陨石据 Boynton (1984); 样品号同表 4-2; C 中红线之间和蓝线之间分别为石英二长斑岩和石英正长斑岩的范围, 黄色圆点线和绿色圆点线分别为石英二长斑岩和石英正长斑岩的均值

4.42~5.06 和 2.07~2.54, Eu 和 Ce 异常同样不明显, δEu 和 δCe 分别为 0.90~1.01 和 0.96~0.98。这些特征与用于对比岩石相似 (图 4-15), 只是后者的 REE 含量范围相对较宽。

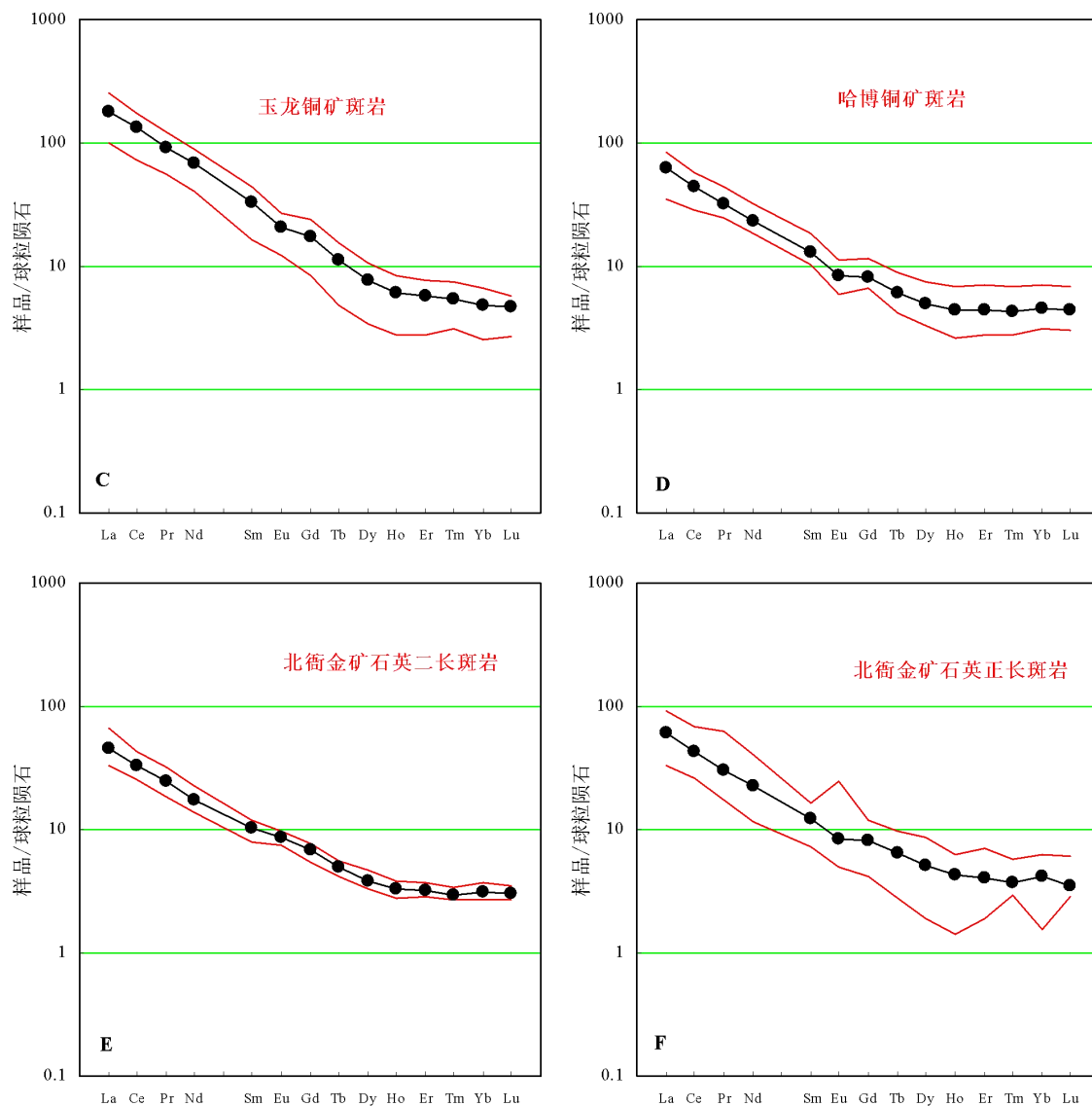


图 4-15 玉龙、哈博和北衙矿区富碱斑岩 REE 配分模式

球粒陨石据 Boynton (1984); 红色之间为范围, 圆点线为均值。资料来源: 玉龙铜矿斑岩据张玉泉等 (1998) 和 Jiang et al. (2006), 哈博铜矿斑岩据 Zhu et al. (2013), 北衙矿区斑岩据蔡新平 (1991)、邓万明等 (1998)、吴开兴 (2005)、徐兴旺等 (2006)、徐受民 (2007)、Xu et al. (2007)、肖晓牛 (2009) 和文和言等 (2012)

四、Sr-Nd-Pb 同位素

1. Sr-Nd 同位素组成

由于本次所采石英二长斑岩蚀变较严重, 因此测定了石英正长斑岩 (QOP) 的 Sr-Nd 同位素组成。测试结果表明 (表 4-4), 矿区 QOP 的 Sr、Nd 同位素组成基本一致, 7 件样品的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 和 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ 分别在 0.705999~0.706555 和 0.512335~0.512363 之间, 均在北衙矿区斑岩 (邓万明等, 1998; 吴开兴, 2005; 徐兴旺等, 2006; 徐受民, 2007; Xu et al., 2007; 肖晓牛, 2009; 文和言等, 2012)、马厂箐矿区斑岩 (刘显凡等, 2004; 毕献武等, 2005; 贾丽琼等, 2013; 郭晓东等, 2014)、玉龙矿区斑岩 (张玉泉等, 1998; Jiang et al., 2006) 和哈博矿区斑岩 (Zhu et al., 2013) 的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 和 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ 变化范围之内; 其中 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 略高于原始地幔现代值 (0.7045; Depaolo, 1979)、 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ 与原始地幔现代值相近 (0.512638; Jacobsen et al., 1980), 该特征与哀牢山—金沙江富碱侵入

表 4-4 炉坪矿区富碱斑岩 Sr-Nd 同位素组成

样号	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2 σ)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$\epsilon_{\text{Sr}(t)}$
ZK9090-2	415	780	1.5399	0.707430±0.000008	0.706555	29.84
ZK9090-3	451	389	3.3572	0.708042±0.000009	0.706135	23.87
ZK9090-7	469	727	1.8623	0.707515±0.000007	0.706457	28.45
ZK9090-8	439	521	2.4332	0.707710±0.000009	0.706328	26.61
ZK9090-13	409	269	4.3941	0.708496±0.000012	0.705999	21.95
ZK9090-14	469	439	3.0853	0.707930±0.000008	0.706177	24.47
ZK9090-15	471	414	3.2855	0.708016±0.000009	0.706149	24.08
样号	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2 σ)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$
ZK9090-2	4.05	23.3	0.1048	0.512389±0.000014	0.512362	-4.39
ZK9090-3	5.23	28.2	0.1116	0.512389±0.000006	0.512360	-4.42
ZK9090-7	4.61	26.1	0.1064	0.512372±0.000010	0.512344	-4.73
ZK9090-8	4.45	24.6	0.1089	0.512379±0.000006	0.512351	-4.60
ZK9090-13	5.11	27.8	0.1104	0.512364±0.000008	0.512335	-4.91
ZK9090-14	4.79	27.9	0.1035	0.512390±0.000006	0.512363	-4.36
ZK9090-15	5.21	28.9	0.1087	0.512391±0.000010	0.512363	-4.37
样号	U(ppm)	Th(ppm)	Pb(ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (2 σ)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (2 σ)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (2 σ)
ZK9090-2	3.34	11.1	106	18.639±0.002	15.677±0.002	39.008±0.004
ZK9090-3	3.66	14.1	156	18.648±0.002	15.688±0.002	39.046±0.004
ZK9090-7	3.74	14.4	145	18.641±0.002	15.677±0.002	39.005±0.005
ZK9090-8	3.57	12.8	171	18.634±0.002	15.671±0.002	38.986±0.005
ZK9090-13	3.19	13.9	151	18.642±0.002	15.672±0.002	38.995±0.005
ZK9090-14	3.30	14.7	6275	18.714±0.003	15.771±0.002	39.315±0.004
ZK9090-15	3.82	14.4	66.3	18.612±0.003	15.636±0.003	38.884±0.007

注: 样品 Sr-Nd 同位素组成由南京大学分析, Pb 同位素组成由核工业北京地质矿产研究院分析; 采样位置、岩石名称及岩石特征同表 4-2; 初始值计算过程中 $t=35\text{Ma}$ 。

岩的 Sr、Nd 同位素组成相似（张玉泉等，1997；邓万明等，1998；黄智龙等，1999）。

计算的 $\epsilon_{\text{Sr}(t)}$ (计算过程中成岩时代取 35Ma, 下同)和 $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ 分别为 21.95~29.82 和 -4.91~-4.36, 也与北衙矿区斑岩（邓万明等，1998；吴开兴，2005；徐兴旺等，2006；徐受民，2007；Xu et al., 2007；肖晓牛，2009；文和言等，2012）、马厂箐矿区斑岩（刘显凡等，2004；毕献武等，2005；贾丽琼等，2013；郭晓东等，2014）、玉龙铜矿斑岩（张玉泉等，1998；Jiang et al., 2006）、哈博铜矿斑岩（Zhu et al., 2013）和哀牢山—金沙江富碱侵入岩（张玉泉等，1997；邓万明等，1998；黄智龙等，1999）的 $\epsilon_{\text{Sr}(t)}$ 和 $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ 不存在明显的差别。在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ - $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ 图中（图 4-16A），本区 QOP 样品位于第四象限、EM I 地幔端元和 EM II 地幔端元之间，说明岩石具有源于富集地幔的特征。

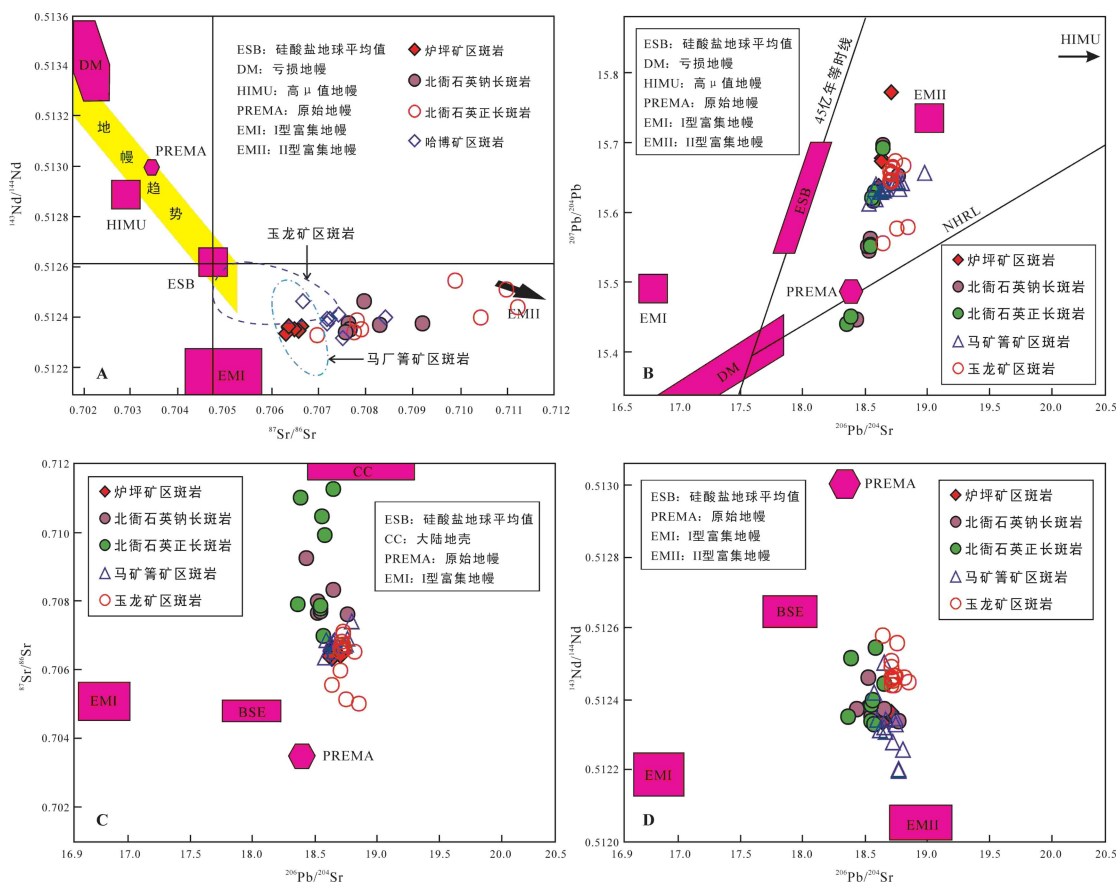


图 4-16 炉坪及三江成矿带代表性矿区斑岩 Sr-Nd-Pb 同位素图解

底图据 Zindler and Hart (1986)；炉坪矿区斑岩由本次工作分析，北衙矿区斑岩据邓万明等（1998）、吴开兴（2005）、徐兴旺等（2006）、徐受民（2007）、Xu et al. (2007)、肖晓牛（2009）、文和言等（2012），马厂箐矿区斑岩据刘显凡等（2004）、毕献武等（2005）、贾丽琼等（2013）、郭晓东等（2014），玉龙铜矿斑岩据张玉泉等（1998）、Jiang et al. (2006)，哈博铜矿斑岩据 Zhu et al. (2013)

2. Pb 同位素组成

从表 4-4 中可见, 矿区 QOP 的 Pb 同位素组成也不具明显差别, 7 件样品的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别在 18.612~18.714、15.636~15.771 和 38.884~39.315 之间, 总体也在北衙矿区斑岩(邓万明等, 1998; 吴开兴, 2005; 徐兴旺等, 2006; 徐受民, 2007; Xu et al., 2007; 肖晓牛, 2009; 文和言等, 2012)、马厂箐矿区斑岩(刘显凡等, 2004; 贾丽琼等, 2013; 郭晓东等, 2014)、玉龙铜矿斑岩(张玉泉等, 1998; Jiang et al., 2006)和哈博铜矿斑岩(Zhu et al., 2013)的 Pb 同位素变化范围之内。在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图(图 4-16B)、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 图(图 4-16C)和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ 图(图 4-16D)中, 本区 QOP 相对集中, 总体在用于对比的斑岩分布范围之内, 位于原始地幔(PREMA)、I 型富集地幔(EM I)和 II 富集地幔(EM II)之间, 同样显示岩石具有富集地幔源区。

第四节 岩石成因

前已述及, 炉坪矿区两类富碱斑岩主要矿物成分为石英和长石, 主量元素均富 SiO_2 、 Al_2O_3 和 $\text{ALK}(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, 总体为花岗质岩石。花岗质岩石的成因是地学界长期争论的科学问题, 20 世纪 70 年代国外对花岗岩的研究取得了突破性进展, 继 Chappell and White (1974) 首先提出了 I 型和 S 型花岗岩之后, 不同学者又分别定义了 A 型花岗岩(Loiselle and Wones, 1979)和 M 型花岗岩(White and Chappell, 1977)。近 30 年来, 国内外地质学家外针对不同类型花岗岩的地质、地球化学判别标志、成因理论、成岩构造环境及成矿效应展开了大量研究工作, 取得了许多重要认识。该部分将炉坪矿区富碱斑岩的地质特征、矿物组合和地球化学资料, 确定岩石的成因类型、判别岩石的成岩构造背景, 在此基础上探讨岩石的成因。

一、成因类型

虽然花岗质岩石具有种类繁多的成因类型(I 型、S 型、A 型和 M 型等), 但不同成因类型花岗岩具有不同的地质、地球化学特征, 因而各具特色的地质、地球化学特征便成为不同成因类型花岗岩的有效判别标志。前已述及, 炉坪矿区

两种富碱斑岩的矿物组合、主量元素、微量元素和稀土元素地球化学特征存在较明显的区别，以下主要根据地球化学特征，确定其成因类型。

矿区两种富碱斑岩的 Ga 含量均相对稳定，QMP 和 QOP 分别为 18.8~20.2ppm 和 18.6~21.8ppm，其 10000Ga/Al 也不具明显差别，分别为 2.09~2.54 和 2.23~2.41。在花岗岩类型的 10000Ga/Al—主量和微量元素判别图中（图 4-17），虽然矿区 QMP 和 QOP 分布区域存在一定差异，但前者全部样品位于 I.S.M. 型花岗岩区域，分布总体在哈博铜矿斑岩范围之内；后者除在 10000Ga/Al—(Na₂O+K₂O)/CaO 和 K₂O/MgO 中位于 A 型花岗岩区域外，在其他图中也位于 I.S.M. 型花岗岩区域，其分布总体在北衙矿区正长斑岩范围之内。图 4-18 表明，本区 QMP 和哈博铜矿斑岩具有未分异 I.S.M. 型花岗岩特征，而 QOP 和北衙矿区正长斑岩具有分异 I.S.M. 型花岗岩特征。另外，本区两种富碱斑岩 REE 配分模式为相似的 LREE 富集型（图 4-14）、Eu 异常不明显（QMP 和 QOP 的 δ_{Eu} 分别为 0.81~1.11 和 0.90~1.01）、 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 < 0.710$ （0.705999~0.706555），这些特征明显不同于前人总结的 S 型花岗岩判别指标，而与 I 型花岗岩判别指标吻合（White and Chappell, 1977；王联魁和黄智龙，2000）。因此，可以确定炉坪矿区富碱斑岩以及用于对比的玉龙斑岩、哈博斑岩和北衙矿区斑岩等均具有 I 型花岗岩特征。

近年研究发现，埃达克岩（adakite）与斑岩型 Cu、Cu-Mo、Cu-Au 及浅成低温热液型 Au-Ag 矿床有密切的关系，Thieblemant et al. (1997) 统计了全球 43 个 Au、Ag、Cu、Mo 低温热液型和斑岩型矿床，发现其中的 38 个与埃达克岩有关；Sajona and Maury (1998) 研究了菲律宾斑岩铜矿和浅成低温热液金矿，发现 14 个矿床中有 12 个与埃达克岩有关；Oyarzun et al. (2001) 研究了智利北部安第斯斑岩 Cu-Au 成矿带的含矿斑岩，发现赋存浅成低温热液金矿的斑岩为典型的陆缘弧钙碱性系列岩石，而产出巨型斑岩铜矿的含矿斑岩则为埃达克质岩，如 Chuquicamata，铜金属储量达 6000 万吨；冷成彪等（2007）对比研究了中国 26 个主要斑岩铜矿的地球化学特征和年代学，结果表明其中 25 个矿床与埃达克（质）岩有成因联系，包括本文用于对比的普朗和玉龙斑岩铜矿；还有不少学者指出，埃达克岩可以作为斑岩型矿床和浅成低温热液矿床重要的找矿标志（Defant et al., 2002；张旗等, 2002, 2004；王元龙等, 2003；刘红涛等, 2004）。炉

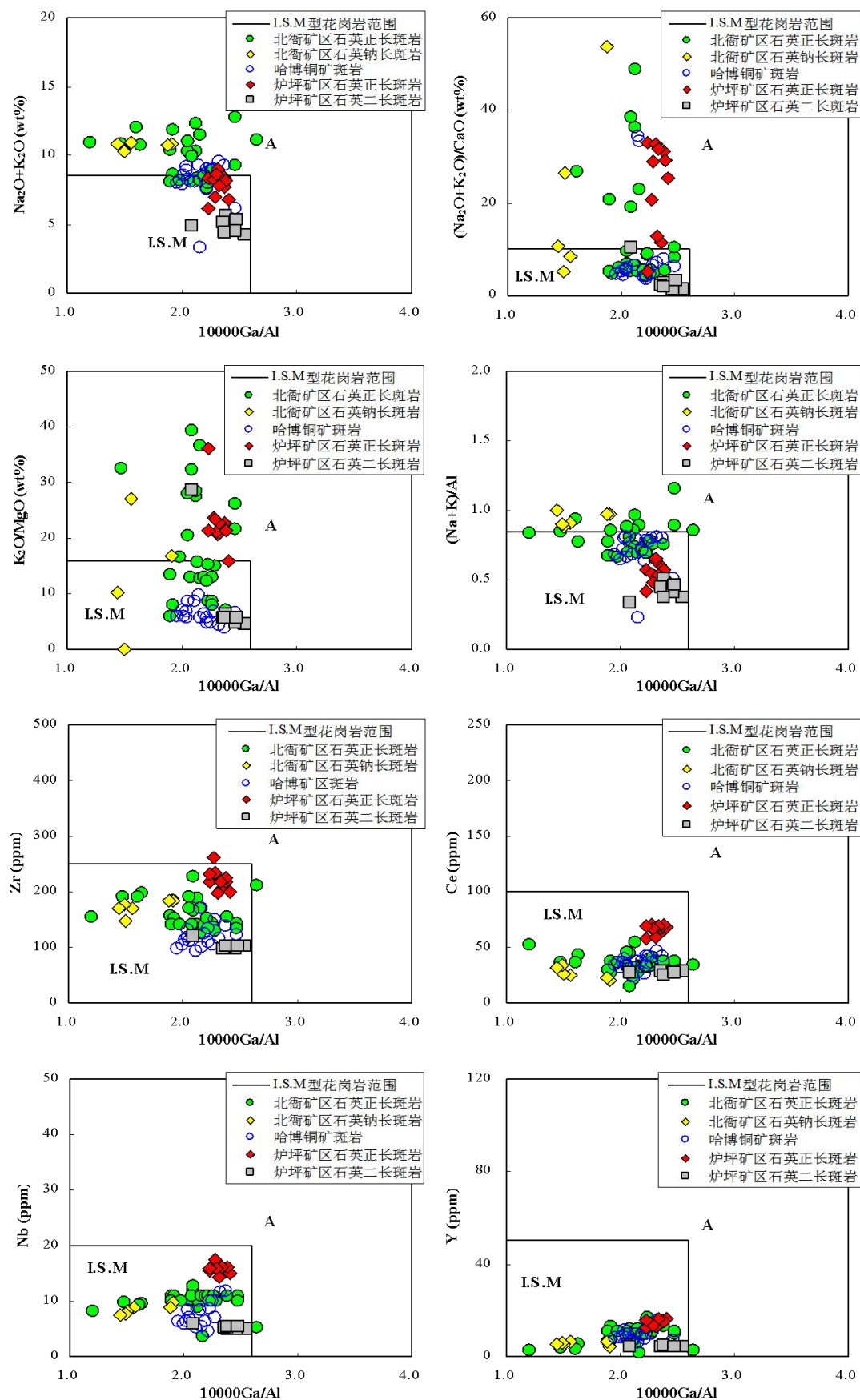


图 6-17 炉坪矿区斑岩岩石成因类型判别图 ($10000\text{Ga}/\text{Al}$ —主量和微量元素)

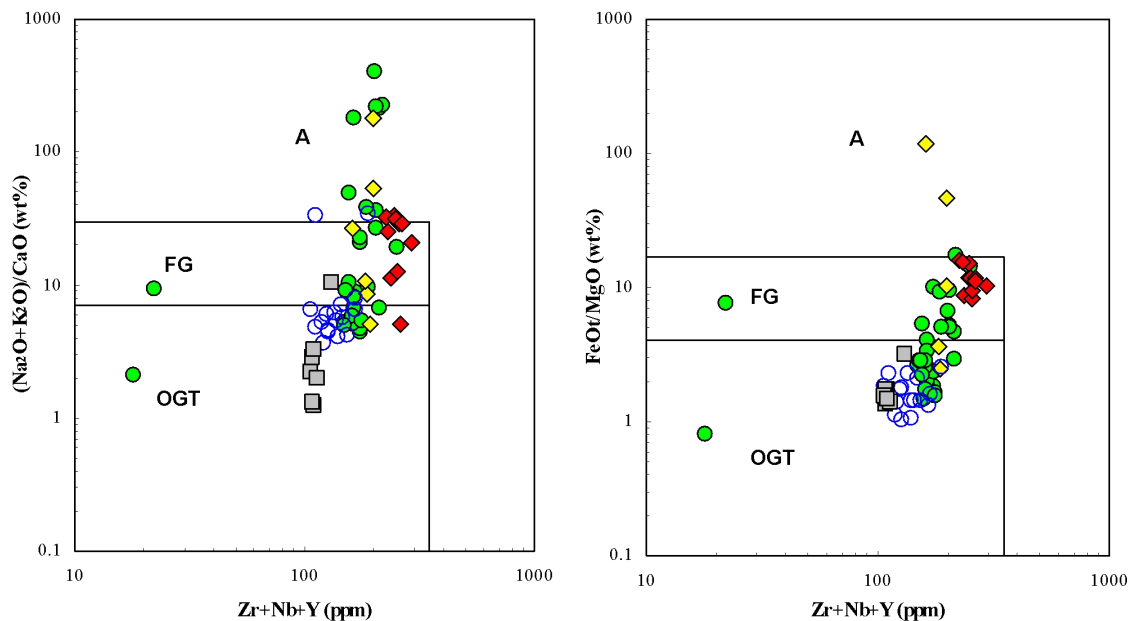


图 4-18 炉坪矿区斑岩岩石成因类型判别图 (Zr+Nb+Y—主量元素)

FG-分异 I.S.M.型花岗岩, OGT-未分异 I.S.M.型花岗岩; 图例同图 4-17

坪矿区和北衙矿区富碱斑岩是否具有埃达克(质)岩特征,对岩石成因、成岩构造环境、成矿过程和成矿预测研究均研究至关重要。

埃达克岩是指由角闪安山岩到英安岩、流纹岩等组成的一套中酸性熔岩组合,以缺少玄武岩与典型的岛弧岩浆岩相区别(Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999; Martin et al., 2005);岩石斑晶主要为环带斜长石、角闪石和黑云母,斜方辉石和单斜辉石斑晶仅见于产于阿留申和墨西哥的镁铁质安山岩中(Kay, 1978; Rogers et al., 1985; Calmus et al., 2003),副矿物主要有磷灰石、锆石、榍石和钛磁铁矿;岩石地球化学主要特征: $\text{SiO}_2 > 56\text{wt}\%$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\text{wt}\%$ 、 $\text{Na}_2\text{O} > 3.5\text{wt}\%$ 、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 约 0.42, $\text{Mg}\#$ 约 0.51; $\text{Sr} > 400\text{ppm}$), LREE 高度分异 ($(\text{La}/\text{Yb})_n > 10$)、HREE 亏损 ($\text{Yb} < 1.9\text{ppm}$ 、 $\text{Y} < 18\text{ppm}$)。前文介绍的岩相学、矿物组合以及主要元素、微量元素和稀土元素地球化学看,炉坪矿区两种富碱斑岩除 Na_2O 含量较低、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值较高、 $\text{Mg}\#$ 较低外,其他特征均可与埃达克岩对比,在 $\text{Sr}/\text{Y}-\text{Y}$ 图(图 4-19A)和 $(\text{La}/\text{Yb})_n-\text{Ybn}$ 图(图 4-19B)中, QMP 分布于埃达克岩区域,而 QOP 分布于埃达克岩与正常弧岩浆岩交界区域,显示本区富碱斑岩不是典型的埃达克岩。

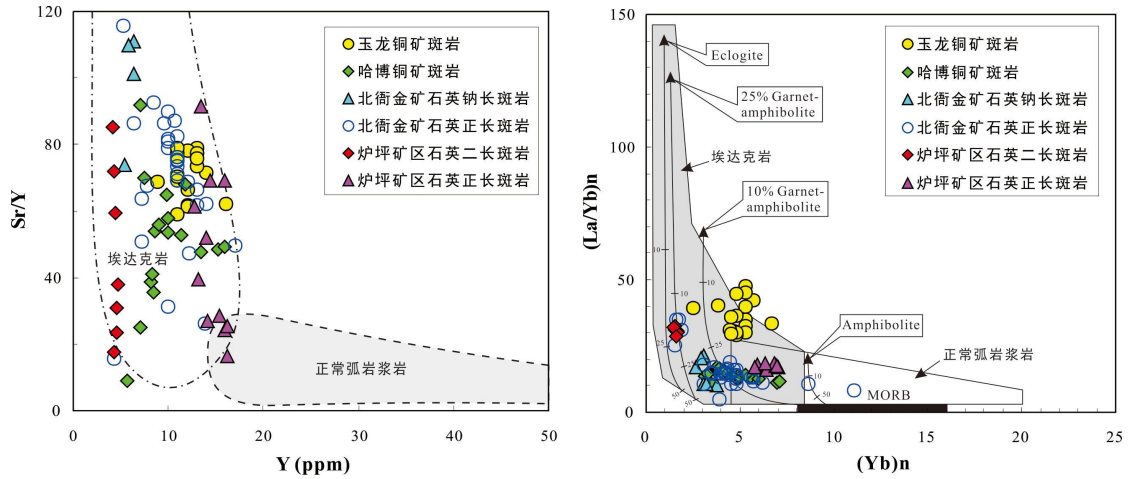


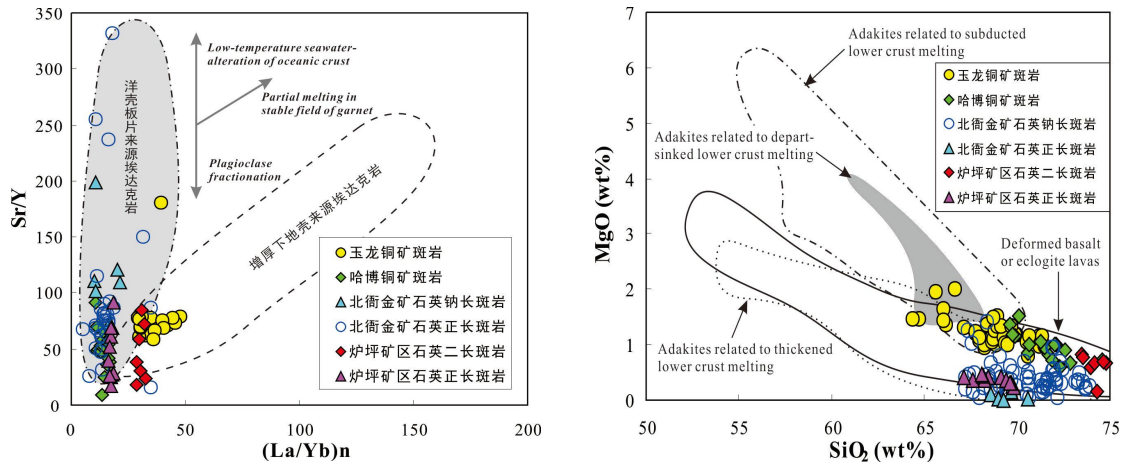
图 4-19 炉坪矿区斑岩 Sr/Y vs Y 和 (La/Yb)_n vs Y_{bn} 图

A-底图据 Defant and Drummond (1990); B-底图据 Martin (1999), 球粒陨石据 Boynton (1984)

二、源区特征

前人的研究成果表明, I 型花岗质岩石主要来自于大陆地壳内火成岩的部分熔融 (Wyllie, 1977; Kemp, et al., 2007; 吴福元等, 2007; 张旗等, 2008); 近年来锆石 U-Pb 年龄和 Hf-O 同位素研究表明, 经过幔源岩浆改造的沉积物质熔融也可能形成 I 型花岗岩 (Kemp, et al., 2007; Li et al., 2009); Keay et al. (1997) 和 Collins et al. (2008) 研究澳大利亚 Lachlan 褶皱带 I 型花岗岩过程中, 提出了“三端元混合成因模式”, 即花岗质岩浆为上地壳、下地壳和地幔来源的混合; Zhu et al. (2011) 用“三端元混合模式”, 合理解释了滇西羊拉铜矿 I 型花岗岩的成因, 认为其原始岩浆主要为下地壳物质部分熔融产物、混合部分地幔岩部分熔融形成的熔体、上升过程中混染少量上地壳物质的混合岩浆, 混合岩浆在浅部侵位, 发生结晶分异作用形成岩体。

前已述及, 炉坪矿区两种富碱斑岩除 Na₂O 含量较低、K₂O/Na₂O 比值较高、Mg# 较低外, 总体具有埃达克质岩石亲性和, 暗示其源区为较深的榴辉岩相玄武质岩石 (Defant and Drummond, 1990); 根据地球物理确定的滇西地区莫霍面的平均深度为 45km (王椿楠等, 2002), 与采用各种深源包体平衡温压计算推测的滇西地区碱性火山岩和富碱斑岩起源深度 (至少在 50~9km 左右) 相吻合。这些事实都证实了本区存在加厚地壳。在 Sr/Y-(La/Yb)_N 及 w(MgO)-w(SiO₂) 图中 (图 4-20), 本区两种富碱斑岩大部分落在增厚下地壳熔融形成的埃达克岩及实验变

图 4-20 炉坪矿区富碱斑岩 Sr/Y vs $(La/Yb)_n$ 及 MgO vs SiO_2 图

玄武岩或榴辉岩熔体区域内，也很好地佐证了岩石可能源自加厚地壳的部分熔融（赵欣等，2004；徐受民等，2006）。

本区富碱斑岩 Sr、Nd 和 Pb 同位素地球化学揭示源区具有 EMII 型富集地幔特征。普遍认为 EMII 型富集地幔端员的成因可能与陆源沉积物、大陆地壳、蚀变的大洋壳或洋岛玄武岩通过俯冲作用进入地幔再循环作用有关。单用加厚地壳底部或壳幔过渡带部分熔融作用难以解释。同时本次测得锆石年龄将富碱岩浆侵位时代限定在新生代，而此时本区早已处在陆内环境。邓万明等（1998）认为本区富碱斑岩源区的形成时代约在 250Ma 前，而新生代的岩浆活动类似莫宣学等（1993）提出的“岩浆滞后效应”。张玉泉等（1995）的研究表示，在晚二叠世—第三纪，本区经历了印度板块向欧亚板块俯冲，特提斯洋消亡的过程。在洋壳消减过程中，俯冲进入地幔的地壳物质作为源区的信息被保留了下来（毕献武等，2005）。因此，可以认为晚古生代金沙江缝合带曾经历了古特提斯洋的俯冲消亡，俯冲板片流体交代大陆岩石圈地幔，形成了富碱斑岩的岩浆源区（侯增谦等，2004）。

第五章 矿床地球化学

成矿物质和成矿流体的来源是矿床成因机制研究的关键,对建立合理的矿床成因模式、指导成矿预测具有重要意义。众所周知,同位素地球化学是探讨成矿流体和成矿物质来源最为有力的工具,但是 Dejonghe *et al.* (1989) 指出,仅仅利用少量、单一的同位素数据可能会得出与地质事实不符的结论,有时几种同位素方法研究的结果可能会互相矛盾。本次工作较为系统分析炉坪矿床硫和碳、氧同位素组成,主要揭示了成矿流体的来源。

第一节 硫同位素

炉坪铅锌矿床原生矿体主要矿石矿物为黄铁矿、方铅矿和闪锌矿。因此,成矿流体中 S 的来源至关重要,硫同位素组成是示踪成矿流体中 S 来源最直接、最有效的方法。

一、硫同位素组成

前人未对炉坪铅锌矿床开展过硫同位素地球化学研究,本次工作对采自矿区钻孔中的原生矿石进行了硫同位素组成分析,分析矿物主要为黄铁矿和方铅矿,少量闪锌矿。硫同位素组成分析在中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室采用 EA-IRMS 法在连续流质谱仪上完成,分析方法同前文。表 5-1 为炉坪铅锌矿床原生矿体主要硫化物的硫同位素组成,其中同时列出北衙金矿床及不同矿物硫同位素组成统计结果,图 5-1 为炉坪铅锌矿床和北衙金矿床硫同位素组成直方图。可见以下特征:

(1) 矿床硫同位素组成高度集中。14 件硫矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 在 0.81~2.83‰之间,平均 1.75‰、极差 2.02‰;其中 4 件黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 2.26~2.83‰、平均 2.61‰、极差 0.57‰,1 件闪锌矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 2.73‰,9 件方铅矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 0.81~1.83‰、平均 1.26‰、极差 1.02‰;在硫同位素组成直方图上(图 5-1A),样品具有明显塔式效应,峰值在 1~3‰之间,具典型幔源硫特征(Ohmoto; 1972; Ohmoto and Rye, 1979)。

(2) 矿床与北衙金矿床硫同位素组成相近。北衙金矿床 37 件硫矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 在 -2.4~4.5‰之间,炉坪矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 在此范围之间;其 24 件黄铁矿和 13 件方铅矿

表 5-1 炉坪矿床 S 同位素组成

矿床名称	样品号	分析对象	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	2σ	资料来源	
炉坪	LPD-10	闪锌矿	2.73	0.01	本次工作	
	LPD-1	黄铁矿	2.26	0.12	本次工作	
	LPD-2	黄铁矿	2.75	0.03	本次工作	
	LPD-18	黄铁矿	2.61	0.00	本次工作	
	LPD-28	黄铁矿	2.83	0.09	本次工作	
	LPD-3	方铅矿	1.83	0.01	本次工作	
	LPD-4	方铅矿	1.25	0.01	本次工作	
	LPD-9	方铅矿	0.81	0.01	本次工作	
	LPD-16	方铅矿	0.86	0.06	本次工作	
	LPD-19	方铅矿	1.08	0.04	本次工作	
	LPD-24	方铅矿	1.06	0.01	本次工作	
	LPD-27	方铅矿	1.08	0.09	本次工作	
	LPD-29	方铅矿	1.68	0.07	本次工作	
	LPD-36	方铅矿	1.69	0.02	本次工作	
	全部样品 (14)			0.81~2.83		本次工作
	黄铁矿 (4)			2.26~2.83		本次工作
	闪锌矿 (1)			2.73		本次工作
	方铅矿 (9)			0.81~1.83		本次工作
	北衙	全部样品 (37)			-2.4~4.5	见脚注
黄铁矿 (24)			-1.6~4.5	见脚注		
方铅矿 (13)			-2.4~1.8	见脚注		

注：北衙金矿床据叶庆同等（1992）、刘秉光等（1999）、吴开兴（2005）、徐受民（2007）和肖晓牛等（2011）；括号内的数字为统计样品数。

的 $\delta^{34}\text{S}$ 分别为-1.6~4.5‰和-2.4~1.8‰，也总体与炉坪矿床黄铁矿和方铅矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 相互重叠；在硫同位素组成直方图上（图 5-1B），北衙金矿床的样品同样具有明显塔式效应，峰值在 1~3‰之间，也与炉坪矿床一致，具典型幔源硫特征（Ohmoto; 1972; Ohmoto and Rye, 1979）。

二、讨论

1. 成矿流体总硫同位素组成

炉坪铅锌矿床硫同位素组成高度集中，表明矿床成矿流体中的硫具有来源相对单一。确定成矿流体的总硫同位素组成（ $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ ）是应用硫同位素方法探讨成矿流体中硫来源的主要依据（沈渭洲，1997）。Ohmoto（1972）指出，矿床中

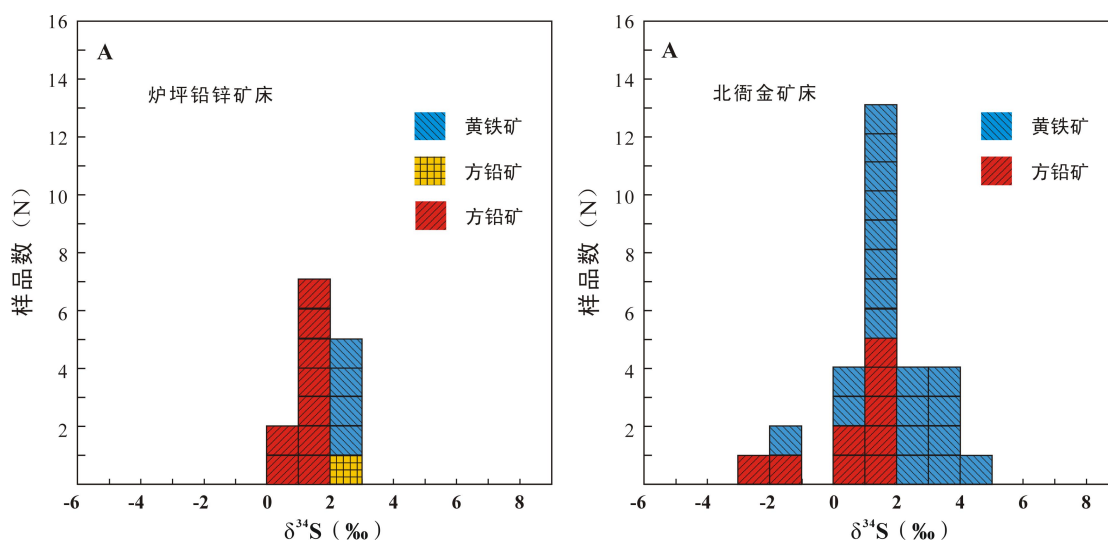


图 5-1 炉坪铅锌矿床和北衙金矿床硫同位素组成直方图

炉坪铅锌矿床硫同位素组成由本次工作分析；北衙金矿床据叶庆同等（1992）、刘秉光等（1999）、吴开兴（2005）、徐受民（2007）和肖晓牛等（2011）。

硫化物实测的 $\delta^{34}\text{S}$ 不能代表成矿流体 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ ，而是氧逸度（ f_{O_2} ）、酸碱度（pH 值）、成矿温度（T）以及离子强度（I）等的函数，即“大本模式”，硫化物 $\delta^{34}\text{S} = F(\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}, f_{\text{O}_2}, \text{pH}, T, I, \dots)$ 。确定成矿流体 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ 常用方法有 2 种（Ohmoto and Rye, 1979；沈渭洲，1997；郑永飞和陈江峰，2000）：其一为矿物共生组合比较法，其二为同位素对图解法，2 种方法的前提均是成矿体系达到平衡状态。

实验研究结果表明（郑永飞和陈江峰，2000），热液体系在同位素交换平衡条件下， ^{34}S 倾向富集在较强硫键的化合物中。因此，硫化物— H_2S 达到平衡时，硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 富集顺序为：辉钼矿 > 黄铁矿 > 闪锌矿（磁黄铁矿） > 黄铜矿 > 铜蓝 > 方铅矿 > 辰砂 > 辉铜矿（辉铋矿） > 辉银矿。从表 5-1 中可见，炉坪矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 总体具有黄铁矿 > 闪锌矿 > 方铅矿，表明主成矿期成矿体系硫化物— H_2S 基本达到平衡状态。由于本次工作没有分析硫化物矿物对的硫同位素组成，因而可用矿物共生组合比较法确定成矿流体总硫同位素组成。

炉坪矿体原生矿体含硫矿物的共生组合主要为黄铁矿—闪锌矿—方铅矿，其他矿物很少，矿区未发现石膏，镜下观察这些硫化物没有相互穿插关系，应为成矿流体同期结晶沉淀产物。Ohmoto and Rye（1979）指出，热液体系平衡状态下，上述硫化物组合其 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}} \approx \delta^{34}\text{S}_{\text{主要硫化物}}$ 。因此，矿区主要硫化物黄铁矿、闪锌矿和方铅矿的硫同位素组成可代表成矿流体总硫同位素组成，以此确定的成矿流体 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ 集中于 1~3‰之间。

2. 成矿流体中硫的来源

众多研究成果表明,热液矿床硫的来源可能有4种:一种是来自地幔和深部地壳,这种硫同位素平均组成与陨石硫同位素组成接近, $\delta^{34}\text{S}$ 约为0‰附近,变化范围小,塔式效应明显;第二种来自海水硫酸盐, $\delta^{34}\text{S}$ 一般大于15‰;第三种是还原(沉积)硫,或生物成因的硫,由于生物作用强弱和 SO_4^{2-} 、 H_2S 开放或封闭体系不同, $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围较大,并常显示硫同位素非平衡效应;第4种是混染硫, $\delta^{34}\text{S}$ 介于第一种与第二种硫同位素之间。炉坪矿床硫同位素组成高度集中,塔式效应明显(图5-1),估算的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CS}}$ 集中在1~3‰之间,具典型幔源硫特征(Ohmoto, 1972; Ohmoto and Rye, 1979),表明成矿流体中的硫来自地幔或深部地幔。前已述及,矿区斑岩具埃达克岩特征,主要为深部地壳+上地幔部分熔融产物,因此,本区成矿流体中的硫主要由斑岩提供。矿床与北衙金矿具有相近的硫同位素组成(表5-1、图5-1),前人的研究结果也表明,该矿床成矿流体中的硫也主要来源于矿区与矿化时空密切共生的斑岩(叶庆同等, 1992; 刘秉光等, 1999; 吴开兴, 2005; 徐受民, 2007; 肖晓牛等, 2011)。

第二节 碳氧同位素

炉坪矿床碳酸盐岩地层广泛分布,其中大理岩是多种矿石类型的赋矿围岩,方解石和白云石为原生矿体主要脉石矿物,因而揭示成矿流体中 CO_2 的来源具有重要意义,该部分利用碳、氧同位素组成来探讨成矿流体中 CO_2 的来源。

一、碳氧同位素组成

未对炉坪铅锌矿床开展过碳氧同位素地球化学研究,本次工作对采自矿区钻孔中的原生矿石中的方解石进行了碳氧同位素组成分析。方解石样品的碳、氧同位素组成测定在中国地质科学院矿产资源研究所国土资源部同位素实验室完成,分析方法为100%磷酸法,分析流程见前文。分析结果 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 均以PDB(美国卡罗莱纳州白垩系皮狄组中美洲拟箭石化石: Pee Dee Belemnite)为标准,PDB标准与SMOW(标准平均海洋水: Standard Mean Ocean Water)标准之间的换算关系: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}=1.03091\times\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}+30.91$ (Coplen et al., 1983)。

表5-2为炉坪矿床碳、氧同位素组成分析结果,表中同时列出北衙金矿床不同期次方解石及赋矿地层碳、氧同位素组成(刘秉光等, 1999; 吴开兴, 2005;

表 5-2 炉坪矿床碳氧同位素组成

样号	分析对象	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	2σ	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	2σ	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$	资料来源
LPD-1	方解石	-5.69	0.01	-16.57	0.02	13.83	本次工作
LPD-3	方解石	-5.05	0.03	-15.74	0.16	14.68	本次工作
LPD-4	方解石	-5.77	0.05	-16.92	0.11	13.47	本次工作
LPD-10	方解石	-5.72	0.03	-17.10	0.11	13.28	本次工作
LPD-19	方解石	-5.80	0.06	-16.97	0.02	13.41	本次工作
LPD-27	方解石	-5.53	0.03	-16.51	0.00	13.89	本次工作
LPD-26	方解石	-5.71	0.01	-17.21	0.12	13.17	本次工作
LPD-29	方解石	-5.56	0.06	-17.13	0.23	13.25	本次工作
炉坪方解石 (8)		-5.80~-5.05		-15.74~-17.21		13.17~14.68	本次工作
北衙方解石 I (6)		-8.1~-5.1				11.6~15.2	见脚注
北衙方解石 II (6)		-4.8~-2.9				13.0~15.9	见脚注
北衙方解石 III (3)		-1.1~0.1				14.7~18.7	见脚注
北衙大理岩 (4)		-0.8~0.7				23.8~28.4	见脚注

注：北衙方解石 I 为北衙金矿成矿早期方解石，北衙方解石 II 为北衙金矿成矿晚期方解石，北衙方解石 III 为北衙金矿成矿期后方解石，北衙大理岩为北衙金矿赋矿地层；北衙金矿床据刘秉光等（1999）、吴开兴（2005）、徐受民（2007）和肖晓牛等（2011）；括号内的数字为统计样品数。

徐受民，2007；肖晓牛等，2011）的统计结果。可见以下特征：

(1) 矿床方解石碳、氧同位素组成相对均一。8 件的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 在 -5.80~-5.05‰ 之间、均值 -5.60‰、极差 0.75‰， $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 13.17~14.68‰、均值 13.90‰、极差 1.51‰。在 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 图上（图 5-2A），样品位于靠近火成碳酸岩（和地幔包体）、与海相碳酸盐岩之间的狭小区域，且 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 与 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 之间具有正相关关系（图 5-2B）。

(2) 矿床方解石与碳酸盐地层的碳、氧同位素组成存在明显差异。后者 4 件样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 分别为 -0.8~0.7‰、均值 0.3‰ 和 23.8~28.4‰、均值 26.6‰。在 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 图上（图 5-2A），样品位于海相碳酸盐岩区域。

(3) 矿床方解石与北衙金矿成矿早期方解石的碳、氧同位素组成相近。后者 6 件样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 分别为 -8.1~-5.1‰、均值 -5.9‰ 和 11.6~15.2‰、均值 13.9‰。在 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 图上（图 5-2A），两者均分布在靠近火成碳酸岩（和地幔包体）、与海相碳酸盐岩之间的狭小区域。北衙金矿成矿晚期方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 高于炉坪矿床方解石，6 件样品在 -4.8~-2.9‰ 之间、均值 -3.8‰； $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 也相对高于炉坪矿床方解石，6 件样品在 13.0~15.9‰ 之间、均值 14.1‰。北衙

金矿成矿期后方解石的碳、氧同位素组成与炉坪矿床方解石存在明显差异, 3 件样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 分别为 $-1.1\sim 0.1\text{‰}$ 、均值 -0.7‰ 和 $14.7\sim 18.7\text{‰}$ 、均值 17.3‰ 。

二、讨论

1. 成矿流体来源

成矿流体中 CO_2 主要有 3 种来源, 即地幔或岩浆, 海相碳酸盐岩和沉积有机物 (沈渭洲等, 1987), 3 种来源的 CO_2 的碳、氧同位素组成具有明显在差别 (图 5-2A), 因而碳、氧同位素组成是示踪成矿流体中 CO_2 来源的有效方法之一。然而, 国内外许多矿床的碳、氧同位素组成在图 5-2A 中并不位于典型的火成碳酸岩和地幔包体、海相碳酸盐岩和沉积有机物区

域内, 即使是世界典型的幔源碳酸岩 (Carbonatite) 的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 也常常超出 Taylor et al. (1967) 确定的原生碳酸岩范围 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}: -4\sim -8\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}: 6\sim 10\text{‰}$) (Reid and Cooper, 1992; Pearce and Leng, 1996; Horstmann and Verwoerd, 1997; Demény et al., 1998; Andrade et al., 1999; Ray and Ramesh, 1999)。前人常用岩浆去气作用、岩浆高温结晶作用、碳酸盐岩混染作用、碳酸盐岩溶解作用、有机质氧化作用和有机质脱羟基作用等来解释成矿流体中碳、氧同位素组成 (文献众多, 略), 同位素分馏为各种各样解释提供了有利的理论支撑。

炉坪矿床脉石矿物方解石的碳、氧同位素组成明显不同于沉积有机物 (图 5-2A), 从该矿床与斑岩密切共生、硫主要由斑岩 (前文) 提供看, 成矿流体应

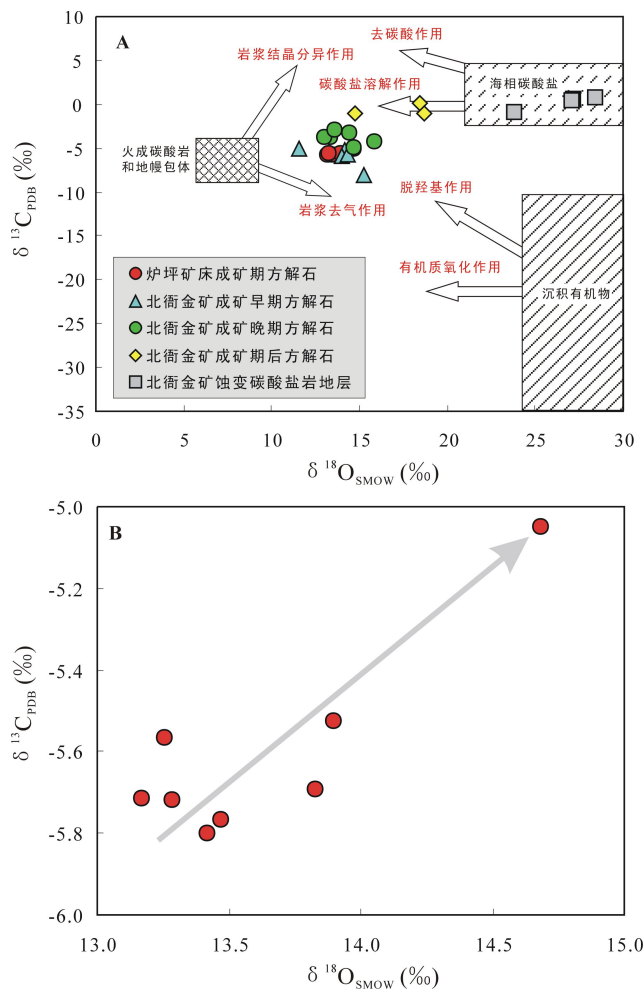


图 5-2 炉坪和北衙矿床 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 图
低图据 Demény et al., 1998, 炉坪矿床原始数据据表 5-2, 北衙金矿床原始数据据刘秉光等 (1999)、吴开兴 (2005)、徐受民 (2007) 和肖晓牛等 (2011);
B 为 A 放大图, 仅示出炉坪矿床样品。

为中—高温流体；本区方解石碳、氧同位素组成与北衙金矿成矿早期方解石相近，吴开兴（2005）测得该期石英均一温度大于 300℃，也支持炉坪矿床成矿流体为中—高温流体的推断。因此可排除沉积有机物为成矿流体提供 CO₂ 的可能性。炉坪矿区碳酸盐地层岩性与北衙矿区相似，为经历了不同程度蚀变和变质作用形成大理岩，其碳、氧同位素组成变化与本区方解石存在明显的差别（表 5-2、图 5-2A），但本区方解石 δ¹³C_{PDB} 与 δ¹⁸O_{SMOW} 呈正相关（图 5-2B），具有向海相碳酸盐岩或北衙金矿区碳酸盐岩方向的演化趋势，暗示矿区碳酸盐岩地层可能为成矿流体，尤其是成矿晚期流体，提供了部分 CO₂。

炉坪矿床方解石碳、氧同位素组成相对稳定，δ¹³C_{PDB} 和 δ¹⁸O_{SMOW} 分别为 -5.80~-5.05‰ 和 13.17~14.68‰，在 δ¹³C_{PDB}-δ¹⁸O_{SMOW} 图上（图 5-2A），位于火成碳酸岩区域附近。假设流体中碳主要以 CO₂ 形式存在，利用 Chacko et al. (1991) 的方解石-水同位素分馏平衡计算方程： $1000\ln\alpha_{\text{方解石-二氧化碳}} = -0.388 \times 10^9/T^3 + 5.538 \times 10^6/T^2 - 11.346 \times 10^3/T + 2.962$ ，参考北衙金矿成矿早期石英包裹体均一温度（吴开兴，2005），成矿温度 300℃，计算出成矿流体的 δ¹³C_{PDB} 在 -3.01~-3.76‰ 之间、均值 -3.56‰；利用 O'Neil et al. (1969) 的方解石-水同位素分馏平衡计算方程： $1000\ln\alpha_{\text{方解石-水}} = 2.78 \times 10^6/T^2 - 3.39$ ，计算出成矿早期流体的 δ¹⁸O_{SMOW} 在 8.10~9.61‰ 之间、均值 8.55‰。总体在 Taylor et al. (1967) 确定的原生碳酸岩范围（δ¹³C_{PDB}：-4~-8‰，δ¹⁸O_{SMOW}：6~10‰），也与前人确定的岩浆水 δ¹³C_{PDB}（-3~-9‰）和 δ¹⁸O_{SMOW}（5.5~8.5‰）基本一致（Ohmoto, 1986; Zheng and Hoefs, 1993）。因此，本区成矿流体具有幔源或岩浆来源特征。矿床方解石碳、氧同位素组成与北衙金矿床成矿早期方解石相近，前人研究结果也表明（刘秉光等，1999；吴开兴，2005；徐受民，2007；肖晓牛等，2011），该矿床成矿流体为幔源或岩浆来源。

2. 方解石沉淀

炉坪矿床从成矿早期→成矿晚期，方解石的碳、氧同位素组成逐渐增加，同期方解石在 δ¹³C_{PDB}-δ¹⁸O_{SMOW} 图上总体呈正相关分布（图 5-2）。对此多认为可能由以下原因所致（Zheng, 1990; Zheng and Hoefs, 1993）：① CO₂ 去气作用；② 流体混合作用；③ 水—岩相互作用。

(1) CO₂ 去气作用

① 变质去气作用

在热液与围岩碳酸盐发生接触交代作用的过程中，可以释放出 CO_2 ，这种由脱碳作用生成的 CO_2 相对于碳酸盐来说富集 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ （蒋少涌等，1991），从而使残留碳酸盐不同程度地亏损 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 。根据北衙矿床赋矿围岩碳、氧同位素组成分析结果，假定初始碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 分别为 1‰ 和 20‰，去气 CO_2 相对于体系的碳摩尔分数是氧摩尔分数的 2/3，则去气后残留碳酸盐的碳、氧同位素组成可用下式表示：

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}^{\text{f}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}^{\text{i}} - F \times 1000 \ln \alpha_{\text{方解石}}^{\text{CO}_2} \quad (1)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}^{\text{f}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}^{\text{i}} - (2/3) \times F \times 1000 \ln \alpha_{\text{方解石}}^{\text{H}_2\text{O}} \quad (2)$$

式中上标 i 和 f 分别代表初始和最后，F 为去气 CO_2 相对于体系的碳摩尔分数， $1000 \ln \alpha_{\text{方解石}}^{\text{CO}_2}$ 为方解石与 CO_2 之间的碳同位素分馏系数， $1000 \ln \alpha_{\text{方解石}}^{\text{H}_2\text{O}}$ 为方解石与 H_2O 之间的氧同位素分馏系数。分别取不同温度下的分馏系数进行去气模拟计算，结果显示（表 5-3）：在大于 100°C 、F 从 0.1 到 1.0 条件下， $\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}^{\text{f}}$ 与矿区矿脉石矿物方解石相差甚远，只有在小于 100°C 、F 大于 0.8 条件下， $\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}^{\text{f}}$ 与矿区成矿晚期方解石，但相应的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}^{\text{f}}$ 明显低于矿区成矿晚期方解石，加之矿床成矿温度为中—高温（前文）。因此，可见，围岩变质去气作用不可能形成矿区成矿早期和成矿晚期方解石的碳、氧同位素组成。

表 5-3 变质去气作用碳、氧同位素组成计算结果（‰）

F	400℃		350℃		300℃		250℃		200℃		150℃		100℃	
	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
0.1	1.27	19.82	1.24	19.75	1.20	19.66	1.13	19.55	1.02	19.40	0.85	19.19	0.60	18.89
0.2	1.53	19.63	1.49	19.50	1.40	19.32	1.26	19.10	1.04	18.80	0.70	18.38	0.19	17.79
0.4	2.07	19.27	1.98	18.99	1.80	18.65	1.52	18.19	1.08	17.59	0.40	16.76	-0.62	15.58
0.6	2.60	18.90	2.46	18.49	2.21	17.97	1.79	17.29	1.12	16.39	0.10	15.14	-1.42	13.37
0.8	3.14	18.53	2.95	17.99	2.61	17.30	2.05	16.39	1.16	15.18	-0.20	13.53	-2.23	11.16
1.0	3.67	18.17	3.44	17.49	3.01	16.62	2.31	15.49	1.20	13.98	-0.50	11.91	-3.04	8.95

注：计算方法见正文，方解石- CO_2 碳同位素分馏方程据 Ohmoto et al. (1979)，方解石- H_2O 氧同位素分馏方程据 O'Neil et al. (1969)

② 热液去气作用

热液沸腾作用能够改变含矿流体的物理化学条件，从而引起矿物沉淀。已知热液流体中方解石的溶解度随温度的降低而增大，随压力减小而减小（Baenes, 1997; 郑永飞和陈江峰, 2000），因此在封闭体系中单纯的冷却不能使方解石从

热液流体中沉淀，而 CO_2 去气则是方解石沉淀的有效途径。郑永飞（2001）推导了热液 CO_2 去气作用沉淀方解石的碳、氧同位素组成计算方程。

H_2CO_3 为主要的溶解碳物种，批式模式：

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}^{\text{f}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{流体}}^{\text{i}} + (1 - 2\chi_{\text{CO}_2}^{\text{C}}) \times 1000 \ln \alpha_{\text{方解石}}^{\text{CO}_2} \quad (3a)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}^{\text{f}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}^{\text{i}} + (1 - 2\chi_{\text{CO}_2}^{\text{O}}) \times 1000 \ln \alpha_{\text{方解石}}^{\text{H}_2\text{O}} - \chi_{\text{CO}_2}^{\text{O}} \times 1000 \ln \alpha_{\text{CO}_2}^{\text{H}_2\text{O}} \quad (3b)$$

式中 $\chi_{\text{CO}_2}^{\text{C}}$ 的 $\chi_{\text{CO}_2}^{\text{O}}$ 分别为去气 CO_2 中碳和氧的摩尔分数， $1000 \ln \alpha_{\text{CO}_2}^{\text{H}_2\text{O}}$ 为 H_2O 和 CO_2 之间的氧同位素分馏系数。

H_2CO_3 为主要溶解碳物种，瑞利模式：

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}^{\text{f}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{流体}}^{\text{i}} + [1 + \ln(1 - 2\chi_{\text{CO}_2}^{\text{C}})] \times 1000 \ln \alpha_{\text{方解石}}^{\text{CO}_2} \quad (4a)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}^{\text{f}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}^{\text{i}} + [1 + \ln(1 - 2\chi_{\text{CO}_2}^{\text{O}})] \times 1000 \ln \alpha_{\text{方解石}}^{\text{CO}_2} + \ln(1 - \chi_{\text{CO}_2}^{\text{O}}) \times 1000 \ln \alpha_{\text{CO}_2}^{\text{H}_2\text{O}} \quad (4b)$$

HCO_3^- 为主要的溶解碳物种，批式模式：

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}^{\text{f}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{流体}}^{\text{i}} + (1 - 2\chi_{\text{CO}_2}^{\text{C}}) \times 1000 \ln \alpha_{\text{方解石}}^{\text{HCO}_3^-} - \chi_{\text{CO}_2}^{\text{C}} \times 1000 \ln \alpha_{\text{CO}_2}^{\text{HCO}_3^-} \quad (5a)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}^{\text{f}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}^{\text{i}} + (1 - 2\chi_{\text{CO}_2}^{\text{O}}) \times 1000 \ln \alpha_{\text{方解石}}^{\text{H}_2\text{O}} - \chi_{\text{CO}_2}^{\text{O}} \times 1000 \ln \alpha_{\text{CO}_2}^{\text{H}_2\text{O}} \quad (5b)$$

HCO_3^- 为主要的溶解碳物种，瑞利模式：

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}^{\text{f}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{流体}}^{\text{i}} + \ln(1 - \chi_{\text{CO}_2}^{\text{C}}) \times 1000 \ln \alpha_{\text{CO}_2}^{\text{HCO}_3^-} + [1 + \ln(1 - 2\chi_{\text{CO}_2}^{\text{C}})] \times 1000 \ln \alpha_{\text{方解石}}^{\text{HCO}_3^-} \quad (6a)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}^{\text{f}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}^{\text{i}} + \ln(1 - \chi_{\text{CO}_2}^{\text{O}}) \times 1000 \ln \alpha_{\text{CO}_2}^{\text{H}_2\text{O}} + [1 + \ln(1 - 2\chi_{\text{CO}_2}^{\text{O}})] \times 1000 \ln \alpha_{\text{方解石}}^{\text{H}_2\text{O}} \quad (6b)$$

据前文，取成矿流体的初始 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ：-4‰、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ：6‰，假设含碳组分（ $\text{CO}_2 + \text{HCO}_3^-$ ）在流体中占 10%（质量比，下同）， H_2O 占 90%。应用方解石- CO_2 与 HCO_3^- 之间的碳同位素分馏系数（Ohmoto et al., 1979）以及方解石- H_2O 体系（O'Neil et al., 1969）和 CO_2 - H_2O 体系（Truesdell, 1974）的氧同位素分馏系数，取去气 CO_2 占热液全碳和全氧的不同摩尔分数，由上面列出的方程可计算热液方解石碳、氧同位素组成随温度的变化关系（图 5-3）。

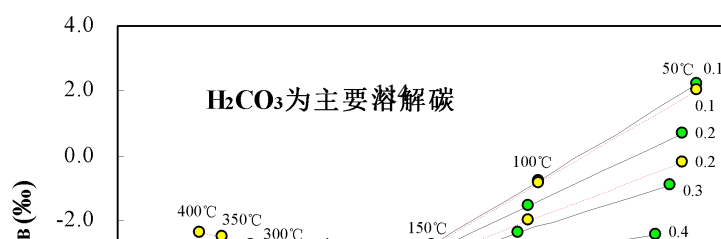


图 5-3 热液 CO₂ 去气作用沉淀方解石碳氧同位素组成模拟计算结果

计算过程见正文。图中实线为批式模式、虚线为瑞利模式，旁边的数字代表去气 CO₂ 所占的碳摩尔分数；初始热液为早期成矿流体， $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 分别为 -4‰ 和 6‰；红色实心菱形为炉坪成矿期方解石，天蓝色实心三角为北衙成矿早期方解石，紫红色实心三角为北衙成矿晚期方解石

可见，在以 H₂CO₃ 为主要溶解碳物种的体系中，炉坪成矿期方解石和北衙成矿早期方解石位于批式和瑞利模式去气沉淀的方解石模拟线之外；在以 HCO₃⁻ 为主要的溶解碳物种的体系中，炉坪成矿期方解石和北衙成矿早期方解石位于热液发生 0.4 摩尔分数 CO₂ 瑞利模式去气沉淀的方解石模拟线附近。因此，模拟计算表明本区成矿流体 CO₂ 去气作用可能是方解石沉淀的重要因素之一。

(2) 水/岩相互作用

方解石在热液中的溶解度随温度降低而增加，随压力降低而降低 (Holland et

al., 1979), 在封闭体系中, 单纯的冷却作用并不能使方解石发生沉淀。当流体流经开放的岩石裂隙时, 在高温热液流体与冷的围岩之间发生阳离子、同位素和氧化还原等相互作用, H^+ 的丢失和 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 等阳离子的获得使热液流体逐渐成为碳酸盐饱和流体, 从而导致方解石的沉淀 (郑永飞和陈江峰, 2000), 这一过程中流体与岩石之间将发生强烈的同位素交换作用。因此, 炉坪铅多金属矿床成矿期方解石碳、氧同位素组成之间的正相关关系, 有可能是流体/岩石相互作用的结果。

如果热液矿床中方解石沉淀是水/岩相互作用所致, 其碳、氧同位素组成主要取决于流体与岩石之间的同位素比值差异 (郑永飞和陈江峰, 2000; 彭建堂等, 2001)。假设体系封闭, 如果流体-岩石反应后流体的同位素组成由同位素平衡分馏决定, 则根据质量平衡方程流体的同位素组成为 (郑永飞, 2001):

$$\delta_{\text{流体}}^f = \delta_{\text{流体}}^i + (R/W) \times (\delta_{\text{岩石}}^i - \delta_{\text{岩石}}^f) \quad (9)$$

式中 W 和 R 分别表示流体和岩石中 C 或 O 的原子百分数。根据质量平衡方程, 从流体中沉淀出来的方解石的碳、氧同位素组成可表达为 (Zheng, 1990; Zheng et al., 1993):

$$\delta^{13}C_{\text{方解石}} = \delta^{13}C_{\text{流体}}^i + 1000 \ln \alpha_{\text{流体}}^{\text{方解石}} + (R'/W') \times (\delta^{13}C_{\text{岩石}}^i - \delta^{13}C_{\text{岩石}}^f) \quad (10)$$

$$\delta^{18}O_{\text{方解石}} = \delta^{18}O_{\text{流体}}^i + 1000 \ln \alpha_{\text{流体}}^{\text{方解石}} + (R/W) \times (\delta^{18}O_{\text{岩石}}^i - \delta^{18}O_{\text{岩石}}^f) \quad (11)$$

式中 $\delta^{13}C_{\text{流体}}^i$ 、 $\delta^{18}O_{\text{流体}}^i$ 分别为水/岩反应前流体的碳、氧同位素组成, $\alpha_{\text{流体}}^{\text{方解石}}$ 为方解石-流体之间的同位素分馏系数, R'/W' 、 R/W 分别为岩石和流体中碳、氧原子的物质质量比 (以 mol 为单位), $\delta^{13}C_{\text{岩石}}^i$ 、 $\delta^{18}O_{\text{岩石}}^i$ 分别为水/岩反应前岩石的碳、氧同位素组成, $\delta^{13}C_{\text{岩石}}^f$ 、 $\delta^{18}O_{\text{岩石}}^f$ 分别为水/岩反应后岩石的碳、氧同位素组成。在成矿流体中, CH_4 和 CO_3^{2-} 含量通常都很低 (Ohmoto, 1972; Ohmoto et al., 1979), 碳酸盐与流体之间的碳同位素分馏主要取决于 H_2CO_3 (包括 CO_2) 和 HCO_3^- 之比 (Zheng et al., 1993), 故:

$$1000 \ln \alpha_{\text{流体}}^{\text{方解石}} = \Delta^{13}C_{\text{流体}}^{\text{方解石}} = \Delta^{13}C_{CO_2}^{\text{方解石}} - x_{HCO_3^-} \times \Delta^{13}C_{CO_2}^{HCO_3^-} \quad (11)$$

式中 $\Delta^{13}C_{\text{流体}}^{\text{方解石}}$ 、 $\Delta^{13}C_{CO_2}^{\text{方解石}}$ 、 $\Delta^{13}C_{CO_2}^{HCO_3^-}$ 分别表示方解石-流体、方解石- CO_2 和 HCO_3^- - CO_2

体系中碳同位素的分馏值； $x_{\text{HCO}_3^-}$ 表示 HCO_3^- 在整个流体含碳组分中所占的百分比（以 mol 为单位）。对于氧同位素，由于流体组分以 H_2O 为主，故流体中水的同位素组成起主要作用。但考虑到方解石与 CO_2 之间的氧同位素分馏明显，故溶解的 CO_2 也不能完全忽略。因此，方解石与流体之间的氧同位素分馏可表示为（Zheng et al, 1993）：

$$1000\ln\alpha_{\text{方解石/流体}}^{18\text{O}} = \Delta^{18\text{O}}_{\text{方解石/流体}} = \Delta^{18\text{O}}_{\text{方解石/H}_2\text{O}} - x_{\text{CO}_2} \times \Delta^{18\text{O}}_{\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}} \quad (12)$$

式中 $\Delta^{18\text{O}}_{\text{方解石/流体}}$ 、 $\Delta^{18\text{O}}_{\text{方解石/H}_2\text{O}}$ 、 $\Delta^{18\text{O}}_{\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}}$ 分别表示方解石-流体、方解石-水和 CO_2 -水体系中氧同位素的分馏值； x_{CO_2} 表示 H_2CO_3 （包括溶解 CO_2 ）在整个流体中所占的百分比（以 mol 为单位）。假设含碳组分（ $\text{CO}_2 + \text{HCO}_3^-$ ）在流体中占 10%（物质质量比，下同）， H_2O 占 90%，利用以上公式及相关同位素分馏方程（O'Neil et al., 1969; Truesdell, 1974; Ohmoto et al., 1979）可计算出不同条件下流体—方解石体系的碳、氧同位素分馏值，然后可对不同来源的流体（海水、岩浆水、大气降水）与围岩（碳酸盐岩）之间的水—岩反应进行模拟，计算出方解石从可溶解性碳以 HCO_3^- 或 H_2CO_3 为主的流体中发生沉淀的碳、氧同位素理论模拟曲线。为了便于理论模拟，可假设 $R'/W'=R/W$ ，取 R/W 为 0~1，温度为 300~50℃，图 5-4 为计算的海水/岩石、大气降水/岩石、有机流体/岩石和岩浆水/岩石相互作用的水—岩反应的碳、氧同位素组成。

可见，海水/岩石和大气降水/岩石相互作用不能形成本区方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ （图 5-4A、B）；虽然该区成矿期方解石在有机流体-岩石相互作用计算图有显示，但绝大多数位于模拟曲线之外（图 5-4C），表明有机流体-岩石相互作用对成矿期方解石碳、氧同位素组成影响甚微。岩浆水/岩石相互作用能很好的模拟本区成矿期方解石碳、氧同位素组成（图 5-4D），成矿早期和晚期方解石大部分样品在模拟曲线附近，成矿流体中的 CO_2 以 H_2CO_3 为主，其中早期方解石位于 350℃ 左右的高温区，晚期方解石位于 150~250℃ 中—温区，这些均与矿区地质事实吻合。因此，岩浆水/岩石相互作用应是炉坪矿床成矿期方解石碳、氧同位

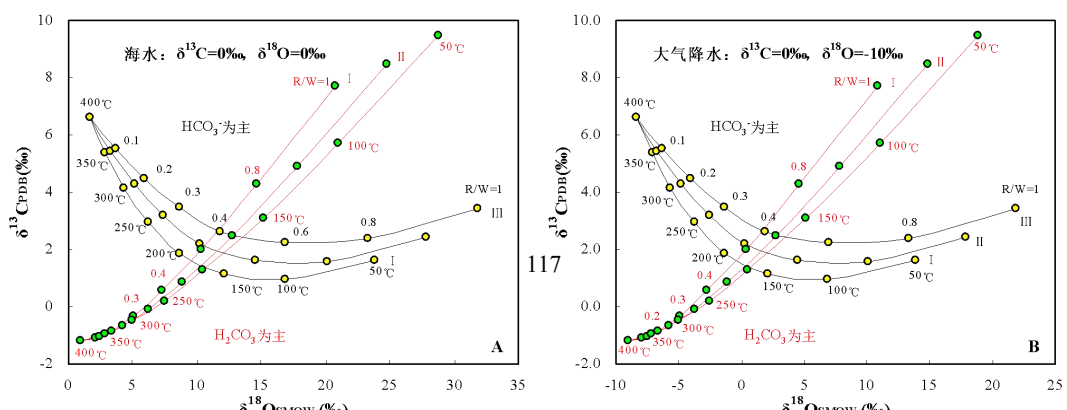


图 5-4 炉坪矿床方解石碳氧同位素组成水/岩相互作用模拟计算结果

计算过程见正文。A-海水/岩石相互作用，B-大气降水/岩石相互作用，C-有机流体/岩石相互作用，D-岩浆水/岩石相互作用；紫实心菱形为炉坪成矿期方解石，天蓝色三角为北衙成矿早期方解石，深蓝色实心三角为北衙成矿晚期方解石。

$$\text{I 组: } \delta^{13}\text{C}_{\text{岩石}}^{\text{i}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{岩石}}^{\text{f}} = 0.2\text{‰}, \delta^{18}\text{O}_{\text{岩石}}^{\text{i}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{岩石}}^{\text{f}} = 2\text{‰}$$

$$\text{II 组: } \delta^{13}\text{C}_{\text{岩石}}^{\text{i}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{岩石}}^{\text{f}} = 1\text{‰}, \delta^{18}\text{O}_{\text{岩石}}^{\text{i}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{岩石}}^{\text{f}} = 6\text{‰}$$

$$\text{III 组: } \delta^{13}\text{C}_{\text{岩石}}^{\text{i}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{岩石}}^{\text{f}} = 2\text{‰}, \delta^{18}\text{O}_{\text{岩石}}^{\text{i}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{岩石}}^{\text{f}} = 10\text{‰}$$

素组成的主要控制因素。

图 5-5 为假设不同碳、氧同位素组成岩浆水/岩石相互作用为模拟结果。 $\delta^{13}\text{C}=-6\text{‰}$ 和 $\delta^{18}\text{O}=6\text{‰}$ 的岩浆水模拟效果较差（图 5-5A），炉坪成矿期方解石和北衙成矿早期方解石均偏离模拟曲线，北衙成矿晚期方解石主要位于 CO_2 以 HCO_3^- 为主、 250°C 左右的中温区域，且早、晚两期方解石不存在明显的演化关系，与地质事实不吻合。 $\delta^{13}\text{C}=-4\text{‰}$ 、 $\delta^{18}\text{O}=6\text{‰}$ 和 $\delta^{13}\text{C}=-4.5\text{‰}$ 、 $\delta^{18}\text{O}=5\text{‰}$ 的岩浆水模拟效果也较差（图 5-5C、D），炉坪成矿期方解石以及北衙成矿早期和成矿晚期方解石均偏离模拟曲线。 $\delta^{13}\text{C}=-5\text{‰}$ 、 $\delta^{18}\text{O}=6\text{‰}$ 的岩浆水模拟效果最好（图 5-5B），炉坪成矿期方解石和北衙成矿早期方解石均位于 CO_2 以 H_2CO_3 为主的模拟曲线附近。因此，可以确定炉坪矿床成矿流体的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-5\text{‰} \pm$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $6\text{‰} \pm$ ，与前

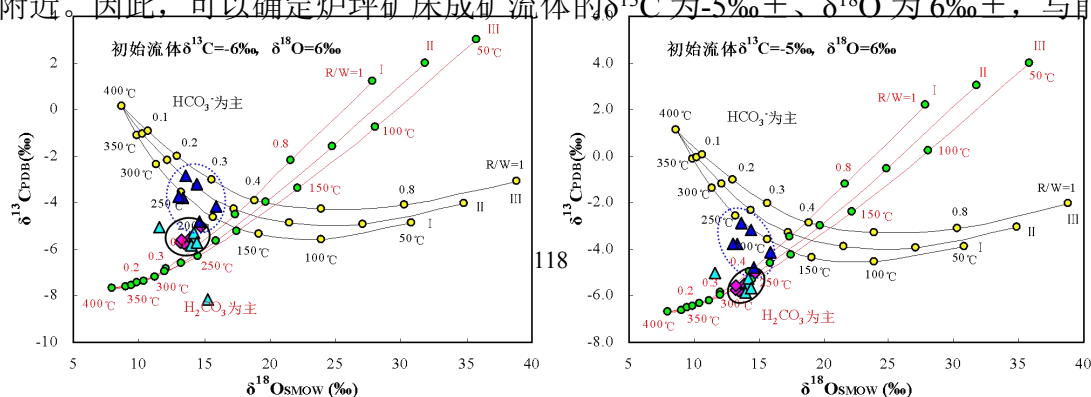


图 5-5 炉坪矿床方解石碳氧同位素组成岩浆水/岩相互作用模拟计算结果

计算过程见正文。紫实心菱形为炉坪成矿期方解石，天蓝色三角为北衙成矿早期方解石，深蓝色实心三角为北衙成矿晚期方解石。

$$\text{I 组: } \delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}^{\text{i}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}^{\text{f}} = 0.2\text{‰}, \delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}^{\text{i}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}^{\text{f}} = 2\text{‰}$$

$$\text{II 组: } \delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}^{\text{i}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}^{\text{f}} = 1\text{‰}, \delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}^{\text{i}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}^{\text{f}} = 6\text{‰}$$

$$\text{III 组: } \delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}^{\text{i}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}^{\text{f}} = 2\text{‰}, \delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}^{\text{i}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}^{\text{f}} = 10\text{‰}$$

文计算的结果基本一致。

3. 成矿流体演化

根据上述炉坪多金属矿床碳、氧同位素组成分析及相关的模拟计算结果，可将成矿流体演化简述为：成矿流体为与矿区斑岩岩浆活动有关的岩浆水， $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 分别为 $-5\text{‰} \pm$ 和 $6\text{‰} \pm$ ，温度在 350℃ 左右；随压力下降和温度降低，流体发生以 CO_2 为主的去气作用和水/岩相互作用，在 $250\sim 350\text{℃}$ 沉淀出早期方解石；随压力和温度继续下降，以 CO_2 为主的去气作用和水/岩相互作用继续进行，伴有少量低温大气降水和有机质流体加入，在 $150\sim 350\text{℃}$ 之间，沉淀出晚期方解石。

第三节 铅同位素

铅同位素组成主要用于矿床定年和示踪成矿物质来源，虽然目前对铅同位素确定的成矿时代有很大争论，但利用铅同位素组成判别成矿物质来源具有不可替代的作用。这部分利用本次工作有关炉坪铅多金属矿床矿石矿物、地层和石英正

长斑岩的铅同位素组成分析结果,通过与北衙金矿床铅同位素组成对比,揭示成矿物质来源。

一、铅同位素组成

前人未对炉坪铅多金属锌矿床开展过铅同位素地球化学研究,本次工作较为系统的分析了矿区不同时代地层、石英正长斑岩以及主要矿石矿物黄铁矿、方铅矿和闪锌矿的铅同位素组成。铅同位素组成由核工业北京地质研究院完成测试。分析流程见前文,标样 NBS981 的分析结果: $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=2.1681\pm 0.0008$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0.91464\pm 0.00033$, $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0.059042\pm 0.000037$ 。

表 5-4 为炉坪铅多金属锌矿床铅同位素组成分析结果,表中模式年龄 (t)、 μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)、 ω ($^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$) 以及 V_1 、 V_2 、 $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$ 、 $\Delta\gamma$ 等参数由 GeoKit 软件计算 (路远发, 2004), 其中 $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$ 和 $\Delta\gamma$ 代表 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 相对于 Chen (1982) 提出的不同时代地幔铅同位素增长曲线公式计算值的差异, V_1 和 V_2 则是 $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$ 、 $\Delta\gamma$ 进一步的二维映像。表 5-5 为炉坪铅多金属锌矿床和用于对比的北衙金矿床 (吴开兴, 2005; Xu et al., 2007; 肖晓牛等, 2011) 按不同分析对象铅同位素组成统计结果。

① 矿石矿物的 Pb 同位素组成相对稳定, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 18.623~18.771、15.624~15.703 和 38.923~39.095, 其中黄铁矿、方铅矿和闪锌矿的 Pb 同位素组成基本一致 (表 5-5); 在铅同位素卡农图中均为正常铅 (图 5-6), 集中分布于 U 型铅、Th 型和 J 型铅交界区域; 在铅同位素组成构造模式图上 (图 5-7), 集中分布于上地壳铅平均演化线与造山带铅平均演化线之间。

② 矿石矿物的 Pb 同位素组成与矿区下三叠统青天堡组 (T_{1q}) 粉砂岩和中三叠统北衙组 (T_{2b}) 碳酸盐岩不具明显区别, T_{1q} 的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 18.659~18.702、15.634~15.702 和 38.976~39.076, T_{2b} 的

表 5-4 炉坪铅多金属矿床铅同位素组成

样品号	样品名称	测定对象	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	t (Ma)	μ	ω	V_1	V_2	$\Delta\alpha$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$	资料来源
LPD-3	矿石	方铅矿	18.657	15.687	39.036	97	9.61	38.41	73.09	55.52	77.66	23.17	43.30	本次工作
LPD-4	矿石	方铅矿	18.657	15.667	38.955	72	9.57	37.89	71.14	55.96	77.66	21.87	41.13	本次工作
LPD-9	矿石	方铅矿	18.653	15.667	38.963	74	9.57	37.95	71.23	55.68	77.43	21.87	41.34	本次工作
LPD-12	矿石	方铅矿	18.771	15.624	39.095	-68	9.48	37.42	77.40	58.99	84.24	19.07	44.87	本次工作
LPD-19	矿石	方铅矿	18.652	15.676	39.003	87	9.59	38.20	72.17	55.39	77.37	22.46	42.41	本次工作
LPD-24	矿石	方铅矿	18.652	15.677	39.013	88	9.59	38.25	72.41	55.30	77.37	22.52	42.68	本次工作
LPD-26	矿石	方铅矿	18.637	15.671	38.982	91	9.58	38.15	71.28	54.78	76.50	22.13	41.85	本次工作
LPD-27	矿石	方铅矿	18.655	15.691	39.053	103	9.62	38.53	73.44	55.32	77.54	23.44	43.75	本次工作
LPD-29	矿石	方铅矿	18.642	15.675	38.997	93	9.59	38.22	71.77	54.95	76.79	22.39	42.25	本次工作
LPD-36	矿石	方铅矿	18.623	15.683	38.998	116	9.60	38.41	71.31	54.19	75.69	22.91	42.28	本次工作
LPD-1	矿石	黄铁矿	18.653	15.699	39.055	115	9.63	38.62	73.44	55.38	77.43	23.96	43.80	本次工作
LPD-2	矿石	黄铁矿	18.632	15.657	38.923	77	9.55	37.81	69.74	54.87	76.21	21.22	40.28	本次工作
LPD-18	矿石	黄铁矿	18.667	15.684	39.023	86	9.60	38.27	73.03	56.08	78.23	22.98	42.95	本次工作
LPD-28	矿石	黄铁矿	18.675	15.696	39.084	95	9.62	38.59	74.69	56.07	78.70	23.76	44.58	本次工作
LPD-10	矿石	闪锌矿	18.694	15.703	39.073	90	9.64	38.51	74.91	57.27	79.79	24.22	44.28	本次工作
LPD-53	围岩(T ₂ b)	大理岩	18.908	15.649	38.949	-137	9.51	36.37	91.88	77.54	107.56	21.52	49.55	本次工作
ZK750-7	围岩(T ₂ b)	白云岩	18.680	15.631	38.848	9	9.50	37.00	83.55	67.01	94.21	20.35	46.83	本次工作
LPD-39	围岩(T ₂ b)	灰岩	18.687	15.639	38.996	14	9.51	37.62	87.31	65.89	94.62	20.87	50.82	本次工作
ZK1861-1	围岩(T ₁ q)	粉砂岩	18.659	15.634	38.976	28	9.51	37.65	87.62	65.64	94.59	20.64	51.18	本次工作
ZK2342-5	围岩(T ₁ q)	细砂岩	18.702	15.702	39.076	83	9.63	38.46	91.15	68.18	97.11	25.08	53.87	本次工作
ZK9090-2	石英正长斑岩	全岩	18.639	15.677	39.008	97	9.59	38.30	71.96	54.73	76.62	22.52	42.55	本次工作
ZK9090-3	石英正长斑岩	全岩	18.648	15.688	39.046	105	9.61	38.51	73.10	54.99	77.14	23.24	43.56	本次工作
ZK9090-7	石英正长斑岩	全岩	18.641	15.677	39.005	96	9.59	38.28	71.93	54.86	76.73	22.52	42.47	本次工作
ZK9090-8	石英正长斑岩	全岩	18.634	15.671	38.986	93	9.58	38.18	71.30	54.59	76.33	22.13	41.96	本次工作
ZK9090-13	石英正长斑岩	全岩	18.642	15.672	38.995	89	9.58	38.18	71.72	54.90	76.79	22.20	42.20	本次工作
ZK9090-14	石英正长斑岩	全岩	18.714	15.771	39.315	160	9.77	40.03	81.23	57.11	80.95	28.65	50.75	本次工作
ZK9090-15	石英正长斑岩	全岩	18.612	15.636	38.884	65	9.51	37.56	68.29	53.86	75.06	19.85	39.23	本次工作

注：参数由 GeoKit 软件计算（路远发，2004），计算过程中矿石和石英正长岩 t 为 35Ma。

表 5-5 炉坪铅多金属矿床铅同位素组成统计结果

统计对象	样数	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		μ		ω		$\Delta\alpha$		$\Delta\beta$		$\Delta\gamma$	
		范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值
炉坪铅金属矿床																	
矿石矿物	15	18.623-18.771	18.661	15.624-15.703	15.677	38.923-39.095	39.017	9.48-9.64	9.59	37.42-38.62	38.22	75.69-84.24	77.91	19.07-24.22	22.53	40.28-44.87	42.78
黄铁矿	4	18.632-18.675	18.657	15.657-15.699	15.684	38.923-39.084	39.021	9.55-9.63	9.60	37.81-38.62	38.32	76.21-78.70	77.64	21.22-23.96	22.98	40.28-44.58	42.90
方铅矿	10	18.623-18.771	18.660	15.624-15.691	15.672	38.955-39.095	39.010	9.48-9.62	9.58	37.42-38.53	38.14	75.69-84.24	77.83	19.07-23.44	22.18	41.13-44.87	42.59
闪锌矿	1		39.073		15.703		18.694		9.64		38.51		79.79		24.22		44.28
T _{2b}	3	18.680-18.908	18.758	15.631-15.649	15.640	38.848-38.996	38.931	9.50-9.51	9.51	36.37-37.62	37.00	94.21-107.56	98.80	20.35-21.52	20.91	46.83-50.82	49.07
T _{1q}	2	18.659-18.702	18.681	15.634-15.702	15.668	38.976-39.076	39.026	9.51-9.63	9.57	37.65-38.46	38.06	94.59-97.11	95.85	20.64-25.08	22.86	51.18-53.87	52.53
矿区斑岩	7	18.612-18.714	18.647	15.636-15.771	15.685	38.884-39.315	39.034	9.51-9.77	9.60	37.56-40.03	38.43	75.06-80.95	77.09	19.85-28.65	23.02	39.23-50.75	43.25
北衙金矿床																	
矿石	13	18.434-18.787	18.664	15.445-15.915	15.696	38.359-39.894	39.067	9.16-10.04	9.62	34.66-43.45	38.61	65.1-85.6	78.4	7.4-38.1	23.8	25.4-66.5	44.3
黄铁矿	16	17.192-18.775	18.464	15.432-15.832	15.646	37.360-39.504	38.748	9.30-9.88	9.55	34.91-41.05	37.93	-6.6-84.9	66.9	6.6-32.6	20.5	-1.3-56.0	35.8
方铅矿	29	18.381-18.668	18.577	15.457-15.703	15.606	38.422-39.039	38.789	9.19-9.64	9.46	35.29-38.29	37.09	62.1-78.7	73.4	8.2-24.3	17.9	27.1-43.6	36.9
赤铁矿	5	18.614-18.732	18.670	15.631-15.780	15.701	38.900-39.316	39.054	9.50-9.78	9.63	37.56-40.02	38.54	75.6-82.4	78.8	19.5-29.3	24.1	39.9-51.0	44.0
褐铁矿	3	18.646-18.737	18.696	15.690-15.768	15.739	39.025-39.264	39.175	9.62-9.76	9.71	38.45-39.74	39.25	77.4-82.7	80.3	23.4-28.5	26.6	43.2-49.6	47.2

注：炉坪铅多金属矿床由本次工作分析，北衙金矿床据吴开兴（2005）、Xu et al.（2007）和肖晓牛等（2011）。

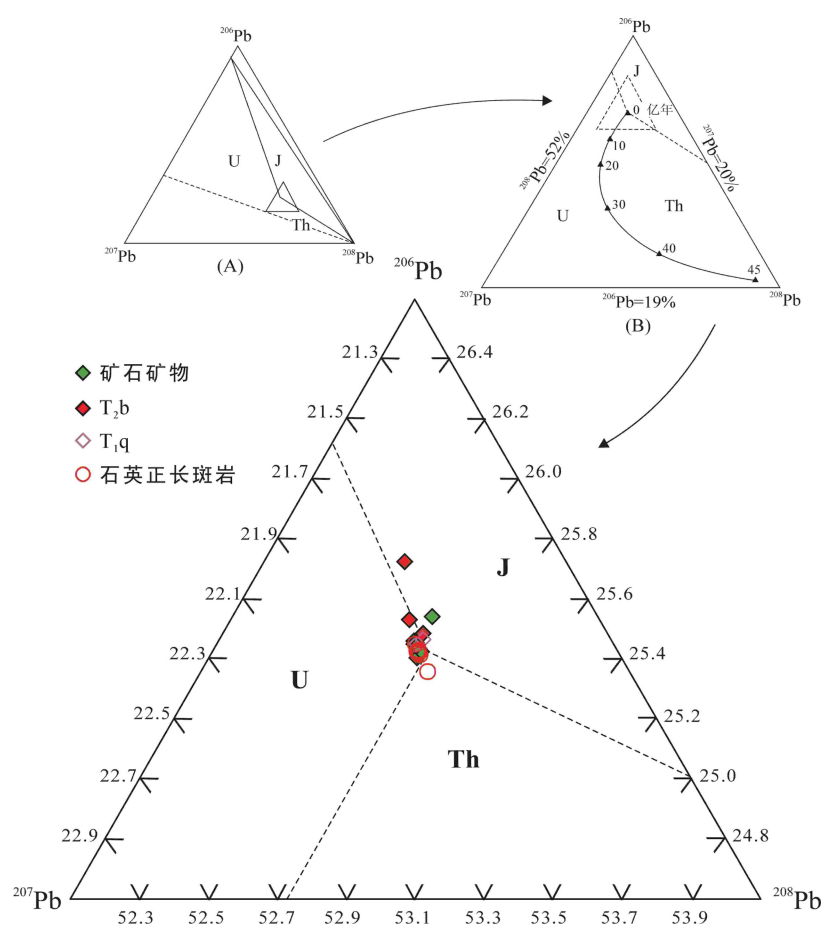


图 5-6 炉坪铅多金属矿床铅同位素组成卡农图 (低图据 Cannon et al., 1961)

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 18.680~18.908、15.631~15.649 和 38.848~38.996。在铅同位素卡农图 (图 5-6) 和构造模式图 (图 5-7) 中, 本区矿石矿物和这些地层位于相似区域。

③ 矿石矿物的 Pb 同位素组成与矿区石英正长斑岩也不具明显区别, 后者 7 件样品的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别在 18.612~18.714、15.636~15.771 和 38.884~39.315 之间, 在铅同位素卡农图 (图 5-6) 和构造模式图 (图 5-7) 中两者位于相同区域。

④ 矿石矿物的 Pb 同位素组成总体与北衙金矿床相似, 但后者的 Pb 同位素组成变化范围明显宽于前者 (表 5-5), 如两者方铅矿的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 18.623~18.771 和 18.381~18.668、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 15.624~15.691 和 15.457~15.703、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 38.955~39.095 和 38.422~39.039; 图 5-7 也清楚显示, 本区矿石矿物、地层和石英正长岩均位于北衙金矿床范围之内。

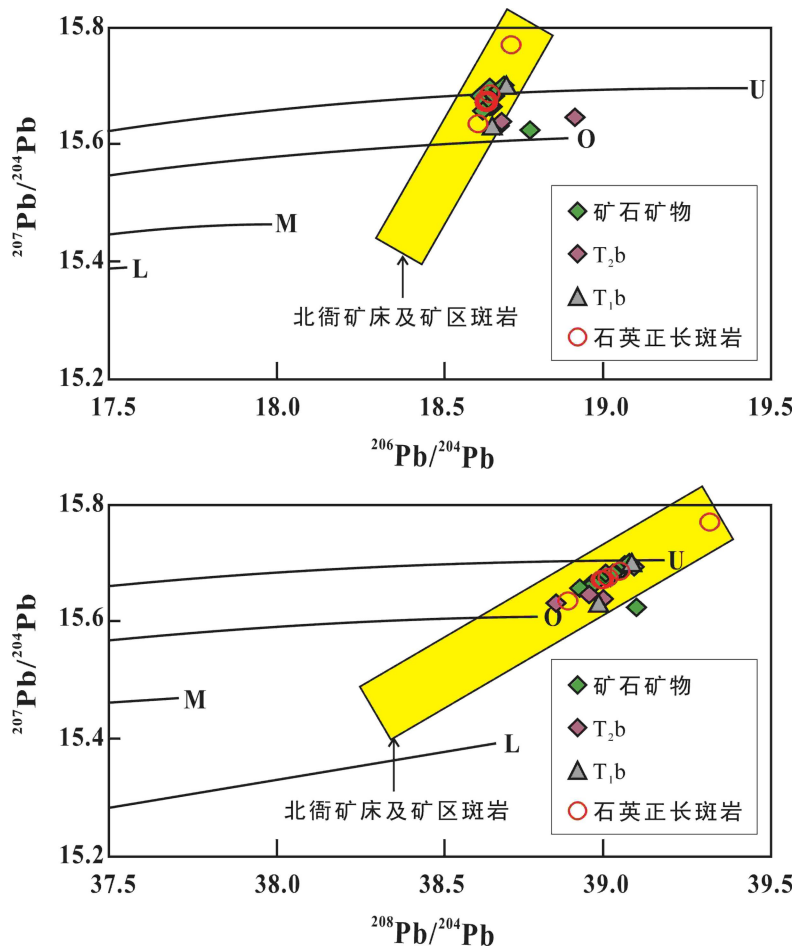


图 5-7 炉坪铅金属矿床铅同位素组成构造模式图（低图据 Zartman and Doe, 1981）

上地壳（U）、造山带（O）、地幔（M）和下地壳（L）演化线据 Zartman and Doe（1981）；炉坪铅多金属铅锌矿床原始数据据表 5-4，北衙金矿床及矿区斑岩据吴开兴（2005）、Xu et al.（2007）和肖晓牛等（2011）。

二、物源示踪

金属硫化物中的 U、Th 含量很低，因而在其结晶以后通过衰变作用所产生的放射性成因铅的含量非常低，对硫化物铅同位素组成的影响可以忽略不计（魏菊英和王关玉，1988），因此，Pb 同位素组成是示踪成矿物质来源最有利手段之一（Zartman and Doe, 1981）。炉坪铅多金属矿床矿石矿物 Pb 同位素组成相对稳定，矿区下三叠统青天堡组（ T_{1q} ）粉砂岩、中三叠统北衙组（ T_{2b} ）碳酸盐岩和石英正长斑岩不具明显区别；在铅同位素卡农图（图 5-6）和构造模式图上（图 5-7），矿物矿石矿物、地层和石英正长斑岩位于相同区域。这些特征表明，本区成矿物质具有多源性，矿区地层和石英正长斑岩均可提供成矿物质。

在铅同位素组成构造模式图上（图 5-7），本区矿石矿物位于上地壳铅平均

演化线与造山带铅平均演化线之间，朱炳泉（1998）指出，造山带的铅包括了高 μ 值的整合铅、俯冲带的壳幔混合铅、海底热水作用铅和部分沉积与变质作用铅。在这种环境中进行沉积作用、火山作用、变质作用和迅速侵蚀旋回有效的均匀化作用，可以消除在地幔、上地壳和下地壳中自然增长的许多同位素的差异。在朱炳泉（1988）的 $\Delta\beta-\Delta\gamma$ 图中（图 5-8），本区矿石矿物和石英正长斑岩相互重叠，跨越上地壳源铅和造山带铅区域，主体在上地壳与地幔混合成因岩浆作用铅区域，而地层（ T_{1q} 和 T_{2b} ）与矿石矿物和石英正长斑岩存在一定差异，主体位于上地壳铅区域，表明本区成矿物质主要来源于壳—幔混合成因岩浆岩，即矿区石英正长斑岩。图 5-8 同时显示，炉坪铅多金属矿床矿石矿物和石英正长斑岩位于北衙金矿床及矿区斑岩范围之内，吴开兴（2005）、Xu et al.（2007）和肖晓牛等（2011）的研究结果均表明，北衙金矿床成矿物质主要来源于矿区斑岩，也支持上述结论。

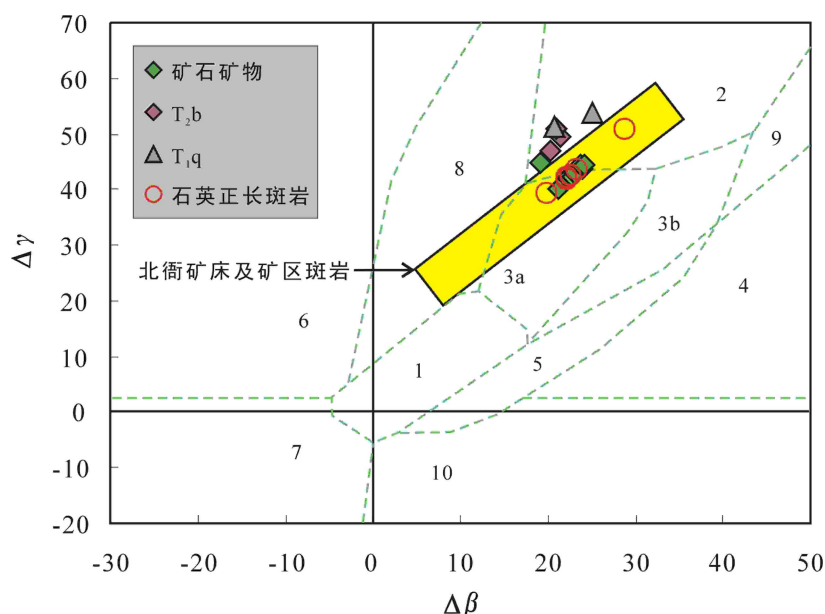


图 5-8 炉坪铅多金属矿床铅同位素组成对比 $\Delta\beta-\Delta\gamma$ 图（底图据朱炳泉，1998）

1-地幔源铅，2-上地壳源铅，3-上地壳与地幔混合的俯冲铅（3a-岩浆作用，3b-沉积作用），4-化学沉积型铅，5-海底热水作用铅，6-中深变质作用铅，7-深变质下地壳铅，8-造山带铅，9-古老页岩上地壳铅，10-退变质铅；炉坪铅多金属铅锌矿床原始数据据表 5-4，北衙金矿床及矿区斑岩据吴开兴（2005）、Xu et al.（2007）和肖晓牛等（2011）。

按朱炳泉（1993）的方法，计算的本区矿石矿物铅同位素矢量特征值 V_1 为 69.74~77.40、 V_2 为 54.19~58.99，与矿区石英正长斑岩的 V_1 （68.29~81.23）和 V_2 （53.86~57.11）相近，明显小于矿区 T_{1q} （ V_1 : 87.62~91.15、 V_2 : 65.64~

68.18) 和 T_{2b} (V_1 : 83.55~91.88、 V_2 : 65.89~77.54)；在 V_1-V_2 图中 (图 5-9)，虽然本区矿石矿物、地层和石英正长斑岩全部位于华南铅同位素省区域，但地层与矿石矿物和石英正长斑岩的分布范围存在明显差别，也说明矿床成矿物质主要来源于矿区石英正长斑岩。图 5-9 也显示，炉坪铅多金属矿床矿石矿物和石英正长斑岩位于北衙金矿床及矿区斑岩范围之内，暗示两个矿床成矿物质来源相似，主要为两矿区斑岩。

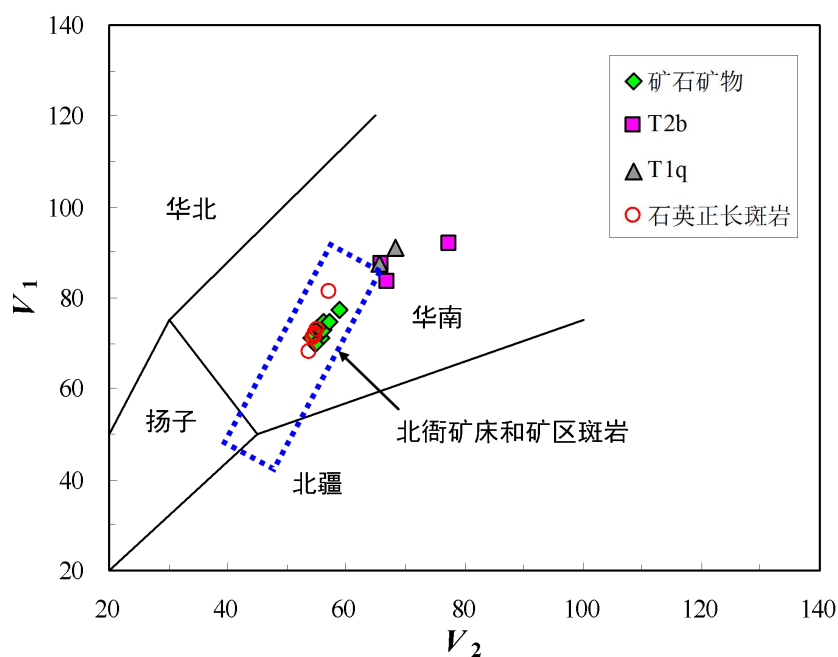


图 5-9 炉坪铅多金属矿床铅同位素组成 V_1-V_2 图 (底图据朱炳泉, 1993; 略修改)

华北、华南、扬子和北疆铅同位素省据朱炳泉 (1993)；炉坪铅多金属铅锌矿床原始数据据表 5-4，北衙金矿床及矿区斑岩据吴开兴 (2005)、Xu et al. (2007) 和肖晓牛等 (2011)。

第六章 矿床成因及成矿规律

炉坪铅多金属矿床是一个新发现的隐伏大型矿床,虽然目前积累了较为丰富的地质勘探资料,但理论研究程度很低。本次工作从成矿地质背景、矿床地质、成岩成矿时代、主要控矿因素、成矿物质及成矿流体来源以及富碱斑岩地球化学、岩石成因和成岩构造环境等方面对该矿床进行了较为系统研究,以下综合获得的地质、地球化学资料,探讨矿床成因、总结成矿规律和找矿标志。

第一节 矿床成因

一、成矿条件

1. 地层条件

炉坪铅多金属矿床的矿体赋存于中三叠统北衙组下段(T_2b^a)不纯的碳酸盐地层之中,地层中Pb、Au等矿化元素含量普遍较高,受岩浆期后热液作用,地层普遍产生热蚀变及交代,为矿化形成提供了一定的物质来源。另外北衙组下段(T_2b^a)泥灰岩与下伏的青天堡组(T_1q)砂岩由于岩性物理性质的差异,易诱发层间破碎带,为成矿流体提供了运移通道和赋存空间。

2. 构造条件

矿区构造活动强烈,发育于中西部的基底断裂为岩浆活动提供了通道。在区域EW向应力场作用下,形成枢纽NNW向的芹河向斜时,在其轴部,由于北衙组下段(T_2b^a)泥灰岩与下伏的青天堡组(T_1q)砂岩存在物理性质的差异,形成了多条层间破碎带,为成矿流体提供了运移通道和赋存空间。

3. 岩浆岩条件

喜山期,深部地壳+上地幔部分熔融形成的含矿富碱斑岩沿基底断裂上侵,在到达一定的封闭空间位置后,岩浆及部分成矿物质成岩、成矿,形成了富碱斑岩体,在岩体内形成斑岩型铜、金矿,在岩体与围岩接触带的有利位置形成矽卡岩型矿床。而岩浆活动带来的含矿质热液继续沿着断层和裂隙带活动和运移,直至到达更小的封闭系统——芹河向斜核部层间破碎带,其物理、化学条件变化促使含矿质热液成矿。

4. 成岩成矿时代

本次工作获得区内石英正长斑岩锆石 U-Pb 年龄为 $35.7 \pm 1.9\text{Ma}$ ，与北衙矿区 33~34Ma 的石英正长斑岩成岩时代一致，表明炉坪地区和北衙地区 33~34Ma 的富碱斑岩为同期岩浆活动产物，两个地区的多金属矿床应为相同构造—岩浆—成矿系统成矿作用的产物。该成岩成矿年龄正好位于侯增谦等（2008）所定义的青藏高原东部碰撞造山的晚碰撞转换时期（40~26Ma），表明该区成矿动力背景与青藏高原东部碰撞造山的晚碰撞转换密切相关。

5. 成矿物质来源

炉坪铅多金属矿床位于北衙金多金属矿床外围，矿区富碱斑岩与铅多金属矿化空间上密切共生；各种类型矿石中的各类金属硫化物的 S 同位素组成十分均一，集中分布于零值附近，表明 S 来自于岩浆；矿石矿物的 Pb 同位素组成与富碱斑岩高度一致，与矿区各时代地层存在一定差别，暗示成矿物质主要来源于富碱斑岩。

6. 成矿流体性质及来源

邻区北衙金多金属矿床黄铜矿、黄铁矿等包裹体测温结果，成矿大致可分为两个阶段，其中早阶段成矿温度为 $280 \sim 430\text{C}^\circ$ ，主要为磁铁矿形成阶段；晚期成矿温度 $175 \sim 233\text{C}^\circ$ ，主要为 Pb、Au 等矿化阶段。通过对矿床 C、O 同位素组成研究及理论模拟，获得早、晚两阶段成矿流体的 $\delta^{13}\text{C}$ 在 $-5 \sim -4\text{‰}$ 之间、 $\delta^{18}\text{O}$ 在 $5 \sim 6\text{‰}$ 之间，具典型地幔流体 C、O 同位素组成特征，指示成矿流体主要来自于岩浆。

二、成矿模式

1. 矿床成因类型

炉坪铅多金属矿床位于滇西富碱斑岩成矿系统内代表性超大型矿床——北衙金多金属矿床的外围，两个地区的多金属矿床应为相同构造—岩浆—成矿系统成矿作用的产物。已有的研究表明（文献众多，略），北衙矿床的成矿作用是对印度—欧亚大陆碰撞的一种响应。受喜马拉雅期多期次构造—岩浆活动的影响，矿床成因类型随成矿时代、成矿期次和成矿作用方式的不同而变化。依据矿物组分、矿石结构构造、赋存部位、控矿构造、含矿岩系组合等宏观地质特征的变化，结合对区域成矿地质条件、成矿时代和成矿作用特征的分析，可以将区内金多金属矿床划分为两个成矿系列，即与喜马拉雅富碱斑岩有关的斑岩成矿系列，包括

矽卡岩型金多金属硫化物矿床、斑岩型含金铜矿床和热液脉型金多金属硫化物矿床以及爆破角砾岩型含金铁铅锌矿床；在此基础上，因本区特有的地形、气候环境，衍生了一系列与表生成矿作用有关的风化—堆积型金矿床，包括红色粘土型金矿床和古砂矿型金矿床等。其中，斑岩成矿系列矿床与喜马拉雅期富碱斑岩密切相关，总体上构成了一个完整的斑岩—热液金多金属成矿系统。可见，炉坪矿床成因类型为与喜山期富碱斑岩有关的斑岩—热液多金属矿床。

2. 成矿作用过程

根据炉坪铅多金属矿床成矿地质背景、成矿条件、成矿物质和成矿流体来源以及成矿与地层、构造和岩浆活动的关系，初步建立了成矿模式（图 6-1）。

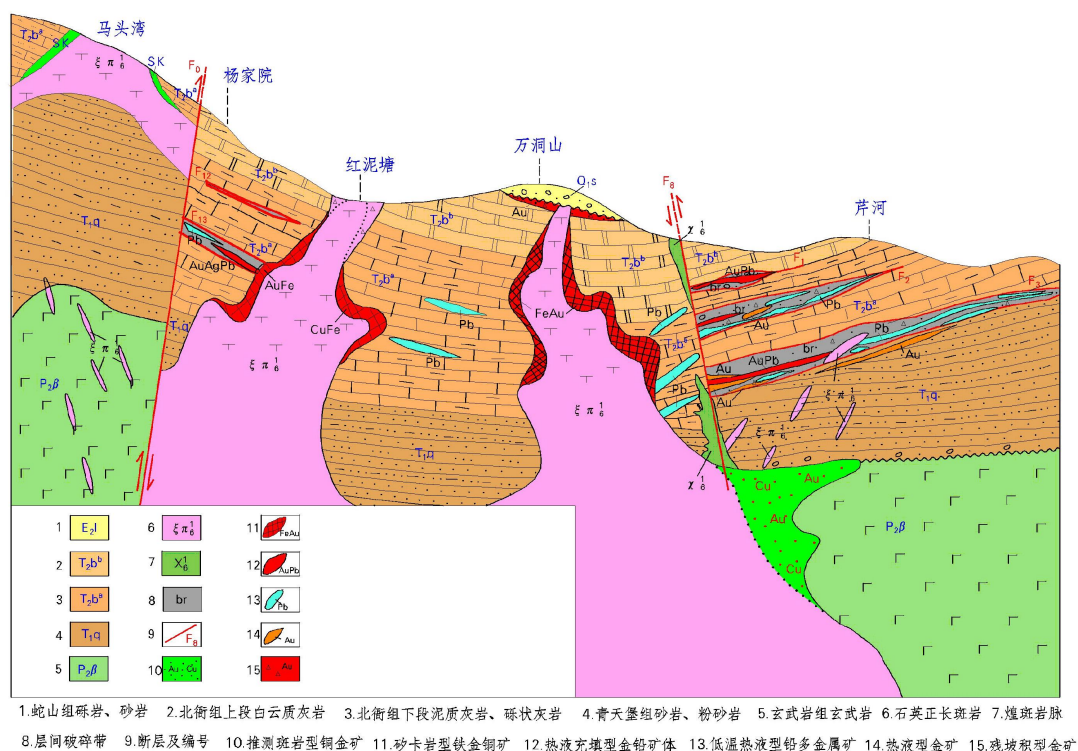


图 6-1 炉坪铅多金属矿床成矿模式

炉坪矿床为 Pb、Au、Ag、Zn、Fe 共（伴）生多金属矿床，其中 Pb、Au 矿体就位于北衙组（T₂b）碳酸盐岩特定层位的层间滑脱面及芹河向斜核部虚脱部位，是北衙超大型金多金属矿田成矿热流体扩散运移、沉淀成矿的结果，其中芹河矿段为北衙万洞山斑岩成矿热流体往 NNW 向芹河向斜核部方向扩散运移并在 F₁、F₂、F₃ 等层间破碎带中沉淀成矿，杨家院矿段则是红泥塘斑岩成矿热流体矿质往 SSW 方向扩散运移在 F₁₃ 层间破碎带中沉淀成矿。

矿体主要产于中三叠统北衙组下段（T₂b^a）泥灰岩的层间破碎带（F₂、F₃）

及北衙组与下三叠统青天堡组 (T_{1q}) 砂岩接触面附近的层间滑脱面 (F_1) 上, 层状—似层状特征明显, 在向斜核部矿体厚度有明显加厚。矿床整体属北衙金多金属矿田斑岩—热液成矿体系的组成部分, 目前发现的层状—似层状铅多金属矿床为整个斑岩成矿系统外带中—低温热液充填的产物。

成矿作用过程简述为: 喜山期富碱斑岩岩浆活动形成的岩浆上升过程与北衙组 (T_{2b}) 碳酸盐岩相互作用, 即岩浆—矽卡岩成矿期, 形成碱斑岩造岩矿物和夕卡岩矿物外, 伴随 Fe 矿化, 形成的金属矿物主要为磁铁矿和赤铁矿, 少量菱铁矿; 岩浆演化过程中形成的成矿流体沿断裂和层间破碎带运移, 相对高温阶段, 主要发生 Au-Fe 矿化, 形成的金属矿物主要为磁黄铁矿、赤铁矿、菱铁矿、黄铜矿、自然金和银金矿等, 相对低温阶段, 主要发生 Pb-Zn 矿化作用, 形成的金属矿物主要为黄铁矿、方铅矿、闪锌矿和毒砂; 这些 Fe、Au、Pb、Zn 矿体在氧化作用下, 形成氧化矿, 其中方铅矿氧化形成白铅矿、铅黄、铅矾等, 磁铁矿、菱铁矿氧化形成褐铁矿, 闪锌矿氧化形成含锌褐铁矿、水砷锌矿等。

第二节 成矿规律

一、岩浆岩与成矿

虽然炉坪矿区没有大规模的富碱斑岩出露, 钻孔中揭露的斑岩脉矿化也相对较弱, 但矿区紧邻北衙超大型金多金属矿床, 而北衙金多金属矿床与喜山期富碱斑岩具有紧密的成因联系, 矿体围绕石英正长斑岩体产出, 在岩体内部及外接触带均有分布, 主矿体一般分布在距岩体 0~60m 的范围内。勘查成果显示, 炉坪矿床系北衙金矿床斑岩成矿系统的外带产物, 芹河矿段铅金矿带成矿与北衙万洞山石英正长斑岩体有关, 而杨家院矿段的金铅矿体则与红泥塘石英正长斑岩关系密切。因此, 喜山期富碱斑岩对矿区的成矿有控制作用。

二、构造与成矿

炉坪矿区构造活动强烈, 在区域东西向应力场作用下, 形成枢纽北北西向的芹河向斜、走向近南北向的区域性马鞍山压扭性断裂 (F_0)、吴家庄—锅厂河压扭性断层 (F_5) 和矿区广泛分布的低角度张扭性层间破碎带 (F_1 、 F_2 、 F_3 、 F_4 、 F_{13} 等)。

① 区域性马鞍山压扭性断裂带：位于勘查区的西侧，纵贯整个勘查区。马鞍山断裂控制着区域含矿斑岩体的分布，自南往北围绕马鞍山断裂周边有马头湾、红泥塘、官邑庄、西邑响水河、松桂羊俊等岩体，马头湾、红泥塘岩体中已发现矽卡岩型铜金矿，西邑响水河、松桂羊俊等岩体分布范围内有大面积的土壤 Au-Ag-As-Sb-Hg 等组合异常，岩体与成矿关系密切。区内主要含矿岩体分布与马鞍山断裂有共生联系，马鞍山断裂有控岩作用。

② 芹河向斜控矿作用：勘查区目前已知发现的 I 号、II 号、III 号铅多金属矿带位于向斜中的核部，向斜核部矿体明显增厚，如 23 线、19 线，向斜核部矿体厚达 30~50m，品位也较富。因向斜核部地层虚脱空间更大，层间破碎更发育，为矿液的聚集成矿提供良好的储矿部位，故区内向斜构造对层间破碎带热液充填型铅、金矿体有明显的控制作用。

③ F_1 、 F_2 、 F_3 、 F_{13} 等层间破碎带：矿区 I 号、II 号、III 号、V 号金铅多金属矿带直接产于该破碎带中，是区内目前已发现的最重要的容矿断裂构造，直接控制着矿体的规模、形态、产状等。

三、地层与成矿

金铅多金属矿体的赋存围岩为中三叠统北衙组下段 (T_2b^a)，为不纯的碳酸盐岩，岩性为泥质灰岩，该套地层中铅等矿化元素含量普遍较高，受岩浆期后热液作用，地层普遍产生热蚀变及交代，形成铅多金属矿体。另外，北衙组下段泥灰岩与下伏的青天堡组砂岩由于岩性物理性质的差异，易诱发层间破碎带，矿区的 III-1、III-4 等矿体即分布在 T_2b^a 泥质灰岩与 T_{1q} 砂岩接触面的层间破碎带中。说明地层及岩性特征对区内成矿有控制作用。

第七章 成矿预测

在炉坪铅多金属矿床成矿理论研究基础上,通过矿区地球化学和地球物理测量,获得多个地球化学和地球物理异常,结合成矿地质条件、成矿规律和找矿标志,建立了有效的找矿模型,对矿区进行了成矿预测,圈定多个找矿靶区,对部分靶区进行了工程验证,取得重大找矿突破。

第一节 地球化学测量

一、土壤地球化学

在炉坪矿区开展了线距 200m、点距 50m 的土壤次生晕测量,发现了舍茶寺、于家坡—芹河、炉坪、马头湾、焦石洞等 Pb-Zn-Au-Ag-As-Sb-Hg-Cu 次生晕组合异常(图 7-1)。

1. 于家坡—芹河 Pb-Zn-Au-Ag-As-Sb-Hg-Cu 组合异常带

位于矿区中部于家坡—芹河一带,成 NW 向断续分布,长约 3.5km,宽 0.5~1.4km,面积约 3.5km²。异常以 Pb、Zn、Ag 为主,伴有 Au、As、Sb、Hg、Cu 等,Pb 以 $>600 \times 10^{-6}$ 圈出 3 处异常,面积约为 3.0km²,具多处浓集中心,峰值 18900×10^{-6} ; Au 以 $>10 \times 10^{-9}$ 圈出 1 处异常,面积约为 0.8km²,共,峰值 270×10^{-9} ; Au、Ag、Zn、Sb、As 等异常形态基本与 Pb 异常套合。该异常强度高、规模较大、有内中外带浓度分带,梯度较大,异常元素套合好,浓集中心基本一致。异常位于北衙—芹河向斜的核部附近,地层为北衙组上段(T₂b^b)、下段(T₂b^a)灰岩。经钻探验证,在异常区内发现 3 个隐伏的铅伴生金银的多金属矿带,矿带长大于 2100m,宽 300~600m,矿带埋深 100~280m,铅矿床规模达大型。这些特征说明该组合异常带为矿致异常。

2. 舍茶寺 Pb-Au-Ag-Zn-As-Sb-Hg 组合异常带

呈 NE 向分布,往东异常未封闭,长约 4km,宽 0.5~0.8km,面积 2.5km²。异常以 Pb、Au 为主,伴有 Ag、Zn、As、Sb、Cu 等,Pb 以 $>600 \times 10^{-6}$ 圈出面积约为 2.0km²,具多处浓集中心,峰值 13500×10^{-6} ; Au 以 $>10 \times 10^{-9}$ 圈出面积约为 1.5km²,有 3 个浓集中心,峰值 1620×10^{-9} ; Ag、Zn、Sb、As、Hg 等异常形

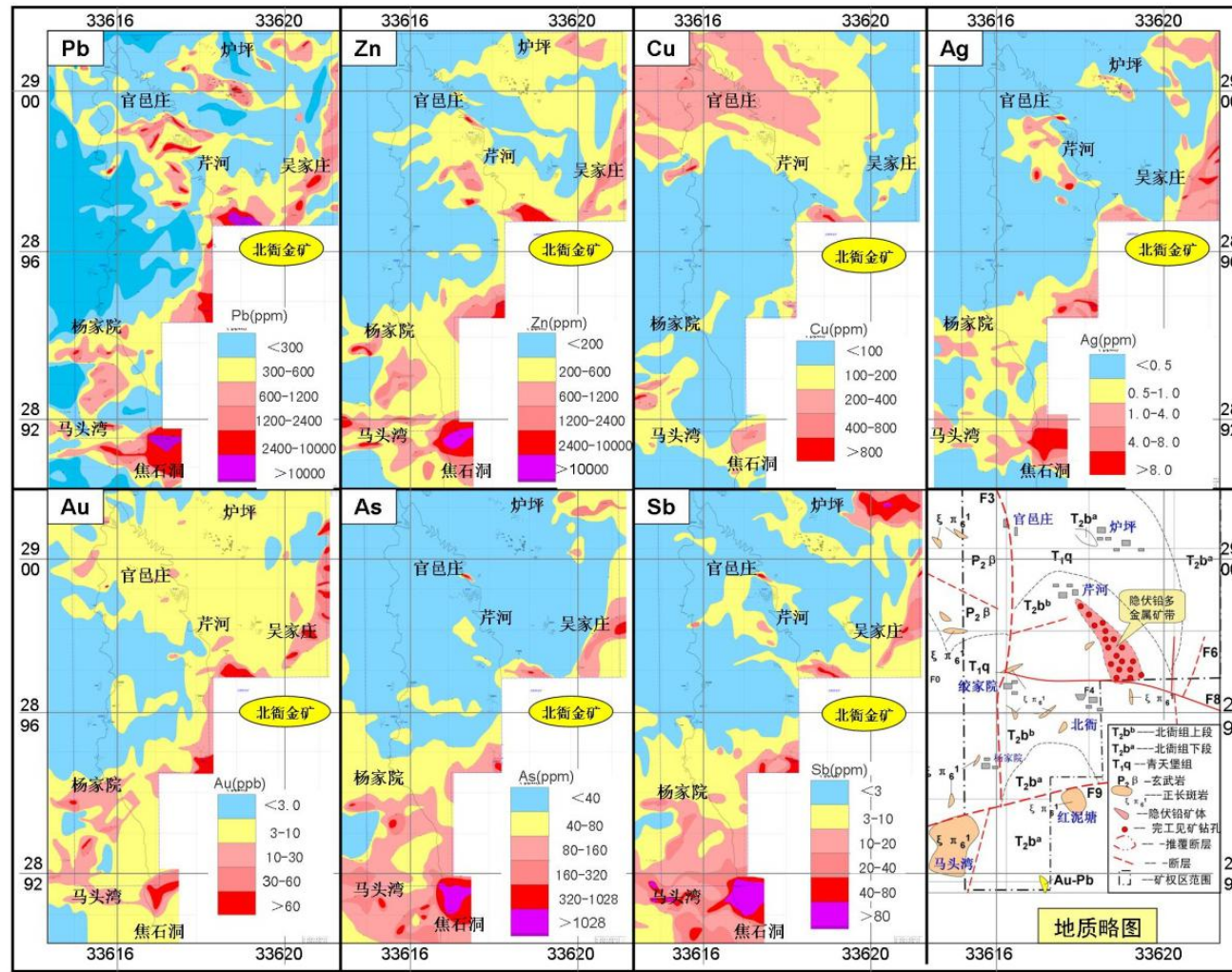


图 7-1 炉坪矿区土壤化探测量异常剖析图

态基本与 Pb、Au 异常套合。异常区出露地层为北衙组下段 (T_2b^a) 泥质灰岩、生物碎屑灰岩, 地表有大规模原地堆积的含 Pb、Au 的“铁蛋子”, 靠近矿权东边界外存在已知的层间破碎带型铅多金属矿体。推测该组合异常带为层间破碎带矿体所致。

3. 焦石洞—杨家院 Pb-Zn-Au-Ag-As-Sb-Hg-Cu 组合异常带

异常为不规则面状分布, 面积约 7.5km^2 , 由焦石洞、杨家院两个异常组成。异常以 Pb、Zn、Au、As、Sb 为主, 伴有 Ag、Cu、Hg、Bi 等。Pb 以 $>600 \times 10^{-6}$ 共圈出 4 处异常, 具多处浓集中心, 峰值 32800×10^{-6} ; Au 以 $>10 \times 10^{-9}$ 共圈出 2 处异常, 峰值 690×10^{-9} ; As 以 $>80 \times 10^{-6}$ 共圈出 1 处异常, 面积 7.5km^2 , 具多处浓集中心, 峰值 5500×10^{-6} ; Sb 以 $>80 \times 10^{-6}$ 共圈出 1 处异常, 面积 7.0km^2 , 具多处浓集中心, 峰值 408×10^{-6} 。该异常强度高、规模大、有内中外带浓度分带, 梯度大, 异常元素套合好, 浓集中心一致。异常区出露地层为北衙组下段 (T_2b^a) 泥质灰岩, 经 YZK1、YZK4 等钻探验证, 在异常区内发现层间破碎带型铅多金属矿带, 焦石洞地表采坑中也发现铅金多金属矿体, 根据采坑的分布和验证钻孔的分布来看, 焦石洞矿带长大于 1000m , 宽 $500 \sim 600\text{m}$, 单层矿体厚大于 15m 。这些特征说明该组合异常带为矿致异常。

二、水系地球化学

1: 20 万水系沉积物地球化学测量, 以北衙为中心圈出 Au、Ag、Pb、Hg 21 甲综合异常, 该异常出露面积大, 约 400km^2 (图 7-2), 由南大坪—马头湾—北衙带及松桂—西邑—炭窑—芹菜场—北衙带两部分组成。异常带主体元素 Au、Ag、Pb、Hg 套合较好, Au 异常衬度高、规模大, 梯度陡、浓集中心明显, 按 $Au 4 \times 10^{-9}$ 圈定异常, 面积约 350km^2 , 在南大坪、马头湾、北衙、芹菜场、炭窑、松桂等地极值分别为 14×10^{-9} 、 19×10^{-9} 、 79×10^{-9} 、 73×10^{-9} 、 20×10^{-9} 、 10.5×10^{-9} 。与 Ag、Pb、Zn、As、Hg 等元素相伴产出的综合异常, 与已知的南大坪、马头湾、北衙金多金属矿富集区对应, 显示较好的找矿前景。

1: 5 万水系沉积物地球化学测量, 圈定综合异常形态总体与 1: 20 地球化学异常相似, 异常总体位于马鞍山断裂带以东 (图 7-3)。异常组合以 Au、Ag、Cu、Pb、Zn、As、Hg 为主, Au 异常衬度高、规模大, 梯度陡、浓集中心明显, 按 $Au 20 \times 10^{-9}$ 圈定异常, 面积约 45km^2 。表现了区内元素富集与岩浆活动、构造

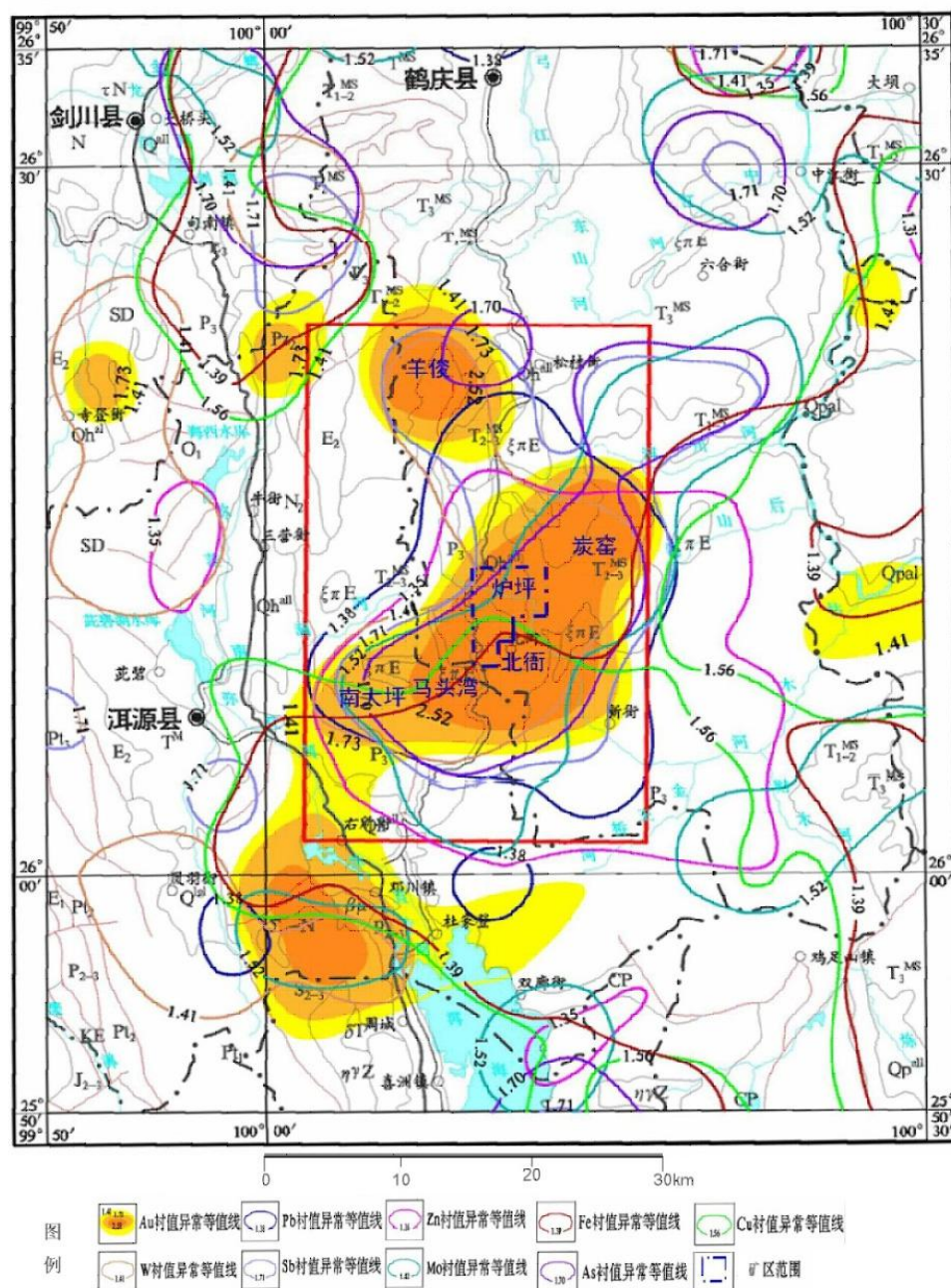


图 7-2 1:20 万水系沉积物测量综合异常图 (据豆松, 2013)

运动有关的特点, 对区内找矿提供了线索。

第二节 地球物理测量

一、地面高精度磁测

2005~2006 年, 云南东鑫矿产勘查有限公司委托云南省地质调查院物化探所使用加拿大产 EVNI 便携式高精度磁力仪 3 台 (248、572、573) 和国产 CZM-3 型质子磁力仪 2 台 (02、04), 在炉坪矿区开展线距 200~400m, 点距 5m 的地

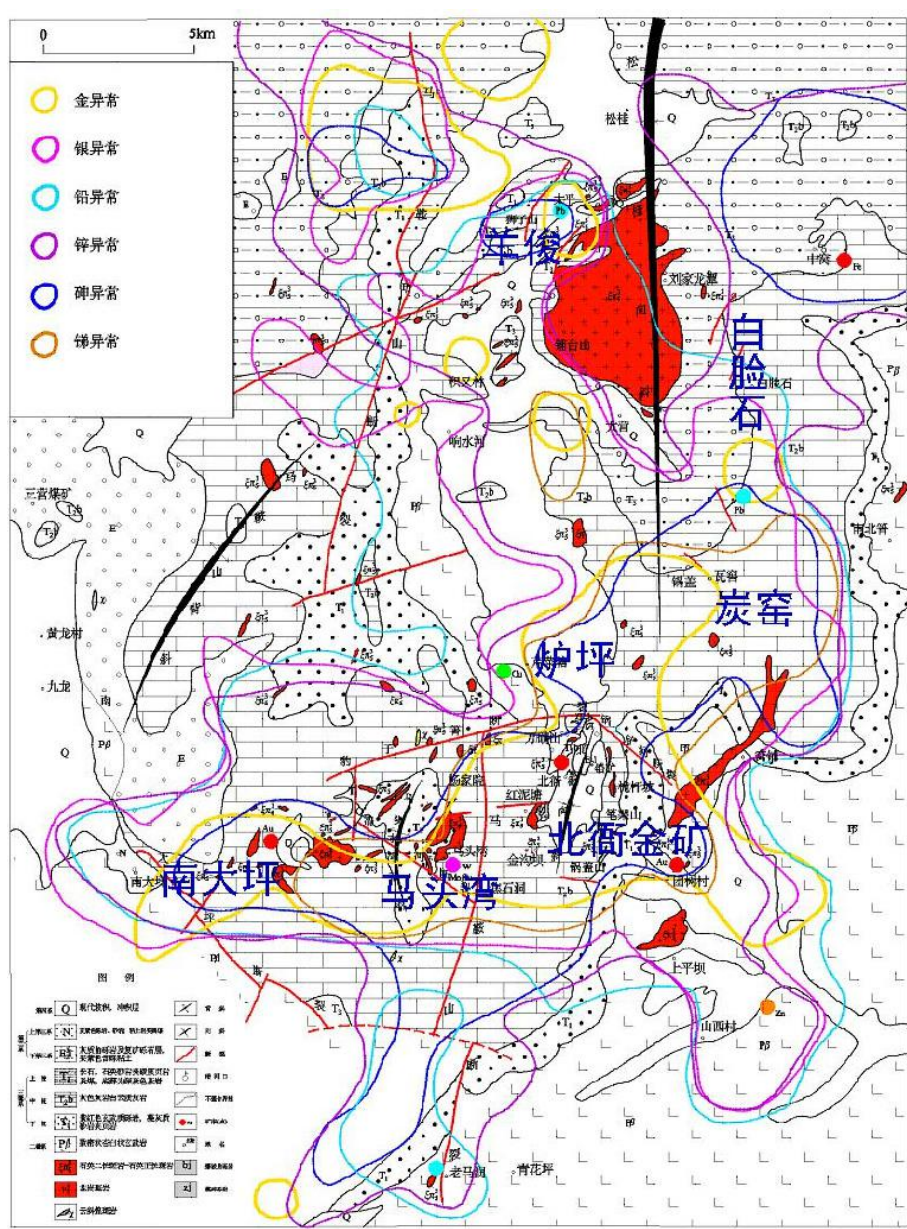


图 7-3 1:5 万水系沉积物测量综合异常图 (据豆松, 2013)

面高精度磁测, 取得较好的成果。

1. 矿区岩(矿)石磁参数特征

1999 年北衙金矿、2005 年和 2006 年云南省地质调查院物化探研究所测定了北衙多金属矿区主要岩矿石的磁参数(表 7-1), 区内各类岩(矿)石的磁参数特征如下:

① 第四系(Q)残坡积物: 一般无磁性, 但是(局部)红土中因含有磁铁矿碎屑(俗称“铁蛋子”), 磁化率(κ)达 $3570 \times 10^{-6} \pi \text{SI}$, 具中等磁性, 将产生一定的干扰异常, 若叠加其它磁性体时, 将使异常复杂化。

② 下三叠统青天堡组(T_{1q})灰黑色砂岩和中三叠统北衙组(T_{2qb})灰岩:

表 7-1 北衙地区岩(矿)石磁参数特征表

岩(矿)石名称	代号	测定时间	件数	K ($10^{-6}4\pi\text{SI}$)		Jr (10^{-3}A/m)	
				变化范围	均值	变化范围	均值
含金磁铁矿		2005	30	13036~102577	50105	285~24073	6062
含金磁褐铁矿(万铜山)		1999	53	1733~1342908	61705	633~4381384	143380
含金磁褐铁矿(红泥塘)		1999	3	5424~14157	8035	3821~10469	5525
含金磁铁矿(定向)		2005	17	4108~10627	6562	123~783	286
含金褐铁矿		1999	25	微~无		微~无	
含金赤铁矿		2005	15	微~无		微~无	
红土	Q	1999	65	1726~5257	3575		
玄武岩	P ₂ β	2005	30	136~6879	2925	76~1508	434
		1999	39	1239~58104	5147	1~9198	437
		2006	15	308~6621	1461	115~1988	873
正长斑岩	ξπ ₆ ¹	2005	30	266~1231	604	102~813	313
		1999	87	微~无		微~无	
		2006	2	微~无		微~无	
花岗斑岩	γπ ₆ ¹	2006	2	微~无		微~无	
煌斑岩	χ ₆ ¹	1999	31	微~无		微~无	
含磁铁矿煌斑岩(万铜山)		1999	64	10902~521789	78070	1580~347550	29806
含磁铁矿煌斑岩(红泥塘)		1999	44	36175~322874	122108	805~569167	7808
泥质灰岩	T ₂ b ^a	2005	30	微~无		微~无	
灰岩、白云质灰岩	T ₂ b ^b	2005	30	微~无		微~无	
灰岩	T ₂ b	1999	53	微~无		微~无	
灰黑色砂岩	T ₁ q	1999	11	微~无		微~无	
玄武质砂岩	P ₂ β	1999	3	6232~8308	6453	4514~8678	5795
矽卡岩	SK	1999	26	微~无		微~无	
		2006	5	221~491	346	249~837	317

备 注

① 均值为几何平均值；
② 定向标本磁性变弱可能是标本切割加工造成，其结果可供参考；
③ 不同时期测定的玄武岩之磁性有较多变化，可能于使用仪器之精度、标本采集位置有关。

无磁性。

③ 二叠系玄武岩和玄武质砂岩：磁化率(κ)达 $3550\sim 6450\times 10^{-6}4\pi\text{SI}$ ，磁化方向、磁倾角与地磁场基本一致；剩余磁场较小。由于玄武岩感磁变化范围大、磁铁矿分布极不均匀，可产生正负剧烈变化的锯齿状异常，是磁法找矿最严重的干扰体。

④ 矽卡岩：磁性与磁铁矿含量正相关，磁性变化不定。

⑤ 煌斑岩：无磁性，但含有磁铁矿时将具强磁性。由于煌斑岩脉规模不大，仅能引起小范围的局部异常，结合地质情况可以区分。

⑥ 正长斑岩：无磁性。

⑦ 含金磁（褐）铁矿：具中—强磁性，可产生中—强磁异常。因此在正长斑岩接触带周边、巨正负相伴中等强度局部磁异常的部位应重点研究。

根据上述岩（矿）石磁参数特征，本区磁性体为：铁（金）矿、玄武质砂岩、玄武岩、含磁铁矿煌斑岩、含“铁蛋子”的红土，必须结合地质资料综合分析予以区分。

2. 磁异常平面特征

从地面磁测 ΔT 平面等值线图可见（图 7-4），矿区磁场变化幅度不大，为中—低磁场区。其中正磁异常分布在焦石洞—马头湾、官邑庄以西地区；负磁异常分布在中西部红泥塘—绞家院—阿住利一带，构成一条 NW 向负磁异常带，其 SE 段分为两权，一权继续向 SE 延伸至红泥塘，一权折向 E 延至万硐山。

焦石洞—马头湾地区的正磁异常强度一般不超过 300nT，梯度小（ ΔT 曲线较平直），但规模大。官邑庄以西地区磁异常截然不同，具强度高、变化剧烈（曲线跳跃大）、正负相间出现的特点。可见，这 2 处大面积的磁异常具不同成因，前者强度不高、梯度小，与中酸性岩浆岩的磁场特征吻合；后者强度大、变化剧烈（加上地形陡峻），与玄武岩的磁场特征一致。对比矿区地质图可以发现，前者与地表出露较多的中酸性小岩体对应，预计中深部将连成一体；而后者与官邑庄以西地区与大面积出露的玄武岩对应，其磁场变化极为复杂。

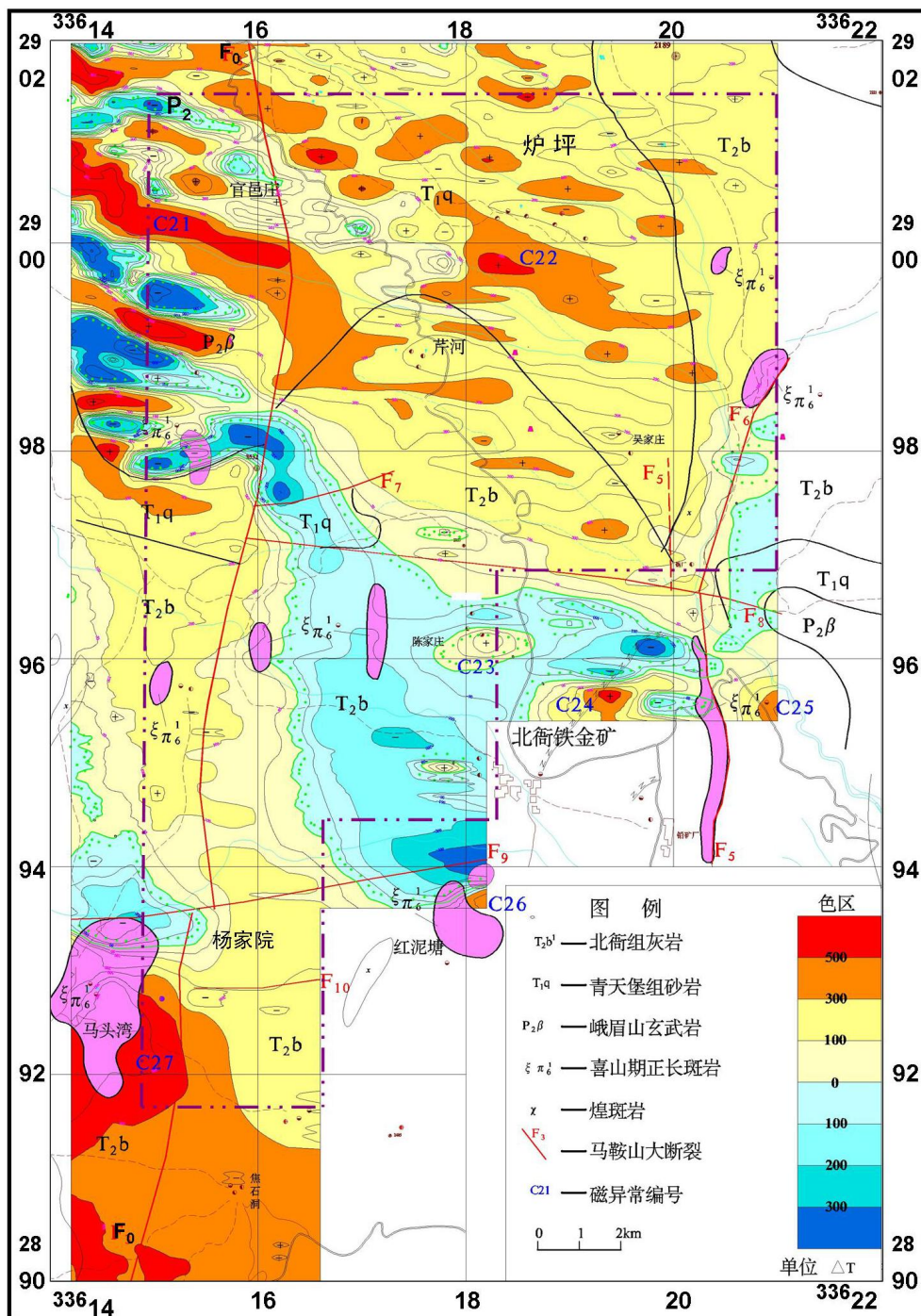
矿区中西部的负磁异常带与重力布格低异常带的位置基本一致，综合推测规模宏大的负磁异常带为基底断裂引起，而该基底断裂是岩浆活动的重要部位，沿基底断裂侵入的小岩体将形成负磁异常区中的局部正异常（或偏高异常）——即“凹中高”异常，如万硐山、红泥塘含矿斑岩体。

3. 主要磁异常特征及地质解释

根据地面高精度磁测结果，在矿区识别出磁异常 7 处，编号为 C21~C27，各个磁异常特征及地质解释如下：

(1) C21 异常

为矿区最大的磁异常，位于官邑庄西部，地理坐标大致为：X2891000~2910200、Y33614200~33616600。向西未封闭，呈向东突之三角形，面积大于 3km²。异常主要特征为 ΔT 曲线尖锐、正负剧烈跳跃，强度变化大，其正异常峰值 3577nT、负异常峰值-7136nT。在青天堡组（T_{1q}）地层出露区、第四系（Q）地层覆盖区，异常强度稍有减弱，但 ΔT 曲线锯齿状跳跃之特征依然明显。经对

图 7-4 炉坪矿区地面磁测 ΔT 平面等值线图

磁异常向上延拓的数据处理，延拓结果为正异常很快减弱或消失，而负异常（向上延拓 300m）依然存在（图 7-5）。

这种特点说明：该磁异常属于浅源地质体引起，埋深和延深十分有限。异常主要位于峨眉山玄武岩($P_2\beta$)出露地段，异常南西端和东侧分别为青天堡组(T_{1q})碎屑岩、第四系(Q)地层，马鞍山断裂通过异常南东端。2011年，施工GZK1、GZK4等钻孔验证：至孔深800多米时全为玄武岩；采用磁性笔测试玄武岩的磁

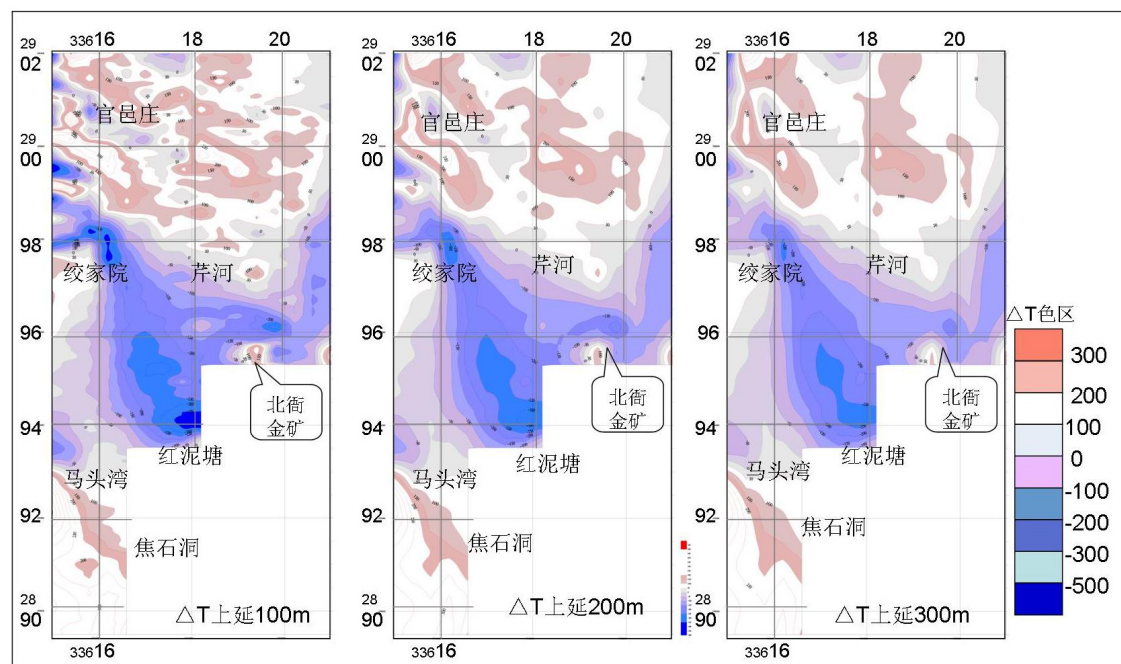


图 7-5 炉坪矿区地面磁测 ΔT 向上延拓变化图

性，表现为时强时弱、极不均匀，但总体上为浅部强、深部减弱特征。综合地质磁异常特征，推测 C21 异常系由玄武岩中磁铁矿分布不均匀所引起，且该磁异常区南西侧青天堡组分布区、东侧第四系之下都可能有隐伏的玄武岩。而正磁异常中伴生的负磁异常应该是隐伏于玄武岩地层中的低磁性的中酸性岩体所引起。布置施工 GZK1、GZK2、GZK4 等钻孔，均揭露到多层厚几十米至上百米厚的石英正长斑岩和黑云母正长斑岩隐伏岩体，但均未见矿。

(2) C22 异常

分布在北庄—芹河一带，地理坐标：X2898600~2902000、Y33616600~33621000。以正异常为主、 ΔT 曲线变化较大。正异常极值约 900 nT、负异常极值约 -250 nT，由南往北出现数个条带状的 NW 向高值带，强度 300 nT 以上。

异常主要分布在第四系冲洪积物、青天堡组碎屑岩，南侧出露北衙组灰岩。在 X2899480~2900480、Y33618200~33619000 范围内采集红土标本 37 件，测定磁化率 (κ) 为 $91\sim 3837\times 10^{-6}4\pi\text{SI}$ 、几何平均值为 $79\times 10^{-6}4\pi\text{SI}$ ，估算可引起约 100nT；尚有约 200nT 的剩余异常。据此，推测该异常为含“铁蛋子”红土和下覆的玄武岩磁性不均匀体综合引起。

(3) C23 异常

位于陈家庄南边，地理坐标：X2896000~2896560、Y33618200~33619000，

呈近 EW 向长圆状展布。异常分布在前述 NW 向负异常带中的局部正异常——即“凹中高”的部分，长约 1200m，宽约 200~400m；正、负相伴，正极值 223nT，负极值 -275nT；异常北侧梯度大于南侧梯度。异常涵盖陈家庄民房、其中有变压器、高压线等人文干扰；从原始曲线看，人文干扰并不影响主体异常，且往东两条线即为平缓的耕地，异常仍然存在。

综合分析认为此异常位于第四系（Q）覆盖区，东南距万硐山矽卡岩型铁金矿异常（C24）仅 400~500m，推测异常为铁金矿引起。根据异常特征，推测异常源为 SE 倾斜、向下延深有限的薄板状体。采用切线法估算磁性体顶面埋深约 67m（图 7-6）。

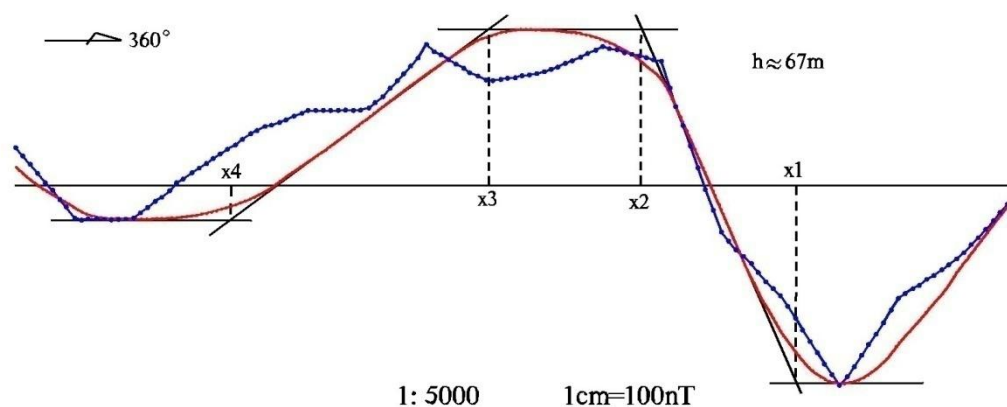


图 7-6 C23 异常切线法解释曲线

2009 年 10 月，委托云南黄金矿业集团股份有限公司勘查分公司物化探所对该异常进行检查，受托方选择剖面为 EW 方向剖面、网度 100×10m 开展高精度磁测，检查面积约 1km²。随后提交的《云南省鹤庆县北衙北陈家庄测区物探勘查报告》认为：本次磁测发现众多形态复杂、规模小、强度高、梯度变化大的磁异常群，大体可划分为三个异常带（C1~C3）。磁测数据经匹配滤波、向上延拓、小波多尺度分解等转换、处理计算，二度半人机拟合反演计算，认为 C1~C3 异常由浅部多个小规模磁性体引起，中深部无大的磁性体（磁铁矿体）存在。

2010 年 4 月，委托昆明鑫地地质勘探有限公司对由云南黄金矿业集团股份有限公司勘查分公司物化探所施测的高精度磁测数据进行处理。处理方法包括：①点距为 10m 和 20m 的正常场改正，② ΔT 数据等值线图分析，③ ΔT 数据剖面平面图分析，④ ΔT 数据五点 FFT 平滑数据等值线图和 ΔT 数据五点 FFT 平滑数据剖面平面图分析，⑤ ΔT 数据滤波分析，⑥ ΔT 数据（一阶、二阶逼近和三阶逼近）

分析, ⑦ ΔT 数据的向上延拓分析, ⑧原始数据 3D 频率域化极转换处理分析, ⑨五点 FFT 平滑 ΔT 数据 3D 频率域转换处理分析。

经数据处理认为: ①高精度磁测剖面方向布置不当, 异常走向总体为近东西向, 剖面应选择南北向; ②推测存在四条近 EW 向的磁性体。2009 年~2011 年在异常区施工 5 个钻孔予以验证, 其中 2 个钻孔见多金属薄矿层 1~4 层, 单层最大垂直厚度 2.56m, 未见任何斑岩体。总体验证效果不好。

(4) C24 异常

对应万硐山铁金矿, 地理坐标: X2895300~2896240、Y33619000~33620200。异常南边不完整, 呈长圆状, 长轴近 EW 走向, 长约 1500m, 宽约 800m; 异常正极值 815nT, 负极值 -1178nT; 在平面图上, 正、负异常面积近于相等; 在剖面平面图上, 由于表层及浅部不均匀磁性体的干扰而呈锯齿状跳跃变化, 东、北两侧出现负异常, ΔT 曲线南缓北陡。

在南东部采场中采集含金磁铁矿标本 (含定向标本), 测得磁化率几何平均值约为 $50000 \times 10^{-6} 4\pi \text{SI}$ 、剩余磁化强度几何平均值约为 $6000 \times 10^{-3} \text{A/m}$ 、磁偏角 14° 、磁倾角 34° (与地磁倾角相当), 磁性变化范围达 1~2 个级次, 显示该铁金矿以感磁为主、剩磁倾角与地磁场倾角接近。综上所述, C24 异常为含金磁铁矿引起。采用切线法估算磁性体顶界埋深约 45m (图 7-7)。

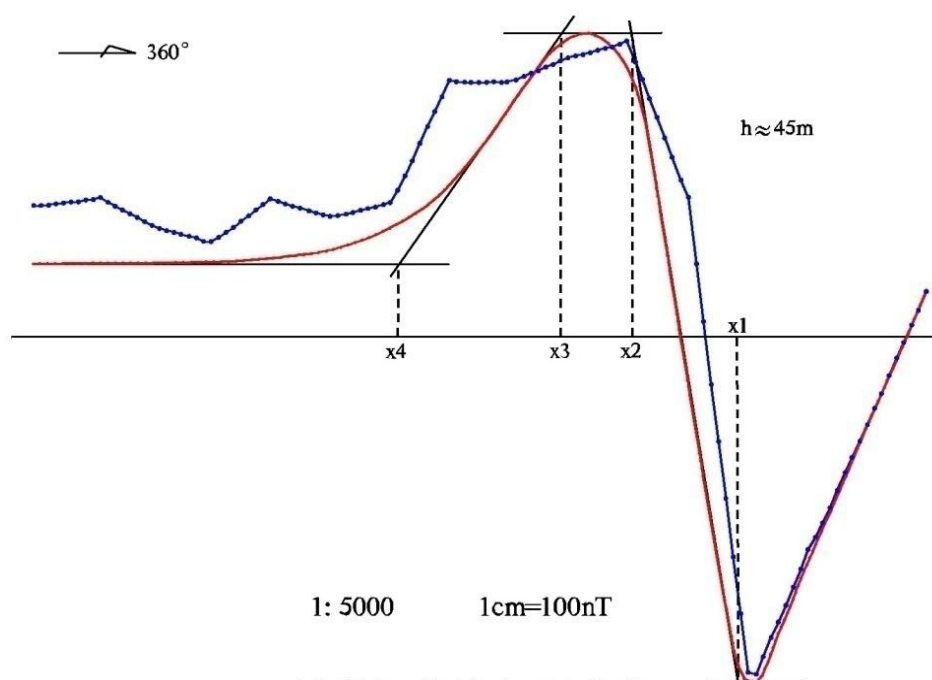


图 7-7 C24 异常切线法解释曲线

(5) C25 异常

位于万铜山东侧约 400m 处，地理坐标：X2895300~2895880、Y33621000 以东。异常东、南端未封闭，正异常极值 896nT，往北很远才有弱负值出现； ΔT 曲线南陡北缓；南北宽约 600m，东西宽约 400m；剖面上，异常呈锯齿状跳跃变化。该异常分布在北衙组下段（ T_2b^a ）泥质灰岩中，处在 C24 异常向东的延伸方向上，推测异常为铁金矿引起。

(7) C26 异常

即红泥塘异常，地理坐标：X2893500~2894400、Y33617800~33618200。异常东、南端未封闭；南正北负，正极值约 425nT，负极值约-560nT；由于异常不完整，形态不详。推测异常为产于正长斑岩接触带的铁铜（金）矿引起。

(8) C27 异常

即马头湾异常，地理坐标：X2891000~2894000、Y33614200~33616000。异常较规则，南正北负，在北侧较远处出现弱负异常；正异常中心落在马头湾附近，极值约 850nT。剖面平面图异常曲线呈小幅度锯齿状跳跃， ΔT 曲线南陡北缓；平面图显示为宽缓的正异常。

正异常区出露石英正长斑岩，负异常区出露青天堡组（ T_{1q} ）碎屑岩。推测异常为石英正长斑岩接触带中的矽卡岩铁（金）矿体引起，磁性体为向南或较直立的有限延伸厚板，用切线法估算中心埋深约 327m（图 7-8）。

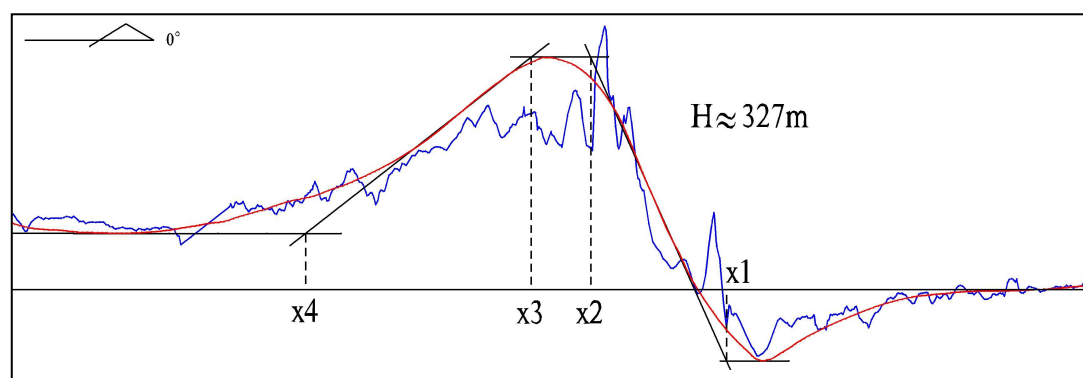


图 7-8 C27 异常切线法解释曲线

总之，高精度磁测用于寻找产在斑岩体接触带的铁金矿体十分有效，但矿区磁性干扰体众多，有玄武岩、玄武质砂岩、含“铁蛋子”的红土层、含磁铁矿煌斑岩等。因此依靠单一的高精度磁测是难以判断异常成因的，必须紧密结合地质特征来解释。

二、激电 (IP) 测深剖面

在吴家庄矿段施测 3 条激电 (IP) 测深剖面, 每条 800m, 共布置测深点 51 个。采用五极纵轴测深装置, 使用北京地质仪器厂生产的 DJF-6 大功率激电发送机和 DWJ-1A 型微机激电仪进行测量。

1. 岩 (矿) 石电性特征

为了解区内主要地层 (体) 电性特征, 选择有代表的 6 处露头进行了露头小四极电性测定 (η_s 、 ρ_s 、 St 、 Js), 表 7-2 为电性参数统计表。

① 青天堡组 (T_{1q}) 中的褐铁矿化石英长石砂岩, 其视极化率 (η_s) 变化大, 一般在 4.43~10.06% 之间, 平均 7.24%, 是区内极化率最高的地层; 视电阻率 (ρ_s) 一般在 484~1582 $\Omega\cdot m$, 平均 899 $\Omega\cdot m$, 与北衙组下段灰岩具相似的阻值, 属区内地层中的高阻体; 半衰时一般在 171~552ms, 平均 283ms, 为短半衰时电性体; 金属因素 (Js) 变化范围在 3.7~13.8 ($\times 10^3(\Omega\cdot m)^{-1}$), 平均 9.2 ($\times 10^3(\Omega\cdot m)^{-1}$), 属中-低金属因素地质体。该地层 (T_1) 之褐铁矿化砂岩具高极化、高阻、短半衰时、中—低金属因素电性特征, 明显区别于其它地质电性体。

② 青天堡组 (T_{1q}) 地层中的泥质粉砂岩一般为低极化 (η_s 平均 2.17%)、低阻 (ρ_s 平均 82 $\Omega\cdot m$)、长半衰时 (St 平均 454ms)、高金属因素 (Js 平均 27.2 ($\times 10^3(\Omega\cdot m)^{-1}$) 为特征。

③ 北衙组下段 (T_{2b}^a) 主要为碳酸盐岩地层, 其中灰岩具有区内最低极化率 (η_s 平均为 1.10%), 最短半衰时 (St 平均为 282ms), 最高电阻率 (ρ_s 平均为 943 $\Omega\cdot m$, 一般 312~1777 $\Omega\cdot m$, 金属因素最低, 平均 1.4 ($\times 10^3(\Omega\cdot m)^{-1}$) 而有别于其它地质体。

④ 丽江组 (E_{2l}) 紫红色砂砾岩, 其极化率 (η_s) 平均 1.51%, 电阻率 (ρ_s) 平均 690 $\Omega\cdot m$, 半衰时 (St) 平均 432ms, 金属因素平均 4.3 ($10^3(\Omega\cdot m)^{-1}$), 与区内出露的 (T_{1q}) 电性特征完全不同。

⑤ 产于区内 T_{1q} 地层中的褐铁矿 (脉) 石具有区内最高的极化率 (η_s 平均 8.24%)、最长半衰时 (St 平均 543ms)、最低电阻率 (ρ_s 平均 94 $\Omega\cdot m$)、金属因素最高 (平均 119.3 ($\times 10^3(\Omega\cdot m)^{-1}$), 为区内硫化物含量最丰富的地质体。

综上所述, 区内主要地质体电性差异大, 相互之间用四个电性参数 (η_s 、 ρ_s 、 St 、 Js) 在地电断面上可以大致区别, 为电法勘查解释提供基础。

表 7-2 北衙外围金铅矿区电法电性参数统计表

编号	观测点坐标	方法	地层		测点	视极化率 ($\eta_s, \%$)		视电阻率 ($\rho_s, \Omega \cdot m$)		半衰时 (St, ms)		金属因素 ($J_s, \times 10^3 (\Omega m)^{-1}$)	
			代号	岩性特征		变化范围	均值	变化范围	均值	变化范围	均值	变化范围	均值
1	X: 2897.447 Y: 17619.674	对称小四极	T _{1q} (西)	褐铁矿化石英长石砂岩	26	4.43~10.06	7.24	484~1582	859	171~552	283	3.7~13.8	9.2
3	X: 2897.355 Y: 17619.837		T _{1q} (东)	泥质粉砂岩	3	1.72~2.58	2.17	67~110	82	316~708	454	23.4~32.8	27.2
2	X: 2897.237 Y: 17619.781		Fe	褐铁矿石	7	1.44~15.54	8.24	32~193	94	178~1053	543	7.5~271.8	119.3
4	X: 2897.125 Y: 17620.107		χ_6^1	煌斑岩	30	0.65~4.57	1.29	75~2177	228	114~1901	409	0.7~24.0	10
5	X: 2872.980 Y: 17620.370		T _{2b} ^a	灰岩	29	0.42~3.04	1.10	312~1777	943	171~455	282	0.4~3.9	1.4
6	X: 2896.357 Y: 17621.050		E ₂ l(外围)	紫红色砂(砾)岩	28	0.71~3.36	1.51	88~2088	690	140~1644	432	0.3~32.9	4.3

注：测定对象为地表露头。

2. 测深剖面解释

(1) W2 剖面

位于矿区南部, 经过 ZK1 钻孔, 剖面长 800m, 出露地层主要为青天堡组 (T_{1q})、北衙组下段 (T_{2b^a})、丽江组 (E_{2l}) 及第四系 (Q) 地层, 由 17 个测深点组成。在 62~64 号点之间, η_s 、 ρ_s 、St、Js 均出现一明显电性界面, 纵向上从上到下出现一条弯弯曲曲、彼此平行, 上陡、下相对较缓, 向东陡倾之电性梯度带, 显然反映该处有断裂经过 (F_5)。在 72~74 号点之间, ρ_s 、St、Js 断面图上亦出现一条电性突变带, 该带上部向西倾, 下部向东倾, 纵向上呈“S”形, 推测为断裂。

在 64~72 号点之间, η_s 、 ρ_s 、St 断面图上均出现一向下凹呈“碗”形的同步低值异常综合区, 其中尤以 St 断面图表现得最为明显。由于东西两侧以断裂为界, 区内主要出露丽江组 (E_{2l}) 地层, 因为断陷褶皱区内沉积的丽江组 (E_{2l}) 地层底部与北衙组 (T_{2b}) 地层不整合界面上有铁、金古砂矿, 在 η_s 断面图上“碗”状底部位有环带状激电 (η_s 、Js) 异常, 显然反映该不整合界面附近可能有含铁 (金) 古砂矿存在。

在 52~62 号点之间, 断面图中 1700m 标高以上为高极化、高电阻、低半衰时、低金属因素综合异常区, 经过 ZK1 钻孔验证在该部位主要为褐铁矿 (含褐铁矿) 石英长石砂岩 (8~100m)、含硫化物石英长石砂岩 (100~160m) 引起。在 1700m 标高以下为低阻、长半衰时综合异常区, ZK1 揭露 (160~200m) 该段主要为泥质 (泥屑) 灰岩。在黄铁矿局部富集地段 (200~240m) 之间对应出现较强激电异常 (η_s), 表明该地层内硫化物增多部位能够引起孤立团斑状激电异常。

在 56 号点、76 号点深部 (1560m 标高以下) 均出现一向上凸起之背形低阻、低极化、短半衰时、低金属因素综合异常区, 其形态及电性特征与围岩地层迥然不同, 推测为侵入体 (正长斑岩体)。围绕侵入体周围有不规则孤立状小团块激电异常 (η_s) 及半衰时 (St) 异常, 推测为侵入体侵入造成周邻硫化物增多引起的激电异常 (图 7-9)。

(2) W3 剖面

该剖面位于 ZK2 钻孔北 100m, 长 800m, 由 17 个测深点控制, 剖面上主要出露青天堡组 (T_{1q})、北衙组下段 (T_{2b^a}) 及第四系 (Q) 地层, 其推测成果与

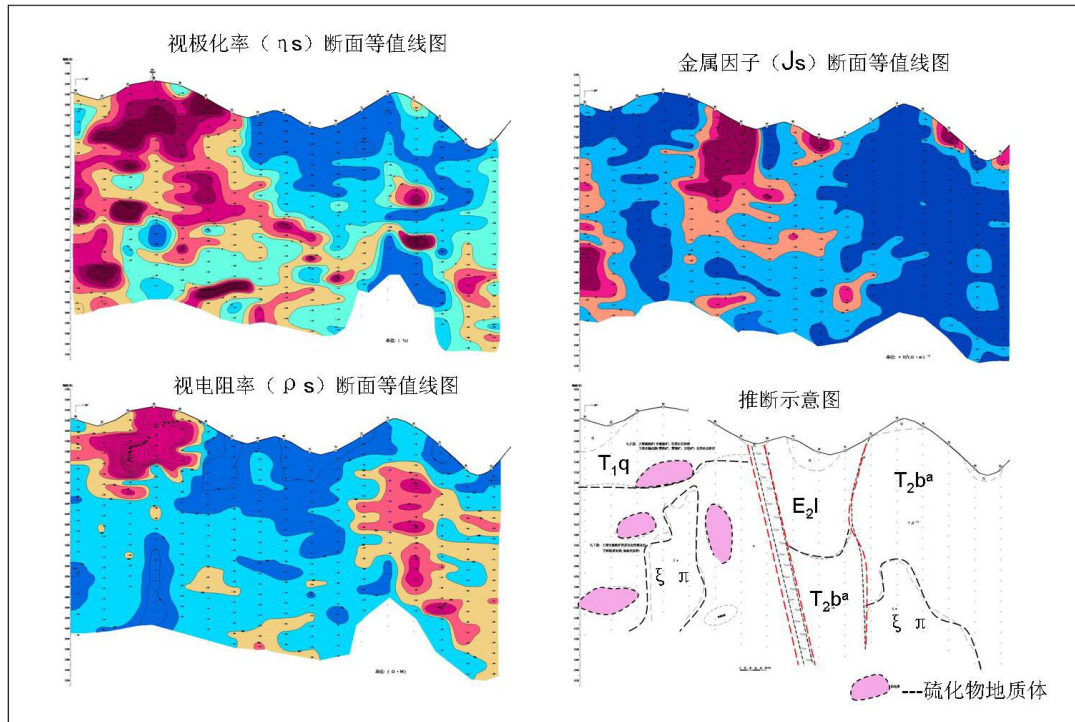


图 7-9 炉坪矿区吴家庄矿段 W2 激电 (IP) 测深剖面推断图

W2 剖面基本对应，W2 剖面推测的断裂破碎带及断层在该剖面亦有明显反映。在 62~64 点之间为断层破碎带 (F₅)，74 号点附近为断层经过处，在二断裂夹持的 64~74 号点之间由于断陷褶皱沉积的丽江组 (E_{2l}) 地层规模相对小于 W2 剖面，其底部 (E_{2l} 与 T_{2b} 地层) 之间有较明显极化率 (ηs)、金属因素 (Js) 异常对应。在 52~62 号点之间上部出现的褐铁矿化石英长石砂岩，含硫化物石英长石砂岩变薄，推测厚度不大于 80m，其下的泥质 (泥屑) 灰岩相对厚大。在 56 号、76 号点深部可能仍存在侵入体。

(3) W4 剖面

位于工作区北段，东侧靠近舍茶寺，长 800m，由 17 个测深点组成，主要出露北衙组下段 (T_{2b^a}) 及第四系 (Q) 地层。该剖面推断结果部分与 W3 剖面相同，断层破碎带主要出现在 68 号点附近，极化率 (ηs)、金属因素 (Js) 断面图反映尤为明显。破碎带宽度相对较小，形态相对规整。断层 (F) 大致分布在 76 号点附近，断层反映的电性特征相对比 W3 剖面更明显，产状上陡下缓向西倾，但“S”形不明显。二断裂夹持的构造盆内沉积的丽江组 (E_{2l}) 地层规模较小。W3、W2 剖面推断的侵入体在该剖面无明显反映，推测侵入体未延伸到该剖面。断层破碎带西侧上部的褐铁矿化、含硫化物石英长石砂岩在该剖面呈不规则透镜

体。 η_s 断面图上极化率 (η_s) 异常反映零乱、规律性差, 推测为青天堡组 (T_{1q}) 地层向北延伸, 厚薄、产状发生明显变化, 呈极不规则状产出所致。

第三节 找矿标志和找矿模型

一、找矿标志

1. 岩浆岩标志

区内矿体产出在空间上看似与石英正长斑岩没有直接的关系, 但其在成因上有密切的成生联系。石英正长斑岩含铅、金、铜背景值较高 ($Au0.12\sim0.20ppb$ 、 $Pb296ppm$ 、 $Cu92ppm$), 其岩石化学特征为高硅、低铁镁, 富铝 (铝过饱和) 富碱, 且 K_2ONa_2O , K_2O/Na_2O 为 3~9 倍, 为后期热液中铅、金、银等元素的聚集提供了热源和物质基础。

2. 构造标志

区域性马鞍山断裂、芹河向斜构造等是区内岩浆、热液、矿质的运移通道, 为导岩、导矿构造, 而次一级断裂破碎带、层间滑动面、向斜核部、褶曲以及北衙组 (T_{2b}) 地层与青天堡组 (T_{1q}) 地层和青天堡组 (T_{1q}) 地层与峨眉山玄武岩 ($P_2\beta$) 的地层接触面是重要的容矿构造和储矿场所, 矿区铅、金矿体即就位于 F_1 、 F_2 、 F_3 、 F_4 、 F_{13} 层间构造破碎带中。可见构造是矿区找矿的一个最重要标志。

3. 地层标志

矿区矿化围岩北衙组 (T_{2b}) 是一套不纯的碳酸盐岩, 其化学性质活泼, 岩溶裂隙非常发育, 给矿液运移提供了良好的通道与沉淀场所, 使热液易于产生交代蚀变作用, 形成脉状、似层状、大透镜体状矿体。

4. 围岩蚀变标志

矿区为浅成低温热液型成矿, 铅多金属矿体近矿围岩热液蚀变作用表现最明显的是铅矿化和菱铁矿化蚀变, 蚀变区内铅含量一般大于 0.2%, 菱铁矿含量大于 10%; 蚀变厚度大于 100m, 分布范围非常宽广, 是区内寻找铅多金属矿体的重要标志。深部与金银矿体相关的热液蚀变主要为硅化和黄铁矿化。

5. 氧化矿物标志

矿区氧化带发育, 有多金属矿体的地段, 往往有褐铁矿和白铅矿存在, 岩心

中有褐铁矿分布的地段, 往往即是金铅多金属矿体; 浅黄褐色的泥质灰岩(原误定名为铁化灰岩)往往白铅矿含量较高, 是区内最重要的铅矿化蚀变体, 厚度可达 50~200m, 铅品位高时, 可达到工业矿石或低品位矿石。

6. 地球化学标志

Pb-Au-Ag-Zn-As-Sb-Hg 等土壤化探组合异常对区内隐伏矿的找矿有明显的指示意义, 芹河矿段、杨家院矿段已知发现的矿带均有规模较大、强度较高的土壤化探组合异常显示。因此土壤化探组合异常是区内寻找隐伏铅多金属矿体的重要找矿标志。

在矿区铅多金属矿石中, Pb(2~4%)、Ag(30~100g/t)、Au(0.5~1g/t)、Zn(0.3~1%)、Cu(500~1000ppm)、As(2500~4000ppm)、Sb(90~100ppm)、Bi(10~200ppm)、Hg(0.4~0.8ppm)等中、低温元素含量很高, 因此找矿过程中, 应积极应用岩石中的 Pb-Ag-Au-Cu-As-Sb-Bi-Hg 等叠加组合异常或前缘晕进行找矿预测, 寻找盲矿体。

7. 地球物理标志

由于矿区氧化带非常发育, 铅多金属矿体因氧化作用多形成弱磁性的褐铁矿和白铅矿, 且矿体有一定厚度, 因此围岩与矿体之间有一定的磁性差异, 在地面磁测中, 表现出低缓的磁异常, 并有正负异常相伴产出的特征, 可作为寻找该类矿床的物探标志。

另外, 矿区由于氧化作用强烈, 硫化物多氧化成氧化物, 导致矿体与围岩之间的电性差异小, 加上矿层产状平缓、围岩中岩溶溶洞较发育等因素, 使矿区内 IP 测量效果不好。

二、找矿模型

符合客观实际的找矿模型的建立是成矿预测的前提和基础。综合信息找矿模型的基本内容应包括地质模型、地球化学模型、地球物理模型和综合标志集合以及综合数据集合的观测和分析系统的优化组合。总结炉坪铅多金属矿床的成矿地质条件、成矿规律、找矿标志和找矿方法, 可建立矿床的综合找矿模型。

1. 地质找矿模型

炉坪铅多金属矿床位于北衙金多金属矿田范围内, 是北衙金多金属矿成矿体系的组成部分, 北衙金多金属矿床产出的原生矿体类型有:

① 围绕岩体内外接触带产出的矽卡岩型铁金（铅锌银）矿体。

② 产于岩体内及围岩中的脉状、似层状热液充填铁金（铅锌银）矿体，以断裂、裂隙控制的陡倾斜脉状矿体为主，在桅杆坡、笔架山等矿段存在产于层间滑脱带内的似层状矿体，但规模很小。

③ 产于岩体内的斑岩型（含金）铜矿体。

炉坪铅多金属矿区内发现的矿体产出于碱性斑岩成矿中心附近层间破碎带内，沿芹河向斜的轴部分布，虽属热液充填型矿体，但规模巨大。对比北衙金多金属矿床产出的原生矿体类型中的脉状、似层状热液充填铁金（铅锌银）矿体，次级褶皱构造轴部的虚脱空间为大规模矿体的形成提供了赋存空间，是成矿规模巨大的关键因素。矿区内的找矿成果是北衙金多金属矿田成矿体系中新的重大发现，证明在碱性斑岩成矿中心附近存在大型热液充填型矿床。

其地质找矿模型为：碱性斑岩成矿中心→次级断褶构造→工程验证。

碱性斑岩成矿中心为矿床成矿提供了物质来源，次级断褶构造为矿床成矿提供了储存空间。

2. 地球化学找矿模型

地球化学模型是与矿床成因相联系的岩石化学特征和化探异常分布特征的总和。矿区土壤次生晕测量结果显示在舍茶寺、于家坡—芹河、炉坪、马头湾、焦石洞等地存在 Pb-Zn-Au-Ag-As-Sb-Hg-Cu 组合异常带，经钻探验证，炉坪铅多金属矿床就产于其中的于家坡—芹河 Pb-Zn-Au-Ag-As-Sb-Hg-Cu 组合异常带内，证明了土壤测量异常的指示作用。1:20 万和 1:5 万水系地球化学测量均可圈出以北衙为中心的 Au、Ag、Pb、Hg 综合异常，与已知的南大坪、马头湾、北衙金多金属矿富集区对应，显示较好的找矿前景。豆松（2013）测得矿区北衙组（T_{2b}）灰岩 Pb、Zn、Ag 含量分别在 $Pb\ 334\times 10^{-6}\sim 1223\times 10^{-6}$ 、 $Zn\ 409\times 10^{-6}\sim 1253\times 10^{-6}$ 和 $Ag\ 0.59\times 10^{-6}\sim 2.81\times 10^{-6}$ 之间，分别是克拉克值的 30~111 倍、5.7~17 倍和 5.5~17 倍，矿化构造角砾岩 Pb、Zn、Au、Ag、Cu 含量明显高于地层中的含量，这些特征显示矿区岩石和构造带中存在矿化原生晕。

其地球化学找矿模型为：土壤和水系测量次生晕测量→岩石、构造带原生晕测量→工程验证。

土壤和水系测量次生晕测量异常可圈靶区，岩石、构造带原生晕测量可辅助

确定工程验证位置。

3. 地球物理找矿模型

北衙金多金属矿田及炉坪铅多金属矿区内的矿体中含有很多磁性矿物,磁法及激电测量找矿效果好。矿区开展的高精度磁测成果显示矿区中西部存在一条十分明显的NW向负磁异常带,在该负异常带中出现的局部正异常(或偏高异常)具有重要的找矿意义。推测规模宏大的负磁异常带为基底断裂引起,而该基底断裂是碱性斑岩体侵入的通道,沿基底断裂侵入的含矿岩体将形成负磁异常区中的局部正异常(或偏高异常)如万硐山、红泥塘含矿斑岩体。

其地球物理找矿模型为:磁法测量→激电剖面测量→工程验证。

针对有利成矿地区进行磁法测量,寻找负磁异常区中的局部正异常,进而寻找碱性斑岩成矿中心,激电剖面测量辅助确定工程验证位置。

4. 综合找矿模型

(1) 通过炉坪矿区矿床地质特征、控矿要素和找矿标志分析,可建立该类型矿床的综合找矿模型,即:物化探测量及检查→碱性斑岩成矿中心确定→次级断褶构造寻找→高精磁法、激电测量→综合研究→工程验证。

① 物化探测量:在宁蒗—大理金成矿亚带范围内选择地层、构造、岩体分布有利地区,采用土壤次生晕测量及地层、构造带原生晕测量的方法,圈出异常区;开展面积性磁法测量工作,圈出磁异常,重视负磁异常区中的局部正异常(或偏高异常)。通过检查异常来寻找碱性斑岩成矿中心。

② 碱性斑岩成矿中心确定:在物化探工作异常检查的基础上,经综合分析,圈定碱性斑岩成矿中心,进行初步的验证予以确认,以期发现类似北衙的成矿中心。

③ 次级断褶构造寻找:在碱性斑岩成矿中心附近寻找储矿的次级褶皱和断裂构造,确定靶位。

④ 高精磁法、激电测量:提高预测精度,并辅助确定工程验证位置。

⑤ 综合研究:提出工程验证方案。

⑥ 工程验证:实施矿床勘查。

(2) 在北衙斑岩成矿中心外围炉坪矿区范围内的综合找矿模型为:物化探测量及检查→次级断褶构造寻找→高精磁法、激电测量→综合研究→工程验证。

① 物化探测量：在矿区内选择地层、构造、岩体分布有利地区，采用土壤次生晕测量及地层、构造带原生晕测量的方法，圈出异常区；开展面积性磁法测量工作，圈出磁异常，重视负磁异常区中的局部正异常（或偏高异常）。通过检查异常来寻找碱性斑岩成矿中心。

② 次级断褶构造寻找：在碱性斑岩成矿中心附近寻找储矿的次级褶皱和断裂构造，确定靶位。

③ 高精磁法、激电测量：提高预测精度，并辅助确定工程验证位置。

④ 综合研究：提出工程验证方案。

⑤ 工程验证：实施矿床勘查。

第四节 靶区圈定和工程验证

隐伏矿床的成矿预测是一项探索性和实践性很强的系统工程，以成矿地质研究为基础，以成矿理论为指导，结合有效的找矿方法和工程验证，才能提高成矿预测的科学性和准确性。炉坪铅多金属矿床是北衙多金属矿田外围发现的一个大型隐伏矿床，其发现过程经历了对比研究北衙矿田成矿地质条件、主要控矿因素、成矿机制和成矿规律，物化探测量及异常解释，成矿模式和找矿模型建立，找矿靶区圈定和重点找矿靶区工程验证。

一、找矿预测准则

根据炉坪多金属矿床成矿理论和找矿方法建立的找矿模型，在详细分析区域成矿背景的基础上，结合矿区的成矿地质条件、主要控矿因素、成矿规律、物化探异常和找矿标志，将本区主要找矿预测准则归纳为：

① 与成矿有关的碱性斑岩体附近，是成矿的有利场所；碱性斑岩体是寻找斑岩型矿床的有利地段，碱性斑岩体内外接触带是寻找矽卡岩型和热液脉型多金属矿床的有利地段。

② 靠近与成矿有关的碱性斑岩体的褶皱轴部位置，在褶皱形成过程中产生的层间破碎带或层间滑脱带，是有利成矿的容矿空间，也是寻找热液脉型多金属矿床的有利部位。

③ 地表的氧化露头，是原生矿体氧化产物，也是找矿预测的直接标志。

④ 方铅矿化、菱铁矿化、褐铁矿化、碳酸盐岩的脱（去）钙化、黄铁矿化

等蚀变是矿化的重要标志。

⑤ 土壤和水系次生晕测量结果中出现的 Pb-Au-Ag-Zn-Cu-As-Sb 组合异常，是深部铅多金属矿床存在的指示标志。

⑥ 高精磁法测量中，负磁异常带中出现局部正异常（或偏高异常）的地方，可寻找新的碱性斑岩体和成矿中心；正磁异常地带，指示磁性地质体的存在，结合激电测量结果，可以对隐伏矿体进行定位预测。

二、找矿靶区圈定及评价

前已述及，炉坪矿区根据铅多金属矿带、物化探异常的分布和地质勘查程度，将矿区划分为芹河、吴家庄、官邑庄和杨家院等 4 个矿段。以矿段为基础，根据找矿预测准则，在矿区圈出 6 个找矿靶区（图 7-10）：① 芹河矿段铅多金属找矿靶区，② 芹河矿段深部铜金矿找矿靶区，③ 芹河矿段外围陈家庄铅多金属找矿靶区，④ 吴家庄矿段铅多金属找矿靶区，⑤ 杨家院矿段铅多金属找矿靶区，⑥ 官邑庄矿段深部斑岩型铜金矿找矿靶区。

1. 芹河矿段铅多金属找矿靶区

① 靶区紧邻北衙矿区万硐山碱性石英正长斑岩成矿中心北侧，具就矿找矿的条件。

② 靶区位于芹河向斜的轴部，该部位发育的层间破碎带或虚脱空间为成矿物质提供赋存的场所。

③ 靶区位于炭窑—北衙—右所 Au-As-Hg-Pb-Zn-Ag-Cu-Fe 化探组合异常带的核心部分。

④ 位于 C24 正磁异常北侧，该正磁异常为万硐山石英正长斑岩体成矿体系中的矿体引起。

⑤ 至 2011 年，累计在预测区内施工钻孔 20 个，初步圈定了 3 个规模较大的金铅矿（化）带，圈定铅矿体 3 个，铁矿体 1 个，大致控制了矿体的形态、产状、规模。经初步估算，获（333+334）铅金属资源量：58.62 万 t，矿床平均品位 Pb3.42%；伴生金金属量：18.60t，平均品位 Au1.02 g/t；银金属量：787.7t，平均品位 Ag42.7g/t；锌金属量：11.53 万 t，平均品位 Zn0.67%。

2. 芹河矿段深部铜金矿找矿靶区

① 靶区已完成地表以下 300m 范围内的勘查工作，发现铅多金属矿床——

芹河矿段，该区地、物、化成矿条件优越。

② 靶区位于万洞山正长斑岩体北侧，为该成矿系统的组成部分。

③ 芹河矿段前期施工部分较深钻孔在青天堡组 (T_{1q}) 砂岩中发现了IV号铜金矿化破碎带，其中 ZK1861、ZK1064 两个孔在标高 1535~1570m 间，发现一条隐伏的含铜金构造破碎带 (IV-3CuAu)，厚度 30~40m；ZK1861 见金矿体厚 3.71m，

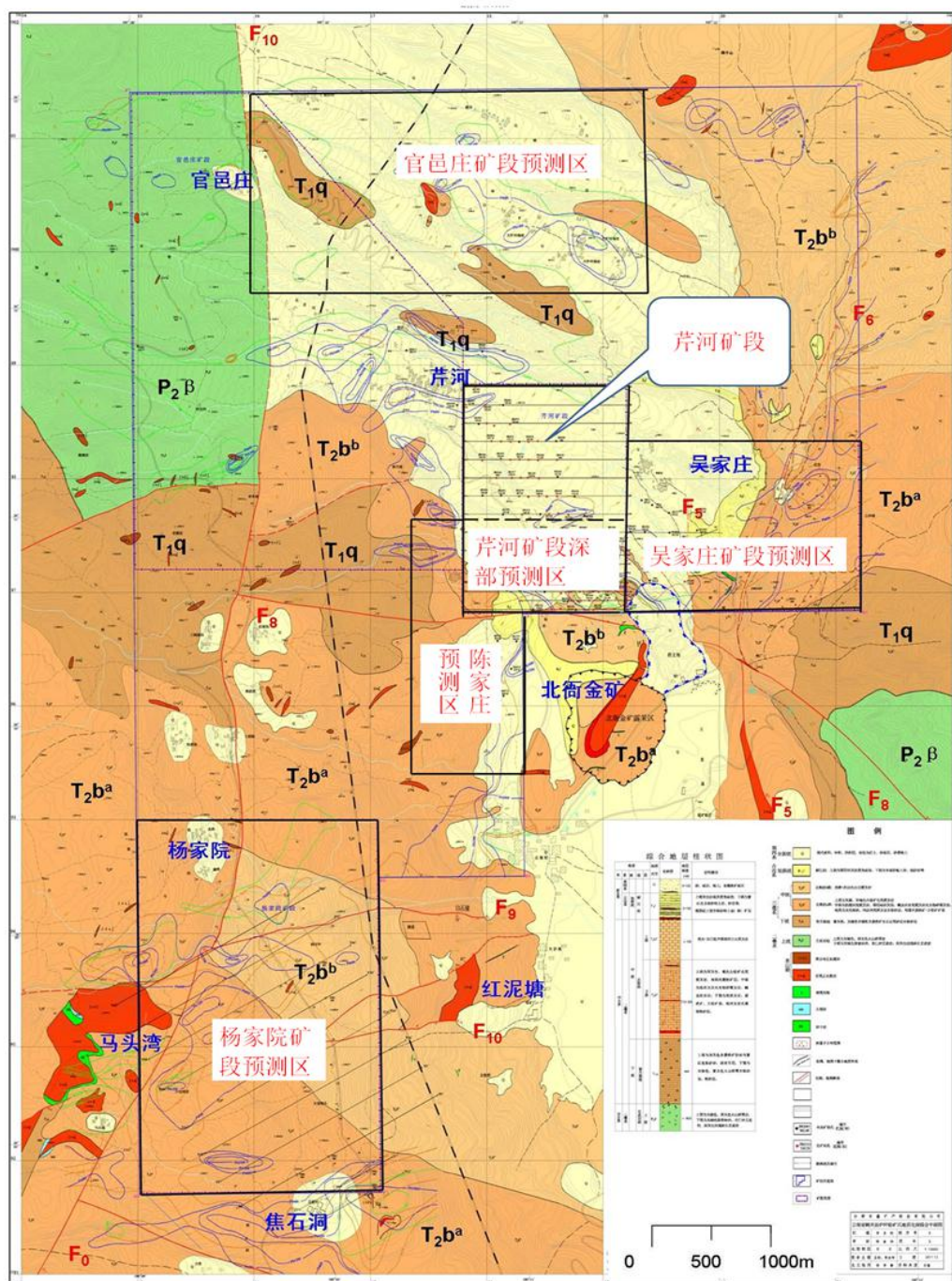


图 7-10 炉坪矿区找矿靶区分布图

平均 Au 品位 4.14g/t, 另见 2 层铜金矿体, 总厚 8.29m; ZK1064 见 4 层铜金矿体, 总厚度达 6.39m。

④ IV 号铜金矿化破碎带沿走向、倾向均未控制, 可继续对该矿带沿走向、倾向进行追索控制。

⑤ 对比北衙矿区的矿化深度, 在芹河矿段施工的最深钻孔, 远未达到“北衙式”斑岩型、矽卡岩型、热液型铜金多金属矿床赋存的深度。已揭露到的 IV 号铜金矿化破碎带提供了良好的寻找“北衙式”斑岩型、矽卡岩型、热液型铜金多金属矿床的信息, IV 号铜金矿化破碎带之下存在寻找北衙成矿体系中岩体内斑岩型、岩体内外接触带矽卡岩型和热液脉型的金多金属矿体的空间。

⑥ 通过综合分析各项矿化信息, 该区存在另一个岩体分叉突起的可能, 若被证实, 将形成一个新的成矿中心。

3. 芹河矿段外围陈家庄铅多金属找矿靶区

① 靶区位于万铜山正长斑岩体西侧, 为该成矿系统的组成部分。

② 陈家庄西岩体含金最高达 0.7g/t, 已具金矿化, 可为该区内成矿提供另一物质来源。

③ 前期在该预测区中施工 5 个钻孔, 其中 ZK4586 发现多层层间破碎带铅多金属矿体, 尤其在北衙组 (T_{2b}) 与青天堡组 (T_{1q}) 接触带的层间破碎带发现厚 10.35m, 含 Pb 4.5×10^{-2} 、Zn 5.5×10^{-2} 、Ag85g/t 的矿体, 其成矿特征和芹河矿段特征一致, 且往西及北西方向还没有控制。

④ 在北西向负磁异常带内存在等轴状正磁异常。

⑤ 靶区分布大面积的 Pb-Zn-Au-Ag-As-Sb 组合异常, 是铅多金属矿床存在的直接指示标志。

4. 吴家庄矿段铅多金属找矿靶区

① 靶区位于芹河矿段东侧及万铜山正长斑岩体北东侧, 为该成矿系统的组成部分。

② 靶区内发育横向 F₈ 断裂和纵向 F₅、F₆ 断裂, 为成矿流体运移提供了有利的通道。

③ 负磁异常带中存在存在 C25 正磁异常。

④ 存在大面积的 Pb-Zn-Au-Ag-As-Sb 土壤化探组合异常, 地表有大规模原

地堆积的“铁蛋子”。

⑤ 局部地段地表已发现薄层的层间破碎带型铅多金属矿体。

5. 杨家院矿段铅多金属找矿靶区

① 预测区位于炉坪矿区的西南角，马鞍山断裂（F₀）以东，矿区内岩体、层间破碎带（矿带）等的产出均受此断层及其派生的次级断裂控制。

② 预测区位于马头湾、红泥塘两个含矿碱性斑岩体之间的区域，2个岩体是成矿中心，可提供成矿物质来源。

③ 预测区位于松桂复式向斜的轴部和绞家院背斜的轴部，存在层间破碎带，为成矿提供了赋存空间。该区外围的焦石洞地区，地表已发现有较大规模的层间破碎带型铅多金属矿体产出，从民采坑中可见矿体往杨家院矿段延伸。目前YZK1、YZK4、YZK6等探索钻孔均已打到2.1~27.11m厚的铅金矿体，证实了矿带的存在。

④ 预测区分布大面积的Pb-Zn-Au-Ag-As-Sb组合异常，是铅多金属矿床存在的直接指示标志。

⑤ 存在C27正磁异常，推测为马头湾正长斑岩体成矿体系中的矿（化）体引起。

6. 官邑庄矿段深部斑岩型铜金矿找矿靶区。

① 区域性马鞍山断裂（F₀）通过预测区，该断裂在区域上有控岩作用，属幔源深大断裂，是沟通上地幔岩浆和成矿流体的通道，对区域上的成矿作用无可替代。

② 官邑庄矿段负磁异常带规模大，强度高，形态规则，推测基底构造通过该区，提供了正长斑岩侵入的条件。

③ 靶区地表有多处斑岩体出露，已施工四个探索钻孔，其中GZK1、GZK4孔中发现多层石英正长斑岩和斑岩型矿化蚀变体系—斑岩体及其内外接触带发现强烈的青盘岩化和黄铁绢英岩化，并见到铜矿化。

④ 1: 5万重力测量结果显示，在官邑庄存在G3低重力异常，异常规模大于0.5km²，G3低重力异常与负磁异常非常吻合，推测有隐伏斑岩体存在。

⑤ 存在大面积的Pb-Zn-Au-Ag-As-Sb土壤化探组合异常。

三、工程验证

2011年之前,炉坪矿区累计施工钻孔32个,进尺12281.15m,其中,在芹河矿段累计施工钻孔20个,进尺7958.54m。2011年之后,炉坪矿区累计施工钻孔138个,进尺47118.16m。这些钻探验证工程主要布置在芹河矿段和杨家院矿段,其他矿段只施工了少量的探索钻孔。

通过钻探工程验证,在矿区的芹河矿段和杨家院矿段共圈定工业矿体24个,其中铅工业矿体12个,铅金(银铁)共生矿体3个,金工业矿体6个,铁矿体3个。所有矿体中均伴(共)生品位较高的Au、Ag、Zn等可综合回收的有用组份。全区共探获331+332+333类别资源量:Pb 697659t,平均品位3.51%;Au 4449kg,平均品位5.14g/t;Ag 107.45t,平均品位231g/t;铁矿石604.43万t(包括同体共生铁矿石338.00万t),平均品位31.81%。同时探获伴生Au 13342kg,平均品位0.63g/t;伴生Ag 931121kg,平均品位41g/t;伴生Pb 11948t,平均品位1.19%;伴生Zn 106191t,平均品位1.01%;伴生Cu 16107t,平均品位0.12%。

芹河矿段共探获331+332+333类别资源量:Pb 641257t,平均品位3.42%;Au 1745kg,平均品位4.35g/t;铁矿石量557.98万t(包括同体共生的铁矿石),平均品位31.86%。探获伴生Au 13303kg,平均品位0.64g/t;伴生Ag 916.022t,平均品位42g/t;伴生Pb 11948t,平均品位1.19%;伴生Zn 98911t,平均品位0.95%;伴生Cu 15434t,平均品位0.11%。此外,该矿段还探获333类别低品位Au 1422kg,平均品位1.95g/t;III-1Pb矿体中部分地段还共生褐铁矿石291.55万t,平均品位28.49%。

杨家院矿段共探获332+333类别资源量:Pb 56402t,平均品位5.00%;Au 2705kg,平均品位5.86g/t;Ag 107450kg,平均品位231g/t。探获伴生Au 39kg,平均品位0.19g/t;伴生Ag 15099kg,平均品位23g/t;伴生Zn 7280t,平均品位1.54%;伴生Cu 672t,平均品位0.14%;共生铁矿石46.45万t,平均品位31.15%。

第八章 主要结论

通过对炉坪铅多金属矿床成矿地质背景、矿床地质、成岩成矿时代、富碱斑岩成岩成矿和矿床地球化学研究,初步确定了成矿动力学背景和成矿地质条件,查明了矿床主要控矿因素,探讨了矿区富碱斑岩成因及其与成矿的关系,揭示了成矿物质和成矿流体来源,初步建立了成矿模式,总结了成矿规律和找矿标志。主要结论如下:

(1) 炉坪铅多金属矿床为一产于石英正长斑岩外围层间破碎带中,以铅为主,伴生银、金的大型多金属矿床,矿体主要沿芹河向斜的轴部分布,多呈似层状、脉状和透镜状产出,由上往下具有 Pb-Zn-Ag 带→Pb-Zn-Ag-Au-Fe 带→Au-Cu 带的垂直分带特征。

(2) 成矿作用过程可划分为 3 个成矿期、4 个成矿阶段:① 岩浆-矽卡岩成矿期,包括 Fe 成矿阶段;② 岩浆后期热液成矿期,包括 Au-Fe 成矿阶段和 Pb-Zn 成矿阶段;③ 表生期,包括氧化矿形成阶段,其中 Au-Fe 成矿阶段和 Pb-Zn 成矿阶段为成矿流体从相对高温→相对低温演化的结果。

(3) 获得矿区石英正长斑岩锆石 U-Pb 年龄为 $35.7 \pm 1.9\text{Ma}$,与北衙矿区石英正长斑岩锆石 U-Pb 年龄 33~34Ma 一致,在青藏高原东部碰撞造山的晚碰撞转换时期(40~26Ma)之内,表明该区成矿动力背景与青藏高原东部碰撞造山的晚碰撞转换密切相关。

(4) 矿区富碱斑岩的岩相学、主量元素、微量元素及 Sr-Nd-Pb 同位素组成均与北衙矿区富碱斑岩相似,均为俯冲板片流体交代大陆岩石圈地幔形成的富集地幔源区部分熔融形成的熔体、上升过程中混染少量上地壳物质、快速结晶分异作用的产物。

(5) 矿床 S、C、O 和 Pb 同位素组成均与北衙金多金属矿床相似,其中硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 在 0‰附近,直方图塔式效应明显,具典型幔源硫特征;脉石矿物方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 为 $-5.80\text{‰} \sim -5.05\text{‰}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 $13.17\text{‰} \sim 14.68\text{‰}$,显示成矿流体具有幔源或岩浆来源特征;矿石矿物的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别为 18.623~18.771、15.624~15.703 和 38.923~39.095,与矿区石英正长斑岩 Pb 同位素不存在明显区别,暗示成矿物质主要来源于矿区或区域富碱斑岩。

(6) 矿床位于北衙金多金属矿床北侧,根据两个矿床地质、地球化学特征,

确认为同一斑岩—热液成矿系统不同构造部位成矿的产物。成矿过程简述为：喜山期富碱斑岩岩浆活动形成的岩浆上升过程与北衙组（T2b）碳酸盐岩相互作用，伴随 Fe 矿化；岩浆演化过程中形成的成矿流体沿断裂和层间破碎带运移，相对高温阶段主要发生 Au-Fe 矿化，相对低温阶段主要发生 Pb-Zn 矿化作用；这些 Fe、Au、Pb、Zn 矿体在氧化作用下，形成氧化矿。

(7) 矿床主要受构造控制，其次为富碱斑岩和地层。矿体围绕石英正长斑岩体产出，赋存围岩主要为中三叠统北衙组下段（T_{2b}^a）泥质灰岩，区域性马鞍山压扭性断裂带控制了含矿岩体分布，目前已发现的主要矿体分布于芹河向斜核部，矿区广泛分布的低角度张扭性层间破碎带（F₁、F₂、F₃、F₄、F₁₃等）为重要的容矿构造，直接控制着矿体的规模、形态、产状等。

(8) 矿区石英正长斑岩、造破碎带、碳酸盐岩地层、硅化和黄铁矿化蚀变、氧化带、土壤化探和磁异常等为重要的找矿标志。

(9) 在炉坪矿区进行了地球化学和地球物理测量，获得多个物化探异常；结合矿床地质和成矿规律研究成果，初步建立了矿区找矿模型；利用所建立的找矿模型对矿区进行了成矿预测，圈出 6 个找矿靶区：①芹河矿段铅多金属找矿靶区，②芹河矿段深部铜金矿找矿靶区，③芹河矿段外围陈家庄铅多金属找矿靶区，④吴家庄矿段铅多金属找矿靶区，⑤杨家院矿段铅多金属找矿靶区，⑥官邑庄矿段深部斑岩型铜金矿找矿靶区。

(10) 经工程验证，取得重大找矿突破。仅芹河矿段共探获 331+332+333 资源量：Pb 641257t、平均品位 3.42%，Au 1745kg、平均品位 4.35g/t，铁矿石量 557.98 万 t（包括同体共生的铁矿石）、平均品位 31.86%；同时在该矿段还探获伴生 Au 13303kg、平均品位 0.64g/t，伴生 Ag 916.022 t、平均品位 42g/t，伴生 Pb 11948t、平均品位 1.19%，伴生 Zn 98911t、平均品位 0.95%，伴生 Cu 15434t、平均品位 0.11%。

致 谢

本研究项目是在合作导师黄智龙研究员的悉心指导下完成的,黄智龙老师在百忙之中参与了项目野外调查、样品采集和大量测试分析数据的解释,为项目完成及提交出站研究报告奠定了坚实的基础。导师渊博的地学知识,严谨的工作作风,求真务实的科学精神,高尚的修养使我终生受益。谨此,向导师道一声辛苦了,并表示崇高的敬意和衷心感谢。

在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室工作学习期间,得到了周家喜博士、孙海瑞博士、刘莹莹博士、杜丽娟博士等的帮助和支持;在报告编写过程中,韦晨博士、陈军博士后等参与报告的排版、校对、图件绘制等工作。在此,向关心、指导本项目的老师、专家一并致谢。同时,本报告编写由于受著者水平所限,文中观点可能有失偏颇,错误或不足之处难免,敬请批评指正。

薛建玲

2017.8

主要参考文献

- Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environment. *Lithos*, 1999. 46: 605-626.
- Barbarin B. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*, 1996. 24: 295-298.
- Barnes H L. *Geochemistry of hydrothermal ore deposit*. 2nd edition, John Wiley, New York, 1979.
- Boman-Berdiel, E. L. Pueyo-morer, A. M. Casas-Sainz. Granite emplacement during contemporary shortening and normal faulting: Structural and magnetic study of the Massif (NW Spanish). *Journal of Structural Geology*, 1995. 17(12): 1689-1706.
- Candela P A and Holland H D. A mass transfer model for Copper and molybdenum in magmatic hydrothermal system: the origin of porphyry type ore deposit. *Econ Geol*, 1986. 81: 1-19.
- Chappell B W, White A J R. Two contrasting granite type. *Pacific Geologist*, 1974. 8: 173-174.
- Crerar D A, Wood S A, Brantley S, et al. Chemical controls on solubility of ore-forming minerals in hydrothermal solution. *CAN. Miner*, 1985. 23: 333-352.
- Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. *Nature*, 1990. 347: 662-665.
- Dejonghe J, Boulegue J, Demaffe D, Letolle R. Isotope geochemistry (S, C, O, Sr, Pb) of the Chaudfontaine mineralization (Belgium). *Mineral. Deposita*, 1989. 24: 132-134.
- Demény A, Ahijado A, Casillas R, Vennemann T W. Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): a C, O, H isotope study. *Lithos*, 1998. 44: 101-115.
- Depaolo D J. Crustal growth and mantle evolution: inference from models of element transport and Nd isotopes. *Geochim Cosmochim Acta*, 1980. 44: 1185-1196.
- Einaudi M T, Meinert L D and Newberry R T. Skarn deposits. *Econ. Geol.*, 75th Anniv., 1981. 317-391.
- Foley S F, Peccerillo A. Potassic and ultrapotassic magmas and its origin. *Lithos*, 28: 181-196.
- Frey F A, Prinz M. Ultramafic inclusion from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978. 38: 129-176.
- Hart S R. A large-scale isotope anomaly in the southern Hemisphere mantle. *Nature*, 1984. 309: 753-757.
- Horstmann U E, Verwoerd W J. Carbon and oxygen isotope variations in southern African carbonatites. *J Afr Earth Sci*, 1997. 25: 115-136.
- Jean-Francois Moyen, Anne Nédélec, Hervé Martin. et al. Syntectonic granite emplacement at different structural levels: the Closepet granite, South India. *Journal of Structural Geology*, 2003. 25: 611-631.
- Kirkham R V. Volcanic Redbed Copper. In: *Canadian Mineral Deposit Types, Ageological Synopsis*, Geological Survey of Canada, 1984. Economic Geology Report 36: 37-48.

- Kyser T K. Stable isotope variations in the mantle. In: Villey J W, Taylor H P (eds.), Stable isotope in high temperature geological processes, reviews in mineralogy 16, mineralogy of society of America, 1986. 141-163.
- Landtwing M R, Furrer C, Redmond P B, et al. The Bingham Canyon porphyry Cu-Mo-Au deposit. III. Zoned copper-gold ore deposition by magmatic vapor Expansion. *Economic Geology*, 2010. 105(1) : 91-118.
- Le Maitre R W, Bateman P, Dudek A, et al. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendation of the International Union of the Geological Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell Scientific, 1989.
- Lorite R H and Clark A H. Statrabound fumarolic copper deposits in rhyolitic lavas and ash-flow tuffs, Copiapo District, Atacama, Chile. In: Problems of Ore Deposition, Fourth International Association on the Genesis of Ore Deposits Symposium, Varna, 1974. 1: 256-264.
- Lowell J. D, Guilbert J. M. 斑岩型矿床的水平垂直蚀变矿化分带[M]//国外斑岩铜矿. 地质科学研究院情报所, 1979: 16-69.
- Meldrum S J, Aquino R S, Gonzales R I, et al. The Batu Hijau porphyry copper-gold deposit, Sumbawa Isl, Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration*, 1994. 50: 203-220.
- Mitchell A H G and Garson M S. Mineral deposits and global tectonic setting. Academic Press, London, 1981.
- Morrison G W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 1980, 13: 97~108.
- Muller D, Franz L, Herzig P M, et al. Potassic igneous rocks from the vicinity of epithermal gold mineralization, Lihir Island, Papua New Guinea. *Lithos*, 2001. 57: 163-186.
- Muller D, Groves D I. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. 3rd eds. Berlin: Springer-Verlag, 2000. 1-252.
- Muller D. Gold-copper mineralization in alkaline rocks. *Mineral Deposit*, 2002. 37(1): 1-3.
- Norman M D, Leeman W P. Geochemical evolution of Cenozoic-Cretaceous magmatism and its relation to tectonic setting, southwestern Idaho, U. S. A. . *Earth Planet. Sci. Lett.* , 1989. 94(1-2): 78-96.
- Ohmoto H and Rye R O. Isotopes of sulfur and carbon. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and sons, New York, 1979. 509-567.
- Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 1972. 67(5): 551-578.
- Ohmoto, H. Stable isotopes geochemistry of ore deposits. In: Walley, J. W. et al. , eds. *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 1986. 16: 491-559.
- Oyuyzun R and Marquez A. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineralium Deposita*, 2001. 36: 794-798.
- Pearce N J G, Leng M J. The origin of carbonatites and related rocks from the Igaliko Dyke Swarm, Gardar Province, South Greenland: field, geochemical and C-O-Sr-Nd isotope

- evidence. *Lithos*, 1996. 39: 21-40.
- Ray J S, Ramesh R. Evolution of carbonatite complexes of the Deccan flood basalt province: stable carbon and oxygen isotopic constraints. *J Geophys Res*, 1999. 104(B12): 29471-29483.
- Ray, J. S. , Veizer, J. , Davis, W. J. . C, O, Sr and Pb isotope systematic of carbonate sequences of the Vinhyan Supergroup India Age, Diagenesis, correlations and implications for global events. *Precambrian Research*, 2003. 121: 103-140.
- Reid D L, Cooper A F. Oxygen and carbon isotope patterns in the Dicker Willem carbonatite complex, southern Namibia. *Chem Geol*, 1992. 94: 293-305.
- Richard S P. Collision-related alkalic magmatism and associated gold mineralization: early magmatic fluids in the meso-epithermal Porgera gold deposit, Papua New Guinea. *EOS*, 1992. 73: 372-385.
- Richards J P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 2003. 98: 1515-1533.
- Roedder E. Fluid inclusion: reviews in mineralogy. Mineralogical Society of America, 1984. 12: 644-649.
- Ruaya J R, Seaward T M. The stability of chlorozinc(II) complexes in hydrothermal solutions up to 350°C. *Geochim. et Cosmochim.* , 1986. 50: 651-661.
- Sajona F G, Maury R. Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines. *Earth & Planetary Sciences*, 1998. 326: 27-34.
- Sillitoe R H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.* , 1972. 67: 184-197.
- Sillitoe R H. Porphyry copper systems: An invited paper. *Economic Geology*, 2010. 105(1) : 3-41.
- Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 1989. 42: 313-345.
- Sylvester P J. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 1998. 45: 29-44.
- Tayer H P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposit. *Econ. Geol*, 1974. 69: 843-883.
- Varne R. Ancient subcontinental mantle: a source for k-rich orogenic volcanics. *Geology*, 1985. 13: 405-408.
- Vry V H, Wilkinson J J, Seguel J, et al. Multistage intrusion, brecciation, and veining at El Teniente, Chile: Evolution of a nested porphyry system, *Economic Geology*, 2010. 105 (1) : 119-153.
- Weege R J and Pallack. The geology of two new mines in the native copper district of Michigan. *Economic Geology*, 1972. 67: 622-633.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 1987. 95: 407-419.
- White A J R and Chappell B W. Granitoid types and their distribution in the Lachlan foldbelt, southeast Australia. *Roddick Circum Pacific Plutonic Terranes. Mem, Geol. Soc. Am.* , 1983.

- 159: 21-34.
- Zheng, Y. F., Hoefs, J. Carbon-oxygen isotopic covariation in hydrothermal calcite: theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountain, Germany. *Mineralium Deposita*, 1993. 28: 49-99.
- Zheng, Y. F. Carbon-oxygen isotopic covariation in hydrothermal calcite during degassing of CO₂: A quantitative evaluation and application to the Kushikino gold mining area in Japan. *Mineralium Deposita*, 1990. 25: 46-250.
- Zindle A, Hart S R. Chemical geodynamics. *Annu Rev Earth Planet, Sci*, 1986, 14: 493-573.
- 毕献武, 胡瑞忠, 叶造军, 等. A型花岗岩类与铜成矿关系研究—以马厂箐铜矿为例[J]. *中国科学(D辑)*, 1999, 29: 389-495.
- 毕献武, 胡瑞忠, 彭建堂, 等. 姚安和马厂箐富碱侵入岩体的地球化学特征[J]. *岩石学报*, 2005, 21(1): 113-124.
- 蔡新平. 滇西北衙金矿矿床特征、成因及找矿远景预测[C]//中国金矿地质地球化学研究. 北京: 科学出版社, 1993: 134-151.
- 蔡新平. 扬子地台西缘新生代富碱斑岩中的深源包体及其意义[J]. *地质科学*, 1992, 2: 96-108.
- 陈剑, 晏祥云. 云南省鹤庆县北衙金矿成矿地质特征分析[J]. *西南矿产地质*, 1993, 7(4): 39-43.
- 陈毓川, 裴荣富, 宋天锐. 中国矿床成矿系列初论[M]. 北京: 地质出版社, 1998: 1-14.
- 陈毓川. 矿床成矿系列[J]. *地学前缘(中国地质大学, 北京)*, 1994, 1(3-4): 90-93.
- 陈毓川. 矿床的成矿系列研究现状与趋势[J]. *地质与勘探*, 1997, 33(1): 21-25.
- 从柏林. 中国滇西地区古特提斯演化的岩石学纪录[M]//亚洲的增生. 北京: 地震出版社, 1993.
- 崔银亮, 陈贤胜, 晏建国. 北衙红色粘土型金矿地质特征和成矿条件[J]. *矿物学报*, 2001(4): 654-658.
- 崔银亮, 陈贤胜, 张映旭等. 滇西新生代与富碱斑岩有关的金矿床成矿特征和成矿条件[J]. *大地构造与成矿学*, 2002(4): 404-408.
- 崔银亮, 晏建国, 陈贤胜. 北衙金矿床找矿标志和找矿模式研究[J]. *黄金*, 2003(7): 7-10.
- 崔银亮, 张映旭, 和浪涛等. 云南省与富碱斑岩有关的金矿床成矿预测和找矿标志[J]. *矿床地质(增刊)*, 2002(21): 101-104.
- 崔银亮. 云南省与富碱斑岩有关的金矿床围岩蚀变特征和找矿前景[J]. *地质与勘探(增刊)*, 2003: 369-372.
- 邓 军, 杨立强. 构造-流体-成矿系统及其动力学的理论格架与方法体系[J]. *地球科学(中国地质大学学报)*, 2000, 25(1): 71-78.
- 邓万明, 黄莹, 钟大赉. 滇西新生代富碱斑岩的岩石特征及成因[J]. *地质科学*, 1998, 33(4): 412-425.
- 邓万明, 孙宏娟. 青藏北部板内火山岩的同位素地球化学与源区特征[J]. *地学前缘*, 1998, 5(4): 307-317.

- 董申保, 田伟. 埃达克岩的原义、特征与成因[J]. 地学前缘, 2004, 11(4): 585-594.
- 豆松, 刘继顺, 郭远生, 等. 云南鹤庆炉坪铅多金属矿床地质特征及找矿方向[J]. 矿产勘查, 2013, 4(04): 364-372.
- 豆松, 刘继顺, 郭远生, 等. 云南鹤庆炉坪铅多金属矿床碱性斑岩地球化学特征[J]. 矿物学报, 2013, 33(4): 671-675.
- 豆松, 刘继顺, 郭远生, 等. 云南鹤庆炉坪铅多金属矿床矿石特征和矿化元素赋存状态[J]. 矿物学报, 2013, 33(4): 503-509.
- 豆松, 刘继顺, 郭远生, 等. 云南鹤庆炉坪铅多金属矿床矿石矿物学特征及其地质意义[J]. 地球学报, 2013, 34(s1): 87-94.
- 段锦荪, 侯增谦, 张罡, 等. 滇西地区晚古生代裂谷作用与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 2000: 1-58.
- 范承钧, 张冀飞. 云南西部地质构造格局[J]. 云南地质, 1993, 12(2): 139-147.
- 高合明. 斑岩铜矿床研究综述[J]. 地球科学进展, 1995, 10(1): 40-46.
- 高宛生. 滇西斑岩铜钼矿带的地质特征及成矿控制因素[J]. 云南地质, 1982, 1(3): 224-233.
- 高振敏. 我国云南与巴西若干碱性侵入岩的稀土元素地球化学初步研究[J]. 矿物岩石, 1987, 7(3): 69-76.
- 葛良胜, 郭晓东, 邹依林, 等. 云南北衙金矿床地质特征及成因研究[J]. 地质找矿论丛, 2002, 17(1): 32-46.
- 葛良胜, 王文成, 李汉光, 等. 滇西北富碱岩体与金矿成矿[M]. 北京: 地震出版社, 2005: 1-183.
- 何明勤, 杨世瑜, 陈昆勇, 等. 滇西小龙潭—马厂箐地区铜金多金属矿床地质地球化学及成因研究[M]. 北京: 地质出版社, 2004: 1-145.
- 何毅特, 刘忠俊, 刘宗国, 等. 马厂箐斑岩铜钼矿床地质特征及找矿方法[J]. 地质与勘探, 1977, 21(2): 56-61.
- 侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 等. 青藏高原碰撞造山带: II 晚碰撞转换成矿作用[J]. 矿床地质, 2006, 25(5): 521-543.
- 侯增谦, 王二七. 印度-亚洲大陆碰撞成矿作用主要研究进展[J]. 地球学报, 2008, 29(3): 275-292.
- 侯增谦, 钟大赉, 邓万明. 青藏高原东缘斑岩铜钼金成矿带的构造模式[J]. 中国地质, 2004, 31: 1-14.
- 胡祥昭, 万方. 滇西富碱花岗斑岩的岩石学与成因[J]. 中国有色金属学报, 1995, 5(1): 1-3.
- 胡祥昭. 滇西富碱斑岩岩石学与地球化学研究[J]. 中南矿冶学院学报(增), 1992(24): 61-65.
- 胡祥昭. 扬子地台西缘富碱斑岩特征与成矿专属性[J]. 中南工业大学学报, 1996, 27(2): 129-131.
- 李定谋, 王立全, 须同瑞, 等. 金沙江构造带铜金矿成矿与找矿[M]. 北京: 地质出版社, 2002.
- 李光斗, 念红, 张道红, 等. 扬子地台西缘富碱斑岩铜金多金属矿床成矿条件及找矿前景[M]. 北京: 地质出版社, 2010: 1-301.

- 李文昌. 西南“三江”多岛弧盆—碰撞造山成矿理论与勘查技术[M]. 北京: 地质出版社, 2010: 1-491.
- 李兴振, 刘文均, 王义昭, 等. 西南三江特提斯构造演化与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1999.
- 李颖, 兰翔, 刘连登. 斑岩型金矿分类讨论[J]. 地质与勘探, 1999, 35(6): 19-22.
- 李颖, 刘连登, 胡春生. 斑岩型金矿的概念及相关问题讨论[J]. 世界地质, 1999, 18(1): 16-20.
- 李颖, 刘连登. 斑岩型金矿床成因模型[M]//张贻侠, 寸珏, 刘连登. 中国金矿床: 进展与思考. 北京: 地质出版社, 1996: 46-56.
- 李元, 秦德先, 黎诚. 北衙金矿的氧化特征及找矿意义[J]. 昆明理工大学学报, 1999, 24(1): 120-124.
- 刘红涛, 张旗, 刘建民, 等. 埃达克岩与 Cu-Au 成矿作用: 有待深入研究的岩浆成矿关系[J]. 岩石学报, 2004, 20(2): 205-218.
- 刘洪滔, 李连举, 刘继顺. 滇东北铅、锌、银矿床矿源层问题探讨[J]. 有色金属矿产与勘查, 1999, 8(6): 333-339.
- 刘景虹, 李如良. 云南鹤庆北衙金矿地质特征及成因机制探讨[J]. 西南矿产地质, 1991, 5(2): 50-54.
- 罗君烈. 滇西特提斯造山带的演化及基本特征[J]. 云南地质, 1990, 9(4): 247-290.
- 莫宣学, 路凤香, 沈上越, 等. 三江特提斯火山作用与成矿(地质专报第 20 号)[M]. 北京: 地质出版社, 1993: 1-233.
- 聂凤军, 江思宏, 赵省民. 斑岩型铜金矿床研究新进展[J]. 内蒙古地质, 2000(2): 1-11.
- 聂凤军, 姜思宏, 张义. 中蒙边境及邻区斑岩型铜矿床地质特征及成因[J]. 矿床地质, 2004, 23(2): 176-189.
- 聂凤军, 张辉旭. 碱性岩浆活动与金成矿作用[J]. 国外矿床地质, 1997(3): 1-361.
- 任治机. 云南地体构造与成矿作用[M]. 北京: 冶金工业出版社, 1996.
- 芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 等. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京: 地质出版社, 1984: 1-350.
- 芮宗瑶, 王龙生. 中国铜矿床分类新方案[J]. 有色金属矿产与勘查, 1994, 3(2): 96-97.
- 芮宗瑶, 张力生, 王龙生. 斑岩铜矿与陆相火山活动[J]. 地震地质, 2003, 25(增刊): 78-84.
- 谭雪春, 尤卫东. 滇西主要有色金属矿床区域成矿地质背景[J]. 云南地质, 1991, 10(1): 11-42.
- 涂光炽, 张玉泉, 赵振华. 华南两个富碱侵入岩带的初步研究[C]//徐克勤, 涂光炽. 花岗岩地质和成矿关系: 国际花岗岩学术讨论会论文集. 南京: 江苏科学技术出版社, 1984: 21-37.
- 涂光炽. 中国超大型矿床(I、II)[M]. 北京: 科学出版社, 2000.
- 王登红, 应汉龙, 梁华英, 等. 西南三江地区新生代大陆动力学过程与大规模成矿[M]. 北京: 地质出版社, 2006: 1-207.
- 王会远. 北衙金矿地质特征及成矿地质条件的初步分析[J]. 西南矿产地质, 1993, 7(2): 17-24.
- 王元龙, 张旗, 王强, 等. 埃达克质岩与 Cu-Au 成矿作用关系的初步探讨[J]. 岩石学报, 2003,

- 19(03): 543-550.
- 温汉捷, 裘愉卓, 胡耀国, 等. 滇西—滇西北斑岩型金矿床成矿地质特征及控矿条件研究[J]. 地质与勘探, 2003, 39(5): 14-19.
- 吴开兴, 胡瑞忠, 毕献武, 等. 滇西北衙金矿方解石的碳氧同位素特征及其成因[J]. 矿物学报, 2010, 30(4): 463-469.
- 吴开兴, 胡瑞忠, 毕献武, 等. 滇西北衙金矿蚀变斑岩中的流体包裹体研究[J]. 矿物岩石, 2005, 25(1): 20-26.
- 吴开兴. 滇西新生代富碱火成岩及其与金成矿关系研究[D]. 北京: 中国科学院研究生院博士论文, 2005.
- 武占祖, 陈勇, 梁旭辉. 埃达克岩的研究现状及其趋势[J]. 地质找矿论丛, 2005, 20(3): 204-208.
- 夏斌, 陈根文, 王核. 全球超大型斑岩铜矿床形成的构造背景分析[J]. 中国科学(D 辑), 2002, 32(增刊): 87-95.
- 夏斌, 涂光炽, 陈根文, 等. 超大型斑岩铜矿床形成的全球地质背景[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2000, 19(4): 406-408.
- 向树元, 叶俊林. 新的金矿类型—与碱性岩有关的金矿床[J]. 矿产与地质, 1995, 9(2): 73-76.
- 肖晓牛, 喻学惠, 莫宣学, 等. 滇西北衙金多金属矿床成矿地球化学特征[J]. 地质与勘探, 2011, 47(2): 170-179.
- 谢应雯. 哀牢山—金沙江富碱侵入带地球化学与成矿专属性初步研究[J]. 昆明工学院学报: 1984, (4): 1-16.
- 徐受民, 莫宣学, 曾普胜, 等. 滇西北衙富碱斑岩的特征及成因[J]. 现代地质, 2006, 20(4): 527-535.
- 徐受民. 滇西北衙金矿床的成矿模式及与新生代富碱斑岩的关系[D]. 北京: 中国地质大学(北京)博士学位论文, 2007.
- 徐兴旺, 蔡新平, 宋保昌. 滇西北衙喜山期碱性斑岩岩石学、年代学及其成因特征[J]. 岩石学报, 2006, 22(3): 631-642.
- 徐兴旺, 蔡新平, 王杰, 等. 流体构造动力学及其研究现状与进展[J]. 地球科学进展, 2001, 16(3): 324-331.
- 徐兴旺, 蔡新平, 张宝林, 等. 滇西北衙金矿矿床成因类型[J]. 矿床地质(增刊), 2006(25): 201-204.
- 许荣科, 陕亮, 郑有业, 等. 回顾与进展: 斑岩铜矿理论研究及勘查技术[J]. 华南地质与矿产, 2011, 27(1): 22-32.
- 鄢明才, 迟清华, 顾铁新, 等. 中国火成岩化学元素的丰度与分布[J]. 地球化学, 1996, 25(5): 409-424.
- 晏建国, 陈贤胜, 崔银亮. 云南省北衙金矿床成矿规律研究[J]. 矿床地质(增刊), 2002(21): 743-746.
- 晏建国, 崔银亮, 陈贤胜. 云南省北衙金矿床成矿预测和靶区优选[J]. 地质与勘探, 2003(1): 10-13.

- 晏建国, 崔银亮, 李家盛. 云南北部超大型金矿矿床地质及找矿模式[M]. 昆明: 云南科技出版社, 2010: 1-80.
- 晏祥云. 北衙铅锌矿床金银矿化特征及其找矿方向探讨[J]. 西南矿产地质, 1991, 5(3): 42-47.
- 杨建民, 薛春纪, 徐珏, 等. 滇西北喜马拉雅期富碱斑岩地质特征及其成矿作用[M]//陈毓川. 喜马拉雅期内生成矿作用研究. 北京: 地质出版社, 2001: 57-68.
- 杨荆舟, 罗君烈, 赵准. 云南矿床区域成矿模式[J]. 云南地质(增刊), 1998: 1-137.
- 杨世瑜, 钟昆明. 斑岩金矿床快速定位预测研究—北衙斑岩型金矿床影像线环结构构造地球化学快速定位预测[M]. 昆明: 云南大学出版社, 2006: 1-97.
- 杨世瑜、钟昆明. 斑岩金矿床快速定位预测研究[M]. 昆明: 云南大学出版社, 2006.
- 尹潘, 宋立军. 云南北部金矿富碱斑岩成矿规律研究及评价[J]. 有色金属(矿山部分), 2005, 57(3): 22-24.
- 袁忠信, 白鸽. 中国碱性侵入岩的空间分布及有关金属矿床[J]. 地质与勘探, 1997, 33(1): 42-48.
- 云南省地质矿产局. 云南省区域地质矿产总结[M]. 北京: 地质出版社, 1989: 1-1254.
- 云南省地质矿产局. 云南省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1989: 1-728.
- 曾普胜, 侯增谦, 高永峰, 等. 印度—亚洲碰撞带东段喜马拉雅期铜-钼-金矿床 Re—Os 年龄及成矿作用[J]. 地质论评, 2006, 52(1): 71-84.
- 曾普胜, 莫宣学, 喻学惠. 滇西北中甸斑岩及斑岩铜矿[J]. 矿床地质, 2003, 22(4): 393-400.
- 曾普胜, 莫宣学, 喻学惠. 滇西富碱斑岩带的 Nd、Sr、Pb 同位素特征及其挤压走滑背景[J]. 岩石矿物学杂志, 2002, 21(3): 231-241.
- 翟裕生. 成矿系列研究问题[J]. 现代地质, 1992, 6(3): 301-308.
- 张彩华, 刘继顺, 张洪培, 等. 滇西南澜沧带晚三叠世富钾火山岩地球化学特征及成因[J]. 中国有色金属学报, 2012, 22(3): 669-679.
- 张洪涛, 陈仁义, 韩芳林. 重新认识中国斑岩铜矿床的成矿地质条件[J]. 矿床地质, 2004, 23(2): 150-163.
- 张旗, 王焰, 钱青, 等. 中国东部埃达克岩的特征及其构造成矿意义[J]. 岩石学报, 2001b, 17(2): 236-244.
- 张文淮, 秦江艳, 张德会, 等. 斑岩型 Au 矿床的包裹体标志: 以黑龙江金厂金矿矿床为例[J]. 岩石学报, 2008, 24(9): 2011-2016.
- 张玉泉, 谢应雯, 邱华宁, 等. 钾玄岩系列: 藏东玉龙斑岩铜矿带含矿斑岩的 Sr, Nd 和 Pb 同位素成分[J]. 地质科学, 1998, 33: 359-366.
- 张玉泉, 谢应雯. 哀牢山—金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd, Sr 同位素特征[J]. 中国科学(D 辑), 1997, 27(4): 289-293.
- 张云国, 周朝宪. 斑岩铜矿床研究进展[J]. 地球科学进展, 2011, 26(11): 1173-1190.
- 赵晓鸥. 云南北部铅矿氧化带含金性研究[J]. 地质与勘探, 1989, 25(6): 1-8.
- 赵欣, 喻学惠, 莫宣学, 等. 滇西新生代富碱斑岩及其深源包体的岩石学和地球化学特征[J]. 现代地质, 2004, 18(2): 217-228.

- 钟昆明, 杨世瑜. 云南北衙金矿构造地球化学成矿预测标志[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2000, 19(4): 393-394.
- 朱炳泉. 地球科学中同位素体系理论与应用—兼论中国大陆壳幔演化[M]. 北京: 科学出版社, 1998.
- 祝向平, 莫宣学, Noel. White, 等. 云南哈播斑岩型铜(-钼-金)矿床地质与成矿背景研究[J]. 地质学报, 2009, 83(12): 1915-1928.

图版及说明

图版 I

- A: 炉坪铅多金属矿区全景
- B: 炉坪铅多金属矿区芹河矿段全景
- C: 炉坪铅多金属矿区杨家院矿段全景
- D: 炉坪铅多金属矿区自然地理景观
- E: 炉坪铅多金属矿区芹河矿段主要矿带、矿体空间分布图
- F: ZK750 孔中揭示到 F₁ 层间破碎带及 I -1AuPb 矿体
- G: ZK1536 揭示到 F₂ 层间破碎带及 II -4Pb 矿体
- H: ZK2333 孔打到 F₃ 破碎带及厚而富的铅金银矿层 (氧化矿石), 厚 16.7m, 平均品位 Au1.73g/t、Ag88g/t、Pb5.71%、

图版 II

- A: ZK1036 孔打到厚而富的 III-1Pb 矿层 (混合矿石), 厚 26.56m, 平均品位 Pb6.05%、Ag73g/t、Au0.35g/t
- B: ZK1544 孔打到 F₃ 层间破碎带及 III-1Pb 矿层, 厚 9.0m, 平均品位 Au1.70g/t、Ag60g/t、Pb2.12%、Zn1.74%
- C: ZK1944 揭示到 T_{1q} 砂岩顶板的 F₃ 层间破碎带
- D: 杨家院矿段 YZK7 揭露到 F₁₃ 层间破碎带及厚大的金银铅矿层, 厚 7.21m, 平均品位 Au13.98g/t、Ag420g/t、Pb28.01%
- E: 陈家庄矿段 GZK4 揭示到石英正长斑岩中的沸腾状石英角砾
- F: III-1Pb 混合矿石中方铅矿与菱铁矿成条带状分布 (条带状构造)
- G: III-1Pb 混合矿石中方铅矿与菱铁矿成角砾状分布 (角砾状构造)
- H: III-1Pb 氧化矿石中白铅矿包围着残留的方铅矿 (残留构造)

图版 III

- A: II -4Pb 中的氧化矿石 (土状构造)
- B: I -1AuPb 中的氧化矿石 (多孔状构造)
- C: 菱铁矿 (Sd)、方铅矿 (Gl)、闪锌矿 (Sp) 共生, 薄片 77× (—)
- D: 方铅矿 (Gl)、闪锌矿 (Sp)、黄铁矿 (Py)、菱铁矿 (Sd) 共生, 反光 77× (—)
- E: 方铅矿 (Gl)、褐铁矿 (Go)、黄铁矿 (Py) 共生, 反光 11× (—)

- F: 白铅矿 (Cer) 交代方铅矿 (Gl) 和黄铜矿 (Cp), 后二者呈交代残留, 反光 $77\times(-)$
G: 方铅矿 (Gl) 与褐铁矿 (Go) 共生, 反光 $11\times(-)$
H: 白铅矿 (Cer) 与方铅矿 (Gl) 呈锯齿状接触, 反光 $97.9\times(-)$

图版IV

- A: 方铅矿 (Gl) 氧化形成白铅矿 (Cer)、铅矾 (Ang) 的边缘结构, 反光 $11\times(-)$
B: 白铅矿 (Cer) 周围的铅矾 (Ang), 反光 $77\times(-)$
C: 微晶灰岩中的白铅矿 (Cer) 和褐铁矿 (Go), 反光 $77\times(-)$
D: 灰岩中的微粒、细粒黄铁矿(Py)和菱铁矿 (Sd), 反光 $77\times(-)$
E: 方铅矿 (Gl)、闪锌矿 (Sp)、黄铁矿 (Py) 呈他形、半自形晶产出, 形成不等粒结构, 浸染状构造, 反光 $77\times(-)$
F: 方铅矿 (Gl) 呈半自形聚集体呈现斑块状构造, 反光 $55\times(-)$
G: 方铅矿 (Gl) 呈他形集合体、团块状产出, 反光 $77\times(-)$
H: 方铅矿 (Gl)、黄铜矿 (Cp) 呈连晶产出, 反光 $195.8\times(-)$

图版V

- A: 自形晶的方铅矿 (Gl) 与菱铁矿 (Sd) 共生, 反光 $77\times(-)$
B: 菱铁矿 (Sd)、铅锌矿 (Gl-Sp) 呈浸染—隐纹带状构造, $2.2\times(-)$
C: 方铅矿 (Gl)、闪锌矿 (Sp) 呈他形粒状产出, 反光 $11\times(-)$
D: 白铅矿 (Cer)、铅黄/铅矾 (Ang) 微细集合体沿方铅矿 (Gl) 周边、裂隙交代, 形成边缘结构和脉状构造, 反光 $11\times(-)$
E: 白铅矿 (Cer)、铅矾 (Ang) 等交代方铅矿 (Gl), 方铅矿 (Gl) 呈交代残留产出, 反光 $11\times(-)$
F: 白铅矿 (Cer) 交代方铅矿 (Gl) 呈假象, 保留方铅矿 (Gl) 的原生结构特征, 反光 $154\times(-)$
G: 胶状褐铁矿 (Go) 组成鬚网状构造, 反光 $11\times(-)$
H: 白铅矿 (Cer) 呈脉状、细脉状穿切交代褐铁矿 (Go), 反光 $77\times(-)$

图版VI

- A: 白铅矿 (Cer) 与褐铁矿 (Go) 紧密接触互为包容, 并在后者呈微细包体, 反光 $154\times(-)$
B: 褐铁矿 (Go) 的残留藻纹结构, 反光 $77\times(-)$
C: 位于吴家庄矿段的 W3 大泉点

D: 芹河矿段南段的岩溶地貌 (小石林)

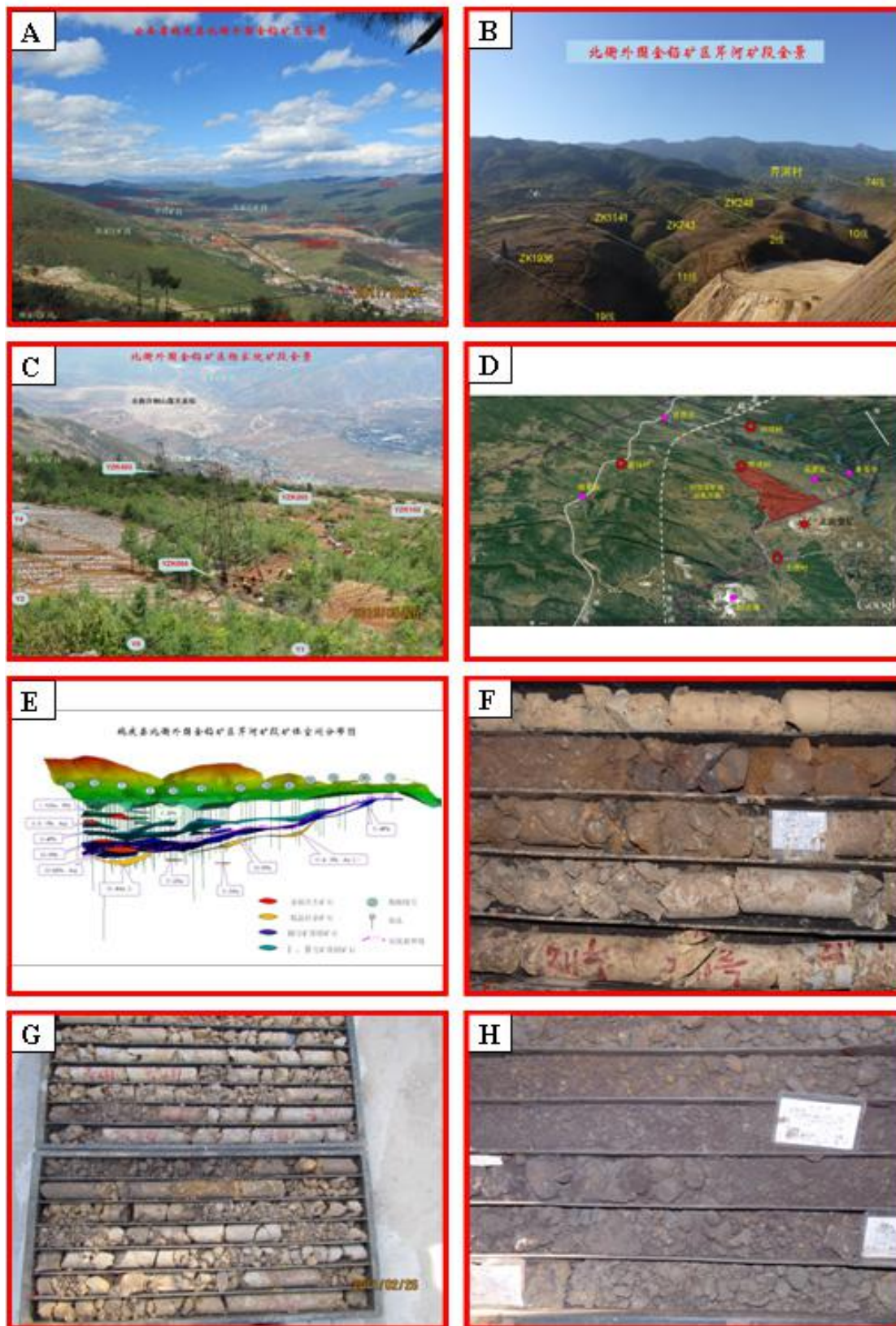
E: 芹河矿段 18 线附近的岩溶地貌 (洼地)

F: 吴家庄矿段地表见到的灰岩溶洞

G: F₂ 层间破碎带岩芯

H: 第四系 (Qh) 高陡自然边坡

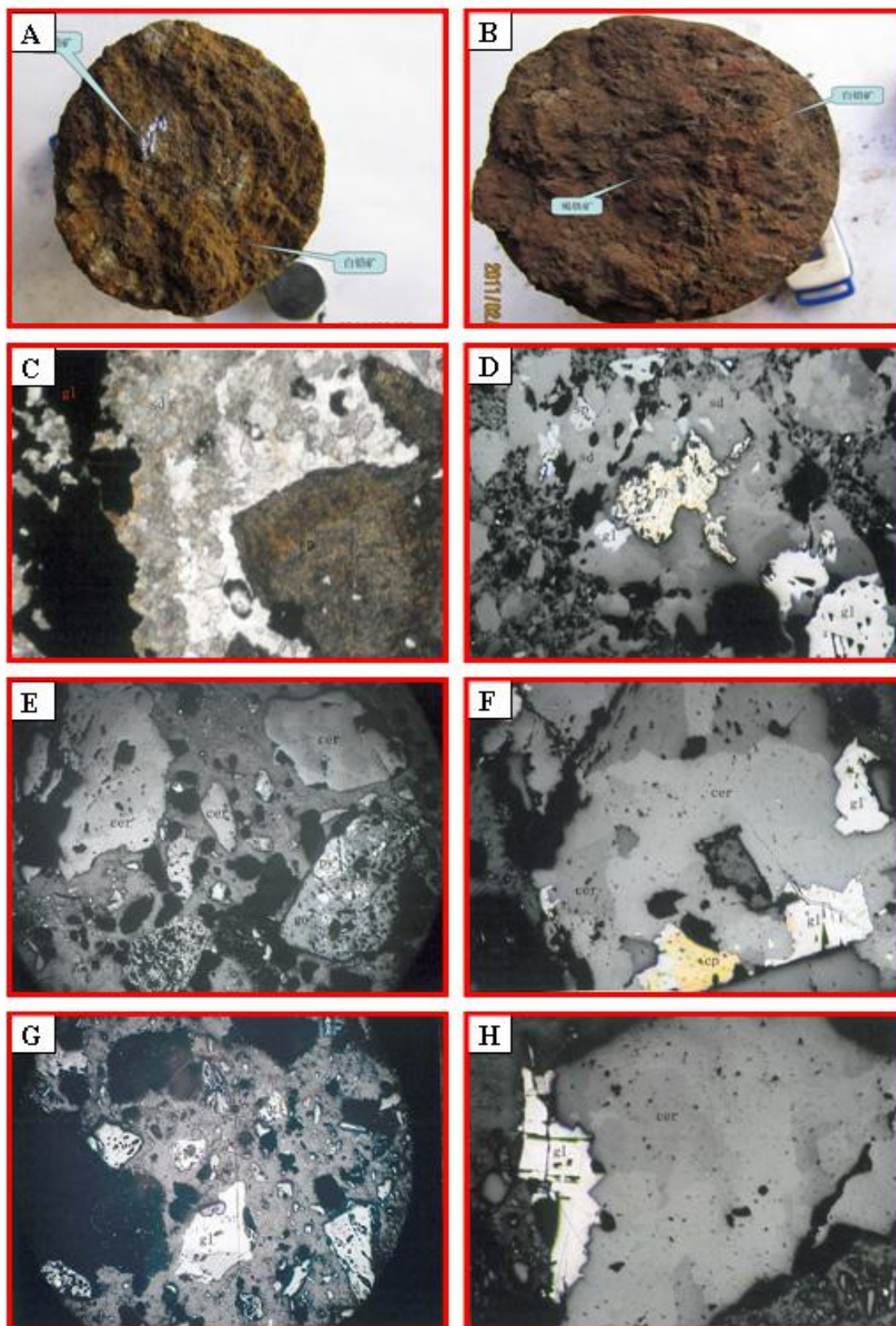
图版 I



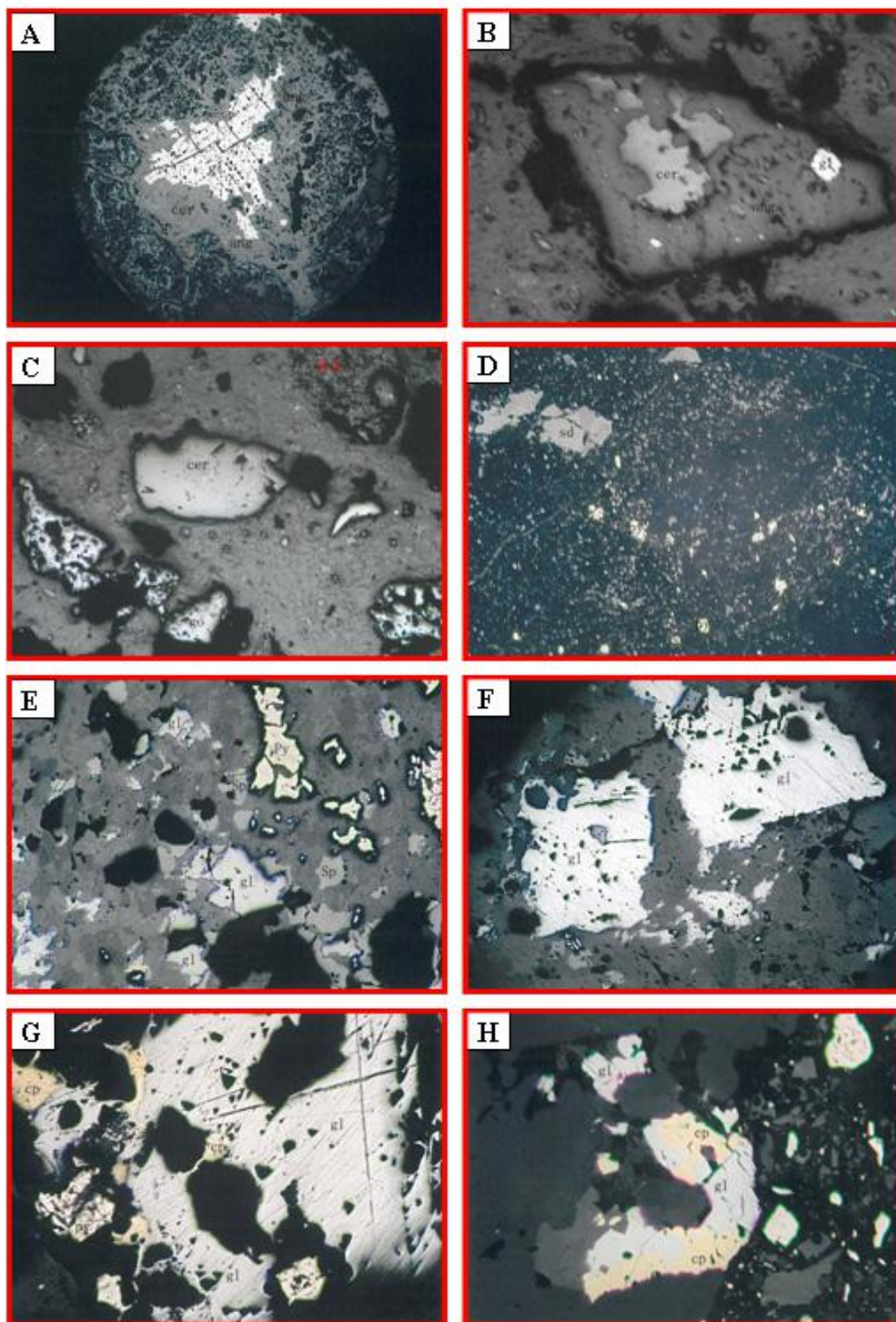
图版 II



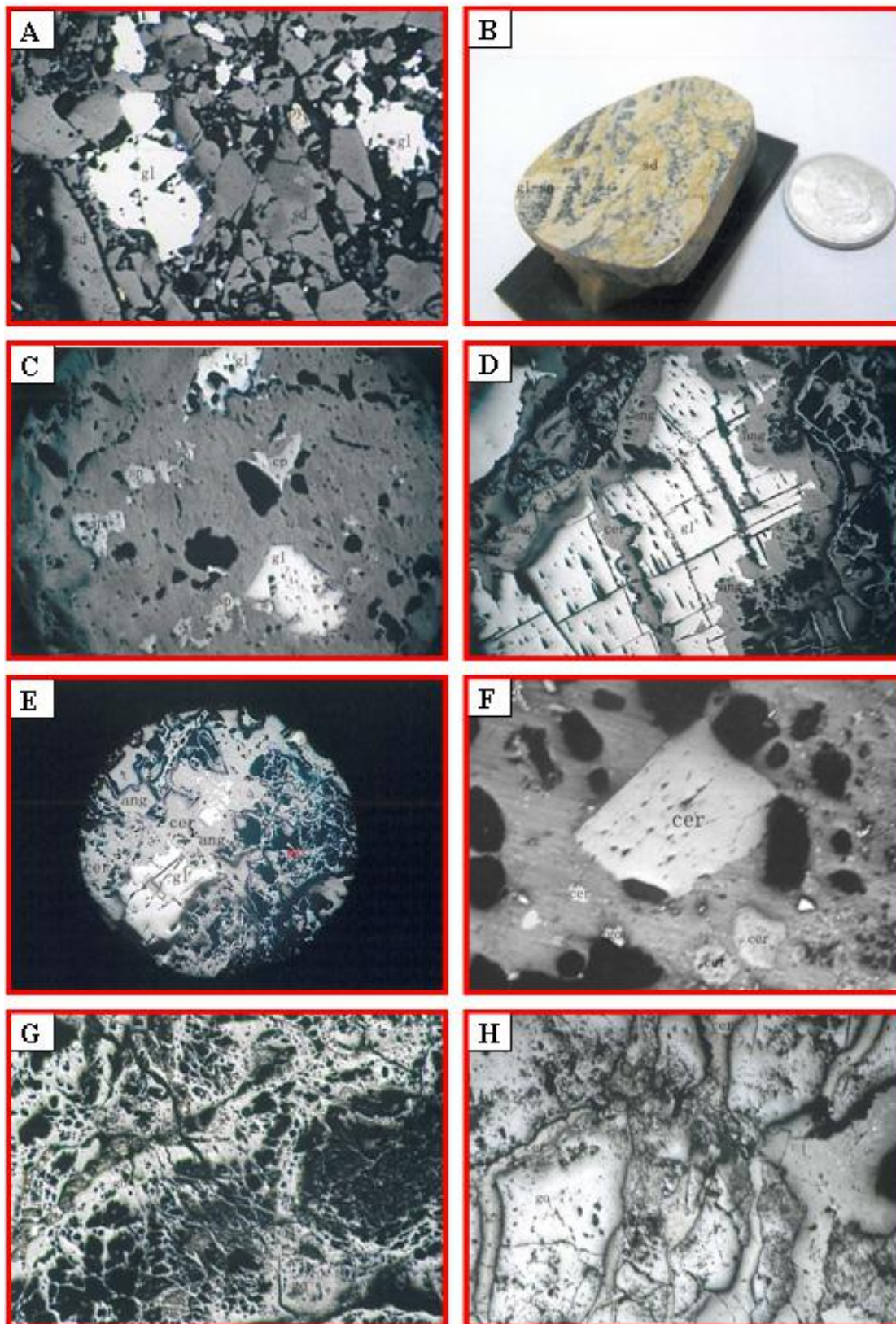
图版III



图版IV



图版 V



图版 VI



附 件

作者简介

一、个人基本情况

姓名：薛建玲，女，1980年12月生，籍贯：河北隆尧；学位：博士；高级工程师，从事找矿预测、矿物学、矿床学等方面研究工作。

二、学习工作经历

1999.9-2003.7 燕山大学 攻读学士学位 无机非金属

2003.9-2006.6 中国地质大学（北京） 攻读硕士学位 矿物学、岩石学、矿床学

2008.9-2013.6 中国地质大学（北京） 在职攻读博士学位 矿物学、岩石学、矿床学

2006.6~今 中国地质调查局发展研究中心 助理工程师、工程师、高级工程师、副处长

通讯地址

北京市海淀区北四环中路 267 号北京奥运大厦 1203 室 邮编：100191

中国地质调查局发展研究中心（自然资源部矿产勘查技术指导中心）

电话：010-62063250 18910897029

E-Mail:xuejianling369@126.com

博士后期间承担科研项目和课题

博士后期间，作为项目负责或副负责主持科研项目 5 项，其中行业基金课题 1 项，二级（计划）项目 2 项，工作项目 2 项：

2016-2018 年，全国重要矿集区找矿预测项目，二级项目，第二负责人；

2014-2016 年，成矿地质体找矿预测理论应用示范，行业基金项目，课题第二负责人；

2012-2014 年，老矿山深部和外围找矿，计划项目，第三负责人；

2015 年，勘查区找矿预测示范，工作项目，第一负责人；

2014 年，老矿山典型矿床成矿规律总结，工作项目，第一负责人。

博士后期间发表论文及专著

一、发表论文

1. 薛建玲, 李胜荣, 庞振山等. 胶东邓格庄金矿成矿流体、成矿物质来源及矿床成因[J]. 岩石学报, 2018, 34 (5): 1453-1468.
2. 薛建玲, 庞振山, 叶天竺等. 中国金矿床成矿规律与找矿预测研究[J]. 地学前缘, 2017, 24(6): 119-132.
3. 薛建玲, 庞振山, 吕志成等. 老矿山深部和外围找矿效果及新认识. 矿床地质., 2014, 33, 1095-1096.
4. 薛建玲, 李胜荣, 崔举超. 胶东牟乳成矿带金矿床石英热释光特征及意义. 中国矿业, 2016, 25 (2), 183-188.

二、专著

1. 《勘查区找矿预测指南》，地质出版社，第一主编，2018.
2. 《老矿山找矿项目技术管理细则》，地质出版社 第三副主编 2016.
3. 《勘查区找矿预测理论与方法各论》，地质出版社，编委 2016.
4. 《就矿找矿 100 例》，地质出版社，编委 2017.

博士后期间获奖情况

1. 2017 年获国家科学技术进步奖二等奖，本人排名第 8.
2. 2016 年获国土资源科学技术奖一等奖，本人排名第 7.
3. 2016 年获中国地质调查局成果奖二等奖，本人排名第 3.
4. 2015 年获国土资源科学技术奖二等奖，本人排名第 8.



声 明

本人声明所呈交的博士后出站报告是我个人和合作导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。尽我所知，除文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得中国科学院地球化学研究所或其他教育机构和科研单位的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确说明并表示了谢意。

签名：_____日期：_____年____月____日

关于博士后出站报告使用授权说明

本人完全了解中国科学院地球化学研究所有关保留、使用博士后出站报告的规定，即中国科学院地球化学研究所有权保留送交博士后出站报告的复印件，允许博士后研究报告被查阅和借阅；中国科学院地球化学研究所可以公布博士后研究报告的全部或部分内容，可以采用影印、缩印或其他复制手段保存研究报告。

公开 保密（____年）（保密的论文在解密后应遵守此规定）

博士后签名：_____

合作导师签名：_____

日期：_____年____月____日