

分 类 号: P534.53
研究生学号: 2007612046

单位代码: 10183
密 级: 公 开



吉 林 大 学

硕士学位论文

西藏班公湖—怒江成矿带西段
铜（金）、铁矿床岩石地球化学特征研究

Study on Geochemical Characteristics of
Copper(Gold),Iron Deposits in the Western Section of
Bangonghu - Nujiang Metallogenic Belt,Tibet

作者姓名: 田毅

专 业: 矿物学、岩石学、矿床学

研究方向: 矿床地球化学

指导教师: 孙国胜 副教授

赵元艺 研究员

培养单位: 地球科学学院

2009 年 6 月

西藏班公湖—怒江成矿带西段
铜（金）、铁矿床岩石地球化学特征研究

Study on Geochemical Characteristics of
Copper(Gold),Iron Deposits in the Western Section of
Bangonghu - Nujiang Metallogenic Belt,Tibet

作者姓名：田毅

专业名称：矿床学

指导教师：孙国胜 副教授

赵元艺 研究员

学位类别：理学硕士

答辩日期：2009 年 6 月 3 日

未经本论文作者的书面授权，依法收存和保管本论文书面版本、电子版本的任何单位和个人，均不得对本论文的全部或部分内容进行任何形式的复制、修改、发行、出租、改编等有碍作者著作权的商业性使用（但纯学术性使用不在此限）。否则，应承担侵权的法律责任。

吉林大学硕士学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交学位论文，是本人在指导教师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本人完全意识到本声明的法律结果由本人承担。

学位论文作者签名：

日期： 年 月 日

《中国优秀博硕士学位论文全文数据库》投稿声明

研究生院：

本人同意《中国优秀博硕士学位论文全文数据库》出版章程的内容，愿意将本人的学位论文委托研究生院向中国学术期刊（光盘版）电子杂志社的《中国优秀博硕士学位论文全文数据库》投稿，希望《中国优秀博硕士学位论文全文数据库》给予出版，并同意在《中国博硕士学位论文评价数据库》和 CNKI 系列数据库中使用，同意按章程规定享受相关权益。

论文级别： ☒ 硕士 ☐ 博士

学科专业： 矿物学、岩石学、矿床学

论文题目： 西藏班公湖—怒江成矿带西段铜（金）、铁矿床岩石地球化学特征研究

作者签名：

指导教师签名：

年 月 日

作者联系地址（邮编）： 吉林省长春市建设街 2199 号（130026）

作者联系电话： 13404311786

内容提要

研究区位于青藏高原的西部地区。这里的地质工作程度低，空白区较多，已知的矿床无论是数量上还是质量上都还不足以真正反映成矿作用的本来面目。西藏的铜矿在中国占有重要地位，藏东的玉龙斑岩型铜矿带是中国新生代最重要的内生矿床集中产地，而班公湖—怒江碰撞构造带也具有类似的成矿条件，虽然已知的成型矿床还不多，但具有良好的找矿前景。

本文以西藏班公湖—怒江成矿带西段的多不杂、尕尔穷铜矿和弗野、材玛铁矿四个矿床为研究对象，通过对含矿岩浆岩的常量、微量、稀土元素等化学成分的研究，确定了班公湖—怒江成矿带西段与成矿有关的岩浆岩的岩石类型、岩石系列、源区性质和岩石形成构造环境等；通过对含矿岩浆岩及矿化蚀变岩石流体包裹体成分、Si-O 和 C-O 同位素测试数据的统计及图解分析，探讨了铜、铁矿床成矿流体的成分和物理化学环境特点；通过对材玛铁矿的岩浆岩锆石 U—Pb 的 SHRIMP 年龄测试，确定了对西藏班公湖—怒江成矿带西段的弗野和材玛铁矿床的成矿时代。

目 录	
第一章 前言	1
1.1 研究目的及意义	1
1.2 研究区地理位置、交通概况及气候特征	1
1.3 以往研究及研究现状概况	2
1.4 本次研究概况及工作量	4
第二章 区域地质概况	5
2.1 区域大地构造位置	5
2.2 地层	7
2.3 构造	10
2.4 岩浆岩	14
第三章 矿床地质概况	17
3.1 多不杂铜矿矿区	17
3.2 尕尔穷铜金矿矿区	18
3.3 弗野铁矿矿床	21
3.4 材玛铁多金属矿床	23
第四章 研究区地球化学研究	26
4.1 常量、微量元素分析	26
4.2 锆石 SHRIMP 测年	34
第五章 研究区包裹体成分研究	41
5.1 材玛矿区	41
5.2 弗野矿区	45
5.1 尕尔穷矿区	49
5.2 多不杂矿区	53
第六章 研究区同位素示踪	59
6.1 Si—O 同位素	59

5.2 C—O 同位素	66
结论	68
参考文献	69
致谢	73
摘要	74
Abstract	76

第一章 前言

1.1 研究目的及意义

研究区位于青藏高原的西部，这里的地质工作程度低，空白区较多，已知的矿床无论是数量上还是质量上都还不足以真正反映成矿作用的本来面目。西藏的铜矿在中国占有重要地位，藏东的玉龙斑岩型铜矿带是中国新生代最重要的内生矿床集中产地，而班公湖—怒江碰撞构造带也具有类似的成矿条件，虽然已知的成型矿床还不多，但具有良好的找矿前景。随着社会发展的需要，对铜、铁等金属矿产需求量和开采量的增加，在国民经济建设已向中西部转移的总体战略指导下，努力寻找本世纪我国国民经济建设的新的原材料基地是一项非常迫切的任务，而青藏高原南部是我国有色金属和贵金属矿产资源高度集中的地区。因此，在西部大开发的大背景下，对矿产资源潜力的评价预测势在必行。对已知矿床的地质特征进行详细的研究，是对该区准确成矿预测和矿床资源力评价的前提和基础。

1.2 研究区地理位置、交通概况及气候特征

多不杂铜斑岩型矿床，矿区位于西藏自治区改则县物玛乡境内，其行政区划隶属西藏阿里地区行署管辖。矿区位置：东经： $83^{\circ} 23' 00'' \sim 83^{\circ} 27' 00''$ 北纬： $32^{\circ} 47' 00'' \sim 32^{\circ} 50' 00''$ （见图 1-1）。从改则县向北西行 100km（简易便道）可到矿区。由改则县沿那（曲）—狮（泉河）公路西行 500km 可到西藏阿里地区行署所在地狮泉河镇，东行 920km 与国道 109 线衔接。由衔接处北行 800km 至青海省格尔木市，南行 390km 至西藏自治区首府拉萨市。交通路线长。

尕尔穷砂卡岩型铜金矿床，矿区位于西藏自治区阿里地区革吉县西约 33km 处，属革吉县革吉镇强巴二村管辖。矿区位置：东经： $80^{\circ} 49' 00'' \sim 80^{\circ} 52' 30''$ ，北纬： $32^{\circ} 29' 00'' \sim 32^{\circ} 34' 00''$ （见图 1-1）。由拉萨经措勤、改则、革吉至狮泉河的北线省道从矿区南侧 6km 处通过，并有简易公路与工作区相连，交通较方便。

弗野玢岩铁矿床，矿区位于日土县东约 180km，有公路与日土县城、革吉县盐湖乡相通，交通方便。矿区位置：东经： $81^{\circ} 31' 00'' \sim 81^{\circ} 41' 00''$ 、北纬： $33^{\circ} 19' 00'' \sim 33^{\circ} 24' 00''$ （见图 1-1）。

材玛铁多金属矿床，矿区位于日土县热帮乡扎普北西约 20km，有公路与日土县城、革吉县盐湖乡相通，交通方便。矿区位置：东经： $80^{\circ} 37' 00'' \sim 80^{\circ} 44' 00''$ ，北纬： $33^{\circ} 21' 00'' \sim 33^{\circ} 24' 00''$ （见图 1-1）。

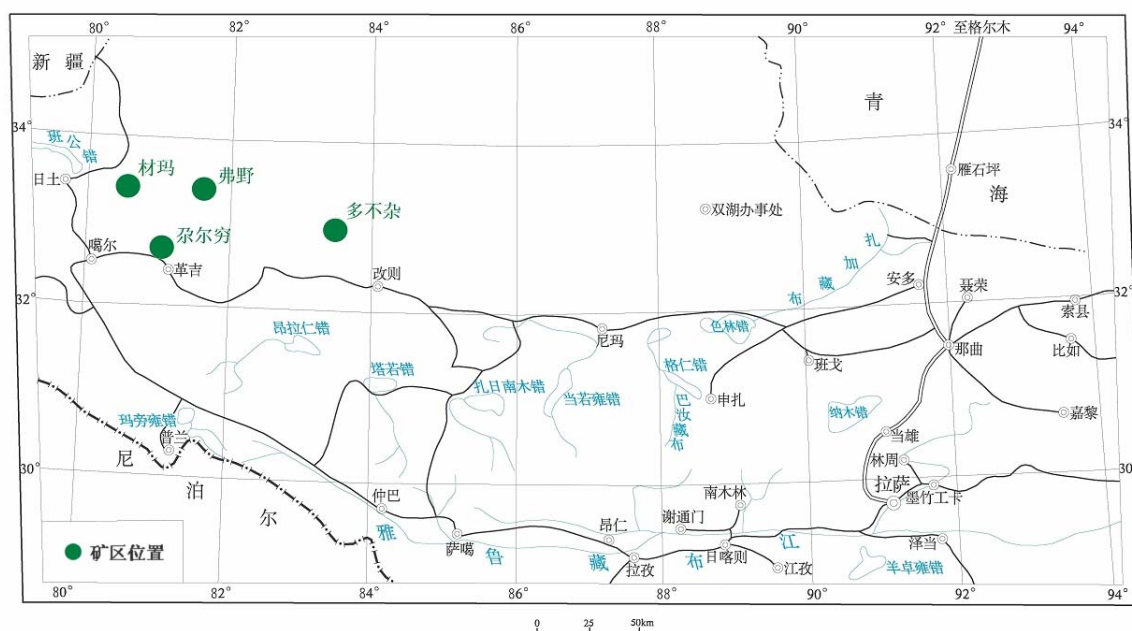


图 1-1 研究区位置图

研究区地处藏北高原中西部，属高原中低山地貌区，具有高海拔、相对高差较大之特点，区内海拔多在 4700~5100m，最高海拔 5209m，相对高差 300~509m，地形切割中等。区内水系较为发育，多呈树枝状。较大的水系本松藏布，为常年性河流，形成以湖泊为中心的向心水系汇入达热布错。矿区属高原亚寒干旱季风气候区，寒冷、干旱、多大风、温差大，日照时间长。年日照时数 3160 小时，年降水量 189.6mm，年降雪日为 60 天左右。年平均气温 0℃ 以下。每年七八月份为该雨区雨季，常有雨雪、冰雹等。降水量占全年的 70% 以上，但年降水量明显小于蒸发量。10 月至翌年 5 月为冰冻期，每年仅 6~9 月适合野外工作，但恰逢雨季，给生产、生活带来许多不便。

区内自然环境恶劣，生态环境十分脆弱，动植物生存条件差。居民均为藏族，从事畜牧业，畜牧以饲养藏系绵羊、喀什米亚尔山羊为主，有少量牦牛和马匹，人烟稀少，劳动力缺乏，以牛羊肉、奶制品及糌粑为主食，牛、羊粪为燃料。经济、文化落后，医疗、卫生条件差，生活自给能力较低。当地居民及职员的工业用品、粮食、生活用品等全靠外地运输供给。因此，野外工作所需一切生产、生活物资均需从外地自运供给。

1.3 以往研究及研究现状概况

1.3.1 区域地质调查及物化探调查

1. 1975—1986 年，西藏自治区地质局区调队开展了 1:100 万改则幅、日土幅区域地质调查，初步建立了工作区的地层系统，对班—怒结合带进行了较详细的研究，并做了部分矿产工作。

2. 成都地质矿产研究所、成都地质学院、中国地质大学等单位承担了地质矿产部重点科研项目“青藏高原地质构造形成、演化与主要矿产分布规律”，对本区进行过多学科考察。著有《西藏阿里地质》、《西藏阿里古生物》等论著。

3. 1986–1989 年, 西藏地矿局完成了《西藏自治区地质志》、《西藏自治区矿产总结》。较系统地总结了西藏自治区的地层、岩石、构造及矿产特征。

4. 2003 年, 中国地调局部署了 1: 25 万区域地质调查, 覆盖了整个研究区。面积约 23.25 万 km²。2005 年底提交完最终成果。

5. 2003 年, 西藏自治区地质矿产勘查开发局第五地质大队对多不杂斑岩铜矿点, 实测了 1/5 千地质简图, 利用浅井、槽探、钻探工程对矿化范围较好地段, 进行了地表及深部的控制, 实测了 1/1 万激电中梯剖面, 结合化探、遥感解译等资料, 大致查清矿化蚀变范围、矿体品位变化、延深、分布规律等特征。

6. 2003 年, 西藏自治区地质六队对尕尔穷矿区, 草测了 1/5 千地质简图, 利用浅井、槽探、钻探工程对矿化范围较好地段, 进行了地表及深部的控制, 实测 1/2 千物探激电剖面, 结合化探、遥感解译等资料, 大致查明了矿区的地质、构造、岩浆岩及蚀变地质特征, 对矿床的成因有了新的认识, 认为在已有的矽卡岩型矿床基础上, 通过进一步深入细致的地质工作, 有望找到隐爆角砾岩或斑岩——矽卡岩复合型铜金矿床。

1.3.2 科研成果

1. 2003 年王璞珺、Marttern F 等进行了班公湖—怒江成矿带白垩系沉积特征和其构造意义的研究; 为今后对此成矿带的进一步研究奠定了基础。

2. 2006 年冯国胜, 陈振华等进行了材玛和弗野两个矿床的地质特征研究; 通过对前人资料的总结及对弗野矿区侵入岩的岩石化学分析和弗野矿区侵入岩的岩石的稀土元素分析, 认为弗野矿区为玢岩型铁矿, 闪长玢岩是控制铁矿成矿的主要因素, 矿化与早白垩世闪长玢岩密切相关; 通过材玛矿区的矿床特征与岩石地球化学分析, 认为材玛矿区矿床应属热液交代充填矽卡岩型矿床。

3. 2006 年曲晓明、辛洪波进行了多不杂和尕尔穷两个矿床的成矿时代和成矿构造环境的研究; 通过对两个矿区的地球化学、锆石年龄、尕尔穷铜金矿床辉钼矿 Re—Os 年龄的测定, 认为 (1) 多不杂和尕尔穷 2 个斑岩铜矿床含矿斑岩的锆石 SHRIMP 年龄分别为 127.8±2.6Ma 和 112.0±2.3Ma。(2) 班公湖斑岩铜矿带的含矿斑岩在岩石化学上也是以富 K 为特点, 属钾玄岩—高钾钙碱性岩系, 地球化学上富集 Rb、K、Sr、Pb 等大离子不相容元素, 亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素, 具有埃达克岩的某些特征, 但重稀土元素亏损较弱, 说明含矿岩浆生成深度较浅。

4. 2006 年, 余宏全, 李进文等进行了多不杂斑岩铜矿高温高盐度流体包裹体及其成因意思的研究。通过对多不杂斑岩铜矿中, 斑晶石英、脉石英和硅化、绢英化蚀变石英中流体包裹体的流体包裹体类型、包裹体子矿物成分、包裹体均一温度和包裹体盐度的研究, 认为 (1) 成矿流体来自岩浆的高温、高盐度流体和中低温、低盐度流体两个流体端员组成。(2) 含矿硫化物主要在 300–420℃ 温度区间沉淀, 沉淀富集主要与温度降低有关, 多不杂斑岩铜矿为与浅成斑岩体侵

入有关的高温岩浆热液型矿床。

1.4 本次研究概况

针对该区存在的问题，本文在总结前人研究资料的基础上、通过野外地质观测及通过对采集样品的电子探针分析、激光拉曼分析和岩石地球化学元素分析等工作，对西藏班公湖—怒江成矿带西段铜金、铁矿床的成矿规律进行探讨。

(1)、通过对多不杂、弗野、材玛和尕尔穷的基础地质资料进行横向的分析和比较，探讨本区矿床的异同点。

(2)、通过对本区采集的样品进行激光拉曼光谱分析确定样品中包裹体的成分，来探讨本区成矿的氧化、还原环境。

(3)、通过对与成矿有关的岩浆岩的化学元素分析，确定矿区内岩石类型、岩石系列；探讨其源区性质、成岩构造环境等。

(4)、通过锆石测年结合系统的区域成矿地质背景研究的基础上及对比前人对区域内的测年，确定研究区的成矿年龄，探讨锆石年龄的地质意义。

(5)、通过对采集的样品硅氧、碳氧同位素分析，探讨四个矿床各类岩石的二氧化硅来源及碳元素的来源。

第二章 区域地质概况

2.1 区域大地构造位置

班公湖—怒江缝合带的形成与羌塘—三江地块与拉萨地块之间的怒江洋盆在侏罗纪—白垩纪的碰撞闭合有关。怒江洋盆的扩张阶段在石炭纪—早三叠世，俯冲消减主要在中三叠世开始，碰撞闭合时间从东到西由老到新，东部的拼合时间是早侏罗世—晚侏罗世，至中白垩世西部拼贴完成。根据近年研究进展，可初步认为班公湖—怒江特提斯洋至少经历了晚三叠世—早侏罗世往北俯冲、中晚侏罗世早期—早白垩世向北、向南双向俯冲，中白垩世碰撞缝合 3 个俯冲消亡阶段。研究区以班公错—怒江缝合带为界，南北两侧为不同构造单元。北部属于羌塘—三江复合板片，南部属于冈底斯—念青唐古拉板片（见图 2-1）。

1、羌塘—三江复合板片（Ⅲ）：

位于金沙江缝合带与班公错—怒江缝合带中间。该板片是由来自南、北大陆边缘的离散地体组成，板片基底构成复杂，具基底增生建造特点。构造形变以走滑、剪切、拉张断陷、陆壳聚敛推覆、斜列式褶皱短缩等形式展现。主构造形变期为印支—燕山期。

板片内次级线型、环型断裂构造及褶皱构造发育，以走向北西西—一组断裂构造规模较大，对区内的岩浆活动和热液流动起主控作用。

2、冈底斯—念青唐古拉板片（Ⅱ）：

位于班公错—怒江缝合带和雅鲁藏布江缝合带中间。其陆壳基底和陆表建造具印度板块的特征，是冈瓦那大陆北缘前陆的一部分。在板片北部发育一套陆相中酸性—中基性—火山碎屑岩组合；南部为陆缘山链磨拉石—含煤复陆屑组合和碰撞冲断带磨拉石—火山复陆屑组合；冈底斯山弧的弧上断陷盆地发育含煤或含油气火山复陆组合。区内的主要次级单元为班戈—倾多拉退化弧。

3、班公错—怒江缝合带（Bs）：

该带北界为班公错—康托—兹格塘错断裂，该断裂的特点是早期活动使该区众多的蛇绿岩上冲形成混杂堆积带，于主干裂带附近断续分布，其聚合体具有双向逆冲推覆性质。晚期聚敛体则是在进一步强化南向逆冲作用的基础上发生的，由此导致了目前以南向逆推占主导的断裂构造格局。结合带南缘的日土—改则—丁青断裂，也是一条走向近 EW 向巨大的南向逆推断层。在沿线均可见到蛇绿岩或混杂体，逆冲在断裂南侧的侏罗—白垩系及部分第三纪磨拉石之上。这两条区域性断裂之间，发育着近 EW 向规模不等的压扭性、韧性剪切、脆性、走滑断裂和 SN 向张性，NW 向、NE 向张扭性、压扭性断裂及近东西的褶皱构造，并伴有燕山期基性岩和中酸性岩侵入，且在带内发现金、铜、铬等金属矿点成带展布，从而构成了班公错—怒江金铜多金属

成矿带。

2.1.1 多不杂矿区

矿区构造位置处于班公湖—怒江缝合带北侧，羌塘地块的南缘。班公湖—怒江缝合带的形成与羌塘地块和拉萨地块之间的怒江洋盆在侏罗—白垩世时期的碰撞闭合有关。怒江洋盆碰撞闭合至白垩世完全拼贴完成。缝合带沿线可见蛇绿混杂体，伴有燕山期基性岩和中酸性岩侵入，发现有金铜多金属成矿带。

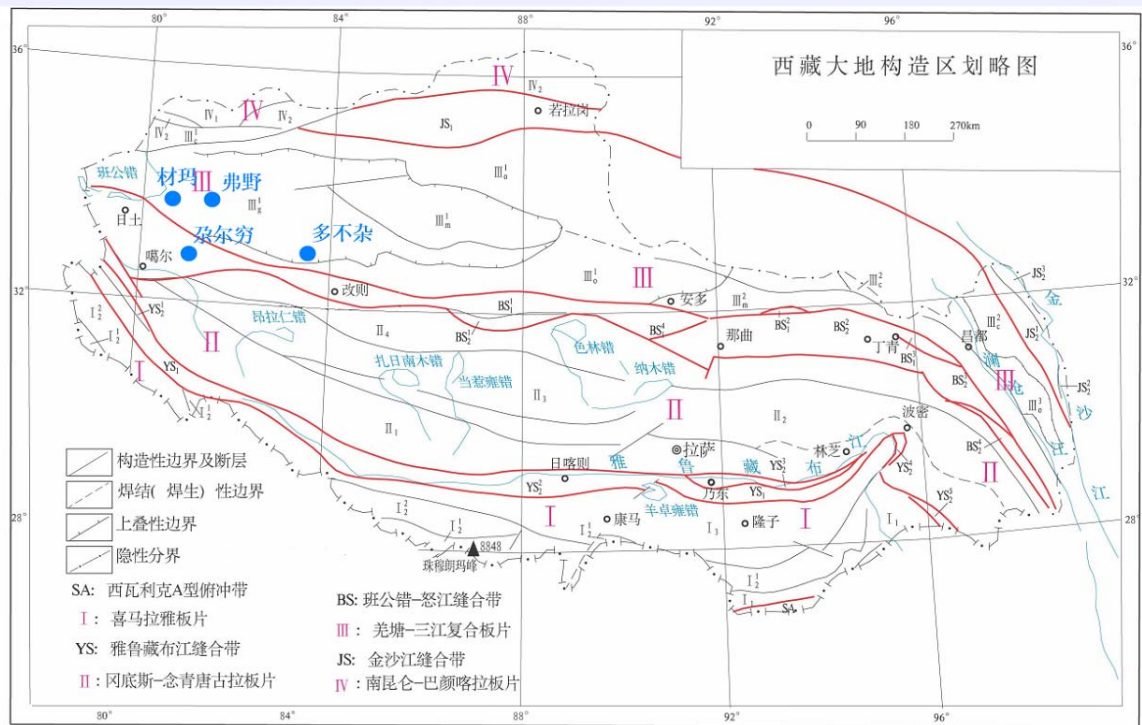


图 2-1 区域构造位置图 (引自西藏自治区改则县多不杂铜矿普查地质报告, 2004)

2.1.2 尕尔穷矿区

矿区位于狮泉河晚燕山期结合带与冈底斯—拉萨—腾冲陆块的交汇部位，与造山带有关的燕山期和喜山期构造—岩浆活动强烈而频繁。矿区所处的特定大地构造位置，强烈的构造岩浆、火山活动，特别是矿区东部燕山期七一桥浆混花岗闪长岩浆的强烈活动，为铜金多金属的成矿创造了有利的条件。

2.1.3 弗野矿区

矿区在大地构造位置上处于班公湖—怒江结合带西端的北侧、兴都库什—南羌塘的南羌塘坳陷带。矿化产于北北东向与近东西向断裂构造的复合部位。区内广泛分布的石炭纪—白垩纪碳酸盐岩石有利的成矿围岩。北西西向深断裂控制了岩浆的侵位，与之伴生的次级北东向、北西向、南北向断裂的多期次活动及接触带构造、层间破碎带构造为成矿物质迁移富集提供了良

好的容储空间。这些断裂构造控制了岩浆岩及金属矿产的形成与分布。区内岩浆活动具多期活动性。

2.1.4 材玛矿区

矿区在大地构造位置上处于班公湖——怒江结合带西端、兴都库什——南羌塘坳陷。铁多金属矿化产于北北东向的与北西西向断裂构造复合部位。

2.2 地层

2.2.1 多不杂矿区

多不杂研究区露地层主要有侏罗系、白垩系及新生界地层属羌塘～昌都地层区内的羌南地层分区。

1. 中侏罗统雁石坪群 (J_{2ys}) 可分四个岩性段：

第一岩性段 (J_{2ys_1})：分布于多不杂日以南呈近 EW 向展布。为深灰色粉砂质板岩夹长石石英砂岩及条带灰岩、辉绿岩、辉长岩、安山岩、安山玄武岩，厚度大于 700m，未见底。波隆铜矿、拿顿金矿化就赋存在该岩性段中。

第二岩性段 (J_{2ys_2})：分布于多不杂日、多不杂、南萨玛隆、铁格隆一带的广大区域。为长石石英砂岩、粉砂质板岩夹硅质岩、灰绿色玄武岩、基性火山熔岩、安山岩，厚度 2272m，与下覆地层呈整合接触。总体上呈近 EW 向展布，倾向 NNE，倾角 $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 。萨玛隆（北西向）断裂以西地层倾向 SSW，倾角 $70^{\circ}\sim 85^{\circ}$ 。多不杂铜矿（化）体就赋存在该岩性段中。

第三岩性段 (J_{2ys_3})：分布于荣那沟、铁格山一带。为长石石英砂岩、岩屑砂岩，砂砾岩夹深灰色至深黑色粉砂质板岩，有闪长岩瘤、英安岩、流纹岩、火山角砾岩出露。厚度 1870m。与下覆地层呈整合接触。

第四岩性段 (J_{2ys_4})：主要分布于拿若、拿若南沟和北沟一带。为石英砂岩、长石石英砂岩夹深灰色砂质板岩。厚度 2573m，与下覆地层呈整合接触。该岩性段总体上呈 NW～SE 向展布，倾向 NNE，倾角 $45^{\circ}\sim 75^{\circ}$ 。

2. 美日切组 (K_1m)：

下白垩统美日切组下段 (K_1m_1)：

安山玢岩、安山玄武岩。在地堡那木岗、多不杂日、多不杂、荣那等地段呈不规则状、瘤状分布。

下白垩统美日切组中段 (K_1m_2)：

安山岩、安山玄武岩、火山碎屑岩。在荣那沟中游至多不杂呈北东向线性串珠状展布。

下白垩统美日切组上段 (K_1m_3)：

火山角砾岩、流纹岩。在铁格隆、荣那南沟呈岩瘤状分布，在萨玛隆沟的东侧呈东西向、北东向带状展布。

3.上第三系康托组 (N₁k):

棕红色粘土及砂砾层。分布于测区北部沟谷及平缓地带。与下覆地层呈不整合接触。

4.第四系 (Q₄):

为残坡积物及松散砂砾堆积层。沿沟谷及缓坡地带分布。

2.2.2 尕尔穷矿区

尕尔穷研究区出露地层主要有二叠系、白垩系及新生界（见图 2-2）。依据《西藏岩石地层》及 1/25 万狮泉河幅区域地质调查成果，该区属于冈底斯—腾冲地层区的狮泉河小区。可进一步将区内广泛出露的白垩系划分为下统则弄群（包括多爱组、拖拉组、朗久组）及捷嘎组、郎山组，

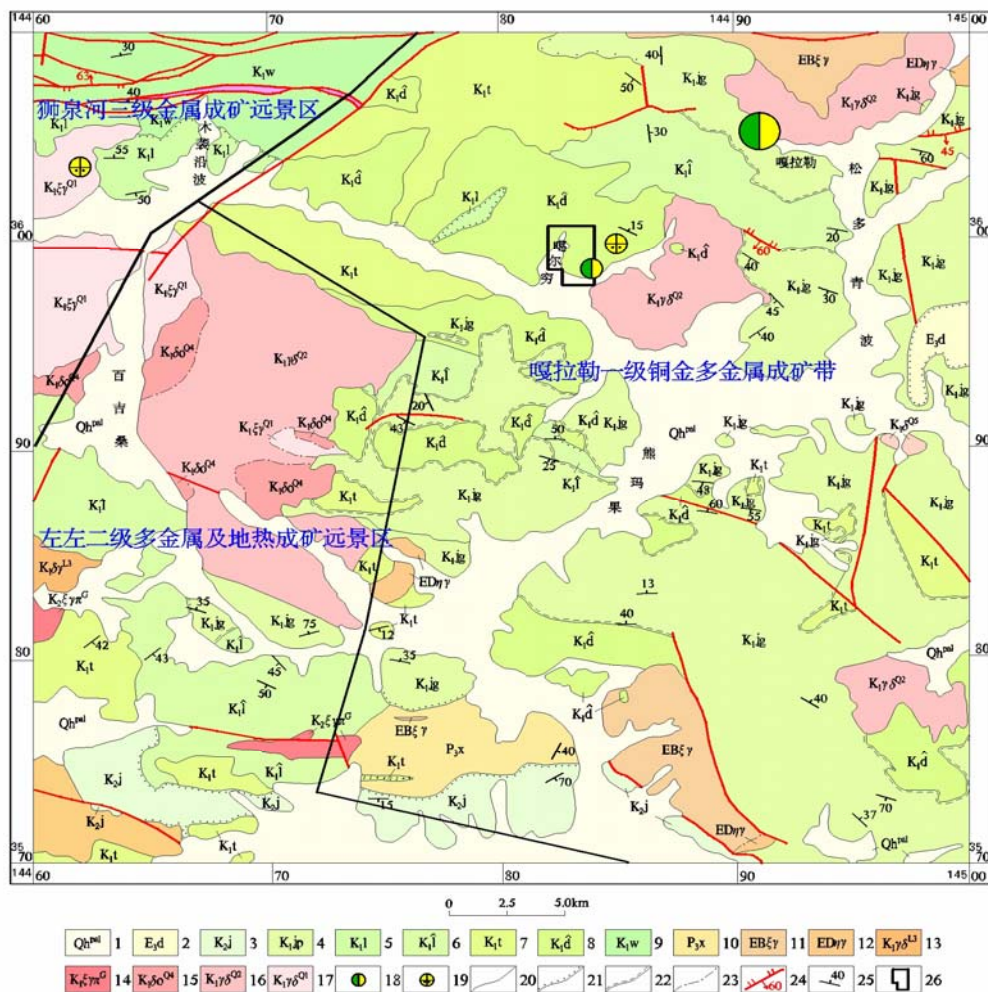


图 2-2 西藏自治区革吉县尕尔穷铜金矿区区域地质图

(引自西藏自治区革吉县尕尔穷铜金矿区及外围普查成果报告, 2008)

1. 第四系全新统冲洪积砂砾岩;
2. 渐新统丁青湖组;
3. 白垩系上统竟柱山组;
4. 白垩系下统捷嘎组;
5. 白垩系下统郎山组;
6. 白垩系下统朗久组;
7. 白垩系下统拖称组;
8. 白垩系下统多爱组;
9. 白垩系下统乌木垄铅波组;
10. 二叠系上统下拉组;
11. 波色钾长花岗岩单元;
12. 达果弄巴勒二长花岗岩单元;
13. 浆混花岗岩闪长岩;
14. 钾长花岗岩斑岩;
15. 浆混细粒石英闪长岩;
16. 浆混中细粒花岗岩闪长岩;
17. 浆混钾长花岗岩;
18. 铜金多金属矿床;
19. 砂(金)矿化点;
20. 实测地质界线;
21. 角度不整合界线;
22. 平行不整合界线;
23. 脉动接触界线;
24. 逆断层;
25. 地层产状;
26. 尕尔穷研究区范围

白垩系上统区内只出露竟柱山组。二叠系仅小范围出露南部的赤左藏布河西岸上。而各大河谷及两侧分布有第四系冲洪积层。

1. 竟柱山组 (K_2j)

仅出露于赤左以北日阿一带, 面积小于 5 km^2 。岩性由紫红色砾岩夹生屑泥晶灰岩组成。与下伏二叠纪下拉组为角度不整合接触关系。

2. 捷嘎组 (K_1jg)

岩性为灰岩、生物碎屑灰岩、圆笠虫灰岩、岩屑砂岩, 凝灰岩, 中下部多夹火山碎屑岩、玄武岩、安山岩、流纹岩、熔凝灰岩以及硅质燧石岩的一套地层, 含固着蛤、圆笠虫等, 时代为白垩纪。

3. 多爱组 ($K_1\hat{a}$)

岩性主要由玄武岩、玄武质安山岩、玄武质火山角砾熔岩、玄武安山质凝灰岩、英安质晶屑、玻屑凝灰岩、流纹英安岩、安山玄武岩、安山岩、安山质火山角砾熔岩、火山凝灰熔岩、火山角砾熔岩、细沉凝灰岩、生屑灰岩等组成。

4. 托称组 (K_1t)

岩性主要由黑云英安岩、黑云母英安流纹岩、灰白色英安岩、黑云母流纹岩、浅灰色岩屑晶屑凝灰岩、安山质凝灰岩、英安质晶屑熔结凝灰岩等组成。岩性以酸性为基本特征, 广泛分布于多爱组以北的广大区域, 多呈层状覆于多爱组之上, 产状较缓。

5. 朗久组 ($K_1\hat{l}$)

该组岩性主要由粗面岩、含角砾粗面岩、粗面玄武岩、粗面流纹岩、碱性流纹岩、含角砾碱性流纹岩、流纹岩、生屑灰岩等组成。岩性以碱性为基本特征, 广泛分布于狮泉河左左乡一带, 地表形态多为椭圆或不规则椭圆状。

6. 乌木垄铅波岩组 (K_1w)

岩性主要由下部流纹质火山角砾凝灰熔岩、安山质玄武岩、蚀变流纹岩、石英二长粗面岩、流纹质熔结凝灰岩、生屑灰岩等组成。上部由粗—细粒变砂岩, 含砾砂岩, 砾岩, 砂板岩为主夹有碎屑灰岩、泥灰岩、硅质岩等组成。

7. 郎山组 (K_1l)

岩性主要由生物碎屑灰岩、泥晶灰岩、砾屑灰岩、粉砂岩、泥质板岩、岩屑杂砂岩等组成, 局部地带发育堡礁, 在西部甲岗附近与多尼组呈断层接触, 在东部峦布达嘎等处见到它与下伏狮泉河狮绿混杂岩和乌木垄铅波岩组为角度不整合接触, 底部附近发育底砾岩。

8. 下拉组 (P_3x)

区域上, 在羊尾山和左左均有分布。羊尾山一带为砂屑灰岩夹硅质灰岩(灰岩内含硅质条带、角砾), 在薄层硅质灰岩中含较多生物碎屑, 生物种属有珊瑚、腕足等。左左一带主要为一套硅质泥晶灰岩、砂屑灰岩, 并夹有数层紫红色硅质岩, 下部薄层灰岩中含有较多生物碎屑(珊

瑚、腕足)，未见底。

2.2.3 弗野矿区

弗野研究区地层发育较齐全，二叠纪至第四纪地层均有出露，地层属羌塘～昌都地层区内的羌南地层分区。依据《西藏岩石地层》及 1/25 万羌多幅区域地质调查成果。

1. 吞龙共巴组：

主要为一套砂板岩夹灰岩透镜体组合，顶部常见安山岩出露。

2. 龙格组：

为区内出露的主要地层，下部主要为一套相对较深水沉积的白云质灰岩，含燧石结核；中部为一套灰质白云岩、白云岩为主夹白云质灰岩组合；上部为一套白云质灰岩夹少量含灰白云岩。地层体属稳定型浅海相沉积类型。

3. 日干配错群：

总体为一套以碳酸盐岩为主夹碎屑岩的沉积组合，属近岸滨海相—浅海碳酸盐台地相的沉积环境。

4. 美苏组：

主要一套安山质火山熔岩和火山碎屑岩组合，岩性主要有安山岩、英安岩、英安质流纹岩、安山质熔结角砾岩、岩屑弱熔结凝灰岩、英安质晶屑凝灰岩、流纹质含角砾晶屑（玻屑）熔结凝灰岩、沉凝灰岩等，它们组成 3 个完整的喷发—沉积韵律。

5. 康托组：

主要为一套含钙复成分砾岩与含砾钙质岩屑砂岩互层组合。

6. 第四系：

成因类型主要为湖积、冲积及残坡积，成分为砂、砾石及粘土。

2.2.4 材玛矿区

材玛铁矿研究区地层较简单，主要出露中二叠统吞隆共巴组（ P_2t ）、三叠系日干配错群（ T_3R^1 、 T_3R^2 ）。

中二叠统吞隆共巴组（ P_2t ）：岩性以碎屑岩、灰岩为主

三叠系日干配错群二组（ T_3R^2 ）：岩性以细粒岩屑石英砂岩和板岩为主夹泥晶灰岩、透镜状灰岩。

三叠系日干配错群一组（ T_3R^1 ）：岩性为石英砂岩、板岩、含菱铁质钙质岩屑砂岩、炭质绢云千枚岩、鲕粒状菱铁质砂岩、透镜状灰岩等。

第四系（ Q_4 ）：为残坡积物及松散砂砾堆积层。沿沟谷及缓坡地带分布。

2.3 构造

2.3.1 多不杂矿区

多不杂南部的班公湖～康托～兹格当错断裂为超壳断裂，是羌塘～三江复合板片和冈底斯～念青唐古拉板片的分界断裂，也是班公湖～怒江缝合带的北界断裂，早期具北向俯冲推覆性质，晚期则具南向逆冲推覆性质。受该断裂的影响，多不杂地区次级断裂构造极为发育，总体有三组：①早期近东西向断裂构造有 F1、F2、F3；②后期北东向断裂；③晚期北西向断裂。这几组断裂构造形成似菱形状格架。现对主要断裂构造特征分述如下：

(1) 近东西向断裂

F1 断层：近东西向纵贯测区北部，为本研究区规模最大，活动时间最长的断裂。构造破碎带宽 160～220m，走向 $280^{\circ} \sim 290^{\circ}$ ，断层面北倾，倾角 $50^{\circ} \sim 60^{\circ}$ 。具多期活动特点。

该断裂晚期表现为脆性具张扭性特征，断裂破碎带中见断裂角砾、断层泥等。角砾大小一般 0.5～3cm 不等，小于 0.5cm 的角砾占 30%左右，角砾形态为次棱角状，次圆状。沿角砾间充填后期热液活动的石英、黄铁矿、黄铜矿、辉铜矿等。该断裂构造是测区主要含矿构造。

F2 断层：沿多不杂、铁格隆一线展布。构造破碎带宽 150～200m，走向 $280^{\circ} \sim 290^{\circ}$ ，断层面南倾，倾角 $70^{\circ} \pm$ ，为造山运动早期深层断裂，后被强大的造山运动卷入，并被北北西、北东向断裂破坏、错位而不连续。

该构造在多不杂发现铜矿，铁格隆发现有金矿（化）线索及较大规模的金异常。

F3 断层：位于拿顿一线，构造破碎带宽 150m 左右，走向 $265^{\circ} \sim 275^{\circ}$ ，北倾，倾角 $65^{\circ} \pm$ ，断裂带内岩石普遍角砾岩化，局部地段糜棱岩化，具张扭性断层特点。该构造内在拿顿发现金矿化现索。

(2) 北东向断裂构造

F9 断层：走向约 $25^{\circ} \pm$ ，倾向、倾角不详。在拿顿与近东西向 F3 断裂交汇处北东锐角部位有金矿化显示。

F10 断层：南段走向约 $25^{\circ} \pm$ ，北段走向 $45^{\circ} \pm$ ，下白垩统美日切组火山岩在萨玛隆北东方向沿该断裂带分布。

F11、F12、F13 断裂构造，见有断层角砾，其地貌特征显示比较明显，多为负地形及沟、谷、山垭。因工作程度低，其详细特征及含矿性不清楚。

(3) 北西向断裂构造

是测区内相对最晚的一组断裂，有 F5、F6、F7，该组断裂错断了 NE 向断裂，部分断裂规模较大。现对主要的断裂分叙如下：

F5 断层：出露长度大于 15km，倾向 SW，倾角 $50^{\circ} \sim 60^{\circ} \pm$ ，为逆断层。破碎带宽约 50m，断层角砾岩发育。

F6、F7 断层：出露长度大于 10km，倾向 SW，倾角 $65^{\circ} \sim 70^{\circ}$ ，为逆断层，并具右行走滑性质，破碎带宽 30～50m，断层角砾岩发育。

NE 向 F13 与 NW 向 F6 交汇处的铁格隆发现有金矿化及砂金矿。

F11 与 F6 交汇处的一侧有火山角砾岩。

F11 与 F7 交汇处的一侧有火山角砾岩以及隐爆角砾岩筒。

2.3.2 尕尔穷矿区

尕尔穷工作区属于狮泉河晚燕山期结合带与冈底斯—念青唐古拉板片两大构造单元的交汇处。根据区域建造的构造组合及不同地区改造程度的差异性，并考虑侏罗纪—白垩纪时期，中特提斯构造演化是本研究区主构造期，1/25 万狮泉河幅区域地质调查划分为五个大的构造单元。

1. 狮泉河晚燕山期结合带

范围主要指调查区西北角构造形迹复杂地段，其内部结构复杂，构造线呈 NWW—EW 向，韧性变形、褶皱构造置换等现象极为发育，地层呈无序结构。

2. 冈底斯—拉萨—腾冲陆块

它是冈底斯—念青唐古拉板片的西延部分，是一个具有活动大陆边缘性质的地壳板片，北以狮泉河断裂为界，南以札达—拉孜—邛多江断裂（前人称之为阿依拉深断裂）为界。区内主要出露的地层有拉嘎组、下拉组、则弄群、捷嘎组、竞柱山组等，部分地段被第四系掩盖。并伴有燕山晚期—喜山早期的大规模中酸性侵入岩的侵位活动。

根据组成冈底斯—拉萨—腾冲陆块的构造建造单位不同，将其分为冈底斯—下察隅晚燕山期火山岩浆弧带和左左断隆带两个二级构造单元。

(1) 冈底斯—下察隅晚燕山期火山岩浆弧带

该单元的建造可分为弧火山岩建造、残海盆地沉积、上叠盆地沉积和中酸性侵入岩建造四个部分。该单元构造形迹主要表现为不同规模、不同性质的断裂及各种尺度的褶皱构造。

该区主要断裂构造为噶尔曲走滑断裂，此外在冈底斯弧区还发育一些北西—北西西向的断裂，它们多数为一些断面向北倾的逆断层，如江拉达沟口附近捷嘎组和则弄群火山岩之间的接触断层、捏达测弄沟东侧则弄群向林子宗群地层的逆掩等。它们的发育时间较早，多形成于冈底斯弧俯冲挤压阶段，但在后期可能多次活动。

冈底斯弧区另一期重要的断裂构造是沿北东向—北东东向发育的走滑断裂，同时它还具有正断层性质，断层面可能多数向西倾。该期断裂切错了北西西向断裂，多具有右型走滑的特点，其中以狮泉河—鲁玛大桥的断裂最为典型。该断裂破碎带宽达 200m 以上，主要发育在灰岩和岩体的接触带附近，在灰岩中呈破碎带，带内的角砾具有大小相间排列的特点，指示应力的不均匀，带内的擦痕及小揉皱指示系右型走滑。

该区褶皱构造较为明显，主要表现为填图尺度、露头尺度的褶皱构造，在填图尺度上，则弄群火山岩发育一系列的大型或更小一级的火山机构，以中心式喷发为主，兼具裂隙式喷发特点，区域上组成冈底斯岩浆弧特有的火山穹隆和火山洼地。火山穹隆首推多爱火山环形机构，

该火山机构在平面上呈环状，在火山环形的核部位置分布有一系列的火山口，主要由爆发相的火山角砾岩或碎屑熔岩构成，产状向火山中心倾斜；向外则过渡为溢流相-喷溢相的熔岩夹碎屑熔岩，更外部完全过渡为溢流相的中基性熔岩，产状变缓，局部地段近于水平，再向外变为向外侧倾。

在典中组褶皱构造形成之后，冈底斯火山岩浆弧带之后的地层再未发生褶皱，它们构成一些重要的盆地(如狮泉河盆地)，盆地内的第三系地层主要经受了构造的掀斜作用，在盆地边缘产状较陡，而向盆地中心产状逐渐变缓。第四系地层则几乎未变形。

(2) 隆格尔断隆带

出露于冈底斯火山-岩浆弧和狮泉河蛇绿混杂岩之间，很可能构成隆格尔断隆带西延的部分。该单元构造形迹较为发育，从区域-露头尺度均有不同程度的表现，主要为断裂和褶皱构造。

断裂构造主要由北西向和北东向两组不同性质、不同规模和不同生成时间的断裂构造样式。其中北西向断裂构造为主导，走向延伸与区域主构造线一致，这些断裂多向北倾，上盘具有向南逆冲性质，而北东或北西向断裂构造多数为层间或次级构造，个别发生右(左)行走滑，多数具正断层的特点。

在第四纪以来，由于受青藏高原周缘刚性板块楔入的影响，青藏高原加速隆升，其内部开始了向上的挤出，狮泉河-朗久盆地的边缘断裂-隆格尔断裂发生了极性的反转，变为向北倾的逆断层。

2.3.3 弗野矿区

弗野研究区区内构造线方向与一级构造单元边界断裂，即班公湖-康托-兹格塘错断裂带方向一致，呈近东西向展布，该断裂带在区内表现为一系列韧-脆性、脆性断层、褶冲带平行排列，断裂带围岩为二叠系灰岩或侏罗系砂板岩、灰岩及硅质岩，岩石以脆性破碎为主，伴有片理化、糜棱岩化、透镜体化等塑性变形和逆冲推覆褶皱变形，沿断裂带有花岗斑岩脉，辉长辉绿岩脉、石英闪长玢岩侵入及古近世纪火山岩喷发，断裂带切割了古近纪、新近纪地层，表现出多期活动的特点。

区内发育有印支期和燕山期两期褶皱变形，印支期褶皱变形以层理 S_0 为变形面形成的中常或紧闭直立水平复式褶皱为特征，轴面直立，轴迹呈东西向延伸，区内本期褶皱为弗野复式向斜，弗野铁矿位于向斜的南翼。燕山期褶皱变形以 S_0 、 S_1 为变形面形成开阔直立水平褶皱为特征，剖面上表现为相似褶皱，平面上为短轴背斜或短轴向斜，总体上，褶皱轴面劈理不发育，在转折端周围可发育轴面破劈理，其叠加于印支期近东西向褶皱之上，使早期褶皱轴迹呈弧形弯曲。

2.3.4 材玛矿区

区域断裂构造发育，北西西向深断裂控制了火山岩浆的侵位，与之伴生的次级北东向、北

西向、南北向断裂的多期次活动和接触带构造、层间破碎带构造为成矿物质的迁移富集提供了良好的容储空间。这些断裂构造控制了岩浆岩和金属矿产的形成与分布。

2.4 岩浆岩

2.4.1 多不杂矿区

多不杂地区断裂构造十分发育，为岩浆的上侵提供了良好通道，故岩浆活动十分强烈，不仅有侵入活动，尚有喷发和喷溢。总体上岩浆活动以喷发、喷溢及浅成侵入岩为主，受断裂构造的控制，具多期活动特征。基性、中酸性、酸性岩体均有出露，规模一般较小，往往是成带分布，成群出现。形成时间为燕山晚期。主要岩石类型有：

(1) 喷出岩

基性喷出岩：玄武岩 (β_5^3)：出露于多不杂南西，形态呈不规则状的岩株、岩墙，面积约 4km^2 。在尕尔勤出露有 0.05km^2 的枕状玄武岩，均呈喷出相。

中性喷出岩：安山岩 (α_5^3)：呈小岩株出露于波隆、拿顿西南，形态呈长纺锤状，面积约 2.4km^2 。

安山玄武岩 ($\alpha\beta_5^3$)：呈岩株、岩脉分布在多不杂日以南、拿顿以及多不杂、波隆一带，是区内出露面积较大的基性岩体。

火山角砾岩 (B_5^3)：在萨玛隆北东方向及萨玛隆南～铁格隆之间出露，呈条带状；在荣那南岔沟与北岔沟之间出露形态呈不规则状，面积约 1.1km^2 ，在赛角、拿若南、色那北东侧、地堡那木岗、波隆均呈不规则瘤状体出露。

酸性喷出岩：流纹岩类 (λ_5^3)：在该区域内出露于中部的荣那两岔沟之间，面积约 0.5km^2 ，形态不规则。

(2) 侵入岩

基性侵入岩：辉长岩 (γ_5^3)：呈小岩株、岩瘤分布在拿顿 EW 方向上。

辉绿岩 ($\beta\mu_5^3$)：主要分布于萨玛隆南、铁格隆一带，呈岩墙、岩脉状出露，在拿顿西南呈不规则状小岩株出露，均呈超浅成相。

中性侵入岩：闪长岩 (δ_5^3)：为多不杂地区一次浅成相岩浆活动，大约为燕山晚期，呈岩株或岩脉产出，侵入雁石坪群地层中。岩株约 0.1km^2 ，岩脉一般长约百米，宽约 20m。分布于荣那沟火山口附近、色那等地。岩石类型有闪长岩、闪长玢岩、石英闪长岩等。

中酸性侵入岩：花岗闪长斑岩类 ($\gamma\delta\pi_5^3$)：呈小岩株分布于在多不杂、波隆，岩体蚀变强烈，具钾化、硅化、绿泥绿帘石化、碳酸盐化等，含黄铁矿、黄铜矿。为本区主要含矿地质体。

2.4.2 尕尔穷矿区

尕尔穷研究区内与造山有关的燕山期和喜山期构造—岩浆活动强烈而频繁，岩浆活动明显具有多期多成因的特点，根据测区燕山-喜山期岩浆岩时空分布特点，结合构造及火山岩等研究

成果,将区内岩浆岩从新到老分为四个不同岩石系列或单元,即喜山早期格格肉超单元、燕山晚期郎弄浆混岩石系列、燕山晚期嘎波突正独立侵入体及燕山晚期七一桥浆混岩石系列。

而与多金属成矿直接有关的主要为七一桥浆混岩石系列,1:25 万狮泉河幅区域地质调查时,将矿区内花岗闪长岩体均划归入该系列中。

据前人成果,本区岩浆岩为七一桥浆混岩石系的晚期侵入部分,在区内广泛分布,以岩基、岩株、岩枝、岩脉等形态产出,为一套中酸性-酸性侵入体,据岩石种类可分为花岗闪长岩($\gamma\delta_5^3$)、花岗闪长斑岩($\gamma\delta\pi_5^3$)、闪长玢岩($\delta\mu_5^3$)、二长斑岩($\eta\pi_5^3$)、花岗岩(γ_5^3)共 5 类多个侵入体。

1.花岗闪长斑岩($\gamma\delta\pi_5^3$)

该岩体的中心为后期侵入的花岗闪长岩岩株。岩体与四周围岩呈明显的侵入接触。北西围岩为灰岩,南部围岩为大理岩。岩石新鲜面呈灰白色-灰色,斑状结构,块状构造。

2.花岗闪长岩($\gamma\delta_5^3$)

该岩体分布于尕尔穷北部区域,形态不规则,呈岩枝、岩株产出,围岩多为大理岩,岩体内多见大理岩包体。主体分布于研究区东北部 5601 高地一带向,东仍有出露,区内形态呈椭圆状,侵入于花岗闪长斑岩中。研究区周围区域出露零散,与成矿关系密切。据野外观察,其矿物粒度及含量在矿区各地段分布均有变化。其岩石特征为:风化面呈深灰、灰色,新鲜面浅灰、灰白色、中细粒结构,块状构造。

3.闪长玢岩($\delta\mu_5^3$)

分布于尕尔穷北部、南部和西部。主体分布于研究区南部,呈一规模较大的岩株平面形态为椭圆形,侵入于花岗闪长岩、灰岩中,包含大理岩与花岗闪长岩包体。研究区北部出露较小,呈形态不规则的岩枝、岩脉分片产出,侵入于灰岩、大理岩、砂岩及火山角砾岩中。其岩石特征为:岩石呈灰白色,具斑状结构,基质具半自形粒状结构,块状构造。

4.二长斑岩($\eta\pi_5^3$)

分布于尕尔穷西北、中部和中西部,围岩为砂砾岩与火山角砾岩,围岩中多见二长斑岩岩枝,内含少量变质长石英砂岩包体。研究区中部和中西部仅小范围出露,呈岩枝产出。地表岩石呈灰红、灰黄色调,具斑状结构,基质具他自形粒状结构,块状构造。

5.花岗岩(γ_5^3)

研究区仅见 3 条小规模脉体,分布于研究区中东部和北部,侵入于花岗闪长岩体中,北西走向,向南东延过尕尔穷沟有少量出露。研究区北部顺凝灰岩和大理岩之间侵入,出露长约 5m,宽约 2m。岩石总体呈浅肉红色,半自形粒状-不等粒结构,块状构造。

2.4.3 弗野矿区

弗野研究区的岩浆岩主要有早白垩世弗列序列查拉松巴单元的石英闪长岩和布木错单元的花岗闪长玢岩及后期的斜长花岗斑岩脉、辉长玢岩脉、辉绿玢岩脉等脉岩。岩体侵位于早、中二叠世吞龙共巴组(P_{1-2t})和龙格组(P_{2Jg})中,围岩为砂板岩和生物碎屑灰岩,受岩体侵位作用的影响,围岩角岩化和矽卡岩化强烈,蚀变岩有斑点状粉砂泥板岩、粗晶大理岩、透闪石矽

卡岩化大理岩等，外接触带宽约 1000~2000m，围岩蚀变和岩浆岩稀土元素地球化学特征均较好地反映其与围岩同化或交代作用强烈。弗野序列属斑状结构发育的浅深成相—浅成钙碱性花岗质岩石，成因类型属壳幔混熔型“Ⅰ”型花岗岩，其形成与班公湖—怒江特提斯洋演化有关，是新特提洋向北消减的产物，构造环境属于消减板块边缘（碰撞带）。

2.4.4 材玛矿区

区域岩浆岩主要有班公湖蛇绿混杂岩带中的（超）镁铁质岩，早白垩世中细粒斑状角闪黑云花岗闪长岩、中细粒黑云二长花岗岩和晚白垩世花岗岩，主要岩石类型有石英二长闪长岩、英云闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、黑云母花岗岩。区内岩浆活动表现为多期活动性。

第三章 矿床地质概况

3.1 多不杂铜矿矿区

3.1.1 地层

矿区出露地层主要有中侏罗统雁石坪群第二岩性段(J_{2ys_2})的一套滨浅海相夹火山岩建造、下白垩统美日切组(K_{1m})的火山碎屑岩夹安山玢岩建造和新近系康托组(N_1k) (见图 3-1) :

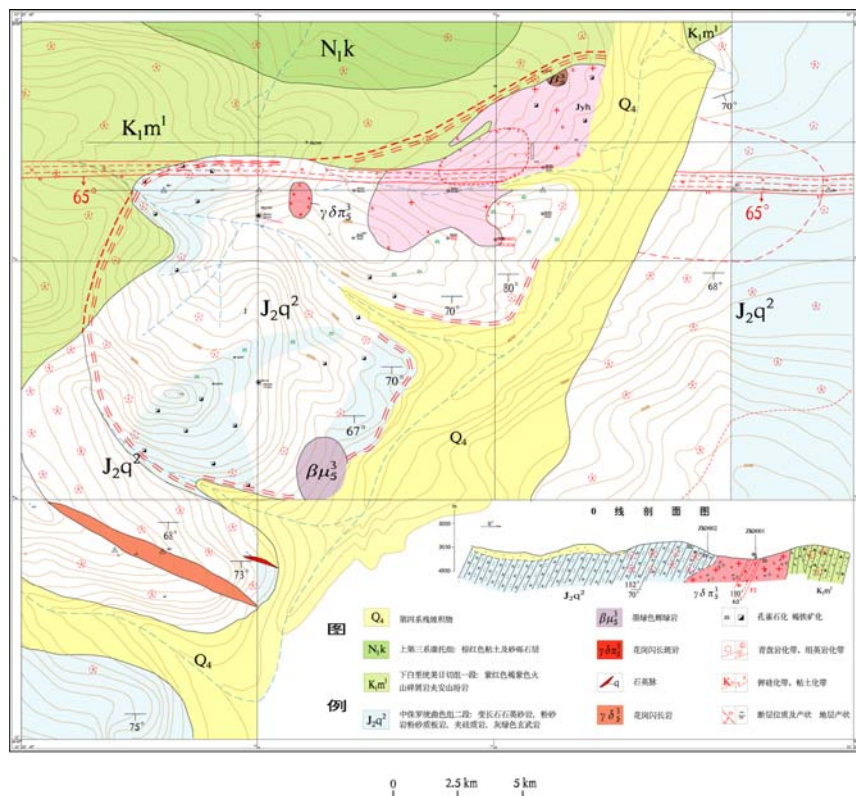


图 3-1 多不杂矿区地质图

(引自西藏班公湖—怒江成矿带西段铜多金属资源调查项目, 2007)

中侏罗统雁石坪群第二岩性段(J_{2ys_2}) : 浅绿灰色、浅黄褐色薄至中厚层状弱褐铁矿化、弱硅化变长石石英砂岩, 中部有花岗斑岩出露、具孔雀石化、锰矿化、硅化, 下部有英安岩体出露。厚度大于 530m。

下白垩统美日切组(K_{1m}) : 紫红色安山质火山碎屑岩、安山玢岩。

新第三系康托组(N_1k) : 棕红色粘土及砂砾石层。

第四系(Q_4) : 为残坡积物及松散砂砾堆积层。沿沟谷及缓坡地带分布。

3.1.2 构造

多不杂矿区南部的班公错—康托—兹格塘错断裂为一超壳断裂。受该断裂的影响, 矿区次

级断裂及其发育，总体为三组，分别是近东西向断裂，北东向断裂和晚期北西向断裂。其中近东西向的断裂表现为早期韧性特征，晚期张扭性特征，这组断裂构造为矿区内主要含矿构造。

3.1.3 岩浆岩

矿区位于羌塘—三江复合板片南缘多不杂构造岩浆带上，主要与成矿有关的岩浆岩石燕山期的基性岩和中酸性岩。主要有辉长岩、辉绿岩、闪长岩、石英闪长岩、石英闪长玢岩及花岗闪长斑岩等，主要以岩株、岩脉、岩墙等形态产出。其中花岗闪长斑岩是本区主要含矿地质体之一。

3.1.4 矿床特征

多不杂斑岩铜矿的含矿斑岩体为花岗闪长斑岩，由东西两个小斑岩岩株组成。含矿斑岩全岩矿化。雁石坪群第二岩性段为主要赋矿层，围岩主要为花岗闪长斑岩，主要铜矿体赋于花岗闪长斑岩中。矿体总体特征为较大板柱状体，岩体与围岩的内外接触带部位，铜品位有增高的特征，但向外则为若矿化岩石。垂向上，矿体上部为细脉浸染状；向深部逐渐过渡为稀疏浸染状，铜含量相应降低。矿化在垂向上显示一定的变化规律，上部为细脉浸染状矿石，向下部逐渐过渡为稀疏浸染状矿石，铜含量降低。据初步研究，矿区金和铜之间具有正相关关系（李金祥，2008）。

矿石矿物主要为黄铜矿（他形粒状、稀疏浸染状或细脉集合体）、黄铁矿（他形粉尘状、粒状稀疏浸染状或细脉状集合）、磁铁矿、少量斑铜矿、辉铜矿、自然金等。矿石构造以细脉浸染状构造、稀疏浸染状构造为主，其次还有角砾构造、脉状构造。矿石结构为填间结构（黄铜矿、辉铜矿多充填在买时矿物间呈他形晶产出）和压碎间粒结构（受构造应力作用影响，金属矿物常压碎呈碎粒状）。

多不杂斑岩铜矿含矿斑岩有强烈的热液蚀变。蚀变类型由钾化、硅化、绢英岩化（绢云母化+绿泥石化+硅化）、角岩化、青盘岩化、黄铁矿化、磁铁矿化、粘土化等。以绢英岩化、黄铁矿化、钾化、硅化最为普遍，且蚀变强度大，次为青盘岩化、高岭土化。自含矿斑岩体中心向外，环绕斑岩体可以划分出 3 个主要蚀变带，依次为钾硅化+绢英岩化带、绢英岩化带和黄铁矿化—角岩化带。钾硅化+绢英岩化带分布于斑岩体内，早期为钾化和硅化蚀变，被后期强烈的绢英岩化蚀变叠加，伴有细脉浸染状黄铁矿和黄铜矿化，是铜矿发育的主要位置(余宏全，2006)。

3.2 尕尔穷铜金矿矿区

3.2.1 地层

尕尔穷矿区出露主要为白垩系玉多组（ $K_{1-2}y$ ）的一套过渡型至稳定型浅海相碳酸盐岩夹中性火山岩、火山碎屑岩建造，岩性为灰岩、大理岩夹流纹质凝灰岩、火山角砾凝灰岩等。矿区

地层划分为：局部地段仍为白垩系玉多组(K_{1-2y})。主体部分解体为灰岩(ls)、沉凝灰岩(bt)、变质长石石英砂岩(mss)、大理岩(mb)、热液角砾岩(sb)、矽卡岩(sk)、钙硅酸盐岩(Ca、Si)共 7 个岩石地层单位，岩石主要由碳酸岩类-陆源碎屑岩组成。各岩石地层单位分布范围及特征如下：

1. 白垩系玉多组 (K_{1-2y})

分布于矿区东部，面积约 0.15km²，岩性由灰岩、生物碎屑灰岩、安山岩、安山质凝灰岩等火山碎屑岩组成，地层总体走向北东，倾向、倾角变化大。

2. 灰岩(ls)

分布于矿区东部，北东向展布，往东矿区外围大面积出露。地层产状较发育，总体走向北东，倾向北西，倾角变化大。其下部为灰、灰白色生物碎屑灰岩，上部为灰白色灰岩。

3. 沉凝灰岩(bt)

分布于矿区东部，总体呈北东向带状展布，两端延伸出区外。主体岩性为灰黑、黑色安山质沉凝灰岩，向东、北分别玉多组呈整合接触，向西被隐爆角砾岩体侵入向南与一般研究区内沉凝灰岩相接。

4. 变质长石石英砂岩(mss)

分布于矿区西部，IV号矿体南西一带。北东向带状展布，地层总体走向北东，倾向北西，倾角变化大。岩性为浅肉红色中细粒变质长石石英砂岩，局部含砾，中厚层状，层面极不平整。

5. 大理岩(mb)

主要分布于 F1 断层北西，矿区南部小面积分布，呈零散片状出露，与矿产关系十分密切。岩石易风化，表层多为塌落的岩石碎块与疏松岩石。岩性为灰白-白色细粒-粗粒大理岩，层理极不发育，呈块状构造。含少量铁质结核。原岩为灰岩，为热接触变质成因，地层中花岗闪长岩侵入体发育，二者接触处发育矽卡岩化带，在接触带两侧附近地层中普遍发育孔雀石化、蓝铜矿化、黄铁矿化、褐铁矿化、硅化、角岩化、磁铁矿化、镜铁矿化、碳酸岩化、绿帘石化、绿泥石化等蚀变。

6. 热液角砾岩(sb)、矽卡岩(sk)、钙硅酸盐岩(Ca、Si)

三类岩石在矿区总体分布局限。热液角砾岩仅分布于矿区北部，VI号矿体北东侧，原岩为灰岩，后经热液交代、破碎作用强烈改造，与成矿关系密切。矽卡岩多呈小面积带状产出，主要见于岩体与大理岩接触带上，矿化蚀变较强烈。钙硅酸盐岩仅见一处，分布于矿区北中部，面积很小，呈短脉状北东向展布。其原岩为灰岩，其详细特征在变质岩与蚀变特征部分描述。

7. 第四系

分布于矿区内河谷内，按其成因，简单划分为第四系洪冲积物和第四系残坡积物两大类。

(1)第四系洪冲积物 (Q^{pal})

主要为河床相的砂砾石沉积，发育典型的叠瓦状构造，在河流下游宽阔地带也局部见河漫滩相的细碎屑沉积物。岩性为灰色、灰绿色砾石、砂砾和粗砂层夹细粉砂层的透镜体，粗砂和细粉砂层中大型斜交层理或水平层理较发育，砾石成分复杂，以灰岩、砂岩、石英砂岩、大理岩、

闪长岩等为主，砾径 3~6 cm 最多，少数达 15~30 cm，磨圆度较好，具分选性的排列方向，呈松散状。

(2) 第四系残坡积物 (Q^{esl})

残波积物往往呈就地堆积，与附近的岩石成分相一致，多呈棱角状，无分选，大小混杂，厚度不等，分布在山脚部位。

3.2.3 构造

尕尔穷矿区内构造总体不太发育，以浅层次脆性断裂作用为主，褶皱构造不完整，矿区内发育的两条较大断裂构造均呈北东—南西向展布。裂隙构造在矿区表现为顺北北东和北西两组方向发育的中酸性脉体和矿化、蚀变带。这些不同规模的断层、裂隙不仅是重要的导矿构造，同时也是矿化富集形成矿体的容矿部位。

3.2.3 岩浆岩

矿区岩浆岩形成于燕山晚期，以中酸性侵入岩为主，侵入体与次火山岩，火山角砾熔岩及火山碎屑岩均有分布，占矿区总面积一半以上，侵入体是以花岗闪长岩、花岗闪长斑岩、闪长岩、闪长玢岩、石英闪长岩、辉长岩等为主。其中以与大理岩接触的花岗闪长岩与矿产关系最为密切。

3.2.4 矿床特征

矿区内赋矿岩石基本为石榴石矽卡岩或矽卡岩化花岗闪长岩，部分赋矿岩石为角岩、石英脉。围岩主体为大理岩。在其矿化蚀变类型及产出形态、规模上明显受后期断裂构造控制改造（山西地质调查院，2008）。矿区内的矿体产状略有不同，I 号矿体沿走向呈似层状产出，II 号和 III 号矿体主要呈透镜状产出，IV 号和 V 号矿体呈脉状产出（山西地质调查院，2008）。

铁矿石主要金属矿物有赤铁矿（含量 5%~40%，呈细鳞片状集合体）、褐铁矿（含量 2%~30%，不规则形状、胶状，常与赤铁矿伴生在一起，部分保留黄铁矿的晶形），少量黄铁矿（含量 1%~2%，多呈他形，浸染状分布或褐铁矿化后呈残留状在褐铁矿之中）、黄铜矿（在脉石矿物中呈包体）、孔雀石（含量 2%~4%，细小针状后细纤维状集合体），极少量自然金（极小星点状，在赤铁矿中或在脉石中呈浸染状）。脉石矿物主要为方解石（含量 3%~80%，他形粒状变形晶，少量取代透辉石、石榴石但保持透辉石和石榴石的外形）、石英（含量 1%~20%，他形粒状，有星点状包体）、后期硅化石英（含量%~20%，沿裂隙脉状充填）、白云石（含量 1%~56%，他形粒状，由星点状杂质包体）、石榴石（自形粒状，少数半自形粒状，局部呈团块粒状出现，部分被蛇纹石、绿泥石和不透明矿物取代），还有少量滑石（细小鳞片状集合体，少部分纤维放射状集合体，只有部分滑石集合体保留透辉石外形，大部分已不保留）、绿帘石（柱状、粒状）、透辉石（在石

英中呈包体物没有蚀变，大部分蚀变为滑石)、阳起石（纤维柱状集合体，往往呈团粒状）。铜矿石主要金属矿物有黄铜矿、蓝铜矿、斑铜矿、辉铜矿及黄铁矿（西藏地质调查院，2007）。

铁矿体的围岩蚀变主要为石榴子石、透辉石、符山石、葡萄石、阳起石、方解石、硅化石英等。

3.3 弗野铁矿矿床

3.3.1 地层

弗野矿区地层较简单，岩浆作用较强。围岩热变质明显，岩石变形变质较弱。矿区主要地层为二叠系中统吞隆共巴组（ P_2t ）和龙格组（ P_2l ）（见图 3-2）。

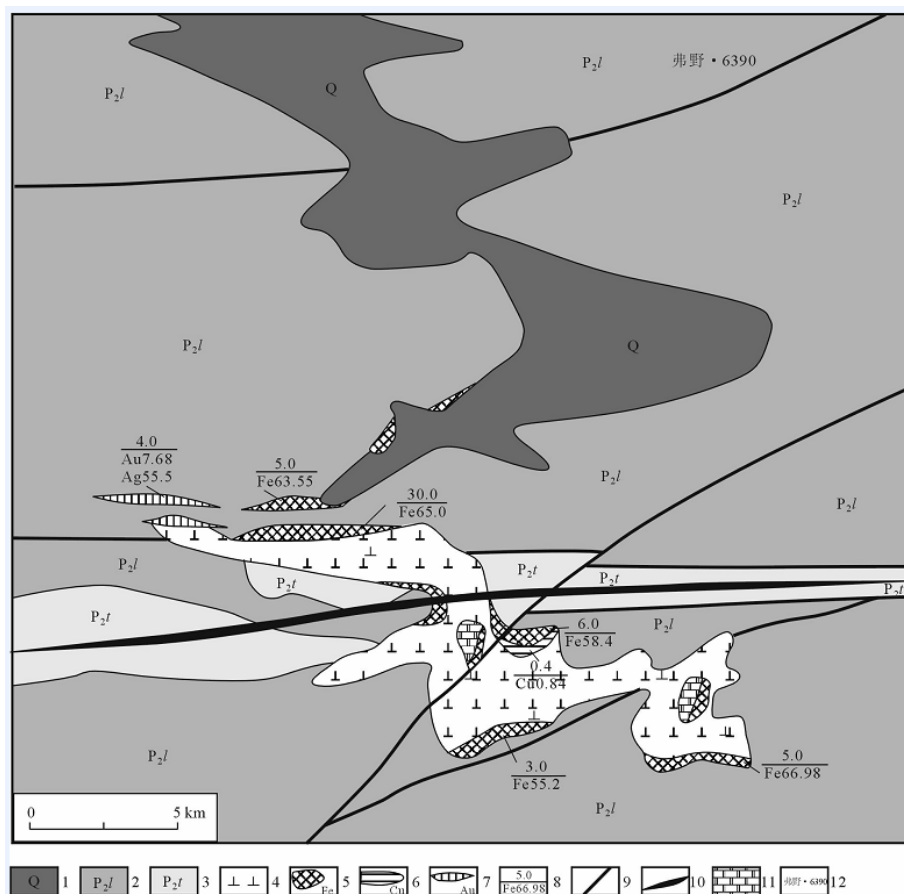


图 3-2 弗野铁矿矿区地质图（引自冯国胜等，2007）

- 1-第四系；2-二叠系中统龙格组；3-二叠系中统吞隆共巴组；4-中白垩世闪长玢岩；5-铁矿体；
6-铜矿矿化体；7-金银矿化体；8-矿体厚度(m)/品位(%)；9-断层；10-背斜褶皱轴迹；11-大理岩；

二叠系中统吞隆共巴组（ P_2t ）：岩性为厚块状灰岩夹灰黄色砂岩、灰色页岩、灰黑色泥灰岩。

二叠系中统龙格组（ P_2l ）：岩性石以厚块状灰岩为主。

第四系（ Q_4 ）：为残坡积物及松散砂砾堆积层。沿沟谷及缓坡地带分布。

3.3.2 构造

区内断裂构造以近东西向、北东东向为主(见图 3-2),控制着区内石英闪长玢岩的侵位,与之伴生的接触带构造、层间破碎带构造是成矿有利部位。野马沟复式背斜是区内控矿构造。复式背斜穿过矿区中部,宽 5~8km,核部地层为吞龙共巴组,轴迹呈北东东向延伸,枢纽呈波状、总体水平,轴面直立,轴面劈理发育,叠加北东或北北东向宽缓褶皱。受北东向断裂构造影响,闪长玢岩岩体形态复杂。

3.3.3 岩浆岩

矿区的岩浆岩为早白垩世岩浆弧的一部分,呈近东西向带状分布,以岩基或岩株状产出,出露面积约 12km²。主要岩性为花岗闪长玢岩、辉石石英闪长玢岩、闪长玢岩、石英闪长玢岩。此套岩浆岩为 I 型花岗岩或同熔型花岗岩,物质来源于过渡性地壳或壳幔混熔(冯国胜,2006)。

3.3.4 矿床特征

矿区内主要有 3 个铁矿体:

I 号铁矿体见 3 处露头,出露宽 1~5 m,长 2~50 m,断续延伸数千米。矿体由若干小脉组成,呈脉状、团块状、透镜状。脉体小者宽 0.1m、长为 0.5m。

II 号铁矿体见有 4 处露头,矿体出露宽达数米至数十米、长数十米至数百米,断续延伸约 10 km。矿体产状随接触面产状而变化。矿石矿物主要为磁铁矿、次为赤铁矿。镜下赤铁矿呈叶片状不均匀交代磁铁矿。磁铁矿呈粒状,粒径 0.1~3mm,颗粒粗者具环带构造。环带由水镁石和磁铁矿相间组成。在标本边缘见方解石透闪石穆磁铁矿脉,脉中矿物垂直脉壁分布,穆磁铁矿含量 45%,呈叶片状,平行分布,长径 0.2~5mm。有时磁铁矿、赤铁矿的分布表现出残余鲕粒结构、皮壳状构造,鲕粒大小 1.5~3.5mm,有正鲕,也有偏心鲕、复鲕。同心层里由赤铁矿、磁铁矿相互成层呈同心状分布,原矿石的鲕粒结构反映出矿石的沉积成因特征。矿体边界清晰,矿石矿化均匀。拣块取样化学分析结果为 TFe 63.55%~65.0%。

III 号铁矿体位于南接触带,见 3 处露头,露头宽数米,长数十米至数百米,断续延伸约 10 km。矿体见缩小膨大现象,矿体呈脉状、透镜状、团块状。矿体产状与接触面平行,为 180°~40°。灰岩大理岩化及褶皱构造发育。矿石矿物主要为磁铁矿、赤铁矿、针铁矿、纤铁矿,见少量黄铜矿。镜下磁铁矿呈粒状或集合体,磁铁矿与赤铁矿相互组成环带构造,同心环带圈数 2~10 环。磁铁矿呈黑色,强金属光泽,粒径 0.5~2mm。矿石呈致密块状。矿体边界清晰,矿石矿化均匀。拣块取样矿石品位为 TFe 55.2%~66.98%。

铁矿体产于闪长玢与大理岩接触的外接触带及大理岩中。矿体产状随着接触面产状的变化而变化,与接触面的产状平行。

铁矿石中的矿物主要为磁铁矿(含量 55%~90%,自形-半自形,稠密浸染状分布,部分边缘向磁赤铁矿过渡,少量被磁赤铁矿取代呈残留状存在)、磁赤铁矿(含量 15%~56%,不均匀浸

染状，颗粒状保留磁铁矿的外形，部分向磁铁矿过渡)，少量赤铁矿（含量 3%~4%，基本由黄铁矿氧化而形成，部分是磁赤铁矿过渡形成的）、褐铁矿（含量 1%~3%，基本由黄铁矿氧化而形成）、黄铁矿（含量 1%~2%，基本已赤铁矿化、褐铁矿化了，呈残留状保存）、黄铜矿（含量 1%~2%，基本已被褐铁矿、孔雀石交代，呈残留状存在），含有极少量的自然金、自然银。铁矿石的脉石矿物主要为白云石（含量 30%~40%，多自形晶、少数半自形，节理发育）、铁白云石（含量变化较大 5%~35%，自形晶或半自形粒状表面有褐色、黄褐色锈斑）、石榴石（含量 15%，粒状或粒状集合体）、石英（含量 1%~10%，他形粒状，填充于其他颗粒间），含有少量的方解石（含量 2%~3%，都是他形粒状结构）、绢云母（含量 1%~2%，细小鳞片状集合体）、绿泥石（含量 1%左右，细鳞片状、粒状结构）等。

铁矿石为致密块状。矿石矿物基本为粒状结构，有时磁铁矿、赤铁矿的分布表现出残余鲕粒结构、皮壳状结构，有正鲕、偏心鲕、复鲕。原矿石的鲕粒结构反映出矿石的沉积成因特性（冯国胜，2006）。

铁矿体的围岩蚀变主要为石榴子石、透辉石、符山石、葡萄石、阳起石、方解石、硅化石英等。

3.4 材玛铁多金属矿床

3.4.1 地层

材玛铁矿区地层较简单，主要出露中二叠统吞隆共巴组（ P_2t ）、三叠系日干配错群（ T_3R^1 、 T_3R^2 ）（见图 3-3）。

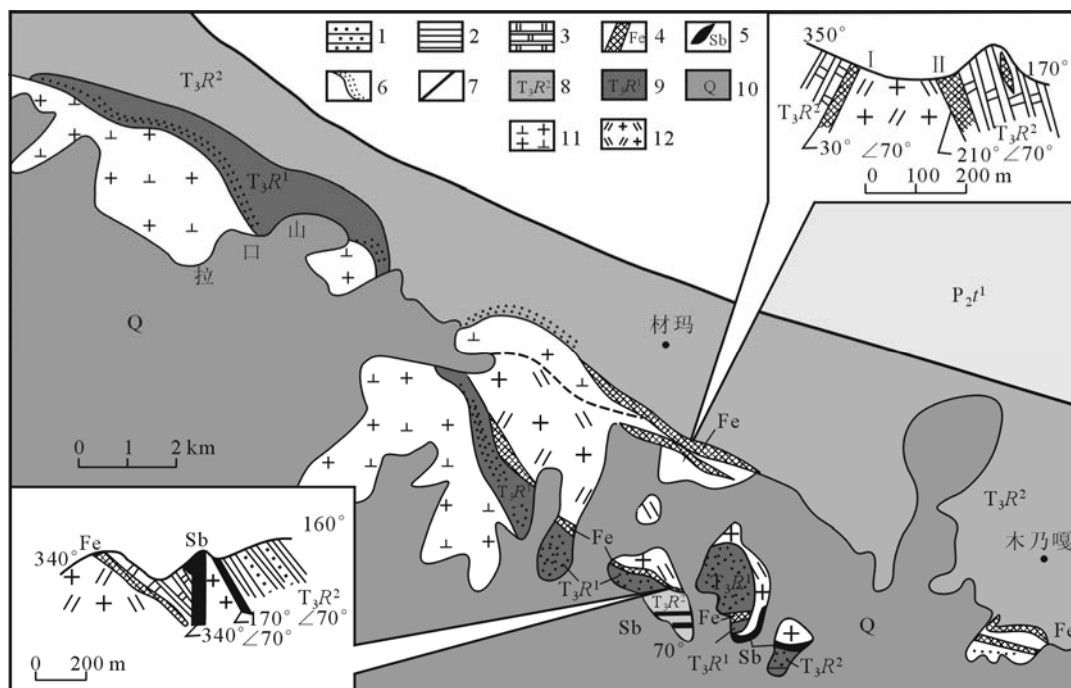


图 3-3 材玛铁多金属矿矿区地质图（引自冯国胜等，2006）

1-砂岩；2-板岩；3-大理岩；4-磁铁矿体；5-锑矿体；6 接触蚀变带；7-断层；8-日干配错群一组；

9-日干配错群二组；10-第四系冲积物；11-中细粒黑云角闪花岗岩闪长岩；12-中细粒黑云角闪二长花岗岩

中二叠统吞隆共巴组 (P_2t): 岩性以碎屑岩、灰岩为主

三叠系日干配错群二组 (T_3R^2): 岩性以细粒岩屑石英砂岩和板岩为主夹泥晶灰岩、透镜状灰岩。

三叠系日干配错群一组 (T_3R^1): 岩性为石英砂岩、板岩、含菱铁质钙质岩屑砂岩、炭质绢云千枚岩、鲕粒状凌铁质砂岩、透镜状灰岩等。

第四系 (Q_4): 为残坡积物及松散砂砾堆积层。沿沟谷及缓坡地带分布。

3.4.2 构造

林玛矿区内构造以北西西—南东东向断裂为主,控制了区内岩浆的侵位,为导矿构造。构造以断块变形为特征,断块总体呈近东西向或北西西向展布,断块间多呈断层接触。断层以北西西向为主,断层规模大,斜穿整个测区,往往构成断块边界。二叠纪地层褶皱发育,见有 2 期共轴叠加褶皱,早期为近东西向紧闭同斜褶皱,轴面北倾,次级小褶皱枢纽产状为 $280^\circ \angle 10^\circ$,控制了地层总体布局;晚期为近东西向直立开阔倾伏褶皱。三叠纪发育北西西向中常紧闭斜歪倾伏褶皱,轴面南倾,次级小褶皱枢纽产状为 $280^\circ \angle 10^\circ$ 。矿化富集位置为晚三叠世日干配错群碳酸盐岩背斜褶皱仰起端。褶皱仰起端为容矿控矿构造。

3.4.3 岩浆岩

矿区的岩浆岩为早白垩世岩浆弧的一部分,呈北西西向串珠状产出,以岩基或岩株状产出。主要岩性为中细粒黑云母花岗闪长岩、中细粒角闪黑云二长花岗岩。

3.4.4 矿床特征

矿区内主要有 3 个矿体:

I 号矿体位于北接触带及大理岩中,矿体主要产于大理岩中,在大理岩裂隙中见磁铁矿透镜体,在 A—A' 路线剖面上出露长约 20m,宽约 1.5m,矿体呈透镜状。矿体产状与接触面大致平行,为 $30^\circ \angle 70^\circ$ 。另在接触带灰绿色透闪石透辉石岩中见团块状(块度 5~10cm)磁铁矿。木乃嘎 I 号铁矿体出露厚度达 8m,长约 50m。2 处铁矿体在走向上是否相连有待进一步调查。矿体边界清晰,矿石矿化均匀,采用拣块取样,矿石品位为 TFe 44.15%~63.28%。

II 号铁矿体在 A—A' 路线剖面上出露长约 20m,宽约 5m。矿体呈透镜状、脉状。矿体产状与接触面大致平行,为 $210^\circ \angle 70^\circ$ 。矿体与岩体之间见透辉石矽卡岩。矽卡岩中见块状磁铁矿石,块度达 20cm。I、II 号矿体间距约 150m。木乃嘎 II 号铁矿体出露宽度达 1~5m,长约 40m。在距接触带南面 200m 处的大理岩中见长约 10m、宽约 0.2~0.3m 的磁铁矿细脉。矿体边界清晰,矿石呈块状,矿石矿化均匀,采用拣块取样,矿石品位 Tfe 34.52%~50.34%。

III 号铁矿体在 B—B' 路线剖面上出露长约 30m,宽 1~2m,断续延伸约 8km。矿体产状与接触面产状基本一致,为 $220^\circ \angle 40^\circ$ 。矿体呈透镜状、脉状。

锑锰矿体产于浅灰色黑云角闪石英闪长玢岩脉与大理岩接触的外接触带中(冯国胜,2007)。

矿区的矿化类型主要为产于掩体外接触带、大理岩中的早期磁铁矿化。磁铁矿主要产于灰白色中细粒角闪黑云二长花岗岩与灰岩接触的外接触带，矿体产状主要受外接触带及与岩浆活动有关的层间裂隙带的控制，产状与接触带大致平行。

铁矿石中矿物主要为磁铁矿（含量 15%~50%，自形、半自形粒状，稠密浸染状分布或团粒浸染状分布，部分磁铁矿氧化为赤铁矿）、赤铁矿（含量 20%~70%，自形—半自形板状、板片状，一般与褐铁矿紧密共生）、磁赤铁矿（含量 8%~85%，由磁铁矿氧化而来，保留磁铁矿的外形，而又向磁铁矿过渡），少量褐铁矿（含量 2%~3%），极少量的黄铁矿（在脉石矿物中呈包体）、黄铜矿（在脉石矿物中呈浸染状）、闪锌矿、自然银（在赤铁矿中，粒度极小）。脉石矿物主要为方解石（含量 4%~70%，自形-半自形少，多他形粒状变晶）、透辉石（含量 20%~60%，柱状、粒状或粒状集合体）、石榴石（含量 5%~85%，小部分是自形-半自形，主要为他形-半自形粒状或不规则状）、石英（含量 2%~5%，他形粒状，在金属矿物间呈不规则状）等。锑锰矿石中水锰矿的含量约占 85%，在水锰矿晶体间分布少量的次生软锰矿（冯国胜，2007）。

在岩体的外接触带中岩石热变质明显，接触带蚀变有大理岩、透闪透辉石矽卡岩、斑点状角岩、红柱石角岩等。外接触带常见有少量的拉辉煌斑岩脉、黑云角闪灰绿玢岩脉、角闪灰长灰绿玢岩。围岩蚀变主要为大理岩化、硅化、透辉石化、绿帘石化、绿泥石化、阳起石化、黑柱石化等（冯国胜，2007）。

第四章 研究区地球化学研究

4.1 常量、微量元素分析

本次研究主要对多不杂矿区的岩石样品进行地球化学分析,多不杂矿区的含矿斑岩都具有比较强烈的蚀变,这给岩石化学分析带来了困难,为此,笔者结合岩相学,尽量选择蚀变轻微的样品做了化学分析,以减轻后期蚀变对原岩性质的影响。样品分析在北京核工业地质分析研究中心完成。常量元素用飞利浦 PW2404 型 X-射线荧光光谱仪分析完成,精度好于 1%;微量元素和稀土元素用电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)法测定,仪器型号为 Finnigan MAT 制造,HR-ICP-MS (Element I) 质谱仪,分析精度好于 2%。分析流程:准确称取约 35—45mg 样品于已清洗干净的 Bomb 溶样器中,加入 0.6ml1:1HNO₃ 摇动使样品均匀分布与酸中再加入 0.6mlHF(30d)及 15d 纯化过的 HClO₄,封盖后震摇样品,放入超声振荡仪中振荡 60 分钟,置低温电热板上 100℃加热保温 2—3 天后蒸干,再次 0.8ml(40d)1:1HNO₃ 加盖 100℃加热保温过夜,再加入 0.8mlHF(40d)及 15d 纯化过的 3N HClO₄,密封置高压釜中,于 190℃烘箱内加热 24 小时,开盖蒸至 3N HClO₄ 近干,加入 4ml4N HNO₃,加盖后超声振荡 30 分钟,密封置高压釜中,于 170℃烘箱内加热 4 小时,趁热以 3%HNO₃ 稀释至清洗干净的塑料瓶中,定容重量为样品重量的 2000 倍。称 4g 上述溶液于清洗干净的塑料离心管中加入 4g2PPbRh(0.1%HNO₃ 介质)内标溶液,摇匀,送测量。

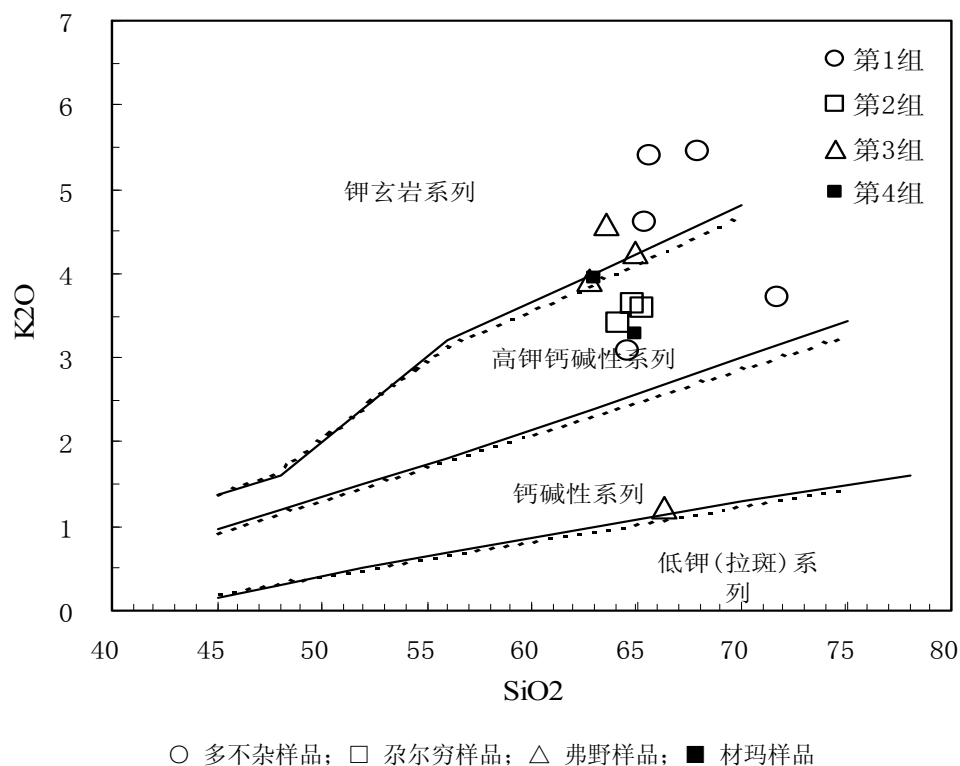
本文对多不杂含矿花岗斑岩进行了常量和微量元素测试分析,同时利用前人尕尔穷铜矿(曲晓明、辛洪波,2006)和材玛铁矿(冯国胜等,2006)、弗野铁矿(冯国胜等,2007)与矿化有关的花岗质岩石常量、微量元素测试分析数据;对班公湖—怒江成矿带西段铜铁矿床的常量、微量元素特征进行了研究。

4.1.1 常量元素

从研究区的常量元素分析数据(表 4-1)来看,研究区的 SiO₂63%~71.4%之间,平均为 65.35%。Al₂O₃ 的含量相对较高在 11.94%~16.05 之间,平均为 14.72%。多不杂矿区的 Al₂O₃ 的含量为 11.94%~16.96%,平均为 13.69%,较其他三个矿区低,这可能与其中部分样品蚀变矿化有关。多不杂矿区和弗野矿区表现出明显的富 K 贫 Na,尕尔穷和材玛矿区相对富 Na。在 K₂O—SiO₂ 图(图 4-1)中,多不杂矿区岩石样品基本位于钾玄岩系列;尕尔穷矿区的岩石样品基本位于高钾钙碱性系列,曲小明、辛洪波(2006)认为尕尔穷矿区则相对富 Na,可能与岩体中较强的钠长石化有关;弗野矿区除 Fy-4 号样品花岗闪长玢岩外,其他样品都位于钾玄岩系列,材玛矿区岩石样品位于高钾钙碱性系列,可以看出研究区与成矿有关的岩浆岩偏基性。

表 4-1 研究区常量元素分析数据

样号	矿床	岩性	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
D-1	多不杂	矿化绢英岩	71.74	0.54	11.94	4.57	2.2	0.13	1.33	0.9	0.43	3.71	0.091
D-15		花岗斑岩	64.63	0.34	16.96	3.97	2.17	0.10	1.63	1.42	2.82	3.08	0.110
D-22		角岩	65.62	0.64	12.95	7.81	5.04	0.08	1.55	0.63	1.09	5.40	0.087
D-32		矿化角岩	65.39	0.70	13.13	5.30	3.09	0.10	1.80	2.68	1.20	4.61	0.108
D-35		矿化硅化角岩	67.91	0.67	13.48	4.90	3.05	0.09	1.74	1.32	0.82	5.44	0.100
GR-08	尕尔穷	含矿斑岩	65.25	0.57	15.86	4.98	1.16	0.06	1.14	3.37	3.63	3.59	0.25
GR-11		含矿斑岩	64.1	0.64	15.68	6.12	1.41	0.056	1.78	3.17	4.21	3.42	0.284
GR-12		含矿斑岩	64.85	0.56	15.56	4.21	0.89	0.037	0.92	3.84	3.94	3.63	0.266
Fy-1	弗野	辉石石英闪长玢岩	62.78	0.65	16.04	0.01	2.56	0.06	2.56	6.33	2.86	3.92	0.25
Fy-2		闪长玢岩	63.51	0.53	14.57	0.92	3.83	0.1	1.57	3.91	1.83	4.57	0.2
Fy-3		石英闪长玢岩	64.9	0.66	14.82	0.91	3.43	0.03	1.74	5.36	2.02	4.26	0.24
Fy-4		花岗闪长玢岩	66.37	0.57	14.4	0.35	1.28	0.05	1.54	9.42	2.07	1.22	0.21
Cm-1	材玛	中细粒角闪黑云二长花岗岩	64.89	0.77	14.59	3.6	1.18	0.07	2.38	4.37	3.44	3.29	0.2
Cm-2		中细粒黑云花岗闪长岩	63	0.62	16.05	0.99	3.26	0.06	2.56	4.2	3.77	3.94	0.13

图 4-1 研究区 K₂O—SiO₂ 图解

在 R_1 — R_2 判别图解 (图 4-2) 中多不杂矿区的岩石样品位于同碰撞区、尕尔穷矿区的岩石样品位于碰撞后抬升区、弗野矿区的岩石样品位于板块碰撞前区、材玛矿区的岩石样品位于板

块碰撞前区和碰撞后抬升期，通过 R_1 — R_2 判别图解（图 4-2）显示出西藏地区班公湖—怒江成矿带西段与成矿有关的岩浆岩形成背景的差异：多不杂矿区与成矿有关的岩浆岩形成于同碰撞期，尕尔穷矿区与成矿有关的岩浆岩形成于碰撞后抬升期，弗野矿区与成矿有关的岩浆岩形成于板块碰撞前期。材玛矿区与成矿有关的岩浆岩形成于板块碰撞前至碰撞后抬升的过渡阶段。

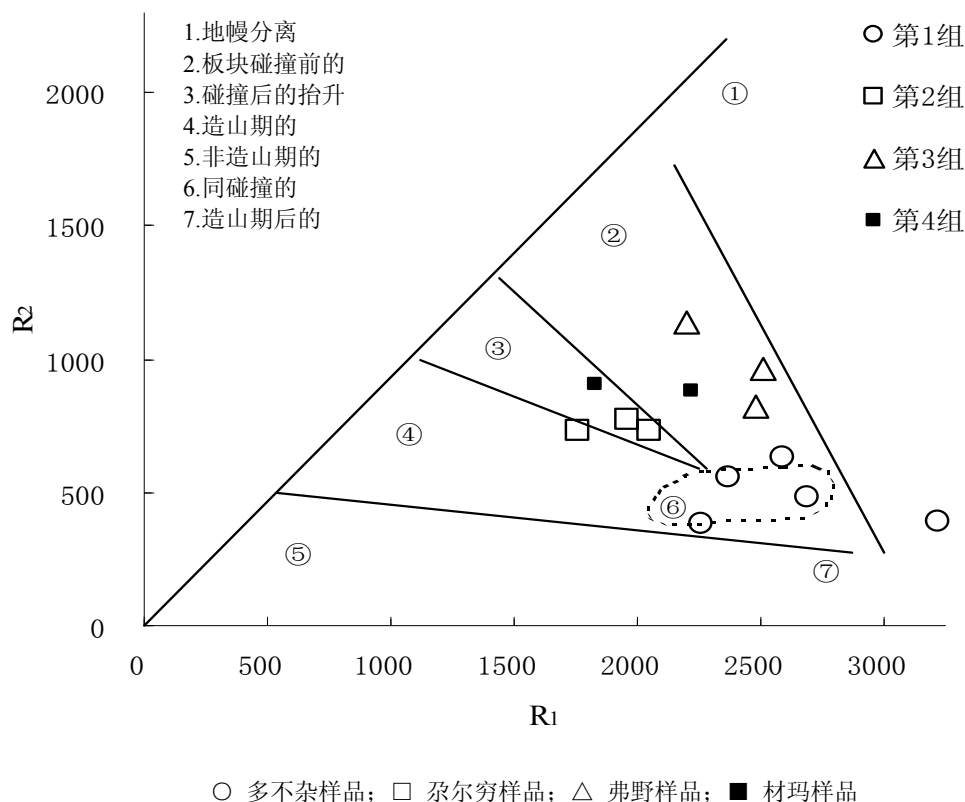


图 4-2 研究区 R_1 — R_2 判别图解

4.1.2 微量元素

多不杂矿区微量元素含量见（表 4-2），该区 Rb 的含量的变化范围为 $(103\sim148) \times 10^{-6}$ ，Nb 的含量的变化范围为 $(6.06\sim14.5) \times 10^{-6}$ ，Ta 的含量的变化范围为 $(0.492\sim1.01) \times 10^{-6}$ ，K 的含量的变化范围为 $(25600\sim44800) \times 10^{-6}$ ，K 的含量的变化范围为 $(25600\sim44800) \times 10^{-6}$ ，Ti 的含量的变化范围为 $(1943\sim4000) \times 10^{-6}$ ，Sr 的含量的变化范围较大为 $(39.5\sim264) \times 10^{-6}$ ，Pb 的含量的变化范围为 $(9.05\sim33.4) \times 10^{-6}$ 。

总体可以看出该区与成矿有关的岩浆岩富集大离子不相容元素 Rb、K、Pb，亏损高场强元素 Nb、Ta、Ti，反映了岛弧带的岩浆作用特征。

曲小明、辛洪波（2006）认为尕尔穷矿区的含矿斑岩富集大离子不相容元素 Rb、K、Pb，亏损高场强元素 Nb、Ta、Ti，其分布曲线反映了岛弧带的岩浆作用特征。含矿斑岩 Nb、Ta 和重稀土的亏损程度较弱，U、Th 富集不明显。这些变化可能反映尕尔穷矿区的含矿岩浆生成于

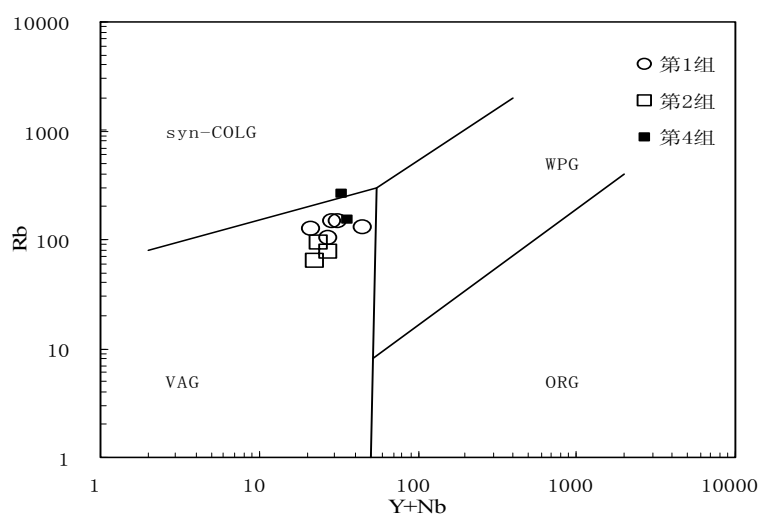
地壳较浅的部位。冯国胜等（2006）提到材玛矿区的微量元素特征显示 Cu、Pb、Zn 成矿元素丰度值与酸性岩中元素丰度值基本相当，Ag 的丰度值略显异常，Sb 呈较强的富集趋势。

表 4-2 多不杂矿区微量元素分析数据

样号	17102-1	17102-15	17102-22	17102-32	17102-35
岩性	矿化绢英岩	花岗斑岩	角岩	矿化角岩	矿化硅化角岩
Li	21.6	24.6	17.8	16.2	18.5
Be	1.19	1.50	1.89	1.80	1.31
Sc	7.9	9.92	11.6	11.83	10.42
V	63.7	77.9	149	77.7	76.5
Cr	58.4	13.4	94.8	78.2	68.2
Co	14.6	11.3	8.18	7.58	6.79
Ni	40.3	33.4	53	36.1	32.8
Cu	4890	896	4777	8900	5135
Zn	37.1	39.8	36.3	42.1	35.8
Ga	11.4	16.9	16.6	15.1	13.3
As	4.12	4.03	2.88	3.69	3.99
Se	0.367	0.141	0.404	0.615	0.477
Rb	103	127	146	131	148
Sr	39.5	264	84	80.3	71.8
Y	17.9	15.2	21.8	31.2	17.3
Zr	93	77.7	153	118	102
Nb	9.3	6.06	9.9	14.5	11.3
Mo	8.55	1.73	4.38	44.1	4.40
Cd	0.463	0.14	0.108	0.211	0.156
In	0.183	0.041	0.154	0.316	0.218
Sn	2451	1895	3040	3384	3029
Sb	1.49	0.542	1.01	0.909	0.632
Cs	3.95	17.4	5.14	4.93	6.25
Ba	288	504	573	491	461
Hf	2.5	2.33	4.03	3.19	2.72
Ta	0.718	0.492	0.783	1.01	0.827
W	3.03	0.488	1.35	4.44	2.25
Re	0.027	0.010	0.023	0.164	0.012
Tl	0.833	1.14	0.978	0.913	1.13
Pb	33.4	11.9	15.9	11.3	9.05
Bi	1.19	0.360	0.425	1.39	1.04
Th	7.08	5.49	10.2	11.5	7.88
U	1.54	0.855	1.72	3.21	1.33

由于缺少弗野矿区微量元素分析数据，故将其他三个矿区微量元素投图形成 Rb—Y+Nb 判别图解（图 4-3），Rb—Y+Nb 判别图解（图 4-3）中显示出多不杂、尕尔穷和材玛这三个矿区

均落入火山弧区域内（VAG）。



○ 多不杂样品；□ 尕尔穷样品；■ 材玛样品

图 4-3 研究区 Rb—Y+Nb 判别图解

4.1.3 稀土元素

本文对多不杂含矿花岗斑岩进行了稀土元素测试分析，同时利用前人尕尔穷铜矿（曲晓明、辛洪波，2006）和材玛铁矿（冯国胜等，2006）、弗野铁矿（冯国胜等，2007）与矿化有关的花岗质岩石稀土元素测试分析数据；对班公湖—怒江成矿带西段铜铁矿床的稀土元素特征进行了研究（表 4-3，图 4-4）。

（1）多不杂含矿花岗斑岩：

多不杂矿区含矿斑岩的稀土元素总量(ΣREE)为 78.03×10^{-6} ，轻重稀土比值(LREE/HREE)为 7.72， $(\text{La/Yb})_N$ 为 8.81。从研究区稀土元素球粒陨石标准化曲线（图 4-4）中可以看出多不杂矿区含矿斑岩的稀土配分曲线呈轻微锯齿状向右倾的 V 字型式，但倾角较小，说明轻重稀土虽有分馏，但分馏程度较低。轻稀土分馏曲线相对陡峭，重稀土分馏曲线相对平缓。 δEu 值为 0.86，Eu 轻微亏损，其在研究区球粒陨石标准化曲线中 Eu 呈轻微负异常。

（2）尕尔穷含矿花岗斑岩：

尕尔穷矿区含矿斑岩的稀土元素总量(ΣREE)为 141.42×10^{-6} ，轻重稀土比值(LREE/HREE)为 11.34， $(\text{La/Yb})_N$ 为 14.75。从研究区稀土元素球粒陨石标准化曲线（图 4-4）中可以看出尕尔穷矿区含矿斑岩的稀土配分曲线呈轻微右倾的模式，倾角较小，说明轻重稀土虽有分馏，但分馏程度较低。轻稀土分配曲线土相对陡峭，重稀土分配曲线相对平缓。 δEu 值为 1.07，Eu 轻微富集亏损，其在研究区球粒陨石标准化曲线中 Eu 呈轻微正异常，这是与其他三个矿区稀土分配最大的不同之处。

(3) 弗野铁矿闪长玢岩:

弗野矿区与成矿有关的闪长玢岩的稀土元素总量 (ΣREE) 为 101.06×10^{-6} , 轻重稀土比值 (LREE/HREE) 为 6.32, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为 5.12。从研究区稀土元素球粒陨石标准化曲线 (图 4-4) 中可以看出弗野矿区与成矿有关的闪长玢岩的稀土元素呈锯齿状向右倾的 V 字型式, 倾角较小, 说明轻重稀土虽有分馏, 但分馏程度较低。轻重稀土分配曲线均较为平缓。 δEu 值为 0.28, Eu 严重亏损, 其在研究区球粒陨石标准化曲线中 Eu 呈负异常, 这是与其他三个矿区稀土分配最大的不同之处。

表 4-3 研究区与矿化有关的岩浆岩稀土元素分析数据

矿区	多不杂	尕尔穷	弗野	材玛	
样品名	花岗斑岩	含矿斑岩	闪长玢岩	中细粒角闪黑云 二长花岗岩	中细粒黑云 花岗闪长岩
La	16.7	33.1	14.13	43.52	31.15
Ce	31.6	59	39.17	83.65	58.98
Pr	3.83	7	5.66	10.04	7.34
Nd	13.6	24.9	23.23	33.63	24.62
Sm	2.61	4.48	4.65	6.48	4.86
Eu	0.74	1.48	0.41	1.17	1.03
Gd	2.57	3.8	4.11	5.22	4.5
Tb	0.456	0.611	0.69	0.8	0.78
Dy	2.35	2.87	3.75	4.61	4.36
Ho	0.457	0.648	0.7	0.95	0.92
Er	1.35	1.43	1.97	2.48	2.65
Tm	0.208	0.256	0.32	0.39	0.43
Yb	1.36	1.61	1.98	2.59	2.71
Lu	0.196	0.235	0.29	0.38	0.42
Y	15.2	14.6	18.11	23.69	22.78
ΣREE	78.03	141.42	101.06	195.91	144.75
LREE	69.08	129.96	87.25	178.49	127.98
HREE	8.95	11.46	13.81	17.42	16.77
LREE/HREE	7.72	11.34	6.32	10.25	7.63
$\text{La}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$	8.81	14.75	5.12	12.05	8.24
δEu	0.86	1.07	0.28	0.60	0.66

(4) 材玛铁矿的中细粒角闪黑云二长花岗岩、中细粒黑云母花岗闪长岩:

材玛铁矿的中细粒角闪黑云二长花岗岩的稀土元素总量 (ΣREE) 为 195.91×10^{-6} , 轻重稀土比值 (LREE/HREE) 为 10.25, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为 12.05; 材玛铁矿的中细粒黑云母花岗闪长岩的稀土元素总量 (ΣREE) 为 144.75, 轻重稀土比值 (LREE/HREE) 为 7.63, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为 8.24。从研究区稀土元素球粒陨石标准化曲线 (图 4-4) 中可以看出材玛矿区的中细粒角闪黑云二长花岗岩和中细粒黑云母花岗闪长岩的稀土元素均呈锯齿状向右倾的 V 字型式, 倾角较小, 说明两者轻重稀土虽有分馏, 但分馏程度较低。两者的轻稀土分配曲线土相对陡峭, 重稀土分配曲线

相对平缓。不同之处在于材玛铁矿的中细粒角闪黑云二长花岗岩的轻稀土较中细粒黑云母花岗闪长岩的轻稀土富集。中细粒角闪黑云二长花岗岩的 δEu 值为 0.6；中细粒黑云母花岗闪长岩的 δEu 值为 0.66，两者的 Eu 轻一中程度亏损，其在研究区球粒陨石标准化曲线中两者 Eu 均呈轻微负异常。

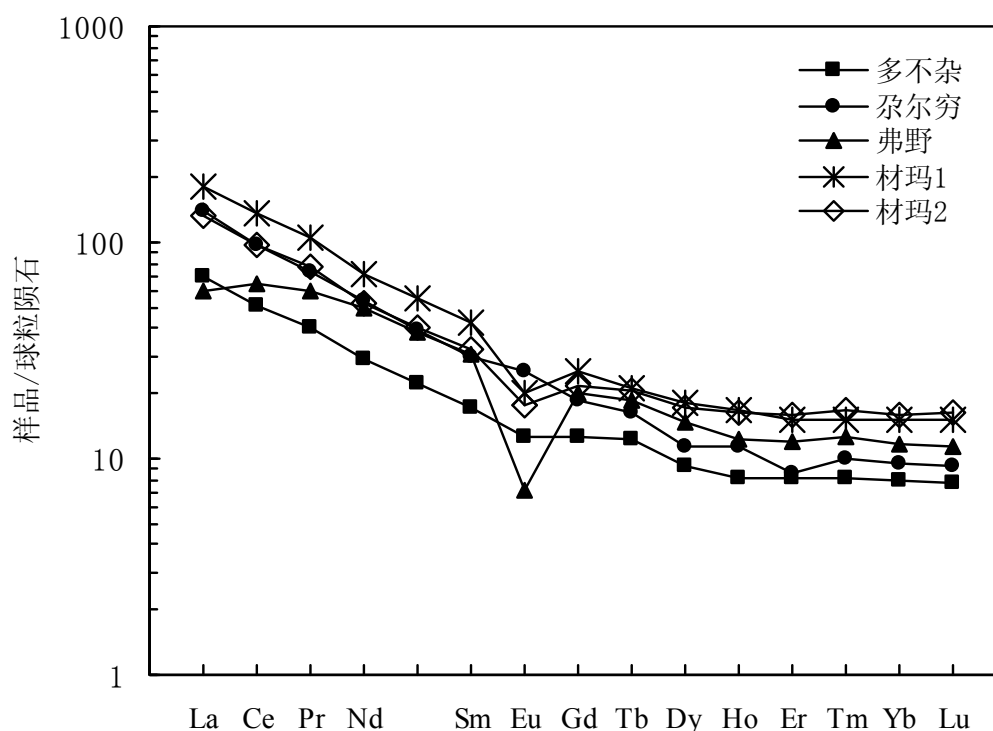


图 4-4 研究区稀土元素球粒陨石标准化曲线

通过对四个矿区的稀土元素分析数据的对比，可以看出材玛矿区的中细粒角闪黑云二长花岗岩稀土元素总量 ΣREE 最高，为 195.91×10^{-6} ；多不杂矿区的花岗斑岩稀土元素总量 ΣREE 最低，为 78.03×10^{-6} 。尕尔穷矿区的含矿斑岩轻重稀土比值 (LREE/HREE) 最高为 11.34；弗野矿区与成矿有关的闪长玢岩的轻重稀土比值 (LREE/HREE) 最低为 6.32。

通过对四个矿区的稀土元素特征对比研究结果表明：四个矿区的五个样品的稀土分配曲线均呈总体右倾的模式，轻重稀土虽有分馏，但轻、重稀土分馏程度低，重稀土部分的曲线形态较平缓。多不杂、尕尔穷和材玛这三个矿区与矿化有关的岩浆岩的稀土元素具有 δEu 为弱亏损或弱富集，轻重稀土分馏程度低的特征表明：与矿化有关的岩浆岩具有壳幔型花岗岩特征，这三个矿区与矿化有关的岩浆岩可能形成于洋壳大规模碰撞以后的区域性“隆升”构造环境，地幔岩浆发生较大规模的底辟作用，岩浆在底辟过程中，与地壳物质强烈混染，并以强力方式就位。

弗野矿区的稀土元素特征较其他三个矿区有一定的差别，轻稀土含量较低，轻、重稀土分馏不明显，其稀土元素配分曲线表现出典型的中性岩的特点。但典型的中性岩的稀土元素 δEu 一

般呈较弱亏损或无亏损，而弗野矿区与矿化关系最密切的闪长玢岩的稀土分配曲线显示 Eu 严重亏损。其原因可能有以下几点：（1）闪长玢岩源区可能存在斜长石的残留；（2）存在斜长石的分离结晶；（3）后期的绢英岩化、矿化等造成闪长玢岩中 Eu 的带出。

多不杂矿化蚀变岩石的稀土元素特征：通过对多不杂含矿花岗斑岩与矿化绢英岩、角岩、矿化角岩稀土元素特征对比研究结果表明(表 4-4)：四者之间稀土配分曲线均总体右倾(图 4-5)，轻重稀土虽有分馏，但轻、重稀土分馏程度低，重稀土部分的曲线形态较平缓。其中，花岗斑岩轻重稀土分馏程度最低， $(La/Yb)_N$ 为 8.81；矿化角岩分馏程度较高， $(La/Yb)_N$ 为 17.76。花岗斑岩 δEu 为 0.86，为弱亏损；矿化绢英岩、角岩、矿化角岩 δEu 值变化在 0.60~0.66 之间；具中度亏损特征。稀土元素总量 ΣREE 特征：矿化角岩稀土元素总量 ΣREE 最高，为 263.55×10^{-6} ；花岗斑岩 ΣREE 最低，为 78.03×10^{-6} ；矿化绢英岩介于二者之间。含矿花岗斑岩、矿化绢英岩、（角岩）矿化角岩三者之间，虽然在稀土元素总量、 $(La/Yb)_N$ 比值和 δEu 等特征方面存在一定的差别，但三者稀土元素配分曲线变化趋势具有一致性，表明三者之间具有亲缘关系。矿化绢英岩、（角岩）矿化角岩稀土元素 ΣREE 较高、 δEu 值具中度亏损说明，稀土元素在成矿过程中进一步富集，由于斜长石的分离结晶等原因，在成矿流体中 δEu 进一步亏损。

表 4-4 多不杂矿区稀土元素分析数据

样品号	17102-1	17102-15	17102-22	17102-32	17102-35
样品名	矿化绢英岩	花岗斑岩	角岩	矿化角岩	矿化硅化角岩
La	28.4	16.7	38.6	61.9	36
Ce	54.9	31.6	73.8	111.9	70.1
Pr	6.62	3.83	8.83	13.86	8.35
Nd	22.9	13.6	29.4	45.9	28.3
Sm	4.16	2.61	5.19	8.04	4.96
Eu	0.83	0.74	1.05	1.51	0.96
Gd	3.6	2.57	4.37	7.08	4.17
Tb	0.608	0.456	0.716	1.114	0.65
Dy	2.96	2.35	3.53	5.33	2.98
Ho	0.547	0.457	0.658	0.935	0.53
Er	1.63	1.35	2.03	2.73	1.54
Tm	0.246	0.208	0.304	0.4	0.23
Yb	1.56	1.36	2.04	2.5	1.51
Lu	0.226	0.196	0.306	0.351	0.22
Y	17.9	15.2	21.8	31.2	17.3
ΣREE	129.19	78.03	170.82	263.55	160.50
LREE	117.81	69.08	156.87	243.11	148.67
HREE	11.38	8.95	13.95	20.44	11.83
LREE/HREE	10.36	7.72	11.24	11.89	12.57
La_N/Yb_N	13.06	8.81	13.57	17.76	17.10
δEu	0.64	0.86	0.66	0.60	0.63

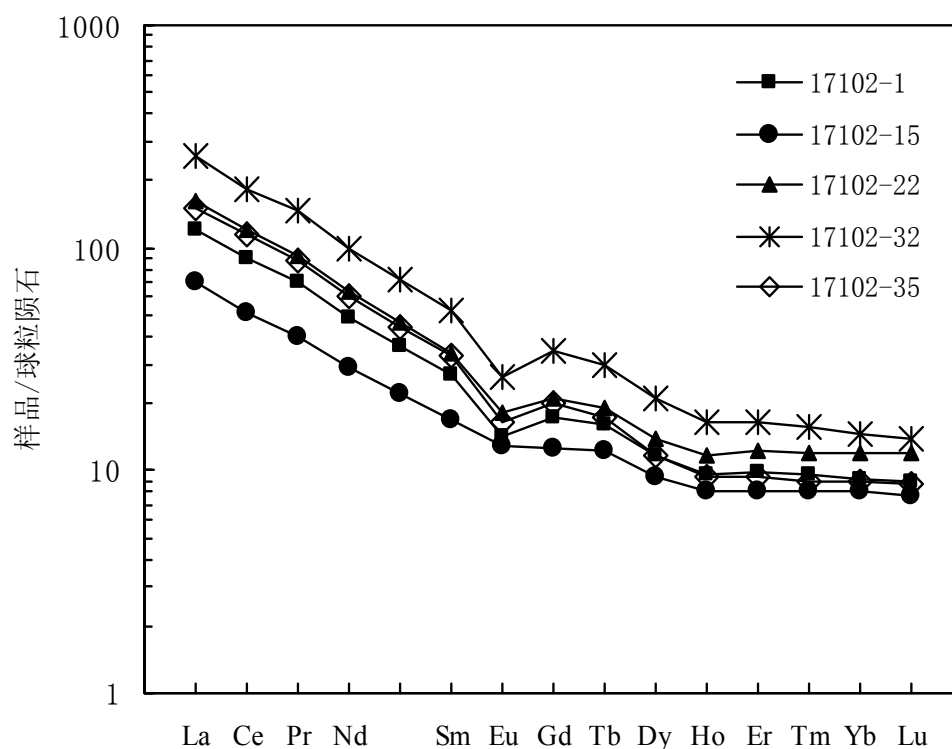


图 4-5 多不杂矿区稀土元素球粒陨石标准化曲线

4.2 锆石 SHRIMP 测年

由于前人对多不杂和尕尔穷两个矿区的含矿斑岩已经进行过锆石 SHRIMP 测年, 所以本文只对弗野和材玛两个矿区进行了锆石 SHRIMP 测年。样品分别取自弗野和材玛 2 个矿区。锆石颗粒先在双目镜下挑纯(纯度>95%), 然后用环氧树脂粘结于玻璃片上。阴极发光研究是在中国科学院地质与地球物理研究所电子探针实验室进行的。U—P SHRIMP 分析在中国地质科学院离子探针实验室完成。分析方法基本与 Compston 等描述的程序一致。分析条件是 O^{2-} 离子流 15nA、10kV, 分析点范围 25~30 μm 。普通铅用实测的 ^{208}Pb 校正, 假定 $^{206}Pb/^{238}U$ 与 $^{208}Pb/^{232}Th$ 成一致线。元素间分馏校正用的是参考样 TEM(417Ma), 数据用 Ludwig SQUID 1.0 和 ISOPLOT 程序处理, 分析结果列于表 4-5、4-6。

弗野矿区含矿斑岩中的锆石自形程度较高, 呈自形至半自形柱状, 颗粒粗大, 一般在 100~300 μm 之间, 具有岩浆锆石特征的振荡环带(见图 4-6), 少数颗粒有破损现象, $^{206}Pb/^{238}U$ — $^{207}Pb/^{238}U$ 一致线图(见图 4-8)显示, 20 个测点的加权平均年龄 130 Ma, MSWD=1.6。材玛矿区含矿斑岩中的锆石呈自形柱状, 大小一般在 100~200 μm 之间, 振荡环带发育(见图 4-7)。锆石 U—Pb 年龄等值线图(见图 4-9)显示, 20 个测点的加权平均年龄分为三组, 分别为 173.8 ± 2.2 Ma, MSWD=32、 153.8 ± 1.9 Ma, MSWD=12、 123.4 ± 13 Ma, MSWD=8.0。

表 4-5 弗野矿区含矿斑岩锆石 U—Pb SHRIMP 分析结果

测点号	FY.20	F15	FY114	FY.7	FY.19	FY.09	FY.18	FY.11	FY.10	FY.08	FY.06	FY.02	FY.17	FY.16	FY.13	FY.05	FY.03	FY.12	FY.01	FY.04
$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	0.12681	0.14509	0.1305	0.14108	0.13498	0.13779	0.12965	0.13438	0.13165	0.13386	0.12788	0.13624	0.13252	0.13141	0.13115	0.13232	0.12744	0.1278	0.12704	0.1155
	1	0.00446	0.00248	0.00381	0.00241	0.00626	0.00514	0.00221	0.00364	0.00683	0.0053	0.00704	0.0096	0.00704	0.00611	0.00409	0.00653	0.00388	0.00697	0.005
$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	0.02007	0.01989	0.01977	0.01978	0.01972	0.01955	0.01949	0.01933	0.01933	0.01931	0.01932	0.0192	0.01917	0.01911	0.019	0.0188	0.01884	0.01867	0.01869	0.01808
	1	0.0002	0.00018	0.00015	0.00015	0.00019	0.00021	0.00014	0.00017	0.0002	0.00021	0.00024	0.00025	0.00021	0.0002	0.00018	0.0002	0.00017	0.00021	0.00018
$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	0.00648	0.00624	0.00643	0.00622	0.00623	0.00615	0.00617	0.00654	0.00637	0.00609	0.00639	0.00663	0.00605	0.00603	0.006	0.00654	0.00596	0.00584	0.00591	0.00576
	1	0.00013	0.00004	0.00013	0.00005	0.00004	0.00013	0.00007	0.00011	0.00005	0.00014	0.00015	0.00009	0.00005	0.00005	0.00013	0.00005	0.00011	0.00005	0.00011
$^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$	2.2	2.54	9.38	2.88	20	1.68	1.99	3.24	2.39	1.91	1.84	1.46	2.3	1.79	2.31	3.1	1.73	2.1	1.68	1.74
	1	0.02	0.03	0.03	0.2	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	-12	324	92	273	179	246	111	214	166	208	99	261	202	189	198	243	151	178	163	15
	1	53	82	66	46	110	71	25	48	121	74	96	168	127	111	53	119	54	128	95
$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	121	138	125	134	129	131	124	128	126	128	122	130	126	125	125	126	122	122	121	111
	1	4	4	3	2	6	5	2	3	6	5	6	9	6	5	4	6	3	6	5
$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	128	127	126.2	126	125.9	125	124	123.4	123	123	123	123	122	122	121	120	120	119	119	116
	1	1	1	1	0.9	1	1	0.9	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1	1
$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	131	125.7	130	125.3	125.5	124	124	132	128	122.7	129	134	122	122	120.9	132	120	118	119	116
	1	3	0.9	0.8	1	0.9	3	1	2	1	3	3	2	1	0.9	3	1	2	1	2

表 4-6 材玛矿区含矿斑岩锆石 U—Pb SHRIMP 分析结果

测点号	CM.09	CM.02	CM.15	CM.08	CM.13	CM.03	CM.01	CM.05	CM.12	CM.07	CM.11	CM.10	CM.06	CM.16	CM.14	CM.20	CM.19	CM.18	CM.17	CM.04
$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	0.29081	0.15161	0.57668	0.3079	0.24166	0.23349	0.18831	0.27979	0.191	0.19347	0.24126	0.25961	0.19891	0.17185	0.17551	0.16588	0.1841	0.38403	0.13438	0.18562
	1 σ	0.0171	0.01146	0.00553	0.00906	0.00577	0.00733	0.00261	0.0053	0.00494	0.0026	0.00359	0.00649	0.00396	0.00236	0.00419	0.00572	0.01656	0.00568	0.01501
$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	0.02395	0.02366	0.02832	0.02691	0.02574	0.02721	0.02661	0.02795	0.02706	0.02735	0.02775	0.02765	0.02754	0.02434	0.02448	0.02419	0.02395	0.01963	0.02117	0.01933
	1 σ	0.00024	0.0002	0.00021	0.0002	0.0002	0.00022	0.00019	0.0002	0.00021	0.00019	0.0002	0.00022	0.00018	0.00017	0.00018	0.00019	0.00021	0.00016	0.00019
$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	0.00709	0.00754	0.01961	0.00801	0.00783	0.00837	0.00837	0.01058	0.00852	0.00861	0.01042	0.01059	0.00864	0.00766	0.0082	0.00764	0.00746	0.00553	0.00684	0.00587
	1 σ	0.00012	0.00027	0.00014	0.0008	0.00006	0.00007	0.00007	0.00005	0.00005	0.00008	0.00009	0.00005	0.00005	0.00007	0.00004	0.00004	0.00012	0.00012	0.00009
$^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$	1.12	1.9	1.6	1.96	1.72	1.28	1.8	1.16	1.35	1.93	1.68	1.38	0.64	1.46	1.81	1.53	0.79	1.09	1.13	0.94
	1 σ	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	259	143	462	273	220	213	175	250	177	180	219	234	184	161	164	156	172	330	128	173
	1 σ	13	10	5	7	5	6	2	5	4	2	3	5	3	2	4	5	12	5	13
$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	153	151	180	171	164	173	169	178	172	174	176	176	175	155	156	154	153	125	135	123
	1 σ	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	143	152	393	161	158	168	169	213	171	173	210	213	173.9	154.3	165	153.9	150.3	112	138	118
	1 σ	2	5	2	2	1	1	1	1	1	2	2	1	0.9	1	0.9	0.9	2	2	2

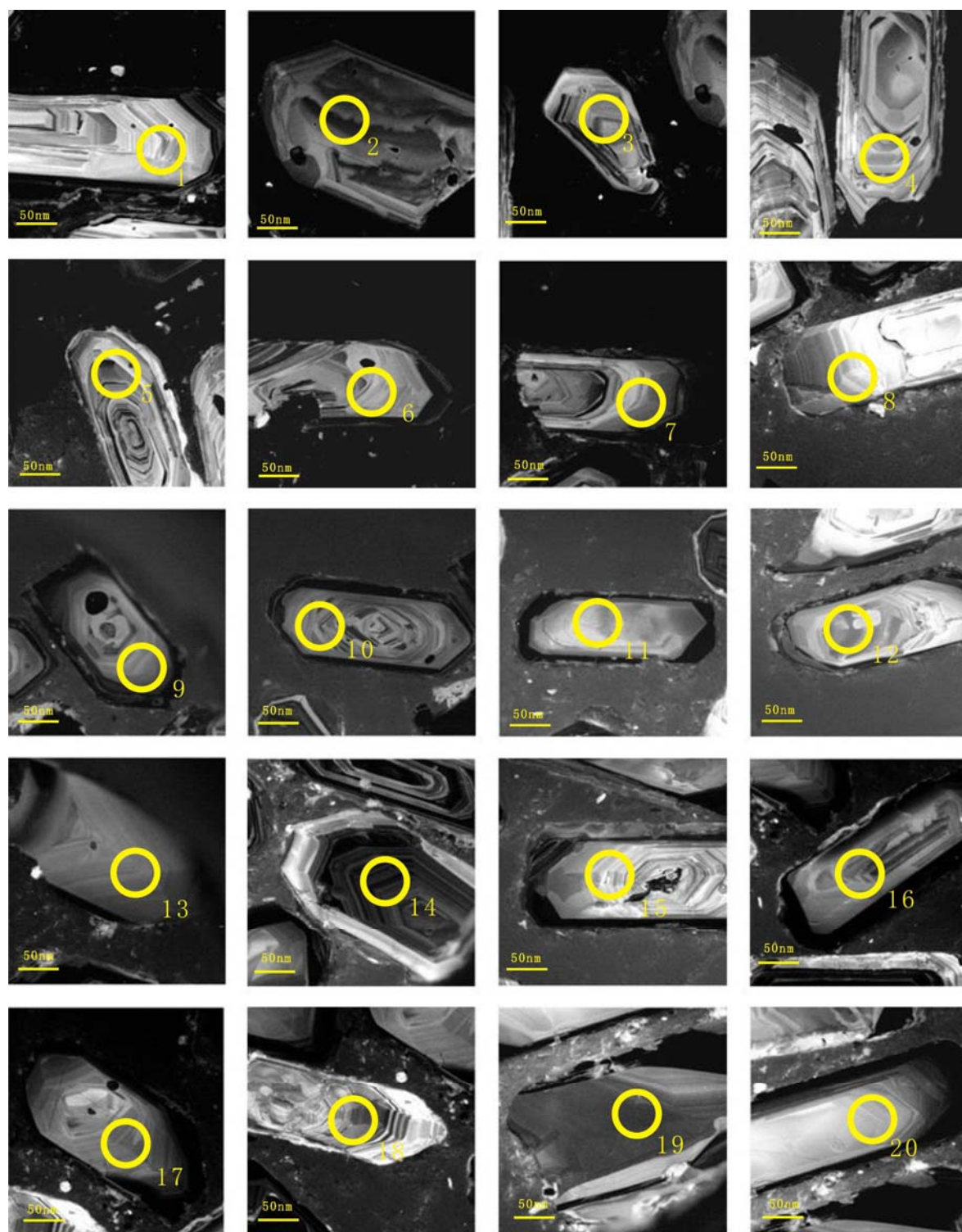


图 4-6 弗野矿区含矿斑岩锆石 CL 显微图像

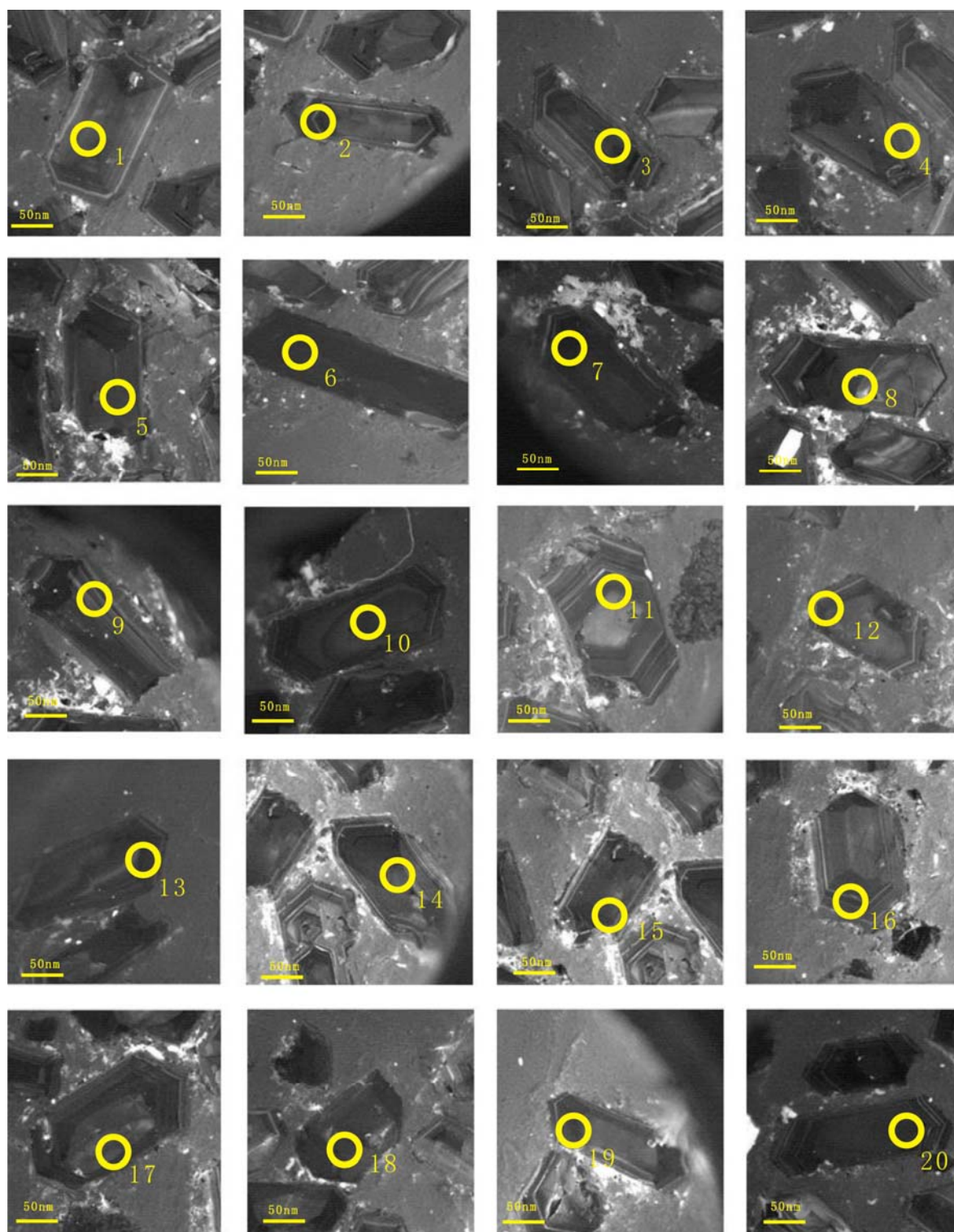


图 4-7 材玛矿区含矿斑岩锆石 CL 显微图像

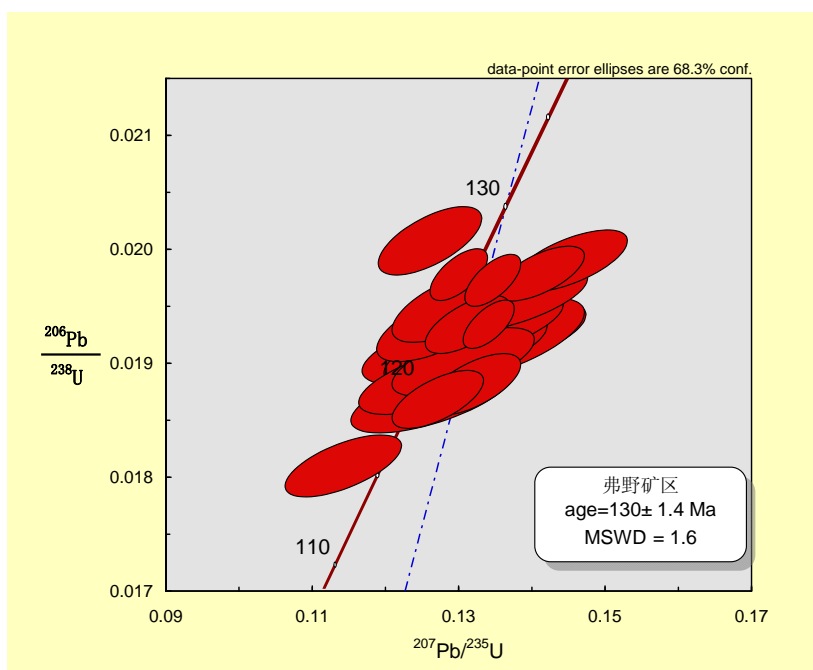
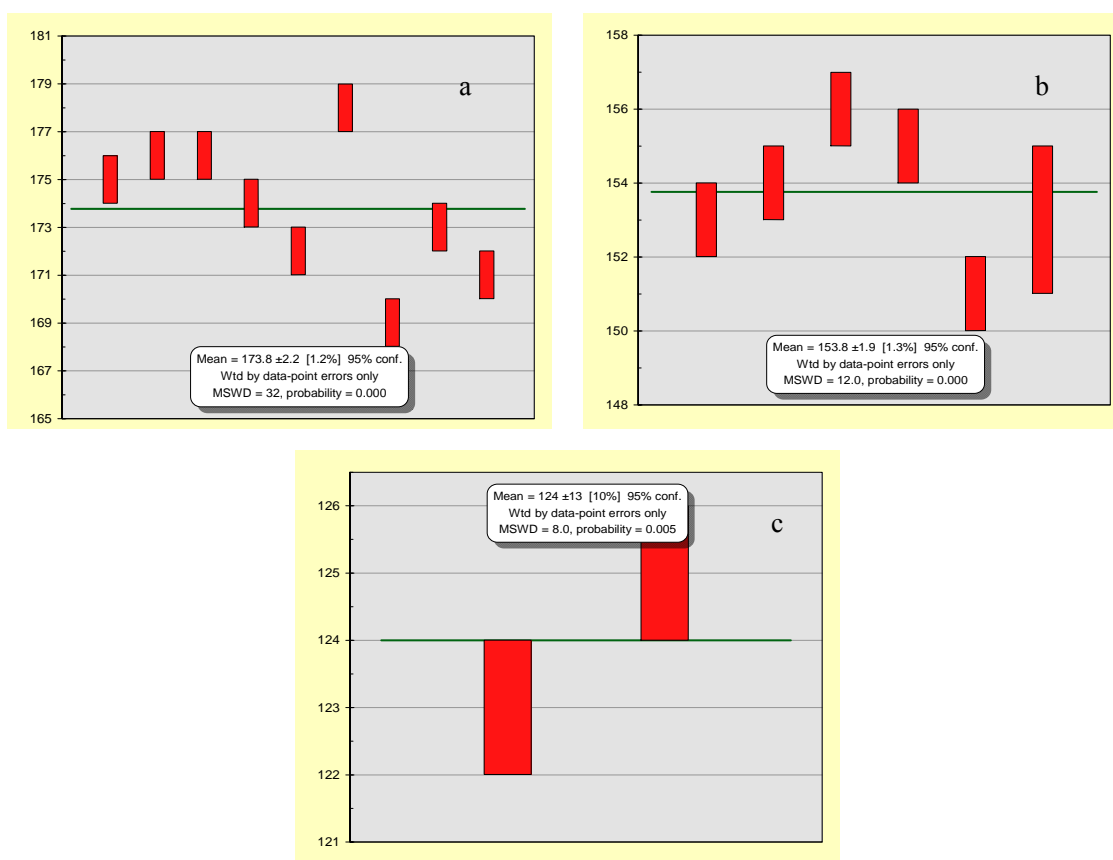
图 4-8 班公湖铜矿带含矿斑岩中锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 一致线图

图 4-9 材玛矿区含矿斑岩中锆石 U—Pb 年龄等值线图

弗野矿区含矿斑岩锆石 U—Pb 的 SHRIMP 测年结果显示弗野矿区的含矿岩体的年龄为 $130\pm1.4\text{Ma}$ ，这与冯国胜等（2007）对弗野矿区的含矿岩体的 K—Ar 法同位素测年所得出的年龄（107 Ma）基本一致，表明弗野矿区含矿斑岩形成于燕山中期。材玛矿区材玛矿区的含矿岩体的年龄分为三组分别为 $173.8\pm2.2\text{Ma}$ 、 $153.8\pm1.9\text{Ma}$ 、 $123.4\pm13\text{Ma}$ ，可能代表材玛矿区的花岗斑岩形成于燕山早期（ $173.8\pm2.2\text{Ma}$ ），之后经过 $153.8\pm1.9\text{Ma}$ 的热液改造，最后在燕山中期（ $123.4\pm13\text{Ma}$ ）再一次经过热液改造。其中最新的年龄（ $123.4\pm13\text{Ma}$ ）可能代表了材玛矿区的成矿年龄。这一结论与材玛矿区的常量、微量元素分析所得出的材玛矿区的花岗斑岩形成于板块碰撞前至碰撞后抬升的过渡阶段的结论相吻合。材玛矿区的成矿年龄（ $123.4\pm13\text{Ma}$ ）与冯国胜（2006）等对材玛矿区的含矿岩体的 Rb—Sr 同位素测年所得出的年龄（ $138.3\pm6.9\text{Ma}$ ）基本一致。另外曲小明等（2006）对多不杂矿区和尕尔穷矿区的锆石 U—Pb SHRIMP 测年，得出多不杂矿区的含矿斑岩体的年龄为 127.8 Ma，尕尔穷矿区的含矿斑岩体的年龄为 112.0 Ma。综上所述，该带成矿作用发生在燕山中晚期班公湖—怒江缝合带闭合后的碰撞后阶段。

第五章 研究区包裹体成分研究

保存在流体包裹体中的流体主要为岩浆水、变质水、地层水、地热水、萃取水、 CO_2 和烃类等, 而且它们是在热状态下被捕获于矿物的晶体缺陷和愈合裂隙中的。赵一鸣等(1990)认为夕卡岩型矿床中普遍存在 5 类流体包裹体: 气液型包裹体(均一为液相)、气体包裹体(均一为气相)、多相包裹体(含石盐、钾石盐等子晶)、含 CO_2 包裹体、熔融包裹体(气相和玻璃质, 均一为熔融体)。在成矿过程中 $f(\text{O}_2)$ 和 $f(\text{H}_2\text{O})$ 为重要的制约因素, 例如在 $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O—CO—CH}_4$ 中, 成矿流体中 CO_2 或 $\text{CO}_2\text{—H}_2$ 占优势, 而 CO—CH_4 则微不足道。芮宗瑶等(1984)根据斑岩型矿床流体包裹体在垂直剖面上的分布, 将斑岩型矿床流体包裹体组合分成 4 种, (1) 顶部围岩组合: 气体包裹体和气液包裹体; (2) 斑岩体上部组合: 以气体包裹体、气液包裹体和多相包裹体为主, 有时亦能见到含 CO_2 包裹体; (3) 斑岩体中部组合: 以气液包裹体和多相包裹体为主, 气相包裹体和含 CO_2 包裹体大大减少; (4) 斑岩体下部组合: 以气液包裹体和多相包裹体为主。本文通过对四个矿区的本分样品进行了显微激光拉曼光谱分析, 希望通过四个矿区的流体包裹体成分对比来探讨四个矿区岩石的流体来源。

5.1 材玛矿区

表 5-1 材玛矿区石英包裹体显微激光拉曼光谱分析数据

序号	样号	测点号	赋存矿物	气体成分	特征	测点位置	形态	大小 (μm)
1	Cm-11	Cm-11-11	石英	N_2 、CH 化合物	气液	气相	粒状	7
2	Cm-11	Cm-11-9	石英	N_2 、 O_2	气液	气相	粒状	5
3	Cm-13	Cm-13-4	石英	N_2 、 CH_4 、 CO_3^{2-}	气液	气相	不规则	11
4	Cm-13	Cm-13-5	石英	H_2O 、 CO_2	气液	气相	粒状	4
5	Cm-13	Cm-13-6	石英	H_2O 、 N_2	气液	气相	粒状	4
6	Cm-13	Cm-13-7	石英	CH_4 、 N_2 、 C_6H_6	气液	气相	近长方形	10
7	Cm-21	Cm-21-h	石英	CO_2 、 CH_4	气液	气相	不规则	11
8	Cm-21	Cm-21-h	石英	N_2 、 CH_4 、 H_2 、 H_2O	气液	气相	不规则	4
9	Cm-21	Cm-21-f	石英	H_2S	气液	气相	长方形	4
10	Cm-8	Cm-8-1	蚀变石英	CO_3^{2-} 、 H_2O	气液	液相	粒状	6
11	Cm-8	Cm-8-2	蚀变石英	CH_4	气液	气相	粒状	4
12	Cm-8	Cm-8-3	蚀变石英	CH_4 、 N_2	气液	气相	粒状	5

表 5-1 为材玛矿区石英包裹体显微激光拉曼光谱分析数据, 从中可以看出石英中的气相包裹体含有 N_2 、 CH_4 、 H_2 、 CO_2 、 H_2O 、CH 化合物、 C_6H_6 、 H_2S 等成分, 以 N_2 和 CH_4 为主。包裹体大小在 $4\mu\text{m}$ ~ $11\mu\text{m}$ 之间, 平均为 $6\mu\text{m}$ 。形态以粒状和不规则状为主, 还有少量的近长方形。蚀变石英中的包裹体含有 CH_4 、 H_2O 、 N_2 、和 CO_3^{2-} , 以 CH_4 为主。包裹体大小在 $4\mu\text{m}$ ~ $6\mu\text{m}$ 之

间, 平均大小为 $5\mu\text{m}$ 。可以看出未蚀变的石英中的流体以 N_2 和 CH_4 为主, 而蚀变石英中是以 CH_4 为主。虽然两者包裹体中大部分都含有 CH_4 , 两者之间的流体不尽相同, 而且未蚀变石英中的流体成分较蚀变石英中的流体成分复杂; 形态较蚀变石英中的包裹体的形态不规则。未蚀变石英中形态为粒状的包裹体中 N_2 含量高不规则的包裹体中的成分相对复杂并且均含有 CH_4 , 而不规则的包裹体中的成分相对复杂并且均含有 CH_4 , 与蚀变石英中的成分相类似。这部分形态不规则的包裹体可能捕获了部分的蚀变流体。Cm-21 样品的 Cm-21-f 测点中的成分为 H_2S , 说明 Cm-21-f 包裹体可能捕获了成矿期的流体。

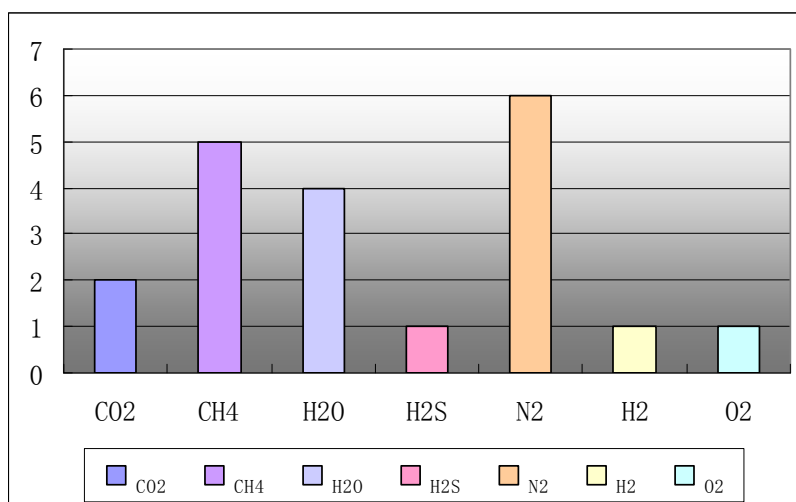


图 5-1 材玛矿区石英包裹体成分柱状图

表 5-2 材玛矿区方解石包裹体显微激光拉曼光谱分析数据

序号	样号	测点号	赋存矿物	气体成分	特征	测点位置	形态	大小 (μm)
1	Cm-5	Cm-5-1	方解石	N_2	气液	气相	长方形	15
2	Cm-5	Cm-5-2	方解石	H_2O	气液	气相	不规则	4
3	Cm-5	Cm-5-3	方解石	H_2O	气液	气相	不规则	5
4	Cm-14	Cm-14-2	方解石	CO 、 C_2H_6	气液	气相	不规则	9
5	Cm-15	Cm-15-1	方解石	H_2O	气液	液相	长方形	8
6	Cm-15	Cm-15-2	方解石	O_2 、 CO_2	气体	气相	长方形	6
7	Cm-15	Cm-15-3	方解石	N_2 、 CH_4	气体	气相	粒状	7
8	Cm-15	Cm-15-7	方解石	H_2O 、 H_2S	气液	气相	长条状	8
9	Cm-15	Cm-15-7-L	方解石	H_2O 、 H_2S	气液	液相	长条状	8
10	Cm-21	Cm-21-a'	方解石	CO_2	气液	气相	不规则	7
11	Cm-21	Cm-21-a	方解石	CO_2	气液	气相	六边形	5
12	Cm-21	Cm-21-g	方解石	CO_2	气液	气相	不规则	40

表 5-2 为材玛矿区方解石包裹体显微激光拉曼光谱分析数据, 从中可以看出方解石中的气相包裹体含有 H_2O 、 CO_2 、 N_2 、 H_2S 、 O_2 、 CO 和 C_2H_6 等成分, 从图 5-2 中可以看出材玛矿区方解石包裹体以 H_2O 和 CO_2 为主, 其他成分含量较少。除 Cm-21 号样品的 Cm-21-g 测点包裹体

大小为 $40\mu\text{m}$ 外, 其他样品包裹体大小在 $4\mu\text{m}\sim 15\mu\text{m}$ 之间, 平均为 $7.5\mu\text{m}$ 。形态主要为不规则状和长方形, 只有 Cm-15 号样品的 Cm-21-3 测点包裹体的形态为粒状。Cm-15 样品的 Cm-15-7 测点和 Cm-15-7-L 测点包裹体中含有 H_2S , 说明该包裹体可能捕获了成矿期流体。

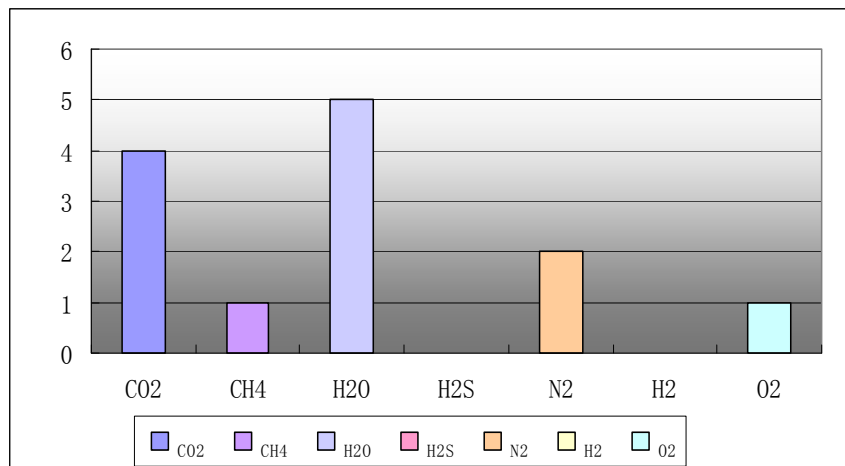


图 2 材玛矿区方解石包裹体成分柱状图

表 5-3 材玛矿区石榴石包裹体显微激光拉曼光谱分析数据

序号	样号	测点号	赋存矿物	气体成分	特征	测点位置	形态	大小 (μm)
1	Cm-11	Cm-11-1	石榴石	C-H 有机物	气液	气相	粒状	8
2	Cm-11	Cm-11-3	石榴石	H ₂ O	液相	液相	粒状	8
3	Cm-11	Cm-11-7	石榴石	H ₂ O、CH ₄	气液	气相	粒状	4
4	Cm-11	Cm-11-12	石榴石	H ₂ O、H ₂	气液	气相	正方形	7
5	Cm-11	Cm-11-13	石榴石	H ₂ O、H ₂ 、N ₂	气液	气相	不规则	6
6	Cm-11	Cm-11-14	石榴石	H ₂ O、H ₂ 、CH ₄	气液	气相	正方形	3

表 5-3 为材玛矿区石榴石包裹体显微激光拉曼光谱分析数据, 从中可以看出方解石中的气相包裹体含有 H_2O 、 H_2 、 CH_4 、 N_2 和 C-H 有机物等成分, 从图 5-3 中可以看出材玛矿区石榴石包裹体以 H_2O 和 H_2 为主, 其他成分含量较少。包裹体大小在 $3\mu\text{m}\sim 8\mu\text{m}$ 之间, 平均为 $6\mu\text{m}$ 。形态主要为粒状和正方形, 只有 Cm-11 号样品的 Cm-11-13 测点包裹体的形态为不规则状。

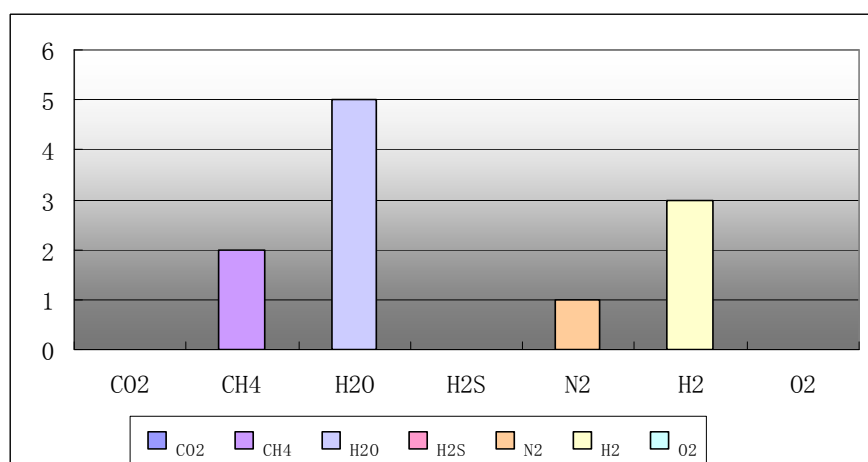


图 5-3 材玛矿区石榴石包裹体成分柱状图

表 5-4 材玛矿区透辉石包裹体显微激光拉曼光谱分析数据

序号	样号	测点号	赋存矿物	气体成分	特征	测点位置	形态	大小 (μm)
1	Cm-21	Cm-21-b'	透辉石	H ₂ O、H ₂	气液	气相	不规则	5
2	Cm-21	Cm-21-b	透辉石	H ₂ O、CH ₄	气液	气相	四边形	7
3	Cm-21	Cm-21-b	透辉石	H ₂ O、CH ₄	气液	气相	四边形	7
4	Cm-21	Cm-21-e	透辉石	H ₂ O、CH ₄	气液	气相	长方形	20
5	Cm-21	Cm-21-c	透辉石	H ₂ O、CH ₄	气液	气相	长方形	5
6	Cm-21	Cm-21-d	透辉石	H ₂	气液	气相	不规则	13
7	Cm-22	Cm-22-b	透辉石	N ₂	气液	气相	粒状	9
8	Cm-22	Cm-22-c'	透辉石	H ₂ O、CH ₄	气液	气相	近长方形	4
9	Cm-22	Cm-22-c	透辉石	H ₂ O、CH ₄	液相	液相	粒状	1.6
10	Cm-22	Cm-22-e	透辉石	CH ₄	气液	气相	粒状	8
11	Cm-22	Cm-22-g'	透辉石	H ₂ O、CH ₄ 、N ₂	气液	气相	不规则	7
12	Cm-22	Cm-22-g	透辉石	H ₂ O、CH ₄ 、N ₂	气液	气相	近粒状	6

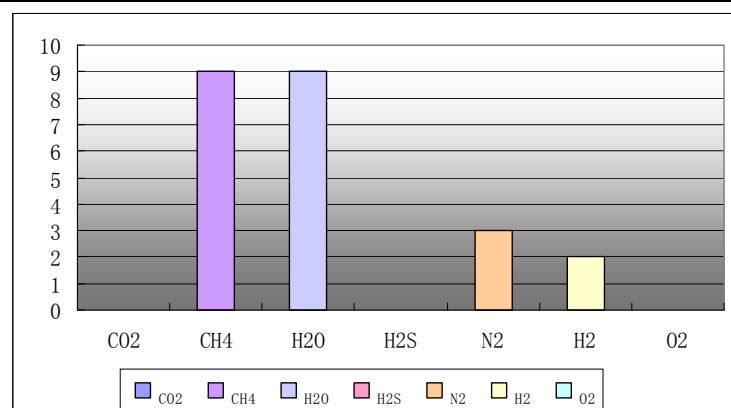


图 5-4 材玛矿区透辉石包裹体成分柱状图

表 5-4 为材玛矿区透辉石包裹体显微激光拉曼光谱分析数据，从中可以看出透辉石中的气包裹体含有 H₂O、CH₄、N₂ 和 H₂ 等成分，成分相对比较简单，H₂O 和 CH₄ 基本相伴出现，从图 5-4 中可以看出材玛矿区透辉石包裹体以 H₂O 和 CH₄ 为主，N₂ 和 H₂ 的含量较少。除 Cm-22 号样品的 Cm-21-c 测点包裹体大小为 1.6 μm 和 Cm-21 号样品的 Cm-21-e 测点包裹体大小为 20 μm 外，其他包裹体大小在 4 μm ~13 μm 之间，平均为 7.1 μm 。形态主要为粒状和长方形，少数为不规则状。

表 5-5 材玛矿区各类型矿物包裹体对比表

赋存矿物	包裹体特征			
	主要成分	主要形态	直径大小	
			范围	平均值
石英	N ₂ 、CH ₄	粒状、不规则状	4 μm ~11 μm	6 μm
蚀变石英	CH ₄	粒状	4 μm ~6 μm	5 μm
方解石	H ₂ O、CO ₂	不规则状、长方形	4 μm ~15 μm	7.5 μm
石榴石	H ₂ O、H ₂	粒状、正方形	3 μm ~8 μm	6 μm
透辉石	H ₂ O、CH ₄	粒状、长方形	4 μm ~13 μm	7.1 μm

通过表 5-5 可以看出材玛矿区石英和蚀变石英中的主要成分为 CH_4 ，代表一种还原环境；方解石、石榴石和透辉石中主要成分为 H_2O ，代表一种氧化环境。这两类成分迥异的包裹体说明明题石英、蚀变石英与方解石、石榴石、透辉石可能不是一期的矿物。石英和蚀变石英可能为早期还原环境下形成的矿物，方解石、石榴石和透辉石可能为晚期氧化环境下形成的矿物。晚期矿物中的包裹体要比早期矿物的包裹体直径要略大一些。

5.2 弗野矿区

表 5-6 为弗野矿区石英包裹体显微激光拉曼光谱分析数据，从中可以看出石英中的气相包裹体含有 CH_4 、 H_2O 、 N_2 和 H_2 等成分，成分相对比较简单，从图 5-5 中可以看出材玛矿区石英包裹体以 CH_4 、 H_2O 和 N_2 为主， H_2 的含量较少。包裹体大小在 $5\mu\text{m} \sim 14\mu\text{m}$ 之间，平均为 $9.3\mu\text{m}$ 。形态主要为近长方形，少数为近粒状。其中形态近粒状的 FY-20 样品的 FY-20-3 测点和 FY-20-4 测点的两个包裹体的成分较其他近长方形的包裹体成分复杂。

表 5-6 材玛矿区石英包裹体显微激光拉曼光谱分析数据

序号	样号	测点号	赋存矿物	气体成分	特征	测点位置	形态	大小 (μm)
1	FY-18	FY-18-7	石英	CH_4	气液	气相	四边形	8.5
2	FY-18	FY-18-8	石英	CH_4	气液	气相	近长方形	10.2
3	FY-18	FY-18-9	石英	CH_4	气液	气相	长方形	5
4	FY-20	FY-20-1	石英	H_2O 、 N_2	气液	气相	近长方形	7.8
5	FY-20	FY-20-2	石英	CH_4	气液	气相	近长方形	13.4
6	FY-20	FY-20-3	石英	H_2O 、 CH_4 、 N_2	气液	气相	近粒状	6
7	FY-20	FY-20-4	石英	H_2O 、 CH_4 、 N_2 、 H_2	气液	气相	近粒状	14

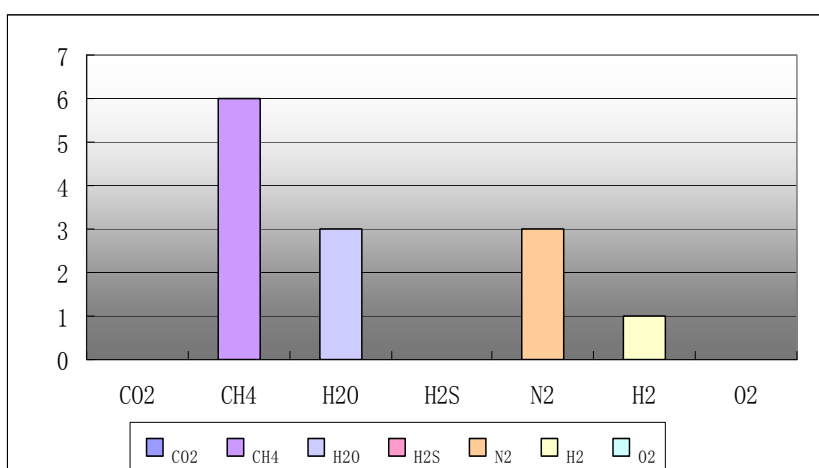


图 5-5 弗野矿区石英包裹体成分柱状图

表 5-7 为弗野矿区白云石包裹体显微激光拉曼光谱分析数据，从中可以看出白云石中的气相包裹体含有 CH_4 、 H_2O 和 N_2 等成分，成分相对比较简单，从图 5-6 中可以看出材玛矿区白云

石包裹体以 CH_4 和 H_2O 为主，只有 FY-1 号样品的 FY-1-d 测点的包裹体中含有 N_2 。除 FY-1 号样品的 FY-1-b 测点包裹体大小为 $24\mu\text{m}$ 外，其他包裹体的大小在 $4.5\mu\text{m} \sim 14\mu\text{m}$ 之间，平均为 $7.4\mu\text{m}$ 。包裹体的形态较为复杂不规则状，近长方形、粒状和近粒状均有出现。

表 5-7 材玛矿区白云石包裹体显微激光拉曼光谱分析数据

序号	样号	测点号	赋存矿物	气体成分	特征	测点位置	形态	大小 (μm)
1	FY-1	FY-1-a	白云石	CH_4 、 H_2O	气液	气相	近粒状	14
2	FY-1	FY-1-b	白云石	CH_4 、 H_2O	气液	气相	三角形	24
3	FY-1	FY-1-c	白云石	CH_4	气液	气相	粒状	9
4	FY-1	FY-1-d	白云石	CH_4 、 N_2	气液	气相	不规则	11
5	FY-4	FY-4-a	白云石	CH_4 、 H_2O	气液	气相	长方形	6
6	FY-4	FY-4-b	白云石	CH_4	气液	气相	近长方形	7
7	FY-4	FY-4-c	白云石	CH_4	气液	气相	近长方形	5.6
8	FY-15	FY-15-1	白云石	CH_4 、 H_2O	气液	气相	不规则	4.7
9	FY-15	FY-15-2	白云石	CH_4 、 H_2O	气液	气相	不规则	7
10	FY-15	FY-15-3	白云石	CH_4 、 H_2O	气液	气相	近粒状	4.5
11	FY-15	FY-15-4	白云石	CH_4	气液	气相	粒状	5.3

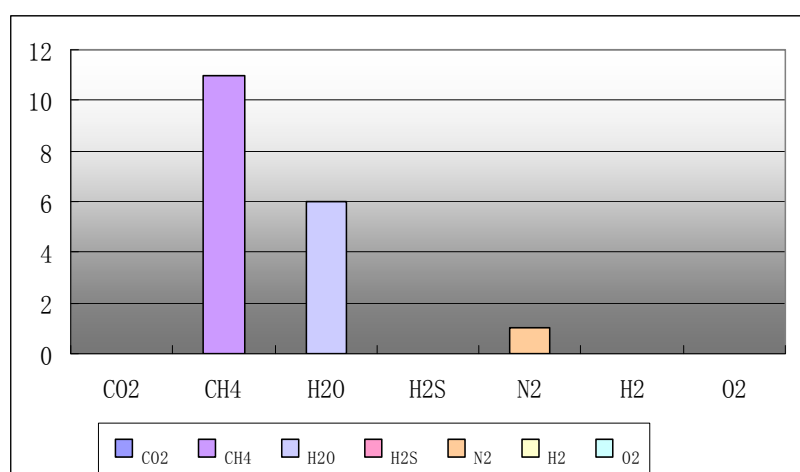


图 5-6 弗野矿区白云石包裹体成分柱状图

表 5-8 为弗野矿区方解石包裹体显微激光拉曼光谱分析数据，从中可以看出方解石中的气包裹体含有 CH_4 、 CO_2 、 N_2 和 H_2O 等成分，成分相对比较简单，从图 5-7 中可以看出材玛矿区方解石包裹体以 CH_4 和 CO_2 为主，只有 FY-16 号样品的 FY-16-11 测点的包裹体中含有 H_2O 。除 FY-16 号样品的 FY-16-1 测点的包裹体中只含 N_2 外，其他样品中 CH_4 和 CO_2 出现互补的现象。除 FY-16 号样品的 FY-16-15 测点包裹体大小为 $25\mu\text{m}$ 外，其他包裹体的大小在 $4.6\mu\text{m} \sim 16.8\mu\text{m}$ 之间，平均为 $8.9\mu\text{m}$ 。包裹体的形态较为复杂不规则状，近长方形、粒状和近粒状均有出现。

表 5-8 材玛矿区方解石包裹体显微激光拉曼光谱分析数据

序号	样号	测点号	赋存矿物	气体成分	特征	测点位置	形态	大小 (μm)
1	FY-16	FY-16-1	方解石	N ₂	气液	气相	不规则	8.4
2	FY-16	FY-16-10	方解石	CH ₄	气液	气相	长方形	4.6
3	FY-16	FY-16-11	方解石	CH ₄ 、H ₂ O	气液	气相	粒状	6
4	FY-16	FY-16-12	方解石	CH ₄	气液	气相	近长方形	8.2
5	FY-16	FY-16-15	方解石	CH ₄	气液	气相	近长方形	25
6	FY-16	FY-16-4	方解石	CH ₄	气液	气相	近粒状	8.6
7	FY-16	FY-16-5	方解石	CH ₄	气液	气相	不规则	14
8	FY-21	FY-21-1	方解石	CO ₂	气液	气相	长方形	6.4
9	FY-21	FY-21-2	方解石	CO ₂	气液	气相	粒状	7.6
10	FY-21	FY-21-3	方解石	CO ₂ 、N ₂	气液	气相	近长方形	16.8
1	FY-16	FY-16-1	方解石	N ₂	气液	气相	不规则	8.4

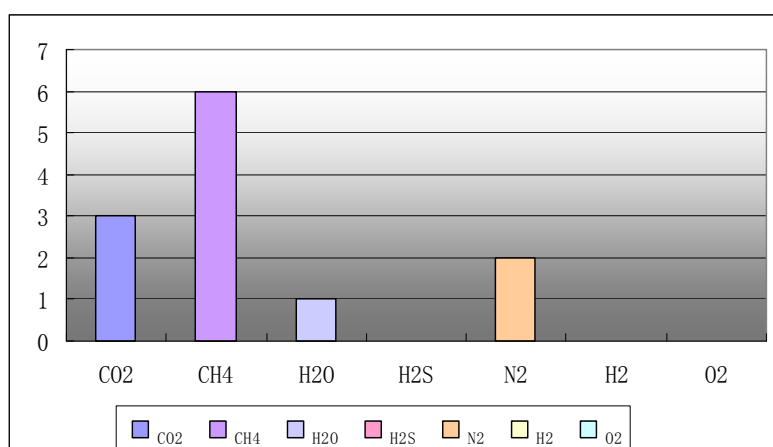


图 5-7 弗野矿区方解石包裹体成分柱状图

表 5-9 材玛矿区石榴石包裹体显微激光拉曼光谱分析数据

序号	样号	测点号	赋存矿物	气体成分	特征	测点位置	形态	大小 (μm)
1	FY-18	FY-18-1	石榴石	N ₂	气体	气相	不规则	38
2	FY-18	FY-18-2	石榴石	H ₂ O、H ₂ 、N ₂	气液	气相	不规则	18
3	FY-18	FY-18-3	石榴石	H ₂ O、H ₂	气液	气相	长方形	29.4
4	FY-18	FY-18-4	石榴石	H ₂	气液	气相	不规则	7.8
5	FY-18	FY-18-5	石榴石	H ₂ O、H ₂	气液	气相	三角形	7
6	FY-18	FY-18-6	石榴石	H ₂	气液	气相	不规则	16

表 5-9 为弗野矿区石榴石包裹体显微激光拉曼光谱分析数据，从中可以看出石榴石中的气相包裹体含有 H₂、H₂O 和 N₂ 等成分，成分相对比较简单，从图 5-8 中可以看出材玛矿区石榴石包裹体以 H₂ 为主。除 FY-18 号样品的 FY-18-1 测点包裹体大小为 38 μm 和 FY-18-3 测点包裹

体大小 $29\mu\text{m}$ 为外，其他包裹体的大小在 $7\mu\text{m} \sim 18\mu\text{m}$ 之间，平均为 $12\mu\text{m}$ 。包裹体的形态以不规则状为主。

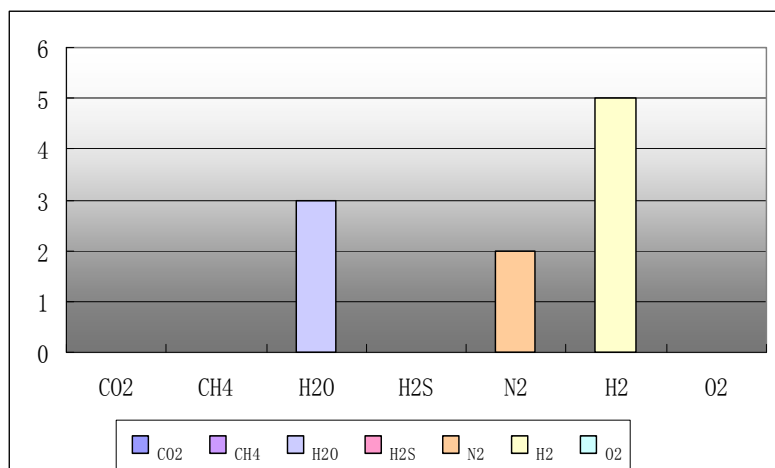


图 5-8 弗野矿区石榴石包裹体成分柱状图

表 5-10 材玛矿区透辉石包裹体显微激光拉曼光谱分析数据

序号	样号	测点号	赋存矿物	气体成分	特征	测点位置	形态	大小 (μm)
1	FY-16	FY-16-6	透辉石	H ₂	气液	气相	长方形	11
2	FY-16	FY-16-6-L	透辉石	H ₂ O、H ₂	气液	气相	长方形	11
3	FY-16	FY-16-7	透辉石	H ₂	气液	气相	长方形	10.4
4	FY-16	FY-16-8	透辉石	H ₂	气液	气相	近长方形	8.7

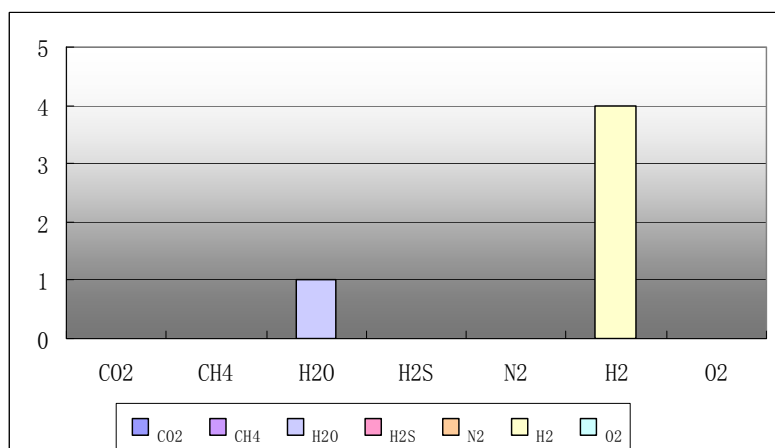


图 5-9 弗野矿区石榴石包裹体成分柱状图

表 5-10 为弗野矿区透辉石包裹体显微激光拉曼光谱分析数据，从中可以看出透辉石中的气相包裹体含有 H₂ 和 H₂O 等成分，成分相极为简单，从图 5-9 中可以看出材玛矿区透辉石包裹体以 H₂ 为主，只有 FY-16 号样品 FY-16-6-L 测点的包裹体含有 H₂O。包裹体的大小在 $8.7\mu\text{m} \sim 11\mu\text{m}$ 之间，平均为 $10.3\mu\text{m}$ 。包裹体的形态均为长方形。

表 5-11 弗野矿区各类型矿物包裹体对比表

赋存矿物	包裹体特征			
	主要成分	主要形态	直径大小	
			范围	平均值
石英	CH ₄ 、H ₂ O 和 N ₂	近长方形	5μm ~14μm	9.3μm
白云石	CH ₄ 和 H ₂ O	比较复杂	4.5μm ~14μm	7.4μm
方解石	CH ₄ 和 CO ₂	比较复杂	4.6μm ~16.8μm	8.9μm
石榴石	H ₂	不规则状	7μm ~18μm	12μm
透辉石	H ₂	长方形	8.7μm ~11μm	10.3μm

从表 5-11 中可以石英、白云石和方解石中的包裹体成分较为相似, 含有 CH₄、H₂O 和 CO₂。CH₄ 代表一种还原环境, 而 H₂O 和 CO₂ 代表一种氧化环境。说明石英、白云石和方解石可能形成与一种氧化还原相互交替的环境中。冯国胜 (2007) ^[1]提到根据镜下磁铁矿、赤铁矿的分布呈同心环带构造, 反映出磁铁矿形成时的氧化还原环境交互变化快。这与石英、白云石和方解石的包裹体中的成分变化不谋而合。石榴石和透辉石中的包裹体主要含 H₂ 代表了一种氧化环境, 与石英、白云石和方解石的成分截然不同。代表了两个期次形成的矿物。

5.3 尕尔穷矿区

表 5-12 为尕尔穷矿区石英包裹体显微激光拉曼光谱分析数据, 从中可以看出石英中的气相包裹体含有 CO₂、N₂、CH₄、H₂、H₂O 和 O₂ 等成分, 从图 5-10 中可以看出尕尔穷矿区石英包裹体以 CO₂ 为主, 大部分样品中 CH₄ 和 CO₂ 出现互补的现象。除 Ge-7-5 号样品 Ge-7-5-3 测点的包裹体和 Ge-10-5 样品 Ge-10-5-1 测点的包裹体的大小均为 20.4μm 外, 其他包裹体的大小在 3μm ~16.4μm 之间, 平均为 7.5μm。包裹体的形态较复杂, 以粒状和近粒状居多, 部分样品为柱状和不规则状。

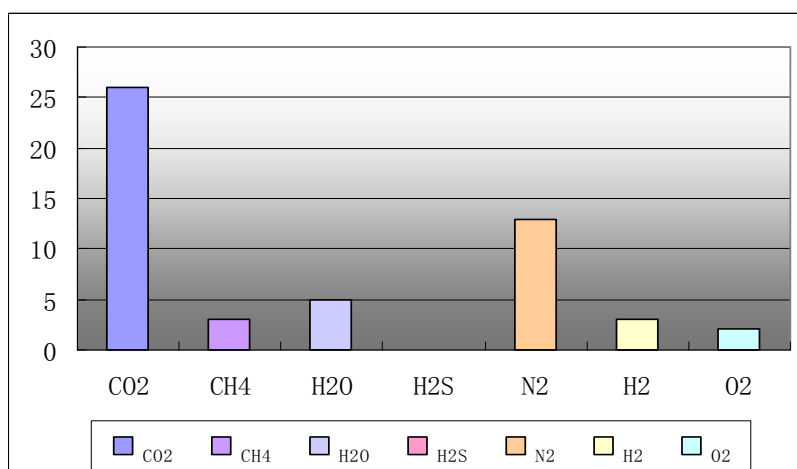


图 5-10 尕尔穷矿区石英包裹体成分柱状图

表 5-12 尕尔穷矿区石英包裹体显微激光拉曼光谱分析数据

序号	样号	测点号	赋存矿物	气体成分	特征	测点位置	包裹体形态	大小 (μm)
1	Ge-4-1	Ge-4-1-1	石英	CO_2 、 N_2	气液	气相	近粒状	3.7
2	Ge-4-1	Ge-4-1-2	石英	CO_2	气液	气相	近粒状	4.8
3	Ge-4-2	Ge-4-2-1	石英	CO_2 、 N_2	气液	气相	不规则	12.2
4	Ge-4-2	Ge-4-2-6	石英	CO_2	气体	气相	粒状	11.6
5	Ge-6-2	Ge-6-2-3	石英	H_2O 、 N_2 、 CO_2 、 H_2	气液	气相	粒状	7.5
6	Ge-6-2	Ge-6-2-4	石英	CO_2	气液	气相	柱状	8
7	Ge-6-2	Ge-6-2-6	石英	CO_2 、 N_2	气液	气相	近粒状	8.2
8	Ge-6-2	Ge-6-2-7	石英	CO_2	气液	气相	近粒状	8.4
9	Ge-7-2	Ge-7-2-1	石英	CO_2 、 O_2	气液	气相	粒状	3.8
10	Ge-7-2	Ge-7-2-2	石英	CO_2 、 N_2	气液	气相	粒状	4.3
11	Ge-7-3	Ge-7-3-1	石英	CO_2 、 N_2	气液	气相	近粒状	8.6
12	Ge-7-3	Ge-7-3-2	石英	CO_2	气液	气相	近粒状	8.2
13	Ge-7-3	Ge-7-3-3	石英	CO_2	气液	气相	近粒状	7.8
14	Ge-7-4	Ge-7-4-1	石英	CO_2	气液	气相	粒状	6.2
15	Ge-7-5	Ge-7-5-1	石英	CO_2	气液	气相	粒状	4
16	Ge-7-5	Ge-7-5-2	石英	CH_4	气体	气相	粒状	3.2
17	Ge-7-5	Ge-7-5-3	石英	CO_2	气液	气相	不规则	20.4
18	Ge-7-6	Ge-7-6-1	石英	N_2 、 CH_4	气液	气相	不规则	7.8
19	Ge-7-6	Ge-7-6-4	石英	CO_2	气液	气相	不规则	8.4
20	Ge-7-6	Ge-7-6-5	石英	CO_2	气液	气相	柱状	9.8
21	Ge-7-7	Ge-7-7-1	石英	CO_2 、 H_2O	气液	气相	柱状	7.4
22	Ge-7-7	Ge-7-7-2	石英	CO_2 、 N_2 、 H_2O	气液	气相	粒状	6.4
23	Ge-10-3	Ge-10-3-3	石英	CH_4	气体	气相	柱状	5.7
24	Ge-10-5	Ge-10-5-1	石英	CO_2 、 N_2	气液	气相	近粒状	20.4
25	Ge-10-5	Ge-10-5-2	石英	CO_2	气液	气相	近柱状	9.8
26	Ge-10-6	Ge-10-6-1	石英	CO_2	气液	气相	不规则	16.4
27	Ge-10-6	Ge-10-6-2	石英	N_2	气液	气相	近粒状	6.7
28	Ge-10-7	Ge-10-7-1	石英	H_2	气体	气相	粒状	5.8
29	Ge-10-7	Ge-10-7-2	石英	N_2 、 H_2O	气液	气相	粒状	3
30	Ge-10-8	Ge-10-8-1	石英	CO_2 、 N_2	气液	气相	近柱状	11.4
31	Ge-10-8	Ge-10-8-2	石英	H_2O 、 N_2 、 H_2	气液	气相	不规则	8
32	Ge-10-10	Ge-10-10-1	石英	CO_2 、 O_2	气液	气相	粒状	8.3
33	Ge-10-10	Ge-10-10-2	石英	CO_2	气液	气相	粒状	7.6

表 5-13 为尕尔穷矿区方解石包裹体显微激光拉曼光谱分析数据,从中可以看出方解石中的气相包裹体含有 CO_2 、 H_2O 、 N_2 和 CH_4 等成分,从图 5-11 中可以看出尕尔穷矿区方解石包裹体以 CO_2 为主,大部分样品中 CH_4 和 CO_2 出现互补的现象。除 Ge-10-5 号样品 Ge-10-5-3 测点的包裹体的大小为 $32\mu\text{m}$ 和 Ge-7-6 样品 Ge-7-6-2 测点包裹体的大小为 $22\mu\text{m}$ 外,其他包裹体的

大小在 $4.4\mu\text{m}$ ~ $18\mu\text{m}$ 之间, 平均为 $7.9\mu\text{m}$ 。包裹体的形态以粒状居多, 部分样品为近粒状和不规则状。

表 5-13 尕尔穷矿区方解石包裹体显微激光拉曼光谱分析数据

序号	样号	测点号	赋存矿物	气体成分	特征	测点位置	包裹体形态	大小 (μm)
1	Ge-4-2	Ge-4-2-10	方解石	CO_2	气液	气相	近粒状	6
2	Ge-4-2	Ge-4-2-9	方解石	CO_2	气体	气相	近粒状	7.2
3	Ge-7-1	Ge-7-1-6	方解石	CO_2 、 H_2O	气液	气相	不规则	9.2
4	Ge-7-1	Ge-7-1-7	方解石	CO_2	气液	气相	粒状	7.6
5	Ge-7-2	Ge-7-2-10	方解石	CO_2	气体	气相	粒状	5.4
6	Ge-7-2	Ge-7-2-11	方解石	CO_2	气体	气相	粒状	5.8
7	Ge-7-5	Ge-7-5-5	方解石	CO_2	气体	气相	粒状	9.6
8	Ge-7-5	Ge-7-5-6	方解石	CO_2	气液	气相	粒状	5.7
9	Ge-7-6	Ge-7-6-2	方解石	CO_2	气液	气相	粒状	22
10	Ge-7-6	Ge-7-6-3	方解石	CO_2	气液	气相	粒状	5.7
11	Ge-7-7	Ge-7-7-3	方解石	CO_2	气液	气相	粒状	7.6
12	Ge-7-7	Ge-7-7-4	方解石	CH_4 、 H_2O	气液	气相	不规则	11.3
13	Ge-10-1	Ge-10-1-1	方解石	CH_4	气液	气相	粒状	18
14	Ge-10-1	Ge-10-1-2	方解石	H_2O 、 H_2	气液	气相	粒状	8
15	Ge-10-2	Ge-10-2-1	方解石	CH_4	气液	气相	粒状	6.3
16	Ge-10-2	Ge-10-2-2	方解石	CO_2	气液	气相	粒状	4.4
17	Ge-10-3	Ge-10-3-1	方解石	N_2	气液	气相	粒状	8
18	Ge-10-3	Ge-10-3-2	方解石	N_2 、 CH_4 、 H_2O	气液	气相	粒状	4.7
19	Ge-10-3	Ge-10-3-4	方解石	CO_2 、 CH_4 、 H_2O	气体	气相	柱状	9.8
20	Ge-10-5	Ge-10-5-3	方解石	N_2	气液	气相	不规则	32

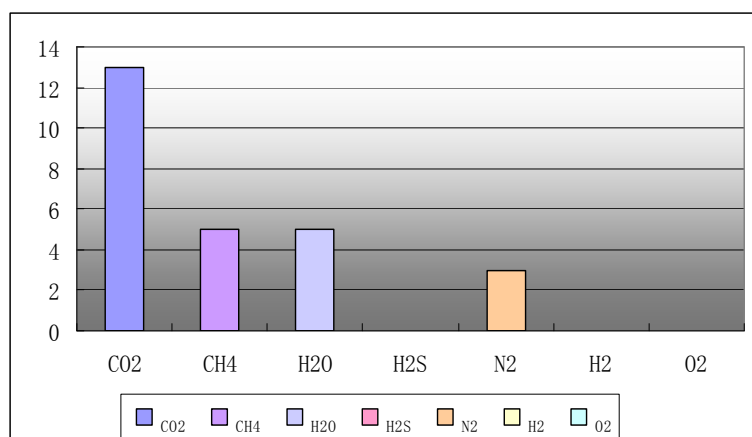


图 5-11 尕尔穷矿区方解石包裹体成分柱状图

表 5-14 为尕尔穷矿区石榴石包裹体显微激光拉曼光谱分析数据, 从中可以看出石榴石中的气相包裹体含有 N_2 、 H_2O 、 H_2 、 CH_4 和 CO_2 等成分, 从图 5-12 中可以看出尕尔穷矿区石榴石包裹体以 N_2 为主, 只有 Ge-4-2 号样品 Ge-4-2-2 测点的包裹体中含有 CO_2 。包裹体的大小在 $4\mu\text{m}$

~13.8 μm 之间, 平均为 8.6 μm 。包裹体的形态以近粒状和粒状居多, 部分少数样品为不规则状。

表 5-14 尕尔穷矿区石榴石包裹体显微激光拉曼光谱分析数据

序号	样号	测点号	赋存矿物	气体成分	特征	测点位置	包裹体形态	大小 (μm)
1	Ge-4-2	Ge-4-2-2	石榴石	CO_2 、 N_2	气体	气相	近粒状	7.5
2	Ge-4-2	Ge-4-2-3	石榴石	N_2	气液	气相	近粒状	7.3
3	Ge-4-2	Ge-4-2-8	石榴石	CH_4 、 H_2O 、 N_2	气液	气相	近粒状	7.6
4	Ge-6-2	Ge-6-2-1	石榴石	N_2	气液	气相	近粒状	12.5
5	Ge-6-2	Ge-6-2-2	石榴石	N_2	气液	气相	近粒状	12.3
6	Ge-7-1	Ge-7-1-1	石榴石	N_2 、 CH_4	气液	气相	粒状	8.2
7	Ge-7-1	Ge-7-1-2	石榴石	N_2 、 CH_4	气液	气相	粒状	5.6
8	Ge-7-1	Ge-7-1-8	石榴石	CH_4 、 H_2O	气液	气相	不规则	9.2
9	Ge-7-1	Ge-7-1-9	石榴石	N_2 、 H_2O	气液	气相	近粒状	6
10	Ge-7-2	Ge-7-2-12	石榴石	N_2 、 H_2	气液	气相	柱状	13.8
11	Ge-7-2	Ge-7-2-13	石榴石	N_2 、 H_2	气液	气相	柱状	11
12	Ge-7-5	Ge-7-5-4	石榴石	N_2	气液	气相	粒状	8.4
13	Ge-7-6	Ge-7-6-6	石榴石	H_2O 、 H_2	气液	气相	近粒状	6.5
14	Ge-7-6	Ge-7-6-7	石榴石	H_2O 、 H_2	气液	气相	不规则	4

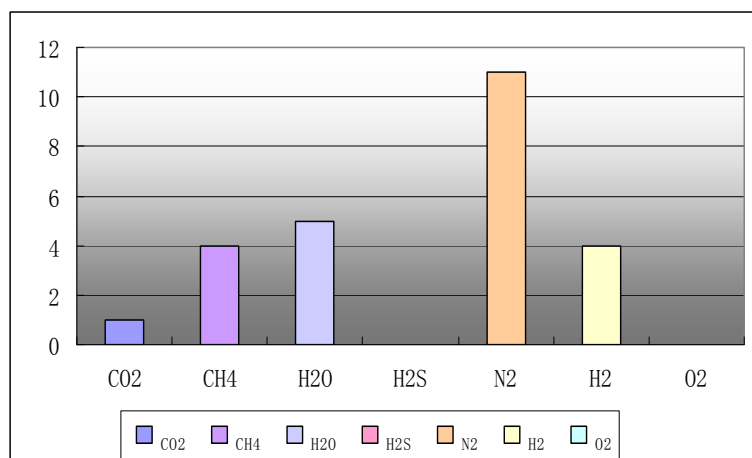


图 5-12 尕尔穷矿区石榴石包裹体成分柱状图

表 5-15 尕尔穷矿区各类型岩石包裹体对比表

赋存矿物	包裹体特征			
	主要成分	主要形态	直径大小	
			范围	平均值
石英	CO_2	粒状、近粒状	3 μm ~16.4 μm	7.5 μm
方解石	CO_2	比较复杂	4.4 μm ~18 μm	7.9 μm
石榴石	N_2	近粒状、粒状	4 μm ~13.8 μm	8.6 μm

从表 5-15 中可以看出石英和方解石中的包裹体的成分以 CO_2 为主, 代表了一种氧化的环境。石榴石中的包裹体的成分以 N_2 为主, 代表一种还原的环境。石英和方解石可以位于浅部矿

体，石榴石位于深部矿体。两种类型的包裹体的大小也有一定的区别。石榴石中的包裹体要比石英和方解石中的包裹体略大一些。

5.4 多不杂矿区

表 5-16 多不杂矿区尕尔勤矿点石英包裹体显微激光拉曼光谱分析数据，从中可以看出石英中的气相包裹体含有 CO_2 、 CH_4 、 N_2 、 H_2O 和 H_2S 等成分，从图 5-13 中可以看出多不杂矿区尕尔勤矿点石英包裹体以 CO_2 为主。包裹体的大小分为两个部分，一部分直径较大在 $18\mu\text{m} \sim 76\mu\text{m}$ 之间，平均为 $39\mu\text{m}$ ，这部分包裹体的形态较复杂，有粒状、近粒状、不规则状和三角形状。另一部分直径较小在 $4.2\mu\text{m} \sim 11\mu\text{m}$ 之间，平均为 $6.2\mu\text{m}$ ，这部分包裹体的形态较单一，除 GRQ-8 号样品 GRQ-8-1 测点包裹体形态为长方形外，其他包裹体形态为粒状和近粒状。GRQ-13 号样品 GRQ-13-5 测点和 GRQ-13 号样品 GRQ-13-6 测点这两个包裹体中含有 H_2S ，说明这两个包裹体可能捕获了成矿期的流体

表 5-16 多不杂矿区尕尔勤矿点石英包裹体显微激光拉曼光谱分析数据

序号	样号	测点号	赋存矿物	气体成分	特征	测点位置	形态	大小 (μm)
1	GRQ-8	GRQ-8-1	石英	CO_2	气液	气相	长方形	11
2	GRQ-8	GRQ-8-2	石英	CO_2	气液	气相	粒状	4.2
3	GRQ-8	GRQ-8-3	石英	CO_2 、 H_2O	气液	气相	近粒状	6
4	GRQ-8	GRQ-8-4	石英	CO_2 、 N_2	气液	气相	近粒状	5.8
5	GRQ-8	GRQ-8-5	石英	CO_2 、 N_2	气体	气相	粒状	4.2
6	GRQ-13	GRQ-13-1	石英	CO_2 、 CH_4	气液	气相	不规则	35
7	GRQ-13	GRQ-13-2	石英	CO_2 、 CH_4	气液	气相	近粒状	23
8	GRQ-13	GRQ-13-3	石英	CO_2 、 N_2	气液	气相	粒状	18
9	GRQ-13	GRQ-13-4	石英	CO_2 、 CH_4	气液	气相	不规则	76
10	GRQ-13	GRQ-13-5	石英	CO_2 、 CH_4 、 H_2S	气液	气相	近粒状	38
11	GRQ-13	GRQ-13-6	石英	CO_2 、 H_2S	气液	气相	三角形	46

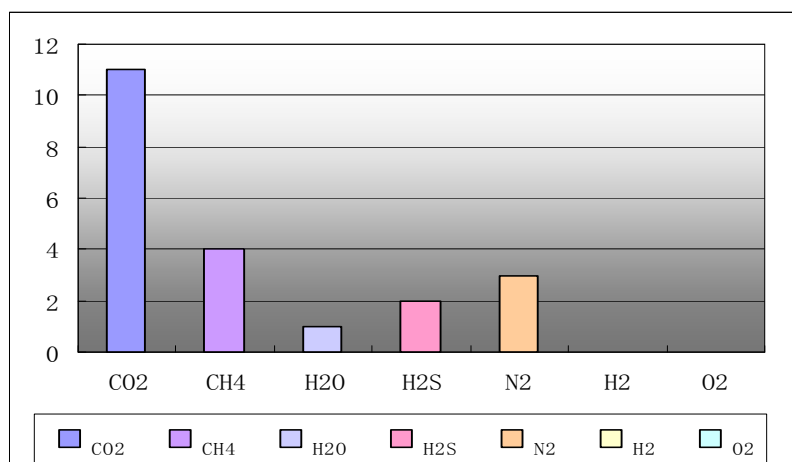


图 5-13 多不杂矿区尕尔勤矿点石英包裹体成分柱状图

表 5-17 多不杂矿区拿若矿点变晶石英包裹体显微激光拉曼光谱分析数据，从中可以看出变

晶石英中的气相包裹体含有 CO_2 、 CH_4 、 N_2 、 H_2O 、 CO_3^{2-} 和 H_2S 等成分，从图 5-14 中可以看出多不杂矿区拿若矿点变晶石英包裹体以 CO_2 为主，其他成分只有少数几个包裹体含有。包裹体的大小在 $5\mu\text{m}$ ~ $18.4\mu\text{m}$ 之间，平均为 $10.9\mu\text{m}$ 。包裹体的形态以近粒状为主。NN-25 号样品 NN-25-4 测点包裹体中含有 H_2S ，说明此包裹体可能捕获了成矿期的流体

表 5-17 多不杂矿区拿若矿点变晶石英包裹体显微激光拉曼光谱分析数据

序号	样号	测点号	赋存矿物	气体成分	特征	测点位置	形态	大小 (μm)
1	NN-5	NN-5-1	变晶石英	CO_2 、 CH_4	气体	气相	近长方形	14
2	NN-5	NN-5-2	变晶石英	CO_2	气体	气相	粒状	5
3	NN-5	NN-5-3	变晶石英	CO_2	气体	气相	不规则	13
4	NN-5	NN-5-4	变晶石英	CO_2	气液	气相	近粒状	9.7
5	NN-19	NN-19-1	变晶石英	CO_2 、 O_2	气液	气相	近粒状	9.4
6	NN-19	NN-19-2	变晶石英	CO_2 、 N_2 、 CO_3^{2-}	气液	气相	近粒状	11
7	NN-19	NN-19-3	变晶石英	CO_2	气体	气相	粒状	8.7
8	NN-19	NN-19-4	变晶石英	CO_2	气液	气相	近粒状	18.4
9	NN-25	NN-25-1	变晶石英	CO_2	气体	气相	近粒状	6.8
10	NN-25	NN-25-2	变晶石英	CO_2 、 H_2O	气液	气相	近粒状	16
11	NN-25	NN-25-3	变晶石英	CO_2	气液	气相	近粒状	8.6
12	NN-25	NN-25-4	变晶石英	CO_2 、 H_2S	气体	气相	近粒状	9.7

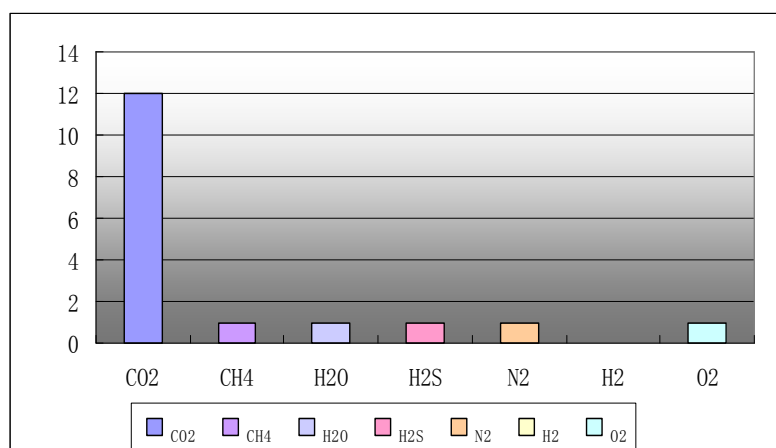


图 5-14 多不杂矿区拿若矿点变晶石英包裹体成分柱状图

表 5-18 多不杂矿区拿若钻孔石英包裹体显微激光拉曼光谱分析数据，从中可以看出石英中的气相包裹体含有 CO_2 、 H_2O 和 H_2S 等成分，成分较单一，从图 5-15 中可以看出多不杂矿区拿若钻孔石英包裹体以 CO_2 为主，其他成分只有少数几个包裹体含有。包裹体的大小在 $7.4\mu\text{m}$ ~ $13.4\mu\text{m}$ 之间，平均为 $10.3\mu\text{m}$ 。包裹体的形态以粒状为主，部分包裹体的形态为柱状和近粒状。NRZK02-24 号样品 NRZK02-24-2 测点包裹体中含有 H_2S ，说明此包裹体可能捕获了成矿期的流体

表 5-18 多不杂矿区拿若钴孔石英包裹体显微激光拉曼光谱分析数据

序号	样品号	测点号	赋存矿物	气体成分	特征	测点位置	形态	大小 (μm)
1	NRZK02-5	NRZK02-5-1	石英	CO ₂	气体	气相	粒状	8
2	NRZK02-5	NRZK02-5-2	石英	CO ₂	气体	气相	粒状	7.4
3	NRZK02-5	NRZK02-5-3	石英	CO ₂	气液	气相	近柱状	8.2
4	NRZK02-19	NRZK02-19-1	石英	CO ₂	气液	气相	粒状	11.4
5	NRZK02-19	NRZK02-19-2	石英	CO ₂ 、H ₂ O	气液	气相	粒状	8.6
6	NRZK02-19	NRZK02-19-3	石英	CO ₂	气液	气相	近粒状	13
7	NRZK02-24	NRZK02-24-1	石英	CO ₂	气液	气相	粒状	12
8	NRZK02-24	NRZK02-24-2	石英	CO ₂ 、H ₂ S	气体	气相	粒状	13
9	NRZK02-24	NRZK02-24-3	石英	CO ₂	气液	气相	柱状	13.4
10	NRZK02-39	NRZK02-39-1	石英	CO ₂	气液	气相	柱状	9.8
11	NRZK02-39	NRZK02-39-2	石英	CO ₂	气体	气相	柱状	8.6
12	NRZK02-39	NRZK02-39-3	石英	CO ₂	气液	气相	粒状	12.6
13	NRZK02-40	NRZK02-40-1	石英	CO ₂ 、H ₂ O	气液	气相	柱状	11.4
14	NRZK02-40	NRZK02-40-2	石英	CO ₂	气液	气相	粒状	8.6
15	NRZK02-40	NRZK02-40-3	石英	CO ₂	气体	气相	柱状	9.2

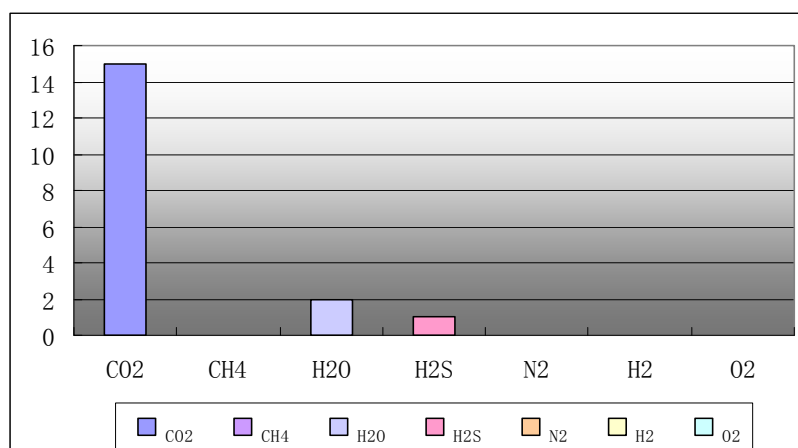


图 5-15 多不杂矿区拿若钴孔石英包裹体成分柱状图

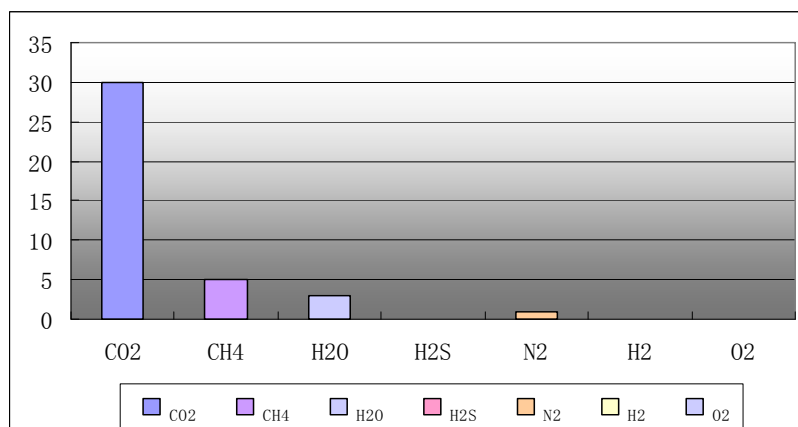


图 5-16 多不杂矿区多不杂矿点蚀变石英包裹体成分柱状图

表 5-19 多不杂矿区多不杂矿点蚀变石英包裹体显微激光拉曼光谱分析数据, 从中可以看出石英中的气相包裹体含有 CO_2 、 CH_4 、 H_2O 和 N_2 等成分, 成分较简单, 从图 5-16 中可以看出多不杂矿区多不杂矿点蚀变石英包裹体以 CO_2 为主, 所有包裹体中只含有 CO_2 , 只有小部分的包裹体中既含有 CO_2 也含有其他成分。包裹体的大小分为两个部分, 大部分包裹体的直径较小在 $6.5\mu\text{m} \sim 17.7\mu\text{m}$ 之间, 平均为 $11.9\mu\text{m}$; 另一小部分的直径较大在 $18.4\mu\text{m} \sim 33\mu\text{m}$ 之间, 平均为 $22.7\mu\text{m}$ 。包裹体的形态以近粒状为主, 部分包裹体的形态为粒状和长方形, 只有 DBZ-1 号样品 DBZ-1-1 测点包裹体的形态为不规则状。

表 5-19 多不杂矿区多不杂矿点蚀变石英包裹体显微激光拉曼光谱分析数据

序号	样品号	测点号	赋存矿物	气体成分	特征	测点位置	形态	大小 (μm)
1	DBZ-1	DBZ-1-1	蚀变石英	CO_2	气液	气相	近粒状	12
2	DBZ-1	DBZ-1-2	蚀变石英	CO_2	气液	气相	近粒状	33
3	DBZ-1	DBZ-1-3	蚀变石英	CO_2 、 N_2	气液	气相	近粒状	10.2
4	DBZ-1	DBZ-1-4	蚀变石英	CO_2 、 CH_4	气液	气相	近粒状	30
5	DBZ-1	DBZ-1-5	蚀变石英	CO_2	气液	气相	近粒状	23
6	DBZ-1	DBZ-1-6	蚀变石英	CO_2	气液	气相	近粒状	18.8
7	DBZ-1	DBZ-1-7	蚀变石英	CO_2	气液	气相	粒状	6.5
8	DBZ-1	DBZ-1-8	蚀变石英	CO_2	气液	气相	粒状	18.7
9	DBZ-1	DBZ-1-9	蚀变石英	CO_2	气液	气相	粒状	7.2
10	DBZ-1	DBZ-1-10	蚀变石英	CO_2	气液	气相	近粒状	9.4
11	DBZ-1	DBZ-1-11	蚀变石英	CO_2	气液	气相	近粒状	18.6
12	DBZ-1	DBZ-1-12	蚀变石英	CO_2	气液	气相	近粒状	18.4
13	DBZ-1	DBZ-1-13	蚀变石英	CO_2	气液	气相	近长方形	14.6
14	DBZ-1	DBZ-1-14	蚀变石英	CO_2	气液	气相	近粒状	15.2
15	DBZ-1	DBZ-1-15	蚀变石英	CO_2	气液	气相	不规则	13.4
16	DBZ-3	DBZ-3-1	蚀变石英	CO_2	气液	气相	近粒状	12.2
17	DBZ-3	DBZ-3-2	蚀变石英	CO_2 、 CH_4	气液	气相	近粒状	14.4
18	DBZ-3	DBZ-3-3	蚀变石英	CO_2	气液	气相	近粒状	9.8
19	DBZ-3	DBZ-3-4	蚀变石英	CO_2 、 CH_4	气液	气相	近粒状	10
20	DBZ-3	DBZ-3-5	蚀变石英	CO_2	气液	气相	近粒状	17.7
21	DBZ-3	DBZ-3-6	蚀变石英	CO_2 、 H_2O	气液	气相	近粒状	17.6
22	DBZ-3	DBZ-3-7	蚀变石英	CO_2	气液	气相	粒状	8.4
23	DBZ-3	DBZ-3-8	蚀变石英	CO_2	气液	气相	粒状	7.6
24	DBZ-3	DBZ-3-9	蚀变石英	CO_2	气液	气相	近粒状	10.4
25	DBZ-3	DBZ-3-10	蚀变石英	CO_2 、 CH_4	气液	气相	近粒状	20.6
26	DBZ-3	DBZ-3-11	蚀变石英	CO_2 、 CH_4 、 H_2O	气液	气相	近粒状	16.3
27	DBZ-3	DBZ-3-12	蚀变石英	CO_2	气液	气相	近粒状	16.7
28	DBZ-3	DBZ-3-13	蚀变石英	CO_2	气液	气相	近长方形	23.5
29	DBZ-3	DBZ-3-14	蚀变石英	CO_2 、 H_2O	气液	气相	近长方形	8.6
30	DBZ-3	DBZ-3-15	蚀变石英	CO_2	气液	气相	近长方形	11.2

表 5-20 多不杂矿区多不杂钻孔石英包裹体显微激光拉曼光谱分析数据,从中可以看出石英中的气相包裹体含有 CO_2 、 CH_4 和 H_2O 等成分,成分较简单,从图 5-17 中可以看出多不杂矿区多不杂钻孔石英包裹体以 CO_2 为主,所有包裹体中只含有 CO_2 ,只有小部分的包裹体中既含有 CO_2 也含有其他成分。除 17102-26 号样品 17102-26-1 测点包裹体的大小为 $22.4\mu\text{m}$ 和 17102-15 号样品 17102-15-2 测点包裹体的大小为 $30.4\mu\text{m}$ 较大外,其他包裹体的大小在 $6.8\mu\text{m} \sim 18.3\mu\text{m}$ 之间,平均为 $12.1\mu\text{m}$ 。包裹体的形态以粒状为主,只有 17102-3 号样品 17102-3-2 测点包裹体和 17102-22 号样品 17102-22-2 测点包裹体的形态为近柱状。

表 5-20 多不杂矿区多不杂钻孔石英包裹体显微激光拉曼光谱分析数据

序号	样品号	测点号	赋存矿物	气体成分	特征	测点位置	形态	大小 (μm)
1	17102-3	17102-3-1	石英	CO_2	气液	气相	粒状	8.5
2	17102-3	17102-3-2	石英	CO_2	气液	气相	近柱状	10.4
3	17102-15	17102-15-1	石英	CO_2 、 CH_4 、 H_2O	气液	气相	粒状	18.3
4	17102-15	17102-15-2	石英	CO_2	气液	气相	粒状	30.4
5	17102-19	17102-19-1	石英	CO_2	气体	气相	粒状	8
6	17102-19	17102-19-2	石英	CO_2	气体	气相	粒状	13.6
7	17102-22	17102-22-1	石英	CO_2 、 H_2O	气液	气相	粒状	10
8	17102-22	17102-22-2	石英	CO_2 、 H_2O	气液	气相	近柱状	15.3
9	17102-26	17102-26-1	石英	CO_2	气液	气相	粒状	22.4
10	17102-26	17102-26-2	石英	CO_2	气液	气相	粒状	14.5
11	17102-32	17102-32-1	石英	CO_2	气液	气相	粒状	13.4
12	17102-32	17102-32-2	石英	CO_2 、 CH_4	气液	气相	粒状	13
13	17102-37	17102-37-1	石英	CO_2	气液	气相	粒状	14.2
14	17102-37	17102-37-2	石英	CO_2	气液	气相	粒状	6.8

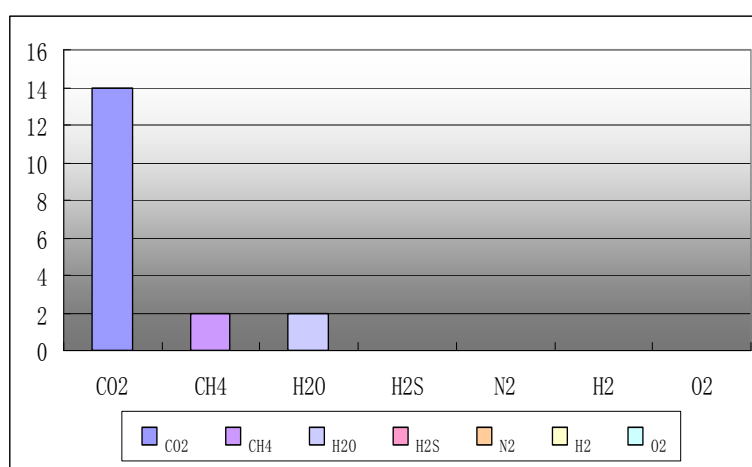


图 5-17 多不杂矿区多不杂钻孔石英包裹体成分柱状图

从表 5-21 中可以看出多不杂矿区无论是普通石英、蚀变石英或是变晶石英,他们中的包裹

体成分均以 CO_2 为主。都代表了一种氧化环境。可能都位于深部矿体。

表 5-21 多不杂矿区各类型矿物包裹体对比表

矿点	赋存矿物	包裹体特征			
		主要成分	主要形态	直径大小	
				范围	平均值
尕尔勤	石英	CO_2	比较复杂	$18\mu\text{m} \sim 76\mu\text{m}$	$39\mu\text{m}$
			粒状、近粒状	$4.2\mu\text{m} \sim 11\mu\text{m}$	$6.2\mu\text{m}$
拿若	变晶石英	CO_2	近粒状	$5\mu\text{m} \sim 18.4\mu\text{m}$	$10.9\mu\text{m}$
拿若钻孔	石英	CO_2	粒状	$7.4\mu\text{m} \sim 13.4\mu\text{m}$	$10.3\mu\text{m}$
多不杂	蚀变石英	CO_2	近粒状	$6.5\mu\text{m} \sim 17.7\mu\text{m}$	$11.9\mu\text{m}$
				$18.4\mu\text{m} \sim 33\mu\text{m}$	$22.7\mu\text{m}$
多不杂钻孔	石英	CO_2	粒状	$6.8\mu\text{m} \sim 18.3\mu\text{m}$	$12.1\mu\text{m}$

表 5-22 研究区各类型矿物包裹体对比总表

矿区（矿点）		矿床类型	赋存矿物	包裹体特征			
				主要成分	主要形态	直径大小	
						范围	平均值
多不杂	尕尔勤	斑岩型铜矿	石英	CO ₂	比较复杂	18μm~76μm	39μm
					粒状、近粒状	4.2μm~11μm	6.2μm
	拿若		变晶石英	CO ₂	近粒状	5μm~18.4μm	10.9μm
	拿若钻孔		石英	CO ₂	粒状	7.4μm~13.4μm	10.3μm
	多不杂		蚀变石英	CO ₂	近粒状	6.5μm~17.7μm	11.9μm
						18.4μm~33μm	22.7μm
多不杂钻孔	石英	CO ₂	粒状	6.8μm~18.3μm	12.1μm		
尕尔穷		夕卡岩型铜矿	石英	CO ₂	粒状、近粒状	3μm~16.4μm	7.5μm
			方解石	CO ₂	比较复杂	4.4μm~18μm	7.9μm
			石榴石	N ₂	近粒状、粒状	4μm~13.8μm	8.6μm
弗野		玢岩型铁矿	石英	CH ₄ 、H ₂ O 和 N ₂	近长方形	5μm~14μm	9.3μm
			白云石	CH ₄ 和 H ₂ O	比较复杂	4.5μm~14μm	7.4μm
			方解石	CH ₄ 和 CO ₂	比较复杂	4.6μm~16.8μm	8.9μm
			石榴石	H ₂	不规则状	7μm~18μm	12μm
			透辉石	H ₂	长方形	8.7μm~11μm	10.3μm
材玛		夕卡岩型铁矿	石英	N ₂ 、CH ₄	粒状、不规则状	4μm~11μm	6μm
			蚀变石英	CH ₄	粒状	4μm~6μm	5μm
			方解石	H ₂ O、CO ₂	不规则状、长方形	4μm~15μm	7.5μm
			石榴石	H ₂ O、H ₂	粒状、正方形	3μm~8μm	6μm
			方解石	H ₂ O、CH ₄	粒状、长方形	4μm~13μm	7.1μm

从表 5-22 中可以看出多不杂和尕尔穷这两个铜矿矿区的石英包裹体中均以 CO_2 为主，代表一种相对氧化环境，而弗野和材玛这两个铁矿矿区的石英包裹体中均以 CH_4 为主，代表一种弱还原和弱氧化过渡环境。弗野和材玛这两个矿区不同的是弗野矿区的石榴石透辉石显示其形成环境为一种还原环境，而材玛矿区的石榴石和透辉石显示其形成环境为一种氧化环境。

第六章 研究区同位素示踪

6.1 Si—O 同位素

硅元素自然界有 3 种主要的稳定同位素：即 ^{28}Si (92.27%)、 ^{29}Si (4.68‰) 和 ^{30}Si (3.06%)^[1]。50 和 60 年代，Renold 和 Verhoogen(1953)、Allenby(1954) 和 Tilles(1961) 等对硅同位素的自然变化作过多次探索。70 年代以来，Epstein 和 Taylor(1970)、Epstein 和 Yeh(1977)、Elayton(1978;1986)、Douthitt(1982) 等又分别研究陨石和地球上的矿物和岩石的硅同位素组成特征。Douthitt(1982) 报道的 $\delta^{30}\text{Si}$ 分析精度(2 σ)为 $\pm 0.3\%$ (对标样) — $\pm 0.6\%$ (对某些地质样品)。由于硅同位素自然变化较小，相对分析精度较低，测定难度较大，要求测试仪器精度较高，这就大大地限制了硅同位素的研究与应用。此项工作在我国则刚开展不久，丁梯平等(1988) 在国内首次建立了用 SiF_4 分析硅同位素的实验装置和方法，并获得了比前人更高的分析精度，从而使硅同位素研究进入实用阶段而迈进了一大步。他们目前的分析精度为 $\pm 0.1\%$ 。目前硅同位素的研究主要应用在：矿物和矿床的成因；判断石英岩的原岩；有无火山、热液活动的存在；硅质岩的成因；沉积相分析等方面。氧元素自然界有 3 种稳定的同位素，即 ^{16}O (99.76%)、 ^{17}O (0.038‰) 和 ^{18}O (0.194%)，有关氧同位素的分馏机理及在地学中的应用研究较早，应用也较广泛，在此不再赘述。

本文分析的 74 个样品采自西藏班公湖-怒江西段的 4 个矿区分别为多不杂矿区、尕尔穷矿区、弗野矿区和材玛矿区，样品的岩石类型比较复杂包括安山岩、斑岩、磁铁矿矿石、二长花岗岩、霏细斑岩、花岗斑岩、花岗闪长斑岩、花岗闪长岩、花岗岩、绢英岩、矿化绢英岩、绿帘石岩、凝灰熔岩、闪长玢岩、闪长岩、石英闪长玢岩、蚀变霏细斑岩、蚀变花岗岩、蚀变闪长玢岩、铁矿石、透辉石岩、玄武岩。样品采集选择在成矿岩体、围岩及蚀变带，希望通过对硅氧同位素的分析来讨论物质的来源。

样品由国土资源部矿产资源研究所测试。先将样品破碎到 200 目，用稀盐酸浸泡，蒸馏水反复冲洗，空气干燥。硅同位素测定还要进行化学处理，除去硫、碳等杂质，提纯氧化硅，再将氧化硅用纯化的 BrF_5 氟化，转化成 SiF_4 ，在 MAT—251EM 型质谱计上完成，分析结果按 NBS—28 相结标定，分析精度为 $\pm 0.1\%$ 。氧同位素测定是用 BrFS 法从硅质岩粉末中提取氧，然后转化成 CO_2 ，在 MAT—251EM 型质谱计上完成，采用标准为 SMOW，分析精度为 $\pm 0.2\%$ 。

6.1.1 样品分析结果

1. 多不杂矿区

多不杂矿区 28 个样品的分析结果列于表 6-1。从表 6-1、6-2 中可看出：多不杂矿区样品的

岩石类型有 10 种, 其中花岗斑岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 的分布范围在-0.5‰—0.3‰, 变动幅度比较大, 平均值约为 0.02‰; $\delta^{18}\text{O}$ 的分布范围在 8.3‰—10.8‰之间变化, 幅度比较小, 平均值为 8.96‰。花岗闪长斑岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 的分布范围在-0.2‰—0.4‰之间, 变动幅度比较大, 平均值约为-0.27‰; $\delta^{18}\text{O}$ 的分布范围在 9.6‰—11.7‰之间变化, 幅度比较小, 平均值为 10.4‰。绢英岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 的分布范围在-0.5‰—0‰之间, 平均值约为-0.33‰, $\delta^{18}\text{O}$ 的分布范围在 8.4‰—11.5‰之间变化平均值为 9.58‰。矿化绢英岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 的分布范围在-0.5‰—0.1‰之间, 平均值约为-0.23‰, $\delta^{18}\text{O}$ 的分布范围在 8.7‰—10‰之间变化平均值为 9.23‰。

表 6-1 多不杂矿区各类型岩石硅氧同位素组成

原样号	样品名称	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS-28}}/\text{‰}$
ND-11	安山岩	7.6	-0.3
SN-24	霏细斑岩	8.8	-0.4
SN-27	霏细斑岩	-	-
DBZ-2-1	花岗斑岩	8.5	-0.5
17102-15	花岗斑岩	8.3	0
17102-26	花岗斑岩	10.8	0
17102-18	花岗斑岩	8.9	0.1
17102-29	花岗斑岩	8.3	0.3
DBZ-6	花岗闪长斑岩	11.7	-0.4
DBZ-2	花岗闪长斑岩	9.6	-0.2
DBZ-4	花岗闪长斑岩	9.9	-0.2
BL-8	绢英岩	8.4	-0.5
NRZK02-13	绢英岩	9.8	-0.4
TGL-9	绢英岩	8.6	-0.4
NRZK02-15	绢英岩	11.5	0
TGL-2	绢英岩	-	-
17102-1	矿化绢英岩	8.7	-0.5
17102-3	矿化绢英岩	10	-0.3
17102-5	矿化绢英岩	9	0.1
SN-2	砂岩	9.5	-0.2
SN-3	砂岩	8	-0.1
SN-4	砂岩	7.4	0
SN-1	闪长玢岩	8.7	-0.2
ND-1-2	蚀变霏细斑岩	9.1	-0.4
SN-23	蚀变闪长玢岩	10.5	-0.5
SN-22	蚀变闪长玢岩	8.4	-0.3
ND-12	玄武岩	8.6	-0.4
ND-13	玄武岩	5.8	-0.4

表 6-2 多不杂矿区各类型岩石硅氧同位素统计表

岩石类型	样品数	变化范围		平均值	
		$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{30}\text{Si}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{30}\text{Si}\text{‰}$
安山岩	1	7.6	-0.3	7.6	-0.3
霏细斑岩	2	8.8	-0.4	8.8	-0.4
花岗斑岩	5	8.3~10.8	-0.5~-0.3	8.96	-0.02
花岗闪长斑岩	3	9.6~11.7	-0.4~-0.2	10.4	-0.27
绢英岩	5	8.4~11.5	-0.5~-0	9.58	-0.33
矿化绢英岩	3	8.7~10	-0.5~-0.1	9.23	-0.23
闪长玢岩	1	8.7	-0.2	8.7	-0.2
蚀变霏细斑岩	1	9.1	-0.4	9.1	-0.4
蚀变闪长玢岩	2	8.4~10.5	-0.5~-0.3	9.45	-0.4
玄武岩	2	5.8~8.6	-0.4	7.2	-0.4

2. 尕尔穷矿区

尕尔穷矿区 12 个样品的分析结果列于表 6-3。从表 6-3、6-4 中可以看出 尕尔穷矿区样品的岩石类型有 5 种，其中花岗斑岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 的分布范围在 -0.1‰—0.4‰，变动幅度比较大，平均值约为 -0.23‰； $\delta^{18}\text{O}$ 的分布范围在 9.3‰—9.8‰ 之间变化，幅度比较小，平均值为 9.67‰。凝灰熔岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 的分布范围在 -0.1‰—0.4‰ 之间，平均值约为 -0.23‰， $\delta^{18}\text{O}$ 的分布范围在 6.5‰—8.7‰ 之间变化平均值为 7.83‰。闪长玢岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 的分布范围在 -0.5‰—-0.2‰ 之间，平均值约为 -0.33‰， $\delta^{18}\text{O}$ 的分布范围在 8.1‰—9.9‰ 之间变化平均值为 8.78‰。

表 6-3 尕尔穷矿区各类型岩石硅氧同位素组成

原样号	样品名称	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}\text{‰}$	$\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS-28}}\text{‰}$
Ge-5-4	花岗斑岩	9.9	-0.4
Ge-5-5	花岗斑岩	9.3	-0.2
Ge-10-7	花岗斑岩	9.8	-0.1
Ge-10-6	绿帘石岩	7	-0.4
Geq-1-5	凝灰熔岩	8.3	-0.4
Geq-1-2	凝灰熔岩	8.7	-0.2
Geq-1-1	凝灰熔岩	6.5	-0.1
Ge-3-1	闪长玢岩	8.5	-0.5
Ge-1-1	闪长玢岩	9.9	-0.3
Ge-6-4	闪长玢岩	8.6	-0.3
Ge-5-2	闪长玢岩	8.1	-0.2
Ge-11-3	闪长岩	8.4	0.1

表 6-4 尕尔穷矿区各类型岩石硅氧同位素统计表

岩石类型	样品数	变化范围		平均值	
		$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{30}\text{Si}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{30}\text{Si}\text{‰}$
花岗斑岩	3	9.3~9.8	-0.4~-0.1	9.67	-0.23
绿帘石岩	1	7	-0.4	7	-0.4
凝灰熔岩	3	6.5~8.7	-0.4~-0.1	7.83	-0.23
闪长玢岩	4	8.1~9.9	-0.5~-0.2	8.78	-0.33
闪长岩	1	8.4	0.1	8.4	0.1

3. 弗野矿区

弗野矿区 13 个样品的分析结果列于表 6-5。从表 6-5、6-6 中可以看出弗野矿区样品的岩石类型有 5 种，其中花岗闪长岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 的分布范围在 -0.5‰—-0.2‰，平均值约为 -0.3‰； $\delta^{18}\text{O}$ 的分布范围在 9.5‰—13.3‰之间变化，平均值为 11.32‰。闪长玢岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 的分布范围在 -0.6‰—-0.1‰之间，平均值约为 -0.35‰， $\delta^{18}\text{O}$ 的分布范围在 9.2‰—13.6‰之间变化平均值为 11.3‰。

表 6-5 弗野矿区各类型岩石硅氧同位素组成

原样号	样品名称	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}\text{‰}$	$\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS-28}}\text{‰}$
FY-13	磁铁矿矿石	3.2	-
FY-20	花岗斑岩	7.8	0.2
FY-31	花岗闪长岩	13.1	-0.3
FY-32	花岗闪长岩	9.5	-0.2
FY-33	花岗闪长岩	9.9	-0.3
FY-34	花岗闪长岩	11.7	-0.2
FY-35	花岗闪长岩	13.3	-0.5
FY-40	花岗闪长岩	10.4	-0.3
FY-37	闪长玢岩	9.8	-0.1
FY-38	闪长玢岩	9.2	-0.4
FY-39	闪长玢岩	13.6	-0.6
FY-41	闪长玢岩	12.6	-0.3
FY-36	石英闪长玢岩	8.8	-0.6

表 6-6 弗野矿区各类型岩石硅氧同位素统计表

岩石类型	样品数	变化范围		平均值	
		$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{30}\text{Si}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{30}\text{Si}\text{‰}$
花岗斑岩	1	7.8	0.2	7.8	0.2
花岗闪长岩	6	9.5~13.3	-0.5~-0.2	11.32	-0.3
闪长玢岩	4	9.2~13.6	-0.6~-0.1	11.3	-0.35
石英闪长玢岩	1	8.8	-0.6	8.8	-0.6
磁铁矿矿石	1	3.2	-	3.2	-

4. 材玛矿区

材玛矿区 19 个样品的分析结果列于表 6-7。从表 6-7、6-8 中可以看出弗野矿区样品的岩石类型有 7 种, 其中花岗闪长斑岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 的分布范围在 -0.6‰ — 0‰ , 平均值约为 -0.3‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ 的分布范围在 9.8‰ — 11.2‰ 之间变化, 平均值为 10.6‰ 。花岗岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 的分布范围在 -0.7‰ — -0.4‰ 之间, 平均值约为 -0.53‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 的分布范围在 9‰ — 10.7‰ 之间变化平均值为 9.9‰ 。

表 6-6 材玛矿区各类型岩石硅氧同位素组成

原样号	样品名称	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}\text{‰}$	$\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS-28}}\text{‰}$
CM-52	二长花岗岩	9.3	-0.7
CM-53	二长花岗岩	8.4	-0.5
CM-17	霏细斑岩	11.1	0.2
CM-8	霏细斑岩	10.3	-0.4
CM-9	花岗闪长斑岩	10.5	0
CM-16	花岗闪长斑岩	-	-
CM-49	花岗闪长玢岩	10.9	-0.6
CM-48	花岗闪长玢岩	11.2	-0.5
CM-50	花岗闪长玢岩	9.8	-0.1
CM-41	花岗岩	10.4	-0.7
CM-45	花岗岩	10.7	-0.6
CM-51	花岗岩	9.2	-0.6
CM-43	花岗岩	9.1	-0.5
CM-46	花岗岩	10.5	-0.5
CM-42	花岗岩	9	-0.4
CM-47	花岗岩	10.4	-0.4
CM-44	蚀变花岗岩	7.2	-0.7
CM-7	铁矿石	2.9	-
CM-22	透辉石岩	4.8	-0.5

表 6-8 材玛矿区各类型岩石硅氧同位素统计表

岩石类型	样品数	变化范围		平均值	
		$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{30}\text{Si}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{30}\text{Si}\text{‰}$
二长花岗岩	2	8.4~9.3	-0.7~-0.5	8.85	-0.6
霏细斑岩	2	10.3~11.1	-0.4~0.2	10.7	-0.2
花岗闪长斑岩	5	9.8~11.2	-0.6~0	10.6	-0.3
花岗岩	7	9~10.7	-0.7~-0.4	9.9	-0.53
蚀变花岗岩	1	7.2	-0.7	7.2	-0.7
铁矿石	1	2.9	-	2.9	-
透辉石岩	1	4.8	-0.5	4.8	-0.5

6.1.2 成因分析

Douthitt (1982)认为不同成因类型石英的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值不同。Savin(1970)认为 $\delta^{18}\text{O}$ 值可用来确定某一种岩石中象石英和长石这样的矿物的来源,并测定和总结了不同成因石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布范围。由此可见,岩石的主要矿物石英的来源不同,可造成岩石的 $\delta^{30}\text{Si}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值的不同。本文中的岩石样品虽然较为复杂,但石英几乎都为自生石英,故本文可以用 $\delta^{30}\text{Si}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值来分析石英的 SiO_2 的来源。

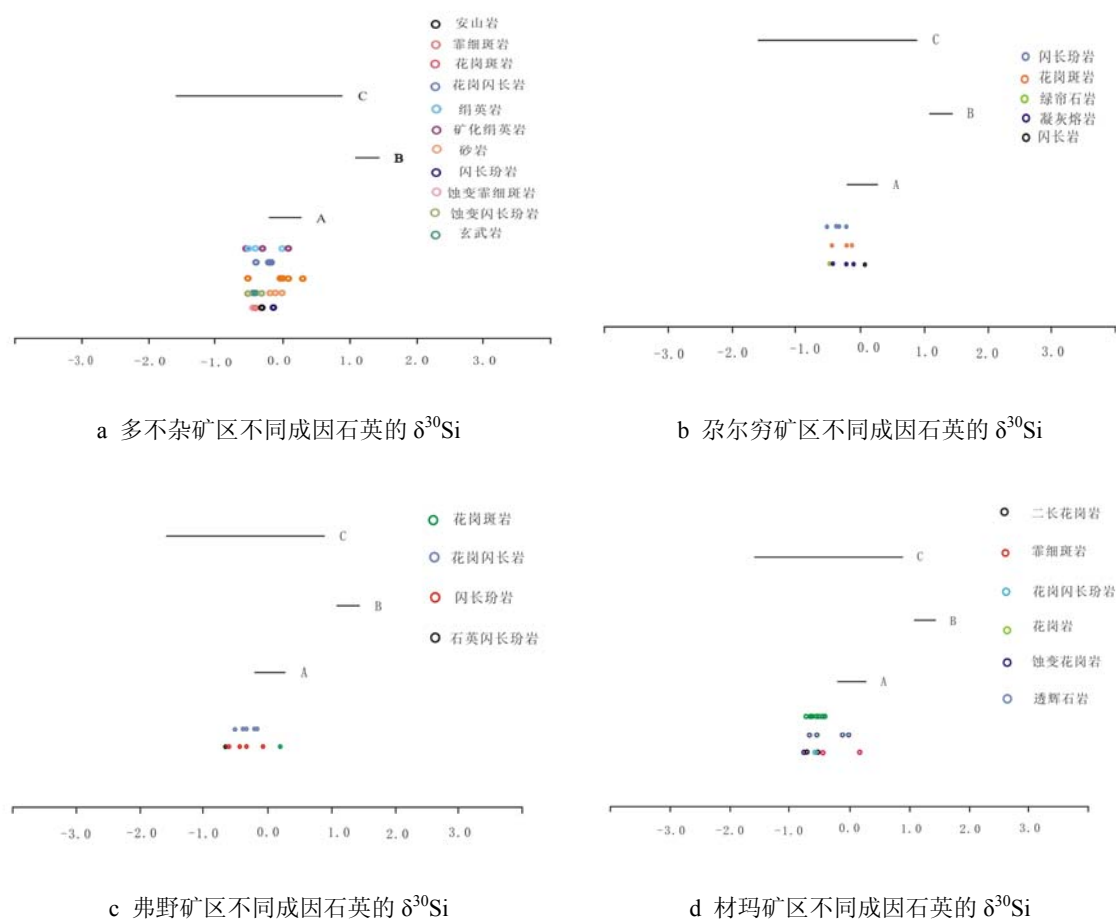
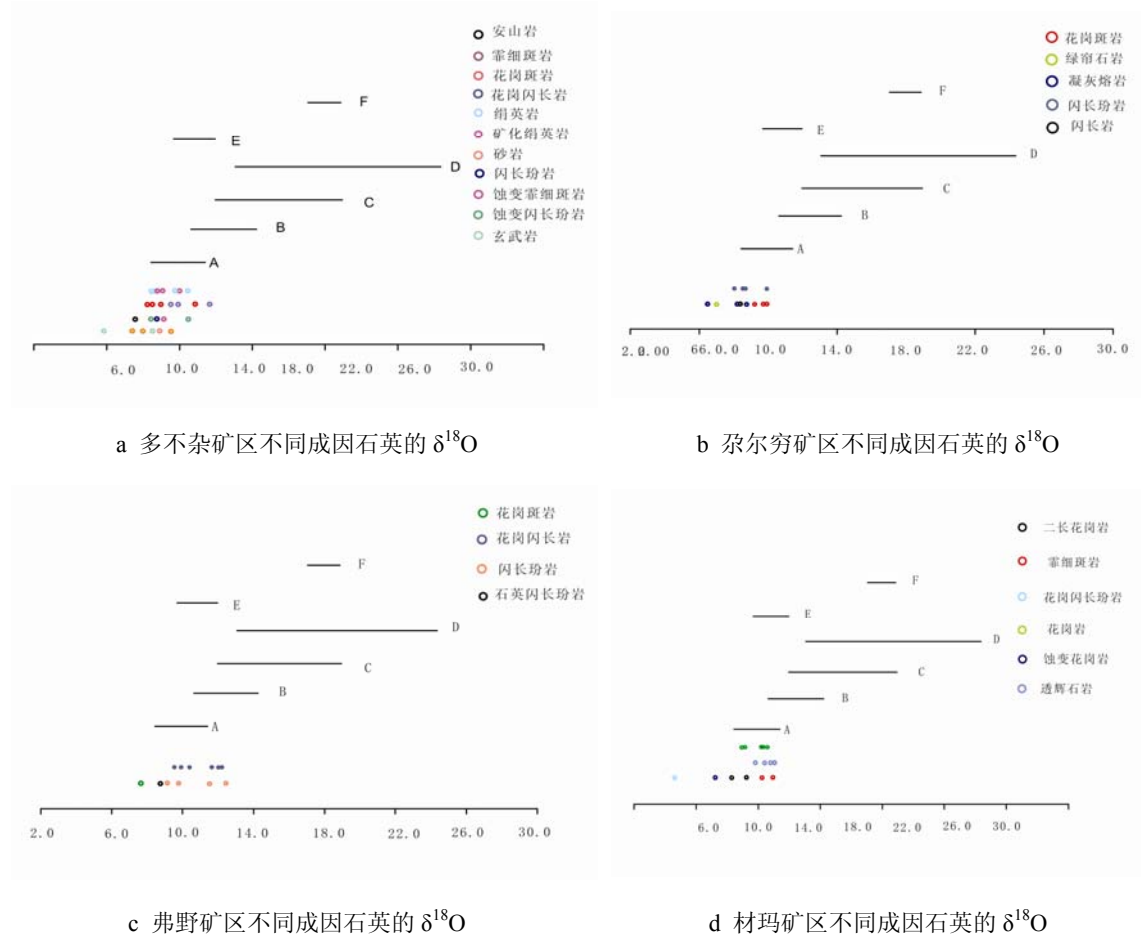


图 6-1 不同成因石英的 $\delta^{30}\text{Si}$ (据 Clayton, 1986; Douthitt, 1982)

A 次生加大石英 B 地下水自生石英 C 热液石英

据国外研究,石英的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值分布范围为-1.5‰—1.4‰,不同来源石英有不同的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值(图1),从低温地下水中自生沉淀的石英 $\delta^{30}\text{Si}$ 值最大为1.4‰,热液来源石英 $\delta^{30}\text{Si}$ 值较小,为-1.5‰—0.8‰,成岩过程中的次生加大石英, $\delta^{30}\text{Si}$ 值介于上述两者之间,为-0.2‰—0.3‰。将多不杂、尕尔穷、弗野和材玛各种类型岩石样品的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值分别投图形成图6-1,从四幅图中可以看出多不杂矿区的各种类型岩石样品的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值变化于-0.5‰—0.3‰之间;尕尔穷矿区的各种类型岩石样品的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值变化于-0.5‰—0.1‰;弗野矿区的各种类型岩石样品的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值变化于-0.6‰—0.2‰;材玛矿区的各种类型岩石样品的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值变化于-0.7‰—0.2‰。四个矿区各类型岩石的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值均分布在热液石英范围之内,接近于次生加大石英。

图 6-2 不同成因石英的 $\delta^{30}\text{Si}$ (据 Clayton, 1986; savin, 1970)

A 火成石英 B 变质石英 C 热泉华石英

D 成岩石英 E 海滩石英 F 嵌晶状石英

从石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值来看, 如图 6-2 所示, 火成石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 8.3‰—11.2‰, 平均为 9‰; 变质石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 11.2‰—16.4‰, 平均 13‰—14‰; 热泉华石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 12.2‰—23.6‰; 而成岩石英占 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 13‰—36‰、平均 22‰; 现代海滩石英砂 $\delta^{18}\text{O}$ 为 10.3‰—12.5‰, 平均 12‰; 成岩作用过程中, 由于石英的重结晶作用变成嵌晶状石英, $\delta^{18}\text{O}$ 为 19.3‰—21.8‰, 平均 20.45‰。将多不杂、尕尔穷、弗野和材玛各种类型岩石样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别投图形成图 2—a、b、c、d。多不杂矿区的各种类型岩石样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于 7.6‰—11.7‰之间; 尕尔穷矿区的各种类型岩石样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于 6.5‰—9.9‰; 弗野矿区的各种类型岩石样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于 3.2‰—13.6‰; 材玛矿区的各种类型岩石样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于 4.8‰—11.2‰。四个矿区的各类型岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值均分布在火成石英范围之内。

以上所述表明, 利用研究区各类型岩石的 $\delta^{30}\text{Si}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值来判断二氧化硅矿物的来源, 均分布在热液石英和火成石英的范围内, 表明其二氧化硅来源于岩浆或岩浆所形成的热液。

6.2 C—O 同位素

本次论文所做的尕尔穷、弗野和材玛 3 个矿区的碳、氧同位素分析结果见于表 6-9，并将分析结果形成 $\delta^{18}\text{O}$ — $\delta^{13}\text{C}$ 图解（见图 6-3）。从图 6-3 中可以看出三个矿区的碳氧同位素分析数据显 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈正相关线性关系，位于地幔多相体系和花岗岩区域的样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值较低，位于海相碳酸盐岩区域的样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值含量较高，且两者之间呈过渡的关系。

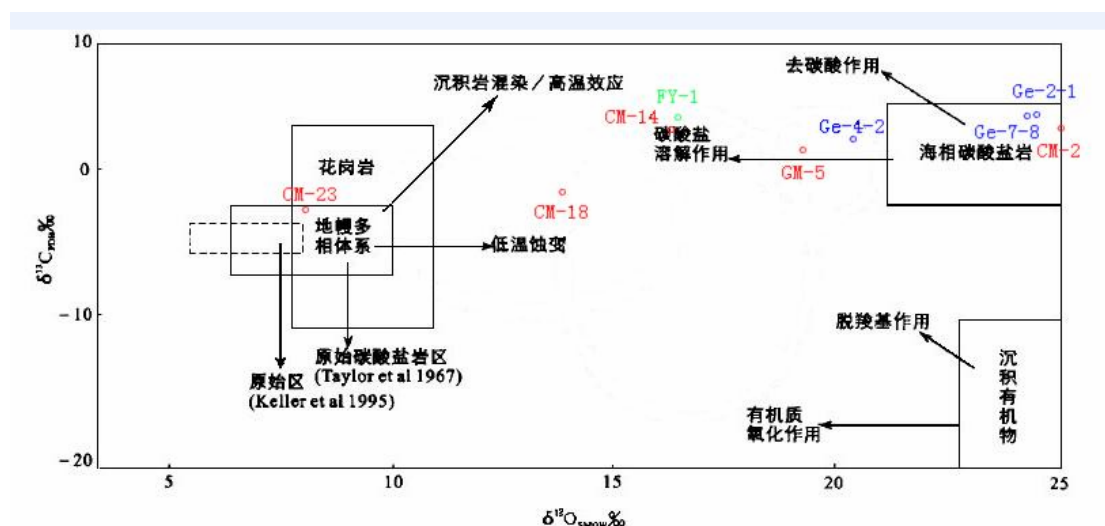


图 6-3 尕尔穷、弗野、材玛矿区 $\delta^{18}\text{O}$ — $\delta^{13}\text{C}$ 图解

（据刘建明等 1997 和毛景文等 2002 资料修改）

表 6-9 尕尔穷、弗野、材玛矿区碳氧同位素组成

原样号	矿区	样品名称	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$
CM-2	材玛	大理岩	2.5	-3.8	27
CM-5		大理岩	0.8	-11.5	19
CM-14		磁铁矿大理岩	1.1	-13.9	16.5
CM-18		夕卡岩	-0.5	-16.2	14.2
CM-23		夕卡岩	-3.8	-22.4	7.8
FY-1	弗野	白云质大理岩	2.5	-13.8	16.7
Ge-4-2	尕尔穷	夕卡岩	1.1	-9.6	21
Ge-7-8		大理岩	3.8	-6.1	24.6
Ge-2-1		白云质大理岩	3.9	-6.4	24.3

材玛矿区的样品 CM-2 和 CM-5 为大理岩。其中样品 CM-2 投入海相碳酸盐岩区域，CM-5 位于海相碳酸盐岩区域和花岗岩区域之间，但更接近花岗岩区域，说明样品 CM-5 为海相碳酸盐岩经过碳酸岩溶解作用；样品 CM-18 和 CM-23 为夕卡岩，其中样品 CM-23 投入地幔多相体系的花岗岩区域，CM-18 位于海相碳酸盐岩区域和花岗岩区域之间，但更接近于花岗岩区域，说明样品 CM-18 的物质来自地幔多项体系，又经过了低温蚀变作用。

尕尔穷矿区的 3 个样品 Ge-4-2、Ge-7-8 和 Ge-2-1，虽然岩性不同，但投入海相碳酸盐岩区域或接近海相碳酸盐岩区域。

实验研究和现代湖泊沉积观测发现,盐湖环境中与方解石同时沉淀的白云石相对富集 ^{18}O (Fritz and Smith, 1970; Arenas *et al.*, 1997)。McKenzie(1985)提出,在平衡状态下次生交代成因的白云石 $\delta^{18}\text{O}$ 比共生的方解石高 2‰~4‰,而原生沉淀白云石高达 4‰~7‰。从图 1 中可以看出,随着白云质大理岩中, ^{18}O 具有相对富集的趋势。虽然样品 FY-1 为白云质大理岩且 ^{18}O 的含量较低,但 ^{13}C 的含量却比其他类型的岩石样品的含量高。根据样品中 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈正相关线性关系的特征和该样品投图落于,可以判断样品 FY-1 的 ^{18}O 的含量较低原因可能因为海相碳酸盐岩蚀变的程度较高所造成。

众所周知,地幔的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化很大,显示了双峰特征,主峰众数为-5.5‰(主要范围-2‰~-9‰),可能代表原始碳的组成。同时在-15‰~-25‰区间还有一个低缓的次峰,这可能是陆壳俯冲、拆沉作用等引起。结合材玛矿区岩石样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-3.8‰~2.5‰相对变化较小,与许多热液矿床的 $\delta^{13}\text{C}$ 相类似。碳氧同位素分析显示出材玛矿区矽卡岩的碳可能主要来自地幔,但并不排除有大气降水和溶解围岩的物质成分渗入因素,大理岩中的碳的来源可能为碳酸盐溶解作用,磁铁矿大理岩中的碳可能来源于海相碳酸盐岩的溶解或低温蚀变作用;弗野矿区岩石样品的碳可能来源于海相碳酸盐岩的溶解作用或低温蚀变作用;尕尔穷矿区碳的可能主要来源于海相碳酸盐岩溶解作用。

结 论

1.从常量元素与微量元素的分析可以看出西藏地区班公湖—怒江成矿带西段与成矿有关的岩浆岩属于钾玄岩区和高钾钙碱性岩系列的岛弧型斑岩,其中多不杂矿区和弗野矿区表现出明显的富K贫Na,尕尔穷和材玛矿区相对富Na。多不杂矿区与成矿有关的花岗斑岩形成于同碰撞期,尕尔穷矿区的花岗斑岩形成于碰撞后抬升期,弗野矿区的闪长玢岩形成于板块碰撞前期,材玛矿区的花岗斑岩形成于板块碰撞前至碰撞后抬升的过渡阶段。

2.从稀土元素分析可以看出:多不杂、材玛和尕尔穷这三个矿区与矿化有关的岩浆岩的稀土元素的分配曲线具有一定的相似性,即具有 δEu 为弱亏损或弱富集,轻重稀土分馏程度低的特征,暗示这些岩浆岩应为壳幔型花岗岩。尽管这三个矿区与矿化有关的岩浆岩形成时间可能有所不同,但地幔岩浆都可能曾发生较大规模的底辟作用,岩浆在底辟过程中,与地壳物质强烈混染,并以强力方式就位。弗野矿区的稀土元素特征较其他三个矿区有一定的差别,轻稀土含量较低,轻、重稀土分馏不明显,其稀土元素配分曲线表现出典型的中性岩的特点,稀土配分曲线显示Eu严重亏损。其原因可能有以下几点:(1)闪长玢岩源区可能存在斜长石的残留;(2)存在斜长石的分离结晶;(3)后期的绢英岩化、矿化等造成闪长玢岩中Eu的带出。

3.通过对弗野矿区和材玛矿区含矿斑岩锆石U—Pb的SHRIMP测年的研究表明,弗野矿区的含矿岩体的年龄为 $130\pm 1.4\text{Ma}$,材玛矿区的含矿岩体的年龄分为三组分别为 $173.8\pm 2.2\text{Ma}$ 、 $153.8\pm 1.9\text{Ma}$ 、 $123.4\pm 1.3\text{Ma}$,可能代表材玛矿区的花岗斑岩形成于燕山早期($173.8\pm 2.2\text{Ma}$),之后经过 $153.8\pm 1.9\text{Ma}$ 的热液改造,最后在燕山中期($123.4\pm 1.3\text{Ma}$)再一次经过热液改造。其中最新的年龄可能代表了材玛矿区的成矿年龄。这一结论与材玛矿区的常量、微量元素分析所得出的材玛矿区的花岗斑岩形成于板块碰撞前至碰撞后抬升的过渡阶段的结论相吻合。

4.从流体包裹体的激光拉曼分析可以看出以看出多不杂和尕尔穷这两个铜矿矿区的石英包裹体中均以 CO_2 为主,代表一种相对氧化环境,而弗野和材玛这两个铁矿矿区的石英包裹体中均以 CH_4 为主,代表一种弱还原和弱氧化过渡环境。弗野和材玛这两个矿区不同的是弗野矿区的石榴石和透辉石显示其形成环境为一种还原环境,而材玛矿区的石榴石和透辉石显示其形成环境为一种氧化环境。

5.硅—氧同位素分析显示出研究区的四个矿区各类型岩石的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值均分布在热液石英范围之内,接近于次生加大石英。四个矿区的各类型岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值均分布在火成石英范围之内。表明其二氧化硅来源于岩浆或岩浆所形成的热液。

6.碳—氧同位素分析显示:材玛矿区未蚀变的大理岩中的碳的来源可能为碳酸盐溶解作用,与成矿有关的矽卡岩、磁铁矿大理岩中的碳除部分来源于海相碳酸盐岩的溶解外,还显示矽卡岩中的碳主要来自地幔,磁铁矿大理岩中的碳可能来自低温蚀变作用;弗野矿区岩石样品的碳可能来源于海相碳酸盐岩的溶解作用和低温蚀变作用;尕尔穷矿区碳则主要来源于海相碳酸盐岩溶解作用。

参考文献:

- [1] 冯国胜, 陈振华, 廖六根, 肖业斌. 西藏日土地区弗野玢岩铁矿的地质特征及找矿意义, 地质通报, 2007, 26 (8): 1042-1047
- [2] 冯国胜, 廖六根, 陈振华, 肖志坚. 西藏西部日土县玛铁多金属矿地质特征及找矿意义, 地质通报, 2006, 25 (1-2): 267-272
- [3] 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 高永丰, 杜安道, 黄卫. 西藏冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄: 成矿作用时限与动力学背景应用, 中国科学 (D 辑), 2003, 33 (7): 609-618
- [4] 李光明, 冯孝良, 黄志英, 高大发. 西藏冈底斯构造带中段多岛弧-盆系及其演化, 沉积与特提斯地质, 2000, 20 (4): 38-46
- [5] 李光明, 刘波, 余宏全, 丰成友, 屈文俊. 西藏冈底斯成矿带南缘喜马拉雅早期成矿作用——来自冲木达铜金矿床的 Re-Os 同位素年龄证据, 地质通报, 2006, 25 (12): 1481-1486
- [6] 李光明, 芮宗瑶, 王高明, 林方成, 刘波, 余宏全, 丰成友, 屈文俊. 西藏冈底斯成矿带甲马和知不拉铜多金属矿床的 Re-Os 同位素年龄及其意义, 矿床地质, 2005, 28 (2): 481-489
- [7] 李光明, 芮宗瑶. 西藏冈底斯成矿带斑岩铜矿的成岩成矿年龄, 大地构造与成矿学, 2004, 28 (2): 165-170
- [8] 罗照华, 卢欣祥, 陈必河, 黄凡, 杨宗峰, 王秉璋. 碰撞造山带斑岩铜矿床的深部约束机制, 岩石学报, 2008, 24 (3): 447-456
- [9] 孟祥金, 侯增谦, 高永丰, 黄卫, 曲晓明, 屈文俊. 西藏冈底斯成矿带驱龙铜矿 Re-Os 年龄及成矿学意义, 地质论评, 2003, 49 (6): 660-666
- [10] 孟祥金, 侯增谦, 高永丰, 黄卫, 曲晓明, 屈文俊. 西藏冈底斯东段斑岩铜钼铅锌成矿系统的发育时限: 帮浦铜多金属矿床辉钼矿 Re-Os 同位素年龄证据, 矿床地质, 2003, 22 (3): 246-252
- [11] 曲晓明, 侯增谦, 黄卫. 冈底斯斑岩铜矿(化)带: 西藏第二条“玉龙铜矿带?”, 矿床地质, 2001, 20 (4): 355-366
- [12] 曲晓明, 辛洪波. 藏西班公湖斑岩铜矿带的形成时代与成矿构造环境, 地质通报, 2006, 25 (7): 792-799
- [13] 屈文俊, 杜安道. 电感耦合等离子体质谱测定辉钼矿中 Re、Os 含量时的质量分馏效应的校正, 质谱学报, 2004, 第 25 卷, 增刊, 181-182
- [14] 屈文俊, 杜安道. 高温密闭溶样电感耦合等离子体质谱准确测定辉钼矿铼-钨地质年龄, 岩矿测试, 2003, 22 (4): 254-257
- [15] 芮宗瑶, 侯增谦, 曲晓明, 张立生, 王龙生, 刘玉琳. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升, 矿床地质, 2003, 22 (3): 217-225
- [16] 芮宗瑶, 李光明, 张立生, 王龙生. 西藏斑岩铜矿对重大地质时间的响应, 地学前缘, 2004
- [17] 高庚, 徐兆文, 杨小男, 聂桂平. 安徽铜陵朝山金矿床地质特征及成因研究, 地质找矿丛刊, 2006, 22(3): 162-166.
- [18] 束学福. 安庆夕卡岩型铁铜矿床地质地球化学特征及铁质来源研究, 矿物岩石地球化学通报, 2004, 23 (3): 219-224.
- [19] 张泽明, 郑来林, 王金丽, 赵旭东, 石超. 东喜马拉雅构造结南迦巴瓦岩群中的石榴辉石岩, 地质通报, 2007,

- 26 (1) :1-11.
- [20] 陈列锰,宋谢炎,聂晓勇,周国富,刘世荣,郑文勤,李士彬,甘肃金川Ⅱ号岩体辉石化学特征及其地质意义,矿物岩石, 2008, 28 (1) :88-96.
- [21] 郑榕芬,毛景文,高建京,河南熊耳山沙沟银铅锌矿床中硫化物和银矿物的矿物学特征及其意义,矿床地质,2006,25 (6) :715-726.
- [22] 刘惠芳,陆琦,湖南金船塘矿区矽卡岩矿物及 Sn 元素在绿帘石中的分布特征,地球科学—中国地质大学学报,2008,33(2):210-218.
- [23] 李大新,赵一鸣,江西焦里夕卡岩银铅锌钨矿床的矿化夕卡岩分带和流体演化,地质论评,2004,50(1):16-24.
- [24] 狄永军,吴淦国,张达,闽中地区铅锌矿床辉石成分特征及其成因意义,矿床地质,2006,25(2):123-134.
- [25] 张守林,矽卡岩型铜矿成矿地质环境、成矿地质特征及找矿标志,矿产与地质,15(5):315-319.
- [26] 徐九华,谢玉玲,韩屹,李前愍,三山岛金矿床载金硫化物特征及其地质意义,华南地质与矿产,1:1-6.
- [27] 李六全,陕西洛翠山卡岩型金矿地质特征及秦巴地区东部矽卡岩金矿找矿方向,陕西地质,2006,24(1):8-25
- [28] 赵一鸣,夕卡岩矿床研究的某些重要新进展,矿床地质,2002,21(2):113-120.
- [29] 韩善楚,潘家永,郭国林,康自力,龚由勋,郭文正,跃进沟铜多金属矿床成矿元素赋存特征研究,东华理工大学学报(自然科学版),2008,31(1):12-20.
- [30] 贾润幸,方维董,胡瑞忠,马振飞,云南个旧塘子凹锡多金属矿床夕卡岩地质地球化学特征,地质论评,2007,53(2):281-287.
- [31] 谢玉玲,侯增谦,徐九华等,藏东玉龙斑岩铜矿床多期流体演化与成矿的流体包裹体证据,岩石学报,2005,21(5):1409-1415.
- [32] 芮宗瑶,李荫清,王龙生,王义天,从流体包裹体研究探讨金属矿床成矿条件,矿床地质,2003,22(1):13-23.
- [33] 池国祥,周义明,卢焕章,当前流体包裹体研究和应用概况,岩石学报,2003,19(2):201-212.
- [34] 杨志明,谢玉玲,李光明,徐九华,西藏冈底斯斑岩铜矿带驱龙铜矿成矿流体特征及其演化,地质与勘探,2005,41(2):21-26.
- [35] 杨志明,谢玉玲,李光明等,西藏冈底斯斑岩铜矿带厅宫铜矿床流体包裹体研究,矿床地质,2005,24(6):584-594.
- [36] 张泉,赵爱林,郝原芳,显微激光拉曼光谱在流体包裹体研究中的应用,有色矿冶,2005,21(1),51-53.
- [37] 毛景文,赫英,丁悌平.胶东金矿形成期间地幔流体与成矿过程的碳氧氢同位素证据[J].矿床地质, 2002, 21(2): 121- 128.
- [38] Lowenstern J B, Clynnem A and Bullen T D. Comagmatic A-type granophyre and rhyolite from the Alid volcanic center, Eritrea northeast Africa [J]. J. Petro.l, 1997, 38: 1 707 -1 721
- [39] Lowenstern J B. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems[J]. Mineralium Deposita,2001, 36: 490- 502
- [40] Baileg D K. Continental rifting mantle degassing[A] .In: Neumann and Ramberg. Petrology and geochemistry of continental rifting [C]. 1978, 1 -13.

- [41] Matte P P, Tapponnier N, Arnaud L, et al. Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, 142: 311-330.
- [42] Kapp P, Murphy M A, Yin A, et al. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet [J]. *Tectonics*, 2003, 22(4): 3-1~3-23
- [43] Wilson M, *Igneous petrogenesis*[M]. London: Uniwin Hyman, 1989.
- [44] Arancibia, O N, Clark, A H. 1996. Early magnetite amphibole plagioclase alteration mineralization in the Island Copper porphyry copper gold molybdenum deposit, British Columbia. *Economic Geology*, 91: 402~438.
- [45] Bodnar R J. 1994. Synthetic fluid in natural quartz. VII. The system H₂O-NaCl experimental determination of the halite liquids and isochors for a 40% NaCl solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 1053~1063.
- [46] Bodnar R J. 1995. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series* 23, 139~152.
- [47] Candela P A and Holland H D. 1986. A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems: The origin of porphyry-type ore deposits. *Economic Geology*, 81, 1~19.
- [48] Chivas, A R., Wilkins, R W T. 1977. Fluid inclusion studies in relation to hydrothermal alteration and mineralization at the Koloula porphyry copper prospect, Guadalcanal. *Economic Geology*. 72; 2, 153~169.
- [49] Cline J S and Bodnar R B. 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? *Journal of Geophysical Research*, 96, B5: 8113~8126.
- [50] Diamond L W, Marshall D D, Jackman J A and Skippen G B. 1990. Elemental analysis of individual fluid inclusions in minerals by secondary ion mass spectrometry (SIMS): Application to cation ratios of fluid inclusions in an Archaean mesothermal gold-quartz vein. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 545~552.
- [27] Eastoe C J, Eadington P J. 1986. High-temperature fluid inclusions and the role of the biotite granodiorite in mineralization at the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. *Economic Geology*. 81; 2, 478~483.
- [51] Giggenbach W F. 1997. The origin and evolution of fluids in magmatic hydrothermal systems. BARNES H L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York : John Wiley , 1997. 737~796.
- [52] Hedenquist J W. and Richards J P. 1998. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits. *Reviews in Economic Geology*, 10, 235~256.
- [53] Heinrich C A, Ryan C G, Mernagh, T P and Eadington P J. 1992. Segregation of ore metals between magmatic brine and vapor: A fluid inclusion study using PIXE microanalysis. *Economic Geology*, 87, 1566~1583.
- [54] Hezarkhani A and Williams-Jones A E. 1998. Controls of alteration and mineralization in the Sungun porphyry copper deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions and stable isotopes. *Economic Geology*, 93, 651~670.
- [55] Meinert L D, Hedenquist J W, Satoh Hand Matsuhisa Y. 2003. Formation of anhydrous versus hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids. *Economic Geology*, 98: 147~156
- [56] Moore W J, Nash J T. 1974. Alteration and Fluid Inclusion Studies of the Porphyry Copper Ore Body at Bingham,

- Utah. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists. 69; 5, 631~645.
- [57] Quan R A, Cloke P L, Kesler S E. 1987. Chemical analyses of halite trend inclusions from the Granisle porphyry copper deposit, British Columbia. *Economic Geology*. 82; 7, 1912~1930.
- [58] Rubin J N. and Kyle J R. 1997. Precious metal mineralogy in porphyry-, skarn-, and replacement-type ore deposits of the Ertsberg (Gunung Bijih) District, Irian Jaya, Indonesia. *Economic Geology*. 92; 5, 535~550.
- [59] Sillitoe R H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper gold and epithermal gold deposits in the circum Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44: 373 388.
- [60] Ulrich T, Guenther D, Heinrich C A. 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits. *Nature*. 399, 676~679.
- [61] Ulrich T, Gunther D and Heinrich C. 2001. The Evolution of a Porphyry Cu-Au Deposit, Based on LA-ICP-MS Analysis of Fluid Inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology*, Vol. 96, 1743~1774.
- [62] Vanko D A., Bonnin M M., Philippot P. et al., 2001. Fluid inclusions in quartz from oceanic hydrothermal specimens and the Bingham, Utah porphyry-Cu deposit; a study with PIXE and SXRF. Vanko David A (editor), Bodnar Robert J (editor) In: VIIth Pan-American conference on Research on fluid inclusions (PACROFI). *Chemical Geology*. 173; 1~3, 227~238.
- [63] Wilson J W J, Kesler S E, Cloke P L, Kelly W C. 1980. Fluid inclusion geochemistry of the Granisle and Bell porphyry copper deposits, British Columbia. *Economic Geology*. 75; 1, 45~61.
- [64] Yin A, Harrison T M, 2000. Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 28: 211~280.
- [65] Feng Xiaoliang, Guan Shiping, Mu Chuanlong, Hou Zengqian and Li Shengrong. 2001. Geological characteristics and genesis of Jiama copper-polymetallic deposit in Tibet. *Geology-Geochemistry*, 29(4): 40 -48 (in Chinese with English abstract).
- [66] Hou Z Q, Gao Y F, Meng X J, Qu X M and Huang W. 2004. Genesis of adakitic porphyry and tectonic controls on the Gangdese Miocene porphyry copper belt in the Tibetan orogen. *Acta Petrologica Sinica*, 20 (2): 239 -248 (in Chinese).
- [67] Hou Z-Q, Gao Y-F, Qu X-M, Rui Z-Y and Mo X-X. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 220: 139-155.
- [68] Roedder E. 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12:1-64
- [69] Roedder E. 1984. Fluid inclusions evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56:5-20
- [70] 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧习光, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体. 北京: 科学出版社, 1-487.
- [71] 秦克章. 试论大型-超大型铜矿床的主要控制因素. *地学探索*, 1993.8: 39-45.

致 谢

在论文完成之际，特别感谢我的导师孙国胜副教授，感谢他在学业上的精心指导，在精神上的不断鼓励，在生活上的不断关心，本论文从论文思路的形成、野外地质调查、实际资料的收集到室内撰写都凝聚了导师孙国胜副教授孜孜不倦的教导与精心的培养。通过硕士阶段的学习，无论野外地质工作方法，室内收集资料与整理，还是室内综合研究，我都得到了综合锻炼，使我受益匪浅。在论文撰写过程中，导师能及时关心论文的进度并提出许多宝贵建议和想法，在此表示衷心的感谢！此外，导师渊博的知识、高深的学术造诣、严谨的治学态度和诲人不倦的高尚品德，给我很大的鞭策，使我逐步改变了松散的学习态度，逐步养成严谨务实的科研态度，相信这对我以后的学习和工作都会受益匪浅、在此向孙老师表示衷心的感谢。

感谢我的导师中国地质科学院矿产资源研究所的赵元艺研究员，在做论文期间赵老师提供大量的测试样品、在样品测试方面给予指导，并多次给予解答疑难问题，在北京样品测试过程中，对我的学习生活给予关心，在此表示感谢。

感谢于介江老师在薄片鉴定工作方面的指导，并提供研究区的基础地质资料。

感谢我们同专业的张晗、陈井胜同学，在写论文遇到困难时，我们互相鼓励，互相帮助，帮我渡过论文工作最困难的阶段，以及提供各种有用信息和资料，使我少走了一些弯路，非常感谢；感谢我的师弟孙珍军同学，帮我完成部分图件的描绘工作，使我论文顺利进行，在此十分感谢。

最后感谢我的父母及支持我的亲人，他们的鼓励和关怀让我安心学习，顺利完成学业，最后感谢做论文和两年研究生学习生活期间给我关心的同学。

西藏班公湖—怒江成矿带西段

铜（金）、铁矿床岩石地球化学特征研究

摘 要

田毅

指导教师：孙国胜 副教授 吉林大学

赵元艺 研究员 中国地质科学院矿产资源研究所

专 业：矿物学、岩石学、矿床学

研究区位于青藏高原的西部，这里的地质工作程度低，空白区较多，已知的矿床无论是数量上还是质量上都还不足以真正反映成矿作用的本来面目。西藏的铜矿在中国占有重要地位，藏东的玉龙斑岩型铜矿带是中国新生代最重要的内生矿床集中产地，而班公湖—怒江碰撞构造带也具有类似的成矿条件，虽然已知的成型矿床还不多，但具有良好的找矿前景。随着社会发展的需要，对铜、铁等金属矿产需求量和开采量的增加，在国民经济建设已向中西部转移的总体战略指导下，努力寻找本世纪我国国民经济建设的新的原材料基地是一项非常迫切的任务，而青藏高原南部是我国有色金属和贵金属矿产资源高度集中的地区。因此，在西部大开发的大背景下，对矿产资源潜力的评价预测势在必行。对已知矿床的地质特征进行详细的研究，是对该区准确成矿预测和矿床资源力评价的前提和基础。

本文以西藏班公湖—怒江成矿带西段的多不杂、尕尔穷铜矿和弗野、材玛铁矿四个矿床为研究对象，通过对含矿岩浆岩的常量、微量、稀土元素等化学成分测试和成图分析，确定了班公湖—怒江成矿带西段与成矿有关的岩浆岩的岩石类型、岩石系列、源区性质和成岩构造环境等；通过对含矿岩浆岩及矿化蚀变岩石流体包裹体成分、Si-O 和 C-O 同位素测试数据的统计及图解分析，探讨了铜、铁矿床成矿流体的成分和物理化学环境特点；通过对材玛铁矿的岩浆岩锆石 U—Pb 的 SHRIMP 年龄测试，结合前人的年龄测试数据，对西藏班公湖—怒江成矿带西段的铜、铁矿床的成矿时代进行了讨论。

通过对以上问题的研究，取得了以下主要成果：

1. 从常量元素与微量元素的分析可以看出西藏地区班公湖—怒江成矿带西段与成矿有关的岩浆岩属于钾玄岩区和高钾钙碱性岩系列的岛弧型斑岩，其中多不杂矿区和弗野矿区表现出明显的富 K 贫 Na，尕尔穷和材玛矿区相对富 Na。多不杂矿区与成矿有关的花岗斑岩形成于同碰撞期，尕尔穷矿区的花岗斑岩形成于碰撞后抬升期，弗野矿区的闪长玢岩形成于板块碰撞前期，材玛矿区的花岗斑岩形成于板块碰撞前至碰撞后抬升的过渡阶段。

2. 从稀土元素分析可以看出：多不杂、材玛和尕尔穷这三个矿区与矿化有关的岩浆岩的稀土元素的分配曲线具有一定的相似性，即具有 δEu 为弱亏损或弱富集，轻重稀土分馏程度低的特

征, 暗示这些岩浆岩应为壳幔型花岗岩。尽管这三个矿区与矿化有关的岩浆岩形成时间可能有所不同, 但地幔岩浆都可能曾发生较大规模的底辟作用, 岩浆在底辟过程中, 与地壳物质强烈混染, 并以强力方式就位。弗野矿区的稀土元素特征较其他三个矿区有一定的差别, 轻稀土含量较低, 轻、重稀土分馏不明显, 其稀土元素配分曲线表现出典型的中性岩的特点, 稀土配分曲线显示 Eu 严重亏损。其原因可能有以下几点: (1) 闪长玢岩源区可能存在斜长石的残留; (2) 存在斜长石的分离结晶; (3) 后期的绢英岩化、矿化等造成闪长玢岩中 Eu 的带出。

3. 通过对弗野矿区和材玛矿区含矿斑岩锆石 U—Pb 的 SHRIMP 测年的研究表明, 弗野矿区的含矿岩体的年龄为 $130 \pm 1.4 \text{ Ma}$, 材玛矿区的含矿岩体的年龄分为三组分别为 $173.8 \pm 2.2 \text{ Ma}$ 、 $153.8 \pm 1.9 \text{ Ma}$ 、 $123.4 \pm 1.3 \text{ Ma}$, 可能代表材玛矿区的岩浆岩形成于燕山早期 ($173.8 \pm 2.2 \text{ Ma}$), 之后经过 $153.8 \pm 1.9 \text{ Ma}$ 的热液改造, 最后在燕山中期 ($123.4 \pm 1.3 \text{ Ma}$) 再一次经过热液改造。其中最新的年龄可能代表了材玛矿区的成矿年龄。这一结论与材玛矿区的常量、微量元素分析所得出的材玛矿区的花岗斑岩形成于板块碰撞前至碰撞后抬升的过渡阶段的结论相吻合。

4. 从流体包裹体的激光拉曼分析可以看出以看出多不杂和尕尔穷这两个铜矿矿区的石英包裹体中均以 CO_2 为主, 代表一种相对氧化环境, 而弗野和材玛这两个铁矿矿区的石英包裹体中均以 CH_4 为主, 代表一种弱还原和弱氧化过渡环境。弗野和材玛这两个矿区不同的是弗野矿区的石榴石和透辉石显示其形成环境为一种还原环境, 而材玛矿区的石榴石和透辉石显示其形成环境为一种氧化环境。

5. 硅—氧同位素分析显示出研究区的四个矿区各类型岩石的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值均分布在热液石英范围之内, 接近于次生加大石英。四个矿区的各类型岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值均分布在火成石英范围之内。表明其二氧化硅来源于岩浆或岩浆所形成的热液。

6. 碳—氧同位素分析显示: 材玛矿区未蚀变的大理岩中的碳的来源可能为碳酸盐溶解作用, 与成矿有关的矽卡岩、磁铁矿大理岩中的碳除部分来源于海相碳酸盐岩的溶解外, 还显示矽卡岩中的碳主要来自地幔, 磁铁矿大理岩中的碳可能来自低温蚀变作用; 弗野矿区岩石样品的碳可能来源于海相碳酸盐岩的溶解作用和低温蚀变作用; 尕尔穷矿区碳则主要来源于海相碳酸盐岩溶解作用。

关键词: 班公湖—怒江成矿带, 地球化学, 锆石 SHRIMP 测年, 西藏

Study on Geochemical Characteristics of Copper(Gold),Iron Deposits in the Western Section of Bangonghu - Nujiang Metallogenic Belt,Tibet

Abstract

Tian yi

Supervisor: Sun Guosheng Associate Professor(Jilin University)

Zhao Yuanyi Researcher(Institute of Mineral Resources, CAGS)

Speciality: Mineralogy petrology and Mineral deposits

The research area is located in the western area of the Qingzang-Tibet Plain. The geological work degree is low, the gap are many, regardless of the known ore deposit is in quantity or the quality all also is insufficient to reflect the mineralization truly the true self. Tibet's copper mine holds the important status in China, east Tibet's Yulong porphyry copper mine belt is the Chinese cainozoic era most important hypogene deposit concentrates the habitat, but Ban Gonghu the - Nujiang collision structure belt also has the similar mineralization condition, although the known formation ore deposit are not many, but it has the good prospecting prospect. Along with the social development need, it is increase to metal minerals demands and the mining quantity and so on the copper, iron, in the national economy construction to under the mid-west shift overall strategy instruction, we have sought the century our country national economy construction the new raw material base on diligently an extremely urgent duty, but south the Qingzang-Tibet Plain is our country non-ferrous metal and the precious metal mineral resource high degree of concentration area. Therefore, under the western big development background, forecasting the mineral resource potential appraisal was one item imperative. Forecast to the known ore deposit dissect and the mineralization forecast to the Tibet ore deposit resources strength appraisal the positive function, this also was the foundation to forecast this area mineral resource strength.

This article take the western section of Bangonghu - Nujiang mineralization belt in Tibe the Duobuza, Gaerqiong Fuye and Caima deposits as the object of study, through petrology, the petrochemistry, the trace element and analyses and so on rare-earth element geochemistry determines Ban Gonghu west the - Nujiang mineralization belt the section and the mineralization related magmatic rock type, the rock series; Analyzing its source area nature, becomeing the crag structural environment and so on. And it discusses mineralization related magmatic rock U-P the SHRIMP zircon age geological significance in this area.

Through to above question research, it has yielded the main result as follow:

1. It may see Tibet area the western section of Bangonghu - Nujiang mineralization belt in Tibe from the constant element and the trace element analysis of the mineralization related magmatic rock which belongs to the potassium unreliable petrographic province and enriched K and Ca in the alkali series row arc-shaped archipelago porphyry, in which Duobuza mining areas and Fuye mining area displays obvious rich K poor Na, Gaerqiong and Caima mining area relatively are enriched Na. Duobuza mining areas and the mineralization related granite-porphyry formed in the collision time, Gaerqiong mining area granite-porphyry formed after the collision jacks the time, Fuye mining area diorite-porphyrine formed in the tectonic plate collision earlier period, the Caima mining area

granite-porphyry formed before the tectonic plate collision the transitional stage which jacks after the collision.

2. It may be seen from the rare-earth element analysis: Duobuza, Caima and Gaerqiong and the mineralization related magmatic rock rare-earth element distribution curve has certain similarity, namely has δEu or concentrates weakly for the weak loss, the weight rare earth fractionation degree low characteristic, suggests these magmatic rocks to be supposed for the shell curtain granite. Although these three mining areas and the mineralization related magmatic rock formed the time is possibly different, but the mantle rock magma all are possibly once had the big scale diapire function, the rock magma which was in the diapire process, mixed intensely with the earth's crust material dyes, and took place by the force way. Fuye mining area rare-earth element characteristic compares other three mining areas to have certain difference, the light rare earth content is low, light, the heavy rare earth fractionation is not obvious, its rare-earth element partition curve displays the model the intermediate rock characteristic, the rare earth partition curve demonstrates the Eu serious loss. Its reason possibly has following several points: (1) diorite-porphyrite source area possibly has the plagioclase feldspar remaining; (2) existence plagioclase feldspar fractional crystallization; (3) later period silk quater lithification, the mineralization and so on created in the diorite-porphyrite Eu drag-out.

3. Through Fuye mining area and the Caima mining area including ore porphyry zircon U-Pb SHRIMP measured the year indicated, Fuye mining area ore rock body age for $130 \pm 1.4\text{Ma}$, the Caima mining area ore rock body age divides into three groups respectively be $173.8 \pm 2.2\text{Ma}$, $153.8 \pm 1.9\text{Ma}$, $123.4 \pm 13\text{Ma}$, possibly forms on behalf of the Caima mining area magmatic rock in the Mt. yanshan early time ($173.8 \pm 2.2\text{Ma}$), afterwards passes through $153.8 \pm 1.9\text{Ma}$ hydrothermal transformation, finally in Mt. yanshan intermediate stage ($123.4 \pm 13\text{Ma}$) again process hydrothermal transformation. The newest age has possibly represented the Caima mining area mineralization age. Compared the conclusion with the Caima mining area, the trace element analysis obtains the Caima mining area granite-porphyry formed before the tectonic plate collision the transitional stage conclusion which jacks after the collision tallies.

4. Analyzing from fluid inclusion laser Raman can see two copper mine mining area quartz inclusion by CO_2 primarily in the Duobuza and Gaerqiong, which represent a kind of relative oxidized environment, but the mining area quartz inclusion by CH_4 primarily in Fuye and Caima, which represents a kind of weak return to original state and the weak oxidation transitional environment. It is different in Fuye from Caima mining area garnet and the diopside demonstrated formed the environment is one kind restores the environment, but the Caima mining area garnet and the diopside demonstrated formed the environment is one kind of oxidized environment.

5. Silica isotope analyses demonstrated the research area four mining area various types rock $\delta^{30}\text{Si}$ the value distributes in the hydrothermal quartz scope, approaches in the secondary enlargement quartz. Four mining area various types rocks $\delta^{18}\text{O}$ the value distributes in the fire becomes in the quartz scope. It indicated silicon dioxide originates the hydrothermal which forms in the rock magma or the rock magma.

6. Carbon oxygen isotope analysis demonstrated carbon which is in Caima mining area skarns possibly mainly comes from the mantle, but does not remove the atmospheric precipitation and the wall rock dissolved material ingredient permeated factors, the carbon in the marble origin may come from the carbonate dissolution, the carbon in the magnetite marble may originate from the marine facies carbonate rocks dissolution or the low temperature alteration function; Fuye mining area rock

sample the carbon in Fuye mining area rock sample possibly originates from the marine facies carbonate rocks dissolution or the low temperature alteration function; the carbon in Gaerqiong mining area possibly main originates from marine facies carbonate rocks dissolution.

Key word: Ban Gonghu - Nujiang mineralization belt , geochemistry, zircon SHRIMP measures year , Tibet