论文分类号 P618.51　　单 位 代 码　1 0 1 8 3
密　　级 公 开　　研究生学号　2004612013

吉　林　大　学

硕　士　学　位　论　文

青海东昆仑乌兰乌珠尔铜矿地质特征及成矿远景评价

Geological Characteristics and Mineralizing Perspective Evaluation of Wulanwuzhuer Copper Deposit in the Eastern Kunlun Orogenic Belt, Qinghai Province

作者姓名：　胡永达
专　　业：　矿物学、岩石学、矿床学
导师姓名：　孙丰月
及 职 称：　教授

学位类别：　理学硕士
论文起止年月：　2005 年 7 月至 2007 年 6 月

吉林大学硕士学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的硕士学位论文，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：青海东昆仑乌兰乌珠尔铜矿地质特征及成矿远景评价

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（130061）

作者联系电话：13159601407

作者姓名	胡永达	论文分类号	P618.51
保密级别	公开	研究生学号	2004612013
学位类别	理学硕士	授予学位单位	吉 林 大 学
专业名称	矿物学、岩石学、矿床学	培养单位（院、所、中心）	地球科学学院
研究方向	热液矿床成矿理论与预测	学习时间	2004 年 9 月 至 2007 年 6 月
论文中文题目	青海东昆仑乌兰乌珠尔铜矿地质特征及成矿远景评价		
论文英文题目	Geological Characteristics and Mineralizing Perspective Evaluation of Wulanwuzhuer Copper Deposit in the Eastern Kunlun Orogenic Belt, Qinghai Province		
关键词(3-8个)	似斑岩型铜、钨、锡矿床 乌兰乌珠尔铜矿床 成矿远景评价		

导师情况	姓　名	孙丰月	职称	教授
	学历学位	博士	工作单位	吉林大学

论文提交日期	2007 年 6 月 6 日	答辩日期	2007 年 6 月 12 日
是否基金资助项目	是 / 否	基金类别及编号	

如已经出版，请填写以下内容

出版地(城市名、省名）		出版者（机构）名称	
出版日期		出版者地址（包括邮编）	

内容提要

目前，对于青海东昆仑乌兰乌珠尔铜矿床的成因存在不同的认识，有人认为属斑岩型铜矿床，也有认为属脉状铜矿床。本文在分析研究乌兰乌珠尔铜矿床的区域成矿动力学演化和成矿地质背景的基础上，通过野外调研、岩矿综合鉴定、含矿地质体微量元素分析、电子探针分析、流体包裹体测试等方法和手段详细研究了该铜矿床的地质、地球化学特征，成矿地质条件和物理化学条件，进而探讨成矿流体、成矿物质及热源的主要来源以及成矿作用的机制和过程，结合与典型斑岩型铜矿床的对比研究结果，认为乌兰乌珠尔铜矿床为严格受断裂构造控制的，与海西-印支期中酸性侵入体密切相关的蚀变分带以线性为特征的伴生 Au 的似斑岩型铜、钨、锡矿床，并以此为基础建立了成矿模式。最后，结合区域成矿远景和本矿区成矿后的保存条件，认为虽然乌兰乌珠尔铜矿床成矿条件优越、矿化显示较好，但因剥蚀深度较大，故找矿潜力仅属中等。

关键词：似斑岩型铜、钨、锡矿床 乌兰乌珠尔铜矿床 成矿远景评价

目 录

前 言 1
一、论文依托及选题 1
二、以往工作程度 2
三、研究方法及思路 2
四、完成工作量 3
第一章 区域地质背景 4
第一节 区域地层 7
一、晚太古-中元古界 7
二、古生界 7
三、中生界 8
四、新生界 8
第二节 区域构造 10
一、冰沟—景忍南断裂组 10
二、双石峡—小狼牙山断裂 10
三、阿达滩隐伏断裂 10
第三节 区域岩浆岩 11
一、侵入岩 11
二、喷出岩 12
第四节 区内矿床概述 12
第二章 乌兰乌珠尔矿区及矿床地质地球化学特征 14
第一节 矿区地质特征 14
一、矿区地层 14
二、矿区构造 14
三、矿区岩浆岩 15
四、蚀变破碎带 18
第二节 含矿地质体微量元素特征 20
第三节 矿床地质特征 27
一、矿体特征 27
二、矿石特征 28
三、矿物特征 29
四、围岩蚀变 34
第三章 成矿条件分析及成矿期次研究 36
第一节 成矿地质条件 36
一、区域地质条件分析 36
二、矿区地质条件分析 37
第二节 物理化学条件分析—流体包裹体研究 40
一、流体包裹体岩相学特征 40

二、流体包裹体显微测温 43
三、流体包裹体成分分析 48
第三节 成矿期次的研究 49
第四章 矿床成因及成矿远景评价 51
第一节 成矿作用浅析 51
第二节 与国内外典型斑岩型铜矿床对比 53
第三节 矿床类型及成矿模式 55
一、矿床类型 55
二、成矿模式探讨 55
第四节 成矿远景评价 59
一、成矿条件分析 60
二、矿化蚀变分析 60
三、保存条件分析 61
结 论 62
参考文献 64
图 版Ⅰ 70
图 版Ⅱ 71
图 版Ⅲ 72
图 版Ⅳ 73
图 版Ⅴ 74
图 版Ⅵ 75
中文摘要 ..... Ⅰ
Abstract ..... Ⅳ
致 谢 i
导师及作者简介 ii

前 言

乌兰乌珠尔铜矿位于青海省海西蒙古族藏族自治州茫崖镇境内。汽车由格尔木市向西，沿格茫公路行驶约 280 千米，到达甘森泵站后下简易公路，穿过大片活动性沙丘，往南行驶 70 千米方可到达矿区（图 0-1）。矿区 周边以荒漠为主，植被稀疏，风沙大。每年十月—翌年四月为冰冻期，元月份最低气温为-27.2℃，八月份最高气温为 21.2℃，昼夜温差可达 29℃。历年平均西北风占 38%，最高月份占 60%。年平均风速 5 米/秒，最大风速 22 米/秒，八级以上的风日数 105 天，多集中在三—四月。年平均降雨量 85.78 毫米，且集中在六、七、八三个月。年蒸发量 2520.85 毫米。矿区山势相对低缓，海拔 3800—4600 米，最高 4644.3 米，相对高差 800 米左右，地势有西高东低之势，水系相对不发育，附近最大的河流为哈得儿甘呼都森，仅上游有雪水及泉水补给，中下游枯竭，属季节性水系，生活用水从西南方向 20 千米处休息泉拉运。矿区内荒无人烟，仅夏季有牧民在野马泉、巴音郭勒河一带游牧。近年来，个体老板在巴音郭勒河附近采矿，所需的生产、生活物资主要从格尔木采购。

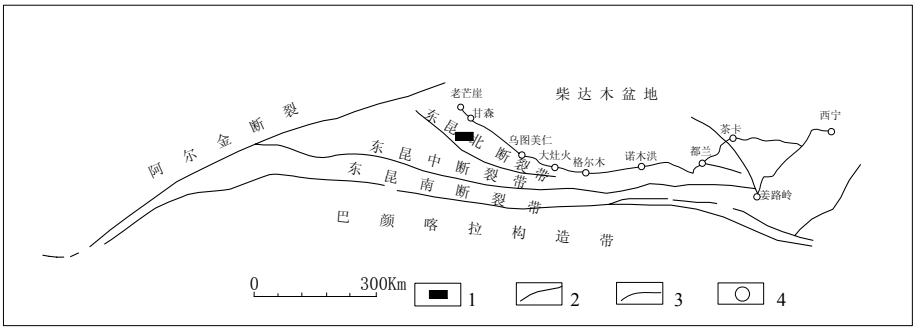


图 0-1 乌兰乌珠儿矿区地理位置图

1-乌兰乌珠尔铜矿位置 2-断裂 3-交通公路 4-市、镇地名

一、论文依托及选题

本论文所依托的项目是中国地质调查局“新疆-青海东昆仑成矿带成矿规律及找矿方向综合研究”和“东昆仑成矿带重大找矿疑难问题研究”两个地质调查项目。其中“新疆-青海东昆仑成矿带成矿规律和找矿方向综合研究”是中国地质调查局战略性部署的我国“十四”个重要成矿带综

合研究课题之一，旨在全面调查和研究该区的矿产资源潜力，提高地质调查水平，解决该区的成矿规律，明确区域资源调查评价的主攻成因类型及主攻矿种，为指导地质找矿提出下步工作建议。该项目于 2003 年 12 月已经通过验收评审。2003 年，中国地质调查局设立了新的“东昆仑成矿带重大找矿疑难问题研究”课题，工作起止年限为 2003-2005 年。

目前在乌兰乌珠尔矿区发现发现 9 个铜矿体和 5 个锡矿体，初步显示其具有一定的规模和一定的工业前景。但是，前人对该矿床的研究工作程度不高，为了能在此取得突破性进展，打开本区找矿工作的新局面，笔者跟随孙丰月教授等多次奔赴乌兰乌珠尔矿区进行野外实地调查。笔者在硕士学习期间，有幸参加由导师孙丰月教授负责的国家地调局项目《东昆仑成矿带重大找矿疑难问题研究》（编号：200310200012），两次到东昆仑地区进行野外地质调查研究，并参加了大量的室内综合分析测试、整理工作。在项目实施过程中，针对区内具有典型意义的乌兰乌珠尔铜矿进行了实地调查，结合路线地质调查和大比例实测剖面，开展了各类样品测试工作。旨在查明乌兰乌珠尔铜矿地质特征、控矿条件，确定铜矿床的成因类型，建立矿床模式，进而为成矿潜力的评价提供依据。结合项目任务要求，因此选取“青海省乌兰乌珠尔铜矿地质特征及成矿远景评价”作为笔者硕士毕业论文。

二、以往工作程度

东昆仑地区地质工作程度相对较低，地质工作开展较晚，解放前仅有少数学者涉足本区。新中国成立后，才陆续开展了较为系统的区域性调查和矿产普查工作。自 50 年代以来，众多的科研院所及高等院校在该区开展过一系列的科学研究工作，提高了整个地区的地质研究程度。

相对于东昆仑造山带的其它矿区来说，乌兰乌珠尔矿区的地质工作程度较低，对该矿区全面的研究始于 2001 年的青海省地调院开展的青海省茫崖镇乌兰乌珠尔多金属矿产普查项目，目前，勘查工作已经结束。但就科研方面来说，仅有孙丰月教授等课题组对该矿区进行过较为详细的研究。

三、研究方法及思路

我国已经成为了世界第一大铜消费国，但由于我国铜资源相对匮乏，

故使我国成为第一大铜进口国。国际铜市场看到我国对金属铜的需求，不断抬高铜价以致于铜价一度飞涨至每吨金属铜近 9000 美元，因而加紧我国铜矿的勘探迫在眉睫。乌兰乌珠尔铜矿区初步看来具有比较大的成矿潜力，但由于该矿区地质工作程度较低，加紧对乌兰乌珠尔铜矿的研究以及成矿远景评价具有地质、经济两方面的重要意义。本文采用野外地质考察与室内综合分析相结合的方法对乌兰乌珠尔铜矿床进行研究。在现代成矿理论的指导下，在野外实际地质调查和室内测试及综合分析的基础上，对乌兰乌珠尔铜矿床区域地质背景、矿区及矿床地质特征、成矿条件进行分析研究，探讨矿床成因，建立成矿模式，进而对该矿床做出相应的成矿远景评价。

四、完成工作量

笔者 2004 年 7 月—2004 年 9 月和 2005 年 7 月—2005 年 9 月先后两次赴东昆仑地区进行野外调查。重点考查了乌兰乌珠尔铜矿区，在总结前人工作的基础上，从熟悉区域地质背景入手，在该区进行了详细的野外踏勘、地质编录、实测地质剖面、取样和室内整理及岩矿鉴定工作，对乌兰乌珠尔铜矿区的区域成矿背景、矿区地质及矿床地质特征、成矿条件等进行了较为详尽的研究，最终建立了矿床的成因模式。并以此为基础，给合控矿条件的分析，对该矿区的成矿潜力进行了评价。主要完成的工作量见表 0-1。

表 0-1 乌兰乌珠尔铜矿区工作量一览表

工作项目	工作量	备注
野外调查	93 个工作日	41＋52 日
1：100 大比例尺坑道、探槽编录	460 米	
岩矿石标本	66 块	
化学分析和化探样品	44 件	
光薄片制备及观察	50 件	
野外及光薄片照片	150 片	
流体包裹体测温	81 点	
典型硫化物电子探针分析	13 点	
绘制地质图件	6 件	

第一章 区域地质背景

前人对东昆仑造山带曾提出了多种不同的构造单元划分方案（表1-1）。但因受研究程度限制，目前应用较多的仍为三个构造分带的构造分区，即东昆仑北带（昆北带）、东昆仑中带（昆中带）和东昆仑南带（昆南带）。昆北带位于昆北断裂以北；昆中带位于昆北断裂和昆中断裂之间；昆南带位于昆中断裂以南，昆南断裂以北；再向南为可可西里－巴颜喀拉印支褶皱带。

项目组多年来对东昆仑地区进行的野外调查及室内分析研究，孙丰月等（2003）建议以昆北、昆中、昆南三条断裂为界，划为东昆北加里东弧后裂陷带、东昆中基底隆起和花岗岩带及东昆南复合拼贴带（大洋玄武岩高原、陆块拼贴带）。东昆北加里东弧后断陷带，位于昆北断裂以北，北濒柴达木坳陷，为前寒武系变质结晶基底上，早古生代晚期发生裂陷随后封闭造山。东昆中基底隆起和花岗岩带，位于昆北和昆中断裂之间，基底变质岩和各期花岗岩大面积出露。东昆南复合拼合带，位于昆中和昆南断裂之间，为一复杂的大洋玄武岩高原和陆块拼贴带。

东昆仑地区出露地层具有时代跨属范围大、区域差异明显的特点。就地层发育时代而言，主要集中在前寒武纪、早古生代奥陶－志留纪、晚古生代石炭－二叠纪、中生代三叠纪及新生代几个时间段中。在区域分布上，昆中、昆北带出露地层相近，除奥陶纪、泥盆纪及晚三叠纪地层在发育程度上有一定区别外，其余各时代地层特征相似，应属同一地层区带。相比而言，昆南带及南邻的巴颜喀拉地区，地层发育则各具特色，且与昆北及昆中带有显著差异，反映为不同地层分区。

东昆仑地区岩浆活动十分强烈，分布遍布全区。岩浆活动始于元古代止于新生代。不同时期的岩石组合记录了东昆仑多旋回造山演化历史，不仅分布有大量与板块俯冲-碰撞过程有关的中酸性岩浆岩岩石组合，也保留着众多洋盆演化过程中形成的镁铁质-超镁铁质蛇绿岩、洋岛型玄武岩，还广泛发育有造山晚期大陆伸展阶段形成的火山-深成岩石组合和镁铁-超镁铁质岩石组合。岩石地球化学特征揭示出东昆仑微陆块多旋回造山过程中地壳演化的特殊性。复杂的区域构造演化历史和地壳演化的特殊性奠定了东昆仑区域成矿作用的多样性和特殊性。

东昆仑地区断裂构造极其发育，主要的断裂为近东西向平行展布的东昆北、东昆中及东昆南三条区域性断裂。在这三条区域性断裂附近发育众多北西、北西西向断裂，构成东西向巨型断裂为主导，伴有大量北西、北西西向次级断裂的构造格局。

表 1-1　东昆仑造山带不同构造单元划分方案对比表

高延林等 1988	青海省区域地质志 1991		姜春发等 1992	古风宝 1994	潘桂棠等 1995	青海地科所 1996		许志琴等 1996	殷鸿福等 1999		金巍等 2001-2003	
早古生代昆北弧后活动区	柴达木准地台	东昆仑北坡断隆	东昆仑中带	昆北花岗岩浆弧带	东昆仑花岗岩带	塔柴板块	柴南缘火山岩浆弧带	昆北地体	柴达木地块	东昆北单元	柴达木地块（元古宙基底）	白沙河岩系
昆中缝合带		昆中断裂	东昆中断裂带	昆中双型俯冲带	东昆仑中南缘消减杂岩带	华南—东南亚板块	缝合带	昆中缝合带	昆仑阿尼玛卿缝合带	东昆中蛇绿杂岩带		金水口岩系
华南板快北缘隆起带		柴达木南缘台皱带	东昆仑南带	昆南混杂堆积带			东昆仑陆缘隆起带	昆南地体		东昆南混杂岩带		小庙岩系
昆南缝合带	松潘甘孜印支褶皱带	阿尼玛卿优地槽带	东昆南离合带	阿尼玛卿推覆带	阿尼玛卿蛇绿岩带		A型俯冲带	昆南缝合带		布青山蛇绿杂岩带	新元古代造山带	苦海杂岩
印支期弧后盆地		北巴颜喀拉冒地槽带	可可西里-巴颜喀拉印支期地槽褶皱系	北巴颜喀拉-中三叠世褶皱带	巴颜喀拉洋		可可西里-巴颜喀拉弧后盆地	巴颜喀拉地体	可可西里-巴颜喀拉地块	巴颜喀拉单元	早古生代造山带	片麻状花岗岩带
												碎屑岩，碳酸盐岩和岛弧型玄武岩等构造

据殷鸿福等（1999）及金巍等（2003）

第一节 区域地层

乌兰乌珠尔铜矿床地处青海省境内，位于柴达木西南缘东昆仑北带(又称昆北早古生代弧后裂陷带，孙丰月等，2003)的祁漫塔格北部花岗岩带分布区内。出露的地层由老到新主要有晚太古-中元古界、古生界、中生界及新生界等(图 1-1)。

一、晚太古-中元古界

该区内出露有晚太古-早元古界中、高级变质的金水口群(Ar_3Pt_1J)及中元古界冰沟群狼牙山组(Jxl)。前者自下而上由白沙河组、小庙组构成；下部主要由变粒岩、片麻岩、混合岩、混合片麻岩、混合花岗岩、白云石大理岩、大理岩、橄榄大理岩及角闪岩等中高级变质岩系组成，层序杂乱、岩性横向变化较大；上部以石英质变质岩系为主，横向上较为稳定，岩性变化不大（青海省地质矿产局，1997）。 后者出露范围较小，主要出露于本区的东南部，岩石组合相对比较简单，为一套浅变质的碳酸盐岩-碎屑岩建造。

二、古生界

在前寒武纪结晶基底基础上，东昆仑地区在古生代发生了强烈的弧后拉伸裂解作用，形成一弧后裂陷槽，沉积了厚逾 4000m 的滩间山群(O_2ST)，其在新疆境内被称为祁漫塔格群，为一套浅变质碎屑岩、变中基性火山岩夹生物碎屑岩、白云质大理岩组成的地层序列，顶部出露不全或被牦牛山组不整合覆盖，未见底，下部主要为灰色、灰白色、灰黑色千枚岩夹灰白色大理岩；中部为灰白色和灰绿色变粒岩、片岩、板岩、千枚岩夹白云质大理岩、英安岩及碎屑生物碎屑灰岩；上部主要为中基性火山岩夹变层凝灰岩、凝灰质砂岩（青海省地质矿产局，1997）及炭质板岩和硅质岩等，代表了裂陷槽海底火山喷发沉积环境。该套地层主要零星出露于青海祁漫塔格区的中北部。

晚泥盆统牦牛山组(D_3m)及黑山沟组(D_3hs)在本区内均有出露。前者主要分布于本区的南部，其下部为由灰绿色、紫红色砾岩和砂砾岩组成的磨拉石建造，上部由灰绿色火山岩和火山碎屑岩组成（青海省地质矿产局，

1997）。区内晚泥盆统牦牛山组的磨拉石建造是早古生代陆内造山阶段的重要标志，表明加里东造山运动在东昆仑地区一直延续到晚泥盆世前才最终结束。后者主要出露于本区的北部，其为一套由灰色巨厚复成分砾岩、灰-灰绿色粉砂岩和生物碎屑灰岩组成的地层（青海省地质矿产局，1997）。

早石炭统大干沟组(C_1dg)主要分布于本区的西北部，其下部为杂色砾岩、砂岩及粉砂岩；上部为灰色泥晶、粉晶及亮晶生物碎屑灰岩，含丰富的珊瑚、腕足类化石，尚有苔藓虫、有孔虫及植物等化石。化石研究表明其地质时代为早石炭世 Visean 期（姜春发，1992；青海省地质矿产局，1997）。

晚石炭统缔敖苏组(C_2d)主要出露于本区的东南部，为一套浅海-滨海相的灰色-灰白色灰岩、砂岩、砾岩。

三、中生界

晚三叠统喀勒拉组(T_3kl)及鄂拉山组(T_3e)在本区的中部广泛出露。前者为由紫红、灰色中酸性角砾熔岩、岩屑晶凝灰岩夹细砾岩及岩屑砂岩组成的地层。后者主要为一套火山碎屑岩为主夹火山熔岩及不稳定沉积碎屑岩的地层，下部以灰绿色中基性火山岩为主夹碎屑岩，上部以灰色、深灰色中酸性火山岩为主夹碎屑岩（青海省地质矿产局，1997），为一较完整的火山喷发旋回。

四、新生界

青海祁漫塔格区内第三系相对不发育，主要在南部出露有中新统冰川堆积物(Qp^{2gl})， 其主要由灰色、杂色砂砾岩、砂岩、粉砂岩、泥岩等组成。

第四系在该区分布十分广泛，主要发育有全新统风积物(Qh^{eol})和上更新统洪冲积物(Qp^{3pal})。前者主要分布在研究区的北部，由黄褐色、浅黄色中细砂、粉细砂及黄土砂组成。后者几乎在整个区内都有分布，其由洪积作用形成，主要由灰色、杂色砂砾石、粉砂、亚砂土等组成。

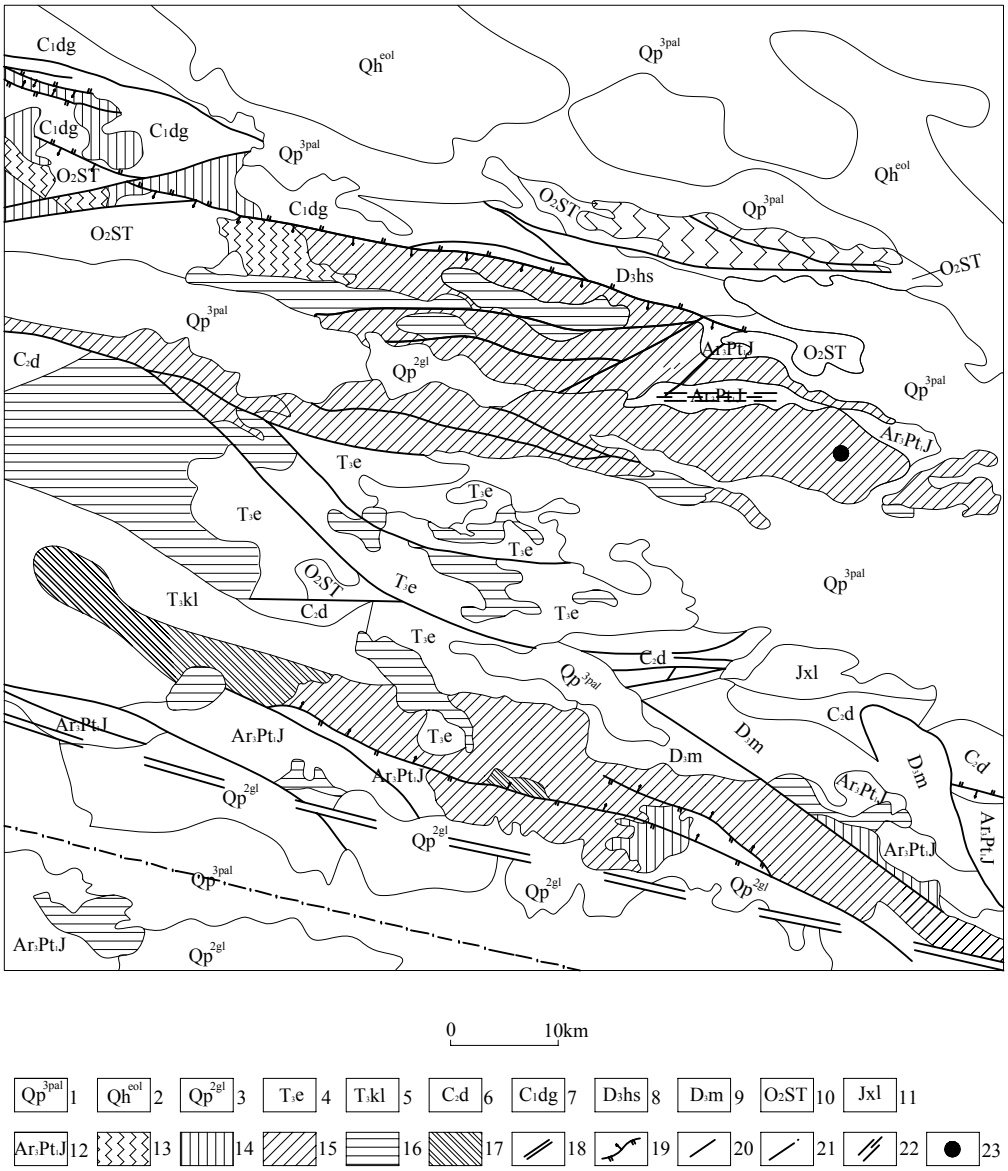


图1-1 青海祁漫塔格区域地质图

1-洪冲积物 2-风积物 3-冰川堆积物 4-鄂拉山组 5-喀勒拉组 6-缔敖苏组 7-大干沟组 8-黑山沟组 9-牦牛山组 10-滩间山群 11-狼牙山组 12-金水口群 13-晚加里东花岗岩侵入体(γ_3^3) 14-早海西花岗岩侵入体(γ_4^1) 15-晚海西-早印支花岗岩侵入体(γ_4^3-γ_5^{1a}) 16-晚印支花岗岩侵入体(γ_5^{1b}) 17-加里东辉长岩侵入体(γ_3^2) 18-东昆北断裂 19-逆断层 20-实测性质不明断层 21-隐伏断层 22-韧性剪切带 23-乌兰乌珠尔矿区

第二节 区域构造

青海祁漫塔格位于柴达木西南缘东昆仑北带，区内经历了加里东期裂解-闭合并受到印支期陆缘碰撞-造山演化的影响。构造发育，区域性断裂呈北西向，以逆冲断裂为主，次为北东及北北东向(图 1-1)。以北西向为主的断裂配合次级北西、北北西、北东东向断裂形成网状断裂系统，对岩浆活动和成矿作用都起着重要控制作用。主要区域性断裂有：冰沟—景忍南断裂组、双石峡—小狼牙山断裂、阿达滩隐伏断裂等。

一、冰沟—景忍南断裂组

呈北西—南东向分布于冰沟—景忍南一带，平行排列 3～4 条，并斜切了北西西向断裂。断裂带延伸长达 100 千米，在景忍一带可见分岔合并现象。该断裂组控制了地层的展布。

各断裂多为破碎带构造，宽 30～50 米不等，岩石普遍具碎裂结构，同时发育构造透镜体，局部地段见糜棱岩。此组断裂中,断面倾向北东者占多数,倾角 35～60° 不等，多具压扭性质。

二、双石峡—小狼牙山断裂

位于双石峡—小狼牙山，北西西向展布，往两侧延伸均隐伏于第四系下，出露长约 160 千米。断面南倾，倾角 50～70°，为一南盘上升的逆断层。沿断裂带岩石极其破碎，见约 150 米宽的挤压破碎带，局部见断层牵引褶皱。构造岩块原岩有板岩、砂岩、灰岩、闪长岩、花岗岩等。岩石经受了较强烈的糜棱岩化，灰岩多呈灰黑色粉末状断层泥。沿断裂带各种脉岩和节理构造较发育。靠近断层的第三系产状近直立，局部见小挠曲，说明断层具多期活动性，直至喜马拉雅晚期仍有强烈的活动。

三、阿达滩隐伏断裂

总体呈北西西向，出露总长约 150 千米，地貌上明显呈负地形，阿达滩河大致沿断裂带展布，且河谷两侧的第四系产状陡，尤其是近断裂处产状变化极大，局部达 70～80° 的倾角。另外沿河谷两侧阶地发育，泉沿断裂带有多处分布，说明断裂具有多期活动性，甚至近期仍有活动。断裂

控制了地层的展布，断裂以北的小狼牙山一带，上奥陶统、上泥盆统和石炭系广泛分布；而断裂以南以三叠系上统为主。

第三节 区域岩浆岩

青海祁漫塔格区内岩浆活动强烈，侵入体面积占该区岩浆岩面积的二分之一，以海西-印支期最强烈，加里东期次之，主要呈岩基状产出(图 1-1)。各期侵入体以中酸性花岗岩侵入体为主，局部可见加里东中期基性辉长岩侵入体；喷出岩在各套地层中亦有分布。

一、侵入岩

1、加里东期

该区内出露的加里东期侵入体主要为加里东中期辉长岩和晚加里东期花岗岩体。前者为晚奥陶世的产物，零星地沿双石峡—小狼牙山断裂分布且严格地受该断裂控制。后者在本区内的规模也不大，为晚志留世的产物，主要沿冰沟—景忍南断裂组中的研究区北部的断裂分布且受其控制。晚加里东期花岗岩体主要由浅红色中粒正长花岗岩、浅灰色中细粒二长花岗岩等组成。

2、早海西期花岗岩类

早海西期花岗岩在本区内不是很发育，主要沿冰沟—景忍南断裂组中的逆断层及双石峡—小狼牙山断裂分布，而且局部表现为沿晚加里东期花岗岩的两侧分布。该花岗岩主要由灰白色中粒黑云母花岗闪长岩、灰色-灰绿色细粒黑云母石英闪长岩等组成。

3、晚海西-早印支花岗岩类

青海祁漫塔格区内，晚海西-早印支花岗岩非常发育，广泛地沿冰沟—景忍南断裂组及其次级断裂和双石峡—小狼牙山断裂及其次级断裂分布。该期花岗岩是本区内主要的侵入体，主要由灰白色似斑状花岗岩、灰白色混染似斑状黑云母二长花岗岩、灰白色中粗粒二长花岗岩、浅肉色不等粒二长花岗岩、灰白色中粗粒花岗闪长岩等组成。

本论文所研究的乌兰乌珠尔铜矿区位于该期花岗岩的分布区内(图

1-1)，因此，有理由相信乌兰乌珠尔铜矿床的矿化与晚海西-早印支花岗岩的岩浆活动密切相关。

4、晚印支花岗岩类

青海祁漫塔格区内，晚印支花岗岩的发育程度仅次于晚海西-早印支花岗岩的发育程度。其分布范围也比较广泛，主要沿冰沟—景忍南断裂组及其次级断裂分布，局部可见其双石峡—小狼牙山断裂零星分布。晚印支花岗岩主要为晚三叠世的产物，主要由钾长花岗岩、浅红色似斑状黑云母二长花岗岩、浅红色正长花岗斑岩、浅红色中细粒含霞石正长花岗岩、红色中粗粒含霞石碱长花岗岩、灰色混染含霞石石英正长岩、灰白色中粗粒花岗闪长岩等组成。

二、喷出岩

该区喷出岩分布广泛，按时代分属晚奥陶世、晚泥盆世、晚三叠世。岩石类型复杂，有基性、中性、中酸性和酸性。上奥陶统以中基性火山岩为主，有熔岩、凝灰岩等，主要分布在滩间山群下岩组中。上泥盆统火山岩主要有玄武岩、安山岩、酸性凝灰熔岩、火山角砾岩、流纹岩等。上三叠统火山岩主要分布在该区中部，主要岩性有流纹质含角砾凝灰熔岩、流纹质玻屑晶屑角砾熔岩、安山岩、流纹岩夹火山角砾岩。

第四节 区内矿床概述

祁漫塔格地区，目前发现的矿床、矿点较多，以铁矿及多金属矿为主，主要分布在楚鲁套海高勒一带，主要矿床矿点详细特征见表 1-2。区内形成的矿床以矽卡岩型为主，从成矿时期看，印支—燕山成矿期是区内最主要的成矿期，因区内较有意义的矽卡岩型铁矿、铅锌矿（床）点、多金属矿点均与该期有关。区域矿床与构造关系密切，矿点总体呈北西向排列，主要受冰沟—景忍南断裂组控制。矿体多赋存于构造带的复合部位、弧形断裂的转弯处、向斜核部等。区内除乌兰乌珠尔铜矿与地层没有大的关系外，目前发现的 2～8 号矿点主要分布在楚鲁套海高勒和狼牙山南一带，出露在岩体和奥陶系、石炭系地层大理岩接触带边部。

表 1-2 矿床矿点一览表（据青海省地调院资料，略有修改）

矿(床)点	位置	矿种	规模	成因
1 号	乌兰乌珠尔	铜矿	中型	似斑岩型
2 号	景忍东 5.5 千米	铅锌矿	矿点	矽卡岩型
3 号	楚鲁套海高勒沟脑	铅锌矿	矿点	矽卡岩型
4 号	楚鲁套海高勒北	铅锌矿	矿点	矽卡岩型
5 号	楚鲁套海高勒	磁铁矿	小型	接触交代—矽卡岩型
6 号	楚鲁套海高勒南	多金属	矿点	矽卡岩型
7 号	巴音郭勒河西岸	多金属	中型	矽卡岩型
8 号	狼牙山北坡	褐铁矿	矿点	淋滤型
9 号	肯得可克	钴、铋、金矿	中-大型	矽卡岩型
10 号	狼牙山东南	磁铁矿	矿点	矽卡岩型
11 号	野马泉	磁铁矿、闪锌矿	中型	矽卡岩型

第二章 乌兰乌珠尔矿区及矿床地质地球化学特征

乌兰乌珠尔铜矿普查始于 2001 年的青海省地质矿产勘查院（现为青海省地质调查院）开展的青海省茫崖镇乌兰乌珠尔多金属矿普查项目。目前，青海省地调院对该矿区的勘查工作已经结束，经过几年的勘查工作，累计发现 9 个铜矿体和 5 个锡矿体。但前人对该矿床的研究工作程度非常低，为了能在此取得突破性进展，打开本区找矿工作的新局面，我们多次奔赴乌兰乌珠尔矿区进行野外实地调查，对矿区地质、矿床地质等做了重点解剖研究工作。

第一节 矿区地质特征

一、矿区地层

乌兰乌珠尔矿区内地层非常不发育，仅在矿区南部零星出露有小面积的第四系(图 2-1)。

二、矿区构造

区内断裂构造发育且规模较大，主要为北东向(F1)、东西向(F2)、北西向(F3) 以及北东东向(F4)断裂，各断裂均为逆断层(图 2-1)。其中，F4 断裂形成于加里东晚期，F3、F2 断裂形成于海西-印支早期，F1 断裂形成于喜山期且 F3、F4 断裂为区内主干断裂。各断裂多为蚀变破碎带，活动时间长，相交部位破碎带明显变宽。已发现的锡、铜矿体主要赋存于 F4 断裂及其次级断裂与 F3 断裂的交汇处。

（一）北东向断裂(F1)

F1 断裂位于矿区西北部，规模较大，长约 3.1km，北东向展布，倾向北西，倾角较大，一般在 50～60° 之间，多为破碎蚀变带，破碎带宽一般 20～30m，最宽处可达 150m，带内岩性主要为构造角砾岩。其两侧围岩主要为晚海西-早印支似斑状花岗岩和花岗岩。该断裂破碎带经青海地调院的槽探工程、地化剖面及地质路线填图控制，未发现矿化现象及线索。

（二）东西向断裂(F2)

F2 断裂位于矿区中部，规模较大，长约 3.7km，东西向展布，倾向北，倾角较大，一般在 50～70°之间。该断裂近似弧形，西端与北西向断裂相交，中东端为蚀变破碎带，破碎带宽一般 10～20m，最宽处可达 50m。断裂赋存于晚海西-早印支花岗岩中，两侧及带内可见与断裂方向一致的细粒花岗岩脉。该蚀变破碎带经青海地调院的槽探控制，发现断裂中零星出现铜矿化。

（三）北西向断裂(F3)

F3 断裂规模较大，贯穿于整个矿区范围，长约 6km，北西向展布，倾向北东，倾角较大，一般在 50～70°之间，多为蚀变破碎带，最宽处可达 120-150m，在矿区中部呈树枝状。沿断裂带常见花岗斑岩脉、花岗岩脉及钾长花岗岩脉分布。因断裂活动期次多、时间长，带内岩石破碎蚀变强烈，岩性主要为糜棱岩、构造角砾岩等。岩石蚀变主要为硅化、钾化、黑云母化、似千枚岩化、绢英岩化及绿泥石化等。

（四）北东东向断裂(F4)

F4 断裂规模大，属区域性断裂, 区内长约 5.6km，北东东向展布，倾向北北西，倾角较大，一般在 40～60°之间，与 F3 断裂相交于二道沟、三道沟沟脑，地貌特征为平直沟谷和低山垭口。断层活动期次多，时间长，形成 20～150m 宽的蚀变破碎带，断裂两侧多见东西向次级断裂。带内花岗岩脉、花岗斑岩脉发育，但因断裂活动时间长，岩性破碎，挤压片理发育，形成糜棱岩、碎裂岩、构造角砾岩等。岩石蚀变强,有硅化、钾化、黑云母化、似千枚岩化、高岭土化及绿泥石化等。

三、矿区岩浆岩

花岗岩侵入体在矿区内大面积出露，主要为晚海西-早印支的似斑状花岗岩体($л\gamma O_4^3$-$л\gamma O_5^{1a}$)和花岗岩体(γO_4^3-γO_5^{1a})，局部出露燕山晚期钾长花岗岩体（γ_5^{2b}），其中，前两者呈相变关系。中酸性岩脉也十分发育，其展布受断裂控制，侵入规模较大，有的延伸可达数千米，且连续性好，主要有晚印支花岗斑岩脉($л\gamma_5^{1b}$)和细粒花岗岩脉($\gamma л_5^{1b}$)、印支期钾长花岗岩脉($\varepsilon\gamma_5^1$)及燕山期闪长玢岩脉($\delta\mu$)等(图 2-1)。

(一) 晚海西-早印支似斑状花岗岩体

主要位于矿区西南部，呈岩基状产出，主要岩石类型有似斑状黑云母

二长花岗岩、似斑状二长花岗岩、细中粒花岗闪长岩及石英黑云母闪长岩等。

似斑状黑云母二长花岗岩（图版Ⅰ-1）：灰白色，似斑状结构，块状构造。岩石由斑晶和基质两部分组成。斑晶约 20%，由钾长石、斜长石、石英和黑云母组成，粒径一般 5～6mm 左右。基质约 80%，具中细粒半自形粒状结构，主要成分有斜长石(约 45%)、石英(约 30%)、钾长石(约 15%)和黑云母(约 10%)，粒径一般 1～1.5mm 左右，含有少量的金属矿物，微量的磷灰石、锆石等。其中，斜长石多发生绢云母化和土化，有时见绿泥石化等。

似斑状二长花岗岩（图版Ⅰ-2）：灰黄色，似斑状结构，块状构造。岩石由斑晶和基质两部分组成。斑晶约 15%，由钾长石、斜长石和石英组成，粒径一般 5～6mm 左右。基质约 85%，具中细粒花岗结构，主要成分有斜长石(约 35%)、石英(约 30%)、钾长石(约 25%)和黑云母(约 10%)，粒径一般在 0.6～3mm 之间，含有少量的磁铁矿等金属矿物。其中，斜长石多发生绢云母化和土化，有时见钠长石化。

中细粒花岗闪长岩：灰白色，中细粒花岗结构，块状构造。主要矿物有斜长石(约 45%)、石英(约 25%)、钾长石(约 20%)和黑云母(约 10%)等。沿黑云母解理和边部有金红石、榍石、磷灰石、锆石和磁铁矿等析出。其中，斜长石多发生土化和绢云母化，局部见绿帘石化、钠长石化等。

石英黑云母闪长岩：灰白色，细粒半自形粒状结构，块状构造。主要矿物有斜长石(约 70%)、黑云母(约 25%)及少量的石英(约 5%),含有少量的磷灰石等副矿物。磷灰石常分布于黑云母晶体或其附近，相对量较多，沿黑云母边部常有黑色铁质和金红石等分布。其中，斜长石多发生土化、绢云母化，局部见钠长石化等。

(二) 晚海西-早印支花岗岩体

主要位于矿区中部及北部，呈岩基状产出，与似斑状花岗岩体呈相变关系。主要岩石类型有花岗岩、中细粒二长花岗岩和中细粒正长花岗岩等。

花岗岩：灰白色，中细粒半自形粒状结构，块状构造。主要矿物有斜长石(约 45%)，石英(约 45%)，黑云母(约 7%)，含有少量的不透明矿物。沿黑云母解理有磁铁矿、榍石、金红石及碳酸盐矿物析出。其中，斜长石多发生绢云母化和土化。

中细粒二长花岗岩（图版Ⅰ-3）：浅肉红色，中细粒花岗结构，块状构造。主要矿物有钾长石(约 40%)、斜长石(约 25%)、石英(约 30%)及黑云母(约 5%)等。沿黑云母解理及边部分布有磁铁矿、金红石等。岩石中微裂隙较多，分割岩石中的矿物，裂隙中充填绿泥石、碳酸盐矿物。其中，斜长石多发生绢云母化和土化，局部见绿泥石化和白云母化；黑云母多发生绿泥石化且部分绿泥石化后又变为碳酸盐化。

中细粒正长花岗岩（图版Ⅰ-4）：肉红色，中细粒花岗结构，块状构造。主要矿物有钾长石(约 50%)、石英(约 30%)、斜长石(约 15%)及黑云母(约 5%)等。沿黑云母解理及边部有磁铁矿、金红石等析出。其中，斜长石多发生绢云母化和土化。

(三) 燕山晚期钾长花岗岩体

呈岩株状产出，区内仅在西南部出露，侵入于晚海西-早印支似斑状花岗岩体内，接触部位具混染。

(四) 晚印支花岗斑岩脉

该岩脉出露较多，主要出露于矿区中部，主要受北西向断裂控制，分布在断裂带及其附近，北西向展布，局部东西向展布。岩脉规模较大，连续性好，长的可达 1.5km，宽一般 5～10m，地表最宽处可达 50m，在深部宽度可达 70 多米，这证明岩脉向深部有膨大趋势。

似球粒状花岗斑岩（图版Ⅰ-5）：灰白色，斑状结构，块状构造。岩石由斑晶和基质两部分组成。斑晶约 45%，主要由石英(约 80%)和长石(约 20%)组成；长石或石英组成似球粒状，粒径一般在 0.2～0.6mm 之间；“球粒”圆状为主，少量椭圆状或不规则状。基质约 55%，由绢云母(约 60%)和石英(约 40%)组成，含有极少的磁铁矿和黄铁矿。石英呈细小粒状分散于绢云母中，粒径一般在 0.1mm 以下。常见黄铁矿化、黄铜矿化、褐铁矿化等。岩石蚀变强烈，主要蚀变类型有硅化、绢云母化、钾化等。

(五) 晚印支细粒花岗岩脉

该岩脉出露于矿区中部，总体为北西向、东西向展布。岩脉分布主要集中在断裂带附近及断裂带内，受构造影响，脉体较为破碎。

岩石特点为：灰白色，细粒结构，块状构造，主要由石英(约 50%)、斜长石(约 35%)及黑云母(约 15%)组成，岩石矿化不明显，仅见轻微褐铁矿化。岩石蚀变主要有硅化、黑云母化等。

(六) 印支期钾长花岗岩脉

岩脉展布方向受断裂构造控制，规模较小，长度一般在 100～600m 之间，宽度一般在 5～10m。岩石较为完整，未见构造破坏。

(七) 燕山期闪长玢岩脉

区内出露零乱，岩脉规模较小，长度一般 100～600m 之间，宽度一般 5m 左右。岩石较为完整，未见构造破坏，并且未发现该岩脉与区内矿产有直接联系。

四、蚀变破碎带

乌兰乌珠尔矿区内的蚀变破碎带主要集中在矿区中部晚海西-早印支似斑状花岗岩体和花岗岩体的渐变过渡部位(图 2-1)，其内的主要岩石类型有硅化花岗岩，碎裂状花岗岩，绢云母化似斑状二长花岗岩，绢云母化二长花岗岩等。

硅化花岗岩（图版Ⅰ-6）：灰白色，中细粒半自形粒状结构，块状构造。岩石发生强烈的蚀变，但基本可确定原岩由石英(部分为硅化产物)、长石(全部绢云母化)和黑云母组成。主要矿物有绢云母(约 50%)，石英(约 40%)，黑云母(约 5%)，含有少量的黄铁矿和黄铜矿。沿黑云母解理有磁铁矿、榍石、金红石及碳酸盐矿物析出。常见黄铁矿化、黄铜矿化、褐铁矿化、孔雀石化、黄钾铁矾、铜蓝等。主要的岩石蚀变有绢云母化、硅化、绿泥石化，局部可见碳酸盐化。

碎裂状花岗岩（图版Ⅱ-1）：土黄色，中细粒结构，碎裂状构造。岩石蚀变强烈且矿物含量难以确定，主要的矿物有绢云母和石英。岩石受力破碎，裂纹极发育，将岩石中的各矿物分割，裂隙中主要充填褐铁矿、绢云母和碳酸盐矿物。常见褐铁矿化、黄铁矿化、黄铜矿化等。主要的岩石蚀变有绢云母化、硅化等。绢云母化至少两期，较早一期中，长石全部变为绢云母(个别可见板状假象)，后又被硅化的石英交代；较晚一期中，绢云母充填岩石裂隙中。

绢云母化似斑状二长花岗岩（图版Ⅱ-2）：黄白色，似斑状结构，块状构造。岩石蚀变较强，由斑晶和基质两部分组成。斑晶约 10%，成分为钾长石，粒径一般 4.5～6mm 左右。基质约 90%，具中细粒花岗结构，主要成分有斜长石(约 35%)、石英(约 35%)、钾长石(约 25%)和黑云母(约 5%)，

粒径一般 1.2～1.8mm 左右。其中，斜长石全部变为绢云母鳞片状集合体；沿黑云母解理、边缘有大量的褐铁矿、磁铁矿分布。常见褐铁矿化、黄铁矿化等。主要的岩石蚀变有绢云母化、钾化、硅化等。

绢云母化二长花岗岩（图版Ⅱ-3）：黄白色，中细粒花岗结构，块状构造。岩石蚀变强烈，主要的矿物有钾长石(约 40%)，斜长石(约 25%)，石英(约 25%)，黑云母(约 5%)等，含少量的菱铁矿等碳酸盐矿物。其中，斜长石基本上绢云母化和碳酸盐化；沿黑云母解理有磁铁矿、金红石等分布。常见褐铁矿化、黄铁矿化、黄铜矿化、孔雀石化等。主要的岩石蚀变有绢云母化、钾化、碳酸盐化和硅化等。

2003 年，青海地调院分析了乌兰乌珠尔矿区内上述蚀变破碎带、花岗斑岩、似斑状花岗岩、二长花岗岩等地质体中的 Cu、Sn、W、Pb、Zn、Bi 等元素的平均含量，分析结果见表 2-1。由表 2-1 可看出，乌兰乌珠尔矿区内蚀变破碎带和花岗斑岩中 Cu、Sn、Bi 含量明显高于其它地质体中含量，而 Cu 在似斑状花岗岩和二长花岗岩中的含量甚至低于地壳中的克拉克值(55×10^{-6}),这表明乌兰乌珠尔铜矿床的形成与构造岩浆活动和花岗斑岩存在着密切的关系。

表 2-1 乌兰乌珠尔矿区主要地质体微量元素平均含量表（10^{-6}）

元素 / 地质体	Cu	Sn	W	Pb	Zn	Bi
蚀变破碎带	163	68.3	10.1	82.7	125.1	15.4
花岗斑岩	116.4	71.0	8.74	77.7	149.8	31.2
似斑状花岗岩	41.7	32.3	4.9	115.3	192.6	2.0
二长花岗岩	52.5	48.1	6.0	85	137	4.0
地壳克拉克值	55	1.7	1.1	13	70	0.17

据青海地调院内部资料(2003)

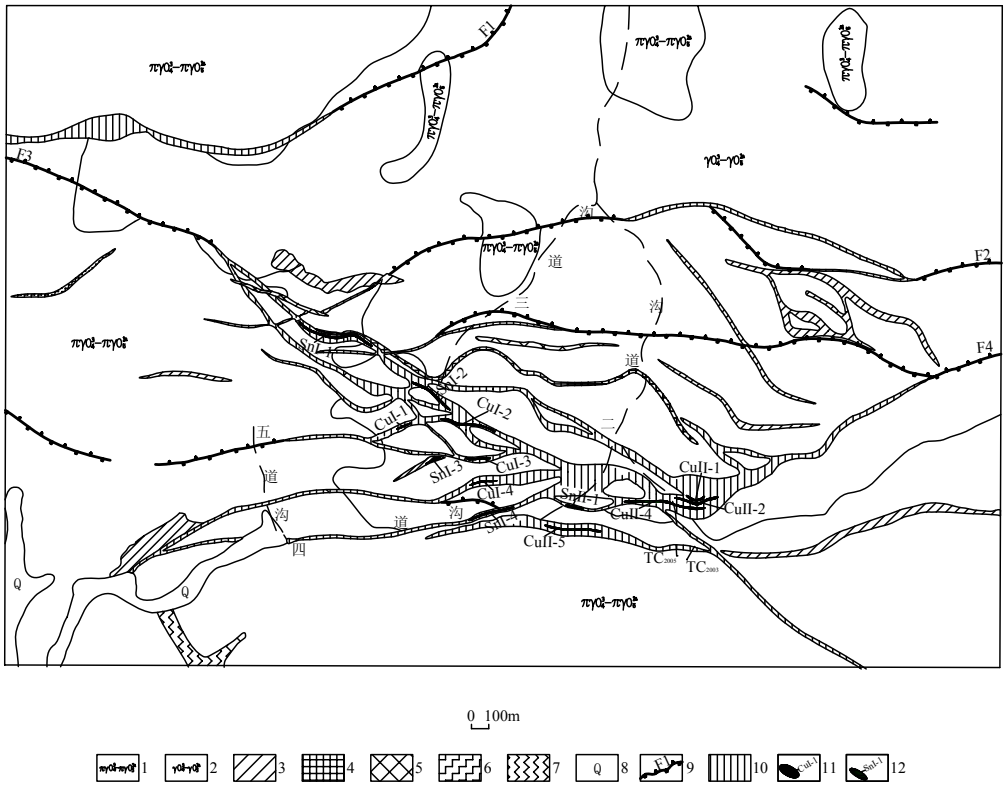


图 2-1　乌兰乌珠尔矿区地质图（据青海省地调院，2006，略有修改）

1—晚海西-早印支似斑状花岗岩侵入体（лγO_4^3-лγO_5^{1a}）2—晚海西-早印支花岗岩侵入体（γO_4^3-γO_5^{1a}） 3—晚印支花岗斑岩脉（лγ$_5^{1b}$） 4—晚印支细粒花岗岩脉（γл$_5^{1b}$） 5—印支期钾长花岗岩脉（εγ$_5^1$） 6—燕山期闪长玢岩脉（δμ） 7—燕山晚期钾长花岗岩体（γ$_5^{2b}$） 8—第四系 9—逆断层 10—蚀变破碎带 11—铜矿体及编号 12—锡矿体及编号

第二节 含矿地质体微量元素特征

乌兰乌珠尔矿区含矿地质体主要为蚀变破碎带和晚印支花岗斑岩脉（лγ$_5^{1b}$）。为了解乌兰乌珠尔矿区含矿地质体及其控矿构造，项目组两次分别对横穿含矿地质体的探槽（TC_{2003}、TC_{2005}）（图 2-1)进行实测地质剖面测量(图 2-2，图 2-3)，对从中所取样品的 7 种微量元素进行测试，测试结果见表 2-2、2-3，并在此基础上对其做地球化学剖面(图 2-2，图 2-3)及富集序列分析(表 2-4)。从所取样品中挑选出 39 个矿化发育的样品，并根

据其 7 种微量元素的测试结果做相关性分析，分析结果见表 2-5。

由表 2-4 可知，乌兰乌珠尔铜矿床成矿元素及成矿指示元素富集序列为 W→Sn→Cu→Au→Zn→Pb→Be。根据富集系数可把上述元素富集程度分为三等，由高到低为(W、Sn) →(Cu) →(Au 、Zn、Pb、Be)。

地球化学剖面对成矿元素及成矿指示元素在含矿地质体中的空间分布特征及其机制提供了有益的信息。从图中及测试结果可以看出，乌兰乌珠尔铜矿床含矿地质体的成矿元素及成矿指示元素的含量较高，而且 Cu、Sn、W、Au 含量基本上都超过了目前工业开采所需最低品位。由图 2-2、图 2-3 可知，Sn 的矿化趋势与 Cu、W、Au、Pb、Zn 等元素的矿化趋势不一致甚至相反，这一现象从表 2-5 中 Sn 与 Cu、W、Au、Pb、Zn 等主要元素的负相关性也能得到证明，这可能是因为铜、锡矿体形成于两个不同的成矿阶段。

结合各微量元素的相关性(以相关系数大于 0.5 为标准)，可将含矿地质体中的元素划分为 Sn、W-Au、Cu-Zn 三个元素组合，其它元素(如 Pb、Zn、Be)因相关系数低难以与其它元素构成组合。

综上所述，乌兰乌珠尔铜矿床富集的 Cu、Sn、W、Au 等元素中，Sn 可能代表了第一阶段的成矿热液活动， W-Au 元素组合可能代表了第二阶段的成矿热液活动，而 Cu-Zn 可能代表了第三阶段的成矿热液活动。其中，锡矿体的形成与第一阶段的热液活动密切相关；Cu 的富集主要与第三阶段的热液活动密切相关。

表 2-2 乌兰乌珠尔矿区 TC_{2003} 微量元素分析结果(Au 为 10^{-9}，其余均为 10^{-6})

样品号	Cu	Sn	W	Au	Pb	Zn	Be
PWR01-H1	112	23.5	180.0	19.0	64.0	71.0	1.6
PWR02-H1	1871.3	156.8	280.0	18.5	1784.2	351.0	2.0
PWR02-H2	794.2	169.7	140.0	3.4	40.0	55.0	3.6
PWR02-H3	405.0	83.0	280.0	11.0	34.0	92.0	2.8
PWR03-H1	10808.6	83.0	120.0	8.4	80.0	467.4	9.8
PWR04-H1	445.3	69.0	180.0	4.2	17.5	110.0	3.8
PWR05-H1	7759.6	30.0	280.0	9.0	50.0	421.6	5.8
PWR06-H1	267.5	53.0	240.0	1.8	26.5	51.0	2.9
PWR07-H1	352.5	19.0	280.0	4.4	50.0	48.0	3.5
PWR08-H1	196.6	89.8	160.0	3.4	58.0	67.0	3.2
PWR09-H1	4052	103.2	300.0	3.0	10.5	85.0	4.7
PWR10-H1	1968.1	74.0	300.0	54.0	27.0	311.9	5.4
PWR10-H2	4257.3	57.0	280.0	3.6	24.0	631.8	5.9
PWR11-H1	844.5	114.5	220.0	2.8	105.0	181.0	2.3
PWR12-H1	2141.5	97.3	220.0	15.0	40.0	495.8	5.7
PWR12-H3	889.4	74.0	120.0	3.8	17.0	125.0	5.5
PWR13-H1	716.1	69.0	160.0	4.2	31.0	41.0	2.8
PWR15-H1	459.2	53.0	240.0	9.2	33.0	125.0	4.2
PWR17-H1	1219.9	49.0	160.0	3.2	30.0	875.4	3.5
PWR18-H1	1409.2	83.0	160.0	2.3	23.5	371.1	7.2
PWR19-H1	383.6	114.8	300.0	4.6	33.0	105.0	5.0
PWR20-H1	185.0	151.0	1260.0	14.0	86.0	120.0	2.2
PWR21-H1	120.0	57.0	280.0	8.2	13.5	44.0	4.2
PWR22-H1	185.0	143.2	1320.0	11.0	86.0	130.0	2.4
PWR23-H1	4165.7	21.0	220.0	340.0	17.0	118.0	0.9
PWR24-H1	96.0	40.0	220.0	8.6	5.8	38.0	2.1
PWR25-H1	912.6	49.0	200.0	60.0	30.0	64.0	2.2
PWR26-H1	4093.3	78.0	3960.0	740.0	32.0	105.0	2.0
PWR26-H2	9099.0	18.0	220.0	74.0	56.0	516.1	1.7
PWR27-H1	849.4	83.0	160.0	12.0	14.0	125.0	2.7
PWR28-H1	12584.9	37.0	720.0	17.0	8.8	9531.0	9.7
PWR28-H2	938.1	138.9	220.0	36.0	30.0	140.0	2.1
PWR29-H1	237.7	69.0	660.0	9.8	21.5	150.0	1.5
PWR30-H1	110.0	142.6	300.0	14.0	32.0	71.0	9.7

续表2-2

PWR33-H1	499.5	22.0	380.0	15.0	320.7	290.0	7.1
PWR34-H1	630.6	21.0	240.0	4.9	214.5	4985.4	3.6

测试单位：吉林地质地勘局第五实验室，2003

表 2-3 乌兰乌珠尔矿区 TC_{2005} 微量元素分析结果(Au 为 10^{-9}，其余均为 10^{-6})

样品号	Cu	Sn	W	Au	Pb	Zn	Be
WLWTC101-H	30.8	168.2	29.3	2	17	35.6	4.3
WLWTC101-H2	10.1	279.5	13.8	1.3	13.4	19.6	6.4
WLWTC103-H1	16.2	168	14.5	1.8	12.5	23.8	5.4
WLWTC103-H2	57.5	156.1	14.7	1	13.7	83.4	5.3
WLWTC104-H1	126.3	97.2	10.5	1.1	18.6	108.7	5
WLWTC104-H2	114.3	271.3	25	1.2	16.9	109.2	7.1
WLWTC104-H3	39.1	20.3	3.5	1.3	27	221.1	5.6
WLWTC106-H1	100.6	57.8	5.3	0.9	35.2	173.3	5.2
WLWTC106-H2	93.4	75.8	11	1.2	37.3	97	7
WLWTC110-H1	110.3	50.9	2.5	1.5	28.3	440.1	2.5
WLWTC112-H1	176.2	410.2	9	1.4	8.4	62.2	3.8
WLWTC112-H2	127.3	308.5	18.3	1.6	13.3	128.8	6.6
WLWTC113-H1	507.1	595.7	20.3	1.5	17	267.9	8.4
WLWTC114-H1	431.3	875.9	74.5	1.9	16.1	173.4	10
WLWTC114-H2	198.5	199.7	19.8	1.3	14.6	120	8.3
WLWTC115-H2	89	264.7	9.5	3	13.1	117.6	5.6
WLWTC116-H1	99.9	1410	17.3	2.2	36.8	55.3	5.3
WLWTC116-H2	41	180.1	5.5	1.1	13.8	35.8	4.7
WLWTC117-H1	505.2	436.1	16	2.1	20.2	239.9	5.4
WLWTC119-H1	405	209.9	12.8	1.7	14.2	92	5.4
WLWTC122-H1	2622.8	1353	37	0.9	20.4	372. 6	6.7
WLWTC124-H1	373.8	426.7	9.3	1.1	15.2	140.8	5.1
WLWTC124-H2	356.1	648.9	22.5	0.8	15.4	64.5	4
WLWTC124-H3	1159.7	1088	5.3	2.4	14.4	88.7	7.1
WLWTC125-H1	2715	332.8	22	203.5	32.2	67.8	2.4
WLWTC126-H1	646.7	171.5	9.3	127.4	28.9	254.1	5.1
WLWTC128-H1	56.2	349. 2	6.9	19	17	55.5	5.1
WRPD03-H1	23.8	96. 5	55.1	6. 0	20.3	439.3	11.8
WRPD04-H1	228.5	166.3	10.7	58	31.2	357	11.2

续表 2-3

WRPD05-H1	228.3	245.8	25	10.5	15.1	189.9	9.4
WRPD06-H1	588.9	148.3	20.1	8.8	13.6	154	6.3
WRPD07-H1	2336.9	540.6	47.9	2.5	21.6	254.3	16.7
WRPD07-H2	356.9	200.2	2.5	3.1	16.5	114.6	6.4
WRPD08-H1	126.9	72.4	141.8	1.6	510.4	1328.8	8.4
WRPD09-H1	213.3	120.6	50.7	5.4	25.8	157.2	5.2
WRPD10-H1	102.7	252.3	6.9	5.9	14.2	82.5	5.8
WRPD11-H1	340.3	260.5	12.8	6.1	17.4	201.2	8.7
WRPD11-H3	294.9	306.2	38.3	4.3	151.9	435.7	9.3
WRPD11-H5	1627.1	164.3	3.5	3.6	29.3	236.3	9.3
WRPD12-H1	2237.9	556.3	66.0	3.7	16.6	330.5	8.8
WRPD12-H4	463.7	197.9	26.5	2.7	12.4	235.1	8.3
WRPD13-H1	532.5	457.5	35.6	3.2	40.2	79.1	6.2
WRPD14-H1	145.9	439.2	17.5	3.0	15.8	84.3	6.8
WRPD14-H2	105.9	146.0	1.2	2.7	110.5	372.2	7.3

测试单位：吉林地质地勘局第五实验室，2005

表 2-4 乌兰乌珠尔铜矿床成矿指示元素富集序列表

元素	Cu	Sn	W	Au	Pb	Zn	Be
平均含量/10^{-6}	1215.3	140.1	199.6	0.026	64.2	377.7	5.6
地壳克拉克值/10^{-6}	55	1.7	1.1	0.004	13	70	3.8
富集系数/倍	22.1	82.4	181	6.48	4.94	5.4	1.47
富集序列	3	2	1	4	6	5	7

表 2-5 乌兰乌珠尔铜矿床成矿指示元素相关矩阵表

	Cu	Sn	W	Au	Pb	Zn	Be
Cu	1	-0.166	0.277	0.16	0.015	0.57	0.195
Sn	-0.166	1	-0.176	-0.09	-0.06	-0.16	0.131
W	0.2768	-0.176	1	0.937	0.0169	0.114	-0.23
Au	0.1604	-0.09	0.937	1	-0.02	-0.04	-0.27
Pb	0.015	-0.06	0.017	-0.02	1	0.019	-0.23
Zn	0.57	-0.161	0.114	-0.04	0.0189	1	0.148
Be	0.195	0.1309	-0.23	-0.27	-0.227	0.148	1

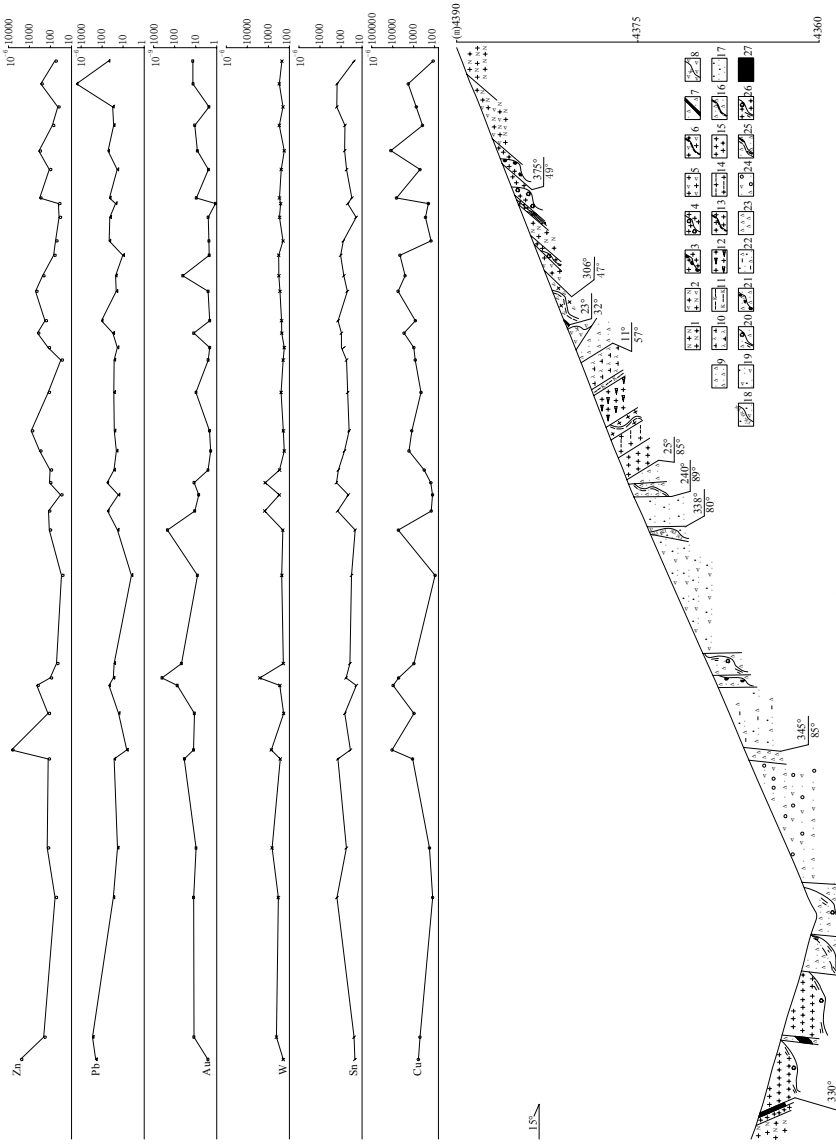


图2-2 乌兰乌珠尔矿区TC$_{3000}$实测地质-地球化学剖面图

1-斜长花岗岩 2-碎裂斜长花岗岩 3-孔雀石化花岗岩 4-硅化花岗岩 5-碎裂花岗岩 6-黑云母化碎裂花岗岩 7-矿化蚀变破碎带 8-钾化碎裂岩
9-破碎带 10-闪长玢岩 11-钾化黑云母化带 12-碎裂似斑状花岗岩 13-黑云母化花岗岩 14-黑云母花岗岩 15-花岗岩 16-糜棱岩化带 17-石英斑岩
18-高岭石化碎裂石英斑岩 19-碎裂石英斑岩 20-绢英岩化、硅化破碎带 21-孔雀石化破碎带 22-泥化石英斑岩破碎带 23-角砾岩带 24-第四纪残破积物
25-绢英岩化、糜棱岩化破碎带 26-绢英岩化、硅化花岗岩 27-矿体

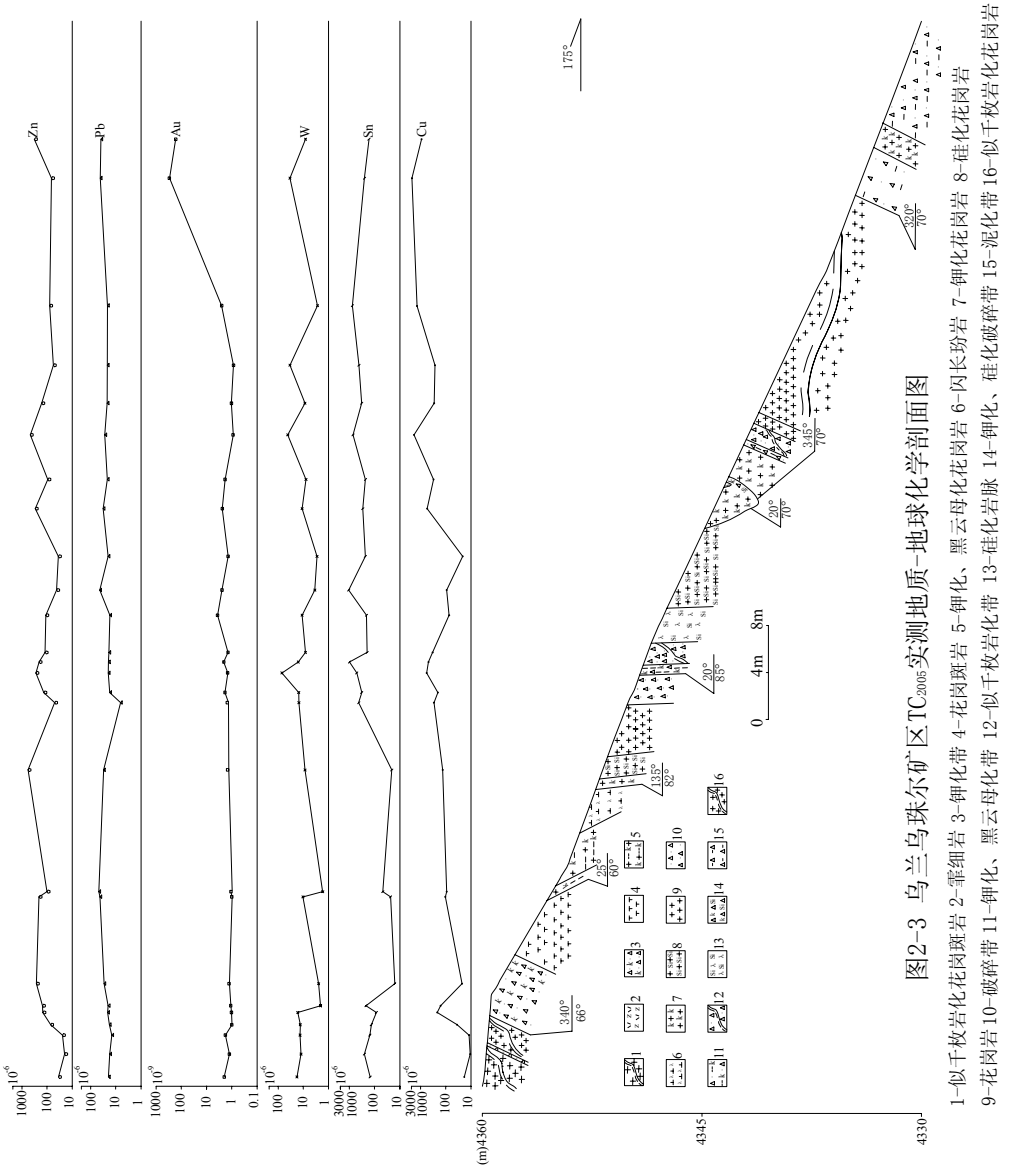


图2-3 乌兰乌珠尔矿区TC$_{2005}$实测地质-地球化学剖面图

1-似千枚岩化花岗斑岩 2-霏细岩 3-钾化带 4-花岗斑岩 5-钾化、黑云母化花岗岩 6-闪长玢岩 7-钾化花岗岩 8-硅化花岗岩
9-花岗岩 10-破碎带 11-钾化、黑云母化带 12-似千枚岩化带 13-硅化岩脉 14-钾化、硅化破碎带 15-泥化带 16-似千枚岩化花岗岩

第三节 矿床地质特征

一、矿体特征

乌兰乌珠尔矿区分Ⅰ、Ⅱ两个矿段，Ⅰ矿段位于三道沟一带，Ⅱ矿段位于二道沟一带，矿区内主要有 CuⅠ-1、CuⅠ-2、CuⅠ-3、CuⅠ-4、CuⅡ-1、CuⅡ-2、CuⅡ-3、CuⅡ-4、CuⅡ-5 等 9 个铜矿体以及 SnⅠ-1、SnⅠ-2、SnⅠ-3、SnⅠ-4、SnⅡ-1 等 5 个锡矿体（图 2-1）。经青海地调院平硐验证，未见矿体被后期构造破坏。

铜矿体产于蚀变破碎带且严格受其控制，断续延伸约 2km；赋矿岩性主要为硅化花岗岩、碎裂状花岗岩等(图 2-2)。各矿体规模大小不一致，厚度变化大，平均厚度变化范围为 4～17m，而且品位变化大，平均品位约为 0.65%。矿体多呈似层状，个别呈透镜状产出，多数北西向展布，个别东西向展布，倾向北北东，向东侧伏。其中，CuⅠ-1 和 CuⅡ-1 规模最大，占其总储量的 98%，矿体上部为氧化矿石，下部为原生矿石，从地表到深部，矿化、蚀变均逐渐减弱，含矿岩性主要为硅化花岗岩、构造角砾岩、绢云母化二长花岗岩等；CuⅡ-3 矿体位于 F3、F4 断裂交汇的破碎带最宽处，此矿体是一条隐伏矿体，是目前所发现的矿体中厚度最大的铜矿体，矿体形态为透镜状，从地表到深部矿体厚度变小，含矿岩性主要为绢云母化二长花岗岩、硅化花岗岩等。

锡矿体也产于蚀变破碎带中，但矿体产出位置与铜矿体截然不同且与花岗斑岩脉关系密切。矿体厚度较小，平均厚度为 0.5～3.1m，而且品位较低，平均品位为 0.14%～0.28%。矿体向东侧伏，多呈透镜状，个别似层状产出，多数东西向展布，个别北西向展布，倾向北北东为主，个别倾向南南西。

主要铜、锡矿体的详细特征如表 2-6 所示。

表 2-6 乌兰乌珠尔铜、锡矿体特征一览表

矿段	矿体编号	长度(m)	平均视厚度(m)	矿体产状	平均品位	矿体形态	赋矿岩石	赋存位置
Ⅰ	CuⅠ-1	650	5.2	25°∠61°	0.80%	似层状	硅化花岗岩 构造角砾岩	三道沟 沟脑
	CuⅠ-2	350	4.0	20°∠70°	0.58%	似层状	绢云母化二长花岗岩 构造角砾岩	三道沟 沟脑
	SnⅠ-1	480	1.8	20°∠55°	0.16%	透镜状	花岗斑岩	三道沟西
	SnⅠ-4	550	0.9	20°∠55°	0.22%	透镜状	花岗斑岩	四道沟
Ⅱ	CuⅡ-1	760	16.8	15°∠55°	0.6%	似层状	硅化花岗岩 构造角砾岩 花岗斑岩 糜棱岩	二道沟 沟脑
	CuⅡ-3	200	8.9	10°∠70°	0.46%	透镜状	绢云母化二长花岗岩 硅化花岗岩	二道沟 沟脑
	CuⅡ-4	560	9.8	15°∠60°	0.41%	似层状	绢云母化二长花岗岩 构造角砾岩 硅化花岗岩 花岗斑岩 糜棱岩	二道沟 沟脑

二、矿石特征

乌兰乌珠尔矿区内主要的矿石有强硅化花岗岩黄铜矿矿石、硅化花岗岩黄铜矿矿石、硅化似千枚岩化花岗岩黄铜矿矿石、花岗斑岩黄铁矿矿石、硅化花岗岩黄铁矿矿石等五种矿石类型，其结构、构造等特征描述如下：

强硅化花岗岩黄铜矿矿石（图版Ⅱ-4） 半自形—它形粒状结构，浸染状构造。矿石矿物以黄铜矿为主（约 5%），含少量的黄铁矿、磁黄铁矿、磁铁矿、褐铁矿等；脉石矿物约占 90%—95%，主要为石英，斜长石次之。矿石中黄铜矿呈他形—半自形，大小不一，粒晶一般为 0.1～3mm，黄铜矿多发育在硅化的石英内，后期充填的石英脉中不见任何矿化现象。

硅化花岗岩黄铜矿矿石（图版Ⅱ-5） 它形粒状结构，稀疏浸染—星点状构造。矿石矿物以黄铜矿为主（约 3%），含少量黄铁矿、磁黄铁矿等；脉石矿物约占 95%，以石英、斜长石为主。矿石中黄铜矿呈它形粒状，颗粒大小比较均一，大小约为 0.01mm。

硅化、似千枚岩化花岗岩黄铜矿矿石（图版Ⅱ-6） 它形粒状结构，浸染状—团块状构造。矿石矿物以黄铜矿为主（约 3%），含有少量的黄铁矿、磁黄铁矿、磁铁矿等；脉石矿物约占 95%，以石英、绢云母为主，斜

长石次之。矿石中黄铜矿既有呈单颗粒形式出现的，又有呈集合体形式出现的现象，大小不一，大多数为 0.01～2mm。矿石中裂隙非常发育，黄铜矿主要产于裂隙旁的硅化带中。

花岗斑岩黄铁矿矿石（图版Ⅲ-1） 它形粒状—半自形结构，星点—团块状构造。矿石矿物以黄铁矿为主（约 2%），黄铜矿次之，含有少量的磁铁矿、磁黄铁矿、褐铁矿等；脉石矿物约占 95%，以石英为主，斜长石次之。矿石中黄铁矿呈自形—半自形，颗粒大小不一，粒晶大多数为 0.01～1mm。矿石中黄铜矿的晶形也比较好，多为半自形—自形晶。

硅化花岗岩黄铁矿矿石（图版Ⅲ-2） 它形粒状结构，团块状构造。矿石矿物以黄铁矿为主（约 3%），黄铜矿次之，含有少量的磁黄铁矿、磁铁矿、褐铁矿等；脉石矿物以石英、斜长石为主，约占 95%。矿石中黄铁矿颗粒较大，沿裂隙以团块状产出；矿石中黄铜矿多呈半自形产出，裂隙及非裂隙中均有产出。

三、矿物特征

(一)矿石矿物

乌兰乌珠尔铜矿床的矿石矿物相对简单，主要有黄铁矿、黄铜矿、 磁铁矿、磁黄铁矿、毒砂、闪锌矿、黑钨矿和锡石等，另见有孔雀石、褐铁矿、黄钾铁矾等次生矿物。其中，黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、毒砂、闪锌矿为该矿区内典型的硫化物矿物。表 2-7 为上述五种典型硫化物矿物的电子探针分析结果；表 2-8 为由表 2-7 衍生出的黄铁矿类化学成分平均含量表。主要矿石矿物特征描述如下：

黄铁矿 黄铁矿是矿区最主要的矿石矿物，基本上在整个成矿过程中都有晶出，呈浸染状、脉状分布于石英和石英裂隙中，晶形从自形到它形晶都有出现。黄铁矿有被石英交代成骸晶结构和被石英穿切的现象，与黄铜矿既有共生关系(图版Ⅲ-3)，也有被黄铜矿交代成溶蚀结构的现象(图版Ⅲ-4)。从种类上来说，黄铁矿可以分为不含金黄铁矿和含金黄铁矿两种，前者富含 Co，而贫 Ni、Au；后者富含 Au，而贫 Co 等，且前者交代后者成侵蚀结构(图版Ⅲ-5)。

黄铁矿标准分子式及其含量(%)为，FeS_2(Fe：46.55，S：53.45)，由表 2-7 及 2-8 中的分析结果可看出，与黄铁矿的标准分子式相比，乌兰乌

珠尔铜矿床的黄铁矿大部分表现为 S 的含量相对较高，而 Fe 的含量相对较低，贫 Fe 富 S 说明成矿条件为高硫逸度较还原环境。

含金黄铁矿的元素性质复杂，含有 Fe、Cu、S、As、Ni、Co、Au、Ag、Zn 等元素。Co 的含量变化范围大(0－0.21％)，这说明含金黄铁矿从高温至中温均有析出；Ni 的含量变化范围相对较小(0－0.07％)且含量也不是很大以及较富 Ag、Zn，这说明该黄铁矿主要在热液作用下形成且受浅部地壳的影响较大。

不含金黄铁矿化学组成相对较简单，除 Fe、Cu、S 等元素外，只含有 As、Co、Ag、Zn 等元素。Co 比较富集，但基本上不含 Ni，而且 Ag 的变化范围较大(0-16%)，这说明不含金黄铁矿也在高温至中温均有析出，而且随着温度的降低受地壳的影响较大。

不论是含金黄铁矿还是不含金黄铁矿中，S 含量增加，Cu 含量也随之增加，但 Fe 含量却减少。因为 Cu 的亲硫性比 Fe 的亲硫性强，在 S 含量大的情况下，Cu 容易把 Fe 从硫化物中排出而代替 Fe。而且黄铁矿中的 Co/Ni 比值均大于 1，这说明该矿床的成矿流体可能主要来源于岩浆热液。

综上所述，两种黄铁矿的成矿环境均为中高温较还原的高硫逸度环境。

黄铜矿　黄铜矿的晶形一般为半自形—他形晶，呈细疏浸染状、脉状分布于石英及石英裂隙中，黄铜矿既与黄铁矿成共生边结构(图版Ⅲ-3)又有交代黄铁矿呈骸晶结构的现象(图版Ⅲ-4)。黄铜矿交代磁铁矿呈侵蚀结构(图版Ⅲ-6)，并与闪锌矿呈反应边结构(图版Ⅳ-1)。

由表 2-7 可以看出，该矿区黄铜矿富含 Au，这说明成矿流体可能是在中温条件下富集成矿的。而且黄铜矿中 Ag 的含量也较高，这说明黄铜矿形成时受浅部地壳的影响较大，也说明了黄铜矿形成的温度较高使得 Ag 不易形成银的硫盐矿物而与黄铜矿结合，也就是说，黄铜矿主要是在中温条件下形成的。黄铜矿中含 As 极低可能是因为 As 在高温环境下与 S 形成毒砂。黄铜矿中基本上都含有 Zn，而且 Zn 的含量变化较大(0-0.32%)，这与闪锌矿的形成有关。黄铜矿的标准分子式及其含量(％)为，$CuFeS_2$(Cu：34.56，Fe：30.52，S：34.92)。表 2-7 显示出 S 含量较黄铜矿的标准分子式中的 S 含量高，Cu、Fe 均有少部分被其它元素所替代，说明黄铜矿是在高硫逸度较还原环境下形成的。

综上所述，黄铜矿的形成环境为中温较还原环境。

磁黄铁矿　在矿区中磁黄铁矿含量很少，也很少见。其晶形为自形---半自形，且被黄铁矿包裹(图版Ⅳ-3)，并且在镜下它的反射色有点异常。

磁黄铁矿标准分子式为 $Fe_{1-x}S$，x 表示铁原子的亏损数量(即结构中出现空位)，一般 x=0-0.223，其中铁和硫成分不是严格化学计量的。据统计来说，Fe 的含量一般在 60%左右，S 的含量一般在 38%左右，含有微量的 Cu、Co 和 Ni。由表 2-7 可看出，该矿区磁黄铁矿 Fe 含量相对较低，S 含量相对较高，说明磁黄铁矿是在高硫逸度较还原环境下形成的。磁黄铁矿中 As 的含量较高，并且 Ag、Zn 的含量也较高，这说明磁黄铁矿的形成温度并不是理论上的高温环境而可能是在中高温条件下形成的。

总的来说，磁黄铁矿的形成环境为中高温较还原的高硫逸度环境。

毒砂　毒砂在该矿区中也很少见，基本上呈自形晶出现且粒度较粗，而且毒砂有破碎的现象，这是由于受后期的矿化活动所影响。其与黄铁矿呈现共生边结构且裂隙中发育有黄铜矿(图版Ⅳ-4)。有些毒砂被石英脉穿切且石英脉中发育有半自形晶的毒砂(图版Ⅳ-5)，这说明有两期毒砂形成。

毒砂标准分子式及其含量(%)为，FeAsS(Fe：34.40，As：46.01，S：19.69)。由表 2-7 可知，Fe 和 As 的含量较理论值低，被其它元素所替代。而 S 的含量比理论值高，说明毒砂形成的环境为高硫逸度还原环境。一般来说毒砂容易在高温下形成，但该矿区的毒砂中，S 与 As 的原子数比大于 1，而且含量之比(0.56)较高，这说明该矿区的毒砂并不是在高温环境下形成，而是在中高温条件下形成的。从毒砂中的 Au、Ag 含量也可以说明该矿区的毒砂主要在热液阶段中高温环境下形成。

总的来说，毒砂的形成环境为中高温较还原的高硫逸度环境。

闪锌矿　闪锌矿一般呈半自形---自形晶分布，颗粒均非常小。黄铜矿呈乳滴状分布于闪锌矿中，也有黄铜矿与闪锌矿呈反应边结构(图版Ⅳ-1)。

闪锌矿标准分子式及其含量(%)为，ZnS(Zn：67.10，S：32.9)。由表 2-7 可知，闪锌矿中的元素相对简单，除了 Zn 和 S 外，仅含有少量的 Fe、Co、Ni、Ag，而且 Zn 的含量较理论值低的多，而 S 的含量却高于理论值，这说明闪锌矿也形成于富硫的较还原环境。闪锌矿中 Fe 的含量较低， 这可能是因为闪锌矿的结晶温度较低和形成压力较大，也可能是由于富硫环

境造成的。闪锌矿中 Cu 的含量极低可能是因为该矿区形成的环境富含硫且 Cu 的溶度不够大而使 Cu 都形成为黄铜矿。

综上所述，闪锌矿的形成环境为中温较还原环境。

磁铁矿 在该矿区中，磁铁矿一般为他形晶，呈星点状和浸染状。磁铁矿一般都被交代成骸晶结构、溶蚀结构、叶片状结构和残余结构等，交代它的矿物有石英、黄铁矿和黄铜矿等。在磁铁矿的裂隙中有黄铁矿分布的现象(图版Ⅳ-2)。

黑钨矿 黑钨矿晶形比较完好，一般呈现板片状。沿黑钨矿裂隙发育有磁铁矿、黄铁矿、黄铜矿等矿物(图版Ⅳ-6)。黑钨矿一般是在较高温环境下形成。在该矿区中黑钨矿形成的环境可能为高温、氧化向高硫逸度较还原过渡的环境。

锡石 锡石的晶形大部分是半自形---他形，并呈脉状分布于石英及其裂隙中，有被含金黄铁矿交代呈侵蚀结构的现象。锡石一般是在较高温氧化环境下形成的，而该矿区的其它金属矿物基本上都是在中高温高硫逸度较还原环境下形成的，这说明在该矿区，锡石是最先形成的矿石矿物。

褐铁矿 在该矿区褐铁矿化是一种少见的矿化。褐铁矿的晶形一般为他形晶，呈现叶片状和细脉状，在褐铁矿的附近分布着黄铁矿且有黄铁矿被褐铁矿交代成侵蚀结构、骸晶结构及残余结构的现象(图版Ⅴ-1)，这说明褐铁矿可能由黄铁矿转变而来。同时也可见褐铁矿中间有与其形状相同的黄铜矿出现的现象(图版Ⅴ-2)，这说明黄铜矿也可能由边部开始转变成褐铁矿。

表 2-7 东昆仑乌兰乌珠尔矿区硫化物电子探针分析结果(%)

样号	Fe	Cu	As	Co	Ni	Ag	Au	Zn	S	总和	定名
5W13-B1	43.42	0.05	0.08	0	0.07	0.06	0.67	0	54.65	99.01	黄铁矿
	43.18	0.07	0.08	0.21	0	0.16	0	0.03	56.33	99.89	黄铁矿
5W09-B1	1.38	0	0	0.09	0.01	0.02	0	60.17	37.62	99.3	闪锌矿
	29.56	32	0	0.06	0	0.17	0.41	0.02	37.16	100.37	黄铜矿
5W11-B5	41.13	0.34	0.07	0.21	0.02	0.08	0.3	0	57.8	99.95	黄铁矿
	28.36	30.19	0	0.04	0	0.11	0.54	0.32	39.67	99.22	黄铜矿
5W07-B1	29.98	32.01	0.16	0	0	0.09	0.18	0.18	37.25	99.84	黄铜矿
ZK701-g3	32.38	0	42.97	0.07	0	0.17	0.24	0.02	24.12	99.97	毒砂
ZK701-g3	46.81	0	0.12	0.01	0	0	0.55	0.14	52.26	99.88	黄铁矿
ZK2401-g1	43.98	0.05	0.02	0.13	0	0	0	0	55.72	99.89	黄铁矿
	30.34	32.86	0	0.02	0	0.02	0.24	0	36.68	100.16	黄铜矿
ZK2401-g3	57.89	0.05	0.39	0.08	0.03	0.06	0	0.04	40.51	99.15	磁黄铁矿
	30.7	31.73	0	0.06	0	0.17	0.41	0.02	37.16	100.25	黄铜矿

吉林大学测试中心电子探针室分析（分析者：王薇）

表 2-8 黄铁矿类化学成分平均含量表(%)

元素含量(%) / 名称	Fe	Cu	As	Co	Ni	Ag	Au	Pb	Zn	Sb	S
含金黄铁矿(3 个样品平均)	43.79	0.13	0.09	0.07	0.03	0.047	0.507	0	0.047	0	54.9
不含金黄铁矿(2 个样品平均)	43.58	0.06	0.05	0.17	0	0.08	0	0	0.015	0	56.025

(二)脉石矿物

乌兰乌珠尔铜矿床的主要脉石矿物有石英、黑云母、斜长石及钾长石等，尚见锆石、磷灰石、榍石等副矿物。主要脉石矿物特征描述如下：

石英 石英一般呈他形粒状，表面较干净，裂纹发育。在与长石接触处常见石英呈细小粒状颗粒分布（图版Ⅴ-3）或呈条带状集合体环绕长石、石英间；常见交代斜长石、钾长石现象，斜长石在石英中呈交代残留，边部被石英交代有时呈蚕蚀状。石英破碎重结晶（既彼此间齿状镶嵌）的现象很常见（图版Ⅴ-4）。

斜长石 斜长石一般呈板状半自形，聚片双晶发育，表面不干净，干净的地方是一般由富钠长石化导致的。斜长石呈土褐色，裂纹很发育，常见土化、绢云母化，也能见着绿帘石、绿泥石化等，沿裂隙和边缘更明显。在斜长石与钾长石或石英接触处常见净边结构（图版Ⅴ-5）。斜长石被石英、钾长石交代的现象也非常普遍。

黑云母 黑云母呈现出深褐-浅黄色，多聚集成堆分布于长石、石英粒间或呈带状集合体环绕长石间。沿黑云母解理或边缘有黑色磁体矿析出

的现象常见（图版Ⅴ-6）。而且黑云母晶体中含磷灰石、锆石的现象也比较多见。

钾长石　钾长石一般呈板状他形-半自形，表面不太干净，但比斜长石要干净的多，格子状双晶常见；而且裂纹发育且常弯曲，沿裂纹碳酸盐化明显，有时见土化。钾长石被黑云母交代侵蚀的现象非常普遍，而且绿泥石充填钾长石裂隙的现象有时可见。

四、围岩蚀变

由于乌兰乌珠尔矿区构造活动强烈，岩石十分破碎，沿破碎带常有花岗岩脉、花岗斑岩脉等与成矿有关的岩体侵入，导致矿区内围岩蚀变强烈。蚀变类型主要为硅化、似千枚岩化、钾化-黑云母化和泥化等，而且蚀变具有分带特征，由北北东到南南西的总体分带为：硅化带→似千枚岩化带→钾化-黑云母化带→泥化带(图 2-2、图 2-3)，各蚀变带的规模见表 2-9。乌兰乌珠尔铜矿床内，硅化带规模最较其它几个蚀变带规模大很多；其它三个蚀变带的规模差距不大，由大到小为：似千枚岩化带→泥化带→钾化-黑云母化带。现对各蚀变的特点描述如下：

表 2-9 乌兰乌珠尔铜矿床蚀变带规模表

蚀变带 规模	硅化带	似千枚岩化带	钾化-黑云母化带	泥化带
视宽度范围(m)	2～14.5	1～12	1～7.5	1～8.5
平均视宽度(m)	7.9	4.9	3.9	4.6

硅化：矿区内主要的蚀变类型之一，主要表现为形成一些硅质团块或条带，硅质主要由微粒状或隐晶质石英、方解石组成。该蚀变带内黄钾铁矾、孔雀石化、铜蓝等非常发育，而且硅化越强，矿化越强。矿化现象在该带最为发育，是乌兰乌珠尔矿区主要的含矿层位。

钾化-黑云母化：该蚀变类型在矿区内较为普遍，是矿区内主要的蚀变类型之一，蚀变带内孔雀石化、铜蓝等发育，矿化现象较为普遍。

似千枚岩化：也是矿区内主要的蚀变类型，似千枚岩化带内绢云母、铜蓝、黄钾铁钒等发育，其中，绢云母呈细小鳞片状集合体出现在岩石中，具明显定向排列，长轴方向与岩石构造方向一致。

泥化：在该矿区泥化并不很发育，仅在矿区局部能见着，主要表现为钾长石、斜长石因风化呈高岭土出现。有时在该带内能见着黄钾铁矾等，但矿化现象罕见。

不同蚀变带内矿化发育的样品中，Cu、Sn、W、Au、 Pb、Zn 等微量元素的平均含量如表 2-10 所示。表 2-10 表明，除 Pb 以外，其它元素都很富集，其中，Cu 矿化主要集中在硅化带，其次为钾化-黑云母化带，再次之是似千枚岩化带，这样的特征有别于典型的斑岩型铜矿床；而 Sn 矿化主要集中在似千枚岩化带，其次为硅化带；W、Au、Zn 矿化主要集中在钾化-黑云母化带。

表 2-10 不同蚀变分带内矿化发育样品微量元素含量(Au 为 10^{-9}，其余均为 10^{-6})

序号	样品编号	Cu	Sn	W	Au	Pb	Zn
	硅化						
1	PWR03-H1	10808.6	83	120	8.4	80	467.4
2	PWR04-H1	445.3	69	180	4.2	17.5	110
3	PWR11-H1	844.5	114.5	220	2.8	105	181
4	WLWTC115-H2	89	264.7	9.5	3	13.1	117.6
5	WLWTC116-H1	99.9	1410	17.3	2.2	36.8	55.3
6	WLWTC116-H2	41	180.1	5.5	1.1	13.8	35.8
7	WRPD06-H1	588.9	148.3	20.1	8.8	13.6	154
8	WRPD07-H1	2336.9	540.6	47.9	2.5	21.6	254.3
9	WRPD07-H2	356.9	200.2	2.5	3.1	16.5	114.6
10	WRPD11-H1	340.3	260.5	12.8	6.1	17.4	201.2
11	WRPD11-H3	294.9	306.2	38.3	4.3	151.9	435.7
12	WRPD11-H5	1627.1	164.3	3.5	3.6	29.3	236.3
	平均值	1489.44	311.78	56.45	4.18	43.04	196.93
	钾化-黑云母化						
13	PWR10-H1	1968.1	74	300	54	27	311.9
14	PWR10-H2	4257.3	57	280	3.6	24	631.8
15	PWR12-H1	2141.5	97.3	220	15	40	495.8
16	PWR12-H3	889.4	74	120	3.8	17	125
17	PWR15-H1	459.2	53	240	9.2	33	125
18	PWR17-H1	1219.9	49	160	3.2	30	875.4
19	WLWTC104-H1	126.3	97.2	10.5	1.1	18.6	108.7
20	WLWTC104-H2	114.3	271.3	25	1.2	16.9	109.2

续表 2-10

21	WLWTC104-H3	39.1	20.3	3.5	1.3	27	221.1
	平均值	1246.12	88.122	151	10.3	25.94	333.77
	似千枚岩化						
22	PWR30-H1	110	142.6	300	14	32	71
23	WLWTC101-H1	30.8	168.2	29.3	2	17	35.6
24	WLWTC101-H2	10.1	279.5	13.8	1.3	13.4	19.6
25	WLWTC103-H1	16.2	168	14.5	1.8	12.5	23.8
26	WLWTC103-H2	57.5	156.1	14.7	1	13.7	83.4
27	WLWTC112-H1	176.2	410.2	9	1.4	8.4	62.2
28	WLWTC112-H2	127.3	308.5	18.3	1.6	13.3	128.8
29	WLWTC122-H1	2622.8	1353	37	0.9	20.4	372.6
30	WLWTC124-H1	373.8	426.7	9.3	1.1	15.2	140.8
31	WLWTC124-H2	356.1	648.9	22.5	0.8	15.4	64.5
32	WLWTC124-H3	1159.7	1088	5.3	2.4	14.4	88.7
33	WLWTC128-H1	56.2	349. 2	6.9	19	17	55.5
	平均值	424.725	468.15	40.05	3.94	16.06	95.54

第三章 成矿条件分析及成矿期次研究

第一节 成矿地质条件

乌兰乌珠尔铜矿床的形成与地层的关系不大，而与构造、岩浆活动关系密切，因此本文着重分析区域及矿区的构造、岩浆活动从而探讨该矿床的成矿地质条件。

一、区域地质条件分析

祁漫塔格区的大地构造位置属东昆仑造山带的次级构造单元—东昆仑北带(又称昆北早古生代弧后裂陷带，孙丰月等，2003)。从地质背景看，又处于古老的柴达木地块西南边缘裂陷部位。古老地块边缘是壳幔作用活跃，能量交换活动频繁，成矿流体活跃，成矿物质活化、迁移和富集的场所，因此祁漫塔格是东昆仑地区成矿作用最明显的地区之一。

前寒武纪是祁漫塔格造山带基底即变质岩结晶基底形成时期。次后，

祁漫塔格地区一直处于大陆背景下，即华北—塔里木板块南侧陆缘位置上。从晚寒武世开始造山并隆升成陆地，直至奥陶纪，期间无任何沉积记录。晚奥陶世祁漫塔格地区开始了第一次也是最强烈一次拉张裂陷，出现蛇绿混杂岩，表明本区已扩张成小洋盆，向东则变成夭折裂谷（王岳军，1999）。志留纪至泥盆纪本区转为活动大陆边缘，发生了自南而北有限陆陆俯冲，晚泥盆世的磨拉石建造和强烈陆相火山喷发及花岗岩侵入代表这一时期的结束。石炭纪至二叠纪期间本区下沉成为陆表海，沉积了一套以碳酸盐岩为主体的浅—滨海相沉积物，代表了相对稳定的环境。三叠纪期间由于古特提斯洋向北俯冲，陆壳碰撞并发生叠覆或陆内俯冲，本区再次强烈活动，造成了晚三叠世陆相火山喷发和中酸性岩浆活动，最后完成了陆内造山过程并逐渐稳定下来，燕山期后本区隆升而遭受剥蚀。

从构造及岩浆活动等成矿条件来看，三叠纪，尤其是晚三叠世的构造岩浆活动为祁漫塔格区提供了非常有利的成矿条件，因此，该期的成矿可能性最大。乌兰乌珠尔铜矿床地处祁漫塔格北部花岗岩带分布区内，故其在三叠纪的成矿可能性也应该较大。

二、矿区地质条件分析

(一)矿区构造条件

乌兰乌珠尔矿区内褶皱构造不发育，断裂构造规模较大且切割较深，各断裂多为蚀变破碎带且相互交叉形成网脉状的构造格局(图 2-1)。F3、F4 断裂是该矿区内主干断裂，且前者晚于后者。

上述几条主要断裂经历了漫长的地质演化，自加里东以来，矿区经历了以下几个不同时期的构造演化活动。

1、加里东期

加里东期，柴达木地块和万宝沟玄武岩高原之间的洋壳同时向北和向南两个方向俯冲消减。加里东末期，万宝沟大洋玄武岩高原和苦海古陆拼贴到柴达木地块南缘并形成东昆中蛇绿岩带。在拼贴过程中使东昆仑早古生代弧后裂陷槽封闭，并形成了部分加里东晚期的同碰撞花岗岩。即加里东期运动以后，东昆仑地区形成了南北三分的构造格局。

受东昆仑早古生代弧后裂陷槽封闭从而形成近东西向的昆北断裂的影响，乌兰乌珠尔矿区内产生了以 F4 断裂为主的一系列北东东向的昆北断裂的次级断裂。因这一构造活动发生的时期为加里东晚期，因此，在乌兰乌珠尔矿区内很少出露有加里东期的岩浆侵入体，进而乌兰乌珠尔铜矿床在该期形成的可能性很小。

2、海西-印支早期

海西期与印支早期之间没有明显的间断，在该期东昆仑进入古特提斯海演化阶段。到印支早期，东昆南俯冲带南侧的特提斯洋封闭，巴颜喀拉印支期褶皱带拼贴于东昆仑南缘，整个东昆仑及其以南地区转入陆内演化阶段。

由于巴颜喀拉洋壳由南西向北东向昆南断裂以北的东昆仑地区斜向俯冲(许志琴等，2001)，从而使区内的几条东西向巨型断裂发生左旋压扭性活动，并在其两侧形成了大量的北西向线性构造。

受上述大环境的影响，乌兰乌珠尔矿区内不仅产生了以 F3 断裂为主的规模较大的一系列北西向断裂和以 F2 断裂为主的规模相对较小的一系列东西向断裂，而且前期形成的北东东向断裂因再次活化形成一系列走向近东西的次级断裂或断裂本身局部由北东东向转变为东西向。

对于乌兰乌珠尔铜矿床来说，该期构造活动对成矿作用的影响极其重要。该期构造活动中，大量的晚海西-早印支花岗质岩浆侵位于该矿区，而且区内 F3、F4 两条主干断裂在矿区中部相互交叉并产生宽大的蚀变破碎带从而为岩浆的侵位、成矿流体的运移及成矿物质的沉淀提供了非常有利的空间。

3、印支晚期

进入印支晚期以后，整个东昆仑地区进入了陆内演化阶段，开始发生强烈的壳－幔相互作用，而且构造体制从挤压造山作用体制转向造山后拉张体制。

作为东昆仑造山带的一部分，乌兰乌珠尔矿区也因此由挤压环境转变为拉张环境。在此背景下，由壳－幔相互作用产生的富含幔源成矿物质的花岗质岩浆沿再次活化的前期形成的断裂构造运移、侵位并分离出富含幔源成矿物质的成矿流体。该期构造活动形成的富含幔源成矿物质的成矿流体主要沿前期形成的 F3、F4 断裂并主要往两断裂的交汇处运移，而且在运移过程中不断萃取围岩中的成矿物质，当运移到一定的位置，因物理化学条件的改变，成矿物质沉淀成矿。该期成矿作用应该是乌兰乌珠尔铜矿床的主要成矿期，Cu、Sn、Au、W 等元素的富集现象应该是在该期发生的。

4、喜山期

喜山期，东昆仑西侧阿尔金断裂发生大规模的左行平移活动及与之有关的拉分作用，使靠近该断裂的东昆仑西部地区发生了强烈的改造。乌兰乌珠尔铜矿床正处于东昆仑西段，因此受到阿尔金断裂左行平移活动及与之有关的拉分作用的影响，矿区内的北东向(F1)断裂可能就是在该期形成的。但对乌兰乌珠尔矿区来说，阿尔金断裂的大规模活动并没有在矿区内引起大规模的岩浆活动，因此发生矿化的可能性很小。青海地调院通过槽探工程、地化剖面及地质路线填图等控制方法仍未在 F1 断裂附近发现矿化现象就是一个很好证明。虽然阿尔金断裂的大规模活动没有在乌兰乌珠尔矿区内引起矿化的发生，但其可能对前期形成的矿体产生富集改造作用。

综上所述，对乌兰乌珠尔矿区来说，加里东期的构造活动形成了 F4 断裂，但因形成时间较晚从而没有成矿；海西-印支早期的构造活动形成 F2、F3 断裂的同时使 F4 断裂再次活化并在矿区中部与 F3 断裂相互交叉形成复杂的蚀变带从而为后期的矿化提供了有利的条件；印支晚期的拉张环境以及壳－幔的相互作用使该期的成矿流体富含幔源成矿物质，而且前期形成的蚀变破碎带为成矿流体的运移和成矿物质的沉淀成矿提供了非常有利的空间，因此该期是乌兰乌珠尔铜矿床的主要成矿期，Cu、Sn、Au、W 等元素于该期富集；喜山期阿尔金断裂的大规模活动形成了 F1 断裂，但因没有大规模的岩浆活动，从而在 F1 断裂附近不见矿化现象。

(二)矿区岩浆岩条件

乌兰乌珠尔矿区内大面积出露的岩浆岩主要为花岗岩类侵入体，具体包括晚海西-早印支似斑状花岗岩体(лγO_4^3-лγO_5^{1a})和花岗岩体(γO_4^3-γO_5^{1a})，燕山晚期钾长花岗岩体（γ$_5^{2b}$)、晚印支花岗斑岩脉(лγ$_5^{1b}$)和细粒花岗岩脉(γл$_5^{1b}$)、印支期钾长花岗岩脉(εγ$_5^1$)及燕山期闪长玢岩脉(δμ)等。其中，与矿化关系密切的侵入体主要是晚印支花岗斑岩脉等。

前述乌兰乌珠尔矿区主要地质体微量元素平均含量和各铜、锡矿体赋矿岩性等证据表明乌兰乌珠尔铜矿床的铜、锡矿化，尤其是锡矿化与晚印支花岗斑岩脉存在着密切的关系。

晚印支花岗斑岩在地表及浅部呈脉状产出，但经青海地调院平硐和钻探验证发现在相对较深部存在规模较大的花岗斑岩体。所以其为乌珠尔铜

矿床的形成提供了主要的热源、成矿流体和成矿物质。

综上所述，乌兰乌珠尔矿区内，晚印支花岗斑岩是区内 Cu、Sn 矿化的重要岩浆岩条件。

第二节 物理化学条件分析—流体包裹体研究

流体包裹体作为结晶过程中捕获的流体物质，可以反映成矿流体的温度、压力、盐度酸碱度等信息，在各种矿床的研究中已经得到广泛而有效的应用。

一、流体包裹体岩相学特征

乌兰乌珠尔铜矿区的石英脉不是很发育，但硅化现象很普遍，本次研究共选取了 12 件与铜矿化密切相关的硅化花岗岩中的石英磨制包裹体薄片，但经研究，仅在 4 件薄片中发现比较大的原生包裹体。经观察发现这些包裹体具有如下特征（表 3-1）：

所发现的包裹体分为富气相包裹体（Ⅰ类）、富液相包裹体（Ⅱ类）和含 CO_2 三相包体（Ⅲ类）等三类，且以Ⅱ类包裹体为主；在样品 WRPD02-B1 中发现较多Ⅰ类包裹体同时也发现Ⅱ类包裹体，在样品 WLWTC116-B1 和 WLWTC116-B2 中发现Ⅱ类包裹体，且基本上不出现Ⅰ类、Ⅲ类包裹体；在样品 PWR30-W2 中发现Ⅱ类和Ⅲ类包裹体。

Ⅰ类包裹体形状多为椭圆形、似圆形（图版Ⅵ-1），大小多在 8～10μm 之间，平均大小为 8.5μm，加温后均一为气相，气相百分数多在在 60%～90%之间，平均值为 63%。Ⅱ类包裹体形状也多为椭圆形、似圆形（图版Ⅵ-1），大小多在 8～12μm 之间，平均大小为 9.3μm，加温后均一为液相，按气相百分数大小可以进一步分为Ⅱa 和Ⅱb，气相百分数分别为 5%～25%和 30%～60%。Ⅲ类包裹体的形状也多为椭圆形、似圆形，大小多在 8～16μm，仅有个别包裹体大于 16μm，平均大小为 11.8μm，室温下呈三相，即气相 CO_2、液相 CO_2 或液相水，或为 CO_2 单相包裹体；在Ⅲ类包裹体中，CO_2 的含量都在 40%以上，大多数集中在 40%～80%之

间，而且以液相的 CO_2 为主。

表 3-1　乌兰乌珠尔矿区流体包裹体特征及参数表

样号	矿物	包裹体类型	长轴长/μm	气液比(%)	VCO2(%)	VCO2g/VCO2(%)	Ti/^{0}C	Th/^{0}C
WLWTC116-B2	石英							
		气液两相包裹体	10	10				259.7
		气液两相包裹体	12	25			-6.5	330.6
		气液两相包裹体	14	70				398.7
		气液两相包裹体	8	40				399.1
		气液两相包裹体	8	20				379.4
		气液两相包裹体	10	40				387.1
		气液两相包裹体	8	30			-6.4	338.1
		气液两相包裹体	12	40			-5.6	375.6
		气液两相包裹体	9	10				276.7
		气液两相包裹体	7	30			-6.3	331.1
		气液两相包裹体	12	30				374.3
		气液两相包裹体	14	20				330.2
		气液两相包裹体	10	15				323.6
		气液两相包裹体	10	40			-6.2	402.6
		气液两相包裹体	10	40				381.7
		气液两相包裹体	12	40			-5.8	363.4
WRPD02-B1	石英							
		气液两相包裹体	10	80				399.1
		气液两相包裹体	8	70				404.8
		气液两相包裹体	8	70				386.1
		气液两相包裹体	9	90				399.7
		气液两相包裹体	8	60			-5.3	433.5
		气液两相包裹体	8	30				323.3
		气液两相包裹体	8	40			-5.1	401.5
		气液两相包裹体	8	90				351.9
		气液两相包裹体	8	60			-5.1	405.9
		气液两相包裹体	10	20			-4.9	166.1
		气液两相包裹体	7	40				402.6
		气液两相包裹体	8	80				390.6
		气液两相包裹体	8	80				356.7
		气液两相包裹体	9	90				334.4

续表3-1

		气液两相包裹体	9	70			406.8
		气液两相包裹体	10	20			169.5
		气液两相包裹体	8	80			407.8
WLWTC116-B1	石英						
		气液两相包裹体	8	20			293.4
		气液两相包裹体	7	60			396.1
		气液两相包裹体	9	20			362.6
		气液两相包裹体	10	30			384.4
		气液两相包裹体	7	15		-6.2	285.9
		气液两相包裹体	6	40			458.2
		气液两相包裹体	8	40			413.8
		气液两相包裹体	7	30			454.9
		气液两相包裹体	10	40		-6.5	447.9
		气液两相包裹体	10	20			261.4
		气液两相包裹体	8	20			297.2
		气液两相包裹体	8	5		-4.4	168.3
		气液两相包裹体	7	20			376.8
		气液两相包裹体	7	20			370.4
		气液两相包裹体	12	15			223.7
		气液两相包裹体	8	40			406.9
		气液两相包裹体	8	10			176.9
PWR30-W2	石英						
		气液两相包体	18	20～25			
		气液两相包体	8	35～40		-5.4	249.5
		气液两相包体	7	25		-6.2	240.7
							烧爆
		气液两相包体	10	25		-2.4	208.1
		气液两相包体	12	15		-5.1	208.5
		含 CO_2 三相包体	12		40	60	256.5
		纯 CO_2 包体	9		100	40	
		含 CO_2 三相包体	8		90	25	258.8
		含 CO_2 三相包体	14		75～80	40	207.1
							烧爆
		含 CO_2 三相包体	12		55～60	60	284.3
		气液两相包体	14	5		-6.5	204.6
		气液两相包体	10	10～15		-4.3	274.5

续表 3-1

气液两相包体	16	10			-6.8	282.1
气液两相包体	16	10			-3.7	209.3
气液两相包体	8	5			-3.5	212.0
气液两相包体	18	45				244.9
气液两相包体	10	10～15				279.5
气液两相包体	9	10～15				288.8
气液两相包体	12	15				396.5
气液两相包体	8	20				355.8
气液两相包体	9	15～20				342.5
含 CO_2 三相包体	8		40	20		251.6
含 CO_2 三相包体	10		40	40		402.3
气液两相包体	22	15			-4.4	210.5
气液两相包体	22	15			-4.0	259.4
含 CO_2 三相包体	10		35～40	20		371.4
气液两相包体	14	10～15			-4.7	276.6
气液两相包体	10	10			-4.8	203.3
气液两相包体	12	10～15			-3.9	341.1
气液两相包体	10	15			-2.9	346.9
气液两相包体	8	15			-4.0	374.3

吉林大学地球科学学院地质流体实验室（测试者：王力）

二、流体包裹体显微测温

乌兰乌珠尔铜矿形成温度的测定是在吉林大学地球科学学院完成的，所用冷热台型号为 Linkam THMS-600，测定温度范围为-196℃～+600℃，冷冻数据和均一温度数据精度分别为±0.1℃和±1.0℃。用作测试的包裹体一般大于 7μm，Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ类包裹体通过冷冻与加热测得冰点温度（Ti）及均一温度（Th）。

1、均一温度

本矿区共测试了上述三个样品中的 81 个包裹体的均一温度，测试结果（表 3-1）显示：Ⅰ类包裹体的均一温度在 334.4～433.5℃之间变化，平均值为 390.8℃，多集中于 380～440℃，众值为 380～400℃（图 3-1）。Ⅱ类包裹体的均一温度的跨距很大，在 166.1～458.2℃之间变化，平均值为 312.2℃，多集中于 200～440℃，众值为 360～380℃（图 3-1）。Ⅲ类包裹体均一温度在 256.5℃～402.3℃之间变化，平均值为 290.28℃。上述Ⅰ、

Ⅱ类包裹体均一温度的上限值接近，众值相似，而且都与矿化密切相关。

Ⅱ类包裹体的均一温度跨距很大，基本上包括了Ⅰ、Ⅲ类包裹体均一温度的变化范围，而且在不同的样品上分别出现了与Ⅰ、Ⅲ类包裹体共生的现象。这说明捕获包裹体时原始均匀成矿流体发生不混溶分离，分成物理或化学性质不一致的气相和液相两个相(或沸腾作用)。造成这种现象的两种可能是：一种可能是地下高温、高压流体由于遭受构造断裂，使压力突然释放，造成原始均匀流体减压沸腾，形成大量气体逸出，矿物捕获了这种沸腾的流体(气体和液体)，形成了一系列充填度变化很大的包裹体群；另一种可能由于地下高温、高压流体与大气水(或其他低温流体)相遇，使原始高温流体温度降低，造成流体沸腾。相对来说，Ⅲ类包裹体的均一温度稍低于Ⅰ类包裹体的均一温度，这说明前者被捕获的时间要稍晚于后者被捕获的时间。

因为发生沸腾作用的包裹体不需进行压力对均一温度的校正，所以均一温度可以近似地看作为捕获温度(或形成温度),即近似地反应了当时成矿流体所处的温压等物理化学条件。

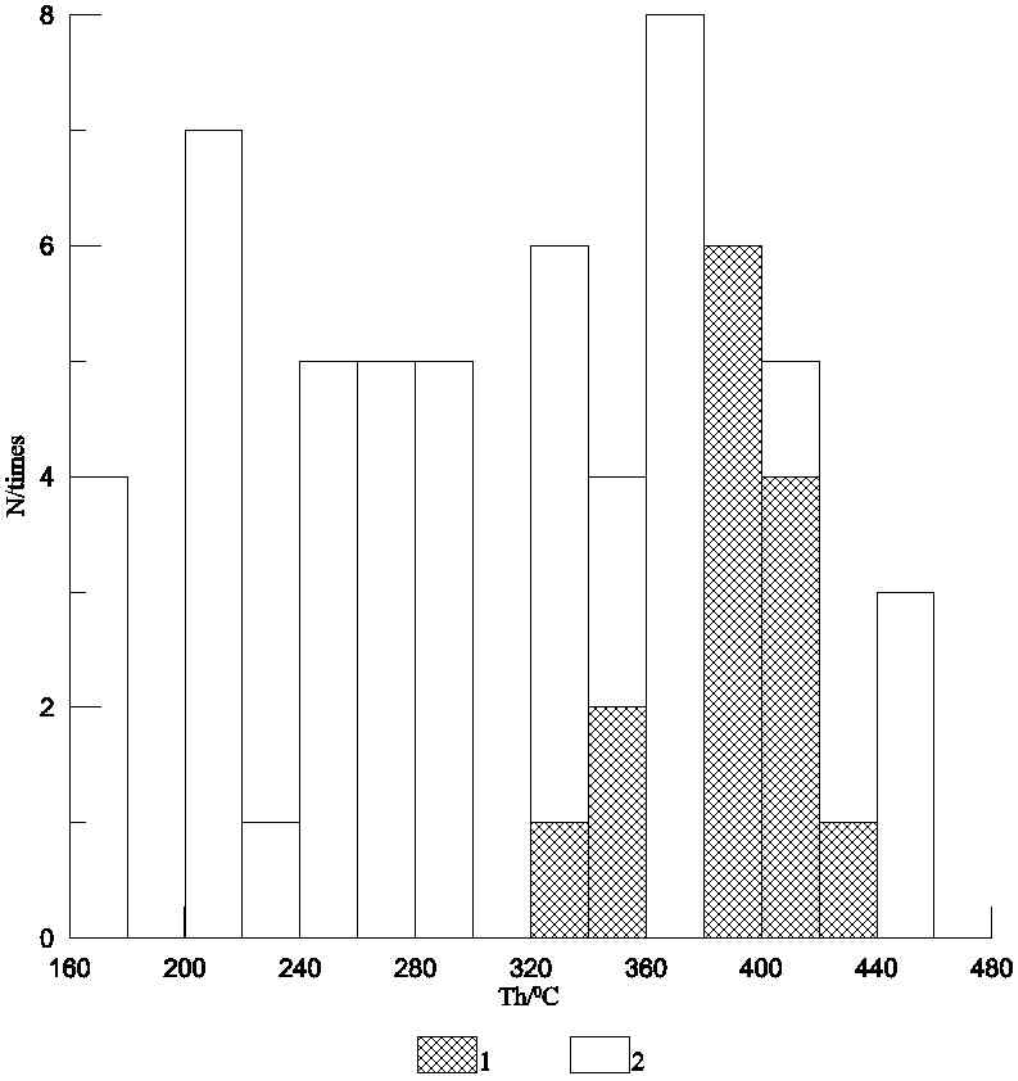


图 3-1 乌兰乌珠尔矿区包裹体均一温度频率直方图

1-富气相包裹体（Ⅰ类）　　2-富液相包裹体（Ⅱ类）

2、盐度和密度

对乌兰乌珠尔矿区的流体包裹体来说，由于测定冷冻温度存在着一定的难度，本次研究共对上述 81 个包裹体中的 30 个采用冷冻法获取冷冻温度（Ti），测定误差为±0.25℃，测试结果见表 3-1。根据 Potter(1978)盐度经验计算公式，求得成矿流体的盐度(S), 根据刘斌(2000)密度经验计算公式，求得成矿流体的密度(D)，如表 3-2 所示。

表 3-2 乌兰乌珠尔矿区流体包裹体盐度、密度、压力及成矿深度估算表

序号	包体类型	S(wt%NaCI)	D(g/cm3)	P(MPa)	Hs(km)
	WLWTC116-B2	石英			
1	Ⅱ类包体	9.86	0.77	91.19	7.85
2	Ⅱ类包体	9.73	0.76	93.22	7.94
3	Ⅱ类包体	8.67	0.68	103.16	8.39
4	Ⅱ类包体	9.60	0.77	91.25	7.85
5	Ⅱ类包体	9.47	0.64	110.90	8.73
6	Ⅱ类包体	8.94	0.70	99.91	8.25
	WLWTC116-B1	石英			
7	Ⅱ类包体	9.47	0.83	78.76	9.06
8	Ⅱ类包体	9.86	0.56	123.54	8.69
9	Ⅱ类包体	7.01	0.95	45.84	8.74
	WRPD02-B1	石英			
10	Ⅰ类包体	8.27	0.56	118.86	5.35
11	Ⅱ类包体	7.99	0.62	109.94	7.24
12	Ⅰ类包体	7.99	0.61	111.15	9.25
13	Ⅱ类包体	7.72	0.96	45.42	5.38
	PWR30-W2	石英			
14	Ⅱ类包体	8.41	0.87	68.45	6.69
15	Ⅱ类包体	9.47	0.89	66.31	6.58
16	Ⅱ类包体	4.03	0.89	54.95	5.93
17	Ⅱ类包体	8.00	0.92	57.10	6.06
18	Ⅱ类包体	1.63	0.79	62.01	6.34
19	Ⅱ类包体	0.62	0.86	40.42	5.03
20	Ⅱ类包体	9.86	0.93	56.43	6.02
21	Ⅱ类包体	6.88	0.82	74.71	7.03
22	Ⅱ类包体	10.24	0.84	77.90	7.19
23	Ⅱ类包体	6.01	0.90	56.61	6.03
24	Ⅱ类包体	7.02	0.91	57.34	6.07
25	Ⅱ类包体	6.45	0.84	70.39	6.80
26	Ⅱ类包体	7.45	0.82	75.53	7.07
27	Ⅱ类包体	7.59	0.92	55.56	5.97
28	Ⅱ类包体	6.30	0.70	92.46	7.91
29	Ⅱ类包体	4.80	0.67	92.66	7.92
30	Ⅱ类包体	6.45	0.64	101.57	8.32

由表 3-2 可知，乌兰乌珠尔矿区Ⅰ类包裹体和Ⅱ类包裹体的盐度和密度都比较低且很接近，因此，我们把这两类的包裹体数据放到一起来讨论。乌兰乌珠尔矿区的成矿流体的盐度在 0.62%～10.24%之间变化，平均值为 7.53%，大多数集中在 6%～10%的范围内（图 3-2）。该矿区的成矿流体的密度在 0.56%～0.95%之间变化，平均值为 0.79%，大多数集中在 0.78%～0.98%范围内（图 3-3）。可以看出，乌兰乌珠尔铜矿床的成矿流体为低盐度、低密度流体。成矿流体的低盐度、低密度性质表明包裹体捕获之前有大气水的参与，这一特点与包裹体的均一温度位于中高温范围相结合，表明成矿流体发生沸腾作用是由于地下高温、高压流体与大气水相遇造成的。

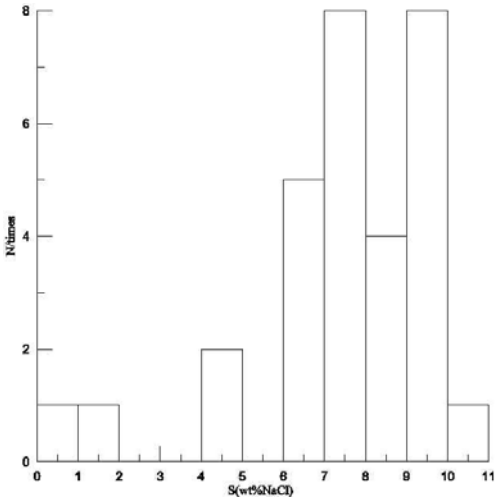


图 3-2 乌兰乌珠尔矿区包裹体盐度频率直方图

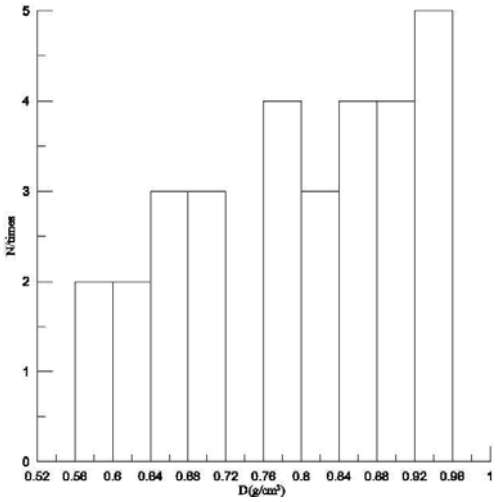


图 3-3 乌兰乌珠尔矿区包裹体密度频率直方图

3、压力和成矿深度

根据邵洁连(1988 年)计算成矿压力的经验公式，计算出乌兰乌珠尔铜矿床的成矿压力在 45.42～123.54Mpa 之间变化，平均值为 79.45Mpa，具有 50～80Mpa 和 90～120Mpa 两个集中区以及 50～60Mpa 和 90～100Mpa 两个众值（图 3-4）。显然，该铜矿的成矿压力条件为中高压条件。上述成矿压力的特征表明，流体包裹体被捕获时的成矿环境为相对封闭，压力较大的环境。

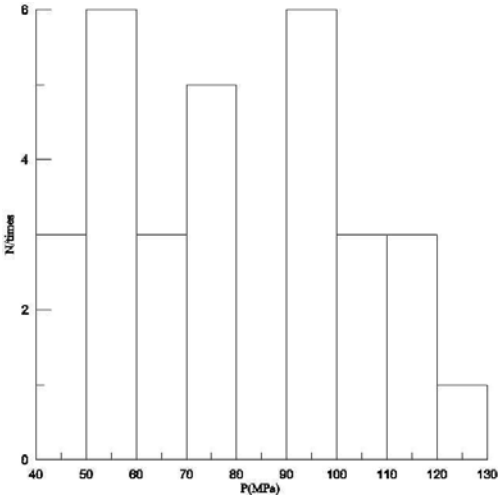


图 3-4 乌兰乌珠尔矿区包裹体压力频率直方图

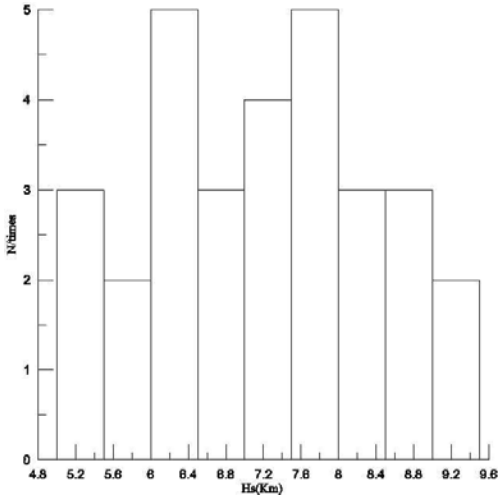


图 3-5 乌兰乌珠尔矿区包裹体成矿深度频率直方图

内生矿床成矿深度的研究作为矿床学重要的内容之一，涉及到能否正确认识矿床成矿模式，能否弄清矿床成矿潜力乃至整个成矿区带远景评价问题，是研究成矿作用的必要内容。目前，研究矿床成矿深度主要是通过地质学方法进行定性测算和通过温度、压力梯度进行定量计算。

根据乌兰乌珠尔铜矿床的成矿特点，直接采用孙丰月等（2000）提出的利用成矿压力计算成矿深度公式来计算，得出该矿床的成矿深度在5.03～9.25km 之间变化，平均值为 7.19km，大多数集中在 6～8 km 之间，具有 6～6.4km 和 7.6～8km 两个众值（图 3-5）。可以看出，乌兰乌珠尔铜矿床形成于中成—中深成环境，这与该矿床的成矿地质条件是一致的。

三、流体包裹体成分分析

由于乌兰乌珠尔铜矿床的流体包裹体普遍较小，因此给利用激光拉曼光谱对乌兰乌珠尔矿区流体包裹体进行成分分析带来了很大的困难，因此只对一个样品中的包裹体进行激光拉曼光谱气相成分分析（表 3-3）。

表 3-3 乌兰乌珠尔铜矿床矿化石英流体包裹体气相成分

气 相 成 分（或 CO_2 相）成 分（mol%）														
矿物	矿化石英（PWR30-W2）													
序号	包体类型	H_2O	H_2	CH_4	C_2H_2	C_2H_4	C_2H_6	C_3H_8	C_6H_6	N_2	H_2S	NH_3	CO_2	CO
1	富 CO_2 包体	12.34		13.05			0.34		0.35				73.92	
2	富 CO_2 包体	24.66	2.12	17.36		0.33				4.68			50.85	
3	纯气相包体	3.75		84.06					3.12	5.26			3.80	
4	富 CO_2 包体	9.85		14.53			0.40		0.30				74.92	
5	富 CO_2 包体	0.28		11.35					0.14	9.62			78.61	

吉林大学地球科学学院地质流体实验室（测试者：王力）

结果表明，乌兰乌珠尔铜矿床的流体体系主要为低盐度的 CO_2—H_2O 体系，同时也有纯气相体系与之共生，这进一步说明捕获包裹体时的成矿流体发生了不混溶分离或沸腾作用。包裹体中气相成分以 CO_2 为主，其次是 CH_4 和 N_2，且含有一定的 C_6H_6、C_2H_6 等烃类气体。而且，在纯气相包裹体中，CH_4 是主要的成分，含量多达 85mol%。富含 CO_2 和 CH_4 说明流体的氧逸度较小，成矿流体系统处于较还原环境。

第三节 成矿期次的研究

对乌兰乌珠尔铜矿床的矿区地质特征、含矿地质体微量元素特征、矿体特征、矿物组合及其之间穿插关系、矿石矿物成分分析、成矿地质条件分析和流体包裹体的研究表明，乌兰乌珠尔铜矿床可分为中高温热液成矿期和表生成矿期等两个成矿期(表 3-4)。其中，中高温热液成矿期分为以下三个个成矿阶段：

Ⅰ 锡石成矿阶段：该阶段成矿环境为高温较氧化环境，形成的矿物主要为锡石和黄铁矿等。乌兰乌珠尔铜矿床中的锡矿体就是在该阶段形成的。

Ⅱ 黑钨矿—多金属成矿阶段：该阶段成矿环境为氧化环境过渡到高硫逸度较还原环境，形成的矿物主要有含金黄铁矿、磁铁矿、磁黄铁矿及黑钨矿等。在该阶段，黑钨矿是在较高温环境下形成的，磁铁矿和磁黄铁矿是在相对中温环境下形成的，而含金黄铁矿在高温至中温均有晶出。该

阶段代表性的元素组合为 W-Au 组合。

III 黄铜矿—多金属成矿阶段：该阶段成矿环境为中高温高硫逸度较还原环境，形成的矿物主要有不含金黄铁矿、黄铜矿、毒砂及闪锌矿等。在该阶段，金属矿物基本上都是在中温环境下形成的，首先晶出的是毒砂，其次是黄铜矿和闪锌矿，而不含金黄铁矿在整个成矿阶段均有晶出。该阶段主要是铜富集成矿的阶段，代表性的元素组合为 Cu-Zn 组合。

中高温热液成矿期形成的原生硫化物在表生成矿期被氧化成次生矿物，形成氧化矿石，如孔雀石、褐铁矿、黄钾铁矾等次生矿物。

表 3-4 乌兰乌珠尔矿区矿物生成顺序表

成矿期次	中高温热液成矿期			表生成矿期
成矿阶段	锡石成矿阶段	黑钨矿-多金属阶段	黄铜矿-多金属阶段	
锡石				
黑钨矿				
黄铁矿				
磁铁矿				
磁黄铁矿				
毒砂				
黄铜矿				
闪锌矿				
褐铁矿				
孔雀石				
黄钾铁矾				

第四章 矿床成因及成矿远景评价

第一节 成矿作用浅析

乌兰乌珠尔矿区内地层不是很发育，褶皱构造也不发育，而断裂构造非常发育且规模较大，主要为北西向、北东东向、北东向以及东西向断裂，这些断裂多为蚀变破碎带。北西向、北东东向断裂为矿区内的主断裂，是成矿流体的主要导矿、容矿构造。目前已发现的铜、锡矿体严格受断裂构造的控制而且主要产于北西向断裂与北东东向断裂叠加处的破碎带中。花岗岩侵入体在矿区内大面积出露，与铜、锡矿化密切相关的侵入体主要为晚印支花岗斑岩，且其为乌珠尔铜矿床的形成提供了主要的热源、成矿流体和成矿物质。

乌兰乌珠尔矿区含矿地质体主要为蚀变破碎带和晚印支花岗斑岩脉。对上述含矿地质体 Cu、Sn、W、Au、Pb、Zn 等微量元素的研究表明乌兰乌珠尔铜矿床非常富集 Cu、Sn、W、Au 等元素。根据地球化学剖面和相关系数的分析把上述富集元素划分为 Sn、W-Au、Cu-Zn 三个元素组合，其中，Sn 可能代表了第一阶段的成矿热液活动，W-Au 元素组合可能代表了第二阶段的成矿热液活动，而 Cu-Zn 可能代表了第三阶段的成矿热液活动。Cu 的富集主要与第三阶段的热液活动密切相关；锡矿体的形成与第一阶段的热液活动密切相关。

成矿期次的研究证明了乌兰乌珠尔铜矿床经历了中高温热液和表生两期成矿期。中高温热液成矿期分为锡石成矿阶段、黑钨矿—多金属成矿阶段和黄铜矿—多金属成矿阶段等三个成矿阶段。其中，前一阶段主要形成锡矿体，后两阶段主要形成伴生 W、Au 等元素的铜矿体。

上述铜、锡矿体都主要赋存于蚀变破碎带中，但它们主要的含矿岩石却不相同，前者的含矿岩性主要是硅化花岗岩、绢云母化二长花岗岩、构造角砾岩等，而后者的含矿岩性主要是花岗斑岩等。

典型硫化物成分分析表明该铜矿床整体的形成环境为中高温较还原环境，成矿流体主要来源于岩浆热液，也有大气水的参与。

与铜矿化有关的硅化花岗岩中的流体包裹体的均一温度、盐度、密度

的研究以及成分分析进一步证明了典型硫化物成分分析结果，同时表明来源于岩浆热液的高温、高压流体在往上运移过程中与大气水相遇，使原始高温流体温度降低，造成矿流体沸腾并降低成矿流体的盐度及密度。流体包裹体的压力及成矿深度的研究表明铜矿化在中-高温情况下经历了两个成矿阶段，这再次证实了含矿地质体微量元素相关性和成矿期次研究的结果。

通过对该矿区围岩蚀变的研究，我们发现该矿区的蚀变类型为硅化、似千枚岩化、钾化-黑云母化和泥化，具有斑岩型铜矿蚀变特点，但矿化主要集中在硅化带且硅化带的规模远大于其它蚀变带的规模，这有别于典型的斑岩型铜矿床。

成矿地质条件分析，尤其是矿区地质条件分析表明：乌兰乌珠尔铜矿床的形成与印支晚期拉张环境下的壳-幔相互作用密切相关，成矿流体、成矿物质及热源主要来源于壳-幔相互作用形成的富含矿物质的花岗质岩浆。

综上所述，并结合前述区域及矿区构造活动演化史的论述，乌兰乌珠尔铜矿床的成矿过程可以简单地描述为：

印支晚期，整个东昆仑地区的构造体制由挤压造山体制转变为拉张环境，在此背景下，由壳－幔相互作用产生的富含幔源成矿物质的岩浆沿昆北、昆中、昆南等深大断裂往上运移。就乌兰乌珠尔矿区来说，当富含幔源成矿物质的岩浆沿昆北断裂运移至浅部地壳时，一部分富含矿物质的花岗质岩浆沿矿区内的 F3、F4 等规模较大断裂继续往上运移并侵位于相对较深的位置。在花岗质岩浆冷凝结晶成花岗斑岩体的同时，富含成矿物质的流体分离出来并沿断裂、裂隙往上运移。在运移过程中，该流体不断萃取围岩中的矿质从而富集 Cu、Sn、W、Au 等元素，同时，遭遇循环大气水的混合并发生不混溶分离，其盐度和密度也因有大量大气水的参与而降低。这种因岩浆热液和大气水相互混合而形成的低盐度、低密度且富含 Cu、Sn、W、Au 等成矿物质的成矿流体与前期形成的花岗岩、碎裂状花岗岩、构造角砾岩以及花岗斑岩本身等发生交代反应并因物理化学条件的改变沉淀成矿。

第二节 与国内外典型斑岩型铜矿床对比

世界上著名的三大斑岩铜矿带（古亚洲斑岩铜矿成矿带、特提斯-喜玛拉雅斑岩铜矿成矿带和环太平洋斑岩铜矿成矿带）都延入我国境内，并且发现了规模不等的这类矿床。黑龙江多宝山铜矿床位于古亚洲斑岩铜矿成矿带；西藏玉龙铜矿床位于特提斯-喜玛拉雅斑岩铜矿成矿带；江西德兴铜厂铜矿床以及 Bingham 铜矿床位于环太平洋斑岩铜矿成矿带。上述四个铜矿床的矿床规模很大，铜资源量非常丰富，是重要的产铜地。

乌兰乌珠尔铜矿床与江西德兴铜厂铜矿床、西藏玉龙铜矿床、黑龙江多宝山铜矿床及 Bingham 铜矿床等典型的斑岩型铜矿床的特征对比如表 4-1 所示。可以看出，乌兰乌珠尔铜矿床的控矿构造、侵入岩类型、矿体形态、矿石组构、平均品位、围岩蚀变特征、成矿流体类型和主成矿期等方面与江西德兴铜厂铜矿床、西藏玉龙铜矿床、黑龙江多宝山铜矿床 Bingham 铜矿床均较相似。

相比之下，乌兰乌珠尔铜矿床与上述四个典型的斑岩铜矿床的差异表现在以下几个方面:

1、乌兰乌珠尔铜矿床内的地层不发育，主要出露的地层时代较老、变质程度高且矿化与地层没有多大的关系；其它四个铜矿区内的地层广泛分布，变质程度为浅-中变质或未发生变质，形成的时代较新，除德兴铜厂铜矿床外，其它矿床地层基本上都是在中生代或晚古生代形成的，而且地层为铜矿床的形成提供了丰富的成矿物质。

2、乌兰乌珠尔铜矿床的矿石矿物与脉石矿物相对来说比较简单，主要矿石矿物为黄铁矿和黄铜矿，而基本上不含辉钼矿、斑铜矿等。

3、乌兰乌珠尔铜矿床的铜矿化主要发育在硅化带，而其它四个铜矿床的铜矿化主要发育在石英-绢云母化带（似千枚岩化带）。

4、乌兰乌珠尔铜矿床的包裹体类型相对简单，主要是气液两相包裹体，基本上没有含子矿物的多相包体。对包裹体的研究表明：乌兰乌珠尔铜矿床包裹体的均一温度集中在中高温段；含盐度变化范围较窄，而且基本上都低于 10%；根据包裹体冷冻温度计算出的的成矿压力相对较高（平均值为 79.45Mpa），根据压力计算出的成矿深度相对较大(平均值为 7.19km)。

综上所述，乌兰乌珠尔铜矿床虽然在大地构造位置、控矿构造、侵入岩类型、矿体形态、矿石组构、平均品位、围岩蚀变特征、成矿流体类型等方面与典型的斑岩型铜矿床较相似，但在矿物组合、矿化发育蚀变带、流体包裹体特征、成矿压力及成矿深度等主要特征上与典型的斑岩型铜矿床存在着一定的差别。

表 4-1　乌兰乌珠尔铜矿床与典型斑岩型铜矿床特征对比

矿床名称	乌兰乌珠尔铜矿床	江西德兴铜厂铜矿床	西藏玉龙铜矿床	黑龙江多宝山铜矿床	Bingham 铜矿床
大地构造位置	柴达木西南缘东昆仑北带祁漫塔格北部	扬子准地台江南台隆东段南缘	西南三江褶皱带东部羌塘-昌都微陆块中的玉龙-徐中陆缘盆地	内蒙古-大兴安岭褶皱系的北东端	尤因塔山脉隆起构造轴的西延部分
主要地层	下元古界金水口群的片岩、片麻岩和混合岩等	前震旦系双桥山群的凝灰质板岩、凝灰质千枚岩等	上三叠系石英云母角岩、大理岩、石英砂岩、页岩、泥质灰岩等	泥盆-二叠系的变质较深的碎屑岩及火山岩、浅变质中酸性火山岩等	中晚石炭世的石灰岩、石英岩
控矿构造	北西及北东东向断裂	北东向赣东北深断裂	恒星错-甘龙拉背斜倾伏端	北西向弧型构造带	北东向、北西向断裂及宾厄姆向斜
控矿侵入岩	斑状斜长花岗岩体和花岗斑岩脉	花岗闪长斑岩体和闪长玢岩脉	黑云母二长花岗斑岩复式岩体	花岗闪长岩、花岗闪长斑岩、闪长玢岩等岩脉	石英闪长岩、花岗闪长岩、安粗斑岩
矿体形态	似层状	筒状	似层状	透镜状、条带状	柱状
主要矿石矿物	黄铁矿、黄铜矿	黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿	黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿	黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿等	黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿等
主要脉石矿物	石英、黑云母、斜长石、钾长石等	石英、绢云母、绿泥石、伊利石、水白云母、方解石等	石英、钾长石、黑云母、绢云母、阳起石等	石英、绢云母、绿泥石、碳酸盐等	石英、绢云母、高岭石、蒙脱石等
矿石结构	它形-自形粒状结构	它形-自形粒状结构	半自形-它形晶粒状结构	半自形-它形晶粒状结构	半自形-自形粒状结构
矿石构造	星点状构造、浸染状构造、团块状构造等	浸染状构造、脉状构造、团块状构造等	细脉浸染状构造、浸染状构造、脉状构造等	浸染状构造、脉状构造、块状构造等	浸染状构造、细脉状构造
金属铜平均品位	约 0.58%	约 0.45%	约 0.8%	约 0.45%	约 0.75%
围岩蚀变	硅化、似千枚岩化、钾化-黑云母化、泥化	石英-绢云母化、钾化-黑云母化、绿泥石(绿帘石)-绢云母化	钾长石化、黑云母化、纳长石化、硅化、绢云母化、青磐岩化	钾化、绢云母化、青磐岩化、碳酸盐化	钾化、石英-绢云母化、泥化、青磐岩化
主要矿化蚀变带	硅化带	石英-绢云母化带	石英-绢云母化带	绢云母化带中的石英-绢云母化亚带	石英-绢云母化带
成矿流体类型	岩浆水与天水的混合体	岩浆水与天水的混合体	岩浆水与天水的混合体	岩浆水与天水的混合体	岩浆水与天水的混合体
包裹体类型	气液两相包裹体	气液两相、多相及气相包裹体	气相、液相、含液态 CO2 及多相包裹体	气相、液相、气液两相、含液态 CO2 及多相包裹体	含子矿物包裹体、气相包裹体、液相包裹体
包裹体均一温度	166.1～458.2℃	120～745℃	160～600℃	110～560℃	350～725℃
包裹体的含盐度	0.62%～10.24%	2%～62%	3%～50%	10%～49%	3%～60%
包裹体的压力	45.4～123.5Mpa	9～78.9MPa	8～30MPa	8～90MPa	16～80MPa
成矿深度	5.03～9.25km	0.3～3.0km	0.8～3.0km	0.3～3.3km	＜3km
主成矿期	海西-印支期	燕山期	燕山-喜玛拉雅期	海西期	喜山期
资料来源	本文	中国铜矿床, 2001 中国斑岩铜(钼)矿床, 1984	中国铜矿床, 2001 中国斑岩铜(钼)矿床, 1984	中国铜矿床, 2001 中国斑岩铜(钼)矿床, 1984	国外斑岩铜矿 1975 典型金属矿床的成因及其构造环境, 1995

第三节 矿床类型及成矿模式

一、矿床类型

对于乌兰乌珠尔铜矿床的成因存在不同的认识，有人认为属斑岩型铜矿床，也有认为属脉状铜矿床。

我们认为无论何种成矿作用，都应与与之对应的地球动力学背景有着密切的关系，与具体的地层、岩浆、构造以及温压等物理化学条件相一致。我们通过对乌兰乌珠尔铜矿床的区域地质背景、地球动力学演化、矿区及矿床地质特征、含矿地质体微量元素特征、成矿条件分析以及与国内外典型斑岩型铜矿床对比等综合性研究认为：乌兰乌珠尔铜矿床的成矿流体为岩浆水与天水的混合体；Cu、Sn、W、Au 等矿物质主要来源于晚印支的花岗斑岩；F3、F4 等断裂为成矿流体的运移和沉淀成矿提供了有利的空间；晚印支花岗斑岩为流体的活动提供了主要热源。并认为乌兰乌珠尔铜矿床为严格受断裂构造控制的，与海西-印支期中酸性侵入体密切相关的蚀变分带以线性为特征的伴生 Au 的似斑岩型铜、钨、锡矿床。

二、成矿模式探讨

1、斑岩型铜矿床板块构造成因模式

1972 年， Sillitoe 提出了斑岩型铜矿床的板块构造成因模式，认为大洋板块俯冲于大陆板块之下，并向上地幔插入，海洋板块沿俯冲带发生了局部熔融，并沿着裂隙上升到地壳浅部，形成斑岩型铜矿床（如图 4-1），并认为铜质也来自俯冲的大洋板片，目前大西洋和太平洋的玄武岩中富含铜支持这样的推论。世界上巨大的斑岩型铜矿带大多分布在环太平洋区域，这一点也有力地支持这样的论点。

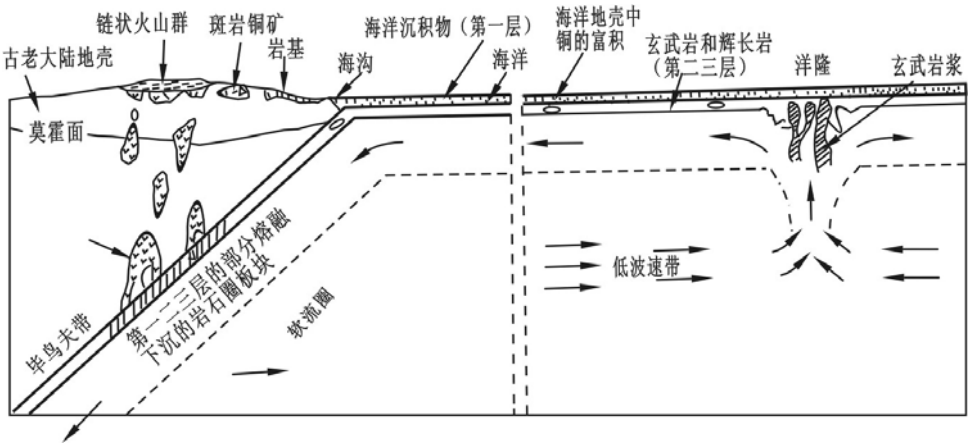


图 4-1　斑岩铜矿床成因的板块构造模式（据西里托，1972）

2、乌兰乌珠尔铜矿床成矿模式

加里东期以后，东昆仑地区已经形成了南北三分的构造格局，东昆仑北、东昆仑中及东昆仑南三大区域性断裂呈东西向展布。海西—印支早期是巴颜喀拉洋闭合期间，期间，巴颜喀拉洋壳沿昆南断裂向北斜向俯冲，使区内的几条东西向巨型断裂发生左旋压扭性活动，这种左旋压扭性活动使东昆仑北、东昆仑中及东昆仑南三大区域性断裂两侧形成了大量的北西向线性构造。这些北西向构造多以压性为主，并具有切割深和多期活动的特点。乌兰乌珠尔矿区的主干断裂—北东东向断裂在加里东末期形成，另一主干断裂—北西向断裂在海西—印支早期形成，它们都为东昆仑北断裂的次级断裂。

海西—印支早期，巴颜喀拉洋壳俯冲的影响在乌兰乌珠尔矿区的表现为：伴随着巴颜喀拉洋壳沿昆南断裂向北斜向俯冲，整个东昆仑地区处于没有岛弧的安第斯造山环境。受此大环境的影响，乌兰乌珠尔矿区在该期内主要形成似斑状花岗岩体和花岗岩体。

东昆仑地区进入印支晚期以后，构造体制从挤压造山作用向造山后拉张作用转换，开始发生强烈的壳-幔相互作用，区内幔源、壳幔混源岩浆活动广泛。在此背景下，由壳－幔相互作用产生的富含幔源成矿物质的岩浆沿昆北、昆中、昆南等深大断裂往上运移。就乌兰乌珠尔矿区来说，当富含幔源成矿物质的岩浆沿昆北断裂运移至地壳上部时，一部分富含钾质、硅质和矿质的花岗质岩浆沿区内的 F3、F4 等规模较大断裂继续往上

运移并侵位于相对较深的位置。在花岗质岩浆冷凝结晶成花岗斑岩体的同时，富含钾质、硅质和矿质的流体分离出来并沿断裂、裂隙，尤其是沿F3、F4 等断裂的交汇处往外运移。在运移过程中，该流体与前期形成的花岗岩及花岗斑岩本身等发生交代反应形成硅化、钾化-黑云母化、似千枚岩化等蚀变，并不断萃取其中的矿质从而使其成为富含 Cu、Sn、W、Au 等元素的高温流体。

当运移至一定位置后，成矿流体遭遇大气水的混合而使其温度、压力等物理化学性质被改变。由于当时所处的环境为较开放，压力较小，较氧化的高温环境，因此在蚀变的同时，发生了锡矿化并形成了锡矿体，且成矿流体中 Sn 元素含量锐减，但温度降低幅度不大。该成矿阶段即为锡石成矿阶段。

之后，富含 Cu、W、Au 等元素的中高温流体继续往外运移，在一定的位置由于与大量循环大气水相混合，其盐度和密度也因有大量大气水的参与而降低。成矿流体也因此变成由岩浆热液和大气水相互混合而形成的低盐度、低密度且富含 Cu、W、Au 等成矿物质的成矿流体。

一方面，富含 Cu、W、Au 等元素的中高温流体因温度、压力等物理化学条件的改变以及由于当时所处的环境为相对较开放，压力相对较小，相对较还原的中高温环境，因此在蚀变的同时，形成了含金黄铁矿、磁铁矿、磁黄铁矿及黑钨矿等稀疏浸染状矿化，该成矿阶段是 Au、W 等富集的阶段，也即黑钨矿—多金属成矿阶段。

另一方面，成矿流体继续沿着密集的构造裂隙向岩体内、外侧迁移和扩散并与岩体和围岩发生交代反应，在形成硅化、钾化-黑云母化、似千枚岩化等蚀变的同时发生矿化。由于本阶段矿化所处的环境相对较封闭，压力较大，较还原的中高温环境，因此在蚀变的同时，形成了不含金黄铁矿、黄铜矿、毒砂及闪锌矿等浸染状-细脉状-脉状，甚至团块状的矿化。该成矿阶段是铜富集的主要成矿阶段，也即黄铜矿—多金属阶段。

然后，成矿流体继续运移和扩散，但由于温度的降低和成矿物质含量的锐减，与围岩发生交代反应形成蚀变类型主要为泥化、碳酸盐化，而且基本上不发生矿化。

喜山期，东昆仑西侧阿尔金断裂的大规模左行平移活动及与之有关的拉分作用使靠近该断裂的东昆仑西部地区发生了强烈的改造并形成了盆

岭构造格局。这些独特的盆-岭构造格局为成矿提供了良好的空间环境，同时也为矿床的成矿后保存提供了良好的条件。乌兰乌珠尔矿区临近阿尔金断裂，因此区内前期形成的北西向、北东东向等断裂因阿尔金断裂的大规模左行平移活动及与之有关的拉分作用而开始活化，从而改造前期形成的铜矿体并使其进一步富集。但需要注意的是，乌兰乌珠尔矿区地处盆-岭构造格局中的北祁漫塔格亚带(“岭”)，因此期后遭受剥蚀的程度可能很大，从而不利于矿体的保存。

乌兰乌珠尔铜矿的成矿模式如图 4-2 所示。

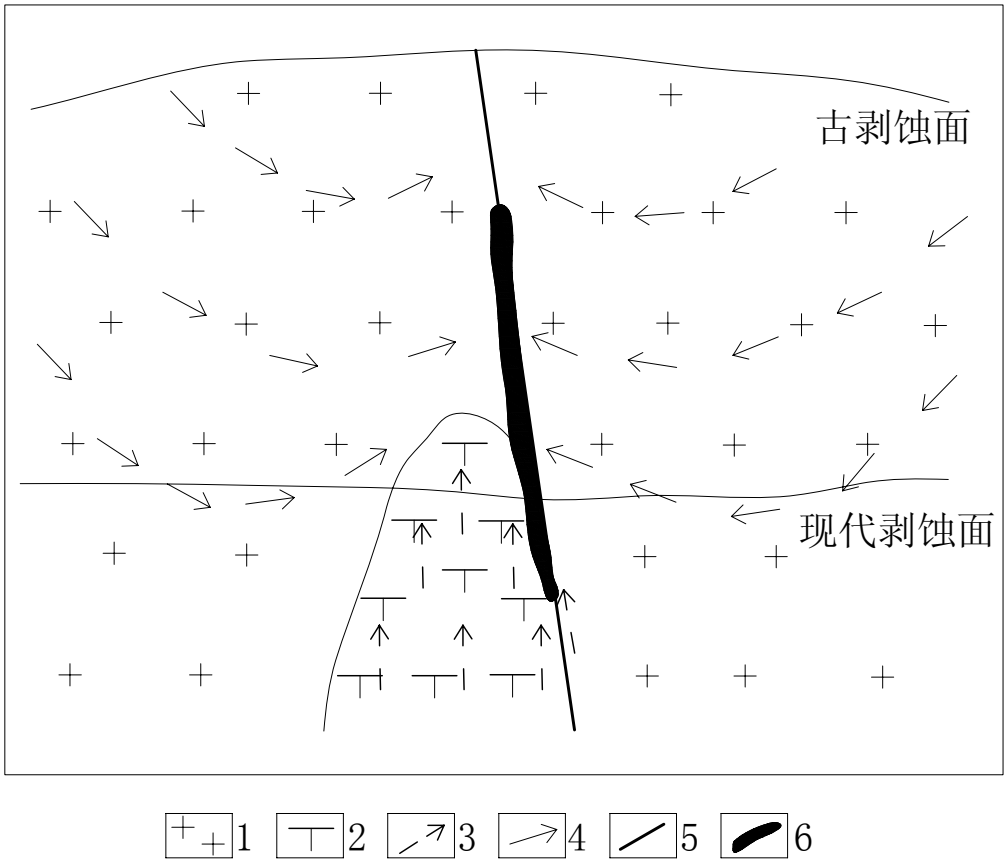


图 4-2 乌兰乌珠尔铜矿的成矿模式图

1—花岗岩 2—花岗斑岩 3—浆热液运移方向 4—大气水运移方向 5—断裂 6-矿体

第四节 成矿远景评价

孙丰月等（2003）在综合东昆仑地区的地质、地球物理和地球化学资料，研究成矿规律及分析处理各类矿化信息的基础上，认为东昆仑成矿带是我国具有重大成矿潜力的贵金属－有色金属成矿带。同时根据东昆北、东昆中、东昆南以及阿尼玛卿－巴颜喀拉等四个成矿带的地质、地球物理及地球化学等特征的差异，并在综合考虑成矿和保存地质条件以及各类矿化信息的综合分析的基础上，把东昆仑地区上述各成矿带的成矿潜力由大到小排列为：东昆南成矿带>>东昆北成矿带≈阿尼玛卿－巴颜喀拉成矿带>>东昆中成矿带。可以看出，在东昆仑地区，东昆北成矿带的成矿潜力仅次于东昆南成矿带。

虽然东昆北成矿带整体的成矿潜力低于东昆南成矿带的潜力，但并不意味着东昆北成矿带中的每个矿床的成矿潜力都不高于东昆南成矿带的成矿潜力。东昆北成矿带中的矿床，尤其是位于经历了中新生代阿尔金断裂大规模左行平移活动的东昆北西段的矿床，有可能比东昆南成矿带中的相类似的矿床的成矿潜力都高，这是因为阿尔金断裂大规模的左行平移活动及与之有关的拉分作用对东昆北成矿带西段具有重要的改造富集作用。

乌兰乌珠尔铜矿床地处东昆北成矿带西段并靠近阿尔金大断裂，而且在巴颜喀拉洋未闭合前，乌兰乌珠尔铜矿床所处的位置是环巴颜喀拉洋外带，类似与江西德兴铜厂斑岩型铜矿床和 Bingham 斑岩型铜矿床目前所处的位置，也类似于古洋未闭合前的多宝山斑岩型铜矿床以及西藏玉龙斑岩型铜矿床斑岩型铜矿床所处的位置。通过把乌兰乌珠尔铜矿床与它们对比，我们发现乌兰乌珠尔铜矿床在一些方面与它们有所不同，但有些特征非常相似，结合矿区及矿床地质地球化学特征、成矿条件及成矿期次综合研究，最终确定其为伴生 Au 的似斑岩型铜、钨、锡矿床。上述四个斑岩型铜矿床都是大规模的铜矿床，因此，有理由相信乌兰乌珠尔铜矿床形成的规模应该较大。为了对乌兰乌珠尔铜矿床的成矿远景有个适当的评价，笔者主要从矿区的成矿条件、各类矿化蚀变信息以及保存条件等方面对该铜矿床进行论述。

一、成矿条件分析

乌兰乌珠尔铜矿床的形成与地层的关系不大，而与构造活动、岩浆岩等关系密切。

从构造方面来看，乌兰乌珠尔矿区因受整个东昆仑地区构造活动的影响形成了以规模较大，切割较深的北西向(F3)、北东东向(F4)断裂为主的呈网脉状展布的断裂构造系统。网脉状的断裂构造系统中，各断裂多为破碎带，因此为成矿流体的运移和沉淀成矿提供了非常有利的空间。

从岩浆岩条件来看，乌兰乌珠尔矿区大面积出露花岗岩侵入体，主要包括晚海西-早印支似斑状花岗岩体和花岗岩体、晚印支花岗斑岩脉和细粒花岗岩脉等。其中，前两者呈岩基状产出，后两者呈脉状产出。与矿化关系密切的侵入体主要是晚海西-早印支花岗岩体、晚印支花岗斑岩脉和晚印支细粒花岗岩脉等。由壳-幔相互作用形成的晚印支花岗斑岩为铜矿床的形成提供了主要的成矿流体、成矿物质及热源，晚海西-早印支花岗岩及晚印支细粒花岗岩也为铜矿床的形成提供了一定的成矿物质。晚海西-早印支花岗岩呈岩基状产出，而且青海地调院的平硐和钻探等工程验证表明在矿区较深部存在着规模较大的花岗斑岩侵入体，这些条件为乌兰乌珠尔铜矿床的形成提供了丰富的成矿物质及充足的热源和成矿流体。

综上所述，乌兰乌珠尔矿区内的构造条件和岩浆岩条件为铜矿床的形成提供了非常有利的条件。

二、矿化蚀变分析

乌兰乌珠尔铜矿床的蚀变类型主要有硅化、钾化-黑云母化、似千枚岩化、泥化等，而且由北北东到南南西的总体分带为：硅化带→似千枚岩化带→钾化-黑云母化带→泥化带。其中，硅化带的平均视宽度约为 7.9m，是矿区内规模最大的蚀变带，其它蚀变带规模由大到小的顺序依次为似千枚岩化带、泥化带、钾化-黑云母化带，其中，似千枚岩化带的平均视宽度约为 4.9m，钾化-黑云母化带的平均视宽度约为 3.9m。该铜矿床的铜矿化主要集中在硅化带，锡矿化主要集中在似千枚岩化带，钨、金矿化主要集中在钾化-黑云母化带。由硅化带和似千枚岩化带的规模可知，乌兰乌珠尔铜矿床的铜矿化规模应该很大，锡矿化规模也应该较大，因此，可以推断乌兰乌珠尔铜矿床中的铜、锡矿体形成时的规模应该较大。

总之，结合成矿条件和矿化蚀变的分析可以确定乌兰乌珠尔铜矿床的成矿潜力应该较大。

三、保存条件分析

印支晚期以后，东昆仑地区一直处于抬升的状态，因此整个东昆仑地区遭受剥蚀的程度很大。虽然乌兰乌珠尔铜矿床的成矿深度相对较深且所处的东昆北断裂带抬升的速度可能低于整个东昆仑地区抬升的平均速度，但乌兰乌珠尔矿区抬升速度的绝对值较大，遭受剥蚀的时间比较长且新生代后其位于北祁漫塔格亚带(“岭”)，以及代表高温的 W、Sn 矿化和代表成岩深度较深的花岗岩类岩基已经出露于地表，这些证据表明印支晚期形成的乌兰乌珠尔铜矿床遭受剥蚀的程度很大，铜、锡矿体可能已经被剥蚀的差不多。

综上所述，乌兰乌珠尔铜矿床成矿条件优越、矿化显示较好，但因剥蚀深度较大，故深部找矿潜力相对较小。

结 论

本文在乌兰乌珠尔铜矿床区域地质背景、矿区及矿床地质地球化学特征、成矿条件及成矿期次综合研究的基础上，分析了乌兰乌珠尔铜矿床的成因，建立了成矿模式，进而对成矿远景做出了相应的评价，取得了以下几点成果和基本认识：

1、乌兰乌珠尔铜矿床是严格受构造与中酸性侵入体控制的。由东昆北断裂产生的次级断裂—北西向断裂和北东东向断裂是主要的导矿、容矿构造，并且矿体主要产于两方向断裂的交汇与重合处。海西—印支期，尤其是印支晚期的花岗斑岩侵入体与乌兰乌珠尔铜矿床的形成之间具有密切的关系，前者为后者的形成提供了充足的热源、成矿流体和成矿物质。

2、乌兰乌珠尔铜矿床的类型为严格受断裂构造控制的，与海西-印支期中酸性侵入体密切相关的蚀变分带以线性为特征的伴生 Au 的似斑岩型铜、钨、锡矿床。该铜矿床的围岩蚀变及蚀变分带特点与典型斑岩型铜矿床很相似，但其铜、钨、锡、金等矿化中心不一致，铜矿化主要集中在硅化带，锡矿化主要集中在似千枚岩化带，钨、金矿化主要集中在钾化-黑云母化带。在各蚀变带中，硅化带的规模很大且远大于其它蚀变带的规模，而其它蚀变带的规模大小差不多。因此，铜矿体的规模应该较大，钨、锡、金可以作为综合利用的有益组分。

3、乌兰乌珠尔铜矿床的成矿流体主要来源于岩浆热液，但在运移过程中不断与围岩发生交代反应并遭遇了大量循环大气水的混合从而使成矿流体由高盐度、高密度的富含矿物质的岩浆热液变为由岩浆热液和大气水混合而成的低盐度、低密度的富含 Cu、Sn、W、Au 等元素的成矿流体。上述成矿流体因物理化学条件的改变而发生矿化时，首先发生的是锡矿化，然后发生的是以 W-Au 为典型元素组合钨矿化，最后发生的是以 Cu-Zn 为典型元素组合的铜矿化。其中，锡矿化所处的环境为较开放，压力较小，较氧化的高温环境，铜矿化所处的环境为较封闭，压力较大，较还原的中高温环境，钨矿化所处的环境介于上述两者之间。

4、与乌兰乌珠尔铜矿床的铜矿化密切相关的流体包裹体的研究表明：包裹体的均一温度在 166.1～458.2℃之间变化；盐度大多数集中在 6%～10%的范围内；密度大多数集中在 0.78%～0.98%范围内。成矿压力以及

成矿成矿深度都具有两个众值，前者的两个众值分别为 50～60Mpa 和 90～100Mpa，后者的两个众值分别为 6～6.4km 和 7.6～8km。上述数据表明铜矿体是在中成—中深成环境下形成的，其成矿流体为低盐度、低密度流体，成矿压力条件为中高压条件。

5、乌兰乌珠尔铜矿床的成矿条件优越、矿化显示较好，但由于其遭受剥蚀的程度非常大以致于代表高温的 W、Sn 等矿化出露于地表，因此认为该矿床的找矿潜力相对较小。

参考文献

1. Adrian J.Hartley,Clive M.Rice.Controls on supergene enrichment of porphyry copper dePosits in the Central Andes:A review and discussion[J].Mineralium Deposita,2005,40:515-525
2. Feiko Kalsbeek,Geochemistry and petrogenesis of S-type granites in the East Greenland Caledonides,Lithos,2001,57:91-109
3. Gold paragenesis and chemistry at Batu Hijau,Indoneisa:implications for gold-rich porphyry copper dePosits[J].Mineralium Deposita,2004,39:523-535
4. Himalayan magmatism and porphyry copper-molybdenum mineralization in the Yulong ore belt，East Tibet[J].Mineralogy and Petrology,2003,78:1-20
5. John R.Holliday,Alan J.Wilson,Philip L. Blevin.Porphyry gold-copper mineralisation in the Cadia district，eastern Lachlan Fold Belt，New South Wales，and its relationship to shoshonitic magmatism[J].Mineralium Deposita,2002,37:100-116
6. Keiko H.Hattori,Jeffrey D.Keith.Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization:evidence from Mount Pinatubo，PhiliPPines，and Bingham Canyon，Utah，USA[J].Mineralium Deposita,2001,36:799-806
7. M.Ahl,Geology、geochemistry、age and geotectonic evolution of the Dala granitoids、central Sweden, Precambrican Research,1999,95:147-166
8. Mahmud Tarkian.Ulf Hunken,Margarita Tokmakchieva K.Bogdanov.Precious-metal distribution and fluid-inclusion petrography of the Elatsite porphyry copper deposit，Bulgaria[J].Mineralium Deposita,2003,38:261-281
9. Murphy J B, Nance R D. Supercontinent model for the contrasting character of late proterozoic orogenic belts[J]. Geology, 1991, 19(5): 469-472.
10. Oliver L.Raymond. Pyrite composition and ore genesis in the Prince Lyell copper deposit, Mt Lyell mineral field, western Tasmania, Australia[J].Ore Geology Reviews,1996,10:231-250
11. Origin and evolution of the Tertiary Maronia porphyry copper-molybdenum dePosit，Thrace，Greece[J].Mineralium Deposita,2002,37:648-668
12. Richard K.Borden.Environmental geochemistry of the Bingham Canyon porphyry copper deposit,Utah[J].Environmental Geology,2003,43:752-758
13. The Machangqing copper-molybdenum deposits，Yunnan，China-an example of Himalayan porphyry-hosted Cu-Mo mineralization[J].Mineralogy and Petrology,1998,63:95-117

14. Viorica Milu,Jean-Pierre Milesi,Jacques Leron Leroy.Rosia Poieni copper deposit，Apuseni Mountains，Romania:advanced argillic overprint of a porphyry system[J].Mineralium Deposita,2004,39:173-188
15. X.-H.Li,U—Pb Zircon ages of granites from the southern margin of the Yangtze Block:timing of Neoproterozoic Jinning:orogeny in SE China and implications for Rodinia Assembly,Precambrican Research,1999,97:43-57
16. 阿业成,等.东昆仑万宝沟群的解体及早寒武世地层的新发现[J].中国地质.2003,Vol.30 No2:199-204
17. 陈丹玲,刘良,车自成等.祁漫塔格印支期铝质A型花岗岩的确定及初步研究[J].地球化学,2001,30(6):540-546
18. 陈道公等.地球化学.北京:中国科技大学出版社.1994
19. 陈殿芬，艾水德，李荫清.乌奴格吐山斑岩铜钼矿床中金属矿物的特征[J].岩石矿物学杂志,1996,15(4):346-353
20. 陈文明.论斑岩铜矿的成因[J]. 现代地质,2002,16(1):1-8
21. 陈毓川,黄民智.大厂锡矿地质[M].北京:地质出版社,1993：317-338
22. 陈岳龙.东天山、北秦岭花岗岩类地球化学. 北京:地质出版社.1999
23. 代军治,李绪俊,殷茜等. 山东平度旧店金矿床Ⅰ号脉深部成矿远景评价[J].黄金,2004,25(12):10-13
24. 地质科学研究院情报所. 国外斑岩铜矿[M].国外地质资料选编,1975
25. 丁清峰.东昆仑造山带区域成矿作用与矿产资源评价[D].吉林大学博士论文.2004
26. 丁正江.青海省苦海汞矿地质特征及成因研究[D].吉林大学硕士论文,2006
27. 郭文平,胡受权,徐肪章等.云南宁蒗地区铜厂河铜矿构造控矿规律研究[J].地质找矿论丛,2001,16,(3):155-160
28. 胡永达,孙丰月,李碧乐等.青海东昆仑乌兰乌珠尔铜矿金属矿物特征及意义[J].地质与资源,2006,15(3):191-199
29. 胡永达. 东昆仑新元古代花岗质片麻岩年代学及地球化学研究[D].吉林大学本科论文,200 4
30. 胡永胜.铜矿峪变斑岩型含钼铜矿床成矿作用及找矿预测[J].矿床地质,2000,19(1):46-53
31. 黄崇轲,白冶,等.中国铜矿床[M]. 北京:地质出版社,2001:663-678
32. 黄崇轲,白冶,朱裕生等.中国铜矿床[M].北京,地质出版社,2001
33. 黄满湘.湖南麻阳铜矿成矿机制探讨[J]. 大地构造与成矿学,1999,23(1):42-49
34. 黄民智,唐少华.大厂锡矿矿石学概论[M].北京,北京科学技术出版社,1988
35. 姜春发，王宗起，李锦轶等.中央造山带开合构造[M]北京:地质出版社,2000:137-144
36. 姜春发,杨经绥,冯秉贵,等.昆仑开合构造[M].北京:地质出版社,1992,59-78.

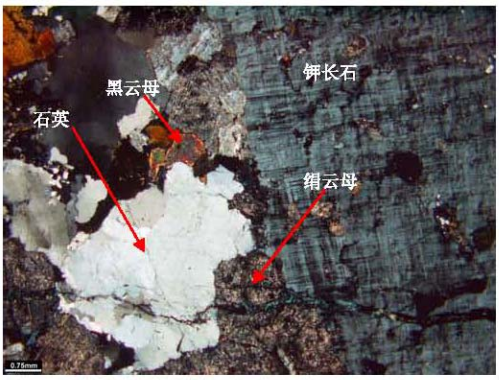
37. 姜春发.中央造山带主要地质构造特征[J].地学研究,1993,No27:103-108
38. 匡俊. 东昆仑成矿带钴矿床特征及形成作用探讨. 吉林大学硕士学位论文，2002
39. 李德亭,刘红涛,袁怀雨.大兴安岭南东段龙头山银铅锌多金属矿床成矿地质特征与远景评价[J]. 地质找矿论丛,2005,20(4):269-275
40. 李德亭,曾庆栋,袁怀雨.喇嘛罕山银多金属矿床成矿规律与远景评价[J].矿业研究与开发,2005,25(5):23-26
41. 李光明，沈远超，刘铁兵.东昆仑祁漫塔格地区华力西期花岗岩地质地球化学特征[J].地质与勘探,2001,37(1):73-78
42. 李兆龙,张连营.山西省刁泉银铜矿床地质特征及成因机制[J].矿床地质,1999,18(1):11-21
43. 刘红涛.祁漫塔格陆相火山岩：塔里木陆块南缘印支期活动大陆边缘的岩石学证据[J].岩石学报,2001,17(3):337-351
44. 刘军威.穆家庄铜矿床构造作用与成扩的关系[J].有色金属矿产与勘查,1999,8(1):10-15
45. 刘英俊,曹励明,李兆麟等.元素地球化学[M].北京,科学出版社,1984
46. 卢焕章，池国祥，王中刚. 典型金属矿床的成因及其构造环境[M].北京,地质出版社,1995
47. 卢焕章，范宏瑞，倪培等. 流体包裹体[M].北京,科学出版社,2004
48. 路远发,陈开旭,黄惠兰.云南羊拉地区不同类型铜矿床流体包裹体研究[J].地质科技情报,2004,23(2):13-20
49. 罗照华,邓晋福,曹永清,等.青海省东昆仑地区晚古生代--早中生代火山活动与区域构造演化[J].现代地质,1999,13(1):51-56
50. 孟祥金，侯增谦，李振清.西藏冈底斯三处斑岩铜矿床流体包裹体及成矿作用研究[J]. 矿床地质,2005,24(4):398-408
51. 南京大学地质学系,地球化学[M].北京,科学出版社,1979
52. 潘彤.东昆仑成矿带钴矿成矿系列研究[D].吉林大学博士论文,2005
53. 朴寿成,李绪俊,师磊等.赤峰-朝阳金矿化集中区元素分带特征及其应用[J].地质与勘探,2006,42(1):17-20
54. 朴寿成,杨永强,连长云.原生晕分带序列研究方法综述[J].世界地质,1996,15(1):44-49
55. 钱鹏,陆建军,姚春亮.德兴斑岩铜矿成矿流体演化与来源的流体包裹体研究[J].南京大学学报(自然科学),2003,39(3):319-326
56. 青海省地调院.青海地调院矿产设计(内部资料).2003
57. 青海省地调院.青海地调院矿产设计(内部资料).2005
58. 青海省地质矿产局.青海省区域地质志. 北京:地质出版社.1991
59. 青海省地质矿产局. 青海省岩石地层[M]. 北京，中国地质大学出版社，1997
60. 邱家骧,林景仟等.岩石化学. 北京:地质出版社.1991
61. 邱家骧等.岩浆岩岩石学. 北京:地质出版社.1985

62. 曲晓明,杨岳清,李佑国.从赋矿岩系岩石类型的多样性论羊拉铜矿的成因[J].矿床地质,2004,23(4):431-442
63. 芮宗瑶, 黄崇轲,齐国明等.中国斑岩铜(钼)矿床[M].北京,地质出版社,1984
64. 佘宏全,李进文,丰成友等.西藏多不杂斑岩铜矿床高温高盐度流体包裹体及其成因意义[J]. 地质学报,2006(8):1434-1448
65. 沈远超,杨金中,刘铁兵等.新疆东昆仑祁漫塔格地区发现蛇绿岩[J].地质论评,2000:90
66. 苏水生.福建上杭铜矿沟一萝卜岭斑岩型铜矿床地质特征及远景评价[J].福建地质,2002,22(2):69-77
67. 孙丰月,金巍,李碧乐,等.关于脉状热液金矿床成矿深度的思考[J].长春科技大学学报,2000,30(增刊):27-30
68. 孙丰月等. 青海东昆仑、北巴颜喀拉地区金－多金属控矿地质条件及重要成矿区（带）找矿潜力评价设计书(内部资料).2005,20-50
69. 孙丰月等.新疆-青海东昆仑成矿规律和找矿方向综合研究(内部资料).2003,19-175
70. 孙丰月等.新疆-青海东昆仑重大找矿疑难问题研究设计书(内部资料).2003,13-47
71. 孙继源等.中条山裂谷铜矿床[M].北京:地质出版社,1995,49-100
72. 谈生祥，拜永山，常革红等.祁漫塔格地区晋宁期变质侵入岩(体)的发现及其地质意义[J].西北地质,2004,37(1):69-73
73. 谈树成,高建国,晏建国等.云南个旧矿区南部矿床原生晕垂直分带研究—以龙树脚矿段为例[J].矿物学报,2001,21(4):596-601
74. 涂生法,彭省临,杨牧中.条山胡一麓型铜矿床控矿构造浅析[J].矿产与地质,1999,4(2):82-85
75. 王京彬,王玉往,王莉娟.大兴安岭中南段铜矿成矿背景及找矿潜力[J].地质与勘探,2000,36(5):1-4
76. 王莉娟，王玉往，王京彬等.大井矿床锡铜矿体成矿流体研究及其成因意义[J].岩石学报,2000,16(4):609-614
77. 王平户,丁兆举.青海小赛什腾斑岩型铜矿地质特征及成因探讨[J].地质找矿论丛,2003,18(增刊):122-125
78. 王濮，潘兆橹，翁玲宝等.系统矿物学[M].北京,地质出版社,1984
79. 王喜臣,王训练,王琳等.黑龙江多宝山超大型斑岩铜矿的成矿作用和后期改造[J].地质科学,2007,42(1):124-133
80. 王玉往，曲丽莉，王京彬等.大井锡多金属矿床矿石矿物成分及时空演化[J].矿床地质，2002，21(1)：23-35
81. 王岳军，沈远超，林舸等. 中昆仑北部古生代构造岩浆作用及其演化[J]. 地球学报-中国地质科学院院报，1999，20（1）：1-9
82. 夏斌,陈根,文王核.全球超大型斑岩铜矿床形成的构造背景分析[J].中国科学

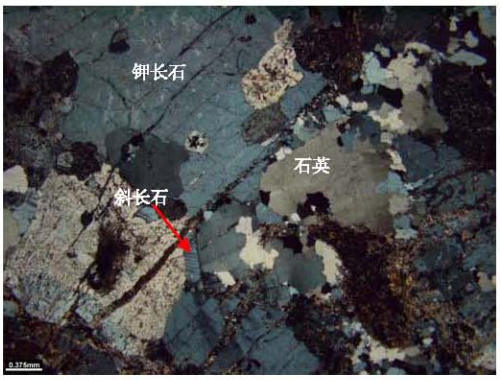
(D 辑),2002,32(增刊):87-95
83. 肖静,薛培林.青海恰冬铜矿床地质特征及成因初探[J].矿产与地质,2006,20(6):636-639
84. 肖庆辉,邓晋福等.花岗岩思维与方法.北京:地质出版社.2002
85. 谢玉玲，侯增谦，徐九华等.藏东玉龙斑岩铜矿床多期流体演化与成矿的流体包裹体证据[J].岩石学报,2005,21(5):1409-1415
86. 辛洪波,邓军,王建国等.山东焦家金矿床新Ⅲ脉原生晕研究及成矿远景评价[J].黄金,2005,26(5):13-16
87. 徐启东,莫宣学.三江中段新特提斯阶段区域流体的性质与状态[J].岩石学报,2000,16(4):639-648
88. 许志琴，扬经绥，姜枚.青藏高原北部的碰撞造山及深部动力学-中法地学合作研究新进展[J].地球学报,2001,22(1):5-10
89. 薛培林,肖静,薛福林等.青海祁漫塔格一都兰成矿带铜矿找矿前景初探[J].矿产与地质,2006,20(3):247-250
90. 杨金中，沈远超，刘铁兵.新疆东昆仑祁漫塔格群火山岩建造成因初析[J].新疆地质,2000,18(2):105-112
91. 杨群,周彭省临,张侍威等.豫西寨凹斑岩型铜矿地质特征及其成矿远景[J].地质找矿论丛,2003,18(1):42-47
92. 杨志明,谢玉玲,李光明二等.西藏冈底斯斑岩铜矿带厅宫铜矿床流体包裹体研究[J]. 矿床地质,2005,24(6):584-594
93. 姚凤良,孙丰月等.矿床学[M].北京,地质出版社,2006
94. 宜昌地质矿产研究所.花岗岩成因.1981
95. 殷鸿福，张克信，等.中央造山带的演化及其特点[J].地球科学.1999,23(5):437-442
96. 殷鸿福,张克信.东昆仑造山带的一些特点[J].地球科学--中国地质大学学报,1997,22(4): 339-342
97. 殷鸿福,张克信等.1∶25万区域地质调查报告:冬给措纳湖幅.中国地质大学(武汉）.1999
98. 曾乔松,陈广浩,王核等.基于多因复成矿床理论探讨阿舍勒铜矿的成因[J].大地构造与成矿学,2005,29(4):545-550
99. 张本仁,高山等.秦岭造山带地球化学. 北京:科学出版社.2002
100. 张彩华，刘继顺，刘德利.滇西南澜沧江带官房铜矿矿床成因和成矿模式探讨[J].大地构造与成矿学,2006,30(3):369-380
101. 张德会,张文淮,刘伟.江西银山多金属矿床高盐度包裹体及其成因意义[J]. 岩石学报,2003,19(1):173-180
102. 张建明.东乡铜矿区构造特征与成矿的关系[J].铜业工程,2004(4):10-14
103. 张绮玲,曲晓明,徐文艺等.西藏南木斑岩铜钥矿床的流体包裹体研究[J].岩石学报,2003,19(2):251-259

104.张庆超.杨砦峪金矿床地质特征及深部成矿远景评价[J].黄金,2004,25(10):19-21 张玉泉等.横断山区花岗岩类地球化学. 北京:地质出版社.1995
105.赵财胜,青海东昆仑造山带金、银成矿作用[D].吉林大学博士论文,2004
106.赵长发,李真善,魏振伟等.玛曲县格尔坷金矿床地质特征及深部成矿远景评价[J].甘肃科技,2005,21(9):80-82
107.赵振华等.微量元素地球化学原理. 北京,科学出版社.1997
108.钟汉.斑岩型铜矿概论[M].长春,吉林科学技术出版社,1986
109.朱华平.青海省驼路沟钴矿地质特征及找矿潜力评价[D].吉林大学硕士论文,2005

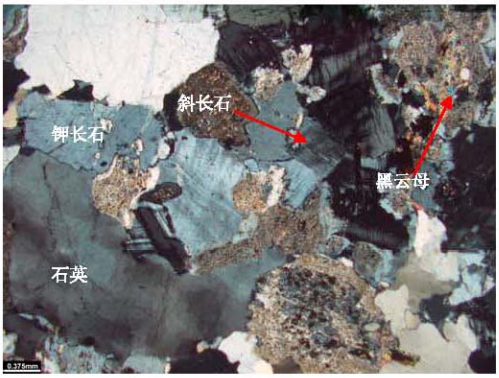
图 版Ⅰ



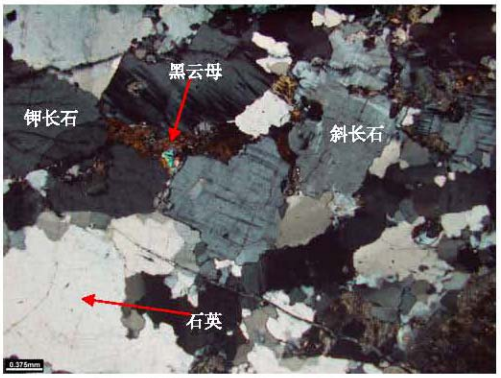
图Ⅰ-1 似斑状黑云母二长花岗岩(正交偏光,10×2)



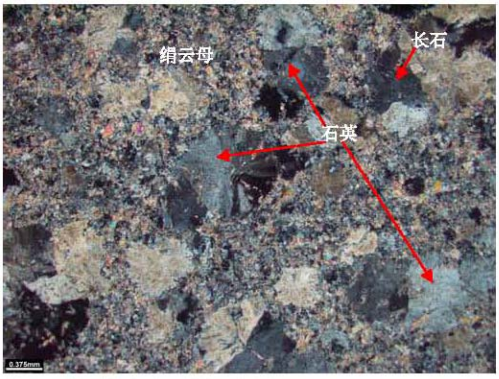
图Ⅰ-2 似斑状二长花岗岩(正交偏光,10×2)



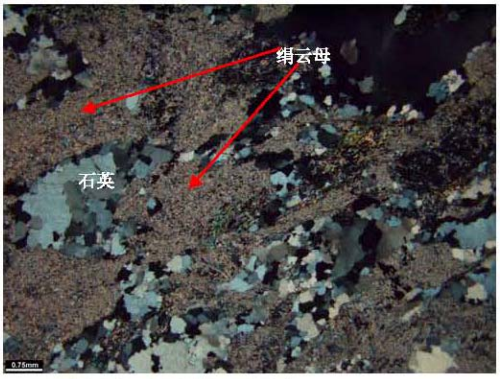
图Ⅰ-3 中细粒二长花岗岩(正交偏光,10×4)



图Ⅰ-4 中细粒正长花岗岩(正交偏光,10×4)

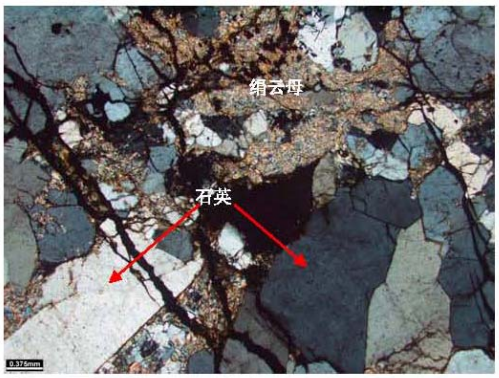


图Ⅰ-5 花岗斑岩(正交偏光,10×4)

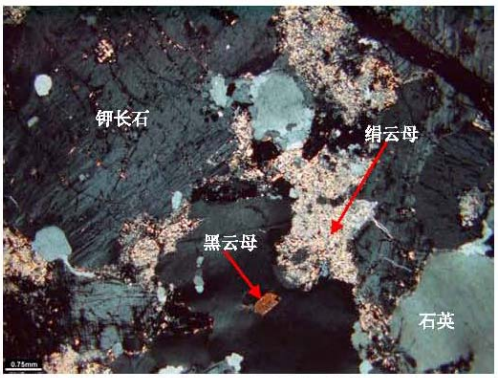


图Ⅰ-6 硅化花岗岩(正交偏光,10×2)

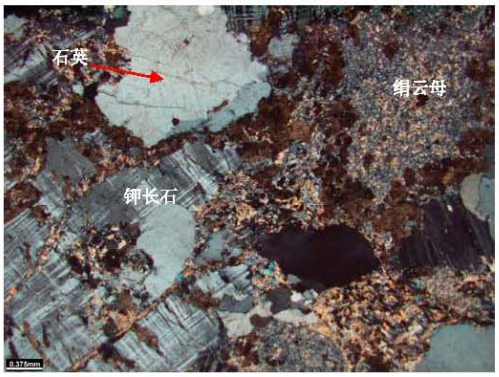
图 版II



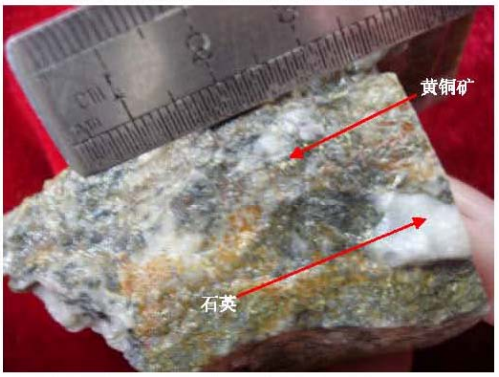
图II-1 碎裂状花岗岩(正交偏光,10×4)



图II-2 绢云母化似斑状二长花岗岩(正交偏光,10×2)



图II-3 绢云母化二长花岗岩(正交偏光,10×4)



图II-4 强硅化花岗岩黄铜矿矿石(手标本照片)



图II-5 硅化花岗岩黄铜矿矿石(手标本照片)



图II-6 硅化、似千枚岩化花岗岩黄铜矿矿石(手标本照片)

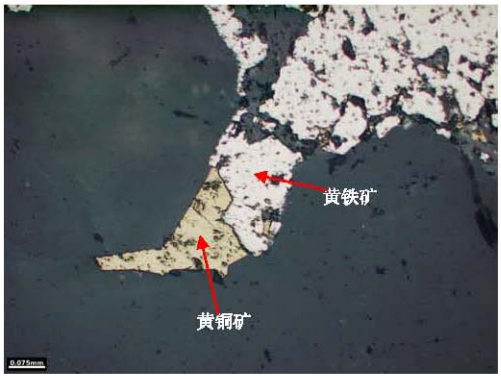
图 版III



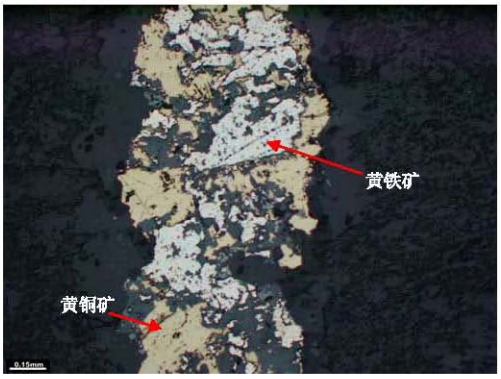
图III-1 花岗斑岩黄铁矿矿石(手标本照片)



图III-2 硅化花岗岩黄铁矿矿石(手标本照片)



图III-3 黄铁矿与黄铜矿呈共生边结构(单偏光, 10×20)



图III-4 黄铜矿交代黄铁矿呈溶蚀结构(单偏光, 10×10)

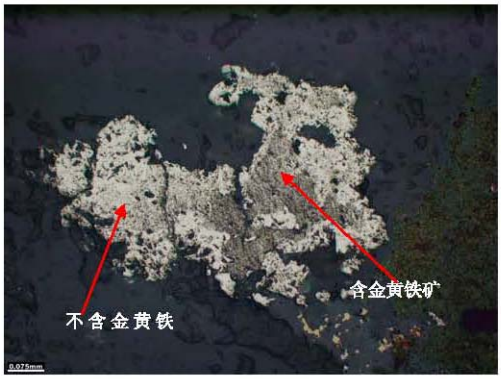
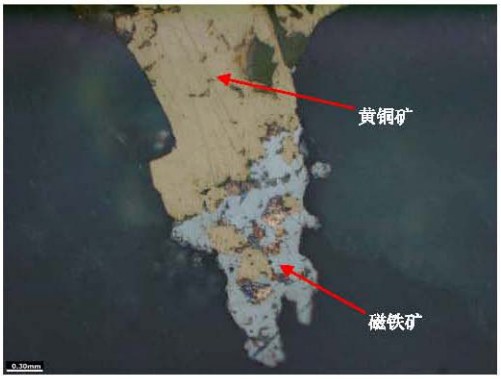
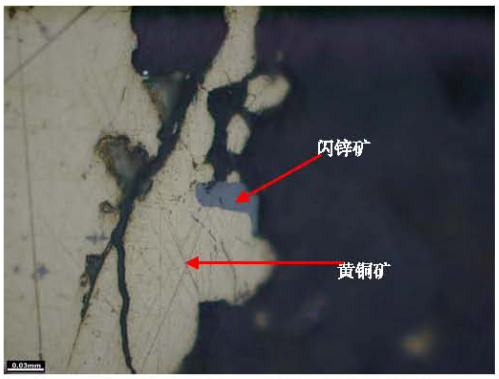


图 II-2 不含金黄铁矿交代含金黄铁矿呈侵蚀结构(单偏光, 10×20)

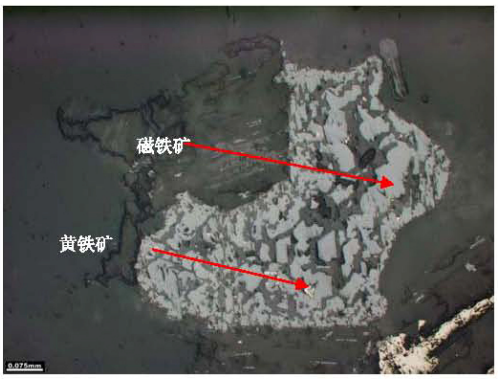


图III-6 黄铜矿交代磁铁矿呈侵蚀结构(单偏光, 10×5)

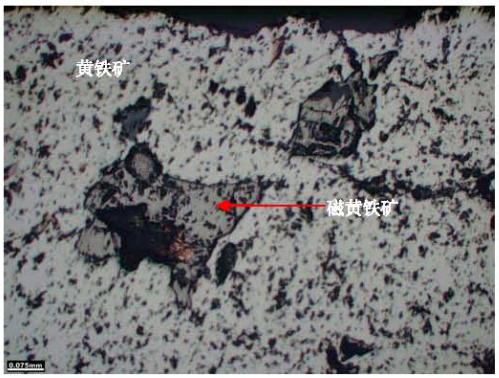
图 版Ⅳ



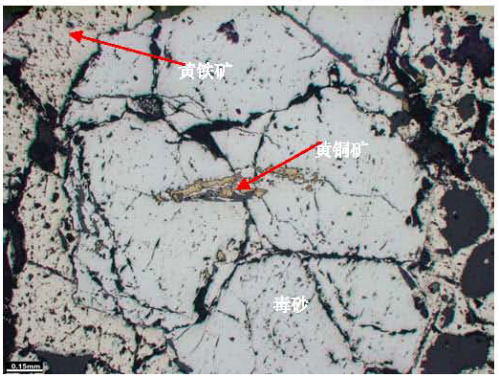
图Ⅳ-1 黄铜矿与闪锌矿呈反应边结构(单偏光, 10×50)



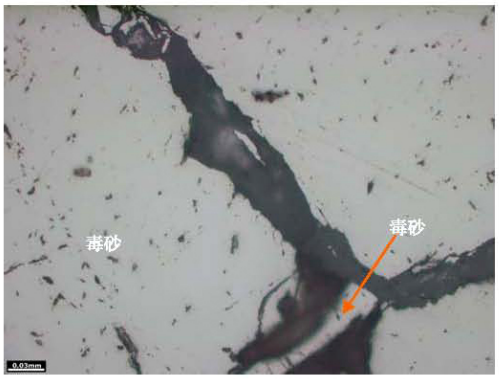
图Ⅳ-2 磁铁矿裂隙中含有黄铁矿 (单偏光, 10×20)



图Ⅳ-3 黄铁矿包含磁黄铁矿(单偏光, 10×20)



图Ⅳ-4 毒砂裂隙中发育黄铜矿并与黄铁矿呈共生边结构(单偏光, 10×10)

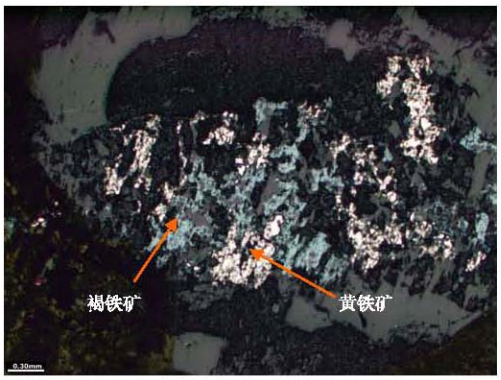


图Ⅳ-5 穿切毒砂的石英脉中发育有毒砂(单偏光, 10×50)

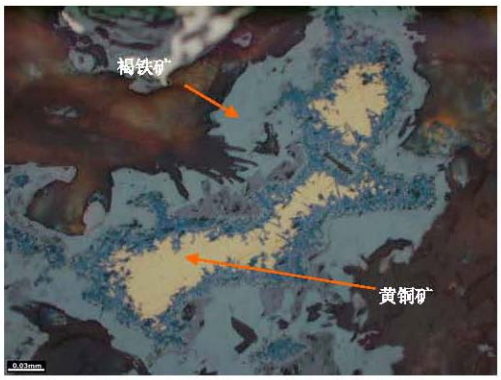


图Ⅳ-6 磁铁矿沿黑钨矿裂隙发育(单偏光, 10×20)

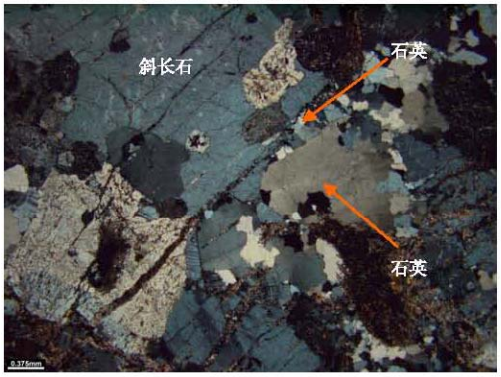
图 版Ⅴ



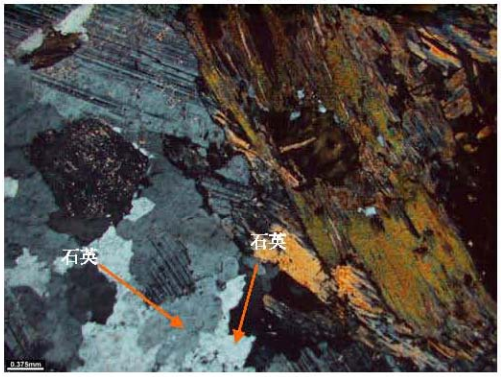
图Ⅴ-1 褐铁矿交代黄铁矿呈残余结构(单偏光,10×5)



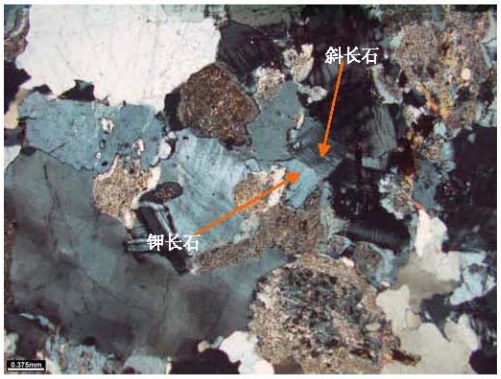
图Ⅴ-2 褐铁矿交代黄铜矿呈残余结构(单偏光, 10×50)



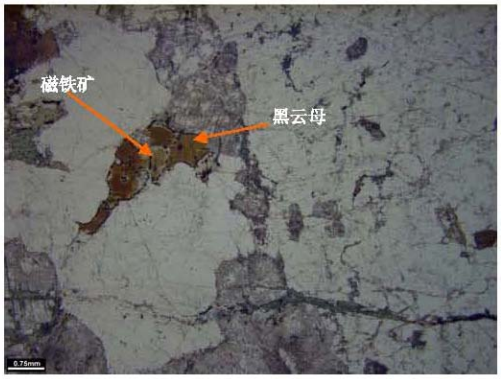
图Ⅴ-3 石英呈细小粒状颗粒分布于石英与斜长石接触处(正交偏光, 10×4)



图Ⅴ-4 石英破碎重结晶 (正交偏光, 10×4)

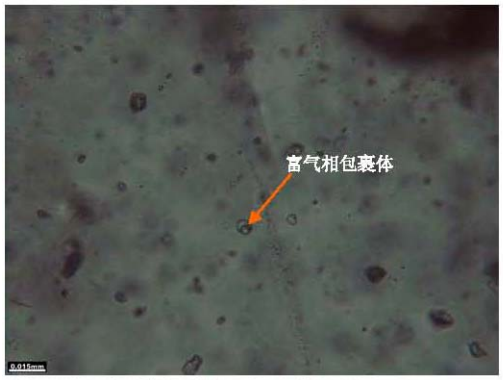


图Ⅴ-5 斜长石与钾长石接触处的净边结构 (正交偏光, 10×4)



图Ⅴ-6 黑色磁体矿沿黑云母解理或边缘析出 (单偏光, 10×2)

图 版Ⅵ



图Ⅵ-1 富气相包裹体显微镜下照片（100×10）



图Ⅵ-2 富液相包裹体显微镜下照片（100×10）

中文摘要

青海东昆仑乌兰乌兰乌珠尔铜矿地质特征及成矿远景评价

作　　者：胡永达

专　　业：矿物学、岩石学、矿床学

指导教师：孙丰月教授

前人对东昆仑造山带曾提出了多种不同的构造单元划分方案。但因受研究程度限制，目前应用较多的仍为三个构造分带的构造分区，即东昆仑北带、东昆仑中带和东昆仑南带。需要指出的是，根据我们项目组多年来对东昆仑地区进行的野外调查及室内分析研究，孙丰月等（2003）建议以昆北、昆中、昆南三条断裂为界，划为东昆北加里东弧后裂陷带、东昆中基底隆起和花岗岩带及东昆南复合拼贴带。

加里东末期，东昆仑地区南北三分的构造格局形成。海西-印支早期，巴颜喀拉洋壳沿昆南断裂向北斜向俯冲，直至早印支晚期，巴颜喀拉洋封闭，整个东昆仑及其以南地区转入陆内演化阶段。印支晚期，东昆仑地区发生了强烈的壳-幔相互作用，构造体制从挤压体制向伸展体制转化，大量幔源物质和能量参与构造岩浆活动和成矿作用。

乌兰乌珠尔铜矿床位于柴达木西南缘东昆仑北带(又称昆北早古生代弧后裂陷带，孙丰月等，2003)的祁漫塔格北部花岗岩带分布区内。矿区内大面积出露花岗岩侵入体，主要为晚海西-早印支似斑状花岗岩体和花岗岩体、晚印支花岗斑岩脉和细粒花岗岩脉、印支期钾长花岗岩脉及燕山期闪长玢岩脉等。矿区内断裂构造极其发育且规模较大，主要为北西向(F3)、北东东向(F4)、北东向(F1)以及东西向(F2)断裂，各断裂多为蚀变破碎带且相互交叉形成网脉状断裂系统。而矿区内地层极不发育，仅在矿区南部零星出露有小面积的第四系。矿区内含矿地质体主要为蚀变破碎带、晚印支花岗斑岩脉等。

为了解乌兰乌珠尔矿区含矿地质体及控矿构造，项目组两次分别对横穿含矿地质体的探槽（TC_{2003}、TC_{2005})进行实测地质剖面测量并从中采取样品。对所取样品的 Cu、Sn、W、Au、Pb、Zn 等微量元素的研究表明，Cu、Sn、W、Au 等元素极其富集。根据地球化学剖面和相关系数的分析把上述富集元素划分为 Sn、W-Au、Cu-Zn 三个元素组合，其中，Sn 可能代表了

第一阶段的成矿热液活动，W-Au 元素组合可能代表了第二阶段的成矿热液活动，而 Cu-Zn 可能代表了第三阶段的成矿热液活动。

矿体特征研究表明，目前已发现的铜、锡矿体主要位于蚀变破碎带的交汇处且均向东侧伏。对铜矿体来说，含矿岩石主要为硅化花岗岩、构造角砾岩、花岗斑岩、绢云母化二长花岗岩等；而对锡矿体来说，含矿岩石主要为花岗斑岩等。

成矿期次的研究证明了乌兰乌珠尔铜矿床经历了中高温热液和表生两期成矿期。中高温热液成矿期分为锡石成矿阶段、黑钨矿—多金属成矿阶段和黄铜矿—多金属成矿阶段等三个成矿阶段。其中，前一阶段主要形成锡矿体，后两阶段主要形成伴生 W、Au 等元素的铜矿体。

典型硫化物成分分析表明该铜矿体整体的形成环境为中高温较还原环境，成矿流体主要来源于岩浆热液，也有大气水的参与。

与铜矿化有关的硅化花岗岩中的流体包裹体的均一温度、盐度、密度的研究以及成分分析进一步证明了典型硫化物成分分析结果，同时表明来源于岩浆热液的高温、高压流体在往上运移过程中与大气水相遇，使原始高温流体温度降低，造成矿流体沸腾并降低成矿流体的盐度及密度。流体包裹体的压力及成矿深度的研究表明铜矿化在中-高温情况下经历了两个成矿阶段。

通过对该矿区围岩蚀变的研究，我们发现该矿区的蚀变类型为硅化、似千枚岩化、钾化-黑云母化和泥化，具有斑岩型铜矿蚀变特点，但矿化主要集中在硅化带且硅化带的规模远大于其它蚀变带的规模，这有别于典型的斑岩型铜矿床。

成矿地质条件分析尤其是矿区地质条件分析表明：乌兰乌珠尔铜矿床的形成与印支晚期拉张环境下的壳-幔相互作用密切相关；由壳-幔相互作用形成的富含矿物质的花岗斑岩为成矿提供了主要的热液、热量及矿物质。

通过乌兰乌珠尔铜矿床与典型斑岩型铜矿床的对比研究表明，该铜矿床虽然在大地构造位置、控矿构造、侵入岩类型、矿体形态、矿石组构、平均品位、围岩蚀变特征、成矿流体类型等方面与典型的斑岩型铜矿床很相似，但在矿物组合、矿化发育蚀变带、流体包裹体特征、成矿压力及成矿深度等主要特征上与典型的斑岩型铜矿床存在着一定的差别。

综合上述分析研究，认为乌兰乌珠尔铜矿床为严格受断裂构造控制的，与海西-印支期中酸性侵入体密切相关的蚀变分带以线性为特征的伴生 Au 的似斑岩型铜、钨、锡矿床。以此为基础，探讨了乌兰乌珠尔铜矿床的成矿机制和成矿过程并建立了成矿模式。

乌兰乌珠尔矿区的抬升速度较大，遭受剥蚀的时间比较长且新生代后其位于北祁漫塔格亚带(“岭”)以及代表高温的 W、Sn 矿化和代表成岩深度较深的花岗岩类岩基已经出露于地表等特点都表明乌兰乌珠尔铜矿床中的铜、锡矿体可能已经遭受了程度较大的剥蚀。因此，虽然该铜矿床成矿条件优越、矿化显示较好，但因剥蚀深度较大，故深部找矿潜力相对较小。

Abstract

Geological Characteristics and Mineralizing Perspective Evaluation of Wulanwuzhuer Copper Deposit in the Eastern Kunlun Orogenic Belt, Qinghai Province

Author: Hu Yongda

Major: Mineralogy, Petrology, Economic Geology

Tutor: Prof. Sun Fengyue

A lot of different precepts on tectonic units of Eastern Kunlun orogenic belt have ever been proposed by predecessors. However, the precept of three tectonic belts that are North Eastern Kunlun, Middle Eastern Kunlun and South Eastern Kunlun is still applied more frequently than others presently. Especially, according our several years' field survey and indoor analysis investigation on the Eastern Kunlun, Sun et al(2003) considered that the Eastern Kunlun should be divided into Caledonian back-arc rift belt of North Eastern Kunlun, basement uplifting and granite belt of middle Eastern Kunlun and composite collage belt of South Eastern Kunlun, which are divided by three North Eastern Kunlun, Middle Eastern Kunlun and South Eastern Kunlun faults respectively.

On late Caledonian, the situation of three tectonic belts were formed. On Hercynian-early Indosinian, the Bayan Har oceanic crust was subducting obliquely northward. Until early late-Indosinian, the Bayan Har ocean closed, then the whole Eastern Kunlun orogenic belt and south of it diverted into intracontinental evolution. On late Indosinian, the Eastern Kunlun orogenic belt occurred strong interaction of crust-mantle, and the extruding environment transformed into spreading environment. A lot of mantle material and energy took part in the action of structure-magma and minerogenesis.

The Wulanwuzhuer copper deposit lies in the north Qimantage granite belt of North Eastern Kunlun(early Paleozoic back-arc rift belt of North of Eastern Kunlun, Sun et al.,2003) near southwest Qaidam. The granites that outcrop in Wulanwuzhuer ore district largely are mainly late Hercynian-early

Indosinian porphyritic-like granite body and granite body, late-Indosinian granite porphyry dyke and granitello dyke, Indosinian moyite dyke and Yanshanian porphyrodiorite dyke, and so on. There are many large-scale faults in the ore district, whose strike are mainly NW(F3), NEE(F4), NE(F1) and EW(F2). Those faults are mainly fragmentized alteration belts which intercross to form the system of net-stringer. However, in the ore district, the stratum can be seen rarely, and the Quaternary System only outcrops few in the south. The mineralized geological body are mainly fragmentized alteration belts and late-Indosinian granite porphyry dyke, and so on.

The author twice respectively adopted geological profile survey in the trenches named TC_{2003} and TC_{2005} which pass across the mineralized geological body and sampled in order to grasp the mineralized geological body and structures controlling orebodies. The analysis of Cu, Sn, W, Au, Pb, Zn and so on indicates that Cu, Sn, W, Au are enriching strongly. We divided those enriching trace elements into Sn, W-Au, and Cu-Zn three element paragenesis basing on geochemistry section and correlation coefficient. Sn may represent the first stage of mineralizing hydrothermal activity; W-Au may the second; Cu-Zn may the third.

The study of orebody's feature indicates that Cu-orebody and Sn-orebody which pitch eastwardly lie in the crossing of fragmentized alteration belts. The rocks mineralized of Cu-orebody are mainly silication granite, structure breccia, granite porphyry and sericitization monzonitic granite and so on; But the rock mineralized of Sn-orebody is mainly granite porphyry and so on.

The study of metallogenic epoch proves that the Wulanwuzhuer copper deposit underwent meso-hyper hydrothermal metallogenic epoch and epigenetic metallogenic epoch. The former include cassiterite metallogenic stage when the Sn-orebody formed, wolframite-polymetal and chalcopyrite-polymetal metallogenic stages when Cu-orebody containing W, Au formed.

The component analysis of typical sulfide indicates that the copper deposit formed in the meso-hyper reductive environment, and the mineralizing

fluid was composed by magmatic hydrotherm which was the main and atmospheric water.

The study of homogeneous temperature, salinity and density and component analysis of fluid inclusions which were obtained from silication granite that is related with Cu-mineralizing prove the result of component analysis further, and also indicate that the high-temperature and high-pressure fluid from magmatic hydrotherma encountered with atmospheric water when moving upwards, so the fluid boiled, and its salinity and density decreased. The analysis of fluid inclusions' pressure and mineralizing depth indicates that the Cu-mineralization underwent two metallogenic stages in meso-hyper environment.

It was found that the type of alteration include silication，phyllition-like, potassion-biotition and argillization through the wallrock alteration's study of the ore district, which exhibits the alteration features of porphyry copper. But the mineralization mainly occurred in the silication belt whos scale is bigger than others largely, which is different from typical porphyry copper.

The analysis of mineralizing geological condition especially ore district's geological condition indicates: The formation of the Wulanwuzhuer copper deposit was correlative with the interaction of crust-mantle which occurred in the spreading environment on late Indosinian affinitively; The granite porphyry contained abundant mineral material because of the interaction of crust-mantle, and it provided main hydrotherm, heat and mineral material for the mineralization.

Through comparing the Wulanwuzhuer copper deposit with typical porphyry copper, it was found that they were similar in tectonic background, structures controlling orebody, intrusive rock's type, orebody's configuration, ore's fabric, average grade, wallrock alteration and mineralizing fluid, and so on, but they were different in mineral paragenesis, mineralized alteration belt, fluid inclusions' type, mineralizing pressure and depth, and so on.

Basing on those analysis investigation, the author think that the type of the Wulanwuzhuer copper deposit is porphyry-like copper, tungsten, stannum

deposit containing Au, which is controlled by faults strictly and correlative with Hercynian-Indosinian meso-acidic intrusive rock. Then, the mineralization mechanism and procedure of the copper deposit were discussed, and the mineralization pattern was set up.

The uplifting velocity of the Wulanwuzhuer ore district that undergoes long-time denudation and lies in North sub-Qimantaga(“ridge”) after Cenozoic is rapid, and W, Sn-mineralization representing high temperature environment and granite batholith representing deep environment have outcropped, which indicate that the Cu, Sn-orebody may be denuded strongly. So, the copper deposit’s mineralization condition is predominant, and the mineralizing information is better, but the degree of denudation is great, so the prospecting potential is less in depth.

致 谢

本论文是在导师孙丰月教授及李碧乐教授的悉心指导下完成的，在此对他们的深切关怀和无私帮助表示最诚挚的感谢！

三年来，无论是在学习上，还是在生活方面，两位老师均给予了大力支持与帮助。先生们渊博的知识、严谨的治学态度、勤勉的工作作风、正直和宽容的风格、循循善诱扶植后学，都给学生莫大的感染和激励。在此，向两位先生及其家人致以衷心的感谢和良好的祝愿！

特别感谢导师孙丰月教授！本论文从研究选题、资料收集、野外考察、室内分析研究、关键问题推敲及最终定稿等都是在导师孙丰月教授的精心指导下完成的，并且引用了导师大量尚未公开发表的科研成果。导师敏捷的思维、刻苦求实的学风、严谨的治学态度、务实的工作作风、正直磊落的人格魅力以及无私奉献的敬业精神，都使我受益匪浅，终生难忘。在此感谢恩师多年来的谆谆教诲和辛勤栽培，也感谢先生在学习和生活中给予的无微不至的关怀和帮助！

研究工作得到了课题组成员丁清峰老师、潘彤博士、赵俊伟博士、李世金博士、于晓飞老师、陈广俊老师、朱华平师兄以及丁正江师兄等热心的帮助与指导，并提出许多有益的意见和建议。特别是在野外艰苦而又富有创造性的工作中，我们密切配合、广泛交流，使我们的研究工作得以顺利进行；在室内资料整理、数据处理、光薄片照相及图件清绘过程中，得到了课题组成员王力博士、李雪梅博士、汪志刚博士、肖莉梅硕士、霍亮硕士、袁波硕士、来又东硕士、张立亚硕士以及冯永玖硕士的支持与帮助。对他们的辛勤劳动表示衷心的感谢！

野外工作过程中，得到了青海省地质调查院、青海省有色地质勘查局、吉林地质调查院、新疆地质调查院及各矿区野外地质分队的大力支持与帮助，在此深表谢意！

此外，感谢我的父母在求学生涯中给予的大力支持，使我能够顺利完成学业！他们的理解和支持是我得以全身心投入地质科学研究的力量源泉！

最后，感谢各位评委认真细致的评审和高屋建瓴的宝贵意见！

导师及作者简介

导师简介

孙丰月：男，汉族，1963 年 4 月 18 日生于山东淄博；博士，教授，博士生导师；主要工作经历如下：

1.1980.9～1984.6　就读于武汉地质学院矿床学专业，本科。

2.1984.9～1987.6　就读于武汉地质学院矿产普查与勘探专业，硕士研究生。

3.1987.7～1989.9　河北地质学院教学，讲师。

4.1989.10～1992.10　就读于中国地质大学（北京）矿产普查与勘探专业，博士研究生。

5.1993.1～1995.3　长春地质学院博士后流动站。

6.1995.4～现今　吉林大学地球科学学院教学，教授，博士生导师。

主要成果：现发表文章 40 多篇，出版专著 2 本。

联系方式：Tel:13578875758; E-mail:sfy@jlu.edu.cn

作者简介

胡永达：男，汉族，1982 年 1 月 1 日生于江西南昌；硕士研究生。

1.2000.9～2004.6　就读于吉林大学资源勘查工程专业，本科；

2.2004.9～至今　就读于吉林大学矿物学、岩石学、矿床学专业，硕士研究生；

主要成果：发表论文一篇。

联系方式：Tel:13019137618; E-mail:huyongda20020315@sina.com