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 2006612047

吉　林　大　学

硕 士 学 位 论 文

黑龙江老柞山金矿矿床地质特征及矿化富集规律研究

Study on Geological Characteristics and Enrichment Regularities of Gold mineralization in Laozuoshan Gold Deposit ,Heilongjiang province

作者姓名：张立亚

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：**2006** 年 **10** 月 至 **2008** 年 **4** 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：黑龙江老柞山金矿矿床地质特征及矿化富集规律研究

作者签名：　　指导教师签名：

年　月　日

作者联系地址（邮编）：130061 吉林省长春市建设街 2199 号

作者联系电话：13504419934

作者姓名	张立亚	论文分类号	P618.51
保密级别	公开	研究生学号	2006612047
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	热液成矿理论	学习时间	2006 年 9 月至 2008 年 6 月
论文中文题目	黑龙江老柞山金矿矿床地质特征及矿化富集规律研究		
论文英文题目	**Study on Geological Chatacteristics and Enrichment Rehularrities of Gold mineralozation inLaozuoshan Gold Deposit ,Heilongjiang province**		
关键词(3-8个)	老柞山金矿　造山型金矿　矿床地质特征　富集规律		

导师情况	姓　名	孙丰月	职称	教授
	学历学位	博士（后）	工作单位	吉林大学

论文提交日期	2008 年 5 月日	答辩日期	20　年　　月　　日
是否基金资助项目	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

黑龙江老柞山金矿自1996年区调发现以来，已经开采几十年，后备储量严重不足，亟需探矿增储。本文通过对此矿床的矿床地质特征和矿化富集规律的研究，结合物探、化探等有效的找矿方法，对矿区深部进行了预测。

研究认为，本区矿床的矿体严格受NWW向的断裂构造控制，围岩蚀变中的硅化、毒砂化、矽卡岩化与成矿关系密切，而毒砂、黄铁矿、磁黄铁矿是主要的载金矿物。成矿流体在海西期表现出了高、中盐度、低密度的特点，在燕山期则表现了中、低盐度、低密度的特点，而两期成矿的成矿深度均表现为中深成的特点。通过分析此矿床的成矿动力学背景，结合矿床的地质特征，我们将老柞山金矿的类型确定为中深成造山型金矿。在此基础上，我们通过工作研究，在2号矿体120m中段布置了水平钻，并发现了4.8m厚、平均品位为3.1g/t的金矿体。

关键词：老柞山金矿　造山型金矿　矿床地质特征　富集规律

目　录

前　言 1
一、位置与自然地理条件1
二、论文选题2
三、老柞山金矿研究现状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4
第二节　区域构造6
第三节　区域岩浆岩7
一、古元古代兴东期花岗岩7
二、海西期侵入岩7
三、燕山期侵入岩8
第四节　区域板块演化史8
一、前寒武纪(>541Ma)8
二、海西-印支期(409-208Ma)8
三、燕山早期-燕山晚期(208-65Ma)9
四、喜山期(< 65Ma)9
第二章　矿区地质 10
第一节　矿区地层11
一、下元古界兴东群大马河组11
二、中生界白垩系城子河组12
三、新生界第四系12
第二节　矿区构造12
一、韧性剪切带12
二、脆性断裂构造13
三、接触带构造15
第三节　矿区岩浆岩15
一、海西晚期侵入岩16
二、燕山期侵入岩16
第三章　矿床地质特征 17
第一节　矿体特征17
一、东矿带17
二、中矿带18
三、西矿带20
第二节　矿石特征21
一、矿石的矿物组成21

二、矿石组构…… 21
三、矿石类型…… 22
四、金的赋存状态…… 22
第三节　围岩蚀变 …… 23
一、硅化 …… 24
二、绢云母化…… 24
三、矽卡岩化…… 24
四、钾化 …… 25
五、碳酸盐化…… 25
六、绿泥石化…… 25
第四节　成矿期及成矿阶段划分…… 25
一、海西期矽卡岩化成矿期 …… 26
二、燕山期热液脉型成矿期 …… 27
第五节　矿床地球化学特征…… 27
一、原生晕分析…… 27
第六节　成矿物理化学条件…… 30
一、流体包裹体的岩相学特征 …… 30
二、流体包裹体成分特征 …… 38
三、成矿流体盐度…… 39
四、成矿流体密度…… 40
五、成矿温度…… 41
六、成矿压力…… 42
七、成矿深度…… 43
第七节　矿床类型探讨 …… 47
一、造山型金矿发展概况 …… 47
二、老柞山金矿矿床类型探讨 …… 48
第四章　矿化富集规律 50
第一节　构造控矿规律 …… 50
一、构造控矿特征…… 51
二、构造控矿规律…… 54
第二节　岩浆活动与金矿化…… 55
第三节　地层与金矿化的关系…… 56
第四节　金矿化富集的其他规律…… 57
一、叠生成矿规律…… 57
二、横向对应规律…… 58
三、矿体的侧伏规律…… 58
四、矿体分段富集规律…… 58
五、围岩蚀变标志…… 59

六、矿物学标志 ……59
第五章　矿区深部成矿预测 …… 60
第一节　勘查地球化学特征 ……60
一、原生晕分析 ……60
二、成矿元素相关性分析……60
三、2 号、32 号主矿体的垂向原生晕 ……62
四、土壤汞气测量 ……64
第二节　勘查地球物理特征 ……64
一、方法技术 ……64
二、观测结果及分析……65
第三节　综合找矿模型与成矿预测……71
一、综合找矿模型 ……71
二、找矿预测 ……71
结　　论 …… 74
参考文献 …… 75
图　　版 …… 77
中文摘要 …… I
ABSTRACT …… I
致　　谢 …… I
导师及作者简介 …… I

前　言

一、位置与自然地理条件

黑龙江老柞山金矿位于黑龙江省哈尔滨市东 345km,双鸭山市南 40km，距七台河市区 85km，属佳木斯地区所辖，地处双鸭山市与七台河市交界处，地理坐标:北纬 46°14′28″~46°16′15″，东经 131°25′38″~131°31′33″。山每日均有汽车往返，交通便利（图 0-1）。

矿区属丘陵地形，绝对标高 240~498.6m。本区属于大陆气候，四季明显。7 月份最高平均气温 24℃°,1 月份最低平均气温零下 22.3℃；最大年

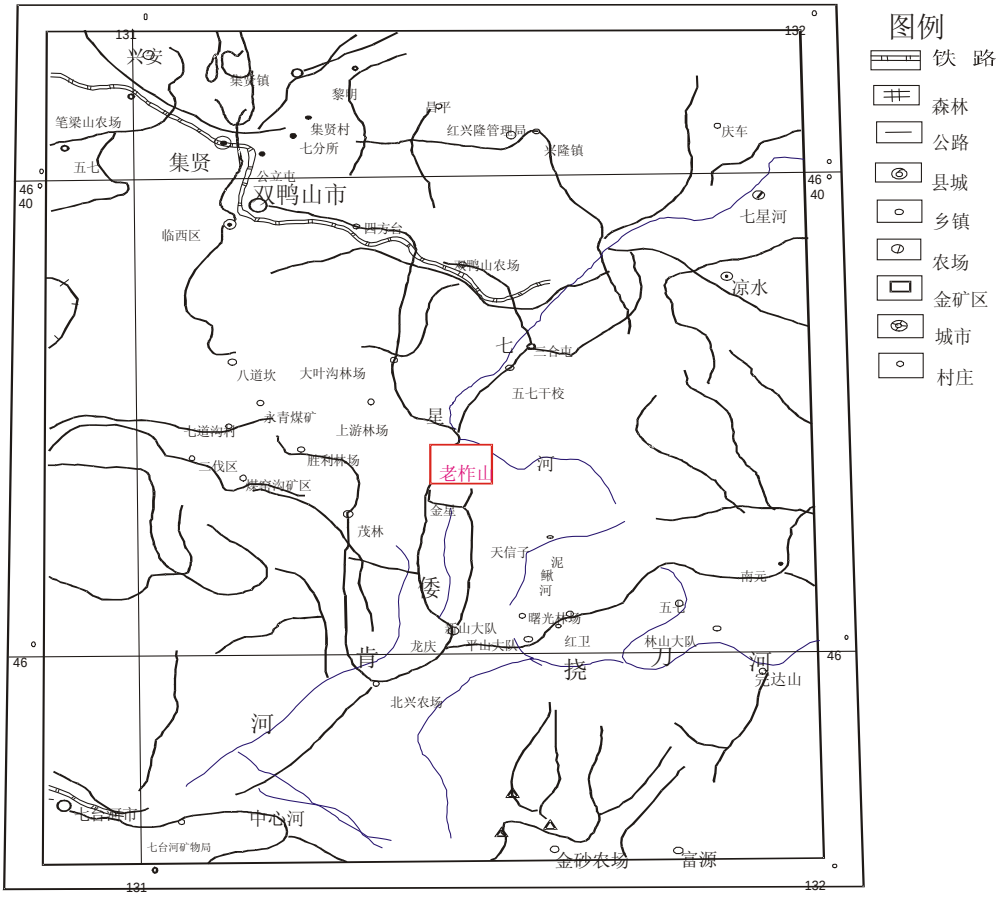


图 0-1 老柞山交通位置图

降水量 857.2mm，最小年降水量 303.4mm，平均年降水量 539.9mm；最大冻结深度 2.5m，平均冻结深度 1.97m。

二、论文选题

黑龙江老柞山金矿田是黑龙江第二大岩金矿床，矿田由砂金转为岩金开采，不超过 20 年的矿业生产史，目前矿山保有储量严重不足，急需探矿增储。

本论文在充分收集和了解前人工作，结合野外和室内研究的基础上，进一步明确矿床地质特征，总结矿化富集规律，为成矿预测提供更为可信详实的地质资料；通过对矿床的动力学背景、成矿物理化学因素等方面研究，首次将老柞山金矿确定为造山型金矿，为矿区向深部和外围找矿提供新的思路。

综合以上考虑，选择“黑龙江老柞山金矿矿床地质特征及矿化富集规律研究”这一课题作为硕士研究生学位论文来研究。

三、老柞山金矿研究现状

老柞山金矿位于天山-兴安地槽褶皱系东段，松辽中间地块东侧、吉黑地槽中的佳木斯地体上，老柞山金矿自 1966 年区调发现后，先后有多家单位进行调查研究，研究程度相对较高。

1966 年,东北黄金地质公司一队对老柞山金矿进行普查研究评价,并提交普查报告；1967 年,该队进行岩金普查工作,发现金矿化；1978 年,黑龙江省冶金地质公司物探队在该区进行物化探工作，发现金、铜次生晕异常；同年，黑龙江省冶金地质公司七零一队又进行物化探工作，扩大了物化探异常范围；1989 年之后，大规模的开发和系统的地质工作开始进行，经过十多年的开采，该区已为黑龙江地区经济发展作出了重大贡献。

前人通过研究先后提出海西期成矿、海西－燕山期成矿；成矿与混合

花岗岩、闪长岩密切相关；断裂控矿等观点。但对矿体特征、矿化富集规律等方面一直缺乏系统的讨论，有待进一步研究。

四、完成工作量

笔者于 2005 年和 2007 年随项目组两次赴黑龙江老柞山金矿进行地质调查。在矿区内进行了详细的野外踏勘、地质编录、实测地质剖面、双频激电、取样和室内整理及岩矿鉴定工作。项目组主要完成的工作量见表 0-1。

表 0-1 项目组工作量一览表

顺序号	项　目	工作量	备注
1	原生晕样品	201 件	
2	岩石测年样品	8 件	
3	流体包裹体样品	11 个样 169 个包体	
4	矿石测年样品		
5	光、薄片	51 件	
6	激电中梯扫面	8.05km^2	大功率激电
7	激电电测深	71 个物理点	大功率激电
8	电法物探加密验证	0.735km^2	（多频激电）
9	坑道编录	1973m	
10	中段平面图修编	6 幅	
11	汞气测量	155 个测量点	
12	槽探编录	737.5m	
13	路线地质调查	5km	

第一章　区域地质背景

第一节　区域地层

矿区大地构造位置为海西期（Pt_2）天山-兴安地槽褶皱系东段，松辽中间地块(Pt_1)东侧、吉黑地槽中的佳木斯地体(Pt_1)东南缘的老柞山断块(Pt_1)上，该区南以赤峰-开源大断裂为界，与中朝地台(Ar-Pt_1)相邻；北以兴蒙广阔的地槽系分隔，与俄罗斯地台相望；东接燕山期锡霍特造山带(图 1-1)。

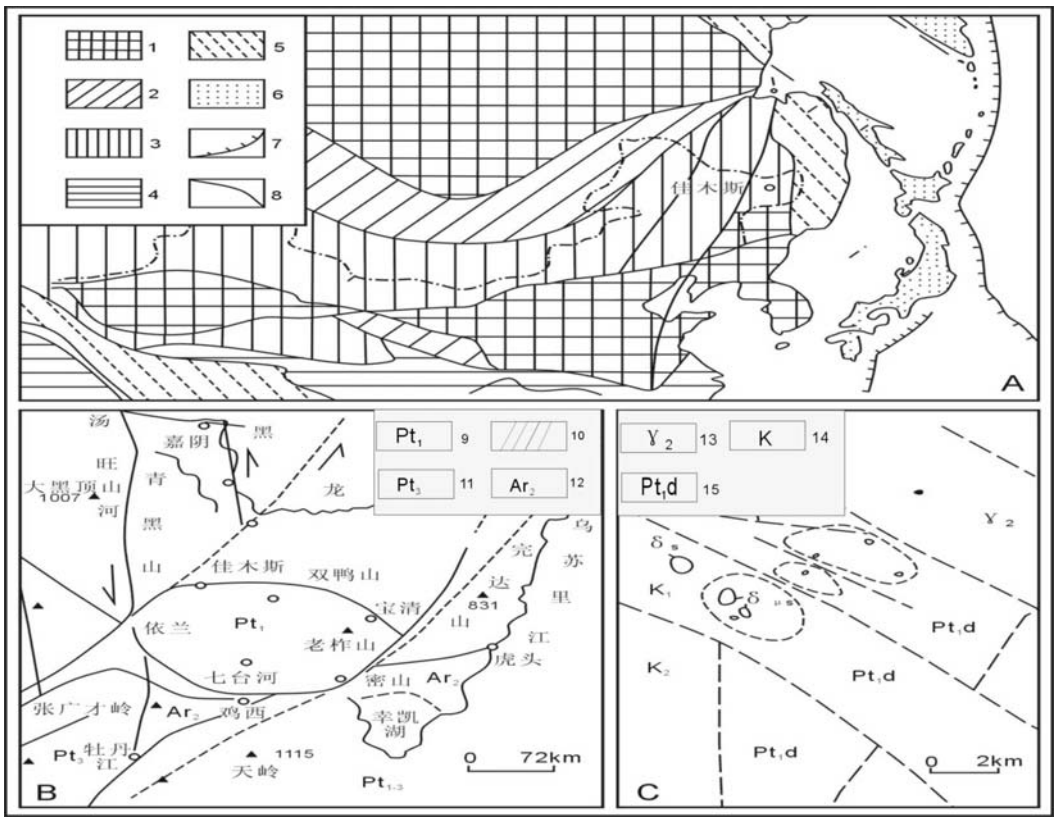


图 1-1 老柞山成矿地质背景图（魏俊浩等，2003）

1-地台; 2-加里东褶皱; 3-海西褶皱; 4-印支褶皱; 5-燕山褶皱; 6-喜马拉雅褶皱; 7-海沟; 8-构造单元界线；9-古元古界兴东群角闪岩相；10－断裂；11－新元古界千枚岩；12－新太古界兴东群；13－花岗岩；14-白垩纪地层；15-古元古界兴东群大马河组

区内出露的主要地层为新太古界麻山群、下元古界兴东群和东风山群、中生界也有出露，新生界第四系松散沉积层分布广泛。其从老到新的地层

特征见表 1-1。

表1-1 区域地层简表

界	系/群	组	代号	厚度 m	岩　性
新生界	第四系		Q	1-10	松散的砂、沙砾石和粘土
	第三系		N		砂岩，粉砂岩和泥岩
中生界	白垩系	宝密河组	K_1b	>275	陆相中性火山岩及其凝灰岩
		东大岭组	K_1d	>670	陆相酸性火山岩为主，夹沉积岩
		城子河组	K_1c	527	砾岩、砂岩、粉砂岩和泥岩
		穆棱组	K_1m	861	砾岩、粉砂岩、泥岩和凝灰岩
		东山组	K_1ds	>672	中性火山角砾岩、集块岩
		猴石沟组	$K_{1-2}h$	>1496	陆相砾岩、砂岩和粉砂岩
	侏罗系	大架山组	J_1d	630	粉砂岩，岩屑长石砂岩
		裴德组	J_2p	444	砾岩和砂岩，火山角砾岩，凝灰岩
		七虎林河组	J_2q	679	砂岩，板岩
		红星层组	J_2h	>633	粉砂岩，砂岩
		朝阳组	J_3c	>487	凝灰砂岩，粉砂岩和泥岩
		云山组	J_3y		长石砂岩，夹粉砂岩
		曙光组	J_3s	>550	粉砂岩
		滴道组	J_3d	>235	砾岩和中细粒砂岩
	三叠系	南双鸭山组	T_3n	>2386	黑色凝灰质粉砂岩，细砂岩
		大秃山组	T_3dt	>1916	砾岩夹砂岩，粉砂岩
		郝家屯组	T_3h	>677	酸性熔岩及其火山碎屑岩
古生界	二叠系	二龙山组	P_1e	>400	英安岩和安山玄武岩
		城山组	P_2c	414	砾岩，砂岩和板岩
	石炭系	北兴组	C_1b	>215.3	火山碎屑岩
		光庆组	C3g	>839	岩屑砂岩，砂砾岩，凝灰质板岩
		珍子山组	C3z	73-551	砂岩，长石砂岩及凝灰岩
		塔头河组	C3tt	97-341	粉砂岩，粉砂质板岩
	泥盆系	新中组	D1xn	0.3-11	碎裂砂质板岩，花岗质砂岩
		下黑台组	D2x	23-285	石英砂岩，长石石英砂岩，板岩
		上黑台组	D2s	83-809	板岩，岩屑砂岩，凝灰岩
		老秃顶子组	D_3l	229-582	英安质凝灰岩和凝灰质板岩
		七里嘎山组	D_3q	102	英安质凝灰岩，凝灰灰熔岩
	寒武系	金银库组	ε_1j	>1183	大理岩，板岩
上元古界	马家街群		Pt_2mj	>2545	片岩
中元古界	黑龙江群	湖南营岩组		2141	斜长(或钠长) 石英角闪岩
		周家屯组		262	斜长角闪岩，含石墨角闪斜长变粒岩
		向阳村组		1021m	大理岩与斜长角闪岩
下元古界	东风山群	红林组	Pt_1hn	>3261	云母石英片岩，片麻岩，大理岩
		桦皮沟组	Pt_1h	>715	云母石英片岩，电气石英岩，大理岩
		亮子河组	Pt_1l	>1097	云母片岩，磁铁石英岩和大理岩
	兴东群	建堂组	Pt_1j	2355	各种混合岩
		大盘道	Pt_1dp	1496	大理岩，石英片岩
		大马河	Pt_1d	3470	变粒岩和混合岩
上太古界	麻山群	西麻山群	Ar_2x	6436	黑云变粒岩，黑云斜长片麻岩
		余庆组	Ar_2y	2652	混合花岗岩

据老柞山金矿区中矿带勘探报告编写，1988

第二节　区域构造

本区位于天山兴蒙褶皱区吉黑地槽系的佳木斯地体上，周边均被断裂所限定（图 1-2）。地体西以牡丹江－汤旺河－结烈河断裂为界，东南以敦－密断裂为界，东以同江－当壁断裂为界（曹熹，1992）。

牡丹江断裂带位于地块的西缘，走向南北，大致沿东经 130°方向延伸。南段为牡丹江断裂，过松花江向北为汤旺河、结烈河断裂。在我国境内长达 600km。该断裂自元古代生成以来，持续活动时间较长，它不仅控制了元古代的基底展布，也控制了古生代地质体的产出和分布。

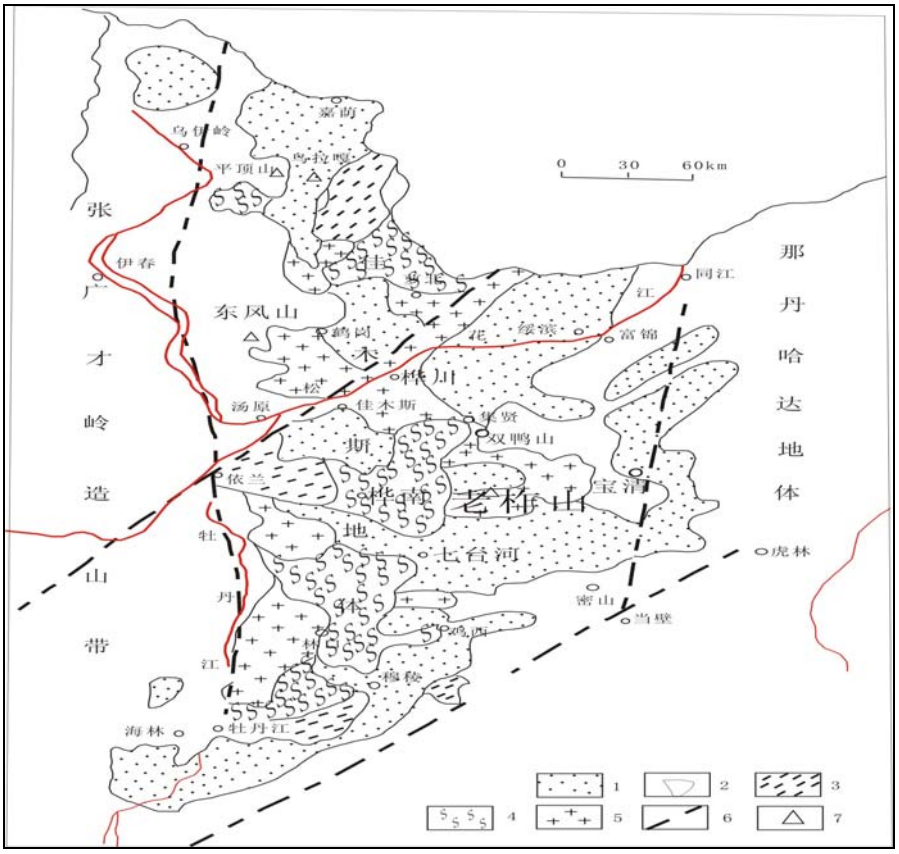


图 1-2　佳木斯—兴凯地块地质简图（据靳是琴，2003）

1.中新生代盆地沉积；2.古生代地层、花岗岩；3.黑龙江岩系糜棱岩；

4.兴东群变质岩；5.前寒武纪花岗质岩石；6.区域性断裂；7.金矿区

敦－密断裂位于地体的南东边缘，全长 950km，走向 NE50°～60°，宽 5～8km，由两条平行的逆断层组成，并相对对冲，倾角 30°～80°。在辽宁省和吉林省断续出露，黑龙江省境内大部分地区被第三纪和第四纪玄武岩掩盖。除主断裂外，沿断裂内侧与主断裂小角度相交的 NE 向次级构造及 NW 向次级构造发育。

佳－伊断裂带位于佳木斯地体的西北缘，全长 450km，是郯庐断裂的北延部分的一个分支，呈 NE45°～55°方向展布。断裂带内岩浆侵入活动十分强烈，规模较大，次数频繁。岩体一般都受构造控制，呈东西转北东向展布。

同江－当壁断裂是佳木斯地体与那丹哈达地体的分界线，呈东西向展布，全长 200km，带内多分布花岗岩和玄武岩。

第三节　区域岩浆岩

区内岩浆活动剧烈，广泛发育的岩浆岩主要有海西期混合花岗岩岩基、岩株和燕山期中酸性岩株和岩脉。岩性以闪长玢岩、花岗斑岩、斜长花岗岩和霏细岩为主。

一、古元古代兴东期花岗岩

兴东运动后期，伴随地槽褶皱回返和广泛的区域变质作用，发生了强烈的混合岩化和花岗岩化，形成原地型—半原地型混合花岗岩。在本区与兴东群大马河组密切伴生，在矿区西部大面积出露，呈基性产出，与大马河组多呈侵入接触，局部为过渡接触关系，主要为黑云母混合花岗岩。

二、海西期侵入岩

区域内海西期侵入岩与兴东群地层呈侵入接触关系，仅在宝清县出露。黑云母花岗岩分布比较广泛，在矿区西部大面积出露，为岩基状，在矿区

东部零星分布，呈岩株状。花岗岩类型复杂，粗粒、中粒、细粒均有，但是以中粒黑云母花岗岩为主，主要矿物成分为钾长石、斜长石、石英以及黑云母。

三、燕山期侵入岩

该期岩浆岩在成矿带内比较发育，与内生金属矿产关系密切。可分早晚两期：燕山早期侵入的花岗岩多呈脉状小岩体，受断裂构造控制明显。主要岩石类型为闪长岩、石英闪长岩、闪长玢岩、花岗闪长斑岩。

燕山晚期的岩浆岩既有火山岩，也有侵入岩。前者在早白垩世有中酸性火山岩喷发。侵入岩与火山岩同源，多呈脉状小岩体，沿北西向断裂穿切大盘道组和混合花岗岩。主要岩石类型有的辉石闪长岩、闪长玢岩、花岗斑岩、花岗闪长斑岩和霏细岩等，部分为浅火山侵入体。

第四节　区域板块演化史

一、前寒武纪（>541Ma）

太古宙末，E-W 向的赤峰－开源超壳断裂形成。古元古代，赤峰－开源断裂拉开，太古宙的泛大陆分裂为俄罗斯及中朝两大陆板块，发生陆缘堆积及洋盆沉积。中元古代，蒙古洋板块对中朝板块自北向南俯冲、推挤、剪切，于是，阴山俯冲造山带形成。以花岗闪长岩、花岗岩相继侵入而结束。

二、海西－印支期（409－208Ma）

自中泥盆世至早三叠世，本区为陆源碎屑岩－泥质岩（板岩）－煤系沉积，并喷发有安山岩、英安岩、流纹岩，与兴东群呈不整合接触。晚二叠世至三叠纪，俄罗斯与中朝板块碰撞，形成包含佳木斯在内的兴蒙－吉

黑造山系。

三、燕山早期－燕山晚期（208－65Ma）

太平洋板块自 SE 向 NW 对中朝板块俯冲，推挤、剪切、这作用自 J_3（157～135Ma）开始，在本区主要活动于 K_1(135-97Ma)，为中酸性喷发、超浅成－浅成侵入的高峰期，伴随 Au 等多金属成矿。

四、喜山期（< 65Ma）

太平洋板块自 E 向 W 对中朝板块俯冲、推积、剪切，导致本区东部 NNE 向的乌苏里江深断裂带右行张扭；NW 向的则右行压扭，这种作用在新第三纪至第四纪尤为显著。

第二章　矿区地质

老柞山金矿位于吉黑褶皱系佳木斯隆起带桦南隆起中的红卫火山岩凹陷盆地与倭肯河断陷盆地之间的隆起区；次一级构造为桦南川复向斜南东翼，北西及西侧受依兰—伊苏深大断裂和牡丹江断裂控制，南东受敦化—密山深大断裂控制，矿区呈北西向分布，面积约 27km^2，广泛出露的地层为兴东群大马河组，北西向断裂以 F_{12} 与成矿关系最密切。侵入岩主要有海西期混合花岗岩岩基、岩株和燕山期中酸性岩株和岩脉。

北西向以韧脆性断裂构造为主，并呈等间距分布，从而控制了老柞山金矿等间距产出并构成东、中、西三个矿带(图2-1)。本区已查明岩金大型矿床1处，小型矿床1 处，矿点5处，砂金大型矿床1处，中型矿床4处，小型4处，矿点35处，共计有200多条矿体。此外尚有重砂异常6处、化探异常8处。对

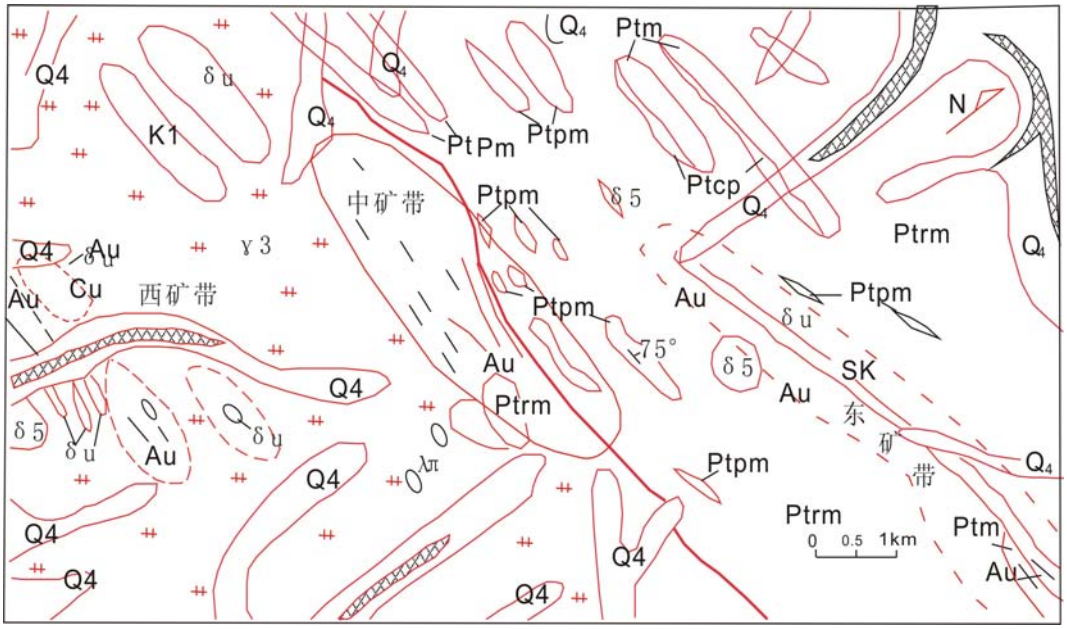


图2-1　老柞山金矿床地质图(据张红军，1999)



1－铜矿点；　2－金矿点；　3－砂金矿体；　4－推测矿带界线

Q4－冲积层；　J3－砂页岩；　Ptpm－片麻岩；　Ptcp－石墨片岩；　Ptrm－混合岩；

γ2-混合花岗岩；　δ5-闪长岩；δu－闪长玢岩；λπ-霏细岩；　SK－矽卡岩化带

此前人已经作过大量的调查和研究。金矿体(化)赋存于下元古界兴东群（磷灰石Pb-Pb年龄值2275Ma，相当于研究区内的集安群，王友勤等，1997）大马河组内,并受北西向压扭性断裂构造及海西期、燕山期中酸性岩浆岩所控制。

第一节　矿区地层

矿区内主要出露的地层有下元古界兴东群大马河组、中生界白垩纪、此外还有第四纪松散沉积层。兴东群大马河组大理岩和大面积出露的混合岩为老柞山金矿的主要赋矿层位。

一、下元古界兴东群大马河组

该组地层分布于矿区的东部，呈北西向分布，岩层走向 280°~320°，倾向以北东为主，局部因褶曲发育倾向南东，倾角 70°~85°，局部直立，岩层总厚度大于 2250 米。地层岩性主要为黑云母斜长变粒岩、黑云母斜长片麻岩、大理岩、混合岩。其中，黑云斜长变粒岩、黑云母斜长片麻岩经原岩恢复为一套以中基性火山岩为主,夹薄层碳酸盐岩和陆源碎屑沉积岩系。大理岩出露广泛，多与其他地层呈互层产出，多被交代形成矽卡岩化大理岩或矽卡岩，早期形成的金矿体与这类矽卡岩在空间上关系密切。混合岩大面积出露在矿区的东部。

地层中某些岩层含金丰度较高,黑云斜长片麻岩平均含金量为 70.6×10^{-9},变粒岩为 61.1×10^{-9},混合岩为 22.7×10^{-9},是地壳金的平均丰度(维诺格拉多夫，1962) 5～18 倍，构成了金矿的主要围岩和初始矿源层。晚元古代区内广泛分布的元古代混合岩、兴东群受到混合岩化和花岗岩化作用，使矿源层中的金元素活化转移，形成携带金的混合岩化热液，并沿断裂带运移，含金热液交代薄层大理岩形成类矽卡岩，金元素大量富集；海西期大规模岩浆岩的同熔作用，形成混合花岗岩，与碳酸盐地层接触产生双交

代作用形成矽卡岩，对该矿床的形成起了主导作用。燕山期再生岩浆的侵入，形成了中酸性小侵入体和岩脉，含矿热液形成了单的金矿体或叠加在矽卡岩型金矿体之上，使金进一步富集。

二、中生界白垩系城子河组

出露于矿区的北西部，呈小范围分布。主要为砂岩、炭质页岩。岩层走向 300°，倾向北东，倾角 15°～25°，呈不整合覆盖于海西期混合花岗岩之上，被燕山期闪长岩体所侵入。厚度大于 100m。

该组地层的划分方法有很多争议，一是划归晚侏罗世（顾之微，1962。斯行健，1962）；二是早白垩世中期（郑少林等，1982；孙革等，1992，2000），三是白垩系中晚期（顾之微，1995；姜宝玉，2001）。由于第二种划分方法相对合理，所以本文采用划分到白垩系早中期。

三、新生界第四系

第四系松散堆积物较厚。残坡积层以岩石风化砂砾为主，厚 1~3m；冲积层分布在山凹处，以碎石堆积为主，厚 3~5m；洪积层分布于矿区沟谷中，以砂石砾层为主，厚 3~10m。

第二节　矿区构造

本区构造活动具多期性，兴东群基底呈单斜构造，走向近东西，第三纪玄武岩形成台地。断裂构造发育，主要为NW和NE向两组，NW向断裂控制着老柞山金矿床的形成。

一、韧性剪切带

老柞山金矿的绝大多数矿体分布于再生矿源层及其旁侧的裂隙中。矿区内存在两条明显的韧性剪切带，这两条韧性剪切带都沿NWW-EW向展布，

控制宽度约为1.0～1.5km ,长度约5 km左右。一条以中矿带为中心，另一条以东矿带为中心。东、中矿带的矿体全部都存在于这两条韧性剪切带之中，说明韧性剪切带对金矿的形成具有严格的控制和限制作用。这种限制作用主要体现在两个方面，一方面是控制了晚期脆性断裂的活动范围，从而限制了矿体的分布；另一方面是为金矿的形成提供了再生矿源层，由于韧性剪切带是一个岩性和构造的软弱带，在其后的构造应力场作用下，应力首先在这些软弱带中集中。已有的断裂重新活动或产生新的断裂，从而限制了后生断裂的形成途径。造成在韧性剪切带内后生脆性断裂密集分布而在带外则不够发育，本区东矿带和中矿带所呈现的就是这种特点。这种岩性活泼的脆性断裂往往又是矿液储存的理想场所，韧性剪切带可以间接控制矿体的分布。同时，韧性剪切变形变质作用还会引起金的活化和迁移，形成再生矿源层。

二、脆性断裂构造

区内构造活动极其发育，具复杂性和多期性的特点。大马河组在区内呈现 NW 走向、向 NE 倾的陡倾斜的单斜构造。区内海西期和燕山期构造活动(以断裂构造为主)剧烈，广泛发育的断裂构造主要以 NW 和 NE 两组为主，NW 向的西大川断裂和 NE 向的七星河断裂, 控制着老柞山金矿床的形成。北西向以韧脆性断裂构造为主，并呈等间距分布，从而控制了老柞山金矿等间距产出并构成东、中、西三个矿带（图 2-1），是区内的控矿及容矿构造。少数北东向断裂，南北向断裂及轴向东西、向东侧伏的背、向形褶曲直接控制金矿体的空间分布。

北西向断裂以F_{12}与成矿关系最为密切。该断裂地表宽达40～50m，全长三千余米，倾向40º，倾角60º～70º。该构造带碎裂岩及次级构造极发育，并显示其具有多期多阶段继承性叠加活动特征。沿主构造而产生的分支断裂及主构造面与南北向断裂、北东向断裂、轴向近东西的背向形褶曲交会复合地

段，发育大量石英脉、石英细脉及硫化物矿化，控制金矿化呈北西段、南东段、东部段集中发育，由此表明该断裂为主要控矿构造。与 F_{12} 断裂平行产出的中部、西部北西向压扭性构造具有类似控矿特征。

表2-1 断裂构造统计一览表

矿带号	断裂号	位置	产状			长度（m）	特　征
			走向（度）	倾向	倾角（度）		
中矿带	F_1	36~48 线	280	南西为主	50～81	350	破碎带，宽 4m。有矿化，为成矿期
	F_2	24~42 线	300	南西	77	560	破碎带，有闪长玢岩脉充填。宽 7～25m。有矿化，为成矿期
	F_3	48~60 线	312	南西	63～90	500	破碎带，最宽 7m
	F_4	52~60 线	304	南西	42～90	290	30 号矿体充填其中
	F_5	26~60 线	310	南西	45～73	>700	破碎带，最宽 22m。为成矿期断裂
	F_6	28~48 线	300～345	南西为主	75～85	550	主成矿期断裂。成矿后有活动，略成弧形。1 号矿体充填
	F_7	8~38 线	290～310	南西	>45	750	成矿期断裂。成矿期后有活动。17、18 号矿体充填其中
	F_8	38~60 线	287	北东	70～85	550	成矿后断裂。为一平移正断层，水平错距 7m，斜度断距 6～32m
	F_9	48~56 线	310	南西	>45	200	破碎带，成矿后有活动，霏细岩
	F_{10}	50~60 线	300	北东	84	200	破碎带，成矿后有活动
	F_{11}	52~60 线	300	北东		500	破碎带，有构造角砾岩充填
西矿带	F_{12}	601~609 线	280～310	北东	70	>2000	破碎带，为控矿断裂 601、602 号矿体赋于其中
	F_{13}	36~48 线	270	北		330	破碎带
	F_{14}	36~48 线	276	北东		400	控矿断裂
	F_{15}	225~227 线	275	南西		600	破碎带
	F_{16}	227~209 线	270	北	85	400	控矿断裂。406、407 号矿体赋存其中。
	F_{17}		285	北东	50	250	破碎带
	F_{18}		310	北东	55	>500	破碎带
	F_{19}		315	北东	80	300	含矿
	F_{20}		315	北东	75	200	破碎带
	F_{21}		327	北东	65	250	含矿断裂
	F_{22}		320	北东	63	200	含矿断裂，有碳酸岩脉

据老柞山金矿区中矿带勘探报告编写，1988

矿区大断裂共22条，其中中矿带11条，东矿带11条。其分布、性质、产状、规模、特征见表2-1。纵观全区断裂构造有以下特征:

1. 从断裂形成时间看，可分为成矿前，成矿期和成矿后，以成矿前和成矿期为主。

2. 从断裂性质看，海西末期为张扭性断裂，燕山期为压扭性。

3. 从构造活动情况看，绝大部分断裂有重新活动的特征。

4. 从断裂的产状看，走向主要为北西西或东西向；中矿带以西的断裂以南西倾为主，中矿带以东的断裂以北东倾为主。

5. 除 F_8 号断裂对矿体有较大破坏作用外，其余断裂破坏作用不大。

三、接触带构造

矿区内不同岩性的岩体接触带也是本区另一重要的构造类型。区内不同岩性的岩体接触带主要类型为大理岩与混合接触带、混合岩与混合花岗岩接触带、片麻岩与混合花岗岩接触带、矽卡岩与混合花岗岩接触带、辉绿玢岩与混合花岗岩接触带等。接触带的走向与区内断裂走向大体一致，也为 NW 向。通过室内外工作，我们发现这些不同岩体的接触带不仅控制了断裂的分布，还控制了大部分矿体的产出位置。如东矿带的 F_{12} 断裂主要产在混合岩和矽卡岩的接触带上，中矿带的 F_8 主要产在混合花岗岩和花岗岩的接触带上；中矿带的主矿体 2 号矿体也产在混合花岗岩和花岗岩的接触带上。

第三节　矿区岩浆岩

矿区广泛发育的岩浆岩主要有海西期岩基、岩株和燕山期中酸性岩株和岩脉。岩浆活动不仅为金矿成矿提供热源，而且提供成矿物质，是构成金矿成矿的重要地质条件。

一、海西晚期侵入岩

矿区内海西期混合花岗岩与大盘道组地层为侵入接触关系，从中心向外，岩体存在着明显的相变。

岩体主体岩性为中粒黑云母混合花岗岩，在矿区西部大面积出露，在矿区东部零星出露。黑云母混合花岗岩的矿物成分：斜长石约占 30-40%，微斜长石 25-30%，石英 30%，黑云母 10%，微斜长石交代斜长石，晶体粗大，内包有斜长石、黑云母等。

原定的海西期早期花岗岩和晚期花岗岩经我们研究及高精度 SHRIMP 同位素 U—Pb 法测定认为，它们均属海西晚期花岗岩，其成岩年龄为 262Ma，中粗粒花岗岩和细粒花岗岩之间为相变关系而非侵入关系。该花岗岩为富钾的钙碱性花岗岩，为典型的 S 型花岗岩，是古亚洲构造洋闭合后陆内造山的产物。

二、燕山期侵入岩

主要为浅成、超浅成岩类，侵入于大盘道组地层和海西期混合花岗岩中，多分布在矿区西部以及中部，岩性由基性到酸性，以中酸性为主。岩石主要包括闪长岩、闪长玢岩、斜长花岗岩等。

野外踏勘所见闪长岩、闪长玢岩发育，在矿区内呈脉状，受断裂构造影响，是主要的围岩。斜长花岗岩似斑状，表面发育风化强的长石斑岩。霏细岩为长石石英致密成分，是很好的找矿标志。

第三章　矿床地质特征

第一节　矿体特征

北西向压扭性韧-脆性断裂构造的等间距分布，控制了老柞山金矿等间距产出并构成东、中、西三个矿带, 共有200 多条矿体(脉)。矿体呈脉状、透镜状，与围岩界限明显，但多呈不规则的锯齿状。矿体产状比较稳定，走向为NW，倾向为NE，倾角较陡。其中东矿带和中矿带成矿条件好，矿体厚，最有工业价值。

一、东矿带

1.矿体的分布范围

东矿带共11条金矿体，其中盲矿体5条，分布在604到605线，长250m，宽200米范围之内。矿体与矿体之间的水平距离3~35m。主要矿体沿F_{12}呈北

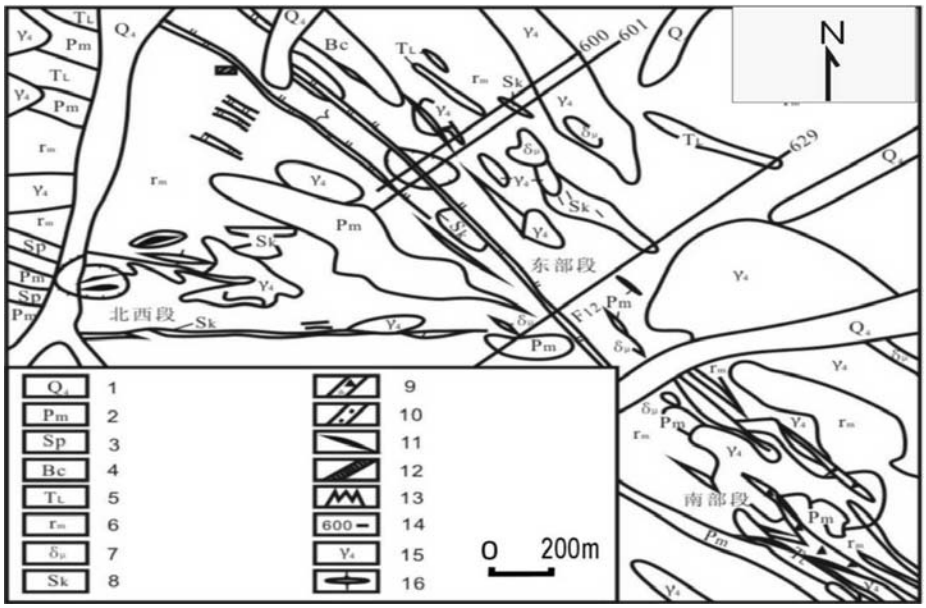


图3-1　老柞山金矿床东矿带矿体分布图（据刘福等，1996）

1-冲积层 2-片麻层 3-片岩 4-黑云变粒岩 5-大理岩 6-混合岩 7、闪长玢岩 8-矽卡岩 9-构角砾岩 10-破碎带 11-金矿体 12-预测金矿体 13-次生晕异常 14-剖面线及编号 15-花岗岩 16-向斜轴

西向展布（图3-1）。

2. 矿体形态、规模、产状

矿体形态以脉状、似层状、透镜状为主，不规则囊状次之，延长延深稳定；矿体规模小到中等，长度25m~>330m；矿体均为平行产出，走向113°～140°，倾向北东，倾角51°～75°。根据矿体的出露情况，可分为北西段、南东段、和东部段。

二、中矿带

1.矿体的分布范围

中矿带长1600m、宽900m，总体走向300°左右。矿带内已发现51条金矿体，分布在8线至60线之间。

2.矿体规模、形状、产状

中矿带主矿体为1、1－1、2、31号矿体，占矿带金储量的82.9%，其他矿体规模较小。

1-1号矿体

矿体均位于F_8断裂上盘。该矿体为 1号矿体分支，属盲矿体, 矿体形态比较简单,呈脉状。水平断面最大长度为90m，最大厚度5.92m，平均厚度2.26m（图3-6）。矿体产状比较稳定,走向307°，倾向北东,倾角67°～90°。矿体沿走向向北西向侧伏,侧伏角为65°左右。

1号矿体

矿体形态比较简单，呈脉状。40线矿体被F_8断裂切断，绝大部分矿体都位于F_8断裂断层上盘。地表出露标高472m，出露长度105m，最大厚度6.38m，平均厚度2.23m。矿体产状比较稳定(图3-2、3-3、3－4)，走向307°，倾向南西，倾角79°～90°，在倾角变陡处矿体变厚。矿体深部沿走向向北西方向侧伏。

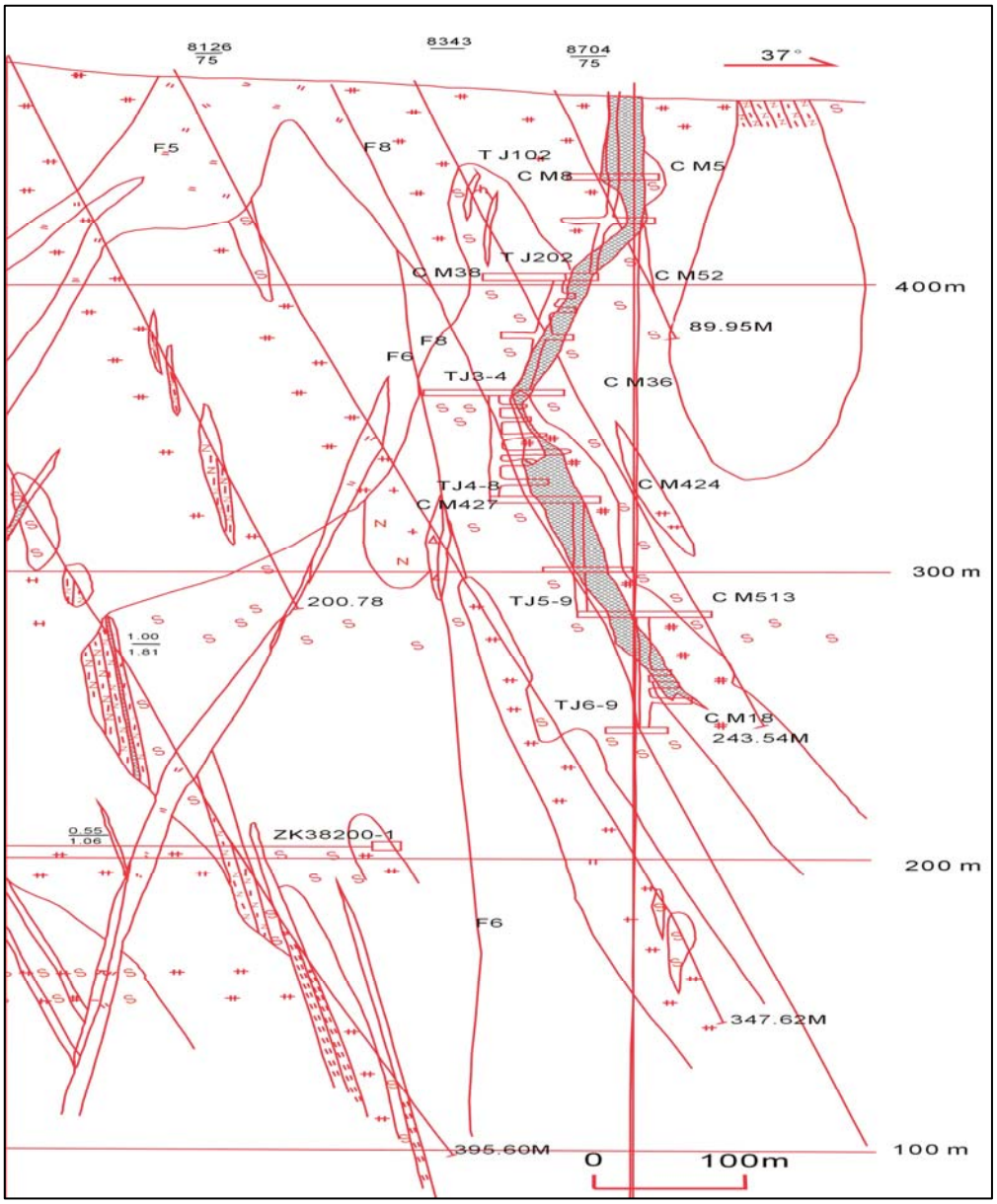


图 3-2 中矿带 38 号勘探线剖面图（老柞山金矿，2003）

1 2 3 4 5 6 7 8 9

1 闪长玢岩 2 二长花岗岩 3 穿脉 4 闪长花岗岩 5 矿脉 6 混合花岗岩 7 矽卡岩
8 片麻岩 9 变质岩

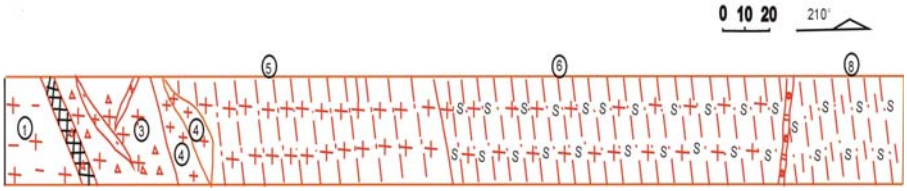


图 3-3 老柞山金矿中矿带 28 号穿脉坑道编录图

1.似斑状黑云母花岗岩；2.破碎带；3.破碎带花岗岩；4.花岗岩；
5.片麻状黑云母斜长花岗岩；6.花岗质片麻岩；7.矽卡岩；8.片麻岩

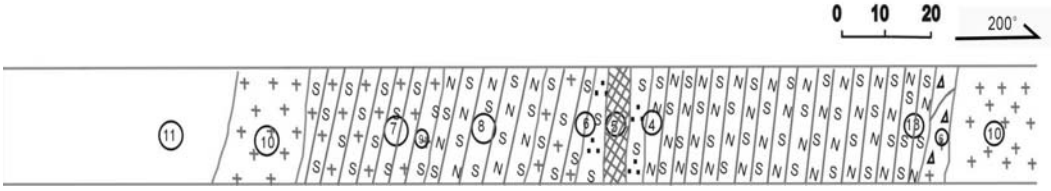


图 3-4 老柞山金矿中矿带 840 号穿脉坑道编录图

1.花岗岩；2.破碎带；3.角闪片麻岩；4.黄铁矿化片麻岩；5.矿体；6.硅化片麻岩；
7.花岗质片麻岩；8.斜长角闪石；9.花岗片麻岩；10.花岗岩；11.花岗质片麻岩

2号矿体

地表出露最高标高447m，最低标高430m，地表出露长度75m，200m断面矿体长度最大,为210m。矿体形态比较复杂，自地表呈透镜状，400m中段呈厚板状，360m中段呈蝌蚪状，矿体自地表向下皆位于30~32线间。最大厚度18.28m,平均厚度3.83m。矿体产状比较稳定，走向291°,倾向北东，倾角65°～85°,沿走向向北西方向侧伏，侧伏角75°左右。

32号矿体

地表出露最高处在 32 号线附近,标高为 548m，最低标高 428m，在 28 号线附近。地表出露长度 150m，平均厚度 2.23m，矿体形态比较简单。

三、西矿带

西矿带产于海西期花岗岩岩体内，矿体受控于 NW 向压扭性断裂，矿体延长及延深较大，但厚度较小。载金矿物以毒砂为主，次为黄铜矿、黄铁矿，成矿时代为燕山晚期。

矿带产于矿区西部混合花岗岩内, 矿体受NW向压扭性断裂控制, 延深及延长很大, 呈细长脉状, 厚度较小, 产状稳定。西矿带的矿体薄且含As高，目前暂不作为工业矿体开采。

第二节　矿石特征

一、矿石的矿物组成

根据室内光学显微镜观察鉴定、并结合野外观察，老柞山金矿石中矿石矿物主要为自然金、毒砂、黄铁矿、白铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿，其次是方铅矿、闪锌矿、孔雀石、褐铁矿、臭葱石；脉石矿物主要为微斜长石、石英、黑云母、透辉石、透闪石、方解石、钙铝榴石。老柞山金矿床东、中、西三个矿带的矿物成分略有区别（表 3-1）。东、中矿带矿石类型以磁黄铁矿型和毒砂型为主，少量为多金属硫化物-方解石型矿石。西矿带矿石类型主要为金属硫化物-毒砂-石英型，品位较高。在东矿带矿体裸露部位有表生氧化型矿石产出。

表 3-1　老柞山金矿东、中、西三个矿带的矿物组合表（据张红军，2005）

矿物	东矿带	西矿带	中矿带
金属矿物	毒砂、黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、胶黄铁矿、自然金	毒砂、黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、方铅矿、闪锌矿、磁黄铁矿、胶黄铁矿、自然金	毒砂、磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、辉钼矿、自然金
非金属矿物	透辉石、普通角闪石、绿帘石、石榴石、方解石、石英	石英、绢云母、方解石	石英、方解石、绢云母、绿泥石

二、矿石组构

1．矿石结构

矿石结构主要为自形-半自形晶粒结构、交代结构、压碎结构、胶状结构等。

自形、半自形粒状结构见图版 I-1,I-2,I-5，磁黄铁矿、黄铁矿也有半自

形晶、他形晶。

交代结构：矿石交代结构比较发育，如：他形粒状磁黄铁矿交代毒砂，黄铜矿沿磁黄铁矿裂隙交代磁黄铁矿（图版Ⅱ-4）。

压碎结构:毒砂、黄铁矿颗粒呈压碎结构（图版II-1）。

胶状结构：镜下可以见到同心环状的胶状黄铁矿（图版II-2）。并可以见到胶状黄铁矿切入磁黄铁矿。

2.矿石构造

矿石构造主要为稠密浸染状、致密块状、稀疏浸染状构造，脉状构造，其次为细脉浸染及星散状，野外还可以见到晶洞构造。其中浸染状构造为矿区内矿石的主要构造类型（图版II-6）。

三、矿石类型

老柞山金矿床的矿石分为含金（硫化物）细网脉和含金蚀变岩两种类型。

1、含金细网脉型

含金细网脉型矿石是该矿开采的主要类型。在空间上，含金（硫化物）细网脉矿化发育于北西向断裂构造主断裂面附近，并集中分布于矿区西部、中部和东部。

2、含金蚀变岩（矽卡岩）型

含金蚀变岩(矽卡岩) 型矿石分布于网脉型矿石两侧及中酸性脉岩的上、下盘,矿体与围岩自然过渡,并整体呈带状分布。通常蚀变岩型矿石品位较低，规模较大。

四、金的赋存状态

经选矿试验分析, 金主要呈粒间金、包裹金、裂隙金三种形式, 赋存于

毒砂、黄铁矿、磁黄铁矿、脉石等矿物中。老柞山金矿的主要金矿物为自然金, 次为银金矿。金矿物以包裹体金为主, 占 50.04% ,呈粒状、树枝状。金主要赋存在毒砂孔洞边部及磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿、方铅矿孔洞边部；裂隙金次之,占 49.12 %；粒间金主要为非金属矿物之间, 次为白铁矿、黄铁矿粒间。金矿物形态以边界线不平整, 尖角不规则状为主, 棱角明显的次之, 边界线圆滑的较少。根据矿物相对质量含量和各种矿物的金品位求得矿石中金的分配、平衡计算结果（表 3-2）。

表3-2　矿石中金的分配、平衡计算表（据汪明灿等，2003）

矿物	含量/10^{-2}	单矿物	原矿/10^{-6}	分布率/%
单体金			3.21	42.26
黄铜矿	3.7	91.27	1.5360	20.22
毒砂	6.6	42.56	1.5851	20.87
黄铁矿.	8.3	8.27	0.5942	7.82
磁黄铁矿	2.1	0.34	0.3507	4.62
脉石	79.3	0.39	0.3202	4.21
原矿			7.900	
平衡系数			0.96	
合计	100		7.5963	100

由表可知，金在毒砂和黄铜矿中的分布率最高，其次是在黄铁矿和磁黄铁矿中的分布。这与镜下所见到的金主要赋存在毒砂、磁黄铁矿和黄铜矿中，其次是黄铁矿中的现象是基本一致的。

第三节　围岩蚀变

围岩蚀变是反映热流体活动，并能反映其活动规律的重要的宏观标志之一。在本矿区东矿带容矿围岩主要是麻山群变质岩，中矿带容矿围岩主

要是海西期花岗岩与麻山群的接触带矽卡岩，西矿带容矿围岩主要是元古代混合花岗岩。围岩蚀变类型主要有硅化、绢云母化、矽卡岩化、钾化、其次为绿泥石化、碳酸盐化等。其中硅化常伴随着毒砂化、黄铁矿化，在西矿带毒砂化大面积出露，而在中、东矿带以矽卡岩化为主。在众多的蚀变中，以硅化、矽卡岩化、毒砂化与成矿关系最为密切。

一、硅化

常伴随有绢云母化、钾化、碳酸盐化、毒砂化、黄铁矿化，可分为两种：

1.热液石英：他形粒状，波状消光明显，集合体呈定向拉长，以小细脉穿插岩石中。

2.硅化石英：多为细小他形粒状，交代长石，在其边缘呈蠕英石，晶体中常包有杂质，与绢云母集合体共生。

二、绢云母化

主要分布在西矿带和中矿带混合花岗岩中的成矿断裂内,常与硅化共生，为交代斜长石而形成的，呈细脉状沿着裂隙分布，蚀变强烈时往往形成绢英岩化。与毒砂为主的矿石类型关系密切。

三、矽卡岩化

主要分布在中矿带以及东矿带中的碳酸盐岩石内,即含钙较高的岩石内，多呈层状、似层状, 少为透镜状。分为简单矽卡岩和复杂矽卡岩。

1.简单矽卡岩：主要有透辉矽卡岩、石榴石矽卡岩、石榴石透辉矽卡岩、次为绿帘石矽卡岩、方柱石矽卡岩，条带状、块状构造；交代穿孔结构、带状变晶结构，成分以透辉石、石榴石、斜长石、角闪石为主，次为少量的符山石、方柱石、硅灰石，分布范围较广，但是金矿化较弱

2.复杂矽卡岩：矿物成分复杂，主要有透辉石、石榴石、透闪石、阳起

石、绿帘石、符山石、绿泥石、方解石等，金属矿物以黄铁矿、磁黄铁矿为主，次有黄铜矿、毒砂、自然金、磁铁矿等，呈浸染状，局部致密浸染状、致密块状、块状，与金矿化关系密切。含金量高时为金矿石。

四、钾化

分布在近矿围岩的混合花岗岩中，主要是微斜长石交代斜长石，蚀变强烈时往往形成褪色化，金矿化与蚀变强弱呈正相关关系。

五、碳酸盐化

发育十分广泛，主要是热液活动晚期，低温阶段的产物，交代长石、云母等矿物而成，可分为早晚两期：早期与毒砂、黄铜矿、金矿化关系密切；晚期为成矿后热液产物。

六、绿泥石化

发育十分普遍，多为成矿晚期与期后热液蚀变产物，仅见于蚀变带的边部。

围岩蚀变作用与构造应力作用成正相关。构造强烈部位, 岩石裂隙发育, 形成空间, 为成矿作用提供有利场所。当热液上升时，沿裂隙充填，形成围岩蚀变。裂隙密集地段, 围岩蚀变增强，矿化剧烈, 是工业矿体形成的有利地段。

第四节　成矿期及成矿阶段划分

根据室内外研究认为，老柞山金矿具有多期多阶段成矿特征，结合对老柞山金矿床的野外地质观察、矿物形成的地质环境、矿物共生组合，并结合室内对矿区的光薄片中矿物的结构构造及其穿切关系，研究矿物的生成顺序，将老柞山矿区的成矿作用划分为两个成矿期，即海西期矽卡岩化成矿期、

燕山期热液脉型成矿期，根据矿物的共生组合以及它们的穿插关系，矽卡岩化成矿期又划分为三个成矿阶段，热液脉型成矿期又划分为四个成矿阶段（表3-3）。

表 3-3　老柞山金矿成矿期、成矿阶段及主要矿物生成顺序表

成矿阶段 / 矿物	海西期矽卡岩化成矿期			燕山期热液脉型成矿期			
	第一阶段	第二阶段	第三阶段	第一阶段	第二阶段	第三阶段	第四阶段
	磁黄铁矿-毒砂-石英	胶状黄铁矿-石英	粗粒毒砂-方解石-石英	纯石英	粗粒毒砂-石英	多金属硫化物-毒砂-石英	石英-方解石
石英							
磁黄铁矿							
毒砂							
黄铜矿							
黄铁矿							
方铅矿							
闪锌矿							
方解石							
自然金							

一、海西期矽卡岩化成矿期

海西期矽卡岩化成矿期又可分成三个成矿阶段，即：

I.　第一阶段：磁黄铁矿-毒砂-石英阶段。该阶段以磁黄铁矿、毒砂、石英大量出现为主要特征，其次为少量的自然金、黄铜矿和黄铁矿。该阶

段为金的主要成矿阶段。

II. 第二阶段：胶状黄铁矿-白铁矿-石英阶段。该阶段以石英、胶状黄铁矿、白铁的大量出现为标志，该阶段石英大量生成，并在整个阶段都有石英生成。在该阶段同时有黄铜矿的成生。

III.第三阶段：粗粒毒砂-方解石-石英阶段。毒砂、方解石、石英的大量生成为该阶段的主要标志。

二、燕山期热液脉型成矿期

晚期为燕山期，成矿作用为热液充填型，成矿母岩为燕山期中酸性小侵入体，成矿地质年龄为 67～123Ma。该期矿化与早期矿化叠加阶段，金矿化最强，为主要金矿体富集地段。该成矿期可划分为四个成矿阶段：

I. 第一阶段：纯石英阶段。该阶段以石英大量出现为特征。

II. 第二阶段：粗粒毒砂-石英阶段。该阶段石英、毒砂、方解石的大量生成为主要标志，同时有少量黄铁矿生成。该阶段为金的主要成矿阶段

III.第三阶段：多金属硫化物-毒砂-石英阶段。石英、毒砂、方解石的大量生成为标志，并有黄铜矿、黄铁矿生成。该阶段为金的主要成矿阶段。

IV. 第四阶段：方解石-石英阶段。以石英、方解石的大量生成为主要标志。

第五节　矿床地球化学特征

一、原生晕分析

1、样品采集和分析方法

2005-2006 年课题组在地表探槽和地下坑道编录的过程中采取了 201 件原生晕地球化学样品，由于测试样品中包含有少量围岩地层、花岗质岩石和闪长玢岩脉样品，经多次试验，选择了 173 件矽卡岩化、硅化、矿化岩

石及各类型矿石的样品数据进行多元统计分析，测试元素为 Pb、Cu、Zn、Co、Ni、Ag、As、Sb、Bi、Mo、Au 共 11 个元素。测试结果如表 3－4 所示，其中 Pb、Cu、Zn、Co、Ni、Ag、As、Sb、Bi、Mo 单位为 10^{-6}，Au 单位为 10^{-9}。

表 3－4 老柞山金矿原生晕测试样品基本统计表

元素	有效数据	均值	最小值	最大值	标准方差
Pb	173	41.07	10.00000	881.3	74.08
Cu	173	1573.65	26.10000	11346.0	2347.87
Zn	173	72.75	11.30000	329.7	63.42
Co	173	31.87	5.70000	212.6	32.75
Ni	173	22.28	6.90000	94.5	13.06
Ag	173	2.45	0.00000	22.4	3.82
As	173	22444.82	31.90000	195485.0	50462.23
Sb	173	14.17	0.26000	212.0	39.86
Bi	173	39.95	0.31000	318.2	71.25
Mo	173	1.80	0.50000	11.8	1.64
Au	173	4131.86	14.80000	23762.0	6236.36

2、相关系数分析

首先对 173 件样品分析结果进行皮尔森相关系数分析，获相关系数矩阵见表 3－5，从表中知，Au 主要和 As、Bi、Sb、Ag 呈正相关关系，相关系数分别是 0.51、0.83、0.40 和 0.43。

3、聚类分析

对 173 件样品分析结果进行系统聚类分析，聚类方法为最长距离法，距离测量方法为相关系数，获得 11 元素聚类图（图 3-7）。当取相关系数等于 0.2 时，元素可分为四个组合：

组合 1：Pb、Sb

组合 2：Au、As、Bi、Co

组合 3：Cu、Zn、Ag

组合 4：Mo、Ni

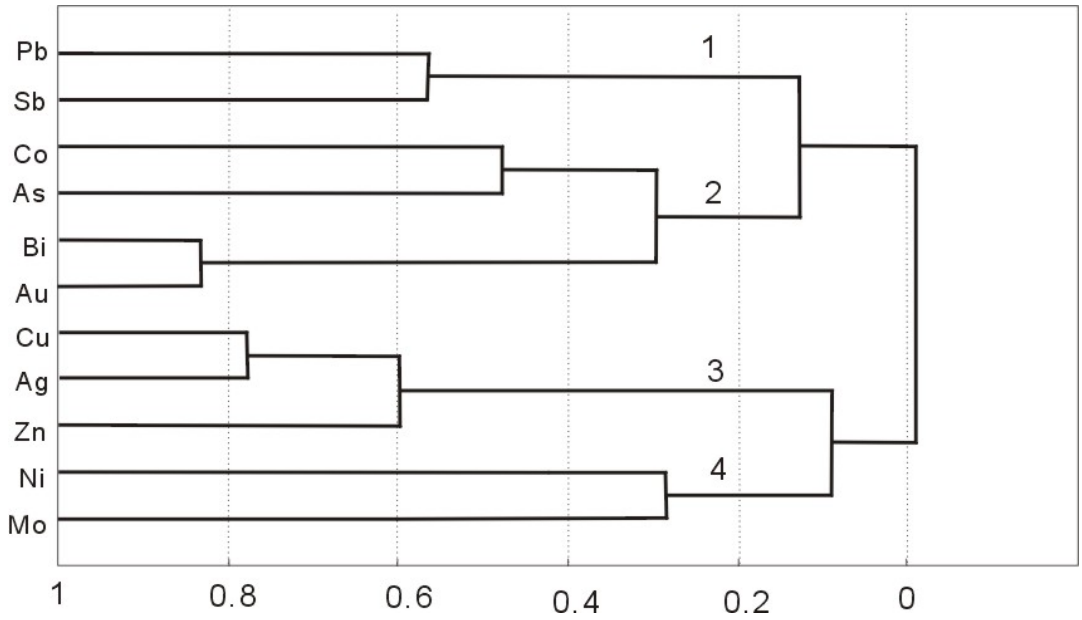


图 3—7 老柞山金矿原生晕测量样品 11 元素聚类图（linkage distance 为相关系数）

表 3—5 老柞山金矿原生晕测量样品 11 元素相关系数矩阵

	Pb	Cu	Zn	Co	Ni	Ag	As	Sb	Bi	Mo	Au
Pb	1.00										
Cu	0.02	1.00									
Zn	0.31	0.60	1.00								
Co	0.13	0.15	0.03	1.00							
Ni	0.08	0.16	0.09	0.35	1.00						
Ag	0.36	0.78	0.63	0.18	0.14	1.00					
As	0.18	0.15	0.02	0.47	0.04	0.37	1.00				
Sb	0.56	0.10	0.18	0.31	0.04	0.48	0.48	1.00			
Bi	0.19	0.21	0.00	0.29	0.05	0.37	0.41	0.45	1.00		
Mo	0.07	0.12	0.15	0.10	0.28	0.20	0.07	0.17	-0.01	1.00	
Au	0.22	0.29	0.10	0.33	0.10	0.43	0.51	0.40	0.83	-0.01	1.00

通过以上分析，我们可以看出，本区与 Au 密切共生的元素为 As、Bi、Sb 等，它们在本区可以作为很好的矿化指示剂。同时，这也我们在光薄片中观察到的金与毒砂、黄铁矿、磁黄铁矿密切共生的现象相一致（磁黄铁矿成份主要为砷、锑、铅、铋,黄铜矿的主要成份为铅、锑）。

第六节　成矿物理化学条件

——流体包裹体研究

热液矿床的形成是与流体的作用分不开的，地壳中各种来源流体，在地热增温或岩浆热液动力条件影响下发生迁移，在有利的构造、岩性部位沉淀成矿。现今保存于自然界各类岩石和矿物中的流体包裹体，是地史时期其所经历的构造—热事件中活动热流体的唯一天然样品（Roedder E，1979）。因此，通过流体包裹体研究可获得其它任何途径都无法取得的有关古地质流体的重要信息。在矿床学研究领域，通过对与成矿有关的古地质流体的研究，可以了解成矿流体来源、成分、成矿 T-P 条件、成矿深度、成矿时代、成矿流体演化过程中金属元素活化、迁移、沉淀机制等（Spooner,1981；李华芹，1993）。根据不同世代流体包裹体，可以判断成矿流体演化史，为矿床成矿机制及矿床成因研究提供重要依据。

一、流体包裹体的岩相学特征

本次用于流体包裹体研究的样品主要采集于中矿带内矽卡岩中的矿化石英脉和燕山期的矿化石英脉，同时为了便于对比分析，我们还采集了成矿期后热液方解石脉样品进行流体包裹体研究。

1．矽卡岩内矿化石英脉中流体包裹体类型特征

镜下观察表明，该成矿阶段石英矿物中可见原生、假次生和次生包裹体存在，测试中尽量选择原生、假次生包裹体进行研究。依其室温下的相态特征，这些原生流体包裹体主要以气液两相包体和含子矿物三相包体为

主，含少量的纯气相包体。其中气液两相包体在气液比方面明显分为两种类型，现分述如下：

（1）气液两相包裹体：室温下由水溶液相及气泡两相构成，气液比一般为 20～60%，多数在 20～30%。该类型包裹体大小一般为 6～12μm，多数在 6～7μm 之间，常见形态为菱形、三角形、次圆形及不规则四边形（图版 IV）。占包裹体总数量的 90%±。

包裹体气液比偏大：室温下由水溶液相及气泡两相构成，气液比一般为 40～60%，多数在 40～50%。该类型包裹体大小一般为 6～9μm，多数在 6～7μm 之间，常见形态为菱形、三角形、次圆形及不规则四边形（图版 IV）。占包裹体总数量的 65%±。

包裹体气液比偏小：室温下由水溶液相及气泡两相构成，气液比一般为 20～30%，多数在 30%。该类型包裹体大小一般为 10～12μm，多数在 10μm 之间，常见形态为菱形、三角形、次圆形及不规则四边形（图版 IV）。占包裹体总数量的 20%±。

（2）含子矿物三相包体：室温下由液相、气相、子矿物晶体三相组成，其大小一般为 8～24μm，多数在 8～12μm 之间；该类包体形态多为椭圆形及长条状(图版 V－1，2，3，4，5，6)，气液比相近，一般为 10%～25%，个别达 30%；大多数包裹体只含一个子矿物，但也有含两个子矿物的包裹体，子矿物大小一般为 1～2μm，少量 3～4μm；子矿物晶体颜色呈灰白色～白色，多为立方体晶形，与 NaCl 石盐子晶特点吻合，个别棱角较圆，可能为 KCl 石盐子晶（张文淮等，1993；Shepherd et al.，1985）。占包裹体总数量的 10%±。

（3）纯气相包体：室温下由纯气相 H_2O 组成，其大小一般为 8～10μm，占包裹体总数量的 5%±（图版 IV-3）。

上述三种类型包裹体常密集成群分布，在同一石英颗粒中亦常见共生现象，显示它们同时捕获的特征。

2、矿化石英脉中流体包裹体类型特征

镜下观察表明，矿化石英脉中发育较丰富的原生流体包裹体，依其室温下的相态特征，这些原生流体包裹体主要以含气液两相包体为主，少量的单液相包体，其中气液两相包体在气液比方面明显分为两种类型，现分述如下：

（1）气液两相包裹体

大气液比两相包裹体：室温下由水溶液相及气泡两相构成，气液比一般为 40%～80%，多数在 40%～60%，最大可达 90%。该类型包裹体大小一般为 6～16μm，个别达到 24μm，多数在 6～9μm 之间，常见形态为菱形、三角形、次圆形及不规则四边形（图版 IV-1,2）占包裹体总数量的 55 %±。

小气液比两相包裹体：室温下由水溶液相及气泡两相构成，气液比一般为 5%～35%，多数在 10%～20%。该类型包裹体大小一般为 7～15μm，最大可达 28μm，多数在 7～8μm 之间，常见形态为菱形、三角形、次圆形及不规则四边形（图版 IV-3）占包裹体总数量的 40 %±。

（2）单液相包体

室温下由单一液相构成，发育较少，大小一般为 4～10μm，形态以次圆形、长条形、三角形，一般较规则。占包裹体总数量的 5%±。

3、成矿期后方解石中流体包裹体类型特征

镜下观察表明，成矿期后方解石中发育较丰富的原生流体包裹体，依其室温下的相态特征，这些原生流体包裹体主要以气液两相包体为主，少量的单液相包体，现分述如下：

（1）气液两相包裹体：室温下由水溶液相及气泡两相构成，气液比比较均匀，一般为 5%～20%，多数在 5%～10%。该类型包裹体大小一般为 6～28μm，多数在 8～10μm 之间，常见形态为菱形、三角形、次圆形及不规则四边形（图版 IV-5,6）。占包裹体总数量的 90%±。

（2）单液相包体：室温下由单一液相构成，发育较少，大小一般为 4～

10μm，形态主要为长条形和三角形，一般较规则。占包裹体总数量的 10%±。对不同流体包裹体进行测试分析，其结果如下各表：

表 3－6　方解石中气液两相流体包裹体测试分析结果表

包体类型	大小 (μm)	气液比(%)	Ti (°C)	Tht (°C)	S(wt% NaCl)	ρ (g/cm^3)	P (MPa)	Hs (km)
LZSCM90817-W1	方解石							
气液两相包体	7	5		121.4				
气液两相包体	10	5	-1.0	146.5	1.73	0.94	35.41	4.70
气液两相包体	8	5	-4.3	142.9	6.87	0.97	38.89	4.93
气液两相包体	14	5		118.2				
气液两相包体	8	5		116.1				
气液两相包体	8	15		262.2				
气液两相包体	7	5		121.5				
气液两相包体	12	10	-4.2	158.7	6.72	0.96	43.15	5.21
气液两相包体	10	10	-4.1	153.3	6.58	0.96	41.64	5.11
气液两相包体	10	10		133.6				
气液两相包体	14	5~10		137.4				
气液两相包体	28	5~10	-1.1	131.1	1.90	0.95	32.11	4.48
气液两相包体	20	10		230.7				
气液两相包体	7	10		131.3				
气液两相包体	6	10		239.7				
LZS160-B7	方解石							
气液两相包体	18	15	-3.2	170.4	5.26	0.94	45.76	5.37
气液两相包体	8	20		166.9				
气液两相包体	16	10	-3.5	153.1	5.71	0.96	41.30	5.09
气液两相包体	16	20	-3.4	167.4	5.56	0.94	45.09	5.33
气液两相包体	12	20		158.8				
气液两相包体	6	20		153.3				
气液两相包体	8	20		153.3				
气液两相包体	8	20	-3.1	167.4	5.11	0.94	44.88	5.32
气液两相包体	7	15	-3.4	171.8	5.56	0.94	46.28	5.41
气液两相包体	10	20	-3.6	168.7	5.86	0.94	45.57	5.36
气液两相包体	6	15	-3.4	164.3	5.56	0.95	44.26	5.28
气液两相包体	7	15	-2.8	170.5	4.65	0.93	45.45	5.35
气液两相包体	8	15	-3.4	156.4	5.56	0.95	42.13	5.14
气液两相包体	7	20	-3.2	168.6	5.26	0.94	45.28	5.34
气液两相包体	10	15	-3.3	156.5	5.41	0.95	42.09	5.14
气液两相包体	9	20	-2.9	167.9	4.80	0.94	44.85	5.32

（吉林大学地质流体实验室测试，2006）

表 3－7 矽卡岩中含子矿物三相流体包裹体测试分析结果表

包体类型	大小(μm)	气液比(%)	Th 子(°C)	Tht(°C)	S(wt% NaCl)	ρ(g/cm^3)	P(MPa)	Hs(km)
LZS160-B4	矽卡岩中的矿化石英脉							
三相包体	8	10	342.4	342.4	40.97	1.05	96.7	8.11
三相包体	6	30	378.3	378.3	43.86	1.00	106.5	8.56
三相包体	16	5~10	309.1	309.1	38.58	1.08	87.30	7.66
三相包体	10	10	324.5	324.5	39.71	1.07	91.67	7.87
三相包体	矽卡岩中的矿化石英脉							
三相包体	24	10	425.5	425.5	49.00	0.88	120.38	9.12
三相包体	10	15	418.8	418.8	47.88	0.9	118.47	9.04
三相包体	14	10	440.9	440.9	50.09	0.83	124.76	9.30
三相包体	16	15	416.7	416.7	47.67	0.91	117.87	9.02
三相包体	12	15	434.8	434.8	49.38	0.85	123.02	9.23
三相包体	12	20	429.2	429.2	49.55	0.87	121.44	9.16
三相包体	14	15	437.9	437.9	49.79	0.84	123.90	9.26
三相包体	10	10	346.5	346.5	41.26	1.04	97.91	8.16
三相包体	8	10	446.3	446.3	50.65	0.81	126.29	9.36
三相包体	8	15	360.1	360.1	42.25	1.03	101.77	8.33
三相包体	矽卡岩中矿化石英脉							
三相包体	12	1	223.2	274.9	33.11	1.07	77.53	7.17
三相包体	10	30		471.9				
三相包体	8	30	232.9	313.1	33.65	1.04	88.32	7.17
三相包体	8	25	255.7	552.4	37.94	0.66	155.88	10.4
三相包体	7	15	227.3	306.8	33.33	1.04	86.53	7.62
三相包体	14	20	243.4	471.9	34.25	0.81	133.14	9.62
三相包体	7	25	245.9	470.4	34.40	0.81	132.72	9.60
三相包体	18	15	258.1	341.1	35.14	1.01	96.26	8.08
三相包体	16	20	257.6	297.6	35.11	1.07	83.98	7.50
三相包体	18	15	268.4	467.5	35.79	0.82	131.95	9.58
三相包体	7	20	245.7	550.9	34.39	0.67	155.43	10.4
三相包体	20	30	275.3	458.2	36.23	0.84	129.34	9.48
三相包体	18	20	209.6	482	32.39	0.79	135.91	9.72

表 3－8 矽卡岩中石英脉气液两相流体包裹体分析结果表

包体类型	大小 (μm)	气液比 (%)	Ti (°C)	Tht (°C)	S (wt%NaCl)	ρ (g/cm^3)	P (MPa)	Hs (km)
LZS160-B4	矽卡岩中的矿化石英脉							
气液两相包体	32	60	-12.1	343.4	16.05	0.83	95.88	8.07
气液两相包体	26	55-60	-13.4	385.1	17.26	0.79	107.67	8.59
气液两相包体	24	40	-14.2	386.8	17.96	0.79	108.22	8.62
气液两相包体	16	40-45	-12.1	379.8	16.05	0.78	106.04	8.52
气液两相包体	14	55-60	-12.3	380.7	16.24	0.78	106.31	8.53
气液两相包体	8	70	-13.7	412.0	17.52	0.75	115.22	8.91
气液两相包体	7	75-80	-15.8	419.7	19.29	0.77	117.56	9.01
气液两相包体	6	80-85		401.9				
气液两相包体	12	55-60	-14.2	422.0	17.96	0.74	118.07	9.03
气液两相包体	24	55-60	-12.4	408.3	16.34	0.74	114.03	8.86
气液两相包体	32	70		383.5				
气液两相包体	10	60	-15.2	442.3	18.80	0.73	123.84	9.26
气液两相包体	8	65-70	-15.4	340.4	18.96	0.86	95.32	8.04
气液两相包体	10	70	-16.0	409.2	19.45	0.78	114.64	8.89
气液两相包体	8	70		390.0				
气液两相包体	7	75-80	-13.1	417.6	16.99	0.74	116.72	8.97
气液两相包体	7	75-80	-15.6	411.5	19.13	0.77	115.25	8.91
气液两相包体	8	5~10	-12.2	191.4	16.15	1.00	53.44	5.48
LZS160-B8	矽卡岩中的矿化石英脉							
气液两相包体	12	80		362.4				
气液两相包体	24	40		387.5				
气液两相包体	6	40	-17.4	309.4	20.52	0.92	86.75	7.63
气液两相包体	24	35		386.3				
气液两相包体	20	40		388.8				
气液两相包体	9	30	-15.7	369.2	19.21	0.83	103.41	8.41
气液两相包体	6	30	-15.3	254.9	18.88	0.96	71.38	6.85
气液两相包体	26	40		396.2				
气液两相包体	7	80		377.9				
气液两相包体	6	30	-17.1	321.9	20.30	0.90	90.24	7.80
气液两相包体	8	40		383.1				
气液两相包体	8	60		389.8				
气液两相包体	14	90						
LZS160-W5	矽卡岩中的石英脉							
气液两相包体	18	45		512.9	15.37	0.56	143.08	9.99
气液两相包体	10	70	-11.4	568.4	16.24	0.47	158.73	10.5

续表 3－8

包体类型	大小	气液比	Ti	Tht	S	ρ	P	Hs
气液两相包体	12	75	-12.3	572.1	15.07	0.44	159.52	10.5
气液两相包体	10	75	-11.1	400.4	16.81	0.76	111.89	8.77
气液两相包体	9	65	-12.9	381.9	18.38	0.81	106.89	8.56
气液两相包体	12	45	-14.7	376.3				
气液两相包体	8	45		378.2				
LZSCM643-0	矽卡岩中的矿化石英脉							
气液两相包体	9	30		318.7				
气液两相包体	6	40		320.9				
气液两相包体	6	40		367.6				
气液两相包体	7	60		323.7				
气液两相包体	8	40	-11.7	330.8	15.75	0.84	92.32	7.90
气液两相包体	12	30	-11.5	356.6	15.55	0.80	99.50	8.23
气液两相包体	7	60		368.1				
气液两相包体	6	60		371.3				
气液两相包体	6	40		362.8				
气液两相包体	8	40		349.8				
气液两相包体	7	30	-11.7	364.4	15.75	0.80	101.70	8.33
气液两相包体	10	20		376.7				
气液两相包体	7	60		379.7				
气液两相包体	7	40		346.6				
气液两相包体	10	30	-11.6	337.7	15.65	0.83	94.24	7.99
气液两相包体	12	30						

表 3－9　燕山期矿化石英脉中流体包裹体测试分析结果表

包体类型	气液比 (%)	Ti (°C)	Tht (°C)	S	ρ (g/cm^3)	P (MPa)	Hs
LZSCM01115-W1							
气液两相包体	20	-1.5	253.5	2.56	0.81	64.33	6.47
气液两相包体	20	-1.7	261.4	2.89	0.80	67.15	6.62
气液两相包体	30	-1.3	321.5	2.23	0.69	80.34	7.32
气液两相包体	20	-2.8	256.9	4.63	0.82	68.47	6.70
气液两相包体	20	-1.5	244.5	2.56	0.82	62.05	6.34
气液两相包体	40		265.7				
气液两相包体	20		248.9				
气液两相包体	20	-13.5	358.2	17.47	0.82	100.17	8.26
气液两相包体	20	-13.2	348.5	17.19	0.83	97.43	8.14
气液两相包体	30		257.6				
气液两相包体	20		232.8				
气液两相包体	10		188.2				
气液两相包体	20	-6.2	284.3	9.47	0.83	78.32	7.21
气液两相包体	20	-6.4	287.1	9.73	0.83	79.16	7.26

续表 3－9

包体类型	气液比 (%)	Ti (°C)	Tht (°C)	S	ρ (g/cm^3)	P (MPa)	Hs
气液两相包体	30		301.7				
LZSCM3603-W1							
气液两相包体	5~10	-1.3	177.3	2.23	0.91	44.31	5.28
气液两相包体	60	-11.1	368.2	15.15	0.78	102.68	8.37
气液两相包体	100						
气液两相包体	60	-10.3	371.7	14.31	0.77	103.53	8.41
气液两相包体	40	-11.4	375.7	15.45	0.78	104.81	8.47
气液两相包体	60		246.7				
气液两相包体	40	-11.4	382.6	15.45	0.77	106.74	8.55
气液两相包体	60		365.4				
气液两相包体	80		372.6				
气液两相包体	25		297.4				
气液两相包体	40		373.4				
气液两相包体	40		348.5	14.73	0.80	97.13	8.12
气液两相包体	40		374.1	15.25	0.78	104.34	8.45
LZSCM81814-B1							
气液两相包体	10		259.3				
气液两相包体	20	-4.2	214.7	6.72	0.90	58.37	6.13
气液两相包体	10		331.4				
气液两相包体	40	-4.1	334.5	6.58	0.72	90.86	7.83
气液两相包体	80		377.3				
气液两相包体	10		172.3				
气液两相包体	70		341.1				
气液两相包体	60		371.3				
气液两相包体	30	-6.6	339.7	9.99	0.76	93.74	7.97
气液两相包体	30	-2.4	337.4	4.01	0.68	89.06	7.75
气液两相包体	30		337.8				
气液两相包体	20	-4.1	286.8	6.58	0.80	77.90	7.19
气液两相包体	60		368.5				
气液两相包体	80		381.9				
气液两相包体	70		386.4				
气液两相包体	30	-4.4	354.9	7.01	0.69	96.67	8.10
气液两相包体	20		290.2				
气液两相包体	15		321.7				
气液两相包体	20	-4.5	297.9	7.15	0.79	81.21	7.36
气液两相包体	20	-4.2	274.2	6.72	0.82	74.55	7.02
气液两相包体	15		328.6				
气液两相包体	20	-6.6	343.8	9.99	0.75	94.87	8.02
气液两相包体	20	-4.2	323.7	6.72	0.74	88.01	7.69
气液两相包体	30		362.9				

二、流体包裹体成分特征

魏俊浩等（2003）通过气相色谱和爆裂淋滤法对早晚两期成矿作用中主要矿石矿物的流体包裹体成分分析结果见表 3-10，早期流体的组成以气相为主，特别是 CO_2 的含量非常高，平均近是晚期流体的十倍，这与镜下观察的结果一致。

表 3－10　流体包裹体成分分析表(魏俊浩等，2003)

成矿期	测试矿物	pH	Eh(v)	盐度(wt%)	CO_2	H_2O	CO	CH_4	N_2	Na^+	NO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}
早成矿期	毒砂	6.82	-0.5	3.09	145.3	362.2	2.36	0.32	8.93	0.85	4.09	3.65	1359.3
	毒砂	4.65	-0.32	2.81	2286.3	281.7	13.07	0.53	12.86	2.23	4.60	3.09	1274.6
	磁黄铁矿	6.28	-0.5	0.9	600.4	1048.0	1.01	1.4	73.17	0.57	1.45	0.98	421.7
	磁黄铁矿	6.4	-0.5	1.13	1561.4	881.6	1.13	0.62	15.37	0.68	1.62	1.09	282.9
	毒砂	6.08	-0.48	3.03	77.9	144.0	1.58	0.65	6.57	1.55	6.64	4.45	1771.3
	平均	5.94	-0.46	2.19	934.3	536.3	3.93	0.79	23.38	1.18	3.68	2.65	1021.9
晚成矿期	毒砂	6.74	-0.55	4.92	84.9	125.0	2.72	0.85	5.35	1.64	12.10	8.11	2630.2
	毒砂	4.37	-0.32	6.23	73.9	98.7	2.26	0.62	5.61	1.84	11.03	7.40	3088.9
	平均	5.56	-0.44	5.58	79.4	111.9	2.69	0.74	5.48	1.74	11.57	7.76	2859.6

魏俊浩等（2003）研究认为，早期流体中的 CO_2/H_2O 比值与金矿化程度有关，即比值越高矿化越好。本区成矿早期流体中的 CO_2/H_2O 比值平均为 1.74，而晚期只有 0.71，二者相差一倍以上，说明早期的成矿环境更有利于金的矿化和富集。本矿床早期形成的矿体规模远远大于晚期矿体的事实证明上述判断是合理的。此外，早期流体中的 N_2 含量很高，平均达 23.38×10^{-6} 远高于晚期流体中的 N_2 含量 5.48×10^{-6}，这在金矿化中的作用还不得而知，但至少可以认为是金矿化有利的标志之一。晚期流体组成以液相为主，其中各种阳离子和酸根离子体的共同特点是 Ph、Eh 值偏低，都含有 H_2、CH_4、CO 等还原性气体，反映两期成矿热液都具有弱酸性和还原性的特点。通过上述对早晚两期成矿流体成分特征的分析，并考虑到各自的成矿规模，可以认为高气液比、低盐度、弱酸性和还原性的成矿热液将有利于金的沉积和富集。

三、成矿流体盐度

1、海西晚期矽卡岩内石英中流体包裹体

矽卡岩中石英脉含子矿物三相包裹体的盐度见表 3-6，矽卡岩中流体的盐度分布见直方图 3-8，基本呈正态分布，含子矿物三相包裹体的盐度较高，一般在 33.11～50.65wt%NaCl 之间，其峰值集中在 36～48wt%NaCl 之间。矽卡岩中气液两相包裹体的盐度见表 3－7，其盐度一般分布在 20.5～15.07 wt%NaCl 之间，峰值集中在 16～18 wt%NaCl 之间。

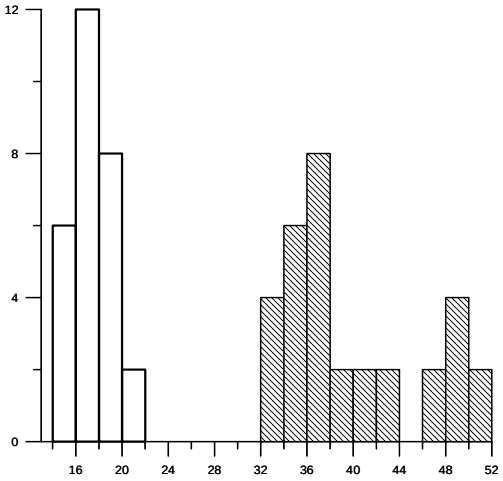


图 3-8 矽卡岩中流体包裹体盐度直方图

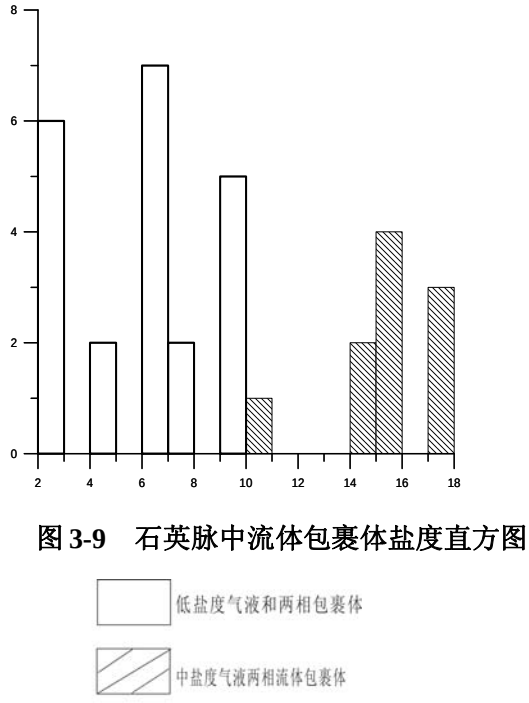


图 3-9 石英脉中流体包裹体盐度直方图

2、燕山晚期矿化石英脉中流体包裹体

石英脉中流体包裹体的盐度可分为中盐度和低盐度两种类型，其盐度分布如直方图 3-9。

从图中可知，大气液比气液两相包裹体的盐度一般在 10.11～20.30wt%NaCl 之间，其峰值集中在 16～17 wt%NaCl 之间。小气液比气液

两相包裹体盐度的一般在 2.23～9.99wt%NaCl 之间，峰值集中在 6～8wt%NaCl 范围内。

3、成矿晚期方解石脉中流体包裹体

方解石中气液两相流体包裹体的盐度较低，主要集中在 1.73～6.78 wt%NaCl 之间。多集中在 5.11～5.56 wt%NaCl 区间内。

四、成矿流体密度

成矿流体密度的计算公式是根据刘斌(2000 年)提出的公式得出的。

1、海西期矽卡岩内石英中流体包裹体

含子矿物三相包裹体的密度较高(图 3-10)，分布在 0.66～1.08 g/cm^3 之间，峰值集中在 0.8～0.85 g/cm^3 之间。矽卡岩中气液两相包裹体的密度分布在 0.44～1.00 g/cm^3，峰值集中在 0.75～0.80 g/cm^3 之间。

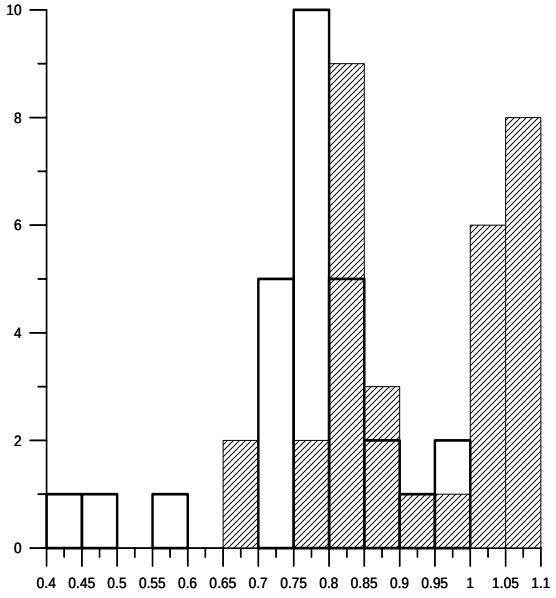


图 3-10 矽卡岩中流体包裹体密度直方图

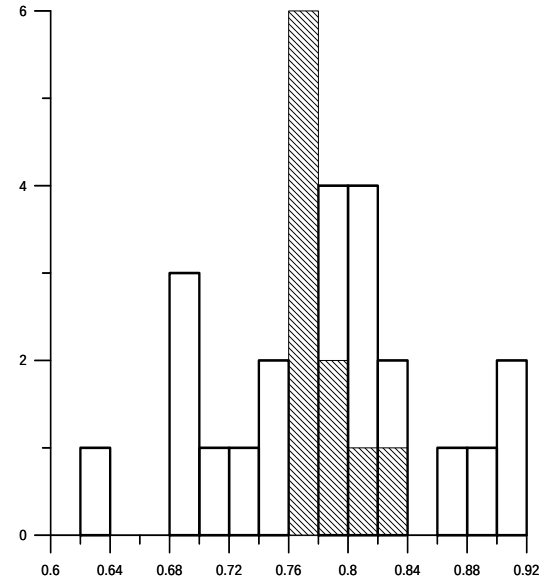


图 3-11 矿化石英脉中流体包裹体密度直方图

2、燕山期矿化石英脉中流体包裹体

大气液比气液两相包裹体的密度(图 3-11)一般在 0.77～0.83g/cm^3，其峰值集中在 0.76～0.78g/cm^3 之间。小气液比气液两相包裹体密度的一般在 0.63～0.91 g/cm^3 之间，峰值集中在 0.78～0.82 g/cm^3 之间。

3、成矿晚期方解石中流体包裹体

密度变化很小，主要集中在 0.93～0.97g/cm^3 之间，其平均值为在 0.94g/cm^3 左右。

五、成矿温度

1、海西期矽卡岩内石英中流体包裹体

其中含子矿物三相包裹体均一温度较高(图 3-12)，一般分布在 237.7°C～590°C 之间，最高值>590°C。从图中可知，出现两个峰值，第一个峰值出现 280°C～320°C 之间，第二个峰值集中在 440°C～480°C 之间。

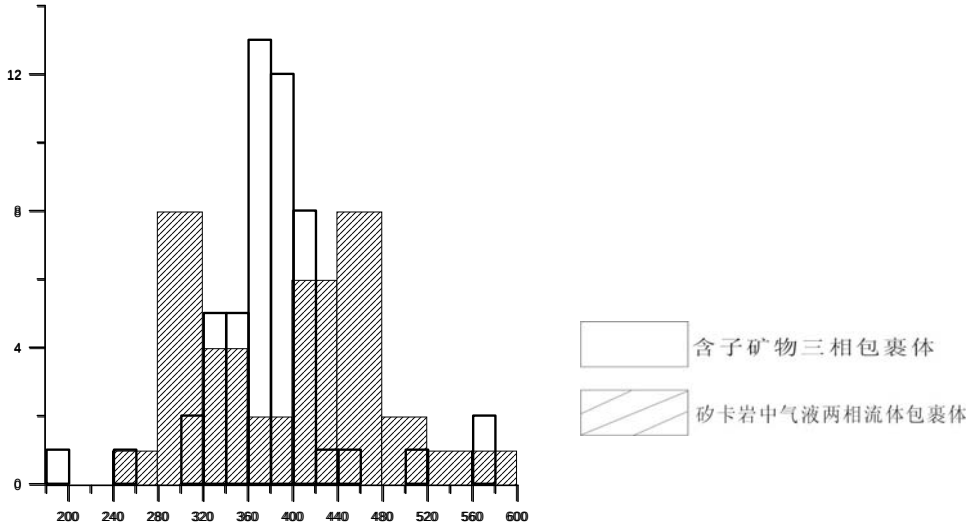
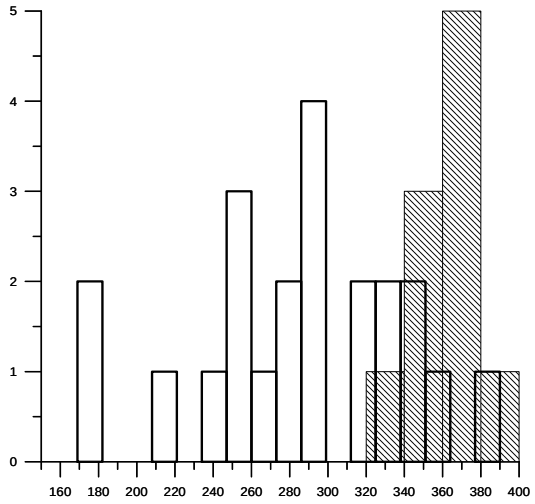


图 3-12 矽卡岩中流体的均一温度直方图

2、燕山期矿化石英脉中流体包裹体

石英脉中大气液比中盐度气液两相流体包裹体的均一温度(图 3-13)大多数分布在 348.5°～382.6°C 之间,其峰值集中在 360～380°C 之间。



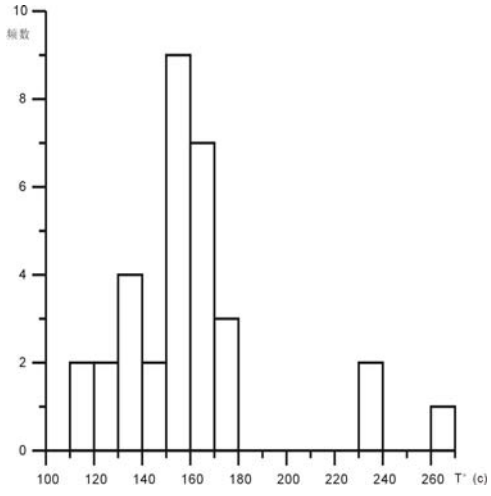
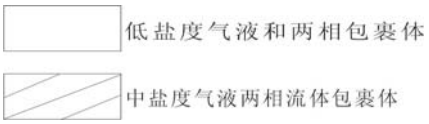


图 3-13 石英脉气液两相流体的均一温度直方图　图 3-14 方解石中流体的均一温度分布直方图



石英脉中小气泡比低盐度气液两相流体包裹体的均一温度(图 3-13)一般分布在 177.3～354.9°C 之间，其峰值在 290～300°C 之间。

3、成矿期后方解石中流体包裹体

如图 3-14，成矿期后方解石中流体的均一温度分布在 110～270°C 之间，其峰值在 150～160°C 之间。

六、成矿压力

1、海西期矽卡岩内石英中流体包裹体

其中含子矿物三相包裹体压力一般分布在 86.53～155.88Mpa(图 3-15)，基本呈正态分布，出现的峰值集中在 120～135 Mpa 之间。矽卡岩中气液两相包裹体的压力分布在 86.75～159.52Mpa，峰值集中在 105～120Mpa 之间。

2、燕山期石英脉中流体包裹体

石英脉中大气液比中盐度气液两相流体包裹体的压力(图 3-16)大多数

分布在 97.0～106.74Mpa 之间，其峰值在 102～105Mpa 之间。

石英脉中小气泡比低盐度气液两相流体包裹体的压力(图3-16)一般分布在 44.31～103.38Mpa 之间，其峰值在 75～80Mpa 之间。

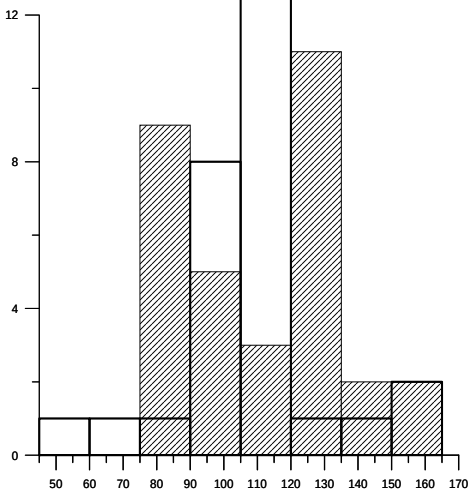


图 3-15 矽卡岩中流体的压力直方图

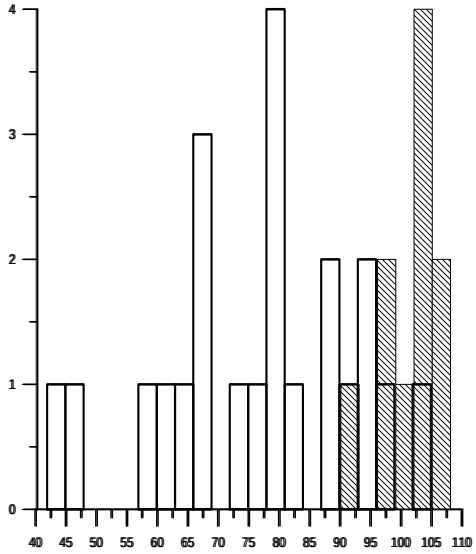


图 3-16 石英脉中流体的压力直方图

3、成矿晚期方解石中流体包裹体

方解石中流体包裹体压力较小，一般在 35.41～46.28Mpa 之间。

七、成矿深度

确定内生矿床的成矿深度有助于我们正确认识矿床成矿模式、成矿潜力等问题，其成矿深度的计算方法可以采用 Sibson 的断裂带垂直分带曲线（如图 3－17）来计算成矿深度。

结合本矿床的特点，我们采用孙丰月等（2000）提出的利用成矿压力计算成矿深度公式来计算。

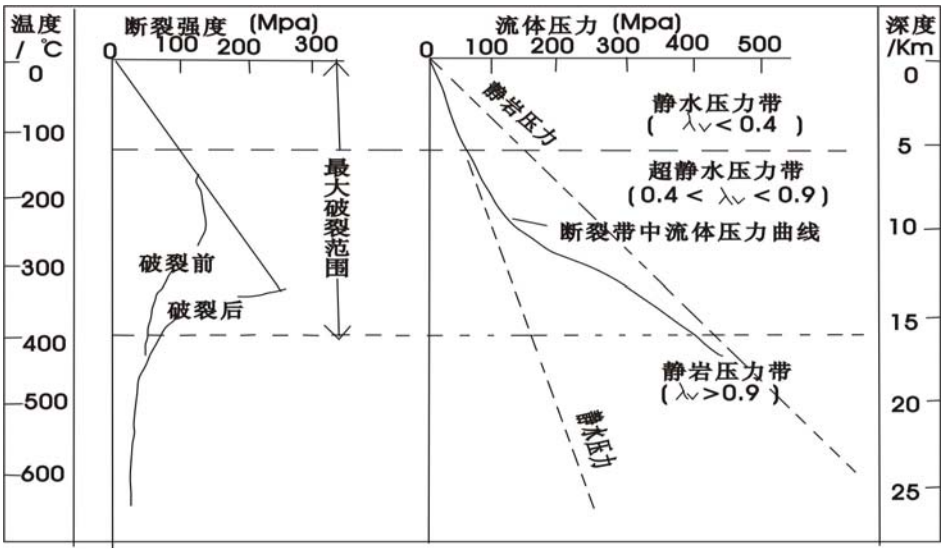


图 3－17　断裂带中流体压力分布图（Sibson 等，1988）

1、海西期矽卡岩内石英中流体包裹体

其中含子矿物三相包裹体深度一般分布在 7.71～10.43km（图 3－18），基本呈正态分布，平均成矿深度为 8.7km。

矽卡岩中气液两相包裹体的深度一般在 5.48 ～10.55km 之间, 平均成矿深度为 8.6km。

2、燕山期石英脉中流体包裹体

石英脉中大气液比中盐度气液两相流体包裹体的深度(图 3－19)大多数分布在 8.14～8.55km 之间，平均成矿深度为 8.2km。

石英脉中小气泡比低盐度气液两相流体包裹体的深度(图 3－19)一般分布在 5.28～8.10km 之间，平均成矿深度为 7.2km.

综上所述，老柞山金矿床的各成矿期的物理化学条件明显不同，总的来说海西期的成矿盐度、温度、压力等大于燕山期（表 3－11）。并且各成矿期内的成矿物理化学条件也反应出了成矿的不同阶段，这也反映了老柞山金矿两期成矿的特征。

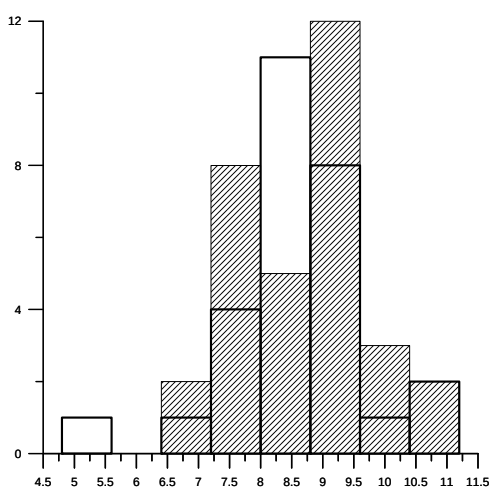


图 3－18 矽卡岩中流体的深度直方图

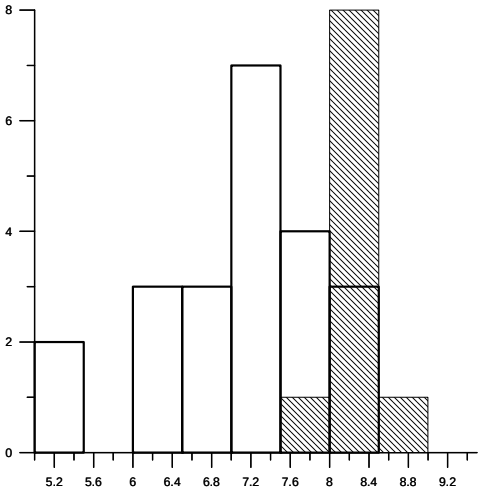
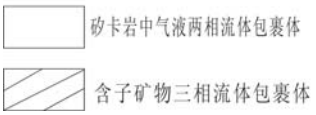


图 3－19 石英脉中流体的深度直方图



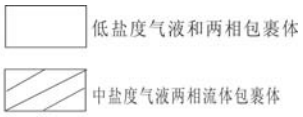


表 3－11 老柞山各成矿期物理化学条件峰值统计表

参数 / 期次		盐度 wt%NaCl	密度 g/cm^3	温度 °C		压力 Mpa	深度 km
海西期	含子矿三相包体	36～48	0.8～0.85	28～320	440～480	120～135	8～9.6
	两相包体	16～18	0.75～0.8	360～380		105～120	8～8.6
燕山期	中盐度包体	16～17	0.7～0.78	360～380		102～105	8～8.5
	低盐度包体	6～8	0.78～0.82	290～300		75～80	7～7.5
成矿期后热液方解石脉		5	0.94	150～160		35～46	

从表 3－11 中可以看出，海西期流体包裹体的盐度值有较大的波动，含子矿物三相包体出现了两个温度峰值等特点。由于不同类型的包裹体在同一石英颗粒中成群共生出现，表明其捕获时成矿流体处于一种不均匀热液体系状态（Shepherd et al.，1985；张文淮等，1993）。产生这种现象的原因可能有两种：

①高盐度 NaCl—H_2O 流体与中等盐度 NaCl—H_2O 流体的混合作用；

② 原始均匀的 NaCl—H_2O 流体沸腾而造成的不均匀捕获。

对于第一种情况，由高盐度 NaCl—H_2O 流体与中等盐度 NaCl—H_2O 流体的混合作用捕获而形成的各类包裹体其盐度值应存在较大范围的波动现象，这与本区包裹体实际特点相符。但该期石英中存在大量的不同气液比的气液两相原生包裹体，这说明中等盐度的气液两相包裹体也是处于一种不均匀热液体系状态。造成这种现象的原因，正是由于压力的降低导致的原始均一的成矿流体（盐度中等偏高的 NaCl—H_2O 体系）发生沸腾作用，从而分离出高盐度（含子矿物三相）NaCl—H_2O 与中等盐度 NaCl—H_2O（气液两相）两种流体，使两种流体的盐度有较大范围的波动现象。

由于流体沸腾过程中捕获的流体包裹体，其捕获端元组分的包裹体均一温度相近且基本代表捕获温度（Shepherd et al.，1985）；捕获于沸腾热液体系的流体包裹体，其端元组分的温度、压力反映了成矿作用温度和压力的真实值（张文淮等，1993；刘斌等，1999；张恩世等译，1990）。含子矿物三相包裹体和中等盐度气液两相包裹体为捕获于高盐度 NaCl—H_2O 流体相及中等盐度 NaCl—H_2O 流体相两种端元流体的代表，故其均一温度、压力值可反映老柞山金矿成矿时的温度、压力值。从本区两类包体测温结果来看，含子矿物三相包裹体出现两个峰值和气液两相包裹体均一温度相差较大，这种现象在加拿大 Sigma、Star Lake 等金矿中也普遍存在，Robert 等（1987）和 Tbrahim 等（1991）都认为，这种现象是由于压力波动导致连续多次沸腾作用的结果。在这种情况下气液两相包裹体的均一温度较其被捕获时的温度值低。故在含子矿物三相包裹体和气液两相包体中，含子矿物包裹体的均一温度值较可靠地反映了成矿温度值，在老柞山金矿中含子矿物三相包体均一温度峰值为 440～480℃，表明老柞山金矿矽卡岩期的成矿作用高峰温度为 440～480℃。

燕山晚期矿化石英脉中的流体包裹体以气液两相和单液相为主，代表了燕山晚期主成矿阶段流体的基本特征。流体类型较单一，反映出

NaCl—H_2O 型流体的特征。由于包裹体类型单一，且气液比以小气泡为主，由于包体中缺少富气相类型和较少的大气泡气液两相包裹体的存在，说明该期流体可能是发生了两种不同气液比的流体的混合作用造成的。由于基本无变化的流体包裹体的均一温度不能真实反映成矿时的温度（Shepherd et al.，1985；张文淮等，1993）。通过冷冻-均一法所测得单一类型包裹体的均一温度只能反映成矿流体捕获时的温度下线，其捕获流体沿着等溶线变化的均一流体（图 3－17）。因此老柞山金矿燕山晚期矿化石英中所测得的两种气液比流体的均一温度都不能真正的反映该期成矿流体的温度。分析认为，所测得该期成矿流体的较高的均一温度峰值集中在 360～380°C 之间，说明该温度值只能反映该期成矿流体捕获时的温度下限。

总之，老柞山的成矿物理化学条件反应了成矿流体的多期复杂性，表现出盐度变化大、低密度、中高温的特点，成矿深度表现了中深成的特点。

第七节　矿床类型探讨

一、造山型金矿发展概况

造山型金矿最早是由 groves 等（1998）提出的的概念来代替“中温热液金矿床”的叫法。对于所谓的“中温热液金矿床”，是国内外重要的金矿床类型，特大和超大型金矿床大多属于此（Hodgson et al.,1993; Sillitoe, 1993）。而“中温热液”一词是在 Nesbitt et al.(1986)发表了关于加拿大科迪勒拉脉状金矿的论文后才流行开来。对此类矿床的命名还有不同的术语（Groves et al., 1998）如“绿岩带金矿”、“板岩带金矿”或“浊积岩金矿”等。

随着金矿床研究的深入及成矿理论的发展，人们逐渐认识到这些所谓的“中温热液金矿床”有着相似的地质－地球化学特征，并且都与造山作用有关（Groves，et al., 1998）。研究认为，此类矿床可形成于地壳中很大的深度范围内(从近地表一直到大 15km),表现为在地壳不同深度上的连续成矿，

并且显示从浅部的的 Hg、Hg-Sb，向下依次为 Au-Sb(浅成相)、Au-As-Te(中成相)和 Au-As（深成相）的组分分带（Groves，1993；Hagemann et al., 1996），再使用“中温热液”这一术语显然不符合 Lindgren(1993)的原定义，因而，Groves et al.（1998）建议将其叫做“造山型金矿”。目前，造山型金矿（Orogenic gold deposits）是指产于变质地体中在时间和空间上与增生构造有关的脉型金矿床系列，它强调造山带型金矿形成于挤压和转换挤压的构造背景条件下。

此外由于我国的华北克拉通金矿、北疆地区金等矿床、秦岭地区金等矿床、长江中下游的铜金矿床、东部部分矽卡岩型金等矿床和斑岩矿床等，加拿大 Abitibi 绿岩带、南澳大利亚 Ballarat 地区的金矿床、意大利阿尔卑斯的 MonteRosaLodes 地区的金矿床、西欧的一些热液矿床等等，都主要形成于碰撞造山过程，或与碰撞造山作用有关。因此，特别是近十年来，国内外学者以成矿动力学研究为中心，在矿床分布规律、成矿系列、找矿地球物理与地球化学等方面对这类矿床进行了广泛深入的研究，获得了许多重大的研究成果。

二、老柞山金矿矿床类型探讨

我们研究认为，任何矿床的形成都与对应的地球动力学环境有着密切的联系。对于老柞山金矿而言，其大地构造位置隶属于天山－兴蒙褶皱带，它夹于西伯利亚板块和中朝－塔里木（西域）板块之间，是世界上规模最大的造山带－中亚造山带的一部分。在海西和燕山期，大规模的造山活动，一方面，在矿区内形成了众多规模不等的韧性剪切带和脆性断裂构造，提供了热液活动通道和成矿空间；另一方面，区内的侵入岩，为成矿热液的运移、萃取、富集成矿物质提供了热能。同时，燕山期的构造活动又继承叠加或改造了早期的控矿构造，使得金进一步富集成矿。当然，老柞山矿床的形成经历了一个复杂的地质演化过程，而其中对本矿床形成起主导作

用的应该是两期的造山作用。

此外，我们通过将老柞山的成矿地质特征与典型的造山型金矿做对比（表 3-12），表明老柞山金矿也具有典型造山型金矿的特征结合成矿物理化学条件等，最后认为老柞山金矿为造山型中深成金矿。

表 3-12　老柞山的成矿地质特征与典型的造山型金矿对比表

矿床类型 / 成矿条件		典型造山型金矿	老柞山金矿
成矿构造背景	构造背景	汇聚板块边缘，与深大断裂造山活动密切相关	西伯利亚板块和中朝板块的汇聚边缘
	大地构造位置	造山带	中亚造山带
产出地质环境	主要控矿构造	深断裂/碰撞带、大型剪切带及褶皱和断裂-裂隙三级构造系统	西大川断裂和七星河断裂
	赋矿岩石特征	含金石英脉和含金构造蚀变岩	含金细网脉和含金蚀变岩
	成岩成矿时代	燕山期，印支期（成矿时代跨越较大）	海西期，燕山期
矿床地质地球化学特征	矿石矿物组合	自然金、含金黄铁矿、含金黄铜矿、磁黄铁矿、方铅矿和闪锌矿等；非金属矿物主要为石英，有少量方解石和白云石	金属矿物有毒砂、黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、胶黄铁矿、自然金；非金属有石英、绢云母、方解石
	矿石结构构造	脉状构造	致密块状、脉状构造
	地球化学标志	Au、 As 、Sb、Ag、Hg、Cu、Pb、Zn 克拉克值异常	As
	矿体形态	破碎角砾岩型、网脉和脉体群型、薄板状脉型	脉状
	形成温度(℃)	200-700	290～480
	成矿深度(km)	2-20	7～9.6

第四章　矿化富集规律

矿床是在一定的历史时期在特定的历史条件下形成的特殊地质体，它们在地壳的分布有明显的规律性。对于某一特定的矿床而言，其矿化、富集和矿体的分布也有受本矿床的各种地质条件所控制，并显示出一定的时空规律。

第一节　构造控矿规律

老柞山矿区在空间上呈三个等间距的矿带北西向平行展布，而每条矿带内也都分布着一组大体呈北西向的断裂，特别是在东、中矿带，表现尤为突出，在各矿带内的矿体其走向也与矿带内的断裂走向大体相一致。从矿床类型的讨论我们可以看出，老柞山金矿区的各级断裂，既为成矿热液的提供运移通道，又为热液成矿提供了成矿空间，同时老柞山矿区的韧性剪切带为矿床的进一步富集成矿也提供了有利条件。

由此我们不难看出，老柞山金矿不论在外在的空间展布形式上，还是其内在的成因特点上，都明显的受构造所控制（图 4－1）。

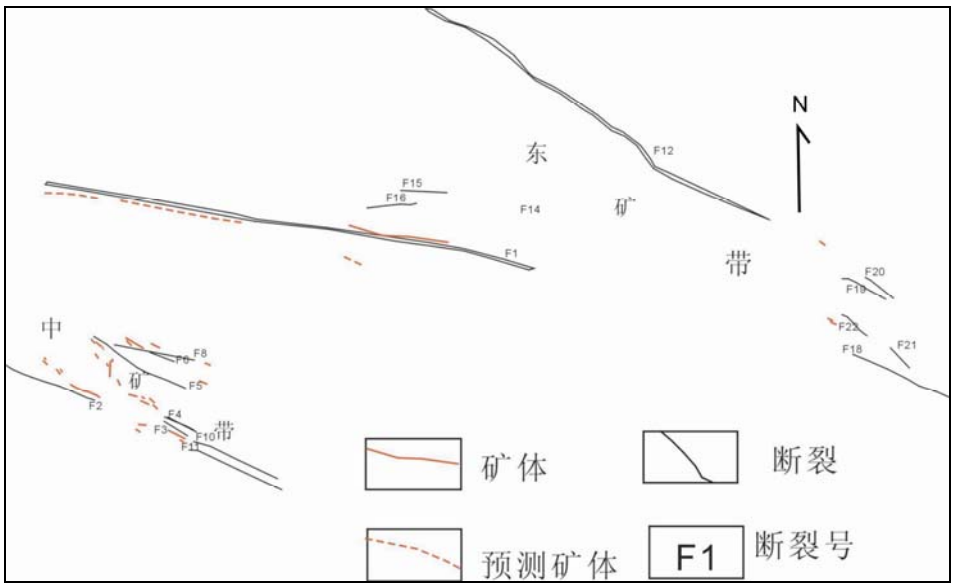


图 4-1 老柞山金矿区主要断裂分布图

一、构造控矿特征

1.脆性构造控矿特征

老柞山的控矿构造主要为脆性构造，并分为早、晚两期控矿构造。早期控矿构造主要形成于海西末－印支期，为东、中矿带的主成矿期，晚期为燕山期。

通过研究发现，控制老柞山东、中矿带主要矿体的是两组构造的交叉点，分别是 NWW280°和 NW310°的两组断裂。这些断裂不管规模大小，在垂直走向的方向上呈似等间距分布，其中 F_{12} 和 F_5 是这两组断裂中规模较大的断裂，是矿区内重要的导矿构造。对于 F_{12} 和 F_5 两组断裂而言，其特点和产出条件以及对成矿的控制作用，也反映了本区构造对矿床形成起着至关重要的作用，但规模较大的断裂由于构造活动期次复杂，封闭条件差，一般不能形成较理想的矿体，即使形成其矿化的连续性和稳定性也很差。而比较理想的工业矿体一般多产在大断裂的低序次断裂中，如 F_6,F_8,F_4 等这些规模较小的断裂则是矿体产出的主要层位，特别是 F_6 和 F_8 的交叉点更是矿体产出的有利部位，在找矿中应给予高度重视。

此外，老柞山矿区断裂的性质、产状对矿体也具有明显的控制作用，我们以老柞山矿区 31 号线的地质剖面图为例（图 4－2），进行具体剖析。从图中我们可以看出，31 号线的矿体均为脉状赋存在 F_6 中，其倾角大体与 F_6 相同，矿体出露地表规模较大，且倾角很陡近于直立，向下延伸约 400m，矿体不连续，且厚度变化较大。通过实地勘测和应力分析（图 4－3），我们得出，F_6 为一主成矿期的正断层，且在成矿后有活动。在图 4－2 的 A 处即为被构造拉开的部位，充足的成矿空间使矿体较厚；在图 4－2 的 B 处，为构造的挤压部位，矿体较薄。

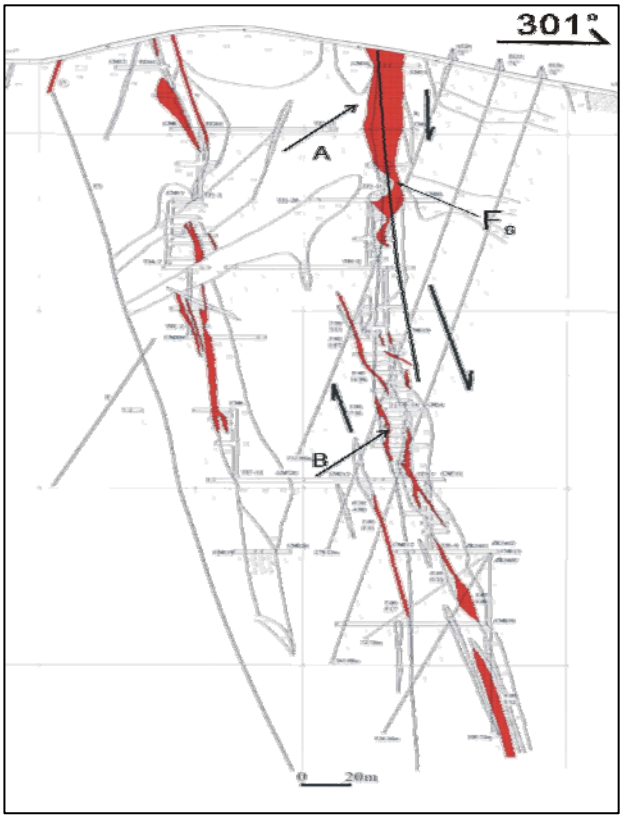


图 4－2 中矿带 31 号勘探线地质剖面图

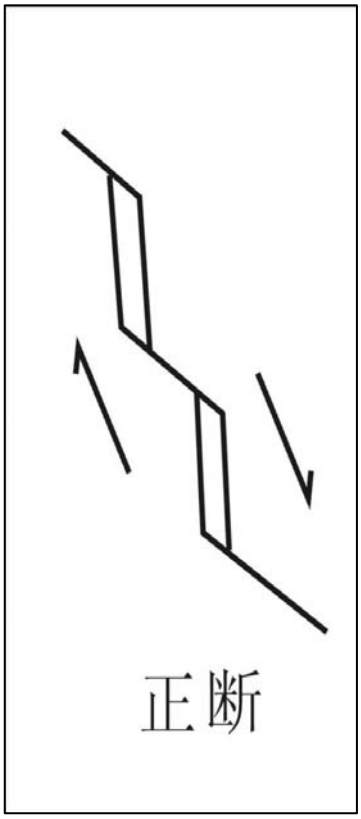
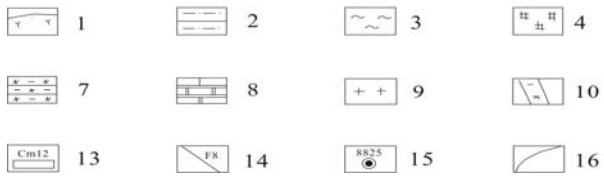


图 4－3 应力场分析



1-第四系腐植土及残坡积层　2-黑云斜长变粒岩　3-混合岩　4-矽卡岩　5-矿体及编号　6-天井及编号 7-黑云斜长片麻岩　8-大理岩　9-花岗岩　10-闪长玢岩 11-钻孔编号及深度　12-坑道内钻孔、深度及编号　13-穿脉及编号　14-断层及编号　15-完工钻孔及编号　16-地质界线

从平面图上看(图 4－4)，矿体沿走向表现出左旋的特点，通过应力场分析，在走向的偏西处，为断裂的拉张部位，成矿条件好，矿体较富。

老柞山金矿床晚期成矿作用主要受 NW—NNW 向压扭性断裂构造控制。这些构造继承、复合或改造早期的控矿构造。其控制的矿体呈脉状，延伸从几十米到几百米不等，脉宽也不过几十厘米。脉体边界平直,断层面光滑平整，呈现出典型压扭性断裂的特征。

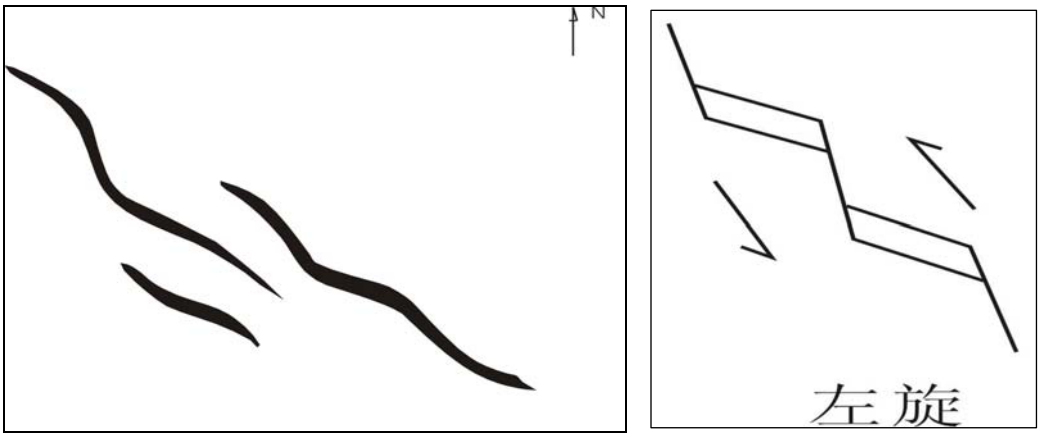


图 4－4 老柞山金矿东矿带（300m 中段）3 条矿体分布示意图及平面应力场分析

2．韧性剪切带控矿特征

老柞山矿区的东矿带和中矿带存在着两条 NW 向晚元古代的韧性剪切带（韩丽，1998）。东矿带糜棱岩带已控制长 3000m，宽 1000m，中矿带长 1000m，宽 600m。每个带内受糜棱岩化的岩石和糜棱岩呈条带状相间分布（图 4－5）。

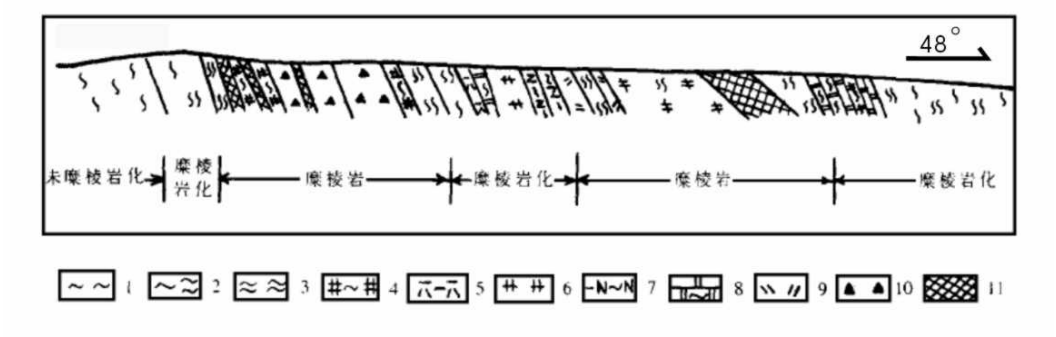


图 4－5 老柞山矿区 600 线地质剖面图，1：1000(据姜宝龙，1998)

1—混合岩;2—糜棱岩化混合岩;3—糜棱片麻岩;4—糜棱夕卡岩;5—闪长玢岩;6—花岗岩;7—糜棱岩化黑云母斜长片麻岩;8—糜棱岩化大理岩;9—破碎带;10—构造角砾岩;11—金矿体

未受韧性变形影响的岩石,金含量低,平均仅 2.05×10^{-9},受韧性剪切作用影响的岩石随糜棱岩化强度的增加,金含量增高(见表 4-1),表明韧性剪切作用过程中有金的再富集,相对集中储存于韧性变形变质带中,使金初始富集

层在局部金更加富集,形成金矿体或金矿化体。

大部分金矿体较严格受 NW 向剪切带控制,剪切带规模越大,金矿体规模越大,品位越高。F_{12} 号断裂是全区规模最大的韧性-脆性断裂,它也控制着全区大的韧性剪切构造带控制(图 4－6)。

表 4－1 韧性剪切带强弱与金矿化关系表（据姜宝龙，1998）

样品	岩性	Au 含量			样品数
		平均	最大	最小	
未糜棱岩化	斜长片麻岩、混化岩、斜长角闪岩	2.5	3.90	1.25	39
糜棱岩化	糜棱岩化片麻岩、糜棱岩化大理岩、糜棱岩化斜长片麻岩	47.86	68.05	10.1	20
强蚀变型糜棱岩及蚀变岩	糜棱片麻岩、糜棱岩	201.8	309.23	128.1	17
超糜棱岩破碎带	超糜棱岩、蚀变破碎岩石	1411.61	1881.2	688.7	6

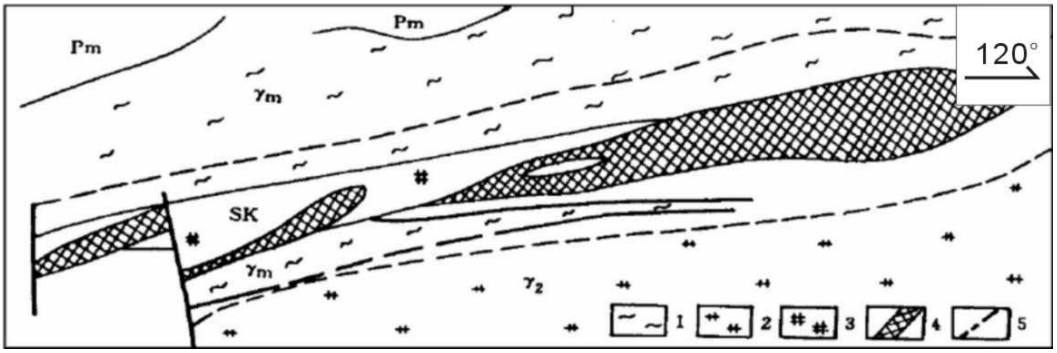


图 4－6 老柞山金矿床中矿带 400 中段坑道地质图

1-混合岩　2-花岗岩　3-矽卡岩　4-矿体　5-糜棱岩化带合

二、构造控矿规律

通过以上构造控矿特征的分析，我们可以总结出以下控矿构造规律：

1、矿带等间距分布规律：矿区范围内近于等间距分布的北西向断裂控制金矿化带的产出，构成西，中，东三条金矿化带。

2、断裂力学性质控制矿体的形态、产状及规模，控制东、中矿带的构造表现为左旋正断，平面上，走向偏西者为构造张开部位，富矿；剖面上，

产状变陡者为构造张开部位，富矿。

3、主断裂与次级断裂交汇部位附近富矿。矿体主要赋存在 NW 向断裂内，NW 与 NWW 向断裂交汇处易形成厚大高品位的金矿体。

4、韧性剪切带不仅促进了 Au 元素的初始活化和富集,产生了矿源层，还控制了矿体的分布。

第二节　岩浆活动与金矿化

本区金矿床为典型的岩浆热液成因，早晚二期矿化分别与海西晚期、燕山期花岗岩关系密切。原定的海西期早期花岗岩和晚期花岗岩经我们研究认为，它们均属海西晚期花岗岩，通过高精度的 SHRIMP 同位素 U-Pb 发测定其成岩年龄为 262Ma，中粗粒花岗岩和细粒花岗岩之间为相变关系而非侵入关系。海西晚期花岗岩侵位深度较大，由于后期的构造抬升剥蚀深度大，以岩基状产出。该花岗岩为典型的 S 型花岗岩，是古亚洲构造域造山晚期的产物。岩浆为成矿提供热动力，主要热液来源。由于岩体为深部地壳重熔的产物，岩体本身具较高的 Au 等成矿元素，在成矿过程中热液从中萃取了部分矿质。

燕山期侵入岩主要以岩株状或以脉岩形式浅成、超浅成产出，形成系列从基性到酸性均有，以中酸性居多的脉岩，即闪长岩、石英闪长岩、闪长玢岩和霏细岩。燕山期再生岩浆热液叠加在混合岩化热液形成的金矿体之上，使其变富。岩浆岩在时间上、空间上、物质成分上控制金成矿作用的发生与形成。

1．空间上，矿区中部矿带、东部矿带均分布于花岗岩外接触带中，西侧矿带受一系列中酸性脉岩控制，金矿化与矿体分布于脉岩上、下盘围岩中。矿体与脉岩在空间上关系十分密切，直接产于脉岩旁的矿体变富，表明燕山期岩浆活动携带了部分成矿物质，也具有叠加改造作用，尤其以西矿带为典型，如西矿带 311、312、313 号矿体。

2．从微金分析结果（表 4-1）看，燕山晚期的闪长玢岩含金丰度高，为 11×10^{-9}～120×10^{-9}。而产于蚀变闪长玢岩中的金矿体品位明显偏高。从硫、砷含量分布看，早期岩浆活动具有高 As 低 S 特征，晚期岩浆岩具高 S 低 As 的特征。表现在矿石中早期以磁黄铁矿、毒砂为主，毒砂中 As/S 大于 1；晚期矿石以黄铁矿为主，毒砂中 AS/S 小于 1，表明金矿化在物质成分上与岩浆活动有关。燕山期闪长玢岩和石英闪长玢岩金的丰度值很高，为燕山期成矿阶段岩浆热液的重要来源。在老柞山金矿床主矿体附近，都有燕山期闪长岩或花岗岩小岩体，推测小岩体也是燕山期含金岩浆热液的重要来源。

表 4-1　岩石微量金测定成果表（据何宝林，2002）

岩石	样品数/个	Au 平均含量（$\times10^{-9}$）
燕山期花岗斑岩、霏细岩	3	11
燕山期闪长玢岩、石英闪长玢岩	9	120
海西期黑云母花岗岩	5	15
海西期弱蚀变黑云母花岗岩	3	34
元古代混合花岗岩	25	20

注：分析灵敏度为 2×10^{-9}

第三节　地层与金矿化的关系

老柞山地区的金矿宏观上具有明显的层控性。下元古界兴东群大马河组约占本区的10%左右, 而70% 左右的金矿床(点) 都赋存在这套地层中或其边缘。矿区内地层与成矿的关系十分密切。其作用一方面提供了部分成矿物质，另一方面作为有利成矿围岩赋存矿体。但并非区内所有地层都能提供成矿物质或赋存矿床，只有下元古界兴东群既能提供成矿物质又赋存矿体。区内广泛出露的地层为兴东群大马河组，主要岩石类型为黑云斜长片麻岩、黑云二长片岩、黑云变粒岩和各种接触变质岩，其原岩为中基性

火山岩，富含碳、镁的灰岩及泥质长石砂岩沉积建造系列，属大陆边缘地槽产物。微金分析结果表明（表 4-2），这套岩石含金量较高，最高平均含量为 66×10^{-9}。高出地壳平均丰度（维诺格拉多夫，1962）的 15 倍，成为金矿成矿的初始矿源层。矿区下元古界大盘道组黑云斜长片麻岩平均含金量 70.6×10^{-9}，变粒岩 61.1×10^{-9}，混合岩 22.7×10^{-9}，是地壳平均丰度的 5～18 倍，也为成矿提供了充足的物源。

表 4-2　　老柞山金矿岩石微量金测定成果表（据何宝林，2002）

岩　石	样品数/个	Au 平均含量（$\times10^{-9}$）
黑云变粒岩	75	54
黑云斜长片麻岩	6	66
黑云石英片岩	2	3
大理岩	2	14
矽卡岩化大理岩	3	3

注：分析灵敏度为 2×10^{-9}

第四节　金矿化富集的其他规律

一、叠生成矿规律

老柞山的叠生成矿作用是指在早期已形成矿床的基础上，又有新的成矿作用叠加上去。具体而言，老柞山金矿东、中矿带经历了海西期、燕山期两期成矿作用，在成矿过程中，海西期岩浆把深部的矿质和分散在岩石内的金物质萃取出来，初步集中，把它们携带到断裂中，通过充填交代等作用，把金沉淀下来，形成矽卡岩型金矿体。燕山期再生岩浆的侵入，含矿热液形成了单独的金矿体或叠加在矽卡岩型金矿体之上，使金进一步富集。

二、横向对应规律

老柞山金矿在空间上呈三个等间距的矿带产出，三条矿带在横向上即垂直矿带走向的方向上形成了很好的对应规律，依据这种横向对应规律，我们推测在垂直矿带走向的方向上，在东矿带等间距外侧仍有矿体存在（图4-7）。

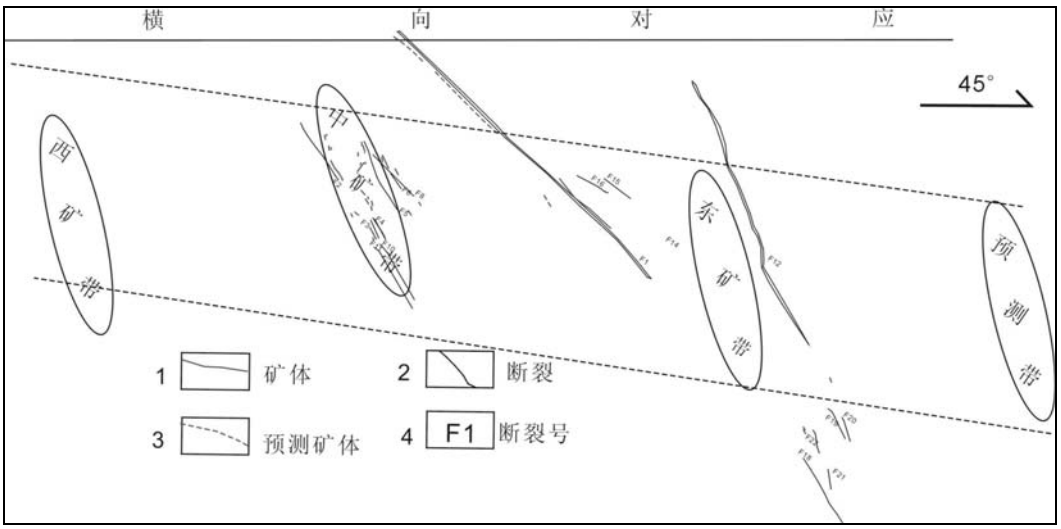


图 4-7 老柞山金矿区矿带的横向对应示意图

三、矿体的侧伏规律

中矿带主矿体 1、1-1、2 号的矿体深部均沿走向向北西方向侧伏 ，侧伏倾角为 65°~75°，矿体在主矿体的西北段有产出。

四、矿体分段富集规律

该矿区工业矿体分段富集现象表现在贫矿段与富矿段在矿脉中交替出现（606、610、611 号矿体），即矽卡岩中矿体的富集地段被断裂产状变缓的贫矿间隔区隔开；而受燕山期岩体控制的矿体的富集地段被断裂产状变陡的贫矿间隔区隔开。经分析认为，矿体的分段富集是与构造在空间上的波状变化和控矿断裂的性质有直接关系。

五、围岩蚀变标志

围岩蚀变是反映热流体活动及活动规律的重要的宏观标志之一。本矿区内围岩蚀变类型主要有硅化、绢云母化、矽卡岩化、钾化、其次为绿泥石化、碳酸盐化等。其中硅化常伴随着毒砂化、黄铁矿化。在西矿带毒砂化大面积出露，而在中、东矿带以矽卡岩化为主。在众多的蚀变中，以硅化、矽卡岩化、毒砂化与成矿关系最为密切。

六、矿物学标志

金与毒砂、磁黄铁矿和黄铜矿是密切共生，东矿带载金矿物以磁黄铁矿为主，次为黄铜矿和毒砂；中矿带载金矿物以磁黄铁矿和毒砂为主；西矿带载金矿物以毒砂为主, 次为黄铜矿。

总之，老柞山金矿中毒砂、磁黄铁矿和黄铜矿富集地段也是金矿物富集地带，毒砂、磁黄铁矿和黄铜矿为金矿化富集的标志性矿物。

第五章　矿区深部成矿预测

第一节　勘查地球化学特征

一、原生晕分析

在矿床的地球化学特征中我们已经讨论了矿区内的元素组合特征，并得出了该区内的矿床指示元素。为了明确矿体在垂向上的元素组合分布规律，我们对 32 号矿体进行进一步的分析。

表 5－1　中矿带 32 号矿体 280m 原生晕数据

元素	Cu	Pb	Zn	Co	As	Sb	Bi	Mn	Mo	Ag	Au($\times 10^{-9}$)
1	109	10	69.3	41.1	22.4	0.57	0.78	314	0.41	0.79	23
2	927	10	65.0	40.1	62.0	0.58	3.17	1 450	1.86	0.541	1 100
3	499	14.1	191	40.9	26.0	0.57	0.99	946	0.50	0.063	21
4	669	33.6	33.5	40.9	0	0.28	32.0	553	3.09	0.446	2 370
5	1 177	15.7	45.7	26.2	0	5.44	1.54	1 132	0.46	0.116	364
6	1 177	25.3	46.9	90.1	0	20.0	20.0	591	1.63	0.264	760

韩世清等，2001

表 5－2　中矿带 32 号矿体 360m 原生晕数据

元素	Cu	Pb	Zn	Co	As	Sb	Bi	Mn	Mo	Ag	Au($\times 10^{-9}$)
1	94	11	70.2	26.4	0	1.23	0.73	479	0.01	0.671	4
2	1 594	25.6	74.6	79.5	0	2.80	4.08	1360	0.80	0.609	231
3	191	12.4	31	22.6	504	1.02	3.15	167	0.21	0.007	233
4	77.8	14.2	31.3	19.1	379	0.70	0.95	248	0.23	0.126	215
5	380	27.7	51.1	39.7	112	3.90	1.92	616	0.42	0.300	21
6	67.8	12.5	10	12	52.8	0.55	0.42	115	0.21	0.059	31

韩世清等，2001

韩世清等（2001）对老柞山中矿带 32 号矿体 280m 和 360m 中段的岩石原生晕进行分析，分析元素包括 Cu、Pb、Zn、Co、As、Sb、Bi、Mn、Mo、Ag、Au 等 11 种元素。结果如表 5－1、5－2 所示。

二、成矿元素相关性分析

对 280m 中段矿体的原生晕数据进行聚类分析，得到的聚类分析图 5－1。从图中可以看出, 在相关系数为 0.8 的条件下，与金密切相关的元素为

铋、钼,说明金元素主要和磁黄铁矿和辉钼矿等伴生, 推测其成矿温度较高。对 360m 中段矿体的原生晕数据进行聚类分析，得到的聚类析图 5－2。

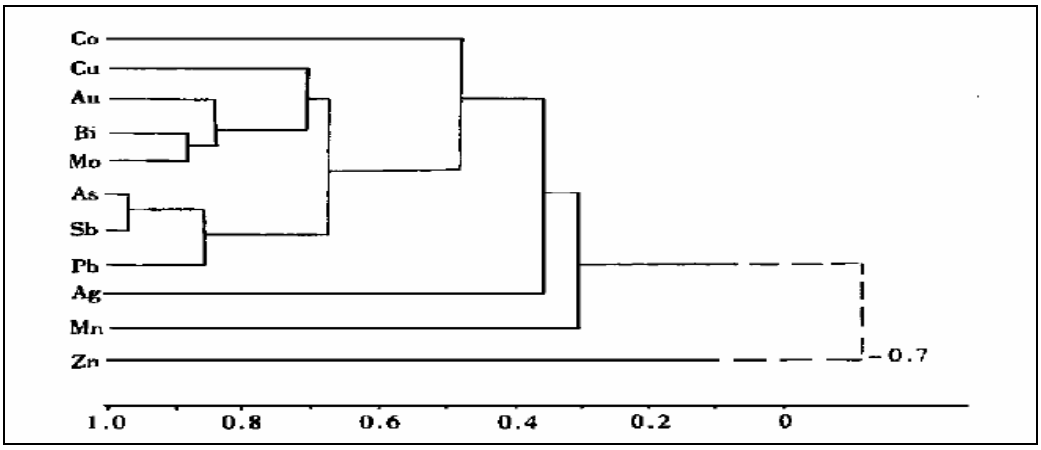


图 5－1　280m 中断聚类分析图

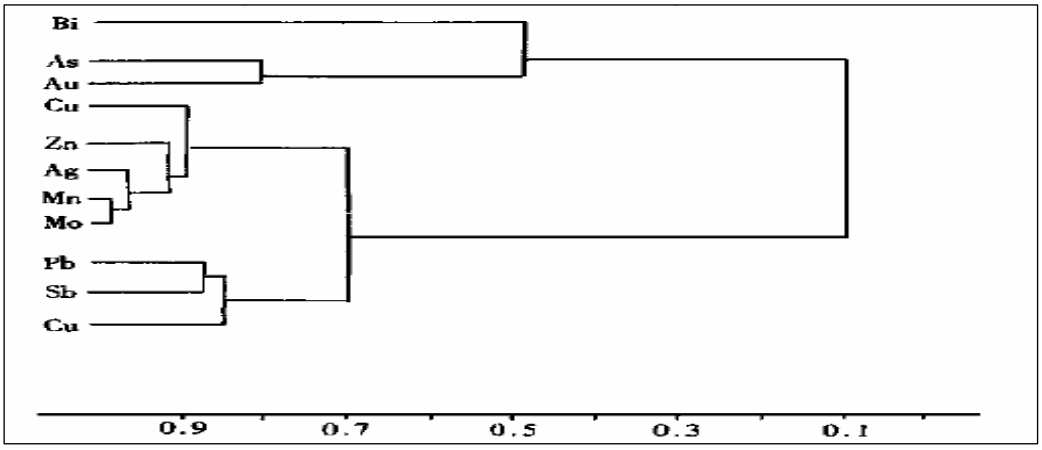


图 5－2　360m 中断聚类分析图

从图中可以看出，在相关系数为 0.4 的条件下 Au 和 As、Bi 相关，但在 0.7 系数条件下，Au 主要和 As 相关，微量元素组合发生了微细的变化，说明了 Au 主要和 As 相关，其矿石矿物主要为毒砂，其次为磁黄铁矿，深度变浅导致矿物共生组合的改变。

从以上讨论中可以看出,在较深成的条件下，温度较高,其元素的共生组合主要为 Au、Bi、Mo、As 等元素,而在相对浅成的条件下，矿石的元素共生组合主要为 Au、As、Ni 等。

三、2 号、32 号主矿体的垂向原生晕

在对 280m~80m 各中段进行编录的过程中，根据编录和实测结果，我们选取了 2 号、32 号主矿体及其部分围岩的原生晕测量样品，经分析测试，我们将测试点数据投影到各自的纵投影面上（见图 5-3、5-4）。

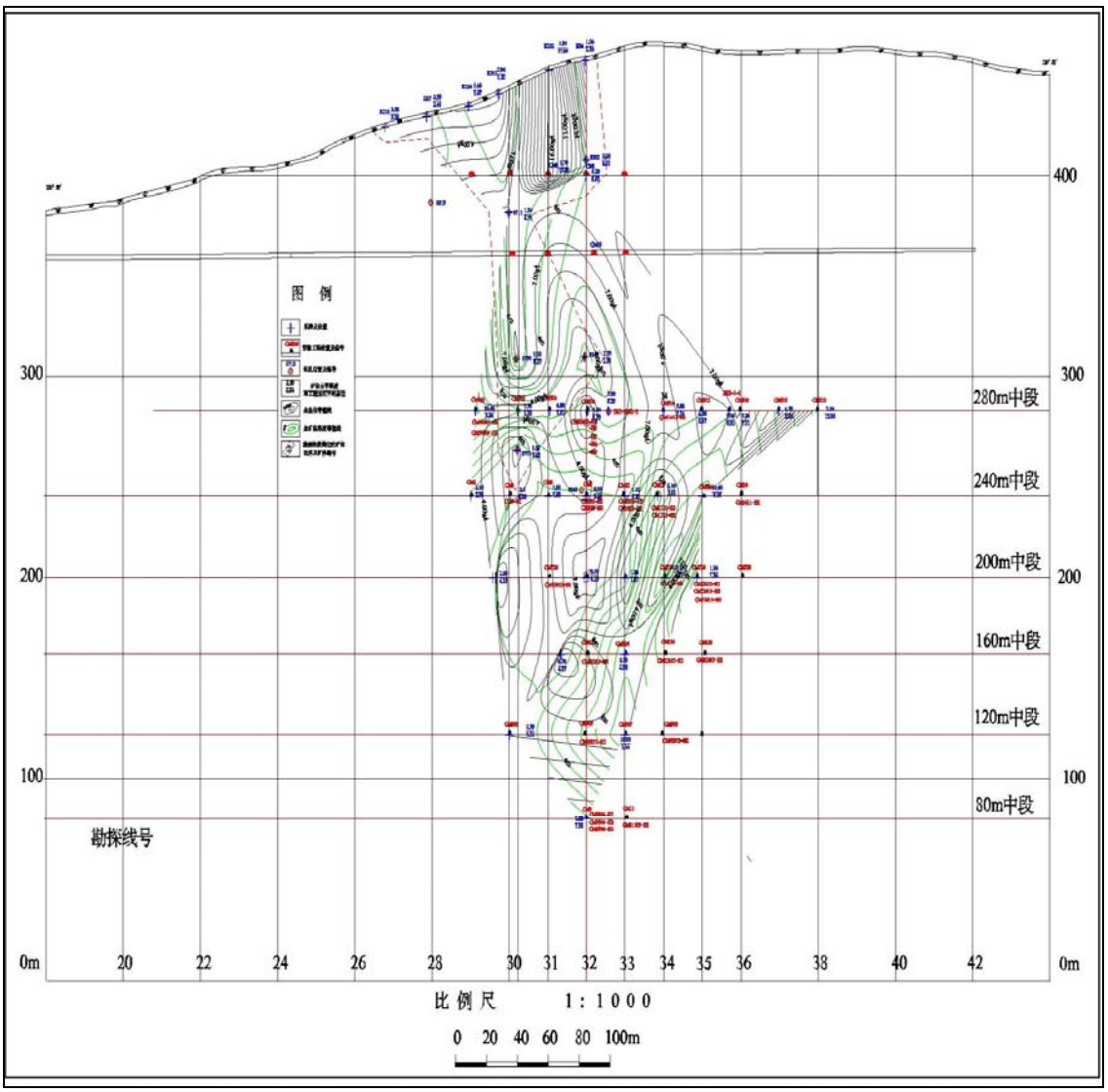


图 5－3　32 号金矿体品位—厚度等值线纵投影图

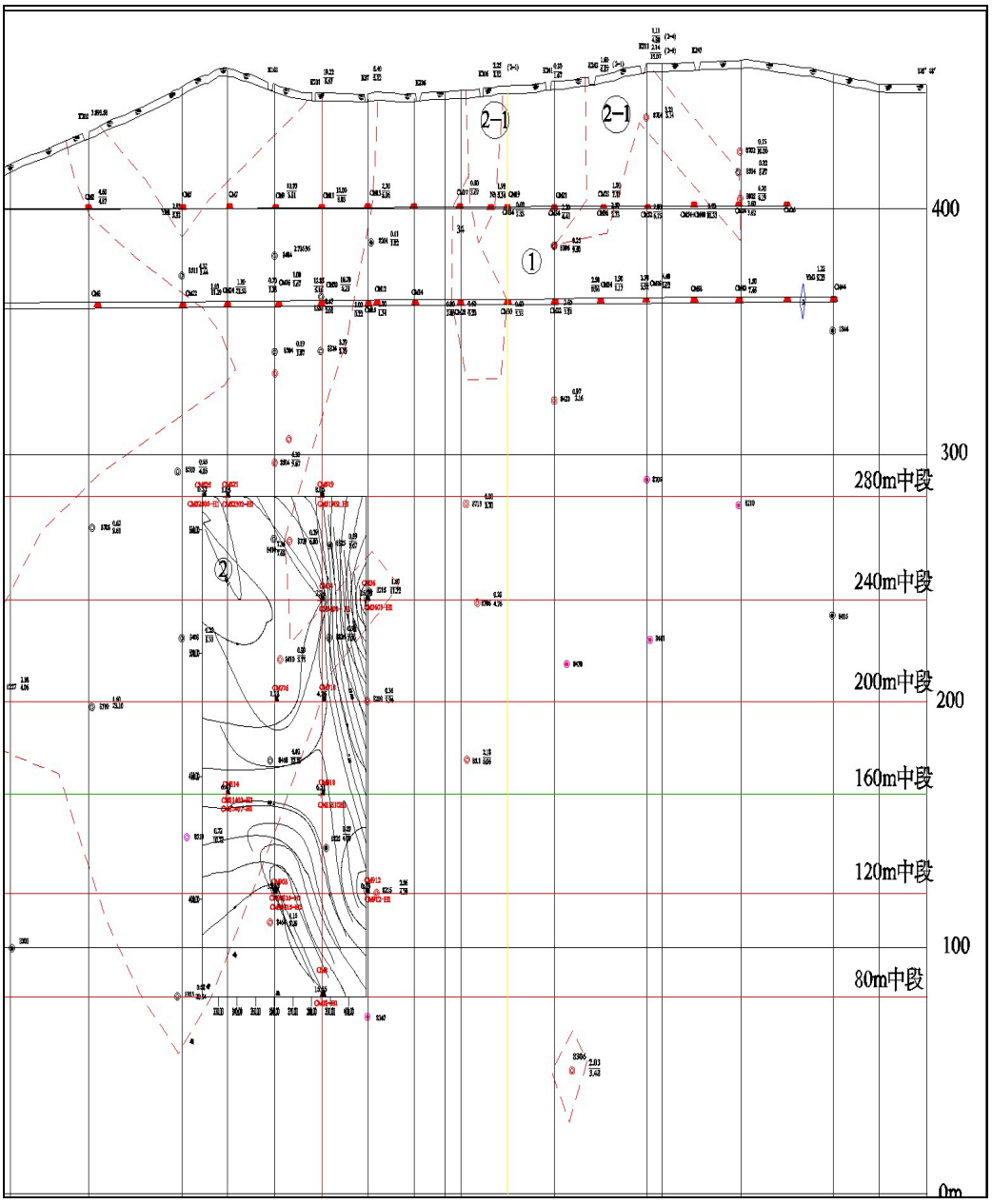


图 5－4　2 号金矿体品位—厚度等值线纵投影图

从 32 号金矿体品位—厚度等值线图可以看出，32 号金矿体矿化中心不太明显，向深部延伸不大。2 号金矿体呈现出两个矿化中心的形态，80m 中段向下有一定延伸趋势。

四、土壤汞气测量

使用 JM—4 数字金膜测汞仪，选取 38’—44’、54’、56’线等六条物探测量线有异常显示的地段进行测量，线距 50m，点距 10m，共计 155 个测量点。物探异常部位测量值也很高，异常中心明显，最高值达 2000，异常具有明显的分带性，显示了一组北西向的断裂带的存在。

第二节　勘查地球物理特征

在较详细的地质研究基础上，结合矿床地球化学等特征，我们于 2005 年 7 月 14 日至 2005 年 9 月 5 日针对老柞山中矿带开展了 8.05 平方公里的大功率时间域中梯扫面等工作，来进一步对矿体进行预测定位。

一、方法技术

1、本次物探工作思路为在中梯扫面的基础上，圈出激电异常区，结合地质等方面的特征，在异常区内进行激电测深，明确异常体的垂向特点。

本次物探工作所采用的设备和材料见表 5－3，均符合规定的技术指标。

表 5－3 老柞山金矿区中矿带物探技术参数一览表

序　　号	名　　称	产　　地	型号及参数	备　　注
1	发 电 机	日　　本	220v50Hz10kw	供电方式为：T=8″双极性短脉冲
2	发 射 机	重　　庆	WDF2—1—2	
3	接 收 机	重　　庆	WDJS—1	
4	供电电极		φ16mm^2 铜管电极	
5	测量电极		专用不极化电极	
6	供电导线		2.0mm^2 绝缘铜线	
7	测量导线		三钢四铜被复线	

2、物探测网

根据已知矿体的规模和分布特点，以及控矿构造的产状，测网网度为 100m×20m，测线方位为 NE**31°**。测线编号从 SE 到 NW 依次为 114、100、

106—2，2′、6′、8′—74′共 48 条测线（图 5－5）；测点编号自基线点（点号：0）两侧分开，分别用奇数、偶数表示。

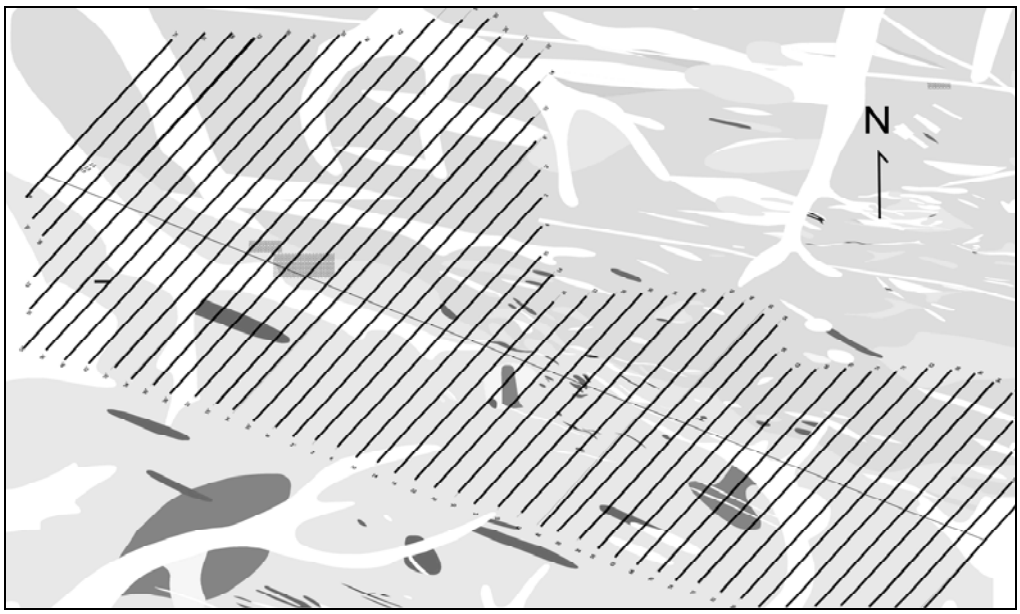


图 5－5　老柞山中矿带勘探线布置图

3、激电中梯和激电测深

根据矿区的地形条件等，激电中梯装置 AB=2000m、MN=40m；测深采用对称四极激（AMNB）的方法，测深装置供电极距和测量极距匹配关系见表 5-4。

二、观测结果及分析

1、中梯扫面数据处理

通过野外的实地测量，我们将中梯扫面的数据绘成图件。对于极化率的背景值，我们取大面积上低而稳定的 ηs＝2.5%值作为背景值。全区共圈出 7 个 ηs>2.5%的等值线异常圈闭处异常区，并 绘制了视极化率、视电阻率的等值线图（图 5－6，5－7），标号分别为 DHJ—1、DHJ—2，…… DHJ—7，分述如下（见表 5－5）。

表 5-4　老柞山金矿区中矿带激电测深极距参数一览表

项目	供电极距和测量极距匹配参数（**DZ/T**0070—93—5.1.1.4）													
H_i	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
AB/2（m）	3	6	9	15	25	40	60	100	150	250	350	500	750	1000
MN/2（m）	1	1	1	1	1									
				5	5	5	5	5	5					
								25	25	25	25	25	25	25

DHJ—1 异常

由 ηs=2.5%等值线圈闭，另由 ηs=3.0%等值线圈闭 3 个平行分布的子异常。异常走向北东 30°±，异常平均面积长×宽=966m×447m。极化类型为低阻高极化。

DHJ—2 异常

由 ηs=2.5%等值线圈闭，另由 ηs=3.0%等值线圈闭 1 个主异常和 1 个副异常（副异常未封闭）。异常走向北东 30°±，异常平均面积长×宽＞1132m×338m。极化类型为低阻高极化。

DHJ—3 异常

由 ηs=2.5%等值线圈闭。异常走向北东 30°±，异常平均面积长×宽=368m×80m。极化类型为低阻高极化。

DHJ—4 异常

由 ηs=2.5%等值线圈闭。异常走向北东 30°±，异常平均面积长×宽=278m×80m。极化类型为低阻高极化。

DHJ—5 异常

由 ηs=2.0%等值线圈定，另由 ηs=2.5%等值线圈定 3 个沿异常走向分布的 1 个主异常（未封闭）、2 个副异常。异常走向北东 30°±，已圈定异常面积长×宽＞1075m×117m。极化类型为低阻高极化。

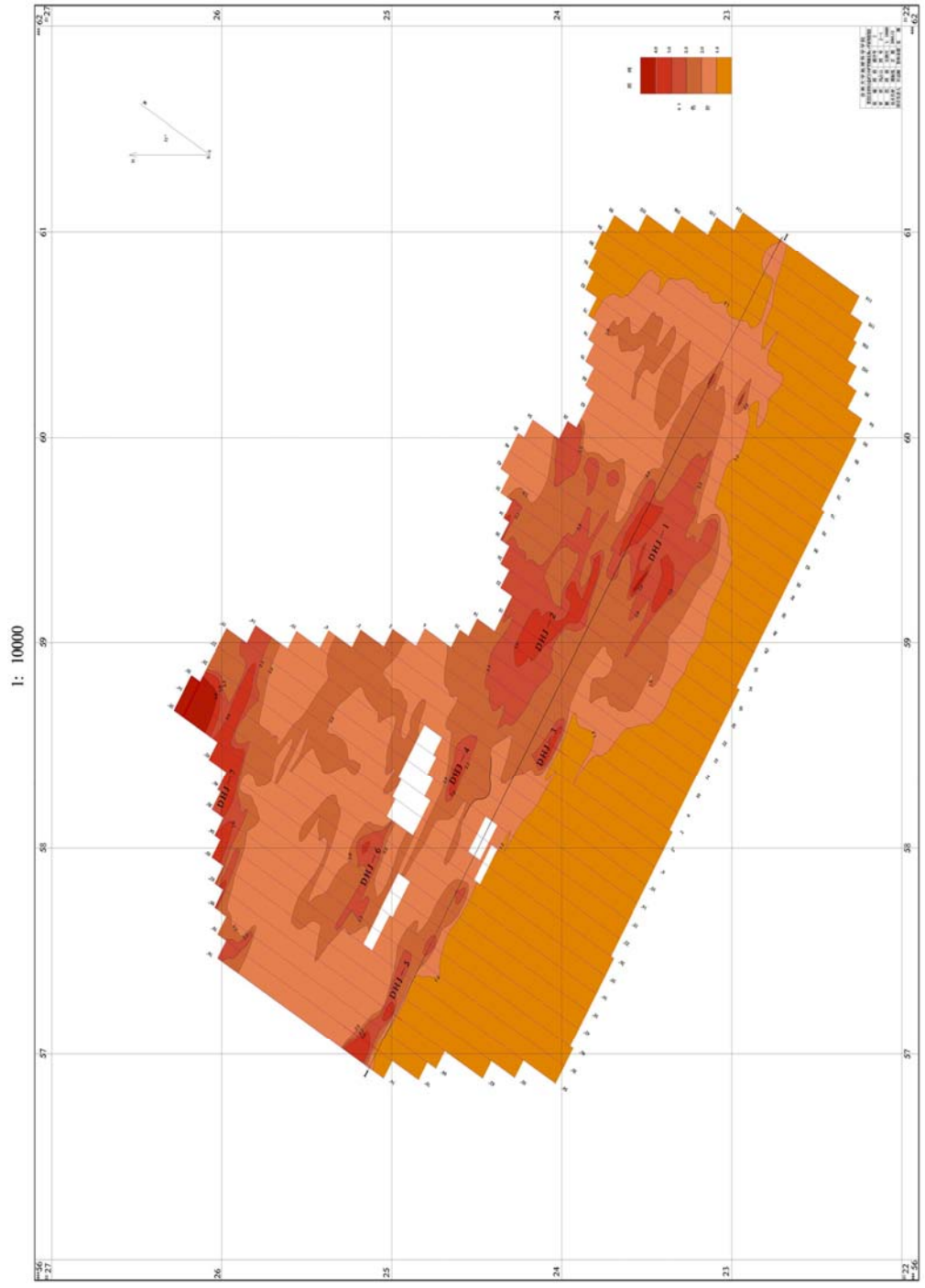


图5-6 老柞山矿区中矿带极化率等值线图

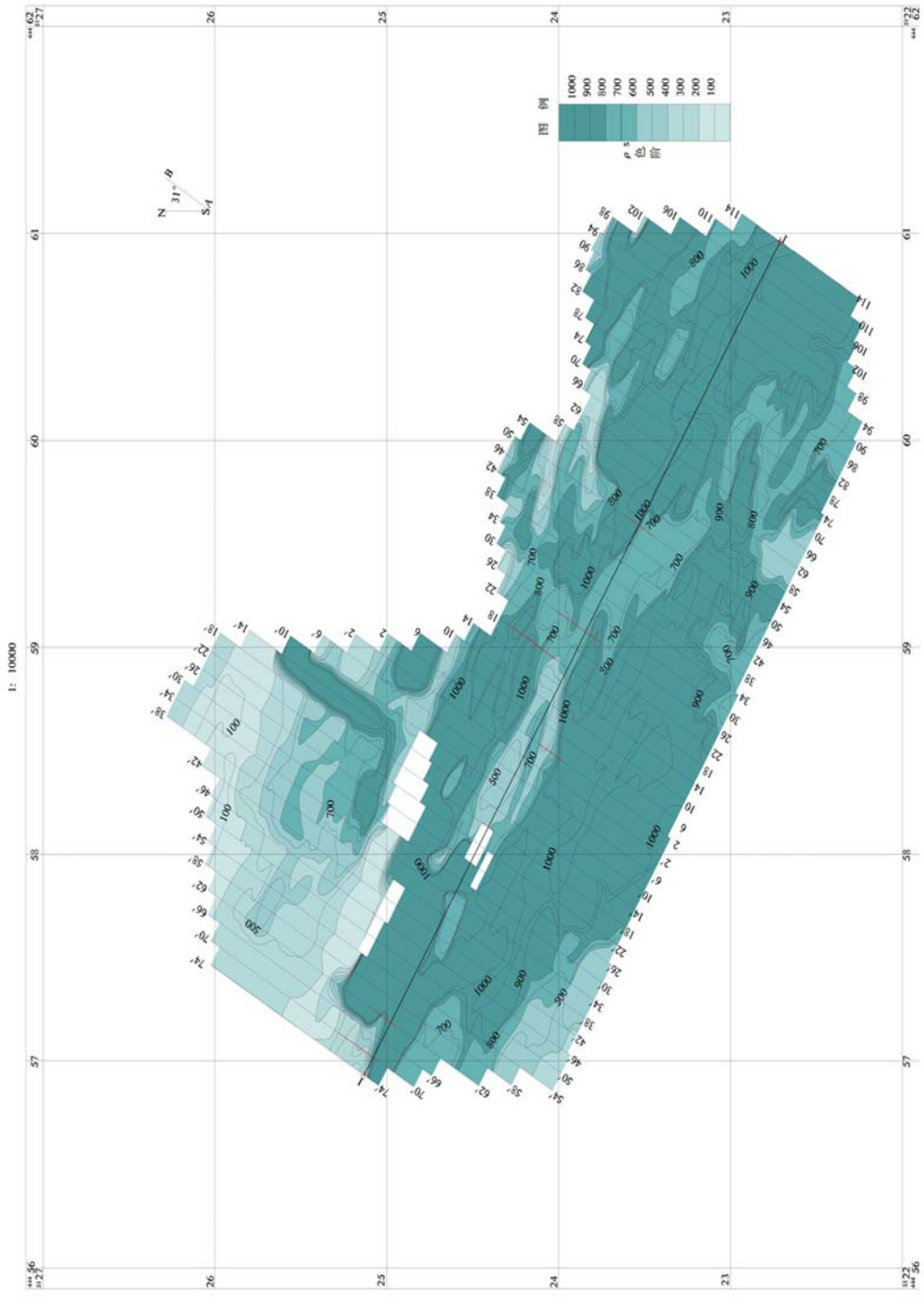


图5—7 老柞山矿区中矿带电阻率等值线图

DHJ—6 异常

由 ηs=2.5%等值线圈闭。异常走向北东 30°±，异常平均面积长×宽=612m×55m。极化类型为低阻高极化。

DHJ—7 异常

由 ηs=2.5%等值线圈闭，另由 ηs=3.0%等值线圈闭 4 个平行分布的子异常。异常走向北东 30°±，异常平均面积长×宽＞255m×361m。极化类型为低阻高极化。

综合 DHJ—1、DHJ—2，DHJ—7 异常及对应的子异常，异常走向明显受北西 60°±方向断裂构造控制，异常边界多对应视电阻率梯级异常带，并被北东东方向断裂构造错断。

2、测深数据处理

根据中梯扫面的结果，我们完成了 6 条激电测深断面（表 5－5），并对每个断面做了 ηs 剖面图，在这里只列出异常明显的 26 线剖面图。

表 5－5　老柞山金矿区中矿带激电测深统计表

测深断面编号	对应激电中梯异常编号	物理点编号	备　注
50 线测深断面	DHJ—1	7—10	
26 线测深断面	DHJ—2	19—10	
18 线测深断面	DHJ—2	39—7	
2 线测深断面	DHJ—3	2—18	
62′线测深断面	DHJ—5	9—4	
70′线测深断面	DHJ—5	19—0	

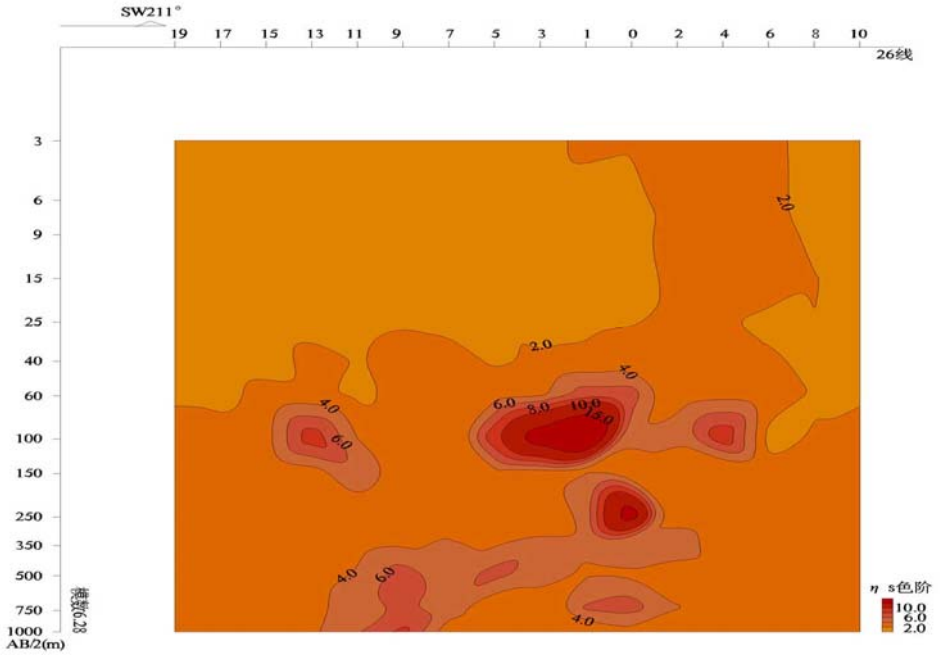


图 5－8 老柞山 26 线极化率测深等值线图

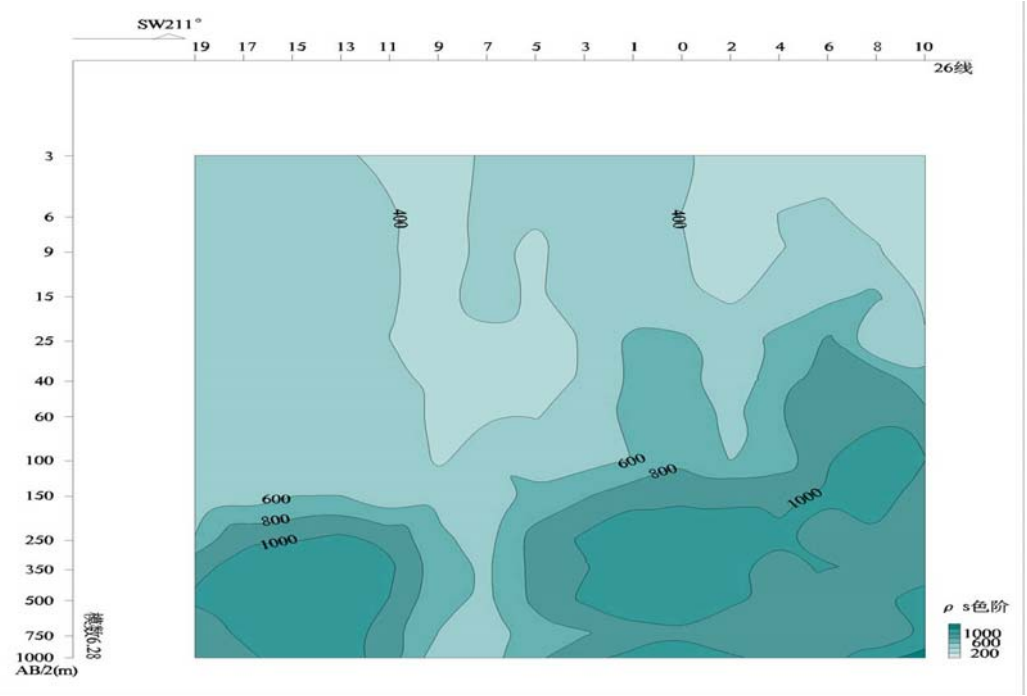


图 5－9 老柞山 26 线电阻率等值线图

第三节　综合找矿模型与成矿预测

一、综合找矿模型

通过对老柞山金矿的地质特征、勘查地球物理和勘查地球化学特征分析，老柞山金矿矿床的综合找矿模型如下：

1.地质模型

老柞山金矿受构造控制明显，在断裂的交汇附近，易形成工业矿体，依据断裂性质，平面上的走向偏西者和剖面上的产状变陡者为构造张开部位，富矿。成矿与混合花岗岩、闪长岩密切相关，围岩蚀变中的硅化、矽卡岩化、毒砂化与成矿关系最为密切。毒砂、磁黄铁矿和黄铜矿与金密切共生，是很好的找矿矿物学标志。

2.地球物理模型

矿区内具有 ηs 高异常值和 ρ 低异常值特征的区段，是赋矿的有利地段；区内含石墨岩石分布广泛，而此类岩层也具有 ηs 高异常值和 ρ 低异常值的特点，分析数据时要结合实地的地质情况进行筛选；具有 ηs 高异常值和 ρ 高异常值特征的区段，可能是硅化矿体引起，在探矿时应给予重视。

3.地球化学模型

本区与 Au 密切共生的元素为 As、Bi、Sb 等，它们在本区可以作为很好的矿化指示剂。

二、找矿预测

从理论上讲，老柞山金矿为造山型金矿，其成矿的深度范围较大，这也就说明 120m 中段以下也存在较大的成矿潜力。另外，通过我们的地质、物探、化探的实际工作，预测 2 号矿脉深部即 120m、80m 中段向下仍有较大成矿潜力，其证据有：通过 2 号矿脉的厚度、品位等值线图所圈出的矿化中心可以看出，其向下还有一定的延伸；2 号矿脉位于 DHJ—2 的极化率

进尺		厚度	岩性	柱状图	岩性描述
自	至				
0	14.2	14.2	混合花岗岩		混合花岗岩
14.2	20.25	6.05	混合岩		混合岩见矿化主要成分为黄铁矿细脉
20.25	20.6	0.35	闪长岩		闪长岩
20.6	26.5	5.9	混合岩		混合岩见矿化主要成分为黄铁矿细脉
26.5	30	3.5	混合花岗岩		长石、石英为主
30	38.3	8.3	合岩		混合花岗岩有矿化主要成分为黄铁矿
38.3	43.1	4.8	矿体		平均厚度为 4.8m,平均品位为 3.1 克/t,矿体主要硫化物为雌黄铁矿，少量黄铜矿，脉石矿物为长石、石英及云母等
43.1	55	11.9	混合岩		混合花岗岩见少量矿化
55	56.8	1.8	闪长斑岩		闪长玢岩见矿化，以黄铁矿化为主
56.8	67.72	10.92	混合岩		混合岩蚀变，矿化较弱，硅化较强
67.72	71.88	4.16	砂卡岩		未见矿化
71.88	82.3	10.42	蚀变带		蚀变较强矿化较弱
82.3	90	7.7	砂卡岩		以透辉石为主，深黑色见少量矿化
90	92	2	混合岩		混合岩化见少量黄铁矿化
92	129.38	37.38	片麻岩		片麻岩
129.38	130.24	0.86	片麻岩		片麻岩
130.24	138.75	8.51	混合岩		混合岩
138.75	147.25	8.5	片麻岩		片麻岩
147.25	148.12	0.87	混合花岗岩		蚀变花岗岩，见少量矿化
148.12	152.62	4.5	片麻岩		片麻岩
152.62	155	2.38	混合岩		混合岩
155	159.5	4.5	片麻岩		片麻岩
159.5	178.66	19.16	混合岩		未见矿化
178.66	181.2	2.54	蚀变带		浸染 状黄铁矿化
181.2	187.82	6.62	混合岩		条带状，块状构造
187.82	195.2	7.38	蚀变带		矿化较强，磁黄铁细脉穿插，在 190－194 取 4 个样，品位分别为 0.3 g/t，1.02g/t,0.48 g/t,0.35 g/t,具有矿化指示作用
195.2	221.35	26.15	混合岩		取三个样，品位分别为 0.1 g/t，0.15 g/t，0.1 g/t

图 5-10 中矿带 120 米中段 ZK24120-3 钻孔柱状图

钻孔坐标：X ： 5123944.5; Y :459057.5; Z:120m; 方位 31°； 倾角 0°

异常区内；在 26 线 120m 中段测深处体现出了高极化低电阻的特点；断裂延伸依然稳定。

根据以上分析，我们在 120m 中段布置了水平钻孔 ZK24120-3，钻孔坐标为 X：5123944.5；Y：459057.5；Z：120m；方位 31°，倾角 0°。

钻孔在进尺 38.3m 处见到矿体，平均厚度为 4.8m,平均品位为 3.1g/t,矿体主要硫化物为雌黄铁矿，少量黄铜矿，脉石矿物为长石、石英及云母等，其柱状图见图 5－10。

结　论

通过前面的讨论分析，我们得到以下结论：

1.黑龙江老柞山金矿形成于挤压构造背景环境下，具有典型的造山型金矿的地质特征，海西期、燕山期两期的造山岩浆活动对矿床的形成起到了主导作用，其矿床类型为造山型金矿。

2.通过流体包裹体的测试分析研究，海西期流体表现了高、中盐度、低密度的特点；燕山期流体表现了中、低盐度、低密度的特点，两期的成矿深度均表现为中深成的特点。

3.矿区内海西期的中粗粒花岗岩和细粒花岗岩之间为相变关系而非侵入关系，通过高精度的 SHRIMP 同位素 U-Pb 年龄测试，其成岩年龄为 262Ma，均为海西晚期的岩体。

4.矿区受构造控制明显，走向偏西者和剖面上的产状变陡者为赋矿有利地段；东、中矿带经历了海西、燕山两期叠加成矿，西矿带仅为燕山期一期成矿；三条等间距的矿带在垂直走向的方向上体现了横向对应规律；中矿带主矿体均沿走向向 NW 向侧伏。通过地质、物探、化探等研究结果，预测 2 号矿脉深部即 120m、80m 中段向下仍有较大的成矿潜力，经钻孔验证，见矿效果良好。

参考文献

[1] 姚凤良，孙丰月等. 矿床学教程. 地质出版社，2006

[2] 李碧乐，孙丰月，姚凤良. 中生代敦化—密山断裂大规模左旋平移及其对金矿床形成的控制作用. 大地构造成矿学，2002，390～395

[3] 代立东, 李和平, 王思源, 魏俊浩. 黑龙江老柞山金多金属矿床地质地球化学初探. 地质地球化学，2002,30(2)

[4] 鲍明学,冯　波,赵洁心,谭俊,李闫华. 黑龙江老柞山金矿成矿规律研究及深部矿体预测. 矿产与地质，2006，20(3): 20～24

[5] 姜宝龙. 黑龙江老柞山金矿床地质特征及成矿作用. 矿产与地质，1998, 12(3): 172～178

[6] 魏存弟，刘宗秀，刘仲艳，李开宇，刘清波. 黑龙江老柞山金矿磁黄铁矿的标型特征研究。黄金，2001，22: 8～11

[7] 赵洁心,冯波,谭俊,鲍明学,李闫华,鄢云飞. 黑龙江老柞山金矿地球化学特征及成因模式. 资源环境与工程，2006，20(2): 116～121

[8] 裴志霞,何宝林,韩忠良,敖贵武. 黑龙江老柞山金矿田南东段矿床成因. 黄金地质，2004，28～33

[9] 魏存弟，李晓敏. 黑龙江老柞山金矿主要载金矿物的标型特征，黄金，2001，5～10

[10] 李树勋,刘喜山.韧性剪切带特征及与金矿化关系[J]. 中国地质，1988，31(5) :19～22.

[11] 赵海鹏,何宝林,汪明灿.黑龙江省老柞山金矿金的赋存状态研究[J].矿产与地质, 2005, (8):4～19.

[12] 郗爱华，顾连兴，李绪俊等．红旗岭铜镍硫化物矿床的成矿时代讨论[J]．矿床地质，2005，24(5)：521-52.

[13] 魏俊浩等. 老座山金矿床研究报告.中国地质大学, 2003

[14] 中国矿床编委会.中国矿床模式.地质出版社,1993

[15] 表见齐等.矿床学.地质出版社, 1985

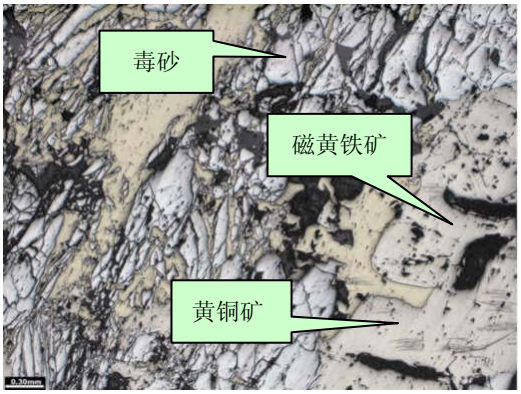
[16] 黄汲清.中国大地构造及其意义.科学出版社, 1985

[17] 张红军.老柞山金矿床特征及同位素地球化学特征.黄金.1999 年 12 月.4(12):4～7

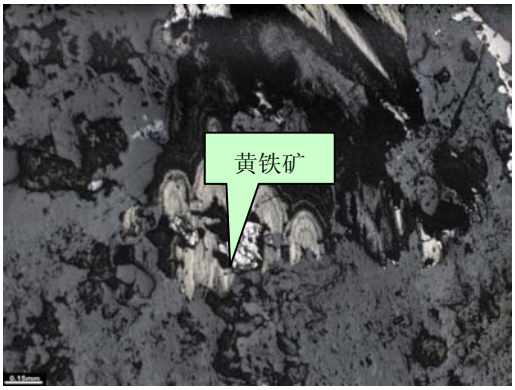
[18] Paul Davidson, Vadim Kamenetsky, David R. Cooke, Peter Frikken, Peter Hollings, Chris Ryan, Esme Van Achterbergh, Terry Mernagh, Jorge Skarmeta, Luis Serrano, and Ricardo Vargas. Magmatic Precursors of Hydrothermal Fluids at the Río Blanco Cu-Mo Deposit, Chile: Links to Silicate Magmas and Metal Transport.Economic Geology 2005 100: 963-978

[19] Arnold R G．Pyrrohtite phase relations below 304±6℃ at ＜1atm total pressure[M]．Econ Geol，1969，64：405-419.
[20] 丁正江.青海省苦海汞矿地质特征及成因研究[D].长春.吉林大学.2006
[21] 霍亮.黑龙江嘉荫县乌拉嘎金矿矿床成因及预测. [D].长春.吉林大学.2005
[22] 支学军.吉林红旗岭铜镍矿床成矿规律及找矿远景评价. [D].长春.吉林大学.2004
[23] 聂桂平. 安徽朝山金矿床矿石含金性和硫同位素研究. 江苏地质.2007 年, 31(3): 200—205.
[24] 张德全. 柴北缘－东昆仑地区的造山型金矿. 矿床地质. 2(20)
[25] 关 键. 大功率激电在吉林某铜矿新一轮找矿中的应用. 物探与化探. 2002 年l0 月 26(5)
[26] 刘继顺．韧性剪切带中金成矿研究的若干问题．地质与评论, 1996,42(2)
[27] 郑培玺．山东招远灵雀山金矿床铅、硫同位素地球化学特征, 2006,25(1)
[28] 毛景文．西秦岭地区造山型与卡林型金矿床．矿物岩石地球化学通报, 2000
[29] 续 颜,孙丰月,蒋菡. 北京万庄金矿床流体包裹体研究, 2004, 23(3)
[30] 钟以章,王辉,曲乐. 赤峰地区地震地质条件的初步研究, 2006, 22(1)
[31] 彭玉鲸,赵成弼. 古吉黑造山带的演化与陆壳的增生, 2001, 20(2)
[32] 张训华.哈尔滨以北地区构造断裂和松辽盆地演化.中国区域地质, 1994
[33] 刘伟,杨进辉.内蒙古赤峰地区若干主干断裂段的构造热年代学.岩石学报, 2002
[34] 余和中,李玉文.松辽盆地古生代构造活动演化.大地构造与成矿, 2001
[35] Goodman, S. Structural controls on the Archean troilus gold-copper deposit, Quebec, Canada. Economic Geology, 2002
[36] Brooker, Murray.Mount Rawdon, Southeast Queensland, Australia - a diatreme-hosted gold-silver deposit. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, 2005
[37] 李光明, 高大发, 黄志英. 西藏冈底斯构造带侏罗纪浊积岩特征及构造环境判别. 矿物岩石, 2001,21(3)
[38] 尹冰川,冉清昌. 小兴安岭—张广才岭地区区域成矿演化, 1997. 16(3)
[39] 王孔伟,张帆,刘志宏,张兴洲. 依舒地堑汤原、方正断陷古近纪边界断裂活动特征. 岩石学报, 2006, 11：445~454
[40] 水兰素. 张全庄金矿地质构造特征及矿化富集规律. 黄金, 2000, 第 21 卷
[41] 唐克东.中国东北及邻区大陆边缘构造.地质学报.1995, 69(1)

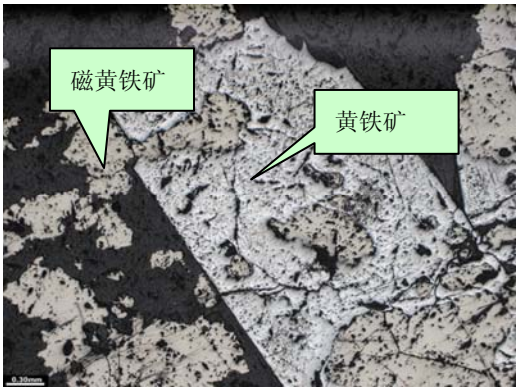
图版 II



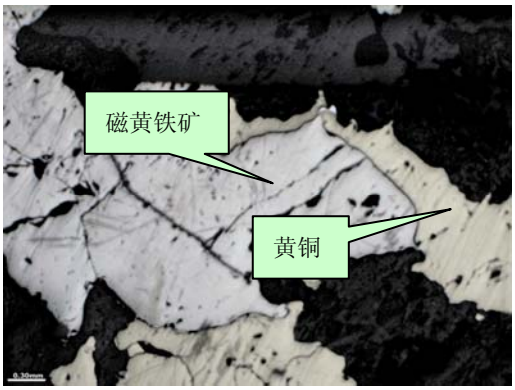
图II-1 毒砂的碎裂结构，黄铜矿沿毒砂的裂隙充填，黄铜矿交代磁黄铁矿 单偏光



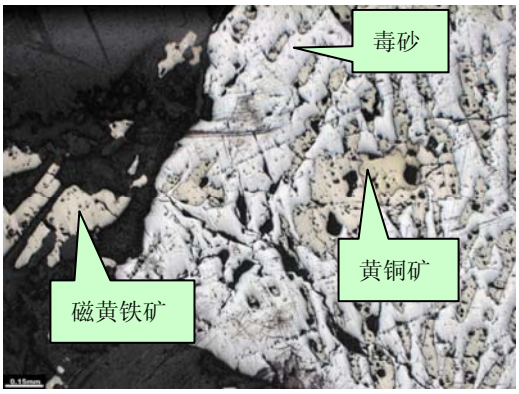
图II-2 胶状黄铁矿 单偏光



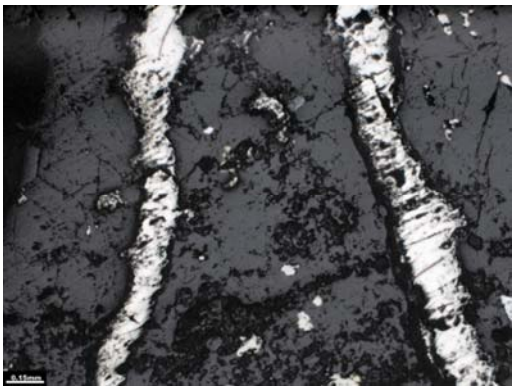
图II-3 磁黄铁矿交代黄铁矿 单偏光



图II-4 黄铜矿沿裂隙交代磁黄铁矿 单偏光



图II-5 磁黄铁矿、黄铜矿交代毒砂 单偏光

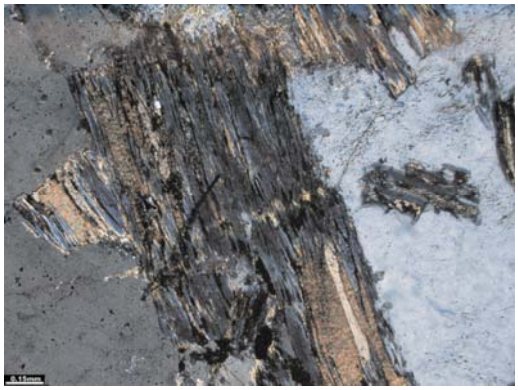


图II-6 黄铁矿脉状构造 单偏光

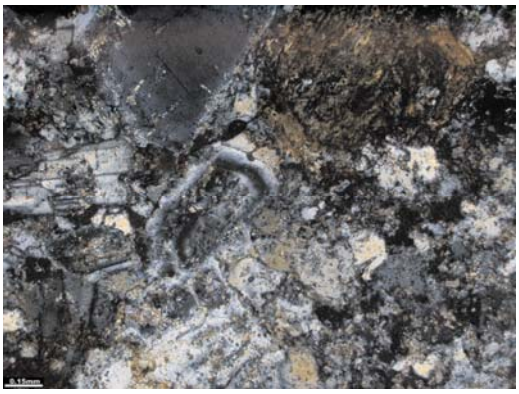
图版 III



图III-1 石榴石矽卡岩 单偏光



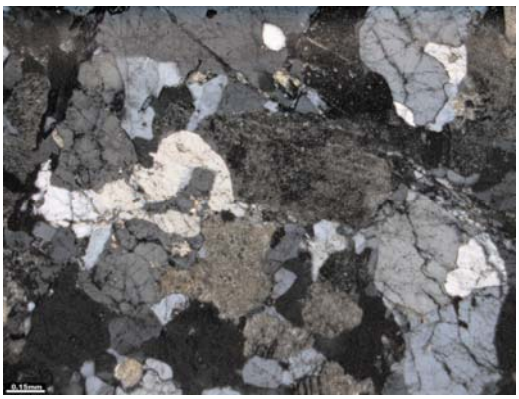
图III-2 长石绢云母化 单偏光



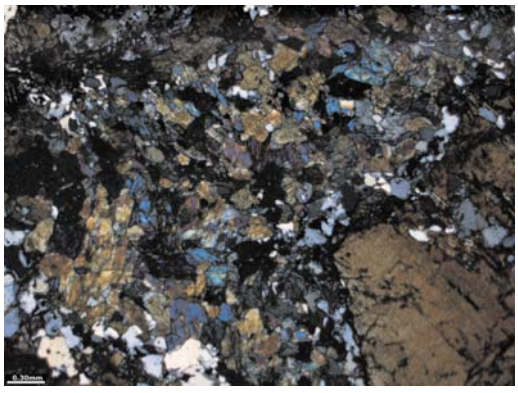
图III-3 长石的次生加大边结构 单偏光



图III-4 硅化 单偏光

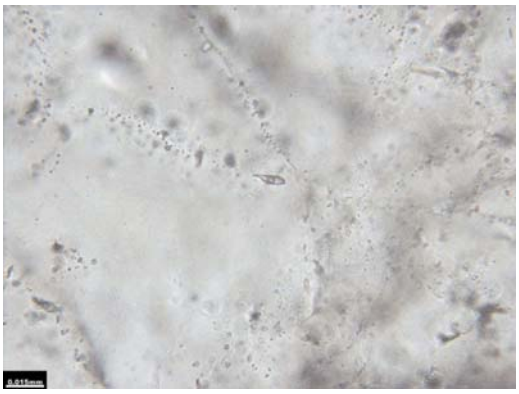


图III-5 石英长石化 单偏光

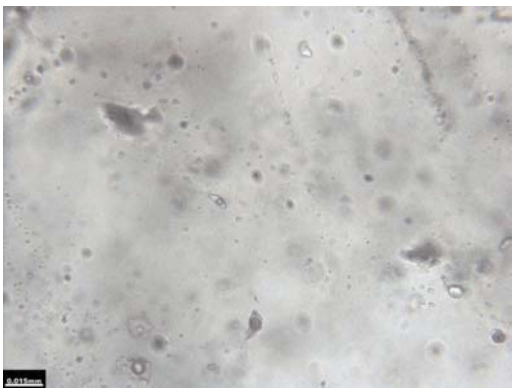


图III-6 石英长石化 正交偏光

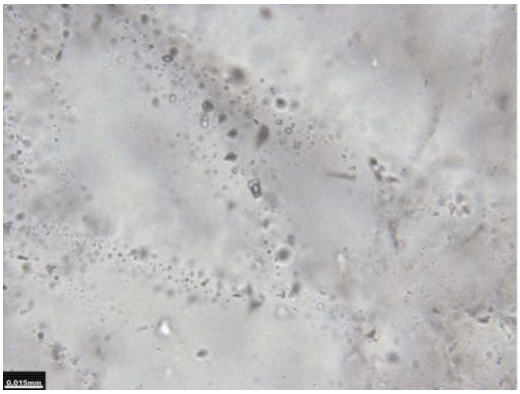
图版 Ⅳ



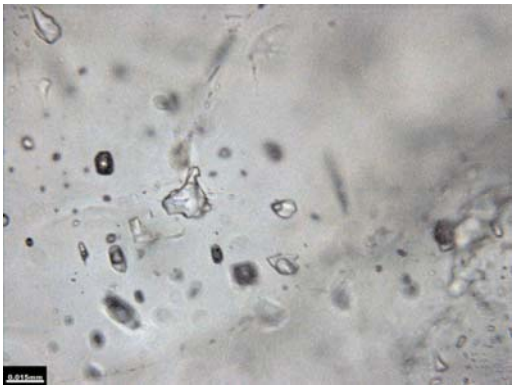
图IV-1 石英脉中气液两相包裹体 单偏光



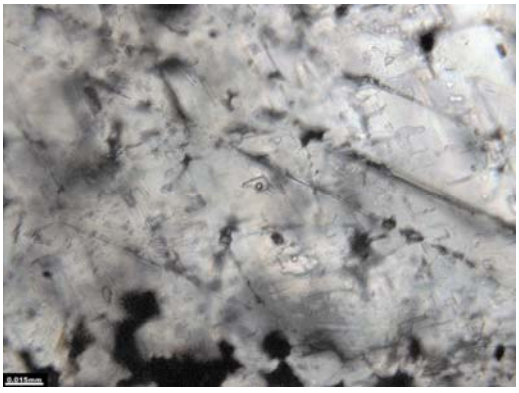
图IV-2 石英脉中气液两相包裹体 单偏光



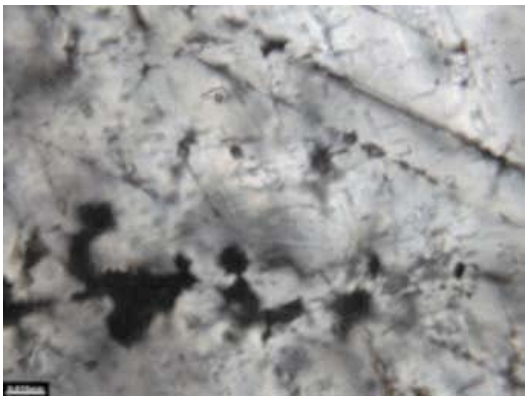
图IV-3 石英脉中气液两相包裹体 单偏光



图IV-4 成分为水的纯气相包裹体 单偏光

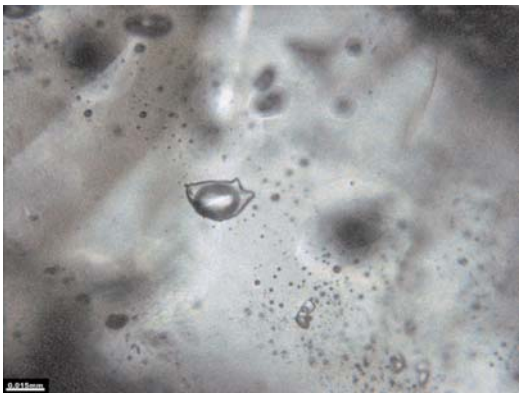


图IV-5 方解石中气液两相包裹体 单偏光



图IV-6 方解石中气液两相包裹体 单偏光

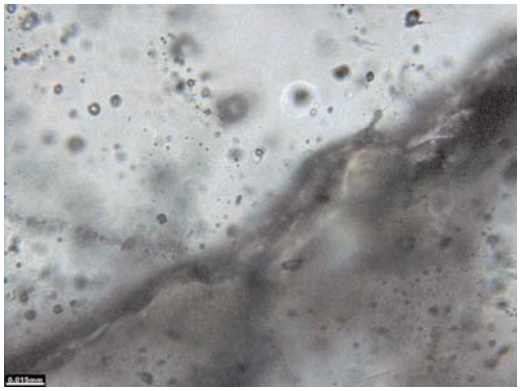
图版 V



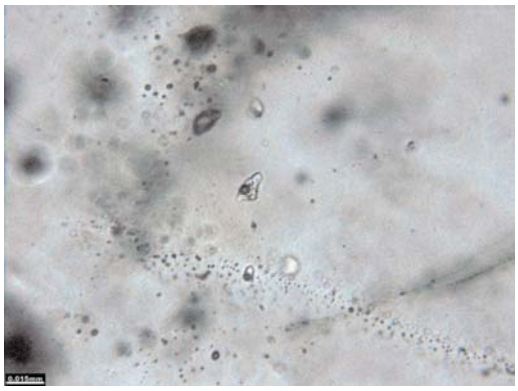
图V-1 石英脉中含子矿物三相和气液两相包裹体 单偏光



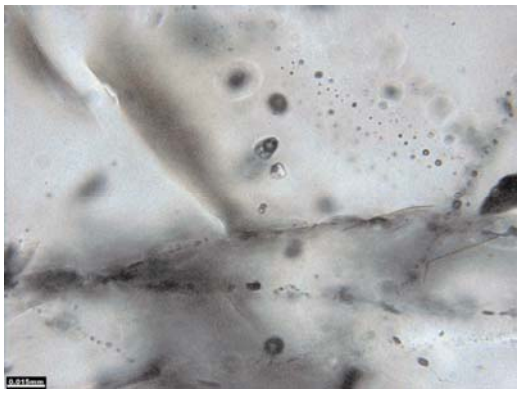
图V-2 石英脉中含子矿物三相包裹体 单偏光



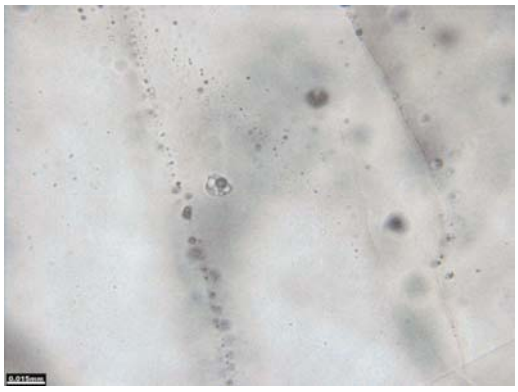
图V-3 石英脉中含子矿物三相包裹体 单偏光



图V-4 石英脉中含子矿物三相包裹体 单偏光

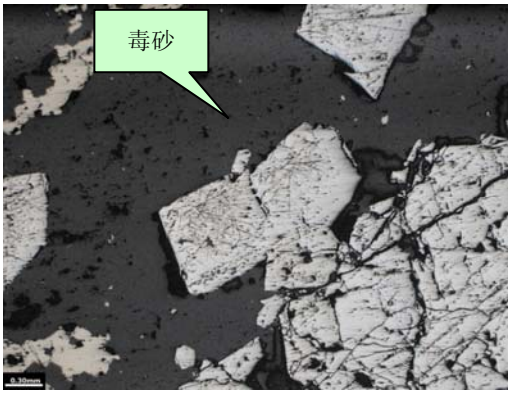


图V-5 石英脉中含子矿物三相包裹体 单偏光

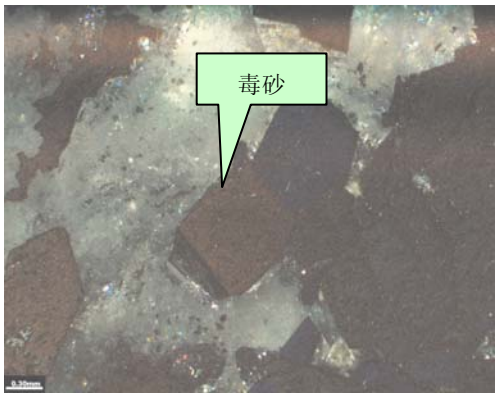


图I-6 石英脉中含子矿物三相包裹体 单偏光

图版 I



图I-1毒砂自形晶　　单偏光



图I-2 毒砂自形晶　　正交偏光

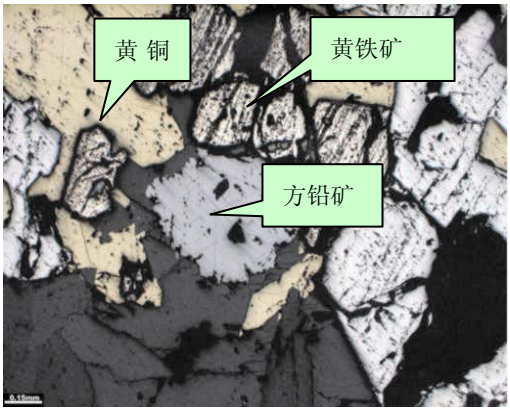
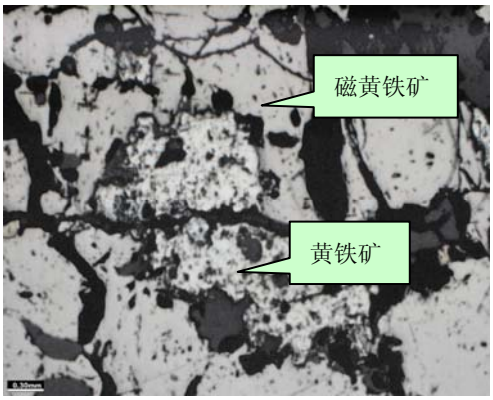
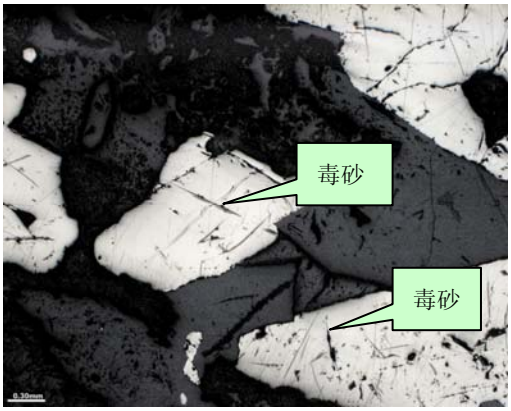


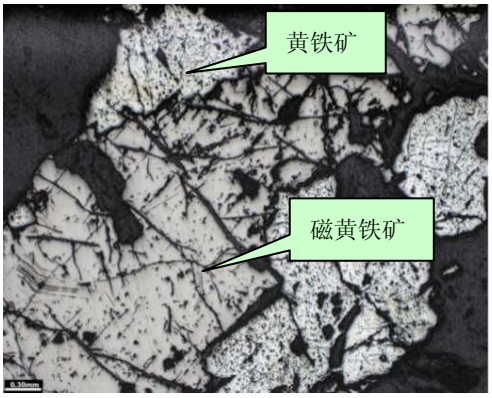
图 I-3 黄铜矿，磁黄铁矿，方铅矿 单偏光



图I-4 黄铁矿、磁黄铁矿　　单偏光



图I-5 半自形毒砂　　单偏光



图I-6 磁黄铁矿,黄铁矿　　单偏光

中文摘要

黑龙江老柞山金矿矿床地质特征及矿化富集规律研究

作　　者：张立亚

专　　业：岩石学、矿物学、矿床学

指导教师：孙丰月 教授

黑龙江老柞山金矿田是黑龙江第二大岩金矿床，矿田由砂金转为岩金开采，不超过 20 年的生产史，目前矿山保有储量严重不足，急需探矿增储。

矿区大地构造位置为海西期（Pt_2）天山-兴安地槽褶皱系东段，松辽中间地块(Pt_1)东侧、吉黑地槽中的佳木斯地体(Pt_1)东南缘的老柞山断块(Pt_1)上。该区域内地层从新生界到太古界均有出露，矿区出露的地层主要为下元古界兴东群大马河组、中生界白垩纪、此外有第四纪松散沉积层。区内出露的岩浆岩主要是海西晚期和燕山期两期的侵入岩。本区构造活动具多期性，兴东群基底呈单斜构造，走向近东西，第三纪玄武岩形成台地。断裂构造发育，主要为NW和NE向两组，NW向断裂控制着老柞山金矿床的形成。

老柞山金矿田空间上呈等间距产出并构成东、中、西三个矿带, 共有200多条矿体(脉)，其中东矿带和中矿带成矿条件好，矿体厚，最有工业价值。老柞山金矿石中矿石矿物主要为自然金、毒砂、黄铁矿、白铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、其次是方铅矿、闪锌矿、孔雀石、褐铁矿、臭葱石，并分为细网脉型和含金蚀变岩型两种；脉石矿物主要为微斜长石、石英、黑云母、透辉石、透闪石、方解石、钙铝榴石。围岩蚀变类型主要有硅化、绢云母化、矽卡岩化、钾化、其次为绿泥石化、碳酸盐化和叶蜡石化等，在众多的蚀变中，以硅化、矽卡岩化、毒砂化与成矿关系最为密切。根据室内外的勘查和结合光薄片研究等，老柞山矿区的成矿作用划分为三个成矿期，即矽卡岩化成矿期、热液成矿期和表生氧化期，根据矿物的共生组合以及它们的穿插关系，矽卡

岩化成矿期又划分为三个成矿阶段，热液成矿期又划分为四个成矿阶段。通过不同成矿期流体包裹体的测试可以看出，老柞山的成矿物理化学条件反应了其成矿流体的多期复杂性，表现出高盐度、低密度、中高温、中深成的特点。

通过对本矿床地球动力学背景的分析我们可以看出，对矿床形成起了决定性作用的大规模造山活动，一方面，在矿区内形成了众多规模不等的韧性剪切带和脆性断裂构造，提供了热液活动通道和成矿空间；另一方面，区内的侵入岩，为成矿热液的运移、萃取、富集成矿物质提供了热能。此外，我们通过将老柞山的成矿地质特征与典型的造山型金矿做对比，表明老柞山金矿也具有典型造山型金矿的特征结合成矿物理化学条件等，最后认为老柞山金矿为造山型中深成金矿。

矿区内的矿体严格受构造控制，矿区内共 22 条北北西向的断裂，其中 F_5 和 F_{12} 是主要的导矿和容矿构造，剖面上产状变陡的地方为构造拉张部位，富矿；平面上，走向偏西者为构造张开部位，富矿。区内的侵入岩浆，为成矿提供热动力，主要热液来源；区内的兴东群大马河组金的含量是地壳平均丰度的 15 倍，称为金矿成矿的初始矿源层。

在研究和总结成矿条件和矿化富集规律的基础上，结合物探、化探等有效的找矿方法进行矿区深部的预测找矿。全区共圈出 7 个 $\eta s>2.5\%$的等值线异常圈闭处异常区，其各自的走向与本区的构造线走向大体相一致。通过对比和优选，我们预测在 2 号矿体的 120m、80m 中段向下仍有较大成矿潜力，其证据有：2 号矿脉的厚度、品位等值线图所圈出的矿化中心显示，其向下还有一定的延伸；2 号矿脉位于 DHJ—2 的极化率异常区内；在 120m 测深处体现出了高极化低电阻的特点；断裂延伸依然稳定。根据以上分析，我们在 120 米中段布置了水平钻孔 ZK24120-3，钻孔在进尺 38.3m 处见到矿体，平均厚度为 4.8m,平均品位为 3.1g/t。

关键词： 老柞山金矿　造山型金矿　矿床地质特征　富集规律

Study on Geological Characteristics and Enrichment Regularities of Gold mineralization in Laozuoshan Gold Deposit ,Heilongjiang province

Author:Zhang liya
Major:Mineralogy,Petrology,Economic Geology
Supervisor:Prof.Sun Fengyue

Abstract

Laozuoshan golds mothball resources are severity deficiency;some new resources m diposit is the second largest gold deposit in Heilongjiang province.The history of exploitation has lasted less than twenty years.Now,it ust be searched in order to increase reserves.

Geotectonically, the Deposit lies at the east segment of Tianshan-Inner Mountain fold belt,the segment of Songliao basin,Lao zuoshan down-warping of southeast of Jiamusi upheaval which belongs to Jilin-Heilongjiang geosynclinal system.The strata outcropping in the region mainly include lower Proterozic Erathem Damahe Group,Mesozaic Erathem Gretaceous Period and Quaternary period from Archaeozic to Cenozoic.The magmatic rock is mainly Hercynian intrusive rock and Yanshan intrusive rock. Structure activity has the character of multi-period .The basement of Xingdong Group whose attitude is nearly EW is monoclinic structure. The Tertiary Period basalt change into platform. The nearly NE and NW trend fault develop well and Laozuoshan deposit was controled by the later.

There are three equidistant gold belts,the east,the middle,the west belts,in the area with more than two hundreds orebodies.The metallogenic conditions are very advantageous in east and middle belts,so there is high industrival value.The ore minerals which devide into two types that one is vein-type the other is auriferous alterd rock type in Laozuoshan gold deposit are composed of natural gold,arsenopyrite, pyrite, marcasite, pyrrhotine, chalcopyrite, galena, sphalerite, malachite, scorodite; gangue minetals are mainly microcline, quartz, biotite, diopside, calcite,essonite,tremolite.Wall rock alteration are represented by silicification, sericitization, skarnition, potassium, minor in chloritization, carbonation and pyrophyllition, among these alterations, silicification, skarnification, arsenopyrite have the most intimately association with mineralization.The metallogenic function in Laozuoshan deposit can be divided into three periods: skatnization period ,hot

liquid period and supergenetic oxidation period according to reconnaissance and study on slice.According to mineralassemblages and intercalated relationship, skatnization period can be divided into three metallogenic stages and hot liquid period can be divided into four metallogenic stages.Metallogenic physica-chemical conditions of Laozuoshan deposit reflect complexity of liquid according to the analyzing of fluid inclusions and the liquid has characteristics of high salinity,low density, middle-high temperature, middle-depth.

We can see that orogeny play crucial role to the development of the deposit from the analyzing about Geodynamics Background. One side ,a large scale of ductile shear zone and brittle faults supplied channels and space for minerals deposition;the other side,intrusine rock in the diggings supplied heat energy to the moving of liquid, extraction and enrich mineral. In addition, by comparing geological characteristics between Laozuoshan and typical orogenic gold deposit, it shows that Laozuoshan gold deposit has typical orogenic features in physical and chemical conditions; therefore, it finally identified to be as middle-deep orogenic type gold deposit.

There are 22 faults that controlled the ore body in the diggings among which F5 and F12 are the main ore conducting structure and host structure.In section,orebodies occurred in local extensional place when the ore-controlling fault dip steeper;in plane, orebodies occurred in local extensional place when the strike turn west In the diggings intrusine rock supplied heat energy and liquid.Xingdong Group Damahe Formation is the original source of gold,whose gold content is 15 times than earth crust abundance.

On the base of the summarizion and studing on the metallogenic condition and the rules of enrichment, the method of geophysical exploration and chemic is adopted to prognosticate in deep in the diggings. There are 7 anomaly areas whose polarizability more than 2.5% and their strike is the same as regionaln structural line.By comparing and optimizing,we conclude that orebody in the NO.2 has the bigger potential of prospection below 120m and 80m middle. The evidences are as followings metallogenic center of the orebody in the NO.2 about thickness and grade show that the ore bodies extend in deep;the ore bodies located in the anomaly area of DHJ—2;it has the character of higg polarizability and low resistance in the place of 120m;the fault still extend in deep;all of these proved our prognostication. According to our analyzing,we designed a horizontal borehole-ZK24120-3 in 120m middle and ore body whose average thickness is 4.8m and average grade is 3.1g/t was discovered in 38.3 m drilling footage.

Key words：Laozuoshan gold deposit；orogenic gold deposit geological characteristics；enrichment regularity

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！两年来，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，都给以学生莫大的感染和激励。在此，谨向两位先生及其家人致以衷心的感谢和良好的祝愿！

研究工作得到了课题组成员丁清峰老师、于晓飞老师、陈广俊老师、王力老师、赵俊伟博士、汪志刚博士、霍亮博士、钱烨博士、来又东硕士、曾威硕士等师兄弟的热心帮助与指导，并提出许多有益的意见和建议；在室内资料整理、综合分析阶段，还得到了李雪梅博士、张博文博士、陈静博士、高岩硕士、冯永玖硕士、张晗硕士、张志华硕士等的支持与帮助，矿床教研室和研究生办公室的老师在论文编写过程中均给与了无私的帮助，在此表示由衷的感谢。

由于本人理论水平有限，论文的错误和不当之处在所难免，敬请各位批评指正。

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：发表文章 70 多篇，出版专著 2 本，教材 3 本。

联系方式：

Tel:13578875758;

E-mail:fengyuesuncc@yahoo.com

作者简介

张立亚，男，硕士研究生，1981 年生于河北唐山市

通讯地址：　长春市建设街 2199 号吉林大学地球科学学院 111-1 室

邮编：130026

E－mail:lyzhang@email.jlu.edu.cn