成都理工大学

硕士学位论文

四川省丹巴县燕子沟金矿床成矿条件研究

姓名：熊发挥

申请学位级别：硕士

专业：矿物学、岩石学、矿床学

指导教师：肖渊甫

20100501

四川省丹巴县燕子沟金矿床成矿条件研究

作者简介：熊发挥，男，1985 年 12 月生，师从成都理工大学肖渊甫教授，2010 年 6 月毕业于成都理工大学矿物学、岩石学、矿床学专业，获得理学硕士学位。

摘 要

丹巴地处于特殊的松潘-甘孜造山带。位于龙门山构造带、川滇构造带、金汤弧形构造（西翼）及青藏滇西印尼“歹”字构造等四个构造体系的交接部位，是一个具有悠久历史的成矿区。

燕子沟金矿区位于鲜水河断裂东侧，永西穹窿体的核部。矿床主要产于泥盆系危关群第四岩组炭质千枚岩系中。根据原始矿物组合，矿石类型主要为原生金-黄铁矿型和氧化型矿石，依据矿体特征，矿体类型可分为炭质千枚岩型层状-似层状和含金石英脉型。

本文研究工作由野外考察和室内研究两部分组成，包括地质调研、地质填图、矿体追索、槽探设计及编录、老硐编录、系统采样（包括基本分析样、组合分析样、光薄片样、矿石样、包裹体样、定向构造样等等），并收集节理、断层、褶皱、揉皱等数据、大量的野外素描图和照片等具体工作；室内运用计算机与实验仪器完成岩石光片的鉴定、电子探针分析、节理与断层等数据的处理、流体包裹体的测定和分析等方法。现已对该矿床的基本地质情况，包括矿区的地层、岩浆岩、矿体的形态、产状、矿化类型、矿体和围岩的岩石学特征、矿石的矿物学特征、围岩蚀变特征、矿化期次、控矿构造和矿物中流体包裹体特征有了一个基本了解，并对该矿床的类型、成矿条件及成因有了一个初步的认识，认为本矿床为微细浸染型金矿床，也即卡林型金矿床。

本矿床矿石构造以脉状、浸染状、条带状、条纹状及层纹状构造为主，此外局部出现团块状、角砾（构造角砾）状、蜂窝状等矿石构造。矿石的结构有由结晶作用形成的结晶结构，交代作用形成的交代结构，生物成矿作用形成的生物结构及构造应力作用形成的碎裂变形等结构。矿石物质组分主要以硫化物及硫盐矿物为主，其次为氧化物及少量自然元素矿物

分析得出本矿床的成矿条件有如下特征：金的成矿作用主要发生在中温(285～295℃)、浅成 (0.11～0.92km)、低密度（2.22～9.21 wt%NaCl）、低盐度(0.75～0.85g/cm^3)的物理化学条件下；控矿构造为北西-南东向和北东-南西向组成的共轭断裂构造及伸展剪切构造所形成的层间破碎带构造，脉状矿(化)体主要以剪切型雁列脉状矿(化)体的形式产出，层间破碎带控制层状-似层状矿体；炭

质板岩是本矿床的控矿岩层，矿体具有层控性的特征；岩浆岩体与矿化关系密切，即为成矿提供热源，也提供了一定的物质来源。

关键词：金矿；成矿条件；包裹体；丹巴；燕子沟

Analysis on Metallogenic Geological Conditions of Yanzigou District in Danba,Sichuan

Introduction of the author: Xiong Fahui, male, was born in December, 1985，whose tutor was Professor Xiao Yuanfu.He graduated from Chengdu University of Technology in Mineralogy,Petrology and Ore Deposits major and was granted the Master Degree in June, 2010.

Abstract

Danba is in the particular Songpan-Garze Orogenic belt,Belong to the intersection of four tectonic system that is composition of the Longmenshan Tectonic Belt、Tectonicof Sichuan and Yunnan、and Qinghai-Tibet-Yunnan-Myanmar-Indonesia η-type structure which have a long history as mineralization.

Yanzigou gold deposit is located in the east of Xian-shuihe fault and the nuclear of Vault body.The deposits are mainly in the fourth of Devonian Weiguan group carbonaceous phyllite lines. According to the original mineral assemblages.Ore types are mainly made of native gold-pyrite and oxidized ore.Based on ore body characterister,ore types can be divided into carbonaceous phyllite layered-like layer and the quartz vein type .

In this paper, the work consists of the field investigation and laboratory research, including geological survey, mapping, orebody recourse, trenching and catalog design,old underground tunnel catalog, systematic sampling (including fundamental analysis, portfolio analysis sample,scale section samples, ore samples, Inclusion samples,Oriented structure samples, etc.), and a lot of specific work which contain collect data of joints, faults, folds, crumpled, a lot of field sketches and photographs,etc.Using computers and experimental equipment to complete the rock-ray identification, electron microprobe analysis, such as joints and fault data processing, measurement and fluid inclusion analysis.Now author has known the basic geology of the deposit that include the mine's strata, magmatic rocks, ore body shape, orientation, mineralization, wall ore body and surrounding rock characteristics, ore mineralogy, wall rock alteration characteristics, mineralization of epoch, ore-controlling structures and characteristics of fluid inclusions in minerals,all have a basic understanding about the type of the deposit, metallogenic conditions and With a preliminary understanding of the gensis of deposit. And the deposit is the micro-disseminated gold deposit-Carlin-type gold deposit.

The main of ore structure are vein, disseminated, banded, striped and lamellar, in addition some place have agglomerate, breccia (breccia structure), honeycomb-like etc structure.The microstructure of minerals have the crystal structure that formed by the crystallization,account formed by account structure, biological structures formed by bio-mineralization and deformation structure that formed by tectonic stress.

Sulfide and Sulphosalts is the main of ore material and components，followed by mineral oxides and a small amount of natural elements.

It can be obtained from the analysis of the ore-forming conditions stratiform or layer-like orebody is controlled by intralayered fractured belts. Gold mineralization mainly occurs in physical and chemical conditions with high temperature (285~295℃), shallow depth(0.11~0.92km), low density (2.22~9.21wt% NaCl), and low salinity (0.75~0.85g/cm^3);The controlling structures are conjugated faults of NW-SW and NE-SW-trending faults as well as intralayered fractured belts formed by extensional shear faults .The verin-type ore body is mainly controlled by shear echelon vein,and the carbonaceous slate is host rock, and the ore body has a characteristics of stratabound layer; magmatic rocks ore-forming have closely related to the mineralization, that is, it not only provide heat for mineralization, but also provide some ore-forming material.

Keywords: Gold deposit; Metallogenic conditions; Inclusion; Danba;Yan zigou

独创性声明

本人声明所呈交的学位论文是本人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。据我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得 成都理工大学 或其他教育机构的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

学位论文作者签名：

年　　月　　日

学位论文版权使用授权书

本学位论文作者完全了解 成都理工大学 有关保留、使用学位论文的规定，有权保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和磁盘，允许论文被查阅和借阅。本人授权 成都理工大学 可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文。

（保密的学位论文在解密后适用本授权书）

学位论文作者签名：

学位论文作者导师签名：

年　　月　　日

第 1 章 引 言

1.1 矿区地理位置、交通情况

丹巴燕子沟金矿隶属四川省丹巴县东谷乡永西村所辖，矿区距丹巴县城较近，位于丹巴县城南西，平距约 21 公里, 县城距成都 375km，有国道 317 线横穿整个矿区，矿区经小金县城到成都 405km。八（美）-丹（巴）303 省道从矿点东侧 500m 处通过，总体交通较为方便。

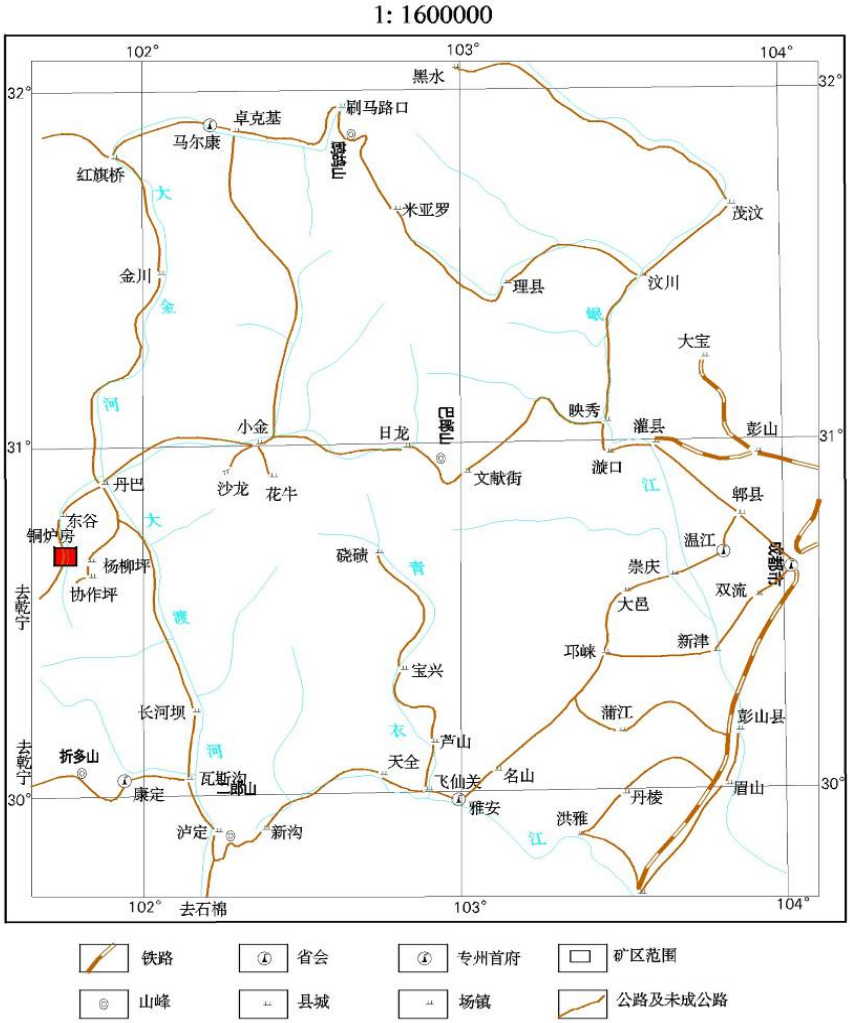


图 1-1 燕子沟金矿床交通位置图

区内交通以公路为主(图 1-1)，川藏公路(北线)和雅江-道孚公路纵、横贯穿图幅西部。东部有丹巴-康定公路、丹巴-马尔康公里与川-藏公路和成都相连。各主要区、乡均有简易林区公路可通，其余大部分研究区交通极为困难，全靠牲口、人力运输。不少地区人、畜都无法通行。

研究区内属无人区。区内山高、坡陡、沟谷纵横，林木繁茂，悬崖陡壁随处可见，仅局部有老乡放养牛群的山道，通行十分艰难，工作、生活用品运输极为困难，野外工作成本高昂。

1.2 选题的意义与依据

四川丹巴燕子沟金矿床地处川西高原，位于扬子地块西缘南段-川滇构造带北端的东侧，与北东向的龙门山构造带斜交，是松潘-甘孜褶皱带内一个典型的金银铜铅锌多金属矿床，隶属于大渡河金矿田。松潘-甘孜褶皱是在扬子地块西缘被动大陆边缘的基础上发展起来的特提斯构造带，主体由三叠系“西康群”组成，包括一套半深海-斜坡边缘海复理石沉积和局部碳酸盐台地相沉积。在被动边缘形成至造山作用整个过程中，松潘-甘孜褶皱系对扬子地块西部边缘的作用，成为后者地质发展的主要动力因素。北侧金汤弧形构造的发育，表明松潘-甘孜造山带造山过程早期对包括大渡河金矿田在内的扬子地块西缘有自北向南的推挤。鲜水河断裂带早期的右行平移作用和晚期的左行平移作用表现了造山过程中对大渡河金矿田及外围地区北西-南东推挤和南东-北西拉伸作用[1-15]。特别是南东北西方向拉伸，它是自西向东推挤的一种运动形式，它对丹巴鼻状复背斜和康定变质核杂岩的形成有重要意义。

在松潘-甘孜造山带东缘，与扬子陆块接合部的龙门后山、丹巴、石棉、九龙、冕宁、西昌、木里及其西侧的道孚、雅江等地，通过长期区域地质调查发现，分布有20余个大小不等、呈孤立分散状产出的穹窿状变质地质体，华北、扬子和羌塘三个板块之间的南北向和东西向双向收缩,引起区内发育了大小不等的十几个穹状变质地体,自北而南有马奈、春牛场、丹巴、公差、格宗等变质穹隆。多数穹隆的核部出露的是前寒武纪的片麻岩和混合岩,例如春牛场侵入体。其中的片麻岩原岩、黑云母和角闪石质片麻岩均属本区最老的岩石。它不整合于志留纪地层之下,年代学研究证明其年代属新元古代(大约865～785 Ma)。混合岩从形态上说,多为条带状,偶见角砾状的角闪石质混合岩。但是也有不少穹隆,核部是花岗岩类[3-20]。

本矿床位于永西沟穹隆的内部。该穹窿位于丹巴县东谷乡以南约 13km 的永西沟至铜炉房一带。南北长约 8～10km、东西宽约 10～14km，面积约 125km^2。核部呈近东西向的椭圆状、四周受后期构造叠加，构造变形强烈，为不规则浑圆状。核部出露泥盆系危关群第四岩组，岩性为灰黑色千枚岩、千枚状千枚岩夹灰色薄层状变质石英砂岩及少量薄层结晶灰岩；核部产状比较平缓，向四周倾斜，倾角一般在 18°～30°。该穹隆构造是双向收缩的产物。早期为南北向的挤压，晚期为近东西向的压缩。为印支末期～燕山早期构造作用的产物，对金矿床的形成起到重要的作用。

自上世纪七十年代以来，国内虽见一些关于本区金矿床的报道，对矿床地质特征、矿床地球化学和矿床成因方面做了大量研究工作[6-11]，但对于矿床的成矿条件、控矿构造的研究相对薄弱。因此，在开展典型矿床的解剖和对比研究的基础上，发现这些矿床在矿床地质特征、成矿作用、矿床成因和控矿因素的内在联系，力求建立区域金矿成因模式，进而归纳找矿模式，对本矿床的成矿条件总结及控矿断裂(特别是断裂的级别、期次厘定)，对探讨矿床的成矿机制和成矿预测都具有积极作用。为该区新的找矿突破提供理论依据，理所当然成为本次研究选题的依据。

1.3 前人研究程度

丹巴地区的地质研究工作历史悠久。解放前多在了解某些部位地层、构造、穹窿地质体、矿产背景的研究。上个世纪 70 年代开始进行规模化、系统化的地质工作，重心在于围绕矿产探索及松潘-甘孜造山带形成过程的研究(表 1-2)。

表 1-2 丹巴地区前人研究工作量简表[1-29]

序号	完成时间	工作单位或作者	主要成果	备注
1	1930	谭锡畴、李春昱	编制《四川西康地质志》	
2	1944	程裕淇	编制《西康丹巴附近区域变质作用的连续带》	
3	1955	川地 518 队（今 402 队）	丹巴白云母矿普查工作	
4	1960	原甘孜地质队	铜炉房烂寨子铅锌矿点进行检查评价	
5	1967	原川地 673 队	丹巴木足沟、二甲沟、海子坪、 桅杆坪等水晶矿进行普查—详查工作， 编制有相应的矿点检查报告及卡片	
6	1969	原地质部川西队	编制《宝兴、丹巴、德格一带地质构造》	
7	1976	川地矿局区域地质调查大队	1/20 万《丹巴幅》区域地质调查报告 及地球化学说明书	
8	1985	四川地矿局	编制《四川地质志》	
9	1992	徐志琴、侯立玮	编制《中国松潘-甘孜造山带的造山过程》	
10	1994	原地矿部	扬子西缘有色金属成矿地质条件及远景预测	
11	1999	四川地勘局	松潘-甘孜造山带东缘及其扬子陆块结合地带的 各代表性穹窿和有关矿床、矿点补充性研究	
12	2000	侯立玮、付小方等	出版《松潘-甘孜造山带东缘穹窿状变质地质体》	

1.4 研究思路、方法及技术手段

结合野外和室内两方面进行本论文的研究。其中野外阶段所做工作包括丹巴燕子沟金矿床实地了解矿床基本情况、收集相关资料、采集样品等；室内阶段工作包括通过本校图书馆和 Internet 网，广泛收集国内外卡林型金矿床有关成矿流体和成矿条件的资料、样品的分类整理、样品的送样测试、包裹体片的观察及相关物化参数的测定等。其中包括电子探针分析、构造数据分析、基本分析、全分析、组合分析等，而包裹体的观察及测温、测压、盐度的测定将在本院矿相实验室和包裹体实验室下完成。

1.5 完成实物工作量

在导师的安排指导下，参与整个《四川省丹巴县燕子沟金矿普查》项目的全过程，历时两年。并担任野外工作队队长及室内资料整理负责人。在完成编写《丹巴燕子沟金矿普查设计》、《丹巴燕子沟金矿磨子沟矿段勘查月报》、《丹巴燕子沟金矿勘查中间报告》、《四川省丹巴县燕子沟金矿普查报告》的工作基础上，完成了现有论文基本资料的收集。期间完成包括野外地质填图、实测剖面、样品的采集(基本分析样、矿石样、组合分析样、全分析样、包裹体样、手标本样、工程样、水样等)、野外素描图的收集、断层及节理等构造的数据收集、岩浆岩体的野外观察研究等工作；在室内完成相关图件的编制、光薄片的鉴定、元素富集分带规律的分析、构造控矿期次的分期配套、包裹体的温度、压力、盐度的测定等等工作。具体时间及成果见表 1-3。

表 1-3　论文完成工作表

	时间	工作类型	工作量
野外工作	2008.9-2008.10 2009.3-2009.4	矿区地质填图	14.8 km^2
		地质剖面测量	1988.3m
		手标本样采集	165 件
		基本分析样	536 件
		全岩分析样	25 件
		组合分析样	25 件
		水样样品采集	5 件
		小体重样采集	20 件
		信手剖面图	50 幅
		野外素描图	190 幅
		断层及节理数据	260 组

室内工作	2008.11、2009.6	基本分析样、全岩分析样、组合分析样、水样及小体重样的分析	611 件
	2008.11、2009.6	岩矿薄片的磨制 岩矿光片的磨制	65 片 70 片
	2008.12、2009.7	岩矿薄片的鉴定 岩矿光片的鉴定	65 片 70 片
	2009.6	断层及节理数据分析	＞240 组
	2009.7	包裹体片的磨制	5 片
	2009.7-2009.11	相关图件的编制	100 幅
	2009.12	包裹体片的分析	5 片

第 2 章 成矿地质背景

2.1 大地构造位置

燕子沟金矿床地处于特殊的松潘-甘孜造山带东部。位于龙门山构造带、川滇构造带、金汤弧形构造（西翼）及青藏滇西-印尼“歹”字构造等四个构造体系的交接部位。区域上受北部的劳亚板块（昆仑地体）、东部的扬子板块及西部的昌都—羌塘板块这三个不同方位的板块相互之间的俯冲、碰撞及陆内会聚的而形成一个倒三角的结果[1]（图 2-1）。此区构造复杂，褶皱、断裂十分发育，受南北向与东西向双向挤压。在板块俯冲、碰撞过程中发育大量的韧性剪切带，而许多韧性带中分布着大量的长英质脉、石英脉。正是这些大型韧性推覆构造导致岩浆活动，对本地区研究发现，花岗岩浆并非来自深处，而是板块俯冲碰撞时在带内物质局部熔融的结果，并形成层内及层间滑脱型的储矿构造，变质变形作用强烈，成矿地质背景好[1]。

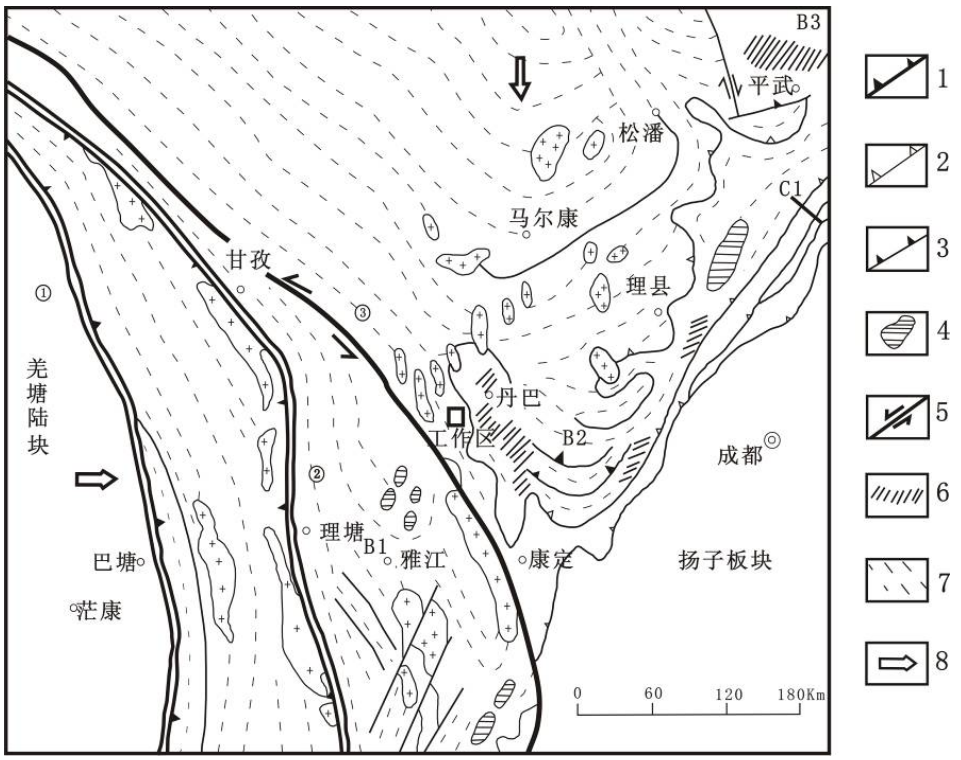


图 2-1 丹巴燕子沟金矿床大地构造位置阅图[1]

1-蛇绿混杂岩带;2-滑脱带;3-逆冲断层;4-穹窿状变形变质体;5-平移断层;6-多层次剪切带;7-褶皱轴线;8-挤压应力;①-金沙江蛇绿混杂岩带;②-甘孜—理塘蛇绿混杂岩带;③-鲜水河走滑断层;B1-天岭逆冲—滑脱叠置岩片;B2-巴颜喀拉—马尔康逆冲—滑脱叠置岩片;B3-雅江逆冲—滑脱叠置岩片;C1-龙门山前陆逆冲带

2.2 区域地质

2.2.1 地层

研究区域地层分区属巴颜喀拉地层区，马尔康小区，区域上出露地层有震旦系、志留系、泥盆系、二叠系、三叠系和第四系（表 2-1）。

表 2-1 区域地层简表[2]

界	系	统	地方性地层单位		代号	厚度（m）
新生界	第四系	全新统			Qh	0-20
		更新统			Qp	0-100
中生界	三叠系	上统	新都桥组		T_3x	1477-2700
			侏倭组		T_3zh	540-700
		中统	杂谷脑组	上段	T_2z^2	485-800
				下段	T_2z^1	229-800
		下统	菠茨沟组		T_1b	0-269
古生界	二叠系	上统	板岩组		P_2^2	0-412
			玄武岩组		$P_2\beta$	0-1173
		下统			P_1	0-135
	泥盆系		危关群	第四岩组	Dwg^4	1500-2000
				第三岩组	Dwg^3	872-1153
				第二岩组	Dwg^2	570-930
				第一岩组	Dwg^1	386-1200
	志留系		茂县群	第五岩组	Smx^5	360-620
				第四岩组	Smx^4	395-1000
				第三岩组	Smx^3	246-377
				第二岩组	Smx^2	149-672
				第一岩组	Smx^1	180-581
元古界	震旦系	上统	灯影组		Zbdn	0-107
			陡山沱组		Zbd	5-67
		下统			Za?	99-400

现对各系岩层分布及岩性进行简单的描述：

震旦系（Z）：主要分布在马尔背斜、公差背斜、青杠林背斜、春牛场背斜核部及翼部，为一套变质的海相碎屑岩、泥质岩及碳酸盐岩组成。与上层志留系呈平行不整合接触。

志留系（S）：主要分布在马尔背斜、公差背斜、青杠林背斜、春牛场背斜核部及两翼。该系茂县群分为五个组，为一套变质的海相碎屑岩、泥质岩及碳酸盐岩组成。与下层震旦系呈平行不整合接触。

泥盆系（D）：主要分布在麦尔多山-燕耳崖-向阳-麦隆沟-磨子沟-边耳-燕窝沟一带志留系外侧及铜炉房、杨柳坪等地。该系危关群第四岩组分为四个层，为一套海相变质碎屑岩、泥质岩及碳酸盐岩组成。与上层二叠系呈平行不整合接触。

二叠系（P）：分布在铜炉房-东谷-杨柳坪及麦尔多山一带。北部地区全部缺失。为一套海相枕状玄武岩夹碳酸盐岩为特征。与下层泥盆系和上层三叠系呈平行不整合接触。

三叠系（T）：主要为一套海相泥质岩碎屑岩夹少量碳酸盐岩组成。与下层二叠系呈平行不整合接触，与上层第四系呈角度不整合接触。

第四系（Q_4）：按其成因可分为冲积、洪积、冰川及冰水堆积，坡积、沼泽堆积等，其中冲积洪积主要沿大渡河及鲜水河水系分布，为区内人口密集和农作物主要耕作区。冰川及冰水堆积，主要分布于高山区。与下层三叠系呈角度不整合接触。

2.2.2 岩浆岩

研究区域内岩浆岩较为发育，岩浆活动方式有侵入和喷出两类。岩石类型较为齐全。其中侵入岩有基性-超基性岩脉、中酸性侵入岩体、岩株、岩枝、岩脉，火山岩则以基性为主，中性甚少，未见有酸性火山岩出露。岩浆活动具有多时代、多期次特征。以地史时间为主线，对测区内的岩浆活动方式、强度、岩石类型、物源等作以下简要总结和分析，从而将研究区的岩浆活动与构造作用的关系作进一步的探讨[2]。

（1）晋宁期岩浆作用

该期岩浆作用形成的岩浆岩主要分布于丹巴县格宗及康定县城东跑马山一带的石英闪长岩和英云闪长岩（康定超单元）。岩体与围岩多为断层接触，在丹巴县的江口地区见震旦系木座组不整合覆于其上，研究区内未见有侵入接触关系。根据以上宏观资料可判断岩体形成于前震旦纪。结合同位素年龄资料 864Ma，判断其形成时期为晋宁期[2]。由于岩石年代古老，受后期变形变质作用的改造较强。因此，其岩浆源区、就位机制、岩浆构造环境及侵位深度等均难以准确判断。

另外，在丹巴县的公差等地的变质穹隆核心的混合岩经原岩恢复，其原岩为中元古代-晚元古代的中酸性-基性火山-沉积岩[2]。因此，可以推测，在研究区东部，晋宁期还有较强的火山活动。

由此看，研究区晋宁期岩浆作用较为强烈，反映在该时期为构造活跃期，说明此时扬子大陆西缘构造活动仍比较活跃，古陆还未完全形成。

（2）加里东期岩浆作用

研究区内加里东期岩浆岩较少，主要为加里东晚期产于志留系通化组中的基

性火山岩，构造环境判别显示为大陆裂谷玄武岩[2]。说明自晋宁运动扬子古陆形成后，有较长一段时期相对较为稳定，岩浆活动较弱，直至加里东晚期，才比较活跃，在拉张背景下形成这一套分布较为局限的具大陆裂谷性质的玄武岩。

（3）华力西期岩浆作用

研究区内华力西期岩浆作用以晚二叠世大石包组玄武岩为主，在研究区东部呈条带状产出，横向上，岩性、岩相都较为稳定，以溢流相为主，爆发相极为少见。构造环境判断反映为大陆裂谷环境。

另外，在研究区东部还出露有较多的华力西期基性—超基性岩脉，该类岩脉的岩石地球化学特征表现为稀土总量高、轻稀土富集明显，结合与之相关的大石包组玄武岩的喷发特征，可类比于攀西裂谷阶段的镁铁质杂岩[2]。

由此看，晚二叠世本区岩浆活动再次趋于活跃，结合区域地质资料分析，在这一时期，研究区以东有峨眉山玄武岩、以西有甘孜-理塘带火山岩，说明此时整个扬子大陆西缘以伸展运动为主，裂谷活动广泛发生，扬子大陆部分裂解。

（4）印支期岩浆作用

研究区内的印支期岩浆岩主要产出于鲜水河断裂带北段的道孚-铜佛山一带及雅江县容须卡-呷基卡一带。其中，道孚-铜佛山一带产出的主要为如年各组基性火山岩及与其相伴产出的基性—超基性脉岩。在该地区，基性火山岩、基性-超基性脉岩与深海放射虫硅质岩、泥灰岩、粉砂质板岩等相伴产出，构成不完整的蛇绿岩组合。这些基性-超基性脉岩、基性火山岩的构造环境判别反映为裂谷环境，表明鲜水河断裂带在中晚三叠世时期为一裂谷。深海放射虫大硅质岩及超基性的出现则说明裂谷活动较为强烈，已出现深水环境，并出现初始洋壳。而在雅江县容须卡一带产出的印支期岩浆岩为一套由闪长岩→石英闪长岩→花岗闪长岩→二长花岗岩组成的具成分演化特征的中酸性侵入岩（雅江超单元）。它们一般规模较小，以岩株、岩枝的形式侵入于新都桥组及两河口组地层中。根据其同位素年龄 192~212Ma 看，侵位时间为印支末期。根据构造环境判断结果，其形成于挤压环境，岩浆源区为下地壳或壳幔边缘。为下地壳或上地幔物质经低度重熔的岩浆在构造应力作用下，沿构造裂隙被动侵位的产物。

从以上事实分析表明，研究区在三叠世中晚期，产出一套具裂谷性质的岩浆岩组合，反映当时本区处于拉伸环境，并形成鲜水河裂谷。裂谷活动时限及特征大致可与甘孜-理塘裂谷带类比，只是规模相对较小。其后，至晚三叠世末期，本区岩浆活动以小规模的中酸性岩浆岩侵入为主，未出现中酸性火山岩，而据侵入岩的构造环境判别结果，具有一定的岛弧性质，表明其形成于挤压造山环境。因此，可以推断，晚三叠世末期本区构造应力主要由拉伸应力场转变为挤压应力场，鲜水河裂谷至此关闭，结束了鲜水河裂谷发育的历史。

（5）燕山期岩浆作用

研究区内燕山期岩浆作用的产物有燕山早期的拉日马超单元及燕山晚期的

大雪山超单元和铜佛山超单元等中酸性侵入岩，这些侵入岩以岩株、岩枝或小型岩基的形式分布于上三叠统地层中。几个超单元的岩石组合较为相似，均由（辉石）闪长岩→石英闪长岩→花岗闪长岩→二长花岗岩组成。在各超单元内部，具有从早期侵入体至晚期侵入体由中性向酸性演化的较为一致的演化规律。根据构造环境判别结果，它们均形成于挤压造山环境；岩浆源区均为上地幔-下地壳；就位机制均为被动侵位。总体看，燕山期岩浆岩均为下地壳或上地幔低度重熔的岩浆在构造应力作用下，沿构造裂隙被动侵位的产物[2]。

综合以上特征分析表明：从印支末期至燕山期，研究区有持续的中酸性岩浆侵入活动，且这一时期侵入岩的岩浆源区判别、构造环境判别等结果及岩浆就位机制都较为相似，说明燕山期的岩浆活动与印支末期岩浆活动具有大致相似的构造环境，均为造山带花岗岩。同时也说明研究区内的燕山期构造运动是印支末期造山运动的延续，而区内的印支末-燕山期的几次岩浆活动则是印支末期-燕山晚期造山运动不同阶段的产物。

（6）喜马拉雅期岩浆作用

喜马拉雅期岩浆作用的主要产物为分布于研究区鲜水河断裂带南东段折多山一带的折多山岩体。岩体规模较大，呈中-大型岩基分布于康定县折多山一带。岩性为：花岗闪长岩→粗粒似斑状黑云母二长花岗岩→中粒黑云母二长花岗岩→细粒黑云母二长花岗岩[2]。在研究区内解体出 20 个侵入体，归并为四个单元，一个超单元-折多山超单元。岩石 SiO_2 含量较高，但变化范围较窄，岩石的结构由粗粒似斑状演化为中粒结构、细粒结构，表现出明显的“S”型花岗岩的结构演化特征。为上地壳重熔钙碱性系列的岩浆沿鲜水河断裂被动侵位而形成。据许志琴等的研究结果认为：折多山花岗岩体为大规模左型剪切作用，导致钙碱性系的岩浆沿研究区鲜水河断裂带南东段侵位，冷凝形成的产物。

2.2.3 构造

本区位于松潘-甘孜造山带的二级构造单元丹巴深层滑脱-逆冲叠置构造岩片单元。该构造岩片展布于研究区沙冲沟断裂以东，丹巴、东谷、小成都、大里沟及康定一带(图 2-2),面积约定 2585.6km^2 。由元古代变质火山岩系、古生代及中生代三叠系碎屑岩、碳酸盐岩构成。构造线呈北西向展布。发育北西向、北东向及近东西向延伸的三组断裂构造，由于受多期构造作用，导致早期形成的，延伸北西向的褶皱轴线发生偏转，显示出叠加褶皱的特征。在该构造岩片内发育七个穹隆构造。与本区矿床关系较密切的断裂有如下：

(1)玉科断裂

位于玉科-七格科-卡尔杂-五家棚-东谷鱼洞子-银厂沟大海子一线。走向北西-南东，两端伸出图外。区内长 103 公里。该断裂属具多期活动特点的压扭性

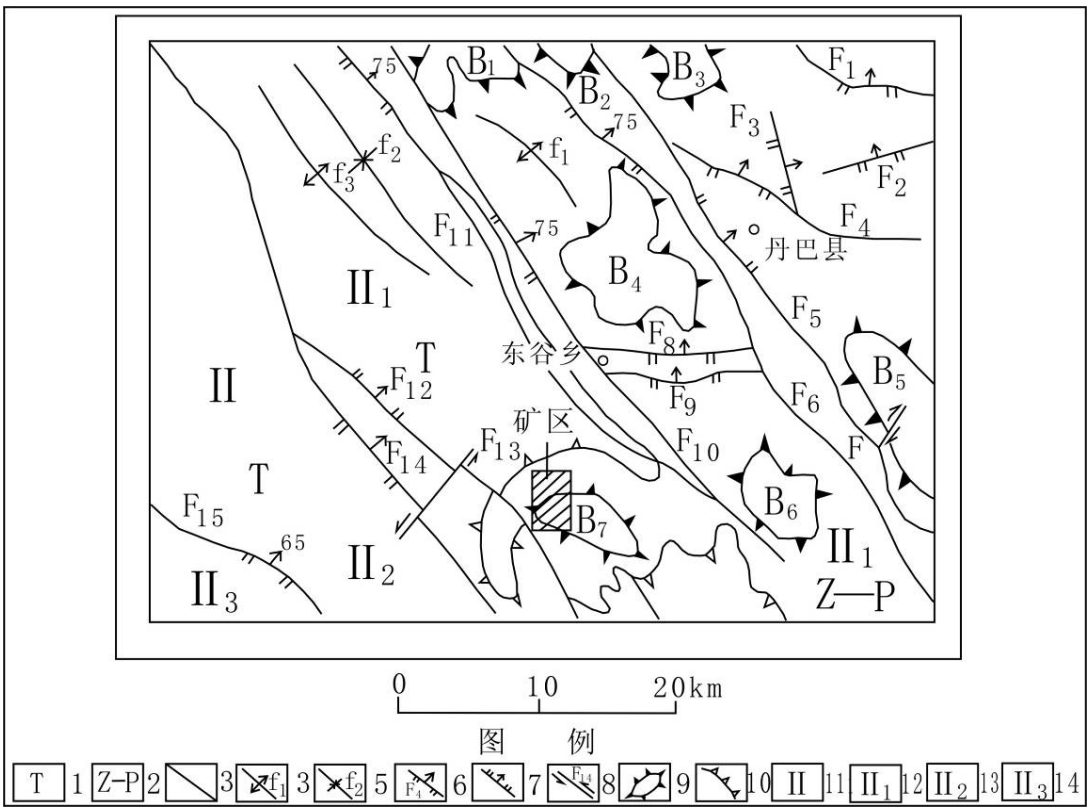


图 2-2 区域构造纲要图[1]

1三叠系;2震旦系-二叠系;3构造单元分界断裂;4背斜及编号;5向斜及编号;6逆断层及编号;7正断层及编号;8平移断层及编号;9穹隆构造;10滑脱断层;11松潘-甘孜造山带;12丹巴滑脱-逆冲深层叠置构造岩片;13 马尔康滑脱—逆冲浅层叠置构造岩片;14 鲜水河断裂带;f1.格垭沟背斜f;2.斯达纳向斜;f3.斯格翁错背斜;F1 根巴沟断层;F2 卡垭沟断层;F3 日波断层;F4 中路断层;F5 大马断层;F6 柯尔金断层;F7 季家河坝断层;F8井备断层;F9 世亚断层;F10东谷断层;F11 五号闸断层;F12 两河口断层;F13 牦牛沟断层;F14泥冲沟断层;F15 道孚—康定断裂;B1青杠林穹隆;B2妥皮穹隆;B3巴旺穹隆;B4公差穹隆;B5格宗穹隆;B6杨柳坪穹隆;B7永西穹隆

断裂。从切断三叠系新都桥组和七格科岩体（同位素年龄为 122Ma）[2]；三叠系特别是侏倭组在断裂西侧以砂、板岩韵律式互层为特征，厚度较小，东侧以砂岩为主夹板岩及碳酸盐岩，厚度较大。总的倾向北东，倾角 60°～75°左右。沿途岩石挤压破碎明显，常形成大的槽沟。在玉科一带，由若干条大致平行的断裂组成。断面倾向北，倾角 60°～70°左右。断裂带宽 500～600m。各断裂两侧次级褶曲及构造透镜体发育，断面上具糜棱岩及擦痕。在维他沟口，于断裂北东侧见一组北西西一近东西向次级褶皱与主干断裂组成平面“入”字型构造，锐角指向南西盘相对北东盘（上盘）向北西方向扭动（顺扭）。玉科至兴德柯一带多处见近南北走向的次级褶皱仅限于断裂北东侧而不跨越主断裂并组成平面“入”字型构造，锐角指向南西盘（下盘）相对北东盘（上盘）向南东方向扭动（反扭）。类似这种顺、反扭现象从一断裂面所见水平擦痕指向 60°，倾角 40°，另一断面斜向擦痕指向 225°，倾角 70°，亦清楚表现出来。

(2)鲜水河大断裂

位于麻孜-道孚-葛卡-松林口-四十道班一线。系区域性鲜水河大断裂中之一

段，区内长约 60.5km。走向北西 325°～330°，断面总的倾向北东，倾角 45°～70°。卫星象片上显示的平直线性构造影象特征甚为清晰，具有延伸远，切割深，力学性质多变，挽进活动也比较强烈等特点。该断裂具有从早期反扭、后期顺扭、挽进活动亦显示反扭的特点，表明为一多期活动的压扭性断裂。从印支期基性火山岩仅分布于断裂南西一侧，并被断失；葛卡岩体（同位素年龄值为 108.3Ma）被扭错[2]；历史及近代地震显示该断裂具有强烈活动等事实，表明该断裂可能成生于印支早期或更早，而以印支晚期活动最为强烈，并导致基-超基性火山喷发。燕山期-喜山早期再次强烈活动，至今仍在继续活动中。

(3)东谷断裂

位于格洛沟-五号闸-东谷-大岩沟尾一带。走向北西-南东，北西端消失于上三叠统新都桥组（黑色）板岩中，南东延至图外。区内长约 80Km。断面总的倾向北东，倾角 50°～75°左右。其中格洛沟一带，断于三叠纪地层中，由数条倾向北东 50°，倾角 65°～70°及倾向南东，倾角 70°～85°的次级断裂组成宽约 50～100m 的断裂带，次级褶皱较为发育，下盘地层强烈倒转。向南东进入党岭岩体，岩石挤压强，石英普遍波状消光，破碎带宽约 10m。在边耳耗牛坪见 4cm 宽的糜棱岩，断面具擦痕，沿断裂带有泉水出露。在边耳耗牛坪-五号闸-竹子沟大海子一带，泥盆系危关群第四岩组直接推覆于中三叠统杂谷脑组上段厚一块状钙质砂岩之上，断距大于 2000m，断裂两侧次级褶皱及断裂较为发育，挤压破碎带宽约 100m，并见基性岩脉及长英脉侵入。东谷一带形成一大槽沟，上盘为志留系茂县组第四岩组含蓝晶石榴二云英片岩夹石英岩，产状 52°∠61°；下盘为泥盆系危关群第四岩组变粒岩、炭质片岩夹大理岩，产状 240°∠57°。断距大于 2000m，

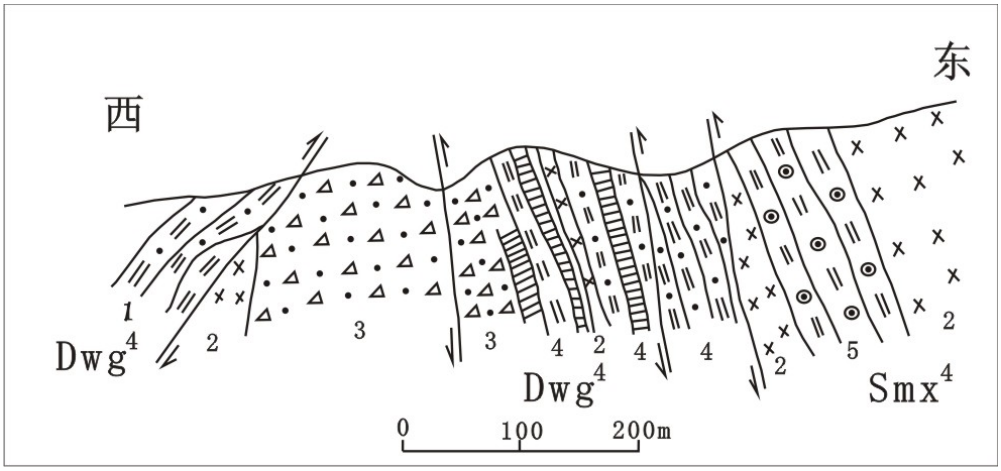


图 2-3 东谷断裂素描图[2]

1.二云英片岩;2.基性岩脉;3.糜棱岩及角砾岩;4.炭硅质板岩;5.石榴二云英片岩

两侧岩石挤压破碎强烈，断裂带上平行主断裂的次级压性断裂十分发育，具碎裂岩及糜棱岩。海西期基性岩脉已普遍片理化，有的已糜棱岩化。

该断裂属压扭性断裂（图 2-3），除切断中、古生代地层及东谷一带区域变质

带被断失、海西期基-超基性岩及燕山期党岭岩体被强烈破碎外，自泥盆系以来，断裂两侧存在下列明显变化：即①泥盆纪时期东侧以粗碎屑岩沉积为主，且沉积特征类似于川滇南北构造带东侧的特点；西侧则以一套泥质岩为主夹细碎屑岩，类似于川滇南北构造带西侧康定莲花山一带的沉积特征。②二叠纪至三叠纪早期，西侧地层发育较全，并有海底基性火山喷出的玄武岩；东侧边耳-甲斯观一带则全部缺失，火山岩也未见踪痕，而表现为中三叠统杂谷脑组下段超覆于泥盆系危关群第四岩组（D*wg*^{4}）之上。上述现象表明，该断裂具有多期活动的特点，可能成生于加里东运动末期，而以燕山-喜山早期活动最为强烈。

⑷铜炉房背斜

位于沙冲沟向斜南西，铜炉房-七美科一带。走向北西-南东，两端伸出图外，其中北西端在图外与玉科断裂呈锐角相交。区内长约100Km。核部由泥盆系危关群第四岩组黑色千枚岩夹炭硅质岩及结晶灰岩组成，两翼为二叠系至三叠系侏楼组。该背斜仅北西、南东两段形态较完整，中段由于玉科断裂西侧的南北向次级褶皱及燕山期苏鲁措至登青沟一带四个雁列花岗岩体的侵冲、干扰而复杂化。在南东段的铜炉房一带，背斜核部较为开阔平缓，两翼基本对称，倾角20°～40°左右，远离核部倾角变陡约60°左右。沿北西方向两翼次级褶皱较为发育，其中果格鲁一带各次级褶皱两翼较为对称，倾角变陡达60°～75°。在七美科至查依柯一带，复背斜总体呈现轴面倾向北东，北东翼较缓，倾角30°～60°，南西翼较陡，倾角40°～75°。

由此看，该背斜为一南东段开阔、对称，北西段轴面倾向北东且向北西倾伏的不对称背斜。 铜炉房背斜，在铜炉房一带核部尚表现为一与整体形态不相协调的近等轴状“穹窿体”，据其八美-丹巴公路线上观察，该“穹窿体”’的轴部舒缓宽阔，南北两翼地层连同片理或板理一起分别向近南、北方向缓倾，相伴而生的还有一组与地层走向大致平行的轴面劈理，它们在宽阔的轴部直立产出，及至两翼则表现为南翼北倾和北翼南倾，整体构成- “劈理扇”，与“穹窿体”显

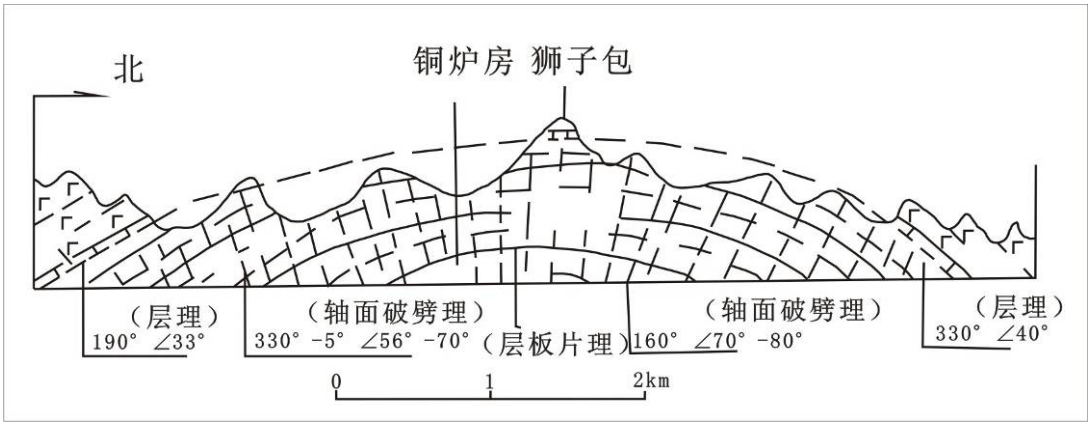


图2-4 铜炉房背斜构造剖面图[2]

有密切的几何和成生关联（图 2-4)，由此推测，这部分构造形迹，可能是被包容于北西向褶皱内的另一先成体系一金汤弧西翼反射弧的残迹。

2.2.4 区域矿床类型及特征

结合前人的研究成果，经过详细的野外工作，已查明本矿区矿产资源种类多，多种矿产储量资源丰富，许多矿产均已进行多年开采，揭示本区成矿地质背景好，开发潜力较大。主要矿产如下述：

(1)金矿

研究区是四川省岩金主要采金区之一，采金历史悠久。清末至民国，特别是解放前，国民党刘文辉统治原西康省期间是采金最兴盛的时期。开采较盛的有黄金坪、老台子等金矿，留有老硐数十个，最深者达120m以上，其余各矿点也几乎全部留有规模不等的古采金遗迹。解放后至1976年，由于政治、经济等原因，采金几乎停顿。1985年，黄金坪、三碉、白金台子三个金矿床被国家黄金总局列入第一批基建前期工作计划，其中黄金坪金矿日处理750t/r规模的生产矿山于1993年建成投产，使本区岩金生产跨入全省前列。近两年来，又掀起采金热，国家、集体、个人一齐上，土洋结合，省内外及当地采金人数达百人，沿大渡河两岸遍布全区各金矿床矿点，估计年产金至少在100kg 以上。本区岩金资源丰富、易采选，是四川省规划建设的主要岩金生产基地，有“大渡河金谷”之称。黄金生产的发展，不仅给金矿地质工作提供了重要的找金线索，而且也推动着地质勘查工作的发展。区域附近有402地质队在进行金矿开采，可见研究区金矿仍有较好的开采价值。

(2)杨柳坪铂镍矿

杨柳坪铂镍矿床位于丹巴县城以南格宗乡境内，由杨柳坪、协作坪、正子岩窝三个矿段组成，为一个以铂镍为主，铜、钴、金、银等伴生，并可以综合利用的大型铂镍矿床， 现已有银河公司在进行铂镍矿的开采。

(3)伟晶岩白云母矿

丹巴白云母矿是我国开发最早的白云母矿之一，有悠久的发现史和开采史。清代《丹巴图志》载:“本县边古、岳扎产云母石”。1912 年,先后有中外商人在此开采,1939 年，丹巴五张白云母参加美国世界博览会，引起巨大轰动，从此，丹巴被誉为“云母之乡”。1951 年,丹巴正式建立新中国的第一个白云母矿厂，初期以露天开采为主，20 世纪50 年代后期，转为地下坑道开采为主。在1951～1988 年的38 年间，丹巴共采白云母矿117万吨余，为我国重要的白云母生产基地(图 2-5)。此外，研究区还发现有铅锌矿，硅矿、铁、石棉等矿种，均具有较好的开采价值。

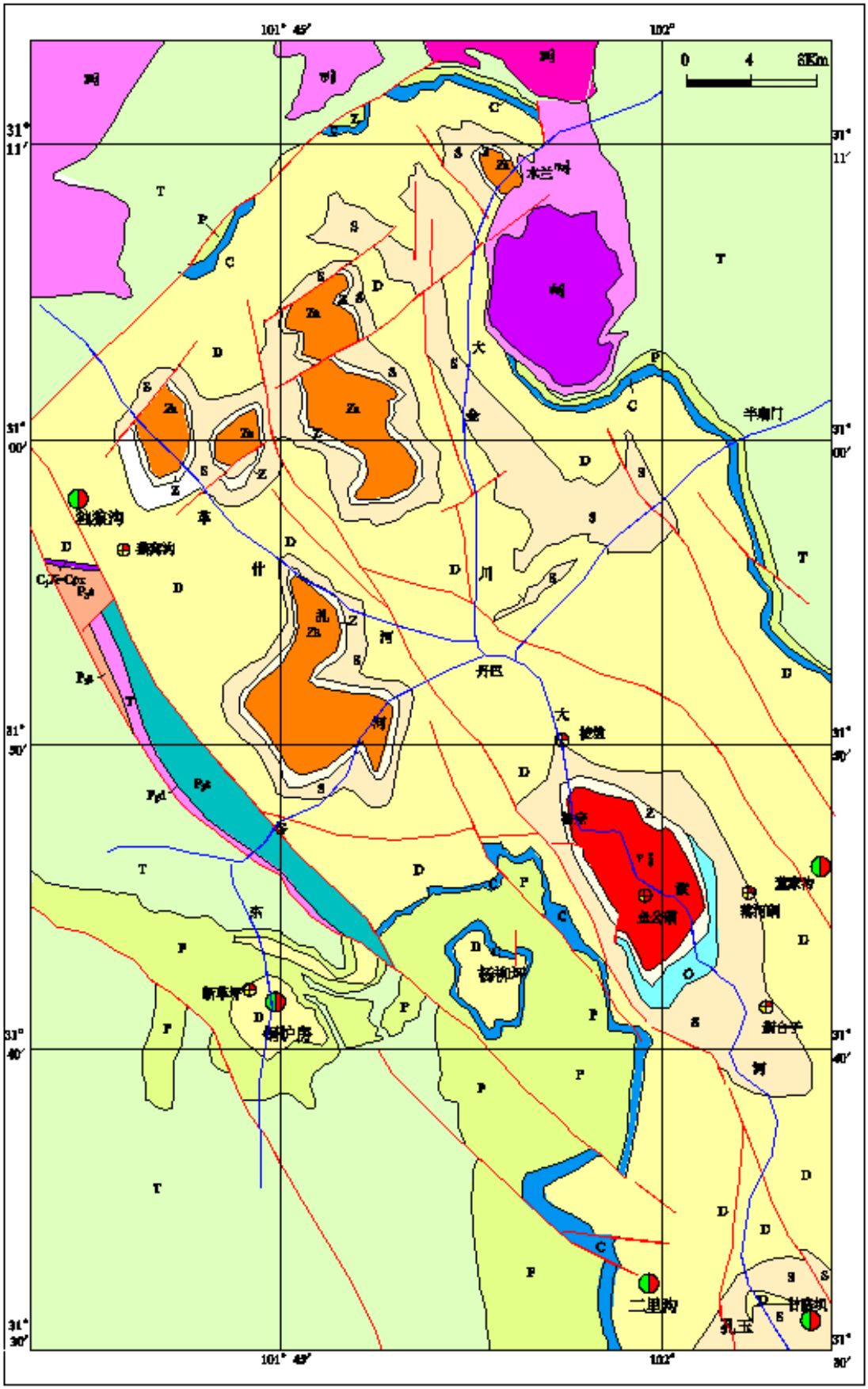


图 2-5 矿区矿产分布图[2]

2.3 矿区地质

2.3.1 地层

矿区出露地层为泥盆系危关群第四岩组、二叠系下统、上统及第四系（表2-2）。

表 2-2　矿区地层表[2]

地层代号	分布范围	岩性	厚度（m）
冲积（Q_4^{al}）	磨子沟河床及河漫滩	砾石及砂泥	2～15
残破积（Q_4^{edl}）	矿区地形平缓低洼之处	碎石、亚砂土及腐殖土	2～10
二叠系上统玄武岩段（$P_2\beta$）	上新草坪及以上部分	灰色阳起石片岩、绿泥片岩、石英角闪片岩夹绢云千枚岩、大理岩和变质玄武岩	300, 未见顶
二叠系下统（P_1）	在矿区野外出露情况不是很好，在猪圈沟出露较好	灰色结晶灰岩夹绿片岩，底部为石英岩及阳起石英岩	46.7
泥盆系危关群第四岩组（$Dwg^{4\text{-}1\sim4\text{-}3}$）	矿区仅仅出露上段及中段一部分	黑色石英千枚岩、炭质千枚岩加少量碳酸盐、硅质岩及变粒岩	796～1000

泥盆系危关群第四岩组（Dwg^4）：仅出露上段及中段部分地层，为一套黑色石英千枚岩、炭质千枚岩、炭质千枚岩夹少量碳酸盐、硅质岩及变粒岩组成，见较多基性-超基性岩脉侵入，金矿化即在该层顶部千枚岩夹灰岩、变粒岩中。该组厚度 796～1000m，与上覆地层呈平行不整合接触。该岩组在在区域上分为九层，但在燕子沟金矿床只出露三层，其特征如下：

(3)下部以灰绿色绢—白云母石英千枚岩为主夹炭质绢-白云母石英千枚岩及少量薄层状结晶灰岩、变粒岩；上部为 3.5m 灰黑色砂质结晶灰岩。厚 152.2m，与区域上第九层相当。

(2)下部为厚 12.9m 的块状变粒岩夹微含磷的薄层状帘石变粒岩，P_2O_5 最高含量达 2.5%；上部为炭质石英千枚岩夹薄-中厚层状结晶灰岩及硅质岩。厚 56.3m，与区域上第八层相当。

(1)下部为厚 11.5m 的块状变粒岩；中部为薄层状结晶灰岩夹千枚岩；上部为灰黑色炭质千枚岩、绢云石英千枚岩。见有基性岩脉贯入。厚 146.9m，与区域上第七层相当。

二叠系（P）：以玄武岩夹碳酸盐岩为特征。其与下伏地层呈平行不整合接触。

第四系（Q_4）：主要分布于河谷及山麓及边沿、山坡等地，厚 0～15m。

2.3.2 构造

矿区位于丹巴铜炉房“热穹窿”内部，构造发育，主要以断裂构造为主，且具有多向性和复合性特点。本区还出露有褶皱构造、因受区域动力作用的影响而产生的韧性剪切带、顺层剪切带及大量的节理构造、揉皱构造。

（1）断裂构造

结合矿区填图工作、平硐、老硐等资料，认为矿区主要发育有 F_1、F_2、F_3、F_4、F_5、F_6、F_7、F_8 共 8 条断层（图 2-6、表 2-3），这 8 条断层中，主要为成矿前期断裂，分为北东南西向及近东西向断裂。另外还出露有其它含矿断层 20 条（图 2-6、表 2-4），主要为北东-南西向及北西-南东向。

表 2-3　矿区实测断裂表

断层编号	产状要素			矿区规模		断层性质	
	走向	倾向	倾角	长度(m)	宽度(m)	力学分析	上盘移动
F_1	20°～30°	NW	60°	>7200	4～5	压扭	上升
F_2	60°～70°	SSE	70°	1000	2～3	压扭(右行)	上升
F_3	80°～90°	SSE	67°	1800	4～7	压扭(右行)	上升
F_4	95°～110°	SWW	80°	>2000	3～5	压扭(右行)	上升
F_5	95°～110°	SWW	76°	700	4～6	压扭(右行)	上升
F_6	150°～160°	SW	77°	1300	1～3	张扭	下降
F_7	140°～150°	SW	68°	900	2～4	压扭(左行)	上升
F_8	40°～150°	SW	71°	780	1～2	张扭	下降

表 2-4　主要矿(化)脉产状统计表

编号	断层产状	编号	断层产状	编号	断层产状
F_9	316°∠40°	F_{16}	130°∠75°	F_{23}	115°∠50°
F_{10}	340°∠52°	F_{17}	122°∠65°	F_{24}	120°∠30°
F_{11}	320°∠50°	F_{18}	300°∠46°	F_{25}	290°∠76°
F_{12}	150°∠60°	F_{19}	176°∠75°	F_{26}	340°∠63°
F_{13}	310°∠45°	F_{20}	208°∠68°	F_{27}	170°∠60°
F_{14}	195°∠60°	F_{21}	110°∠65°	F_{28}	315°∠50°
F_{15}	160°∠55°	F_{22}	120°∠60°		

资料来源：实测

1)牦牛沟断层（F_1）

该断层展布于丹巴县东谷乡牦牛沟一带，呈北北东向延伸，研究区内延伸长约 7.2km。断层两侧地层界线发生明显错位，北西盘向南西方向位移，地层产状 40°∠25°，南东盘往北东方向滑动，地层产状 250°∠20°。断层通过的地方均为沟谷地貌，断层两侧地层产状紊乱，岩石破碎，发育劈理化带（S_1：50°～60°∠47°～59°）及石英细脉。变质砂岩透镜体常呈串珠状不均匀分布于劈理化带中。从其配套的情况看，该断层曾遭受近东西向构造挤压应力作用，并派生北东-南西向的剪切应力。

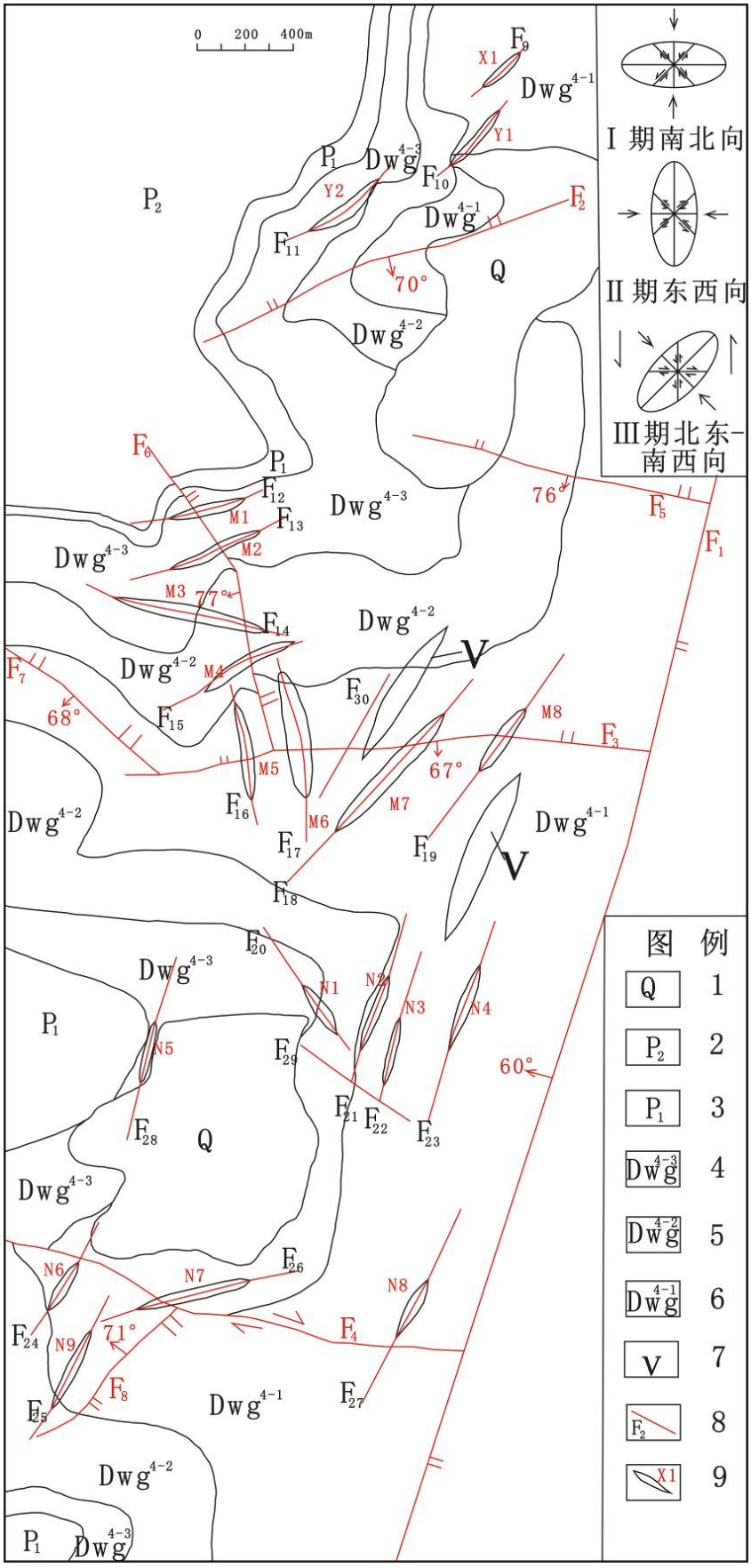


图 2-6　丹巴燕子沟金矿矿(化)体地质特征图

1-第四系;2-二叠系上统;3-二叠系下统;4-泥盆系危关群第四岩组第三层;5-泥盆系危关群第四岩组第二层;6-泥盆系危关群第四岩组第一层;7-辉绿岩脉;8-断层及编号;9-金矿(化)体

2)燕子沟断层（F_2）

该断层展布于丹巴县燕子沟一带，呈近东西向延伸，研究区内延伸长约 1km。切割泥盆系危关群地层，断层两侧地层界线错位并不是很明显，走向北东 60°～70°，断面总的倾向南东，有弯曲，倾角 70°。断层两侧都有矿体的出露，含矿断裂与该断层呈一定的小角度相交，主要分布于矿区北部。断裂走向约东西向，本断层在地貌上存在一条大沟，破碎带较为发育，宽度约 2～3m，由东往西延伸至牦牛河断层，与区域性北西-南东向挤压一致。在该断层破碎带内主要为炭质千枚岩，石英岩及大理岩的透镜体，可见极少量的构造角砾岩。

3)磨子沟断层（F_3）

位于磨子沟口-疙瘩粱子-菜园子-章乃加一线，走向北东-南西。北抵猛古岩体（可能延至岩体内部），南西在磨子沟以南消失，长约 32Km，但在矿区出露大约 1.8km。断面总的走向 80°～90°，倾角 67°。其中在磨子沟口断于泥盆系炭质千枚岩中，断面倾向南东，上盘产状 345°∠30°，下盘地层产状较乱，次级褶皱及断裂较为发育。次级断裂面呈波状起伏，具水平及倾向两组擦痕。挤压破碎带宽 100m 左右，并见较多伟晶岩脉侵入。在菜园子至章乃加一带，断于泥盆系地层中，由二条断裂组成（图 2-7），沿线岩石挤压强烈，两侧次级褶曲较为发育。

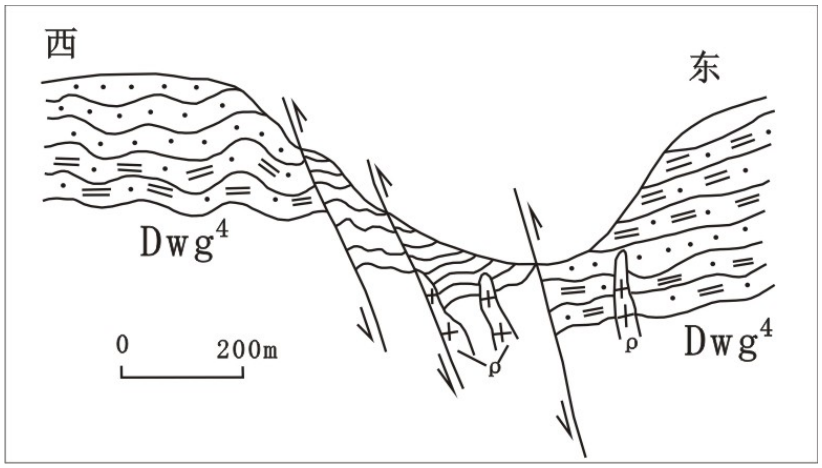


图 2-7 磨子沟断层素描图[2]

4)泥冲沟断层（F_4）

展布于泥冲沟矿段，为近东西向的断裂，是矿区内的二级断裂。断裂走向 90°～110°左右，倾向北北东，倾角 80°，近于直立。在泥冲沟断裂（F_{11}）中发育一形态较大的倾竖、平卧褶皱（图 2-8），有较多顺层石英脉发育于岩石内，矿化不明显，倾竖褶皱两翼产状：SW：305°∠78° NE：205°∠86°。表明断裂在这一时期是以右行为主，并在竖直方向也有挤压应力的活动特点。断裂内岩石变形强烈，构造角砾岩发育，在炭质千枚岩等软弱岩层中，揉皱也较为发育。断裂内偶见呈立方晶形的粗粒黄铁矿，两侧次级断裂发育，矿化较好。



图 2-8　泥冲沟倾竖、平卧褶皱图

5)永西沟断层（F_5）

出露于永西沟矿段，北西-南东向断层（F_5），产状 185°∠76°，沿走向延伸较远，连续延伸约 0.7km。断裂带内地形切割非常明显，为一弯曲的沟谷地形，表现为一明显的线性沟谷地貌，两侧岩层产状变化较大。围岩蚀变主要为硅化、绢云母化，偶见黄铁矿化，在断裂两侧可见顺层石英脉发育。断层两侧大量糜棱岩，永西沟金矿体在断层的北东一带分布，与此断层呈小角度斜交。

6)猪圈沟断层（F_6、F_7）

展布于磨子沟矿段，近南北向断层是猪圈沟断裂（F_6、F_7），产状 240°∠77°，沿走向延伸较远，连续延伸约 1.3km。断裂带内地形切割非常明显，多见陡崖，表现为深切割地貌，两侧岩层产状变化不大。围岩蚀变主要为黄铁矿化、硅化、绢云母化，在断裂两侧可见大量的截层石英脉及顺层石英脉发育。

7)小沟断层（F_8）

泥冲沟矿段内北东-南西向断裂发育，主要有 F_{12}、F_{13}、F_{14}、F_{15} 等。断裂走向 40°～80°，倾向南东，断裂倾角 50°～70°，断面较陡。断裂在地表出露多表现为破碎带，表面岩层破碎，具褐铁矿化，F_8 断裂两侧还发育一系列张性的节理，矿化明显。

北东-南西向断裂主要为一系列逆断层，断面较为光滑，主要是受东西向挤压力形成，从目前工作情况来看，为发育较好的矿体。但在附近发现有工业价值的缓倾矿体，即层状-似层状矿体。

（2）褶皱

褶皱构造在本区较为发育，矿区总体为一背斜，断层不发育，背斜是铜炉房背斜的南东段。该背斜核部表现为一与整体形态不协调的近等轴状“穹隆体”，核部舒缓宽阔，南北两翼地层连同片理或板理一起分别向近南北方向缓倾，两翼基本对称，倾角 22°～40°，远离核部倾角变陡约 60°左右。背斜呈北西-南东向展

布，核部由泥盆系危关群组成，两翼由二叠系至三叠系组成。核部具金矿化。该背斜与金矿关系密切。

矿区位于铜炉房背斜东南。背斜的核部由泥盆系危关群第四岩组黑色岩系组成，翼部为二叠系绿岩。背斜近于等轴状，轴部地层舒缓宽阔，地层连同片理或板理一起向外缓倾。



图 2-9 磨子沟矿段猪圈沟背斜剖面图

本区次级的褶皱是磨子沟矿段的F_6西侧的猪圈沟背斜，背斜的走向为北西-南东，顺走向的延伸约400m左右。其北东翼产状为30°∠20°，南西翼产状为285°∠15°(图2-9)，在背斜的虚脱部位和由背斜引起的小型断裂中围岩蚀变较为强烈，有明显的硅化、黄铁矿化和方铅矿化，随着远离滑脱部位和断裂，围岩蚀变的程度逐渐减弱。

（3）揉皱

永西穹窿北西段，地层的隆升过程中，在泥盆系危关群第四岩组第一层炭质千枚岩、千枚岩地层中派生的顺层滑脱剪切带也是本区金矿体成矿的有利部位。地层在构造应力的作用下产生顺层滑动破裂，形成滑脱带、破碎带和剥离空间，有利于成矿热液的填充、交代与成矿物质沉淀，滑脱剪切带中石英脉与石英细脉等相互交叉切割，说明容矿层中具多期次的成矿作用，石英细脉常常沿炭质千枚岩或千枚岩中张性裂隙或其他线形构造充填，硅化强烈，黄铁、黄铜矿化沿细脉两侧蚀变强烈。剪切带中形成的矿体呈似层状、具分支复合、膨胀狭缩、尖灭再现的特征。矿体沿走向上的延伸一般远大于沿倾向上的延伸。

在磨子沟矿段，与本区层状矿体有关的顺层滑脱剪切带发育明显。PDm4横切一滑脱剪切带贯入，其坑道顶部为滑脱剪切带的顶板，顶板下部岩层较为破碎，节理发育，偶见岩石劈理，带内岩层为泥盆纪危关群第四岩组第一层灰黑色炭质板岩、千枚岩，其黄铁矿化、黄铜矿化和硅化明显，炭质板岩、千枚岩中穿插了众多张性的截层和顺层的石英细脉，坑道里中可以看到有两组明显的共轭剪节理发育，分别为260°∠83°、160°∠75°和55°∠70°、340°∠80°，由剪切作用形成

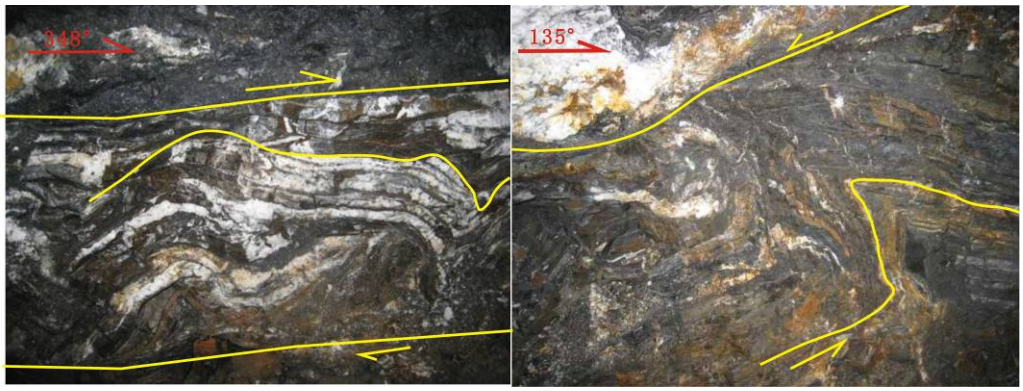


图 2-10　剪切作用形成的揉皱

的揉皱发育（图2-10），图中可以看出，在剪切力的作用下，围岩发生变形破裂，形成一定的容矿空间，之后含矿热液充填其中，沉淀成矿，并且热液的活动引起炭质板岩、千枚岩围岩蚀变沿剪切带大致成线型分布，其蚀变强度与剪切带的构造变形强度及碎裂岩的发育程度成正比,即由剪切带中心到两侧,围岩蚀变强度由强到弱,最后热液蚀变随剪切带构造变形的减弱而消失。

（4）节理

燕子沟金矿床中节理大量发育,且大部分以剪节理为主,由节理密集发育而成的断层对矿(化)体的控制作用也比较明显,因此,系统测量矿床内与成矿有关的节理产状与数量对于探讨矿床的成矿规律进而进行成矿预测显得尤为重要。基于此,笔者系统测量了20个主要矿(化)脉、地表露头节理及4号中段与成矿关系密切的剪节理产状(表2-5）。

表 2-5　4号中段节理统计表

编号	节理产状	编号	节理产状	编号	节理产状
1	140°∠76°	8	340°∠89°	15	60°∠55°
2	212°∠86°	9	305°∠87°	16	280°∠60°
3	155°∠75°	10	160°∠80°	17	300°∠70°
4	170°∠85°	11	55°∠80°	18	125°∠80°
5	150°∠70°	12	260°∠83°	19	285°∠60°
6	60°∠70°	13	305°∠80°	20	215°∠74°
7	70°∠75°	14	310°∠75°		

资料来源：实测

据节理数据绘制了主要矿（化）脉产状等密图(图2-11）和 4号中段节理走向玫瑰花图(图2-12)。综合分析4号中段节理走向玫瑰花图与矿(化)脉产状等密图,可以得出4号中段节理主要为两组走向:一组是10°～20°之间，另外一组是310°～320°之间。并利用表2-4的数据做出的等密图，可以得出主要为两组优势矿（化）体产状：一组是115°∠63°，另外一组是314°∠45°。

经由主应力图分析可知,矿床中矿(化)体成矿期主要受南东-北西向挤压力的影响，最大主应力方向为NEE,最小主应力为近北西西向。共轭节理组交线的倾伏方向为北北西 或南南东 ,据矿(化)体的分布及与铜炉房的空间位置可知，本矿床中的矿(化)体主要是一种剪切型北东-南西走向的雁列状分布。

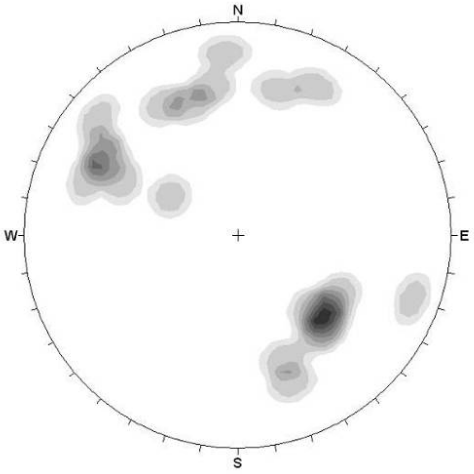


图 2-11 含金矿(化)脉断裂等密图

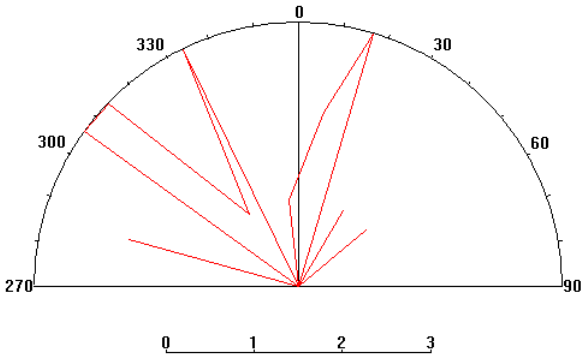


图 2-12 4号中段节理走向玫瑰花图

2.3.3 岩浆岩

矿区内变质基性及超基性岩体十分发育，其侵入时代为海西期[2]。单个岩体沿围岩层间岩床状、透镜体产出。一般长度数百米至上千米，少数仅十余米。宽3～30m，最宽者达 80 余米，薄者仅数十厘米。岩体与地层接触面平直，围岩与

表 2-6 海西期蚀变基性及超基性岩化学成分表[2]

序号	岩石名称	化学成分及含量（%）										
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
1	透闪石岩	44.40	0.90	7.80	1.35	9.71	0.16	20.55	8.37	0.20	0.05	0.14
2	绿泥阳起片岩	42.06	0.88	11.15	4.40	6.60	0.18	16.30	13.37	1.34	0.24	0.10
3	蚀变辉长岩	52.78	1.90	12.77	2.44	6.65	0.14	7.51	10.02	2.80	1.40	0.21

岩体的接触边缘常见 2～5m 宽的角岩带。岩石类型以蚀变辉绿岩、辉长岩为主，岩体内岩相分异作用差，经中等变质作用（绿片岩相）后，岩石蚀变强烈，形成透闪石岩及绿泥石阳起片岩等变质岩。

蚀变辉长岩：绿灰色细粒纤柱状及鳞片柱状变晶结构，块状构造。由透闪石-阳起石 25～55%，钠长石 15～60%，绿-黝帘石 1～25%，绿泥石 1～40%，黑云母 1～10%，石英 3～10% 及少量白钛石、榍石、磁铁矿及磷灰石等组成。

透闪石岩（次闪石岩）：绿灰-暗灰色纤维状、针柱状及粒状结构，块状构造。其矿物成分主要为透闪石 80～90%，斜长石、石英 3～5%，绿帘石、黝帘石 2～3%，其次见于少量白云母、白钛石及铁质等。

绿泥阳起片岩：灰绿色鳞片纤维状变晶结构，片状构造。矿物成分主要为阳起石 55%，绿泥石 40～45%，磁铁矿 1～2%，斜长石、电气石及白钛石偶见。

表 2-7　蚀变基性—超基性岩体微量元素含量表[2]

岩石类型	元素含量平均值（$\times10^{-6}$）						
	Cr	Ni	Co	Ti	V	Mn	Cu
蚀变辉长岩	40	80	20	3000	80	≤1000	36
蚀变超基性岩类	480	490	40	1860	60	≤1000	62

岩体岩石化学成分均为正常成分岩石，岩石微量元素含量（表 2-6、2-7）。由表可以知道：Cr、Ni、Co、Cu 相对在超基性岩中含量较高。与维氏同类岩石元素平均值比较，除超基性岩个别 Cu 含量相对高外（高出维氏值 3-4 倍），其余元素含量全低于维氏值，岩石在变质过程中，其组分有较大的代出代入活动。

第 3 章 矿床特征

3.1 含矿岩系特征

燕子沟金矿区的赋矿层位主要为构造蚀变体、泥盆系危关群第四岩组层间破碎带。

构造蚀变体为丹巴热穹窿体所形成的区域性构造活动的产物，主要为陡倾状的硅化角砾状石英脉，为含矿热液远距离运移的通道，同时也是脉状矿体的就位场所。

泥盆系危关群第四岩组-主要为深海-半深海封闭滞流还原条件下的非补偿炭质或含炭质陆源细碎屑非稳定型建造。出露于矿区南西侧，为灰白色含石英大理岩、灰黑色炭质石英板岩及少量灰黑色炭质绢云母千枚岩，倾向 330°～0°，倾角 20°～29°，厚度＞78.9m，是在 D*wg*$^{4-1}$ 及 D*wg*$^{4-2}$ 下部控制了层状-似层状矿体的产出。D*wg*$^{4-3}$ 主要是一套灰绿色石英绢云母片岩，并无层状-似层状含矿显示，但可见含石英脉型铅锌-金矿化体。

3.2 矿体特征

3.2.1 层状矿体

燕子沟金矿区自北向南分为三个矿段，已发现在矿区不同高程上有两层主要的层状-似层状矿体，并用工程按一定的间距控制，出露最明显的是分布于磨子沟断层的两侧。层状矿体产状变化不大，主要受含脉状矿体的断裂所控制（图 3-1）,而单个成囊状矿体,第二层似-层状矿体在两岔口被 F_{30}（平硐 4 断层）所切断。

燕子沟金矿床已调查的层状-似层状矿体中是由十个囊状层状矿体组成，矿体产状与地层产状基本一致，变化不大，倾角较缓，局部只为 8° 左右。矿体长度一般变化较大，从 87m~366m,平均值为 301m，变化系数为 124%。矿体厚度为 1.18m~7.01m，主要为 2.40m~3.5m，平均厚度为 3.35m，变化系数为 75.1%。矿体金品位变化范围从 2.98g/t~9.0g/t，平均 3.42g/t，变化系数为 38.17%。金最大的单样品分布于 F_{30} 断裂带中部，达到 70g/t，由三个平硐探矿工程控制，控制长度 160m，厚度 0.72m~3.63m，平均厚度 1.42m；伴生银品位 958.03g/t，铅品位 24.23%。层状-似层状矿体中矿石类型以炭质板岩蚀变岩型为主，石英脉次之。围岩为钙质片岩，硅化、绢云母化较强。

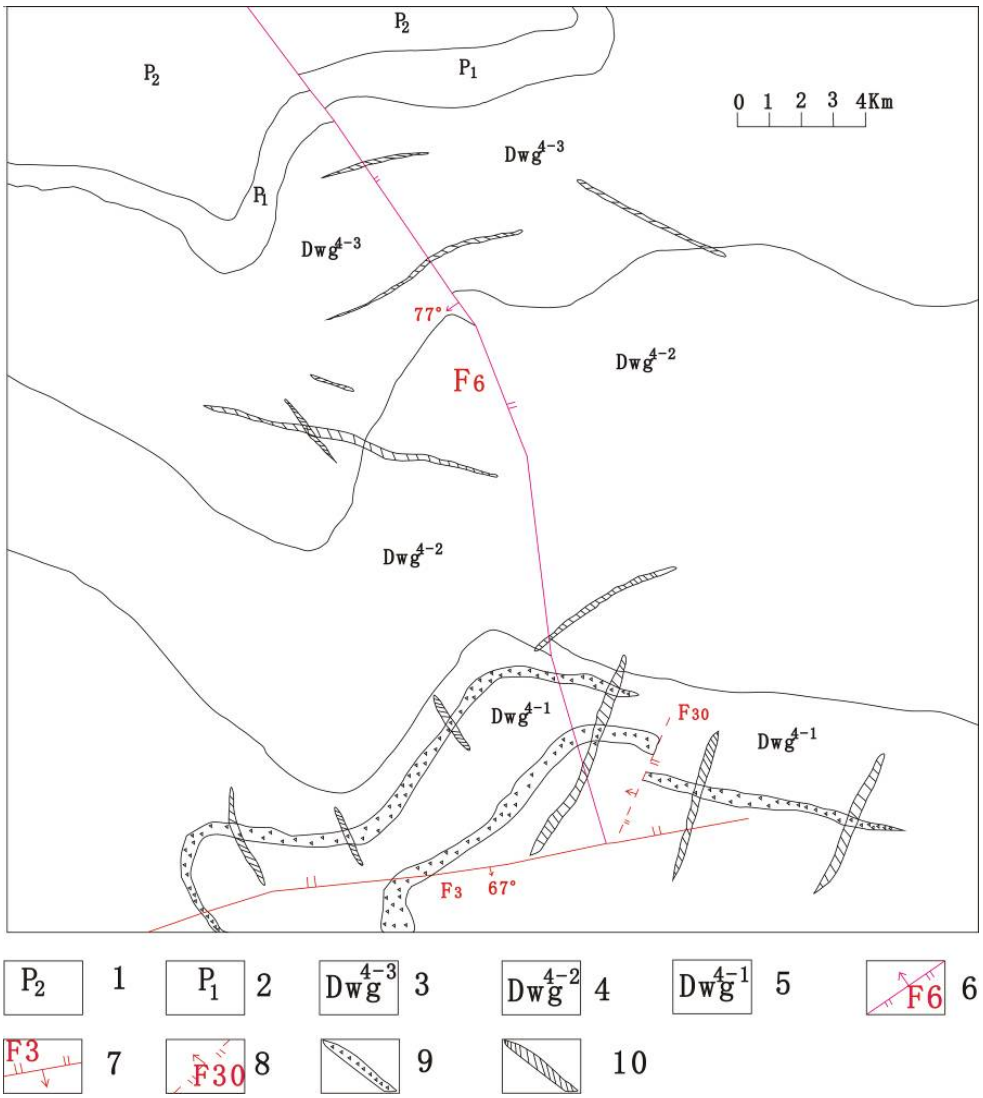


图 3-1　燕子沟金矿床磨子沟矿段平面地质图

1-二叠系上统;2-二叠系下统;3-泥盆系危关群第四岩组第三层;4-泥盆系危关群第四岩组第二层;5-泥盆系危关群第四岩组第一层;6-猪圈沟断裂;7-磨子沟断裂;8-平硐四断裂;9-似层状矿体;10-脉状截层矿体

3.2.2 脉状矿体

永西沟矿段：其矿体呈脉状产出于含金碎裂氧化带中，为矿区主要工业矿体。主要以金角砾岩、石英脉矿化为特征。矿体在平面上其形态呈现较规则的脉状体，纵剖面上呈“S”型扭曲，膨大、收缩明显，局部见分枝。矿体地表出露水平长224m，出露标高2700m～2924m，高差224m(图3-2)。在2836 m标高沿脉坑道控制长度为275m，厚0.15m～7.44m，平均厚2.14 m；在2748 m标高施工开拓工程控制长度达390m，厚度1.30m～6.85m，扩大了矿区远景。矿体产状与含金破碎带基本一致，倾向171°，倾角75°。空间展布完整，连续性好，无夹石剔除地段。无矿地段分布于破碎带两端边缘部位。

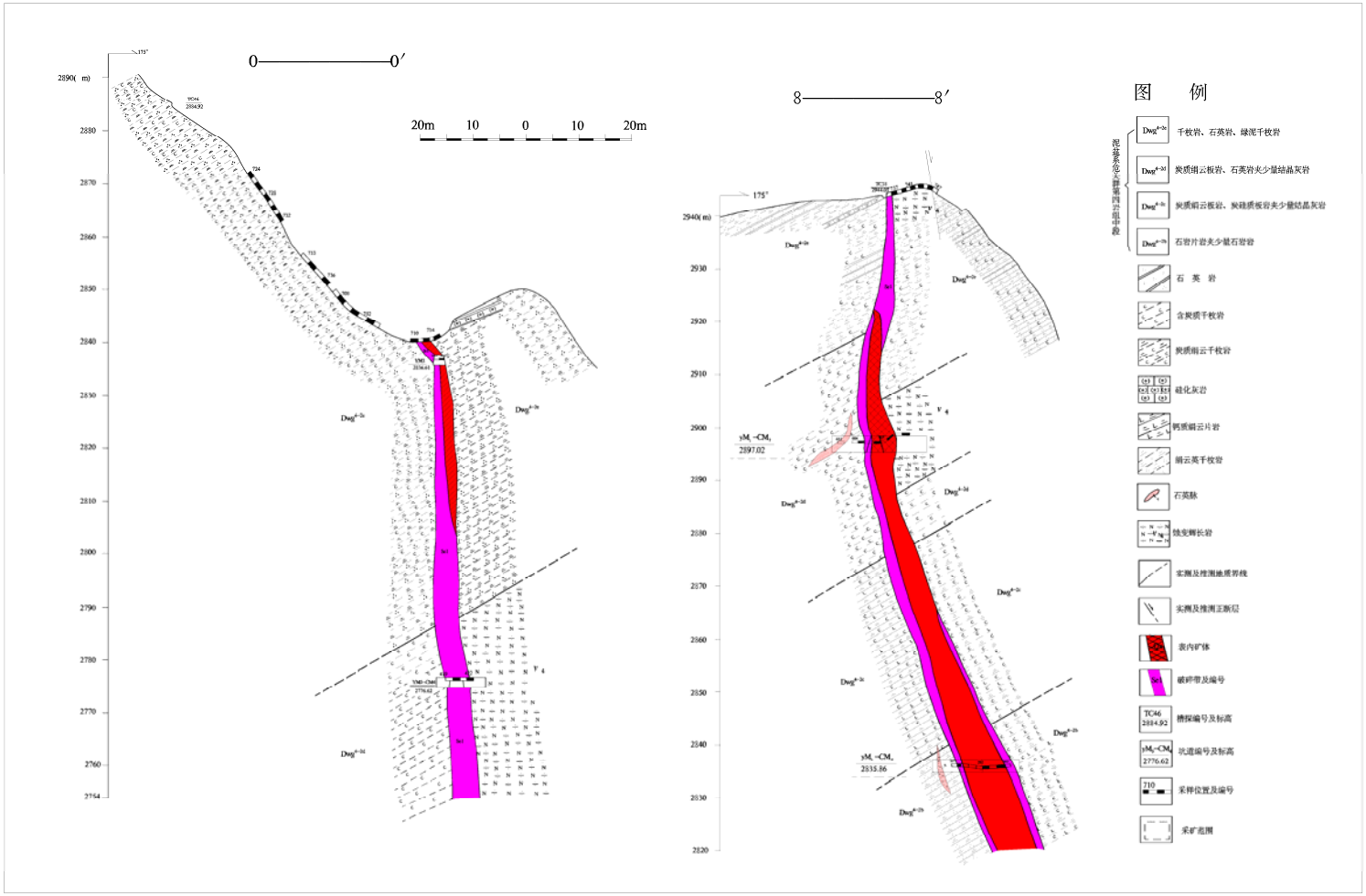


图 3-2　燕子沟金矿床永西沟矿体 0 0’、88’号勘探线剖面图

从矿体形态变化程度、矿体形态变化特征表明，矿体形态空间展布完整，且连续，并较规则，产状变化较小。通过地表地质工作和坑道工程及开拓工程控制，矿体厚度 0.17m～7.44m，平均厚度 2.35m，厚度变化系数为 75%。在永西沟矿段金矿体中，所采试金分析样品结果，Au 的品味分别为：4.38g/t～6.12g/t，其品位变化系数为 38%，属均匀变化型矿体。

磨子沟矿段：脉状矿体受近东西及北西-南东向断裂控制，矿体呈近东西向雁列式展布，并且在断层交汇部位，矿化尤其好，在岩脉出露的位置矿体厚度较大（图 3-3）。矿体产状为 200°～360°∠76°～78°，这种类型的矿体包括 M1 矿体、M2 矿体、M3 矿体、M4 矿体、M5 矿体、M6 矿体、M7 矿体、M8 矿体。矿体厚度 2.91m～4.0m，平均厚度 3.50m，厚度变化系数为 40%。在磨子沟矿段金矿体中，所采试金分析样品结果，Au 的平均质量分数分别为：2.57g/t～5.59g/t，其品位变化系数为 43%，属均匀变化型矿体。

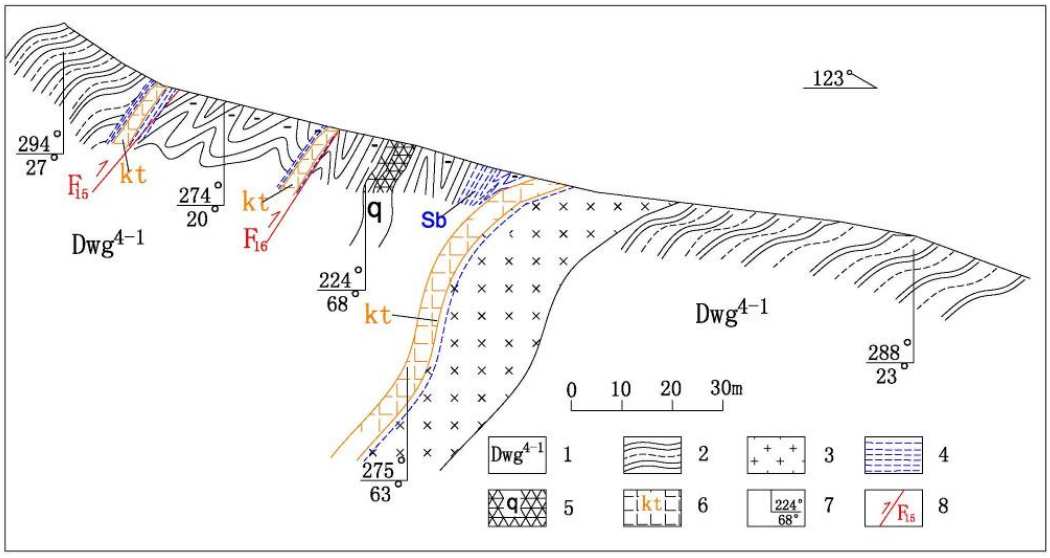


图 3-3　燕子沟金矿床磨子沟矿段剖面图

1-泥盆系危关群第四岩组第一层;2-炭质板岩;3-辉绿岩脉;4-蚀变带;
5-石英脉;6-金矿(化)体;7-产状;8-断层及编号

泥冲沟矿段：经过地质勘查，对一些矿化的露头和老硐进行了勘查，发现了四个主要成矿带，共 9 条矿体，其中层状-似层状矿体有 3 条，6 条脉状陡倾矿体。从总体来看，脉状矿体主要受近北西-南东断裂、北东-南西向及层间破碎带控制，矿体呈近东西向雁列式展布，并且在两种类型矿体交汇部位，矿化甚好。其中矿石主要是陡倾含金石英脉型，包括 N1、N5、N6、N7、N8、N9 矿体。这种类型的矿体矿化包括：黄铜矿化、黄铁矿化、方铅矿化、闪锌矿化，成矿条件好，规模较大，另见有明显孔雀石化。矿体产状为分为两组，一为倾向北西，另外一组为倾向南西向，倾角都是在 38°～75°变化。矿体厚度 2.39m～5.39m，平均厚度 3.35m，厚度变化系数为 37%。在泥冲沟矿段金矿体中，所采试金分析样品结果，Au 的平均质量分数分别为：2.95g/t～5.63g/t，其品位变化系

数为 33%。

并且整个燕子沟金矿床矿体具有以下特点：

①含金石英脉型矿体主要出露在高程相对较高处并主要在石英绢云母千枚岩层内，而层状-似层状炭质板岩型矿体主要是在磨子沟两侧，高程相对较低处，脉状的规模相对较似层状矿体小；②两种类型矿体主要近东西向展布，并在断裂破碎带交汇部位相对较富集；③矿体在高程相对较高处矿化主要为黄铁矿化、方铅矿化、闪锌矿化、黄铜矿化，而在高程相对较低处炭质千枚岩似岩层状-似层状矿体中主要为黄铁矿化及黄铜矿化，而方铅矿化，闪锌矿化并不明显，成明显的矿化差异性分带。

3.3 围岩蚀变

围岩蚀变又称热液蚀变，是热液成矿作用的重要组成部分，也是热液矿床的主要特征之一。研究围岩蚀变不仅能提供成矿时的物理化学条件，热液的性质和演化，以及成矿元素的迁移、富集和矿石沉淀的有关信息，丰富并发展成矿理论。同时，蚀变围岩与相关矿体有着密切的成因和空间关系，能指示盲矿体或矿体的存在，是重要的找矿标志之一[30、31]。

丹巴燕子沟金矿床受喜山期断裂-岩脉-地热体系活动的控制，围岩蚀变强烈，蚀变带主要在沿断裂及岩脉两侧围岩中展布。矿体围岩主要为石英绢云母千枚岩夹蚀变辉长岩、以及炭质千枚岩等。赋矿围岩一般较破碎，节理裂隙发育、硅化、黄铁矿化、褐铁矿化等蚀变较强。低品位矿石多分布于底板附近，与围岩界线不太分明，靠样品化学分析结果圈定矿体，高品位矿石多分布于破碎带顶板附近与顶板界线较清楚，易于分辨。

（1）矿区内围岩蚀变类型主要有硅化、黄铁绢英岩化、黄矿化、绢英岩化、碳酸盐化、破裂岩（糜棱岩化）以及矿床中氧化水解作用形成的褐铁矿化，高岭土化（次生石英化）和低温碳酸化等，现将主要蚀变的类型叙述如下：

1）硅化：磨子沟矿段分布最广，强度大，与金矿产关系最密切的沿控矿构造破碎带分布的一种围岩蚀变。主要由 90%的细粒石英和少量玉髓组成，其它还见有黄铁矿、绢云母等。有的呈粒状结构、块状构造出露，有的则有单脉、复脉、网脉状出现。从硅化体中硅质的颜色，穿插关系分析是蚀变的期次不同而叠加分布范围和矿体（或破碎带）走向一致，蚀变有三期以上，一般是中高温、早期的最发育，最后一期与金的富集关系最为密切。

2）黄铁绢英岩化：该类型围岩蚀变严格受构造约束，主要分布在矿体中的上部偏上盘硅化紧密相连。褐灰-黄褐色，粒状、自形半自形变晶结构致密块状

构造。其中的黄铁矿以立方体为主，次为四角三八面体和五角十二面体，粒径 1～3mm，含量 5～30%，绢云母片径 1～2mm，占 1～5%，石英一般为块状，占 60～90%。从黄铁矿晶形和不同的石英颜色分析，形成期次至少有三期，前期生成的立方体黄铁矿碎裂程度高、有糖粒状聚晶出现，四角三八面体和五角十二面体的黄铁矿和烟灰色的石英共生紧密，且含金性较好。

3）黄铁矿化：在该矿区比较发育的一种围岩蚀变，是含硫热液作用于围岩，使岩石产生含黄铁矿蚀变岩石的一种作用，黄铁矿主要产在石英脉（硅质体）、千枚岩。蚀变辉长岩、结晶灰岩以及碎裂岩中，而碎裂岩又是经过多期蚀变。黄铁矿以单晶、聚晶、团块状产出，最多的达 60%，由于构造和蚀变、多呈破裂、似糖粒状的聚晶。以立方体为主，四角三八面体、五角十二面体次之。根据有关资料类比，认为该区黄铁矿是主要的载金矿物。黄铁矿氧化或褐铁矿矿化，一般金富集，也是找金和金包出现的重要标志。

4）褐铁矿化：为次生（后期）或叠加蚀变，矿区中广泛发育。其形成是矿体中的硫化物（黄铁矿为主），在地表水渗透和地下流体、空隙中空气（主要是氧气）等作用下而形成的，是受蚀变岩石构造疏松。蜂窝、钟乳状结构，松软土状、粉末状构造。主要成份是褐铁矿、针铁矿、硬锰矿、石英等，而石英是受蚀变浅的稳定成分保存下来的重要成分。在蚀变的过程中，由于物理、化学作用，如重力、吸附、水解等，致使金的富集程度提高。是该区寻找金矿的重要标志。

（2）蚀变与金矿化关系分析

前文以提及到该矿床在整个热液活动过程中，热液均与围岩发生水-岩反应，并形成不同类型的蚀变岩石。通过野外的观察和室内的镜下鉴定，认为整个热液活动期可以明显划分为五个阶段，具体分法在后面一节中说明，其中与金矿化关系密切的主要是顺层矿脉期及陡倾矿脉期形成的金-黄铁矿化阶段。

此后的表生风化期是对金的再次富集和叠加改造，基本形成了在褐铁矿化出现的地方，金品位较高的局面。研究表明，除了黄铁矿化等与金关系密切外，强硅化也是寻找金的重要线索，部分金矿石中出现硅含量高，而褪色呈灰白色、白色的现像。蚀变强度与金矿化关系亦为密切，明显呈正相关的关系，即蚀变强度越强，金品位越高。

综上所述，围岩蚀变与金矿化关系密切，蚀变的强度与蚀变的类型均能直接反映金矿体的大体位置与品位的高低。其中强硅化、黄铁矿化、黄铁绢英岩化、褐铁矿化尤为重要，是重要的找矿标志。

3.4 矿石特征

3.4.1 矿石类型

燕子沟金矿床矿石样品采自矿区三个矿段，按照成矿作用不同，矿石类型可划分为沉积作用形成的矿石、热液作用形成的矿石、表生风化作用形成的矿石。

（1）沉积作用形成的矿石

此类矿石保留了原始沉积作用形成矿源层的特征，主要产于炭质板岩、千枚岩中，金属矿物呈稀散、均匀分布，且颗粒细小。虽然经历了后期成矿作用，但仍然保留了沉积作用的特点，如：尘点状矿石、层纹状矿石等。此类矿石反映了沉积作用的特征。

（2）热液作用形成的矿石

此类矿石是矿区中的主要矿石类型，包括：浸染状矿石、块状矿石、脉状矿石、网脉状矿石、角砾状矿石、条带状矿石、条纹状矿石等；此类矿石产于各类围岩中，反映了后期热液作用的特征。根据各类热液矿脉的切割穿插关系，热液成矿期又可以划分出若干个成矿阶段。同时该类型的各种矿石多与硅化、碳酸盐化紧密相关且伴生，产出形式以含矿石英脉为主。

（3）动力作用形成的矿石

此类矿石的形成与构造运动有关，因此多产于断裂破碎带、裂隙发育的部位。包括：角砾状矿石、网脉状矿石、糜棱岩状矿石等类型。

（4）表生风化作用形成的矿石

此类矿石由表生风化作用形成，原生矿石中硫化物被风化作用分解、带走。矿石中黄铁矿、褐铁矿、针铁矿、石英发育，风化作用使矿石呈土状、多孔状。残留黄铁矿粒度大小不等（1～5mm），含量可达 5～10%。黄铁矿晶形多为半自形-它形晶，以立方体、八面体晶形为主。黄铁矿多被针铁矿从边缘、裂纹中交代。针铁矿含量<1%，含量较少，风化程度较浅。此类矿石中黄铜矿偶见。由于自然金常常在氧化带中富集，因此此类型矿石应是勘查工作的重点。燕子沟金矿床氧化带自然金主要赋存在针铁矿中，其矿石金品位可达>50g/t，自然金在风化作用中富集。

3.4.2 矿石构造

矿石构造是地质作用的产物，不同的地质成矿作用將形成不同的矿石构造。燕子沟金矿床矿石主要产于炭质板岩和绢云母千枚岩中，矿石构造主要反映沉积作用、热液作用、变质作用和风化表生作用的特点。以脉状、浸染状、条带状、条纹状及层纹状构造为主，此外局部出现团块状、角砾（构造角砾）状、蜂窝状

等矿石构造。主要类型矿石构造特征如下：

（1）浸染状构造

在各类含矿围岩（炭质板岩、千枚岩）中广泛分布，主要金属矿物黄铁矿，其次少量黄铜矿、方铅矿等金属矿物呈细粒-中粒单体或集合体呈星点状或细小断线均匀分布在脉石中，金属矿物含量 10～20%，多者达 30%左右，根据金属矿石矿物的含量高低可分为浸染状、稀疏浸染状构造（图版Ⅰ-1,2）。不同的矿石中主要矿物黄铁矿的粒度不同，粒度直径 5～0.1mm, 晶形有自形、半自形、它形。矿石中硅化普遍较强。

（2）块状构造

矿石中金属矿石矿物含量较高，金属矿物含量可达 50%以上，以黄铁矿为主，少量黄铜矿等硫化物，呈单体或集合体形式集中产出在破碎带中的局部位置，矿石普遍硅化较强，金属矿物集中在石英脉中，局部形成块状构造（图版Ⅰ-3），反映出充填形成的矿化方式。

（3）脉状构造

含金属硫化矿物（黄铁矿、黄铜矿等）石英脉、碳酸盐脉主要沿炭质板岩裂隙分布，形成含矿石英脉、含矿碳酸盐脉。含矿脉形态、大小各异，细脉宽度 10～1mm，矿脉的形态、分布主要受围中的各种裂隙控制（图版Ⅰ-4, 5, 6）。脉状矿石以含硫化物石英脉为主，其中主要金属矿物是黄铁矿，往往局部形成块状构造，且黄铁矿常呈角砾被石英胶结。由于不同期次形成的矿脉相互交错，常形成网脉，脉状矿石往往形成较晚。脉旁常有热液蚀变现象。从其产出特征可知，矿化方式以充填作用为主，交代作用为辅。通常在成矿晚期形成。黄铜矿在脉状矿石中分布较广，形成于黄铁矿之后，与硅化关系密切。此类矿石热液作用明显。

（4）角砾状构造

炭质板岩在构造应力作用下破碎成角砾被金属硫化物胶结，形成角砾状构造。胶结物以黄铁矿为主，反映出热液充填作用的特点（图版Ⅱ-1）。

（5）条带状构造

金属硫化物黄铁矿集合体分别沿板状、片状岩石的片理成层富集构成条带，与脉石矿物相间平行，构成不同矿物条带。黄铁矿多数为细粒，条带宽 20～0.5mm，条带间距约为 20～30mm（图版Ⅱ-2）。

（6）条纹状构造

黄铁矿在矿石中含量 20～50%，细-中粒结构，以它形粒状集合体沿片状岩石的片理富集呈有规则的定向分布，构成条纹状，其条纹宽度一般为 1～3mm，条纹间距 3～4mm。常见它形粒状黄铜矿的石英脉呈脉状截穿黄铁矿条纹，表明其形成明显晚于黄铁矿(图版Ⅱ-3)。

（7）纹层状构造

黄铁矿主要为细粒（<1mm），它形晶为主，少量五角十二面体晶形和立方体

晶形，少量方铅矿，呈立方体自形晶，其中解理三角孔发育。在炭质板岩中定向排列构成金属硫化物纹层，纹层厚度（0.5～2mm）反映出原始沉积作用的特征。矿石中还存在较多的黄铜矿，呈细粒它形，粒度（<0.5mm），局部含量可达 2%左右。矿石中硅化发育，后期石英脉切穿纹层，其中罕见金属硫化物。从黄铁矿粒度、晶形、结晶程度等分析此类型矿化具有较好的矿化前景。

（8）鳞片状构造

在千枚岩中黄铁矿沿片状矿物片理方向定向排列，构成鳞片状特征。反映出成矿物质在变质作用过程中迁移富集的特征。

（9）尘点状构造

金属硫化物黄铁矿、黄铜矿呈细小的尘点均匀地分布在围岩炭质板岩中，黄铁矿、黄铜矿非常细小，粒度约为≤0.1mm。此类型矿石构造反映其由沉积作用形成。

（10）斑杂状构造

金属硫化物以黄铁矿为主呈大小不等的斑块，其大小不等 30～5mm，分布在围岩及脉石中构成斑杂状（图版Ⅱ-4）。

（11）蜂窝状构造

原生矿石在表生风化作用下硫化物发生分解，被地下水带走形成孔洞，残留下铁的氧化物（褐铁矿、针铁矿等）、氢氧化物、石英、石膏等构成蜂窝。矿石中黄铁矿、褐铁矿、针铁矿、石英发育。由于自然金在地表条件下化学性质稳定，因此在氧化带中常常金可以得到富集（图版Ⅱ-5）。

（12）土状构造

原生矿石在表生风化作用下硫化物发生分解，残留下铁的氧化物（褐铁矿、针铁矿等）、氢氧化物及部分粘土矿物呈土状粉末，其中含有石英颗粒（图版Ⅱ-6）。

3.4.3 矿石结构

根据矿石中金属矿物晶粒的形态和相互关系，结合成矿的物理化学条件，燕子沟金矿床矿石结构按其成因可分为：由结晶作用形成的结晶结构；交代作用形成的交代结构；生物成矿作用形成的生物结构及构造应力作用形成的碎裂变形结构。其中以结晶结构和交代结构最为常见。

（1）结晶结构

自形－半自形晶粒状结构：在成矿作用进行的早期，结晶能力较强的黄铁矿等多以此结构出现。黄铁矿多呈发育完全的立方体晶形，少量为五角十二面体晶形(图版Ⅳ-7)。粒径 0.05～1.5mm。上述矿物因形成较早，常被后期生成的黄铜矿熔蚀、穿插、交代。矿石中出现较为罕见的黄铜矿自形晶。

它形晶结构：这是本区分布最广，最为常见的结构类型之一。绝大多数金属硫化物如黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、自然金、自然铜及大量黄铁矿均为它形粒状结构(图版Ⅲ-1，2)。矿物粒径大小不等变化较大。

嵌晶结构、包含结构：黄铜矿中嵌入的早期形成自形晶黄铁矿中形成嵌晶结构；在一种矿物的晶体中，包含有另一种矿物的他形晶，黄铜矿晶体中常包含形成较早的黄铁矿，被包含矿物往往被溶蚀而形成它形晶，为包含结构。

（2）交代结构

反应边结构：这是在矿石中较为少见的一种交代结构。形成较早的黄铁矿由于环境条件的改变，常被针铁矿交代，其在黄铁矿边缘形成针铁矿的反应边(图版Ⅳ-6)。黄铜矿被铜兰交代形成反应边(图版Ⅳ-5)及黄铜矿被黝铜矿交代形成反应边（图版Ⅳ-4）。

交代残余结构：是矿石中最为常见的交代结构，早期形成的黄铁矿被后期形成的黄铜矿交代，黄铁矿在黄铜矿中呈岛状残余。黄铜矿被方铅矿交代形成残留状。交代矿物大多为它形不规则状。

填隙浸蚀结构：黄铜矿等后期形成的硫化物沿黄铁矿裂隙或沿片状矿物解理充填并交代，在被交代矿物中形成细脉。交代矿物与被交代矿物的接触界线参差不齐，且在接触界线附近有被交代矿物（黄铁矿）的残余呈小岛屿状。

（3）生物结构

生物藻丝体结构：在炭质板岩中黄铁矿发现该结构，藻类在生长过程中吸附金属和炭质，在黄铁矿中留下的藻炭黑痕迹。藻丝体在黄铁矿中呈放射状结构、烟花状结构及点状结构，该结构具有生物成矿的意义((图版Ⅲ-8；图版Ⅳ-1)。

藻层纹结构：黄铁矿化得叠层藻结构，镜下见藻层纹显示较均匀。

（4）碎裂变形结构

似斑状压碎结构：黄铁矿、黄铜矿在压力作用下，发生破碎，碎裂成大小不同的碎斑。反映出脆性矿物形成后又受到压应力的作用。

柔皱结构：方铅矿在应力的作用下发生弯曲变形，解理三角孔排列显示出应力作用的特征。此结构反映出塑性矿物在应力作用下的特性。

流动结构：金属硫化物在应力作用下，在围岩千枚岩中沿着片状脉石矿物的解理或围岩裂隙定向拉长流动排列。

3.4.4 矿石成分

矿石中金属矿物以硫化物及硫盐矿物为主，其次为氧化物及少量自然元素矿物。主要矿石矿物如下：

（1）硫化物

本矿床矿石中见有黄铜矿、砷黝铜矿、黝锡矿（黄锡矿）、铜兰等含铜硫化

物；黄铁矿、磁黄铁矿等含铁硫化物；以及少量的方铅矿和闪锌矿等铅锌硫化物。

1）黄铁矿：是各类矿石中的主要矿石矿物，产出状态和晶形主要有以下两种：

① 细粒它形晶－半自形五角十二面体晶形、立方体晶形。

② 中-粗粒半自形晶，与黄铜矿伴生。其中发现生物组构，并在其间发现自然金（银）等金银系列矿物，其与石英、碳酸盐类脉石矿物共生。围岩以炭质板岩、千枚岩为主。黄铁矿的颜色也有两种，一种较深，一种较浅，这可能与其中的微量元素含量高低有关，不排除其中以类质同象为赋存状态的自然金存在。

黄铁矿中发现较多的生物组构，如：生物藻丝体结构、藻纹层结构、生物藻结构，并在其间发现自然金（银）等金银系列矿物，在黄铁矿中以包体金、裂隙金为主。其与石英、碳酸盐类脉石矿物共生，围岩以炭质板岩、千枚岩为主。

2）黄铜矿

黄铜矿在矿石中含量较高，并且与黄铁矿、黝铜矿、黄锡矿及金银矿物共生。黄铜矿主要与炭质板岩关系密切。鉴定特征以它形粒状为主，形成晚于黄铁矿通常沿黄铁矿晶粒裂隙充填交代，形成填隙侵蚀结构。据微细浸染状金矿床的一般特征，往往矿石中黄铜矿含量高金矿化好，该矿床中铜含量高的地段金的品位往往也高。

（2）硫盐矿物

燕子沟金矿床的硫盐矿物以黝铜矿为主，另外多见车轮矿、黝锡矿，在工作中首次发现了辉砷镍矿、辉锑镍矿和辉铋银矿。

1）黝铜矿：黝铜矿是矿床中重要的载银矿物之一，在矿石中的含量较高，一般可达 5 %～10 % , 常与方铅矿伴生。根据电子探针成分分析黝铜矿普遍含银。按其分子式中 Ag>Cu 的称银黝铜矿, Cu>Ag ≥1.0 的称含银黝铜矿, Cu>Ag<1.0 的称黝铜矿；Cu>Ag<1.0 , As>Sb 的称砷黝铜矿, Cu > Ag≥1.0 , As>Sb 的称含银砷黝铜矿[32]。燕子沟矿床的黝铜矿族矿物按成分可分为黝铜矿和含银黝铜矿两种，并以前者为主。含银黝铜矿含 Ag3.04 %～1.85%（平均为 2.66% ），Cu8.86 %～5.57%（平均为 6.15%），Sb2.80%～3.12%（平均为 3.06%）；黝铜矿含 Ag0.34～0.61%，含 Cu8.12～8.86%，Sb3.69～4.04%；该系列矿物中铜的含量随银含量增高而降低，锑的含量变化不大。同时发现黝铜矿中砷的含量较低或者不含砷。

2）辉砷镍矿、辉锑镍矿：辉砷镍矿在矿石中与黝铜矿、车轮矿共生。等轴晶系，晶体呈自形晶八面体、五角十二面体，均质性，中高硬度。镜下观察主要赋存与黝铜矿中，自形程度、反射率、硬度均高于黝铜矿。辉锑镍矿镜下观察主要与黄铜矿共生，它形晶、弱非均质、中等硬度。

辉砷镍矿、辉锑镍矿在矿石中含量甚低，含镍矿物在微细浸染型金矿床中出现，显示成矿过程中可能有地幔深源物质的参与，对成矿物质来源有着启示作用。

3）硫铋银矿：硫 铋银矿是矿石中除金银矿外所发现的唯一含银独立矿物，

与方铅矿、黝铜矿共生。呈它形晶，弱非均质，反射率高于方铅矿，较为少见。电子探针成分分析：S 18.09%，Ag 27.66%，Bi 53.10%, Fe 1.15%。

4）车轮矿：车轮矿在矿石中与黝铜矿、方铅矿共生，晶体呈短柱状，因双晶常呈轮式而得名。非均性清楚，中低硬度。

（3）氧化物：金红石、赤铁矿、针铁矿、硫酸铅矿（铅矾）。

（4）自然元素：燕子沟金矿自然元素矿物见自然金（银）、自然铜（金）等。其中有银金矿、金银矿等金银互化物系列及铜金矿、铜银矿等系列矿物。

3.4.5 金、银赋存状态

（1）金的赋存状态

根据矿石中金的产出特征及与其共生或伴生矿物间的关系，可分为包裹体金、裂隙金、粒间金三种(表 3-1)。

1)包裹体金：自然金为大小不等的不规则粒状，被黝铜矿、黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、石英等矿物所包裹，自然金多呈单体，形态各异。自然金粒度较细，粒径 5μm～50μm。石英是主要的载金脉石矿物，自然金常呈浑圆状被其包裹。从自然金与其共生的载金矿物产出关系分析，自然金应形成于先，而后被包裹。包裹体金是矿石中自然金的主要赋存形式之一。

2)裂隙金：受构造运动应力作用，脆性矿物黝铜矿、黄铁矿、石英中常形成裂隙，矿物中的裂隙常被后期形成的自然金充填，形成自然金细脉或网脉，具热液作用的特点。黝铜矿中的裂隙金常与铜兰伴生。裂隙金的成色往往较低，银含量相对高，形成银金矿。反映出成矿热液中银的含量较高，热液成矿作用中在早期形成的岩石、矿物裂隙中充填形成金银互化物：含银自然金、银金矿。从与载金矿物共生关系分析，裂隙金银互化物形成晚于载金矿物。裂隙金也是矿石中自然金及金银互化物的主要赋存形式。

表 3-1 自然金电子探针分析 W(B)/%

序号	矿物	Au	Ag	成色	晶体化学式
1	银金矿	85.71	14.29	857	$Au_{75.65}Ag_{24.34}$
2	银金矿	66.77	33.23	668	$Au_{52.39}Ag_{47.61}$
3	银金矿	64.51	33.94	655	$Au_{51.04}Ag_{48.99}$
4	银金矿	61.69	36.08	631	$Au_{66.97}Ag_{33.03}$
5	银金矿	66.90	31.60	679	$Au_{53.69}Ag_{36.31}$
6	银金矿	67.73	32.27	677	$Au_{53.48}Ag_{46.52}$
7	银金矿	89.48	10.51	894	$Au_{82.30}Ag_{17.70}$
8	银金矿	73.24	26.75	732	$Au_{59.99}Ag_{40.01}$
9	银金矿	65.06	33.49	660	$Au_{51.54}Ag_{58.45}$
10	银金矿	72.47	26.66	731	$Au_{59.81}Ag_{40.19}$
11	银金矿	70.32	28.77	709	$Au_{57.24}Ag_{42.76}$
12	银金矿	69.41	30.59	694	$Au_{55.41}Ag_{44.59}$
13	银金矿	66.26	33.45	665	$Au_{52.03}Ag_{47.97}$
14	金银矿	43.35	56.34	434	$Au_{29.63}Ag_{70.37}$
15	金银矿	59.91	40.02	599	$Au_{45.05}Ag_{44.05}$
16	银金矿	82.65	16.70	832	$Au_{80.88}Ag_{19.12}$
17	银金矿	76.45	23.55	765	$Au_{64.02}Ag_{35.98}$
18	银金矿	70.89	29.11	708	$Au_{57.15}Ag_{42.85}$

3)粒间金：在镜下观察中发现少量自然金赋存于矿物颗粒间形成粒间金。粒间金可形成于同种矿物颗粒间如黝铜矿粒间，也可产于不同的矿

物颗粒之间如石英与黝铜矿颗粒间。

（2）银赋存状态

矿石中银的含量较高且不均匀，通过镜下鉴定和矿石矿物微观成分测试，燕子沟金矿床中银的赋存状态以类质同像为主，独立矿物次之。

1)类质同象形式：银在载银矿物黝铜矿、斑铜矿中以类质同象形式存在。黝铜矿是该矿床中最重要的载银矿物。在层状银铅锌铜矿石中 Ag 与 Cu 呈明显正相关关系, 从另一侧面可以说明层状矿石中银含量可能主要受其中所含的黝铜矿的数量决定。

2)独立银矿物形式：目前在该矿床发现银的独立矿物硫铋银矿, 与方铅矿、黝铜矿紧密共生产于其粒间。电子探针成分分析：S 18.09%，Ag 27.66%，Bi 53.10%, Fe 1.15%，晶体化学式：$Bi_{0.901}Ag_{0.908}S_2$。总的说来银的独立矿物含量少, 不是银的主要赋存形式。此外，独立金矿物中普遍含银，从而导致金的成色降低。

3.4.6 矿化期次、成矿阶段划分

根据野外观察和室内研究认为燕子沟金矿床的形成至少经历三个矿化期次，即热液期、风化期和沉积期。并对矿石的结构构造及矿物共生组合关系的初步研究认为，其岩金矿床的热液期又可分为 5 个阶段。燕子沟金矿床岩床主要形成于热液期，富集于风化期。

（1）沉积作用期

这一阶段是保留了原始沉积作用形成矿源层的特征，主要产于炭质板岩、千枚岩中，金属矿物(黄铁矿、黄铜矿等)呈稀散、均匀分布，且颗粒细小。虽然经历了后期成矿作用，但仍然保留了沉积作用的特点，如：尘点状矿石、层纹状矿石等。矿石中发育丰富的黄铁矿生物结构（生物藻丝体结构、藻层纹结构等），证明在矿床形成前，矿源层形成过程中生物直接参与了聚集成矿元素的作用。

（2）热液期

热液期是燕子沟金矿的主要成矿期。主要金矿物为自然金，次为含银自然金和银金矿；伴生矿物从早期的氧化矿物到金成矿早阶段的黄铁矿、黄铜矿，主阶段的银金矿、硫盐矿物；脉石矿物石英基本为贯通性矿物，即每个成矿阶段都有石英出现，只不过晚阶段含量减少，而被碳酸盐矿物(主要为方解石、菱镁矿)取代。

1）氧化物阶段

这一阶段主要形成铁的氧化物和石英，未见明显的金矿化。

2）金-黄铁矿阶段（顺层矿脉形成期）

这一阶段形成含金硫化物的石英脉，硫化物主要为黄铁矿，次为黄铜矿。黄铁矿等多数已被氧化成针铁矿、纤铁矿，但仍有少数残留物，或保留黄铁矿的假

像、碎裂结构等，主要分布于炭质板岩中（图 3-4）。

3）贫金硫化物阶段

这一阶段形成黄铁矿-黄铜矿-石英组合，黄铁矿颗粒较大，五角十二面体、八面体发育，但没有金矿化或达不到边界品位。

4）金-黄铁矿阶段（陡倾矿脉形成期）

这一阶段形成含金硫化物的石英脉，硫化物主要为黄铁矿，次为黄铜矿，呈细粒团块状。局部可见方铅矿化与闪锌矿化，黄铁矿层细粒团块状分布于石英脉体中。

5）碳酸盐阶段

这一阶段形成碳酸盐细脉，也见石英脉和硫化物（方铅矿、闪锌矿），但没有金矿化或达不到边界品位。

（3）表生风化期

这一成矿期是金的次生富集期。原生含金硫化物或硫盐石英脉由于构造作用而暴露于地表，通过物理的、化学的或生物的氧化作用将含金石英脉中的硫等活化迁移。最终氧化形成铁的氧化物如针铁矿和纤铁矿残留原地表面，金则保存其间，而使金富集成褐铁矿型金矿石。

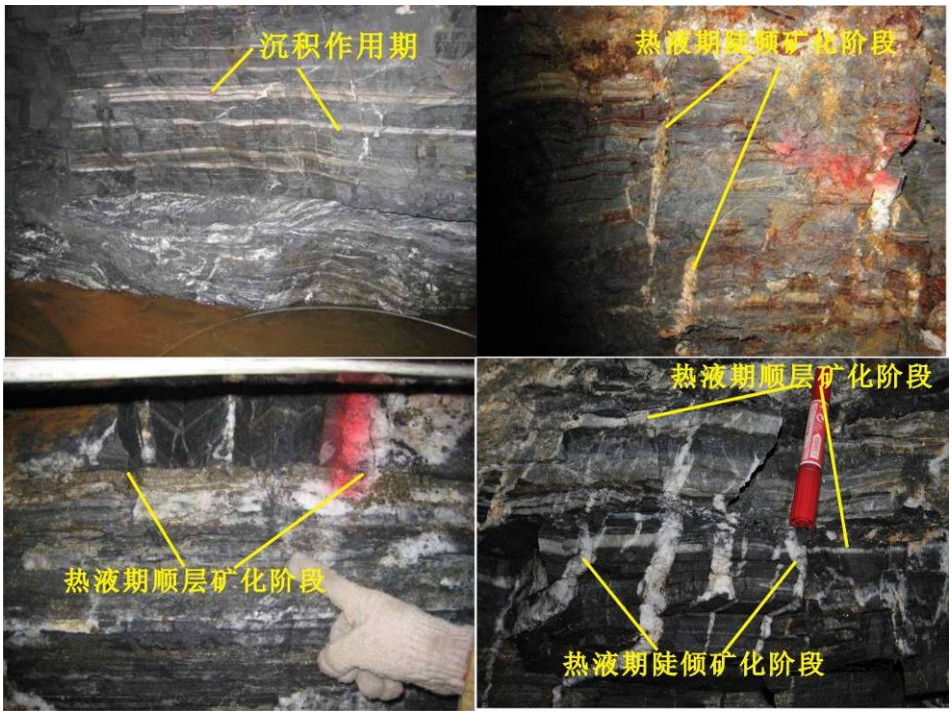


图 3-4　矿化期次划分对比图

3.6 矿床类型

燕子沟金矿床属于微细浸染型层控金矿床，从矿床产出特征分析与卡林型金矿床及穆龙套型金矿床均有相似的地方，由于工作程度的影响很难准确判定。世

界著名超大型金矿床穆龙套金矿床位于乌兹别克共和国克齐尔库姆沙漠南缘，属于南天山构造带，库姆托尔矿床位于吉尔吉斯坦伊塞克湖东南高山区中，属于中天山构造带；目前我国仅在新疆发现 1 例穆龙套型金矿床—**新疆萨瓦亚尔顿金矿床**，在其他地方还未曾见报道。而我国川西地区是卡林型金矿产出的两个“金三角”之一，甘孜-理塘断裂带附近分布大量相似类型的金矿床。根据矿床产出环境和特征，以及目前掌握的资料和所做工作成果分析，我们认为燕子沟金矿床与卡林金矿床更具有相似性，如需准确确定矿床类型还需要做大量、细致的工作。搞清矿床类型对区域找矿、勘查工作有着重要的实际意义。

本次研究依据矿床中的层位和岩性特征、岩相特征、含矿地层中成矿元素的活化与转移特征、层内构造、热液活动特征、成矿作用的多阶段性等特征。并总结矿体特征，成矿条件及成矿作用，对比层控矿床的类型，确定本金矿床为微细浸染型金矿床，也即卡林型金矿床。

本矿床的热液来源较复杂，从光片、野外露头矿化及矿石特征可分析，及本区其它相关研究资料[10-42]，可以推测本矿床的流体主要是地下水热液-变质热液的过程，但具体热液类型还有待进一步的工作。

第 4 章 成矿条件

4.1 物理化学条件

流体包裹体（原生包裹体）是矿物形成过程中捕获的流体，是研究热液矿床成矿流体最直接的天然样品。它相当完整地记录了矿物形成的条件和历史，是矿物最重要的标型特征之一，可作为译解成矿作用，特别是内生成矿作用的密码[44]。因此对流体包裹体的研究可以揭示成矿作用的物理化学条件、成矿流体的性质及成矿过程等。被捕获的流体包裹体是一个非常复杂的热力学体系[45、45]，但其成分主要是 H_2O、CO_2、NaCL、CH_4 等构成的二元或三元(二相或三相)热力学体系。不同成因类型的金矿床，其矿物所含的包裹体类型有差别，包裹体的成分、包裹体的均一温度、盐度、密度、形成时的压力也各不相同。

燕子沟金矿床中，我们采集了不同位置、岩性的 4 件石英样品和 1 件石英-方解石样品进行研究。其中样品 Tsc1-磨子沟矿段含金碳酸岩脉(截层)，Cc2-磨子沟矿段陡倾含金石英脉，Sc3-1、Sc3-2-磨子沟矿段、缓倾似层状-层状富矿石英脉，Sc4-泥冲沟矿段缓倾层状-似层状富矿石英脉。

4.1.1 流体包裹体特征

在成都理工大学将需要研究的样品磨制成 0.03mm 厚的光薄片，然后在偏光显微镜下观察流体包裹体的分布密度，形态、大小、类型、气液比等岩相学特征。

对 5 件有代表性样品的详细测试和研究表明，本区与矿化关系密切的石英及方解石中含有丰富的流体包裹体，以原生为主，少量假次生和沿裂隙呈线状分布的次生包裹体。包裹体气液比变化较大，从 5%～90%均有产出，但以 30%～60%的气液比常见。并具有以下特点：①石英包裹体大小变化较大，在 4～38μm，主要为 9～15μm，而方解石包裹体大小比石英中的较小，在 4～20μm，主要为 5～10μm。气液相包裹体的直径较大，而直径小的则主要为一些单相水包裹体、含 CO_2 包裹体和少数气液包裹体；②石英与方解石中包裹体成群出现，分布杂乱，分布方式比较多样，主要呈星散状、群体（图版Ⅴ-1、Ⅴ-3）、线状分布（图版Ⅴ-2）、不规则状（图版Ⅴ-5）。③石英流体包裹体多呈椭圆形、六边形、四方形、不规则形、长条形、棱形、少量呈三角形（图版Ⅴ-4、6、7、8），而方解石包裹体多呈椭圆形、不规则形、长条形、少量呈近方形。④本次研究对象均为原生包裹体，在石英与方解石包裹体中，根据室温下包裹体存在的相态和成分，都可将研究区包裹体分为 4 种类型（表 4-1）：

第Ⅰ类为水溶液包裹体：气液比小于 10%，含 CO_2，但未形成单独的 CO_2 相，此类包裹体在镜下明亮，成群状分布。

表 4-1　流体包裹体镜下特征

样号	主矿物	大小(μm)		形态	分布	类型	$V_{气}/V_{液}$ (%)
		变化	主要				
Tsc1	石英	3～25	5～15	椭圆形、不规则形、长条形、六边形、四边形、三角形	群体状、线状、星散状	$L_{H2o}+L_{Co2}+V_{Co2}$、$L_{H2o}+L_{Co2}$、$L_{H2o}+V_{Co2}$、L_{Co2}	15～80
Cc2	石英	6～18	9～15	椭圆形、不规则形、长条形、六边形、四边形、三角形	群体状、线状、星散状	$L_{H2o}+L_{Co2}+V_{Co2}$、$L_{H2o}+L_{Co2}$、$L_{H2o}+V_{Co2}$、L_{Co2}	9～25
Sc3-1	石英	3～15	5～15	椭圆形、不规则形、长条形、六边形、四边形、三角形	群体状、线状、星散状	$L_{H2o}+L_{Co2}+V_{Co2}$、$L_{H2o}+L_{Co2}$、$L_{H2o}+V_{Co2}$、L_{Co2}	7～25
Sc3-2	石英	6～18	9～18	椭圆形、不规则形、长条形、六边形、四边形、三角形	群体状、线状、星散状	$L_{H2o}+L_{Co2}+V_{Co2}$、$L_{H2o}+L_{Co2}$、$L_{H2o}+V_{Co2}$、L_{Co2}	14～35
Sc4	石英	9～12	9～12	椭圆形、不规则形、长条形、六边形、四边形、三角形	群体状、线状、星散状	$L_{H2o}+L_{Co2}+V_{Co2}$、$L_{H2o}+L_{Co2}$、$L_{H2o}+V_{Co2}$、L_{Co2}	8～15

第Ⅱ类为 H_2O-CO_2 包裹体：通常含有三相即 V_{CO2}、L_{CO2} 和 L_{H2O}，此类包裹体数量最多，达到 50%。通常中间的气相最亮，包体的形态为六边形、近三角形、四方形等。一般此类包裹体的直径较大，最大达 30um。

第Ⅲ类 L_{CO2} 和 L_{H2O} 两相组成，在此类包裹体中，液相和气相共存。气相一般呈圆球形气泡，与液相的界限是一条黑色圆圈，当包裹体切面方向与包裹体气泡垂直时，气液相界线清晰而且细；而在其他情况下，该黑色边界线较粗。在一些较小的包裹体中，可以发现气泡成黑点，而且不停地跳动，这是气相的有力证明。此类包裹体数量较多，达到 30%，包裹体直径变化较大，4～30um 都有。

第Ⅳ类为气液包裹体：气液比大于 90%，有时并无 V_{CO2} 相，L_{H2O} 很少，此类包裹体颜色普遍较深为黄褐色，或包裹体轮廓黑色，中间为亮白色，包裹体完全为低密度的蒸汽相(主要为 CO_2、H_2O 等的混合物)所充填，没有可见的液相，一般单个产出，并保留矿物的晶型。

本矿床中未见含有固相子晶包裹体。

4.1.2 温度

测定原理：均一捕获的流体包裹体，由于温度下降，包裹体中流体（包括气体和液体）的收缩系数大于外面固体矿物的收缩系数，形成了有两相界面的气液两相包裹体。如果捕获时原来流体是大于临界密度的，则由液相中分离少量的气相，形成一个小气泡的流体包裹体；如果捕获时，原来流体是小于临界密度的，则由气相中凝结出少量液相，形成一个大的气泡包裹体。在实验室中，将包裹体样品置于显微热台上加热，观测上述过程的逆变化，测定升温时两相消失，均一

到原来一相时的温度称为均一温度，又称充填温度。这一温度大致可以反映包裹体捕获时流体的古地温[47-52]。

包裹体均一温度在成都理工大学资源工程系包裹体实验室测试。测试仪器为英国 Linkam THNSG600 型冷热台和吉林浑江市光学仪器厂 TRL-02 型热台。对燕子沟金矿床 5 件样品的均一温度测试结果如表 4-2 所示。

依据五件样品的均一温度数据，不同矿化期次的流体包裹体测温特征，可知五件样品中包裹体最终均一至液态方式为主。其中顺层石英脉包体均一化温度变化范围为 277～304℃，均一温度的峰值为 285～290℃，标准差为 5.91～7.43（图 4-1）。在测试中部分偶见个别包裹体在温度达 320℃爆裂，表明其并不是均一时被捕获；陡倾石英脉流体包体测温结果为均一化温度变化范围 283～304℃，温度的峰值为 285～290℃，标准差为 6.62；陡倾碳酸盐脉变化范围 280～306℃，温度的峰值为 290～295℃，标准差为 8.68。

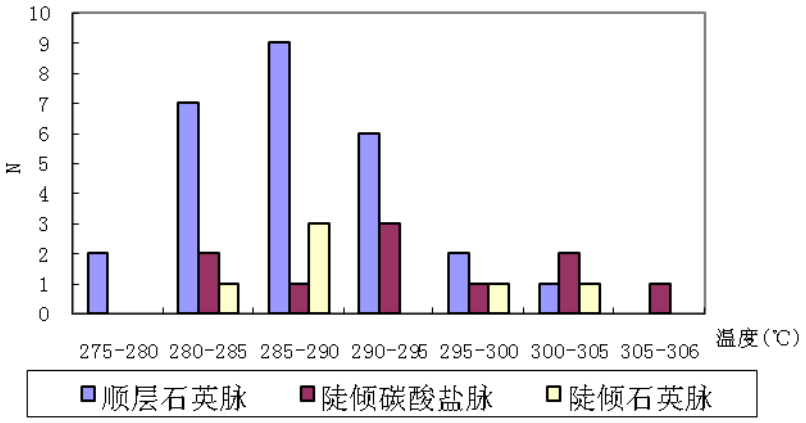


图 4-1　流体包裹体均一温度直方图

从表中可以看出，所有样品流体包裹体的完全均一温度为 277～307℃，主要集中在 280～295℃（图 4-1、表 4-2），可表明该矿床属于中温热液矿床。

由此可知所研究三期的热液变化：顺层石英脉矿化阶段均一温度主要以 285～290℃为中心，陡倾石英脉矿化阶段均一温度同样以 285～290℃为中心，而后期的碳酸盐矿化阶段的均一温度是以 290～295℃为中心，并且测试的总体均一温度比前两个含金矿化阶段稍微高出五度。但总体可知成矿的温度为 285～290℃，属中温为主，少量样品接近高温。

4.1.3 压力

（1）压力测定步骤：

1）在已制备好的矿物（包裹体片）中，找到 CO_2-H_2O 三相同生的同源包裹体，要求包裹体较大，相界线明显。

2）测定部分均一温度 $ThCO_2$，CO_2 均一相态 V_{Co2} 或 L_{Co2} 及部分均一时 CO_2 相占包裹体的体积百分比。

3）用 $ThCO_2$ 和相态查表或计算 d_{CO2}（部分均一温度下，液态 CO_2 的密度），公式如下：

$$d_{CO_2} = 0.4683 + 0.001441(t_c - t) - 0.1318 \times \sqrt[5]{(t_c - t)}$$

（部分均一相态为气相[44]）

$$d_{CO_2} = 0.4683 + 0.001441(t_c - t) + 0.1318 \times \sqrt[5]{(t_c - t)}$$

（部分均一相态为液相[44]）

t_c－为 CO_2 的临界温度 31.35℃，t 为 CO_2 相的部分均一温度。

4）d_{CO2} 和体积比求包裹体中 D_{Co2}，D_{Co2}-成矿时 CO_2 密度[44]；

$$D_{CO_2} = \frac{L_2}{L_2 + \Delta L_1} \times d^{t}_{CO_2}$$

d_{Co2}－部分均一温度下，液态 CO_2 的密度；

L_2－部分均一温度下，CO_2 的体积百分数；

L_1-部分均一温度下，CO_2 包体中水溶液的体积百分数。

5）测定完全均一温度 $TwhCO_2$，将包体薄片置于热台中，使其加热到水溶液包体完全均一，记下完全均一温度。

6）用 D_{Co2} 和 $TwhCO_2$ 求压力，按 E.N.Amagant 的具有比容等值线的 CO_2 的 P-T 图解，依据与水溶液包体完全均一温度相适应的纵坐标轴上的一个点，向右引一条平行于横坐标轴的线与相当于求得成矿时 CO_2 密度的等容线相交。

依图分析可知（图 4-2、表 4-3），由于在测试过程的包裹体体积比选定的不同及人为在认定体积比上的误差，致使压力结果出现明显的变化。剔除个别包裹体影响，具有以下特点：①Tsc1 样品-碳酸盐脉的形成压力明显可以分为两部分，一部分为 600～850atm，高压形成，这部分所测包裹体的气液体积比都是大于 75%。另外一部分为 80～130atm，压力较低形成，体积比小于 30%；②Cc2 样品-陡倾石英脉形成的压力为 30～60atm，所测包裹体体积比小于 30%；③Sc3-1、Sc3-1、Sc4 样品-顺层矿化石英脉形成的压力为 150～250atm，样中所测包裹体体积比小于 40%。

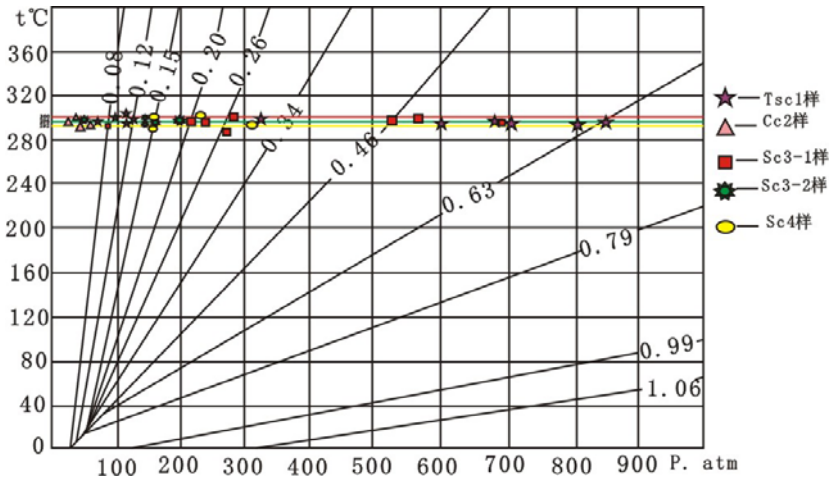


图 4-2　燕子沟金矿床包裹体的 Co_2P-v-T 图解

（2）压力拟合深度分析

一般认为，由流体包裹体测定的压力值并不能直接与成矿深度相吻合。这些数据必须与其他地质资料相结合，才能合理地估计成矿深度。但根据其地压梯度(27.5MPa/Km)计算出,还是可以大概的定出成矿的深度。不同矿化其次阶段所形成的压力差别较大，反映了热液流体来源深度的不同。其中 Tsc1 样-碳酸盐脉，高压期为 2.20～3.12km，属中深成。另外一部分为 0.29～0.47km，属浅成；Cc2 样-陡倾石英脉形成的压力最低 0.11～0.22km，属浅成； Sc3-1、Sc3-1、Sc4 样-顺层矿化石英脉形成的压力为 0.55～0.92km，属浅成。

总体上本矿床中包裹体的形成深度较小，且三个矿化阶段都属浅成形成。

压力校正：实验室所测温度是大气压条件下的，并不是捕获时的温度。所以为了得到捕获时的真实温度，就必须按照气液包裹体溶液的体积特性进行适当的温度校正。所得到的压力校正值(△Tp)加上均一温度，才是捕获的温度，即:

$$T_t=T_h+\triangle T_p$$

这里，T_t=代表包裹体捕获温度或形成温度；T_h=均一温度；$\triangle T_p$ =压力对均一温度的校正值。资料表明，当 Th 小于 150℃或周围的压力小于 100×10^5Pa 时，压力校正值(△Tp)极小[48]。由于本矿床的成矿压力、密度都较低，所以基本上不用对均一温度值校正。

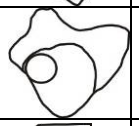
表 4-2　燕子沟矿区矿物包裹体均一温度测试统计表（℃）

样　号	顺序号	主矿物	大小（μm）	包裹体形状	类　型	气液比（%）	颜　色	均一相态	均一温度（℃）	平均值（℃）	标准偏差
Tsc1	1	石　英	9		$L_{H2O}+L_{CO2}$	30	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	299	293.09	8.68
	2	石　英	18		$L_{H2O}+L_{CO2}$	20	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	290		
	3	石　英	12		$L_{H2O}+L_{CO2}$	30	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	282		
	4	石　英	9		$L_{H2O}+L_{CO2}$	20	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	285		
	5	石　英	12		$L_{H2O}+L_{CO2}$	30	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	294		
	6	石　英	9		$L_{H2O}+L_{CO2}$	25	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	294		
Cc2	1	石　英	15		$L_{H2O}+L_{CO2}$	25	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	283.5	291.83	6.62
	2	石　英	12		$L_{H2O}+L_{CO2}$	30	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	293		
	3	石　英	9		$L_{H2O}+L_{CO2}$	20	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	288.5		
	4	石　英	8		$L_{H2O}+L_{CO2}$	30	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	303.5		
Sc4	1	石　英	12		$L_{H2O}+L_{CO2}$	30	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	267（爆）	289.9	4.35
	2	石　英	9		$L_{H2O}+L_{CO2}$	25	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	259（爆）		
	3	石　英	9		$L_{H2O}+L_{CO2}$	20	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	285.5		

	4	石　英	6		$L_{H2O}+L_{CO2}$	30	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	282		
	5	石　英	9		$L_{H2O}+L_{CO2}$	30	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	293		
	6	石　英	12		$L_{H2O}+L_{CO2}$	30	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	304		
	7	石　英	15		$L_{H2O}+L_{CO2}$	30	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	285		
	8	石　英	9		$L_{H2O}+L_{CO2}$	25	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	294		
Sc3-1	1	石　英	12		$L_{H2O}+L_{CO2}$	30	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	296	293	5.91
	2	石　英	9		$L_{H2O}+L_{CO2}$	35	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	302.5		
	3	石　英	12		$L_{H2O}+L_{CO2}$	20	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	285		
	4	石　英	12		$L_{H2O}+L_{CO2}$	20	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	299		
	5	石　英	12		$L_{H2O}+L_{CO2}$	30	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	289		
	6	石　英	9		$L_{H2O}+L_{CO2}$	15	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	288		
Sc3-2	1	石　英	9		$L_{H2O}+L_{CO2}$	20	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	283	284.6	7.43
	2	石　英	12		$L_{H2O}+L_{CO2}$	20	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	277（爆）		
	3	石　英	12		$L_{H2O}+L_{CO2}$	25	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	280		

	4	石　英	9		$L_{H2O}+L_{CO2}$	35	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	281.5		
	5	石　英	12		$L_{H2O}+L_{CO2}$	30	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	288		
	6	石　英	15		$L_{H2O}+L_{CO2}$	20	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	281		
	7	石　英	18		$L_{H2O}+L_{CO2}$	10	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	L	307		

表 4-3　燕子沟矿区矿物包裹体密度及压力测试分析表（℃）

样　号	顺序号	主矿物	大小 (μm)	包裹体形状	类　型	气液比 (%)	均一相态	部分均一温度（℃）	dCo2 (g/cm^3)	Dco2 (g/cm^3)	P(atm)
Tsc1	1	石　英	17		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	50	L_{CO2}	30.4	0.60	0.30	320
	2	石　英	16		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	30	V_{CO2}	28.5	0.29	0.09	98
	3	石　英	14		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	30	V_{CO2}	25.6	0.24	0.07	80
	4	石　英	16		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	90	L_{CO2}	26.4	0.70	0.63	850
	5	石　英	20		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	90	L_{CO2}	27.3	0.68	0.62	800
	6	石　英	28		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	85	L_{CO2}	29.0	0.65	0.55	700
	7	石　英	18		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	80	L_{CO2}	27.4	0.68	0.55	700
	8	石　英	28		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	80	L_{CO2}	28.0	0.67	0.54	680
	9	石　英	30		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	75	L_{CO2}	28.5	0.66	0.50	600
	10	石　英	23		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	20	L_{CO2}	30	0.62	0.12	130
	11	石　英	25		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	20	L_{CO2}	31	0.56	0.11	120
	12	石　英	14		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	20	L_{CO2}	31	0.56	0.11	120
	1	石　英	20		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	10	V_{CO2}	30.6	0.35	0.03	30

Cc2	2	石　英	30		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	10	V_{CO2}	30.8	0.36	0.04	50
	3	石　英	20		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	15	V_{CO2}	31	0.38	0.06	60
	4	石　英	22		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	10	V_{CO2}	30.2	0.33	0.03	30
Sc3-1	1	石　英	30		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	10	L_{CO2}	31	0.56	0.08	80
	2	石　英	22		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	10	L_{CO2}	27.5	0.68	0.54	680
	3	石　英	20		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	15	L_{CO2}	28.2	0.67	0.23	240
	4	石　英	14		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	20	L_{CO2}	28.8	0.65	0.20	210
	5	石　英	20		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	20	L_{CO2}	28.7	0.65	0.46	520
	6	石　英	11		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	10	L_{CO2}	30.3	0.60	0.24	250
Sc3-2	1	石　英	14		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	25	L_{CO2}	30.6	0.59	0.15	160
	2	石　英	22		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	30	L_{CO2}	29.1	0.64	0.19	200
	3	石　英	14		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	20	L_{CO2}	29	0.65	0.13	150

	4	石　英	20		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	10	L_{CO2}	30.3	0.60	0.06	50
	5	石　英	15		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	20	L_{CO2}	28.7	0.65	0.13	150
Sc4	1	石　英	20		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	40	L_{CO2}	23.4	0.74	0.30	310
	2	石　英	20		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	30	L_{CO2}	24	0.74	0.22	230
	3	石　英	20		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	20	L_{CO2}	20.7	0.77	0.15	160
	4	石　英	14		$L_{H20}+L_{CO2}+V_{CO2}$	20	L_{CO2}	24	0.74	0.15	160

4.1.4 盐度与密度

(1)盐度的测定与计算

对流体中盐度的研究是一项重要内容，从组成气水热液的成分来看，其中含 NaCl 较多，一般可与 NaCl 溶液对比，通常用 NaCl(重量)%来表示。盐度在不同的矿床和在同一个矿床的不同成矿阶段都可能不一样。因此系统地研究矿床中流体的盐度，有助于认识成矿溶液的成分、性质、成矿作用的机理以及对比划分矿床的类型和普查勘探矿床与盲矿体的找寻。冷冻是室温以下出现的所有相转变过程，它是对加热的一种全面的补充，也是研究包裹体流体系和盐度的基本方法之一。其基本原理是通过在冷台上改变温度，以观察包裹体中发生的相变，并与已知有关体系的实验相图进行对比，来测定包裹体流体所属体系和流体成分。对于低盐度 NaCL-H_2O 包裹体，则可以根据乌拉尔定律，即稀溶液的冰点下降与溶质的摩尔浓度成正比的原理来测定流体的含盐度[48-49]。

本次利用英国 Linkam THNSG600 型冷热台和吉林浑江市光学仪器厂 TRL-02 型热台对 5 件包裹体样品借助冷台测定其气液包裹体的冰点。

具体步骤如下：

1)选样品，找到 CO_2-H_2O 溶液包裹体，必须要求相界限清楚,包裹体直径较大。

2)测定冰点或者水合物分解温度，在冷台上降温，观测包裹体的变化过程，记录相关信息。

3)由公式得出包裹体盐度。

$$S = -1.769587 - 4.2384 \times 10^{-2} \times T^2 - 5.2778 \times 10^{-4} \times T^3$$

(用冰点值温度计算[50])

$$S = 15.52622 - 1.02342t - 0.05286t^2$$

(用水合物分解温度计算[51])

在冰点测试过程中，大部分包裹体在－38～－45℃结冰封冻，解冻时间在－30℃开始，只有 Sc4 样品中的包裹体在－26～－31℃就结冰封冻。

测量结果如表 4-7，由表数据可见，5 件样中冰点变化范围为－3～－6.0℃，其中 Sc4 样品偏大，为－3.0～－4.0℃，其它四件水合物分解温度 6.0～8.9℃，Sc4 样品为 7.8～8.9℃。由该样冰点数据计算出盐度的平均值为 8.08～8.55 *wt*%NaCl,标准偏差为 0.66～1.49 *wt*%NaCl。其中 Sc4 样品 3.04～5.37 *wt*%NaCl,相比其它四个样盐度较低,并且水合物分解温度所计算出来的盐度比冰点的所计算出的盐度总体偏低，符合正常规律。

在成矿流体过程中磨子沟矿段顺层石英脉中包裹体的盐度为 7.85～9.21 *wt*%NaCl，而泥冲沟矿段顺层石英脉中包裹体的盐度为 2.22～4.32 *wt*%NaCl；陡倾石英脉中包裹体的盐度为 6.41～10.11*wt*%NaCl;陡倾碳酸盐脉中包裹体的盐度

为 6.58～8.73 *w*t%NaCl（表 4－4）。

由此显示，石英中包裹体比碳酸盐中包裹体盐度略微偏高，泥冲沟矿段顺层石英脉中包裹体盐度之所以这么低，可能与其相比磨子沟矿段离穹窿核部相对较远的原因。但总体来看本矿床中包裹体的盐度的变化较为稳定（图 4－3），并且属于低盐度。

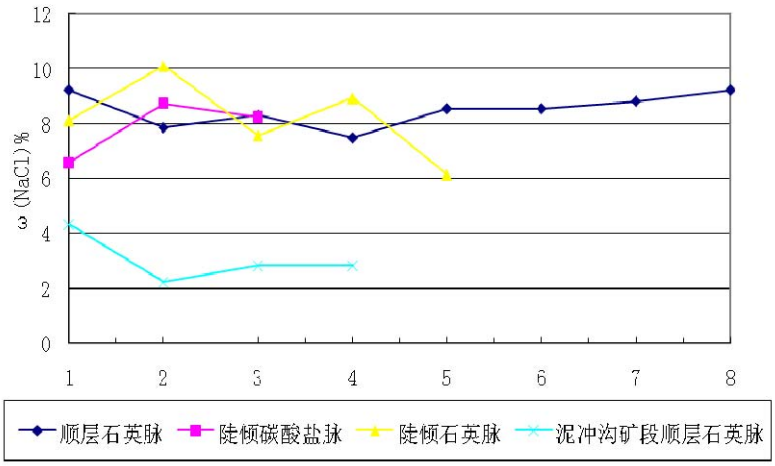


图 4-3　成矿流体盐度变化折线图

（2）密度计算

密度计算主要是依据[48-49]，均一温度和盐度计算所得。对于不同盐度的 NaCl-H_2O 溶液包裹体，我们根据实验数值，利用数学模型拟合，得到下列计算密度的公式：

$$\rho_1 = A + B \times t + C \times t^2$$

式中：ρ_1 为盐水溶液密度（g/cm^3），t 为均一温度（℃）；A、B、C 又为盐度的函数：

$$A = A_0 + A_1 \times \omega + A_2 \times \omega^2$$

$$B = B_0 + B_1 \times \omega + B_2 \times \omega^2$$

$$C = C_0 + C_1 \times \omega + C_2 \times \omega^3$$

式中：ω 为盐度（质量百分数），不同含盐度的参数值为：

由于本矿床的盐度为低盐度流体，所以只列出含盐度为 1%～＜30%时

A_0=0.993531，A_1=8.72147×10^{-3}，A_2=-2.43975×10^{-5}；

B_0=7.11652×10^{-5}，B_1=-5.2208×10^{-5}，B_2=1.26656×10^{-6}；

C_0=-3.4997×10^{-6}，C_1=2.12124×10^{-7}，C_2=-4.52318×10^{-9}；

通过以上公式可以计算出流体包裹体密度，其中 Tsc1 的密度为 0.784～0.810g/cm^3 ，Cc2 为 0.813～0.849g/cm^3，Sc3-1 为 0.819～0.832g/cm^3，Sc3-2 为 0.821～0.832g/cm^3，Sc4 为 0.745～0.776g/cm^3。

由此显示，石英中包裹体比碳酸盐中包裹体密度略微偏高，泥冲沟矿段顺层石英脉中包裹体密度之所以这么低，与盐度较低原因一样，可能是与其离穹窿核部较远的原因。但总体上本矿床中包裹体的密度较低，且三个矿化阶段都属于低密度。

4.1.5 成矿流体性质

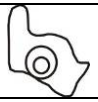
本文从流体包裹体类型、均一温度、含盐度、密度、压力及本区相似金矿床的氢氧同位素组成[9、19、34]等几个方面分析了燕子沟金矿的成矿流体特征。

从对包裹体类型的分析可以得出：该矿床包裹体以 V_{CO2}、L_{CO2} 和 L_{H2O} 三相与两相包裹体为主，主要是 H_2O-CO_2 三相水溶液包裹体，另有纯液相和含 CO_2 单相包裹体存在。流体包裹体均一温度及盐度的研究表明：石英脉中包裹体的均一温度在 277～306℃，主要集中在 285～295℃之间；成矿流体的盐度(ω)基本上都小于 10%，其变化范围为 2.22～10.11 wt%Nacl，均值为 6.23%，为中低盐度流体，密度为 0.75～0.85g/cm^3。因此，成矿流体为中高温度、低盐度、较低密度的热水体系。

从区域上研究可知，本区是一个升温升压-变质递进的过程[4、9]，所以在成矿后期碳酸盐脉的压力相比主成矿期增大，温度稍微增高（不是很明显）。但却并未形成明显矿化，这是由于金的溶解度随着压力与温度升高而变大，致使流体中金的含量增加，随流体被带走而并未形成矿化体。

表 4-4　燕子沟矿区矿物包裹体冰点及水合物温度测试统计表（℃）

样　号	顺序号	主矿物	大小（μm）	包裹体形状	类　型	气液比（%）	颜　色	冰点（℃）	水合物温度（℃）	含盐度(*wt*%NaCleq)		
										盐度	平均值	标准偏差
Tsc1	1	石英	23		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	20	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	-4.1		6.58	8.08	1.03
	2	石英	25		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	20	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	-5.65		8.73		
	3	石英	14		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	30	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	-5.3		8.23		
Cc2	1	石英	30		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	10	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	-5.2		8.13	8.18	1.49
	2	石英	22		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	10	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	-6.7		10.11		
	3	石英	20		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	15	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	-4.8		7.58		
	4	石英	14		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	20	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	-5.8		8.94		
	5	石英	20		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	20	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	-3.8		6.14		
Sc3-1	1	石英	11		$L_{H2O}+L_{CO2}$	10	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	-6.0		9.21	8.27	0.66
	2	石英	12		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	20	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	-5.0		7.85		

	3	石英	12		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	35	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色		5.5	8.29				
	4	石英	12		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	35	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色		6.0	7.48				
	5	石英	13		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	10	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	-5.5		8.54				
Sc3-2	1	石英	10		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	30	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	-5.5		8.54		8.55		0.66
	2	石英	14		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	30	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	-5.7	5.9	8.81				
	3	石英	18		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	20	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	-6.0		9.21				
Sc4	1	石英	15		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	30	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	-3.6	7.8	5.85	4.32	5.77	3.04	5.77	0.90
	2	石英	9		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	25	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	-4.0	8.9	6.43	2.22				
	3	石英	12		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	30	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	-3.0	8.6	4.94	2.81				
	4	石英	9		$L_{H2O}+L_{CO2}+V_{CO2}$	35	L_{CO2} 为深色 L_{H2O} 为无色	-3.6	8.6	5.85	2.81				

4.2 地层条件

地层与成矿关系主要表现在两方面:其一为成矿提供了一定的物质来源，其二为特定的岩性形成有利的矿化。

从目前世界金矿研究可知，产于黑色岩系中的金矿，是世界重要的金矿类型之一，中国近年在黑色系中寻找金矿也有重大突破。矿区金矿具明显的层控性，在矿区出露的 P_2、P_1、Dwg^{4-3}、Dwg^{4-2}、Dwg^{4-1} 岩层中，具有赋矿层位的为 Dwg^{4-2} 与 Dwg^{4-1}。针对该地层，前人做过多方面研究，对于地层是否为矿床的成矿物质的主要来源，主要有两种观点。

第一种观点认为:泥盆系危关群各段中金的丰度均较高，在本次研究中采集含绢云母石英绿泥石片岩、含绿帘石石英黑云母片岩、炭质板岩、粗晶大理岩等做全岩分析，分析结果表明各组岩石金的丰度均较高，平均为 0.12×10^{-6}，而区域岩石平均值为 4.36×10^{-9}，其高出几十倍。上述金的分布还有一明显特点，即分布不均匀，变异系数大，这是由于沉积时金的初始聚集程度不同(与火山活动和碳质含量多寡有关)，同时还与沉积期后受地质作用影响元素发生活化迁移有关[20]。由此说明，泥盆系危关群不仅金的丰度较高，而且属易活化金，即是金成矿的矿源层，为后期热液改造含矿地层并最终形成改造型金矿床提供了丰富的成矿物质。

第二种观点认为:本区变质核杂岩其中的长英质混合岩、斜长角闪质混合岩是金成矿的矿源层，丰度值分别为 5.61×10^{-9}、8.47×10^{-9}，而地壳丰度值与区域丰度值都为 4.36×10^{-9}。并且稀土元素特征表明，分配形式与超基性岩相似，与地壳

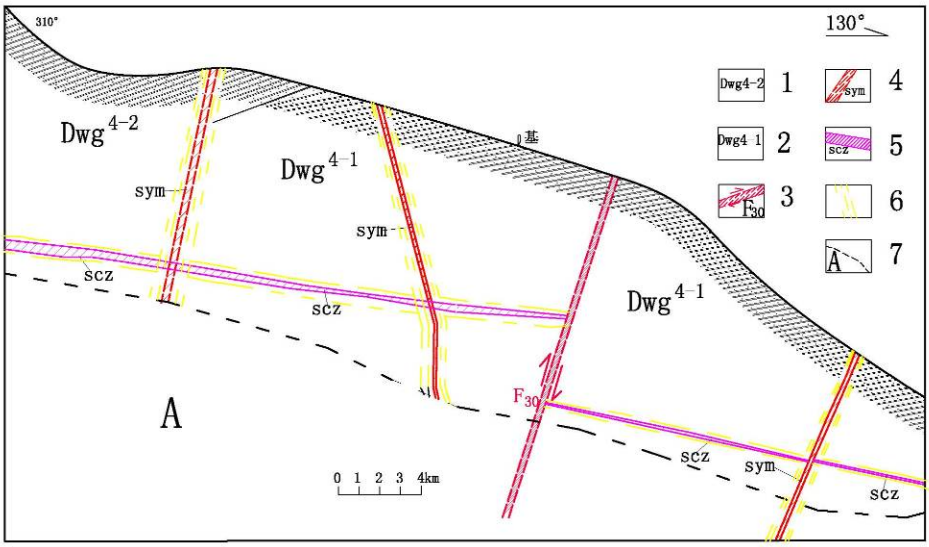


图 4-4 Ⅴ-3 号勘探线剖面图

1-泥盆系危关群第四岩组第二层娟云母千枚岩;2-泥盆系危关群第四岩组第一层炭质千枚岩;3-平硐;4 断层;4-脉状截层矿体;5-似层状矿体;6-破碎蚀变带;7-深部找矿远景区

差异较大，具有深成幔源特征，矿石中 S 同位素特征表明其 ^{34}S 的平均值相当于玄武岩硫的特征，因此本区成矿物质来自深源，与地层关系不大[20]。

依据上述两种观点及相关资料，并从本矿床的特征上总结，初步认为变质核杂岩是金的主要来源，但最终确定其金的来源还有待进一步工作。另外炭质板岩、千枚岩层是处于本矿区层位的低部，含矿热液从中深部经导矿构造运移至炭质板岩、千枚岩层以后，由于炭质对金属离子有还原、沉淀、过滤、吸附的作用，形成一个隔挡层（图 4-4）。特别是对金、铁的硫化物吸附作用更为明显，致使金滞留富集成矿。所以黑色岩系炭质板岩、千枚岩很大程度上决定了矿体的展布特征。

4.3 构造条件

4.3.1 构造期次划分

(1)断裂级别及期次划分

依据断裂对成矿的贡献,把它们划分为3个级别,对成矿贡献大的划分为一级断裂(如F_1, F_3, F_4, F_5, F_6),对成矿贡献小的划归为二级断裂(如F_2, F_7, F_8),对矿(化)体有储矿作用的断裂为三级断裂(如F_9～F_{28})。另外有F_{30}（四号平硐断层）、F_{29}则为成矿后断裂。

成矿前的构造为 F_1～F_7,并划分为两期,第Ⅰ期为南北向挤压所造成的断裂,主要为 F_3, F_4, F_5；而第Ⅱ期受近东西向挤压构造有 F_6, F_7, F_8；而 F_1 断裂是处于 D*wg* 地层内的最大断裂构造，其形成过程为东西向挤压，并切割早期形成的近东西向断层。

成矿期构造，一组为北东-南西走向,另外一组为近东西向的次级断裂(F_9～F_{28})，经应力分析这两组含矿构造为共轭的剪切型构造，矿床中围岩经动力变质作用及后期穹窿热液变质作用，大量出露糜棱岩-超糜棱岩，透镜状石英脉体，韧性剪切构造明显。

成矿后期热穹窿形成过程中，伸展滑脱构造的作用，对成矿期北东-南西向的构造进行叠加,从而形成新的构造变形及矿化蚀变带(主要为方铅矿、闪锌矿)，并对在成矿期两组共轭断裂的交汇部位矿化进一步富集,从而构成燕子沟金矿床主要的富矿(化)体控矿断裂,具叠生断裂性质。所以成矿后期断裂对成矿和矿(化)体的展布有一定意义。依据前述含矿断裂的主应力分析得出燕子沟金矿床矿体以雁列脉状为主；笔者发现两组断裂交汇部位往往是矿(化)体就位的良好场所,并在D*wg*$^{4\text{-}1}$ 炭质千枚岩中顺层剪切型断裂部位尤为富集，而在D*wg*$^{4\text{-}2}$及D*wg*$^{4\text{-}1}$的矿(化)体相对较贫化，这是含矿热液运移的空间及矿石矿物的结晶先后所决定的。

（2）断裂构造主应力分析

通过对野外矿(化)体的地质特征、断裂间关系、矿床中出露的节理及区域地质演化的地质演化史来分析，笔者把矿床成矿过程主要分为成矿前第Ⅰ期，成矿前第Ⅱ期（图 4-5、表 4-5），成矿期(第Ⅲ期),成矿后(第Ⅳ期),并对其配套。

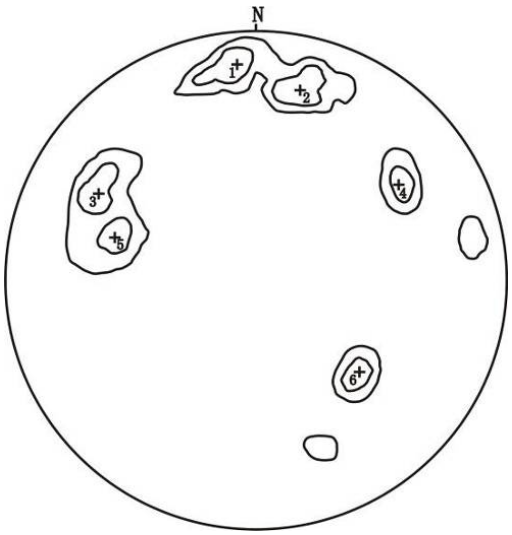


图4-5 燕子沟金矿床节理等密图

成矿前第Ⅰ期:主要为自北向南的剪切应变与南北向挤压[1]，其优势节理的两组产状为175°∠76°(+1组)，另外一组是193°∠67°(+2组),两组之间相互共轭，节理内无充填物，剪切变形明显，为主要的导矿构造。

成矿前第Ⅱ期：主要为东西向收缩,其优势节理的两组产状为236°∠58°(+4组)，另外一组产状是107°∠49°(+5组),两组之间相互共轭，与矿化无关，剪切变形明显，是次一级的导矿构造。

表4-5 矿床优势节理分析

组别	+1	+2	+3	+4	+5	+6
产状	175°∠76°	193°∠67°	115°∠63°	236°∠58°	107°∠49°	314°∠45°
与其他组的关系	与+2共轭	与+1共轭	与+6共轭	与+5共轭	与+4共轭	与+3共轭
与成矿的关系	无关	无关	有关	无关	无关	有关
期次	第Ⅰ期	第Ⅰ期	第Ⅲ期	第Ⅱ期	第Ⅱ期	第Ⅲ期

成矿期(第Ⅲ期）：主要为南东-北西向收缩同时有左行走滑的特点,其优势产状为115°∠63°(+3组)，另外一组产状是314°∠45°(+6组)，充填石英脉和蚀变，两组之间相互共轭，是主要的储矿构造，分布于铜炉房穹窿体周围,含矿的热液经运矿及配矿构造到达储矿的构造空间滞留成矿。

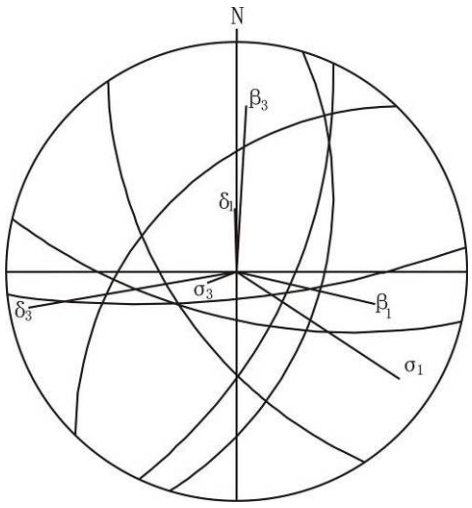


图4-6 矿床主应力分期配套图

成矿后（第Ⅳ期）：矿化带中又叠加顺扭逆冲脆性断层，使矿带发生破碎，而后并发生伸展变形变质，产生上盘向NW

滑覆的伸展剪切带及右行剪切带(依据鲜水河断裂的发展史可知)[1、2]。

(3)构造演化分析

本矿区位于松潘-甘孜造山带内，经历了长期演化的过程。伴随着这一造山带的演化发生了一系列构造、古地理、沉积、岩浆的变动调整,使这套泥盆纪地层具有了诸多地质特点和有利的成矿背景条件。此时,矿区内F_1和F_2～F_7率先形成(图4-6),这为后来的成矿作用奠定了物质和能量基础,这时的矿化-蚀变较弱,对应于成矿早期即黄铁矿-石英阶段(δ1/δ3、β1/β3)。成矿期矿区的主应力方向和区域地质资料表明:由于强大的南东-北西向挤压作用,致使出现了一系列的北东向、北西走向的断裂发生左行走滑；老第三纪以来继承左行走滑的构造性质,并与南东-北西向的挤压应力复合,形成了一系列有利于成矿的构造交汇结点(σ_1/σ_3)，矿(化)体由石英脉及其上下蚀变岩组成，在断裂分枝复合弧形转弯及其剖面上揉皱发育部位矿带膨大，矿(化)体增厚，品位变富，控矿断裂继承性多期活动，形成多阶段叠加成矿[5-24]。

4.3.2 构造控矿特征

（1）南北向断裂（F_1）：牦牛河断裂把铜炉房穹窿在地貌上分成两部分，目前研究认为其控制了穹窿岩体的出露，或者可以看成是北西-南东向鲜水河断裂的一个分支断裂，对岩体的产出起到直接的作用，对成矿热液有“运移”的性质。

（2）近东西向断裂（F_2、F_3、F_4）：这一组断裂对岩体的出露没有控制的作用，但经野外调查研究，可知这一组断裂对后期辉绿岩脉的产出提供了运移的空间及储存的空间，并为含矿热液的运移提供了通道。

（3）北西-南东向的断裂（F_5、F_6、F_7）：主要是一组规模中等的对含矿热

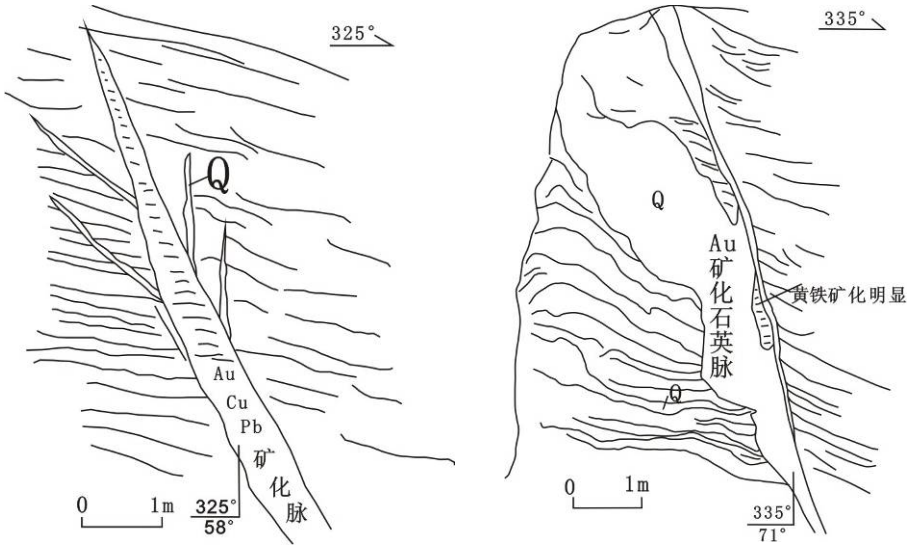


图 4-7　F_{25}含矿断裂野外素描图

液起到运移的构造，倾向为南西，断裂本身并不是含矿破碎带。但含矿破碎带都与其小角度斜交，并对似层状-层状矿体的形成起到重要导矿的作用。

（4）北东-南西向断层及北西-南东向（F_9～F_{28}）：这两组断层是具有共轭效应的断层，规模相对前一组断裂要小，也是主要的含金矿化破碎带（图 4-7）。倾角较大，属石英脉型金矿体，呈脉状，规模中等，也即为主要的储矿构造。

（5）顺层滑脱剪切带与陡倾近直立的断裂组合形成似“人”字形构造，顺层滑脱剪切带控制这似层状矿体的产出，而其中陡倾的次级切层断裂和其他线性构造（节理、劈理、张性裂隙等）则控制着脉状网脉状等截层矿脉（体）的分布，一般情况下，围岩矿化较为明显，脉壁和围岩之间的界限模糊不清，多为渐变状或锯齿状。在顺层滑脱剪切带与陡倾次级断裂交汇时（垂直或大角度斜交），则常形成似“人”字形构造，这一构造的交汇部位常为含矿热液良好的运移通道和矿质沉淀的有利场所，在经历多期构造应力改变和成矿作用，可使这一区域的矿体更加富集。

本矿床主要的石英脉型金矿体大多数都集中在呈东西向展布的次级断裂中(图4-8)，大致平行（或小角度斜交）排列。这一现象与本区所受的构造应力又密切的关系，断裂带跟随永西构造穹窿的演变而不断被改造，力学性质由最初的压扭而转变为张扭性质，并具左行剪切性质。长期的构造演化与改造使东西向断裂中岩石破碎，断层泥，构造角砾岩等非常发育，为成矿流体的运移和沉淀提供了良好的场所，是矿体在多期次的成矿作用中不断被叠加富集，使之最终形成有工业价值的矿体。

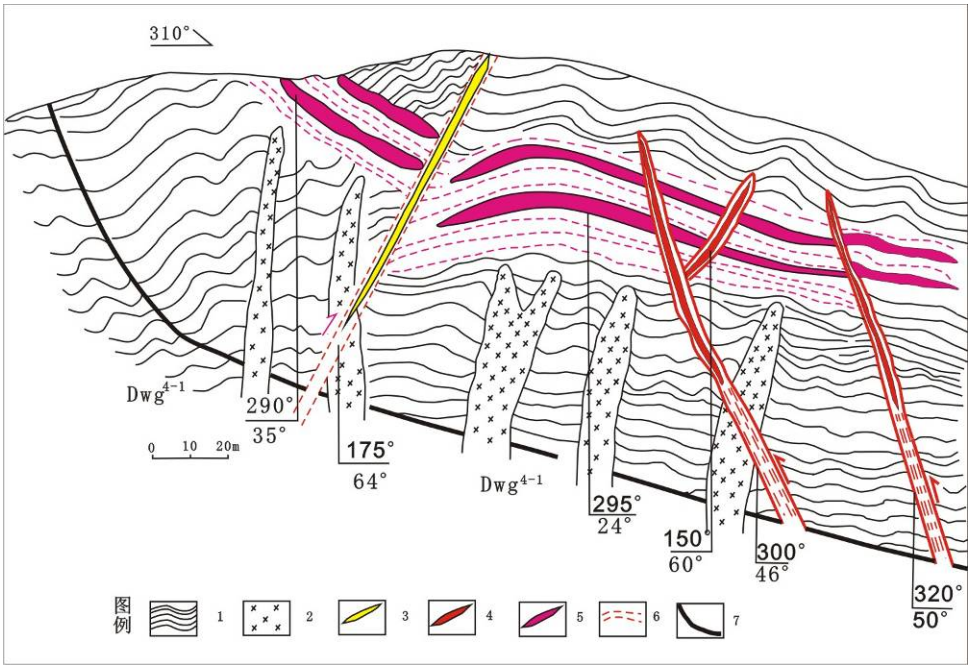


图4-8　燕子沟金矿床控矿断裂组合示意图

1.炭质千枚岩;2.海西期辉绿岩脉;3.矿化破碎带;4.陡倾金矿化破碎带;5.顺层金矿化带;6.构造破碎带;7.深大断裂

4.4 岩浆岩条件

我国卡林型金矿集中分布于火成岩活动区。金矿多位于较大规模侵入岩或火山岩分布区的边缘地带和邻区。岩浆岩在本矿区内主要仅见少量花岗斑岩、石英斑岩、辉绿岩、煌斑岩等脉岩及蚀变超基性-基性岩。岩体与成矿的关系表现在三个方面，一方面是为成矿提供热源，另一方面为成矿提供了物质来源[51-53]，并矿化有利围岩。

岩浆中成矿溶液的形成，应具备三个必要的条件:一是赋含挥发组分的流体能够产生(或从岩浆中析离，或渗于地下的水溶液与深部物质的汇聚)，二是析出的流体能够从岩浆及地层中萃取成矿元素，三是相应的流体运移沉积的空间场所[53]。依据本区岩体所做稀土元素含量及微量元素含量分析[19、20、24、34]，可知本区次闪岩和绿泥石岩可能由角闪岩变来，期间发生了强烈的蚀变。这种蚀变岩体的侵入和形成产生了大量的热和流体，热能可以激发矿源层中的矿质活动，使之发生活化，热能还可以改变成矿介质的物理化学条件，促使矿质的迁移和沉淀。矿石流体包裹体测试结果表明，含矿流体温度较高，为 285～295℃，结合矿体与火山-侵入岩密切的时空关系，表明热源及早期热液来自火山-侵入岩。

岩浆活动是成矿作用的主要热源，也只有岩浆活动才能供给这样巨大的能量场。流体是成矿必不可少的重要组分，只有流体才能萃取矿源层中的成矿物质，只有流体才能使矿质源源不断地输送到容矿的空间部位，因此岩体与成矿的关系十分密切，如果没有岩体的侵入，矿源层的矿质再丰富也难以形成矿床。岩浆活动过程中产生的大量热液和能量，对矿源层中成矿元素的活化、迁移、富集起到了重要的作用。本区蚀变闪长岩与辉绿岩呈岩脉状，大多情况下与断裂同位侵入，且岩石脆性大，断裂的复活和多期活动易使其破碎，形成良好的赋矿空间，与矿体有密切的同空间关系，其结构致密，对矿液迁移起隔挡作用，利于矿液和矿质在其边部聚集。

结　论

通过上述对燕子沟金矿床的了解,可以得出以下一些认识:

1)燕子沟金矿区位于丹巴燕子沟金矿床位于扬子地块西缘南段—松潘-甘孜造山带东部，永西穹窿南西一侧。矿床主要产于泥盆系危关群第四岩组炭质千枚岩中,矿体呈脉状、层状-似层状、囊状产出，主要分布于炭质千枚岩、石英脉体中，且明显受断裂构造、层间破碎带控制。矿石构造主要为浸染状、块状、脉状、角砾状、条带状、条纹状、纹层状、鳞片状、尘点状、斑杂状、蜂窝状、土状等构造;矿石结构主要结晶结构、交代结构、生物结构、碎裂变形结构等。矿石矿物主要为黄铜矿、砷黝铜矿、黝锡矿（黄锡矿）、铜兰、黝铜矿、辉砷镍矿、辉锑镍矿、金红石、赤铁矿、针铁矿、硫酸铅矿、自然金（银）、自然铜（金）等;脉石矿物主要为石英、方解石、绢云母等。矿床中除 Au、Ag 外，共(伴)生 Pb、Zn、Sb、Cu、As、S 等元素，并可以综合回收利用。

2)燕子沟金矿床主要形成于热液期，氧化矿石富集于风化期。热液期形成原生岩金矿床的硫化物-硫盐型金矿石（自然金,自然银金矿石），风化期为金的表生富集，形成铁的氧化物型金矿石。其中，岩金矿床的热液期又可分为 5 个阶段:氧化物阶段、金-黄铁矿阶段（顺层矿脉形成期）、贫金硫化物阶段、金-黄铁矿阶段（陡倾矿脉形成期）、碳酸盐阶段。

3) 矿床中分布的构造主要分为四个构造期次。其中东西向构造为第Ⅰ期，南北向为第Ⅱ期，共同构成成矿前构造。北西-南东向和北东-南西向组成的共轭断裂构造为第Ⅲ期，是成矿期构造。伸展剪切构造及顺扭逆冲脆性断层为第Ⅳ期,是成矿后构造；分布于永西“热穹窿”周围的成矿前期东西向断裂及南北向断裂是很好的导矿构造，为成矿热液的运移提供了良好的通道。含矿热液运移至北东-南西向、北西-南东向的构造部位滞留而形成矿体。主应力分析可知这两组共轭断裂构造最大主应力σ_1 方向为南东东，明显是受到北西-南东方向的挤压并具有右行剪切的特点;成矿后期的层间伸展滑脱变形变质及叠加顺扭性构造为矿化的富集提供了局部有利的空间，而致使矿体局部呈现囊状、透镜状矿体。

4)通过大量的室内外研究工作，对成矿的物理化学条件有如下总结：①流体中包裹体均一温度在 270~306℃之间，多数集中在 285~295℃，所以成矿温度为中高温；②流体所测包裹体的压力为 30～250atm，拟合成深度为 0.11～0.92km，则成矿深度应属浅成；③包裹体的盐度 2.22～9.21 *w*t%NaCl，盐度较低；④密度也较低，在 0.75～0.85g/cm^3 之间变化。因此，燕子沟金矿床属浅成中温热液矿床。

致　谢

本文是在导师肖渊甫教授和孙燕教授的悉心指导下完成的。从论文选题、野外研究、室内岩矿化学测试、国内外文献调研到论文编写诸方面，无不浸润着导师的心血。导师高尚的人格、博大的胸怀、渊博的知识、严谨的治学态度以及对学生言传身教，使学生终身受益，没齿难忘。除此之外，还在生活上给予了无微不至的关怀和帮助。在此，谨向导师肖渊甫教授和孙燕教授致以最诚挚的谢意。

作者在野外调研和资料收集期间，得到汪雄武教授、杨金泉老师帮助，另外室内包裹体的均一温度、压力、盐度测定得到了李葆华教授的帮助和指导。工作中还得到了四川省冶金地质调查局成都地质调查所胡庆林高级工程师的指导，成都火山岩公司总工程师刘建成和高级工程师孙秀成先生除悉心安排项目组的生活和工作外，还在百忙中出时间，安排和带领矿山各路工程技术人员自始至终参与项目的各项工程，提供本区相关研究资料。并在当地藏族同胞刘玉林、刘玉华、刘玉章等帮助下完成了采样等野外工作。

多次参与野外工作的人员还有:肖光武、冯伟、牛刚、康从轩、赵涵、张欣、赵岩等同学。作者在此一并表示衷心的感谢!论文的完成得到了朱学强、张林、赵志强、程超杰、周丽芹等硕士的帮助与支持，在此深表谢意。

在此，谨向所有关心和帮助过我的老师、同学、朋友及家人表示深深的谢意!

参考文献

[1]许志琴, 侯立玮, 王宗秀, 等. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程[M]. 北京:地质出版社, 1992:12-16.

[2]四川地质局编著. 区域地质调查报告-丹巴幅[R]. 四川:内部出版, 1980:180-340.

[3]侯立玮. 扬子克拉通西缘穹隆状变质体的类型与成因[C]//骆耀南. 扬子地台西南缘陆内造山带地质与矿产论文集. 成都:四川科学技术出版社, 1996:13-27.

[4]游振东, 程素华, 赖兴运. 四川丹巴穹状变质地体[J]. 地学前缘, 2006, 13(4):148-159.

[5]徐自洪. 四川丹巴铜炉房金矿床资源综合利用研究[D]. 成都：成都理工大学, 2007.

[6]何绍勋, 段家瑞, 刘继顺, 等. 韧性剪切带与成矿[M]. 北京:地质出版社, 1996:1-74.

[7]程素华, 赖兴运. 四川丹巴地区中低压变质作用及P-T轨迹[J]. 岩石学报. 2005, 21(3):124-136.

[8]刘德权, 唐延龄. 新疆穆龙套型金矿的找矿方向[J]. 黄金科学技术, 1998, 12(1):18-23.

[9]胡晓强, 李云泉, 帅德权. 四川丹巴地区Cu-Ni-Pt族元素矿床矿石组构及成矿期次[J]. 成都理工学院学报,2001,28(1):48-52.

[10]王可勇, 姚书振, 吕新彪. 川西北马脑壳金矿床成矿流体地球化学特征与性质[J]. 地球化学, 2001, 30(3):273-281.

[11]李小壮. 川西北地区浅成低温热液金矿系列的矿床类型与分布规律[J]. 四川地质学报, 1996, 16(2):135-141.

[12]杨恒书, 张凤岭, 殷鸿福, 等. 西秦岭造山带演化与成矿[J]. 四川地质学报, 1996, 16(1):73-79.

[13]赵琦. 川西北地区微细浸染型金矿成矿的区域地质、地球物理、地球化学特征[J]. 四川地质学报, 1995, 15(1):31-40.

[14]陈德友. 四川西部主要类型金矿区域化探找矿模型[J]. 四川地质学报, 1998, 18(2):131-140.

[15]刘顺生. 湖南水口山矿田开放体系构造成矿动力学[J]. 大地构造与成矿学, 1996, 20(1):1-9.

[16]邓军, 翟裕生, 杨立强. 论剪切带构造成矿系统[J]. 现代地质, 1998, 12(4):493-500.

[17]骆耀南, 何 虹, 李云泉. 四川石棉县大渡河坝自然铂矿床地质特征浅析[J]. 地球学报, 2004, 25(5): 529-534.

[18]李建康, 王登红, 付小方. 四川丹巴伟晶岩型白云母矿床的成矿流体研究[J]. 地质学报, 2007, 81(7): 986-994.

[19]李晓峰, 毛景文, 王登红, 等. 四川大渡河金矿田成矿流体来源的氦氩硫氢氧同位素示踪[J]. 地质学报, 2004, 78(2):203-210.

[20]陈智梁, 刘宇平. 康定大渡河两岸主要金矿区矿田构造研究[M]. 北京:地质出版社, 1997:240-270.

[21]赖兴运, 程素华, 陈军元. 中低压变质作用与大陆造山-兼论四川丹巴的变质带[J]. 地学前缘, 2003, 10(4):327-339.

[22]胡健民, 孟庆任, 石玉若, 等. 松潘-甘孜地体内花岗岩锆石SHRIMPU-Pb定年及其构造意义[J]. 地质学报. 2005, 21(3):867-880.

[23]黄汲清. 中国大地构造及其演化[M]. 北京：科学出版社, 1980:180-240.
[24]王小春. 川西地区金矿的类型与分布规律[J]. 地质与勘探. 2000, 36(1):20-25.
[25]韩同林. 川西某地花岗伟晶岩田及伟晶岩矿床的构造初步分析[J]. 青藏高原文集. 北京:地质出版社, 1983, 4(2):67-80.
[26]陈智梁. 扬子地块西缘地质构造演化[M]. 重庆:重庆出版社, 1987:190-280.
[27]夏宗实. 松潘-甘孜造山带三叠系陆源碎屑岩燕山早期同造山域近变群质作用[J]. 四川地质学报, 1993, 13(3):56-62.
[28]付昭仁, 李德威. 变质核杂岩及剥离断层的控矿构造解析[M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1992:10-90.
[29]杨天南, 王宗秀. 川西丹巴地区构造-热模式初探[J]. 中国区域地质. 1995. 35:261-267.
[30]胡受奚. 交代蚀变岩岩相学[M]. 北京:地质出版社, 1980:10-40.
[31]胡受奚, 叶瑛, 方长泉. 交代蚀变岩岩石学及其找矿意义[M]. 北京:地质出版社, 2004:57-107.
[32]黄典豪. 银多金属矿床中黝铜矿族银硫盐矿物的特征及其意义[J]. 岩石矿物学杂志. 2000. 19(1):78-87.
[33]徐士进, 沈渭洲, 陆建军, 王汝成, 等. 四川丹巴地区斜长角闪岩的地球化学特征及其大地构造意义[J]. 1996. 32(3):507-514.
[34]李晓峰, 毛景文, 朱和平, 等. 四川大渡河黑金太子金矿成矿流体稀土元素地球化学[J]. 岩石矿物学杂志. 2005, 24(4):311-318.
[35]王荫祥. 四川丹巴杨柳坪矿区蚀变超基性岩体原岩恢复[J]. 矿物岩石. 1983, 4:13-23.
[36]送谢炎, 槽志敏, 罗辅勋, 等. 四川丹巴杨柳坪铜镍铂族元素硫化物矿床成因初探[J]. 成都理工大学学报. 2004, 31(3). 256-266.
[37]沈渭洲, 徐士进, 王汝成, 等. 丹巴地区变玄武岩年代学的初步研究及其地质意义[J]. 地质学报, 1997, 18:62-65.
[38]毋瑞身. 论金的成矿背景-含金地质建造[J]. 地质找矿论丛, 1987. 2(4):62-69.
[39]涂光炽, 王秀璋, 尹汉辉等. 中国层控矿床地球化学第一卷[M]. 北京:科学出版社. 1984:129-189.
[40]郑明华. 华南层控金矿床的控矿条件及分布规律分析[J]. 西南矿产地质. 1988. 3(3):42-50.
[41]罗镇宽, 关康. 中国金矿床概论[M]. 天津:天津科学技术出版社, 1993:11-189.
[42]陈毓川. 中国矿床成矿模式[M]. 北京:地质出版社, 1993:110-389.
[43]马杏垣. 论伸展构造[J]. 地球科学, 1982, 7(3):27-39.
[44]刘斌等. 流体包裹体热力学[M]. 地质出版社. 1998:101-125.
[45]刘斌. 利用流体包裹体及其主矿物共生平衡的热力学方程计算形成温度和压力[J]. 中国科学B辑, 1987,7(4):345-351.
[46]李善鹏, 邱楠生, 尹长河. 利用流体包裹体研究沉积盆地古压力[J]. 矿产与地质, 2003, 17(02):161-165.
[47]张文淮, 张志坚, 伍刚. 成矿流体及成矿机制. 地学前缘. 1996, 3(4):245-252.
[48]Staubi A.Polyshase metamorphism amd the development of the main Central Thrust[J].Metamosphic Geol.1989,20:73-93.
[49]Pogmamte U,Lombardo B.Metamorphic evolution of the Hogh-Himalayam Crystallinesx in

SE Zamskar,India[J].metamorphic Geol,1989,47：7-19.

[50]Hsu K J.Exhumation of high-pressure metamorphic rocks[M],Geology,1991:107-110.

[51]Pan Y,Kidd W S F.Nyainqenglha shear zone:A late Miocence extensionl detachment in the southern Tibetan Plateav[J].1992,20:775-778.

[52]Liu,D.Y.,Nutman,A.P.,Comston,W.,Wu,J.S.,Shen,Q.H.Remnates of >3800M a crust in the Chinese part of the Sino-Korean Cration.Precambrian Research[J].1992.48:223-244.

[48]何知礼. 包裹体矿物学[M]. 北京:地质出版社, 1982:86-100.

[49]卢焕章. 包裹体地球化学[M]. 北京:地质出版社, 1990:156-189.

[50]Potter,R.W.Ⅱ et al..The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0 ℃to 500 ℃ at pressures up to 2000 based on a regression of available data in the literature[M].U.S.Geol.Survey Bull.,1978,1421-C,36.

[51]Bozzo,A.T.et.al.The properties of hydrates of chlorine and carbon dioxide In:Fouth International Symposium on Fresh water from the sea[J].eds.A.Delyannis.1973,3:437-451.

[52]Banres S J,Naldrett A J, Goprton Mp.The origin of the Fractionation of platinum-group elements in terreatrial magmas[J].Chem.Gol,1985.53:303-323.

[53]E.L.Klein,K.Fuzikawa,J.C.Koppe.Fluid inclusion studies on Caxias and Areal gold mineralizations[J].Journal of Geochemical Exploration,2000,71:51-72.

攻读学位期间取得学术成果

公开发表的文章：

[1]熊发挥, 肖渊甫. 四川丹巴泥冲沟金矿床地质特征及成因探讨[C]. 第九届全国矿床会议论文集. 2008:179-180.

[2]熊发挥, 肖渊甫. 四川丹巴磨子沟金矿床成矿模式浅析[J]. 四川有色金属. 2009. (7):9-11.

[3]熊发挥, 肖渊甫, 张林. 大渡河中游泸定-石棉段阶地特征及河谷发育史探讨[J]. 四川地质学报, 2009. 29(4)：379-383.

[4]熊发挥, 肖渊甫, 孙燕, 等. 四川丹巴磨子沟金矿床成矿条件及找矿前景分析[J]. 金属矿山. 2010. (403):103-107.

[5]熊发挥, 肖渊甫, 牛刚, 等. 四川丹巴燕子沟金矿主应力及控矿规律分析[J]. 矿物学报. 2009. S:496-499.

[6]冯伟, 孙燕, 熊发挥. 浅析我国铁矿石资源可持续发展战略[J]. 四川地质学报. 2010. 30(1):103-107.

[7]孙燕, 肖渊甫, 冯伟, 熊发挥, 等. 东天山香山铜镍硫化物矿床矿石矿物特征及成矿意义[J]. 中国地质. 2009. 36(4):871-877.

[8]孙燕, 肖渊甫, 李凤春, 熊发挥, 等. 新疆三岔口铜矿床成矿流体性质及成因[J]. 地质与勘探. 2009. 45(3):235-239.

非公开发表的成果：

[1]项目报告：《四川省丹巴县燕子沟金矿普查报告》，第四作者。

图版说明

图版Ⅲ：

1. 自然铜（金）在石英裂隙中呈它形晶。
2. 自然铜（金）在石英裂隙中呈它形晶。
3. 自然金在黄铜矿和黄铁矿晶粒间赋存。
4. 自然金在黄铁矿中呈包裹体。
5. 自然金在黄铁矿裂隙中赋存。
6. 自然金在黄铁矿裂隙中赋存。
7. 砷黝铜矿中自形晶的辉砷镍矿。
8. 黄铁矿中的生物澡层纹结构×200。

图版Ⅳ：

1. 黄铁矿中的生物藻丝体结构。
2. 自然铜（金）在石英中呈它形晶。
3. 黄锡矿（黝锡矿）在石英中呈它形晶。
4. 黝铜矿交代黄铜矿形成反应边。
5. 铜兰交代黄铜矿形成反应边。
6. 与方铅矿共生的辉银铋矿。
7. 黄铁矿五角十二面体自形晶。
8. 金红石它形晶。

图版Ⅴ：H_2O-CO_2包裹体镜下特征图。

图　版

图版　I



图 1　　浸染状构造

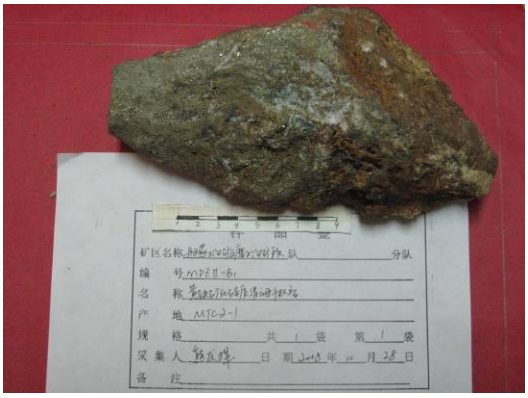


图 2　浸染状构造



图 3　块状构造



图 4　脉状构造



图 5　网脉状构造

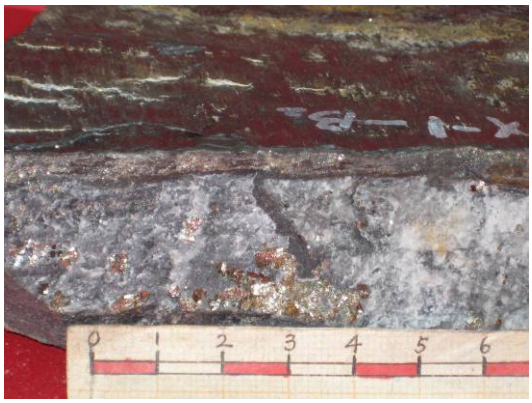


图 6　脉状构造

图版 II



图 1　角砾状构造图



图 2　条带状构造



图 3　条纹状构造



图 4　斑杂状构造

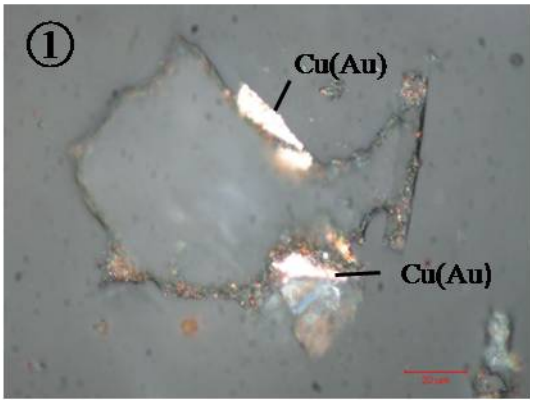


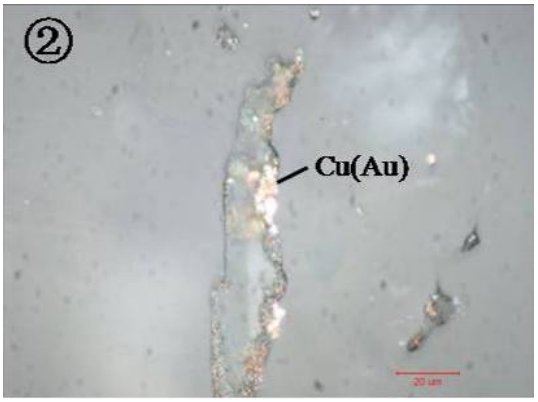
图 5 蜂窝状构造

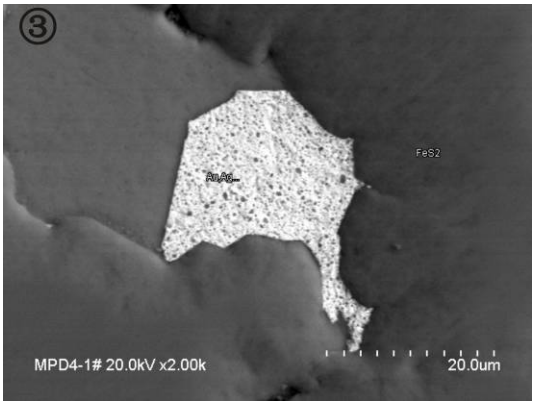


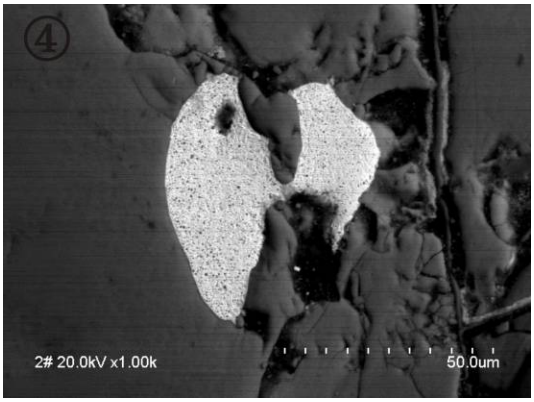
图 6　褐铁矿化土状构造

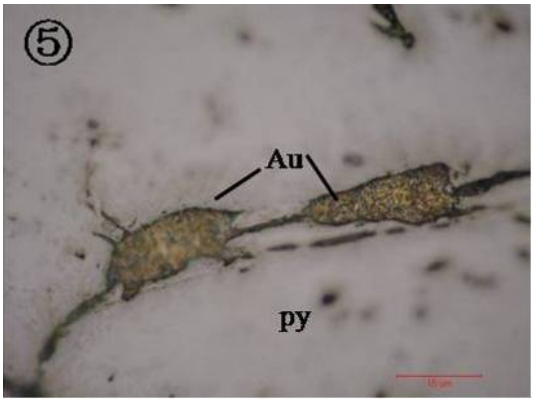
图版 Ⅲ

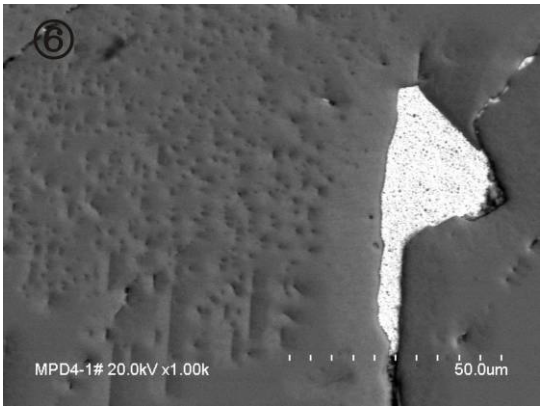

①
Cu(Au)
Cu(Au)

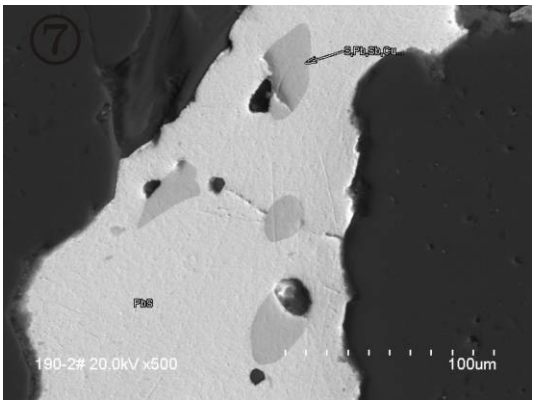

②
Cu(Au)

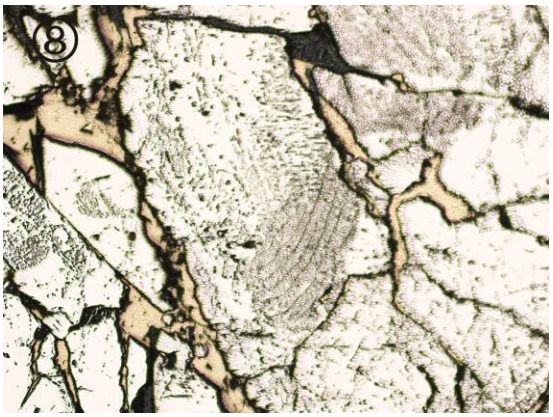

③
FeS2
MPD4-1# 20.0kV x2.00k
20.0um


④
2# 20.0kV x1.00k
50.0um

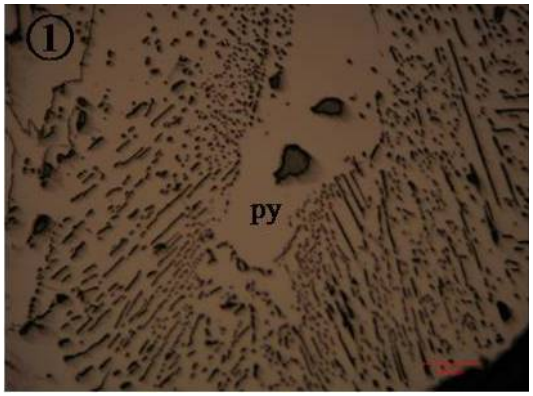

⑤
Au
py

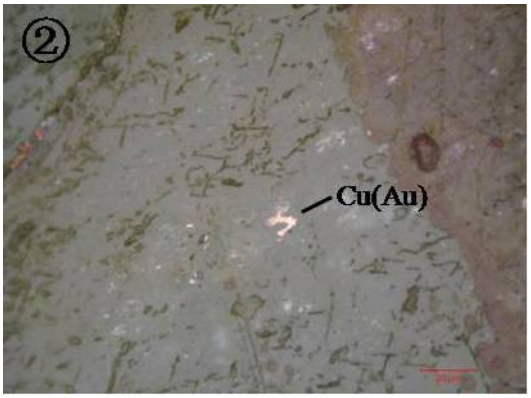

⑥
MPD4-1# 20.0kV x1.00k
50.0um

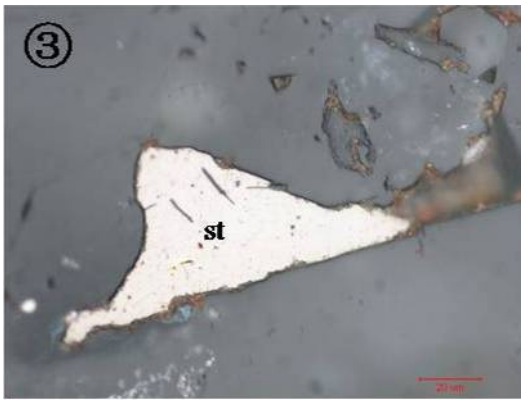

⑦
PbS
190-2# 20.0kV x500
100um

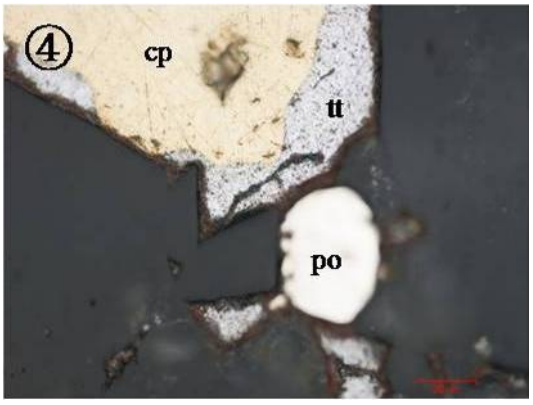

⑧

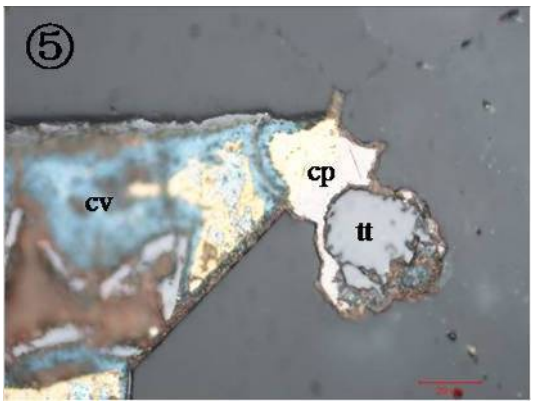
图版 Ⅳ

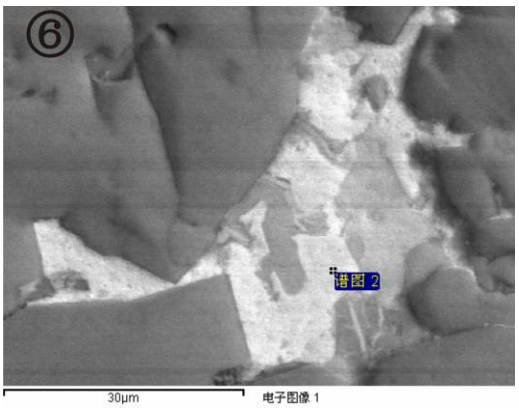


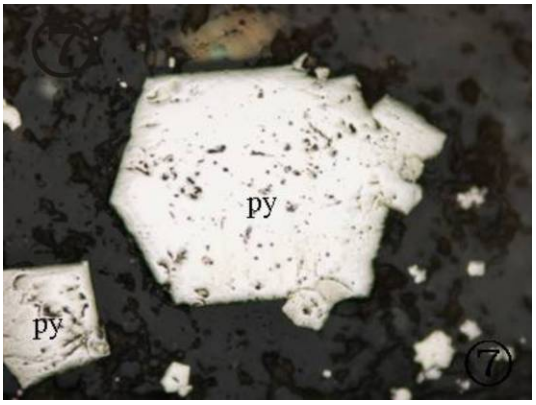


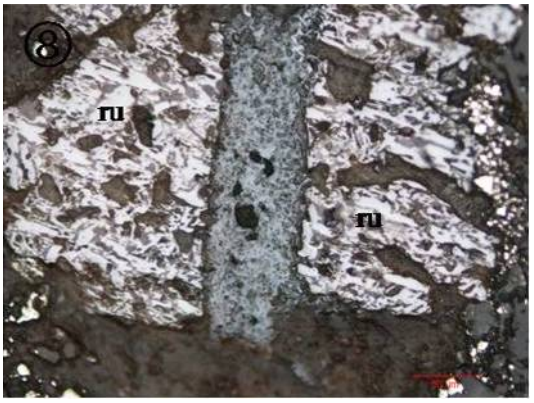








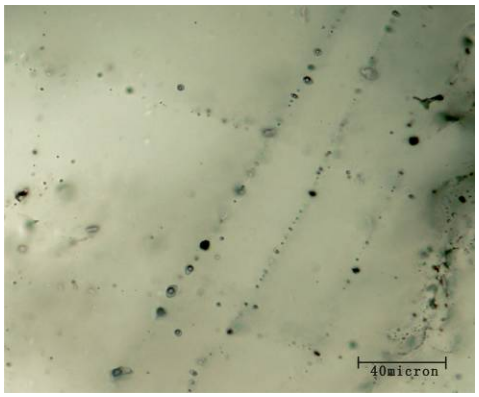




图版　Ⅴ



图版Ⅴ-1 石英中呈星散状分布气液包裹体



图版Ⅴ-2 石英中次生包裹体呈线型分布



图版Ⅴ-3 石英中呈群体状分布气液包裹体



图版Ⅴ-4　石英中呈四边形气液包裹体



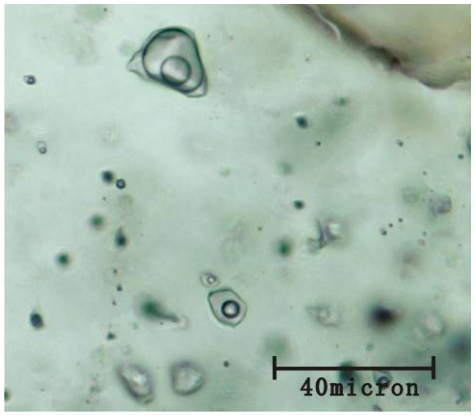
图版Ⅴ-5　石英中呈不规则形气液包裹体



图版Ⅴ-6 石英中呈近方形气液包裹体



图版Ⅴ-7　石英中呈近六边形气液包裹体



图版Ⅴ-8　石英中呈近三角形气液包裹体