桂林理工大学

硕士学位论文

木里耳泽微细浸染型金矿的地质特征与成矿规律研究

姓名：陈彬彬

申请学位级别：硕士

专业：构造地质学

指导教师：汪劲草

20090401

摘 要

耳泽金矿属微细浸染型金矿，其赋矿地层为上二叠统岗达概组，容矿岩石为条带状大理岩。矿体呈板状、透镜状或囊状发育于耳泽背斜轴部的虚脱空间、破碎带和古溶洞中，顺层或切层产出。含矿热液与近矿围岩交代强度低，蚀变以黄铁矿化、硅化及碳酸岩化为主。含金矿石的类型主要分为原生矿石和氧化矿石，原生矿石主要为浸染状构造，氧化矿石主要为蜂窝状构造。金主要以显微金或次显微金的形式赋存于黄铁矿和风化淋滤的褐铁矿中。金的含量与 Ag、Sb、As、S、Mo、Cu 六个元素相关，其中 Ag、Sb 与金含量为正相关，S 的峰值与金吻合，而 Mo、Cu 的特高值与 Ag 一致。根据矿化作用及矿物的形成特征，将矿床的形成过程初步划分为两个成矿期和四个成矿阶段：①原生成矿期，即菱铁矿阶段和石英一硫化物一金阶段；②次生氧化成矿期，即褐铁矿阶段和金一石英一碳酸盐阶段。

矿区内金的矿化富集规律为：①矿区内金的品位有从南东部向北西部逐渐增高的趋势，；②矿体边部金品位较高，中心部位较低；③金多富集于矿体的上部和下部接触带，主要富集于矿体上部。认为成矿流体应是从矿区南东部向北西部沿主要的导矿通道—破碎带—由下向上部低压区（裂隙）扩散，低压区是矿化富集的部位。

耳泽金矿床的碳、氢、氧、硫稳定同位素及其围岩含金性分析表明：耳泽金矿的物质来源为地表或近地表地层，成矿流体以地下热液和大气降水的混合热液为主。成矿时间为早白垩世。

根据找矿标志，并选取与已知矿床（点）的成矿条件相似，地球化学异常叠合好的Ⅰ、Ⅱ号区为找矿远景区。

关键词：耳泽；微细浸染型金矿；地质特征；成矿规律；远景预测

Abstract

Erze gold deposit is belong to tiny contaminated type gold ore, it's ore-bearing strata is Gangdagai formation, stripped marble is the host rocks. Orebodies display plate-type、lens shape、saccateh and compound shape exists in crevices of Erze anticline、crevasses zone or limestone caves, delivers along the level or cuts the level to deliver. confession intensity is low between including ore hydrothermal and near ore adjacent formation, it's alterations are yellow iron mineralizes, the silicification and the carbonic acid lithification. The carry gold ore's type mainly divides into the crude ore and the oxidized ore, the crude ore mainly to be contaminated shape structure, the oxidized ore is mainly the honeycombed structure. The gold mainly saves by the micro gold's form or secondary micro gold's form in the yellow iron ore and in the decency leaching limonite. The golden content are related to Ag, Sb, As, S, Mo, and Cu element, Ag and Sb is being related to the golden content , S's peak value is consistent with the gold, but the especially high values of Mo and Cu are consistent with Ag. According to the mineralization and the mineral formation characteristic, the ore deposit forming process preliminary division is two metallogenic periods and four mineralization stages: ①Primary metallogenic period, Siderite stage and quartz - sulfide - gold stage; ② Secondary oxidation metallogenic period, namely limonite stage and golden - quartz - carbonate stage.

Enrichment of gold mineralization is summarized that: ①Grade gold mine in South East from the North West, the trend of gradual increase.②The gold grade of ore edge is higher while the center is lower. ③The gold is erriched in contact zone ,more is erriched in the upper orebody.It is accounted that ore-forming fluids are proliferated from the mining area south-east of the north-west along the main channel of the lead ore-broken up with by the department under the area of low pressure (fracture).The area of low pressure is the part of mineralization enrichment.

The study of the carbon, hydrogen, sulfur stable isotope of the Erze gold deposit and the analysis of gold-bearing rock show that: it is believed that the source material of the Erze gold deposit is the surface or near-surface layer, the mainly ore-forming fluids of the Erze gold deposit is the mixed underground hydrothermal and atmospheric precipitation. It's mineralization time is early chalk world.

Based on the established criteria for ore prospecting, and select No I and No II which is known mineral deposits and mining areas (points) is similar to the ore-forming conditions, and the geochemical is abnormal composited well as prospecting area.

Key words: Erze; Micro-disseminated Gold Deposit; Geological Feature; Ore-forming Rules; Prospect Prognosis

研究生学位论文独创性声明和版权使用授权书

独 创 性 声 明

本人声明：所呈交的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，论文中不包含他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得其它教育机构的学位或证书而使用过的材料。对论文的完成提供过帮助的有关人员已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

学位论文作者（签字）：

签字日期：2009.5.31

学位论文版权使用授权书

本学位论文作者完全了解(学校)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印刷本和电子版本，允许论文被查阅和借阅。本人授权(学校)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。同时授权中国科学技术信息研究所将本学位论文收录到《中国学位论文全文数据库》，并通过网络向社会公众提供信息服务。（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：

签字日期：2009年5月31日

导师签字：

签字日期：2009年6月2日

第一章 前言

随着金矿的地表矿、浅部矿、易识别矿的发现、开采并逐渐枯竭，找矿难度日益增大，找矿对象也已由五、六十年代的地表矿、浅部矿和易识别矿逐步转向隐伏矿体（盲矿体）、深部矿和难识别矿。这就要求我们地质工作者要加强矿区地质工作，加强对已有老矿山的成矿规律、矿床类型、控矿构造特征及其成矿作用等方面的研究，为老矿山、危机矿山外围找矿以及新矿点或矿床的发现、勘查已及后期的勘探工作提供理论依据。

1.1 选题的依据及其意义

自上世纪 70 年代微细浸染型金矿找矿理论传入我国以来，至今已经过了近 30 多年的研究，这类金矿床的基本地质特征逐渐被认识，我国也先后发现了一批微细浸染型金矿床（点）。木里地区虽在 80 年代就已发现了这类金矿床（点），但生产利用时间短，其研究程度与国内同类型或其它类型金矿相比，差距很大。在此背景条件下，笔者对耳泽微细浸染型金矿进行了系统研究，分析其矿床地质特征、控矿因素，总结成矿规律，为指导矿区外围找矿或寻找县内同类型金矿提供地质依据。

木里县地处青藏高原东南缘，横断山脉中段东侧，是青藏高原向东南云贵高原的过渡地带。中国的微细浸染型金矿主要分布在滇－黔－桂和陕－甘－川两个三角地带，而木里县北邻川西北微细浸染型金矿矿化集中区，南接滇－黔－桂矿化集中区，为两个“金”三角地带的结合部位，成矿地理位置极为优越。

大地构造上，木里位于两个Ⅰ级构造体系的接合部位，北西、北东及中南部分别隶属三个Ⅱ级构造带的五个Ⅲ级构造单元，与我国卡林型（微细浸染型）金矿产出地区的大地构造单元性质十分相似:① 木里位于地台和褶皱系的过渡部位次级褶皱带一侧；② 有燕山期推覆造山运动的强烈反映；③ 金矿化集中区在印支期以前曾经发生过板块的张裂、平移、拼合等作用，印支期以来则受到华北（西伯利亚）板块、印度板块、太平洋板块三大板块围压作用。

木里地区地理位置和地质构造环境，都为微细浸染型金矿的成矿提供了良好条件，具有发现一定规模微细浸染型金矿的潜力。

木里耳泽微细浸染矿床的矿物组合为金－菱铁矿型，其矿石建造特征或产出

条件，迄今在国内尚无类同者。

因此，了解木里耳泽微细浸染型金矿的地质特征，分析成矿地质条件，总结成矿规律，有利提高木里地区金矿的研究程度，有利于加深对该地区微细浸染型金矿的成因认识，有利于提高木里地区金矿资源的勘查和开发利用程度。此次研究具有重要的理论和现实意义。

1.2 研究区的交通位置概况

木里耳泽金矿区位于木里县水洛乡西浓采牛场附近，距水洛乡平距 17km，行政区划属水洛乡管辖。矿区地理坐标：东经 100° 28′ 50″，北纬 28° 17′ 49″，矿区海拔高程 3900－4300m，木里县瓦厂区和稻城县东义区均有山区小路通往矿区，交通十分不便（见图 1.1 研究区交通位置图）。



图 1.1 研究区交通位置图

1.3 矿区勘查及研究史

1.3.1 矿区勘查史

1961 年，四川省地质局第一区测队对耳泽铁帽进行过踏勘检查。

1966～1971 年，四川省地质局第三区测队开展了包括矿区在内的 1:100 万昌都幅区域地质调查，提交了《耳泽铁铜矿地质简报》。

1978～1983 年，四川省地质矿产局区调队在进行 1:20 万贡岭幅区调时，重新对耳泽铁金矿进行了检查评价，提交了《耳泽铁金矿检查专报》，首次确定该矿为有远景的以金为主的铁金矿床。

1986～1989 年，四川省地矿局 108 地质队对耳泽金矿进行了详查评价，探明耳泽为中型金矿床，同时，108 队与中国地质科学院矿床研究所、成都地质学院、四川省地矿局地质矿产研究所等单位协同，对该矿进行了专题研究。

1.3.2 前人研究

耳泽金矿是目前四川省内规模较大的岩金矿床之一。从 1961 年至今，虽然已经过了三十余年的勘查与研究，但由于其地理环境以及矿床开发条件等因素的限制，对耳泽微细浸染型金矿的研究还处于初级阶段（周光明等，1992；郑明华等，1995；郑大中，1997）。前人对耳泽微细浸染型金矿的矿床地质特征、“热、液、矿”的来源、矿床形成机制及成矿模式等方面进行了研究：认为印支运动后，耳泽地区处于一个稳定期，在不连续的抬升活动中，潜水沿破裂面溶蚀形成溶洞，因为破碎带和耳泽背斜核部位的岩石破碎程度最强，故在该部位形成的溶洞数量最多、规模较大，这就为矿质的沉淀提供有利了空间。

在对耳泽金矿研究的过程中，许多学者也提出了不同认识，归纳起来，分歧主要集中在两个方面：

1、矿床成因方面。对成矿机制的不同观点有三：第一种观点认为，矿床乃是通过岩浆热液或火山热液作用形成的，甚至认为是由海底深部岩浆热液把矿质运移到岗达概组地层中而形成的；第二种观点则认为矿床属于沉积后经改造而成的；还有不少学者认为耳泽金矿为层控矿床。

2、金的迁移方式方面。郑明华等认为金的钠氯络合物是它的主要迁移形式；郑大中根据耳泽微细浸染型金矿床的地球化学等特征，提出纳米金合金迁移的新机制。

1.4 国内外微细浸染型金矿的研究现状及进展

微细浸染型金矿床于 60 年代初期最先发现于美国西部内华达州，以产于古生

代沉积碳酸岩地层中的卡林金矿床为典型代表，故又常称为“卡林”型金矿床。

70 年代末和 80 年代初，在卡林型金矿找矿理论的启示下，我国也对这一类型的金矿进行了程度不同的地质找矿、物化探和科研工作，而后又在滇黔桂、陕甘川及湘鄂赣三个省的接壤地区发现了一系列同类型金矿床(点)，如贵州的戈塘、丫他、板其，湖南的石峡，广西的高龙、金牙，四川的东北寨等。现在，该类型金矿已经成为中美两国最重要的黄金资源（Dobra J L，1997）。

1.4.1 研究现状

自 60 年代初期美国西部内华达州发现微细浸染型金矿床至今已有 40 余年，上世纪 70 年代卡林金矿找矿理论传入中国到今也已经历了 30 余年，在这期间，国内外围绕该类金矿床形成的大地构造背景、矿体的层控性、矿源层及金的赋存状态等地质特征开展了广泛和深入的研究工作，取得了一系列重要进展和新认识。

1.4.1.1 对微细浸染型金矿概念的不同理解和认识

微细浸染型金矿床主要基于金的产出特点而得名，它本身不具成因意义。目前，国内外对这一概念尚存在不同的理解和认识。S·B·龙伯格认为：“微细浸染型金矿由热液作用形成的，不同的容矿岩石（沉积岩或火山岩）中的细分散金，矿化很少或不受构造控制”的一类金矿床[1]。国内则存在两种主要观点：第一种观点认为，微细浸染型主要强调金的微细粒特点及以浸染状产出的方式，故应泛指除典型的石英脉型及其它类金矿床氧化带矿石之外的大多数金矿床类型，而“卡林”型除指金的微细粒浸染状产出方式外，还应包含伴生矿物的低温特征；第二种观点认为，微细浸染型金矿的概念有狭义和广义两种。狭义的微细浸染型金矿，即产于沉积岩中、主要由非岩浆热液作用形成、金呈显微一次显微状、矿化受岩层控制强而构造控制很弱的金矿床。广义的微细浸染型金矿为产于沉积岩、浅变质沉积岩、火山岩（火山沉积岩）中，主要由非岩浆热液作用形成，金呈显微一次显微状，地层和构造对矿化、成矿起决定性作用的金矿床。

1.4.1.2 现代微细浸染型金矿的分类

微细浸染型金矿是 60 年代卡林型金矿发现后提出来的，三十多年来，随着研究程度的不断加深，为更好的了解和把握矿床特征，国内学者根据容矿岩石、元素组合和矿石建造将微细浸染型金矿床进行了亚型划分[2]：1、以容矿岩石为基础

的分类：① 碳酸盐岩型；② 细碎屑岩型，；③ 火山－沉积岩型；④碳硅泥岩型。目前，还有学者还将广东和广西3个以碳质硅质岩为含矿主岩金矿床（长坑，高龙和果提）划分为一个新的亚类，叫做硅质岩型金矿；2、以共生元素矿化为基础的分类：① 单金亚型；② 金砷亚型；③金－锑亚型；④ 金－汞亚型；⑤ 金－钨亚型；⑥ 金－铀亚型；3、以矿石建造为基础的分类：① 金－黄铁矿亚型；② 金－雄黄亚型；③ 金－毒砂亚型；④金－辉锑矿亚型；⑤ 金－辰砂亚型；⑥ 金－白钨矿亚型；⑦ 金－沥青铀矿亚型。

1.4.1.3 微细浸染型金矿床的大地构造背景

微细浸染型金矿床多集中分布于古克拉通边缘冒地槽褶皱构造带这一特殊的大地构造单元，对其成因有多种认识：1、Titley（1991）认为该类金矿床的形成与大洋周期有关，即海底火山的喷发及与其有关的热液活动为成矿提供深部矿质来源，而周期性缺氧的还原性环境易使金形成硫和氢的络合物进行搬运和并形成矿床的保存；2、Arehart（1993）指出，古老克拉通边缘是“稳定”的地壳构造薄弱带，深部流体或其它组分藉此通道向上运移并参与成矿作用；3、按谭运金[3]、毛德宝（1993）及李朝阳（1995）等人的意见，微细浸染型金矿床的产出受拉张或裂谷体系发育的控制；4、朱为芳、王登红[4]等则认为地幔柱可能是控制滇－黔－桂金矿化集中区的重要因素，并从地幔柱形成演化角度讨论了区内金矿形成作用问题；5、王秀璋等[5]在讨论包括微细浸染型金矿在内的中国改造型金矿时认为：地台活化带和褶皱带是改造型金矿主要的成矿地带，具体矿床则发育于不同大地构造单元的边缘，仅少数矿床见于板内断裂中。

1.4.1.4 矿床的层控性及矿源层

微细浸染型金矿床常沿一定的地层发单位发育，而且在一个地区往往存在一个以上的有利赋矿层位，从而导源致矿床的多层位性产出特点，如美国西部的主要赋矿层位有寒武系及奥陶系不纯的沉积碳酸盐建造，其次为泥盆系及三叠系地层[6]，我国该类型金矿床产出层位从震旦系延续到第三系，其中滇－黔－桂地区主要为三叠系，其次为二叠系和泥盆系；陕－甘－川地区以三叠系、泥盆系为主，次为石炭系和志留系；秦岭地区则以泥盆系为主，次为石炭系、三叠系和志留系[7]，赋矿地层岩性主要以细碎屑岩为主。

关于矿床产出的层位性及赋矿地层与矿源层关系问题的认识，主要存在5种

观点：1、矿质源于赋矿围岩，持此观点的学者有：Radtke 等[8]、Romberger[9]等；2、矿质源于上地壳，持此观点的学者有 Nesbitt[10]、Shalton 等（1988）、Aichier 等（1989）和 Cunncngham 等[11]；3、矿质源于喷流岩，持此观点的学者有 German（1989）、Hanington 等（1986、1988、1989）、Huston&Large（1989）等；4、矿质源于岩浆，持此观点的学者以 Sillitoe&Bonham[12]为代表；5、矿质源于宇宙尘，对宇宙物质在金矿床形成过程中的贡献，国内外学者涉足较少。郑明华等[13]研究四川南坪马脑壳金矿床时提出，宇宙尘作为金和砷的潜在载体进入含矿地层中，为后成金矿的形成提供了部分矿质。

1.4.1.5 矿物组合及金的赋存状态

微细浸染型金矿床通常发育一套包括黄铁矿、毒砂、辉锑矿、雄黄、雌黄及辰砂等的中一低温热液矿物组合，并以缺少其它贱金属硫化物为特点；主要的脉石矿物为石英、方解石，次为一些粘土类矿物。矿石中的金可赋存于多种矿物之中，但总体而言，黄铁矿、毒砂及粘土类矿物是微细浸染型金矿床普遍较发育的矿物种属，故也是最重要的载金矿物。

由于金的“不可见”特点，对该类矿床中金的赋存状态存在多种认识。Greg B. Aerhart[14]对美国西部 5 个矿床矿石样品进行的背散射及二次电子成像技术研究发现 Au、As 的空间分布呈密切正相关性，推断 Au 主要呈三价态替代硫的位置而呈固熔体形式存在于黄铁矿晶格之中。张复新等（1998）对秦岭地区该类金矿床进行的研究亦表明在硫化物中以独立颗粒和固熔体两种方式赋存的金均有发育，而含碳物质中的金，由于发现其含量与碳物质中硫化物含量存在正相关性，故推测金的赋存与硫化物有关（韦龙明等[15]，1995）。可见，微细浸染型金矿中“不可见”金可呈独立颗粒、固熔体（结构）金、吸附金等不同方式赋存于多种矿物之中。

1.4.2 研究进展及趋势

综上所述，近年来对微细浸染型金矿床地质研究工作已取得了很大进展，对该类型金矿床有了一定的认识，然而，有关微细浸染型金矿床分类、矿床形成机制、生物一有机质成矿作用、金矿床区域成矿模式等问题研究仍不够深人，已有的认识也多存在较大分歧，今后对该类金矿床研究趋于以下几个方面：

1、尝试建立一套统一的微细浸染型金矿床分类方案；

2、进一步加强和深化矿床形成机制的研究，更加注重成矿构造系列及赋矿岩性组合；

3、有机质（生物）在微细浸染型金形成过程中的作用；

4、 建立区域成矿模式，以便更好地总结区域成矿规律和指导区域性地质找矿工作。

1.5 研究思路及方法

本文的目的是从广义性质上讨论耳泽微细浸染型金矿的地质特征进而探讨其成矿规律。在分析了木里耳泽微细浸染型金矿的地质特征后，笔者认为耳泽矿区的构造和地层为最基本、最主要的成矿或控矿因素，只是在成矿或控矿过程中一者为主，而另一者为辅共同作用。基于这一认识，本论文以微细浸染型金矿成矿模式理论为指导，借鉴川西南地区及耳泽金矿的基础地质资料，学习微细浸染型金矿的最新研究成果，充分认识耳泽金矿矿化和矿体产出类型与构造形变的关系，从该区构造演化背景和构造变形等方面入手，在分析耳泽微细浸染型金矿的矿床地质特征的基础上，深入分析了耳泽金矿的成矿规律。本次实习工作方法如下（见图 1.2）。

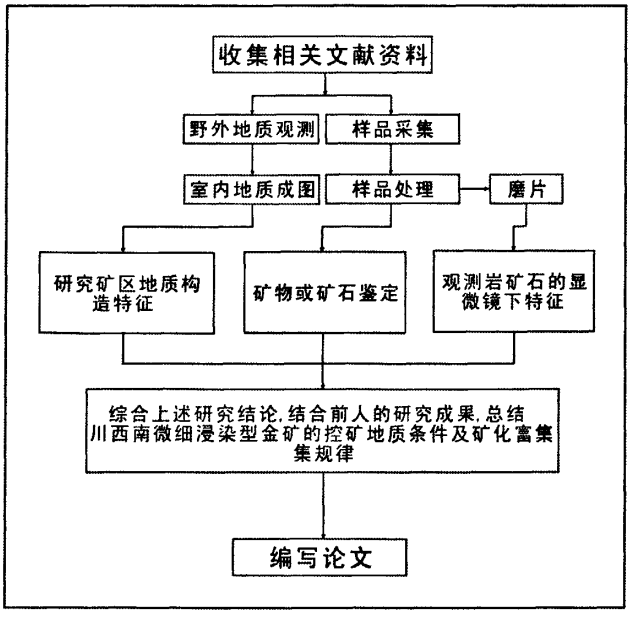


图 1.2 研究思路及工作流程图

1、从收集和整理国内外微细浸染型金矿资料及研究区基础地质资料入手，了解此类型金矿的发展趋势及研究区地质概况；

2、收集川西南地区及耳泽微细浸染型金矿的基础地质资料，进行野外踏勘，采集原始资料；

3、室内资料整理，初步研究耳泽微细浸染型金矿的地质特征；

4、在把握耳泽微细浸染型金矿的地质特征的基础上，分析其成控矿地质条件，并深入讨论其成矿规律；

5、总结并编写毕业实习报告

1.6 研究工作简况

本次研究工作从2008年3月开始，至2009年4月完成，历时一年，具体工作程序及完成的工作量如下：

2008年3月～2008年5月：到图书馆、地质单位及网上图书馆收集相关资料，并向老师借阅相关文献资料；

2008年6月～2008年10月：进行野外（矿区）地质调查，基本完成样品采集；

2008年11月： 完成野外地质资料的综合整理，对所采集的样品进行前处理并送往相关单位进行测试分析、制备光（薄）片；

2008年12月～2009年4月：综合分析所有资料，编写论文。

第二章 区域地质背景

木里耳泽金矿床位于四川凉山州木里县境内。其大地构造位置位于松潘－甘孜褶皱带的东南缘木里弧形构造带的西翼，区域上与扬子地台中的盐源－丽江褶皱带毗邻。

2.1 区域地层

耳泽金矿床所在地区的地层区划，属巴颜喀拉－秦岭地层区义敦－中甸分区木里小区。出露地层由老到新为：前震旦系恰斯群、震旦系上统、寒武－奥陶系、泥盆系、上二叠统、三叠统及第三系等。

上震旦统（Z_b）地层是一套浅海相沉积的海侵期岩石系列，根据其岩性可以分为观音崖组（Z_bg）和灯影组（Z_bd_n）。观音崖组地层为浅灰、灰白色薄层至厚层石英岩夹片岩及大理岩透镜体，不整合于恰斯群之上。灯影组地层为块状富藻白云岩、大理岩夹片岩及硅质岩，整合于观音崖组之上。地层中葡萄状、栉壳状、层纹状构造发育，叠层石较多，属潮坪环境沉积的产物。

下寒武统（ϵ_1）地层在本区出露的厚度不大，但岩性复杂，主要为白云质灰岩、细晶灰岩和白云岩，底部为石英砂岩。假整合于灯影组之上。

下奥陶统（O_1）地层为白云钠长石英片岩和绢云母石英片岩互层，夹钠长浅粒岩和绢云母千枚岩等。假整合于寒武系之上。

泥盆系（D）地层分布于水洛复背斜的两南侧，岩性以碎屑岩为主，但横向变化较大，常见的为绿泥绢云千枚岩、云母石英片岩夹大理岩、石英岩和基性火山岩，底部局部有砾岩。此层不整合于奥陶系地层之上。

上二叠统岗达概组（P_2g），下段为基性火山岩，由橄榄岩、玄武岩、绿片岩夹凝灰岩、灰岩、砂板岩、硅质岩组成，不整合于下伏地层之上。上段主要分布在耳泽一带，为层状灰岩、大理岩夹板岩、硅质岩。为耳泽金矿床赋存的层位。

下三叠统岭麦沟组（T_1i），以碎屑岩为主，夹有碳酸盐岩，在耳泽一带岩性为白云岩、白云质灰岩和结晶灰岩。假整合在上二叠统之上。

上三叠统曲嘎寺组（T_3q），在区域上以基性火山岩为主，但在耳泽一带则以碳酸盐岩为主，不整合于下三叠统之上。

从地层和岩石特征，可以大体反映出耳泽地区在前震旦纪以来为一个活动→

稳定→再活动的过程。在前震旦纪时期该地区为优地槽型的沉积环境，进入晚震旦世以后，地壳活动趋于稳定，从而沉积了一套地台型的沉积建造，其间在早古生代末期，加里东运动使区域上的下古生界及以前的地层发生褶皱，到早二叠世为止，耳泽一带的沉积特征与区域上的特征并无显著差别。晚二叠世至晚三叠世时，由于海西－印支运动的影响，区域上一直处于动荡的构造环境中，因而火山活动强烈，沉积环境较复杂，此时期在耳泽一带沉积了一套以碳酸盐岩为主的上二叠统至上三叠统的地层，显示出相对稳定的“安全岛”的性质。

2.2 区域构造及岩浆活动

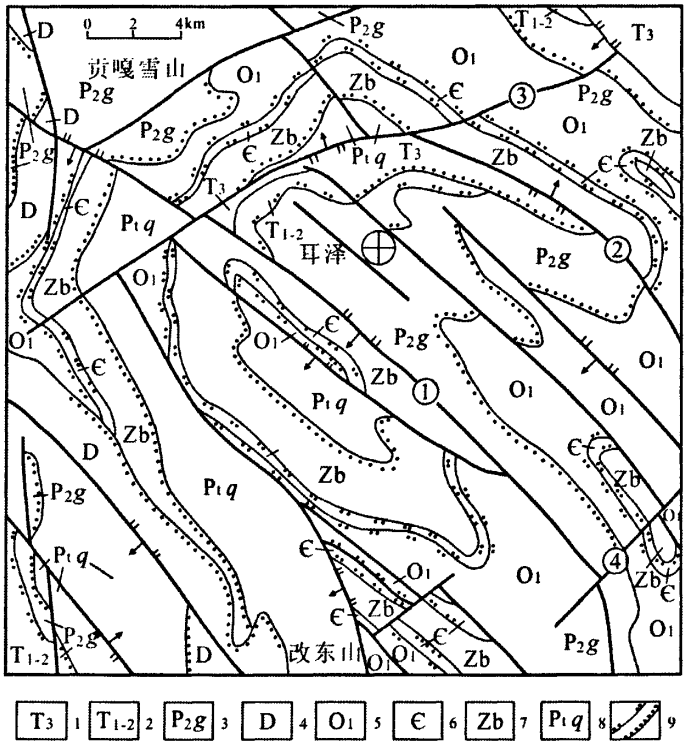


图 2.1 耳泽地区地质构造略图

1-上三叠统；2-中三叠统；3-岗达概组；4-泥盆系；5-下奥陶统；6-寒武系；7-上震旦统

耳泽地区的主要构造形迹为木里弧形构造带西翼上的水洛复背斜。该背斜呈

穹窿伏，如图 2.1 所示。其核部为前震旦系恰斯群，震旦系－三叠系组成其翼部。该背斜总体上呈北西向，由于断层破坏而显得支离破碎。

断层主要呈北西向和北东向。其中北西向断层发育较强且形成较早，而北东向断层显示较弱且形成较晚。在背斜的核部，断裂作用相对较弱，以致可以视其为区域中一个相对稳定的 “硬体”，断裂作用在此仍形成一个对冲式地堑，耳泽金矿床即位于此地堑中，见图 2.1。

地堑由水洛复背斜中的北西向的恰斯断层①和贡嘎冲古断层②，北东向的夏孝属断层③和里道断层④所围限，构成一个呈北西走向的陷落断块，如图 2.1 所示。

上述断层中，以恰斯断层规模最大，其走向呈北西 308°，延伸 67km。此断层水平错断震旦－奥陶系地层达 4km 以上。但在上二叠统岗达概组，断距仅 200～300m，在有些地区甚至无明显错断，表明这是一条在晚二叠世以前即已存在且活动强烈的断层，到晚三叠世时，其活动性明显减弱。该断层带宽约 10～100 m，断面产状为倾向 220°，倾角 60° 左右，断层中见热液活动的痕迹，如可见硫化物矿物的浸染体。

贡嘎冲古断层，呈北西 295～300° 方向展布，波状延伸达 40 余公里，规模小于恰斯断层，其断面向北东陡倾，使震旦系逆冲于上三叠统曲嘎寺组之上。

夏孝属断层呈北东 68° 方向舒缓延伸约 20 余公里，断面产状为倾向 315°，倾角 50°，使恰斯群逆冲于上三叠统曲嘎寺组之上。断层的破碎带宽约 100m，切割北西向断层，并在平面上具反扭特征。

里道断层沿北东 40° 方向延伸达 40 余公里，沿断层有超基性岩及角闪正长岩等岩脉分布，并见有温泉沿断层泄出。此断层限制并切割了北西向断层，在平面上具反扭位移，表现出为一条多次活动的断层。

根据以上断层的活动特征表明，上述地堑乃是在晚三叠世以后定型的。这一长条形陷落地块，在北西端陷落较深，因而造成这一地块中的耳泽背斜北西端向北西方向倾伏。此外，在北东向断层的限制下，这一陷落地块还相对两侧向北东向发生了明显的差异位移。

由上不难看出，在海西－印支运动时期，区域上的木里弧形构造，是一条活动相当强烈的地带，至燕山运动时期亦复如此。不过，在耳泽地区却处于相对安定，无论火山活动褶皱变形或断裂活动，均较邻区微弱的多。耳泽金矿床就是在这样一种特定的环境下形成的。

2.3 区域地质发展简史

耳泽金矿位于川西高原中生代义敦碰撞带南段东侧，紧邻扬子陆块一俯冲陆块。区内断续发育前震旦纪至三叠纪的海相地层和第三纪至第四纪的陆相地层。元古代以来耳泽地区的地质发展历史，按其大地构造属性可划分为三个阶段：澄江期一华力西期发展阶段、印支期发展阶段和喜山期发展阶段，各具特点，见图2.2。

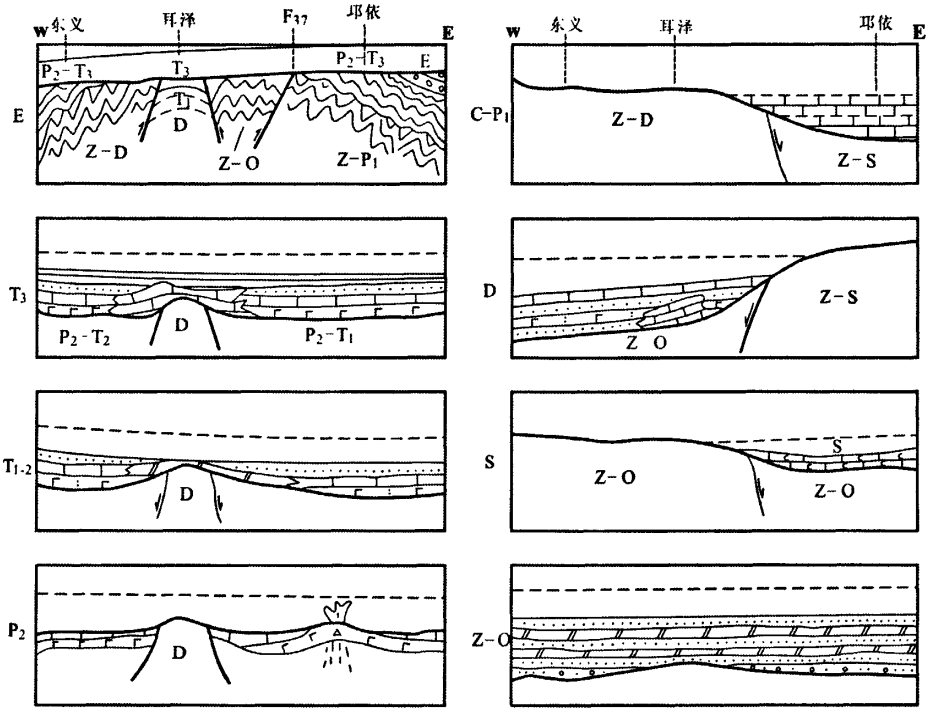


图 2.2 区域构造－沉积演化示意图

1、澄江期一华力西期发展阶段（震旦纪一古生代）为冒地槽发展阶段。上、下震旦统、下寒武统、下奥陶统、下志留统间为一个地壳振荡运动频繁期，地壳较为一致的上升为陆遭受剥蚀，或下降为海盆接受沉积，早志留世开始产生不均衡的振荡，致使其沉积物分布局限，同时水洛河断裂对沉积的控制作用开始显现出来，表现为上、下震旦统、下寒武统、下奥陶统、下志留统间均呈不整合接触。由此可见，泥盆纪一早二叠世，各地层单位间均以平行不整合分隔；始于早志留

世的差异振荡运动，在泥盆纪－早二叠纪得到充分的发展；水洛河、欢漫等断裂活动更加活跃，对控制沉积盆地的升与降，地层的缺失与沉积、不同岩相或同层位中零星出露的基性火山岩等均发挥了重要作用。这些都说明地壳当时还处于由拉张机制引发地壳薄化、地幔隆起、热流上升的构造环境中，是印支早期裂谷作用前奏的多种表现。正是这种构造背景，诱发了末华力西运动，使震旦纪、古生代地层共同遭受形变和变质。变形多为后期构造的叠加、复合不易看清，只有南北向构造（如水洛河断裂）、东西向褶皱等为数不多的构造形迹尚有保留，另一方面区域动力变质作用，形成了低绿片岩相－高绿片岩相多相变质、递增变质，表现出一个变质穹窿的特点。

2、印支期发展阶段（晚二叠世－晚三叠世）为优地槽发展阶段。经历了末华力西运动后，耳泽地区地壳远未固结，地槽属性仍未改变，其活动性反而加剧。伴随着板块俯冲和仰冲、拉张，发展了空前规模的地裂，使地壳进一步坳陷，形成了上二叠统－中三叠统和上三叠统两个火山－沉积旋回，两个旋回之间以上三叠统对下伏层的区域性沉积超覆面相隔。两个旋回组成相似，下部为火山硅质岩建造或复理石建造，上部为火山硅质岩建造或复理石建造。该旋回下部的基性火山岩相伴产出的基性、超基性岩侵入体以及含放射虫的硅质岩等，反映了地槽早期岩浆活动的特点。旋回上部下中三叠统火山硅质岩建造，有少量基性火山岩，代表了岩浆活动间歇期的沉积；而上三叠统（图姆沟组）的复理式沉积，标志着地槽早期基性岩浆活动告一段落。耳泽地区在华力西期由于断块运动形成地垒式碳酸盐台地，在印支期以来一直保持间歇性抬升，始终是水下隆起的高地。因此石炭系、上二叠统皆沉积缺失，下三叠统为白云质蒸发岩建造，中三叠统也沉积缺失，上三叠统为巨厚层的碳酸盐建造和复理式沉积，对下伏地层的沉积超覆不整合十分清楚。该区岩浆活动十分微弱，仅有少量基性岩浆活动，由于碳酸盐岩对变形、变质“阻力”较大，故显得变质轻微，仅为低绿片岩相，仅有变质矿物绢云母和绿泥石，变形不甚强烈，总体显示受断裂破坏，形态呈穹窿状破背斜。

3、喜山期发展阶段（第三纪－第四纪）为后地槽发展阶段。燕山期在本区缺失地层记录，但从本区以北有燕山期的花岗岩，及有燕山期的成矿作用，说明燕山运动对研究区仍有影响。印支期褶皱造山，海退之后，耳泽地区开始了内陆发展史，地壳虽然固化，但活动性仍未减弱，仍然保持着整体强烈隆升的势头，整体遭受剥蚀，局部还有差异升降。

区内经历了三个大地构造发展阶段，相应地构成三个构造层：前震旦纪恰斯

群结晶基底，为一套中基性－中酸性火山沉积建造；震旦－早二叠世断续沉积了浅海陆源碎屑、碳酸盐建造和部分钠质基性火山岩建造；晚二叠世至三叠纪沉积了拉斑玄武岩－钙碱性玄武岩－碱性玄武岩和陆源碎屑岩及碳酸盐的岩类组合，并有大量基性岩脉侵位。三叠－白垩纪有基性－酸性岩浆侵入活动。但矿区内无大面积岩浆岩，只见较多小型辉绿岩（或煌斑岩）脉和局部的火山凝灰岩，凝灰岩呈薄层状夹于大理岩中。

综上可见，矿区的地质发展史是地槽发生、发展直至封闭的全过程，整个过程中地壳始终处于强烈活动的状态，活动的强度和频率随时间推移有不断加大加快的趋势。末华力西运动（III幕）并没有改变耳泽地区的地槽属性。进入印支期其活动更加剧烈，两次大规模基性岩浆活动，代表地壳发生过两次大的开合，末印支运动使地槽上升为陆、褶皱成山。喜山期虽进入内陆发展的新阶段，但地壳的强烈上升显示其活动性有增无减，为后地槽发育的新时期，总的发展过程体现了一个多旋回地槽的发展历史。

第三章 矿区地质特征

3.1 矿区地层

耳泽矿区内出露的地层有：二叠系中统岗达概组第二段（P_2g^2）和下三叠统领麦沟组（T_1l）。前者主要为一套中厚层块状大理岩，矿区内未见其底。领麦沟组主要是一套变质较弱的白云岩类，岩性较复杂。岗达概组和领麦沟组为整合过渡关系。耳泽金矿床赋存于岗达概组第二段内，地层由上而下为：

上覆：三叠系下统领麦沟组（T_1l）

上部（T_1l^3）：灰、浅黄色生物介壳灰岩夹核形石白云岩

中部（T_1l^2）：含金赤铁矿化结晶白云岩

下部（T_1l^1）：角砾状结晶白云岩夹鲕状灰岩、方解石亮晶胶结砾屑灰岩

——————— 平行不整合 ———————

二叠系中统岗达概组第二段（P_2g^2）

11、灰白色块状夹薄一厚层状褐铁矿化细一中晶大理岩

10、灰白色薄一厚层细一中晶大理岩

9、灰白色角砾状细晶白云岩

8、灰白色薄一厚层巨晶灰岩、中晶灰岩、细一中晶大理岩

7、白色夹灰白色厚层（夹薄层）巨晶大理岩

6、灰白色薄一厚层含褐铁矿粗晶大理岩

5、下部为粗晶大理岩、上部为细晶大理岩，底部灰岩中具褐铁矿化

4、浅灰、浅灰白色厚层粗晶大理岩为主夹中晶大理岩

3、金银褐铁矿矿体（III号矿体）

2、灰色中厚层状结晶大理岩

1、薄一厚层状中晶大理岩，未见底

3.2 矿区构造

3.2.1 褶皱

耳泽背斜（25）

背斜轴线近东西一南北向展布，轴线延伸方向为北西西向 290°。核部为泥

盆系下统的格绒组、中统岗达概组的大理岩、生物碎屑灰岩。北东翼为三叠系下统领麦沟组、茨岗组的白云岩、白云质灰岩。南西翼为三叠系上统曲嘎寺组变质砂岩、板岩、结晶灰岩，由于沉积超覆使两翼地层出露不对称。背斜舒缓开阔，两翼岩层产状一般为30°左右，轴面近于直立，翼间角大于120°，为对称开阔褶皱，如图3.1所示。耳泽金矿床发育于该背斜核部或近核部的破碎带中。

耳泽背斜被麻婆贡断裂（F_{16}）破坏，使两翼地层互部不相联，成为破背斜。由于轴线延伸约 20km，略具穹窿状，故也称耳泽破穹窿。耳泽背斜的平面展布与剖面展布大致相似，均呈宽缓的弧形，很难确定其转折端端点，只能据两翼产状和地貌大致判断。背斜轴线在核部泥盆系中近东西向，在翼部逐渐转变为南东东向，背斜的倾伏角为30°，甚至更小这些特点说明耳泽背斜不是紧密褶曲，不同部位轴线的方向差，表明不同构造层的运动方向部完全一致，有继承性、叠加与改造的迹象，见图3.2。背斜岩层中多观察到的千枚理、板理与层理是一致的，翼部如此，转折部位同样如此，这说明耳泽背斜没有产生强烈挤压塑性流动造成的构造面理。

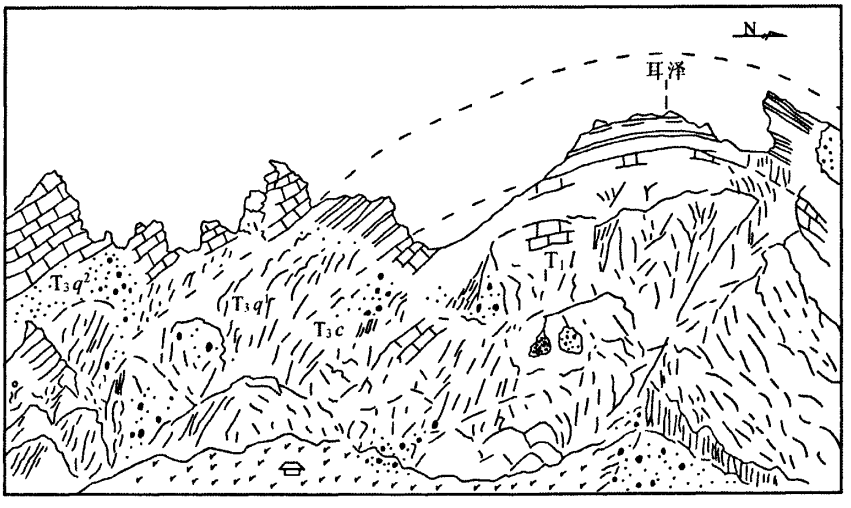


图 3.1 耳泽背斜远观素描图

3.2.2 断裂

矿区主要断裂构造有三组方向，即北西向、北东向和南北向。与矿产关系密切的是北西向断裂，如麻婆贡断裂（F_{16}），见图3.2。

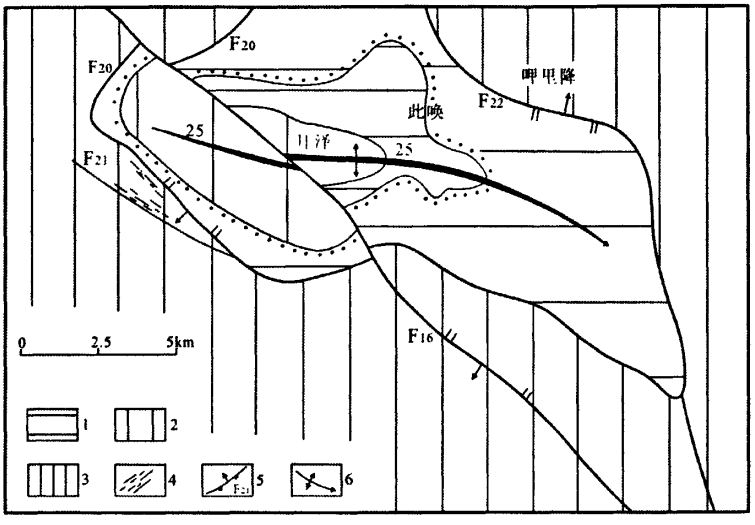


图 3.2 耳泽矿区构造纲要图

1-印支构造层（T_3）；2-华力西构造层（T_2-P_2）；3-加里东构造层(S-Z_2)；4-碎裂岩；5-断层及编号；6-背斜轴线及其倾伏方向

麻婆贡断裂（F_{16}）

断裂北段大致沿麻婆贡沟展布，南段在狼布降山北侧被水洛河断裂所限，总体沿 320° 方向延伸，长约 27km。该断裂切割震旦系水晶组、寒武系“呷里降组”、奥陶人公组、三叠系领麦沟组、茨岗组、曲嘎寺组等地层，使耳泽背斜（25）遭致破坏，成为破背斜。两盘地层明显错开发育，断层带中常见有（近水平）擦痕、阶步及新生片状矿物，反映具顺扭特征，航片上线状负地形特征明显，串珠状小凹地发育，如纳龙牛场、耳泽矿区住地、此唤牛场第四系堆积均沿断裂分布。由于地形恶劣和覆盖严重，断裂难以直接观察，但从地层发育，以及地层沿走向的突然尖灭、主要矿产地均集中在它的北东盘等分析，麻婆贡断裂似具有控制下三叠统沉积，且与成矿关系密切的断裂。在结合断裂切割不同时代的地层看，它的发展史可追溯到泥盆纪－晚三叠世仍在活动。

丹滴卡－呷里降断裂（F_{22}）

北西方向延出测区，南东近至呷里降，总体北西向延伸，在呷里降呈北东向弧形凸出，长约 9.7km，断面向北东倾，倾角大于 40° 。南南东端切割欢漫断裂（F_{21}）自身又被水洛河断裂所切割、限制。北东盘为震旦系蜈蚣口组的绢云石英片岩，震旦系水晶组的含藻白云质大理岩，下寒武统“呷里降组”的紫色大理岩，

下奥陶人公组的石英岩等，南西盘为上三叠统图姆沟组的变质砂岩、板岩。断裂带宽 10m 左右。岩石碎块呈次圆－次棱角状，大小悬殊，顺断裂面定向排列。断裂带中石英脉、镜铁矿脉发育，黄铁矿呈星点状分散其中且多风化为褐铁矿，使破碎带呈褐红色，断裂两盘地层牵引现象明显，见图 3.3。

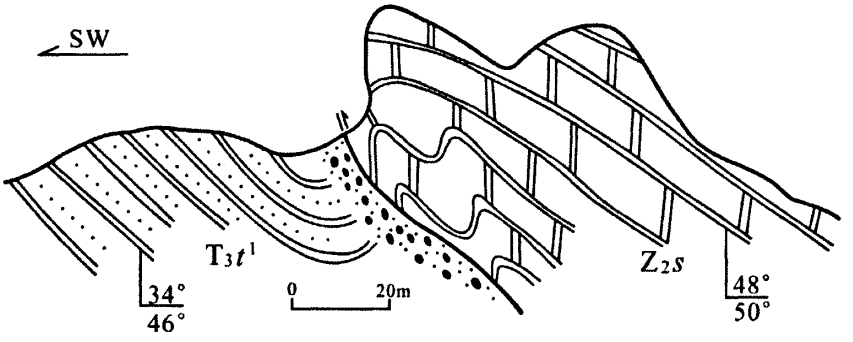


图 3.3 丹迪卡断裂（F_{22}）素描图

断裂沿走向陡崖十分发育，绕窝沟尾形成深切的断裂谷。航片上显示线状负地貌，断裂带岩石镜下观察碎裂结构明显、晶体破碎、波状消光、晶纹扭曲、碎斑晶拉长、定向排列明显，局部可见揉皱构造，立方体黄铁矿零星分布，后期石英细脉沿裂隙发育。断裂两侧变质程度差异明显，北东盘见黑云母、白云母等变质矿物组合，而南西盘仅见绢云母、绿泥石的变质矿物组合。

该断裂是耳泽构造区与东义构造分区断裂的一部分，诸方面特征显示为压性断裂特征。硫化物沿断裂带星散分布，绕窝银多金属矿化点位于断裂的下盘。表明断裂是成矿热液的通道，是测区的控矿断裂。

欢漫－灵额盖断裂（F_{21}）

断裂经岳同各答，欢漫至灵额盖北侧，断裂呈北西 315° 方向展布，延长 7.5km，向北西端与牙苦－俄同断裂（F_{20}）交汇，北东盘（下盘）为上三叠统曲嘎寺组第二段的灰岩、白云质灰岩、南西盘（上盘）为震旦系蜈蚣口组、木座组的白云母钠长石片岩、绢云母石英片岩。断面向南西倾，倾角 40－60° 断裂带岩石破碎，且破碎岩块呈次棱角－浑圆状具定向排列，如图 3.4 所示。断裂带石英脉发育，黄铜矿化零星、镜铁矿化多处可见，铁染明显。断裂附近岩石镜下具碎裂结构、晶体压碎、波状消光、晶纹扭曲，定向排列等特点。上震旦统蜈蚣口组绢云石英片岩中发育有揉皱，其轴面倾向 110° 倾角 40° ，由此判该断裂为一压扭性断裂。

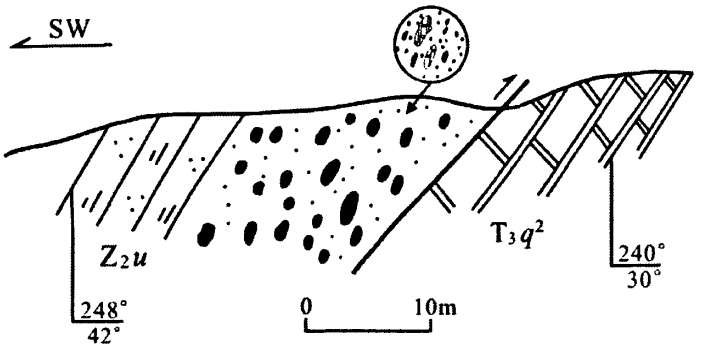


图 3.4 欢漫－灵额盖断裂挤压破碎带素描图

牙若－俄同断裂（F_{20}）

断续状呈北东 40－60° 方向展布，南西端与麻婆贡断裂（F_{16}）交汇。断裂延伸长约 6.5km，断面向 NW 倾。北西盘（上盘）为震旦系蜈蚣口组、木座组的白云母钠长石片岩、绢云母石英片岩，南东盘（下盘）为下三叠系下统领麦沟组白云岩、白云质灰岩。断裂附近岩石碎裂化，镜下可见碎裂结构，波状消光，晶体扭曲等现象。

3.3 矿区岩浆岩

矿区内岩浆岩不发育，仅在泥盆系中局部见有蚀变中基性火山碎屑岩及具残余火山结构的蚀变基性火山碎屑岩。区内的脉岩类型单一，多为蚀变辉绿岩（硬绿泥石千枚岩），斜交层理，沿节理、裂隙贯入，其外观呈浅绿、绿色，致密块状、蚀变强烈，原岩结构不清，可能属次火山岩类。

第四章 矿床地质特征

4.1 赋矿地层及含矿岩石

耳泽微细浸染型金矿床的赋矿地层为上二叠统岗达概组第二段，为一套厚度较大的碳酸盐岩系地层，如图 4.1 所示。鉴于变质作用的影响，地层的原始沉积构造特征已难予辨认，但其岩性大体上可分为：条带状大理岩、中一细晶大理岩、不等晶大理岩夹少量黄铁矿化千枚岩、偶见白云质大理岩。

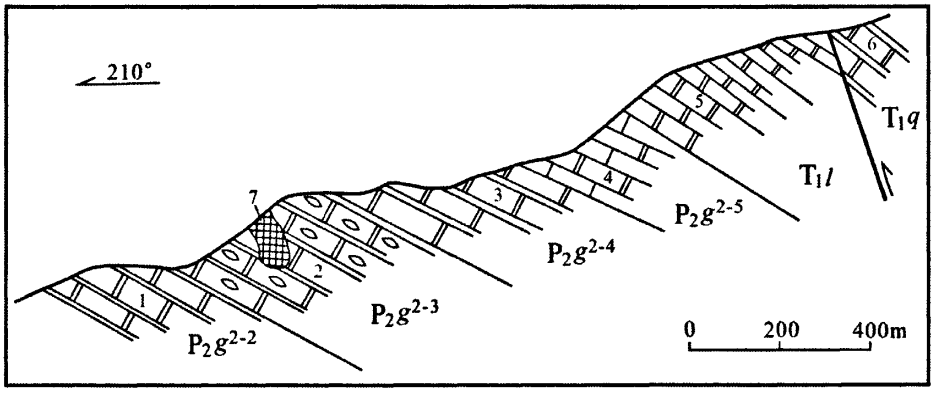


图 4.1 耳泽－红土坡地质剖面图

1-厚层状大理岩；2-条带状大理岩；3-细晶不等粒方解石大理岩；4-含云大理岩；5-泥板岩、千枚岩；6-海绵礁、鲕粒、角砾状白云岩；7-矿体

条带状大理岩是矿区的主要赋矿岩石，具纹层构造、细晶结构，纹层为变余层理，由灰色、深灰色或黄灰色的含泥质细层构成。矿区大理岩的成分较单纯，方解石占 90%左右，多呈半自形粒状结构，杂质少。岩石中生物化石不多见，偶尔可见到难以辨别的生物化石碎片及鲕粒的假象，表明变质时期岩石所处的温度和围压较高，而受到的差应力（构造应力）则较小。

黄铁矿千枚岩，多呈透镜状夹于大理岩中，其厚度一般不超过 20cm，岩石多呈灰白色或灰色，千枚状构造。主要矿物为绢云母，其次为绿泥石、石英及其他粘土矿物，普遍见微一细晶黄铁矿的浸染。

根据产出层位、岩石组合和结构及构造等特征，可把矿区内出露的岗达概组地层划分出四个岩性层 （自下而上）：

第二层（$P_2^{2-2}g$）：灰白色-白色厚层块状细晶大理岩，未见底。

第三层（$P_2^{2-3}g$）：灰白色中厚层-厚层条带状细晶大理岩，局部夹褐黄色、灰色钙质绢云母石英千枚岩、黄铁矿化千枚岩。此层为金矿化层位。

第四层（$P_2^{2-4}g$）：深灰色厚层状细-中晶大理岩，夹少量绢云母绿泥石千枚岩、炭质板岩。为次要的矿化层位。

第五层（$P_2^{2-5}g$）：深灰-灰黑色巨厚层状含生物碎屑不等粒大理岩，局部夹白云质结晶石灰岩。

4.2 控矿构造特征

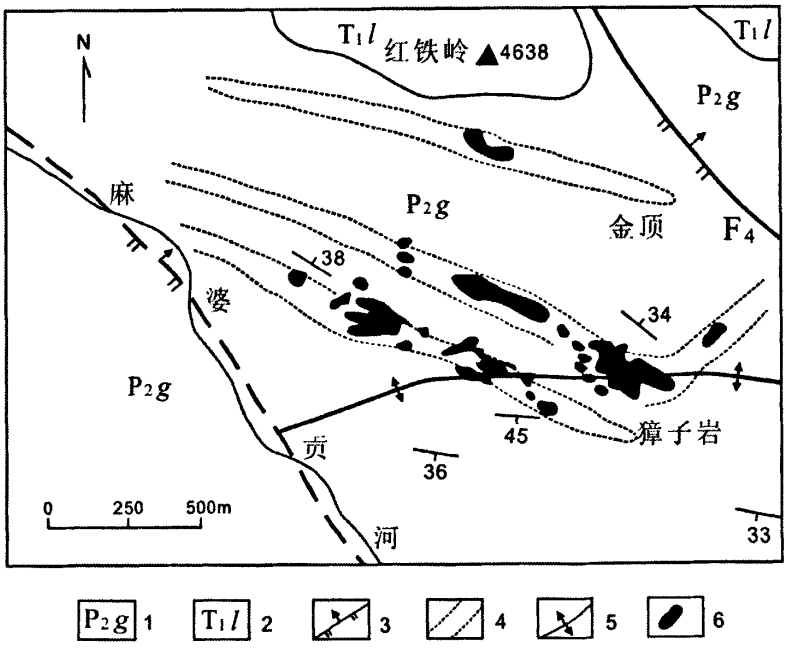


图 4.2 耳泽金矿床地质构造略图

1-岗达概组；2-领麦沟组；3-断层；4-挤压破碎带；5-背斜；6-矿体

耳泽金矿区内构造格架简单，如图 4.2 所示。其主体构造为一个平缓的耳泽背斜，其两侧分别有一条北西向的断层-麻婆贡断层和 F_4 断层。此外还有三条发育不甚好的断续延伸的顺层破裂带。但矿区中岩石的节理构造十分发育。

根据活动特征，矿区内的构造可分为成矿前构造、成矿期构造和成矿后构造。

1、 成矿前构造　属于此类构造的有耳泽背斜、麻婆贡断裂及顺层破裂（碎）带。

耳泽背斜是一个两翼产状平缓的背斜，其北翼向北北东倾 15～30°，南翼向南倾 30～50°，枢纽向南东东方向侧伏 15～20° 左右。该背斜从麻婆贡河边向东经金棚沟至此唤山，夹于麻婆贡断层和 F_4 断层之间，轴线长约两公里左右。背斜轴部地层为上二叠统岗达概组上段第二层（$P_2^{2\text{-}2}g$），翼部为第三层（$P_2^{2\text{-}3}g$）至第五层（$P_2^{2\text{-}5}g$）。

耳泽背斜的北翼较缓而南翼较陡，轴面向北陡倾。但由于该背斜的不协调性，其内侧岩层的转折端偏南，因而其总体的轴面产状则向南倾，如图 4.3A。当该背斜西段被剥蚀后，地表出露的褶皱转折端出露点联线就呈一条向北凸出的弧线，从而在图面上给人以弧形褶皱的假象，如图 4.3B。

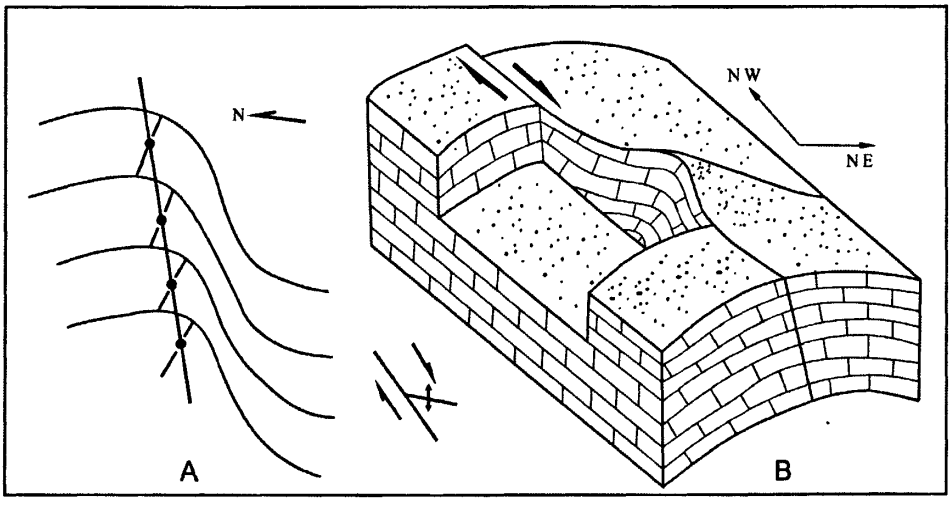


图 4.3

A 耳泽背斜内部结构示意图　　B 耳泽背斜成因示意图

由于耳泽背斜形成于区域变质之前，因而层理、层面以及层间滑动等，皆被区域动、热变质作用所破坏而消失。鉴于该区最后一次变质发生在印支-燕山期，因而该背斜应是在相应的构造运动中形成或稍早。

耳泽背斜是一个向南东东方向倾伏的鼻状背斜，褶曲面向东渐趋平缓。背斜的轴线方向与北西向的区域构造线方向不一致。在耳泽及邻区，此轴向的褶曲仅

此一个，而且背斜的内部结构也不协调。

综合这些特点后可知， 耳泽背斜不是一个由区域构造应力场直接形成的构造，而是一个低序次构造，一个由麻婆贡断层顺扭活动派生的构造，如图 4.3B 所示。

在耳泽背斜的北东翼上，从獐子岩至麻婆贡河一线，尚出露三条呈北西走向的顺层破裂（碎）带。它们是在岩石发生变质之后形成的。即区域岩石遭受变质之后，耳泽背斜曾再次活动，并在此活动过程中形成顺层破碎带。

麻婆贡断层展布于矿区的南西侧，沿麻婆贡河呈北西－南东向延长 10 余公里，是耳泽背斜的一条走向断层，见如图 4.2。如前所述，由于耳泽背斜是由此断层派生的拖褶曲，这表明断层在本区岩石强烈变质时期或之前就已存在，并发生过强烈的顺扭活动。

在麻婆贡河谷中，尚可见到该断层旁侧的低序次裂隙中有辉绿岩脉充填。辉绿岩脉变质且被含黄铁矿的石英细脉所切割，表明辉绿岩脉乃是在区域变质事件之后，成矿事件之前形成的。麻婆贡断层发生较强烈的顺扭平移活动，前已提及的顺层破碎带即是在这一活动中形成的。

矿区中出现的三条顺层破碎带；是控矿的主要构造。在破碎带形成之后，提高了该部位岩石的孔隙率和连孔性，有利于地表水的下渗以促进岩溶的发生。因此，该地区在后来的稳定而断续的抬升活动中，受潜水面控制的岩溶作用，便可沿此破碎带形成溶洞。鉴于破碎带与耳泽背斜轴部复合部位的岩石破碎最强烈，故该地段的溶洞大而多，这就为后来的矿液活动和矿质的沉淀富集提供了有利的空间。

2、 成矿期构造

在本区成矿作用的早期，成矿环境相当稳定，到后期，构造活动的影响开始呈现，例如在矿体的周围，往往可见到一些矿化节理。根据统计结果（见图 4.4），这些矿化节理的产状，其密集部主要有两组，一组产状为倾向 270°，倾角 44°，另一组产状为倾向 130°，倾角 41°。前一组矿化节理最为发育，凡矿体附近存在这组节理的，一般均见矿化，属张扭性。后一组节理相对不甚发育，且产状变化较大，裂隙的闭合相对较高，属压扭性。上述两组节理的交汇部位，矿化程度显著提高，矿脉膨大，显示出此乃一套共轭 X 节理组，只是前者兼具张性，发育较好，后者兼具压性，发育较差。结合这些节理面的擦痕分析，其挤压方向为向北东陡倾，近于直立（倾向 24°，倾角 73°，平均），而引张方向则是北西西方

向近于水平（倾向 290°，倾角 4°，平均），表明是地块上隆作用的垂向挤压力和南北向顺扭作用派生的北东－南西向水平挤压力作用形成的一套剖面共轭X节理组。形成此节理的构造作用实际上并不强烈。

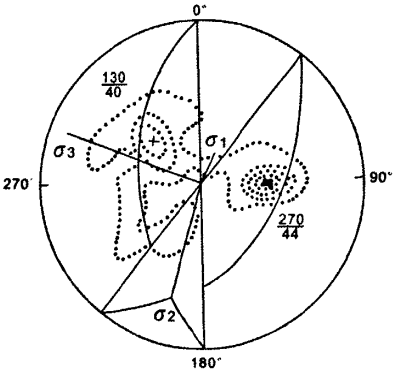


图 4.4 矿化节理等密图及大圆图
（吴氏网下半球投影）

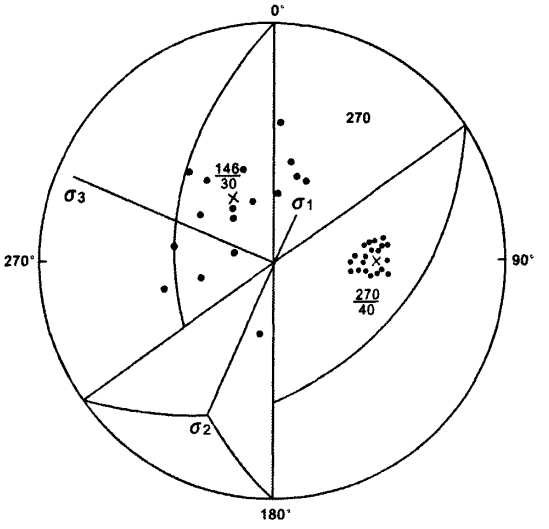


图 4.5 次生淋滤型矿化节理统计图
（吴氏网下半球投影）

成矿之后，矿体由于地块抬升暴露在饱气带中，导致了强烈的氧化和淋滤。在此期间，构造活动似有增强的趋势，表现为大量裂隙的形成，这些裂隙切割了矿体，促进了原生矿物的氯化和新矿物的生成。这些节理裂隙中普遍有次生矿物，包括铁、铜的氧化物和氢氧化物。

经统计结果（见图 4.5），淋滤矿化节理有两组，一组产状为倾向 285～260°，倾角 120～50°；另一组产状为倾向 170～100°，倾角 20～50°。前者较发育，其中的褐铁矿脉厚度多在 1 cm 以上；后者不甚发育，产状变化较大，充填其中的次生脉体厚度小于 1cm。此种淋滤型矿化节理组反映的构造应力场特征和前述的成矿晚期节理类似，也是区域地块上隆作用产生的垂向力和区域南北向顺扭派生的北东－南西向的水平挤压力联合作用的产物。

3、成矿后构造

矿床形成之后的构造现象，主要表现为节理，其中有两组较显著。一组走向为 165～345°，倾向西，倾角 80° 左右，频度可达 10 条 / 米，在平面上显示顺扭，是区内发育最好的一组节理。另一组走向为 265～85°，向南陡倾 80° 左右，

频度为 7～8 条／米，此组节理常见有近水平的擦痕。这两组节理为一套共轭 X 节理组，它们普遍切割矿体和围岩中的其它节理，自身不具矿化现象。力学分析表明，它们是北东-南西向近水平挤压的产物。该时期本区上隆作用大为减弱甚至停止，代以南北向直线顺扭作用。

综上所述，本区自印支运动以来，处于南北向顺扭作用和上隆作用的联合作用之下。但这两种动力作用的强度依时间的推移而变化。早期南北向顺扭作用较强，从而在区域北西向构造形成的同对，形成了麻婆贡河断层，并派生了耳泽背斜和顺层断裂带。之后，区内上隆作用增强，开始抬升，从而沿北西西向顺层破碎带发生岩溶，形成一系列的古溶洞。随后，上隆作用也随之减弱。在上隆作用基本停止以后，南北向的顺扭作用却渐趋活动，形成晚期平面共轭 X 节理组。

从区域上看，自印支运动以来，松潘一甘孜地体的南端向扬子地体西南缘的推覆作用，形成了木里弧形构造。本区处于木里弧形构造的西翼，区域动力作用为南北向顺扭作用。这一由南北向顺扭作用派生的北东－南西向水平挤压力曾在本区多次出现，即木里弧形构造多次活动的结果。显然，这一挤压对本区的构造格架的构成以及对成矿的活动都具有重要的意义。

4.3 矿体形态特征

矿床内已发现矿体近百个，其中长度大于 5m，厚度大于 0.5m 的有 59 个，规模较大的仅 10 余个。矿床东西长 2.2km，南北宽约 0.3～0.7km，面积约 1.1km^2。矿体具成群、呈带产出的特点，显示耳泽背斜轴部对矿群起控制作用。矿带沿构造破碎带分布，呈北西西－南东东向延伸。矿体出露于一定的标高位置，一般是北部矿带比南部矿带高，矿带内矿体东部比西部高，多向西侧侧伏，侧伏角 20～25°。

矿体的形态复杂，本矿床矿体形态分为脉状、透镜状、瘤状、复合型四类矿体：

1、板状（脉状）矿体长度与厚度之比大于 10，以走向近南北和近东西为主。前者向西倾斜，倾角 35～45°，后者向南倾斜，倾角 30～40° 或 70～85°。

2、透镜状 矿体长度与厚度之比介于加 10～3 之间，延深与厚度之比大体为 2∶1 或 1∶2，形态变化频繁，沿走向和倾向均有膨胀和缩小现象，中部厚大，两端窄小。矿体走向和倾向与围岩地层基本一致，但倾角变化大，一般是地表缓，8～35°，深部突然变陡达 70～80° 以上，且常是上盘倾角比下盘缓，但向下急剧变

化，再反向倾斜，不规则收敛。深部多有根须状分支插入围岩。这类矿是本矿床的主要工业矿体。

3、囊状 矿体长度与厚度之比小于 3，一般近于相等，长轴方向不明显。矿体与围岩呈不规则接触，产状比前者更复杂。

4、复合型 矿体长度、厚度与延深三者之间的比例与透镜状类似，而矿体形态极为复杂，尤其是厚度变化大，它们由几个透镜状、囊状、板状体组合而成，沿走向和倾向的形态、产状和厚度变化均很大。这类矿体多在背斜轴部附近，总体走向与矿带一致，但分解的各个部分则很复杂，子体与主体斜交甚至垂直，沿延深方向常常相背倾斜，形似鞍状，其倾角不等每个子体又可分成若干分支再尖灭，本类矿体是矿床的重要工业矿体。

矿区内主要矿体 5 个（见图 4.6）。矿体顺层破碎带，大致呈一字形排列。III 号矿体最大，Ⅰ、Ⅴ号矿体规模最小，矿体与围岩产状一致界线清楚。Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ号矿体分布在背斜的北北东翼，Ⅴ号矿体分布在南翼近轴部，矿体群长约 1300m，宽 200m。

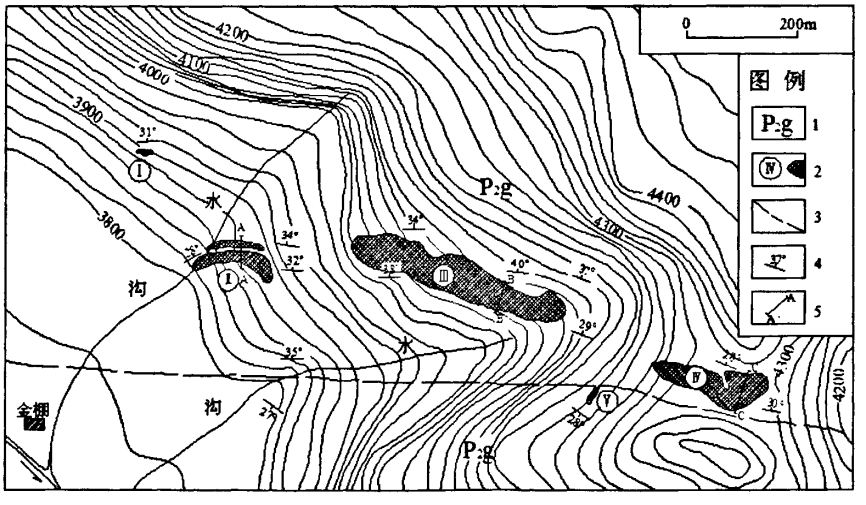


图 4.6 耳泽金矿床地形地质图

1-上二叠冈达概组；2-矿体及编号；3-地质界线；4-推测断层；

5-地层产状；6-实测剖面位置

Ⅰ号矿体：呈小透镜状，长 21.6m，厚 3.16m，与大理岩的产状一致（倾向

30°，倾角31°），如图4.7所示。

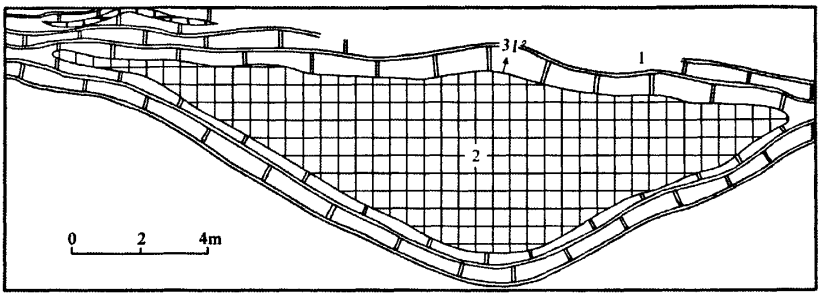


图4.7 耳泽金矿Ⅰ号矿体平面地质图

1-大理岩；2-金矿体

Ⅱ号矿体：位于矿区西部，耳泽背斜北翼，长轴近东西展布，矿体呈佛手状，由上下3个透镜体状矿体组成，其间夹白云岩层，厚10 m。上矿体呈透镜状，长103 m，厚8.38m，沿层间裂隙（倾向355°，倾角31°）产出。下矿体呈透镜状，长160 m，厚15.98m，沿层间裂隙（倾向355°，倾角30～31°）产出，矿体与围岩突变接触（见图4.8）。

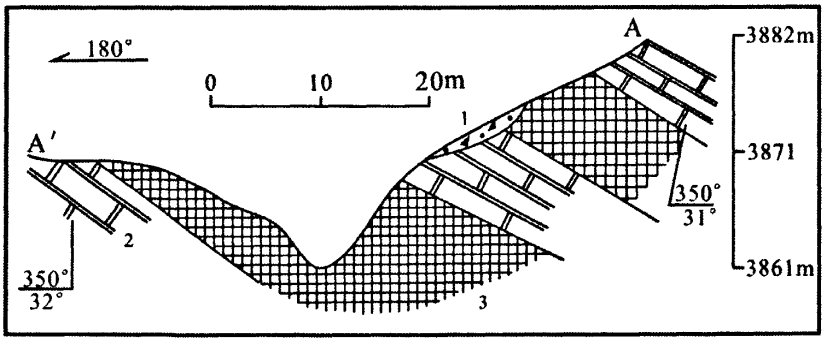


图4.8 耳泽金矿Ⅱ号矿体剖面图

1-残坡积层；2-大理岩；3-矿体

Ⅲ号矿体：位于矿区中部，矿体平面上呈透镜状，纵向上为纺锤状，横剖面上形态不规则。矿体长420m，地表厚度43.3～77.65m、平均厚度54.69m，沿层间裂隙（倾向355～15°，倾角37～38°）产出。矿体与围岩呈整合接触，整个矿体东高西低，如图4.9所示。

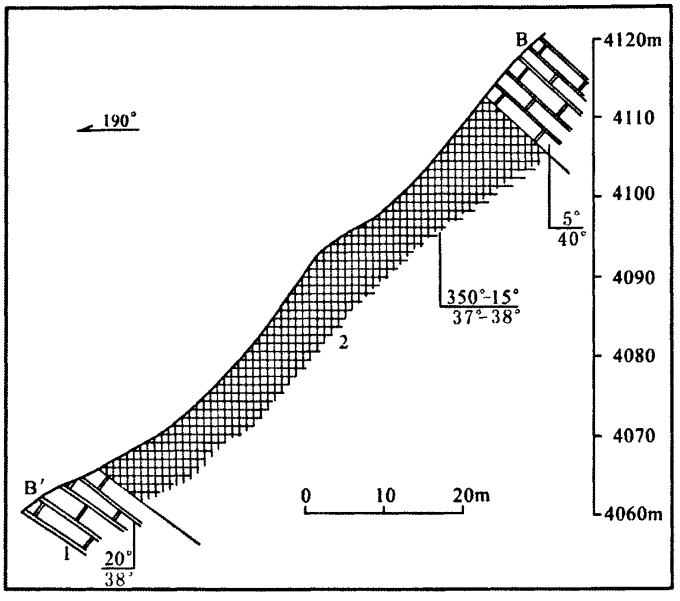


图 4.9 耳泽金矿Ⅲ号矿体剖面图

1-大理岩；2-矿体

Ⅳ号矿体：为矿区第二大矿体，出露于矿区东部，位于耳泽背斜近轴部与耳泽断裂破碎带复合部位。矿体长 213m，最宽 80m（窄部仅 5m）厚 33.29m。平面形态为不规则状，纵向呈透镜状，横剖面上为蘑菇状、歪斜漏斗状、不规则状等，沿层间裂隙（倾向 28～31°，倾角 37～38°）产出，在平面上见顶部大理岩局部呈楔状嵌入矿体深达 20 余米，如图 4.10 所示。矿体尖灭处见平行分枝矿脉。在此矿体下部见同倾平行产出的盲矿体，其长约 210m，铅垂厚 20m，延伸 60～100m。

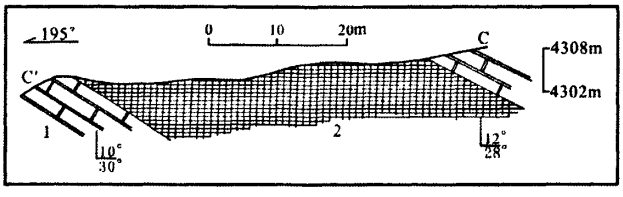


图 4.10 耳泽金矿Ⅳ号矿体剖面图

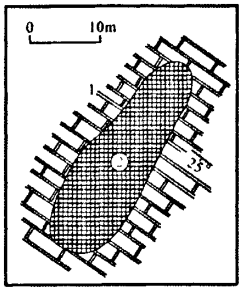


图 4.11 耳泽金矿Ⅴ号矿体平面图

1-大理岩；2-矿体

V号矿体：呈小透镜状，长31m，厚3.38m。大理岩倾向215°，倾角25°，矿体走向30°，两者近直交，如图4.11。

4.4 矿石特征

4.4.1 矿石的类型

矿区金矿石类型按其成矿特征和矿物共生组合关系，分为原生矿石和氧化矿石两种基本类型。原生矿石分布于矿体核部，氧化矿石分布于矿体边缘。

原生矿石：主要成份是含石英、黄铁矿的菱铁矿矿石，进一步可分为黄铁矿－菱铁矿型矿石、石英－黄铁矿型矿石。黄铁矿－菱铁矿型矿石是矿床中的主要原生矿石（各矿体均见这类矿物假象），它多位于矿体中心部分。矿石中见不到明金，仅见显微自然金，金的品位低，一般0.25～6.54g/t。石英－黄铁矿型矿石呈条带状、透镜状断续分布于黄铁矿～菱铁矿矿石中，其中五角十二面体晶形的黄铁矿，是主要的载金矿物。

氧化矿石：是耳泽金矿床的主要类型，系原生矿石氧化而来，分布于原生矿石的边缘。原生矿石中的菱铁矿、黄铁矿及其它微量金属矿物，不同程度地转变成为针铁矿和粘土矿物以及出现少量的孔雀石、铜蓝等。本类矿石含金性较好，相当部分含金可达3g/t以上，最高可达15g/t。

根据主要矿物－针铁矿的产出特征，以及与粘土矿物的混合情况，可以把氧化矿石划分出三种亚类：

1、块状褐铁矿－金矿石：此种矿石中原生矿物基本上的转变为针铁矿，但多数保留原生矿物的假象，特别是黄铁矿的假象。

此种矿石中金的品位变化较大，一般为0.11～30.4ppm，并普遍出现在矿体的露头部位。

2、变胶状铁矿－金矿石：此种矿石常呈肾状、葡萄状、针状、乳状、笋状、柱状等，敲击出现的断口，断口呈现针状或放射状集合体，认为是胶状再结晶的产物。此种针铁矿中某些脱水程度较高者，渐变为赤铁矿。

变胶状铁矿－金矿石中含Au变化于0.3～16.0g/t之间，特别是在某些肾状、葡萄状针铁矿的表面上，可见到一层金的薄膜，是由自然“镀”上去的，表明金在地表条件下是可以溶解和进行化学迁移的。

3、土状、格状和蜂巢状矿石：此种氧化矿石多产于矿体的边部和靠近矿体的

围岩破碎处。矿石呈土状，粉砂状、粉末状和蜂巢状，主要由褐铁矿组成，质地松软。此类矿石中 Au 的含量较高，一般为 1.0～32.4g/t，最高可达 100g/t 以上。

4.4.2 矿石的矿物组成

据帅德权研究[50]，矿石的中金属矿物有自然金、银金矿、黄铁矿、黄铜矿、毒砂、斑铜矿、黝铜矿、菱铁矿；非金属矿物主要有石英；次生矿物有针铁矿、软锰矿、硬锰矿、铜蓝、蓝辉铜矿、孔雀石、锑华等。现将主要矿物略述如下：

菱铁矿：粒径 3～4 毫米，呈自形－半自形菱形集合体分布。

黄铁矿：大多为五角十二面体自形晶，偶见立方体，粒径大小不等（0.5～20 毫米），呈星散状（主）和条纹状（次）分布于菱铁矿中。黄铁矿晶体中包含不规则状、片状、粒状地、滴水状的金，金粒大小在 0.001～0.05 毫米间。

黄铜矿：呈它形粒状或不规则细脉状集合体分布，粒度 0.07～0.3 毫米间，常交代黄铁矿或呈细脉状分布于褐铁矿中。

黝铜矿：常与黄铜矿呈固溶体连生，呈它形粒状集合体或星散状分布于菱铁矿和黄铜矿颗粒间，常见交代黄铜矿。

毒砂：菱形自形晶，粒径 0.25～1.5 毫米间，星散分布。

金：详见后“金的矿物特征及赋存状态”。

综上所述，金矿体的矿石矿物组分，基本上反映了中低温矿物的组合特征（见表 4.1）

表 4.1 耳泽金矿床主要矿物组合特征

	高温	中温	低温	备注
黝锡矿	— —	— —		
毒砂	——	——		——
黄铜矿		——	——	主要矿物
方铅矿		— —	— —	
菱铁矿		——	——	
黄铁矿		——	——	
银金矿		——	——	— — —
黝铜矿		— —	— —	次要矿物
辰砂			— — —	
雄黄			— — —	
石英		——	——	

4.4.3 矿石中矿物的自然连生组合

前人根据已掌握的资料将矿石中含金矿物的自然连生组合分为：1、 二元矿物自然连生组合：a 自然金－黄铁矿组合；b、银金矿－黝铜矿组合；2、三元组矿物自然连生组合（见图 4.12）：a、自然金－黝铜矿－黄铁矿自然连生组合；b、自然金－黄铜矿－黄铁矿自然连生组合；c、自然金－黄铁矿－石英自然连生组合；d、银金矿－黝铜矿－黄铜矿自然连生组合等。

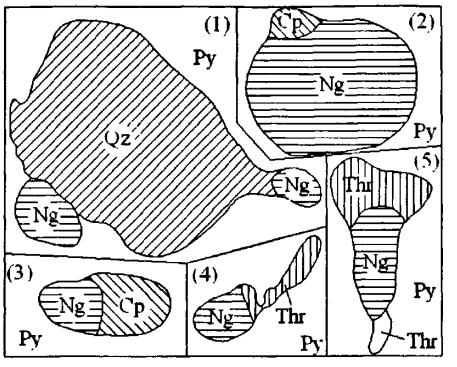


图 4.12 自然金与黄铜矿、黝铜矿、石英连生素描图（据镜下观察）

（1）自然金（Ng）与石英（Qz）连生体（Ⅲ号矿体）

（2）自然金（Ng）与黄铜矿（Cp）连生体（Ⅱ号矿体）

（3）自然金、黝铜矿（Thr）连生体（Ⅳ号矿体）

不含金的矿物自然连生组合有：a、黄铁矿－菱铁矿自然连生组合；b、黄铁矿－石英自然连生组合；c、毒砂－菱铁矿自然连生组合；d、黄铁矿－黄铜矿自然连生组合；e、黝铜矿－黄铜矿自然连生组合；f、黄铜矿－斑铜矿自然连生组合；g、黄铁矿－黝铜矿自然连生组合；h，黄铁矿－黝铜矿－黄铜矿自然连生组合； i、黄铁矿－斑铜矿－黄铜矿自然连生组合；j、黄铁矿－菱铁矿－石英自然连生组合；k、菱铁矿－毒砂－石英自然连生组合；l、黄铁矿－黄铜矿－黝铜矿－石英自然连生组合；m、黄铁矿－黄铜矿－黝铜矿－菱铁矿自然连生组合等。

原生加次生矿石和次生矿石中的矿物自然连生组合（含金者）如下：a、自然金－针铁矿自然连生组合；b、自然金－假象褐铁矿自然连生组合；c、自然金－针铁矿－菱铁矿自然连生组合等。

耳泽金矿石的次生矿石中，其它矿物之间的自然连生组合（不含金者）如下：a、针铁矿－纤铁矿自然连生组合；b、针铁矿－软锰矿自然连生组合；c、针铁矿－硬锰矿自然连生组合；d、针铁矿－菱铁矿自然连生组合；e、针铁矿－铜蓝自然连生组合；f、钎铁矿－黄铁矿自然连生组合；g、针铁矿－黝铜矿自然连生组

合；h、针铁矿－黄铜矿自然连生组合；i、针铁矿－石英自然连生组合；j、软锰矿－硬锰矿自然连生组合；k、针铁矿－石墨自然连生组合；l、蓝辉铜矿－黄铜矿自然连生组合；m、针铁矿－黄铁矿－毒砂自然连生组合；n、针铁矿－软锰铁－硬锰矿自然连生组合；o、针铁矿－黄铜矿－黝铜矿自然连生组合；p、针铁矿－黄铜矿－黄铁矿自然连生组合；q、针铁矿－黄铜矿－斑铜矿自然连生组合等。

4.4.4 矿石化学成份

研究发现矿石因类型不同所含化学成份上也存在显著的不同，如表 4.2：

表 4.2 不同矿石类型的化学成分特征

矿石类型	FeO	Fe2O3	Mg	CaO	K2O	Na2O	SiO2
原生矿石	52.25	5.25	0.9	1.17	-	-	0.93-1.13
氧化矿石	0.08-5.32	65.8-0.32	0.21-0.32	0.05-0.39	0.09-0.7	0.19-0.28	0.93-1.13

由表中分析结果可见，原生矿石中以二价的铁为主，在氧化矿石中则以三价的铁为主，MgO 和 CaO 的含量，原生矿石中远高于氧化矿石，这是由于氧化矿石中此两种易溶成分被大量地淋失了。氧化矿石中的含金量一般要比原生矿石中的含金量要高，这是由于次生迁移富集的结果。

4.4.5 矿石的结构、构造

矿石的结构按成因大致可分四类：1、结晶作用形成的结构；2、交代溶蚀作用形成的结构，3、应力作用形成的结构；4、表生作用形成的结构，见表 4.3。

表 4.3 耳泽金矿矿石主要结构特征表

类型	结构名称	特征描述
结晶结构	自形晶结构	常形成中、粗粒白形晶结构，切面呈多边形、菱形（含黄铁矿、毒砂等）
	半白形晶结构	部分晶体不完整（黄铁矿、毒砂、菱铁矿）
	它形结构	白然金和银呈它形晶切面，菱铁矿中的黄铁矿、石英有时为它形
	镶嵌结构	共边镶嵌，同时晶出菱铁矿晶体
交代结构	脉状结构	黝铜矿沿黄铁矿晶体裂隙充填交代形成脉状
应力结构	斑状压碎结构	黄铁矿晶粒压碎后，其碎块大小不等，呈“斑状”
	花岗压碎结构	黄铁矿晶粒压碎后，其碎块大小基本相等
表生结构	胶粒状结构	针铁矿、硬锰矿、软锰矿等几种矿物的胶粒状结晶
	放射状结构	针铁矿、硬锰矿、软锰矿等等针状晶体构成扇状、放射状
	假象结构	氧化矿物保持了原矿物的外形

矿石的构造：原生矿石主要为浸染状、块状、斑杂状及团块状构造，次要为脉状、断续脉状、条带状构造、晶簇状、晶洞状、梳状构造。氧化矿石主要有次生块状构造、残留构造、假象构造、格架状构造、蜂窝状构造及脉状、似脉状构造、次要有粉末状、土状、斑状及苔藓状构造，少量的镀膜状构造。

4.4.6 围岩蚀变

耳泽金矿床的含矿热液与近矿围岩交代作用强度低，蚀变带宽仅数十厘米至数米，且不具明显的分带现象。主要为黄铁矿化、硅化、碳酸盐化。黄铁矿化最为普遍，且常与硅化、绢云母化、碳酸盐化重叠，表现为五角十二面体的黄铁矿与石英。菱铁矿组成脉体，充填于围岩裂隙中或呈微细粒浸染状散布于近矿围岩中。黄铁矿化强则矿体规模大，Au 品位高。

4.5 金的矿物特征及伴生矿物特征

4.5.1 金的矿物特征及伴生矿物特征

据 B.M.克捷尔分类，按金的粒度分为可见金和不可见金。可见金包括肉眼或显微镜下可见的明金（粒径大于 0.2mm）和显微金（0.2mm～0.5um）。不可见金一般指在显微镜下无法鉴别的“次显微金”、“超显微金”（粒径小于 0.5um）。

目前已观察到的金矿呈滴水状、叶片状、丝状或金丝吊葫芦状赋存于五角十二面体的黄铁矿和风化淋滤的褐铁矿中（如图 4.13、4.14）。金粒度最大 0.05 毫米，一般为 0.001－0.02 毫米，最小的风尘金只有在高倍镜下可见。

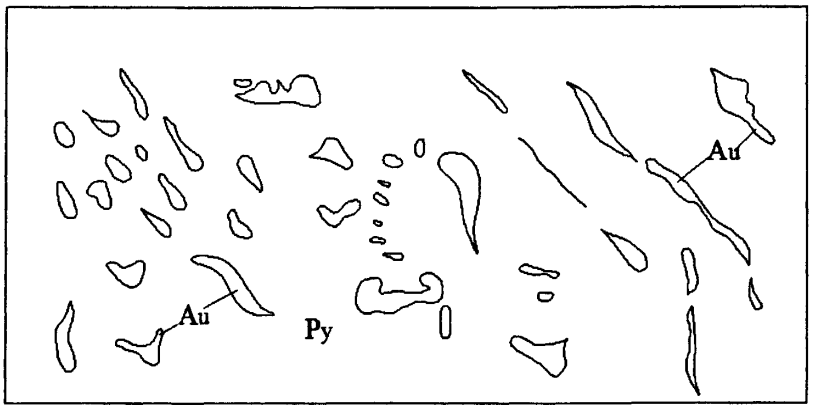


图 4.13 分布在黄铁矿（Py）中的金（Au）呈各种形态示意图

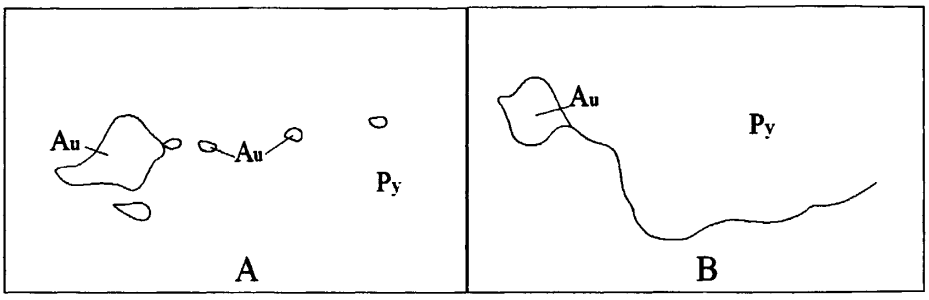


图 4.14 金丝吊葫芦状显微照片素描图

A：金葫芦粒度 0.014mm，金丝沿黄铁矿（Py）节理分布

B：金葫芦粒度 0.007mm，金丝 0.0005mm

滴水状、粒状、尘点状金，多不均匀地包裹于黄铁矿中，粒度细小，其成矿的时候较早。叶片状、丝状金多沿黄铁矿的裂隙间分布，其成矿时期较晚。原生矿石的主要载金矿物是黄铁矿、毒砂、菱铁矿、黄铜矿、黝铜矿、石英氧化矿石的载金矿物是针铁矿、纤铁矿。以金矿床而言，金在载金矿物中的含量及分配率（见表 4.4）。

表 4.4 金在载金矿物中的含量及分配率

序号	矿物名称	矿物含量(%)	金含量(%)	分配率(%)
1	黄铁矿	3	23.457	24.5
2	菱铁矿	<1	0.317	0.11
3	毒砂	<0.5	22.17	3.86
4	其它硫化物	<0.5	<0.14	0.01
5	石英	5	0.175	0.3
6	针铁矿、纤铁矿	<90	2.273	71.22

矿石中的金矿物，明金约占 1%，仅见于氧化矿石中。显微金（0.2mm～0.5um）在原生矿石和氧化矿石中均存在主要呈包体金、隙间金产出，其次是吸附金、胶体金。据现有资料。小于 0.5um 的次显微金或超显微金主要以质点状机械混入物混入载金矿物中，通过化学分析证明其存在。据杨岳清研究本矿床的黄铁矿时，在放大 4000 倍的电子扫描图像中，见到许多星点状、细分散状的自然金，亦进一步得到证实。据统计，不可见金约占金矿物总量的 63.6%（见表 4.5）。

表 4.5 耳泽金矿金的赋存状态形式

分类	亚类及特征
可见金	1、明金：>0.2mm 以上者，氧化带皮膜状自然金 2cm×2cm 左右，淋积于针钱胶体之上－淋积金。
	2、显微金：0.2mm-0.5μ者。 （1）按其产状为： A、包体金，自然金、银金矿被包裹黄铁矿、黝铜矿中者，生成顺序不一定早于硫化物。 B、隙间金：自然金、银金矿产于黄铁矿颗粒缝和晶体裂纹中，等。 C、胶体金：产于假象褐铁矿中呈圆球粒状，粒微细。 （2）按粒度分类：矿石中金矿物可分为： A、三级法： 显微粗粒金－0.2 至 0.055mm； 显微细粒金－0.05 至 0.005mm； 显微微粒金－0.005 至 0.0005mm； B、五级法：显微巨粒金>90μ；显微粗粒金－90～70μ；显微中粒金－70～40μ；显微细粒金－40～10μ；显微微粒金－10～2.3μ。
不可见金	又称次显微金或超显微金。主要呈质点状机械混入物混入载金矿物中： （1）黄铁矿：1.60-46.50g/t；平均 24.93g/t（10 件样）；2.66-40.93g/t；平均 23.04g/t（6 件样）； （2）毒砂：3.13-32.77g/t；平均 22.17g/t（3 件样）； （3）菱铁矿：0.00-0.58g/t；平均 0.35g/t（8 件样）； （4）石英：0.033-0.55g/t；平均 0.29g/t（2 件样）

单矿物含金量：纯度 95%以上的黄铁矿含金 5.09～46.50g/t，含银 3.2～114g/t，其金银含量皆高，金与银的含量相关；纯度 85～90%的菱铁矿含金 0.00～0.58g/t，含银 2.30～3.5g/t，可知菱铁矿与金在成因上关系不大。

4.5.2 伴生成矿元素特征

As，本矿床 As 含量高，主要富集在矿床和附近围岩及断裂带中。矿石中 As 含量一般大于 1000ppm，尤其是氧化矿石更高，平均达 4829ppm。矿石中局部见毒砂或以微量 As 赋存于黄铁矿、自然金等矿物中。

Sb，主要富集在氧化矿石中，平均含量 540.74ppm，最高 3080ppm。矿石中仅偶见少量锑华，多以微粒状形式产出。

Hg，矿区中围岩和矿石中 Hg 含量普遍很低，一般低于检出值，仅部分氧化矿石中 Hg 稍高（达 3.1ppm）。

Cu，矿石及夹在矿体内的铁质泥质板岩、含金铁质泥质板岩含 Cu 较高，一般 131ppm、最高可达 207ppm。围岩（大理岩）含 Cu 低，多小于 50ppm。

Pb、Zn，矿区少见铅锌矿，矿石相对围岩 Pb、Zn 含量高，Pb 一般高出围岩 1～4 倍，Zn 高出围岩 1～8 倍。另外，断裂附近的大理岩 Pb、Zn 亦高。

Ag，含量较富者主要集中在氧化矿石及含金铁质泥质板岩中，围岩（大理岩）含量低。

4.6 成矿期与成矿阶段

矿物生成的大体顺序如表 4.6 所示。

表 4.6 耳泽金矿矿化期、成矿阶段和矿物生成顺序表（据郑明华等）

成矿期 / 成矿阶段 / 矿物	原生成矿期		次生氧化期	
	菱铁矿阶段	金－硫化物－石英阶段	褐铁矿阶段	金－石英－碳酸盐阶段
菱铁矿	———			
次显微金				
黄铁矿		———		
毒　砂		———		
黄铜矿		———		
黝铜矿		———		
自然金		———		———
银金矿		———		
针铁矿			———	
纤铁矿			———	
软锰矿			———	
硬锰矿			———	
铜　蓝			———	
孔雀石			———	
蓝铜矿			———	
石　墨			———	
石　英				———
方解石		———		———

根据矿化作用及矿物的形成特征，可以把矿床的形成过程初步划分出下列成矿期和成矿阶段。

1、原生成矿期

① 菱铁矿阶段：此阶段主要形成菱铁矿和粗晶－巨晶黄铁矿，其他金属硫化物微量。

② 石英－硫化物－金阶段：此阶段以析出石英和细粒黄铁矿为特征，伴生少量其他硫化物，金主要在此阶段中析出。

2、次生氧化成矿期

① 褐铁矿阶段：以菱铁矿、黄铁矿为主要矿物，被氧化转变为铁的氧化物和氢氧化物，以及粘土矿物的形成。

② 金－石英－碳酸盐阶段：原生金发生物的和化学的迁移与再聚集。同时，有次生石英和碳酸盐矿物的形成。

4.7 矿床成因

本区的一些火山岩以 δC^{13} 为较大负值为特征。而郑明华等对某些矿体的菱铁矿和大理岩的 δC^{13} 测定后发现：菱铁矿中 δC^{13} 值多比大理岩中 δC^{13} 值大（见表4.7），认为是当溶解了地层中足量的 CO_2 下渗雨水循环于这些岩石中时，不可避免地会发生碳同位素交换，以及部分同生水的加入，就使得含矿地下水中的碳的同位数组成发生较明显的改变。

表 4.7 碳同位素组成（据郑明华等，1995）

样号	分析样	δC^{13}（‰）	备注
耳Ⅳ-4bG	菱铁矿	-7.868	
耳-3	菱铁矿	-8.705	
耳 ZK901-7bG	菱铁矿	-7.214	
耳Ⅱ-13b	菱铁矿	-8.176	
耳 ZK901-4bG	菱铁矿	-7.421	
耳 ZK901-5bG	菱铁矿	-7.635	
耳围 101	大理岩	-1.327	

由于高温热液与大理岩发生碳同位素交换后只能使溶液中的 δC^{13} 值升高，而测试结果表现为小的 δC^{13} 负值，因而本区可以排除岩浆提供矿质的可能性。综合本区地层为上二叠统岗达概组、下三叠统领麦沟组，主要岩性为碳酸盐岩，是全

区中地层内含 Au 最高者，可以为金矿的成矿提供丰富的物质来源。

矿床中主要的硫化物矿物为黄铁矿。对黄铁矿的硫同位素组成所测定的结果如表 4.8。

表 4.8 硫同位素测定值（据郑明华等，1995）

矿物	采样点	样数	δS^{34}是的变化范围（‰）
黄铁矿	金-菱铁矿矿体	18	3.27～15.40
黄铁矿	大理岩、泥灰岩	4	-5.50～16.0
黄铁矿	凝灰质砂岩	3	2.80～4.90
黄铜矿	金-菱铁矿矿体	3	10.9～11.80
毒砂	金-菱铁矿矿体	1	4.8
方铅矿	金-菱铁矿矿体	1	4.8

据硫同位素资料，反映出矿石和围岩的硫元素有内在联系，矿石硫组成有围岩中硫的成分，另一方面，矿体内总硫化物的 $\delta^{34}S$ 值与容矿地层中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值颇相类似，而与凝灰质岩石中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值有显著的差别。这表明矿体中黄铁矿与碳酸盐地层中的黄铁矿具同一硫源，乃出海水硫酸盐演化而来[32]。

对耳泽矿床的成因认识，成矿溶液的来源极为重要，为判断矿液的来源，郑明花等对矿体中菱铁矿和石英内的流体包裹体进行了氢氧同位素测定。测定数据投点于直角坐标图中发现所有的数据几乎均落点于岩浆水和变质水区之外，且氧同位素显示强烈的“漂移”，表现出具有与岩石交换后的大气降水特征（沈渭洲，1987），其交换程度菱铁矿比石英更为强烈。

关于耳泽矿床的成矿年代，郑明华等利用铷－锶同位素年代学的方法来确定成矿年代为了能相互对比验证，采集了一组矿体中的菱铁矿（五件样）和围岩蚀变的全岩样（五件样），进行了铷－锶同位素组成的测定，如表 4.9 所示

表 4.9 菱铁矿体的铷－锶同位素组成比值（据郑明华等，1995）

序号	送样号（分析号）	矿物	Sr^{87}/Sr^{86}	Rb^{87}/Sr^{86}
1	耳Ⅱ-136	菱铁矿	0.70069	0.54812
2	耳 ZK_{901}-46G	菱铁矿	0.70398	2.41311
3	耳 ZK_{901}-46	菱铁矿	0.70384	2.41110
4	耳 ZK_{901}-56G	菱铁矿	0.70043	0.30114
5	耳 ZK_{901}-5	菱铁矿	0.70037	1.42520

根据表中数据进行计算，五个样品的数据相关性较好，相关系数 r = 0.9326。根据核物理测定法，取 $\lambda = 1.42\times10^{-11}$ 年和地质法，取 $\lambda = 1.39\times10^{-11}$ 年分别进行计算，获得同位素年龄分别为 118.402Ma 和 121.410Ma。

根据以上分析，认为耳泽矿床的成矿时间为早白垩世。

第五章 成矿规律研究及远景预测

5.1 矿床控矿条件分析

矿床的形成有三大基本要素，一是要有成矿物质来源，二是要有成矿空间，三是要有适当的物理化学条件。耳泽金矿床地质特征研究表明，成矿物质来源于赋矿地层，成矿空间主要与构造有关，而成矿时的物理化学条件与矿液本身的物理化学条件和边界条件有关。

5.1.1 矿区地层、有利岩性条件

1、矿区内各时代地层的含金性，如表 5.1 所示。

表 5.1 耳泽矿区地层含金性（ppm）（引自杨岳清，1988）

地层	采样数目（件）	岩性	变化范围（ppm）	平均值（ppm）
中三叠统（T_2）	8	砂、板岩	0.0007－0.0042	0.00208
	1	基性火山岩		0.0087
	9	（平均值）	0.0007－0.0087	0.00282
下三叠统（T_1）	4	砂、板岩	0.0003－0.0012	0.00075
下三叠统领麦沟组（T_1l）	28	白云岩、角砾状白云岩	0.0014－0.0678	0.01468
	4	板岩、凝灰岩	0.0030－0.0660	0.0199
	32	平均值）	0.0014－0.0678	0.01534
上二叠统岗达概组（P_2g）	11	基性火山岩	0.0010－0.0114	0.00461
	3	大理岩	0.0026－0.0096	0.0066
	14	（平均值）	0.0010－0.0114	0.00508

从表 5.1 可以看出，区内有两个层位岩石的含金性值得注意。上二叠统岗达概组的基性火山岩、大理岩的含金量平均为 0.00508ppm；下三叠统领麦沟组白云岩，含金平均 0.01534ppm，为全区中地层内含 Au 最高者，比区域内其他时代地层中的含金量高出一倍，是本区域内含金较富的地层和岩石，可构成金的矿源层。

同时，金矿体皆发育于岗达概组大理岩中，且矿体呈四类形态与地层整合产出（见 4.3 矿体形态特征），表明耳泽金矿矿体明显的受层位控制。

2、有利岩性：微细浸染型金矿（卡林型金矿）赋矿岩系特征及其对金矿化的

控制研究十分重要，在对进行该类矿床研究时，“层控”、“顺层找矿”的观点十分普遍，刘东升在总结我国卡林型金矿地质特征时也指出含矿围岩为碳酸盐地层，特别是有泥质、粉砂质夹层的碳酸盐岩地层[23, 24]。对耳泽微细浸染型金矿研究过程中，周光明、郑明华等就认为其为层控矿床。长期以来赋矿岩系为碳酸盐建造的观点及“顺层找矿”的观点束缚了人们的对微细浸染型矿床的认识于研究。

耳泽金矿床受层控作用明显，这一点属于地质事实（见第四章 矿床地质特征），无可辩驳，但有利成矿的岩性是否对成矿作用也有影响？下面仅为笔者的几点看法：在耳泽微细浸染型金矿的研究过程中，笔者发现赋矿岩石的岩性及其可渗透性对矿化也有控制作用。能干性小的千枚岩具阻挡矿液流动的作用；能干性大的大理岩岩，多为断裂控矿，矿脉与围岩界线清楚。因此在能干性小的千枚岩与能干性大的大理岩岩互层或局部夹千枚岩的大理岩中形成矿体，而千枚岩中不能成矿。大理岩的能干性较大，其中的裂隙有较大的孔隙度及连通性，因而含矿物质顺层或在断裂、节理附近，富集成矿产出，岗达概组大理岩正为前述的这种有利岩性。

区域地质构造分析也表明，耳泽金矿床产出地区在早二叠世以前与其周围地质环境并无差别。自早二叠世以后，其周围受海西－印支运动的影响而处于动态的构造环境中，但耳泽地区则相对稳定，沉积了一套巨厚的以碳酸盐岩为主的上二叠统至中三叠统的地层。这套地层的含金性较好，比区域内其他时代地层中的含金量高出一倍（见表 5.1）。按岩性而言，区内含金性最佳地层为上二叠统的大理岩和下三叠统的白云质岩和大理岩。因此笔者认为耳泽金矿床受有利岩性及断裂的联合控制。

5.1.2 岩溶条件

矿区中构造简单，迄今尚未发现一条真正的断层（矿区外围除外）。矿体赋存于宽缓的耳泽背斜轴线与其斜交的破碎带中。在此破碎（裂）带中，可以看到大小不等、形态各异的各种溶洞。矿化带中的矿体形态相当特殊，如前所述多呈不规则的透镜状、囊状、纺锤状等，在空间上的三向延伸的几何形态，表现为非线性构造控制形成体，显然是受某种三向大体相等的空间的限制。矿体顶板多呈波状起伏状态，矿体底部常呈“须根”插入围岩[32]（见图 5.1）。矿体内含有大小不等的水溶或塌陷大理岩角砾，并见大量粘土矿物。

笔者在工作发现矿床中矿体主要有以下几个特征：

1、矿体群出露于一定的标高，大体在海拔4000m左右，波动范围约200m，在此范围外，未见矿体产出；

2、矿区中的菱铁矿一金矿体（或褐铁矿一金矿体）均无例外地与围岩大理岩呈切割接触，两者界线清晰，但围岩即使在接触带处也不存在显著的蚀变现象，仅出现在狭窄范围内的再结晶；

3、在矿体内部存在大量大小不等的角砾，也未遭强烈蚀变。

以上种种特征，表明该区成矿的环境是接近地表的、通过较低温度的成矿流体充填成矿的。鉴于矿体的形态特征和产于一定标高，笔者认为成矿受到了古岩溶的控制。

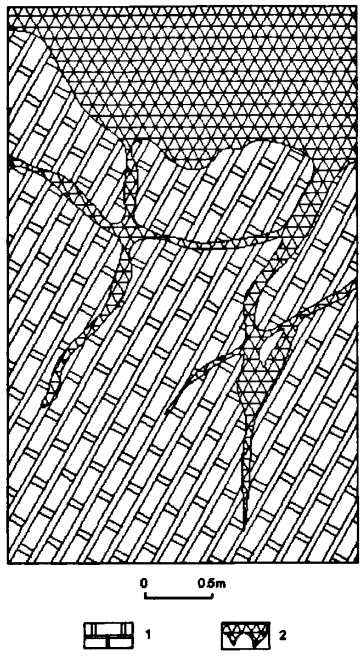


图5.1 含金菱铁矿底部的根须

1-大理岩；2-含金菱铁矿

如前所述，耳泽金矿床位于两翼平缓的背斜中，而该背斜则是区域中巨大复背斜的组成部分。构造格架是印支运动时期形成的。初期遭受压扭作用形成褶曲和压扭性构造破碎带及其附属的裂隙系统，随后又受到反扭作用，派生出近东西向的张扭性裂隙系统。在破碎和裂隙丛生的碳酸盐岩层，显然特别有利于地表水的下渗和地下水的活动，从而导致了岩溶的广泛发育。由于地下水对围岩的持续溶滤作用，使喀斯特溶洞不断扩大和增多。在破碎带与背斜的复合部位，溶洞发育最为密集，且体积也最大，这些溶洞便成为矿液活动和矿质停积的最佳空间。

5.1.3 构造条件

构造与成矿的关系表现在两个方面：是使成矿物质活化迁移，二是为成矿提供赋存空间。断裂与成矿的关系十分密切，矿液之所以沿耳泽背斜近核部破碎带充填成矿，原因是多方面的，其中一个重要原因是断裂的产生，使之成为低压区，矿液通过不同渠道向低压区聚集。另一方面，成矿流体本身又具有一定的能量，他们在或热动力的驱使下，具矢量特征，当这些具矢量特征的流体沿一定方向运移时，便对运移通道产生压裂作用，即热液致裂。如果这种具有矢量能量的流体

沿封闭的断裂或裂隙运移，便对断裂或裂隙产生强压，使之裂隙成具有一定空间和一定宽度的裂隙，成为容矿空间。

5.2 矿化富集规律

矿体中，金的矿化不均匀。特别是矿石类型不同，金矿化更有显著的差别，其规律是：

1、矿区所见规模大小不等的菱铁矿一褐铁矿矿体均含金，各矿体的平均含金品位一般 1.5～4.5g/t。单样品位变化区间较大，一般在 0.2～15g/t 之间，其中II号矿体的最高品位 126.12g/t、III号矿体的最高品位 103.62g/t、IV号矿体的最高品位 23.00g/t。在矿区采集的 500 件样品中大于 20g/t 的样品 24 件、20～50g/t 者 12 件、大于 50g/t 的样品 4 件。矿区中金的品位有由西至东，品位由高逐渐降低：从南往北，品位由低增高的变化趋势。

2、从矿体下部至上部，Au 的含量有降低趋势。如较下部的II号矿体中，Au 的品位大都在最低工业品位要求之上，最高达 120g/t，平均为 7.8g/t；向上，III号矿体中，平均金含量为 5～6g/t；再向上，IV号矿体中，金的品位平均为 4.69g/t。分析采于同一矿体不同部位的样品后发现，矿体边部品位较高，中心部位品位较低；金多富集于矿体的上部和下部接触带，更多的富集于矿体上部。

3、在每个矿体中，独立金矿体常沿顶底板接触带或矿体中的构造裂隙展布，反映了金矿体和构造裂隙的紧密联系。

4、尽管各种矿物几乎都含金，但由于不同矿物在矿石中所占比例不同，特别是各矿物中金含量不同，所以，它们各自对整个矿体的贡献也呈现较大的差异，在黄铁矿一石英一菱铁矿型矿石中，虽然黄铁矿所占数量不足 10%，但由于黄铁矿中金平均含量达 30g/t，所以它对矿体中金的含量起了极其重要的作用，在褐铁矿型矿石中，针铁矿等矿物一方面对原生矿物的含金性有继承性，另一方面由于 Au 在表生环境下又有次生富集作用，从而造成了一些部位的褐铁矿中含金量明显增大。在两类矿石中，褐铁矿型矿石的含金量普遍高于黄铁矿一石英一菱铁矿型矿石的含金量。各矿体中的独立金矿体仅由褐铁矿型矿石组成。在褐铁矿型矿石中，以土状一蜂窝状矿石的金含量最高。显然，氧化作用促进了金的富集。

5、原生矿石中金的含量与黄铁矿的聚集量大体上呈正相关关系，尤其是微细粒的黄铁矿含量越多，金品位越高。

6、黄铁矿的含金性与粒度大小和裂纹发育程度密切相关。晶粒 1～3cm 含

Au2.66g/t，含 Ag17.65g/t ；晶粒 5～9mm 含 Au12.925g/t，含 Ag15.65g/t；晶粒 2.6～4.9mm 含 Au28.65g/t，含 Ag35.84g/t；晶粒 2～2.5mm 含 Au40.93g/t，含 Ag14.935g/t。

5.3 找矿标志

1、地层标志：岗达概组为矿区主要矿源层，几乎所有工业矿体产层位中，因此产在该层位中的断裂破碎带形成工业矿体的可能性更大。

2、构造标志：在区域上，NW 向断裂构造及北东向次级脆性发育的部位，特别是印支期己发育，以后多期次活动，燕山期又进一步复活的烈构造破碎带，往往是有利的成矿带。在矿区的范围内，具有一定规模（沿走大于 1000m）的 NNW－SEE 向断裂破碎带即是导矿构造，也是容矿构造，应是形成矿体的最有利构造。在断裂破碎带中，往往超碎裂岩发育的部位，一般是矿发育较好的部位。

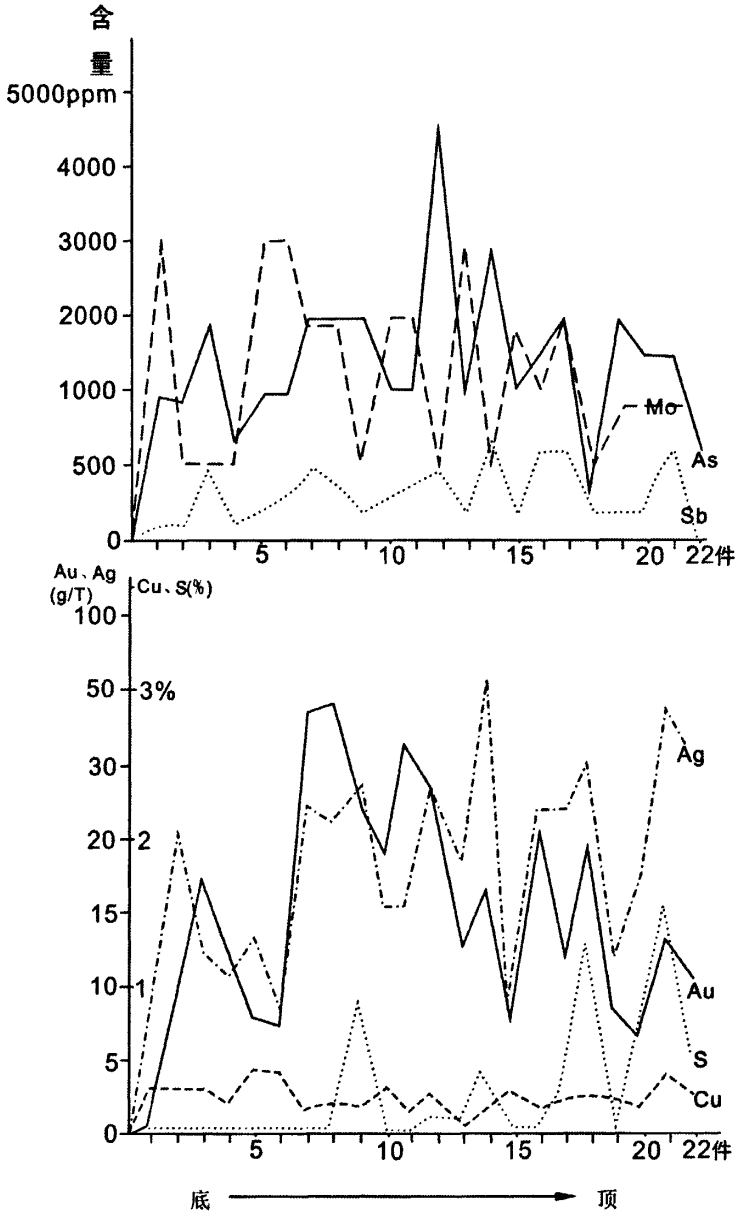
3、岩溶标志：发育于大理岩或能干性较强的岩石中的古溶洞，一般是矿区矿化的有利地段。

4、矿物标型特征标志：黄铁矿呈深铜黄色、暗黄色它形晶细粒状、浸染状，金的含量高，而立方体晶形、结晶颗粒粗大或呈黄白色薄膜状的黄铁矿，一般含金量较前者低。

5、根据氧化带的化学分析对一些元素的含量关系进行了初步统计（因氧化造成了一部分元素的富集，一些元素的淋失），通过成矿元素的相关性分析表明，矿石中 Au 与 Ag、Sb、As、S、Mo、Cu 共六个元素相关（见图 5.2）：① Au 与 Ag 的曲线大多吻合一致，两者为正相关；② Sb 与 Au、Ag 的曲线值一般吻合较好，As 与 Au、Ag 的曲线值吻合居次，两者皆为正相关； ③ Cu 与 Au、Ag 的关系，在曲线上表现不明显，但 Cu 的特高值与 Ag 的特高值明显吻合一致；④ Mo、S 的高峰值与 Au、Ag 吻合，少数稍有偏离。但其低峰值关系不明显。因此可以把 Ag、Sb、As、S、Mo、Cu 元素视为找金的指示元素。

6、氧化矿物标志：矿体中含有大量的硫化物，经风化，在矿体天然露形成铁帽，或形成褐色氧化物，在山沟和坑道附近可见红色的“锈水”这些可以作为找矿的直接标志。

7、民采标志:老铜是找矿的直接标志，在矿区、采坑、民窿是古代采的痕迹，利用这些痕迹，可发现新的矿化地段或直接找到工业矿体。



5.4 远景预测

根据上述耳泽金矿床地质特征、成矿规律及找矿地质条件等的综合分析，笔者发现耳泽地区是寻找内生金属矿（特别是金矿）的有利地区。赋矿围岩最有利

的层位是上二叠统岗达概组与下三叠统领麦沟组，在有利的层位中寻找有利的构造部位：背斜核部、构造破碎带、节理裂隙带及它们交汇复合部位常常成为贮矿的空间。在有利地带寻找有利层位，在有利层位中寻找有利的中小构造，这就是本区成矿预测的总体指导思想。

根据本区成矿预测的总体指导思想，综合耳泽地区地层、构造、矿物及地球化学找矿标志，分析并圈定矿区外围Ⅰ、Ⅱ成矿远景区，见图 5.3。

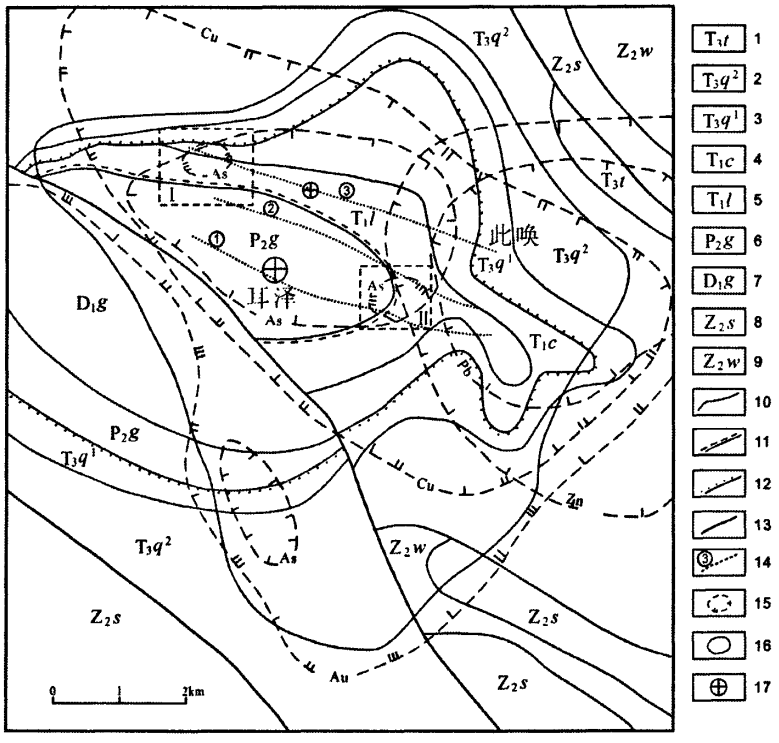


图 5.3 木里耳泽-此唤一带 Au、As、Cu、Zn、Pb 异常平面图

1-三叠系上统图姆沟组；2-三叠系上统曲嘎寺组第二段；3-三叠系上统曲嘎寺组第一段；4-三叠系下统茨冈组；5-三叠系下统领麦沟组；6-二叠系上统岗达概组；7-泥盆系下统格绒组；8-震旦系上统水晶组；9-震旦系上统蜈蚣口组；10-整合岩层界线；11-平行不整合界线；12-角度不整合界线；13-断裂；14-构造破碎带及编号；15 单元素异常及强度范围；16-综合异常；17-矿床（点）位置

Ⅰ号远景预测区位于耳泽背斜北翼、③号破碎带北西端，区内出露地层主要为三叠系下统领麦沟组，岩性以白云岩为主，碎屑岩次之，变质不强。③号破碎

带中部红土坡金矿亦发育于三叠系下统领麦沟组中。破碎带中裂隙发育，裂隙面普遍可见铁染，局部也见溶蚀现象，构造成矿条件较好。

II号远景预测区位于耳泽背斜近核部，耳泽金矿西南部，①号破碎带南东端。出露地层为二叠系上统岗达概组，岩性为大理岩为主，局部夹板岩、千枚岩，变质较弱。预测区附近水沟中可见锈水渗出，破碎带中局部见绿泥石化，裂隙中有褐铁矿化，与耳泽金矿床相比较，二者成矿构造环境相似，有较大的找矿潜力。

据里耳泽一此唤一带水系异常测量，Au、Cu、As、Pb、Zn异常强度高，最高As达10000ppm、Cu300ppm、Pb70ppm、Zn200。各种异常相互重叠，浓集中心与已知矿床、点叠合较好。Ⅰ、II号远景预测区则为Au、Cu、As三种元素的叠合浓集中心，成矿化学特征较好。

对Ⅰ、II成矿远景区与耳泽矿区进行成矿地质条件类比后认为：Ⅰ、II地区有利的成矿地质条件，具备了成矿的构造、地层及地球化学条件，与区内已知矿床（点）的成矿条件有一定相似性，特别是远景区内找金的标志元素异常强度高、浓集中心突出、叠合好，因此圈定为有找矿前景的地区。

结论

综上所述，本论文所获得主要认识如下：

1、耳泽地区的构造地质演化分为三个阶段：澄江期－华力西期发展阶段、印支期发展阶段和喜山期发展阶段，其中印支期发展阶段为本区主要的成矿期。

2、麻婆贡断裂在印支运动前就已形成雏形，在印支运动过程中麻婆贡断裂发生了强烈的顺扭活动，耳泽是在麻婆贡断裂的顺扭活动中形成的派生构造，是一个低次序构造。矿区中部的三条顺层破碎带也在这次活动中形成。

3、矿区内的主要构造－麻婆贡断裂并不直接控矿或容矿，而是由其旁侧派生的或同期构造控矿或容矿，如本矿区由麻婆贡断裂派生的构造－耳泽背斜及同期构造－顺层破碎带。耳泽背斜及顺层破碎带控制了矿区内的矿带（群）的平面展布形态，其中的裂隙则成为了容矿空间。

4、通过对耳泽金矿床控矿条件的分析，总结了耳泽金矿多构造因素（背斜构造、顺层破碎带、古溶洞构造）、特定地层及其有利岩性共同控矿的特征，为下一步的找矿提供了地质依据。

5、根据矿化作用及矿物的形成特征，将矿床的形成过程初步划分出下列成矿期和成矿阶段：①原生成矿期，即菱铁矿阶段和石英－硫化物－金阶段；②次生氧化成矿期，即褐铁矿阶段和金－石英－碳酸盐阶段。

6、根据矿区及矿体不同部位的金品位分析，认为成矿流体应是从矿区南东部向北西部沿主要的导矿通道—破碎带—由下部向上部的低压区（裂隙）扩散，低压区是矿化富集的部位。

7、根据氧化带的化学分析，对一些元素的含量关系进行了初步统计（因氧化造成了一部分元素的富集，一些元素的淋失），通过成矿元素的相关性分析表明，矿石中 Au 与 Ag、Sb、As、S、Mo、Cu 共六个元素相关，可作为找金的指示元素。

8、耳泽金矿床的碳、氢、氧、硫稳定同位素及其围岩含金性分析表明：耳泽金矿的物质来源为地表或近地表地层，成矿流体以地下热液和大气降水的混合热液为主。成矿时间为早白垩世。

9、选取矿区内成矿地质条件与矿区已知矿床（点）的成矿条件相似，并与 Au、As、Cu 三种指示元素的异常叠合较好Ⅰ、Ⅱ号区为找矿远景区。

致谢

在论文即将完成之际，我的心情无法平静，从开始进入论文创作到论文顺利完成，老师、同事、同学、朋友给了我无私的帮助，在这里请接受我诚挚的谢意！

首先，我要衷心的感谢我的导师汪劲草教授在我求学路上给予我继续学习的机会。汪劲草教授学识渊博、治学严谨，待人平易近人的工作态度，时时影响着我，是我毕生学习的榜样，在此我谨向汪劲草教授表示衷心的感谢和深深的敬意。

感谢汪劲草教授，刘智光高工等，在我的论文创造中，为我提供重要的资料及参考文献，与他们的探讨交流使我受益颇多；同时，他们也给了我很多无私的帮助和支持，在此深表谢意。

感谢我的师兄弟和同学，在我毕业论文写作过程中，他们为我写作论文提供了宝贵意见和建议。我的论文的撰写与他们的大力帮助是密不可分的，在此由衷的表示感谢！

最后，向我的家人和朋友表示深深的谢意，他们给予我的爱、理解、关心和支持是我不断前进的动力。

参考文献

[1] 矿床模式（九）：浸染型金矿床．张秋明译．国外矿产地质，1987，（1）：1～4

[2] 王小春．浸染型金矿床研究现状评述．黄金地质，1997，（3）：72～78

[3] 谭运金．滇黔桂地区微细粒浸染型金矿床的地球化学类．矿床地质，1994，13（4）：308～321

[4] 王登红，林文蔚．扬建民等．试沦地幔柱对我国两大金矿集中区的控制意义 ．地球学报，1999，20（2）：157～162

[5] 王秀璋等．中国改造型金矿床地球化学．北京：科学出版社，1992

[6] Mckee E H，Nobie D C．Tectonic and magmatic development of the Great Basin of Western United Sates during late Cenozoic time ． Moden Geology，1986，10：39～50

[7] 左仲书．我国微细浸染型金矿的控矿条件、成矿地质特征及找矿标志．有色金属矿产与勘查，1993，2（3）：144～151

[8] Radtke A S，et al．Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposit，Nevada．Econ．Geol，1980，75：641 ～ 672

[9] Romberger S B．Ore deposits q：Disseminated gold deposits．Geo science Canada，1986，13（1）

[10] Nesbitt B E．Gold deposit continuum：A genetic model for lode Au mineralization in the continental crust．Geology，1988，16（11）：1044～1048

[11] 林为源等．矿床成因论．福州：福建科学技术出版社，1991

[12] Sillitoe N H，Bonham H F Jr．Sediment-hosted gold deposits：Distal products of magmatic hydrother malsy stems．Geology，1990，18（1）：157～161

[13] 郑明华等．喷流型与浊流型层控金矿床．成都：四川科学技术出版社，1994

[14] Arehatr G B，ChyrssonlisSL，Kesler S E．Gold and atnenic in ironsulfides from sediment-hosted disseminated gold deposit：implication for depostional processes．Eeon．Gent.，1993，88：171～185

[15] 韦龙明．秦岭地区与滇黔桂接壤区微细浸染型金矿床地质地球化学特征对比．黄金科学技术，1995，3（5）：49～52

[16] 苏欣栋.我国微细浸染型金矿床某些载体矿物中金的赋存状态.黄金地质科技.1991.(4)：57～62

[17] 王建业，刘鸾玲．秦岭地区卡林型金矿成矿模式．矿产地质，1995，9（4）：243～246

[18] 涂光炽．关于寻找超大型金矿的有关问题．四川地质学报，1992，（12）（增刊）：1～9

[19] 碳酸盐岩为主岩的浸染型金矿床形成模式. 张兴余. 译. 国外铀金地质，1988，(2)：12～18

[20] 万兵. 滇黔桂三角区金（银）矿床地质特征及成矿条件. 矿产与地质. 1991，5(3)：169～172

[21] 杨敏之. 金矿床地质、地球化学和金矿预测研究的几个问题. 地质与勘探，1997，33(2)：30～33

[22] 刘东升，耿文辉. 我国卡林型金矿矿物学特征及成矿条件探讨. 地球化学，1985，(3)：277～282

[23] 刘东升，耿文辉. 我国卡林型金矿的地质特征、成因及找矿方向. 地质与勘探，1987，23（12)：1～12

[24] 刘东升，等. 中国卡林型(微细浸染型)金矿. 南京:南京大学出版社. 1994

[25] Kuehn C A，Rose A W. Geology and geochemistry of wall-rock alteration at the Carlin gold deposit Nevada. Economic Geology，1992，87（7)：1697～1721

[26] Sillitoe RH，Bonham H F Jr. Sediment-hosted gold deposits：Distal products of magmatic hydrothermal systems. Geol，1990，18：157～161

[27] Berger B R，Bagby W C. The geology and origin of Carlin-type gold deposits. In：Foster R P ed. Gold Metallogeny and Exploration. London：Chapman & Hall，1991. 210～248

[28] Stenger D P，Kesler S E，Peltonen D R，et al. Deposition of gold in Carlin-type deposits：the role of sulfidation and decarbonation at Twin Creeks Nevada. Eeonomic Geology，1998，93：201～215

[29] Arehart G B. Characteristics and origin of sediment-hosted disseminated gold deposits：a review. Ore Geology Reviews，1996，11：383～403

[30] 刘家铎，张成江. 扬子地台西南缘成矿规律及找矿方向. 北京:地质出版社. 2004，130～149

[31] 孙培基，韦永福. 当代中国金矿地质. 北京：地震出版社. 1996

[32] 郑明华，阳正熙，顾雪祥. 四川木里耳泽岩溶型金矿床形成条件和成矿机制. 地质科学，1995，30（4)：363～ 373

[33] 王砚耕，索书田，张明发，等. 黔西南构造与卡林型金矿. 北京：地质出版社. 1994

[34] 王砚耕. 试论黔西南卡林型金矿区域成矿模式. 贵州地质，1994b，11（1)：1～7

[35] 冯学仕，郭振春. 黔西南地区金矿产出模式及找矿潜力. 贵州地质，2002，19(2)：109～111

[36] 王全伟，骆耀南. 川西北微细浸染型金矿集中区地层在金成矿中的作用. 四川地质学报，2002，(04)

[37] 王全伟，姚书振，骆耀南．川西北微细浸染型金矿床区域成矿动力学模式．四川地质学报，2004，(01)

[38] 王全伟，姚书振，梁斌．川西北地区金矿成矿构造动力学探讨．地质科技情报，2003，(04)

[39] 赵利青，白院平，于凤金．微细浸染型金矿成矿与找矿的几个问题．黄金地质，2001，(04)

[40] 朱志澄，徐开礼．构造地质学．北京：地质出版社，1981

[41] 朱志澄．构造地质学．武汉：中国地质大学出版社，1990，204～218

[42] 王小春．川西北地区微细浸染型金矿同位素地质研究．黄金学报，1994，(04)

[43] 贾大成，胡瑞忠，冯本智．微细浸染型金矿床及其成矿作用．吉林地质，2002，(03)

[44] 张湖，李统锦．微细浸染型金矿床的一种新的亚类—硅质岩型金矿．地学前缘，2004，(02)

[45] 中国人民武装警察部队黄金指挥部．湖南省沃溪式层控金矿地质．北京：地震出版社．1996，7～47

[46] 刘亚军．沃溪金矿床断裂构造控矿的研究．矿产与地质，1992，6（1）：29～34

[47] G．威尔逊，J．W．科斯格罗夫．小型地质构造．北京：地质出版社，1989，25～36

[48] 何绍勋等．对江西西华山钨矿脉雁列构造成因的初步探讨．地质学报，1988

[49] 单文琅，宋鸿林，傅昭仁，等．构造变形分析的理论、方法与实践．武汉：中国地质大学出版社，1991

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

[51] Rajlich P 著，阎卫东译．里德尔剪切：滑劈理的一种形成机制．世界地质，1994，13（4）：18～26

[52] 郑大中．四川木里耳泽金矿的成矿机制新探．黄金，1997，(18)：8～10

[53] 何立贤．沉积岩中金矿床的基本特征及成矿模式探讨．黄金地质科技，1990，(1)：1～7

[54] 苏欣徐，我国微细浸染公金矿床某些载体矿物中金的赋存状态．黄金地质科技．1991，(4)：57～ 62

[55] 碳酸盐岩为主岩的浸染型金矿床形成模式[J]．张兴余，译．国外铀金地质，1988，(2)：12～18

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

[57] 李小壮．川西北地区“东北寨式”微细浸染型金矿床的地质地球化学特征、成矿条件及

成矿模式．四川地质学报，1992，(S1)

[58] 杨岳清，胡云中，邓坚等．中国金矿主要类型找矿方向与找矿方法文集，第二辑．北京：地质出版社，1994：45～105

[59] 林为源等．矿床成因论．福州：福建科学技术出版社，1991

[60] 刘昌．中国的岩金矿床与板块构造．现代地质，1989．(3)

[61] 冯本智等．康滇地区前震旦纪地质与成矿．北京：地质出版社，1990

[62] 侯增谦，李红阳．试论幔柱构造与成矿系统—以三江特提斯成矿域为例．矿床地质，1998，17：97～113

[63] 李红阳，侯增谦．初论幔柱构造成矿体系．矿床地质，1998，17：245～255

[64] 王可勇，姚书振，吕新彪．川西北马脑壳金矿床流体相分离作用及其成矿意义．地球学报，2001，(01)

[65] 王可勇．我国微细浸染型金矿床的形成条件及成矿作用特征．贵金属地质，2000，(03)

[66] 雷军．简论甘肃岩金矿床、赋矿地层及找矿标志．黄金科学技术，1999，(03)

[67] 彭恩生，孙振家．脉状矿床成矿构造研究．长沙：中南工业大学出版社，1994．1～30

[68] 李九玲，元锋，徐庆生．微细浸染型（卡林型）金矿成矿过程中碳和有机质的作用．矿床地质，1996，(03)

[69] 张复新，马建秦，魏宽义．镇安米粮地区微细浸染型层控金矿床的形成与构造演化的关系．矿床地质，1995，(01)

[70] 张复新，侯俊富，张存旺，李晶，杨荣生．甘肃阳山超大型卡林一类卡林型复合式金矿床特征．中国地质，2007，(06)

[71] 徐大富．贵州贞丰烂泥沟金矿床地质特征及找矿条件．贵州地质，2000，(03)

[72] 高振敏，杨竹森，李红阳，罗泰义，姚林波，饶文波．黄铁矿载金的原因和特征．高校地质学报，2000，(02)

[73] 钟建华．陕西秦岭泥盆系区域成矿大地构造演化．大地构造与成矿学，1997，(03)

[74] 汪劲草，汤静如，王国富等．太白双王含金水压角砾岩体形成过程和金矿体预测．地质论评，2001，47（5）：508～513

[75] 汪劲草，夏斌，嵇少丞．论构造透镜体控矿．中国科学（D辑），2003，33（8）：745～750

[76] 汪劲草，王蓉蜂，周瑶，等．矿体的侧伏规律及其地质意义．桂林工学院学报，2006，26（3）：305～309

[77] 蔡志勇，刘兴义，陈盛锋．湖北郧西泗峡口地区微细浸染型金矿地质特征．湖北地矿，1996，(02)

[78] 杨云保．滇东南地区微细粒金矿成矿讨论．地质与勘探，2004，(03)

[79] 仕竹焕，杨云保．初论滇东南地区微细粒型金矿找矿标志．西部探矿工程，2007，(05)

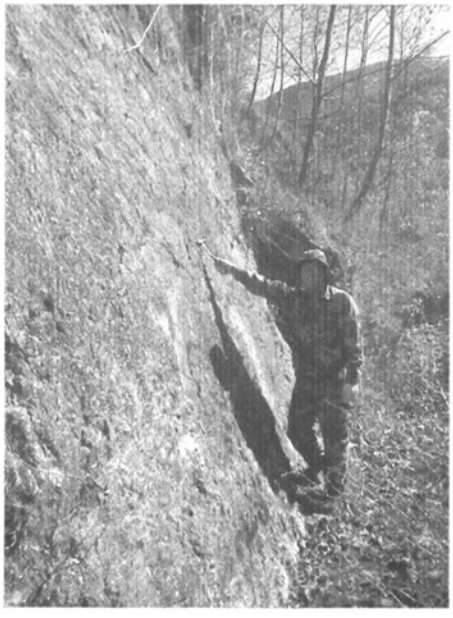
[80] 陈先兵．卡林型金矿地质地球化学特征及成因综述．黄金地质，1996，(02)

[81] 赵会庆．中国卡林型金矿成矿构造环境及热液特征．地质找矿论丛，1999，(03)

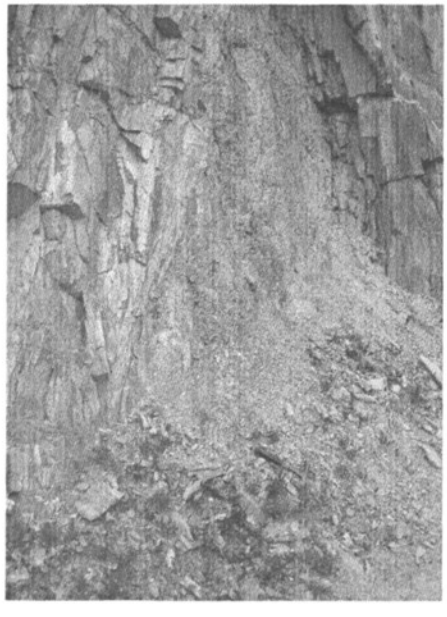
[82] 李朝阳．有关卡林型金矿的几点认识．矿物学报，1995，(02)

[83] 谢文安．卡林型金矿成矿机理的新认识．湖南地质，1996，(02)

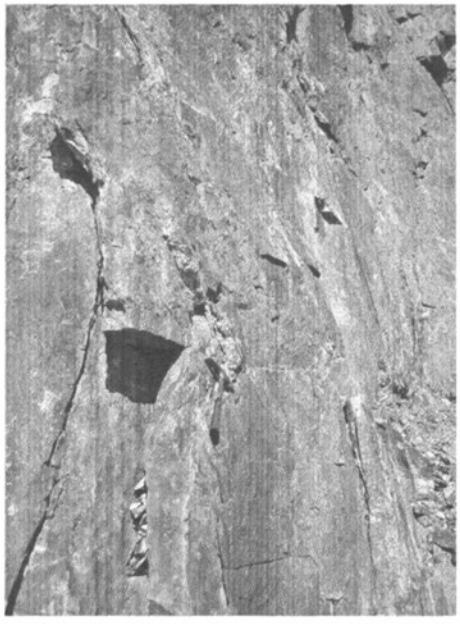
附录 图版



照片一：麻婆贡断裂断层面。断层面较平直，局部可见擦痕和阶步。总体呈320°延伸。



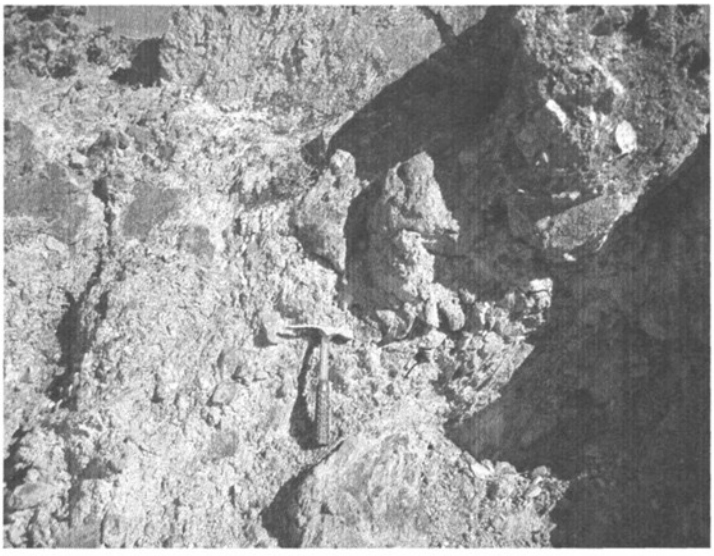
照片二：麻婆贡断裂两侧发育于砂板岩中的次级破碎带。



照片三：耳泽背斜一翼揉皱及挤压破碎部位，裂隙面上铁染较重。



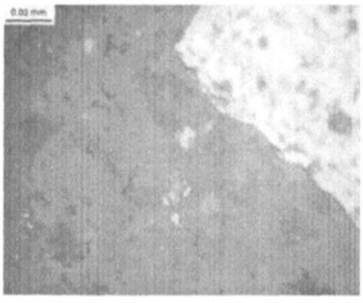
照片四：耳泽金矿表生铁帽。



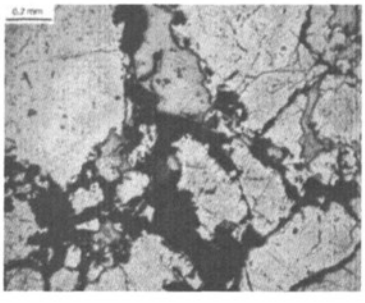
照片五：耳泽背斜近核部顺层破碎带。



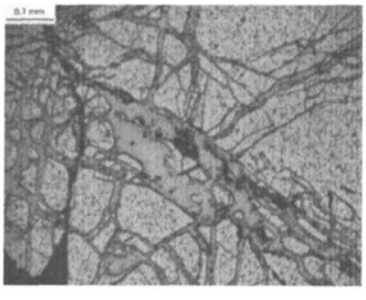
照片六：耳泽金矿附近可见红褐色锈水。



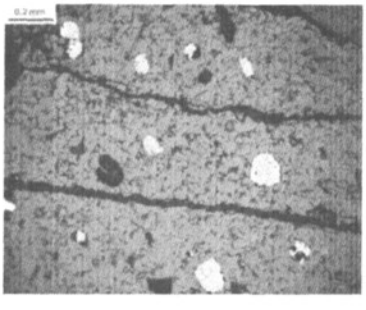
照片七（单偏光下反光）：自然金(金黄色)分布在脉石矿物石英(灰黑色)中。



照片八（单偏光下反光）：自然金(金黄色)分布在脉石矿物石英(灰黑色)和黄铁矿(黄白色)颗粒间。



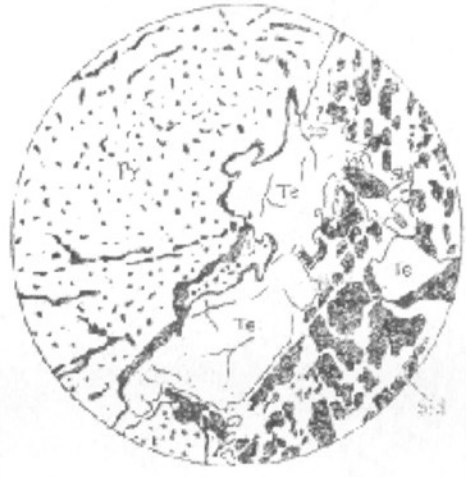
照片九（单偏光下反光）：网脉状黄铜矿(铜黄色)细脉分布在黄铁矿(黄白色)裂隙中。



照片十（单偏光下反光）：星散状黄铁矿(黄白色)呈自形晶粒状分布在脉石矿物石英(灰黑色)中。



镜下素描图 1：黄铁矿在菱铁矿之间穿插分布。
Ch：黄铜矿
Sid：菱铁矿（风化淋滤后为褐铁矿）



镜下素描图 2：黝铜矿交代黄铁矿。
Te ：黝铜矿
Ch： 黄铜矿
Sid：菱铁矿（风化淋滤后为褐铁矿）



镜下素描图 3：黄铜矿包围熔蚀，交代黄铁矿。
Ch：黄铜矿
Py：黄铁矿