摘 要

广西扶绥县六琼金矿区内有 I、II、III 号三个热泉型含金矿化体，在平面上均呈透镜状，沿断裂走向断续分布，断裂带往往为硅化破碎带所充填。控泉断裂内的硅化破碎带为机械破裂型构造，其中的角砾岩为构造角砾岩；热泉构造属于流体型破裂，其中的角砾岩为流体动力角砾岩。

按蚀变类型不同，将矿区含矿网脉-角砾岩系分为 2 个系列：铁系列和硅系列；根据角砾和胶结物所占体积的百分比，将矿区的角砾岩大致分为 3 类：超流化角砾岩、流化角砾岩和液压角砾岩。含金矿化体具有明显的构造分带性，从矿化体中心向两侧依次为：管道相超流化角砾岩、流化角砾岩——中间相流化角砾岩、液压角砾岩——边缘相初液压角砾岩、网脉状矿化体——正常围岩。褐铁矿矿化强度由管道相向边缘相逐渐减弱，金矿化在管道相内不发育，在中间相和边缘相发育较好，由中间相向边缘相金矿化逐渐减弱。

矿区发现了三个土壤地球化学异常，异常均有单峰强异常、浓集中心明显的特点，与金矿化体位置完全吻合，其异常强度也由西至东逐渐减弱，与金矿化体金矿化强度由西至东逐渐减弱的规律一致。认为与矿化体受剥蚀程度有关，由此推测由东至西，古夷平面是逐渐降低的。

断裂带构造与热泉构造在成矿关系上是相互独立的构造系统，在空间关系上又是互相联系的构造系统。控泉断裂受地震脉动释放应力机制控制；热泉构造受构造泵吸和液压致裂作用控制，多次构造－流体事件产生的裂开－愈合作用形成了具有构造分带的网脉－角砾岩系的热泉成矿构造。其成矿构造演化从早至晚可划分为四个阶段:构造破碎带和泉华形成阶段、含硅流化液压角砾岩阶段、含铁液压角砾岩阶段、含金网脉化阶段。

根据以上认识建立了扶绥县六琼热泉型金矿床平面、剖面构造几何模型，由此预测目前在已知金矿化体深部有较好找矿远景；认为在 I 号和 III 号矿化体间存在新的热泉点，是值得进一步工作的找矿靶区。

关键词：热泉构造　网脉－角砾岩系　构造分带特征　六琼金矿

ABSTRACT

Liuqiong golden ore deposit has three hot spring type gold mineralization bodies in the mining area: No. I, No. II and No. III, which are assumed the lens-like shape in the plane, and occurred near the faults zone and distributed off and on along the trend of the faults, the faults zone often are filled with the silicification crushed zone. The silicification crushed zone in the faults of hot spring type is the machinery breakage structure, in which breccia is the structural breccia. The hot spring structure belongs to the fluid breakage, in which breccia is the fluid dynamic breccia.

According to the mineralization type, stockwork-breccia rock series of the included mine in the mining area can be divided into 2 series: iron series and silicon series. According to the volume percentage between the sharp-angled fragments and cement, the breccia in the mining area can be classified 3 series: ultra- rheomorphic breccia, rheomorphic breccia and hydrofracturing breccia. The carried gold mineralization bodies have the obvious structural zonation, from the mineralization bodies center to the both sides is in turn: the phase ultra-rheomorphic breccia, rheomorphic breccia—mesophase rheomorphic breccia, hydrofracturing breccia—marginal facies primary hydrofracturing breccia, net-veined shape mineralization bodies—normal wall rock. The limonite mineralization intensity is weakened gradually from the pipeline phase to marginal facies, the gold mineralization in the pipeline phase does not grow, but it grows well in the mesophase and the marginal facies, and its intensity is weakened gradually from the mesophase to marginal facies.

The three soil geochemical anomalies, which all have the characteristics of strongly unimodal anomaly and obvious concertration center, are discoveried in the mining area and tallies completely with the golden mineralization body position, of which intensity is also weakened gradually from the west to the east and accords with the rule that the golden mineralization bodies's intensity is weakened gradually from the west to the east. Suggested that the mineralization bodies related to it's denudation degree. It is presumed that the ancient level surface was gradually lower from the east to the west.

The faults zone structure and the hot spring structure in the mineralization relations are a mutually independent structural system, in the spatial relations are a

mutually correlative structural system. The hot spring fracture is controlled by the mechanism of earthquake pulsation releasing the stress; the hot spring structure is controlled by a structural pumping effect and a rheomorphism. The multiple events of structure—fluid have been produced splitting—cicatrizing function to form the hot spring mineralization structure which can be classified stockwork-breccia rock series which having structural zonation. Its mineralization structure evolving from early to later can be divided into four stages: the structural crushed zone and tufa forming stage, containing silicon rheomorphic hydrofracturing breccia stage, containing iron hydrofracturing breccia stage, containing gold stockwork stage.

According to the above understanding, the structural plane and section geometric model for Liuqiong hot spring type gold ore deposit are upbuilt. It is forecasted that in the deep knowned mineralization bodies have the good orehunting prospect and there is the new hot spring spot between No. I and No. III, which is the prospecting target area deserving a further work.

Key words: hot spring structure; stockwork-breccia rock series; structural zonation characteristics; Liuqiong golden ore deposit

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）：莫志明

签字日期：2009.6.2

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：莫志明　　导师签字：

签字日期：2009年6月2日　　签字日期：2009年6月3日

第1章 前言

1.1 选题依据和意义

黄金是最重要的贵金属之一，也是财富的象征。在国际金融和商业市场上，有着其他金属无法与之匹敌，更不能取而代之的作用。美国由于发现了旧金山特大型金矿甚至改变了世界金融发展的格局。人类使用黄金已有五千多年的历史，然而漫长的岁月不但没有使它衰老，相反，它以无限的生命力，不断焕发出青春的活力。随着金的价格不断上涨以及金的分析、提取、冶炼技术的发展进步，一些难选冶、低品位的矿床逐渐得以开发。

20 世纪 80 年代，在美国、澳大利亚、新西兰、斐济、巴布亚新几内亚等国家和地区相继发现发现并认识了一种新型的浸染状金矿床，是在近地表环境热泉或地热系统中形成的，由于其成因总是和热泉相联系而被命名为热泉型金矿[1]。这类矿床在世界上分布广，单个矿床储量大，具有极高的经济价值。如美国的麦克劳林金矿床(储量 100t)，巴布亚新几内亚的波格拉金矿(储量 420t)、利希尔金矿(储量 500t)，日本的菱刈金矿床(储量 260t)等[2]。这些低品位，高储量的矿床从而引起地质学家对热泉型金矿的浓厚兴趣和高度重视。因而在探矿方面，热泉型金矿床的研究与发现越来越受人们的关注。

我国所处的大地构造环境，对形成热泉型金矿十分有利，世界已知三大热泉型金矿带均通过中国板块，我国西南部位于地中海一喜马拉雅特提斯构造成矿域之东段，东部濒临环太平洋成矿带，北部边缘属蒙古一鄂霍茨克成矿带之西南部的周边均有分布。然而，我国对热泉型金矿的研究和勘查工作并未引起足够的重视，发现不多，研究不够，有关的矿例也较少，目前我国确认为热泉成因者仅有滇西梁河热泉型金矿（卓维荣，1991）[3]、河北丰宁牛圈热泉型银金矿（刘凤山等，1997；傅朝义等，1998）[4][5]、闽中太华山热泉型金矿（黄亚南，1999）[6]、新疆伊宁县伊尔曼德热泉型金矿（翟伟等，1999）[7]、虎林市四平山热泉型金矿（孙荣祥等，2000）[8]、西双版纳勐海勐满热泉型金矿（冯钞熔等，2008）[9]。这种情况与我国良好的成矿构造环境和广泛分布热温泉的有利成矿条件极不相适应。

广西地处我国西南部，处于印度板块和欧亚板块接触带上，属于环太平洋成矿带和古地中海一喜马拉雅特提斯构造成矿带复合部位，分布有大量中、新生代火山岩、次火岩，并有大量现代热泉和古热泉，对热泉型金矿的成矿极为有利。据有关资料广西目前已探明储量的岩金矿床共 16 处，砂金矿床 5 处，伴生金矿床 5 处，主要类型均为石英脉型、卡林型（微细浸染型）中、小型矿床，如广西

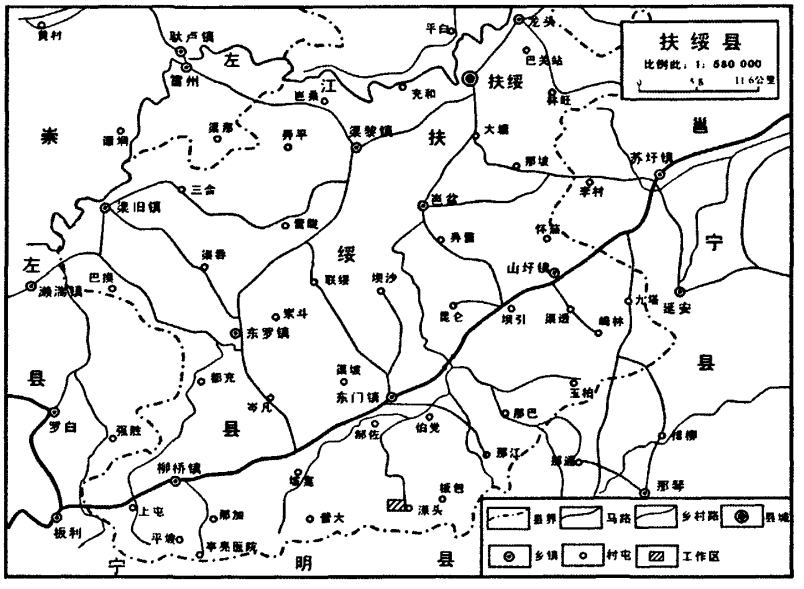


图 1.1 研究区交通位置图

高龙卡林型金矿床[10]、破碎带蚀变岩型金矿如广西贵港龙山金矿田[11]。但是对热泉型金矿床报道较少。

论文结合《广西扶绥县六琼金矿地质普查》项目开展综合研究工作，全面总结广西扶绥县六琼金矿的区域地质背景和矿区地层、构造、矿床地质特征，对比国内外典型热泉型金矿的地质特征，认为广西扶绥县六琼金矿为热泉型金矿床。并在此基础上，总结热泉矿床地质构造特征，建立了矿床控矿构造模式，探讨了形成热泉构造的构造学成因，对丰富热泉型矿床的研究具有重要意义。此外，在综合研究的基础上，对六琼矿区进行找矿预测，为该地区进一步开展探矿工作提供依据。

1.2 研究区概况及工作现状

1.2.1 研究区概况

六琼金矿位于广西壮族自治区西南部，地处十万大山山脉北部之四方岭北缘，在崇左市扶绥县东门渌繁～渌头一带，隶属扶绥县东门镇管辖。其中心地理坐标为：107°17′00″～107°51′00″，北纬 22°13′30″～22°15′15″，面积 22.25 km^2。西邻崇左市江洲区，南接防城市上思县，北靠南宁市隆安县，西南与崇左市宁明县交界，地理位置优越。研究区内从扶绥县城距东门镇约 52 公里。东门镇至工作区有村级沙路相通，距东门镇 25 km，交通不太方便（图 1.1）。

研究区内属于低～中山陡坡地形，海拔一般 240～531m，最高海拔 744.1m，

相对高差 500m，总体地形是南北高，中间低。水系较发育，呈树枝状，地形切割较深。区内属亚热带气候，年平均气温 17～22℃，7、8 月份最热，有时气温可达 40℃，1～2 月份较寒冷，年平均降雨量 1250～1750mm。当地居民主要为壮族，少数瑶族，主要从事农业生产，农作物以水稻为主，玉米、木薯次之，经济作物主要为甘蔗。经济比较落后，居民生活比较贫苦，有较多的剩余劳动力。工作区有高压线网通过，水、电较方便，但工作区没有移动电话开通，通讯困难。

1.2.2 前人工作现状

研究区自 70 年代以来，先后开展了区域地质调查、化探扫面、水系沉积物测量等地质工作，为本区的研究奠定了基础。

1971 年～1975 年，广西区域地质测量队（广西区域地质调查研究院前身）开展了 1：20 万崇左幅区域地质矿产调查工作，对工作区内地层、构造特征作了较系统的研究和划分，建立了地层层序及构造框架。

1993 年～1998 年广西区调院开展 1：5 万旧城幅区地质调查，在 1：20 万区域地质调查的基础上，对地层层序、构造特征进行了更详细划分。

1997～1998 年广西第四地质队开展了 1：20 万区域化探扫面工作。

2005 年，广西地博矿业有限公司取得探矿权后，2006 年对工作区开展 1：5 万水系沉积物测量，圈定 Au 异常 4 处；2007 年 7 月对金异常进行预查工作，发现含金矿（化）体 2 个；2007 年 12 月在区内部分地段进行土壤剖面测量，圈定 Au 异常 2 处，发现 3 个金矿化地段。

尽管前人已经做了大量的地质工作，圈定了部分矿（化）带（地段），但其主要成果主要还是局限在区域地质调查和常规的化探扫面工作上，地质综合研究程度较低，尤其在区域地质背景、成矿环境和演化历史及其与成矿的关系；矿区的地质构造特征及其形成机制；金矿（化）构造带的特征和含金矿（化）体特征与成矿的关系；控矿构造与成矿规律、矿床成因模式和成矿机制等方面均未见有关研究资料。

1.3 研究目标和总体任务

本文在较系统的查阅和分析热泉型矿床相关文献资料的基础上，紧密结合六琼金矿普查工程项目开展所获得的地质工作成果，利用前人已有的区域地质、地球化学背景资料，结合实际情况，确定研究目标和总体任务：总结矿床地质特征、建立了矿床构造几何模型和控矿构造模式，从构造地质学角度探讨了形成热泉构造的成因，探讨热泉构造与矿化的关系，系统总结了成矿规律和找矿标志，预测、圈定找矿靶区，为下一步的地质勘查工作部署提供依据。

1.4 工作方法及主要成果

1.4.1 工作方法

根据本文研究的目标和任务，研究工作方法及工作流程如图 1.2 所示。

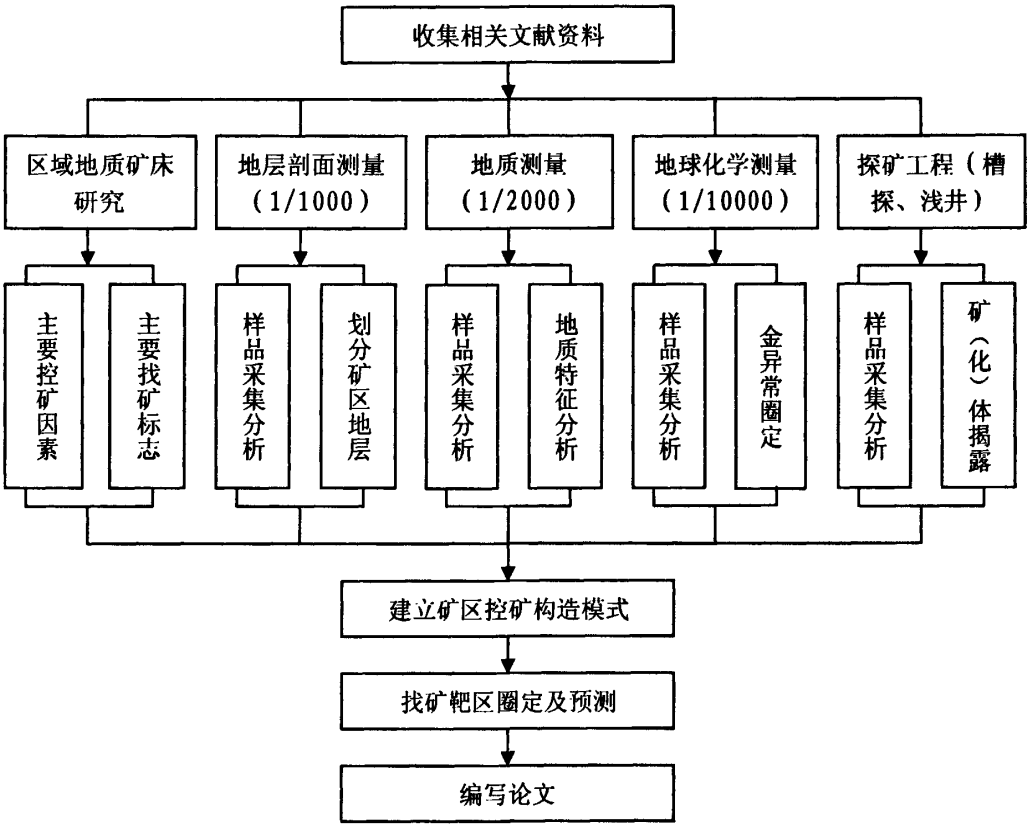


图 1.2 课题研究工作流程图

1.4.2 研究进度和实物工作量

本次研究工作从 2008 年 1 月开始，至 2009 年 4 月结束，历时 1 年多，笔者一方面参与矿山普查及找矿工作，另一方面根据本次研究的任务进行野外调研、采样和综合研究分析，具体研究计划进度和完成的实物工作量如下：

2008 年 1 月～2008 年 2 月：收集研究区已有资料（地质、物探、化探等），系统制定研究方案；熟悉该矿带、矿田资料，以便下一步工作的开展；

2008 年 3 月～2008 年 5 月：进行野外(矿区)土壤地球化学测量，基本完成样品采集并对所采集的样品进行处理并送往相关单位进行测试分析；

2008 年 6 月～2008 年 7 月：到图书馆、地质单位及网上图书馆收集相关文

献资料，编写文献综述；

2008 年 7 月～2008 年 9 月：进行野外(矿区)地质测量，基本完成样品采集并对所采集的样品进行处理并送往相关单位进行测试分析；

2008 年 10 月～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制备光薄、片；

2008 年 12 月～2009 年 1 月：对所制的薄片、光片进行镜下鉴定，对数据进行分析。

2009 年 1 月～2009 年 4 月：综合分析所有资料，绘制图形、表格，编写硕士研究生学位论文。

表 1.1 完成主要实物工作量一览表

工作项目	单位	工作量
地质简测 (1/2000)	km^2	1.26
地球化学剖面测量(1/10000)	km	40
实测地层剖面(1/1000)	km	6
岩矿光薄片制片鉴定	片	40
地质构造点观测与描述	个	78
地质照片与素描图	幅	41
计算机制图	幅	31

1.4.3 主要成果

基于地质勘查工作和综合分析，本次工作对扶绥县六琼金矿区地质特征、矿床成因和成矿构造有了新的认识，主要成果如下：

（1） 通过本次研究工作，基本查明矿区内各矿（化）体的数量、规模、形态、产状和空间分布情况，主要含金矿（化）体的发育程度、分布范围及矿化特点；掌握了与成矿有关的蚀变特征、围岩蚀变的种类、强度、规模及与矿化的富集关系；系统总归纳结了矿区内主要构造的类型、性质、数量、规模、产状、复杂程度以及对矿体的控制和破坏作用。

（2）根据矿（化）体分布特点和矿（化）体的结构构造特征，认为该区金矿类型属浅成低温热泉型矿床。对全研究区的断裂带和硅化体、褐铁矿体的踏勘和追索，认为区内的圈定了 3 个近似于等轴状的金化探异常对应着 3 个热泉点，地表所见热泉矿化体构造特征明显。

（3）对六琼矿区 I、II、III 号矿化体的含矿网脉－角砾岩系进行系统分类，总结了含矿网脉－角砾岩系构造与金矿化和铁矿化的关系，在此基础上建立了扶绥县六琼热泉型金矿床平面、剖面构造几何模型，并对其成矿构造学成因进行了

探讨。

（4）预测在已知含金矿（化）体深部有较好找矿远景；认为在 I 号和 III 号矿（化）体间存在新的热泉点，是值得进一步工作的找矿靶区。

第2章 热泉型矿床研究综述

热泉型金矿床是近年来发现的与热泉的发育有着成因联系的新矿床类型，以其能为人类提丰厚的金矿产资源而举世瞩目。至今已经开发出许多百吨以上的大型金矿床。因而，研究此类矿床的成矿控制条件和成矿作用机理是倍受人们关注的新课题。

目前，国内外学者对热泉型金矿有较为深入的研究，通过对比世界上一些典型矿床地质特征和成矿控制因素，总结了一整套研究成果。本文采用郭光裕（1993）等人著作中[24]的观点：赋予了热泉型金矿广义的概念，即成因上与热泉的发育有密切相关的金矿床均属于热泉型金矿床。现就其矿床有关的地质背景、地质特征、成矿模式和成矿机理研究现状进行综述。

2.1 产出地质背景

热泉型金矿床成生的有利大地构造环境是聚合板块接触带上的扩容带。因长期不断的板块运动，成为地壳薄弱和构造频繁活动带。那里地壳薄，热流值高，不但能够形成完整的裂隙系统，而且会引发一系列热事件，造成高热异常区，对浅成热液循环系统的生成十分有利[24]。

目前，世界上发现的热泉型金矿床绝大部分集中在环太平洋、地中海—喜马拉雅、蒙古—鄂霍茨克三大中、新生代火山岛弧带内[2]，均位于上述板块构造环境中。板块构造控制着热泉型金矿产出的大地构造环境，而板块边缘的区域性深大断裂活动带则严格控制着矿化带的空间分布。

热泉型金矿的形成与区域性岩浆活动，尤其是与火山、次火山岩浆热液活动关系密切。矿床的产出与断裂构造紧密相关，大的矿带常受深大断裂带的控制。矿床产出的地区通常是复杂的断裂构造发育区[25]：①火山机构——破火山口及其周围的放射状断裂、环状断裂发育区；②陡倾斜的断裂构造——地堑、地垒发育区；③大规模的走向滑脱断裂带或逆断层带；④几组断层的交汇复合部位。一个矿床往往由许多条含矿(构造)脉体所组成，这些脉体在平面上或大致平行，或斜列、斜交、分枝复合，剖面上有陡倾斜和缓倾斜两种形态，以陡倾斜为主，含矿性也以陡倾斜者为好。矿体为复杂的热液喷发角砾岩脉、含硫化物或不含硫化物的石英脉或石英冰长石脉，这些脉体往往具有多期活动特征。

热泉型金矿往往产于褶皱带基底之上的盖层沉积中，赋矿地层主要为新生界，其次为中生界。赋矿围岩岩性有两个显著特点[25]：①不以碳酸盐岩为赋矿围岩，而主要产在火山碎屑岩(集块岩、角砾岩、角砾凝灰岩)、和火山凝灰岩中；

此外还产在碎屑沉积岩(冲积扇或河流环境砾岩、砂砾岩、砂岩、粉砂岩和湖泊环境炭质泥质砂岩中)；②岩石具有较大的孔隙度和较好的渗透性。

2.2 矿床地质特征

热泉型贵金属矿床是和热泉的发育有着密切成因联系的、形成于近地表环境中的浅成热液矿床。W·林格伦根据容矿岩石、矿物成分和元素组合特征等把该类型矿床的特点总结于表 2.1[37]。H·施米特（1950）、E·韦瑟（1966）、R·H·西利托（1977）、L·J·布坎南(1981)、R·B·伯杰(1983)、M·L·西尔伯曼（1982）、P·希尔德-韦特劳弗尔等对热泉型贵金属矿床总结出更详细的特征[38-41]：

表 2.1 热泉型贵金属矿床的一般特征

形成深度	地表至地下 1000m
形成温度	50～300℃
矿体的形状	细脉到大脉；网脉；浸染型矿体；交代型矿体
矿石结构	开放孔隙充填结构；壳状结构；胶体结构；梳状结构；角砾状结构
成矿元素	Au，Ag，（As，Sb），Hg,[Te,Tl,U],(Pb,Zn,Cu)*
蚀变	硅化，粘土化，绢云母化，冰长石化
共同的特点	细粒玉髓状石英，方解石的石英假晶，角砾化作用

*方括号内的元素很少高于次经济含量；园括号内的元素可达到经济品位但价值比贵金属低

(1)热泉型金矿床是在近地表处形成的，矿化发生在地表到地下 1000m。矿体可沿走向延伸很长，但垂向范围只有 100～1000m。矿体的平均垂向范围为 350 m，很少超过 600m。矿体底板为无矿岩石，或向下变为含贱金属硫化物的次经济矿带。

(2)热泉型金矿床普遍存在大面积的强硅化和热液角砾岩化(液压致裂)现象。矿床由复合的蘑菇状矿体组成，每个矿体具有窄而深的构造控制的热液通道。

(3)矿石有的产在矿脉中，矿脉通常分叉或向上敞开，为成复杂的似楔状或似锥状。矿石也有时产在角砾岩带、网脉带和细粒层理交代带中。

(4)矿化通常是产在分异良好的近地表火山岩和次火山岩分布区内发生的。其围岩可能是火山岩，也可能是沉积岩。

(5)热泉型金矿床普遍具有硅质盖层或角砾层，矿床均为硅化角砾岩和网脉，泉口角砾岩及其周围的裂隙网脉中有贵金属矿化。贵金属含量最高的地方常常是在硅质层下面的沸腾中心附近及混合粘土矿物层的上面。浸染状矿化出现在透水层与沸腾中心相交的地方。

(6)矿床中自然金、银金矿、碲金银矿、银碲盐等矿石矿物常与隐晶质石英、蛋白石硅华、自然硫、冰长石、明矾石、方解石、高岭石等伴生。

(7)热液蚀变强烈而明显。贵金属矿化与硅化伴生。蚀变类型包括硅化、黏土化、冰长石化等。蚀变分带中心为矿化的硫化物硅化核心，核心受泥岩化圈的包围，向外渐变为未蚀变的围岩，没有或只有弱青磐岩化。

(8)热泉型金矿床含有一套矿石元素和微量元素异常:Au, Ag, As, Sb, Hg, Tl 异常，偶尔有 W。矿石元素在垂向上具有明显的分带。

2.3 成矿模式

热泉型金矿床的成矿模式在国外早有许多地质学家和矿床学家从事研究，现归纳如下：

2.3.1 L·J·布坎南(1981)的“沸腾”模型[26]

在美国西部分布于火山岩区的大量热泉型金矿床的研究资料基础上，提出了热泉型贵金属矿床的“沸腾”模型。如图 2.1 所示，该模型对矿石的蚀变矿物分带，以及成矿溶液与古地表的空间关系做了明确的描述。指出矿化带的垂向分布范围由 500m 深处到地表。矿化中心的平均深度为 350m。贵金属富集带的顶部深度约为 230m，底部深度为 380 m。在富集带之上，石英脉仍在向上延伸，但数量逐渐减少，贵金属和贱金属的含量也随之降低。相应地石英颗粒变细，到矿化带上部变为蛋白石或蘑菇状硅质泉华顶盖。如果矿脉是在流体动力较低的环境下形成的，则深部热液活动的地表表现为在断裂或破裂空间形成狭窄的方解石脉或粘土蚀变带。在贵金属富集带的底部，有两种矿体尖灭类型。第一种类型是，矿石的数量向下减少，向深部延伸的石英脉不含矿或只含有少量黄铜矿和磁黄铁矿。第二种类型最常见，即贵金属、方铅矿和闪锌矿在深部以次经济数量产出，与少量黄铁矿和黄铜矿伴生。在这两种尖灭类型中，方解石和冰长石的含量随深度的增加而降低。

该模型还指出，矿石沉淀与其伴随的围蚀变是上升的热液发生沸腾和氧化造成的。即裂隙发生周期性破裂造成的压力降低，引起热液沸腾扩容，导致爆发角砾岩的形成。CO_2、H_2S 的逸出可以提高 S^{2-}和 HS^- 的活度，从而形成 Au、As、Sb、Hg 的硫化络合物，这些络合物一直到地表附近都是稳定的，那里的氧逸度较高，可以使金沉淀。“沸腾-自封闭”作用的反复进行，导致多阶段的矿石沉淀并形成独特的、分层的和对称条带状的矿石结构。沸腾面受流体温度和盐度的控制，在这种深度较小的开放型破裂系统中，压力以流体静压力为主。沸腾引起流体温度降低和蒸气逸失，造成流体 pH 增高。在沸腾作用开始时，由于只有少量挥发份逸失，溶液变为中性到略偏碱性；当蒸气逸失量达 20%时，溶液变得更偏

碱性，银矿物和冰长石及少量绢云母与大量氧化硅一起沉淀。在沸腾带顶部，强烈的沸腾导致蒸气快速逸失和相应的快速冷却。在较高的构造部位，蒸气变为密度较大的酸性流体。在这种环境中，金的各种络合物（硫酸氢盐、氯化物、硫化络合物或其它络合物）变得不稳定，金与大量的氧化硅一起沉淀。在地表或地表附近，从深部释放出的蒸气和挥发份部份保留下来，其密度不断增大，形成强氧化的酸性环境。酸性流体对围岩作用，形成大范围的由绢云母、高岭石等组成的粘土蚀变带。这种粘土蚀变带通常含异常数量的金、砷、铅、有时含汞、锑、钨、钼、硼、铊。偶尔含明矾石。粘土蚀变带的大小通常与矿体成比例，即蚀变带愈大，矿体也愈大。

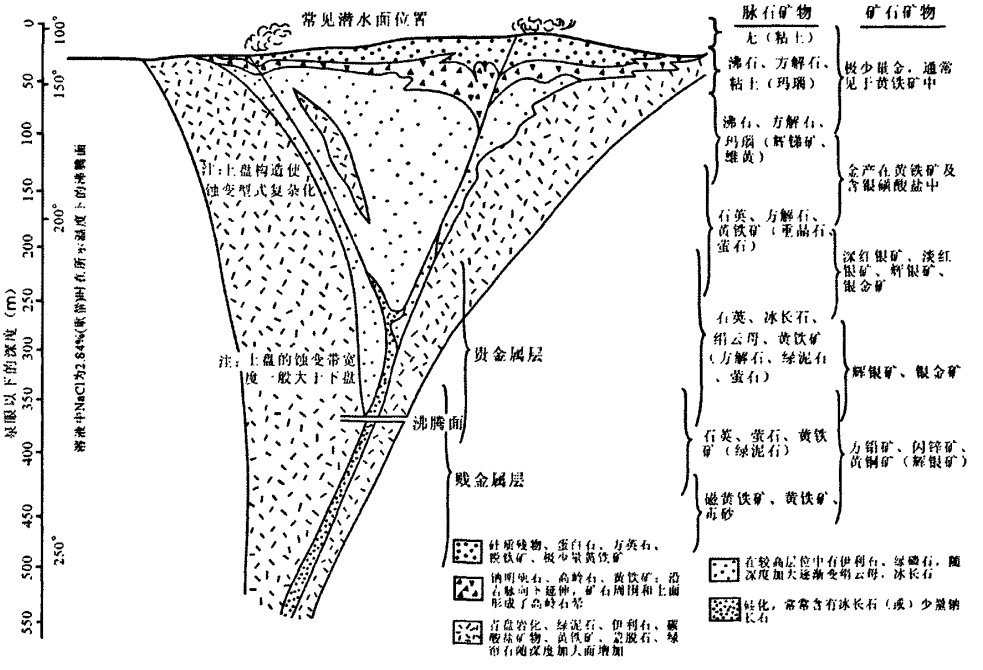


图 2.1 热泉型贵金属矿床空间几何模型理想剖面图
（据 L·J·布坎南）

2.3.2 R·B·伯杰(1983)的沉积模型[27]

R. B. 伯杰根据 M. L. 西尔伯曼（1981）和他自己的（1980、1981）研究成果，提出热泉型贵金属矿床的沉积模型。该模型首先指出热泉型贵金属矿床的几个重要的构造和矿化特点：①多期的硅化，角砾化作用和重新硅化；②石英+冰长石+水云母（伊利石—绢云母）脉；③两大类热液角砾岩：被胶结的或被基质充填的角砾岩和未被胶结或未被充填的角砾岩；④局部的或广阔的内生粘土化

带，伴有明矾石、黄钾铁矾和铁的氧化物。

图 2.2 表示热泉型贵金属矿床自地表向地下深处是垂直分带的：泉华、硅化带和酸淋滤作用蚀变带、硅质岩带。

泉华是在深部矿化作用过程中断断续续沉淀下来的，一般为硅质泉华。泉华中偶尔有金、银、锑、砷、铊和汞存在，但在极少的情况下，泉华的贵金属可富集成矿体。如美国内华达州金山、哈斯布鲁克山和加利福尼亚州麦克劳林等矿床。

泉华下面是围岩强烈硅化带，一般称为硅帽。硅化带构成氧化硅覆盖层，封闭或盖住热液系统。覆盖层每次破裂之后，都会被氧化硅自行封闭。角砾化带是热液的主要通道，角砾中的碎屑一般是早期角砾化作用和自封闭作用的残余物，表明在这些热液通道中发生了多次活动。反复角砾化的次数很难确定，但覆盖层的周期性破裂—自封闭对于形成高含量的贵金属可能是很重要的。氧化硅覆盖层内的角砾化带一般可向下延伸到覆盖层下面，一直达到网脉体。在某些情况下氧化硅覆盖层本身可能主要由许多交错脉组成。

氧化硅覆盖层下面是硅质岩带，由纵横交错的脉状、网脉状硅质岩构成，它们是热液的主要通道。硅质岩由石英、冰长石、水云母、绿泥石组成，硅质岩脉中含有零星的贵金属和硫化物。有时岩脉可以向上伸展到氧化硅覆盖层中。

爆发角砾化作用一般发生在氧化硅覆盖层之下，以岩筒、岩脉和岩墙的形式出现。有些角砾岩全部由未被胶结的碎裂围岩组成。碎屑大小不一，大如巨砾，小如砂粒。

氧化硅覆盖层下面的另一类型热液角砾岩，是被胶结的或被基质充填的角砾岩。胶结物以氧化硅为主，伴有硫化物和贵金属。这种角砾岩是矿石的主要来源，角砾岩呈岩筒、似扁豆体产出，也可呈含砂粒般岩石碎屑的岩脉产出。

如果在围岩中有早先形成的低角度软弱面（如节理面或层理面）存在，热液角砾化作用可以沿低角度软弱面向两侧延伸，形成含被胶结的角砾岩岩屑的平缓岩脉，并使含硫化物和贵金属的石英脉多次贯入。这种低角度的岩脉一般朝角砾化作用中心方向倾斜（图 2.3）。如果在一个中心发生多次角砾化作用，低角度岩脉带就会大大膨胀，在角砾化中心附近可达数英尺厚，离角砾化中心越远，厚度越小。在低角度岩脉的上盘经常出现网脉状石英。

氧化硅封闭层的破裂使压力突然降低和流体沸腾。快速沸腾导致的化学和温度变化又使石英、硫化物和贵金属沉淀。与此同时发生的体积膨胀引起了角砾化作用。在沸腾过程中产生的气体可以在地表附近或地表的较冷含水层中重新凝结，当气体中含有 H_2S 和 CO_2 时，则生成酸性溶液向下渗滤，围岩受到弥漫性的酸淋滤。含贵金属的热泉系统，酸淋滤带中的矿物一般是水和岩石相反应形成的，包括高岭石、明矾石、黄钾铁矾和铁的氧化物。在沸腾作用之后，大部分流

体可能已不复存在，从过热围岩中传导出来的热量可以将初始的补给水变成水蒸气，沿着裂隙和孔洞重新凝结，从而造成高岭石等弥漫性粘土化蚀变。

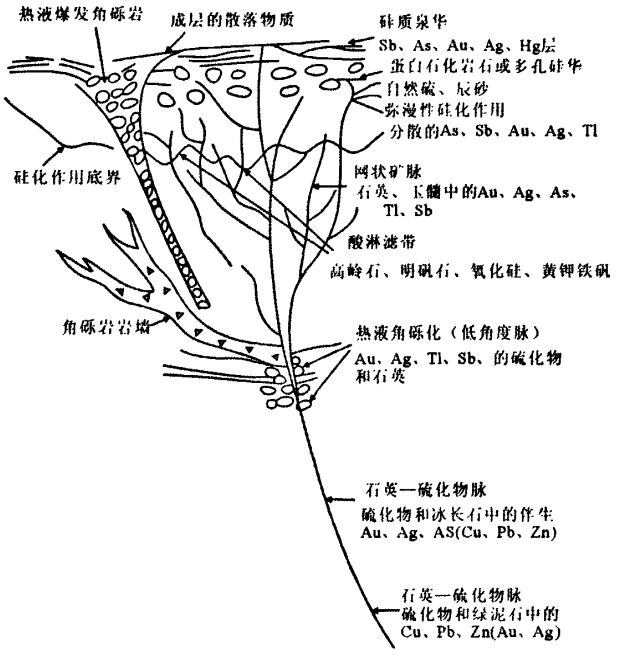


图 2.2 热泉沉积模式示意剖面图
（据 R·B·伯杰）

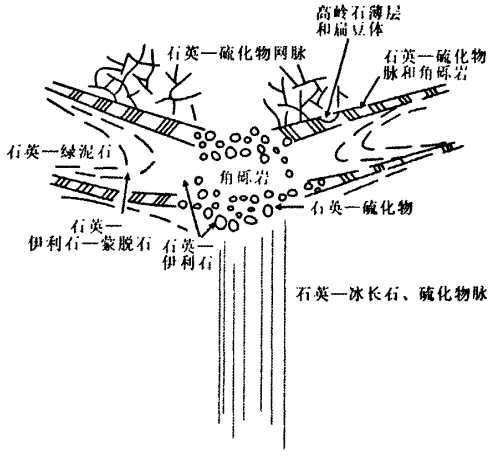


图 2.3 热泉沉积模式剧烈沸腾中心的示意剖面图
（据 R·B·伯杰）

2.3.3 浸染型金矿床模型

（1）V·F·霍尔利斯特(1985)提出了浸染型金矿床的几何模型[28]，如图 2.4 所示，认为该类型矿床一般赋存于沉积岩或火山碎屑沉积岩中，自地表向深部，

包括泉华、硅化带、富矿带、贱金属带四部分。

泉华为热泉矿化作用，它在地表的排出过程中于热泉露头处沉淀而成，是热泉沉淀的富硅残余物。如果形成后没有得到很好的保存，则往往被侵蚀掉。泉华中出现金或银，则在硅化带以下深部很有可能会发现有开采价值的金或银矿体。同样，如果在泉华中出现砷、锑、铊的异常含量或某些矿物组合，在深部也有可能发现有开采价值的金或银矿体。

硅化带或称硅质蚀变带，常发育于泉华之下，常包括硅帽、酸蚀带、网状硅质脉、热液喷发角砾岩脉等。硅帽由团块状、不规则状热液硅质岩、角砾岩和强硅化围岩组成，呈面状产出，常覆于网状硅质脉和热液喷发角砾岩脉之上。酸蚀带是在近地表环境中，由于富含 H_2S 和 CO_2 等气体的热液流体与近地表水和中—碱性溶液混合，产生 H_2SO_4 和 H_2CO_3 等酸性溶液和气体，与围岩发生反应，强烈溶滤围岩，因氧化硅溶解度低而沉淀，形成细粒、粉状、凝絮状石英，充填交代围岩而成。网状硅质脉和热液喷发角砾岩脉是热液通道的标志，硅质脉是热液充填形成的，热液喷发角砾岩脉是热液通道被多次充填堵塞—爆炸裂开形成的，是迅速上流的浅部热液沸腾和水热爆炸作用的产物，常具多次成脉和成(角砾)岩特征。硅化带中常有黄铁矿、白铁矿，有时还有辉锑矿、闪锌矿、方铅矿、辰砂和雄黄、雌黄等。它们主要出现在热液喷发角砾岩、硅质脉或硅帽中，在整个蚀变带内形成一个硫化物内核，其外为酸蚀带、泥化带和青磐岩化带。硅化带内最主要的非金属矿物是氧化硅矿物，通常为乳白色、微粒状石英，有时为玉髓及无水蛋白石，常见高岭石、明矾石、冰长石、绢云母、绿泥石、蒙脱石，有时还有萤石、方解石等，但它们的分布是无规律的。硅化是热泉型金矿最好的找矿标志。硅化带的底界一般和地下水位一致。

富矿带以富含 Au、Ag 和微量 Pb、Zn 为特征，是热泉型金矿的主要成矿部位，也是勘探的主要对象。常处于硅化带之下，距地表热泉 100～300m 深，形成于地下水位以下的硫化带内，由富含 Au、Ag 的单脉状、复脉状、网脉状矿体及其间的蚀变岩石组成。富矿石常具复杂的条带状、玛瑙纹带状、网脉状、角砾状构造。金属矿物主要是含金银的碲、锑、硒化合物和黄铁矿、白铁矿、闪锌矿、辉锑矿、方铅矿、黄铜矿、斑铜矿等，少量自然金、自然银呈微粒浸染状产出。脉石矿物有石英、冰长石、玉髓、钾长石等。富矿带其近矿围央岩蚀变被许多地质学家称之为泥为作用带，而确切的名称应为高岭石—伊利石—蒙脱石蚀变带，以便与硅帽中的高岭石蚀变带相区别。

贱金属带位于富矿带之下，主要是热液沿断裂弯曲、交切部位充填形成的较单一的石英脉；角砾构造较少，是金银矿体的根部。围岩蚀变出以高岭石化、蒙脱石化为主的泥化组合，转化为含绿泥石、绿帘石、钠长石、钾长石、石英、黄

铁矿、方解石组合的青磐岩化，还有绿泥石一蒙脱石一方解石一石英过渡型蚀变，常出现铅、锌、铜矿化，而只含微量Au、Ag，故称贱金属带。

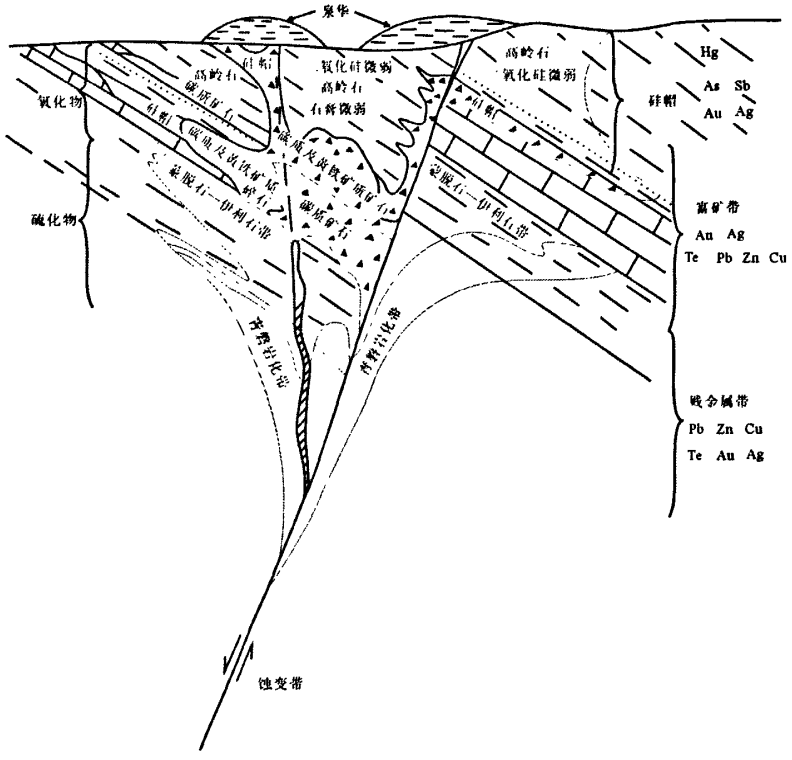
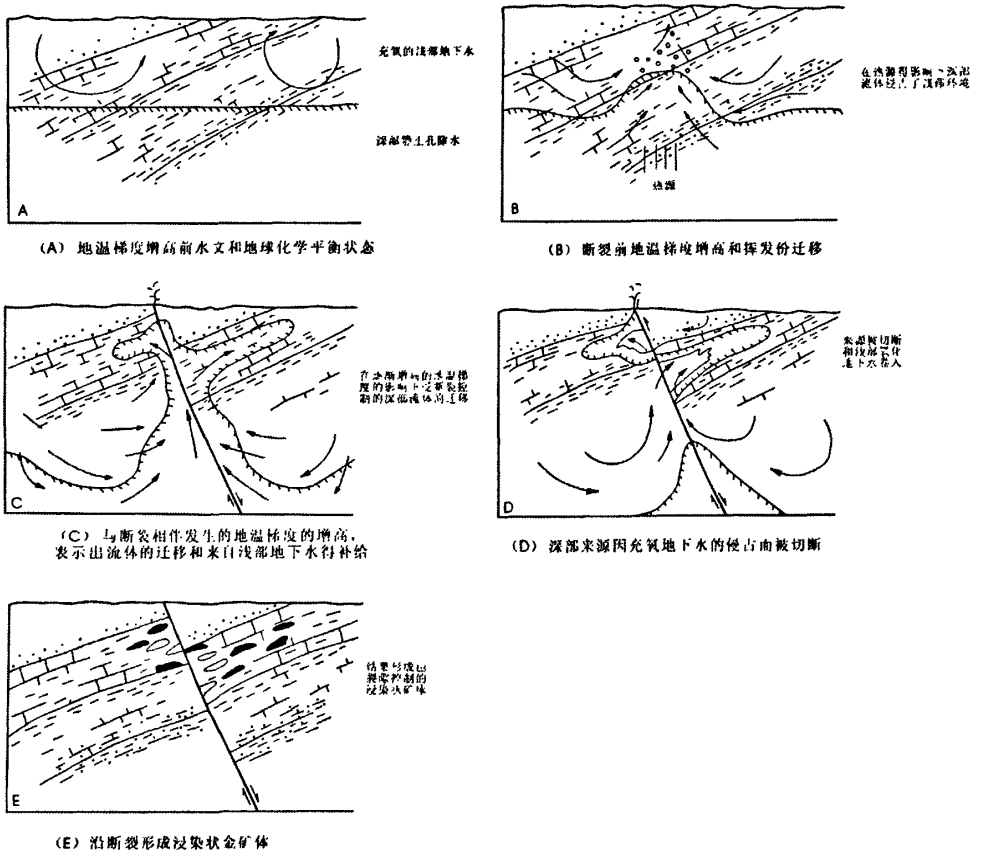


图 2.4 沉积岩中的浅成低温热液矿床模式图
（据 V·F·霍尔利斯特）

（2）S·B·龙伯格（1986）提出浸染型金矿床地质成因模型[29]，如图 2.5 所示，该模型指出只有热液系统向地表开放时，才能发生沸腾。认为虽然浸染型矿床中的矿化许多是受裂隙控制的，但是部矿石从地层和构造位置上看，是产在可能不存在这种开放的地方。热液不只是向上流动，而可能是朝四面八方迁移，它取决于水文势能的分布，影响热液流动的因素实际上可能是在矿石沉积场所以外很远的地方产生的。

地温梯度的加大是矿化期间溶液迁移的躯动力。在发生这种热扰动之前，地下水和较深部的孔隙水之间接近于水文平衡状态（图 2.5 A）。随着时间的推移，深部带中的孔隙水变得越来越显还原性，特别当储水层岩石中含有大量硫化物和有机碳时更是如此。在这个化学演变过程中，流体从储水层中淋滤出在还原条件下易溶的各种组分。这时，浅部补给系统向较深部静止状态的转变是逐渐的和缓慢的，中间有一个过渡性的混合带。混合带上面的浅层地下水从大气圈得到补给而受到充氧作用，因则是一种氧化环境。因此，这一阶段有两种不同的地下水环

境：下面是深部还原的溶液环境，上面是充氧较多的溶液环境。



（A）地温梯度增高前水文和地球化学平衡状态　（B）断裂前地温梯度增高和挥发份迁移

（C）与断裂相伴发生的地温梯度的增高，表示出流体的迁移和来自浅部地下水得补给　（D）深部来源因充氧地下水的侵占而被切断

（E）沿断裂形成浸染状金矿体

图 2.5 浸染型矿床金成因模式图解
（据 S·B·龙伯格）

随着地温梯度自下而上增大，上述两种溶液之间的界面上出现凸起(图2.5B)。这种凸起一般出现在岩石的渗透率高的地方，例如裂隙分布处。当有更多的热量加入时，被还原的孔隙水呈羽状水流沿氧化带内部的裂隙向上扩张，在遇到粘土岩和其它弱透水层处变窄（图 2.5C)。在地温梯度增大和地下水面拱起期间，H_2S、CO_2 等挥发份因受热而从深部孔隙水中向上迁移。随着这种还原孔隙水的不断迁移，深部储水层势必从四面八方得到补给。由于地温梯度是从下部低渗透性岩石增大的，最初溶液向上迁移速度很小，因而补给速度也很小，足以保持水的整体成分分带。该系统发育的速率对控制浸染型矿床的大小和品位起着重要作用，发育得越慢，从还原带向上搬运到容矿岩石中的金就越多。最后，由于上部水的大量补给，将切断深部还原溶液的向上迁移通道（图 2.5D)，从而结束矿化。

2.4 成矿机理

关于热泉型金矿的成矿机理，C．E．纳尔逊和D．L．贾尔斯（1985）等[30]认为：

(1)在100~300℃的地热储中，升高温度，降低Eh值和pH值，从中性到碱性转化可以增大地热流体中Au的溶解度，从而形成富含Au的热液流体。金矿源岩潜力的大小取决于活化溶出的形式，而金的运移则取决于热液中金的浓度、热流体的温度、压力梯度和运移通道等因素。

(2)金的沉淀可能有不同的机制[32-34]。有人认为，不同流体的混合导致Au沉淀；即近地表的酸性水与上升的中—碱性溶液的被动混合，导致二硫化物络合物不稳定而沉淀出含Au的沉淀物。但大多数矿床学者强调，热液喷发沸腾作用为金沉淀的主要机制。即在活动的地热系中，岩浆的侵人或喷发乃至地震活动，都可能触发热液喷发事件。这些作用会使地热储中的孔隙压力突然增大，当地热储中的流体压力超过围岩载荷和岩石抗张强度之和时，就会产生水力压裂作用。水力压裂使热液流体通过岩石节理、裂隙、断裂构造或岩石孔隙等运移。水力压裂作用究竟是发展为热液喷发还是通过热液流体沿先成的构造薄弱带贯人而耗散能量，取决于热液流体的有效能量。当流体具有足够高的有效能量，流体沿通道运移达地热储上部的可渗透性岩层和断裂等构造系统时，由于通道的突然开启，围岩压力释放，流体压力梯度增加，引起流体沸腾，并抬升至近地表几百米处，从而使金从深部被带上来，进入沸腾水面之上的热泉环境中。沸腾作用导致含矿流体冷却、氧化和pH值升高，使金与黄铁矿、石英及一套独特的元素组合共同沉淀下来。高流量之后，多次重复出现的水力压裂和热液喷发导致金的多次叠加沉淀，从而在温泉地热环境中形成具有经济价值的金矿床。

第3章 区域地质背景

3.1 区域地层

区域地层发育，出露地层由老到新为石炭系、二叠系、三叠系、侏罗系、白垩系、第三系及第四系（见表3.1）。其中石炭系—三叠系为海相沉积，侏罗系

表3.1 区域地层简表

地层单位				代号	主要岩性
界	系	统(群)	组		
新生界	第四系	全新统		Qh	I级阶地，河漫滩沉积的亚砂土层，砂砾石层
		更新统		Qp	II级阶地以上的亚粘土层，砂砾石层
	第三系	邕宁群			——角度不整合——
			第二组	Ey^2	紫红-灰白色中-厚层泥质粉砂岩、粉砂质泥岩、泥岩
			第一组	Ey^1	细砾岩、砂质砾岩、含砾杂砂岩、泥质粉砂岩
中生界	白垩系	下白垩统	新隆组	K_1x	——角度不整合—— 细砂岩、粉砂岩，夹泥岩、砾岩、长石石英砂岩
	侏罗系	下侏罗统	汪门组	J_1w	——角度不整合—— 砂泥岩，局部为砂岩夹含钙泥岩、炭质泥岩、含铁砂岩或赤铁矿
	三叠系	下三叠统	罗楼组	T_1l	——角度不整合—— 砾屑灰岩、微晶灰岩为主，次为泥岩、泥页岩，夹少量砂屑灰岩、粒屑灰岩、砂岩、玄武岩、淬碎凝灰岩
			石炮组	T_1s	土黄、绿灰色薄层-厚层岩屑杂砂岩、泥岩、细砂岩夹沉凝灰岩
古生界	二叠系	上二叠统	大隆组	P_2d	灰-深灰色硅质岩、黄褐色薄层铁粘土岩、泥岩
			生物礁	Pbls	藻包覆海绵障积岩、块状藻粘结岩、生物屑灰岩
			合山组	P_2h	铁铝质泥岩、粉砂岩、含生物屑灰岩、夹薄层硅质岩
		下二叠统	茅口组	P_1m	——平行不整合—— 浅灰-灰色生物屑灰岩、微晶灰岩、含藻砂屑生物屑灰岩、白云岩
			栖霞组	P_1q	深灰-灰色微晶灰岩夹浅灰粒屑灰岩、生物屑灰岩
	石炭系	上石炭统	马平组	C_2P_1m	浅灰-灰色浅灰厚层生物屑灰岩、含砂屑生物屑灰岩夹白云岩
			黄龙组	C_2h	浅灰色厚-块状生物屑灰岩

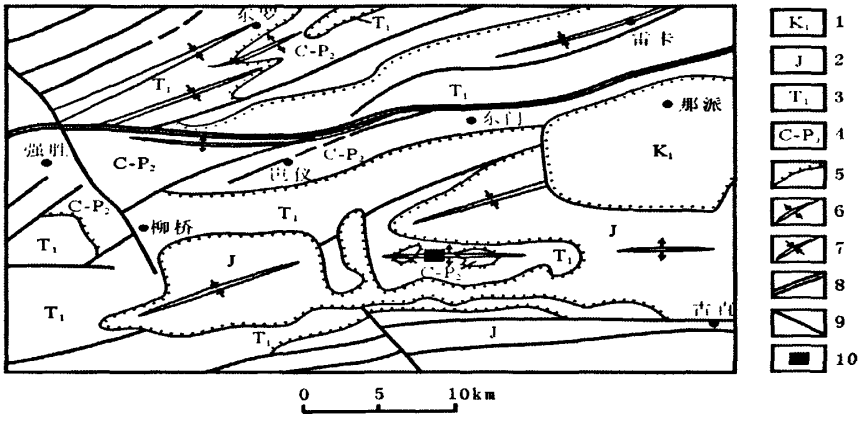


图 3.1 区域地质构造简图

1、下白垩统 2、侏罗系 3、下三叠统 4、石炭系—上二叠统 5、角度不整合
6、背斜轴 7、向斜轴 8、区域性活动大断层 9、断层 10、六琼矿区

—第三系为陆相湖泊、断陷盆地沉积，由此石炭系至下二叠统主要为碳酸盐岩相，上二叠统及下三叠统为碳酸盐岩、碎屑岩相外，其余地层均以碎屑岩相为主[68]。石炭统黄龙组为区域最老地层，第三系仅于区域南边有小面积分布。

3.2 区域岩浆岩

区域 1：5 万旧城幅里未见岩浆岩出露。

3.3 区域构造

区域上位于广西壮族自治区的西南部，南与越南接壤，西与贵州相邻，大地构造上位于华南板块的南端，狭持于云开地体与越北地体之间，受特提斯构造域与濒太平洋构造域的复合影响。在广西的构造单元里，研究区处于南华准地台钦州残余地槽、十万大山断陷盆地与右江再生地槽西大明山隆起的接合部位[67-69]，凭祥——东门地壳拼接大断裂通过研究区北部（图 3.1）。从沉积作用、岩浆活动、构造运动及成矿作用等特征看，研究区地壳具有多旋回发展的特点，并且在区域上岩石蚀变作用强烈，显示热液活动较活跃，为金矿的形成富集提供了有利条件。

3.3.1 构造旋回与构造运动

根据地层接触关系、建造类型、岩浆活动及构造运动特点，研究区地壳演化过程可分为两大构造阶段、四个构造旋回（表 3.2）。主要构造运动有以下四次：

(1)东吴运动

华力西旋回是研究区内可追溯的最古老的构造旋回，其发生于中二叠世晚

期，造成地壳区域抬升，区内广泛分布的碳酸盐岩台地发生暴露，形成上、中二

表 3.2 区域地质构造演化表

地质时代 纪	地质时代 世	沉积构造	构造层	构造旋回	构造阶段	构造运动及特征	构造事件
第四纪		松散堆积	上构造层	喜马拉雅旋回	大陆边缘活动带阶段	喜马运动Ⅱ幕 地壳抬升	地壳抬升
第三纪		杂色复陆屑建造				喜马运动Ⅰ幕 燕山运动Ⅱ幕	沉积事件(E_2杂色复陆屑建造)、构造变形事件
白垩纪		紫红色复陆屑建造	中构造层	燕山旋回		地壳抬升、褶皱	沉积事件(J-K紫红色复陆屑建造)
侏罗纪		紫红色复陆屑建造				燕山运动Ⅰ幕 地壳抬升、褶皱	构造变形事件(断裂、褶皱发育)
晚三叠纪						印支运动	构造变形事件（断裂、褶皱）
中三叠纪		火山沉积建造、陆源碎屑沉积建造、碳酸盐岩沉积建造	下构造层	印支旋回	准地台阶段	北东、近东西向褶皱、北东、北西向断层，凭祥—东门区域大断裂逆冲	火山沉积事件（T_3沉凝灰岩、酸性熔岩）、花岗斑岩侵入、沉积事件（T_1陆源碎屑—碳酸盐岩沉积）
早三叠纪							火山沉积事件（P_2、T_1）
晚二叠纪		火山沉积建造、硅质岩沉积建造		华力西旋回			硅质岩沉积事件
中二叠纪						东吴运动	构造变形事件（造陆运动）
早二叠纪		碳酸盐岩沉积建造				地壳抬升、造陆	沉积事件（C-P_2）
石炭纪						凭祥—东门区域大断裂活动，地壳差异升降	

叠统间的平行不整合，其间普遍发育古风化壳铁铝岩，是造陆性质的振荡运动。

(2)印支运动

印支旋回是华力西旋回的继承和发展。印支运动主要发生在中、晚三叠世之间，是一次极其强烈的褶皱造山运动，结束了海相沉积，缺失了很长时间的沉积记录，形成大的沉积间断。研究区内多处可见侏罗系角度不整合覆于老地层之上。在挤压应力作用下形成北东、近东西向的褶皱和北东向的压剪性正断层和北西向的张性断层。研究区中部骨磨岭一带有大量的花岗斑岩体的侵入。印支运动对该区大地构造发展有着十分重要的意义，它结束了准地台的发展，跨入了大陆边缘活动带演化阶段。

(3)燕山运动

燕山旋回为大陆边缘活动带演化阶段，区内的侏罗系、白垩系是燕山旋回的沉积产物。研究区燕山运动分为两幕，燕山运动Ⅰ幕主要发生在晚侏罗世末。燕山运动Ⅱ幕发生在早白垩世末。

(4)喜马拉雅运动

喜马拉雅旋回是燕山旋回的继续和发展。区内的第三系和第四系沉积是该旋回的主要沉积记录。喜马拉雅运动在区内表现为两次升降运动，即两幕，喜马拉雅运动Ⅰ幕发生于第三纪始新世早期，喜马拉雅运动Ⅱ幕发生在第三纪与第四纪

之间。

3.3.2 构造变形特征

研究区域内主要构造线方向有四组：分别是近东西向，北东向，北西向和近南北向，不同方向的构造线其表现形式亦不同（表3.3）：

表3.3 各构造体系简要特征表

构造线体系	近东西向构造	北东向构造	北西向构造
构造线方向	近东西向	北北东向、北东向	北西向
主要构造形迹	褶皱、构造盆地、活动性深大断层及东西向断层	压扭性断层及褶皱	压扭性断层及褶皱
配套构造形迹	北西向张扭性断层	北西向张扭性断层	北东东—北东向张扭性断层
活动时代	加里东期—喜山期	印支期—喜山期	燕山期—喜山期

(1)近东西向构造

近东西向构造是研究区主要的构造形式，按形成时间可分为两组：一组为发育于下构造层的近东西向褶皱和强烈破裂的逆冲断层。前者主要分布于研究区中西部；后者主要分布于研究区南侧。褶皱有：天西背斜，骨磨岭向斜，定心岭背斜，岜僚背斜等和一系列次级褶皱。这些褶皱的规模均较大。褶皱轴向在75°～90°之间，多为短轴开阔褶皱。由于受后期构造活动的改造，轴面多倾斜，枢纽波状起伏，部分轴向在平面呈“S”型弯曲，同时产生短轴的次级褶皱。局部有明显的构造叠加现象。断层主要为凭祥—东门区域性大断层，南庆断层，六琼断层，岜僚断层，上思水泥厂断层等一系列近东西向的断层。这些断层早期均具有压扭性的特征，部分后期活动表现为张性或压剪性的特征。断面的倾角多为30°～60°。从形成的历史及区域性看，凭祥—东门区域性大断层属长期活动基底断层，海西中期开始活动。平面上为弧形弯曲，局部为“S”形展布，长>76 km。常造成地层错移、缺失、重复，附近常伴有因断层的影响而发生大面积的岩层褶曲、拖曳等现象。地层序列发生明显的颠倒，如较老的地层逆冲覆盖于新地层之上。破碎带宽窄各地不一，10～300 m不等，个别地段为一系列的次级断层组成大的破碎带。破碎带由压碎角砾岩、碎裂岩、方解石脉、大小不同的构造透镜体等组成，带内褐铁矿化、节理、次级断层十分发育。控制了晚古生代至中生代早期的沉积相环境，其控岩及控矿特征亦较明显。

另一组为发育于中构造层的构造盆地、开阔平缓褶皱。有那亮盆地，那马向斜，渠良盆地，那派盆地，那良盆地，板内背斜等。这些褶皱的轴向大致为近东

西向，褶皱强度不大，次级褶皱不发育，大部分轴面近直立，其形成时间较晚，为燕山至喜山期。另外，与之配套的发育一系列北东及北西向的节理。

(2)北东向构造

主要分布于下构造层，分两组，一组为北东向褶皱和逆断层，主要分布于板利—旧城一带。褶皱有大村背斜，南庆复式背斜，那廖背斜，浦葛向斜，丁欧复式向斜，六头复式背斜。在区域上与六琼金矿区关系密切的六头复式背斜是从雷帽山往北东经丁律、六琼、再往东经六头至雷帽山。从雷帽山到六琼为北东40°～50°，六琼—六头为近东西向，平面上为弧形展布。被六琼断层破坏及J_1w覆盖，所以形态不完整。长度为11 km，宽约3 km，长宽比4∶1。核部地层为P_1m灰岩，断续出露。翼部由P_2h的铁铝岩、灰岩和T_1s的砂泥岩组成。不对称分布，北翼被断层切割而大部分缺失。两翼的岩层产状变化较大，北翼倾向320°～360°，倾角24°～75°；南翼倾向155°～190°，倾角8°～32°，轴面波状弯曲。转折端圆滑，枢纽在纵向上为舒缓的波状起伏，为短轴开阔复式背斜。褶皱在六琼和六头有圈闭，显示其受到近南北向褶皱的叠加。南翼次级褶皱发育，轴向以近东西向为主，亦有北东向，与主褶皱同期，但亦与后期的叠加构造有关。北翼有2～4个次级褶皱，南翼有4个，这些次级褶皱与主褶皱构成该复式背斜。北翼被北东—近东西向六琼断层及次级断层切割，局部地段为顺层滑动，使褶皱形态不完整。后期热液交代形成较宽的硅化带。在翼部层间及纵向劈理极为发育。近褶皱核部，在六琼断层带的影响下，有较强烈的金矿化、褐铁矿化、硅化。

北东向褶皱在板利—柳桥一带明显被北西向构造的叠加和改造，枢纽多呈波状起伏，轴面扭曲，次级褶皱发育，多为短轴褶皱。局部地段表现为构造盆地或穹窿。断层主要为岜连断层，浦连断层，布农断层，叫亮断层，老寿山断层等。这些断层的断面倾角多为30°～60°，一般具多次活动，明显被北西向构造所切割。另一组为北东向的张扭性断层，如天西断层，陇曲断层，三合断层，那忙断层，枯隆断层，那学断层，浦岭断层等，这些断层多切割前期构造，以平移断层为主，次为正断层。

(3)北西向构造

亦有两组。一组为逆冲断层及北西向褶皱，褶皱有念廖背斜，粥铺向斜，岑银背斜，岜独背斜和柳桥向斜等，轴向约320°～340°，均为短轴褶皱，多数大角度的叠加于前期构造之上，且被后期断层破坏，所以形态不甚完整。断层为攀龙断层，院景断层，安德断层，念廖断层，弄关断层等，这些断层的断面倾角较陡，多为50°～80°，为高角度的逆冲断层，具多次活动，除了逆冲活动外，普遍经历过平移运动。另一组为北西向平移—正断层，代表性的有咘统断层，骨磨岭断层，二灵断层，柳桥断层，百定断层等，这些断层的倾角均较陡，规模一般不是很大，

大多改造或叠加于前期构造之上，多表现为正断层或平移断层。

(4)近南北向构造

在区域不是很发育，仅发育平移断层，有大村断层，木州断层，板利断层，那弄断层，枯桔断层等规模相对较小型平移断层。

根据区域构造综合分析，研究区构造形成的顺序为：近东西向区域性大断层，近东西向褶皱及逆断层，北东向褶皱和逆断层及部分压剪性正断层，北西向褶皱和逆断层及部分北西向压剪性正断层，近南北向平移断层，中构造层的褶皱及下构造层的部分北东向和北西向的平移断层。

3.4 构造与沉积建造和成矿作用的关系

3.4.1 构造与沉积建造的关系

时间上，区域内石炭纪至中二叠世，为台地碳酸盐岩沉积建造，晚二叠世至中三叠世，出现滨海陆源碎屑建造—台地相深色碳酸盐岩沉积建造。晚二叠世局部为台沟相硅质岩、硅质泥岩沉积建造。早三叠世部分区域发育斜坡相的钙屑浊积岩，碳酸盐岩沉积建造和盆地相的陆源碎屑沉积建造。由于该时期存在火山活动，所以均夹有火山沉积建造的产物。中三叠世大部分亦为盆地相的陆源碎屑沉积建造和火山沉积建造。中三叠世末，全区地壳进入大陆边缘活动带阶段，地壳全面褶皱隆起，侏罗纪—白垩纪为紫红色复陆屑建造；古近纪为杂色复陆屑沉积建造；第四纪为类磨拉石建造。

从空间上，基底活动断层对盖层沉积作用的控制非常明显。区内的凭祥—东门大断层为一条明显的控相活动断层，自中二叠世以来较长时间地控制着相带的分布。中二叠世中晚期，凭祥—东门区域性大断层之北为台地相浅海碳酸盐岩沉积，南侧为台地边缘斜坡深水相的硅质岩、硅质泥岩沉积建造。早—中三叠世，大断层以北为浅水台地相的鲕粒灰岩、砂屑灰岩、微晶灰岩及白云岩等碳酸盐岩沉积，而以南依次为斜坡相的砾屑灰岩、扁豆状灰岩、薄层微晶灰岩夹钙质泥岩等和盆地相的具有浊流特征的砂泥岩，相变界线十分明了。

3.4.2 构造与成矿作用的关系

区域内的矿产资源较丰富，既有外生矿产亦有内生矿产：煤、铜、铅、锌、黄铁矿、磷、铝土、铁、金、水晶、粘土、石膏等。华力西期的东吴造陆运动到印支—燕山期的造山运动对区内成矿作用的控制较为明显。不同级别、不同性质的构造对成矿作用起着不同的控制作用。

(1) 造陆运动控制外生矿产

华力西期的东吴运动是造陆运动，造成研究区地壳的普遍抬升，但早期存在的基底构造（断层）造成差异升降，使晚二叠世产生明显的岩相分异，从而控制了煤、铁、铝土矿等沉积矿产的分布。位于凭祥—东门区域大断层之北的亭亮、天西至区外北部的东罗一带，为一沉降中心，发育滨岸沼泽相，分布具工业价值的煤矿。而铁矿和铝土矿则在沉降带中较隆起的地方及大断层以南的隆起的有利地段沉积；如则子铁矿、六良铁矿等。

(2)断层与褶皱控制内生矿产

区域内的内生矿产主要为热液叠加改造而成，断层是热液上升的主要通道，而褶皱的转折端及断层交汇处是热液富集及交代的有利场所，即为容矿的主要部位。如板利金矿产于上二叠统碳酸盐岩与下三叠统碎屑岩界面之上。矿区一带为一个小规模近南北向的背斜，且被三条近南北向的断层切割，矿区之南段发育一条北东向断层与之交汇。矿体赋存于近南北向的破碎带及其附近的界面一带。如百定金矿位于岜僚背斜西端转折端一带，发育近平行于轴向的断层，有被北西向断层叠加，矿体赋存形式与板利金矿相似。沿该背斜转折端或次级褶皱的转折端与近轴向的断层叠加部位，均具矿化现象。

区域内的铜、铅、锌、黄铁矿等多金属矿点及矿化点多沿北东向构造分布。区内的北东向构造是主要的构造形迹，异常资料显示异常的中心往往是北东向构造较密集地段或与近东西向构造及北西向构造叠加部位附近。所以北东向构造是区内多金属矿产的主要控矿构造。

本文研究的金矿点六琼金矿位于六头复式背斜转折端北侧六琼断层带中，未受其他方向断层的叠加改造。矿体主要赋存于硅化碎裂岩中，沿硅化破裂带，均不同程度地具矿化现象，明显不以碳酸盐岩为赋矿围岩，具有较大的孔隙度和较好的渗透性，主要为热液（泉）叠加改造而成。由此可知，在地层条件相似的情况下，区内的金矿明显受控于褶皱和断层构造，而且多期次的热液叠加改造更有利于金矿的富集。

第4章 矿区地质特征

4.1 矿区地层

矿区出露地层较为简单，主要为：二叠系茅口组（P_1m）、合山组与大隆组并层（P_2h～d），下三叠统石炮组（T_1s），侏罗系汪门组（J_1w）。现按矿区出露的各时代地层出老到新简述如下（表4.1、图4.1）：

表4.1 六琼金矿区地层岩性、厚度表

统	组	岩性	厚度（m）
下侏罗统	汪门组 J_1w	紫红色砾岩、长石石英砂岩及粉砂岩、上部夹钙质泥岩 ——————角度不整合——————	200～1923
下三叠统	石炮组 T_1s	凝灰岩、凝灰质砂岩夹泥岩、上部泥岩、粉砂岩间夹薄层泥质灰岩 ——————角度不整合——————	52～985
上二叠统	合山组、大隆组并层 P_2h～d	硅质岩、泥岩、砂岩、泥质灰岩、泥灰岩 ----------平行不整合----------	48～475
下二叠统	茅口组 P_1m	浅灰色厚层块状灰岩，局部夹有燧石团块灰岩、白云岩、白云质岩	72～932

4.1.1 二叠系

下二叠统茅口组（P_1m）：以浅灰色—灰色厚层—块状生物屑灰岩、微晶灰岩、含藻砂屑生物屑灰岩为主夹中厚层或团块状白云岩、钙质白云岩。少量地段为深灰、灰黑色中厚层含燧石结核灰岩夹硅质岩。在断层通过处，灰岩往往大理岩化。茅口组以颜色浅、厚层—块状层理，岩石富颗粒，生物屑丰富为主要特征。底以浅灰色生物屑灰岩或夹白云质灰岩出现与栖霞组分界；顶以紫红色铁质风化壳出现与合山组分界，厚72～932m。

上二叠统合山组与大隆组并层（$P_{2h\sim d}$）：二叠系地层在多分布在矿区的中部，自东向西零星分布，多分布在负地形中。此组岩性较复杂，合山组下部为灰色—深灰色中—薄层含燧石团块（条带）生物屑灰岩、微晶灰岩；中上部为浅色—灰色含藻砂屑生物屑灰岩、生物屑粉—微晶灰岩，部分地区夹薄层硅质岩。底以紫

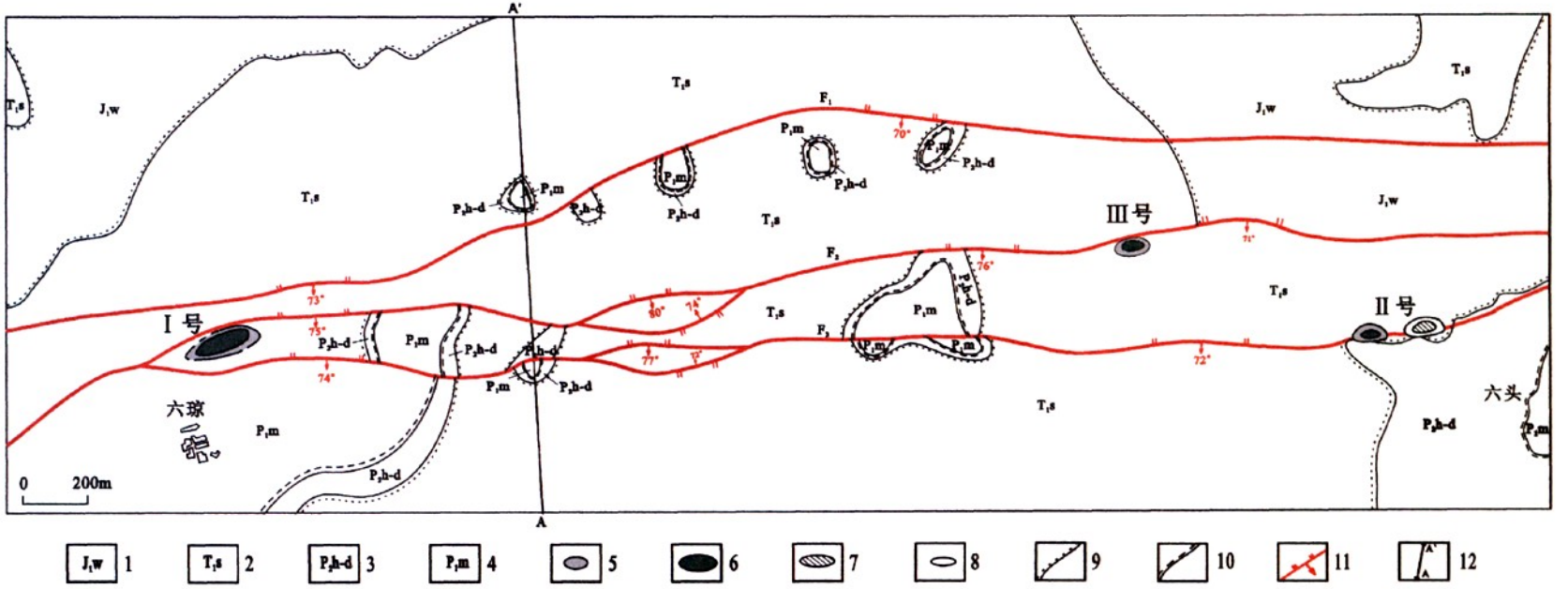


图 4.1 六琼金矿区地质简图

1、下侏罗统汪门组 2、下三叠统石炮组 3、上二叠统合山组与大隆组并组 4、下二叠统茅口组

5、弱硅化带 6、强硅化带 7、强褐铁矿化带 8、弱褐铁矿化带 9、角度不整合线 10、平行不整合线

11、断层 12、实测剖面线

红色含铁质泥岩古风化壳沉积与茅口组浅灰色生物屑灰岩分界，顶与大隆组的硅质岩出现分界。区域上合山组是重要的含煤及铝土矿层位，厚度为 0～219 m，发育平行层理、水平层理、微波状层理、微斜层理，缝合线构造。大隆组主要为一套灰色—深灰色薄层硅质岩、泥岩、生物屑硅质泥岩、紫红色、褐黄色薄层铁质泥岩、铁铝质粘土岩，部分夹凝灰岩组合。底以灰岩消失，硅质岩、泥岩出现与合山组分界。厚度 0.5～164 m。发育平行层理、水平层理、水平纹层。与下伏的下二叠统茅口组为平行不整合接触关系。

4.1.2 三叠系

下三叠统石炮组（T_1s）：是六琼金矿区的主要赋矿地层。主要为一套砂、泥岩类复理石沉积，多属浊积岩，往往表现为球状风化（照片 01），具有较大的孔隙度和较好的渗透性，十分有利于热液的流通和沉淀。

下部以绿灰—灰色（局部深灰色）薄层凝灰质泥岩、凝灰质泥岩为主，偶夹少量绿灰—灰色中薄层细粒长石岩岩屑砂岩和薄层沉凝灰岩，近中部处夹少量灰色薄层凝灰质粉砂岩。

中部和上部主要为绿灰色、灰色中层部分厚层—块状的细粒长石岩屑砂岩和凝灰质含钙细粒长石岩屑砂岩、杂砂岩夹灰绿色、灰色部分深灰色薄层泥岩或凝灰质泥岩，部分构成互层，次为灰色（部分深灰色）薄层泥岩或凝灰质泥岩夹绿灰—灰色薄层粉砂岩或凝灰质粉砂岩。

上部局部出现少量绿灰—灰色厚层—块状不等粒长石岩屑砂岩和含钙中粗粒长石岩屑砂岩，其单层厚达 1.25～3.9 m。本组砂岩、粉砂岩多含钙（5～20%），

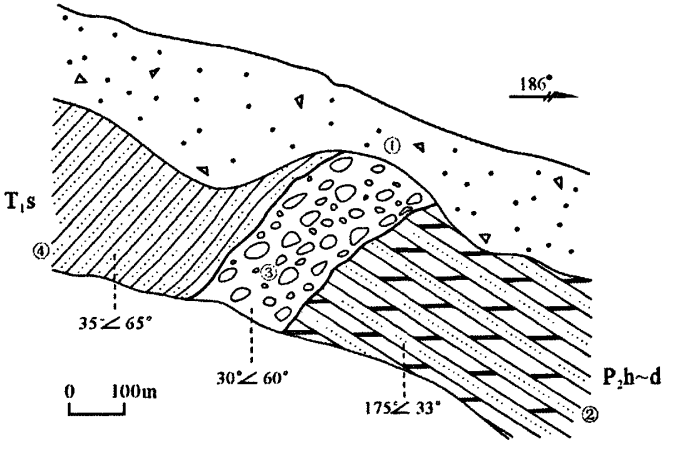


图 4.2 二叠系与三叠系不整合接触关系素描图

① 残坡积 ②硅质岩夹粉砂岩 ③底砾岩 ④粉砂岩

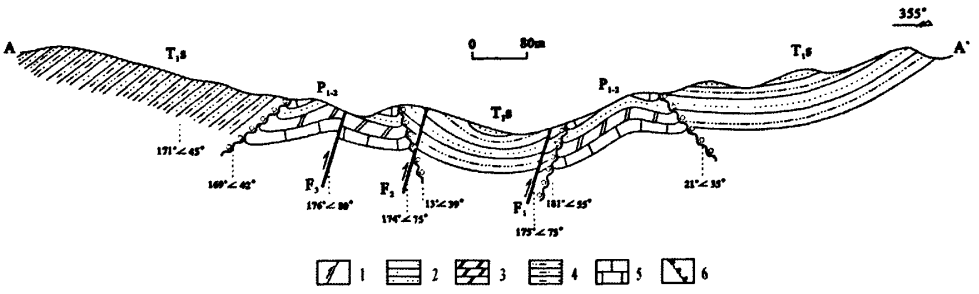


图 4.3 六琼矿区 A-A'地质剖面图

1、逆断层 2、砂岩 3、硅质岩 4、泥质粉砂岩 5、灰岩 6、角度不整合

砂岩成熟度低、分选性差，部分杂质含量高。本组岩石厚 51.9～984.5 m。该组岩石发育类复理石韵律、水平层理、水平纹理、水平互层层理、平行层理、正粒序层理、单向收敛状斜交层理，局部见双向斜交层理，偶见槽状层理、包卷层理及水流波痕，较发育底冲蚀构造及重荷模构造，可见沟槽模构造、盘碟构造。与下伏的二叠系地层为角度不整合接触关系（照片 02、图 4.2）；断裂通过处，地层往往遭受铁染或硅化。

4.1.3 侏罗系

下侏罗统汪门组（J_1w）：底部为一套紫红色厚层状含砾不等粒砂岩，其上为一套夹钙质砂、泥岩组合。其与下伏地层不整合接触特征各地表现不一，多与三叠系为角度不整合接触，厚 200～1923m。

4.2 矿区岩浆岩

本矿区内未见岩浆岩出露。

4.3 矿区构造

矿区构造活动强烈，褶皱、断裂、劈理发育（图 4.3）。现将主要特征简述如下：

(1) 褶皱

矿区内褶皱构造表现为 I 型复式叠加褶皱，由一组轴向近南北和轴向近东西的背斜叠加而成，两组背斜叠加处形成穹窿构造。穹窿构造核部地层由下二叠统茅口组灰岩和上二叠统合山组大隆组并层组成，二叠系地层中的灰岩产状较陡，倾角 30～50°，合山大隆组并层地层往往发生挠曲，产状多变；二叠系地层内褶

皱形态较为紧闭甚至发生倒转，是在海西期遭受近南北向的强烈挤压形成。穹窿构造翼部地层为下三叠统石炮组，下三叠统石炮组地层在轴向上表现为平缓开阔向形构造，两翼产状较平缓，倾角 20～30°；三叠系地层产状变化在印支期南北向应力作用下形成。总体来看，近东西向褶皱较发育，轴迹几乎贯穿整个矿区，近南北向褶皱发育次之。

(2)断裂

矿区主要见 F_1 、F_2和 F_3三条断层，三条断层均为逆断层，切割图区内所有出露的地层。断层总体走向为北东东向，总体向南陡倾，倾角 65～80°，局部向北陡倾，断层沿走向分支复合，呈舒缓波状。断层带宽 1.50～4.50m 不等，带中主要由断层角砾岩、碎裂岩及胶结物组成，带内岩石蚀变作用较强，为硅化断裂带，表现为硅化压碎岩，硅化强烈的岩石呈透镜状分布，硅化弱者呈松散状，局部可见褐铁矿化，黄铁矿化，高岭土矿化，并有铁质渲染，某些地段岩石由于热液作用发生角岩化和大理岩化。硅化较强的地段形成明显正地貌。断层角砾大小不一，0.50cm～15cm 不等，外形呈棱角状～次棱角状，无定向性，杂乱排列，含量约 60%，胶结物多为硅质，含量约 40%。现将断层简要分述如下：

F_1：分布位于矿区北部，断裂走向从西到东由近东西向转为北东向再转为近东西向，断裂倾角由陡变缓，西段近乎直立（280∠87°），中部较平缓（330∠43-50°）、东端倾角稍陡（0∠65°左右）。西段和中段切割下三叠石炮组（T_1s）地层，东段为侏罗系汪门组（J_1w）和三叠石炮组（T_1s）地层的分界线。断层带西段弱硅化或无硅化，断层带通过的地层劈理化强烈，劈理产状近乎直立，并遭受强烈风化，岩石显得非常破碎（照片 03）。靠近断层带附近地层产状往往发生突变。断层带东段硅化和褐铁矿化发育，断层带内往往有断层角砾发育，角砾呈棱角状，大小不一，1～8cm 不等，角砾成分以硅质和铁质岩石为主，断层带附近岩层往往铁质渲染，风化后残积物呈红色。

F_2：分布位于工作区中部，断层从六良至六琼走向近东西向，在六琼与 F3 断层交汇，断层走向转为北东向。F_2断层在马泥山附近分支复合，表现为逆断层的正花状构造(图 4.4、图 4.5)，主断层向南陡倾，次级断层向北陡倾。断层切割二叠和三叠系地层。断层表现为硅化破碎带，宽约 2～15m 不等。断层带通过处，地层普遍

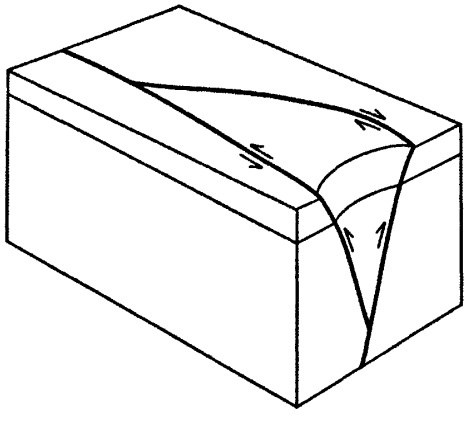


图 4.4 正花状构造模式图

遭受强烈硅化（照片 04），断层带内构造角砾发育，角砾大小混杂，呈长条状、

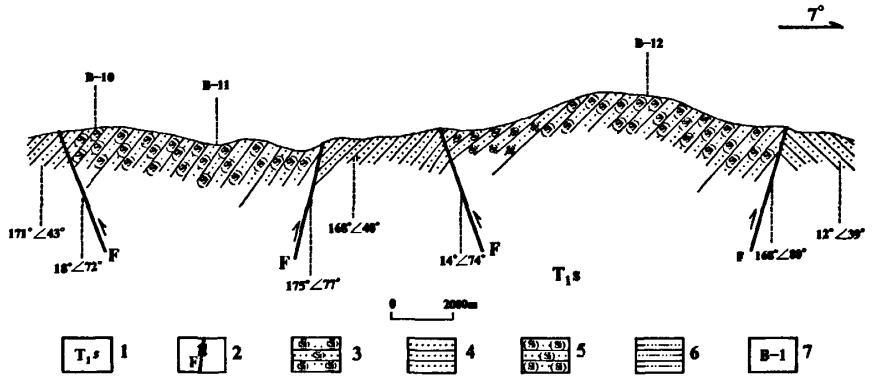


图 4.5 六琼矿区 D1-D1′ 实测剖面图

1、下三叠统石炮组 2、逆断层 3、强硅化砂岩 4、砂岩

5、弱硅化砂岩 6、泥质粉砂岩 7、标本采集点

椭圆状、次棱角状或不规则状等多种形态，粒径大的约 15－20cm，小的约 0.5-1cm，角砾排列无明显规律。从垂直断裂带走向方向上看，由断层带中心向两侧断层角砾粒度有变大的规律，角砾岩角砾成分多为硅质砂岩粉砂岩，表面往往风化呈红褐色，少量风化呈蜂窝状，胶结物为小的角砾和硅化砂岩碎屑。断层带整体呈坚硬块状岩石，在地貌上较突出。

F_3：分布位于工作区南部，整体走向近东西向，与 F_2 断层会合后走向转为 NE 向。F_3 断层与 F_2 断层类似，在马泥山附近分支复合，表现为逆断层的正花状构造，断裂带特征与 F_2 一致。

4.4 围岩蚀变

矿区内岩石蚀变较普遍，主要有硅化、褐铁矿化、黄铁矿化、高岭土化和角岩化等。

硅化：硅化是矿区内分布范围较广的蚀变类型，主要沿断裂呈带状分布，沿断裂走向硅化不均匀。总体上硅化有两种类型。一种硅化在断裂附近呈团块状或块状，石英为灰白色或烟灰色，总体表现为隐晶质，局部地段为玉髓，岩石坚硬性脆，在地貌上表现较为突出，形成硅帽。硅帽的硅化在平面上有一定的分带性，在硅帽中心硅化较强，局部有硅化角砾岩（照片 05），向两侧硅化强度变弱。硅帽中心的岩石为硅质岩，旁侧的岩石为网脉状硅化砂岩（照片 17）。另外一种为硅化破碎带中的硅化（照片 06、22），硅化的强弱与原岩的成分与裂隙发育程度有关，总体上后一种硅化较前一种硅化要弱。硅化的穿插关系说明硅化为多期次的热液活动的产物（照片 18）。

褐铁矿化：主要分布于断裂破碎带及旁侧的围岩中，在区内分布较广。褐铁矿化沿断裂走向分布不均匀。在局部地段褐铁矿化很强，围岩往往变成褐铁矿石，常在地表风化壳形成铁帽（照片07），铁帽在平面上有一定的分带性，由中心向两侧褐铁矿化逐渐减弱，表现为团块状褐铁矿化－粗脉褐铁矿化－细脉褐铁矿化的趋势。在断裂带旁侧的围岩中褐铁矿化一般沿节理、劈理、裂隙面呈星点状、细脉状分布（照片08），风化后残积物呈红色。

黄铁矿化：区内黄铁矿化主要分布于次级断裂破碎带中，呈星点状不均匀分布，黄铁矿经风化淋滤，呈铁矿化；局部黄铁矿风化后保留有完整晶形，与金矿化关系密切。

高岭土化：主要发育于断裂接触带上，高岭土化呈灰白色，土状结构具滑感。

角岩化:岩石多呈灰绿色，具角岩结构、块状构造。

第5章 六琼热泉型矿床构造特征

5.1 矿区热泉型矿体地质特征

在六琼矿区初步查明存在有3个热泉中心，热泉中心沿近东西走向的断裂带断续分布，矿化均严格受热泉点控制。矿区矿化有金矿化和铁矿化，由西至东相对应的热泉型矿体编号依次为Ⅰ、Ⅲ、Ⅱ号矿化体（见图 4.1）。现将其地质特征分述如下。

5.1.1 Ⅰ号矿化体地质特征

Ⅰ号矿化体于矿区六琼村北侧，产于 F_2 断层南侧，发育于下三叠统石炮组砂岩粉砂岩中，是矿区内规模最大的金矿化体（图 5.1）。Ⅰ号金矿化体在平面上呈不规则椭圆状、透镜状环带状分布，走向约80°～260°，沿走向长度约160m，垂直走向方向上宽约60m。矿体产状向南陡倾，倾角约70～80°。

含金矿化体普遍遭受强烈的硅化。蚀变与围岩无明显界线，且硅化蚀变强度不均匀，在硅化体中心还有夹有未蚀变的泥质粉砂岩的夹石。总体上硅化由矿体

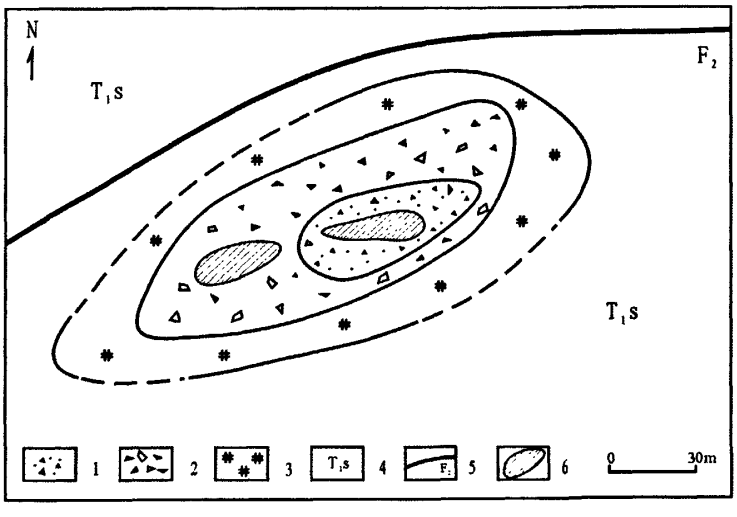


图 5.1 Ⅰ号金矿化体地质简图

1、强硅化流化角砾岩带；2、强硅化液压角砾岩带；3、弱硅化网脉带；
4、下三叠石炮组地层；5、断层；6、泥质粉砂岩夹石

中心至两侧蚀变强度有变弱的趋势，因此大致可划分为强硅化带和弱硅化带。矿化体强硅化带的岩性以硅质岩为主，硅质岩颜色为白色至浅黄白色，质地脆硬无

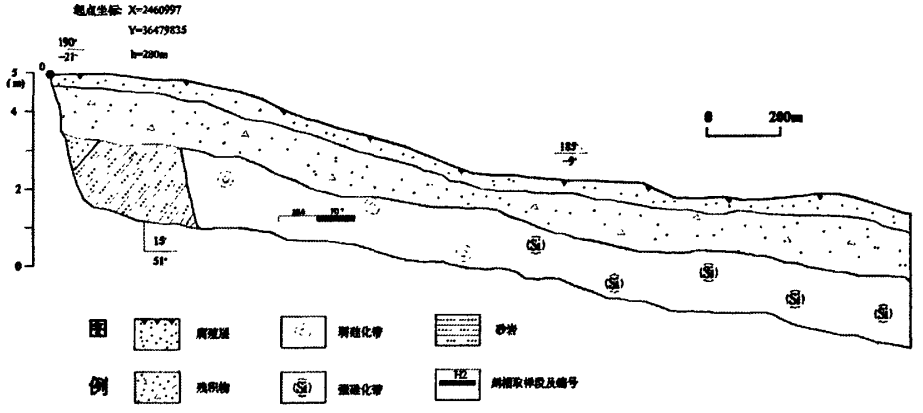


图 5.2　I 号金矿化体探槽 TC3 素描图

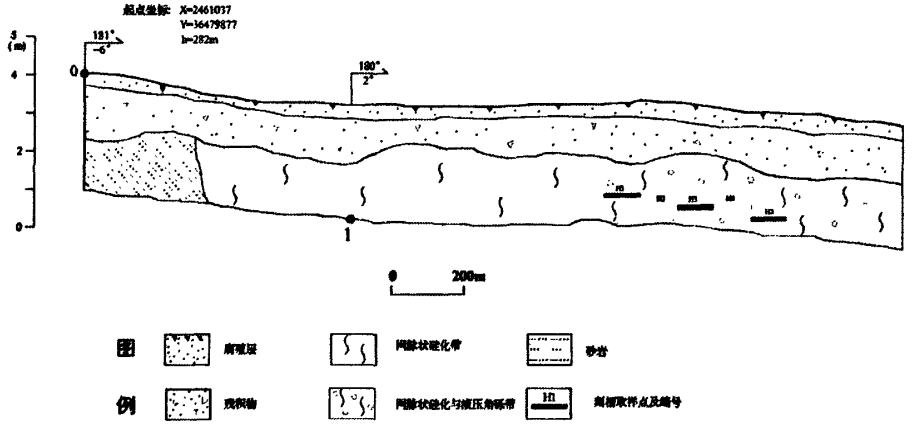


图 5.3　I 号金矿化体探槽 TC1 素描图

层理，岩石中多发育有小孔，孔径约 1mm 左右，局部呈黄铁矿假晶形态。矿化体弱硅化带的岩性以网脉状浅黄白色硅质岩或硅质粉砂岩为主，局部地段有铁质渲染，岩石结构较松散。

含金矿石主要有弱硅化砂岩、粉砂岩和液压角砾岩，矿石大多已经压碎、淋滤、风化，整体较松散，风化后矿石多呈浅灰色、淡黄色、浅褐红色。矿石总体上成分较单一，主要有隐晶质石英、褐铁矿（含黄铁矿结晶）、冰长石、高岭石和少量岩屑，矿石多呈块状构造和角砾状构造（照片 21）。

肉眼很难区分硅化体中岩石是否含金，通常要通过化学取样分析判断。从分析结果看，该矿化体的金矿化分布不均匀，金矿化连续性一般，金品位在网脉状硅化岩带中含量较高（图 5.3），尤其在岩石结构较为松散的部位含量最高（照片 10）；而硅化较强且致密的硅质岩石中不含金（图 5.2）。总体上，硅化体中心

金矿化要比硅化体边部品位要好。

5.1.2 III号矿化体地质特征

III号矿化体位于矿区中部457.6高地西南300米处，矿体位于断层F_2南侧，发育于下三叠统石炮组地层中（图 5.4）。该矿化体从宏观上看在平面上呈椭圆环带分布，其外形不受断层控制，走向约110°～290°,工程控制矿化体走向长度约80m，垂直走向长度宽约30m，矿体倾角近直立。

矿化体遭受强硅化和弱铁化。III号弱铁含金矿化体的硅化蚀变与围岩无明显界线，蚀变强度不均匀，总体上硅化中心至两侧蚀变强度有变弱的趋势，可划为强硅化带和弱硅化带；在强硅化带内褐铁矿化发育，在弱硅化带内地层普遍遭受铁染。硅化带内岩石为褐黄色、浅黄白色硅质砂岩、和红褐色褐铁矿化粉砂岩；矿化体弱硅化带的岩性以网脉状浅黄白色硅质岩或硅质粉砂岩为主，

区分金矿化同样需要通过化学取样分析判断，从分析结果看，该矿化体矿化分布不均匀，硅化体中心金矿化要比硅化体边部品位要好。含金矿石主要有弱硅化砂岩粉砂岩和液压角砾岩，呈块状构造和角砾状构造。矿石总体上成分较单一，主要有隐晶质石英、褐铁矿（含黄铁矿结晶）、冰长石、和少量岩屑。与I号金矿化体相比，III矿化体铁矿化较强。

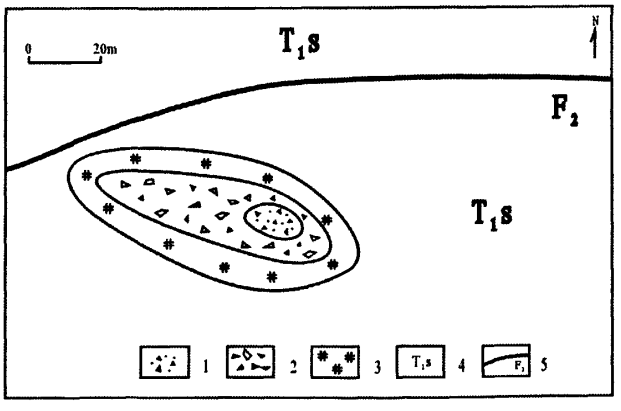


图 5.4 III号金矿化体地质简图

1、强硅化流化角砾岩带；2、强硅化液压角砾岩带；

3、弱硅化网脉带；4、下三叠石炮组地层；5、断层

5.1.3 II号矿化体地质特征

该矿化体于矿区东侧的六良村北西，位于F_3断层旁侧，发育于下三叠统石炮组地层中，由含金硅化体和高铁含金矿化体组成（图 5.5）。含金硅化体和高

铁金矿化体在平面均呈透镜状，沿东西向呈串珠状排列。

含金硅化体走向近东西，工程控制走向长约 100m，垂直走向宽约 40m，呈短轴状透镜体，产状向南陡倾，倾角约 70～80°。该硅化体在地貌上非常明显，表现为硅帽。从中心向两侧可大致划为强硅化带和弱硅化带，硅化带岩石为硅质岩和硅化砂岩。强硅化带硅化均匀，岩石颜色为白色至浅黄白色，质地脆硬无层理。弱硅化带的岩性以网脉状浅黄白色硅质岩或硅质粉砂岩为主，蚀变与围岩无明显界限。化学分析结果表明，硅帽中的含金品位无明显反映，弱硅化带中有金矿化显示。

高铁含金矿化体走向近东西，工程控制走向长度约 120m，垂直走向宽约 20m，呈长轴状透镜体，产状向南陡倾，倾角约 75～80°。高铁含金矿化体褐铁矿矿化分布有一定分带性，从中心向两侧铁矿化逐渐减弱，大致可分为强褐铁矿化带和弱褐铁矿化带，分带无明显界线。强褐铁矿化带内岩石为流化角砾岩、液压角砾岩，目估铁矿含量约 20－30%，前人曾将其作为铁矿进行开采，化学分析金无任何反映；弱褐铁矿化带内岩石为网脉状褐铁矿化砂岩、粉砂岩，化学分析金有金矿化显示。

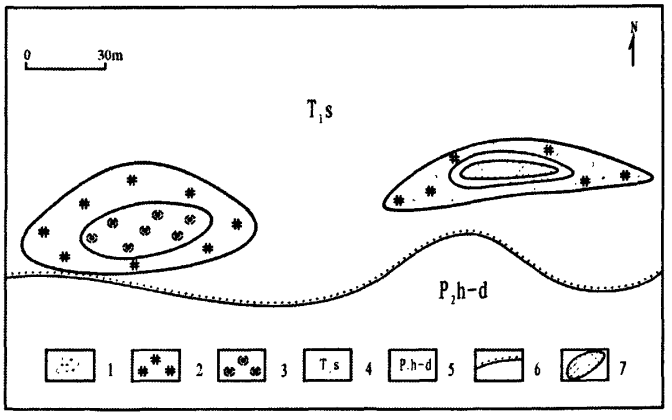


图 5.5　II号矿化体地质简图

1、液压一流化角砾岩带；2、硅化网脉带；3、强硅化（硅泉）带；4、下三叠石炮组地层；5、上二叠合山大隆组地层；6、不整合；7、铁矿体

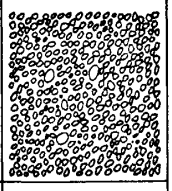
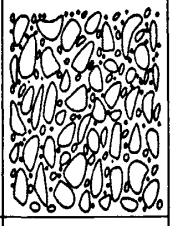
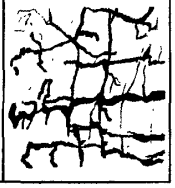
5.2　热泉构造含矿角砾岩系构造特征

5.2.1 含矿网脉－角砾岩分类与分布

含矿角砾岩为六琼矿区热泉型矿体的主要矿石构造类型。根据胶结物的成分，将六琼矿区的角砾岩分为 2 个系列：铁系列和硅系列；根据角砾和胶结物所占体积的百分比[60-66]，将矿区的角砾岩大致分为 3 类：超流化角砾岩、流化角砾

岩和液压角砾岩（表5.1）。

表5.1 六琼矿区网脉-角砾岩分类及其特征一览表

网脉—角砾岩类型	硅系列		铁系列		素描图
	角砾	胶结物	角砾	胶结物	
超流化角砾岩	硅化砂岩，硅质岩，粒径为0.02-0.5mm，体积含量8-10%，磨圆度好	硅质岩，颗粒较小，约0.01-0.03mm，体积含量85-90%	硅化砂岩，粒径约0.05-0.1cm，体积含量小于10%。磨圆度较好	黄铁矿氧化后的褐铁矿，体积含量大于90%	
流化-初流化角砾岩	硅化砂岩，粒径约0.05-0.1cm，体积含量40-50%，有一定磨圆度	石英，一类为玉髓质石英；另一类为石英颗粒较大，约为0.2-0.8mm，粒径约0.01-0.05mm体积含量约50-60%	褐黄色硅质粉砂岩、硅质砂岩，粒径约2-3cm，体积含量约50%。有一定的磨圆度	黄铁矿氧化形成的褐铁矿，体积含量约50%。	
液压角砾岩	褐黄色硅质粉砂岩、硅质砂岩，粒径0.5-2cm不等，具有一定棱角	石英，一类为玉髓质石英，晶体边界模糊，体积含量约25%；另一类为石英颗粒较大，粒径为0.2-0.8mm	褐黄色硅质粉砂岩、硅质砂岩，粒径2-10cm不等，体积含量约75-85%。角砾棱角分明	褐铁矿脉，体积含量约占25%	
网脉	粉砂岩或泥质粉砂岩石	硅化网脉，脉宽0.5-2mm	硅质粉砂岩或泥质粉砂岩	褐铁矿化网脉，脉宽0.1-1mm	

1、铁系列角砾岩

超流化角砾岩：分布在II号高铁含金矿化体中，角砾成分为硅化砂岩，磨圆度较好，粒径约0.05-0.1cm，体积含量小于10%；胶结物（基质）为黄铁矿氧化后的褐铁矿，褐铁矿总体看致密块状，体积含量大于90%，即II号高铁含金矿化体中的铁矿体（照片07），目估铁品位30%左右，有些高达到50%。

流化角砾岩：分布在II号高铁含金矿化体中，角砾成分为褐黄色硅质粉砂岩、硅质砂岩，有一定的磨圆，多不能拼合，粒径2-3cm，体积含量约50%；胶结物成分主要是由黄铁矿氧化形成的褐铁矿，矿脉略带流纹理，矿脉宽2-10mm，脉中常发育有由于褐铁矿冷却收缩形成的空洞，体积含量约占50%。

液压角砾岩：分布在II号高铁含金矿化体和III号弱铁含金矿化体中（照片11、照片12）。角砾成分为为褐黄色硅质粉砂岩、硅质砂岩，因遭受热液作用多

变质，角砾棱角分明（照片 27），大小不一，粒径 2－10cm 不等，岩石多可拼合（图 5.6、图 5.7），少量地段可见岩石原始层理，体积含量约 75－85%；胶结物成分为褐铁矿脉，体积含量约占 25%。

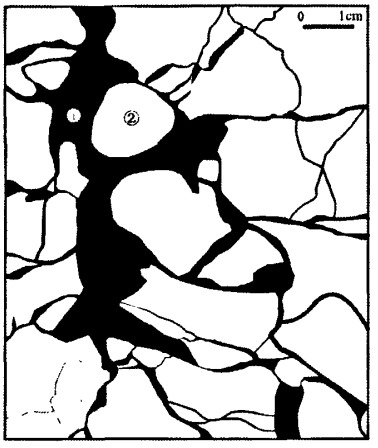


图 5.6 液压角砾岩素描图
①褐铁矿脉；②硅质粉砂岩、砂岩

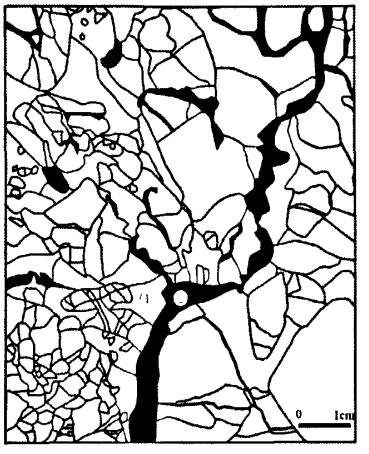


图 5.7 液压角砾岩素描图
①硅质粉砂岩、砂岩；②褐铁矿脉

2、硅系列角砾岩

超流化角砾岩：分布在 I 号含金矿化体中。角砾成分为硅化砂岩、硅质岩(照片 09)，磨圆度好，粒径约 0.02-0.5mm，体积含量约 8－10%，显微镜下表现为石英碎屑，并遭受了强烈硅化，边界较模糊（照片 15）。胶结物成分为硅质岩，显微镜下观察其成分多为细粒玉髓质石英，颗粒较小，一般约 0.01-0.03mm，石英晶体边界模糊，多呈港湾状或不规则状，体积含量 85－90%（照片 16）。黄铁矿呈不透明矿物散布于岩石中。

流化角砾岩：分布在 I 号和III号含金矿化体中。角砾成分多为硅化砂岩，有一定磨圆度，粒径约 0.05-0.1cm，体积含量 40－50%，显微镜下为岩屑。胶结物成分为硅质岩，石英胶结物在显微镜下有两种，一类为玉髓质石英，晶体边界模糊，多呈港湾状；另一类石英颗粒较大，一般约 0.2-0.8mm，斜消光现象明显。粒径约 0.01-0.05mm，体积含量约 50－60%（照片 23、24）。

液压角砾岩：分布在 I 号和III号含金矿化体中。角砾成分为为褐黄色硅质粉砂岩、硅质砂岩，角砾具有一定棱角，大小不一，粒径 0.5－2cm 不等，岩石具可拼合性，体积含量约 75－85%，显微镜下角砾呈岩屑状，往往未受到较弱的硅化；胶结物成分为石英，颗粒较大的粒径约 0.2-0.8mm，局部表现为网脉状，有少量穿插于角砾中，另一种为玉髓质石英，体积含量约占 25%（照片 25、26）。

3、含矿网脉

含铁网脉：褐铁矿化沿硅质粉砂岩或泥质粉砂岩的节理或裂隙发育，呈网脉

含铁网脉：褐铁矿化沿硅质粉砂岩或泥质粉砂岩的节理或裂隙发育，呈网脉状（照片 13、19），脉宽 0.1-1mm，显微镜下褐铁矿化沿裂隙向两侧围岩渗透，与围岩界线不平直（照片 20）。网脉的发育与岩性和裂隙发育程度有关，渗透率好的砂岩较渗透率差的泥质粉砂岩褐铁矿化发育，裂隙程度发育较好的褐铁矿比较发育。

含硅网脉：硅化网脉在野外露头较难观测，仅仅表现为粉砂岩或泥质粉砂岩石遭受弱的不均匀硅化，岩石裂隙发育且显得较破碎。在显微镜下石英脉呈网脉穿插于围岩中，脉宽 0.05-0.2mm，石英呈它形，颗粒边界较清楚（照片 14）。

5.2.2 含矿网脉－角砾岩系分带构造特征

六琼矿区单个矿体在平面上呈透镜状，在平面和垂直矿化体走向的剖面上，含矿网脉－角砾岩系有明显的构造分带性。由于金矿化和铁矿化均产在角砾岩和网脉状岩石中，要完整的总结矿化规律，对含矿网脉－角砾岩系的构造分带规律进行总结是非常有必要的。下面以 II 号高铁含金矿化体为例，对热泉型金矿化体的构造分带规律进行阐述。

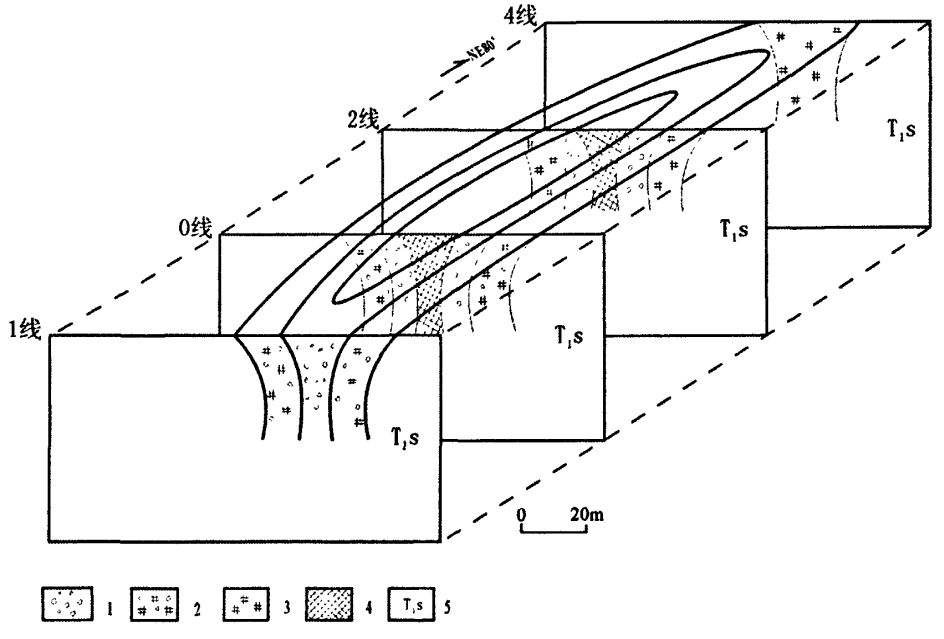


图 5.8 II 号高铁含金矿化体联合剖面示意图

1、含铁流化角砾岩；2、含铁液压角砾岩；3、含铁网脉；

4、铁矿（超流化角砾岩）；5、下三叠石炮组地层

II 号高铁含金矿化体在平面和垂直矿化体走向的各剖面上，矿化体有明显的构造分带性，从矿化体中心向两侧依次为：超流化角砾岩矿化体（铁矿）－含铁

流化角砾岩矿化体－含铁液压角砾岩矿化体－含铁初液压角砾岩矿化体－网脉状矿化体－正常围岩（图 5.8）。

根据热泉构造的形成特点，从矿体中间向两侧可分为管道相－中间相－边缘相。管道相为超流化角砾岩；中间相为流化角砾岩和液压角砾岩；边缘相为初液压角砾岩和网脉带。对于II号高铁含金矿化体，铁矿化强度从管道相－中间相－边缘相依次减弱，而金矿化在中间相的矿化最好，边缘相矿化次之，管道相矿化最差甚至无显示。其矿化分布产生差异的原因推测与流体的来源和期次不同有关。

结合矿区所有矿化体的矿化网脉－角砾岩系的构造特点，其构造分带的特点如表 5.2 所示。

表 5.2　热泉型矿体构造分带的特点

构造分带	构造特征	网脉－角砾岩类型	矿化特点
管道相	角砾成分复杂，多为围岩，粒度较小，具一定磨圆，约占矿化体体积百分比 5－15%。胶结物成分较简单，多为围岩蚀变产物，约占矿化体体积 75－85%。	超流化角砾岩、流化角砾岩、硅帽、泉华	硅化强，褐铁矿化强、金矿化差
中间相	角砾成分复杂，多为围岩，岩石具一定棱角，多具可拼性，约占矿化体体积百分比 50%。胶结物成分为外来脉体，约占矿化体体积 50%。	流化角砾岩、液压角砾岩、初液压角砾岩	硅化较强，褐铁矿化较强、金矿化强
边缘相	网脉呈多期次的穿插于围岩中。网脉含量约占矿化体体积 10%。	初液压角砾岩、网脉	硅化弱，褐铁矿化弱、金矿化弱

5.3　热泉型矿体地化结构

本次在研究区开展了 1：10000 土壤地球化学测量扫面工作，在矿区初步圈定 3 个化探金异常，分别命名为 I 、II、III号金异常，其位置分别与 I 、II、III号矿化体相对应（图 5.13）。现对 I 、II、III号异常特征分述如下。

I 号异常：该异常由 A 区的 6 线和 7 线的高异常值圈定，异常下限取 30ppt。6 线异常高值点为 A6-6～8，Au 含量测量值分别为 56.27、52.95、34.60ppt，为单峰高异常（图 5.9）；7 线异常高值点为 A7-7～11，Au 含量测量值分别为 40.28、65.51、109.82、103.35、52.95ppt，为单峰强异常（图 5.10）；该异常范围长 200 米，宽 60－100m，浓集中心非常明显且稳定。

II 号异常：该异常由 A 区的 31 线和 32 线高异常值圈定，异常下限取 30ppt。31 线异常高值点为 A31-26～27，Au 含量测量值分别为 30.64、42.81ppt，为单峰高异常（图 5.11）；32 线异常高值点为 A32-25～28，Au 含量测量值分别为 34.6、

48.34、41.52、69.61ppt,为单峰强异常（图 5.12）；该异常范围长约 200 米，宽约 80 米，浓集中心非常明显。

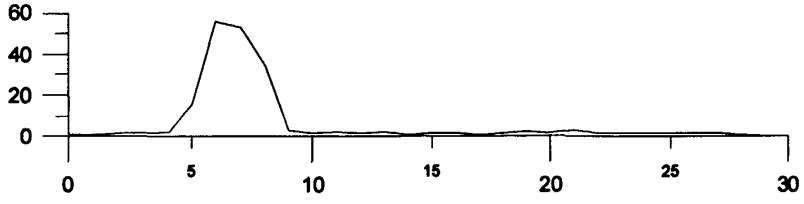


图 5.9　I 号异常 6 线土壤地球化学测量剖面图

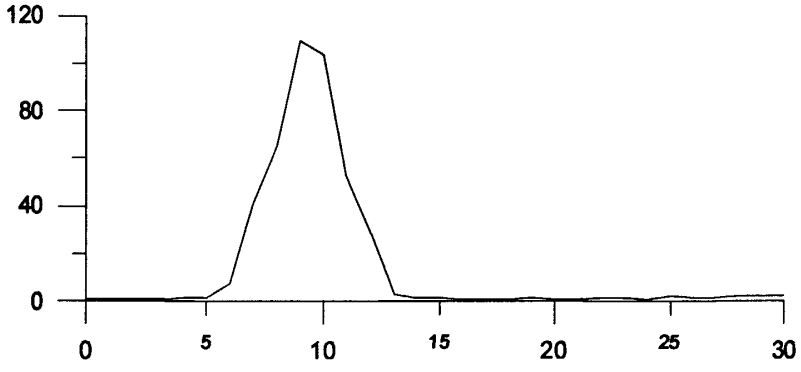


图 5.10　I 号异常 7 线土壤地球化学测量剖面图

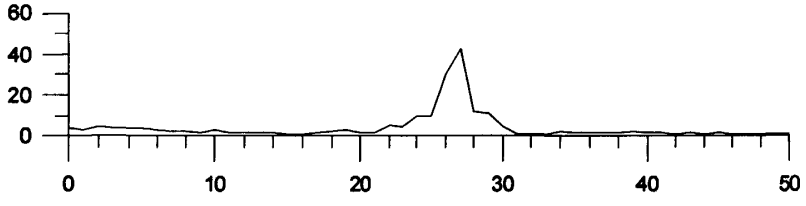


图 5.11　II 号异常 31 线土壤地球化学测量剖面图

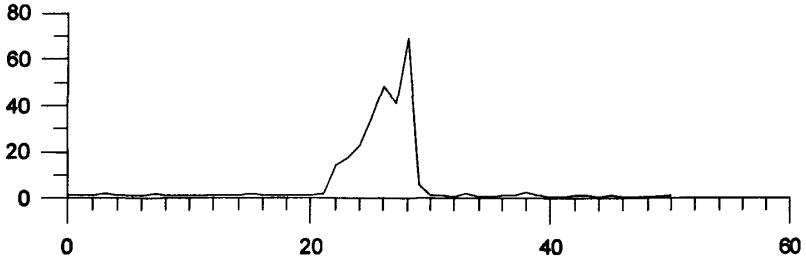


图 5.12　II 号异常 32 线土壤地球化学测量剖面图

III号异常：该异常由 A 区的 24 线高异常值圈定，异常下限取 30ppt。24 线异常高值点为 A24-40～42，Au 含量测量值分别为 63.35、106.54、94.34ppt，为单峰强异常（图 5.14）；该异常范围长约 100 米，宽 60 米，浓集中心非常明显。

在本矿区所发现的三个金矿化异常均表现为单峰强异常、浓集中心明显的特征，为热泉型矿床地球化学特征的典型特点。而且 I 号异常和III号异常地段异常高值都在 100ppt 以上，金矿化在该地段也较好，并且在地表硅化较强，地貌

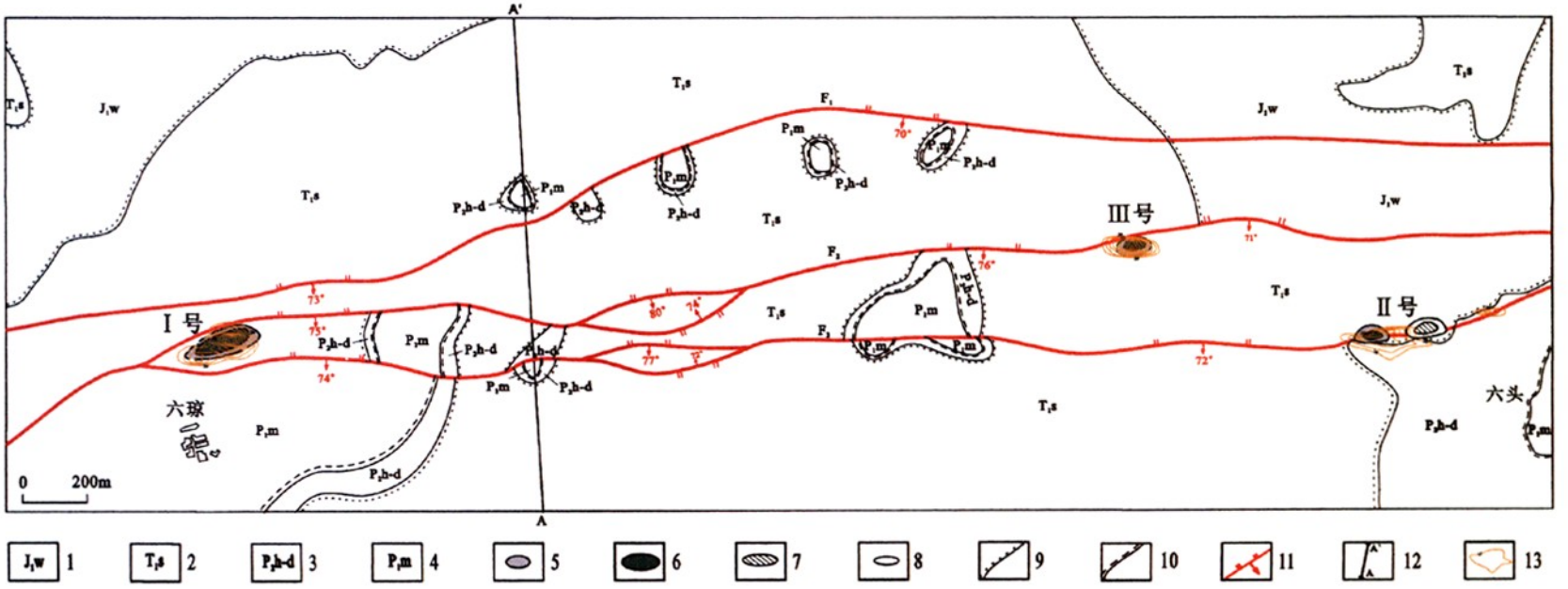


图 5.13 六琼金矿区化探异常图

1、下侏罗统汪门组 2、下三叠统石炮组 3、上二叠统合山组与大隆组并组 4、下二叠统茅口组

5、弱硅化带 6、强硅化带 7、强褐铁矿化带 8、弱褐铁矿化带 9、角度不整合线 10、平行不整合线

11、断层 12、实测剖面线 13、金异常等值线

表现为硅帽的特征。II号异常地段异常高值为69.61ppt，金矿化在该地段反映也较弱，地貌表现为泉华的特征。异常值的高低和金矿化的强弱估计与该地段受剥蚀程度有关。

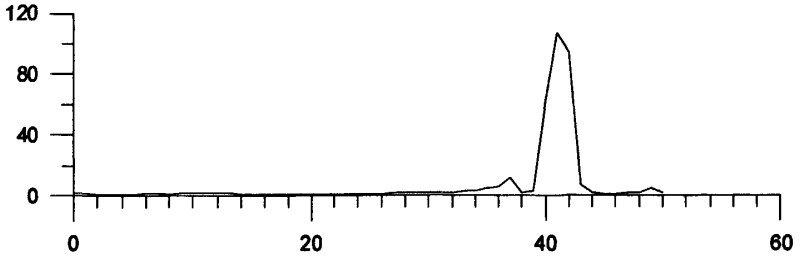


图 5.14　III号异常24线土壤地球化学测量剖面图

第6章 六琼矿区热泉控矿构造模式及成矿预测

6.1 六琼矿区热泉控矿构造模式

6.1.1 六琼矿区热泉构造几何模型

根据六琼矿区含铁矿化体和含金矿化体的平剖面地质特征及含矿网脉一角砾岩系的分带特征建立如下热泉构造的几何模型（图 6.1）。单个热泉构造点顶部往往有蘑菇状泉华覆盖于其主矿化体之上，每个矿体具有窄而深的构造通道，由通道中心有流体动力角砾岩分布，从通道中心向两侧具有流化角砾(隐爆角砾)一液压角砾一网脉的构造分带。有的热泉构造通道可分叉或向上敞开，造成构造分带的叠加，使得矿化和网脉一角砾岩系构造分布更为复杂。

矿区内各矿化体之所以在平面上有着不同的几何结构，推测与该矿化体受剥蚀程度有关。根据目前矿区的金矿化特点和金土壤地球化学特征，由西向东金矿化是逐渐减弱的，因此由东至西，古夷平面是逐渐降低的。

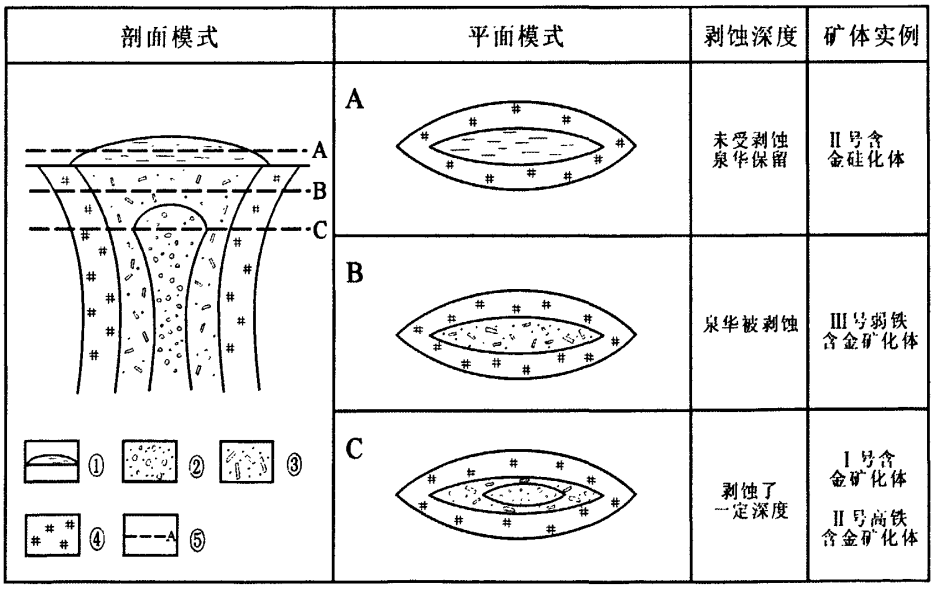


图 6.1 六琼矿区热泉构造几何模型

①泉华；②通道相的流化角砾岩；③、中间相的液压角砾岩；

④边缘相的网脉；⑤夷平面

6.1.2 热泉构造与断裂构造的关系

六琼矿区的热泉点都产在断裂带附近或断层带内。整个矿区内硅化非常普遍并受断裂带控制呈带状分布，但金矿化和铁矿化均呈点状分布而非带状分布，说

明断裂带构造与热泉构造在成矿关系上是相互独立的构造系统，在空间关系上又是互相联系的构造系统。

断裂面往往是弯曲的，在同一应力下，断裂面的不同部位的受力情况是不同的，通常在正断层中产状变陡处和逆断层中产状变缓处会受到张力作用。六琼矿区控泉断裂 F_2、F_3均为逆断层，在平面和剖面上均呈波状起伏，且分支复合现象明显。控泉断裂 F_2、F_3在地表产状较陡，在深部产状逐渐变缓。因此在靠近地表产状较陡的地段为压性，围岩处于压缩状态，岩层的孔隙度和渗透率低，多形成压性构造角砾岩和构造破碎带；在断裂带深处产状变缓处为张性，岩石处于膨胀状态，岩石的孔隙度和渗透率高，多形成张裂隙和张性角砾岩（图 6.2）。热泉构造通常是沿张性空间向地表迁移和运移流体的，因此六琼矿区热泉构造的分布受断裂构造的次级构造控制。

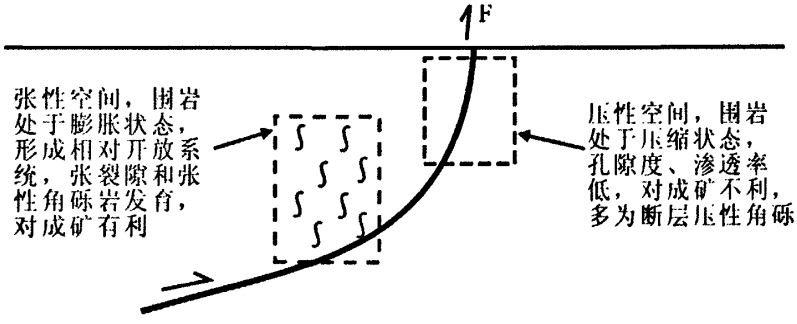


图 6.2　控泉断裂模式及其变形特征

6.1.3 热泉构造成矿构造演化

从全矿区内的矿化分布规律来看，金矿化在 3 个热泉点均有分布，而铁矿化从东至西矿化是逐渐减弱的。对于单个矿化体内金矿化和铁矿化分布都不均匀，这种不均匀的原因可能与岩石的构造破裂类型、含矿热液期次、成矿流体流通量及含矿量等有关。不同的含矿热液期次，形成不同类型的矿化；成矿流体流体量不同，矿化品位也不同。在整个矿区热泉构造演化过程中，发生了多期次的构造—流体事件，其从早至晚经历了 4 个阶段。

1、构造破碎带和泉华形成阶段

矿区内硅化构造破碎带十分发育，均沿断裂带 F_2、F_3分布，其严格受断裂带控制。在断裂带形成初期，在靠近地表地段由于产状较陡为压性空间，地表断裂表现为压性断层，形成构造角砾岩和断层泥；在深部产状较缓地段为张性空间形成张裂脉和张性通道。在之后伴随着大规模的含硅流体活动，在地表的压性断层受到硅化充填交代形成硅化角砾岩。在张性空间中，形成分支向上撒开的张性网

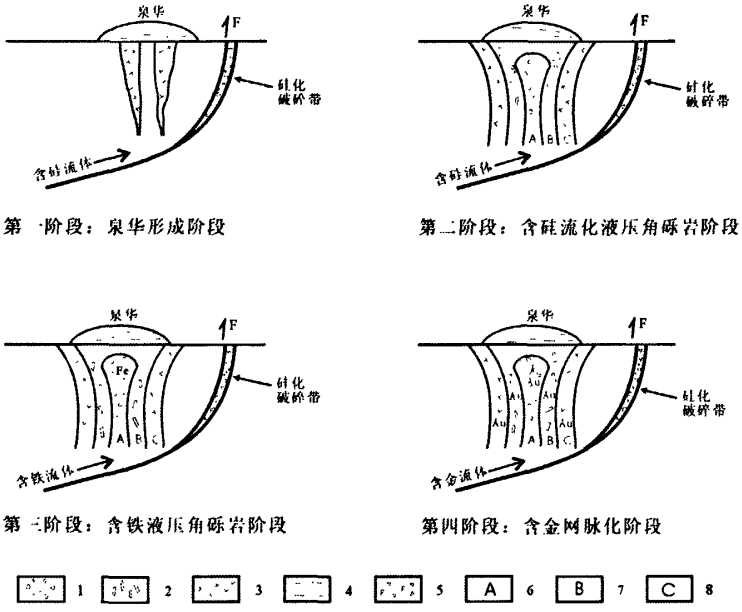


图 6.3 六琼矿区热泉构造成矿构造演化

1、流化角砾岩；2、液压角砾岩；3、网脉；4、泉华；

5、构造角砾岩；6、管道相；7 中间相；8、边缘相

脉，含硅热液可以沿张性通道或硅化破碎带向地表排泄，在断裂带上或断裂带附近的热泉露头处沉淀而成富硅残余物——泉华。该阶段的构造流体活动往往是间歇性的，随着硅化破碎带的逐步充填交代胶结，含硅流体逐步倾向于向断裂带派生的张性通道运移和排泄。

2、含硅流化液压角砾岩阶段

压性硅化破碎带和泉华构造形成后，此后有含硅流体持续作用。由于泉华的掩盖和压性硅化带的封闭作用，此后的硅化流体在张性空间中周期性循环作用，形成含硅流化液压角砾岩。根据流体在通道的作用，在通道中心流体量充足且压力较大，流动速度快，围岩多遭受流化作用，并被含硅热液带走，形成了管道相超流化角砾岩，局部地段流体量和压力较大时形成爆破角砾岩；在管道相的外侧的中间相，由于流体量和流体压力较管道相小，往往形成流化角砾岩和液压角砾岩；在中间相的外侧边缘相，流体量和流体压力更小，形成初液压角砾岩和网脉带。流体呈间歇性涌入，造成多次流体作用的重叠，使得热泉构造分带呈渐变过渡关系。

3、含铁液压角砾岩阶段

矿区内褐铁矿化范围比硅化范围要小，而且硅化在全区普遍存在，而铁矿化由东至西有逐渐减弱的趋势，且根据角砾往往被硅化，认为褐铁矿化比硅化要晚，且含褐铁矿化流体是由东部向西迁移，因此在矿区东部形成了 II 号高铁矿化体，

中部形成 III 号弱铁矿化体，西部仅仅有些铁染现象。含铁流体也仅仅局限于热泉构造点处活动，在东部含铁流体量大且流体压力大，形成管道相－中间相－边缘相的含铁液压角砾岩构造分带的热泉构造。

4、含金网脉化阶段

在矿区褐铁矿化阶段后，含金流体在早期的热泉构造带内活动。但该其含金流体的流体量和流体压力均较小，流体的周期性活动还使得热液压力的进一步降低，难以在管道相内的超流化角砾岩体内发生液压致裂和流体沉淀，而选择在中间相和边缘相内孔隙度和渗透率较好的角砾岩体和网脉带就位。含金流体的压力较小已不足以形成新的液压角砾岩，仅仅以网脉的形式分布于中间相和边缘相的角砾岩体中，且中间相的金品位要比边缘相的高。

6.2 热泉构造形成机理探讨

基于六琼矿区热泉地质特征和构造分带特点，并结合液压致裂理论[84, 85]和地震泵吸理论[89]，本文对热泉构造的形成机理进行如下的成因探讨。

6.2.1 断裂构造与地震脉动释放应力

断裂构造的形成可用地震波释放模式来解释，它认为断裂构造并不是“一气呵成”的，而是首先选择几个近等距的“核”破裂形成分段断层，分段断层相互连接后形成宏观大断裂[86]。通过地震波释放后形成的初始张破裂也具有一定的方向性和选择性，由于地震波释放应力具有一定的等距性，因此，形成的初始张破裂也具有一定的等距性[87]。

六琼矿区控泉断层在横剖面上表现为近地表的压性破裂核深部张性破裂，而断层走向上热泉构造的规律由何种机制控制？用地震脉动释放应力机制可以解释热泉构造在平面上的分布与断层带具有密切的时空联系。初步认为热泉构造极有可能就是断裂初始张破裂发生的部位。虽然目前 3 个热泉点不符合等距性原则，但断裂的分支复合是多次地震脉动造成的，断裂之间的相互作用可能对热泉的空间分布有影响，也有可能在其之间有新的热泉构造未被发现。

6.2.2 液压致裂作用与流体型破裂构造

液压致裂作用是自然界中岩石破裂的一种机制，它有别于岩石在构造应力作用下产生的机械破裂[88]。液压致裂虽然离不开构造动力的作用，但其实质是通过流体压力而“劈开”岩石。当大规模流体聚集形成的异常高压满足 $P_f \geqslant \sigma_3 + T$

时，即流体压力（P_f）大于或等于最小主应力（σ_3）与岩石的抗张强度（T）之和时，液压致裂作用就会发生（图 6.4）。

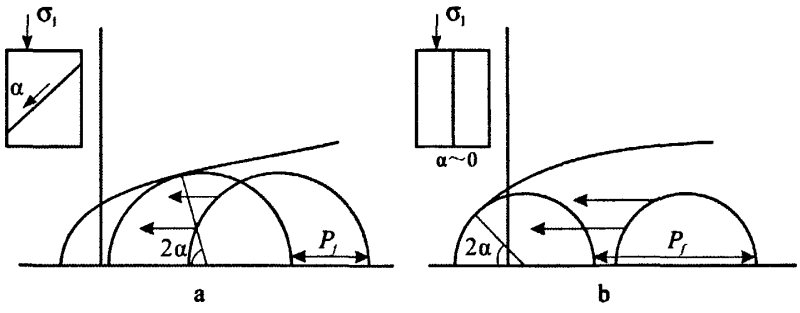


图 6.4 流体压力 p_f 对岩石断裂的影响

a-高应力（大圆半径）和低 p_f 的情形：剪切破裂

b-低应力（小圆半径）和高 p_f 的情形：张性破裂

自然界中岩石的破裂类型可分为两类:一类主要是由构造动力形成的，称为构造型破裂；另一类主要是由流体动力形成的，称为流体型破裂。六琼矿区内硅化破碎带是由构造动力形成，属于构造型破裂；而热泉型构造是断裂多期次活动驱动流体向热泉张破裂空间运移，发生多次周期性的液压致裂，因此热泉构造属于流体型破裂。

6.2.3 地震泵吸作用与裂开－愈合作用

地震泵吸（又称构造泵吸）作用能够很好地解释地壳深部流体在构造泵吸机制驱动下，沿高渗透带发生大规模流动的机制[89]。构造泵吸产生的条件是：①存在承压流体库；②存在低压扩容空间；③流体库与扩容空间存在连通管道；④在流体从流体库向扩容空间运移过程中，必须有构造运动作为“动力驱动”。四者缺一不可，但构造作用显然是最重要的[90]。一旦构造作用停止，构造泵吸作用也就停止，成矿作用也就相应停止。因此,构造泵吸作用的发生与持续，离不开构造作用。当扩容空间中流体的聚积因构造泵吸达到岩石破裂阈值时，岩石就会裂开，扩容空间就会扩容，流体压力就会随之降低，就会出现矿物的沉淀及破裂的愈合，即产

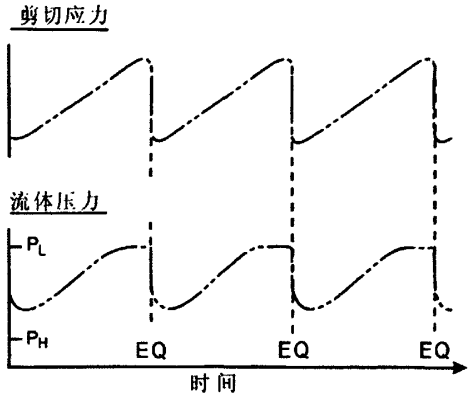


图 6.5 地震破裂周期性应力与含矿流体压力的关系

P_L-静岩压力；P_H-静水压力；EQ-地震活动

生裂开－愈合作用[91]。

六琼矿区断裂活动驱动热泉构造发生多期次的裂开－愈合成矿作用：（1）破裂前：断裂处于愈合状态，对于从断层带深部向上运移来的成矿流体而言，浅部地壳起着盖层作用，由于断裂带向上逐渐变窄，流体压力（P_f）将随着流体的持续涌入和聚积而逐渐增高，当 $P_f=\sigma_3+T$ 时（σ_3 为最小主应力，T 为岩石抗张强度），引起岩石破裂，产生裂隙；（2）地震破裂（断裂阀）：当 $P_f>\sigma_3+T$ 时，累积的剪应力将导致剪切破裂的产生。破裂过程首先是在地震带的底部发生地震成核作用，然后形成直达地表的地震破裂，同时产生大量的渗透性裂隙（图 6.5）[92]。破裂过程使累积的剪应力得以释放；（3）流体充填（地震泵吸）：破裂的发生使流体压力降低，在剪裂隙及其次生裂隙系统中将发生成矿流体充填作用，流体中的成矿物质则产生沉淀作用；（4）自愈合：流体充填和矿物的沉淀作用使剪裂隙逐渐愈合，导致渗透率逐渐降低；（5）再循环：破裂愈合之后，流体压力和剪应力将再次发生积聚，重新开始上述过程而进入下一个循环[62]。成矿流体如此反复多次的运移聚集，形成网脉－角砾岩系矿化体。

6.3 找矿标志与成矿预测

6.3.1 找矿标志

根据热泉型矿床的特点，六琼矿区热泉型矿床的找矿标志如下：

（1）围岩蚀变标志：硅化、绢云母化、冰长石化、碳酸盐化的广泛发育是重要标志。特别是硅化带(帽)下部硅质角砾岩十分发育，出现多阶段富含硫化物复式硅质角砾岩是寻找富矿及规模较大的该类型矿床的重要标志。

（2）氧化带标志：矿体氧化带常出现蜂窝状矿石，呈黄褐色，野外易认识，是直接的找矿标志。

（3）地质构造标志：热泉点多发育在构造薄弱地段。在构造断裂复合部位或断裂带附近是热泉成矿的有利部位。

（4）地貌标志：硅帽是热泉型矿床的典型特征。硅帽主要成分为隐晶质的石英或玉髓，不易风化，在地貌上往往表现为正地形。

（5）角砾岩标志：热泉矿床具有管道相爆破角砾岩体或－－液压角砾岩矿化体－－网脉状矿化体－－正常围岩的构造分带性，热液活动引起的液压矿化角砾岩是此类矿床的重要标志。

6.3.2 成矿预测

根据矿床构造模型和对矿区金矿化体的分布和矿化规律的总结分析，对六琼

矿区下一步找矿工作进行预测：

（1）根据热泉型金矿的特点，在地表的硅帽及管道相中的金品位达到 0.1 以上，深部就有较好的金矿化，范围变大，形成有一定规模的金矿体的可能性较大。目前在 I 号和 III 号矿化体见到了较好的矿化，且剥蚀深部均不深，在该地段的深部会出现较好的矿化；II 号矿体地表也有金矿化显示，但矿化体埋藏深度较大。

（2）根据矿区热泉点在断裂走向上的分布规律，III 号金矿化体和 II 金矿化体间隔约 1200 米，根据等距性原则，在 III 号金矿化体和 I 金矿化体间应该存在 1－2 个热泉点，目前发现在 F_2、F_3 断层发生分支复合的地段有较强烈的硅化，初步认为该地段为热泉点的产出的有利部位。

第 7 章 主要结论与存在问题

7.1 主要结论

通过上述工作，对扶绥县六琼金矿区地质特征、矿床成因和成矿构造有了新的认识，取得了以下主要结论：

（1）区域构造分析表明六琼矿区在印支运动晚期结束了准地台的发展，大地构造性质转为大陆边缘活动带。矿区的控泉断层是区域性东西向凭祥—东门大断裂次级断裂，成为地壳薄弱和构造频繁活动地带，有利于热泉构造的形成与含矿流体活动，具有良好的成矿地质背景。

（2）矿区热泉型含金矿化体，在平面上呈透镜状，沿断裂走向断续分布，断裂带往往为硅化破碎带所充填。按矿化类型不同，将矿区含矿网脉—角砾岩系分为分为 2 个系列：铁系列和硅系列；根据角砾和胶结物所占体积的百分比，将矿区的角砾岩大致分为 3 类：超流化角砾岩、流化角砾岩和液压角砾岩。

（3）热泉型硅化体或透镜状褐铁矿化体具有明显的分带性，从矿化体中心向两侧依次为：管道相超流化角砾岩、流化角砾岩－－中间相流化角砾岩、液压角砾岩－－边缘相初液压角砾岩、网脉状矿化体－－正常围岩。褐铁矿矿化强度由管道相向边缘相逐渐减弱，金矿化在管道相内不发育，在中间相和边缘相发育较好，由中间相向边缘相金矿化逐渐减弱。

（4）矿区发现三个土壤地球化学异常，异常均表现为单峰强异常、浓集中心明显的特征，与金矿化体位置完全吻合，其异常强度由西至东逐渐减弱，与金矿化体金矿化强度由西至东逐渐减弱的规律一致。认为与矿化体受剥蚀程度有关，由此推测由东至西，古夷平面是逐渐降低的。

（5）控泉断裂内的硅化破碎带为机械破裂型构造，其中的角砾岩为构造角砾岩；热泉构造属于流体型破裂，其中的角砾岩为流体动力角砾岩。

（6）断裂带构造与热泉构造在成矿关系上是相互独立的构造系统，在空间关系上又是互相联系的构造系统。控泉断裂受地震脉动释放应力机制控制；热泉构造受构造泵吸和液压致裂作用控制，多次构造－流体事件产生裂开－愈合作用形成了具有构造分带的网脉－角砾岩的热泉成矿构造。

（7）热泉构造演化过程中，发生了多期次的构造－流体事件，其从早至晚可划分为四个阶段：构造破碎带和泉华形成阶段、含硅流化液压角砾岩阶段、含铁液压角砾岩阶段、含金网脉化阶段。

（8）预测在已知含金矿化体深部均有较好找矿远景；认为在 I 号和 III 号

间存在新的热泉点，是下一步工作的找矿靶区。

7.2 存在问题

在本文研究中，主要存在以下几个方面的问题：

（1）由于工作区前人地质研究程度较低，且工作区植被覆盖厚、面积广、露头差，仅仅在槽探工程和公路部位露头较好，不利于地质野外调查工作的开展，取得的地质信息有限。

（2）由于资金原因，对矿床成矿物质来源和矿床地球化学方面的工作较少，对矿体成因、成矿规律等问题尚有待于进一步研究。

（3）由于未对矿体深部进行控制，对其含矿性及规模缺乏依据，对整个矿区资源潜力缺乏全面科学论证。

由于地质勘查周期短促，某些地质资料短缺，加上时间和本人学术水平等条件的限制，论文中肯定还存在一些未能解决的问题及不足之处，敬请专家、学者批评指正。

致谢

三年多来，我感受了知识无界与同窗有缘，学海无涯与书山有径。在完成论文的过程中，有太多的事值得自己去回忆，有太多的人值得自己去感谢。

首先，应真诚地感谢我的恩师汪劲草教授。多年来，导师以其博大的胸怀、严谨的治学态度、渊博的知识、敏锐的洞察力、孜孜不倦的工作精神以及对学生高度负责的崇高品质激励我努力学习和刻苦钻研。他刚正的为人，务实的科研和工作态度，无时无刻不在影响着我、鞭策着我、激励着我，这将使我终身受益。在此谨向汪老师致以真诚的谢意，祝他身体健康，并向他的家人致以最美好的祝福。

我要衷心感谢汤静如博士。在他的关心、启发、指导和帮助下，我的论文研究工作才得以顺利地完成。是他平易近人的真诚、谦虚谨慎的治学、舍生忘死地工作让我肃然起敬，又倍感人间真情。

还要感谢我的同门师弟们陈彬彬、万方良、叶琳、严晓敏，以及我三年的同班同学王秀娟、王自国、杨洪永、裴少杰等人在我论文研究和撰写期间曾经给予我很大的帮助。

感谢所有在我的学业和生活上关心和帮助我的朋友们。

感谢资环系、研究生部的各位领导、老师所给我的帮助。感谢广西地博矿业有限公司和广西区域地质调查研究院为我提供了课题研究所需的部分资料。

在这里，我要特别感谢我的家人：父母、哥哥及爱人，在我多年的学习和生活中给予我精神上和经济上的极大支持和无私的帮助。正是他们默默无闻、不求回报的理解、鼓励、支持和奉献使我最终能够顺利完成学业。

谨向在百忙之中抽出宝贵时间审阅本论文的老师们致以最诚挚的谢意！

“雄关漫道真如铁，而今迈步从头越”，我会在新的起点上，以导师为榜样，加倍努力工作、刻苦钻研、勇于探索，掌握更多的理论知识，不断用于实践，在新的工作岗位上贡献自己的力量。

参考文献

[1] 潘传楚，新的金矿类型——热泉型金矿[J]．黄金，1988，9(3)：31~32.

[2] 侯宗林．我国热泉型金矿成矿地质背景与找矿前景[J]，地质与勘探，1992，28(3)：1~6.

[3] 卓维荣．滇西两河热泉型金矿的发现及地质特征[J]，地球科学，1991 ,16 (2) .

[4] 刘凤山，张国辉．河北丰宁牛圈热泉型银(金)矿床成因及其找矿标志[J]，华北地质矿产杂志, 1997 (2)：137~145.

[5] 傅朝义，高百林．河北丰宁牛圈银金矿床构造地质特征[J], 华北地质矿产杂志，1998, 13(3)：258~263.

[6] 黄亚南．闽中太华山热泉型金矿成矿背景及地质特征[J]，地质与勘探，1999，35(6)：30~33.

[7] 翟伟，杨荣勇，漆树基．新疆伊宁县伊尔曼德热泉型金矿床地质特征及成因[J]，矿床地质，1999，18(1)：47~354.

[8] 孙荣祥，柏志佳，史建民，李东一．虎林市四平山金矿热泉成因特征[J]，黄金，2000，21(3)：9~14.

[9] 冯钞熔,王应宝,李云留,莫运东,赵含军．西双版纳勐海勐满热泉型金矿[J]，云南地质，2008, 27(2)：170~174.

[10] 胡明安，庄新国，赵颖弘．广西高龙卡林型金矿的成矿与找矿[M]．中国地质大学出版社，2003，92～98.

[11] 刘志乾，唐德驰．广西贵港龙山矿田金矿床地质特征及成因探讨[J]，甘肃冶金，2007, 29(5)：30~33.

[12] B・W・伊博尔．黄金开发史和矿床成因[M]．北京：原子能出版社，1991.

[13] 黄宗理，董树文，张洪涛等.跨越新千年的地质科学[M].地质出版社，2003，92～98.

[14] 松久幸敬.温泉型金矿床和地热系.地质news，1987;(2)

[15] 涂光炽.我国原生金矿类型的划分和不同类型金矿的远景剖析.矿产与地质量[J], 1990, 4(1):1~10.

[16] 李舒，李景春，邵军等．中国金矿工业类型及其特征[M]．地震出版社，1999.

[17] 沈远超，刘铁兵，曾庆栋，李光明等．中国金矿成矿预测的理论与方法[M]．科学出版社，2001，12～14.

[18] 高振敏，李红阳等．滇黔地区主要类型金矿的成矿与找矿[M]．地质出版社，2002，27～29.

[19] 孙培基，韦永福等．当代中国金矿地质[M]．北京：地质出版社，1997，1～174.

[20] 陈纪明等．中国金矿地质概论[M]．北京：地质出版社，1997，12～78.

[21] 王鹤年．华夏地块韧性剪切带型金矿地质[M]．北京：科学出版社，1992，1～180.

[22] 张贻侠，刘连登等．中国金矿床进展与思考[M]．北京：地震出版社，1996，1～95.

[23] 王秀璋．中国改造型金矿床地球化学[M]．北京：科学出版社，1992，1～34.

[24] 郭光裕，候宗林等．热泉型金矿床成矿模式及成矿远景评价[M]．天津科学技术出版社，1993，1.

[25] 卓维荣. 热泉型金矿床地质特征和成矿模式，国外铀金地质[J]，1990，2：16~20.

[26] Buchanan L. J. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southern Cordillera[A], In: Dickinson W R, Payne W D, eds. Arizona Geological Society digest. 1981, 14.

[27] BergerR. B. The relationship of alteration and trace-element patterns[J]. Special Report Geothermal Resources Council, 1983, 13: 255.

[28] V. F. 霍尔利斯特,1985，浅成低温热液贵金属矿床. 周明宝，刘莉萍译，1988, 3～9.

[29] Rombergen S. B . Ore deposits disseminated gold deposits [J]. Geoscinece Canada, 1986, 13: 1 .

[30] Nelson C. E. and Giles D. L. Hydrothermal eruption mechanisms and hot spring gold deposits. Econ.. geol, 1985, 80: 1633~1639.

[31] 陈根文，夏斌，肖振宇，等. 浅成低温热液矿床特征及在我国的找矿方向[J]. 地质与资源，2001，10（3）：165～171.

[32] SilbermanIJ(1985);洪岩译.低品位、大储量的热泉型金矿.地质科技情报，1986;(2).

[33] 沙德铭，苑丽华. 浅成低温热液型金矿特点、分布和找矿前景[J]. 地质与资源, 2003, 12(2) :115～24.

[34] BergerBR,HenryRW. Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the Western United State[J]. Econ Geol, 1989, 6: 405～423.

[35] 邱检生，王德滋，任启江等. 我国首例碲金型浅成低温热液金矿床—山东平邑归来庄金矿床[J]. 地质与勘探，1994，30(1)：7～12.

[36] 江思宏，聂凤军，张义等. 浅成低温热液型金矿床研究最新进展[J]. 地学前缘，2004，11(2)：401～411.

[37] Hendenquist JW,Arribas RA, Gonzalez UE. Expoloration for epithermal gold deposits[J]. Reviews in Economic Geology,2000,13:245～277.

[38] Corbett G. Epithermal gold for explorationists[J].A IG Journal Applied Geoscientific Practice and Research in Australia. 2002, 1～26.

[39] Cooke D R,Deyell C L. Descriptive names for epithermal deposits: Their implication for inferring fluid chemistry and ore genesis[C]. Eliopoubsetal Proceedings of the Seventh Biennial SGA Meeting-Mineral Exploration and Sustainable Devebpment Rotterdam: Millpress Science Publishers, 2003: 457～460.

[40] Bell T H , Etheridge M A. Microstructure of mylonites and their descriptive terminology [J] . Lithos , 1973 ,(6) :337～346.

[41] Sibson R H. Continental fault structure and the shallow earthquake source [J] . J Geol Soc London , 1983 , 140 :741～761.

[42] 何绍勋, 段嘉瑞, 刘继顺等. 韧性剪切带与成矿. 北京:地质出版社, 1996. 51～55.

[43] Handy MR. The solid state flow of polymineralic rocks [J]. Jour of Geophy Res, 1990, 95: 8647～8661.

[44] 王嘉荫. 应力矿物概论[M] . 北京:地质出版社, 1978.

[45] Wylie P J . Magmatic consequenies of volatile fluxes from the mantle[A]. In : Perchuk L L , ed. Progress in metamorphic and magmatic petrology [C] . London: Cambridge Press ,

1991．477～503．

[46] 陶于祥，谢鸿森．地质流体与构造运动[J]．地球科学进展，1994，9（3）：24～29.

[47] 王世称，陈永清．金矿综合信息成矿系列预测理论体系[J]．黄金地质，1995，1（1）：1～7.

[48] 李明诚．石油与天然气运移[M]．北京：石油工业出版社，1987．11～13.

[49] Burnham C W. Energy realease in subvolcanic environments : implications for breccia formation[J] . Econ Geol , 1985 , 80 :1 515～1 522.

[50] Sillitoe R H. Ore - related breccias in volcanoplutonic areas[J] . Econ Geol , 1985 , 80 :1 467～1514.

[51] Meere P A. High and low density fluids in a quarts vein from the Irish Variscides. J Struct Geol , 1995 , 17 (3) :435～446.

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

[53] 汪劲草．褶皱过程中含金石英脉形成的构造机制[J]．地质论评，1997，43(1)：78～84.

[54] 邵世才．容矿断裂和含金石英脉的成因机制[J]．地质与勘探，1994，30(5)：18～20.

[55] 章增凤．隐爆角砾岩的特征及其形成机制[J]．地质科技情报，1991，10（4）：1～5.

[56] 冉崇英．东川式层控铜矿的成矿模式[J]．中国科学(B辑)，1983，（3）：249～258.

[57] 李希贵力，吴懋德，段锦荪．昆阳群的层序及顶底问题[J]．地质评论，1984，(5)：399～407.

[58] 吴懋德，李希贵力．云南昆阳群的两种底辟构造[J]．地质学报，1981，(2)：105～117.

[59] 薛步高，昆阳群．矿床地质论文集[C]．昆明：云南科技出版社，1995.

[60] 汪劲草．东川因民角砾岩为水压角砾岩的地质证据[J]．桂林工学院学报，1998，18（4）：374.

[61] 汪劲草，彭恩生，孙振家．流体动力角砾岩分类及其地质意义[J]．长春科技大学学报，2000，30（1）：18～23.

[62] 汪劲草，尹意求，肖龙．东川矿区几个关键构造问题与铜矿远景评估[J]．矿床地质，1996，15(1)：34～40.

[63] 汪劲草，王建业，王正云．东天山博格达裂谷发现大规模层间水力断裂系统[J]．地球科学进展，1998，13(4)：403～405.

[64] 汪劲草，王建业，王正云．东天山达坂城大规模层间水压碎屑岩的发现及意义[J]．桂林工学院学报，1998，18(2)：104～111.

[65] 汪劲草，王正云，肖龙等．初洞流纹质碎斑岩——一种底辟构造岩[J]．矿产与地质，1995，9(4)：252～256.

[66] 汪劲草，汤静如，王国富，史静海．太白双王含金水压角砾岩体形成过程和金矿体预测[J]．地质评论，2001，47(5)：508～512.

[67] 梁金城，彭淑兰，陈懋弘等．广西凭祥逆冲推覆构造的发现及意义[J]．桂林工学院学报，1996，16（4）：329～337.

[68] 广西壮族自治区地质矿产局．广西壮族自治区区域地质志[M]．北京：地质出版社，1985．698～699.

[69] 黄启勋，韦永敏．凭祥金矿的地质特征与找矿标志[J]．广西地质，1998，11（2）：21～

24.

[70] 张振贤. 桂南断裂构造和微粒型金矿的关系[J]. 广西地质, 1998, 11 (4): 37～43.

[71] 陈大经. 广西红土型金矿成矿条件、找矿预测和综合评价研究[R]. 桂林:桂林矿产地质研究院, 1999. 22～24.

[72] 翟裕生. 矿田构造学概论[M]. 北京:冶金工业出版社, 1984. 58～87.

[73] 胡承绮, 冯佐海, 王林江等. 中酸性隐爆角砾岩、次火山(超浅成)岩与成矿的关系—以广西贵港新民—吉塘铜银矿区为例[J]. 地质与勘探, 1997, 33(4): 1～6.

[74] 李志伟. 一种新的金矿类型—热泉型金矿简介兼谈在我省的找矿前景. 云南地质科技情报, 1989, 1:23～28.

[75] 侯宗林, 郭光裕. 1991. 云南腾冲一梁河地热系统与现代热泉型金矿化作用. 地质论评, 37(3):243～249.

[76] 裴荣富, 吴良士. 特大型矿床成矿偏在性研究的新进展. 矿床地质, 1994, 13 (2).

[77] 裴荣富, 吴良士. 找寻特大型隐伏矿床的衍生矿床导向和成矿轨迹追踪研究. 矿床地质, 1994, 13 (4).

[78] 涂光炽. 超大型矿床寻找与研究的若干进展. 地学前缘, 1994, 1 (4).

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

[80] 罗镇宽等. 中国金矿床概论. 天津:天津科学技术出版社, 1993.

[81] 罗镇宽等. 中国金矿床成矿构造背景探讨. 矿床地质, 1991, 10 (4).

[82] Hutchinson RW. Metalloging of Precambrian gold deposits: spale and time relationship. Econ. Geol., 1987, 882(8): 1993～2007

[83] Laznicka P. The setting and affiliation of ore deposits. in Abstract, The 9th Symposium of International Association on the Genesis of Ore Deposits, 1994, 2: 12～18, Beijing, China.

[84] HubbertM K, RubeyW W. Ro le of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geol. S oc. A m. B u ll*, 1959, 70:115～166

[85] 李建威, 李先福. 液压致裂作用及其研究意义. 地质科技情报, 1997, 16(4):21～34

[86] 於崇文, 岑况, 鲍征宇等. 热液成矿作用动力学. 武汉: 中国地质大学出版社, 1993

[87] Dipple GM. Fluid flow ,mineral reactions and metasomatism. *Geology* , 1991, 19: 211～214

[88] FyfeW S. Tectonics, fluids and ore deposits:mobilization and remobilization. *Ore Geol. Rev*.1987,2: 21～36

[89] 阎福礼, 贾东, 卢华复等. 东营凹陷油气运移的地震泵作用[J]. 石油与天然气地质, 1999 , 20 (4) : 295～298.

[90] Sibson R H , Moore J M , Rankin A H. Seismic pumping a hydrothermal fluid transport mechanism[J].Journal of Geological Society ,1975,131: 653～659.

[91] Hooper E C D. Fluid migration along growth fault in compacting sediments[J]. Journal of Petroleum Geology,1991,14:161～180.

[92] 刘亮明. 断裂带中超压流体及其在地震和成矿中的作用[J]. 地球科学进展, 2001, 16(2):238～243.

图版



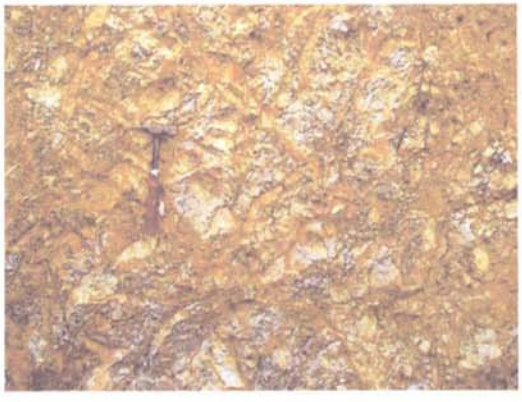
照片 01　石炮组地层的球状风化岩石



照片 02　二叠系与三叠系地层角度不整合



照片 03　F_1断层内的构造碎裂岩



照片 04　F_2断层内硅化角砾岩



照片 05　硅帽中的硅化角砾岩



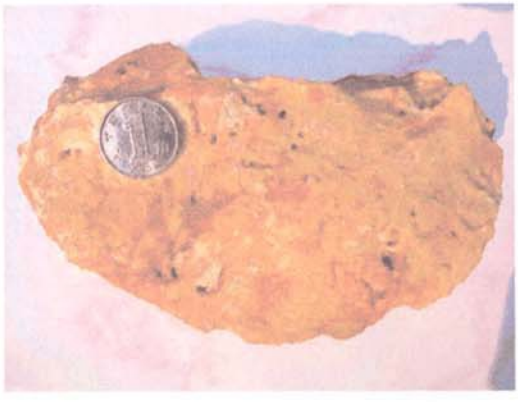
照片 06　断裂破碎带中的硅化角砾岩



照片 07　强褐铁矿化形成的铁矿体



照片 08　地层中的褐铁矿化网脉



照片 09　超流化硅质角砾岩



照片 10　半风化的网脉状硅质岩，结构松散



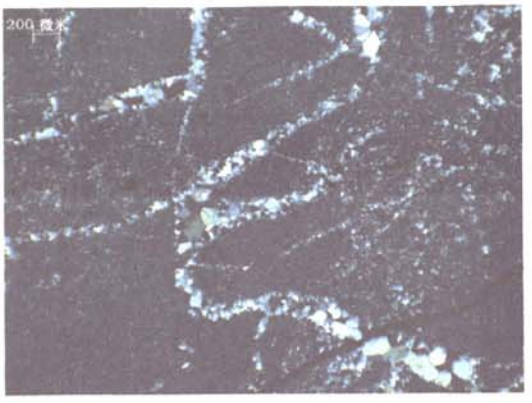
照片 11　含铁液压角砾岩



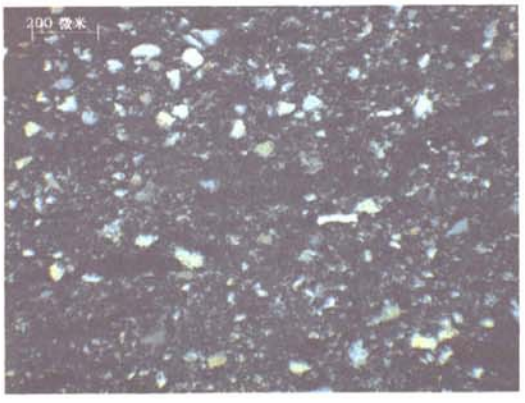
照片 12　含铁液压角砾岩



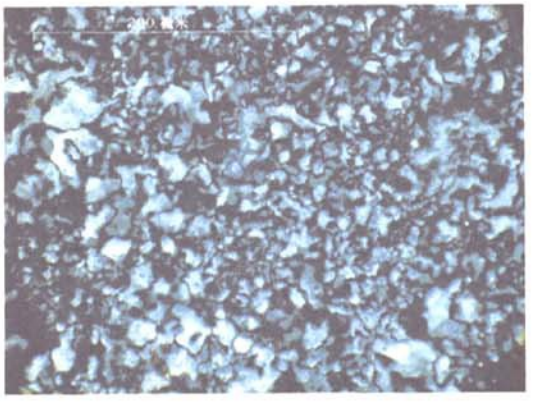
照片 13　网脉状褐铁矿化



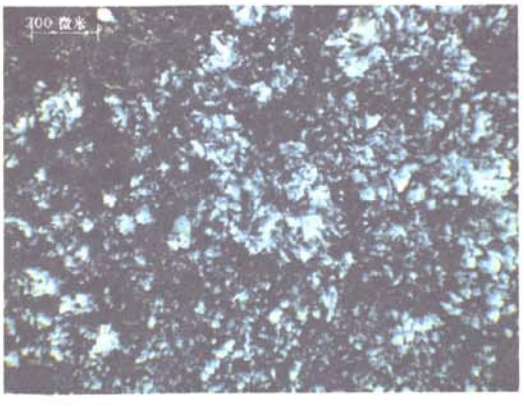
照片 14　网脉状硅化蚀变(硅系列)，4×10



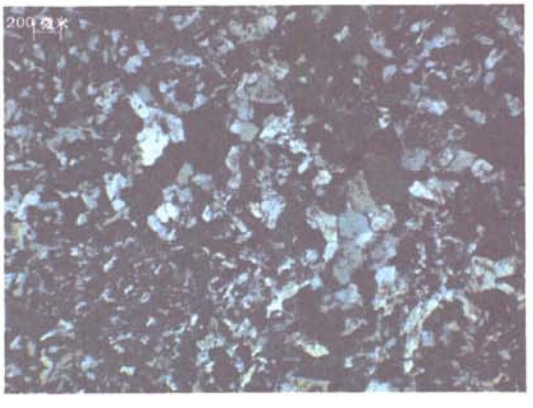
照片 15　超流化角砾岩(角砾，硅系列)，10×10 (+)



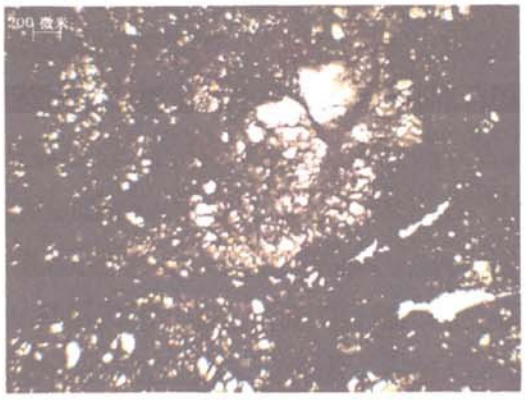
照片 16　超流化角砾岩(胶结物，硅系列)，40×10 (+)



照片 17　似菊花状重结晶，10×10 (+)



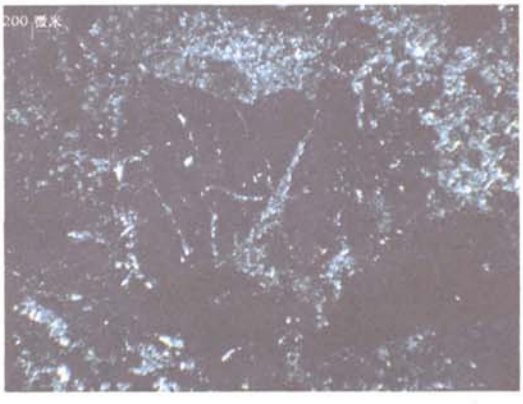
照片 18　两期蚀变，4×10 (+)



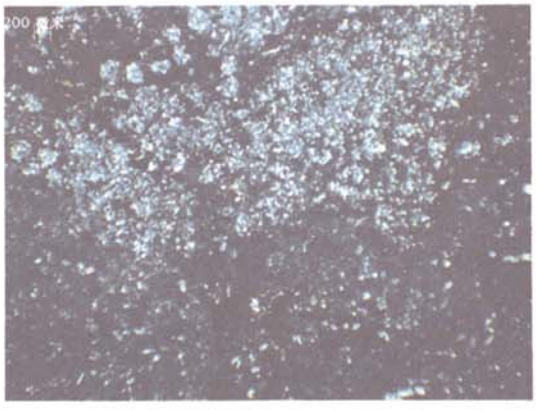
照片 19　网脉状铁矿，4×10（-）



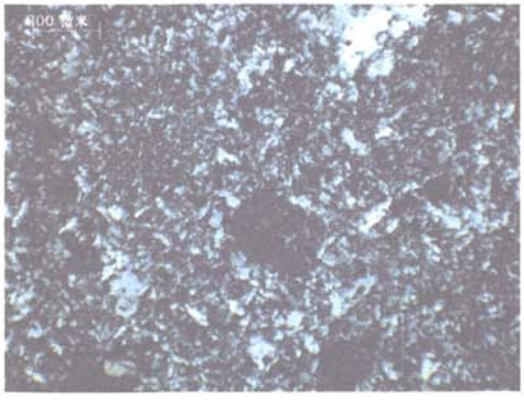
照片 20　脉状铁矿化，2.5×10（+）



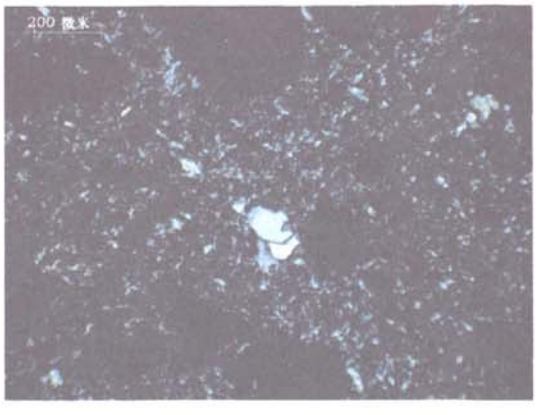
照片 21　网脉穿插角砾构造，2.5×10（+）



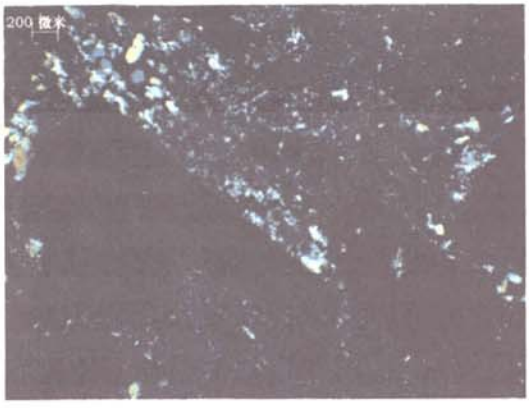
照片 22　接触蚀变带，2.5×10（+）



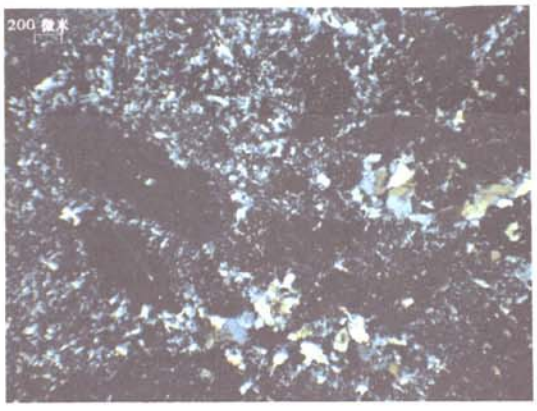
照片 23　流化角砾岩构造，10×10（+）



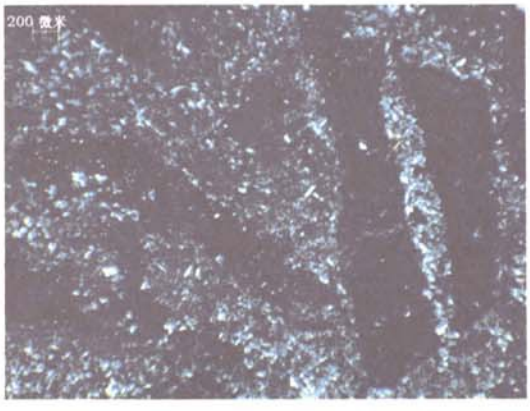
照片 24　流化角砾岩构造，10×10（+）



照片 25　液压角砾岩，4×10（+）



照片 26　液压角砾岩，4×10（+）



照片 27　棱角状角砾，4×10（+）