

西北大学
硕士学位论文
西秦岭中川地区构造-岩浆活动与微细浸染型金矿床成矿作用研究
姓名：程戣
申请学位级别：硕士
专业：构造地质学
指导教师：孙勇
2001. 4. 1

Y 378472  
3-94-2

## 摘 要

西秦岭中川地区位于扬子板块向华北板块俯冲形成的礼岷前陆盆地南缘,深断裂带礼县—洮坪断裂带及其分支断裂礼县—罗坝断裂带所夹的区域内。该地区自晚古生代至新生代,经历了三期大的构造变形。早期(晚加里东~早海西期)该地区发生构造置换作用并形成区域性 S1 面理,中期(晚海西期)的区域褶皱作用和东西向走滑剪切作用形成了中川地区的基本构造骨架,而晚期(印支-燕山期)逆冲推覆、脆性剪切和造山后伸展作用形成了一系列东西向脆性断裂和紧闭褶皱。该地区经历了四期六次岩浆入侵,其中规模最大的为以沿深断裂礼县—洮坪断裂上侵的印支-燕山期同碰撞壳源 S 型花岗岩。)

硫同位素、碳氧同位素、氢氧同位素、微量元素、稀土元素及流体包裹体特征显示,中川地区金矿床成矿物质主要来源于晚古生代浊积岩建造,成矿流体以大气降水为主,早期有部分岩浆水和变质水参与成矿。(矿化体主要赋存于 IV 级褶皱核部或近核部的 EW~NWW 向脆性断裂中。中川地区褶皱构造和多级断裂-节理(裂隙)网络体系共同构成了成矿元素萃取场、流体运输通道和成矿物质堆积场等成矿空间。)中川地区金矿床中金主要以独立矿物形式赋存于矿物颗粒或裂隙之间,以显微金主要,少量次显微金。与金共生的矿物为以低温毒砂及含锑矿物为主的中低温矿物组合系列和以硫化物、复硫矿物及硫盐矿物为主的中高温矿物系列。

中川地区微细浸染型金矿床成矿作用经历了成矿要素初始富集期和构造叠加热液改造成矿期。(早期韧性变形导致了金元素不同岩相之间的有限转移;中期区域褶皱和走滑剪切作用构造叠加热液弱改造阶段形成了大面积金异常;晚期逆冲推覆构造叠加热液强改造阶段为金矿床的主成矿阶段,该阶段形成了大型工业矿床。印支~燕山花岗岩岩浆活动主要以改变成矿地质环境而有利于工业矿体的形成。温度的升高有利于金元素的迁移,而热接触变质作用促使变质带内含矿建造金丰度值显著增高,花岗岩上侵所形成的岩浆侵位构造则有利于成矿流体的萃取、运移和沉淀。)

中川地区微细浸染型金矿为中低温浅成热液型金矿床,其与美国卡林型金矿床、黔桂滇微细浸染型金矿床及秦岭卡林型金矿床均有一定的可比性,但是由于该矿床的与岩浆活动关系的亲密性和缺乏典型的低温矿物组合等特征,因此,该金矿床应属于广义上的卡林型金矿床(似卡林型金矿床)。

关键词: 礼岷前陆盆地 中川地区 构造-岩浆活动 微细浸染型金矿 成矿作用

# **A Study on the Relationship Between structural and Magmatic Activity and Micro-disseminated Gold Deposits Mineralization in Zhongchuan Area, West Qinling**

Cheng yu

(Geology Department of Northwest University)

## **Abstract**

Zhongchuan area is located in the southern margin of the Li-Min foreland basin which is caused by Yungtze plate's subducting to Huabei plate, and it is situated in the region between Lixian-Taoping deep fault and its subfault Lixian-Luoban fault. This area undergoes 3 periods large tectonic deformation from Late Paleozoic era to Cenozoic era. Early Period (Late Caledonia-early Hercynian), there are several structural replacements and a group of regional S1 face; Middle period (Late Hercynian), the basic framework of Zhongchuan area is formed by the regional folding and EW trend strike-slip shearing; Late period (Indosinian-Yanshanian), thrusting, brittle shearing and post orogenic extension form a series of EW trend brittle faults and closed folds. There are 4 periods and 6 times magmatic intrusions. The Indosinian-Yanshanian S-type syn-collision granite which intrudes along the Lixian-Taoping deep fault is the most scale.

The analysis results of isotope elements (sulfur, oxygen, carbon and hydrogen), trace elements, REE and the fluid inclusions indicate that the ore-forming materials mainly come from the Upper Paleozoic ore-bearing turbidite formation (Liba Group and Zhongchuan Group), and that mineralizing fluids water is mainly rainwater, a less magmatic and metamorphic water take part in the mineralizing processes in the early time. Ore-bodies lie in EW-NWW trend brittle faults which are located in the core of the IV folds or near to the core of them. The folds and the multiple grade faults-joints (fissures) nets compose of the mineralizing spaces where mineralizing element is extracted, fluids are transported and Au element is accumulated. The gold of the deposits in Zhongchuan area is individual mineral which is located among the fissures or part of all kinds of minerals. Most of them are microscopic golds, less are sub-microscopic golds. The paragenetic associations of gold have two series. The one is middle-low temperature associations composed of low temperature arsenopyrite and

antimony-bearing minerals, the other is middle-high temperature associations mainly composed of sulfide, multiple sulfide and sulfate minerals.

The micro-disseminated gold deposits in Zhongchuan area undergo 2 stages : preliminary accumulation of mineralizing materials stage and structural superposition and hydrothermal mineralizing fluids re-formed stage . Due to the brittle deformation in early period , Au element mobilizes and transports between different lithofacies. Regional folding and strike-slip shearing cause a large area gold abnormality in the middle period. Thrusting in the late period is the mineralizing fluids strongly reformed stage, and many industrial deposits are formed. Indosinian-Yanshanian magmatic activity helps to mineralize by means of changing the environment of industrial deposits. High temperature is very beneficial to improve the abundance of the ore-bearing formation. The structure caused by granite intrusion is very useful for mineralizing fluids extracting, transporting and precipitating.

The micro-disseminated gold deposits in Zhongchuan area are epithermal ore deposits. They are similar to American Carlin type gold deposits and micro-disseminated gold deposits in Guizhou, Yunnan and Guangxi. Being short of typical low temperature paragenetic associations and closely related to magmatic activity , the gold deposits in this area belong to sensu lato Carlin type gold deposits (quasi-Carlin type gold deposits).

**Keywords :** Linmin foreland basin , Zhongchuan area , structural and magmatic activity , micro-disseminated gold deposits , mineralizing

# 前言

二十世纪九十年代以来,秦岭造山带及其成矿背景研究取得了一系列的重大成果。三大板块、二大地缝合线的划分,秦岭造山带现今具流变学分层的“立交桥”式三维结构几何学模型的建立,以及秦岭造山带运动学、动力学特征、秦岭海盆盆山转换及耦合机制的研究,秦岭非史密斯地层的构造变形分析和复原研究,秦岭地区成矿系列、成矿系统的划分和确立,秦岭微细浸染型金矿、热水沉积多金属矿床的研究等重大课题的如期完成,为确保地球科学类及其分支学科在该地区的研究进一步展开和深化奠定了坚实的理论和实践基础。

## 1. 研究现状和选题

秦岭地区,尤其是东秦岭地区,自 80 年代以来相继发现了一系列大中小型微细浸染型金矿床。如八卦庙大型金矿床、双王、二台子、金龙山—丘陵中型金矿床等。这一系列金矿床的发现是秦岭造山带及其成矿理论在秦岭地区生产实践中的科技结晶。西秦岭地区在进入 90 年代以后也相继发现了一批大中小型金矿,如西倾山地区的大水金矿,岷县的鹿儿坝金矿,礼县中川地区的李坝大型金矿、金山—马泉中型金矿床、西成地区的小沟里—三洋坝金矿等。但西秦岭地区的金矿床规模与东秦岭相比较为逊色,其研究程度也远远低于东秦岭地区。因此,笔者选择了西秦岭中川地区以李坝微细浸染型金矿床为代表的成矿带为研究对象,从构造变形、构造演化及岩浆活动入手,解剖金成矿与构造—岩浆活动之间的关系,以期获得良好的科研成果和生产效益。

前人对西秦岭中川地区作过一定的基础地质研究,并提出如下观点:

① 霍福臣、李永军(1992)提出了中秦岭拉分盆地构造模式,西秦岭舒家坝群( $D_2S$ )(现称为李坝群)是中秦岭礼岷拉分盆地之内沉积的深水碎屑浊积岩。

② 舒家坝群为一套具完整鲍玛序列~不完整鲍玛序列的浊积岩建造,其底模构造和深水遗迹化发育(李育慈,1993;孙省利,1995)。

③ 西秦岭华力西—印支期有三期裂陷,而中川地区则在泥盆纪形成裂陷海槽—舒家坝海槽(方国庆,1994)。

④ 李坝式微细浸染型矿床为中低温热液矿床,其成矿作用与岩浆活动和深大断裂有关(柳淼,1992)。

⑤ 李坝金矿床为  $Mz-Kz$  期的与酸性岩浆活动有关的成矿系列(1998,陈毓川等)。

⑥ 礼岷金矿田金矿床断裂构造具中继构造特征，中继构造控制矿化体分布。

## 2. 研究思路、方法及采用科学手段

### (1) 研究思路和方法

立足于板块构造的前沿理论，以秦岭造山带最新研究成果为指导思想，借鉴前人的先进的工作方法和工作成果，运用构造地质学、岩石学、地球化学及矿床学基础理论分析中川地区大地构造环境及该构造背景下的岩石变质变形及演化特征，分析变形机制，划分变形序列，从宏观到微观，从定性到定量系统研究其构造活动形式。利用常量、微量、稀土元素的分析成果解决中川花岗岩及其岩脉的形成条件和侵位机制；用成矿系统理论分析中川地区金矿成矿作用过程，尤其注重研究构造演化与成矿作用的关系、花岗岩浆侵位对金成矿作用的贡献。应用对比的研究方法，将该地区成矿作用特点与当今世界各地同类矿床进行对比分析，阐明成矿规律和矿床成因。

### (2) 研究手段

a. 野外地质调研 野外地质调查是为本项研究工作的基础。采取野外素描、照相、采定向标本等方法，作几何学、运动学描述，对岩石、矿物及构造进行定性描述。

b. 应用岩相学、矿相学和矿物学等观察和鉴定手段，进行显微构造分析，显微成矿分析。

c. 借助于大型仪器对岩石矿物进行常量、微量、稀土及同位素测定，定量阐述岩石矿物地质地球化学特征，利用扫描电镜、透射电镜、电子探针等仪器进一步揭露地质体显微—超显微状态下的物相特征。

## 3. 主要完成工作量

① 实测地质剖面 24000 米，野外素描 63 幅，野外照相 36 张

② 鉴定光片 34 件，薄片 51 件，镜下照相及素描 46 幅

③ 常量元素分析 18 件，同位素 4 件，稀土 11 件，包裹体 6 件

④ 电子探针 8 件，扫描电镜 2 件

## 4. 取得的主要工作进展

① 建立礼岷前陆盆地的构造式样及演化模式。

② 对中川地区的构造格局、构造变形作出了系统分析，划分出三个大的变形期。

③ 对中川岩体的岩石学、地球化学特征进行了常量、微量、稀土等分析，定量阐明了花岗岩岩石成因。

④ 对成矿要素进行分析，指出沉积建造为主要矿源层，成矿流体以大气降水为主，早期有岩浆水和变质水的参与，对成矿时代、成矿元素共生组合及成矿元素赋存状态均作了详细研究。

⑤ 揭示了构造演化与成矿作用的关系，指出了构造岩浆活动是大型工业矿床形成的必要条件。

⑥ 提出了李坝式微细浸染型金矿床属于非典型卡林型（似卡林型）金矿床，其成矿作用过程经历了早期成矿元素活化迁移、中期构造叠加—热液弱改造和晚期构造叠加—热液强改造期三大过程。

## 一. 前陆盆地构造式样及演化史

礼岷盆地又称舒家坝—唐藏盆地,位于西秦岭东部,是处于扬子板块向华北板块俯冲的总体挤压背景之下,在扬子板块北缘被动陆缘之上发育起来的前陆盆地。80 年代末~90 年代,部分学者(许志琴,1986;高长林,1991;任继舜,1994;李晋僧 1994 等)就南秦岭北缘加里东晚期前陆盆地的轮廓作过概括性的描述。随着秦岭造山带的研究不断深入和对前陆盆地发生、发展及成因机制的认识的成熟,在秦岭微板块北缘前陆盆地的存在已经被证实。

关于礼岷盆地的成因目前有 4 种认识,即断陷盆地、拉分盆地、前陆盆地和复合盆地。笔者认为,礼岷盆地的构造型式当为复合型周缘前陆盆地,该盆地演化过程中遭受了伸展断陷和走滑拉分等较大的改造作用。

礼岷盆地北以武山—天水—唐藏断裂为界与北秦岭—祁连地块相接,南以麻沿河—礼县—洮坪断裂与西成断陷盆地相邻。盆地经历了早期的深海—半深海复理石沉积和晚期的陆相磨拉石建造沉积。构造型式从北至南为前渊、前隆及隆后盆地。

### 1. 1 前陆盆地演化阶段沉积特征

#### 1. 1. 1 前泥盆纪沉积建造

李子园群( $P_{z1}L$ ) 指分布于舒家坝大断裂之北,秦岭群之南的火山沉积岩系,时代为早古时代。该套地层与东延陕西境内的丹凤群不仅分布上相连,而且总体特征具有一定的相似性。李子园群下部为变基性火山岩,主要由钠长阳起岩、变粒岩和斜长角闪岩组成;中部以变中性,中酸性火山岩为主,主要为绢云钠长片岩,绿泥钠长片岩和绢云石英片岩组成;上部为变碎屑岩夹碳酸盐岩,主要由变长石石英砂岩,绢云石英片岩夹大理岩。变质相为绿片岩相。李子园群火山岩总体以基性玄武岩为主,具有从基性→中性→酸性岛弧火山岩演化模式特征。

孟家沟群(OM) 1992~1994 年霍福臣在原舒家坝层位的闫井—湫山—孟家沟—大北沟一带解体出一套以碎屑岩夹碳酸盐岩为主的下古生界地层,铷锶测年结果为  $451 \pm 24\text{Ma}$ ,时代定为奥陶纪,并命名为孟家沟群(OM)。其南、西、北三缘分别与石炭系、西汉水群及二叠系以断层接触,东端被中川花岗岩侵吞。该岩系自上而下主要为片理化石英粉砂岩、薄层条带状大理岩、角岩化石英粉砂岩夹石榴子石黑云母片岩、片理化变石英(长石)粉砂岩及黑云母石英片岩。这套前泥盆系地层又称洮坪古陆、柏家庄古陆和孟家沟—锁龙古陆。

#### 1. 1. 2 泥盆纪沉积建造

礼岷地区发育中上泥盆统地层。以礼县—麻沿河断裂为界，其北为深海—半深海的浊积岩建造为主的中泥盆统李坝群（原舒家坝群解体部分）和上泥盆统陆相磨拉石建造的大草滩群。断裂南侧为中泥盆统浅海陆棚碎屑岩—碳酸盐岩的西汉水群和以碎屑岩为主的上泥盆统洞山组。其中李坝群和西汉水群分布面积最大。

**李坝群浊积岩建造 ( $D_2Lb$ )** 李坝群是原舒家坝群解体的基础上建立起来的（1992，李建中）。该群北以娘娘坝—舒家坝断裂与下古生界李子园群相接，西起礼县洮坪乡，向东经天水娘娘坝、两当寺至陕西凤县，再向东被白垩系地层覆盖。该群可与东秦岭刘岭群的青石垭组和桐峪寺组相对比。李坝群由上至下可分为山台山组、徐家坝组、贺家磨组和大山坝组，总体厚度大于 2500 米。主要为一套由完整鲍玛序列~不完整鲍玛序列为主的浊积岩组成，见生物深水遗迹化石和底模构造（李育慈等，1993；孙省利，1994）。

$D_2Lb^4$  底部为灰色~灰黑色泥灰岩夹钙质板岩；中上部为浅灰色~灰黑色条带状泥灰岩、泥晶灰岩、砂屑灰岩及结晶灰岩。灰岩中有灰黑色泥质条带，泥质条带厚 0.2cm~0.9cm。该组未见顶，厚度大于 512 米。属水体较深的静水环境产物。

$D_2Lb^3$  主要为灰~灰黑色板岩或粉砂质板岩。底部多为粉砂质板岩夹细砂岩，向上砂质逐渐减少，而泥质和钙质逐渐增多；上部是板岩夹砂岩细层。厚度为 723 米。该组中见有大量深水遗迹化石、槽模、砂纹交错层理和平行层理等浊积沉积构造，其鲍玛序列主要由 Tced 和 Tde 组成。

$D_2Lb^2$  总体上由灰~灰绿色中细粒薄~中层砂岩、粉砂质板岩和板岩组成。下部为灰色~灰绿色中细粒砂岩、粉砂岩夹粉砂质板岩或板岩。砂岩单层厚 10cm~30cm，向上逐渐变薄。砂岩中见粒序层理、砂纹层理、波状交错层理及平行层理、底面槽模、工具模等冲刷构造；中部为灰~灰绿色砂板岩互层。砂岩单层厚 4cm~20cm，其中可见波状交错层理、平行层理槽模等沉积构造。板岩顶面多见深水遗迹化石（李育慈等，1993）和底模构造。厚度为 698 米。该岩组中常见的浊流沉积序列由 Tce、Tdce、Tde 和 Tcd，个别砂岩层中可见完整的浊流沉积序列 Tabcde 结构。

$D_2Lb^1$  主要由灰色~灰绿色厚层砂岩组成。砂岩单层厚度一般大于 30cm，最厚可达 350cm，具粗糙的粒序层、小型砂纹斜层理、小型交错层理、爬升波状层理以及槽模和沟模等冲刷构造等。该段厚度大于 489 米（未见底），常见浊流沉积序列为 Tabc、Tae、Tace 和 Tcde。

**西汉水群类复理石建造** 西汉水群为沉积环境相对较稳定的浅海陆棚相碳酸盐岩和碎屑岩互层所组成。西汉水群分布于礼县—麻沿河断裂以南及吴家山古岛南北两侧的西成广大地区。西汉水群由上至下分别为厚层灰岩、条带状灰岩夹石英砂岩；粉砂质页岩、粉砂岩、石英砂岩局部夹薄层灰岩；灰岩夹石英砂岩和粉砂质页岩；石英砂岩、

杂砂岩夹页岩和粉砂质页岩组成。

**大草滩群磨拉石建造** 大草滩群由紫红色、灰绿色为主的砂砾岩、砂岩、粉砂岩夹泥质条带组成的山前洪积裙或山前磨拉石堆积。厚度大于 5801 米。大草滩不整合于下伏不同时代地层之上，与下古生界李子园群和中泥盆统李坝群呈断层接触。该群分布于武山杨河、礼县固城、天水甘泉等地。

### 1. 1. 3 石炭系

礼岷地区石炭系主要为沿着麻沿河—礼县大断裂北侧分布的中石炭统中川组地层 ( $C_2Z$ )。中石炭统中川组与下覆的中泥盆统李坝群呈不整合接触，厚度 3066 米，分为上下两段。上段为石英砂岩粉砂岩与页岩互层，下段为灰岩夹钙质页岩及粉砂质页岩。中石炭统中川组经绿片岩相变质及接触变质叠加而成为变质砾岩，砂岩、角岩、千枚岩和大理岩。

### 1. 1. 4 二迭系

礼岷地区二迭系地层主要位于教场坝一带，为下二迭统。上部为薄~厚层灰岩、泥质灰岩夹粉砂岩，中部为黑色硅质岩、硅质页岩、含燧石泥质灰岩，下部为砾岩、含砾石英砂岩。

### 1. 1. 4 中生代沉积建造

区内仅零星出露中下侏罗统地层，岩性为一套陆相沉积的黄褐色、灰褐色砾岩、砂砾岩、砂岩、粉砂岩和砂质泥岩。厚度大于 312 米。第三系在本区出露较广，与中泥盆统及石炭二叠系呈断层接触。下第三系为红色砾岩、砂砾岩和砂质泥岩；上第三系为红色砂质粘土、砂砾层。

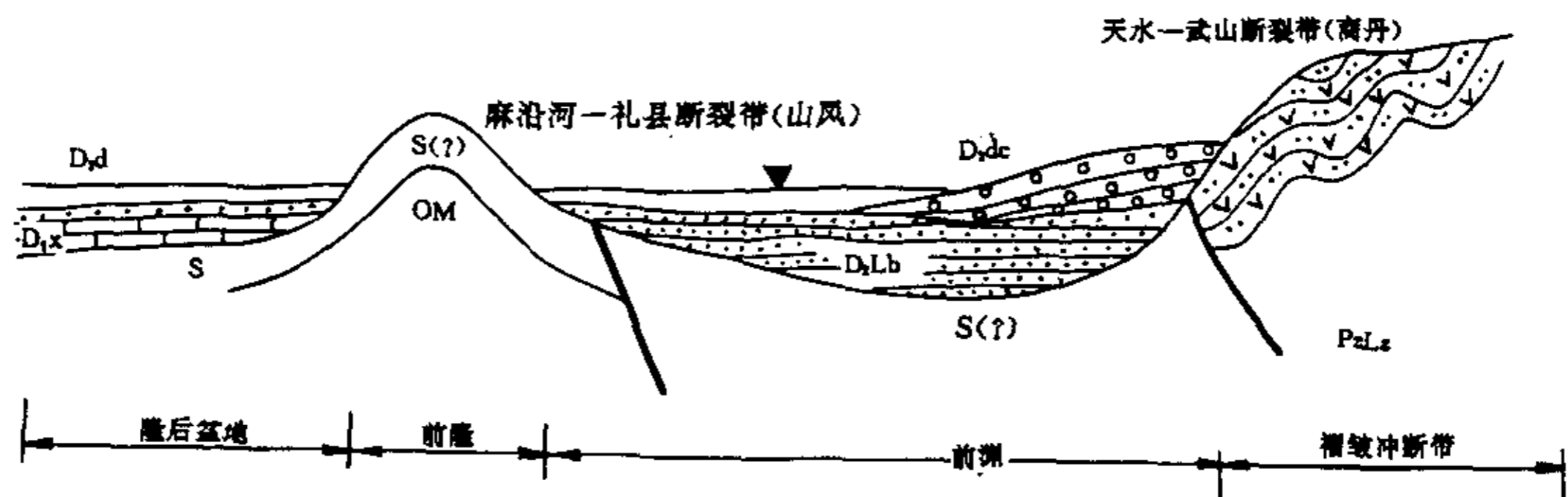


图 1-1 礼岷前陆盆地中上泥盆世沉积示意图

## 1.2 前陆盆地构造型式及发展过程

中晚奥陶世，扬子北缘秦岭地块向北俯冲与秦岭群为主体的古岛链碰撞，随着秦岭洋盆的闭合和北秦岭冲断造山带向南仰冲，引起扬子板块北缘地壳负载挠曲下弯，形成前渊和前隆，在前隆以南吴家山古岛以北形成浅水隆后盆地。

**前隆** 扬子北缘泥盆纪海域中存在一条明显的隆起，即现礼县-白云-山阳（山阳-凤镇断裂）断裂带相对应的断续相连的古岛锁龙-罗汉寺-长坪-迷魂阵-板板山前泥盆纪隆起带。由此说明该期自东至西秦岭俯冲碰撞带的前陆隆起普遍存在，而隆起层位则为泥盆纪沉积基底。礼岷地区前隆为孟家沟群地层。孟家沟群时代为奥陶纪，其上是否存在志留系地层尚未明晰。有两种可能，一是碰撞早期，整个区域被迅速抬升，志留纪没有沉积；另一种可能性是志留纪有厚度不大的沉积，但被泥盆纪巨厚沉积所覆盖，而前隆部位的志留系地层则一直处于剥蚀区，现在的锁龙古岛可能是志留系地层完全剥蚀而仅出露奥陶纪地层。两种情况相较，后者可能性更大。

**前渊** 前渊沉积主要为中泥盆统李坝群和上泥盆统大草滩群。前渊早期处于较为动荡的沉积环境，即深海浊流沉积。李坝群从下至上沉积层序为粗碎屑岩-细碎屑岩-不纯碳酸盐岩，陆源碎屑占95%，碳酸盐岩占5%。李坝群的沉积物源既有来自前隆区的剥蚀物，又有北秦岭—祁连古陆搬运而来的碎屑。前渊早期以来自前隆区的陆源碎屑沉积为主，随着俯冲的加剧，前渊的面积越来越小，两个地块越来越近，陆源碎屑则主要来自于北秦岭-祁连陆块。晚期隆升，则来自北方物源的砂、砾岩迅速堆积，形成陆相磨拉石建造。

**隆后盆地** 锁龙口古隆起之南的西汉水类复理石建造形成的浅海~滨海沉积的西成盆地（吴家山古岛北部），处于隆后位置。该盆地的演化比较复杂，它既受北部前陆盆地的影响，又受南秦岭伸展断陷背景的约束。泥盆纪同生断裂和热水沉积岩在隆后盆地内广泛发育，形成了一系列的铅锌金等多金属成矿系列。

表 1-1 前陆盆地沉积地层一览表

地 层	前陆盆地		前隆	隆后盆地
石炭系	中川组(C <sub>2</sub> Z)			(未沉积)
泥盆系	大草滩群(D <sub>3</sub> dc)			洞山组(D <sub>3</sub> d)
	李坝群(D <sub>2</sub> Lb)	山台山组 徐家坝组 贺家磨组 大山坝组		西汉水组(D <sub>2</sub> X)
志留系	?		?	吴家山组(S <sub>3</sub> w)
奥陶系	孟家沟群(OM)?		孟家沟群(OM)	

**褶皱冲断带** 西秦岭地区下古生界李子园群在俯冲碰撞带的北秦岭南缘，正处于褶皱冲断带位置，该套岩系为绿片岩~角闪岩相，变形强烈。

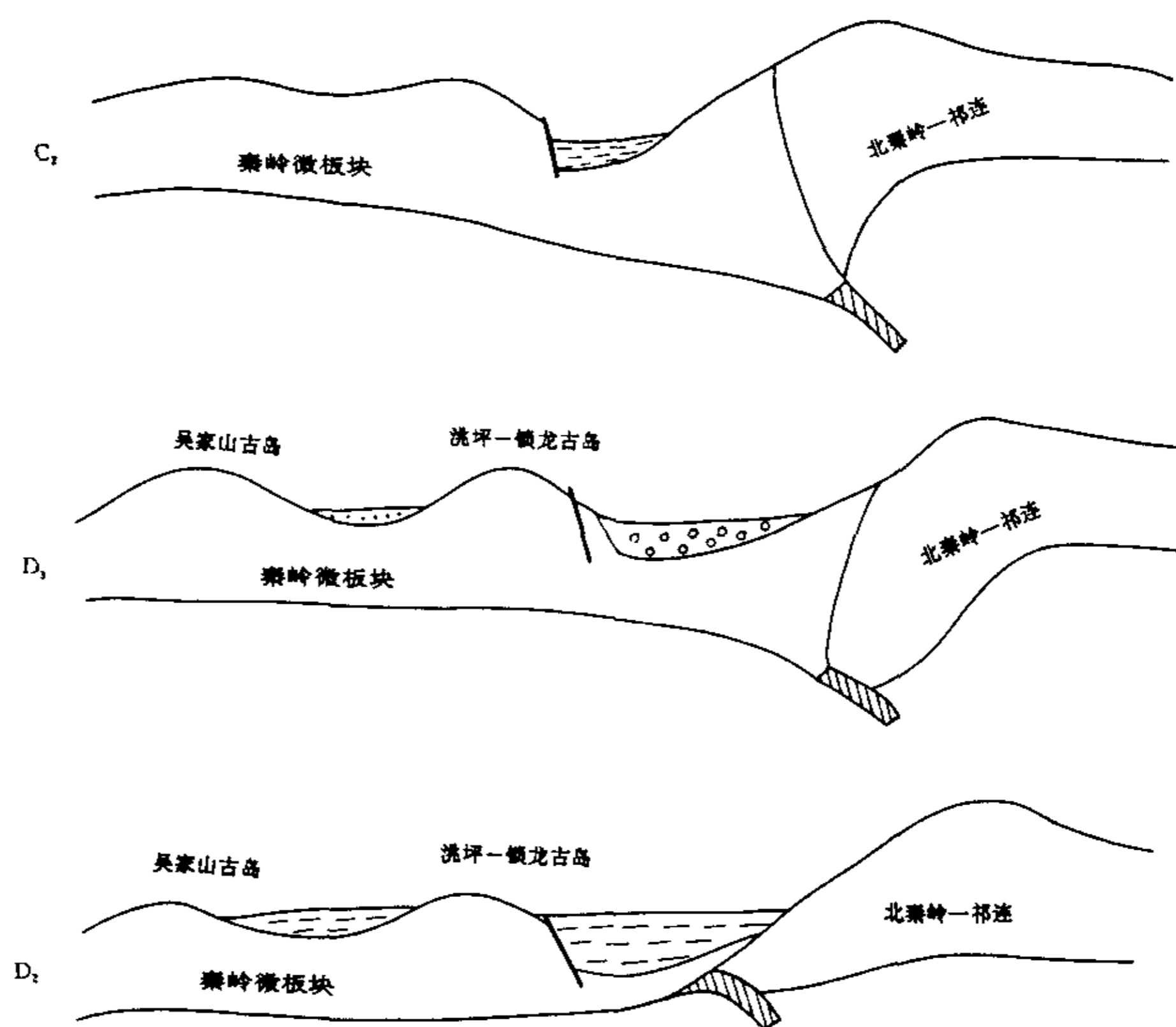


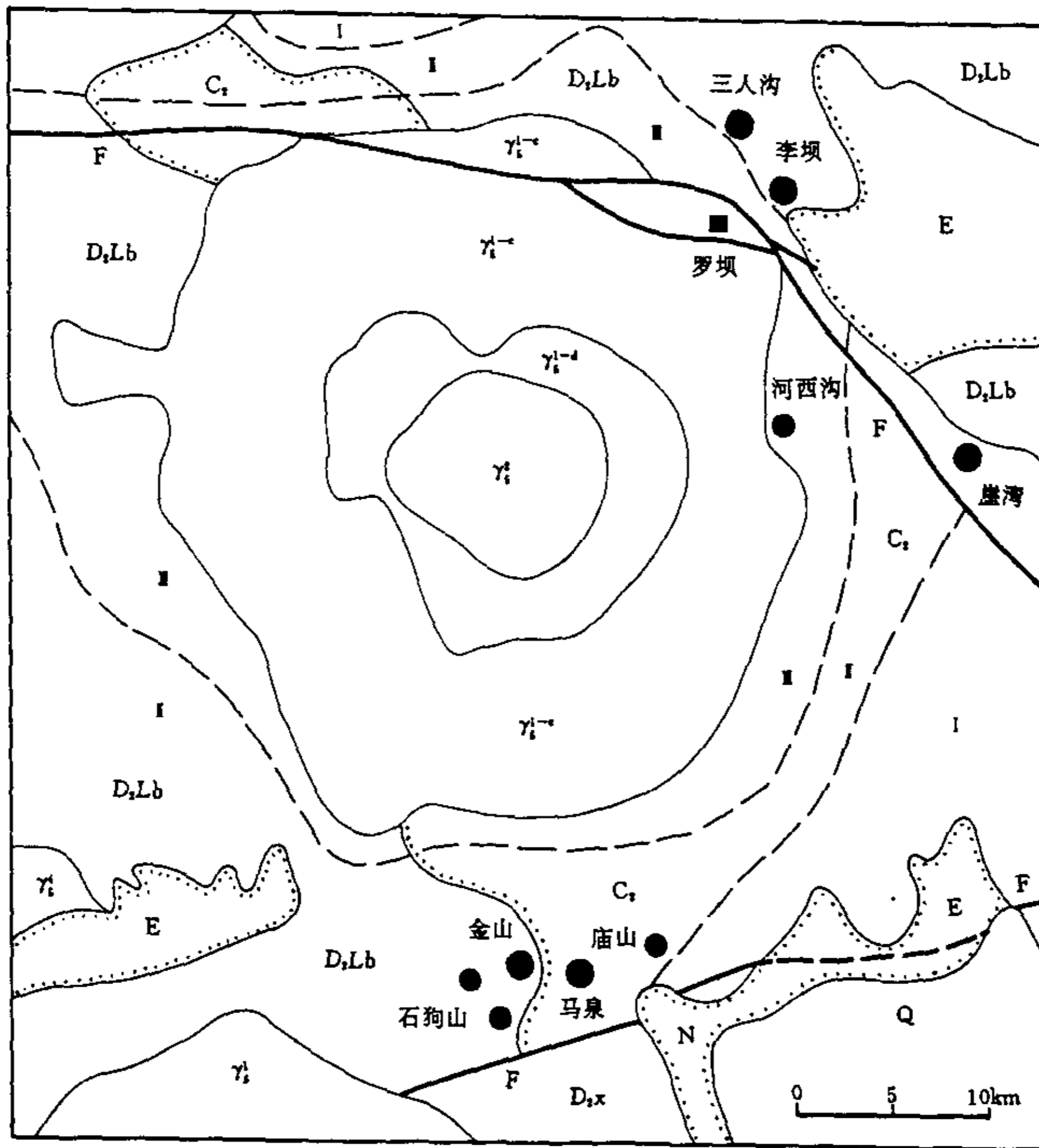
图 1-2 礼岷前陆盆地 D2—C2 构造演化示意图

综上所述，礼岷前陆盆地的形成，显示了西秦岭地区由伸展转向挤压的力学机制。中泥盆世，由于晚加里东运动的持续发展，扬子板块继续向华北板块俯冲，西秦岭礼岷地区表现为扬子板块沿武山—天水断裂（商—丹断带西延）向北秦岭和祁连地块俯冲，但随着晚古生代秦岭微板块从扬子板块中的分离，即南秦岭洋的诞生以及接踵而至的特提斯洋的逐步扩张，该盆地在总体俯冲收敛的构造背景下迭加了新的相对扩张。礼岷前陆盆地在中泥盆世接受沉积时，发生了迅速沉降，该沉降带沿着礼县—麻沿河断裂，即前陆隆起之北界深大断裂迅速下陷，形成了深海—半深海的浊积岩相沉积。因此，礼岷盆地自沉积始就不是一个典型北深南浅的楔形周缘前陆盆地。西秦岭地区自泥盆纪~三迭纪，至少发生过两次大的裂陷活动。中泥盆统李坝群沉积物源有两个、一个是来源于北部陡倾斜的北秦岭—祁连古陆的火山—次火山碎屑，另一个可能来自前陆隆起的剥蚀产物。沉积盆地早期，盆地南侧由于迅速下陷，其沉积物源主要来源于前隆剥蚀区，盆地北部，则主要源于北秦岭—祁连。随着盆地的抬升和前陆隆起剥蚀程度的加剧造成盆地前渊与前陆隆起部位的高差降低，搬运前陆物源的能力逐渐减弱，此时盆地沉积物以北源为主。上泥盆统大草滩群主要沉积于盆地北部，为一套覆盖于中泥盆统李坝群和下古生界李子园群之上的陆相磨拉石建造，该建造代表了盆地

的首次隆升。早石炭世，礼岷盆地已经抬升，未接受沉积。中石炭统中川组以含砾石英砂岩，细砂岩和少量碳酸盐岩为特征的复理式建造在盆地南部沿深断裂麻沿河—礼县断裂北侧作有限区域分布，显示了中石炭世又一次裂陷活动的开始。盆地西部，洮坪—孟家沟古陆以西，大面积的二迭~三迭的巨厚沉积说明了西秦岭地区海西期的裂陷活动之强烈。临潭—麻沿河断裂以北的晚石炭世东扎口组海陆交互相（局部磨拉石相）到  $P_1$  的大关山群的浅海台盆相  $P_2$  的石关群的复理石相，显示了石炭纪晚期的一次隆升和二迭早期裂陷活动开始的过程。该次裂陷在整个西秦岭地区规模较大，然而由于礼岷盆地紧靠北秦岭—祁连前陆位置，已经隆起的前陆盆地没有再次沉降而接受沉积。由于扬子板块向华北板块的俯冲对接面的不规则性和俯冲的斜向穿时，使整个俯冲带前缘区具有一个左形走滑的应力趋势，这种走滑作用在海西期（315Ma，许志琴，1998）曾一度较强，并对该盆地的演化产生一定的影响。礼岷盆地东窄西宽不规则形态和海西期大规模不协调褶皱形态主要是该走滑作用对沉积盆地的改造作用所致。印支期微秦岭板块与北秦岭—祁连板块全面碰撞并造山，礼岷地区全面隆升，碰撞花岗岩沿着礼县—罗坝—锁龙口和礼县—洮坪深大断裂及所夹地带上侵，形成花岗岩群，即中川岩体、碌础坝岩体、闫井岩体、教场坝岩体和柏家庄岩体。伴随着岩浆侵位和造山后伸展作用，该地区在经历复杂的逆冲推覆、韧性剪切及伸展拉张等造变形后转入陆内演化阶段，在隆起的基底上由于张裂和剪切作用而形成自侏罗纪至第三纪山间断陷内陆红盆。

## 二 中川地区构造活动分析

中川地区以中川岩体为中心，南以礼县—洮坪断裂为界，北至马乌-酒店，东起田河，西至柏家庄岩体，面积约  $1000 \text{ km}^2$ 。该地区位于礼岷前陆盆地南部，李坝群的第二岩性段 ( $D_2Lb^2$ ) 和第三岩性段 ( $D_2Lb^3$ ) 为该区的主要沉积建造，中石炭统中川组分布于区内中部。老第三系 (E) 和新第三系 (N) 地层与李坝群及中川组呈断层接触 (见图 2-1)。



1 不整合界限 2 变质带界限 3 断裂 4 矿床 (点) 5 变质带编号

图 2-1 中川地区地质图

## 2.1 中川地区现今构造格局

中川地区褶皱构造、断裂构造均十分发育，其构造骨架为石家河坝复向斜和礼县—洮坪、礼县—罗坝深大断裂共同组成的构造体系。中川地区还非常发育节理系，这些节理系为该地区不同时代和不同变形期次构造活动的结果。

**A 褶皱体系** 该地区褶皱构造可分为四级，其中 I 级褶皱为石家河坝复式向斜，II 级褶皱构造为马乌背斜和张凤坡背斜。

**石家河坝复式向斜** 区内主干褶皱构造，核部由  $C_2$  组成，南北两翼均为李坝群。轴部由石家河坝向东经楚家沟延至区外，向西为柏家庄岩体所截，长 35 公里以上，轴向  $290^\circ$ 。向斜总体向北西扬起，两翼发育一系列次级褶皱，其中南翼张凤坡背斜和北翼马乌背斜是 II 级褶皱构造。

**马乌背斜**：轴部西起对窝沟，东至平路里，再向东被第三系掩盖，延长 20 公里，轴向  $300^\circ$ 。背斜由李坝群组成，核部  $D_2Lb^1$ ，两翼为  $D_2Lb^2$  和  $D_2Lb^3$ 。

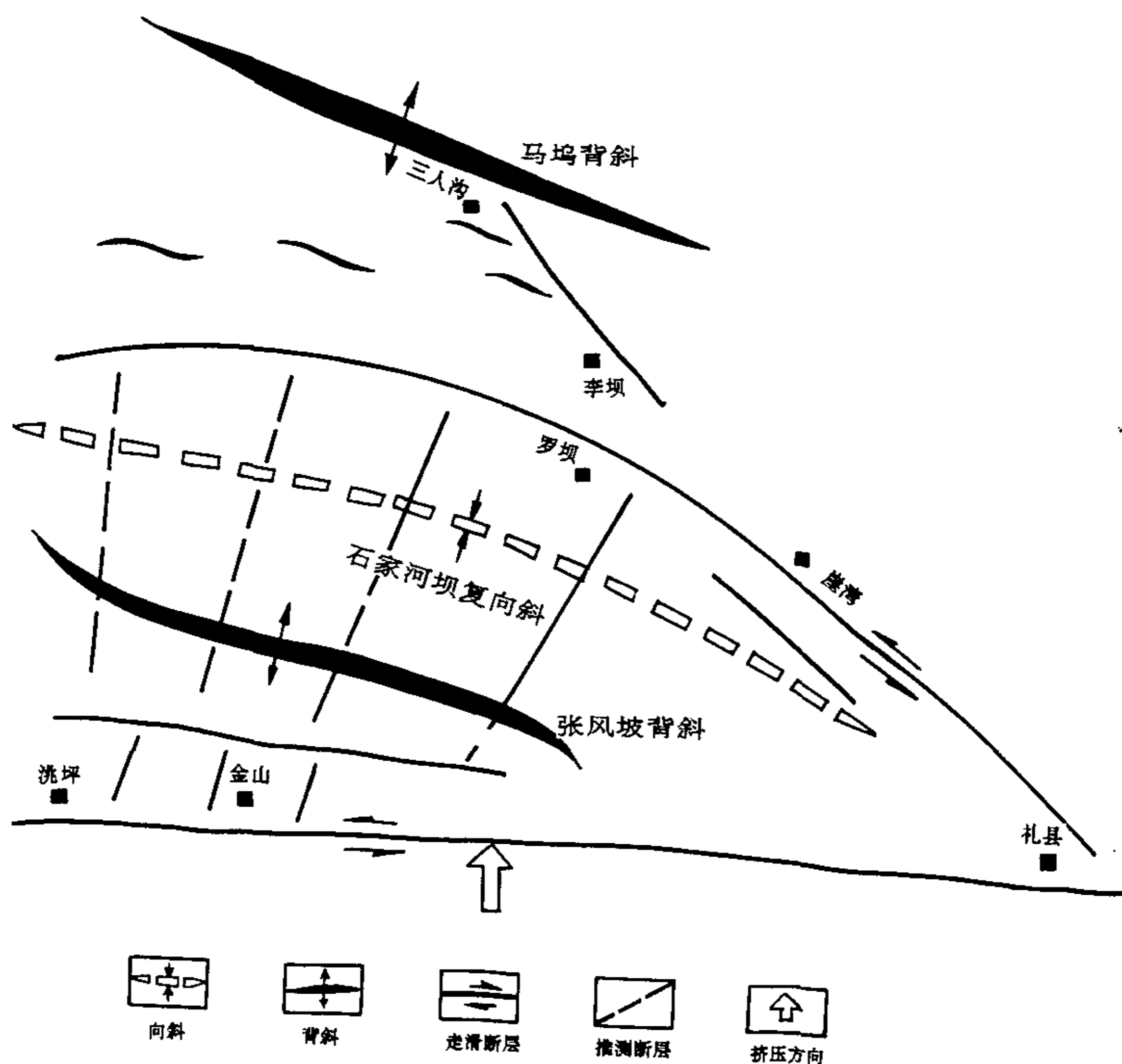


图 2-2 中川地区地质构造纲要图

张凤坡背斜：轴部位于中川岩体西南侧干沟里一带，长 15 公里，轴向北北西，由李坝群组成。背斜向南东倾伏，南部被礼县—洮坪断裂截断。

III级褶皱构造是指发育于马乌背斜和张凤坡背斜中的次级褶皱，其特征见表 2-1。IV级褶皱普遍发育于中泥盆统和中石炭统中，褶皱紧闭，如李坝金矿床的马沟背斜、徐家台背斜等。

表 2-1 中川地区III级褶皱构造一览表

名称	褶 皱 轴			褶 皱 地 层		与金矿化关系
	分布	长 (km)	轴 向	核 部	翼 部	
大沟门 倒转背斜	马乌西南大沟门 —汪洞沟一带	5	20°	D <sub>2</sub> Lb <sup>2</sup>	D <sub>2</sub> Lb <sup>3</sup>	
姜家—杜 家山向斜	中川岩体北东侧姜 家坪—杜家山一带	7	近 EW	D <sub>2</sub> Lb <sup>3</sup>	D <sub>2</sub> Lb <sup>3</sup>	郑沟里金矿 点位于向斜 核部及两翼
中川背斜	中川岩体东侧 中川村一带	3	330°	D <sub>2</sub> Lb <sup>2</sup>	D <sub>2</sub> Lb <sup>2</sup>	楼底下金矿点 位于背斜北翼
沟门前 倒转向斜	金山矿区西侧圆 咀与沟门前之间	6	70°	D <sub>2</sub> Lb <sup>2</sup>	D <sub>2</sub> Lb <sup>2</sup>	
吴家庄 倒转背斜	沟门前倒转向斜以 南，吴家庄北，向 东至金山矿区	3	70°	D <sub>2</sub> Lb <sup>2</sup>	D <sub>2</sub> Lb <sup>2</sup>	金山矿床主 矿带位于背 斜核部附近
小峪河 倒转向斜	石狗山南侧一带	6	70°		D <sub>2</sub> X <sup>4</sup>	D <sub>2</sub> X <sup>4</sup>
张家庄背斜	小峪河倒转向斜以 南，张家庄一带	2	近 EW		D <sub>2</sub> X <sup>3</sup>	D <sub>2</sub> X <sup>3</sup>

**B 断裂体系** 该区断裂可分为 EW 向，NWW~NW 向，SN 向和 NE 向断裂，断裂体系按规模分为三级：I 级断裂，即区域性深大断裂礼县—洮坪断裂和礼县—罗坝断裂。II 级断裂是指与二深大断裂平行或近于平行的次级断裂，如圆咀—崖台上断裂、李坝—三人沟断裂等。II 级断裂一般规模大于 3 公里，与 I 级断裂斜交或近于平行。二平行断裂之间有许多 NE 向或 SN 向小断裂贯穿 I 级、II 级断裂。III 级断裂是指规模 < 3 km，宽度 0.5—1.5 米之间，与 II 级断裂斜交或垂直的更次一级断裂，III 级断裂也是贯穿 I、II 级之间的断裂，同时大部分容矿断裂为 III 级断裂。I、II、III 级断裂形成了一个网络状断裂体系。

**C 节理系** 中川地区的节理特别发育，总体上可分为三组。① SN 向节理 ② EW 向节理 ③ 围绕中川岩体呈环状分布的节理。对金山—马泉地区的不同地段进行了 30 多处节理统计数据显示，中川地区南部主要发育两组稳定的节理，即 SN 向和 EW 向节理。南北向节理倾向 260°~280°，倾角平均 70° 左右，近东西向节理组走向为 NEE 向—NE 向，较其中向北西倾的一组发育，倾角多为 70° 以上，倾向南东的节理倾角为 50—70° 之间（见图版 VI-1，图版 VI-2）。李坝地区节理发育程度较金山—

马泉差，主要发育东西向节理，节理产状较陡，一般倾角在  $70^{\circ}$  以上，且该组节理稳定性较差。还有一组节理体系为岩浆侵位构造，该节理系呈环状分布，近岩体较密集，远离岩体较稀疏，岩体对该节理的影响范围为距岩体约 8 公里范围内，主要密集区在 3~6km 范围内。

表 2-2 中川地区主要次级断裂表

编号	位 置	产 状	规模 (km)	地层	有关矿化
A3	平路里~明珠山	走向 $290^{\circ}$ ,直立	>3	D <sub>2</sub> Lb	明珠山金矿点
A4	李坝~巩家河	走向 $325^{\circ}$ , 直立	>4	D <sub>2</sub> Lb	瓦苗沟金矿点
A5	李坝三人沟	$220^{\circ} \angle 70^{\circ} \pm$	5±	D <sub>2</sub> L b	李坝 6 号矿体
A6	王录山	$220^{\circ} \angle 70^{\circ} \pm$	3±	D <sub>2</sub> Lb	李坝 5 号矿体
A10	罗坝~田家河	$215^{\circ} \angle 75^{\circ} \pm$	>6	D <sub>2</sub> Lb	楼底下、岗沟里金矿点
A11	楼底~田家河	倾向南西， 倾角 $52^{\circ} \sim 83^{\circ}$	>6	D <sub>2</sub> Lb	崖湾、岗沟里金矿点
A17	左家庄	$40^{\circ} \pm \angle 70^{\circ}$	5	D <sub>2</sub> Lb	
A18	北海梁	走向 $40^{\circ} \sim 80^{\circ}$	7	D <sub>2</sub> Lb、C <sub>2</sub>	
A22	大山阳坡	$330^{\circ} \angle 50^{\circ} \sim 70^{\circ}$	3	D <sub>2</sub> Lb、C <sub>2</sub>	马泉、石狗山金矿床(点)
A23	崖台上~圆咀	NEE~EW ~NWW 弧形	15	D <sub>2</sub> Lb、C <sub>2</sub>	
A24	河西沟	走向 $20^{\circ}$ ,直立	10	D <sub>2</sub> Lb、C <sub>2</sub>	河西沟 金矿化点
A26	关地沟	走向 $20^{\circ}$	8		铀矿

## 2.2 构造变形分析

中川地区的构造可分为礼岷前陆盆地形成过程中的沉积构造和变形构造。沉积构造，如同沉积断层礼县—洮坪断裂和礼县—罗坝断裂，沉积地层原生构造，如李坝群沉积岩的生物遗迹构造，底模、槽模构造等。礼岷盆地发展演化过程中的变形构造，如韧—脆性剪切断裂、区域性开阔褶皱等。关于同沉积构造和原生构造前人（王集磊等，1996，李育慈等，1994，孙省利等，1994）已做过较为详尽的论述，本次重点分析礼岷盆地发展演化过程中所产生的变形构造。

李坝群为一套浅—深海浊积岩建造，该套建造在经历了晚加里东运动，海西运动和印支—燕山的构造运动后，发生了较强的构造变形，部分地区已经不能观察到原生沉积构造。中川地区的构造变形可分为三期，早期的塑性变形，中期的区域褶皱和走滑变形及晚期的挤压、剪切等复合变形。

### 2.2.1 早期固态塑性流变

李坝群在早期发生固态塑性流变，形成一系列的片内无根小褶皱。褶皱轴面面理 S1 完全或部分置换了原始层理 S0。在李坝地区三人沟一带少量残存的局部露头上，

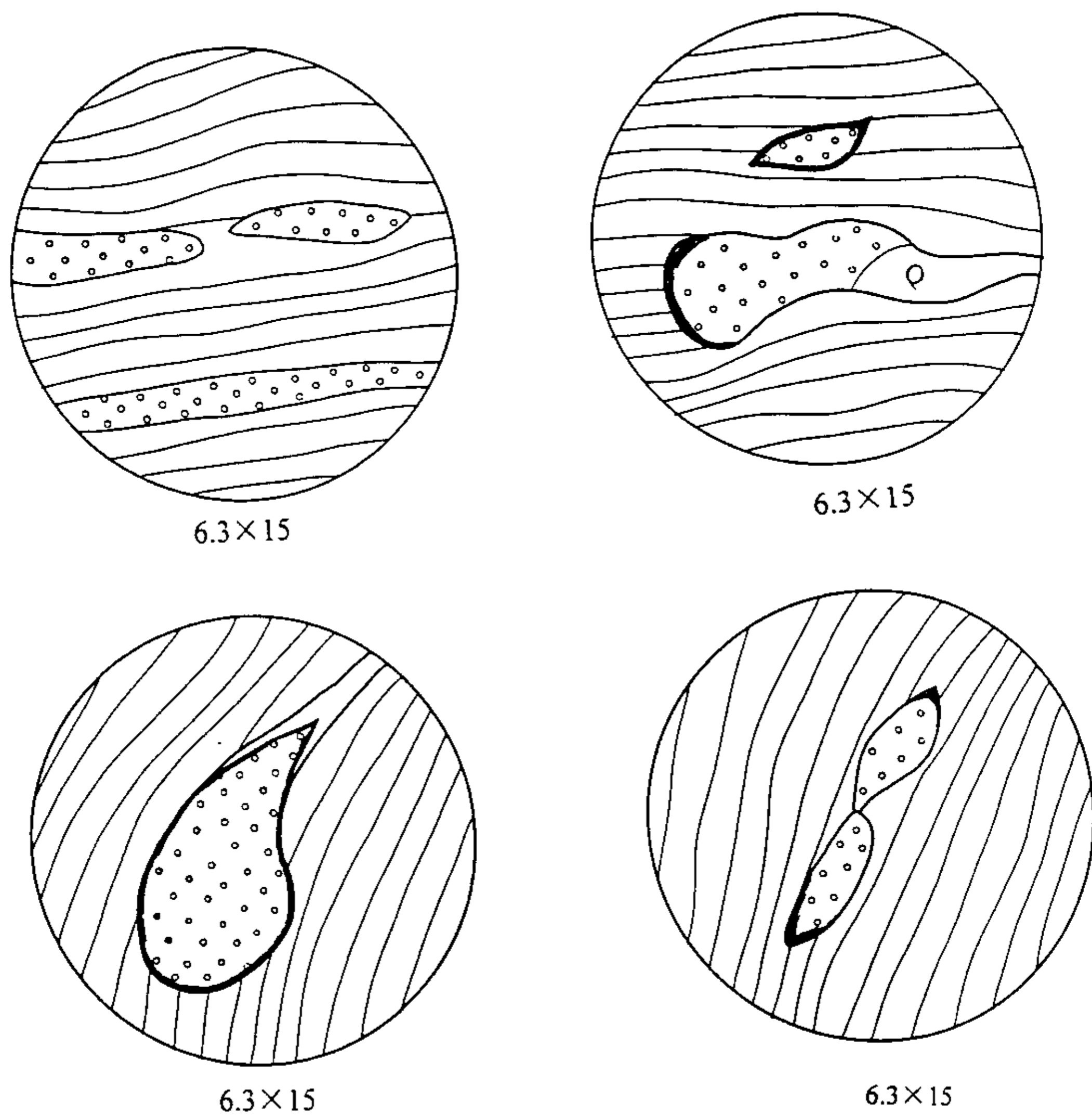


图 2-3 早期变形泥砂质岩层显微构造变形素描图

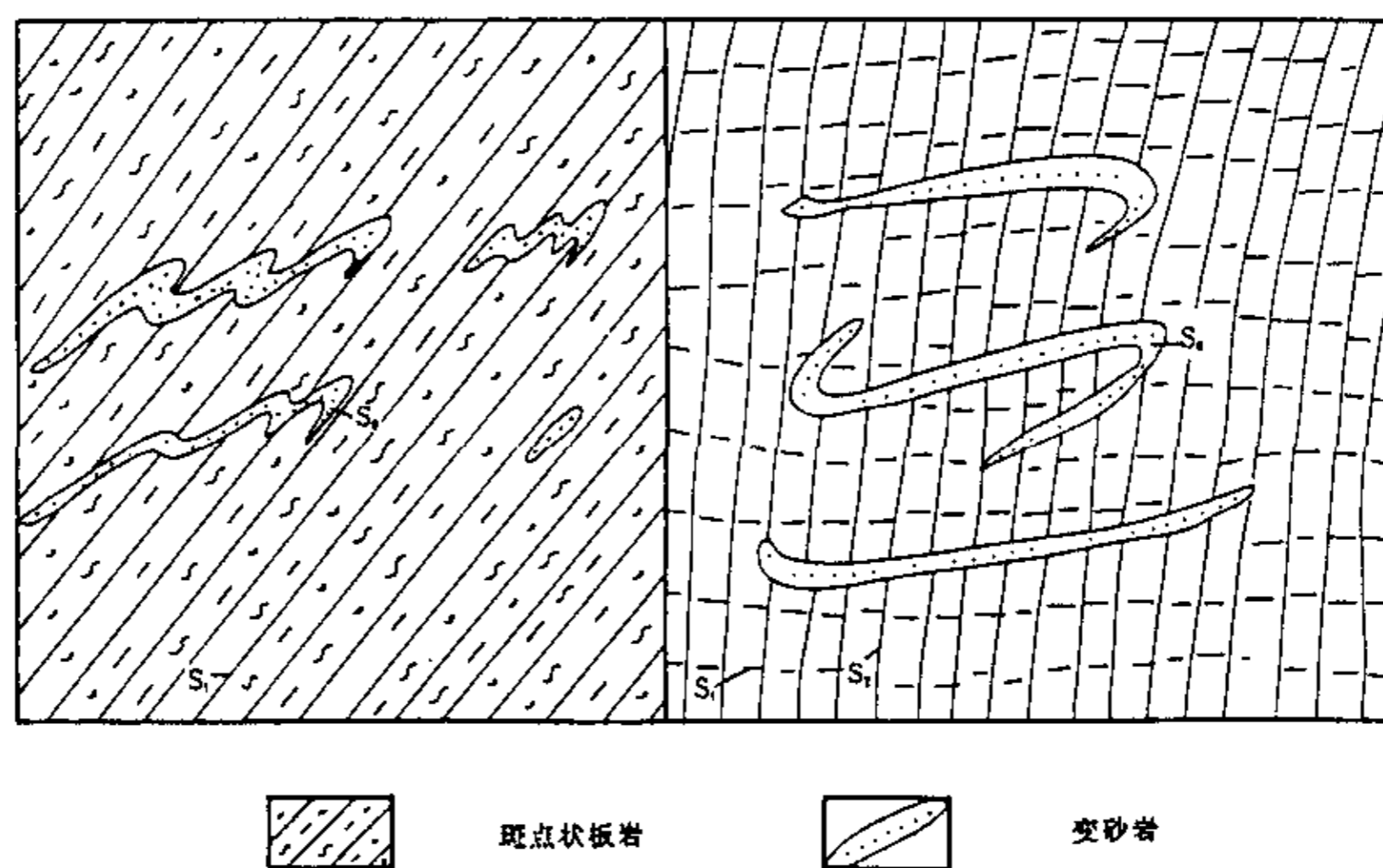


图 2-4 早期变形中的  $S_0$ 、 $S_1$ 、和  $S_2$  素描图

可观察到片内无根褶皱（见图 2-4），无根褶皱的包络面即为原始层理  $S_0$ ，板岩的  $S_1$  即为无根褶皱的轴面面理。残存的  $S_0$  由能干形强的石英砂岩和粉砂岩组成。李坝群中局部有大小不等的变砂岩透镜体，这是砂质岩石在构造变形过程中受到两侧泥质岩石的层面的挤压与拉张作用所形成的。在显微状态下，可以见到泥质层中的粉砂质层被挤压呈薄厚不均断续相连的似层状，拉断成石香肠状及囊状（见图 2-3），进一步发展可成为断续相连的透镜体。在李坝矿区马沟背斜的深部坑道内，发现一组非透如性面理  $S_2$ ， $S_2$  是  $S_1$  在层间滑动过程中形成的层间劈理。 $S_2$  发育不完全，主要为非透入性层间滑动所产生的与  $S_1$  呈较大角度相交的褶曲面（见图 2-4，见图版 I-1）。图版 I-1 为金山-马泉地区围岩中已经形成的  $S_1$  面理受到与之相垂直的运动力而产生一组新的面理  $S_2$  的雏形，这种尚未完全形成的  $S_2$  仅在显微构造中才易发现。

中川地区的塑性变形强度不均一，北部李坝矿区变形较强，南部金山—马泉矿区变形较弱。该期塑性变形所产生的区域性构造置换作用使中川地区泥质岩石形成区域性变质斑点，斑点主要为粉砂质及硫化物，泥质岩石中的原始层理和沉积构造被部分或全部改造，现在所见到的浅变质泥质岩中片理是岩石强烈褶皱所形成的轴面面理，不具备地层学意义。

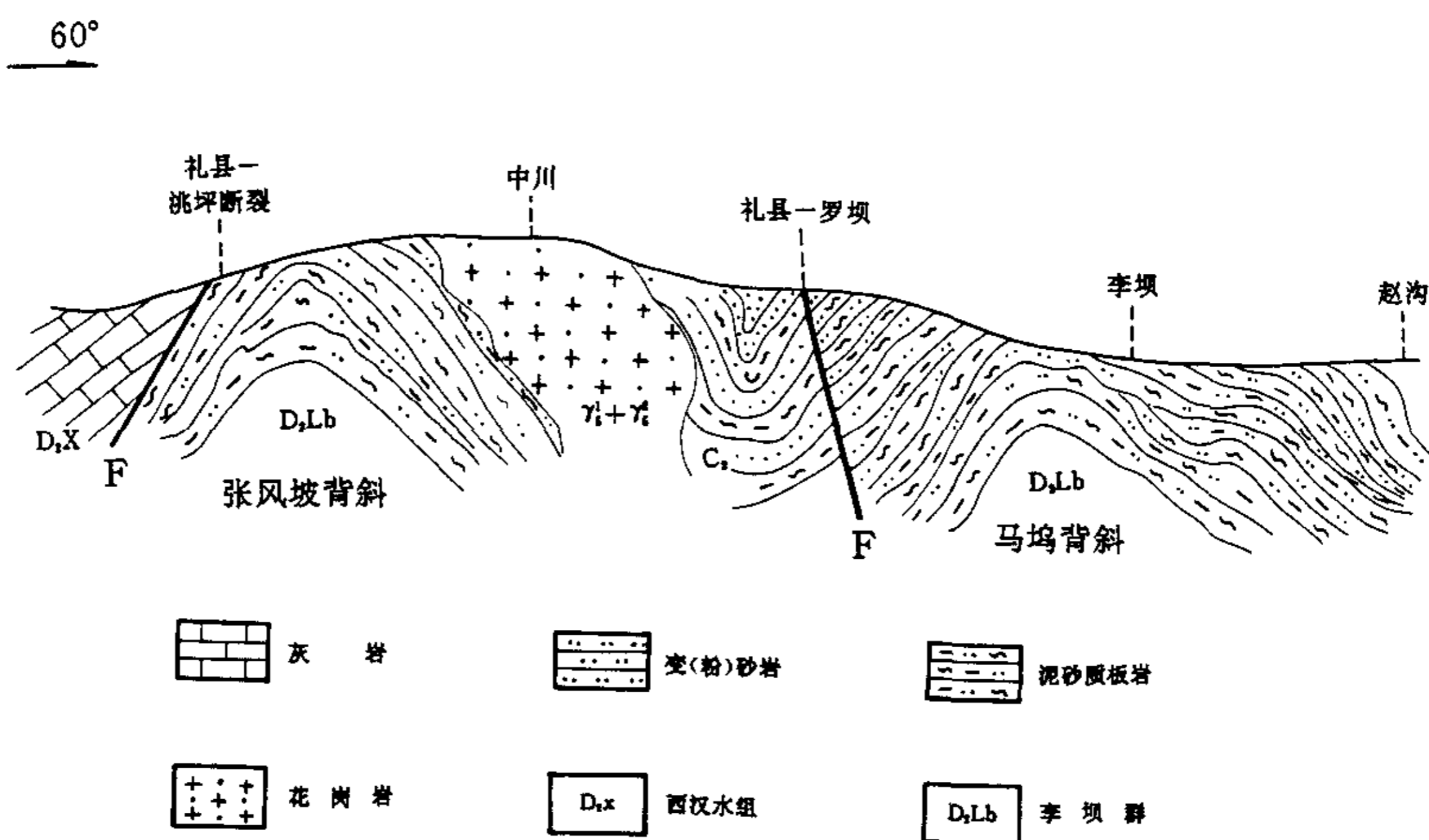


图 2-5 中川地区洮坪—赵沟地质剖面图

## 2. 2. 2 中期区域褶皱及东西向走滑变形

海西期西秦岭地区呈现北部挤压南部伸展的力学环境，但该期的挤压已不同于

加里东期的初始碰撞。由于秦岭板块的游离而使这种碰撞作用明显减弱，同时由于扬子板块北缘接触面的不规则性从而使得碰撞作用沿深断裂带产生一个左行走滑作用。中川地区在海西期遭受由南向北的逆冲推覆作用和沿深断裂礼县—洮坪断裂和礼县—罗坝断裂的一个左行走滑剪切的共同作用，从而产生了一系列褶皱和断裂。中川地区 I 级褶皱石家河坝复向斜、II 级褶皱马坞背斜、张凤坡背斜以及更次一级褶皱 III 级褶皱都是该期地质作用的结果。该期褶皱以宽缓、开阔的形态为主，两翼产状平缓，核部产状稍陡，褶皱枢纽走向为近 EW 向和 NW 向。由于左行剪切作用，该类褶皱的形态并不规则，石家河坝向斜的北翼马坞背斜较为宽缓，规模较大，而南翼张凤坡背斜则产状稍陡，褶皱形态也较马坞背斜紧闭，褶皱轴面在南部金山—马泉地区走向为 NW 向，近直立，而在西北部狼窝—张凤坡一带则轴面走向 NNW 向，倾向 SW。东西向走滑作用产生一系列与之平行或小角度斜交的断裂体系，即 II 级断裂，如金山—马泉地区的与礼县—洮坪断裂近于平行的圆咀—崖台上断裂，在与礼县—罗坝断裂平行的李坝矿区的  $F_1$  断裂、楼底下一崖湾—田家河断列等断裂体系。还有几处近 SN 向、NE 向断裂，如河西沟—樊家沟断裂、关地沟断裂等是夹于礼县—罗坝、礼县—洮坪断裂之间的构造，强大的走滑作用在二断裂之间形成近 SN 向、NNE 向的断裂体系。在 II 级断裂与深大断裂之间，以及 II 级断裂相互之间也有许多 SN 向断裂带和节理系，如金山—马泉矿区的园咀—崖台上断裂与礼县—洮坪断裂之间的  $F_3$ （张皮沟—郑家山断裂）、 $F_4$ （吴家庄—郑家山断裂），走向为 NNE—SN 向。金山地区密集的 SN 向节理带也是该期形成的。中川地区北部 SN 向构造体系很少发育，这与礼县—罗坝断裂再没有一个较大的剪切面有关，因此其断裂构造仅表现为与深断裂平行或斜交的构造体系。

总之，海西期构造活动基本定格了中川地区的总体构造格局，该期的变形机制为弯滑褶皱作用和左行走滑剪切作用。

### 2. 2. 3 晚期逆冲推覆、剪切机制下的复杂变形。

印支期由南向北强有力的推覆作用对海西期形成的中川地区构造格局产生了强烈的改造作用，先前形成的 I~II 级褶皱被挤压形成紧闭褶皱，甚至倒转，并且在 III 级褶皱内部形成次一级褶皱 IV 级褶皱。随着挤压作用的持续，在整个地区形成广泛发育的微褶皱。IV 级褶皱，在其形成过程中，如李坝矿区的徐家台背斜（见图 2-6）、马沟背斜，以砂岩为主体的强硬岩层在核部及两翼最初形成张性节理，随着褶皱的进一步紧闭，其张性裂隙越来越密集，且裂隙越来越大，当褶皱作用力超过岩石的屈服强度时发生断裂。而夹于强硬岩层之间的泥质岩石千枚岩，在褶皱过程中始终屈服于两侧的强硬岩石形态，最终形成反扇形劈理构造。

该期逆冲推覆作用的滑动面主要是两条深断裂，沿深断裂带的下盘，即礼县—洮坪断裂带附近有一定剪切作用，该期剪切以脆性剪切为主，局部脆—韧性。逆冲推覆作用使东西向的断裂带规模进一步扩大，并发育大规模东西向脆性节理系。由于紧闭褶皱作用，在IV级褶皱核部或近核部发生张性破裂，形成 NWW 向或 NW 向脆性断裂带，如李坝矿区的  $F_3$ — $F_{29}$  等系列断裂带，而该断裂带又与  $F_1$  断裂相贯通，这样，在整个中川地区便形成了一个由深断裂—次级深断裂—小断裂—裂隙（节理）相互贯通的网络体系。



图 2-6 IV级褶皱形态素描图（徐家台被斜）

现代研究认为，造山带内的大的岩基的侵位，是在挤压应力暂时松弛的拉张伸展

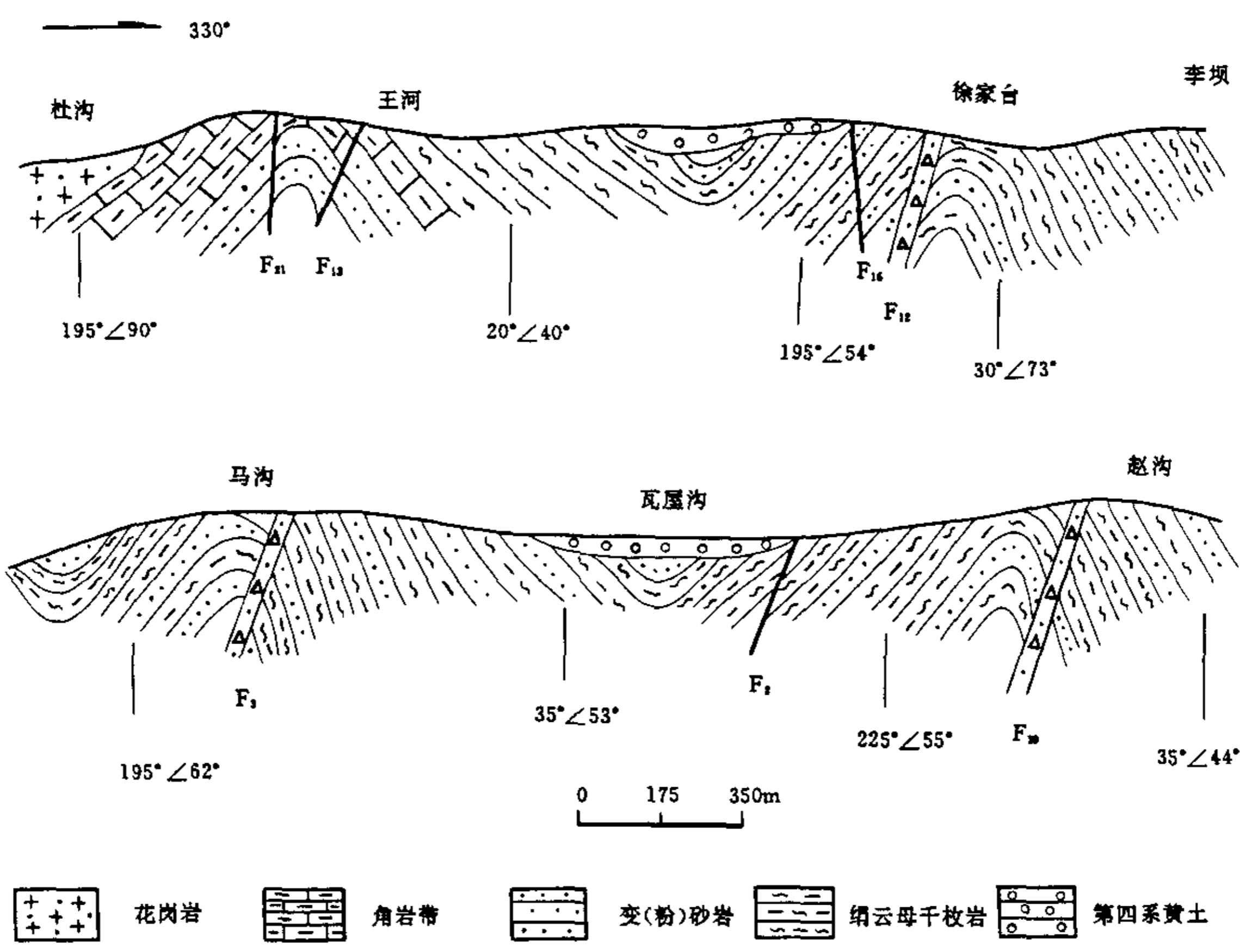


图 2-7 杜沟—赵沟实测地质剖面图

状态下从岩浆房侵入到盖层岩系中的。中川花岗岩基吞噬了石家河坝复式向斜核部的大面积中石炭统地层和部分中泥盆统地层，并强烈挤压两侧的沉积建造体系。花岗岩基对围岩产生的构造主要是围绕中川岩体呈环形分布的节理系。根据安德森建立的岩体侵位在围岩中产生的应力场分布模式，可在围岩中形成锥状裂隙、环状裂隙和放射状裂隙三种类型。这种模型认为最先形成的锥状裂隙倾向岩体，倾角向上变大，为张剪性裂隙，且这种裂隙在塑性岩层中易于保存下来。李坝地区，崖湾地区，受到来自西南方向的岩浆侵位的侧向挤压，其裂隙体系倾向西南，而金山—马泉地区的围岩由于受到中川岩体和碌础坝岩体的共同作用，因此裂隙非常发育。而且这种岩浆侵位构造所致裂隙与前期构造变形形成的节理体系难于区分，当二者相叠加后，在该地区形成较大的东西向破碎带。

表 2-3 中川地区构造变形序列表

变形时代	构造层次	构造变形特征	变形相	构造置换	变形机制	变质方式
印支—早燕山	浅	沿褶皱轴部发育张剪性断裂、构造角砾岩、断层泥、锥状节理裂隙	脆性变形为主体，沿部分逆冲推覆断裂面有韧性变形	无	挤压伸展剪切	接触变质 热液蚀变
晚海西	中	以 S1 面理为主形成石家河坝复向斜、马乌背斜、张风坡背斜及 III 级褶皱。东西向走滑剪切形成东西向及南北向 II 级断裂及节理。	由中深构造层次韧性变形向浅层次的脆性变形过渡	弱	弯滑褶皱作用	变质微弱
晚加里东—早海西	中深	原始层理 S0 被全部或部分置换，形成透入性轴面面理 S1。强硬岩层呈透镜状石香肠状，S2 局部发育	韧性变形	强	挤压剪切	区域浅变质

### 三 中川地区岩浆活动特征

中川地区至少经历过四期六次大的岩浆侵入，侵入部位为石家河坝复式向斜核部，礼县-罗坝-锁龙口断裂和礼县-洮坪断裂之间的李坝群和中石炭统中川组是岩体侵入的主要层位，岩体侵入出露面积 260 平方公里。海西期侵入岩为辉长岩，呈小岩珠分布于中川地区中部礼县-罗坝-锁龙口断裂之南，单个出露面积数百平方米，大部分为后期侵入的花岗岩体所包裹。印支期分三次侵入，早期为细粒黑云母石英闪长岩 ( $\delta r_5^1$ ) 呈不规则状岩株分布于中粗粒似斑状黑云母二长花岗岩中，且多产于其边部，单个出露面积数百平方米~数平方公里。印支期中期为中粗粒似斑状黑云母二长花岗岩 ( $r_5^{1-c}$ ) (219Ma, K—Ar 测年)，晚期为中粗粒含斑黑云母二长花岗岩 ( $r_5^{1-d}$ ) (196Ma, K—Ar 测年)。燕山早期 ( $r_5^2$ ) (181.5 Ma, K—Ar 测年) 中细粒黑云母二长花岗岩是印支花岗岩浆侵入的继续。喜山期在中川地区南部礼县洮坪断裂一线的八龙山和小顶山等地有少量碱性玄武岩和玻基辉杆岩出露，规模有限。

表3-1 中川花岗岩常量元素含量表

岩体	岩性	样号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Y <sub>5</sub> <sup>2</sup>	中细粒黑云母 二长花岗岩	91IYQ-7*	72.89	0.26	13.73	0.08	1.88	0.05	0.60	1.12	3.92	3.95
		收YQ-5*	75.85	0.25	12.54	0.68	1.86	0.02	0.50	1.34	3.08	4.60
		收YQ-7*	72.62	0.10	13.94	0.72	1.36	0.02	0.33	0.73	3.80	5.34
		收YQ-16*	69.61	0.40	14.04	0.24	2.61	1.06	1.43	1.76	3.40	4.72
		C-1	71.35	0.24	14.42	0.31	1.73	0.10	0.05	1.02	3.54	4.82
		C-3	72.58	0.23	13.94	0.34	1.75	0.10	0.65	0.79	3.29	5.08
		平均	72.48	0.25	13.77	0.40	1.87	0.23	0.59	1.13	3.51	4.75
Y <sub>5</sub> <sup>1-d</sup>	中粗粒含斑黑云母 二长花岗岩	91IYQ-5*	70.71	0.30	14.82	0.18	2.18	0.04	1.00	1.80	4.02	3.74
		91IYQ-6*	72.58	0.24	13.59	0.10	2.08	0.05	0.70	1.40	3.93	3.90
		收YQ-1*	70.34	0.35	13.51	2.83	1.85	0.03	0.55	1.75	3.90	4.81
		C-7	71.11	0.23	14.48	0.38	1.84	0.11	0.48	0.78	3.50	5.04
		C-9	71.67	0.28	14.09	0.25	1.69	0.11	0.40	0.90	3.63	5.44
		C-11	70.39	0.38	14.16	0.85	2.34	0.06	0.91	1.65	3.81	4.37
		平均	71.13	0.30	14.11	0.77	2.00	0.07	0.67	1.38	3.80	4.55
Y <sub>5</sub> <sup>1-c</sup>	中粗粒似斑状黑云母 二长花岗岩	91IYQ-8*	72.43	0.31	13.88	0.10	1.98	0.05	0.75	1.78	3.91	3.78
		91IYQ-10*	71.12	0.38	14.09	0.17	2.70	0.08	0.87	1.96	3.73	3.70
		收YQ-2*	69.61	0.41	13.63	3.26	2.13	0.05	1.09	1.67	3.78	4.88
		收YQ-4*	71.67	0.45	12.70	0.68	2.07	0.04	1.01	1.86	3.30	3.30
		收YQ-6*	70.65	0.45	13.60	0.93	2.25	0.05	1.11	2.30	3.30	4.90
		收YQ-12*	69.49	0.35	14.70	0.06	2.72	0.04	1.10	1.28	4.00	4.80
		收YQ-15*	69.24	0.35	14.40	0.31	2.37	0.02	0.92	1.11	4.00	5.54
		C-15	69.29	0.41	14.66	0.77	2.33	0.13	1.49	2.10	3.39	4.35
		C17	70.04	0.37	13.91	0.70	2.17	0.14	1.29	2.13	3.11	4.67
		平均	70.39	0.39	13.95	0.78	2.30	0.07	1.07	1.80	3.61	4.44
平均			71.33	0.31	13.94	0.65	2.06	0.12	0.77	1.44	3.64	4.58
中国花岗岩			71.72	0.25	14.25	1.24	1.62	0.08	0.80	1.62	3.79	4.03

\*据霍福臣, 1992

印支~燕山三期花岗岩浆活动是中川复式岩基的总骨架，并且由外圈向内圈呈圆形分布。中川地区海西期的基性岩入侵揭开了本区岩浆活动的序幕，印支期岩浆活动进入鼎盛时期，燕山早期之后开始减弱，到了喜山期局部零星活动。

### 3.1 中川岩体岩石学、地球化学特征

印支—燕山期花岗岩岩石类型较为单一，为似斑状~中细粒黑云母二长花岗岩。

表 3-2 中川花岗岩常量元素特征表

岩体	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	σ	A/CNK
Y <sub>5</sub> <sup>2</sup>	74.28	13.77	3.51	4.75	1.35	2.31	1.47
Y <sub>5</sub> <sup>1-d</sup>	71.13	14.11	3.80	4.55	1.20	2.48	1.45
Y <sub>5</sub> <sup>1-c</sup>	70.39	13.95	3.61	4.44	1.23	2.36	1.42
平均	71.33	13.94	3.64	4.58	1.29	2.38	1.44
中国花岗岩*	71.27	14.25	3.79	4.03	1.06	2.16	1.51

\*黎彤, 1962

主要矿物有石英 (23.62~31.71%)，斜长石 (23.25~26.53%)，钾长石 (35.75~45.42%)，次要矿物有黑云母 (4.79~6.88%)。斜长石以更长石为主，少量中长石，钾长石占长石总量的 57.4~66.1%。

岩体的岩石化学成分变化不大，SiO<sub>2</sub>=69.24~75.85%，平均 71.33%；Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=12.54~14.82%，平均 13.94%；CaO=0.73~2.30%，平均 1.44%；K<sub>2</sub>O=3.30~5.54%，平均 4.58%。K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 均大于 1。与中国花岗岩相较，该岩体 SiO<sub>2</sub> 含量与之相当，K<sub>2</sub>O 偏高，Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Na<sub>2</sub>O 略低。岩体 σ=2.31~2.48，平均 2.38，为钙碱性系列，A/CNK

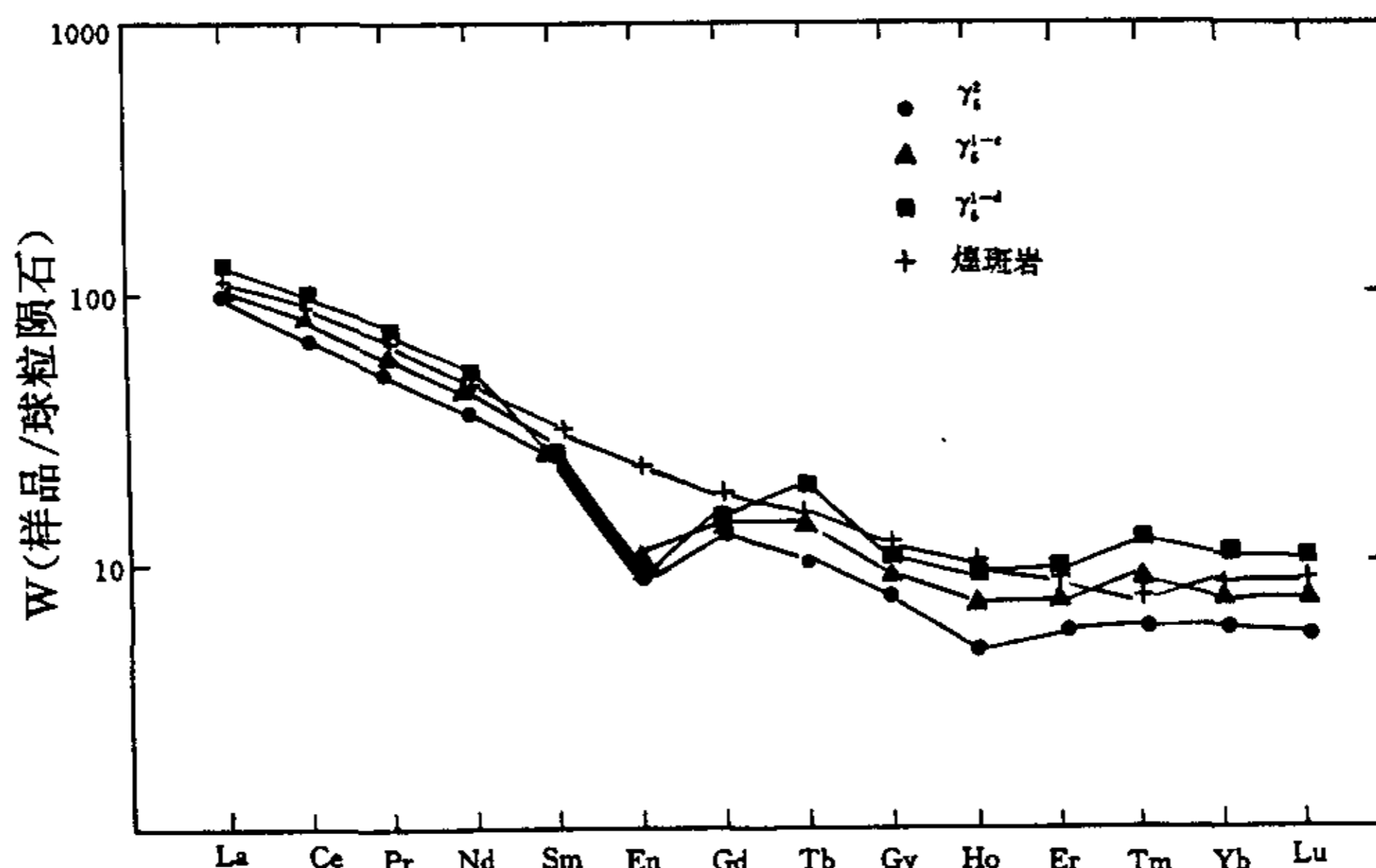


图 3-1 中川花岗岩、煌斑岩脉球粒陨石标准化稀土元素配分模式图

为 1.42~1.47, 平均 1.44, 属过铝质。

表 3-3 中川花岗岩、煌斑岩脉稀土元素含量表( $10^{-6}$ )

岩体编号	样品编号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
$Y_5^2$	A1(3 件)*	38.86	67.24	7.57	27.84	5.49	0.95	3.77	0.63
	R1	24.85	48.60	5.03	19.29	4.15	0.48	2.96	0.42
	R2	35.79	66.36	6.57	25.36	4.94	0.83	3.22	0.47
	平均	33.17	60.73	6.39	24.16	4.86	0.75	3.32	0.51
$Y_5^{1-d}$	91IXT-7*	39.31	79.70	8.28	28.98	5.35	0.70	4.16	0.94
$Y_5^{1-c}$	A2(2 件)*	39.79	70.85	7.89	28.72	5.46	0.80	4.14	0.82
	R3	41.56	73.73	7.45	29.95	5.64	1.06	4.19	0.60
	R4	31.14	58.31	5.76	22.83	4.66	0.72	3.01	0.47
	平均	37.95	70.65	7.35	27.62	5.28	0.82	3.88	0.71
	总平均值	36.81	70.36	7.34	26.94	5.16	0.79	3.79	0.72
煌斑岩	5 件平均▲	34.16	65.46	7.71	30.60	6.28	1.70	5.00	0.76

(续上表)

岩体编号	样品编号	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
$Y_5^2$	A1(3 件)*	3.45	0.75	1.80	0.28	1.88	0.29	18.92
	R1	2.24	0.38	0.97	0.15	0.94	0.13	11.07
	R2	2.33	0.42	1.07	0.16	0.96	0.13	11.54
	平均	2.67	0.31	1.28	0.20	1.26	0.18	13.84
$Y_5^{1-d}$	91IXT-7*	3.75	0.72	2.01	0.42	2.02	0.34	20.87
$Y_5^{1-c}$	A2(2 件)*	3.52	0.71	1.87	0.36	1.82	0.33	18.65
	R3	3.20	0.62	1.62	0.25	1.56	0.24	16.64
	R4	2.39	0.42	1.10	0.17	1.14	0.17	11.99
	平均	3.22	0.62	1.65	0.30	1.64	0.27	17.04
	总平均值	3.21	0.55	1.65	0.31	1.64	0.26	17.25
煌斑岩	5 件平均▲	4.00	0.73	1.88	0.29	1.75	0.26	17.33

测试单位: 湖北省地质实验室 \*据霍福臣; ▲据柳森

表 3-4 中川花岗岩、煌斑岩脉稀土元素特征值

岩体编号	$\Sigma REE$	LREE/HREE	La/Yb	Ce/Yb	$\delta Eu$	$\delta Ce$	Sm/Nd	La/Sm	Gd/Yb
$Y_5^2$	153.64	5.52	17.03	11.65	0.55	0.89	0.66	3.91	2.23
$Y_5^{1-d}$	197.55	4.60	12.59	9.54	0.44	0.95	0.61	4.21	1.74
$Y_5^{1-c}$	158.06	5.08	14.97	10.41	0.53	0.90	0.63	4.12	2.00
平均	176.78	5.07	14.52	10.37	0.53	0.92	0.63	4.09	1.96
煌斑岩	177.37	4.54	19.56	37.49	0.89	1.03	0.19	6.62	2.47

中川岩体稀土元素  $r_5^2$ 、 $r_5^{1-d}$  和  $r_5^{1-c}$  具有似的稀土元素特征 (见图 3-1), 稀土总量  $r^{1-d}$  稍高为  $197.55 \times 10^{-6}$ ,  $r_5^2$  为  $153.64 \times 10^{-6}$ ,  $r_5^{1-c}$  为  $158.06 \times 10^{-6}$ , 中川花岗岩

具有较为明显的负铕异常 ( $\delta \text{Eu}=0.44\sim 0.53$ ), 与中国花岗岩相比 (黎彤, 1962), 稀土元素含量较低, 稀土总量仅为其一半左右, 为贫稀土花岗岩。LREE / HREE = 4.60~5.52, La/Yb = 12.51~17.03, La/Sm = 3.91~4.21, Gd/Yb = 1.74~2.23, 轻重稀土分馏明显, 轻稀土含量较高 (见表 3-4)。

另据柳森等对中川岩体 190 件微量元素分析结果显示, 与世界花岗岩维氏值 (Vinogradov's value) 相比, Au 偏低, Ag、As、Sb 偏高。明显偏高的有 Pb、Zn, 明显偏低的有 Cu、Sr, Hg、Ni、Co、Mn、Cr, 而 Ba、V 等相当。 $\gamma_2$ 、 $\gamma_3^{1-4}$  和  $\gamma_5^{1-6}$  中差异不明显, 从早到晚 Cu、Pb、Zn 递增, Sb 递减。As 由低增高再降低。

岩体与地层发生热接触变质作用, 使沉积建造角岩化、黑云母化及斑点化。自岩体外向内可划分三个变质带:

**I 带 (绿泥石绢云母带)** 主要岩石有绿泥石绢云母千枚岩与绢云母绿泥石千枚岩。主要成分: 绢云母 20~60%, 绿泥石 10~45%, 石英 20~28%, 少量酸性斜长石 (0~7%) 及微量榍石、磷灰石、锆石、电气石等矿物。

**II 带 (黑云母角岩带)** 主要表现为千枚岩、变砂岩中普遍有次生黑云母化, 局部斑点化。常见岩石为黑云母角岩, 主要组成矿物为黑云母 25~28%, 红褐色呈定向排列, 片长 0.01~0.15mm, 少数成为变斑晶, 长 0.5~1.5mm, 石英 25~40%, 它形镶嵌粒状, 直径 0.01~0.08mm, 可呈条带状斑晶聚集; 绿泥石 8~16%, 片长 0.04~0.2mm, 该带中见少量针状, 毛发状金红石沿裂隙发育, 电气石局部聚集。

**III 带 (红柱石—堇青石角岩带)** 由红柱石角岩、堇青石角岩和接触片岩组成。红柱石角岩主要由黑云母 (32%) 片长 0.03~0.2mm, 红柱石 (30%) 板柱状, 菱形变斑晶, 石英 (20%), 白云母 (10%), 更长石 (6%), 堇青石角岩中堇青石呈六方柱状。该带内接触片岩有钾长透闪片岩。透闪石—阳起石等矿物呈放射状、极束状集合体产出, 其边部绿泥石呈集合体与之共生。

### 3.2 印支—燕山期花岗岩成因分析

中川花岗岩属高硅低铁镁花岗岩, 从早到晚向富硅、富碱、富挥发分演化。在 ACF 图上均落入 S 型花岗岩范畴 (见图 3-2), R1—R2 图上落入同碰撞 (Syn-collision) 花岗岩范畴。微量元素 Rb—Yb+Ta、Ta—Yb、Rb—Y+Nb (据霍福臣, 1992) 图中落入同碰撞花岗岩范围内,  $\delta \text{Eu}$ —La/Yb 图上投影点落入壳源花岗岩范围内。根据 S、I 花岗岩的判别特征 (见表 3-5), 中川花岗岩总体显示了 S 型花岗岩特征, 但与华南同时代花岗岩相比, 二氧化硅含量偏低,  $\delta \text{Eu}$  值偏高,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  偏低,  $\delta^{18}\text{O}$  也略低。与长江中下游的 I 型花岗岩有相似之处, 这可能是当时西秦岭地区陆壳成熟度较低的缘故。

表 3-5 中川花岗岩 I、S 型特征判别对比表 (据 Chappell and White)

	I 型	S 型	中川花岗岩
化学成分	$Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO) < 1.10$ $SiO_2 < 65\%$ , CaO 较高 $K_2O / Na_2O$ 较低 $Na_2O < 2.2 \sim 3.2\%$ $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO)$ 高	$Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO) > 1.10$ $SiO_2 > 65\%$ , CaO 较低 $K_2O / Na_2O$ 较高 $Na_2O > 2.2 \sim 3.2\%$ $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO)$ 低	$Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO) = 1.45$ $SiO_2 = 71.33\%$ , CaO = 1.44% $K_2O / Na_2O = 1.26$ $Na_2O = 3.64\%$ $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO) = 0.24$
矿物组合	基性斜长石+黑云母+普通角闪石±榍石±磁铁矿	酸性斜长石+白云母+堇青石±红柱石±钛铁矿	中酸性斜长石+黑云母+钛铁矿+榍石+少量磁铁矿
同位素组成	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.704 \sim 0.708$ $\delta^{18}O$ 全岩 = 6.4~10.0‰ $\delta^{18}O$ 石英 = 9.12~10.5‰	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.706 \sim 0.716$ $\delta^{18}O$ 全岩 = 10.0~12.5‰ $\delta^{18}O$ 石英 = 11.11~12.58‰	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.710$ $\delta^{18}O$ 全岩 = +9.65 $\delta^{18}O$ 石英 = 2.27~5.09
微量元素	$\delta Eu > 0.7$ $La/Yb < 5.0$	$\delta Eu < 0.7$ $La/Yb > 5.0$	$\delta Eu = 0.53$ $La/Yb = 14.52$

## 脉岩类

中川地区脉岩非常发育, 主要岩脉有花岗斑岩脉, 花岗闪长斑岩脉, 石英闪长玢岩脉和闪斜煌斑岩脉, 其中分布最广、规模较大的脉岩为花岗斑岩和闪斜煌斑岩脉。

**花岗斑岩脉** 花岗斑岩脉一般长数米~数百米, 其中规模最大的赵沟花岗斑岩脉长大于 1000 米, 为浅成酸性岩脉。斑晶主要为石英及斜长石。其中石英斑晶大多呈浑圆状、椭球状及不规则熔蚀状 (见图版 I-4, I-5, I-6), 显示岩浆在侵位过程中迅速冷凝斑晶尚未完全结晶或斑晶被熔蚀的特点。花岗斑岩脉及其成分相近的中酸性岩脉地球化学特征与中川花岗岩基本相似, 应是花岗岩的同源产物。

**煌斑岩脉** 煌斑岩脉地球化学特征与中川花岗岩相差较大, 如李坝地区的闪斜煌斑岩脉化学成分含量如下:  $SiO_2$ , 53.31%,  $TiO_2$ , 0.75%,  $Al_2O_3$ , 14.9%,  $Fe_2O_3$ , 1.89%, FeO, 4.24%, MnO, 0.13%, MgO, 7.02%, CaO, 6.48%,  $Na_2O$ , 2.77%,  $K_2O$ , 1.94%,  $P_2O_5$ , 0.20%, 与中川花岗岩相比, 低硅, 高铁镁, 低钾钠, 且  $K_2O / Na_2O < 1$ 。煌斑岩脉稀土元素 (见表 3-4) 特征显示, 其负铕异常微弱,  $\delta Eu = 0.89$ ,  $\delta^{34}S$  为 4.3%, 微量元素 Rb 为  $42.78 \sim 180.49 \times 10^{-6}$  (据奚小双“礼岷金矿田控矿因素、控矿构造及找矿方向”),  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  为 0.7032~0.7073, 且富含 Cr、Co、Ni 等基性场强微量元素, 显示出其深源特征。现代岩石学研究认为, 煌斑岩脉为上地幔产物, 其产出部位一般位于深大断裂附近, 认为是深大断裂活动的结果。礼县—洮坪断裂, 礼县—罗坝断裂带旁侧广泛侵入的煌斑岩脉应是该深大断裂自深部带到上地壳的岩浆物质, 且在上侵过程中受到了壳源物质的混染作用。

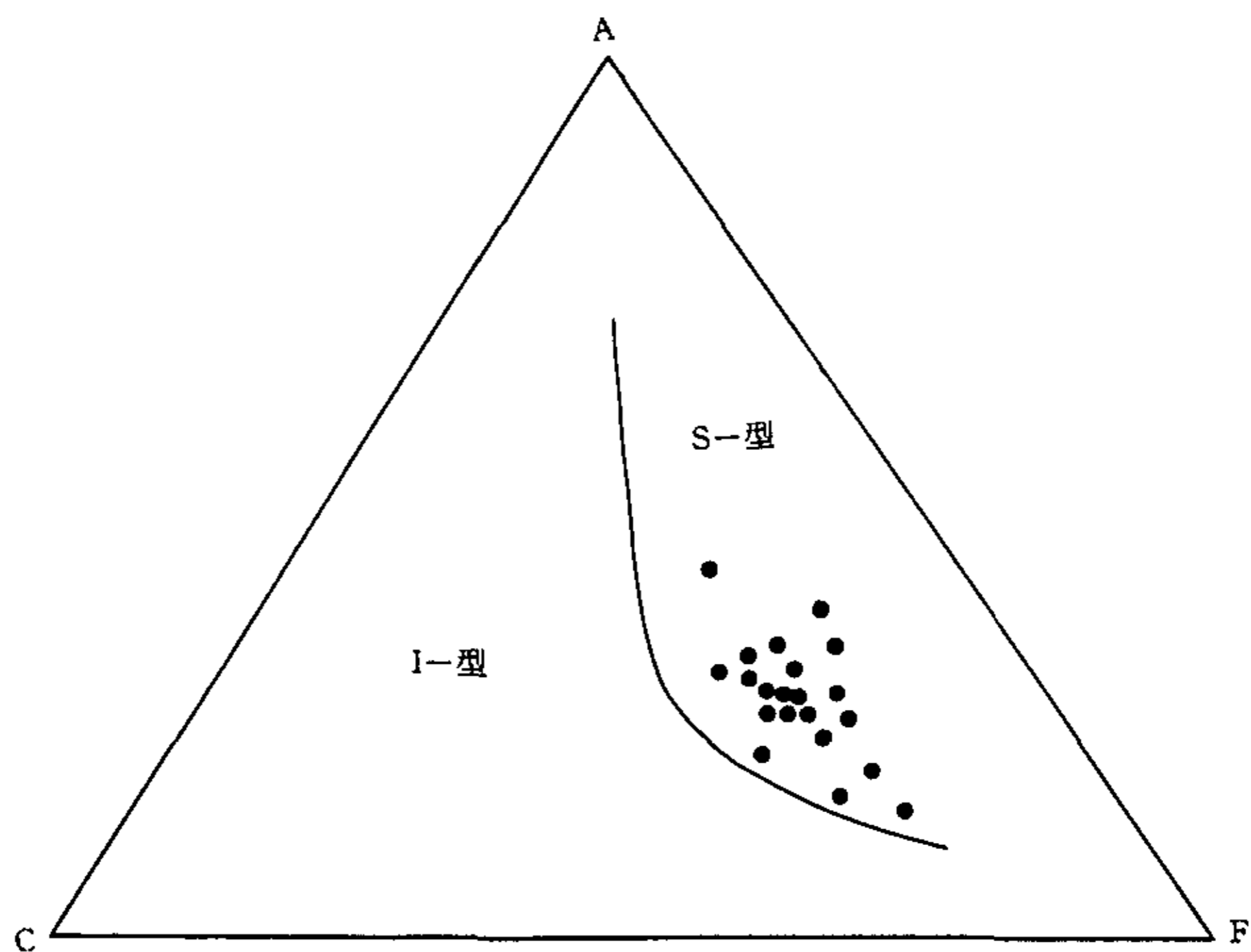


图 3-2 中川花岗岩 A—C—F 三角图

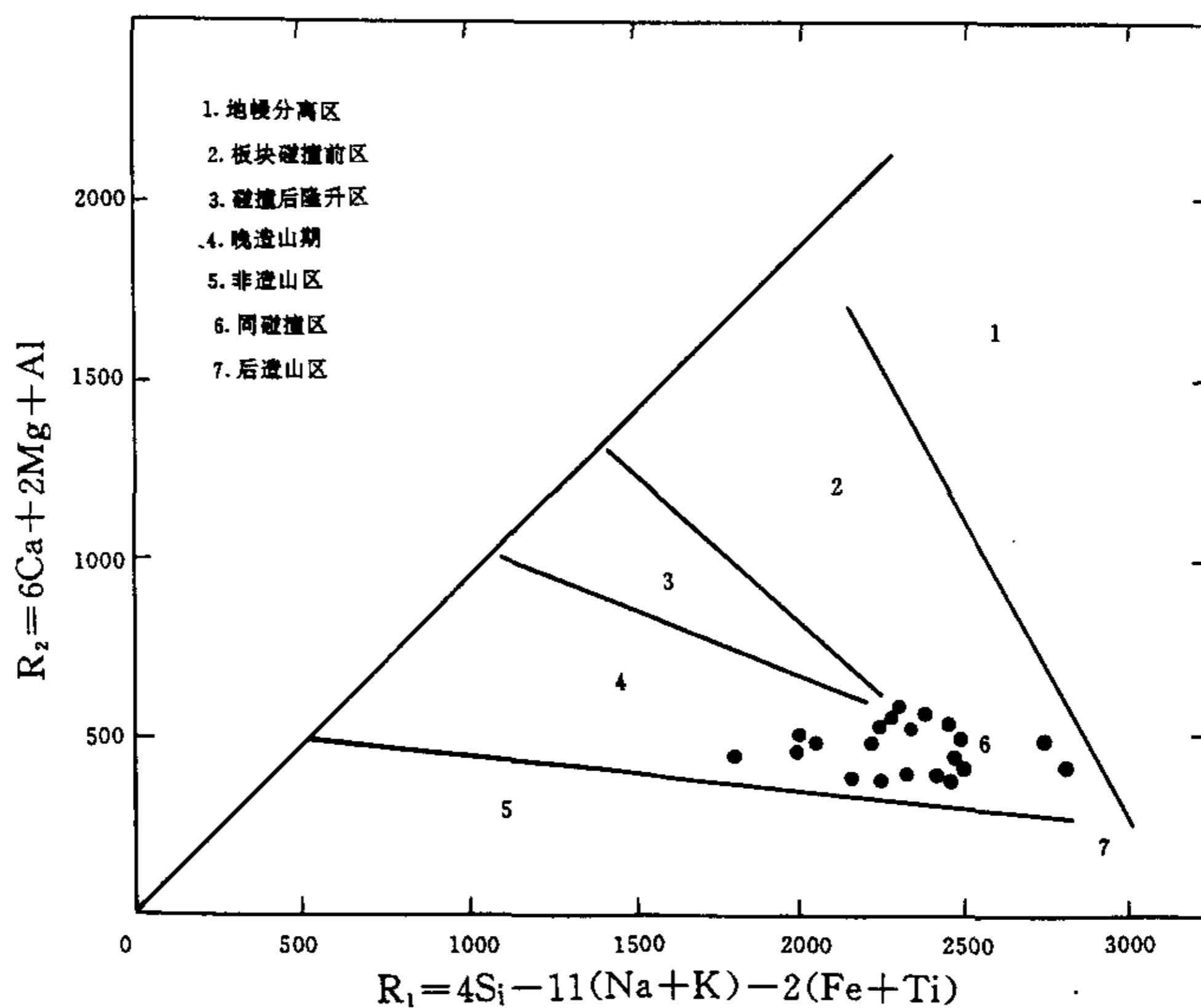
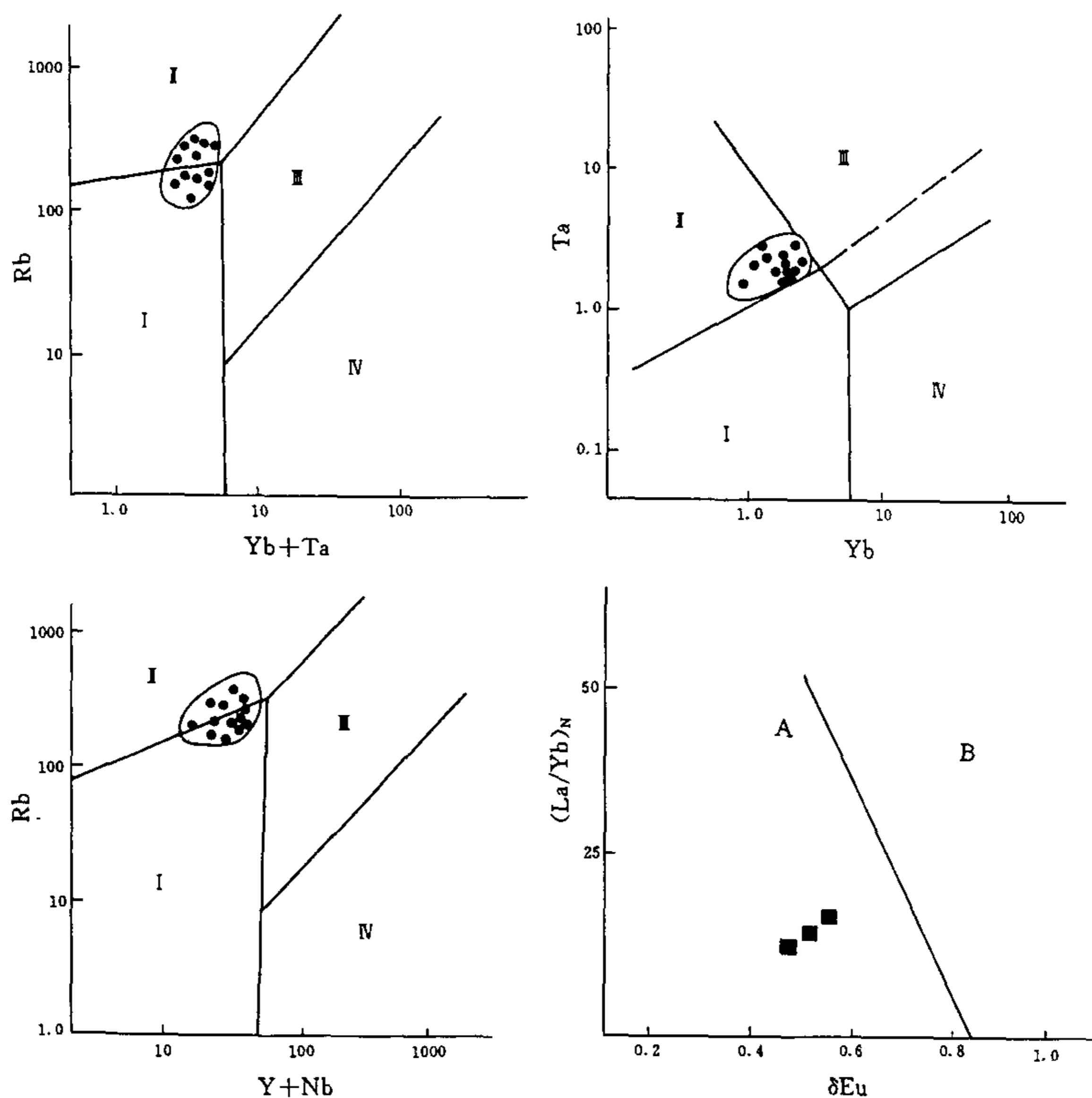


图 3-3 中川花岗岩 R1 — R2 判别图



I 岩浆(火山弧)花岗岩 II 同碰撞花岗岩  
III 大陆(板内)花岗岩 IV 洋脊花岗岩

A 壳源型花岗岩  
B 幔源型花岗岩

图 3-4 中川花岗岩 Rb—Yb+Ta、Ta—Yb、Rb—Y+Nb 及 La/Yb— $\delta Eu$  判别图

## 四 中川地区成矿要素分析

翟裕生先生认为，现代矿床学研究的趋势是向系统化方向发展，并提出了成矿系统是指在一定地质时一空域中，控制矿床形成和保存全部地质要素和成矿作用过程，以及所形成的矿床系列和异常系列构成的整体。它是具有成矿功能的一个自然系统。翟先生将成矿要素分为：成矿物质、成矿流体、成矿能量、成矿流体运输通道和成矿堆积场五大部分。本次工作主要是对中川地区的成矿要素和成矿作用过程进行针对性研究。成矿要素主要以成矿物质，成矿流体性质、成矿流体的运输通道和成矿物质赋存空间进行分析，而成矿作用过程则重点阐明自矿源场经中介场到储矿物最终富集定位的全过程。

中川地区已发现金矿床（点）40 多处，围绕中川岩体的北、东、南三个方向呈半圆分布。该地区可分为三个矿化集中区，李坝—三人沟矿化带，金山—马泉矿化带和崖湾矿化带。

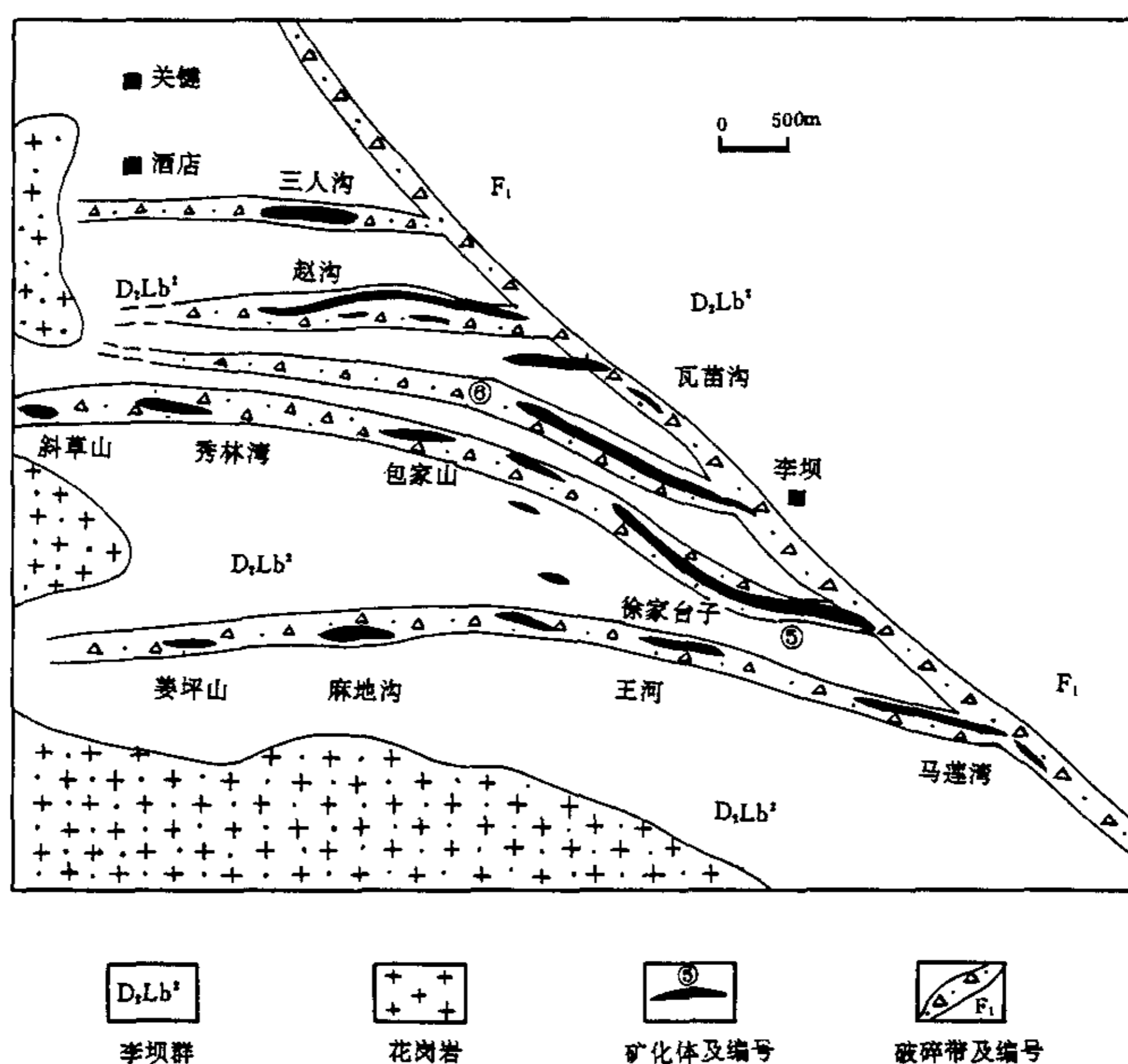


图 4-1 李 坝 ~ 三 人 沟 矿 化 带 地 质 图

李坝—三人沟矿化带 位于研究区北部，可分为 5 个部分：① 三人沟金矿床② 赵沟金矿床 ③ 瓦苗沟—瓦屋沟金矿点 ④ 李坝金矿床 ⑤ 王河金矿点（包括杜沟金矿点）。李坝—三人沟金矿带还包括上述五个部分的西延矿化区，如包家山矿点、秀林湾矿点和斜草山矿点等。该矿化带赋矿层位为中泥盆统李坝群，矿化带总体走向 NWW~NW~EW 向，南倾，局部向北倾，倾角较陡，一般 70° 以上。该带最大的矿体有李坝矿床的 5<sup>#</sup>、6<sup>#</sup> 矿体，赵沟的 25<sup>#</sup> 矿体，矿体长数百米~数千米，一般厚 3~10 米，局部厚度可达百米，矿体呈似层状，囊状或不规则状产出。

金山—马泉矿化带 位于中川岩体正南侧，礼县—洮坪断裂及其次级断裂崖台上一圆咀断裂带之间，包括金山矿床和马泉矿床，金山矿床赋矿层位为中泥盆统李坝群，马泉金矿赋矿层位为中石炭统中川组，矿化体总体走向 EW 向，但南北向矿体也较发育。金山矿床中规模较大的矿体有 20<sup>#</sup>、19<sup>#</sup>—2，30<sup>#</sup>，35<sup>#</sup> 等矿体。马泉矿床规模较大的有 4<sup>#</sup>、3<sup>#</sup> 矿体，该矿化带矿体长数百米~数千米，厚 1~8 米，向北倾、倾角 50~70°，矿体呈似层状和透镜状。

崖湾矿化带 位于中川岩体东侧，礼县—罗坝断裂旁侧，该带包括崖湾矿床，河西沟矿点、涧沟里金矿点。赋矿层位为中泥盆统李坝群和中石炭统中川组，矿化体走向 235°~255°，向北西倾，倾角 65°~72°，矿体呈透镜状，脉状，规模较小，一般长数十米~数百米，厚 0.5~3 米，品位较低。

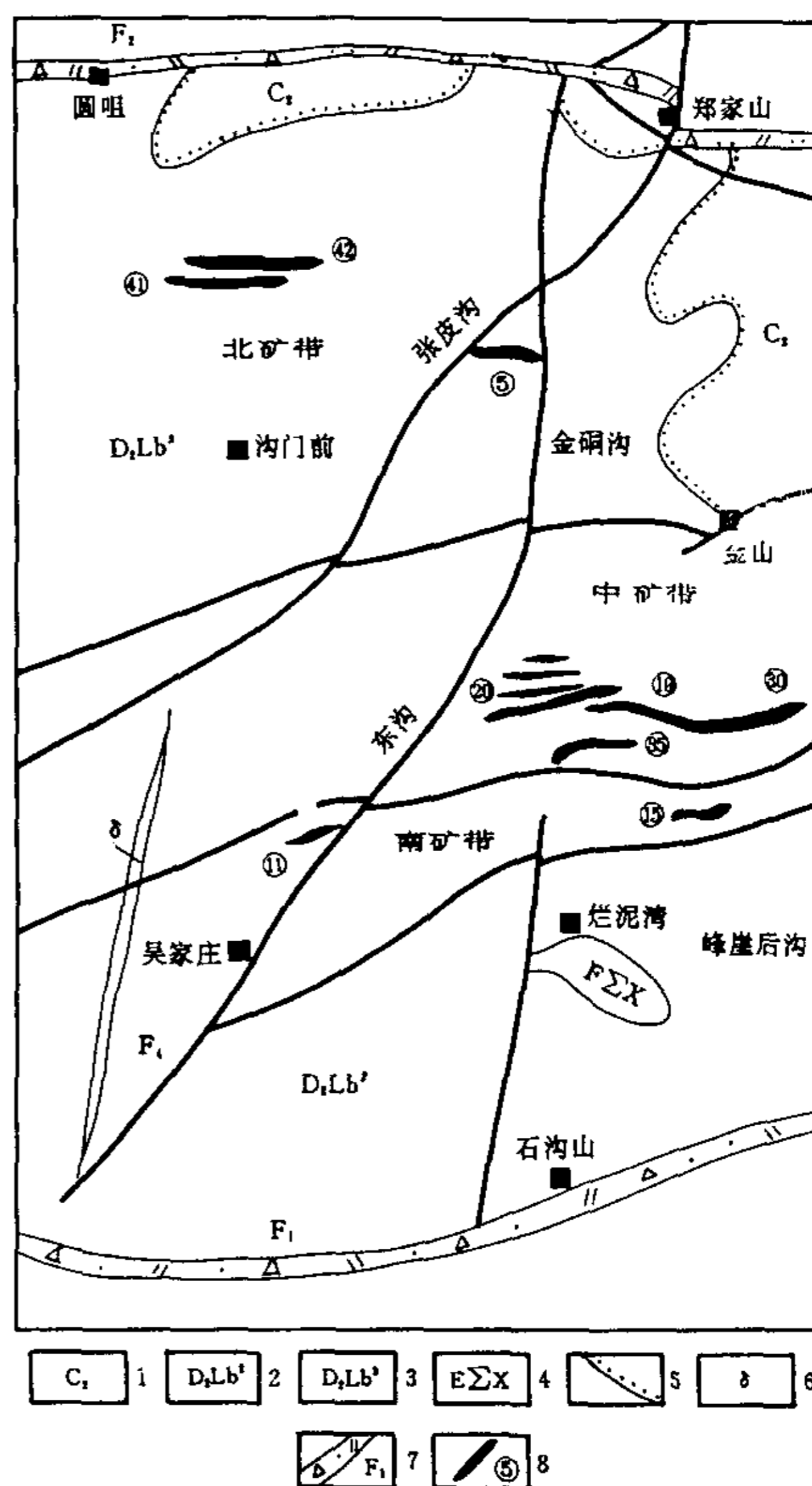


图 4-2 金山矿床地质图

#### 4. 1 成矿物质来源

##### 4. 1. 1 赋矿层地球化学特征

李坝群 李坝群中三个浊积成因的岩性段中  $D_2Lb^1$  金的丰度值最高, 平均为  $8 \times 10^{-9}$ , 变化范围为  $2 \sim 15 \times 10^{-9}$  之间 (微量元素值见表 4-1)。该段板岩和粉砂质

表4-1 李坝群微量元素含量表( $\times 10^{-6}$ )

微量元素	$D_2Lb^1$	$D_2Lb^2$	$D_2Lb^3$	$D_2Lb^4$	$C_2z$	上地壳 (Talor, 85)
Au ( $\times 10^{-9}$ )	8.0	5.0	4.0	4.0	4.0	1.8
Ag	0.06	0.06	0.05	0.06	0.10	0.05
As	12.64	12.4	9.33	7.98	31.8	1.5
Sb	3	3.8	15.6	11.5	1.75	0.21
Bi	0.39	0.48	0.53	0.47		0.13
Hg	0.05	0.07	0.06	0.08	0.10	0.08
Fe	32000	30000	40000	37000		3500
Cu	31	30.4	41.2	28.3	47.1	25
Pb	18	25.2	26.4	34.3	51.9	20
Zn	116.2	100.1	122.9	75.9	162.4	71
Ni	80.6	45.8	41.1	43.1	43.2	20
Co	15.6	15.6	16.7	22.5	12.31	10
Mn	672	665	578	506	591	600
Ti	3450	3262	3107	2952	3828	300
Cr	123.1	105.2	96.1	110.3	101.1	35
Ba	360	365	602	461	370	550
V	123	100.4	108.5	87.6	143.4	60
Sr	67.4	67.4	128.1	315.3	99.9	350
Co/Ni	0.2	0.3	0.4	0.5	0.3	0.5
Sr/Ba	0.2	0.2	0.2	0.7	0.3	0.6
Cr/Ni	1.5	2.3	2.3	2.6	2.3	1.75

板岩中金的丰度大多数大于  $8 \times 10^{-9}$ , 而砂岩中金的丰度值均小于  $4 \times 10^{-9}$ ;  $D_2Lb^2$  金的平均丰度为  $5 \times 10^{-9}$ 。对比上述二个岩性段中金丰度值的变化可知, 金的丰度随着碎屑粒度的减小而逐渐增高, 即中粗粒砂岩—细砂岩—粉砂岩—粉砂质板岩—板岩, 金丰度值从低到高。本区已发现的金矿(化)点中的 90% 矿度位于中泥盆统李坝群沉积岩系中, 其中  $D_2Lb^1$  和  $D_2Lb^2$  两岩性段金的富集度分别为 4.44 和 2.78, 而  $D_2Lb^3$  金的富集度 (2.22) 明显小于  $D_2Lb^1$  和  $D_2Lb^2$ 。 $D_2Lb^1$  和  $D_2Lb^2$  两岩性段中金的丰度变化也较大, 有利于金的活化迁移。李坝群所含微量元素与上部大陆地壳丰度相比, 该建造各岩性段具有富集 Au、As、Sb、Bi、Co、Cr 和 V, 而贫 Hg、Fe、Sr、Ba 的特点 (见表 4-2)。富集元素中 Au、As、Sb、Bi 的富集度最

高，为上部大陆壳的 2~78 倍，而 Au、As、Sb、Bi、则是中川地区最重要的成矿元素和成矿指示元素。李坝群含金浊积岩建造中富集元素组合代表和决定着该沉积建造中矿种及组合，反映其物源区以富铁族元素的基性岩或基性火山岩为主。

中川组 (D<sub>2</sub>Z) 中石炭中川组 4 个岩性段所含金平均值为 4.0 (19 件)，为上部地壳含金量的 2.2 倍，与李坝群中金的丰度值相比，其含量与 D<sub>2</sub>Lb<sup>3</sup> 相当，其微量元素富集特征与李坝群的微量元素富集特征相似，为 Au、As、Sb、Pb、Zn、Cu、Ni、和 V。以上似可反映出中川组和李坝群沉积物源可能来自相同的剥蚀区。

表 4-2 地层中微量元素富集特征表

地 层	富 集 元 素 (富集度>1.5)	较 富 集 元 素 (富集度=1~1.5)	贫 化 元 素 (富集度<1)
D <sub>2</sub> Lb <sup>1</sup>	Au As Sb Bi Zn Ni Co Cr V	Ag Cu Mn Ti	Hg Fe Pb Sr Ba
D <sub>2</sub> Lb <sup>2</sup>	Au As Sb Bi Ni Co Cr V	Ag Cu Pb Zn Mn Ti	Hg Fe Sr Ba
D <sub>2</sub> Lb <sup>3</sup>	Au As Sb Bi Cu Zn Ni Co Mn Cr V	Ag Pb Ti Ba	Hg Fe Sr
D <sub>2</sub> Lb <sup>4</sup>	Au As Sb Bi Pb Ni Co Cr	Ag Hg Cu Zn V	Te Mn Ti Bi Sr
C <sub>2</sub> Z	Au Sb Pb Zn Cu Ni V Cr	Ag Hg As Co Ti	Mn Ba Sr

#### 4. 1. 2 同位素特征

##### A 硫同位素

李坝热液期黄铁矿、毒砂的  $\delta^{34}\text{S}$  范围为 +0.6~+10.6‰，平均 +7.1‰，

表 4-3 李坝金矿区硫同位素及爆裂温度数据

矿区	地质 体	分析矿物	平均值 (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰) 变化范围	极差 (‰)	均方差 $\sigma$	爆裂温度 (℃)
李坝	成矿期	毒砂 黄铁矿	+7.1	+0.6~+10.6	10	2.55	135~308
	变粉砂岩 千枚岩	黄铁矿	+1.9	-8.7~8.7	17.4	7.6	
	闪长玢 岩脉	黄铁矿	+22.2	+22.2			
金山	成矿期	毒砂 黄铁矿	+4.0	-0.9~+10.7	11.6	3.02	140~280
三人沟	热液 成矿期	黄铁矿	+9.2	+7.0~+11.5	4.5	1.5	152~185
	花岗斑 岩脉	黄铁矿	+10.7	+10.7			
崖湾	成矿期	黄铁矿	+11.6	+11.6			200

资料来源：甘肃有色地质勘查局

极差 10‰, 标准差  $\sigma = 2.55$ , 金山矿床变化范围为  $-0.9 \sim +7.7\%$ , 平均  $+4.0\%$ , 极差为  $8.6\%$ , 标准差  $\sigma = 3.02$ , 三人沟矿床变化范围为  $+7.0 \sim +11.5\%$ , 平均  $9.2\%$ , 极差  $4.5\%$ , 标准差  $\sigma = 1.5$ 。李坝群中矿化体近矿围岩中三个  $\delta^{34}\text{S}$  样品变化范围较大, 极差  $17.4\%$ , 平均  $+1.9\%$ , 李坝地区闪长玢岩脉中黄铁矿  $\delta^{34}\text{S} = +22.2\%$ , 三人沟花岗斑岩脉  $\delta^{34}\text{S} = +10.7\%$ 。

从热液期  $\delta^{34}\text{S}$  同位素值来看, 总体上与围岩硫更加接近, 同位素变化范围不大, 均一性强。我国岩浆热液型金矿床 (邵洁涟, 样品数 220 件, 17 个矿床)  $\delta^{34}\text{S}$  值范围  $< +10\%$ , 平均值一般为  $-0.3 \sim +5\%$ , 单个矿床极差  $< 5\%$ , 标准差  $\sigma < 1$ , 而美国卡林型金矿 (12 件样品),  $\delta^{34}\text{S}$  范围为  $+4.2 \sim +16.1\%$ , 平均值为  $+10.64\%$ , 单个矿床极差为  $11.9\%$ , 标准差为  $4.07$ 。我国东秦岭微细浸染型金矿床二台子金矿床 (13 件样品),  $\delta^{34}\text{S}$  变化范围为  $+6.1 \sim +27.05$ , 平均值  $+14.03\%$ , 极差  $20.95\%$ , 标准差  $\sigma = 6.09$ , 东北寨金矿床 (17 件样品)  $\delta^{34}\text{S}$  变化范围为  $-14.59 \sim -6.3\%$ , 平均  $-4.2\%$ , 极差  $20.89\%$ , 标准差  $\sigma = 5.21$ , 中川地区金矿床与我国岩浆热液型金矿床相比,  $\delta^{34}\text{S}$  变化范围相当 ( $< 10$ ), 极差和标准差均较大, 而与美国卡林型金矿床和我国微细浸染型典型矿床相比, 具有较小的离差和标准差。因此, 中川地区硫同位素具有混合硫特征, 即可能是岩浆硫和沉积硫共同混合作用的结果。

## B 碳氧同位素

李坝、金山和三人沟矿床热液成矿期方解石 (7 件) 碳氧同位素分析结果显示, 李坝、金山和三人沟矿床其  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  同位素值的均一性较好。金山矿床  $\delta^{18}\text{O}$

表 4-4 中川地区方解石碳氧同位素数据表

矿区	样号	$\delta^{18}\text{O}\%$ (SMOW)			$\delta^{13}\text{C}\%$ (PDB)		
		分 值	极 差	平均值	分 值	极 差	平均值
李坝	SJ—C	11.68	4.40	13.79	-3.29	4.22	-3.79
	TC—18	16.08			-4.10		
	PD—11	14.67			-5.93		
	ZK16—4	12.75			-1.71		
金山	ZK7—1	15.73	0.3	15.88	-6.01	0.40	-6.21
	ZK15—1	16.03			-6.41		
三人沟	SM75—1	13.68		13.68	-6.43		-6.43
花岗岩	ZC—r	3.32		3.32	-2.37		-2.37

为+15.73~16.08‰, 平均 15.88‰; 三人沟矿床  $\delta^{18}\text{O}$  为 13.68‰。李坝矿床  $\delta^{18}\text{O}$  为 11.68~14.67‰, 平均 13.79‰。而李坝  $\delta^{13}\text{C}$  = -4.10~-1.71‰, 平均 -3.79‰, 金山  $\delta^{13}\text{C}$  = -6.01~-6.41‰。平均 -6.21。三人沟  $\delta^{13}\text{C}$  = -6.43。与中川花岗岩中方解石相比 (中川花岗岩  $\delta^{18}\text{O}$  = 3.32‰,  $\delta^{13}\text{C}$  = -2.37‰), 热液成矿期方解石具有较高的  $\delta^{13}\text{C}$ 。

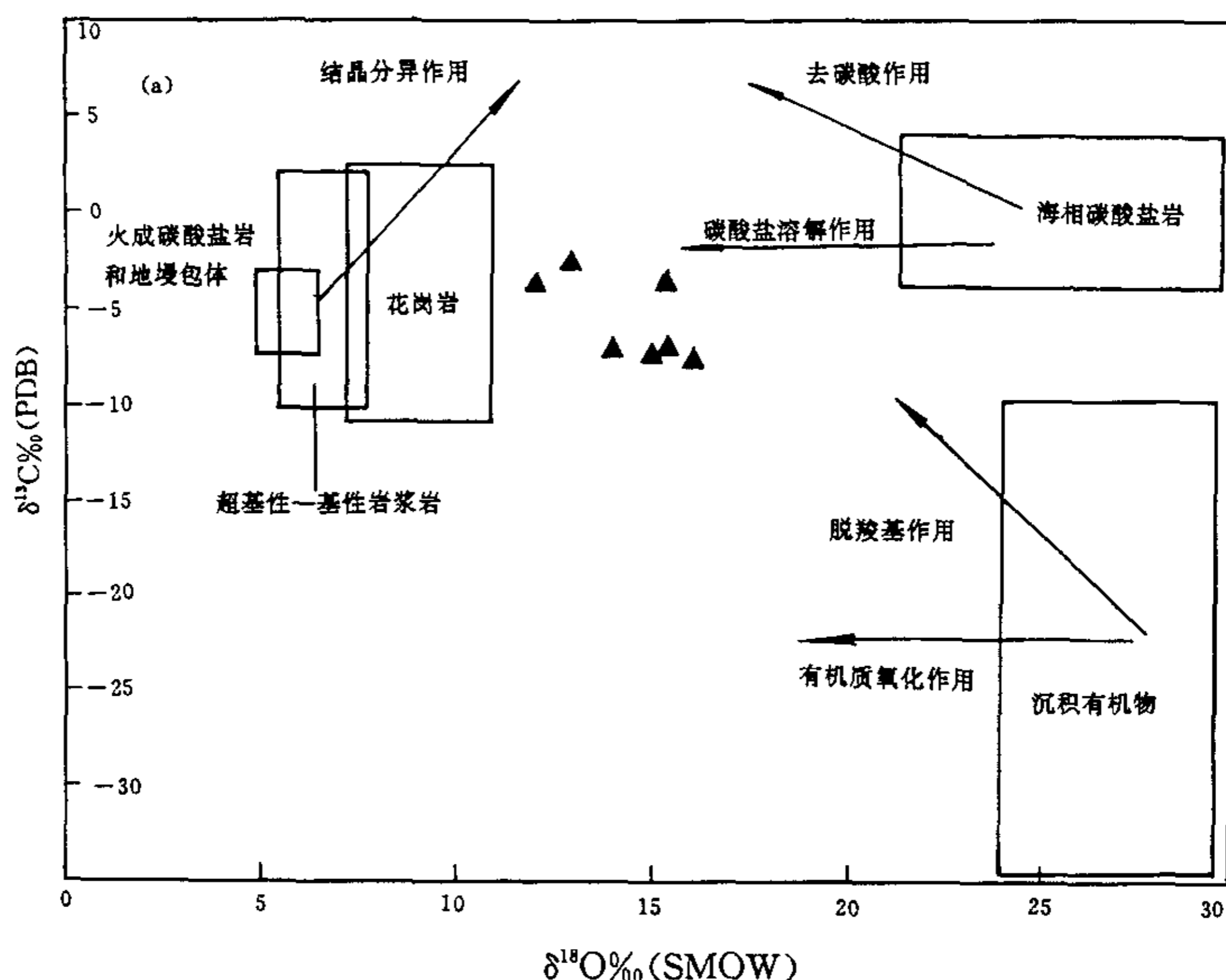


图 4-3 中川地区金矿床热液期方解石  $\delta^{13}\text{C}$ — $\delta^{18}\text{O}$  投影图

以同位素值判定, 热液期方解石中的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  与中川花岗岩方解石的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  有一定的差距。将碳氧同位素值投影于  $\delta^{18}\text{O}$ — $\delta^{13}\text{C}$  同位素图上, 结果发现, 投影点位于海相碳酸盐岩左侧区域内。前人 (刘建明等, 1998) 研究认为, 从源区向成矿流体提供  $\text{CO}_2$  的主要有 5 种机制, 即碳酸盐矿物的溶解作用和脱碳酸作用, 沉积有机质的脱羧基作用和氧化作用, 以及岩浆—地幔源的结晶分异—去气作用。图中箭头方向代表了 5 种同位素分馏过程中碳—氧同位素联合变化趋势。中川地区方解石碳氧同位素的演化趋势显示, 其  $\text{CO}_2$  来源较为复杂, 有三种可能性, 一是碳酸盐矿物的溶解作用, 也是三个矿床碳氧同位素总体演化趋势; 二是可能有少量沉积有机质的脱羧基作用提供的  $\text{CO}_2$ ; 三是花岗岩岩浆提供了部分炭质。方解石碳氧同位素的极差较小, 后期热均一较为明显, 说明了在成矿过程中有少量岩浆热

液参与成矿作用。

表 4-5 中川地区典型矿床不同地质体稀土元素含量对比表

矿床	样品名称	样品件数	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Tb
李坝	围岩	3	33.04	59.63	6.48	26.84	5.39	1.15	0.74
	矿化体	3	32.48	57.31	5.60	24.19	4.63	0.92	0.62
	黄铁矿	6*	18.12	37.11	3.84	15.22	2.97	0.55	0.37
金山	围岩	1	40.88	72.40	8.19	34.27	6.82	1.30	0.97
	矿化体	2	56.68	103.72	10.62	44.11	8.15	1.52	1.02
	黄铁矿	1	0.62	2.08	0.22	0.86	0.24	0.05	0.03
	石英	2	2.88	4.60	0.79	2.77	0.73	0.18	0.12
中川花岗岩			36.81	70.36	7.34	26.94	5.16	0.79	1.6

(续上表)

矿床	样品名称	样品件数	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
李坝	围岩	3	4.22	0.85	2.43	0.40	2.47	0.37
	矿化体	3	3.72	0.76	2.13	0.34	2.08	0.30
	黄铁矿	6*	1.95	0.40	1.09	0.17	1.07	0.20
金山	围岩	1	5.44	1.09	3.10	0.50	3.12	0.46
	矿化体	2	5.99	1.33	3.80	0.62	3.73	0.58
	黄铁矿	1	0.13	0.03	0.08	0.01	0.05	0.01
	石英	2	0.64	0.12	0.33	0.05	0.31	0.44
中川花岗岩			7.2	2.0	4.0	0.3	4.0	1.2

测试单位：湖北省地质试验室 \*据桂林地质矿产研究院

表 4-6 中川地区典型矿床不同地质体稀土元素特征参数对比表

矿床	样品名称	样品件数	ΣREE	LREE/HREE	La/Yb	Ce/Yb	ΔEu	Sm/Nd	La/Sm	Gd/Yb
李坝	围岩	3	171.73	3.38	13.36	24.12	0.71	0.20	6.14	1.79
	矿化体	3	160.23	3.36	15.65	27.62	0.66	0.19	7.02	1.75
	黄铁矿	6	95.82	4.32	17.02	34.84	0.68	0.20	6.10	2.09
金山	围岩	1	213.49	3.30	13.12	23.23	0.62	0.20	5.99	1.82
	矿化体	2	283.29	3.84	15.21	27.83	0.65	0.19	6.95	1.60
	黄铁矿	1	5.31	3.29	11.72	39.28	0.69	0.28	2.62	4.38
	石英	2	18.7	1.96	9.21	14.79	0.81	0.26	3.94	1.78
中川花岗岩			176.78	6.12	14.52	10.37	0.53	0.63	4.09	1.96

#### 4. 1. 3 稀土元素

从表 4-5、4-6 中可以看出, 李坝金矿床围岩与矿化体  $\Sigma \text{REE}$  值相近, 围岩  $\Sigma \text{REE} = 171.73 \times 10^{-6}$ , 矿化体  $\Sigma \text{REE} = 160.23 \times 10^{-6}$ , 围岩  $\Sigma \text{REE}$  稍高; 金山金矿床围岩  $\Sigma \text{REE} = 213.49 \times 10^{-6}$ , 矿化体  $\Sigma \text{REE} = 283.29 \times 10^{-6}$ , 高于围岩。李坝热液期含金黄铁矿稀土总量明显高于金山矿床, 但  $\text{LREE} / \text{HREE}$ 、 $\delta \text{Eu}$  值都相近, 李坝矿床热液期黄铁的  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  值大于金山矿床,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$  小于金山矿床。轻重稀

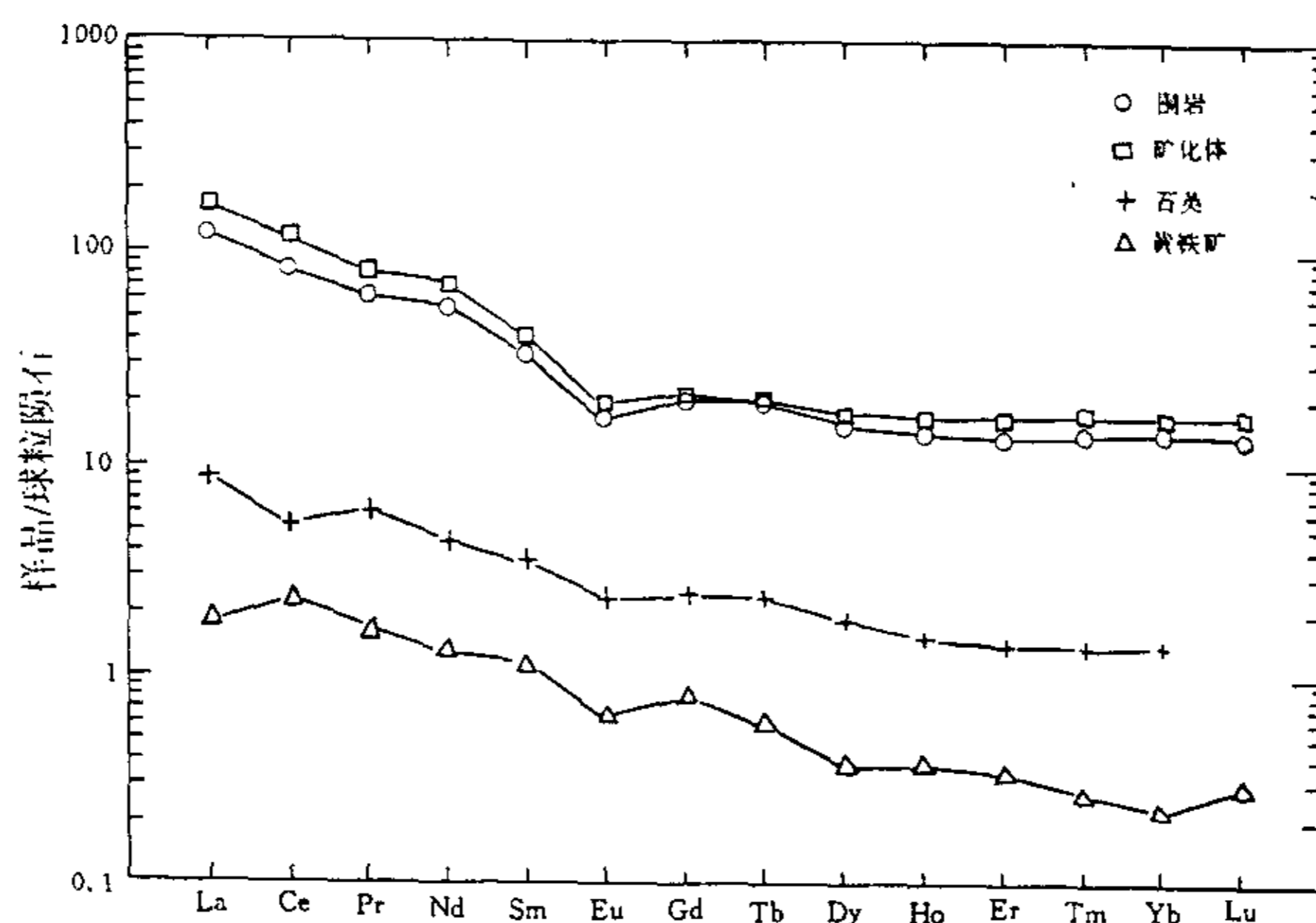


图 4-4 金山金矿床矿石、矿物球粒陨石标准化稀土元素配分模式图

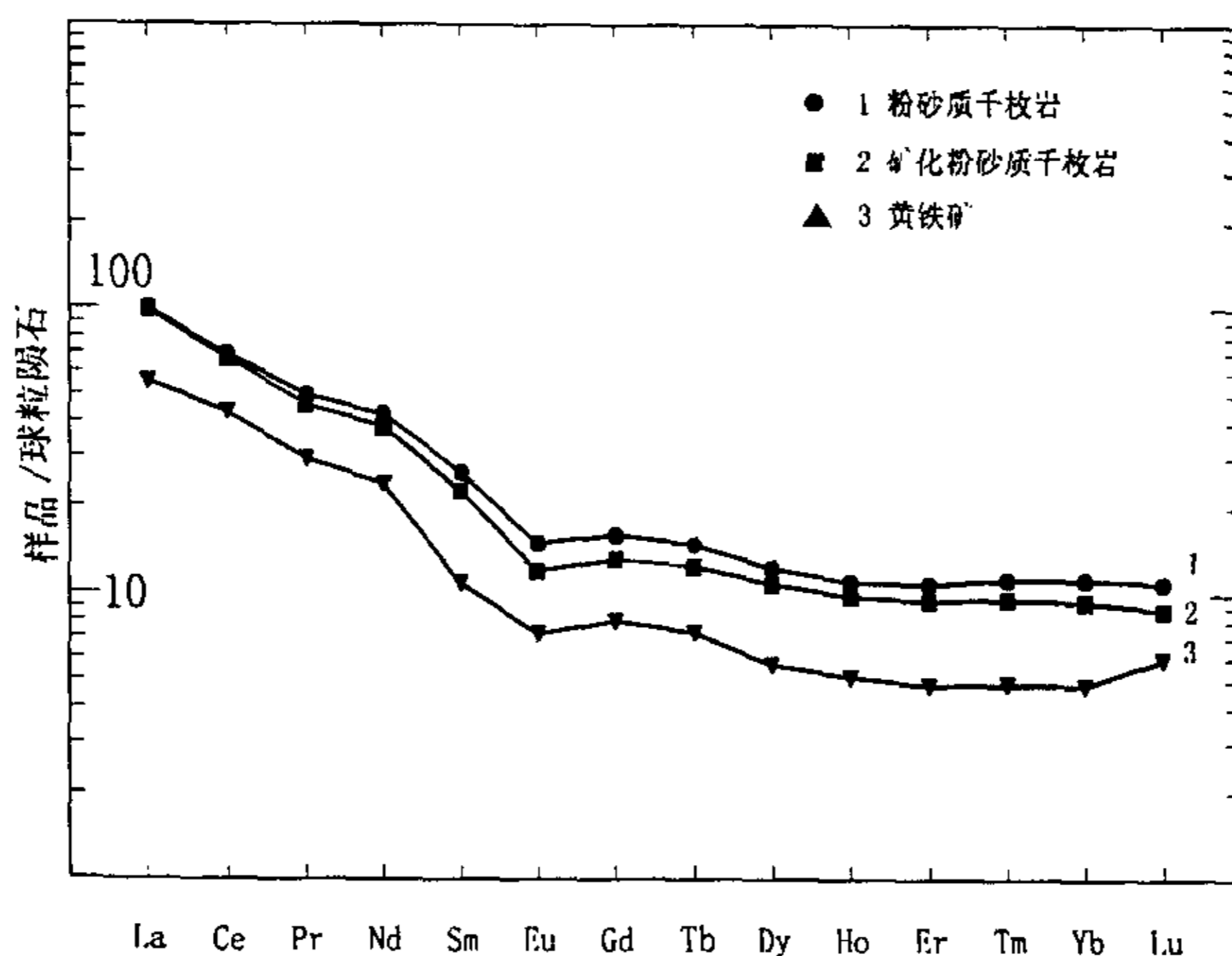


图 4-5 李坝金矿床岩石矿物球粒陨石标准化稀土元素配分模式图

土分异最大的是花岗岩  $LREE/HREE=6.12$ ，且花岗岩较沉积建造有一个明显的负铕异常，( $\delta Eu=0.53$ )。

从图 4-4、4-5 中可以看出，李坝金矿床围岩（粉砂岩、千枚岩）、矿化体（矿化粉砂质千枚岩）及载金黄铁矿稀土元素配分曲线具有相同的演化趋势，但黄铁矿稀土总量明显较前二者低，金山矿床热矿成矿期石英脉和热液期载金黄铁矿稀土配分曲线与金山矿床矿化体和围均具有相同的演化趋势，只是石英和黄铁矿稀土总量较低。中川地区载金黄铁矿和成矿热液期石英与围岩稀土元素配分曲线演化趋势的一致性，似可说明成矿热液中的稀土元素主要来源于沉积建造，其稀土元素总量低于围岩是因为稀土元素在金属硫化物和石英中的分配系数较低，石英和黄铁矿不是良好的稀土元素寄主矿物，但石英和黄铁矿却良好地继承了围岩的稀土元素特征，即含矿热液在通过赋矿围岩与周围循环的地下水热液与含矿围岩进行充分的水岩交换反应期间，使稀土元素在热液与矿化蚀变矿物之间发生继承性分配。当然，由于中川花岗岩为贫稀土花岗岩，其稀土总量与沉积建造相当，其它稀土特征也有一定的可比性。因此不能完全排除岩浆活动对热液中稀土元素对围岩继承性的影响，但这种影响相对围岩对成矿热液蚀变矿物中稀土元素的贡献而言，是比较微弱的。

## 4.2 成矿流体

### 4.2.1 成矿流体来源

现代矿床研究一般采用  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  同位素值来判别成矿流体水的来源。对比李坝、金山和河西沟三个不同矿化带中的热液期石英和载金黄铁矿流体包裹体  $\delta^{18}O$  和  $\delta D$  值投影到  $\delta^{18}O-\delta D$  图中（图 4-5, Kerrich, 1989），投影点分别集中在两个区域。靠近大气降水线的 A 区是黄铁矿和毒砂的流体包裹体同位素投影区， $\delta^{18}O=2.67\sim-6.70\%$ ， $\delta D=-92\sim-75\%$ ，位于大气降水线下方；靠近原生岩浆水和变质水的是石英流体包裹体投影区， $\delta^{18}O=+3.78\sim+9.5\%$ ， $\delta D=-92\sim-71\%$ 。

表 4-7 流体包裹体氢氧同位素分析结果表

样品编号	测定矿物	$\delta D\%$ (SMOW)	$\delta^{18}O\%$ (SMOW)
38—2	石英	-71	5.8
14—3	石英	-63	9.5
59	石英	-92	8.0
ZK80—7	石英	-83	4.9
ZK112—1	石英	-84	6.7
91—2	石英	-70	+3.8
A13—1	黄铁矿	-92	-6.7
ZK32-1	毒砂	-75	-5.6
三采脉	黄铁矿	-87	-4.6
HXG-C <sub>2</sub>	黄铁矿	-84	-2.7

成矿早期，流体是变质水、岩浆水和大气降水的混合水，其中以岩浆占较大比

例。随着成矿作用的持续,发生了  $\delta^{18}\text{O}$  负漂移,如成矿 II 期的石英  $\delta^{18}\text{O}$  为 +5.8~+8.0

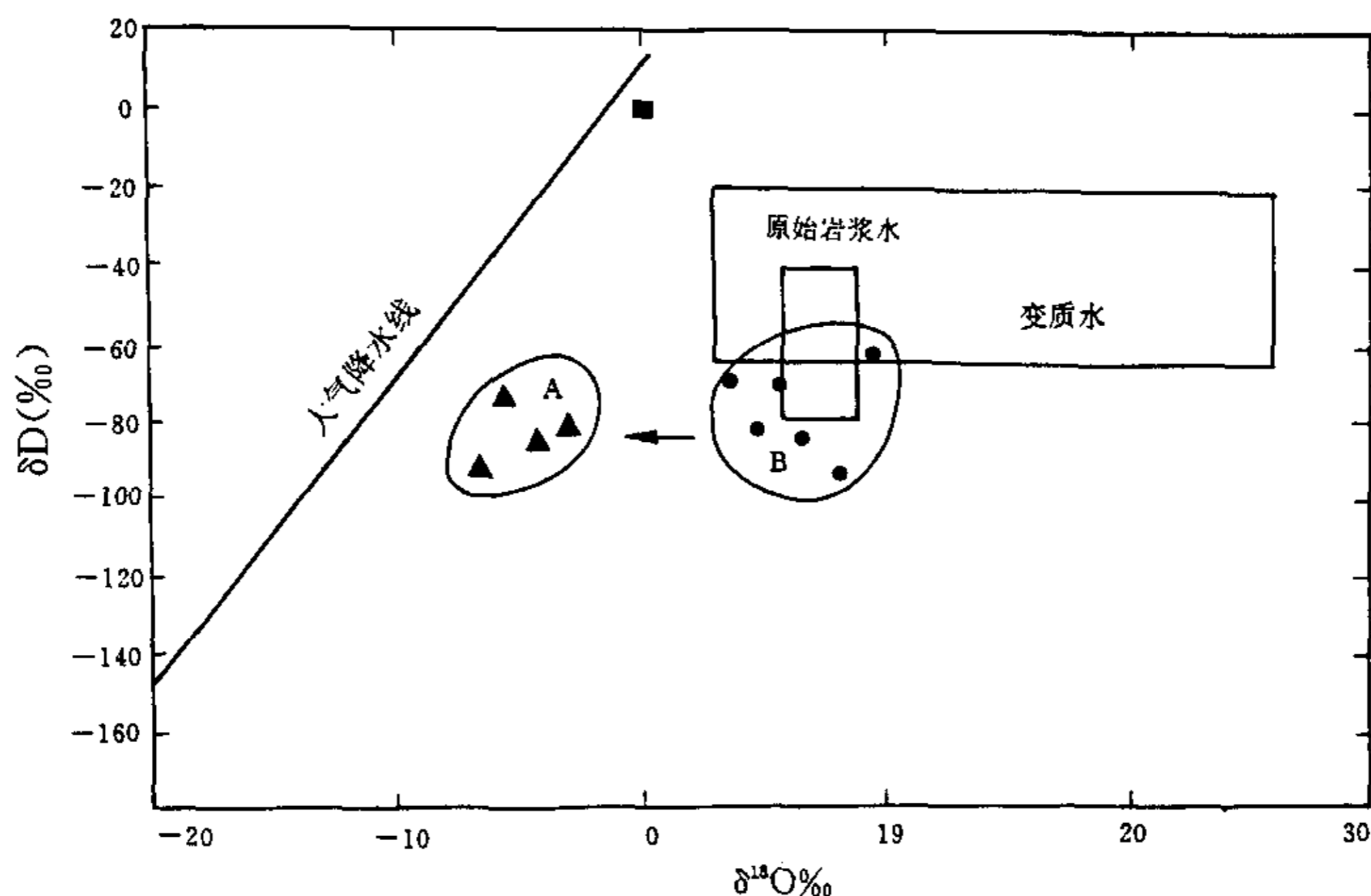


图 4-6 中川地区热液期黄铁矿、石英流体包裹体  $\delta\text{D}$ — $\delta^{18}\text{O}$  图

‰, 而 III 期的石英  $\delta^{18}\text{O}$  为 +4.9~+6.7‰, 平均为 +5.8‰。III 期黄铁矿和毒砂  $\delta^{18}\text{O}$  均为负值。 $\delta^{18}\text{O}$  同位素的负向漂移说明了成矿作用过程中大气降水的不断加入和流体中大气降水比例的逐渐增大。到了成矿后期, 流体则以大气降水为主。由于大气降水在循环过程中不断与周围地质体发生水—岩反应, 同时也发生了氧同位素的相互交换, 因此, 流体的同位素总是靠近大气降水线的左侧而不会落在大气降水线上。硫化物是在晚期还原的环境条件下结晶沉淀的, 而且黄铁矿和毒砂为非含氧矿物, 流体水被包裹后一般不会发生氧同位素交换, 所以硫化物中包裹体的同位素更具有代表性。

#### 4. 2. 2 成矿流体成分及物理化学条件

非金属矿物石英中包裹体发育极不均匀, 成矿早期, 包裹体发现较少, 成矿中期, 包裹体较多, 主要以液相为主, 少量气相包裹体, 气液比一般为 5~50%, 局部大于 50%。热液晚期, 包裹体数目减少。包裹体形态以椭圆为主, 少量拉长状, 负晶形和不规则状。

中川地区李坝金矿流体包裹体气液成分见表 4-8。成矿早期, 成矿流体成分阳离子以  $\text{Na}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  为主, 但  $\text{Ca}^{2+}$  含量也较高, 阴离子以  $\text{Cl}^-$  为主。成矿晚期, 阳离子  $\text{SO}_4^{2-}$  含量有所增加。成矿早期~成矿晚期, 气相成分中  $\text{CO}_2$  含量一直很高, 为

气相的主要成分，其次是  $N_2$  和  $CH_4$ 、 $CO$  在成矿阶段含量变化不大，而  $H_2$  在成矿晚期，含量有所降低。

表4-8 李坝金矿床矿物包裹体成分表

样 号	矿 物	液 相 成 分 (mol/L)						
		$K^+$	$Na^+$	$Ca^{2+}$	$Mg^{2+}$	$F^-$	$Cl^-$	$SO_4^{2-}$
14-3	石 英(II)	0.03	0.05	0.05	0.07	0.06	0.04	0.03
38-2	石 英(II)	0.05	0.29	0.15	0.54	0.11	0.31	0.12
59	石 英(II)	0.14	0.61	0.10	0.12	0.00	0.76	0.03
ZK112-1	石 英(III)	0.04	0.54	0.75	0.03	0.05	0.44	0.17
ZK80-7	石 英(III)	0.31	0.83	1.74	0.09	0.11	0.51	0.98
ZK80-1	黄铁矿(III)	0.18	0.26	1.10	0.18	0.03	0.79	
SJ-P	黄铁矿(III)	0.05	0.14	10.43	0.32	0.05	0.14	
A13-1	黄铁矿(III)	0.61	0.20	3.66	0.16	0.13	0.10	
ZK32-1	毒 砂(III)	0.03	0.04	3.11	0.05	0.41	0.52	
A—X	石 英(围岩)	0.04	0.27	0.41	0.16	0.10	0.40	
A—109	石英(花岗岩)	0.12	0.80	0.03	0.02	0.04	0.00	
A—111	石英(花岗岩)	0.22	0.21	0.01	0.05	0.00	0.00	

(续前表)

样 号	矿 物	气 相 成 分 (mol/L)					T(°C)
		$CO_2$	$CO$	$CH_4$	$H_2$	$N_2$	
14-3	石 英(II)	2.66	0.13	0.14	0.09	0.55	356
38-2	石 英(II)	5.61	0.11	0.24	0.28	0.33	356
59	石 英(II)	8.92	0.24	0.56	0.55	0.67	348
ZK112-1	石 英(III)	7.26	0.12	0.05	0.02	0.15	260
ZK80-7	石 英(III)	3.54	0.33	1.55	0.18	0.35	260
ZK80-1	黄铁矿(III)	4.24	0.19	0.12	0.00	1.00	240
SJ-P	黄铁矿(III)	0.67	0.00	0.01	0.00	0.00	
A13-1	黄铁矿(III)	3.33	0.01	0.02	0.00	0.02	
ZK32-1	毒 砂(III)	6.31	0.18	0.16	0.00	0.04	
A—X	石 英(围岩)	2.77		0.04			
A—109	石英(花岗岩)	0.00		0.03			
A—111	石英(花岗岩)	0.77		0.03			

测试单位：桂林矿产地质研究院

$Na^+/K^+$ 比值 从 II 期—III 期， $Na^+/K^+$ 比值增高。II 期  $Na^+/K^+$ 低于围岩，而 III 期  $Na^+/K^+$ 比值高于围岩，显示了成矿过程中从早到晚  $Na^+$ 在成矿流体中的浓集，花岗岩中  $Na^+/K^+=0.7\sim0.9$ ，小于 1.0。

$F^-/Cl^-$ 比值 早期石英中  $F^-/Cl^-$ 比值=0.7，晚期  $F^-/Cl^-=0.15$ ，即晚

期中  $\text{Cl}^-$  随着成矿作用的进行逐渐参与到成矿流体中来, 热液流体包裹体  $\text{F}^- / \text{Cl}^-$  比值与围岩相近。围岩  $\text{F}^- / \text{Cl}^-$  比值介于 II 期和 III 期石英之间, 而花岗石中石英包裹体中  $\text{F}^-$ 、 $\text{Cl}^-$  的含量都很低, 尤其是  $\text{Cl}^-$  的含量低,  $\text{F}^- / \text{Cl}^-$  比值远大于 1, 显示了其岩浆成因特征。

$\text{CO}_2 / \text{CH}_4$  热液期石英、黄铁矿包裹体中均富集  $\text{CO}_2$  和  $\text{CH}_4$ , 围岩中  $\text{CO}_2$  含量也较高, 中川花岗岩石英脉中  $\text{CH}_4$ 、 $\text{CO}_2$  含量低。

Roedder 提出, 岩浆热液的  $\text{Na}^+ / \text{K}^+$  值一般  $< 1$ , 而沉积或地下水有关的矿床成矿流体中的  $\text{Na}^+ / \text{K}^+$  值大于 1, 并认为过量的  $\text{K}^+$  可能代表了岩浆的贡献。季克俭认为, 结晶岩浆不可能产生富钙的热液, 大气降水转化而成的热液或热卤水常以富钙 ( $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$ ) 或钙含量高为特征。从中川地区李坝矿床从早期~晚期的热液成分变化特点来看, 成矿早期均一温度较高,  $\text{Ca}^{2+}$  含量较低,  $\text{Cl}^-$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  和  $\text{Na}^+$  较高, 到了成矿晚期, 温度较低, 广泛的水-岩交换使大量围岩中的  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$  成分的加入, 使含矿流体中形成以  $\text{Ca}^{2+}$  为主要阳离子的流体。

表 4-9 成矿流体特征比值对比表

特征比值		石英 (II)	石英 (III)	硫化物 (III)	围 岩	花岗岩
$\text{Na}^+ / \text{K}^+$	变化范围	1.7~5.8	2.7~13.5	0.3~2.8	0.8	0.7~0.9
	均 值	4.0	8.1	1.5	6.8	0.8
$\text{F}^- / \text{Cl}^-$	变化范围	0~1.7	0.1~0.2	0.03~1.3		
	均 值	0.7	0.15	0.6	0.25	$>>1$
$\text{CO}_2 / \text{CH}_4$	变化范围	15.0~23.3	2.3~145.2	35.3~166.5		0~25.7
	均 值	18.1	73.8	77.0	69.2	12.8

表 4-10 李坝金矿床成矿流体物理化学参数表

物理化学参数			成矿早期 ( II )	成矿晚期(III)
成 分	液相	主要成分	Na <sup>+</sup> Mg <sup>2+</sup> Cl <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup> Ca <sup>2+</sup> Cl <sup>-</sup>
		次要成分	K <sup>+</sup> Ca <sup>2+</sup> F <sup>-</sup> SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	K <sup>+</sup> Mg <sup>2+</sup> F <sup>-</sup> SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>
	气相	主要成分	CO <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>
		次要成分	N <sub>2</sub> CH <sub>4</sub> CO H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub> CH <sub>4</sub> CO H <sub>2</sub>
	类 型		Na <sup>+</sup> —Mg <sup>2+</sup> —Cl <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup> —Ca <sup>2+</sup> —Cl <sup>-</sup> (SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> )
PH 值			4.3~5.0	3.0~4.0
盐 度 (%)			1.13~5.36	7.77~21.69
氧逸度(lgfo <sub>2</sub> )			-29.2~-30.7	-38.8~-41.0
硫逸度 (lgfs <sub>2</sub> )				-14.8~-16.0
均一温度 (℃)			385~345	188~258
压力 (×10 <sup>5</sup> Pa)			350~500	

根据矿物包裹体测试结果经计算获得成矿流体物理化学参数见表 4-10。成矿溶液的酸碱度 PH 值为 3.6~5.0, 为偏酸性性质。成矿作用的温度 103℃~385℃, 平均 214℃, 属于中低温。根据 CO<sub>2</sub> 含量估计成矿压力为 400×10<sup>5</sup>Pa/km, 按地压梯度 275×10<sup>5</sup>Pa/km 计算, 成矿深度当为 1~2km, 属浅成矿床。成矿溶液在早期相对富氧, 成矿主阶段相对富硫。

#### 4. 3 成矿时空分析

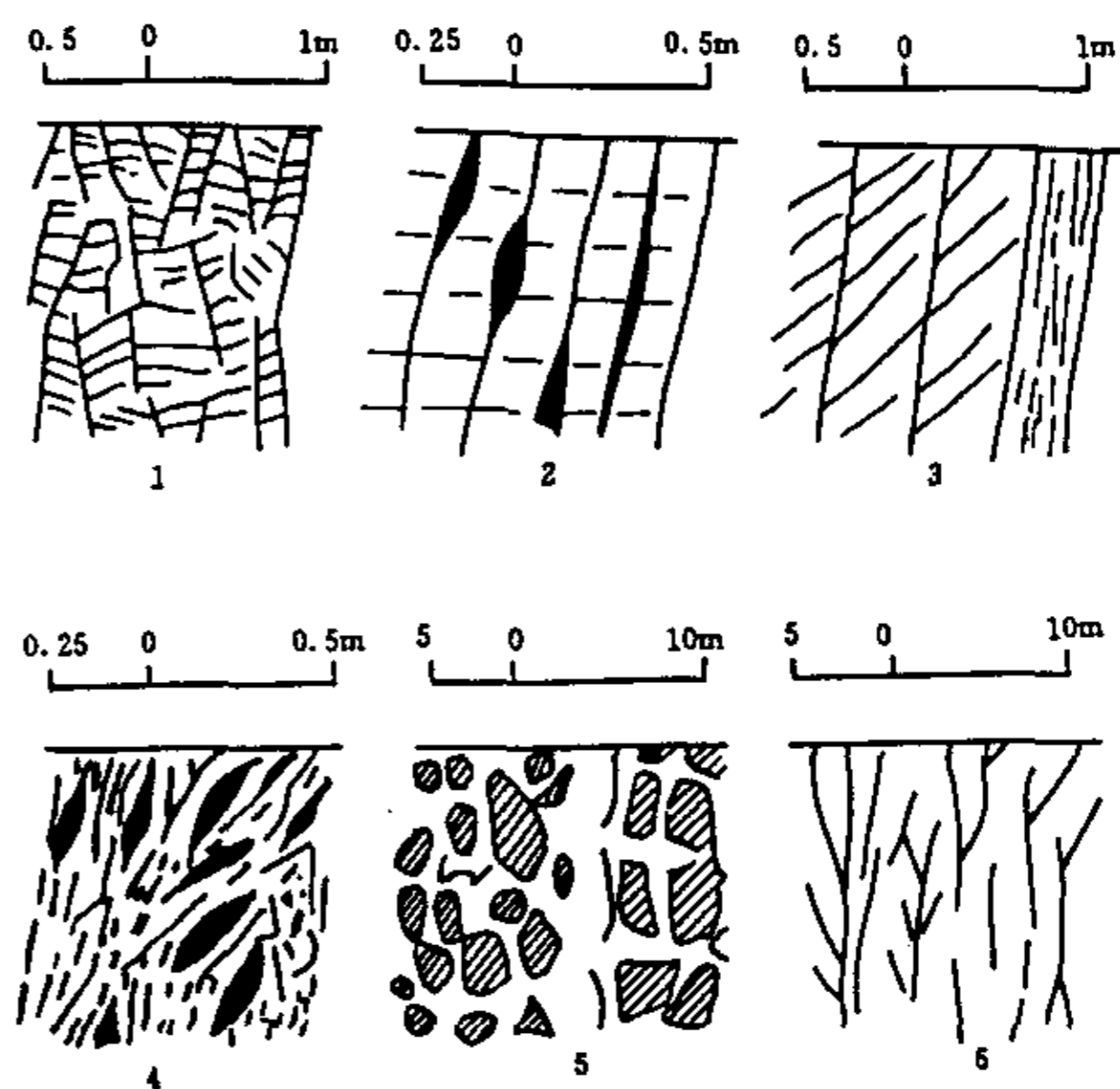
##### 4. 3. 1 成矿空间

成矿空间广义上包括宏观和微观两部分。宏观上的成矿空间包括矿化体所赋存的层位、与周围地质体的空间关系以及成矿流体运移的路径及通道等。微观上成矿空间包括成矿元素矿物共生组合关系以及成矿元素的赋存状态等。

中川地区矿床(点)围绕中川岩体呈半圆状分布, 赋矿层位为中泥盆统李坝群和中石炭统中川组, 分别产于深大断裂旁侧的 EW 向、NWW~NW 向断裂中, 在 IV 级褶皱的核部及两翼成矿。

##### 4. 3. 1. 1 矿化体与构造体系

**矿化体与褶皱** 李坝—三人沟矿化带与 IV 级褶皱关系紧密, 如李坝 5# 矿体产于徐家台背斜核部, 6# 矿体产于马沟背斜核部。赵沟主矿体和王河矿化体均产于 IV 级褶皱的核部及近核部, 而且 IV 级褶皱内有许多不同级别的小褶皱和微褶皱, 许多矿化体本身就已经强烈褶皱(见图版 VII-2)。自杜沟至赵沟, 共有王河背斜、徐家台背斜、马沟背斜及赵沟背斜。IV 级褶皱向斜较宽缓, 而背斜紧闭, 每个 IV 级背斜的波长约 400~600 米。在 IV 级褶皱核部及两翼共发育了二十多条矿化带, 矿化体产状一般较围岩产状略陡。崖湾矿化带 IV 级褶皱也



1 裂隙带 2 节理带 3 劈理带 4 破碎带 5 角砾带 6 树枝状裂隙

图 4-7 矿化体形态素描图

常发育，而且表现为十分典型的箱状褶皱形态，褶皱具有箱状平缓宽阔的转折端，两翼产状陡倾，矿化体产于褶皱的两翼，与地层产状近于一致，但倾角较陡，切穿背斜的翼部层位。金山—马泉矿化带的 IV 级褶皱发育较弱。

矿化体与断裂及节理体系中川地区的矿化体均产于断层带中。李坝地区的  $F_3 \sim F_{29}$  NWW—NW 向断裂带为晚期逆冲推覆过程中，IV 级褶皱强烈紧闭并在其核部或近核部发生断裂所致。该断裂总体表现为张性和张剪性，局部地带表现为剪性。金山—马泉矿化带则以礼县—洮坪断裂和圆咀—崖台上断裂之间的东西向断裂为矿

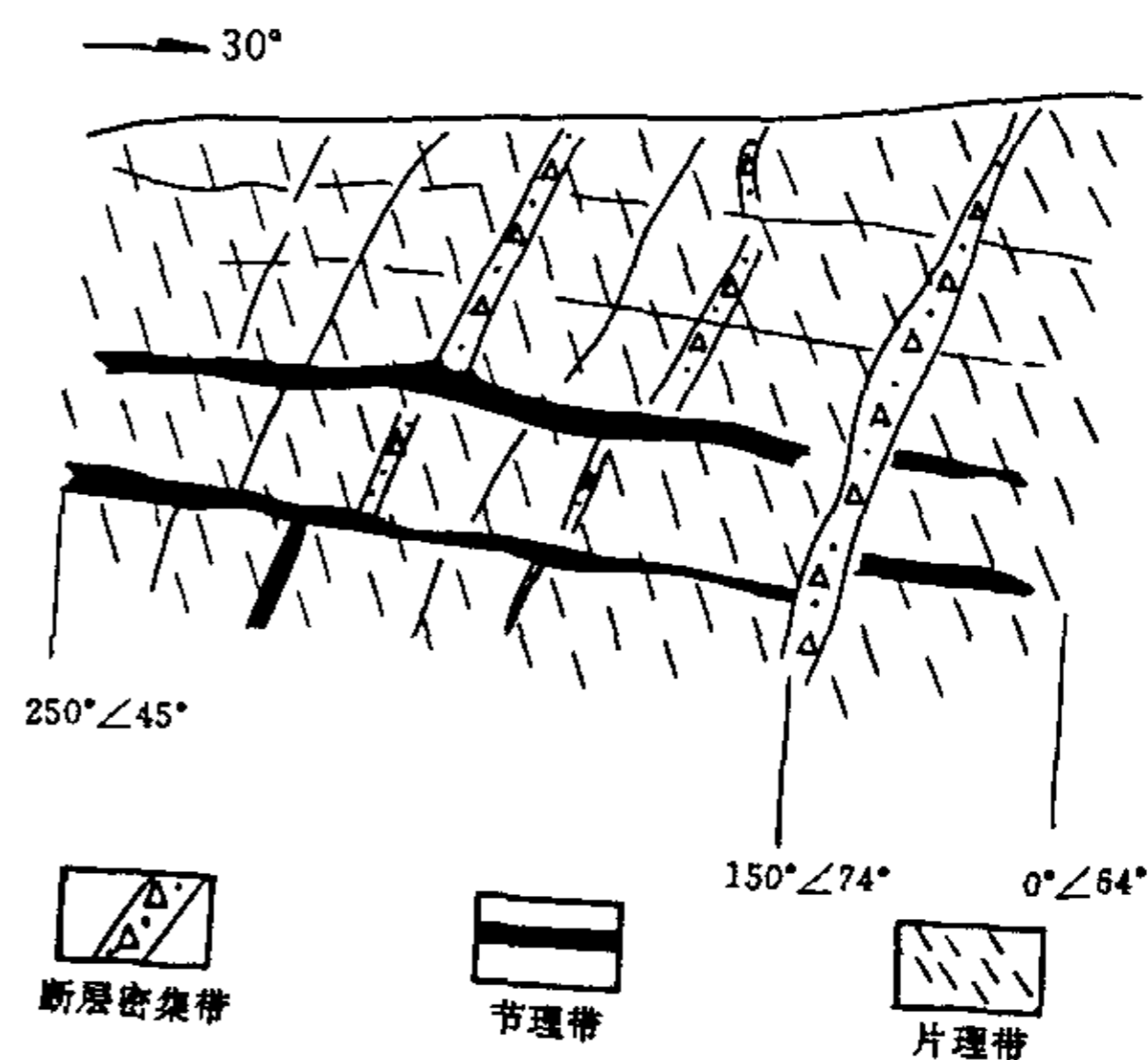


图 4-8 矿化体为片理化带、节理带和断层破碎带素描图

化体主要赋存空间。而 EW 向破碎带中间有一系列近于等间距发育的南北向破碎带为矿体较富层位。这些南北向的矿化带矿体产状为  $260^\circ \sim 280^\circ \angle 18^\circ \sim 40^\circ$ ，呈透镜状，是礼县—洮坪断裂走滑作用的结果，而在逆冲推覆过程中受到挤压而碎裂。东西向破碎带与南北向破碎带交汇部分是节理裂隙发育部位，有利于金矿热液的叠加富集，因而品位较高。前人研究得出结论（柳森，奚小双等），李坝及金山等地的矿化体表现为：① 裂隙带 ② 节理带 ③ 劈理带 ④ 破碎带 ⑤ 断层角砾带 ⑥ 树枝状裂隙。除上述 6 种形态外，还有断层泥和强烈揉褶带。

综上所述，金矿化体的赋矿空间为：① IV 级褶皱的核部及近核部 ② III 级断裂带，即 NWW—NW<sub>1</sub>EW 向脆性断裂带中 ③ 节理带、裂隙带密集区，尤其是破碎带中节理、裂隙密集发育区。

#### 4.3.1.2 流体运移路径

输送成矿流体的通道较难认定，但地壳中含矿流体的运移是在岩石孔隙中和断裂裂隙中进行的，根据中川地区不同级别的相互沟通的断裂—裂隙网络体系可以推定，深大断裂是热液萃取成矿物质循环的主渠道，礼县—罗坝断裂和礼县—洮坪断裂切割沉积建造，具有良好的热水循环空间，次级断裂，如李坝的  $F_1$  断裂、金山—马泉矿化带中的圆咀—崖台上断裂，以及河西沟—樊家山断裂，金山矿区的 NE

向  $F_3$ 、 $F_4$  断裂等，则是输送成矿流体的通道。成矿流体运输通道到了成矿作用逐渐减弱并接近尾声时，由于流体力学移动力的减弱，流体不能够到达矿石堆积沉淀的场所时，部分含矿物质就沉淀于流通构造内，形成大面积的矿化蚀变和高金异常，局部甚至形成工业矿化带。如李坝矿床～瓦苗沟矿床之间的  $F_1$  大断裂，其晚期已形成与  $F_1$  断裂走向一致的矿化体和与  $F_1$  断裂斜交与  $F_3 \sim F_2$  NW 向断裂平行的矿化体两组。金山矿床的  $F_3$ 、 $F_4$  断裂内大量蚀变矿物，如多期黄铁矿化，硅化，黑云母化和热液期绿泥石化显示出，该类断裂为成矿流体的运移路径。此外，节理带、裂隙带，尤其是围绕中川岩体分布的锥状节理裂隙带是流体运移的更次一级通道。该类节理带和裂隙带是大气降水渗滤并汇入大断裂带进行热液循环的“毛细血管”。

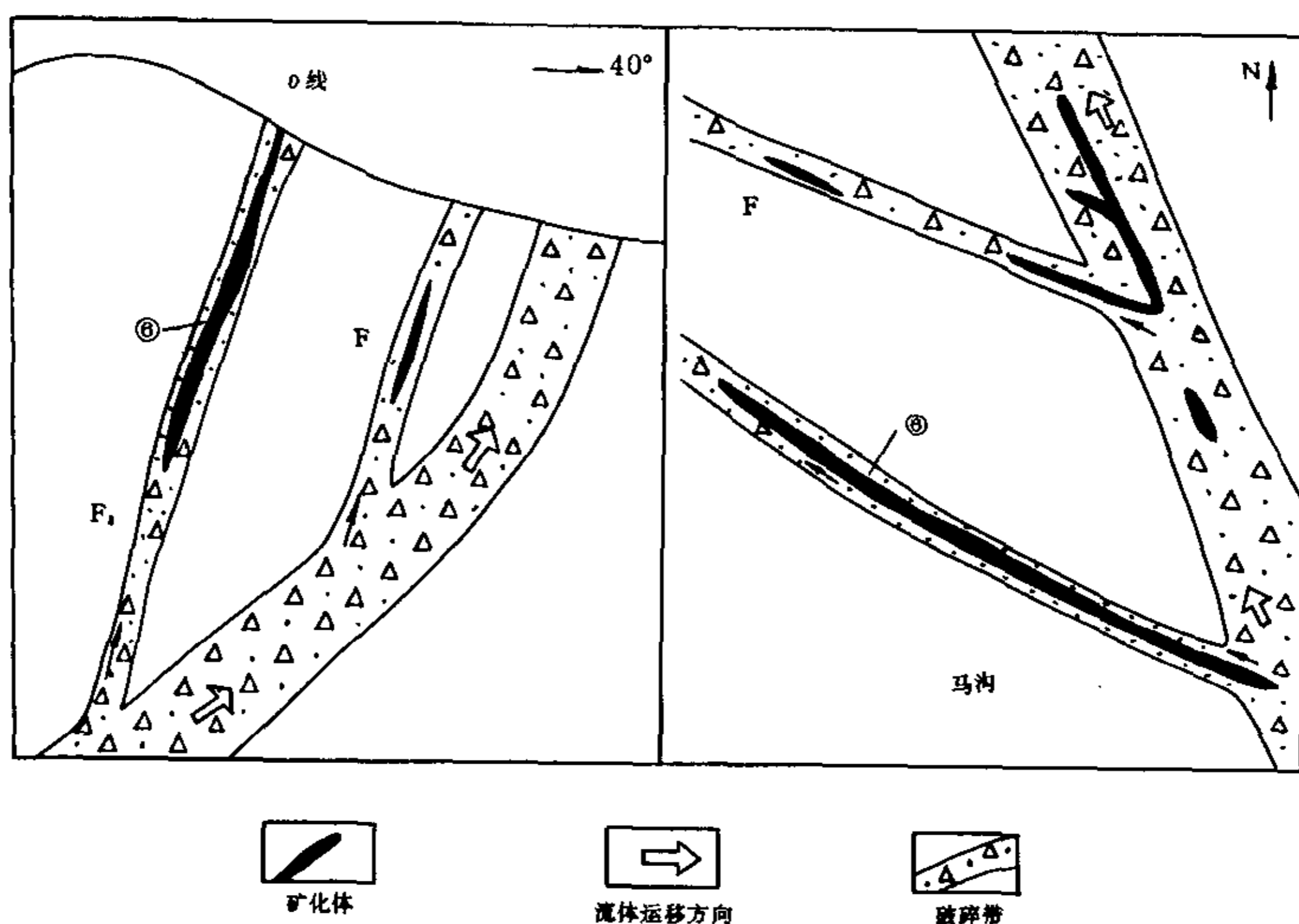


图4-9 流体运移路径示意图

#### 4. 3. 1. 3 成矿元素共生组合

中川地区各矿床矿石中累计发现金属矿物和非金属矿物 40 多种（见表），其中常见矿物有黄铁矿、毒砂、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、绢云母、石英、长石、绿泥石、方解石和白云石等。与金矿化最密切的矿物是黄铁矿、毒砂、石英、绢云母和绿泥石等。金属矿物可分为二个大的系列、中低温矿物和中高温矿物。

A. 中低温矿物 主要是锑矿物或含锑矿物为特征的矿物系列及中低温毒砂。

电子探针已分析出 4 种含锑矿物：银锑黝铜矿、硫锑铅矿、斜硫锑铅矿和辉锑铁矿。银锑黝铜矿一般单独产于脉石中，辉锑铁矿呈细脉状产于石英脉中，其表面常有毒砂、黄铁矿、磁黄铁矿产出，硫锑铅矿和斜硫锑铅矿单独产出时，呈脉状，其表面有毒砂、黄铁矿，偶有金银矿物系列贴在其表面。有时也可见硫锑铅矿和斜硫锑铅矿在方铅矿中呈乳滴状、针状、矛状产出。

表 4-11 中川地区金矿床（点）矿物共生组合矿物表

种类	主要矿物	次要矿物	微量矿物
金属矿物	黄铁矿 毒砂 磁黄铁矿	黄铜矿 方铅矿 闪 锌矿 白铁矿 金红石 硫锑铅矿	斜硫锑铅矿 辉锑矿 银 锑黝铜矿、硫锑铅矿 钨锰矿、钨锰铁矿 孔雀石、黄钾铁矾
非金属矿物	石英 绢云母 方解 石 绿泥石 白云母	黑云母、长石 铁白云石 电气石	石膏、透闪石 阳起石、沸石

毒砂 中川地区毒砂至少可以划分为三个世代 I 代 分布于脉石矿物之中，自形～半自形粒状、矛状，颗粒较少，粒径 0.02～0.2mm，浸染状分布，该世代毒砂含量较低。II 代 毒砂呈颗粒较大的自形程度较高的单体形式与黄铁矿、磁黄铁、方铅矿或闪锌矿等矿物共生，有时也呈集合体形式存在于团块状黄铁矿表面或硫锑铅矿、辉锑铁矿表面。III 代 毒砂呈浸染状、团体状分布于角砾岩、碳酸盐胶结物及方解石石英脉中，颗粒较 II 世代略小，自形程度高。

表 4-12 中川地区含锑矿物电子探针分析结果表

矿床	样号	测定矿物	As	Fe	S	Sb	Ag	Cu	Pb
马泉	M-4-4	辉锑铁矿★		12.24	26.48	60.78			
李坝	L-6k-2	硫锑铅矿★		0.05	13.40	18.32	0.19	0.05	66.15
	PD2脉-3	硫锑铅矿▲		0.07	18.97	24.41	0.01	0.10	57.18
	RT49a-3	银锑黝铜矿▲		5.60	23.06	27.77	14.77	27.61	
金山	J-11	硫锑铅矿▲	0.76	0.01	18.27	23.75			57.21
	J-22	斜硫锑铅矿▲	1.16		21.44	35.87			41.53
	J-33	银锑黝铜矿▲	1.16	5.46	23.25	27.70	14.44	26.89	0.05

测定单位：★.西北矿冶研究院 ▲.西安地质矿产研究所

根据森本仅男研究认为，毒砂中 As 的含量是随其生成温度的升高而升高的，高温条件下生成的毒砂富 As 亏 S，而低温条件下生成的毒砂为亏 As 高 S。标准毒砂矿物各元素的含量为：As，46.00%；S，19.70%；Fe，34.30%。As/S=2.34。李

坝金矿床 As, 43.11%; S, 22.76%, As/S=1.89。金山金矿床 As, 40.56~44.25%; S, 20.96~23.95%, As/S=1.69~2.11。李坝和金山金矿床毒砂的 As/S 比值均小于标准矿物比值, 显示其低温毒砂特征。马泉金矿床两个毒砂样品电子探针分析结果为: As, 46.34%和 46.82%, 含量略高于标准矿物 As 含量; S, 20.17%和 19.55%; As/S, 2.30 和 2.39, 平均 2.34, 与标准矿物比值相当。马泉矿床毒砂显示中温毒砂特点。

**B. 中高温矿物** 中高温矿物较复杂、大多数为硫化物, 少量硫盐矿物和复硫化物, 中温矿物中黄铁矿、毒砂、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿常见, 少见白铁矿、斑铜矿、金红石和黑钨矿等。李坝矿化带中黄铁矿含量较高, 约占 2.13%, 毒砂较少, 约 0.03%, 金山—马泉矿化带黄铁矿毒砂含量均高, 约 1.5%和 1%, 马泉局部地区以毒砂矿物为主, 黄铁矿次之。

表4-13 中川地区含金硫化物电子探针分析成果表

矿床	样号	测定矿物	Fe	S	As	Co	Ni	Σ
李坝金矿床	1*	矿化期黄铁矿	46.62	54.01	0.64	0.08	0.14	101.48
	2*	矿化期黄铁矿	45.78	53.36	1.89	0.09	0.02	101.14
	3*	矿化期黄铁矿	46.82	53.09	3.70	0.07	0.01	103.68
	4*	矿化期黄铁矿	45.11	53.65	4.31	0.09	0.01	103.17
	5*	矿化期黄铁矿	45.43	52.04	2.37	0.06	0.05	99.95
	6*	矿化期黄铁矿	45.60	53.31	1.18	0.05	0.09	100.23
	7*	矿化期黄铁矿	45.89	53.25	2.24	0.07	0.05	101.51
	8*	毒砂 (5 件)	34.83	43.11	22.76			
金山金矿床	J-19-1	团状黄铁矿	47.09	53.00	0.21	0.05	0.01	100.36
	J-19-2	粒状黄铁矿	46.00	51.26	0.38	0.05	0.01	98.08
	1*	早期毒砂	34.54	21.84	40.78	0.03	0.04	97.22
	2*	晚期毒砂	35.03	20.96	44.25	0.03	0.00	100.24
	3*	晚期毒砂	35.51	22.72	41.34	0.00	0.01	98.61
	4*	晚期毒砂	34.86	21.67	43.38	0.05	0.00	99.91
	5*	晚期毒砂	35.74	23.95	40.56	0.02	0.08	100.38
金矿床 马泉	M-4-3 (1)	矿化期黄铁矿	47.02	52.20	0.91	0.06	0.00	100.57
	M-4-3 (2)	矿化期黄铁矿	47.33	52.31	0.47	0.05	0.0	100.48
	M-4-1 (1)	矿化期毒砂	33.56	19.55	46.82	0.00	0.00	100.13
	M-4-1 (2)	矿化期毒砂	33.38	20.17	46.34	0.04	0.04	99.00

测试单位: 西安地质矿产研究所 \*引自甘肃有色地质勘查局天水总队

**黄铁矿** 黄铁矿可分为 5 个世代, I 代草莓状黄铁矿 为沉积成因的黄铁矿, 中川地区由于受后期构造变形和改造作用, 成岩期黄铁矿已很少见, 前人在该地区南部金山矿床边部发现一组粒度在 0.01~0.05mm 成群分布的微莓球体。II 代浸染状黄铁矿 (图版 III-5) 分布于变砂岩或泥砂质板岩斑点中, 或浸染状分布于岩

石中。该世代为热液期黄铁矿的开始。III 代聚晶黄铁矿（图版III-6）黄铁矿颗粒较大，为立方体或五角十二面体。该期黄铁矿也和 II 世代的黄铁矿共生，同时也和同时代产出的毒砂、磁黄铁砂等共生。IV 代团块状黄铁矿 黄铁矿呈集合体团块状，大面积分布于石英、方解石或铁白云石脉中。该期黄铁矿和大量硫化物、复硫矿物及硫盐矿物共同产出。V 代网脉状黄铁矿（图版 V-1，V-2）黄铁矿呈细脉状、网脉状分布于石英及方解石脉中，成分单一，几乎不与其它硫化物共生。

中川地区金矿床（点）黄铁矿电子探针和单矿物分析结果（见表 4-13）。

① Co/Ni 比值 李坝矿床黄铁矿 Co 平均含量为  $72 \times 10^{-6}$ ，Ni 平均含量为  $220 \times 10^{-6}$ ， $\text{Co/Ni} = 0.33 < 1$ ；金山热液期黄铁矿单矿物分析含 As 为 0.98%，Co 为  $80 \times 10^{-6}$ ，Ni 为  $140 \times 10^{-6}$ ， $\text{Co/Ni} = 0.57 < 1$ ；赵振华等研究认为，岩浆成因的黄铁矿中 Co/Ni 比值大于 1，而沉积成因的黄铁矿 Co/Ni 比值远小于 1（0.0001~0.106）。中川地区热液期黄铁矿 Co/Ni 比值介于二者之间，属于渗滤热卤水型金矿床黄铁矿范围，这与美国卡林型金矿（Co/Ni 比值=0.3）、贵州板其金矿（Co/Ni 比值=0.4）及东秦岭二台子金矿（Co/Ni 比值=0.56）相当。

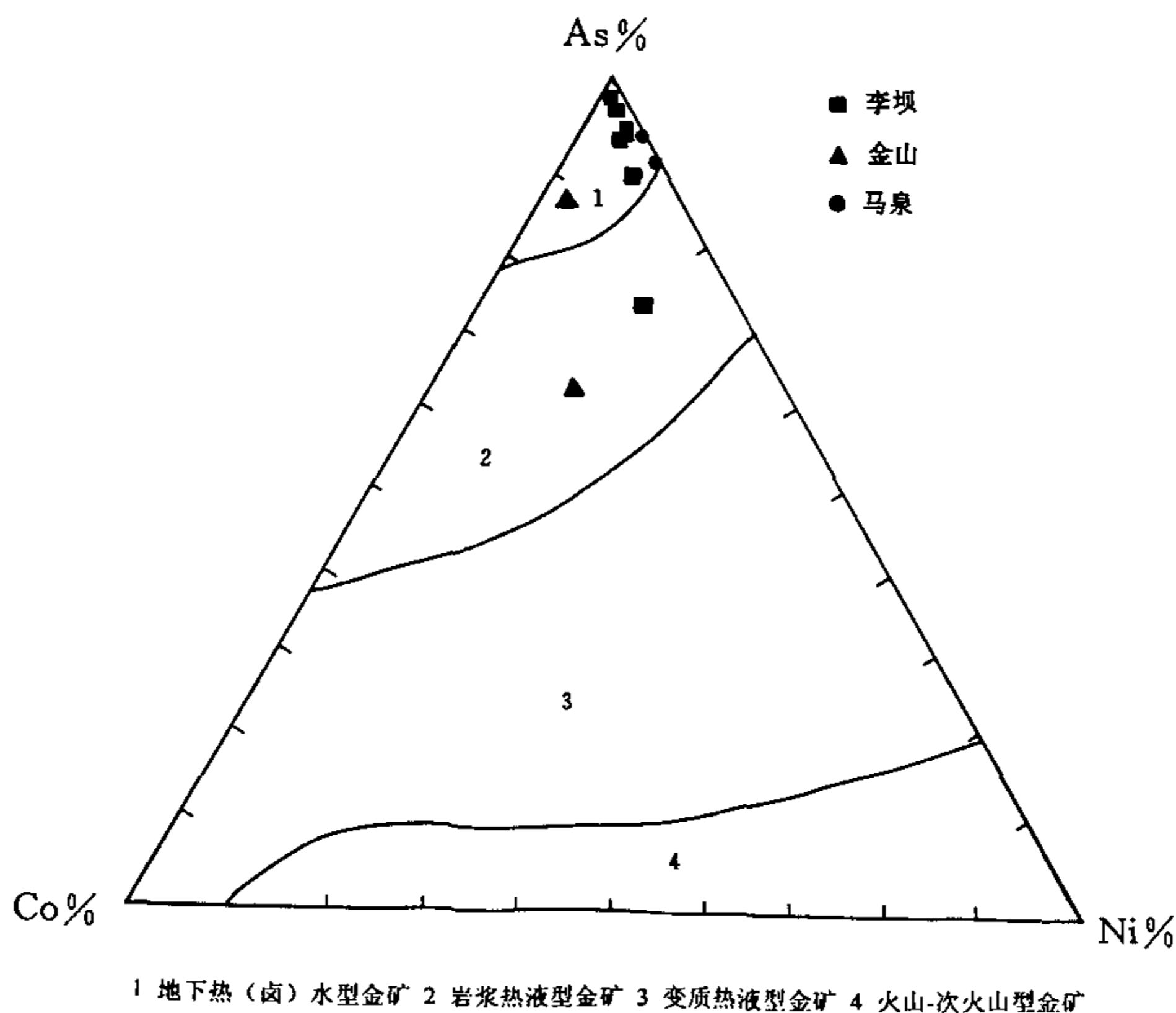


图 4-10 黄铁矿 As—Co—Ni 三角图

② S/Se 比值 李坝金矿床黄铁矿  $S/Se=6.7\times 10^4$  (引自柳森, 1992), 金山金矿床  $Se=23\times 10^{-6}$ ,  $S/Se=2.0\times 10^4$ 。据文献资料, 沉积岩型黄铁矿含  $Se=0.5\sim 2\times 10^{-6}$ ,  $S/Se$  比值  $=25\sim 50\times 10^4$ , 而岩浆热液黄铁矿含  $Se=20\sim 50\times 10^{-6}$ ,  $S/Se$  比值  $=1.0\sim 2.67\times 10^4$  (徐国风等)。因此, 从  $S/Se$  比值来看, 中川地区金矿床黄铁矿又显示岩浆成因黄铁矿特征。

③ As 值 电子探针和单矿物分析中川地区金矿床 (点) 中黄铁矿均为含砷黄铁矿。李坝金矿床黄铁矿含砷量为 0.64~4.31%, 平均 2.33%, 金山—马泉矿床黄铁矿含砷量为 0.21~0.91%, 平均 0.49%。李坝金矿床黄铁矿含砷量高于金山—马泉金矿带。李坝金矿床黄铁矿含砷值与美国卡林型金矿含砷值 (2.25%) 接近。将金山、马泉和李坝金矿床的黄铁矿电子探针及单矿物 Co、Ni、As 分析结果百分含量投影到 As-Co-Ni 三角图上 (据黄绍锋), 大部分点落入地下热 (卤) 水溶滤型金矿床范围之内, 两个点落入岩浆热液型金矿范围内。

#### 4.3.1.4 金的赋存状态

通过对矿化体中矿石的光、薄片的显微分析、电子探针分析和扫描电镜等手段发现, 中川地区金矿物是以独立矿物形式存在, 主要是自然金, 其次是银金矿。主要载体矿物为黄铁矿和毒砂。李坝~三人沟矿矿化带和崖湾矿化带主要载金矿物为黄铁矿, 金山~马泉矿化带主要载金矿物为毒砂。其它矿物如磁黄铁矿、褐铁矿、绢云母、石英、方解石、绿泥石等均有一定程度的载金特点。金的赋存形式主要为晶间金和裂隙金。晶间金主要分布于黄铁矿、石英、绢云母和绿泥石颗粒中间, 以

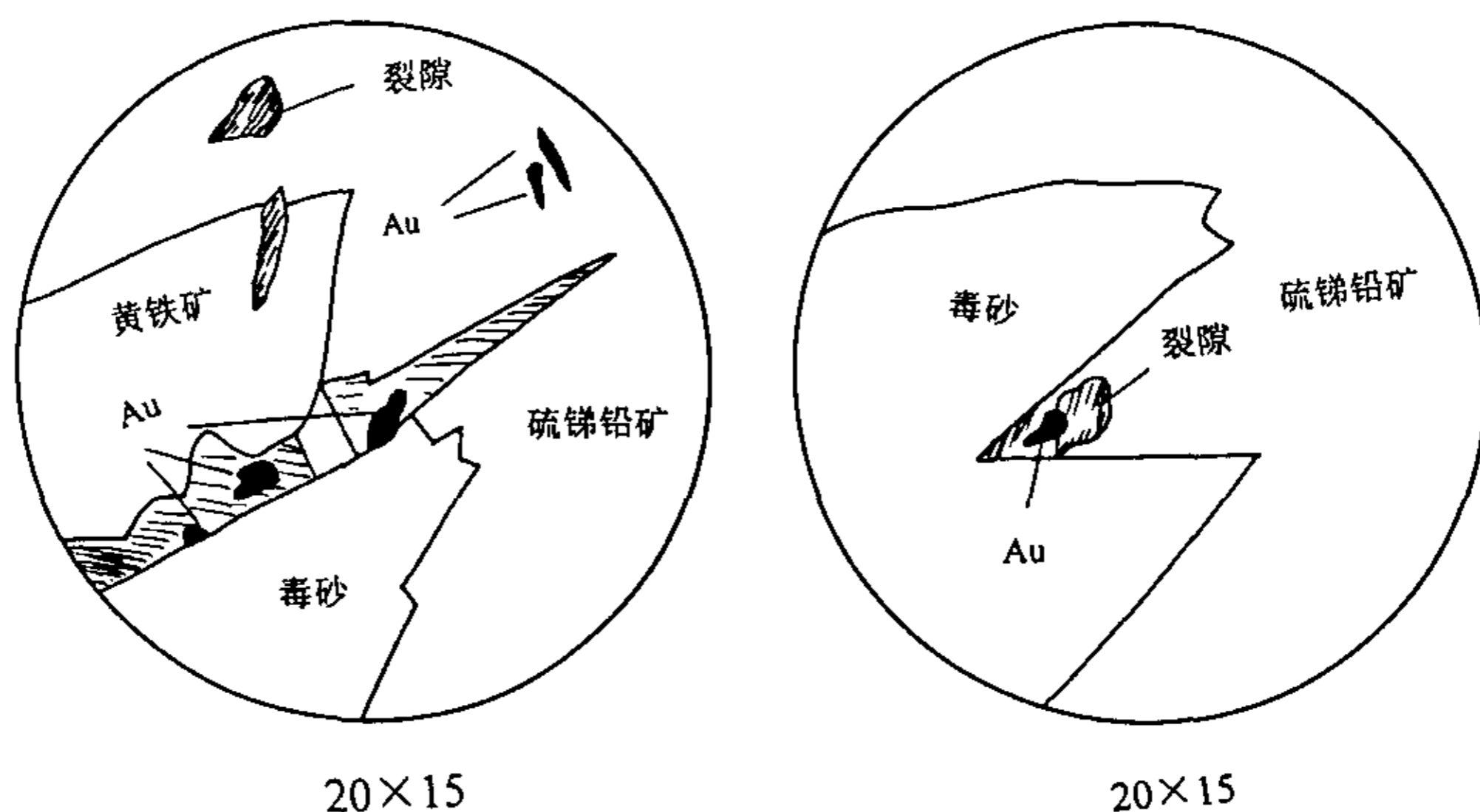


图 4-11 裂隙金、晶间金素描图

及金属硫化物与脉石矿物及金属硫化物相互颗粒之间（见图 4-11，图版 V-6）。图版 V-6 中三粒晶间金位于毒砂颗粒与硫锑铅矿颗粒之间（扫描电镜， $\times 500$  倍），裂隙金主要位于硫化物矿物颗粒裂隙中间，金呈拉长乳滴状，扁长不规则状及不规则多边形。包裹体金少见，主要为黄铁矿和磁黄铁矿包裹金。对金矿物的粒度进行统计发现，中川地区各矿床（点）金矿物的粒径一般  $< 10\mu\text{m}$ ，平均粒径约  $5\mu\text{m}$ ，原生矿石经淋滤氧化后金粒度有所长大。另据中南工业大学测试中心电镜组 H-800 型透射电镜鉴定，进一步确定了中川地区次显微金的存在（粒径  $< 0.2\mu\text{m}$ ），次显微金呈小圆珠状或链体状，一种分布于似球粒状黄铁矿的边缘，直径  $0.166 \sim 0.05\mu\text{m}$ ，一般  $0.083\mu\text{m}$ ，另一种沉淀在黄铁矿晶面上或似球粒表面上，直径  $0.1 \sim 0.023\mu\text{m}$ ，一般为  $0.066\mu\text{m}$ 。

综上所述，中川地区金以平均粒径约为  $5\mu\text{m}$  的显微金形式存在为主，有少量的次显微金。金山金矿床自然金的金银平均含量为 Au:84.77%，Ag:14.95%，银金矿为 Au:75.97%，Ag:22.82%，李坝矿床自然金 Au:85.86%，Ag:13.05%，银金矿 Au:73.01%，Ag:25.81%。

表 4-14 Rb—Sr 同位素测定结果表

样号	测定矿物	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
ZK80-7	石英	5.54516	0.72820
ZK112-1	石英	0.23223	0.71371
ZK32-1	毒砂	0.19060	0.71535
HOXCT-G	黄铁矿	0.11233	0.71418
三采	黄铁矿	0.42429	0.71836

据柳森，1992

#### 4.3.2 成矿时代

贵金属矿成是一个非常复杂的过程，成矿元素一般都要经过多期次多阶段的活化、迁移和富集，最终形成工业矿体。所谓成矿时代一般是指主成矿期时代，即大规模工业矿体形成时代。桂林矿产地质研究院同位素室对李坝金矿床热液成矿期的石英、黄铁矿和毒砂 5 件样品的流体包裹体进行了铷锶同位素测定，其测定结果见表。5 件样品的拟合直线方程为  $y=0.7148+0.00244x$ ，其中  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.7148$ ， $e^{\lambda t}=0.0024$ ，用  $\lambda=1.42 \times 10^{-11} \text{ 年}^{-1}$  代入上式得， $t=171.6 \pm 26.9 \text{ (Ma)}$ ，即成矿年龄为 171.6Ma 左右，为早燕山期，与印支—燕山花岗岩同时期或稍晚。

根据矿物共生组合关系和显微构造特征，热液成矿期又可划分为 4 个成矿阶段。

I 阶段（浸染状黄铁矿阶段） 黄铁矿呈浸染状稀疏分布，颗粒较细，矿物组合单一，偶见毒砂。

II 阶段（聚晶黄铁矿—石英脉阶段）：黄铁矿呈大颗粒聚晶集合体形式产出，同期有少量毒砂出现，石英颗粒较大，沿构造裂隙分布。与该阶段同时形成的矿物还有绿泥石、透闪石-阳起石系列矿物。

III阶段（多金属硫化物阶段） 该阶段大量中低温中高温硫化物、金银系列矿物和少量复硫矿物及出现。该阶段又可分为三个亚阶段 a 黄铁矿-毒砂—石英阶段 b 黄铁矿-闪锌矿-方铅矿-磁黄铁矿-黄铜矿阶段 c 辉锑铁矿-（斜）硫锑铅矿-银锑黝铜矿—方解石阶段

IV阶段（网脉状黄铁矿—碳酸盐阶段）（图版V-1，V-2） 黄铁矿呈网脉状镶嵌在方解石或铁白云石矿物中间。该阶段黄铁矿不含金银矿物，碳酸盐的出现标志着热液作用过程即将结束。该阶段晚期有一次脆性变形过程。脆性变形时热液活动已经停止，主要是前期形成的石英、碳酸盐、黄铁矿、毒砂以及蚀变泥质矿物发生脆性破裂，形成大小悬殊、棱角明显的千枚岩、石英、铁白云石角砾与硫化物共生的特点（图版IV-2，IV-3，IV-4，IV-5，IV-6）。脆性角砾的出现标志着热液期的终结。

表生期 大量易氧化硫化物及复硫矿物在水和大气氧作用下，形成如褐铁矿、孔雀石、黄钾铁矾等表生矿物，同时金银系列矿物在表生期颗粒次生加大。

成矿期、成矿阶段及矿物生成顺序表

矿物	活化迁移 初始富集期	构造叠加热 液弱改造期	构造叠加热液强改造期				表生期
		I	II	III	IV		
草莓黄铁矿	——						
石 英		——	——	——	——		
毒 砂			——	——			
黄铁矿		——	——	——	——		
磁黄铁矿			——	——			
闪锌矿				——			
方铅矿				——			
黄铜矿				——			
银锑黝铜矿				——			
硫锑铅矿				——			
斜硫锑铅矿				——			
辉锑铁矿				——			
方解石					——		
绿泥石		——	——				
透闪石			——				
褐铁矿						——	
黄钾铁矾						——	
孔雀石						——	

## 五 成矿作用综述

从成矿要素分析结果可知,中川地区成矿物质主要来源于中泥盆统李坝群和中石炭统中川组。沉积建造具有较高的成矿元素丰度值,成矿热液中硫同位素显示出硫具有多来源较复杂成因,碳氧同位素特征显示热液中碳主要来自于沉积建造,但同时岩浆活动也产生了较为明显的作用痕迹。热液期石英和黄铁矿稀土元素模式基本继承了沉积建造特征,反映出成矿物质与沉积建造具有较大的亲缘性。流体包裹体氢氧同位素特征显示出早期岩浆水和建造水在热液中参与成矿,而晚期流体水则以大气降水为主,流体中大量的  $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$  和  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Na}^+$  离子的高含量及其特征比值显示出大气降水带入了大量的建造中的物质成分。热液期黄铁矿微量元素标型特征既体现其地下热卤水溶滤成因特征,又体现了岩浆活动对成矿作用影响的痕迹。显微物相分析可知,中川地区金矿为以独立金银系列矿物存在的以晶间金和裂隙金为主的粒度约为  $5\mu\text{m}$  微细粒浸染型金矿,其中有少量超显微金。

### 5.1 成矿作用过程

中川地区成矿作用过程可分二期,即成矿元素初始富集期和构造叠加热液改造成矿期。

**金元素初始富集** 初始富集包括两个阶段,一是成岩期或准成岩期从源区搬运而来的富含成矿元素碎屑在压实成岩过程中,在弱地质事件和深海半深海生物的作用下,金元素以化合物或络合物形式随硫化物作初始迁移,二是晚加里东一早海西期区域变质期金元素的初始富集。草莓状黄铁矿一般认为是成岩期的产物,中川地区由于后期的地质变质变形较强,尤其是晚加里东一早海西期的强烈挤压和构造置换作用,成岩期黄铁矿大部分均已破坏而难于见到。在金山地区,前人(艾平,1992)在1200倍显微镜下发现一簇微莓球体,说明该期地质作用是存在的,但较微弱,这与该地区成岩期所处的不稳定地质环境有关。而中川地区金元素初始富集期主要集中在晚加里东一早海西期的强烈挤压期。该期大面积的区域热变质作用及构造置换作用,导致了成矿元素在不同岩相之间的分配不均一性,即由砂质、粉砂质及钙质岩层中向泥质岩石中的有限转移。区域性的含硫化物斑点的形成是该期地质作用导致金元素初始富集的标志。该期构造作用的结果是沉积建造中总体元素丰度值不变的情况下,而在不同岩相之间出现金丰度值的多峰特征。

**构造迭加热液改造成矿期** 该期可分为两个亚期,一个是晚海西期的构造热液弱改造作用,一个是印支—燕山期的构造迭加热液强改造作用。

**弱改造亚期** 指晚海西期以区域褶皱作用和东西向左行剪切作用机制下的构造

迭加热液成矿作用。硫化物沿着构造置换后的新面理  $S_1$  进行转移（见图版 I -2，图版 III-4，），浸染状黄铁矿和结晶后的毒砂沿着  $S_1$  面理作不均匀分布，且主要分布于泥砂质互层中的泥质层中。金元素在中低温状态下以硫络合物形式沿着构造置换面理进行转移。成矿热液中以大气降水为主体，不断萃取沉积建造中的金元素，且在 I、II 级断裂和裂隙间和多级褶皱核部及两翼地层之间进行循环。由于该期热液水主要在封闭一半开放体系之间进行循环，缺乏多层次的循环路径和有效的元素负载沉淀场所，因此，该期成矿作用以形成大面积的金异常为特征，金异常主要集中于 II 级断裂和褶皱内部的高泥质岩层和裂隙发育部位。在 II 级断裂两侧的次级断裂部位局部也有可能形成矿化体。

**强改造亚期** 该期即印支—燕山期以逆冲推覆、褶皱造山、岩浆侵位等复杂力学机制下的构造迭加热液改造成矿期，也是中川地区的金矿主要成矿期。随着逆冲推覆作用的加剧，晚期脆韧性构造的形成，尤其是岩浆侵位，彻底改变了前期弱改造成矿期地质地球化学条件，热液通过晚期形成的断裂和裂隙网络体系，与含矿建造进一步相沟通（见图版 III-1，图版 III-2），加速了热液在沉积建造与矿化堆积场所之间的循环频率。

## 5.2 流体运移动力及金的沉淀

驱动流体运移的动力有构造应力驱动、岩浆热驱动和围岩静压驱动。

**构造应力驱动** 中川地区构造活动是驱使流体运移的主要动力。西秦岭礼岷前陆盆地自晚古生代以来主要以挤压应力场为主体。褶皱作用主要通过动力分异作用（1993，李德威）、压溶作用、固态流变作用造成有益组分沿着压力梯度迁移到局部引张区富集成矿。逆冲推覆作用则主要通过逆冲推覆过程中摩擦热动力引起“矿源层”的再造作用。在伸展体制下造成构造拆离，地幔隆升，地壳浅部发生脆性断裂，减压造成深部流体向浅部或地表运移并成矿。

**岩浆热驱动** 岩浆向地壳浅部运动时，上部岩层增温，流体被加热，形成强大的热量载体向上部开放系统运移，而浅部水因相对密度较大而下沉，加热后沿深断裂再上升。如此循环，在岩体热所及范围内进行广泛水—岩反应并形成对流系统。

**围岩静压驱动** 由于盆地各部位沉降幅度不同和岩相差异，造成不同的静压力差。礼岷前陆盆地为非经典周缘前陆盆地，其中心坳陷部位位于盆地南部礼县—洮坪断裂北侧，沉积物厚，承压大，因而流体沿着断裂或裂隙向压力较小的盆地边缘或沿深断裂流向浅部。

金元素沉淀的根本机理在于金在溶液中的络合物或化合物存在的平衡体系被打破，金以独立矿物或与其它矿物一起沉淀晶出。导致这种平衡体系被破坏的条件除

了传统上认识的温压条件、Eh 值、Ph 值、 $f_{S_2}$ 、 $f_{O_2}$  的变化外，还有不同介质的混合作用、热液与围岩相互作用导致的蚀变作用、热液沸腾作用以及粘土矿物的吸附作用等因素。引起中川地区金的沉淀主要因素有热液降温、热液降压沸腾和不同流体混溶作用。

### 5.3 岩浆活动对金成矿的贡献

金矿床与中酸性岩浆岩的空间上的密切关系在中外均很常见。如我国华北地台区中深变质岩区的金矿床产于显生宙（特别是中生代）的花岗岩体中或其外接触带 2~7Km 以内，加拿大苏必利尔地区有 90% 的金矿赋存于长英质斑岩或其附近。中川地区矿床成矿时代为 172Ma，与燕山期花岗岩（ $r_s^2$ ）时代相近（181.5Ma, K-Ar 法），说明了矿床与中川岩体在空间上相依外，在时间上也有相承性。

#### A. 岩浆物质参与成矿

热变质带晕中金矿体的集中产出，高温矿物钨锰矿和钨锰铁矿与金矿物相伴产出，阳起石—透闪石系列接触变质矿物与热液期石英、黄铁矿同期出现（见图 5-2），热液期黄铁矿 S、Se、S/Se 以及 As、Co、Ni 常微量元素标型特征等显示了岩浆活动对金成矿起着至关重要的作用。成矿流体氢氧同位素特征显示，在成矿早期有岩浆水和变质水的参与成矿。从流体包裹体成分由早~晚的变化可知，岩浆成分参与成矿是非常有限的，晚期大量  $Ca^{2+}$  成分的加入，说明成矿流体是以大气降水为主体的热卤水。岩浆对成矿的贡献则主要是体现在对成矿作用的物理化学条件的改变从而有助于矿化体的形成。

#### B. 温度的改变促成 Au 元素迁移

成矿流体为  $Mg^{2+}-Na^+-Cl^-$  型和  $Ca^{2+}(Mg^{2+})-Na^+-Cl^-(SO_4^{2-})$  型，主要是  $Ca^{2+}(Mg^{2+})-Na^+-Cl^-(SO_4^{2-})$  型。大量  $Cl^-$  的存在，说明 Au 极有可能是以氯络合物形式迁移的。氯金络合物有两种形式， $AuCl_2^-$  和  $AuCl^-$ ，而自然金在氯化物溶液中主要形成  $AuCl_2^-$ ，即低价金。自然金的溶解度随  $f_{O_2}$ 、温度和溶液盐度的增加而增加，随 pH 值的增加而下降。当温度低于 300℃ 的条件，Au 以  $AuCl_2^-$  形式迁移

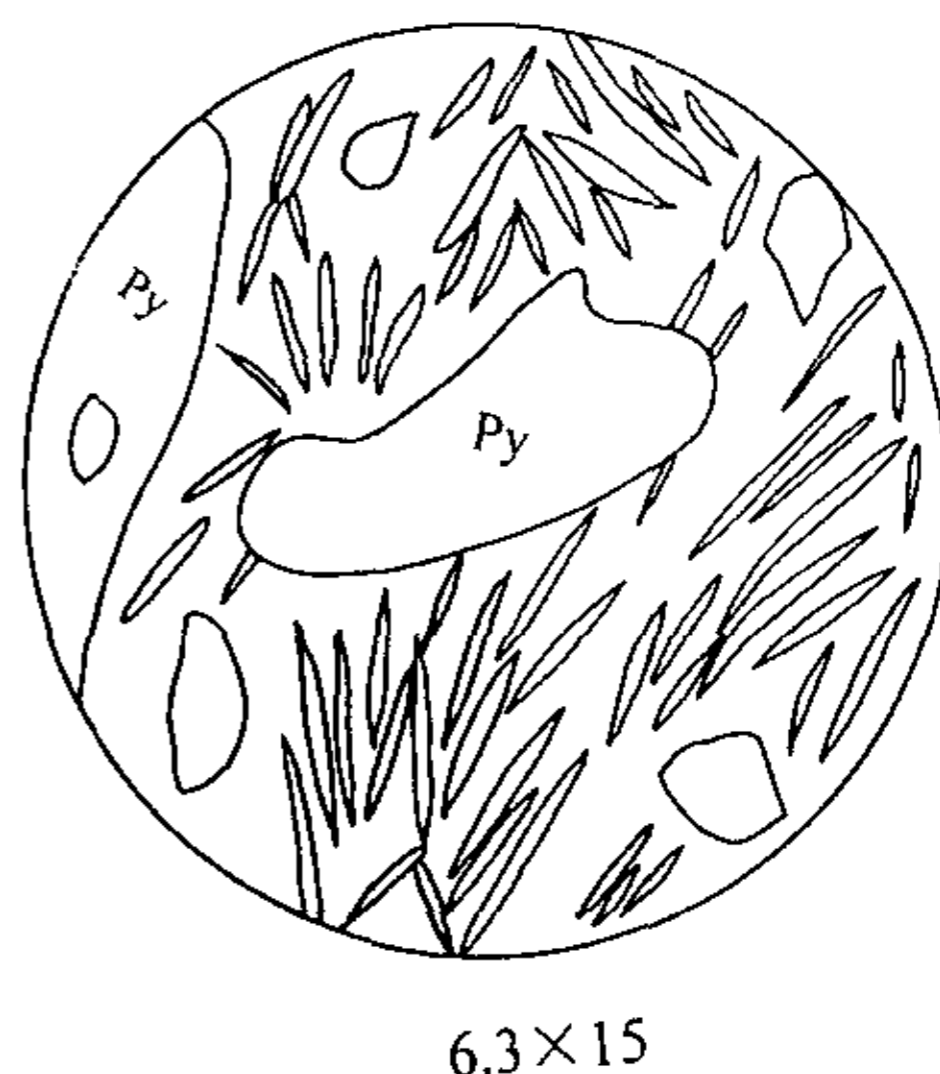


图 5-1 透闪石与热液期黄铁矿同期产出

的  $f_{O_2}$  值地质条件难于达到, 只有当温度大于  $300^{\circ}\text{C}$ , 介质为酸性条件,  $f_{O_2}$  较高时 Au 才以  $\text{AuCl}_2^-$  的形式迁移。Henley 实验测定了  $300\sim 500^{\circ}\text{C}$  下氯化物溶液中金的溶解度, 推断高温时金以氯化物形式运移, 低温下以离子或硫化物形式运移。从石英早期均一温度  $345\sim 385^{\circ}$ ,  $\text{pH}=4.3\sim 5.0$ ,  $\lg f_{O_2}=-29.2\sim -30.7$  条件可知, 岩浆活动促使温度升高为 Au 以  $\text{AuCl}_2^-$  络合物迁移创造了最佳地质条件, 而到了成矿作用晚期, 随着温度的降低,  $\text{Au}^+$  将不再以  $\text{AuCl}_2^-$  作为主要的迁移形式。

### C. 改变围岩物质成分及物理、化学形态

中川地区接触变质带 II 带黑云母角岩带是金矿体的主要赋矿区域, 少量产于 III 带红柱石—堇青石角岩带, I 带绢云母绿泥石带内金矿床(点)少见。热接触变质使泥质岩石角岩化, 并出现透闪石—阳起石等系列热接触变质矿物, 使云母、堇青石等矿物颗粒变大, 尤其是黄铁矿斑点的次生加大。黄铁矿、绿泥石、堇青石、黑云母等变斑晶的产生对成矿作用非常有利(王玲之, 1991)。I 带是区域变质带, 其金的丰度值与  $D_2Lb$  丰度值一致, 而 II、III 带则金的丰度值明显增高, 最高可达  $185\times 10^{-9}$ , 一般为  $37\sim 155\times 10^{-9}$ 。这与黑云母角岩带内由于热接触变质, 斑点颗粒加大, 载金矿物石英、黄铁矿及毒砂的明显增高有一定联系。

除此之外花岗岩体侵位所产生的侵位构造, 如在围岩中保留下来的锥状节理, 是岩浆物质传递热能趋动流体向堆积场运移的通道, 同时也是成矿流体与围岩物质发生水—岩反应的良好物质交换场所和流体运输通道。

中川地区大量钙碱性煌斑岩脉与矿化体空间上相伴产出。八十年代以来, 强调钙碱性煌斑岩同金成矿关系密切的, 目前有如下几种认识: a. 中温热液金矿床同钙碱性煌斑岩脉密切伴生伴随着整个地质历史的始终; b. 金在煌斑岩中的高含量是煌斑岩原生的; c. ROCK (1988) 认为, 煌斑岩是把 Au 从深部带到地壳中最适合的载体; d. 钙碱性煌斑岩脉经历了与地壳的广泛的相互作用, 产生了长英质岩类和金矿。上述 4 种观点强调了煌斑岩在成矿作用过程中的意义, 即煌斑岩是金成矿的主要载体, 同时说明成矿物质来源于深部地幔。而进入 90 年代以后, 大量的持不同观点者提出, 煌斑岩本身高金不是原生的, 可能是次生富集的。中国的煌斑岩脉含金量并不高, 如云南老王寨新鲜煌斑岩脉样品平均值为  $3\times 10^{-9}$ , 与地壳克拉克值接近, 远低于 ROCK 等人统计的 67 个样品平均值为  $18\times 10^{-9}$ 。老王寨 9 件蚀变煌斑岩脉的金含量为  $5\times 10^{-9}\sim 61\times 10^{-9}$ , 平均  $22\times 10^{-9}$ , 而矿化煌斑岩脉的金含量在  $1793\times 10^{-9}\sim 9178\times 10^{-9}$  之间, 平均  $4941\times 10^{-9}$ 。关于秦岭地区煌斑岩脉含金性鲜有报道。中川地区李坝金矿床新鲜煌斑岩脉金的含量为  $3\times 10^{-9}$ , 蚀变后可达  $280\sim 900\times 10^{-9}$  (奚小双, 1996), 金山煌斑岩脉金含量为  $2\times 10^{-9}$  (朱桂田, 1996)。从李坝和金山煌斑岩的金含量可知, 其含金量并不太高, 但蚀变后的煌斑岩脉含金量明显增高,

有的可达工业矿体品位。煌斑岩的产出状态有顺层和穿层两种形式，煌斑岩脉有时呈似层状产于矿化体的顶底板或呈多夹层产于矿化体中间，煌斑岩未矿化或已矿化，而有的煌斑岩呈脉状穿过矿化体（见图版Ⅷ-1），煌斑岩本身无矿化。据（黄杰，1999）煌斑岩的铅同位素年龄测定，煌斑岩脉年龄为 142Ma，与成矿期稍晚或同时。由此看来，中川地区煌斑岩脉不可能是金矿床的成矿元素的主要来源。无论成矿前还是成矿期后的煌斑岩脉，它与金矿的成因上均无本质的联系，但是煌斑岩脉的出现，显示了深断裂的活动性，而深断裂的活动则正好是流体运移活跃的前提条件之一，即构造热液趋动作用力的加强。因而，煌斑岩脉的出现在一定程度上又是金成矿的标志。

#### 5.4 矿床类型划分

前人将中川地区以李坝大型金矿床为代表的微细浸染型金矿床称为“李坝式微细浸染型金矿床”。从成矿流体类型来看，李坝式微细浸染型金矿床属于容滤型热卤水型金矿床，从成矿温压条件划分，应属中低温浅成热液型矿床，从成矿物质来源、容矿建造和成矿作用过程又可命名为浊积岩型、沉积改造型、变质碎屑岩改造型金矿床。

所谓微细浸染型金矿，是指产在同沉积构造较为活跃的显生宙盆地构造地质背景之下，在复杂的古地理沉积环境之中形成岩相多变的沉积建造基础之上，在后期的地壳改造过程中，不同阶段不同方式形成的一系列金矿的总称。微细浸染型金矿在一定范围内可以与卡林型金矿等同。R. W. Boyle 将卡林型金矿称为化学上有利于成矿的沉积岩中的浸染状矿床”。涂光炽先生认为卡林型金矿区别于其它类型金矿的特点是（1）矿床多赋存于显生宙未变质的碳酸盐岩与细碎岩建造之中；（2）矿床常出现于已知汞锑矿带附近及其延伸方向上；（3）原生金矿石金矿物颗粒以微米级和次微米级主导地位；（4）矿石金属矿物主要为含砷黄铁矿、毒砂、辉锑矿、辰砂、雄黄、雌黄，元素组合为 As-Sb-Hg-(Ba-Au)；（5）是相当典型的层控低温浅成热液矿床。根据上述特点，中川地区微细浸染型金矿床缺乏标准的低温矿物出现，如雄黄、雌黄等，金矿床附近尚未发现汞锑矿带。与美国卡林型和我国黔桂滇微细浸染型金矿床相对比，中川地区金矿床产于造山带俯冲碰撞前沿地区，其力学机制以挤压为主，而美国卡林型金矿及黔桂滇微细浸染型金矿则主要产于与拉张陷盆地有关的沉积盆地、滑塌残留盆地之中。

中川地区金的成矿与印支—燕山期的岩浆活动有较为密切的关系，这与美国卡林型金矿成矿与第三纪岩浆侵入及喷发活动有一定的相似性，但黔桂滇地区微细浸染型金矿床则与岩浆活动关系较为疏远。

前人(张复新、李实等)对秦岭地区微细浸染型金矿划分为四类:细碎屑岩改造型、热水沉积改造型、脉状体型和火山-次火山岩型。并提出东秦岭金龙山金矿床为秦岭地区典型卡林型金矿床。李坝式微细浸染型金矿床与金龙山卡林型金矿床相比,具有相似的容矿地质建造和控矿构造,成矿时代相近,同为中生代。李坝式金矿成矿组合为 Au (Ag) -As-Pb-Zn-Sb, 矿物组合以中温矿物较多而缺少低温汞矿物或含汞矿物,成矿温度稍高。成矿流体具多来源特征,但主要以大气降水为主,成矿流体中 Cl<sup>-</sup>较金龙山金矿床高,盐度变化范围也较大。李坝式金矿床与金龙山金矿床载金矿物相同,为含砷黄铁矿及毒砂为主,但李坝式金矿床金颗粒较大,以显微金为主,而金龙山金矿床金以次显微金为主。

表 5-1 中川地区金矿床与中外微细浸染型金矿床地质特征对比表

地质特征	中川地区	美国西部	黔桂滇地区
大地构造背景及盆地类型	秦岭微板块北被动陆缘前陆盆地	美国科迪勒拉造山带活动陆缘, 盆岭构造	扬子板块与华南褶皱带之间的右江裂谷带内
容矿地层及岩性	泥盆系~二叠系浊积岩、细碎屑岩	志留系~泥盆系碳酸盐岩、细碎屑岩、硅质岩、凝灰岩	不纯碳酸盐岩、细碎屑岩、含玄武质火山碎屑岩、粘土岩
控矿条件及因素	前陆沉积盆地、盆地走滑、岩浆侵位	古生代拉张断陷沉积盆地、第三纪岩浆侵位及喷发活动、脆韧性剪切构造	古生代拉张断陷滑塌残留盆地同生断裂及浊积岩, 燕山~喜山期脆韧性变形
成矿时代	燕山期	第三纪	燕山期
矿石中金属矿物组合	含砷黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂、方铅矿、闪锌矿、硫锑铅矿、辉锑铁矿、白铁矿	含砷黄铁矿、黄铁矿、磁黄铁矿、白铁矿、辉锑矿、辰砂、雄黄、雌黄、自然砷、卡林矿	含砷黄铁矿、毒砂、黄铁矿、白铁矿、辉锑矿、辰砂、雄黄、雌黄、方铅矿、闪锌矿
金赋存状态	显微金为主, 少量次显微金。金赋存于含砷黄铁矿、毒砂及脉石矿物颗粒间	金以次显微金赋存于含砷黄铁矿中, 其次赋存于炭质粘土矿物中	金以次显微金赋存于含砷硫化物中, 部分以显微金形式出现
元素共生组合	Au-As-Pb-Zn-Sb-Ag	Au-As-Sb-Hg-Ti-Ba	Au-As-Sb-Hg
典型矿床	李坝、金山、马泉、三人沟、赵沟、崖湾	卡林、科特兹、金田、科特切尔	丫他、烂泥沟、紫木囱、戈塘、板其

总之，李坝式微细浸染型金矿床与美国卡林型金矿、黔桂滇微细浸染型金矿以及秦岭卡林型金矿金龙山式金矿床相比，均具有可类比性。但是，由于李坝式金矿床所处前陆盆地与上述类型金矿大地构造构造环境的差异性以及与岩浆活动的亲密关系，因此，李坝式金矿床又非典型卡林型金矿床，属于广义上的卡林型金矿。

表 5-2 李坝式金矿床与秦岭卡林型金矿床地质特征对比表

地质特征		李坝式	金龙山式
容矿地层及含矿建造		中泥盆统李坝群、中石炭统中川组，细碎屑岩夹少量碳酸盐岩	上泥盆统南山羊组细碎屑岩
控矿构造		EW、NW、及 SN 向破碎带，IV 级褶皱核部及近核部	EW、NW、NE、及 SN 向韧性剪切带
主要载金矿物		含砷黄铁矿、毒砂	含砷黄铁矿、毒砂
金粒度及赋存状态		显微金（平均 5 $\mu$ m）为主，少量次显微金。晶间金、裂隙金为主	次显微金（0.037~0.05 $\mu$ m）为主，少量显微金。
流体包裹体特征	类型	早：Na <sup>+</sup> -Mg <sup>2+</sup> -Cl <sup>-</sup> 晚：Na <sup>+</sup> -Ca <sup>2+</sup> -Cl <sup>-</sup> （SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ）	Na <sup>+</sup> -（S <sup>2-</sup> -HS <sup>-</sup> -HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ）
	盐度(%)	早：1.33~5.63 晚：7.74~21.69	5.7~7.8
	lgfs	-14.8~-16.0	-16-15
流体水来源		早期大岩浆水、变质水与气降水混合，晚期以大气降水为主	大气降水，但晚期发生了明显的水岩交换，氧同位素右漂移
成矿温度（℃）			218~250
成矿压力（×10 <sup>5</sup> Pa）		300~500	
成矿年龄		172Ma（Rb-Sr 法）	60Ma（Rb-Sr 法）
与岩浆活动的关系		与中川岩体、闪斜煌斑岩脉空间关系密切	岩浆活动微弱
元素组合		Au-As-Pb-Zn-Sb-Ag	Au-As-Sb-Hg

## 结论

通过以上工作得出以下结论:

1. 礼岷前陆盆地是扬子板块向华北板块俯冲的总体挤压背景下引起扬子板块北缘地壳负载挠曲下弯形成的前陆盆地。该盆地在西秦岭演化过程中遭受了伸展断陷和走滑剪切作用的影响,为一复合型前陆盆地。
2. 西秦岭中川地区自晚古生代至新生代经历了三期大的构造变形。①早期(晚加里东~早海西)韧性变形。②中期(晚海西)区域褶皱及走滑变形。③晚期(印支~燕山)逆冲推覆、脆性剪切变形。早期变形形成构造置换面理和塑性流动构造,中期形成区域性褶皱和韧性剪切破碎带,晚期则形成紧闭褶皱和脆性破碎带节理带。
3. 中川地区经历了三期五次岩浆活动入侵,其中规模最大的印支~燕山期花岗岩为扬子板块向华北板块俯冲碰撞而产生的同碰撞壳源 S 型花岗岩。大面积花岗岩入侵引起中泥盆统和中石炭统地层产生热接触变质,并形成不同特征的变质相带。
4. 硫同位素、碳氧同位素及稀土元素特征显示中川地区金矿床成矿物质来源于中泥盆统李坝群和中石炭统中川组,同时也显示出岩浆活动对成矿作用的影响痕迹。成矿流体包裹体成分和流体氢氧同位素成果显示成矿流体以大气降水为主,在主成矿期早期有岩浆水参与成矿。
5. 矿化体赋矿构造为Ⅳ级褶皱核部或近核部的 EW 向脆性断裂,其流体运移和循环路径为Ⅰ~Ⅲ级断裂和节理裂隙网络体系。
6. 中川地区金矿床中金主要以独立矿物形式赋存于硫化物矿物颗粒、裂隙或脉石矿物之间,粒径为 5 $\mu\text{m}$  左右的显微金,少量次显微金。与金共生的矿物组合为低温毒砂及含锑矿物为主的中低温矿物组合系列和以硫化物、复硫矿物及硫盐矿物为主的中高温矿物系列。
7. 金成矿作用经历了金元素初始富集期和构造叠加热液改造成矿期。初始富集期为晚加里东~早海西期韧性变形期。改期初始富集导致了成矿元素在泥质岩石中丰度值高而在砂质和钙质岩石丰度值相对较低,即促使金元素不同岩相之间的分配的不均一性。海西期区域褶皱作用和走滑剪切作用构造叠加热液弱改造阶段,该阶段形成区域性金异常。印支~燕山构造叠加热液强改造阶段为金矿床的主成矿阶段,成矿年龄为 172Ma 左右,该阶段形成大型工业矿床。
8. 印支~燕山花岗岩岩浆物质有限参与成矿,其主要以改变地质环境而有利于工业矿体的形成。温度的升高有利于金元素的迁移,而热接触变质晕内大量斑点的形成使含矿建造金丰度值显著增高,而岩浆侵位所形成的锥状裂隙则有利于成矿流体的萃取、运移和沉淀。

9. 中川地区微细浸染型金矿为中低温浅成热液型金矿床，其与美国卡林型金矿床、黔桂滇微细浸染型金矿床及秦岭卡林型金矿床均有一定的可比性，但是由于该矿床的与岩浆活动关系的亲密性和缺乏典型的低温矿物组合等特征，因此，该金矿床应属于广义上的卡林型金矿床（似卡林型金矿床）。

## 致 谢

本论文是在指导教师孙勇教授的悉心指导下完成的。三年来，指导教师在学习和生活上都给了我莫大的关怀和帮助，尤其是孙老师严谨治学态度、开阔的研究思路和求实创新的学者风范使我收益终生。

感谢西北大学地质系张国伟院士、任继舜院士、高山教授、张复新教授、李文厚教授、周鼎武教授、陈苓副教授、赖绍聪副教授、王居里副教授等在大地构造、岩石学、地球化学等方面的学术报告和指导，尤其是张复新教授在矿床学方面给予了很大的帮助。

感谢甘肃有色地质勘查局高兆奎总工、杨云松处长在该论文的选题上给予的支持和帮助。感谢甘肃有色地质勘查局天水总队吴世忠队长、韩要权总工、金安祥科长对本科题的大力支持。

感谢陈亮博士、刘方杰硕士、任文请硕士、高明硕士、冯涛硕士等在论文阶段与作者所进行的交流和讨论，尤其要感谢张旺定硕士与作者共同完成了本论文的野外及室内科研工作。感谢天水甘肃有色地质勘查局天水总队赵生贵高级工程师、田继孝工程师、王爱军工程师、张东旭工程师在野外地质工作中对本文的支持和帮助。

感谢礼县黄金局陈泽粟工程师对本次工作的大力协助。

感谢郭旗女士清绘了本文的全部图件。

## 参考文献

1. 张国伟, 郭安林, 刘福田等. 秦岭造山带三维结构及其动力学分析. 中国科学 (D 辑), 1996, 26 (增刊).
2. 张国伟. 秦岭造山带的形成与演化. 西安: 西北大学出版社, 1988
3. 张国伟, 孟庆任, 余在平等. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征. 中国科学 (D 辑), 1996.3
4. 翟裕生. 论成矿系统. 矿床地质. 1993.3
5. 翟裕生, 姚书振, 林新多等. 长江中下游铁铜矿床成因类型及成矿系列. 地质与勘探, 1980, 16
6. 翟裕生. 矿床学的发展前景及思维方法. 地学前缘, 1994.1
7. 翟裕生. 成矿系统结构框架和基本类型. 科学出版社.
8. 张复新, 宗静婷, 马建秦. 秦岭卡林型金矿床及相关问题探讨. 矿床地质, 1998.2
9. 涂光炽. 超大型矿床的探寻与研究的若干进展. 地学前缘, 1994.1
10. 孙省利, 宋春晖, 武安斌等. 西秦岭礼岷金矿带李坝群含金浊积岩建造地球化学特征. 沉积学报, 1995.12
11. 李育慈, 晋慧娟. 西秦岭北带泥盆系中的遗迹化石及其环境意义. 中国科学 (B 辑), 1993.12
12. 黄杰, 王建业, 韦龙明. 甘肃李坝金矿床地质特征及成因研究. 矿床地质, 2000.2
13. 丁梯平. 氢氧同位素地球化学. 北京: 地质出版社, 1980
14. 卢焕章. 研究地壳中流体的工作方法. 地学前缘, 1998.4
15. 卢焕章. 成矿流体. 北京: 科学技术出版社, 1997
16. 陈衍景. 影响碰撞造山带成岩成矿模式的因素及其机制. 地学前缘, 1998.8
17. 宋新宇等. 云南老王寨金矿地质地球化学特征及矿床成因探讨. 现代地质, 1993.3
18. 方国庆, 张晓宝, 李育慈. 西秦岭海西—应支期成矿大地构造背景及主要构造型式. 矿产与地质, 1994.6
19. P.BOWDEN, R.A.BATCHELOR 等. 花岗质岩石分类的岩石学、地球化学和来源准则: 讨论. PHYSICS OF THE EARTH AND PLANETARY INTERIORS, 1985
20. 朱贵田. 煌斑岩于金矿成矿关系探讨. 矿产与地质, 1996.12
21. 黄智龙. 云南老王寨金矿区煌斑岩主元素对比及其意义. 贵金属地质, 1995.3
22. 翟建平. 有关煌斑岩与金矿化新成因模式的讨论. 矿床地质, 1996.1
23. 张曾荣, 奚小双, 何绍勋. 甘肃李坝金矿变质岩构造与金成矿的关系. 大地构造与成矿, 1999.3
24. 曹宣铎, 张瑞林, 张汉文等. 秦巴地区泥盆纪地层及重要含矿层位形成环境的研究. 西安: 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊 (27 号). 1990. 1
25. 王集磊, 何伯墀, 李建中等. 中国秦岭型铅锌矿床. 北京: 地质出版社, 1996. 1
26. 王相, 唐荣杨, 李实等. 秦岭造山与金属成矿. 地学前缘, 1999. 16
27. 王平安, 陈毓川, 裴荣富等. 秦岭造山带区域矿床成矿系列、构造——成矿旋回与演化. 北京: 地质出版社, 1998.
28. 於从文. 大型矿床和成矿带在混沌边缘. 地学前缘, 1999. 6
29. 曹宣铎, 胡云绪. 秦岭加里东晚期—华力西早期复式前陆盆地. 西北地质科学, 2000. 12
30. 闫军. 小秦岭西段太华群多期构造解析. 西北地质科学, 1992. 12
31. 李德威. 成矿动力学刍议. 地球科学, 1993. 7
32. 周学武, 邵洁涟, 边秋娟. 四川松潘东北寨黄铁矿标型特征研究. 地球科学, 1994. 1

32. 周文戈, 宋绵新, 张本仁等。秦岭造山带碰撞后侵入岩地球化学特征。地质地球化学, 1999. 1
34. 季可礅等。热液矿床的矿源水源和热源及矿床分布规律。北京: 科学出版社, 1989
35. 涂光炽等。中国层控矿床地球化学。北京: 科学出版社。
36. 张德会。矿物包裹体液相成分特性及其矿床成因意义。地球科学, 1992. 11
37. 邵洁涟, 周学武, 曹志敏。四川东北寨金矿床矿物学及成矿模式。地质找矿论丛, 1992. 3
38. 张德会。成矿流体中金的沉淀机理研究评述。矿物岩石, 1997. 12
39. 防耀奎, 叶荣, 李福春。广西凤山金牙金矿床黄铁矿标型特征及其实际意义。矿物岩石, 1992. 6
40. 郑明华, 当前金矿成矿理论进展, 当代地质科学进展, 武汉: 中国地质大学出版社, 1992
41. 刘东升, 中国卡林型金矿, 南京: 南京大学出版社, 1994
42. 於崇文, 热液成矿动力学, 武汉: 中国地质大学出版社, 1993
43. 尚瑞钧, 严阵, 秦巴花岗岩, 武汉: 中国地质大学出版社, 1988
44. 左国朝, 西秦岭泥盆纪构造-建造带及其演化
45. 陈毓川, 王平安等, 秦岭地区主要金属矿床成矿系列的划分及区域成矿规律探讨, 矿床地质, 1994, 13 (4)
46. 翟裕生, 关于构造-流体-成矿作用研究的几个问题, 地学前缘, 1996, 3 (4)
47. 涂光炽, 低温地球化学, 北京: 科学出版社, 1998
48. 赖绍聪, 钟建华, 聚敛型板块边缘岩浆作用及相关盆地, 地学前缘, 1998, 5 (增刊)
49. 王平安, 陈毓川, 裴荣富等, 秦岭造山带区域矿床成矿系列, 构造-成矿旋回与演化, 北京: 地质出版社, 1998
50. 翟裕生等, 大型构造与超大型矿床, 北京: 地质出版社, 1997
51. 翟裕生等, 区域成矿学, 北京: 地质出版社, 1999
52. 赵振华, 微量元素地球化学
53. 涂光炽, 中国超大型矿床 (1), 北京: 科学出版社, 2000
54. 张贻侠, 寸圭, 刘连登等, 中国金矿床: 进展与思考, 北京: 地质出版社, 1996
55. 李昌年, 火成岩微量元素岩石学, 武汉: 中国地质大学出版社, 1992
56. 肖龙, 汇聚板块边缘的金矿成矿作用, 地质科技出版社
57. 王砚耕, 索书田等, 黔西南构造与卡林型金矿, 北京: 地质出版社, 1994
58. 霍福臣, 西秦岭造山带的建造与地质演化, 西安: 西北大学出版社, 1992
59. 许志琴, 中国主要大陆山链韧性剪切带及动力学, 北京: 地质出版社, 1997.5
60. 刘斌, 沈昆, 流体包裹体热力学, 北京: 地质出版社, 1998
61. 韦永福, 吕英杰, 中国金矿床, 北京: 地震出版社, 1994
62. 杜子图, 吴淦国, 西秦岭地区构造体系及金成矿构造动力学, 北京: 地质出版社, 1998
63. Frank Chanier and Jacky Ferriere, Extensional deformation across an active margin ,relations with subsidence ,uplift,and rotations:The hikurangi subduction,New zealand.Tectonics,18,NO.5,pages 862-876,October 1999
64. Andreas Henk..Did the variscides collaps or were they torn apart ? A quantitative evaluation of the driving force for postconvergent extension in central Europe. Tectonics,18,NO.5,pages774-792,October 1999
65. Enrico Tavarrelli .Normal faults in thrust sheets:pre-orogenic extension ,post-orogenic extension,or both ?Joual of Structural geology 21(1999)1011-1018
66. Carlos Fernandez ,Antonio Castro .Pluton accomodation at high strain rates in the upper continental cr.The

- example of the Central Extremadura batholith, Spain *Journal of Structural geology* 21(1999)1143-1149
67. A.W.Hofmann. mantle geochemistry:the message from oceanic volcanism. Review article
68. Roberta I.Rudnick .*Making continental crust* Review article
39. Romber S,B. Ore deposits,disseminated gold deposits. *Geoscience canada*,1986,13(1)
70. Poul Emsbo,Richard W.Hutchinson,et al. Syngenetic Au on the Carlin trend:Implication for Carlin-type deposits *Geology*,1999,27(1)
71. Grigore simon,stephen E.Kesler et al.Geochemistry and textures of gold-bearing Arsenian pyrite,Twin Creeks,Nevada:Implications for deposition of gold in Carlin-type Deposits.*Econ.Geol.*1999.9.

## 图版说明

### 图版 I

1. S2 面理置换 S1 面理。薄片, 单偏光,  $6.3\times 15$ 。金山
2. 毒砂沿 S1 面理生长。薄片, 单偏光,  $6.3\times 15$ 。金山
3. 粉砂质板岩斑点中有重结晶石英。薄片, 单偏光,  $6.3\times 15$ 。李坝
4. 花岗斑岩脉椭球状石英斑晶。薄片, 正交偏光,  $6.3\times 15$ 。赵沟
5. 花岗斑岩脉浑圆状状石英斑晶。薄片, 正交偏光,  $6.3\times 15$ 。赵沟
6. 花岗斑岩脉熔蚀状石英斑晶。薄片, 正交偏光,  $6.3\times 15$ 。赵沟

### 图版 II

1. 煌斑岩脉长石斑晶、黑云母斑晶及析出铁质。薄片, 单偏光,  $6.3\times 15$ 。李坝
2. 堇青石斑点, 边部绿泥石化。薄片, 单偏光,  $6.3\times 15$ 。李坝王河
3. 透闪石呈集束状产出。薄片, 单偏光,  $6.3\times 15$ 。李坝
4. 斑点呈菱形, 为后期剪切变形所致, 边部为绿泥石。薄片, 正交偏光,  $6.3\times 15$ 。李坝
5. 斑点经剪切呈眼球状, 边部有热液期绿泥石结晶。薄片, 正交偏光,  $6.3\times 15$ 。李坝 F1
6. 含硫化物斑点挤压泥质围岩。薄片, 单偏光,  $6.3\times 15$ 。李坝

### 图版 III

1. 后期热液石英穿过斑点。薄片, 单偏光,  $6.3\times 15$ 。李坝
2. 后期热液石英穿过斑点。薄片, 正交偏光,  $6.3\times 15$ 。李坝
3. 粉砂质岩石中浸染状和聚晶状两期硫化物。薄片, 单偏光,  $6.3\times 15$ 。李坝
4. 硫化物沿 S1 面理充填。薄片, 单偏光,  $6.3\times 15$ 。李坝
5. 浸染状黄铁矿。薄片, 单偏光,  $6.3\times 15$ 。李坝瓦苗沟
6. 聚晶黄铁矿和浸染状硫化物。薄片, 单偏光,  $6.3\times 15$ 。李坝

### 图版 IV

1. 晚期碳酸盐脉。薄片, 单偏光,  $6.3\times 15$ 。李坝
2. 晚期破碎带中千枚岩角砾。薄片, 单偏光,  $6.3\times 15$ 。马泉
3. 晚期破碎带中千枚岩角砾。薄片, 单偏光,  $6.3\times 15$ 。马泉
4. 晚期碳酸盐角砾、石英角砾及聚晶黄铁矿。薄片, 单偏光,  $6.3\times 15$ 。马泉
5. 晚期破碎带中石英角砾。薄片, 单偏光,  $6.3\times 15$ 。马泉
6. 晚期破碎带中千枚岩角砾。薄片, 单偏光,  $6.3\times 15$ 。李坝

### 图版 V

1. 晚期网脉状黄铁矿。光片, 单偏光,  $20\times 15$ 。李坝
2. 晚期网脉状黄铁矿。光片, 单偏光,  $20\times 15$ 。李坝
3. 辉锑铁矿交代黄铁矿、毒砂。光片, 单偏光,  $20\times 15$ 。马泉
4. 硫锑铅矿交代黄铁矿。光片, 单偏光,  $20\times 15$ 。李坝
5. 黄铁矿包裹磁黄铁矿和黄铜矿。光片, 单偏光,  $20\times 15$ 。李坝
6. 金呈不规则粒状赋存于硫化物晶粒之间。扫描电镜 $\times 500$ 。李坝

### 图版 VI

1. 二组不同方向节理。摄影方向  $170^\circ$ , 金山 19<sup>#</sup>矿采场

2. 沿 NS 向节理的石英脉。摄影方向  $270^{\circ}$ ，金山 19<sup>#</sup>矿采场

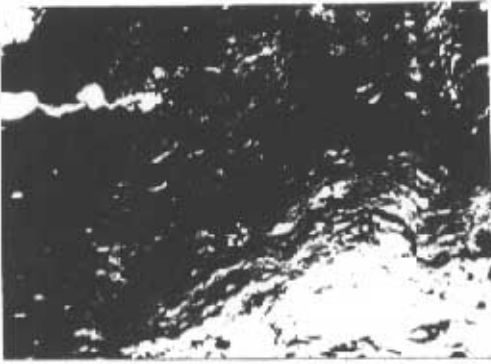
#### 图版VII

1. 矿化体与围岩呈断层接触。摄影方向  $90^{\circ}$ ，三人沟油磨咀
2. 矿化体呈膝折状。摄影方向  $90^{\circ}$ ，李坝黄金公司采场

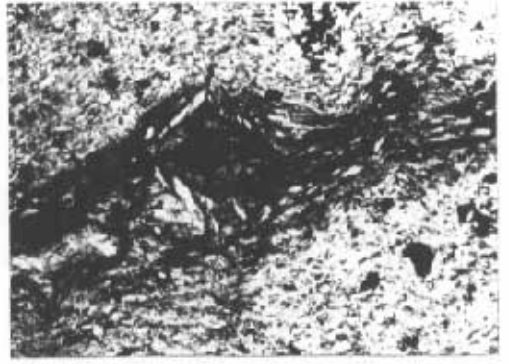
#### 图版VIII

1. 煌斑岩脉切穿围岩。摄影方向  $340^{\circ}$ ，李坝马莲湾
2. 矿化体呈歪斜褶皱形态。摄影方向  $270^{\circ}$ ，李坝王河

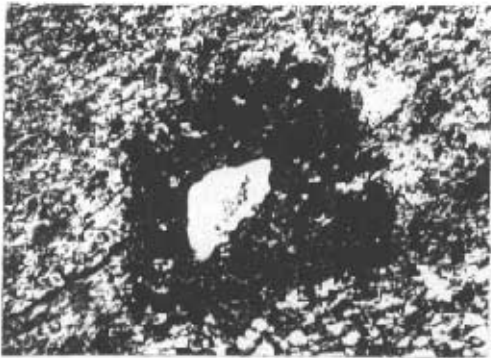
图版 I



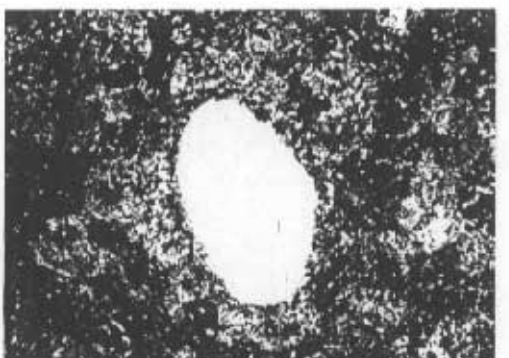
1



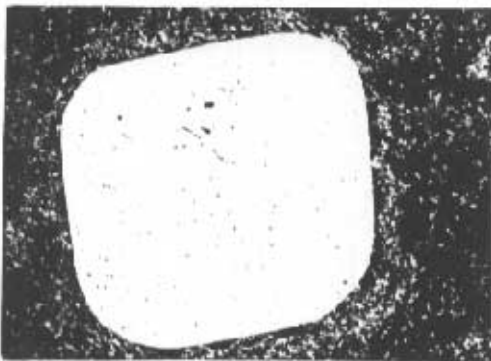
2



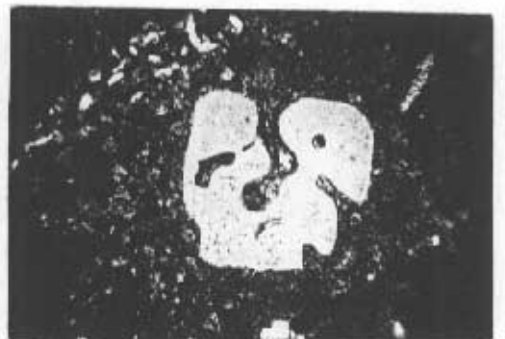
3



4

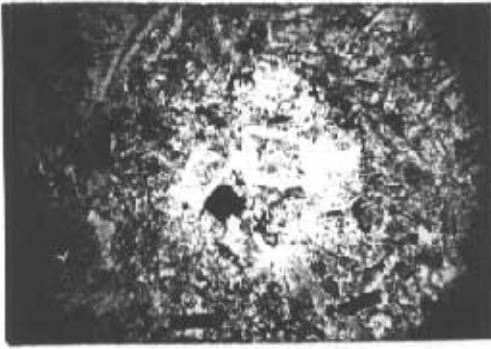


5

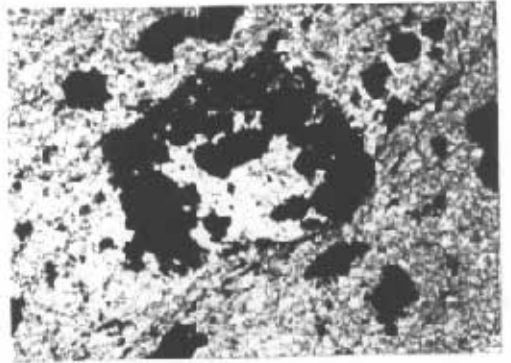


6

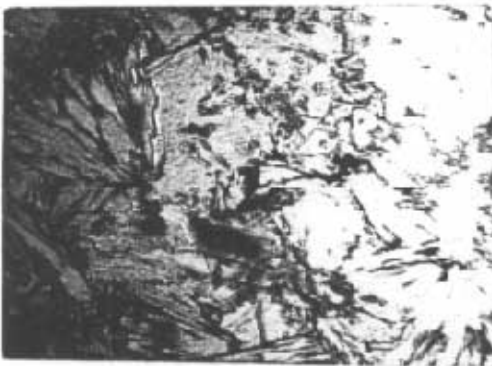
图版 II



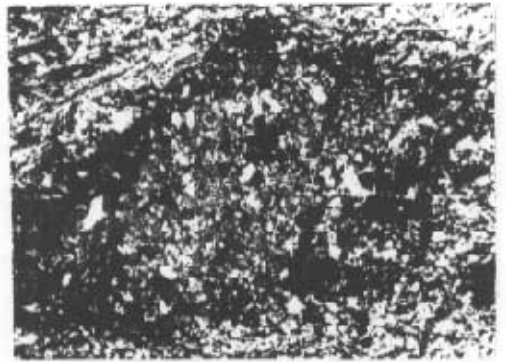
1



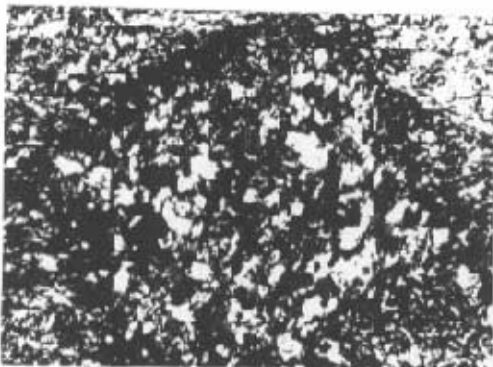
2



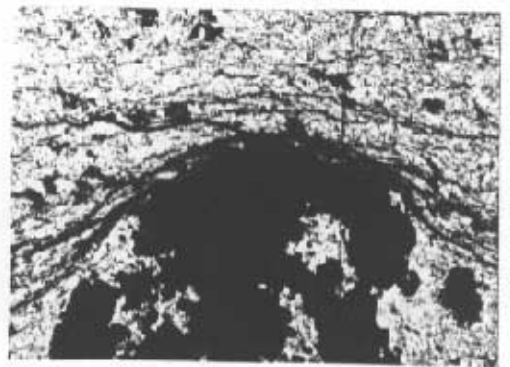
3



4



5

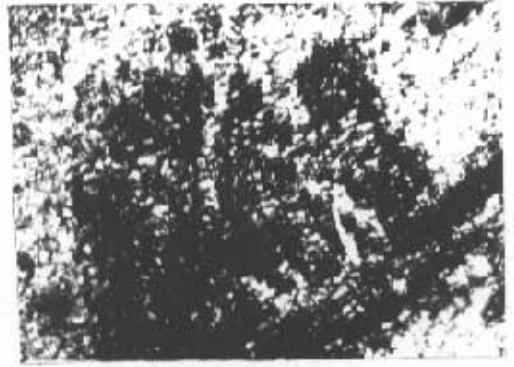


6

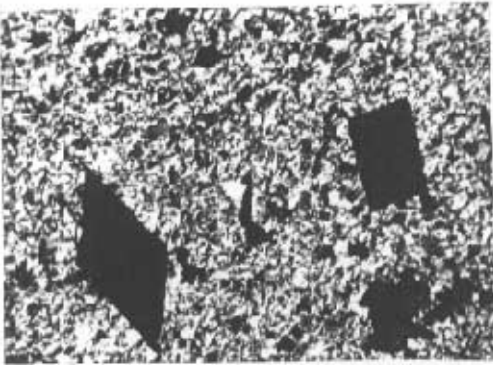
图版III



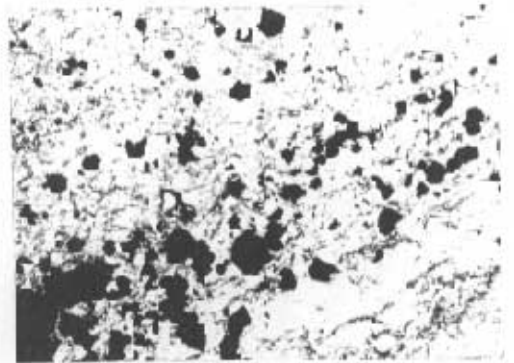
1



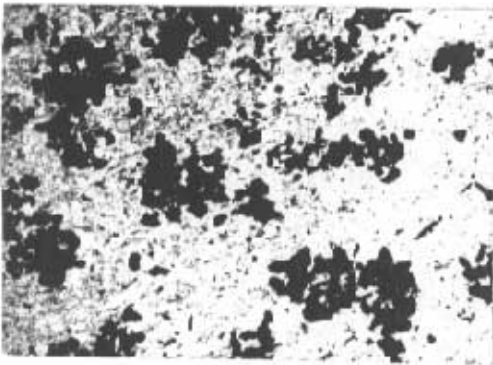
2



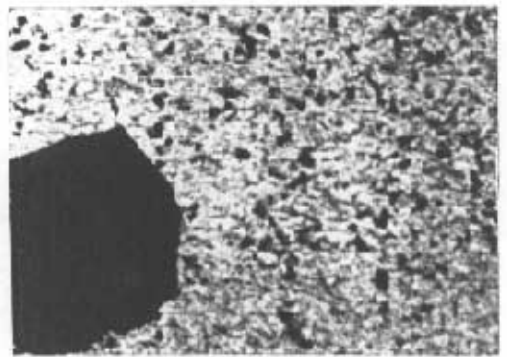
3



4



5

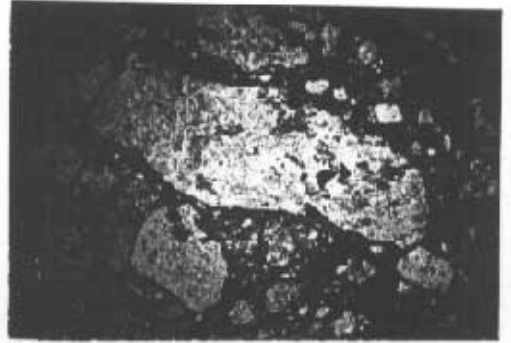


6

图版IV



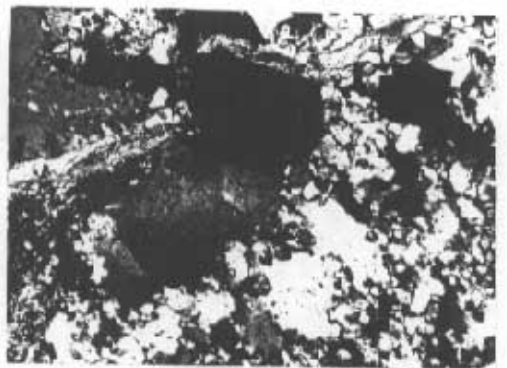
1



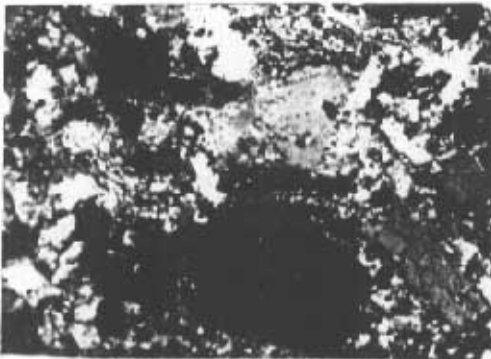
2



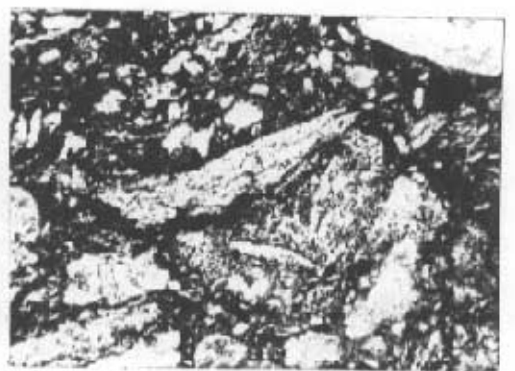
3



4

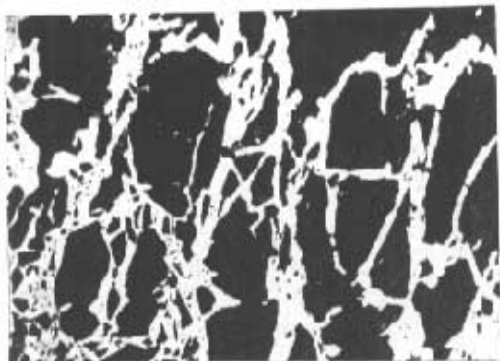


5

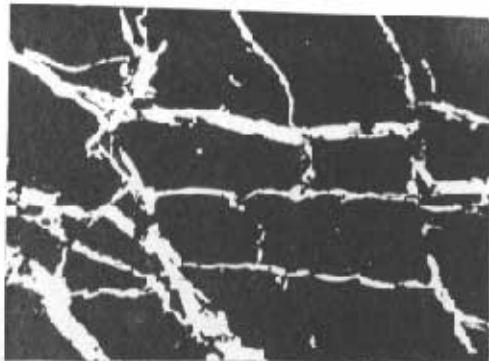


6

图版V



1



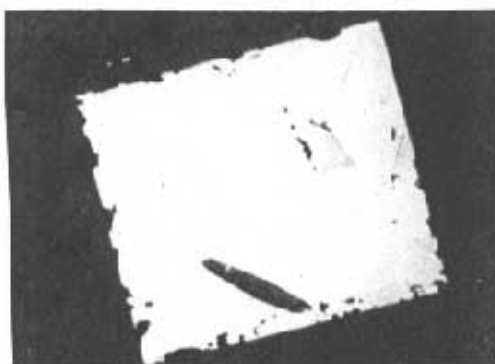
2



3



4

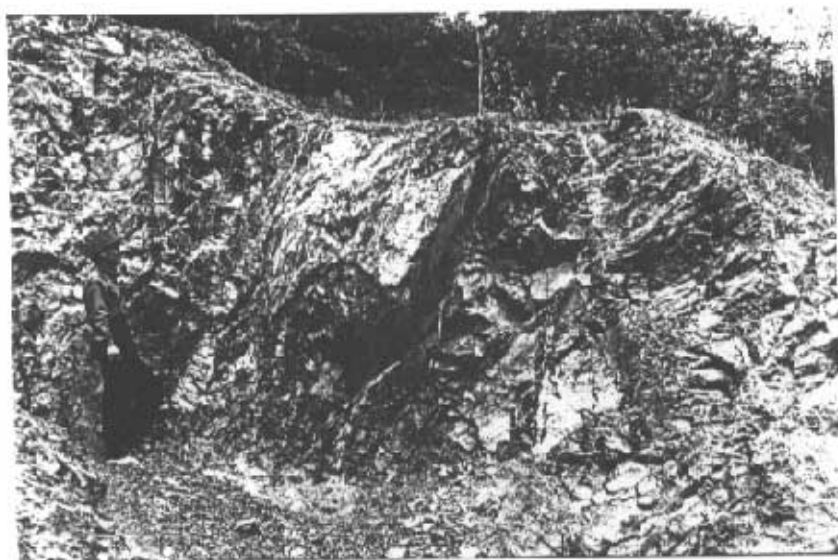


5

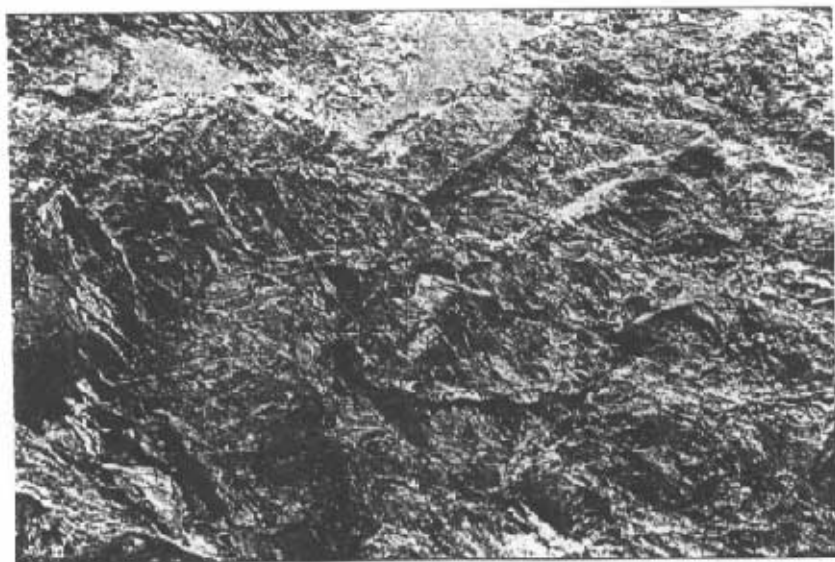


6

图版VI



1



2

图版 VII



1



2

图版Ⅷ



1



2