贵州大学

硕士学位论文

# 黔西南高砷煤与卡林型金矿成因关系研究

姓名：黄志勇

申请学位级别：硕士

专业：矿物学·岩石学·矿床学

指导教师：聂爱国

20080401

# 黔西南高砷煤与卡林型金矿成因关系研究

## 摘 要

高砷煤主要产于黔西南的兴义、安龙、兴仁等县市，位于滇、黔、桂“金三角”卡林型金矿分布区。研究区内高砷煤赋存于上二叠统龙潭组，区内地层主要为二叠系茅口组灰岩，龙潭组粘土岩、砂岩，夹有煤层及灰岩，长兴组燧石灰岩，大隆组硅质页岩和三叠系夜郎组细砂岩，区内大量的卡林型金矿也赋存于龙潭组。在黔西南高砷煤矿区及附近经常可见卡林型金矿床(点)的产出，甚至可见高砷煤与金矿体共存，形成外生矿床与内生矿床共存的独特地质现象。本论文从黔西南高砷煤与卡林型金矿的区域地质背景、高砷煤与卡林型金矿的地质特征、高砷煤与卡林型金矿的关联特征、典型高砷煤与卡林型金矿的成矿地球化学特征、高砷煤与卡林型金矿的共存成因研究等方面对黔西南高砷煤与卡林型金矿的成因关系进行深入研究，得出以下结论：

1、黔西南高砷煤及大量的卡林型金矿的富集严格受沉积层位控制。含煤岩系及卡林型金矿含矿岩系位于峨眉山玄武岩(“大厂层”)与下三叠统之间，为龙潭阶沉积。

2、外观上，高砷煤与非高砷煤无法区别。As 含量高的样品黄铁矿含量高，黄铁矿脉发育，黄铁矿结晶较粗大；相反，As 含量相对较低的样品，黄铁矿含量较少，多呈星散状分布，黄铁矿晶粒细小。显示出 As 矿化与后生黄铁矿关系更密切。

3、贵州西部并非所有的煤都是高砷煤，即使同一个高砷煤矿床，也并非所有的煤层含 As 量都高，而只是其中的一层或数层是高砷煤。

4、各种形态的黄铁矿（草莓状、星散状、条带状、自形—半自形粒状、填隙浸染状、具环边结构的黄铁矿及其他形状）及其他矿物、有机质中未检测到砷，而且没有发现毒砂等含砷矿物，砷不以独立矿物形式存在。

5、砷与金密切共生，高砷煤矿床附近总有金及其它金属矿床（点）；高

砷煤含煤岩系下伏的峨眉山玄武岩砷、金含量与世界玄武岩中平均砷、金的含量相比较，其值明显偏高，它们能够为以后高砷煤、卡林型金矿形成提供丰富的砷、金矿源。

6、稀土元素、矿物包裹体、稳定同位素地球化学研究揭示：金、汞、铊矿石与龙潭煤系中的砷具有同源性，龙潭煤系页岩与峨眉山玄武岩在稀土元素组成上具有继承性。

7、峨眉地幔热柱活动是黔西南高砷煤、卡林型金矿形成的先决条件，是它提供了形成高砷煤、卡林型金矿的物质来源，在晚二叠世-中三叠世的地幔热柱岩浆活动，大规模喷发的岩浆物质通过热水沉积作用直接沉淀或经过海解作用而沉积形成含砷、金等成矿物质的矿源层。

8、峨眉地幔热柱活动改造了黔西南地区沉积环境。峨眉山玄武岩浆的多次间歇性喷发产生的成矿动力作用成就了黔西南高砷煤、金矿等矿床的形成。高砷煤、金矿的形成过程，实际上是 As、Au 的活化→迁移→聚集的过程。

9、燕山期峨眉地幔热柱活动改变了黔西南的宏观构造条件，使含矿热水体系从相对封闭到半封闭-开放体系转变，导致砷、金等成矿物质的富集沉淀形成高砷煤和卡林型金矿床。

通过研究推测高砷煤、金矿的形成过程如下：黔西南地处濒临特提斯-喜马拉雅构造域与濒太平洋构造域的结合部位的特殊大地构造位置，峨眉地幔热柱活动持续时间漫长，在海西期东吴运动作用下，贵州最为强烈、规模较大的一次峨眉地幔热柱活动形成黔西南兴义、安龙、兴仁、贞丰一带的环境较为闭塞、台地相与台地边缘斜坡相的过渡地带的沉积环境；同时，峨眉地幔热柱活动产生的晚二叠世早期峨眉山玄武岩浆喷发，为基性岩浆活动的高峰期，伴随着海底火山热液活动，大量的 As、Au 及其它微量元素呈极分散均一状态进入这一特殊的沉积盆地环境，随着古海平面的变化，沉积形成龙潭组煤系地层。处于成岩期的煤层、地层中的 As、Au 及其它微量元素呈极分散均一状态；但在燕山期峨眉地幔热柱再次活动作用下，由于峨眉地幔热柱活动形成区域热异常，地下水深渗循环不断从峨眉山玄武岩、煤系地层中萃取大量的 As、Au 等成矿物质形成热水，由于强烈的构造运动，使相对封闭的平衡体系遭到破坏，当这些热水活化沿褶皱、断裂等构造薄弱带运移，在通过煤层时发生热水沉积作用，在局部地段黄铁矿中大量

富集 As、Au 等成矿物质，结果形成高砷煤及周围的金矿床（点）和其它元素异常、矿化。本论文总结出高砷煤、卡林型金矿成矿模式。

总之，峨眉地幔热柱活动喷发的峨眉山玄武岩浆提供了贵州西部高砷煤、卡林型金矿等形成的成矿物质来源和异常地热背景，促进了含矿热水的循环和运移，加之后期峨眉地幔热柱再次活动产生的成矿动力作用成就了黔西南高砷煤、金矿等矿床的形成。

关键词：高砷煤；卡林型金矿；成因关系；峨眉地幔热柱活动；黔西南

# Research on Origin between High-Arsenic coal and Carlin-type Gold Deposit in Southwestern of Guizhou Province

## Abstract

High-arsenic coal mostly lies in the "Golden Triangle Area" of Carlin-type gold deposits in Xingyi, Anlong, Xingren, ect. counties and cities in southwestern of Guizhou, among Yunnan, Guizhou as well as Guangxi. High-arsenic coal deposit Longtan formation in the Upper Permian, the main regional stratium is limestone of Maokou formation, clay, sandstone, limestone as well as coal of Longtan formation, Chert limestone of Changxing formation, siliceous shales of Dalong formation and fine sandstone of Yelang formation in Triassic System, a large number of Carlin-type gold deposits also occur in the Longtan formation. In southwestern of Guizhou province, often appear out Carlin-type gold deposits(mineral occurrence) near high-arsenic coal mine, and even coexistence between high-arsenic coal and gold bodies, which forms an unique geological phenomenon between exogenous deposits and endogenous deposits background. In this paper, through a study deeply from the regional geological background, geological features, related features, mineralization and geochemical characteristics, coexistence, origin relationship between high-arsenic coal and Carlin-type gold deposits in southwestern of Guizhou province, show out the following conclusions:

1. A large number of high-arsenic coal and Carlin-type gold deposits are strictly controlled by sedimentary layer in southwestern of Guizhou province.Coal-bearing rocks as well as ore-bearing rocks of Carlin-type gold deposits are located between the Emei Mountain basalt ("Dachang layer") and the lower Triassic series. It is a sedimentary of Longtan stage.

2. In appearance, high-arsenic coal and non-high-arsenic coal are unable to be distinguished.Content of high-pyrite is high with high As, pyrite vein is development, and the pyrite crystal is coarse, and in the contrary, to the sample of low As content,

pyrite content is less-sustained bulk distribution pyrite crystal is small tablets. It shows a closer relationship between mineralization mine of As and mineralization of pyrite.

3. Not all are high-arsenic coal, even with a high-arsenic coal mine, and only one or several beds is a high-arsenic coal in western of Guizhou.

4. Arsenic and arsenic minerals such as arsenopyrite are not detected in all forms of pyrite (pyrite strawberry-shaped , star disperse , banded , idiomorphism-hypidiomorphic granular, interstitial disseminated, a ring-structure and other shapes) and other minerals as well as organic matter, therefore arsenic does not exist in the form of independent mineral.

5. Arsenic and Aurum are together intergrowth, there be always aurum and other metal deposits (mineral occurrence) near by high-arsenic coal deposit; Arsenic and Aurum of the Emeishan basalt underlying of high-arsenic coal-bearing rocks is significantly higher compared to the content of the world average, and they can provide a wealth of arsenic and gold source for the future high-arsenic coal and Carlin-type gold deposits.

6. REE, Mineral inclusions, Stable isotope geochemistry revealed: gold, mercury, thallium ore is in a homology with arsenic of Longtan coal, the Longtan coal shale as well as Emeishan basalt is inheritance in composition of the REE.

7. Emei mantle plume activity is the prerequisite formed high-arsenic coal and Carlin-type gold deposits in southwestern of Guizhou province, it provided material source of high-arsenic coal and Carlin-type gold deposits, under magmatic activity of the Emei mantle plume in the Late Permian epoch-Middle Triassic epoch, the source bed of arsenic, gold and other minerals ore are formed by a large-scale eruption of magma material, which is deposited by hydrothermal solution sediment process and halmyrolysis.

8. The sedimentary environment of the southwestern Guizhou was rebuilt by Emei mantle plume activities. Emeishan basaltic magma eruption of the numerous intermittent mineralization dynamic process leads to form high-arsenic coal, gold and other ore deposit in southwestern Guizhou province. The mineralization process of

high-arsenic coal and gold deposits is actually As, Au activation → migration → aggregation.

9. The Emei mantle plume activity of Yanshan period changed the macro structure condition of the southwestern Guizhou, it makes the ore-bearing hydrothermal solution change from the relatively closed system to a semi-enclosed - open system changes, which lead to from high-arsenic coal and gold deposits through accumulating arsenic, gold and other minerals.

By studying and discussion, high-arsenic coal and gold ore-forming process is as follows: the southwestern Guizhou locates special tectonic position of the verge of Tethys-Himalaya tectonic domain and Dying Pacific tectonic domain binding sites, Emei mantle's plume activity continued a long time, under the Hercynian Soochow campaign role, the most strongly in Guizhou, a larger phenomenon of mantle plume formation of activities shaped a more occlusion, platform facies and platform marginal slope the transition zone sedimentary environment along Xingyi, Anlong, Xingren, Zhenfeng in southwestern of Guizhou; At the same time, Emei mantle's plume activity of the Late Permian early Emeishan basaltic magma eruption, which is the base of the peak period of activity, along with underwater volcanic hydrothermal activity, a large number of As, Au, and other trace elements were very homogeneous dispersion state enter the special environment of sedimentary basins, with the ancient sea-level changes, entered and sedimented in the Longtan Formation Group. As, Au, and other trace elements of diagenesis of the coal were very homogeneous dispersion state; But in Emei mantle's plume activity of Yanshan Age under again, as Emei mantle's plume activity formation of regional geothermal anomaly, a large number of As, Au, and other minerals extraction by deep groundwater seepage from the constant cycle of the Emeishan basalt and coal strata into hot water, as strong tectonic movement, the relatively closed system balance has been damaged, and the water along the fold activation, such as tectonic fault with weak migration, when the hot water through the seam, As, Au, and other minerals were a large number of enrichment under deposition role in the local pyrite Lot, as a result of the mineralization of high-arsenic coal formation and the surrounding gold deposits

(mineral occurrence) and other unusual element. In addition, aggregate out high-arsenic coal, Carlin-type gold mineralization models in this paper.

In short, basaltic magma eruption of Mount Emei of Emei mantle's plume activity provides a source of ore-forming matter and unusual geothermal background forming high-arsenic coal , Carlin-type gold deposits of western, Guizhou, it promoted the ore-bearing hot water cycle and migration, and the late again Emei mantle's plume activity mineralization dynamic role, which lead to form high-arsenic coal , Carlin-type gold deposits.

Key words: High-arsenic coal;

Carlin-type gold deposits;

Origin Relationships;

Emei mantle's plume activity;

Southwestern of Guizhou province

# 原 创 性 声 明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，
立进行研究所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文
包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的科研成果。对本文的
究在做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本
完全意识到本声明的法律责任由本人承担。

论文作者签名：[signature] 日 期：2008年6月

# 关于学位论文使用授权的声明

本人完全了解贵州大学有关保留、使用学位论文的规定，
意学校保留或向国家有关部门或机构送交论文的复印件和电
版，允许论文被查阅和借阅；本人授权贵州大学可以将本学位
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
缩印或其他复制手段保存论文和汇编本学位论文。

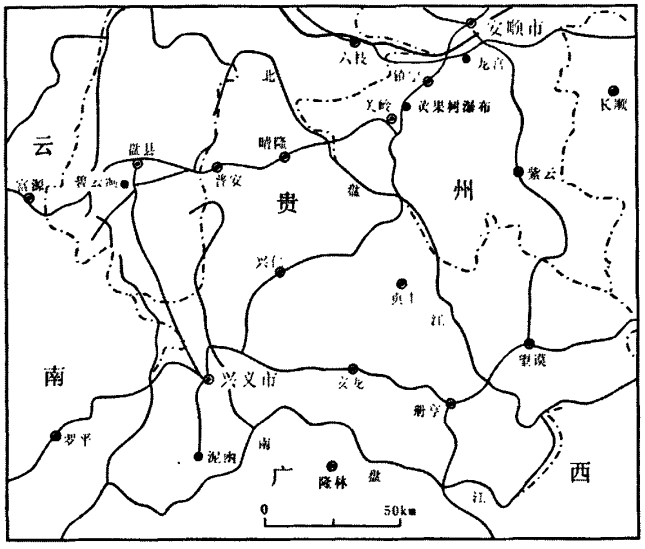
（保密论文在解密后应遵守此规定）

论文作者签名：[signature] 导师签名：[signature] 日 期：2008年6月

# 绪　论

## 1　选题背景及意义

高砷煤主要产于贵州西南部的兴义、安龙、兴仁等县市，位于滇、黔、桂“金三角”微细浸染型金矿分布区。本论文主要研究区域以位于滇、黔、桂微细浸染型金矿区的高砷煤为研究对象。地理坐标为北纬 26° 线以南的南盘江、北盘江和红水河流域（如下图）。




高砷煤主要为上二叠统龙潭组的无烟煤。区内地层主要为二叠系茅口组灰岩，龙潭组粘土岩、砂页岩，夹有煤系地层及灰岩，长兴组燧石灰岩，大隆组硅质页岩和三叠系夜郎组细砂岩。高砷煤附近分布有一些卡林型金矿床(点)（如：水银洞金矿、三岔河金矿、大丫口金矿、戈塘金矿等），甚至可见高砷煤与金矿体共存，形成外生矿床与内生矿床共存的独特地质现象。目前，国内外针对高砷煤矿或金矿的研究是相对独立的，已积累了大量的资料。由于砷的化学性质活泼，国内外学者比较统一的认识是：多数煤中的砷以类质同象或固溶体赋存在黄铁矿中。这种认识已被我国研究者用直接或间接方法所证实。如用 EMPA 分析赣中地区煤中黄铁矿，用 SEM-EDX 分析山西晋城煤中黄铁矿都检测到砷。肖达先等用电子探针在湖南杨梅山煤中所有被测的黄铁矿中都发现砷。丁振华等指出黔西南地区高砷煤主要位于滇黔桂卡林型金矿区，在研究过程中主要采用 LTA、XRD、并结合 SEM-EDX、EMPA 等手段研究了贵州燃煤型砷中毒地区煤的矿物组成。李大华、陈坤等指出西南地区煤中砷异常分布区往往与构造有关，特别是与构造体系的复

合部位和深大断裂有关。其中以黔西南兴义地区和滇东南老厂矿区晚二叠系无烟煤及滇西第三纪褐煤分布区最为典型，属于西南地区高砷煤异常分布区。贵州省金矿资源丰富，黔西南卡林型金矿是滇黔桂“金三角”的主体，在这一区域的金矿区及附近往往有高砷煤的产出。这一现象，已引起一些学者的重视。

为什么内生矿床和外生矿床会在这一地区相伴出现？他们之间又有什么内在联系？这些是研究该区金矿和高砷煤成因必须回答的问题；但遗憾的是，目前对这方面的疑问还没有完全解答。针对黔西南高砷煤与卡林型金矿床之间成因关系的研究论文较少，可参考的资料不多。黔西南高砷煤与金矿床成因关系属于一个新的研究范畴，当前所积累的资料极少，本项研究弥补了这方面的一些缺憾，所以以“黔西南高砷煤与卡林型金矿成因关系研究”作为本人硕士研究生毕业论文的选题具有较高的学术价值。

## 2 研究方法及手段

1、准备阶段：尽可能收集区域及矿区的相关资料；

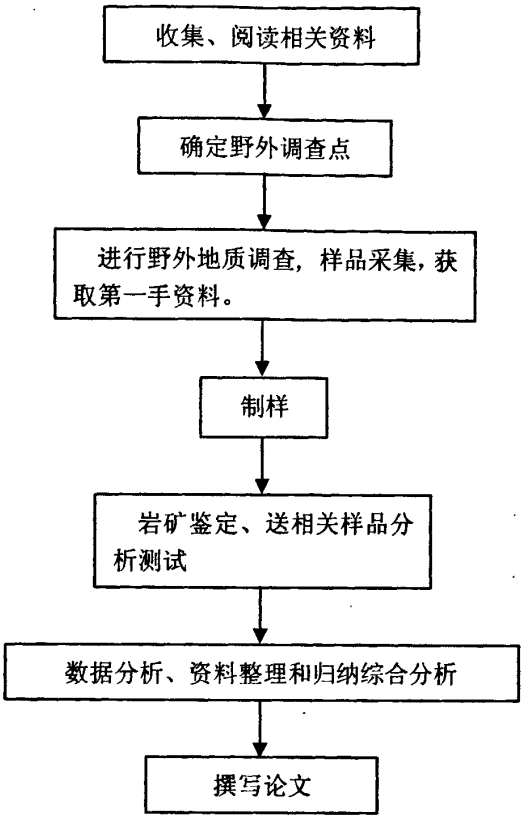
2、野外阶段：到研究区进行现场踏勘、采集典型高砷煤及典型金矿的样品；

3、室内制、送样阶段：进行样品加工，包括单矿物分选、磨制光薄片、样品预处理；岩矿显微镜下鉴定；样品测试分析及数据分析整理；

4、综合研究阶段：将前三阶段得出的资料、数据进行全面分析、归纳整理、综合研究撰写毕业论文。

**采取的技术路线：**

相关资料收集-基础地质调查（野外实地踏勘及采样）-岩矿显微镜下鉴定-岩（矿）测试分析-资料、数据归纳整理、综合分析（如下图）。




通过对贵州一些典型高砷煤及附近金矿床（点）的剖析，查明其中砷、金等成矿物质的来源、赋存状态、成矿条件、运移沉淀方式等是本论文研究的重要内容。

## 3 完成工作量

1、收集、熟悉相关的区域及矿区资料；阅读相关文献 200 余篇，其中中文文献 150 余篇，英文文献 40 余篇；

2、三次到黔西南兴义-兴仁-贞丰-晴隆一带作地质调查，并在典型高砷煤矿区、卡林型金矿区采取有代表性的煤矿、金矿样品 100 余件；

3、对采取的样品进行前处理，主要是制样 40 余件、磨制光薄片 30 余片；

4、对所采集岩矿样品进行微量元素分析、稀土元素分析、化学全分析、单项分析共计 50 余件；

5、野外照相 142 张，手标本照相 40 张，显微照相 30 张；

6、完成硕士毕业论文《黔西南高砷煤与卡林型金矿成因关系研究》，计 6 万余字，图件 18 幅，表 16 幅，照片 5 张。

# 第一章　高砷煤矿区与卡林型金矿区区域地质背景

## 1.1　高砷煤矿、卡林型金矿的大地构造位置

贵州西南部高砷煤矿、卡林型金矿的大地构造位置濒临特提斯——喜马拉雅构造域与濒太平洋构造域的结合部位，跨越扬子陆块和华南褶皱系的右江造山带(右江盆地)。并受区域深断裂控制的三角形地带（见图 1.1），其主体位于右江裂谷（大致位置在小江断裂以东，紫云—都安断裂以西，以及裂谷内断裂，主体呈 NNW 向延伸并向南开口的三角形裂谷区，为峨眉热柱引发的最早裂谷盆地。以开远——平塘断裂为界，北部总体上为稳定的台地相，南部为相对活动的台盆相)，属峨眉地幔热柱超大型矿床密集区或大矿集中区。

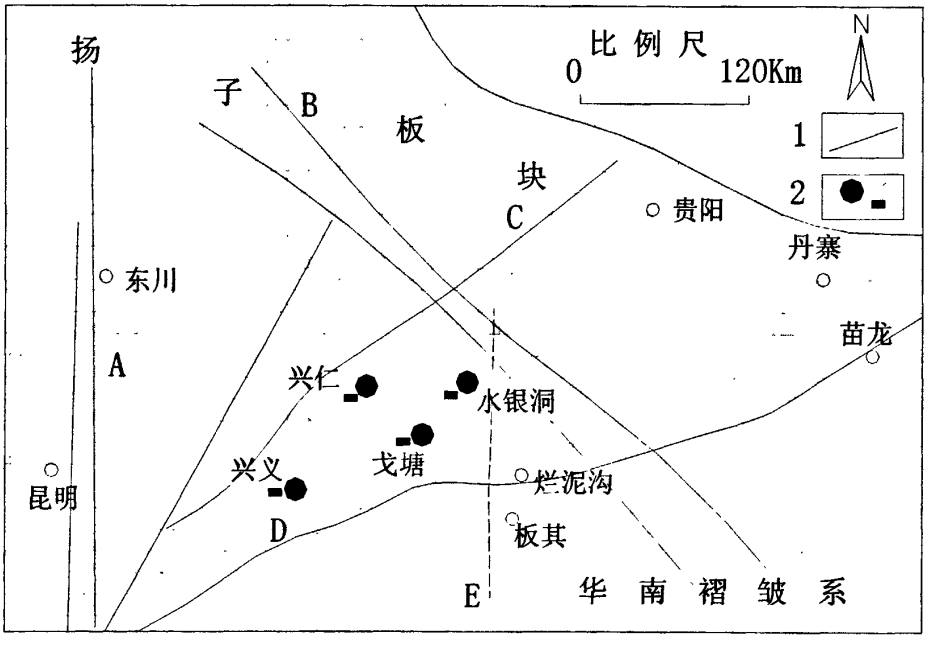



图 1.1 黔西南典型高砷煤矿、金矿区大地构造位置略图(据高振敏资料修改)

1.区域性深大断裂；2.金矿床 / 高砷煤矿；A.小江断裂；B.水城—紫云断裂；C.弥勒—师宗断裂；D.南盘江断裂；E.关岭—册亨—富宁隐伏断裂

## 1.2　区域地层

### 1.2.1 区域地层概况

本区的沉积地层发育，分布广泛，自加里东运动之后，全区以下降为主，泥盆纪-三叠纪接受了巨厚沉积，其中以三叠系地层分布最广，约占全区 70%以上；二叠系次之；泥盆系、石炭系仅见于个别背斜或穹隆的核部。

受构造-古地理条件制约，晚古生代至三叠纪期间，本区北西、南东两部分沉积相差异显著，根据区域地层发育的总体特征沿云南罗平至贵州兴义、贞丰一线可划分出西北侧的扬子地层分区和东南侧的右江地层分区[1]。

扬子地层分区以台地浅水碳酸盐沉积发育齐全为特征；右江地层分区则以盆地相深水-相对深水陆源碎屑浊流沉积为特征。

1.2.2 二叠系

在扬子地层分区，岩性较为单一，下二叠统主要为一套碳酸盐岩，厚500-800m；上二叠统包括底部的大厂层主要为次生石英岩、含凝灰质次生石英岩，以及其上的龙潭组、吴家坪组和长兴组，主要为砂岩、页岩、煤系及燧石灰岩。在右江地层分区，主要为礁灰岩，黔西南贞丰、册亨、望谟一带下二叠统称四大寨组，以粘土岩和重力流形成的各种碳酸盐碎屑岩及燧石条带灰岩为主，厚369-650m；上二叠统领好组见有玄武岩屑及沉凝灰岩、凝灰质粘土岩等，厚800m。

1.2.3 三叠系

黔西南地区三叠纪地层广泛分布。在扬子地层区，下三叠统杂色页岩为主，夹石灰岩、白云质灰岩，厚300-500m；中三叠统主要为薄层-厚层白云岩、白云质灰岩夹溶塌角砾状白云岩，厚800-1100m；底部常见厚1m左右的玻屑凝灰岩或“绿豆岩”；上统出露不全，最大出露厚度1500-1700m，主要为粉砂岩、钙质粘土岩、泥灰岩及石英砂岩，并向上渐变为火把冲组-二桥组海陆交互相的含煤碎屑岩系。在右江地层分区，下三叠统主要为罗楼组泥晶灰岩、泥灰岩及页岩；中三叠统为巨厚的砂、泥岩及少量泥晶灰岩、砾屑灰岩，由下往上分别为新苑组（340m）、许满组（1600m）和边阳组（1900-2700m）。

1.2.4 侏罗系、白垩系、第三系

黔西南侏罗系、白垩系缺失沉积。在兴仁、兴义之间有零星陆相断陷盆地型第三系红层不整合于三叠系地层之上。

1.2.5 第四系

主要为类型繁多的陆相沉积，包括冲积、残-坡积、湖沼沉积及洞穴堆积等各种成因的砾石、砂粘土等。

## 1.3 区域构造

本区构造上可划分为扬子陆块与右江造山带两个构造单元[43]，两单元的界线从云南的弥勒-师宗，往北东进入贵州的兴义以南，并大致沿南盘江北侧呈近 EW 向，延至罗甸附近，转为 NE 方向延伸。

扬子陆块位于该线以北，表层构造变形较为强烈，构造方位比较复杂，台地区一般为宽缓的褶皱和张性断裂。右江造山带位于该线以南，是该区主要的构造单元。构造变形强烈，主要是印支-燕山期形成的造山型褶皱和断裂，其构造线主要呈近 EW 向，以紧闭线状复式褶皱为主，并伴有冲断层，区域性板状劈理比较发育。右江造山带的泥质岩石，已发生区域变质作用，反映其所处的特殊的地质环境，即低温低压浅变质带。

本区的浅层带状构造主要有：灰家堡背斜褶皱冲断带、烂泥沟-尾怀断裂褶皱带、册亨-丫他褶皱冲断带、莲花山背斜褶皱带，以及戈塘背斜和大厂背斜等，他们都是控制矿田的构造，其带状构造的方向主要分为北西向、北东向及近东西向三组褶皱、断裂及裂隙等（如图 1.2）。

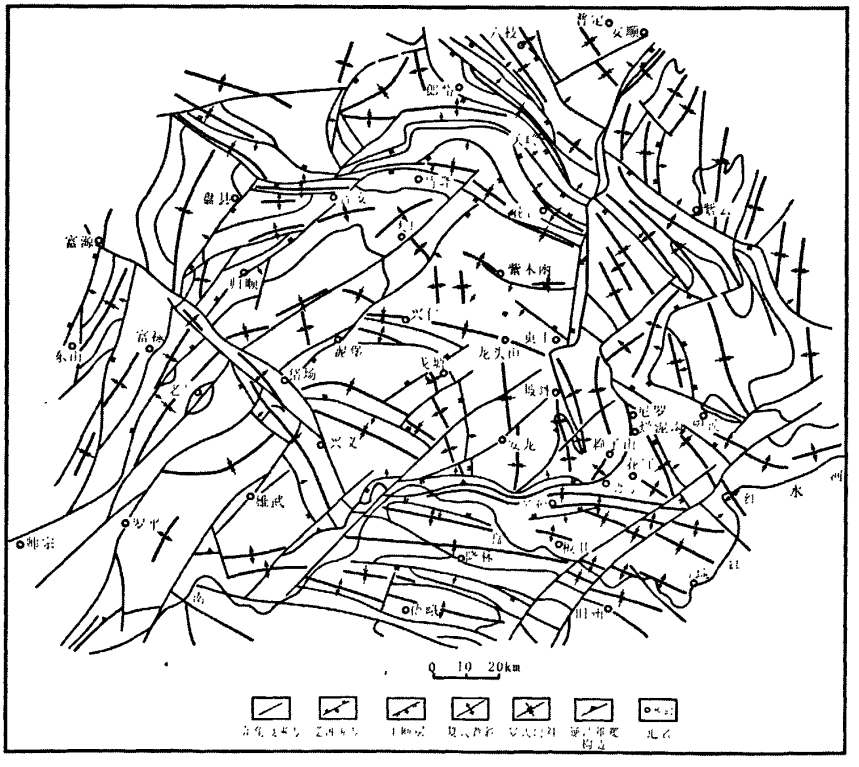



图 1.2 研究区域构造地质图

本地区区域深层断裂构造以 NE 向和 NW 向断裂构造为主，SN 向、EW 向断裂构造次之，介绍如下：

1.3.1　NE 向断裂构造

1.3.1.1 弥勒-师宗-盘县-黔西 NE 向断裂带

弥勒-师宗-盘县-黔西 NE 向断裂带，南起弥勒，经师宗-盘县，北至黔西一带，延伸约 500km。该断裂呈 SW 端收敛，NE 端撒开。断裂带 NW 盘以上古生界地层为主，SE 盘主要为广泛分布的三叠系地层，具有向 SE 方向逆冲推覆特征，倾角 40-60°。断裂带各类剪切变形构造和糜棱岩发育，具有剪切带的某些特征。

1.3.1.2 南盘江 NEE 向断裂带

南盘江 NEE 向断裂带，南自开远，沿南盘江经隆林-册亨，北至平塘一带，沿 NEE 方向延伸约 400km。该断裂带由许多次级断裂组成，断裂带两侧重力异常差异明显，三叠纪沉积相变剧烈。

1.3.2　NW 向断裂构造

水城-关岭-紫云-巴马 NW 向断裂

水城-关岭-紫云-巴马 NW 向断裂沿北盘江东侧呈 NW-SE 向延伸。在泥盆纪和石炭纪主要表现为 NW 向隆起和凹陷，在燕山运动时期呈现出断续分布的系列褶皱与断裂。该断裂带在东部紫云-巴马一带逐渐收敛，在西部水城一带则逐渐撒开成束状分布。断裂带强烈糜棱岩化和片理化，糜棱岩发育。

1.3.3　SN 向断裂构造

1.3.3.1 小江 SN 向断裂带

小江断裂带，南起云南个旧，经开远、宜良、寻甸，北至巧家一带，长约 500km。该断裂带为右江裂谷重要的西部边界断裂，具有长期活动特点。小江断裂带在很大程度上控制了右江裂谷的构造-岩浆-成矿等地质作用。

1.3.3.2 关岭-册亨-富宁 SN 向隐伏断裂带

关岭-册亨-富宁 SN 向隐伏断裂带，南起富宁-那坡一带，经册亨，北至关岭-安顺一带，长约 250km。该断裂带在册亨赖子山一带表现为一条长数十公里的南北向断裂构造，在贞丰百层为偏碱性超基性岩体群产出，册亨至紫云一带晚二叠世至中三叠世的沉积相变突然偏转呈南北向展布，与其东西两侧相变带的 NEE 向延伸迥然不同。

## 1.4 峨眉地幔热柱活动特征

近年来,通过对地球深部构造的深入研究，已证实广布在中国西南地区的峨眉山玄武岩是目前国际地学界公认的我国唯一的火成岩省[20]。该火成岩省不仅规模巨大、组成特殊，而且形成机理复杂；它既不同于正常的洋底扩张过程，又有别于陆内拉张或裂陷，而与特殊的地幔动力作用过程-峨眉地幔热柱活动有关，为地幔热柱活动成因[3, 11, 19, 21, 22, 23, 24, 44]。经研究证实，中国西南地区许多不同规模、不同成因类型矿床其实均与峨眉地幔热柱活动有关。

### 1.4.1 地幔柱理论的起源和演化

#### 1.4.1.1 地幔柱理论的起源

幔柱理论的思想最初来源于 Wilson(1963，1965)提出的用于解释夏威夷群岛火山岩成因的热点假说[47, 48]。Morgan(1971,1972)认为地幔内部存在一种上升的、圆柱状的、局部熔融的物质流即“热柱”(Hot Plume)[49, 50]。热柱到达地表之处或地幔热流上升之处即为“热点”(Hot Spot)。上升的炽热地幔柱可以将上覆岩石圈抬升，使地壳呈现大面积隆起形成穹窿构造，当地幔柱冲破岩石圈则形成热点，因此热点是地幔柱在地表的表现，以火山作用和高热流值及隆起为标志[51]。大洋中线状排列的火山岛链，是大洋岩石圈板块在上地幔中的热点(相对固定的热地幔源区)之上运动所留下的痕迹。地幔热点位于上地幔上部，相对于地球自转轴及其上覆的岩石圈来说，是固定不动的。但是，热点仅代表地幔热柱到达地面的现象特征，而没有表示出其内部特征。Morgan(1971)进一步提出太平洋中的热点是一系列狭窄的热隆起[50]，并将其称为幔柱(Plume)。热点是由称之为“地幔柱”的地幔物质上涌形成的；Morgan 认为地幔柱可能起源于接近地核的地幔深部(核幔边界)，由于热不稳定而上升，为火山作用提供热和火山物质，是板块移动的驱动力。Morgan(1972)又指出，热点是地幔顶界面隆升在地壳中的一种表现形式，是地幔柱上升的地点，并认为 Wilson(1963)所提出的固定热地幔源区，实际上是一个产于地幔底部热边界附近的热幔柱，并把炽热上升的圆筒状物质流称之为地幔柱(Mantle Plume)。

Deffeye(1972)认为热幔柱是由下地幔上涌形成的[51]。Anderson(1981)认为热幔柱是一种化学柱，其化学成分与周围地幔物质有明显的差别，它来源于地幔底部的 D″层，D″层从外地核聚集大量的放射性元素，放射热导致 D″层具有高温

低粘度特征，从而形成地幔热柱[52]。而 Olson 和 Yuen(1982)则认为地幔柱既是热柱，又是化学柱，并称之为地幔热化学柱[2]。Bonatti(1990)主要强调化学成份的特殊作用[4]。

关于热点与地幔柱最终源区，有两种主要观点：a.热点起源于上地幔底部或下地幔底部的热边界层[4]；b.核幔边界的 D″层是地幔柱的最终源区[4][52]。

1.4.1.2 地幔柱理论与板块构造关系

大陆漂移学说带来了第一次地球科学革命，板块构造学说引发了第二次地球科学革命，但是，随着大陆地质和深部地质的深入研究，板块构造学说遇到越来越多的困难和挑战。板块构造理论体系的局限性，促成了以幔柱构造为代表的第三次地球科学革命。

板块构造中所定义的板块是地球表层由数条活动带封闭的具有一定几何形态的刚性块体。板块构造主要侧重于对岩石圈运动作定量的描述，仅仅阐述了覆盖在地球表面的板块的边缘作用特征，而对于远离板块边界的大陆内部地质作用或板内构造则较难适用。对板块构造学说形成挑战的突出现象是大洋热点火山链、大陆溢流玄武岩(CFB,又称高原玄武岩)、大陆内部强烈的构造—岩浆活化(地台活化)及盆岭构造等一系列板内构造。幔柱构造在空间上包括了近地表的板块构造、中间的地幔热柱和深部的地核生长构造三个层次的构造。板块构造是地幔柱构造作用在岩石圈浅部的表现形式，是幔柱构造的一个重要组成部分。幔柱构造又是板块构造作用的深部动力机制。板块构造强调水平运动，幔柱构造则将深部热幔柱和冷幔柱的垂直运动与浅部岩石圈板块构造的水平运动结合为一个统一的有机整体。板块构造包括大陆裂谷、大洋裂谷、海底扩张和俯冲造山等构造系统或单元；在幔柱构造体系中，深部地幔热柱、冷幔柱构造作用，与浅部岩石圈热点活动、大陆裂谷作用、大洋扩张、硅铝壳(及洋壳)造山结合成一个有机整体[4]。地幔柱构造决定了地幔热点、大陆裂谷-大洋扩张-俯冲碰撞造山威尔逊旋回，地幔内并列共存的热幔柱与冷幔柱对流运动驱动着表层板块构造的运动。

1.4.2 峨眉地幔热柱岩浆活动

根据地震层析成像资料和相关地质研究资料综合分析，伴随峨眉地幔热柱构造作用出现的基性-酸性岩浆活动，始于晚古生代泥盆纪，大规模发育于晚古生代二叠纪至整个中生代，可延续到新生代早期。其中，早期阶段（晚古生代）以

基性岩浆大规模喷发活动为主，晚期阶段（中生代-新生代早期）以酸性及碱性岩浆大规模侵入为主，伴随少量的基性-超基性岩浆侵入活动。这种由基性到酸性和碱性的岩浆演化，共包括大约 7 个活动时期[54]。

总之，峨眉地幔热柱的岩浆活动持续时间长，在贵州活动、影响时期也相当长，几乎包括了整个晚古生代和中生代，甚至延续到新生代早期。峨眉地幔热柱岩浆活动从老到新总体演化趋势是：从基性到酸性至碱性，由喷发到侵入，由海相到海陆交互相到陆相，由幔源到以幔源为主的幔壳混合来源。

### 1.4.3 峨眉地幔热柱活动物源输运特征

峨眉地幔热柱胀隆产生的裂谷作用导致岩浆活动总体演化由地幔到地壳，基性到酸性，由喷发到侵入，由海相到陆相；在这演化过程中区域成矿构造环境、成矿条件、成矿作用不断发生变化，其成矿机制复杂多变、成矿结果多种多样，但形成的所有内生矿床物源输运存在以下特征：

地球演化早、中期，尽管地热梯度大，地幔热柱活动强烈，但由于地球物质分异性较差，金属元素没有非常大的浓集度，所以形成矿床数量较少，其主要矿床类型也是那些较容易浓集的金属元素[5]。中生代以来，由于地球物质较完全的分异作用，金属元素主要集中在地核[6]；但从另一角度来看，地球存在着圈层结构，存在极大的内外温度差，在地球广泛进行着重力分异作用的同时，也以地幔热柱的形式进行着垂向物质调整；一旦有部分核中高金属含量物质进入起自核幔边界的地幔热柱系统，由于地幔热柱构造作用出现地幔隆起，幔源物质形成地幔流体[55]，地幔流体具有充足的物质储量、庞大的流体库和稳定的热源供给；他们上涌的部位往往是壳幔相互作用最强烈地区，地幔流体的出现不仅表现有大量深部物质注入成矿系统，而且意味着该区存在一个高热环境，为成矿作用的持续进行和形成大型、特大型矿床提供了有利条件。地幔流体成矿作用主要表现在：地幔流体本身成矿、地幔流体提供成矿物质、地幔流体提供成矿流体、地幔流体提供碱质和硅质、地幔流体提供热源[7]。峨眉地幔热柱活动产生的地幔流体形成壳幔相互作用和高热流场，构成了成矿物质大规模聚集系统，这些地幔流体在地幔热柱活动多级演化动力作用下其中的成矿物质就以气态形式随着地幔热柱多级演化向上运移，部分金属元素随岩浆系统直达浅部壳层构造，从而构成来自地幔及地壳深部的大量成矿物质在西南地区地壳浅部或表层就位成矿[25]。在物源输运

过程中岩浆是极为有利的输运载体。其中，峨眉山玄武岩带来大量的成矿物质（以贵州峨眉山玄武岩为例，见表 1.1 所示）

表 1.1 贵州峨眉山玄武岩部分微量元素含量表（$\times 10^{-6}$）

| 样品编号 | Au②($\times 10^{-9}$) | As② | Hg② | Sb② | Tl② | Cu③ | F③ | S③ | Pt④($\times 10^{-9}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 贵州玄武岩 | 22.95 | 92.4 | 3.67 | 94.2 | 1 | 162 | 1008 | 3325 | 10.43 |
| 玄武岩① | 4.1 | 2 | 0.09 | 0.2 | 0.21 | 87 | 400 | 300 | 0.54 |
| 克拉克值⑤ | 4.0 | 1.9 | 0.08 | 0.15 | 0.61 | 38 | 990 | 230 | 5 |

分析单位:中科院地化所　①据涂里干和费德波(1961)　②16 件贵州玄武岩 ③325 件玄武岩平均值 贵州省区域地质志(1987)　④ Pt 数据由成杭新、鄢明才提供（1997）　⑤据黎彤(1988)

依据地震层析成像资料和相关地质研究资料综合分析，伴生峨眉地幔热柱构造作用出现的基性-酸性岩浆活动，始于晚古生代泥盆纪，大规模发育于晚古生代二叠纪至整个中生代，可延续到新生代早期。早期阶段（晚古生代）以基性岩浆大规模喷发活动为主，晚期阶段（中生代-新生代早期）以酸性及碱性岩浆大规模侵入为主，伴随少量的基性-超基性岩浆侵入活动。

岩浆活动从老到新总体演化趋势是：从基性到酸性至碱性，由喷发到侵入，由海相到海陆交互相到陆相，由幔源到以幔源为主的幔壳混合来源。其中，早、晚二叠世之间大规模峨眉山玄武岩喷发，主要发育于扬子陆块西南部的黔西、滇东、川南一带，其分布面积约 50 万 $km^2$，为基性岩浆活动的高峰期，它对中国西南地区矿产资源的形成具有决定性的作用。

## 1.5 区域岩浆岩

区内岩浆岩共有两期。包括大陆溢流临界面玄武岩及岩墙状辉绿岩、偏碱性辉绿岩和偏碱性超基性岩 3 个组合（表 1.2），以拉张构造环境下的幔源基性火成岩为主体[8]。

表 1.2　黔西南地区火成岩组合

| 特征 / 组合 | 大地构造位置 | 构造环境（时代） | 岩浆来源 | 活动方式 |
|---|---|---|---|---|
| 大陆溢流临界面玄武岩及岩墙状辉绿岩组合 | 扬子陆块西南部 | 非造山陆内伸展环境（二叠纪） | 幔源（地幔热柱） | 爆发—溢出↓侵入 |
| 偏碱性辉绿岩组合 | 右江造山带 | 非造山被动边缘裂陷（二叠纪） | 幔源 | 侵入 |
| 偏碱性超基性岩组合 | 扬子陆块与右江造山带边缘 | 造山期后伸展塌陷（晚白垩世） | 幔源 | 爆发→侵入 |

第一期为晚二叠世早期，又可分为两种相：一为大陆溢流型临界面玄武岩，即著名的峨眉山玄武岩，分布于晴隆、普安以西的外围地带；其次为与玄武岩相应的次火山相辉绿岩，沿平塘-开远深断裂带分布，呈岩床或岩墙贯入于石炭、二叠系地层中。第二期见于贞丰以东北盘江附近，为小型幔源偏碱性超基性杂岩，呈岩脉、岩床或岩筒侵入于早二叠世及中三叠世地层中。其中，由于峨眉地幔热柱的强烈活动，在早、晚二叠世之间形成大规模峨眉山玄武岩浆喷发，其分布面积约 50 万 $km^2$，跨越川滇黔三省，为基性岩浆活动的高峰期。峨眉山玄武岩在贵州西部广泛分布，其分布区呈向东凸的舌形，西厚东薄，在西北部的威宁、盘县一带形成巨厚的峨眉山玄武岩，最厚处在威宁舍居乐，厚 1249m，黔西-安顺一线以东厚仅数十米，且多不连续，在翁安至福泉一带附近尖灭。其岩性组合主要为玄武质熔岩及少量玄武质火山碎屑岩，其中夹少量正常沉积岩。玄武岩呈岩被假整合于中二叠统茅口组灰岩之上。玄武岩之上为龙潭组含煤岩系[1]。

根据现有资料，贵州峨眉山玄武岩三个不同碱性程度地区的化学成分平均值和全区平均值，都是投在拉斑玄武岩系范围；但是与世界大陆拉斑玄武岩比较，贵州峨眉山玄武岩又具有不同于典型拉斑玄武岩的特点：$TiO_2$ 含量在 3.2%-4.54% 之间，几乎高一倍，属于高钛玄武岩；贵州峨眉山玄武岩具有高钛、低镁、相对贫钙、富铁，碱钙性区显然偏碱，固结指数明显较低等特点。据汪云亮教授研究[26]：峨眉山玄武岩既不是典型拉斑玄武岩系列，也不是典型碱性玄武岩系列，而是跨式-B 型，属于趋势的临界面玄武岩系列。它是世界上第一个临界玄武岩系列喷发物，它的原始岩浆没有遭到地壳的明显污染。

## 1.6 区域矿产

贵州西南部矿产资源丰富，分布着多种金属和非金属矿产，其中与二叠纪火山活动有一定关系的矿产占多数，它们主要产于二叠系地层，其次是三叠系地层。这些矿产主要有：金、汞、锑、银、铊、铅、锌、铀、硫铁矿、雄黄、萤石、石膏、重晶石、硅石、玉石、膨润土、高岭土和煤等，区域主要矿产地质图见图1.3。其中有很多是重要的和国家急需的矿产，特别是锑矿、金矿、铅锌矿、煤矿等在国民经济建设中占有举足轻重的地位，是我国重要的矿产基地之一。

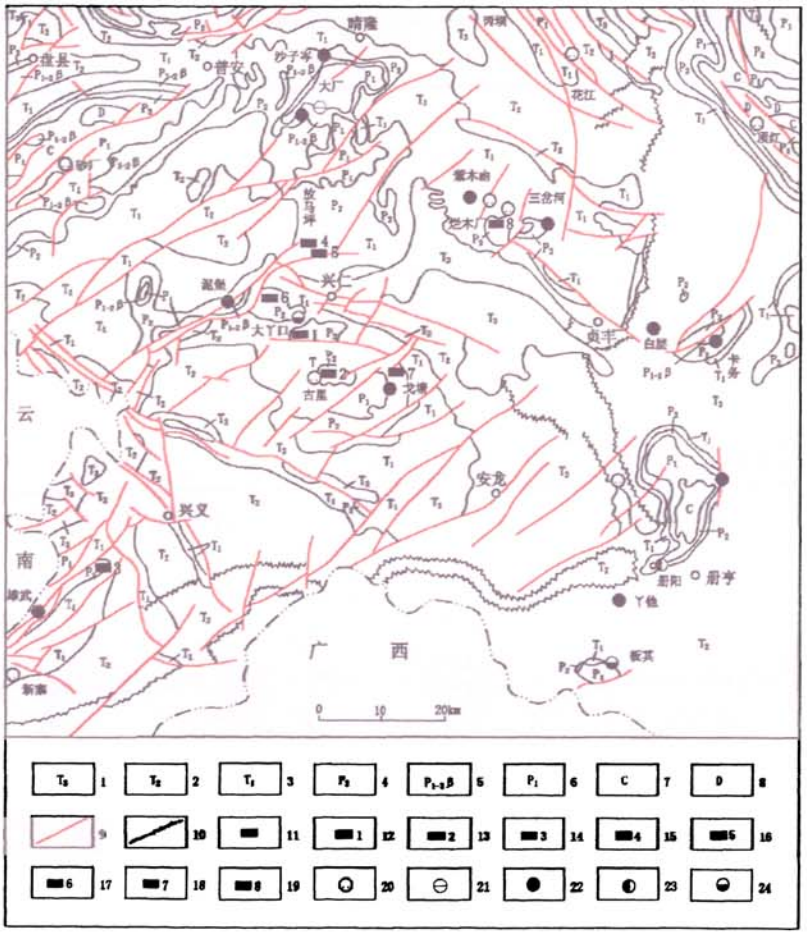



图1.3　黔西南地区矿产地质图

1—上三叠统；2—中三叠统；3—下三叠统；4—上二叠统；5—峨眉山玄武岩；6—下二叠统；7—石炭系；8—泥盆系；9—断层；10—岩相变化线；11—高砷煤矿床（点）；12—交乐；13—海子；14—大地；15—潘家庄；16—下山；17—新龙场；18—戈塘；19—烂木厂；20—汞矿床（点）；21—锑矿床；22—金矿床（点）；23—汞金矿点；24—锑金矿点

# 第二章　典型高砷煤地质特征

## 2.1　高砷煤煤层特征

贵州西部高砷煤矿床分布于龙潭相区（滨海湖沼海陆交互相），受背斜或穹隆及断层的控制，并与 Au、Hg、Sb、Tl 等元素的矿化有关。矿体呈层状，与围岩界线分明，主要赋存于含煤岩系的中下部，煤层厚度较稳定，0.20-3.60m。外观上，高砷煤与非高砷煤无法区别，只有通过化学分析等手段鉴别。现以兴仁县潘家庄高砷煤矿为例，介绍主要煤层特征。



照片 2.1　兴仁潘家庄顺发高砷煤矿



照片 2.2　兴仁交乐高砷煤矿全景

兴仁县潘家庄顺发高砷煤矿床含煤16-24层，含煤系数0.04。其中单层厚度大于0.8m的煤层7-8层，产于龙潭组第一段($P_3l^1$)、第二段($P_3l^2$)、第三段($P_3l^3$)中，据此分下、中、上三个含煤岩组，详述于下：

2.1.1　下部含煤组

相当于龙潭组第一段($P_3l^1$)，厚92.80-124.20m，含煤3-4层，厚度大于0.8m的煤层1层（M8)。

M8为灰黑色细至中条带状半暗—半亮型中灰高硫无烟煤，厚0.87-1.35m，平均厚1.14m，局部见二层炭质粘土岩夹矸，厚0.20m。

2.1.2　中部含煤组

为主要含煤层位，相当于龙潭组第二段（$P_3l^2$)，厚121.40-134.10m。含煤13-15层。其中单层厚大于0.8m的煤层3层，即M4、M5、M7；局部厚度大于0.8m的煤层1层，即M6。此4煤层平均总厚7.45m，含煤系数0.03-0.04。由下至上各煤层厚度及变化情况为：

M7为灰黑色细至中条带、局部宽条带状半暗-半亮型中灰中高硫无烟煤，厚1.27-4.30m，平均厚2.18m，局部见炭质粘土岩夹矸，厚0.10m。As含量3.9-8.3$\times10^{-6}$，含量低。

M6为灰黑色中至细条带状、局部呈宽条带光亮型中灰高硫无烟煤，厚0.45-1.20m，平均厚1.02m。As含量0.2-0.7$\times10^{-6}$，含量很低。

M5为黑、灰黑色中至细条带状光亮-半亮型中低灰中—中高硫无烟煤，厚2.20-3.70m，平均厚3.08m，局部见炭质粘土岩夹矸，厚0.10m。As含量0-1.2$\times10^{-6}$，含量很低。

M4为黑、灰黑色细至中条带状半暗-半亮型中灰中高硫无烟煤，厚0.60-1.81m，平均厚1.02m。As含量12.9-18.7$\times10^{-6}$，含量高，属高砷煤范畴。

2.1.3　上部含煤组

为主要含煤层位，即相当于龙潭组第三段（$P_3l^3$)，厚123.70-145.60m。含煤3-7层。其中单层厚大于0.8m的煤层3层，即M1、M2、M3。三层煤总厚5.57m，含煤系数0.03-0.04。由下至上各煤层厚度及变化情况如下：

M3为灰黑色线理至细条带状、局部呈宽条带状半暗-半亮型中灰、中高至高硫无烟煤，厚1.30-3.70m，平均厚2.46m，局部见2-3层炭质粘土岩夹矸，厚

0.05-0.65m。As 含量 $0.4\times10^{-6}$，含量很低。

M2 为黑、灰黑色线理至细条带状暗淡—半亮型中低灰中高硫无烟煤，厚 0.80-2.15m,平均厚 1.48m。As 含量 $2.1\text{-}2.3\times10^{-6}$，含量很低。

M1 为黑、灰黑色细至中条带状半亮—光亮型中灰中高硫无烟煤，厚 0.98-2.00m,平均厚 1.44m,局部见炭质粘土岩夹矸,厚 0-0.50m。As 含量 10-15.6 $\times10^{-6}$，含量高，属高砷煤范畴。

由以上煤层描述可知，该矿床仅中部的 M4、上部的 M1 煤层 As 含量高，其余六层煤的 As 含量均在正常范围。同样的情形也发生在兴仁县交乐，煤矿下部接近金矿的一层 As 含量特高，且其顶、底板、夹矸的含量亦非常高，但煤矿上部煤层 As 含量低，可作民用。因此，即使同一个高砷煤矿床，也并非所有的煤层含 As 量都高，而只是其中的一层或数层是高砷煤。

## 2.2 高砷煤煤质特征

据观察，高砷煤一般呈黑色、灰黑色，油脂或玻璃光泽，具条带状、块状结构。质坚硬，断口常呈参差状、棱角状或阶梯状。不污手，条痕为灰黑色。地表多风化呈黑色粉末状。节理、裂隙发育，常见薄膜状、条带状黄铁矿和细脉状方解石充填，并见团粒星散状、小结核状黄铁矿。其宏观煤岩类型属中至细条带状半暗半亮型无烟煤。

经取样实测及资料收集表明，高砷煤的水分（$M_{a.d}$）、灰分（$A_{a.d}$）、挥发分（$V_{daf}$）、硫分（$S_{t.d}$）、发热量（$Q_{b.daf}$）等主要化学分析特征如下表：

表 2.1 高砷煤煤质分析成果表

| 矿床（点） | $M_{a.d}$（%） | $A_{a.d}$（%） | $V_{daf}$（%） | St.d（%） | $Q_{b.daf}$(MJ/kg) |
|---|---|---|---|---|---|
| 交乐 | 2.39 | 35.54 | | 9.48 | |
| 潘家庄 | 0.92-1.77 | 6.50-23.30 | 6.03-10.45 | 1.05-4.47 | 34.894-35.890 |
| 下山 | 1.16-2.55 | 11.12-18.13 | 4.73-6.76 | 3.04-4.94 | |
| 滥木厂 | 1.99-2.56 | 19.96-28.26 | 6.25-9.82 | 2.81-5.45 | 33.53-35.37 |
| 海子 | 1.87-2.36 | 13.25-21.27 | | | |
| 大丫口 | 3.01-3.91 | 12.28-23.21 | 5.92-8.58 | 1.86-4.42 | 33.94-35.28 |
| 戈塘 | 4.87-5.45 | 20.32-21.94 | 6.68-7.46 | 3.96-5.07 | 34.16-35.23 |

由表 2.1 可知，区内高砷煤属煤化程度较高的腐植煤类，煤的发热量高；为中高—高灰、高硫无烟煤。由于高砷煤含硫量高，容易氧化发热，野外经常可见到煤的自燃现象。

据贵州省煤田地质局实验室的化验结果：兴仁交乐高砷煤的全硫（$S_{t.d}$）含量

为9.48%，其中，黄铁矿硫（$S_{p.d}$）占6.35%，硫酸盐硫($S_{s.d}$)占0.92%；据贵州省地勘局一0五地质大队资料，兴仁潘家庄高砷煤全硫含量为1.05-4.47%，黄铁矿硫占1.03-4.07%，硫酸盐硫占0.02-0.50%，有机硫占0.30-2.14%。可见，高砷煤中的硫多以黄铁矿硫，次以有机硫的形态存在。但镜下观察，黄铁矿结晶粒度细小、且多呈星散状、填隙浸染状分布。

## 2.3 高砷煤煤岩特征

### 2.3.1 矿物的物质组分

一、矿物组成

煤中的无机成分主要以矿物的形式存在，煤燃烧后，绝大部分矿物质进入煤灰中。高砷煤中常见的矿物为硫化物类矿物、粘土矿物、石英和碳酸盐矿物等。

（1）黄铁矿：黄白色，立方体、五角十二面体，呈自形-半自形-它形粒状、草莓状，其中部分被溶蚀呈残晶状。其粒度大小不一，从0.002-2mm均可见到。粗粒黄铁矿常受后期构造作用而产生碎裂现象，具压碎结构特征；有的黄铁矿还具环带结构。黄铁矿多呈星散状，少数黄铁矿局部富集呈团块状、条带状，也有的充填于植物细胞腔内或交代生物腔体或沿裂隙呈填隙浸染状分布。含量约5-20%，并且在显微镜下有这样的规律：As含量高的样品（如交乐、新龙场样品）黄铁矿含量高，黄铁矿脉发育，黄铁矿结晶较粗大；相反，As含量相对较低的样品（如大丫口、海子样品）黄铁矿含量较少，多呈星散状分布，黄铁矿晶粒细小。显示出As矿化与后生黄铁矿关系更密切一些。

总体而言，同生黄铁矿的形态多种多样，有的呈细分散状，有的呈团块状，有的充填于植物细胞腔内；后生黄铁矿一般呈脉状或填隙浸染状分布。

（2）闪锌矿：等轴晶系，腊黄色，松脂光泽，它形粒状，粒度<0.1mm，含量极少，零星分布。

（3）粘土矿物：在透射正交偏光下，呈无色或微带淡绿色的显微鳞片状、针状、束状、蠕虫状集合体。扫描电镜下，其形态呈片状、羽毛状，长径2-8μm。样品中含量少，3%左右。

（4）石英：有二种状态，一种呈半自形-自形粒状，粒径一般0.01-0.1mm，属粉砂级；另一种成脉状产出。

（5）白云石、方解石：沿裂隙呈脉状充填分布。

（6）褐铁矿：次生矿物，系黄铁矿的氧化物，呈浸染状分布。

二、扫描电子显微镜分析结果

聂爱国教授选择化学分析砷含量很高的兴仁交乐、新龙场等三件高砷煤样品，送贵州师范大学分析测试中心扫描电子显微镜观测（灵敏度为 0.5%），在对其中黄铁矿及其它矿物扫描观测后未发现毒砂等含砷矿物，砷不以单矿物形式存在。

无论在煤的有机组分，还是在其无机矿物成分中，能谱结果都没有砷的显示。而化学分析及电子探针测试显示，大量的砷又主要存在于黄铁矿中，这说明大量的砷不是以独立矿物形式存在于黄铁矿中。

### 2.3.2 矿石的结构构造

由于高砷煤中的砷为“不可见”砷，因此对矿石结构构造的划分主要借助于可见矿物。

一、矿石结构

结晶结构：矿石的结晶结构主要表现为黄铁矿的自形-半自形-他形粒状结构，闪锌矿的他形粒状结构，石英的半自形-自形粒状结构等。

环带结构：有的早期生成的黄铁矿颗粒边部有带粉红色的次生加大边。

交代结构：黄铁矿被褐铁矿交代而呈骸晶残余状；黄铁矿交代有机显微组分中的大孢子体等。

动力结构：主要表现为黄铁矿的压碎结构。

二、矿石构造

以浸染状、星散状构造为主，其次为脉状及条带状构造，少数具草莓状构造，局部见显微鳞片构造。

浸染状构造：黄铁矿、褐铁矿呈浸染状分布于高砷煤中。根据黄铁矿的粒径大小可细分为：①显微浸染状构造（粒径 d≤0.05mm）；②微粒浸染状构造（粒径 d=0.05-0.2mm）；③细粒浸染状构造（粒径 d=0.2-0.5mm）；④中-粗粒浸染状构造（粒径 d=0.5-2mm）。其中以显微浸染状及微粒浸染状构造占优势，其余少见。又根据黄铁矿在矿石中的疏密不同可分为稀疏浸染状和稠密浸染状构造，两种构造均较为常见。

星散状构造：黄铁矿呈星点状分布于高砷煤中。

碎裂状构造：高砷煤中黄铁矿遭受后期应力作用形成。

条带状构造：稠密浸染状的细粒黄铁矿作微细不连续条带顺层或沿裂隙定向分布所组成；镜质组、惰性组和壳质组相间呈条带状。

脉状构造：黄铁矿、石英、方解石、白云石等沿高砷煤中节理裂隙充填，形成脉状构造，脉宽一般为 0.5-1 mm，有时细脉交叉呈网脉状。

草莓状构造：由草莓状黄铁矿不均匀地分布在矿石中而组成，黄铁矿多为显微粒状。

显微鳞片构造：由粘土矿物的细小鳞片杂乱分布组成。

## 2.4 高砷煤围岩及蚀变特征

高砷煤含煤岩系位于峨眉山玄武岩（“大厂层”）之上，为龙潭阶沉积，与下伏地层呈整合或假整合接触，在含煤岩系中尚夹少量玄武岩和玄武质火山碎屑岩，矿体与围岩界限分明。

高砷煤煤层顶、底板一般为炭质粘土岩、粉砂质粘土岩、粘土质粉砂岩、粉砂岩等。煤层内部偶见 0.10-0.50m 厚的粉砂质粘土岩、炭质页岩等组成的夹矸。

这些近矿围岩由于热液活动而产生蚀变，高砷煤矿区热液蚀变作用主要表现为黄铁矿化、硅化、碳酸盐化等。

黄铁矿化：普遍发育于各高砷煤矿床中，黄铁矿形成于三个阶段：①沉积-成岩阶段：显微镜下莓状黄铁矿呈分散细粒状，扫描电子显微镜下呈球状，粒度＜0.002 mm，部分偏集成条带或成层状展布。②早期黄铁矿化阶段：微晶黄铁矿，粒度＜0.002-0.02mm，在标本中局部分布，常有玫瑰红色的环带结构，构成弱黄铁矿化。③晚期黄铁矿化—黄铁矿脉阶段：黄铁矿呈半自形—自形，中—粗粒，彼此镶嵌组成脉状，沿煤层构造裂隙充填胶结，呈网脉状、树枝状充填穿插；成煤后期，再次受构造作用，黄铁矿产生碎裂，局部呈碎粒。黄铁矿脉和黄铁矿化是低温热液作用的重要标志之一，其存在证明本区确实有热液活动。

硅化：硅化蚀变分布广泛，在各高砷煤矿床中几乎都可见及。硅化石英有两期，早期石英具自形—半自形结构；晚期石英常与方解石、黄铁矿脉伴生，多呈脉状产出，并充填于围岩裂隙中。

碳酸盐化：以方解石化为主，少量为白云石化。表现为方解石、白云石呈细

脉状充填于岩石裂隙中。

剖面及显微镜下观察发现：As 含量高的样品（如交乐、新龙场样品）黄铁矿含量高，黄铁矿脉、石英脉、方解石脉发育，黄铁矿结晶较粗大；相反，As 含量相对较低的样品（如大丫口、海子样品）黄铁矿含量较少，多呈星散状分布，黄铁矿晶粒细小。这一现象说明高砷煤中 As 含量与晚期热液活动关系更密切。

高砷煤的砷含量与围岩蚀变的关系十分密切，蚀变的过程就是砷富集的过程。尽管有围岩蚀变的地方不一定就有砷富集，但有砷富集的地方必然存在围岩蚀变。一定类型的蚀变往往构成重要的找矿标志。

# 第三章　典型卡林型金矿地质特征

黔西南许多高砷煤分布地区周围都产出卡林型金矿，水银洞金矿床便是如此，现以水银洞金矿床为例，说明高砷煤分布地区周围产出卡林型金矿床的地质特征。

## 3.1　含矿岩系特征

水银洞金矿床属于不纯碳酸盐岩类卡林型金矿床。矿床所在的灰家堡矿田位于黔西南地区的中部，地跨兴仁、贞丰两县，西起兴仁县大山，东至贞丰县者相，长约 20km，宽约 7km。已知有紫木凼金矿、水银洞金矿、烂木厂铊矿、大坝田汞矿等金、汞、铊矿床（点）十多处，沿灰家堡背斜轴部及近轴部走向断裂带断续分布（见图 3.1），形成一条近东西向金、汞、铊矿带[9]。

水银洞金矿区地层从中二叠统茅口组到下三叠统夜郎组均有不同程度的出露岩石类型主要为粘土岩、砂岩、粉砂岩、灰岩和白云岩等，矿区未见岩浆岩。构造以灰家堡背斜为中心，发育较多横向断层和纵向断层。已知有紫木凼金矿、水银洞金矿、烂木厂铊矿和大坝田永矿等 Au，Hg，Tl 矿床(点)十多处，沿灰家堡背斜轴部及近轴部走向断裂带断续分布，形成一条近东西向 Au，Hg，TI 矿带。

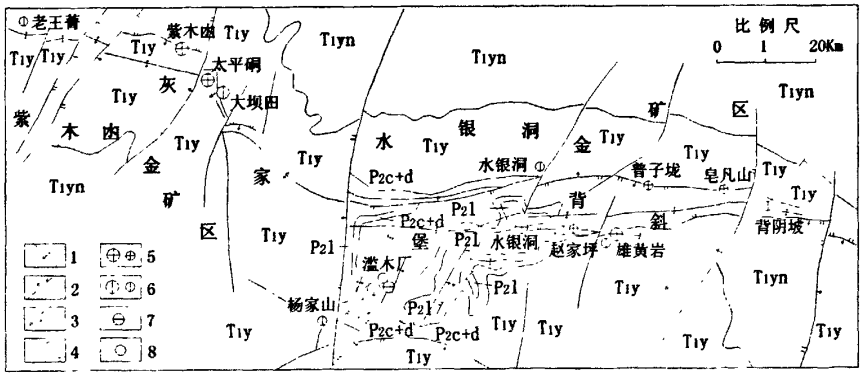



图 3.1　灰家堡矿田地质简图(据何立贤等，1994)

$T_1yn$-永宁镇组；$T_1y$-夜郎组；$P_2c+d$-长兴组、大隆组；$P_2l$-龙潭组；

1-背斜；2-正断层；3-逆断层；4-性质不明断层；5-金矿床（点）；6-汞矿床（点）；7-铊矿床；8-砷矿点

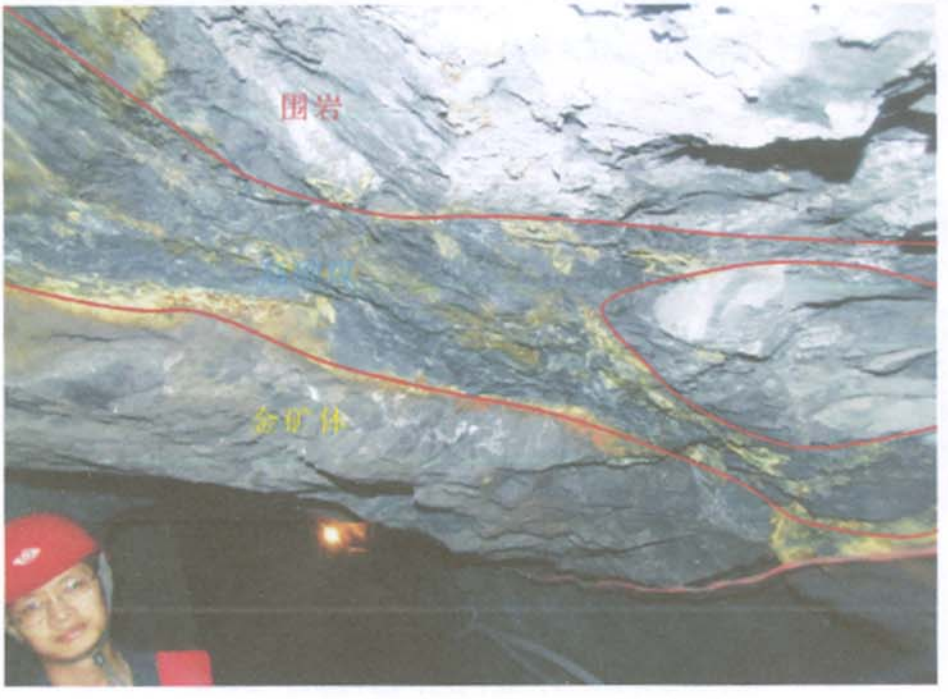
## 3.2　矿体特征

矿田内出露地层倾角较缓，一般 5°-20°。主要地层有下二叠统茅口组灰岩；上二叠统龙潭组砂质粘土岩、炭质泥岩、砂岩夹灰岩、燧石灰岩等；上二叠

统长兴-大隆组泥晶灰岩、泥灰岩等；下三叠统夜郎组灰岩、白云岩、粉砂岩、粘土岩等。矿田内断裂构造发育，分东西向、北东向、北西向、南北向四组；其中，灰家堡背斜为一近东西向，两翼基本对称的宽缓短轴背斜，其背斜东段，轴部和北部次级东西向褶皱发育。

水银洞金矿含矿系为上二叠统龙潭组煤系地层，主要岩石有钙质及炭质粘土岩、钙泥质粉砂岩、生物碎屑灰岩、硅化角砾岩等；碎屑岩与薄层灰岩交替叠置，岩石中普遍含有百分之几到百分之几十的玄武质火山碎屑，生物碎屑含量亦较高，矿体主要赋存在生物碎屑灰岩中。

水银洞金矿床矿体赋存于二叠系龙潭组（$P_2l^1$-$P_2l^3$）煤系地层凝灰质生物碎屑灰岩中，矿体产出于灰家堡背斜轴部附近 300m 范围内，受层间破碎带（层间断裂）控制（见图 3.3）[27]。矿体呈层状、似层状、透镜状产出，产状与岩层产状一致，走向上与背斜轴部的舒缓波状一致；据已有资料，矿体在波状起伏的高点相对密集产出，向东倾没，在空间上具有多个矿体上下排布的特点（见照片 3.1）。矿体厚度中等、品位富。




照片 3.1　水银洞金矿坑道内金矿体

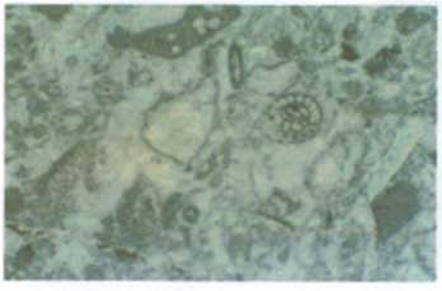
## 3.3 矿石特征

水银洞金矿矿体与围岩呈渐变关系，准确的界线靠化验结果确定，但容矿岩石与非容矿岩石的界线非常明显：矿体多赋存于凝灰质生物碎屑灰岩中，其顶板和底板多是碎屑岩类。矿体与顶板及底板之间金含量差异极大、顶底板含金甚微。

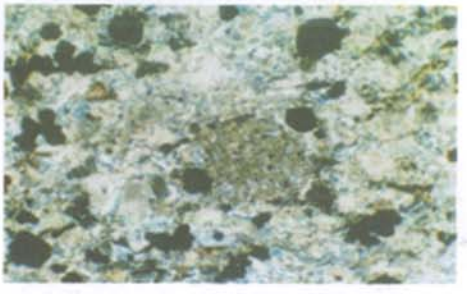
水银洞金矿含矿岩系岩石为一套陆源碎屑岩与不纯碳酸盐岩多层交替出现的组合，单个碳酸盐岩层厚度薄（小于 5 m）岩石中普遍含有百分之几到百分之几十的玄武质火山碎屑，生物碎屑含量亦较高，矿体主要赋存于凝灰质生物碎屑灰岩中[28]。

矿体产出于灰家堡背斜轴部附近 300 m 范围内，受层间破碎带(层间断裂)控制。矿体呈层状、似层状和透镜状产出，产状与岩层产状一致；矿体厚度薄、品位富，走向上与背斜轴部的舒缓波状一致，矿体在波状起伏的高点相对密集产出，向东倾没，在空间上具有多个矿体上下排布的特点（见图 3.3）。

围岩中钙质含量高，凝灰物质含量高低不均，多在 5%-80%之间。在龙潭组第四段有较为纯净的生物碎屑灰岩夹层，凝灰物质含量极少。岩石显微特征（图 3.2）指示：岩石中凝灰质含量起伏，从几乎不含凝灰质的生物碎屑灰岩或泥灰岩到几乎全部由凝灰物质组成的沉凝灰岩、凝灰岩，生物碎屑含量亦变化很大，但二者同时出现在一起的现象极少，呈反消长关系。



薄片 4×10（-）茅口组顶部生物碎屑灰岩，含极少量凝灰物质，水银洞



薄片 4×10 （+），Ⅱa 矿层顶板，井深 329-330m，沉凝灰岩，玄武岩屑 0.01-0.5mm，有磨圆，长石晶屑及少量玻屑，凝灰质约 50-60%，泥晶方解石胶结，有黄铁矿化（Au0.81g/t）。水银洞

图 3.2　水银洞金矿围岩中凝灰物质岩石显微特征

水银洞金矿主要矿石矿物为黄铁矿和毒砂，辉锑矿、磁铁矿、黄铜矿、雄黄等偶见；主要脉石矿物有石英、方解石、白云石及玉髓、沸石、粘土矿物等。

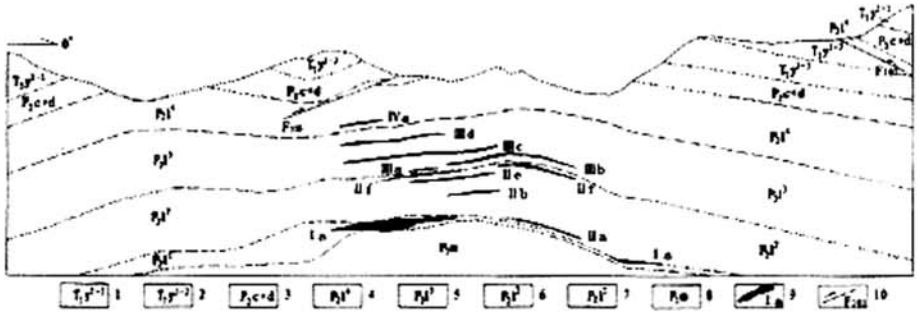
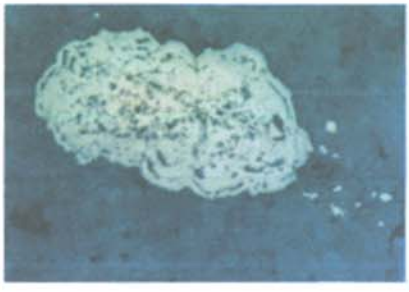


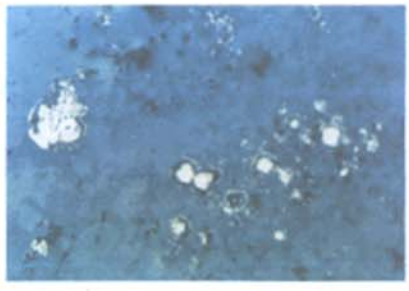
图3.3 贵州省贞丰县水银洞金矿7勘探线剖面图(据贵州地矿局105队内部资料，2002)

1.夜郎组第一亚段；2.夜郎组第二亚段;3.长兴组和大隆组;4.龙潭组第四段;5.龙潭组第三段;6.龙潭组第二段;7.龙潭组第一段;8.茅口组；9.金矿体及编号;10.断层及编号

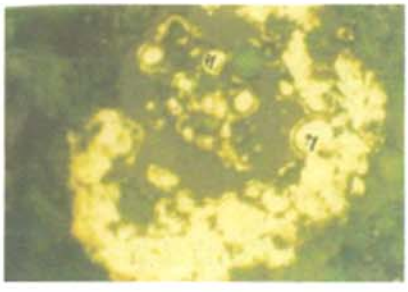
水银洞金矿矿石的结构主要有莓粒结构、自形晶结构、胶状环带结构、假象结构、交代残余结构等。矿石的构造主要有浸染状构造、草莓状构造、变胶状构造、晶簇（洞）状构造、角砾状构造、生物假象（遗迹）构造等。



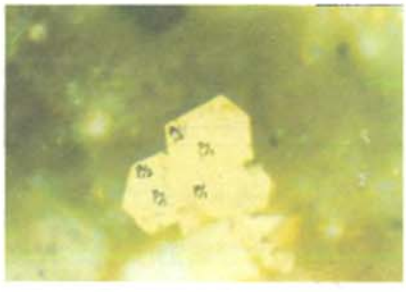
光片 10×20，胶状黄铁矿，约 0.35×0.40mm　水银洞



光片 10×20，环带状黄铁矿，黑色环带为玄武凝灰物质　水银洞



光片，10×20，d=0.5mm（ZK002-4，145m）一个鲕屑中的含有机环带的胶状黄铁矿（Au=37.02×10⁻⁶）　水银洞



光片 10×125 d=0.075mm（ZK002-2，131.4m）自形晶结构，中心球形或近似球形黄铁矿（$py_1$）和晚期自形黄铁矿（$py_2$）外壳（Au=3.94×10⁻⁶）　水银洞

图 3.4　水银洞金矿矿石岩矿镜下特征

反光镜下矿石中未见自然金颗粒，电子探针同样未扫描到自然金颗粒，说明金呈超显微状态存在。据研究[29]：金主要赋存于热液成因的砷黄铁矿环带中，采用高分辨率电子探针（CAMECASX-50 型）进行横切砷黄铁矿环带的波谱成分扫描，

展示了 Au 与 As 的相关性，但并不具正相关关系，这可能说明金在砷黄铁矿环带中以亚微米-纳米级的颗粒状不均匀浸染状分布，而不太可能是以晶格金（即以 $Au^{3+}$-As 成对置换黄铁矿晶格中的 $Fe^{2+}$-S）的状态存在[10]。岩矿镜下特征，见上图 3.4。

物相分析结果[30]（表 3.1）表明，包裹金占 95.22%，游离金占 4.78%；其中硫化物含金占 84.5%，硅酸盐矿物含金占 9.88%，碳酸盐矿物含金占 0.5%，其他成分含金占 0.34%，说明金主要呈包裹金形式存在，硫化物为金的最主要载体。单矿物分析结果显示，轻矿物（方解石、白云石、粘土矿物）含金 6.02-21.9×$10^{-6}$，平均含金 12.055×$10^{-6}$，重矿物（黄铁矿纯度 95%以上）含金 183.0-273×$10^{-6}$，平均含金 217.75×$10^{-6}$。

黄铁矿是金的主要载体。对含金 22.73×$10^{-6}$ 的样品以重砂方式初步淘洗分离富集，使黄铁矿富集到占样品重量的 30%左右，对其进行分析，其含金达 140×$10^{-6}$。因为并非矿石中的所有的黄铁矿都含金，故金品位的高低与矿石中黄铁矿的含量无正相关性。含金黄铁矿呈莓状、球状、皮壳状、环带状等，粒度主要在 0.0005mm-0.05mm，即 0.5μ-50μ 之间。

表 3.1　物相分析结果表（单位：×$10^{-6}$）

| 样号 | 总金量 | 游离金 | 碳酸盐 | 硫化物 | 硅酸盐 |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 20.28 | 0.80 | 0.16 | 17.28 | 2.06 |
| 2 | 17.54 | 0.94 | 0.06 | 14.38 | 1.62 |
| 3 | 22.99 | 0.96 | 0.10 | 19.38 | 2.32 |
| 4 | 30.06 | 1.69 | 0.14 | 25.99 | 3.00 |
| 平均含金比例（%） | | 4.78 | 0.50 | 84.50 | 9.88 |

据刘建中（2003）

毒砂是仅次于黄铁矿的第二种金属硫化物，其含量多不超过 1%，且颗粒细小（≤0.02mm），结晶自形度高，多呈菱形、针状等。在毒砂含量高达 5%的矿石中含金 5.14×$10^{-6}$，而毒砂含量≤1%的矿石中含金＞15.0×$10^{-6}$，鉴于毒砂本身含量少、分布局限，不是金的主要载体。

硅酸盐矿物（主要是粘土矿物）含金占 9.88%，表明在成矿作用过程中，粘土矿物粒间或粒内吸附了部分金而成为金较为主要的载体。

围岩蚀变简单，主要有硅化、黄铁矿化，其次为毒砂化、碳酸盐化、粘土化等。

## 3.4 生物组合特征

矿石主要类型是凝灰质生物碎屑灰岩，其次是钙质生物碎屑沉凝灰岩及凝灰质自云石化(含)生物碎屑硅质岩等。矿石颜色较深，呈黑色或深灰色，多块状构造，不少矿石中可见到2-10 cm大小不等的圆形或不规则状黑色、深灰色斑块；矿石中肉眼可见的黄铁矿颗粒较少，含量远远低于围岩；矿石中有较多的生物化石，如保存完好的扬子瘤褶贝化石(Tylopecta Yangtzeensis )、马丁贝化石(Martiniidae Waagen )等；镜下观察发现矿石中普遍含有玄武凝灰物质，含量一般在10%-80%之间，主要类型有长板状斜长石晶屑、小规则状岩屑和弧形玻屑等。生物碎屑含量高，多数超过30%[31]。生物种类也较多，有珊瑚、海绵、藻类、腕足类、棘皮类、有孔虫和腹足类等，多数为钙质生物碎屑，部分生物碎屑边部或中心硅化。矿石中凝灰物质与生物碎屑相互配合出现的特征明显，有弱的正消长关系[31]。

# 第四章　高砷煤与卡林型金矿关联特征

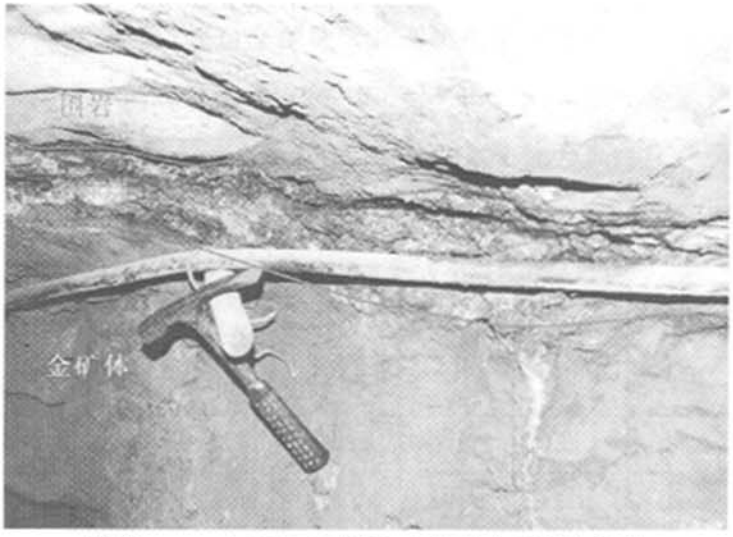
贵州西南部高砷煤与卡林型金矿存在特殊的相关关系，主要表现在以下几个方面：

## 4.1　高砷煤与金矿空间特征

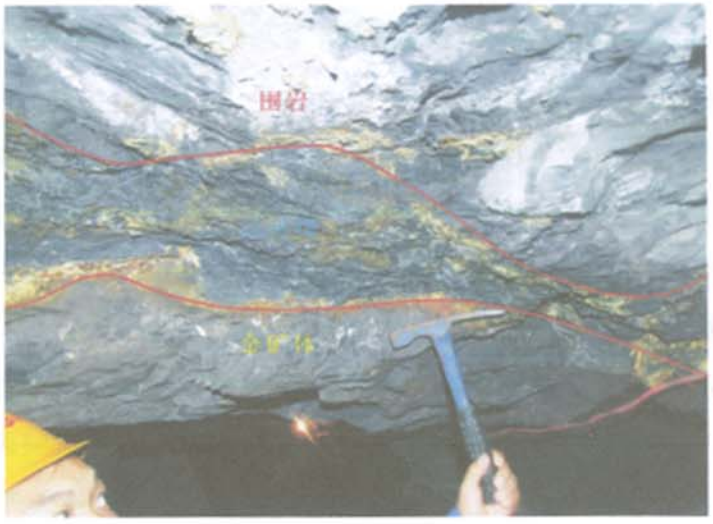
高砷煤产出位置主要受构造系统控制，特别是与 Au、As、Hg、Sb 矿化有关的构造系统（见表 4.1）。在 1/20 万矿产图上，高砷煤分布均位于 Au、As、Hg、Sb 矿化异常区范围内，并受区内褶皱和压性断裂控制，如：交乐高砷煤附近有小丫口金矿点、大地高砷煤附近有雄武金矿点、水银洞高砷煤附近就有水银洞金矿床（见照片 4.1、4.2）、烂木厂高砷煤附近有山岔河金矿床、戈塘高砷煤附近有戈塘金矿床等等。这些现象显示：高砷煤与金矿可能相关，存在一定联系。

表 4.1　贵州高砷煤的构造控制及矿化对比

| 控制因素 | 兴义市大地高砷煤 | 兴仁县交乐高砷煤 | 兴仁县烂木厂高砷煤 | 安龙县戈塘高砷煤 | 贞丰县水银洞高砷煤 |
|---|---|---|---|---|---|
| 褶皱 | 雄武背斜 | 挂红厂背斜 | 灰家堡背斜 | 大坝背斜 | 灰家堡背斜 |
| 断层 | 纵向压扭性断层 | 压扭性高角度逆断层 | 纵向逆断层 | 压扭性断层 | 纵向逆断层 |
| 化探异常元素组合 | Au、As、Hg、U | Au、As、Hg、Sb | Au、As、Hg、Tl | Au、As、Hg、Sb | Au、As、Hg、Tl |
| 高砷煤分布区金矿床（点） | 雄武 Au、U 矿点 | 小丫口金矿点 | 山岔河金矿床（烂木厂汞-铊-金矿床） | 戈塘金矿床 | 水银洞金矿 |




照片 4.1　水银洞高砷煤与卡林型金矿接触关系




照片 4.2　水银洞高砷煤与卡林型金矿接触关系

## 4.2　高砷煤的砷、金成分特征

高砷煤在外观上和正常煤无明显区别，必须经过化学分析才能辨别。高砷煤成碎块状产出，烟灰色，在显微镜下可以见到石英、黄铁矿等，而毒砂的含量则极少。通常煤中砷含量不超过 $10\times10^{-6}$，但兴仁交乐高砷煤中砷含量竟高达 $>1\times10^{-3}$，是世界上少见的高砷煤。由于高砷煤中 As、S、Fe 含量都很高，肉眼可见许多极细粒分散状黄铁矿，并且分析黄铁矿中的 As 含量也较高，作者推测高砷煤中的砷主要以高砷黄铁矿形式存在。也有人认为高砷煤中的砷是以高价有机砷的形式存在[32]，这有待进一步探讨。

高砷煤附近发现一些金矿床(点)，高砷煤和这些金矿床(点)中的 As、Au、Hg、Sb 含量都比较高[33][53]。对采自金矿化区和非矿化区中煤样的化学单项分析（表 4.2）知：金矿化区中高砷煤明显富集 Au、As、Hg、Sb，而非金矿化区所产煤上述元素明显降低，这说明 Au、As、Hg、Sb 等元素矿化与高砷煤具有同步消长性质，他们之间有内在的联系[34]。

表 4.2　不同矿石类型微量元素含量对比表（$\times10^{-6}$）

| 矿石类型 | As | Au | Hg | Sb | Ba | Cr | 样品数 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 非矿化围岩 | 200 | 0.011 | 3.83 | 1.7 | 255.2 | 113.5 | 5 |
| 金矿化围岩 | 1600 | 0.95 | 25.14 | 11.4 | 216.2 | 154.1 | 10 |
| 金矿石 | 19000 | 28.88 | 215.77 | 446.2 | 141.0 | 160.6 | 10 |

分析单位：中国科学院地球化学研究所

## 4.3 高砷煤矿、金矿中黄铁矿的砷、金成分特征

经研究，黄铁矿是高砷煤、金矿中最为重要的共生矿物，也是砷、金的主要载体矿物。砷、金主要是以超显微状态被黄铁矿包裹形式赋存。图 4.1 显示：对高砷煤矿附近水银洞金矿中的黄铁矿电子探针 X—射线波谱 As（图 4.1.1）、Au（图 4.1.2）成分图象扫描[30]，这些黄铁矿含有成矿前的黄铁矿内核，矿化期的砷黄铁矿环，以及金沉淀后的生长表层，显示金与砷的正相关；由图 4.2 知：黄铁矿的电子探针背反射图象（图 4.2.1）及波谱砷 La（图 4.2.2）、金 La（图 4.2.3）成分扫描图象同样显示：金与砷为正相关关系。由此说明，矿化期黄铁矿中 As、Au 呈同步消长关系。

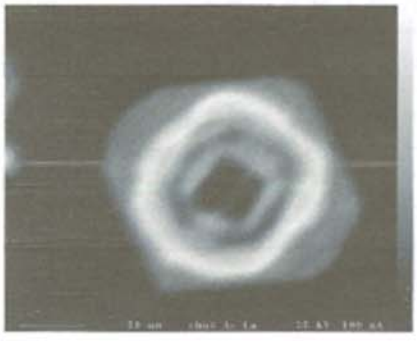


图 4.1.1

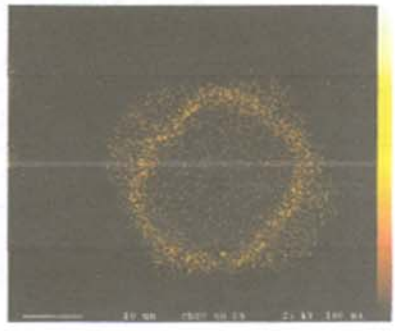


图 4.1.2

图 4.1　黄铁矿电子探针 X—射线波谱 As（La）、Au（La）成分扫描图



图 4.2.1

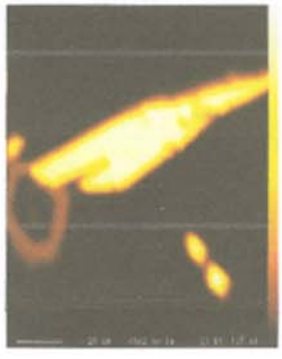


图 4.2.2

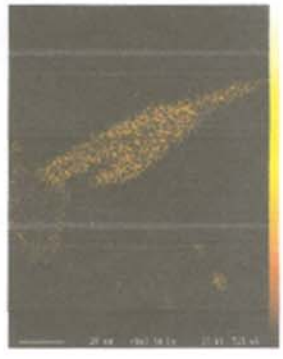


图 4.2.3

图 4.2　黄铁矿电子探针背反射图象及波谱 As（La）、Au（La）成分扫描图

对采自小丫口金矿中黄铁矿（X—1）、戈塘金矿中黄铁矿（C2361）和滥木厂高砷煤中黄铁矿（L2742）等样品磨制成光片进行电子探针分析，分析结果（表 4.3）表明，沉积成岩期形成的黄铁矿中 Au、As、Hg、Sb 含量明显低于热液作用

使其边缘形成的环带状加大边含砷黄铁矿，说明在未受到后期含矿热液改造影响的煤层中 Au、As、Hg、Sb 等的含量不高，一旦遭受后期成矿热液改造作用，煤层中的 Au、As、Hg、Sb 等含量则显著增高；这与该区不是所有二叠系龙潭组煤层都是高砷煤，高砷煤及金矿主要分布在后期构造活动明显地段的地质事实相吻合。

表 4.3　黄铁矿颗粒电子探针成分分析结果对比

| 分析矿物 | | 样品号 | 分析结果（%） | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | As | Au | Fe | S | Ba | Sb | Cu | Hg | Sn |
| 黄铁矿 | 内部晶粒 | L2742 | 1.03 | 0.24 | 47.00 | 51.72 | 0.00 | 0.04 | 0.02 | 0.00 | 0.00 |
| | 外部环带 | | 4.50 | 0.34 | 45.79 | 49.75 | 0.06 | 0.09 | 0.04 | 0.02 | 0.01 |
| | 内部晶粒 | C2361 | 2.75 | 0.36 | 46.05 | 51.47 | 0.00 | 0.09 | 0.02 | 0.14 | 0.01 |
| | 外部环带 | | 5.76 | 0.37 | 43.39 | 47.27 | 0.06 | 0.12 | 0.12 | 0.47 | 0.07 |
| | 整个颗粒 | X—1 | 4.71 | 0.36 | 45.89 | 48.15 | 0.06 | 0.07 | 0.08 | 0.03 | 0.06 |

分析单位：北京大学电子探针室

# 第五章　高砷煤与卡林型金矿成矿地球化学特征

## 5.1　微量元素地球化学特征

黔西南矿集区，Au、As、Hg、Sb、Tl 等矿床都有出现，金矿床多产于 As、Hg、Sb、Tl 等低温热液成矿带范围，金矿床多分布于 As、Sb、Hg、Tl 矿田或矿床附近[44]，它们在空间上呈密切的共(伴)生发育特点。但具体到某一个矿床来说，As、Sb、Hg、Tl 很少一起形成有价值的矿床，而是一个个元素分别形成独立矿床。例如：烂木厂汞矿，矿石基本不含金，锑和砷含量也不高；贵州晴隆大厂锑矿，锑储量达大型规模（$>5\times10^5$吨），Au、As、Hg 含量却很低；同样，在卡林型金矿中，如板其、戈塘、紫木凼、烂泥沟金矿，除 Au 外，As、Hg、Sb 都不具开采价值。在这些卡林型金矿中，元素也显示一些分带性，一般规律是，从矿体的下部往上或从矿体的中心向外，形成 Au→Sb→Tl→As→Hg 的顺序分带现象。

对黔西南龙潭组部分金矿的含矿建造进行金及其它微量元素研究，结果见表 5.1、表 5.2 所示。

表 5.1　各矿区龙潭组岩石金平均值、均方值及变异系数

| 采样位置 | | 样品数 | 金丰度范围（$\times10^{-9}$） | 平均值（x）（$\times10^{-9}$） | 相对于地壳富集倍数 | 均方差（σ）（$\times10^{-9}$） | 变异系数（σ/x）（$\times10^{-9}$） | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 水银洞 | ZK802[-1] | 57 | 20-1000 | 518 | 129 | 980 | 1.89 | 水银洞金矿 |
| | ZK810 | 62 | 10-1000 | 497 | 124 | 876 | 1.76 | |
| 幸福煤矿 ZK301 | | 26 | 10-940 | 200 | 50 | 258 | 1.29 | 聂爱国等 |
| 全区大厂层 | | 2999 | 10-1000 | 240 | 60 | 269 | 1.12 | 林卓鹰 |
| 坡稿、大垭口雄武、大际山 | | 35 | 10-490 | 310 | 78 | 430 | 1.38 | 聂爱国等 |
| 注：取地壳的金平均丰度为 $4.0\times10^{-9}$（黎彤，1976）进行富集倍数计算. | | | | | | | | |

作者测试样品，分析方法：ICP-AES

测试单位：省部共建贵州大学喀斯特资源环境与地质灾害防治工程重点实验室

从表 5.1 可知，黔西南龙潭组含金建造中岩石的金丰度高，其加权平均值为 $250\times10^{-9}$，相对于地壳富集倍数为 62.5，均方差的加权平均值为 $295\times10^{-9}$，变异系数大，其加权平均值为 1.15，显示了成矿元素迁移富集成矿的可能性。

从表 5.2 可知，各金矿岩石中 As、Sb、Tl、U、Ag 等均有不同程度的富集，矿体 As 最高可富集 13686.79 倍，Sb 最高 2064.626 倍，Tl 最高 78.22 倍，U 最高 36.323 倍，Ag 最高富集 10.125 倍。其它富集元素有：Pb、Zn、Cr、V、Cu 等，这些元素仅在个别矿床中亏损，大多数表现为富集，其元素组合特征显示了热水沉积特征[34]；Rb、Ni、Ba、Co、Th 等在所有金矿中全部亏损，亏损系数分别为 0.27、0.48、0.19、0.61、0.34；这些现象充分反映出上述元素在成矿过程中发

生大量的活化、迁移。

表 5.2　黔西南龙潭组一些金矿岩石微量元素平均值及富集倍数（$\times 10^{-6}$）

| 矿床名称 | 水银洞 | | 紫木凼 | | 大垭口 | | 大积山 | | 坡稿 | | 地壳丰度 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 参数 | 平均值 | 富集倍数 | 平均值 | 富集倍数 | 平均值 | 富集倍数 | 平均值 | 富集倍数 | 平均值 | 富集倍数 | 平均值 |
| V | 185.917 | 1.33 | 106.237 | 0.76 | 310.376 | 2.22 | 213.876 | 1.52 | 133.707 | 0.96 | 140 |
| Cr | 107.648 | 0.98 | 105.504 | 0.96 | 164.471 | 1.50 | 333.563 | 3.03 | 87.692 | 0.80 | 110 |
| Co | 24.555 | 0.98 | 22.812 | 0.91 | 42.990 | 1.72 | 21.453 | 0.86 | 15.349 | 0.61 | 25 |
| Ni | 45.486 | 0.51 | 62.874 | 0.70 | 52.378 | 0.59 | 67.740 | 0.76 | 43.520 | 0.48 | 89 |
| Cu | 82.727 | 1.31 | 29.176 | 0.46 | 134.377 | 2.13 | 57.110 | 0.91 | 37.243 | 0.59 | 63 |
| Zn | 101.173 | 1.08 | 300.470 | 3.20 | 280.32 | 2.98 | 90.390 | 0.96 | 321.474 | 3.42 | 94 |
| As | 2956.250 | 1243.75 | 30110.94 | 13686.79 | 2333.351 | 1060.56 | 170.821 | 77.65 | 105.816 | 48.10 | 2.20 |
| Rb | 49.925 | 0.64 | 23.687 | 0.30 | 64.11 | 0.82 | 21.123 | 0.27 | 25.643 | 0.33 | 78 |
| Sr | 297.294 | 0.62 | 646.141 | 1.35 | 140.25 | 0.29 | 3439.381 | 7.17 | 111.216 | 0.23 | 480 |
| Ag | 0.810 | 10.13 | 0.177 | 2.21 | 0.812 | 10.15 | 0.605 | 7.56 | 0.338 | 4.22 | 0.08 |
| Sb | 7.675 | 19.19 | 358.884 | 18.70 | 21.688 | 171.60 | 1.286 | 3.22 | 15.473 | 2064.63 | 0.4 |
| Ba | 399.242 | 1.02 | 76.571 | 0.19 | 311.710 | 0.80 | 343.005 | 0.88 | 93.874 | 0.24 | 390 |
| Tl | 2.063 | 4.30 | 37.545 | 78.22 | 0.752 | 1.56 | 1.220 | 2.54 | 0.913 | 1.90 | 0.48 |
| Pb | 8.08 | 0.67 | 194.31 | 16.19 | 59.347 | 4.95 | 24.425 | 2.04 | 51.022 | 4.25 | 12 |
| Th | 6.269 | 1.08 | 1.971 | 0.34 | 10.292 | 1.77 | 10.171 | 1.75 | 4.211 | 0.73 | 5.8 |
| U | 3.501 | 2.06 | 61.749 | 36.32 | 2.469 | 1.45 | 15.480 | 9.11 | 2.733 | 1.61 | 1.7 |
| 样品个数 | 50 个 | | 6 个 | | 19 个 | | 5 个 | | 9 个 | | 黎彤，1976 |

分析方法：ICP-MS　　测试单位：中科院地化所

根据 Spearman 秩相关系数法[12]，对 11 个金矿中的 As、Ag、Sb、U、Pb、Zn、Tl 等主成矿元素作相关分析，结果见表 5.3。

由表 5.3 可知，As 与 Tl 相关性最高，相关系数达到 0.997；As 与 Sb、Pb、Au、U 等相关性也较好，相关系数依次为：0.988、0.948、0.907、0.799。Au 相关性较好的元素有：Tl、As、Sb、Pb 等，相关系数依次为：0.914、0.907、0.857、0.829。做线性回归分析，得一元回归方程为 $Y_{Au}=1.423\times10^{-2}X_{Tl}+0.218$；$Y_{Au}=1.752\times10^{-5}X_{As}+0.220$；$Y_{Tl}=1.238\times10^{-3}X_{As}+0.106$。

表 5.3　黔西南部分金矿区金与部分成矿元素相关分析结果（$\times 10^{-6}$）

| 样号 | Au | As | Ag | Sb | U | Pb | Zn | Tl | 样品数（个） | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 紫木凼 | 0.753 | 30110.94 | 0.177 | 358.884 | 31.749 | 194.310 | 300.470 | 37.546 | 7 | 聂爱国（2006） |
| 泥堡 | 0.294 | 52.6 | 0.201 | 2.364 | 2.790 | 83.997 | 79.208 | 0.055 | 15 | |
| 大垭口 | 0.194 | 2333.251 | 0.813 | 21.688 | 2.469 | 59.348 | 280.329 | 0.753 | 19 | |
| 大积山 | 0.380 | 170.821 | 0.606 | 1.286 | 15.481 | 24.426 | 90.390 | 1.220 | 5 | |
| 坡稿 | 0.164 | 105.816 | 0.338 | 15.473 | 2.722 | 51.022 | 321.474 | 0.913 | 9 | |
| 雄武 | 0.114 | 300.322 | 0.438 | 60.233 | 18.066 | 58.652 | 80.286 | 1.098 | 5 | |
| 水银洞 | 0.137 | 769.013 | 0.304 | 7.675 | 12.887 | 6.773 | 39.889 | 3.597 | 5 | |
| 烂泥沟 | 0.323 | 1102.0 | 0.414 | 22.550 | 1.585 | 37.55 | 101.69 | 2.950 | 17 | 杨科佑（1992）<br>李文亢（1989） |
| 板其 | 0.415 | 670.0 | 0.103 | 33.0 | | 11.4 | 38.66 | | 8 | |
| 丫他 | 0.230 | 1600.0 | 0.325 | 22.0 | | 14.6 | 57.766 | | 6 | |
| 戈塘 | 0.445 | 120.5 | 0.140 | 3.95 | | | | | 4 | |
| Au | 1 | | | | | | | | | |
| As | 0.907 | 1 | | | | | | | | |
| Ag | -0.414 | -0.419 | 1 | | | | | | | |
| Sb | 0.857 | 0.988 | -0.446 | 1 | | | | | | |
| U | 0.761 | 0.799 | -0.302 | 0.852 | 1 | | | | | |
| Pb | 0.829 | 0.948 | -0.570 | 0.945 | 0.688 | 1 | | | | |
| Zn | 0.302 | 0.500 | 0.049 | 0.467 | 0.113 | 0.446 | 1 | | | |
| Tl | 0.914 | 0.997 | -0.459 | 0.989 | 0.825 | 0.941 | 0.474 | 1 | | |

## 5.2 同位素地球化学特征

### 5.2.1 硫同位素特征：

从图 5.1 可以看出本区内硫同位素组成[13][14][15][16][35][36][37][38]，大致具有以下几个特点：

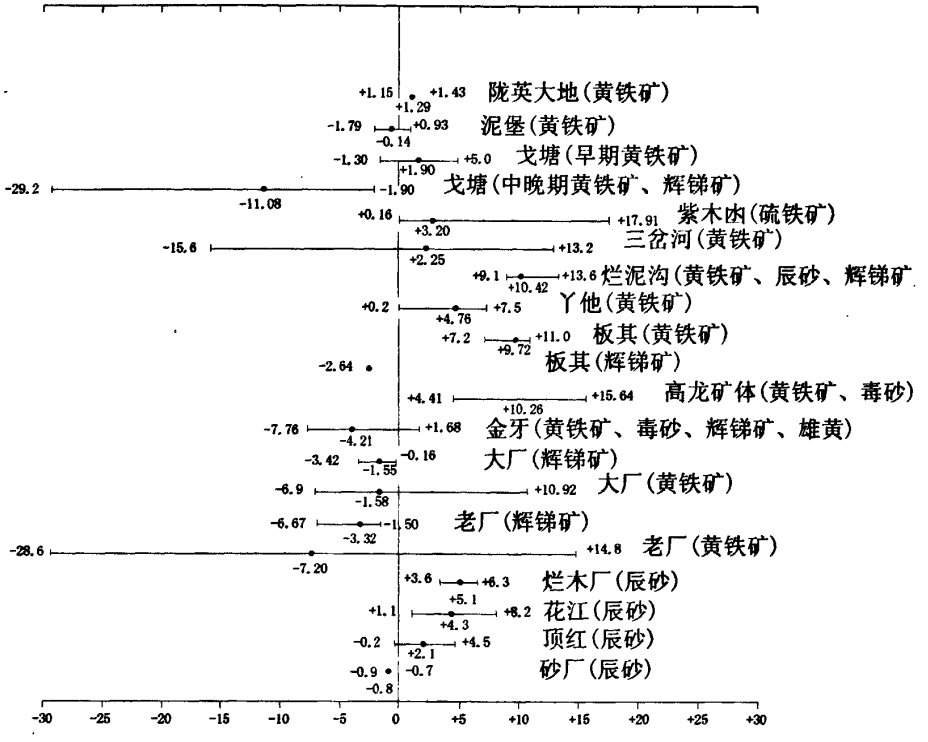



图 5.1　硫同位素组成分布图

（泥堡、戈塘、紫木凼、大厂、烂木厂等矿床资料来源于聂爱国教授，其他资料来源于[13][14][15][16][35][36][37][38]）

（1）大多数矿床的 $\delta^{34}S$ 值分布在 0 值附近，且变化范围甚窄，反映了硫来源于火山的特征，如产于玄武岩底部凝灰岩中的陇英大地金矿和产于玄武岩外缘凝灰岩中的泥堡金矿床。

（2）同一矿床内，不同阶段形成的硫化矿物，$\delta^{34}S$ 组成差异甚大。如扬子陆块内的戈塘、紫木凼、三岔河等金矿床，早期黄铁矿 $\delta^{34}S$ 均值靠近 0 值，极差亦较小；中、晚期黄铁矿 $\delta^{34}S$ 均值逐渐扩散，极差较大。又如大厂锑矿床，18 件辉锑矿的 $\delta^{34}S$ 虽平均为-1.55‰，极差 3.27‰；而 11 件晚期黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 虽平均为－1.39‰，但变化范围为-6.9~+10.92‰；云南老厂锑矿床，也有类似情

况。以上说明早期黄铁矿、辉锑矿中硫来源于火山或继承了火山硫的特点，晚期黄铁矿则主要是在矿床改造过程中含矿溶液中的硫。

（3）不少矿床 $\delta^{34}S$ 均为正值，如烂泥沟、丫他、高龙及本区内、外的一些汞矿床，说明硫主要来自含矿地层中的海洋硫酸盐。

以上说明，在本区西北部靠近玄武岩，金、锑、汞矿的 $\delta^{34}S$ 分布在 0 值附近，向东南则逐渐扩散，有正有负。“重型硫”反映黄铁矿等矿物形成于较封闭的还原环境，“轻型硫”表明系统逐渐开放，$\delta^{34}S$ 随矿床叠加、改造强烈程度的增加而变小。

### 5.2.2 氢和氧同位素特征

区内金矿与其它低温元素矿床（锑矿、汞矿）不同矿物包裹体氢、氧同位素组成如图 5.2[13][14][16][35][38]。金矿与其它低温元素矿床的石英、方解石、萤石和黄铁矿等矿物包裹体的 $\delta D_{H_2O}$ 平均值为-89.0--26.6‰，$\delta^{18}O_{H_2O}$ 均值为-13.3-+6.50‰。金矿比锑、汞矿更远离“原生岩浆水”，而更靠近“雨水线”，有的落入“雨水热液”区内，说明成矿溶液中混入了大量的大气降水。广西高龙、金牙矿床落入“原生岩浆水”和“变质水”范围，表明本区成矿流体是多来源的。

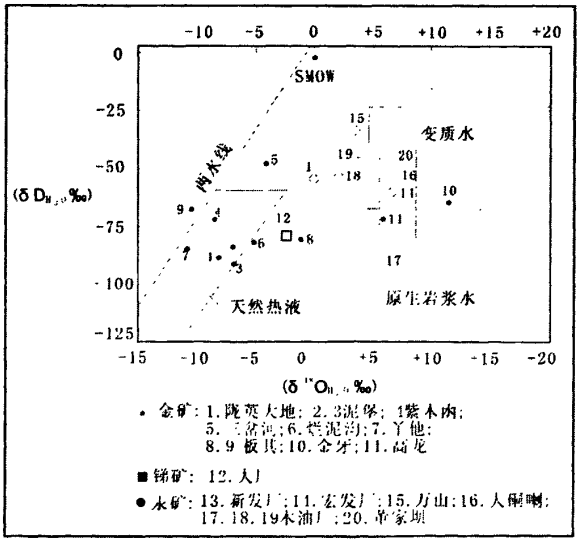
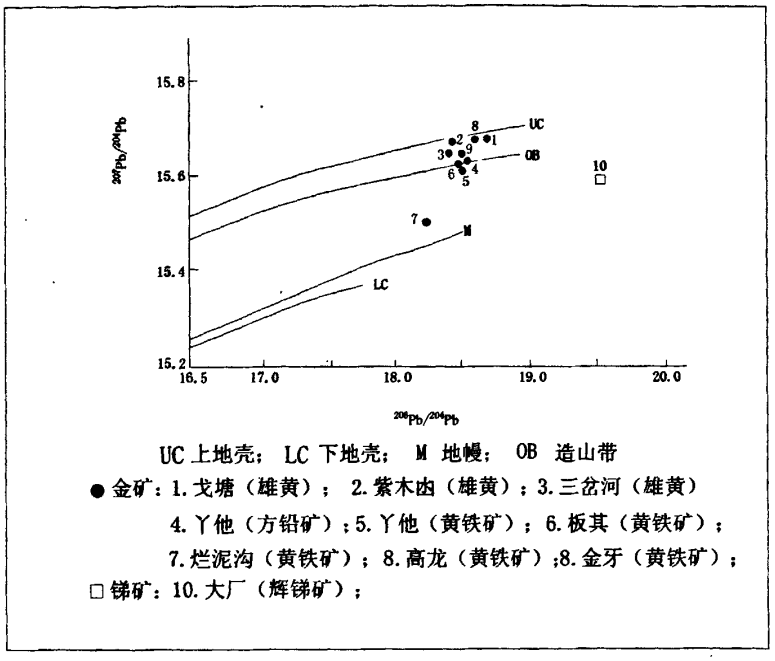



图 5.2　包裹体氢氧同位素组成图(文献[13][14][16][35][38])

### 5.2.3 铅同位素特征

由于本区金矿床中铅矿物甚少，铅同位素数据多系对黄铁矿、辉锑矿、雄黄、雌黄等矿物的测定结果，这些矿物含 Pb 甚微，容易造成 $^{207}Pb$ 的丢失，数据的代

表性可能要差一些。从前人已有的研究结果来看，绝大多数矿床的 $^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}$ Pb 的变化差值小于 1，多属正常普通铅，具有单阶段演化的特点。从表 5.4、图 5.3 可知[13][35][38]，金矿多位于造山带和上地壳的演化线之间。




UC 上地壳；　LC 下地壳；　M 地幔；　OB　造山带

● 金矿：1. 戈塘（雄黄）；　2. 紫木凼（雄黄）；3. 三岔河（雄黄）
4. 丫他（方铅矿）；5. 丫他（黄铁矿）；　6. 板其（黄铁矿）；
7. 烂泥沟（黄铁矿）；　8. 高龙（黄铁矿）；8. 金牙（黄铁矿）；

□ 锑矿：10. 大厂（辉锑矿）；

图 5.3　铅同位素组成（文献[13][35][38]）

表 5.4 黔西南部分金矿床铅同位素统计表

| 矿床 | 测定矿物 | 铅同位素比例 | | | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|
| | | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ | |
| 戈塘 | 雄黄 | 18.42 | 15.69 | 38.77 | 根据李福春（1992）、朱赖民（1996）、刘家军（1992）、李文亢（1989）等资料综合 |
| 紫木凼 | 雄黄 | 18.45 | 15.63 | 38.45 | |
| 三岔河 | 雄黄 | 18.41 | 15.62 | 38.13 | |
| 丫他 | 方铅矿 | 18.50 | 15.64 | 38.55 | |
| 丫他 | 黄铁矿 | 18.33 | 15.52 | 38.31 | |
| 板其 | 黄铁矿 | 18.55 | 15.60 | 38.55 | |
| 烂泥沟 | 黄铁矿 | 18.26 | 15.45 | 38.10 | |
| 高龙 | 黄铁矿 | 18.45 | 15.68 | 38.48 | |
| 金牙 | 黄铁矿 | 18.33 | 15.62 | 38.36 | |
| 大厂 | 辉锑矿 | 19.51 | 15.51 | 39.11 | |

## 5.3 矿物包裹体地球化学特征

### 5.3.1 包裹体特征

区内各金矿床石英、方解石、萤石、雄黄、黄铁矿等矿物的包裹体形态多呈半粒状，椭圆状及不规则状；包裹体直径为 0.n-100μm，多为 3-15μm。从本区的西北向东南方向，矿物的包裹体由简单到较复杂，类型增多，并出现含有机质包裹体，含 KCl，NaCl 子晶的包裹体（如金牙），高龙金矿包裹体中含 $H_2S$[17]等。

### 5.3.2 包裹体参数

就同一个矿床来说，包裹体的均一温度和盐度，大体上是从早阶段向中、晚阶段递减，如戈塘金矿均一温度早阶段平均为 220℃，中阶段为 190℃，晚阶段为 115℃；盐度早为 10.5wt.%NaCl，中 5.43%，晚为 2.79%。烂泥沟金矿均一温度早为 251℃，中为 205℃，晚为 143℃；盐度早为 10.19%，中为 7.05%，晚为 4.67%[13]。密度、压力和深度则有从早阶段到晚阶段逐渐增大的趋势。就全区来看，从西北向东南，均一温度和盐度有逐步增高，密度、压力和深度则有逐步减少的趋势（表 5.5）。

### 5.3.3 包裹体成分

区内各金矿床矿物包裹体成份，皆以 $H_2O$、$CO_2$ 为主，$H_2O>CO_2$，$Cl^->F^-$，$Ca^{2+}>Mg^{2+}$，除泥堡、烂泥沟和金牙的黄铁矿是 $K^+>Na^+$ 以外，其余全是 $Na^+>K^+$。在贵州境内多是 $Cl^->SO_4^{2-}$，而广西金矿多 $SO_4^{2-}>Cl^-$。Roedder（1992）认为，$Na^+/K^+$ 比值小于 1.2，$Na^+/Ca^{2+}+Mg^{2+}$ 比值小于 1.5 者，多与岩浆热液有关；而 $Na^+/K^+$ 比值大于 10，$Na^+/Ca^{2+}+Mg^{2+}$ 大于 1.5 者为密西西比型热卤水；介于两者之间为沉积型或层控型建造水。区内各矿床总体显示介于两者之间，可能为海相封存水与大气降水混合水，包裹体中富含与沉积岩有关的 $CO_2$、$CH_4$、$SO_4^{2-}$ 也反映了这一特点，同时也提示少数矿床可能有岩浆热液的参入[13]。

从本区西北向东南方向，$CO_2$、$CH_4$、CO 和 $Ca^{2+}$、$Cl^-$、$SO_4^{2-}$ 的含量明显增高，而 $K^+$ 则逐渐减少（表 5.6）。说明从本区西北向东南方向，海相封存水与大气降水混合水作用越来越强烈。

表 5.5 包裹体测定结果（括号内数据为平均值）

| 构造分区 | 矿床名称（矿种） | 测试矿物 | PH | EH（V） | 均一温度（Th° C） | 盐度（wt.%NaCl） | 密度（g/cm³） | 压力（×10⁶Pa） | 深度（Km） | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 扬子陆块 | 泥堡（金） | 石英 | 6.60～6.70（6.63） | | 120～285（191） | 1.03～5.77（3.76） | 0.882～1.040（0.937） | 250～440（355） | 0.83～1.46（1.14） | 参考文献[18] |
| | | 萤石 | 6.10～6.20（6.13） | | 95～210（139.4） | 0.9～3.4（1.98） | 0.868～0.973（0.928） | 220～500（361） | 0.73～1.60（1.20） | |
| | 戈塘（金） | 方解石 | 5.80～6.30（5.97） | 5.80～6.30（5.97） | 115～220（175） | 2.79～10.5（6.24） | 0.91～0.99（0.94） | | | |
| | 三岔河（金） | 方解石 | 6.08～6.35（6.27） | -0.30～-0.46（-0.38） | 152～241（197） | 1.0～5.0（3.0） | 0.87～0.96（0.92） | | | |
| 右江造山带 | 烂泥沟（金） | 石英 | 5.45～6.74（6.21） | -0.53～-0.66（-0.58） | 143～251（200） | 4.67～10.19（7.30） | 0.88～0.93（0.90） | | | |
| | 丫他（金） | 石英、方解石 | 5.00～5.20（5.10） | -0.25～-0.43（-0.34） | 140～250（231） | 1.15～1.97（1.56） | （0.79） | | | |
| | 板其（金） | 石英、方解石 | 5.73～6.87（6.26） | -0.58～-0.69（-0.63） | 180～360（258） | 4.50～12.33（7.22） | 0.83～0.91（0.86） | | | |

表 5.6 金矿包裹体成分表

| 构造分区 | 矿床名称 | 测试矿物（样品数） | 气相成分（×$10^{-6}$） | | | | | | 液相成分（×$10^{-6}$） | | | | | | | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $H_2O$ | $CO_2$ | $CH_4$ | $H_2$ | $N_2$ | CO | $K^+$ | $Na^+$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $F^-$ | $Cl^-$ | $SO_4^{2-}$ | |
| 扬子陆块 | 泥堡 | 石英（3） | 300.64 | 6.48 | 0.053 | 0.07 | | 0.03 | 4.12 | 2.37 | 2.62 | 0.49 | 0.29 | 4.46 | 1.17 | 聂爱国教授 |
| | | 萤石（3） | 206.30 | 5.05 | 0.023 | 0.06 | | 0.02 | 2.01 | 1.53 | 34.55 | 0.16 | 47.12 | 2.74 | 0.00 | |
| | 戈塘 | （4） | 1702（1） | 40.72 | 1.97 | 0.34 | 0.9（1） | 9.92（2） | 0.70（2） | 1.45 | 0.70 | 0.62 | 0.37 | 2.39 | 1.21 | 据 参考文献[18]算术平均 |
| | 三岔河 | （3） | 1275.0 | 59.04 | 58.97 | 0.006 | 58.62 | <1.0（1） | 2.27 | 5.20 | 2.93 | 0.45 | 0.56 | 7.00 | <2.0 | |
| | 紫木凼 | （1） | 1146.0 | 77.33 | 2.03 | 1.48 | 8.15 | | 1.49 | 9.87 | 0 | 1.46 | 3.12 | 5.50 | 10.0 | |
| 右江造山带 | 烂泥沟 | （4） | | 198.33 | 3.22 | 0.04 | | | 3.90 | 0.75 | 2.80 | 0.32（3） | 8.95 | 9.80 | 10.56 | |
| | 丫他 | （2） | 1570 | 126.80 | 0.17 | 0.08 | 1.80 | 1.00 | 2.90 | 8.60 | 4.10 | 0.80 | 0.60 | 9.80 | <2.0 | |
| | 板其 | （3） | 500（2） | 5.03 | 0.23 | 0.04 | <0.3（2） | 0.12 | 3.69 | 8.27 | 6.47 | 1.09 | 0.91 | 13.20 | 3.80 | |

注：1、部分矿床因主矿物溶解的影响，其相关成分数据仅供参考（如萤石中的 $Ca^{2+}$、$F^-$，方解石中的 $Ca^{2+}$等）。

2、括号内的数据为样品

## 5.4 稀土元素地球化学特征

对黔西南部分金矿床（点）和含矿围岩及高砷煤应用 ICP-MS 进行稀土元素分析，结果见表 5.7 及表 5.8、图 5.4 及图 5.5。结果表明：金矿区的含矿围岩及玄武岩稀土元素总量较大，ΣREE 值大于 221（个别除外），其球粒陨石标准化曲线为向右倾斜的曲线，铕呈小的负异常，轻稀土分异程度稍大，富轻稀土，具超基性-基性火成岩的稀土元素组成模式特点。玄武岩与金矿石及含矿围岩具有相同的稀土元素地球化学特征，它们的曲线基本一致（除水银洞金矿的 Eu 负异常稍大外），表明它们具有同源性，即峨眉山玄武岩与矿石及含矿围岩在稀土元素组成上具有继承性。各金矿石及含矿围岩与玄武岩的稀土元素含量和各分配曲线特征相似，曲线重叠性较好，更说明它们与峨眉山玄武岩具有同源性，即成矿物质可能来源于峨眉山玄武岩。

表 5.7　黔西南部分金矿石及含矿围岩稀土元素含量表（$\times 10^{-6}$）

| 矿床名称 | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 水银洞 | 39.797 | 74.917 | 9.819 | 38.518 | 7.312 | 2.042 | 7.064 | 1.029 | 5.05 | 1.035 | 2.609 | 0.391 | 2.183 | 0.339 |
| 紫木凼 | 15.601 | 32.582 | 4.17 | 17.415 | 3.926 | 1.269 | 4.099 | 0.53 | 2.844 | 0.475 | 1.211 | 0.16 | 0.903 | 0.12 |
| 泥堡 | 23.386 | 40.24 | 5.088 | 18.625 | 2.761 | 0.679 | 2.78 | 0.363 | 2.236 | 0.43 | 1.265 | 0.176 | 1.167 | 0.159 |
| 大丫口 | 60.359 | 129.543 | 15.85 | 64.158 | 12.775 | 3.466 | 12.151 | 1.566 | 8.84 | 1.618 | 4.483 | 0.592 | 3.696 | 0.507 |
| 大积山 | 51.779 | 108.724 | 12.758 | 50.268 | 9.179 | 2.094 | 7.08 | 0.891 | 4.88 | 0.942 | 2.792 | 0.397 | 2.579 | 0.369 |
| 坡绣 | 37.481 | 67.295 | 7.602 | 28.459 | 4.87 | 1.539 | 4.353 | 0.567 | 3.447 | 0.688 | 2.062 | 0.273 | 1.857 | 0.255 |
| 雄武 | 18.931 | 33.69 | 4.038 | 15.415 | 2.541 | 0.512 | 2.127 | 0.274 | 1.571 | 0.319 | 0.938 | 0.13 | 0.845 | 0.109 |
| 玄武岩 | 49.759 | 95.941 | 10.045 | 34.302 | 8.269 | 2.663 | 7.514 | 0.995 | 5.374 | 0.986 | 2.639 | 0.298 | 2.088 | 0.301 |
| 凝灰岩 | 61.481 | 119.056 | 14.177 | 54.217 | 9.27 | 2.558 | 7.887 | 1.065 | 6.645 | 1.314 | 3.793 | 0.508 | 3.316 | 0.454 |
| 硅质岩 | 56.901 | 124.507 | 14.897 | 58.868 | 11.426 | 3.22 | 10.641 | 1.425 | 8.298 | 1.519 | 4.34 | 0.595 | 3.702 | 0.495 |
| 粘土岩 | 52.743 | 102.964 | 13.333 | 51.818 | 9.468 | 2.595 | 8.683 | 1.245 | 6.786 | 1.386 | 3.794 | 0.546 | 3.264 | 0.48 |
| 粉砂岩 | 68.056 | 146.393 | 18.029 | 73.522 | 14.882 | 3.919 | 13.952 | 1.799 | 9.695 | 1.755 | 4.772 | 0.582 | 3.796 | 0.53 |
| 生物碎屑灰岩 | 5.43 | 5.94 | 1.135 | 4.608 | 0.892 | 0.273 | 1.123 | 0.161 | 0.956 | 0.183 | 0.491 | 0.063 | 0.384 | 0.052 |
| 高砷煤层 | 66.888 | 156.758 | 20.954 | 96.099 | 24.714 | 6.825 | 25.935 | 3.01 | 14.446 | 2.318 | 5.611 | 0.631 | 3.938 | 0.517 |

分析方法：ICP-MS　　测试单位：中科院地化所

表 5.8　黔西南部分金矿石及含矿围岩稀土元素参数对比表

| 矿床及含矿围岩名称 | 样品数（个） | ΣREE | L/H | δEu | δCe | $(La/Yb)_N$ | $(La/Sm)_N$ | $(Gd/Yb)_N$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 水银洞 | 50 | 192.105 | 8.752 | 0.945 | 0.825 | 1.761 | 0.970 | 1.929 |
| 紫木凼 | 7 | 85.305 | 7.248 | 1.389 | 0.880 | 1.950 | 0.708 | 2.706 |
| 泥堡 | 15 | 99.355 | 10.585 | 1.076 | 0.803 | 2.206 | 1.509 | 1.420 |
| 大垭口 | 19 | 319.604 | 8.554 | 1.221 | 0.912 | 1.786 | 0.842 | 1.960 |
| 大积山 | 5 | 254.732 | 11.781 | 1.140 | 0.921 | 2.105 | 1.008 | 1.637 |
| 坡稿 | 9 | 160.748 | 10.906 | 1.468 | 0.868 | 2.205 | 1.371 | 1.397 |
| 雄武 | 5 | 81.44 | 11.900 | 0.967 | 0.839 | 2.605 | 1.327 | 1.501 |
| 玄武岩 | 3 | 221.174 | 9.951919 | 1.025993 | 1.032863 | 16.06667 | 3.785224 | 2.903937 |
| 凝灰岩 | 6 | 285.741 | 10.43788 | 0.908532 | 0.970595 | 12.50003 | 4.171902 | 1.919304 |
| 硅质岩 | 5 | 300.834 | 8.699629 | 0.886856 | 1.029281 | 10.36258 | 3.132554 | 2.31949 |
| 粘土岩 | 8 | 259.105 | 8.895547 | 0.869178 | 0.93452 | 10.8943 | 3.504124 | 2.146674 |
| 粉砂岩 | 5 | 361.682 | 8.80673 | 0.825965 | 1.00589 | 12.08717 | 2.87659 | 2.965902 |
| 生物碎屑灰岩 | 6 | 21.691 | 5.355406 | 0.828373 | 0.575888 | 9.533518 | 3.829199 | 2.359908 |
| 高砷煤层 | 5 | 428.644 | 6.599262 | 0.818698 | 1.007793 | 11.45136 | 1.702465 | 5.314435 |

通过对火成岩的稀土元素研究得知，$SiO_2$含量>70%，60-70%，60%-50%，<50%的火成岩，其δEu值分别为<0.40，0.40-0.76，0.76-1.0，>1.0。研究区的图、表中出现金矿床及所有含矿围岩δEu主要在0.82-1.39之间，说明这些金矿床及含矿围岩的$SiO_2$主要来源于$SiO_2$含量为50%左右的火成岩，此结果进一步佐证黔西南金矿的成矿物质来源于基性火成岩（峨眉山玄武岩及部分热水沉积硅质岩）。

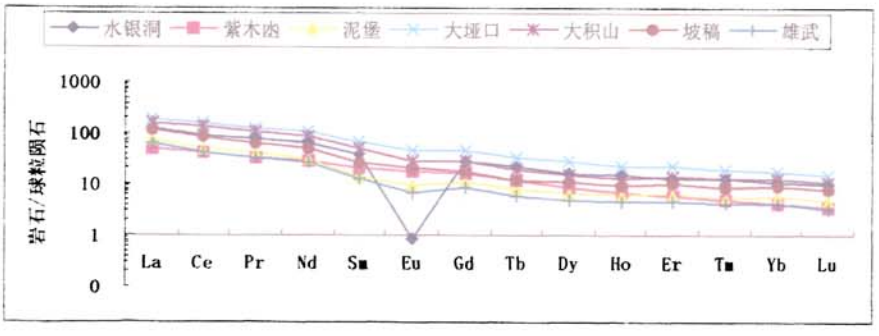



图 5.4　黔西南部分金矿床（点）矿石稀土元素分配模式

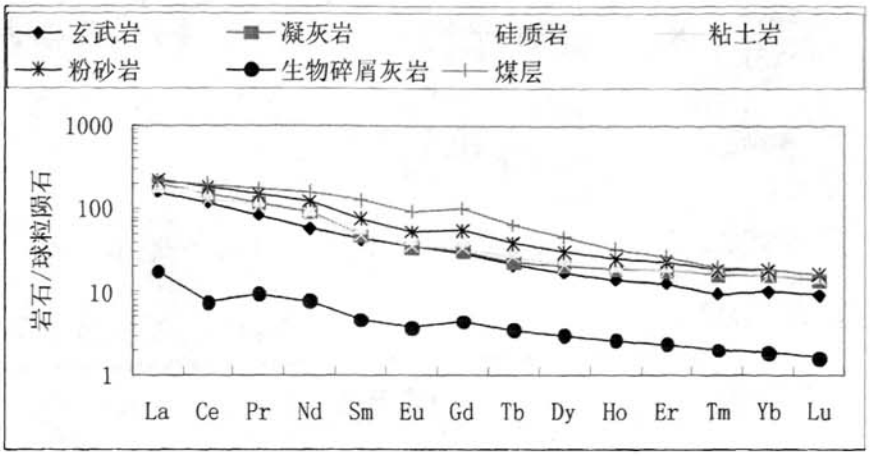



图 5.5　黔西南部分金矿床中含矿围岩稀土元素分配模式

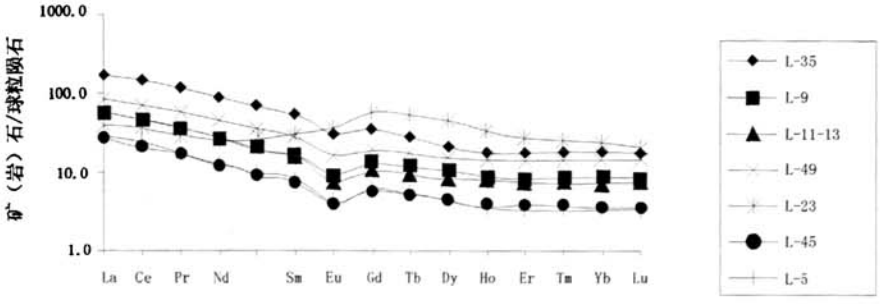



图 5.6　烂泥沟金矿床中矿石及围岩稀土配分模式（文献[88]）

L-35 金铊矿石　L-9 金砷矿石　L-11-13 砷矿石　L-49 粉砂岩

L-23 汞金矿石　L-45 金砷矿石　L-5 汞矿石

据张宝贵对烂泥沟金矿床的岩矿石稀土元素地球化学研究得知：稀土元素总含量变化在 $34\times10^{-6}$-$459\times10^{-6}$ 范围。稀土元素配分曲线为一个相对富集轻稀土的缓右倾斜曲线（图 5.6），图中 L-23 号样品与其它样品明显不同，相对贫轻稀土元素，可能是由于该样品汞含量为 73.78%，主要由辰砂矿物组成缘故（因为 Hg 主要为地壳来源）。烂泥沟金矿床的岩矿石稀土元素与图 5.4、图 5.5 中各金矿石及含矿围岩与玄武岩的稀土元素含量和各分配曲线特征相似，曲线重叠性较好，说明黔西南三种卡林型金矿与峨眉山玄武岩都具有同源性，它们的成矿物质都来源于峨眉山玄武岩。

通过黔西南金、汞、锑、砷、铊等层控矿床的稀土元素分析，见表 5.9 及图 5.7 所示，反映它们的稀土配分特征与峨眉山玄武岩的稀土配分特征一致，结合峨眉山玄武岩地幔源地球化学特征研究，进一步说明黔西南这些矿床形成的成矿物质均具有幔源特征[56]。

表 5.9　贵州西部部分矿床稀土元素含量平均值（$\times 10^{-6}$）及特征值

| 样品类型 | | 金矿矿石 | 峨眉山玄武岩 | 龙潭高砷煤系页岩 | 富汞矿石 | 富钍矿石 | 锑矿矿石 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 稀土元素 | La | 58.24 | 37.17 | 45.44 | 27.22 | 19.58 | 0.158 |
| | Ce | 98.64 | 86.29 | 96.06 | 42.79 | 26.47 | 0.308 |
| | Pr | 11.05 | 9.76 | 10.59 | 5.93 | 3.86 | 0.049 |
| | Nd | 37.43 | 46.46 | 50.66 | 21.14 | 13.23 | 0.176 |
| | Sm | 6.76 | 10.08 | 11.38 | 3.60 | 2.00 | 0.04 |
| | Eu | 1.39 | 3.02 | 3.28 | 1.00 | 0.49 | 0.009 |
| | Gd | 5.86 | 9.10 | 10.06 | 2.84 | 1.53 | 0.027 |
| | Tb | 0.87 | 1.27 | 1.36 | 0.38 | 0.21 | 0.005 |
| | Dy | 4.73 | 6.53 | 6.70 | 1.85 | 1.00 | 0.021 |
| | Ho | 1.00 | 1.13 | 1.13 | 0.41 | 0.21 | 0.005 |
| | Er | 1.48 | 2.53 | 2.62 | 1.11 | 0.53 | 0.012 |
| | Tm | 0.30 | 0.21 | 0.25 | 0.16 | 0.07 | 0.002 |
| | Yb | 2.01 | 1.41 | 1.75 | 0.83 | 0.33 | 0.011 |
| | Lu | 0.27 | 0.21 | 0.25 | 0.12 | 0.05 | 0.001 |
| | Y | 17.87 | 34.09 | 35.04 | 9.34 | 4.92 | 0.123 |
| 特征参数 | ΣREE | 247.90 | 249.25 | 276.57 | 118.72 | 74.48 | 0.948 |
| | LREE | 212.12 | 192.78 | 217.41 | 101.68 | 65.63 | 0.731 |
| | HREE | 35.78 | 56.47 | 59.16 | 17.04 | 8.85 | 0.217 |
| | LR/HR | 5.93 | 3.41 | 3.68 | 6.00 | 7.40 | 3.37 |

分析单位：北京大学地质系测定

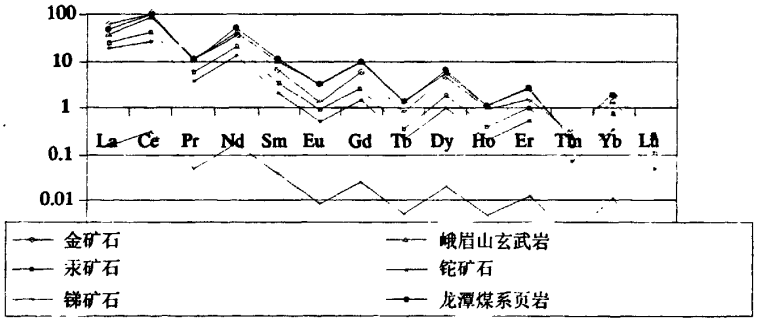



图 5.7　峨眉山玄武岩及其相关矿床 REE 的球粒陨石标准化模式

# 第六章　高砷煤与卡林型金矿共存成因研究

黔西南地区为什么会出现大量高砷煤和大量卡林型金矿？为什么在高砷煤附近会出现卡林型金矿与之共生？它们之间有何内在联系？它们的形成机制如何？这是研究黔西南高砷煤与卡林型金矿成因关系必须思考、回答的问题。

## 6.1　峨眉地幔热柱活动与成矿物质来源分析

峨眉地幔热柱胀隆产生的裂谷作用导致岩浆活动总体演化由地幔到地壳，基性到酸性，由喷发到侵入，由海相到陆相；在晚二叠世和早三叠世，贵州西部喷发大量的峨眉山玄武岩。

据杨科佑[39]等人的研究成果，17 件峨眉山玄武岩类岩石样品中金含量为 $8.0\times10^{-9}$-$62.5\times10^{-9}$，平均 $23.22\times10^{-9}$；李文亢[58]等在峨眉山玄武岩东侧的隆林一带采峨眉山玄武岩类样品 30 件，Au 平均品位 $46.6\times10^{-9}$。数据显示出本区峨眉山玄武岩金的丰度远高于金的地壳平均含量（约 $4\times10^{-9}$），也高于本区正常沉积岩金平均含量的几倍至几十倍；陈代演教授 4 件峨眉山玄武岩样品含 As 为 25-$41\times10^{-6}$，晴隆 12 件玄武岩样品平均含 As 为 $113\times10^{-6}$，黔西南 325 件玄武岩样品平均含 As 为 $11\times10^{-6}$，它们远高于地壳平均值，也高于正常玄武岩的砷含量；这些数据共同说明了峨眉山玄武岩含有丰富的金、砷，结合峨眉山玄武岩与黔西南金矿石的稀土元素地球化学分析，显示峨眉地幔热柱活动形成的峨眉山玄武岩为黔西南金矿赋金地层、高砷煤含砷地层提供了丰富的金、砷来源，对形成赋金、砷矿源层作出了重要贡献。

同时，峨眉地幔热柱的整个活动时期，岩浆活动强烈而频繁；在黔西南形成广泛的区域热异常，导致黔西南地区大量热水的形成，通过不断循环，热水不断从各赋金、砷矿源层中萃取大量的金、砷等成矿物质，形成含大量成矿物质的热水。

## 6.2　高砷煤沉积环境分析

早、晚二叠世之间的峨眉地幔热柱活动导致地球升降运动产生，不仅使贵州大部上升为陆，而且改变了古地理格局，沉积相带由西向东，随着海相化石、海相灰岩的增多，由陆相渐变为海陆交替相，最后变为海相含煤岩系[40]，见图 6.1 所示。

晚二叠世，黔西和黔西南地区，为陆源碎屑岩夹煤层，潮汐沉积发育，既有植物化石，又含蜓、腕足等海相化石，属海陆交替相区，其主体为潮坪-泻湖环境。这样的古地理环境条件，一方面气候温暖潮湿，植物繁茂，另一方面受海水及淡水的双重影响，利于泥炭沼泽的形成和发展，正是在这种特殊的陆源碎屑海岸平原地域形成了复杂而多变的海陆交替相含煤岩系。根据对海相含碳岩系的稀土元素地球化学特征研究，显示：在黔西南兴义、兴仁、贞丰一带高砷煤分布区属于台地相与台地边缘斜坡相的过渡地带[57]，地势低缓，高砷煤中存在大量沉积成岩期黄铁矿，说明当时的环境较为闭塞，与海水的循环交替性能差。这有利于峨眉地幔热柱活动产生的火山喷溢物质的大量聚集，则 As、Au 及其它微量元素呈极分散均一状态大量进入这一水体沉积盆地，随着古海平面的变化，沉积于龙潭组煤系地层中，形成含砷很高的煤层。

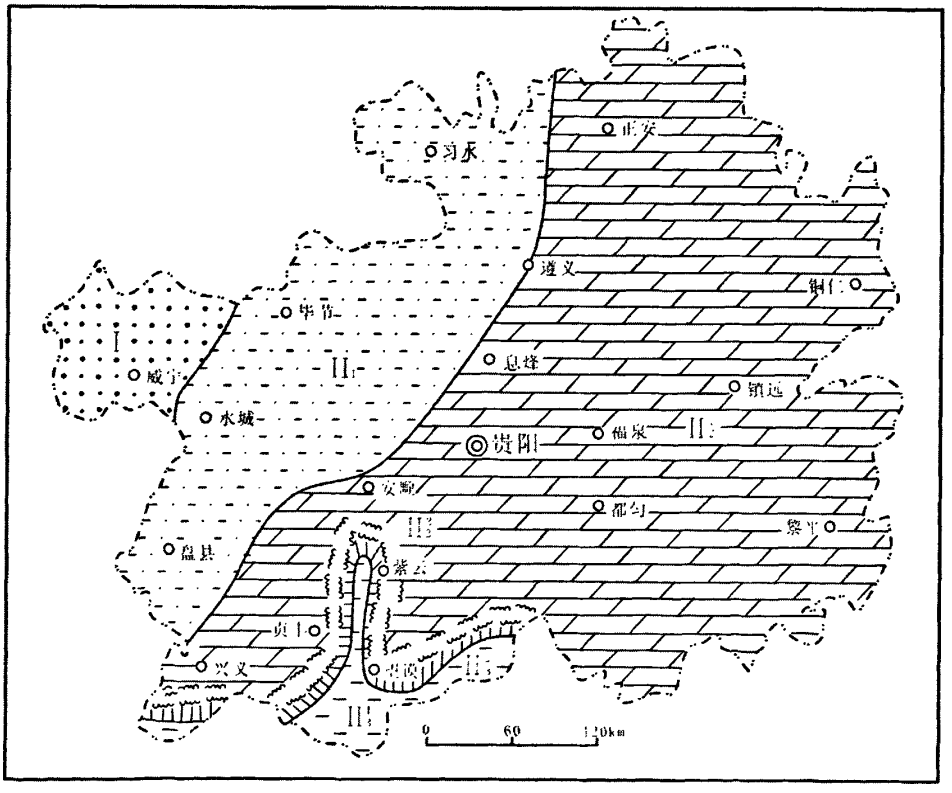



图 6.1　贵州晚二叠世古地理格局（据贵州省区域地质志）

Ⅰ—陆地河流（泛滥平原）相；$II_1$—陆地边缘相；$II_2^1$—台地相；$II_2^2$—台地边缘礁滩带；$II_3^1$—台盆相；$II_3^2$—台盆边缘斜坡相

## 6.3　卡林型金矿含矿建造沉积环境分析

黔西南地区，从泥盆纪到早二叠世是相对稳定时期，地壳以缓慢的升降运动

为主，海侵鼎盛，相变不剧。

华力西旋回的晚期（早二叠世末），由于峨眉地幔热柱强烈活动导致弥勒-师宗大断裂、紫云-娅都大断裂等的构造活动，引起西南地区快速而广泛的上升运动，海水南退，其中北部地区隆起较甚，茅口组经短期剥蚀而形成岩溶地貌；晚二叠世表现为海陆交互的沼泽潮坪相区，在花江、关岭、紫木凼、贞丰、戈塘、兴义、雄武、泥堡、兴仁、大厂一带属于浅海台地相区中的局限海潮坪-台地环境，接受西部的玄武岩、海底深断裂导致的热水物质沉积，东部受局限台地边缘生物礁相控制，使其与大洋沟通不畅，成矿物质易于聚集在局限海潮坪台地中，使包括海水的多种流体在这种环境中易于形成盐度、温度都较高的热水而被封存；南部地区则为广海盆地沉积[41]。同时，在西北部潮坪-浅海台地相区有大量峨眉山玄武岩喷溢，玄武岩的活动时间延续较长，具有多期次、多阶段特征，含有大量金等组分的喷溢玄武岩，和海水发生海解作用，使玄武岩释放出大量金等有用组分，造成海水局部异常[42]，通过热水沉积作用导致沿玄武岩的边缘形成含金较高的火山-沉积岩层，而在其前缘形成龙潭组底部沿不整合面产生层间滑动使龙潭组底部岩石破碎所致的硅化角砾岩，这些硅化角砾岩中含金较高，沿着茅口灰岩顶部的岩溶不整合面分布，而在龙潭组的不纯碳酸盐岩、砂页岩中沉积较高的金等成矿物质，这些层位就构成扬子陆块上火山碎屑岩型金矿及不纯碳酸盐岩型金矿的含金建造（矿源层）（见图6.2）。

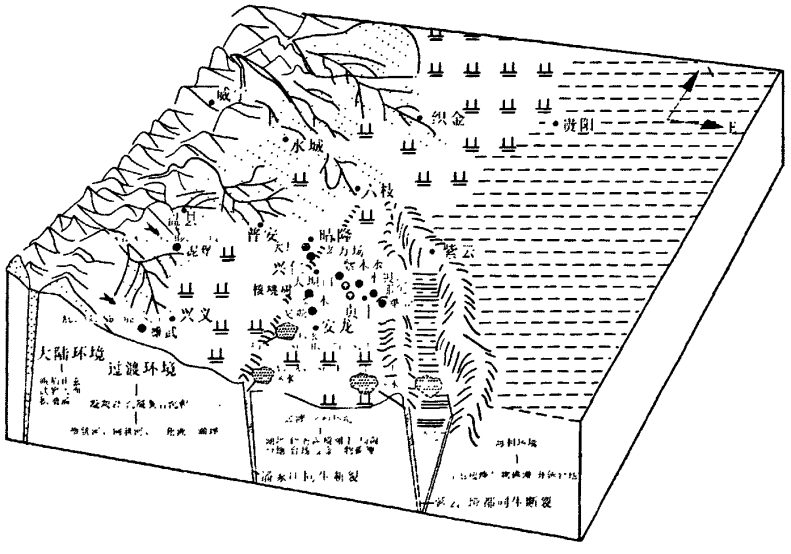



图 6.2　晚二叠世贵州省西南部金、砷等含矿岩系沉积环境示意图

## 6.4 高砷煤与卡林型金矿共存成因研究

高砷煤、金矿的形成过程，实际上是 As、Au 的活化→迁移→聚集的过程。峨眉地幔热柱隆起核部和外围拆离带是地壳伸展体制的产物，伸展构造的发育使地壳上隆开裂，并形成大量基性岩墙及沿不同性质断裂侵入的岩体和岩席，特别是那些贯通深度较大、深部与地幔热柱、地幔亚热柱或幔枝相连通的韧性剪切变形-岩浆带，为深源矿质向上运移提供了通道和场所，大规模的峨眉山玄武岩浆就是籍此喷发至地表[2]。

分析表明，黔西南地区峨眉山玄武岩中的成矿元素含量很高，具有含 As、Au 较高的地球化学背景，能够提供形成高砷煤、金矿的成矿物质来源，它们具备了作为矿源层的基本条件。其次，峨眉山玄武岩浆多期次喷发、溢出，近海边缘冷浸速度快、结晶程度低，岩层、岩石结构松散，孔隙度大，可淋滤性良好，对 As、Au 等成矿组分的活化、迁移提供非常有利的运移通道。

通过研究可以推测高砷煤、金矿的形成过程如下：黔西南地处濒临特提斯-喜马拉雅构造域与濒太平洋构造域的结合部位的特殊大地构造位置，峨眉地幔热柱活动持续时间漫长，在海西期东吴运动作用下，贵州最为强烈、规模较大的一次峨眉地幔热柱活动形成黔西南兴义、安龙、兴仁、贞丰一带的环境较为闭塞、台地相与台地边缘斜坡相的过渡地带的沉积环境；同时，峨眉地幔热柱活动产生的晚二叠世早期峨眉山玄武岩浆喷发，为基性岩浆活动的高峰期，伴随着海底火山热液活动，大量的 As、Au 及其它微量元素呈极分散均一状态进入这一特殊的沉积盆地环境，随着古海平面的变化，沉积形成龙潭组煤系地层。处于成岩期的煤层、地层中的 As、Au 及其它微量元素呈极分散均一状态；但在燕山期峨眉地幔热柱再次活动作用下，由于峨眉地幔热柱活动形成区域热异常，地下水深渗循环不断从峨眉山玄武岩、煤系地层中萃取大量的 As、Au 等成矿物质形成热水，由于强烈的构造运动，使相对封闭的平衡体系遭到破坏，当这些热水活化沿褶皱、断裂等构造薄弱带运移，在通过煤层时发生热水沉积作用，在局部地段黄铁矿中大量富集 As、Au 等成矿物质，结果形成高砷煤及周围的金矿床（点）和其它元素异常、矿化。高砷煤、卡林型金矿成矿模式，见图 6.3。

综上所述可知：峨眉地幔热柱活动喷发的峨眉山玄武岩浆提供了贵州西部高砷煤、卡林型金矿等形成的成矿物质来源和异常地热背景，促进了含矿热水的循

环和运移，加之后期峨眉地幔热柱再次活动产生的成矿动力作用成就了黔西南高砷煤、金矿等矿床的形成。

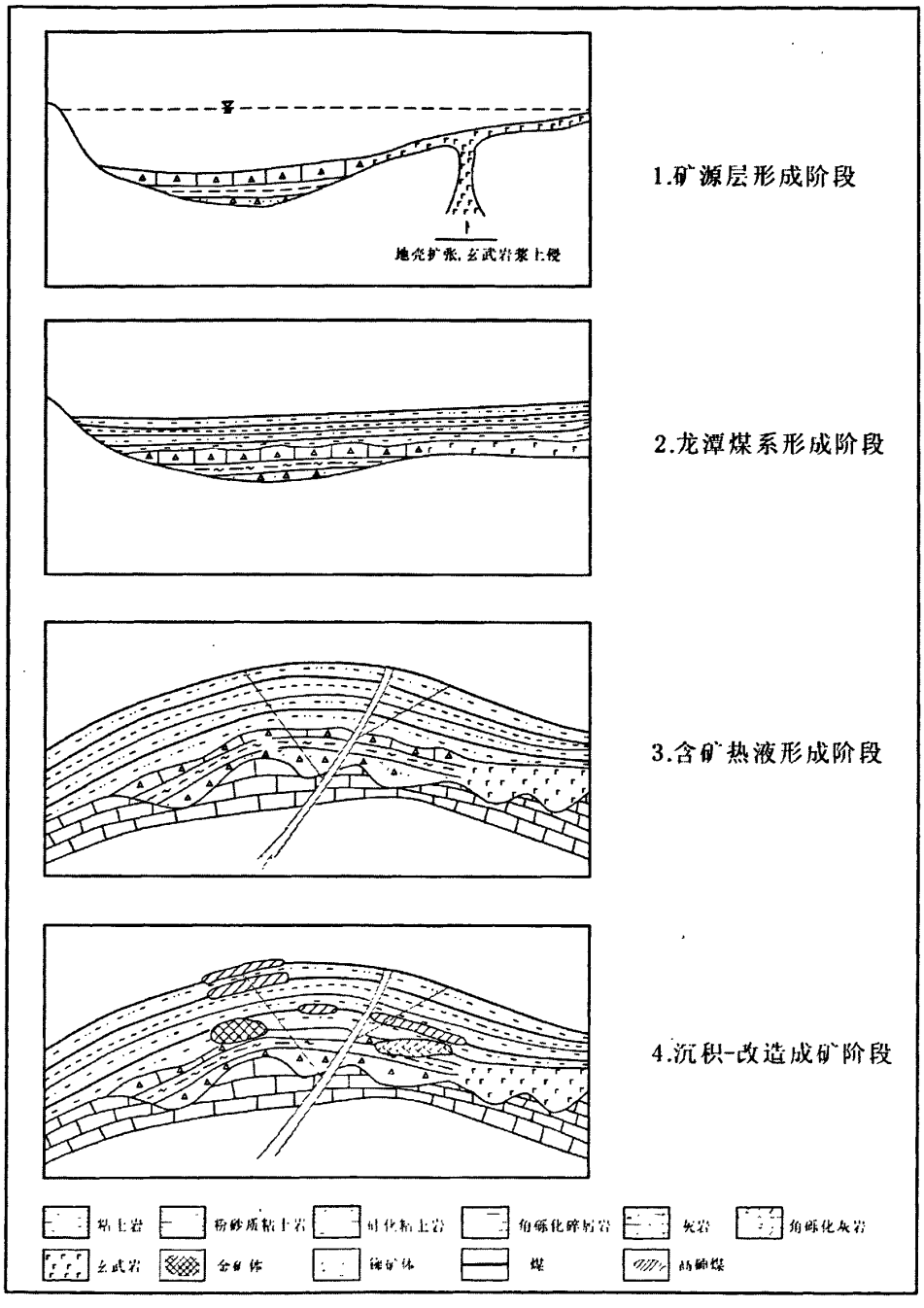



图 6.3　高砷煤与卡林型金矿成矿模式图

# 第七章 结论及存在问题

## 7.1 结论

通过对贵州高砷煤与金矿成因关系的深入研究，得出以下结论：

1、黔西南高砷煤及大量的卡林型金矿的富集严格受沉积层位控制。含煤岩系及卡林型金矿含矿岩系位于峨眉山玄武岩（“大厂层”）与下三叠统之间，为龙潭阶沉积。

2、外观上，高砷煤与非高砷煤无法区别。As 含量高的样品黄铁矿含量高，黄铁矿脉发育，黄铁矿结晶较粗大；相反，As 含量相对较低的样品，黄铁矿含量较少，多呈星散状分布，黄铁矿晶粒细小。显示出 As 矿化与后生黄铁矿关系更密切一些。

3、贵州西部并非所有的煤都是高砷煤，即使同一个高砷煤矿床，也并非所有的煤层含 As 量都高，而只是其中的一层或数层是高砷煤。

4、各种形态的黄铁矿（草莓状、星散状、条带状、自形—半自形粒状、填隙浸染状、具环边结构的黄铁矿及其他形状）及其他矿物、有机质中未检测到砷，而且没有发现毒砂等含砷矿物，砷不以独立矿物形式存在。

5、砷与金密切共生，高砷煤矿床附近总有金及其它金属矿床（点）；高砷煤含煤岩系下伏的峨眉山玄武岩砷、金含量与世界玄武岩中平均砷、金的含量相比较，其值明显偏高，它们能够为以后高砷煤、卡林型金矿形成提供丰富的砷、金矿源。

6、稀土元素、矿物包裹体、稳定同位素地球化学研究揭示：金、汞、铊矿石与龙潭煤系中的砷具有同源性，龙潭煤系页岩与峨眉山玄武岩在稀土元素组成上具有继承性。

7、峨眉地幔热柱活动是黔西南高砷煤、卡林型金矿形成的先决条件，是它提供了形成高砷煤、卡林型金矿的物质来源，在晚二叠世-中三叠世的地幔热柱岩浆活动，大规模喷发的岩浆物质通过热水沉积作用直接沉淀或经过海解作用而沉积形成含砷、金等成矿物质的矿源层。

8、峨眉地幔热柱活动改造了黔西南地区沉积环境。峨眉山玄武岩浆的多次间歇性喷发产生的成矿动力作用成就了黔西南高砷煤、金矿等矿床的形成。高砷煤、金矿的形成过程，实际上是 As、Au 的活化→迁移→聚集的过程。

9、燕山期峨眉地幔热柱活动改变了黔西南的宏观构造条件，使含矿热水体系从相对封闭到半封闭-开放体系转变，导致砷、金等成矿物质的富集沉淀形成高砷煤和卡林型金矿床。

## 7.2 存在问题

1、目前有不少研究微量元素赋存状态的新方法，如：运用组分分离和微区分析技术，使用质子探针、二次离子质谱仪（SIMS）、X 射线光电子能谱仪（XPS）等；利用同步辐射 X 射线荧光技术、逐级化学提取法等，但是由于经费原因本次研究没有用上，建议以后更注重传统方法与新技术、新手段的结合。

2、本项研究虽然取得一些新的认识，但由于研究对象——黔西南地区地质矿产情况的复杂性，以及作者的学术水平和认识能力有限，上述认识仅是初步的、相对的，很多问题还有待经受实践的检验。例如：用峨眉地幔热柱活动观点研究黔西南高砷煤成因、卡林型金矿床成因者极少，必然存在许多疏忽和不足，解释有待进一步的深入、不断完善和提高。

3、峨眉地幔热柱是否对其周边矿床的形成具有一定的影响未进行探讨。由于本人知识和能力有限，在对峨眉地幔热柱对黔西南地区高砷煤与卡林型金矿的成因关系论述上还存在一定的缺陷。应对其作进一步的深入研究和表述。

# 致　谢

在即将完成研究生论文之际，回想起三年的研究生学习生活，我感慨万千，走进贵州大学那一刻，面对一个新的学习和生活环境，我感到陌生，有一种失落感，有一些迷茫，不知道这三年的研究生生活将是怎样度过，而我将会收获的是怎样一个结果却是一个未知数。但是，迎接我的却是导师聂爱国老师那和善而又充满关切的眼神与话语，他对我说："你是黑龙江的，东北的，那么远的地方，我们却在贵州相遇，成为师生，这也是一种缘分，有什么困难，不管是学习上的还是生活上的都要对我说，我会尽我所能去帮助你，即使三年后你毕业了，咱们这种师生情谊也是注定的。"当听到这些话的时候，我深切感觉到在贵州大学我不是孤独的，我既是聂爱国老师的学生，也是他的孩子。三年来，在学习和生活上，我得到了聂爱国老师细心的指导与无微不至的关怀，得到了那种久违而又期待的父爱。我对自己说："我是幸运的，远隔千里，能在贵州大学遇到聂爱国老师，是我一生的福气，一定要珍惜这难得的情意，既使我做的不好也要努力去做，即使我离开贵州这片土地也永远不会忘记自己有这么一位为人师表的好老师"。张竹如老师，一位和蔼慈祥的老人，每次的野外地质调查，我总是缠着她给我讲一些构造与沉积方面的知识，总想跟在她身后去多学习一些知识，而每一次她都是认真细致的给我讲解，让我受益匪浅。当听到她叫我"乖娃娃"的时候，我倍感亲切。张竹如老师，一位好奶奶，好老师。顾尚义老师、余大龙老师、何明勤老师……在此对每一位老师说声：谢谢！

在完成论文的过程中，聂爱国老师给予了我细心指导，在许多方面引导我进一步的思考；在遇到不能理解和解决的问题时，他总是耐心的和我探讨，使我增加了许多知识，学到了很多方法，积攒了一定的野外地质工作经验。三年的学习生活中，得到了聂爱国老师的热心帮助，不仅增加了我的专业知识，也学到了做人的道理：脚踏实地，问心无愧；同时，也给聂爱国老师带来了很多不必要的麻烦，在此对聂爱国老师表示深深的谢意和歉意！

感谢父亲母亲的养育之恩、培养之情！

感谢妻子的支持与鼓励！

感谢聂爱国老师的谆谆教导！

感谢张竹如老师的耐心帮助！

感谢贵州大学资源与环境工程学院的其他老师知识的传授！

感谢谢宏师姐、张敏、阿发友、梅世全、李俊海等同学的关心与帮助！

再次致谢！

黄志勇

2008 年 4 月于贵州大学

# 参 考 文 献

[1] 贵州省地质矿产局，贵州省区域地质志，北京，地质出版社，1987

[2] 牛树银，罗殿文，叶东虎，李红阳，王金锁，幔枝构造及其成矿规律，北京，地质出版社，1996

[3] 王登红，地幔柱及其成矿作用，北京，地震出版社，1998

[4] 李红阳，牛树银，王立峰等，幔柱构造，北京，地震出版社，2002

[5] 牛树银，孙爱群，深源流体与地幔热柱的成矿控制作用探讨，现代矿产资源评价的理论方法与应用，北京，地震出版社，1998

[6] 牟保磊，元素地球化学，北京，北京大学出版社，1999

[7] 刘丛强，黄智龙，许成等，地幔流体及其成矿作用——以四川冕宁稀土矿床为例，北京，地质出版社，2004

[8] 沈阳地质矿产研究所编，中国金矿主要类型区域成矿条件文集6，黔西南地区，地质出版社，1989

[9] 何立贤，曾若兰，林立青等，汞矿带中金矿赋存规律，沈阳地质矿产研究所编，中国金矿主要类型金矿找矿方法文集，北京，地质出版社，1994

[10] 毛德明，张启厚，安树仁著，贵州西部峨眉山玄武岩及其有关矿产，贵阳，贵州科技出版社，1992

[11] 王登红，地幔柱及其成矿作用，北京，地震出版社，1998

[12] Hugh R. Rollison著，杨学明，杨晓勇，陈双喜译，岩石地球化学，中国科学技术大学出版社，2000

[13] 杨世瑜，王瑞学，矿床遥感地质问题，昆明，云南大学出版社，2003

[14] 冯学仕，王尚彦，贵州省区域矿床成矿系列与成矿规律，北京，地质出版社，2004

[15] 何立贤，曾若兰，林立青，贵州金矿地质，北京，地质出版社，1993

[16] 严钧平，刘平，贵州汞矿地质，北京，地质出版社，1989

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

[18] 涂光炽，贵金属找矿的若干问题讨论，见：陈毓川主编，当代矿产资源勘查评价的理论与方法，北京：地震出版社，1999，

[19] 卢记仁，峨眉地幔热柱的动力学特征，地球学报，1996，17（4）：424-438

[20] 徐义刚，地幔柱构造、大火成岩省及其地质效应，地学前缘，2002，9(4)：341-352

[21] 徐义刚，钟孙霖，峨眉山大火成岩省：地幔柱活动的证据及其熔融条件，地球化

学，2001，30（1）：1-9

[22] 宋谢炎，侯增谦，汪云亮等，峨眉山玄武岩的地幔热柱成因，矿物岩石，2002，22（4）：27-32

[23] 汪云亮，侯增谦，修淑芝等，峨眉火成岩省地幔柱热异常初探，地质论评 1999，45（增刊）：876-879

[24] 徐义刚，梅厚钧，许继峰等，峨眉山大火成岩省中两类岩浆分异趋势及其成因，科学通报，2003，48（4）：383-387

[25] 李红阳，侯增谦 初论幔柱构造成矿体系，矿床地质，1998，17(3)：247-255

[26] 汪云亮，中国西南二叠系玄武岩微量元素地球化学和岩浆起源模式研究，地球科学进展，1991，6（6）：87

[27] 刘建中，贵州灰家堡金矿田 Au/Ag 比值特征及找矿意义，贵州地质，1999，16(2)：97-102

[28] 刘建中，刘川勤，贵州省贞丰县水银洞金矿床稀土元素地球化学特征，矿物岩石地球化学通报，2005，24（2）：135-139

[29] 付绍洪，顾学祥，王乾等，黔西南水银洞金矿床载金黄铁矿标型特征，矿物学报，2004，24（1）：76-80

[30] 刘建中，贵州水银洞金矿床矿石特征及金的赋存状态，贵州地质，2003，20（1）：30-34

[31] 沈文杰，张竹如等，贵州贞丰水银洞金矿含矿岩系元素地球化学特征，地球化学，2005，34（1）：88-95

[32] 丁振华，郑宝山，R.B.Finkelman，胡天斗，周运书，典型高砷煤样品的连续浸取实验研究------兼论黔西南高砷煤中砷的赋存状态，地球科学---中国地质大学学报 2003.28 (2):209-213

[33] 丁振华，郑宝山，张杰 黔西南高砷煤中砷存在形式的初步研究，中国科学(D辑)，1999,29(5)：421-425

[34] 聂爱国，龙江平，贵州西南地区高砷煤与低温元素矿化的关系，贵州地质 ，1995 ，12 (4)：317-321 .

[35] 王砚耕，王立亭，张明发等，南盘江地区浅层地壳结构与金矿分布模式，贵州地质，1995，12（2）：91-183.

[36] 陈豫，刘秀成，张启厚，贵州晴隆大厂锑矿床成因探讨，矿床地质，1984，3（3）：

1-12

[37] 刘平，我国主要汞矿床的辰砂硫同位素组成，矿床地质，1992，11（3）：213-220

[38] 陈代演，滇东黔西主要层控锑汞矿床稳定同位素研究，贵州地质，1991，8（3）：227-240

[39] 宋书炎，侯增谦，曹志敏等，峨眉大火成岩省的岩石地球化学特征及时限，地质学报，2001，75（4）：498-506

[40] 曹鸿水，黔西南“大厂层”形成环境及其成矿作用的探讨，贵州地质，1991，8（1）：5-12

[41] 冯少南，东吴运动的新认识，现代地质，1991，5（4）：378-384

[42] 秦德先，燕永峰，林幼斌等，程海断裂带玄武岩及其成矿，岩土工程界，1999，6期

[43] 程代全，以细屑岩为容矿层金矿的成矿条件及矿床模式探讨，贵州地质，1992，第4期

[44] Chung SL，Jahn BM. Plume-lithosphrer interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permina-triassic boundary，Geology，1995，23：889-892

[45] XU Y G，Chung SL，JahnBM，etal. Petrological and geochemical constraints on the petrogenesis of the Permo-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China Lithos，2001，58：145-168

[46] Zhou MF，Malpas J，Song X Y，etal. Atemporal link between the Emeishan large igneous province(SW China) and the end-guadalupian mass extinction，Earth Planet Sci Lett， 2002，196：113-122

[47] Wilson，J.T.，A possible origin of the Hawaiian islands[J]，Can. J. Phys.，1963，41：863-870

[48] Wilson，J. T.，Evidence from ocean islands suggesting movement in the earth，In“symposium on continental drift”[J]，Phil. Trans.R. Soc. Lond.，1965，258：145-167

[49] Morgan W.J. Deep mantle convection plumes and plate motions[J]. Amer. Assoc. Petro.Geol.Bull.，1972，56：203-213

[50] Morgan，W.J.，Convection plumes in the lower mantle[J]，Nature，1971，230：42-43

[51] Wilson, J.T., Mantle plumes and plate motions[J], Tectonophysics, 1973, 19: 149-164

[52] Anderson D.L., Hotspots, basalts and the evolution of the mantle, Science, 1981, 213: 82-89

[53] Belkin H E, Zheng B S, Finkelman R B. Geochemistry of coals causing Arsenism in Southwest China [M]. U.S.: Geological Survey Open File Report, 1997. 82: 182-193

[54] Amdt N.T., Czamanske, G.K., Wooden, J.L., And Fedorenko , V.A., mantle and crustal contributions to continental flood basalt volcanism, Tectonophys., 1993, 223: 39-52

[55] Kaneoka I. , Takaoka N. Noble-gas state in the earth' s interior: some constrains on the present state Chem Geol, 1985, 52: 75-95

[56] NIE Aiguo, XIE Hong, A study on Emei mantle plume activity and the origin of high-As coal in southwestern Guizhou Province, Chinese Journal of GEOCHEMISTRY, 2006, 25 (3): 238-244

[57] Nan Junya, Liu Congqiang, Zhou Dequan, Wang Zhuming Ree geochemical study of the Permian-Triassic marine sedimentary environment in GuiZhou province[J] Chinese Journal of Geochemistry 2002, 21(4): 348-361

[58] Chauvel et al. 1992. HIMU- EM: The French Polynesian connection Earth and Planet. Lett. 110: 99-119

# 附 录

1. 聂爱国，黄志勇，谢宏 黔西南地区高砷煤与金矿的成因研究，湖南科技大学学报（自然科学版）（EI 收录），2006，21（3）：21-25

2. 聂爱国，秦德先，管代云，黄志勇，张竹如，峨眉山玄武岩浆喷发对贵州西部区域成矿贡献研究，地质与勘探，2007，43(2)：50-54