序　言

湘桂粤赣地区是举世闻名的有色、稀有金属成矿区。本区过去开展地质找矿工作较多，不仅探明了大量矿产资源，而且也积累了丰富的地质资料，出版了不少地质专著。随着国民经济的发展对矿产资源的需求迅速增加，但找矿难度却愈来愈大。因此，急需研究出一套符合本区实际的寻找区内主要矿种的隐伏-半隐伏矿床的预测理论与方法技术，以指导区内地质找矿工作，提高找矿效果。

《湘桂地区铜、铅、锌、锡隐伏矿床研究》是国家“七五”重点科技攻关项目第55项——“我国东部隐伏矿研究”的下属二级课题（75-55-01）。课题确定主攻矿种为锡及铅、锌、铜，兼顾其它。选定湘南、广东（粤北、云开、粤东沿海）、桂北及桂东北和赣南为工作区，内含15片重点研究区。研究区总体位于北纬23°20′—26°40′和东经107°—117°之间，面积约50多万平方公里。课题侧重研究锡、铅、锌、铜矿床的成矿地质环境、形成条件、控矿因素；建立不同地质环境中矿床的成矿模式及成矿系列；研究隐伏矿床的找矿标志及综合找矿方法；进行隐伏矿床成矿预测，提出找矿远景区、隐伏矿床预测区或预测靶区，并进行深部预测验证，以检验攻关研究工作中提出的隐伏矿床预测理论与方法技术的合理性及准确性，为矿产普查提供科学依据。

课题按系统工程实行层次管理，下设10个研究专题和41个二级专题。其中，地质矿产部系统负责5个专题和18个二级专题。地质矿产部系统的5个专题研究成果依次为：

（一）“桂北及桂东北锡多金属隐伏矿床预测”，编号75-55-01-01，由广西地质矿产局及宜昌地质矿产研究所等负责完成；

（二）“广东境内锡多金属隐伏矿床预测”，编号75-55-01-02，由广东省地质矿产局、宜昌地质矿产研究所等负责完成；

（三）“湘南地区锡铅锌隐伏矿床预测”，编号75-55-01-03，由湖南省地质矿产局等负责完成；

（四）“赣南锡多金属隐伏矿床预测”，编号75-55-01-04，由江西省地质矿产局等负责完成。

（五）“湘桂粤赣地区有色金属隐伏矿床综合预测”，编号75-55-01-05，由宜昌地质矿产研究所和湖南省地质矿产局负责完成。

参加这5个专题研究工作的尚有中国地质大学（北京、武汉）、矿床地质研究所、成都地质学院、中山大学和南京大学等单位。

此轮攻关研究吸收了当代国内外新的成矿理论和方法，并有部分创新，所获成果正在推广。专家评审和地质矿产部验收认为，各专题研究成果达国内先进水平，部分达国际先进水平。上述专题研究成果将在《湘桂地区铜、铅、锌、锡隐伏矿床研究》总书名下分5个分册出版。此成果系列的公开出版无疑具有明显的理论意义和实用价值，可供地质专业的教学、科研和生产部门广为参考应用。

国家“七五”科技攻关项目

75-55-01课题办公室

目　录

绪　言……（1）

第一章　区域地层地球化学……（3）

第一节　各时代沉积古地理环境及建造……（4）

第二节　各时代地层成矿元素丰度……（5）

第三节　各时代地层不同岩类的成矿元素丰度……（5）

第四节　成矿元素的富集层位……（8）

第二章　区域构造……（11）

第一节　湘南地区的壳幔结构及组成……（11）

第二节　前寒武纪沉积盆地类型及其构造环境……（12）

第三节　奥陶纪末地壳运动型式及碰撞型花岗岩带……（13）

第四节　晚古生代沉积盆地类型及构造环境……（14）

第五节　中生代构造环境及燕山期花岗岩侵位机制……（19）

第三章　不同成因系列花岗岩的特征及其与成矿作用的关系

……（24）

第一节　采用的成因分类及依据……（24）

第二节　不同成因系列花岗岩的主要特征……（26）

第三节　成矿花岗岩体的若干判别标志……（36）

第四节　岩浆活动与成矿作用的关系……（56）

第四章　湘南锡铅锌矿床的地质特征……（58）

第一节　湘南锡矿床……（58）

第二节　湘南铅锌矿床……（64）

第三节　湘南锡铅锌矿床的基本特征……（71）

第四节　湘南锡铅锌矿床的成矿地质条件……（73）

第五节　湘南锡铅锌矿床的成矿模式……（76）

第五章　隐伏矿床预测理论……（79）

第一节　成矿模式的找矿预测意义……（79）

第二节　成矿系列理论的找矿预测意义……（82）

第三节　元素带状分布对隐伏矿床预测的意义……（85）

第四节　围岩蚀变的找矿预测意义……（86）

第五节　矿田构造层次对内生隐伏矿床的预测意义……（88）

第六章　隐伏矿床预测的技术方法……（91）

第一节　地球化学方法……（91）

第二节　找矿矿物学及岩石学方法……（91）

第三节　地质类比及构造分析法……（99）

第四节　构造层次研究法……(101)
第五节　秩相关、信息量、逻辑信息法……(103)
第六节　资源总量预测法……(106)
第七章　隐伏矿床预测……(111)
第一节　成矿远景预测带概述……(111)
第二节　隐伏矿床预测靶区概述……(113)
第三节　隐伏矿床远景预测区概述……(116)
结　论……(117)
参考文献……(119)
英文摘要……(121)

CONTENTS

Introduction ..... (1)
Chapter 1 Regional Stratigraphic Geochemistry ..... (3)
Section 1 Paleogeographic Environments of Deposition for the Strata of Various Periods and Their Formations ..... (4)
Section 2 Abundances of Ore-forming Elements for the Strata of Various Periods ..... (5)
Section 3 Abundances of Ore-forming Elements of Different Rock-types from the Strata of Various Periods ..... (5)
Section 4 Enriched Layers of the Ore-forming Elements ..... (8)
Chapter 2 Regional Geological Structure ..... (11)
Section 1 Crust-mantle Structure in South Hunan and Its Components ..... (11)
Section 2 Type and Structural Environment for Precambrian Sedimental Basin ..... (12)
Section 3 Crustal Movement Pattern in South Hunan at End of Ordovician Period and the Granitiods of Collision-type ..... (13)
Section 4 Type and Structural Environment for the Sedimental Basin of Late Paleozoic ..... (14)
Section 5 Structural Environment of Mesozoic Sedimentary Basin and the Emplacement Mechanism for Yenshanian Granitiods ..... (19)
Chapter 3 Characteristics of the Granitoids of Different Genetic-serieses and Their Metallization ..... (24)
Section 1 Adopted Scheme of Genetic Classification of Granitic Rocks and Its Principles ..... (24)
Section 2 Major Characteristics of the Granitoids of Deffe-rent Genetic-serieses ..... (26)
Section 3 Some Distinguish Criterias of the Ore-forming Granitic Bodies ..... (36)
Section 4 Relationship between Magmatic Activity and Metallization ..... (56)
Chapter 4 Geological Characteristics of Tin, Lead-Zinc Ore

Deposits in South Hunan ..... (58)
Section 1 General Account of the Tin Ore Deposits in Squth Hunan ..... (58)
Section 2 General Account of the Lead-Zinc Ore Deposits in South Hunan ..... (64)
Section 3 Main Features of the Tin and Lead-Zinc Ore Deposits in South Hunan ..... (71)
Section 4 Geological Conditions for the Metallization of the Tin and Lead-Zinc Ore Deposits in South Hunan ..... (73)
Section 5 Metallogenic Models of the Tin and Lead-Zinc Ore Deposits in South Hunan ..... (76)
Chapter 5 Prognosis Theories for Concealed Ore Deposits ..... (79)
Section 1 Prognosis Significance of Metallogenic Models ..... (79)
Section 2 Prognosis Significance of Metallogenic Series of Ore Deposits ..... (82)
Section 3 Significance of Zonal Distribution of the Ore-forming Elements on Predicting Concealed Ore Deposits ..... (85)
Section 4 Prognosis Significance of the Wall-rock Alteration ..... (86)
Section 5 Significance of Structural Level Research on Predicting Concealed Ore Deposits ..... (88)
Chapter 6 Technological Methods of the Predicting Concealed Ore Deposits ..... (91)
Section 1 Geochemistry Method ..... (91)
Section 2 Prospecting Mineralogy and Petrology Method ..... (91)
Section 3 Geological Analogy and Structural Analysis Method ..... (99)
Section 4 Structural Level Research Method ..... (101)
Section 5 Rank Correlation, Information and Logic Information Method ..... (103)
Section 6 Tatal Resources Method ..... (106)
Chapter 7 Prognosis of Concealed Ore Deposits ..... (111)
Section 1 Brief Account of Prospective Metallogenic Belts ..... (111)
Section 2 Brief Account of the Prospecting Targets of Concealed Ore Deposits ..... (113)
Section 3 Brief Account of the Prospects of Concealed Ore Deposits ..... (116)

Conclusions ..... (117)
Major References ..... (119)
English Abstract ..... (121)

绪　言

《湘南地区锡铅锌隐伏矿床预测研究》系国家“七五”科技攻关项目第55项——“我国东部地区隐伏矿床研究”所属“湘桂地区铜铅锌锡隐伏矿床研究”的专题研究成果之一。该专题由四个分别独立进行的二级专题组成，即：中国地质大学（武汉）矿产系承担的“香花岭矿田成矿地质条件和锡铅锌隐伏矿床预测”，湖南地质研究所承担的“宝山—香花岭以铅锌为主的多金属成矿规律及隐伏矿床预测”，地质矿产部宜昌地质矿产研究所与湖南省地质研究所共同承担的“祥林铺—铜山岭地区隐伏矿床预测研究”以及湖南省地质矿产局湘南地质队负责、地质矿产部宜昌地质矿产研究所、湖南省地质研究所和地质矿产部矿床地质研究所参加的“东坡矿田及其外围锡铅锌隐伏矿床的研究和预测”。

按合同规定，本专题主要研究内容为：（1）对与成矿有关的岩体进行含矿性判别研究；（2）加强断裂构造，尤其是基底构造对岩浆侵位和隐伏岩体定位空间控制的研究；（3）在对代表性矿床进行地质特征研究的基础上，建立或充实完善已有找矿模式；（4）在二级专题研究基础上，选定3—6个可供验证的预测靶区，通过验证，提供1—2个中型以上规模的锡、铅锌矿产普查勘探基地。这里应说明的是，在合同执行过程中，由于“祥林铺—铜山岭地区隐伏矿床预测研究”的预期成果不落实，加之经费困难，不能满足计划的实施，于1988年3月，课题办公室根据上级有关精神对该任务作了调整，决定中止原设计任务，仅对已完成的工作进行阶段性总结。其余二级专题均按原批准设计施行，并于1989年8月前，先后完成了设计规定的研究任务，提交了研究报告，通过了评审。本成果是在上述四个二级专题中间性总结和最终研究报告的基础上，由各二级专题有关研究成员协同完成的。

北纬26°20′以南的湘南地区，是南岭有色、稀有金属成矿带的重要组成部分之一，素以盛产稀土、铌、钽、钨、锡、钼、铋、铅、锌而著称于世。据可考文字记载（章鸿钊，1948），远在公元6世纪，该区已有采矿活动。尤其是新中国建立以来的40多年中，为满足国家经济建设对矿产资源日益增长的需要，在本区组织开展了规模空前、旨在发现更多新矿产地和探明更多工业储量的普查勘探和科学研究。然而，自70年代以来，由于过去长期反复不断的找矿活动，那些出露地表、浅显易识别的工业矿床已难以寻觅，找矿工作收效不大，找矿难度与日俱增。正如朱训部长（1987）所指出的：“我国也进入了人类第二轮找矿阶段。因此，必须总结过去的找矿理论与经验，并引进新理论、新技术、新方法，对寻找隐伏矿床及矿体展开系统、深入、细致、认真的研究”。就湘南地区而言，地质找矿所面临的形势更是如此。

本专题研究是以隐伏矿床具体产出部位的预测，通过深部验证以期找到可供进一步勘探的新矿产地为主要目的。由于目前还没有一套现成的适用于本地区隐伏矿床预测的理论和先进的技术方法。为此，该研究所采取的技术路线是既因循就矿找矿，又试图通过建立矿床成因模式和完善充实已提出的比较符合本地区情况的预测理论来解决矿床预测问题。其理由在于：长期找矿实践证明，本地区许多大、中型矿床在不同空间条件下的产出，往

往不是孤立的，而是在成因上互有联系的多个同一类型或不同类型矿床（体）的联生。故在已知矿床或矿田外围和深部进行隐伏矿床（体）的预测，即就矿找矿，仍是一条值得因循的途径。按成矿理论和模式进行找矿预测是本专题研究的侧重点，但因经费所限，在这方面不可能做许多实验性工作，而只能补充少量必要的测试。因此，主要是在现有成果的基础上，运用若干新的成矿理论和技术方法，通过对区域成矿地质构造环境，代表性矿床产出的基本条件、成矿作用过程及主要控矿因素综合分析和再认识，进而加以总结，建立以矿床类型为基础的成因模式和预测理论，用以指导找矿目标的查证和靶区的选定。本文着重论述和讨论的则是有关这方面所取得的成果和认识。限于我们的研究程度和学术水平，涉及的问题有其局限性，甚或有谬误之处，恳请读者不吝指正。

本文由庄锦良、童潜明、刘钟伟、谭必祥、龚茂扬（湖南省地质研究所），王书凤矿床地质研究所），杜绍华、芮柏（宜昌地质矿产研究所），章锦统、徐启东（中国地质大学）和胥友志、孙纯成、张全根（湖南省地矿局湘南地质队）等共同讨论分别执笔完成。全文最后由庄锦良统一编纂修改定稿。附图由胥友志编绘。

在本专题研究过程中，得到了地矿部宜昌地质矿产研究所及“55-01”课题办公室、湖南省地矿局科技处、湘南地质队等单位领导及同行们的大力支持和帮助，谨借此致以深切谢意。

第一章　区域地层地球化学

现代矿床学研究结果表明，一个矿床或矿田的形成，往往是成矿物质多来源、多时期、多成因的聚积结果。在这种多元成矿过程中，对某些矿床来说，沉积或火山-沉积作用往往是基础。因为要使金属在大面积的岩石中形成初步聚集，沉积或火山沉积营力可能比其他营力更有效些。

由于矿床学家加强了矿石和围岩关系的研究，矿石与岩石间不可分割的关系越来越明显地被展示出来。1989年，莫柱孙对此曾作过深刻的阐述。他指出：正如1962年G. C. Stutz宣称的那样，每一种岩石都有它自己本来的一份矿床，是同时形成和它自己内部来源形成的。1976年，原苏联学者B. И. 斯米尔诺夫在《矿床地质学》一书中，以共生岩石为基础建立了矿床分类，并用五种热液（岩浆水、变质水、埋藏水、大气水和海水）成矿的观点，代替了传统的只有一种岩浆热液的观点。1971年，H. F. King在“关于矿的一些相反的思想”和K. B. Krauskopt的“成矿金属的来源”的文章中都认为：许多矿床的形成，沉积作用是基本的。至于一些大矿或富矿的形成，则往往要经过多种地质作用的改造和叠加，或者说，经过含矿层或矿源层的不断演化。在全球性成矿区域的对比研究中，关于成矿区域许多新理论，如元素异常区（地球化学异常区）、金属聚集区、成矿区的遗传性和继承性等的相继出现，极大地丰富了区域成矿作用的内容。当一种地质体所含的某种元素（一般指的是成矿元素或成矿标志元素）比地壳平均值高，这种地质体所分布的地区就是该元素的异常区；而某种元素的异常区，往往就是这种元素的成矿区。成矿区的遗传性和继承性是和元素异常区有关的，而元素异常区又与地壳的形成、演化以及地壳化学成分的不均一性有关。

湘南及邻区不同时代地层中某些成矿及标志元素丰度的测定，早在60年代即已开始，但由于受不同任务、目的要求和条件所限，大都是分散地对个别层位进行部分元素测定而缺乏系统性，而且分析精度差别也较大，在区域对比上有其局限性。为深化本区区域成矿作用或矿床形成的区域地球化学背景和某些成矿元素异常区存在与否的认识，在本专题研究过程中，作者在原有区域地层研究的基础上，选择其中有代表性的常宁四洲山、桂阳塔山和江华水口—码市剖面，共采集早古生代地层各系、组（段）的不同岩类新鲜基岩样品

表 1-1　成矿元素定量分析方法及其检测限（10^{-6}）

Table 1-1　Quantitative analysis methods of ore-forming elements and their detection limits(10^{-6})

测定元素	W	Mo	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Bi	Hg	Sn	Au	Ag
测定方法	极谱法		原子吸收光谱			原子荧光光谱				发射光谱	原子吸收光谱	
检测限	0.5	0.1	1.0	1.0	1.0	0.02	0.02	0.02	0.01	1.0	0.001	0.001

65件，对其中的主要成矿元素（W、Sn、Mo、Bi、Cu、Pb、Zn、As、Au、Ag）的丰度进行了比较系统的测定（宜昌地质矿产研究所测定）；其他时代地层的这些成矿元素的丰度，则主要引自1∶5万香花岭幅、汝城幅和郴县幅等区调报告以及湖南地质研究所岩相组的已有测定资料。本次测定样品各元素的测定方法及检测限见表1-1。测定结果表明，含量甚低（$\leqslant 10^{-6}$）的成矿元素，其测定的相对误差近于或小于40%；含量较高的（$>10\times10^{-6}$）成矿元素则小于20%，可见其测定精度在分析允许误差范围之内，可满足本专题研究需要。

第一节　各时代沉积古地理环境及建造

在阐述各时代地层地球化学之前，有必要概略地简述其沉积古地理环境及建造。早古生代时期，湘南是华夏古陆块与扬子-江南古陆块之间陆壳基底上发育的“华南冒地槽”的组成部分之一。自震旦纪—中晚奥陶世，堆积了一套最大厚度逾15000 m的类复理石建造、硬砂岩建造和海相硅质岩建造。

震旦系　主要为泥质、砂质板岩夹冰碛泥砾的砂岩、硅质板岩及少量含锰碳酸盐岩、硅质板岩、含锰碳酸盐岩和硅质岩。上部为钙泥质石英粉砂岩、长石石英粉砂岩夹板岩，顶部为硅质岩。

寒武系　为一套厚度很大的具韵律性的浅海相石英砂岩、长石石英砂岩、板岩及厚度变化很大的泥灰岩、灰岩、白云岩。底部为不等粒石英砂岩，夹含磷结核的薄层硅质岩及石煤层。

奥陶系　为一套具典型冒地槽沉积类型的高硫、高炭、高硅质的中细粒长石石英砂岩及含笔石的泥质砂岩、板岩，夹薄层硅质岩，韵律明显。

泥盆系　奥陶纪末，本区属于华南加里东地槽的湘南地区褶皱隆起。晚古生代初始，受钦（州）防（城）裂陷的影响出现拉张，至棋梓桥期，盆地进一步扩张，随海侵从南西而北东不断扩展，形成陆表浅海盆地，由早泥盆世至中、晚泥盆世形成一套由近岸到远岸的陆相—滨海相以石英砂岩为主的碎屑岩和厚度很大的浅海相碳酸盐岩沉积。

石炭系　早石炭世早期的海侵仍沿袭泥盆纪的海侵方向，但湘南所在的华南海已逐渐变成陆棚性质的浅海，形成一套砂页岩夹劣质煤系及泥灰岩、灰岩建造。早石炭世晚期海侵扩大，到晚石炭世，湘南地区已是一片汪洋，广泛沉积了一套由白云质灰岩、灰岩组成的浅海相碳酸盐岩。

二叠系　早二叠世时湘南的古地理面貌基本上承袭了晚石炭世的轮廓，是一个比较稳定的沉积区，主要为浅海相碳酸盐岩沉积。晚二叠世的东吴运动，差异性升降运动明显，海盆缩小变浅，沉积了一套主要为海陆交互相的含钙质碎屑岩夹薄层灰岩，含可采煤层及硅质岩。

三叠系　下、中三叠统属地台型沉积，以滨海—浅海相泥灰岩、灰岩及粉砂质页岩堆积为特征。中三叠世晚期的“安源运动”，使湘南普遍发生海退。由于基底的进一步的紧缩作用，使上部沉积盖层褶皱并产生一系列逆冲推覆断裂体系；而在局部残留的“海盆”中堆积了滨岸沼泽相或海陆交互相的含煤碎屑岩系。

侏罗系　侏罗纪开始引发的燕山运动，使本区形成挤压性山前磨拉石陆相含煤建造盆

地，并一直延续至早白垩世。

中白垩世及之后，由于上地幔隆起导致地壳拉张，本区出现陆内裂谷系，在裂陷槽中堆积了巨厚的陆相红色磨拉石建造、复理石建造，并有碱性玄武岩喷溢。

第二节　各时代地层成矿元素丰度

湘南地区各时代地层成矿元素丰度列于表 1-2。以地壳相应元素平均丰度作比较，可明显看出：

1．湘南震旦系至石炭系中 Sn、Bi 的丰度高出地壳平均丰度 1—10 倍以上。其中：Sn 在中泥盆统出现峰值；Bi 在中寒武统、中泥盆统和下石炭统出现峰值；W 多在地壳平均丰度上下波动，但以下奥陶统和中泥盆统中含量较高；Mo 则均小于地壳平均丰度。

2．湘南震旦纪—石炭纪各地层的 Cu 丰度均小于地壳平均丰度。Pb 除中、上奥陶统和石炭系的丰度低于地壳平均丰度外，其他时代地层则普遍偏高，其中中泥盆统高出 6 倍。湘南震旦纪—奥陶纪地层 Zn 的丰度普遍较高，并于下寒武统和下奥陶统分别出现 185.83×10^{-6} 和 141.40×10^{-6} 峰值，但其在上泥盆统、石炭系中的含量远低于地壳平均丰度。

3．除下奥陶统和中、上石炭统 As 的丰度较低外，湘南震旦纪—石炭纪其他地层的 Sb、As 丰度均大于地壳平均丰度。其中 Sb 在中泥盆统和下震旦统，As 在中泥盆统和下石炭统分别出现峰值和次峰值。Hg 除在下震旦统中丰度较高外，其他地层的丰度皆低于地壳平均丰度。

4．本区震旦纪—奥陶纪地层 Au 的丰度与地壳平均丰度相近；而泥盆纪—石炭纪各地层 Au 的丰度高达 $(0.67—2.76)\times10^{-6}$，高出地壳平均丰度 200 倍以上。尽管这可能存在有测定误差，但这些地层中 Au 的丰度相当高是无疑的。至于 Ag 的丰度，除下、中奥陶统略低于地壳平均丰度外，其余地层均大于地壳平均丰度。

综上所述，区内震旦系—石炭系中成矿元素 Bi、Sn、As、Sb、Ag 的丰度，普遍大于其地壳平均丰度，Mo、Cu、Hg 则相反，其他成矿元素的丰度则与其地壳平均丰度相近。此外，随地层时代的变新和地层中碳酸盐岩成分的增加，Sn、Cu、Pb、Zn 等成矿元素的丰度明显降低。

第三节　各时代地层不同岩类的成矿元素丰度

表 1-3 列出了本区各时代地层中不同岩类岩石的成矿元素丰度。由该表可知，与地壳沉积岩相应元素的丰度相比，本区震旦系—奥陶系砂岩类的 Sn、Cu、Pb、Zn、Sb、As、Ag 等成矿元素的丰度普遍较高。其中，Sn、Cu、Pb、Ag 的丰度高出地壳平均丰度一个数量级，Sb 高出 1.5 倍至一个数量级；泥岩类中，仅 Zn、Ag 2 个成矿元素的丰度相对较高；炭质岩类中，丰度相对较高的成矿元素有 Cu、Pb、Zn、Sb、As、Ag 等。本区泥盆系砂页岩中丰度普遍较高的成矿元素有 W、Sn、Pb、Zn、Sb、As、Au、Ag 等，其中，Sn、Pb、Zn、Sb 比地壳同类岩石的丰度高出一个数量级，Au、Ag 高出 2—3 个数量级；而碳酸盐岩，除 Mo、Bi 不明外，其余成矿元素的丰度均高于同类岩石地壳平均丰

表 1-2 湘南地区震旦系—石炭系中主要成矿元素丰度（10^{-6}）

Table 1-2 Abundances of major ore-forming elements from Sinian to Carboniferous in South Hunan

地层		W	Sn	Bi	Mo	Cu	Pb	Zn	Hg	Sb	As	Au	Ag
震旦系	下震旦统	1.25 (18)	3.53 (18)	0.23 (18)	0.35 (18)	37.83 (18)	28.82 (17)	97.28 (18)	0.104 (18)	6.65 (17)	18.45 (18)	0.003 (17)	0.369 (18)
	上震旦统	1.61 (10)	4.97 (10)	0.24 (10)	0.20 (10)	34.90 (10)	17.70 (10)	84.90 (10)	0.027 (10)	1.50 (10)	11.90 (10)	0.002 (10)	0.242 (10)
寒武系	下寒武统	1.58 (6)	5.54 (7)	0.63 (7)	0.42 (6)	43.50 (6)	28.43 (7)	185.83 (6)	0.03 (6)	1.29 (6)	23.70 (7)	0.001 (7)	0.237 (6)
	中寒武统	2.21 (11)	5.66 (11)	0.98 (11)	0.66 (11)	38.73 (11)	33.18 (11)	114.64 (11)	0.018 (11)	2.84 (11)	10.81 (11)	0.002 (11)	0.200 (11)
	上寒武统	1.32 (5)	4.38 (5)	0.35 (5)	0.20 (5)	52.50 (5)	19.80 (5)	52.80 (5)	0.042 (5)	0.79 (5)	4.92 (5)	0.001 (5)	0.156 (5)
奥陶系	下奥陶统	5.84 (5)	3.34 (5)	0.10 (5)	0.09 (5)	39.60 (5)	19.20 (5)	141.40 (5)	0.014 (5)	0.50 (5)	1.05 (5)	0.011 (4)	0.044 (5)
	中奥陶统	0.75 (2)	1.89 (2)	0.58 (2)	1.45 (2)	18.50 (2)	0.75 (2)	90.50 (2)	0.010 (2)	0.34 (2)	2.44 (2)	0.003 (2)	0.040 (2)
	上奥陶统	1.08 (5)	3.92 (5)	0.59 (5)	0.24 (5)	11.20 (5)	11.80 (5)	119.80 (5)	0.052 (5)	0.59 (5)	3.56 (5)	0.003 (5)	0.223 (5)
泥盆系	中泥盆统跳马涧组	5.72 (334)	39.05 (139)	2.07 (139)			141.96 (139)	104.18 (139)	0.031 (195)	14.60 (139)	37.38 (334)	2.50 (139)	1.748 (139)
	中泥盆统棋梓桥组	1.97 (147)	18.65 (43)	0.74 (43)		7.28 (103)	34.14 (146)	44.92 (146)	0.035 (116)	2.16 (43)	9.68 (159)	0.956 (43)	0.120 (31)
	中泥盆统平均值	4.57 (481)	34.23 (182)	1.76 (182)		7.28 (103)	86.73 (285)	73.82 (285)	0.032 (311)	11.66 (182)	28.45 (493)	2.138 (182)	1.451 (170)
	上泥盆统余田桥组		1.30 (28)	0.30 (28)		5.39 (145)	16.08 (173)	21.53 (173)	0.028 (50)	0.24 (28)	4.34 (78)	1.500 (28)	
	上泥盆统锡矿山组	2.70 (60)	1.28 (23)	0.29 (23)			16.01 (23)	16.89 (23)	0.029 (60)	0.67 (23)	8.73 (83)	1.049 (23)	
	上泥盆统平均值	2.70 (60)	1.29 (51)	0.30 (51)		5.39 (145)	16.07 (196)	23.63 (196)	0.029 (110)	0.43 (51)	6.60 (161)	1.297 (51)	
石炭系	下石炭统岩关组	1.00 (21)	3.26 (54)	2.15 (54)			12.27 (54)	12.79 (54)	0.031 (21)	0.46 (54)	4.86 (75)	0.671 (54)	
	下石炭统大塘组	1.00 (64)	1.99 (25)	0.31 (25)			11.20 (25)	46.45 (25)	0.030 (64)	1.27 (25)	6.47 (89)	1.144 (25)	
	下石炭统平均值	1.00 (85)	2.86 (79)	1.57 (79)			11.93 (79)	23.44 (79)	0.030 (85)	0.72 (79)	5.73 (164)	0.821 (79)	
	中石炭统黄龙组	0.89 (36)	1.00 (7)				5.00 (7)	19.29 (7)	0.030 (36)	0.20 (7)	1.32 (49)	2.760 (7)	
	上石炭统船山组		1.00 (6)				5.00 (6)	9.95 (6)		0.20 (6)		1.550 (6)	
地壳平均丰度		1.50	2.00	0.17	1.50	55.00	12.50	70.00	0.08	0.20	1.80	0.004	0.07

注：地壳平均丰度据泰勒（1964年）；括号内数字为样品数。

表 1-3 湘南地区震旦系—石炭系不同岩石中主要成矿元素丰度（10^{-6}）

Table 1-3 Abundances of major ore-forming elements of various rocks from Sinian to Carboniferous in South Hunan

地层	岩石类型	W	Sn	Bi	Mo	Cu	Pb	Zn	Hg	Sb	As	Au	Ag
震旦系	砂岩	1.46 (8)	4.63 (8)	0.19 (8)	0.21 (8)	32.75 (8)	19.38 (8)	70.50 (8)	0.033 (8)	4.40 (8)	16.08 (8)	0.003 (7)	0.340 (8)
	泥岩	1.39 (18)	3.85 (18)	0.23 (18)	0.31 (18)	35.39 (18)	24.00 (18)	100.72 (17)	0.074 (18)	4.20 (17)	14.48 (18)	0.003 (18)	0.286 (18)
	炭质岩	0.95 (2)	3.45 (2)	0.39 (2)	0.55 (2)	65.50 (2)	52.00 (2)	111.50 (2)	0.280 (2)	10.71 (2)	30.94 (2)	0.001 (2)	0.805 (2)
寒武系	砂岩	1.07 (7)	5.19 (7)	0.32 (7)	0.34 (7)	34.71 (7)	28.00 (7)	65.50 (6)	0.030 (7)	1.45 (7)	7.77 (7)	0.001 (7)	0.181 (7)
	泥岩	2.61 (14)	5.79 (14)	1.03 (14)	0.54 (14)	18.04 (14)	27.43 (14)	137.64 (14)	0.020 (14)	2.24 (14)	11.62 (14)	0.002 (14)	0.199 (14)
		0.53 (2)	2.85 (1)	0.15 (2)	0.80 (1)	34.00 (1)	41.50 (2)	158.50 (2)	0.100 (1)	20.13 (2)	49.48 (2)	0.001 (2)	0.350 (1)
奥陶系	砂岩	0.60 (1)	2.60 (1)	0.24 (1)	0.10 (1)	26.00 (1)	13.00 (1)	64.00 (1)	0.010 (1)	0.51 (1)	3.52 (1)	0.001 (1)	0.09 (1)
	泥岩	3.23 (11)	3.46 (11)	0.40 (11)	0.40 (11)	37.73 (11)	13.00 (11)	129.36 (11)	0.031 (11)	0.51 (11)	2.22 (11)	0.006 (10)	0.123 (11)
泥盆系	砂页岩	5.27 (334)	59.05 (139)	2.07 (139)			141.96 (139)	104.18 (139)	0.031 (195)	14.60 (139)	37.38 (334)	2.504 (139)	1.748 (139)
	碳酸盐岩	1.97 (147)	11.81 (71)	0.57 (71)		6.175 (248)	24.35 (319)	33.86 (319)	0.033 (166)	1.40 (71)	7.92 (237)	1.171 (71)	0.129 (31)
石炭系	砂页岩		2.08 (5)	0.38 (5)			14.80 (5)	50.86 (5)		0.69 (5)		1.120 (5)	
	碳酸盐岩	0.94 (121)	2.63 (87)	1.44 (87)			10.73 (87)	20.50 (87)	0.030 (121)	0.65 (87)		1.010 (87)	
地壳沉积岩丰度	砂岩	1.60	0.x	—	0.20	x	7.00	16.00	0.003	0.0x	1.00	0.00x	0.0x
	页岩	1.80	6.00	—	2.60	45.00	20.00	95.00	0.40	1.40	13.00	0.00x	0.070
	碳酸盐岩	0.60	0.0x	—	0.40	4.00	9.00	20.00	0.004	0.20	1.00	0.00x	0.0x

注：地壳沉积岩丰度据 K.Turkian,K.Wedepohl(1964)；括号内数字为样品数。

度，其中 Au、Ag、Sn 高出 1—3 个数量级，W、Cu、Pb、Zn、Hg、Sb、As 高出 0.5—7 倍不等。本区石炭系砂页岩，除 Au 丰度甚高外，Sn、Bi、Pb、Zn、Sb 的丰度均介于砂岩与页岩的相应元素丰度之间；碳酸盐岩与地壳碳酸盐岩相应元素的丰度相比，Sn、Hg 高出一个数量级，Sb 高出 2.3 倍，其他成矿元素则略高于地壳平均丰度。

对照表 1-2 则可看出，凡单位地层中成矿元素丰度高的，其各类岩石中相应成矿元素的丰度亦高。

第四节　成矿元素的富集层位

由于资料的完备程度不一，本文仅讨论 W、Sn、Bi、Pb、Zn、Hg、Sb、As、Au 等 9 种成矿元素。由前述可知，本区震旦纪—石炭纪地层以富含 Bi、Sn、As、Sb、Ag 为特征。

为进一步阐明上述各成矿元素在这些地层中的富集层位，作者用地壳相应元素丰度（泰勒，1964）计算它们在各单位地层中的浓集系数 K_1，用全区震旦纪—石炭纪地层相应元素丰度计算它们在各单位地层中的浓集系数 K_2，并据此作为判别这些成矿元素在单位地层中相对富集和贫化的准则。当某一地层中某成矿元素的 $K_1 \geqslant 3$ 和 $K_2 \geqslant 2$ 时，该层位即为该元素的高富集层位；当其 $3 > K_1 > 2$ 和 $2 > K_2 > 1$ 时，则为次高富集层位；当其 $2 > K_1 > 1$ 和 $K_2 < 1$ 时，为低富集层位；而当其 $K_1 < 1$ 时，则为贫化层位。

本区震旦纪—石炭纪地层中上述 9 种成矿元素的富集情况如表 1-4 所列。现就 W、Sn、Pb、Zn 4 个主要成矿元素的富集层位分述如下。

1．W 的富集层位

W 的地壳丰度为 1.5×10^{-6}，全区地层（震旦系—石炭系，下同）的丰度为 2.01×10^{-6}。本区中泥盆统跳马涧组（$K_1 = 3.81$，$K_2 = 2.85$）和下奥陶统（$K_1 = 3.89$，$K_2 = 2.91$）为W的高富集层位；上泥盆统锡矿山组（$K_1 = 1.80$，$K_2 = 1.34$）和中寒武统（$K_1 = 1.47$，$K_2 = 1.10$）为W次高富集层位；中泥盆统棋梓桥组、下寒武统及上震旦统（$K_1 = 1.05—1.31$），则为W低富集层位。

2．Sn 的富集层位

Sn 的地壳丰度为 2×10^{-6}，全区地层的丰度为 5.59×10^{-6}。据表 1-4 所列，本区震旦系—石炭系，大都为富含Sn的地层。从其浓集系数看，中泥盆统跳马涧组（$K_1 = 19.53$，$K_2 = 6.99$）、棋梓桥组（$K_1 = 9.33$，$K_2 = 3.33$）为 Sn 高富集层位；上震旦统和寒武系，其 K_1 值介于 2.19—2.83 之间，K_2 值一般小于 1，为Sn 次高富集层位；下震旦统、下奥陶统、上奥陶统和下石炭统岩关阶等地层，其 K_1 值为 1.63—1.97，为 Sn 低富集层位。

3．Pb 的富集层位

Pb 的地壳丰度与全区地层平均丰度分别为 12.5×10^{-6} 和 28.82×10^{-6}。除中、上奥陶统及石炭系外，其余地层的 Pb 丰度均高于地壳丰度。本区中泥盆统跳马涧组（$K_1 = 11.36$，$K_2 = 4.93$）为 Pb 高富集层位；中泥盆统棋梓桥组、下震旦统及下寒武统和中寒武统（$K_1 = 2.27—2.73$，$K_2 = 1.0—1.8$）为 Pb 次高富集层位；上震旦统、上寒武统、下奥陶统和上泥盆统佘田桥组和锡矿山组，其 K_1 值在 1.28—1.53 之间，为 Pb 低富集层位。

4．Zn 的富集层位

表 1-4 湘南地区震旦纪—石炭纪不同地层中相对富集的成矿元素

Table 1-4 Ore-forming elements concentrated in various strata form Sinian to Carboniferous Period in South Hunan

地层		浓集系数		
		$K_1 \geqslant 3, K_2 \geqslant 2$	$3 > K_1 > 2, 2 > K_2 > 1$	$2 \geqslant K_1 \geqslant 1, K_2 < 1$
上石炭统	船山组	Au		Sb,Bi
中石炭统	壶天组	Au		Sb,Bi
下石炭统	大塘组	Au,Sb		Bi
	岩关组	Au,Bi	(Sb, As)	Sn
上泥盆统	锡矿山组	Au,(As,Sb)	(W,Bi)	(Pb)
	余田桥组	Au	(As)	(Bi,Pb, Sb)
中泥盆统	棋梓桥组	Sn,Au,(As,Sb,Bi)	Pb	W, (Zn)
	跳马涧组	W,Sn,Bi,Pb,Sb,As, Au	(Zn)	
上奥陶统		(Bi)	(Sb,Zn)	(Sn, As)
中奥陶统		(Bi)		(Zn,Sb,As)
下奥陶统		W	Zn, (Sb)	(Sn, Pb)
上寒武统		(Sb)	(Sn,Bi,As)	(Pb)
中寒武统		(Bi,As,Sb)	Sn,Pb,Zn,(W)	
下寒武统		(As,Sb,Bi)	Zn,(Pb,Sn)	(W)
上震旦统		(As, Sb)	(Sn)	(W,Pb,Zn,Bi)
下震旦统		(As, Sb)	Pb,(Zn, Hg)	(Sn, Bi)

注：括号内成矿元素其K_1和K_2只有一个达到该栏目指标。

Zn 的地壳丰度为 70×10^{-6}，全区地层平均丰度为 93.38×10^{-6}。本区下震旦统、下寒武统、中寒武统及中奥陶统和上奥陶统等地层，其 K_1 值均小于 3，而 K_2 值皆大于 1，为 Zn 次高富集层位；上震旦统、中奥陶统及中泥盆统棋梓桥组，其 K_1 值介于 1.18—1.29 之间，为 Zn 低富集层位。

综上所述，可对本区地层的含矿性作如下评价：

湘南地区的震旦系至奥陶系，为一厚度巨大的浅变质碎屑岩系。由表 1-4 可知，其相对富集的成矿元素有 Bi、As、W、Sn、Pb、Zn、Sb 等；其下寒武统底部的炭质板岩、炭质砂岩中，某些成矿元素更为富集，如 Ag 为 9.75×10^{-6}，As 为 75.6×10^{-6}，Sb 为 38.82×10^{-6}，Pb 为 71×10^{-6}，Zn 为 226×10^{-6}，Cu 为 335×10^{-6}，Mo 为 45×10^{-6}，Hg 为 1.29×10^{-6}。目前已知在震旦系、寒武系中有少数热液型钨锡多金属中、小型矿床产出，寒武系、奥陶系中亦有个别热液型锑矿产出。从这些矿床的地质特征看，地层中的成矿元素虽并非是其矿体形成的唯一物质来源，但毫无疑问，地层中的成矿元素为矿床的形成提供了一定的物质基础。此外，湘南地区广泛出露的花岗岩类，特别是燕山期陆壳改造型成矿岩体，它的岩源层无疑包括震旦系—奥陶系乃至前震旦系（在地表未出露）等地

层。因此，凡与花岗岩有成因联系的矿床，上述地层间接提供一定的成矿元素亦是勿庸置疑的。

本区的泥盆系一石炭系，除中泥盆统跳马涧组（部分地区包括下泥盆统源口组、中泥盆统半山组，下同）外，主要为碳酸盐岩。其相对富集的成矿元素，石炭系仅有 Au、Sb、Bi 等几种，但其泥盆系中却大量出现，有 W、Sn、Pb、Zn、Au、As、Sb、Bi 等，并形成高或次高富集。众所周知，湘南地区泥盆系，特别是中泥盆统棋梓桥组，Pb、Zn、Sn 等含量明显高于其他时代碳酸盐岩地层，并有众多的层控-热液型铅锌矿床和接触交代型钨锡、铅锌中小型乃至大型工业矿床产于其中。这表明，本区中泥盆统棋梓桥组为钨、锡、铅、锌成矿提供了重要的矿质来源，是主要的矿源层。本区中泥盆统跳马涧组是 W、Sn、Pb、Zn、Sb 等成矿元素的高富集层位或次高富集层位，目前该层位已发现有与热液活动有关的钨矿产出，因此，在该层位中寻找上述诸矿床应具有一定前景。成矿元素 Au 虽可能存在测定误差，但它在泥盆系一石炭系各地层单元中含量普遍较高，局部形成高度富集是有可能的，因此值得今后进一步工作。这对于产在泥盆系一石炭系中的矿床的伴生金矿及与热液活动有关的破碎带金矿的寻找与研究，是有意义的。

第二章　区域构造

第一节　湘南地区的壳幔结构及组成

一、壳幔结构

本区岩石圈乃是我国现今五大板块之一的华南板块（不含东南沿海地区）的组成部分，其壳幔结构及其组成与华南地区基本一致，但也有一定差异。据相邻地区人工地震P波波速（v_P）模型（图2-1）及湖南省地矿局物探队（1989）资料，本区地壳呈三层或三层以上的多层结构，分层清晰，属较稳定地壳。其上地壳平均厚度为10—13.5 km，中地壳平均厚度为9km，下地壳平均厚度为9.5—10 km。茶陵-永兴-桂阳基底深断裂（相当于"鄂-郴-蓝"重力梯度带或挤压碰撞带）以东地区，地壳平均厚31—32 km左右，岩石

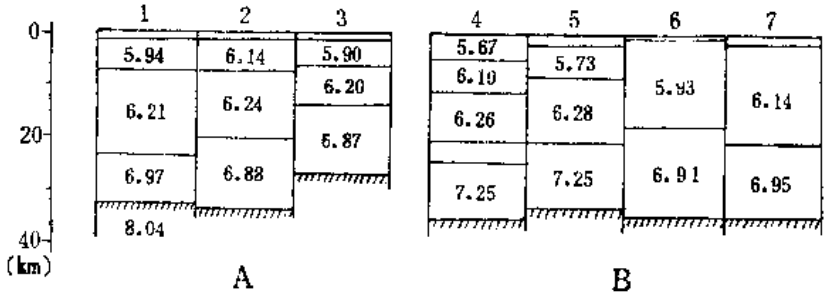


图 2-1　扬子微板块(A)和华南微板块(B)人工地震P波波速模型
（据朱介寿，1986）

Fig. 2-1　Velocity model of seismic P-wave of the crust in the Yangtze (A) and South China(B) microplates(after Zhu Jieshou, 1986)

1—江西永平；2—江西永平；3—湖南长沙；4—广西柳州；5—广西柳州；6—江西永平；7—江西永平

圈厚120—150 km左右；以西地区，地壳平均厚29 km左右，岩石圈厚240 km左右。由表2-1可知，本区地壳及上地幔的地震P波波速均低于华南地区。另据资兴—大庸大地电磁测深剖面，在深部50—60 km处，存在一个厚达数公里的低阻高导层，推测其可能为上地幔内部局部熔融带及韧性剪切带之反映；在190—200 km深处，普遍存在另一个低阻高导层，它反映了本区岩石圈底界软流层的位置，这一位置与用地震波速（v_P）推测的岩石圈厚度基本吻合。

二、壳幔成分

1．上地幔成分

据本区宁远、道县一带燕山期玄武岩中深源包体有纯橄榄岩、尖晶石二辉橄榄岩等超镁铁质岩及辉长岩等包体，推测本区上地幔成分大体与尖晶石二辉橄榄岩相当。据黄国祥（1989）资料，相对于原始地幔，本区尖晶石二辉橄榄岩包体明显亏损亲石元素而略微亏

损铬、镍及锰。另据刘观亮等（1982）的研究，本区尖晶石二辉橄榄岩包体碎裂构造明显，并具有压扁拉长呈定向排列的碎斑结构，其中的橄榄石具有十分发育的应变阶梯状消光。这种具有亏损型地幔特征的变形橄榄石的橄榄岩包体，来自原始地幔上部的低速层，其形成温度为1043—1245℃，压力为1500—2520 MPa（刘观亮等，1982），即形成于相当50—85 km的深度。这一深度与大地电磁测深推导的第一个低阻高导层的位置相当。

2．地壳组成

根据地震波波速（v_P）大小与岩石密度值成正相关的原理，通常可用各岩层的实测密度与地壳平均密度及地震波波速（v_P）之间的对应关系来间接推测地壳的组成。由表2-1可见，华南地壳的平均密度为2.84 g/cm³，地震波波速（v_P）平均为6.3—6.4 km/s，与本区岩石的密度值相比，相当于偏基性的闪长岩类岩石。而湘南上地壳及中地壳上部可能相当于浅变质岩系，中地壳下部及下地壳可能相当于中深变质岩系的偏基性的花岗质岩石。然而，在地史期中，由于地幔上隆，产生过玄武质岩浆的分异及活动，从而导致地幔物质局部混入地壳中。随着地壳物质的不断分异调整，本区下地壳成分可能为略偏基性的中性岩类岩石。

表2-1 湘南与华南岩石圈密度与地震波波速对比表

Table 2-1 Correlation on the density and seismic P-wave velocity of the lithosphare in South Hunan and South China

湘南岩石圈①					华南岩石圈②		
湘南地层及岩石的密度 (g/cm³)		地震波波速 (km/s)			密度 (g/cm³)		地震波波速 (km/s)
中生界	2.63	地壳	上地壳	5.84	地壳	2.84	6.3—6.4
上古生界	2.69		中地壳	6.00—6.19			
下古生界	2.62		下地壳	6.56—6.72			
花岗岩	2.58—2.60		平均	6.13—6.25			
石英闪长岩	2.70	上地幔		7.96—8.03	上地幔	3.78	8.03—8.13
辉绿岩	2.91						

① 据湖南省地矿局物探队1985年和1989年资料综合；② 据朱介寿等1986年资料。

第二节 前寒武纪沉积盆地类型及其构造环境

一、前寒武纪地壳基底岩群的出露概况

华南地区由于近年来同位素年代学资料的积累，已初步查明前寒武纪岩群的分布情况。属于晚太古代片麻岩、麻粒岩以及混合岩的结晶岩系的有滇东地区的底巴都组、哀牢山群，滇中地区的普登群及川西地区的康定群等。属于早元古代中深变质岩系的片麻岩、片岩、大理岩及细碧-角斑岩群的有川滇地区的大洪山群、康定杂岩，鄂西地区的三斗坪群及武当群，浙东地区的陈蔡群，闽北地区的建瓯群下部及南海西沙群岛的花岗片麻岩。中元古代裂谷型沉积的中浅变质岩系及火山碎屑岩系有川滇地区的会理群及昆阳群，桂、黔、鄂、湘、赣诸省之四堡群、梵净山群、冷家溪群、双桥山群及东南沿海的建瓯群中上

部。因此，华南地壳在晚太古代—早元古代时，可能存在若干太古宙古陆核，经多次构造热事件，形成华南原始大陆。中元古代时，由于地幔上涌、地壳拉张，原始华南大陆被裂解，至晚元古代形成各自独立的若干地体。就湖南境内而言，湘西和湘中地区（扬子-江南联合地体）经板溪期、震旦纪向稳定陆缘的地台发展，而湘南地体则为活动陆缘裂陷槽环境。湘东的衡东及攸县一带，出露有晚元古代巨厚之浊积岩及火山碎屑岩与细碧-角斑岩沉积建造，并可与江西神山群相对比。往南至湘南广大地区，是否存在前震旦系，迄今未有定论。然而，最近于桂阳桥市大江边下震旦统泗洲山组含砾板岩之下，发现有约60m厚、与衡东地区所见晚元古代沉积类似的灰黑色纹层状含炭泥质板岩，但出露面积小，其时代归属尚有待进一步工作。

震旦系下统泗洲山组及上统天子地组，为厚逾数千米的斜坡相浊流沉积夹细碧-角斑岩及火山碎屑岩至深海—半深海盆地相碳硅泥含铁建造。这与粤北、桂东南地区震旦系下统鹰阳关群及上统乐昌峡群相当。

二、前寒武纪沉积盆地构造环境

据王任衡等1989年资料，本区晚元古代碎屑岩的化学成分中，SiO_2 为 73.88%，Na_2O 为 1.37%，K_2O 为 2.13%，K_2O/Na_2O 比值为 1.55；震旦系碎屑岩，其 SiO_2 为75.80%，Na_2O 为 2.63%，K_2O 为 2.17%，K_2O/Na_2O 比值为 0.83，可见其成分与安第斯活动陆缘沉积类似。另据杂砂岩矿物成分的 Q-F-L 图解（图 2-2），湘南地区晚元古代及震旦纪沉积物的物源区来自造山带。

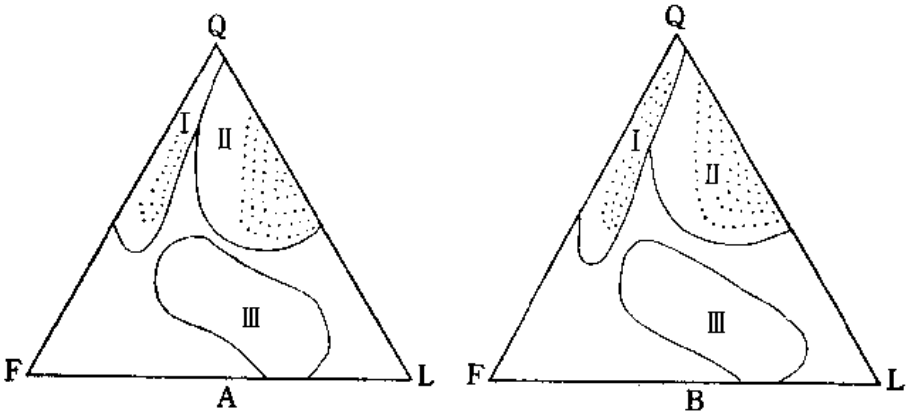


图 2-2 湘南晚元古代板溪期(A)及震旦纪(B)杂砂岩的 Q-F-L 图解
（据迪金斯）

Fig. 2-2 Q-F-L diagram for the wacke from the Banxi Group(A) and Sinian System(B) in South Hunan (after Dickson)

I—稳定陆块物源区；II—造山带物源区；III—岩浆弧物源区；Q—石英和硅质岩屑；F—长石和花岗岩岩屑；L—其他岩屑

第三节 奥陶纪末地壳运动型式及碰撞型花岗岩带

据水涛❶及王新等（1988）资料，华南地区迄今已厘定出两条古洋壳俯冲带。晋宁期

❶ 水涛，1987，浙闽变质基底研究现状及对华南大地构造格局的几点认识。未刊。

沿绍兴—江山一带消减，华夏陆块与江南陆块局部对接造山，并出现磨拉石建造（骆家门组、虹赤村组），而湘赣粤一带则继续拉张，形成前震旦纪残留盆地，相应沉积一套以陆源碎屑为主的复理石-细碧角斑岩建造（攸坞、东桥、神山、洛市及铁砂街等地），衡山新桥则见有安山质玄武岩。这种残留盆地一直持续到早古生代。奥陶纪末，华南地区沿浙江松阳、龙泉—福建南平一线再次俯冲消减，两陆块拼接完成，形成南岭加里东褶皱造山带及磨拉石盆地和碰撞型花岗岩带。

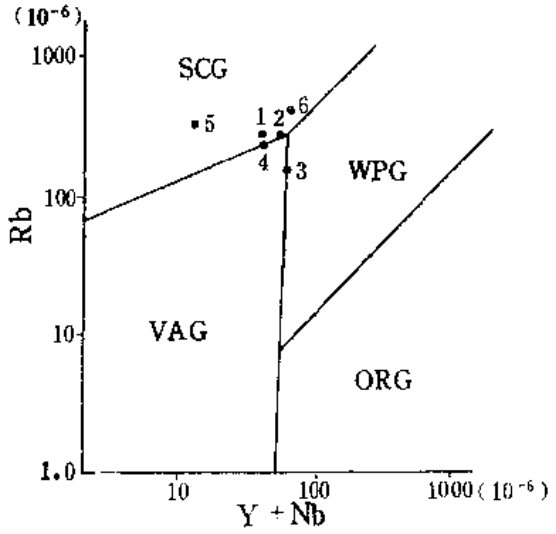


图 2-3 湘南地区加里东期花岗岩类的Rb—(Y+Nb)图解

（据 J. A. Rearce 等，1984）

Fig. 2-3 Rb—(Y+Nb)diagram for the Caledonian granitoids in South Hunan(after J.A. Rearce et al., 1984)

SCG—同碰撞花岗岩区；WPG—板内花岗岩区；ORG—洋脊花岗岩区；VAG—火山弧花岗岩区；1—雪花顶岩体；2—诸广山（东洛）岩体；3—彭公庙岩体；4—白芒营岩体；5—越城岭岩体；6—苗儿山岩体

现有资料表明，湘南地区加里东期花岗岩大多属于同碰撞期花岗岩，也见有碰撞后俯冲阶段形成的具有火山弧型某些特征的花岗岩。湘南加里东期岩体有雪花顶、白芒营（隐伏）、彭公庙、桂东、益将及诸广山之扶溪、上堡、澜河等岩体。其岩性大多为花岗闪长岩类，少数为石英辉长岩（益将）；其 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值多数介于0.71—0.73之间，少数为0.708，属壳源型花岗岩（S型）。Rb-Sr等时线年龄为534—358Ma之间。其微量元素及稀土元素特征表明，它们属富铷贫铌、贫重稀土花岗岩类，其 K_2O 含量（4.30—4.15%）高于上元古界和震旦系碎屑岩。这些花岗岩中富含泥质的富云及富斜包体。富云及富斜包体呈显微粒状、显微鳞片变晶结构，具有沉积变质岩特点。这些特征均与同碰撞型花岗岩的基本特点相吻合。

本区加里东期花岗岩是在块体碰撞、地壳加厚时侵位的。当地壳仰冲时，由于剪切热及碰撞前原始热流与由俯冲带入的沉积物（震旦系—奥陶系复理石海相页岩）中重要组分——硼和氟等挥发分运移通过逆冲岩块，从而降低了熔融温度；此外，卤族元素也将提高铷（及铯）在挥发相中的溶解度，从而促进了同碰撞花岗岩浆的形成。图2-3表明，湘南地区的加里东期花岗岩，除彭公庙岩体为碰撞后俯冲阶段形成的板内花岗岩外，其余岩体均落入同碰撞区属同碰撞型花岗岩。

第四节 晚古生代沉积盆地类型及构造环境

本区在奥陶纪末与雪峰-江南联合地体拼贴成整体，陆壳增厚。晚古生代伊始，受钦防裂陷的影响，本区再次拉张。但盆地边缘因受武夷山造山带制约而未出现断陷而是褶陷。盆地基底属厚壳性质，并具有较强的塑性，故盆地初始阶段的同生构造以挠曲或褶曲为主，断裂仅占次要地位。至泥盆纪棋梓桥期，盆地才进一步扩张，同生断裂也得以发育，

海侵范围扩大呈现陆表海环境。

1．古构造概貌

图 2-4 表明，从大范围看，加里东碰撞带（挤压褶皱）以近东西向为主，为南岭纬向构造带的主体。这已由东西向航磁及重力异常带所印证。此外，东西向花岗岩带在本区也极为醒目。随着海西—印支期古特提斯构造的发育，构造线方向向北东偏移。与东西向及北东向构造相配套的近南北向与北西向构造也随之出现。本区北东—北北东向断裂构造尤为发育，并且多表现为控制沉积岩相（台盆边界、线形礁滩、滑塌岩、浊积岩等）的同沉积断裂，并具有继承性和构造分区性等特点。

湘南地区主要的北东—北北东向断裂由西向东有双牌-衡山断裂、宁远-新田-常宁断裂、茶陵-永兴-桂阳断裂、资兴-长城岭断裂及桂东-汝城断裂等。

双牌-衡山断裂为深断裂，也是扬子-江南联合地体与湘南地体间的分界断裂。该断裂东部衡阳盆地的大地热流密度值为66.035 mW/m^2，深部为 39.39mW/m^2，而其西侧的大地热流密度值为 25.11 mW/m^2，深部仅为 9.9 $mW/m^2$❶，仅相当于地球平均热流密度值的40％。这显示了西侧为低温高压、东侧为高温低压的俯冲效应。中生代经历了韧性剪切（南岳岩体西侧）及走滑转换。

宁远-新田-常宁断裂为继承性深断裂，往东延入江西宜春一带，往南进入广西平乐、金秀、平南一带，与北西向的南丹-马山深断裂共轭。该断裂是在晚古生代—中生代北东向陆内复杂裂谷系的基础上发展而成，并控制了燕山期玄武岩浆的喷溢。

茶陵-永兴-桂阳断裂，不仅表现为酃县-郴州-蓝山重力梯度带，地震资料也反映其两侧地壳及岩石圈厚度有较大差异，它还是奥陶纪末板片叠置碰撞挤压带。该断裂不仅控制了区内加里东花岗岩的分布（基本分布于该断裂的南侧），甚至还控制了印支期及燕山期小岩体群的分布。震旦纪—寒武纪时，它为同沉积断裂，其东侧为斜坡相粗碎屑岩，西侧为深海—半深海盆地相碳硅泥质建造。泥盆纪伊始，其东部近“武夷古陆”为成熟度较低之陆相、河流相粗碎屑岩；而其西侧为成熟度较高的滨海相石英质碎屑岩。

湘南地区的北西向断裂自北东向南西有湘乡-彭公庙断裂、邵阳-常宁-桂阳断裂及东安-宁远-蓝山断裂等。这些断裂属张剪（扭）性断裂，对加里东期、印支期乃至燕山期岩浆活动有较明显的控制作用。其中的邵阳-常宁-桂阳断裂，不仅是泥盆纪古斜坡带，而且震旦纪—石炭纪就一直陆续活动，成为一条宽阔的继承性沉积-构造-岩浆活动带以及钨、锡、铋、钼、铅、锌、砷的高背景带（庄锦良等，1988）。此外，它对二叠纪含煤地层的变质也有控制作用。

湘南的东西向构造主要为阳明山-塔山-泗洲山东西向构造及都庞岭-其昌岭-九嶷山东西向构造带。它们在泥盆纪（半山期及跳马涧期）时呈东西向断续分布于岛链地带；在震旦纪—奥陶纪时出现于地壳减薄处（沉积加厚区）。与邵阳-常宁-桂阳断裂一样，地壳减薄处的质量亏损，必由深部物质，尤其是与地幔物质补偿。因此，其莫霍面必然抬升，因而是花岗质岩浆的储积场所。印支期褶皱挤压进一步呈近东西向或北东向穹状隆起带。

2．印支运动构造变形特点

本区上三叠统—下侏罗统的不整合面之下，是由泥盆系—下三叠统（中三叠统）组成

---

❶ 四川攀西地质队 1988 年资料。

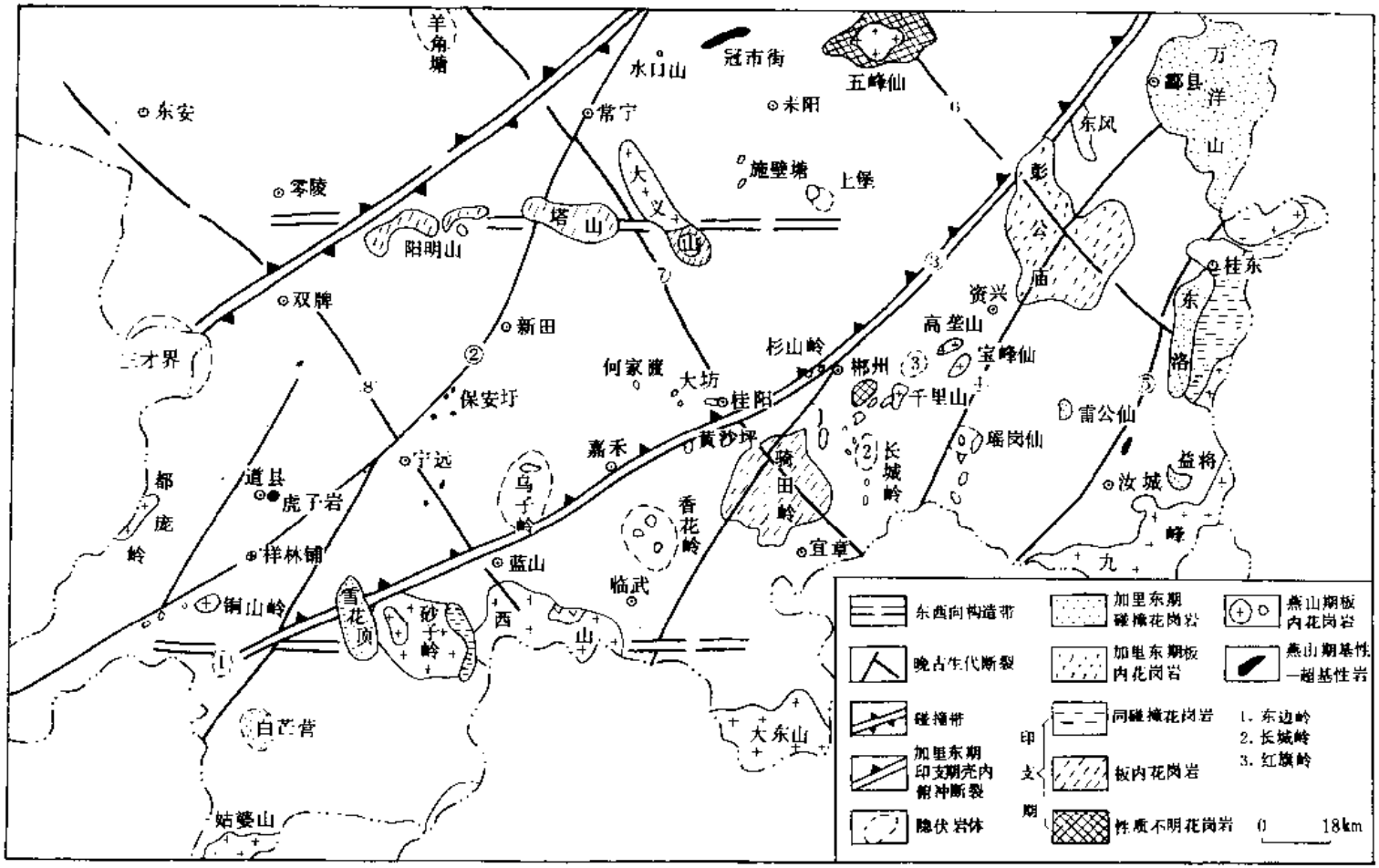


图 2-4 湘南地区花岗岩类的分布及晚古生代古构造略图

Fig. 2-4 A sketch map showing the paraeotectonics of Late Paraeozoic Era and the distribution of granitoids in South Hunan

的一套褶皱，具有浅层变形特点的“佴罗山式”构造样式，并且伴有一系列叠瓦式冲断的“薄皮构造”特点。它们是伴随“钦防海槽”关闭褶皱造山带前缘，沿基底滑脱横向缩短之褶断带。其褶皱类型或大或小皆为同心圆状或等厚褶皱。泗洲山—香花岭一线以东地区的常宁—桂阳一带，呈弧形线性紧闭褶皱，横剖面为隔档式、隔槽式。而以西地区的新田—嘉禾—蓝山一带，为短轴状褶皱，代表了等厚褶皱中间部分的同心圆状带。更西的宁远、道县一带又出现隔档式、隔槽式褶皱。伴随这些褶皱发育一系列由纵向逆断层组成的叠瓦片状体，且局部发生倒转。东部桂阳一带西倒东倾，西部道县一带东倒西倾。倒转褶皱轴面与冲断面同步倾斜，表明卷入褶皱的岩层厚度基本相同，褶皱形成深度也基本相同。冲断层向下延伸时，常沿各种异性面（如煤系地层、泥灰岩等）滑移呈上陡下缓之犁式断层，并且共同收敛于同一主滑移面上。与这些不同级别的冲断层伴生的等厚褶皱也随之向下消失。

本区印支期浅层滑脱之褶皱冲断变形对触发花岗岩的侵位及定位，不仅对印支期底辟式岩浆上侵（花岗岩穹隆），乃至“无根式”小岩体的侵位及定位，尤其是燕山期小岩体的定位具有重要意义。

3．印支期花岗岩侵位机制

茶陵-永兴-桂阳板片叠加碰撞挤压带于奥陶纪末形成后，印支期乃至燕山期仍继承发展，加之北西向张扭性断裂交叉复合，常造成巨大的构造减压区，形成花岗岩浆活动的有利空间，并由深部向浅部以底辟形式侵位。由于热膨胀对围岩产生侧向挤压，使局部重力应力场叠加在区域应力场之上，并且受区域应力场所制约，使岩体周围的“佴罗山式”褶断变形复杂化。本区印支期花岗岩侵位受古断裂带控制，由于密度倒置引起的重力浮升，其底辟侵位特点相当明显。

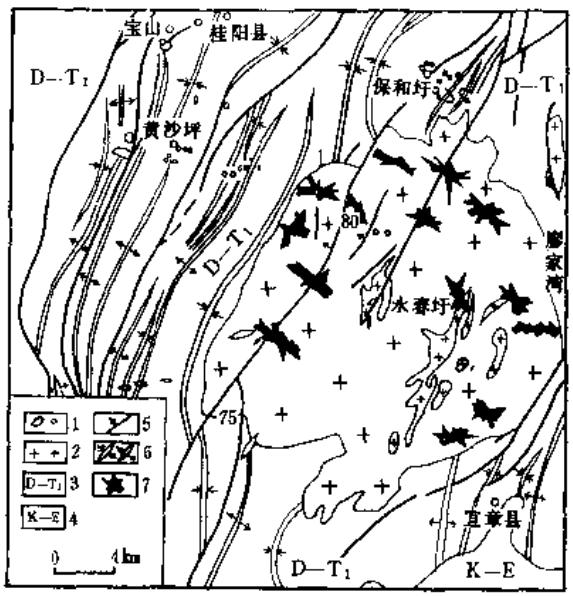


图 2-5 骑田岭花岗岩体地质构造略图

Fig. 2-5 Geological-structural sketch of the Qitieling granitic intrusion

1—晚期花岗质小岩体；2—花岗岩基；3—泥盆系—下三叠统；4—白垩系—第三系盆地；5—断层及褶皱产状；6—背斜及向斜轴；7—流线走向

正是花岗岩浆的底辟式上侵，导致了本区众多花岗岩穹隆的形成。本区五峰仙、塔山及骑田岭花岗岩穹状隆起即是典型代表。现以骑田岭花岗岩穹隆为例（刘锺伟，1990）就其特点说明如下。

骑田岭花岗岩体出露面积约 500km²，呈等轴状。它直接穿过基底岩层而进入到泥盆系—石炭系中。岩体中流动构造方向（图 2-5）表明岩浆由南东向北西侵入。重力资料还表明，岩体重力低位置相对于岩体实际中心位置向南东偏离了 15 km。航磁异常反映岩体北西外接触带局部异常不仅数量多而且形态复杂多样，而南东外接触带仅有规则的低缓异常。这说明北西部岩体埋深较浅而南东部埋深较大。由此可见，该岩体由深部向浅部侵位时，由南东逐渐向北西超覆，并导致上古生界就势冲断滑脱，形成包括

坪宝地区在内的一系列西倒东倾的冲断推覆构造。

4．印支期花岗岩体形成的构造环境

本区印支期花岗岩体有阳明山、塔山、大义山（南体）、五峰仙、骑田岭、砂子岭、王仙岭及诸广山（寨前、白云圩）等岩体。它们大多为印支期、燕山期复式岩体，有的是还

表 2-2 湘南地区印支期花岗岩的Rb、Nb、Y 含量(10^{-6})

Table 2-2 The contents of Rb, Nb, Y of the granitoids in South Hunan(10^{-6})

序号	岩 体	Rb	Nb	Y	资料来源	序号	岩 体	Rb	Nb	Y	资料来源
1	阳明山	196	18	32	庄锦良等，1987	4	白云圩	394.1	17.3	29.2	郑基俭，1984
2	塔 山	102	14	38		5	寨 前	226.3	18.9	37.3	
3	骑田岭	260	21	39		6	砂子岭	384	48.5	74	庄锦良等，1987

含有加里东期岩体之复式岩体。其岩性多为二长花岗岩及黑云母花岗岩，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值为 0.72左右，少数高达0.74，具有 S 型花岗岩特点；其同位素年龄值介于200—220 Ma之间。岩石化学成分表明，其含 SiO_2 多数在70%以上，里特曼指数(δ)介于1.8—3.3 之间，属钙碱性花岗岩。其稀土总量高于加里东花岗岩，但 LREE/HREE 比值却与之相近或略大，这说明印支期花岗岩的HREE较加里东期花岗岩有所增高。上述特点表明：本区印支期花岗岩，是受断裂控制并有深源组分加入，由早期花岗岩选择性熔融，沿仰冲块内断裂由深部向浅部侵位的板内花岗岩。据庄锦良等（1987）和郑基俭（1984）资料，湘南地区印支期花岗岩的铷含量为(102—394.1)$\times 10^{-6}$，铌含量为(14—48.5)$\times 10^{-6}$，钇含量为 (29.2—74)$\times 10^{-6}$ (表 2-2)。在 Rb—(Nb+Y)图上（图 2-6），阳明山、塔山及骑田岭岩体的投影点落入板内花岗岩区，砂子岭岩体落入同碰撞与板内花岗岩区的过渡线上，而诸广山的寨前岩体则落入同碰撞花岗岩区偏火山弧区一侧。由于印支期碰撞作用叠加在加里东碰撞带上，这就导致了诸广山及九嶷山加里东—印支期复式花岗岩带的形成；而碰撞后俯冲期，则形成具有火山弧型岩浆岩某些特征的板内花岗岩。

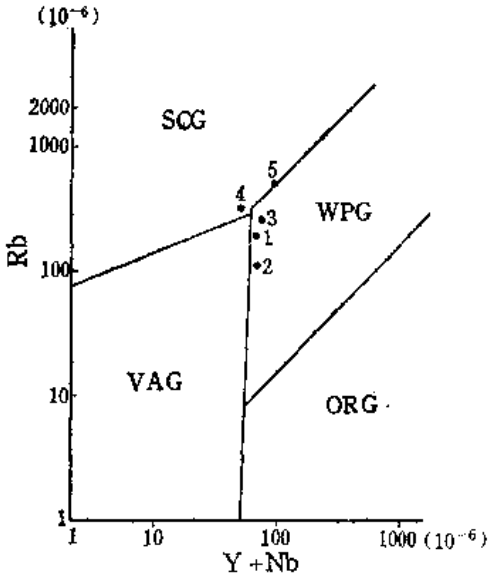


图 2-6 湘南地区印支期花岗岩的 Rb—(Nb+Y)图解

(据 J. A. Rearce等，1984)

Fig. 2-6 Rb—(Nb+Y)diagram of the Indosinian granitoids in South Hunan (after J. A. Rearce et al., 1984)

1—阳明山岩体；2—塔山岩体；3—骑田岭岩体；5—寨前岩体；6—砂子岭岩体；其他同图 2-3

第五节　中生代构造环境及燕山期花岗岩侵位机制

中生代晚期，由于环太平洋构造运动的影响，导致湘南构造变形及岩浆活动发生了重大转折。由俯冲走滑形成的不同级别的北东至北北东向隆起、断（坳）陷及走滑断裂系（即新华夏构造体系），占据了整个东亚地区。现有资料表明，湘南地区中生代盆地演化可分为三个阶段。第一阶段自侏罗纪一直延续到早白垩世，继印支造山运动发生挤压，而形成挤压性山前陆相磨拉石含煤建造盆地。第二阶段晚白垩世，由于上地幔隆起导致地壳拉张，出现东非型陆内裂谷系，并出现北东至北北东向走滑拉张断裂。这些断裂大多利用先成古老断裂发生发展。其裂陷槽中堆积了巨厚的陆相磨拉石、复理石建造，并伴有碱性玄武岩浆喷溢。白垩纪末—第三纪为盆地演化的第三阶段，裂陷槽逐渐关闭，断裂性质由走滑拉张转为走滑挤压。其力学性质自印支期东西向挤压到燕山早期转变为北北东向剪切右行扭动（张扭），至燕山晚期又转变为北北东向剪切左行扭动（压扭）。本区燕山期褶皱同样利用并改造印支期近南北向褶皱。在同一褶皱岩层层面上，两组方向的同构造脉及两期拉伸线理普遍存在。其中，印支期拉伸线理垂直层面，而燕山期拉伸线理则斜交层面。总之，燕山期变形作用使先成的“侏罗山式”冲断推覆变形进一步加剧、复杂化，并控制了燕山期花岗岩的侵位空间。

1．冲断推覆构造简述

湘南地区的冲断推覆构造，多沿区内主要北北东向断裂带进一步发育而成。它们在一些二叠纪、侏罗纪及白垩纪沉积盆地西侧，由西向东逆冲，使老地层逆冲到含煤盆地之上，如资兴三都煤田、耒阳马田煤田、宜章杨梅山煤田及道县七里岗煤田等。此外，小型飞来峰也较发育，如新田上瓜畲奥陶系飞来峰、桂阳大塘圩下石炭统飞来峰等。冲断推覆构造还控制了众多的燕山期“无根悬垂状”花岗岩小岩体及某些内生金属矿床。桂阳大塘圩上邓花岗斑岩体和道县祥林铺土岭花岗斑岩体，连同其围岩一起发生水平位移就是冲断推覆构造的典型例子。何家渡、大坊、曹家、水口山及黄沙坪铅锌矿与其有关岩体也都受这种冲断推覆构造的控制。

由于冲断推覆构造的发生必须具备滑脱层，本区软弱层除泥灰岩、页岩及不整合面外，最重要的滑脱层便是上二叠统及下石炭统的煤系地层。江汉石油管理局1979年施工的桂阳株籽塘构造一井，在中—上石炭统壶天灰岩中开孔，于孔深1063m处见下石炭统大塘组砂页岩后，其下所见二叠纪地层，就是沿滑脱层发生冲断推覆的产物。类似的例子还见于王家坊等地。

应当指出，湘南地区存在的水平状层滑断层及冲断推覆构造，不仅造成对煤田的逆掩，而且还涉及到花岗岩体，它甚至造成岩体的移位。因此，今后对内生金属矿床进行勘查及找矿预测时，应当引起高度重视。

2．燕山期花岗岩形成的构造环境

本区燕山期花岗岩的同位素年龄值大多数介于195—137 Ma之间，属侏罗纪，少数小于137 Ma，属白垩纪。它们的$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比值较高，大多为0.71—0.72，少数达0.78，表明大多数岩体是源于陆壳沉积变质岩经部分熔融形成的改造型花岗岩类（相当于S型）。另有少数岩体（如水口山、宝山及铜山岭）的$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比值介于0.703—0.707之间，

具有未经风化作用的火成岩成分的源岩经转化而成的I型花岗岩类的特征。除金银冲等少数岩体外，大多数岩体的里特曼指数在1.06—3.19之间，并以小于2者居多。因此燕山期花岗岩总的属于次碱性，其酸性端元由变形基底深熔而成，而另一部分则由混染了幔源物质的下地壳经深熔所致。

应当指出，本区燕山期花岗岩浆属于构造稳定阶段向强烈挤压褶皱冲断的壳内断裂带及地壳加厚阶段的产物。由于此期以俯冲作用占主导，因而其花岗岩具有不同于同碰撞期改造型（S型）花岗岩的某些特点而具有较高的$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比值，从而可排除幔源分异的可能。岩体中存在部分基性岩包体，表明此类岩体存在幔源物质的混染，而并非纯由壳内未经风化作用的火成岩成分的源岩生成，应属于同熔型花岗岩类。因此，它们与所谓“I”型花岗岩不完全相同。它们是在统一的陆壳内，在俯冲作用下，由于深断裂或基底断裂的活动，减压促熔，致使地壳深部物质活化转移，或由上地幔衍生的安山质岩浆的上升，引起硅铝层地壳部分熔融，形成同熔型岩浆，导致中酸性侵入岩及相应的火山岩形成。因而，它们又具有火山弧型花岗岩的某些特点，而与加里东期及印支期某些“I”型花岗岩不同。

由于碰撞型（“S”型）花岗岩具有高的Ta/Nb比值，而板内具有火山弧型某些特点的花岗岩该比值则相当低。据已收集到的湘南15个燕山期花岗岩体的分析资料（表2-3），

表2-3 湘南部分燕山期花岗岩的Nb、Ta含量(10^{-6})

Table 2-3 The contents of Ta and Nb of the Yanshanian granitoids in South Hunan (10^{-6})

序号	岩体	Nb	Ta	Ta/Nb	序号	岩体	Nb	Ta	Ta/Nb
1	宝山20号	47.62	10.12	0.21	9	癞子岭	56.50	11.60	0.21
2	月亮村	17.13	10.00	0.58	10	三合圩	58.49	9.94	0.17
3	大坊	16.70	9.86	0.59	11	水口山	13.40	3.40	0.25
4	何家渡	43.79	9.63	0.22	12	老盟山	15.00	3.50	0.23
5	金银冲	23.33	9.80	0.42	13	铜山岭	18.70	7.00	0.37
6	黄砂坪304号	44.20	9.72	0.22	14	香花岭	63.80	43.60	0.68
7	黄砂坪51号	42.03	9.67	0.23	15	尖峰岭	63.70	44.20	0.69
8	下邓	16.98	9.84	0.58		平均	36.09	13.46	0.37

注：1—8据童潜明等，9—15据庄锦良等。

它们的Ta/Nb比值均较低，大多小于0.5，少数介于0.5—0.7之间，说明其为碰撞后具有火山弧型某些特点的板内花岗岩。在Ta—Nb相关图上（图2-7），除香花岭及尖峰岭2个岩体外，其余均分布在狭长的火山弧-板内花岗岩区带内。香花岭及尖峰岭2个岩体，位于“鄂-郴-蓝”老碰撞带上，因而具有同碰撞花岗岩的特点。

还应指出，本区燕山期花岗岩虽然多数属板内性质，但由于各自的源岩产生于地壳的不同层次（深度），因而也存在某些差异。鉴于花岗岩中的铷含量随岩浆酸（碱）度的增大而增高，故岩浆形成的环境不同，其铷含量也有所不同。据此，我们将湘南地区燕山期成矿花岗岩形成的构造环境，进一步分为火山弧型（VAG）、板内-火山弧过渡型（WPG-

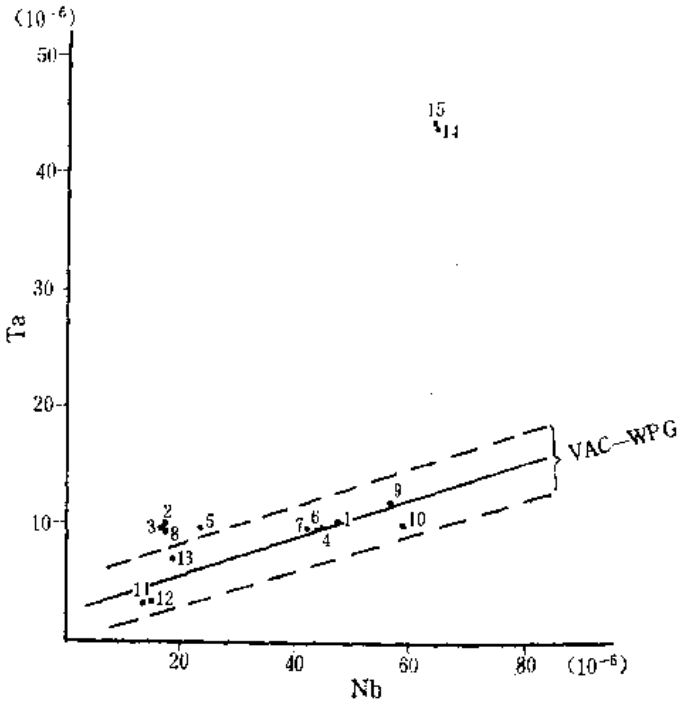


图 2-7 湘南地区燕山期部分花岗岩体的 Ta—Nb 图解

Fig. 2-7 Ta—Nb diagram for some Yanshanian granitic bodies in South Hunan

表 2-4 湘南受"鄂-郴-蓝"陆内碰撞带控制的燕山期成矿花岗岩体的特征

Table 2-4 Characteristics of the Yanshanian ore-forming granitoids controlled by the Ling-Chen-Lan interior collision zone in South Hunan

构造环境类型	岩体	Rb 含量 (10^{-6})	Eu/Sm			年龄值 (Ma)	矿产
			湘南地区	国内外基性岩			
VAG	水口山	151	0.23	大洋拉斑玄武岩	0.44	149	Pb, Zn, Au(Cu)
VAG-WPG	铜山岭	184	0.12			182,136	Cu, Pb, Zn(Au)
	宝山		0.19	西伯利亚地台粗玄岩	0.36	128	
WPG	祥林铺	549	0.023			149	Pb, Zn, W, Sn, Mo, Bi
	东坡山		0.032			162	
	三含圩		0.010	保加利亚粗玄岩	0.28	182	
SCG-WPG	塔岗仙	738	0.010			149	W, Sn(U, REE) Pb, Zn
	金鸡岭		0.040			153	
	红旗岭		0.008	藏南辉长岩	0.26	152	
	黄沙坪		0.007			162	
	黄沙坪石英斑岩		0.010			162	
SCG	螃蟹目	1426	0.02	湘西辉长辉绿岩	0.27	155,168	W, Sn, Nb, Ta, (U, REE), Pb, Zn
	尖峰岭		0.01			167	
	铁砂坪		0.009			146	

VAG)、板内型（WPG)、碰撞-板内过渡型（SCG-WPG）和碰撞型（SCG）5种类型（表2-4)。

由表2-4可知，本区燕山期成矿花岗岩，自火山弧型至碰撞型，其铷含量逐渐增高。应特别指出的是：它们在区域上呈有规律的分布，其中SCG型、SCG-WPG型及WPG型花岗岩分布在“鄂-郴-蓝”碰撞带以南地区；而WPG-VAG型及VAG型花岗岩则基本上分布于该碰撞带以北地区。就后两类花岗岩而言，前一类型分布接近该碰撞带，而后一类型则远离该碰撞带。这种分布格局表明，板片俯冲深度由南（东）向北（西）逐渐增大。

现有的资料表明，下地壳富Eu而上地壳贫Eu。因此，花岗岩类Eu/Sm比值的大小可间接指示其源岩的深度。由表2-1可知，湘南燕山期成矿花岗岩的Eu/Sm比值，自SCG型到VAG型有逐渐增大的趋势。本区Eu/Sm比值最高的水口山成矿花岗闪长岩体仅为0.23，低于国内外基性岩的相应比值，由此可推知，本区花岗闪长岩可能为下地壳中基性成分源岩的局部熔融产物。

从成矿角度看，湘南燕山期成矿花岗岩同样呈现两个端员及其间的过渡类型，并可与其形成的构造环境相对应。即：SCG型花岗岩，以W、Sn、Mo、Bi、Ta、Nb成矿为主；VAG型花岗岩则以Cu(Mo)、Fe(Au)成矿为主；而过渡型SCG-WPG、WPG、及WPG-VAG型花岗岩则以Pb、Zn成矿占主导。这里应特别指出的是，水口山花岗闪长岩属VAG型花岗岩，与铅锌成矿有关，与上述规律显然不协调；矿石铅系正常铅，与黄沙坪铅锌矿床的矿石铅为异常铅不同。因此，水口山铅锌矿床的铅很可能是间接由岩浆活动从深部活化转移富集的产物，而并非是陆壳重熔再生花岗岩浆上侵，不同时代、不同来源岩石铅未经同位素均一化的结果。据此，水口山地区似应存在与花岗闪长岩本身密切相关的Cu(Mo)、Fe(Au)矿床，有待证实。

“鄂-郴-蓝”板片碰撞挤压带由南到北出现呈规律性分布的五种类型花岗岩，乃是受俯冲带深度所制约的结果（图2-8)。碰撞挤压伊始，在较浅部位发生，随时间的推移，俯冲至上覆片体底部进入下地壳，深度也随之增大。碰撞时引起热释放，导致下地壳升温并发生缓慢隆起，超过干英安岩固相线，在上地幔发生绝热减压时，引起深熔作用（图2-

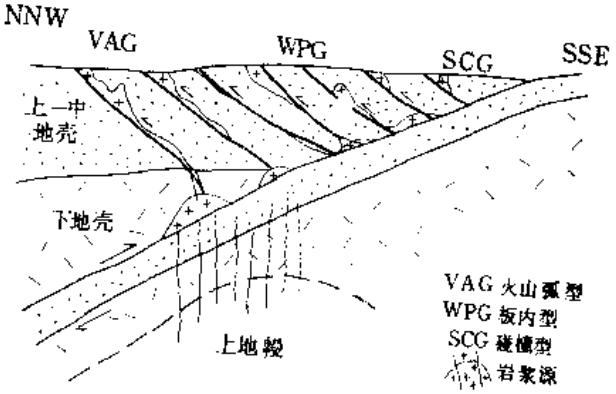


图 2-8 湘南“鄂-郴-蓝”碰撞挤压带俯冲理想模式图

Fig. 2-8 A sketch showing the subduction model of the Ling-Chen-Lan collision zone in South Hunan

9)，出现地幔熔体，两者发生混染，形成以壳源成分为主，并有幔源成分混染的、具有火山弧型某些特点的花岗岩。鉴于它们形成在地壳加厚时的上覆板片的仰冲地带，故此，这

种花岗岩又具有板内特征。由表 2-4 可见，本区 SCG 型花岗岩的形成时代要比 VAG 型花岗岩早约 10—20 Ma，这与 N. B. W. Harris 等 1984 年提出的碰撞后 20 Ma 开始，以 0.35 km/Ma 的速度缓慢隆起的瞬时等温线(图 2-8)相吻合。由该图可知，当压力为10MPa、温度为700—800℃时，出现英闪岩线；当温度基本保持不变而压力增大到 160 MPa 时，该

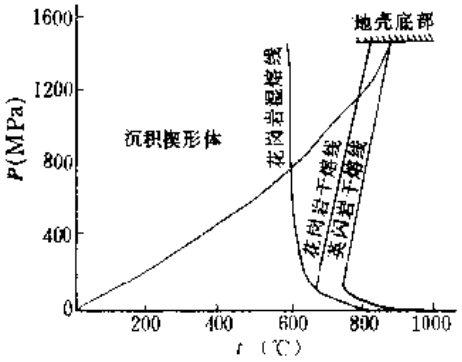


图 2-9 碰撞后 60 Ma 时的瞬时地温线（假定碰撞后 20 Ma 开始，以 0.35 km/Ma 的速度隆起）
(据 N. B. W. Harris 等，1984)

Fig. 2-9 A sketch showing the momentary geotemperature curve for 60 Ma after collision
(after N. B. W. Harris et al., 1984)

线呈直线上升。如按地热增温率 25 ℃/km 计算，那末，700 ℃左右的熔融温度则相当于 28 km 左右的深度。这不仅与湘南下地壳的深度 29—31 km 相当，而且与“郯-郴-蓝”碰撞带下盘（南部）俯冲板片的低温高压至上盘（北部）为高温低压的俯冲效应相吻合。

第三章　不同成因系列花岗岩的特征及其与成矿作用的关系

湘南地区各时代（加里东期—燕山晚期）花岗岩类分布广泛。据不完全统计，已出露的岩体面积约1000 km^2；已知岩体（包括出露面积小于0.1 km^2小岩体）不下250个。各时代花岗岩浆活动都伴随不同程度的某种金属矿化，但大多数有工业意义的有色、稀有金属矿床主要与燕山期花岗岩类具空间联系。因此，本章将着重讨论燕山期不同成因系列花岗岩的特征及其与成矿作用的关系。

第一节　采用的成因分类及依据

近十年来，国内有关学者从不同角度提出了多种涉及湘南及邻区花岗岩类的成因分类方案。这些方案大抵是以其成岩物质来源、成岩的源岩、成岩的主要方式及其形成的地质环境（构造位置）为依据，只是不同方案的侧重点有所不同。本文采用的分类方案（表3-1），是我们不久前研究湘南不同类型花岗岩含矿性及判别标志时所使用的、以徐克勤等（1983）提出的成因分类为基础，依据本地区具体情况作了若干修定的修订方案（庄锦良等，1988）。

表3-1　湘南及邻区花岗岩类成因分类表

Table 3-1　Scheme of genetic classification of the granitic rocks in South Hunan and adjacent area

成因类型（系列）	亚　　类
陆壳改造型花岗岩类（Ⅰ系列）	I_3：陆壳硅铝质成分（主要为先成花岗质岩石）经再生一重熔作用形成的偏酸性花岗岩类
	I_2：陆壳硅铝质成分（主要为成熟度较高的沉积变质岩系，间有部分火山碎屑岩系）经部分熔融与分离结晶作用形成的酸—中酸性花岗岩类
	I_1：陆壳硅铝质成分（主要为成熟度较低的地槽堆积物，包括其中未经风化的火山岩系）经变代一重熔作用整体被改造形成的中酸性花岗岩类
同熔型花岗岩类（Ⅱ系列）	由上地幔衍生的安山质岩浆沿断裂带上升，引起硅铝质地壳部分重熔，经混染作用形成的偏中性侵入岩及对应的火山岩

其依据和需要说明的问题是：

（1）从岩石学特征、成矿特征和产出的构造位置（详见后述）看，湘南地区确实存在两类不同成岩物质来源的花岗岩类。其一是改造陆壳硅铝质源岩形成的壳源花岗岩类，它是一组以钾长花岗岩、二长花岗岩为主体，部分为花岗闪长岩、英云闪长岩彼此有成因

联系的岩石系列；其二是由上地幔或下地壳衍生的岩浆上升，引起上部陆壳部分重熔形成的具同熔型特征的壳幔混合源花岗岩类，它是以富含角闪石及闪长质暗色包体的花岗闪长岩、英云闪长岩为主体的岩石系列。上述不同成因系列花岗岩类产出的构造位置及与之有成因联系的矿化类型亦明显不同。

（2）关于壳源花岗岩的划分，有人从形成方式将其分为陆壳交代系列（交代型）和陆壳重熔系列（重熔型）两类（徐克勤、涂光炽，1984）。考虑到湘南地区早古生代改造型花岗岩是奥陶纪末的加里东运动，使当时接受巨厚沉积的地槽封闭，导致寒武系、震旦系及可能为地槽基底的板溪群，经交代-重熔作用形成的准原地或侵入花岗岩体；而中生代改造型花岗岩，则是在地壳增厚、由相对稳定又趋于剧烈活动的地台活化阶段，由于受断裂构造活动的影响，使先成的花岗质岩石和陆壳硅铝质碎屑岩重熔而成。但无论以何种方式形成的改造型花岗岩，似乎都经过熔体阶段，难以确切区分它系交代或重熔，至于部分具片麻状构造的早古生代花岗岩，则可能与应力作用有关。故湘南地区是否存在纯系交代成因的花岗岩类，尚须进一步研究后才能确定。

（3）本文所采用的分类方案，将陆壳改造型花岗岩进一步分出了三个亚类，这是以湘南及邻区改造型花岗岩的地球化学特征为依据的。它们中既有相当所谓“I”型花岗岩，也有相当“S”型的花岗岩，还有具过渡类型特征的“SI”型花岗岩。这主要与被改造的源岩特征有关。1974年，B.W.Chappell和A.J.R.White所提出的“I”型和“S”型花岗岩，实质上是对壳源花岗岩的进一步划分。按创立者的原意，“I”型花岗岩是由未经地表风化的火成岩重熔而成；而“S”型花岗岩是由经过地表风化作用的变沉积岩重熔而成。但事实上，火成岩与沉积岩往往在同一地区地壳中同时并存。因此，火成岩与沉积岩并非是各自独立地形成不同类型的花岗岩类，而经常是整体地被改造为花岗岩类●。据此，我们认为，当被改造的源岩为成熟度较低的沉积岩或火成岩成分居多时，就具有“I”型花岗岩特征；反之，就具有“S”型花岗岩特征。但如上述，陆壳物质经常是整体地被改造为具有过渡类型特征的花岗岩。这里需指出的是，上述三个亚类之间在地球化学特征上往往不是截然可分的，我们之所以作此划分是从找矿预测的需要来考虑的。因为相当S型花岗岩的I_3亚类花岗岩，往往是分异程度高、与稀土、稀有和钨锡矿化密切相关的一类花岗岩；而相当于I型的I_1亚类往往是形成于早古生代的花岗岩类，它们与形成于中生代的同熔型花岗岩类在地球化学特征上有许多类同之处，但两者在产出的构造位置和成矿作用方面却截然有别。前者产于早古生代隆起区，无明显矿化；后者则多产于晚古生代坳陷区，与铜、铅锌矿化关系密切。至于属于I_2亚类的过渡类型的花岗岩类，视其分异演化程度，既可与钨、锡矿化有关，也可与铅、锌矿化有联系。

（4）现有资料表明，湘南地区不同时代的改造型花岗岩类，其平均化学成分由老至新呈规律性变化，表现为SiO_2、K_2O、F、Li含量逐渐增加，MgO、FeO、CaO相对递减；其他地球化学特征亦有类似的变化趋势。这就说明，湘南不同时代的改造型花岗岩类，尽管其形成的构造环境因时而异，被改造的源岩物质组成或有差别，但总体上均具有同源（壳源）演化特征。如果不考虑不同时代改造型花岗岩具有的这种演化关系，而只根据岩石本身的某些地球化学特征套用S型和I型。那末，如九嶷山、诸广山等许多复式岩体

● 胡受奚，1987，决定改造型花岗岩地球化学特征的条件和因素。未刊稿。

中，早古生代侵位的中酸性—偏中性岩石系列，很可能被划为I型花岗岩，而中生代侵位的偏酸性岩石系列，则归诸于S型花岗岩。但事实上，它们都是由陆壳物质，在不同时期或不同环境下，通过再生—重熔作用改造而成的花岗岩浆，经分异演化形成的不同种类花岗质岩石。

（5）有关花岗岩成因的种种现行分类方案，反映了产生花岗质岩石地质作用的复杂性和多样性，同时也反映了不同学者之间所持观点的差异。对此，莫柱荪教授（1982）就指出："在各种分类方案中，以地质环境的分类，特别是特定的地质环境的分类，最能较全面地反映花岗岩生成的复杂性和多样性，也几乎包括了其他成因分类的内容"。从目前对湘南地区花岗岩成因分类的研究现状看，主要还是以岩矿、地球化学、同位素等方面的特征资料为依据套用不同分类方案。在本专题研究过程中，我们虽已注意到有关花岗岩形成构造环境的研究，从板块构造的观点作了初步探讨，将本区燕山期花岗岩按形成的构造环境分为五种类型（详见前章），但由于研究尚不深入，因此没有作为本文的分类方案加以详细阐述。从湘南地区花岗岩类岩石的主要特征看，它们至少可分为碰撞型（相当于陆壳改造型）和板内俯冲型（相当于同熔型）两类花岗岩。

第二节　不同成因系列花岗岩的主要特征

一、产出的构造环境及产状

不同成因系列花岗岩的特征，不仅受制于形成的物质基础（源岩）和形成方式，而且还取决于形成时的地质构造背景。湘南地区与不同地质发展时期构造-热事件相联系的，两类不同成因系列花岗岩类，产出的构造环境是：

1．改造型花岗岩类

晚古生代之前，湘南是华南冒地槽的组成部分。自震旦纪至中、晚奥陶世，本区堆积了一套最大厚度逾15000m的类复理石建造。奥陶纪末，由于华夏古陆块朝扬子-江南古陆块的推挤碰撞作用，使处于大陆边缘的地槽发生褶皱，在茶陵—永兴—桂阳一线以南，形成一个呈北东东向展布的构造岩浆岩带。位于该带的雪花顶、彭公庙、东风、诸广山北体（万洋山）等加里东期的花岗岩类岩体，都是这一时期构造-岩浆热事件的产物。印支期，本区在强大的近北东-南西向的挤压作用下，由于基底发生进一步缩短作用，致使泥盆纪—三叠纪坳陷区内形成的沉积盖层产生褶皱，并产生了一系列逆冲推覆断裂体系。燕山期，本区在北东向剪切应力作用下，不仅产生了一系列北北东向断陷，同时也造成了更大规模的俯冲走滑，这就使加里东期构造岩浆带中的老花岗岩再次遭受构造-热事件的影响，发生多时期、多阶段的再生-重熔，改造-演化，从而形成多时期、多阶段的复式岩体或复式岩带。故本区各时代的改造型花岗岩，主要呈岩基或岩株状侵位于早古生代隆起区内部或隆起区与坳陷区的接壤地带。由于这些地区花岗质岩石发生过多时期的重熔，低密度花岗质岩浆不断形成、扩大、膨胀，并以底辟方式上升侵位，从而造成了许多规模不等的花岗岩穹隆。本区的九嶷山和香花岭，就是这种多时期、多阶段形成的花岗岩穹隆的两个典型例子。

2．同熔型花岗岩类

同熔型花岗岩类主要形成于中生代中晚期。此时，本区由于基底受到更强烈的挤压缩

短作用所引起的板内俯冲，导致由上地幔或下地壳衍生的岩浆上升，进而引起上部硅铝层地壳重熔，形成同熔型花岗质岩浆，沿规模较大的断裂或两组断裂交汇处上侵，并在其侧旁形成岩株、岩盘、岩瘤、岩脉以至隐爆岩筒等形态不一的小岩体群，它们主要产出于晚古生代拗陷区中。这类小岩体，无论在侵位过程中还是在岩体定位之后，因受冲断、推覆断裂的控制和影响，往往呈“无根悬垂状”产出。

二、岩石类型及矿物学特征

1．岩石类型

改造型系列花岗岩类的岩石类型（按IUGS分类命名方案）、组合和结构可因时代而异。其中，加里东期以中粗粒和不等粒斑状角闪石黑云母花岗闪长岩和黑云母二长花岗岩为主，少数为片麻状花岗岩；印支期以不等粒斑状含角闪石、黑云母二长花岗岩为主体；而燕山期则大部为不等粒或等粒状黑云母二长花岗岩、钾长花岗岩、二云母花岗岩或白云母花岗岩，少数为碱长花岗岩。

同熔型系列花岗岩类的岩石类型主要为花岗闪长岩、英云闪长岩及其相应的火山岩。它们一般具有细粒斑状结构；其超浅成一喷发相岩石，基质具微细粒—隐晶、霏细、假球粒、微嵌晶及显微文象等多种不同结构。

2．主要造岩矿物的成分特征

① 钾长石

表3-2列出了湘南地区不同成因系列花岗岩中钾长石的平均化学成分及成矿元素的平均含量。由该表可知，相对而言，改造型花岗岩类中的钾长石，相对富含SiO_2、K_2O、Fe_2O_3；贫CaO、Al_2O_3和Na_2O，而同熔型花岗岩类中的钾长石反之；其成矿元素，改造型花岗岩中的钾长石相对富含W、Sn、Pb，同熔型花岗岩中的钾长石则Cu、Zn相对富集。

表 3-2 湘南不同成因类型花岗岩中钾长石的化学成分及成矿元素含量

Table 3-2 Chemical composition and ore-forming element content of the potash feldspar from the granitoids of various genetic-types in South Hunan

成因类型	平均化学成分（%）						成矿元素平均含量（10^{-6}）				
	SiO_2	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	CaO	Fe_2O_3	W	Sn	Cu	Pb	Zn
改造型	64.9	18.1	13.4	2.0	0.4	0.18	2.03	12.1	4.2	56.1	31.4
同熔型	62.2	18.6	13.1	2.3	0.5	0.15	0.02	10.3	5.8	32.3	38.8

② 斜长石

由表3-3列出的本区不同成因类型花岗岩类岩石中斜长石的平均化学成分可知，改造型花岗岩中斜长石相对富含Al_2O_3、Na_2O；而同熔型花岗岩中的斜长石则相对富含SiO_2、K_2O。该表还表明，本区改造型花岗岩中斜长石的成矿元素W、Sn、Pb、Zn的含量普遍高于同熔型花岗岩中斜长石，特别是成矿元素W、Sn的含量，改造型花岗岩中斜长石大体较同熔型花岗岩中斜长石要高一个数量级。

③ 黑云母

综合全区各时代不同成因类型101件黑云母单矿物化学分析结果，其平均化学成分列

表 3-3 湘南不同成因类型花岗岩中斜长石的化学成分及成矿元素含量

Table 3-3 Chemical composition and ore-forming element content of the plagioclase from the granitoids of various genetic-types in South Hunan

成因类型	平均化学成分（%）					成矿元素平均含量（10^{-6}）			
	SiO_2	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	CaO	W	Sn	Pb	Zn
改造型	63.4	21.6	1.3	8.2	3.2	0.6	20.6	57.1	88.6
同熔型	64.9	18.9	3.3	3.7	3.2	0.0	2.0	37.5	59.5

于表3-4中。由该表可知，本区改造型花岗岩中黑云母相对富含SiO_2、FeO、MnO、K_2O、F、Li_2O及Rb_2O；而贫TiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3、MgO和CaO；同熔型花岗岩中黑云母则反之。

图 3-1是本区不同成因类型花岗岩中黑云母八面体层阳离子的Mg—($Al_{Ⅵ}+Fe^{3+}+$

表 3-4 湘南不同成因类型花岗岩中黑云母的平均化学成分

Table 3-4 Average chemical composition of the biotites from the granitoids of various genetic-types in South Hunan region

成因类型	化学成分（%）							
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
改造型	36.52	2.67	15.69	3.70	19.57	0.47	5.80	0.67
同熔型	35.38	4.08	16.20	4.35	14.42	0.29	10.08	1.21

成因类型	化学成分（%）							
	Na_2O	K_2O	H_2O^+	Li_2O	Rb_2O	F	Cl	总计
改造型	0.23	8.92	3.57	0.501	0.236	1.93	0.09	100.567
同熔型	0.23	7.26	4.27	0.023	0.046	0.57	/	98.409

成因类型	以（O、OH、F）为24计算的阳离子数									
	Z			Y						
	Si	$Ti_{Ⅳ}$	$Al_{Ⅳ}$	$Al_{Ⅵ}$	Fe^{3+}	Fe^{2+}	$Ti_{Ⅵ}$	Mn	Mg	Li
改造型	5.58	0.10	2.32	0.93	0.43	2.59	0.22	0.06	1.32	0.30
同熔型	5.40	0.01	2.59	0.39	0.51	1.86	0.34	0.04	2.29	0.02

成因类型	以(O、OH、F)24计算的阳为离子数				阴离子数			特征参数		
	X				OH	F	Cl	*MF*	*f*	f_0
	K	Na	Ca	Rb						
改造型	1.67	0.18	0.09	0.09	3.48	0.89	0.01	0.30	0.60	0.14
同熔型	1.09	0.07	0.19	0.01	4.23	0.27	/	0.49	0.40	0.22

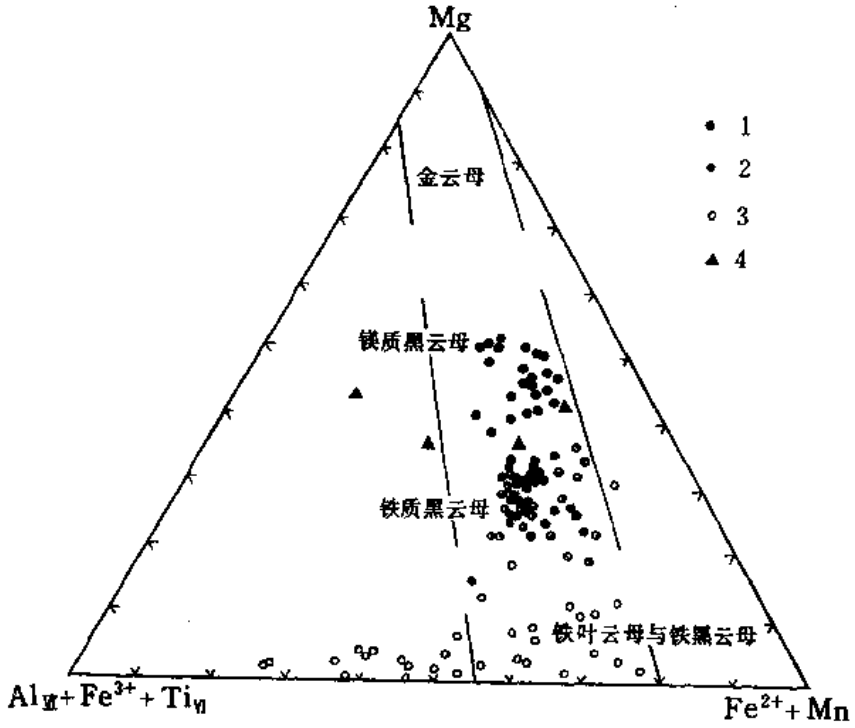


图 3-1 湘南不同成因类型花岗岩类中黑云母的Mg—($Al_{\text{Ⅳ}}+Fe^{3+}+Ti_{\text{Ⅵ}}$)—($Fe^{2+}+Mn$)三角图解
(据M. D. Foster, 1960)

Fig. 3-1 Mg—($Al_{\text{Ⅳ}}+Fe^{3+}+Ti_{\text{Ⅵ}}$)—($Fe^{2+}+Mn$) diagram for the biotites from the granitoids of various genetic-types in South Hunan (after M. D. Foster, 1960)

1—I_1亚类中黑云母；2—I_2亚类中黑云母；3—I_3亚类中黑云母；4—Ⅱ类型中黑云母

$Ti_{\text{Ⅵ}}$)—($Fe^{2+}+Mn$) 图解。由该图可知，本区不同成因类型花岗岩中黑云母的种属亦有明显差异。其中：燕山期侵位的I_3亚类改造型花岗岩中的黑云母大部属铁叶云母-铁黑云母；印支期侵位的I_2亚类改造型花岗岩中黑云母，大多为铁质黑云母；加里东期侵位的I_1亚类改造型花岗岩中黑云母主要为镁质黑云母；而本区同熔型花岗岩中的黑云母则多为镁质黑云母。

从黑云母中成矿元素的平均含量看（表3-5），本区改造型花岗岩中黑云母以富含W、

表 3-5 湘南不同成因类型花岗岩中黑云母的成矿元素平均含量 (10^{-6})

Table 3-5 Average contents of ore-forming elements in the biotites from the granitoids of various genetic-types in South Hunan

成因类型	W	Sn	Mo	Bi	Cu	Pb	Zn	Nb	Ta	REE	Be
改造型	9.75 (29)	189.24 (29)	3.45 (22)	51.36 (22)	34.35 (29)	40.48 (29)	580.0 (29)	249.76 (29)	47.48 (29)	308.18 (22)	11.14 (7)
同熔型	0.03 (4)	26.25 (4)	0.00 (2)	82.50 (2)	16.25 (4)	51.50 (2)	215.0 (4)	87.50 (4)	25.75 (4)	110.00 (2)	8.00 (2)

注：括号内数字为样品数。

Sn、Mo、Zn、Ta、Nb、REE而贫Bi、Pb为特征；而同熔型花岗岩类中黑云母，除Bi、Pb之外，其余成矿元素的含量相对都比较低，其中尤以Mo、Cu更为显著。之所以如此，

可能与其分析样品数量过少有一定关系，但上述结果至少可说明两者之间成矿元素的含量有一定差异。

三、岩石化学特征

综合本区不同时代、不同成因类型34个代表性花岗岩类岩体共254件样品的岩石化学分析结果，其平均岩石化学成分如表3-6所列。由表可知，本区改造型花岗岩类相对富SiO_2、Na_2O和K_2O；而同熔型花岗岩类则相对富含Fe_2O_3、FeO、MgO和CaO。

表 3-6 湘南不同成因类型花岗岩的平均岩石化学成分（%）

Table 3-6 Average petrochemical composition of the granitoids of various genetic-types in South Hunan

成因类型	样品数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
改造型	220	72.76	0.21	13.20	0.67	1.80	0.08
同熔型	34	63.48	0.51	14.47	2.55	2.52	0.24
成因类型	样品数	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+
改造型	220	0.58	1.34	2.73	4.84	0.07	0.49
同熔型	34	1.62	3.54	1.43	4.27	0.21	2.59

从本区两类不同成因花岗岩类岩石的岩石化学指数看，有如下特征差异：

1．酸度指数〔$(Si+K+Na)/(Fe^{3+}+Fe^{2+}+Mg)$〕

本区改造型花岗岩的酸度指数平均为37.8；同熔型花岗岩变化于7.54—16.98之间，平均为11.4。说明前者的酸性程度明显较后者要高。

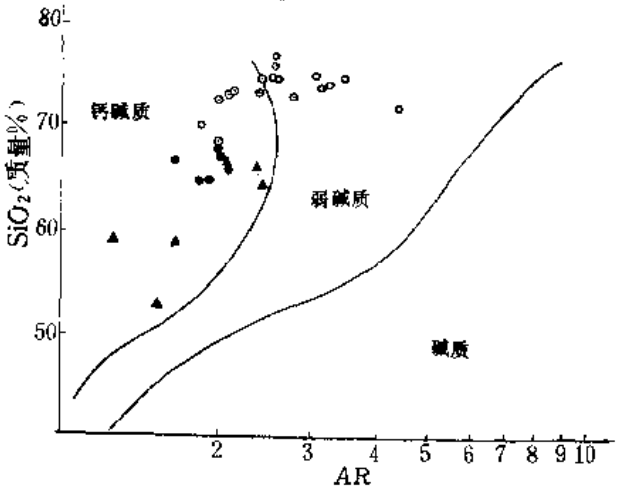


图 3-2 湘南不同成因类型花岗质岩石的SiO_2—*AR*图解
（据怀特，1963）

Fig. 3-2 SiO_2—*AR* diagram for the granitoids of various genetic-types in South Hunan (after White, 1963)

图例同图 3-1

2．氧化指数〔$Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$〕

改造型花岗岩平均为0.248，同熔型花岗岩变化于0.197—0.904之间，平均为0.469；结合其Fe^{3+}/Fe^{2+}比值，改造型花岗岩平均为0.32，同熔型花岗岩平均高达0.91。由此可见，本区同熔型花岗岩类是在氧逸度较高的条件下形成的，而改造型花岗岩类则是在氧逸度较低、相对还原的环境下形成的。

3．碱铝指数〔$(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$〕（分子比）

本区改造型不同亚类花岗岩的碱铝指数变化较大，其平均值为0.78，相对较高，说明其总体上属于偏碱性花岗岩类；而本区同熔型花岗岩类的碱铝指数变化于0.21—0.66之间，平均为0.38，明显较前者要

低，说明其总体上属于钙碱性花岗岩类。这一差异在其岩石的SiO_2与碱度率（*AR*）变异图（图3-2）上亦有所反映。该图表明，本区同熔型花岗岩的投影点全部落于钙碱质花岗岩区。而改造型花岗岩类的投影点分布范围较宽，其I_3亚类花岗岩，除个别落于钙碱质花岗岩区外，其余均落于弱碱质花岗岩区；其I_2亚类花岗岩，则主要分布于钙碱质与弱碱质花岗岩区分界线附近，而I_3亚类花岗岩的投影点则落于钙碱质花岗岩区。

4．分异指数（*DI*）

本区改造型花岗岩类的分异指数相对较高，平均为86.9；同熔型花岗岩类的分异指数相对较低，介于64.8—79.6之间。这表明，改造型花岗岩类的分异程度较同熔型花岗岩要高。

5．*ACF* 图解

ACF 三角图解是推测岩石形成温压条件的一种有效相图，最早应用于变质岩。其中：$A=Al-(K+Na)$，$C=Ca-P$，$F=Mg+Fe^{2+}$。本区不同成因花岗岩类岩石的 *ACF* 图解（图3-3）表明，黄沙坪、保安、里松（暗色包体）、铜山岭及阳明山等同熔型花岗岩类岩体，落入黑云母-角闪石-斜长石组合区内，说明其形成的温压条件较高，具有深源特征；而大多数改造型花岗岩类岩体则落于黑云母-堇青石-斜长石组合区和堇青石-斜长石-白云母组合区内，少数（祥林铺、香花岭岩体）则落于硅线石-白云母-斜长石组合区内，这意

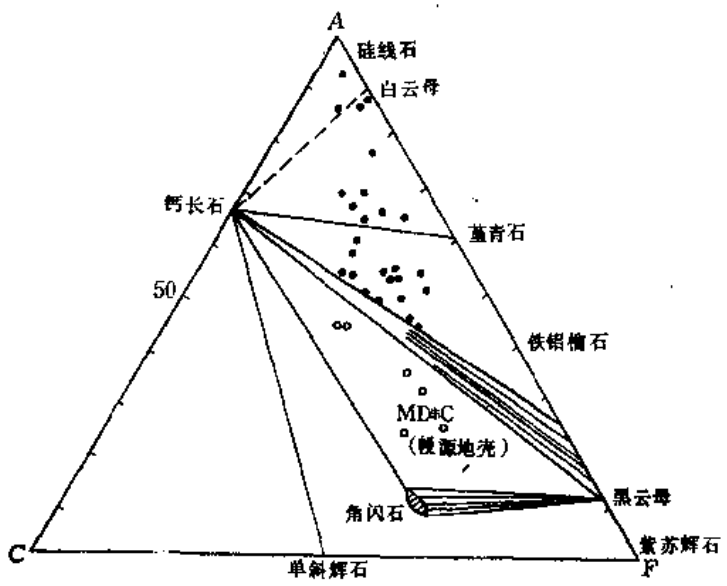


图 3-3 湘南不同成因花岗岩类的*ACF* 三角图解
（据H. G. F. Winkler, 1963）

Fig. 3-3 *ACF* diagram for the granitoids of various genetic-types in South Hunan (after H. G. F. Winkler, 1963)

○ 同熔型花岗岩类；● 改造型花岗岩类

味其形成温压条件较低，是一种具有浅源特征的过铝花岗质岩石。

四、副矿物组合特征

湘南两类不同成因花岗岩类岩石的副矿物特征也有明显差异。其中，改造型花岗岩中副矿物种类齐全，迄今已发现80余种，惟其含量相差悬殊，由16×10^{-6}—15304×10^{-6}不等，平均为1160×10^{-6}；且组合类型复杂，其中，贯通性组合有锆石-磷灰石组合、钛铁

矿-锆石两种；特征性组合有磁铁矿-榍石-褐帘石组合、榍石-褐帘石组合、锆石-榍石组合、磁铁矿-钛铁矿组合、磁铁矿-石榴石组合、钛铁矿-锆石-褐帘石（石榴石）组合、锆石-独居石组合及锆石-石榴石组合等。本区改造型花岗岩副矿物的另一突出特征是，普遍出现钨、锡矿物及挥发分矿物，硫化物（尤其是黄铁矿）的出现频率也较高。相对而言，同熔型花岗岩中副矿物的种类较少，迄今仅发现30余种，惟其含量远大于改造型，且其副矿物组合类型简单，主要为磁铁矿型、榍石-褐帘石型、锆石-磷灰石岩及磁铁矿-磷灰石型。

从湘南两类不同成因花岗岩类中锆石的形态（图3-4）看，改造型花岗岩中锆石的形

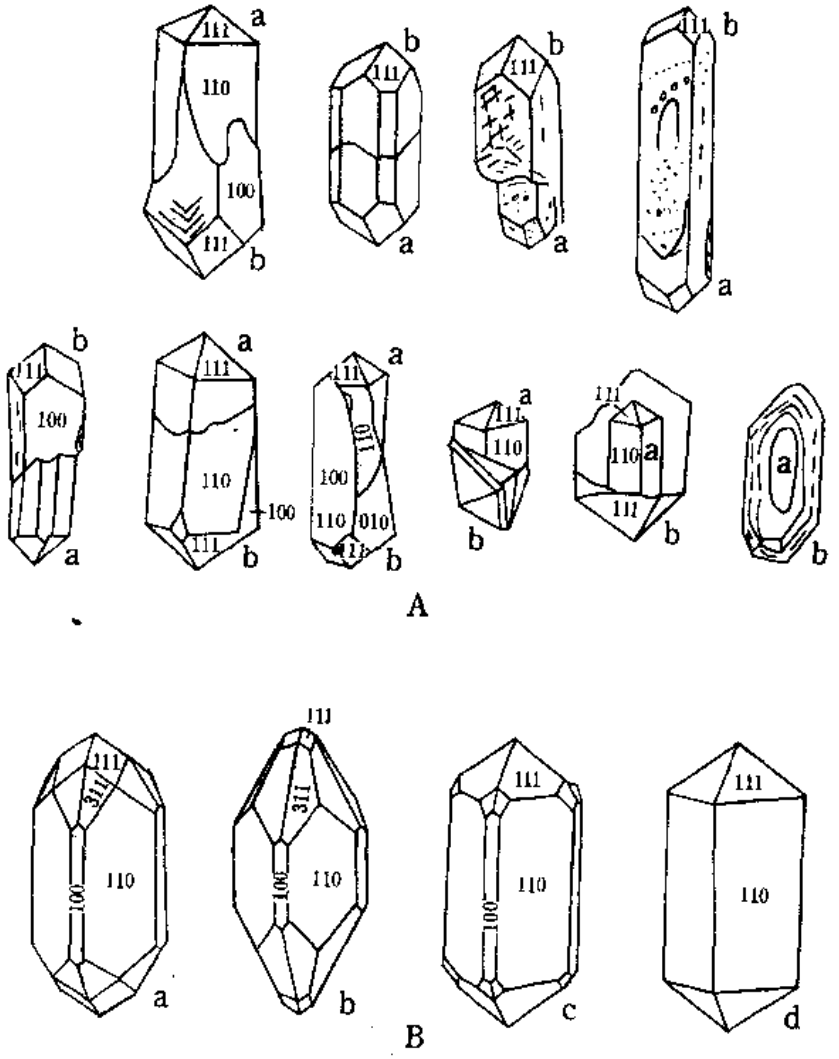


图 3-4 湘南两类不同成因花岗岩类中锆石的晶体形态

Fig. 3-4 Major crystal morphylogy of the zircons from the granitoids of various genetic-types in South Hunan

A—改造型花岗岩类中锆石；B—同熔型花岗岩类中锆石

态一般比较简单，它们大都为（100）、（111）或（110）、（111）和（100）、（110）、（111）的聚形，并可见早期锆石被熔蚀、包裹的现象；而同熔型花岗岩类中锆石的晶形相对比较复杂，它们大都为(100)、(110)、(111)和(131，311）的复杂聚形晶。

五、微量元素及稀土元素地球化学特征

1．微量元素地球化学特征

表3-7列出了本区两类不同成因花岗岩类岩石的微量元素平均含量。将其与维诺格拉多夫（1962）世界酸性岩微量元素的丰度相比，湘南花岗岩除Hg、Sr、Zr、Ba、La等含量较低外，其他微量元素的含量均高于世界酸性岩相应元素的丰度。其中，改造型花岗岩明显富含Li、Rb、Cs、W、Sn、B、F等，同熔型花岗岩则相对富集Ni、Co、V、Cu、Sr、Ba等元素。

表 3-7 湘南不同成因类型花岗岩类岩石的微量元素平均含量(10^{-6})

Table 3-7 Average contents of trace elements for the granitoids of various genetic-types in South Hunan(10^{-6})

成因类型	样品数	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	W	Sn
改造型	63	54.3	13.1	5.8	21.8	47.8	36.2	60.5	21.3	30.7
同熔型	13	46.0	48.5	13.4	63.1	79.3	16.2	56.3	4.3	10.3
成因类型	Mo	Bi	As	Sb	Hg	Li	Be	Rb	Cs	Sr
改造型	3.0	2.5	61.7	8.3	0.026	134	6.8	464	26.0	82.3
同熔型	1.9	0.9	6.3	5.8	0.041	66	5.3	263	12.8	258.5
成因类型	Ag	U	Th	Y	Nb	Zr	Ba	La	B	F
改造型	0.87	8.7	29.7	50.5	28.9	150	409	35.3	63.1	2813
同熔型	0.06	7.3	34.3	40.4	33.2	157	504	43.9	30.5	1774

就湘南两类不同成因花岗岩相比，改造型花岗岩以富含Li、Be、Rb、Cs、W、Sn、Mo、Bi、As、Ag、U、Y、Pb、Zn、B、F为特征，特别是其中的W、Bi、As、Li、Ag等元素比同熔型花岗岩要高出一个数量级；而同熔型花岗岩则以富含Ni、Co、V、Cu、Sr、Th、Ba、La为特征。

2．稀土元素地球化学特征

表3-8列出了全区23个不同成因代表性花岗岩体稀土元素平均含量。由表可知，本区改造型花岗岩的稀土总量平均为332.62×10^{-6}，远高于维诺格拉多夫(1962)世界酸性岩的稀土丰度（292×10^{-6}）；LREE/HREE比值为1.45，轻稀土相对富集；δEu为0.25，铕亏损明显。本区同熔型花岗岩类的稀土总量为141.62×10^{-6}，不仅远低于改造型花岗岩中的稀土含量，而且也低于世界酸性岩的稀土元素丰度；其LREE/HREE比值为2.97，属轻稀土富集型；其δEu值为0.66，负铕异常不明显。在稀土元素球粒陨石标准化图（图3-5）上，本区改造型花岗岩为略向右倾斜的“V”字形曲线，而同熔型花岗岩则为向右陡倾斜的曲线，其差异相当明显。

六、同位素组成特征

1．锶同位素

湘南及邻区已测定的69个不同成因类型花岗岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$初始值频率曲线(图3-6)表明，改造型花岗岩$^{87}Sr/^{86}Sr$初始值的分布区间在0.702—0.738之间是连续的，并在0.712—

表 3-8 湘南不同成因花岗岩类岩石的稀土元素平均含量(10^{-6})

Table 3-8 Average REE content of the granitoids of various genetic-types in South Hunan(10^{-6})

成因类型	样品数	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
改造型	31	41.43	93.23	10.85	39.52	11.14	0.54	10.92	2.51	13.64
同熔型	4	26.66	46.81	5.51	21.29	4.82	0.88	4.07	0.75	3.70

成因类型	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	δEu	LREE/HREE
改造型	3.25	8.71	1.34	10.33	1.40	88.81	332.62	0.24	1.45
同熔型	0.94	1.84	—	2.48	0.34	21.53	141.62	0.66	2.97

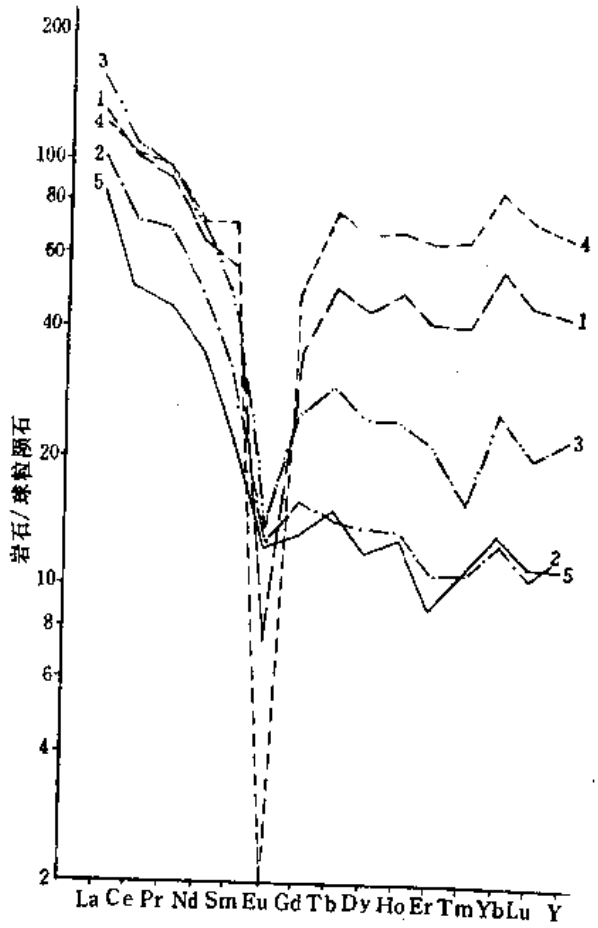


图 3-5 湘南不同成因花岗岩的稀土元素球粒陨石标准化图型

Fig. 3-5 Choridite nomalized REE patterns for the granitoids of various genetic-types in South Hunan

1—改造型花岗岩；2—改造型Ⅰ$_1$亚类花岗岩；3—改造型Ⅰ$_2$亚类花岗岩；4—改造型Ⅰ$_3$亚类花岗岩；5—同熔型花岗岩

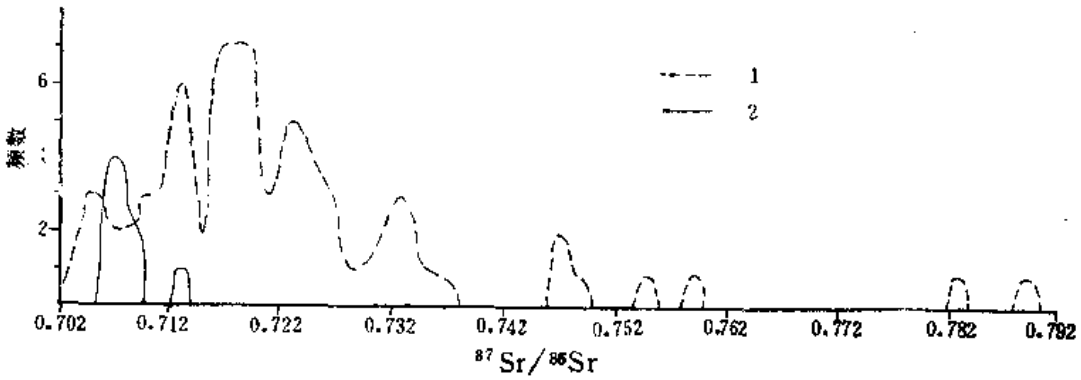


图 3-6 湘南不同成因类型花岗岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比值频率曲线

Fig. 3-6 Curves showing the variation of initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio for the granitoids of various genetic-types in South Hunan

1—改造型花岗岩；2—同熔型花岗岩

0.714 和 0.716—0.720 间出现二个峰值，小于0.704 及大于0.728者很少。同熔型花岗岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$初始值分布区间相对较狭，均小于0.714，并在0.706—0.708之间出现一个峰值。

2．氧同位素

图3-7是据湘南不同成因类型花岗岩已有的128个全岩氧同位素测定结果所作的频率直

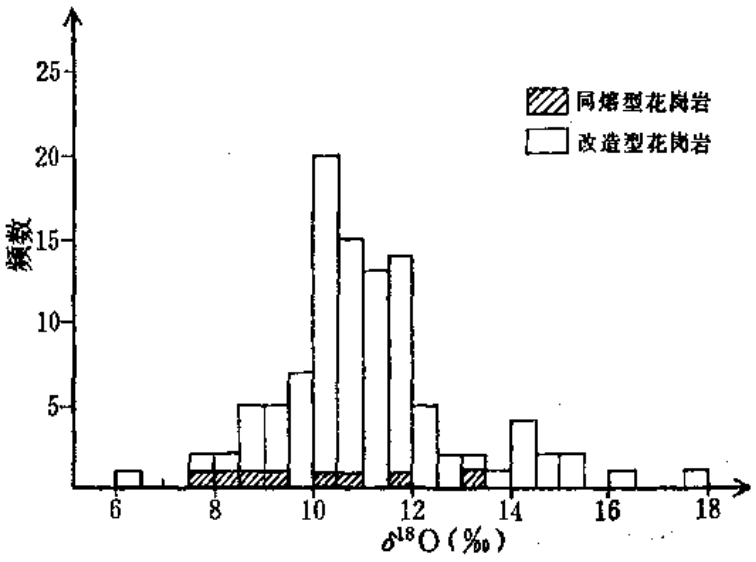


图 3-7 湘南不同成因类型花岗岩类岩石的$\delta^{18}O$值频率直方图

Fig. 3-7 Histogram showing the $\delta^{18}O$ values of the granitoids of various genetic-types in South Hunan

方图。该图显示，湘南不同成因花岗岩类岩石的$\delta^{18}O$值大都在7.5—15.5‰之间，其最高频数出现在10—10.5‰之间，小于9‰和大于12‰的样品较少。该图还表明，本区改造型花岗岩的$\delta^{18}O$域值较大，自6.0‰至18.0‰之间均有分布，其中自7.5至15.5‰之间是连续的，其峰值出现于10—12‰之间。而本区同熔型花岗岩因样品数较少，现有资料反映，其$\delta^{18}O$值分布在7.5—13.5‰之间的范围内，较前者要小。由此可以肯定，凡$\delta^{18}O$值大于

13.5‰者，当属改造型花岗岩无疑。

第三节　成矿花岗岩体的若干判别标志

花岗岩的含矿性判别，是寻找或预测与花岗岩有成因联系的金属矿床的基本前提。根据本主题研究的有关成果，现将成矿岩体的若干地质和地球化学判别标志论述如下：

一、特定的时、空条件

据本区已知与钨、锡、铅、锌等金属矿床有关（包括在空间上有联系）的成矿花岗岩已有的同位素年龄测定资料，其定位时限的最大频数区间出现在135—175 Ma 之间，最大峰值为155Ma。这就是说，本区大多数与成矿有关的岩体，是中、晚侏罗世或燕山早期第二、三阶段侵入定位的。其中与钨锡有关的成矿岩体侵位时代相对较早，而与铅锌有关的成矿岩体侵位时代相对较晚。这些成矿岩体在现今地表上出露的面积大多小于10 km^2，在空间分布上有两种情况。一是分布于早古生代隆起区和晚古生代坳陷区接合部的边缘或隆起区的内部。由于这些部位是构造上的薄弱地带或构造应力集中区，因此，分布于这些部位的成矿岩体，往往是隆起区深部的隐伏大岩基的晚期、晚阶段岩浆活动沿此等构造薄弱地带或应力集中区上侵形成的产物，与钨锡矿化关系密切。二是循坳陷区中的断裂或次级穹隆状短轴背斜侵位，即岩浆是在较高压力下沿断裂上升贯入到围岩裂隙或层间空隙，形成各种不规则状的浅成一超浅成、乃至喷发相的小岩体群。这类成矿岩体与铅锌矿化在空间上关系密切，它们大多数呈“无根的悬垂体”产于围岩中，从地表向下延伸不过200—300 m、甚至数十米即行尖灭。这是由于侵位过程中或岩体定位之后，因强烈的横向挤压，盖层滑脱或低角度冲断推覆断裂造成位移，导致现今地表所出露的部位与其岩浆来源的“根部”滑移脱节而不相连系所致。

二、成岩过程的多阶段性及岩石组合

成岩过程的多阶段性，是本区成矿岩体的重要特征之一，其中尤以改造型成矿岩体更是如此。这类与成矿有关的复式岩体，其分异演化程度由早到晚不断增高，岩体在分异结晶过程中，广泛发育有复杂而强烈的自变质作用及由岩浆期后的钾、钠交代和酸性淋滤所产生的各种蚀变作用，其中与矿化关系最密切的一般出现于主体侵入的第二、第三阶段。应指出的是，这些特征对以宝山、水口山等为代表的同熔型成矿小岩体来说，则是不明显的。概言之，成岩过程的多阶段性，结晶分异的完善程度，以及蚀变作用的强烈与否，是本区改造型成矿岩体（与钨、锡有关的成矿岩体）的重要特征和主要判别标志。

在岩石组合上，多数改造型成矿花岗岩体的岩石组合是，二长花岗岩-钾长花岗岩-白云母（或二云母）花岗岩组合。规模小的同期多阶段成矿岩体，其各阶段的岩性往往是相同的，只是各阶段岩石的结构、构造和自变质作用程度有某些差异而已。本区同熔型成矿花岗岩体，其岩石组合、蚀变作用特征不如改造型成矿花岗岩显著，尤其是对某些岩石种属复杂的次火山岩体群来说，矿化与岩石组合之间的不确定性，往往导致认识上的极大分歧，或者说，矿化与岩体只有空间上的关联性，而不具有成因上的联系。

三、主要造岩矿物的标型特征

1．石英的标型特征

石英是花岗岩类岩石中的一种贯通性矿物，尽管其化学成分十分简单，但现有资料表

明，其成分及包裹体等方面的标型特征，可为判别岩体的含矿性提供一定信息。

湘南非成矿岩体和无矿石英脉中石英的Al_2O_3含量一般为0.001—0.01%，而在某些金属矿床中可高达0.16—0.96%，两者显示有明显差异。此外，由于石英晶格中Al^{3+}进入四面体配位取代Si^{4+}，必须有K^+、Na^+、Li^+等金属阳离子进入石英晶格，以使电价平衡，

表 3-9 湘南部分花岗岩类岩石中石英的成矿元素平均含量(10^{-6})

Table 3-9 Average contents of ore-forming elements of the quartz from some granitic rocks in South Hunan(10^{-6})

成因类型	岩体	岩石类型	W	Sn	Pb	Zn	Bi	Cu	Be	资料来源
改造型	尖峰岭	二长花岗岩	47.5 (2)				63.5 (2)			康先济
	香花岭	花岗岩		12.0 (2)						庄锦良等
	黄沙坪	花岗斑岩			17.33 (2)			14.33 (1)		
	高垄山	二长花岗岩			23.30 (3)	30.0 (3)				
	湘南地区	成矿花岗岩	10.75 (15)	10.00 (12)	13.18 (16)	12.28 (14)	63.50 (2)	14.33		
		非成矿花岗岩	103.0 (17)	5.53 (17)	15.0 (15)	16.10 (11)				
	南岭及邻区	与 Pb、Zn 矿化有关的花岗岩				80				李鸿昌
		与 Pb、Zn 矿化无关的花岗岩				24				
同熔型	大坊	花岗闪长斑岩				40.0 (1)				庄锦良等
	湘南地区	成矿花岗岩	1.03 (3)	0.9 (1)	14.25 (4)	27.5 (4)				
		非成矿花岗岩	3.06 (1)	4.0 (1)	4.0 (2)	10.0 (2)				
矿区	柿竹园	矿化云英岩脉	140.5 (2)	16.0 (2)	<25.0 (2)	<25.0 (2)	200.0 (2)	<2.0 (2)	3.0 (2)	康先济
	柿竹园	非矿化石英脉	16.0 (1)	18.0 (1)	<25.0 (1)	<25.0 (1)	0			
酸性岩丰度（维诺格拉多夫，1962）			1.5	3.0	60	1.0	2.0	5.5		
地壳平均丰度（黎彤，1981）			1.1	1.7	12	94	4.3	63	1.3	

注：括号内数据为分析样品数。

这就导致石英中碱金属含量的增加。因此，石英中的Al_2O_3及碱金属相对含量的多寡，在一定程度上可用作岩体含矿性的判别标志。

石英中的微量成矿元素含量，往往可作为成矿岩体的可能判别标志。表3-9列出的湘南部分成矿岩体及矿床中石英的成矿元素含量表明，柿竹园附近的千里山花岗岩体中石英的钨含量及香花岭岩体中石英的锡含量，明显高于湘南地区花岗岩类钨、锡的平均含量，反映这两个岩体分别以钨、锡矿化为主要特征。但向来认为与黄沙坪铅锌成矿密切的花岗斑岩，其石英中的铅含量却远低于本区非成矿花岗岩类的平均含量，其原因尚待深入研究。湘南原判为非成矿或与矿化关系不明的高垄山花岗岩体，其石英中的铅、锌含量均高于本地区改造型成矿花岗岩体中石英的相应元素含量；大坊花岗闪长斑岩中石英的锌含量，高于同熔型成矿岩体中石英的锌含量，预示它们很可能是与铅、锌成矿有关的成矿花岗岩体，这和其他地球化学特征所作出的判别是相吻合的。

石英中的包裹体，是在其形成过程被捕获的成岩、成矿介质，它记录了矿物形成的条件和历史。由表3-10列出的柿竹园矿田的石英包裹体的成分资料看，千里山成矿花岗岩体，自主体期燕山早期二阶段中粗粒黑云母二长花岗岩，到补充期燕山早期三阶段细粒黑云母

表 3-10　柿竹园矿田的花岗岩和石英脉中石英包裹体的化学成分(10^{-6})

Table 3-10　Chemical composition of the inclusion of the quartz from the granites and quartz veins in Shizhuyuan ore field, South Hunan(10^{-6})

产　　状		K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-	H_2O	CO_2	$\frac{H_2O}{CO_2}$
千里山岩体	中粗粒黑云母二长花岗岩(γ_5^{2-2})	1875	2225	6250	75	19500	13000	400	30	13.3
	细粒黑云母花岗岩(γ_5^{2-3})	2815	19077	27538	0	11692	4615	650	24	27.1
石英脉	矿化石英脉	5778	2806	40026	70	57890	3462	820	27	30.4
	非矿化石英脉	2088	1786	34514	87	29316	938	1600	25	64.0

注：据康先济 1985 年资料综合。

花岗岩，到矿化石英脉，其石英包裹体中K^+、Ca^{2+}、F^-离子浓度呈增大趋势。这反映该矿田成岩成矿过程中，愈向晚期，其流体介质愈富钾、富钙和富氟。综合湘南其他成矿岩体有关这方面的资料，可大致归纳为两点。a）改造型系列成矿花岗岩体，及主要成矿阶段石英包裹体中流体介质的Cl/F比值小于1.0，成矿热液类型以K(Na)-Ca^{2+}-F型为主；而同熔型成矿花岗岩体中石英包裹体的Cl/F比值大于1.0（喻铁阶等，1987），热液类型以Na(K)-Ca^{2+}-Cl型为主，并常含有NaCl子晶包裹体。b）成矿岩体中石英富含液态及CO_2包裹体；而非成矿岩体或与矿化关系不明显岩体中石英，则基本不含这两种包裹体。

2．长石的标型特征

长石中的成矿元素含量在一定程度上可反映岩体的含矿性。由表3-11可见，湘南千里

表 3-11 湘南地区部分成矿与非成矿岩体中长石的微量元素含量(10^{-6})

Table 3-11 Average content of trace elements for the feldspars from some ore-forming and nonmineralized granitoid in South Hunan(10^{-6})

类型		岩体	岩石类型	矿物名称	Pb	Zn	Sn	W	Nb	Ta	Rb	Sr
改造型花岗岩类	成矿岩体	千里山	黑云母花岗岩	钾长石（2）	63.5	19.5	6.0	19.7	10.0	20	1390	
				斜长石（2）	65.5	31.0	11.5	200				
			二长花岗岩	钾长石（1）	118.95	24.4	3.0	0.0	0.0	0.0	54.8	24.4
				斜长石（1）	70.0	60.0	279.3	0.0				
		獅子岭	黑鳞云母花岗岩	钾长石（1）	110.0	77.0	25.0	3.5	10.0	10.0	2560	60.0
				斜长石（1）	144.0	143.0	22.0	0.0				
		尖峰岭	钠长石花岗岩	钾长石（1）	50.0	18.0	10.0	2.75	10.0	10.0	5110	60.0
				斜长石（1）	59.0	21.0	10.0	3.9				
		铁砂坪	黑鳞云母花岗岩	钾长石（1）	61.0	32.0	16.0	0.5	10.0	10.0	2880	50.0
		三合圩	黑鳞云母花岗岩	钾长石（1）	52.0	17.0	8.0	0.0	10.0	20.0	1130	60.0
				斜长石（1）	71.0	23.0	5.0	0.0				
		红旗岭	黑鳞云母花岗岩	钾长石（1）	45.0	20.0	4.0	0.0	10.0	10.0	1560	50.0
		瑶岗仙	二云母花岗岩	钾长石（1）	80.0	15.0	13.0	0.03	10.0	30.0	1780	50.0
				斜长石（1）	61.0	57.0	10.0	0.0				
		黄沙坪	石英斑岩	钾长石（1）	12.0	40.0	23.0	0.29				
			花岗斑岩	钾长石（1）	100	100	15.6	9.8				
				钾长石（1）	70.0	96.0	23.0	0.0				
			花斑岩	钾长石（1）	40.0	60.0	17.0	0.0				
	非成矿岩体	祥林铺	石英斑岩	钾长石（1）	30.0	39.0	6.0	0.5	10.0	10.0	450	40.0
				斜长石（1）	50.0	57.0	12.1	0.0				
		宝峰仙	二长花岗岩	钾长石（1）	41.0	28.0	13.0	0.0	10.0	30.0	1070	60.0
				斜长石（1）	44.0	138.0	8.0	0.0				
		高垄山	黑云母二长花岗岩	钾长石（1）	60.3	15.7	12.0	0.1	10.0	23.3	763	60.0
				斜长石（2）	52.5	461	10.0	0.0				
		骑田岭	花岗闪长岩	钾长石（1）	56.0	32.0	7.0	0.0				
				斜长石（1）	60.0	60.0	13.0					
同熔型花岗岩类	成矿岩体	宝山20号	花岗闪长斑岩	钾长石（1）	28.0	32.0	16.0	0.0				
		铜山岭	花岗闪长斑岩	钾长石（1）	41.0	13.0	10.0	0.0	10.0	10.0	510	70.0
				斜长石（1）	34.0	52.0	2.0	0.0				
	非成矿岩体	白芒营	花岗闪长岩	钾长石（1）	69.5	13.5	4.0	0.15	10.0	10.0	510	55.0
				斜长石（1）	38.0	55.5	5.0	0.20				

注：括号内数字为测定样品数。

山二长花岗岩、癞子岭（香花岭）黑鳞云母花岗岩及黄砂坪花岗斑岩和石英斑岩中长石的成矿元素含量，大体上反映了这些岩体有关的铅、锌、钨、锡矿化特征。但也应指出，本区瑶岗仙、红旗岭等一些岩体，其长石的成矿元素含量，并不能反映它们的成矿特征。究其原因，除可能与分析样品数量少、缺乏代表性有关外，还可能与样品的分析精度有关。

长石中的Rb、Sr丰度及Rb/Sr比值，是反映其岩浆分异演化程度的重要标志。据表3-11所列，湘南地区改造型花岗岩中长石的铷、锶含量，除千里山二长花岗岩外，均大于1000×10^{-6}，而与铌、钽、钨、锡矿化有关的改造型成矿岩体，其铷含量更高。如癞子岭、尖峰岭、铁砂坪等岩体，其长石的铷含量均大于2000×10^{-6}。本区同熔型花岗岩中长石的铷含量均在500×10^{-6}左右，锶含量一般在40×10^{-6}—60×10^{-6}之间，其Rb/Sr比值，则随岩体侵位时代由老变新和随岩石由中酸性向偏酸性演化而逐渐增大。表3-11还表明，钾长石较高的（0.051—0.14%）氟含量，是成矿岩体，尤其是与斑岩锡矿有关的成矿岩体（大吉岭、塘官铺）的重要标型特征之一。

从长石的端员组分及结构状态看，已有资料表明，岩浆愈富挥发分，则愈有助于熔体中晶出的碱性长石之间的平衡，因此，在晚期富挥发分的岩浆中，可以出现原生岩浆成因的两种极端成分的碱性长石（D. A. C. Manning，1985）。湘南各类花岗岩中长石结构状态有关的参数（表3-12）表明，本区花岗岩类岩体，特别是与成矿有关的岩体，无论是其中的钾长石还是斜长石，它们的ΔZ、ΔY值以及$Alt_{1(o)}$和$Alt_{1(m)}$值均大体循挥发分含量的增高而增大，其碱性长石愈向各自的端员方向演化。因此，用碱性长石端员组分以及它们的有序化程度来判别其含矿性是可能的。对此，研究程度较高的千里山、癞子岭、尖峰岭等成矿岩体中长石所显示的规律性变化可资佐证。

综上所述，应用长石类矿物的标型特征来判别成矿岩体，可大致归纳为两点认识。其一是，长石除其某些成矿元素丰度较高可作为成矿岩体的判别标志外，其铷的丰度若高出1000×10^{-6}，对于改造型花岗岩体含矿性的判别可能是有效的；然而，对于同熔型成矿岩体来说，后一特点不具代表性。其二是，岩体中两类碱性长石的存在，且各自的端员组分含量愈高，ΔZ、ΔY、$Alt_{1(o)}$、$Alt_{1(m)}$值愈高，对于非斑岩型成矿岩体的判别是比较有效的，特别是两类碱性长石的存在，对改造型成矿花岗岩体可能是具有特征性的。而ΔZ值中等（0.489—0.442）到最小值（0.176），ΔY值为零，$Alt_{1(o)}$、$Alt_{1(m)}$值相近，则是改造型和同熔型成矿斑岩体的共同特征。

3．云母类矿物的标型特征

业已查明，湘南花岗岩类中云母类矿物的演化可分为Li-Fe和Li-Al两个系列。前者属三八面体云母亚类，是本区花岗岩的主要云母系列；后者中的多硅白云母和锂多硅白云母，多系岩浆期后云英岩化蚀变作用的产物。

从不同成因花岗岩中的云母看，本区同熔型花岗岩中的云母，在成分上以富镁为特征，反映其矿物种属以镁质黑云母为主，但其中常有镁质黑云母与铁质黑云母之间的过渡型云母产出。同熔型成矿花岗岩中的云母则以锂金云母和铁叶云母产出为特征。本区改造型花岗岩中的云母，从铁质黑云母→铁叶云母→黑鳞云母（部分为绿鳞云母）→铁锂云母→(锂云母)→铝黑鳞云母→锂铁白云母→锂白云母都有分布（邹天人，1988）。惟成矿岩体中云母，除少数为Li-Al系列的锂多硅白云母和多硅白云母外，绝大部分属Li-Fe系列的黑鳞云母和铁锂云母亚类。因此，Li-Fe系列的黑鳞云母、铁锂云母等在岩体中的出现与

表 3-12 湘南地区部分成矿及非成矿花岗岩中长石的标型特征参数

Table 3-12 Typomorphic characteristic parameters of the feldspars from some ore-forming and nonmineralized granitoids in South Hunan

类型		岩体及岩性	挥发分总量(%)	长石种类	ΔZ	ΔY	$Alt_{1(o)}$	$Alt_{1(m)}$	Or	Ab	An
改造型	成矿岩体	千里山 斑状黑云母花岗岩(γ_5^{2-1})	1.36 (F 0.26)	钾长石	0.832 (1)	0.788			82.82 (2)	14.79	2.39
		千里山 细粒斑状黑云母花岗岩(γ_5^{2-2})	1.06 (F 0.29)	钾长石	0.720 (5)	0.703			97.14 (4)	2.51	0.27
				斜长石					1.77 (7)	64.58	33.76
		千里山 中粗粒黑云母花岗岩(γ_5^{2-3})	1.618 (F 0.79)	钾长石	0.916 (2)	0.820	0.8580 (平均)	0.0771 (6)	97.09 (6)	2.23	0.03
				钠长石					2.18 (7)	91.03	4.95
		千里山 细粒黑云母花岗岩(γ_5^3)	1.485 (F 0.41)	钾长石	0.865 (2)	0.858			94.87	5.13	0.00
				斜长石					2.40 (5)	82.28	15.32
		千里山 平均	1.217 (F 0.44)	钾长石	0.833 (6)	0.792 (6)	0.8580 (6)	0.0771 (6)	82.19 (6)	16.45	1.36
				钠长石					1.18 (1)	94.96	3.86
				斜长石	0.8745 (5)	0.9576	0.9003	0.0950	10.26 (3)	79.15	6.32
		癞子岭花岗岩	平均值 1.567 (F 0.996)	钾长石	0.9387 (9)	0.8303 (4)	0.7106 (8)	0.0683	83.55 (9)	15.48	0.97
				钠长石					7.83 (6)	90.04	2.13
				斜长石	0.9497 (5)	0.9579	0.9003	0.0171	25.58 (2)	68.51	5.90
		尖峰岭花岗岩	平均值 2.28 (F 0.996)	钾长石	0.9703 (11)	0.8662	0.7176 (11)	0.0629	83.25 (11)	15.78	0.97
				钠长石					3.01 (7)	94.37	2.62
				斜长石	0.9638 (7)	0.9653	0.9059	0.0109	12.12 (1)	84.85	3.03
		香花岭 (香花岭岩)	平均值 5.245 (F 5.245)	钾长石	0.7500	0.000	0.440		94.78	4.90	0.37
				钠长石					0.92	98.28	0.22
		铁沙坪花岗岩	平均值 1.745 (F 1.005)	钾长石	0.9702 (1)	0.948	0.9666	0.0183	73.96 (1)	25.00	1.04
				钠长石					0.92 (1)	98.28	0.22

续表

类型		岩体及岩性		挥发分总量（%）	长石种类	ΔZ	ΔY	$Alt_{1(o)}$	$Alt_{1(m)}$	Or	Ab	An
改造型	成矿岩体	三合圩花岗岩		平均值 1.280 (F 0.520)	钾长石	0.9408 (1)	0.8342	0.9023	0.0681	73.26 (1)	25.74	0.90
					斜长石					7.22 (1)	86.6	6.19
		红旗岭花岗岩		1.14 (2) (F 0.4)	钾长石	0.882 (1)	0.7078	0.8244	0.1166	77.42 (1)	21.51	1.07
					钠长石					0.97 (1)	97.11	1.91
		瑶岗仙花岗岩		平均值 1.235 (F 0.525)	钾长石	0.7806 (2)	0.8342	0.8619	0.0394	83.45 (2)	15.08	1.45
					钠长石					0.79 (1)	98.97	0.23
					斜长石					8.16 (1)	82.65	9.18
		黄沙坪	花岗斑岩	0.455 (2) (F 0.455)	钾长石	0.4896 (2)	0.000	0.3724 (2)	0.3724	70.80 (2)	25.57	3.63
					钠长石					5.00 (1)	90.00	7.00
					斜长石					4.00 (1)	79.00	14.00
			石英斑岩	0.485 (1) (F 0.450)	钾长石	0.4418 (1)	0.000	0.3605	0.3605	88.57 (1)	7.34	4.09
					斜长石					1.00 (1)	99.00	1.00
	非成矿或与成矿关系不明显的岩体	宝峰仙花岗岩		0.144 (4) (F 0.144)	钾长石	0.7497 (1)	0.7963	0.8356 (1)	0.0393	79.61 (1)	18.44	1.94
					斜长石					9.57 (1)	78.72	11.70
		高塘山花岗岩		0.9515 (9) (F 0.34)	钾长石	0.6952 (2)	0.8600	0.7829	0.04424	73.92 (8)	22.87	2.84
					钠长石					4.14 (1)	69.70	16.16
		骑田岭花岗闪长岩		0.820 (8) (F 0.006)	钾长石					73.91 (5)	24.99	1.11
					斜长石	0.821 (1)	0.829	0.8131	0.0407	7.32 (1)	87.77	4.91
同熔型	成矿岩体	宝山22号		3.36	钾长石	0.1757 (1)	0.000	0.2939	0.2939	78.32 (1)	17.72	3.86
		铜山岭		1.271 (9)	斜长石					11.83 (1)	58.06	30.11
	非成矿岩体	白芒营		1.179 (2)	斜长石					17.72 (2)	62.35	19.94

注：据庄锦良、黄蕴慧、王昌烈、胥有志、徐文光等资料综合；括号内数字除注明者外为样品数。

否及含量，可以作为钨、锡、铌、钽成矿岩体的可靠判别标志。另据邹天人（1988）的研究："铝黑云母是在浅成一超浅成条件下岩浆快速结晶的产物"。因此，本区香花岭地区铝黑鳞云母的产出，有可能是铌、钽、钨、锡成矿岩体的判别标志之一。

由于云母类矿物的晶体结构松弛，因此，它携带的成矿信息较石英、长石要多。由表3-13和表3-14可知，本区改造型和同熔型成矿花岗岩与非成矿花岗岩体中云母的F、Li_2O、Rb_2O及成矿元素含量之间有明显差异，并大体表现为由铌、钽、钨、锡矿化岩体（尖峰

表 3-13 湘南地区钨锡矿化与非钨锡矿化花岗岩中黑云母化学成分对比表

Table 3-13 Correlation on the chemical composition of biotite between the mineralized and nonmineralized granitoids related to W, Sn in South Hunan

岩体类型	化学成分及含量（%）							
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
钨锡矿化岩体	38.45	0.30	22.15	2.54	14.25	0.89	0.41	0.19
非钨锡矿化岩体	36.14	3.13	14.68	3.95	20.17	0.37	6.90	0.78

岩体类型	化学成分及含量（%）						
	K_2O	Na_2O	Li_2O	Rb_2O_3	P_2O_5	H_2O^+	F
钨锡矿化岩体	10.13	0.39	1.56	0.80	0.05	2.71	4.58
非钨锡矿化岩体	8.63	0.22	0.30	0.11	0.24	3.80	1.23

岩体类型	以（O,OH,F）24计算的阳离子数							
	Si	Ti	$Al_{\text{Ⅳ}}$	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca
钨锡矿化岩体	5.79	0.03	2.21	0.29	1.79	0.11	0.10	0.03
非钨锡矿化岩体	5.54	0.38	2.46	0.46	2.58	0.05	1.58	0.13

岩体类型	以（O,OH,F）24计算的阳离子数					阴离子数		
	K	Na	Li	Rb	$Al_{\text{Ⅵ}}$	OH	F	
钨锡矿化岩体	1.95	0.09	0.94	0.08	1.72	2.72	2.18	
非钨锡矿化岩体	1.69	0.07	0.19	0.01	0.79	3.88	0.61	

岭）经钨、锡、钽、铋成矿花岗岩（千里山）到非成矿岩体，呈逐次降低的趋势。这说明，它们在成矿过程中具有相当重要的作用，可作为判别成矿岩体的一个重要标志。但应指出，本区改造型铅锌成矿岩体及同熔型成矿岩体中云母的F、Li_2O、Rb_2O含量，较改造型铌钽、钨锡成矿岩体中云母的相应元素含量一般要低几倍，甚至低一个数量级。因此，我们在运用云母的F、Li_2O、Rb_2O含量来判别其岩体的含矿性时，对此应特别注意。表3-14还表明，湘南花岗岩类中云母的铅、锌含量的变化范围很大，且无明显的规律可循，因此，它们对岩体含矿性的判别不具标型意义。

据现有资料统计（庄锦良，1988），本区与钨锡成矿有关的改造型成矿花岗岩，其云母的锡、钽平均含量分别高达332×10^{-6}和253×10^{-6}，而与钨锡矿化无关的花岗岩体，其云母相应元素的平均含量仅分别为71×10^{-6}和3×10^{-6}。由此可知，花岗岩中云母的锡、钽

表 3-14 湘南部分成矿与非成矿岩体中黑云母的微量元素含量

Table 3-14 Contents of trace elements of the biotites from some mineralized and nonmineralized granitoids in South Hunan

类型		岩体	岩石类型	云母种类	序号	微量元素及含量									Al_{VI}	Al_{IV}	资料来源
						F (%)	Li_2O (%)	Rb_2O (%)	Cs_2O (%)	Cu (10^{-6})	Pb (10^{-6})	Zn (10^{-6})	W (10^{-6})	Sn (10^{-6})			
改造型	成矿岩体	千里山	细粒—中粒黑云二长花岗岩	铁黑云母	1	3.15	0.55	0.20							2.40	0.18	庄锦良等
				铁黑云母	2	1.72	0.35	0.41							2.32	0.24	
				铁黑云母	3	2.32	0.62								2.28	0	
				黑云母	4		0.54						87.5	157.4	1.46	2.56	
				铝质铁锂云母	5	2.24	1.98	0.57							1.94	2.42	
				锂多硅白云母	6	1.30	0.96	0.29	0.01						1.80	2.58	
				多硅白云母	7		0.24								1.10	2.90	
			细粒黑云母二长花岗岩	黑鳞云母	8	2.64	1.54	0.90							1.94	2.10	
				黑鳞云母	9	4.60	0.103	0.86							2.00	1.96	
				黑鳞云母	10	4.80	1.87	0.70					84.5	212.8	1.72	2.36	
				铝质铁锂云母	11	2.24	1.98	0.57	0.05						1.92	2.46	
			二长花岗斑岩	铁黑云母	12		0.22								1.66	0.94	
			黑云母二长花岗岩	黑鳞云母	13	3.72	1.756	0.798	0.088	15.0	44.0	468.0	83.23	310.0	1.99	2.12	
		尖峰岭	花岗岩	铁锂云母	14	6.18	3.48								1.06	2.19	黄绵慧等
				黑鳞云母	15	5.24	2.52								1.46	1.81	
				铁锂云母	16	6.66	3.40								1.23	2.09	
				铝质铁锂云母	17	4.18	2.15								2.03	1.86	
				铁质锂云母	18	6.10	4.36								1.76	1.66	

续表

类型		岩体	岩石类型	云母种类	序号	微量元素及含量									Al_W	Al_E	资料来源
						F (%)	Li_2O (%)	Rb_2O (%)	Cs_2O (%)	Cu (10^{-6})	Pb (10^{-6})	Zn (10^{-6})	W (10^{-6})	Sn (10^{-6})			
改造型	成矿岩体	尖峰岭	云英岩化花岗岩	铁锂云母	19	0.4	3.49								1.50	2.02	黄蕴慧等
			铁锂云母花岗岩	铁锂云母	20	7.10	2.49	1.00	0.036		22.0	450.0	30.0	180.0	1.67	1.60	庄锦良等
		癞子岭	花岗岩	黑鳞铁锂云母	21	1.48	2.32								2.07	1.67	黄蕴慧等
				黑鳞铁锂云母	22	2.81	2.50								2.11	1.67	
				黑鳞云母	23	1.60	2.19	0.56	0.04						2.16	1.76	
			云英岩上部	铁锂云母	24	3.25	2.81								2.20	1.53	
				铁锂云母	25	1.06	3.51	0.56	0.04						2.39	1.25	
			云英岩化花岗岩上部	黑鳞云母	26	1.15	2.21								2.32	1.73	
				铁锂云母	27	2.15	2.61		0.04						1.51	1.25	
			黑鳞云母花岗岩	黑鳞云母	28	6.69	2.56	1.09	0.067	10.0	110.0	880.0	60	390.0	1.84	1.81	庄锦良等
		瑶岗仙	二云母花岗岩	多硅白云母	29	2.41	0.67	0.46	0.04	60.0	40.0	490.0	31.0	590.0	2.13	2.21	
				锂多硅白云母	30		1.04	0.53	0.06	50.0	30.0	590.0	15.0	520.0	2.76	1.76	
		三合坪	二云母花岗岩	黑鳞云母	31	4.32	1.18	0.70	0.05	30.0	30.0	440.0	27.0	460.0	1.61	1.53	
		铁砂坪（隐伏岩体）	二云母花岗岩	黑鳞云母	32	6.90	2.21	1.04	0.08	30.0	10.0	630.0	12.0	300.0	1.60	2.06	
				铁锂云母	33	6.93	2.41	1.06	0.07	40.0	30.0	880.0	16.0	280.0	0.47	2.22	

续表

类型		岩体	岩石类型	云母种类	序号	微量元素及含量									$Al_{Ⅲ}$	$Al_{Ⅳ}$	资料来源
						P (%)	Li_2O (%)	Rb_2O (%)	Cs_2O (%)	Cu (10^{-6})	Pb (10^{-6})	Zn (10^{-6})	W (10^{-6})	Sn (10^{-6})			
改造型	成矿岩体	姑婆山（西体）	黑云母二长花岗岩	黑云母	34	1.65	0.39	0.25	0.02	20.0	30.0	1000	0	230.0	0	2.67	庄锦良等
				铁叶云母	35	1.74	0.27	0.17	0.02	14.0	57.0	520.0	0	60.0	2.21	2.07	
		红旗岭	二云母花岗岩	黑云母	36	2.05	0.44	0.58	0.09	360	50.0	1120	23.0	470.0	1.74	2.30	
		上堡	黑云母花岗岩	黑鳞云母	37	5.43	2.62	0.79	0.12	9.0	28.0	160.0	81.0	71.0	1.76	2.09	
				黑鳞云母	38	5.34	2.53	0.72	0.13	53.0	36.0	196.0	81.0	90.0	1.30	2.31	
				黑鳞云母	39	5.61	2.67	0.77	0.16	6.0	32.0	188.0	80.0	56.0	1.22	2.44	
	非成矿岩体或与成矿关系不明的岩体	高李山	黑云母二长花岗岩	铁黑云母	40	1.50	0.33	0.14	0.03	2.0	30.0	620.0	2.0	140.0	2.71	0	舒友志等
				黑云母	41	1.27	0.39	0.14	0.02	20.0	20.0	690.0	0	260.0	2.57	1.24	
				铁黑云母	42	1.55	0.32	0.11	0.03	30.0	46.0	700.0	0	170.0	2.61	0.29	
			细粒斑状黑云二长花岗岩	多硅白云母	43	0.86	0.13				50.0	120.0	74.0	340.0	1.60	3.40	
				铁黑云母	44	0.39	0.31				60.0	640.0	14.0	113.0	2.68	0.32	
			中粗粒黑云二长花岗岩	黑云母	45	0.13	0.55				50.0	630.0	20.0	145.0	2.50	1.03	
		骑田岭	中细粒斑状二长花岗岩	铁黑云母	46	0.96	0.14	0.19			30.0	360.0	18.0	60.0	2.60	0.21	庄锦良等
				铁黑云母	47	1.70	0.21	0.13			50.0	470.0	19.0	65.0	2.40	0.02	

续表

类型		岩体	岩石类型	云母种类	序号	微量元素及含量									$Al_{Ⅵ}$	$Al_{Ⅳ}$	资料来源
						F (%)	Li_2O (%)	Rb_2O (%)	Cs_2O (%)	Cu (10^{-6})	Pb (10^{-6})	Zn (10^{-6})	W (10^{-6})	Sn (10^{-6})			
改造型	非成矿岩体或与成矿关系不明的岩体	骑田岭	中粗粒斑状二长花岗岩	铁黑云母	48	0.25	0.05	0.02			20.0	550.0	54.0	41.0	2.54	0	庄锦良等
			细粒斑状黑云花岗岩	铁黑云母	49	0.57	0.39	0.21			110.0	480.0	47.0	240.0	2.91	0.24	
			中细粒斑状黑云母二长花岗岩	铁黑云母	50	0.84	0.07								2.53	0.12	
		王仙岭	二云母花岗岩	铁黑云母	51	0.49	0.26	0.10	0.04	9.0	22.0	172.0	82.0	200.0	3.18	0.36	
			白云母花岗岩	多硅白云母	52	0.91	0.12	0.30	0.02	100	60.0	590.0	35.0	100.0	1.79	3.65	
		宝峰仙	黑云母二长花岗岩	铁黑云母	53	1.15	0.22	0.13	0.01	2.0	57.0	650.0	0	80.0	2.33	0	
		螃蟹目	白云母花岗岩	黑鳞云母	54		1.20	0.66	0.05	2.0	22.0	650.0	20.0	300.0	1.87	2.08	
		金鸡岭	黑云母花岗岩	黑云母	55	1.94	0.02	0.18	0.03	2.0	57.0	680.0	0	160.0	0.38	2.47	
同熔型	空间关系密切的岩体成矿岩体或与矿化	水口山	花岗闪长岩	锂金云母	56	0.84	0.03	0.056	0.002	2.0	57.0	410.0	0	50.0	2.63	0.10	
		铜山岭	花岗闪长斑岩	锂金云母	57	0.44	0.045	0.063	0.005	2.0	46.0	450.0	0	20.0	2.58	0	
		宝山	花岗闪长斑岩	铁叶云母	58	0.52	0.012	0.04	0.002	5.0	20.0	368.0	3.0	12.0	2.31	0.49	
		大坊	花岗闪长斑岩	铁叶云母	59	0.49	0.003	0.025	0.002	36.0	48.0	184.0	9.0	3.0	2.85	0.74	
	非成矿岩体	白芒营（隐伏岩体）	花岗闪长岩	镁质黑云母	62		0.112	0.097	0.10	20.0	10.0	440.0	0	40.0			
				镁质黑云母	63		0.096	0.059	0.006	30.0	20.0	480.0	2.0	40.0			

含量的高低，对判别其是否具钨锡矿化具有明显的标型意义。

此外，本区与钨锡矿化有关的改造型花岗岩，其黑云母基础晶胞中的Al_{M}值大于1.4，Si^{4+}、F^{-}的离子数分别大于5.6和1.0；而其Al_{IV}、Mg^{2+}、Fe^{3+}、Fe^{2+}离子数，分别小于2.35、01、0.25和2.9。与此相应，在其Al_{M}-Si（图3-8）、Al_{M}-Ti(图3-9)、Al_{M}-Fe（图

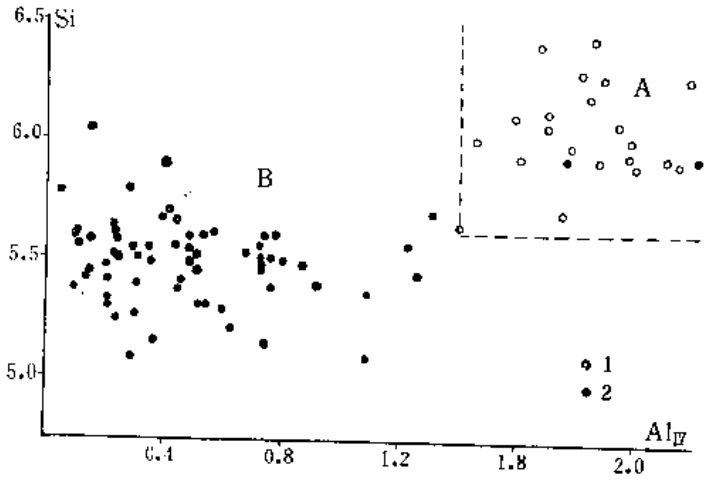


图 3-8 湘南地区花岗岩中黑云母的Al_{M}-Si直角坐标图解

Fig. 3-8 Al_{M}-Si diagram for the biotites from the granitoids in South Hunan

A—钨锡矿化花岗岩中黑云母分布区；B—非钨锡矿化花岗岩中黑云母分布区；1—已知钨锡矿化花岗岩中黑云母；2—已知非钨锡矿化花岗岩中黑云母（注：图上Al_{IV}应为Al_{M}）

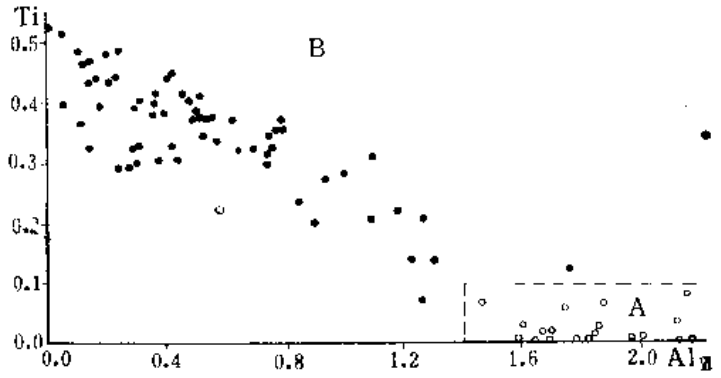


图 3-9 湘南地区花岗岩中黑云母的Al_{M}-Ti直角坐标图解

（图例同图3-8）

Fig. 3-9 Al_{M}-Ti diagram for the biotites from the granitoids in South Hunan

3-10)、Al_{M}-Mg（图3-11)、Al_{M}-Al_{IV}（图3-12）和Al_{M}-F（图3-13）相关图解上，本区改造型钨锡矿化花岗岩中黑云母的投影点与改造型非钨锡矿化花岗岩中黑云母的投影点有明显的分区性，可以作为钨锡成矿花岗岩的有效判别标志。

本区改造型钨锡、铌钽成矿花岗岩中的锂白云母，以富锂、氟为特征，铯白云母则以贫氟富铯为特征，两者均可作为成矿岩体的判别标志。而且，上述两种云母越是富铯，则标志成矿岩体愈富钽和锡。

四、副矿物的共生组合特征

详细研究花岗岩中副矿物的标型特征，不仅可为花岗岩类岩石的形成时代、岩相划分及其成因提供依据，而且还可以获得岩体含矿性的重要信息（张绍立，1984)。限于本专题

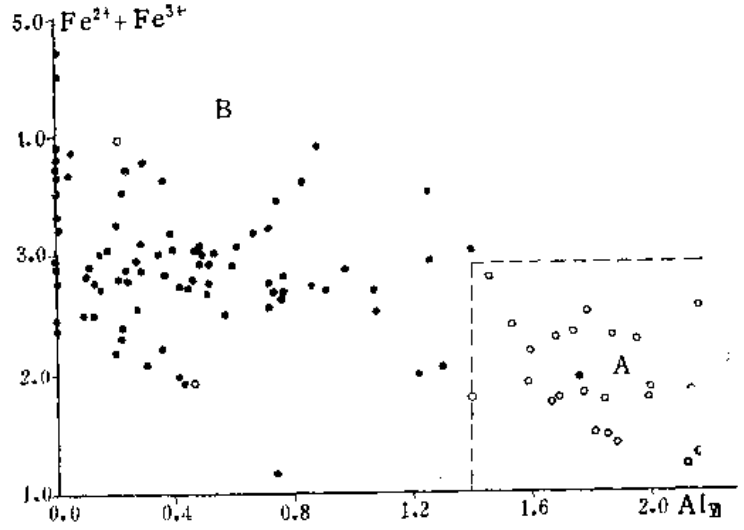


图 3-10 湘南地区花岗岩中黑云母的$Al_{\text{Ⅳ}}$-($Fe^{3+}+Fe^{2+}$)直角坐标图解
(图例同图3-8)

Fig. 3-10 $Al_{\text{Ⅳ}}$- ($Fe^{3+}+Fe^{2+}$) diagram for the biotites from granitoids in South Hunan

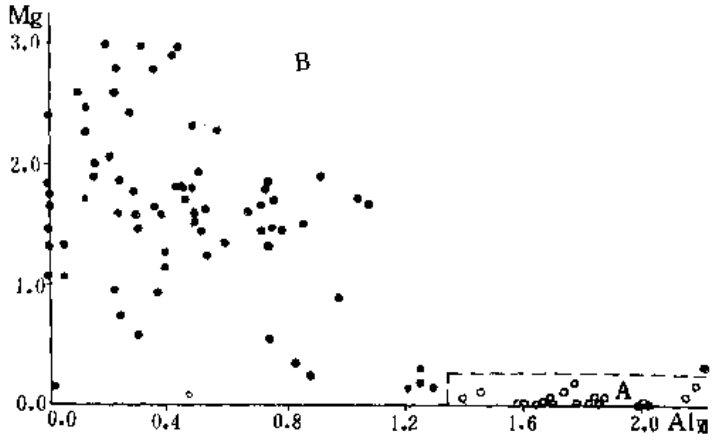


图 3-11 湘南地区花岗岩中黑云母的$Al_{\text{Ⅳ}}$-Mg直角坐标图解
(图例同图3-8)

Fig. 3-11 $Al_{\text{Ⅳ}}$-Mg diagram for the biotites from the granitoids in South Hunan

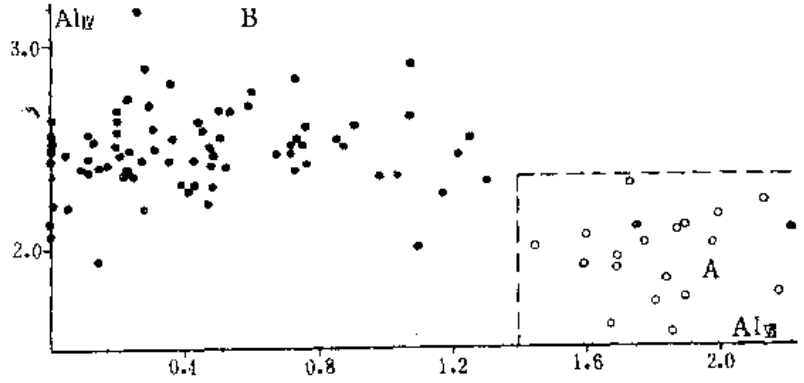


图 3-12 湘南地区花岗岩中黑云母的$Al_{\text{Ⅳ}}$-$Al_{\text{Ⅵ}}$直角坐标图解
(图例同图3-8)

Fig. 3-12 $Al_{\text{Ⅳ}}$-$Al_{\text{Ⅵ}}$ diagram for the biotites from the granitoids in South Hunan

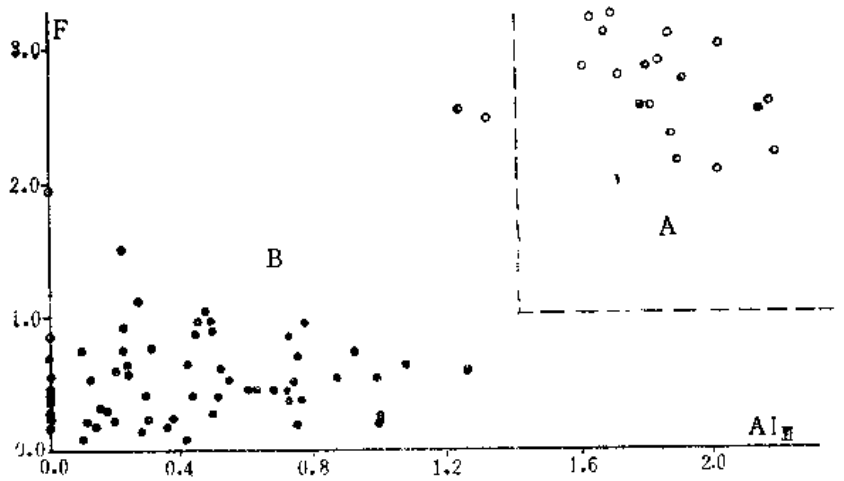


图 3-13 湘南地区花岗岩中黑云母的$Al_{\text{Ⅳ}}$-F直角坐标图解
（图例同图3-8）

Fig. 3-13 $Al_{\text{Ⅳ}}$-F diagram for the biotites from the granitoids in South Hunan

研究的具体条件，对副矿物矿物学研究工作进行甚少，下面仅就其共生组合及锆石和磷灰石的标型特征所能提供的一些成矿信息作简要叙述。

据现有的研究，湘南改造型成矿花岗岩体在成因上主要属于I_3亚类。按其矿化类型可分为两类。一类与钨锡矿化有关，另一类与铅锌矿化有关。与钨锡矿化有关的成矿岩体，其副矿物组合以石榴子石型、锆石-石榴子石型和锆石-独居石型见著，副矿物总量平均为769×10^{-6}，与同类型非钨锡矿化花岗岩相比明显偏低，惟副矿物种类相对较多，特别是其中钨、锡矿物，不仅分布普遍，且含量也相对较高，其平均含量可达27×10^{-6}，个别甚至高达80×10^{-6}（瑶岗仙）—100×10^{-6}（铁砂坪）。此外，该类成矿岩体中独居石、石榴子石、毒砂等分布也较普遍，但磁铁矿、钛铁矿的含量普遍很低。与铅锌矿化有关的I_3亚类成矿花岗岩，其副矿物组合以石榴子石-磁铁矿组合为特征，除石榴子石（423×10^{-6}）、磁铁矿（44.5×10^{-6}）含量较高外，其副矿物中毒砂、黄铁矿等硫化物和萤石等富挥发分矿物的含量较高，则是该类成矿花岗岩的显著特点。

本区同熔型成矿花岗岩主要与铅锌矿化有关。其副矿物组合以锆石-磷灰石型、磁铁矿-磷灰石型和锆石-褐石型为主。常见的副矿物除磁铁矿、锆石、磷灰石及褐石外，含多种硫化物矿物乃是其突出特征。此外，该类成矿岩体副矿物的铅锌矿物含量虽然不高，但磁黄铁矿及黄铁矿在部分岩体中可出现高一特高含量。水口山岩体中黄铁矿含量高达16923×10^{-6}及铜山岭岩体中磁黄铁矿含量高达2083×10^{-6}便是其典型例子。

利用锆石的ZrO_2/HfO_2比值以判别中酸性花岗岩类岩石的含矿性尚处于探索阶段。由表3-15列出的本区现有锆石ZrO_2/HfO_2比值的部分资料，可得出以下两点初步认识。

1）在改造型成矿岩体中，锆石的ZrO_2/HfO_2比值愈小，对钨锡、铌钽成矿愈有利。

2）在成岩、成矿时代相近的情况下，以改造型钨锡、铌钽成矿岩体→钨锡钼铋多金属成矿岩体→改造型非成矿岩体→同熔型非成矿岩体→同熔型铜铅锌成矿岩体，其ZrO_2/HfO_2比值具有逐渐增大的趋势。

由于本区有关磷灰石的找矿矿物学研究资料十分缺乏，目前尚难对其找矿意义作出中

表 3-15 湘南部分花岗岩类中锆石的 ZrO_2/HfO_2 比值

Table 3-15 ZrO_2/HfO_2 ratio of the zircons from some granitoids in South Hunan

类型		岩体	岩石类型	ZrO_2/HfO_2	资料来源
改造型	成矿岩体	尖峰岭	云英岩	6.20(2)	黄蕴慧等
			锂白云母钠长石花岗岩	6.51(4)	
			铁锂云母花岗岩	13.41(2)	
			黑鳞云母花岗岩	19.82(2)	
		香花岭	香花岭岩	7.45(2)	
		姑婆山	内部相花岗岩	21.00	莫柱孙等
			过渡相花岗岩	18.39	
			边缘相花岗岩	17.53	
	非成矿或与成矿关系不明岩体	骑田岭	二长花岗岩	32.21(7)	胥友志等
		王仙岭	白云母二长花岗岩	29.80(1)	庄锦良等
		高李山	黑云母二长花岗岩	29.72(5)	
同熔型	成矿岩体	铜山岭	花岗闪长斑岩	32.08(1)	庄锦良等
		七宝山	花岗闪长斑岩	60.60	
		南岭钟腾	花岗闪长斑岩	45.80	高善继等
		南岭石寨	花岗闪长斑岩	72.70	
	非成矿岩体	南岭	花岗岩、闪长岩	<43.5	李鸿昌

注：括号内数字为样品数。

背的分析。考虑到今后在本区进行找矿预测的需要，这里运用南岭及邻区的有关资料作些说明。

据张绍立（1984）和高善继（1986）研究，南岭及邻区不同类型成矿岩体中的磷灰石主要是氟磷灰石。但不同类型成矿花岗岩中的磷灰石，其 F、Cl 含量及 F/Cl、LREE/HREE 和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值等方面却有明显差异。改造型钨锡成矿岩体中磷灰石的 F 含量及稀土总量明显高于同熔型铜铅锌成矿岩体中的磷灰石；而其 Cl 含量则反之，故其 F/Cl 比值远大于后者。但其 LREE/HREE 比值前者较后者要小得多，说明前者重稀土相对富集，而后者则轻稀土富集。在 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值上，则表现为由改造型铌钽钨锡成矿岩体（0.8307）→钨锡成矿岩体（0.7212）到同熔型铜铅锌成矿岩体（0.7044—0.7074）逐渐降低的趋势。在微量元素含量上，改造型成矿花岗岩中磷灰石的 MnO 含量为 0.64%（平均值，后同），Sr 0.09%，La 0.025%，Ce 0.045%，Y 0.179%；同熔型成矿花岗岩中磷灰石的相应元素含量分别为 0.107%、0.03%、0.143%、0.264%和 0.097%。两者截然有别。综上所述，磷灰石的上述标型特征，可以作为本区今后找矿预测中判别岩体含矿性的参考。

五、岩石的 K_2O、Na_2O、F、Cl 含量及 Rb/Sr 比值

表 3-16 列出了湘南及邻区主要花岗岩类岩石的 K_2O、Na_2O、F、Cl 含量及 Rb/Sr 比

表 3-16 湘南及其邻区部分成矿与非成矿花岗岩类的 K_2O、Na_2O、F、Cl 含量及其 Rb/Sr 比值

Table 3-16 K_2O, Na_2O, F, Cl contents and Rb/Sr ratio of some mineralized and nonmineralized granitoids in South Hunan and adjacent area

类型		岩体	岩石类型	K_2O (%)	Na_2O (%)	F (10^{-6})	Cl (10^{-6})	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	F/Cl	Rb/Sr	资料来源
改造型	成矿岩体	千里山	中细粒斑状黑云母花岗岩	4.54	1.77	2600	200	2.56	13.00	19.00	王昌烈
			细粒斑状黑云母花岗岩	4.81	2.93	2900	300	1.64	9.67	7.90	
			黑云母二长花岗岩	5.02	2.68	7900	200	1.87	39.50	58.50	
			细粒黑云母花岗岩	4.29	3.87	4100	400	1.11	10.25	38.23	
			花岗斑岩	5.30	1.54	2700	200	3.44	13.50	36.94	
			石英斑岩	4.64	0.25	10500	50	18.56	210.00		
			黑云母花岗岩	5.18	3.67	5170	100	1.41	51.60	29.98	庄锦良
		野鸡尾	石英斑岩	5.72	2.34	8200		2.44		15.60	
		瑶岗仙	二云母花岗岩	4.41	4.00	5250		1.10		55.10	胡祥昭
		红旗岭	黑云母花岗岩	4.94	3.86	4000		1.73		43.94	
			二长花岗岩	2.86	0.64	4800	100	4.47	48.00	58.60	
		黄沙坪	304 号花岗斑岩	5.22	2.67	3600		1.96		9.59	童潜明
			301 号花岗斑岩	5.71	2.49	5900	300	2.29	19.67	48.05	胡永嘉
			5152 号石英斑岩	7.60	1.11	4500	350	6.85	12.86	13.13	李洪昌
			花岗岩			6700	300		22.33		
		癞子岭	黑鳞云母花岗岩	5.61	2.69	10040	127.5	2.09	78.75	190.40	黄蕴慧
				5.10	3.68	9880	100.0	1.60	98.80	87.19	庄锦良
		尖峰岭	黑鳞云母花岗岩	4.34	3.53	17041	166.7	1.23	102.20	117.40	胡永嘉
		香花岭	香花岭岩	3.70	0.61	52450		6.07		143.14	
		铁砂坪	黑云母花岗岩	4.78	2.92	10050	200.0	1.64	50.25	137.40	庄锦良等
				2.92	1.34	10400	200.0	2.18	52.00	117.97	

续表

类型		岩体	岩石类型	K_2O (%)	Na_2O (%)	F (10^{-6})	Cl (10^{-6})	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	F/Cl	Rb/Sr	资料来源
改造型	成矿岩体	三合圩	黑云母二长花岗岩	2.74	0.87	5200	200.0	3.15	26.00	54.13	庄锦良等
				4.70	2.74	5600		1.72		32.14	
		界牌岭	花岗斑岩	5.12	2.55	8020		2.02			
		祥林铺	石英斑岩	3.30	0.51	1770		6.47		12.18	
	非成矿岩体	骑田岭	二长花岗岩	5.18	3.16	620	200	1.60	3.10	3.45	
		砂子岭	二长花岗岩	4.30	2.61	1728	350	1.60	4.94	9.30	
		高龙山	黑云母二长花岗岩	5.12	2.85	3400		1.79		6.00	
		宝峰仙	黑云母二长花岗岩	5.31	2.80	1440		1.89		4.13	
		瓦屋塘	黑云母二长花岗岩			750	200		3.75	6.89	
		彭公庙	黑云母二长花岗岩			580	200		2.90	0.91	
		苗儿山	黑云母二长花岗岩			280	300		0.93	19.88	
		越城岭	黑云母二长花岗岩			880	100		88.00	0.98	
		白马山	二云母二长花岗岩			650	200		3.25	0.55	
同熔型	成矿岩体	宝山23号	花岗闪长斑岩	5.08	1.04	300	800	4.88	0.38	1.79	童潜明
		宝山19号	花岗闪长斑岩			200					庄锦良等
						300					
		大坊	花岗闪长斑岩	4.68	1.86	1650	300	2.52	5.50	0.44	胡永嘉
		水口山	花岗闪长斑岩	3.46	1.83	932	340	1.89	2.74	0.45	庄锦良
		铜山岭	花岗闪长斑岩	4.08	3.13	525	663	1.30	0.79	0.65	胡永嘉
	非成矿岩体	白芒营	花岗闪长岩	4.16	2.81	1140	350	1.48	3.26	1.53	庄锦良等
		雪花顶	花岗闪长岩	4.30	2.03	784	350	2.10	2.24	1.68	
		西山	花岗斑岩	5.62	2.34	900		2.40		2.56	

注：非成矿岩体内包括少数含矿性待判岩体。

值。由该表可知，本区无论何种岩石，也不论其含矿与否，其 K_2O 含量均毫无例外地大于 Na_2O，且其 K_2O+Na_2O 总量及其 K_2O/Na_2O 比值均无明显差异，因此，岩石中的 K_2O、Na_2O 含量及其比值对判别岩体含矿性无意义。

就本区花岗岩的 F、Cl 含量及其比值而言：湘南地区改造型成矿岩体的 F 含量，不仅高于同类型非成矿岩体，而且也高于同熔型成矿岩体，其差值甚至可达两个数量级以上；改造型成矿岩体的 Cl 含量相对低于同熔型成矿岩体。故改造型成矿岩体中的 F/Cl 比值远大于同熔型成矿岩体，前者部分可高达 210，后者则均小于 10，一般在 2—4 之间。

其 Rb/Sr 比值，在两类岩体中差别也极其明显。由表 3-16 可知，改造型成矿岩体普遍大于 10，部分甚至可高达 190；而同熔型成矿岩体多小于 1.0，仅个别可达 1.79。

综合湘南地区的成矿岩体，可大致分为富氟和贫氟两类。富氟类成矿岩体均属于改造型，以出现大量萤石、黄玉和锂云母类为特征，其 F 含量远大于 Cl 含量。贫氟类成矿岩体均属于同熔型花岗岩，该类型成矿岩体中很少出现富氟矿物。同熔型成矿岩体中云母主要为黑云母的 F 含量一般和 Cl 含量相近，其 F/Cl 比值和 Rb/Sr 比值分别近于 1.0 或小于 1.0。

还应指出，本区两类成矿花岗岩体在 F、Cl 含量及其比值上的明显差异，主要与岩石的 F 含量通常随岩浆分异程度的增高而增加、而其 Cl 含量则通常随岩浆分异程度增高而减少或变化不明显有关。如前述，本区改造型成矿岩体，尤其是与钨锡铌钽成矿有关的岩体，多系分异演化程度高的晚期、晚阶段岩体。以上资料表明，利用花岗岩类岩石中的 F、Cl 含量及其他挥发分含量来判别不同类型岩体的含矿性，显然是可行而有效的。

若将湘南及邻区 32 个已知成矿岩体及非成矿或含矿性不明岩体现有的 52 个样品的 Li、Rb、Sr、Ba、F 分析结果（庄锦良，1988）投影到 F-(Li+Rb)-(Sr+Ba) 三角图上，两者有较明显的区分性（图 3-14）。该图表明，本区绝大部分成矿岩体（主要是钨、锡、铌、钽、稀土成矿岩体）的投影点集中分布于 (Li+Rb)-F 一侧，靠近 F 端点的区间内；而非成矿岩体或与成矿关系不明的岩体的投影点，则大都分布于近 (Sr+Ba)-F 一侧相对远离 F 端点的区间内。故该图解可作为判别岩体含矿性的可能途径之一。

六、稀土元素地球化学特征

经对湘南地区大部分典型成矿岩体及部分非成矿岩体稀土含量比较系统的测定，综其结果发现，本区大多数与钨锡矿化有关的成矿花岗岩类，其稀土总量不仅普遍高于维诺格拉多夫（1962）世界花岗岩的平均含量，而且高于本区与铅锌矿化有关的花岗岩类。鉴于本区与钨锡矿化直接有关的成矿花岗岩类，其稀土总量绝大多数大于 310×10^{-6}，而非成矿花岗岩类及与铅锌矿化有关的成矿花岗岩的稀土总量，大多在 310×10^{-6} 以下，故稀土总量在 310×10^{-6} 以上者，可作为该类成矿花岗岩的定量判别标志之一。

从稀土元素球粒陨石标准化分布模式看，本区成矿岩体大致可分为三种类型。第一类属铕亏损程度低或不明显、轻稀土明显富集型。其 δEu 值介于 0.444—0.849 之间，LREE/HREE 比值为 1.72—4.40；在球粒陨石标准化模式图上，呈向右倾斜的曲线（图 3-15-A）。该类成矿花岗岩多为同熔型浅成—超浅成的花岗闪长斑岩或英云闪长斑岩，它们在空间上主要与铅锌铜矿化有关。第二类为铕亏损明显、轻重稀土含量相近或重稀土相对富集型。其 δEu 值为 0.012—0.081，LREE/HREE 比值为 0.42—1.38；在球粒陨石标准化模式图上，呈现大体对称的“V”字型曲线（图 3-15-B）。本区大多数与钨锡或以锡为主的成矿

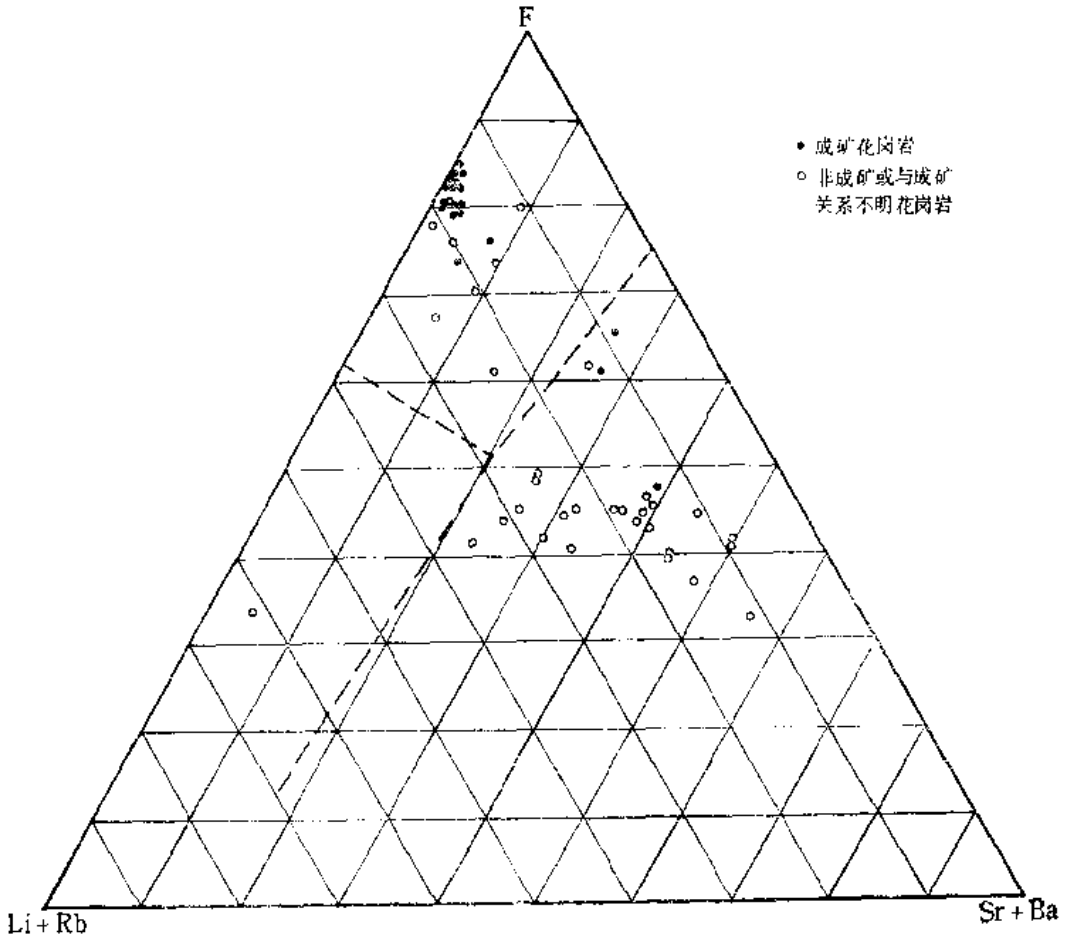


图 3-14 湘南及其邻区成矿与非成矿花岗岩的 F-(Li+Rb)-(Sr+Ba) 图解

Fig. 3-14 F-(Li+Rb)-(Sr+Ba) diagram for the mineralized and nonmineralized granitoids in South Hunan and adjacent area

岩体的稀土分布模式属于该类型。第三类为铕亏损明显、重稀土明显富集型。其 δEu值为 0.032—0.048，LREE/HREE 比值为 0.151—0.327；在球粒陨石标准化模式图上，其分布模式与第二类基本相似，唯其曲线明显向左倾斜，呈向左倾斜的“V”字型曲线。它们主要见于本区以钨为主的成矿花岗岩体。

上述表明，本区第二、三类成矿岩体，无论其矿化以钨为主，还是以锡为主，其最重要的特征是铕亏损极为明显（δEu 均小于 0.2）。从湘南花岗岩类岩石的分异指数和铕亏损程度看，分异指数愈大，铕亏损便愈显著（图 3-16）。这说明，花岗岩类岩石的铕亏损程度随岩浆分异演化程度的增高而增大。前已指出，湘南地区与钨锡铌钽矿化有关的成矿岩体，毫无例外都是岩浆分异演化晚期、晚阶段的产物。因此，从这个意义上说，其 δEu 值的大小，当是钨锡（铌钽）成矿岩体的重要定量判别标志之一。从湘南的情况看，岩石的LREE/HREE 比值也具有类似的意义。由于重稀土元素在岩浆作用过程经多次再生-重熔，加之其离子半径小，活化转移能力强，当岩浆演化晚期，岩浆中富氟、氧使岩浆粘度降低时，它们与氟作用，易于上升。所以在分异演化程度高、富含氟的岩体中，重稀土相对富集。总之，稀土分布型式不仅可用于岩体成因类型的判别，在一定程度上也是成矿岩体的有效判别标志。

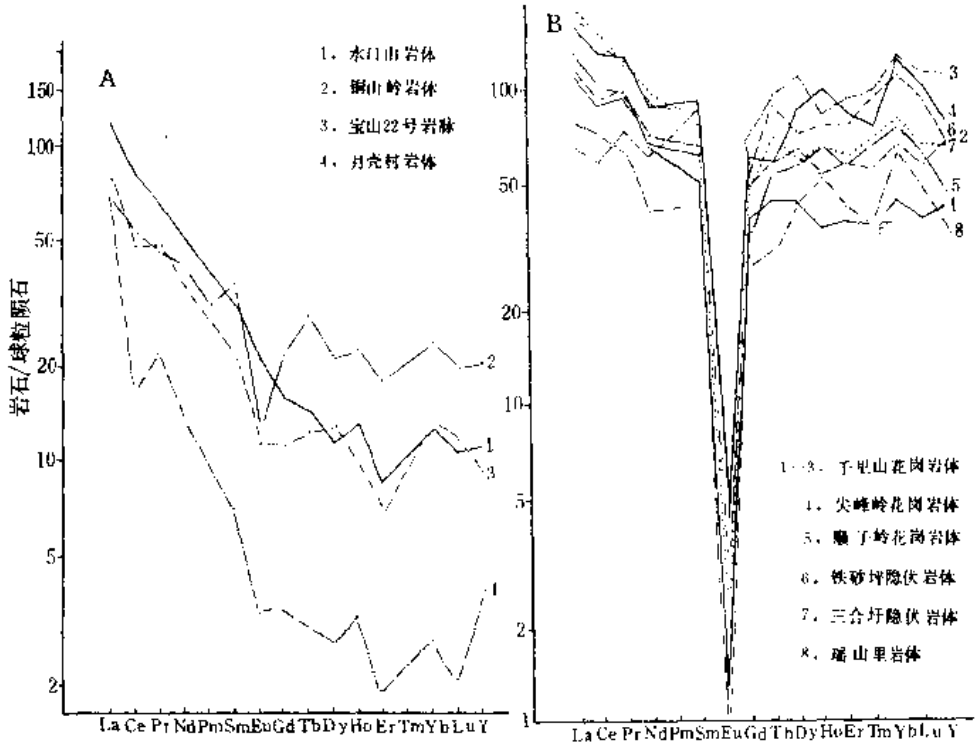


图 3-15 湘南地区主要成矿花岗岩类稀土元素的球粒陨石标准化分布模式

Fig. 3-15 Chondrite nomalized REE patterns for the major ore-forming granitoids in South Hunan

A—与铅锌矿化有关的同熔型花岗岩类；B—与钨锡铌钽矿化有关的改造型花岗岩类

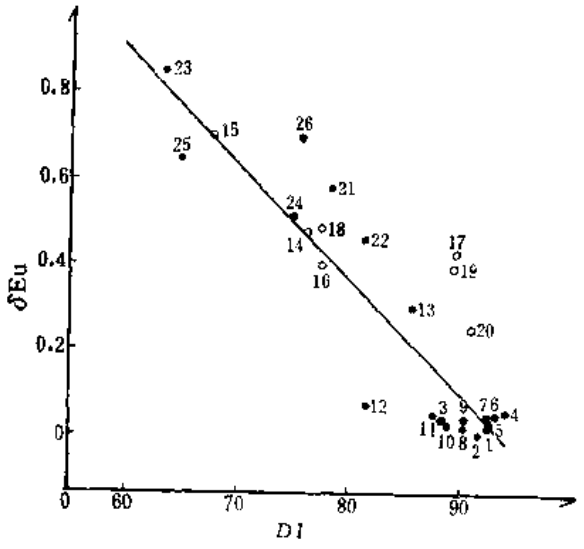


图 3-16 湘南部分花岗岩类岩体的 δEu-DI 关系图解

Fig. 3-16 δEu-DI diagram for the some granitic bodies in South Hunan

第四节 岩浆活动与成矿作用的关系

长期以来，湘南地区与花岗岩类岩体在空间分布上具有密切联系的矿床，往往被单纯理解为是花岗岩浆结晶分异所派生的成矿流体形成的内生矿床。现在看来，这固然是花岗岩成矿作用的一个重要方面，但并不是它的全部内容。据涂光炽 1987 年的意见，与花岗

岩类有关的成矿作用，既有花岗岩类本身的成矿作用，也有与周围地质体相互作用而产生的成矿作用。就本区的钨锡矿床而言，花岗岩类本身的成矿作用是主导的，特别是那些晚期、晚阶段分异演化程度高的小岩体更是如此。但对于本区的铅锌成矿而言，则并非一定是花岗岩作用的必然结果，然而花岗岩对其富集所起的叠加、再造作用乃不容忽视，故从成因上说，似应另当别论。

由于本区与钨锡成矿有关的改造型花岗岩类，是由陆壳物质改造而成的，其含矿性必然要受到大陆地壳中被熔融源岩物质的制约。鉴于其源岩物质分布的不均匀性以及岩浆发生部位深浅不一，经熔融形成的花岗岩浆中成矿金属的相对富集程度亦必然不同。现有资料表明，湘南及其邻区已出露的各时代地层中，Nb、Ta、Be、Li、W、Sn、Pb、Zn等成矿元素，多以前震旦系、震旦系和寒武系为高（详见第一章）。当这些地层部分地被改造成花岗岩时，必将继承其中所含的各种成矿金属元素。从湘南各类花岗岩的基本特征及时空分布看，现出露地表的岩体并不一定出自同一岩浆房，而可能存在多个发生部位不同的岩浆房。这种由不同岩浆房产生的不同岩浆体系经演化，便导致了其形成岩体矿化类型上的差别，并具有区域性特征。这或许就是为什么有的岩体成矿，而另一些岩体则不成矿的基本原因。当然，含矿性的差别，也可能是发生于同一岩浆房上升的岩浆，在不同深度分异演化的程度不同或在其侵位过程中与周围地质体相互作用程度不同的结果。这是因为，岩浆活动之所以能成矿，一是岩浆本身富集某些成矿元素，并在其演化和冷凝结晶过程中能在热液流体中得到最大的富集；二是岩浆的热力能够起到加热泵的作用，促使其侵位空间附近的地下热水往复循环、渗流，溶解上部地壳岩层中分散的成矿元素，使之迁移进入岩浆热液成矿流体中富集。应指出的是，上述两种作用在更多的情况下是同时存在的。影响成矿作用的因素，除岩浆本身这两种作用外，围岩性质（包括围岩中成矿元素的丰度）及构造控矿条件是否有利，也具有决定性作用，尤其是对具有叠加改造特征的铅锌矿床来说就更为重要。这就是为什么岩体含矿性出现种种截然差别的另一方面的重要原因。过去人们曾强调岩浆成矿专属性问题，现在看来，事实情况并非如此。

至于本区同熔型花岗岩类与成矿作用的关系，就目前所知，其中很少有稀土、铌钽、钨锡的强烈矿化出现。这一方面是由于该成因类型花岗岩类的初始岩浆中这些成矿元素贫乏，另一方面是由于其急速上升的岩浆使这类花岗岩来不及充分分异演化发展，从而致使这些成矿元素难于集中富集。至于这类花岗岩类岩体与铜、铅、锌成矿作用的关系，就湘南情况而言，说法不一。有人认为，像黄沙坪、宝山、水口山，甚至康家湾这类规模很大的热液型铅锌矿床，其成矿物质及热液流体是源自各矿区内出露的浅成、超浅成斑岩体；但亦有人对此持否定意见。如217队经对水口山长期勘探和研究结果，就曾明确地指出，该矿床现地表出露的花岗闪长斑岩体与该区铅锌的形成不具有成因上的联系。

尽管如此，由于这类浅成—超浅成斑岩体主动侵位所派生的热液流动通道，因其与围岩具有截然不同的物理化学性质，很自然地使流经其间的热流体起一种障壁和过滤作用。流动着的含矿溶液因其渗透速率、浓度积以及在裂隙和接触带内沉淀矿质形成热液矿脉（体）热能消耗量等的不同和热液体系中不同来源热水溶液的掺和，从而促使成矿物质从热流体中大量析出堆积成矿。在此过程中，它所起的作用应该说更为重要。这显然是该类铅锌矿之所以常产于小岩体与围岩接触带附近的重要原因之一。

第四章　湘南锡铅锌矿床的地质特征

湘南地区有色金属成矿作用，主要与燕山期花岗质岩浆侵位有关。已知矿床基本定位在花岗质岩株和岩墙的接触带及其附近的碳酸盐岩和硅铝质岩中。本区钨、锡、钼、铋及部分铅锌矿床的形成，经历了复杂的地质过程，是岩浆期后含矿流体活动的产物。成矿作用始于高温接触交代作用阶段，止于中温或低温热液交代作用阶段。在成矿过程的不同阶段，形成一套特定的矿物组合，并造成晚世代金属矿物组合对早世代矿物组合的叠加，或低温蚀变产物对高温蚀变产物的叠加，从而使其矿石和蚀变岩石的矿物组成显得较为复杂，矿物组合的分带和金属元素的原生分带变得模糊不清。

湘南已知的有色金属矿床，多半集中分布在其东部的郴县-怀集深大断裂两侧，有些则分布在其西部的衡阳-宁远-贺县深大断裂附近。本区最著名的矿床是柿竹园超大型钨锡铋钼矿床，其次为水口山铅锌银金矿床、黄沙坪铅锌（锡）矿床、野鸡尾锡铜矿床和红旗岭锡铅锌矿床，此外还有许多中小型矿床或远或近地分布在上述大型矿床附近（图 4-1）。

湘南有色金属矿床含有较多的锡或铅锌。为叙述方便起见，以锡为主的简称为锡矿床，而以铅锌为主的简称铅锌矿床。

第一节　湘南锡矿床

湘南已知的锡矿床主要产于郴县的东坡、宜章县的界牌岭和临武县的香花岭，其他各地的锡矿床规模较小。根据其距岩体远近、容矿岩石、围岩蚀变、矿体形态和矿石组成、脉石组成方面的差异，可分成云英岩锡矿床、矽卡岩锡矿床和浅变质碎屑岩中的脉状锡矿床三类。

一、云英岩锡矿床

云英岩锡矿化，在东坡矿田发育得较充分。它主要分布于千里山岩体南段的大吉岭和石英斑岩中。其中最有经济价值的矿床是野鸡尾锡矿床。该矿床受千里山岩体东侧的野鸡尾石英斑岩岩枝的控制，形成于石英斑岩的云英岩化过程。

野鸡尾锡矿床的锡矿化不仅遍及整个石英斑岩岩体，而且还发展到该岩体的接触带及其附近的矽卡岩和大理岩中。锡矿化主要呈细脉浸染状遍布于云英岩化石英斑岩体内。在矽卡岩及大理岩中虽也有锡矿石堆积体，但其矿石量不到矿床矿石总量的 5 %。该矿床矿石类型分带清楚，从岩体向外，依次为云英岩锡铜（钨）矿石、矽卡岩锡铜钨铋矿石、碳酸盐岩锡石硫化物矿石。不同矿石类型的特征详见表 4-1。

野鸡尾石英斑岩体在云英岩化初期，其固有矿物按磁铁矿、黑云母、斜长石、钾长石的顺序分解，代之以白云母、石英、萤石和少量硫化物，斑晶石英裂变为粒度较小的石英。接着，白云母由稳定转化为不稳定，游离出 K_2O，沉淀出石英和黄玉。此后，黄玉也逐渐失去稳定性，淋滤出 Al_2O_3，代之以石英和萤石。岩浆期后热液正是在与已结晶的石英斑岩不断相互作用的过程中，将从硅酸盐矿物晶格中释放出来的锡富集起来（王书凤，1983），

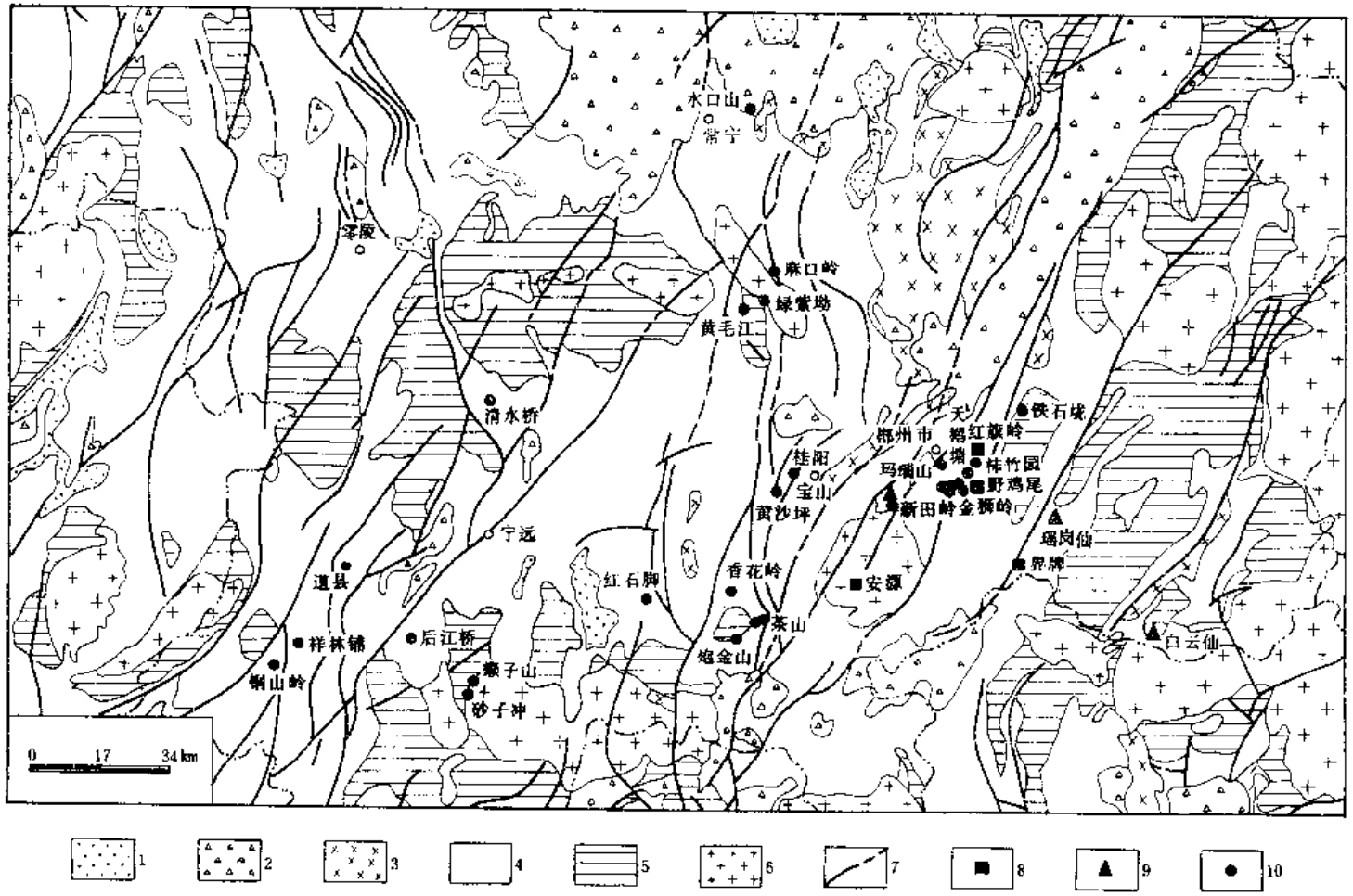


图 4-1 湘南地区钨、锡、铅、锌矿床分布略图

Fig. 4-1 A sketch map showing the distribution of W, Sn, Pb, and Zn deposits in South Hunan

1—第四系；2—白垩系—第三系；3—三叠系—侏罗系；4—泥盆系—二叠系；5—震旦系—奥陶系；6—花岗岩类岩体；7—断层及推测断层；8—以锡为主的多金属矿床；9—钨矿床；10—以铅锌为主的多金属矿床

表 4-1 湘南野鸡尾锡矿床不同矿石类型的主要特征

Table 4-1 Major characteristics of the ores of various types from the Yejiwei Sn ore deposit related to greisenization quartz-porphyry in South Hunan

矿石类型	云英岩细脉浸染状锡铜（钨）矿石	矽卡岩锡钨铋钼矿石	碳酸盐微网脉状锡石硫化物矿石
容矿岩石	云英岩	矽卡岩	中泥盆统棋梓桥组大理岩
金属	Sn, Cu (W)	Sn, Cu (W, Bi)	Sn, Bc (Zn)
品位（%）	Sn: 0.15—0.30 Cu: 0.08—0.15	Sn: 0.145—0.416 Cu: 0.08—0.24	
矿量百分数	95.5	3	1.5
脉石矿物	石英、白云母、绢云母、萤石、黄玉、绿泥石、斜长石、钾长石、黑鳞云母、榍石、磷灰石、磷钇矿、锆石	石英、方解石、萤石、绿泥石、斜长石、白云母、绢云母、黑鳞云母、黑电气石、榍石、磷灰石	方解石、萤石、镁电气石、斜长石、黄玉、脆云母、珍珠云母、绿泥石、黑鳞云母、金云母、葡萄石、石英、锌铁尖晶石、绢云母、玉髓、尼日利亚石、水镁石
矿石矿物	锡石、黄铜矿、黄铁矿、方铅矿、磁黄铁矿、辉钼矿、闪锌矿、辉铋矿、自然铋、黑钨矿、毒砂、白钨矿、黄锡矿、铁闪锌矿	锡石、磁铁矿、白钨矿、黄铜矿、毒砂、磁黄铁矿、黄铁矿、辉钼矿、辉铋矿、方铅矿、自然铋、黑钨矿、铁闪锌矿、闪锌矿、辉铅铋矿、赤铁矿、白铁矿、硫锑铅矿、黄锡矿、针铁矿	锡石、辉铋矿、黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、辉钼矿、磁铁矿、黄锡矿、自然铋、白钨矿、方铅矿、白铁矿、辉铅铋矿、毒砂、绿柱石、硬羟钙铍石、塔菲石、硅铍石、日光榴石、斑铜矿
形成温度（℃）	248—413（石英，16个样）	220—270（石英，2个样） 200—290（萤石） 200 （黑钨矿） 276 （锡石）	210—270（石英，2个样） 177—186（磁黄铁矿，3个样） 222 （黑钨矿） 235 （毒砂）
硫同位素组成（$\delta^{34}S‰$）	+5.14 （磁黄铁矿） +4.96—+5.17（黄铁矿，2个样）	+2.58—+5.10（磁黄铁矿，2个样） +4.65 （黄铁矿）	−0.54—+2.51（磁黄铁矿，2个样）

并随体系参数的变化，相继结晶成相关矿物，形成从石英斑岩往外至围岩中的不同类型的锡矿石。

这里应指出的是，野鸡尾石英斑岩的云英岩化是不均一的。在蚀变较弱部位，一般都保存有石英斑岩的原有的结构和矿物，其矿化也相应较弱；在蚀变较强的地段，原岩的斑状结构隐约可见，原岩的矿物基本消失，而形成石英-白云母-萤石-电气石矿物组合，偶尔可见淋滤空洞，其矿化也相应增强；在云英岩化很强的地段，原岩结构荡然无存，原岩的矿物消失，而形成石英-白云母-萤石或石英-黄玉-萤石矿物组合，并含有较多的锡石、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、黄铁矿等金属矿物。

二、矽卡岩锡矿床

这类锡矿床主要产于香花岭矿田、东坡矿田和大义山地区。它们定位在花岗岩类岩体与泥盆系、石炭系镁质碳酸盐岩接触带。含锡矿物的堆积贯穿于岩浆至岩浆期后热液活动的全过程。矿床的形成经历了矽卡岩化阶段、含锡硼酸盐阶段和锡石硫化物阶段；与此相对应，产生了不同的地质体。根据脉石矿物的差别，可将这类锡矿床进一步分为镁矽卡岩锡矿床和钙矽卡岩锡矿床两个亚类。

镁矽卡岩锡矿床的形成可分为早、中、晚三期。早期为镁矽卡岩阶段，形成镁矽卡岩。其典型矿物是镁橄榄石、镁尖晶石、深绿辉石、含锡磁铁矿和小藤石（镁硼石）。中期为含锡硼酸盐阶段，形成的代表性矿物以黑硼锡铁矿和含锡硼镁铁矿为主，其次是硼镁石、硅镁石、金云母、磁铁矿、铍镁晶石、金绿宝石等。晚期为锡石硫化物阶段，主要矿化场所转移到矽卡岩旁大理岩中，矿化产物以锡石、毒砂、闪锌矿和方铅矿为主。在矽卡岩的个别地段，叠加有含锡的钙铁榴石、符山石和磁铁矿。

本区规模最大的镁矽卡岩锡矿床是香花岭锡矿床。该矿床定位于癞子岭花岗岩与中泥盆统棋梓桥组镁质碳酸盐岩的接触带上（图 4-2）。矿化与岩浆侵位引起的交代作用有关。从花岗岩到接触带附近的碳酸盐岩和砂岩，凡是发生蚀变的地方，都有锡矿化发育，乃至

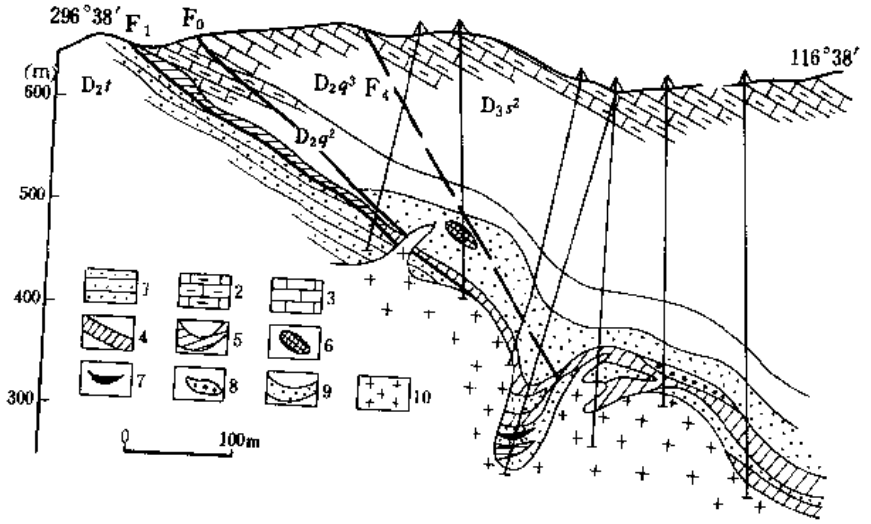


图 4-2　湘南香花岭锡矿床太平矿段七号勘探线剖面图（据 238 队）

Fig. 4-2　Geological profile for line No. 7 of the Taiping block of the Xianghualing Sn ore deposit in South Hunan (after GP No. 238)

1—砂岩；2—白云质灰岩；3—灰岩；4—层状锡石硫化物矿体；5—条纹状含锡磁铁矿体；6—管状锡石硫化物矿体；7—含铅锌磁铁矿交代岩；8—矽卡岩；9—大理岩；10—黑云母花岗岩

锡矿石的大规模堆积。

现有资料表明，该矿床的形成经历了复杂的地质过程。在岩浆交代作用阶段，碳酸盐岩层中的白云岩转化为块状镁矽卡岩和韵律状镁矽卡岩（条纹岩）；而碳酸盐岩层中的灰岩则发生重结晶，形成大理岩。其时，锡石形成单独的矿物相，而主要寓于磁铁矿晶格中。其后，随岩浆期后热液硼、氟活度的大幅度增高，镁矽卡岩与热液反应，生成新一代含锡矿物及富镁矿物组合，其代表性矿物有黑硼锡铁矿、氟硼镁石、镁电气石、硅镁石、金云母、氟镁石等；与此相伴，大理岩发生钙矽卡岩化，形成一套钙铁镁质硅酸盐矿物，并由此形成多种矽卡岩，如绿帘石符山石石榴子石矽卡岩、硅灰石石榴子石矽卡岩、石榴子石辉石矽卡岩和符山石透辉石矽卡岩等。在中、低温热液阶段，矿化的主要场所转移至大理岩（或灰岩）中。此时，热液借助于与大理岩之间的能量交换和物质交换，使大理岩发生溶解，并在质量作用定律支配下，将成矿组分沉淀在大理岩的溶解前锋，形成锡石、硫化物和硫盐矿物。因此，该矿床的矿石和蚀变岩石的矿物组成及其组合显得十分复杂，并造成其金属组分从岩体到灰岩的铌-钽-钨-锡→铍-锡-钨→锡-铅-锌→铅-锌-锡→铅-锌-锑的明显分带。

钙矽卡岩锡矿床的形成与镁矽卡岩锡矿床略有不同，一般只经历两大演化阶段。在岩浆期后热液活动的早期，仅仅产生钙矽卡岩，常见矿物有含锡钙铁辉石、含锡钙铁榴石、硅灰石、符山石和磁铁矿。在该阶段，锡同样不以独立矿物出现。在热液活动的中、晚期，随着矽卡岩矿物的水解，赋存于钙铁辉石和钙铁榴石中的锡被释放出来，结晶成锡石，并伴生有石英、萤石、方解石及含水钙镁铁质硅酸盐矿物的形成。随着锡矿化的继续发展，锡石、硫化物的堆积场所逐步从矽卡岩移至大理岩，并可导致锡的大规模堆积。东坡矿田的一系列锡矿床可作为这类锡矿床典型代表。

东坡矿田的钙矽卡岩锡矿床形成于千里山花岗岩类岩体与中、上泥盆统碳酸盐岩的接触带（图 4-3），最著名的矿床是柿竹园矿床，其次是水湖里、金船塘和岔路口等矿床。这些矿床的成矿金属元素除锡外，还有钨、铋、钼或铅、锌。为此，可据其伴生的金属组分，将该矿田内的钙矽卡岩锡矿床分为矽卡岩钨锡钼铋矿床、矽卡岩锡铋矿床和矽卡岩锡矿床三种。这些锡矿床的共同特点有二：一是矿体基本上呈透镜体状，它们与矽卡岩之间有着紧密的空间关系，但两者并不完全吻合，即矿体大多产于矽卡岩中，但亦有部分产于大理岩中；二是矿化具有明显的不均一性，而受微型裂隙的控制，矿化沿裂隙进行，向裂隙两侧扩展。产于矽卡岩中的锡矿体，其矿石为浸染状构造，锡石的结晶作用发生在退化蚀变期间，退化蚀变越强，锡石越多；而产于大理岩中的锡矿体多数呈块状构造，其锡石的晶出有赖于大理岩的不断溶解，并常有众多的相关矿物伴生，故其矿石矿物种类众多，相互间的关系很复杂。

总之，无论是镁矽卡岩锡矿床还是钙矽卡岩锡矿床，其锡的堆积量（即可以回收的锡），总是与矽卡岩的退化蚀变作用强度有关。至于镁质大理岩中块状高品位锡矿体，则是矽卡岩锡矿床不可分割的一部分（M. T. Einandi et al.，1988）。

三、铝硅酸盐岩中的脉状锡矿床

这类锡矿床主要产于震旦系浅变质杂砂岩中，受区域性北东向压扭性断裂的控制。矿体定位于该组断裂附近的次级裂隙系统中。矿石堆积与花岗岩体侵位有成因联系，是花岗岩浆期后热液活动的产物。其成矿过程是：岩浆期后热液在沿裂隙系统渗流的过程中，与

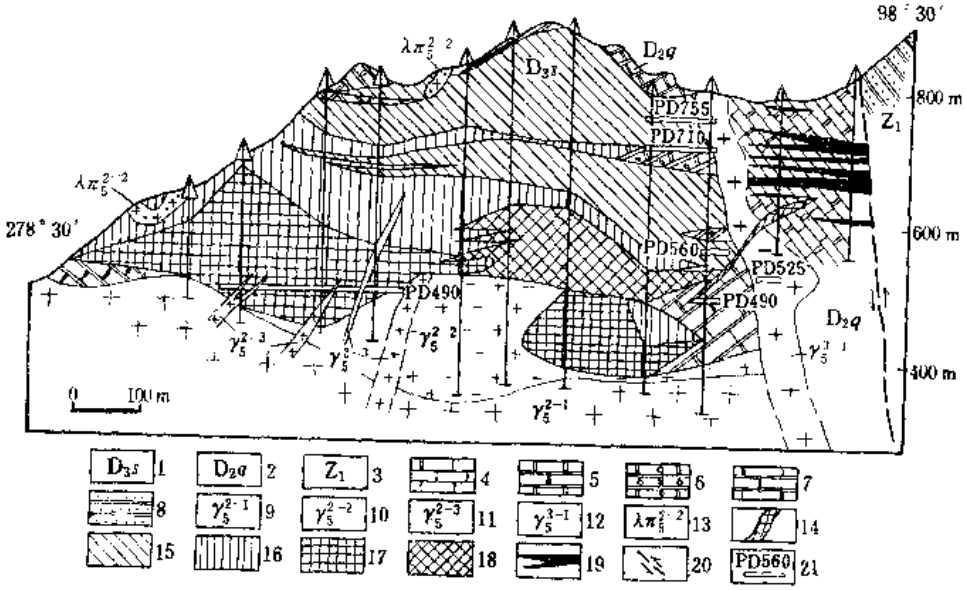


图 4-3 东坡矿田柿竹园矿床 18 排横剖面图（据湘南地质队）

Fig. 4-3 Geological profile section for line No. 18 of the Shizhuyuan ore deposit, Dongpo ore field (after South Hunan Geological Party)

1—泥盆系上统余田桥组；2—泥盆系中统棋梓桥组；3—震旦系下组；4—云英岩；5—大理岩；6—白云质大理岩；7—矽卡岩；8—变质砂岩；9—中粗粒花岗岩（γ_5^{2-1}）；10—细粒少斑状黑云母花岗岩（γ_5^{2-2}）；11—细粒花岗岩（γ_5^{2-3}）；12—花岗斑岩（γ_5^{3-1}）；13—石英斑岩（$\lambda\pi_5^{2-2}$）；14—石英脉；15—大理岩型锡矿体（Ⅰ）；16—矽卡岩型钨铋矿体（Ⅱ）；17—矽卡岩-云英岩复合型钨钼铋矿体（Ⅲ）；18—云英岩型钨钼铋矿体（Ⅳ）；19—铅锌矿体；20—断层；21—坑道及编号

裂隙旁侧的浅变质杂砂岩相互作用，使杂砂岩发生硅化、绿泥石化等一系列蚀变，同时导致含矿热液在成分、性质与状态参数上发生变化，进而促使锡、铅、锌等造矿组分沉淀在裂隙中，形成锡矿脉。当然，锡矿化也扩展到脉旁的蚀变岩石。该类锡矿床的典型代表是红旗岭锡矿床。

红旗岭锡矿床是一个以锡为主，伴生钨、铅、锌、铜多种金属组分的脉状锡矿床。该矿床位于王仙岭-千里山东西向隆起带东段，定位于南北向褶皱带和北东向褶皱带叠加部位的断层密集地段。矿脉受北北东向压扭性断层的控制，成群产出，从岩体边部或外接触带开始，垂直接触带分布。其围岩基本上是震旦系浅变质杂砂岩，但亦有部分矿脉底部围岩为黑云母花岗岩。单个矿脉宽 0.1—6.5m，最宽达 11.4m，长 300—500m不等，据工程揭露，其最大延伸可达 340m以上。矿体的围岩蚀变随岩性而异，浅变质杂砂岩的蚀变以硅化、绿泥石化、绢云母化为主，花岗岩的典型蚀变是云英岩化。该矿床矿石矿物众多，目前已发现 50 多种，主要有锡石、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、黑钨矿、黄锡矿、磁铁矿、磁黄铁矿、白钨矿、辉铜矿、斑铜矿、白钨矿、辉铋矿、毒砂、块状硫银矿等；脉石矿物则以石英、绢云母、绿泥石、方解石、萤石为主，其次还有少量电气石、石榴子石、绿柱石、黄玉、磷灰石等。各矿物之间呈现多种叠加和交代关系，相应形成了多种金属矿物组合，其常见的组合有锡石-毒砂-黄铜矿组合、锡石-磁铁矿-黑钨矿组合和锡石-方铅矿-闪锌矿组合。矿床内矿脉的成矿金属元素自下而上具明显的分带，即下部以钨、锡、铜为主，中上部则以锡、铅、锌为主。应当指出，该矿床是多次成矿热液活动的产物，这可从矿石及脉石矿物间错综复杂的叠加和交代关系得到证明。据该矿床已有的均一法测温资料（锡

石-毒砂-黄铜矿组合形成温度为310—395℃，锡石-磁铁矿-黑钨矿组合为263—328℃、锡石-方铅矿-闪锌矿组合为174—183℃）表明矿石堆积主要发生于中、低温热液阶段。矿石矿物的硫同位素测定结果（闪锌矿、方铅矿和毒砂的$\delta^{34}S$值分别为−1.33—+1.04‰，−5.19—−4.69‰，和−3.43‰）以及氧同位素测定结果（石英、锡石的$\delta^{18}O$值分别为+1.61—+8.56‰和+3.02‰）表明含矿热液流体来自地壳深部，但其晚期有大气降水的掺和。

第二节　湘南铅锌矿床

湘南铅锌矿床主要分布在常宁县水口山的康家湾、桂阳县黄沙坪和宝山、郴县东坡以及临武县香花岭，其他各地的诸多矿床规模较小。就目前所知，本区规模较大的铅锌矿床与酸性或中酸性花岗质小侵入体有空间上乃至成因上的联系。它们多数产于岩体与上古生界碳酸盐岩的接触带，少数产于岩体附近的碳酸盐岩和浅变质砂岩地层中。关于湘南铅锌矿床的成因，目前尚无统一认识。实际上，本区任何一个大、中型铅锌矿床，都不是单一成因的，而是多种成因类型的组合。

一、水口山铅锌矿田

该矿田位于耒阳-临武南北向褶皱带北端，定位在南北向倒转复式背斜与东西向断裂相交地段。铅锌成矿与侏罗纪中酸性火山、潜火山岩浆活动有成因联系。与成矿作用有关的岩浆活动断续进行，至少可识别出6次间断。每次岩浆活动都从火山喷发开始，以潜火山相斑岩侵位结束。与铅锌矿有关的中酸性岩体一般侵位于背斜轴部或断层附近。岩体数量多，但规模不大，有盘状、豆状和筒状等多种形态。

该矿田内铅锌矿的形成和分布有赖于岩浆活动与同步断层的协同作用，其矿石堆积相对集中在老鸦巢、鸭公塘和康家湾等地。该矿田内构造复原显示，矿床按层次规则分布，在类型上彼此有别。

老鸦巢、鸭公塘等矿床产于花岗闪长斑岩与下二叠统栖霞组碳酸盐岩接触带附近，属矽卡岩型矿床。前者现已探明矿体17个，它们成群分布，组成一个长1000m以上、宽50—100m、延深近600m的铅锌矿带；后者已探明矿体10个，形成一个长近1000m、宽70—100m，延深近700m的铅锌矿带。总起来看，这类矿床的矿体数量多，但单个矿体规模小。部分矿体直接产于矽卡岩中，但多数分布于距接触带50—100m的大理岩中。矿石分带清楚，自岩体向外，依次是黄铁矿矿石、铅锌黄铁矿矿石、铅锌矿石。其成矿作用与岩浆期后热液的渗流作用有关。在成矿作用早期阶段，表现为矽卡岩化；晚期则是矽卡岩的退化蚀变及铅锌矿石堆积。矿石及蚀变岩石的矿物种类繁多，彼此间的关系亦比较复杂，并具有很明显的交代作用特征。矿石矿物除方铅矿、闪锌矿外，还存在若干金和银的矿物（表4-2）。

康家湾铅锌矿床远离岩体，受区域性近南北向逆断层控制，铅锌矿体产于该逆断层上、下两盘的硅化破碎带中。容矿岩石主要为二叠系碳酸盐岩，其次为侏罗系碎屑岩，并已遭受多次硅化及角砾岩化，局部已蚀变为硅质岩。矿体呈似层状，产状与硅化破碎带基本一致，呈近南北走向。矿体数量较多，其中规模较大的矿体有7个。单个矿体长590—1500m，厚3—10m，延深50—500m。矿石的矿石矿物和脉石矿物与矿田内其他矿床相比较为简

表 4-2 湘南水口山铅锌矿田主要矿床的主要特征

Table 4-2 Major characteristics of main ore deposits of Shuikoushan Pb, Zn ore field in South Hunan

矿床	老鸦巢	鸭公塘	康家湾
成矿金属	锌、铅（金、银）	锌、铅（银、金、铜）	锌、铅（金、银）
规模	中型	中型	大型
品位	Pb 1.80%；Zn 2.67%	Pb 1.31%；Zn 3.66%； Ag 1058g/t；Au 1.43g/t	Pb 3.92%；Zn 4.50%； Au 2.68g/t；Ag 86.8g/t
矿体围岩	下二叠统栖霞组灰岩、矽卡岩	下二叠统栖霞组灰岩、矽卡岩	下二叠统栖霞组灰岩、侏罗系碎屑岩
与相关岩体距离	50—100m	50—100m	2000m
钙（镁）硅酸盐矿物	石榴子石、透辉石、硅灰石、符山石、绿帘石	石榴子石、透辉石、硅灰石、符山石、绿帘石	局部有透辉石、透闪石、石榴子石、蛇纹石、符山石
脉石矿物	石英、方解石、长石、绿泥石、滑石、重晶石、绢云母、磷灰石、硬石膏、玉髓、萤石、孔雀石	方解石、石英、绿泥石、绢云母、萤石、蛇纹石、石膏、石棉	石英、方解石、白云石、绢云母、萤石、玉髓、冰长石、迪开石、磷灰石、蛇纹石、石膏、石榴子石、透辉石、透闪石、绿帘石、符山石
矿石矿物	闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、黝铜矿、白铁矿、磁铁矿、辉铋矿、赤铁矿、辉钼矿、毒砂、辉锑矿、硫锑铅矿、砷黝铜矿、辰砂、自然金、沥青铀矿、辉银矿、辉铜矿、铜蓝、纤维闪锌矿、白铅矿、菱锌矿、水针铁矿、针铁矿	闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、磁铁矿、赤铁矿、白钨矿、辉铋矿、辉钼矿、黄铜矿、锡石、黄锡矿、毒砂、辉锑矿、沥青铀矿、自然金、白铅矿、菱锌矿、异极矿	闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、毒砂、黄铜矿、磁铁矿、白铁矿、深红银矿、辉银矿、银黝铜矿、自然金、硫锡矿、硒铅矿、赤铁矿、辉铜矿、斑铜矿、银金矿、碲银矿、螺状硫银矿、砷黝铜矿、辉砷银矿、磁铜银矿、自然银、磁黄铁矿
围岩蚀变	矽卡岩化、硅化	矽卡岩化、石英化	矽卡岩化、硅化
均一化温度（℃）			300—390（黄铁矿，38） 180—280（方铅矿，12） 215—327（闪锌矿，32）
$\delta^{34}S$（‰）	+0.46（黄铁矿） −1.80—+0.90（方铅矿，3） −0.33—+1.035（闪锌矿，4）	+0.234—+3.20（黄铁矿，7） −5.99—+10.298（方铅矿，8） −2.214—+1.866（闪锌矿，5）	−0.53—+3.51（黄铁矿，7） −0.73—+1.32（方铅矿，3） +0.72—+1.87（闪锌矿，5）

注：均一温度栏和硫同位素组成栏括号内数字为测定矿物及测定样品数，后表同。

单，但其中金和银的矿物种类较多（表 4-2），故它更富金和银。

从总体上看，水口山矿田老鸦巢、鸭公塘等铅锌矿床是矿液沿岩体接触带交代的结果；康家湾铅锌矿床则是矿液沿断裂系统和不整合面渗流的产物。矿田内各矿床矿化分带清楚，自上而下依次为硅帽汞锑金银矿带、硅化角砾岩金银铅锌铜矿带、青磐岩化铅锌铜金银矿带，金、银主要富集在矿床的上部，而铅、锌则主要富集于矿床下部。

二、黄沙坪铅锌矿田

该矿田位于桂阳县城南部，定位于宝岭-观音打座复式倒转背斜核部的破碎带中。矿床在成因上与侏罗纪花岗斑岩的侵位有关。成矿花岗斑岩体受区域性（F_1）断裂控制，侵入的最新地层是石炭系。铅锌矿体赋存在下石炭统石磴子组灰岩与花岗斑岩的接触带及附近的断裂系统中。矿石堆积贯穿于岩浆期后热液和被加热地下水演化的各个阶段，属于接触交代作用和热液交代作用的产物，并可分为六个亚类，即花岗斑岩接触带的矽卡岩铅锌矿、花岗斑岩接触带的钨锡铋钼矿，花岗斑岩接触带的矽卡岩铅锌铜钨钼矿、花岗斑岩接触带的矽卡岩铜铅锌矿、石英斑岩中铜矿以及灰岩裂隙带热液交代铅锌银矿。矿体在围岩蚀变晕内成群产出，其形态复杂多样、规模不大；它们或产于岩体接触带与矽卡岩体重叠，或产于离接触带较远的大理岩和结晶灰岩中。该矿田围岩蚀变比较复杂，接触带的灰岩在高温阶段被交代成矽卡岩，在中、低温热液阶段，矽卡岩相继发生退化蚀变和黄铁绢英岩化；离接触带较远的灰岩在高温热液阶段转化成大理岩或结晶灰岩，在中、低温热液阶段主要表现为绿泥石化和硅化。矿石构造多样，主要为致密块状、角砾状、浸染状和条带状。矿石中矿物种类繁多（表 4-3），常见的金属矿物是黄铁矿、闪锌矿、磁铁矿、磁黄铁矿、白铁矿和毒砂；常见的脉石矿有辉石、石榴子石、硅灰石、方解石和石英。各矿物间关系极为复杂，除共生关系外，还有交代、溶蚀、出溶等关系。矿田内不同类型矿石具有明显的分带性，它们按矽卡岩磁铁矿钨钼铋矿石、磁黄铁矿铅锌矿石、黄铁矿铅锌矿石的序列，依次堆积在岩体接触带、大理岩和结晶灰岩中。

三、宝山铜铅锌矿田

该矿田位于桂阳县城北的宝岭倒转背斜中段。铜矿体主要产于宝坪花岗岩类岩体与下石炭统石磴子组灰岩接触带的矽卡岩中及其附近的有限地段（图 4-4），而铅锌矿体多超出矽卡岩而扩展到大理岩中。产于矽卡岩中的矿体，数量较多，但规模有限；其形态主要为透镜状、扁豆状、脉状和似层状。这类矿体中具有一定经济价值的金属矿物主要有黄铜矿、辉铜矿、白钨矿、辉铋矿、辉钼矿等；最常见的脉石矿物主要为石榴子石、辉石及其退化蚀变产物。产于大理岩和结晶灰岩中的矿体为数不少，规模亦不大，其形态以不规则脉状、透镜状或囊状为主。矿石中的金属矿物种类众多，较常见的除闪锌矿、方铅矿、磁黄铁矿、黄铁矿和毒砂外，还有许多硫盐矿物；脉石矿物最常见的是方解石和石英。矿石一般呈块状、细脉浸染状、角砾状、条带状及层纹状构造。与矿化相伴的围岩蚀变，除矽卡岩化外，还有矽卡岩的退化蚀变和黄铁绢英岩化，大理岩的绿泥石化和硅化。这些围岩蚀变往内伸向花岗闪长斑岩，向外则延伸到离岩体较远的灰岩中。矿田内主要金属矿物组合的分布具有分带性，自岩体接触带向外至大理岩（或结晶灰岩），依次为磁铁矿-黄铜矿-辉钼矿-辉铋矿组合、磁黄铁矿-闪锌矿-方铅矿组合和黄铁矿-方铅矿-闪锌矿组合，相应构成矽卡岩磁铁矿铜钼矿石、磁黄铁矿铅锌矿石和黄铁矿铅锌矿石。这三类矿石，尤其是后二类矿石，含有众多的硫盐矿物和银矿物，此乃是宝山铜铅锌矿田在矿物组成上的与众不同之处。

表 4-3 湘南黄沙坪矽卡岩型铅锌矿床的主要特征

Table 4-3 Major characteristics of the Huangshaping Pb, Zn ore deposit of skarn-type in South Hunan

矿石类型	浸染状矿石	矽卡岩矿石	块状硫化物矿石
容矿岩石	石英斑岩	矽卡岩	下石炭统石磴子组灰岩
金　属	Cu (Pb、Zn)	Pb、Zn、Fe(Sn、Mo、W)	Pb、Zn(Sn、Ag、Au)
钙镁硅酸盐矿物		石榴子石、透辉石、硅灰石、符山石、绿帘石、阳起石、钠绿闪石、金云母、透闪石	
脉石矿物	铁白云石、方解石、萤石、白云母、石英、多硅白云母、高岭石、水白云母	萤石、方解石、石英、斜长石、绿泥石、钾长石、白云母、鱼眼石、氟硼镁石、黑云母、绢云母	方解石、铁白云石、白云石、菱锰矿、绿泥石、锰菱铁矿、重晶石、石墨、氟镁石、金红石、蛋白石、石膏
矿石矿物	黄铜矿、铁闪锌矿、黄铁矿、白铁矿、方铅矿、辉钼矿、毒砂、磁黄铁矿、辉铋矿、自然铋、黄锡矿	磁铁矿、赤铁矿、辉铋矿、磁黄铁矿、辉钼矿、自然铋、白钨矿、铁闪锌矿、方铅矿、闪锌矿、锡石、黄铜矿、斑铜矿、黝铜矿、斜方砷铁矿、黑钨矿、黄铁矿、毒砂、硬锰矿、软锰矿、针铁矿	方铅矿、铁闪锌矿、黄铁矿、白铁矿、闪锌矿、毒砂、磁黄铁矿、锡石、黄锡矿、辉铋矿、自然铋、辉钼矿、硫锡铅矿、辉锑锡铅矿、深红银矿、含银锌黝铜矿、硫锑铅矿、脆硫锑铅矿、达硫锑铅矿、辉锑铅银矿、银黝铜矿、硫砷铜矿、辉银矿、碲银矿、砷黝铜矿、硫砷铜银矿、车轮矿、辉锑矿、赤铁矿、叶碲铋矿、沥青铀矿
$\delta^{34}S$ (‰)	+115.7(闪锌矿, 1) +14.1 (方铅矿, 1)	+12.1—+15.6(闪锌矿,5) +12.4—+14.7(方铅矿,2) +11.7　(黄铁矿, 1) +10.9—+14.2(毒砂, 2)	+11.9—+16.4 (闪锌矿, 11) +10.3—+14.5 (方铅矿, 9) +9.9　(黄铁矿, 1) +9.9—+14.1 (毒砂, 2)

四、铜山岭铜铅锌矿床

该矿床位于江永县北部大源岭复背斜末端，与成矿作用有关的侏罗纪花岗闪长斑岩体，侵位于该复背斜次级褶皱与北东东向断层的交汇处，矿床定位于该岩体与中泥盆统棋梓桥组和上泥盆统锡矿山组灰岩的接触带。

矿体受接触带及其附近的断裂系统所控制，矿体数量多，但规模都不大（图 4-5）。矿体按其产出部位可分为产于矽卡岩中的铜（铅锌）矿体和产于大理岩中的脉状黄铁矿铅锌矿体两种。前者呈似透镜状或脉状，矿石呈浸染状构造；其矿化强度和所含金属矿物的种类随矽卡岩退化蚀变的强度而异；最常见的金属矿物为黄铜矿、闪锌矿、方铅矿和黄铁矿；脉石矿物则以辉石、石榴子石、方解石和石英为主。后者的矿石一般为块状构造，矿石的矿物组成比较简单，含量较多的金属矿物是闪锌矿、方铅矿、黄铁矿和磁黄铁矿；脉石矿物主要是方解石和石英。在矿床范围内，成矿金属元素呈现较明显的原生分带，铜主要以黄铜矿的形式堆积在岩体接触带附近的矽卡岩中，而铅、锌则主要富集在远离接触带的大

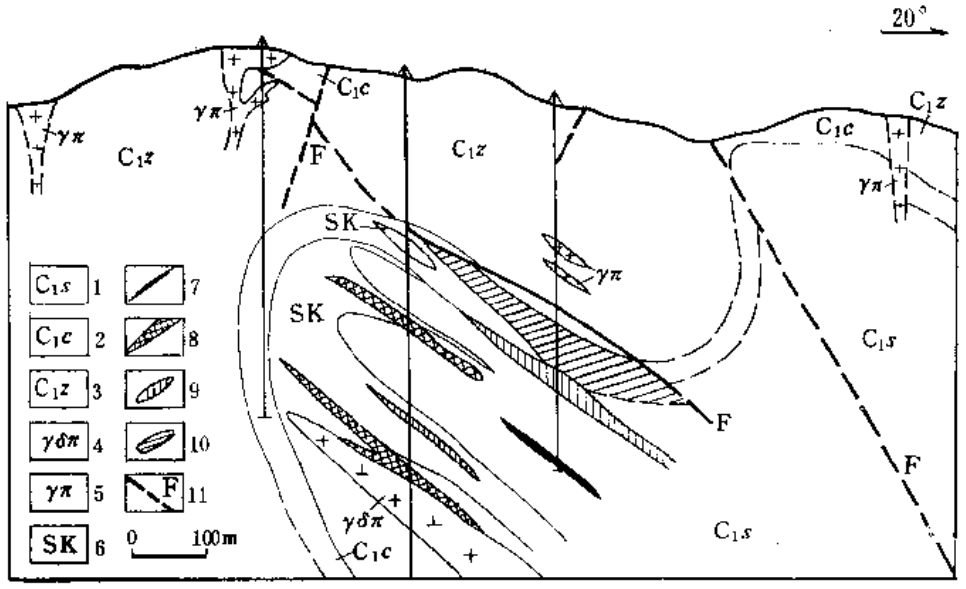


图 4-4 湘南桂阳县宝山铜铅锌矿床 8 号勘探线剖面图（据 238 队）

Fig. 4-4 Geological profile section for line No. 8 of the Baoshan Cu, Pb, and Zn ore deposit in Guiyang county, South Hunan (after GP No. 238)

1—下石炭统石磴子组；2—下石炭统测水组；3—下石炭统梓门桥组；4—花岗闪长斑岩；5—花岗斑岩；6—矽卡岩；7—铅锌矿体；8—铜矿体；9—钼矿体；10—铋矿体；11—断层

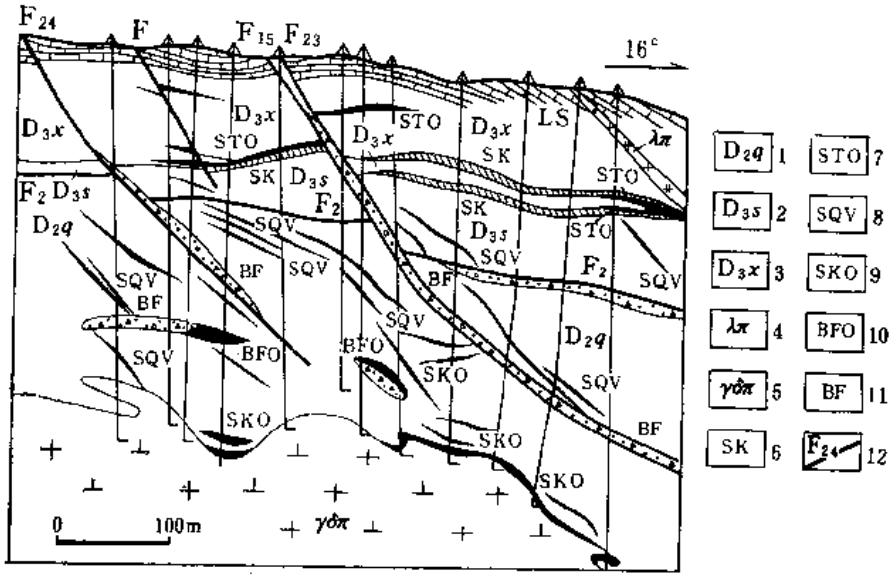


图 4-5 湘南江永县铜山岭铜铅锌矿床地质剖面图（据206队资料简化）

Fig. 4-5 Geological profile section of the Tongshanling Cu, Pb, and Zn ore deposit in Jiangyong county, South Hunan (simplified by GP No. 206)

1—中泥盆统棋梓桥组；2—上泥盆统余田桥组；3—上泥盆统锡矿山组；4—石英斑岩；5—花岗闪长斑岩；6—矽卡岩；7—层控型铅锌矿体；8—石英硫化物铅锌矿脉；9—矽卡岩制（铅锌）矿体；10—含矿破碎带；11—断层破碎带；12—断层及编号

理岩中。

五、脉状及层状、似层状铅锌矿床

层状、似层状铅锌矿床主要分布在本区西部的道县—宁远—江华—蓝山一带。矿床在

成因上与岩浆活动没有直接联系。该类铅锌矿床有一定的赋矿层位（主要为中泥盆统棋梓桥组和上泥盆统佘田桥组）。矿物组合简单，具有明显的层控矿床特征。鉴于该类矿床并非是本专题研究的重点，故在此从略而不予论述。

脉状铅锌矿床，多数集中在本区东坡矿田及其毗邻地区。它们与侏罗纪花岗岩体关系密切，矿体一般不直接赋存在岩体接触带，而是赋存于在离岩体相当距离的中、上泥盆统碳酸盐岩和震旦系浅变质砂岩中。

产于碳酸盐岩中的脉状铅锌矿床，集中分布在千里山岩体的西南部和东南部，它们成群分布。这些矿床的容矿岩石主要为中泥盆统棋梓桥组碳酸盐岩（图 4-6），次为上泥盆统佘田桥组碳酸盐岩。矿体通常为不规状脉状、筒柱状、透镜状和似层状，具有叠加改造的特征。矿脉两侧的围岩遭受多重蚀变，主要表现为矽卡岩化、硅化和绿泥石化。矿石通常

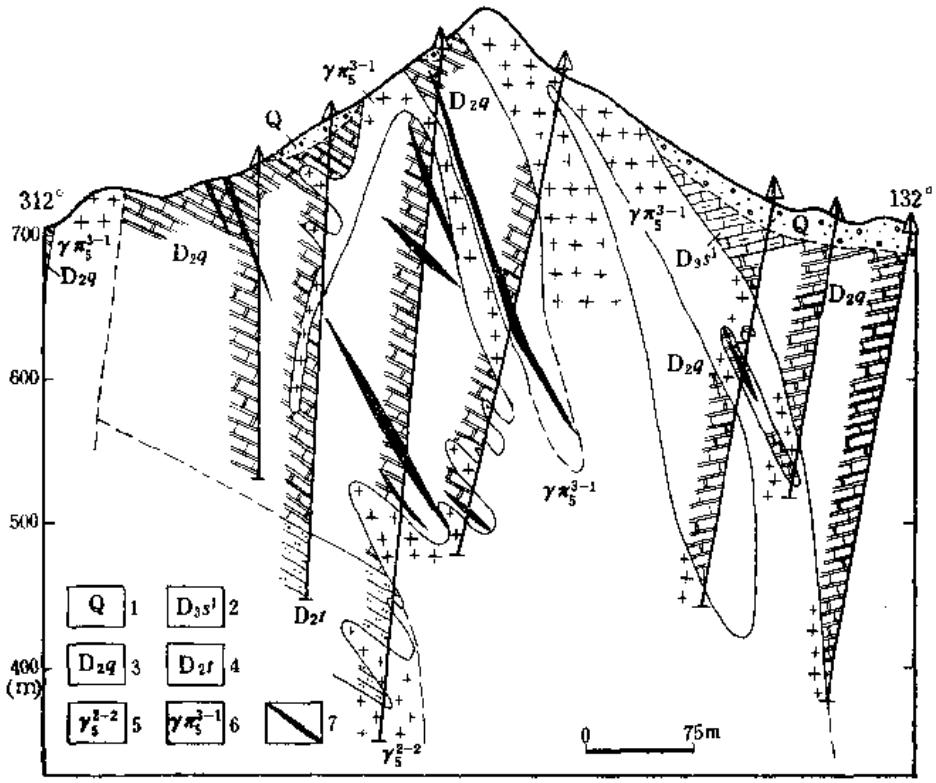


图 4-6　东坡矿田蛇形坪-金船塘矿区 111 线地质剖面图

Fig. 4-6　Geological profile section of prospecting line No. 111 of the Shexingping-Jinchuantang ore area, Dongpo ore field in South Hunan

1—第四系全新统；2—上泥盆统佘田桥组；3—中泥盆统棋梓桥组；4—中泥盆统跳马涧组；5—侏罗系细粒花岗岩；6—侏罗系花岗斑岩；7—铅锌矿体

呈块状、浸染状、角砾状构造。金属矿物主要有闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、磁黄铁矿，此外还有少量的黄铜矿、黝铜矿、辉铋矿、银黝铜矿、深红银矿、硫锑铜银矿等（表4-4）。根据金属矿物的相对含量，矿石可大致分为铅锌矿石和黄铁矿铅锌矿石两种类型。前者分布于矿脉的中、上部；后者则见于矿脉的下部。脉石矿物因矿床而异，其中，远离岩体的横山岭、金狮岭等矿床，脉石矿物组成简单，主要为石英、白云石、方解石、绿泥石（表4-4）；而距岩体较近的柿竹园矿田的野鸡尾矿床、东坡山和柴山等矿床，除上述脉石矿物外，

表 4-4 湘南东坡矿田部分碳酸盐岩中脉状铅锌矿床的主要特征

Table 4-4 Major characteristics of some vein-type Pb, Zn ore deposits located in carbonate rocks, Dongpo ore field in South Hunan

矿床	柿竹园—野鸡尾	东坡山	柴山	横山岭	金狮岭
金属	Pb,Zn (Cu,Ag,Au,Sn)	Pb,Zn (Ag,Au,Sn,Bi)	Pb,Zn (Ag,Bi,Au)	Zn,Pb (Ag)	Pb,Zn (U,Ag)
规模	中型	小型	小型	小型	中型
品位	Pb 2.24%; Zn 1.16%; Cu 0.97%; Ag 65g/t	Pb 1.50%; Zn 2.18%; Ag 38 g/t	Pb 2.66%; Zn 1.90%	Zn 4.16%; Pb 2.41%	Pb 2.22%; Zn 1.04%
容矿岩石	中泥盆统棋梓桥组灰岩和白云质灰岩	上泥盆统余田桥组白云质灰岩	上泥盆统余田桥白云质灰岩	上泥盆统余田桥组泥质灰岩	中泥盆统棋梓桥组泥质灰岩
距相关火成岩距离	数米至数十米	数十米至100多米	数十米至100m		
脉石矿物	蔷薇辉石、透辉石、石榴子石、符山石、绿帘石、透闪石、阳起石、铁镁闪石 绢云母、石英、萤石、方解石、斜长石、电气石、葡萄石、绿泥石	蔷薇辉石、透辉石、石榴子石、镁铁闪石、阳起石、透闪石 方解石、萤石、绿泥石、石英、绢云母、白云石、水镁石	蔷薇辉石、透辉石、石榴子石、镁铁闪石、透闪石 绿泥石、方解石、石英、铁菱锰矿、萤石、水镁石、白云石、绢云母	石英、白云石、方解石、绿泥石、萤石、白云母、绢云母、电气石、水镁石	石英、方解石、白云石、绿泥石、菱铁矿、萤石、自然硫、水绿矾、菱锌矿、孔雀石、异极矿
矿石矿物	闪锌矿、铁闪锌矿、方铅矿、磁黄铁矿、黄铁矿、硫锰矿、黄铜矿、锡石、毒砂、辉钼矿、黄锡矿、辉硫锑铅银矿、辉铜矿、脆硫锑铅矿、白钨矿、黑钨矿、自然铋、辉铋矿、自然银、辉铜银矿、碲金矿	闪锌矿、铁闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、锡石、辉铋矿、黄锡矿、毒砂、自然铋、黝铜矿、银黝铜矿、深红银矿、自然银、辉铅铋矿、碲金矿、自然金、磁铁矿	方铅矿、闪锌矿、铁闪锌矿、黄铁矿、毒砂、黄铜矿、锡石、辉铋矿、自然铋、银黝铜矿、深红银矿、辉铋铅矿、磁铁矿、赤铁矿、磁黄铁矿、碲金矿、自然金	闪锌矿、铁闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、辉铜矿、磁黄铁矿、黝铜矿、辉铋矿、自然铋、毒砂、自然银、锡石、深红银矿、银黝铜矿、锑硫砷铜矿、银锑黝铜矿、硫锑铜银矿	方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、磁铁矿、赤铁矿、沥青铀矿、黄铜矿、黝铜矿、银黝铜矿、辉锑铅矿、毒砂、自然银、深红银矿、针铁矿、铅矾
围岩蚀变	矽卡岩化、硅化、白云石化	矽卡岩化、硅化、白云石化	矽卡岩化、硅化、白云石化	硅化、白云石化	硅化、白云石化
均一温度(℃)	220—310 (白云石) 180—192 (萤石, 5)		130～197 (白云石) 178～203 (萤石, 27)	192—240℃ (闪锌矿, 8)	
$\delta^{34}S$ (‰)	+0.60—+8.63 (黄铁矿, 11) −4.87—+9.87 (闪锌矿, 11) −10.93—+1.30 (方铅矿, 18) −8.52—+5.14 (磁黄铁矿, 9)	+4.71—+11.24 (黄铁矿, 8) +0.87—+9.88 (闪锌矿, 12) −5.06—+12.33 (方铅矿, 27)	+4.07 (黄铁矿, 1) +3.77—+9.87 (闪锌矿, 9) +0.87—+5.80 (方铅矿, 7)	+8.65—+13.05 (黄铁矿, 2) +3.94—+10.69 (方铅矿, 5) +6.88—+11.84 (闪锌矿, 8)	+9.62—+11.98 (黄铁矿, 7) −2.51 (方铅矿, 1)

还含有一定数量的石榴子石、辉石、符山石、硅镁石、绿帘石、金云母等矿物（表 4-4）。

产于浅变质碎屑岩中的脉状铅锌矿床，分布于东坡矿田的毗邻地区。矿脉成群产出，受北东向压扭性断裂的控制。矿脉两侧的浅变质砂岩因热液蚀变而发生绢云母化、绿泥石化和硅化。矿石的矿物组成比较简单，金属矿物除闪锌矿和方铅矿外，还有黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂、黄铜矿、锡石和黄锡矿等；脉石矿物主要为石英、绿泥石、绢云母、电气石、萤石和长石。这类铅锌矿床规模都不大，铁丝垄和南风坳铅锌矿床可作为其典型代表。

第三节　湘南锡铅锌矿床的基本特征

一、矿床分布的密集性

湘南已知的锡铅锌工业矿床，在时空分布上具有明显密集性。在时间上，它们主要形成于侏罗纪构造岩浆活动期；在空间上则主要集中于东坡、水口山、黄沙坪、宝山和香花岭等矿田。其中，东坡矿田地处早古生代隆起与郴桂晚古生代坳陷的过渡带，其余矿田则位于坳陷区内。其实，上述每一矿田，又往往存在若干矿床密集区，作者将其称之为次级矿床密集区，这在东坡矿田表现最为典型。在该矿田范围内，迄今已探明有工业储量的锡铅锌矿床达 21 处之多。至于这种密集区形成的地质条件，目前虽然还研究得很不够，但可以肯定，这种矿床分布密集区的形成，至少必须具备数量巨大的成矿物质来源和相宜的成矿作用过程两个条件。

二、矿床分布的组合性

湘南几乎所有规模较大的锡铅锌矿田，都并存着不同类型的矿床。在花岗岩类岩体边部为云英岩型矿床，岩体接触带为矽卡岩型矿床，再往外则是中、低温热液硫化物矿床。这些类型不同的锡铅锌矿床，彼此间可紧密相邻，也可以相距较远，但却排列有序，显示出一定的组合性。

应当指出，本区各矿田中呈组合出现的各类矿床的发育程度不尽相同。就东坡矿田和香花岭矿田而言，云英岩型、矽卡岩型和硫化物型矿床都很发育，且规模都很大；而其他矿田，仅中、低温热液硫化物矿床较发育，规模较大。看来，这一基本特征可作为一种规律应用于找矿实践。即：若在某特定矿田，已发现其中的一、二类矿床，则应当注意就近寻找其他相关类型的矿床。

三、矿床与燕山期花岗岩类小岩体接触晕空间上的关联性

湘南已知有代表性的锡铅锌矿床，通常定位于燕山期花岗岩类小岩体与上古生界碳酸盐岩层的接触带及其邻近的围岩中。与岩体相接触的碳酸盐岩层，普遍受岩体影响，产生由矽卡岩、角岩、大理岩、结晶灰岩所组成的接触晕。矿体多局限于这一接触晕内，其中一部分矿体（主要为锡矿体）与矽卡岩重叠；另一部分矿体（主要为铅锌矿体）则超出矽卡岩，扩展到大理岩和结晶灰岩中。

与矽卡岩重叠的矿体，具有矽卡岩矿化的属性。其形态相对规则，往往为透镜状；矿石主要呈浸染状构造，脉石矿物主要是矽卡岩矿物及其退化蚀变产物，故一般称其为矽卡岩矿石。这类矿体的矿化强度，与矽卡岩的退化蚀变强度关系密切，退化蚀变越强，矿化越强，矿石堆积量也就越大。此外，此类矿体是矽卡岩在退化蚀变过程中，通过交代作用形成的，因此，经常可见矽卡岩矿物的交代残余。

产于大理岩或结晶灰岩中的矿体，则显示另一种属性。其形态比较复杂，主要有透镜状、似层状、不规则脉状、囊状等。矿石主要为块状构造，其次有浸染状、角砾状及层纹状构造等，矿石矿物以铅、锌、铜的硫化物为主，此外常含有金、银及硫盐矿物；脉石矿物则以粗晶碳酸盐、石英、萤石、绿泥石、绢云母为主，缺失或仅有很少的矽卡岩矿物，故一般称之为块状硫化物矿石。由于矿化主要与岩浆期后的中、低温热液作用有关，故矿石堆积总是与大理石的中低温蚀变作用相伴，且其蚀变范围大于矿石的堆积范围。

应当指出，上述两类矿体互有联系，分布有序。其中，矽卡岩矿体一般围绕岩体断续分布，但有时也可沿断层向外延伸一定距离；而硫化物矿体则呈席状或脉状朝灰岩方向拓展；在两者相毗邻的地段，矽卡岩矿石可直接过渡为块状硫化物矿石。

四、矿床成矿作用的多阶段性

湘南已知的锡铅锌矿床，都不是一蹴而就的，而是多阶段多期次地质地球化学作用的综合产物。矿体中普遍可见晚期含矿地质体穿插；矿石中经常可见早世代矿物组合被晚世代矿物组合交代或叠加。

由前述可知，本区矽卡岩矿体并非形成于矽卡岩阶段，而是矽卡岩与矽卡岩期后矿液发生反应的产物，与矽卡岩同时形成的金属矿物数量甚微。湘南矽卡岩锡铅锌矿床多阶段的标志主要是：（1）以含水钙镁铁质硅酸盐矿物、石英、萤石、磁铁矿、辉钼矿、白钨矿、辉铋矿、磁黄铁矿、黄铁矿和毒砂为主的堆积体，叠加于矽卡岩矿物之上；（2）以斜长石、钾长石、石英、萤石、黄铁矿、深色云母、辉钼矿、辉铋矿、黑钨矿、锡石和黄铜矿为主的堆积体，穿切矽卡岩及其退化蚀变产物；（3）以绢云母、石英、萤石、粗晶碳酸盐、黄铁矿、闪锌矿和方铅矿为主的堆积体，穿切退化蚀变阶段的矿物组合和长英质交代产物的矿物组合；（4）以低温石英、萤石和碳酸盐为主的梳状脉，穿切前述各类含矿堆积体（王书凤、张绮玲，1988）。

碳酸盐岩中的锡铅锌矿床，主要形成于大理岩或灰岩与含矿热液的反应过程。成矿多阶段性主要表现为中温矿物组合叠加于高温矿物组合，低温矿物组合穿切中温矿物组合和高温矿物组合。在高温阶段，矿液借助于对大理岩或灰岩的溶解过程，促使钼、铋、锡、铅、锌等成矿金属元素沉淀下来，形成以辉钼矿、自然铋、辉铋矿、锡石、铁闪锌矿、毒砂、斜方砷铁矿、磁黄铁矿、萤石和富锰碳酸盐为主的高温组合；在中温阶段，形成以闪锌矿、黄铁矿、白铁矿、黄锡矿、黄铜矿、斑铜矿、石英、萤石和方解石为主的中温组合；在低温阶段，形成以方铅矿、闪锌矿、铅锑硫盐、锡锑硫盐、方解石和铁白云石为主的低温组合（地质矿产部地矿司铅锌矿床专题组，1985）。当然，还普遍存在具梳状构造的方解石石英脉。

产于硅铝质碎屑岩中的锡铅锌矿床，是含矿热液流体沿硅铝质碎屑岩中裂隙渗流的产物。在成矿的多阶段性上，此类矿床非常类似碳酸盐岩中的锡铅锌矿床；所不同的是其成矿阶段相对要少一些，其矿物组合之间的叠加或穿切现象不如后者醒目。

五、矿床成矿元素组合上的趋同性

湘南已知的锡铅锌矿床，都伴生有钨、钼、铋、铜、银、金和铍可供综合利用。这就是成矿元素组合上的趋同性。它们之所以有这种趋同性，原因在于本区矿床的形成具有大体相类似的区域地质背景。这就是说，这是由本区基底及盖层岩石的元素地球化学背景所决定的。前已指出，湘南地区基底岩石的钨、锡含量高于地壳克拉克值；盖层岩石，尤其

是中泥盆统跳马涧组和棋梓桥组的岩石，含锡、铅、锌高或很高，是这些成矿元素的高富集层或次高富集层（详见第一章）。因此，有理由认为，本区锡铅锌矿床成矿元素组合上的趋同性，主要与沉积作用有关。

还应指出，本区锡铅锌矿床在成矿元素上虽具有趋同性，但究其品位和吨位，不同矿田又有相当明显的差异。如东坡矿田，钨、锡、铋、钼的品位和吨位都很高，但其他成矿元素相对较低；香花岭矿田，锡的品位和吨位较高，其他成矿元素则要低一些；水口山和黄沙坪矿田，铅、锌的品位和吨位相当高，而其他成矿元素则相对较低；宝山和铜山岭矿田，铜、铅、锌的品位和吨位较高，而其他成矿元素的品位和吨位都很低。

六、矿床稳定同位素组成的一致性

本区锡铅锌矿床已有的硫同位素资料（表4-1—表4-4）表明，其硫同位素在成矿过程中的分馏作用基本上达到了平衡状态；在总体上属于陨石型。且不同矿田同一矿物相的硫同位素组成稳定，但不同矿物相的硫同位素组成相差较大，由辉钼矿→黄铁矿→磁黄铁矿→闪锌矿→黄铜矿→方铅矿，$\delta^{34}S$ 值由正值变为负值。

本区锡铅锌矿床的铅同位素组成也相对稳定，且多数样品的正常铅含量高于放射成因铅含量。鉴于其不同铅同位素的比值的变化幅度较小，加之其部分铅的模式年龄与相关岩体的K-Ar年龄值非常接近，$^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值与花岗质岩浆结晶时相应铅同位素的初始比值极为相近（王育民，1988），因此，有理由推断，本区锡铅锌矿床中的铅，主要来源于花岗岩类岩体，具有深源属性。

第四节　湘南锡铅锌矿床的成矿地质条件

湘南之所以有如此众多的锡铅锌矿床，归因于其独特的地质条件及其组合效应。从成矿作用的角度去分析其地质条件的独特性，可在一定程度上揭示和把握成矿诸条件的整体综合功能，而有助于进一步提高本区今后的找矿效果。

一、成矿作用的岩浆岩条件

鉴于湘南具工业意义的锡铅锌矿床绝大多数形成于燕山期花岗岩类岩体的接触带及离岩体1000 m之内的碳酸盐岩或浅变质砂岩中，人们普遍认为它们与区内广泛发育的燕山期花岗岩类岩体，特别是小岩体存在着成生联系。其实，这仅仅是一种直觉，带有很大的不确定性，更何况本区还存在着相反的例证。尽管如此，任何一个从事矿床地质学研究的专家，在研究本区锡铅锌矿床时，都极其重视它们与花岗岩类岩体之间的这种密切的空间关系，并且都把这种关系作为他们研究花岗岩类与成矿作用关系的起点。

作者认为，湘南锡铅锌矿床与燕山期花岗岩类岩体的关系，应着重从花岗岩类岩石的时代和含矿性两个方面去加以探索。

目前，有些学者倡导“岩控”观点，认为岩体提供了矿床形成所必需的造矿组分，并把它概括为花岗岩的成矿专属性。我们认为，这种看法显然偏离实际较远。其理由是，并非任何时代、任何岩体周围都可以找到可供工业利用的矿床。就湘南地区而言，锡铅锌工业矿床只形成于燕山期某些花岗岩类岩体附近；有些岩体虽然也属于燕山期，但在其周围至今没有发现有任何成矿迹象和找矿线索。因此，我们还必须进一步追究花岗岩类本身的含矿性。所谓花岗岩类的含矿性，主要是指其岩浆源所含的造矿组分的初始值。从湘南的

情况看，与锡铅锌矿床空间上紧密共存的燕山期花岗岩类岩石，确实富含锡、铅、锌、铋、钼等造矿金属组分，其含量大大高于世界花岗岩类的克拉克值，也高于南岭地区较早时代花岗岩类岩石中相应元素的平均含量。正因为如此，人们普遍认为本区燕山期花岗岩类小岩体的含矿性好。但问题是湘南地区并非所有的岩体都成矿，而且，即使是成矿的岩体，锡铅锌矿体也并不直接赋存在岩体内部，而是堆积在岩体的外接触带。由此可以得出结论，湘南富含锡、铅、锌、铋、钼等金属成矿元素的燕山期花岗岩类小岩体，虽然是本区锡铅锌矿成矿的必要条件，但并非是其成矿的唯一必要条件，还必须有构造条件、容矿岩石条件的有机配合。

二、成矿作用的构造条件

构造地质条件与锡铅锌成矿作用的关系主要在于：前者为后者提供有利的成矿定位场所。根据现有资料，湘南锡铅锌矿床的成矿构造可分为区域成矿构造、矿田成矿构造和矿床成矿构造三个层次。

1．区域成矿构造

区域成矿构造控制与同期花岗岩类岩体有关的矿田密集区，决定矿田密集带的走向和各矿田的分布格局。湘南与燕山期花岗岩类相关的有代表性的锡铅锌矿田，基本上限定在耒阳—临武印支期南北向大型褶皱带次级复式背斜轴部与东西向和北北东向深大断裂的相交部位。根据矿田相对密集程度，可以分成两大矿田密集带。一是水口山-黄沙坪-宝山-香花岭锡铅锌矿田密集带；二是铁丝垄-东坡锡铅锌矿田密集带。这两大锡铅锌矿田密集带，基本呈南北走向，完全服从于区域控矿构造的安排。

2．矿田成矿构造

矿田成矿构造控制着与同一花岗岩类岩体有关的矿床密集区，决定同源矿床密集区的轮廓和各矿床及矿点的分布格局。具体来说，对矿田起控制作用的构造类型因地而异。有些矿田形成于次级紧闭型复式背斜与压扭性断层的交汇处，而此处又是岩体的侵位部位，故可以称其为褶皱、断层、岩体三组合矿田控矿结构，如水口山、黄沙坪矿田；有些矿田则主要产于开阔型复式向斜与北东向断层的交汇部位，可称其为褶皱、断层相结合矿田控矿结构，例如东坡矿田；还有些矿田形成于花岗岩穹隆与张扭性格状断裂系统组合的构造环境，如香花岭矿田。

3．矿床成矿构造

矿床成矿构造是控制矿床定位的关键地质条件。它不仅控制着矿床的定位地点，决定着同成因矿体的密集区，而且决定着矿体的空间分布格局。总的说来，湘南锡铅锌矿床总是形成在岩体接触带及其附近的碳酸盐岩或硅铝质岩石中，但细加划分，又可分为如下五种情况：（1）定位于岩体接触带断裂系统中的矿床，如水口山矿田的老鸦巢矿床和黄沙坪矿田的南区矿床；（2）定位于距岩体较远的碳酸盐岩层褶皱轴部的矿床，如黄沙坪矿田的东区矿床；（3）定位于远离岩体断层下盘剥离构造和不整合面上的矿床，如水口山矿田的康家湾矿床；（4）定位于离岩体数百米范围断裂系统中的矿床，如东坡矿田和宝山矿田西部的众多铅锌矿床；（5）定位于离岩体不远的浅变质砂岩断裂系统中的矿床，如东坡矿田的红旗岭锡矿床。

三、成矿作用的容矿岩石条件

本文所指的容矿岩石，系指矿体产出的直接围岩。下面从容矿岩石的时代、成矿元素

丰度和岩石特性三个方面对本区锡铅锌矿成矿作用的岩石条件进行讨论。

1．容矿岩石的地质时代

湘南锡铅锌矿的容矿岩石的地质时代主要为泥盆纪、石炭纪和二叠纪，震旦纪次之，并且具有自南向北由老变新的趋势。若以南岭东西向构造带的轴线为准，则可将本区的锡铅锌矿田分为南、中、北三组。南组包括东坡矿田、香花岭矿田和铜山岭矿田，其容矿岩石主要属于泥盆系，其次为震旦系；中组包括黄沙坪矿田和宝山矿田，其容矿岩石主要属于石炭系；而北组的水口山矿田，其容矿岩石主要属于二叠系。作者认为，湘南锡铅锌矿床容矿岩石时代的这种分布格局，可能主要决定于成矿岩体的侵位高度。由此看来，湘南锡铅锌矿床容矿岩石的时代对其成矿作用并不显得十分重要，而重要的可能在于其本身的成矿元素丰度和有利的岩石性质。

2．容矿岩石的成矿元素丰度

根据本区区域地层若干成矿元素丰度的有关资料（详见第一章），湘南某些时代的特定层位，尤其是震旦系、中泥盆统跳马涧组和棋梓桥组，锡、铅、锌等成矿元素相当富集，其含量不仅较地壳中相应岩石的克拉克值高得多，而且高出区域地层平均丰度若干倍，构成了高丰度层。而这些高丰度层，恰好又是本区多数锡铅锌矿田的容矿岩石。由此不难推测，在花岗岩浆热液作用下，原赋存于这些层位中的锡、铅、锌等成矿元素，可游离到热液中，从而为锡铅锌矿床的成矿提供丰富的矿质。特别是中泥盆统砂岩和碳酸盐岩中富含锡、铅、锌等，对产于其中的层状、似层状及脉状铅锌矿床的形成具有重要意义，它们很可能是该类矿床成矿物质的主要来源。

3．容矿岩石的岩石特性

由前述可知，湘南锡铅锌矿的主要容矿岩石是碳酸盐岩。由于其独特的化学组成，而具有较大的化学活泼性。因此，当炽热的花岗岩浆侵位于其中或期后热液通过其间时，两者极易发生物质和能量交换，从而使其成为有利于矿石堆积的场所。但对此我们切不可强调过高，否则就难以理解本区硅铝质岩石中何以有众多的锡铅锌矿床，甚至大型和超大型矿床的形成。此外，容矿岩石碳酸盐岩对成矿的重要作用还在于其在热液渗流期间的易溶性。在成矿热液活动时期，碳酸盐岩在从热液中吸取热能使自身溶解的过程中，作为吸热反应过程所需热量的一种补偿，促使$CaCO_3+SiO_2 \rightleftharpoons CaSiO_3+CO_2$以及$CaCO_3 \rightleftharpoons CaO+CO_2$两类地球化学反应朝右进行，这就导致了与热液相接触的碳酸盐岩全面分解，由此而产生的溶解前锋，正是 D. P. Cox 等于1987年所指出的造矿组分沉淀的有利场所，使得成矿热液将其本身带来的以及在热液作用下由碳酸盐层中游离到成矿热液中的锡、铅、锌等成矿金属元素，在该处沉淀下来，富集成矿。

综上所述，本区富含锡、铅、锌等有色金属元素的燕山期花岗岩类岩体，是湘南锡铅锌矿的主要成矿物质来源；印支构造层的复式褶皱与区域性深大断层的相交部位，是有利于锡铅锌矿床（田）形成的最优条件；岩体与上古生界碳酸盐岩的接触带及其附近，是最利于锡、铅、锌等金属元素的堆积场所。湘南锡铅锌矿床的最终形成有赖于这三方面成矿地质条件的有机协同配合。还应指出，上述三个成矿地质条件仅仅是成矿的重要条件，而远非是成矿的充分必要条件；也就是说，并非所有具备这些地质条件的地方，一定能够形成锡铅锌矿床或矿点。就目前的情况看，全部矿床学的研究成果，距揭示成矿的充分必要条件还相距甚远。因而，我们不能对已经积累起来的经验规律，抱有过高的期望。

地壳中时代不同、性质各异的地质体，是地壳物质运动的产物。所有地质体的形成，都是地壳物质在某些特定条件的约束和支配下，改变其原有状态，由一种存在形式转变成另一种存在形式。矿石、矿体、矿床和矿田，作为特殊类型的地质体，也理应如此。从湘南锡铅锌矿床成矿地质条件的组合效应和总体功能看，本区燕山期富含锡、铅、锌等有色金属元素的花岗岩类岩体，在成矿地质条件上居于核心地位。正是这种花岗质岩浆的侵位，给地壳表层带来了一个造矿元素富集很高的异常源，为本区锡铅锌矿床的形成奠定了物质基础。当这种花岗质岩浆从地壳深处沿区域性深大断裂向外压较低的地壳浅部缓缓上侵，并定位在内、外压相均衡的某种类型的有限空间（即有利的构造部位）时，使周围岩层遭受碎裂，进而在岩体外接触带形成一个范围有限又自成一体的裂隙系统，为矿液的储存、渗流及矿质的沉淀提供了有利的场所。至于矿液中的成矿金属元素，则是借助于多级化学反应，在相应矿物的结晶压与外压相均衡的条件下，由游离态转为结晶态而沉淀下来的。

第五节　湘南锡铅锌矿床的成矿模式

经过对湘南主要锡铅锌矿田区域地质背景、成矿地质条件以及对矿床成因的反复考察研究，和对所获资料及各种测试数据的综合分析，现已有可能从整体上就湘南锡铅锌矿床的成矿过程作出阶段性概括，并建立相应的成矿模式。

所谓成矿模式，就是在提取、分析、综合及理解各类地质信息的基础上，系统描述一类特定矿床的基本属性（D. P. Cox等，1987）。为了使人们对湘南锡铅锌矿床得到一个清晰而又完整的概念，本文用框图、综合地质示意图加以相应的文字叙述，给出本区锡铅锌矿床的成矿模式。

图4-7是湘南锡铅锌矿的成矿模式框图，它着重反映了湘南锡铅锌矿床自燕山期同构造花岗质岩浆侵位，经岩浆期后热液、退化蚀变及矿化至酸性淋离而形成的整个过程。框图中，用不同形式的图形框表示了不同成矿作用的开始或终止，以及物质的输入或输出。

图4-8是根据湘南锡铅锌矿床已有的全部地质资料所作的成矿模式综合地质剖面图，它着重表示了湘南锡铅锌矿床形成的地质背景。该图表明，湘南锡铅锌矿床所在的地壳经历了多次变形，地壳物质及上地幔物质发生过多次强烈分异；燕山期成矿时，本区虽属陆内地质环境，但其岩石圈受热极不均匀，局部地段热流的垂直活动非常强烈，这种能量非均匀的分布格局，造成了成矿金属元素在花岗质熔体中聚集的最有利条件。

概言之，湘南锡铅锌矿床形成于燕山期花岗岩类岩浆大规模侵位的地质环境。锡铅锌矿床形成时期，区内呈双层结构的上地壳正处于活化阶段。中、晚侏罗世时，源于下部地壳深熔岩浆房和上部地壳的重熔岩浆房中的同熔型和重熔型花岗岩浆，相继大规模侵位，形成了本区两类不同成因的成矿花岗岩类岩体，同时带来了大量的锡、铅、锌等成矿金属物质，并在岩浆期后发生了各种蚀变作用，相应形成了围绕花岗岩类岩体分布的、宽达千余米的蚀变晕。其中，在花岗岩类岩体的顶部或边部，发生云英岩化，形成了规模不等的云英岩和云英岩型钨锡钼铋矿床；在岩体上部及边部外接触带主要为上古生界的碳酸盐岩层中，则发生强烈的矽卡岩化，形成了多种类型的矽卡岩，随着含矿热液的进一步活动，矽卡岩普遍发生强度不同的退化蚀变作用，与此相伴，在岩体接触带矽卡岩及其附近，形

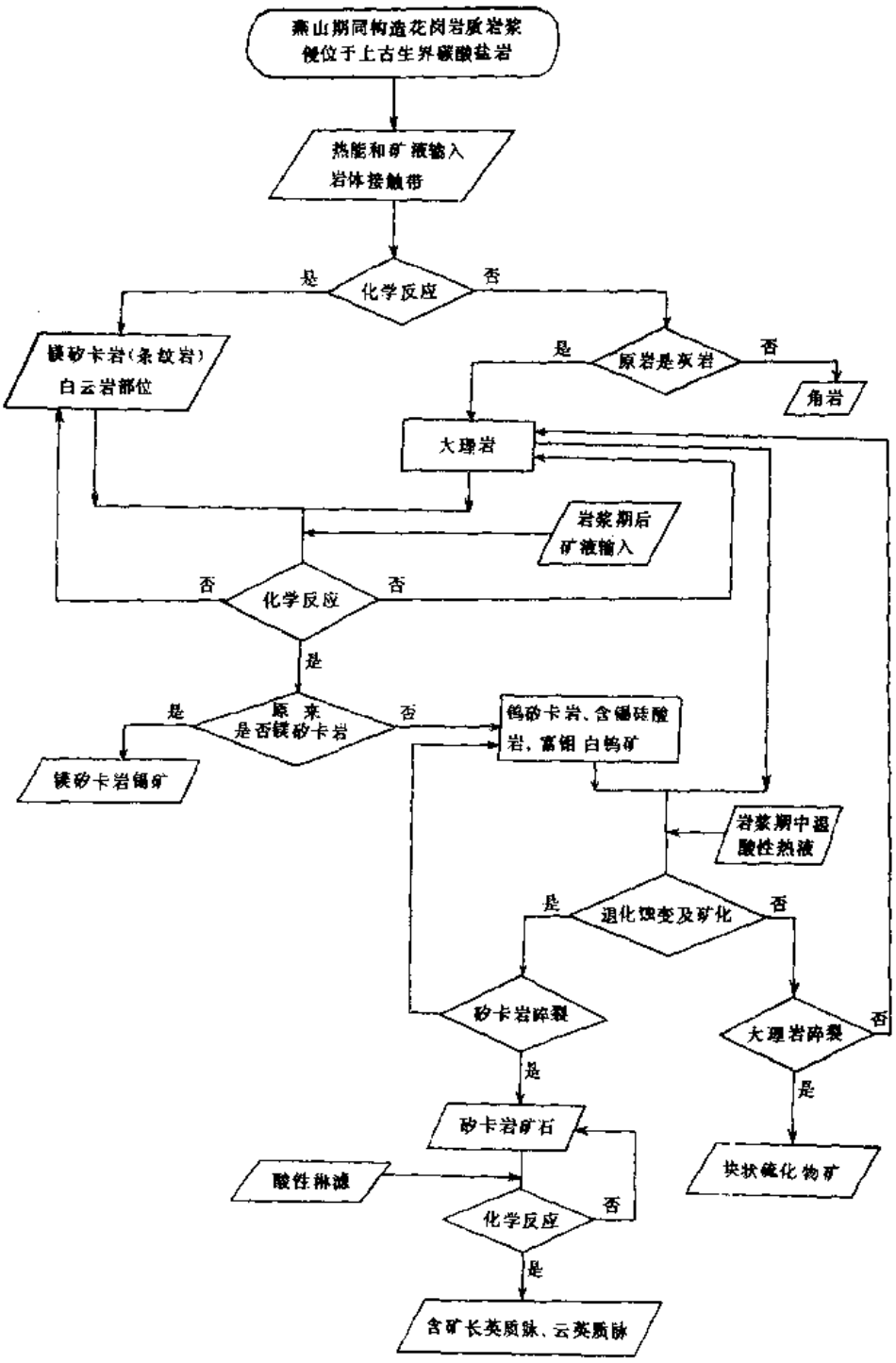


图 4-7 湘南锡铅锌矿床成矿模式框图

Fig.4-7 Skeleton showing the metallogenic model for the Sn, Pb, Zn ore deposits in South Hunan

成矽卡岩型钨锡钼铋矿床或块状锡铅锌硫化物矿床；在离岩体稍远的大理岩和结晶灰岩中，则形成脉状铅锌（铜）硫化物矿床。

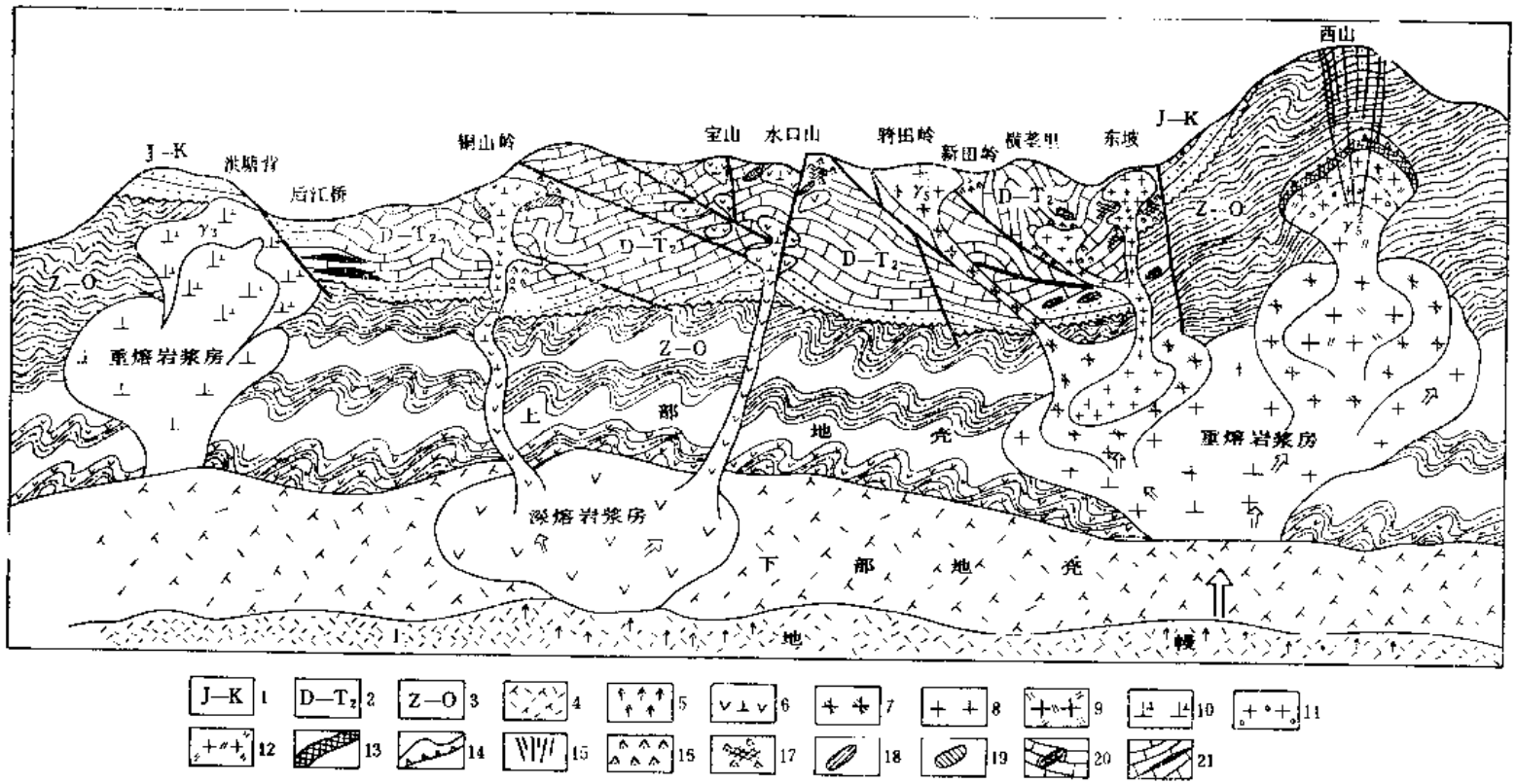


图 4-8 湘南地区不同类型钨锡铅锌矿床的形成模式图

Fig. 4-8 A sketch of geological section showing the formation model for the W, Sn, Pb, Zn ore deposits of various types in South Hunan

1—中生代地台活化构造层；2—晚古生代地台构造层；3—早古生代地槽构造层；4—前震旦纪地槽构造层；5—上升热流；6—同熔型花岗闪长斑岩、英安斑岩；7—重熔型二长花岗岩；8—重熔型黑云母（黑鳞云母）花岗岩；9—重熔型白云母、二云母花岗岩；10—重熔型花岗闪长岩；11—钠长石化带；12—云英岩化带；13—似伟晶岩带；14—石英带；15—钨锡石英脉；16—矽卡岩；17—矽卡岩型钨锡钼铋矿；18—矽卡岩型铜铅锌矿；19—热液型铅锌矿；20—叠加改造型铅锌矿；21—层控型铅锌矿

第五章　隐伏矿床预测理论

以往所有的研究成果，包括本专题的研究成果都表明，湘南锡铅锌多金属矿床的成矿作用，尽管各自有其独特之处，但它们都与岩浆活动、水源、构造形变和岩相古地理特征有着非常密切的关系，只是其对各个矿床的影响程度不同而已。因此，本章将以湘南锡铅锌多金属矿床成矿作用的基本特征为前提，从成矿模式、成矿系列、元素分带、围岩蚀变和构造层次等不同侧面，阐述锡铅锌多金属隐伏矿床的预测理论。应说明的是，本章所提出的预测理论，在本专题研究中在一些找矿靶区进行了初步验证，并已初见成效，但这些理论还有待今后找矿实践不断加以修正和完善。

第一节　成矿模式的找矿预测意义

一、热液自混合地球化学障模式

该模式是1983年由湖南省地质研究所对黄沙坪铅锌矿床进行研究时首次提出的。其含义是“成矿母岩、构造和围岩条件对成矿热液的限制而造成的自混合，导致成矿物理化学条件，特别是酸碱度发生变化所形成的地球化学障的综合”。这里所说的“围岩条件”是根据黄沙坪矿床主要矿体位于渗透性差的岩石（即习惯上称为屏蔽层）之下这一特征提出的。然而，尽管屏蔽层确实是许多铅锌矿床的重要特征，但例外的情况也屡见不鲜，如宝山—香花岭地区各矿床的主要矿体就是如此（图5-1）。因此，热液自混合不一定只发生在渗透性小的屏蔽层之下。那末在什么条件下沿裂隙带上升的热液（主流）和其旁侧一定范围内渗滤的热液（漫流）能发生自混合，便是值得深入研究的问题。

应当指出，热液自混合是引用的水动力学“渗滤溶液”中的一个概念。根据表征渗滤溶液性质的渗滤定律，即 $v = k\frac{\mathrm{d}p}{\eta}$（式中：$v$ 为渗滤速度；k 为介质的渗透系数；$\mathrm{d}p$ 为压力梯度，η 为渗滤流体的粘度），渗透溶液的渗滤速度，与介质的渗透系数和压力梯度成正比，而与渗滤溶液的粘度呈反比。将含矿热液作为一种渗滤溶液，其粘度则是一定的，因此，其渗滤速度仅取决于介质的渗透系数和压力梯度。由于矿体形成的一个重要因素是必须在一个相当长时限内有稳定的构造作用，故可以认为，由构造活动所引起的压力梯度在矿体形成过程中变化不大或没有变化，因此压力梯度对渗滤速度的贡献基本是个常量，可忽略不计，这样含矿溶液的渗滤速度实际上只决定于介质的渗透系数了。介质，即含矿热液流经的岩石，其渗透系数可以相差很大，这种差异既可以是原始形成的，也可以是后来的构造和蚀变作用造成的。

因渗透系数不同而引起的“主流”和“漫流”的自混合，一般有如下三种情况：

（1）漫流介质（围岩）的渗透系数不变，主流介质（裂隙带）渗透系数发生变化，热液则在渗透系数大的地段发生自混合（图 5-2-A）。

（2）主流介质渗透系数不变，而漫流介质渗透系数发生变化，热液则在渗透系数小

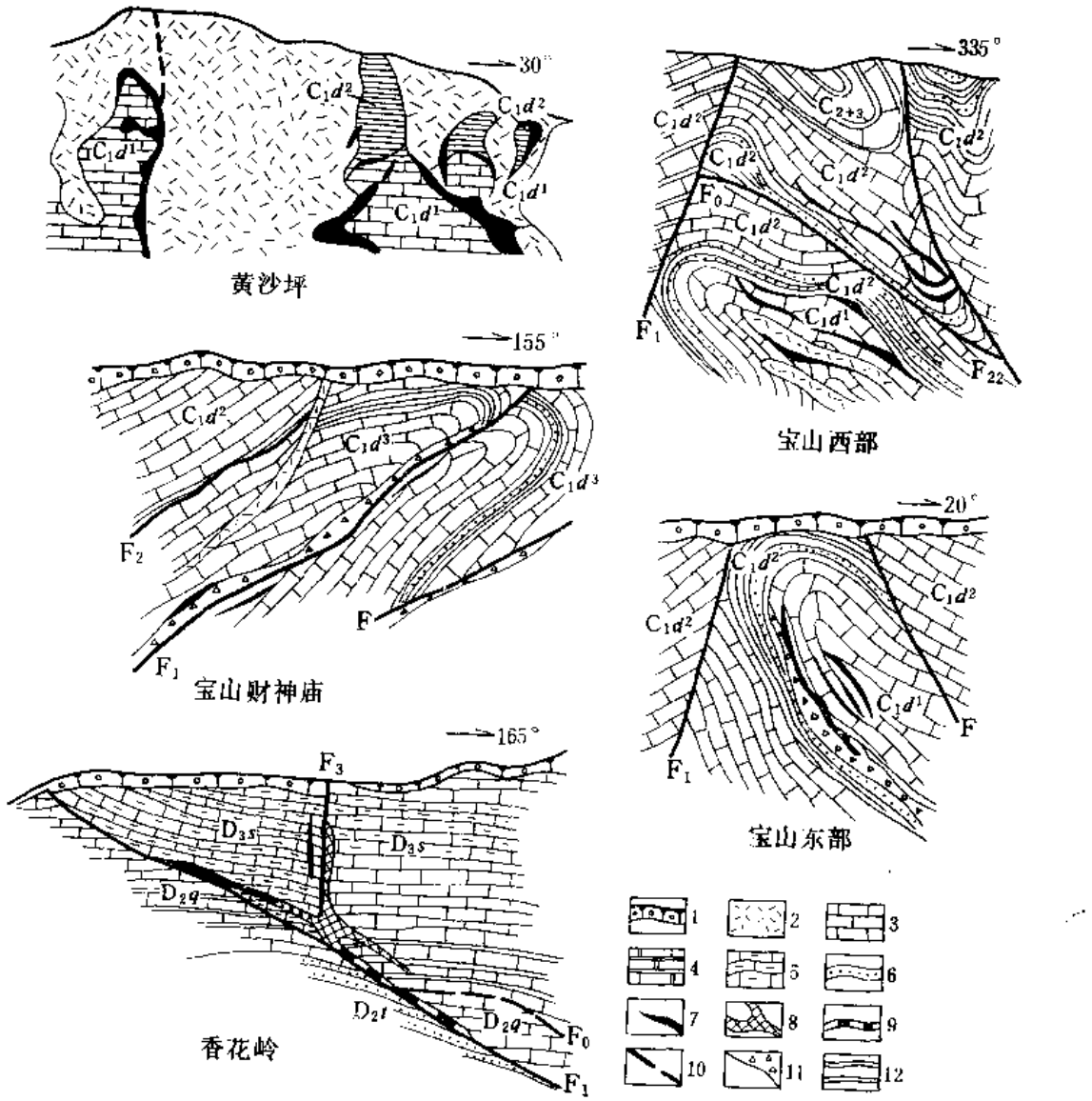


图 5-1 湘南宝山—香花岭地区不同矿床主矿体剖面图

Fig. 5-1 Geological section of the chief ore-bodies of various ore deposits from the Baoshan-Xianghualing area in South Hunan

1—第四系残坡积层；2—花岗岩类岩体；3—灰岩；4—白云岩；5—白云质灰岩；6—砂岩；7—铅锌矿体；8—锡铅锌矿体；9—含锡交代岩；10—断层；11—角砾岩带；12—砂页岩

的岩石下面发生自混合（图 5-2-B）。

（3）主流介质和漫流介质的渗透系数同时发生变化，热液是否自混合决定于两者间渗透系数的相对变化关系。当漫流介质渗透系数的变化大于主流介质渗透系数的变化时，热液由断裂带流向围岩，不发生自混合；反之，热液自围岩向断裂带汇聚，发生自混合；而当两者的渗透系数同步变化时，热液则平行流动，不发生自混合。

上述表明，只要岩石和构造裂隙带的渗透系数有变化，就有可能在某一部位造成热液的自混合而形成成矿地球化学障。因此，主要根据热液自混合地球化学障建立的成矿模式，可以比较合理地解释本区铅锌矿床的成矿作用特征。不言而喻，某些与岩浆作用有关

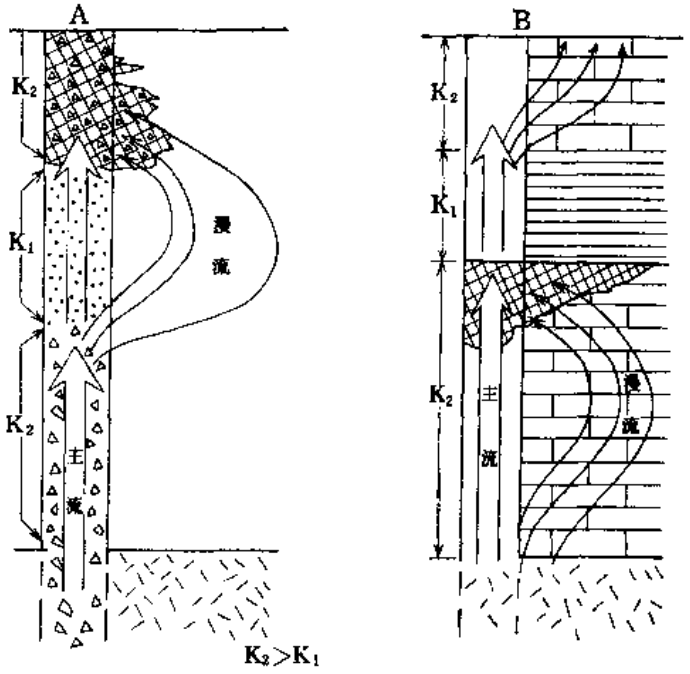


图 5-2 热液自混合地球化学障成矿模式图

Fig. 5-2 A sketch showing the metallogenic model of geochemical screen resulting from automixed hydrothermal fluids

A—漫流介质渗透系数不变；B—主流介质渗透系数不变

的铅锌矿床的形成，除了由花岗岩浆衍生的成矿热液是首要的成矿基础外，成矿热液能否自混合，便是其成矿与否的关键所在。就这一点说，并非任何成矿岩体都能形成矿床。在上述的三种情况中，第一、二两种情况，其成矿机率大体为二分之一；而后一种情况，其成矿机率只有三分之一。因此，热液自混合地球化学障成矿模式，不仅要十分重视成矿岩体的研究，而且还要十分重视对构造和围岩裂隙及孔隙系统的组合研究。

在应用该模式进行找矿预测时，应在研究预测区成矿地质背景的同时，着重分析组成本模式三个条件存在的可能性。其中最为重要的是成矿岩体，故首先应判断并确定隐伏岩体及其可能位置，之后再按其余两个条件的分析，对矿床或矿体进行预测。

二、“四位一体”再造富集成矿模式

1984年，湖南省地质研究所通过对湘南泥盆系岩相古地理与矿床关系的研究后指出：“湘南有一类重要的铅锌矿床，其形成具有构造、岩相、岩浆作用和成矿作用四位一体的现象”。本专题研究在确认这一现象存在的基础上，进一步充实完善了这一成矿模式。所谓的“四位一体”成矿模式，包括如下四个方面的内容：

（1）有特定的容矿层位。主要是泥盆系中统棋梓桥组底部。该特定层位处在加里东运动之后于不整合面上首次最大海侵旋回下部碎屑岩向碳酸盐岩的过渡部位，标志其形成处于地壳已由剧烈的造山运动趋向相对稳定的时期，从而使包括成矿物质迁移和储集在内的各种地质作用得以广泛而持续进行，因而在有利地段形成矿源层；多种岩石配置造成渗透性差异而易形成地球化学障；处于隆起与坳陷的接合部位又是构造薄弱带，易于产生层间滑动和断裂破碎带。以上三方面的相互配合，无疑造成了岩浆上侵、成矿流体（水源）

运移及成矿作用最有利的场所。

（2）有利的古地理环境及岩相带。这是沉积过程中影响铅、锌原始聚集形成高丰度带（矿源层）的重要因素。湘南的资料表明，形成铅、锌矿源层最有利的古地理环境是隆起区或古海岛的边缘、碳酸盐台地上的线状深水盆地、线状低能带和线状分布的生物礁滩等岩相交互变异地带。

（3）最有利的构造部位。系指前泥盆纪隆起区和坳陷区的过渡部位。在这一构造薄弱地带，往往伴有区域性断裂构造。这些区域性断裂构造，不仅可成为深部岩浆上侵的通道，而且为岩浆期后热液和来自岩石圈不同深度的热卤水以及下渗的大气水的汇聚创造了有利条件，从而有可能形成热液环流，造成萃取岩浆岩、矿源层及其他地层中的成矿物质，并使其汇集沉淀成矿的良好环境。

（4）植根于大岩基边缘或上部的含矿小岩体。这是改造富集成矿的主导因素。这种含矿小岩体，既可提供部分矿质，还可在相当范围内形成热场，使热场范围内的部分成矿元素（主要是铅、锌）得以活化迁移，并使其随岩浆上侵过程中压力梯度的变化，在岩体顶部等有利部位富集成矿。

应当指出，上述四个方面中，特定的容矿层位及有利的岩相古地理条件，只能形成铅、锌等成矿元素的原始富集，但还不足以构成有工业价值的矿床。而只有在后期构造岩浆活动引起的叠加改造下，才能形成工业矿床。这就是说，只有当上述诸因素统一于同一空间条件下，方有可能形成一定规模的矿床。

三、构造-岩浆-矿液多维时空成矿模式

湘南部分与岩浆岩有关的锡铅锌多金属矿床的形成，其主导因素是断裂和花岗岩浆性质及其衍生的成矿流体特征。断裂构造的频繁活动引起岩浆的多次侵入，而每次岩浆侵入则形成一组相关的矿化，从而构成了多维空间、时间方向的构造、岩浆、矿液的演化与分布，反映出同一矿田范围内各种矿床呈现的多维成矿规律。如香花岭矿田，其成矿前的两条北东向和两条北西向断裂及其交汇部位，制约了矿田内花岗岩浆的侵位空间，造成了南（尖峰岭）北（香花岭）两个岩浆侵位中心，相应形成了两个复式花岗岩体。这两个复式岩体成矿与否，则取决于岩浆期后热液能否从岩浆中萃取大量的成矿物质并在一定部位富集沉淀下来。研究表明，热液从岩浆中分离出来所经历的减压作用，有利于矿质被大量萃取到热液中（于崇文，1986）。每次花岗岩浆侵入衍生的相应成矿热液，都会在一定部位形成相应的热液产物。如：香花岭复式岩体燕山早期第三阶段的侵入活动（γ_5^{3-3}），相应形成了岩体型锡铌钽矿化（内接触带）→矽卡岩型锡石磁铁矿化（外接触带）→似层状锡石硫化物铅锌矿化（外接触带）→囊状、脉状硫化物铅锌矿化（远离接触带）的一个完整的成矿系列。

有了这一多维时空成矿模式，只要我们把握住构造格局和控岩控矿构造，分清楚不同序次花岗岩类岩体的侵位空间和相应成矿系列热液产物的发育程度和赋存空间规律，就可以指导在成矿有利地段进行隐伏矿床或矿体的预测工作。

第二节　成矿系列理论的找矿预测意义

一、成矿系列与区域成矿系列及其找矿意义

程裕淇教授等在1979年提出的成矿系列概念，由于其对建立矿床预测理论及找矿实践

具有重要意义，已经引起广泛的重视。近年来，有关成矿系列的研究，已由适合于一个矿床或矿田成矿特征的成矿系列，发展到适合一个地区成矿特征的区域成矿系列，如南岭成矿系列、长江中下游成矿系列。对此，翟裕生教授1987年指出："成矿系列研究的生命力在于建立区域成矿系列，它对于矿产预测工作具有重要的现实意义。

关于湘南与燕山期花岗岩有关的稀土、稀有、有色金属矿床成矿系列，早在1983年，陈毓川研究员就将其归之于南岭成矿系列的第二亚系列，即黑云母花岗岩-钠长石化铌钽磁铁矿-云英岩化钨铋铍钼锡-矽卡岩化钨铋铍钼锡-锡石硫化物铅锌锡-碳酸盐岩铅锌亚系列。但这一亚系列只包括本区具一定规模的与改造型花岗岩有关的矿床，如香花岭矿床和柿竹园矿床；而没有包括许多与同熔型中酸性小斑岩体有关的矿床。如果在同一个成矿区内，把与不同成岩系列有关的矿床均加以考虑，就能较全面地反映区域性成矿系列的变化。

表 5-1 列出了湘南东部四个成矿密集区中主要矿床的一些特征。由表可知，它们中的每一个成矿密集区都有特定的构造环境。发育在其间的岩浆岩、蚀变作用、围岩层位及矿化作用也具有特定的变化特征。不同成矿系列，在不同矿化密集区中出现的主矿种不仅具有系列性变化，而且具有明显的继承性。根据这种现象，可以认为它们是在不同的构造岩浆地球化学环境中，抑或地壳成分不均匀而产自不同源岩的岩浆，经分异演化所衍生的热液体系，在不同时代、不同深度成矿的结果。因此，在一个成矿区域内，分别研究不同成岩系列和与之有成因联系的矿化所构成的成矿系列，将有助于对相关矿产的找矿预测。因为一个重要成矿区域内（如湘南地区），众多与成矿有关的岩体，往往分属于不同成因系列，而并非是同源岩浆演化的结果。

对一个已知的矿床区段内的进一步预测，应当是寻找相应的矿种以扩大其矿床规模。例如本区的香花岭、黄沙坪及宝山区段，分别处于区域内以锡、铅锌银和铅锌金银为主的矿化密集区中；因此，这三个区段内进行成矿预测则应分别以锡、铅锌银和铅锌金银为主。从现实情况看，宝山区段自70年代末至今，不断发现并勘查出新的大型隐伏铅锌银金矿床；黄沙坪区段自1985年以来又找到了新的、中型以上的铅锌银矿床；香花岭区段则于1989年在泡金山评价了一个新的大型锡矿床。据此，按成矿系列推测，本区铜山岭—祥林铺地区，南部的枇杷所可能有一个锑金多金属成矿带，可望找到以锑、金为主的多金属矿床；而其北部祥林铺区可望扩大钨锡铋钼矿床的规模，而找铅锌银矿床的前景不大，至于铅锌铜矿床则主要应在铜山岭地区寻找。

二、成岩系列与成矿体系及其找矿预测意义

在一个矿田范围内，同源花岗岩浆往往有多次侵入活动，每次侵入活动称为一个成岩阶段。各成岩阶段产物的总和就称为成岩系列。相应于每次侵入活动所发生的一系列矿化的总和则称为成矿体系。因此，成岩系列无疑反映了矿田岩浆侵入活动的全貌；而成矿体系则反映了矿田成矿作用的全貌。两者的交织便展示出一个矿田成岩成矿的规律性。

在湘南一系列与花岗岩类有关的锡铅锌多金属矿田中，岩浆活动都有多次侵入和多次成矿的现象。但一个矿田内的某些具有工业意义的矿化，只与某次岩浆侵入活动有关。例如香花岭矿田内接触带条纹岩型铍矿床只与燕山早期第二阶段（γ_5^{2-2}）侵入体有关；而条纹岩型锡铁矿化只与燕山早期第三阶段（γ_5^{2-3}）侵入体有关。

与某一成岩阶段有关的成矿热液作用的产物，即不同矿化作用所形成的不同矿体或矿

表 5-1 湖南地区某些区域成矿系列主要矿床的特征

Table 5-1 Geological characteristics of major ore deposits for some regional metallogenic series in South Hunan

地区		香花岭	黄沙坪—宝山			祥林铺—铜山岭			水门山	
矿床		香花岭	黄沙坪	宝山	大坊	祥林铺	铜山岭	枇杷所	老鸦巢	康家湾
岩浆岩	主要岩石类型	黑云母花岗岩	花岗斑岩 花斑岩	花岗闪长斑岩	花岗闪长斑岩	花岗斑岩 石英斑岩	花岗闪长岩		花岗闪长斑岩	
	δEu	0.03	0.03, 0.05	0.70		0.08	0.44		0.85	
	LREE/HREE	1.25	0.53, 0.70	3.32		1.04	1.72		4.40	
	年龄(Ma)	153—155	134—171	67—182	129	149	172		40—150	
围岩及深度(m)		中泥盆统跳马涧组—上泥盆统锡矿山组(>3000)	下石炭统大塘阶(2000)	下石炭统大塘阶—中石炭统壶天组(2000—1500)	中石炭统壶天组—下二叠统(1500—1000)	中泥盆统棋梓桥组—上泥盆组锡矿山组(>2500)	下石炭统大塘阶—上泥盆统锡矿山组(2000—1500)	上泥盆统锡矿山组(2000)	下二叠统栖霞组(<1000)	下二叠统栖霞组—侏罗系(<1000)
主要蚀变		云英岩化、矽卡岩化	矽卡岩化	矽卡岩化、硅化	大理岩化	矽卡岩化	硅化、矽卡岩化	硅化	矽卡岩化、角岩化	硅化
矿床成矿系列		铌钽铍-锡-锡铅锌-铅锌银	钨锡铋钼-硫铅锌-铅锌银	钼铋铜-铅锌银-金	铅锌银-铅锌银金	钨锡铋钼-铅锌	钨铋钼-铜铅锌-铅锌金银	锑汞-金	钨钼-铜铅锌-铅锌金银	铅锌银-铅锌银金-金
主要矿种		锡	铅、锌、银	铅、锌、银、金	铅、锌、银、金	钨、锡、铋、钼	铜、铅、锌、银	锑(金)	铅、锌、银、金、铜	铅、锌、银、金

床，存在着从岩体→接触带→围岩的系列变化。这种系列变化就构成了矿田（区）的成矿体系。

建立一个矿田（区）内成岩系列与成矿体系的对应关系，实际上就建立了成岩成矿演化的时间系列。从表 5-2 列出的香花岭矿田尖峰岭花岗岩类岩体成岩系列与成矿体系之间的对应关系看，建立这种对应关系，可进一步查明不同成岩阶段侵入体的空间部位及位移变化规律，就可以对相关矿化类型进行较有效的成矿预测。总之，成岩系列与成矿体系的建立，有助于矿田（区）内与某一成岩阶段有关矿床的研究与预测，有助于对相邻岩浆活动中心有关的成岩系列和成矿体系的研究和预测。

表 5-2 香花岭矿田尖峰岭花岗岩类岩体成岩系列与成矿体系的对应关系

Table 5-2 Relationship between the magmatic evolution series and metallogenic series of the Jianfengling intrusion at Xianghualing ore-field in South Hunan

成岩系列			γ_5^{2-3a}	γ_5^{2-3b}	γ_5^{2-3c}	γ_5^{2-3d}	γ_5^{3-3e}	γ_3^{2-3f}
成矿系列	内接触带		稀　土	铌钽(锡)	(银钽)		铅锌（锡）	(铌钽)
	外接触带	早阶段			石英脉型钨铍锡(铅锌)	条纹岩型铍(锡)	矿浆型铅锌砷(银)、脉状充填型铅锌	
		晚阶段				萤石白钨矿型钨(铍铅锌)萤石方解石脉（铅锌）		脉　状(铅锌)

第三节　元素带状分布对隐伏矿床预测的意义

元素带状分布是指与岩浆构造活动相伴的各种地质作用所造成的某些元素或元素组合，按规律重新分配所显示的环状分布现象。按其所影响及波及的范围，可分为区域、岩体、矿床等不同级别。深入研究元素的带状分布规律，可为矿田、矿床及矿体的预测提供依据。

1．区域元素带状分布

在一个区域内，不同成因的岩区分布有各自特征的元素，从而构成了区域上的元素带状分布。例如，据卢德揆（1987）的研究，我国华南存在一个以湘南—赣南—粤北为中心的钨矿床密集区，其矿化强度呈偏心环带状向四周逐渐减弱，由中心向四周依次出现稀土→铌、钽→锡→铜矿化的现象。对这种具区域性的元素带状分布规律的研究，有助于隐伏矿床（田）预测的选区。

2．岩体元素带状分布

与花岗岩体有关的元素带状分布，一般表现为围绕岩体的环带状展布。但由岩浆多次侵入而形成的复式花岗质岩体，由于不同成岩阶段元素的叠加，其元素带状分布往往不出现围绕岩体的较为规则的环带状分布，而出现相互交错的现象。为此，我们应在具体研究中特别加以注意。鉴于复式岩体的每一成岩阶段，都可形成发育程度不等的元素带状分

布；因此，只有将不同成岩阶段形成的元素带状分布区分出来，才能根据成岩阶级的元素分带来预测与之对应的隐伏矿床及矿化。如我们在本专题研究中，通过对尖峰岭复式岩体各成岩阶段元素和矿化特征的深入研究，查明了它们之间的对应关系（表5-3），从而对这一地段的找矿预测具有现实意义。

表 5-3 尖峰岭复式花岗岩体不同成岩阶段成矿元素特征及矿化特征

Table 5-3 Major ore-forming elements for the granitoids of various magmatic stages of the Jianfengling multiple granitic intrusion and their mineralization

成岩阶段	I	II	III	IV	V	VI
成矿元素	稀土（铌）	铌、钽（锡）	钨、铍、锡（铅、锌）	钨、锡（铍、铅、锌）	铅、锌（锡、碲、银）	铌、钽、铅、锌
矿化类型	稀土矿化	铌钽矿床	石英脉型钨铍矿床	交代型钨矿床、条纹岩铍矿床	矿浆型铅锌矿床	脉状铅锌矿化

3．矿床元素分带

矿床元素分带是指在一个矿床范围内成矿元素按一定规律呈现环带状分布。湘南的实践表明，对已知矿床成矿元素的带状分布规律进行研究，可对具体矿床的预测提供重要线索。如我们这次对香花岭矿田中矿床元素分带的研究过程中，经对比发现，该矿田小黄沙坪的深部很可能有隐伏矿床存在，从而提出小黄沙坪预测靶区即为一例。

第四节 围岩蚀变的找矿预测意义

一、矽卡岩化

国内外和湘南地区的研究资料均表明，与锡铅锌多金属矿化有关的矽卡岩化作用，主要是钙质矽卡岩，镁质矽卡岩则十分次要。湘南锡铅锌多金属矿床中的钙质矽卡岩，主要是由钙铝榴石-钙铁榴石系列、钙铁辉石-透辉石系列以及硅灰石等无水硅酸盐矿物组成的“简单矽卡岩”。从现有情况看，这种简单矽卡岩只是隐伏花岗岩体存在的一个重要判别标志，只有在这种简单矽卡岩之上叠加了一系列含水和含挥发分矿物的复杂矽卡岩，才可能有矿化作用发生。事实上，在柿竹园这样的多金属矿床中，这种复杂矽卡岩本身往往就是矿体。还应当指出，湘南几乎所有的矿化矽卡岩，其矽卡岩矿物都不只是一个世代的产物。如柿竹园，香花岭、祥林铺等矿床中的矿化矽卡岩，就有2—4个世代的石榴子石、辉石、符山石、角闪石、萤石和云母等。这说明，其相应的岩浆活动具有多阶段性。也正是这种多阶段的岩浆活动，才导致了其成矿作用的多阶段性。因此，判别矽卡岩化作用的多阶段性，对找矿预测显然具有一定意义。

此外，湘南地区现有与岩浆作用有关的矿床，其矽卡岩矿物在空间分布上均呈现有分带性。具体表现为，由岩体向外，石榴子石类矿物自钙铁榴石向钙铝榴石、偶向锰铝榴石（香花岭）方向演化；辉石类矿物由透辉石向钙铁辉石（仅柿竹园矿区向蔷薇辉石）方向演化。矽卡岩矿物在空间分布上的这种分带特征，无疑对判别成矿岩体的位置及可能出现的

矿化类型，具有一定的参考价值。

矽卡岩含矿性最直接的判别标志，当然还是其成矿元素和氟、氯、硼等挥发分的含量以及其中矿石矿物的种类及其含量。除此之外，矽卡岩中石榴子石的钨、锡含量，辉石的碱金属含量以及符山石的含铍性等成分标型特征，也可以作为矽卡岩含矿性的可能判判标志，值得在今后的找矿预测中加以充分注意。

二、含铍条纹岩化

含铍条纹岩化是本区与锡铅锌多金属矿化有密切共生关系的一种特殊蚀变类型，国内其它地区尚未见及。

含铍条纹岩化，是在本世纪50年代，由已故孟宪民先生以及黄蕴慧、杜绍华等根据癞子岭花岗岩体北坡遭受强烈气化热液变质的“顶垂体”首次命名的。它是一种由金绿宝石、塔菲石、锂云母、萤石等矿物集合体形成的密集细脉状交代体，因细脉呈扭曲条纹状而得名。因其具有一系列独特的矿物组合而著称国内外。通过多年来的悉心研究，本区含铍条纹岩化可分为磁铁矿含铍条纹岩化、绿色含铍条纹岩化和白色含铍条纹岩化等多种类型。这种含铍条纹岩中，由于含有大量铍的独立矿物，因而构成了独特的条纹岩型铍矿床。湘南除香花岭地区外，在柿竹园矿床顶部大理岩中，含铍条纹岩也广泛发育。此外，70年代后期，冶金238队在宜章县界牌岭也发现了可与香花岭地区相类比的含铍条纹岩，后经钻探，在该地深部发现并探明了一个中型云英岩化斑岩型锡多金属隐伏矿床。由此不难得出结论，在湘南地区的找矿预测中，应用含铍条纹岩预测隐伏矿床是大有前景的。另外，在自然重砂找矿中，铍镁晶石、金绿宝石和锌尖晶石矿物组合的发现，也预示有类似矿床的存在。对此，切不可予以忽视。

三、云英岩化

花岗岩和花岗斑岩（石英斑岩）的云英岩化，作为铌、钽、钨、锡、钼、铋多金属矿床行之有效的找矿标志，在国内外已早有共识。

湘南有关矿床的云英岩化主要有两类。一类为产出于成矿花岗岩体的顶部和边缘、与其下部的花岗岩类岩石呈逐渐过渡的块状（似层状）云英岩。这种似层状产出的块状云英岩体本身就是矿体，如柿竹园矿床。有关论著指出，这类云英岩的主要造岩矿物云母，相对于岩体的位置存在着某种变化规律。即：由岩体下部往上，云母呈现由黑鳞云母→（铝黑鳞云母）→铁锂云母→锂白云母的规律性变化，与此相伴的黄玉含量和粒度也随之增大。另一类云英岩既产出于岩浆岩的顶部，也产出于外接触带的矽卡岩体内。香花岭矿区产于岩体内的脉状含黑钨矿和锡石的云英岩和柿竹园叠加于矽卡岩体中的含钨、锡、钼、铋的脉状云英岩，可分别作为它们的典型代表。

四、萤石化、黄玉化、锂云母化和电气石化

这些蚀变在湘南以铌、钽、钨、锡、钼、铋为主的锡多金属矿床中都程度不同地存在。它们在空间上与云英岩化关系十分密切，因此在蚀变成因上，很可能仍属于云英岩化的范畴。现有资料表明，矽卡岩体中萤石愈富集的部位，钨、锡、钼、铋的矿化愈强（徐文光等，1987）。大理岩中黑鳞云母和电气石脉的出现，是直接的找矿标志；脉的发育程度，指示了矿体的远近；当黑鳞云母和电气石网脉密度由小变大时，预示矿体由远到近（王昌烈等，1987）。硅铝质围岩中黄玉化和电气石化的存在，标志着已接近钨锡矿化。由此可见，在找矿预测中，既要运用受氟、氯、锂等元素地球化学性质制约的原生晕特征；

也要运用蚀变矿物在空间上的分带性特征。这里应特别指出的是：由于在多期（阶段）热液蚀变的作用下，这些蚀变矿物，特别是萤石、云母类等矿物，其形成时间往往很长，并表现出多世代的特点。其中，某些世代的蚀变矿物与成矿作用有关，而另一些世代的蚀变矿物则与成矿作用关系不大。因此，当在找矿预测中应用蚀变矿物时，判别与矿化有关的蚀变矿物就显得特别重要，应当加以充分注意。

第五节　矿田构造层次对内生隐伏矿床的预测意义

一、岩石在地壳中物理性状行为变化的一般规律

地壳中的岩石每时每刻都在接受力的持续作用而发生变形。但变形不是杂乱无章而是有规律的，它们始终受岩石在地壳中的物理性状行为变化规律的总体控制。尽管岩石的物理性状行为总是与其组分、结构、构造等内在因素有关，但由于其所处的温压条件不同，即便是同一种岩石，其物理性状行为同样可具有相当大的差异。由于岩石产出在地壳中，故其物理性状行为主要随其所处地壳深度环境而变化。一般说来，岩石所处深度愈大，其围压就愈大，温度也愈高。围压的增大，使岩石质点彼此更紧密接触而内聚力增强，从而使晶格不易破坏而出现断裂；温度的增高，则使常温常压下为脆性的岩石，塑性性状逐渐增大而易于变形。

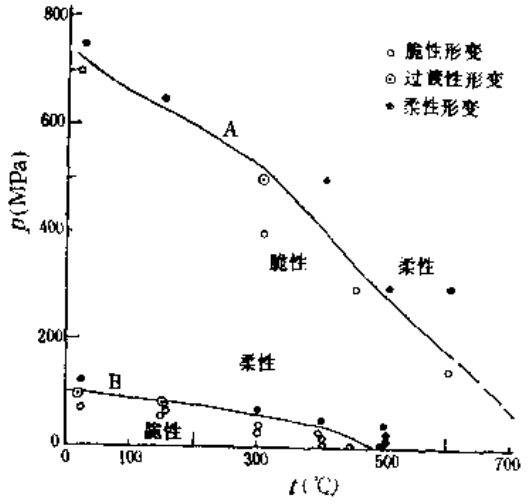


图 5-3　在拉伸（A）和压缩（B）变形试验中灰岩形变性状与温度和压力的关系（据Heard，1960）

Fig. 5-3　A diagram showing the relationship between limestone deformation behavior and temperature-presure under tensile (A) and constrictive(B) test (after Heard, 1960)

根据海德对石灰岩所作的从脆性变形到塑性变形与围压和温度关系的实验研究结果（图5-3），不管对石灰岩拉伸还是压缩，其变形均表现随温度和围压的增高而由脆性逐渐过渡为柔塑性。由此可以推论，地壳岩石的物理性状行为，随其所处地壳深度的不断增大，可由地表和浅部的脆性向下逐渐过渡到脆性带塑性、塑性、粘滞性，最后直至熔融态。这便是岩石在地壳中物理性状行为变化的一般总体规律。

二、构造层次的基本概念和一般模式

在挤压应力构造破坏环境中，由于构造应力的叠置作用，岩石在地壳中物理性状行为的上述规律性转换，必然导致形成不同的变形机制及其相应的不同构造变形组合；又由于这种性状转换主要受地壳深度所产生的温压条件的控制，因此，所产生的构造变形组合便有规律地反映出由剪切→挠曲→压扁→流动的成层性特征（M. Mattauer，1980）。这种构造变形组合总体特征的成层性便是本文所指的“构造层次”的基本含意。所以每一构造层次都具有特定的形成温压区间。另外，由于构造应力的叠置作用和驱动，受力地区下部

发生熔融而形成的重熔岩浆，沿构造薄弱地带，由高能位的温压区间向低能位温压区间上侵，并在与其内部能位大致平衡的温压区间定位。所以，整个成岩成矿作用过程是在动态中逐渐调整达到平衡的。

法国构造学家M. Mattauer，自1980年首次提出“构造层次”概念以来，同年又创建了一个构造层次模式。该模式分出了上、中、下三个构造层次（图5-4）。其中，上构造层次以脆性变形为主，是断裂构造的发育和分布区，主导变形机制是剪切作用；中构造层次以塑性变形为主，是等厚褶皱的发育和分布区，其主导变形机制是挠曲作用；下构造层次以劈理前峰面为其上限，又可分为两个亚构造层次，其上亚构造层次是劈理、片理和片麻理的发育和分布区，下亚构造层次是塑流褶曲的发育和分布区。大约在15km以下，则为重熔岩浆源分布区。

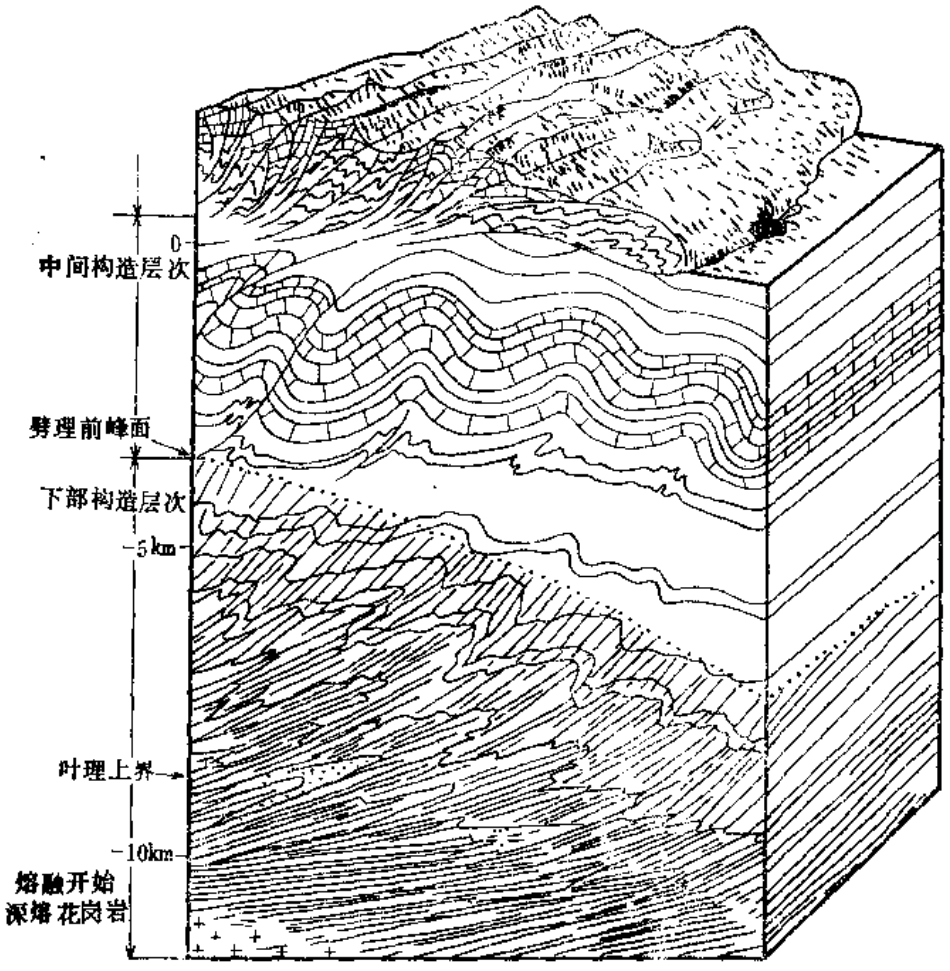


图 5-4 构造层次模式图
（引自M. Mattauer, 1980）

Fig. 5-4 A sketch showing the model of structural levels
(after M. Mattauer, 1980)

三、内生矿床成矿过程的本质及矿田构造层次对内生隐伏矿床预测的意义

目前大多数已发现的内生金属矿床主要产在成矿期遭受挤压应力作用的地区。因此，它们的成矿过程和产出部位与构造层次的形成和展布，具有必然的内在联系。

内生金属矿床成矿作用过程的本质是成矿物质（含矿溶液或矿浆）由液相态转变为固相态以达到工业要求的过程。这一过程反映了一个一定的温压变化区间物理化学环境的转换。与此同时，必然形成相对应同等温、压物理化学环境下的围岩蚀变和构造变形组合（相）等的转换。因此，成矿区“构造层次”的形成与成矿作用及围岩蚀变等的产生是同时发生的。故不同构造层次的产出部位，宏观上控制了矿床的成矿作用以及围岩蚀变的产出。这就是说，它们定位于特定的构造层次梯变带（域）内。在上述区域成矿条件研究的前提下，这种构造层次的构造控矿就位规律，无疑可为隐伏矿床预测提供更为理性化和更为可行的构造依据。

第六章　隐伏矿床预测的技术方法

第一节　地球化学方法

一、原生晕及其分带序列

通过原生晕分带序列的研究，进行隐伏矿床预测，在国内外已经取得了显著的找矿效果。经研究，本区几个具不同特征的典型矿床的原生晕分带序列是：

1．宝山矿区自上而下为 Pb→Zn→Ag→As→Mo→Cu→Sb→W；矿上元素晕为 Pb、Zn、Ag、As；矿下元素晕为Cu、Sn、W。

2．香花岭矿区自上而下为 Pb→Zn→As→Ag→Sb→Zn→W→Mo→Cu→Sn→Bi；矿上元素晕为Pb、Zn、As、Sb；矿下元素晕为 Cu、Sn、Bi。

3．野鸡尾矿区自上而下为B→As→Pb→Sn_2→(Cu, Zn)→(Ag, Bi,Mo)→(W,Sn_1)→F→Be；矿上元素晕为 As、Pb、B；矿下元素晕为F、Be。

按上述各矿区的原生晕分带序列在区内进行隐伏矿床预测时，应将欲预测的矿化类型与相应序列对比，如果是矿上晕元素形成异常或包围矿下晕元素异常，则预示其下有隐伏矿床（体），否则就没有预测价值。

二、碳酸盐岩的碳、氧同位素地球化学

温度的改变可引起碳和氧的同位素发生交换反应（童潜明，1988）；而岩浆侵入和热液活动导致的温度变化，可直接或间接引起围岩碳、氧同位素组成的变化。这种变化表现在温度较高区出现低值，在温度较低区出现高值。有关这一点，本区黄沙坪矿床和香花岭矿田的铁砂坪矿床有明显的反映（庄锦良，1988）。其中：前者表现为围绕301号成矿岩体的碳酸盐岩，其 $\delta^{13}C$ 值、$\delta^{18}O$ 值在平面上为一低值异常区，向外逐渐增高直至海相碳酸盐岩的正常值；后者则表现为垂直方向上的碳酸盐岩，其 $\delta^{13}C$ 值、$\delta^{18}O$ 值向下靠近岩体逐渐降低。

上述资料说明，在岩体和热液活动近旁的碳酸盐岩，普遍出现一个 $\delta^{13}C$和 $\delta^{18}O$ 的低值异常区。这一普遍规律可用于隐伏岩体或隐伏矿床的预测。为此，我们将它应用于王家坊预测区，推测该预测区的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 低值异常区，应当是隐伏岩体和热液强烈活动的所在地段。通过钻探验证，已分别在270m和470m 以下，见到了隐伏矿化和隐伏岩脉。从而证实了这一方法在预测隐伏岩体或隐伏矿床中的有效性。

第二节　找矿矿物学及岩石学方法

一、若干蚀变成因矿物的找矿矿物学及其找矿预测意义

1．石榴子石

石榴子石是本区钙质砂卡岩中的贯通性矿物。宝山、黄沙坪、香花岭、柿竹园等矿田

矽卡岩中的石榴子石，毫无例外地属于钙铁-钙铝榴石系列的石榴子石亚类（表6-1），并在时空分布上具有一定的规律性。具体表现为：在时间上，早期以偏向钙铁榴石端元组分为主；晚期则以偏向钙铝榴石端元组分为主。在空间上，偏钙铁端员组分的石榴子石，一般产于近岩体边缘部位或矽卡岩体的内带；而偏钙铝榴石端元组分的石榴子石则多产于矽卡岩体的外带。即使呈单体产出的石榴子石，也表现为核部富钙铁榴石组分、边缘富钙铝榴石组分的规律性演变。

表 6-1 湘南某些矿田的矽卡岩中石榴子石的化学成分(%)

Table 6-1 Chemical composition of the garnets of skarns from some ore-fields in South Hunan

矿物种类	产地	Fe_2O_3	SiO_2	MgO	MnO	CaO	Al_2O_3	SnO_2
钙铝榴石	黄沙坪	7.43	39.42	0.30	0.89	36.77	16.77	0.00
		5.07	39.52	0.06	0.00	35.16	16.67	0.00
	宝山	12.94	38.26	0.02	0.27	33.63	15.13	0.00
		12.18	38.27	0.11	0.27	34.70	13.53	0.00
	柿竹园	8.43	37.55	1.16	2.07	31.80	15.36	0.08
		4.48	36.15	0.17	2.24	33.51	16.04	0.05
钙铁榴石	黄沙坪	28.01	35.23	0.15	0.51	32.35	2.99	0.11
		26.92	36.61	0.22	0.55	32.31	2.16	0.12
	宝山	27.11	36.33	0.11	0.15	33.10	3.05	0.00
		26.62	37.29	0.16	0.26	34.54	3.70	0.00
	柿竹园	23.84	38.85	0.22	1.38	32.08	4.58	0.44
		24.44	35.15		2.33	30.85	5.19	1.20

注：据李荣清资料。

湘南锡铅锌多金属矿田中已有的石榴子石微量元素测定结果表明，石榴子石中的成矿元素含量，与矿化强度呈正相关，且可大体反映出各矿床主要成矿元素的特征。湘南锡铅锌多金属矿田中的石榴子石，由早期到晚期，随其由偏钙铁端元向偏钙铝端元演化，其成矿元素含量渐次降低。例如：据徐文光等的研究，柿竹园矿田中石榴子石的锡含量，由早期偏钙铁端元到晚期偏钙铝端元，自0.39%→0.27%→0.10%，呈现规律性下降。与此相对应，胶锡矿由66.7%→46.9%→27.0%渐次下降；而锡石和黝锡矿则分别由7.5%→19.6%→56.6%和25.8%→33.5%→17.0%依次递增。这表明，石榴子石中微量成矿元素的丰度及其赋存状态可为找矿预测提供重要信息。

2．辉石类

经研究，本区各主要锡铅锌多金属矿田内钙质矽卡岩体中的辉石类矿物，均属于透辉石-钙铁辉石系列亚类，普遍有较高的K_2O和Na_2O含量。如柿竹园矿田辉石类矿物的K_2O和Na_2O含量，最高分别为0.15%和0.24%；香花岭矿床中辉石的相应含量最高分别为0.25%和0.26%。此外，辉石中所含的某些成矿元素亦能大抵反映出各矿床中某些主要成矿元素的基本特征。如柿竹园矿田矽卡岩中辉石类矿物的锡、铍含量分别达92.5×10^{-6}和

32.0×10^{-6}；香花岭矿田中的铍含量，最高可达1500×10^{-6}，最低也为500×10^{-6}，并以富氟（含量可达0.194—0.369%）为特点。因此，如同石榴子石一样，矽卡岩中辉石类矿物的上述标型特征，也可作为成矿预测的标志。

3．符山石

对比湘南地区现有符山石矿物学资料发现，柿竹园和香花岭矿田中的符山石，除部分属正常的符山石外，绝大多数属于含铍符山石变种。由表 6-2 可见，上述矿田矿化矽卡岩体中的符山石，其 F、H_2O^+、BeO、B_2O_3、Li_2O、Bi、Sn 等含量较高，它们既大体反映了上述矿田内相应元素的丰度，亦显示了它们各自的矿化特征。如香花岭矿田，矿化以富 F、Be、Li、B 等为特征，其符山石的相应元素含量也很高；而本区柿竹园矿田，虽然亦同样富含 F、Be、Li、B 等元素，但它们的富集程度不如香花岭矿田，故该矿田符山石中这

表 6-2 湘南柿竹园和香花岭矿田矽卡岩中符山石的化学成分标型特征

Table 6-2 Typomorphic characteristics on chemical composition of the vesuvianites of skarns from the Shizhuyuan and Xianghualing ore-fields in South Hunan

产地及产状	样品数	F (%)	H_2O^+ (%)	BeO (%)	B_2O_3 (%)	Li_2O (%)	ZnO (%)	Sn (10^{-6})	Bi (10^{-6})	资料来源
柿竹园矿田矿化矽卡岩中符山石	3	2.14	2.05	0.207				318.5	161.0	王昌烈 刘英俊
香花岭矿田矿化矽卡岩中符山石	6	3.92	1.50	0.32	0.26	0.034	0.036			黄蕴慧等
香花岭矿田非矿化矽卡岩中符山石	1	0.00	0.36	0.00			0.00			黄蕴慧等
美国铁山含铍磁铁矿条纹岩中符山石	1	3.22	0.60	1.09	0.11	未测定	0.43			

些元素的含量亦比香花岭矿田中同类型符山石明显要低。与矿化矽卡岩中的符山石相比，本区非矿化矽卡岩中的符山石，其 F、Be、Li、B及其他成矿元素的含量均极低甚至不出现。

由于F、Be 等元素的离子半径相对较小，这就导致符山石的晶胞参数随其 F、Be 等元素含量的增加而减小，因此，矿化矽卡岩中符山石 F、Be 等元素的大量存在，就导致其晶胞参数 a_0 和 c_0 值，分别降至 1.5594 和 1.1798nm 以下。

总之，符山石中 F、Be、Li、B 等元素的含量及其晶胞参数，同样可作为找矿预测的一个标志。

4．萤石

柿竹园矿田内萤石标型特征的研究结果表明：在矿床形成过程中，萤石所含的有关成矿元素，大抵是从早期到晚期逐渐贫化的，到非矿化阶段（梳状石英脉阶段），萤石中钨、锡、钼、铋等成矿元素的含量，均大幅度下降（表6-3）。萤石中稀土元素含量亦具有类似的变化趋势。即：非矿化阶段形成的萤石，稀土元素含量较各成矿阶段形成的萤石明显要

表 6-3 湘南柿竹园、香花岭矿田中萤石的标型特征

Table 6-3 Typomorphic characteristics of the fluorites from the Shizhuyuan and Xianghualing ore-fields in South Hunan

	形成世代 / 标型特征		早期 矽卡岩中萤石 (第一世代)	早期 云英岩中萤石 (第二世代)	中期 含矿石英脉中萤石 (第三世代)	晚期 无矿石英脉中萤石 (第四世代)	资料来源
柿竹园矿田	颜色		无色为主、紫色次之	紫色为主、无色次之	紫色为主、无色次之	浅绿黄色、天蓝色	
	微量元素含量 (10^{-6})	W	2733	404	31	24	陈毓川
		Sn	80	70	/	30	
		Mo	181	133	55	7	
		Bi	270	40	20	/	康先济
		Mn	89	73	39	14	
		ΣREE	346.6	3133.1	433.6	124.5	
	LREE/HREE		>1	<1	<1	>1	
	流体包裹体成分特征		Ca^{2+}、F^- 为主，Na^+、Cl^- 为次			Na^+、Cl^- 为主，Ca^{2+}、F^- 为次	康先济 陈毓川

	形成世代 / 标型特征	早期（第一世代）		中期（第二世代）	晚期（第三世代）	资料来源
		磁铁矿含铍条纹岩中萤石	绿色含铍条纹岩中萤石	锡石硫化物矿体中萤石	大理岩空洞中萤石	
香花岭矿田	ΣREE(10^{-6})	50	190	190	2200	黄蕴慧等
	晶形	(111)为主，(100)次之	(111)为主，(100)次之	(111)、(100)、(110)聚形晶为主	(100)为主	
	包裹体特征	具沸腾包裹体，标志着成矿岩体或云英岩型矿体存在			无沸腾包裹体	

低；而稀土元素含量最高的萤石，则形成于云英岩化阶段的矿化高峰期。因而，富含稀土元素的萤石，有可能成为该矿田矿体富集部位的明显标志。

但应指出，湘南香花岭矿田中萤石的稀土元素含量变化规律与柿竹园矿田中的萤石正好相反，由早到晚呈明显的增高趋势（表6-3）。我们初步认为，湘南这两个代表性矿田中的萤石，在稀土元素含量上截然不同的变化趋势，很可能与各矿田的矿化系列有关。

另据康先济（1988）的资料，湘南锡多金属矿田中成矿期萤石的流体包裹体的Ca^{2+}、F^+离子浓度越高，总矿化度亦越高；且产于富锡成矿岩体或矿化云英岩中的萤石，普遍含有沸腾包裹体，而不具矿化的云英岩中萤石，则迄今未见有沸腾包裹体的存在。因此，萤石中微量成矿元素、稀土元素和流体包裹体的成分特征以及沸腾包裹体的存在与否，对成矿预测可能具有一定的判别意义。

从香花岭矿田不同世代萤石的晶体形态特征看，早期（第一世代）形成的萤石，晶形以八面体（111）为特征，形成温度为220℃；中期（第二世代）形成的萤石，形成温度180℃左右，晶形以大致等同发育的（100）、（111）、（110）聚形晶为主，同时见有它们与六八面体（321）和四角三八面体（211）等复杂单形组成的近似球形的聚形晶；而晚期大理岩空洞中的萤石，晶形以立方体（100）为特征，形成温度为120℃左右。十分有意思的

是，该矿田所产的香花石同样具有（100）、（111）、（321）、（211）的似球状聚形晶体，且其产出部位与上述似球状复杂聚形晶萤石的产出部位一致。由此可见，这种具复杂晶形的萤石和香花石应当是同一时期的产物。从这点上说，萤石的晶体形态也具有一定的找矿标型意义。

5．黄玉

黄玉是铌钽钨锡矿化花岗岩、云英岩化花岗岩以及石英脉型钨锡矿床的重要脉石矿物之一。以往对其找矿标型特征的研究并不多见。根据王濮（1984）的研究，黄玉的F含量及其F/OH比值，随其形成温度而变化。即：黄玉中的F含量及其F/OH比值越高，其形成的温度相对也越高。

据表6-4所示，湘南及邻区不同矿田不同岩石中黄玉的F和H_2O^+含量变化很大，其F/OH比值不同成矿区也变化极大。但从总体上看，与成矿有关的各类岩石中黄玉的F含量和F/OH比值，均大体上循着由高温向低温逐渐降低的方向变化。现有资料还表明，黄玉中的挥发分，尤其是F，在某些矿床中，在矿体（岩体）的顶部具有明显的富集或增高趋势；其F/OH比值在垂直剖面上也具有自下而上渐次降低的趋势。如香花岭地区深部富斑香花岭岩中黄玉的F含量，低于顶部微斑香花岭岩中黄玉的F含量就是其典型例证。因此，根据黄玉中的F含量以及F/OH比值，有可能将矿体顶部与其根部区别开来。此外，黄玉中所含的与矿化有关的Li_2O、Rb_2O、Nb_2O、Ta_2O、BeO、Sn等含量，对找矿预测也具有一定的标型意义。

表 6-4 湘南及其邻区部分成矿岩体中黄玉的成分标型特征（%）

Table 6-4 Chemical composition features of the topazes from some ore-forming granitic bodies in South Hunan and adjacent area

产地	产状	F	H_2O^+	F/OH	Li_2O	Rb_2O	Nb_2O_5	Ta_2O_5	BeO	Sn	资料来源
癞子岭	黄玉伟晶岩	20.66	0.00								黄蕴慧等
尖峰岭	黄玉伟晶岩	19.11	0.25	93.2							
香花岭	香花岭岩（斑晶）	16.45									
	香花岭岩（基质）	16.67	0.46	44.1		0.029			0.031		
松树岗	云英岩化花岗岩	19.06	0.13	178.1							陈毓川等
	钠长石化花岗岩	18.91	0.27	85.2							
海螺岭	花岗岩(?)	12.99			0.013	0.009	0.009	0.020			
野鸡尾	石英斑岩									0.16	谭运金
江西	含钨石英脉	16.25	0.82	9.35			0.01	0.005			王濮
西卡罗林娜	非矿化石英脉	13.23	2.67	6.00							W.A.Deer

6．方解石

湘南许多重要工业矿床及与其有成因联系的花岗质岩体，大多产于碳酸盐岩地层中，其间方解石脉分布十分广泛。笔者认为，这些方解石脉的形成，至少有一部分是与岩浆侵入和矿化作用有关的。因此，详细研究碳酸盐岩中广泛分布的方解石脉，对于预测隐伏岩

（矿）体是有意义的。

在本专题研究过程中，我们曾对黄沙坪和宝山两个矿田内的方解石脉进行了较为系统的微量元素测定，结果发现，分别产于矿区内与外围的方解石，其锰含量相差达一至二个数量级。如黄沙坪矿区内17个方解石样品的平均锰含量为0.87%，而矿区外围4个方解石样品的平均锰含量仅为0.015%；宝山矿区与矿共生和近矿围岩的8个方解石样，平均锰含量高达1.69%，而外围方解石样品平均锰含量仅为0.002%。

除方解石的锰含量有明显差别外，其稀土总量的差别也相当明显。如黄沙坪矿区两个次生方解石样品的稀土总量只有 21.99×10^{-6}，而矿区内近矿围岩方解石样平均高达 122.83×10^{-6}，高出前者五倍之多。

上述资料表明，方解石中锰含量及稀土总量，可作为预测隐伏岩体或矿体的判别标志。为此，我们曾将其运用于王家坊预测区的成矿预测中，并进行了初步验证。结果证明，在后经钻探证实确有隐伏岩体或矿体产出地段的方解石，其锰含量和稀土总量明显高于无隐伏岩体（或矿体）地段的方解石，两者相差达一至二个数量级。这就证明，这一预测标志对本区隐伏成矿岩体及隐伏矿体的预测是有一定效果的。

7．其他蚀变成因矿物

电气石是湘南地区具有成矿标志的矿物之一。例如，在柿竹园和香花岭等矿田内，电气石的出现，是钨、锡、铍矿化的一个重要标志。国外有关资料❶曾就电气石的某些标型特征作了较详细的评述，认为绿色、粉红色、无色或具多色性的电气石是铯、钽和锂的伴生矿物；电气石中锡含量偏高则是评价锡矿远景、寻找锡矿化的有利标志。本区香花岭矿田的电气石属于含黑电气石分子较高的镁电气石，其中的F、BeO、Li_2O、ZnO、Rb_2O、Nb_2O_5和Ta_2O_5的含量均较高，充分反映了该矿田的矿化特征。

绿泥石是本区锡石硫化物、矽卡岩型和热液型铜、铅、锌等矿床中又一普遍性矿物，其微量成矿元素含量特征也可提供一定的找矿信息。如香花岭锡石硫化物矿体中的斜绿泥石和铁绿泥石，其SnO_2、PbO、ZnO的最高含量分别可达0.284%、0.345%和0.045%。另据王昌烈等和胡永嘉等的资料，柿竹园矿田内韭角闪石的锡、钨、钼、铅、锌等成矿元素含量，分别高达 6577×10^{-6}、150×10^{-6}、62×10^{-6}、127×10^{-6}和300×10^{-6}，锌尖晶石的出现及其中的SnO_2含量高达0.18—0.74%以及鳞片状刚玉的SnO_2平均含量高达0.375%，均可在不同程度上提供一定的找矿信息。

二、矿化、蚀变矿物组合和蚀变岩石学标志及其在隐伏矿床预测中的意义

湘南锡铅锌多金属矿田中的矿化、蚀变矿物组合和蚀变岩石具有相当明显的分带性。因此是隐伏矿床预测的直接标志。现综合有关矿区的实际资料，按不同矿区择要分述如下：

1．柿竹园矿田

王昌烈等及徐文光等曾分别明确指出，该矿田大理岩中黑鳞云母和电气石脉的出现，是其直接的找矿标志。但为更好地在隐伏矿床预测中应用这一找矿标志，还必须在发现黑鳞云母和电气石带的基础上，对它们的某些标型特征进行较为深入的研究。本专题，在对东坡及其外围隐伏矿床进行预测研究时，曾应用这一找矿的直接标志，圈出了西山隆起区

❶ 地质矿产部情报研究所编译，《找矿矿物学与矿物学填图》。

的山河、大壁口-大地坪等锡多金属远景区。

现有资料还表明，柿竹园矿田碳酸盐岩地层中大量萤石的出现，标志其深部可能存在隐伏的富 Li-F 花岗岩；而矽卡岩体中大量萤石的出现，则是钨、锡、铋、钼矿化存在的标志，特别是白钨矿化的找矿标志（王昌烈等，1987）。这些现象在湘南其他矿区中也得到了证实。

柿竹园及湘南其他产于碳酸盐岩地层中的同类矿田，其蚀变岩石自岩体接触带向外，依次为矽卡岩体→矽卡岩化（包括脉状、囊状、云雾状等）大理岩→重结晶灰岩→正常石灰岩。其矽卡岩体据其矿物组合又可分为若干带。以柿竹园490中段 P_4 平巷为例，自岩体向外，其矽卡岩体可分为斜长角闪石低铁透辉石矽卡岩带（一带）、角闪石低铁透辉石石榴子石矽卡岩带(二带)、低铁透辉石石榴子石矽卡岩带(三带)、符山石石榴子、石矽卡岩带(四带)、硅灰石符山石矽卡岩带（五带）和条带状矽卡岩化大理岩（六带）六个带。从表6-5列出的不同矽卡岩的岩石化学成分（王昌烈等，1987）看，随着离岩体距离的增加，矽卡岩的 FeO、MgO 含量依次下降，而 CaO、MnO 含量不断增高。从而反映出矽卡岩中透辉石的钙铁辉石分子，随距岩体距离的增加而增高和辉石类矿物锰含量不断增高的趋势。因此，矿田内矽卡岩中蔷薇辉石的出现应是辉石循 $Mg \rightarrow Fe^{2+} \rightarrow Mn$ 方向演化的结果。表6-5还表明，柿竹园矿田的矽卡岩，随着离岩体距离的增加，Fe_2O_3含量越来越低，而Al_2O_3则越来越高，反映了矽卡岩中的石榴子石，由近岩体的偏钙铁榴石向远离岩体的偏钙铝榴石方向演化的特点。因此，矿田内矽卡岩的这种分带性及其中辉石、石榴子石成分随之演变的规律性，为本区隐伏成矿岩体或隐伏矿体的预测，提供了重要的找矿信息。

表 6-5 柿竹园矿区 490 中段 P_4 平巷不同矽卡岩的岩石化学成分(%)

Table 6-5 Petrochemical composition of various skarns from the drift P_4, level 490 m, Shizhuyuan mine in South Hunan

岩石名称	斜长角闪石低铁透辉石矽卡岩	角闪石低铁透辉石石榴子石矽卡岩	低铁透辉石石榴子石矽卡岩	符山石石榴子石矽卡岩	硅灰石符山石矽卡岩	条带状矽卡岩化大理岩	蚀变灰岩
SiO_2	35.78	34.45	38.72	34.00	17.85	10.49	10.06
TiO_2	0.24	0.20	0.45	0.61	0.24	0.15	0.04
Al_2O_3	8.35	8.58	13.92	14.54	4.36	3.40	0.97
Fe_2O_3	11.64	11.21	4.76	7.54	0.89	0.73	0.31
FeO	8.20	8.13	3.97	3.61	1.51	1.29	0.20
MnO	0.74	1.71	1.46	2.82	0.39	0.10	0.04
MgO	3.63	1.86	1.68	1.27	0.66	1.70	0.73
CaO	22.90	30.98	31.05	31.52	46.06	46.65	48.19
Na_2O	0.94	0.64	0.35	1.04	0.13	0.14	0.10
K_2O	1.71	0.94	0.35	0.62	0.82	0.92	0.24
P_2O_5	0.13	0.05	0.14	0.04	0.02	0.02	0.03
CO_2	2.45	1.41	1.75	1.90	26.72	34.42	39.73
总计	98.71	97.17	98.60	99.51	99.65	100.01	100.64

2．祥林铺矿区

经研究认为，祥林铺矿区现呈“无根悬垂状”出露地表的黑云母二长花岗斑岩和钾长花岗斑岩，并非是该矿床的成矿母岩，一系列岩石学及矿物学组合特征表明，其深部应当有一与成矿作用有关的隐伏岩体存在。其主要依据是：

（1）从副矿物组合特点看，现出露地表的黑云母二长花岗斑岩和钾长花岗斑岩体中，不仅缺失专属性副矿物组合中的大多数副矿物，而且，出现频率和含量应当偏高的第二类副矿物虽然有部分出现，但含量却极微。

（2）现出露地表的花岗斑岩岩株上、下盘，分别有以钨矿化为主的钙矽卡岩和以钨、硼矿化为主的镁矽卡岩，二者呈过渡关系；并可见到花岗斑岩体边缘相的石英斑岩，穿切具萤石、白钨矿化的钙矽卡岩脉体。自上往下，矽卡岩的石榴子石，由偏钙铝榴石渐变为偏钙铁榴石；其辉石则由钙铁辉石→次透辉石→透辉石演变，愈向深部，石榴子石逐渐消失而代之以透辉石为主，并过渡为镁矽卡岩。该矿区镁矽卡岩的形成温度则高于钙矽卡岩，它理应分布于与有关岩体更近的部位。此外，矿区内深部镁矽卡岩，出现大量磁铁矿，而向上磁铁矿逐渐为赤矿铁所代替；硅镁石族中的斜硅镁石产于深部镁矽卡岩中、粒硅镁石则产于上部钙矽卡岩体中等事实，也说明矿区矽卡岩形成与目前地表出露的花岗斑岩可能无关。凡此种种都表明，该区地表出露的黑云母二长花岗斑岩和钾长花岗斑岩岩体与成矿作用无成因联系，其深部有可能存在另一隐伏花岗质岩体。

（3）从矿床的金属矿物组合看，自上而下，赤铁矿渐为磁铁矿取代；毒砂的渐次增多，乃至斜方砷铁矿的出现；闪锌矿数量的不断减少及其颜色不断变深；单体黄铜矿逐渐代之与闪锌矿呈固溶体产出的黄铜矿及其黄铜矿数量不断增加的趋势，在某种程度上亦反映出矿区深部可能存在与成矿有成因联系的隐伏花岗质岩体。

3．瑶岗仙钨矿床

瑶岗仙钨矿床的”五层楼”分带模式，实质上是标型矿物组合在垂直方向上的分带。该矿床矿脉形态从上往下的变化依次是线脉、细脉带→薄脉带→大脉带→单脉带→根部带。其原生矿物组合分带，相应依次为白云母、含锂白云母→方解石、锰方解石、菱锰矿、萤石→层解石、黄铁矿、黄铜矿、黝锡矿、辉铅铋矿→毒砂、锡石→白钨矿、黑钨矿等。因此，地表云母线中云母、萤石和锰质碳酸盐矿物的发现以及找矿矿物学标型特征的判别，是该类型矿床重要的找矿标志之一，而对其中云母类矿物（某些矿区地表云母类矿物的Li_2O和F含量均相当高）和萤石等矿物的标型特征的深入研究，对隐伏矿床的预测将具有更大的意义。

4．塘官铺斑岩型锡多金属矿床

该矿床具锡多金属矿化的隐伏、半隐伏花岗斑岩，产出于香花岭通天庙穹隆北西侧的前泥盆纪浅变质硅铝质碎屑岩中，受溪涧冲大断层所控制。这种花岗斑岩在近地表呈数条宽狭不一（最宽的花岗斑岩约10m）的岩脉产出，但往深部则逐渐归拼呈小岩株状。花岗斑岩体上部云英岩化很强，富含黄玉和萤石，并伴生有以锡为主的锡铜铅锌等金属硫化物矿化。围岩蚀变以花岗斑岩为中心，由内及外，其蚀变矿物组合，呈现明显的分带性。在花岗斑岩顶部，形成铁锂云母-萤石-黄玉-石英为主的典型云英岩化矿物组合；其外，在花岗斑岩外接触带的硅铝质碎屑岩中，其蚀变矿物组合与花岗斑岩体顶部大体类同，但其强度相对较低；随着离岩体距离的进一步增大，萤石逐渐消失，黄玉亦有所减少，代之为黄玉-电气石-铁锂云母（包括锂绢云母）-石英组合；再往外，以电气石减少、绿泥石出现

而告终。应指出，这种蚀变矿物组合的分带特征，是与F、B元素的分带序列是相一致的，即F属于近矿晕元素，而B属于远程指示元素。在本专题研究中，笔者曾运用这一蚀变矿物组合的分带特征，在类似的西山隆起区找到了相同类型的锡多金属矿点。

三、岩浆岩中捕虏体的找矿预测意义

湘南与岩浆作用有关的工业矿床，其岩浆活动具有多期次性和岩性多样的特征。在一个矿区内，岩浆岩有出露于地表，也有隐伏于地下不同深度者，且一般来说，隐伏岩体的成矿意义更大。

由于在一定范围内岩浆侵入的通道（如构造破碎带）往往是一定的，因此，较晚形成而侵位高的岩体中往往含有早期形成而侵位较低的隐伏岩体的碎块（即捕虏体）。如黄沙坪矿区，在现出露地表的石英斑岩体中，见有大量花岗质岩石的捕虏体。通过岩石学、岩石化学、稀土含量等的详细研究查明，其中有些捕虏体与矿区内隐伏于深部的花斑岩相当。据此判定，本区侵位较高、形成相对较晚（Rb-Sr年龄为162.7 Ma）现出露地表的石英斑岩，在其侵位过程中，捕获俘虏了形成相对较早（Rb-Sr年龄为167.3 Ma）、现隐伏于0 m标高附近、侵位较低的花斑岩岩体的碎块。类似的情况也存在于宝山矿区。据此，我们认为，通过对已出露地表岩体中捕虏体的详细研究，可有效地用来预测深部的隐伏岩体，进而为隐伏矿床预测提供重要信息。为此，在本专题研究中，我们通过对下邓、何家渡等地出露于地表岩体的捕虏体进行较为系统的研究后发现，其中含有其他岩浆岩的捕虏体，并据此判定上述地区深部很可能存在有隐伏岩体，只是其具体的位置尚待通过其他途径的研究才能进一步确定。

第三节　地质类比及构造分析法

一、地质类比法

地质类比法是传统的成矿预测方法。它是在充分了解区域地质背景、矿产形成条件和制约因素的基础上，把具有相似地质条件、而尚未发现矿床的地区和已知矿床进行类比，以达到预测的目的。

湘南地区，根据区域构造位置和不同的成岩成矿系列，可以大致预测不同类型的矿床。如：本区的坳陷区，岩浆活动以同熔型中酸性侵入岩为主，与其有关的成矿系列以铜、铅、锌、金、银为主，钨、锡不具工业意义。这类矿床往往产出于同熔型花岗岩与碳酸盐岩地层的接触带及其附近的构造活动地段，形成规模较大的热液充填型、接触交代型铅、锌、金、银、铜矿床。而在隆起区或隆凹交接地带，矿化主要与改造型酸性侵入岩有关，其成矿系列以稀土、铌、钽、铍、钨、锡为主，铅、锌则是次要的。

就具体地区而言，则可以综合利用种种地质信息进行分析类比。如本区西山背斜中段，产于前寒武系浅变质碎屑岩中的裂隙充填型锡、铅锌矿床，就是利用已知的红旗岭锡石硫化物矿床上部为铅锌（锑）组合，深部为锡石硫化物组合所反映的矿石垂向分带以及以B、As_1→Sb、Hg→Pb、Zn→Sn、Bi、As_2、Cu、Mo、W→Be的原生分带模型（图6-1）预测的。

二、构造分析法

构造是控岩控矿的重要因素。就湘南地区而言，对不同类型锡、铅锌多金属矿床形成

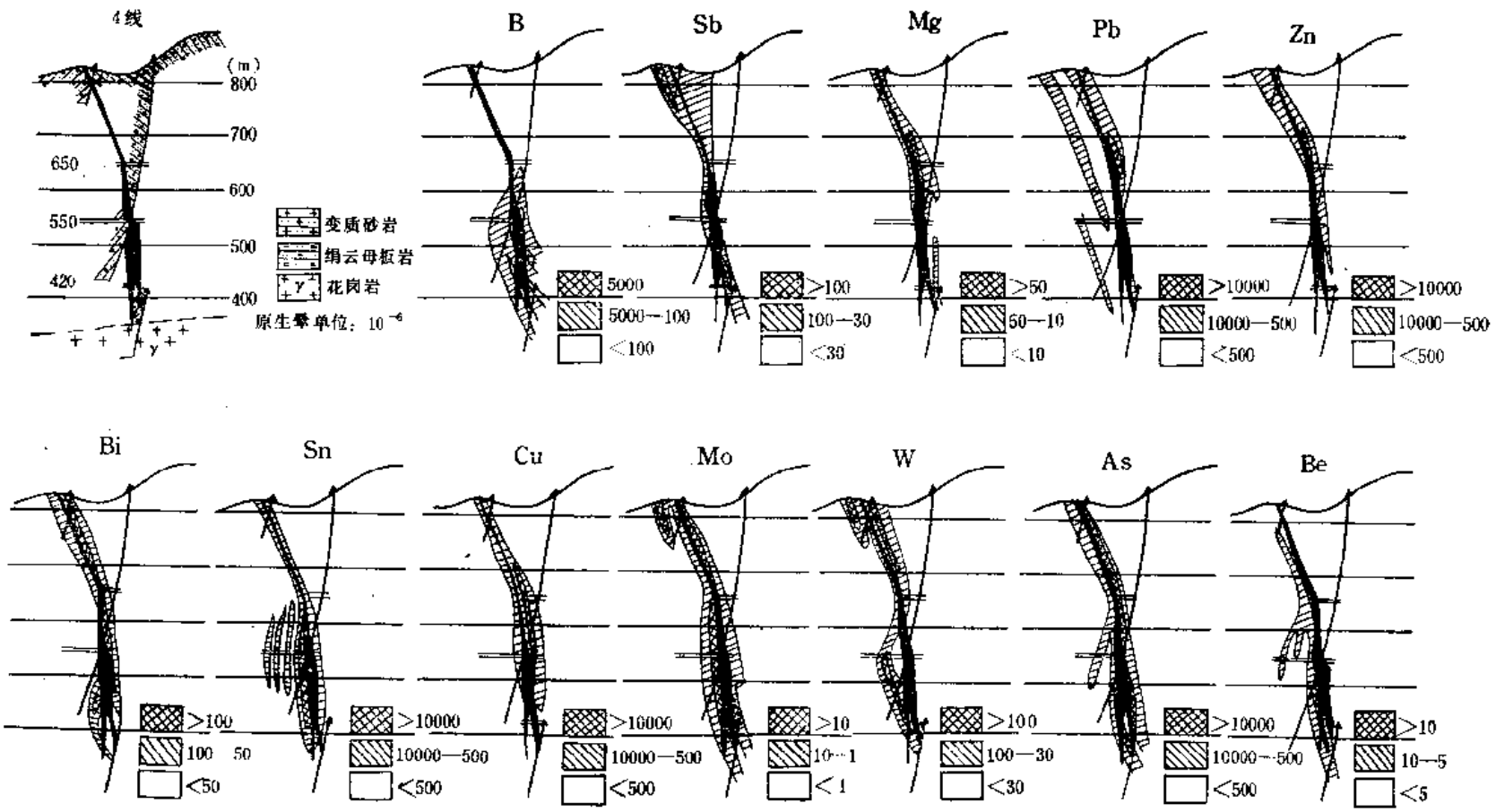


图 6-1 红旗岭锡多金属矿床 4 号矿体 4 线原生晕图

Fig. 6-1 Sketches showing the primary dispersion haloses of various ore-forming elements for orebody No. 4 at prospecting line No. 4, Hongqiling tin polymetallic deposits in South Hunan

具有控制作用的构造，可分为基底构造和逆冲推覆构造两类。现简要分述如下：

1．基底构造

本区对成岩成矿起控制作用的基底构造，主要为基底隆起构造和基底断裂。前者系指隆起区的边缘和其与坳陷带的交接部位。由于这些地段正好处于中泥盆世棋梓桥期海相碳酸盐岩沉积旋回的下部，相对富集了来自当时剥蚀区的铁、锰、铅、锌等成矿元素；同时，这些地段往往又是构造断裂和岩浆侵入的薄弱地带，特别是当有同沉积断裂存在的情况下，地下热水和地表下渗水易于在该地段渗流汇合，从而形成了成矿物质有利的沉淀堆积环境。本区铁渣市至玛瑙山一带棋梓桥组下部层位中的层控型或叠加改造型铁、锰、铅锌矿床的形成和分布，就是受这种隆起构造所控制的。后者则是沉积相带、岩浆侵位和热液活动的重要控制因素。本区多数基底断裂发生于早古生代，呈近东西或北东向展布，具有明显的多旋回活动的特点。现有资料表明，本区已知的各类金属矿床，多分布在受北东向基底断裂控制的隆起和凹陷带的边缘，尤其是在其与北北东向断裂的交汇部位，矿床更为集中，如东坡矿田则是。

2．逆冲推覆构造

本区的逆冲推覆构造可进一步分为逆掩屏蔽构造、层间滑脱和剥离构造以及冲断推覆前锋构造带三种类型。

逆掩屏蔽构造　在隆起区边缘由于强烈的挤压，往往使下部由碎屑岩组成的地层逆掩超覆于上部的碳酸盐岩地层之上，成矿溶液沿推覆面渗流，因上部泥沙质岩层的屏蔽作用，使成矿溶液在活性大的碳酸盐岩中得以反覆交代，形成多组分的矿化类型。柿竹园、野鸡尾等大型钨、锡多金属矿床的形成，与这种屏蔽构造形成的封闭环境有很大关系。

层间滑脱和剥离构造　逆冲推覆往往造成断层两盘岩层的不均衡运动，致使夹在其间具塑性变形的泥质岩层产生顺层滑脱，或使岩层进一步挠曲而产生层间剥离或层间断裂。这一构造面常为热液循环的通道，而其两侧的层间断裂则为容矿场所。如本区的金狮岭黄铁矿铅锌矿床即产于这种构造部位。

冲断推覆前锋构造带　这种构造带往往是在基底断裂的基础上，在后期构造运动中发展形成的叠加构造。因其是应力集中部位，每出现挤压隆起和拗褶，构造变形表现为线状分布的挤压褶皱断裂带，故其前锋部位各类破裂构造发育，从而成为成矿流体交代和储集的良好场所。

第四节　构造层次研究法

利用构造层次（即构造变形组合）与内生成矿作用的关系，对隐伏内生矿床进行预测，在国内外尚属首次，因此是一次探索性研究。现将对东坡矿田所进行的研究已获的有关认识及成果，简述如下。

一、东坡矿田构造层次与内生矿床分布的关系

由图 6-2 可见，矿田内柿竹园、张家湾、柴山、大吉岭、金船塘、水湖里、蛇形坪等钨、锡、钼、铋、铅、锌等中、高温内生金属矿床，主要产出在下部构造层次上、下两个亚构造层次（即强塑性流变变形区与强塑性压扁变形区）间的梯变地带；而野鸭塘、椿木山、罗家坳、五点枚等小型中低温锑矿点则主要产出于下部构造层次上亚构造层次（强塑

性压扁变形区）与中部构造层次（挠曲褶皱变形区）分野的梯变地域。这种矿床分布格局说明，内生金属矿床的形成过程及其产出部位，与“构造层次”的形成和展布具有一定的有机联系。

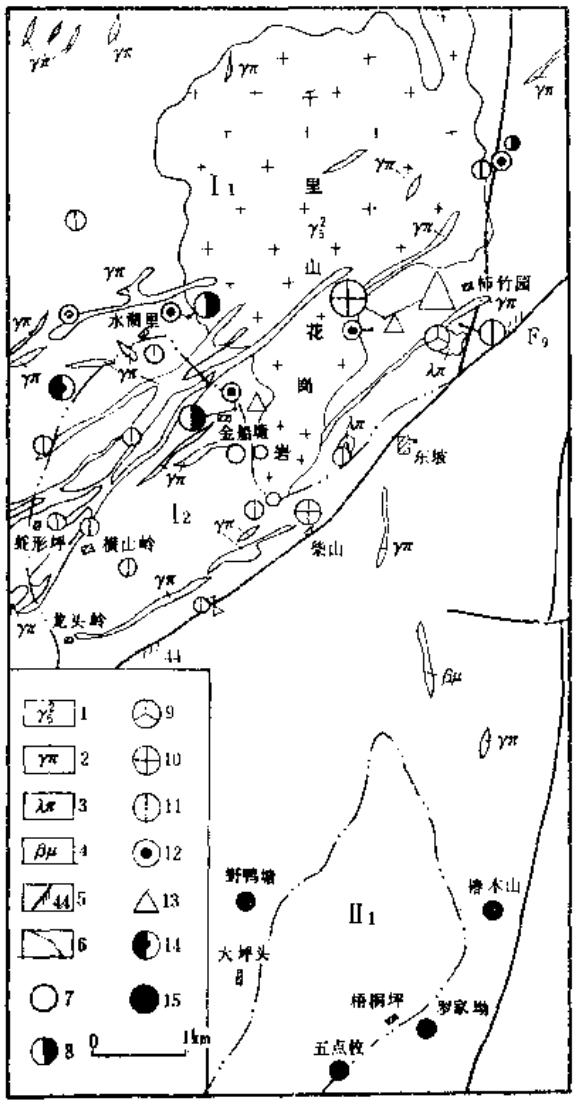


图 6-2 湘南郴县东坡矿田构造层次与矿产分布关系略图

Fig. 6-2 A sketch showing the relationship between the distribution of ore deposits and structural levels in Dongpo ore-field, Chenxian county, South Hunan

1—千里山花岗岩体；2—花岗斑岩脉；3—石英斑岩体；4—辉绿玢岩脉；5—主要断裂与产状；6—构造层次界线；7—钨矿床（点）；8—锡铋矿床（点）；9—铜锡多金属矿床；10—钨锡铋钼矿床；11—铅锌矿床（点）；12—磁铁矿矿床；13—黄铁矿矿床；14—铁锰矿床；15—锑矿点；Ⅰ1—下部构造层次强塑性流变变形区；Ⅰ2—下部构造层次强塑性压扁区；Ⅱ1—中部构造层次挠曲褶皱变形区

笔者认为成矿区内构造层次的形成与成矿作用，围岩蚀变的产生可能是同时发生的。因而，成矿地段必然发生在构造层次产生梯变的地带。因为这些地带，正是温压等物理化学条件发生明显梯变的地域。如果没有这种梯变，成矿物质就不可能得以沉淀富集。

据包裹体测温资料，矿田内产出的钨、锡、铅锌等金属矿床，其成矿温度大致在300—400℃左右。本区下部构造层次上、下两个亚构造层次的梯变带，推算其形成深度大致在当时地下的7—10 km深处；按正常地温梯度估算，其温度为210—300℃左右，若加上花岗岩体上侵定位所产生的附加温压，则该梯变带温度达到300—400℃是完全可能的。如野鸡尾锡铅锌多金属矿床，就产在上述两个亚构造层次的梯变地带。当千里山花岗岩第一次侵入时，在野鸡尾附近的石英斑岩中，局部造成附加应力和热力达到上述温度、并使成矿物质进一步富集，形成一个闭合的矿化分带（图6-3）。本区蛇形坪—横山岭一带的多金属矿床，亦产于上述两个亚构造层次的梯变地带。因矿体近侧为花岗斑岩脉带，故被认为与之有成因联系。可远离这一地带的所有花岗斑岩脉旁并没有成矿，表明这一带矿床的形成，首先经历了千里山花岗岩体第一次侵入作用时所发生的成矿物质由液相态转变为固相态的初步富集；而后由于花岗斑岩脉的侵入，造成附加应力和热力，而使成矿物质进一步富集成矿。

锑矿床的成矿温度一般为150—200℃左右。本区大部分锑矿点，产于中部构造层次与下部构造层次发生梯变的地域内，其形成深度大抵在当时地下5 km左右。由于这些地区已远离千里山花岗岩体，岩浆侵入所产生的附加应力和热力的叠置作用已显得很微

弱，因而难以富集形成大型矿床。

二、构造层次研究在隐伏矿床预测中的应用

由于内生金属矿床的产出和分布，与其形成时构造变形组合的形成和展布之间有着密切的内在联系。即：在中、高温压环境下形成的中高温矿床，必定产出在中、高温构造变形组合间的特定部位；在中、低温压环境下形成的中低温矿床，只能产出在中、低温构造变形组合间的某一部位（但富含挥发分的矿产可发生例外的穿刺现象）。这就是根据构造变形组合进行隐伏矿床预测的首要依据，即构造层次与内生成矿作用间的“排非性”准则。但应指出，在运用构造层次研究方法对隐伏内生金属矿床进行具体预测时，还必须确定如下的基本准则：

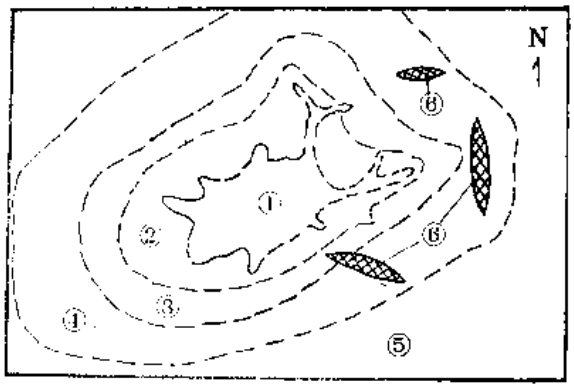


图 6-3 野鸡尾石英斑岩体成矿作用分带略图
（据缪道芳，1984）

Fig. 6-3 A sketch showing the zoning of metallogenesis for the Yiejiwei quartz-porphyry body in South Hunan(after Miao Daofang, 1984)

①—斑岩型锡钨铋成矿带；②—矽卡岩型锡钨铋铜成矿带；③—网脉状锡铜成矿带；④—锡铅锌成矿带；⑤—非矿化棋梓桥组灰岩；⑥—铅锌矿脉

其一，预测区成矿元素的丰度必须高于背景值，这是进行隐伏矿床预测的先决条件；

其二，首先在预测区内进行构造层次出露和发育特定部位的圈定；而后着重在相应的构造变形组合发生梯变的区域开展预测；

其三，要兼顾后期断裂构造的作用。现今地表所见的断裂大多是成矿后形成的表层脆性断裂，它们虽与矿床形成没有直接联系，但它们在成矿后对矿床起升露降存作用，故在预测隐伏矿床时，也可作为一个原则加以应用；

其四，构造层次发生明显梯变的地域，如其近侧出现有岩浆期后热液叠加作用，则可产生二次叠加再造成矿。因此，在构造层次梯变区附近存在热液活动叠加的地段，便是叠加再造成矿的有利地带。

依据上述基本准则，我们通过构造层次的详细研究，对东坡矿田内隐伏内生金属矿床进行了预测。经研究，该矿田内一向被认为是重要的成矿控矿断裂构造的 F_9 断裂，实际是成矿作用后形成的地壳浅表层脆性断裂构造，其走向北东 60°左右，东段北西盘（上盘）北倾上升，西段南东盘（上盘）南倾上升，其断面反向倾斜的转换支点大致在柴山西叉路口一带。该断裂为矿田已成矿床的抬升出露和下降隐埋保存，创造了良好的构造条件。据此，结合矿田内构造层次的发育和展布规律及其他地质信息，圈出了东坡山、横山岭和龙头岭三个隐伏矿床预测区。在这些预测区的深部，有希望找到隐伏的、类似于野鸡尾石英斑岩型的锡铅锌多金属矿床，或找到类似于蛇形坪或金船塘这样的钨锡铅锌矿床。

第五节 秩相关、信息量、逻辑信息法

应用各种数学地质方法进行定量分析，无疑将有助于探讨某些隐蔽的地质信息，建立成矿地质模型，进而圈定成矿远景区，进行成矿预测。

信息量法是通过研究各种地质因素在研究区内不同单元中的分布情况，查明这些地质因素各自对指导找矿的作用大小（找矿信息量），然后依据研究区不同单元反映出来的找矿信息总量，确定它们的相对找矿意义。

逻辑信息法是一种综合性数学分析方法。通过运算，比较观测对象结构关系上的相似性，评价这种结构个别元素的作用，建立地质特征的控制论模型，以用于成矿预测。

上述方法都属于非参数性的统计分析方法，适用于处理定性或半定量的各种原始数据，限制条件不严格。因此，将它们综合起来应用于对成矿远景区进行预测评价，辅助地质类比法以探讨成矿地质背景是有一定意义的。现以香花岭矿田为例，说明上述方法的研究思路及有关的预测结果。

统计预测的步骤是：选择和筛选变量→按控制单元建立相应方法的预测模型→对工作单元进行预测→综合处理多种预测模型结果→确定和划分成矿远景区。

我们在对香花岭矿田进行统计预测时，将该矿田按 1×1（km^2）划分为 440 个单元，选择其中已知的有矿单元和无矿单元作控制区，其余作为待预测区。

选择变量是一项复杂而繁重的工作，鉴于选择变量直接关系到预测效果。因此，必须认真对待，必须依据对区内地质背景有较深刻认识的基础上，首先排除那些与成矿不可能有联系的变量后，再进行变量筛选，这样可减少部分工作量。对香花岭矿田，我们通过上述方法，共选择了九个变量进行统计分析，它们是：

① 断裂值：即单元内不同方向断裂对控矿、赋矿重要程度的赋值；

② 岩性出露面积熵值：即单元内花岗岩、灰岩、砂页岩出露面积组合特征值；

③ 距三断裂距离组合数：表示单元中心距三条重要断裂距离的组合；

④ 距环形体边缘的距离：表示单元与成矿花岗岩突的密切程度；

⑤ 磁场强度特征：以趋势分析二次剩余等值线图为取值对象；

⑥ 化探锡强度特征值；

⑦ 化探钨强度特征值；

⑧ 化探铅强度特征值；

⑨ 化探锌强度特征值。

然后分别用上述变量按不同区间值对各单元取值，进行计算。

秩相关分析，是将矿田内32个有矿单元按中型、小型、矿点和 8 个无矿单元按规模级别通过计算，筛选出有利变量标志区间（表6-6），再分别据各单元含矿信息的累积秩相关系数得分，求得各单元得分平均值，并以得分平均值加一倍均方差作为含矿单元得分下限（1.463）。结果表明，其有矿单元误判率为 17.85%，无矿单元正判率为 100%。这说明所建立的秩相关系数分析模型可用。对全矿田 440 个单元预测，有矿单元占总数的26.36%。

同样，对该矿田 36 个控制单元进行信息量计算，获得各变量不同取值区间的信息量，然后按信息量正值的标志状态由大至小排列，求得有用信息累积临界值ΔI^+，并以此为标准，将正值之和稍大于ΔI^+值的标志状态选作有利找矿标志，建立预测模型（表6-7）。根据信息总量等值线图中已知矿床（点）主要都位于信息总量大于 1.5 等值线的范围区间内。故选择$I_{B\to A}$等于 1.5 为临界值。结果表明，方法对控制单元的正判率为 82%；对全矿田 440 个单元预测，有利单元占总数的 12.5%。

逻辑信息法预测中的一个重要内容是选择合适的规模级别，预测中选取了中型、小型、

表 6-6 香花岭矿田有利变量标志区间

Table 6-6 Character range of the variants to the benefit of metallization for the Xianghualing ore-field in South Hunan

变量	取值区间	秩相关系数(ρ)	变量	取值区间	秩相关系数(ρ)
断裂值	≥1.6	0.8	化探锡强度特征值	50—100	1.0
岩性熵值	>20%	0.8	化探钨强度特征值	60—100	1.0
距三断裂距离组合数	40—50	1.0	化探铅强度特征值	>100	0.8
距环形体边缘距离	≤2 km	1.0		>150	1.0
磁场强度特征值	7—9	1.0	化探锌强度特征值	>200	0.8—1.0

表 6-7 湘南香花岭矿田预测用变量信息量表

Table 6-7 Variant informations of the prognosis of concealed deposit for the Xianghualing ore-field in South Hunan

变量标志	区间	$I_{B\to A}$	变量标志	区间	$I_{B\to A}$
钨强度特征值	>80	1.645	铅强度特征值	100—150	0.759
锡强度特征值	>100	1.389	锌强度特征值	>250	0.742
断裂值	>1.5	1.361	距三断裂距离组合数	<40	0.715
岩性熵值	20—40	0.825	锌强度特征值	200—250	0.656
磁场强度值	>9	0.787	锡强度特征值	50—100	0.590

矿点、无矿四个级别。用 8 个单元建立两个变异系列用于计算，建立预测函数，利用标准单元的特征值 I_i 进行分级（表6-8），获得由 23 个标志组成的数学模型。这些标志所反映的有利成矿单元特点与秩相关分析、信息量分析结果基本一致，对 440 个单元预测，其有利单元占总单元数的 25.9%。其中：中型矿床规模预测有利单元 6 个，占 1.36%；小型矿床规模预测有利单元 24 个，占 5.45%；矿化点有利单元 84 个，占 19.09%。在所预测的有利单元中，中型矿床有利单元主要分布在香花岭、泡金山—东山和通天庙—塘官铺村三个部位。鉴于前两个部位恰好是已知有中型矿床产出的地区，故笔者认为，本矿田通天庙—塘官铺村一带应当是另一个具中型规模矿床产出的有利地区。

图 6-4 是香花岭矿田上述三种统计方法预测的综合结果图。该图中圈出的 4 个一级远景区乃是三种统计方法预测均有利的单元；该图中的二级远景区则是三种方法中有二种方法预测有利的单元。该图表明，矿田内已知有经济价值的工业矿床都分布在一级成矿远景区内，二级成矿远景区则围绕一级成矿远景区分布，显示了已知矿区外围，具有良好的找矿前景。

表 6-8 湘南香花岭矿田标准单元I_i值分级界限

Table 6-8 Gradational boundaries of I_i value of normal units for the Xianghualing ore-field in South Hunan

级 别	可能规模	I_i 平 均 值	I_i 界 限 值
Ⅰ	中 型	0.225	<0.34
Ⅱ	小 型	0.467	0.34—0.60
Ⅲ	矿 点	0.673	0.60—1.00
Ⅳ	无 矿	1.516	>1.00

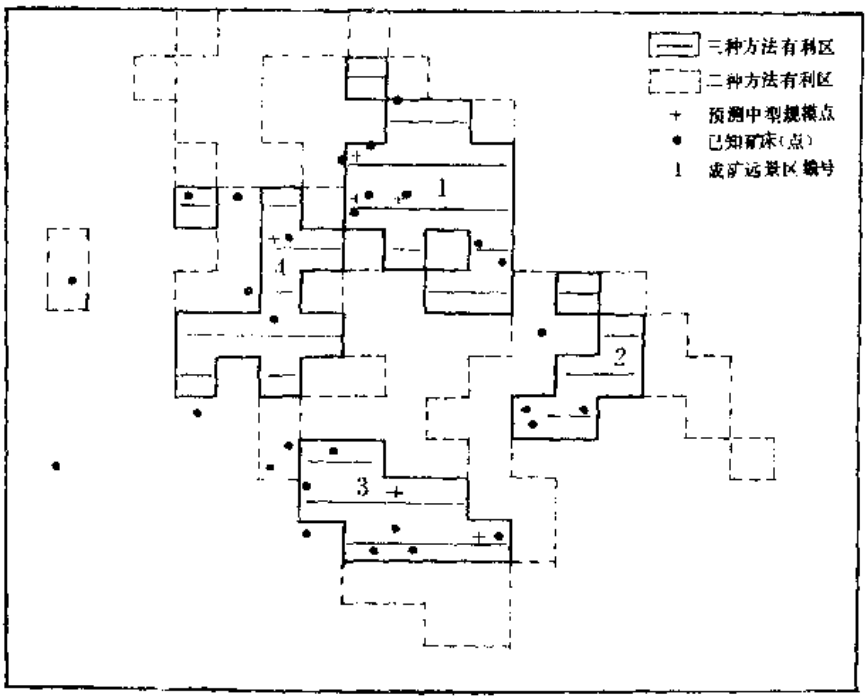


图 6-4 湘南香花岭矿田统计预测综合结果图

Fig. 6-4 A sketch showing the comprehensive result of statistical prediction of concealed deposit for the Xianghualing ore-field in South Hunan

第六节 资源总量预测法

一、预测方法

在充分研究和总结矿床形成和分布规律的基础上，可以分出和表述锡铅锌矿化的主要预测准则。它是检查在大范围和中等范围区域内锡铅锌地质体特殊标志的综合，能为隐伏矿床预测提供信息。根据占有资料现状，我们对东坡地区资源总量预测，只采用最新特征分析法，其具体预测步骤如图 6-5 所示。

在特征分析中，一个给定单元的关联系数（又称有利度），被定义为三态转换变量的加

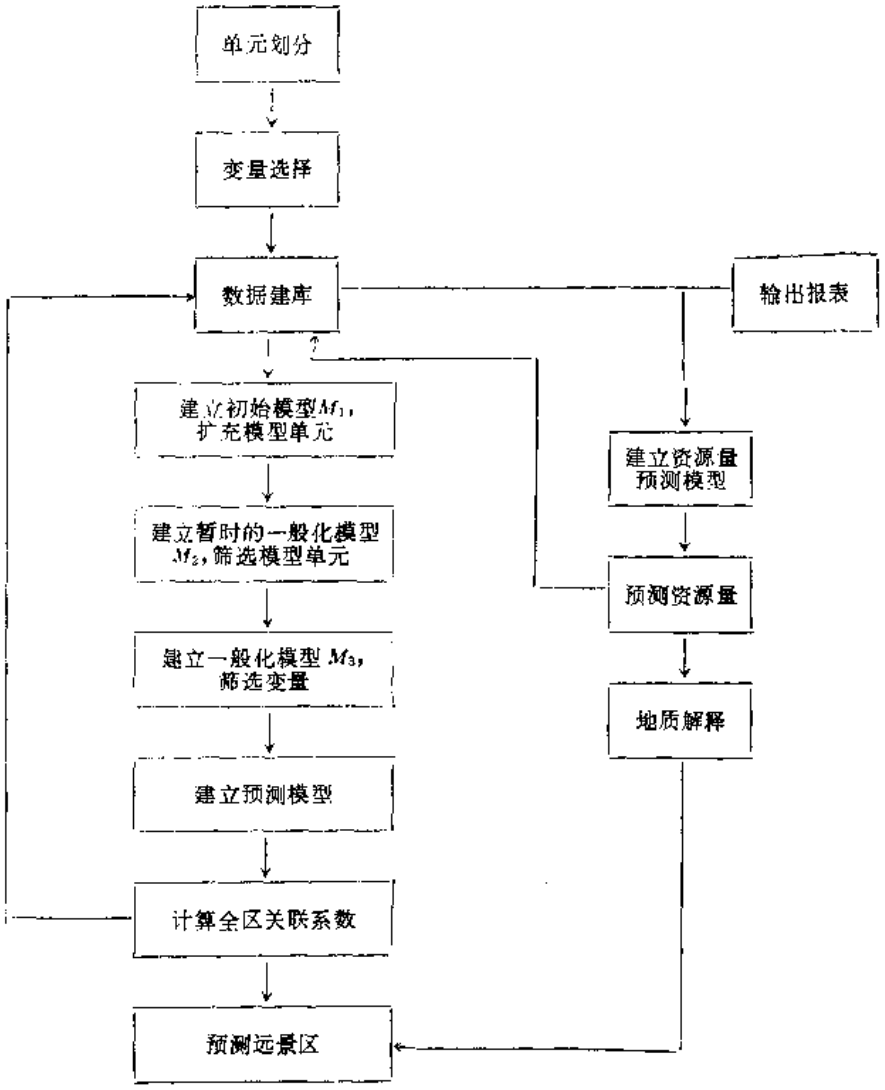


图 6-5　湘南东坡地区锡铅锌资源总量预测流程图

Fig. 6-5　A sketch showing prediction circuit of total Sn, Pb, Zn resource extent of the Dongpo ore-field in South Hunan

权线性组合，即 $F=a_1x_1+a_2x_2+\cdots\cdots+a_nx_n$。式中：$F$ 为给定单元的关联系数，x_i（$i=1, 2, 3\cdots\cdots n$）为第 i 个地质变量（n 为经筛选后的地质变量个数），a_i 为第 i 个地质变量的加权系数。

应指出的是，变量的个数，并非多多益善，关键在于尽可能研究分析地质变量之间的关系，并通过逻辑关系去建立较高层次的地质变量。变量的赋值则采用+1、0、−1三态，它们分别代表对成矿有利、对成矿有利性不确定和对成矿不利。在变量的筛选上，考虑到原始数据矩阵的乘积矩阵在意义上反映了变量间的共存性和不共存性，而对于匹配概率只反映了变量间的共存性和不共存性，而对于匹配概率只反映了变量间的共存关系。因此，在乘积矩阵的主分量法中，原则上筛去具负系数的权系数。虽然在被筛去的不共存性的变量中也可能存在负相关的变量，若负权系数的绝对值较大，且对应的地质变量在地质上确认有意义时，则利用改变变量的定义方式来进行。变量的筛选是在一般化模型 M_3 的基础上进行的。权系数则通过如下的矩阵方程求得：

$$X'XA=\lambda A$$

式中：X为$n\times m$阶原始矩阵（n为模型单元数，m为变量数）；X'为X的转置矩阵；A为权系数向量（与$X'X$的最大特征值相对应的特征向量）；λ为$X'X$的最大特征值。

由此求得的一组系数是给定模型单元和变量条件下提取的一组重要的找矿标志，并反映了各地质变量间的相对重要性。

最新特征分析的模型单元的选择步骤如下：

① 选择一个地质工作程度较高、类比性较好的地区作为模型区，并网格化。

② 选择包含大矿的少数几个单元，利用乘积矩阵的主分量法，建立一个初始模型M_1。

③ 在初始模型M_1的基础上，扩充模型单元，这些单元在区域地质环境上与M_1模型单元应当是相似的，但它们可以是有矿单元，也可以是无矿单元，由此建立暂时的一般化模型M_2。

④ 利用匹配概率进行计算，删去模型M_2中与成矿关系不密切的单元，由此建立一般化模型M_3。匹配概率计算公式如下：

$$P_{ij}=\sum_{K=0}^{K_{ij}-1} C_n^K\left(\frac{P_iP_j+q_iq_j}{n^2}\right)\left(1-\frac{P_iP_j+q_iq_j}{n^2}\right)^{n\cdot K}$$

式中：P_{ij}为匹配概率；K_{ij}为匹配数；n为模型单元数；P_iP_j为第i和第j个单元含“+”的个数；q_iq_j为第i和第j个单元含“−”的个数。

资源量估计模型为：$W_i=W_0\,e^{(a_1F_i+a_1F_i^2+\cdots\cdots)}$

式中：W_i为第i个单元的资源量；

F_i为第i个单元的关联系数。

在本次研究中，我们采用逐步回归分析的方法来选择指数部分的项数及回归系数，然后通过检验，以决定用于预测的模型。

二、地质变量的选择

地质变量的选择，是从原始数据过渡到数学模型的重要环节，它往往决定了预测效果的好坏；且该工作又取决于人们对成矿规律和各种找矿标志的认识水平以及目前所能使用的资料水平。根据前述区域地质特征和矿床成矿地质特征，本次资源量预测共初选了如下23个地质变量：

x_1，棋梓桥组或佘田桥组；

x_2，棋梓桥组下段或跳马涧组或震旦系；

x_3，北东向断裂；

x_4，北北东向断裂；

x_5，东西向断裂；

x_6，断裂构造复合部位；

x_7，隆凹交接带；

x_8，燕山早期花岗岩；

x_9，花岗岩呈小岩株产出；

x_{10}，北东向花岗斑岩脉（墙）；

x_{11}，花岗岩与碳酸盐岩呈侵入接触；

x_{12}，$SiO_2>73\%$，$Al_2O_3<12.77\%$的花岗岩；

x_{13}，锡铅锌矿床（点）；

x_{14}，云英岩化；

x_{15}，矽卡岩化；

x_{16}，硅化；

x_{17}，绿泥石化；

x_{18}，绢云母化；

x_{19}，铁锰碳酸盐化；

x_{20}，萤石化；

x_{21}，航磁异常区；

x_{22}，钨、锡、铅、锌次生晕异常区；

x_{23}，钨、锡、铅、锌重砂异常区。

三、成矿远景区的圈定

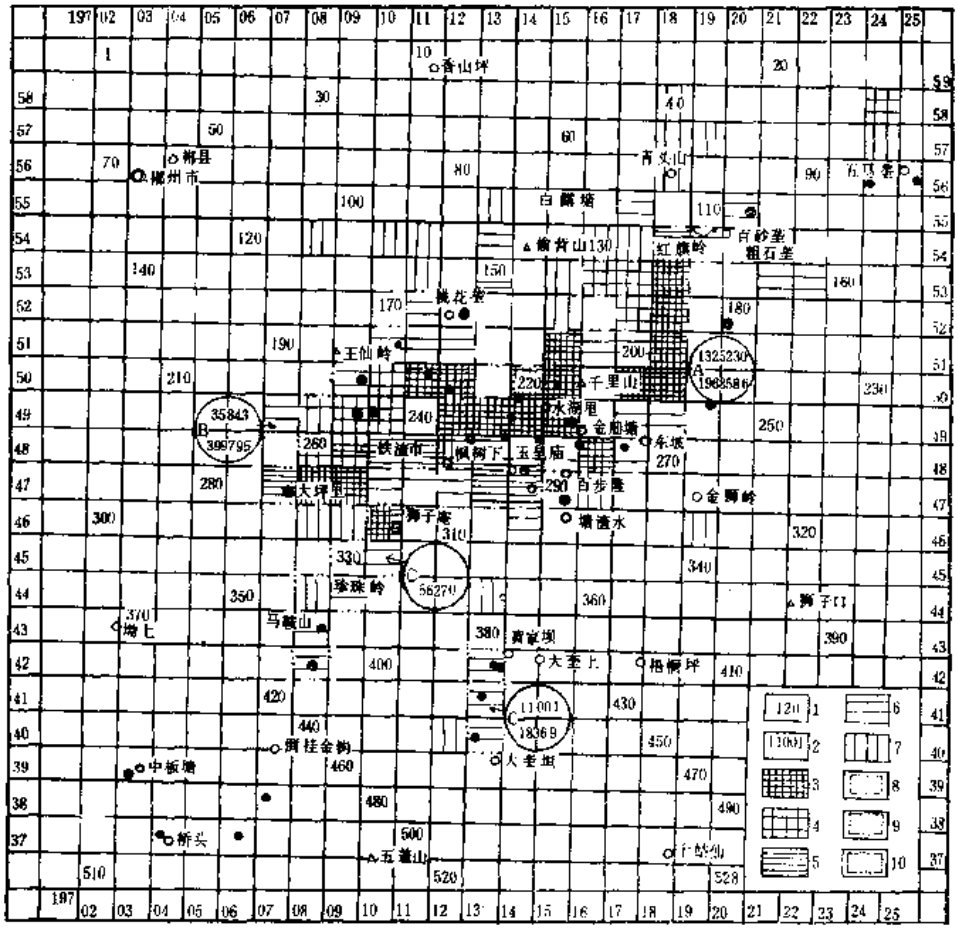


图 6-6 湘南东坡地区成矿预测图

Fig. 6-6 Metallogene'ic prognosis map of the Dongpo area in South Hunan

1—单元号及锡铅锌矿床（点）；2—远景级别$\frac{\text{探明储量}}{\text{资源总量}}$，3—7—关联系数依次为>0.7、0.7—0.6、0.6—0.5、0.5—0.4、0.4—0.35；8—A级成矿远景区；9—B级成矿远景区；10—C级成矿远景区

成矿远景区按置信等级可分为A、B、C三类，其划分原则是：

A类成矿远景区，是可优先安排普查和勘探的地区。区内有较多单元的关联系数大于0.7；成矿地质条件十分有利，资源潜力大，并有可供类比的大、中型锡、铅、锌矿床出现。

B类成矿远景区，是可考虑进一步安排普查工作的地区。区内成矿地质条件有利，有较多单元的关联系数大于0.6，有一定的资源潜力，并有可供类比的小型矿床出现。

C类成矿远景区，是可考虑作为探索的地区。区内具有成矿地质条件，有较多单元的关联系数大于0.4，有可能发现矿化地质体，并有锡铅锌矿点出现，但尚未发现矿床。

根据上述原则，全区共圈出4个成矿远景区，即：东坡A类成矿远景区，天字号B类成矿远景区和狮子庵及黄家坝C类成矿远景区（图6-6）。

第七章　隐伏矿床预测

在深入研究本区锡铅锌多金属矿床成矿地质条件、总结区域成矿规律、建立区域成矿和找矿模式的基础上，结合物化探资料，综合运用上述各种预测方法，对该区进行了锡铅锌多金属隐伏矿床预测，圈出了何家渡-许家洞金多金属和高垄山-新田岭锡(钨)多金属两个成矿预测带，并从中筛选出了何家渡、王家坊、西岭沟-小溪林场、横垄里、百砂垄-青山头、烟竹坪-对岭冲、荷花坪-牛头岭、香花铺-小黄沙坪、山河、大壁口-大地坪等10个隐伏矿床预测靶区以及仙靛岭、丰垄和通天庙-塘官铺等3个隐伏矿床远景预测区。在所筛选出的10个预测靶区中，已有4个预测靶区进行了初步验证，结果表明，预测效果良好。

第一节　成矿远景预测带概述

一、何家渡-许家洞金多金属成矿预测带

该成矿预测带西起何家渡，经大坊、宝山、王家坊，东至许家洞一带（图7-1）。其主

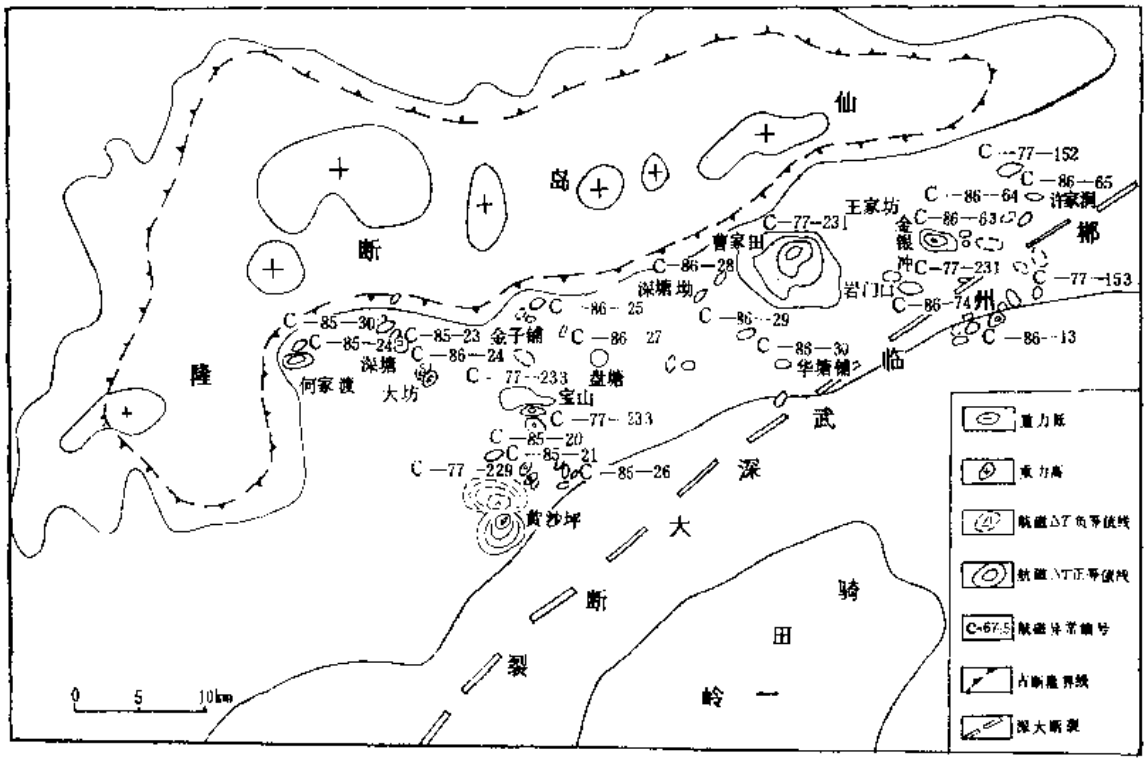


图 7-1　湘南何家渡-许家洞金铅锌成矿预测带重、磁异常图
(据湖南物探队、湖南地校资料)

Fig. 7-1　A sketch map showing the gravity and magnetic anomalies of the Hejiadu-Xujiadong gold, lead and zinc metallogenetic prognosis zone in South Hunan

要预测依据有：

（1）该成矿预测带除宝山大型铅锌(金)多金属矿床外，还有大坊中型金银铅锌矿床以及何家渡、曹家田、金银冲、东城等金矿化点。

（2）该带除有铅锌等多种成矿元素的土壤化探异常外，还有水系沉积物金异常集中分布，其中一些异常（如宝山的多金属元素异常等）与已知矿床吻合。

（3）该成矿预测带第二代航磁测量结果（图7-1)表明，带内除王家坊异常（编号为C-77-231号）外，还有许多低缓航磁异常。这些低缓航磁异常可反映带内矿化特征，而不同于黄沙坪、香花岭这样含磁铁矿和磁黄铁矿矿化类型而引起的强航磁异常。如其中的宝山C-77-233-1号异常和大坊C-86-24号异常及许家洞C-86-65号异常，很可能是铅锌金矿化的反映。

（4）重力测量资料表明，该预测带处于一重力梯度带中。其北缘为重力高，推测其反映了前加里东期形成的古断隆，在上古生界盖层之下当有古老岩层存在，并有近东西向或北西向隐伏深断裂发育。故该带处于隐伏古隆起和坳陷的过渡部位。

（5）据宝山矿床的铅同位素分析结果，9个铅同位素模式年龄中有4个为2000—3000Ma。区内这种很特殊的铅同位素组成，表明其来自深部的古老岩系。此外，带内曹家田硅化角砾岩中微粒自然金与铂共生，表明它们来自地壳深部。

（6）该带西起何家渡，经大坊、宝山、仁义圩、金义圩，东至金银冲一带，出露有同熔型花岗岩系列的中性和中酸性斑岩体群，对金矿成矿有利。

（7）从许家洞向西至仁义圩一带，硅化蚀变发育，且其中金、砷元素较高，常形成较强的金、砷原生晕异常，并具有“热泉型”或“卡林型”硅化蚀变（硅帽）的某些特征。

现已证明，金既与古老岩层密切相关，同时还要有岩浆活动使热水对流，才能使金活化迁移而富集成矿。据上述资料，该成矿预测带显然具备这些条件，具有形成金多金属矿床的地质、地球化学和地球物理前提，已有的矿化也显示了该带具有形成这类矿床的一些重要信息。

二、高垄山-新田岭锡(钨) 多金属成矿预测带

高垄山至新田岭一带，是具有多期构造活动、岩浆活动和成矿作用的地带，具有锡（钨）铅锌多金属成矿的良好地质条件（图7-2)。其主要预测依据有：

（1）该成矿预测带位于汝城-桂东隆起带与郴县-桂阳坳陷带的过渡部位。晚古生代以来，它恰好位于沉积相递变带上，多次的隆起、坳陷重叠的构造活动，使其具备了有利于锡(钨)多金属成矿的岩性、岩相和地质构造条件。

（2）该带正好位于蓝山-鄙县北东向重力梯度带的南东侧，是一重力低异常带。它反映该带基底岩系中有北东向展布的深大断裂和规模较大的隐伏花岗质岩体存在，加之该区又是郴桂高磁区内的一个航磁异常小区，故在岩体接触带和断裂破碎带很可能有较强的蚀变和矿化存在。

（3）该带锡、钨、铅、锌等成矿元素的地球化学背景值高。已知有高垄山-宝峰仙锡铅锌异常，东坡一带的钨锡铅锌砷金银异常、五盖山背斜西翼的铅钼砷铜异常和新田岭-保和钨锡铅锌砷铜异常，且这些异常和重力梯度带及已知矿床的分布相一致。

（4）该带除已探明的柿竹园、野鸡尾和红旗岭大型钨锡多金属矿床外，新田岭大中

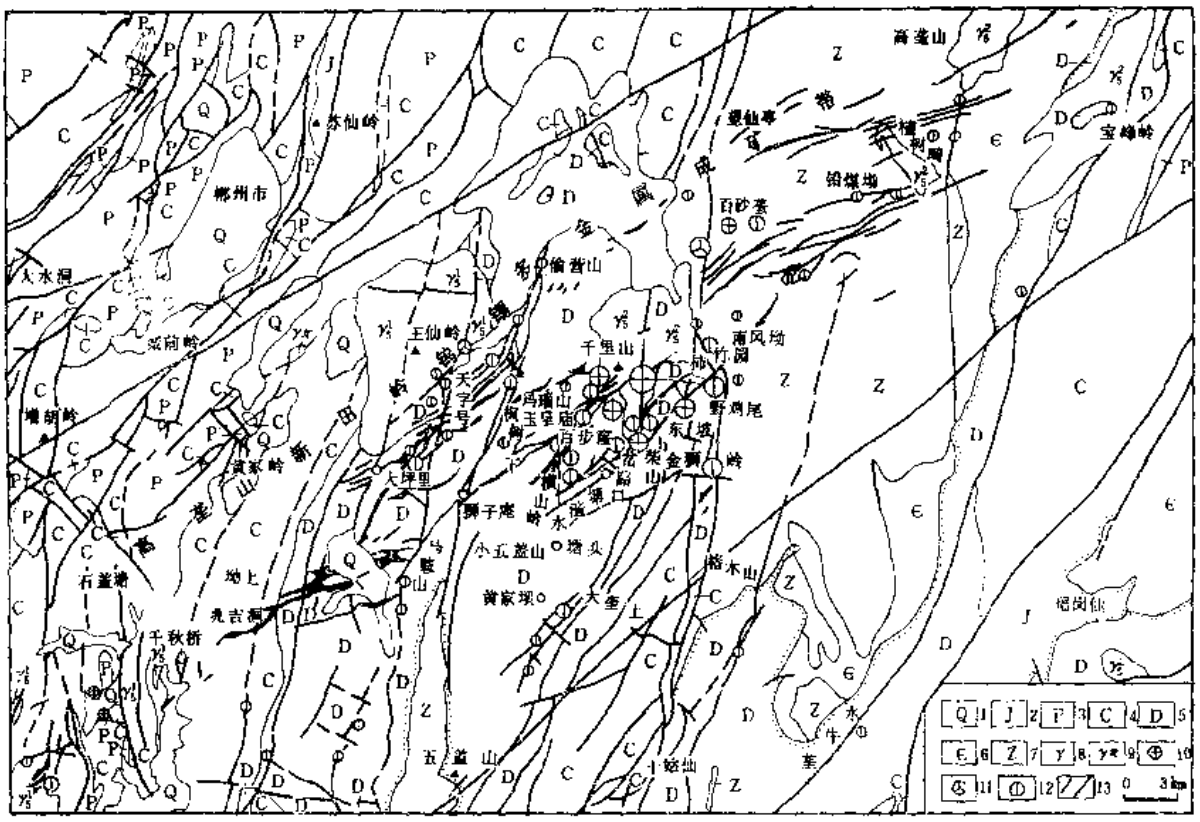


图 7-2 湘南高垄山-新田岭钨锡多金属成矿预测带地质图

Fig. 7-2 Geological map of the Gaolongshan-Xintianling tungsten, tin polymetal metallogenetic prognosis zone in South Hunan

1—第四系；2—侏罗系；3—二叠系；4—石炭系；5—泥盆系；6—寒武系；7—震旦系；8—花岗岩；9—花岗斑岩；10—钨锡矿床；11—锡铅锌矿床；12—铅锌矿床；13—成矿带边缘

型钨锡矿床和金狮岭、东坡山、横山岭及蛇形坪等中小型铅锌矿床也都分布在该成矿带中，且这些矿床具有成群成带产出的特点，因此，该带应是矿床群聚的找矿远景区。

（5）带内北东向构造带中，冲断层和倒转褶皱发育。现有资料证明，它们控制了不同规模、不同类型矿床的空间分布；尤其是北东向与北东东向构造的交汇重叠部位，是各类矿床群聚地段。区内大壁口—大地坪、狮子庵、山河、对岭冲等地，具有与上述类似的地质条件，很可能有隐伏锡铅锌多金属矿床存在。

（6）据本区锡铅锌资源总量预测，该带内北北东向冲断挤压带与先期不同构造交汇部位的东坡、天字号、狮子庵和黄家坝4个远景区目前已探明储量仅占预测总量的55%，尚有45%的资源量尚未探明。由此可见，本成矿预测带具有良好的找矿远景。

第二节 隐伏矿床预测靶区概述

前已指出，本次研究共筛选出10个隐伏矿床预测靶区。现以何家渡、王家坊及横垄里3个隐伏矿床预测靶区为例，作一简要介绍。

一、何家渡隐伏矿床预测靶区

该靶区位于何家渡-许家洞金(铀)多金属成矿预测带的西端，面积约0.8 km²。其主要

预测依据有：

（1）据湖南省地质矿产局408地质队70年代的钻孔资料，该靶区以往施工的6个钻孔中有3个钻孔深部见有隐伏大理岩蚀变带，且在该大理岩蚀变带中还见有近80m的矽卡岩化带，矽卡岩中的石榴子石虽为钙铝榴石，但它与黄沙坪、宝山矿区中、晚期形成的脉状石榴子石矽卡岩中的钙铝榴石可资对比。因此有理由推断，在该预测靶区深部，有隐伏成矿花岗质岩体存在。

（2）据已往的人工重砂鉴定资料，靶区内有一个样品曾发现有9颗自然金；本次研究中所采的6个含褐铁矿粘土化学分析样中，有4个样品含金，其最高品位高达4.38g/t（即4.38×10^{-6}），显示靶区内有金矿化。

（3）在靶区内二号钻孔之北，已发现有矿上元素F、B、Pb、Zn的原生晕异常；同位素分析证明，在靶区预测隐伏花岗质岩体分布范围及上述矿上元素原生晕异常区，存在碳、氧同位素低值异常和汞异常，且在目前已出露地表的岩体中发现有先成石英斑岩、花岗斑岩的捕虏体及角闪岩包体。

（4）1:5万的重力测量表明，该靶区东部及北部，是一个重力低异常区；据湖南地校资料，区内第二代航磁异常强度大、面积小（4km^2），且在600m浅源磁场图上，仍有异常反映。

综上推测，该预测靶区深部具有金多金属成矿的极大可能性。本次研究已验证的3个钻孔结果证明，在靶区中部400—800m左右深处，确实存在一个可能由隐伏岩体引起的蚀变带。该蚀变带主要为大理岩化、脉状矽卡岩化和浸染状（细脉状）黄铁绢云母化和微弱铅锌矿化和金矿化。目前虽未发现具工业意义的金多金属矿体，但至少可认为它是一个异常强度高、厚度大的金多金属原生晕异常区。只要进一步加强工作，在该靶区范围内找到具工业价值的金多金属隐伏矿床是很可能的。

二、王家坊隐伏矿床预测靶区

该预测靶区位于何家渡-许家洞金多金属成矿预测带中部偏东地段。其主要依据有：

（1）靶区内广泛发育由碳酸盐岩热液蚀变而形成的硅质岩。这种蚀变硅质岩见有铅锌黄铁矿化，并普遍含金，化学分析表明其含含量最高达0.8×10^{-6}，其中的黄铁矿含金则大于1000×10^{-9}。

（2）双龙庙—王家坊河段南岸剖面观察研究证明，西部靠近断层处为蚀变大理岩，向东依次变为退色白云岩和灰黑色白云岩。其剖面西部大理岩中，发育有网脉状石英脉，并含有黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、硫铋铜铅矿、钼铅矿等金属硫化物矿化；沿剖面的碳、氧同位素和土壤吸附汞测定表明，其西部含石英网脉大理岩呈现碳、氧同位素低值异常和汞异常；靶区方解石单矿物稀土分析表明，大理岩方解石的REE总量较未蚀变白云岩中方解石高4倍；且剖面附近铁锰氧化物碎块分析表明，其Cu、Pb、Zn、Bi、Mo、Ag的含量均很高。

（3）该靶区C-77-231航磁异常通过第二代航测，经化极后幅质大大增强，成等轴状，推测磁性体为向NE方向陡倾斜的柱体；以三元解释法进行反演，可分解为深、浅源两个磁性体；该航磁异常地面磁测检查发现，在航磁异常背景上又叠加一个局部异常，其中心位置与石英网脉大理岩位置相吻合。

（4）据李少莲资料，1:5万重力测量发现靶区内有一封闭型重力高。这一重力异常

不仅位置与航磁化极局部异常相吻合，而且其异常特点与水口山岩体所显示的重力异常的特点相同。

据上述实际资料以及对区域成矿背景的分析，预测本区深部存在隐伏的成矿花岗岩体及与其有关的金铜铅锌矿化。

该靶区经2个钻孔的初步验证，已在深部（埋深485—665m范围内）发现与宝山矿区属同一类型的十余层隐伏花岗闪长斑岩岩体，其中有4层厚度较大，最厚一层花岗闪长斑岩厚达19.2m；且这些花岗闪长斑岩普遍具有较强的绿泥石化、绢云母化、黝帘石化和高岭土化，并有较强的黄铁矿化和铜铅锌矿化。同时还初步查明，靶区内控岩控矿断层产状向东倾，倾角80°左右，且破碎带规模大（假厚度大于100m）；断裂破碎带主要有大理岩化白云岩角砾和硅质岩角砾组成，并见有硫化物矿石角砾。初步验证还证明，该断层破碎带硅化较为强烈，并普遍有较强的黄铁矿化和铜铅锌矿化，且已验证的两个钻孔均见有达工业品位的铜、铅锌、金（银）贫矿体；这些贫矿体上部以锌为主、下部则以铜银为主。因此，该靶区深部可望找到隐伏铜多金属贵金属工业矿床。

三、横垄里隐伏矿床预测靶区

该预测靶区位于郴州市以东约17km，东邻红旗岭矿区，面积约2 km^2。其主要预测依据有：

（1）该靶区处于西山后加里东隆起与郴（州）-耒（阳）海西-印支坳陷区的相接部位。在隆起区，出露地层主要为下震旦统浅变质碎屑岩系；在坳陷区内，出露地层主要为中泥盆统跳马涧组碎屑岩及棋梓桥组碳酸盐岩，其中后者因遭热变质而蚀变为含透闪石、透辉石大理岩或白云质大理岩，并含锰及铅锌，是钨锡铅锌成矿的矿源层。

（2）靶区内断裂构造发育，其中以南北向一组规模较大，是区域性断裂，并为深部岩浆上升的通道；北北东向、北东向断裂则往往为花岗斑岩脉或锡石-石英脉所充填。

（3）靶区附近地表见有花岗岩（千里山花岗岩的北延部分）及花岗斑岩。另经钻探证实，该靶区东邻红旗岭矿区深部350m标高处存在一隐伏岩体。据该隐伏岩体的侵位时限、分异演化程度、含矿性和重磁资料分析，它与千里山花岗岩应为同源不同阶段侵位的产物，很可能是“植根”于西山隆起区深部的花岗岩基的晚阶段岩浆，沿断裂上侵形成的岩枝或小型岩株。结合靶区地表热蚀变特征，预测该靶区内百砂垄一带棋梓桥组碳酸盐岩分布区深部有隐伏花岗岩体存在，并可能有类同于柿竹园等地的含钨、锡、铅锌隐伏矽卡岩矿化体存在。

区域典型矿床研究表明，含钨矽卡岩的形成温度为400—500℃，产出在花岗岩侵入体与碳酸盐岩的接触带上及距岩体200—400m的热变质晕圈内。据此推断，靶区内隐伏花岗岩体的突起顶界当不大于地表下400m；同时根据上述“四位一体”的成矿模式及对该区地质环境和各成矿因素的综合分析，该靶区具有形成叠加改造型铅锌及矽卡岩型锡、钨、铅锌矿床的双重有利条件。经本专题研究施工的两个钻孔初步验证证实，该靶区北东端地表以下280m处，确定存在一个基本特征与红旗岭隐伏岩体相似的隐伏花岗岩体，并在该隐伏花岗岩体的外接触带，发现三层厚度为1.15—2.30m的矽卡岩矿化层；其上二层为矽卡岩铅锌矿化层，主要由闪锌矿及少量方铅矿组成，它们呈团块状、浸染状产于以透辉石为主的矽卡岩中；第三层（下层）为钨矿化层，主要由白钨矿组成，呈浸染状产于矽卡岩化大理岩中。这表明，该靶区确实具有寻找品位更富、规模更大的隐伏钨（锡）铅锌矿体的

前提条件和良好前景。

第三节　隐伏矿床远景预测区概述

隐伏矿床远景预测区，是指具有成矿远景、但研究程度相对较低的地区。前已指出，本次研究共筛选出3个隐伏矿床远景预测区，限于篇幅，这里仅以通天庙-塘官铺锡、铅锌隐伏矿床远景预测区为例作一介绍。

通天庙-塘官铺隐伏矿床远景预测区地处通天庙短轴背斜（穹隆）北部倾伏端附近，区内出露地层为寒武系浅变质砂岩夹板岩，并发育一系列近南北向和北东向的次级断裂；在香花岭复式岩体的最西边，有二个碱长花岗岩小岩瘤出露，地表见有与此次成岩阶段有关的钨锡石英脉，由西向东至香花岭矿区出现一系列矿化，如南吉岭蚀变岩体型锡(铅、锌)矿床，塘官铺石英脉型铅锌锡矿床等。总之，该远景预测区位于湘南矿化活动较活跃地段。其具体预测依据有：

（1）预测区地表见有二组方向的石英细脉群，含脉密度为5—25条/m。石英细脉主要由石英、云母、萤石、黑钨矿、锡石、硫化物等组成。

（2）区内出露的二个碱长花岗岩小岩瘤，推测其为通天庙—香花岭一线最早侵入的碱长花岗岩，其出露地表部分，具有较强的云英岩化，并见有星点状的黑钨矿化及萤石等。区内石英细脉密集带出现于靠北部较大碱花花岗岩瘤以北约200m处，推测其下部很可能有与该岩瘤相连的隐伏花岗岩体存在；地表石英细脉群的下部可能有脉幅更大，品位更高的钨锡石英矿脉存在。

（3）经统计预测，该区为具有中型规模矿床产出的单元群。区域化探综合异常显示，预测区以钨锡矿化为主，且正好位于异常浓集中心。此位置为卫片解释的由蚀变引起的环形区C_1的南部边缘附近。凡此种种间接信息，均显示该地段具有较大的成矿可能性。

结　论

根据专题研究任务，我们在前人研究的基础上，进一步对湘南地区锡铅锌矿床的区域成矿地质条件、代表性矿床的地质特征及隐伏矿床预测理论和技术方法等进行了系统深入的研究，取得了以下主要认识和成果。

1．系统地对湘南地区震旦系、寒武系、奥陶系各层位不同岩类的W、Sn、Mo、Bi、Cu、Pb、Zn、Hg、Sb、As、Au、Ag等12个成矿元素进行了精确测定，对晚古生代各纪地层现有分析资料进行了统计，比较可靠和有根据地提出了湘南地区各时代地层以及各时代地层中各岩类上述成矿元素平均丰度和这些成矿元素的富集层位。这不仅丰富了本地区区域成矿作用的研究内容，而且为元素异常区的圈定提供了定量依据。

2．按新的构造观，以深部与表层相结合、建造（沉积相、沉积组分、岩浆岩、矿产等）与改造相结合、地球物理与地球化学和地质相结合、局部地区与邻区相结合的方法，论述了湘南地区的壳幔结构及其性质以及与华南地区的一致性及差异性，指出湘南岩石圈分层均一性较高并具有横向不均一性。本区上地幔组成属二辉橄榄岩类超镁铁质岩类；上地壳（含中地壳上部）组成属浅变质岩系；中地壳下部及下地壳组成为中深变质岩系，相当于偏基性的中性岩类。湘南地区存在前震旦纪陆壳基底，这一点得到深源包体及燕山期同熔型花岗岩的稀土元素组成及地震波速分层的佐证。

3．以板块构造理论为主线论述了前寒武纪、古生代及中生代沉积盆地类型及构造环境，阿尔卑斯型陆陆碰撞型造山带变形及俯冲机制与碰撞带花岗岩形成发展的四个阶段及物源环境、侵位机制。首次提出鄢(县)-郴(县)-兰(山)陆内碰撞俯冲带，对加里东期、印支期及燕山期花岗岩的控制作用，尤其是燕山早期（J）随该带俯冲深度的加深而出现的同期花岗岩，其微量元素、稀土元素组成及岩体成矿作用在空间上由南往北作有规律分布的特点。论证了印支期冲断推覆变形的“薄皮构造”特点，从而提高并深化了对构造控岩、控矿规律的认识。

4．进一步论证了湘南地区存在两类不同成因系列的花岗岩类——改造型和同熔型，是不同构造环境下的产物。前者是与挤压碰撞构造-热事件有成因联系的以重熔作用为主改造陆壳物质而成的；后者主要形成于中晚中生代，由于基底受到强烈的挤压缩短作用所引起的板内俯冲，导致上地幔或下地壳衍生的岩浆上升引起硅铝层地壳重熔，混染形成的同熔型岩浆上侵形成的。二者在岩石学、岩石化学、地球化学等一系列特征方面有显著差别。与之有关的成矿作用亦显然有别。

5．从特定时空条件、成岩过程多阶段性，主要造岩矿物、副矿物、挥发性组分、稀土元素组成等一系列标型特征，提出成矿与非成矿岩体在定性和定量上的判别标志（准则）。

6．确认本地区与花岗岩类有关的成矿作用，对于钨、锡来说是主导；而对于某些铅锌矿床来说则不一定是花岗岩浆作用的必然结果，但花岗岩对其富集所起的叠加-再造作用仍不容忽视。因此，传统的单一成因、单一物质来源的观点只适用于一部分钨、锡矿

床；而对于某些铅锌矿床来说，则是多种成因、多种物质来源和多期成矿作用过程的结果。故而必须重视叠加-再造型铅锌矿床的探寻和研究，以开拓新的找矿前景。

7．在对湘南地区（主要是东部地区）锡、铅锌矿床产出环境、矿床基本特征以及成矿与地质条件的依赖关系进行系统论述和深刻探讨的同时，提出了相应的成矿模式。这不仅深化了本地区不同类型锡、铅锌矿床在上述诸方面及其形成和空间分布规律的认识，同时为上述不同类型矿床的找矿预测提供了类比依据。

8．通过对区域成矿条件、成矿作用过程、典型矿床基本特征、主要控矿因素等各类地质信息的综合分析和再认识，建立和充实完善了“热液自混合化学障”、“四位一体”、“构造-岩浆-矿液多维时空成矿模型”，其有效性并得到实践的检验。

9．综合运用若干隐伏矿床预测的新技术方法（包括国内首次应用的构造层次预测以及找矿矿物学、秩相关、信息量、逻辑信息法、资源总量预测等），为远景区的正确评价和靶区的准确选定提供了经济有效的手段，并为今后这些方法手段的应用发展创造了先例。

10．提出了何家渡-许家洞金（铀）多金属和高垄山-新田岭锡(钨)多金属等二个成矿预测带，共10个隐伏矿床预测靶区和3个隐伏矿床远景预测区。经对其中的何家渡、王家坊、西岭沟-小溪林场、横垄里-(青山头)等四个重点靶区的深部验证，均不同程度达到预期目的。其中王家坊、横垄里-(青山头)分别在深部见有铜、铅、锌、钨工业矿化及隐伏岩体，如能进一步开展深部评价，则可望成为普查勘探基地。

参 考 文 献

〔1〕 于崇文等，1986，南岭地区区域地球化学。地质出版社。

〔2〕 中国科学院贵阳地球化学研究所，1979，华南花岗岩类的地球化学。科学出版社。

〔3〕 中法喜马拉雅考察队，1980，中法喜马拉雅考察成果。地质出版社。

〔4〕 王书凤，1983，大顶铁矿的地球化学问题。中国地质科学院矿床地质研究所所刊，第3号。

〔5〕 王书凤、张绮玲，1988，柿竹园矿床地质引论。北京科学技术出版社。

〔6〕 王昌烈等，1987，柿竹园钨多金属矿床地质。地质出版社。

〔7〕 王育民，1988，湖南铅锌矿地质。地质出版社。

〔8〕 王新等，1988，浙江龙泉碰撞混杂岩的发现及其对华南碰撞造山带研究意义。南京大学学报，第24卷，第3期。

〔9〕 王德滋、庞新民，1982，火山岩岩石学。科学出版社。

〔10〕 王濮，1984，系统矿物学。地质出版社。

〔11〕 卢德揆，1988，中国南方重要钨矿床空间分布及成矿时代的控制因素。大地构造与成矿学，第12卷，第1期。

〔12〕 邓诗楷，1984，湖南花岗岩类成因系列时空分布及其成矿作用，《花岗岩地质与成矿关系》。江苏科学技术出版社。

〔13〕 龙汉春，1993，铜山岭多金属矿床的成因特点和矿质来源。大地构造与成矿学专辑，第7卷，第3期。

〔14〕 冯建良，1988，石英标型及其在找矿中的应用。全国第三届矿物岩石地球化学学术交流会论文摘要汇编。中国科学技术文献出版社重庆分社。

〔15〕 庄锦良，1988，湘南地区几个隐伏花岗岩体地质特征及产出构造环境。湖南地质，第7卷，第4期。

〔16〕 庄锦良等，1988，湘南地区小岩体与成矿关系及隐伏矿床预测。湖南地质增刊，第4号。

〔17〕 刘英俊等，1983，柿竹园钨铂铋锡(铍)矿床的矿物学和成矿元素的赋存形式。矿物学报，第4期。

〔18〕 刘英俊等，1984，元素地球化学。科学出版社。

〔19〕 刘钟伟，1990，骑田岭重力底辟变形与控岩控矿作用。全国构造地质会议论文选集（Ⅲ）。科学出版社。

〔20〕 地矿部地矿局南岭铅锌矿专题组，1985，南岭地区铅锌矿床成矿规律。湖南科学技术出版社。

〔21〕 孙世华，1984，云母类矿物分类及其在花岗岩类研究中的意义。花岗岩地质与成矿关系。江苏科学技术出版社。

〔22〕 陈光远等，1985，成因矿物学与找矿矿物学。重庆出版社。

〔23〕 陈毓川，1983，华南与燕山期花岗岩有关的稀土、稀有、有色金属矿床成矿系列。矿床地质，第2卷，第2期。

〔24〕 李鸿昌等，1988，南岭及邻区与铅锌矿床有关的酸、中酸性小岩体特征。湖南地质，第7卷，第2期。

〔25〕 张绍立，1984，华南花岗岩类两个成岩成矿系列的副矿物组合特征和副矿物中微量元素。花岗岩地质与成矿关系。江苏科学技术出版社。

〔26〕 张湘炳，1983，铜山岭矿田成矿组合的分析。大地构造与成矿学专辑，第7卷，第3期。

〔27〕 杨世义、刘妮群等，1986，湘南宝坪地区两类斑岩及其成矿作用研究。南岭地质矿产文集，第二辑。地质出版社。

〔28〕 胡祥昭等，1988，野鸡尾斑岩锡矿床的地质特征。大地构造与成矿学，第12卷，第3期。

〔29〕 南京大学地质学系，1981，华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系。科学出版社。

〔30〕 莫柱孙，1985，试论南岭花岗岩的地质环境分类。大地构造与成矿学，第9卷，第1期。

〔31〕 莫柱孙，1986，矿床成因和分类研究的新动向及其对普查找矿的意义。广东地质，第4卷，第2期。

〔32〕 莫柱孙、叶伯丹等，1980，南岭花岗岩地质学，地质出版社。

〔33〕 徐克勤、涂光炽主编，1984，花岗岩地质与成矿关系。江苏科学技术出版社。

〔34〕 高善继等，1986，南岭燕山期两类不同成因花岗岩类的副矿物特征。南岭地质矿产科研报告集，第一集。武汉地质学院出版社。

〔35〕 章鸿钊，1954，古矿录。地质出版社。

〔36〕 黄蕴慧、杜绍华、周秀仲，1988，香花岭岩石矿床与矿物。北京科学技术出版社。

〔37〕 童潜明，1986，湘南黄沙坪铅锌矿床的成矿作用特征。地质论评，第32卷，第6期。

〔38〕 童潜明等，1988，黄沙坪铅锌矿床科研成果专辑。湖南地质增刊，第2号。

〔39〕 童潜明，1988，碳酸盐岩碳氧同位素组成变化在预测找矿中的应用。中南工业大学学报，第19卷，第2期。

〔40〕 彭省临，1988，对岩浆热液体系中挥发组分（F、Cl、H_2O）成矿论的部分修正。全国第三届矿物岩石地球化学学术交流会论文摘要汇编。中国科学技术文献出版社重庆分社。

〔41〕 湖南冶金217勘探队，1958，关于水口山铅锌矿床的特征及其成因问题的初步探讨。地质与勘探，1958，第9期。

〔42〕 翟裕生，1987，关于成矿系列的结构。地球科学，第12卷，第4期。

〔43〕 Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1974, Two Contrasting Granite Types. Pacific Geol., No. 8, pp. 173—174.

〔44〕 Cox, D. P. and Singer, D. A., 1987, Mineral Deposit Models. U. S. Geoj. Surv. Bull.

〔45〕 Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J., 1981, Skarn Deposits. Econ. Geol., Vol. 75, pp. 317—381.

〔46〕 Lyakhovick, V. V. and Lyakhovick, T. T., 1987, Geochemical Features of Biotite. Geochemistry International, Vol. 24, No. 10, pp. 15—25.

〔47〕 Pollard, P. J., Pichavant, M., Charoy, B., 1987, Contrasting Evolution of Fluorine-and Boron-rich Systems. Mineralium Deposita, Vol. 22, No. 4, pp. 15—321.

〔48〕 Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindil, A. G., 1984, Trace Element Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. Department of Earth Sciences, the Open University, Millton Keynes.

STUDY ON CONCEALED TIN, LEAD AND ZINC DEPOSITS PREDICTING IN SOUTH HUNAN

Zhuang Jinliang and Others

Abstract

This geological memoir deals with all the results of"Study on Predicting of Concealed Sn, and Pb-Zn Deposits in South Hunan"which belongs to the 7th Fiveyear key project for science and technology,"Study on the Prognosis of Concealed Ore-deposits in Eastern China". The study on the deposits in South Hunan was performed by four second-class research groups. The investigated area covers all the South Hunan which is located south of N-latitude 26°20′ and is a famous nonferrous and rare-metal metalogenic belt of Nanling region, having abundant resources of REE, Nb, Ta, W, Sn, Mo, Bi, Pb, Zn and other metals.

On the basis of all results of four second-class research groups, the sevenchapter memoir not only systematically discusses the regional geochemistry, regional tectonics, characteristics of the granitoids of different genetic serieses and their relations to mineralization, geological features of Sn and Pb-Zn deposits, prognosis theories and technological methods for concealed ore deposit, but also briefly presents some real predicting results tor concealed Sn, and Pb-Zn deposits in the studied area using the regulaties obtained in this study.

Outlines of each chapters of the memoir are as follows:

1. Regional Stratigraphic Geochemistry

Based on brief introduction of the paleogeographic depositing environment and sedimentary formations for the strata of various periods in South Hunan, statistic analysis for 12 ore-forming elements, such as W, Sn, Mo, Bi, Cu, Pb, Zn, Hg, Sb, As, Au and Ag in various strata and rock types has been made. The abundances of the 12 ore-forming elements for different period strata and various rock types their delineated enriched layers and rock types have been presented. Sinian, Cambrian and Ordovician composed of light-metamorphosed clastic rocks are relatively rich in Bi, As, Sb, W, Sn, Pb and Zn. With some ore-forming elements are enriched especially in

carboneous slates and carboneous standstones at the bottom of the lower Cambrian. The Devonian is mainly composed of a series of carbonate rocks rich relatively in W, Sn, Pb, Zn, Au, As, Bi etc.. It is noted that the ore-forming elements such as Pb, Zn and Sn are remarkedly concentrated in Qiziqiao Formation, Middle Devonian, one of major source beds for Sn, Pb and Zn in the studied area. Another major source bed for Sn, Pb and Zn lies within the Tiaomajian Formation, Middle Devonian which is comparatively enriched in W, Sn, Pb and Zn. All of the above not only have enlarged our knowledge body about the geochemical backgroud of regional mineralization in the area, but also have offered some useful quantitative information for the delineation of geochemical anomalies scale of the ore-forming elements.

2. Regional Geological Structure

As a part of Cathaysia Plate, the crust-mantle structure of southern Hunan, its nature, difference and similarity between it and whole South China have been discussed here with respect to new developed tectonic theory according to deep structure combined with superficial structure, formation with reformation, geophysics and geochemistry with general geology, local area with adjacent area. It is well recognized that the crust-mantle structure of southern Hunan is similar to that of whole South China in clear layering, yet the lithosphere of southern Hunan is characterized by high homogeneous layering in horizontal direction and hetergenous in vertical direction; the upper mantle is composed of ultra-mafic rocks such as lherzolite. The upper crust and the upper part of middle crust include mainly light-metamorphosed rocks, while the lower crust and the lower part of middle crust consist of high-grade metamorphosed basic and intermediate rocks.

According to plate tectonic theory, the types of Precambrian, Paleozoic and Mesozoic sedimentary basins in South Hunan and their tectonic enviroments, the deformation of Alps-type continent-continent collision oregene belt and its subduction mechanism, as well as the develop stage and source materials of the granitoids within collision belt and their emplacement mechanism have been discussed. It is pointed out that the region was in an active continent-margin-trough environment during Sinian Period and a Precambrian basement once existed; at the end of Ordovician, continent-continent collision leading to its merging with the Yangtze-Jiangnan united plate took place in this area; and at the beginning of Late Paleozoic, the region was enlengthed under influence of the Qinzhou-Fangcheng split-sink; and to Qiziqiao stage, the basin further expanded with enlarged transgression

range, appearred as shelf-sea; accompanied with closure of the Qinzhou-Fangcheng marine trough, a Jura-type fold composed of Devonian to Triassic was formed as a result of folding and orogene at the end of Triassic Period; the subduction and shove of the Pacific Ocean Plate toward East Asian Continent resulted in formation of different classes of NNE reses, taphrogeosyncline and shove fault systems during Late Mesozoic, and the NNE fault zones located in west side of Turassic-Cretaceous basin further developed into thrust and overthrust tectonics which not only dominated the distrubution of Yenshanian small"rootless suspended"granitic bodies but also lead to displacement of those bodies. Besides, it is first time to report and discuss the importance of the Lingxian-Chenxian-Lanshan inter-continent collision belt for controlling on emplacement of Caledonian, Indosinian and Yenshanian granitoids and the formation of Sn-Pb-Zn ore deposits related to the granitoids of Early Yenshanian stage in this area, and as a result, a well deepen recognition of the regularities for the structure controlling on the emplacement of granitic intrusions and Sn-Pb-Zn mineralization in the region has been reached.

3. Characteristics of the Granitoids of Different Genetic-serieses and Associated Mineralization

Two genetic serieses of granitoids, i. e. reformation-type and syntexis-type granitoids, are discussed here in aspects of their material sources, major forming model, structural environment of occurence, as well as the features of petrology, mineralogy, geochemistry and mineralization etc.. The reformation-type granitoid, genetically related to compressive collisional structural-thermal event, is a series of granitiods generally formed by remelting of sialic rocks of the continental crust and composed mainly of K-feldspar granite and monzogranite including some diorite and tonalite which are genetically related. The reformation-type granitoid can be further divided into three subserieses. The syntexis-type granitoid is formed by upper crust partial-melting initiated from ascending of mantle-or lower crust-derived magma which was a product of lateral compression of basement. The syntexis-type granitoid is mainly composed of diorite and tonalite containing guite many hornblende and dark dioritic inclusions. The granitoids of two genetic-serieses mentioned above are obviously different in many aspects such as petrology, petrochemistry, geochemistry, isotopic composition and their mineralization. Besides, some qualitative and quantitative criteria for distinguishing between ore-forming and nonmineralized granitoids are also presented here in the light of their specificities of chrono-spatial condition and multistage of the formation process, major

rock-forming minerals and accessory minerals, volatile component and REE composition etc.. It is also pointed out that W-Sn ore deposits in this region are generally associated with the granitoids of reformation-type. But this rule is not inevitably true for some Pb-Zn ore deposits and reformation-type granitoids played an important part in the enrichment of Pb and Zn and resulted in the superposition and reformation process. Therefore, the theory of single genesis and ore-forming material source is only suitable for some W-Sn ore deposits, while some other Pb-Zn ore deposits may be multiple *in genesis* and have *more than one ore-formine material sources* and be derived from the superposition process of multiple mineralization. To expand prospecting in this area, we should put emphasis on study of the Pb-Zn ore deposits of superimposed reformation type.

4. Geology of Sn and Pb-Zn Ore Deposits

On the basis of systematic discussion on the geological setting and conditions of the formation for Sn and Pb-Zn ore deposits of differnrt types in this area and their basic features, the metallogenic models and prospecting models are proposed here. The fundamental regularities for Sn and Pb-Zn ore deposits in studied region are as follows:

1) The distribution of industrial ore deposits known is relatively concentrative.These ore deposits are generally related to Jurassic structuralmagma activity events in time and confined within the Dongpo, Shuikoushan, Huangshaping, Baoshan and Xianghualing Orefields etc. in space.

2) All large scale Sn and Pb-Zn Orefields cocxist in nearly varioue type of ore deposits. Generally, greisen-type ore deposits occur within the edge of granitic bodies and skarn-type ore deposit occurs near contact zone, while vein-type sulfide deposit exists in or away from outside of contact zone. These ore deposits of different types may be either closely adjacent or some distant apart, buthey are emplaced in the order mentioned above and appeared in certain regular association.

3) Known representative ore deposits commonly occur near or within contact zone between granitiod body and carbonate layers of Paleozoic. The carbonate layers were usually inffuenced by contact thermal metamorphism of granitic bodies. As a result, composed of skarn, hornfels, marble and crystal limestone and hosting most ore-bodies was formed.

4) All known ore deposits are usually compound products of geochemical reactions of multiple phase and stage of mineralization. The ore-bodies formed in late stage of mineralization are interpenetrated by early ones, while mineral associtions formed in late stage replaced or superimposed on those of early stage.

5) Known ore-fields are rich in Sn, Pb and Zn, to different extent, associated with W, Mo, Bi, Cu, Au, Ag and Be which can be utilized in spite of their tenors and tonnages in each ore-field are obviously different.

6) The sulphur from Sn and Pb-Zn ore deposits belongs to meteolite-type and might be derived from deep granitic magma according to available isotope composition data.

5. Predicting Theories for Concealed Ore Deposits

Based on the comprehensive analysis of various geological informations such as regional metallogenic conditions, mineralization processes, basic features of typical ore deposits and main factors controlling metallization, we find that Sn, and Pb-Zn ore deposits in this area are closely related to magmatic activity, water and ore-forming material sources, structural deformation, lithofacies and paleogeogrphy conditions though they have different effects on the formation of different ore deposits. On premise of basic characteristics of metallizations, we suggest or perfect the prognosis theories of "Geochemical Screen Resulting from Automixed Hydrothermal Fluids", "Tetradic Modelour Factors" and "Multidimensional Structure-Magma-Ore Fluid Metallization Model". These prognosis theories are proved to be efficient for the concealed Sn, and Pb-Zn deposits in this region.

6. Technological Methods for Prognosis of Concealed Ore Deposits

In this memoir, various technological methods proved to be suitable for the prognosis of concealed Sn, and Pb-Zn deposits in South Hunan have been systematically introduced. These methods are geochemistry, prospecting mineralogy and petrology, geological analogy, structural level research, rank correlation, informations and logic information as well as total resources methods which provide effective means for the correct determination and evalution of prospects and prospective targets of hidden Sn and Pb-Zn deposits in this region.

7. Prognosis of Concealed Ore Deposits

Applying predicting theories and methods mentioned above, we have determinated and demonstrated that there are two Sn-Pb-Zn prospective metallization belts, i. e. the Hejiadu-Xujiadong Au (U)-polymetallic prospecting belt and the Gaolongshan-Xintianling Sn(W)-polymetallic prospecting belt in the area. In the two belts, ten prospective targets and three prospects of concealed ore deposits have been choosed. The Hejiadu, Wangjiafang and Henglongli targets and Tongtianmiao-Tangguanpu prospect have been introduced here. In this monogrophic study, four prospective targets were initially verified, and all of them to be consistent with our expected target. In some deep parts of the Wangjiafang and Henglongli prospective targets,

we have found industrial ore-bodies bearing Cu, Pb, Zn and W, and concealed ore-forming granitic bodies related to the mineralization. If the assesment are further carried out in their deeper parts, we believe that two targets will surely become ore districts for exploration.

《地质专报》包括以下各类

1—区域地质；

2—地层 古生物；

3—岩石 矿物 地球化学；

4—矿床与矿产；

5—构造地质 地质力学；

6—水文地质 工程地质；

7—普查勘探技术与方法；

8—地质应用计算技术；

9—分析测试与综合利用；

10—仪器与设备。

SERIES OF GEOLOGICAL MEMOIRS

1. Regional Geology
2. Stratigraphy and Paleontology
3. Petrology, Mineralogy and Geochemistry
4. Mineral Deposits and Mineral Resources
5. Structural Geology and Engineering Geology
6. Hydrogeology and Geomechanics
7. Prospecting Techniques and Methods
8. Geomathematics
9. Analysis and Multi-utilization of Minerals
10. Instruments and Equipments


CS000 13454