Y844591

分类号_____ 密级_____

UDC_____ 编号_____

成都理工大学

学位论文

题名和副题名 山东焦家金矿矿床地球化学特征及深部矿体预测研究

作者姓名 庞绪成

指导教师姓名及职称 顾雪祥 教授 崔仑 研究员

申请学位级别 博士 专业名称 矿物学、岩石学、矿床学

论文提交日期 2005.05 论文答辩日期 2005.06

学位授予单位和日期_____

答辩委员会主席_____

评阅人_____

2005年 月 日

山东焦家金矿矿床地球化学特征及深部矿体预测研究

姓　　名：庞绪成
专　　业：矿物学、岩石学、矿床学
研究方向：成矿规律与成矿预测
学　　号：200201003

摘　要

胶东地区是我国金矿资源主要密集区，焦家金矿田是我国最大的金矿田，焦家金矿床是破碎带蚀变岩型金矿(又称“焦家式”金矿)的代表。矿区位于滨太平洋成矿带西部大陆边缘活动带，为太古宙－元古宙花岗岩－绿岩带发育地区，是地壳构造运动、变质作用、岩浆作用和成矿作用多旋回发育地带。

胶东地区的构造岩浆演化与成矿的关系一直是矿床学界研究和争论的重点之一，尤其是与矿床空间位置关系密切的玲珑和郭家岭花岗岩及矿床成因、成矿时代的研究，不同学者从不同的角度对此提出过不同观点。论文以科研课题为依托，在对关键区段重点解剖的基础上，结合地球物理、岩石化学、地球化学、构造演化和成矿作用的研究成果，对本区的构造岩浆演化与成矿的关系作了较系统的科学总结，建立了焦家金矿矿床地球化学勘查模式，预测并确立了焦家金矿深部存在第二成矿富集带盲矿体，并且认为这种规律可扩展到整个焦家金矿田。

玲珑复合岩体的展布受控于相背倾向的NE向断裂带，微量元素环境判别投点于造山花岗岩或同造山花岗岩区域，属于典型的S型花岗岩。众多的同位素年龄数据变化于102Ma-1718Ma，并集中于早、中、晚三个区段，较晚的区段为110～160Ma。综合判断，玲珑复合岩体（超单元）定位于燕山期的岩浆－变质核杂岩。同位素定年研究表明，成矿年龄约124Ma±1Ma(Rb-Sr等时线法)；Pb同位素及稀土元素地球化学研究得出成矿物质来源于前寒武纪变质基底和玲珑花岗岩的判别结果，表明成矿与岩浆－变质核杂岩的定位形成有直接关系。

焦家金矿的断裂蚀变带从外带(片麻状花岗岩)到内带(主断裂面)，有从韧性变形－韧脆性变形－脆性变形－多期脆性变形迭加的变形性质变化，有分布宽度从宽－窄的变化，在时间序列上有从先后（老新）的变化，反映了岩浆－变质核杂岩形成过程中，构造成矿层次由深至浅的变化。

主蚀变带中的1、2号矿脉实际上是分支复合的同一条工业矿体，受主断裂控制，主矿体的特别厚大部位，往往是由3号脉与主矿体复合形成的，可作为生产

中探寻3号脉的标志。据上述可建立直观的由“羽”状构造控矿的勘查模型。

综合区域构造演化可建立由中生代太平洋板块俯冲导致核杂岩晚一后期伸展剥离构造热液Au矿成因模型：(1)中生代太平洋板块俯冲，引发仰冲板块下地幔软流圈浅层对流，导致表壳伸展形成核杂岩；地幔上涌有关的岩浆活动，形成深部矿液。(2)剥离断层上蔽下贮，下盘的张裂系运配兼贮。（3）天水溶液与深部矿液不同深度渐进混合成混合成矿热液，深部热源驱动自下而上，多幕次上侵贯入形成金矿体。

通过对比研究以及高精度的激电探测，认为焦家金矿床深部的高极化率间断带可与新城和望儿山金矿上部矿体与下部盲矿体之间的无矿带对应；垂向上Ag-Sb-Hg-Pb-Zn-Au-As- Cu-Bi化探异常分带明显，沿侧伏方向异常规模在扩大，As、Bi出现高值异常，Au、Ag、Sb等元素出现较高异常，此元素组合为明显的头晕、尾晕指示元素叠加的特征。综合地质物化探信息，焦家金矿乃至整个焦家金矿田在主矿体以下约100米处存在第二成矿富集带。这一认识必将改变整个矿田深部金矿探查的传统找矿思维，也必将延长焦家金矿这类潜在的危机矿山的寿命。

关键词：焦家金矿，矿床地球化学，深部预测，燕山期，成矿作用

Geochemistry and deep ore prediction of the Jiaojia gold deposit, Shandong

Major: Mineralogy, Petrology and Ore Geology

Name: Pang Xucheng

Supervisor: Professor Gu xuexiang

Abstract

East Shandong (Jiaodong) is known as a concentrated district for gold resources and the Jiaojia is the biggest gold mine in China. As a typical altered fracture zone type (also referred as "Jiaojia type") gold deposit, the Jiaojia mine is located in the western active margin of the circum-Pacific metallogenic province, where Archean to Proterozoic granites and greenstones are well developed and multi-cycle events of tectonic movement, metamorphism, magmatism and mineralization happened.

The tectonomagmatic evolution and its relationship to mineralization in East Shandong have been long debated. Much controversy has been provoked about the genesis of the Linglong and Guojialing granites, their relations to gold deposits, and the timing of gold mineralization. Based on complicated geological, geochemical and geophysical investigations, this dissertation summarized the tectonomagmatic evolution and mineralization of the study area and put forward a geochemical prospecting model for the Jiaojia deposit. It is then predicted that another gold enrichment zone should exist in deep sites of the deposit and that such a law may be applied to the whole Jiaojia gold mine.

The Linglong granites are distributed along regional inverse-dipping NE-SW striking tectonic lineaments. On major and trace elements discrimination diagrams for petrogenetic-tectonic settings, the granites plot in orogenic or syn-orogenic field and exhibit characteristics of S-type granites. A large body of isotopic data changes from 102Ma-1718Ma, and concentrates in early Middle and late time-intervals. The late interval is from 110 Ma to 160 Ma. And this fact supports the opinion that the Lionglong core complex formed during the Yanshan epoch. Rb-Sr isotopic dating on fluid inclusions in Au-bearing quartz veins gives an age of 124±1 Ma. Lead isotopes and REE geochemistry indicate that the ore-forming materials were derived from pre-Cambrian metamorphosed basement and the Linglong granites. And all the above supports that the metallogenesis is directly related to the formation of Linglong core complex.

From genissic granite inward to the major fault plane, the altered fault zone in the Jiaojia deposit varies from ductile deformation, through ductile-brittle deformation, to brittle deformation with decreasing thickness of the sub-zones. The inner sub-zones formed relatively later and seem to occur at a shallower depth than the outer

sub-zones. Ore veins 1 and 2 are controlled by the major fault zone and spatially branched and composite, and thus constitute actually a same industrial orebody. The thickest part of the orebody occurs where No. 3 ore veins are compound with the main orebody. Based on study of the deposit and mining practice, a plume structure-controlled prospecting model is established for the main orebody and No. 3 ore veins.

Combining with the regional tectonic evolution, the genetic model, which gold deposits are formed by structural hydrotherm during late and post-decollement stage of core complex, can be established. A. The Pacific Ocean Plate subducted beneath the Eurasia Plate, superficial convection of mantle-ashenosphere occured beneath the obduction plate in Mesezoic. These caused super-crust extension, core complex forming, magmatic activity associated with mantle upwelling, and deep-scated mineralization liquor forming. B. The upper part of decollemnet fault plays masking function, the lower part of it plays housing function, and the separation fracture system in heading wall of decollement fault plays distributing and housing function. C. Meteoric water mixed with deep-scated mineralization liquor in different depth, and the mixed liquor penetrated from deep to super drived by deep heat reserviour, So Au ore bodies formed.

Regional correlations and high-resolution induced electrical survey indicate that the gap zones of high polarization ratios at deep sites of the Jiaojia deposit correspond to the upper orebodies and lower blind orebodies of the Xincehng and Wang'ershan gold deposits. Geochemical exploration anomalies of Ag-Sb-Hg-Pb-Zn-Au-As-Cu-Bi seem to be intensified along dips of the orebodies with high anomalies of As and Bi and relatively high anomalies of Au, Ag and Sb at depth, indicating the existence of another gold enrichment zone approximately 100 m below the main orebody of the Jiaojia deposit. Recognizing the significance of such a law may bring about the change of traditional thinking of deep ore exploration and, thus, should also prolong the life span of the Jiaojia gold mine.

Keywords: ore deposit geochemistry, deep ore prediction, Yanshan epoch, mineralization, Jiaojia gold min

1 绪 言

1.1 金矿床理论研究及找矿工作的新进展

黄金以其独有的魅力长期以来受到人们的青睐。纵观近年来的金矿地质研究及金矿勘查，在以下领域取得了重要进展：

1、发现并勘查、开采了一大批新类型金矿：如美国的卡林型金矿、澳洲和巴西的红土型金矿、印尼 Grasberg 含金斑岩铜矿、太古代绿岩带上部层控浸染型金矿、浊积岩型金矿、块状硫化物后期叠加型金矿、汞矿带中的 Au-Hg 矿、澳洲基兹顿爆发角砾岩筒中的层状石英脉型金矿床、马里卢洛含电气石砂岩中的网脉状金矿床及日本温川黑矿型富金硅矿等(于又华等，2000；涂光炽，2002)。其中最重要的勘查成就是从日本－菲律宾－印尼－巴布亚新几内亚－新西兰的新生代岛弧链上一系列金矿床的发现，这条成矿带上仅储量大于 10t 的矿床就有 52 处，总储量超过 5000t，其中储量大于 400t 的矿床达 5 处，著名的金矿如新西兰豪柱基和巴布亚新几内亚的波乐盖拉(Porgera)、利海尔(Lihir)、潘古纳，印度尼西亚东加里曼丹岛的布桑(Busang)金矿等(于又华等，2000)。在北美、澳洲及独联体国家还发现了赋存于硅质岩中的金矿床(陈伯林，2001)。在扬子地台西南缘发现了低温热液型 Au-Hg-As-Sb-Tl 多元素组合的金矿床(顾雪祥，2002 讲坐)。

对于浅成低温热液型金矿的认识强调其成矿物质来源的多源性，一般认为金等成矿物质来源于岩浆，但更多的是来源于围岩，成矿环境多位于洋壳对陆壳的板块俯冲带附近，包括火山及次火山热液型金矿，也涵盖了卡林型金矿，如美国金坑金矿(Gold Quarry)、园山金矿(Round Mountain Mine) 等(于又华等，2000)。

由于在破碎带蚀变岩中找矿思路的新突破，使我国胶东招(远)一莱(州)金矿田被发现并开采。1980 年代，在北美发现了储量达 600 t 的加拿大霍慕洛(Hemlo)金矿床，该矿床的 Au 与 Hg、Sb、As 形成特有的矿物组合，同时也表明，太古宙绿岩带不仅富铁镁质变火山岩中有成矿远景，在长英质变火山碎屑岩到沉积岩过渡带上，同样存在巨大的工业矿床。元古宙在全球许多地区取得了找矿突破，如捷克赛莱纳－莫克尔斯克与燧石－碧玉岩有关的特大型钨金矿床，沙特、马里、摩洛哥、澳洲及我国江南古陆和世界其它地区的与元古宙地层有关的金矿床(于又华等，2000)。

在日本西南太平洋诸岛，发现了产于中新生代次火山岩中的以明矾石和冰长石蚀变为特征的陆相火山岩型金矿床(涂光炽，1990)。在加拿大西北康纳沃约脱(Contwoyoto)湖岸的太古宙浊积岩系含铁建造中，发现了特大型的柳屏(Lupin)金矿床(于又华等，2000)。新类型矿床的不断发现为找矿开辟了新的途径。

在我国，随着 1980 年代中期痕量金分析技术的突破和分析精度的提高，化

探异常在圈定金矿靶区方面得到了广泛的应用。通过对化探异常的验证、检查，发现了一大批金矿床。除著名的破碎带蚀变岩型金矿之外，新发现的矿床类型还包括河南围山城层控型 Au-Ag 矿田和西南扬子克拉通边缘的卡林型金矿床、吉林晖江微细浸染型金矿床(杨言辰等，1997)、胶东栖霞－牟平－乳山一带近年来发现的砾岩型金矿床(江为为，1997；于昌明 1998；沈远超等，1998；石昆法等，2001)、陕西洛南前寒武系砾岩型金矿床，发现了西南和西北 2 个以卡林型金矿为主的“金三角”(寸圭，1999)。中国西部地区的一系列与生物成矿作用有关的微细浸染型金矿床中，有些矿床如四川东北寨金矿床的矿石品位与有机碳含量密切相关，黔西南一些矿床的金矿石中出现大量具有储层性质的油气烃类热演化产物的沥青等，已被证明与有机质成矿作用有密切的关系(帅德权，1995；林丽等，1998)。小秦岭地区的金矿床数量和储量也在这一时期成倍的增加，西北、中南地区黄金储量和产量的增幅尤为突出(寸圭，1999)。国际上近年来发现的红土型金矿在长江中下游及云南、闽南等地也有发现；此外，对广东莲花山斑岩型金矿、陕西煎茶岭的超基性岩型金矿、云南的现代热泉型金矿等也有研究(于又华等，2000)。

2、成矿预测方面，地质、构造、物探、化探与遥感等多手段的综合运用是目前的一种潮流与方向。定位预测在许多矿区的应用取得成功。计算机技术的发展，极大地促进了航空及卫星勘探技术的发展，并使得这一学科成为地学领域中最有发展前景的学科之一。由于新技术的不断应用，一大批新类型矿床被相继发现，改变了过去保有储量以砂金(及古砂金)和石英脉型矿床为主的格局。

3、在成矿理论方面，陆内碰撞和流体作用是当前地球科学的前沿领域。Groves 等(1998)提出造山带型金矿(Orogenic gold deposit)的概念，以取代被广泛使用的中温热液金矿(Mesothermal gold deposit)。造山带型金矿是指与不同时代变质地体有关的汇聚板块边缘增生造山带和碰撞造山带内受挤压和走滑挤压变形作用形成的金矿床，它可形成于距地表 15-20 km 到近地表的独特的深度范围(赵利青等，2004)。大多数研究者认为太古宙金矿是大陆边缘变形事件的产物。部分浅成低温热液脉、富金斑岩和矽卡岩矿床形成于处于挤压到伸展环境的岛弧和大陆弧浅部(≤5 km)，部分浅成低温热液脉及卡林型矿床形成于弧后地壳减薄和伸展作用的浅部地区；相反中温热液金矿定位于挤压到走滑挤压环境的近大陆岩浆弧的变形增生带内，并且遍布于上地壳(赵利青等，2004)。

Kerrich 等(2000)提出造山带型金矿、卡林型(类卡林型)金矿、浅成低温热液型金银矿、斑岩型铜金矿、铁氧化物型铜金矿，富金火山块状硫化物型及沉积喷流型矿床(SEDEX) 是 6 种有望在区域成矿省内产出世界级金矿的矿床类型，储量可达 100~1000t。

对剪切带、糜棱岩与金成矿作用的研究及与岩浆活动有关的金矿床研究备受关注，传统的石英脉型金矿被认为是一种特殊的剪切带型金矿床(博纳梅宗，

1986)；火山岩－潜火山岩－斑岩型金矿化仍是研究的重点(毛景文，1997；陈伯林，2001)。喷流成矿作用可形成贱金属硫化物矿床的事实已为人们所熟知，但近些年来，人们更加关注的是其显著伴(共)生的金矿化，且金在矿床中常呈显微至超显微状产出，全球仅火山岩型块状硫化物矿床中伴生金的储量至少已达到2900t，占世界金总储量的3％以上(刘家军等，1997)。在北美、澳洲及独联体国家还发现了赋存于硅质岩中的金矿床(陈伯林，2001)；在扬子地台西南缘发现了低温热液型 Au-Hg-As-Sb-Tl 多元素组合的金矿床(顾雪祥，2002 讲座)。

岩浆热液和变质热液成矿理论获得了新的证据，在金矿成矿作用过程中岩浆流体较普遍存在，变质去挥发份作用所产生的大量热液是金矿成矿所需的低盐度流体(赵利清等，2004)。全球超大型金矿以中温热液型、浅成火山热液型金矿及砂金矿最为多见。

对超大型金矿的研究受到普遍重视(涂光炽，1994、2000；邓军，2000)。超大型石英脉型金矿床研究表明：巨型矿床不存在特殊的流体；有利的大地构造和区域地质背景，良好的导矿、配矿和容矿构造，适宜的围岩，丰富的成矿物质，大量富含 CO_2 的流体活动，多期、多次、多成因的地质作用的叠加，强烈而又广泛的围岩蚀变是形成某些内生超大型金矿的必要条件(何智礼，1994)。巨型矿床多为共生矿床，Laznicka(1999)统计了全球储量大型 250t 的 99 个巨型金矿，其中 13 个同时也是巨型铜矿，并分别有 2 个同时也是巨型碲矿和巨型砷矿，2 个同时也是巨型铜矿和巨型铝矿，Witwatersrand 金矿同时也是巨型铀矿。它们包括 61 个中温热液型、17 个沉积碎屑型、16 个浅成火山热液型、3 个火山热液或热液沉积型、1 个硫化物风化型、1 个热液沉积型。其中有 6 个与偏铝质花岗闪长岩－石英二长花岗岩、2 个与闪长岩－二长岩、1 个与正长岩－粗面岩相伴产出。

煌斑岩研究倍受地质学家重视，在诸如煌斑岩分类、成因及其与金矿关系等问题的研究上取得了很大的进展，但 Rock 等(1991)提出的煌斑岩中温热液金矿成因模式被发现存在明显的问题(李献华等 1995，丁清峰 2001)。

对中国绿岩带成矿的研究取得了一些有益的认识，如提出了东部“太古宙绿岩建造、显生宙花岗岩化作用、韧－脆性剪切构造岩带”是控制绿岩型金矿的三要素 (吕古贤等，1993；罗镇宽等，1994)。

在矿床成因研究方面，矿物相平衡研究、REE 与 S、H、O、Sr 稳定同位素、微量元素地球化学、流体包裹体研究，K-Ar 测年、Rb-Sr 测年、锆石 SHRIMP U-Pb 与 Ar－Ar 地质年代学等地球化学方法得到普遍应用。

4、在勘查技术手段方面，包括航天遥感、航空物探、地面物探等地球物理勘探技术手段已在金矿勘测中得到了广泛的应用，最先进的地球物理勘探技术如浅层地震、CSAMT 等在黄金找矿方面的应用已取得了较大进展。CSMAT (可控源音频大地电磁法)具有测深和剖面研究双重特点，勘探范围大、分辨能力强、观测效率高，尤其对研究深部矿床和地质构造比较有效(于昌明，1998)，如日本

南部著名的Hishicari金矿和美国威斯康星北部的Crandon金矿床的发现；在国内，对山东栖霞百里店隐伏金矿床勘探及蓬家夼地区层间滑动角砾岩型金矿预测，已在山东牟平金矿相应的 CSMAT 异常部位找到了金矿体(石昆法等，2001；曾庆栋等，2001)，并将其命名为一个新的金矿床类型－层间滑动角砾岩型金矿。在物探技术取得实质性突破的同时，化探技术也得到了快速发展和完善，包括痕量金分析突破带来的“以金找金”化探方法的革命、汞蒸汽及地电化学测量在寻找隐伏矿床中的应用、野外 X 荧光测量及土壤气测量、生物地球化学勘查等多种方法。

新技术的应用和新的地质找矿模式的建立，还使一批已关闭的老矿山恢复了生机，如1950年代闭坑的日本菱刈金矿，经过1980年代的航空重力、航空电磁法及电法、化探等多种方法的综合勘探和钻探验证，在其深部及外围探获了250t黄金地质储量；在美国已有上百年开采历史的老汞矿区中，通过新的地质找矿模式探索，发现了储量达 120t 的麦克劳林特大型热泉型金矿床；通过更新基础地质工作，采用新成果、新方法，类似的找矿成果在加拿大、澳洲、我国及其它国家也有不少发现(于又华等，2001)。

综上所述，金矿理论研究和勘查实践告诉我们，随着新的地质理论和勘查技术的诞生，新的矿床类型不断被发现，新的成矿模式和勘查模式不断被提出。对成矿背景、地质特征和成矿机制的研究，将进一步推动地质找矿及开发。而胶东作为我国最大的金矿产地，“破碎带蚀变岩型金矿床” 作为我国近三十年来的重要找矿成就之一，对其地质特征和成矿机制研究，也是对金矿研究的贡献。

1.2 胶东金矿的开发史与研究现状

胶东地区是我国金矿资源主要密集区，处于滨太平洋成矿带西部大陆边缘活动带，为太古宙－元古宙花岗岩－绿岩带发育地区，是地壳构造运动、变质作用、岩浆作用和成矿作用多旋回发育地带(杨敏之等，1996)。

唐宋时代(章鸿钊，1954；夏湘蓉等，1980；栾世伟等，1987；郭文魁，1991)该区就有采金的历史，至明清以招远盛产“黄银”(即银金矿)闻名。清光绪年间由于淘金床的使用，顶盛时期年产金量曾高达43.2万两，玲珑金矿曾为慈禧太后的私人小金库。抗战时期玲珑金矿被日本人强占开采多年，盗得黄金16万两(陈光远等，1989)。这时开采的主要是被后来称为“玲珑式”的石英脉型金矿床。但作为其中除石英脉外的另一主要金矿床类型－蚀变岩型金矿(焦家式金矿)，由于自然金粒度细(一般小于20μm)，肉眼不易辨认，也不易构成砂金，直到1966年才由山东地质六队发现(张韫璞等，1983)。

焦家式金矿首先发现于渤海之滨的三山岛，此后相继发现了焦家、新城、马

塘、望儿山、河东、河西金矿，为“焦家式”金矿成矿模式的建立奠定了基础(张韫璞等，1983)。焦家金矿床受区域性深大断裂—焦家断裂控制，这条断裂既是导矿构造，也是控(容)矿构造。焦家式金矿的发现纠正了前人“区域性大断裂只导矿不容矿”的理论偏见，具有划时代的意义，为我国金矿普查开辟了新领域，使全国黄金找矿工作进入了一个新阶段。这类矿床因受区域性的深大断裂控制，所以称“破碎带蚀变岩型”金矿床，也称“焦家式”金矿床。

随着“焦家式”金矿成矿模式的建立，相继在粤西、海南、河北、河南、西北地区及全国其他许多省份找到了各具特色的该类型金矿床，从而展示了焦家式金矿在国民经济和社会建设中的地位和重要作用。

进入1970年代以后，先后有山东省地质矿产局第六地质队、山东冶金地质勘查局、山东省第四地质矿产勘查院、武警黄金部队等多家地勘生产单位，以及吉林省冶金地质勘探公司地质研究所、沈阳地质矿产研究所、天津地质研究所、地质矿产部地质力学研究所、长春地质学院、南京大学、中国地质大学、成都地质学院等多家科研教学单位对区域构造、矿田构造、花岗质岩石、同位素地质、成矿作用和矿床成因等分别作了研究，提出了许多有价值的新认识和观点(卢作祥等，1988)。对于这一地区争论的问题，本文提出了自己的观点：

① 关于花岗岩的成岩时代。对郭家岭超单元经过多年的争论，目前对其形成于燕山早期的认识趋于一致。而对玲珑花岗岩成岩时代分歧很大，各家的证据形成了三种主要观点：施性明和桑隆康(1980)、裘有守(1988)、王吉珺(2000)、宋明春等(2003) 认为玲珑超单元(玲珑花岗岩)形成于元古代；朱奉三(1980)、张韫璞和文子中(1983)、余汉茂(1987)、胡世玲等(1987)、王鹤年等(1988)、李兆龙等(1993)、苗来成等(1998)、陈衍景等(2004)支持玲珑花岗岩形成于中生代；徐金方(1989)则持有元古代、古生代和中生代多期花岗岩构成复式岩基的观点。

本文根据所能收集到的花岗岩的同位素年龄，并根据花岗岩的特征元素进行的成因环境判别分析，认为玲珑花岗岩具有燕山期成岩的特征。

② 关于金矿的成因。朱奉三(1980)认为成矿与混合岩化热液有关；张韫璞等(1983)及沈阳地质矿产研究所、卢作祥等(1988)认为成矿与岩浆(重熔岩浆)热液有关。

本文研究表明，$\delta^{34}S$为10‰左右，Pb同位素来源集中在造山带，微量元素研究表明，综合研究表明成矿物质来源于玲珑花岗岩和深部。而成矿位于岩体和断裂、蚀变形成之后。焦家金矿主矿体的物质来源单一，而3号脉群的矿体物质来源复杂，这与前人(张韫璞等，1983；吕古贤等，1993)的结论相反。

③ 关于成矿时代。目前多数学者及研究单位认为成矿时代为中生代，但也有认为元古代与中生代两个时代均有成矿(鹤年等，1984；徐金方1989)的观点。

本文根据焦家金矿矿石中的石英包裹体Rb－Sr同位素等时线年龄，精确厘定

焦家金矿的成矿时代为燕山早期，年龄为123Ma±1Ma。但本文所取的11个矿石铅源同位素样品的时代集中于855Ma－893Ma，说明成矿物质来源于深部。

④ 关于控矿构造。山东省地质矿产局第六地质队及中国地质力学研究所提出弧形构造控矿、沈阳地质矿产研究所和武汉地质学院提出断裂交汇控矿的观点(卢作祥等，1988)。现有的成矿模式对成矿机理的解释不能令人信服。

本文根据招远－莱州金成矿带的矿体及区域构造特征，提出了伸展构造控矿新模式，较好地解释了本区的矿体为什么赋存于主断裂的下盘？3号脉是共性还是仅限于焦家金矿？3号脉与主矿体的关系？找矿方向在哪里？

1.3 选题依据及意义

胶东地区是我国最重要的金矿产地。在这一地区，有两条重要的金成矿带，一为胶东北部的招远－莱州成矿带，另一个为胶东南部的栖霞－牟平成矿带。北部成矿带又可分为玲珑金矿田、焦家金矿田、三山岛金矿田和黑岚沟－大柳行金矿田(图 1－1)。焦家金矿床是我国最著名的金矿床之一，它所处的招远－莱州金矿带的产量和储量均居全国首位，而"焦家式"金矿的储量又占胶东金矿储量的80%，作为环太平洋成矿带的一个重要组成部分，其重要性可见一斑，对它的研究有重要的理论价值和找矿意义。

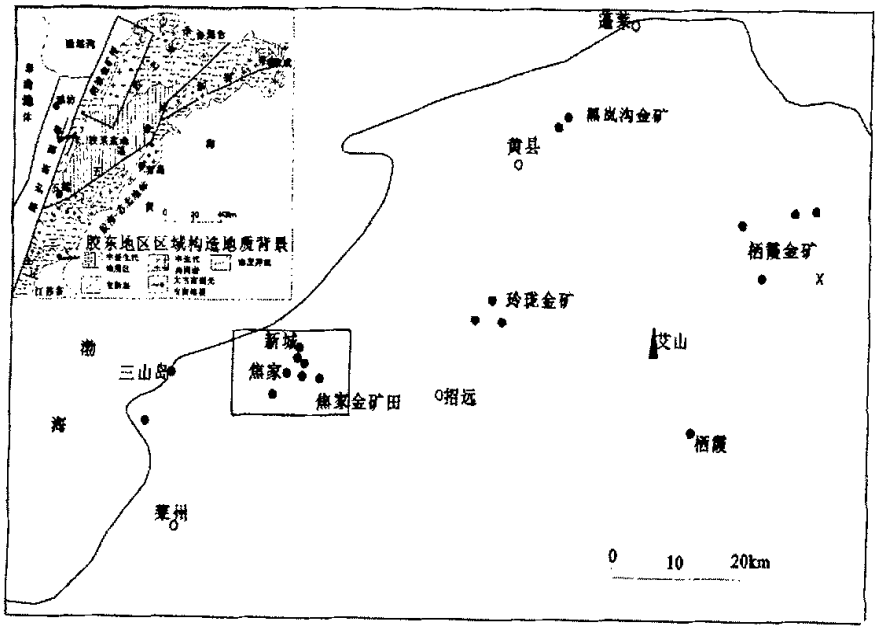


图1-1 胶东半岛金矿田分布及位置图(红色小圆点为主要金矿床)

焦家金矿的成矿时代为燕山早期，年龄为123Ma±1Ma。但本文所取的11个矿石铅源同位素样品的时代集中于855Ma－893Ma，说明成矿物质来源于深部。

④ 关于控矿构造。山东省地质矿产局第六地质队及中国地质力学研究所提出弧形构造控矿、沈阳地质矿产研究所和武汉地质学院提出断裂交汇控矿的观点(卢作祥等，1988)。现有的成矿模式对成矿机理的解释不能令人信服。

本文根据招远－莱州金成矿带的矿体及区域构造特征，提出了伸展构造控矿新模式，较好地解释了本区的矿体为什么赋存于主断裂的下盘？3号脉是共性还是仅限于焦家金矿？3号脉与主矿体的关系？找矿方向在哪里？

1.3 选题依据及意义

胶东地区是我国最重要的金矿产地。在这一地区，有两条重要的金成矿带，一为胶东北部的招远－莱州成矿带，另一个为胶东南部的栖霞－牟平成矿带。北部成矿带又可分为玲珑金矿田、焦家金矿田、三山岛金矿田和黑岚沟－大柳行金矿田(图 1－1)。焦家金矿床是我国最著名的金矿床之一，它所处的招远－莱州金矿带的产量和储量均居全国首位，而"焦家式"金矿的储量又占胶东金矿储量的80%，作为环太平洋成矿带的一个重要组成部分，其重要性可见一斑，对它的研究有重要的理论价值和找矿意义。

究有重要的理论价值和找矿意义。

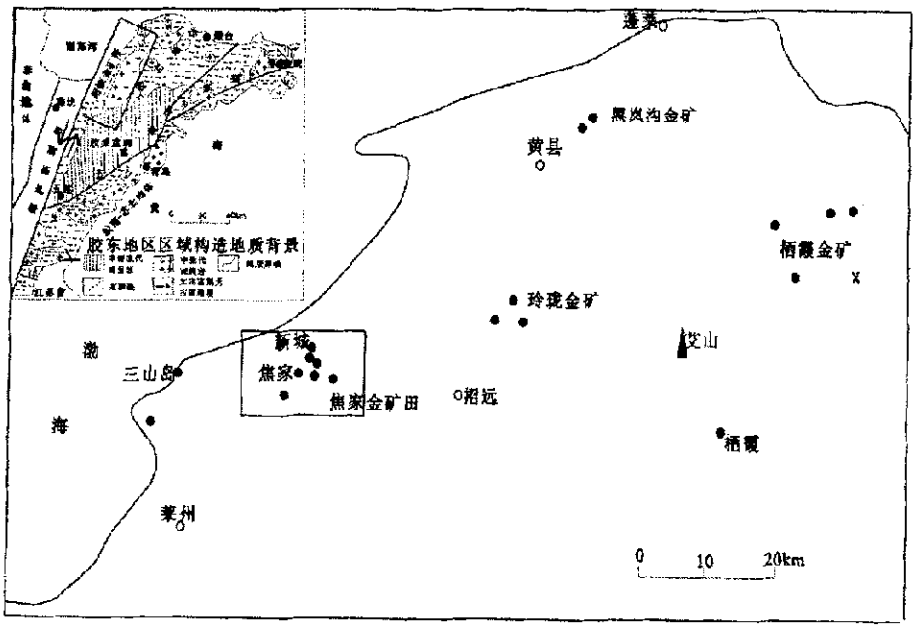


图1-1 胶东半岛金矿田分布及位置图(红色小圆点为主要金矿床)

焦家金矿床是1966年由山东省地质六队发现勘查的，因主矿体受NE－NNE向的区域性深大断裂—焦家断裂控制，后被命名为“破碎带蚀变岩型金矿床”，也称“焦家式”金矿床。焦家断裂是区域性的黄城－莱州深大断裂的一部分，向西被第四系覆盖，并与著名的郯(城)－庐(江)大断裂相交，是由NE向构造复合基底EW向构造形成的，构造线总体方向NE－NNE。矿田内断裂露头全长30余千米，分布于矿田西部边缘，为矿田最大的控矿和容矿构造，既是导矿构造，也是控(容)矿构造。在焦家金矿田内先后发现了焦家、新城、河东、河西、望儿山、金城等6个特大型及大型金矿床，焦家金矿是其中最具代表性的金矿床。焦家金矿床沿构造矿化蚀变强烈，矿体长1200m，矿化蚀变带最大宽度近300m，主矿体最大厚度32m，最大垂深460m，平均走向30°，倾向NW；3号脉群的小矿体有近200条，产状陡倾，以倾向南东者占多数，受次级张裂隙控制，走向基本与主构造一致。焦家金矿规模大，蚀变带发育齐全，且有该区其他矿床所没有的主断层下盘张裂隙系统控矿的3号脉群，是研究蚀变岩型金矿床的最佳地区。该矿山于1975年开工建设，1980年正式投产，目前保有储量26t，以现有年产金1.8t的规模可服务12年，资源对企业发展的支持后劲不足。

该矿是目前我国单个矿床规模最大的特大型蚀变岩型金矿床，是著名的“焦家式”破碎带蚀变岩型金矿床的代表，累计探明黄金地质储量83t，伴生元素少，矿石选冶处理比较容易。考虑到矿区南北两端的马塘、红埠金矿实际与焦家金矿的主矿体是相连的事实，矿床实际规模应达到世界级(＞100t)。

作为我国著名的金矿产区，尤其是自1980年代中期“找金热”以来，该区一直是我国地学界重点研究关注的地区之一，积累了大量的勘探资料和研究成果。近年来，在该矿田范围内深部探查多有发现：在望儿山金矿-400～-650m间发现探明深部盲矿体，金储量30t，品位8×10^{-6}左右；1993年，新城金矿在深部探明金储量27.7t，地质品位7.58×10^{-6}；发现了栖霞百里店隐伏金矿床及蓬家夼“层间滑动角砾岩型金矿床”新类型。这些发现，不仅增加了矿床储量、丰富了矿床类型，同时也体现了该区巨大的找矿潜力。对现有矿床的不断研究和理论完善，将为下一步地质工作提供依据。这些进展也可为焦家金矿深部地质找矿所借鉴。

虽然胶东地区的金矿床研究和勘查已经取得重大的成果，但尚存诸多问题，如前面提到的成岩成矿年龄问题；在众多的研究中，将焦家金矿按1、2、3号矿体来研究，由于1、2号矿体实际上是分支复合的同一条工业矿体，加之勘探期对3号脉矿体产状认识的错误，对矿床的某些规律还有待重新认识提高；成矿物质来源的时代及与此相应的成矿模式争论等。

此外，鉴于焦家金矿的开采深度已经到达-270m水平，而且其保有储量仅仅能够满足12年的开采，因此，开展卓有成效的深部探查和矿体定位预测，必将改善焦家金矿的资源面貌。

作为我国东部最重要的金成矿带，矿床产出在东部沉积作用－岩浆作用－构造作用、控岩、控矿作用、蚀变作用最为强烈的地区。该区众多金矿床的形成与区域范围内长期的构造－岩浆活动密切相关。对其成矿背景、矿床特征、成矿条件、成矿机理、成矿作用及矿床深部的系统研究，将有助于区域找矿水平的提高。

1.4 研究思路及路线

在区域调查的基础上，以焦家金矿及其岩浆－构造演化背景为主要研究对象，研究矿床成矿背景和成矿作用，建立矿体的物化探异常分带、化探异常标志，揭示3号脉的成矿及分布规律，探讨矿床的成因，建立矿床的成矿模式，从而对该矿床进行了全面而系统的总结概括和预测。

研究思路如图 1-2。针对论文选题，结合目前矿床研究现状，详细论述以下几点：

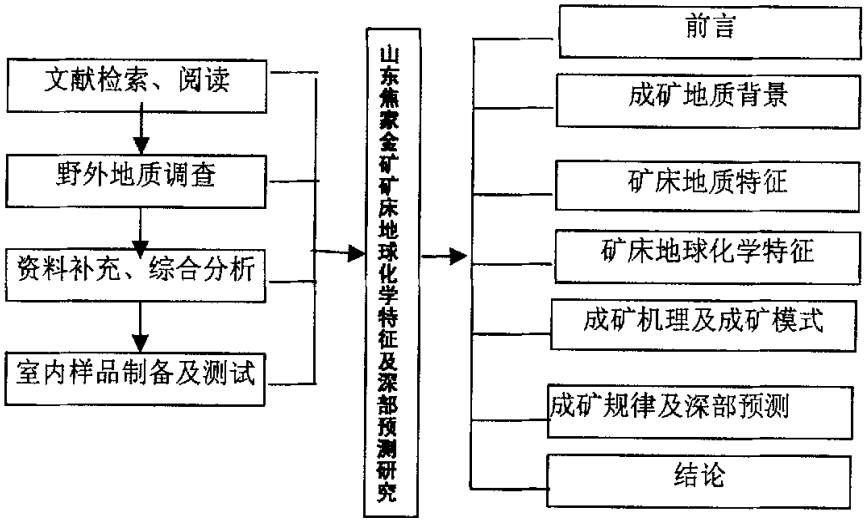


图 1-2　研究路线图

1. 在已有区域及矿床地质资料的基础上，通过野外观察及室内鉴定分析(光薄片鉴定、显微照相等)，研究矿床的地质特征，包括矿体产状、矿石组构、矿石物质成分、围岩蚀变和矿化期次等；

2. 通过地球物理、地球化学特征研究，总结地球化学异常模式，建立地球化学评价指标，并结合数学统计分析，对矿床深部含矿性进行预测；

3. 通过常量及微量元素分析、同位素(S、Pb、Rb-Sr)测试分析及年龄计算，研究成矿物质来源及流体性质等；

4. 在上述研究内容的基础上阐明矿床的成矿机制。

1.5 完成的主要工作量

本项研究是由焦家金矿资助完成的。为完成论文及项目委托单位的要求，本次研究采用矿山实地调查与室内综合研究相结合的方法，通过现代多种测试技术方法，结合国内外最新成矿理论，对焦家金矿的物质来源及时代、3号脉矿体变化规律、成矿模式等加以研究，为矿床研究及矿山生产提供理论依据。

项目组成员以焦家金矿为重点，详细研究调查了区域地质及矿田地质特征，现场研究了矿区相邻的几个典型黄金矿山，外围对玲珑在内的主要金矿进行了踏勘(图版 I-1~I-6，II-1~II-3)。在野外观测及室内分析和各种资料的综合整理基础上，完成了大量基础地质工作(表 1－1)。完成工作量如表 1－1。

表1－1 实物工作量统计

序 号	研究课目	工作量	备 注
1	详细工作面积	2km^2	焦家金矿各中段，望儿山金矿部分中段
2	实测剖面	2 条	1：500
3	外围矿床踏勘	4 个	三山岛、新城、望儿山、玲珑金矿
4	岩(矿)石 ICP－MS 分析	36 件	分析元素稀土及微量元素 38 种
5	单矿物 ICP－MS 分析	15 件	
6	化探光谱分析样品	521 件	
7	Py 单矿物 Pb-Pb 同位素分析	11 件	同位素组成和年龄
8	Ar－Ar 同位素定年	2 件	(分析数据尚未获得)
9	S 同位素分析	11 件	
10	石英包体 Rb-Sr 等时线定年	7 件	
11	镜下光片鉴定	28 片	组分和显微组构研究
12	镜下薄片鉴定	56 片	含一般薄片、定向薄片、包体片
13	化学全分析	36 件	
14	Py 单矿物化学分析	11 件	
15	地质观察点	150 个	主要在-110～-270 中段
16	采集岩矿样品	804 件	矿区为主，外围部分
17	野外照相	150 张	
18	室内照相	120 张	
19	计算机数据处理	1500 小时	

1.6 取得的主要认识和进展

本项研究取得的主要成果及创新点如下：

1．探讨了玲珑花岗岩的成岩环境，确定了燕山期为主要成矿期。

玲珑花岗岩的走向展布与NE向区域构造线相一致。在常量及微量元素成岩环境判别图上，投点均落入造山花岗岩或同造山花岗岩区域。众多的同位素年龄数据，支持玲珑花岗岩形成于燕山期的观点。同位素和稀土元素地球化学研究表明矿床形成于燕山期(Rb-Sr年龄124Ma±1Ma)，Pb-Pb同位素及稀土元素判别表明成矿物质来源于玲珑花岗岩及深部。在中生代中国东部广泛的燕山期热事件中，在构造断裂部位形成大规模的围岩蚀变，金沿有利构造部位充填富集成矿。

2．对矿床地质取得了以下认识：

1) 焦家金矿的1、2号矿体实际上是分支复合的同一条工业矿体，受主断裂控制，认为前人的划分不符合地质实事，也不便于成矿规律和深部找矿的研究。主矿体的特别厚大部位，往往是由3号脉与主矿体复合形成的，可作为生产中探寻3号脉的标志。

2) 随着采矿深度的增大，虽然前人认为的焦家金矿向SW侧伏的规律依然存在，但侧伏角度要陡得多，侧伏规律对整个矿床探矿的影响已经不重要。

3) 3号矿脉受主断裂的次级构造控制，而其中的硫化物脉则受三级乃至四级节理裂隙控制。受构造牵引作用影响，控制黄铁矿脉的三四级裂隙往往与3号脉总体走向斜交，简单地沿黄铁矿富脉追索极易造成现场丢矿。

4) 断裂蚀变带从外带(片麻状花岗岩)到内带(主断裂面)，有从韧性变形－韧脆性变形－脆性变形－多期脆性变形迭加的变形性质变化，有分布宽度从宽－窄的变化，在时间序列上有从先－后，从老－新的变化，从构造成矿层次上，有从较深层次到较浅层次的变化。

3．用伸展构造理论解释了区域矿体的产出机制，建立了新的成矿模式：

(1)中生代在太平洋板块向欧亚板块俯冲，引发仰冲板块下地幔软流圈浅部对流，一方面局部上升幔流引发了岩浆活动，产生深部矿液；另一方面导致地球表壳伸展剥离，形成核杂岩。(2)伸展的核杂岩构造剥离出露，构造层次由深变浅，在早期韧性剪切、剥离剪切形成的构造片岩和糜棱岩带上叠加晚期脆性破裂，形成具有扩容特征的破裂系统，构成重要的配矿－容矿构造。(3) 天水经剥离天窗入渗，与深部成矿流体在不同深度发生程度不同的混合并不断粹取围岩矿质形成混合成矿热液。混合成矿热液在多幕次的热活动驱动下，总体由下向上逸散，在剥离断层下方陡倾的张裂隙系统的“引导”下贯入先存剥离断层片理及脆性扩容带，形成层状、似层状、透镜状矿体。而兼起“引导”作用的陡倾张裂隙系统，因多期的矿液通过并不断加积，形成成分复杂的脉状矿体。

该模式较好解释目前遇到的与找矿问题，对指导区域找矿有重大的理论和经济意义。

4．通过深部矿体定位预测研究，确立焦家金矿存在第二成矿富集带。

(1) 深部的激电探测表明，在96及112勘探线两条剖面均出现上、下两个高极化率异常带，-350m以上的高极化率异常与已知主矿体对应较好；-350~-450m高程上的低极化率异常带(低硫化物异常带)属于典型意义上的无矿或矿化带(类似于望儿山和新城金矿的深部无矿间隔)；-450m以下第二高极化率异常带的出现，预示着焦家金矿床的深部也有第二成矿富集带，即深部存在矿化良好的盲矿体。

(2) 通过地球化学异常分带及其模型的研究，认为矿床地球化学异常分带极其明显，微量元素异常组合为Au、As、Sb、Bi、Ag、Cu、Pb、Zn；在矿体的头、中、尾部表现为不同的元素地球化学组合，且同一部位的内、中、外带的异常组合也有明显差异。研究表明，Ag、Sb、Hg为头晕指示元素，Bi为尾晕指示元素，Au、Cu、Pb、Zn为近矿指示元素；垂向上的元素分带序列为Ag-Ni-Sb-Mo-Ba-Co-Hg-Pb-Zn-Au-As-Cu-Bi，其中Ag-Sb-Hg-Pb-Zn-Au-As- Cu-Bi为有显著指示意义的元素组合。沿侧伏方向异常规模扩大，As、Bi出现高值异常，Au、Ag、Sb等元素出现较高异常，此元素组合为明显的头晕、尾晕指示元素叠加的特征，预示矿体沿侧伏方向有下伏矿体的存在或矿体有较大规模的延伸。

(3) 区域成矿学研究表明，本矿床也存在第二成矿富集带。首先新城金矿在上部主矿体尖灭后，垂深近100m处又发现了巨大工业价值的V号盲矿体，储量达27.70t；望儿山金矿的深部也出现了相同的矿化富集特征，在深部也找到30.8t的富矿体。

上述研究成果的主要创新点表现在：

1、通过矿床的深部定位预测，认为焦家金矿存在深部盲矿体。通过区域成矿规律的研究，结合焦家金矿田内各金矿矿体控矿规律和矿床地球化学特征的研究，认为焦家金矿田普遍存在深部第二成矿富集带，这对区域找矿具有开创性的指导作用。必将改善类似焦家金矿等危机矿山的金资源面貌。

2、建立了焦家金矿矿床地球化学勘查模型，采用石英包裹体Rb-Sr同位素定年，精确厘定了矿床的成矿年龄为124Ma±1Ma。

3、认定焦家金矿的1、2号矿体实际上为分支复合的同一个矿体，这无疑对矿山的生产和深部勘查具有重大的指导作用，避免了盲目的探采。建立了主矿体与3号矿脉群的“羽”状构造控矿勘查模型，否定了主矿体与3号矿脉群之间存在50～100m的无矿间隔的认识，避免了探采时金资源量的大量浪费。

4、建立了胶东地区新的成矿模式，将矿床类型确定为“核杂岩晚一后期伸展剥离构造热液型金矿床”。这对焦家金矿及整个胶东地区的金矿找矿提供了新的理论依据，据有重大的理论指导意义及经济实用价值。

2 成矿地质背景

本文区域地质部分以最新出版的《山东省 1：50 万区域地质图》(宋明春等，2003)为基础，同时参阅了山东地质六队及其他研究人员的研究成果，把玲珑超单元的时代由该书的震旦期和柳林庄、文登、津宁所超单元的印支期改回到以前认定的燕山早期。按照这一地层及超单元划分方案，此前成立的太古界“胶东群”地层被重新划分为中太古界唐家庄岩群、新太古界胶东岩群、古元古界荆山群及栖霞、官地洼、马连庄、莱州等超单元绿岩侵入体，前人划分的胶东地区的主体构造栖霞复背斜已不复存在。

研究区位于胶东半岛西北部，大地构造位置处于华北地台南缘胶北隆起区，西靠沂沭断裂带，南接胶莱拗陷，北邻龙口断陷盆地和渤海拗陷，东接牟平—即墨构造混杂带(图 2-1)。古老的变质基底(变质变形岩系)，多期多成因的岩浆活动和以北东向断裂为主的构造格架，构成了本区金矿的成矿地质背景(图 2-2)。

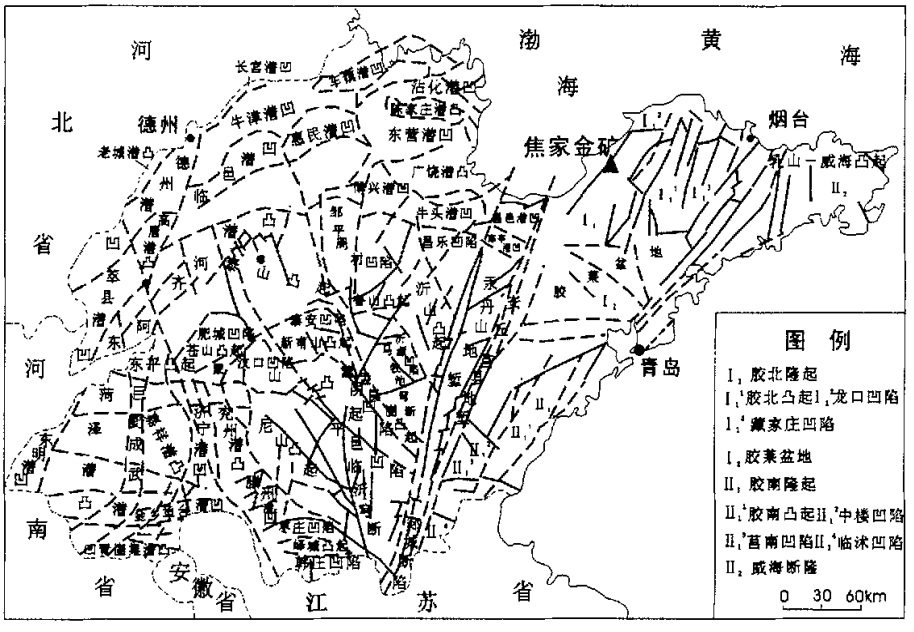


图 2-1　胶东地区及焦家金矿在大地构造分区中的位置

(据宋明春等 2003 年资料修改)

2.1 区域地层岩性分布

山东省中太古代至第四纪地层发育齐全，地表出露以中、新生代地层为主，其次为古生代地层，元古宙地层分布局限，太古宙地层零星出露。由新至老，地

层出露面积趋少。

沂沭断裂带(郯庐断裂带的山东段)将山东省分为东西两部分。沂沭断裂带内与西部相近，鲁东缺失整个古生代和中生代三叠纪及早中侏罗世地层。

胶东地区地层分布以古元古代荆山群(Pt_1j)和粉子山群(Pt_1f)为主，中太古代唐家庄岩群(Ar_2t)及新太古代胶东岩群(Ar_3j)呈包体状残存于栖霞超单元及玲珑超单元中，第四纪沉积(Q)沿河流及滨海分布(宋明春等，2003)。地质构造情况及地层见表2－1。

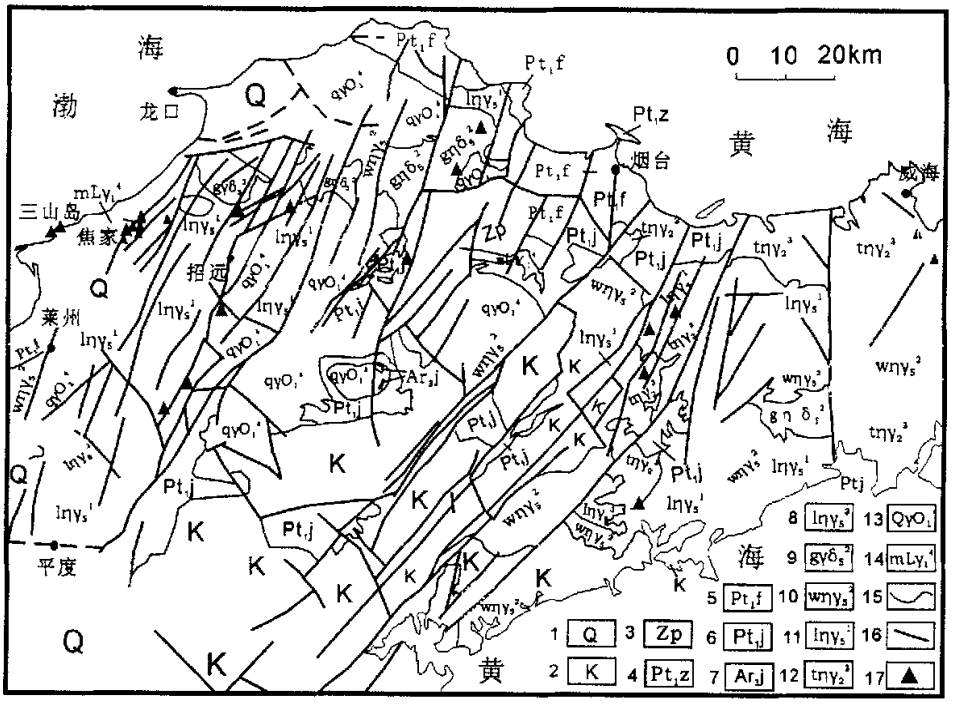


图 2-2　胶东地区区域地质图

(据山东省地质矿产局第四、第六地质队资料修改)

1 第四系粘土及冲积物　2 白垩系砂页岩及流纹岩、安山岩　3 新元古界蓬莱群灰岩、板岩及石英岩　4 古元古界芝罘群石英岩　5 古元古界粉子山群片岩、大理岩、变余砂岩　6 古元古界粉子山群石墨片岩、变粒岩、斜长角闪岩　7 胶东岩群变粒岩及斜长角闪岩　8 燕山晚期崂山超单元花岗岩正长岩及正长花岗岩　9 燕山中期郭家岭花岗闪长岩及二长花岗岩　10 燕山中期文登超单元中粗粒二长花岗岩　11 燕山早期玲珑超单元二长花岗岩　12 新元古界震旦期铁山超单元碱长(正长)花岗岩　13 新太古代五台－阜平期栖霞超单元片麻状中细粒花岗闪长岩　14 新太古代马连庄超单元变辉长岩(斜长角闪岩)　15 地质界线　16 断层　17 焦家金矿田内的主要金矿床

2.1.1 太古宙

山东省范围内的太古宙地层包括中太古代沂水岩群和唐家庄岩群、新太古代泰山岩群和胶东岩群，其分布大多不连续，在太古宙 TIG 质片麻岩中呈包体形式出现。中太古代岩系属麻粒岩相变质，新太古代岩系属角闪岩相变质。鲁东

地区出露地层主要是唐家庄岩群和胶东岩群。

表 2-1　　胶东区域地层简表

界		群	系	统	组	代号	岩石组合	厚度(m)	构造运动
新生界			第四系	全新更新		Q_1-Q_4	粘土、冲积层	50-80	
			第三系	始新		N_1	细砂岩	430	喜山运动
中生界			白垩系	上统	王氏组	K_2w	紫红色砂页岩	1100	燕山运动
				下统	青山组	K_1q	流纹岩、安山岩	700-980	(160-100Ma)
			侏罗系	上统	莱阳组	J_1l	砂砾岩夹碳质页岩	445-2674	蓬莱运动
元古界	新元古界	蓬莱群			香疙瘩组	*Zpx*	灰岩、泥灰岩	1021	(600-700Ma)
					南土组	*Zpn*	板岩	1285	
					辅子疙瘩	*Zpf*	石英岩	584	胶东运动 II (1800Ma)(相当吕梁运动)
					豹山口	*Zpb*	板岩	1213	
	古元古界	芝罘群			东口组	Pt_1zd	厚层石英岩	87.4	
					兵营组	Pt_1zb	细粒石英岩	868	
					老爷山	Pt_1zl	钾长石英岩	764	
		粉子山群			岗嵛组	Pt_1fl	黑云片岩	440	
					巨屯组	Pt_1fj	黑云片岩大理岩	876	
					张格庄	Pt_1fZg	大理岩	1277	
					祝家疙瘩	Pt_1fZj	浅粒岩	390	
					小宋组	Pt_1fx	变余砂岩	150	
		荆山群			陡崖组	Pt_1jD	矽线石墨片岩	1638	
					野头组	Pt_1jy	大理岩变粒岩	1120	胶东运动 I (2500Ma)(相当五台运动)
					禄格庄组	Pt_1jl	斜长角闪岩、超镁铁质岩	1370	
太古界	新太古界	胶东岩群			郭格庄岩组	Ar_3jg	变粒岩夹磁铁石英岩		
					苗家岩组	Ar_3jm	黑云变粒岩夹斜长角闪岩韵律层		
	中太古界	唐家庄岩群				Ar_2t	磁铁石英岩、变粒岩、麻粒岩		

资料来源：据宋明春等，2003.

唐家庄岩群(Ar_2t)主要分布于莱西、莱阳及栖霞等地，呈零星的包体状残存于新太古界栖霞超单元中，在中太古界西朱崔单元中少量分布，总体呈 NE 向带状展布。包体一般延长数米至数十米，小者仅数十厘米。包体走向以 NE、NW 向为主，走向上连续性极差，深度上延续浅，呈"漂浮"状，产状平缓。主要岩性为磁铁石英岩、黑云(角闪)变粒岩、磁铁紫苏斜长麻粒岩、石榴二辉麻粒岩、斜长角闪岩、磁铁二辉麻粒岩。原岩以克拉通高级变质区的中基性、中酸性火山岩为主，夹硅铁建造。岩石的变形主要以韧性剪切作用为主，但后期重结晶恢复作用强烈，粒度较粗，属麻粒岩相。磁铁石英岩系的 Sm-Nb 等时线年龄 2520 Ma±70Ma(本章区域地层及花岗岩年龄除特别注明者外均引自宋明春等，2003)，

但侵入其中的官地洼超单元的年龄为 2800 Ma -2904Ma，表明其形成时代属于中太古代，即华北陆核的生成期。

胶东岩群(Ar_3j)分布于胶北断隆内，呈大小不等的零散包体状、带状发育于栖霞及招远、蓬莱等地，包于新太古代栖霞超单元中，少量分布于玲珑超单元内部及边缘。其岩性为一套成层性明显、韵律性清楚的黑云变粒岩、斜长角闪岩、角闪变粒岩夹磁铁石英岩组合。总厚 114m。岩性以斜长角闪岩、角闪黑云变粒岩、黑云变粒岩为主。据该组的细粒斜长闪长岩的 Hb-Pl 矿物对成分测量估算的 T=525℃，P=0.52Gpa，反映了低角闪岩相的变质环境。其原岩为一套基性-中酸性火山岩和碎屑沉积岩，属大洋环境下的一套火山沉积建造。变质程度达角闪岩相。斜长角闪岩中锆石单矿物 Pb-Pb 同位素年龄 2477Ma。该地层区域分布在新太古代栖霞超单元中呈包体出现，岩性组在新太古代栖霞超单元中呈包体出现而未经中太古代麻粒岩相变质事件，表明其形成时代为新太古代。

2.1.2 元古宙

元古界地层包括下元古界荆山群、粉子山群、芝罘群和济宁群，中元古界云台岩群和土门群、上元古界蓬莱群。济宁岩群分布于鲁西南，云台岩群仅分布于东南沿海几个小岛上，土门群见于沂沭断裂及其以西。胶东地区主要出露荆山群和粉子山群中低级变质岩系，芝罘群和蓬莱群出露面积不大。

荆山群(Pt_1j)主要分布于招远南部地区，原岩为一套正常的陆源碎屑—碳酸盐岩沉积夹少量中基性火山岩。属低压相系高角闪岩相。

粉子山群(Pt_1f)主体岩性为滑石片岩、蛇纹石片岩、斜长角闪岩、角闪片岩、片麻岩，部分大理岩及变粒岩，其特点是铁、镁含量较高。该群上部黑云片岩同位素 U－Pb 年龄 1848-2634Ma，与荆山群的 1847-2758Ma 相当。

芝罘群(Pt_1z)局限分布于烟台市芝罘岛及其邻近崆峒岛等各大小岛屿，呈北西向展布，出露总面积 $10km^2$。主要岩性为石英岩、钾长石英岩夹磁铁矿层。U－Pb 年龄 2171Ma。

蓬莱群(Zp)在栖霞、福山、龙口、蓬莱、长岛等地零星分布。主要岩性为千枚岩、板岩、石英岩、结晶灰岩及大理岩等，为一套延伸稳定的浅变质岩系。1960 年梁玉佐及 1966 年 805 队在香夼灰岩中发现叠层石(Chihsicnella Chihsienensis)，可与青白口系相对比。Rb-Sr 全岩等时年龄为 417-500Ma(王沛成等，1991；朱光 1994)，灰岩 Pb-Pb 全岩等时线年龄为 1164Ma(张文起，1995)。

2.1.3 古生界

古生界广泛分布于鲁西地区及沂沭断裂带内，鲁东地区缺失古生界沉积。

2.1.4 中生界

中生代地层的分布、岩相和厚度明显受断裂控制，广泛分布于断陷盆地中。主要发育侏罗系及白垩系。

侏罗系上统沉积中心向东迁移，沉积分布广泛，主要为河湖相、湖相砂页岩建造，在胶莱坳陷中厚达7000m，且岩相变化较大。牟平－即墨NE向断裂带两侧沉积特征有较大区别。

白垩系地层分布与构造关系极为密切。岩相厚度变化大，显示受构造控制。下白垩统青山组火山岩系在沂沭断裂带及胶莱坳陷中最发育。地层主要由火山碎屑岩、基性－酸性火山熔岩、熔岩角砾岩组成，属多旋回裂隙－中心式喷发。青山组火山岩系与下伏莱阳组是不整合和平行不整合关系，而在莱阳以南地区一些剖面为整合关系，说明同一构造环境下不同地区或地段构造界面形态和构造活动有很大的差别。

白垩系上统王氏组主要为河湖相红色碎屑岩建造，厚度大，集中分布在沂沭断裂带及胶莱坳陷中。地层一般不整合于青山组之上。局部可见不整合于前寒武系变质基底之上，在近沂沭断裂带局部不整合于燕山期岩体之上。

中生代地质构造活动强烈，断陷及巨厚火山岩沉积发育。其间古生代末至早侏罗世之前有一次地壳运动，鲁东比鲁西抬升幅度大而强烈。晚侏罗世开始的沉积建造表现出西部为褶皱隆起的中心，鲁东以胶莱坳陷为主体成为巨厚火山－陆相沉积区。白垩系也主要在鲁东及沂沭断裂带沉积，其构造界面的迅速变化表现了构造活动的强烈及火山－陆相碎屑岩建造厚度的不均一。白垩纪构造活动更复杂，局部特色明显。

2.1.5 新生界

新生界缺失古新统下第三纪，在黄县盆地、胶莱坳陷西北边缘平度一带有小面积分布，主要为河湖相碎屑岩、山麓洪积相砂砾岩，地层不整合于白垩系或古老地层之上。

上第三系在鲁广泛发育，在胶东地区仅零星分布，以基性火山岩为主夹河流相砂砾层。

第四系分布于平原区、滨海及山区河谷内，以冲积、海积砂砾层为主。

从区域地层岩性分布特征分析，胶东地区的地层发育特征与其他地区有很大差异：前寒武纪结晶基底较齐全，但缺失整个古生界(表2－1)，表明郯庐断裂带以东处于长期地壳抬升；中生代强烈构造岩浆活化，中新生代地层相对郯庐断裂以西发育。

2.2 区域构造

主要发育 E-W 向和 NNE 向构造带，其次为 NE 和 NNE 向构造带；S－N 向、NW 向及复合性构造踪迹明显，但不占主导地位(吴磊伯 1982)。

2.2.1 东西向构造

胶东西北部东西向构造为区域基底构造的一部分，以近 E－W 向延展的弧形断褶构造型式横贯全区，主要是古老 NW 向构造的产物，从胶东西北部构造体系图(图 2－3)上可以看出，从北向南大致可以划分为三个大的构造带。

研究区东西向构造主要分布在仓上－西由－朱桥一带，马连庄超单元栾家寨单元变基性岩侵入体从三山岛－新城－焦家呈 E－W 向断续出露，玲珑花岗岩沿其两侧发育舌状岩浆侵位，形成近东西向展布的花岗岩带，沿东西向基底断裂带中生代时继承性活动，在仓上、西由、焦家等地被 NNE 向和 NE 向断裂构造截切，形成复合式构造。西部的仓上断裂，东部的河西断裂，新城以北和界河以北的近东西向断裂，也属于东西向构造的一部分，这些都具有长期活动特点。

2.2.2 北北东向断裂构造

区内 NNE 向、NE 向断裂构造发育，以沂沭断裂为主体，主要是在中生代印支－燕山期成生发展起来的。断裂部分发育在花岗岩岩体内，部分发育在花岗岩与胶东岩群(含荆山群)的接触带上，自西向东规模较大的 NNE 向断裂性带主要有三山岛断裂带、新城－焦家断裂带、玲珑－招平断裂带等(图 2－3)，这些断裂带大致呈一定的等间距分布，它们切割(截切)改造早期形成的东西向构造带。在两者切割交汇处，形成若干次级伴生断裂和低序次分支断裂，均为本区主要的控矿和容矿断裂构造。

三山岛断裂带分布于研究区西部三山岛－仓上一带，形成于玲珑花岗岩与马连庄超单元变辉长岩接触带偏岩体一侧。该断裂向南西和北东延至渤海，控制长度仅 11km，除在三山岛海边局部出露外，大部分隐伏于第四系之下，为矿化蚀变破碎带。伴生有 NE 和 NNE 向断裂，断裂带内糜棱岩化花岗岩及碎裂岩极为发育，形成一宽 80-200m 的断裂带，走向 30°-35°，倾向 SE，倾角 35°-45°，覆盖区下的仓上以南断裂的具体位置和产状不明。该断裂带控制了三山岛和仓上特大型金矿床的形成和分布，是本区西部的主要成矿带。

焦家断裂带是黄县－莱州弧形断裂带的南延部分，出露长 30km，两端均为第四系所覆盖。断裂北部发育在郭家岭岩体与玲珑岩体及玲珑岩体与栾家寨单元

的接触带中，南段则发育在新太古界栾家寨变辉长岩(斜长角闪岩)中。主断面波状起伏，平均走向 30°，倾向 NW，倾角 35° 左右。其中段(朱桥以北－新城)被 NNE 向断裂构造复合，使破碎带变宽，走向方位转为 NEE，在平面上呈“S”状。断裂带内部结构分带明显，由主断面向两侧依次不对称发育了断层泥带、挤压片理带、构造透镜体带、密集节理带和稀疏节理带(吕古贤，1992)，是一条多期次活动的复合式断裂带。矿床形成于强烈改造的地段，该断裂带控制了新城、焦家、马塘、河西、河东和望儿山等特大型及大中型金矿床的形成和分布，是本区最主要的金成矿带。

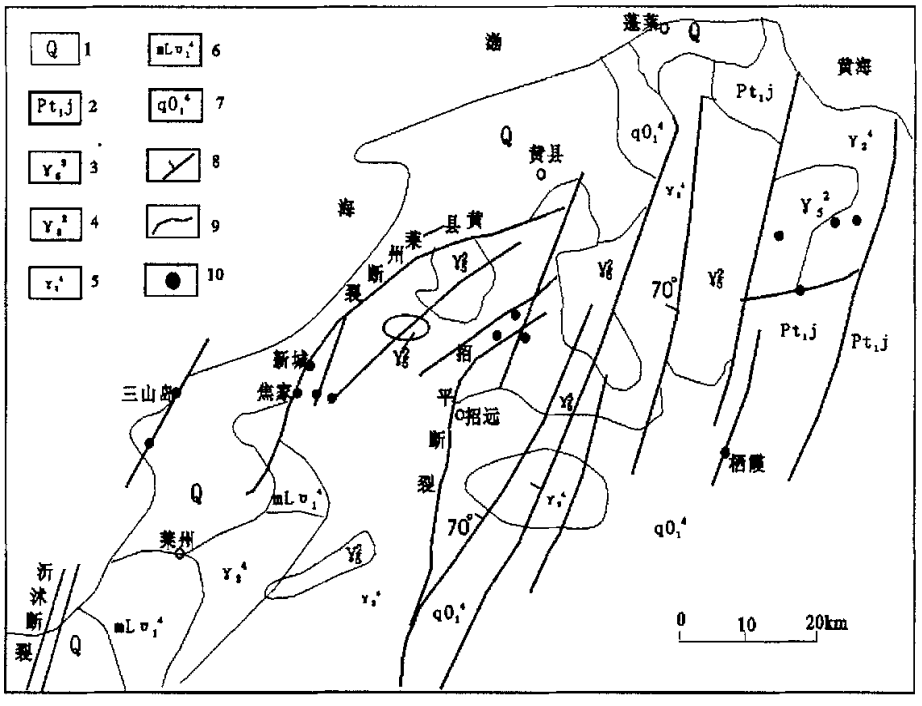
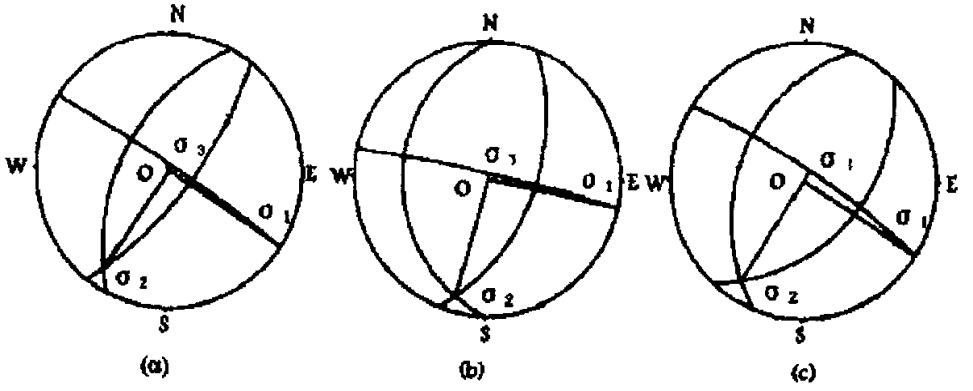


图 2-3　招远－莱州金矿田区域地质图

(据山东省地质六队资料修改)

1 第四系　2 元古界荆山群变质碎屑岩系　3 晚燕山期霏细岩　4 早燕山期花岗岩　5 玲珑超单元花岗岩　6 马连庄超单元变辉长岩　7 栖霞超单元云英闪长岩　8 断层及倾向　9 地质界线　10 金矿床

招平断裂平面上呈“S”形，南段自平度城北大致沿招风顶岩体南界呈 NEE 向延伸，延至戈宋庄附近逐渐弯转呈一向东南突出的弧形，断裂走向逐渐转为 NNE 或 NE 走向，沿玲珑岩体与马连庄超单元变辉长岩、粉子山群接触带曲折延伸，至招远城北断裂走向呈弧形转弯，变为 NEE 向延入玲珑矿田东南侧，并切割玲珑岩体。断裂长百余 km，倾向 SE-SEE，倾角 30°-45°，破碎带较为发育(图版(II-4，III-1)，控制东部金矿带。



(a)	(b)	(c)
σ_1:120°∠10°	σ_1:102°∠5°	σ_1:120°∠0°
σ_2:210°∠7 5°	σ_2:192°∠5°	σ_2:210°∠7.5°
σ_3:330°∠80°	σ_3:322°∠85°	σ_3:30°∠82.5°

图 2－4　焦家金矿主矿体(a)、3 号脉矿体(b)及 NE 向构造(c)应力场赤平投影

根据-70~ -190m 区段采场节理的调查统计，本区的共扼 X 型节理走向多与矿体平行，倾向为 NW 和 SE，在极射赤平投影图上的分析结果为 σ_1 102°-132°∠5°-10°，σ_2 192°-213°∠5°-10°，σ_3 322°-350°∠80°-85°，说明矿区的最小构造主应力为垂直应力，最大构造主应力为 SE 方向与主断层走向(30°±)大角度相交的水平应力，即主断层是在 NW-SE 向侧压应力作用下形成的。区域上，焦家主断裂与招平主断裂倾向相反，它们所代表的区域构造应力场约为 σ_1 120°∠0°，σ_2 210°∠7.5°，σ_3 30°∠82.5°，基本与矿区构造应力场一致(图 2－4)。

2.2.3 北东向断裂构造

区内 NE 向构造较为发育，主要有北截－灵山沟断裂和柞村－驿道断裂，此外还有一些北东向的隐伏断裂带，与金矿化均较为密切。其与 NNE 向断裂复合，可形成中小型金矿床，是区域上较大的 NNE 向矿化带之一。

总之，NE 向构造和 NNE 向构造对区内金矿化有着严格的控制作用，前者控制金矿化集中区的基本轮廓，后者控制区内主要金矿带的分布范围和相对位置。在两者的反接复合部位，严格地控制了区域上主要金矿田的形成和分布范围和相对位置，如三山岛金矿田、焦家金矿田、玲珑金矿田及产在基底东西向反“S”状弧形构造与 NNE 向主干断裂的反接复合部位，不同方向构造的复合、叠加、改造是矿床生成的有利条件。

胶东金矿床是在古老变质的基岩基础上，经多次构造活动伴随着相应的变形、变质、断裂、岩浆和热液作用而逐渐发育而成的。太古宙－元古宙含海底基

性火山岩的构造－沉积岩相控制了胶东金矿集中区分布的范围。基底反“S”弧形断褶－变质岩相型式对该类金矿区域成矿作用的形成具有重要的奠基作用，金矿带集中分布区多位于反“S”弧形突出的区段，处于较高变质岩相向较低变质岩相的过渡区带，花岗岩与金矿的形成密切相关，是金的直接矿源岩系，其构造早期以塑性为主的剪切为主转变成矿期以脆性剪切为主，断面产状上陡下缓，具有明显的伸展剥离断层构造特征。在 E-W 向、NE 向及 NNE 向构造的复合、叠加、改造所形成的中生代构造－岩相范围内，发育在直接矿化岩系内部及边界附近的断裂－蚀变岩对矿化起到一定的控制作用，是最主要的控矿和富矿构造。花岗岩是金矿产生的直接矿源岩系，主要大型、特大型金矿产于玲珑型花岗岩内部及边部地带，特别是在 0-5km 的外接触带范围内有金矿分布(吕古贤，1988)。从早到晚矿化的过程中，矿床分布有从岩相内部向边缘相，进而向外接触带一定范围集中的变化趋势，因此在花岗岩外接触带边具有良好的地质找矿远景。

2.3 岩浆岩特征

山东的岩浆活动十分频繁，从太古宙至新生代都有发现，出露面积约占全省陆地面积的 20%，以燕山期岩浆岩出露面积最大。可划分为迁西、阜平－五台、吕梁、四堡、晋宁、震旦、加里东、印支、燕山及喜马拉雅等各岩浆活动期。除迁西期、阜平期、燕山期及喜马拉雅期有较多火山活动外，其它岩浆活动期均以岩浆侵入活动为主。迁西－五台期岩浆活动在山东境内较为强烈，吕梁期在鲁西地区最强烈，燕山期在鲁东区最强烈。每个岩浆活动期大体构成了一个完整的构造岩浆旋回，每个岩浆旋回的基本趋势是从基性向酸性演化。岩浆侵入活动和火山喷发活动密切相关，火山活动往往在先，侵入活动随后。与鲁西规模零星分布的岩浆岩相比，胶东地区岩浆岩分布更广，岩体规模也大。胶东地区岩浆岩主要包括花岗岩类及同期衍生脉岩，中基性和超基性岩类少见，与金矿有关的主要为花岗岩类岩石，对其研究也最为详细，但关于成岩时代，尤其是玲珑超单元的成岩时代争议很大，跨度从 80Ma-1718Ma，宋明春等(2003)根据系统的区调资料，将其归为震旦期，并建立了相应的侵入岩时代和期次(表 2-2)；但更多的学者根据自己的研究成果，认为玲珑岩体是燕山期的产物(约在 110Ma-140Ma 之间)(陈衍景等，2004)，本文持后者的观点，具体讨论见后文。

2.3.1 岩浆岩及其空间展布

岩浆岩在空间上具有区域成带分布特点，在时间上则显示出多旋回活动的特点，在形成上具有多成因的特点，其时、空分布及其形成、演化和构造运动的发生、发展息息相关。沂沭断裂将山东省的岩浆岩分为鲁西和鲁东两个构造岩浆区。

胶东地区岩浆岩主要有太古宙、新元古代及中生代三个形成期，元古宙以来的岩浆活动比鲁西地区强烈的多，大致可分为6条岩浆岩带(宋明春等，2003)。

表2-2　鲁东地区侵入岩岩石

代	期	阶段	超单元	岩性	说明
新生代	喜山期			橄榄玄武岩、玻基辉橄玢岩、苦橄玢岩、辉绿玢岩	切穿崂山超单元内的晚期脉岩
中生代	燕山晚期	崂山阶段	崂　山	碱长花岗岩、正长花岗岩、二长花岗岩(侵入大店、伟德山超单元及白垩系莱阳群)	K-Ar 86.74-129.92Ma
			槎　山	中粒、中粗粒(含斑)正长花岗岩	K-Ar 82.3-144.7Ma
			大　店	石英正长斑岩、斑状细粒石英正长岩	被崂山超单元侵入
		艾山阶段	伟德山	中粒含角闪石英二长岩、细粒二长闪长岩、细粒角闪闪长岩	被大店超单元侵入
	燕山早期	郭家岭阶段	郭家岭	中细粒或斑状中粒二长花岗岩、花岗闪长岩、角闪石英二长闪长岩(侵入玲珑超单元，又被伟德山超单元侵入)	Rb-Sr 102.08-158.14 K-Ar102.5-133.8 SHRIMP 126－130
			宁津所	石英正长岩、黑云正长岩、角闪正长岩	
			文　登	(含斑)中粗粒二长花岗岩	107 Ma -348Ma
			柳林庄	黑云角闪石英二长闪长岩、中粗粒闪长岩、角闪石岩	
		玲珑阶段	玲　珑	中细粒二长花岗岩、片麻状含石榴二长花岗岩(侵入月季山超单元被柳林庄超单元侵入)	U-Pb 118-818 Rb-Sr 118-1718
新元古代	震旦期		垛固山	弱片麻状含斑中粒黑云花岗闪长岩(侵入荣成超单元但被玲珑超单元侵入)	1550－1835Ma
			铁　山	霓石碱长花岗岩、片麻状中粒正长花岗岩、条纹状石英正长岩	Pb-Pb 622.7-782.9Ma
	晋宁期		月季山	片麻状上部二长花岗岩，下部二长岩	U－Pb687-870.6 Ma
			荣　城	片麻状二长花岗岩，黑云花岗闪长岩	648-1120Ma
中元古代	四堡期		海阳所	片麻状角闪石英闪长岩、变辉长岩、变辉角闪石岩、变辉橄榄岩	Sm-Nd 1282-1742, K-Ar1718Ma
古元古代	吕梁期		双　顶	片麻状细粒二长花岗岩、花岗闪长岩	U－Pb 2149-2468
			莱　州	中细粒变辉长岩(斜长角闪岩)、变辉石角闪石岩、变透辉石岩、变橄榄岩(蛇纹岩)	U-Pb 1903.4Ma, Sm-Nd1907-2497±24
新太古代	五台－阜平期		栖　霞	片麻状中细粒花岗闪长岩、云英闪长岩	U-Pb 2439-2817Ma
			马连庄	变辉长岩(斜长角闪岩)、中粗粒变角闪石岩、变辉橄岩	
中太古代	迁西期		西朱崔	片麻状细粒含紫苏英云闪长岩	锆石蒸发 2481Ma
			官地洼	中细粒变辉长岩、变橄榄辉石岩	Sm-Nd 2839-2904Ma

据宋明春等(2003) 资料结合山东地质六队(1997)、李兆鼐(2003)、关康等(1998)资料修改.

1．栖霞岩浆岩带，分布范围东自桃村断裂，西至招远－平度麻兰一线，其南为胶莱盆地，北为黄海，属胶北隆起的核部。主要由栖霞超单元TTG岩系组成，有少量官地洼超单元、马连庄超单元、莱州超单元超基性—基性侵入岩及胶东岩群中基性火山岩。构造线走向近东西。

2．玲珑－平度及鹊山－昆嵛山侵入岩带：出露于栖霞岩浆岩带的东西两侧，主要由玲珑超单元组成，岩带走向近南北。

3．临沭－胶南及海阳所－威海侵入岩带，出露于鲁东南及胶东半岛东端之

胶南造山带范畴内，主要由荣成超单元、月季山超单元、铁山超单元等新元古代花岗岩类组成，部分为海阳所超单元超基性－基性－中性侵入岩，岩带总体走向北东，其内构造线走向较复杂。

4．东部沿海侵入岩带：主要出露于威海－青岛－日照一带的沿海地区。由柳林庄超单元、郭家岭超单元、宁津所超单元、伟德山超单元、雨山超单元、大店超单元及崂山超单元侵入岩组成，岩带整体走向北东。主要包括 8 个复式杂岩体，分别是艾山杂岩体、伟德山杂岩体、石岛杂岩体、海阳杂岩体、崂山－大珠山杂岩体、大场杂岩体、河山杂岩体及大山－大店杂岩体。

5．鲁东中生代火山岩带：主要出露于胶莱盆地周缘。大部分由青山群火山岩组成，少量为莱阳群火山岩及王氏群火山岩，总体呈近东西向带状展布。

6．临朐－蓬莱新生代火山岩带：由新生代玄武岩类组成，总体呈北东向带状展布。

不同时代的岩浆岩具有明显的旋回性演化特点，每个岩浆旋回一般从超基性、基性岩开始，至酸性、碱性岩结束，可分为迁西、阜平－五台、吕梁、四堡—震旦、印支、燕山、喜马拉雅等 7 个岩浆演化旋回。岩浆演化总的特点是随时代由老到新逐渐向偏酸、偏碱方向演化。早期的岩浆演化旋回中常出现较多超基性岩、基性岩；至晚期旋回超基性单元消失，基性单元减少。晚期岩浆旋回的早期以中性岩为主。就花岗岩类而言太古宙及古元古代旋回有较多钠质花岗岩，而显生宙则以浅色花岗岩和钾质(或碱性)花岗岩为主。

岩浆岩的形成、演化与大地构造环境和地壳演化有密切关系。山东地处华北板块与扬子板块及太平洋板块与欧亚板块的接合部位，构造环境差异较大，发展历史也不相同，因而不同岩区(带)的岩浆活动各具特色：鲁西地区位于华北地台内部，因而发育了与华北地台其它地区相似的太古宙紫苏花岗岩系列及花岗岩—绿岩带系列岩浆岩，中元古代以后地台处于稳定发展阶段，岩浆活动相对较弱；鲁东地区除栖霞发育太古宙花岗岩—绿岩带系列岩浆岩外，最为典型的特征是发育了新元古代同造山岩浆岩系列，同造山岩浆岩(临沭—胶南及海阳所—威海岩浆岩带)是华北板块与扬子板块于新元古代发生碰撞造山作用所产生的同构造岩浆岩；东部沿海侵入岩带及盆地火山岩带则导源于太平洋板块向中国大陆的俯冲。

岩浆活动明显受板块构造活动的控制。随着地壳由硅镁质向硅铝质转化，岩浆由基性向酸碱性方向演化，其成因类型由简单到复杂，最终导致不同成因类型岩浆岩在空间上互相叠置。

胶东地区的金矿大部分赋存围岩为玲珑和郭家岭超单元花岗岩。他们与矿体在空间上关系密切。

2.3.2 玲珑及郭家岭超单元

玲珑超单元片麻状黑云母花岗岩及郭家岭超单元似斑状花岗闪长岩在不同构造环境或构造部位产生，其生成过程受构造作用影响，它们相互之间及与变质岩地层主要呈和谐的渐变过渡，仅局部有突变接触。即使侵入界限清楚亦没有大规模热接触变质和冷凝边岩带。主要原生构造、老地层残留体与区域构造线相协调(图版 III－2)。然而对它们之间差异产生的原因却众说纷纭(徐克勤，1983)。

2.3.2.1 构造

与金矿形成直接相关的花岗岩在分布上反映了不同的构造环境和部位。玲珑超单元为陆壳重熔型花岗岩，郭家岭超单元为同熔深成型花岗岩，二者均为受构造控制的强力定位机制：前者沿 NNE 向断裂作用造成的构造薄弱面侵位，岩浆多次脉动使断裂不断扩张，断裂的扩张速度低于岩浆上侵速度，岩浆即以热轻气球膨胀方式挤推围岩并不断就位；后者是挤压域构造－岩相带的产物，除了受基底反“S”弧形构造控制外，其展布特征与中生代构造更为接近(吕古贤，1992)。岩体部分侵位空间受 NE 向压扭构造所控制(图 2－5)，接触处还发育有 NE 向片麻理，后期沿 NNE 向发育的构造和岩脉切割 NE 向构造－岩相发育带，二者是在不同构造－岩相环境、不同构造物理化学条件下不同程度重熔交代变质作用的综合产物。

2.3.2.2 花岗岩类岩石学

由于花岗岩侵入时代(山东省地质六队 1977；山东省第四地质矿产勘查院 2003)以及交代重熔的原岩岩性(王孔海等，1984)和重熔分熔过程(姚凤良等，1990)的不同，尤其是构造－岩相属性的差异，使得不同花岗岩的矿物组成和组构特征也略有不同。玲珑超单元岩浆来源于陆壳，系陆壳重熔型花岗岩类，其中含有大量变粒岩及斜长角闪岩类变质岩包体(图版 III－2)。

在花岗岩分类图上(图 2-6)，玲珑型花岗岩投影于二长花岗岩接近于花岗闪长岩的区域范围，以似片麻状黑云母花岗岩为主；郭家岭花岗岩在分类图上位于花岗闪长岩和二长闪长岩区域内，以似斑状花岗闪长岩为主，斑晶为钾长石，环带发育。

玲珑超单元成分变化不大，以结构演化为主，自早期单元到晚期单元岩浆演化的总趋势是：岩石结构呈旋回性演化，由细粒－中粒－细粒－粗粒－细粒－伟晶构成多个演化韵律；矿物成分中斜长石与钾长石有互为消长关系，如崔召、郭家店单元含斜长石最多，钾长石含量最少；而笔架山单元斜长石含量最低，钾长

石含量最高。石英含量跳跃性较大，但总的演化趋势是逐渐升高。黑云母、石榴石则呈减少趋势，九曲亚超单元普遍可见石榴石，郭家店亚超单元仅偶见石榴石。

郭家岭超单元从早期单元至晚期单元演化的总趋势是岩石类型由二长闪长岩－石英二长岩－花岗闪长岩－二长花岗岩，具明显的从中性岩向酸性岩演化规律；伴随着岩石类型演化的同时，岩石结构由中细粒－中粒－粗中粒－中细粒演化。在矿物成分上，石英、斜长石含量呈递增趋势，钾长石呈递减趋势；暗色矿物由多到少至无；暗色包体的种类、数量、大小由多到少，由大到小，界限由清楚到模糊。这些明显的演化规律均反映郭家岭超单元具成分、结构双重演化特征，超单元的总体演化以成分演化为主，而各亚超单元内部则以结构演化为主。

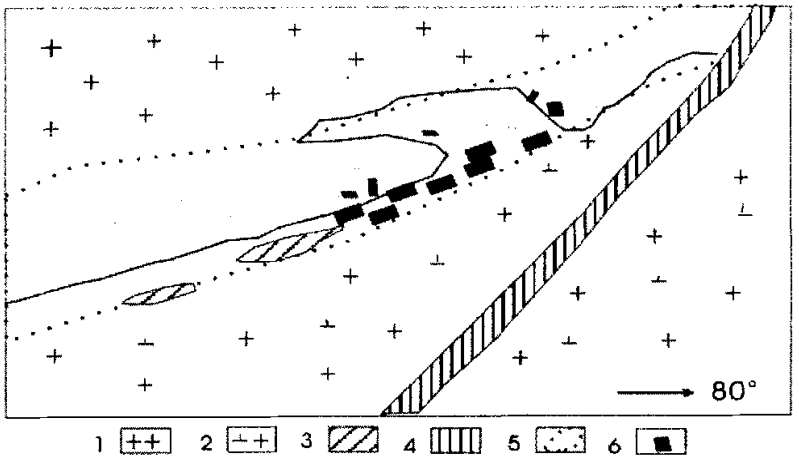


图 2－5　玲珑花岗岩与郭家岭岩体接触关系

(裘有守等，1998)

1 玲珑黑云母花岗岩　2 郭家岭花岗闪长岩　3 黑云母角闪变粒岩或片麻岩　4 煌斑岩脉　5 微片麻理　6 钾长石斑晶(徐家乡苗家南)

2.3.2.3 花岗岩岩石化学

玲珑及郭家岭花岗岩的岩石化学分析结果及 CIPW 的计算表明，玲珑岩体为二长花岗岩，郭家岭体为花岗闪长岩，均为钙碱性系列花岗岩，但郭家岭岩体属正常系列花岗岩，玲珑岩体属铝过饱和系列花岗岩。从岩石化学特征参数来看，玲珑复式岩体属中等程度深熔花岗岩，而郭家岭岩体则显示出强烈深熔花岗岩特征，具有较高的镁铁含量。

玲珑超单元岩石化学成分变化比较平稳，SiO_2 含量总体呈递减趋势，Al_2O_3、K_2O+Na_2O 则呈递增趋势。里特曼指数 2.04-2.92，为钙碱性岩系。微量元素以富 Ba、Sr 为特点，到最晚期的笔架山单元 Ba、Sr 才降低，亲铁元素 Cr、Ni、Co 和亲铜元素 Cu、Pb、Zn 逐渐降低。稀土元素总量变化范围较大，从 57.68×10^{-6}-330.25×10^{-6}，且呈逐渐增高趋势，LREE 增高较 HREE 大，稀土配分曲线为

右倾型，轻稀土分馏好于重稀土(表 2-3)。

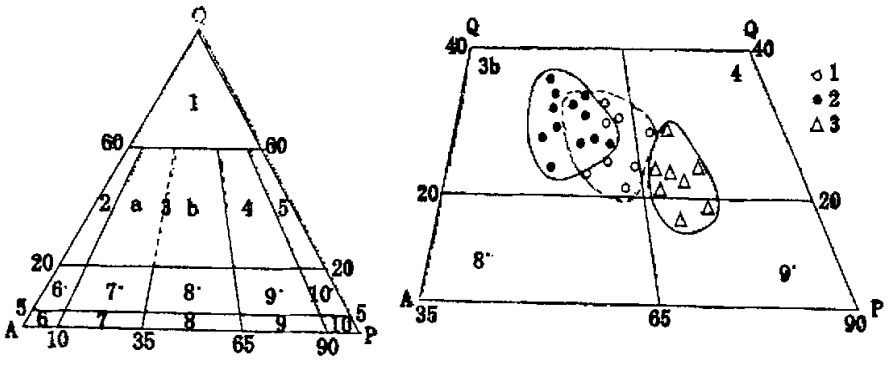


图 2-6　胶东花岗岩类岩石在中酸性侵入岩分类图上的投影

(国际地科联 1972 年建议)

3b 二长花岗岩；4 花岗闪长岩；9* 石英二长闪长岩(未投入岩石样的其它区域内的岩石名称不一一列出)；1 玲珑超单元片麻状黑云母花岗岩；2 湾家河单元等粒二长花岗岩；3 郭家岭超单元斑状花岗闪长岩(据桑隆康，1984；陈光远等 1989；张福琰、文子中，1983；孔庆存、洪岩等，1987 资料综合)

从表 2-4 中可以看出，尽管玲珑超单元内各单元金的含量有差别，但均属于同一数量级，其平均含量为 1.74×10^{-9}，高于中国陆壳金元素丰度值(1.42×10^{-9}，翟裕生等，2002)，基本与上陆壳元素丰度值(1.8×10^{-9}，Taylor 等 1985)一致。翟裕生等(2002)将胶东金矿集区已探明及开采的金矿储量(1400t)，用地球化学块体估算的金总量，换算成该区的成矿率为 0.0084。

表 2-3　　玲珑超单元微量元素组成

样数	Sr	Ba	Cr	V	Zr	Mn	Ti	Rb	Li	Nb	Be	As	Pb	Sn
582	455.75	1348.21	13.30	16.41	141.02	442.68	812.79	12.96	15.25	276.72	6.53	0.43	24.76	1.35
样数	Cu	Zn	Au	Ag	Ni	Co	Mo							Y
582	22.50	28.55	0.33	7.64	6.90	2.67	4.60							10.69
样数	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Cd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
44	32.60	51.28	9.79	19.56	4.55	1.40	3.12	1.19	2.68	1.17	1.80	0.91	1.72	0.95

资料来源：据宋明春等，2003。微量元素 Au、Ag/10^{-9} 其它/10^{-6}；稀土/10^{-6}

玲珑超单元在侵位过程中，地壳深部(或幔源)及花岗岩本身所迁移出来的金由高能区向低能区运移、富集，云山单元、九曲单元及崔召单元具金富集的有利岩石及构造条件。但从目前金矿床的产出地质条件、构造容矿条件分析，虽然玲珑超单元对金有一定程度的富集成矿作用，但更重要的可能应归因于控制玲珑超单元的先存构造以及后期岩浆活动一燕山期郭家岭超单元对金的贡献，多期次的矿化叠加是形成特大型金矿的重要条件。

郭家岭超单元与金矿成矿的关系是历代地质工作者探讨研究的目标。在招远、莱州、蓬莱等矿床集中区，金矿床与郭家岭超单元的分布形影不离，该地区的赵家、大草屋、西石硼和罗家等单元，Au、Ag 含量均很高，亲铜元素和亲铁

元素也较高(宋明春等，2003)，所以郭家岭超单元本身就是寻找金矿的标志。

表 2－4　玲珑超单元金含量表

单　元	样品数	Au($\times10^{-9}$)	离差($\times10^{-9}$)	变异系数(%)
郭家店	19	1.36	1.0	73.5
崔　召	55	1.85	1.61	87
九曲	7	2.29	2.87	125
云　山	39	1.66	1.62	97.6

据宋明春等，2003。

2.4 区域地质发展史

宋明春等(2003)将胶东花岗岩－绿岩地体形成的两大期划分为五个形成阶段：

2.4.1 太古宙陆核形成阶段

迁西－阜平期(2600Ma 以前，U-Pb、Rb-Sr 同位素测年)是华北陆核固结，第一次克拉通期，这一阶段演化在鲁西地区表现强于鲁东。期间出现大洋基性火山岩喷发，形成大洋拉斑玄武岩、基性火山－沉积岩。经胶东运动 I 幕(25 亿年)区域变质作用形成角闪岩相变质带(局部出现麻粒岩相)。太古宙晚期近东西向延长的古陆核已形成。陆核内流褶曲发育。陆核形成模式见图 2-7。

2.4.2 陆块发生形成阶段

五台－吕梁期(2600 Ma -1800Ma，表 2-1)。地壳向刚性发展，这个阶段的主要地质事件是在华北陆核硅铝壳的基础上先后有三次张开、闭合裂谷作用，出现第二次克拉通化。这一阶段演化在鲁西地区主要表现为挤压作用，形成大量造山花岗岩，鲁东地区则以拉张作用为主，形成海槽，产生沉积。早期出现超镁铁质－铁镁质火山岩喷发，属大洋裂谷－岛弧型火山作用。这时太古宙陆核增生－扩大，晚期沿陆核边缘出现沉积盆地，形成粉子山群碳酸盐岩石、粘土岩－碎屑岩相的沉积岩，后经胶东运动 II 幕，形成绿片岩相－角闪岩相变质带。荆山群为塑性流变状的同斜褶曲，形成线行复式褶皱，呈弧形分布。当时鲁东地区可能处于鲁西地区的东南方向，位于古华北板块的南缘，而鲁西地区则位于古华北板块的内部，后来沂沭断裂的左行平移将二者并置在一起。

2.4.3 秦昆海洋形成演化阶段

古元古代以后发生的第一次构造分合事件，原始秦昆海洋从形成、演化、关闭到华北板块与扬子板块对接碰撞形成原始中国古陆。

四堡期(1800－1000Ma)，早期地壳拉张，华北板块与扬子板块被秦昆洋分隔，南部属拉张体系，北部为弧盆体系。晋宁期(1000－800Ma)，秦昆海洋关闭，华北板块与扬子板块对接碰撞，沿鲁东结合带产生大量同碰撞花岗岩(壳源型花岗岩－荣成超单元)，同时产生超高压变质作用及形成丰富多彩的碰撞构造。晋宁运动最终形成统一的原始中国古陆，第三次克拉通化完成。

原始秦昆洋经后来多次改造，地表仅表现为分隔不同类型基底的断裂线，沿线或两侧出现榴辉岩、兰闪片岩(苏北)、超基性岩，地球物理场或为重力梯度或为磁力梯度等各种分界构造标志。

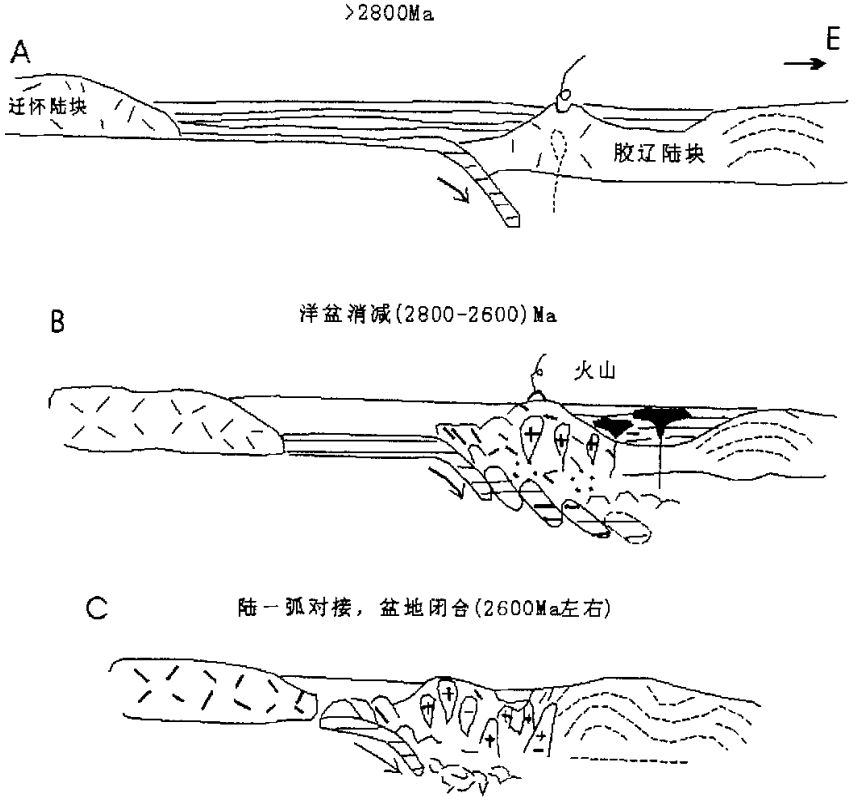


图 2-7　胶辽陆块演化模式图

(宋明春等引自伍家善等，1988)

2.4.4 陆块发展阶段

该阶段演化在鲁西地区表现明显，形成广泛的海相及海陆交互相沉积，出露地层自震旦至二叠系；鲁东地区以造山抬升为主，地质记录不明显(表 2－1)，其陆块发展为：

震旦期(800 Ma－543Ma)华北与扬子板块强烈碰撞造山后期，壳幔同熔花岗岩(月季山超单元)侵位，造山末期地壳破裂，沿破裂带侵入深源碱性花岗岩(铁山超单元)、少量花岗闪长岩(垛崮山超单元)，岩浆侵入的时间为 622 Ma－783Ma。在主造山带的南北两侧形成海盆，沉积了复理石组合(朋河石岩组、蓬莱群)，沉积的时间大致为 620Ma。朋河石岩组(砂砾岩)位于主造山带南侧，构成弧(山)前盆地；蓬莱群(石英岩、板岩、灰岩)分布于主造山带北西侧，构成弧(山)后盆地。后期遭受绿片岩相变质及褶皱作用改造。

加里东期(600－410Ma)，鲁东区处于陆内挤压造山作用控制下，海盆闭合、地层褶皱，朋河石岩组呈滑覆体在晋宁期基底上运动。强烈的陆内挤压产生高压绿片岩相变质作用。

华力西期(410－250Ma)，鲁东区陆壳出现短暂拉张作用，可能形成陆间裂谷，出现海相或海陆交互相沉积。

2.4.5 滨太平洋发展阶段

该阶段的主要特征是断块构造发育，形成盆岭构造格局及大陆边缘花岗岩，构造体系由古亚洲构造域转向滨太洋构造域。

印支期(250 Ma－205Ma)是由古亚洲构造体系向滨太平洋构造体系转化的时期，地壳以整体抬升为主，局部呈现拉张状态，华北坳陷开始形成。

燕山期(205 Ma－65Ma)地壳活动强烈，形成了山东省的基本构造格局。由于太平洋板块对欧亚板块由 SSE 向 NNW 俯冲，使鲁东地区由华北板块南缘沿郯庐一线向北东平移，并与鲁西地块并置，形成郯庐断裂(沂沭断裂)，在其两侧伴生大量次级断裂，鲁东地区以 NE 向断裂为主，鲁西地区以 NW 向断裂为主，形成鱼骨状格架形态，同时产生大量断(坳)陷盆地，盆地的展布方向与主要断裂方向一致，盆地中沉积了大量河湖相磨拉石建造。太平洋板块俯冲导致岩浆活动，引起俯冲造山，使鲁东地区在早白垩世产生不均匀挤压，形成挤压带与引张带相间分布的特点，在挤压带首先形成壳源岩浆 (玲珑超单元)，随后是郭家岭超单元，然后壳幔混合源岩浆侵位(伟德山超单元、雨山超单元)，在引张带形成双峰式火山岩(青山群)。晚白垩世由于俯冲挤压造成地壳破裂，钾质花岗岩－碱性花岗岩侵位(大店超单元、槎山超单元、崂山超单元、卧福山超单元)。燕山期鲁东地区

岩浆活动强烈，具有活动带的某些特征，而鲁西地区则具有稳定陆块的特点。

喜马拉雅期(65Ma－今)进入一个新的统一的裂解与沉陷阶段，一个新的构造变动旋回又开始了。

3 矿床地质特征

3.1 地层、构造

矿区第四系松散沉积物发育。焦家断裂以西为隐伏区，除金华山、黄埠岭等低缓丘陵有部分基岩出露外，均为第四系所覆盖。一般厚 3-8m，最厚 40m(据山东地质六队资料，2003)。西部沿海平原为冲洪积层和海积层，东部丘陵区以残坡积层为主。

焦家金矿田位于莱州东北部－招远西北部，金矿床受焦家断裂带(莱州－黄县区域性深大断裂带的一部分)主干及低级序断裂带控制，其中包括新城、焦家、河东、河西、金城(马塘)等几个大型金矿床(图 3－1)。

在焦家金矿区，断裂带下盘为玲珑超单元郭家店亚超单元的崔召单元($lC\eta\gamma_5^1$)中粒含黑云母二长花岗岩；断层上盘为新太古代五台－阜平期马连庄超单元栾家寨单元($mL\upsilon_1^4$)中细粒变辉长岩(老资料称为胶东群斜长角闪岩)。矿体位于焦家断裂下盘、崔召单元与栾家寨单元接触带近花岗岩一侧的绢英岩之中，其中主矿体产于区域性的焦家断裂内。因矿床严格受区域构造控制的明显特征，被命名为“破碎带蚀变岩型”金矿床，也称“焦家式”金矿床。

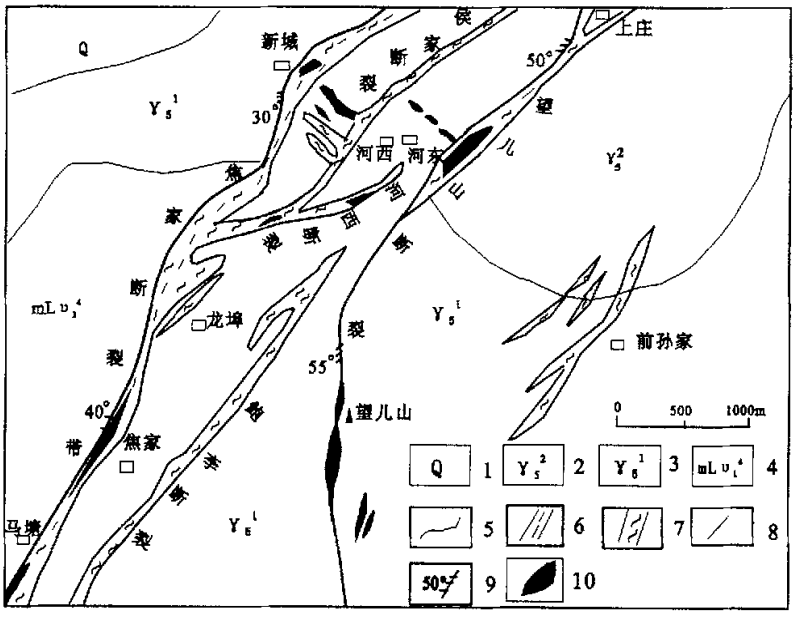


图 3－1　焦家金矿区地质简图

1 第四系　2 郭家岭花岗闪长岩　3 玲珑黑云母花岗岩　4 马连庄超单元变辉长岩(斜长角闪岩)　5 地质界线　6 早期控矿断裂蚀变带　7 中期成矿蚀变带　8 成矿后断裂　9 断裂及产状　10 金矿体

3.1.1 矿田构造特征

矿田内断裂构造控制了各金矿床的形成和分布。图 3-1 中主要控矿断裂依其规模大小可分为三级：

Ⅰ级控矿构造－焦家断裂，分布于矿田西部边缘，为矿田最大的控矿和容矿构造。南起平里店以南，北到界河，全长 30 余千米，总体走向 NE 向，中段(朱桥以北－新城段)被 NNE 向主干断裂复合，使破碎带变宽，其走向方位偏转为 NNE，矿床往往形成于被强烈叠加改造的地段。该断裂控制了新城、龙埠、马塘等特大－大中型金矿床的形成和分布，各矿床在含矿断裂中大致以 1400-1600m 间隔等距离产出。主矿体赋存于主断裂带中，并有规律的以 NE 走向、SW 侧伏延深。目前矿化达-500m 标高以下，垂向延深已达 540m 左右，主矿体倾斜延深达 900 余米尚未尖灭。该断裂带中已探明和控制的黄金总储量达 160 余吨，为矿田中垂直矿化深度最大，金资源量最大的控矿、容矿断裂。

Ⅱ级控矿构造有河东断裂、望儿山断裂和河西断裂。

河东断裂出露于矿田东北部，为 NE 向复合式压扭性断裂。断裂南起付家，北至界河，长 7000 余米。该断裂北段与 NNE 向断裂复合，走向偏 NNE；南端在付家以南变为弱蚀变裂隙带，与望儿山断裂北端斜交。该断裂控制了河东、界河、灵山和上庄等四个大中型－小型金矿床的形成和分布。主断裂为主要控矿和容矿构造，工业矿体一般形成于主断裂分支复合转弯或 NNE 向断裂与主断裂斜接复合处。如河东金矿床就形成于 NNE 向断裂与主断裂斜截复合处，界河金矿床形成于有 NNE 向断裂复合、主断裂转弯部位；上庄金矿床形成于主断裂转弯、分支断裂与主断裂合拢处。各矿床在含矿断裂中大致以 900-1100m 间距等距离产出，矿床具体位置一般产于下盘断面波峰构造的一侧，多形成在 NNE 向与其复合切割处。目前该断裂中已探明和控制的黄金总储量约 30 吨，为矿田中仅次于焦家断裂的主要含矿断裂。

望儿山断裂位于矿田中部，为 NNE 向压扭－张扭性复合式断裂，是焦家主干断裂在矿区内的分支断裂。主断面成舒缓波状，长 8.8km ，宽 3-50m，斜深大于 800m，倾向 NW，倾角 63°，与主干断裂构成“人”字型。北端在付家以南与河东断裂斜交，南端在西曲城南构造形迹减弱，变成近南北向的张扭性裂隙带。主要特征是塑性变形不明显，构造岩主要为碎粒岩、碎裂岩及断层角砾岩，局部见糜棱岩。角砾呈现尖角状，常为多金属硫化物或石英脉胶结，石英脉常具梳状结构，且常有晶洞出现，说明该断裂的生成与张应力有关。在构造岩带的上部可见平整的滑动镜面，其上可观察到断层擦痕及阶步。该断裂具多期活动特征，断裂带内广泛发育尚未固结的断层泥以及常见多金属硫化物被错碎的现象，反映其成矿后再次活动。该断裂控制了望儿山金矿床的形成和分布。工业矿体产于下盘

波状断面较大波峰构造的南西侧，形成了河西金矿床。工业矿体呈厚大的透镜状，矿化标高从+30～-300m，矿化垂向延深达 330m。目前已探明和控制的黄金储量约在 20t 左右，矿床受近 E-W 向构造控制。

矿田III级控矿构造有龙埠断裂、焦家村东断裂、金华山断裂、侯家断裂和鲍李断裂等。走向一般为 30°-50°，长 800-200m 不等，长度最大的侯家断裂长 3000m。倾向 NW 或 SE，倾角 65°-80°，这些断裂多由数条平行排列的断面构成，沿走向呈舒缓波状，分支复合较多，显示扭性特征。成矿期构造活动频繁，表现在多阶段矿脉相互间穿插明显。上述断裂控制了矿田中一些中一小型金矿床的形成和分布。矿床主要形成于断裂分支复合或转弯处，目前已探明和控制的黄金储量约 10t 左右，为矿田中控矿和容矿构造。该断裂从平面分布形态看，出现一些弧形渐变和折线状(新城以北)现象，是不同期次断裂经过迁就、归并和叠加复合的结果，多形成宽达数百米的断裂带，构成了招掖地区西部最主要的金矿成矿带(图版 III–4)。

侯家断裂展布于焦家主干断裂与望儿山分支断裂之间，属矿区III级构造。断裂长 3000m 左右，宽 20-40m，走向 40°，倾向北西，倾角 35-45°。主要由碎裂岩组成，无明显构造裂面，破碎程度自北东向南西逐渐减弱。河西断裂是侯家断裂分支，长 1000 余米，宽 30-40m。产状各段不一，东段走向 40-50°，倾向北西，倾角 25-50°。

鲍李断裂位于焦家主干断裂与望儿山分支断裂之间，属矿区III级构造。断裂长 3000 余米，宽 20-30m，最宽达百余米。走向 30-40°，倾向北西，倾角 70°左右，主要由碎裂岩组成。

3.1.2 构造对金矿形成分布的控制作用

区域上 I 级构造一沂沭断裂带以东的古隆起一栖霞隆起，控制了金矿化集中区的分布；II级构造一基底东西向构造带，控制了含金岩系(矿源层)呈东西向分布，从而控制了金矿化集中区，金矿田总体上呈东西向分布；III级构造由一系列 NNE 向和伴生的 NE 向、NEE 向构成的复合式断裂带，与上述 II 级构造的交叉、复合部位，控制了区域上若干金矿田、矿床的形成和分布。在区域构造中，矿田出现于上述 II、III级构造的交叉复合部位，其形成直接受III级构造控制，形成区域上的 NNE 向和 NE 向主要金矿成矿带。

在矿田和矿床内部，不同级别和序次的构造形变表现出分组控矿的特征。如焦家金矿田 I 级构造控制特大一大中型金矿床的形成和分布，II、III级构造及低序次构造依次控制了中、小型金矿床的形成和分布。

由于区内控制金成矿的几条主要 NNE 向复合式的断裂带(三山岛断裂带、

焦家断裂带及玲珑－招平断裂带等)，自西向东大致呈等间距分布，所以区域上矿田形成还有一定的部位性和等距性，即主要金矿田形成于 NNE 向压扭性断裂带中有斑状花岗岩株侵入部位附近，且自西向东大致等间距出现。

在矿田中，一些大中型金矿床的形成分布有一定的部位性和等距性。矿床主要形成于控矿断裂舒缓波状断面较大波峰构造的一侧(本区主要是南西侧)，矿化主要在下盘断面陡缓变化的凹部富集，而在凸部(波峰上)，矿体多尖灭或变为薄的弱矿化带。因此本区压扭性控矿断裂中波峰构造的一侧是主要的成矿部位(深部预测部位)。

矿床形成的还具有等距性，如马塘、焦家、龙埠、新城等几个主要矿床，在焦家主控矿断裂中大致以 1100－1600m 的间隔等距离产出；河东控矿断裂的河东、灵山、上庄和界河四个金矿床，大致以 1100－1200m 的间距等距分布。

焦家断裂矿区内长 1900m，宽 100-200m，已控制最大延深 925m。平面形态呈 S 形，走向 10°-30°，倾向 NW，倾角一般 30°-45°，局部可达 60°-70°，上陡下缓。早期表现为韧性特征，可见糜棱岩；成矿期主要表现为脆性特征，以碎裂岩及构造节理发育为特征，含矿硫化物沿构造贯入或以胶结物形式出现。构造带内的应变岩石蚀变现象普遍。上断层上盘见 1-30cm 厚的断层泥(图版 III-5)。

望儿山断裂是焦家断裂的 II 级构造和矿田边界，控制望儿山金矿的生成；III 级构造鲍李断裂主要由碎裂岩组成，展布于焦家主干断裂与望儿山分支断裂之间，控制一些小矿体(见图 3-1)。

3.1.3 构造－岩相带

在构造动力作用下，不同的构造应变带往往反映出差异的构造应力、构造岩相组合及不同的构造物理化学条件，从而控制矿化蚀变的形成与分布。近年来，构造岩相形迹的研究引入了矿床学的研究领域。构造-岩相是指有一定展布形态、且具有地质及构造作用成生联系的构造变形带和构造变形(地)域的组合(吕古贤，1991)。通过对焦家金矿-190m 中段进行的大比例尺综合填图，把花岗岩中的似片麻理和蚀变构造叶理作为主要的填图标志，其中似片麻理中指花岗岩中由黑云母及角闪石、石英、长石所组成的似片麻状定向组构，代表花岗岩成岩作用期构造剪切流变的产物，而蚀变叶理是指发育在蚀变岩中，由塑性变形定向拉长的石英、绢云母组成的细纹状构造，它是热液交代蚀变期的构造(吕古贤等，1995)。

花岗岩成岩期的构造与区域基底构造-岩相形迹展布一致，主要表现为 NWW-SEE 或近于 EW 向的似片麻理；蚀变矿化期构造与中生代的总体 NE 向构造一致，表现为 NE、NNE 或近于 SN 向展布的蚀变叶理带；赋存 3 号脉群的红

化花岗岩蚀变带以塑性变形为主，表现为细纹状的条纹岩或蚀变叶理，呈SN及NE展布；主矿体分布在脆性碎粒或珠状碎糜岩中，“层纹”呈NE展布，其珠粒近等轴状，而主矿体的下部逐步过渡到脆-韧性斑杂杆状碎斑岩中，其杆砾的走向呈NE-NNE，平均倾角19°左右。节理统计还说明，硫化物矿化及矿化作用时的构造应力条件是使上述构造形迹发生张扭性裂开，最大主压应力以NE及近于SN向为代表，且从外带向内带NE－NNE－SE方向的变化(吕古贤等，1999)。

据此可将焦家金矿床-190m平面划分为四个构造岩相带，由主断面向外集资为强应变矿化富集带、弱应变无矿化带、弱应变弱矿化带和正常花岗岩带(图3-2)。

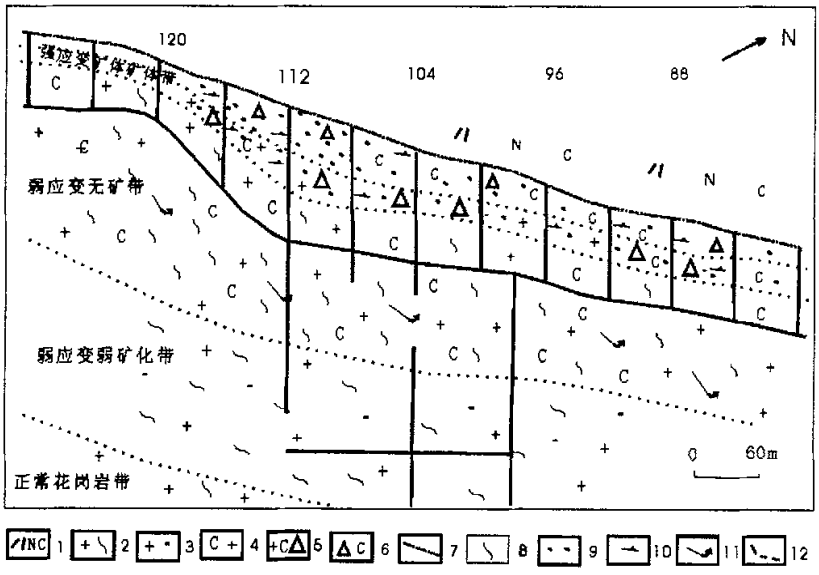


图3-2　焦家金矿-190m中段构造变形岩相形迹图

(据吕古贤等1999资料修改)

1片麻状变辉长岩(斜长角闪岩)　2黑云母花岗岩　3钾化红化花岗岩　4绢英岩化花岗质碎裂岩　5黄铁绢英岩质碎裂岩　6黄铁绢英岩　7焦家主断裂　8似晴麻理　9珠状构造　10杆状构造及产状　11构造叶理及产状　12坑道

强应变矿化富集带：分布于主断面下盘5-200m，岩石以脆韧性应变为主，局部有早期韧性变形产物，在靠近主断面的主矿体附近发育有定向排列的杆珠状构造，主要由石英或长英质岩石组成，周围包有绢英质片状岩石，根据野外产状来看，它们不是构造成矿期不同构造作用阶段变形变质作用的产物。该带由于晚期脆性作用的叠加，而蚀变叶理不太发育，仅在局部地段可见，走向多为20°-30°，NW倾，几乎见不到片麻理。

弱应变无矿带：分布于强应变矿化富集带外侧，主要由绢英岩化、碎裂钾化花岗岩组成。岩石破碎不太强烈，节理稀疏，反映该带应力较强应变带有明

显减弱。岩石中主要发育似片麻理，走向多在290°-320°，倾向NE，与区域构造线基本一致，这可能与坳地层的重熔残留有关。该带以钾化为主，几乎没有矿化。

弱应变弱矿化带：分布于距主断面500-1000m范围，带内由钾化花岗岩组成，节理发育，极为密集，控制了3号脉群的产出，该带早期韧性变形产物保留的较好，蚀变叶理呈透入性分布于岩石中，叶理单蹄约为2-5mm，走向多为30°-50°，倾向NW。

正常花岗岩带：距主断面1000m以外，以似片麻状玲珑花岗岩为主，片麻理呈透入性定向排列，应变较弱。

需要指出的是，该分带只是一个平面上的划分，从第5章剖面(见图5-1)可以看到平面上只是反映了空间上的一个方面。作为两类不同性质、产在不同阶段的构造－岩相形迹，花岗岩似片麻理和蚀变叶理之间并没有明显的分界线，两者在空间上以渐变接触关系相互交接，往往在某一种形迹占优(吕古贤等，1995)。此外，不同的构造－岩相带中蚀变叶理走向往往有所变化，叶理走向随着接近构造蚀变矿化断裂带而逐渐向其靠拢，从40°逐渐转为20°；剪切变形中心似乎有逐渐迁移的过程，从3号脉附近逐渐向主矿体偏移(吕古贤等，1995)。

3.2 岩浆岩

3.2.1 五台－阜平期马连庄超单元栾家寨单元

分布于矿区西部焦家断裂上盘至三山岛断裂之间，露头被第四系沉积物覆盖，与花岗岩呈断层接触或侵入接触。岩性以中细粒变辉长岩(斜长角闪岩)为主，呈灰黑色－墨绿色，粒状变晶结构(图版IV-4)，条带状、片麻状构造，主要由普通角闪石、斜长石、石英、黑云母组成，含量分别为40%-50%、30%-40%、5%-10%和5%。此外，绿帘石、绿泥石、方解石、白云石、铁白云石、榍石、磷灰石等含量＜5%。

3.2.2 燕山早期玲珑超单元崔召单元

玲珑超单元为二长花岗岩系列侵入岩，主要分布于玲珑－平度及鹊山－昆嵛山侵入岩带中，少量分布于临沭－胶南侵入岩带，总面积约3948km^2，由11个单元组成。该超单元侵入栖霞、马连庄、莱州、荣成等超单元，被郭家岭、伟德

山、崂山等超单元侵入。

分布于焦家断裂东南部的郭家店亚超单元为浅色二长花岗岩类，矿区半出露半隐伏的崔召单元侵入岩(直接围岩)，呈浅肉红色、中粗粒花岗结构(图版 IV-5)，块状构造，主要矿物成分斜长石、钾长石、石英、黑云母的含量分别为 35%－40%、25%－35%、25%－30%、5%，副矿物有榍石、锆石、磷灰石等。显微镜下，斜长石半自形、他形、低正突起，干涉色一级灰，钠长石双晶常见，双晶多有破碎，钾长石他形、自形，为微斜长石格子双晶，常有石英、长石、云母等包体，石英他形粒状，低正突起，干涉色一级灰，具碎裂和拉长现象，波状消光；黑云母具棕色－淡黄色，干涉色三级绿，解理完全，近平行消光，有定向排列，晶形多弯曲。受后期热液蚀变作用，钠长石部分绢云母化，钾长石弱绢云母化，黑云母大部分已绿泥石化。

在本次研究中，－110m 以下各中段断层下盘的花岗岩弱蚀变带中发现大块变辉长岩(斜长角闪石)俘虏体(见图版 III-2)，且深部中段俘虏体的体积较上部大，出现频率和数量也增多。反映了玲珑花岗岩与马连庄超单元之间一定的亲缘关系。从走向上看，北翼(尤其是 80 线以北)的俘虏体较南翼多。从区域上看，这种现象也很普遍，这可能是导致玲珑花岗岩同位素年龄比较复杂的主要原因。

据统计，玲珑超单元金的丰度为 2.00×10^{-9}(山东地质六队 32 个样 3.09×10^{-9}，1990；宋明春等 120 个样 1.71×10^{-9}，2003)，与地球的平均丰度差异不大。

3.2.3 燕山中期郭家岭超单元上庄单元

郭家岭超单元为花岗闪长岩，其中的仓上岩体、上庄岩体、北截岩体、曲家岩体及郭家岭岩体，沿 83°方位呈串珠状分布，地球物理资料证实其深部连为一体，说明其侵位受控于 NEE 向断裂，形成从小面积到大面积多次脉动的轻气球膨胀式侵位(宋明春等，2003)。

矿区附近分布的主要为上庄单元，在上庄、小杨家一带出露面积 $1.2km^2$。在新城金矿床蚀变带的下盘有上庄单元巨斑状粗中粒花岗闪长岩体产出，长 2km，宽百余米，其产状与蚀变带一致。在河西、红布等矿床存在浅隐伏的等粒结构花岗闪长岩体，走向及倾向与蚀变带一致，厚 5－20m。该岩株可分为中心大斑及边缘无斑两个相带，边缘带宽 20－50m。

上庄花岗闪长岩为肉红色，斑状结构、等粒结构，块状构造。主要矿物斜长石、钾长石、石英的含量分别为 46%－48%、7.5%－20%、20%－27%，次要矿物角闪石和黑云母的含量分别为 0－8%和 5%-8%，副矿物为榍石、磷灰石、锆

石等。显微镜下，斜长石为自形、半自形晶，干涉色一级灰，钠聚片双晶，具有环带构造。环带中心为中长石，边缘为钠长石。钾长石呈肉红色斑状自形或不规则晶体，多呈斑晶，一般3×5mm，最长达十余厘米。斑晶中常见石英、斜长石、黑云母等包体，并具定向排列，解理清楚，干涉色一级灰，少量具格子双晶和正条纹。石英呈不规则粒状，具定向排列，压碎拉长和波状消光明显，基质中石英呈镶嵌状或锯齿状，沿长裂隙分布。角闪石呈长柱状，深绿一浅绿多色性，棕色一淡黄色，最高干涉色为二级绿，近于平行消光。受后期热液蚀变作用的影响，斜长石、钾长石多绢云母化，角闪石、黑云母绿泥石化、碳酸盐化、金红石化。

郭家岭岩体金的丰度为8.93×10^{-9}(山东地质六队，1990)。

3.2.4 脉岩

矿区的脉岩有伟晶岩、细晶岩、煌斑岩、闪长玢岩和辉绿玢岩。

伟晶岩与细晶岩共生，广泛发育于玲珑花岗岩和上庄花岗闪长岩中。在玲珑黑云母花岗岩中，伟晶岩、细晶岩贯入或充填裂隙构造，呈脉状，脉宽0.1-1m，或团块状。在上庄岩体中的成矿前伟晶岩、细晶岩脉多沿"X"形剪切节理充填，岩脉产状稳定，厚度变化小。

煌斑岩为成矿后形成(图版III-6)，垂直于蚀变矿化带分布，宽0.5-3m，暗绿色，中细粒斑状结构(图版IV-7)，块状构造。斑晶由金云母、斜长石组成，基质为长石、石英、金云母。有绿泥石化和绢云母化、碳酸盐化。煌斑岩是焦家金矿区的主要脉岩，含金丰度为3.66×10^{-9}(山东地质六队15个样，1990)。

闪长玢岩脉宽1至数米，呈浅肉红色，斑状结构，主要斑晶由斜长石、普通角闪石组成。基质为斜长石、角闪石、石英，绿泥石化、碳酸盐化现象明显。

橄榄石辉绿玢岩脉发现于焦家、河西金矿床中，宽0.5-3m，沿蚀变硫化物方向分布。岩石呈暗绿色，斑状结构，基质为辉绿结构，块状构造。斑晶由钛普通辉石及斜长石组成，含橄榄石。基质由斜长石、钛普通辉石及少量磁铁矿组成。后期石英、碳酸盐脉穿插频繁。橄榄石辉绿玢岩脉的出现应与新太古界栾家寨单元有关。

该区脉岩带可能形成于燕山晚期的较早阶段(山东省第四地质矿产勘查院，2003)，根据各脉岩类型的穿插关系，其形成相对顺序为闪长岩类一早期闪长玢岩(闪长玢岩、石英闪长玢岩)一花岗闪长斑岩一早期花岗斑岩一正长斑岩(包括石英正长斑岩、正长岩)一煌斑岩(包括晚期闪长玢岩和晚期花岗斑岩)。

矿区主要岩体玲珑岩体、郭家岭岩体及煌斑岩脉金的丰度与地球平均丰度差

异不大。因此形成金的主要因素取决于构造及热动力。

3.3 围岩蚀变及分带

3.3.1 蚀变围岩及类型

蚀变围岩沿焦家断裂分布，主要分布于接触带靠花岗岩一侧。蚀变带走向与断层基本一致，蚀变带宽一般为 70-250m，最大为 370m，平均为 148m，具上窄下宽的特点。主要围岩蚀变类型有绿泥石化、钾长石化、红化、绢云母化、硅化、黄铁矿化等(图版 III-5~III-6, IV-1~IV-3)。

绿泥石化、金红石化、磁铁矿化属韧性剪切阶段的围岩蚀变，分布广，是面型围岩蚀变。金红石多与绿泥石一起出现或单独出现在长石类矿物中及矿物粒间。绿泥石、金红石和磁铁矿的出现是暗色矿物分解、金析出的标志，多具交代残余假象。

钾长石化是高温碱性条件下形成的，是本区较早出现的围岩蚀变。钾长石呈深肉红色，自形、半自形，粒径 1－5cm，无双晶，团块状，分布不均匀。

红化是由氧化条件下形成的隐晶质金红石、赤铁矿分布于钾长石、钠长石、石英等矿物中造成的。在红化带，不仅钾长石是红色的，斜长石甚至石英也是红色的。红色斜长石与肉红色钾长石不易区分。

绢云母化、硅化是本区最重要的围岩蚀变类型，绢云母和部分石英是岩浆岩中钾长石、钠长石等矿物蚀变的产物。绢云母多呈细小鳞片状，自形晶，0.01-2mm，长宽比近 5：1，绢云母化发生于斜长石中心形成矿物蚀变环带，也可沿斜长石双晶或垂直于斜长石双晶面发生绢云母化，有时呈放射状或扇形集合体。石英呈他形粒状，粒度 0.01-0.3mm，二者组成绢英岩。

黄铁矿化分布广，多呈细粒、浸染状叠加在红化带、绢英岩带之上。绢英岩中若黄铁矿含量达到 10%以上称为黄铁绢英岩，它是矿体中的富矿部位的重要标志，其厚度和分布范围相对绢英岩要小得多，二者形成的蚀变带是焦家金矿主矿体赋存的场所，黄铁矿受后期构造作用，有时呈角砾状，有时呈碎裂状。

碳酸盐化以方解石化最普遍，铁白云石化和菱铁矿化相对发育较弱。方解石多呈交代残余结构、交代假象结构，脉状、浸染状构造，脉宽 0.1-n mm。铁白云石和菱铁矿多呈脉状，铁白云石脉宽 1-2mm，菱铁矿脉宽 1-4mm，分布于绢英岩或黄铁绢英岩中。

3.3.2 蚀变分带

3.3.2.1 蚀变带特征

上述几种蚀变作用的时间虽有不同，但在空间上都是重叠的，因而构成了典型的黄铁绢英岩化蚀变带。蚀变依据距主断层的远近及强弱划分为四个带(图3-3)：以黄铁绢英岩为中心(图版 III-5~III-6)，向两侧依次为黄铁绢英岩质碎裂岩带(图版 IV-1)、黄铁绢英岩化花岗质碎裂岩带(图版 IV-2)、黄铁绢英岩化花岗岩带和钾化红化花岗岩带(也称“红化”带) (图版 IV-3)。各带特征见表 3-1。

黄铁绢英岩(质碎裂岩)带位于主断面下盘，厚度 0-20m。脆性构造较发育，

表 3－1 焦家金矿不同蚀变带特征

特　　征	黄铁绢英岩(质碎裂岩)带	黄铁绢英岩化碎裂岩带	黄铁绢英岩化花岗质碎裂岩带	红化蚀变带
颜色	浅灰－灰绿色	灰色－浅灰绿色	浅灰－淡灰绿色	淡肉红色
主要矿物成分	石英 50%，绢云母 40%，金属矿物(黄铁矿为主)5%-10%	绢云母、石英和蚀变残留的钾长石、斜长石、及少量金属矿物	石英、绢云母及残留长石	基本为原岩，常见轻微的绢云母化及星散、细脉状黄铁矿化
结　　构	显微鳞片花岗变晶结构、变余糜棱结构	变余碎裂结构	变余碎裂结构、碎斑结构	变余碎裂花岗结构
构 造 岩	块状构造	斑杂状构造	块状构造、斑杂状构造	块状构造
韧性构造		有	有	有
脆性构造	发育	发育	发育	不发育
钾化				强烈
碳酸盐化	强烈	强烈	强烈	弱
厚　　度	0-20m	0-40m	10-100m	50-200m
含 金 性	好	较好	差	差
赋存矿体	主矿体	主矿体	3 号脉群	3 号脉群

属碎裂岩。蚀变矿物金红石、绿泥石、赤铁矿少见，说明已转为其它矿物。该带厚度较小，含金性较好。

黄铁绢英岩化碎裂岩带紧靠黄铁绢英岩带，脆性构造较发育，属于碎裂岩系列，蚀变较强烈，花岗岩中的暗色矿物全部消失，长石类矿物全部蚀变，取而代之的是绢云母化、金红石和赤铁矿。该带厚度较大，但含金性较黄铁绢英岩(质碎裂岩)带差。沿脆性裂隙发生硫化物充填，形成无数小矿化脉。

黄铁绢英岩化花岗质碎裂岩的矿物成分为石英、绢云母及残留长石等。岩石受动力变质作用影响，热液蚀变及矿化改造后多保留部分原岩成分。

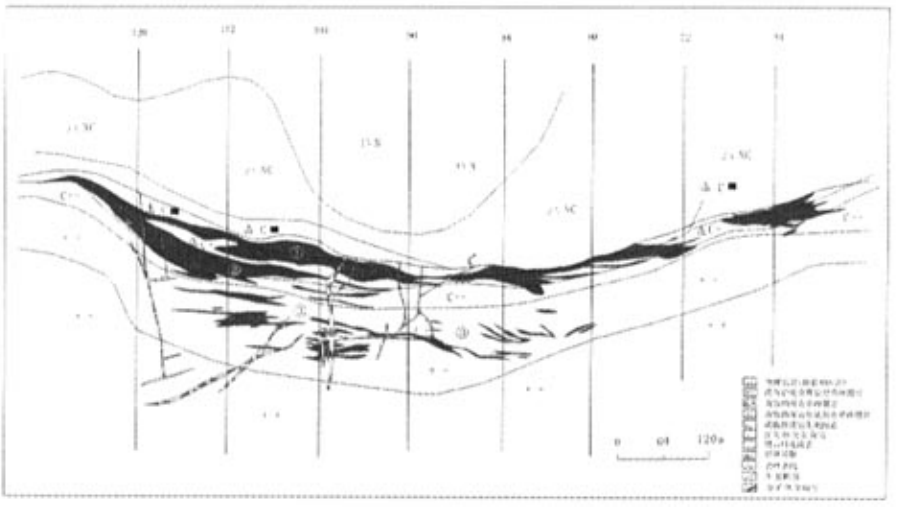


图 3-3　-70m 中段金矿体及围岩蚀变分带

红化黄铁绢英岩化碎裂状花岗岩的矿物成分基本上是原岩成分，常见轻微的绢云母化，是蚀变岩带紧靠围岩的部分，常见星散和细脉状黄铁矿。红化带可以确定矿化的大致范围。

蚀变带矿化靠近主断裂带较均匀，品位变化小；远离主断裂则矿化均匀性较差，品位跳跃性大(图 3-4)。

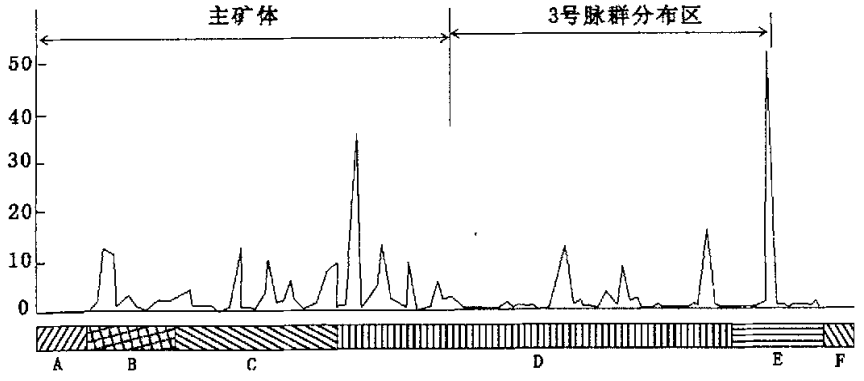


图 3-4　-70m 中段不同蚀变带金品位的变化

(据山东地质六队资料修改，1996)

A 绢英岩化斜长角闪岩　B 黄铁绢英岩化碎裂岩　C 黄铁绢英岩化花岗质碎裂岩　D 黄铁绢英岩化花岗岩 E 钾化红化花岗岩　F 黑云母花岗岩

在焦家金矿的红化带外向望儿山金矿方向，黑云母花岗岩也受到弱的红化蚀变，韧性剪切叠加脆性构造。该带中黑云母(局部发现角闪石)等暗色矿物部分蚀变，浅色矿物斜长石仅有轻微蚀变，钾长石蚀变较弱。蚀变产物为绿泥石、金红

石、绢云母、磁铁矿等。硅化、碳酸盐化叠加较少。厚度较大，含金性差，但近年来在焦家村东发现了几条受张裂隙控制的零星小矿体，并提交资源量数百千克，属焦家金矿 3 号脉群的延伸。在焦家和望儿山金矿之间及望儿山与新城金矿之间，这种受次级构造及弱蚀变带控制的矿体还有不少(参见图 3-1)，望儿山、河西、河东金矿床均达大型规模，因此，该区段应有一定的成矿前景，值得进一步工作。

从弱红化花岗岩带到黄铁绢英岩带，蚀变逐渐加深，岩体颜色发生变化，构造作用加强，叠加的碳酸岩化加强，则含金性提高。黑云母花岗岩的绿泥石化、绢云母化、磁铁矿化与早期韧性剪切带的典型蚀变有关，范围广泛。钾化、红化是碱性氧化条件下沿脆性断裂的早期蚀变，所有这些蚀变是矿液运移的标志，也是找矿标志。绢英岩及黄铁绢英岩是低温还原条件下形成的，是有用组份富集的开始，也是成矿作用叠加的场所。

微量元素在各种岩性中的含量也不相同(表 3－2)：从黄铁矿化岩→黄铁绢英岩化花岗岩→钾化花岗岩中 Au 元素含量依次降低，且均高于花岗岩和斜长角闪岩；Ag、Cu、Pb、Zn、Bi、Co、Cr 也是如此；而从斜长角闪岩→玲珑花岗岩，上述元素明显降低，反映了在花岗岩化过程中，上述元素具有从变质岩中转出，向蚀变带中富集成矿的特征。

表 3－2 焦家金矿岩石中的化学及微量元素变化

(Au、Ag/10^{-6}；其它组分 /10^{-6})

成分	焦家/样品数		新城*	三山岛*
	主矿体/9	3 号脉/5		
SiO_2	71.28	69.17	68.9	74.21
CaO	0.61	2.45	0.64	0.24
MgO	0.08	0.01	0.38	0.46
TiO_2	0.51	0.37	0.22	0.21
Al_2O_3	0.57	11.17	11.41	10.66
Na_2O	0.8	3.42	0.05	0.1
K_2O	3.53	3.06	3.99	3.41
Fe_2O_3	4.26	0.8	6.3	3.83
FeO	0.71	0.2	1.67	1.56
MnO	0.05	0.01	0.088	0.042
CO_2			0.06	0.02
Pb	0.155	0.1	0.03	0.38
S	4.06	4.04	4.06	3.33
Zn	0.023	0.005	0.01	0.05
Ag	50.7	24.47	11.49	11.46
Au*	6.91	0.24	8.18	6.22

测试单位：中科院地球化学研究所，测试方法：化学分析及 ICP-MS；*据宋明春等，2003

在对焦家金矿的研究者中，前人一直将蚀变带与矿体的赋存部位联系起来，认为焦家金矿的1号矿体赋存于黄铁绢英岩带，2号矿体赋存于黄铁绢英岩化碎裂岩带，从现场采矿情况看，蚀变带与矿体编号间没有那么严格的对应关系，这种划分与实际出入较大－焦家金矿的2号矿体实际上是1号矿体分支复合的一部分(见图3-3)，因此，在本研究报告以后的讨论中，将1、2号矿体合称为“主矿体”。

3.3.3.2 动力变质作用及分带

动力变质作用主要表现为韧性剪切作用与脆性碎裂作用。

早期的韧性剪切作用表现为原岩中黑云母、斜长石、微斜长石等晶体扭曲、拉长甚至拔丝以及石英波状消光等变形。随着剪切作用增强，由变形发展为变位，岩石出现碎斑、碎粒状构造，甚至出现斑杂状、条带状、眼球状构造，向糜棱岩化演变，这种岩石力学性质的变化有利于原岩发生蚀变作用。

晚期的脆性碎裂作用主要表现为黑云母、斜长石、微斜长石、石英等发生碎裂变形，使岩石的渗透性增强，并导致网脉状、细脉状、脉状构造发育，有利于发生热液交代充填作用。

在早期韧性剪切作用的基础上，叠加晚期脆性碎裂作用是焦家金矿床形成的必要条件。断裂下盘花岗岩从边部花岗岩到蚀变带中部，依次发育的破碎蚀变岩类型有碎裂花岗岩、钾化(红化)花岗岩、绢英岩化碎裂花岗岩、绢英岩质碎斑岩、黄铁绢英岩质碎粒岩、黄铁绢英岩质糜棱岩(图版 IV－7)。主矿体主要产于后两种岩石中，而3号矿脉群的小矿体则产于除黄铁绢英岩以外的蚀变岩带中。断层上盘的变辉长岩蚀变则相对要弱的多。矿体主要位于断裂下盘的花岗岩中，可能与早期形成的韧性剪切带对矿液形成“阻挡”作用有关。

3.3.2.3 热液蚀变作用分带

矿床围岩花岗岩的矿物组合是角闪石、黑云母、斜长石、钾长石、石英等，热液蚀变类型取决于热液蚀变程度(表3－3)。

早期出现钠长石化、微斜长石化，常呈团块状，交代原岩中斜长石和钾长石。在暗色矿物中出现富铁的绿泥石化与金红石化和赤铁矿化。随热液蚀变加强，钠长石化进一步发育，钾化也可表现为含 $K+H_2O$ 的白云母化，同时析出 Si、Ca 产生硅化及方解石化。区内发育的大量“红化”实际上是粉尘状金红石化及赤铁矿化使浅色矿物(如长石甚至石英)被染色呈红色所致。

表 3－3　焦家金矿围岩蚀变演化

阶段	成岩与成矿过渡阶段		成矿阶段		
	早	晚	早	中	晚
蚀变类型	Na 化、K 化	红化、Na 化、$K+H_2O$ 化	$K+H_2O$ 化、Si 化	$K+H_2O$ 化、Si 化、碳酸盐化	碳酸盐化、Si 化
元素组合	Na、K、Ca、Fe^{2+}、Si、Al、Ti、Ni	K、Na、Ca、Fe^{2+}、Si、Al、Ti、Cr	Na、K、Ca、Si、Al、Ti、Cr、Ni	K、Ca、Mg、Fe^{2+}、Si、Al、Cr、Cu、Pb、Zn、As、Sb、Bi、S、Se、Te、Au、Ag	Na、K、Ca、Fe^{2+}、Si、Al、Ti、Ni
矿物组合	钠长石、微斜长石、铁绿泥石、金红石、磁铁矿	钠长石、白云母、赤铁矿、金红石	绢云母、纳长石、石英、方解石	铬绢云母、富镁绿泥石、铁白云石、方解石、石英、多金属硫化物、银金矿	方解石、菱铁矿、富铁绿泥石、石英
形成方式	交代	交代	交代	交代、充填	充填
挥发份	F、Cl	O、Cl、F	CO_2、H_2O	S、CO_2、H_2O	CO_2
pH	>7	>7	>7	<7	<7
Eh	氧化	氧化	氧化	还原	还原
矿化	围岩	近矿围岩	贫矿	富矿	贫矿

资料来源：据吕古贤等，1993。

到了成矿阶段早期，还出现少量自形钠长石化、绢云母化，硅化及方解石化也大量发育。成矿阶段中期翠绿色铬绢云母化发育(是矿化良好标志)，多金属硫化物大量出现，并出现富镁的绿泥石化、铁白云石化和脉状方解石化及硅化。

3.3.2.4 化学成份及分带

由于热液蚀变类型的分带性导致破碎蚀变岩化学成份的分带性。从破碎蚀变带边部到中部，随着破碎蚀变作用逐渐增强，H_2O、Si、Mg、Fe、Ca 等组分逐渐减少，并发生绢云母化、硅化、铁白云石化及黄铁矿化蚀变，这些蚀变组合是矿化加强的标志(表 3－4)。

表 3－4　焦家金矿床破碎蚀变岩带岩石化学成份　　氧化物/10^{-2}　元素/10^{-6}

岩性	样数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
斜长角闪岩	7	53.79	1.13	14.84	2.26	4.48	0.19	4.25	9.15
黄铁绢英岩	5	71.60	0.45	12.91	3.84	0.90	0.13	0.14	1.44
黄铁绢英岩质碎裂岩	3	70.28	0.58	7.89	6.24	0.99	0.22	0.01	1.88
钾化花岗岩	8	70.60	0.62	12.17	0.76	1.10	0.12	0.74	3.14
黑云母花岗岩	9	72.53	0.20	14.71	0.62	1.07	0.04	0.34	1.51

岩性	样数	Na_2O	K_2O	烧失量	P_2O_5	CO_2	总计	$Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$
斜长角闪岩	7	3.38	0.73	3.10	0.48	1.72	99.50	0.65
黄铁绢英岩	5	0.26	3.56	3.56	0.65	0.00	99.43	1.89
黄铁绢英岩质碎裂岩	3	1.04	3.14	6.79	0.35	0.00	99.40	0.93
钾化花岗岩	8	3.70	3.30	2.55	0.34	0.35	99.49	0.80
黑云母花岗岩	9	4.12	3.98	0.23	0.09	0.05	99.49	1.07

测试单位：中国科学院地球化学研究所；黑云母花岗岩引用了宋明春(2003)的 7 个样品。

由于蚀变变形作用中有流体成分的参与，导致岩石化学成分发生迁出和带入，以及蚀变岩石体积变化。在本区成矿机制探讨方面，有不少学者(曲晓明，1997；郭涛，1999)作了探索。丁式江等(2000)据岩石变化过程中体积变化和成分质量变化计算出早期红化蚀变过程中，CaO、Na_2O、K_2O、TiO_2、MnO、P_2O_5为迁入组分，而SiO_2、Fe_2O_3、FeO、MgO则为迁出组分，微量元素仅Au、Pb、Ni有不同程度的迁入，其它元素多为迁出组分，整个红化蚀变过程中岩石体积损失了7%。同时指出由红化花岗岩进一步蚀变为绢英岩时，SiO_2、Fe_2O_3、FeO、MgO、K_2O、Mn及绝大部分金属成矿元素迁入，而CaO、Na_2O则迁出，绢英岩化过程中体积增加了10%。通过岩石化学计算得出由片麻状花岗岩最终变成绢英岩这一过程体积增加了2%。

丁式江等(2000)认为红化蚀变过程中，金由片麻状花岗岩的5.7ppb富集到9.78ppb，富集了1.7倍，是金的初始富集阶段；绢英岩化阶段，金在断裂带内大量富集，由9.78ppb富集到414.14ppb，富集比达到42倍，是初始片麻状花岗岩的73倍，因此大规模的金属矿化是从大范围的红化作用开始的。而更重要的是绢英岩化阶段的叠加，这一叠加过程的强度，与金成矿作用的强度成正比。主成矿阶段表现为体积增加，表明体系外有大量成矿流体的加入。

3.4 矿体特征

3.4.1 矿体空间分布与产出特征

主矿体赋存于焦家断裂带的黄铁绢英质糜棱岩和黄铁绢英质碎斑岩中，最大水平厚度达65m(真厚度32m)，最大垂深460m，延长近1200m，平均走向30°，倾向NW，倾角26°-45°，约占矿床储量的83%。3号矿体主要分布于破碎蚀变带边部及红化蚀变花岗质岩带中，成群出现，称为3号脉群，约占矿床储量的17%，其单个矿体规模较小，走向与主矿体一致或小角度相交，倾向变化大，向SE倾占大多数，倾角较陡，为55°-80°；SE倾的矿体，在其靠近主矿体处，受主矿体产状复合影响逐步向NW倾。

主矿体中含金黄铁矿呈细粒、浸染状，含金矿物主要是自然金与银金矿，既有浸染状、团块状、网脉状等早期黄铁矿化，又出现多金属硫化物细脉。3号脉的矿化作用晚于主矿体，以发育Ag、Te为特征以(含金矿物为银金矿和碲银矿)，而Te为低温、晚期的产物；矿体以脉状多金属硫化物为特征。本矿区Ag晚于Au，随着成矿阶段由早到晚的演变，金的成色逐渐降低；从包体金到晶隙金、

裂隙金成色也逐渐降低；单个含金矿物颗粒外围成色要低于内部成色。

与本区同属蚀变岩型金矿的另两个特大型金矿新城、三山岛相比，焦家金矿位于构造的转折部位，矿体走向出现明显的变化，且矿石品位不均匀(表 3-5)。为反映矿体的空间形态及分布特征，本文根据矿体的三维空间模拟，建立了矿体三维空间的立体勘查模型(图 3-5)。

表 3-5 焦家、新城、三山岛金矿床矿体规模、产状、品位变化表

矿床名称	矿体编号	控制斜深(m)	矿体规模(m)						矿体产状			矿体品位($\times10^{-6}$)				
			矿体长度	矿体厚度				变化系数	走向(°)	倾向	倾角(°)	最低	最高	一般	平均	变化系数
				最小	最大	一般	平均									
焦家	I	850	915	0.31	21.70	3-10	5.44	87%	10-40	NW	26-60	3.07	52.59	3-10	5.42	74%
新城	I	1120	120	0.85	28.50	5-11	7.22	69%	40	NW	29	2.14	23.95	3-12	8.12	50%
三山岛	I	900	1020	0.38	6.19	1-2	2.00	86%	40	SE	40	3.04	14.50	3-6	5.72	55%
	II	900	840	0.32	19.94	1-2	3.92		40	SE	35-45	3.00	140.57	3-7	6.29	50%

注：焦家金矿床 I 号矿体统计中包括地质勘探的 II 矿体，占总储量的 87.2%；新城金矿床有 4 个矿体，其中 I 号矿体占总储量的 90%以上；三山岛金矿床有 6 个矿体，以 I、II 号矿体为主，占总储量的 80%以上，III、IV号位于主矿体之下为盲矿体。

3.4.2 矿石特征

3.4.2.1 矿石类型

各类型矿石矿物组合、颜色、品位差别较大，主要矿石类型组合有黄铁矿-石英型、方铅矿-闪锌矿-黄铜矿型及褐铁矿-石英型。矿化以前两类为主，后者主要是氧化矿。

3.4.2.2 矿石物质组成

据 ICP-MS 分析，焦家金矿的常量元素与微量元素的含量同新城金矿、三山岛金矿相似(山东地质六队，1987)，反映了它们在成因上的相似性。金品位相对于石英脉型金矿床偏低。

矿石中 Au 为主要的有用组份，Ag、S 可作为有益伴生元素综合利用。

焦家金矿的矿石物质化学组成与新城、三山岛金矿相近，与他们相同的成因环境相一致。

焦家金矿床矿物种类达 50 余种，其中原生矿物占 86%，表生矿物占 14%。原生矿物中金属矿物占 65%，非金属矿物占 35%。主要有用矿物为银金矿、金

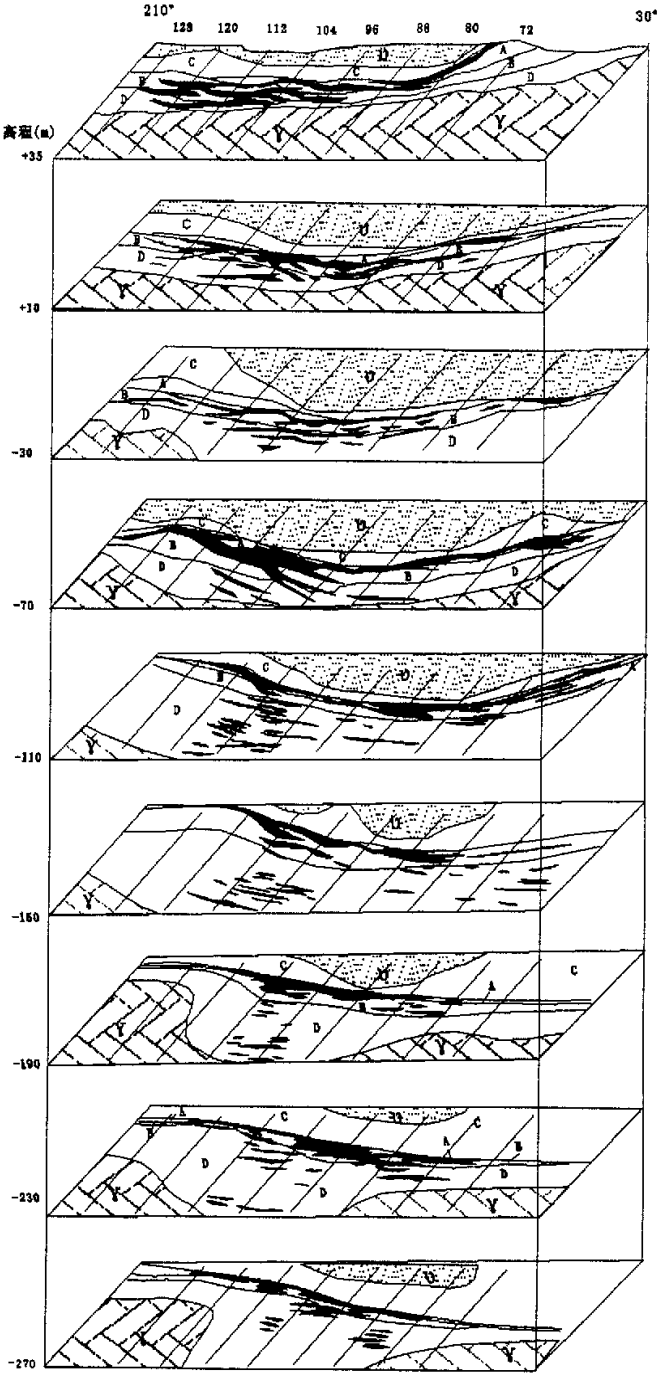


图 3－5 A 焦家金矿金矿体立体勘查模型(图例见图 3－5B)

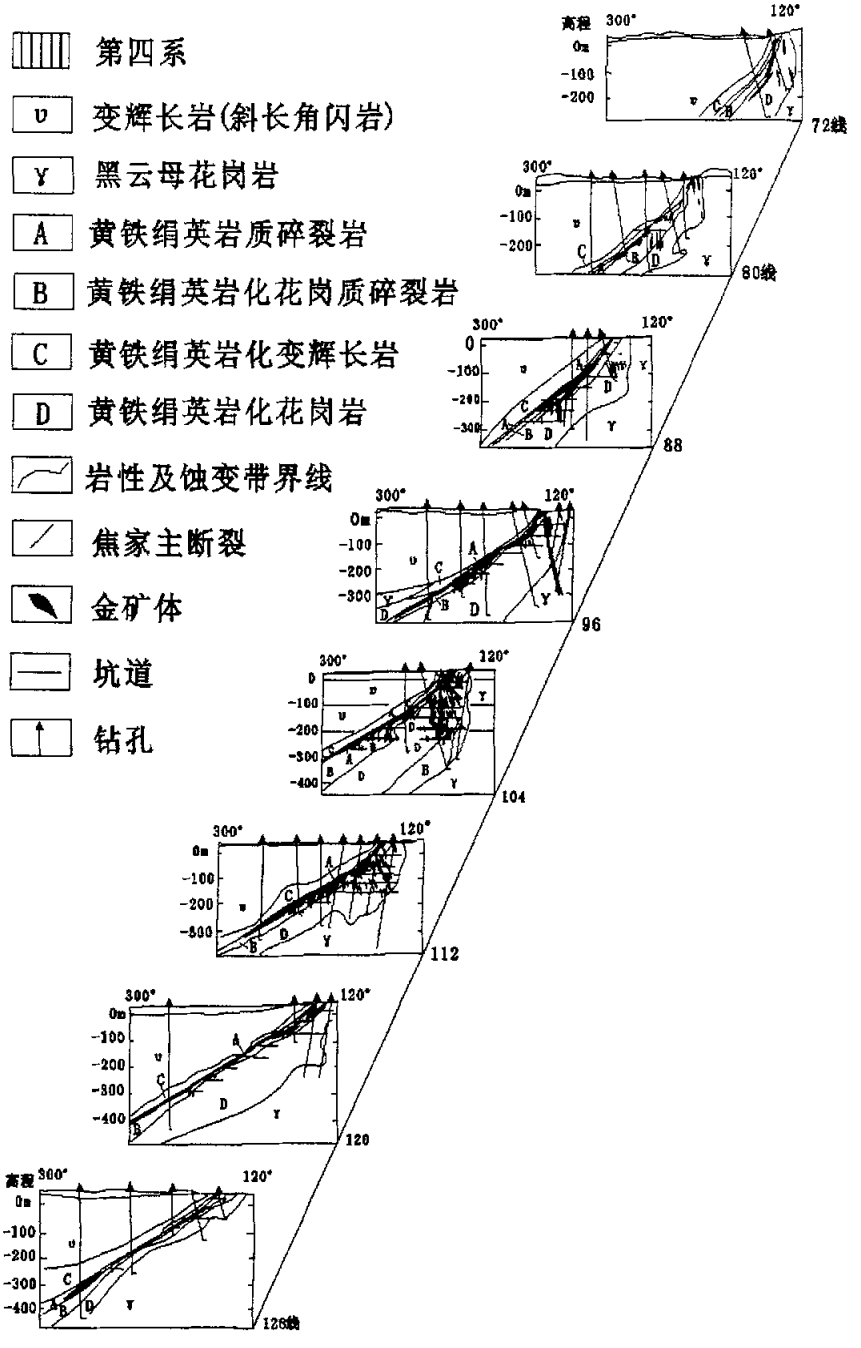


图 3-5B　焦家金矿金矿体立体勘查模型

银矿和自然金，金系列矿物的成色为 350-820。黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、褐铁矿及石英是主要载金矿物。硫盐矿物含量虽少，但发现种类已达九种，在整个胶东地区属发现较多的。按类型及矿物相对含量，焦家金矿的矿石矿物有如下几种(表 3-6)。

表 3-6　焦家金矿矿石矿物分类

相对含量	原生矿物				表生矿物
	金属矿物			非金属矿物	
	自然金属	金属硫化物	其它金属矿物		
主要矿物	银金矿	黄铁矿	菱铁矿	石英、绢云母	褐铁矿
次要矿物	金银矿 自然金	黄铜矿、方铅矿、闪锌矿	镜铁矿	长石、方解石、铁白云石	
副矿物	自然银 自然铋 自然铜 碲银矿	磁黄铁矿、黝铜矿、砷黝铜矿、毒砂、斜方辉铅铋矿、辉银矿、辉碲铋矿、银黝铜矿、锌砷黝铜矿、斑铜矿	磁铁矿 赤铁矿	重晶石、云母、绿泥石、绿帘石、磷灰石、锆石、榍石、褐帘石、金红石	铜兰、软锰矿、白铁矿、孔雀石、铅钒

据张锴璞等(1983，1996)，李德亭等(2001)资料综合。

主要矿物及脉石矿物特征如下：

黄铁矿(FeS_2)：是矿石中主要金属硫化物，占金属矿物总量的 90%以上，多为浅黄色，强金属光泽，自形－半自形、它形粒状，在矿石中呈团块状、浸染状分布于脉石中或呈脉状充填于裂隙中。颗粒粗大的不规则状黄铁矿粒度可大于 20mm，受破碎作用裂纹发育，其内有晚期硫化物及银金矿等充填(图版 V-2)；半自形粒状黄铁矿粒径一般在 0.5－2mm，少数 0.05-0.1mm，具有少量裂纹，常被其它硫化物包裹、溶蚀、交代。由于成矿条件的变化，各阶段及不同世代的黄铁矿性质有所差异：金－石英黄铁矿阶段的黄铁矿呈不规则状，少量呈立方体，浅黄色。强金属光泽，具裂纹，粒度较粗的常与石英成脉状集合体；金－石英多金属硫化物阶段的黄铁矿分为两个世代－第一世代的黄铁矿以五角十二面体和状为主，少量呈碎块状，灰黄色，光泽较暗，常与黄铜矿、闪锌矿、方铅矿等呈细脉状、网脉状分布；第二世代的黄铁矿以八面体和五角十二面体为主，少量立方体和细粒状，常与方铅矿、闪锌矿、黄铜矿花生或呈集体体产出，含金量相对较少。有少量的黄铁矿被褐铁矿沿黄铁矿的边缘裂隙充填交代，形成假象褐铁矿或在黄铁矿表面形成褐铁矿或在黄铁矿表面形成褐铁矿薄膜(图版 V-2~V-6)。

方铅矿(PbS)：是矿石中最常见而含量不多的一种矿物。铅灰色，多呈脉状充填在黄铁矿裂隙中，或交代黄铁矿。脉状方铅矿常与粒状、脉状金连生；也偶见它形晶方铅矿单独或与闪锌矿、黄铜矿连生浸染于脉石中，其中很少见到金粒

包裹体；也有方铅矿与碲银矿连生晶包裹在黄铁矿中；局部地段可见团块状方铅矿集合体(图版 V-5)。

闪锌矿(ZnS)：呈它形、半自形晶单独或与黄铁矿、方铅矿、黄铜矿连生浸染于脉石中。有时常含乳滴状黄铜矿，闪锌矿中很难见到金粒包体，粒度0.01-0.6mm。

黄铜矿($CuFeS_2$)：是矿石是最常见的次要矿物之一，呈它形粒状、脉状充填在黄铁矿裂隙中，铜黄色，它形晶粒状，少数不规则状，有时呈粒状单独或与方铅矿、闪锌矿连生浸染于脉石中，也有充填于黄铁矿的裂隙中，少量呈乳滴状嵌布于闪锌矿中，黄铜矿中很难见到金粒包体，也有极少量的黄铜矿被氧化为次生硫化物、铜蓝与斑铜矿(图版 V-6)。

磁黄铁矿($Fe_{1-X}S$)：分布不均一，在上部中段个别光片中发现有呈它形粒状单独或与黄铜矿、方铅矿连生分布于脉石中，有时被白铁矿或黄铁矿交代。

砷黝铜矿[$Cu_{12}(SbAs)_4S_{13}$]：少见，与方铅矿、闪锌矿、黄铜矿连生嵌布于脉石中。

绢云母｛$KAl_2[AlS_{13}O_{10}][(OH)_2]$｝:呈细鳞片状集合体，浅黄及黄绿色，多数丝绢光泽，少数玻璃光泽。据李德亭等资料(2001)，在其鳞片中有细粒或微粒金(图版 IV-7)。

石英(SiO_2)：是矿石内主要脉石矿物，它贯穿整个成矿过程的始终，不再成矿阶段的石英其物理性质也有差异。主成矿期石英为灰白－灰色，金－石英多金属硫化物阶段的民其它阶段相比颜色更灰色，可能与期中的金属硫化物浸染有关。(图版 IV-5)。

3.4.2.3 矿石结构

矿石以粒状结构为主，反映构造及交代作用的其他结构为辅。

半自形晶结构：半自形黄铁矿，他形方铅矿、闪锌矿与黄铁矿共生。

自形晶结构：黄铁矿呈完好的｛100｝或｛210｝习性晶出现，是黄铁矿的主要结构(图版 V－5)。

他形粒状结构：主要是方铅矿、闪锌矿呈他形粒状与黄铁矿共生。

填隙结构和网脉结构：矿石中以黄铁矿为主的早期金属硫化物的碎裂状裂隙中充填银金矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等晚期矿物脉。裂隙金矿物占金矿物比重大(图版 V－2)。

压碎结构：早期的矿物，主要是黄铁矿受脆性构造作用生成裂隙或发生破碎，

是糜棱岩、碎裂岩型矿石中常见的结构(图版Ⅴ－2，Ⅴ－4)。

包含、嵌晶结构：在方铅矿、闪锌矿、黄铜矿中，常有自形黄铁矿包体。在方铅矿中，有闪锌矿、黄铜矿、黝铜矿等包体。在黄铁矿中，包体银金矿占很大比重(图版Ⅴ－3)。

交代残余及假象结构：方铅矿交代闪锌矿，闪锌矿呈弧岛状、港湾状。黄铜矿交代黄铁矿，均构成交代残余及交代假象结构(图版Ⅴ－6)。

文象结构：闪锌矿中有文象状的黄铜矿，其实质是一种出溶结构。

3.4.2.4 矿石构造

矿石构造有多种，以细脉浸染状构造为主。

细脉浸染状构造：沿早期蚀变矿物间裂隙，有后期石英黄铁矿细脉、多金属硫化物细脉充填，构成细脉浸染状矿石构造(图版3-15)。是主矿体的矿石构造。

脉状构造：沿裂隙有石英黄铁矿脉充填及后期多金属硫化物脉充填，是3号脉的主要矿石构造，矿石品位较高(图版Ⅴ－1)。

网脉状构造：石英黄铁矿脉及后期多金属硫化物脉沿两组或多组裂隙充填，构成网脉状构造。

角砾状构造：先成矿物经破碎后，为后期成矿物质胶结，构成角砾状构造，是应力作用形成的矿石组构。

斑点状构造：黄铁矿聚积成团或呈较大的斑点分布于脉石矿物之中构成斑点状构造。该构造是裂隙系统集中或分布不均的标志，矿石中金的品位分布不均匀。

块状构造矿石中，矿石矿物和脉石矿物分布较均匀(图版Ⅴ－5)。

3.5 成矿期和成矿阶段

矿床经历了成岩期、蚀变期、成矿期和表生期四个时期，蚀变期和成矿期密切相连，蚀变期是成矿期的先导。

蚀变期为成岩成矿过渡期。黑云母花岗岩受韧性构造及脆性构造作用，生成多组裂隙系统，热液在高温、高压作用下向破碎变形带聚集。在碱性氧化条件下，发生钾化、红化等碱交代，金被活化、迁移。该期生成的蚀变矿物有钾长石、钠长石、部分绢云母、赤铁矿、绿泥石、金红石、石英等。在弱酸性、弱还原环境中，绢英岩化生成绢云母、铬绢云母、石英、黄铁矿等蚀变矿物，伴随部分矿化。

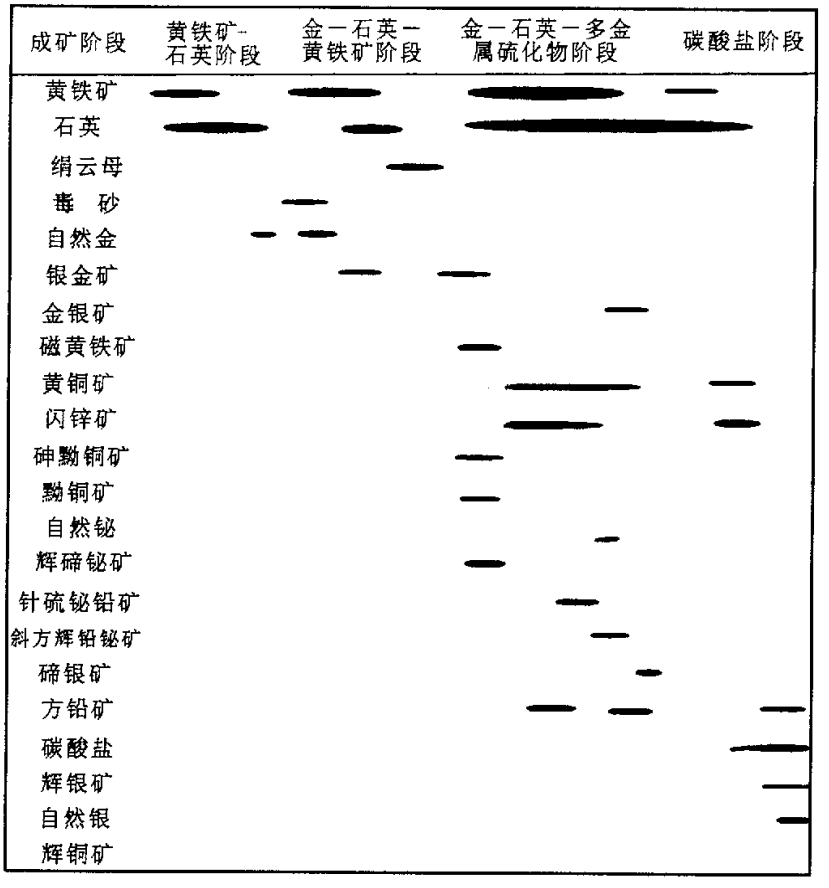
成矿期包括热液成矿和表生成矿两期共5个成矿阶段：黄铁矿－石英阶段，

石英－黄铁矿阶段，多金属硫化物阶段和碳酸盐阶段、氧化作用阶段。石英－黄铁矿阶段和多金属硫化物阶段是主要的成矿阶段。

3.5.1 热液成矿期

据矿物共生组合及切割穿插关系，本区成矿期可分为四个阶段(表 3－7)。

表 3-7　热液期成矿阶段及矿物生成顺序一览表



3.5.1.1 黄铁矿石英阶段

在酸性、还原条件下，由先前的以交代作用为主转化为以充填作用为主。成矿热液沿较大的裂隙充填，形成脉状乳白色石英，其中含少量黄铁矿。该阶段发育较弱，含金也较低，不构成主矿体。

3.5.1.2 金－石英－黄铁矿阶段

金－石英－黄铁矿阶段是本区主要成矿阶段。绢英岩带微裂隙的发育，热液中 S 浓度较高，富 S、Au 等的热液为形成细脉浸染状、浸染状、脉状矿石创造了有利条件。富含金等成矿物质的热液沿微裂隙充填，形成金、黄铁矿、石英组合的细脉。形成的石英黄铁矿细脉叠加在黄铁绢英岩、绢英岩之上构成主矿体，规模较大，但金品位不高。黄铁矿晶体细小。金矿物以包体金、晶隙金为主。

3.5.1.3 金－石英－多金属硫化物阶段

大量成矿物质沉淀后，成矿热液中富含 Cu、Pb、Sb、Ag、As、S 等，S 浓度大大降低，As、Sb 等升高，富含 Cu、Pb、Zn、Fe、S 等组份流体沿裂隙充填成矿，以方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等组合为特色，部分脆硫锑铅矿与之共生。该阶段是主成矿阶段，与早期的成矿叠加，可形成富矿体。金矿物主要以裂隙金的形式产出。

3.5.1.4 碳酸盐阶段

在成矿的晚期，热液中 Fe、S、Cu、Zn、Pb 等组分已沉淀完毕，以富含 Ca、Mg、Fe、CO_3^{2-}为特征，碳酸盐矿物主要以方解石的形式叠加在早期的成矿物质基础上。由于受 Ca 质来源的限制，造成本阶段不发育。碳酸盐矿物载金能力较低，故本阶段所析出的金矿物大大减少，碳酸盐脉本身不构成矿体，甚至可能造成矿石的贫化。

3.5.2 表生期—次生氧化作用阶段

原生矿物氧化成多种氧化物，在地表可以形成狭长带状的氧化矿体。

在上述各成矿期次的矿物生成顺序中，与有用组分矿化有关的自然金、银金矿、金银矿、自然银、碲银矿的形成依次变化，即 Au、Ag、Te 为其先后顺序。在这种顺序下的矿化阶段发展中，金的成色逐步降低，而银和碲的含量则逐步提高，反映在由包体金、晶隙金到裂隙金成色逐渐降低，反映在含金矿物单个颗粒上由内圈到外圈成色也逐渐降低，表明成矿作用总体从高温向低温演化的趋势。

4 矿床地球化学特征

关于花岗岩、金的矿床地球化学行为及成岩成矿环境判断方面的研究有很多参考文献，如 Beccaluva et al (1980), Barley et al. (1992), , Clayton et al (1972), Collins et al (1982), Cameron et al (1989) Daly et al (1933), Doe (1979), D.S.巴尔克等(1992), Eby et al (1992), Erikin et al (1992), Grant et al (1986) , Groves et al (1998), Hacker(2000) , Harris et al (1986), Hawkesworth et al (1991), Hine et al (1978), Laznicka (1999), Maniar et al (1989), Myers (1989), Newman et al (1993), Nesbitt et al (1986), Pearce et al (1968,1982,1984), Pitcher et al (1983; Pitcher (1987), Rickwood et al (1989), Sheralong et al (1988), Sun (1980), Taylor et al (1968, 1969, 1985), Thompson et al (1982), Voo et al (1999), Wang et al (1992, 2002), Whalen (1987), Wood (1979), Xuexiang Gu et al (1996), Zartman et al (1981), Zhao et al (1990), Zhou et al (1982)，等。作为我国著名的金成矿省，胶东地区的研究程度很高。朱奉三(1980，1989)、张镒璞(1983)、卢作祥(1985)、翟裕生(2000)、陈光远(1989)、李惠芬等(1992)、吕古贤(1993，1999)、张振海(1994)，杨敏之(1996)、胡受溪等(1998)、，刘建明等(1998)，徐红(2000)，李兆鼐等(2003)等许多学者都有专著出版，从区域上对成矿背景作了阐述。但是就焦家金矿矿床地球化学特征方面开展系统的研究尚不足。为此，本文根据大量的分析数据开展详细的矿床地球化学研究。

4.1 样品及测试

4.1.1 野外采样

焦家金矿自 1980 年投产以来，通过多个中段进行开采，在三度空间上对矿体做了较为系统的揭露，这为深入开展矿床地质与地球化学研究提供了有利条件。

此次研究，作者对各中段不同矿体、不同矿石类型和不同蚀变围岩均作了系统采样，在三度空间上有效控制了样品的分布。同时还采集了有代表性的岩芯样品，以便作进一步的对比研究。

自上而下，分别对-110m、-130m、-170m、-190m、-230m 和-270m 中段(平面)开展了详细的矿床地质调查和系统采样。选取矿体揭露完整，蚀变和控矿构

造发育的坑道测制地质地球化学剖面，依不同的矿石和岩石类型采集样品。矿石样品类型包括有：主矿体中的硅化黄铁矿化石英脉型金矿石、黄铁绢英岩化金矿石、硅化钾化黄铁矿化金矿石、脉状黄铁矿化金矿石和硅化绢云岩化花岗岩型金矿石，3 号矿脉群矿体中的含黄铁矿钾化碎裂岩型金矿石、细粒黄铁矿化花岗碎裂岩型金矿石、含黄铁矿花岗岩质金矿石。岩石样品类型有：斜长角闪岩、花岗岩、煌斑岩、石英岩、绿泥石钾长石化花岗岩、断层泥、蚀变岩等。

4.1.2 样品处理

为满足各种测试分析的要求，分别对所采集的样品作精细加工。对做全岩和全矿石化学分析和等离子质谱分析的样品均破碎至-200 目后缩分送实验室测试。石英、钾长石、黄铁矿等单矿物离子质谱分析样品和黄铁矿硫、铅同位素测试所用样品均在双目镜下挑纯。同时用 Rb-Sr 法测定石英中的流体包裹体以确定矿床的成矿年代成矿年代。

4.1.3 测试

样品分别送不同的专业实验室测试：36 件黄铁绢云岩化金矿石、钾长石化金矿石、玲珑花岗岩、斜长角闪岩、钾化花岗岩、煌斑岩等岩石和矿石样品的化学分析和等离子质谱分析，由中国科学院地球化学研究所完成。11 件黄铁矿的硫同位素和铅同位素组成分析，由宜昌地质研究所同位素室完成。11 件黄铁矿、2 件石英和 2 件钾长石单矿物的等离子质谱分析由中国科学院地质与地球物理研究所完成。石英中流体包裹体 Rb-Sr 同位素定年由宜昌地质矿产研究所同位素室测试。

4.2 常量元素地球化学特征

焦家金矿区的主要岩石类型有玲珑黑云母花岗岩、斜长角闪岩和煌斑岩。花岗岩为金矿体的主要容矿围岩，在矿体两侧发生强烈蚀变作用，包括黄铁绢云岩化和钾长石化；斜长角闪岩则多产于矿区外围；煌斑岩分布于矿带内，以脉状形式产出，脉体厚约几十厘米至两米。对矿带及矿区外围的这几类岩石样品化学全分析结果显示，黄铁绢云岩化金矿石和钾长石化花岗岩同新鲜玲珑花岗岩具有较高的 SiO_2 含量，通常为 70×10^{-2}~75×10^{-2}，花岗岩的 SiO_2 平均含量高于金矿石

2.76×10^{-2}，反映出在金矿化过程中，SiO_2 被带出。从矿体外侧到内侧，矿石的 SiO_2 含量逐渐减少也表明矿化作用导致 SiO_2 迁出，如 230m 中段 104 穿脉距矿化中心 5m 和 20m 的两个样品(JJ230-104-7 ，JJ230-104-8)，SiO_2 含量分别为 73.42×10^{-2} 和 74.65×10^{-2}，相差 1.23×10^{-2}。TiO_2 和 Al_2O_3 的含量相对稳定，前者约 0.5×10^{-2}，后者多为 10×10^{-2}～13×10^{-2}，金矿石和花岗岩中两种氧化物的含量基本一致。金矿石和钾长石化花岗岩及玲珑花岗岩的 Fe_2O_3 和 FeO 含量呈现出显著变化，金矿石中 TFe 含量通常大于 1×10^{-2}，最高达约 17×10^{-2}，而钾长石化花岗岩和未蚀变花岗岩的 TFe 的含量通常小于 1×10^{-2}，金矿石中全铁的平均含量高于花岗岩约 4.5×10^{-2}(表 4-1，图 4-1～4-5)。显示出，在金成矿作用过程中，成矿流体带入了大量的 Fe，表现为在蚀变金矿石中形成了大量的黄铁矿。MnO、MgO、CaO、K_2O、Na_2O 含量在以上三种矿石、岩石中相近(表 4-1)。

煌斑岩的 SiO_2 含量约为 44～50×10^{-2}，属基性岩类，Al_2O_3 含量约 10×10^{-2}～15×10^{-2}，与花岗岩相近。在化学成分上，煌斑岩的重要特征是 MgO 和 CaO 含量显著增高，两种氧化物的含量均达 5×10^{-2}~10×10^{-2}。

斜长角闪岩的 SiO_2 含量约 47×10^{-2}~62×10^{-2}。Al_2O_3 含量高于黄铁绢云岩化金矿石、蚀变花岗岩和新鲜花岗岩中的含量达 13×10^{-2}~17×10^{-2}。MgO 和 CaO 含量显著高于含矿岩石和花岗岩，其中 CaO 含量可达 12×10^{-2}(图 4-1)。

通过矿石与区域主要岩石类型的常量元素化学成分比较，反映出玲珑花岗岩和矿石的化学成分除含铁氧化物含量差异明显外，其余元素的含量均相近。山东省第四地质矿产勘察院对玲珑花岗岩所做的研究显示，花岗岩的 Au 平均丰度为 1.66×10^{-2}~1.85×10^{-9}，具有较大的离差和变异系数，是有利的矿源岩(宋明春等，2003)。玲珑花岗岩是新太古代的斜长角闪岩重熔的产物,据此可认为玲珑花岗岩是焦家金矿床金的主要来源，是直接矿源岩，而属于区域岩石演化系列早期的斜长角闪岩则为间接矿源岩。

煌斑岩的常量元素化学成分与矿石差异明显，且主要以脉状分布于矿化带及其外围区域，其形成晚于金矿化期，因此煌斑岩与广泛分布的矿化蚀变及金矿化无直接联系，不是成矿物质和成矿流体的来源。煌斑岩的存在反映了矿区范围内存在有深部的岩浆源。

各主要岩石的常量元素与 SiO_2 关系的二元图解见图 4-1~4-5。

表 4-1 焦家金矿床矿石及围岩常量元素化学分析结果($\times10^{-2}$)

样号	类型	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	烧失量	P_2O_5	CO	总计
JJ270-104-1	黄铁绢云岩化金矿石	73.23	0.54	11.48	3.36	1.22	0.08	0.46	1.22	0.42	3.06	3.8	0.53		99.4
JJ230-104-7	黄铁绢云岩化金矿石	73.42	0.46	14.04	2.67	1.4	0.11	0.01	0.52	0.21	3.18	2.94	0.38		99.34
JJ230-104-8	黄铁绢云岩化金矿石	74.65	0.40	13.71	1.24	0.7	0.15	0.13	0.85	0.24	5.13	1.9	0.38		99.48
JJ170-88-1	黄铁绢云岩化金矿石	64.83	0.43	11.27	10.33	0.9	0.03	0.07	1.53	0.24	3.31	4.85	1.67		99.46
JJ170-112-2	黄铁绢云岩化金矿石	56.94	0.76	6.71	15.76	1	0.19	0.01	2.02	0.37	1.6	13.7	0.33		99.39
JJ110-112-2	黄铁绢云岩化金矿石	80.99	0.54	6.09	2.15	1.88	0.38	0.02	1.85	0.23	1.21	3.83	0.33		99.5
JJ110-112-4	黄铁绢云岩化金矿石	71.85	0.40	14.04	1.61	0.3	0.27	0.01	3.07	0.2	3.11	4.33	0.27		99.46
JJ110-87-3	黄铁绢云岩化金矿石	72.92	0.43	10.86	0.81	0.1	0.09	0.01	1.76	2.51	6.62	2.83	0.38		99.32
JJ230-104-11	钾化黄铁矿化金矿石	72.89	0.54	10.95	1.3	0.5	0.02	0.01	2.16	3.67	3.38	3.73	0.27		99.42
JJ230-110-1	钾化弱矿化花岗岩	71.87	0.40	13.51	0.7	0.05	0.01	0.01	1.91	3.8	4.08	2.75	0.4		99.49
JJ190-104-1	钾化含黄铁矿金矿石	74.11	0.37	10.39	0.8	0.2	0.01	0.01	2.38	3.68	3.5	2.63	0.24		99.32
JJ170-88-1	黄铁绢云岩化金矿石	64.83	0.43	11.27	10.33	0.9	0.03	0.07	1.53	0.24	3.31	4.85	1.67		99.46
JJ270-106-1	钾长石化花岗岩	73.41	0.37	12.18	0.39	0.1	0.03	0.01	1.72	3.39	5.18	2.3	0.33		99.41
JJ170-112-5	钾化花岗岩	75.84	0.40	11.12	0.18	0.1	0.17	0.01	1.56	2.27	6.03	1.6	0.4		99.68
JJ230-104-10	硅化钾化花岗岩	72.7	0.63	12.59	0.43	0.1	0.14	0.01	2.58	2.78	4.52	2.78	0.5		99.76
JJ110-104-2	钾化花岗岩	73.89	0.57	11.92	0.11	0.05	0.2	0.01	2.57	3.7	3.32	2.94	0.23		99.51
JJ110-104-3	钾化花岗岩	73.95	0.58	13.77	0.42	0.06	0.01	0.01	2.76	5.4	0.47	1.92	0.24		99.59
JJ230-110-1	钾化弱矿化花岗岩	71.87	0.4	13.51	0.7	0.05	0.01	0.01	1.91	3.8	4.08	2.75	0.4		99.49
JJ110-114-3	钾化硅化花岗岩	71.81	0.37	12.48	0.49	0.1	0.14	0.01	2.32	5.12	3.67	2.54	0.27		99.32
JJ110-114-3'	石英脉岩	79.87	0.4	9.53	0.25	0.05	0.09	0.01	0.73	4.97	1.51	2.1	0.33		99.83
ZK07	(硅化钾化)花岗岩	69.73	0.46	14.3	0.1	0.05	0.06	0.69	2.83	3.59	3.65	3.68	0.36		99.5
ZK08	新鲜花岗岩	72.54	0.63	14.57	0.25	0.1	0.02	0.01	1.76	4.14	3.46	2.05	0.23		99.76
JJ170-112-4	矿体下盘花岗岩	76.21	0.57	9.95	0.71	0.05	0.08	0.61	1.8	3.83	3.66	1.79	0.26		99.52
JJ270-111-2	煌斑岩	44.47	1.5	14.87	1.96	5.92	0.16	5.34	8.66	4.11	2.25	2.7	1.73	5.75	99.42
JJ230-104-3	煌斑岩	39.9	1.3	15.63	3.34	7.24	0.1	5.6	7.72	0.4	1.37	13.44	1.6	1.8	99.44
JJ230-104-9	煌斑岩	45.34	1.17	14.84	0.65	6.08	0.19	5.71	8.47	3.79	1.9	4.32	1.37	5.5	99.33
JJ110-87-1	煌斑岩	46.42	1.33	12.98	1.96	6.24	0.19	5.54	8.94	3.45	0.75	6.39	0.9	4.6	99.69
JJ110-87-2	煌斑岩	48.28	1.63	11.39	1.83	6.01	0.26	6.29	9.74	3.2	0.66	5.05	0.77	4.35	99.46
JJ230-84-2	斜长角闪岩	61.73	0.98	15.7	2.6	1.62	0.07	1.64	3.96	3.89	1.92	4.8	0.47		99.38
ZK01	斜长角闪岩	61.86	0.87	14.57	2.11	1.2	0.17	1.57	6.49	5.24	0.81	3.8	0.73		99.42
ZK02	斜长角闪岩	50.56	1.33	13.77	2.44	7.1	0.21	5.47	11.94	2.46	0.42	1.02	0.36	2.79	99.87
ZK03	斜长角闪岩	47.5	1.2	13.24	2.66	7.18	0.26	5.08	12.46	2.14	0.43	2.95	0.33	4.01	99.44
ZK04	斜长角闪岩	49.64	1.33	14.04	2.08	6.7	0.25	6.33	11.92	2.51	0.51	1.29	0.4	2.54	99.54
ZK05	斜长角闪岩	57.93	1	16.42	2.67	1.2	0.2	1.99	6.6	5.49	0.75	4.36	0.73		99.34
ZK06	斜长角闪岩	47.3	1.17	16.16	1.27	6.33	0.2	7.67	10.67	1.96	0.27	3.49	0.33	2.72	99.54

测试单位：中国科学院地球化学研究所。

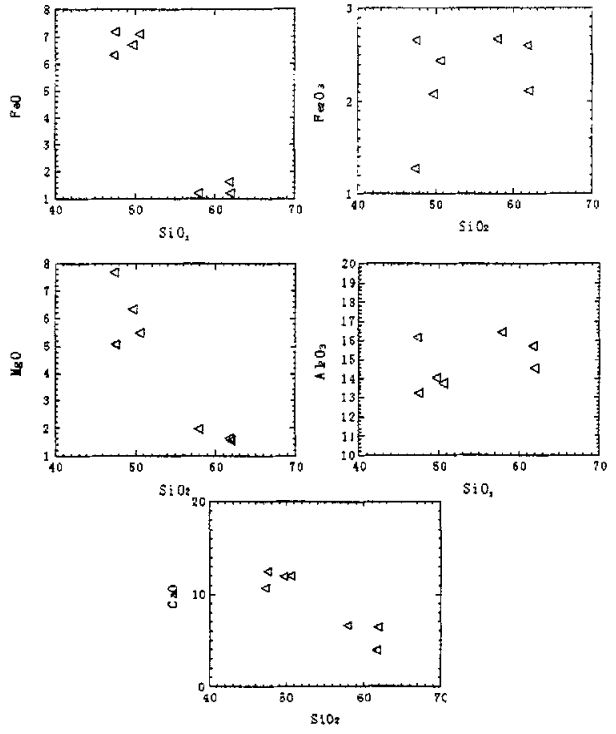


图 4－1　马连庄超单元斜长角闪岩常量元素二元图解(数据据表 4－1)

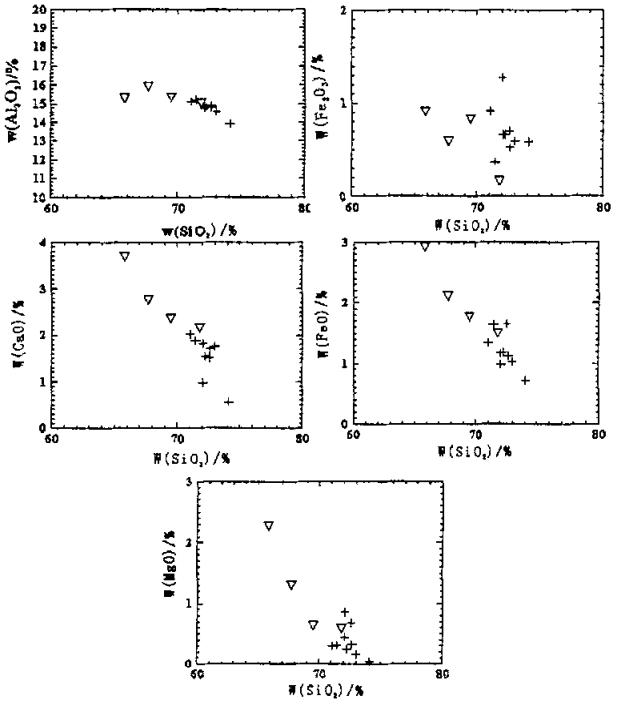


图 4－2　玲珑花岗岩常量元素二元图解(数据据表 4－1)

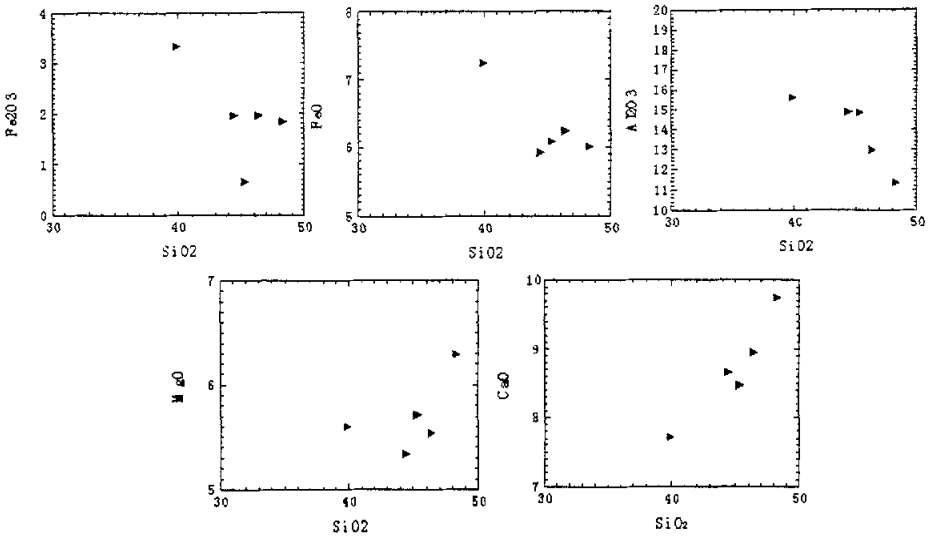


图 4－3　焦家金矿煌斑岩常量元素二元图解(数据据表 4－1)

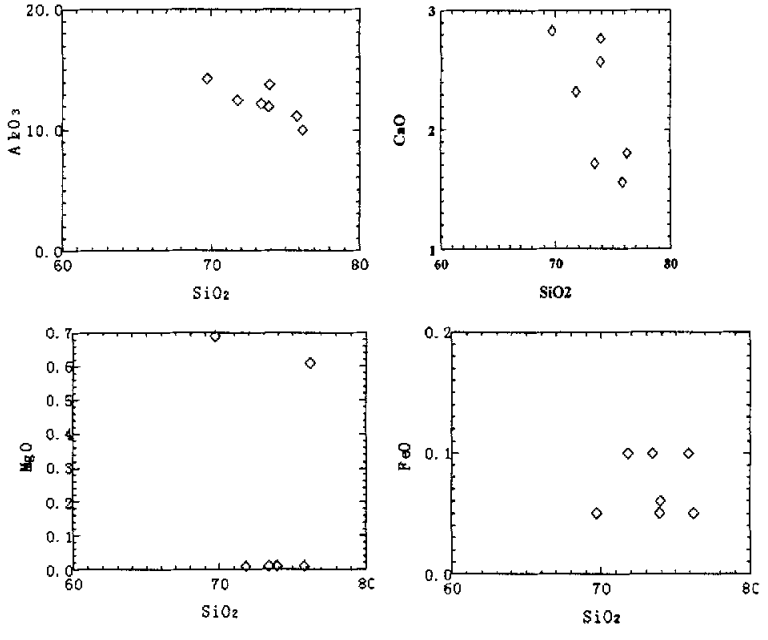


图 4－4　钾化花岗岩的常量元素二元图解(数据据表 4－1)

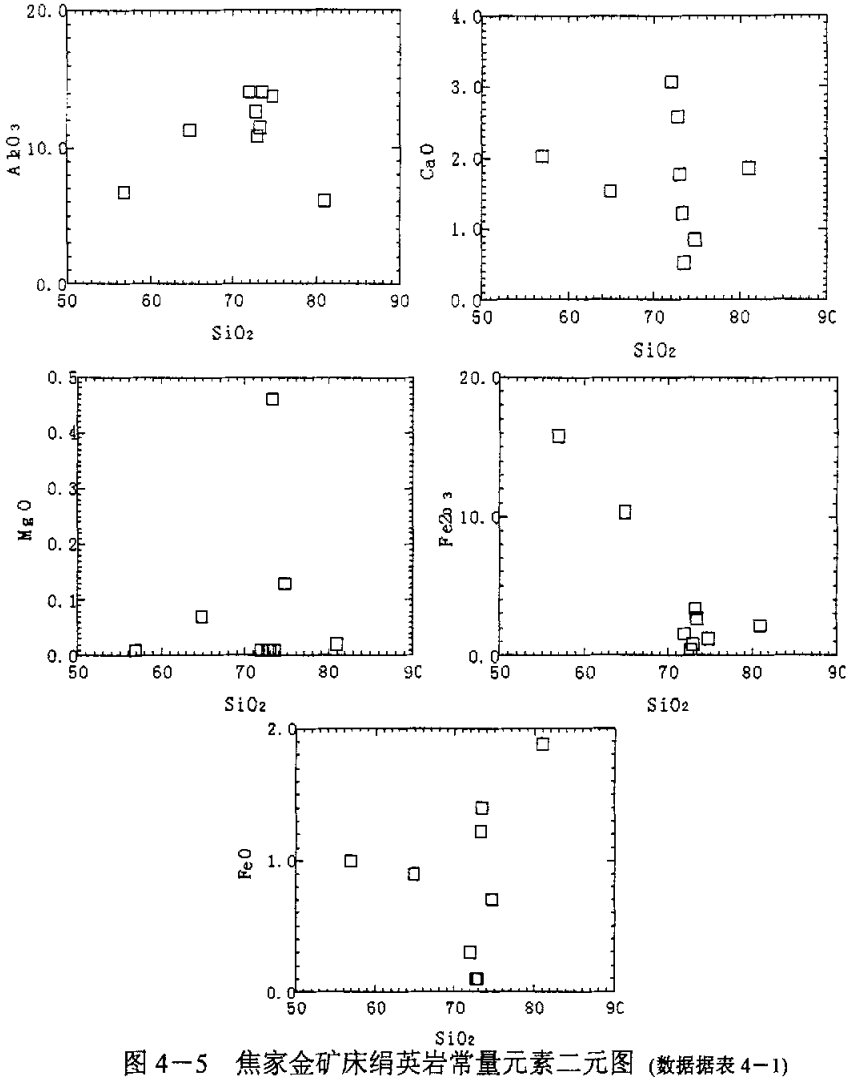


图 4－5　焦家金矿床绢英岩常量元素二元图 (数据据表 4－1)

从以上图中可以看出，在花岗岩－钾化花岗岩--绢英岩的蚀变演化过程中，Fe 的富集作用十分明显。对于未蚀变的玲珑花岗岩 SiO2 与 TFe、Al_2O_3、CaO 之间存在显著的负相关(图 4-2)。而金矿石的 SO_2 含量较为稳定，TFe 富集、MgO 贫化、Al_2O_3 稳定等特征(图 4-5)。

4.3 稀土元素组成特征

4.3.1 岩、矿石稀土元素组成特征

稀土元素地球化学在示踪成矿物质来源、成矿物理化学条件及成矿过程等方面起重要作用，因而在矿床成因研究中得到广泛应用。

焦家金矿床矿石和容矿岩石的稀土元素总量(∑REE)均具有较大的变化范围。矿石的∑REE 从 7×10^{-6}～70×10^{-6}，玲珑花岗岩的∑REE 变化于 15×10^{-6}～217×10^{-6}，斜长角闪岩的∑REE 变化于 63×10^{-6}～479×10^{-6}。在容矿岩石和矿石中，斜长角闪岩的稀土元素总量最高，次为花岗岩，矿石的稀土元素含量最低(表 4-2)。

矿石和玲珑花岗岩具有较高的轻重稀土元素比值(LREE/HREE)。其中矿石的 LREE/HREE 多在 8～20 之间，花岗岩多为 9～20，总体上表现为轻稀土富集，但富集程度在不同类型的样品之间存在着明显的差异，一些样品表现为显著的轻稀土富集。斜长角闪岩的 LREE/HREE 除少部分为 20～25 外，多在 1～5 之间。矿石的 Eu/Eu^*从 0.6～8.5，即显示出 Eu 从亏损到富集的两个端元。花岗岩的 Eu/Eu^*多在 0.8～1.2 之间，Eu 亏损和富集特征均不明显，仅个别样品有一定的 Eu 富集。斜长角闪岩的 Eu/Eu^*均集中于 0.8～1.2 之间，Eu 未呈现贫化或富集特征。金矿石、玲珑花岗岩和斜长角闪岩的 Ce/Ce^*主要集中于 0.8～1.2 之间，表明 Ce 未出现典型的亏损和富集现象。金矿石和花岗岩中反映轻稀土元素内部分异程度的指标$(La/Sm)_N$显著高于重稀土元素内部分异程度指标$(Gd/Yb)_N$，前者通常为 4～10，后者多在 1～2 之间。而斜长角闪岩中上述两指标主要为 1～4(表 5-2)。表明金矿石和花岗岩具有相一致的轻稀土元素和重稀土元素分异特征：轻稀土元素内部分异强烈，重稀土元素内部分异不显著；斜长角闪岩的轻稀土元素和重稀土元素内部分异程度相似，表现为弱分异。

在同一中段，随着远离主矿体，矿石的 Eu/Eu^*逐渐增加。如-230 中段 104 穿脉坑道内，主矿体内黄铁绢云岩化金矿石的 Eu/Eu^*为 0.60 和 0.62，主矿体外的钾化黄铁矿化金矿石的 Eu/Eu^*为 1.11。这种差异反映出形成主矿体的成矿流体和形成旁侧矿体的流体具有不同的性质，即形成主矿体的流体温度相对较高，并具有相对还原和偏酸性的特征。

稀土元素特征显示出，在-190 米中段以下，矿石总体表现为负 Eu 异常，而-190 米以上，矿石总体表现为正 Eu 异常。显示出在-190 米附近，存在着一成矿流体氧化还原界面，因此，-190 米中段以下，矿石总体表现为负 Eu 异常，是强还原所致。这可能是具有不同性质的不同来源的流体相混合所致。深部成矿流体主要以为岩浆水，而在上部有大气降水的参与循环。因此下部矿体和上部矿体的稀土元素特征存在着差异。-190 米附近可能为两种流体的混合带。

金矿石、玲珑花岗岩和斜长角闪岩的稀土配分模式曲线总体上均表现为向右倾，反映出轻稀土元素富集的特征(图 4-6~4-9)。蚀变花岗岩的稀土配分模式曲线上 Eu 多为负异常，少量为正异常(图 4-7)；而金矿石的稀土配分模式图上，虽然 Eu 的负异常特征明显，但部分样品的 Eu 正异常显著(图 4-8)。斜长角闪岩的 Eu 则未出现明显的亏损和富集现象(图 4-9)。

表 4－2　焦家金矿床矿石及围岩稀土元素丰度($\times10^{-6}$)特征

序号	样号	岩石 / 矿石名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
1	JJ270-104-1	黄铁绢云岩化金矿石	11.58	20.79	2.20	8.26	1.25	0.27	1.19	0.18	1.20
2	JJ2.30-104-7	黄铁绢云岩化金矿石	14.28	24.65	2.56	9.14	1.28	0.25	1.22	0.16	0.86
3	JJ230-104-8	黄铁绢云岩化金矿石	13.31	25.06	2.65	9.36	1.69	0.32	1.41	0.17	0.82
4	JJ170-88-1	黄铁绢云岩化金矿石	3.29	5.51	0.56	1.97	0.40	0.11	0.25	0.04	0.15
5	JJ170-112-2	黄铁绢云岩化金矿石	1.56	2.15	0.23	0.72	0.13	0.43	0.18	0.02	0.15
6	JJ110-112-2	黄铁绢云岩化金矿石	4.09	7.05	0.77	2.81	0.64	0.30	0.62	0.11	0.74
7	JJ110-112-4	黄铁绢云岩化金矿石	14.83	25.09	2.49	8.15	1.03	0.24	0.67	0.06	0.34
8	JJ110-87-3	黄铁绢云岩化金矿石	7.79	13.44	1.40	5.01	0.89	0.32	0.80	0.10	0.63
9	JJ230-104-11	钾化黄铁矿化金矿石	16.90	30.16	3.23	11.73	1.60	0.53	1.24	0.14	0.62
10	JJ190-104-1	钾化含黄铁矿金矿石	6.31	11.43	1.21	4.24	0.61	0.37	0.51	0.08	0.48
11	JJ170-106-2	硅化绢云岩化金矿石	2.77	4.64	0.51	1.78	0.32	0.53	0.31	0.08	0.42
12	JJ270-106-1	钾长石化花岗岩	10.80	19.84	2.11	8.33	1.45	0.42	1.09	0.14	0.60
13	JJ170-112-5	钾化花岗岩	3.06	5.55	0.61	2.11	0.42	0.37	0.34	0.06	0.28
14	JJ230-104-10	硅化钾化花岗岩	35.08	61.51	6.10	21.00	2.44	0.65	2.09	0.22	0.85
15	JJ110-104-2	钾化花岗岩	10.21	18.55	2.04	7.28	1.51	0.46	1.29	0.28	2.62
16	JJ110-104-3	钾化花岗岩	29.50	51.70	5.32	19.03	3.16	0.98	2.79	0.35	1.69
17	JJ230-110-1	钾化弱矿化花岗岩	58.49	100.51	9.89	33.54	3.86	0.60	2.75	0.26	0.91
18	JJ110-114-3	钾化硅化花岗岩	8.94	16.43	1.78	6.57	1.34	0.33	1.72	0.37	2.44
19	ZK07	(硅化钾化)花岗岩	14.40	24.53	2.52	8.29	1.26	0.47	1.02	0.14	0.89
20	ZK08	新鲜花岗岩	15.32	27.27	2.95	10.66	1.92	0.51	1.64	0.28	1.61
21	JJ-2	玲珑花岗岩	30.58	51.31	5.03	17.39	2.63	0.86	2.14	0.27	1.63
22	JJ170-112-4	矿体下盘花岗岩	6.74	12.43	1.30	4.84	0.94	0.47	0.60	0.07	0.34
23	JJ-3	玲珑花岗岩	14.87	25.63	2.43	8.12	0.93	0.33	0.77	0.10	0.46
24	JJ230-84-2	斜长角闪岩	11.55	21.76	2.46	10.55	1.85	0.67	1.63	0.23	1.26
25	ZK01	斜长角闪岩	81.37	182.95	22.44	91.43	12.49	3.13	8.70	0.89	3.57
26	ZK02	斜长角闪岩	7.31	17.83	2.23	10.61	2.79	1.01	3.60	0.66	3.91
27	ZK03	斜长角闪岩	7.15	18.90	2.67	12.26	3.22	0.87	3.64	0.66	4.36
28	ZK04	斜长角闪岩	4.02	10.18	1.55	8.06	2.29	0.90	3.28	0.55	3.82
29	ZK05	斜长角闪岩	91.67	208.33	25.25	101.96	14.18	4.08	9.38	0.94	3.52
30	ZK06	斜长角闪岩	7.09	17.13	2.43	11.53	2.61	0.99	2.81	0.47	2.81
31	JJ-5	斜长角闪岩	19.69	44.38	5.97	27.79	7.03	2.07	7.74	1.19	7.64

续表 4－2

序号	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	∑REE	LREE/HREE	Eu/Eu*	Ce/Ce*	La/Yb_N	La/Sm_N	Gd/Yb_N
1	0.24	0.84	0.12	0.95	0.14	8.07	57.28	9.14	0.68	0.93	8.23	5.85	1.01
2	0.19	0.64	0.10	0.72	0.13	6.41	62.59	13.00	0.60	0.91	13.33	7.00	1.37
3	0.17	0.56	0.09	0.59	0.11	5.04	61.34	13.39	0.62	0.96	15.21	4.95	1.93
4	0.02	0.11	0.02	0.15	0.02	0.95	13.55	15.56	0.99	0.90	14.48	5.22	1.33
5	0.03	0.07	0.02	0.10	0.02	1.35	7.15	8.89	8.53	0.77	10.76	7.63	1.50
6	0.18	0.50	0.08	0.56	0.10	5.00	23.54	5.44	1.45	0.90	4.96	4.02	0.89
7	0.07	0.27	0.04	0.32	0.07	2.04	55.71	28.15	0.84	0.91	30.95	9.08	1.67
8	0.12	0.39	0.07	0.46	0.11	3.86	35.39	10.73	1.15	0.91	11.35	5.52	1.39
9	0.11	0.28	0.04	0.34	0.05	3.25	70.20	22.84	1.11	0.92	34.01	6.66	2.98
10	0.11	0.31	0.05	0.39	0.07	3.35	29.50	12.16	2.00	0.94	10.80	6.53	1.04
11	0.08	0.19	0.03	0.22	0.04	2.76	14.66	7.74	5.12	0.87	8.37	5.46	1.12
12	0.13	0.36	0.06	0.48	0.08	3.86	49.75	14.61	0.97	0.94	15.14	4.68	1.83
13	0.07	0.19	0.03	0.23	0.03	1.91	15.26	9.85	2.94	0.92	9.00	4.53	1.18
14	0.15	0.55	0.06	0.56	0.08	4.98	136.31	27.90	0.86	0.93	42.61	9.04	3.03
15	0.76	2.50	0.46	3.64	0.57	23.25	75.43	3.30	0.98	0.92	1.89	4.25	0.29
16	0.32	1.09	0.15	1.10	0.19	10.32	127.69	14.28	0.99	0.92	18.03	5.88	2.04
17	0.17	0.49	0.07	0.47	0.07	5.11	217.21	39.81	0.54	0.92	84.45	9.52	4.76
18	0.56	1.54	0.21	1.52	0.21	16.14	60.09	4.13	0.67	0.94	3.98	4.20	0.92
19	0.18	0.59	0.09	0.60	0.14	5.74	60.85	14.11	1.24	0.91	16.18	7.21	1.37
20	0.37	0.85	0.14	0.85	0.13	10.39	74.89	10.01	0.86	0.92	12.12	5.01	1.55
21	0.35	0.90	0.11	0.89	0.12	8.76	122.96	16.81	1.07	0.91	23.06	7.33	1.93
22	0.06	0.16	0.02	0.18	0.05	2.07	30.29	17.86	1.79	0.95	25.38	4.50	2.73
23	0.09	0.31	0.04	0.33	0.06	2.95	57.41	24.19	1.17	0.93	30.84	10.09	1.91
24	0.24	0.74	0.11	0.61	0.10	6.38	60.15	9.94	1.16	0.94	12.87	3.93	2.17
25	0.59	1.40	0.18	1.08	0.16	16.23	426.59	23.77	0.87	1.02	50.93	4.10	6.52
26	0.83	2.26	0.30	2.13	0.35	22.44	78.26	2.97	0.98	1.06	2.31	1.65	1.36
27	0.87	2.55	0.34	2.31	0.33	24.73	84.85	2.99	0.77	1.04	2.09	1.40	1.27
28	0.81	2.42	0.34	2.28	0.34	22.23	63.06	1.95	1.01	0.98	1.19	1.11	1.16
29	0.62	1.61	0.18	1.10	0.16	17.01	480.00	25.45	1.02	1.03	56.19	4.07	6.88
30	0.47	1.45	0.20	1.40	0.21	13.80	65.39	4.26	1.11	0.99	3.41	1.71	1.62
31	1.53	4.34	0.61	4.37	0.63	41.89	176.87	3.81	0.86	0.98	3.04	1.76	1.43

测试单位：中国科学院地球化学研究所，资料来源本文。

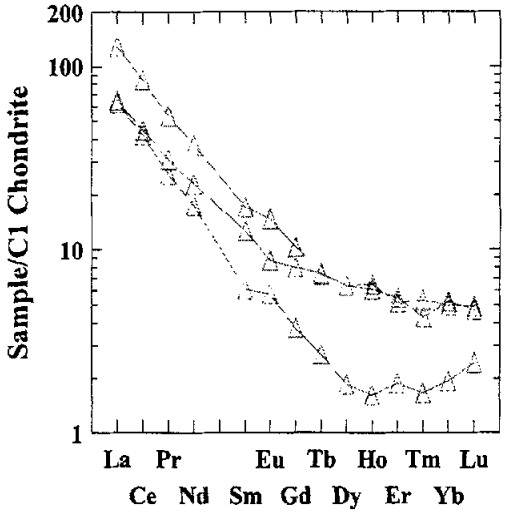


图 4－6　玲珑花岗岩稀土元素配分模式图

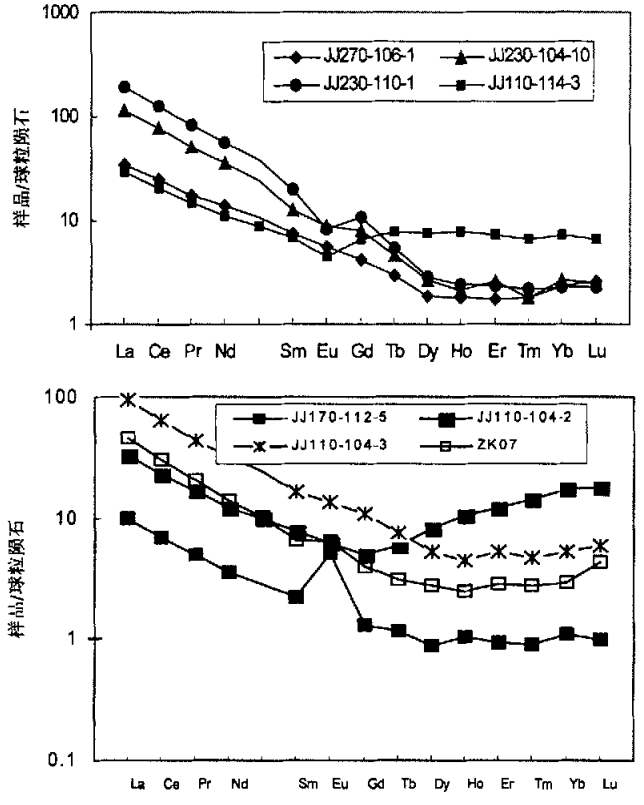


图 4-7 焦家金矿区蚀变花岗岩稀土元素配分模式图

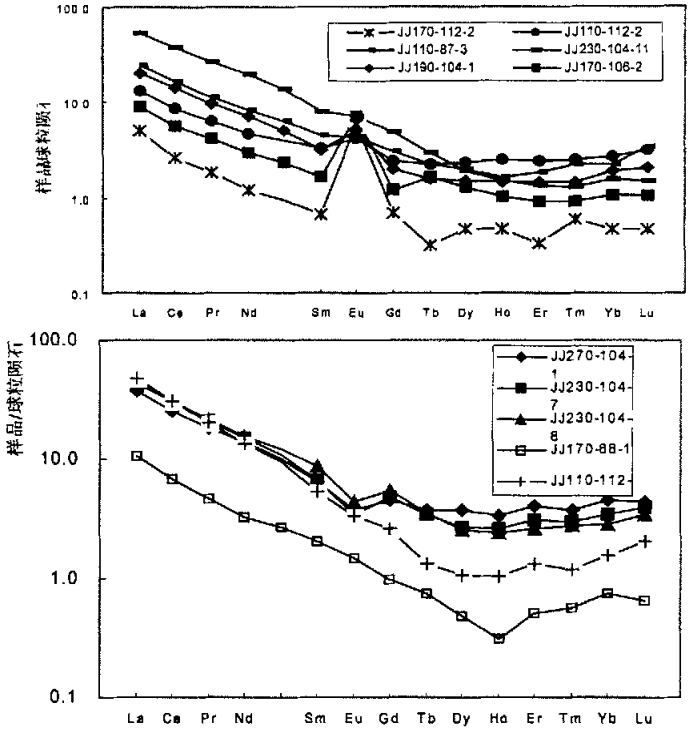


图 4－8A　焦家金矿床矿石稀土元素配分模式图

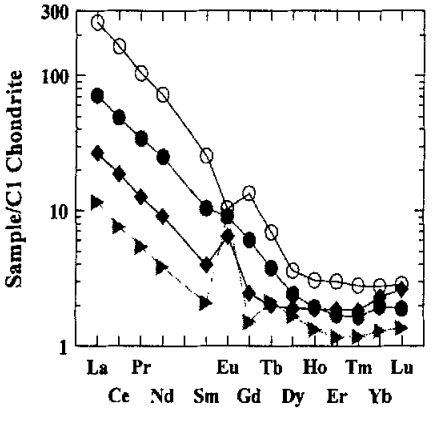


图 4－8B　3 号脉矿体稀土配分模式图

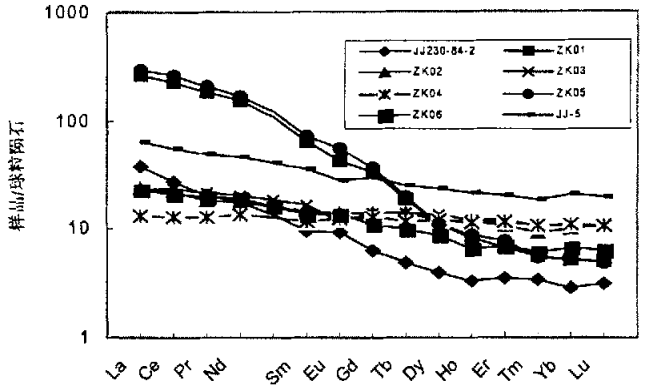


图 4－9　焦家金矿区斜长角闪岩稀土元素配分模式图

斜长角闪岩稀土配分模式曲线总体呈平坦型，而 ZK08 和 ZK05 的曲线形态与蚀变花岗岩和矿石中的某些曲线一致，反映了靠近矿化蚀变附近斜长角闪岩受到了热液蚀变作用的影响。Eu 主要呈＋2 价进入斜长石(替代 Ca)，斜长石显示出强烈的正 Eu 异常(刘英俊等，1984)。Eu 异常可能与斜长石的绢云母化强弱程度。从各种岩石的平均曲线看，主体与玲珑花岗岩具有内在的成生联系，不同于古老的岩石地层单元斜长角闪岩。3 号脉矿石以明显的轻稀土富集和重稀土亏损不同于主矿体；硅化则表现相反，以轻稀土的亏损和重稀土的富集为特征(图 4－10)。

4.3.2 单矿物的稀土元素组成特征

4.3.2.1 黄铁矿稀土元素组成特征

11 件黄铁矿样品的稀土元素总量介于 1.0－12.0×10^{-6}之间，显著低于金矿石、容矿岩石花岗岩和斜长角闪岩的稀土元素含量。LREE/HREE 多在 4－10 之间，仅一个样品的为 0.70，总体表现为轻稀土富集特征。Eu/Eu*变化范围较大，从 0.579－4.63，并以正异常为主。Ce/Ce*均在 0.8－1.0 之间，即黄铁矿中 Ce 未出现亏损或富集特征。反映轻稀土元素和重稀土元素内部分异特征的指标$(La/Sm)_N$ 和$(Gd/Yb)_N$ 主要在 1.5－5.0 之间，显示出轻稀土和重稀土元素内部均出现一定的分异，其中轻稀土元素内部分异更为显著。黄铁矿的稀土元素配分曲线总体上略向右倾。部分样品的 Eu 富集特征明显，而一些样品的 Eu 表现为亏损(表 5-3)。可能是由不同的矿化阶段，成矿流体的成分、温度、硫逸度、pH 等差异所致。

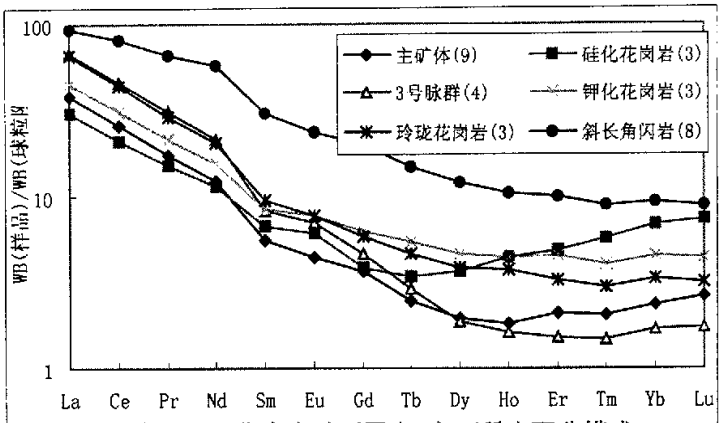


图4－10　焦家金矿不同岩(矿)石稀土配分模式

与矿石和蚀变花岗岩及斜长角闪岩相比，黄铁矿显示轻稀土富集、稀土元素配分模式曲线右倾的特征，但黄铁矿的稀土总量明显偏低，且 Eu 正异常显著(图 4-11~4-12)。表明在黄铁矿结晶过程中，成矿流体的物理化学条件有利于 Eu 在黄铁矿中富集。

从图 4-11~4-12 中可以看出，位于主断层下盘的主矿体和位于钾化蚀变带张性构造中(主断层次级羽状构造)的含金矿物黄铁矿中的稀土元素组成具有显著区别，其中主矿体矿石中黄铁矿的稀土配分曲线呈明显的正铕异常，并且显示典

表 4－3 焦家金矿床单矿物黄铁矿、石英和钾长石稀土元素丰度($\times10^{-6}$)及特征值

序号	样号	矿物	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
1	JJ270-104-4	黄铁矿	0.29	0.54	0.06	0.22	0.06	0.05	0.06	0.01	0.06
2	JJ270-111-1	黄铁矿	0.22	0.42	0.05	0.17	0.05	0.08	0.06	0.01	0.06
3	JJ270-111-3	黄铁矿	0.15	0.30	0.04	0.14	0.04	0.03	0.05	0.01	0.05
4	JJ230-84-1	黄铁矿	0.10	0.18	0.02	0.09	0.03	0.02	0.13	0.03	0.20
5	JJ170-88-2	黄铁矿	0.86	1.56	0.17	0.58	0.11	0.03	0.10	0.02	0.09
6	JJ170-106-2	黄铁矿	0.30	0.54	0.06	0.21	0.05	0.02	0.07	0.01	0.09
7	JJ130-114-1	黄铁矿	0.39	0.67	0.08	0.31	0.09	0.15	0.11	0.02	0.11
8	JJ110-104'-1	黄铁矿	0.92	1.51	0.17	0.64	0.17	0.25	0.21	0.04	0.28
9	JJ110-104'-2	黄铁矿	2.29	3.97	0.44	1.53	0.32	0.33	0.31	0.05	0.31
10	JJ110-88-1	黄铁矿	2.69	4.98	0.54	1.93	0.35	0.08	0.27	0.03	0.16
11	JJ110-114-6	黄铁矿	0.74	1.48	0.17	0.61	0.12	0.04	0.09	0.01	0.05
12	JJ270-111-3	石英	222.48	299.52	27.26	68.72	24.33	3.12	26.36	7.67	12.96
13	JJ270-86-4	石英	193.13	251.68	23.31	48.76	30.76	4.94	38.23	9.93	27.16
14	JJ270-86-5	钾长石	1951.07	2830.66	300.10	1063.73	238.09	1063.70	265.48	45.24	221.64
15	JJ230-110-1	钾长石	1941.66	3278.46	370.19	1334.21	320.98	478.54	341.24	66.63	385.18

(续表 4－3)

序号	Ho	Eu	Tm	Yb	Lu	Y	TREE	LREE/HREE	Eu/Eu*	Ce/Ce	La/Yb_N	La/Sm_N	Gd/Yb_N
1	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.23	1.34	5.61	2.56	0.93	6.03	0.31	1.39
2	0.01	0.03	0.00	0.02	0.00	0.22	1.11	4.88	4.63	0.93	6.48	0.24	1.96
3	0.01	0.03	0.00	0.02	0.00	0.16	0.81	3.95	2.13	0.95	4.40	0.21	1.61
4	0.04	0.12	0.02	0.10	0.01	0.95	0.81	0.70	0.60	0.87	0.71	0.17	1.09
5	0.02	0.05	0.01	0.05	0.01	0.35	3.52	9.54	0.90	0.93	11.42	0.55	1.58
6	0.02	0.06	0.01	0.05	0.01	0.41	1.36	3.72	0.94	0.93	3.99	0.28	1.13
7	0.02	0.06	0.01	0.06	0.01	0.55	1.93	4.25	4.46	0.86	4.30	0.48	1.42
8	0.06	0.22	0.04	0.28	0.04	1.66	4.19	3.15	4.14	0.85	2.22	0.86	0.61
9	0.07	0.21	0.03	0.24	0.03	1.72	9.56	7.08	3.18	0.90	6.55	1.64	1.06
10	0.03	0.09	0.01	0.09	0.01	0.59	11.03	15.48	0.79	0.94	21.10	1.81	2.52
11	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.13	3.32	15.04	1.04	0.97	26.12	0.63	3.74
12	7.29	10.44	2.02	3.82	1.04	51.03	692.42	9.02	0.38	0.79	39.23	124.75	5.56
13	10.60	18.91	3.27	14.41	2.58	137.32	627.90	4.42	0.44	0.77	9.04	157.74	2.14
14	52.08	143.07	21.11	131.21	20.15	1210.42	7979.71	8.28	12.89	0.80	10.03	1220.96	1.63
15	85.56	243.49	40.90	269.65	42.38	2290.52	8517.09	5.24	4.39	0.87	4.85	1646.04	1.02

测试单位：中国科学院地球化学研究所；资料来源本文。

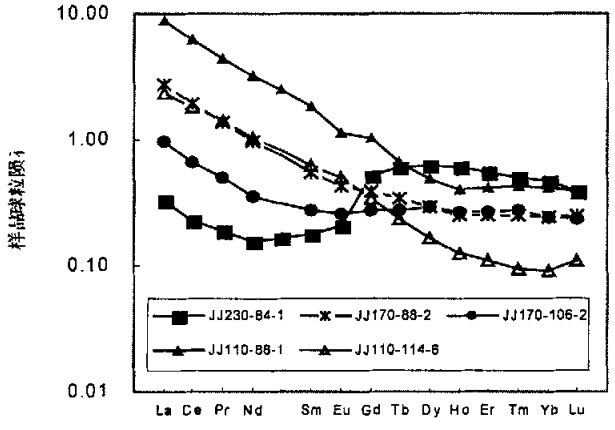


图 4－11　3 号载金矿物黄铁矿稀土元素配分模式图

型的富集型曲线和轻稀土富集的特征。而远离主断裂次级张性羽状构造中产状陡倾的 3 号矿体矿石中的黄铁矿的稀土配分曲线主要为平坦型或不典型的富集型，表明二者形成于不同的成矿阶段或世代。反映靠近主断裂与 3 号矿体张性构造中的成矿流体或成矿时的物理化学条件存在明显的差异，同时也说明主矿体中黄铁矿的物质来源比较单一，而 3 号脉的黄铁矿物质来源比较复杂。

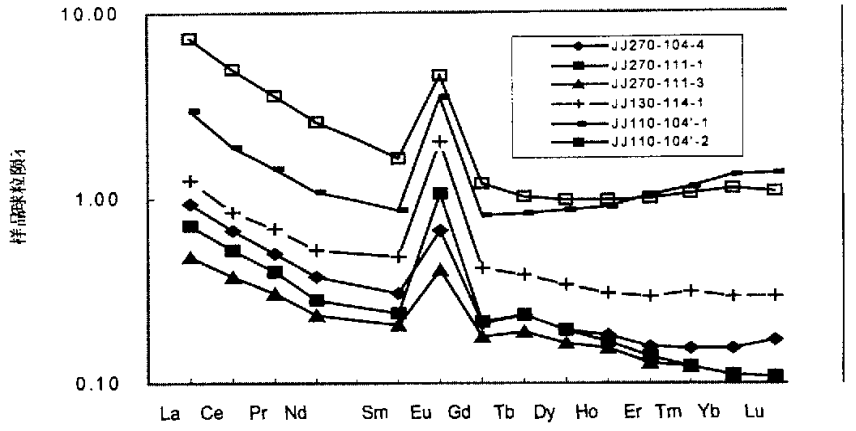


图 4－12　主矿体(1 号矿体)载金矿物黄铁矿稀土元素配分模式图

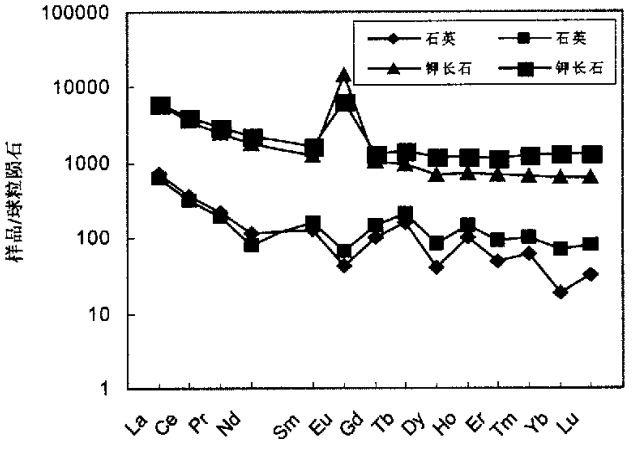


图 4－13　焦家金矿床单矿物石英和钾长石稀土元素配分模式图

4.3.2.2 石英和钾长石稀土元素组成特征

蚀变岩中的石英和钾长石均富含稀土元素，尤以钾长石富含稀土元素。两个石英单矿物的稀土元素总量(∑REE)为 768×10^{-6} 和 815×10^{-6}，两个钾长石样品的∑REE 高达 9557×10^{-6} 和 11489×10^{-6}。轻稀土元素和重稀土元素比值 LREE/HREE 在 4－9 之间，反映出轻稀土相对富集。石英的 Eu/Eu^{*}明显小于 1，仅为 0.37－0.44，显示 Eu 负异常；而钾长石的 Eu/Eu^{*}达 4.4 和 12.9，为明显的 Eu 正异常。石英和钾长石的 Ce/Ce^{*}相近，在 0.76－0.87 之间，Ce 亏损不明显。石英和钾长石的$(La/Sm)_N$为 3.8－5.7，显示两种矿物的轻稀土元素内部的分异均较为明显。石英的$(Gd/Yb)_N$显著高于钾长石，前者为 2.14 和 5.56，后者为 1.02 和 1.63，表

明石英的重稀土分异较为明显，而钾长石重稀土分异不显著。

稀土元素配分模式图上，石英的 Eu 亏损明显，且重稀土元素呈现出跳跃变化特征。钾长石的 Eu 富集特征显著，轻稀土元素和重稀土元素均平缓变化(图 4－13)。以上表明钾化过程是一个氧化态显著的物化条件，有利于 Eu^{4-} 占据长石的晶格，在强硅化蚀变过程中，流体性质可能表现为弱还原－强还原环境，相对于钾长石而言，石英对 Eu^{4+} 的吸附要弱得多，而且硅化明显晚于钾化。

石英和钾长石的稀土元素总量均显著高于金矿石、蚀变花岗岩和斜长角闪岩，特别是钾长石的稀土元素总量高达 10000×10^{-6}。可见，金矿石和岩石中稀土元素主要富集于长石、石英等矿物之中。

4.4 微量元素组成特征

4.4.1 矿石和容矿围岩微量元素组成特征

通过矿石与容矿岩石花岗岩和斜长角闪岩微量元素丰度变化特征的比较，是推断矿源岩和成矿物质来源以及判别成矿流体与围岩的反应过程中元素带入带出的有效方法。

微量元素的丰度特征总体显示出，矿石与花岗岩具有较强的相似性，但矿石中与成矿作用相关元素的丰度明显增加，如 Cu 的平均含量在矿石和花岗岩中分别为 1048×10^{-6} 和 7.6×10^{-6}，Zn 的平均含量分别为 198×10^{-6} 和 31×10^{-6}，Pb 的平均含量分别为 1598×10^{-6} 和 32.88×10^{-6}，Ag 的平均含量分别为 51.46×10^{-6} 和 0.085×10^{-6}。斜长角闪岩与矿石的微量元素含量总体存在着明显差异。如 Li、Sc、V、Co 等，斜长角闪岩中的含量均高于矿石约 10 倍(表 4－4)。

矿石与花岗岩相比较，大离子亲石元素 Rb、Sr、Cr 和 Ba，以及镁铁族元素 Sc、V、Cr、Co 和 Ni 的丰度在总体上未显示出明显的富集或贫化特征。与斜长角闪岩相比，矿石的大离子亲石元素的含量变化幅度小，但矿石中的镁铁族元素明显偏低。亲硫元素 Cu、Zn、Pb、Bi、Ga、Ge、As、Cd、In、Sn、Sb、Tl 等在矿石中显示出显著富集特征(表 4－4；图 4-14~4-15)。由此可见，在金矿化过程中，微量元素地球化学表现为亲硫元素的高度富集。这是由于成矿作用在富硫的还原环境下进行，并形成有黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等硫化物所致。

表 4－4 焦家金矿床矿石及围岩微量元素含量($\times10^{-6}$)

序号	样号	矿石、岩石	Rb	Sr	Cs	Ba	Sc	V	Cr	Co
1	JJ270-104-1	黄铁绢云岩化金矿石	145.32	82.38	1.07	322.57	4.30	16.71	17.21	2.90
2	JJ230-104-7	黄铁绢云岩化金矿石	148.13	27.25	1.00	269.28	3.00	13.50	22.48	3.29
3	JJ230-104-8	黄铁绢云岩化金矿石	184.43	139.84	0.98	1258.27	3.07	8.76	23.76	0.77
4	JJ170-88-1	黄铁绢云岩化金矿石	131.90	52.43	0.85	759.03	2.78	5.71	29.13	5.38
5	JJ170-112-2	黄铁绢云岩化金矿石	47.51	119.55	0.17	473.99	1.34	26.38	14.10	5.45
6	JJ110-112-2	黄铁绢云岩化金矿石	56.87	65.31	0.26	250.90	1.83	23.45	17.65	4.11
7	JJ110-112-4	黄铁绢云岩化金矿石	124.99	154.10	1.18	396.17	1.22	7.84	17.50	0.99
8	JJ110-87-3	黄铁绢云岩化矿石	157.63	361.33	0.33	2304.61	3.06	8.12	42.04	1.25
9	JJ230-104-11	钾化黄铁矿化金矿石	106.38	408.71	0.35	1324.45	3.31	18.80	47.82	2.83
10	JJ190-104-1	钾化含黄铁矿金矿石	92.71	411.94	0.36	1872.63	2.26	8.80	222.05	2.37
11	JJ170-106-2	绢英岩化花岗岩型金矿石	60.79	258.70	0.24	439.28	1.89	4.89	15.27	6.45
12	JJ270-106-1	钾长石化花岗岩	138.05	431.27	0.50	1702.52	2.56	5.81		0.89
13	JJ170-112-5	钾化花岗岩	177.23	328.96	0.41	2110.58	1.17	9.53	18.43	0.93
14	JJ230-104-10	硅化钾化花岗岩	156.97	455.16	0.60	1824.95	4.13	4.97	24.93	1.35
15	JJ110-104-2	钾化花岗岩	112.72	317.01	0.30	1079.48	3.47	23.52	18.01	0.98
16	JJ110-104-3	钾化花岗岩	174.52	1063.34	0.70	2118.36	7.56	34.50	45.43	2.76
17	JJ230-110-1	钾化弱矿化花岗岩	122.40	309.39	0.30	1285.56	3.38	11.62	22.87	1.32
18	JJ170-112-4	矿体下盘花岗岩	117.45	356.34	0.35	1325.52	2.02	7.71	31.03	1.27
19	JJ110-114-3	钾化硅化花岗岩	106.19	306.18	0.27	1090.03	3.12	15.26	18.93	1.41
20	JJ-2	玲珑花岗岩	58.43	834.86	0.27	1921.63	4.39	25.70	129.16	2.23
21	JJ-3	玲珑花岗岩(细晶岩脉)	41.72	246.98	0.20	968.48	3.97	12.26	14.28	0.58
22	ZK07	(硅化钾化)花岗岩	128.63	313.78	0.73	1310.94	4.90	11.75	21.19	2.33
23	ZK08	新鲜花岗岩	132.10	412.28	0.74	1270.81	3.56	3.50	29.21	1.28
24	JJ230-84-2	斜长角闪岩	110.18	321.49	3.85	329.24	10.77	71.43	143.18	14.01
25	ZK01	斜长角闪岩	48.36	1225.81	1.51	288.44	8.54	82.69	47.46	14.51
26	ZK02	斜长角闪岩	11.04	284.50	0.36	119.78	33.18	300.58	153.51	48.77
27	ZK03	斜长角闪岩	33.87	290.23	1.27	69.48	38.91	278.07	197.63	64.65
28	ZK04	斜长角闪岩	21.00	159.11	0.26	156.20	41.49	295.74	342.10	42.76
29	ZK05	斜长角闪岩	50.32	1669.23	1.71	1780.93	7.41	85.78	36.40	14.32
30	ZK06	斜长角闪岩	19.90	284.77	0.53	89.46	32.09	202.09	127.74	49.83
31	JJ-5	斜长角闪岩	18.87	157.95	0.83	150.66	37.32	410.83	91.15	46.03

测试单位：中国科学院地球化学研究所，资料来源本文。

续表 4－4

序号	Ni	Cu	Zn	Pb	Bi	Ga	Ge	As	Cd	In	Sn	Sb	Tl
1	10.71	218.16	15.72	742.68	26.00	19.40	1.77	33.67	0.09	0.20	1.06	1.16	0.60
2	11.95	244.89	13.92	500.84	20.10	17.50	1.99	37.26	0.10	0.12	0.99	0.86	0.56
3	10.30	196.44	65.66	238.44	6.48	17.73	1.70	38.91	0.36	0.15	1.13	0.60	0.80
4	44.94	10683.95	85.91	594.19	7.66	21.27	1.66	71.14	0.51	2.72	1.47	4.99	0.58
5	14.67	23.05	237.13	5382.60	125.50	5.29	1.46	49.29	1.48	0.02	0.45	1.56	1808.20
6	17.25	105.73	495.64	4280.65	86.87	9.18	1.46	30.02	2.51	0.03	0.64	1.40	0.85
7	7.21	8.88	1089.84	1044.79	8.36	16.98	1.28	13.33	4.88	0.01	0.40	1.08	0.80
8	15.52	12.63	12.93	867.26	0.55	13.09	1.80	18.54	0.15	0.02	0.69	0.76	0.72
9	21.24	6.26	33.51	400.80	10.80	14.40	1.54	19.52	0.20	0.02	0.72	0.59	0.56
10	105.70	7.69	8.55	161.06	7.98	13.74	0.74	14.24	0.10	0.00	0.75	0.92	0.45
11	10.72	25.57	124.11	3374.29	43.42	8.06	1.04	48.31	0.63	0.05	0.52	0.70	534.78
12	6.55	3.50	6.66	24.68	0.06	17.05	1.11	12.86	0.12	0.01	0.44	0.77	0.58
13	9.52	12.08	36.76	83.57	0.12	14.14	1.14	13.00	0.36	0.01	0.86	0.33	0.88
14	12.83	12.40	48.11	333.70	0.85	16.82	1.15	18.66	0.26	0.04	1.07	0.59	0.68
15	7.99	42.86	2497.44	29.79	0.10	16.69	1.33	13.97	10.55	0.08	0.65	0.55	0.54
16	19.53	25.59	32.72	95.09	0.61	44.63	3.29	35.33	0.41	0.03	2.02	1.12	0.86
17	10.70	20.30	51.86	48.69	0.31	17.57	1.28	15.77	0.18	0.02	0.66	0.55	0.50
18	15.08	12.43	11.52	43.32	0.26	16.93	1.14	14.14	0.05	0.01	0.65	0.68	0.57
19	8.34	4.55	13.36	11.42	0.42	20.64	1.39	14.71	0.07	0.01	0.87	0.40	0.45
20	79.91	6.58	20.21	22.96	0.13	16.23	0.77	15.97	0.05	0.02	0.91	1.16	0.30
21	6.13	17.76	18.46	6.82	0.03	11.92	1.04	13.93	0.14	0.01	0.70	0.40	0.22
22	9.52	3.94	51.70	9.29	0.46	19.05	1.31	14.93	0.41	0.05	1.11	0.47	0.49
23	12.71	3.67	61.35	32.37	0.08	20.55	0.98	14.66	0.23	0.02	1.57	0.51	0.82
24	90.23	22.69	61.50	7.66	0.04	18.42	1.07	14.37	0.15	0.03	1.03	0.83	0.58
25	29.91	24.04	165.39	13.77	0.20	27.41	2.20	15.44	0.46	0.15	7.62	0.58	0.34
26	119.05	64.12	140.43	5.35	0.48	20.60	1.85	14.57	0.21	0.10	1.55	0.41	0.10
27	129.77	113.59	109.42	6.09	0.24	17.24	1.70	28.18	0.20	0.06	1.44	0.35	0.21
28	152.91	163.93	102.36	5.53	0.14	16.50	1.70	16.78	0.18	0.10	1.04	0.62	0.17
29	25.08	25.90	110.66	11.40	0.18	22.19	0.43	13.16	0.28	0.03	1.24	0.42	0.29
30	103.74	129.65	80.84	6.51	0.09	16.52	1.17	14.39	0.20	0.05	1.00	0.50	0.10
31	65.59	190.03	133.11	19.24	0.20	21.33	1.95	19.90	0.27	0.12	2.05	0.55	0.13

测试单位：中国科学院地球化学研究所，资料来源本文。

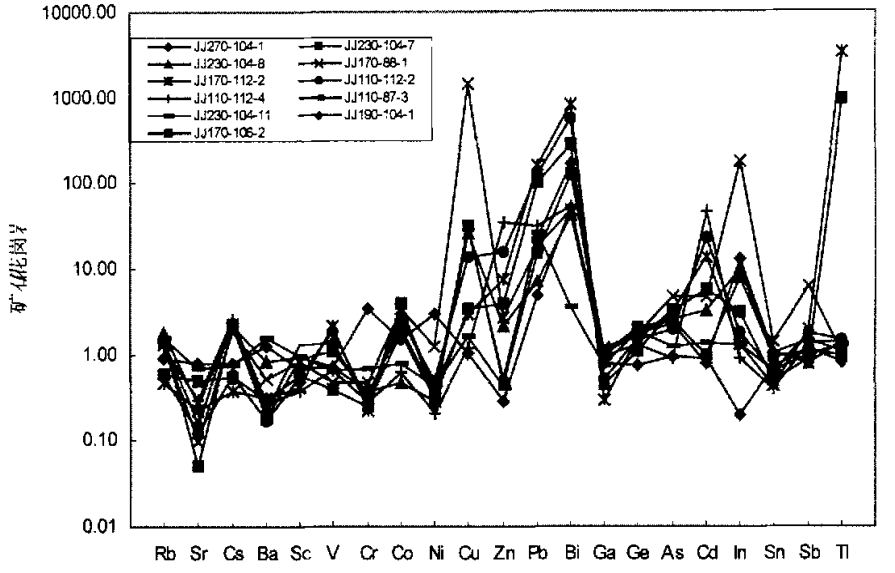


图 4－14 焦家金矿床矿石与花岗岩微量元素丰度比值图

(样号及样品名称同表 4－4)

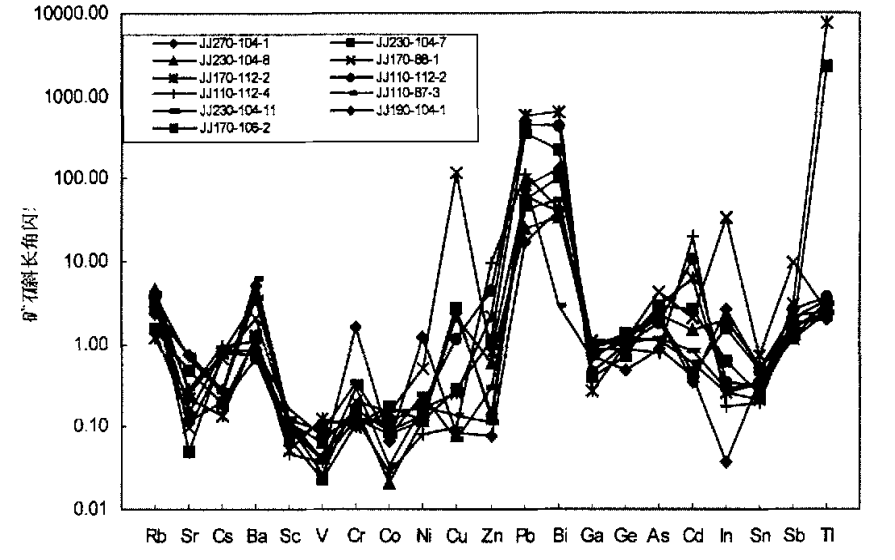


图 4－15 焦家金矿床矿石与斜长角闪岩微量元素丰度比值图

(样号及样品名称同表 4－4)

4.4.2 单矿物微量元素组成特征

4.4.2.1 黄铁矿微量元素组成特征

11 个黄铁矿样品的微量元素分析结果显示，大离子亲石元素 Rb、Sr 和 Ba 的含量均较低，约低于矿石中这些元素平均值一个数量级。黄铁矿中镁铁族 11 个黄铁矿样品的微量元素分析结果显示，大离子亲石元素 Rb、Sr 和 Ba 的含量均较低，约低于矿石中这些元素平均值一个数量级。黄铁矿中镁铁族元素 Sc 和 V 含量明显低于矿石，但 Cr、Co 和 Ni 的含量高于矿石中的含量。与金矿石相比，亲硫元素 Ga 和 Tl 在黄铁矿中呈现出显著的富集趋势，而 Pb、Bi 和 In 在矿石和黄铁矿中的富集程度相近(表 4－4)。

黄铁矿的 Co、Ni 含量及其比值可作为判断其来源的重要参数。与岩浆活动有关的矿床 Co、Ni 含量较高，Co/Ni 比值一般大于 1；而沉积成因的矿床 Co、Ni 含量较低，Co/Ni 比值一般小于 1 (赵振华，1997)。焦家金矿的 11 个黄铁矿样品 Co 含量为 1.1－65.6×10^{-6}，平均 20.9×10^{-6}；Ni 含量介于 42.6－230.7×10^{-6}，平均 105.6×10^{-6}；Co/Ni 比值为 0.026－0.698，平均 0.197，明显小于 1，表明 Co 和 Ni 来源于由沉积岩演化而来的岩石。在焦家金矿富集区，主要岩石类型为玲珑花岗岩和斜长角闪岩，玲珑花岗岩由斜长角闪岩通过交代重熔作用而形成，而斜长角闪岩的原岩为中基性火山岩和钙质及泥质碎屑岩(据张蕴璞等，1996)。由此反映出矿田范围内的变质斜长角闪岩是由中基性火山沉积岩和沉积岩演化而来的。焦家金矿的主要载金矿物黄铁矿中的 Co 和 Ni 含量及其比值反映了由中基性火山岩和沉积岩演化形成的斜长角闪岩及由其重熔而成的玲珑花岗岩基本特征，也间接证明了玲珑花岗岩的壳源成因。

4.4.2.2 石英和钾长石微量元素组成特征

石英的大离子亲石元素 Rb、Sr 和 Ba 的含量均显著低于矿石，Cs 相对富集，含量达 22.2 ×10^{-6}，显著高于矿石的 0.617×10^{-6}。钾长石中大离子亲石元素相对于金矿石均显示出富集趋势，尤其是 Cs 富集程度达 3 个数量级以上。总体上，石英和钾长石中镁铁族元素的含量相对于金矿石均显示出一定程度的富集。其中 Co、Sc 和 V 富集约 10－300 倍。石英和钾长石中亲硫元素相对于金矿石则明显贫化。如金矿石的 Cu 平均丰度为 1048.5×10^{-6}，而石英和钾长石的 Cu 含量仅为 11.4×10^{-6} 和 7.8×10^{-6}；金矿石的 Zn 平均丰度为 198.5×10^{-6}，而石英和钾长石中则仅为 3.7×10^{-6}(表 4－5)。

表 4－5 焦家金矿床黄铁矿、石英和钾长石微量元素含量($\times10^{-6}$)

样号	矿物	Rb	Sr	Ba	Sc	V	Cr	Co	Ni	Ga	Tl	Pb	Bi	Li	Zn	Cu
JJ270-104-4	黄铁矿	2.02	17.15	57.93	0.18	0.45	63.92	1.10	42.61	0.46	0.19	3576.92	250.35	0.07		
270-111-1	黄铁矿	0.77	20.70	12.71	0.18	0.51	93.52	8.67	70.44	0.24	0.12	2466.32	133.65	0.06		
270-111-3	黄铁矿	0.59	12.98	27.53	0.18	1.26	379.14	7.98	230.68	0.28	0.07	2223.03	22.35	0.10		
230-84-1	黄铁矿	1.67	2.49	2.65	0.18	0.70	88.77	31.37	147.97	0.39	0.05	1328.57	50.49	0.15		
170-88-2	黄铁矿	3.74	4.13	8.29	0.20	0.77	86.02	55.52	149.02	0.59	0.05	1694.93	15.19	0.06		
170-106-2	黄铁矿	1.23	7.90	5.97	0.14	0.60	78.04	15.64	73.54	0.30	0.13	4704.66	194.11	0.04		
130-114-1	黄铁矿	0.83	35.32	510.67	0.18	1.07	195.22	3.59	118.23	0.45	0.08	899.05	90.78	0.60		
110-104'-1	黄铁矿	1.79	48.36	195.75	0.06	0.70	70.44	15.54	60.55	0.53	0.09	4014.67	220.23	0.73		
110-104'-2	黄铁矿	3.96	39.52	11.72	0.04	0.75	67.04	11.19	49.79	0.87	0.13	6021.41	354.41	1.47		
110-88-1	黄铁矿	5.54	26.20	50.32	0.11	0.87	59.95	65.62	94.16	1.12	0.06	1367.36	20.17	0.20		
110-114-6	黄铁矿	1.05	5.54	39.74	0.13	0.53	76.23	13.38	124.26	0.27	0.03	601.44	20.46	0.03		
JJ270-111-3	石英	1.60	12.80	15.10		73.90	91.30	316.20	64.20	0.18	34.30	5.80	362.20	511.90	3.10	12.80
JJ270-86-4	石英	1.10	14.70	2.60		91.20	82.00	321.90	75.90	0.13	31.00	1.60	112.00	1611.60	4.20	10.00
JJ270-86-5	钾长石	277.30	373.10	1047.80	646.70	187.10	58.70	164.90	47.10	17.99	1208.20	54.10	32.60	2314.40	3.40	12.40
JJ230-110-1	钾长石	120.80	315.50	942.30	456.20	1392.00	77.30	296.50	38.90	15.92	544.40	22.40	31.30	640.90	4.00	3.20

测试单位：中国科学院地球化学研究所；分析方法：ICP－MS；资料来源本文。

4.5 硫同位素特征

焦家金矿富含大量中低温热液条件下形成的硫化物，如黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、毒砂和辉锑矿等，以黄铁矿最为富集。主矿体和 3 号矿脉矿石中黄铁矿的含量通常为 1～3%，最高可达 5%。本次研究从主矿体和 3 号矿脉矿石中挑选了 11 件黄铁矿单矿物样品进行硫同位素测试，以示踪矿床的成矿物质来源，探讨矿床的成因。分析结果显示，取自不同矿体的黄铁矿的硫同位素值均一化程度很高，介于+10.59～+11.53‰之间，极差小于 1‰，平均 11.00‰(表 4-6，图 4-16)。接近于花岗岩和前寒武系变质岩内副矿物黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值，显示出成矿物质硫与斜长角闪岩和玲珑花岗岩间的继承演化关系。

杨敏之等(1996)测得焦家金矿中矿石矿物黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值为+8.7‰ ～+11.5‰，平均+10.3‰；杨忠芳等(1998)对区域主要岩石单元所做的硫同位素测试显示，斜长角闪岩的 $\delta^{34}S$ 值为 3.0～6.8‰，平均为 5.4‰，玲珑花岗岩的 $\delta^{34}S$ 值为 6.1～10.1‰，平均 8.9‰；黄德业(1994)测得的斜长角闪岩的硫同位素(4 个样)为 0‰～2.2‰之间。同样反映出从斜长角闪岩至玲珑花岗岩，硫同位素组成呈现出重硫含量逐渐增高的趋势。

结合前人有关斜长角闪岩、玲珑花岗岩和载金矿物黄铁矿的硫同位素资料，以及本次工作对不同类型黄铁矿所进行的硫同位素测试，焦家金矿床的硫同位素

表 4－6 焦家金矿载金矿物黄铁矿硫同位素分析结果

样品编号	$\delta^{34}S$ (‰)	样品编号	$\delta^{34}S$ (‰)	样品编号	$\delta^{34}S$ (‰)
JJ270-104-4	11.22	JJ170-88-2	11.53	JJ110-104'-2	10.85
JJ270-111-1	10.99	JJ170-106-2	10.92	JJ110-88-1	10.59
JJ270-111-3	11.06	JJ130-114-1	11.27	JJ110-114-6	11.01
JJ230-84-1	10.75	JJ110-104'-1	10.79		

测试单位：宜昌地质研究所，资料来源本文。

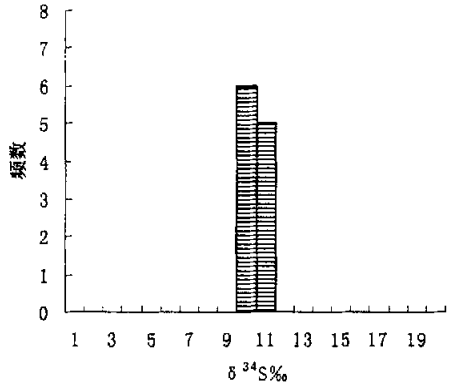


图 4－16 焦家金矿床黄铁矿 $\delta^{34}S$ 值分布直方图

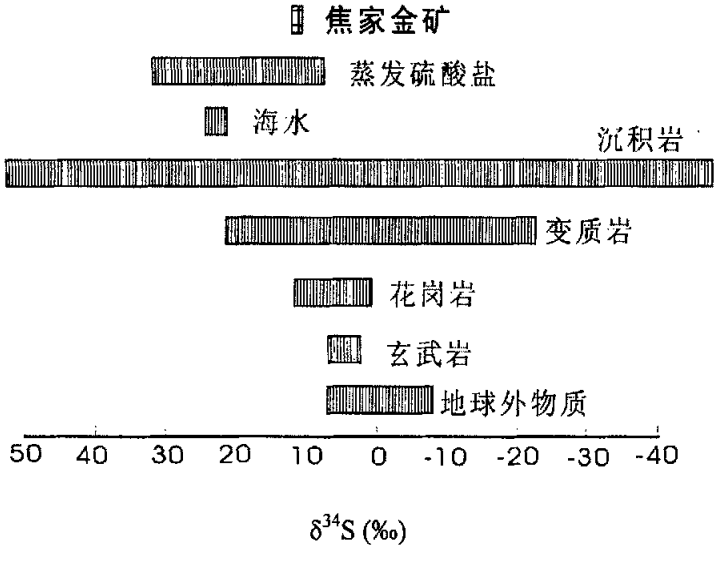


图 4－17 自然体系的硫同位素组成

组成显示如下特征：从老到新，岩石的 $\delta^{34}S$ 值呈现出由低到高的演化趋势，新元古代斜长角闪岩平均为 5.4‰，燕山期玲珑花岗岩平均为 8.9‰，而载金矿物黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值平均为 11.0‰，黄铁矿与玲珑花岗岩具有相近的硫同位素组成，

而与斜长角闪岩差异明显，反映出成矿物质硫主要来自花岗岩。玲珑花岗岩和矿石矿物黄铁矿的硫同位素组成均在自然体系中花岗岩的硫同位素组成的范围之内(图 4－17)，同样可指示成矿物质硫来自玲珑花岗岩。黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值略高于源岩花岗岩，可能是成矿作用过程中，流体的物理化学条件影响着硫同位素的分馏所致。分布于不同矿体，具有不同标形特征的黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值变化范围很窄，表明成矿物质硫具有一致来源，且成矿条件未发生显著变化。

分布于三个矿体(矿带)的黄铁矿硫同位素表现一致，暗示焦家金矿不同的矿体(矿带)具有统一的成矿物质来源。从矿床的地质产出特征分析，主矿体和 3 号脉群的矿石类型、蚀变特征均存在着显著差异，如主矿体发育于构造破碎带内，并以斜长角闪岩和花岗岩为容矿岩石，而 3 号脉相对远离断裂带，并发育于钾蚀变带之中；另外主矿体具强烈的黄铁矿化和绢云母化，而 3 号脉则表现为普遍的钾长石化。但是，不同产状和特征的矿体(矿带)的载金矿物黄铁矿却具有相同的硫同位素组成，表明形成不同矿体的流体及其成矿物质硫具有相一致的来源。由此可认为，焦家金矿床的成矿作用具有统一性和连续性。

4.6 铅同位素特征

铅同位素在矿床成因研究中发挥了重要作用，如成矿时代以及来源物质年龄，成矿物质来源，成矿作用过程等。本次工作采自焦家金矿主矿体及 3 号脉群矿石中分离出来的 11 件黄铁矿单矿物样品的铅同位素分析结果列于表 5－7。

黄铁矿的 Pb^{206}/Pb^{204} 比值介于 17.16-17.212 之间，Pb^{207}/Pb^{204} 比值介于 15.430-15.489 之间，Pb^{208}/Pb^{204} 比值介于 37.683-37.908 之间，各比值相对稳定，仅存在微小变化。铅同位素的模式年龄为 855-894Ma，未呈现明显变化。铅同位素的其他指标如 φ 值、μ 值和 Th/U 也比较稳定。据此可认为，矿床的矿石铅具有单一来源，各成矿带具有一致的成矿物质来源和成矿作用过程。铅同位素模式年龄远大于矿床的形成年代(约 120Ma)，推测模式年龄代表了晚元古代胶东地区所发生的扬子板块与华北板块的碰撞事件。在铅同位素 $^{207}Pb/^{204}Pb-^{206}Pb/^{204}Pb$ 构造图解上，样品投点于造山带区域及克拉通地壳(图 4-18)，与中生代中国东部的整体构造活化及在规模岩浆作用背景相一致。这一结果也与陈振胜等(1994，1996)所做的胶东整个区域背景的长石 Pb 同位素分析结果相一致。

矿化与矿床是地质历史的一个组成部分，其成矿作用与各地区各地质历史发展阶段的地质构造相关，也是形成地质环境的地质作用的一个组成部分(陈毓川，1998)。从区域上看，焦家金矿床两类容矿岩石玲珑花岗岩和斜长角闪岩的 $Pb^{206}/$

表 4－7　焦家金矿床载金矿物黄铁矿铅同位素分析结果

样品编号	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{2067}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}	表面年龄(Ma)	φ 值	μ 值	Th/U
JJ270-104-4	17.167	15.430	37.683	861	0.653	9.34	4.06
JJ270-111-1	17.200	15.451	37.752	861	0.653	9.34	4.08
JJ270-111-3	17.202	15.447	37.744	855	0.653	9.33	4.08
JJ230-84-1	17.212	15.489	37.908	893	0.657	9.42	4.16
JJ170-88-2	17.194	15.444	37.768	857	0.653	9.32	4.09
JJ170-106-2	17.212	15.472	37.825	875	0.655	9.38	4.11
JJ130-114-1	17.194	15.450	37.751	864	0.654	9.34	4.08
JJ110-104′-1	17.203	15.477	37.855	887	0.656	9.39	4.13
JJ110-104′-2	17.195	15.465	37.813	879	0.656	9.37	4.12
JJ110-88-1	17.191	15.467	37.796	884	0.656	9.37	4.11
JJ110-114-6	17.184	15.438	37.718	858	0.653	9.31	4.07

测试单位：宜昌地质研究所，资料来源：本文。

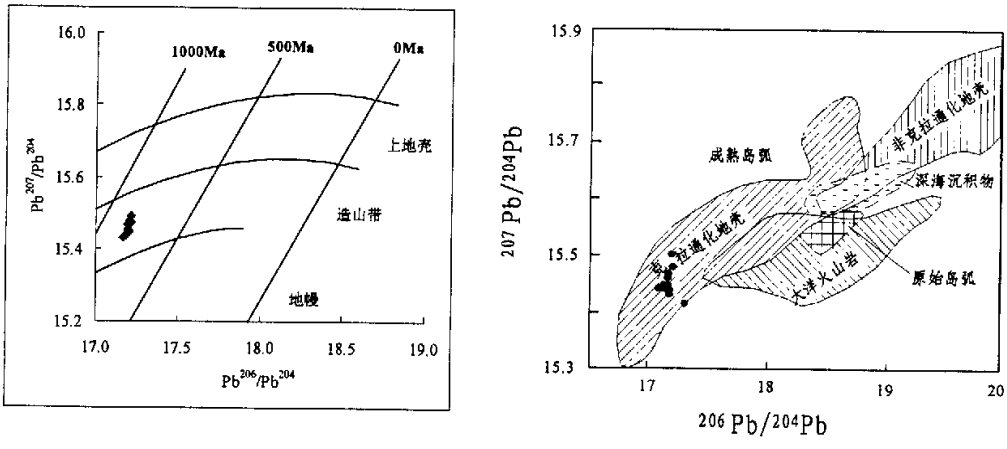


图 4－18 焦家金矿床黄铁矿 $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解

(底图据 Doe 等，1979)

Pb^{204} 分别为 17.233 和 17.320，Pb^{207}/Pb^{204} 分别为 15.415 和 15.474，Pb^{208}/Pb^{204} 分别为 37.752 和 37.756(杨敏之等，1996)，两类岩石的铅同位素比值差异小，并且显示出规律性变化，表明两者具有演化上的继承关系，即玲珑花岗岩是斜长角闪岩通过岩浆重熔作用而形成的。在铅同位素比值上，玲珑花岗岩较斜长角闪岩

更接近于焦家金矿矿石矿物黄铁矿。与小秦岭出现 3 个峰值不同(肖庆辉等，2002)，焦家金矿的铅同位素主要集中在造山带或地壳克拉通附近，投点非常集中，反映了成分来源比较单一。据此可以认为，玲珑花岗岩或深部物质是焦家金矿的更为直接矿源岩，而斜长角闪岩只作为间接矿源岩。

4.7 氢氧同位素特征

从收集到的矿田内不同成矿阶段石英包裹体样品看，其氢氧同位素数据如表 4-8。根据石英－水分馏方程 $1000\ln\alpha_{x\text{-}y}=10^6A/T^2+B$ 算出的温度区间与成矿温度比较稳定，变化范围在 380℃～260℃，其中钾长石化阶段的温度较高，平均 330℃。黄铁绢英岩化阶段温度又降低至 300℃左右，说明矿床主要形成于中高温阶段。

表 4-8　石英包裹体氢氧同位素数据与相邻地区金矿的比较(‰)

金矿床	$\delta^{18}O_{石英}$	δD_{H2O}	$\delta^{18}O_{H2O}$	温度/℃	备注
焦　家	+10.40	-75.40	+3.94	320	A
	+13.74	-32.99	+9.69	400	A
	+13.55	-88.90	+4.59	250	A
	+13.50	-95.80	+4.54	250	A
	+13.97	-75.60	+5.01	200	B
三山岛	+14.58	-68.30	+8.38	320	A
	+14.74	-61.00	+5.78	250	A
	+11.18	-72.10	-0.97	150	C
玲　珑	+12.33	-71.30	+6.13	320	A
	+10.84	-73.30	+1.88	250	A

据徐九华等，1997。A 白色石英脉；B 金－银－石英多金属硫化物脉；C 石英－方解石脉。

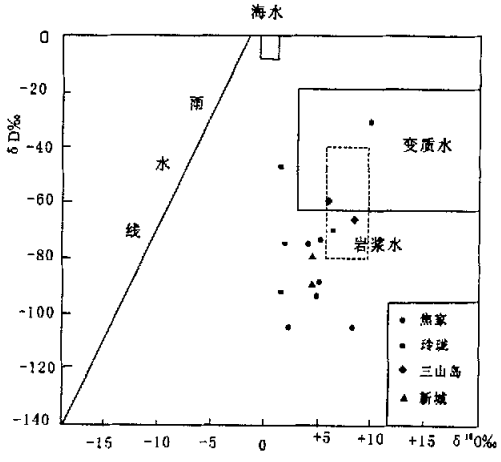


图 4-19　焦家金矿床氢氧同位素在
$\delta D-\delta^{18}O$ 关系图上的位置
(据徐九华等，1997)

将这这组数据投到 $\delta D-\delta^{18}O$ 关系图上，其投影点大都在大气降水和岩浆水一侧，晚期成矿阶段的投影点更接近天水线。结合区域焦家式金矿研究成果，认为成矿热液以大气降水为主，成矿过程中有岩浆水和变质水的加入(图 4-19)。结合成矿物质的深部来源，可以认为，区域性的焦家深大断裂，在成矿过程中对热液水的提供起了重要的作用。

4.8 成矿流体包裹体特征

焦家金矿床的流体包裹体有水溶液包裹体、H_2O-CO_2 包裹体、富 CO_2 包裹体、$CO_2-CH_4-H_2O$ 包裹体 4 种类型，主要存在于石英、方解石和绿泥石(少见)中，绝大多数沿愈合的裂隙呈不规则的三维群状分布(图版 VI－1)。次生包裹体沿愈合裂隙分布(图版 VI－2)。在石英中的原生包裹体，为富 CO_2 包裹体，代表了成矿流体。愈合裂隙中主要是水溶液包裹体，同时有少量的富 CO_2 包裹体和 H_2O-CO_2 包裹体。包裹体的含水量在含矿蚀变岩中较高，在远矿构造蚀变岩中降低，到未蚀变的花岗岩围岩中最低，反映了成矿流体在破碎带中富集；流体包

表 4-9　焦家金矿石英包裹体成分表

岩石名称 (样数)	H_2O/mg	气体含量/mol		阳离子浓度/mol				
		CO_2	CH_4	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	ΣFe
黄铁绢英岩质碎粒岩(3)	1.08	7.08	0.38	0.08	0.40	0.02	0.0088	0.03
绢英岩化花岗质碎裂岩(2)	0.88	7.65	0.82	0.12	0.55	0.03	0.0051	0.03
绢英岩化碎裂状花岗岩(1)	0.89	10.25	0.94	0.12	0.64	0.03	0.02	0.04
钾长石化碎裂状花岗岩(1)	0.54	16.18	2.42	0.33	1.12	0.03	0.01	0.03
伟晶状钾长石化花岗岩(2)	0.78	13.34	3.15	0.41	1.32	0.01	0.002	0.007
玲珑花岗岩(2)	0.39	14.75	4.19	2.65	0.54	0.28	0.15	0.38

岩石名称 (样数)	阳离子浓度/mol						元素比值	
	Cu^{2+}	Pb^{2+}	Zn^{2+}	Cl^-	F^-	ΣS	Na^+/K^+	Cl^-/F^-
黄铁绢英岩质碎粒岩(3)	0.0015	0.0054	0.0048	0.55	0.05	0.08	0.20	11.00
绢英岩化花岗质碎裂岩(2)	0.0011	0.0011	0.0018	0.67	0.08	0.12	0.22	8.38
绢英岩化碎裂状花岗岩(1)	0.004	0.0086	0.0095	0.75	0.07	0.16	0.19	10.71
钾长石化碎裂状花岗岩(1)	0.006	0.0052	0.0044	0.54	0.07	0.04	0.29	7.71
伟晶状钾长石化花岗岩(2)	0.0012	0.0085	0.05	0.48	0.09	0.04	0.31	5.38
玲珑花岗岩(2)	0.03	0.06	0.04	1.19	0.10	0.27	4.91	11.90

资料来源：王鹤年等(1991)。

裹体中阳离子组成比较复杂，除常量元素 K^+、Na^+等外，Cu^{2+}、Pb^{2+}、Zn^{2+}等元素均有一定含量；蚀变岩中流体包裹体成分以富 K^+为特征，在钾化阶段含量最高；流体包裹体中阴离子组成富含 Cl^-；ΣS 在早期钾化阶段含量低，绢英岩化阶段增高，为钾化阶段的 3－4 倍。黄铁绢英岩化阶段ΣS 又降低(表 4-9)。

矿物包裹体中气相成分 CO_2 和 CH_4 的含量由蚀变早期向后期降低，利用它们的含量以及它们之间的平衡关系计算得出成矿溶液的 fo_2 变化范围在 10^{-34}～10^{-36}之间，反映矿床中金和其它硫化物是在较低的氧逸度条件下发生沉淀的。同时根据矿物中的包裹体均一温度和 CO_2 的含量，利用 H_2O－NaCl－CO_2 体系中 CO_2 的亨利系数图解计算得到矿区中 CO_2 的分压平均为 630×10^{-5}Pa，用克劳修斯－克拉贝龙方程算出的温度是 310℃(相当矿区中平均矿化温度)时 H_2O 的饱和蒸汽压为 165×10^{-5}Pa，由此估算出成矿的总压力 800×10^{-5}Pa(王鹤年等，1991)。反映了焦家金矿的中深中温热液成矿特征。

4.9 玲珑花岗岩的年龄及形成环境

4.9.1 成岩年龄

花岗岩的成分复杂，在花岗岩类岩石中存在着非常普遍的暗色矿物包体已为人们所熟悉(Zartman，1981)，玲珑花岗岩也不例外。前面已经谈到玲珑花岗岩的成岩年龄各家差异很大。从苗来成等(1998)统计的 55 个已报道的玲珑花岗岩同位素年龄数据看，K-Ar 及 Ar-Ar 法年龄占 25 个，年龄范围为 85.5~191.0Ma(文子中，1985；李兆龙等，1993；徐金方等，1991；余汉茂，1987；胡世玲等，1987)；Rb-Sr 法年龄有 12 个，范围为 124-195.5Ma(李兆龙等，1993；徐金方等，1991；王鹤年等，1988；文子中，1985；山东地矿局，1991)；常规锆石 U-Th-Pb 法年龄有 11 个，范围为 118- 1903M a(文子中，1985；裘有守等，1988；山东地矿局，1991)；Sm-Nd 法年龄有 7 个，范围为 1218- 1771Ma(徐金方等，1989)。用不同方法或同一种方法测定所得的年龄相差比较大。从表 4-10 中可以看出，花岗岩的主要成岩年龄集中在燕山期，其次为宁期，与本区最主要的两次热事件相吻合。反映了花岗岩演化的长期性和继承性，同时说明，玲珑花岗岩具有“杂岩”的特征。

在同位素定年方面，一个较大的突破是采用锆石 SHRIMP 定年。SHRIMP 是英文 Sensitive High Resolution Ion MicroProbe 的首字母缩写，中文意思是“灵敏的高分辨率离子探针”或“离子质谱”。用 SHRIMP 锆石 U-Pb 法计时定年的原理和常规锆石 U-Pb 法基本上是相同的，所不同的是其年龄测定可以在<30um

表 4－10　玲珑超单元同位素年龄

测定年龄(Ma)	测试方法	资料来源
1674.8	U-Pb 谐和线	1：5 万牟平等六幅区调
1459	Rb-Sr 等时线	1：20 万莱阳等三幅区调
1718	Rb-Sr 等时线	1：20 万莱阳等三幅区调
400.5	Rb-Sr 等时线	1：20 万莱阳等三幅区调
522.11	Rb-Sr 等时线	1：20 万莱阳等三幅区调
733.8	锆石 U-Pb 法	1：20 万莱阳等三幅区调
704	Rb-Sr 等时线	1：20 万莱阳等三幅区调
413	Rb-Sr 等时线	1：20 万莱阳等三幅区调
285	Rb-Sr 等时线	1：20 万莱阳等三幅区调
622	Rb-Sr 等时线	1：20 万莱阳等三幅区调
702	Rb-Sr 等时线	1：20 万莱阳等三幅区调
818	锆石 U-Pb 法	1：20 万莱阳等三幅区调
717	锆石 U-Pb 法	1：20 万莱阳等三幅区调
1518	Rb-Sr 等时线	1：20 万莱阳等三幅区调
164	K－Ar	王吉裙等，1990
(152±2)~(160±3)	锆石 SHRIMP	苗来成等，1997
118	U-Pb 谐和线	张蕴璞等，1983
156(Isr=0.7095)	Rb-Sr 等时线	李华芹等，1993
153±n=14	K－Ar	李华芹等，1993
1330±350 (Isc=0.706)	Rb-Sr 等时线	Wang et al.，1992
161　(Isr=0.7122)	Rb-Sr 等时线	Wang et al.，1992
148,144,141,141,132, 131,128,127,127,121,119,112	K－Ar	Wang et al.,1992
132, 124, 117, 102	K－Ar	Wang et al.，1992
164±1	Ar－Ar	Qiu et al.，2002

资料来源：引自张宏明春等(2003)、陈衍景等(2004)。

表 4－11　玲珑岩基不同岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄结果

样号	岩体名称	岩石名称	总分析点数	岩浆结晶锆石个数	继承锆石年龄(Ma) (>185Ma)
LD-20	双顶	中细粒片麻状黑云母花岗闪长岩	29	153±4M a(19)	212±7；184±13；294±9；195±5；　206+7
LX-13	罗山	中细粒含石榴石二长花岗岩	22	157±4Ma(11)	346±2；241±5；205±4；225±5；258±4；293±9；305±9
MS-5	磨山	中细粒弱片麻状花岗闪长岩	14	158±3M a(7)	228±5；226±6；239±7；192±8
LJH-1	滦家河	粗粒二长花岗岩	12	154±4M a(9)	227±8；205±6；386±9；264±11；378±9
GJD-1	郭家店	粗粒二长花岗岩	26		198±5；772±20；280±8；623±17；229±6；254±7；2875±12；207±6;243±7；287±8；239±7；1869±8；2071±129；1844±13；245±7；225±6；　494±13
BG-1	毕郭	中粗粒二长花岗岩	14	152±l 0M a(5)	199±6；224±6；205±6；188±5；206±6；215±6；224±6；224±6；236±6
JMS-1	崔召	中细粒弱片麻状二长花岗岩	30	160±3M a(23)	658±11；783±13；201±3；　210±4；312±8

资料来源：据苗来成等，1997。

的范围内进行，因此它可以测出单个锆石晶体不同部位的年龄变化和区分不同时代的锆石，即可区分岩浆锆石和继承锆石，较常规锆石 U-Pb 法有很大的优越性，是同位素定年技术中的高科技项目(孙大中，1990)。关康、苗来成等(1998)用 SHRIMP 测得的玲珑花岗岩的锆石年龄支持燕山早期成岩的观点(表 4－11)。

4.9.2 常量及微量元素特征判别

花岗岩构造环境划分是花岗岩成因分类研究的基础，只有对花岗岩形成的构造环境有了比较切合实际的认识，花岗岩的成因分类才可能建立在比较切实可靠的基础上(肖庆辉，2002)。Barbarin(1990,1996,1999)根据花岗岩类的矿物组合、野外出露和岩石特征、定位特点、地球化学和同位素特征，将花岗岩划分为壳源、混合源和幔源三个来源共 7 个大类。Maniar 和 Piccoli(1989)、利用花岗岩类岩石、主元素化学和矿物学特征将花岗岩类形成的构造环境划分为造山类花岗岩和非

表 4－12　玲珑花岗岩微量元素分析结果(微量元素/10^{-6})

样号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
ZK08	72.54	0.63	14.57	0.25	0.1	0.02	0.01	1.76	4.14	3.46	0.23
L1	74.11	0.1	13.92	0.58	0.72	0.06	0.04	0.56	4.2	4.82	0.05
L2	72.25	0.16	14.82	0.66	1.19	0.03	0.25	1.55	4.33	3.91	0.07
L3	72.59	0.16	14.81	0.7	1.65	0.07	0.68	1.53	3.64	3.96	0.09
L4	72.06	0.13	14.86	1.27	0.98	0.03	0.86	0.99	3.91	4.23	0.1
L5	72.67	0.19	14.86	0.52	1.13	0.03	0.32	1.71	4.08	3.83	0.04
L6	71.44	0.17	15.23	0.36	1.64	0.04	0.31	1.89	4.33	3.72	0.04
L7	72.08	0.17	14.78	0.66	1.18	0.05	0.45	1.82	4.2	3.9	0.08
L8	73.02	0.11	14.56	0.59	1.03	0.04	0.16	1.77	4.24	3.99	0.09
L9	71.82	0.17	15.03	0.16	1.5	0.02	0.58	2.16	4.63	3.31	0.41
L10	67.68	0.35	15.9	0.59	2.11	0.03	1.3	2.76	4.54	3.95	0.45
L11	65.83	0.39	15.27	0.91	2.91	0.04	2.27	3.68	4.15	3.74	0.59

样号	Li	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As
ZK08	1.23	3.56	3.495	29.21	1.281	12.705	3.665	61.345	20.548	0.981	14.659
JJ-2	2.183	4.392	25.704	129.16	2.231	79.908	6.58	20.211	16.225	0.774	15.97
JJ-3	0.328	3.973	12.256	14.284	0.583	6.132	17.761	18.458	11.915	1.04	13.932

样号	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	In	Sn	Sb
ZK08	132.1	412.28	10.390	85.359	8.669	1.547	0.096	0.227	0.024	1.572	0.513
JJ-2	58.428	834.86	8.764	162.72	3.676	4.789	0.154	0.05	0.017	0.908	1.162
JJ-3	41.718	246.98	2.952	72.842	3.399	1.237	0.182	0.138	0.005	0.698	0.403

样号	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
ZK08	0.742	1270.8	2.871	0.657	0.495	0.816	32.37	0.08	4.26	1.786
JJ-2	0.271	1921.6	3.762	0.211	0.599	0.298	22.955	0.125	5.552	0.373
JJ-3	0.196	968.48	1.616	0.175	4.166	0.221	6.817	0.027	2.497	0.269

测试单位：中国科学院地球化学研究所(其中 L1~L6 据宋明春，2003；L7~L11 据山东招金集团资料，2002)。

造山类花岗岩两类，得到了广泛的应用。造山花岗岩类又分为以下四种：岛弧花岗岩类(IAG)、大陆弧花岗岩类(CAG)、大陆碰撞花岗岩类(CCG)和后造山花岗岩类(POG)；非造山带花岗岩又分为三种，即与裂谷有关的花岗岩类(RRG)、大陆的造陆抬升花岗岩类(CEUG)、大洋斜长花岗岩类(OP)。

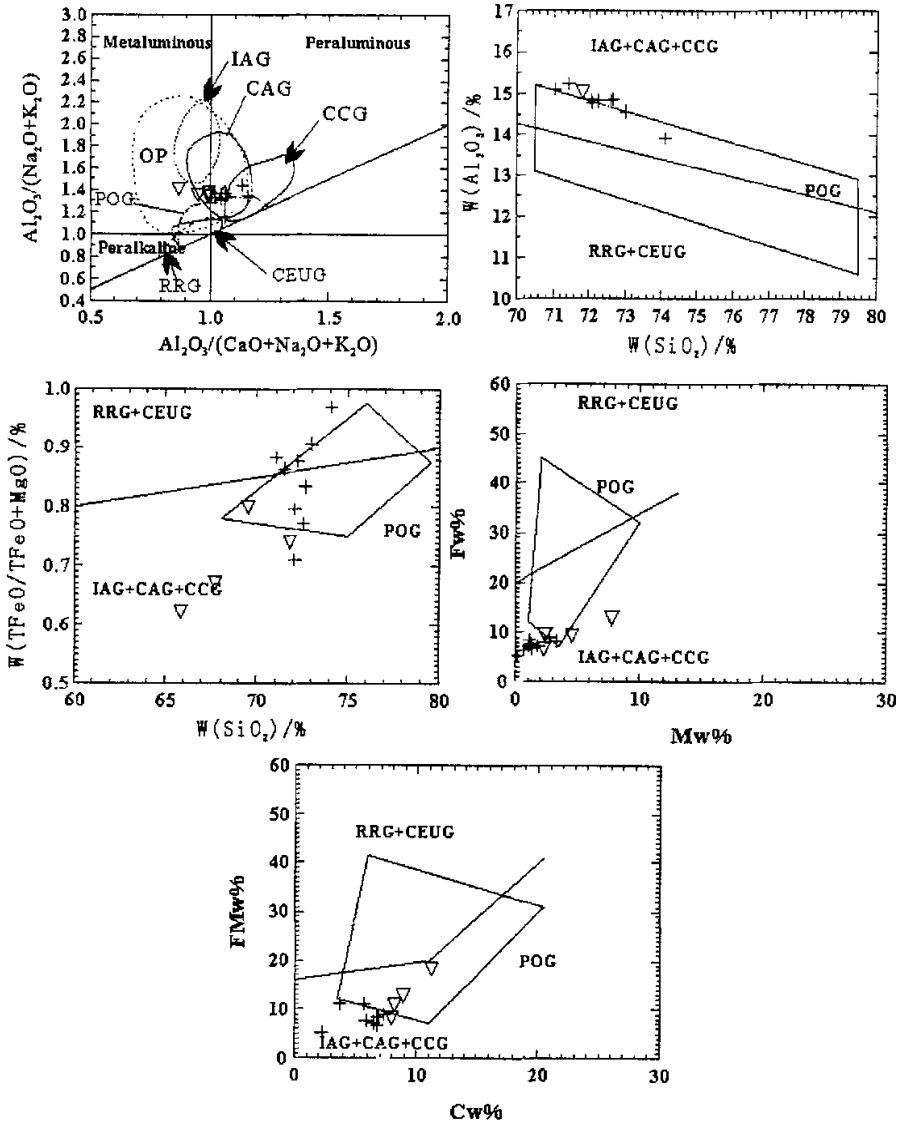


图 4—20　玲珑及郭家岭花岗岩构造环境判别

(底图据 Maniar 等 1989)

△ ＋ 玲珑花岗岩　▽郭家岭花岗岩　IAG 岛弧花岗岩类　CAG 大陆弧花岗岩类　CCG 大陆碰撞花岗岩类　POG 后造山花岗岩类　RRG 与裂谷有关的花岗岩类　CEUG 大陆的造陆抬升花岗岩类　OP 大洋斜长花岗岩类

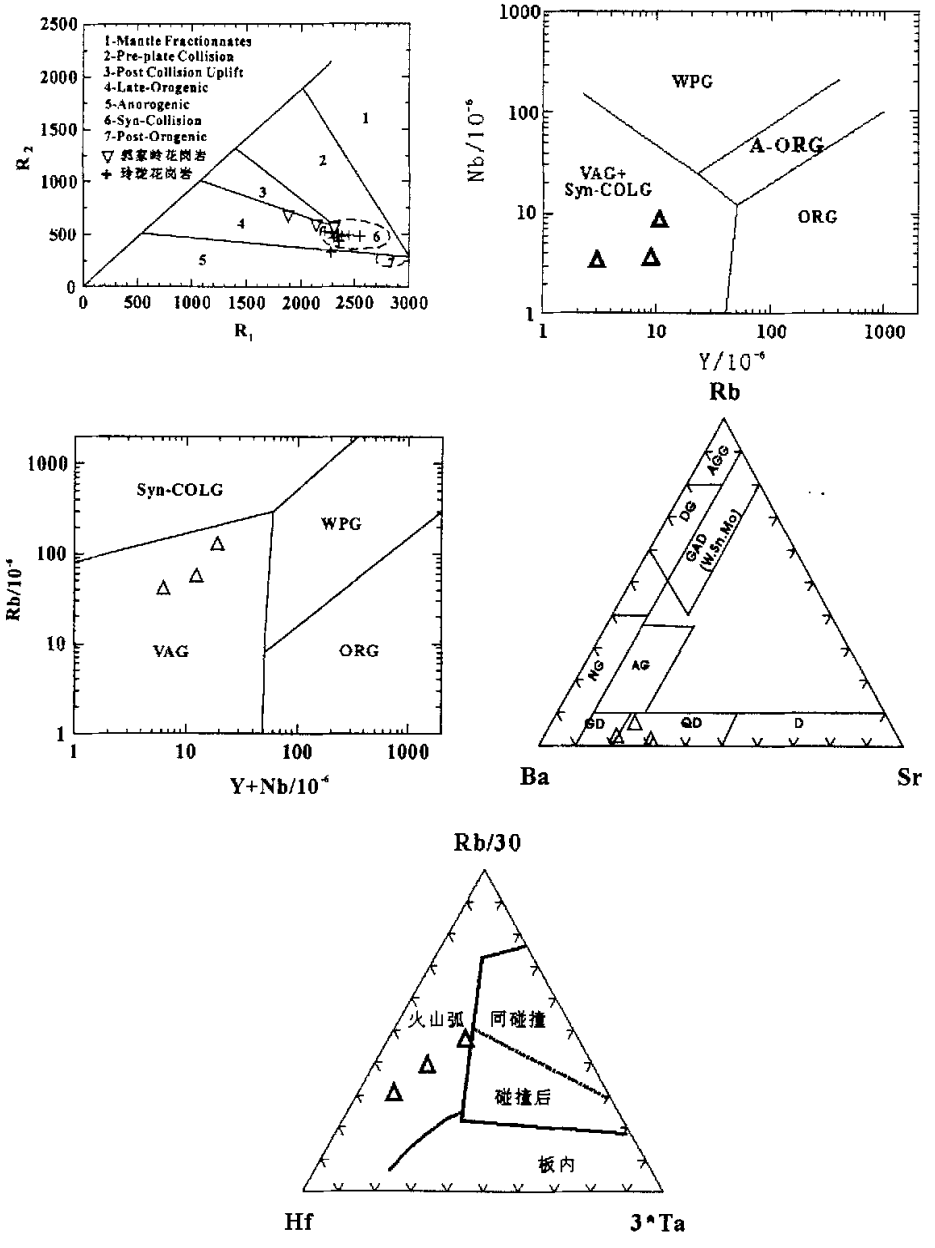


图 4—21　玲珑花岗岩微量元素成岩环境判别

VAG 火山弧花岗岩　WPG 板内花岗岩　Syn-COLD 同碰撞花岗岩　ORG 洋中脊花岗岩　A-ORG 异常洋中脊花岗岩　抬升花岗岩类　OP 大洋斜长花岗岩类　AGG 钠长石化和云英岩化的花岗岩　DG 分异花岗岩　NG 正常花岗岩　AG 异常花岗岩　GD 花岗闪长岩　QG 石英闪长岩　D 闪长岩　GAD 与 W、Sn、Mo 有关的矿化花岗岩

本次研究对采集的玲珑花岗岩部分样品进行了常量及微量元素分析(表 4-1、4-12)，从主元素成岩环境判断图解上可以看出，常量元素 SiO_2 与 Ca、Al、Mg、Fe 的氧化物均呈较好的线性关系，且无论是玲珑花岗岩还是郭家岭花岗岩，主要位于造山花岗岩(区域)，以后造山花岗岩(POG)和大陆弧花岗岩(CAG)为主(图 4-20)。

根据 Pearce 等(1984)及 Harris 等(1986)的微量元素相关判别图(图 4－21)，玲珑花岗岩均分布于火山弧花岗岩(VAG)范围之内；玲珑花岗岩在 Batchelor 等(1985)的 R_1-R_2 判别图上，则位于地壳熔融的花岗岩(同造山花岗岩)—同碰撞花岗岩(S 型花岗岩)区。

玲珑花岗岩在 Thompson(1982)蛛网图上，表现为 Rb、Nb、Ta 和 Sm 的亏损，并以富集 Th、Ba、La、Zr、Hf 富集，与 Poli 等(1984)的造山与非造山花岗岩微量元素比值蛛网图(引自李昌年，1992)对比，具有正常弧花岗岩的特点(图 4－22)。

根据以上讨论可以得出：玲珑花岗岩是以后造山期为主的花岗岩，结合区域资料及前人的同位素资料，认为具有燕山期成岩的特点。

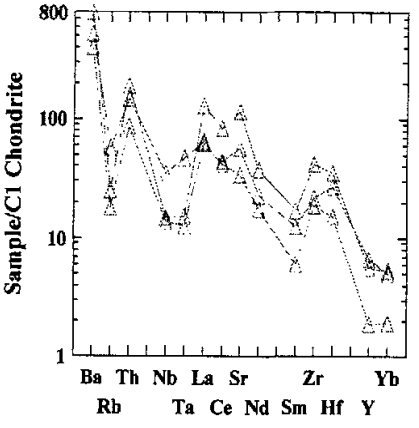


图 4－22 玲珑花岗岩微量元素蛛网图

4.10 成矿时代

为了精确测定焦家金矿的成矿时代，挑选了金矿石中的石英做 Rb-Sr 同位素测试，运用等时线确定矿床的成矿时代。

样品分别采自 270、170 和 110 中段，共 6 件。样品处理程序：将富含石英矿物的矿石破碎至与共生矿物完全解粒，大小在 40-60 目之间，然后在双目镜下挑选。纯度大于 99%。

实验流程为：将纯石英矿物置入 1：1HCl 溶液中煮沸约 60 分钟，除去铁质

及碳酸盐矿物组分。再用去离子水冲洗数次后加入 1:1HNO_3 煮沸约 60 分钟，除去所混染的硫化物，最后用去离子水冲洗数次至中性。由于均为原生包裹体，不再进行去次生包裹体的处理。

称取 0.5 克处理好的石英样品，放入聚四氟乙烯封闭容器中，加入适量的 ^{87}Rb 与 ^{84}Sr 混合稀释剂。用 $HF+HClO_4$ 在微波炉中分解样品并使其完全转化成过氯酸盐，采用阳离子交换法分离 Rb 和 Sr。同位素分析由中国地质调查局宜昌地质矿产研究所完成，使用 MAT-261 可调多接受质谱仪。标样 NHS-987 的测定精度 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.710254±0.0000602(2 δ)，$^{87}Rb/^{86}Sr$ 误差在 1-2%之间。整个流程均在净化实验室中进行，化学流程的本底污染 Rb 和 Sr 为 2×10^{-10} 克，对所测结果均作本底校正。

所测样品(石英中的流体包裹体)的 Rb, Sr 含量及 $^{87}Rb/^{86}Sr$ 和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值见表 4-13。从中可见，各样品的 $^{87}Rb/^{86}Sr$ 和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值差异大，$^{87}Rb/^{86}Sr$ 变化在 0.3449-5.3620 之间，所对应的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 的变化在 0.71102-0.71983 之间，两个参数间具有良好的正相关性。将数据投于图上，显示出各组数据间具有明显的跨度，等时线拟合度高。应用 ISOPLOT 获得等时线年龄值 124 Ma±1Ma，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值 0.71044±0.00004(图 4-23)。证实焦家金矿的成矿时代为燕山晚期。

表 4-13 焦家金矿床石英流体包裹体 Rb-Sr 同位素分析结果

样号	$W(Rb)/10^{-6}$	$W(Sr)/10^{-6}$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr(1\sigma)$
JJ270-86-4	0.5574	1.640	0.9806	0.71214±0.00002
JJ270-104-4	14.2600	8.901	4.6240	0.71863±0.00007
JJ270-111-3	2.8020	4.263	1.8960	0.71378±0.00008
JJ170-106-2	26.8900	32.160	2.4120	0.71477±0.00002
JJ110-112-2	25.100	13.510	5.3620	0.71983±0.00004
JJ110-114-3'	0.3561	2.978	0.3449	0.71102±0.00002

测试单位：宜昌地质矿产那研究所，资料来源：本文

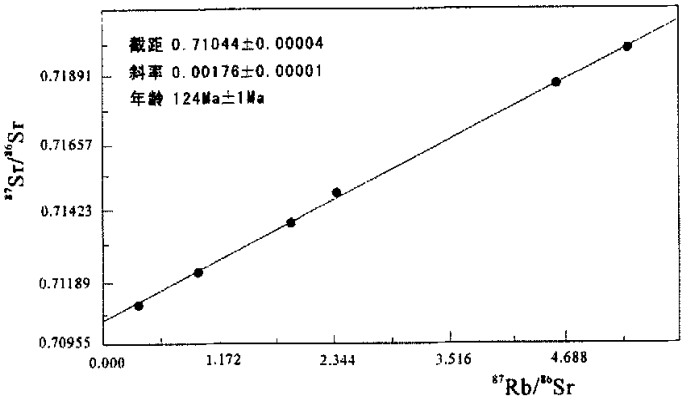


图 4-23 焦家金矿床石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线图

4.11 成矿模式探讨

4.11.1 与成矿模式建立相关的几个基本事实

4.11.1.1 早侏罗世开始太平洋板块俯冲

早侏罗世太平洋板块开始向亚洲大陆板块俯冲(洪作民，1986)，引起俯冲带的前方上地幔上隆涌，使古生代时华北陆块厚度由150－200km变为现在的不足150km，地幔发生强烈对流，引起上地幔和地壳部分熔融形成岩浆（李兆鼐等，2003)。

4.11.1.2 玲珑花岗超单元为定形于燕山期的花岗杂岩体

玲珑超单元的同位素年龄自102Ma-1718Ma（表4-10)，并主要集中于1459 Ma -1718 Ma、400 Ma-818 Ma、102 Ma-164 Ma三个区段，具有杂岩的特点。

4.11.1.3 胶东地区金成矿与侏罗世以来的伸展作用密切相关

区域上，胶东地区构造以一系列NE－NNE向的断裂为主，平面上相邻的区域性断裂均表现为相向或相背产出，如玲珑断裂与焦家断裂相背，、而焦家断裂与三山岛断裂相向，具有剥离断层特征。招－莱成矿带中受主断裂控制的所有矿体，无一例外地赋存于主断层的下盘，且主断层上陡下缓的特征与焦家金矿十分相似，如新城、焦家、三山岛、岭南、仓上等都是如此。焦家主断裂产状上陡下缓，由-30m以上的60°-70°逐渐转为-190m以下的不足30°，在-270m中段采场中看到最缓处仅22°，并且向下可能还会减缓。这一切具有伸展构造控矿的明显特征。结合**4.10.1.2**的讨论，胶东地区晚侏罗世以来存在伸展作用，玲珑花岗杂岩实质为岩浆变质核杂岩，Au成矿与核杂岩形成密切相关。

4.11.1.4 上盘下贮的剥离断层和运配兼贮的陡倾张裂系统

剥离断层偏上盘有效屏蔽，偏下盘扩容贮矿，陡倾张裂隙系统兼具运配贮功能。在前面的探讨中已经发现，稀土元素的配分模式特征反映出焦家金矿陡倾的3号矿体的成份复杂于缓倾的似层状主矿体，表明陡倾的张性系统在成矿过程中兼有运配矿功能，3号脉矿体群系多期矿液不断加积而成的。

4.11.2 成矿模式

综合前面的讨论，焦家金矿床的成矿过程可概括为图 4—24 的成矿模式：

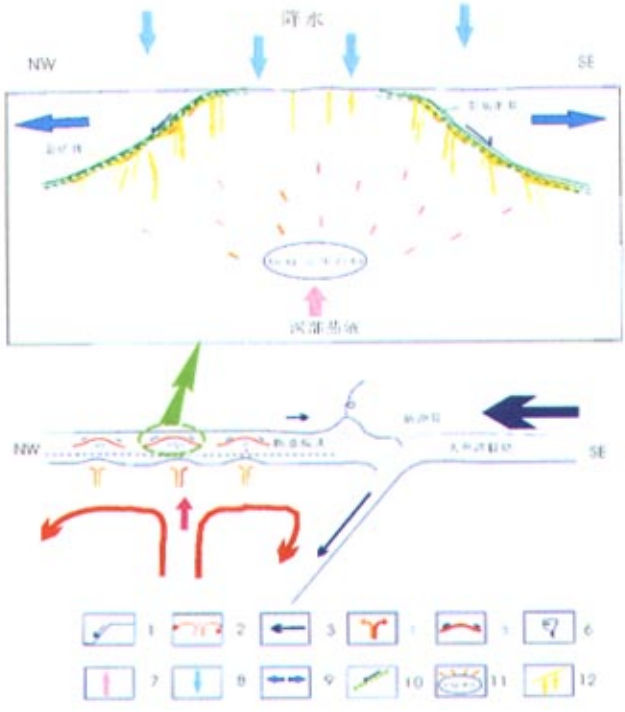


图 4—24　胶东地区构造控矿模式

1 板块俯冲方向　2 板块俯冲引发的浅层地幔对流　3 板块运动方向　4 局部上升幔流　5 伸展黑杂岩　6 地幔上涌引发的花岗岩侵入　7 深部热液　8 天水　9表壳伸展方向　10 剥离断层带　11 含矿热液运移方向　12 沿剥离断层下盘及伴生的张裂隙带中的矿体

(1)中生代在太平洋板块向欧亚板块俯冲，引发俯冲带前方地幔软流圈浅部对流，一方面局部上升幔流引发了岩浆活动，产生深部矿液；另一方面导致地球表壳伸展剥离，形成核杂岩。

(2)伸展的核杂岩构造剥离出露，构造层次由深变浅，早期韧性剪切形成的构造片岩和糜棱岩构造成为有效的屏蔽层；其上叠加晚期脆性破裂，形成具有扩容特征的破裂系统，构成重要的配矿—容矿构造。

（3）天水经剥离天窗入渗，与深部成矿流体在不同深度发生程度不同的混合并不断粹取围岩矿质形成混合成矿热液。混合成矿热液在多幕次的热活动驱动

下，总体由下向上逸散，在剥离断层下方陡倾的张裂隙系统的“引导”下贯入先存剥离断层片理及脆性扩容带，形成层状、似层状、透镜状矿体。而兼起“引导”作用的陡倾张裂隙系统，因多期的矿液通过不断加积，则形成成分复杂的脉状矿体。

综上所述，本区的成矿模式应为核杂岩晚－后伸展剥离阶段形成的构造热液型金矿床。

5 成矿规律与矿体深部定位预测研究

5.1 矿体赋存规律

5.1.1 构造控矿规律

构造控矿是焦家金矿田最显著的特征。在断裂带的不同部位，由于所处温度、压力、应力及应变的不同，出现不同的矿化类型。在主断面附近，由于温度压力较高，岩石应变强烈，岩石破碎，容矿裂隙细小，易形成浸染关蚀变岩型金矿化；在远离主断面的低级序裂隙中，由于应力的空间不均一性及作用范围的影响，岩石机械破碎较弱，构造岩强度低，反映的是一种低温低压的高速应变，大多以细脉(网脉)状矿化为主；在两者之间多出现过渡类型的矿化。这种断裂构造性质对矿化类型的控制在区域上也具有普遍性。焦家、新城、马塘等蚀变岩型金矿赋存于长期活动的焦家主干断裂带，而河东、界河、望儿山等脉(网脉)状矿床则产于低级序的张性及张剪性断裂裂隙系统中，因此可见到不同构造一岩相环境往往控制着不同类型的矿化。同时，由于构造应力造成的容矿空间不同及成矿动力环境的差异，使断裂构造裂隙系统对矿化具有控制作用。主矿体多以似层状、不规则厚脉状产出，空间上呈舒缓波状延伸，矿体厚度、品位均较连续且稳定；而发育于密集剪切节理裂隙系统中的 3 号脉群，则常以短而粗的张性、张剪性石英硫化物及脉出现，矿体厚度、品位连续性极差，往往在不同的地段发生突变(图 5-1)。

由于焦家断裂经历了多期次的变形作用过程及构造应力空间的不均衡性，在断裂构造不同部位形成了不同的构造亚带，即压碎、碎裂亚带及脆韧性剪切亚带，表现为断层早期的韧性过程，成矿时为脆性，此外，在断层的上盘表现为韧性为主，下盘以脆性为主。虽然发育在不同亚带的矿体具有不同的形态特征及矿化类型，但从走向来看具有一致性，即 NNE 走向，说明在主成矿期后，主应力方位没有大的改变，后期构造对矿体的改造相对较弱。

矿体赋存于主断面之下。自主断面向下盘方向，依次发育糜棱岩带、构造透镜体带及密集节理带，分别控制了焦家金矿床的主矿体及 3 号脉群的工业矿体的分布。在这三个带的构造－成岩过程中，分别伴随着黄铁绢英岩化、硅化及红化蚀变，反映了矿化蚀变作用从早期的以韧性变形为主逐步跨入脆性变形为主的构造变形特征。与此相伴，矿化作用阶段以脆性变形为主要特征。由于受牵引作用，密集节理带及受该带控制的 3 号脉群的小矿体呈“火焰状”集合体，与主矿

体走向及倾向上呈"人"字型相交产出，形成"羽状"构造控矿体系(图 5-1)。

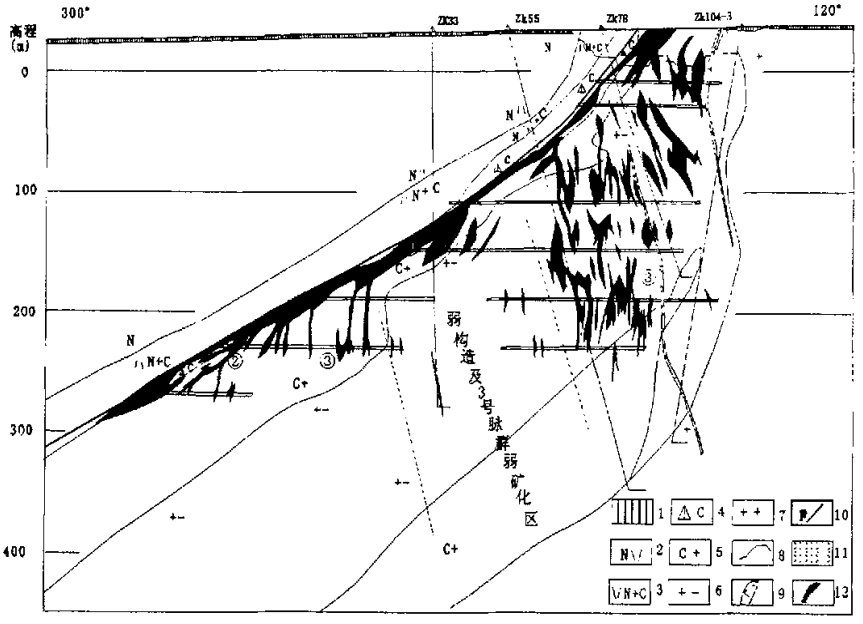


图 5-1　主断裂及其羽状构造控矿系统(104 剖面)

1 第四系残积物　2 变辉长岩(斜长角闪岩)　3 绢英岩化斜长角闪岩　4 黄铁绢英岩质碎裂岩　5 黄铁绢英岩化花岗质碎裂岩　6 黄铁绢英岩化硅化钾化红化花岗岩　7 黑云母花岗岩　8 蚀变带分界线　9 煌斑岩脉　10 断层　11 露天采空区　12　金矿体及编号(①②号合并为主矿体，③为矿脉群代号)

从图 5-1 中看不出明显的地质勘探时划分 1、2 号矿体的分界，矿山生产揭露出它们实际上是分支复合的同一条工业矿体，所以这里以"主矿体"代替"1、2"号矿体的称谓。主矿体储量占矿床总量的 83%，在焦家主断裂面下盘的黄铁绢英岩化糜棱岩及碎裂岩中，呈厚大的似层状，与主断面平行分布，走向 10°—40°，倾向 NW，倾角南段缓(24°－40°)，北段陡(50°-60°)，矿体连续性好，但沿倾向和走向上有膨大收缩及分支复合现象；3 号脉的小矿体受焦家断裂的次级张裂隙控制，成群、成带出现。

在 104 勘探剖面上发现：以 ZK_{33} 及 ZK_{55} 钻孔为界，ZK_{55} 以东 3 号脉密集产出，ZK_{55} 与 ZK_{33} 之间几乎没有找到有开采价值的 3 号脉矿体，在 ZK_{33} 以西 3 号脉出现的密度和频度又开始迅速增加。与此现象相伴，在 ZK_{55} 以东有两条产状陡倾、分布连续、规模较大的煌斑岩脉带，它们的产状与 3 号脉延深的总体方向是一致的。煌斑岩脉带与 3 号脉矿体之间的关系是什么？是否都是构造薄弱带侵入的产物？如果将煌斑岩作为成矿后形成的脉岩，与 3 号脉具有相同的侵位空间也就可以理解了。

3 号脉群的小矿体受"羽状"构造控制，在构造的不同部位表现是不同的，

104 线剖面(图 5-1)与 112 线剖面(图 5-2)的差异就非常明显，前者矿脉分布较密，而后者则分布较疏，可能与后者-200m 以下投入的探矿工程量较少也有关系。

3 号脉的疏密分布与岩石应变强度的差异密切相关。有关-190m 中段构造弱应变带中含矿性很低的事实 (张韫璞等，1984)，不能作为前人认为“主矿体与 3 号脉群之间存在一个数十米宽的无矿带”的证据，而仅是花岗岩中几个纵向陡倾的构造弱应变带在平面上的反映，否则，-70m 以上主矿体下盘没有出现弱应变带就无法解释了。

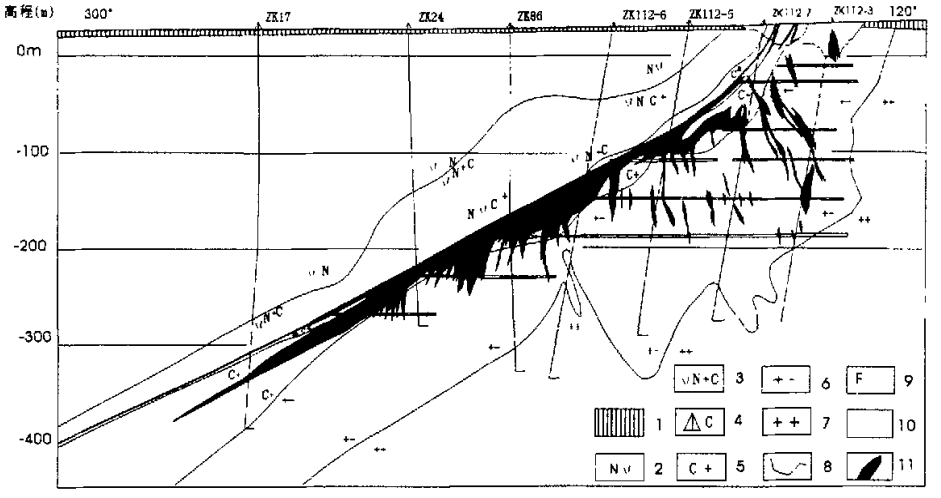


图 5-2　　焦家金矿床 112 勘探线地质剖面

1 第四系残积物　2 中太古界马连庄超单元变辉长岩(斜长角闪岩)　3 绢英岩化斜长角闪岩　4 黄铁绢英岩质碎裂岩　5 黄铁绢英岩化花岗质碎裂岩　6 黄铁绢英岩化硅化钾化红化花岗岩　7 黑云母花岗岩　8 蚀变带分界线　9 断层　10 露天采空区　11 金矿体

对图 5-1 弱应变带“无矿带”(或称为无矿间隔带)的解释和发现，是对前人成矿认识的补充和完善，将对 3 号脉群成矿分析及指导探矿有一定的积极意义。需要指出的是，许多弱应变带中存在的“无矿”间断实际上是没有探矿投入所致，随着探矿工作的开展及地质工作“空白区”的减少，3 号脉的储量还在增加，对成矿规律的认识也在不断提高，其在深部的分布是否符合上述规律，还有待实践检验。

平面(见图 3-3)及剖面(图 5-1)上，3 号脉与主矿体的“羽状”构造形成“人”字型交汇，反映了成矿构造的“左行”控矿特征。“人”字型交汇处，在矿体纵投影图上，表现为与主矿体总体侧伏方向相反的矿体厚大环带(图 5-3)。从这点意义上说，-200m 以下主矿体下盘应注意寻找矿体特别厚大部位的 3 号脉矿体。

对 3 号脉而言，构造控矿表现在构造对矿体的整体控制。在一条规模较大的张性断裂构造中，往往充填多条硫化物矿脉，这些硫化物脉呈平行复脉状或网

脉贯入，贯入的方式若沿主裂面方向贯入，在采场中追索就比较容易；若硫化物脉沿次一级张裂隙贯入成矿，由于牵引作用的存在，其走向往往与主构造边界(即矿体走向)呈锐角相交，这时沿硫化物脉追索几米就找不到矿体了。在有些采场上下分层之间，矿体长度存在成倍差距，这可能是其中的主要原因。因此，在3号脉成矿区段，查清矿体及主要构造的走向是非常重要的。

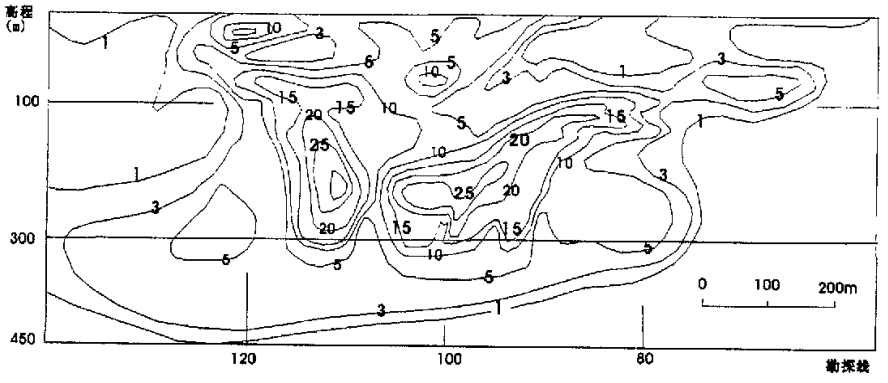


图 5-3　焦家金矿主矿体厚度等值线图

5.1.2 矿化有序性分布规律

通过对矿体厚度、品位、综合坑道地质编录及 3 号脉群成矿条数的系统研究表明，无论是矿床的累计平均值，还是在单条剖面上，主矿体与 3 号脉群的成矿有序性是有差异的：前者只有一个成矿阶段，3 号脉以-110m、-170m 为界至少可划分两个成矿阶段，-190m 以下应可延深第三、乃至第四个成矿阶段；厚度与品位前者大体呈负相关，后者呈正相关明显(图 5-4)。主矿体的矿化强度在-190m 达到最大，之后下降迅速，说明主矿体主要成矿阶段在-270m 以下进入尾部，标志着主成矿阶段已进入末期。

尽管主矿体与 3 号脉群的成矿阶段不同，但每个成矿阶段都可分为上部、中部及尾部 3 个部位，不同部位各有其特点，上部矿化比较分散，矿体薄且不连续，分枝较多；3 号脉分支矿体多而小。中部为矿体最富集部位，主矿体长度大，品位及厚度比较稳定；3 号脉品位、厚度都达到最高。尾部矿体与中部相比，长度、厚度明显变小，品位跳跃增加；3 号脉还出现分支尖灭的现象。

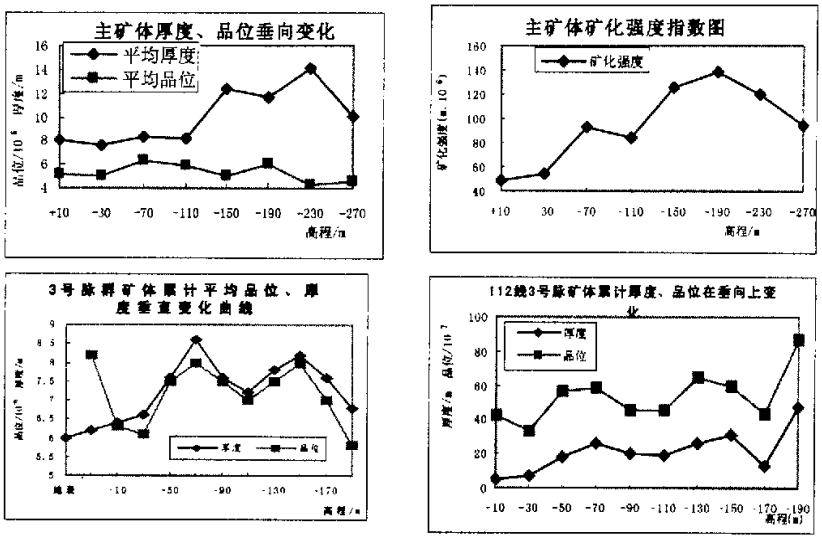


图 5-4　焦家金矿主矿体(左)及 3 号脉厚度、品位垂直变化图

矿化的有序性分布还表现在矿化有利部位的黄铁绢英岩化发育，矿物组合复杂，主矿体以多金属硫化物为主和烟灰色细粒黄铁矿为特征；3 号脉则以含金黄铁矿细脉条数增多、脉幅增厚为特征。

马田生(2004)在研究焦家金矿的成矿变化时用实验变差函数，根据观测数据构造变差函数 γ(h)的估计值 $\gamma^*(h)$对矿体变化进行了统计和拟合判断(图 5-5～5－6、表 5-1)。

从表 5-1 可以看出：主矿体连续性较好，沿走向最大连续矿化距离长(平均可达 104m)；3 号矿体连续性差，沿走向最大连续矿化平均仅 30m，沿倾向平均为 15m；矿体受断裂构造控制，矿化在空间上呈不连续分布特征，且呈现有规律的变化。这一结论可供布置探矿工程时参考。

表 5-1　3 号脉原始数据对数变差图拟合参数表

矿体编号	品位				厚度				品位*厚度			
	C_0	C	变程(m)	各向异性比率	C_0	C	变程(m)	各向异性比率	C_0	C	变程(m)	各向异性比率
主矿体	0	0.03159	19.59	1.9	0	0.2	104	2	0	0.277	104	2
3 号脉	0.02443	0.021	195	2	0	0.11	30.2	2	0	0.127	30	2

资料来源：据马田生，2004。

5.1.3 矿床(体)分布的等距性

同产于区域性的焦家主断裂带中的新城、红布、龙埠、焦家、马塘等金矿床，呈串珠状分布，虽然它们的规模大小不一，但其矿床成因类型、围岩蚀变及

分带特征。矿体形态及产状、矿体侧伏方向及矿化分带规律都是相同的。卢作祥等(1988)在对本区研究后，得出了同一控矿构造带内的矿床(点)具有等距性分布的规律。近年来的研究及新城、望儿山金矿床第二梯段盲矿体的发现表明，这种等距性不只是在走向上，也存在于倾向上，即矿体沿倾斜方向上也有等距性分布。按照等距性分布规律，在焦家金矿床深部也有可能存在第二梯段盲矿体。

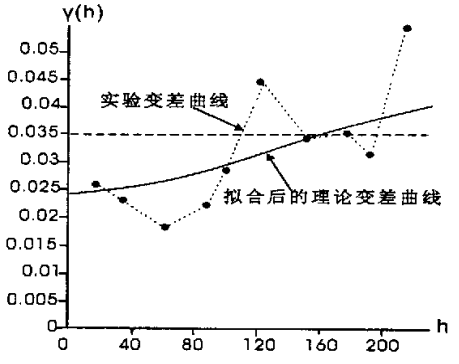


图 5-5　3 号脉群品位走向方向变差

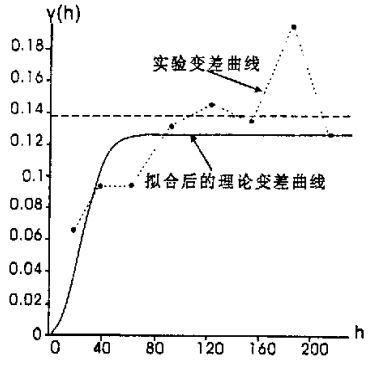


图 5-6　3 号脉群品位厚度乘积走向变差

（据马田生，2004）

5.1.4 矿体的分支复合与尖灭再现

主矿体连续性较好，矿体走向及倾向上的尖灭再现反映在纵投影图上，是一个个无矿“天窗”，如-70m 以上南北两翼普遍存在的矿化不连续及-110m 水平 102 线附近的无矿“天窗”。

相比主矿体，3 号脉的分支复合与尖灭再现要复杂得多。如-100m 水平 43104-2 与 43110-2 采场之间的“无矿带”被后期的探矿证明只是矿化的不连续，43108-3 与 43110-2 两个采场之间的“无矿”间断也被后期生产证明只是矿化的不连续而非无矿间断造成的。

总之，矿体的分支复合及尖灭再现是由矿化的不均一性和工业指标的人为性造成的，是一种自然规律。

另外，主矿体与 3 号脉的“人”字型交会规律，造成了交汇部位主矿体在垂向上很短范围(10-20m)内的“突然”增厚或变薄，这对在主矿体“突然”膨大部位寻找下部的 3 号脉矿体将会很有帮助。我们据此判断在-190m 以下 114-94 线附近主矿体的下盘，至少存在有 2 条厚度较大的 3 号脉矿体，可在-230m 中段生产探矿时加以注意。

5.2 矿田主要矿床深部定位预测对我们的启示

5.2.1 新城金矿深部定位预测对我们的启示

新城金矿共有 4 条矿体，Ⅰ号矿体为主矿体，地表出露长仅 120m，最大宽度为 25m，平均走向 40°，倾向 NW，倾角 26°～30°。矿体厚 0.85 m～28.15m，平均 7.72m，厚度变化系数 69%。金品位 2.14×10^{-6}～23.95×10^{-6}，多数 3×10^{-6}，平均 8.2×10^{-6}，品位变化系数 50%。矿体呈脉状，中部厚边缘薄。最大控制斜深 1120m，大致呈 45°角向 SW 倾伏，延深明显大于延长。矿化带受 NEE 向和 NNE 向两组构造裂隙控制，倾向 NW，多被石英黄铁矿脉和石英方解石脉充填(含多金属)，这两组构造裂隙切割绢英岩，形成多阶段叠加的矿化富集地段。矿体主要由黄铁绢英岩化碎糜棱岩一碎裂岩型矿石构成。矿石呈深灰一浅灰绿色，局部呈肉红色。

1988 年，新城金矿第二金富集带矿体的发现，展示了矿田范围内存在深部金矿体。该矿体位于新城金矿上部主矿体(Ⅰ号脉)倾斜延深下侧的黄铁绢英岩化花岗岩质碎裂岩中，赋存标高-500～-700m，其间大约有 100m 左右的无矿间隔(图 5－7)。矿体除了具有明显的 SW 向侧伏延伸外，且与主矿体呈平行雁行斜列式产出。矿体平均品位 7.58×10^{-6}，探明储量 27.7t。

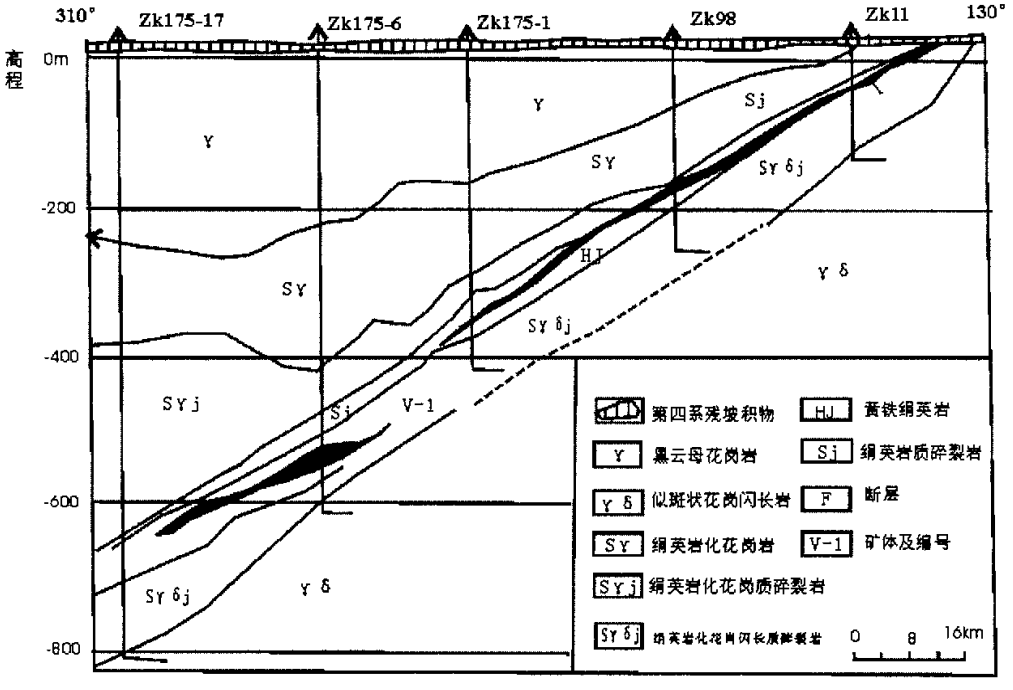


图 5-7　新城金矿 175 勘探线地质剖面示意图(资料来源：新城金矿)

5.2.2 望儿山金矿深部定位预测对我们的启示

望儿山金矿上部有大小工业矿体 20 个，其中Ⅰ－Ⅳ号矿体为工业矿体，Ⅰ号脉状矿体规模最大，赋存标高+85～-270m，矿化最深至地表以下 410m 处。走向 5°-15°，倾向 NW，倾角 45°左右，最陡 50°。走向长 600 余米，倾斜延深 500m。最大水平厚度 12.7m，一般 0.3－3m，平均 3.78m，变化系数 95%。金品位 2×10^{-6}~28×10^{-6}，最高为 120×10^{-6}，一般为 2×10^{-6}~4×10^{-6}，变化系数 148%。矿体在走向、倾向上有膨缩及分支复合现象。矿石类型有含金石英脉和含金蚀变岩两种，－60m 标高以上以前者为主，－60m 标高以下以后者为主，但矿床中多为二者复合型矿石。

与新城金矿一样，该矿在经过近 100m 无矿间隔后，于－400～－650m 间探明了第二富集梯段的矿体，黄金储量 30t(图 5－8)。该矿体群由 24 个工业矿体组成，主矿体Ⅰ－1 走向最大延长 860m，倾向最大延深 750m，平均厚度 2.70m，平均品位 6.93×10^{-6}，矿体沿走向呈舒缓波状，受望儿山主控矿断裂控制，厚度与品位呈正相关关系，一般在矿体陡缓变化处富集。

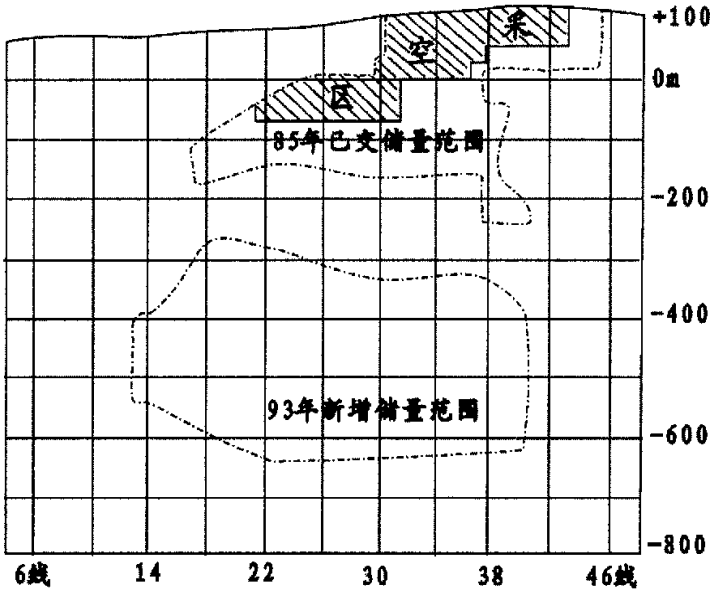


图 5-8 望儿山金矿床上部与与下部富集带矿体
(Ⅰ-1)垂直纵投影(资料来源：望儿山金矿)

焦家金矿田的矿体均赋存于主断裂带中，主要受绢英岩化碎糜岩和碎裂岩控制，规模大，矿体连续性好，厚度变化稳定，但含金品位较低；而在分支断裂和次级断裂中的矿体，规模相对较小，矿体连续性差，厚度变化大，但含金品位

较高。矿田中以河东矿体为界，北部多为延深明显大于延长的“株状”延伸型矿体，而南部多为走向延长略大于延深或两者大致相等的矿体。以前探明的储量控制标高均在-450m 以上，近年来，与焦家金矿成因类型、控矿条件相同、同在焦家金矿矿田的新城和望儿山金矿在深部找到了第二成矿富集带的矿体。新城金矿位于焦家主断裂中，距焦家金矿约 3km 左右，望儿山金矿受焦家主断裂的次级断裂控制(见 3-1 图),可作为焦家金矿深部预测探矿时参考。

5.3 地球物理－地球化学特征及预测

5.3.1 地球物理异常特征

5.3.1.1 地球物理特征

区域上，金矿床集中分布于布格重力异常的高值区(图 5-9)，重力梯度带及其波动、转弯较缓的一侧同向弯曲处，方向导数图上不同方向导数条带状异常的交汇处是成矿的有利部位；区域磁测图上磁的梯度带或二阶垂向导数的零值，一阶垂向导数正负交替的线状、串珠状异常带，或磁性标志层部位，即为 NE 向控制的断裂和 NW 向断裂的产生部位，而由正磁场向负磁场过渡或强磁场向平稳磁场过渡的地方，往往是成矿较好的地段(图 5-10)，如焦家等矿床。从电阻率及极化率来看，低电阻率、高极化率带往往与破碎带相对应，指出了可能矿床的产出部位。

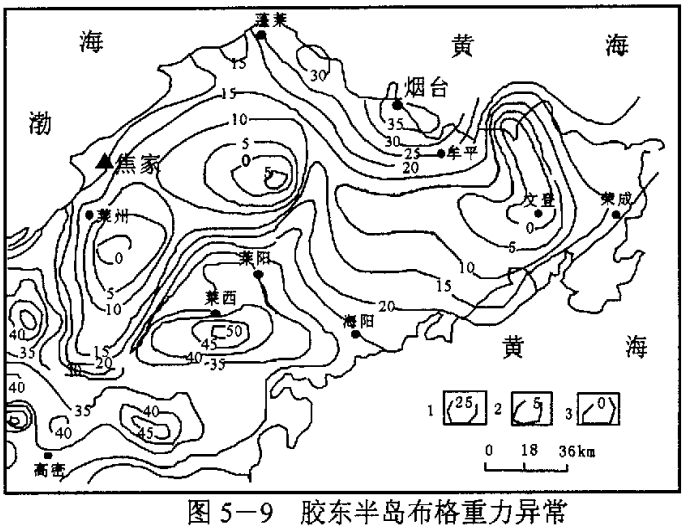


图 5—9　胶东半岛布格重力异常

(据曾国权，1990)

1 正常等值线　2 负异常等值线　　零等值线

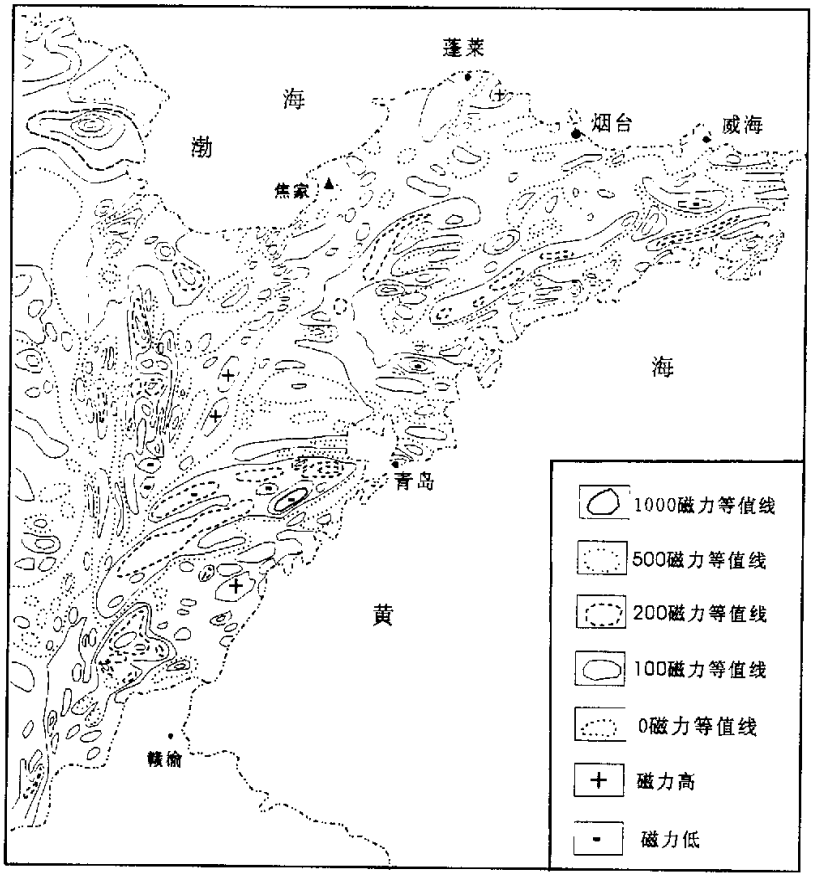


图 5－10　胶东航磁异常示意图

(转引自招金集团，2001)

本区主要出露马连庄超单元栾家寨单元变辉长岩(以前定为太古界胶东群斜长角闪岩)和玲珑型花岗岩。前者表现为高密度，强磁性和低电阻率，而玲珑型花岗岩则以低密度、弱磁性和高电阻率为特征。由于断裂构造强烈破碎、矿化蚀变等地质作用，这些碎裂的岩(矿)石磁性、电阻率明显下降，在岩体接触破碎带，常表现为低阻异常和电负磁场特征，如焦家断裂带。而经强烈蚀变矿化(尤其是硅化、绢云母化)的岩石，电阻率又略显回升特点。各种正常岩石的极化率低而稳定，但经蚀变矿化作用后，极化率值有不同程度的提高，这与硫化物的含量及组构特征有关，因此极化率的高值多对应着矿体的赋存部位(图 5-11)。

焦家断裂带的围岩、蚀变岩石、矿化岩石及矿石之间的极化率存在明显差异(表 5－1)：无矿岩石的极化率较低，随机变化幅度也不大，一般在 3%–5%；混合花岗岩的平均极化率为 3.6%；似斑状花岗闪长岩极化率略高于混合花岗岩，平均值 4.2%；胶东群斜长角闪岩极化率为 4.4%；蚀变矿化岩石一般在 4%–6%之间。由于各类含金矿石与多金属硫化物(主要是黄铁矿)共生，而且硫化物含量

与金的品位呈正消长关系，其极化率的高低与所含硫化物的多少呈正相关，一般为 6%-25%，个别氧化矿石因其硫化物氧化而导致其视极化率降低。

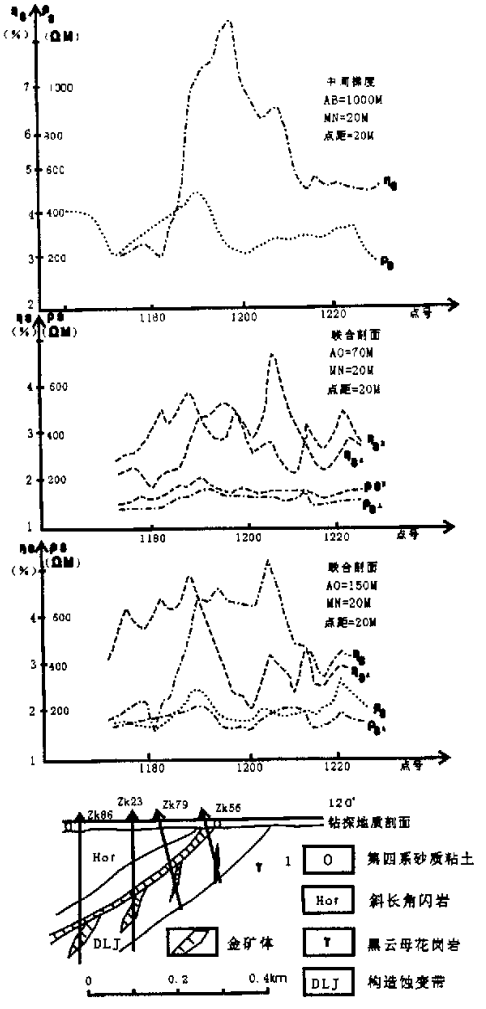


图 5-11　焦家金矿 104 勘探线综合剖面

焦家断裂带的围岩、蚀变岩石、矿化岩石及矿石之间的极化率存在明显差异(表 5－2)：无矿岩石的极化率较低，随机变化幅度也不大，一般在 3%–5%；混合花岗岩的平均极化率为 3.6%；似斑状花岗闪长岩极化率略高于混合花岗岩，平均值 4.2%；胶东群斜长角闪岩极化率为 4.4%；蚀变矿化岩石一般在 4%–6%之间。由于各类含金矿石与多金属硫化物(主要是黄铁矿)共生，而且硫化物含量与金的品位呈正消长关系，其极化率的高低与所含硫化物的多少呈正相关，一般为 6%-25%，个别氧化矿石因其硫化物氧化而导致其视极化率降低。

表 5-2　焦家金矿区不同岩石的极化率(η)和视电阻率(ρs)统计

岩　石	样数	η/10^{-2}			ρs/Ω.m		
		ηmin	ηmax	η	ρmin	ρmax	ρs
混合花岗岩	96	1.17	6.49	3.33	490	1167	910
似斑状花岗闪长岩	15	2.16	6.40	4.25			
斜长角闪岩	22	1.80	8.20	4.40	50	606	324
碎裂状混合花岗岩	15	1.50	4.60	3.04	427	967	672
蚀变混合花岗岩	29	1.80	6.10	4.90	485	6409	2040
石英脉	11	1.40	4.70	3.20	1759	9643	4483
绢英岩	20	1.10	6.29	3.45			
黄铁矿化绢英岩	72	4.17	10.90	7.37	275	9900	1615
含金黄铁绢英岩	74	11.20	70.30	25.40	176	7420	1285
氧化矿石	30	3.00	8.00	5.09	314	1265	693

资料来源：山东冶金地质勘查局二队，1996。η、ρs为算术平均值。

新城金矿与焦家金矿属同一成矿带，其地球物理、地球化学特征较为相似。上盘变辉长岩磁性低于下盘崔召单元花岗岩，矿体产于二种磁场结合的磁力低异常带，处于NE向展布的由花岗岩引起的正磁异常旁侧，具有低的重力值和电阻率，矿体上方重力、磁测曲线为梯度带上的局部低值区。从激电异常来看，异常走向与断裂破碎带一致，由封闭异常组成，可能为两个异常体的综合产物(图 5－12)。这表明激电法用于焦家金矿田的成矿预测是有效的。

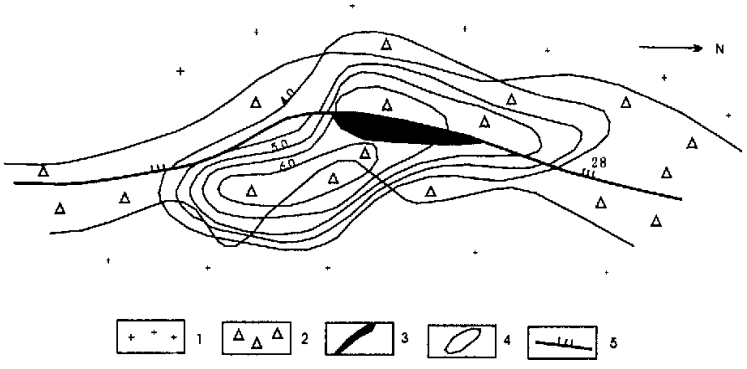


图 5-12　新城金矿激电异常图(据吕古贤等，1997)
1 玲珑花岗岩　2 构造蚀变岩　3 金矿体　4 激电异常　5 断裂

5.3.1.2 矿区地球物理异常

选择焦家金矿96及112勘探线进行激电测深开展矿体的深部定位预测工作。在96线剖面上，电性差异自SE向NW有逐渐变深，特别是视极化率表现尤为明显。视电阻率在剖面上梯度变缓，可能是各类岩性之间视电阻率差异较小引起的，即NW方向的变辉长岩(斜长角闪岩)硅化较强，使之与混合花岗岩在视电阻率值上差异较小(图 5－13A)。视极化率与视电阻率的变化反映了焦家断裂带的

位置与产状。剖面上部高极化率带为已知矿体(富硫化物带)的反映；下部高极化率带(-450m 以下)为隐伏高硫化物带的反映。两高极化率带之间-350~-450m 标高为高极化率异常间断带，-450m 标高以下沿主断裂带出现另一个高硫化物含量带。

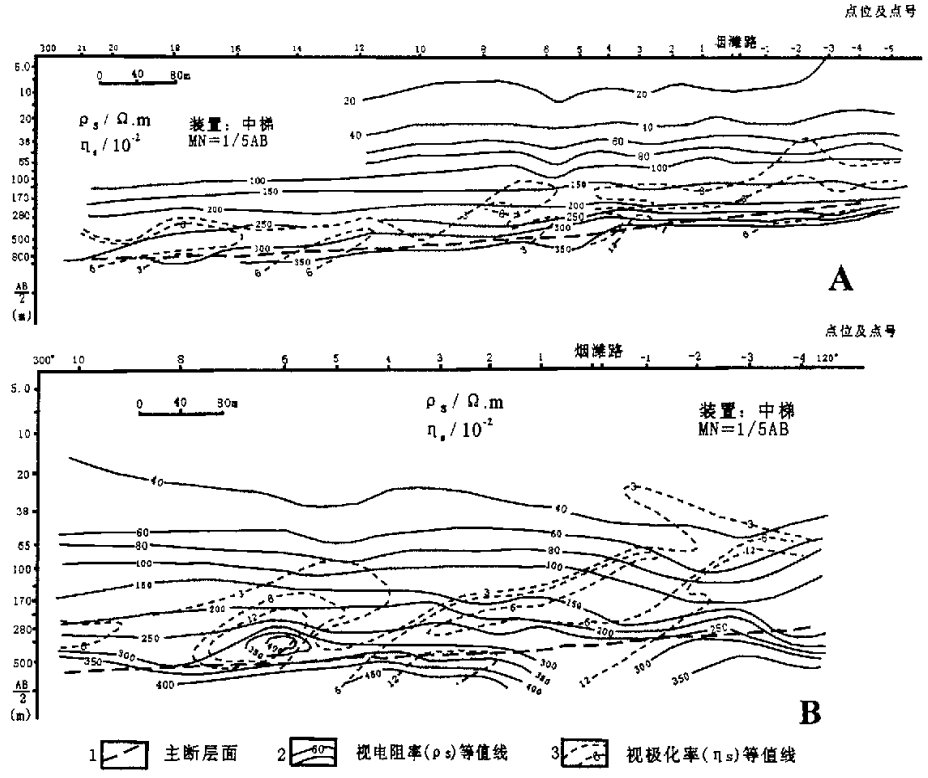


图 5－13　焦家金矿 96(A)及 112(B)勘探线激电测深断面示意图

112 线剖面与 96 线相似(图 5-13 B)，在物探剖面上反映的电性界面(相当于主断裂面)自 SE 到 NW 沿勘探线方向逐渐加深，特别是视极化率所反映的硫化物高含量带(矿体)变化趋势更明显。所反映的-500~-600 附近的低极化率分布区，与 96 勘探线-350~-450m 的硫化间断相对应。

这两个剖面所反映的硫化间断带(低硫化物异常带)垂直高度约 100m，在垂直纵投影图上呈 32° 视侧伏角向 SW 方向侧伏－这一侧伏角与上部主矿体在垂直纵投影图上的侧伏角及侧伏方向也基本吻合。

结论：目前的主矿体下部存在第二富集带盲矿体(矿化体)，与主矿体的间隔约 100 米左右，侧伏方向及侧伏角与现有主矿体基本一致。

新城金矿的地球化学异常也与焦家金矿类似。异常呈未封闭带状分布，深度变化梯度较均匀，内带与金矿体位置相当。成矿元素含量变化较大，大多集中在靠近异常下限的低值区。但从围岩到矿体，随着蚀变作用增强，其含量逐渐递

增，在黄铁绢英岩中达到最大值。

5.3.2 地球化学异常特征

运用地球化学方法开展深部预测找矿已取得了很大的成功，有关的专著也很多(Boyl，1979；Cameron 等，1988；欧阳守圻等 1990；余中平，1998；李惠，1999；王学求等，2000；代西武等，2000；伍宗华等，2000)。

5.3.2.1 区域地球化学特征

从区域上看，玲珑金矿田、焦家金矿成矿带均对应着胶东金高背景区中规模最大、强度最高的金异常区，其中著名的大型、特大型金矿位于异常的浓集中心地带，小型矿床则与局部异常相对应(图 5－14)。异常带与区域构造带相吻合，说明了胶东地区构造对成矿的控制作用。化探工作表明，焦家金矿具有明显的成矿元素异常晕带，异常形态为长条状、透镜状，异常位于构造破碎带上方，其中 Hg、As、Ag 异常带较大，且与 Au 异常相伴生，吻合较好。

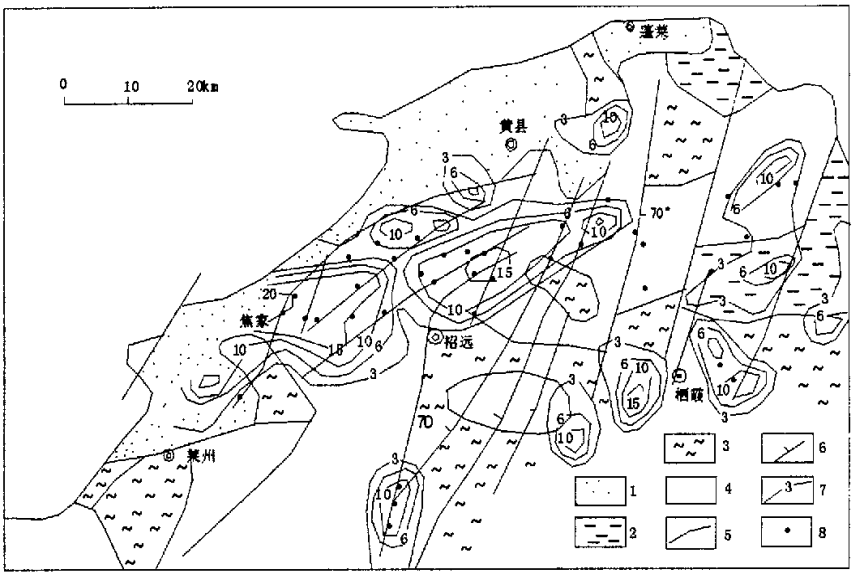


图 5－14 胶东地区金元素地球化学异常等值线图

(据山东冶金地质勘探公司三队资料修改)

1 第四系 2 元古界粉子山群 3 变辉长岩(斜长角闪岩) 4 花岗岩及花岗闪长岩 5 地质界线 6 断层及产状 7 金异常等值线 8 金矿床

对于区域地球化学特征，前人已作了大量工作。从总体上看，随着时代由老到新，Cu、Pb、Cr、Ni 等元素的总变化趋势是由高到低，V、Ti、P 含量由低到高，As 元素无明显规律，其中 U、Zn 在变辉长岩(斜长角闪岩)和玄武岩中明显偏高，在其它岩性含量平均，Pb 含量一般较低，在花岗质岩石中各元素含量

无多大差异，其中 Co 含量稍微降低。

Cu、Pb、Zn、Ag、Bi、Au 六种元素是焦家金矿田蚀变岩型金矿化的指示元素，Au 为直接指示元素，目前已经开采或正在勘探的大中型金矿毫无例外地分布在金属元素浓集的中心地段，如焦家金矿床有 Cu、Pb 异常，灵山沟金矿床有 Cu、Pb、Zn 异常，洼孙家金矿点有 Cu、Zn 异常、朱桥金矿点有 Zn 异常等，这些金矿床或矿点往往具有一定的元素组合异常反映。因此，通过对区域元素组合分布特征的研究，可以间接地预测指示矿化的存在。

总体上不同矿化阶段的叠加程度及矿化发育程度愈强，Au、Ag、As、Cu 等元素含量愈高，Na 等元素含量愈低，异常点频率值愈高，即蚀变围岩中元素含量及异常点频率随围岩蚀变程度的增强而升高(表 5－3)。

表 5－3　焦家金矿田矿石微量元素含量表

矿床	参数	Au	Ag	As	Cu	Pb	Zn	Sb	Bi	K	Na
新城 (76 个样)	X	2262	3.9	18.3	201	458	195	0.85	2.45	461	53
	S	5162	3.4	25.1	305	568	723	1.3	2.67	57	61
	f(%)	97	79	93	55	90	66	79	90	63	83
焦家 (44 个样)	X	7351	7.7	5.0	155	538	604			469	67
	S	12792	9.8	4.0	281	308	481			53	55
	f(%)	100	98	82	46	100	82			59	82
河东 (44 个样)	X	1685	2.0	2.9	577	15	130.45	0.45	1.27	437	130
	S	3823	2.9	2.2	901	6.5	6.0	0.34	1.81	25	51
	f(%)	98	43	48	27	86	80	34	77	39	11
上庄 (19 个样)	X	1244	1.4	2.0	428	15	8			454	
	S	1134	1.5	0.7	163	7	7			1	
	f(%)	100	74	26	21	89	100			5	
花岗岩	X	1.2	0.05	0.6	5	25	38	0.11	0.05	301	309
变辉长岩	X	0.85	0.05	2.3	15	16	56	0.25	0.18		

注：1)X－平均值；S－标准离差；f－异常点频率值。Au×10^{-9},K、Na×10^{-4}，其它×10^{-6}；

2)资料来源:山东冶金地质勘查局二队、山东省焦家金矿。

在矿区不同中段的样品分析也反映出主矿体内 Ag、Cu、Pb、Bi、Sb 的异常与主矿体分布一致；Cu、Sb、As 向矿体上盘主断层方向增加明显；而 As 异常范围较宽，显示了头部异常元素的特点(图 5-15~5-18)。

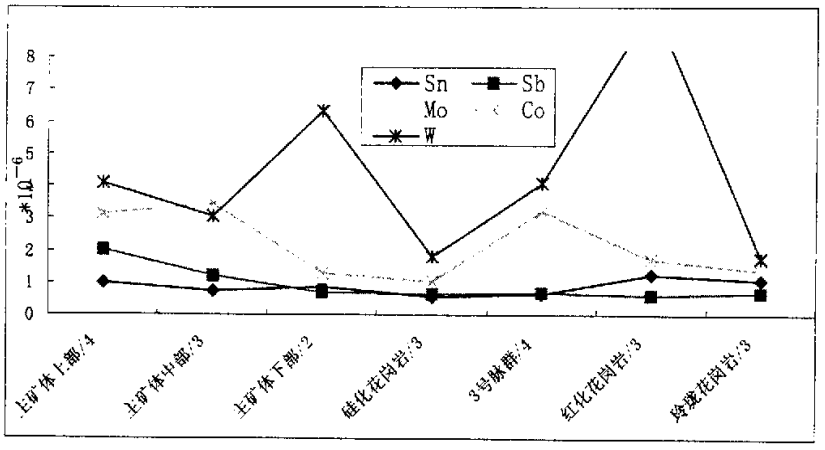


图 5-15 Sn、Mo、W、Sb、Co 元素在矿体倾向上的分布变化

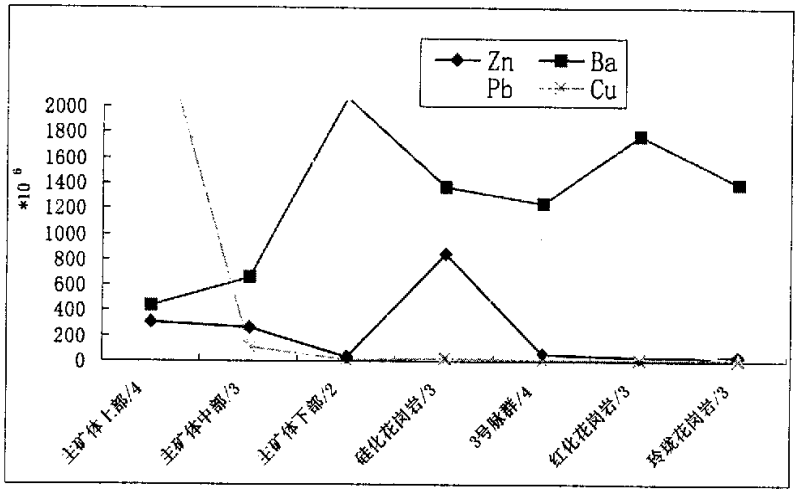


图 5-16 Pb、Zn、Ba、Cu 元素在矿体倾向上的分布变化

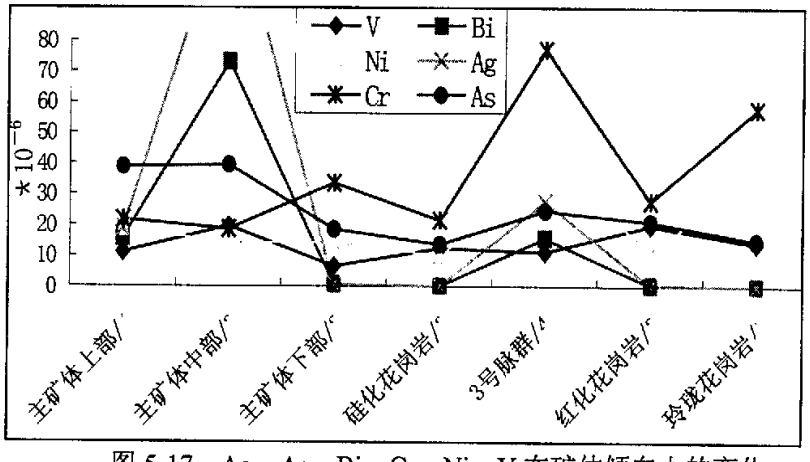


图 5-17 Ag、As、Bi、Cr、Ni、V 在矿体倾向上的变化

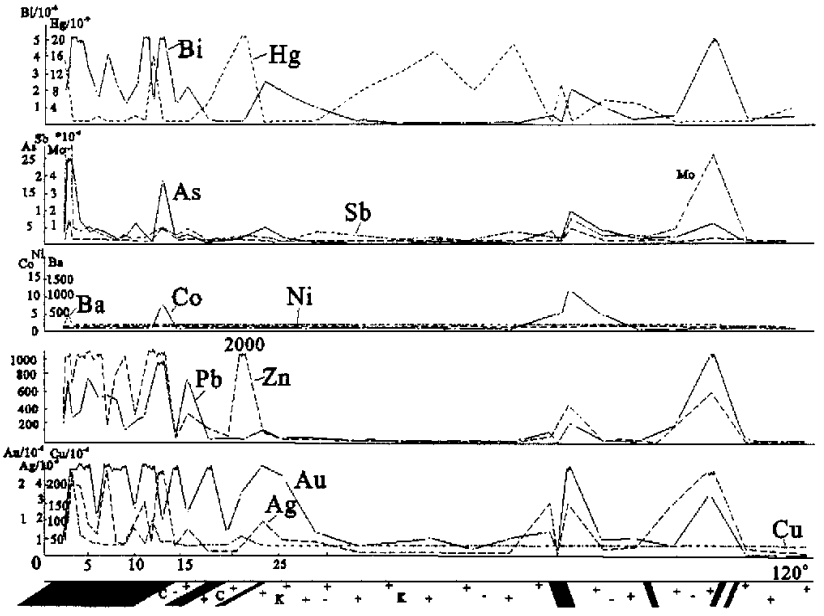


图 5－18　112 线－190m 水平主要指示元素在剖面上的变化

5.3.2.2 矿区地球化学异常

对焦家金矿区 521 件矿石及围岩样品进行的因子分析表明(表 5－4)：第一主因子 F_1 元素组合为 Bi、Hg、Ag、Pb，代表着热液作用的多金属矿化阶段；第二主因子 F_2 为 Co、Ni，结合胶东地区前人研究成果，该因子还有 Ti、V、Cr、Mn 等亲火山岩系元素组合，揭示了矿化与火山岩的关系，这与胶东群火山沉积岩系为原始矿源层相吻合；Au 元素所在主因子为 F_8，其组合为 Au、Bi、As、Ag，代表着热液作用过程中 Au 的主成矿期；其余主因子 F_4—Pb、Zn、Ag，F6—Cu、Ag 及 F_1—Hg、Ag、Bi、Pb 元素组合均为成矿元素及成矿伴生元素，分别代表着不同成矿阶段的元素组合特点，说明成矿的多期、多阶段性；另外，F_3—Mo，F_5—Ba，F_7—Sb、As、Bi 为典型的热液作用元素组合，反映了本区经过多次不同性质的热液作用。

对矿区 521 件原生晕样品进行微量元素 R 型聚类分析(图 5－19)，表明 Au、Ag、Cu、Pb、Zn、As、Sb、Bi 为相关性明显的一组元素，它们是本区主要的成矿及伴生元素；Co、Ni 为一组亲基性岩元素组合；Mo、Ba 、Hg 与其它元素相关系数均较小，说明有着相对独立的富集作用。这与表 5－3 所反映的 Au、Ag、Sb、Bi、Cu、Pb、Zn 等从黄铁绢英岩化带→钾化带含量逐渐降低的结果是一致的，说明越往断裂带外侧，指示元素含量越低，即在破碎带上成矿、成晕元素具有明显的异常显示。

表 5—4　焦家金矿原生晕样品正交旋转因子载荷矩阵

主因子	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ	Ⅴ	Ⅵ	Ⅶ	Ⅷ	备注
Au	0.225	0.003	0.036	0.19	0.039	0.014	0.094	0.949	
As	0.261	0.339	0.009	0.236	0.074	0.271	0.709	0.425	样品数 521；各主因子标志元素组合：F1—Hg，Ag，Bi，Pb；F2—Co，Ni，As；F3—Mo；F4—Pb，Zn，Ag；F5—Ba；F6—Cu，Ag；F7—Sb，As，Bi；F8—Au，Bi，As，Ag
Sb	0.04	0.174	-0.052	0.088	0.115	-0.155	-0.958	-0.042	
Bi	0.66	0.069	-0.059	0.281	-0.052	-0.196	-0.337	0.568	
Hg	0.988	0.008	0.019	-0.02	0.024	-0.102	0.01	0.112	
Ag	0.685	0.112	-0.172	0.423	0.19	-0.318	-0.237	-0.388	
Cu	0.009	0.132	-0.034	0.141	0.054	-0.949	0.228	0.088	
Pb	0.377	0.04	0.132	0.798	0.034	0.295	0.218	-0.259	
Zn	0.009	0.002	0.029	0.991	0.015	0.016	0.056	0.114	
Mo	0.069	0.1	0.986	0.085	0.025	0.085	0.044	0.043	
Ba	0.028	0.091	0.025	0.078	0.986	0.047	0.444	0.034	
Co	0.148	0.971	0.064	0.011	0.081	0.097	0.122	0.022	
Ni	0.095	0.973	-0.064	0.021	0.033	-0.057	-0.176	-0.06	
方差贡献	4.536	1.962	1.127	1.011	0.98	0.751	0.613	0.551	
累计方差	34.9%	50.0%	58.6%	66.4%	73.6%	79.3%	84.0%	88.3%	

资料来源：山东省冶金地质勘查局二队、焦家金矿。

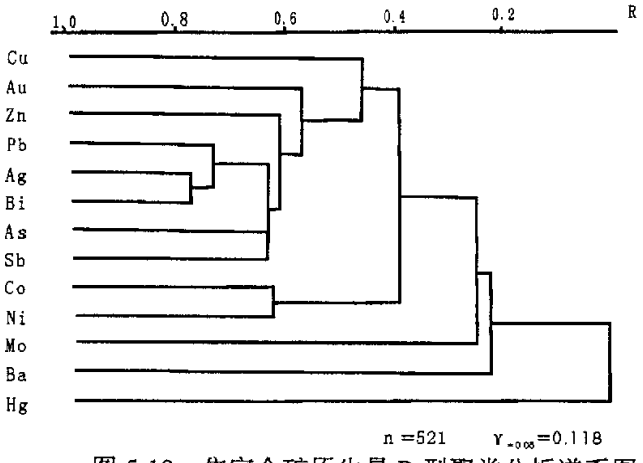


图 5-19　焦家金矿原生晕 R 型聚类分析谱系图

(据山东省冶金地质勘查局二队、焦家金矿)

5.3.2.2.1　原生异常特征

利用微量元素在矿床内局部富集形成异常的特点可为矿床深部及边部探矿提供有用的信息。通过资料整理发现，矿床内除 Au 高度富集并形成一定规模的矿体外，Ag、As、Pb、Zn、Cu、Mo、Ba、Co、Ni、Hg、Sb、Bi 等元素均有一定的富集，形成规模及强度不一的原生异常。异常形态、规模及分布空间严格受破碎蚀变带及矿体所控制，异常主体及浓集中心都出现于蚀变带以内，并以同样

的走向和倾向展布，除个别元素外，蚀变带(矿体)规模大，异常规模亦大。绝大多数元素异常在矿体底板围岩内的扩散距离远大于矿体顶板围岩内的扩散距离。Au、As、Hg、Ag 异常范围大，以矿体为中心包围矿体，在距离矿体较远的部位，仍有清晰的异常出现，是寻找金矿较为理想的远程指示元素；Pb 、Zn、Sb、Cu、Bi 等元素异常虽较前者弱，但与矿体出现于同一地质空间，其形态与矿体相似，两者关系较密切，是寻找金矿的重要近矿指示元素；Co、Ni、Mo、Ba 异常不甚发育，但异常形成与矿体存在着密不可分的关系，也可作为寻找金矿的指示元素。

5.2.2.2.2 原生异常分带

根据地球化学参数的数理统计及异常变化特征，将焦家金矿微量元素异常采用内、中、外三级浓度带(表 5-5)进行异常圈定，为化探异常解释和预测新的盲矿体提供依据。金内、中、外三带均较发育，内带分布在矿体和矿化带上，紧包矿体，形态相似于矿体，走向和产状与矿体完全一致；中、外带位于蚀变岩中，带的宽窄严格受蚀变带规模控制；矿体底板中各带宽大、顶板狭窄，出现横向各带形态不对称。Ag、As、Hg 浓度分带清晰，外带发育、规模大、范围广，主要分布在蚀变岩以内；中带规模较小，出现在矿体与围岩的接触带附近；内带出现在规模较大的主矿体产出地段；外带异常包围矿体，中内带与矿体不完全重叠，有与矿体斜交或偏离矿体的现象出现。Pb、Zn 异常分带明显，外带发育，规模大，一般包围矿体；中带次之，包裹矿体；内带 Zn 比 Pb 发育，Pb 异常较少出现内带，所出现的内带与矿体不重合。Cu、Co、Ni、Bi、Sb 等异常外、中带较发育，走向和倾向与矿体一致，形呈狭长的带状，由于异常梯度变化大，分带不清晰；仅个别异常出现内带。Cu、Bi、Sb 异常的各带与矿体吻合较好，Co、Ni 各带与矿体发生偏离现象。Mo、Ba 异常由于规模小分带不明显，除个别地段 Mo 出现内带外，大部分异常仅有外、中带出现，不与矿体重叠，多分布在矿体与围岩的接触带附近。

表 5-5 各元素浓度带划分

元素	内带	中带	外带
Au	>0.5	0.1-0.5	0.02-0.1
Ag	>8	2-8	0.5-2
Cu	>140	70-140	35-70
Pb		200-800	50-200
Zn	>800	200-800	50-200
As	>800	5-25	1-5
Bi	>25	5-25	1-5
Sb	>10	2-10	0.4-2
Hg	>0.05	0.01-0.05	0.002-0.01
Co	>20	10-20	5-10
Ni	>20	10-20	5-10
Mo	>9	3-9	1-3
Ba	>2000	1000-2000	500-1000

垂直矿体走向的横向分带，指示元素在矿体上、下盘的原生异常组分差异

不大，上盘出现异常的元素有 As、Au、Ag、Pb 等，下盘有 As、Au、Ba、Bi、Hg、Zn、Pb 等。

矿床原生异常纵向分带明显，Hg、Ag、Sb、Pb 为矿体头部异常元素。As、Au、Zn、Co、Ni 为近矿异常元素，Bi、Cu 为矿体尾部异常元素。

5.2.2.2.3 轴向分带(垂直分带)序列

本次研究选择 80、96、112 及 120 线为主要取样对象。得到垂向上的分带序列为 Ag—Sb—Hg—Pb—Zn—Au—As—Cu—Bi。此分带序列与国内外热液型金矿床一般分带序列基本相同，其中 Ag、Sb、Hg 得分较小，为头晕指示元素；Bi 得分明显高于其它元素，为尾晕指示元素；其余为近矿指示元素(图 5-18、5-20)。

前人曾总结焦家金矿床逆向分带，本次计算过程中亦有个别矿体出现反分带现象，这主要是由于下部串珠或斜列矿体头晕叠加引起的。统计结果表明，总体分带规律与一般金矿床是一致的。

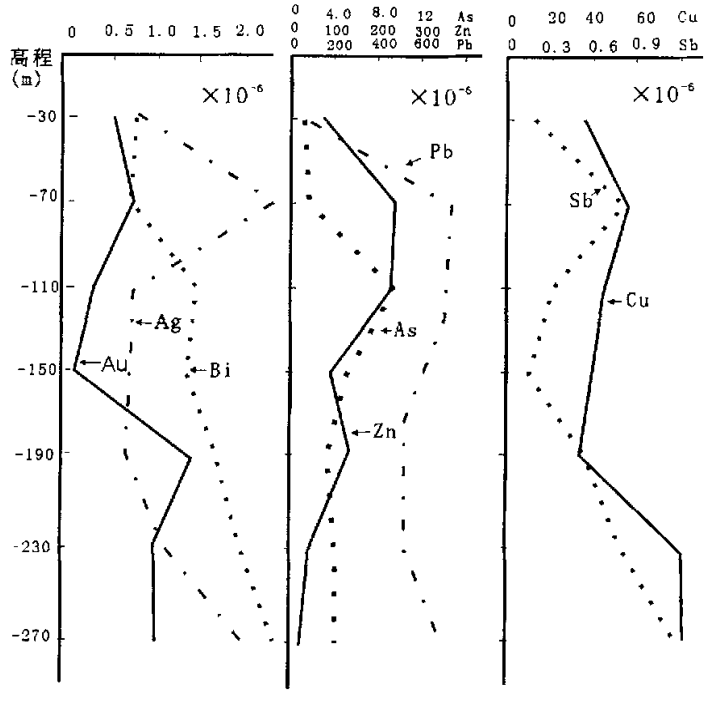


图 5-20　焦家金矿床主矿体 96 线微量元素含量垂直变化

5.3.2.3 地球化学异常模式

综合以上论述，焦家金矿床地球化学异常模式的主要特点为：

(1) 异常元素组合：Au、As、Sb、Bi、Ag、Cu、Pb、Zn。

(2) 原生异常形态严格受构造控制，呈条带状，异常规模大于矿体规模，尤以 Au 异常规模最大。

(3) 异常在空间上显示明显的浓度及组分分带。浓度分带以矿体为中心，向外元素含量依次降低，如 Au、Ag、Cu、Bi 等，其中内带异常与矿体吻合，向外依次出现中外带异常。

元素组份分带表现为矿体的不同部位出现不同的元素组合异常：

矿体头部：Ag、Sb、Hg、Pb 中、外—中、内带异常；

Au、As、Zn、Cu、Bi 中、外带异常；

矿体中部：Au、As、Cu、Pb、Zn 中、内带异常；

Ag、Sb、Hg、Bi 中、外带异常；

矿体尾部：Au、Bi 中、内带异常；

Ag、Cu、As、Zn 中、外带异常；

Sb、Hg、Pb 外带异常。

(4) 通过综合归纳，元素垂向分带序列为：

Ag—Ni—Sb—Mo—Ba—Co—Hg—Pb—Zn—Au—As—Cu—Bi。

5.3.2.4 地球化学评价指标

5.3.2.4.1 蚀变带含矿性的判别

含矿异常的主要特征为：①应有 Au 异常，即 Au 含量大于 20×10^{-9}；②各指示元素的异常组合较齐全，一般应有 Sb、Ag、Pb、As、Zn 等元素；③各元素异常应具有浓集中心，并且与构造破碎带相对应。

5.2.2.4.2 矿体头部和尾部的判别

矿体头部应出现头晕指示元素 Ag、Sb、Hg、Pb 的中、内带异常，以及 Au 的中、外带异常，特别是 Sb、Hg、Pb 的中、内带异常的发育标志着矿体的头部异常。矿体的尾部是以其尾晕指示元素 Au、As、Cu、Bi 异常的发育为特征，特别是 Cu、Bi 的中内带异常组合标志着矿体趋于尖灭。

由于焦家金矿床有矿体头晕、尾晕相互叠加的特点，因此，判别尾晕时一定要注意是否有头晕标志元素的异常。

通过以上讨论可以得出以下结论：

(1) 激电探测异常在焦家金矿床深部预测中显示良好的探查能力。岩石的电阻率随其破碎程度的增高而明显降低，随其硅化程度的增加而升高。-350m 以上的高极化率异常与已知主矿体对应较好；第二高硫化物异常带应该为深部盲矿体存在的反映。

(2) 矿床地球化学异常分带明显，微量元素异常组合为 Au、As、Sb、Bi、Ag、Cu、Pb、Zn；元素组分分带在矿体的头、中、尾部表现为不同的异常组合，同时，同一部位的内、中、外带的异常组合也有差异，Ag、Sb、Hg 为头晕指示

元素，Bi 为尾晕指示元素，Au、Cu、Pb、Zn 为近矿指示元素；元素轴向分带序列为 Ag-Ni-Sb-Mo-Ba-Co-Hg-Pb-Zn-Au-As-Cu-Bi，其中 Ag-Sb-Hg-Pb-Zn-Au-As-Cu-Bi 为有显著指示意义的元素组合。

在剖面上，主要指示元素异常均表现向 SW 方向侧伏的特点，它与矿体总体侧伏方向一致。已知上部矿体与异常的关系反映出沿矿体侧伏方向轴向分带特点与前述矿体的垂直分带规律一致。沿矿体侧伏方向异常规模扩大，As、Bi 出现高值异常，Au、Ag、Sb 等元素出现较高异常，此元素组合为明显的头晕与尾晕指示元素叠加异常，说明矿体沿侧伏方向有下伏矿体的存在或矿体有较大规模的延伸(图 5－20~5－21)。

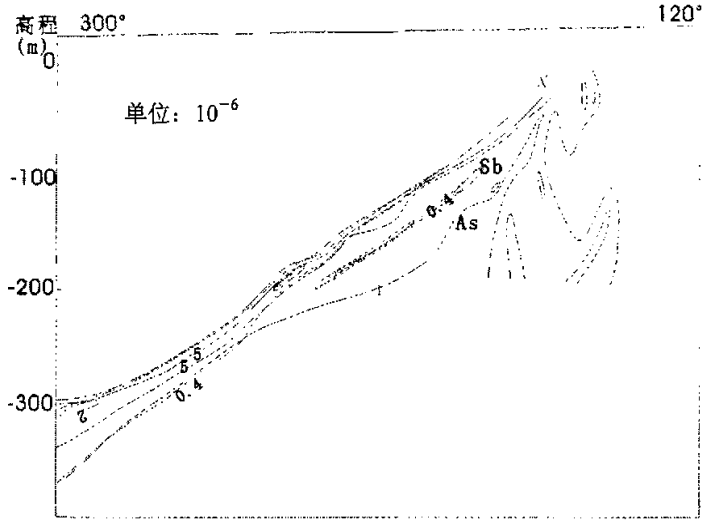


图 5－21　112 勘探线剖面 As、Sb 元素异常

5.4　3 号脉群矿体的统计变化分析及深部预测

焦家金矿上部的主矿体已经由钻孔圈定，由于3号脉矿体产状陡倾、单个矿体规模小，靠钻孔验证比较困难，目前矿山主要以坑探作为主要探矿手段，实际控制深度仅到-190m以上，-190~-270m之间仅有少量工程控制，-270m以下没有工程控制。对其深部成矿远景进行正确预测评价可以降低探矿投入的风险。

马田生(2004)在研究焦家金矿3号脉群的变化时也引入了分形研究的方法，认为随着深度的增加，3号脉矿体厚度均一性逐渐提高。同时利用焦家金矿床各矿体开采中段生产巷道的见矿平均品位、平均厚度作为原始数据，建立了矿床品位、厚度灰色GM(1，1)预测模型，提出随着深度的增加，矿体品位逐渐增加，而厚度变化很小。研究认为(马田生，2004)3号矿体在延深方向上，矿化强度总的趋势与主矿体一致，单矿体走向最大连续矿化平均小于30m，倾向连续延深平

均小于15m，矿体受断裂构造控制，矿化在空间上呈不连续分布特征，且呈现有规律的变化，3号脉群向深部仍有较大的延深；并得出了与上部3号脉矿体相比稳定性增加、向深部应有一定延深的结论。

5.5 小结

1) 焦家金矿床激电测深剖面视极化率和视电阻率异常表明：在现有主矿体下方存在一个约100m的低视电阻率及低视极化率异常带，对照上部矿体及矿田异常特征，这两个剖面所反映的应是硫化物异常间断带(低硫化物异常带)，在垂直纵投影图上呈32°视侧伏角向SW方向侧伏－这一侧伏角与上部主矿体在垂直纵投影图上的侧伏角及侧伏方向也基本吻合。已知现有矿体与物探剖面上的上部高值异常带(高硫化物异常带)相对应，间断带下面的视极化率和视电阻率高值异常带显然是另一个高硫化特异常带所为，即深部存在盲矿体。

2) 在剖面上，主要指示元素异常均表现表现出向SW方向侧伏的特点，它与矿体总体侧伏方向一致，且沿矿体侧伏方向异常规模扩大，As、Bi出现高值异常，Au、Ag、Sb等元素出现较高异常，此元素组合为明显的头晕与尾晕指示元素叠加异常，说明矿体沿侧伏方向有下伏矿体的存在或矿体有较大规模的延伸。

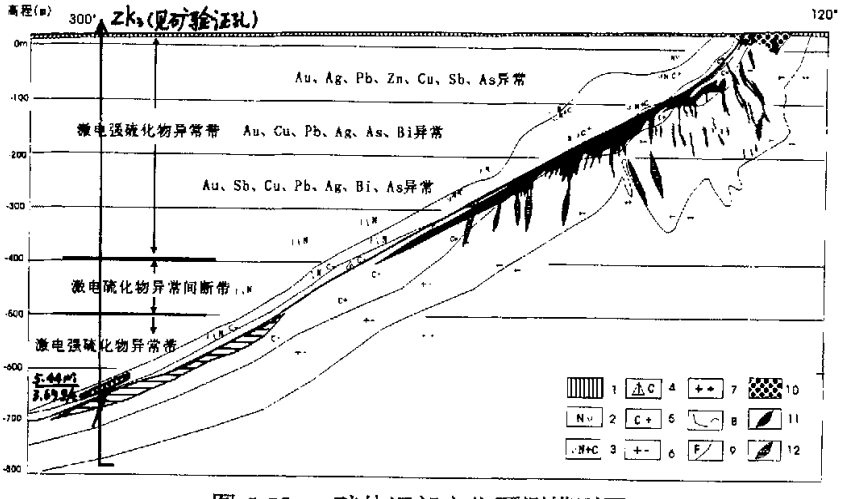


图 5-22　矿体深部定位预测模型图

1 第四系残积物　2 变辉长岩(斜长角闪岩)　3 绢英岩化斜长角闪岩　4 黄铁绢英岩质碎裂岩　5 黄铁绢英岩化花岗质碎裂岩　6 黄铁绢英岩化硅化钾化红化花岗岩　7 黑云母花岗岩　8 蚀变带分界线　9 焦家断裂　10 露天采空区　11　已知金矿体　12 预测金矿体

3)　3号脉群研究表明，随着深度的逐渐增加，脉群的矿化均一性逐渐提高，如果发育富矿体，则规模大，而且随着深度的增加，3号矿体的矿化强度逐渐增强，品位由浅部向深部逐渐增大，厚度变化小。

因此，现有主矿体下部存在第二富集带盲矿体(矿化体)时有足够的依据的，

第二矿化富集带即下部矿体与现主矿体的间隔约100m，侧伏方向及侧伏角与现有主矿体基本一致；3号脉矿体下部较上部矿体厚度品位稳定，向下应有较大的延伸。基于以上认识和研究建立的定位预测图如图5－22。

6 结 论

通过以上研究，得出如下结论：

1、通过常量、微量元素分析、主元素成岩环境判断分析，无论是玲珑花岗岩还是郭家岭花岗岩，主要位于造山花岗岩(区域)，以后造山花岗岩(POG)和大陆弧花岗岩(CAG)为主。结合其它资料认为焦家金矿的含矿主岩——玲珑花岗岩形成于燕山早期太平洋板块对欧亚板块俯冲的后造山带阶段，从已收集到的同位素年龄数据及所做形成构造环境判断分析成岩年龄属燕山期，成岩年龄集中在165～130Ma之间。采用矿石中石英包裹体Rb-Sr同位素定年，精确厘定了矿床的成矿年龄为 124Ma±1Ma，结合收集的其它年龄数据，认为成矿年龄在130Ma～110Ma之间，表明成矿滞后于成岩，确定了燕山期为主要成矿期。

2、焦家金矿的1、2号矿体是分支复合的同一条工业矿体，并受主断裂控制，作为研究区的主矿体。主矿体厚大部位，往往是由3号脉与主矿体复合而成的，可作为探寻3号脉的标志。3号矿脉受主断裂的次级构造控制，而其中含金硫化物脉则受三级或四级节理裂隙控制。通过矿体地质的研究，重新对3号矿体的分布规律和产出特征开展了研究，建立了主矿体与3号矿脉群的“羽”状构造控矿勘查模型，否定了主矿体与3号矿脉群之间存在50～100m无矿间隔的认识，可避免探采时金资源量的人为损失。

3、Pb同位素及稀土元素地球化学研究表明，成矿物质以来源于前寒武纪变质基底、玲珑花岗岩和深部。单矿物黄铁矿硫同位素分析结果显示，取自不同矿体的黄铁矿的硫同位素值均一化程度高，其值介于+10.59～+11.53‰之间，极差小于1‰，平均11.00‰，黄铁矿与玲珑花岗岩具有相近的硫同位素组成，而与斜长角闪岩差异明显，反映出成矿物质硫主要来自花岗岩。在成金最有利的的黄铁绢英岩化阶段成矿温度在300℃左右，说明矿床主要形成于中高温阶段。在石英氢氧同位素的$\delta D-\delta^{18}O$关系图上，其投影点大都在大气降水和岩浆水一侧，晚期成矿阶段的投影点更接近天水线。认为成矿热液早期以岩浆水为主，后期为大气降水为主，中后期成矿过程中有岩浆水和变质水的加入。区域性的焦家深大断裂，在成矿过程中对天水的起到了重要的作用。

4、通过深部矿体定位预测研究，确立焦家金矿存在第二成矿富集带。区域成矿学研究表明，位于同一矿田的新城金矿、望儿山金矿在上部主矿体尖灭后，垂深近100m处又发现了巨大工业价值的盲矿体，金储量在27.70~30.8t 之间。以上两个矿床与焦家金矿具有相似的区域成矿背景和成矿特征，在构造成矿学上具有可比性。而深部激电探测表明，在焦家金矿的96及112勘探线两条剖面上均出现上、下两个高极化率异常带，上部-350m以上的高极化率异常与已知主矿体对

应较好；-350~ -450m高程上的低极化率异常带(低硫化物异常带)属于典型的无矿或弱矿化带(类似于望儿山和新城金矿的深部无矿间隔)异常；下部-450m以下第二高极化率异常带的出现，预示着焦家金矿床的深部有第二成矿富集带存在，即在矿床深部存在矿化良好的盲矿体。建立了焦家金矿深部矿体定位预测模型为生产勘查指明了方向。

5、矿床地球化学异常分带明显，微量元素异常组合为Au、As、Sb、Bi、Ag、Cu、Pb、Zn。在矿体的头、中、尾部表现为不同的元素地球化学组合，且同一部位的内、中、外带的异常组合也有明显差异。Ag、Sb、Hg为头晕指示元素，Bi为尾晕指示元素，Au、Cu、Pb、Zn为近矿指示元素；垂向上的元素分带序列为Ag-Ni-Sb-Mo-Ba-Co-Hg-Pb-Zn-Au-As-Cu-Bi，其中Ag-Sb-Hg-Pb-Zn-Au-As-Cu-Bi为有显著指示意义的元素组合，可以作为深部找矿和区域找矿的标志

涉及胶东金矿的研究及生产勘查至少有五多特征，即文献多、观点多、数据多、研究者多、研究单位多等，要在浩如烟海的众多文献中提炼总结出实事求是的有用资料，真是令作者勉为其难。好在在焦家金矿十多年的生产实践，积累了焦家金矿勘查以来的大部分资料，尽管通过多年来生产一线的摸爬滚打，但由于资料涉及面广，限于作者的认识、综合水平，难以将焦家金矿及焦家金矿田的成果全面的反映在本文中。有些认识和观点尚不成熟，在文笔或认识上存在这样或那样的错误或问题，敬请专家评委批评指正。

图版说明

图版 I

图版 I－1　焦家金矿俯视图。矿山坐落于莱州沿海平原、莱州湾畔，向北距渤海仅 10km。

图版 I－2　焦家金矿主提升井，塔高 69m，是黄金系统第一高井塔。集提升、通风、放料于一体，是矿山生产的咽喉。

图版 I－3　焦家金矿行政办公大楼。

图版 I－4　焦家金矿旧露天采坑。长轴方向为 NE40°，平等矿体走向。露天北坡为上太古界马连庄超单元变辉长岩(斜长角闪岩)。

图版 I－5　课题组在现场井下 61112 采矿作业现场考察。图中看到的是主矿体的黄铁绢英岩化金矿石。境向 SEE

图版 I－6　玲珑金矿矿部。靠近矿部的山脊为著名的玲珑矿体的“龙头”，是招远市重点保护文物。镜向 S

图版 II

图版 II－1　“玲珑”金矿主矿体“玲珑背”。从抗战前已开采，现地表已经塌陷。镜向 S

图版 II－2　蓬莱群变质石英岩。为一套延伸稳定的浅变质岩系。出露地点蓬莱阁。境向 W

图版 II－3　玲珑石英脉型金矿床的块状硫化物型矿石。主要硫化物为黄铁矿，次要矿物为方铅矿及黄铜矿。

图版 II－4　玲珑断裂带。走向 NE32°，倾向 NW，断裂带地表露头上宽下窄，在断层上、下盘主断面上有一层 10~30cm 厚的断层泥。断层发育地层为玲珑黑云母花岗岩。境向 SW。

图版 II－5　自然金。为挑单矿物黄铁矿时获得的，金粒呈园形，粒径 1mm，照片为压平后照的。原矿类型黄铁矿化绢英岩化花岗岩。样号 JJ－170－106－2。

图版III

图版 III－1　破头断裂野外露头。该断裂是玲珑断裂的次级断裂带，为矿田主要控矿、容矿构造之一。露头宽 15m，断裂走向 NE56°，倾角 48°，倾向 SE。境向 NE

图版 III－2　钾化花岗岩中的斜长角闪岩俘虏体。地点：－270m 中段 88 线东穿脉坑道。境向 SWW。

图版 III－3　区域地质调查。岩性为玲珑黑云母花岗岩。地点：莱州市望儿山。镜向 N

图版 III－4　望儿山断裂带。为焦家断裂的次级断裂，是望儿山、河东、候家金矿的控矿和容矿断裂。断层走向 NNE，倾向 NW，断面具上陡下缓的特征。平均倾角 60°。镜向 NE

图版 III－5　焦家主断裂面。白色为上盘蚀变碎裂岩，吸水极易塌落，右中上方的灰色岩石为黄铁绢英岩，中间暴露出断层面和深灰色断层泥，断面产状 35°∠34°。地点：81114 采场。镜向 NE

图版 III－6　煌斑岩。呈脉状充填于黄铁绢英岩化花岗岩中，与矿体走向近垂直，是成矿后沿构造裂隙贯入形成的。走向近 S－N 向，倾角 67°，倾向 NW。地点：5002 采场。镜向 S

图版IV

图版 IV－1　黄铁绢英岩质碎裂岩。具碎裂结构，主要脉石矿物为斜长石、钾长石、石英等，黄铁矿等多金属硫化物呈细脉状、浸染状或交错脉状分布。地点：61106 采场。镜向 SW

图版 IV－2　黄铁绢英岩化花岗质碎裂岩。硫化物呈脉状、网脉状沿碎裂岩的裂隙贯入。地点：5005 采场靠下盘矿体。镜向 N

图版 IV－3　钾化蚀变带 3 号脉矿体。钾长石呈肉红色，硅化发育。黄铁矿呈细脉状沿裂隙贯入形成一系列的平行脉状矿化，黄铁矿脉宽 0.1-20cm 不等，产状与 3 号脉矿体一致。黄铁矿脉的发育是 3 号脉成矿的主要肉眼识别标志。地点：43108 采场。镜向 NE

图版 IV－4　斜长角闪岩。粒状结构，主要矿物为斜长石、角闪石和黑云母。采样：ZK04 钻孔岩芯。(＋)

图版 IV－5　玲珑黑云母花岗岩，斑状结构。主要成份为钾长石、黑云母和石英。

采样地点：望儿山。样号 JJ-2，(+)。

图版 IV－6　煌斑岩，中细粒煌斑结构。斑晶由金云母、斜长石组成，基质为长石、石英、金云母。JJ-110-87-1，(+)。

图版 IV－7　黄铁绢云岩化金矿石，鳞片状结构(微晶结构)，主要矿物绢云母、石英，其中的浸染状黄铁矿自形程度好。JJ-230-104-7，(+)。

图版 V

图版 V－1　黄铁绢英岩中的粒状自然金，糜棱结构，浸染状构造。JJ-106-1

图版 V－2　碎裂黄铁矿裂隙中的自然金，JJ110-86-1

图版 V－3　黄铁矿中包裹的自然金，JJ130-114-1

图版 V－4　方铅矿交代黄铁矿，脉状构造，JJ170-112-2

图版 V－5　自形粒状黄铁矿，团块状构造，JJ106-100-1

图版 V－6　乳滴状黄铜矿交代黄铁矿，交代结构，JJ110-94-2

图版 VI

图版 VI－1　石英矿物中的气液二相包裹体，群状，JJ110-87-4 ，(一)

图版 VI－2　石英矿物中的气液二相次生、原生包裹体呈线状分布，JJ270-86-4 ，(一)

图　版

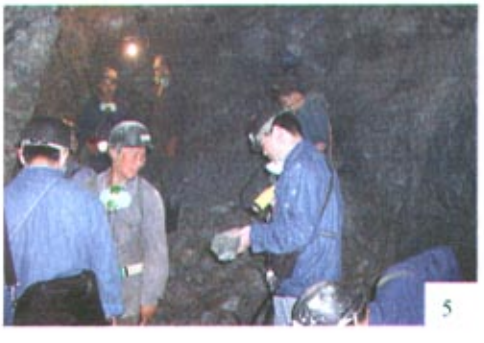
图版 I


1


2


3


4


5


6

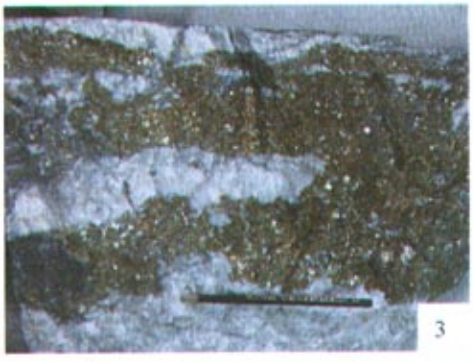
图版 II



1



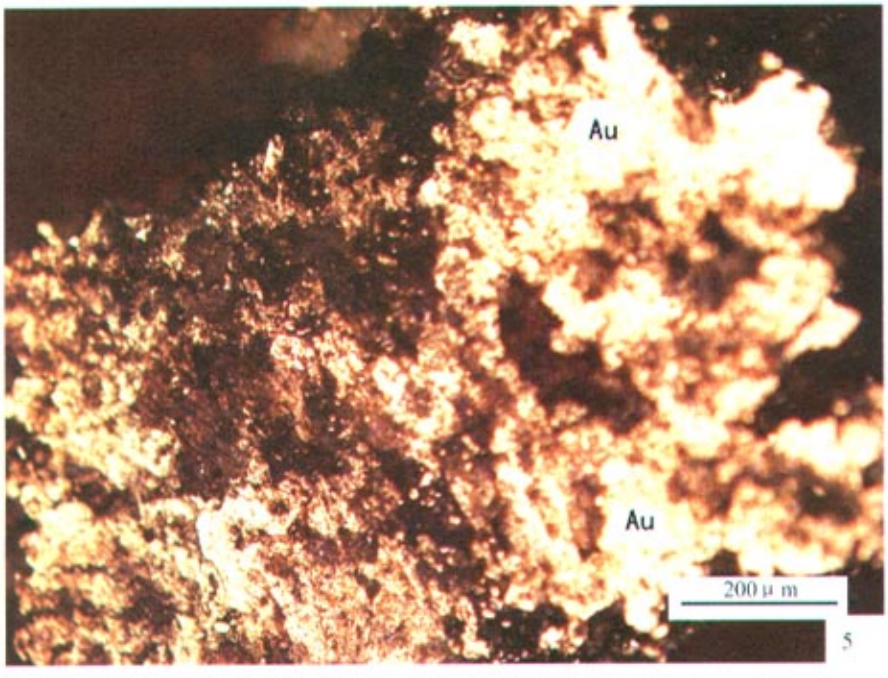
2



3



4



5

图版 III


1


2

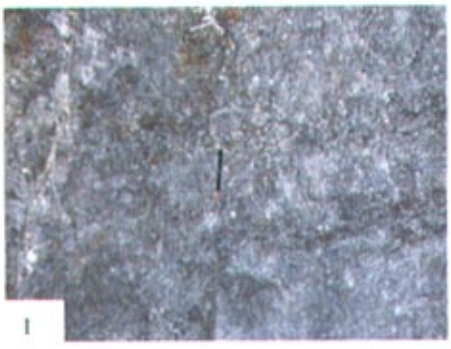

3


4


5


6

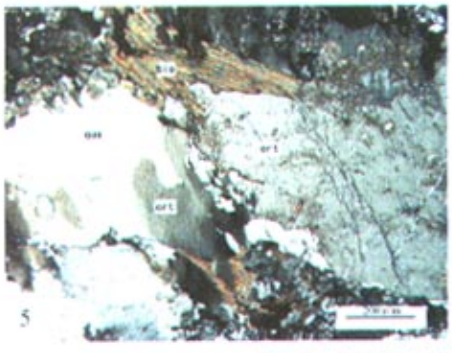
图版 IV

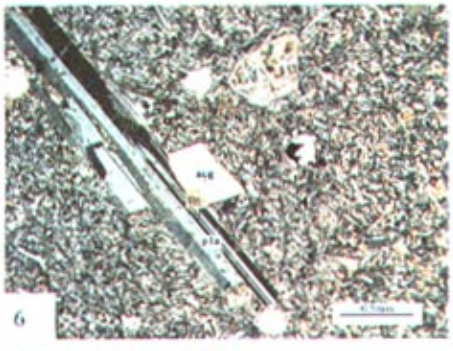

1

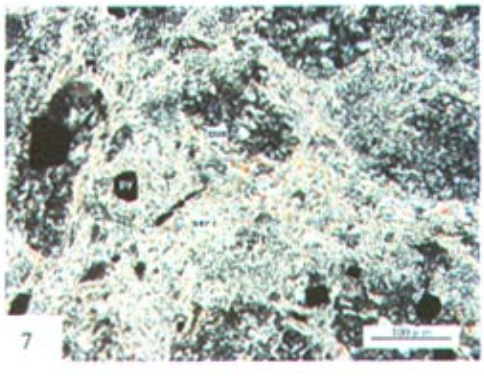

2


3

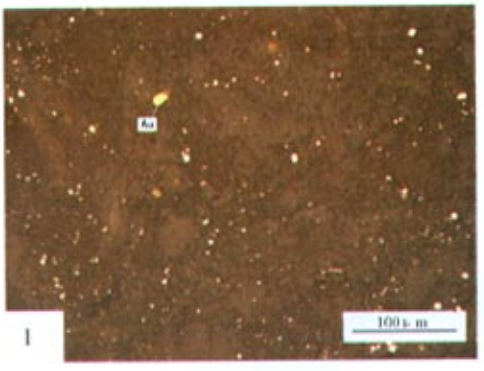

4

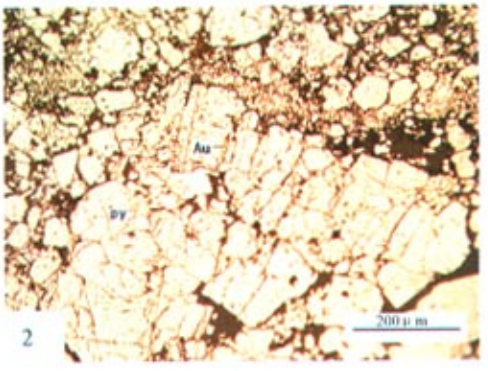

5

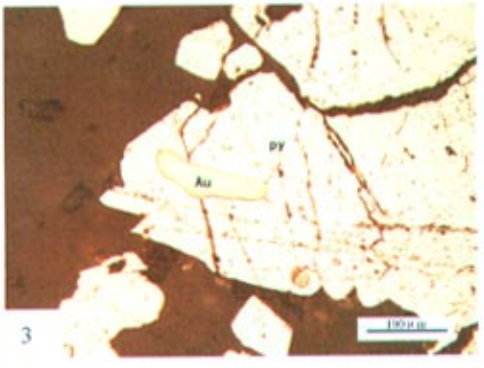

6

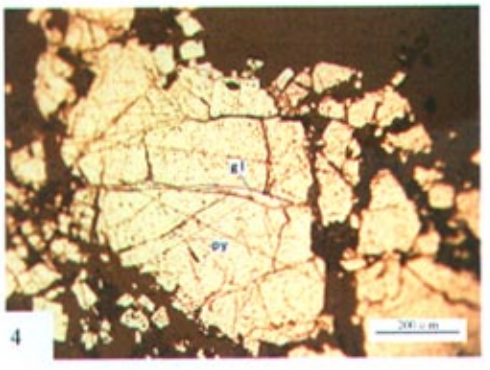

7

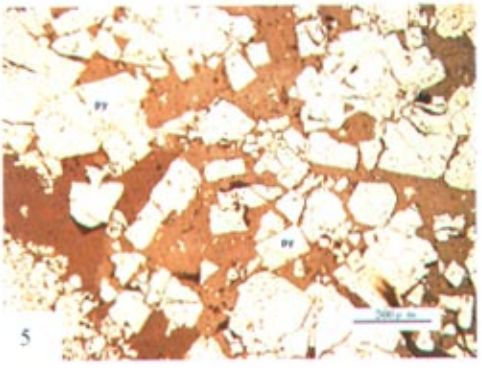
图版 V

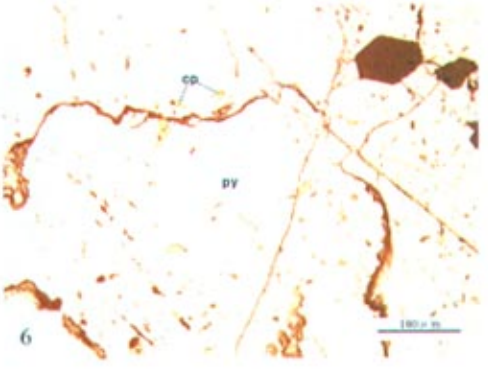

Au
100μm
1


Au
py
200μm
2

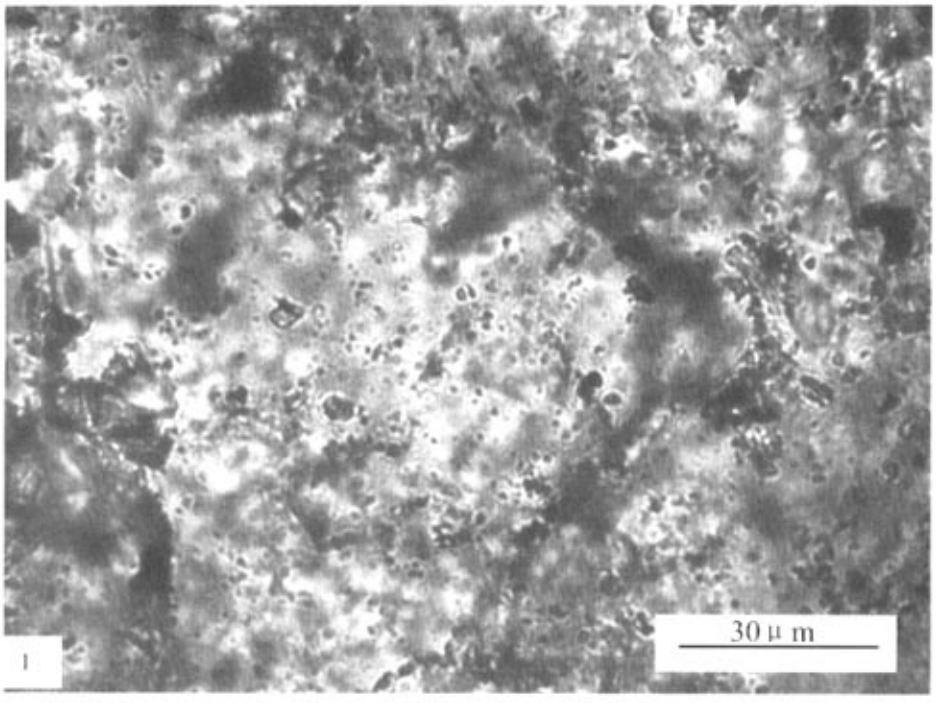

py
Au
100μm
3

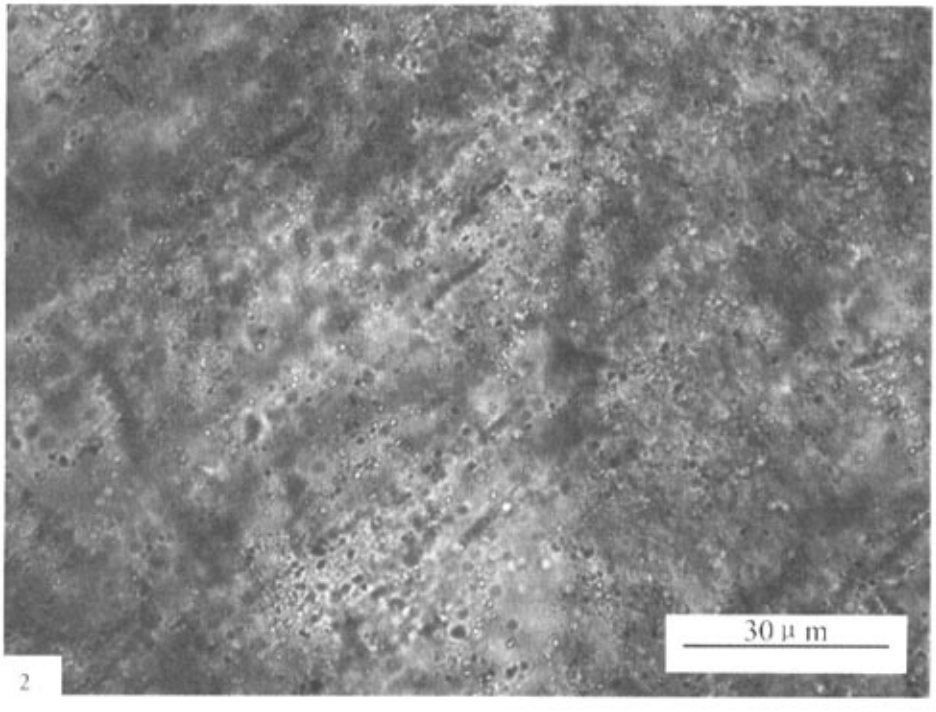

gl
py
200μm
4


py
py
200μm
5


cp
py
100μm
6

图版 VI





致　谢

岁月悠悠，光阴如梭。在本文完成之际，一桩桩往事注到心头。我怀着深深的感激之情，在此向几年来给予我谆谆教诲、潜心培养、真诚支持、热情帮助和鼓励的良师益友们致以最诚挚的感谢。

首先我要衷心感谢尊敬的导师顾雪祥教授，他渊博的学识、高尚的情操、特有的人格魅力引导我、激励我走向广袤的知识海洋，实现着人生的崇高理想。感谢导师对学生成长的每一步所付出的关爱及学生前进的每一步所提出的严格要求。感谢导师无论是在本文的定题、研究思路、研究方法，还是主攻方向及整个研究工作中所付出的巨大心血。本文取得的每一项成果或创新均闪烁着导师智慧的熠熠光辉。在学期间，每听一次导师的教导或一次报告，都犹如明灯照亮学生前进的方向，原来科学的大海是如此的广阔，让人顿悟。顾老师渊博的知识，一流的学术水平，严谨的治学作风，博大的胸怀，将深深地影响我，使我终生受益。

衷心感谢副导师、山东黄金集团副总经理崔仑研究员给予的悉心指导与帮助。

衷心感谢唐菊兴教授，他站在矿床地质学、构造成矿动力学、资源勘查与评价学科研究的前沿，富有创新性的研究思路和工作方法给予作者多方启迪；感谢他长期以来给予作者的最无私的帮助。

衷心感谢师兄傅绍洪博士！几年的同窗生涯使我们结下了深深的兄弟情谊，他在野外工作和室内研究中都给了我极大的帮助。衷心感谢吕古贤研究员、郝献晟高级工程师！他们在课题研究中给予作者多方的支持和帮助。本文的许多成果里也有他们的智慧。

感谢钟康惠副教授，他对中国东部构造的见解是独到的，关于矿床成因的有益探讨令本文生色不少。

感谢母校成都理工大学，她传给我知识、启迪我梦想，为我提供成功的平台。尤其是研究生部、地球科学学院、图书管等相关单位和部门的众多领导和老师们，都以极大的热情支持我、帮助我，让我在学校这个文化氛围浓厚的大社会里学习知识、吸收营养、培养才能，走过了一个又一个人生的驿站，塑造了一个又一个人生辉煌。如果说在人生的道路上还谈得上成功的话，都要归功于我最热爱的母校。

在学习、科研和完成论文撰写的过程中，还得到了来自方方面面的大力支持和帮助。在这里我要衷心感谢山东黄金矿业股份公司王永顺副总经理，焦家金矿傅学生矿长、姜国东书记、何吉平书记！感谢焦家金矿的各位领导！他们的关心支持是作者完成学业和本文的巨大动力所在。衷心感谢丁岳详处长、于志晓副处长和企划处的同志们，他们无怨无悔地承担着本应有作者承担的工作任务，为本人的学业完成提供了极大的方便。感谢冯荣波部长、郑小礼副处长、孙之夫处长、朱日来处长及有关处室的领导，感谢他们长期以来给予作者学业和工作上的大力支持和帮助！他们无私的帮助使我的论文得以顺利完成，他们的真挚友情将激励作者终生奋斗不止。

感谢在论文完成期间给与帮助的老师、专家和领导！他们是：

成都理工大学的郑明华教授、阳正熙教授、李葆华教授、温春齐教授、肖渊甫教授、李佑国教授、李志军老师、付红老师、顾笑萍老师；中国科学院地球化学研究所的王世杰研究员；宜昌地质研究所的汪雄武研究员、于桂香老师。

感谢中科院地球化学研究所的司荣军博士、陈兰博士、李运洪博士、李健博士，成都理

工大学的王乾博士、丁枫博士及夫人、马田生硕士、凌娟硕士、张丽硕士、郭娜硕士、陈生华硕士等对本文的无私帮助及付出的劳动！感谢江元生博士、董树义博士及夫人、张宪依博士、李发源博士、郭衍游博士、丁勇博士、南征兵硕士、严冰硕士、孙渝江硕士，与他们一起交流学习，使我开阔了视野，引发了思路，激起了灵感。无论在天涯海角，这种纯洁的友谊将是作者珍藏一生的宝贵财富。也感谢在学期间 2002 级博士班的全体同学。

感谢贵阳地球化学研究所矿床室及宜昌地质研究所为样品鉴定与测试工作提供的帮助！此外，向在论文中被引用资料的单位及个人表示感谢！在贵阳工作期间，得到了中国科学院地球化学研究所许多部门和同志的帮助，在此一并表示感谢！

当然，特别要感谢作者的妻子赵华娜女士。她具有默默贤惠、勤俭持家、淡然离俗、不问世事的高尚品德，正是由于她对家庭的挚爱和忘我的牺牲精神，承担起一切原本由作者承担的事务，促使作者全身心投入到工作和学习中；也感谢刚刚懂事的儿子庞开元。他们的理解和支持是作者顺利完成学业的原动力之一。

最后，还要向 7 位匿名评审论文的专家致敬！感谢他们在百忙中审阅作者的论文，并提出了许多宝贵的意见和建议。

主要参考文献

1. 曹新志，孙华山，徐伯骏.关于成矿预测研究的若干进展［J］.黄金，2003,24(4)：11-14.
2. 陈柏林.金矿床和金成矿作用研究进展［J］.地质评论，2001，47(1)：111－112.
3. 陈光远，孙岱生，邵伟.胶东金矿成因矿物学与找矿[M].重庆：重庆出版社，1989.
4. 陈衍景, Franco PIRAJN0,赖勇,等. 胶东矿集区大规模成矿时间和构造环境[J]. 岩石学报, 2004, 20(04): 907-922.
5. 陈毓川，裴荣富，宋天锐，等.中国矿床成矿系列初论［M］.北京：地质出版社，1998.
6. 陈振胜，张理刚，刘敬秀，等.胶东不同类型金矿氧同位素地球化学成矿特征及产状模式[J].华南矿产与地质. 1996，(2): 44－51.
7. 陈振胜，张理刚，刘敬秀，等.胶东区域岩石铅同位素地球化学背景研究[J].地质找矿论丛.1994，9(1):65－78.
8. 寸圭.“八五”黄金地质科研及其找矿效果［J］.黄金科学技术，1999，7(2)：1－8.
9. 代西武，杨建民，张成玉，等.利用矿床原生晕进行矿床深部隐伏矿体预测［J］.矿床地质.2000，19(3)：245－256.
10. 邓军，杨立强，孙忠实，等.矿源系统地质－地球化学例析[J].现代地质.2000，14(2): 165－172.
11. 邓军，杨立强，方云，等.胶东地区壳－幔作用与金成矿效应[J].地质科学.2000，35(1): 60－70.
12. 丁式江，翟裕生.胶东焦家金矿蚀变岩中元素的质量迁移［J］.地质与勘探，2000,36(4)：28－31.
13. 邓聚龙.灰色系统基本方法[M].武汉：华中理工大学出版社，1987.
14. 丁清峰.煌斑岩及其与金矿关系研究的进展［J］.世界地质，2001,20(1)：17-25.
15. 关康，罗镇宽，苗来成，等.胶东招掖郭家岭花岗岩锆石 SHRIMP 年代学研究[J].地质科学.1998，33(3): 318－328.
16. 郭涛，邓军，吕古贤.焦家金矿床容矿裂隙特征及流体运移机制[J].地质找矿论丛.1999，14(2): 65－78.
17. 候景儒，郭光裕.矿床统计预测及地质统计学理论的应用[M].北京:冶金工业出版社.1993.
18. 黄德业.胶东金矿成矿系列硫同位素研究[J].矿床地质.1994，13(1): 75－87.
19. 胡世玲，王松山，桑海清，等.山东玲珑和郭家岭岩体的同位素年龄及其地质意义[J].岩石学报，1987, (3):83-89.
20. 胡受溪，王鹤年，王德滋，等.中国东部金矿地质学及地球化学［M］.北京：科学出版社，1998.
21. 江为为，郝天珧，于昌明.山东栖霞百里店地区综合地质地球物理研究［J］.地球物理学进展，1997，12(2)：41－49.
22. 纪瑛瑛，孙忠实.灰色系统理论在海沟金矿成矿预测中的应用[J].吉林地质.1999，18(4): 38－42.
23. 金章东.江西德兴铜厂斑岩体铜矿品位的分形结构[J].矿床地质.1998，17(4):363－368.
24. 李昌年.火成岩微量元素岩石学［M］.武汉：中国地质大学出版社，1992.
25. 李德亭.焦家金矿床深部矿化及工艺矿物特征(硕士学位论文).北京科技大学，2001.
26. 李德亭，庞绪成，李纪玉.山东焦家金矿床深部矿石矿物成分及微量元素特征［J］.华南地质与矿产，2002，(1)：10－16.
27. 李厚民，毛景文，沈远超，等.胶西北东季金矿床钾长石和石英的 Ar-Ar 年龄及其意义[J].

矿床地质.2003，22(1):72－77.
28. 李华芹，刘家齐，魏琳.热液矿床流体包裹体年代学研究及其地质应用[M].北京：地质出版社，1993.
29. 李惠，张文华.胶东大型金矿床的地球化学分带特征［J］.贵金属地质.1999，8(4)：217－222.
30. 李惠芬等. 鲁西花岗岩一绿岩带［M］. 北京：地质出版社，1992.
31. 李献华，孙贤钵."煌斑岩"与金矿的实际观察与理论评述［J］. 地质论评，1995，41(3)：252－260.
32. 李兆鼐等著.中国东部中、新生代火成岩及其深部过程［M］.北京：地质出版社，2003.
33. 李兆龙，杨敏之.胶东金矿床地质地球化学［J］.天津:天津科学技术出版社,1993.
34. 林丽，朱利东.蓝细菌聚金作用实验研究［J］. 地质科学，1998，33(4)：483－488.
35. 林蔚文，殷秀兰.胶东金矿成矿流体同位素特征［J］.岩石矿物学杂志.1998，17(3)：249－259.
36. 刘家军，郑明华，顾雪祥，等.海底喷流作用对金富集成矿的作用[J].矿产与地质，1997，11(5)：289－295.
37. 刘建明，刘家军，郑明华，等.微细浸染型金矿床的稳定同位素特征与成因探讨［J］. 地球化，1998，27(6)：585-591.
38. 刘英俊，曹励明，李兆麟，等.元素地球化学［M］.科学出版社，1984.
39. 卢作祥等. 胶东焦家金矿田断裂控矿特征及矿化富集规律[A]. 中国金矿主要类型区域成矿条件文集[C]，5.胶东地区. 北京：地质出版社，1988：85-117.
40. 吕古贤，孔庆存.胶东玲珑一焦家式金矿地质[M].北京：科学出版社，1993.
41. 吕古贤，孙之夫，郝献晟，等.山东焦家金矿隐伏矿床构造物化探预测及构造物理化学研究［R］.山东省焦家金矿，地质矿产部地质力学研究所，山东省冶金地质勘查局二队，1995.
42. 吕古贤，林文蔚，罗元华，等.构造物理化学与金矿成矿预测[M].北京：地质出版社，1999.
43. 吕古贤.胶东玲珑-焦家式金矿床矿源岩系(序)列研究[J].地质地球化学.2001，29(3)：140-143.
44. 吕国安.成矿区带地球化学异常评价方法［M］.北京：冶金工业出版社，2002.
45. 栾世伟等.金矿床地质与找矿方法［M］.成都：四川科学技术出版社，1987.
46. 罗镇宽，关康，王曼祉，等.中国金矿床概论［M］.天津：天津科学技术出版社，1993.
47. 骆万成，伍勤生.应用蚀变矿物测得胶东金矿的成矿年龄[J].科学通报，1987，32：1245－1248.
48. 马田生. 山东焦家金矿床深部成矿预测研究(硕士论文).成都理工大学，2004.
49. 毛景文.矿床学研究的一些最新动态［J］.矿床地质，1997，16(4)：61.
50. 苗来成等.山东招掖金矿带内花岗岩类侵入体锆石 SHRIMP 研究及意义［J］.中国科学(D辑)，1997,27(3)：207－213.
51. 欧阳宗圻，李惠，刘汉忠.典型有色金属矿床地球化学异常模式［M］.北京：科学出版社，1990.
52. 庞绪成，郝献晟，孙之夫，等.焦家金矿床地球物理、地球化学特征及异常模式［J］. 黄金.1999，20(2)：1－6.
53. 庞绪成，孙之夫.焦家金矿床矿体赋存规律及深部预测［J］.山东黄金.1998，(2)：30-34.
54. 庞绪成，王玉平，郑广玉，等.焦家金矿床成矿元素富集及成因分析[J].黄金科学技术.2003，11(2)：15-19.
55. 裘有守，王孔海，杨广华，等.山东招远一掖县地区金矿区域成矿条件[C].沈阳:辽宁科

学技术出版社，1988.
56. 曲晓明，王鹤年. 郭家岭岩体壳幔岩浆混合作用与侵位机制的动力学研究［J］.地质科学.1997，32(4)：445－454.
57. 山东招金集团公司.招远金矿集中区地质与找矿[M].北京：地震出版社，2002.
58. 宋明春，王沛成主编.山东省区域地质[M].济南：山东省地图出版社，2003.
59. 邵世才.剪切带型金矿床中含金石英脉的一种可能成生机制［J］.1994,18(2)：155-162.
60. 沈远超，谢宏远，李光明，等.山东蓬家夼金矿基本地质特征及其找矿方向［J］.地质与勘探，1998，34(5)：3-5.
61. 石昆法，张庚利，李英贤，等. CSAMT 法在山东蓬家夼地区层间滑动角砾岩型金矿成矿预测中的应用［J］.地质与勘探，2001，377(1)：86-90.
62. 帅德权，胡晓强.我国菌藻生物成因的金矿研究［J］.黄金地质，1995，1(2)：1-8.
63. 孙景贵.胶东地区地质体的含金性与金成矿关系［J］.地质找矿论丛.1999，14(2)：43-54.
64. 孙景贵，胡受溪，赵懿英，等.初论胶东地区金矿成矿模式［J］.矿床地质.2000，19(1)：26-36.
65. 涂光炽.本世纪 80 年代地球科学若干问题的进展［J］.地质评论，1990，35(6)：510-517.
66. 涂光炽.超大型矿床的寻找与研究的若干进展[J].地学前缘，1994，1 (3-4):45-53.
67. 涂光炽.过去 20 年矿床事业发展的概略回顾［J］.矿床地质，2001，20(1)：1-9.
68. 王鹤年，徐克勤，陈延安，等.胶东中元古代玲珑花岗岩及后期叠加改造作用的地质地球化学证据［J］.南京大学学报(地球科学版).1988，(1):105-118.
69. 王鹤年，汪耀.山东焦家金矿床的成因探讨[J].地质评论.1991，37(3)：250－257.
70. 王学求，谢学锦.金的勘查地球化学［M］.山东科学技术出版社，2000.
71. 文子中.玲珑花岗岩同位素年代学问题讨论［J］.山东地质，1985,1 (2): 1- 9.
72. 吴磊伯，沈淑敏.经向构造体系的分布规律及其地质力学意义.地质力学文集(6)[C]，1982.
73. 伍宗华，古平等著.隐伏矿床的地球化学勘查［M］.北京：地质出版社，2000.
74. 伍家善、耿元生、沈其韩等.中朝古大陆太古宙地质特征及构造演化［M］.北京：地质出版社，1998.
75. 夏湘蓉，李仲钧，王根元.中国古代矿业开发史［M］.北京：地质出版社，1980.
76. 肖庆辉，邓晋福，马大铨，等著.花岗岩研究思维与方法［M］.北京：地质出版社，2002.
77. 徐红，徐光平.胶东煌斑岩的地球化学特征及成因探讨[J].岩石矿物学杂志，2000，19(1)：36-44.
78. 徐克勤等.华南花岗岩地质与成矿花岗岩地质及其与成矿的关系［M］.南京：江苏科学技术出版社，1984.
79. 徐金方，沈步云，牛良柱，等.胶北地块与金矿有关的花岗岩类的研究［J］.山东地质，1989，5 (2)：1-125.
80. 徐金方.玲珑复式岩基的构成及其形成时代［J］.岩石学报，1991，(2)：43-49.
81. 徐九华，谢玉玲，申世亮. 小秦岭与胶东金矿床的成矿流体特征对比［J］. 矿床地质. 1997，16(2)：151-162.
82. 杨敏之，吕古贤.胶东绿岩带金矿地质地球化学[M].北京：地质出版社，1996.
83. 杨言辰，王文学，乔君义.吉林晖江微细浸染型金矿床地质特征及成因研究［J］.吉林地质，1997，16(1)：42-50.
84. 杨忠芳，徐景奎，赵伦山，等.胶东区域地壳演化与金成矿作用地球化学[M].北京：地质出版社,1998.
85. 姚凤良，刘连登.胶东西北部脉状金矿[M].长春：吉林科学技术出版社，1990.
86. 于昌明.CSAMT 方法在寻找隐伏金矿中的应用[J].地球物理学报，1998，411(1)：133-138.

87. 余汉茂.胶东西北部地区岩石同位素地质年代学研究[J].山东地质.1987,3(1):75-88.
88. 于又华，祁风茹，程玉明.世界金矿勘查及黄金工业的发展［J］.黄金科学技术，2000，8(2)：1-9.
89. 余中平.成矿与找矿导论［M］.北京：冶金工业出版社，1998.
90. 张鸿钊.古矿录［M］.北京：地质出版社，1954.
91. 张理刚，陈振胜，刘敬秀.焦家式金矿水一岩交换作用一蚀变岩石氢氧同位素组成研究［J］.矿床地质，1995,14(3)：261－272.
92. 张韫璞，孙之夫，姜洪利，等.山东莱州市焦家金矿床地质勘探一生产勘探总结地质报告［R］.山东省地质矿产局第六地质队，山东省焦家金矿 1996.
93. 张振海，张景鑫，叶素芝.胶东金矿同位素年龄的厘定[M].北京：地震出版社. 1994.
94. 赵利青，李占芳，李志宏,等.现代金矿成矿理论的若干进展[J].黄金地质，2004,10 (2)：59-68.
95. 赵振华，涂光炽.中国超大型矿床(II)［M］.北京：科学出版社，2003.
96. 曾庆栋，沈远超，刘铁冰，等.胶东牟平发云夼金矿区地球物理综合找矿研究［J］.湘潭矿业学院学报，2001，16(4)：17-19.
97. 翟裕生，邓军，宋鸿林.同生构造对超大型矿床的控制［J］.中国科学(D 辑)，1998,28(3)：214－218.
98. 翟裕生.成矿系统分析与新类型矿床预测［J］.地学前缘，2000,7(1)：123－132.
99. 朱奉三.混合岩化热液型金矿床成矿作用初步研究-以招掖地区的金矿床为例[J].地质与勘探.1980，(7):1-9.
100. 朱奉三.中国金矿床的成因类型划分及基本特征研究.国际金矿地质与勘探学术会议论文集[C].沈阳:东北工学院出版社. 1989. 12-20.
101. Barbarin B. Granitoids main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. Geol. J. 1990, 25: 227-238.
102. Barbarin B. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. . Geology. 1996, 24: 295-298.
103. Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origrins and their geodynamic environments. Lithos. 1999, 46: 605-626.
104. Barley, M. E., Groves, D.I.. Supercontinent cycles and the distribution of metal deposits through time. Geology, 1992, 20: 291-294.
105. Batchelor, R. A., Bowden, V. P.. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multications parameters. Chem. Geol. 1985, 48(1): 43-55.
106. Beccaluva, L. et al. Petrology of northern Apennine ophiolites and composition with other Tethyan ophiolites, In Ophiolites, ed. By Panayioton, A., Proc. Int. Ophiolites Symp., Nicosia, Geol. Sury. Dep., 1980: 313-337.
107. В.Ъ.Хацич,В.В.иванов,А.В.Зинько 著，刘连登等译.黄金开采和勘探发展的世界趋势[J].世界地质，1998，17(3)：36-40.
108. Boyle, R.W.. The geochemistry of gold and its deposits, Geological Survey Bulletin 280, 1979.
109. Cameron E. M.，Hattori K.著，杨剑光泽．太古代金矿化和氧化热液流体［J］．地质地球化学，1988，9：42－54.
110. Cameron E. M.. Derivation of gold by oxidative metamorphism of a deep ductile shear zone: Part 1. Conceptual model. Journal of Geochemical Exploration. 1989，31；135-147.
111. Clayton, R. N.,O'Neil, J. R., Mayeda, T. K.. Oxygen isotope exchange between quartz and

water, J. Geophys. Res.. 1972, 77(17): 3057-3067.
112. Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J. and Chappell, B.W.. Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia, Contrib. Mineral. Petrol., 1982, 80: 189-200.
113. Daly, R.A.. Igneous rocks and the depots of the earth, McGraw-Hill, New york. 1933.
114. Doe, B. R. et al.. Plumbotectonics. In: Barnes, H.L. (ed.). Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York: Wiley, 1979: 22-70.
115. D.S.巴尔克［美］著，黄福生等译.火成岩［M］.北京：地质出版社，1992.
116. Eby, G. N.. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. Geology, 1992, 20: 641-644.
117. Enkin, R. J., Yang Z. Y., Chen Y., Courtilot, V.. Palaeomagnetic constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the persent. J. Geophys. Res., 1992, 97: 13953-13989.
118. Grant J A. The isocon diagram-A simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration [J] . Econ Geol ,1 986 ,81 :1976-1982.
119. Groves D J，Goldfarb R J，Gebre-Mariam M, et al. Orogenic gold deposits:A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types[J]. Ore Geology Reviews，1998，13:7-27.
120. Hacker, B. R., Gnos, E., Ratschbacher, L. et al.. Hot and dry xenoliths from the lower crust of Tibet. Science, 2000, 287: 2463-2465.
121. Harris N. B. W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G.. Geochemical characteristics of collisionzone magmatism, In Collision Tectonic, ed. By Coward, M.P. et al, Geol. Soc. Sp. Publ..1986, 19: 67-81.
122. Hawkesworth, C. J., Hergt, J.M., Ellam, R.M. and McDermott, F.. Element fluxes associated with subduction, related magmatism, Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A, 1991,335:393-405.
123. Hine, R., Williams, O.S., Chappell, B.W. etc. Contrasts between and S-type granitoids of the Kosciusko batholith, Journ. Sco.Austra.,1978,25:4.
124. Kerrich Robert，Goldfarb Richard, Groves David, et al. The characteristics, origins and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces[J]. Science in China (Series D)，2000，43(Supplement):1-68.
125. Laznicka Peter. Quantitative relationships among giant de posits of metals[J].Econ . Geol，1999，94:455-473.
126. Maniar P. D., Piccoli P.M.. Tectonic discrimination of granitoids. Geol. Soc. Am. Bull. 1989, 101: 635-643.
127. Myers, R.E. and Breitkopf, J.H.. Basalt geochemistry and tectonic settings: a new approach to relate tectonic and magmatic processes, Lithos, 1989,23: 53-62.
128. Newman J, Mitra G. Lateral variations on mylonite zone thickness as imfluenced by fluid-rockinterctions , Linville Falls fault , North Carolina[J] . J Struct Geol , 1993 , 15 : 849-863
129. Nesbitt B. C.，Murowchick J. R.，Muhlenbachs K. Dual origins of lode-gold deposits in the Canadian Cardillers. Geology. 1986，14：501-509.
130. Pearce, T. H.. A contribution to the theory of variation diagrams, Contrib. Mineral. Petrol., 1968, 19: 142-157.

131. Pearce, J. A.. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, In Andesites, ed. By Thorps, R.S., Chichester,Wiley, 1982: 525-548.
132. Pearce, J. A., Harris, N. B. W., and Tindle, A.G.. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petology, 1984,25(4):956-983.
133. Pitcher, W. S.. Granite type and tectonic environment. Mountain Building Processes, London. 1983,19-40.
134. Pitcher, W. S.. Granites and yet more granites forty years on. Geologische Rundschau. 1987, 76(1):51-79.
135. Qiu Y M, Groves D I, McNaughton N J et al. Nature, age and tectonic setting of granitoid-hosted, orogenic gold deposits of the Jiaodong Peninsula, eastern North China craton, China. Miner.Den.,2002,37:283-305.
136. Rickwood, P.C.. Boundary lines within petrologic diagram which use oxides of major and minor elements, Lithos, 1989,22: 247-263.
137. Sheralong, J. W. and Black, C. P.. Chemical evolution of granitic rocks in the east Antarctic shield, with particular reference to post-orogenic granites, Lithos,1988,21:37-52.
138. Rock N M S. Lamprophyres[M].U K Blackie: Glasgow, 1991.
139. Sun, S.S.. Lead isotopic study of young volcanic rocks from midocean ridgem ocean island and island arcs, Phil. Trans. R. Soc. London A297, 1980:409-445.
140. Taylor, H. P.. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks, Contrib. Mineral, Petrol.. 1968,19(1):1-17.
141. Taylor, S. R. et al. Genetic significance of Co, Ni, Cr, Sc and V content of andesites, Geochim. Cosmochim. Acta, 1969,33:275-286.
142. Taylor, S. R.. Trace element chemistry of Andesites and Associated Calc-Alkaline Rocks. Proceedings of the Andesites Conference, Oregon Dept. Geol. Mineral Ind. Bull., 1969,65: 43-63.
143. Taylor, S. R., McLennan, S. . The Continental crust: Composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, 1985,209-230.
144. Thompson, R. N.. Magmatism in the British Tertiary volcanic province. Scott. Journal of Geology, 1982,18: 49-107.
145. Voo, R. V., Spakman, W., Bijwaard, H.. Mesozoic subducted slabs under Siberia. Nature, 1999, 397: 246-249.
146. Wang D Z, Zhou X M.Origin of Late Mesozoic Granitic Volcanic-Intrusive Complexes in Southeast China and Crustal Evolution.Beijing; Science Press (in Chinese),2002.
147. Wang H N, Xu K Q, Chen Y A et al.The middle Proterozoic Linglong gneissic granite and the geological and geoehemical evidence of its late transformation effects.In:Tu G Z, Xu K Q, Qiu Y Z(eds.).Petrogenesis and Mineralization of Granitoids. Beijing;Science Press,1992:464-473.
148. Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chppell, B.W.. A-type granites: geochemical characteristics discrimination and petrogenesis, Contrib. Mineral. Petrol., 1987, 95: 407-419.
149. Wood, D.A.. A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for midocean ridge basalts from geochemical evidence, Geology, 1979,7: 499-503.
150. Xuexiang Gu. Turbidite-hosted Micro-disseminated Gold Deposits. Chengdu: Printing Factory of Chengdu Institute of Technology. 1996.
151. Zartman, R. E., Doe, B. R.. Plumbotectonics-the model. Tectonophysics. 1981,75:135-162.

152. Zhao X. X., Coe, R. S., Zhou Y.X., Wu H. R., Wang J.. New plaeomagnetic results from northern China: Collision and suturing with Siberia and Kazakhstan. Tectonophysics, 1990,181:43-81.
153. Zhou, X.H. and Armstrong, R.L.. Cenozoic volcanic rock of eastern China-secular and geographic trend in chemistry and strontium isotopic composition, Earth Planet. Sci. Lett., 1982,53: 301-329.