D91254

分类号：_____ 单位代码：10697

密　级：_____ 学　　号：200421055

西北大学

硕士学位论文

题目：甘肃省文县阳山超大型金矿床地质与地球化学特征及其矿床成因

作者：张存旺

指导教师：张复新　专业技术职务：教授

学科(专业)：矿物学、岩石学、矿床学

答辩日期：_____　学位授予日期：_____

二〇〇七年五月

甘肃省文县阳山超大型金矿床地质与地球化学特征及其矿床成因

摘　要

阳山金矿床位于我国陕、甘、川交界的西北金三角地带，是我国目前发现的最大的微细浸染型金矿床。研究表明，阳山金矿不仅具有经典卡林型金矿的共同而典型的特征，而且，作为超大型金矿，记录了一般矿床所不具备的成矿作用和地质特征的复杂性，尤其是卡林型与类卡林型矿体的共存与过渡。对该矿床的研究，从科学研究和完善认识的角度而言，具有重要的理论意义。从勘探开发以及经济发展的角度具有重要的现实意义。

研究取得如下成果和认识：

矿床位于中国扬子大陆-华北大陆-松潘-甘孜地块三大构造域（华北-扬子-松潘）会聚转化形成的构造结中的南秦岭区内的局限拉张裂陷盆地里，且发育含矿性好的沉积建造，特殊的构造背景和有利的沉积建造对成矿有利。含矿岩系为本区泥盆系三河口群一套 Au 含量较高的碳-硅-泥一灰质沉积地层，其中发现大量含砷异常（含砷约 0.15%）的草莓黄铁矿，在粉砂质泥板岩和石英粉砂岩薄互层中，发现泥质鲕粒；韧-脆性剪切构造序列发育，是矿化形成的主要动、热来源，矿体就位于韧-脆性剪切构造最发育的扩容空间里，与围岩呈渐变过渡关系。斜长花岗斑岩体顺层侵入，呈构造透镜体状，成为控矿构造带的组成部分，并普遍遭受矿化蚀变；金多以不可见金赋存于含砷黄铁矿及毒砂中，少量呈可见金赋存于石英脉中。含砷黄铁矿发育增生环带（内带含砷约 0.96%，外带含砷约 3.83%），载金矿物主要沿片理化带呈微细浸染状分布；

地球化学研究表明，阳山金矿的形成与富含Au、As、Sb、Bi、Hg等低温热液元素的成矿流体活动有关。流体活动向深部有减弱的趋势。矿床的成矿元素组合为Au-Ag-As-Hg-Sb-Ba-Te-Cu-Pb-Zn-Bi。矿区不同岩石、矿石的REE 含量变化较大，ΣREE 变化范围为4.58 $\times10^{-6}$～178.28 $\times10^{-6}$。斜长花岗斑岩ΣREE=82.41ppm，轻稀土明显富集，Eu明显亏损，球粒陨石标准化图解中呈右倾的"V"

型分布曲线，为地壳重熔型花岗岩，其类型表明了岩浆活动的多期次性。流体包裹体研究显示中-低温（均一温度分布在105～310℃）、低盐度（1.6%～10.4%）的热液矿床特征。硫同位素（$\delta^{34}S$为-29.0‰~13.23‰）组成特征表明硫是多种来源混合，地层S、生物S与岩浆S均参与了成矿作用。氢氧同位素（$\delta D_{包裹体SMOW}$为-92.4‰~-60.0‰，$\delta^{18}O_{石英SMOW}$为-3.23‰~22.7‰）组成特征表明成矿流体来源以大气降水为主，并有岩浆水参与。

从含矿岩系成矿物质预富集、构造作用改造、岩浆热液作用叠加、表生氧化这四方面对矿床的成矿作用演化展开论述。其中构造作用改造又分为早期韧性剪切作用、中期脆一韧性剪切作用和晚期脆性作用3个阶段。按照成矿作用演化将矿床的成矿期次划分为沉积预富集期，岩浆-构造-热液改造期和表生氧化期。其中岩浆-构造-热液成矿期又可按矿物特征与组合划分了6个成矿阶段。

阳山金矿床表现出明显的经典卡林型金矿特征：成矿地球化学元素组合具有严格的 Au-As-Hg-Sb 等组合；成矿作用形成的含金黄铁矿具有含砷增生环带，造成砷置换金属硫化物中硫时，使晶格中出现结构缺陷，导致金呈次显微形式赋存于含砷硫化物中。该矿床也表现出部分类卡林型金矿床特征，包括：浅成花岗岩侵入含矿岩系并呈构造透镜体直接参与控矿的韧性剪切带中；控矿的韧性剪切带中内部未变形的浅成花岗岩侵入体发生轻度中期阶段的黄铁矿-毒砂-绢云母化；由于矿化充分，中晚期阶段出现大量含矿石英脉体，并有显微明金出现。矿床的卡林型特征主要出现在成矿作用的早一中期以及脆性变形的末期辉锑矿化阶段，类卡林型特征主要出现于成矿的中一晚期阶段。

综上所述，阳山金矿是受特定地层-岩相一岩性、构造控制并和岩浆活动有成因联系的金矿床。即在泥盆纪本区沉积了一套含金背景较高碳-硅质细碎屑岩系，薄互层韵律极其发育，刚-塑岩性相间，有利后期脆-韧性剪切构造的充分改造。加之燕山早期岩浆活动，和足够的含矿热液保障，使建造中的金得到充分活化、运移，最终在有利的成矿扩容构造部位沉淀富集，大致经历了沉积预富集-构造叠加改造-岩浆活动叠加的成矿作用过程。以上表明阳山金矿的沉积-岩浆叠加-构造及热液改造的多因复成特征。为超大卡林一类卡林复合型金矿床。

关键词：阳山金矿；矿床地质与地球化学；成矿作用演化；矿床成因；控矿因素；卡林-类卡林复合型

Yangshan superlarge gold deposit geology and geochemistry characteristic and ore deposit origin in Wenxian County ,Gansu Province

Abstract

Yangshan gold deposit located in the northwest trigile gold belt which tie three provinces of Shanxi, Gansu and Sichuan, is the largest fine-grained disseminated gold deposit currently. This article studies indicated, Yangshan gold deposit not only has the classical characteristic of Carlin type gold deposit, moreover, this superlarge gold deposit has recorded the complexity of mineralization and the geological haracteristic which the common gold deposit does not have, in particular ore-body of carlin and carlin-like compound type gold deposit coexistence and transition. The development to this ore deposit research, and consummates the understanding to the scientific research to have the important theory significance. has the important practical significance to the exploration development as well as the economical development.

The research yields the following result and knew that, The Yangshan gold deposit, located in the particular geotectonic position of convergent transform of Yangtze craton, Sino Korean craton and Song pan plot, also the growth contains the ore good sedimentary formation, the special structure background and the advantageous sedimentary formation are advantageous to the mineralization. The auric rock is a suit of auric carbon-silicon-mud stratum of Devonian, which contains abundant strawberry pyrite with unusual A_S, and muddy oolite has been found in the thin alternation of powdery sand shale and quartziferous powdery sandstone. Tenacity-brickle shearing structure sequence develops very well, and the Plagiogranite body intruded along stratum. Orebodies distribute along the fault belt equidistantly like a string of beads, they are produced in the secondary cracked belt or shearing belt along the stratum. Au presents with ulmicrostucture and sightless state in pyrite and arsenopyrite containing unusual As。Pyrite with unusual as develop

hyperplastic zone-inner lower as zone and outer higher as zone. The minerals carrying Au distribute along the slice belt with micro-dissemination state.

The geochemistry research indicated that, Yangshan gold deposit formation is relevant to the mineralization fluid activity ,which richly contains low temperature hydrothermal element for example of the Au, As, Sb, Bi, Hg and so on. The fluid activity has the tendency to the depth portion which weakens. The ore deposit ore forming element combination is Au-Ag-As-Hg-Sb-Ba-Te-Cu-Pb-Zn-Bi. The ΣREE of Plagiogranite is 82.41ppm, the LREE enrich and Eu waned obviously .The curve of Chondrite- normalized diagram leans to right with 'V mode, so the Plagiogranite came from remelting lithosphere, and the Plagiogranite types indicate the magma had intruded many times. Fluid inclusions in quartz have homogenization temperatures from 105℃ to 310℃,salinity ranges from 1.6 to 10.4 NaCl equivalent wt percent,demonstrates the hydrothermal deposit characteristic. The sulfur isotope (δ^{34} S values of mining area rock and ore range from -29.0‰ to 13.23‰) composition and characteristic to indicate the sulfur was the many kinds of origins mix, stratum S, biological S and rock magma S participated in the mineralization. The oxyhydrogen isotope (δD values of fluid inclusions in quartz from 92.4‰ to 60.0‰,δ^{18}O values of quartz from-3.23‰ to 22.7‰) composition and characteristic to indicate the mineralization fluid originates by the atmospheric precipitation primarily, and has the juvenile water participation.

This article evolves to the ore deposit mineralization from the ore rock is mineralizes the matter to concentrate, the structure transformation function, the rock magma hydrothermal superimposition function, the surface oxidation these four aspects in advance elaborates.Structure transformation function divides into the early time ductile sheer, the intermediate stage of brickle-ductile sheer and the later period brickle structure three stages. This article divides the ore deposit mineralization time for the period of the matter to concentrate ,the period of rock magma-structure-hydrothermal transformation and the period of surface oxidation. The period of Rock magma-structure-hydrothermal mineralization might has divided six mineralization stages according to the mineral characteristic and the combination.

The Yangshan gold ore deposit displays the classical Carlin type gold ore characteristic includes: The mineralization geochemistry element combination has include stricted the element of Au-As-Hg-Sb and so on. the arsenic-rich pyrite contains gold distribute as-rich rims, when arsenic replacement sulfur of the metal sulfides ,the causes in the crystal lattice to have the fault of construction, and causes gold save in the arsenian sulfide as the form of submicrometer-size gold. This ore deposit displays the Carlin-like type gold ore deposit characteristic includes: the granite invasion ore rock and assumes the structure lens directly to participation controls the ore in the tough shear zone.In the tough shear zone the granitoid intrusion occur the mild intermediate stage pyrite- arsenopyrite - silkmica. Because mineralizes is fully there reveals visible native gold in the midterm and later period quartz. The ore. deposit Carlin type characteristic mainly appears the early-midterm stage and the stibnite stage which distorts in the mineralization morning-intermediate stage as well as brittleness, the Carlin-like type characteristic mainly appears in the mineralization midterm-later period stage.

In summary, the Yangshan gold deposit is the specific stratum -lithological character, the structure control and has with the magmatic activity the golden ore deposit which the origin relates. There deposited a suit of rich auric carbon-silicon-mud stratum of Devonian , the thin interbed rhythm extremely grew, just -modelled the lithological character to alternate with, advantageous later period crisp - tough shear structure full transformation. Adds the early period magmatic activity, with enough contains the ore hydrothermal safeguard, enable in the construction the gold to obtain the full activation, the migration, finally expands in the advantageous mineralization allows the structure spot precipitation to concentrate, approximately experienced the deposition to concentrate the structure superimposition transformation-agmatic activity superimposition mineralization process in advance. All above indicated Yangshan gold deposit is directly cont rolled by Devonian sediment, magmatic activities and tectonic-hot liquid alteration. It is a superlarge carlin and carlin-like multiple type gold deposit.

Key words: yangshan gold deposit; ore deposit geology and geochemistry characteristic; mineralization evolution; ore deposit origin; controlling factors of deposit; carlin and carlin-like multiple type gold deposit.

西北大学学位论文知识产权声明书

本人完全了解学校有关保护知识产权的规定，即：研究生在校攻读学位期间论文工作的知识产权单位属于西北大学。学校有权保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和电子版。本人允许论文被查阅和借阅。学校可以将本学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存和汇编本学位论文。同时，本人保证，毕业后结合学位论文研究课题再撰写的文章一律注明作者单位为西北大学。

保密论文待解密后适用本声明。

学位论文作者签名：张东旺 指导教师签名：张复新

2007 年 5 月 31 日　　2007 年 5 月 31 日

西北大学学位论文独创性声明

本人声明：所呈交的学位论文是本人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。据我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，本论文不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得西北大学或其它教育机构的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

学位论文作者签名：张东旺

2007 年 5 月 31 日

前 言

甘肃阳山金矿床位于陕甘川交界的金三角地区,是1997武警黄金部队第十二支队发现的超大型金矿床。地理坐标为东经 104°39′27″～104°40′50″,北纬33°02′27″～33°03′06″。目前,该矿床控制的金资源量(332+333+334已超过300t,平均品位达到5.64×10^{-6}g/t[2]。为中国卡林型金矿超大规模第一例，是我国陆区单矿地质勘探储量最大的独立金矿床，也是世界6大卡林型金矿之一（Peter et al，2004；Kerrich et al，2000)。

一、论文选题的目的和意义

位于扬子大陆西北缘的南秦岭是我国重要的 Au-Ag-Hg-Sb-Ba 和 Au-Ag-Pb-Zn-Cu 成矿带，在该区已发现众多有代表性的金矿床（阳山)、铅-锌矿床（厂坝）和汞锑矿床（公馆)。自20世纪70年代中国发现卡林型金矿以来，短短十几年间，在该地区发现一大批卡林型金矿床，使得该地区成为金矿尤其是中国卡林型-类卡林型金矿床重要产地，被称之为中国的"西北金三角"。该区域自上世纪70年代后期发现第一例（二台子）经典卡林型金矿床以来，80年代曾经掀起新一轮找矿高潮，发现了十几例金矿床，其中不乏大型，其中包括在西秦岭寒武系中发现的拉尔玛大型金矿床。而从90年代至今，随着研究认识大大深化，找矿与研究不断有新的突破。世纪之交又提出"类卡林型金矿"的概念（张复新，2001)。随着对卡林一类卡林型金矿研究的深入，以甘肃阳山超大型金矿床为代表一批新的金矿床被发现。

综合现有研究认为：阳山金矿床表现出明显的卡林型金矿床特征如：成矿元素组合中出现 Au-As-Sb-Hg-Ba-Tl 组合;矿床产于伴随汞锑矿化减弱的矿化带上;原生矿石中金呈次显微—显微状，次显微金与含砷矿物密切共生。但同时该矿床特征又与经典卡林型金矿具有差异，表现在产出地质背景不同以往（分布于大陆内部的碰撞造山带部位的裂谷式洋盆而非经典卡林型的活动大陆边缘的弧后盆岭省)；赋矿岩系特殊（为一套浅海相碎屑岩－泥质岩－碳酸盐岩沉积建造)；控矿构造复杂；花岗斑岩脉及花岗细晶岩在矿带中呈构造透镜体状，是金矿体的组成部分；矿床微细脉-浸染状原生矿石中未见独立自然金、矿化带内石英脉不发

育、偶在晚期脉中发现明金。以上特征说明该矿床也表现出了一定的类卡林型金矿特征。。

由此可见，阳山金矿不仅具有了中美两国卡林型金矿的共同而典型的特征，代表了我国与美国卡林型-类卡林型金矿成矿构造背景之差异；而且，作为超大型金矿，记录了一般矿床所不具备的成矿作用和地质特征的复杂性，尤其是卡林型与类卡林型矿体的共存与过渡。同时因为现有研究以生产开发性为主等诸多原因，使得目前对该矿床的研究程度还很有限，从而导致对该矿床的成因机制、成矿模式、控矿因素等诸多问题依然不明确，对矿床类型的划分也众说纷纭，存在争议。所以，对这样一个同时具备特殊性和典型性并且超大规模的矿床开展研究，无疑会进一步完善超大型金矿床及卡林一类卡林型金矿的成矿理论，对本区乃至整个卡林一类卡林型金矿的研究重要的理论意义。

其次，通过对阳山金矿床的地质和地球化学及其矿床成因的研究，加深了对该矿床的认识，有助于矿床今后的开发开采。而且对本区以及同类型金矿的勘探提供了新的方向和思路，对推动该矿床进一步的开发开采和促进地方经济发展有重要的现实意义。

同时，由于该矿床具突出的典型性和代表性，并且论文指导老师长期在秦岭造山带从事矿床地质找矿与研究，对金矿尤其是微细浸染型金矿床（即卡林型）的研究具有很高造诣，在工作区所在南秦岭具有长期和良好的工作基础。因此，有理由相信，在良师的悉心指导之下，面对如此有意义的研究对象，作者本人的业务能力和水平也会有所长进。

综合以上分析，作者认为，开展对阳山金矿床的地质和地球化学及其矿床成因的研究，不仅丰富了超大型金矿床成矿理论，加深了对卡林一类卡林型金矿床的研究认识，而且通过对典型的阳山金矿床的深入研究，达到了指导野外勘查找矿、扩大金矿地质储量、解决生产实际问题、获得科研上的突破和生产上的收益等多重目的。同时也使得作者在该过程中有所收获。

基于以上原因，作者将甘肃阳山金矿床作为研究对象而开展对其地质和地球化学及其矿床成因的研究。

二、卡林型与类卡林型金矿床国内外研究进展

从上世纪 60 年代于美国内华达州发现第一例卡林型金矿至今，该类型金矿

的研究取得了长足的发展。随着找矿勘探的需要，诸多矿床学家对此类型金矿床作了深入的研究。

“卡林型金矿”这一名称最早由美国人 Radtke(1974)提出，指产于渗透性良好的角砾薄层碳质粉砂质碳酸盐岩中，呈微细浸染状的金矿床。

S B Romberger（1986）根据对美国卡林型金矿的研究认为，“矿床是由热液作用形成的;在成分不同的容矿岩石中所含细分散金具有经济价值;矿化很少受或不受组构的控制;矿石呈浸染状、细脉浸染状,金通常呈次显微或显微颗粒;矿床产在各个时代的沉积岩石中;矿化可能与第三纪某些热事件有关。”

R W Boyle(1984)将卡林型金矿称为“化学上有利于成矿的沉积岩层中的浸染状矿床。”

关于卡林型金矿床成因按照侧分泌成矿作用观点（Radtke，1980；Romberger，1986；和 Nesbitt，1988)提出金是从一定的含矿建造或容矿围岩中提取的，并通过造山构造环境形成的高热流地热系统，将金等成矿物质运移、沉淀于变形扩容带中，把该类矿床归属于沉积岩中的浅成低温热液矿床范畴。以 Sillitoe 和 Bonham(1990) 为代表的研究者提出，卡林型金矿床是与侵入体有关的岩浆热液系统的远端产物，金等成矿物质主要来源于岩浆，在侵入体为中心的矿化范围内，含金流体一般通过高角度断层的渗透通道，使含金热液长距离运移，这种构造使远端矿石沉淀场所与含矿侵入体一直保持连通。Geman(1989)、Hanington(1986，1988，1989)、Huston 和 Large 等(1989)根据所研究的卡林型金矿主要产于被动大陆边缘的局限拉张环境，提出金等成矿物质来源于海底热水沉积岩，矿床形成至少经历了海底喷流沉积和后期地质作用改造等地质事件。

从上世纪 70 年代中期卡林金矿理论引入中国至今，在我国扬子大陆西北(陕甘川)、西南缘（滇桂黔）发现了一批卡林型金矿床，“西北、西南金三角”初具雏形，显示出在国内，尤其是这两处寻找卡林型金矿床的巨大潜力和良好前景。而与之相应，我国对卡林一类卡林型金矿的研究也取得了长足的进展。进入上世纪 90 年代，随着研究认识大大深化，找矿取得重大突破。在滇-黔-桂勘查并扩大了板其、丫他、烂泥沟等大型金矿床，在南秦岭勘查并扩大了八卦庙(特大型)、阳山（超大型）金矿床。

随着卡林型金矿理论的引入以及找矿勘探的需要，国内诸多矿床学家（涂光炽，1994；张复新，1998，1999，2000，2002，2004；胡受奚，1988；刘东升，

1994；郑明华，1994；韦龙明，1997；谭运金，1999；陈柏林，2001；陈衍景，2004）对卡林-类卡林型金矿的地质特征及成因进行了研究，从而深化了对该类型金矿床的认识，丰富了卡林-类卡林型金矿的成矿理论。

涂光炽(1994)把卡林型金矿的特征总结为:①矿床多赋存于显生宙未变质的碳酸盐岩与细碎屑岩建造中;②矿床常出现于已知汞锑矿带及它们的附近或延伸方向;③原生矿石金矿物颗粒以微米级和次微米级占主导地位;④矿石金属矿物主要为含砷黄铁矿、毒砂、辉锑矿、辰砂、雄黄、雌黄，元素组合为As-Sb-Hg-Tl-Ba-Au,具较多易挥发元素;⑤是相当典型的层控浸染状低温浅成热液矿床。

张复新（1998，2001）对卡林型金矿的特征进行了比较完整的总结：①以沉积岩为容矿的卡林型金矿床，大多产于洋-陆及陆-陆俯冲-碰撞带两侧的局部拉张裂陷盆地中；②矿床成群成带出现，空间分布受陆内造山活动引发的区域性逆冲推覆断裂控制；③成矿元素以 Au-As-Sb-Hg-Ba-Tl 组合为特征，矿床显示中低温热液矿化特征；④原生矿石中金呈次显微-显微状，次显微金与与含砷矿物(含砷黄铁矿、毒砂、砷黝铜矿、雄黄、雌黄等)密切共生；⑤矿床围岩蚀变较弱，矿石与容矿围岩界限模糊过渡；⑥原生矿石难选冶，广泛采用堆浸喷淋选矿方法或全泥氰化。

同时，张复新又提出“类卡林型金矿”的概念（张复新，2001），认为该类型金矿是与经典卡林型金矿产于同一地质背景下，矿床地质和地球化学又有相似，又有差别的卡林型金矿变种，如八卦庙金矿。类卡林型往往与铅锌矿床与矿带共生一起，成矿元素地球化学以 Au-Pb-Zn-Cu-Te-Bi 组合为特点，自然金呈显微状，成矿与岩浆活动存在某些关系。

张复新（2002，2004）通过对秦岭卡林一类卡林型金矿的研究，得出了卡林一类卡林型两者在矿床分布、矿床组合系列、地球化学背景及矿床地质地球化学特征、金赋存状态存在可辨别的差异（表 1）。近年来对卡林型-类卡林型金矿床研究取的较大进展，各国及不同地区仍然存在研究水平的不平衡，一些研究难点至今进展缓慢，许多争论依然不绝。主要表现在：关于卡林型、类卡林型金矿概念或含义有待进一步明确和完善；卡林型、类卡林型金矿床的成矿作用与岩浆作用的成因关系有待深化研究和系统总结；卡林型与类卡林型金矿床的成矿地质背景和地球化学背景需要综合对比研究；急待将美国西部卡林型金矿与中国扬子板

块周缘卡林型-类卡林型金矿进行综合地质地球化学对比研究。可见，关于卡林一类卡林型金矿床研究仍有着较艰巨任务等待人们解决完成。

表 0-1 秦岭造山带卡林型-类卡林型金矿床差异特征对比

Table 0-1 Comparison of geologic features of Carlin-Like Carlin type gold deposits in Qinling orogen

矿床类型与特征	卡林型金矿床	类卡林型金矿床
空间分布规律	沉积岩系容矿的汞锑矿带延伸的矿化减弱方向	热水沉积铅锌矿带上部及铅锌矿化减弱处
矿床地质特征	微细浸染状矿石类型、蚀变强度较小	微细脉浸染状、细-中石英脉叠加，蚀变强度大
成矿元素组合	Au-As-Hg-Sb-Ba-Tl	Au-Pb-Zn-Cu-Te-Bi
载金矿物	含砷黄铁矿、雄黄、砷黝铜矿、有机碳	黄铁矿、黄铜矿、铅-锌硫化物、碲铋矿、石英
自然金颗粒粒度	次显微状（不可见）	显微状及肉眼可见
矿床共生系列	与汞锑矿床组成共生系列	与热水铅锌矿床组成共生系列
选矿难易	原生矿为难选冶	原生矿易选冶

三、阳山金矿床的发现与研究进展、存在问题

（一）矿床的发现

工作区位于川陕甘金三角地区，上世纪 80 年代，甘肃、四川的多家地质单位在 1：20 万水系沉积物异常查证时，在岩金堪察工作方面取得突破，先后发现新关、联合村等金矿床及一批化探异常。

武警黄金部队 12 支队 1995 年在观音坝～堡子坝一带开展 1：5 万水系沉积物测量工作圈定了一系列 NEE 方向展布异常。1996 年，进行异常查证时，在对高楼山～冯家塄一带进行 1：1 万土壤测量时，发现草坪梁金矿化点，同时在阳山一带发现金矿化脉。1997～1999 年 12 支队在阳山开展了岩金地质普查工作，正式发现阳山金矿。从 1997 年发现至今，该矿床已控制资源量超过 300t，为我国目前已发现的最大金矿床。

（二）阳山金矿床的研究进展和存在问题

近年来，随着阳山金矿床的探明储量的不断攀升，其意义和重要性不断提高。以武警黄金部队为代表，包括中国地大、中科院、北大等多家科研单位的研究人员介入阳山金矿床的研究。同时，随着大家关注度的增加，其研究水平和勘探程度也在迅速提高。短短数年时间，研究取得了极大进展。但同时，由于该矿床的复杂性，导致目前的研究也存在不少问题。

1．该矿床地质方面的研究进展和存在问题

在矿床地质方面，武警黄金部队齐金忠，郭俊华等（2002，2004）的研究认为阳山金矿为近年发现的一特大微细浸染型金矿床,已发现4个矿段，矿体均赋存于泥盆系三河口群的浅变质砂岩、千枚岩及灰岩中。矿床受安昌河一观音坝断裂及其次级断裂的控制，并且与斜长花岗斑岩脉有着较为密切的空间联系。矿体在平面上呈舒缓波状，在剖面上为脉状、似层状。金主要以次显微金赋存于黄铁矿和毒砂中，部分以微细粒金(2-3 um)包裹于毒砂、黄铁矿以及碳酸盐、粘土矿物之中，自然金中Au含量达95.47%。矿石中As, Sb及有机碳含量较高，并且Au与Ag、As、Hg、Sb、等中低温热液元素相关性明显。对矿床地质地球化学特征的研究表明,赋矿围岩为一套Ａｕ含量较高的碳、硅、泥质沉积,在沉积成岩及印支期区域浅变质过程中Ａｕ被初步富集,其后又叠加了燕山早期岩浆、热液活动,使Ａｕ进一步富集,从而形成了阳山叠加改造型微细浸染型金矿。

在构造方面，袁士松等（2004）认为阳山金矿位于扬子板块与秦岭造山带结合带上,矿体赋存于泥盆系三河口群浅变质碎屑岩建造中。矿床受地层、构造以及早侏罗世岩浆活动的共同控制,其中构造控制着岩浆、成矿流体的活动以及矿体的就位,为主要控矿因素。该矿床主要受安昌河—观音坝断裂带控制,带内一系列次级层间剪切带或次级断裂是金矿体的有利赋矿部位。成矿年代学研究及矿区构造应力分析表明,阳山金矿最终形成于第三纪早期,成矿前矿区应力以近ＳＮ向挤压为主,成矿期以ＮＥ向挤压为主,且应力大小与金矿化成正比。

该方面目前存在的问题包括：矿床成矿与构造关系密切，但矿区构造复杂，在大的构造带中间还发育众多小型蚀变构造带，这些大小构造带的展布规律及其小的蚀变构造带与成矿的关系还不明了；蚀变脉岩型矿石的出现，表明成矿与岩浆活动有关，在矿区出现的斜长花岗斑岩具多期次，而与成矿有关的具体为那一期，至今没有搞清楚；次外，由微细粒浸染型及其矿石矿物组合可以确定，矿床是与构造有关的，中低温的与热液有关的矿床，但对石英脉型明金的出现的原因没有作出合理解释。

2．该矿床地球化学方面的研究进展和存在问题

在地球化学研究方面，罗锡明，齐金忠等（2004）对阳山金矿的微量元素及稳定同位素的地球化学特征进行了深入的研究。矿床微量元素含量研究表明,矿

石中 Au、Hg、As、Bi、Sb 等元素较为富集,并且其间呈明显的正相关关系,显示阳山金矿的形成与富含 Au、Hg、As、Bi、Sb 等低温热液元素的成矿流体活动有关,向深部这些元素含量趋于降低,表明成矿流体活动趋弱。同样，对稳定同位素的认识如下：矿石石英的 δD 值为-60‰～-72‰,$\delta^{18}O_{H2O}$值为 8.0‰～10.1‰,表明成矿流体主要为岩浆热液;矿石黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值为-2.2‰～-0.7‰, 不同于泥盆系地层中沉积黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值(10.9‰),表明矿石硫为岩浆硫, 因而阳山金矿床的形成与岩浆热液活动密切相关。总之,H、O、S 同位素资料表明,阳山金矿不同于典型的卡林型金矿以及类卡林金矿床,其成矿流体与成矿物质均与岩浆热液活动有关。

刘伟（2003）在对阳山金矿床流体包裹体进行大量研究后总结该矿床流体包裹体的特征如下：①镜下石英和方解石中流体包裹体的类型丰富多样。据室温状态下流体包裹体的相态、加热状态下流体包裹体的性状及产出特征,鉴别出 2 种成因类型及 7 种物理状态类型;②流体包裹体显微测温结果显示本区的均温度在 105～310℃之间,主要集中在 260～310℃、220～240℃、150～190℃3 个区间,成矿流体组分体系接近于 $NaCl-H_2O-CO_2$ 体系,成矿流体密度估计在 0.35～1.02 g/cm^3 之间,成矿压力估计在 400×10^5～800×10^5 Pa 之间,流体包裹体盐度估计在 2.5%～10.4%NaCl 之间;③从流体包裹体成分分析获得的 pH 值为 6.91～7.1,还原参数 $n_{(CH4+CO+H2)}/n_{(CO2)}$的摩尔数比值在 0.009～0.050 之间,表明具有浅成中偏碱性和弱还原环境成矿的特点;④石英中流体包裹体的 δD_{SMOW}值为-92.4‰～-62.9‰,$\delta^{18}O_{石英SMOW}$值在-3 .09‰～+0.41‰之间,$\delta^{18}O_{H2OSMOW}$值在-12.13‰～-8.48‰之间。综合分析认为成矿可能主要与低温热液作用有关。

同时刘伟（2003）对稳定同位素进行了研究，其所测 $\delta D_{包裹体SMOW}$ 为-92.4～-62.9‰,$\delta^{18}O_{石英SMOW}$ 为-3.23～ 0.41‰,$\delta^{18}O_{H2OSMOW}$ 为-15.41～ 2.60‰，认为成矿流体来源是大气降水，

齐金忠（2003）等对黄铁矿、辉锑矿硫同位素组成的测试结果则显示阳山金矿矿石$\delta^{34}S$ 为-3.47~+13.23‰，表明其硫同位素组成相对富集 ^{34}S，并且以离散性较大为特征。认为地层硫与岩浆硫均参与了成矿作用。

此外，齐金忠（2005）结合阴极发光对矿区不同类型石英(细)脉中锆石进行的SHRIMP U-Pb年龄精确测定结果表明，微细浸染型矿石中锆石呈自形柱状，韵

律性环带结构发育，Th/U比值集中于0.5～-1.5之间，具岩浆岩锆石特征，锆石$^{206}Pb/^{238}U$年龄有三组，分别为197.6±1.7Ma, 126.9±3.2Ma,51.2±1.3Ma，其中前一组年龄与矿区斜长花岗斑岩脉的形成时代一致，而后两组年龄指示矿区存在白垩纪及第三纪隐伏岩浆岩体以及对应的岩浆热液活动，由此认为阳山微细浸染型金矿床的形成与中、新生代3次岩浆热液活动有关。

该方面存在问题主要是对于稳定同位素测试的结果存在争议，如硫同位素到底是岩浆硫还是地层硫，还是混合硫源；成矿流体来自大气降水还是岩浆水；为何会出现这些争议，如何解释。

3．该矿床类型划分方面的研究进展和存在问题

目前对于该矿床类型的划分主要包括以下观点：

⑴构造蚀变岩型：苏建平，张翔（2003）把阳山金矿划为金矿构造蚀变岩型。并认为在西秦岭这种类型金矿主要产于碧口隆起带边缘泥盆纪断陷盆地内的绢云千枚岩、绢云石英千枚岩、白云岩、细晶灰岩以及中酸性脉岩、石英脉发育处，成矿作用受断裂控制,成矿方式以裂隙充填和蚀变交代为主,并多与岩浆热液有关。不过该观点并没有得到大家的普遍认同；

⑵经典卡林型：马光，刘继顺，宫丽等（2004）以及董玉书（2003）根据阳山金矿的赋矿围岩特征、矿石矿物组合特征及其金矿物的赋存状态，比照同区其他卡林型金矿，认为阳山金矿床属于经典卡林型。这种认识得到了一定认可。但是，由于阳山金矿的特殊性，例如石英脉型明金的发现等情况没有得到及时准确的解释，使得这种观点也遭到了很多质疑。

⑶类卡林型：孙树浩（2005）根据阳山金矿含矿岩系既有沉积岩，又有具脆性变形的岩浆岩的特征，而其他地质地球化学特征类似于经典卡林型的特征，认为其矿床类型为类卡林型。但是，一般类卡林型金矿（张复新，2004）与热水铅锌矿床组成共生系列，产于热水沉积铅锌矿带上部及铅锌矿化减弱处，并且原生矿易选冶。而阳山金矿产于伴随汞锑矿化减弱的矿化带上，且原生矿难选冶。

⑷微细浸染型：以郭俊华，齐金忠等人（2002）为代表，认为阳山金矿床的矿床类型为赋存于泥盆系碎屑岩中，受层间剪切带和断裂控制的微细浸染型金矿床。

但是，这种划分也有其缺陷和不足：微细浸染型主要是根据金的产出特点而得名，

它本身不具成因意义。如 Romberger(1996)认为微细浸染型概念为:“由热液作用形成的，容矿岩石成分不同(沉积岩或火山岩)的具经济价值的细分散金，且矿化很少或不受围岩组分结构控制”的一类金矿床。

微细浸染型主要强调金的微细粒特点及浸染状产出方式，而对金的赋存状态及其围岩的性质，及其矿物组合特征等不很关注。一般用于泛指除典型的石英脉型及其它类金矿床氧化带矿石之外的大多数金矿床类型。具体到阳山金矿床，微细浸染型不能很好的体现其的特殊性及其自身特征，显的比较空泛。对以后同类型金矿床的研究和勘探缺乏指导和借鉴意义。

⑸卡林一类卡林复合型：以程斌，张复新等（2006）为代表根据阳山金矿床的地质地球化学特征，并在结合其成矿演化的基础上，把阳山金矿床定义为卡林一类卡林复合型。

本文以为该划分比较合理，代表了目前对该矿床类型研究的最新成果，突出了矿床的自身特征，能够比较好的概括和解释该矿床的成因和类型。

四、论文研究内容、研究方法和技术路线

（一）主要研究内容

本文通过对阳山金矿的地质和地球化学以及矿床成因的研究，试图总结该矿床的特征，从而对该矿的矿床成因及其类型定义。作者从岩石矿物学、矿床学、大地构造学、地球化学等多角度，本着基础地质先行，野外调研与室内综合研究相结合，宏观与微观相结合的原则，对该矿床进行深入、系统、全面的研究。具体而言，本论文开展了以下研究工作：

1. 文献资料搜集和阅读，于 2005 年 6 月至今，滚动的对和该矿床有关的背景资料、前人研究论文及其成果、有关报告和文章进行搜集和阅读。通过该工作，对研究对象有了初步的了解，并通过该工作，找到前人研究工作所存在的问题和不足，从而确定出自己的研究方向和内容，并在此基础上初步制定研究方法和技术路线，为野外调研及课题的开展奠定了良好的基础。

2. 开展野外地质调查，于 2005 年 7 月随导师按照精心设计的野外调研内容，对阳山金矿床进行了为期共 4 周有针对性的野外地质调查。主要通过对矿区地层、岩石、构造、蚀变通过路线地质剖面进行详细的观察描述，对重要的探槽、平洞和钻孔的岩心进行现场观察描述，对调查中发现的有意义的地质现象进行野

外素描、照相、采集标本等手段收集野外地质资料。在野外工作的同时，对取得的野外地质资料进行综合研究，对在调查中发现的问题与野外地质人员进行交流。不断利用室内外综合研究取得的认识指导下一步野外工作地开展。

3. 开展显微岩石学、矿相学研究，对磨制的光、薄片进行观察和鉴定，以查明含矿岩系的岩石学特征及其成因，构造变形性质、期次及其与之对应的成矿作用期次和矿化类型。根据研究提纲和开展上述工作取得的认识，有针对性的筛选样品（光、薄片）进行下一步分析测试工作。

4. 开展岩石地球化学研究，通过对采取样品的稀土元素分析测试对岩矿石的稀土元素地球化学特征进行了研究，对矿床富集元素组合、微量元素、稳定同位素等地球化学特征进行研究，定量阐明矿石与不同围岩的地球化学特征及其两者的关系，从而解决成矿物质来源问题；

5. 开展金的赋存状态研究，利用电子探针对成岩阶段草莓黄铁矿、具增生环带的含砷黄铁矿、毒砂、黄铜矿、闪锌矿等金属硫化物及石英等蚀变矿物进行形貌与成分研究，以便查明金的赋存状态。

6. 开展已有资料的二次开发，研究工作充分利用由已有的稳定同位素、流体包裹体数据对成矿流体的性质进行补充研究，通过解释和分析前人数据和研究结果的差异，解决原有问题，提出自己的观点。

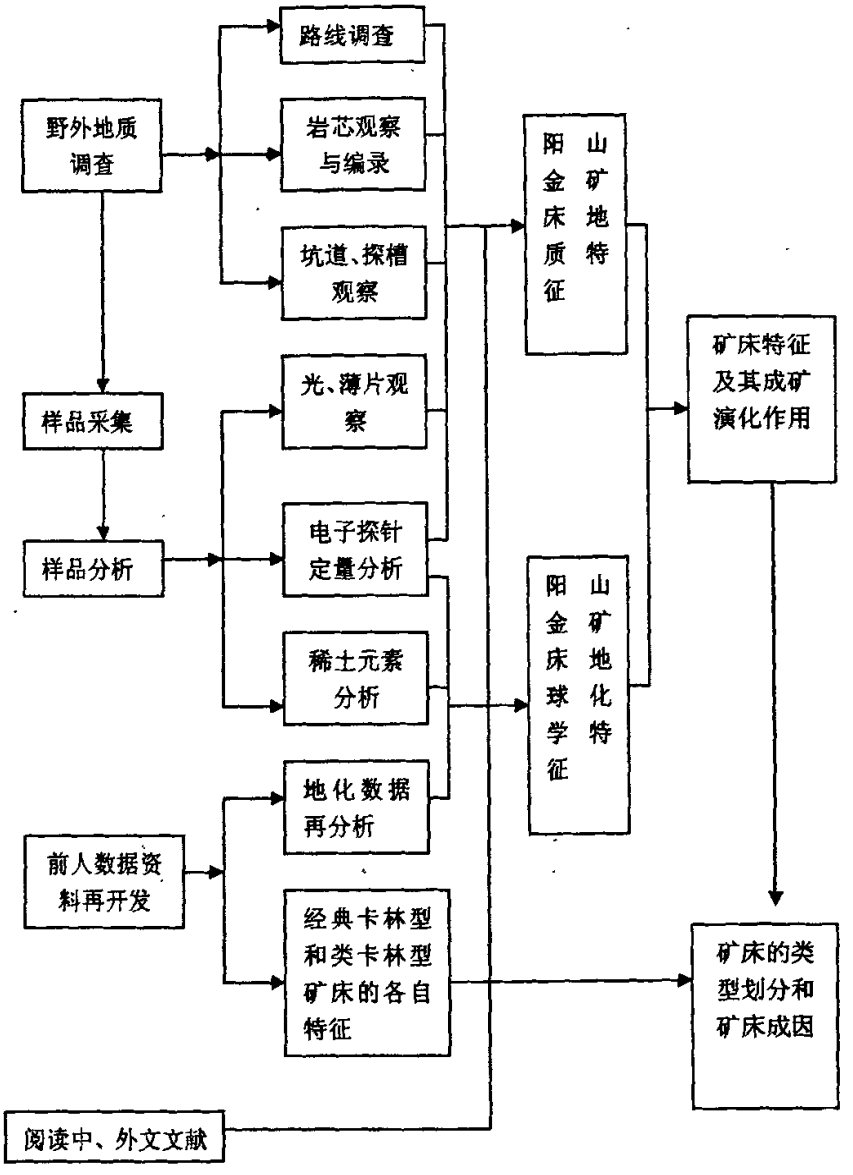
7. 应用对比的研究方法，将该矿床与经典卡林型和类卡林型金矿床进行地质、地球化学特征对比，通过阐明三者的时空分布规律及矿床地质地球化学特征的异同，对该矿床的矿床类型进行定义。

8. 开展综合研究，对取得的室内外资料进行综合研究，以阐明矿床的成矿期次和成矿作用演化，确定矿床类型和控矿因素，总结矿床成因。

（二）研究方法和技术路线

本文采用在结合前人文献资料的基础之上，野外地质调查、室内镜下显微观察和光、薄片鉴定等岩石矿物学、岩相学、矿相学方法以及电子探针分析、稀土元素分析等先进的地球化学分析测试手段相结合的研究方法，对阳山金矿的地质和地球化学以及矿床成因进行了研究。并依此认识，应用比对参照的方法，对该矿的矿床类型进行划分和定义。

图 0-1 论文研究思路和技术路线框图



本文根据研究的目的与要求，本着经济、可行的原则，采用了如上图技术路线（图 0-1）。

五、完成的主要工作量

对阳山金矿床的研究始于 2005 年 6 月，研究工作自始至终按计划循序渐进、

按部就班和以理论与实践互动的方式进行。研究工作开展至今，已完成实物工作量如下表（表 0-2）。

表 0-2　论文完成工作量统计表

序号	工作项目	工作量
1	野外地质调查	25 天（路线调查、岩芯观察、样品采集）
2	样品采集	73 件
3	钻孔编录	860m（钻孔 1716）
4	坑道和探槽观察	5 条（PD1309、PD461-1、PD-ym621 Tc-499、Tc-513）
5	野外素描图	16 幅
6	野外照片	40 张
7	薄片加工	70 件
8	光片加工	35 件
9	显微照片	235 张
10	矿石光片电子探针定量分析	12 件
11	面扫描分析	7 件
12	稀土元素分析样品	7 件
13	阅读文献	50 余篇（外文 10 篇）

第一章 大地构造背景

一、大地构造位置

在大地构造位置上，阳山金矿床处于扬子板块和华北板块俯冲-碰撞造山带扬子被动板块边缘活动带的南秦岭区。其位于中国扬子大陆-华北大陆-松潘-甘孜地块三大构造域（华北-扬子-松潘）会聚转化部位，并由秦岭造山带协调一起，同时位于东西向中央造山系与南北向贺兰-川滇构造带垂向交汇处，因地块会聚、东西向造山带通过，南北向构造带切穿所形成的西秦岭-松潘十字构造结中（张国伟，2002）--南秦岭地块的南侧的甘肃陇南一文县地区(如图 1-1 所示)。

二、地质构造演化与区域成矿背景

扬子大陆-华北大陆-松潘-甘孜三大地块在汇聚拼合的俯冲-碰撞造山过程中，构成中国大陆的地质构造中心，发育大陆边缘古生代断陷盆地海槽型类复理石巨厚沉积（Є~T）和陆-陆俯冲-碰撞缝合带构造（商-丹、勉-略缝合带），以及派生的较密集韧性剪切带。该地区沉积建造尤以泥盆系和三叠系为最，盆地较深水环境发育含矿性好的浊积岩、热水沉积岩等特殊岩性岩相（张复新等，1998）。在随后与造山构造运动耦合过程中，发生较大规模成群成带的贵金属与贱金属矿床成矿作用响应，构成中国西部金-有色金属成矿区。

阳山金矿带南部紧邻勉略缝合带，该区从断陷盆地沉积、陆-陆俯冲-碰撞、至后陆内造山运动，始终为构造-岩浆活动地区，该裂谷环境对阳山金矿的形成具有重要的意义。泥盆纪时为裂谷式局限洋盆，裂谷带中同生张扭性断裂发育，而且菌藻生物、有机质和沉积形成的黄铁矿丰富，沉积了三河口群深水-半深水碳-硅-泥-灰质有利含矿与容矿岩系，形成金的原始富集层（矿源层）。碰撞造山期海水退出隆升褶皱成陆，同时局限拉张地段伴随岩浆侵入活动，后造山期在板块碰撞下，裂谷消亡，在强烈挤压应力作用进一步形成一系列的推覆构造，伴随发育热液活动，在渗流热卤水和热液改造下，矿源层中的成矿物质活化、迁移、富积从而最终成矿。

本区重要的成矿背景和构造特殊与优越性在于：①处于中国大陆构造中心，由中国大陆不同构造系统集结复合而成；②经历长期复杂的地质构造演化：古大陆地块-大陆边缘增生一大陆边缘斜坡沉积一古特提斯分支裂陷叠加一地幔柱上拱、勉-略-康局限洋盆扩张一南秦岭形成相对独立地块一研究区深水、半深水沉积一南北大陆俯冲-碰撞与勉-略混杂岩带形成一大陆拼合统一及陆内挤压造山-韧性剪切构造发育一陆内拉张岩浆侵入一新生代基本定型；③矿带及超大型金矿床产于勉-略缝合带近北缘附近，勉-略上古生代的拉张裂谷活动制约和影响着赋存阳山超大金矿的巨厚的沉积容矿岩系的发育；④后造山期花岗岩类活动较频繁，参与了本区控矿构造，并与含矿沉积岩系共同组成金矿体；⑤后造山期韧-脆性剪切变形构造的叠加改造，成为地下流体活动与聚集的动力，致使含矿岩系中成矿物质被萃取、迁移与富集，最终形成超大复合式阳山金矿床。

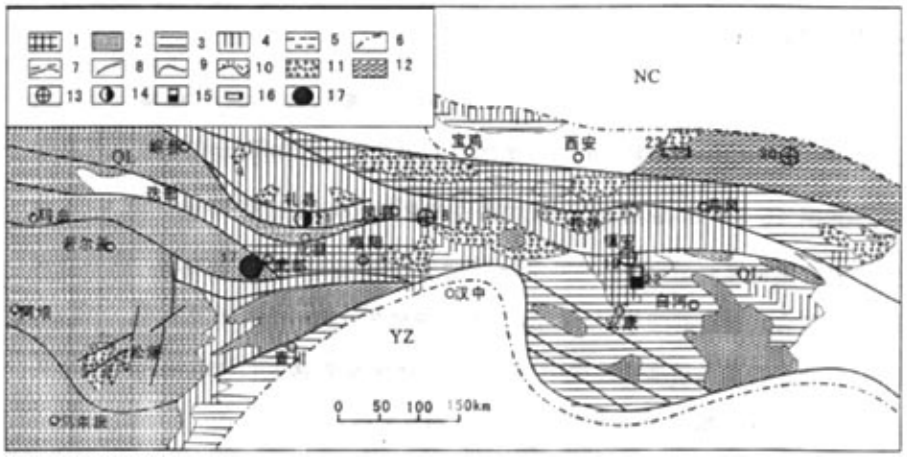


图 1-1　秦岭造山带及邻区区域地质简图

Fig. 1-1　Simplified map of Regional geology in the Qinling orogen and its adjacent area

NC. 华北大陆；QL. 秦岭造山带；YZ. 扬子大陆；SG. 松潘-甘孜构造带；1-新太古代-古元古界；2-中-新元古界；3-下古生界；4-上古生界；5-中生界；6-一级构造单元边界；7-秦岭南北缝合带；8-二级构造单元边界；9-地质界限；10-不整合界限；11-印支期-燕山期花岗岩；12-熊耳群火山岩；13-金矿床；14-铅锌矿床；15-汞锑矿床；16-钼矿床；17-阳山金矿床，18-八卦庙金矿床，19-金龙山-丘岭金矿床，20-上官金矿床；21-厂坝铅锌矿床，22-公馆汞锑矿床，23-金堆城钼矿床

第二章 区域地质概况

一、区域地层

区域出露的地层主要有下古生界碧口群、古生界泥盆系、石炭系、二叠系、中生界三叠系、侏罗系，以及地表大量第四系沉积。各地层岩性见下表2－1。

1．碧口群

元古宇碧口群为本区最古老的岩系地层，在矿区南部有出露。本区出露的碧口群实际为勉略带的混杂岩带堆积，岩性包括碳酸盐岩、硅质岩、片岩、千枚岩、超基性-基性岩以及绿片岩等，是在南北大陆俯冲-碰撞过程中，碧口地体碎块被挤压游弋到勉略带中而形成的。其上覆地层为泥盆系。

在碧口群地层中也有不少的金矿体存在，所以其含金性也非常好。研究表明，在西秦岭地区随底层变老，岩石的含金性也有增高趋势，即古老的碧口群地层含金性为最高。对文县东南部碧口群地层的微量元素分析结果（王学明等，1999）也表明其含金丰度较高（平均为9×10^{-9}）。

2．泥盆系

区内泥盆系地层分布比较广泛，与下伏碧口群地层多为断层接触。将之归为中泥盆统三河口群（D_2s）。三河口群为阳山金矿床的主要容矿与含矿围岩，大致可分为六个岩性段，阳山金矿主要产于第三岩性段地层中。

第一岩性段（D_2s_{1+2}）：分布广泛，为一套碎屑岩沉积，由深灰色砂岩、粉砂岩及黑色砂泥质板岩、炭质板岩为主，夹硅质砾岩层及硅质岩。

第二岩性段（D_2s_3）：下部含铁岩系，由一套碎屑岩和碳酸盐岩组成。底部以薄层灰岩（或透镜体）作为与下伏分层的标志；其顶部为石英岩夹千枚岩、泥板岩；上部碳酸盐岩为灰色中厚层灰岩夹泥灰岩，局部含燧石团块。

第三岩性段（D_2s_4）：为灰绿色、灰色绢云母泥板岩及砂质泥板岩，灰色薄层灰岩或透镜体及紫色石英砂岩。

第四岩性段（D_2s_5）：下部为深灰色薄层含泥质灰岩、绢云母砂质泥板岩、石英砂岩等互层，局部夹灰黑色含铁石英岩透镜体；上部为致密块状白色灰岩及深灰色中薄层灰岩。

第五岩性段（D_2s_6）：由泥质岩、碎屑岩及碳酸盐岩组成。主要岩性为灰色、灰黑色含炭质泥板岩、中薄层石英砂岩，其次为中薄层灰岩，灰岩的层理面上偶含黑色泥板岩薄层。

第六岩性段（ D_2s_7）：以碳酸盐为主，为灰色薄-厚层状灰岩及泥质灰岩，中部夹灰黑色含炭泥板岩、钙质泥板岩。灰岩中白色次生方解石脉发育。

王学明等（1999）针对区域上该地层的含金性研究表明，地层中各类岩石含金由高到低的顺序是：砂质岩类一碳质岩类一泥质岩类一碳酸岩盐。而野外观察到金矿主要赋存于砂泥质千枚岩中，正与以上结果一致。此外，王学明（1999）通过对文-康地区地层样品的多元素分析发现金与低温热液活动紧密相关。

3．石炭系

主要由碳酸盐岩组成，夹少量碎屑岩，底部夹豆状赤铁矿透镜体。全区岩性变化不大，属于下、中石炭统。其中下石炭统（C_1）岩性主要为灰岩，其次为白云岩、白云质灰岩、泥灰岩及板岩；中石炭统（C_2）岩相稳定，岩性以灰白色中厚层石灰岩为主，夹鲕状灰岩、石英砂岩及少量白云岩。

4．二叠系

主要分布于矿区西北部，次为西南部。总的由海相碳酸盐岩、正常沉积碎屑岩组成。依据上下层序关系、岩石组合、含矿特征，分为四个岩性段。

第一岩性段（P_1^{2-1}）：分布于工作区北部及西南部，岩性为灰岩、白云质灰岩、白云岩，以含白云质为其特征。

第二岩性段（P_1^{2-2}）：分布于工作区西北及西南部，岩性主要为灰岩，其次为砂岩及沙泥质板岩。

第三岩性段（P_1^{2-3}）：主要分布于工作区西北部，西南部有少量出露。岩性主要为钙质砂岩，次为板岩、板状不纯灰岩，局部有厚层灰岩、砾状灰岩及石英砂岩。

第四岩性段（P_1^{2-4}）：仅见于工作区北部，岩性以灰岩为主，砂眼、板岩次之。

5．三叠系

分布于矿区北部中路河一带，主要由滨海—浅海相陆源碎屑岩组成，夹少量碳酸盐岩，与下伏二叠系地层为整合接触，可分为三部分：下部为灰绿色厚层砂岩夹砂质板岩；中部为灰绿色含钙砂质岩，薄层砂岩，夹灰色板状—薄层灰岩，

少量中厚层含钙砂岩；上部位灰绿色中厚层砂岩、砂质板岩、钙质板岩与板状砂质灰岩、薄—中层灰岩成韵律性互层。

从纵向上看，本系从下向上岩石中的砂质含量减少，碎屑粒度变细，砂岩夹层递减，钙质含量增高，灰岩夹层增多。

6. 侏罗系

主要分布于矿区的东北部，呈近北东、南西向延伸，构成一个较为平缓的向斜构造，属内陆盆地或盆地边缘沉积，不整合于泥盆系、石炭系、二叠系之上，局部与下伏地层为断层接触。该系以红色砂砾岩沉积为主，并且厚度、岩相变化比较大，自下而上可分为三层：

J_{1-2}^{a}：下部厚层块状红色砾岩，砾石成分有灰岩、脉石英、硅质岩、砂岩等，分选程度

差，大小混杂，圆度中等带棱角，铁质、钙质胶结。上部为砂砾岩，紫红色粉砂岩互层。

J_{1-2}^{b}：薄层紫红色粉砂质、炭质泥灰岩夹页岩及钙质砂岩，局部夹有砂砾岩。

J_{1-2}^{c}：底部为灰黄色砾岩，砾石成分中含有少量花岗岩，上部为方解石脉及中粒硬砂岩。

7. 第四系

地表的大面积黄土以及冲、洪积沉积物不整合覆盖于下覆地层之上。

表 2-1 阳山金矿床区域地层岩性描述表

Table 2-1 Regional Stratigraphic Scale of Yangshan Gold Field

地层层序		主要岩性描述	
第四系（Q）		大面积黄土以及冲、洪积沉积物	角度不整合于下覆地层之上
侏罗系 J	J_{1-2}^{c}	底部为灰黄色砾岩，砾石成分中含有少量花岗岩，上部为方解石脉及中粒硬砂岩。	不整合于泥盆系、石炭系、二叠系之上，局部与下伏地层为断层接触。
	J_{1-2}^{b}	薄层紫红色粉砂质、炭质泥灰岩夹页岩及钙质砂岩，局部夹有砂砾岩。	
	J_{1-2}^{a}	下部厚层块状红色砾岩，砾石成分有灰岩、脉石英、硅质岩等。上部为砂砾岩，紫红色粉砂岩互层。	
三叠系 T	上部	为灰绿色中厚层砂岩、砂质板岩、钙质板岩与板状砂质灰岩、薄—中层灰岩成韵律性互层。	由滨—浅海相陆源碎屑岩组成，夹少量碳酸盐岩，与下伏地层为整合接触
	中部	为灰绿色含钙砂质岩，薄层砂岩，夹灰色板状—薄层灰岩，少量中厚层含钙砂岩。	
	下部	为灰绿色厚层砂岩夹砂质板岩。	

二叠系P	第四岩性段（P_1^{2-4}）	岩性以灰岩为主，砂眼、板岩次之。	总的由海相碳酸盐岩、正常沉积碎屑岩组成。
	第三岩性段（P_1^{2-3}）	主要为钙质砂岩，次为板岩、板状不纯灰岩，局部有厚层灰岩、砾状灰岩及石英砂岩。	
	第二岩性段（P_1^{2-2}）	岩性主要为灰岩，其次为砂岩及沙泥质板岩。	
	第一岩性段（P_1^{2-1}）	岩性为灰岩、白云质灰岩、白云岩，以含白云质为其特征。	
石炭系C	中石炭统（C_2）	以灰白色中厚层石灰岩为主，夹鲕状灰岩、石英砂岩及少量白云岩。	由碳酸盐岩组成，夹少量碎屑岩，底部夹豆状赤铁矿透镜体。
	下石炭统（C_1）	依次为灰岩、白云岩、白云质灰岩、泥灰岩及板岩	
泥盆系（中泥盆统三河口组D_2s）	第六岩性段（D_2s_7）	以碳酸盐为主，为灰色薄-厚层状灰岩及泥质灰岩，中部夹灰黑色含炭泥板岩、钙质泥板岩。	总之，本区泥盆系为一套巨厚浅海相碎屑岩－泥质岩－碳酸盐岩沉积建造。区内分布比较广泛，与下伏碧口群地层多为断层接触
	第五岩性段（D_2s_6）	由泥质岩、碎屑岩及碳酸盐岩组成。主要为灰色、灰黑色含炭质泥板岩、中薄层石英砂岩，其次为中薄层灰岩，灰岩的层理面上偶含黑色泥板岩薄层。	
	第四岩性段（D_2s_5）	下部为深灰色薄层含泥质灰岩、绢云母砂质泥板岩、石英砂岩等互层，局部夹灰黑色含铁石英岩透镜体；上部为致密块状白色灰岩及深灰色中薄层灰岩。	
	第三岩性段（D_2s_4）	为灰绿色、灰色绢云母泥板岩及砂质泥板岩，灰色薄层灰岩或透镜体及紫色石英砂岩。	
	第二岩性段（D_2s_3）	下部含铁岩系，由一套碎屑岩和碳酸盐岩组成。底部薄层灰岩（或透镜体）为分层的标志；上部碳酸盐岩为灰色中厚层灰岩夹泥灰岩，局部含燧石团块。	
	第一岩性段（D_2s_{1+2}）	为一套碎屑岩沉积，深灰色砂岩、粉砂岩及黑色砂泥质板岩、炭质板岩为主，夹硅质砾岩层及硅质岩。	
碧口群		实际为勉略带的混杂岩带堆积，岩性包括碳酸盐岩、硅质岩、片岩、千枚岩、超基性-基性岩以及绿片岩等。	与上覆泥盆系呈断层接触。

二、 区域构造

矿区位于白龙江复背斜的东南部，控制本区的主要构造为文县弧形构造，它由一系列近东西向的褶皱和断裂构造组成（图 2－1）。自晚二叠世起，扬子板块开始向南秦岭板块俯冲碰撞，在该俯冲碰撞作用导致的南北向挤压应力作用下，夹持在两条缝合构造带间（商-丹带、勉-略带）和产于的大陆造山系中的阳山成矿构造带，在南北大陆碰撞挤压拼合作用下，发育较早期密集型弧形逆冲构造带和东西向横切弧形构造带的控矿韧性剪切带（图 2-1）。在此构造机制作用下，宏观上，底部块状刚性地层体被逆冲剪切为不同尺度的构造透镜体-扁豆体，四周被薄互塑性变形地层围绕，微观薄互层中相对刚性与塑性层出现显微级的构造透镜体与塑性物质组成的片理化，构成该控矿构造带与扩容空间的特色，成矿带中该刚性地层体与塑性变形体接触部位往往是矿体定位的空间。又由于南秦岭板块

向北的仰冲作用，在弧形构造内部研究区形成了一个区域性倒转背斜，地层总体向北倾。文县弧形构造顶部为碧口地块与白龙江复背斜过渡交接部位,亦是玛曲—略阳深大断裂通过、构造线方向急剧变化的部位。

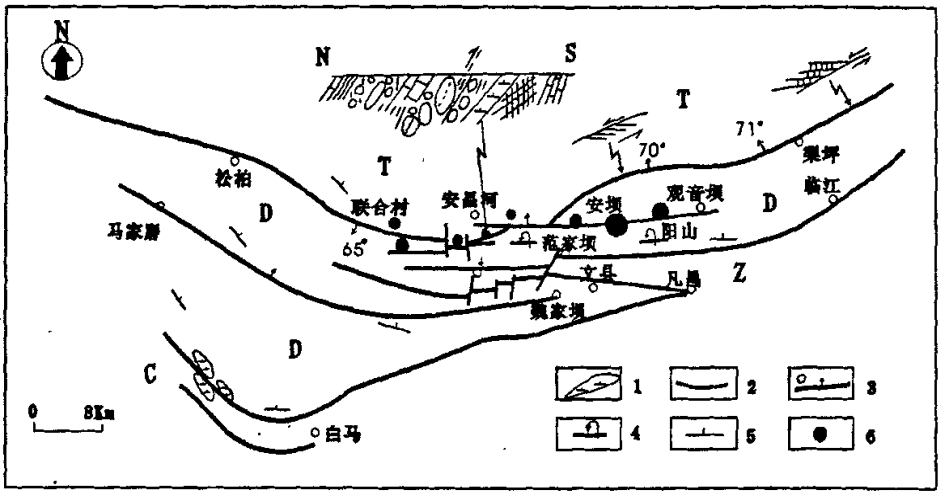


图 2-1 甘肃文县阳山金矿带区域地质简图(据杜子图等，1998 修改)

Fig. 2 Geological map of the Yang Shan gold Ore field(after Tu et al.,1998)

T—三叠系；C—石炭系；D—泥盆系；Z—震旦系；1—中基性岩体（石英闪长岩脉）；2—区域断裂带；3—倒转倾伏向斜；4—倒转地层产状；5—地层产状；6—金矿体

（一）区域褶皱构造

1．关家沟—何家坝复背斜

位于文县城关的吴家沟—火坑山—何家坝一带，北翼受断层破坏不完整，仅残留基底地层中上元古宇碧口群 1 段，地层在临江、老爷庙以南向北倾，倾角较陡，往西部分地段倒转；南翼向南倾，倾角 35-66°，地层为上元古宇碧口群一至三段，发育次级褶皱，背斜轴部形态复杂。

2．吕家坝—冷堡子背斜

位于文县月亮坝—冷堡子—吕家坝一线，核部地层为泥盆系中统三至五段，倾向西北，倾角 33-55°，南翼地层为泥盆系中统三段，倾向倒转北西倾，倾角 52-85°。

（二）区域断裂构造

1．松柏—梨坪断裂

断裂整体为弧形，弧顶位于泥山—联合村一带，向东总体走向为 NE 向，向西为 NW 向，长近 100km，宽数十米～数千米。断层总体为北倾，倾角为 55-65

局部向南倾，有分枝现象。断裂上盘为二叠系灰岩、砂岩和板岩，下盘为泥盆系石英砂岩。由于受南北向挤压作用，上盘的二叠系地层向南逆冲，造成局部断层缺失。沿破碎带岩石挤压破碎强烈，带内发育压性构造透镜体、构造角砾岩及黑色炭化断层泥，并有强烈的硅化蚀变。该断裂在季家堡一带被侏罗系地层覆盖，显示断裂形成于侏罗纪以前。

2. 马家磨—魏家坝断裂

该断裂规模仅次于松柏—梨坪断裂，破碎带也较之为弱，断层面向北倾。该断裂在砂戈里一带切割了印支期岩脉，显示其形成较印支期岩脉晚。

3. 白马—临江断裂

该断裂也是一条区域性大断裂，主要沿碧口群与泥盆系不整合面发育，因受后期北西向断裂破坏分成了两段，即白马—贾昌断裂与范家坝—临江断裂。断裂长达近百公里，总体走向为 NE 向，倾向主要为 NW 向陡倾，断层两侧岩石破碎强烈，而泥盆系地层破碎程度又比碧口群强烈。

4. 安昌河—观音坝断裂带

东西向展布的安昌河-观音坝断裂带为矿带的主控断裂，该断裂西起安昌河一带，向东延至观音坝附近。全长 30km，，断层破碎带宽数十米～数千米。总体北倾，由一系列平行韧-脆性断层构成，断层与地层产状近于一致或低角度交角。断裂带西段走向为 95~115°，南倾为主，倾角中等 40~50°，断裂带东段走向为 75°左右，北倾为主，倾角较陡 50~60°。安昌河-观音坝断裂带沿东西走向上的不断变化形成的这种“麻花式”的断裂构造正是由于受到区域 NS 向不对称挤压应力及其派生的 NEE、NWW 剪应力作用造成的。矿体正好就位于断裂带扭转交汇部位。

断裂上下盘均为泥盆系泥板岩、灰岩和石英砂岩，而其主断裂面则主要沿灰岩与泥板岩的分界面附近发育。断裂带内岩石破碎，岩层褶曲变形，蚀变强烈。安昌河—观音坝断裂与松柏—梨坪断裂在泥山、新关一带汇合成一条断裂。

在扬子板块向南秦岭板块俯冲碰撞的作用演化过程中，随着碰撞挤压应力的聚积，形成了安昌河—观音坝断裂。矿床受该断裂带控制并沿该断裂带成群成带分布。在整个碰撞作用演化中，安昌河—观音坝断裂带内形成了一系列次级断裂、褶皱构造。这些韧-脆性剪切变形是矿化形成的主要动、热来源，矿体就位于韧-

脆性剪切构造最发育的扩容空间里，矿体与围岩呈渐变过渡关系。

二、 区域岩浆作用

区内岩浆岩出露面积较少，总体有如下特点：①类型繁多，超基性、基性、中酸性火山岩和侵入岩均有出露；②岩浆活动受控于区域构造演化，诱导岩浆侵入和喷发的构造机制主要为大型构造破碎带，系同构造岩浆活动；③岩浆活动具有多期次性；④空间分布广泛而零散；⑤规模一般较小，侵入岩多呈小岩株或岩脉产出。

根据构造－岩浆活动的旋回性本区的岩浆活动划分为加里东运动－华力西期、印支期和燕山期三个构造岩浆事件。其中燕山期岩浆活动对金及多金属成矿起着重要的作用。

1．加里东—华力西期构造岩浆活动

该构造岩浆事件时间跨度大，岩石类型较多,形成了裂谷式勉略有限洋盆，使南秦岭地块逐渐从扬子板块中裂解出来，形成一系列断陷盆地，盆地广泛发育泥盆系-三叠系较深水沉积，同时该拉张环境也有利于深部含矿物质的导入，形成构建了含矿性好的沉积建造，为矿床的形成提供了基础，

2．印支造山期构造-岩浆热事件

该构造热事件使区内地层发生强烈变形，产生一系列的东西向的褶皱断裂构造和次级褶皱和次级断裂构造，，提供了有利的控矿容矿空间。

3．燕山陆内造山期构造-岩浆热事件

该期岩浆活动强烈，分布范围较广，具同源、同期、异相的特点，且与该区金及多金属成矿有着密切的关系。

中生代以来，海相火山作用渐趋消失，陆相火山活动明显增加，特别是进入燕山期板内造山阶段，中生代陆相火山盆地逐个形成。火山盆地的分布，均受断裂带控制，以北西西向及北东向构造控制为主。区内颇具代表性的火山岩是分布于北部郎木寺一带的侏罗-白垩纪陆内火山岩，为印支造山带形成后燕山期陆内拉张断陷盆地的产物。

燕山期侵入体分布广泛而零散，岩体的分布于中生代断裂构造关系密切，宏观格局上，近东西向构造带控制着侵入岩带的延伸，东西向构造与近东西向构造

的交汇、复合处控制着岩体的形态和位置，从而构成东西成带，北东成行，网格状交叉的空间展布特征。岩体产出规模一般较小，多以中—浅成相呈脉状产出，少量为岩株产出。岩石类型以中性岩和中酸性岩石为主。

在前人所作该区燕山期侵入岩岩石化学成分的里特曼-戈蒂里图解[15]中投点均落于 B 区的造山带范围内可证明燕山期中性—中酸性岩体形成于燕山期陆内造山阶段。

该构造热事件不仅在原有构造体的基础上继续改造之形成了更加错综复杂交汇的褶皱断裂及劈理面理线理，形成容矿空间，而且岩浆期后热液活动对本区成矿提供了重要的热力作用，受热岩浆作用加热的大气降水，层间水，裂隙水等活化、迁移了地层中的成矿元素到有利的构造地层空间，形成较好的矿化。且岩浆期后热液本身携带有大量的 Hg、Sb、As 等元素，为金的沉淀提供了化学条件。

第三章 矿区地质

阳山金矿带东起固镇，西至泥山、汤卜沟，全长近40km，矿带受安昌河—观音坝断裂带控制，基本沿该断裂带呈带状分布。自东而西共划分阳山、观音坝、高楼山、安坝、葛条湾、泥山共六个矿段（图3-1）。此外，在张家山、汤卜沟等外围区段也有金矿化发现。

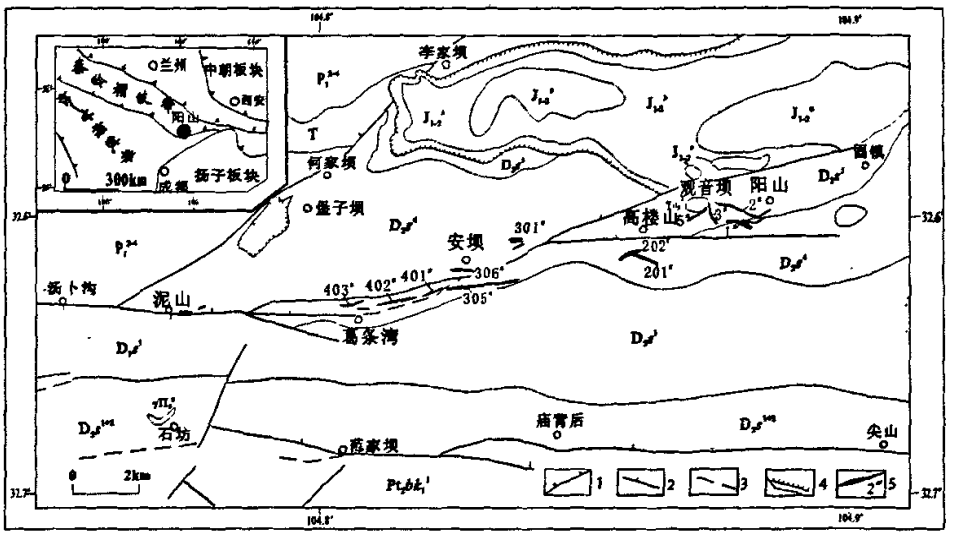


图3—1 甘肃文县阳山金矿带地质图

J_{1-2}^{a}—下-中侏罗统红色砾岩；J_{1-2}^{b}—下-中侏罗统泥灰岩、页岩；J_{1-2}^{c}—下-中侏罗统黄色砾岩；T —三叠系砂岩、板岩；P_1^{2-4}—下二叠统中部四段板岩、灰岩；D_2s^5—中泥盆统三河口群五段灰岩；D_2s^4—中泥盆统三河口群四段片理化泥板岩夹薄层灰岩；D_2s^3—中泥盆统三河口群三段灰岩、砂质板岩；D_2s^{1+2}—中泥盆统三河口群一、二段砂岩、板岩；$Pt_2bk_1^1$—中元古界碧口群下部一段灰岩、变质砂岩；$\gamma\pi_5^2$—燕山期斜长花岗斑岩；1 —俯冲带；2 —断层；3 —推测断层；4 —不整合界线；5 —金矿化体及编号

Fig.3-1 Geological map of the Yangshan gold orefield

J_{1-2}^{a}—Middle-Lower Jurassic red conglomerate ; J_{1-2}^{b}—Middle-Lower Jurassic marl and shale ; J_{1-2}^{c}—Middle-Lower Jurassic yellow conglomerate ;T —Triassic sandstone and slate ; P_1^{2-4}—Lower Permian slate and limestone ; D_2s^5—Limestone of Middle Devonian Sanhekou Group ;D_2s^4—Phyllite and limestone of Middle Devonian Sanhekou Group ;D_2s^3—Limestone and slate of Middle Devonian Sanhekou Group ;D_2s^{1+2}—Sandstone and slate of Middle Devonian Sanhekou Group ;$Pt_2bk_1^1$—Limestone and metasandstone of Middle Proterozoic Bikou Group ;$\gamma\pi_5^2$—Yanshanian plagiogranite ;1 —Zone of subduction ;2 —Fault ;3 —Inferred fault ;4 —Unconformity ;5 —Gold orebody and its serial number

一、矿区地层

矿区出露的地层主要为中泥盆统三河口群第三、四岩性段的一套泥板岩、砂

岩和灰岩，其中矿体主要赋存于第三岩性段的泥板岩中。矿区第三岩性段（D_2S_4）根据岩性上的差异可划分为五个次一级的岩性段：

$D_2S_4^1$，位于矿区最北侧，岩性主要为灰色中薄-中厚层灰岩与硅质岩互层，硅质岩又灰白色和灰黑色两种，其中灰白色硅质岩成分较纯，矿物成分中石英可占95%以上，含少量绢云母，灰黑色硅质岩中除石英外还含一定量的杂质成分。岩层产状陡立，以北倾为主，可见有紧闭背斜褶皱。

$D_2S_4^2$，位于葛条湾一带，以紫色泥板岩为主，局部夹灰黑色泥板岩、碳质泥板岩，岩层在矿区挠曲变形强烈，在葛条湾矿区该岩层为主要赋矿层位。岩层与下伏地层多为断层接触，出露范围也不稳定。

$D_2S_4^3$，位于无价山及其西侧，以薄层-中厚层灰岩为主，夹灰黑色板岩、泥板岩，局部夹碳质泥板岩，该组岩层变形也较为强烈，局部可见碳酸盐胶结物的角砾岩带，该层主要集中出露于褶曲的核部，与下伏岩层多为断层接触。

$D_2S_4^4$，出露较广，岩石为一套灰黑-灰白色泥板岩为主，局部夹灰岩，含碳泥板岩，红色石英细砂岩夹层，岩石破碎较强烈，局部褐铁矿花较强。其中石英细砂岩的分布也不稳定，常呈透镜状。

$D_2S_4^5$，位于寺陡坪以南，岩石为一套灰黑色泥板岩与紫色石英细砂岩互层，石英细砂岩向背部有增多的趋势，呈中厚层，其中穿插石英细脉、细网脉，但金属矿化较少见，岩石致密，矿物成分以石英为主，含少量碳酸盐矿物。

在矿区除第三岩性段以外，在贾那下以南还出露有泥盆系第四岩性段的地层，其岩性主要为泥板岩夹中薄-中厚层灰岩及紫色砂岩。

总的趋势来看，整个岩系表现出从化学沉积岩相，相变为化学沉积与细碎屑岩交互过渡，最终为细碎岩相沉积的一个较为完整的沉积旋回，反映出泥盆系中期本区海相沉积由深海—半深海-浅海—浅水陆源碎屑沉积的一种动荡的沉积环境的变化。就具体赋矿层位而言，除葛条湾以$D_2S_4^2$为主要赋矿层位外，矿体主要赋存于$D_2S_4^4$的夹薄层灰岩的片理化泥板岩中。

另外，从横向上来看，在矿区西部地层出露较为完整，而向东部岩石类型趋于减少，地层趋于简单，在三角地附近岩石则主要以泥板岩为主，显示了矿区构造对地层出露有较大的影响。

表 3—1 阳山金矿床矿区地层岩性描述表

Table 3-1 Stratigraphic Scale of Mining Area in Yangshan Gold Field

地层层序		主要岩性描述
中泥盆统三河口群第四岩性段（D_2s_5）		为泥板岩夹中薄-中厚层灰岩及紫色砂岩。
中泥盆统三河口群第三岩性段 D_2s_4	第五次级岩性段（D_2s^5）	岩石为一套灰黑色泥板岩与紫色石英细砂岩互层，石英细砂岩向背部有增多的趋势，呈中厚层，其中穿插石英细脉、细网脉，但金属矿化较少见，岩石致密，矿物成分以石英为主，含少量碳酸盐矿物。
	第四次级岩性段（D_2s^4）	灰黑-灰白色泥板岩为主，局部夹灰岩，含碳泥板岩，红色石英细砂岩夹层，岩石破碎较强烈，局部褐铁矿花较强。其中石英细砂岩的分布也不稳定，常呈透镜状。
	第三次级岩性段（D_2s^3）	以薄层-中厚层灰岩为主，夹灰黑色板岩、泥板岩，局部夹碳质泥板岩，该组岩层变形也较为强烈，局部可见碳酸盐胶结物的角砾岩带，与下伏岩层多为断层接触。
	第二次级岩性段（D_2s^2）	以紫色泥板岩为主，局部夹灰黑色泥板岩、碳质泥板岩。岩层与下伏地层多为断层接触，出露范围也不稳定。
	第一次级岩性段（D_2s^1）	主要为灰色中薄-中厚层灰岩与硅质岩互层，硅质岩分灰白色和灰黑色两种，灰白色硅质岩成分较纯，矿物成分中石英可占 95%以上，含少量绢云母，灰黑色硅质岩中除石英外还含一定量的杂质成分。

二、矿区控矿构造

前已述及，东西向展布的安昌河-观音坝断裂带为矿带的主控断裂。矿带受断裂带控制，所以矿区内岩石变形相当强烈，构造变形也极其复杂，现将矿区控矿构造的概况叙述如下：

（一）矿区褶皱构造

受南北向挤压作用的影响，矿区地层普遍发生褶皱，其中规模较大的褶曲有葛条湾—草坪梁复背斜，该复背斜西起马连河一带，向东延至草坪梁一带，全长约 10km，宽约 1km，在安坝一带两翼出露较全。在西部葛条湾一带北翼较为发育，而南翼受断层影响发育较差，金矿化较强，葛条湾及安坝矿段主矿体均赋存于南翼；在北翼贾那下附近构造破碎带中取样分析品位达到 2×10^{-6}（袁士松，2004）。安坝矿段的 8,9,10 号矿脉均赋存于北翼，但规模都不大。褶曲的地层为中泥盆统三河口群泥板岩、灰岩及砂岩，背斜核部沿河那下—安坝里呈东北向延伸。

褶皱两翼地层产状统计结果（袁士松，2004）表明，北翼较缓，南翼较陡，枢纽产状为 105°∠1°，近于水平，略向东倾。据野外观察，葛条湾一带地层总体北倾，所以褶皱枢纽东倾趋势可能更为明显。

此外，矿区还发育大量的小褶曲，有两翼产状平缓的开阔褶曲，有两翼产状

较陡的紧闭褶曲，还有小的倒转背斜、平卧褶曲等，其中以紧闭褶曲较为常见。

复背斜内部层间滑脱、剪切带为矿体的主要赋存空间，受南侧主断裂的影响，复背斜中产生一系列顺层或层间剪切破碎带，构成阳山金矿体的主要容矿空间。

（二）断裂

东西向展布的安昌河-观音坝断裂带为矿带的主控断裂（图 3-1），总体北倾，由一系列平行韧-脆性断层组构成，断层与地层产状近于一致或低角度交角。断裂带西段走向为 95~115°，南倾为主，倾角中等 40~50°，断裂带东段走向为 75° 左右，北倾为主，倾角较陡 50~60°。安昌河-观音坝断裂带沿东西走向上的不断变化形成的这种“麻花式”的断裂构造正是由于受到区域 NS 向不对称挤压应力及其派生的 NEE、NWW 剪应力作用造成的。矿体正好就位于断裂带扭转交汇部位。

同时，该断裂没有明显、连续的断层面及稳定的构造角砾岩，由一系列次级断裂及强变形带构成。断裂也发育具 NEE、NWW、以及 NS 向 3 组次级断裂带，前两者均发育在背斜的翼部。

1．北东东（NEE）向断裂带

为矿区的主要断裂构造，其中规模较大的为发育于矿区南部的断裂，沿杨树底下—三角地—草坪梁发育，其中有多处分枝复合，或夹较硬地层的构造透镜体，该断裂带为安昌河—观音坝断裂带的主要组成部分，也是重要的含矿断裂，葛条湾矿区 401、402、403、404 号矿脉以及安坝矿段 305、314 等矿脉均赋存于该断裂带中。

该断裂带内也由一系列次级断裂构成，这些次级断裂产状也不尽相同，部分断裂为南倾（如葛条湾矿区赋存 401 号矿脉的断层），而另一部分断层向北倾（如葛条湾矿区赋存 402 号脉矿脉的断层），与所处部位地层产状基本一致，所以称之为顺层断层。断裂带内常有碳质泥板岩发育，局部碳质泥板岩出露厚达 5m 以上，显示断层形成部位与岩石强度也有一定关系，即断层沿地层只能中的软弱层面发育。断裂带中还发育有砂泥质碎裂岩及碎裂岩化灰岩、泥板岩、硅质岩等。此外，沿断裂常充有斜长花岗斑岩脉，且岩脉与断裂产状基本一致，斜长花岗斑岩脉常被挤压成扁豆状，显示断层曾有过多次活动。其中碎裂泥板岩及斜长花刚班岩已经黄铁矿化。

断层的走向一般为 75°，倾角一般较陡，为 50~60°，宽一般为 100~400m，

断裂带内岩石破碎、岩石强烈挠曲变形，并常伴有较强烈的热液蚀变，岩石退色等现象，局部地段可见有两组擦痕，也显示断层多期次活动的特点。根据断层局部地段阶步、擦痕等派生构造确定早期构造活动的特点。根据断层局部地段阶步、擦痕等派生构造确定早期构造获得最大主压应力方向为近 NS 向，晚期构造活动最大主压应力方向为 SW。

2. 北西西（NWW）向断裂带

NWW 向断裂带属于安昌河—观音坝断裂南侧的分枝断裂。在阳山金矿带各矿带均存在，而在葛条湾矿段出现得较多，且主要产在葛条湾—草坪梁复背斜的北翼，与地层产状基本一致，也是一组顺层断层，其长一般为 500~1500m，宽一般为 50~300m，走向为 95~115°，倾角一般为 40~50°，多位北倾。

该组断裂也是一组含矿断裂，研究表明（袁士松，2004），在河那下以北的五条 NWW 向断裂中均有不同程度的金矿化，其中贾那下附近的 NWW 向断裂规模最大，矿化也最好，捡块样含金 0.76~3.2×10^{-6}，应为成矿区进一步勘查的对象。

矿区 NWW 向断裂与 NEE 向断裂分别位于复背斜的南北两翼，二组构造有多个交汇处，其中，在安坝的交汇处形成了厚大的金矿体，在河那下、无价山北侧的交汇处也可能会形成金矿体的膨大部位，应予以密切关注。

3. 南北（NS）向断裂带

在矿区马连河、观音坝一带也常见及，一般延长较短，多小于 500 m，断层面一般陡倾，在局部也有一定的矿化现象，如观音坝南部的近 NS 向断裂中也有较强的金矿化，但规模较小。由于矿区总体南北向挤压作用，所以，近南北向的构造多为张性构造属文县弧形构造的派生构造。

矿区内 NEE 向及 NWW 向断裂构造一般在褶曲的两翼发育，而且断层产状与两翼产状基本一致（图版 1-1），褶皱两翼的层间滑动断层在矿区内出现较为普遍。

（三）构造变形与成矿

本区构造变形具有韧-脆性递进变形序列的特征（张复新，2006），早期显示韧性，中期显示脆-韧性，晚期显示脆性破裂，各期又表现出不同的阶段性：早期韧性剪切阶段，含矿地层薄互层发生韧性变形，形成由三条向南凸出的弧形韧性断裂（松柏—黎坪、马家磨—魏家坝、白马—临江）带（图 2-1），和早期褶皱及透入性片理（S_1）（图版 2-1），伴随的矿化蚀变为微细粒黄铁矿-毒砂-显微

石英细脉。在脆-韧性剪切变形阶段，地层中塑性差的灰岩层在挤压剪切作用下形成穿刺塑性层的穿刺褶皱（图版 1-2）；而在早期褶皱翼部形成了包括安昌河-观音坝断裂在内的一系列的脆-韧性断裂和层间滑脱带、顺层断层、叠瓦式逆冲断层，并形成截切 S_1 的剪切片理（S_2）（图版 2-1）；在剪切应力作用下，塑性变形产生的揉皱地层被剪切成透镜体，地层中的刚性体也剪切成透镜体状，如灰岩、硅质岩、砂岩、斜长花岗斑岩透镜体，较弱的矿化蚀变花岗脉岩类均呈构造透镜体状（图版 1-3）、旋转岩块出现在泥板岩强烈片理化带中，组成本区控矿脆-韧性剪切带的典型构造形貌特征。在脆-韧性剪切变形晚期，产生了一系列的脆性断层，在断层两侧形成了复杂紧闭的小褶皱；在塑性层中产生了雁列式脉及截切 S_2 的剪切片理 S_3（图版 2-1）；在此变形期形成的透镜体内包含有早期透镜体（图版 1-4）；薄互层在早期形成的褶皱受脆-韧性剪切作用产生了尖棱褶皱和张节理；硅化石英进一步在剪切作用改造下，呈拉长状、石香肠、眼球状（图版 1-5）、扁豆体状半定向分布。晚期的脆性断裂在已有构造基础上使地层发生强烈变形产生破碎带（图版 1-6），分布于控矿构造带上下盘附近。

在整个碰撞作用演化中，安昌河—观音坝断裂带内形成了一系列次级断裂、褶皱构造，为本区的控矿构造（图 2-1）。矿区内主要的控矿构造为葛条湾-草坪梁复背斜及 NEE 向、NWW 向和近 SN 向的断裂带。在葛条湾矿段，背斜南、北两翼地层总体都向北倾，顺层发育的 NWW 向断裂也向北倾；在安坝矿段，南翼地层总体向南倾，北翼地层接近褶皱核部处也向南倾，同时出现部分南倾的断裂。矿脉主要产于断裂带的次级破碎带或顺层剪切带内。韧-脆性剪切变形是矿化形成的主要动、热来源，矿体就位于韧-脆性剪切构造最发育的扩容空间里，矿体与围岩呈渐变过渡关系。

三、矿区岩浆岩

矿区内岩浆活动相对较弱，仅有部分酸性岩脉及小岩脉出露。通过野外地质考察、岩心观察和室内镜下光、薄片鉴定，发现本区出露的岩浆岩主要为一些岩浆岩脉体，包括有斑状斜长花岗岩、斜长花岗斑岩、黑云斜长细晶岩、黑云花岗细晶岩等。现归纳该区岩浆岩类型及特征如下（表 3-2）：

表 3-2 阳山矿区岩浆岩类型与特征

Table 3-2 Types and Features of Magmatic Rock in Yangshan Gold Field

花岗浅成岩类型	斑 晶	基 质	结 构
花岗细晶岩	缺少	石英、斜长石	细晶花岗结构
黑云母花岗斑岩	石英、斜长石、黑云母	斜长石、黑云母	斑状结构
黑云母斜长花岗斑岩	斜长石、黑云母	石英、斜长石、黑云母	斑状结构
斑状细粒黑云母斜长花岗岩	斜长石、黑云母	石英、斜长石、黑云母	似斑状结构

矿区内的脉岩以黑云母斜长花岗斑岩为主，岩石为灰白一浅肉红色，依氧化、蚀变强度不同而不同。从汤卜沟一张家山均有出露，常顺层产出，多产于断裂带内或附近。黑云母斜长花岗斑岩脉与矿体关系较为密切，有部分花岗斑岩参与到控矿构造带中，属于控矿构造带中的组成部分，被韧性剪切构造剪切为刚性透镜体，该岩体本身普遍遭受到矿化蚀变(绢云母-硅化-黄铁矿-毒砂化)(图版 2-2)，并且有发现花岗斑岩透镜体在与片理化含炭质泥板岩-粉砂泥板岩-泥灰岩薄互层的构造接触带中，充填交代含有明金的石英细脉。该纯石英脉中发现岩浆岩中自形晶锆石（图版 2-3），表明硅化对岩脉交代强烈。

也有许多变形、蚀变较弱的黑云母斜长花岗斑岩脉并不构成矿体。

另外一个比较重要的脉岩是黑云花岗细晶岩（图版 2-4)。岩石为灰白色，在汤卜沟、葛条湾等地均有出露，但规模较小，常与黑云母斜长花岗斑岩脉相伴，并切穿黑云母斜长花岗斑岩脉，显然其形成时代晚于前者。黑云花岗细晶岩与矿体也有关系，在葛条湾矿段就发现有黑云花岗细晶岩脉破碎蚀变构成矿体(当地称为白矿)。

矿区岩浆岩具以下特征：①矿区出露和矿化花岗岩类呈浅成特征，岩石产出呈脉状特征，具斑状、似斑状和细晶结构；岩石类型多（表 3-2)表明酸性岩浆的侵入活动具有多期多阶段特性，为成矿作用不断提供热的动力；②在成矿区内以泥质岩为背景下的塑性流变中，所见花岗脉岩类均呈构造透镜体状、旋转岩块，属于韧性剪切构造带中刚性体组成部分，而泥板岩强烈片理化围绕其周围分布，组成本区控矿韧脆性剪切带的构造形貌特征；③在控矿构造带中出现的花岗脉岩，均有较弱的的矿化蚀变，以微细粒稀梳浸染黄铁矿-毒砂-绢云母化为组合与产出特点，反映出花岗岩脉侵入于控矿构造活动之先，是岩浆-构造作用导致控矿成矿带形成，并参与中期阶段成矿作用；④在控矿构造带中，花岗斑岩类表现

出丝毫未变形的强烈绢云母化，伴随较单纯中期阶段的微细稀疏浸染状含金毒砂与增生环带黄铁矿化，显然是由含矿热液的渗透作用所至；⑤而在砂岩层发育地段，花岗斑岩体不占刚性优势，在韧性剪切变形中与砂岩共同出现近似程度的片理化，黑云母彻底退色化，大量铁质被解离参与成矿。

第四章 矿床地质特征

第一节 矿体特征

阳山金矿自1996年发现，现已扩大为控矿构造带长40km，宽1km，自东向系共由六个矿段：阳山、观音坝、高楼山、安坝、葛条湾、泥山矿段组成（图3-1）。金矿储量超过300t，安坝矿段305#脉单个矿体储量56.133t，314#脉单个矿体储量27.570t；矿石含金平均品位5.64×10^{-6}，最高达256×10^{-6}（齐金忠等，2005）。研究确定（程斌、张复新2006，杨荣生2006），金赋存呈次显微金、显微金及肉眼可见明金的多种形式，融有卡林型与类卡林型两种金矿类型的特征。

1．阳山矿段

位于整个矿段的东段，目前共发现矿脉13条，均产于中泥盆统三河口群第四岩性段中。矿体严格受构造控制。产出的容矿岩石为灰黑色泥板岩与灰岩薄互层段，其中多有顺层侵入后被剪切呈透镜状斜长花岗斑岩体。扁豆状、透镜状矿体有三种倾向产状分别是15°～40°、110°～160°、290°～310°，倾角20°～40°。矿体地表控制长200m～1500m，厚度平均2m～3m，最大30m。Au品位平均5.53×10^{-6}～10.44×10^{-6}。矿石中发育的毒砂、黄铁矿、石英为主要载金矿物。

2．高楼山矿段

位于阳山矿段之西，控矿构造安昌河—观音坝断裂及其分支上窑—王家山断裂在此交汇，成矿条件和环境十分有利，目前共发现6条金矿化脉。容矿岩石为灰白-灰黑色泥板岩绢云母化和斜长花岗斑岩透镜体。矿体近东西走向，分别出现南北倾向，倾角30°～55°。扁豆状矿体长数百米，厚0.5m～2.0m。Au品位0.5×10^{-6}～12.8×10^{-6}。矿石中发育的毒砂、黄铁矿、石英为主要载金矿物。

3．安坝矿段

位于矿带中部，目前共发现19条矿脉，均产于泥盆系中统三河口群第三岩性段中，主要受安昌河—观音坝断裂及其次级断裂的控制。容矿岩石为灰黑色泥板岩与灰岩薄互层段。

主要由305号矿脉和314号扁豆状、透镜状矿脉群组成。其中305号脉规模最大，矿化连续性好。305号矿体产状150°～170°，倾角45°～65°。地表控制长3200

m，斜深390m，厚度平均5.6m。Au品位平均7.06×10^{-6}。314号矿体地表控制长1500m，斜深260m，厚度平均3.6m。Au品位平均5.33×10^{-6}。此外306号矿脉群产于容矿岩系构成褶皱的北翼，矿体产状320°～10°，倾角60°～70°。长210m，厚1.94m。Au品位平均5.59×10^{-6}。矿石中发育毒砂、黄铁矿、石英、绢云母为主要载金矿物，脆性断裂中出现少量辉锑矿、偶见黄铜矿、磁黄铁矿、闪锌矿及方铅矿。

4．葛条湾矿段

位于矿区西部，现已发现4条矿脉，，均产于泥盆系中统三河口群第三岩性段泥板岩中，容矿岩石为含碳质泥板岩和斜长花岗斑岩透镜体。矿体产状两组，172°～255°，倾角41°～80°，330°～10°，倾角30°～60°，长240m～600m，宽1.1m～2.2m。Au品位平均1.42×10^{-6}～5.54×10^{-6}。主要载金矿物为黄铁矿、石英及少量毒砂。

观音坝和泥山矿段因为发现较晚，规模相应也比较小一些，而且也不是本文的研究重点。因此，这里就一言带过，不再介绍。

第二节 矿石特征

一、矿石类型

矿区矿石按氧化程度可分为原生矿石和氧化矿石，以原生矿石为主。氧化矿石一般产于地表至地下0—30m，多呈黄褐色，其Au的含量与原生矿石中硫化物含量有密切关系。原生矿石一般位于地表30m以下，局部地段较浅，矿石多为灰白—深灰色。原生矿石一般毒砂含量较高。

按赋矿岩石和矿化蚀变矿物组合可划分为6种类型（表4-1），由含碳细砂岩-泥板岩-灰岩-硅岩分别组合的薄互层型、斜长花岗斑岩型及石英脉型金矿石，均在脆-韧性剪切变形构造作用下伴随发生矿化蚀变。在变形的碳质纹层中多残留莓球状黄铁矿，电子探针波谱定量分析含砷0.10-0.15%（图版2-5、6）。

表 4-1　阳山金矿床矿石类型划分与特征

Table 4-1　The types and feature of rocks in Yang shan gold deposit

矿石类型			
赋矿原岩	矿化矿物组合	产出部位	蚀变矿物组合
细砂岩-泥板岩薄互层型	毒砂-含砷黄铁矿-硅化石英浸染型 含砷黄铁矿-硅化石英细脉浸染型	脆-韧性剪切带	次显微金、毒砂、含砷黄铁矿、浸染状硅化石英
灰岩-泥板岩薄互层型	毒砂-含砷黄铁矿- 硅化石英细脉浸染型	脆-韧性剪切带	毒砂、含砷黄铁矿、浸染状硅化石英
硅岩-泥板岩薄互层型	毒砂-含砷黄铁矿- 硅化石英细脉浸染型	脆-韧性剪切带	毒砂、含砷黄铁矿、浸染状硅化石英
斜长花岗斑岩型	毒砂-含砷黄铁矿-绢云母浸染型	脆-韧性剪切带	毒砂、含砷黄铁矿、绢云母、轻微硅化、次显微金
石英脉型	含金石英脉型	脆性断裂	含砷黄铁矿、磁黄铁矿、石英、辉锑矿、次显微金、可见明金
赋矿原岩与石英脉混合型	金-锑混合型	脆-韧性剪切带+脆性断裂	辉锑矿、毒砂、含砷黄铁矿、磁黄铁矿、石英、次显微金、可见明金

二、矿石矿物

矿化金属矿物主要由黄铁矿、毒砂、辉锑矿、自然金，及少量黄铜矿、磁黄铁矿、闪锌矿及方铅矿组成。

其中黄铁矿多数为他形和立方体，个别为五角十二面体，颗粒细小，一般小于 2mm。在氧化矿石中黄铁矿转化为褐铁矿。毒砂多呈针状产出。镜下观察，发现大量的黄铁矿晶粒内部具有特征的增生环带构造，由含砷较高的黄铁矿外缘及含砷较低的内核黄铁矿组成（图版 3－1~3）。通过电子探针测试（表 4-2）测知黄铁矿内带含砷约 0.96%，外带含砷约 3.83%，毒砂（图版 3－4）含砷约 39.36%。黄铁矿中 Au 含量为 0~0.089%，平均为 0.045%；毒砂中 Au 为 0~0.031%，平均为 0.010%；辉锑矿中 Au 为 0~0.009%，平均为 0.003%。反映增生环带黄铁矿与毒砂密切共生，构成金矿主要载金及含金矿物。

对矿区主要金属矿物含金性分析结果表明，毒砂中金含量最高，达 143.48×10^{-6}，其次为黄铁矿，为 53.01×10^{-6}，而辉锑矿中金含量最低，为 20.41×10^{-6}，

也反映了黄铁矿和毒砂为本区主要的载金矿物。

金主要以次显微金的形式赋存于含砷黄铁矿和毒砂中。其主要原因是因为砷进入了金属硫化物黄铁矿、毒砂的晶格之中。纯净的毒砂含 As 为 36%，而矿石中毒砂高于标准 3.36%，黄铁矿更是含 As 达 3.83%甚至可能更多。而由于 As 离子半径大于 S 离子半径（张复新，1999），进入黄铁矿晶格中的 As 离子的导致该金属硫化物晶格出现缺陷，从而为次显微金提供了赋存的空间。少量金以可见明金形式赋存于构造接触带的石英细脉中（图版 4－1）。

矿石中脉石矿物为石英、铁白云石、方解石、绢云母及水云母、绿泥石、锆石等。。

表 4-2　阳山金矿矿石中主要含金硫化物电子探针定量分析结果

Table 4-2　The quantitative analyses of electron probe about sulfide with Au from rocks of Yangshan gold deposit

样品编号	矿物	S	Fe	As	Se	Ag	Co	Ni	Total
B20-1-1-1	毒砂	22.52	37.12	39.36	0.00	0.00	0.05	0.00	99.05
B20-1-1-2	环带黄铁矿	51.22	46.74	2.44	0.00	0.00	0.05	0.00	100.45
B20-1-2-1	内核黄铁矿	50.86	46.09	0.96	0.00	0.01	0.10	0.14	98.15
B20-1-2-2	环带黄铁矿	50.49	46.11	3.83	0.00	0.02	0.07	0.00	100.53
B-8-1	莓球黄铁矿	53.14	46.52	0.15	0.03	0.00	0.29	0.11	100.23
B-8-2	莓球黄铁矿	53.14	46.91	0.10	0.00	0.04	0.19	0.06	100.45

三、矿石的化学成分

对阳山和葛条湾矿段矿石微量元素化学分析结果表明，矿石中主要有用组分为 Au，含量一般为（0.5~3.3）× 10^{-6}，显示出矿石地表品味较低的特点，组合样品最高可达 16.30×10^{-6}。矿石中除 Au 以外，还有一定量的 Ag（0.20×10^{-6}~0.95×10^{-6}）、Cu（5.0×10^{-6}~32×10^{-6}）、Pb（28×10^{-6}~44×10^{-6}）、Zn（36×10^{-6}~120×10^{-6}），但是都不具有综合利用价值。在不同类型的矿石中金含量有所变化，从蚀变灰岩型矿石→毒砂-黄铁矿化砂岩型矿石→毒砂-黄铁矿化蚀变斜长花岗斑岩型矿石→毒砂-黄铁矿化片理化泥板岩型矿石，金含量总体升高。矿石中 As 含量较高，利用 X-荧光光谱进行测试结果表明，矿石中 As 的含量为 0.49~1.25%，平均为 0.79%，矿石中较高的砷含量对选矿较为不利。

四、矿石的结构构造

该区矿石发育多种结构构造。

1．矿石的结构

矿石的结构主要有：自形粒状结构、它形粒状结构、环带及环边结构、包含结构、胶状结构、交代结构、草莓结构等。

自形粒状结构：主要表现为各种金属硫化物，特别是黄铁矿和毒砂多呈自形粒状分布于蚀变围岩或岩浆岩和石英脉中；

他形粒状结构：辉锑矿、黄锑矿呈它形或不规则状分布于蚀变围岩或岩浆岩和石英脉中；

环带及环边结构：黄铁矿和毒砂颗粒发育亮暗环带相间的现象（由于含砷量不同引起的），有时表现为晚期黄铁矿围绕早期黄铁矿颗粒生长而发育的次生加大环边现象（图版 3-1、2）；

包含结构：毒砂矿物颗粒中包裹有黄铁矿颗粒；

胶状结构：表现为晚期黄铁矿呈胶状薄膜环绕早期黄铁矿生长；

交代结构：黄铁矿交代黄铁矿、毒砂交代黄铁矿及辉锑矿交代黄铁矿现象；

草莓结构：黄铁矿呈典型的草莓状浸染分布于矿石中（图版 2-5、6），草莓状黄铁矿常伴有金矿物的产出。

2．矿石构造

矿石构造主要有：浸染状构造、脉状构造、团块状构造、碎裂状构造等。

浸染状构造：为本区最常见的一种类型。黄铁矿、毒砂微细颗粒呈浸染状分布于片理化泥板岩（图版 3-5）和蚀变斜长花岗斑岩以及其他蚀变围岩中，而另外一些细粒-中细粒的黄铁矿颗粒呈稀疏浸染状或稠密浸染状分布于碳质泥板岩、碳酸盐及石英集合体中（图版 3-6）；

脉状构造：在露头及标本常可见到暗灰色的石英黄铁矿细脉，在镜下常见到碳酸盐矿物、毒砂、黄铁矿等矿物组成微细脉切穿蚀变围岩以及石英集合体；

团块状构造：可见到黄铁矿集合体呈块状分布于蚀变围岩及脉体中；

碎裂状构造：较大的黄铁矿颗粒及石英经构造作用破碎形成碎裂状构造。

五、矿化蚀变特征

本区发育的矿化蚀变类型主要有硅化、绢云母化、黄铁矿化、毒砂化、碳酸盐化、褐铁矿化及粘土矿化。

硅化：主要发育在断裂破碎带中及破碎带两侧，矿石中硅化石英多为它形粒状，呈块状产出，有时以细脉状产出。根据石英的粒度及伴随的矿化特征可将硅化石英大致分为三期：早期的微细粒的石英交代泥板岩，与早期微细粒浸染状矿化相关；中期的细-中细粒石英伴随有铁白云石化，与中期的细粒-中细粒黄铁矿-毒砂化相关；晚期的中粗粒石英伴随有方解石化，几乎无矿化。中期的硅化石英又可根据其粒度和矿化程度分为不同的阶段。

绢云母化：该类蚀变主要发育在斜长花岗斑岩中，片理化泥板岩也有发现，主要为斜长石蚀变产物，绢云母呈片状或云雾状，常伴有硅化、黄铁矿化及毒砂化。

黄铁矿化：黄铁矿主要发育在破碎带及两侧的各种围岩中，多呈浸染装或星点状产出，局部出现块状，含金性高，其含量直接决定矿石品味。

毒砂化：多发育在斜长花岗斑岩中，片理化泥板岩也有出现，多呈细小针状产出，常与黄铁矿密切伴生，其含量与矿石品味又正相关关系。

碳酸盐化：主要由方解石和铁白云石组成，铁白云石多呈网脉状，而方解石多呈微细脉产于矿体附近。

褐铁矿化：主要发育在矿体浅部，为黄铁矿氧化后的产物。

粘土矿化：一部分为热液蚀变产物，常与碳酸盐化伴生；另一部分为长石经地表风化而成。

第五章 成矿作用演化与成矿期次划分

按照矿化蚀变与地层、构造变形、岩浆活动关系，以下对成矿作用演化从含矿岩系成矿物质预富集、构造作用改造、岩浆热液作用叠加、表生氧化这四方面展开论述。而根据成矿作用演化，将矿床的成矿期次划分为，沉积预富集期，岩浆-构造-热液改造期和表生氧化期。其中岩浆-构造-热液成矿期又可按矿物特征与组合划分为六个成矿阶段（图 5-2）。以下进行详细论述。

一、含矿岩系成矿物质预富集与沉积预富集期

该含矿岩系为泥盆系三河口群：下部以厚层块状微晶灰岩、泥灰岩组成；中下部-中部由炭质泥板岩-泥灰岩-薄层灰岩-粉砂泥板岩-硅质岩的薄互层组成；上部主要为砂质泥板岩和石英细砂岩组成。其形成于原扬子板块北缘被动大陆边缘的断陷盆地内，底部为台地相浅水沉积，中上部为较深水沉积，反映盆地处于拉张裂陷的阶段。这套由炭质泥板岩-泥灰岩-薄层灰岩-粉砂泥板岩-硅质岩的薄互层组成的岩石组合既代表了一种较深水还原环境，而且反映了一种海水动荡的环境，与同生断裂的活动相关。发育成层的硅质岩和重晶石，硅质灰岩稀土元素特征（表 6-1）表现为稀土总量低，约 18.1，LREE 相对富集，LREE/HREE 的比值大约为 5.5，结合整体处于断陷盆地内部，极有可能为热水沉积成因。

在粉砂质泥板岩和石英粉砂岩薄互层中，发现了泥质鲕粒（图版 4-2、3）。该泥质鲕粒没有核，鲕粒的纹层中含大量铁质，其中泥质已发生重结晶作用形成了细粒的绢云母片。初步认为，该岩石是非常细甚至达到胶体粒度的泥质物质，在遇到与它电性相反的铁质胶体物质时沉淀形成的。它与石英粉砂岩共存，并未严重磨损，说明其形成与快速堆积的浊积环境。该岩石被后期的韧-脆性剪切作用改造，不仅使石英粉砂岩和含泥质鲕粒的泥板岩呈小的透镜状，而且部分鲕粒也被剪切成透镜状，甚至被切断，说明剪切作用非常强烈。在该岩石中发现大量的褐铁矿，说明伴随强烈的剪切作用有强的矿化。

而阳山金矿区的基底为碧口群的一套巨厚浅变质火山岩系和沉积岩系组成，对文县南部碧口群地层的微量元素进行分析（表 5-1），结果表明碧口群含金性较高，平均达到 9×10^{-9}g/t。

表 5-1 碧口群地层微量元素含量统计

Table 5-1 Statistical content of Trace elements from Bikou Strata

样号	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Bi	Hg	W	Mo
B6K-1	10	<0.20	32	15	99	17	2.5	0.22	0.02	1.2	1.4
BK-0	4	0.21	128	<15	74	6.7	<0.20	0.13	0.01	0.7	0.8
BK-2	13	0.59	15	<15	47	25	1.4	0.24	0.23	1.1	4.3

注：武警黄金地质研究所测试，2001

当泥盆系地层发生沉积时，就不可避免的从源区带来了少量成矿物质。另外，地层沉积于断陷盆地内部，控制盆地演化的同生断裂沟通了地壳深部，必然导致地壳深部的物质沿断裂上涌，同时将深部的成矿物质带上来，并通过生物作用、炭泥质的吸附作用保存于地层中。镜下观察，在泥板岩中发现了大量的草莓状黄铁矿（图版 2-5、6），通过电子探针测试，该草莓状黄铁矿中都出现一定的砷异常，由于砷和金具有极其相似的地球化学特征，二者密切共生（张复新，1999），表明地层中也有一定的金异常。通过对地层进行微量元素分析，泥盆系地层中含金量约为 $2.61\sim7.78\times10^{-9}$。所以，地球深部和地层的物源共同带来的成矿物质在地层中的沉积，初始富集，为阳山超大型金矿的形成提供了初始的物质基础。

即该成矿期矿物特征和组合表现为在含金丰度较高的炭质泥板岩-泥灰岩-薄层灰岩-粉砂泥板岩-硅质岩的薄互层中，地层中金等成矿物质主要赋存于莓球状黄铁矿中（图版 2-5、6），该黄铁矿含砷 0.10～0. 15%，部分被炭质吸附，形成金的沉积预富集。

二、构造作用叠加、改造与岩浆构造-热液成矿期

本区构造变形具有韧-脆性递进变形序列的特征，早期显示韧性，中期显示脆-韧性，晚期显示脆性破裂，各期表现出不同的阶段性。同时，各期对成矿的控制和影响程度也不同。而且，相对应这 3 个构造变形阶段，成矿期次划分了 6 个阶段，每个构造变形阶段依次对应 2 个成矿阶段。

（一）韧性剪切构造变形与早期成矿

自晚二叠世起，扬子板块开始向南秦岭板块俯冲碰撞，在该俯冲碰撞作用导致的南北向挤压应力作用下，加上其南侧东、西端受到碧口、若尔盖地块的阻挡，从而呈现一个巨大向南凸出的弧形构造（图 2-1）。由于南秦岭板块向北的仰冲作用，在弧形构造内部研究区形成了一个区域性倒转背斜，地层总体向北倾。在该俯冲碰撞作用引发的挤压应力下，含矿地层薄互层发生韧性变形，形成早期的透

入性片理（S_1）。同时，在区域挤压应力带来的动、热条件下，地层发生脱水，形成热液流体，对地层中的成矿物质进行萃取，使其发生相的改变。造成了草莓黄铁矿重结晶，变为微细浸染状，但同时仍存在部分草莓黄铁矿。使得热液成因的微细粒浸染状黄铁矿、毒砂与早期地层中沉积成因的草莓状黄铁矿共生，热液改造叠加于地层之上（图版 4-4）。

该构造变形阶段，随着碰撞挤压应力的聚积，在倒装背斜内部形成几条向南凸出的弧形韧性断裂（松柏—黎坪、马家磨—魏家坝、白马—临江）带，产状与地层基本一致。本区主要的含矿断裂为安昌河—观音坝断裂。

该期的成矿划分为两个阶段，矿物特征和组合各自表现为：在韧性剪切构造变形的前期，花岗斑岩脉一同随含炭粉砂-泥-灰-硅质薄互沉积岩层，被韧性剪切构造片理化，伴随发育微细浸染状黄铁矿-硅化，黄铁矿具增生环带，ϕ=0.01mm ~0.05mm（图版 3-5）；在韧性剪切构造变形的后期，微细粒的硅化石英交代泥板岩，伴随细粒毒砂-黄铁矿化，其同第一个阶段区别是微细浸染状毒砂出现，而且具增生环带黄铁矿颗粒较前一阶段增大，二者与微细浸染状石英共生。

这两个成矿阶段矿化强的矿体与矿化多产于厚层刚性剪切扁豆状岩块与环绕刚性岩块的塑性岩层接触带上（图版 4-5），且与沉积预富集期相比黄铁矿晶粒增大且具增生环带；

（二）脆-韧性剪切构造变形与中期成矿

该过程可分为两个阶段，早期以韧性为主的韧-脆性构造变形阶段和晚期以脆性为主的脆-韧性构造变形阶段，这也和成矿期次划分的两阶段相一致。

1．韧-脆性构造变形阶段和成矿

早侏罗世在陆-陆碰撞作用南北向挤压应力作用下，在弧形构造弧顶两边派生出 NEE 向和 NWW 向的剪切应力，使地层发生韧-脆性剪切变形，形成剪切片理（S_2）。在剪切应力作用下，成矿物质进一步发生迁移、富集，在早期微细粒的含砷黄铁矿、毒砂的基础上进一步矿化，形成细粒状黄铁矿、毒砂，通过含砷黄铁矿和毒砂的增生环带可以清晰地看出，主要沿片理化带（S_2）呈脉状分布。与此同时，在该剪切应力的诱导下，沿断裂带有岩浆岩的侵入。在剪切应力和岩浆活动带来的动、热条件以及地层中的水和少量岩浆热液的联合作用下，地层发生矿化蚀变。

韧-脆性剪切变形的证据有：①含矿岩系薄互层地层强烈变形，塑性的泥板岩、粉砂质泥板岩地层发生强烈片理化（图版 1-4），而刚性的石英粉砂岩、硅质岩则被剪切作用改造为透镜体；②在背斜核部，原来处于地层底部的厚层灰岩在脆-韧性剪切作用下，向上切穿其上的塑性地层，形成穿刺背斜（图版 1-2）；③早期形成的硅化石英脉，被剪切作用改造成眼球体呈串珠状分布（图版 1-5）；④先前侵入的斜长花岗斑岩，受剪切作用改造呈透镜体分布（图版 1-3）；⑤剪切片理化、剪切透镜体、S-C 组构、初级压力影、硅化石英的定向拉长等显微构造发育（图版 4-6、图版 5-1～4）。

该成矿阶段的矿物特征和组合表现为：中细粒黄铁矿、毒砂与细脉浸染状石英共生，并多沿韧-脆性构造微裂隙充填-交代互层围岩中。含金黄铁矿、毒砂自形晶粒稍粗大ϕ=0.05mm~0.4mm，黄铁矿具增生环带。并且前 3 个成矿阶段金都呈次显微金。

2．脆-韧性构造变形阶段和成矿

当挤压作用发展到晚期阶段时，在剪切带内部就会产生引张应力。在引张和剪切应力共同作用下，先期形成的矿化蚀变岩石进一步发生脆-韧性剪切变形，同时伴随有该阶段的矿化蚀变。

脆-韧性剪切变形的主要证据有：①先期形成的片理化矿化泥板岩地层发生变形，形成膝折构造（图版 5-5、6）；②前期硅化石英显微脉体，在韧-脆性剪切作用改造下，形成“X”剪节理，沿节理分布着细粒的石英颗粒，为早期硅化石英的亚颗粒化形成（图版 6-1）。

该成矿阶段的矿物特征和组合表现为：黄铁矿-毒砂-石英-绢云母矿化热液渗透稀疏浸染于蚀变花岗斑岩中（图版 6-2），含金黄铁矿、毒砂自形晶粒稍粗大ϕ=0.05mm~0.4mm，含砷增生环带消失（图版 6-3），石英开始呈浸染状；

总体而言，脆-韧性剪切变形改造对成矿作用起着非常积极的作用。脆-韧性剪切变形不仅使含矿流体再次活化、迁移，更加广泛地吸取围岩中的成矿元素。而且，脆-韧性剪切带也为深部含矿流体创造了良好的通道，其扩容空间成为含矿流体循环和矿质沉淀的最好场所。

（三）脆性构造与晚期成矿

在陆-陆碰撞作用的晚期，造山作用会产生释放应力的张性断裂。该伸展作

用进一步叠加在矿体上，使已形成的矿体更加复杂化。同时，伴随有中粗粒的硅化石英和方解石脉叠加在早、中期的矿化蚀变上，形成晚期少量的中粗粒黄铁矿，散布于矿石中。另外，部分矿石还出现角砾岩化，角砾包括强片理化泥板岩、弱片理化石英细砂岩、硅质灰岩、硅化石英脉，胶结物主要为泥质、炭质、硅质和碳酸盐。伴随有中粗粒的黄铁矿化散布于基质中。

脆性构造成矿阶段的前期，发育黄铁矿化为主的多金属硫化物（黄铜矿-黝铜矿-闪锌矿-方铅矿）的矿化石英脉体沿脆性断裂充填，特别在围岩与剪切扁豆状蚀变花岗斑岩接触带上发育，该石英脉体中发现明金（图版 4-1）；

脆性构造成矿阶段的末期，为矿化蚀变尾声，出现有辉锑矿化（图版 6-4）。

在整个脆性构造成矿阶段发育黄铁矿-辉锑矿-石英-方解石网状裂隙脉

在整个碰撞作用演化中，安昌河—观音坝断裂带内形成了一系列次级断裂、褶皱构造，为本区的控矿构造（图 2-1）。矿区内主要的控矿构造为葛条湾-草坪梁复背斜及 NEE 向、NWW 向和近 SN 向的断裂带。在葛条湾矿段，背斜南、北两翼地层总体都向北倾，顺层发育的 NWW 向断裂也向北倾；在安坝矿段，南翼地层总体向南倾，北翼地层接近褶皱核部处也向南倾，同时出现部分南倾的断裂。地层与断裂在走向上的这种变化是由于区上不对称的挤压应力造成的，当康玛巨型弧形推覆构造整体向南逆冲的晚期，由于碧口地块基底高位的抬出阻挡，发生上部指向北的反向对冲构造，从而使得褶皱与断裂发生了扭断，在该扭断的部位叠加了后期的近 SN 向断裂，使该部位发生强烈的破碎，成为矿体的就位场所。

三、岩浆热液作用叠加

（一）岩浆岩的类型及其特征

本区出露的岩浆岩主要为一些岩浆岩脉体，主要包括有黑云花岗细晶岩、黑云母花岗斑岩、黑云斜长花岗斑岩、斑状细粒黑云母斜长花岗岩（表 3—2）。

黑云母斜长花岗斑岩脉 K-Ar 全岩年龄为 171~209Ma（齐金忠，2005），为燕山期花岗岩。从矿区斜长花岗斑岩的稀土元素含量（表 5-3）可知，稀土总量较低 $\Sigma REE=82.41\times10^{-6}$，轻、重稀土含量比值较大（图 5-1），轻稀土明显富集，$La/Yb\approx33>10$，$\delta Eu\approx0.22$，Eu 明显亏损。在球粒陨石标准化图解中（图 6-3）呈右倾的“V”型分布曲线，而且该花岗岩中的 Al_2O_3 含量为 14.58%，略高于 14.5%，

根据这些特征可初步认定矿区花岗斑岩为地壳重熔型浅成花岗岩类，是与沉积围岩的韧性剪切同步的同构造岩浆活动产物（Michael W. Ressel, 2006）。主要鉴别依据：①与剪切围岩构造变形协调一致，在剪切构造带中花岗斑岩岩株、岩脉呈构造扁豆体-透镜体；②岩株、岩脉作为含矿岩系剪切构造带中的刚性体内部无构造变形，但普遍绢云母化-硅化-黄铁矿-毒砂矿化蚀变，是后期热液渗透的结果；③岩脉类型多样（表 3-1），侵入深度不等，与剪切带构造序列多期多阶段一致；④花岗斑岩与围岩接触带矿化蚀变较强，石英脉中残留岩脉中锆石副矿物；⑤剪切带和花岗斑岩均为大陆统一后，陆内造山挤压-拉张作用的产物。

（二）岩浆热液作用与成矿关系

岩浆岩是沿着早期断裂带侵入的，其地球化学特征显示其为碰撞型花岗岩，是地层重融的岩浆侵入形成，带来部分少量成矿物质。

岩浆作用晚期，剪切作用对地层和斜长花岗斑岩体进行改造，使其形成透镜体状。伴随岩浆活动的结束，热液活动开始沿破碎带发生作用。流体包裹体测试（齐金忠等，2003）以及 S、H、O 同位素证据（郭俊华等，2002），都表明热液流体中的水主要为大气降水，同时还加入了一些岩浆热液。热液活动在地层中表现为硅化，形成中细粒的石英交代泥板岩，它与中期的中细粒矿化相关。同时部分细粒矿化作用发生于地层与斜长花岗斑岩体接触带的斜长花岗斑岩体内。镜下观察显示，凡有矿化的岩浆岩都伴随有细粒的硅化石英脉。

从球粒陨石标准化图解中可以看出，斜长花岗斑岩的轻稀土组成模式与地层及矿石一致，而重稀土组成模式与石英脉一致，进一步表明成矿物质主要来自地层、部分来源于岩浆岩，在岩浆演化过程中，轻稀土伴随成矿物质而迁移，而重稀土与成矿物质分异，伴随岩浆期后热液形成石英脉。

矿区花岗斑岩参与到控矿构造带中，属于控矿构造带中的组成部分，被韧性剪切构造剪切为刚性透镜体，岩浆岩体本身普遍遭受到矿化蚀变（绢云母-硅化-黄铁矿-毒砂化），含金黄铁矿增生环带消失；岩脉含金矿化硫化物中包裹有碲铋矿；特别在花岗斑岩透镜体与片理化含炭质泥板岩-粉砂泥板岩-泥灰岩薄互层的构造接触带中，多充填交代含有明金的石英细脉。该石英脉中有发现岩浆岩中自形晶锆石（照片 7），表明硅化对岩脉交代强烈，同时，矿化组分中混入岩浆岩成矿多种物质，表现出类卡林型金矿化特征。

总而言之，在燕山期本区曾经有过多期次的岩浆活动，这些岩浆活动不是该矿床形成的主要控制因素，但其的叠加对该矿床的形成有影响作用，具体贡献包括：①岩浆的侵入必定追踪构造薄弱带地段，即早期逆冲推覆作用形成的断裂带，势必造就新的构造扩容空间，为成矿物质的迁移和富集提供场所；②带来了一定的流体热液和热动力，加强了流体对含矿岩系成矿物质的萃取和富集；③岩浆期后热液本身携带有大量的 Hg、Sb、As 等元素，为金的沉淀提供了化学条件；④在较厚的塑性泥板岩地层中补充了刚性的地质体，从而有利于剪切作用进行的更加充分，形成刚-塑相间的扩容空间。

表 5-3　阳山金矿区含黑云母斜长花岗斑岩稀土元素分析结果

Table 6-3　REE Analyses of Granite Containing Biotite from Yangshan Gold Deposit ($w_B/10^{-6}$)

样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	δEu
①	18.0	35.1	3.60	14.1	2.95	0.65	2.37	0.35	1.60	0.27	0.62	0.092	0.54	0.078	80.32	0.22
②	19.5	37.1	3.1	10.4	2.64	0.41	1.49	0.27	1.08	0.17	0.51	0.09	0.57	0.089	83.05	0.14
③	14.2	29.6	2.72	9.62	2.63	0.46	2.15	0.39	2.62	1.53	0.54	0.24	1.4	0.22	85.07	0.14

注：①、②、③均为含黑云母斜长花岗斑岩，其中①样品编号为 YM621-6，为西北大学大陆动力学国家重点开放实验室测试，2006；②、③为宜昌矿产地质研究所测试，样品经碱溶、离子交换分离富集后用 ICP 光谱仪测试，2003。

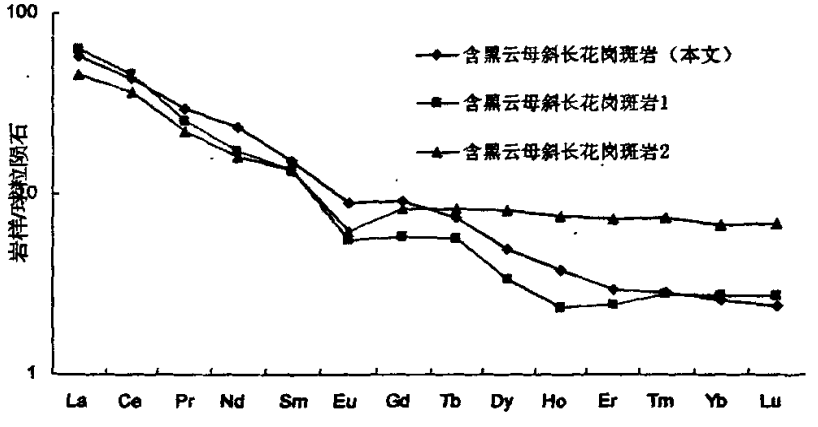
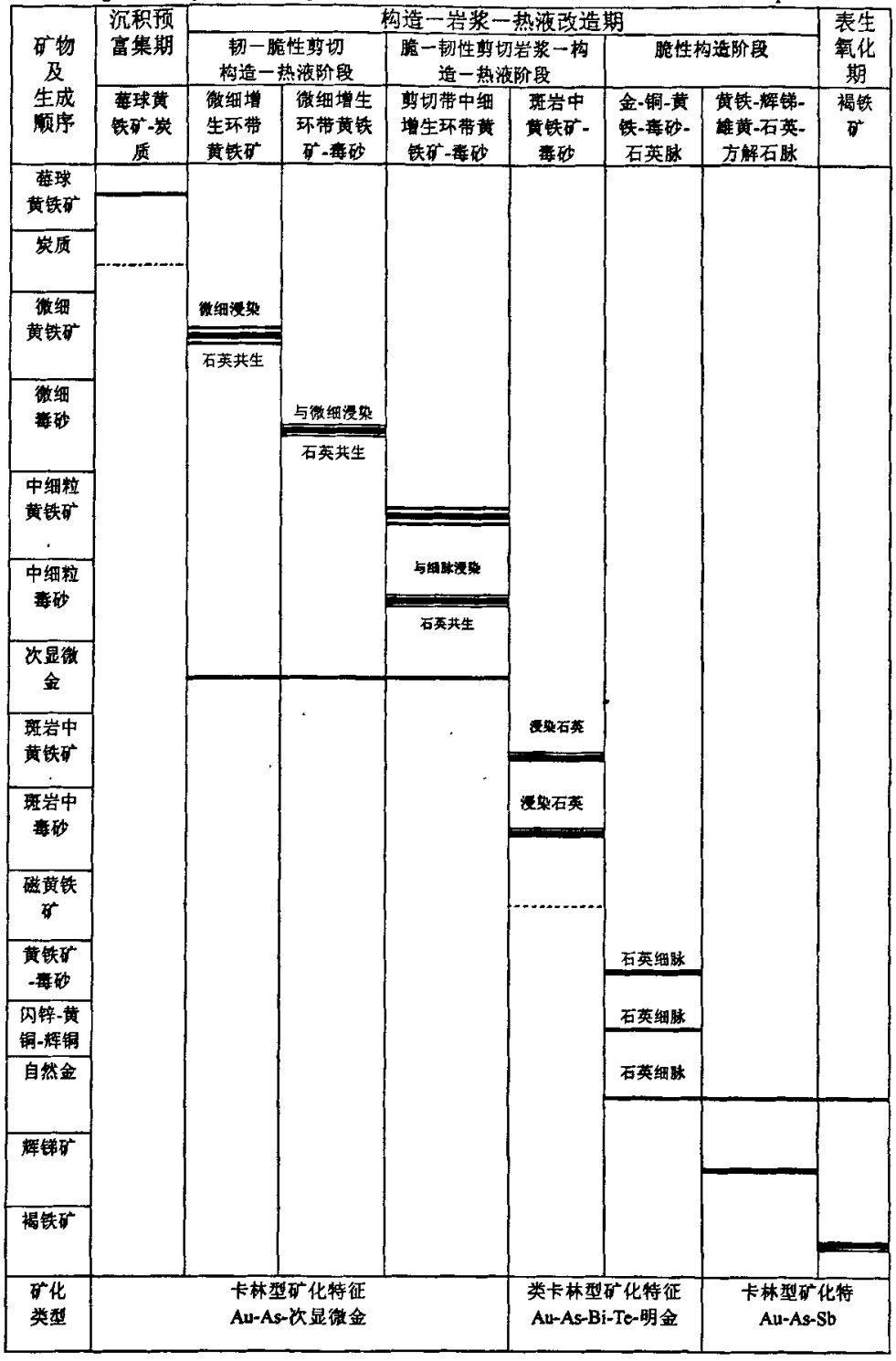


图 5-1　含黑云母斜长花岗斑岩稀土元素配分模式图

Fig 5-1　Chondrite- normalized REE patterns of granite containining biotite

图 5-2　　阳山金矿床成矿期、成矿阶段与矿物生成顺序

Fig 5-2　Epoch and stages of mineralization and mineral association and sequence



四、表生氧化作用与成矿表生氧化期

勉略带的演化发展到后造山陆内构造演化阶段，在后造山陆内构造演化的后期，区域应力转为伸展应力。在该伸展作用下，已经形成的阳山金矿床被抬升到近地表，通过氧化作用形成褐铁矿化。与此同时，在伸展背景下发生的张性断裂对矿体进行了改造，使矿体变得更加复杂。在该阶段，伴随有中粗粒的硅化石英和方解石脉，无矿化，它们对矿床的形成已基本无贡献，属于成矿后热液活动。同时形成一些粘土矿物，并使成矿物质发生次生富集并最终形成阳山超大型金矿

第六章 矿床地球化学特征

第一节 微量元素组成特征

矿石中除 Au 外，As、Sb 含量明显偏高；此外，局部含一定量的 Ag、Hg、Pb、Zn、Cu、Bi、Te、Se 及炭质。

武警黄金地质研究所对阳山金矿带岩、矿石（郭俊华等，2002）微量元素分析表明，As、Sb、Au、Ag、Pb、W、Bi、Mo 为本区高场区元素。阳山矿区高场元素对于不同岩、矿石平均含量有不同，Au、Ag 在泥板岩、泥砂岩、花岗斑岩及区域变质变形石英脉中较高，As、Sb 在泥板岩、泥灰岩、花岗斑岩及区域变质变形石英脉中较高，Bi、W、Mo 在花岗斑岩及区域变质变形石英脉中较高。反映本区成矿作用特点。

罗锡明等（2004）对矿区矿石微量元素的分析表明阳山金矿床的 Au、Hg、As、Bi、Sb 等元素富集（富集系数在 60～3581 之间）。矿石中除 Au（4.05×10^{-6}）外、还含一定量的 Sb（36.27×10^{-6}）、Ag（0.27×10^{-6}）等，但后两者不具备综合利用价值。对微量元素的相关性分析研究表明,矿石中 Au 与 Hg、As、Bi、Sb 等元素之间呈明显的正相关关系，尤其与 Sb 和 As 的相关系数分别达到 0.933 和 0.829，该结论与王学明等（1999）对文康地区泥盆系地层中多元素相关分析结果基本一致，显示阳山金矿的形成与富含 Au、As、Sb、Bi、Hg 等低温热液元素的成矿流体活动有关。

此外，罗锡明、齐金忠（2004）发现 A u 及相关元素的含量随标高降低而降低。这表明了矿区成矿流体活动向深部有减弱的趋势。

第二节 稀土元素组成特征

共采取了 7 件包括多种容矿沉积岩石、花岗斑岩及矿化蚀变含金石英脉在内的岩、矿石样品进行稀土元素含量分析。

分析结果（表6-1）表明矿区不同岩石、矿石的REE 含量变化较大，稀土总量 ΣREE 变化范围为4.58×10^{-6}～178.28×10^{-6}。石英细砂-粉砂岩、炭质板岩、

泥板岩ΣREE最高，平均149.13×10^{-6}，泥板岩更是达到178.28×10^{-6}；其次花岗斑岩达80.32×10^{-6}，最低是含金石英脉，平均8.61×10^{-6}（2件）。除石英脉外，稀土模式曲线均为右倾，岩浆岩斜率稍大于容矿沉积岩。REE分布图呈较陡的向右倾斜的曲线，但平滑性差，呈浅谷V 字型(图6-1)，δEu为0.18～0.57，显示强-中等Eu异常，LREE/HREE为4.57～17.96，表明轻稀土相对富集。

石英脉代表成矿热液稀土组成特征，明显亏损轻稀土，较好的继承容矿沉积岩和花岗斑岩的重稀土组成特征（图6-1），这种亏损轻稀土和继承重稀土组成，均表明金的成矿经过有较强烈的岩浆叠加、构造改造和和热液分馏作用的发生。

从配分模式图(图6-1)中可以看出，斜长花岗斑岩与地层的稀土组成模式基本一致，为上地壳地层重熔型花岗岩类，表明斜长花岗斑岩的侵位带来了部分成矿物质。由于矿石的岩石组成绝大多数与地层一致，所以二者的稀土组成模式也基本一致；而石英脉与地层以及斜长花岗斑岩脉REE 组成模式的差异说明，剪切作用改造地层形成石英脉时，轻、重稀土发生分异，石英脉只继承了地层中的重稀土，而没有继承地层中的轻稀土。

表 6-1　阳山金矿区岩矿石稀土元素分析结果（w_B/10^{-6}）

Table 5-1　REE Analyses of Rocks and Gold Ore from Yangshan Gold Deposit

样号	岩石名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE
YM621-6	斜长花岗斑岩	18.0	35.1	3.60	14.1	2.95	0.65	2.37	0.35	1.60	0.27	0.62	0.092	0.54	0.078	80.32
YZK1716-18	石英脉	0.01	0.13	0.01	0.01	0.59	0.22	0.98	0.21	1.14	0.23	0.51	0.075	0.41	0.050	4.58
YZK1716-23	石英脉	0.01	1.15	0.01	1.59	1.65	2.20	2.06	0.35	1.79	0.33	0.73	0.11	0.58	0.068	12.63
Y402-4	泥板岩型矿石	39.1	73.5	8.16	30.1	5.67	1.13	5.85	0.98	5.94	1.19	3.41	0.53	2.23	0.49	178.28
Y402-5	硅质灰岩	3.27	7.38	0.38	3.04	0.91	0.52	0.92	0.17	0.77	0.15	0.31	0.046	0.25	0.033	18.17
YPD461-1-1	碳质泥板岩	27.8	46.5	5.63	20.5	3.10	0.65	2.78	0.50	3.24	0.72	2.21	0.37	2.44	0.38	116.82
YTC-002	石英细砂岩	32.5	64.4	7.10	26.0	4.77	0.85	4.30	0.71	4.26	0.90	2.69	0.44	2.91	0.47	152.30

注：西北大学大陆动力学国家重点开放实验室测试。

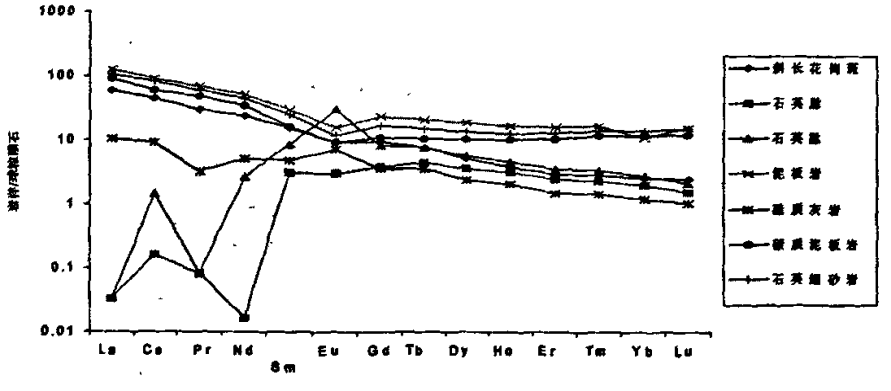


图6-1 阳山金矿区容矿岩石及矿石矿物稀土配分模式

Fig 4 Chondrite normalized REE patterns of ore-bearing rocks and Ore minerals in Yang Shan gold field

第三节 流体包裹体特征

流体包裹体显微测温分析结果（齐金忠，2003）表明,流体包裹体均一温度范围为105～310℃,主要集中于150～250℃。流体包裹体盐度w ($NaCl_{eq}$) 为1.6%～10.4% 主要集中在1.6%～6.5%。成矿流体显示中-低温、低盐度热液矿床特征，与卡林-类卡林型金矿特征一致。

第四节 稳定同位素组成与特征

一、硫同位素组成与特征

综合前人对阳山金矿床硫同位素组成分析结果（表6-2）的研究，罗锡明等的测试数据中黄铁矿石英脉中黄铁矿硫同位素组成值 $\delta^{34}S$ 均以较小的负值为特征,其变化范围为-2.2‰~-0.7‰，平均为-1.6‰。且不同于泥盆系地层中沉积黄铁矿的 δ 34 S 值(10.9‰)，据此罗锡明（2004）认为 $\delta^{34}S$ 的这种狭窄的变化范围表明矿石中硫来源较为单一,矿石硫为岩浆硫。因而阳山金矿床的形成与岩浆热液活动密切相关。

齐金忠等的测试数据（6-2）则显示阳山金矿矿石 $\delta^{34}S$ 为-3.47‰~+13.23‰，表明其硫同位素组成相对富集 ^{34}S，并且以离散性较大为特征。一般认为硫同位素组成较分散，说明成矿过程可能存在多个硫源。由表中可知，本区石英黄铁矿细脉的 $\delta^{34}S$ 接近矿化千枚岩，而辉锑矿的 $\delta^{34}S$ 接近于再平衡岩浆水热液矿床的-2‰~+3‰(张理刚，1985)显示地层硫与岩浆硫均参与了成矿作用。

比照两人观可知，矿石中硫到底是单一来源还是多个硫源，存在争议。

表6-2 阳山金矿床硫同位素组成分析结果

Table 6-2 S isotope analyses of the samples from Yangshan gold deposit

样号	测定对象	$\delta^{34}S$/‰	样号	测定对象	$\delta^{34}S$/‰
PD1301-13	石英脉中黄铁矿	-2.1	AB11	石英脉中黄铁矿	12.19
GLS-1		-0.7	AB3	辉锑矿	-3.28
YM2-26		-2.2	* AB3		-3.47
YA-4		-1.6	AB17	矿化千枚岩	9.56
LJ-6	泥盆系地层中黄铁矿	10.9	AB23		13.23

注：①表左侧测试值来自于文献罗锡明（2004），国土资源部矿产资源研究所测试，2003；②测试值 2 表右侧数据来自于文献齐金忠（2003），中国地质科学院同位素研究与测试中心测试；③S 为 CDT 标准

本项目组分别对含硫化物矿物的地层岩石中黄铁矿、矿石中硫化物矿物和石英脉中硫化物矿物进行单矿物分离，并由杨荣生（2006）测定其硫同位素值（表 6-3）。

表 6-3　阳山金矿床沉积成岩与矿化作用金属硫化物硫同位素组成

Table 6-3　Sulphur isotopic composition metallic sulphide in Yangshang gold deposit

样品类型（样品数）	形成序次	$\delta^{34}S$ 值范围（‰）	$\delta^{34}S$ 平均值
地层中草莓状及重结晶黄铁矿（5 件）	沉积成岩	-29.0～-24.6	-26.3
片理化粉砂-泥-灰-硅质互层岩层中微细粒状黄铁矿、毒砂（4 件）	早期韧性阶段	5.0～7.0	
矿化蚀变花岗斑岩中黄铁矿-毒砂（5 件）	中期韧脆性阶段	-2.9～-2.1	-2.5
石英脉中黄铁矿（5 件）	中-晚期阶段	-3～0	
石英-方解石脉中辉锑矿（4 件）	晚期阶段	-5～-2	

注：表中测试值来自于本项目组杨荣生（2006），由中科院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室测试。

现在综合 3 人的数据，进行分析。

表 6-3 中矿区外围未变形沉积地层中草莓黄铁矿 $\delta^{34}S$ 为-29.0‰～-24.6‰，表现出较大负值，表明生物还原硫的主要来源，与地层中发育大量草莓状黄铁矿和炭质是一致的。

片理化粉砂-泥-灰-硅质互层岩层中的微细粒矿化黄铁矿、毒砂的 $\delta^{34}S$ 为 5.0‰～7.0‰，同齐金忠（表 6-2）数据中的石英黄体矿细脉（$\delta^{34}S$ 值为 12.19‰）和矿化千枚岩（$\delta^{34}S$ 值为 9.56‰～13.23‰）都显示中-低的正值的趋势，表明成矿构造与热液活动中由于氧化还原电位的升高，较强烈改造生物硫的结果。罗锡明（表 6-2）所测泥盆系地层中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 为 10.9‰。判断其样品可能并非采自矿区外围未变形沉积地层，而是已发生变形的泥盆系地层。而罗锡明和齐金忠的测试数据值偏高可能与测试仪器或地层的变形程度差异有关。

同样，蚀变花岗斑岩和石英脉中较粗粒黄铁矿、毒砂的 $\delta^{34}S$ 显示接近 0 值和小的负值，同罗锡明所测石英石英脉中黄铁矿 $\delta^{34}S$（-2.2‰~0.7‰）接近，反映岩浆成因陨石硫的部分混入。

而成矿晚期辉锑矿网脉多发育在花岗斑岩中，其矿化时经同位素的同化作用，$\delta^{34}S$ 应受到地层炭质和花岗岩脉陨石硫的影响，而具低的负值，杨荣生的数据（辉锑矿 $\delta^{34}S$ 为－5‰～－2‰）和齐金忠的数据（辉锑矿 $\delta^{34}S$ 为－3.47‰～－

3.28‰）都证明了这个观点。

所以说，矿石中的硫并非单一来源，而是多种来源混合而成，这与我们所认为的该矿床是一个复合型金矿床吻合。

二、 氢氧同位素组成与特征

根据矿区的石英氢氧同位素组成分析结果（表5-3），可知刘伟[6]所测 $\delta D_{包裹体SMOW}$ 为-92.4~-62.9‰，$\delta^{18}O_{石英SMOW}$ 为-3.23~0.41‰，$\delta^{18}O_{H2OSMOW}$ 为-15.41~2.60‰；罗锡明[5]所测 $\delta D_{包裹体SMOW}$ 为-72~-60‰，$\delta^{18}O_{石英SMOW}$ 为20.6~22.7‰，$\delta^{18}O_{H2OSMOW}$ 为8.0~10.1‰；而本项目组李晶（2006）所测数据 $\delta D_{包裹体SMOW}$ 为-86.37~-73.29‰，$\delta^{18}O_{石英SMOW}$ 为17.57~22.68‰，$\delta^{18}O_{H2OSMOW}$ 为9.03~14.76‰。与罗锡明的测试结果较为一致。

表5-3 阳山金矿床氢、氧同位素组成分析结果

Table 5-3 Hydrogen and oxygen isotope analyses of the samples from Yangshan gold deposit

样号	测定对象	$\delta D_{包裹体SMOW}$	$\delta^{18}O_{石英SMOW}$	$\delta^{18}O_{H2OSMOW}$	数据来源
GL3	矿区内含金脉体各种蚀变矿化岩石中的石英	-91.3	-3.23	-12.13	1
GL3		-92.4	-3.09	-11.99	
BTS13		-86.9	0.41	-8.48	
葛1		-62.9	-1.25	-10.15	
SG-1	矿区不同矿体中的黄铁矿石英细脉	-72	21.3	8.7	2
AB-5		-72	22.5	9.9	
PD13-3		-69	20.6	8.0	
GTW-1		-61	22.7	10.1	
Y03-172		-60	21.4	8.8	
Y-P-27	矿区安坝矿段岩矿石中的石英	-80.41	19.18	11.80	3
P-5		-82.20	19.02	11.64	
Y-P-3A		-85.36	17.92	10.23	
L-305-1		-73.83	22.50	14.76	
Y-TC291		-73.63	22.52	13.09	
PD112-1		-75.49	21.92	12.25	
PD112-8		-75.68	21.56	11.89	
TC291		-74.28	21.98	12.06	
ZK1716-1		-77.90	20.21	10.54	
PD112-5		-78.25	20.00	10.33	
1309	观音坝矿段矿石中石英	-73.29	22.68	13.70	
YM621-1	葛条湾矿段矿石中石英	-80.09	19.51	10.53	
GT-402-2		-86.37	17.57	9.03	

注：①测试值1来自于文献刘伟（2003），宜昌矿产地质研究所李华芹测试；②测试值2来自于文献罗锡明（2004），国土资源部矿产资源研究所测试，2003；③测试值3据李晶，由中科院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室测试，2006。

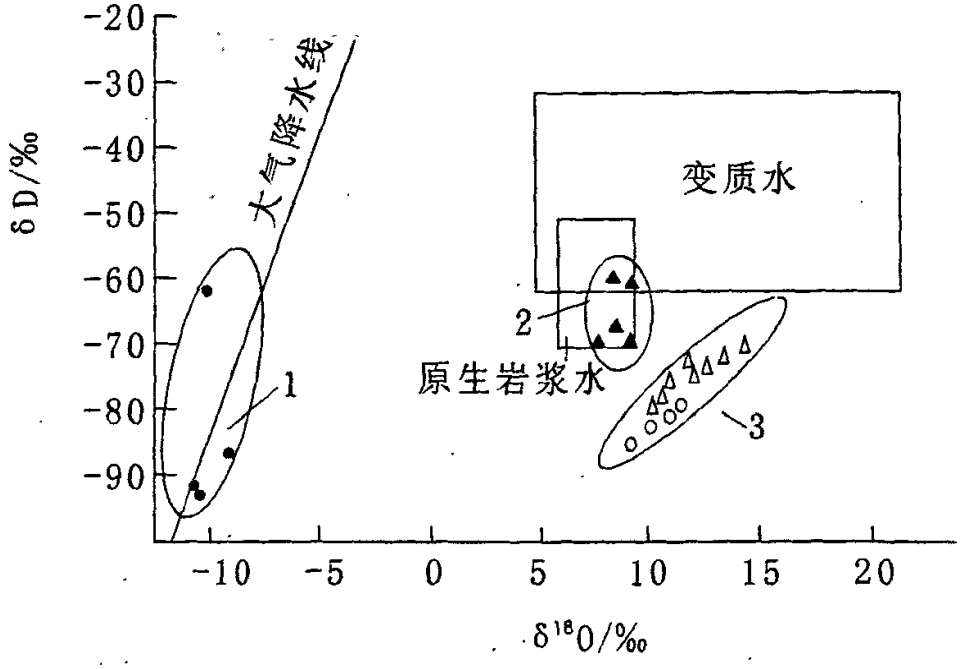


图6-2 阳山金矿床含金石英氢氧同位素组成

Fig.6-2 $\delta^{18}O$-δD diagram of auriferous guartz from the Yangshan gold deposit

1-阳山金矿投影点（据刘伟，2003）；2—阳山金矿投影点（据罗锡明，2004）

3—阳山金矿投影点（据本项目组李晶，2006）

将以上三组 $\delta D_{包裹体\ SMOW}$ 和 $^{18}O_{H2O\ SMOW}$ 数值投在下图 6-2 中。在该图上本区的氢氧同位素组成分为三部分，得出完全不同的结论。其中刘伟数据投影分布于大气降水线附近，罗锡明数据投影分布于原生岩浆水区域，李晶数据投影漂移大气降水线较远右侧(图 6-2)。

经过分析认为，这一差别也与采样位置及石英脉不同类型有关。

刘伟的数据分析结果分布于大气降水附近。表明该样品多取自稍远离花岗斑岩体的地层剪切构造带内的石英脉，含矿热液主要来自地层或地下水，矿化蚀变形成稍早。

罗锡明的数据分析结果基本落入原生岩浆水区域内，显示该样品取自与岩浆岩体（如花岗斑岩）直接接触的含矿石英脉，样品来自与花岗斑岩构造体与地层接触构造带上的石英脉，显示中-晚期成矿特征，有岩浆水的参与混入，热液石英脉中可见岩浆岩副矿物锆石（图版 2-3），表明在该构造接触带部位，热液活动强烈作用于花岗斑岩，发生交代同化与溶解作用。

而本项目组所测数据部分为建造水，说明该样品可能采自含矿地层经强烈剪切变形构造带中的石英脉体。样品来自安坝、葛条湾等主要矿区较晚成矿阶段的石英、方解石，该矿化蚀变矿物形成相对晚期阶段，含矿热液或为早期成矿的剩余，或热液集聚时间甚晚，理当受到较强烈的构造改造，自然成矿流体性质偏离大气降水较远。

三种石英脉体样品的差别导致氢、氧同位素组成与特征的不同，考虑到石英脉体产状分布及发育程度，判断本区成矿流体的来源具大气降水为主，有岩浆水混合加入的特征。

第七章 矿床类型讨论

由于受阳山金矿床本身的特征影响及其目前的研究水平和认识程度的限制，对该矿床的研究还存在许多悬而未解的问题和争议。其中就包括对矿床类型划分的争议。由主要载金矿物为微细粒浸染型及其矿石矿物组合可以确定，矿床是与构造有关的，中低温的与热液有关的矿床。但是，矿石类型中斜长花岗斑岩型和石英脉型的出现，以及金的赋存状态中次显微状和少量明金共存等问题，使得矿床的类型众说纷纭，一直无法确定。

一、阳山金矿床的特征

本文在前人的研究基础上，从矿床产出的构造背景、、地质特征、地球化学特征，岩浆作用与成矿的关系等方面深入研究，对该矿床特征进行了总结。

1. 该矿床位于扬子板块和华北板块俯冲-碰撞造山带扬子被动板块边缘活动带的南秦岭区内的断陷盆地里，属于大型强烈陆-陆碰撞带南侧的局限拉张裂陷盆地，并具有多重叠瓦状俯冲-碰撞的特征。构造背景显著不同于美国卡林型金矿（Zhang et al.；张复新等,2001；张静等，2002；陈衍景等，2004；）后者形成于活动大陆边缘的弧后盆岭省(Kerrich et al., 2000)。

在该构造背景下，形成了一套有利的赋矿、容矿岩系，自下而上依次为块状中-厚层灰岩、中厚层硅质板岩、夹黑色泥板岩之硅板岩、炭质泥板岩夹硅板岩与中薄层灰、灰色砂质板岩与炭质泥板岩、薄中厚层灰岩-炭质板岩、含炭质泥岩与灰岩薄互层、灰绿色泥板岩、灰白色、土黄色泥板岩，为一套泥盆纪有限洋盆边缘浅水-深水沉积岩系。而阳山超大型金矿床就直接产于勉（县）-略（阳）构造混杂带北部原地沉积的泥盆系三河口组碳-硅-泥-灰质沉积岩系中，直接赋矿岩性为钙质粉砂质板岩段、薄互层状泥质板岩-灰岩段、碳-硅质板岩段。

2. 区内发育有大型逆冲-走滑断裂和次级脆-韧性剪切构造，受这种大型逆冲-走滑断裂的控制，矿床成群成带分布。野外观察，含矿岩石发育明显的剪切·片理化、剪切透镜体及拉长的眼球体等宏观剪切变形证据，而通过镜下更加丰富了韧-脆性剪切变形的证据，识别出大量显微韧-脆性剪切变形类型—片理化、构造透镜体、S-C 组构、剪切压力影、矿物的拉长及部分矿物的定向、半定向排列

等。研究表明，这些韧-脆性剪切变形是矿化形成的主要动、热来源，矿体就位于韧-脆性剪切构造最发育的扩容空间里，矿体与围岩呈渐变过渡关系。

3. 矿床地球化学研究取得的认识包括：微量元素的分析表明矿石中的 Au、Hg、As、Bi、Sb 等元素富集（富集系数在 60～3581 之间）。Au 与 Hg、As、Bi、Sb 等元素之间呈明显的正相关关系，尤其与 Sb 和 As 的相关系数分别达到 0.933 和 0.829，显示矿床的形成与低温热液成矿流体活动有关。且矿区成矿流体活动向深部有减弱的趋势。

矿石中有一定量的黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等，另外，我们还发现了车轮矿（一种含 Te 的矿物）。总体而言，阳山金矿床的成矿元素组合为 Au-Ag-As-Hg-Sb-Ba-Te-Cu-Pb-Zn-Bi。

REE 分析结果表明，REE分布图呈较陡的向右倾斜的曲线，但平滑性差，呈浅谷V 字型(图4-1)，δEu为0.18～0.57，显示强-中等Eu异常，LREE/HREE为4.57～17.96，表明轻稀土相对富集。从球粒陨石标准化图解(图3)中可以看出，斜长花岗斑岩与地层的稀土组成模式基本一致，为上地壳地层重熔型花岗岩类，表明斜长花岗斑岩的侵位带来了部分成矿物质。

此外，流体包裹体研究显示流体包裹体均一温度范围为105～310℃，盐度$_{w}$($NaCl_{eq}$) 为1.6%～10.4%。成矿流体显示中-低温、低盐度热液矿床特征，与卡林-类卡林型金矿特征一致。

稳定同位素研究表明 $\delta^{34}S$ 为-29.0‰~13.23‰，地层S、生物S与岩浆S均参与了成矿作用。$\delta D_{包裹体\ SMOW}$ 为-92.4‰~-60.0‰，$\delta^{18}O_{石英\ SMOW}$ 为-3.23‰~22.7‰，表明成矿流体来源以大气降水为主，并有岩浆水参与。

4. 矿石中金主要呈次显微金形式赋存于含砷黄铁矿和毒砂中，载金矿物大多呈微细浸染及微细脉浸染状沿韧-脆性剪切片理化带分布。少部分金以明金的形式赋存于石英脉中。矿化蚀变较强，载金矿物的粒度大小指示了成矿具多期次、多阶段性。

5. 研究区域处于活动大陆边缘，岩浆活动强烈而广泛，对矿床的形成有着不可忽视的作用。尤其是中-新生代的陆内造山活动即印支燕山期构造-岩浆热事件，导致强烈的挤压推覆-逆冲构造作用，致使构造薄弱能干性差的碳-硅一泥质细碎屑薄互层岩石地段发生韧-脆性递进剪切变形，在热流体参予下，成为金等

改造型矿床的成矿动力学来源，不但是成矿与控矿的关键因素，亦为成矿物质富集就位准备了空间；岩浆期后热液活动对本区成矿提供了重要的热力作用，受热岩浆作用加热的大气降水，层间水，裂隙水等活化、迁移了地层中的成矿元素到有利的构造地层空间，形成较好的矿化；且岩浆期后热液本身携带有大量的 Hg、Sb、As 等元素，为金的最终沉淀提供了化学条件。

二、阳山金矿床与卡林型及其类卡林型金矿床的对比

目前，国内外对卡林型金矿的成矿模式还没有很好的建立，但是对卡林型金矿共同具备的一些矿床特征和形成条件已经有了较深的认识[20]：①产于洋-陆及陆-陆俯冲-碰撞带两侧的局限拉张断陷盆地中；②成矿盆地中发育含金丰度高的含碳质细碎屑岩—不纯碳酸盐系组成复杂的类复理石建造；③矿床成群成带出现，空间分布受陆内造山活动引发的区域性逆冲推覆断裂控制，成矿效率高的脆-韧性剪切递进变形构造发育；④成矿元素以 Au-As-Sb-Hg-Ba-Tl 组合为特征，矿床显示中低温热液矿化特征，成矿显示多期次、多阶段；⑤原生矿石中金呈次显微—显微状，次显微金与含砷矿物密切共生；⑥矿体与围岩界线模糊，矿化蚀变较强。

经典卡林型金矿即指狭义卡林型，以卡林产地而命名，矿化蚀变产物微细粒-浸染状、矿化蚀变难于识别、自然金次显微状不可见、含砷高而难选冶，且具工业类型意义。近几年对经典卡林型金矿概念的认识加深，特别是成矿元素地球化学以 Au-As-Sb-Hg-Ba-Tl 组合为特点，矿床产于沉积岩系为容矿的汞-锑矿带延伸方向为重要空间成矿与分布规律，自然金呈次显微状成为矿床的重要属性。

而类卡林型是矿床地质与卡林型十分相似，矿床地球化学与卡林型明显有别的一类矿床。因两者矿床地质特征存在许多类似之处难于区别。研究表明，两者在矿床分布、矿床组合系列、地球化学背景及矿床地质地球化学特征、金赋存状态存在可辨别的差异（张复新，2004）：类卡林型往往与铅锌矿床与矿带共生一起，成矿元素地球化学以Au-Pb-Zn-Cu- Te-Bi组合为特点，自然金呈显微状。由于类卡林型金矿产出构造环境与卡林型相同，类卡林型金矿可作为变种与卡林型金矿、汞-锑矿、铅-锌矿床组成成矿系列。

本文结合前人资料，对卡林型和类卡林型金矿的特征进行了总结（表 7-1），

并和阳山金矿进行了对比。

表 7-1 经典卡林型、类卡林型金矿床与阳山金矿床差异特征对比

Table 2 Comparison of geologic features of Carlin-Like Carlin type gold deposits in Qinling orogen

矿床类型与特征	经典卡林型金矿床	类卡林型金矿床	阳山金矿床
成矿地质背景	形成于活动大陆边缘的弧后盆岭省	大多数产于被动大陆(中国)或活动大陆(美国)边缘断陷活动带。	位于扬子板块、秦岭造山带和松潘-甘孜褶皱带三者汇合的“构造结”部位。扬子板块和华北板块俯冲-碰撞造山带扬子被动板块边缘活动带的南秦岭区内的断陷盆地里，属于大型强烈陆-陆碰撞带南侧的局限拉张裂陷盆地，并具有多重叠瓦状俯冲-碰撞的特征。
容矿地层时代	志留纪—泥盆纪	寒武纪、泥盆纪—三叠纪	泥盆纪
空间分布规律	沉积岩系容矿的汞锑矿带延伸的矿化减弱方向或尖灭带	热水沉积铅锌矿带上部及铅锌矿化减弱处	产于伴随汞锑矿化减弱的矿化带上
容矿地层岩性组合	不纯碳酸盐岩、细碎屑岩、硅质岩、凝灰岩	细碎屑岩、不纯碳酸盐岩、泥灰岩、硅质岩、钠长板岩	泥盆系三河口群碳-硅-泥-灰质沉积岩系中，直接赋矿岩性为钙质粉砂质板岩段、薄互层状泥质板岩-灰岩段、碳-硅质板岩段。
矿床地质特征	微细浸染状矿石类型、蚀变强度较小	微细脉浸染状、细-中石英脉叠加，蚀变强度大	主要为微细浸染状矿石类型，矿床微细脉-浸染状原生矿带内未见独立自然金。微细脉-浸染状矿化带石英脉中发现明金。蚀变强度大
成矿元素组合	Au-As-Hg-Sb-Ba-Tl	Au-Pb-Zn-Cu-Te-Bi	Au-Ag-As-Hg-Sb-Ba-Tl-Cu-Pb-Zn-Bi
载金矿物	含砷黄铁矿、毒砂、砷黝铜矿、有机碳	黄铁矿、黄铜矿、铅-锌硫化物、碲铋矿、石英	主要的载金矿物为含砷黄铁矿和毒砂，也可见少量赋存明金的石英脉。
自然金颗粒粒度	次显微状（不可见）	显微状及肉眼可见	金主要呈次显微金状，少部分呈明金。
成矿条件与控矿因素	古生代弧后拉张断陷盆地；局限环境的浊积岩相与复理石建造；第三纪岩浆侵入与火山喷发活动叠加；韧脆性剪切构造与热液循环改造	古生代被动陆缘伸展—挤压构造背景下的断陷、前陆、局限裂谷盆地；盆地内同生断裂控制的含矿浊积岩系和复理石容矿建造；印支—燕山期岩浆	泥盆纪裂谷式局限洋盆；盆地较深水环境发育含矿性好的有限洋盆边缘浅水-深水沉积岩系；韧-脆性递进剪切变形改造与热流体参予；印支燕山期构造-岩浆热事件的叠加改造；后造山期岩浆活动频繁，并与含矿沉积岩系共同组成金矿体

		一构造叠加与热液循环改造	
矿床共生系列	与汞锑矿床组成共生系列	与热水铅锌矿床组成共生系列	与汞锑矿床具共生关系
选矿难易	原生矿难选冶	原生矿易选冶	原生矿难选冶

通过对比，阳山金矿床与经典卡林型金矿的主要区别在：①阳山金矿床分布在大陆内部的碰撞造山带部位的裂谷式洋盆（Zhang et al.；张复新等,2001；张静等，2002；陈衍景等，2004；），这同分布于活动大陆边缘弧后盆岭区(Kerrich et al., 2000)的美国经典卡林型金矿明显不同；②阳山金矿床的成矿元素组合为 Au-Ag-As-Hg-Sb-Ba-Te-Cu-Pb-Zn-Bi。该组合即不同于经典卡林型（Au-As-Hg-Sb-Ba-Tl）的特征，也不同于类卡林型（Au-Pb-Zn-Cu-Te-Bi）的特征；③后造山期花岗岩类活动较频繁，并与含矿沉积岩系共同组成金矿体。在酸性脉岩中（黑云母斜长花岗斑岩和花岗细晶岩）中出现矿化；④在矿石矿物中，金主要以次显微状金形式存在，主要的载金矿物为含砷黄铁矿和毒砂。矿床微细脉-浸染状原生矿带内未见独立自然金、微细脉-浸染状矿化带石英脉中发现明金。

阳山金矿床与类卡林型金矿的主要区别在于：①阳山金矿床成矿元素组合中出现经典卡林型的Au-As-Hg-Sb-Ba-Tl组合；②呈现典型的微细脉状、浸染状矿化蚀变，并且在含金黄铁矿中出现含砷增生环带；③由于含砷高，原生矿难选冶。

此处，在结合前人研究的数据资料基础之上，通过对阳山金矿床和其他卡林型金矿床的成矿物理化学参数进行比对（表 7-2），我们可以得到以下认识：

卡林型矿床一般形成于中-低温度，中-低盐度，中-浅深度，成矿物质中硫以壳源为主，有少量深源硫或硫酸盐硫的加入，成矿流体具改造漂移的大气降水热水性质，个别矿床有少许岩浆热液流体混入及向变质流体轻微混合过渡。

阳山金矿床流体包裹体测试得到的均一温度分布在105~310℃，盐度1.6~10.4wt%NaCl, 成矿压力及深度分别为 400~800×10^5Pa 以及 1.6~4.5 km，反映了成矿流体属于中-低温，中-低盐度热液，中-浅深度。同卡林型金矿的特征一致。

硫同位素-29.0‰~13.23‰，分析表明硫并非单一来源，而是多种来源混合而成。地层硫、生物硫与岩浆硫均参与了成矿作用。氢氧同位素$\delta^{18}O$=-3.23‰~ 22.7‰,δD=-92.4‰~ -60.0‰，分析表明成矿流体以大气降水为主，并有岩浆水参与。

稳定同位素的组成和特征表明了该矿床是一个复合型金矿床。

表 7-2 阳山金矿床与其他卡林型金矿床成矿物理化学参数对比

Table 1 Contrast of minerogenic physic-chemistry parameter from Carlin type gold deposits

物理化学条件特征	美国西部内华达卡林成矿带	中国陕-甘-川西北金三角	中国滇-黔-桂西南金三角	阳山金矿床
流体包裹体测定参数	盐度：6%(NaCl)；温度：160~250℃	盐度：0.6~9.4%(NaCl)；温度：150~370℃	盐度：6%(NaCl)；温度：132~311℃	盐度：1.6~10.4%(NaCl)；温度：105~310℃
$\delta^{34}S$‰	10~20	6.0~14.4	6.72~14.70	-29.0~13.23
$\delta^{18}O$‰ δD‰	$\delta^{18}O$=-16~8 δD=-155~-130	$\delta^{18}O$=-3.07~15.20 δD=-131~-32	$\delta^{18}O$=-9.6~-3.3 δD=-104~-32.30	$\delta^{18}O$=-3.23~22.7 δD=-92.4~-60.0
成矿压力及深度	300×10^5Pa ~800 $\times10^5$Pa; 1.5~4.5 km	480×10^5Pa ~700 $\times10^5$Pa; 1.6~4.0km	52×10^5Pa~244 $\times10^5$Pa; 1.2~1.6 km	400×10^5Pa ~800 $\times10^5$Pa; 1.6~4.5 km

注：表中数据除阳山金矿床部分外，其余来自张复新（2004）文献。

三、阳山金矿的矿床类型定义及其该类型特征总结

该矿床的成矿背景、成矿条件与控矿因素的叠加及改造相对复杂，金的成矿作用多期多阶段，矿化特点形式多样，具有卡林型和类卡林型两种矿床类型的矿化形式与成矿地球化学特征，结合矿床的成矿阶段划分和成矿作用演化分别加以总结如下：

（一）矿床的经典卡林型金矿床地质特征

阳山金矿床所表现的经典卡林型金矿特征包括：①呈现典型的微细脉状、浸染状矿化蚀变，导致这一原因是，主成矿作用发生于构造变形的早-中期阶段，晚期脆性变形构造多不发育；②成矿地球化学元素组合具有严格的 Au-As-Hg-Sb-Ba 等组合，各成矿元素具有独立矿物出现，且早-中期阶段成矿作用形成的含金黄铁矿具有含砷增生环带，砷置换金属硫化物中硫时，使晶格中出现结构缺陷，导致金呈次显微形式赋存于含砷硫化物中；③容矿岩石属于薄互层状细碎屑岩-含碳泥灰岩-炭硅质沉积岩系组成；④韧-脆性剪切变形构造叠加于细粒层状岩石之上；⑤早-中期成矿作用属于沉积一中-轻微构造-热液改造成矿成因；⑥.晚期阶段脆性断裂出现辉锑矿化。

（二）矿床的类卡林型金矿床地质特征

阳山金矿床所表现的类卡林型金矿床地质特征有：①所显示的类卡林型矿化蚀变发生于成矿作用的中-晚期，该矿化蚀变相对强烈，呈稀疏浸染于花岗斑岩

中，或断续石英脉状形式产于岩体与围岩接触带中。可叠加在早期微细脉浸染状矿化之上，也可单独出现；②由于矿化较强烈且充分，砷的大量消耗，中-晚期成矿阶段于脆性构造中出现大量含矿石英脉体，并有显微明金出现使金进一步富集；③此外，浅成花岗岩侵入含矿岩系或呈构造透镜体直接参与控矿的韧-脆性剪切构造带中，或使含矿岩系明显热变质，致使金进一步富集；④控矿的韧性剪切带中内部未变形的浅成花岗斑岩构造透镜体普遍发生轻度中期阶段的黄铁矿-毒砂-绢云母化-硅化；⑤成矿元素组合新增有岩浆带入的 Bi-Te 等亲石元素。

（三）阳山金矿的矿床类型及其特征总结

通过以上总结，可以看出，阳山金矿床形成显示出沉积预富集—构造改造-岩浆叠加-中低温热液活动参与的多因复成特征，矿床在表现出明显的卡林型金矿特征的同时，又兼具部分类卡林型金矿的特征。所以，笔者最终将其确定为超大卡林-类卡林复合型金矿床。

1. 通过阳山金矿床的研究，可总结出该复合型矿床的特点是：

（1）显示卡林型、类卡林型两种矿床矿化特征，具体为①控矿因素分别由地层-韧脆性剪切构造及热液作用的改造和由地层-岩浆作用及热液作用的叠加所控制；②矿石分别呈微细粒细脉浸染状和石英脉状两种矿化形式；③矿石矿物分别由含砷金属硫化物（黄铁矿具增生环带）和不含砷金属硫化物组成；④金的赋存形式分别有不可见次显微金和可见明金；⑤成矿地球化学元素分别由 Au-As-Sb-Hg 和 Au-As-Te-Bi-Cu-Pb-Zn 组成。

（2）但同时，矿床总体特点未偏离沉积岩为容矿岩石的微细浸染型金矿床成矿特点及规律，具微细粒、难识别、低品位、大储量、选矿难的特征。

2. 根据阳山超大型卡林-类卡林复合型金矿形成的地质条件，可以大致总结我国超大型卡林类卡林型金矿床的形成应满足的地质条件：①大型强烈陆-陆碰撞造山带的构造背景，特别对于多重叠瓦状俯冲-碰撞带对金成矿更加有利；②金矿床发育在受强烈的边界及内部同生构造控制的断陷、裂谷式沉积盆地中；③成矿盆地中发育含金丰度高的含碳质细碎岩-不纯碳酸盐岩系组成复杂的类复理石建造；④沉积建造中多有碰撞型岩浆岩和伸展期岩浆脉岩活动；⑤有成矿效率高的韧-脆性递进变形构造发育；⑥成矿显示多期次、多阶段，矿化蚀变较强烈。

结论与认识

总结上文，对阳山金矿床及其矿床类型的研究取得以下认识和成果：

1. 矿床位于中国扬子大陆-华北大陆-松潘-甘孜地块三大构造域（华北-扬子-松潘）会聚转化部位，东西向造山带通过，南北向构造带切穿的西秦岭-松潘十字构造结部位--扬子板块和华北板块俯冲-碰撞造山带扬子被动板块边缘活动带的南秦岭区内的断陷盆地里，属于大型强烈陆-陆碰撞带南侧的局限拉张裂陷盆地，并具有多重叠瓦状俯冲-碰撞的特征。泥盆纪时为裂谷式局限洋盆，形成构建了一套含金背景值较高、含矿性好的泥盆纪有限洋盆边缘浅水-深水沉积建造。特殊的构造背景和有利的沉积建造促成了矿床的形成。

2. 矿床产于勉（县）-略（阳）构造混杂带北部原地沉积的泥盆系三河口群炭-硅-泥-灰质沉积岩系中，直接赋矿岩性为钙质粉砂质板岩段、薄互层状泥质板岩-灰岩段、碳-硅质板岩段。在该岩系泥板岩中发现大量含砷异常（含砷约0.15%）草莓黄铁矿，在粉砂质泥板岩和石英粉砂岩薄互层中，发现泥质鲕粒。

3. 区内发育有大型逆冲-走滑断裂和次级脆-韧性剪切构造，受这种大型逆冲-走滑断裂的控制，矿床成群成带分布。综合野外观察的宏观证据以及室内镜下的显微证据表明，这些韧-脆性剪切变形是矿化形成的主要动、热来源，矿体就位于韧-脆性剪切构造最发育的扩容空间里，矿体与围岩呈渐变过渡关系。

4. 按赋矿岩石和矿化蚀变矿物组合将矿石划分为6种类型，确定载金矿物主要为含砷黄铁矿和毒砂，含砷黄铁矿发育特征的增生环带，并且内带含砷低，外带含砷高（内带含砷约0.96%，外带含砷约3.83%），金多以不可见形式赋存于载金矿物中，少量呈明金。在矿石中发现了车轮矿。矿化蚀变较强，载金矿物的粒度大小指示了成矿具多期次、多阶段性。

5. 将岩浆岩分为4种不同类型。矿区花岗斑岩成为控矿构造带中的组成部分，被韧性剪切构造剪切为刚性透镜体，岩浆岩体本身普遍遭受到矿化蚀变（绢云母-硅化-黄铁矿-毒砂化），岩脉含金矿化硫化物中包裹有碲铋矿；在花岗斑岩透镜体与片理化强烈的炭质泥板岩-粉砂泥板岩-泥灰岩薄互层的构造接触带中，可见含有明金的石英细脉。该石英脉中有发现岩浆岩中自形晶锆石。表明硅化对岩脉交代强烈，

6. 矿床地球化学研究表明，阳山金矿的形成与富含Au、As、Sb、Bi、Hg等低温热液元素的成矿流体活动有关。矿区成矿流体活动向深部有减弱的趋势。阳山金矿床的成矿元素组合为Au-Ag-As-Hg-Sb-Ba-Te-Cu-Pb-Zn-Bi。矿区不同岩石、矿石的REE 含量变化较大，ΣREE 变化范围为4.58 $\times10^{-6}$～178.28 $\times10^{-6}$。REE 分布图呈较陡的向右倾斜的曲线，但平滑性差，呈浅谷V 字型(图6-1)，δEu为0.18～0.57，显示强-中等Eu异常，LREE/HREE为4.57～17.96，表明轻稀土相对富集。斜长花岗斑岩ΣREE=82.41ppm，轻稀土明显富集，Eu明显亏损，球粒陨石标准化图解中呈右倾的"V"型分布曲线，为地壳重熔型花岗岩。流体包裹体研究显示流体包裹体均一温度范围为105～310℃，盐度$_{w}$ ($NaCl_{eq}$) 为1.6%～10.4%。成矿流体显示中-低温、低盐度热液矿床特征。稳定同位素研究$\delta^{34}S$为-29.0‰～13.23‰，表明硫是多种来源混合，地层S、生物S与岩浆S均参与了成矿作用。$\delta D_{包裹体SMOW}$为-92.4‰～-60.0‰，$\delta^{18}O_{石英SMOW}$为-3.23‰～22.7‰，表明成矿流体来源以大气降水为主，并有岩浆水参与。

7. 从含矿岩系成矿物质预富集、构造作用改造、岩浆热液作用叠加、表生氧化这四方面对矿床的成矿作用演化展开论述。其中构造作用改造又分为早期韧性剪切作用、中期脆一韧性作用构造和晚期脆性作用3个阶段。按照成矿作用演化将矿床的成矿期次划分为沉积预富集期，岩浆-构造-热液改造期和表生氧化期。其中岩浆-构造-热液成矿期又可按矿物特征与组合划分了6个成矿阶段。

8. 总结阳山金矿的特征，认为阳山金矿床所表现的经典卡林型金矿特征有：成矿地球化学元素组合具有严格的 Au-As-Hg-Sb 等组合；成矿作用形成的含金黄铁矿具有含砷增生环带，造成砷置换金属硫化物中硫时，使晶格中出现结构缺陷，导致金呈次显微形式赋存于含砷硫化物中。该矿床所表现的类卡林型金矿床地质特征包括：浅成花岗岩侵入含矿岩系并呈构造透镜体直接参与控矿的韧性剪切带中；控矿的韧性剪切带中内部未变形的浅成花岗岩侵入体发生轻度中期阶段的黄铁矿-毒砂-绢云母化；由于矿化充分，中晚期阶段出现大量含矿石英脉体，并有显微明金出现。矿床的卡林型特征主要出现在成矿作用的早一中期以及脆性变形的末期辉锑矿化阶段，类卡林型特征主要出现于成矿的中一晚期阶段。通过将其与经典卡林型和类卡林型特征进行分析比对。最后定义该矿床类型为超大卡林-类卡林复合型金矿床。并对该类型矿床的特点和形成地质条件进行了总结。

综上所述，阳山金矿是受特定地层-岩相-岩性、构造控制并和岩浆活动有成因联系的金矿床。即在泥盆纪本区沉积了一套含金背景较高碳-硅质细碎屑岩系，薄互层韵律极其发育，刚-塑岩性相间，有利后期脆-韧性剪切构造的充分改造。加之燕山早期岩浆活动，和足够的含矿热液保障，使建造中的金得到充分活化、运移，最终在有利的成矿扩容构造部位沉淀富集，大致经历了沉积预富集-构造改造-岩浆叠加一中低温热液活动的的成矿作用过程。其矿床类型为超大卡林一类卡林复合型金矿床。

致 谢

本论文是在参与导师张复新教授的国家自然科学基金项目的同时，在张老师的悉心指导下完成。近三年来，导师对作者在学业上循循善诱、提点有加。从野外调研中不厌其烦的地质基本技能教授和训练，到室内教学研究中孜孜以求的要求对国内外最新科研成果和理论的及时跟进与消化。从正式的授课、讲座、汇报到日常的科研、学习甚至闲聊之中，于无形有意之中，答疑解惑、传道授业。而在生活上，对本人和蔼如亲、无微不至。从日常琐事的关心和帮助，到做人处事的点醒与感悟。使得学生受益匪浅、甚为感动。而与此同时，张老师深厚的学术造诣、超前的科研意识，严谨的治学态度，一丝不苟的工作作风，对科学孜孜不倦的追求精神，和蔼如亲、宽以待人、为人正直的生活情怀，尤其是他那善于从宏观上、总体上高瞻远瞩、高屋建瓴的把握研究方向的关键所在的高超艺术，所有这些都给学生留下了无比深刻的印象，是学生终身学习的榜样和终身取之不竭、用之不尽的宝贵精神财富。在良师的点拨下，本人犹如醍醐灌顶、豁然开朗。在业务水平和为人处事上都收获颇丰，大有进步。

本次论文的完成从选题、研究思路都凝聚着导师大量的劳动，野外调研和室内研究过程中，张老师是事必躬亲，认真严谨；论文写作过程中，导师更是多次提出宝贵的修改意见，力求完善。正是在张老师的关心和帮助下，论文才得以顺利完成。

同时，对北京大学陈衍景教授和武警黄金十二支队对于野外工作的指导和资料方面的有力帮助表示感谢。感谢西北大学朱赖民教授、王居里教授在开题报告答辩过程中给予论文完善和修改的宝贵意见和建议。感谢赵军艳老师、刘春雷老师的帮助，感谢侯俊富硕士、程斌硕士在绘图方面的帮助。感谢王立社博士、韩宗元、齐亚林硕士、布占奇硕士、徐晓东硕士的关心和帮助。一并感谢北京大学杨荣生博士、祁进平博士、李晶硕士、刘红杰硕士、陆丽娜硕士、赵成海硕士在论文完成过程中的所有帮助。

感谢所有人！谢谢！

参考文献

[1] 张复新.卡林型-类卡林型金矿床勘查与研究回顾及展望[J] .中国地质，2004，31(4)：407-412.

[2]齐金忠，李莉，袁士松，等.甘肃省阳山金矿床石英脉中锆石SHRIMP U-Pb年代学研究[J].矿床地质,2005，24(2)：141-149.

[3]郭俊华，齐金忠，孙彬，等.甘肃阳山特大型金矿床地质特征及成因[J].黄金地质，2002，8(2)：15-19.

[4]袁士松，张继武，齐金忠，等.甘肃阳山金矿构造控矿模式[J].黄金地质，2004，10(4)：23-27.

[5]罗锡明，齐金忠，袁士松，等.甘肃阳山金矿床微量元素及稳定同位素的地球化学研究[J].现代地质，2004，18(2)：203-209.

[6]刘伟，范永香，齐金忠，等.甘肃省文县阳山金矿床流体包裹体的地球化学特征[J].现代地质，2003，17(4)：444-452.

[7]程斌，张复新，贺国芬.甘肃文县地区超大微细浸染型金矿床的成因和类型[J].地质通报，2006，25(11):1354-1360.

苏建平，张翔.甘肃金矿成矿规律和成矿区带的划分[J].黄金地质，2003，9(3)：1-8.

[8]马光，刘继顺，宫丽，等.秦岭地区卡林型金矿地质特征[J].黄金地质，2004，25(3)：8-12.

[9]董玉书.甘肃南部卡林型金矿成矿特征[J].中国西部科技， 2003，4：11-14.

[10]孙树浩.川北一甘南地区类卡林型金矿床的地质一地球化学特征[J].地质找矿论丛，2005，20（1）：8.

[11]张国伟，程顺有，郭安林，等.秦岭-大别中央造山系南缘勉略古缝合带的再认识——兼论中国大陆主体的拼合[J].地质通报，2004，23(9～10)：846-853.

[12]张复新.南秦岭沉积岩型金矿成矿潜力与找矿前景分析[J].西北地质，1997,18(3):64-69

[13]齐金忠，袁士松，李莉，等.甘肃省文县阳山金矿床地质地球化学研究[J].矿床地质，2003，22(1)：24-31.

[14]王学明，邵世才，汪东波，等.甘肃文康地区金矿地质特征与找矿标志[J].有色金属矿产与勘查. 1999，8(4)：220-226.

[15]杜子图，吴淦国著.西秦岭地区构造体系及金成矿构造动力学[M].北京：地质出版社，1998.

[16]杜乐天.地壳流体和地幔流体间的关系[J].地学前缘，1996，3(4)：172-180.

[17]邱家骧.岩浆岩石学[M].北京：地质出版社，1985.

[18]张理刚.稳定同位素在地质科学中的应用[M].西安：陕西科学技术出版社，1985，257.

[19]张复新，宗静婷，马建秦.秦岭卡林型金矿床及相关问题探讨[J].矿床地质，1998，17(2)：172-184.

[20]张复新，季军良，龙灵利，等.南秦岭卡林型-似卡林型金矿床综合地质地球化学特征[J].地质论评，2001，47(5)：492-499.

[21]张静，陈衍景，张复新，等.陕西金龙山卡林型金矿带成矿流体地球化学研究[J].矿床地质，2002，21(3)：283-291.

[22]陈衍景，张静，张复新，等.西秦岭地区卡林_类卡林型金矿床及其成矿时间构造背景和模式[J].地质论评，2004，50(2)：134-152.

[23]陈柏林.金矿床和金成矿作用研究进展[J].地质论评，2001，47(1)：111-112.

[24]龙灵利，张复新，等.陕西二台子金矿地球化学特征及其成因[J].黄金地质，2001，7(3)：47-52.

[25]潘彤，孙丰月，邵军，等.美国与中国西部卡林型金矿的对比[J].地质与资源，2003，12(4)：248-252.

[26]普传杰，高振敏.国内外卡林型金矿对比研究[J].云南地质，2003，22（1）：27-38.

[27]赵会庆.中国卡林型金矿成矿构造环境及热液特征[J].地质找矿论丛，1999,14（3）：34-41.

[28]王登红.卡林型金矿找矿新进展及其意义[J].地质地球化学，2000，28（1）：92-96.

[29]毛景文.西秦岭地区造山型与卡林型金矿床[J].矿物岩石地球化学通报，2001，20（1）：11-13.

[30]卢纪英，李作华，张复新，等. 秦岭板块金矿床[M].西安：陕西科学技术出版社，2002.

[31]张国伟，梅志超，周鼎武，等.秦岭造山带的形成及其演化[M].西安：西北大学出版社，1988.

[32]郭红乐，陆志平，刘爽，等.甘肃寨上卡林型金矿床地质特征与控矿因素[J].黄金地质，2003，9(3)：21-26.

[33]马光，刘继顺，宫丽.秦岭地区卡林型金矿床地质特征[J].黄金地质，2004，25(3)：8-12.

[34]涂光炽.中国超大型矿床[M].北京：科学出版社，2000,584.

[35]张国伟，董云鹏，姚安平.秦岭造山带基本组成与结构及其构造演化[J].陕西地质，1997，15(2)：1-14.

[36]苏建平，张翔.甘肃金矿成矿规律和成矿区带的划分[J].黄金地质，2003，9(3)：1-8.

[37]Kerrich R,Goldfard R,Garwin S,Jia Y F. The characteristics,origins and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. Science in China (Series D),43(supp.) .2000:1-68

[38]Berger B R and Bagby W C.The geology and origin of Carlin- type gold deposits [A]. In: Foster R P, ed. Gold metallogeny and exploration[C]. London: Chapman & Hall. 1991:210-248.

[39] Hulen J B,Collister J W. The oil-beaing,Carlin-type gold deposits of Yankee basin,Alligator Ridge district,Nevade Economic Geology.94,1999:1029-1049.

[40]Cize A P. Organic alteration in hydrothermal sulfide ore deposits [J]. Econ. Geol., 94,1999: 967-980.

[41]Bokken B M,Brigham R H. Fleming R H.The distribution of gold in unoxidiaed are from Carlin-type deposits revealed by secondary ion mass spectrometry[J].Geol Soc Am,23, 1991: 228.

[42]Kuehn C A,Rose A W.Geology and geochemistry of wall-rock alteration at the carlin gold deposit Nevada[J].Economic geology,87(7),1992: 1697-1721.

[43]Berger B R,Bagby W C. The Geology and origin of Carlin-type gold deposits.In: Foster R P ed[J]. Gold Metallogeny and Exploration. London: Chapman & Hall, 1991: 210-248.

[44]Stenger D P,Kesler S E,Peltonen D R,et al. Deposition of gold in carlin-type deposits: the role of sulfidation and decarbonation at Twin Creeks Nevada[J].Economic Geology, 93,1998: 201-215.

[45]Arehart G B.Characteristics and origin of sediment-hosted disseminated gold deposits:a review[J]. Ore Geology Reviews.11,1996:383-403.

[46]David W.Pals,Paul G.Spry. Invisible Gold and Tellurium in Arsenic-Rich Pyrite from the Emperor Gold Deposit .Fiji:Implications for Gold Distribution and Deposition.Economic Geology,98(3),2003:479-493.

图　版

图版 1



1-1



1-2



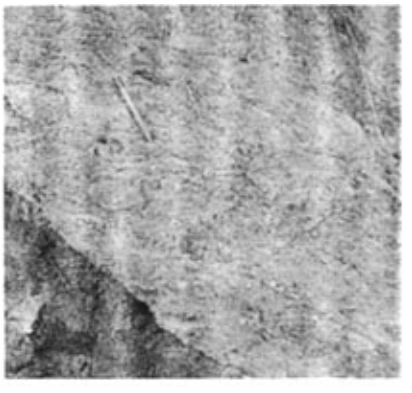
1-3



1-4

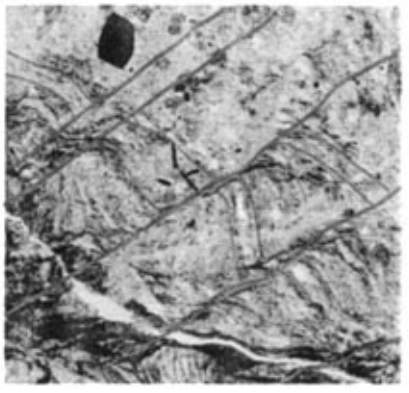


1-5

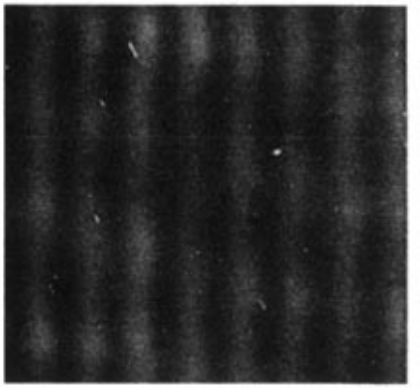


1-6

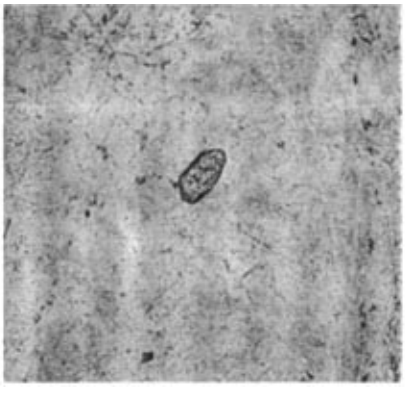
图版 2



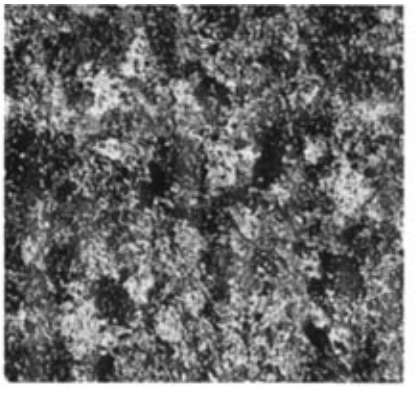
2-1



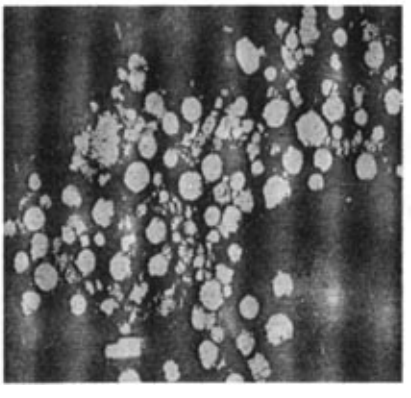
2-2



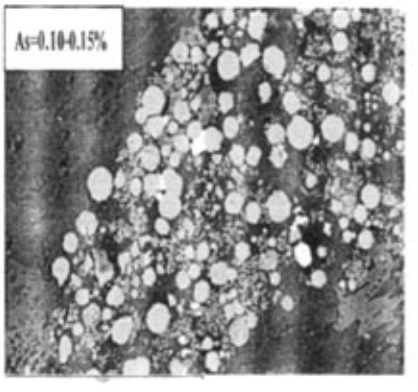
2-3



2-4

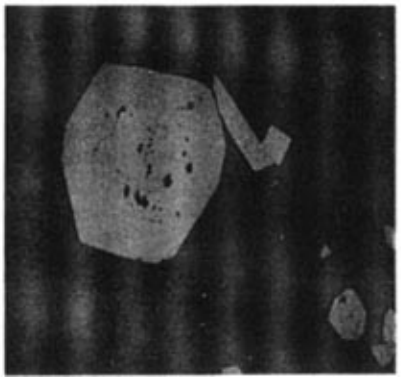


2-5

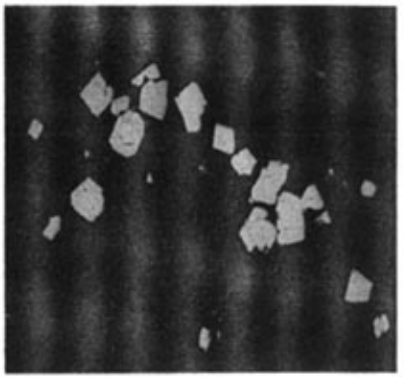


2-6

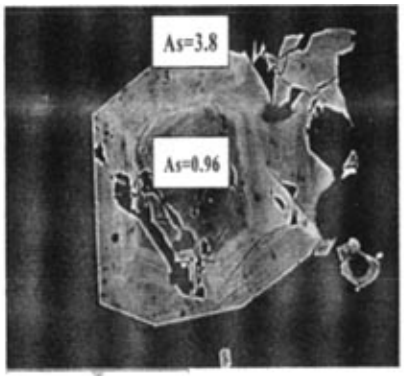
图版 3



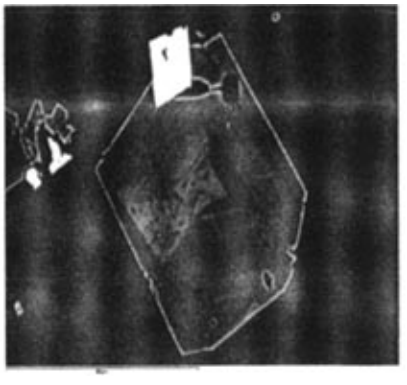
3-1



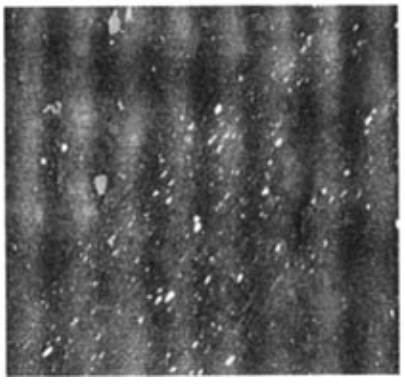
3-2



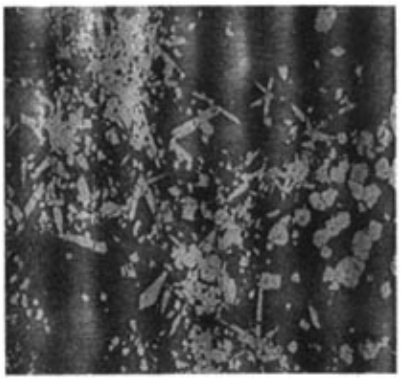
3-3



3-4



3-5

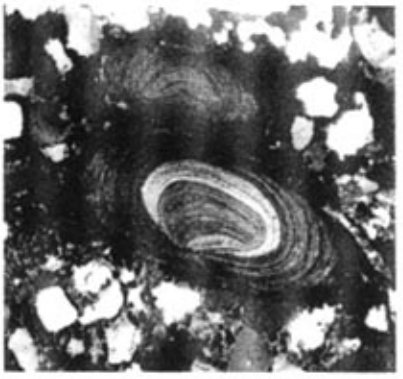


3-6

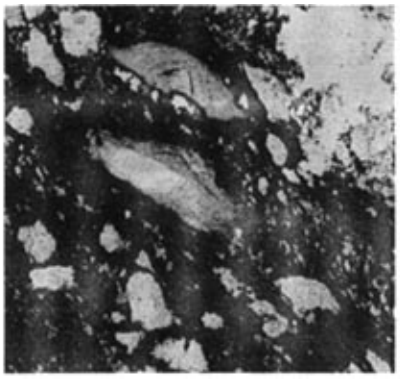
图版 4



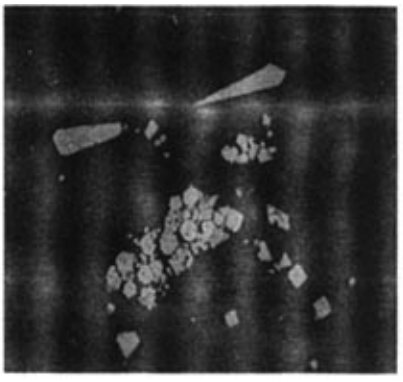
4-1



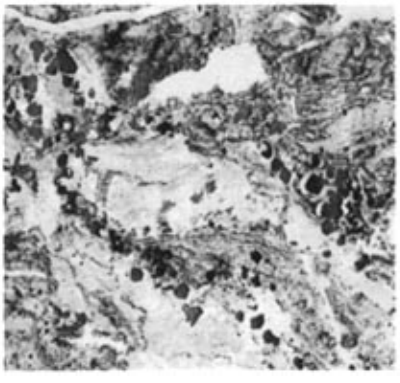
4-2



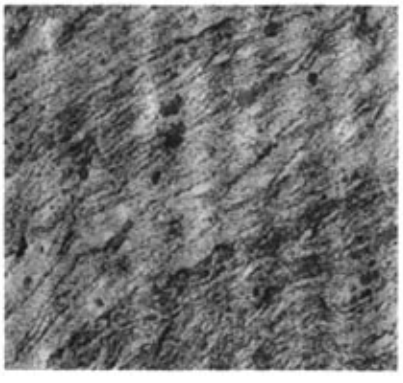
4-3



4-4



4-5

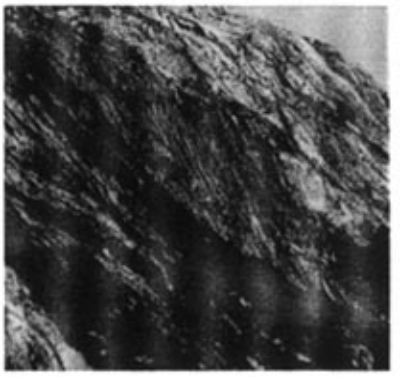


4-6

图版 5



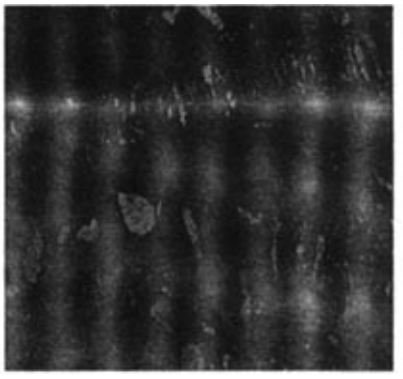
5-1



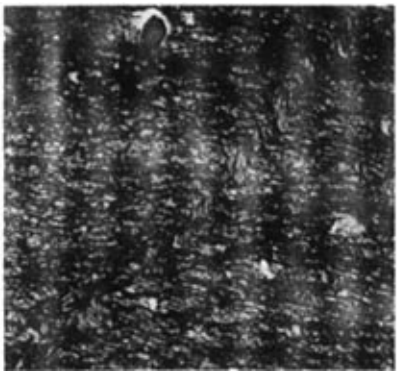
5-2



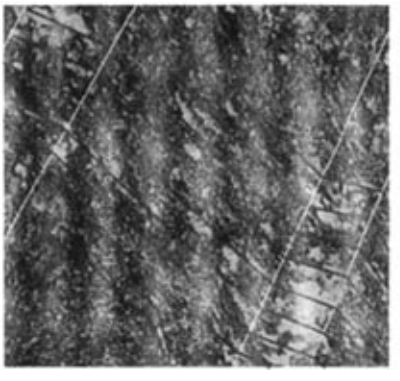
5-3



5-4

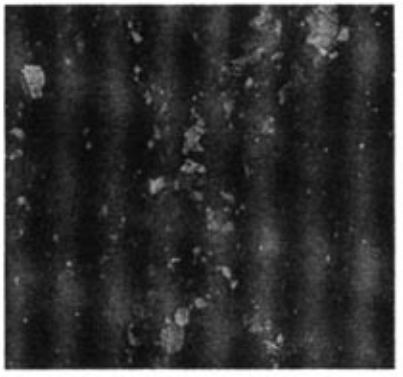


5-5

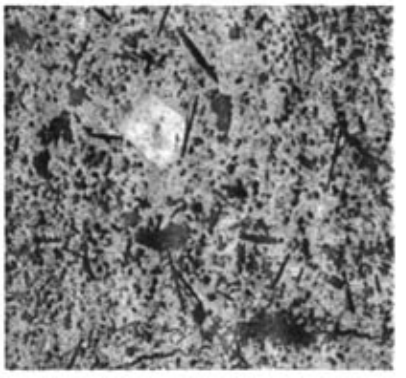


5-6

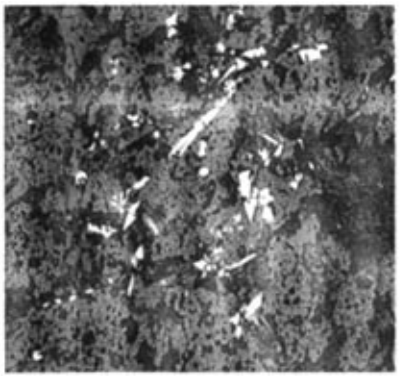
图版 6



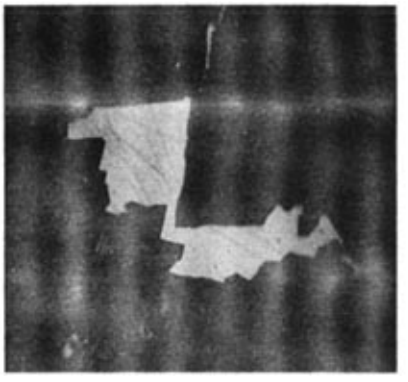
6-1



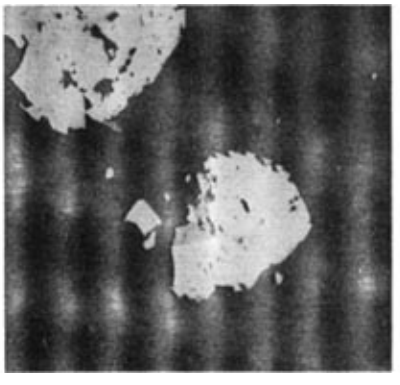
6-2



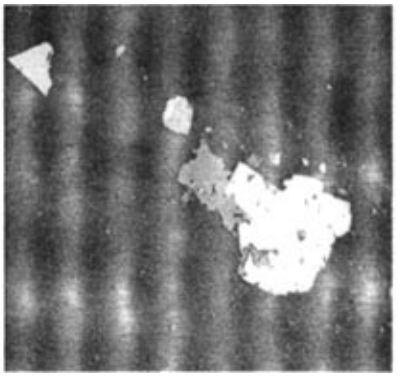
6-3



6-4



6-5



6-6

图版说明

图版 1

1-1：安坝矿段分布于褶皱两翼的断层，其产状与褶皱两翼产状基本一致。

1-2：安坝矿段野外照片，脆-韧性剪切变形阶段灰岩层形成的穿刺背斜。

1-3：葛条湾矿段剖面较弱的矿化蚀变花岗脉岩呈构造透镜体状。

1-4：阳山矿段剖面野外露头，粉砂质泥板岩-石英粉砂岩-硅板岩薄互层形成的剪切片理化。

1-5：阳山矿段剖面，片理化带中的石英眼球体，脆-韧性剪切作用改造形成。

1-6：晚期的脆性断裂在已有断层基础上使地层发生强烈变形产生破碎带，断层上盘为花岗斑岩透镜体，下盘为片理化泥板岩。

图版 2

2-1：三期构造变形形成的三种剪切片理，分别为早期韧性剪切构造形成的透入性片理 S_1,脆-韧性剪切初期形成的剪切片理 S_2, 脆-韧性剪切构造晚期形成的剪切片理 S_3，薄片，单偏光。

2-2：发生矿化（黄铁矿化－毒砂化）的斜长花岗斑岩，光片。

2-3：在花岗斑岩透镜体与片理化含炭质泥板岩-粉砂泥板岩-泥灰岩薄互层的构造接触带中所充填交代的含有明金的石英细脉中发现岩浆岩中自形晶锆石。

2-4：黑云花岗细晶岩，薄片，正交偏光。

2-5、6：照片 5 为炭质泥板岩中草莓黄铁矿群，照片 6 为草莓黄铁矿的电子探针背散射图像,电子探针分析含 As=0.10～0.15%。

图版 3

3-1、2：含砷黄铁矿增生环带，由含砷低的内带和含砷高的外缘组成。光片。

3-3：安坝矿段野外照片，脆-韧性剪切变形阶段灰岩层形成的穿刺背斜。

3-3：含砷黄铁矿电子探针背散射图像，可以清晰的看出它的增生环带。

3-4：毒砂的电子探针背散射图像，可以清楚的看出它的生长纹层。

3-5：毒砂黄铁矿呈微细浸染状分布于片理化泥板岩中，薄片，单偏光。

3-6：中细粒黄铁矿、毒砂呈浸染状分布于碳质泥板岩中，薄片，单偏光。

图版 4

4-1：明金，赋存于花岗斑岩透镜体与片理化含炭质泥板岩-粉砂泥板岩-泥灰岩薄互层的构造接触带所充填交代的石英细脉中，光片。

4-2：粉砂质泥板岩中的泥质鲕粒，呈椭圆状，发生微弱变形，被铁质交代，保存较好。薄片，单偏光。

4-3：粉砂质泥板岩中的泥质鲕粒，被韧-脆性剪切作用改造成扁豆体，甚至被切断。薄片，单偏光。

4-4：韧性剪切变形阶段热液成因的微细粒浸染状黄铁矿、毒砂与早期地层中沉积成因的草莓状黄铁矿共生，热液改造叠加于地层之上。

4-5：韧性剪切变形的后期，矿体与矿化多产于厚层刚性剪切扁豆状岩块与环绕刚性岩块的塑性岩层接触带上。薄片，单偏光。

4-6：石英粉砂岩的剪切片理化。薄片，单偏光。

图版 5

5-1：片理化泥板岩中的剪切透镜体，透镜体里还有透镜体，为多期剪切构造叠加形成。薄片，单偏光。

5-2：强绢云母化泥板岩与钙质粉砂岩薄互层，发育 S-C 组构，为两期脆-韧性剪切作用改造形成。薄片，单偏光。

5-3：粗粒黄铁矿周围的初级压力影。系脆-韧性剪切作用的改造在粗粒的黄铁矿周围形成扩容空间，而被剪切作用溶解的石英在该扩容空间里重新结晶形成。薄片，正交偏光。

5-4：硅化石英受脆-韧性剪切作用改造呈拉长定向排列。薄片，正交偏光。

5-5：粉砂质泥板岩，发生强烈片理化，并沿片理化发生强烈矿化。而强片理化的粉砂质泥板岩受韧-脆性剪切作用改造形成膝折构造，同时沿膝折带分布有细粒矿化。薄片，单偏光。

5-6：片理化薄互层硅板岩中膝折变形构造。薄片，正交偏光。

图版 6

6-1：中粗-粗粒硅化石英受韧-脆性剪切作用改造，形成“X”剪切节理，沿节理面石英被磨成细粒状，并沿节理分布。薄片，正交偏光。

6-2：黄铁矿-毒砂-石英-绢云母矿化热液渗透稀疏浸染于未变形的矿化花岗斑岩中。

6-3：在脆-韧性剪切构造变形后期，矿化蚀变花岗斑岩中含砷黄铁矿增生环带消失。

6-4：矿化石英脉中的辉锑矿化。光片。

6-5：脆性构造成矿阶段的初期，沿脆性断裂充填，特别在围岩与剪切扁豆状蚀变花岗斑岩接触带上发育的矿化石英脉中的矿化（黄铁矿-黝铜矿-闪锌矿）。

4-6：脆性构造成矿阶段的初期，沿脆性断裂充填，特别在围岩与剪切扁豆状蚀变花岗斑岩接触带上发育的矿化石英脉中的矿化（闪锌矿-黄铁矿-毒砂）。