

# 华北古大陆南缘的金属成矿作用

张正伟<sup>1)</sup> 翟裕生<sup>2)</sup> 邓 军<sup>2)</sup> 朱炳泉<sup>1)</sup> 林潜龙<sup>3)</sup>

(1)中国科学院广州地球化学研究所;

2)中国地质大学,北京;3)河南省地质科学研究所,郑州)

**摘 要** 东秦岭大部分金属矿床集中分布于华北古大陆南部边缘,以陆缘构造发展阶段的赋矿沉积建造和岩石组合划分成矿系统:前长城陆核活动性边缘沉积成矿系统;中、新元古代被动大陆边缘成矿系统;早加里东期构造体制转换期成矿系统;中生代陆内碰撞造山成矿系统。按矿床形成作用方式可以划分为:①构造-岩浆-流体成矿作用,主要以洛南-栾川(钨)多金属斑岩组合成矿系统为主,成岩方式为壳幔同熔的燕山期中酸性岩浆的浅成侵入与定位;②构造-建造-流体成矿作用,按不同构造作用层次再细分为中深层次的构造作用(主要形成韧性剪切带型矿床)、浅层次构造作用(主要形成构造蚀变岩型矿床)。主要的成矿作用发生在燕山期。

**关键词** 金属矿床 成矿作用 古大陆边缘 地球化学急变带 东秦岭

古大陆边缘区域金属成矿作用的发生与矿床的分布多集中在一些块体边界附近(张正伟等,2000; Zhang et al., 2000)。地球深部物质的转移和能量的转换并非发生在整个边缘,往往只发生在一些特定地段(常向阳等,2000)。

## 1 区域构造格架

研究范围涉及华-熊陆缘带(Zhai,1998),北秦岭逆冲推覆构造带(张国伟等,1996)。研究中立足于前人众多的研究成果,勾勒出本区前海西期构造格架与矿床组合分布图(图1)。

### 1.1 华山-熊耳山陆缘带

华山-熊耳山陆缘带构造层由太古宇和古元古代的结晶基底及中、新元古代的盖层组成(图1)。结晶基底被认为主要由太古宇太华群构成(符光宏等,1994;胡受奚等,1988),建造特征表现为太古宇古陆核边缘洋壳转变为陆壳的增生过程(林潜龙,1989)。演化过程中形成了小秦岭金矿初始矿源层(郭抗衡,1984)。

覆于基底太华群之上的盖层由中、新元古代的地层组成(关保德,1996;徐文忻,1997)。熊耳群火山岩系为富钾质的碱性火山岩系(孙枢等,1981)。官道口群是一套正常海相沉积的硅镁质碳酸盐岩建

造夹滨海相碎屑岩(1350~1000 Ma)(关保德,1996)。汝阳群呈一套滨海相以碎屑岩为主的陆源碎屑岩-碳酸盐岩建造,二者呈角度不整合覆于熊耳群之上。栾川群覆于官道口群之上,为一套浅海陆源碎屑岩-碳酸盐岩建造(石铨曾等,1996)。洛峪群覆于汝阳群之上,为一套浅海陆棚碎屑岩-碳酸盐岩建造。陶湾群是一套形成于大陆斜坡拉张海盆环境的砂泥质-钙镁质碳酸盐岩建造(刘国惠等,1993)。

### 1.2 宽坪中元古代陆缘弧后海盆

该海盆分布于华-熊陆缘南侧的宽坪弧后海盆(图1),沉积了3套不同的岩组,即绿片岩-斜长角闪岩组、云母石英片岩-片麻岩岩组和大理岩组,现在的宽坪地体是在中元古代形成的岩石组合基础上,被碰撞(燕山期)消减后的残留部分(张维吉等,1988)。其中的变质玄武岩形成于低压条件下的构造环境(张寿广等,1991)。泥砂质岩石的源区分别属海盆北侧的太华群和南侧的秦岭群(高山等,1990),当时的古构造环境是活动大陆边缘海盆沉积了一套火山-复理石-碳酸盐岩建造(刘国惠等,1993)。在宽坪地体中获得一批可靠的同位素年龄数据(张寿广等,1991),在绿片岩中Sm-Nd等时年龄为1000 Ma左右,其它大量的K-Ar(屠森等,1979)和Rb-Sr年龄(张维吉等,1988)分析表明,宽

坪地体作为陆缘弧后海盆的形成时间应为中元古代晚期(1 000~1 400 Ma)。

### 1.3 二郎坪早古生代陆缘断陷带

二郎坪早古生代陆缘断陷带范围包括瓦穴子-乔端以南和朱阳关-夏馆断裂以北的夹持地带(图1),主要由细碧角斑岩和复理石(王润三,1990)建造

组成。侵位于该带的五朵山花岗岩等均属加里东期(380~420 Ma)(卢欣祥,1998),它们的活动代表从拉张体制到挤压体制转换的过程。桐柏刘山崖细碧角斑岩的全岩 Rb-Sr 等时线年龄 518 Ma,火山岩系全岩 Rb-Sr 等时线年龄  $681 \pm 39$  Ma(王鸿祯等,1982),由此可认为,陆缘断陷的时代应为早古生代。

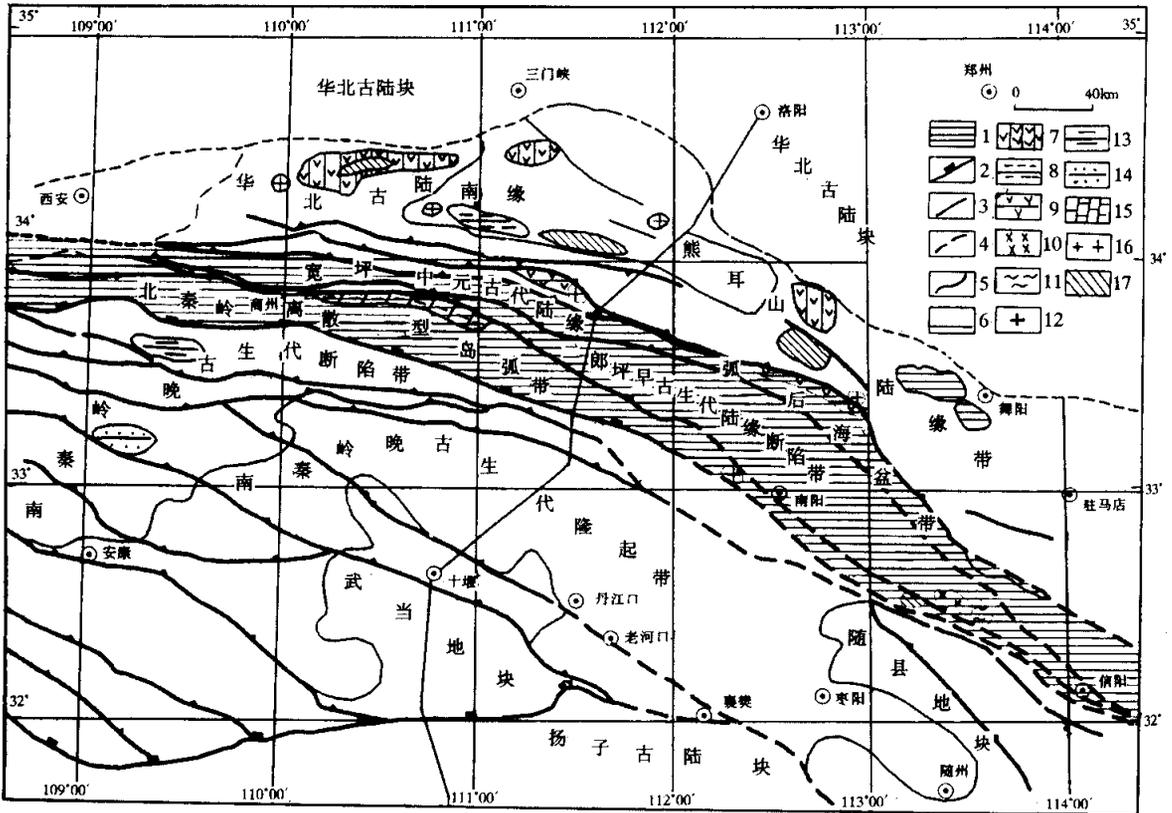


图1 华北古大陆南缘构造格架及金属矿床分布

Fig.1 Geotectonic framework and distribution of ore deposits in the south margin of North China paleocontinent

[构造格架部分据张国伟等(1996)资料修编]

- 1-北秦岭带 2-板块缝合带 3-分隔构造带断裂 4-推测断裂 5-地质体界线 6-地块、沉积区或主要构造带边界断裂;
- 7-陆核边缘海槽沉积成矿组合 8-大陆边缘浅-滨海相锰、铅锌成矿组合 9-栾川陆缘裂谷铁铜、铅锌、金成矿组合;
- 10-陆缘断陷细碧角斑岩系铜锌成矿组合; 11-陆缘断陷碳质岩系金银成矿组合; 12-陆缘岛弧带花岗岩型铜钼成矿组合;
- 13-复理石沉积铅锌、银金成矿组合; 14-热水沉积盆地汞锑成矿组合; 15-弧后沉积低温汞砷成矿组合;
- 16-燕山期中酸性小型斑岩体钨钼、铅锌、金银成矿组合; 17-改造型热液金银、铜、铅锌成矿组合

### 1.4 北秦岭离散型岛弧带

秦岭群的范围被限定于商丹断裂与朱夏断裂之间(王鸿祯等,1982)。大量的同位素年龄和古生物化石表明(王鸿祯等,1982),作为一岛弧地体既有古元古代华北古陆缘增生的组成部分和中-新元古代地层,也有早古生代地层(汤耀庆等,1986)。秦岭群的黑云斜长角闪岩中获得锆石U-Pb等时线年龄

$2 226^{+173}_{-153}$  Ma,斜长角闪岩的 Sm-Nd 年龄 1 982 Ma(张宗清等,1994),Th-Pb 等时线年龄 2 290 Ma(游振东等,1987)。根据北秦岭发育的同熔型花岗岩年龄 550 Ma 的证据(胡受奚等,1988),说明这时古大陆边缘构造环境转换已进入挤压构造体制下的活动大陆边缘阶段。

## 2 矿床定位与分布

从成矿系统的结构角度分析,成矿的决定因素是古大陆边缘不同的构造体制下形成的沉积建造和岩石组合,以及后期的构造-流体和岩浆-流体改造成矿作用。据此,按矿床赋存的沉积建造和岩浆活动划分出5个不同构造体制的成矿系统。

### 2.1 前长城纪沉积建造成矿系统

小秦岭金银矿床:含金石英脉型金矿田位于小秦岭太华群,从采用的不同测试方法获得的17个同位素年龄数据(胡受奚等,1988)分析,U-Pb年龄组为2 411 Ma;Rb-Sr等时线年龄组中未混合岩化的角闪斜长片麻岩为2 500~2 217 Ma,已混合岩化的角闪斜长片麻岩为2 020~1 935 Ma;K-Ar年龄范围1 957~191 Ma。反映了太华群形成之后,长期经受多次构造热事件的影响,其中地层中出露的文峪花岗岩全岩Rb-Sr等时线年龄为172~176 Ma。另外,在燕山期陆内造山作用过程中(郭抗衡,1984),使华北陆块南缘的小秦岭长期隆起,形成推覆构造和变质核杂岩(栾世伟,1990),同时形成一系列韧性剪切带,控制含金石英脉的形成和分布,表明小秦岭金矿田经历了控矿要素的形成和发展、成矿作用以及成矿后变化保存的过程。

### 2.2 中、新元古代大陆边缘成矿系统

(1)外方山铅锌铜成矿组合:矿床赋存于中元古代熊耳群鸡蛋坪组(黄任远等,1992),成矿元素丰度较高, $\alpha(\text{Pb})=76.84 \times 10^{-6}$ , $\alpha(\text{Zn})=125.93 \times 10^{-6}$ 。金属矿化带或矿体的分布受断裂构造破碎带、蚀变带及矿化带控制。矿物组成主要有闪锌矿、方铅矿、黄铁矿,次有磁黄铁矿、黄铜矿,微量矿物有磁铁矿、斑铜矿、自然金、自然铜等。

(2)神洞沟锰银矿:矿床形成于中元古代晚期的官道口群高山河组石英砂岩与龙家园组白云质大理岩的过渡带。矿体呈层状,顶板为砾岩、燧石条带、条纹白云岩,底板为高山河组石英砂岩,水平分带自喷溢中心向外为角砾状→块状→结核状矿石;垂直方向自下而上为纹层状→结核状→豆鲕粒状矿石。矿石矿物为硬锰矿和软锰矿。

### 2.3 早加里东期沉积建造成矿系统

(1)刘山崖铜锌矿组合:矿床形成于早古生代二郎坪群细碧角斑岩建造。与矿化关系密切的围岩蚀变有硅化、重晶石化、绢云母化和褐铁矿化。矿体

走向与区域构造线一致,矿化在走向和倾向上连续性强。矿石矿物有绢云母、石英、重晶石、绿泥石、方解石、钠长石等。矿石类型以铜锌矿石为主。矿石构造有块状、浸染状、条带状和细脉状等。

(2)围山城金银矿组合:矿田包括桐柏北部的银洞坡金矿和破山银矿(陈殿凯等,1984),形成于早古生代二郎坪群细碧角斑岩-类复理石建造的上部地层歪头山组。银洞坡金矿床赋存地层为下部炭质岩性段。矿石主要为含金属硫化物及金、银矿物的蚀变炭质绢云石英片岩。破山银矿赋存于歪头山组上部炭质含矿岩性段,按沉积层序覆于银洞坡金矿的含矿岩性段之上。矿体沿层间断裂分布、与围岩无明显界线,呈不规则层状、脉状、透镜状等产出。

(3)秋树湾斑岩型铜钼矿:矿床形成于壳幔同熔型花岗斑岩内。岩体的围岩为二郎坪群变质岩,侵入年龄556 Ma(胡受奚等,1988)。岩体一侧发育爆发角砾岩筒,形成秋树湾铜矿的主矿体。热液蚀变从岩体向外为石英核→石英钾长石化→石英绢云母化、矽卡岩化→青盘岩化。矿石金属矿物主要有黄铜矿、辉钼矿、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、磁黄铁矿。

### 2.4 中生代陆内碰撞成矿系统

(1)大河沟锑砷成矿组合:矿田分布于秦岭群与二郎坪群的构造接触边界南侧,构造形式为韧性剪切带,成矿围岩云英质糜棱岩的Rb-Sr全岩年龄为 $198.6 \pm 4.7 \text{ Ma}$ (Yang et al., 1999),代表韧性剪切构造的结束时间。矿带中段的大河沟锑矿床具有代表性,金属矿物主要为辉锑矿,其次为黄铁矿、辉银矿。

(2)燕山期中酸性小岩体岩浆活动钼钨矿组合:矿床分布在华熊陆缘带,矿床类型有斑岩型、斑岩-夕卡岩型、夕卡岩型、爆破角砾岩型和脉型(乔怀栋等,1983),依矿物组合又可分为铜-钼矿床、铁-钼矿床、钼-钨矿床和钼-铼矿床。另外还有铜矿床和铅锌矿床。根据矿带中48个含矿的中酸性小岩体形成时代统计(罗铭玖等,1992),侵入时代为69~194 Ma,与钼钨矿化有关的中酸性小岩体同位素年龄为130.9~164 Ma。

## 3 金属矿床的成矿作用

### 3.1 构造-岩浆-流体成矿作用

主要与燕山期中酸性小岩体岩浆活动有关,岩

石形成作用集中发生在 110~140 Ma(乔怀栋等, 1983),成岩方式以壳幔同熔的中酸性岩浆浅成侵入与定位。在卢氏-洛南一带小型斑岩体出露、侵入与定位受地表分布的近 EW 向与 NE 向断裂形成的格子状构造的交切点控制。斑岩体侵入受区域张扭性应力控制,表现为岩体岩石长石双晶纹发生弯曲,黑云母产生挠折,石英变形纹发育,近岩体围岩中张扭性微裂隙发育,且被后期的石英-方解石脉充填,晚期脉体切穿早期脉体,与围岩的界面平直并有一定擦痕等现象。据大量包裹体测温的结果(罗铭玖等, 1992),高中温热液期为 290~485~595 °C,低温热液期为 140~260 °C。

钼多金属矿床的矿体与岩体在空间上有 3 种关系:①矿体直接产于小岩体之中,或位于岩体的顶部或边部;②矿体位于接触带或围岩中,其形态、产状受接触带控制,呈现不规则状、透镜状、脉状等形态;③矿体远离岩体,但反映岩浆热液矿床特征,以多金属及钼矿化为主。成矿温度显示出带状分布规律,钼矿带位于金堆城-栾川钼钨高(中)温带,北侧为华山-鲁山铅、锌、金、稀土中温成矿带,南侧为蟒岭-伏牛山铁-铅锌-铜中温成矿带,构成一个区域性的成矿作用水平分带。岩石学(乔怀栋等, 1983)和同位素地球化学(罗铭玖等, 1992)提供的证据表明,岩石 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值 0.7034~0.7080,接近或略高于上地幔 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值。

### 3.2 构造-建造-流体成矿作用

按构造作用的层次可分为 2 个方面:

(1)中深构造层次的作用主要形成韧-脆性剪切带型矿床,典型例子有小秦岭金矿田(栾世伟, 1990)和桐柏老湾金矿床(高华明, 1989)。小秦岭金矿田韧性剪切带十分发育,绝大部分金矿体赋存在这类构造带中,并且在燕山期伴随大量的酸性岩浆侵入,形成文峪、娘娘山等花岗岩体。热液和热动力作用使矿源层内先期初步富集的矿化体元素进一步活化,迁移在有利构造部位沉淀成矿。桐柏老湾金矿床控制矿体的韧性剪切带岩石为糜棱片岩,矿体赋存于韧性剪切带叠加晚期脆性断裂处,以及在含矿构造的减压扩容带。

②浅层次构造作用主要形成构造蚀变岩型矿床。典型例子有熊耳山金矿田(白万成等, 1993)和

外方山铅锌矿床(栾世伟, 1990)。熊耳山金矿田金矿形成受不同级别的构造控制,表现为深大断裂和区域性不整合面控制金矿成矿带的分布,如大型的金矿床均产于深大断裂或不整合面与 NE 向断裂的交汇处,具有等距性控制金矿床、矿体成群分布特点,与洛南-栾川斑岩带的格子状断裂的等距性(姚瑞增, 1986)相类似。根据已经发现的大中型金银矿床研究(王志光等, 1997),矿质来源为陆缘区的结晶基底,中生代花岗岩的活动为成矿物质的活化和迁移提供了热源和动力,同期的断裂构造系统改造了早期变质变形作用,形成了构造蚀变岩型金矿床的“源、运、储”条件。外方山铅锌矿床的分布受燕山晚期花岗岩浆活动的制约,矿体严格受断裂构造控制(燕长海等, 1992; 梅燕雄, 1997)。

## 4 结论与讨论

### 4.1 东秦岭地区绝大多数金属矿床成矿具有时空统一性

东秦岭地区区域成矿具有以下特点:①中生代在前寒武纪古大陆边缘发生大规模的成矿作用;②中生代盆地的构造格局控制矿产分布;③燕山期花岗岩浆活动的时空分布与深部构造有一致的耦合关系(姚宗仁等, 1986)。构造-岩浆-流体成矿作用和构造-建造-流体成矿作用集中发生在燕山期(110~140 Ma),矿床分布受格子状断裂系统控制。

地球物理剖面显示,古大陆边缘存在自地幔向地壳延伸的隐性不连续构造面,有较大的布格重力负异常(李立等, 1998; 金昕等, 1996; 袁学诚等, 1994; 张乃昌等, 1986),由此推测,地壳下部存在低密度物质,使热物质自地幔顶部侵入地壳内的推断得到有力的支持。热物质的上升使地壳在原有区域应力场(水平构造力)的背景下产生附加的扰动应力场,横向和垂向上的变化可以在地壳上部产生附加的张应力,同时在地壳中部和下部产生附加的剪切应力(Liu et al., 1997)。地壳上部产生附加的张应力往往形成空间上有秩序的张性断裂组合,构成构造-岩浆-流体成矿系统的赋矿和导矿构造;地壳中部产生的附加的剪切应力往往引起韧性剪切带的形成,构成剪切带构造-流体-成矿系统。这表明,中生代以来华北古大陆南缘存在强烈壳幔相互作用与大规

模成矿。

#### 4.2 壳幔相互作用影响地表构造格局和矿床的形成分布

华北古大陆南部边界东秦岭段存在 Pb 同位素地球化学边界(张正伟等,1999,2000;Zhang et al.,2000),西起西安东至信阳,急变带  $V_2$  值以 14 为中心线(Zhu,1995),北侧  $V_2$  值降为 8 后保持稳定,南侧  $V_2$  值快速递增为 50 以上,在南阳盆地以西表现为构造显性的地球化学急变带特征;以东则表现为构造隐性的地球化学边界。在等值线出现陡变的岛状转弯处,往往控制大型矿集区(如小秦岭、熊耳山、桐柏地区)和超大型矿床的产出(如金堆城、南泥湖、雷门沟钼矿)(罗铭玖等,1992)。初步认为:NE 向的壳幔向斜倾伏陡坡交切刚性的古大陆边缘结晶基底,使其在 NE 方向上发生隐性的深部构造破裂组合,与古大陆边缘的近 EW 向深断裂带互相叠加和交切,在地壳表层控制中生代盆地断陷和格子状断裂系统,壳幔相互作用的含矿热流体沿这些部位上升,在地壳浅部发生成岩成矿作用。

上述推断很可能说明,古大陆边缘是壳幔之间能量相互交换的集中地带,大规模成矿作用发生在这些部位。但是,大型矿床往往集中在块体边界的特定部位,即深部不同方向的构造线交切部位(点区),成矿作用与深部构造活动对地壳的影响程度密切相关,往往表现为深部构造与地表构造相互对应,在同位素组成上表现为 Pb 同位素地球化学急变带,且在格子状断裂系统的影响下发生急转弯,控制大型矿床的分布。

#### 参考文献

白万成,王春宏.1993.河南熊耳山地区金矿的构造控矿特征.河南地质,11(1):17~22.  
常向阳,朱炳泉,邹日.2000.铅同位素系统剖面化探与隐伏矿深度预测.中国科学(D),30(1):33~39.  
陈殿凯,周旦生.1984.围山城层控金银矿特征和成矿作用.矿床地质(1):37~46.  
符光宏等.1994.河南省秦岭-大别造山带地质构造与成矿规律.郑州:河南科技出版社,1~300.  
关保德.1996.前寒武纪地层层序.关保德等编.河南华北地台南缘前寒武纪—早寒武世地质和成矿.武汉:中国地质大学出版社,1~11.  
关保德.1996.河南华北地台南缘前寒武纪—早寒武世地质和成矿.

武汉:中国地质大学出版社,1~325.  
高山,张本仁,骆庭川等.1990.秦岭造山带及其邻区大陆地壳的结构与成分研究.见:张本仁等著.秦巴区域地球化学文集.武汉:中国地质大学出版社,33~48.  
高华明.1989.老湾金矿地质特征初步总结.河南地质,7(1):1~5.  
郭抗衡.1984.华北板块南缘区域成矿模式及金矿地质基本特征.河南地质,12(2):81~89.  
黄任远,乔怀栋.1992.汝阳南部铅锌矿控矿地质条件及成矿机制初探.河南地质,10(2):81~88.  
胡受奚,林潜龙等.1988.华北与华南古板块地质和成矿.南京:南京大学出版社,1~558.  
金昕,任光辉,曾建华等.1996.东秦岭造山带岩石圈热结构及断面模型.中国科学(D辑),26(增刊):13~22.  
李立,杨辟元,段波等.1998.东秦岭岩石层的地电模型.地球物理学报,41(2):189~195.  
卢欣祥.1998.秦岭花岗岩揭示的造山过程——秦岭花岗岩研究进展.地球科学进展,13(2):213~214.  
刘国惠,张寿广,游振东等.1993.秦岭造山带主要变质岩群及变质演化.北京:地质出版社,68~84.  
罗铭玖等.1992.中国钼矿床.郑州:河南科技出版社,1~450.  
栾世伟.1990.小秦岭金矿主要控矿因素及成矿模式.地质找矿论丛,(4):1~15.  
林潜龙.1989.河南省板块构造概述.河南地质,7(4):21~27.  
梅燕雄,朱裕生,叶锦华.1997.中国超大型矿床的若干统计特征.地球学报,18(4):358~366.  
乔怀栋,刘长命,董有等.1983.初步探讨东秦岭地区与小岩体有关矿床的成矿模式.河南地质,1(1):25~34.  
石铨曾,陶自强,庞继群.1996.栾川群沉积环境和构造.见:关保德等编.河南华北地台南缘前寒武纪—早寒武世地质和成矿.武汉:中国地质大学出版社,48~76.  
孙枢,从柏林,李继亮.1981.豫陕中-晚元古代沉积盆地.地质科学,26(4):314~322.  
汤耀庆,卢一伦.1986.东秦岭蛇绿岩的形成时代和构造环境.成都地质学院学报,13(2):10~15.  
屠森,栾川,卢氏.1979.洛南一带震旦界地层的对比意见.河南地质(2):1~8.  
王志光等.1997.华北地块南缘地质构造演化与成矿.北京:冶金工业出版社,1~310.  
王润三,刘文荣.1990.二郎坪群蛇绿岩的产出环境.见:刘国惠,张寿广主编.秦岭-大巴山地质论文集(一)变质地质.北京:北京科技出版社,154~166.  
王鸿祯,徐成彦,周正国.1982.东秦岭古海两侧大陆边缘的构造发展.地质学报,56(3):270~279.  
徐文忻.1997.我国某些前寒武纪多金属矿床和岩石的 Pb-Pb 同位素研究.地球学报,18(增刊):188~190.  
袁学诚,徐明才,唐文榜等.1994.东秦岭陆壳反射地震剖面.地球物理学报,37(6):749~758.  
燕长海,刘良才.1992.汝阳西灶沟铅锌矿床地球化学异常特征.河南地质,10(1):6~14.

- 游振东, 索书田. 1987. 豫西秦岭群变质岩相学特征及早期地壳演化. 地球科学, 12(3): 21~25.
- 姚瑞增. 1986. 洛南-豫西斑岩钼矿带成岩成矿构造作用浅析. 河南地质, 4(4): 14~20.
- 姚宗仁, 赵振家. 1986. 桐柏地区燕山期构造运动与内生金属矿产生的统一性. 河南地质, 4(4): 1~7.
- 张正伟, 蔡克勤, 徐章华. 1999. 成矿预测学的理论与技术方法的几点思考. 地球学报, 20(增刊): 456~460.
- 张正伟, 朱炳泉, 蔡克勤等. 2000. 大陆块体地球化学边界与成矿. 地学前缘, 7(1): 87~94.
- 张国伟等. 1996. 秦岭造山带大地构造图. 北京: 科学出版社.
- 张宗清, 刘敦一, 傅国民. 1994. 北秦岭变质地层同位素研究. 北京: 地质出版社, 11~55.
- 张寿广, 万渝生. 1991. 北秦岭宽坪群变质地质. 北京: 北京科技出版社, 1~119.
- 张维吉, 宋子季. 1988. 北秦岭变质地质(下卷). 西安: 西安交通大学出版社, 1~210.
- 张乃昌, 阎景汉, 刘新平. 1986. 从重磁场成果探讨河南深部构造及成矿作用. 河南地质, 4(1): 16~22.
- Liu Guangding, Han Tiangao, Liu Yike. 1997. Tectonic framework of China and its relation with mineral resources. Chinese Science Bulletin, 42(2): 89~95.
- Yang Xiaoyong, Yang Xuoming, Zhang Jianjun et al. 1999. Metallogenic geochemistry of Sb-mineralization in southern margin of North China platform. Chinese Science Bulletin, 44(sup.): 17~18.
- Zhang Zhengwei, Zhu Bingquan, Cai Keqin. 2000. The Lead Isotopic Steep-Dipping zone and Mineralization: An Example From The Mineral Deposits Concentrated Area In East Qinling, China. Journal of China University of Geosciences, 11(1): 287~294.
- Zhu B Q. 1995. The mapping of geochemical provinces in China based on Pb isotopes. Journal of Geochemical Exploration, 55: 171~181.
- Zhai Y S. 1998. Giant ore deposits related to deep structure in and around the North China Block. Global tect & Metall, 6: 173~175.

## Metallogenic Process in the Southern Margin of North China Palecontinent

Zhang Zhengwei<sup>1)</sup> Zhai Yusheng<sup>2)</sup> Deng Jun<sup>2)</sup> Zhu Bingquan<sup>1)</sup> Lin Qianlong<sup>3)</sup>

(1) Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangdong;

2) China University of Geosciences, Beijing; 3) Henan Institute of Geology, Zhengzhou)

**Abstract** According to tectonization characteristics of the study area in the southern margin of North China Palecontinent, the metallogenic system could be classified into five subsystems: ① the pre-Mesoproterozoic metallogenic subsystem in the active southern margin of North China Palecontinent; ② the Middle-Late Proterozoic metallogenic subsystem in the inactive continent margin; ③ the Early Paleozoic metallogenic subsystem in the converse type continent margin; ④ the Paleozoic metallogenic subsystem in the active margin; ⑤ the Mesozoic metallogenic subsystem in the collision margin.

The metallogenic processes are mainly present as follows: ① structure-magma-fluid metallogenic process, which is related to magmatic activities of Yanshanian intermediate-acid small rock masses; ② structure-formation-fluid metallogenic process, which can be divided into two types according to the structural process levels, the ductile and ductile-brittle shear zone type ore deposit formed by the middle-deep level structural process and the structure-altered rock type ore deposit formed by shallow level structural process. The metallogenic belt is controlled by a EW-plunging mantle syncline. From east to west there are check-form fractures, which control synergic crust-mantle grano-porphyry rocks.

**Key words** geochemical steep-dipping zone paleocontinental margin metallic deposit East Qinling