

63-68

论豫西金矿成矿模式和找矿方向

陈衍景

(中国科学院地球化学研究所)

富士谷

陈泽铭 胡受奚

(南京大学地球科学系)

P 618.510.5

摘要 本文以豫西金矿为例,以碰撞造山带的构造模式为基础,探讨了碰撞造山过程中成岩、成矿作用的特征和时空演化规律,建立了碰撞造山成岩成矿模式。指出碰撞造山带的超叠壳楔上,随距缝合线距离的增大,依次出现热液矿床(D)带、花岗岩(G)带和斑岩(P)带。豫西小秦岭、熊耳山、外方山、桐柏和二郎坪等地金矿集中区的岩石、矿床和地球化学分带性与理论推导的模式吻合,表明豫西金矿形成于中生代的碰撞造山作用。有效的找矿工作应以碰撞造山成岩成矿模式为指导。

一、豫西金矿集中于中生代碰撞造山带内

河南省金矿的分布,主要集中于小秦岭、熊耳山、外方山、桐柏、二郎坪地区等几个金矿集中区内,在构造位置上,这些金矿集中区是中岳运动后不同时期华北或华南古大陆板块的边缘和增生带^[3]。海西运动时,华北与华南两大大陆板块拼合^[3]。中生代,在两板块的拼合带及附近形成了以秦岭山系为代表的造山带。造山带内发育了一系列紧闭性褶皱带、大的推覆构造带、大滑脱带、薄皮构造带和进一步揭示出来的A型俯冲带以及与之有关的花岗岩带和内生矿床带。它们形成于古秦岭洋消失之后,显然是大陆内部的碰撞造山作用的证据和表现,亦即横亘于中国腹部的秦岭山系是中生代发育的碰撞型造山带。豫西金矿集中区均在该碰撞造山带内,且金矿成矿时间及通常认为的与金矿有成因联系的花岗岩的形成时间又都与碰撞造山作用的时间一致。因此,我们有理由按碰撞造山带的构造模式分析河南省金矿成矿的规律性,以综合讨论金矿的成矿模式。

二、碰撞造山成岩成矿模式

基于对世界典型碰撞造山带的研究,许靖华提出了碰撞造山带的构造模式^[1]。本文以许靖华提出的构造模式为基础,分析碰撞造山过程中的成岩、成矿作用和岩石、矿床的空间分布,从而建立碰撞造山成岩成矿模式(图1),亦可称陆内俯冲或A型俯冲成岩成矿模式。

碰撞造山构造模式将碰撞造山带分为I、II、III三个单元,分别称为俯冲壳楔、混杂岩带和超叠壳楔。I单元(俯冲壳楔)沿II单元(混杂岩带)下插到III单元(超叠壳楔)之下,即陆内俯冲作用时,由于按梯度增温增压的影响,I单元内的不稳定组分将依熔点降低的顺序发生熔融并

• 国家自然科学基金和开放基金资助课题

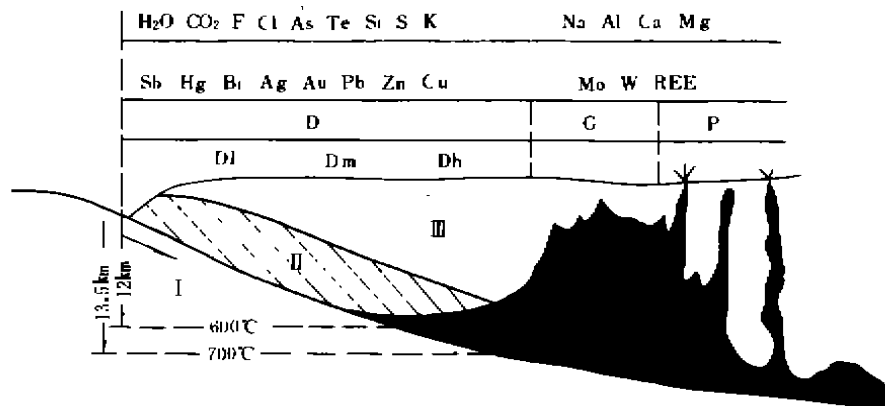


图1 碰撞造山成岩成矿模式(据许靖华,1987,补充)

I. 俯冲壳楔; II. 混杂岩带; III. 超叠壳楔; D. 热液矿床带; G. 花岗岩带; P. 斑岩带;

D1. 低温热液矿床亚带; Dm. 中温热液矿床亚带; Dh. 高温热液矿床亚带

向上迁移,从而造成浅部岩石、矿床、地球化学上的分带现象。

D带 由于地温梯度的影响, I 单元下插时不断增温,其内的 H_2O 、F、Cl、 CO_2 、As、S、Te、Sb、Hg、Ag、Au、Pb、Zn、Cu、Mo、K、Si、Na 等组分首先不稳定而向上迁移,在上部的超叠壳楔内形成以硫化物、砷化物、碲化物等为主要矿石矿物的多金属热液矿床带,记为 D 带。由于硫化物、砷化物等的熔点多低于 $500^\circ C$,最高不超过 $600^\circ C$,故 D 带形成在增温达 $500\sim 600^\circ C$ 以前。若以造山带地温梯度为 $5.2^\circ C/100m$ ^[4](造山带地温梯度较高,一般不低于此值)计算, D 带应形成在 $11.5\sim 9.5km$ 以上。根据成矿温度、成矿元素组合、矿物组合及围岩蚀变类型等可将 D 带分为低温、中温、高温三个热液矿床亚带。低温热液矿床亚带(记为 D1),温度范围在 $50\sim 200^\circ C$ ^[5],主要发生 Hg、Sb、Ag、Au、Pb、Zn 等元素矿化。中温热液矿床亚带(记为 Dm),温度范围在 $200\sim 350^\circ C$ ^[5],主要矿化元素为 Ag、Au、Pb、Zn、Cu 等。高温热液矿床亚带(记为 Dh),温度范围在 $350\sim 600^\circ C$ ^[5],主要矿化元素为 Cu、Mo、W、Sn、REE 等。三个亚带在垂向上相当于俯冲壳楔下插的深度范围约分别为: $1\sim 4km$ 、 $4\sim 7km$ 、 $7\sim 11.5km$ (按地温梯度 $5.2^\circ C/100m$ 计算)。

G带 一般认为陆壳下部基底岩石在 $10\sim 20km$ 处受热达 $650^\circ C$ 以上时开始局部熔融并逐渐达重熔程度^[6],实验证明长英质岩石为水汽饱和时的最低重熔温度为 $640^\circ C$ ^[7]。由此可知,在俯冲壳楔俯冲增温至 $640^\circ C$ 以上时, K、Si、Na、Al 等开始大量熔融,形成大规模的长英质熔体和花岗岩浆,它们的上侵便造成了可能伴有部分长英质脉岩和混合岩的花岗岩带,称为 G 带。分熔之后的难熔组分则以麻粒岩的形式进入下地壳或继续下冲。以 $5.2^\circ C/100m$ 梯度计算,花岗岩浆开始大量形成的深度约为 $12km$ (即 I 单元下插至 $12km$ 深时)。

P带 角闪岩相与麻粒岩相的温度界线为 $700^\circ C$ 左右^[7]。当俯冲壳楔下冲增温达 $700^\circ C$ 以上时,即地表以下 $13.5km$ 处时,岩片内的 K、Si、Na 等易熔组分早已在形成 G 带花岗岩时熔融出去,故很难再形成大量的花岗岩浆。但在某些特定条件下(如遇深断裂时或前期分熔不彻底时)仍可形成小规模的花岗岩浆。这种岩浆因形成时的围压大而可含大量挥发分,造成其侵位能力极强,可一直上升到地表附近并可减压沸腾爆破,形成一套斑岩、隐爆—爆破角砾岩及相关小岩体带,简称斑岩带,记为 P 带。该带常发育斑岩型和角砾岩筒型金、铜、钼、钨、锡等矿床。应该指出的是,该带内不排除部分斑岩或角砾岩是由 G 带花岗岩浆分异演化作用所形成。

模式中 D、G、P 三带在形成温度和垂向深度上的分带也必然反映到水平方向上,表现为

D、G、P 三带距碰撞缝合线的距离依次增大。各带具体的空间范围则与俯冲角 θ 有关。当俯冲角为 45° 时,地温梯度仍以 5.2°C 计算,则各带的空间位置(距缝合线的距离)是: $D_1=1\sim 4\text{km}$ 、 $D_m=4\sim 7\text{km}$ 、 $D_h=7\sim 13.5\text{km}$ 、 $G=12\sim 13.5\text{km}$ 、 $P>13.5\text{km}$ 。由于金矿化主要发生在中低温热液矿床亚带,与花岗岩带之间相隔 D_h 带,故金矿床应集中在花岗岩带以外的一定距离的范围, $G-D_h=5\text{km}$,即在岩体 5km 以外的范围。

还需强调的是:(1)与碰撞造山作用相配套的成岩成矿作用在宏观上划分的 D、G、P 三带之间是“兄弟”关系,而不是“母子”关系,亦即 D 带矿床和 P 带斑岩等主体上不是 G 带花岗岩浆的派生物。(2)俯冲壳楔下冲过程中,易熔组分依熔点降低的顺序分熔是总体上的规律,不是绝对的,分熔过程是连续的,不是截然的。故有时在形成 G 带花岗岩浆时,仍可伴有部分相当于含金硫化物的组分熔融上迁,导致花岗岩金丰度较高,使得一些学者因此把花岗岩误认为金矿的母岩。另一方面,D 带矿床和 G 带花岗岩同源於俯冲壳楔,在 S、Sr、Pb 等同位素组成和元素地球化学特征上均有相似之处,表现出同源特征,故也常因此误把花岗岩当作矿床的母岩。(3)G 带花岗岩浆演化到后期,可分异出少量富挥发分和成矿元素的熔浆,其上侵能力较强,并可在浅部发生沸腾作用,形成斑岩型或角砾岩筒型金矿,此种岩浆与矿床是母子关系。自然,由俯冲壳楔在 700°C 以上(相当 13.5km 以下时)分熔的熔浆形成斑岩型或角砾岩型金矿时,岩浆与矿床亦是母子关系。(4)D 带矿床的成矿热液来自俯冲壳楔。在俯冲壳楔下冲时,温压的增高引起岩片物质的调整和重新组合(即变质作用),形成了 D 带的成矿热液,此热液显然具有变质热液的特征,矿床属变质热液矿床,只是这种变质热液矿床不一定产在变质岩出露区。此外,此种高温热液矿床与岩浆热液矿床(P 带和部分 G 带)在温度、成分等方面均是连续过渡的,故变质热液矿床与岩浆热液矿床亦是不能截然分开的。

三、碰撞造山成岩成矿模式在河南省金矿集中区的应用

1. 小秦岭地区 金矿集中在寻马道断裂以北的早前寒武岩系内,几乎所有金矿集中在闵峪岩体(中生代花岗岩基)南侧和部分在东南侧或西南侧,在岩体北侧还没有找到岩金矿床,矿床集中在距岩体 $2\sim 7\text{km}$ 以南的范围^[8]。该现象与理论上建立碰撞造山成岩成矿模式十分吻合,即寻马道断裂为中生代陆内俯冲带,闵峪岩体等代表 G 带花岗岩,岩体南侧的金矿相当于 D 带(D_m+D_1)热液金矿床,岩体周围 $2\sim 7\text{km}$ 的无金矿地带则相当于 D_h 亚带。

2. 熊耳山地区 根据我们的研究,马超营断裂由一系列向北倾的逆断裂组成,断裂带有较强的钾化等蚀变现象,断裂带已出现熊耳群火山岩的绿片岩相变质。表明马超营断裂可能是一陆内俯冲带。在马超营断裂以北,近年发现了大量破碎带蚀变岩型金矿,尤以上官金矿为代表,这些金矿全部集中在中生代花山花岗岩体的南侧。如此,花山岩体代表 G 带,金矿恰恰集中在 D 带,与碰撞造山模式十分一致。而且,矿床(点)在岩体 $2\sim 10\text{km}$ 以外的南侧。在 D 带矿床中,靠南部者伴 Pb、Zn 等,北部伴 Cu,而在瑶沟 28 号脉中则出现辉钼矿,反映了成矿温度由南向北渐增的规律。与碰撞造山成岩成矿模式尤其吻合的是,在花山岩体东北侧发育了大量斑岩、角砾岩体,且伴有金、钼等矿化,以祁雨沟、螃蟹沟金矿、雷门沟钼矿为代表,此恰构成模式之 P 带(斑岩带)。

3. 外方山地区 栾川—确山断裂为嵕熊期(四堡期)^[3]古秦岭洋向华北大陆板块的俯冲带,在中生代再度复活,表现为碰撞造山的缝合带;该断裂北侧直接是合峪—太山庙花岗岩基;花岗岩基北侧环岩体发育了小岩体和斑岩、角砾岩体,并已发现了若干与这些小岩体、斑岩、角

砾岩有关的金矿、铅锌矿等(据姚宗仁、张建军等个人讨论,1988),如店房金矿等。如此,合峪—太山庙岩基相当G带,岩基北侧的小岩体等及相关矿床相当P带。与模式相比,缺失了岩基与缝合带间的D带,我们认为此由中生代后该区较强的风化剥蚀作用造成。需要说明的是,店房金矿被天津地矿所任富根等*作为靖熊期形成的矿床,陈衍景、李兴福(1988)在店房金矿角砾岩筒中发现了合峪岩体的花岗斑岩角砾,证明角砾岩形成在合峪岩体之后,即中生代。

4. 二郎坪地区 主要指二郎坪地体范围。朱夏断裂是秦岭群中高级变质地体与二郎坪群低级变质地体的分界。中生代时,秦岭群地体俯冲在二郎坪群地体之下,朱夏断裂以北为超叠壳楔。在超叠壳楔上,分布了四棵树、牧虎顶、黄花幔等中生代花岗岩基,这些岩基组成了模式的G带。在这些岩体以南和朱夏断裂以北的D带,已发现了祁子堂、许瑶沟、米坪等金矿。在花岗岩基北侧,分布了大量斑岩铜、钨矿床,如栾川钨矿带,它们构成了模式的P带。镇平、南召一带,自朱夏断裂向北,依次有祁子堂金矿、秋树湾铜矿、南河店铜钨矿、南召钨钼矿,反映了成矿温度增高的顺序。区域化探表明,自南而北依次出现As-Sb-Hg-Ag-Au、Pb-Au、Cu、Mo-W-REE的异常。同样指示了矿化温度增高的趋势。

5. 桐柏地区 翟淳等(个人通信,1989)将桐柏变质岩系划分为自南而北的桐柏高级变质块体、刘山岩低级变质块体和歪头山中级变质块体,高级块体与低级块体间为大合断裂。中生代时,高级块体沿大合断裂向北俯冲,导致超叠壳楔(低级块体+高级块体)上出现代表G带花岗岩的梁湾岩体等。岩体与大合断裂之间的地带则发现了著名的破山特大型Ag(Au)矿和银洞坡Au(Ag)矿及一些Au、Ag、Pb、Zn、Cu等矿化点,矿床和矿点呈北西向分布,与模式D带十分谐调。岩体更北是否有相当P带的岩体、角砾岩发育,尚待进一步查明。应当说明,银洞坡金矿的成矿时代尚未定论,有些学者认为是加里东期成矿,并受中生代成矿作用的叠加。我们认为成矿主要发生在中生代,成矿物质主要来自加里东期构造层,矿床也定位于加里东期构造层,但加里东期并没有形成真正的矿床,只是形成了较好的矿源岩系而已(相当于过去的歪头山组等)。

小秦岭、熊耳山、外方山、桐柏和二郎坪地区的金矿成矿规律符合碰撞造山成岩成矿模式,可用这种模式来指导进一步的地质研究和找矿工作。

参 考 文 献

- [1] 许靖华,中国南方大地构造的几个问题,《地质科技情报》,1987年,第2期,第13~27页
- [2] 陈衍景等,初论三门峡—宝丰断裂的特征,《南京大学学报地学版》,1990年,第3期,第76~84页
- [3] 胡受奚等,《华北与华南古板块拼合带地质和成矿》,南京大学出版社,1988年
- [4] 成都地质学院,《动力地质学原理》,地质出版社,1978年,第304页
- [5] 胡受奚等,《矿床学》(上),地质出版社,1982年
- [6] 南京大学地质系,《火成岩岩石学》,地质出版社,1980年,第416页
- [7] 贺同兴等,《变质岩岩石学》,地质出版社,1980年,第254页
- [8] 蔡乃仲,小秦岭矿田构造演变与金矿化过程,《地质力学文集》,第7集,地质出版社,1988年,第63~77页

* 天津国际元古宙活动带地球化学和成矿作用学术会议报告,1988年

METALLOGENIC MODEL AND PROSPECTING OF GOLD DEPOSITS IN WESTERN HENAN

Chen Yanjing

(*Geochemistry Institute of Chinese Academy of Sciences, Guiyang*)

Fu Shigu Chen Zeming Hu Shouxi

(*Department of Earth Sciences of Nanjing University, Nanjing*)

Abstract In the western area of Henan Province, gold deposits are concentrated in the Mesozoic collision orogenic belt. Therefore, based on the tectonic model of the collision orogenic belt, the characteristics and the spatial-temporal evolution of diagenesis and metallogenesis in collision orogeny are discussed, and the diagenetic and metallogenic model for collision orogeny is proposed. According to the model, hydrothermal deposit(D) zone, granite(G) zone and porphyry(P) zone are distributed in turn as distance from the collision suture increases in the overlapping crustal unit. Petrological, metallogenic and geochemical zonation in all the auriferous provinces, including Xiaoqinling, Xiongershan, Waifangshan and Tongbai and Erlongping areas are completely coincident with the diagenetic and metallogenic model. So the Mesozoic collision orogenesis is responsible for the formation of gold deposits in Western Henan. Effective prospecting for gold deposits should be carried out according to the model.

维普资讯 http://www.cqvip.com

垂向和侧向非均质性的半定量分类

——一种提高常规采收率的预测手段

N. Tyler 等

按现代技术和发展水平,得克萨斯州石油储层的最终采收率预计是原地石油的 36%。因此,在证实储量回采之后,在全州范围内已发现的 165×10^9 桶石油,有 106×10^9 桶目前仍残留在储层中。这种剩余储量包括残余油(71×10^9 桶)和可动油(35×10^9 桶)。残余可动油通常也可被回采,但由于储层内隔层或界面的存在,而被阻止运移到井孔内。

当石油和天然气生成时,储层构型,即储层的内部结构或构造控制了流体运移的路线。而储层构型的本身又是沉积和成岩作用的产物,后者控制着储层的成因。所以,如果对储层的成因认识发展了,那么,储层构型以及流体的运移路线就成为可预测的。因此,随着以储层结构及其对流体流动路线内在控制的更深入的了解,我们就能更有效地设计和完成提高采收率的战略。

储层可以被认为沉积体系的相对小的一部分。这些沉积体系及其构成相皆可根据侧向和垂向均质性的

变化程度而表示其特征。例如,河控三角洲则以极低的侧向非均质性为特征。二叠纪盆地中高分层的、受限制台地的碳酸盐储层与湾岸滨海平原砂岩不同,后者在垂向特征上是相对简单的。

所以,不同沉积成因的储层可以根据其垂向和侧向非均质性的变化强度归类到一个“非均质性矩阵”中。该矩阵的效用是可以预测残留可动油的性质和位置。例如,高分层储层将含有大量死油。因此,一个适当的回采战略将是再计划注水和修改剖面。侧向上的非均质性储层将受益于指标加密钻探和可能的水平井。在得克萨斯州,通过以非均质性为基础的回采战略提高残余可动油采收率的潜在目标将增加 16×10^9 桶。美国境内(阿拉斯加除外)的大型壮年储层可能含有经济上可回采的可动石油达 45×10^9 桶之多(AAPG,1989)。

译自《13th ISC Abstracts of Papers》,1990

李惠生 译 孙永传 校

浊积岩相的定量化可作为储层模拟的一种工具

J. D. Schuppers

中扇和外扇区的浊积岩沉积,在整个砂体几何形态、互层状页岩的产状以及砂岩层特征上,都表现出明显的差异性。合并作用(由于互层状页岩被侵蚀,而使砂岩层合并在一起)在这些沉积环境中是极为常见的。

中扇河道沉积在其轴部为中一厚层的、块状或递变状合并砂岩,并具高的砂岩与页岩比;而在河道边缘则常为薄层的生物扰动砂岩、粉砂岩和页岩,并具低的砂岩与页岩比。

外扇朵状沉积主要由厚-薄层的似席状砂岩和页岩互层组成。其中,合并作用一般局限于朵状体的近端部。由于整个砂体几何形态和合并程度的差异,所以页岩的分布面积较小,而且其形状在中扇河道沉积中比在外扇朵状沉积中更难预测。

中扇和外扇区的浊积岩沉积都是重要的潜在储层。从这种环境产油的,而且描述完全的油田包括北海的 Forties、Frigg 和 Montrose 油田及意大利中部的 Cellino 组。

体积评价和储层模拟都要利用数学模型。在页岩面积、合并程度和砂岩渗透率的侧向非均质性等方面的野外资料的定量化,可作为精选现有模型和确定其有效性的一种工具。

本文涉及到西班牙始新世 Hecho 浊积岩复合体中扇河道沉积的砂岩层合并作用的露头研究。在浊积岩沉积中,页岩所遭受的侵蚀作用程度不一。不完全的侵蚀作用造成了厚砂岩层并夹有由粗砂和泥的混合物组成的不规则夹层段。完全的侵蚀作用导致了厚-极厚层状的、彻底合并的砂岩层,其中各个沉积事件是根据特殊的泥砾层,或者粒级的微弱差别而加以识别的。

所观察到的砂、泥混合物,以及泥砾纹理出现在河道边缘和轴部之间的地区。完全的合并作用(砂叠置在砂之上),在河道的轴部更为明显,并且在横切水流方向,其长度可达 120m(所观察到的最小河道宽度为 650m)。这可能与河道轴部的较高水流动力有关。

今后的露头研究,集中在西班牙始新世 Hecho 浊积岩复合体的外扇沉积;意大利 Piedmont 盆地的第三纪 Cengio 浊积岩体系的上扇沉积,以及法国第三纪 Peira-Cava 浊积岩复合体的中扇和外扇沉积。

译自《13th ISC Abstracts of Papers》,1990

李惠生 译 孙永传 校