

河南东秦岭板块构造轮廓与矿产分布初探

林潜龙 石铨曾 符光宏

(河南省地矿局科研所)

秦岭是我国南北地质分野及衔接地带,历来为中外地质学家所关注。近几十年来所进行的大量地质工作表明,这里是一个重要的金属及非金属成矿带,其中钼、金、银等矿床在全国具有重要地位。在此区开展构造地质研究,进一步澄清成矿和控矿地质条件,对进一步寻找各类有用矿产具有较大的现实意义。

七十年代中期开始,国内的一些地质学家先后运用板块构造理论对秦岭地区的区域构造进行研究。但是由于一些重大基础地质问题如地层层序、变质作用和时代归属;各类岩体的成因系列和期次划分等至今未获解决,故对构造演化历史的认识及构造单元的划分尚有较大分歧。笔者等近年来用板块构造的研究方法对河南东秦岭构造带进行了工作,在综合前人资料的基础上,提出河南东秦岭板块构造轮廓(图1)与矿产分布关系的初步看法,供讨论。

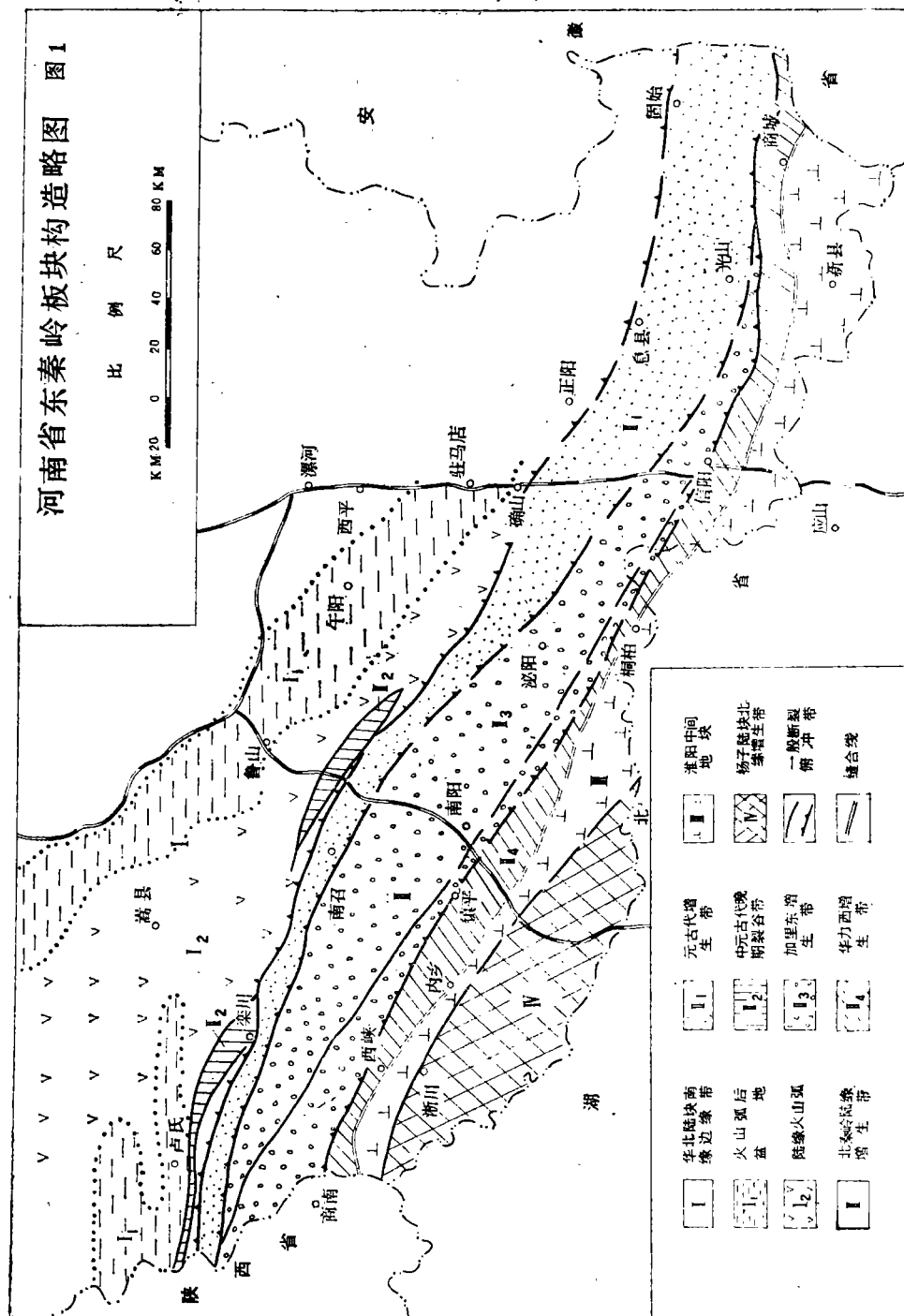
本文将东秦岭构造带视为华北陆块和扬子陆块之间的构造缝合地带。华北陆块南缘的黑沟—栾川—维摩寺—确山—固始深断裂带为其构造带之北界;扬子陆块北缘的襄凡—广济深断裂为其构造带的南界。在东秦岭构造带内部,有一个古老的地块——淮阳中间地块。地块的北侧为前人所称的北秦岭地槽褶皱带,它是秦岭古洋板块和华北古陆块构造发展演化的产物;地块南侧为前人所称的南秦岭地槽褶皱带,则是古扬子陆板块北缘的海盆发展及演化的产物。地块本身在元古代曾一度是邻近扬子板块边缘的岛弧,在构造演化中增生于板块的北缘。海西晚期、华北、扬子两大板块发生碰撞,其间的古秦岭海消失,而商南—西峡—桐柏—信阳—商城一线即为二者碰撞的缝合线。

一、河南东秦岭古板块活动的地质记录

通过古板块活动所留下的地质记录,去重塑古板块活动的历史,是研究古板块构造最基本的工作方法。河南东秦岭古板块活动留下的地质记录有如下几方面。

(一) 深大断裂带裂谷带及缝合线

1. 黑沟—栾川—维摩寺—确山—固始深断裂带,为横贯河南全省的一条巨大断裂带,呈北西—南东向(或北西西—南东东向),西入陕西,东进安徽,省内长近600公里,宽2—10公里,由一系列向北倾斜的断裂组成,断裂带北侧为中元古代的陆缘火山岩带(熊耳群,Rb-Sr法全岩等时线年龄值为1675百万年);南侧分布着大致与熊耳群时代相当的宽平群。后者由杂砂岩及变基性火山岩构成,其构造特征显示为一俯冲杂岩带。黑沟—栾川—维摩寺—确山—固始深断裂带是东秦岭古洋壳向华北古陆块俯冲的消减带,也是迄今东秦岭构造带内所发现之时代最早的俯冲带。



2. 瓦穴子—乔端—明港断裂带，位于上述深断裂带以南，西端延入陕西境内，向东过明港后被新生界复盖，省内出露长达300余公里。该断裂带构成元古代褶皱带和古生代褶皱带之界限，北侧分布着元古代地层；南侧为一套含放射虫及海绵骨针的蛇绿岩，属古生代洋壳的沉积物。沿断裂带发育着较宽的挤压带，为一些冲断层所组成，并有超基性岩体侵位，显示了俯冲带的特征。

3. 朱阳关—大河—信阳断裂带，断裂带走向约310度，西端的官坡一带与瓦穴子—乔端—明港断裂带相交；东端在信阳一带与西官庄—镇平—龟山—梅山断裂带交汇，长约400公里。该断裂带为古生代褶皱带和“秦岭地轴”岛弧系的分界。北侧的二郎坪群蛇绿岩套是古生代洋壳残体，南侧为“秦岭地轴”岛弧系，分布着强烈混合岩化，花岗岩化的秦岭群。断裂带断面倾角40—90度，倾向北东，沿断裂分布着不同时代地层及侵入岩所形成的混杂堆积，是古板块消减带的重要标志。

4. 西官庄—镇平—龟山—梅山深断裂带：断裂带走向北西西，西进陕西，东入安徽梅山一带，省内长近600公里，断面以向南西倾斜为主，倾角60—80度之间，紧靠断裂带的秦岭群中，展布着洋淇沟—陈阳坪—双山蛇绿岩带。在西峡、内乡、桐柏等地的秦岭群中，广泛发育着一系列轴面北东倾斜向南西倒转的线状褶皱。在信阳以东该断裂与朱阳关—大河—信阳断裂带交汇后，才在其北侧出露了二郎坪群蛇绿岩套。断裂带南侧为延长近千公里的复理石建造，称信阳群，（陕西称刘岭群，安徽称佛子岭组）信阳群出露的部位即为海西晚期华北陆块与扬子陆块碰撞的缝合地带。

5. 木家垭—内乡—桐柏—商城深断裂带：长近600公里。西段走向310度左右，倾向北东，东段走向近东西，向北倾斜。倾角35—85度。断裂带北侧为信阳群的复理石建造；南侧为古淮阳中间地块，展布着陡岭群（西段）和苏家河群（东段）。断裂带两侧千余米内发育着片理化和糜棱岩化，沿断裂有辉长岩脉，花岗斑岩体分布，并形成多金属矿化带。该断裂与西官庄—镇平—龟山—梅山深断裂带共同控制了信阳群的出露。也共同构成了华北陆块与扬子陆块碰撞的缝合带。

6. 淅川—广水深断裂带，是淮阳中间地块南缘的一条北西—南东向深断裂。该断裂带西入陕西，东延入湖北的英山，广水一线，其北侧是受强烈混合岩化、花岗岩化的古淮阳地块；南侧为绿片岩相的晚元古代火山岩系，其中发现蓝闪石，硬绿石等高压变质矿物，故此断裂带可能是南秦岭古洋壳的俯冲带。

7. 三川—拐河裂谷带：为中元古代晚期的裂谷带，沿古华北板块的边缘分布。由于后期构造破坏，使其被挤压成狭长的断陷带，呈北西—南东向断续向西延入陕西，向东在确山东部被新生界复盖。省内出露长300余公里。此裂谷带由一套厚2500—3000米的陆源碎屑—碳酸盐沉积物组成，其间有碱性火山岩（粗安岩、粗面岩、碱流岩）及辉长岩分布。碱性火山岩与辉长岩的空间分布一致，但后者切穿前者，由球粒陨石标准化的稀土元素分布型式来看，二者具相似性，显示了裂谷型岩浆活动特征。

8. 缝合带：东秦岭构造带为古华北板块与古扬子板块的构造缝合地带。具体缝合部位在西官庄—镇平—龟山—梅山深断裂带与木家垭—内乡—桐柏—商城深断裂带之间，即整个信阳群出露的部位。信阳群为一套复理石建造，本身是一个低温高压变质带。北侧是“秦岭地轴”岛弧系，南侧为古淮阳中间地块（西段为淅川—内乡古岛弧杂岩系）。前者有

资料说明是加里东期的岛链,后者是晚元古代的岛弧带。两侧的地层构造及成矿作用等方面均有较大差异。但其中均分布着蛇绿岩带,在桐柏以东,沿缝合带分布一套厚达数千米具变质的石炭纪海陆交互磨拉石建造,其中所含之海相动物化石既非华北型,也非华南型,而与祁连山、新疆、欧洲的古生物面貌相似,反映了两个板块缝合之前残留海的沉积环境。

(二) 蛇绿岩套, 混杂堆积及古俯冲杂岩带

1. 东秦岭构造带北缘的古俯冲杂岩带,沿黑沟—栾川—维摩寺—确山—固始深断裂带南侧分布,前人称谓北宽坪群(或组),出露长约300公里,为一套巨厚的绿色片岩(斜长角闪片麻岩及角闪片岩),云母石英片岩夹大理岩等所构成的中元古代早期(变质基性岩脉 K-Ar 年龄最大数值1504百万年)的俯冲杂岩带。杂岩带内发育着一系列向北倾斜的叠瓦状构造,其间广布着膝折和共轭褶皱(箱状褶皱),长英质脉体所形成的肠状褶皱举目可及,岩层的原始层理已被流劈理,折劈理所置换,显示了高温高压下形成的剪切带的特征。原岩恢复结果表明,云母石英片岩为成熟度很低的杂砂岩,绿色片岩原岩为基性火山岩,岩石化学成分十分均一, SiO_2 含量接近48%,类似于大洋拉斑玄武岩。

2. 二郎坪—刘山岩—马畈蛇绿岩带,位于瓦穴子—乔端—明港断裂带和朱阳关—大河—信阳断裂带之间。呈一个北西西—南东东向延伸的大透镜体,长近400公里,该带北部的鸭河口、社旗、官庄一线出露和隐伏着大量超基性和基性岩体(橄榄岩、辉石岩、辉长岩、辉绿岩等),形成超基性—基性岩带,往南在官坡西,太平镇—鸭河口、马谷田—平昌及马畈一线分布着石英闪长岩和闪长岩带,并伴生着同期的斜长花岗岩和花岗岩带,在这些中酸性岩带的南部,与其相平行的分布着基性火山熔岩(细碧角斑岩系)夹远海深海沉积物(由石灰岩变质的大理岩及含放射虫硅质板岩等),顶部为海相复理石沉积。上述一套地层和岩石均受低级区域变质(绿片岩相),其中的基性火山熔岩是一套富钠的变细碧角斑岩系,由球粒陨石标准化的稀土元素分布型式来看,近似于深海拉斑玄武岩中出现的分布特点。

3. 洋淇沟—柳树庄—南湾蛇绿岩及混杂堆积带,分布在西官庄—镇平—龟山—梅山深断裂带的北侧,长达千余公里,沿此蛇绿岩带出露了东秦岭最大的橄榄岩体(松树沟—洋淇沟岩体)且在桐柏双山,柳树庄及信阳卧虎、南湾一线均有岩体断续分布,组成了超基性、基性岩带。紧靠此带南侧出露着富水和桐柏—信阳堆积杂岩带,并有低温高压变质带伴生,故应为海西期南、北陆块缝合线附近的上冲蛇绿岩带。

(三) 变质带

东秦岭的板块构造活动主要发生在中生代以前,由于多期构造运动和岩浆活动,使之发生多期变质作用。由于尚缺乏系统的研究,就已有资料仅可划出两个低温高压变质带。

1. 信阳低温高压变质带

1979年中科院叶大年等对大别山北麓信阳群,苏家河群等进行了研究,认为上述地层中存在低温高压变质带的特征矿物及岩石——3T型多硅白云母及C类榴辉岩,从而命名为信阳变质带。该变质带位于西官庄—镇平—龟山—梅山深断裂带以南,我们将它与断裂北侧的蛇绿岩带和混杂堆积一并称为信阳古消减杂岩带。

2. 浙川—内乡南部低温高压变质带:位于浙川—广水深断裂带西侧。向西延入陕西,

向东进入湖北关店、广水。据陕西与湖北的资料反映,此带内晚元古代富钠的变基性火山岩中,见有蓝闪石类矿物(主要为镁钠闪石、纤维钠闪石)及硬绿石等分布,构成了低温高压变质带。

(四) 岛弧及陆缘火山弧

1. 熊耳群陆缘火山岩带,分布于黑沟—栾川—维摩寺—确山—固始断裂以北,位于古俯冲带上盘,发育在大陆壳上。

西部在陕西洛南以西被新生界复盖或花岗岩吞蚀,东端在确山一带被新生界复盖。整个火山岩带呈弧形展布于华北古陆块南缘,在河南境内绵延300余公里。此火山岩带直接覆盖于太古界及下元古界基底之上,用Rb-Sr法测定的全岩等时线年龄值为1675百万年,为中元古代早期的产物。火山岩系除部分基性和酸性者外多为安山岩类。岩石类型属CA+A,其中以钙碱性岩系占主导地位(占79%),且以低钛为特征,多数岩石氧化系数高,应为大陆边缘成熟的岛弧类型火山岩系。

熊耳群火山岩及其南侧以宽坪群为代表的古俯冲杂岩带,代表中元古代早期的弧沟体系。

2. “秦岭地轴”岛弧系,位于朱阳关—大河—信阳断裂带与西官庄—镇平—龟山—梅山深断裂带之间,呈西宽东窄的楔状展布,在信阳以东由于两条断裂交汇而被切割。此区分布着秦岭群,下部为经受强烈变质及混合岩化的变基性火山岩及碎屑岩,上部为一套碳酸盐建造,笔者认为此岩系属加里东期岛弧,其依据有,(1)大量花岗岩类及变质岩的K-Ar年龄数值为2—4亿年,显示其强烈的酸性岩浆活动及变质作用的时代为早古生代,(2)地层中大量伟晶岩的出现,显示其形成时地壳厚度较大,而其两侧之二郎坪群及信阳群则为海盆沉积,故早古生代时“地轴”可能为一隆起区,(3)“地轴”内受强烈混合岩化花岗岩化的岩石,可能是由于构造上升及剥蚀后新露出的弧地体深部深熔作用的物质。由于这些花岗岩具有较低的 Sr^{87}/Sr^{86} 比值,说明这些深熔的花岗岩来源于下部地壳的基性火山岩,即岛弧可能是从洋壳基础上发展起来的。

此岛弧系与其南侧的信阳古消减杂岩带显示了加里东期的一对弧沟体系。北侧的二郎坪群则相当于弧后边缘海。

3. 浙川—内乡古岛弧杂岩系:分布于浙川陡岭—内乡县城一带,省内出露长100余公里。该岛弧为双层结构,下部为深熔作用的产物,即为陡岭群的混合岩和片麻岩,上部则由毛堂群浅变质的基性—中酸性火山熔岩及火山碎屑岩组成。石英闪长岩、花岗闪长岩、花岗岩和斜长花岗岩呈岩基、岩株和岩枝等穿插其上、下地层中,其上被震旦系上统不整合复盖。中酸性侵入岩属典型的钙碱性岛弧火山岩系,所测定的最大K-Ar年龄值为7.97亿年,显示此古隆起区为晚元古代早期形成的岛弧。由于陡岭群中分布着一些超镁铁质岩体(蛇纹岩),显示其岛弧可能形成在更古老的消减带上。

此岛弧向西与陕西山阳、榨水古隆起共同组成岛链,向东延至桐柏—大别隆起区,我们将其统称为古淮阳中间地块。但整个古淮阳中间地块的发生、发展与演化至今尚未澄清,仅认为浙川—内乡一般是晚元古代末期邻近杨子陆块边缘的一个岛弧,它与前述浙川—内乡南部低温高压变质带共同代表了晚元古代末期杨子陆块边缘的一个弧沟体系。

二、河南东秦岭板块构造分区及演化 (图 2)

(一) 板块构造分区

1. 华北陆块南缘边缘带, 自北向南包括两个构造组成部分。(1) 火山弧后盆地。以汝阳群、洛峪群和官道口群为代表。(2) 陆缘火山弧, 以熊耳群火山岩系为代表。
2. 北秦岭陆缘增生带: 即前人所称的北秦岭地槽褶皱带, 是中元古代至华力西期古

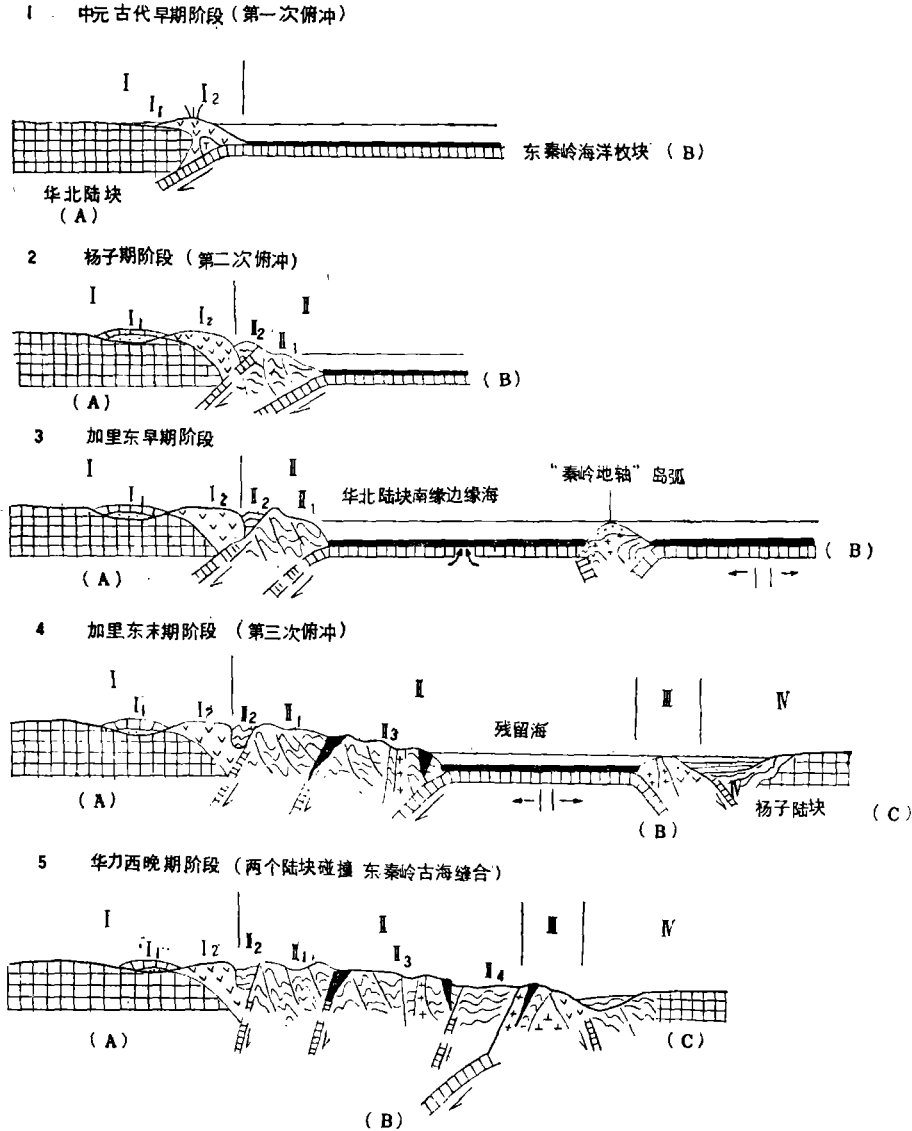


图 2 河南省东秦岭板块构造演化模式图

I—华北陆块南缘边缘带, I₁—火山弧后盆地, I₂—陆缘火山弧, II—北秦岭陆缘增生带, II₁—元古代增生带, II₂—中元古代晚期裂谷带, II₃—加里东增生带, II₄—华力西增生带, III—淮阳中间地块, IV—扬子陆块北缘增生带

华北陆块向南的增生带，自北而南包括四个构造组成部分。(1)元古代增生带。以北宽坪群俯冲杂岩为代表。(2)中元古代晚期裂谷带。以栾川群陆源碎屑—碳酸盐岩、含煤建造及碱性火山岩、辉长岩等为代表。(3)加里东增生带。此带北部是以二郎坪群蛇绿岩套及浊积岩为代表的边缘海沉积；南部是以秦岭群为代表的岛弧系。(4)华力西增生带。以信阳群褶皱带为代表。

3. 淮阳中间地块，由浙川—内乡—桐柏—大别古隆起构成，以陡岭群、毛堂群、苏家河群、红安群、大别群为代表。位于木家垭—内乡—桐柏—商城深断裂带与浙川—广水深断裂带之间。在晚元古代早期是靠近古杨子陆块北缘的岛链。

4. 杨子陆块北缘增生带，由杨子陆块北缘的边缘海演化而来，由于分布在邻省，在此不予讨论。

(二) 板块构造演化

中元古代早期，东秦岭海洋板块向北部的华北陆块俯冲，在华北陆块的南缘（黑沟—栾川—维摩寺—确山—固始深断裂带以北）形成了安底斯型大陆边缘火山弧（中基性火山喷发称熊耳群）。同时东秦岭古海又接受了中、晚元古代的沉积。而华北陆块内，约在中元古代中期发生了海侵，使尚未夷平的火山弧后，形成了新安—确山盆地和官道口盆地。前者沉积了汝阳群和洛峪群，后者沉积了官道口群。中元古代晚期，在陆缘火山弧的前缘产生了拉张，形成三川—拐河裂谷带，沉积了栾川群。

元古代末的杨子期，东秦岭海洋板块又一次向华北、陆块俯冲，使其中、晚元古代的沉积褶皱回返，并增生于华北陆块南缘（瓦穴子—乔端—明港深断裂带以北的宽坪群俯冲杂岩带）。也使裂谷带内的沉积褶皱隆起，形成造山带。与此同时，在古秦岭海的南面，另一个大陆板块—杨子板块已经形成。

加里东早期，在靠近华北陆块南缘的东秦岭海洋内形成“秦岭地轴”岛弧系，并在岛弧与华北陆块之间的边缘海中形成二郎坪群蛇绿岩套和浊积岩。加里东期末，东秦岭海洋板块再次向华北陆块俯冲，使其边缘海内的二郎坪群和组成“秦岭地轴”岛弧系的秦岭群依次发生仰冲和褶皱，合并并增生于华北陆块的南缘，使华北陆块进一步向南扩大。此时华北陆块与杨子陆块之间，只剩一个狭长的海域，接受着上古生代的沉积。

华力西晚期，由于海洋板块不断向华北陆块和杨子陆块下的消减作用，促使两个陆块最终发生碰撞，海水退出，使两个陆块最后缝合。同时，浙川—内乡岛弧后的盆地沉积也一起褶皱隆起，形成了统一的中国大陆，进入一个新的地质发展历史时期。

三、板块构造与矿产分布简述

矿产是一定地质发展历史中的产物，成矿作用是在一定大地构造背景上展开的，因此，正确的大地构造分析是认识区域成矿规律的前提。从板块构造的角度来看，与成矿有关的沉积岩浆、变质、构造变形等各种地质作用都取决于板块相互运动的状况，则矿床的生成也必然与此相关。我们从矿床形成的构造环境出发，初步讨论东秦岭的矿产分布。

(一) 古裂谷带的多金属成矿带

裂谷带形成的构造特征，极有利于各种岩浆矿床、火山矿床、层控和层状金属矿床的

形成。三川一拐河裂谷带内,根据其地质背景,具备寻找下列矿产的条件。

1. 与基性岩、碱性火山岩有关的稀土、磷灰石和多金属矿产。如锡—铌—钨矿;钽铌磁铁矿;铌—稀土矿(独居石、氟碳铈矿)以及铜、铅、锌汞、锑、金、萤石、重晶石、金刚石等矿产。

2. 沉积建造中的层状和层控矿床。如裂谷火山—沉积铁锰矿;层状铜矿(非洲、澳大利亚和北美已知的元古代铜矿床都形成于中、晚元古代陆内裂谷带和大陆边缘的坳拉谷中);层控铅、锌矿(主要成矿时代是中—晚元古代,含矿岩系主要是很厚的裂谷碎屑沉积或碳酸盐沉积)等。

已知拐河、维摩寺一带分布着大量铅、锌和萤石矿点,进一步寻找工业矿床甚有希望。

(二) 古边缘海盆层控含铜黄铁矿及贵金属矿带

东秦岭板块构造演化过程中所形成的边缘海内,形成了蛇绿岩套和复理石建造(浊积岩),它是形成岩浆型铬矿,铜镍硫化物矿床、黄铁矿型铜矿及金、银、铅、锌、铁、锰等贵金属和多金属矿床的有利环境。除已知矿区外,根据已有的线索在二郎坪群内寻找上述这些矿产,应当是很有希望的。

(三) 古岛弧岩浆型多金属矿床及岛弧边缘沉积成因的钼、磷、重晶石矿床

在古华北陆块和古扬子陆块缝合带两侧,存在着“秦岭地轴”岛弧带和浙川—内乡岛弧带,其中广布着钙碱性中酸性岩浆岩,包括闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩等,与其有关的内生矿产有接触交代型铁、铜矿、斑岩型铜、金矿(铜钼及铜金组合)和部分铜、铅锌矿、金矿等。两个岛弧带内已分别评价了两个斑岩铜矿和斑岩铜金矿床,所以此带中具备进一步寻找上述类型多金属矿床的地质条件。另“秦岭地轴”古岛弧带内较密集地分布着伟晶花岗岩,是形成铍、锂、铌、钽矿的有利地段。古岛弧边缘是沉积钼磷重晶石矿床的有利部位,应注意寻找。

(四) 在东秦岭古海洋板块向华北古陆块三次俯冲的俯冲带及杨子古陆块与华北古陆块碰撞的缝合线上,分布着构造侵位的蛇绿岩体(基性、超基性岩)。如洋淇沟、柳树庄、老坟扒等岩体,是铬、镍、钴、铂等成矿的良好地带。

(五) 河南东秦岭构造带及华北陆块南缘,分布着大量中生代两种成因系列的花岗岩、花岗斑岩等,有利于形成斑岩型多金属矿产及与陆壳改造型花岗岩有关的贵重金属矿产。给在此区的地质找矿工作指出了方向。

四、结 语

我们依据河南东秦岭古板块活动的地质记录,初步建立了东秦岭区域构造格架,划分出四个构造带,粗略的重塑了古板块演化历史,浅谈了不同构造部位对找矿有利的因素。

由于此区的一些重大基础地质问题至今尚无定论,且我们运用板块构造理论对此区的研究工作才刚刚开始,上述的一些看法难免会有错误,现提出讨论,请予指正。

参考文献(略)

PLATE-TECTONIC FRAMEWORK AND DISTRIBUTION OF MINERAL RESOURCES IN THE EASTERN QINLING MOUNTAINS, HENAN

Lin Qianlong, Shi Quanzeng and Fu Guanghong

Abstract

The Eastern Qinling structural belt in Henan represents a structural suture zone between the North China landmass and the Yangtze landmass. The northern boundary is the Heigou-Luanchuan-Weimosi-Queshan-Gushi deep fracture zone and the southern boundary is the Xiangfan-Guangji deep fracture zone at the northern margin of the Yangtze landmass. There is an old Huiyang median massif within the Eastern Qinling structural belt. The northern Qinling geosynclinal fold belt north of the massif is the product of development and evolution of the structure between the ancient Eastern Qinling oceanic plate and the ancient North China landmass. The Southern Qinling geosynclinal fold zone south of the landmass is the product of development and evolution of the oceanic basin at the northern margin of the ancient Yangtze landmass. The massif itself was once an island arc near the margin of the Yangtze landmass in Proterozoic time. The southern and northern landmasses eventually collided in late Hercynian time, with the result that the ancient Qinling sea that lay in between them disappeared. The Shangnan-Xixia-Tongbai-Xinyang-Shangcheng line is just the suture line resulting from the collision.

According to the geological characteristics within the structural belt such as deep fracture zones, ophiolites, ancient subducted complexes, mélanges, low temperature/high pressure metamorphic zones, island arc complexes and continental-margin volcanic rock series, the authors divide the Eastern Qinling into (1) the southern North China landmass margin zone, comprising the continental-margin volcanic arc and the volcanic back arc basin; (2) the Northern Qinling continental accretion zone, consisting of the Proterozoic accretion zone, the late middle Proterozoic rift zone, the Caledonian accretion zone and the Variscan accretion zone; (3) the Huiyang median massif; and (4) the northern Yangtze landmass margin accretion zone. Its process of evolution is as follows. In the early part of the middle Proterozoic, the

Eastern Qinling oceanic plate was subducted northwards towards the North China landmass and an Andes-type continental-margin volcanic arc was formed at the southern margin of the North China landmass. In the middle part of the middle Proterozoic, a back-arc basin was formed behind the volcanic arc that had not yet been peneplained. In the late part of the middle Proterozoic, extension occurred in the front of the continental margin and thus a rift zone was formed. In Yangtzeian time at the end of the Proterozoic, the Eastern Qinling oceanic plate was once again subducted towards the North China landmass, causing fold inversion of the middle and late Proterozoic sediments and their accretion to the southern margin of the North China landmass. The subduction also caused fold inversion in the rift zone, forming an orogenic zone. Meanwhile, the Yangtze plate had originated to the south of the Qinling old sea. In Caledonian time, the "Qinling axis" island-arc system was formed in the Eastern Qinling sea near the southern margin of the North China landmass. Ophiolites were deposited in a marginal sea between this island-arc system and the North China landmass. At the end of Caledonian time, the Eastern Qinling oceanic plate was once more subducted towards the North China landmass, causing successive fold inversion of the sediments of the marginal sea and the island-arc system and their merging and accretion to the southern margin of the North China. Then, between the North China landmass and the Yangtze landmass, only a narrow and long sea area was left, receiving the late Paleozoic sediments. During late Variscan time, the North China landmass and the Yangtze landmass collided and were sutured, forming the Chinese continent. Then the area entered a new epoch of geological development.

In the Eastern Qinling structural belt, different types of mineral resources occur in different structural positions. The division of the plate into tectonic units is conducive to mineral prospecting.