

# 论长江中下游成矿动力学

董树文<sup>1)</sup>, 马立成<sup>2)</sup>, 刘刚<sup>1)</sup>, 薛怀民<sup>3)</sup>, 施炜<sup>2)</sup>, 李建华<sup>2)</sup>

1) 中国地质科学院, 北京, 100037; 2) 中国地质科学院地质力学所, 北京, 100081;

3) 中国地质科学院地质所, 北京, 100037

**内容提要:**长江中下游是我国东中部著名的中生代金属成矿带, 更是长江工业走廊的矿物供应基地, 素称工业摇篮。从地质演化和成矿动力学角度, 长江中下游成矿带在我国、甚至世界上具有鲜明的特色。首先, 成矿大地构造背景和过程经历了由板缘到板内的环境, 成矿作用发生在挤压向伸展的转换过程; 其次, 成岩成矿受基底构造和深部作用控制、与特有的基底有关; 最后, 长江中下游成矿作用贯穿于“燕山运动”的始终, 深刻地记录了太平洋板块作用的影响。本文对上述重大问题提出粗浅的见解, 供讨论。

**关键词:**板缘; 板内; 前陆带; 构造转换; 成矿作用; 深部过程; 基底构造; 印支运动; 燕山运动; 晚侏罗纪; 早白垩纪; 长江中下游

长江中下游成矿带是中国东部著名的中生代内生金属成矿带, 以岩浆接触交代“矽卡岩型铜矿”和火山岩型“玢岩铁矿”为特征, 是我国长江工业走廊的矿物基地。对长江中下游成矿带的研究已有近百年历史, 走出了一代代地质大师和著名学者, 号称地质学家的摇篮。从矿床地质, 到成矿作用; 从单一矿床, 到成矿系列; 从矽卡岩铜矿, 到玢岩铁矿; 从成矿过程, 到成矿动力学, 长江中下游的研究和探索一直持续, 深入。但是, 就其成矿动力学分析, 争论不休, 莫衷一是。作者根据长年地质观测, 区域背景分析, 典型矿床解剖, 深部结构探测等资料, 对长江中下游成矿带的若干基础地质问题, 提出认识, 供同仁讨论, 指教。

## 1 长江中下游三叠纪由“板缘”转为“板内”环境(印支运动, 250~180Ma)

对长江中下游中生代以来的构造变形、成矿规律、岩浆活动和年代学等方面的研究一直是地质学家关注的焦点。区域构造分析提出断拗带(徐克勤, 1980; 顾连兴等, 1986)、长江断裂-破碎系(常印佛等, 1991; 唐永成等, 1998)、淮阳山字形东翼(李自坤

等, 1984)、裂谷带(吴言昌等, 1999), 探讨了郯-庐断裂带对长江中下游影响及其安徽段构造应力场变化特征(徐嘉炜, 1984a; 王小凤等, 2001; 侯明金等, 2007); 将长江中下游归属于大别山碰撞造山带前陆构造带, 提出其经历了三叠纪印支运动和侏罗纪燕山运动的两期构造应力场复合控制(董树文, 1991, 2006; Schmid et al., 1999)。控制长江中下游成矿带的深部构造也有相继的研究, 江苏省地质航空物探大队最初根据航磁异常提出长江破碎带和深大断裂(1960), 依据重力布格异常提出地幔隆起带或裂谷构造带。近年, 完成了一系列反射地震剖面揭示了地壳结构, 否定了长江深大断裂和裂谷带的推断, 发现了贯通地幔的断裂带, 控制了岩浆与火山活动(董树文等, 1998, 2010a; 吕庆田等, 2003; Dong et al., 2004)。长江中下游地区晚中生代发生的燕山运动是区内火山活动、岩浆侵位和构造成矿的关键时期, 前人的工作主要集中于其成矿时代、成矿模式, 同时查明了其成因与燕山期岩浆岩活动有关(常印佛等, 1991; 翟裕生等, 1992; 唐永成等, 1998; 华仁民等, 1999; 吴言昌等, 1999; 毛景文等, 2004; 周涛发, 2005, 2008; 范裕等, 2008; 董树文等, 2009, 2010b)。区内铁、硫、铜等一系列矿集区形成于早

注: 本文为 Sinoprobe-08-01 项目资助的成果。

收稿日期: 2011-03-12; 改回日期: 2011 04-27; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 董树文, 男, 1954 年生。博士生导师, 研究员。长期从事构造地质与成矿、深部构造与地质过程研究。通讯地址: 100037, 北京市百万庄大街 26 号; Email: swdong@cags.ac.cn。

DOI: CNKI:11-1951/P. 20110512. 0827. 008 网络出版时间: 2011-5-12 8:27:29

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20110512.0827.008.html>

白垩世。

然而,从大地构造及其演化的层面分析,下扬子由于印支运动(中三叠纪-中侏罗纪)由板缘(碰撞造山带前陆)转为板内的过程,这种大地构造转化是区域成矿带的一级控制背景。扬子板块与华北板块的三叠纪碰撞,结束了我国东部的海陆格局,形成了中国大陆的新框架。下扬子地域自震旦系-中三叠统沉积盖层为一套连续的被动大陆边缘沉积体系,直到早-中三叠世转为海退序列,完全转为大陆环境,中三叠世前地层卷入了强烈的褶皱变形,并被晚三叠纪/早侏罗纪不整合覆盖,这就是所谓“印支运动”记录。三叠纪扬子板块与华北板块发生碰撞,首先在大别山接触构成“点碰撞”,巨大的扬子板块向北的运动惯量造成了扬子陆块局部发生深俯冲和超高压变质作用,同时发生顺时针旋转,扬子陆块北缘缩短成前陆构造带(董树文等,1989,1991,2002;常印佛等,1991;杨振宇等,2000)。作为扬子板块板缘的特征证据是,一是江北的大别山三叠纪的华北-扬子板块碰撞缝合带和超高压变质带,在大别山北侧晓天-磨子潭断裂带被深部探测的结果认定为缝合带(王椿镛等,1999;董树文等,1997;Dong et al.,2004),晓天-磨子潭断裂带是这个缝合带的南边界,在其下方MOHO不连续,大别山的MOHO向北倾,由深32km加深到晓天-磨子潭断裂带之下41km,而后向北突然抬升约4~5km,而且倾向相反,构成典型的缝合带深部特征。这个不连续的MOHO空间推测是超高压岩石折返的通道(Dong et al.,2004)。二是三叠纪前陆缩短带的出现,除了中三叠系及其以下层位的地层卷入褶皱之外,下扬子的三叠系缺少北部边缘相,推测已经俯冲到深部,残存在地表的前陆构造带的缩短量达到了43%(董树文,1991)。

长江中下游前陆带北部以北西向的襄樊-广济断裂和北东向的郯-庐断裂带为界,南以江南断裂与江南占陆为邻,总体上呈以大别造山带犄角之南向北展开的“V”字形(图1)。大别山前陆带发育上三叠统黄马青群和下侏罗统磨子岭组、中侏罗统罗岭组陆相沉积为代表的前陆盆地,标志了长江中下游进入到板内变形环境。但是,大地构造的归属仍然属于特提斯东西向构造域,也就是说,印支运动实际上一直延续到中侏罗纪(180Ma)前后。

从全球大型成矿带的构造背景而言,成矿带多形成于板块的边缘,这是因为板块边缘的活动型决定了板缘成为能量交换、物质交换、流体活动的界面,非常有利成矿。长江中下游这种曾经“板缘”的

背景作为岩石圈结构的不连续带,对后期在板内环境的活化和成矿产生了深刻的影响。

## 2 长江中下游晚侏罗纪构造体制转换(燕山运动,165±5Ma)

中国东部自晚三叠纪进入陆内演化阶段以来,微陆块拼贴形成了中国大陆或东亚大陆,海水全部退出。晚侏罗纪由于周边板块向中朝克拉通汇聚,形成了多向挤压和多向造山,构造体制发生了重大变革。燕山运动实质上是围绕新的中国大陆,北方的西伯利亚板块、东方的太平洋板块和西南的拉萨板块向中朝板块汇聚,构成多向挤压、多向造山,而形成与特提斯东西向构造系统完全不同的汇聚构造体系(董树文等,2000,2007;张岳桥等,2007)。汇聚构造体系的主要特征是出现晚侏罗纪的多方向陆内造山带,有燕山、阴山等东西向造山带,有贺兰山、龙门山近南北向的造山带,还有北东向的雪峰山、武陵山造山带,大巴山北西向造山带,更有著名的郯-庐断裂带等北北东向的左行走滑系统等一系列复杂构造要素,可以说我国、甚至东亚现今构造格局和基本盆地系统都是晚侏罗纪的汇聚构造陆内变形的结果。

长江中下游原有的三叠纪前陆构造在晚侏罗纪构造作用下,发生强烈改造,主要受控于太平洋板块斜向俯冲产生的构造环境。在太平洋板块的斜向俯冲驱动下,郯-庐断裂发生大规模的左行走滑变形,造成了郯-庐断裂东西两侧变形的差异。西侧华北陆块向南运动,数百里的位移在遇到三叠纪大别山造山带的阻挡后插入造山带深部,表现为大别山造山带挤出和抬升,北淮阳构造带向北逆冲和大别山南缘向南逆冲。这时郯-庐断裂西侧的长江中下游前陆再次处于挤压状态,原三叠纪前陆缩短带叠加变形,原线性的褶皱被冲断,三叠纪超高压变质带逆冲到中侏罗纪地层之上,蓝片岩直接冲断在早中侏罗纪的煤系地层上,早中侏罗纪地层褶皱变形,并被早白垩纪的火山岩不整合覆盖。深部探测表明,晚侏罗纪发生地壳规模或岩石圈规模的陆内造山作用。穿越大别山前陆的反射地震剖面所揭示的前陆地壳结构图像表明,扬子陆块晚侏罗纪发生向北大别山之下的陆内俯冲,MOHO界面被错断,影响到地幔深部(Dong et al.,2004;董树文等,2006;高锐等,2010)。郯-庐断裂西侧正是因为华北陆块的平移量大部分吸收于大别山之下,所以出现了前陆带未被错断平移的构造特征。而在郯-庐断裂带东侧,大别山超高压碰撞造山带向北错断约400km,长江

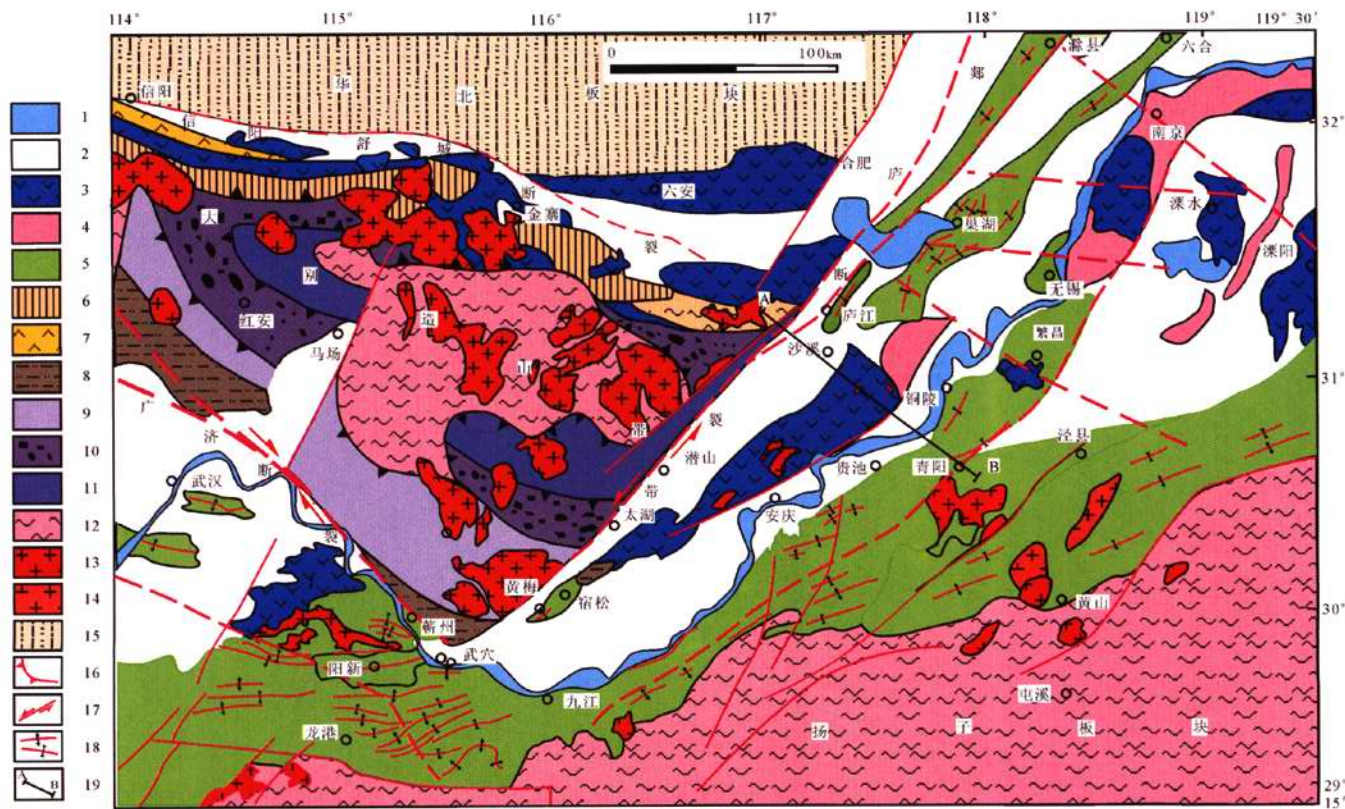


图 1 长江中下游地区构造地质简图

Fig. 1 The Structural schematic map of Middle-Lower Reaches of Yangtze River

1—河流及湖泊;2—第四纪-晚白垩世沉积;3—晚侏罗-早白垩世火山岩;4—早中侏罗世砂岩;5—寒武纪-早三叠纪地层;6—大别造山带复理石建造;7—早古生代变质核杂岩;8—绿片岩带;9—角闪岩相;10—高压榴辉岩相地体;11—超高压榴辉岩相地体;12—元古代变质基底;13—花岗岩;14—花岗闪长岩;15—华北板块;16—正断层;17—走滑断层;18—前陆褶皱逆冲带;19—剖面位置  
1—River and lake;2—sediments from Quaternary to late Cretaceous;3—volcanic rocks from late Jurassic to early Cretaceous; 4—sandstone of mid-early Jurassic;5—strata from Cambrian to early Triassic;6—flysch formation of Dabie orogenic belt;7—early Paleozoic metamorphic core complex;8—green schist belt;9—amphibolite facies;10—HP eclogite facies terrane; 11—UHP eclogite facies terrane;12—Proterozoic metamorphic basement; 13—granite; 14—granodiorite; 15—North China Plate; 16—normal fault;17—strike-slip fault;18—foreland fold-thrust belt;19—profile location

中下游前陆晚侏罗纪处于走滑剪切、旋转调整环境,形成大致平行郧-庐断裂的走滑系,如张八岭-嘉山断裂、罗河-善后集断裂、东至断裂、青阳断裂等(徐嘉伟,1984b),沿江出现了庐山星子变质核杂岩、董岭变质核杂岩和俾城变质核杂岩这些介于挤压和伸展过程之间的构造产物。晚侏罗纪的汇聚构造造成了中国东部整体抬升、侵蚀,缺失了晚侏罗统沉积,时段大约10个百万年,长江中下游也是如此。东亚汇聚的最大效应是整个东部多向造山和岩石圈迅速增厚,出现了160~150Ma的“埃达克岩”(相当燕山地区的髻髻山火山岩系),东部地势抬升形成高原(董树文等,2000;张旗等,2001),当时长江的水系是由东向西流的(董树文等,1993)。

晚侏罗纪开始的挤压造山延续到早白垩纪早期,大致从140Ma后转为大规模的伸展,造成了晚侏罗纪加厚的岩石圈的垮塌,软流圈上涌,岩浆侵入和火山喷发,同时伴有巨量金属的堆积和成矿(毛景文等,2005)。我国东部白垩纪红层伸展盆地发育,完成了燕辽生物群向热河生物群演化(季强等,2004)。

晚侏罗纪中国东部,包括长江中下游,进入到与三叠纪完全不同的构造体制,铸就了东部构造基本格架和态势。所以,传统的“燕山运动”的构造机制、动力学背景和时限需要重新认识和厘定。我们将“燕山运动”定义为东亚板块汇聚体制的动力学体制,构造产物是多向造山和岩石圈增厚,起始于165±5Ma,时限165~80Ma。可以分为主挤压造山阶段(165±5Ma~145Ma);过渡阶段(145~130Ma);主伸展阶段(130~110Ma);次挤压阶段(110~90Ma);再伸展阶段(90~80Ma)(董树文等,2007;张岳桥等2007)。

### 3 长江中下游成矿作用集中在挤压向伸展的转换过程阶段(145~130Ma)

长江中下游成矿集中在145~130Ma阶段,其后广泛的伸展和大量的花岗岩侵入阶段并未形成大矿。从构造变形和演化过程理解,成矿时期相当于构造的转换阶段,即由强烈挤压造山转为伸展垮塌的过渡期。这个过渡期的构造表现是走滑剪切-拉分变形和变质核杂岩形成。走滑-拉分系统,已多有研究(徐嘉伟,1980;朱光等,2001,2005)。本文着重分析产生于挤压-伸展过渡阶段的变质核杂岩体系。

#### 3.1 变质岩岩浆核构造群

##### 3.1.1 庐山星子变质核杂岩构造

庐山地区地质结构复杂,从整个长江中下游区

域和基底构造分区来看,跨两个不同的基底构造单元。即以星子杂岩和彭山群、牯岭群为代表的基底与董岭杂岩对比,属崆岭-董岭式基底,而以双桥山群、修水群为代表的基底为江南式基底,二者接触关系就是隘口-星子杂岩两侧韧性剪切带,这是全区范围内直接见及两个基底接触关系的露头。这种分界与杨志坚(1987)的江南断裂带的位置一致。

庐山变质核杂岩构造和庐山隆起是同期和同步发展的(尹国圣,1990;项新葵等,1993),发展、定形于早白垩世。星子变质-岩浆杂岩构造由星子杂岩和多期侵入花岗岩组成,星子杂岩出露于庐山东侧星子县地区,U-Pb年龄1850~2100Ma年龄(赵凤清,1994),为早元古代,变形为被动不协调具顺层( $S_0$ 和 $S_n$ )掩卧特点,片内无根褶、成分层褶、片褶、早期成分层理的重褶发育。在顶部拆离带发育矿物生长线理和各类拉伸线理。在地层中广泛发育不同尺度的拉伸A型褶皱(鞘褶皱)。星子杂岩之上为上元界彭山群,两者以韧性剪切带相接触。彭山群(相当汉阳群)分布于庐山西侧和彭山地区,以一套海相细碧-角斑岩系为主。曾经获Rb-Sr全岩1515Ma年龄(周开朗等,1986<sup>①</sup>),最近作者在庐山垄桃花谷发现保存枕状构造的细碧角斑岩系,获得其中角斑岩锆石SHRIMP年龄为840±7Ma(董树文等,2010)。

基底拆离面(带):沿阮家棚-黄岩寺-温泉-集木山一带,为宽约600~1000m左右,呈弧形带状展布,凸向盖层,向外倾,倾角30°~40°的韧性剪切带(变质核杂拆离面)。发育S-L构造岩,矿物生长线理和砾石拉伸线理,无根褶皱和成分层褶皱发育,置换强烈,旋转布丁和 $\sigma$ - $\delta$ 碎斑,指示单剪变形,总体运动指向为向W-NW向拉伸。该构造带不仅是一个物理界面,而且也是一个化学界面(不渗透层),星子杂岩内广泛发育伟晶岩,均限于该界面以下,且愈近界面愈发育。

盖层滑覆岩片:围绕变质杂岩核(低丘),在北、西、南三方由高山圈闭(海拔相差>1000m),东侧为断陷盆地鄱阳湖。三个方向的滑覆岩片组成都不相同,但又都被震旦系覆盖。

北侧(五老峰)出露牯岭群,为火山碎屑沉积浅变质岩系(局部出现蓝晶石达中压高温片岩相),曾划为震旦系洞门组(洞门砂岩),现置于洞门组之下,变形复杂、多属成层有序至成层无序类型。下部为石英砂岩或杂砂岩类泥岩,中部为火山碎屑岩类泥质岩,上部为细火山沉积岩类泥质岩。

西侧(汉阳峰-庐山堑)出露一套细碧-角斑岩质海相火山岩系(彭山群)。下部为变细碧岩-角斑岩-石英角斑岩和千枚岩夹层;上部为石英角斑变沉火山岩,下部含岩屑砾岩。变质程度不均匀,从低绿片岩相-高绿片岩相-绿帘-角闪岩相皆有,与星子杂岩为韧性剪切带接触,而与北部牯岭群呈高角度脆性断层接触(晚期断层)。

南侧(横塘-德安)出露大片的灰色板岩-千枚岩系(双桥山群或九岭群),主体为低绿片岩相的层状有序浅变质岩系。与星子杂岩和彭山群韧性剪切接触。底部有厚层状砾石层,强烈拉伸变形,剪切面理置换层理,有人提出这是双桥山群的沉积砾岩(尹国圣等,1993<sup>①</sup>)。但据作者等现场观察,砾石成分单一,韧性剪切极为强烈,处在构造活动带内,难以确定。作者认为这个剪切面在隘口处已经近垂直变质核的主拆离面,不属于变质核杂岩构造系统,是双桥山群与整个庐山变质核杂岩构造深层构造接触关系。再向外侧出露了稳定的盖层系统(Z-T),发育多层滑坡断层。

庐山变质核构造中岩浆岩年龄最新数据(锆石 SHRIMP 年龄)为:东牯山花岗岩  $142 \pm 1$  Ma,海会花岗岩  $128 \pm 1$  Ma(薛怀民等,未发表数据)。大致代表了变质核-花岗岩底辟构造形成的时代。

### 3.1.2 安庆董岭杂岩与董岭变质-岩浆核杂岩构造

董岭变质核构造是在董岭花岗岩底辟上侵时形成的,暴露出基底董岭杂岩和基底拆离面,构成董岭变质-岩浆核杂岩构造体系(董树文等,1993)。董岭杂岩中斜长角闪岩 Sm-Nd 同位素年龄 1991 Ma(邢凤鸣等,1993)认定董岭群为元古界。作者在同一孔采样,对斜长角闪岩、长英质片麻岩、石榴白云片岩夹层和云母石英片岩(上段),进行 Sm-Nd 同位素测年为  $1439 \pm 56$  Ma(董树文等,1993)。

安庆董岭变质-岩浆核杂岩特征:从变质核杂岩向外发育一系列韧性滑覆断层,从内向外倾角变缓,造成盖层剧烈减薄和整合缺失;发育一套壳熔花岗质杂岩系,从早期的闪长岩(低硅),到石英二长岩,再到晚期的花岗岩-斜长花岗岩,岩体呈环状产出,由外向中心酸度增高,侵入次序由老至新,本区底辟岩浆年龄区间为  $140 \sim 122$  Ma(邱瑞龙,1998);花岗岩的底辟作用造成了盖层的强烈变质,从震旦系-三叠系无一例外,岩石原貌全非,盖层大范围变质,这在整个扬子地块内是绝无仅有的。这也是本变质核杂岩构造不同于一般之处,所以称之为变质核-花岗岩底辟构造体系;由于强烈的动-热作用,盖层

均发生韧性变形,出现了与深层次和造山带内相似特征的变形习性和构造样式,发育典型的糜棱岩韧性剪切带等。所以,董岭变质核-花岗岩底辟构造形成时间定于  $140 \sim 122$  Ma(董树文等,1998)。

### 3.1.3 江苏俾城群与俾城变质核杂岩构造

俾城变质核杂岩是个隐伏的构造,由钻孔揭示。俾城群时代仍不太明确,江苏区测队获角闪石 K-Ar 表面年龄为  $1771 \pm 6$  Ma,定为古元古代(闵庆魁,1987)。作者于 1986 年采集了 ZK03 孔的斜长角闪岩试图作 Sm-Nd 同位素年代测定,但因存在混合岩化,结果不理想,但其  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1908$  与原始地幔值(0.1967)接近。后挑出极少的角闪石测得  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄为  $1896.6 \pm 28.9$  Ma。江苏省地矿信息所(1994)获俾城 Sm/Nd 同位素年龄 1401 Ma(内部报告),我们大致认为俾城群相当中元古代。

俾城群曾受多期变形、变质叠加改造,其中  $\text{Hob} \rightarrow \text{Bi}$ ,  $\text{Bi} \rightarrow \text{Chl}$ ,  $\text{Hob} \rightarrow \text{Act} \rightarrow \text{Chl}$  都反映为退变质。微斜长石交代斜长石的蠕虫状结构表明存在钾交代或混合岩化。片理和岩性条带( $S_1$ )褶皱发育,伴有眼球和假砾体,普遍压扁和拉长,长英质矿物明显拉长定向,长轴与面理一致,已成糜棱岩,变形上部较下部为强,糜棱岩化程度自上而下逐渐减弱,四周以正断层与盖层接触,推断俾城群变质岩与沉积岩层之间存在韧性剪切断层-剥离断层(江苏省地矿信息所,1994,内部报告)。

在中下扬子区,星子-董岭近东西向的基底(地体)总体一般隐伏于盖层之下的,只有局部的伸展或花岗岩底辟发育处,才以变质杂岩形式出露,由西向东有庐山、董岭变质核杂岩,俾城群正处于其东延方向,是一个揭露较浅的隐伏变质核杂岩构造(100 m 以下)。

## 3.2 变质-岩浆核杂岩构造的大地构造意义——

### 挤压-伸展过渡构造产物

长江中下游成矿带基底出露区构造型式均为变质核-岩浆底辟滑覆构造,是一种特殊的挤压-伸展构造型式。其中最主要的要素有 3 个,①为变质基底出露或近出露,并组成核部;②伴有同构造的底辟花岗岩;③多层的滑覆体系。与美国盆-岭省第三纪典型的变质核杂岩构造相比(Davis, 1988; Lister, 1989)有以下不同之处:首先,出现大量的同构造期底辟花岗岩,这在盆-岭省是不多见的;其次,盖层的脆性伸展破裂系统不发育,而韧性变形可出现在盖层上部层位;再次,与伸展伴生的表层拉伸盆地不发育,特别是同构造期的多米诺牌式的箕状沉积盆



地在构造体系范围内没有出露;更次:伸展构造形成时间与花岗岩体底辟侵位时代一致;最后,出现强烈的动-热变质作用,甚至盖层浅部发生强烈的热变质。这些与标准的伸展型变质核杂岩构造不同。说明它们在形成环境和动力机制上存在差异。美国盆-岭省第三纪处于伸展构造背景,变质核是在地壳拉薄过程中隆起抬升的。进而长江中下游处于晚侏罗世-早白垩世前陆由挤压向伸展过渡阶段,岩浆作用十分活跃,变质核相当程度上是因花岗岩侵位而抬升的(与地壳拉薄作用相叠加),因此出现了诸多的差异。我们认为,长江中下游的“变质核杂岩构造”应是一种挤-拉过渡型的变质核-花岗岩底辟构造型式,或称:变质-岩浆核杂岩构造,或曰:变质核-花岗岩底辟滑覆构造体系。

包括黄陵变质核构造,长江中下游4个变质-岩浆核杂岩构造分布和产出有其规律性,反映了形成时的构造背景条件,这些规律性有:

①变质-岩浆核杂岩成串珠状分布于郯-庐断裂带东侧和末端,集中于长江中下游前陆-成矿带内。

②变质-岩浆核杂岩均形成于早白垩世(145~130 Ma),均与岩浆底辟侵位和基底抬升机制相关,总体特征均都相似。

③在大别山尖突部位和郯-庐断裂末端,抬升最高(庐山近1000m海拔),出露岩石时代最古老( $Pt_1$ ),出露面积最大(2000km<sup>2</sup>);而向东逐渐降低,基底时代趋新,面积变小,如董岭核杂岩出露海拔160m,基底时代的早-中元古代,面积22km<sup>2</sup>;俾城标高-100m,基底时代为中元古代,未出露地表。

这些规律说明,长江中下游挤压-伸展构造过渡时期为晚侏罗世-早白垩世。伸展主要发育于郯-庐断裂东侧,拉伸最大部位在其末端(庐山地区),向东渐小,这是郯-庐断裂尾端效应的反应。郯-庐断裂左行平移的南部尾端构造效应是,西侧挤压缩短,地壳加厚,使大别山抬升;东侧是拉伸扩张,地壳减薄,形成串珠状变质-岩浆核杂岩构造。

### 3.3 长江中下游基底拆离构造

长江中下游的主拆离面形成于三叠纪扬子俯冲过程,与盖层褶皱缩短和俯冲陆壳高压变质作用是同期,为印支期(220~240Ma)。后因变质-岩浆核杂岩构造作用使该面和基底出露浅表,主拆离面在地表见于庐山,董岭和钻孔控制于江苏埭孟地区。

主拆离面出露在变质核杂岩构造之中,由强烈的糜棱岩条带组成,厚可达100~500m,最厚处见于庐山星子杂岩核西侧。糜棱岩石英细粒化(动态重

结晶),长石有明显的定向结构,局部边缘出现亚晶,温压环境相当于绿片岩相,局部高绿片岩相(300~500℃, 0.2~0.6GPa)。对石英位错和亚颗粒大小统计,估算的 $\sigma_1-\sigma_2>120\sim180\text{MPa}$ (董树文和邱瑞龙,1993)。主拆离面有时包裹着盖层底部岩片,共同构成主拆离带,在董岭变质核震旦系库岭组石英片岩系与董岭杂岩的组构一致线理十分发育,112/10°~280°/20°~80°。庐山星子杂岩核主拆离而线理112/10°~220/20°~80°,基底和主拆离面稳定的线理组构在几何学上平行区域构造线和盖层主褶皱轴向。其动力学分析有两种可能,其一,该线理属B线理,垂直最大缩短方向,最大伸长方向X与B方向共轴;其线理一致向SW倾,倾角平缓,指示物质运动方向是北东→南西滑覆,这种线理形成于扬子俯冲机制。其二为A线理,即线理平行最大运动方向(X//A),其线理在北部张八岭群中仍然发育,而且平行郯-庐断裂带,所以可能形成于郯-庐断裂的左行平移,线理倾向SW,代表由SW向NE逆冲的运动学特征。对拆离带线理的运动学需要进一步详细研究,因为上述两种构造机制在长江中下游均起控制作用。

反射地震探测发现基底拆离断层大致在10~15km深度,如:大别山前陆(阳新一带)的向南倾斜的反射层约在10km的位置(Dong et al., 2004, 高锐等, 2004, 董树文等, 2006);铜陵矿集区的主拆离面大致在10~12km深度(吕庆田等, 2003);庐-枞矿集区在火山岩之下发现一系列向南西倾的滑脱面,最深的约12~15km(董树文等, 2009, 2010b)。

在主拆离面之上的盖层中,发育次级的拆离面。它们出现在几个稳定的层位,如:下志留统高家边组笔石页岩段(1500m);二叠系煤系地层(>200m)和石炭系泥灰岩、钙质页岩与上泥盆统厚层石英砂岩之间,显然受岩石力学性质和岩层力学性质差的界面控制,盖层所有的大型冲断层和滑脱面都发生在这些界面和弱岩层内。重要的是长江中下游的层状、层控矿床几乎集中在这些界面上,构成“三层楼”模式(常印佛等, 1991)。

## 4 长江中下游基底与成矿

长江中下游正处于崆岭-董岭式基底和江南式基底的边界带之上(图2),对成矿控制明显。

### 4.1 长江中下游双基底的证据

#### 4.1.1 崆岭-董岭式基底

该基底是长江中下游的北部基底(常印佛等,

1996),是以太古宙-早元古宙的 TTG 岩系为特征,高山等在黄陵隆起出露的 TTG 杂岩中的奥长花岗岩获得锆石的 SHRIMP 年龄  $2947 \sim 2903\text{Ma}$ ,并在变沉积岩中发现了  $3.3\text{Ga}$  的碎屑锆石,证实了太古宙岩浆活动,也证明扬子克拉通曾存在太古宙大陆地壳物质(高山等,2001)。焦文放等(2009)在崆岭片麻岩锆石获得  $\text{U}/\text{Pb}$  (LA-ICPMS) 年龄  $3218 \pm 13\text{Ma}$ ,其变质边部锆石年龄  $2732 \pm 16\text{Ma}$ ,代表了新太古代的变质时间。这套基底在黄陵地区更广泛出露的是  $700 \sim 800\text{Ma}$  的晚元古代的花岗岩,如黄陵花岗岩等。沿着大别山-秦岭造山带超高压变质岩石主体的原岩均为黄陵花岗岩的晚元古代的岩浆岩。崆岭—董岭地体大体呈近东西向的长板状横亘于扬子地块的北缘,崆岭—董岭基底从黄陵背斜向西可与康滇地区的康滇杂岩( $2600 \sim 2900$  亿年  $\text{U}-\text{Pb}$ )、龙门山地区兴宝杂岩等“川中式”基底对比,向东北至杨坡后潜伏于江汉盆地之下,据横穿江汉盆地的大地电磁测深剖面(大悟花园—监利桃花山)在监利—仙桃一段( $11 \sim 40$  点间),在盆地之下  $12 \sim 70\text{km}$  深度范围圈出了电阻率高且稳定的江汉陆块,这与湖北区域重力异常从黄陵向东的重力高异常区是吻合的。显然是崆岭基底的反映。姜齐节等(1982)将武汉东南的长江以南部分推断为江南式的“粉砂-泥质基底”,而将武汉以西的鄂中地区推测的为昆阳式的口“碳酸盐-泥砂质基底”。孙焕章(1985)把武汉东南,九江—岳阳一线以北的大冶地区和武汉以西的那中地区及扬子准地台西部广大地区推测为“碎屑岩和碳酸盐岩”基底,而其南为“粘土—碎屑岩”基底。曹洛华等(1987)认为大冶、阳新、瑞昌以北至鄂中北部地域为“川中式”基底,其南为“江南式”基底,而将江汉盆地仙桃以南至岳阳地带划分为“昆阳式基底”。长江中下游的星子、董岭、俾城等变质核出露的基底属于黄陵式的基底类型(图 2,常印佛等,1996)。

作者根据庐山星子杂岩的最新认识和区域地球物理资料,推测崆岭—董岭地体的南界地表应在公安—监利一带,向东延至长江被北东向的洪湖断裂所切,此后东延大致沿西流河—上朱(据麻城—九宫山—铜鼓 MT 剖面)—庐山西侧一线延展,在深部明显向北倾斜,控制了鄂东南岩浆群的南界(即阳新岩体之南)。庐山星子杂岩因湖口、庐山西两条北东向走滑断裂的控制呈透镜状产出,南界过庐山后在庐山东侧鄱阳湖区内向北偏转至湖口南呈北东走向与青阳—高坦断裂带相并,进入宜郎广盆地南缘

时明显地受盆地与皖南山体边缘东西向基底构造控制转为东西向,至径县北再恢复为北东向,经宜州、金坛,至常州(HQ18 线大地电磁测深剖面显示,常州北侧有一分割不同基底的深断裂,北为高阻电性的基底,南为低阻电性基底),金坛北侧为俾城群。

崆岭—董岭地体,北界大致位于林归—宣城—应城—武汉北侧一带,至武汉附近向东与襄—广断裂并列,再向东被大别造山带所超覆。基底向东越过大别山再现于安庆董岭地区,由于郧—庐断裂带的影响,造山带被左行平移数百公里,原总体北西西的地体也急剧转为北东向。在安徽境内地体北界为宿松—土滁河断裂,向东与江苏六合断裂相接,构成本地体东段的北界。

综上所述,由晚太古代—新元古代基底构成的崆岭—董岭地体,由一套变质核杂岩构造组成近东西向的古垣,由西向东剥露渐浅,露露基底时代依次变新。西部黄陵穹窿基底出露面积最大达  $3000\text{km}^2$ ,向东庐山变质核杂岩构造内星子杂岩核出露面积为  $50\text{km}^2$ ,而安庆董岭核杂岩仅为  $22\text{km}^2$ ,至东部镇江俾城群隐伏于地下,反映了西高东低的抬升格局,以基底顶面出露高程计算,最大高度相差近  $1000\text{m}$ 。

#### 4.1.2 江南式基底

扬子地块的南部为江南地体,这是扬子陆块的主体,也是以往扬子准地台的划分依据。其北与崆岭—董岭地体相接,由桑植—监利—庐山—青阳—宣城—常州断裂所隔,其南为华夏地块(古陆),其间是皖浙赣晚元古代碰撞造山带。

江南地体地层系统为巨厚海相浊积复理石沉积岩系( $>10000\text{m}$ )夹有海相火山岩,另一部分就是大面积出露的晚元古代晋宁期花岗岩基(如九岭花岗岩等),周边发育古生界地层。在南都基底裂陷带内沉积的上古生界至下三叠统地层,反映出加里东运动的影响。

江南地体中元古代浊积复理石岩系包括冷家溪群(湖南)、四堡群(贵阳)、双桥山群(江西)、上溪群(安徽)、双溪坞群(浙江)等,亦即所称的“江南式”基底。双桥山群具有冲刷槽沟、滑脱构造、同沉积褶皱等原生沉积构造;上溪群发育有典型的鲍玛序列(马荣生等,1992,华南基底构造讨论会考察路线);冷家溪群为典型的含火山物质的浊积岩建造(刘英俊,1989),浙西的双溪坞群与上述几个地层系列对比,含有更多的火山岩(细碧角斑岩),约占总厚的  $70\%$ ,湘西和贵北的四堡群与双溪坞群岩石组合接

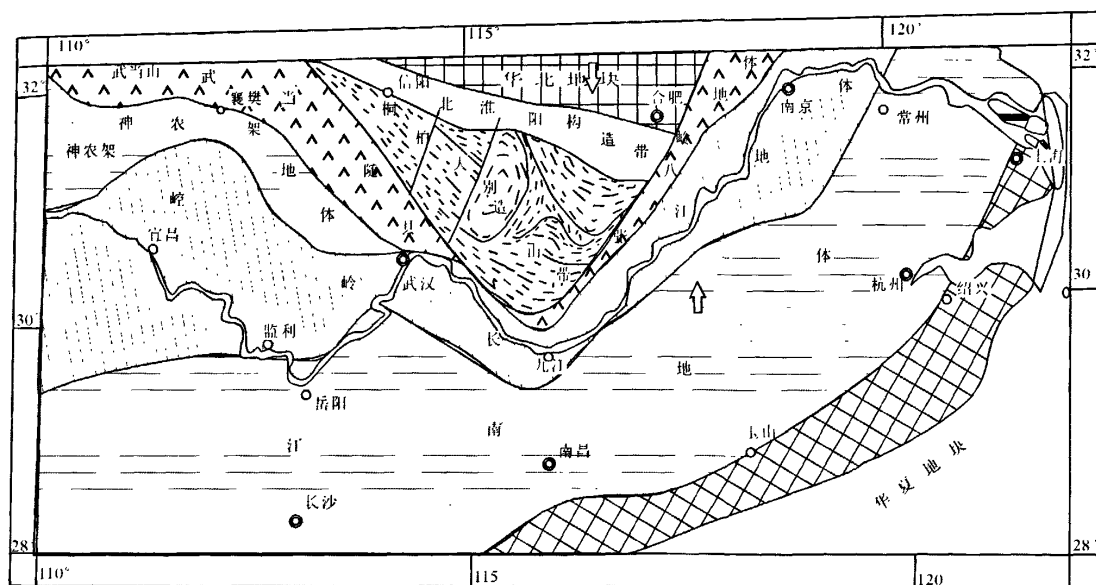


图2 中下扬子区域基底分布示意图

Fig. 2 Distribution map of regional base in Middle to Lower Reaches of Yangtze River

近。可见在中元古代浙西北-赣中-湘西南和贵北一带是一个活动带,皖南-赣北-湘北一带是一个急剧下沉的活动性盆地,接收了1~2万米的沉积。

最近,有关江南地体的新的年龄数据不断报道,基本上定为新元古代,而不是从前认为的中元古代。高林志等(2008)在江南地体东部双桥山群的多层斑脱岩中分选出的岩浆锆石 SHRIMP 年龄为  $831 \pm 5\text{Ma}$ 、 $829 \pm 5\text{Ma}$  和  $767 \pm 5\text{Ma}$ ,证明属于新元古代;吴荣新等(2007)获得皖南“井潭组”火山岩锆石年龄为  $820 \pm 16\text{Ma}$  和  $776 \pm 10\text{Ma}$ 。She 等(2007)研究扬子陆块碎屑锆石年代学表明扬子地块发生过2100~2000Ma的岩浆事件和2000~1900Ma的变质作用。

#### 4.1.3 双基底的界线

两套不同的基底,均被相同的盖层所覆盖,即,从震旦系到三叠系的沉积岩系,构成“一盖多底”的格局(常印佛等,1996)。两者界线大致为监利-庐山-青阳-常州断裂,向北倾。此为麻城-九宫山-铜鼓 MT 测深剖面(1987)、湖北蕲春(狮子口)-永修(周田)MT 剖面(1990)、六安-瑞昌 MT 剖面(1992)、HQ-9 线剖面(MT, 1985, 反射地震 1995)所证实。但是作者在庐山地表观察到旱子杂岩(董岭式基底)与双桥山群(江南式基底)直接接触的露头,二者被韧性剪切带所分隔,接触面产状向南倾,旱子杂岩为下盘,双桥山群为上盘(下滑)。似乎断裂在浅部和

深部产状变化较大。但是沿江董岭式基底,是向北插入大别造山带之下的地体或岩片。长江中下游基底的边界在地体整体向北俯冲阶段,演变成剪切带或巨型的滑脱带。成为后期的岩浆活动的薄弱带。控制了深部岩浆活动的上侵方向和定位空间,从而把整个成矿岩浆带主体限定在董岭基底范围内。

早白垩世早期,长江中下游处于挤压-扩张的转化阶段,以及郯-庐断裂带的左行牵引作用,构成一种特定的应力场,导致了基底上隆,暴露出基底主滑脱面,形成了变质-岩浆核杂岩构造。这种构造显然叠加了花岗岩底辟上侵的垂向作用力(如董岭地区)和郯-庐断裂带的剪切平移作用(庐山地区)。三个变质核杂岩成为“董岭式”基底岩石窗口,形成沿江中央隆起带。基底主拆离面和伴生的盖层顺层滑脱断层,在基底中央隆起过程,成为岩浆就位主要空间,因此拉制了矿床的“多层楼”式结构。

#### 4.2 基底起伏与矿田对应关系

区内共有若干条反射地震剖面 and 七条大地电磁测深剖面横穿长江中下游基底(崆岭-董岭基底),根据各剖面盖层底界深度,即基底顶界深度数据。

长江中下游主要成矿带都落在基底隆起带上。在郯-庐断裂带两侧的区域基底分布差异大。在西侧,即鄂城-大冶隆起区,基底没有出露,埋深约10 km,东端被大别山所掩覆,对应的是大冶成矿区;郯-庐带的南端,瑞昌-九江(庐山)隆起区,在瑞昌、



封山洞,基底埋深约5~10 km,东部在庐山变质核杂岩核部,基底出露地表(星子杂岩),九-瑞成矿区与其吻合;鄱-庐断裂东侧的怀宁-庐枞隆起区,在董岭地区基底出露地表(董岭杂岩),隆起带基底埋深0~10 km,对应着庐枞-怀宁成矿区;宁-镇基底隆起区,在其西侧俾城群仅埋深100 m,向东至南京后转至宁-芜地区,5~10 km等深线呈“S”型,向南至铜陵和庐-枞隆起区相接,这个隆起区与宁镇-宁芜成矿区对应。

基底起伏与矿田的对应关系还表明,铁矿田位于基底埋深10 km的等值线附近,铜矿田在5 km或5~10 km等深线,基底出露地表或小于5 km地区成矿不利。这与不同岩浆岩就位深度和产状有关,基底出露最浅还是壳熔的底辟浅色花岗岩(洪镇、彭山等);基底埋深5~10 km区为富钾钙碱性石英闪长岩-花岗闪长岩类的小岩株;基底在10 km以下的化学成分对岩浆演化和成矿的影响和作用是不容置疑的。邢凤鸣等(1994)依据沿江花岗岩类 $\epsilon_{\text{Nd}}$ - $I_{\text{Sr}}$ 的关系提出不同构造单元(地体)的花岗岩有不同的Nd、Sr的同位素特征。江南地体花岗岩 $\epsilon_{\text{Nd}}$

较高,变化小, $I_{\text{Sr}}$ 变化大,显示了上地壳变质沉积岩基底地球化学场;洪镇花岗岩源区为古老麻粒岩相下地壳;马鞍山的霍里花岗岩是幔源岩浆同化麻粒岩相下地壳后的产物;溪口花岗岩由上地壳重熔形成。因此,下扬子地区可能有两种基底:北部和中部古老麻粒岩相基底(可能有太古宙下地壳),南部(江南地体)为元古宙浅变质基底(没有太古宙下地壳)。地球化学特征与区内基底划分相吻合。

在俯冲带,参与熔融的基底是哪一种基底,这也是作者追索的一个问题,扬子俯冲基底包括随县-张八岭细碧-角斑岩基底、神农架碳酸盐岩基底和崆岭-董岭古陆垣(花岗绿岩核)基底,可能还有“江南古陆”复理石基底。长江中下游岩浆岩 $\epsilon_{\text{Nd}}$ (T)基底对岩浆形成的显著贡献,上溪群、扬子盖层沉积岩物源区(Chen et al., 1990),早-中元古代董岭杂岩(邢凤鸣等, 1993),以及随县-张八岭地体内的宿松群(红安群),甚至南大别片麻岩(Li et al., 1993; 谢智, 1996)的 $\epsilon_{\text{Nd}}$ (137 Ma)都不够低,以致不能构成长江中下游中生代岩浆岩带形成时的地壳物质端元。江博明等(1988)认为该地壳端元很可能是“崆

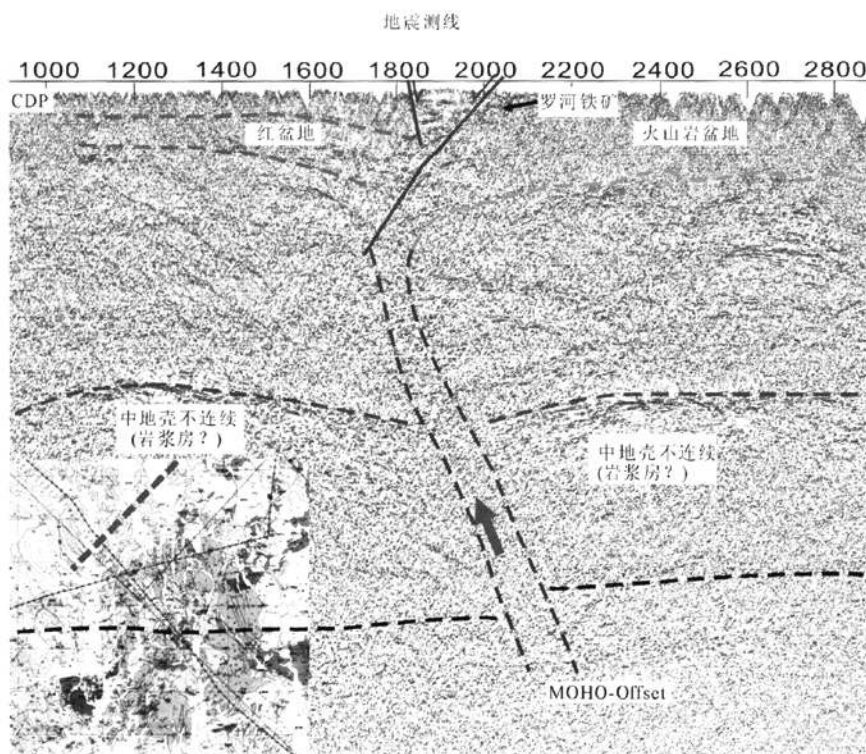


图3 罗河断裂深部产状与地幔通道反射影像(董树文等, 2010b)

Fig. 3 Reference image of deep occurrence and mantle channel of Luohe fault (Dong et al., 2010b)

岭群”,北大别变质岩等还没有出露的古老变质岩。作者接受这种有启发性的推断。并认为参与形成长江中下游成矿岩浆的地壳端元是崆岭-董岭基底的下部晚太古代 TTG(古元古代)基底(相当于水月岩)。

## 5 深部构造与成矿关系

### 5.1 沟通地幔的岩浆通道

穿越长江中下游成矿带的反射地震探测最吸引人的发现是,揭示了矿集区下方的岩浆通道的反射特征(图3),直接探测到沟通地幔流体的构造输送空间,对理解成矿作用和矿集区定位意义重大。其中,最典型的在庐-枞火山岩矿集区,控制火山岩西侧边界和罗河铁矿的罗河断裂,是大致平行郢-庐断裂的左行走滑断裂,向深部延伸到下地壳,穿过 MOHO,向南东倾斜,角度  $65^{\circ}$  左右,构成了连贯地表到地幔的通道(董树文等,2010b;高锐等,2004,2010)。这个通道切穿了中地壳的连续地震强反射体(亮斑),而且与大地电磁测深的低阻异常分布一致。

### 5.2 壳内低速(高导)层与成矿关系

普遍存在于上地壳底部深度在 15~23 km 间的壳内低速高导层,实际是一个富含矿化水的韧性剪切带,它在印支晚期-燕山早期区域性对冲挤压过程中是分隔其上强烈对冲挤压推覆构造力学体系与其下地壳-上地幔岩石圈自南向北俯冲构造力学体系的分界面(拆离面)。岩石的糜棱化、矿物的晶格破裂错位与屈折带的发育都增加了含矿物质表面活化能,加之摩擦增温、矿物脱水及盐类析出,这些富矿物质的热卤水随着推覆构造的发育,由高流势向低流势迁移,而且易在冲断前锋的断坡部位受阻,容易形成矿源、力源、水源三源齐备的环境。当后期岩体上侵,将深部韧性剪切面抬升到地表或近地表时,原先处于深部的拆离面变为伸展构造的剥离断层,并配套发展为离心式犁式滑覆构造,原先封闭式的断面转向开启,这些在地壳浅部形成的脆性破裂体系为地下水的深循环提供了通道,而岩浆底辟又以异常的热梯度为流体的热循环和热化学反应提供了能量,剥离断层上盘的天水氧化循环与断面之下还原热卤水循环在断层附近相互作用,淬取成矿物质并于断层附近的氧化-还原界面上沉淀富集成矿层型矿床。仅从大地电磁测深剖面形态并结合地质图判读推断,大别造山带的浠水、英山、岳西三大隐伏岩体是否可能发育有变质核杂岩及配套的

伸展构造系,如有存在则可以指导寻找金属矿床。

由于变质核杂岩、剥离断面的运动是大陆地壳不断伸展的反映,而沿江成矿带及其邻区在早白垩纪以来处在地壳不断伸展的运动体制下,不论是壳内低速高导层或是变质基岩顶面以及其上沉积盖层中多层滑移面,以及印支、燕山以来所经受的挤压推覆、岩浆侵入、隆升滑脱及平移走滑,再有这些运动叠加形成的构造横跨、斜截、拉分断陷、大型 X 断裂追踪体系都可以形成多次、多级、多层、多类型的剥离伸展,为矿床形成准备了多源、多期、多种矿化的优越条件。

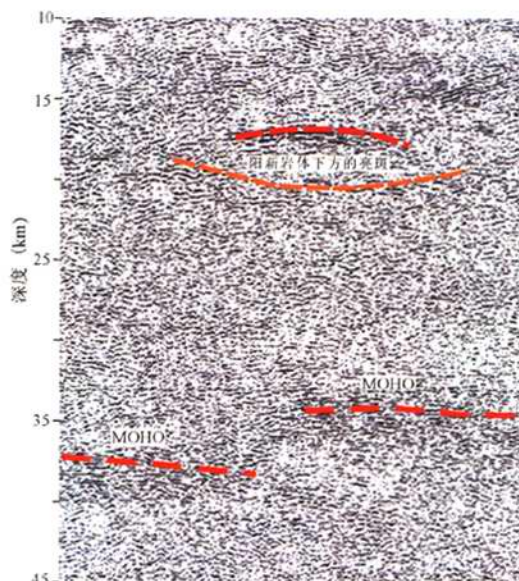


图4 湖北阳新岩体地壳反射结构 MOHO 错断与中地壳亮斑

Fig. 4 The MOHO offset of crustal reflection structure and mid-crustal light spots in Yangxin rock, Hubei Province

### 5.3 地壳反射“亮斑”与“岩浆房”及其成矿关系

岩浆岩体是成矿物质最主要的载体,同时它在岩浆演化就位全过程中又是成矿物质分异和集中的地球化学反应库。不少岩体具有深达上地幔岩石圈的陡直岩根,这有利于铜、硫、金等深部元素向地壳上部的迁移集中,一些剖面显示不少岩体顶部膨大呈蘑菇状或倒水滴状,有时不同期次的岩体会连在一起,有的沿断层侵入后又被断层切割,有的上侵冷凝脱气后向下陷落,这都说明岩浆侵入往往是在一个地点多期次活动,每一次活动本身也有类似汽球膨胀的间歇涌停或略显松弛下陷的现象。岩浆与围



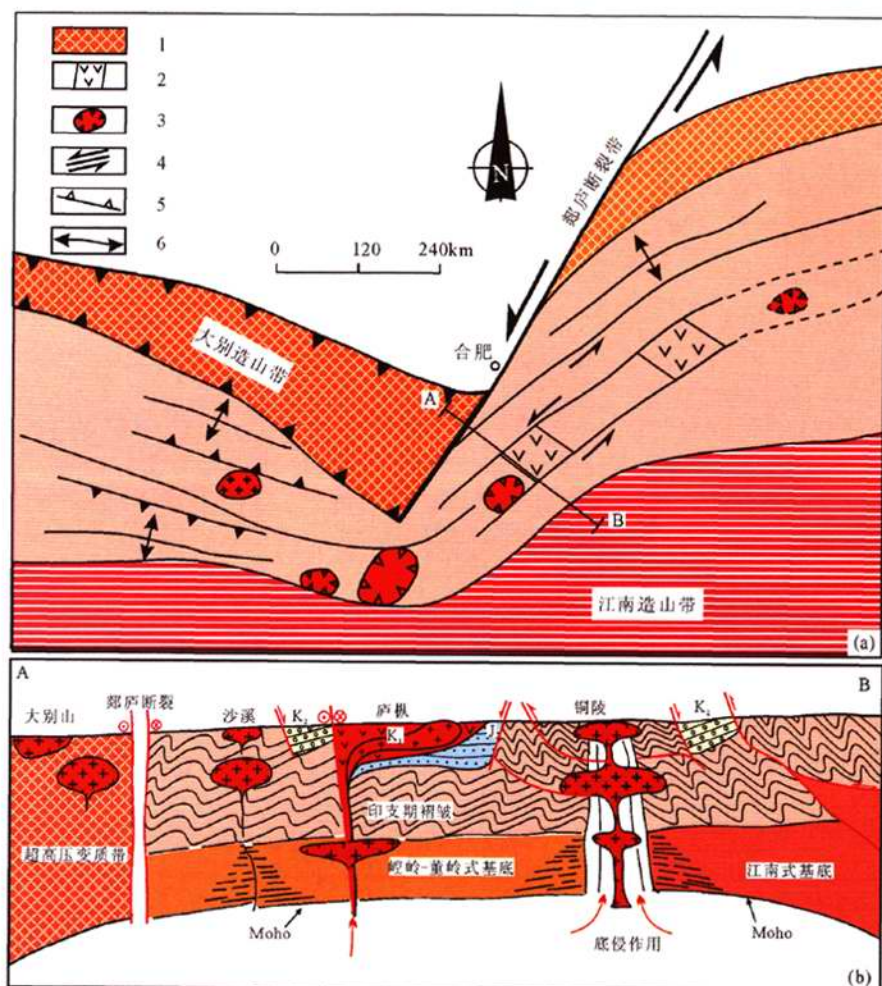


图5 长江中下游成矿动力学示意图

Fig. 5 The sketch map of metallogenic dynamics in Middle to Lower Reaches of Yangtze River

1—超高压变质岩; 2—含火山岩拉分盆地; 3—变质核杂岩; 4—走滑断裂; 5—主要逆冲断层; 6—背斜; K2—晚白垩世红层;

K1—早白垩世火山岩及次火山岩; J—侏罗世砂岩

1—Ultrahigh pressure metamorphic rocks; 2—volcanic pull-apart basin; 3—metamorphic complex core; 4—strike-slip fault; 5—major thrust fault; 6—anticline; K2—red bed of late Cretaceous; K1—volcanic rocks and Subvolcanic rocks of early Cretaceous; J—sandstone of Jurassic

岩发生充分的化学反应,形成外边界容矿空间,对于成矿与控矿都非常有利。岩浆多次、脉动活动需要一个过渡的岩浆房提供能量和物质。因此岩浆房是形成大型成矿带和矿集区的重要条件和基础,探测岩浆房是成矿区带深部探测的重要的目标之一,我们在长江中下游完成的几条反射地震剖面,均发现了中地壳的发射“亮斑”,捕获到岩浆房的深部证据。其中,在大别山前陆的反射地震剖面,在阳新岩体下方约15 km,发现强反射“亮斑”(图4)。

宁芜一带有辉长岩出露,而蒋庙岩体还见有磁

铁矿纯橄榄岩等,同时它在磁源重力异常和上延1000 m的磁异常图上都反映其深部有较大的超基性、基性岩体存在。在大地电磁剖面上它们都有深源隐伏岩体插入地幔,而且视电阻率值都在 $500\Omega \cdot m$ 以上。德安—德兴一带地处挤压最强的江南地体南缘上,由于后期剥蚀较大,其伴生的同源火山盆地已不复存在(仅有零星露头保存),所以成为铜、硫、金矿床产地。而庐枞、宁芜一带地处董岭地体之上,面上所见岩体都不算很大,上部火山盆地保留完好(剥蚀程度不大),许多分枝小岩株、岩株得

以保存,是铁、铜矿床的集中区。

沿着董岭地体上发育的岩体规模一般不大,视电阻率也不太高(数百  $\Omega \cdot m$ ),它们在大地电磁测深视电阻率剖面图上或表现为上下偏斜(如安庆董岭岩体)或根部很浅( $<10km$  如高坦岩体),或虽有深根但偏歪向一侧(如贵池岩体)或岩体小而又被水平断面横切(如庐枞岩体)或视电阻率低,深度偏浅(如枞阳岩体)这些岩体普遍顶部宽大。对应地表多为中酸性侵入岩即由辉石闪长岩、闪长岩、石英闪长岩和花岗闪长岩组合,多为中-浅层侵入相的小岩株,剖面上具漏斗状,与铜、铅、锌、硫、金矿关系密切。岩石中的包体多为同源包体,它相对于地幔衍生岩浆,其分馏程度高于宁芜中基性岩。

## 6 结论

长江中下游的成矿动力学分析表明,该带中生代以来经历了由板缘到板内,由挤压到伸展的特殊的构造转化背景,大规模的岩浆火山活动和成矿作用发生在由挤压向伸展的转化阶段(140~130Ma)。

(1) 板缘-板内转换:中三叠世华北地块和扬子地块碰撞后,以大别山为绞合点,华北地块逆时针、扬子地块顺时针的陆-陆点碰撞,古特提斯洋关闭,块体拼合,形成古中国大陆和古亚洲大陆的雏形,进入陆内构造环境。中三叠世陆陆碰撞后,下扬子褶皱形成前陆缩短带,大别山隆起并遭受剥蚀,产生早、中侏罗世类磨拉石建造,形成了近东西向的前陆沉积盆地。这个过程相当“印支运动”(T-J<sub>2</sub>)。

(2) 挤压-伸展转换:晚侏罗世开始,中国东部整体处于板块多向汇聚的动力学背景下,由于西太平洋伊泽纳崎板块斜向俯冲,使郯-庐断裂带发生强烈的左行平移运动,其东西两侧变形差异,构建了长江中下游构造格局。郯-庐断裂东侧呈 NW-SE 挤压应力场,以左行剪切变形为主;而在郯-庐断裂带西侧九-瑞地区形成近 N-S 向挤压。早白垩世中期开始,长江中下游进入主伸展阶段,引发了白垩纪火山活动和大规模的岩浆侵入。长江中下游多金属铁铜成矿带集中形成于挤压向伸展的转换阶段(145~130Ma)。这个过程属于“燕山运动”(J<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>)。

(3) 基底与成矿:在整个扬子陆块,长江中下游成矿带处于双基底这样独特的背景。北部为崆岭-董岭式基底,以太古宙-元古宙 TTG 岩系为特征,在反射地震剖面上表现为近乎透明的下地壳;南部为江南式基底,主要为发育新元古代的复理石建造为特征,深部可能有早元古界。两个不同的基底的结

合带有利成矿。

(4) 深部构造控矿:总的构造来看,长江中下游为两隆一坳(见图5),即庐枞-宁芜火山坳陷及其两侧的隆起带。隆起带形成铜矿,坳陷带成铁矿,出现铁矿在中部,铜矿位两侧的矿化格局;从深部构造解释,对应坳陷带是郯-庐系的左行走滑断裂控制,直接切入地幔,沟通了地幔的流体和岩浆,快速侵入和喷发(133~128Ma),分异简单(下地壳近乎透明),以铁矿为主;而在隆起带出现强烈的底侵作用(下地壳反射发育),形成宽阔的流体上涌通道和多级岩浆房,热活动持续长(143~128Ma),形成铜金矿。

岩浆房多位于中地壳 15~20km 深处,具有反射亮斑特征。

## 注 释

- ① 周开朗等. 1986. 江西德安曾家巷锡矿科研报告(内部资料). 江西省地质矿产局 916 大队。
- ② 尹国圣等. 1993. 江西地矿局地调队庐山专题研究初步成果(内部资料)。

## 参 考 文 献

- 常印佛, 刘湘培, 吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带. 北京: 地质出版社, 134~147.
- 常印佛, 董树文, 黄德志. 1996. 论中一下扬子“一盖多底”格局与演化. 火山地质与矿产, 17(1~2): 1~14.
- 曹洛华, 葛宗侠. 1987. 鄂东深部地质初步探讨. 湖北地质, 1(1): 47~59.
- 董树文. 1989. 长江中下游地壳物质的构造动力调整作用. 地质学报, 63(2): 97~110.
- 董树文. 1991. 长江中下游铁铜矿带成因之构造分析. 地球学报, 23: 43~56.
- 董树文. 邱瑞龙. 1993. 安庆一山地区构造作用与岩浆活动. 北京: 地质出版社, 1~34.
- 董树文, 方景爽, 李勇, 朱洪占, Schneider, W., Breikreuz, H., Mattern, F. 1994. 下扬子中三叠世-中侏罗世沉积相与印支运动. 地质论评, 40(2): 111~119.
- 董树文, 吴宣志, 高锐, 何义权, 汤加富, 曹奋扬. 1997. 大别山造山带深部地质初探. 中国地质, (1): 32~37.
- 董树文, 吴宣志, 高锐, 卢德源, 李英康, 何义权. 1998. 大别造山带地壳速度结构与动力学. 地球物理学报, 41(3): 349~361.
- 董树文, 吴锡浩, 吴珍汉, 邓晋福, 高锐, 王成善. 2000. 论东亚大陆的构造演变——燕山运动的全球意义. 地质论评, 46(1): 8~13.
- 董树文, 武红岭, 刘晓春, 薛怀民. 2002. 陆-陆点碰撞与超高压变质作用. 地质学报, 76(2): 163~172.
- 董树文, 胡健民, 施炜, 张忠义, 刘刚. 2006. 大巴山叠加褶皱与侏罗纪前陆. 地球学报, 27(5): 403~410.
- 董树文, 张岳桥, 龙长兴, 杨振宇, 李强, 王涛, 胡建民, 陈宣华. 2007. 中国侏罗纪构造变革与燕山运动新诠释. 地质学报, 81(11): 1449~1461.

- 董树文, 高锐, 吕庆田, 张季生, 张荣华, 薛怀民, 吴才来, 卢占武, 马立成. 2009. 庐江-枞阳矿集区深部结构与成矿, 地球学报, 30(3): 279~284.
- 董树文, 薛怀民, 项新葵, 马立成. 2010a. 赣北庐山地区新元代细碧角斑岩系枕状熔岩的发现及其地质意义, 中国地质, 37(4): 1021~1033.
- 董树文, 项怀顺, 高锐, 吕庆田, 李建设, 战双庆, 卢占武, 马立成. 2010b. 长江中下游庐江枞阳火山岩矿集区深部结构与成矿作用, 岩石学报, 26(9): 2529~2542.
- 范裕, 周涛发, 袁峰, 张千明, 吴明安, 侯明金, 胡清华. 2008. 长江中下游地区首例低温独立铀矿床的 Sm-Nd 同位素定年及其意义, 地质论评, 54(2): 263~269.
- 高林志, 杨明桂, 丁孝忠, 刘燕学, 刘训, 凌联海, 张传恒. 2008. 华南双桥山群和河上镇群凝灰岩中的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄——对江南新元古代造山带演化的制约, 地质通报, 27(10): 1744~1751.
- 高锐, 董树文, 贺日政, 刘晓春, 李秋生, 管晔, 白金, 李朋武, 黄东定, 钱桂华, 匡朝阳, 李三忠. 2004. 莫霍面地震发射图像揭露扬子陆块深俯冲过程, 地学前缘, 11(3): 43~49.
- 高锐, 卢占武, 刘金凯, 匡朝阳, 鄧少英, 李朋武, 张季生, 王海燕. 2010. 庐枞金属矿集区深地地震反射剖面解释结果——揭示地壳精细结构, 追踪成矿深部过程, 岩石学报, 26(9): 2543~2552.
- 高山, Qiu Y M, 凌文黎. 2001. 皖岭高级变质地体单颗粒锆石 SHRIMP 年代学研究——扬子克拉通 > 3.2Ga 陆壳物质的发现, 中国科学(D辑), 31(1): 27~35.
- 顾连兴, 徐克勤. 1986. 论大陆地壳断裂拗陷带中的华南型块状硫化物矿床, 矿床地质, 5(2): 1~13.
- 侯明金, 朱光, Jacques Mercier, Pierre Vergly, 王永敏. 2007. 郧庐断裂带(安徽段)及邻区的动力学分析与区域构造演化, 地质科学, 42(2): 362~381.
- 华仁民, 毛景文. 1999. 试论中国东部中生代成矿大爆发, 矿床地质, 15(4): 300~307.
- 季强, 陈文, 王五力, 金小亦, 张建平, 柳永清, 张宏, 姚培毅, 姬书安, 袁崇喜, 张彦, 尤海鲁. 2004. 中国辽西中生代热河生物群, 北京: 地质出版社, 1~357.
- 江博明, B 欧弗端, 沈其韩等. 1988. 中国太古代地壳演化——泰山杂岩及长期亏损地壳新地壳增生的证据, 中国地质科学院地质研究所刊, 18: 33~57.
- 姜齐节, 梅友松. 1982. 我国大陆中东部基底地层成份与金属成矿分区, 地质与勘探, 1: 5~14.
- 焦文放, 吴元保, 彭敏, 汪晶, 杨赛红. 2009. 扬子板块最古老岩石的锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成, 中国科学(D辑), 39(7): 972~978.
- 李自坤, 袁洪亮. 1984. 郧-庐断裂带某些地质构造问题的探讨, 构造地质论丛(3), 北京: 地质出版社.
- 刘英俊, 沙鹏, 朱恺军. 1989. 江西德兴地区中元古界双桥山群含金建造的地球化学研究, 桂林冶金地质学院学报, 9(2): 115~126.
- 吕庆田, 侯增谦, 赵金花, 史大年, 吴宜志, 常印佛, 裴荣富, 黄东定, 匡朝阳. 2003. 深地震反射剖面揭示的铜陵矿集区复杂地壳构造形态, 中国科学(D辑), 33(5): 442~449.
- 毛景文, Holly S, 杜安道, 周涛发, 梅燕雄, 李永峰, 藏文栓, 李进文. 2004. 长江中下游地区铜金(钼)矿 Re-Os 年龄测定及其对成矿作用的指示, 地质学报, 78(1): 121~131.
- 毛景文, 谢桂青, 张作衡, 李晓峰, 王义天, 张长青, 李永峰. 2005. 中国北方中生代大规模成矿作用的期次及其地球动力学背景, 岩石学报, 21(1): 169~188.
- 闵庆魁. 1987. 宁镇山脉发现前震旦系——俾城群, 11(2): 131~134.
- 邱瑞龙, 徐祥, 黄德志. 1999. 华北陆块东南缘蚌埠地区荆山岩体同位素年龄及其地质意义, 安徽地质, 9(3): 161~164.
- 孙焕章. 1985. 扬子断块区基底的形成与演化, 地质科学, 4: 334~341.
- 唐永成, 吴言昌, 储国正, 邢凤鸣, 王永敏, 曹奋扬, 常印佛. 1998. 安徽沿江地区铜金多金属矿床地质, 北京: 地质出版社, 10~18.
- 王榕楠, 楼海, 王飞. 1999. 大别山超高压变质带地壳结构及其构造意义, 地震学报, 21(5): 533~544.
- 王小凤, 李中坚, 陈柏林, 陈宣华, 董树文, 张青, 武红岭, 邢历生, 张宏, 董法先, 郭梅华, 霍光辉, 林传勇, 白嘉启, 刘晓春. 2000. 郧庐断裂带, 北京: 地质出版社, 108~119.
- 吴荣新, 郑永飞, 吴元宝. 2007. 皖南新元古代井潭组火山岩锆石 U-Pb 定年和同位素地球化学研究, 高校地质学报, 13(2): 282~296.
- 吴言昌, 曹奋扬. 1999. 初论安徽沿江地区成矿系统的深部构造——岩浆控制, 地学前缘, 6(2): 285~296.
- 项新葵, 许建华, 徐冠龙. 1993. 星子群变质核杂岩的特征及其地质意义, 矿产与地质, 7(6): 401~407.
- 谢智, 陈江峰, 周泰禧, 张翼. 1996. 大别造山带变质岩和花岗岩的钱同位素组成及其地质意义, 岩石学报, 12(3): 401~408.
- 邢凤鸣, 徐祥, 李志昌. 1993. 长江中下游早元古代基底的发现及意义, 科学通报, 38(20): 1883~1886.
- 邢凤鸣, 徐祥. 1994. 安徽两条 A 型花岗岩带, 岩石学报, 10(4): 357~369.
- 徐嘉伟. 1980. 郧-庐断裂带巨大的左行平移运动, 合肥工业大学学报, 1: 1~26.
- 徐嘉伟. 1984a. 郧庐断裂南段深层次塑性变形特征及区域应变场研究, 地质地质, 6: 1~15.
- 徐嘉伟, 崔可锐, 朱光, 刘庆, 童卫星. 1984b. 中国东部郧-庐断裂系统平移研究的若干进展, 合肥工业大学学报, 2: 28~37.
- 徐克勤, 朱金初, 任启江. 1980. 论中国东部几个断裂拗陷带中某些铁铜矿床的成因问题, 国际交流地质学术论文集, 地质出版社, (3): 49.
- 杨振宇. 2000. 四川盆地南缘早三叠世古地磁结果及其构造意义, 地质科学, 35(1): 77~82.
- 杨志坚. 1987. 横贯中国东南部的——一条古断裂带, 地质科学, 3: 222~230.
- 尹国圣. 1990. 北武夷山铁沙街—洪山地区前寒武纪地层及有关问题探讨, 江西地质科技, 17(4): 26~34.
- 翟裕生, 姚书振, 林新多等. 1992. 长江中下游地区铁铜(金)成矿规律, 北京: 地质出版社, 1~235.
- 张海祥, 朱炳泉, 涂湘林, 孙大中. 1999. 庐山“星子变质核杂岩”中海会花岗岩的锆石 U-Pb 年龄及大地构造意义, 矿物岩石, 19(3): 69~72.
- 张旗, 钱青, 王二七, 王焰, 赵太平, 郝杰, 郭光军. 2001. 燕山中晚期的中国东部高原: 埃达克岩的启示, 地质科学, 36(2): 248~255.
- 张岳桥, 董树文, 赵越, 张田. 2007. 华北侏罗纪大地构造: 综评与新认

- 识. 地质学报, 81(11):1462~1480.
- 赵凤清, 金文山, 甘晓春. 1994. 江绍断裂两侧早元古代变质基底特征及形成的构造环境. 安徽地质, 4(1-2):73~81.
- 周涛发, 范裕, 袁峰. 2008. 长江中下游成矿带成岩成矿作用研究进展. 岩石学报, 24(8):1665~1878.
- 周涛发, 岳书仑, 袁峰. 2005. 安徽月山矿田成岩成矿作用. 北京:地质出版社, 1~148.
- 朱光, 王道轩, 刘国生, 宋传中, 徐嘉炜, 牛漫兰. 2001. 郧庐断裂带的伸展活动及其动力学背景. 地质科学, 36(3):269~278.
- 朱光, 谢成龙, 王勇, 牛漫兰, 刘国生. 2005. 郧庐高压走滑韧性剪切带特征及其 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年. 岩石学报, 21(6):1687~1702.
- Chen J F, Zhou T X, Xing F M. 1990. Provenances of low grade metamorphic and sedimentary rocks from southern Anhui Province: evidence of Nd isotope compositions. Chinese Science Bulletin, 35(9):747~750.
- Davis G A. 1988. Rapid upward transport to mid-crustal mylonitic gneisses in the footwall of a Miocene detachment fault, Whipple Mountain, Southeastern California. Geol. Rudsch, 77:191~209.
- Dong S W, Oberhansli R, Schmid R, Liu X C, Tang J F and Xue H M. 2002. Occurrence of metastable rocks in deeply subducted continental crust from the Dabie Mountains, central China, Episodes, 25(2):84~89.
- Dong S W, Gao R, Cong B L, Zhao Z Y, Liu X C, Li S Z, Li Q S and Huang D D. 2004. Crustal structure of the southern Dabie ultrahigh-pressure orogen and Yangtze foreland from deep seismic reflection profiling. Terra Nova, 16:319~324.
- Jens C. Schmid, lothar Ratschbacher, Bradley R. Hacker, Lnes Gaitzsh, Shuwen Dong. 1999. How did the foreland react? Yangtze foreland fold-thrust belt deformation related to exhumation of the Dabie Shan ultrahigh pressure continental crust (eastern China). Terra Nova, 11:266~272.
- Li D X, Deng J. 1996. Metamorphic core complex and Vortex structure in Laojunshan, southeastern Yunnan Province. Scientia Geologica Sinica, 5(1):1~9.
- Lister G S, Davis G A. 1989. DavisGA. 1989. The origin of metamorphic core complex and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the north Colorado river region, USA. J. Struct. Geol., 11(1/2):65~94.
- Sui Z B, Ma C Q, Wan Y S. 2007. The 1, 8-1, 9-Ga event in South China revealed by detrital zircon geochronology. Journal of China University of Geosciences, 3:25~28.

## On Dynamics of the Metallogenic Belt of Middle-Lower Reaches of Yangtze River, Eastern China

DONG Shuwen<sup>1)</sup>, MA Licheng<sup>2)</sup>, LIU Gang<sup>1)</sup>, XUE Huaiming<sup>3)</sup>, SHI Wei<sup>2)</sup>, LI Jianhua<sup>2)</sup>

1) Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037; 2) Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100081; 3) Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

### Abstract

The Middle-Lower Reaches of Yangtze River is a well-known Mesozoic metallogenic belt in central eastern China, which has been the key base of mineral supply for the Yangtze industry corridor, and then is nicknamed The Industry Cradle. In view of geological evolution and metallogenic dynamics, the Middle-Lower Yangtze metallogenic belt has its own distinguishing features in China, even in the world. Firstly, the tectonic background and processes had experienced the environments from plate margin to intra-plate during  $T_2$ - $J_2$ , and mineralization occurred in transformation from compression to extension (145~130 Ma). Secondly, diagenesis and mineralization in the belt were controlled by base structure and deep process, and related to its own basement. In conclusion, the Middle-Lower Yangtze mineralization had occurred through the whole Yanshanian epoch (165~120Ma) and distinctly recorded the imprint of subduction of Pacific Plate during Late Jurassic to Early Cretaceous.

**Key words:** plate margin; intra-plate; foreland belt; tectonic transition; mineral concentration; deep process; basement; Indochinian; Yanshanian; late Jurassic; early Cretaceous; Middle to Lower Reaches of Yangtze River