

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

合肥—潢川盆地南缘中生代冲积沉积及其构造意义

李双应¹⁾, 王道轩¹⁾, 刘因¹⁾, 李任伟²⁾, 孟庆任²⁾, 岳书仓¹⁾, 金福全¹⁾

1) 合肥工业大学资源与环境工程学院, 230009; 2) 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京, 100029

内容提要: 合肥—潢川盆地南缘中生代地层被划分为4个年代体(Chronosome)。年代体Ⅰ包括早侏罗世防虎山组和中晚侏罗世圆筒山组下部, 由辫状河、曲流河以及滨-浅湖沉积体系组成, 局限于盆地东端; 年代体Ⅱ包括中一晚侏罗世三尖铺组、朱集组和圆筒山组上部, 下部为冲积扇沉积, 中、上部为辫状河沉积, 早期属于横向水流系统(南北方向), 晚期是纵向水流系统(东西方向), 近EW向的信阳—金寨—舒城断裂是其南部边界; 年代体Ⅲ包括早白垩世早期凤凰台组、段集组、周公山组, 前两组为冲积扇沉积, 后者为辫状河和越岸沉积, 粗碎屑明显向盆进积达数公里, 南部边缘发育横向水流, 而往盆地方向发育纵向水流。年代体Ⅳ为早白垩世晚期黑石渡组和陈棚组, 南部边界是磨子潭—晓天断裂和桐柏—商城断裂, 断裂以伸展—走滑为主, 东段早期为冲积扇—扇三角洲沉积, 晚期为深湖浊积岩沉积。晚白垩世沉积仅发育在西段局部地区, 其余处于隆升状态。平行于大别山造山带的近EW向纵向断裂控制着年代体的南部边界, NE向郟城—庐江断裂和商城—麻城断裂控制着年代体侧向相的变化。合肥—潢川盆地南缘沉积从东往西逐渐超覆, 揭示大别造山带折返具有自东而西的递进特征。郟城—庐江断裂和商城—麻城断裂对年代体的发育有明显影响, 郟城—庐江断裂控制着早侏罗世沉积, 表明构造活动至少始于早侏罗世。

关键词: 沉积体系; 年代体; 构造作用; 中生代; 合肥—潢川盆地; 大别造山带

造山带周缘盆地沉积物较好的保存着造山带的物质记录, 记录着造山带的剥蚀历史, 因而, 引起了众多研究者的关注。位于大别山造山带北缘的中生代沉积盆地主要有合肥盆地和潢川盆地。在盆地南部边缘, 中生代露头大量出现, 成为近年来沉积学研究的热点地区之一。这些研究主要集中在合肥盆地南缘, 包括地层格架(王果胜等, 1997; 李双应等, 2002a)、物源(李任伟等, 2000; 王道轩等, 2001; 李双应等, 2002b)、合肥盆地充填序列(韩树芬, 1996; 李忠等, 2000; 李双应等, 2002c, 2004)、盆地构造演化(王清晨等, 1996; 薛爱民等, 1999)等。但是, 对研究区中生代地层沉积学却缺乏系统研究, 沉积体系和控制沉积作用的构造因素研究也比较薄弱, 对大别山造山带西段潢川盆地的研究更为鲜见。

本文将位于大别山造山带北缘的合肥—潢川盆地作为一个整体进行研究, 厘定了盆地南缘中生代地层序列, 确立了沉积体系类型, 重塑了古水流的分布模型, 建立了年代体地层格架, 最后讨论了控制年代体发育的构造因素。其结果不仅可以深化大别山造山带周缘盆地沉积学的研究, 而且有助于认识大

别山造山带的构造演化历史。

1 地质背景

大别山造山带地处我国东部腹地, 是华北陆块和扬子陆块在晚三叠世陆陆相互碰撞的产物。大别造山带往西通过南阳盆地与秦岭造山带相接, 东为郟城—庐江断裂所截, 北接华北陆块, 南为扬子陆块, 因此成了划分华北陆块和扬子陆块的界线。

大别山北缘地区中生代地层发育, 分布于舒城—霍山—金寨—商城—光山一线及其以北和合肥—明港断裂以南地区, 包括合肥盆地南缘和潢川盆地南缘, 东以郟城—庐江断裂为界, 西以信阳为界, 研究区东西长近400 km(图1)。区内中生代沉积地层发育, 覆盖于变质的卢镇关群、佛子岭群、梅山群、信阳群以及未变质的石炭纪地层之上。由侏罗系和白垩系的陆相碎屑岩组成, 厚5 km以上, 以冲积扇砾岩、河流相砾岩、砂岩等粗碎屑岩为主, 夹火山碎屑岩沉积。

2 地层序列

注: 本文为国家重点基础研究发展规划项目(编号G1999075507)资助的成果。

收稿日期: 2004-03-19; 改回日期: 2005-01-03; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 李双应, 男, 1956年生。博士, 教授, 博士生导师, 沉积地质学专业。通讯地址, 230009, 安徽合肥市, 合肥工业大学资源与环境工程学院; Email: lsy@mail.hf.ah.cn。

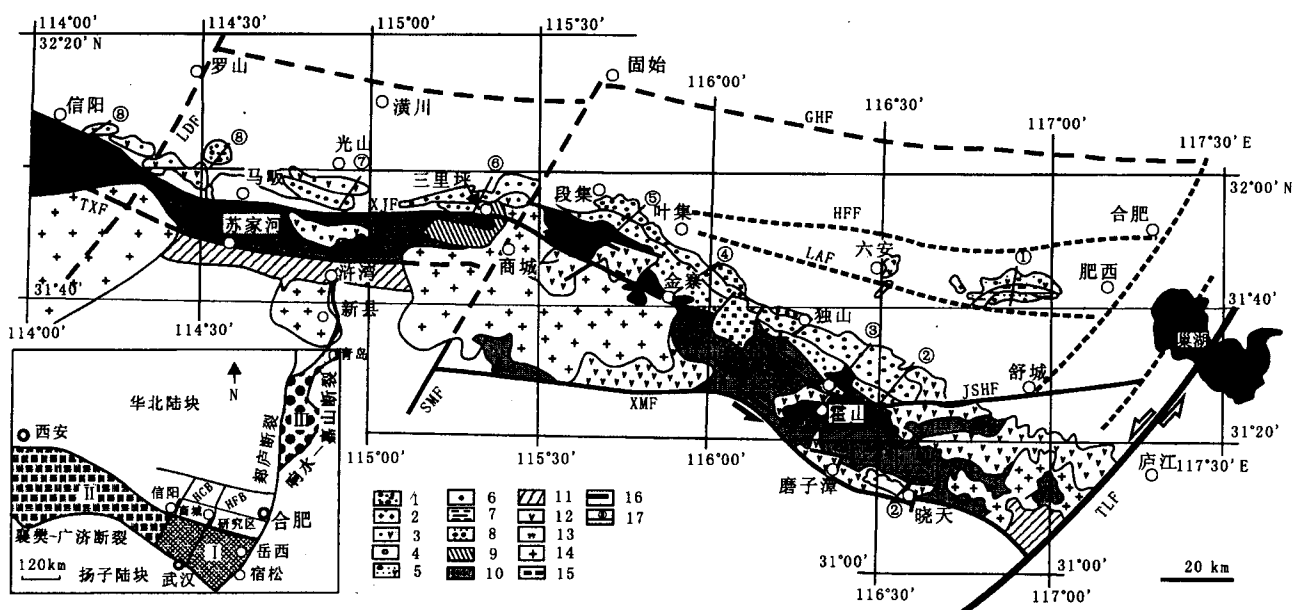


图 1 合肥—潢川盆地南缘中生代地层分布及构造格架

Fig. 1 Mesozoic stratigraphic distribution and tectonic framework in the south of Hefei-Huangchuan basins

1—周家湾组; 2—黑石渡组; 3—陈棚组; 4—凤凰台组, 段集组; 5—周公山组; 6—三尖铺组, 朱集组; 7—圆筒山组; 8—防虎山组; 9—石炭系; 10—佛子岭群, 信阳群; 11—卢镇关群, 苏家河群; 12—毛坦厂组, 金刚台组; 13—白大畈组; 14—早白垩世花岗岩; 15—隐伏断裂, 盆内断裂; 16—断裂; 17—剖面位置及编号; GHF—固始—合肥断裂; HHF—合肥断裂; JSHF—金寨—舒城断裂; LAF—六安断裂; LDF—罗山—大悟断裂; SMF—商城—麻城断裂; TLF—郾城—庐江断裂; TXF—桐柏—商城断裂; XJF—信阳—金寨断裂; XMF—晓天—磨子潭断裂

1—Zhoujiawan Formation; 2—Heishidu Formation; 3—Chenpeng Formation; 4—Fenghuangtai Formation, Duanji Formation; 5—Zhougongshan Formation; 6—Sanjianpu Formation, Zhuji Formation; 7—Yuantongshan Formation; 8—Fanghushan Formation; 9—Cretaceous; 10—Fiziling Group, Xinyang Group; 11—Luzhenguang Group, Sujiahe Group; 12—Maotanchang Formation, Jingangtai Formation; 13—Baidaban Formation; 14—Early Cretaceous granite; 15—buried fault, intrabasin fault; 16—fault; 17—profile location and number; GHF—Gushi—Hefei fault; HHF—Hefei fault; JSHF—Jinzhai—Shucheng fault; LAF—Liuan fault; LDF—Luoshan—Dawu fault; SMF—Shangcheng—Macheng fault; TLF—Tancheng—Lujiang fault; TXF—Tongbei—Shangcheng fault; XJF—Xinyang—Jinzhai fault; XMF—Xiaotian—Meizitan fault

合肥—潢川盆地南缘中生代地层主要为侏罗系和下白垩统, 缺失三叠系, 上白垩统仅局限于西段分布, 有防虎山组、圆筒山组、周公山组、三尖铺组、凤凰台组、毛坦厂组、黑石渡组、白大畈组、朱集组、段集组、金刚台组、陈棚组和周家湾组共 13 个组(图 1, 表 1)。

2.1 地层划分对比

研究区陆相地层由于分布的连续性不好, 相变大, 其划分和对比一直存在很大分歧。最近, 李双应等(2002)根据前人的研究成果(安徽省地质矿产局, 1987, 1997; 王果胜等, 1997; 河南省地质矿产局, 1989), 并结合在周公山组、凤凰台组中新发现的火山岩碎屑岩夹层的 K-Ar 同位素年龄和重矿物对比等手段, 重新厘定了该区中生代地层格架(表 1)。

2.2 地层特征

防虎山组分布于合肥盆地东南缘的肥西防虎山地区, 主要由含砾粗砂岩夹长石砂岩及少量薄层细

表 1 大别造山带北缘中生代地层划分对比
(据李双应, 2002 修改)

Table 1 Division and correlation of Mesozoic strata in the northern of the Dabie Orogenic Belt
(modified from Li S Y, 2003)

地层系统	潢川盆地南缘	合肥盆地南缘	合肥盆地中部	年代体
古近系	戚家桥组	戚家桥组	戚家桥组	
白垩系	上统	周家湾组		
	下统	陈棚组 金刚台组/段集组	黑石渡组/白大畈组 毛坦厂组/凤凰台组	朱巷组 周公山组
侏罗系	上统	朱集组	三尖铺组	圆筒山组
	中统			
前侏罗系	下统			防虎山组
		石炭系/信阳群	梅山群/佛子岭群	卢镇关群

砂岩、粉砂岩和黑色页岩与煤线组成, 底部夹厚层砾岩。含植物化石及双壳类等, 厚约 570 m; 圆筒山组分为上、中、下三部分。下部为灰色、紫红色砂岩和粉

砂质泥岩,泥裂和虫迹构造发育,含植物化石。中部以杂色粉砂质泥岩、泥岩和砂岩组成。上部为交错层发育的中—厚层砂岩。厚约 1000 m;周公山组分布范围扩大,除了肥西防虎山之外,西往六安东到肥东均有分布。以紫红色中粗粒砂岩为主,其次为粉砂质泥岩,夹透镜状砾岩,此外含火山岩砾石和凝灰岩夹层。厚约 800 m。

三尖铺组分布于合肥盆地南部边缘金寨—霍山一带,厚度变化大,500~2200 m,底部以灰色砾岩为主,上部主要为长石砂岩、长石石英砂岩,其次是粉砂岩,中间夹厚约百米的砾岩。三尖铺组不整合在佛子岭群和梅山群等层位之上;凤凰台组厚约 1200~1800 m 左右,由灰白色到灰紫色块状岩块砾岩组成,砾石成分复杂。凤凰台组分布于三尖铺组的北侧,但范围明显扩大。

朱集组呈近东西向分布于潢川盆地南缘固始县段集—商城县三里坪一带,下部为紫红色含砾砂岩、灰褐色岩屑长石砂岩、长石石英砂岩;上部为紫红色砂岩、粉砂岩夹砾岩及砂砾岩。总厚度达 2000 m 以上。在商城三里坪,底部发育厚达 200 m 的岩块砾岩,砾石最大达 1 m 以上;段集组分布在固始县段集—商城县三里坪一线以北地区,向西延至光山县以西,分布范围较朱集组大,厚 1448~2803 m,分为三部分:下部厚—巨厚层砾岩夹中粗粒长石砂岩,中部为砾岩、砂砾岩与中粗粒长石岩屑砂岩互层,上部主要为火山碎屑岩。

毛坦厂组分布于晓天一磨子潭断裂以北,下部以安山质集块角砾岩、安山质凝灰岩为主,上部以粗安岩和粗面岩为主,中部为沉积岩夹层,含丰富淡水动物化石,厚逾 800 m;黑石渡组分布于磨子潭—晓天断裂和金寨—舒城断裂之间。下部为砾岩、砂岩和粉砂岩构成的旋回沉积。上部以粉砂岩、粉砂质泥岩等组成,浊积岩和滑塌构造发育。含双壳类、叶肢介、介形类等化石,厚约 800 m。

白大畈组主要分布于合肥盆地南缘的金寨白大畈和六安独山一带。由粗面质晶玻屑、晶屑熔结凝灰岩、粗面质晶屑凝灰岩组成。厚约 500 m。

金刚台组呈近东西向面状分布于安徽与河南交界处,以中性、中酸性熔岩为主,其次为火山碎屑岩,岩系具旋回性,横向变化大,厚 2583~5239 m;陈棚组呈东西向广布于潢川盆地南缘,以中性火山岩为主,熔岩较多。含植物碎片、叶肢介等化石,厚约 300~600 m。同位素年龄为 96.5~112 Ma,属于早白垩世晚期(河南省地质矿产局,1989)。

朱巷组分布在合肥以东和郾城—庐江断裂以西地区,底部为砾岩,下部以泥岩、粉砂质泥岩和钙质泥岩为主,上部以砂岩、粉砂岩和泥岩互层为特征,局部含少量石膏。厚逾 900 m。

3 沉积体系

合肥—潢川盆地南缘中生界沉积体系包括冲积扇、辫状河、曲流河、越岸沉积、滨—浅湖、扇三角洲和半深湖—深湖相(表 2)。

3.1 冲积扇沉积体系

大别山造山带中生代的隆升,在其北缘盆地中发育了多套砾岩,它们组成了冲积扇的最主要沉积相。其中早白垩世早期冲积扇最为发育,厚度大,分布广泛。其次是侏罗纪冲积扇,比较局限。早白垩世晚期冲积扇仅见于黑石渡组底部。

侏罗纪冲积扇分布在信阳—金寨—舒城断裂以北,一般规模较小,厚几十米到几百米(表 2),呈点状分布,半径一般 1~2 km,金寨县城冲积扇稍大,半径近 5 km。主要由砾岩组成,其次是砂岩。以碎屑流沉积为主,其次为水道(砾质河床)沉积,局部发育辫状河。

与侏罗纪冲积扇相比,早白垩世早期冲积扇明显向盆方向进积达数公里。六安凤凰台冲积扇由凤凰台组组成,厚 1600 m 以上,南北出露 14 km,近东西延伸达 30 km,面积约为 400 km²,是大别山北缘地区最大的扇。冲积扇主要由砾岩相组成,占剖面的 90% 以上。砾石成分复杂,有片岩、片麻岩、石英岩、榴辉岩、花岗岩、大理岩、火山岩等。多数为碎屑支撑,块状构造,其次是层状砾岩,砾石磨圆度好,浑圆状较多,大小一般为 20~50 cm,大者达 1 m 左右。它们构成了碎屑流、水道和超浓缩流沉积,属于近端扇。

潢川盆地南缘冲积扇由段集组组成,厚度逾 2200 m。主要由砾岩和砂岩组成。砾石无分选,定向差,成分复杂,磨圆度较好,泥质胶结。为碎屑流和辫状河沉积。其中砾岩相占剖面 60%,属于近端扇和远端扇交替。基质多为泥质,表明分选作用更差,沉积速度更快。

黑石渡组冲积扇主要发育舒城晓天剖面底部,厚逾 200 m。主要由角砾岩组成,其次是砾岩和砂岩。角砾岩砾石含量变化大,50%~80%,碎屑支撑。最明显的特征是缺乏分选,砾石大小混杂,一般为 5~30 cm,最大达 75 cm。层状砾岩和砂岩,分布于旋回的上部,厚度小,呈薄到中层状或者为透镜状,砾

石具有叠瓦状排列,属于扇上的水道沉积。

3.2 辫状河沉积体系

辫状河是研究区主要沉积体系之一,主要发育于侏罗纪,包括河床滞流砾岩和河道砂坝沉积。河床底部滞流砾岩相不发育,一般厚几十厘米到 1 m 以上,局部也可达几米,在肥西防虎山组,底部砾岩相达 2.2~6 m。辫状河中河道砂坝最发育,变化也最大,主要由砂岩等组成,有时偶见泥岩,板状和槽状交错层理发育,底部含砾石,旋回厚 10~20 m 左右。武庙朱集组辫状河河道充填沉积层序中,几乎均由砂岩相组成。

研究区曲流河河道相不发育,仅见于圆筒山组上部,厚 124 m。主要由砂岩组成。

表 2 合肥—潢川盆地南缘中生代地层沉积体系厚度
Table 2 Thickness(m) of Mesozoic sedimentary systems in the south of Hefei—Huangchuan basins

地层	时代	沉积体系及厚度(m)					
		冲积扇	辫状河	曲流河	越岸沉积	滨-浅湖	扇-三角洲-深湖
黑石渡组	K ₂	240			520		600
段集组	K ₁	2200					
凤凰台组	K ₁	1800					
周公山组	K ₁		188		660		
三尖铺组	J ₃	780	770				
朱集组	J ₃	200	1200				
圆筒山组	J ₃			124	290	735	
防虎山组	J ₁		580				

3.3 越岸沉积体系

越岸沉积(Miall,1996)包括天然堤、决口扇、洪泛平原和废弃河道沉积。研究区越岸沉积主要为决口扇和洪泛平原沉积,发育在圆筒山组底部、周公山组下部和中部、黑石渡组以及朱集组中部,天然堤和废弃河道尚未被辨认出。

3.3.1 决口扇沉积

包括决口水道沉积,底部或为块状含砾砂岩、或为粒序砾岩,往上常常演变为具有交错层理的砂岩,发育小型低角度板状交错层理和平行层理,大型槽状交错层理缺失。沉积层序厚度不等,黑石渡组中单个旋回厚 1 m 以上,显示出透镜状特征,在洪泛平原细粒沉积物中呈夹层产出。决口水道沉积具有明显的切割冲刷充填特征,深约 1~2.5 m,宽约 5 m。在周公山组底部,决口扇由砾岩、砂岩和粉砂质泥岩组成,单个旋回厚 5~8 m,底部冲刷构造发育。

3.3.2 洪泛平原沉积

主要由块状粉砂质泥岩以及纹层状砂、粉砂和

泥岩组成,含褐铁矿结核、钙质结核等。在周公山组和黑石渡组,块状层一般厚度大于 1 m,纹层状的单层厚 5~40 cm。互层状的纹层状砂、粉砂和泥常见,代表着来自悬浮和来自弱的牵引流沉积。粉砂岩和泥岩中发育厚达几厘米的不连续砂层,相当于小型槽状层理砂岩和波状层理砂岩,有时见到明显的冲刷和切割现象,可能代表着能量更高的洪泛平原上局部牵引流沉积。钙质结核和褐铁矿结核主要见块状层中,结核大小 3 cm×4 cm×5 cm 左右,扁的椭圆球状,分散成层分布。

3.4 滨-浅湖沉积体系

发育在肥西防虎山地区圆筒山组中部,厚约 700 m。主要由粉砂岩、粉砂质泥岩、页岩以及砂岩组成。粉砂岩为灰色、灰黄褐色,薄层状,层理构造发育,为波痕交错层理、攀升层理、潮汐层理等,有时具虫迹构造,为滨湖地带和湖泊浪基面之上沉积。粉砂质泥岩为灰紫色到紫红色,层面波痕和泥裂发育,也常常见到遗迹构造,由湖岸附近滨线地区细碎屑岩沉积物暴露于地表形成。

3.5 扇三角洲沉积体系

发育于黑石渡组中部,厚约 300 m,由砾岩、砂岩、粉砂岩和页岩组成。砾岩为层状,单层厚 0.9~2 m,砾岩成分复杂,次圆状到圆状,颗粒支撑,块状构造。砾石大小不一,一般 5~30 cm,既见到砾石长轴垂直于层排列,也可见到大的砾石漂浮于层的上部。基质为细砾、砂以及粉砂。层的底面与下伏页岩为突变接触,但是接触面平整,无冲刷侵蚀痕迹,代表水下碎屑流沉积。钙质粉砂质泥岩、泥岩(页岩)为深灰色、黑色,薄层状,含淡水动物化石。水平纹层发育,含黄铁矿结核和条带,属于湖泊浪基面附近的深水垂向加积。砾岩层与深灰色、灰黑色页岩呈互层状,碎屑流形成的砾岩与浅湖、较深湖相泥页岩直接接触常被解释为进积入湖的扇三角洲沉积(李双应等,2004)。

3.6 半深湖—深湖相浊流沉积体系

发育于舒城晓天黑石渡组上部,厚达 600 m,由砾岩、含砾砂岩、粉砂岩和泥岩组成。岩石中递变层理发育,粒序层厚 0.6~20 cm,为正粒序,底部为细砾岩或者含砾粗砂岩,向上变细为粉砂或含粉砂的泥质,构成浊积岩的 A 段或 AB 段。砂岩和粉砂岩构成浊积岩的 C、D、E 段,厚度均较小,一般仅为几厘米,水平纹层以及小型波状纹理发育。泥岩构成浊积岩的 F 段,厚约几厘米,水平纹层发育,属于湖相垂向加积。浊积岩中滑塌构造发育,包括包卷层理、

平卧褶皱、鞘褶皱等。在舒城晓天,浊积岩厚达数百米,紧邻晓天一磨子潭断裂分布,代表着一个中端到远端半深湖—深湖浊流沉积体系。

4 古水流

砾石长轴排列通常有两种形式,平行或垂直水流方向,而在山间河流进入平原或盆地的冲积扇地区,砾石方位可以同时具有这两种排列方式。为了防止混淆,在研究过程中,一方面选择测量砾石最大扁平面产状,不论砾石长轴是平行或垂直到向,砾石扁平面的法线方向总是指向水流上游,因此通过砾石扁平面产状确定古水流的方向是唯一的;另一方面是将砾石产状与砂岩前积层产状结合起来判断古水流方向。

合肥盆地南缘三尖铺组底部砾岩段在六安独山砾石最大扁平面样品的平均古水流方向 $NE78^\circ$,变化范围从 $NW313^\circ$ 到 $SE133^\circ$;金寨县城砾石最大扁平面样品的平均古水流方向 $NNE19^\circ$,变化范围从 $NNW353^\circ$ 到 $NE71^\circ$ 。显示了底部砾岩段古水流方向和地形关系密切,变化也较大,但总体上以垂直于大别山北缘斜坡走向为主,属于横向水系。三尖铺组上部砂岩古水流方向产生了明显变化,砂岩前积层研究表明,金寨江店、霍山三尖铺、当家庙三条剖面的古流平均值分别在 $SE110^\circ$ 、 $NE78^\circ$ 和 $NE89^\circ$,古水流方向基本上平行于大别山北缘斜坡走向,自西向东,属于纵向水系。潢川盆地南缘武庙朱集组砂岩前积层样品平均古水流方向为 $NE47^\circ$,肥西圆筒山组前积层平均古水流方向为 $SE98^\circ$,显示了与三尖铺组砂岩段比较一致的自西向东的古水流方向。

凤凰台组古流大致显示出几个扇形展布的发散形冲积扇水流体系(金福全等,2001)。金寨董冲砾石的平均古水流方向为 $NNW352^\circ$,六安独山为 $NE60^\circ$,六安凤凰台为 $NE64^\circ$,古水流的平均值大约在 $NNE37^\circ$ 左右,和大别山北缘斜坡方向几乎垂直,属于横向水系。周公山组底部砾石的平均古水流方向为 $NNW340^\circ$,和凤凰台组一致。肥西周公山组上部砂岩前积层平均古水流方向为 $NE80^\circ$,砾石长轴的古水流方向为 $NE84^\circ$,这表明离物源区较远的地方发育着平行于造山带的纵向河流,而且水流方向从西往东。

霍山与儿街黑石渡组古水流方向为 $SSW208^\circ$,舒城晓天黑石渡组植物茎杆样品的平均古水流方向为 $SE117^\circ$,表明黑石渡组古水流方向总体上向南。

综上所述,合肥—潢川盆地南缘中生代地层的

古水体系分为两类,一是发育于盆地边缘与大别山造山带走向垂直的自南向北的横向水系;二是发育于盆地中部与大别山造山带走向平行的自西向东的纵向水系。

5 年代体地层格架

年代体(Chronosome)是被标志层所限定的岩石体或者是具有一定年代意义的生物地层单位或者是有事件地层意义的岩石体(Salvador,1994)。这里定义的年代体,是在盆地内所有同时形成的沉积系统,而且由时间界面或不整合界面所限定,可以包含不同的沉积体系。根据划分的年代体,可以较好的揭示构造事件对沉积作用的影响(Olsen et al., 1993)。据此,将大别造山带北缘中生代沉积地层分为4个年代体,包括侏罗系—白垩系13个组(图2)。

5.1 年代体 I

年代体 I 由防虎山组辫状河沉积体系和圆筒山组下部越岸沉积体系以及中部的滨—浅湖沉积体系组成。它局限于合肥盆地中部东段肥西防虎山一隅。但是,根据物探及钻孔资料,在防虎山以南舒城以北,古近系之下有千米厚的防虎山组和圆筒山组存在,而在防虎山以北,可能延伸到官亭—六安一带及其以北地区。盆地基底为中新元古代—早古生代卢镇关群、佛子岭以及梅山群变质岩。从辫状河→越岸沉积→滨—浅湖沉积,是一个向上变细的巨旋回。类似于 Blair 等(1988)构造成因的“构造旋回层”。它属于一个构造相对平静的时期,随着沉积作用进行,物源区不断后退,地形逐渐夷平,沉积物粒度不断变细。根据古流指向,辫状河自南向北流,大致平行于郯城—庐江断裂系发育,而且年代体分布的东侧边界也受控于郯城—庐江断裂带,表明与郯城—庐江断裂系的关系密切。

5.2 年代体 II

包括中—晚侏罗世三尖铺组、朱集组以及圆筒山组上部。由底部冲积扇沉积体系和其上的辫状河沉积体系组成。年代体 II 分布范围显著扩展,沿合肥—潢川盆地南缘呈带状分布,底部冲积扇群的走向近东西,平行于大别山造山带,表明中—晚侏罗世大别山大范围隆起并控制着周缘盆地沉积,导致三尖铺组和朱集组不整合超覆在佛子岭群和石炭系等层位之上。郯城—庐江断裂系是年代体 II 的东部边界,信阳—金寨—舒城断裂是其南部边界,但是,在潢川盆地南缘光山县一带,年代体 II 缺失(图2)。

信阳—金寨—舒城断裂全长 300 km 以上,断

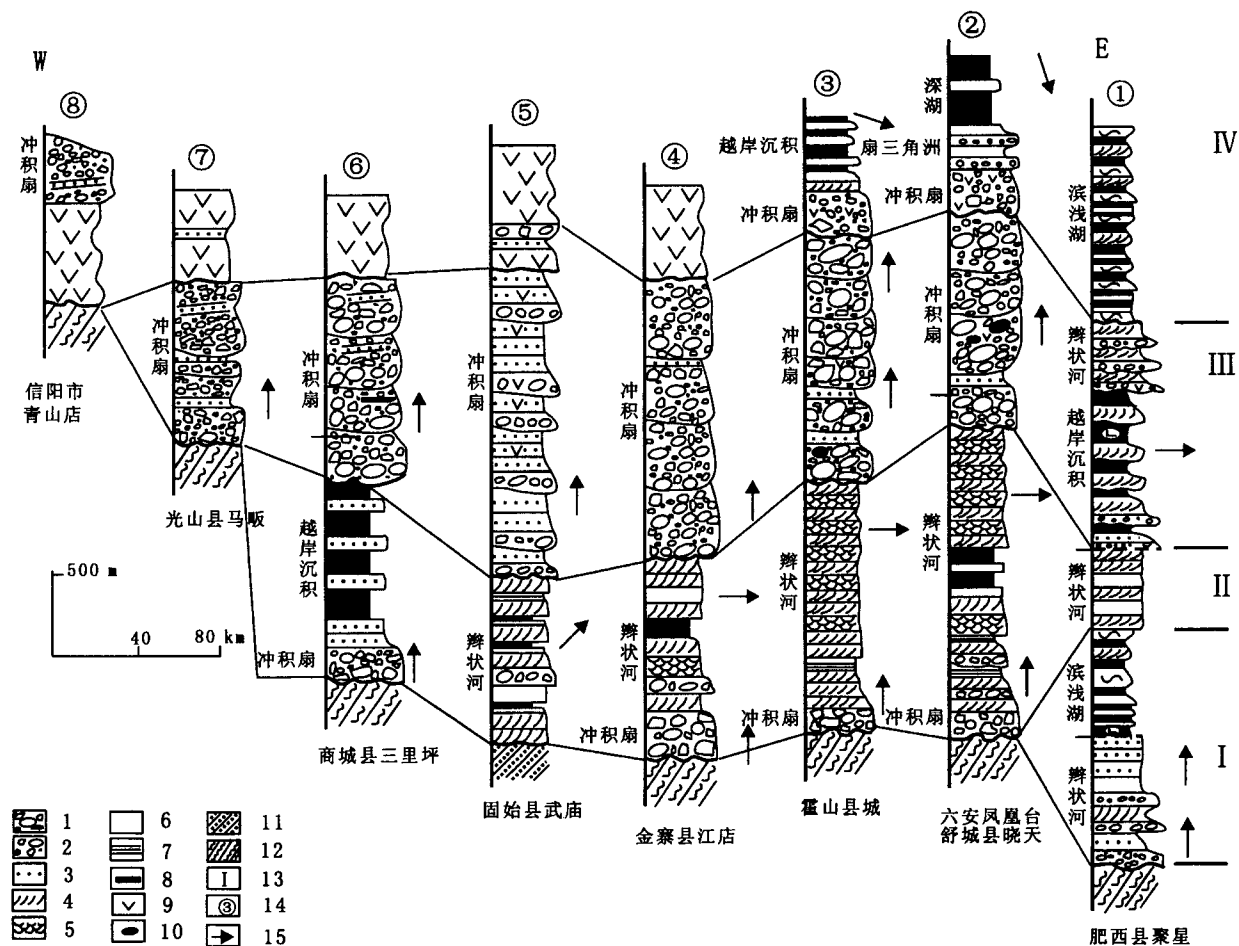


图 2 合肥—潢川盆地南缘中生代年代体成因地层格架

Fig. 2 Chronosome framework of Mesozoic strata in the south of Hefei-Huangchuan basins

1—碎屑支撑砾岩; 2—基质支撑砾岩; 3—砂岩; 4—板状交错层砂岩; 5—槽状交错层砂岩; 6—块状砂岩; 7—水平层理砂岩; 8—粉砂岩及泥岩; 9—火山岩及碎屑; 10—榴辉岩砾石; 11—石炭纪砂岩; 12—变质岩; 13—年代体及编号; 14—剖面编号; 15—古水流方向
1—Clastic supporting conglomerate; 2—matrix supporting conglomerate; 3—sandstone; 4—plate cross bedding sandstone; 5—trough cross bedding sandstone; 6—massive sandstone; 7—horizontal bedding sandstone; 8—siltstone and mudstone; 9—volcanic and clastic rock; 10—eclogite pebble; 11—Cretaceous sandstone; 12—metamorphic rock; 13—chronosomes and number; 14—profile number; 15—paleocurrent direction

裂总体走向 110° 。年代体 II 底部冲积扇砾岩, 紧临断裂北侧展布, 形成近东西向分布的冲积扇群。除了金寨地区之外, 所有的冲积扇砾岩的成分都类似于基底岩系佛子岭群和信阳群的绿片岩系, 扇体厚度不大, 呈点状分布, 它反映了物源的同一性, 而且物源的范围有限。这种特征被认为盆地具有伸展性质, 伸展盆地边缘通常为正断层, 它们可能是深及中地壳的陡峭断层, 或是在浅层次形成滑脱的铲型断层。构造斜坡通常是由下盘上升上盘下降共同作用而形成的 (Leeder et al., 1987)。下盘斜坡通常陡峭, 并被冲积扇的粗粒碎屑所覆盖, 这类扇的物源区通常很小, 因为它被局限在下盘区域内。这为侏罗纪冲

积扇砾岩发育提供了很好的解释。因此, 信阳—金寨—舒城断裂在中—晚侏罗世可能具有伸展性质, 成因可能与大别山造山带北部大规模的岩浆侵入有关。

商城—麻城断裂两侧, 沉积相变化显著, 断裂东侧由砂岩组成, 砾岩少见, 西侧三里坪, 冲积扇砾岩厚 200 m, 表明了商城—麻城断裂对年代体 II 沉积的影响。地球物理资料也表明, 在合肥盆地南缘, 沉降中心分别沿着金寨—舒城断裂和郟城—庐江断裂系呈近东西向以及近南北向分布 (图 3), 盆地内地层自南向北由东向西超覆 (贾红义等, 2000), 这表明郟城—庐江断裂系继续作为盆地的边界断裂在起作

用,但是,其影响明显小于大别山造山带。

5.3 年代体Ⅲ

年代体Ⅲ包括早白垩世早期凤凰台组、周公山组和段集组。主要由冲积扇砾岩组成,其次是越岸沉积和辫状河沉积体系,南缘发育火山岩。凤凰台组和段集组砾岩古流大致显示出几个扇形展布的发散形冲积扇水流体系,古水流的平均值大约在 NNE37°左右,基本上垂直于大别山北缘斜坡方向。而离源区较远的周公山组是平行于造山带北缘的纵向河流沉积,古流方向为 NE80°左右。

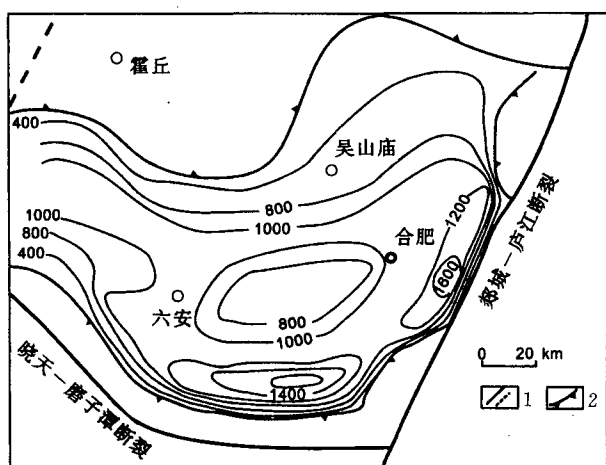


图3 合肥盆地早侏罗世沉积等厚图
(据贾红义等,2001 修改)

Fig. 3 Isopach map of Lower Jurassic of Hefei Basin
(modified after Jia Hongyi et al., 2001)

1—断裂;2—地层尖灭线

1—Fault;2—strata outweding line

与年代体Ⅱ相比,年代体Ⅲ变化明显。一是向西超覆沉积扩大到光山县马畈一带。另一方面,以冲积扇为特征的凤凰台组和段集组的沉积继续分布在信阳—金寨—舒城断裂以北,而且向北迁移达数公里,同时扇砾岩的沉积厚度巨大。这显示早白垩世早期,原来具有伸展性质的信阳—金寨—舒城断裂可能产生反转,具有逆冲性质(颜怀学等,1989;杨巍然等,2000)。逆冲前缘向北扩展,源区构造回春。根据每部分扇代表一次和物源区抬升相对应的沉积,表明物源区在很短的时间里发生多次逆冲抬升,并产生强有力的下切作用,使物源区提供大量粗碎屑物质。但是后期在信阳—金寨—舒城断裂以南的后缘可能处于拉张状态,靠近断裂附近的晓天一磨子潭一带,发育火山湖类型的陆相沉积。一般认为盆地的冲积建造主要是受外生旋回机制控制,特别是源区构造的控制(Hartley,1993)。而且,盆地边缘断裂的脉动和盆地

内断裂的生长和褶皱是影响盆地沉积的主要作用(Mastalerz et al., 1993)。有些研究者(Fare et al., 1999;桑隆康等,2000)认为,大别山折返隆升与岩浆岩穹隆有关,但是,凤凰台组和段集组沿着断裂的带状分布特征,巨厚的粗碎屑沉积建造,更直接显示了信阳—金寨—舒城断裂对沉积的控制作用。这一期的逆冲导致三尖铺组在金寨江店形成宽缓褶皱,使得年代体Ⅲ分布范围明显扩大,特别是上石桥附近段集组直接以角度不整合覆盖于石炭系之上,可以认为三尖铺组沉积之后的构造活动不仅影响了原来的沉积盆地,而且形成了新的断陷盆地或扩大了原有的沉降盆地,接受了早白垩世早期的沉积。

图2和表3表明,商城—麻城断裂和郑城—庐江断裂系对年代体Ⅲ的发育仍然有比较明显的影响。合肥盆地南缘,自东向西砾石的粒径逐渐减小,砾岩层也明显减少,砂岩层逐渐增多。但是到商城三里坪,砾岩显著增多,砾石粒径明显增大,并且由东向西,地层的厚度和砾石粒径都有逐渐变小的趋势。在商城—麻城断裂以西的潢川盆地南缘发育的砾岩以基质支撑的块状砾岩为主,不同于断裂以东的东段地区。

5.4 年代体Ⅳ

年代体Ⅳ包括黑石渡组、白大畈组、陈棚组和朱巷组。沉积格局发生了巨大变化,陆源碎屑沉积作用主要发育在合肥盆地南缘和中部,在南缘沉积中心南移到金寨—舒城断裂以南的霍山—舒城地区(黑石渡组),中部沉积中心位于叶集—防虎山断裂以北地区(朱巷组)。以白大畈组和陈棚组为代表的火山岩以及火山碎屑岩主要发育在侏罗纪和早白垩世沉积区。黑石渡组沉积紧邻晓天一磨子潭断裂发育,自下而上,为冲积扇→越岸沉积→扇三角洲→湖相浊积岩,属于退积层序。显示断陷活动不断加强,湖盆不断扩张。表现盆地处于伸展状态(Miall,1996)。

Hacker等(2000)认为晓天一磨子潭断裂向东逐渐变成总的倾角30°~50°走向西的左旋转换拉张断裂带。黄杏珍等(1996)对南阳白湾盆地的研究表明,在早白垩世早期由于板片的旋转,沿着断裂产生走滑作用,因此盆地具有拉分的性质。这一作用在大别造山带北缘的东段同样发育,但时间可能稍晚,为早白垩世晚期,对黑石渡组的沉积有明显的影响。这种沿着断裂带,盆地形成先后有序可能就是走滑的证据之一,显示走滑作用自西向东推进。

白大畈组和陈棚组的火山岩主要沿着断裂展布,表明该期的断陷活动发育。朱巷组可能是北部

表 3 合肥—潢川盆地南缘三尖铺组和凤凰台组碎屑岩组分含量(%)

Table 3 Clastic rock compositions(%) of Sanjianpu and Fenghuangtai Formations in the south of Hefei—Huangchuan basins

地层	岩石类型	霍山县但家庙	六安县独山	金寨县白大畈	金寨县江店	固始县祖师	商城县三里坪	光山县陈棚
凤凰台组 或段集组	砾岩	52	35	60	75	19	76	92
	砂岩	48	65	40	25	55	21	8
	粉砂岩及泥岩	0	0	0	0	26	3	0
三尖铺组 或朱集组	砾岩	8	83	75	42	1	14	
	砂岩	49	14	22	52	73	61	
	粉砂岩及泥岩	32	3	3	6	26	25	

的沉积中心,以浅湖相沉积为主。以上表明年代体Ⅳ具有明显的向西和向南超覆现象。

早白垩世之后,该区大部分可能抬升接受剥蚀,沉积作用仅发生在潢川盆地南缘西段的信阳附近,称为周家湾组,为冲积沉积。后期产生逆冲推挤作用,合肥盆地南缘,佛子岭群等元古代地层推覆在古生代—中生代之上,在潢川盆地南缘,信阳群推覆在石炭系之上(颜怀学等,1988)。与南阳光北湾盆地晚白垩世早、中期的逆冲推覆对比(黄杏珍等,1996),大别造山带北缘的这一期逆冲推挤作用在时间上晚于白垩纪,强度也弱。

6 构造意义

合肥—潢川盆地南缘中生代沉积可以分为4个年代体,年代体Ⅰ分布于合肥盆地东段,主要受郯城—庐江断裂控制;信阳—金寨—舒城断裂控制着年代体Ⅱ的沉积,断裂的性质可能以伸展作用为主;年代体Ⅲ受信阳—金寨—舒城断裂和晓天—磨子潭断裂的联合控制,前者产生反转,由伸展转换为以逆冲为主,后者可能具有伸展拉张性质;年代体Ⅳ仍然受信阳—金寨—舒城断裂和晓天—磨子潭断裂以及桐柏—商城断裂控制,但该阶段断裂性质表现为伸展和走滑特征。

合肥—潢川盆地南缘中生代沉积特征记录了大别造山带北缘在中生代侏罗纪时期以伸展作用为主,早白垩世早期是前缘挤压、后缘拉张,到早白垩世晚期表现为伸展作用以及走滑特征。

合肥—潢川盆地南缘沉积层序自东向西逐渐超覆,显示沉积作用开始于盆地东段,由东向西逐渐推进。产生沉积的凹陷与隆升是相关联的,意味着大别造山带的折返隆升在时间上具有自东而西的顺序特征,这与大别造山带变质岩同位素年龄的研究结果是一致的(陈江峰等,1993)。

NE向郯城—庐江断裂、商城—麻城断裂等对年代体Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ的发育有明显的影响,并且郯城—

庐江断裂还控制着年代体Ⅰ、Ⅱ沉积中心的发育,表明郯城—庐江断裂活动至少在早侏罗世已经开始。

参 考 文 献

- 安徽省地质矿产局. 1987. 安徽省区域地质志. 北京:地质出版社, 149~176.
- 安徽省地质矿产局. 1997. 安徽省岩石地层. 武汉:中国地质大学出版社, 5.
- 陈江峰,董树文,邓衍尧,等. 1993. 大别造山带钾氩年龄的解释——差异上升的地块. 地质论评, 39(1):17~22.
- 韩树芬. 1996. 安徽北部中生代沉积盆地分析. 北京:地质出版社, 18~19.
- 河南省地质矿产局. 1989. 河南省区域地质志. 北京:地质出版社, 235~279.
- 黄杏珍,何明喜,李振西,等. 1996. 中国河南省白湾盆地的白垩系特征. 沉积学报, 14(增刊):38~47.
- 贾红义,刘国宏,张云银,等. 2001. 合肥盆地形成机制与油气勘探前景. 安徽地质, 11(1):9~18.
- 金福全,王道轩,李双应,等. 2001. 大别山北麓侏罗系一个典型的古冲积扇:凤凰台组. 安徽地质, 11(1):1~8.
- 李任伟,江茂生,李忠,等. 1999. 大别山北麓侏罗系大理岩砾石的碳-氧同位素组成及地质意义. 岩石学报, 15(4):623~629.
- 李双应,岳书仓,王道轩,等. 2002a. 大别造山带北缘中生代地层格架厘定. 地层学杂志, 26(3):178~186.
- 李双应,岳书仓,王道轩,等. 2002b. 大别造山带超高压变质岩折返隆升的地层学证据—毛坦厂组榴辉岩砾石的启示. 地质论评, 48(4):345~352.
- 李双应,王道轩,刘因,等. 2002c. 大别造山带北缘中生代冲积沉积体系对源区构造的沉积响应. 地质通报, 21(8~9):541~546.
- 李双应,李任伟,王道轩,等. 2004. 大别山北缘早白垩世黑石渡组沉积相研究. 沉积学报, 22(4)(在出版中).
- 李忠,孙枢,李任伟,等. 2000. 合肥盆地中生代充填序列及其对大别山造山作用的指示. 中国科学(D辑), 30(3):256~263.
- 桑隆康,王人镜,张泽明,等. 2000. 九资河—天堂寨地区燕山晚期花岗岩与大别造山带核部隆升. 地质学报, 74(3):234~246.
- 王道轩,刘因,李双应,等. 2001. 大别超高压变质岩折返至地表的时间下限:大别山北麓晚侏罗世砾岩中发现榴辉岩砾石. 科学通报, 46(14):1216~1220.
- 王果胜,段翔,谭应佳. 1997. 豫皖交界中生代地层特征及盆地演化. 现代地质, 11(1):229~236.
- 王清晨,从柏林,马力. 1997. 大别山造山带与合肥盆地的构造偶合. 科学通报, 42(6):575~580.

- 薛爱民, 金维浚, 袁学诚. 1999. 大别山北缘合肥盆地中、新生代构造演化. 高校地质学报, 5(20): 157~163.
- 颜怀学, 金福全, 吕培基, 等. 1988. 关于中国南北板块在北淮阳地区界线的探讨. 石油天然气地质, 9(2): 125~132.
- 杨巍然, 王国灿, 简平. 2000. 大别造山带构造年代学. 武汉: 中国地质大学出版社, 141.

References

- Blair T C, Bilodeau W L. 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, 16: 517~520.
- Bureau of Geology and Mineral Resource of Anhui Province. 1987. Regional geology of Anhui Province. Beijing: Geological Publishing House, 149~176 (in Chinese with English abstract).
- Bureau of Geology and Mineral Resource of Anhui Province. 1997. Stratigraphy (lithostratic) of Anhui Province. Wuhan: China University of Geosciences Press, 5.
- Bureau of Geology and Mineral Resource of Henan Province. 1989. Regional geology of Henan Province. Beijing: Geological Publishing House, 235~258 (in Chinese with English abstract).
- Chen Jiangfeng, Dong Shuwen, Deng Yanyao, et al. 1994. Interpretation of K-Ar ages of the Dabie orogen—a differential uplifted block. *Geological Review*, 39(1): 17~22.
- Fare M, Lin W, Shu L S, et al. 1999. Tectonics of the Dabieshan (eastern China) and possible exhumation mechanism of ultra high-pressure rocks. *Terra Nova*, 11(6): 251~258.
- Hacker B R, Ratschbacher L, Webb L, et al. 2000. Exhumation of ultrahigh-pressure continental crust in east central China: Late Triassic-Early Jurassic tectonic unroofing. *Journal of geophysical research*, 105(B6): 13339~13364.
- Hang Shufen. 1996. Analysis of Mesozoic and Cenozoic sedimentary basins in north Anhui. Beijing: Geological Publishing House, 117~121 (in Chinese with English abstract).
- Hartley A J. 1993. Sedimentological response of an alluvial system to source area tectonism: the Seilao Member of the Late Cretaceous to Eocene Purilactis Formation of northern Chile. Marzo M, Puigdefabregas C. Alluvial sedimentation. Special publication number 17 of the International Association of Sedimentologists. Blackwell scientific publications, Oxford London. 489~500.
- Huang Xingzhen, He Mingxi, Li Zhenxi, et al. 1996. The characteristics of Cretaceous System in Baiwan Basin of Henan Province, China. *Acta Sedimentologica Sinica*, 14 (supplement), 38~47 (in Chinese with English abstract).
- Jiang Hongyi, Liu Guohong, Zhang Yunyin, et al. 2001. The formation of mechanism of the Hefei Basin and its oil and gas exploration prospect. *Anhui Geology*, 11(1): 9~18 (in Chinese with English abstract).
- Jin Fuquan, Wang Daoxuan, Li Shuangying, et al. 2001. A typical paleoalluvial fan, the Fenghuangtai Formation, in the Jurassic System at the north foot of the Dabieshan Mt. *Anhui Geology*, 11 (1): 1~8 (in Chinese with English abstract).
- Leeder M R, Gawthorpe R L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: Coward M P, Dewey J F, Hancock P I (eds). *Continental extension tectonics*. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 28: 139~152.
- Li Renwei, Jiang Maosheng, Li Zhong, et al. 1999. Carbon and Oxygen isotopic compositions of the marble conglomerates of Jurassic age in the northern margin of Dabie Mountains, China. *Acta Petrologica Sinica*, 15(4): 623~629 (in Chinese with English abstract).
- Li Shuangying, Yue Shucang, Wang Daoxuan, et al. 2002a. Age determining of Mesozoic strata in the north of Dabie Orogenic Belt. *Journal of Stratigraphy*, 26 (3): 178~186 (in Chinese with English abstract).
- Li Shuangying, Yue Shucang, Wang Daoxuan, et al. 2002b. Stratigraphic evidence of the exhumation and uplift of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Dabie Orogenic Belt: enlightenment from eclogite gravels in Maotanchang Formation. *Geological Review*, 48(4): 345~352 (in Chinese with English abstract).
- Li Shuangying, Wang Daoxuan, Liu Yin, et al. 2002c. Sedimentological response of Mesozoic alluvial depositional systems to tectonism in the source area on the northern margin of the Dabie orogenic belt. *Geological Bulletin of China*, 21(8~9): 541~546 (in Chinese with English abstract).
- Li Shuangying, Li Renwei, Wang Daoxuan, et al. 2004. A Study on depositional system of Early Cretaceous Heishidu Formation in the north margin of the Dabie Mountains. *Acta Sedimentologica Sinica*, 22(4) (in press) (in Chinese with English abstract).
- Mastalerz K, Wojewoda J. 1993. Alluvial-fan sedimentation along an active strike-slip fault: Plio-Pleistocene Pre-Kaczawa fan, SW Poland. Marzo M, Puigdefabregas C. Alluvial sedimentation. Special publication number 17 of the International Association of Sedimentologists. Blackwell scientific publications, Oxford London, 293~304.
- Miall A D. 1996. The geology of fluvial deposits. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 343~419.
- Olsen H, Larsen P H. 1993. Structural and climatic controls on fluvial depositional systems: Devonian, North-East Greenland. Marzo M, Puigdefabregas C. Alluvial sedimentation. Special publication number 17 of the International Association of Sedimentologists. Blackwell scientific publications, Oxford London. 401~423.
- Salvador A. 1994. 国际地层指南: 地层分类、术语和程序 (第二版, 中译本) 北京: 地质出版社, 2000, 25.
- Sang Longkang, Wang Renjing, Zhang Zeming, Wang Qiang, He Bin. 2000. Late Yangshanian granites in the Jiuzihe—Tiantangzhai area and uplift of the core of the Dabie orogenic belt. *Acta Geologica Sinica*, 74 (3): 234~246 (in Chinese with English abstract).
- Smith G A. 1986. Coarse grained volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 97, 1~10.
- Wang Daoxuan, Liu Yin, Li Shuangying, et al. 2001. The time limit of the exhumation of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Dabie Mountains: the discovery of eclogite gravels in the Late Jurassic conglomerates in the northern Dabie Mountains. *Chinese Science Bulletin*, 46(14): 1216~1220 (in Chinese).
- Wang Guosheng, Duan Xiang, Tan Yingjia. 1997. Stratigraphic features of Meso-Cenozoic in Anhui-Henan border area and basin's evolution. *Geoscience Journal of Graduate School, China University of Science*, 11 (2): 229~236 (in Chinese with English abstract).
- Wang Qinchun, Cong Bailin, Ma Li. 1997. Tectonic response of Hefei basin to the Dabie Orogenic Belt. *Chinese Science Bulletin*, 42(6):

575~580(in Chinese).

Xue Aimin, Jin Weijun, Yuan Xuecheng. 1999. Tectonic evolution of Hefei basin, northern dabe Mountain in the Mesozoic and the Cenozoic. *Geological Journal of China University*, 5(2): 157~163 (in Chinese with English abstract).

Yan Huaixue, Jin Fuquan, Lu Peiji, et al. 1988. A discussion on the boundary between the North and South China plates in north

Huaiyang region. *Oil & Gas Geology*, 9(2): 125~132 (in Chinese with English abstract).

Yang Weiran, Wang Guocan, Jiang Ping. 2000. Study on the tectono-chronology of the Dabie Orogenic Belt. Wuhan: China University of Geosciences Presss, 141 (in Chinese with English abstract).

Mesozoic Alluvial Deposition on the Southern Margin of the Hefei—Huangchuan Basin and Its Tectonic Implication

LI Shuangying¹⁾, WANG Daoxuan¹⁾, LIU Yin¹⁾, LI Renwei²⁾, MENG Qingren²⁾,
YUE Shucang¹⁾, JIN Fuquan¹⁾

1) *College of Natural Resources and Environmental Science, Hefei University of Technology, Hefei, 230009*

2) *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029*

Abstract

Mesozoic strata on the southern margin of the Hefei—Huangchuan basin, located in the north the Dabie orogenic belt, are divided into four Chronosomes. Chronosome I comprises the Lower Jurassic Fanghushan Formation and the lower part of the Middle—Upper Jurassic Yuantongshan Formation, which consist of depositional systems of braided rivers, meandering rivers and shore-shallow lacustrine, and is developed only at the east end of the Hefei basin. Chronosome II comprises the Middle—Upper Jurassic Sanjianpu and Zhuji Formations and the upper part of the Yuantongshan Formation, which consist of alluvial fans on their bottoms and braided rivers in the middle and upper parts. The water system was a transverse one crossing the orogenic belt in the early stage, while a longitudinal one paralleling the orogenic belt in the late stage. The nearly EW-trending Xinyang—Jinzhai—Shucheng Fault (XJSF) is the southern boundary of the sedimentation. Chronosome III comprises the early—stage lower Cretaceous Fenghuangtai, Duanji and Zhougongshan Formations. The first two formations consist of alluvial fans and the last one consists of braided rivers and overbank deposits. Coarse clasts progressed into the basin for a few kilometers. A transverse paleocurrent system is developed on the south margin of the basin while a longitudinal paleocurrent system is developed in the inner part of the basin. Chronosome IV comprises the late Lower Cretaceous Heishidu, Baidafan and Chenpeng Formations. The Xiaotian—Mozitan Fault (XMF) and Tongbai—Shangcheng Fault (TSF) are the south boundary of the depositional basin, and the faults are mainly extensional and strike-slip ones. In the east segment, there developed alluvial fans-fan delta at the early stage and deep-lake turbidites at the late stage. The study area uplifted and was unroofed in the Upper Cretaceous, but deposition was limited to the west of the Huangchuan basin. The nearly EW-trending longitudinal faults paralleling the orogenic belt such as XJSF, XMF and TSF controlled the southern boundary of the Chronosomes, and the transverse faults such as the NE-trending Tancheng—Lujiang Fault (TLF) and Shangcheng—Macheng Fault (SMF) control the lateral facies change of the Chronosomes. The deposition overlaps progressively from east toward west on the south margin of the Hefei—Huangchuan basin, which implies that exhumation of the Dabie Orogenic belt characterized by diachronism from east to west. The Chronosomes are restricted by TLF and SMF. TLF controlled the deposition in the Early Jurassic, which implies that the tectonic action did not come until the Early Jurassic.

Key words: depositional systems; chronosomes; tectonism; Mesozoic; Hefei—Huangchuan basins; Dabie orogenic belt