

# 燕山构造带凤山盆地早白垩世的沉积过程

张英利<sup>1)</sup>, 孟庆任<sup>2)</sup>, 渠洪杰<sup>3)</sup>

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037;

2) 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京, 100029;

3) 中国地质科学院地质力学研究所, 北京, 100081

**内容摘要:** 凤山盆地是燕山构造带内的一个早白垩世伸展盆地。盆地内沉积岩相和相组合的详细分析结果显示, 盆地内部发育不同的沉积相带, 并显示明显的空间变化。盆地北部和西部边缘以冲积扇砾岩和扇三角洲砂岩、砾岩沉积为主, 盆地中心为湖泊细粒沉积。古流向和物源恢复结果证明, 盆地沉积物主体来自北部和西部变质岩基底。盆地构造沉降和沉积过程主要受北缘和西缘张性断层的控制。断层下盘基底岩石的抬升与盆地边界正断层活动相关, 从而成为盆地主要的物源区。凤山盆地的演化可划分为3个阶段, 即早期火山喷发阶段、中期强烈断陷阶段和晚期填平阶段。

**关键词:** 燕山构造带; 早白垩世; 凤山盆地; 沉积过程

燕山构造带位于华北地块北缘, 是一个典型的陆内构造带(赵越, 1990; Chen, 1998)。对燕山构造带中生代的演化已进行了广泛的研究, 如构造变形(Davis et al., 2001a; 张长厚等, 2004; 徐刚等, 2006; 刘健等, 2007)、岩浆活动(陈义贤等, 1997; 朱大岗等, 1999; 李伍平等, 2002)及盆地构造(武法东等, 2000, Liu et al., 2004), 并取得了许多进展。尽管目前对侏罗纪构造环境存在争议(渠洪杰等, 2006; 孙立新等, 2007), 但多数研究认为燕山构造带在早白垩世处于张性构造环境, 发育与岩石圈伸展相关的岩浆活动(邵济安等, 2001; 李伍平等, 2002)、出现变质核杂岩(Webb et al., 1999; 马寅生等, 1999; Davis et al., 2002; Darby et al., 2004)以及发育典型的伸展盆地(Meng et al., 2003; Li et al., 2004; 张岳桥等, 2004)。凤山盆地是燕山构造带内地层保存较为完整的早白垩世盆地之一, 因此成为研究燕山构造带内早白垩世盆地沉积充填过程和盆地演化理想的地点。本次研究对凤山盆地的沉积岩相、相序以及沉积体系的空间演变进行了解剖, 同时结合对盆地边缘断层以及古流向和物源的分析, 试图阐明该盆地的沉积发展历史以及区域构造意义。

## 1 区域地质背景

凤山盆地在区域构造位置上位于丰宁-隆化断裂和大庙-娘娘庙断裂之间, 但盆地中生代时期的发展主要受北侧的丰宁-隆化断裂(FN-F)和西侧的朱首营-北湾断层(ZB-F)控制(图1)。盆地西侧和北侧以断层与太古宙的斑状混合岩接触, 东侧和南侧为太古宙的片麻岩、角闪岩和变粒岩及吕梁期和五台期的闪长岩。盆地呈东西向延展, 长15 km, 宽10 km, 面积约150 km<sup>2</sup>, 主要充填了下白垩统火山岩、火山碎屑岩和沉积岩。与周缘其他中生代盆地相比, 凤山盆地内中生代地层保存完整, 不仅沉积了正常陆源碎屑岩, 而且还发育火山碎屑岩和火山岩(图2)。依据《河北省岩石地层》(李声之, 1996), 凤山盆地早白垩世地层自下而上为张家口组、大北沟组和九佛堂组。张家口组主要由流纹岩、流纹质凝灰岩组成, 底部夹有安山岩, 与下伏地层呈断层接触或者角度不整合接触。大北沟组下段主要是紫红色火山碎屑岩和安山岩, 上段为灰绿色泥岩和砂岩, 并发育少量砾岩(图2)。九佛堂组主要由碎屑岩构成, 沉积厚度达1800 m, 根据岩性分为3段, 下段主要是灰黑色泥岩和页岩, 中段为灰黄色细砾岩, 上段

注: 本文为中国科学院知识创新工程项目(编号KZCS1-07-3)资助成果。

收稿日期: 2007-08-20; 改回日期: 2008-03-06; 责任编辑: 周健。

作者简介: 张英利, 男, 1979年生。博士, 现为 中国地质科学院矿产资源研究所博士后, 主要从事盆地构造和沉积学方面的研究。通讯地址: 100037, 北京西城区百万庄26号, 电话: 010-68999704; Email: yinglizh@126.com。

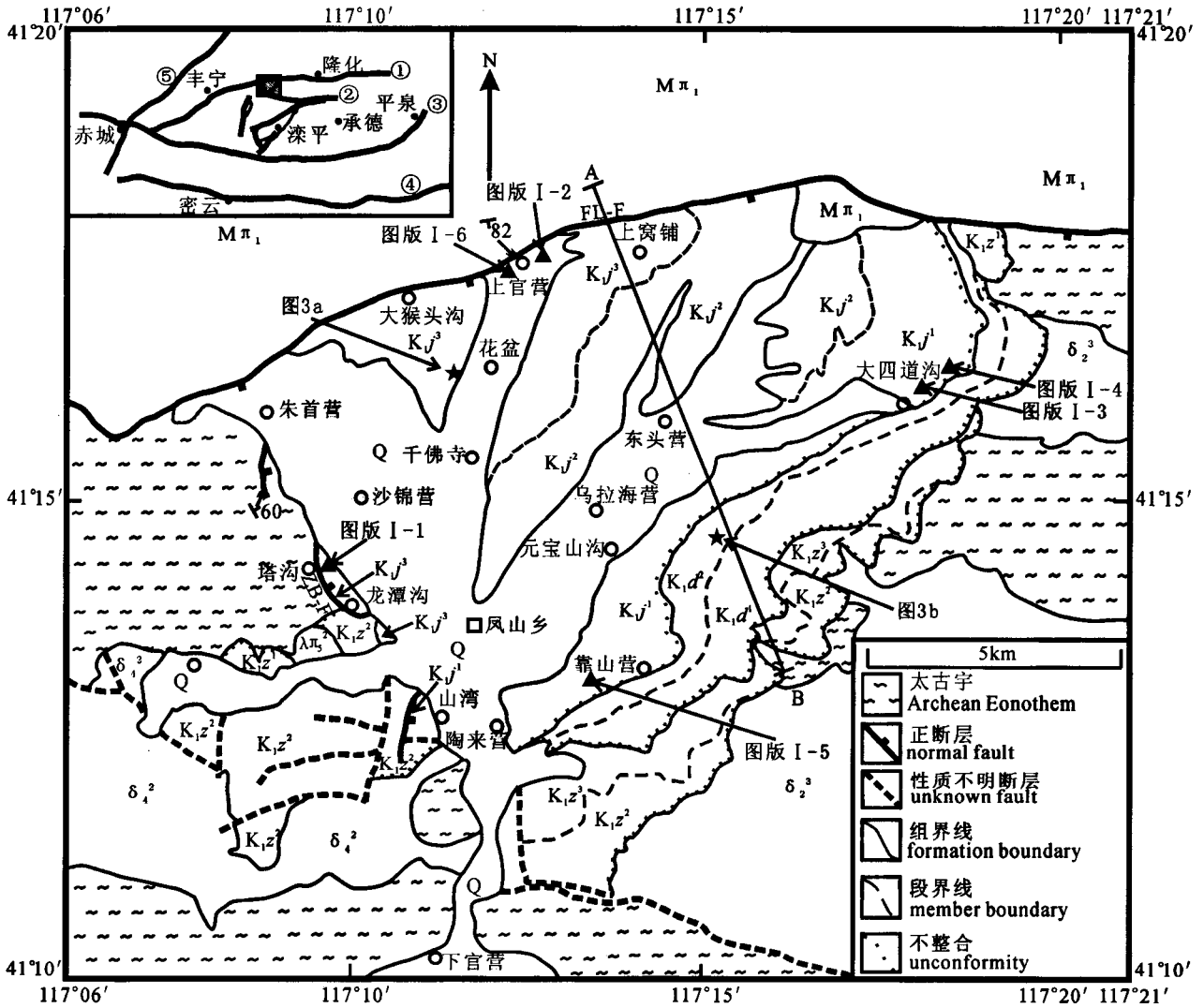


图 1 凤山盆地地质简图(据河北省地矿局(1987)●)

Fig. 1 Simplified geological map of the Fengshan basin in northern Hebei (modified from Bureau of Geology & Mineral in Hebei Province, 1987)

①—丰宁-隆化断层;②—大庙-娘娘庙断层;③—尚义-平泉断层;④—密云-喜峰口断层;⑤—上黄旗-乌龙岗断层;FL-F—丰宁-隆化断裂;ZB-F—朱首营-北湾断层;Mπ<sub>1</sub>—斑状混合岩;λπ<sub>2</sub>—流纹斑岩;δ<sub>2</sub><sup>1</sup>—吕梁期闪长岩;δ<sub>2</sub><sup>2</sup>—五台期闪长岩;K<sub>1</sub>z<sup>1</sup>—张家口组一段;K<sub>1</sub>z<sup>2</sup>—张家口组二段;K<sub>1</sub>z<sup>3</sup>—张家口组三段;K<sub>1</sub>d<sup>1</sup>—大北沟组一段;K<sub>1</sub>d<sup>2</sup>—大北沟组二段;K<sub>1</sub>j<sup>1</sup>—九佛堂组一段;K<sub>1</sub>j<sup>2</sup>—九佛堂组二段;K<sub>1</sub>j<sup>3</sup>—九佛堂组三段;Q—第四系;★—沉积剖面位置;▲—图版 I 中照片位置;A-B—横剖面

①—Fengning-Longhua fault; ②—Damiao-Niangniangmiao fault; ③—Shangyi-Pingquan fault; ④—Miyun-Xifengkou fault; ⑤—Shanghuangqi-Wulonggou fault; FL-F—Fengning-Longhua fault; ZB-F—Zhushouying-Beiwang fault; Mπ<sub>1</sub>—porphyritic migmatite; λπ<sub>2</sub>—rhyolitic porphyry; δ<sub>2</sub><sup>1</sup>—Lüliangian diorite; δ<sub>2</sub><sup>2</sup>—Wutaiian diorite; K<sub>1</sub>z<sup>1</sup>—lower member in Zhangjiakou Formation; K<sub>1</sub>z<sup>2</sup>—middle member in Zhangjiakou Formation; K<sub>1</sub>z<sup>3</sup>—upper member in Zhangjiakou Formation; K<sub>1</sub>d<sup>1</sup>—lower member in Dabegou Formation; K<sub>1</sub>d<sup>2</sup>—upper member in Dabegou Formation; K<sub>1</sub>j<sup>1</sup>—lower member in Jiufotang Formation; K<sub>1</sub>j<sup>2</sup>—middle member in Jiufotang Formation; K<sub>1</sub>j<sup>3</sup>—upper member in Jiufotang Formation; Q—Quaternary System; ★—location of profile; ▲—location of picture in Plate I; A-B—cross section

则主要是土黄色砾岩(图 2)。

## 2 沉积学分析

为了全面了解凤山盆地地下白垩统的沉积充填过程,我们对盆地不同部位的沉积剖面进行了野外测

量和岩相、相组合以及相序的综合研究。由于露头所限,下面仅对盆地内 2 条主要沉积剖面进行分析,即盆地南部元宝山沟大北沟组剖面、盆地中部花盆村九佛堂组剖面(图 3)。所用岩相术语和代号参考 Miall (1996)的方案(表 1)。

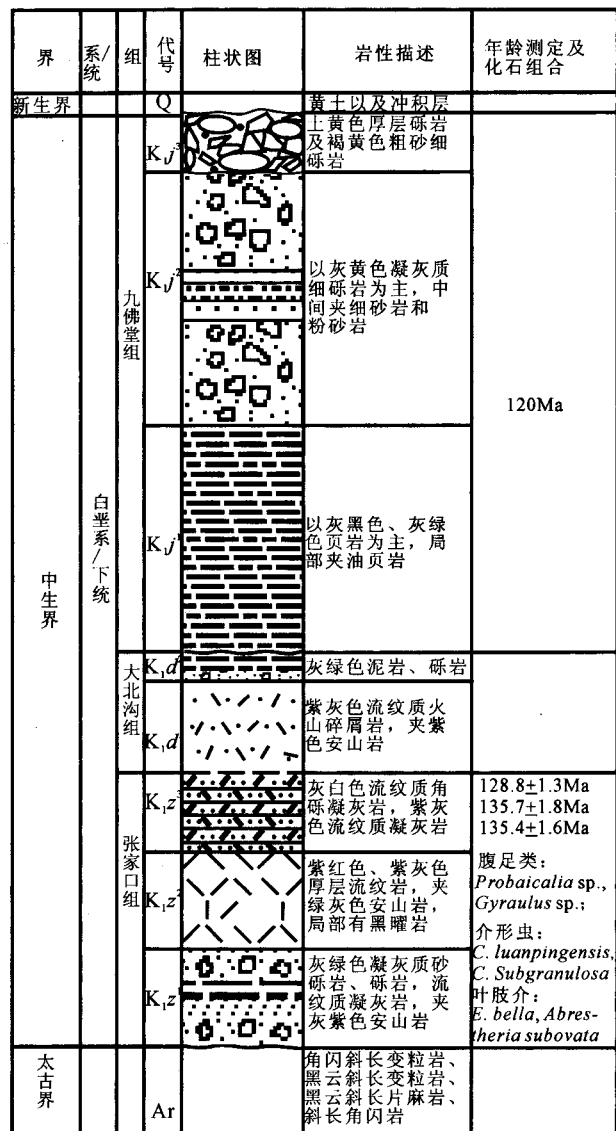


图 2 凤山盆地地层发育格架(据河北省地质矿产局, 1987; 柳永清等, 2003; He et al., 2004; Niu et al., 2004; 张宏等, 2005)

Fig. 2 Stratigraphic framework in Fengshan basin (after Bureau of Geology & Mineral in Hebei Province, 1987; Liu et al., 2003; He et al., 2004; Niu et al., 2004; Zhang et al., 2005)

表 1 岩相术语和代号

Table 1 Lithofacies nomenclature and symbols

岩相代号	名称	沉积构造	解释
Gmm	基质支撑砾岩	粒序不明显	碎屑流
Sp	板状交错层砂岩	板状交错层理	牵引流
Sm	块状砂岩		浊流
Fl	薄层粉砂岩、泥岩		
Fsm	粉砂岩、泥岩		

2.1 元宝山沟剖面(图 3a)

相组合 1 (FA): 由土黄色基质支撑砾岩(Gmm)

组成,成层性差。砾石成分以流纹岩为主。砾石分选较好,粒度为 4~8 cm,磨圆较好,呈次棱角状一次圆状。砾石颗粒无叠瓦状排列,内部不发育与牵引流有关的沉积构造。该相组合由碎屑流沉积而成。考虑到该相组合磨圆较好,属于远端扇沉积。

相组合 2 (FB): 由灰绿色基质支撑砾岩(Gmm)和灰绿色泥岩(Fl)组成。砾石分选差,磨圆较好,成分以流纹岩和花岗岩为主。砾岩底面平整,不具有叠瓦状排列,因此属于碎屑流沉积。灰绿色泥岩代表深水悬浮沉积。这两种岩相组合指示块状砾岩为水下重力流沉积。

相组合 3 (FC): 由灰黑色泥岩(Fl)组成,泥岩中发育水平层理,代表深水悬浮沉积或低密度浊流沉积(Lowe, 1982)。

元宝山沟沉积相序列和相组合特征显示,早期基质支撑砾岩为冲积扇沉积,水下环境沉积的砾岩和泥岩相组合(FB)代表了扇三角洲沉积,未见顶的厚层泥岩代表湖泊沉积。FC 与 FA 和 FB 之间指示一个退积过程,形成一个向上变细的正韵律。整个元宝山沟剖面指示沉积环境主要是冲积扇、扇三角洲和湖泊(图 3a)。

2.2 花盆村剖面(图 3b)

相组合 1 (FA): 由土黄色基质支撑砾岩(Gmm)组成,偶夹灰绿色板状交错层砂岩(Sp)。砾石成分主要为花岗岩和流纹岩,其他为石英岩等。分选较好,多数为 1~2 cm,磨圆差,呈棱角状。砾石具不明显的定向排列。砂岩(Sp)中发育交错层理说明牵引流对砂岩进行改造(Pickering et al., 1986)。该相组合指示冲积扇沉积,交错层砂岩属于冲积扇中辫状河道沉积。

相组合 2 (FB): 主要由灰绿色基质支撑砾岩(Gmm)、灰绿色粉砂岩和泥岩(Fl)组成,夹灰白色块状砂岩(Sm)。砾岩成分主要是流纹岩,分选较好,磨圆差,除不明显的叠瓦状排列外不发育其他牵引流沉积构造,表明由碎屑流沉积而成。泥岩中发育水平层理指示背景悬浮沉积。这两种岩相组合指示块状砾岩为水下重力流沉积。块状砂岩(Sm)显示正粒序指示浊流成因。

上述分析表明,相组合 FB 沉积物以砾岩和泥岩为主,反映水下重力流沉积,FA 由冲积扇砾岩构成,覆于 FB 之上。这种相序结构不仅说明 FA 与 FB 之间在成因上相互关联,而且指示了一个进积过程,形成了一个向上变粗的反韵律。整个花盆村剖面指示一个扇三角洲沉积环境(图 3b)。

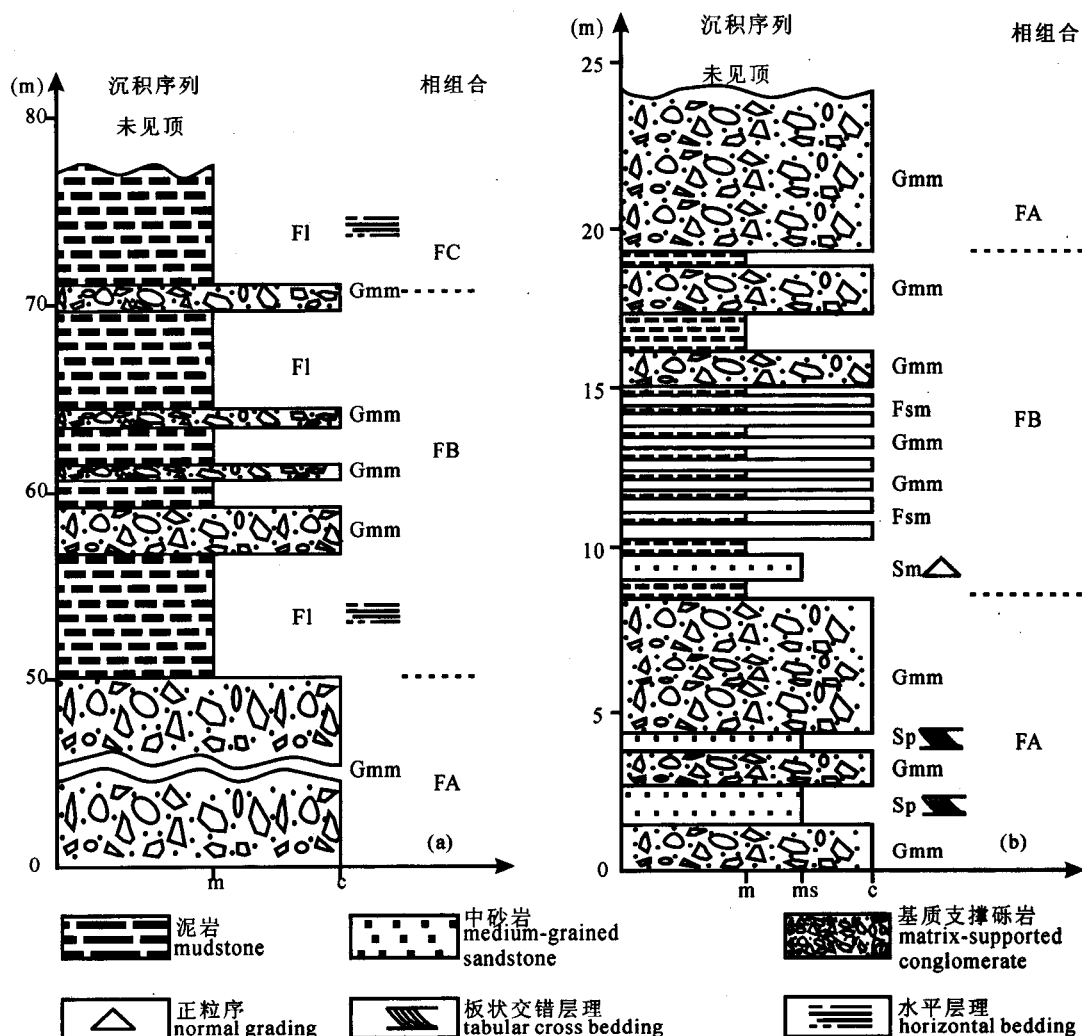


图3 凤山盆地大北沟组和九佛堂组沉积剖面图(剖面位置见图1)

Fig. 3 Profile of Dabeigou Formation and Jiufotang Formation in Fengshan basin

(refer to Fig. 1 for location of the measured section)

m—泥岩; ms—中砂岩; c—砾岩

m—Mudstone; ms—medium-grained sandstone; c—conglomerate

盆地西缘的龙潭沟、塔沟等(图版 I-1)以及盆地北缘的上窝铺、上官营(图版 I-2)等发育土黄色基质支撑砾岩,其成层性差,砾石成分以花岗岩为主,其次为流纹岩。砾石分选差,磨圆较好。砾石颗粒无叠瓦状排列,内部不发育与牵引流有关的任何沉积构造。该岩相由碎屑流沉积而成,形成于近源冲积扇。

盆地东缘大四道沟出露深灰色的泥岩和粉砂岩,指示深水沉积,发育大量包卷层理(图版 I-3)和同沉积断层(图版 I-4)。包卷层理可能由沉积物的液化所造成。在未变形岩层出现同沉积断层指示了伸展环境(Maltman, 1994)。

凤山盆地靠山营周围,九佛堂组主要为灰绿色、灰黑色页岩等细粒沉积物(图版 I-5),指示湖泊沉

积环境。

通过凤山盆地不同地区的相组合和沉积环境分析,并结合野外实际工作,认为凤山盆地九佛堂组的沉积环境主要为冲积扇、扇三角洲和湖泊,其沉积相分布有如下特点(图4):盆地北缘和西缘断层附近以砾岩沉积的冲积扇相为主,盆地中部以粉砂岩、泥岩沉积的湖相沉积为主,砾岩和灰绿色泥岩沉积构成的扇三角洲相位于二者之间。相带展布明显的不对称性,表明受盆地边界断层构造的控制(Mack et al., 1990)。

凤山盆地的大北沟组沉积相分布特点为(图4):沉积中心位于盆地的西部,沉积环境为湖泊,东部主要是冲积扇,扇三角洲相位于二者之间。

大北沟组和九佛堂组沉积相带表明,沉积中心

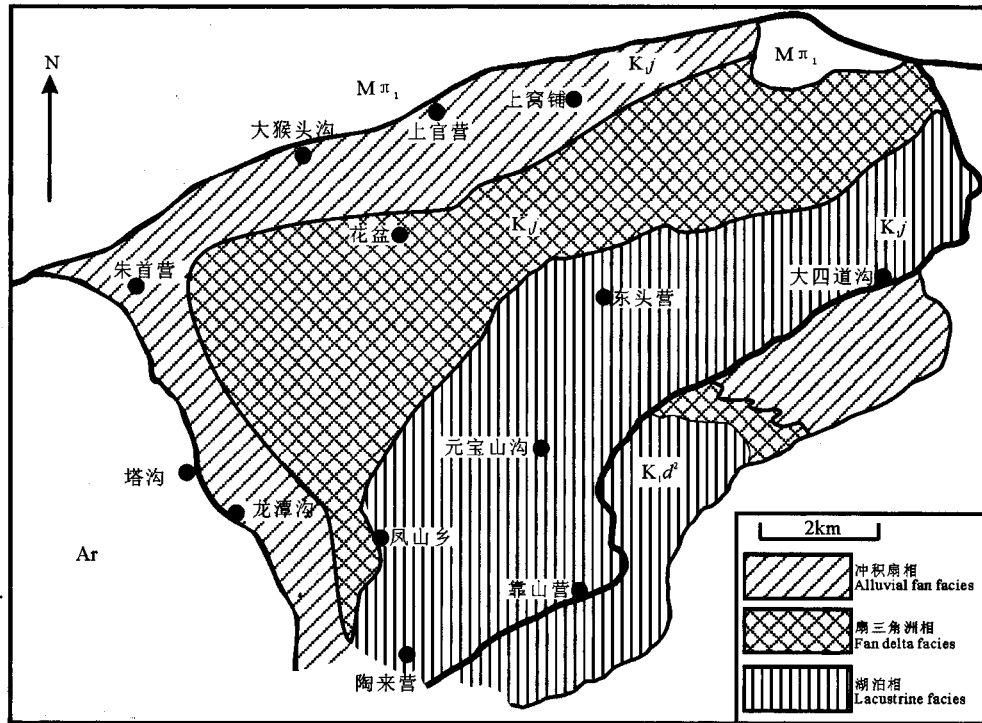


图 4 凤山盆地下白垩统相分布及沉积环境

Fig. 4 Lower Cretaceous facies distribution and sedimentary environments in Fengshan basin

向北逐渐迁移,反映了盆地边界断层的不同时期的活动强度差异。

### 3 盆地分析

#### 3.1 古流向

古水流方向数据主要是对叠瓦状砾石进行测量和校正而获得。图 5 是对凤山盆地不同地区古流向的恢复图。九佛堂组古流向大致可分为 2 组,一组大致向南,一组大致向东。在紧邻朱首营-北湾正断层附近的古水流方向向东南(图 5),说明那里的冲积扇和扇三角洲沉积受西部正断层的控制(图 4),沉积物主要来自于西部物源区;在紧邻丰宁-隆化正断层附近及盆地北部的古水流方向向南(图 5),反映那里的冲积扇和扇三角洲沉积受北缘丰宁-隆化断层的控制(图 4),沉积物主要来源于北侧。古水流显示,九佛堂组沉积物多数源于盆地北侧,而西侧仅为盆地的次要物源供给区。大北沟组的古水流数据较少,仅有一个,古水流方向指示南偏东方向。

#### 3.2 沉积物源性

物源分析在确定沉积物物源位置、性质及沉积物搬运路径,甚至在恢复整个盆地的沉积作用和构造演化等方面都具有重要意义。物源分析方法很多,但砾石成分是恢复物源区性质最为有效的方法。

凤山盆地九佛堂组的砾石成分及砾径具有如下特征(图 6):

(1)砾石成分以花岗岩和流纹岩为主,在靠近边界断层处即沉积层序上部的冲积扇沉积中,砾石以花岗岩和片麻岩为主,流纹岩的成分较少(图 6b、e)。沉积层序中下部砾石成分以流纹岩为主,其次为花岗岩(图 6a、c、d);砾石成分中的流纹岩主要来自于张家口组,而花岗岩和片麻岩则显然来自于太古宙地层。

(2)砾岩中流纹岩砾石的含量在不同的地区有所不同。对凤山盆地九佛堂组花盆村剖面(图 3b)下部(图 6c)和上部(图 6d)砾石成分含量的统计结果显示,上部流纹岩砾石含量减少,而花岗岩砾石含量增多。这一事实反映了物源区的削顶过程,即下盘不断抬升,首先剥蚀张家口组,然后为太古宙地层。

野外观察显示,在紧邻断层处砾石的磨圆度很差,砾石直径比较大。在靠近盆地沉积中心磨圆度则较好,砾石直径较小。据砾石成分、磨圆度、砾径和盆地古水流来看,本区的物源主要来自于断层的下盘,断层附近为近源堆积。

#### 3.3 盆地边缘断层

盆地北缘断层是丰宁-隆化断层,走向北东-北东东,上官营断层面(图版 I -6)倾向南东,倾角 82°。

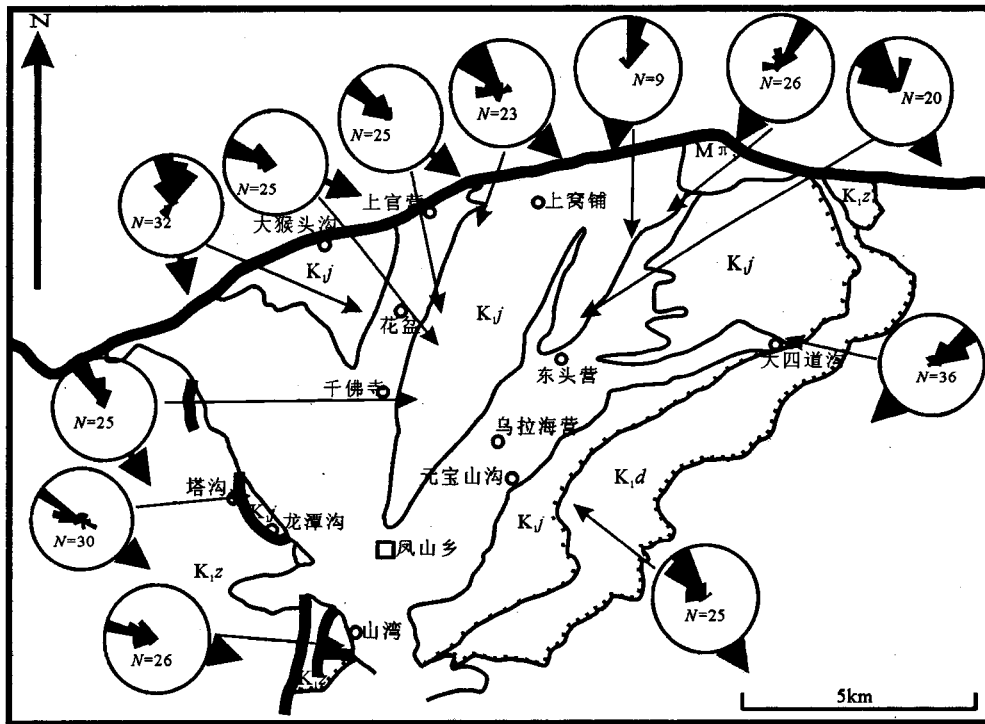


图5 风山盆地古流向恢复图(据砾石扁平面, N为统计个数)

Fig. 5 Paleo-current restoration in Fengshan basin (According to conglomerate flat face, N is statistical numbers)

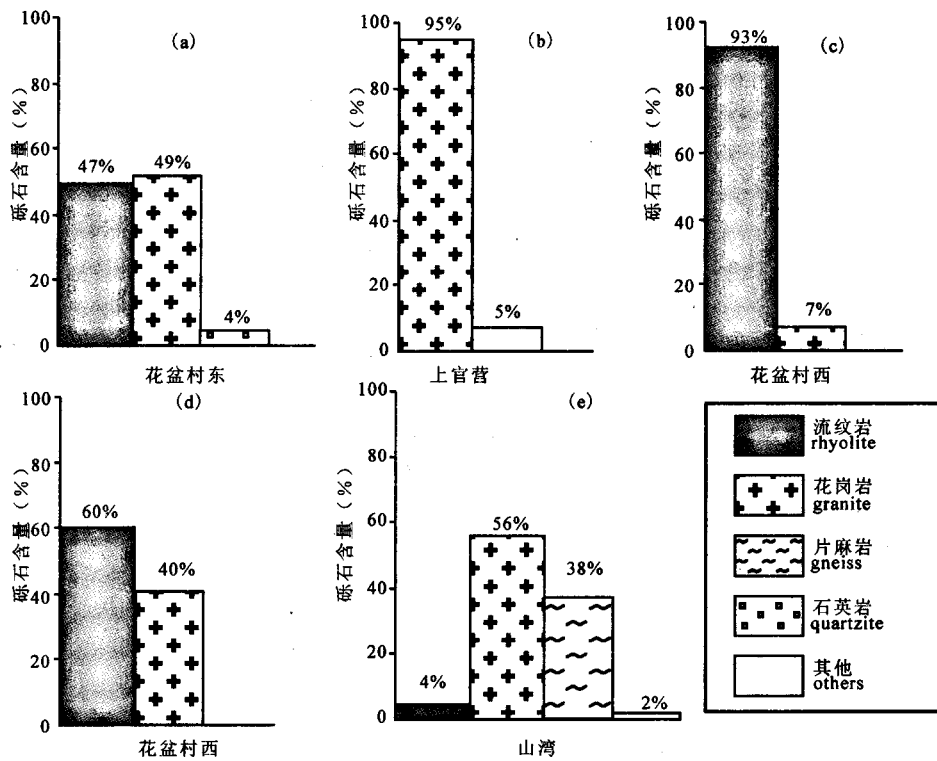


图6 风山盆地九佛堂组砾石成分变化平面图

Fig. 6 Conglomerate composition ichnography of Jiufutang Formation in Fengshan basin

隆化县断层面(图版 I-7)倾向南西, 倾角 88°。王国灿等(1992)、贾建称(1995)研究认为该断层是逆冲

断层。Davis (2001b)认为该断层是以三叠系为前渊沉积的向南逆冲的“未名逆冲断层”的反冲断层;

张长厚等(2004)认为该断裂为原始产状向北但倾向非常平缓的逆冲断层,目前出露的断层是北部结晶岩系向南逆冲的低角度逆冲断层变形的结果。根据上官营(图版 I-6)、隆化县(图版 I-7)及大猴头沟等露头处发育的擦痕、阶步和线理,判定丰宁-隆化断层为具有左旋走滑的正断层,而不是逆冲断层。断层活动时期构造运动强烈,并伴有岩浆喷发(图版 I-6)。

盆地西侧断层为朱首营-北湾断层,走向北西 30°,断层面倾斜北东,倾向 60°。根据朱首营村南断层面的擦痕及阶步判定该断层是正断层。

根据沉积相的空间分布、物源变化等分析,盆地北侧的丰宁-隆化正断层是盆地的主控断层,而西侧的朱首营-北湾正断层是盆地形成的次要断层。朱首营-北湾正断层可能属于释放断层(release fault)(Destro,1995;Destro et al.,2003),证据如下:①丰宁-隆化正断层为盆地主控断层,朱首营-北湾正断层为盆地形成次要断层;②从沉积过程的控制来看,丰宁-隆化正断层和朱首营-北湾正断层是同时期活动的,共同控制了当时盆地的沉积充填过程;③在丰宁-隆化断层发生左旋走滑伸展作用时,与其近于垂直的朱首营-北湾正断层必将发生伸展作用,控制了盆地西缘的边缘相碎屑沉积。

### 3.4 盆地沉积演化

凤山盆地早白垩世地层主要包括张家口组、大北沟组 and 九佛堂组。冀北、辽西的化石地层年代学表明(Niu et al.,2004;张宏等,2005),冀北和辽西地区均发育张家口组,时代为 128~135 Ma(图 2)。辽西地区不发育大北沟组,张家口组之上为义县组。

从张家口组与大北沟组(或义县组)上下地层的接触关系来看,冀北地区的大北沟组与辽西地区的义县组可以进行对比,其地质时代大体一致,形成于 122.9±0.3~128.2±0.8 Ma(Smith et al.,1995;陈义贤等,1997;Swisher et al.,1999;王松山等,2001;彭艳东等,2003;张宏等,2006)。冀北和辽西地区均发育九佛堂组,时代为 120 Ma(图 2)。张家口组和大北沟组(或义县组)火山岩在区域上广泛发育,指示早白垩世的火山作用并不仅仅限定在盆地之中。对早白垩世火山岩和花岗岩的岩石地球化学分析显示,它们形成于岩石圈伸展构造环境中(邵济安等,2001,2003;王晓蕊等,2005)。

与盆地周缘的滦平盆地对比发现(张英利等,2007),凤山盆地九佛堂组的岩性、沉积相带以及边界断层等与滦平盆地非常相似,因此其具有相似的沉积充填过程。第一阶段为前断陷阶段,发生火山喷发,形成张家口组流纹岩、流纹质凝灰岩和火山碎屑岩(图 7)。张家口组火山岩喷发之后,进入断陷阶段,接受大北沟组和九佛堂组碎屑岩沉积。张家口组与大北沟组之间的不整合代表了演化阶段的转换。

同断陷作用早期阶段( $K_1d^1$ ),仍发生岩浆喷发,形成火山碎屑岩(图 7)。在大北沟组晚期作用阶段( $K_1d^2$ ),受盆地边界断层控制,盆地呈明显的不对称。盆地相对较小,沉积了分布不广的大北沟组二段砂砾岩以及湖相泥岩(图 7)。九佛堂组沉积时( $K_1j^1$ 和  $K_1j^2$ ),伸展作用的继续导致丰宁-隆化断层和朱首营-北湾断层持续活动。凤山盆地主要受北缘丰宁-隆化张性断层和西缘朱首营-北湾断层的控制,沉积物的主体来自于断层下盘,基底岩石的抬升与张性断层下

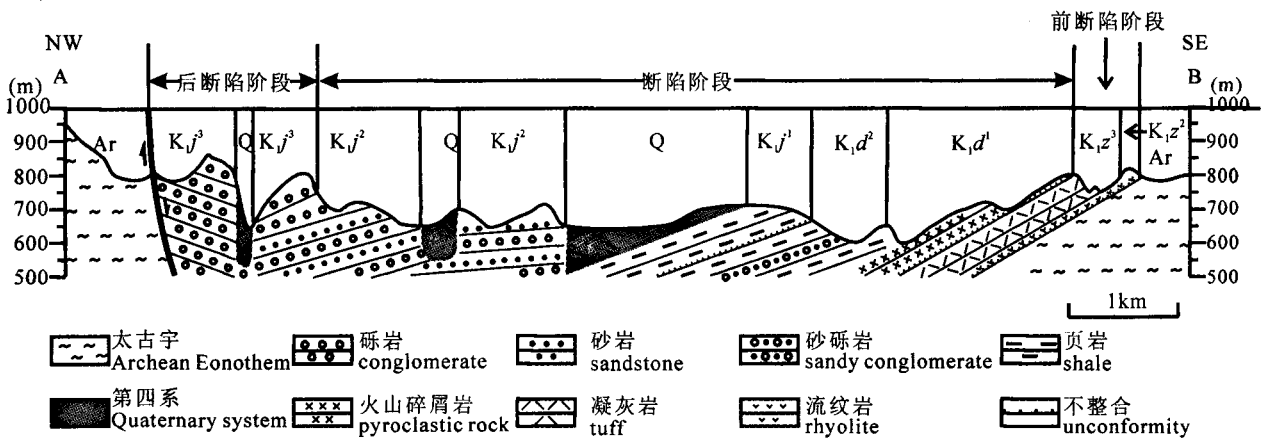


图 7 凤山盆地剖面图(剖面位置见图 1)

Fig. 7 Cross section diagram showing Early Cretaceous sedimentary development of the Fengshan Basin(Refer to Fig. 1 for location of cross section)

盘的翘升有关(Leeder et al., 1987)。下盘首先剥蚀最顶部的张家口组火山岩, 然后开始剥蚀下部的前寒武纪变质岩。边缘断层的活动直接控制了盆地北部和西部冲积扇和扇三角洲体系的发育, 并在盆地中心形成深水湖泊的细粒沉积物(图7)。

第三阶段为后断陷阶段( $K_1j^3$ ), 湖盆开始萎缩, 区域上大规模的沉积作用趋于结束。区域构造环境由伸展逐渐转变为挤压, 太古宙地层遭受剥蚀, 形成以基底变质岩为主的冲积扇砾岩, 并遍布整个盆地(图7)。

根据以上分析, 凤山盆地表现为一个不对称的半地堑盆地。考虑到盆地同时受到北侧和西侧断裂的控制, 我们认为凤山盆地是在左旋张扭的构造环境下形成和发展的。盆地的形成时间、构造样式以及沉积充填序列与北侧的二连盆地、海拉尔盆地非常相似(Meng et al., 2003), 指示了燕山构造带早白垩世盆地可能与北侧其他盆地是一个整体, 只是燕山构造带后期发生抬升, 使其表现为一个相对独立的构造带。

## 4 结论

早白垩世凤山盆地的的发展经历了3个发展阶段, 即早期火山喷发阶段, 中期强烈断陷阶段和晚期填平阶段。盆地北部和西部边缘以冲积扇砾岩和扇三角洲砂、砾岩沉积为主, 盆地中心为湖泊细粒沉积。盆地沉积物主体来自于北部和西部的变质岩基底, 盆地基底抬升应与边界正断层的活动相关, 成为盆地的主要物源区。凤山盆地不仅保存了内部湖泊沉积体系, 而且也保存了近源沉积体系, 完好地展示了早白垩世盆地的原貌。

**致谢:** 本文野外研究过程中得到了胡健民研究员的指导。审稿人对本文提出了很好的建设性修改意见, 使本文得以完善, 在此对他们表示诚挚的谢意。

## 注 释

- ① 河北省地质矿产局. 1987. 1/5万凤山幅(K-50-130-A)和太平庄幅(K-50-103-B)区域地质调查报告及附图。

## 参 考 文 献

- 陈义贤, 陈文奇, 周新华, 等. 1997. 辽西及邻区中生代火山岩一年代学、地球化学和构造背景. 北京: 地震出版社, 10~210.
- 贾建称. 1995. 冀北丰宁-隆化深断裂带的基本特征和演化历史. 河北地质学院学报, 18(4): 334~340.
- 李声之. 1996. 河北省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社, 74~108.
- 李伍平, 李献华, 路凤香, 等. 2002. 辽西早白垩世义县组火山岩的地质特征及其构造背景. 岩石学报, 18(2): 193~204.
- 刘健, 赵越, 柳小明, 等. 2007. 燕山褶皱带下板城盆地杏石口组沉积特征及其构造意义. 岩石学报, 23(3): 639~654.
- 柳永清, 李佩贤, 田树刚. 2003. 冀北滦平晚中生代火山碎屑(熔)岩中锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及地质意义. 岩石矿物学杂志, 22(3): 237~244.
- 马寅生, 崔盛芹, 吴淦国, 等. 1999. 医巫闾山变质核杂岩构造特征. 地球学报, 20(4): 385~391.
- 彭艳东, 张立东, 陈文, 等. 2003. 辽西义县组火山岩 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ -K-Ar 法年龄测定. 地球化学, 32(5): 427~435.
- 渠洪杰, 孟庆任, 张英利. 2006. 燕山构造带承德地区晚侏罗世盆地火山-沉积地层充填过程和构造演化. 地质通报, 25(11): 1326~1337.
- 邵济安, 张履桥, 魏春景, 等. 2001. 北京南口中生代双峰式岩墙群的组成及其特征. 地质学报, 75(2): 205~212.
- 邵济安, 张履桥, 储著银. 2003. 冀北早白垩世火山-沉积作用及构造背景. 地质通报, 22(6): 384~390.
- 孙立新, 赵凤清, 王惠初, 等. 2007. 燕山地区土城子组划分, 时代与盆地性质探讨. 地质学报, 81(4): 445~453.
- 王国灿, 谭应佳, 王方正. 1992. 冀北崇礼-赤城大断裂的多相逆冲——兼论内蒙地轴隆升的构造制约因素. 地球科学, 17(6): 621~630.
- 王松山, 胡华光, 李佩贤, 等. 2001. 再论辽西四合屯脊椎动物生存时代: Ar-Ar 年龄证据. 岩石学报, 17(4): 663~668.
- 王晓蕊, 高山, 柳小明, 等. 2005. 辽西四合屯早白垩世义县组高镁安山岩的地球化学: 对下地壳拆沉作用和 Sr/Y 变化的指示. 中国科学(D辑), 35(8): 700~709.
- 武法东, 陈永进, 李寅, 等. 2000. 河北滦平盆地构造演化及对扇三角洲发育的控制作用. 现代地质, 14(2): 179~184.
- 徐刚, 赵越, 高锐, 等. 2006. 燕山褶皱带中生代盆地变形—板内变形过程的记录——以下板城、承德—上板城、北台盆地为例. 地球学报, 27(1): 1~12.
- 张长厚, 吴淦国, 徐德斌, 等. 2004. 燕山板内造山带中段中生代构造格局与构造演化. 地质通报, 23(9~10): 864~875.
- 张宏, 柳小明, 张晔卿, 等. 2005. 冀北滦平—辽西凌源地区张家口组火山岩顶、底的单颗锆石 U-Pb 测年及意义. 地球科学, 30(4): 387~401.
- 张宏, 柳小明, 袁洪林, 等. 2006. 辽西凌源地区义县组下部层位的 U-Pb 测年及意义. 地质论评, 52(1): 63~71.
- 张英利, 渠洪杰, 孟庆任. 2007. 燕山构造带滦平早白垩世盆地沉积过程和演化. 岩石学报, 23(3): 667~678.
- 张岳桥, 赵越, 董树文, 等. 2004. 中国东部及邻区早白垩世裂陷盆地构造演化阶段. 地学前缘, 11(3): 123~133.
- 赵越. 1990. 燕山地区中生代造山运动及构造演化. 地质论评, 36(1): 1~13.
- 朱大岗, 吴珍汉, 崔盛芹, 等. 1999. 燕山地区中生代岩浆活动特征及其与陆内造山作用关系. 地质论评, 45(2): 163~172.
- Chen A. 1998. Geometric and kinematic evolution of basement-cored structures; intraplate orogenesis within the Yanshan orogen, northern China. Tectonophysics, 292: 17~42.
- Darby B J, Davis G A, Zhang X H, et al. 2004. The newly discovered Waziyu metamorphic core complex, Yiwulu Shan, western Liaoning Province, Northwest China. Earth Science Frontiers, 11: 145~155.
- Davis G A, Zheng Y D, Wang C, et al. 2001a. Mesozoic tectonic evolution of the Yanshan fold and thrust belt, with emphasis on Hebei and Liaoning provinces, northern China. Geological Society of American Memoir, 194: 171~197.



- Davis G A, Zheng Y D, Zhang C H, et al. 2001b. The Mesozoic Fengning-Longhua and Jiaoqier fault zones, North China: new interpretations of controversial structures. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 33(3): A49.
- Davis G A, Darby B, Zheng Y D, et al. 2002. Geometric and temporal evolution of an extensional detachment fault, Hohhot metamorphic core complex, Inner Mongolia, China. *Geology*, 30: 1003~1006.
- Destro N. 1995. Release fault: A variety of cross fault in linked extensional fault systems, in the Seigipe-Alagoas Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 17: 615~629.
- Destro N, Szatmari P, Alkmim F F, et al. 2003. Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Recôncavo rift, northeast Brazil. *AAPG Bulletin*, 87: 1123~1144.
- He H, Wang X, Zhou Z, et al. 2004. Timing of the Jiufotang Formation (Jehol Group) in Liaoning, northeast China, and its implications. *Geophysical Research Letters*, 31, doc: 10.1029/2004GL019790.
- 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 L, eds. *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society Special Publication, 28: 139~152.
- Li Z, Liu S F, Zhang J F, et al. 2004. Typical basin-fill sequences and basin migration in Yanshan, North China—Response to Mesozoic tectonic transition. *Science in China(D)*, 47: 181~192.
- Liu S F, Li Z, Zhang J F. 2004. Mesozoic basin evolution and tectonic mechanism in Yanshan, China. *Science in China(D)*, 47 (Supp. II): 24~38.
- Lowe D. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279~297.
- Mack G H, Seager W R. 1990. Tectonic control on facies distribution of the Camp Rice and Palomas Formations (Pliocene-Pleistocene) in the southern Rio Grande rift. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 45~53.
- Maltman A. 1994. *The geological deformation of sediments*. London: Chapman & Hall, 95~125.
- Meng Q R, Hu J M, Jin J Q, et al. 2003. Tectonics of the late Mesozoic wide extensional basin system in the China—Mongolia border region. *Basin Research*, 15: 397~415.
- Miall A. 1996. *The geology of fluvial deposits-sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Berlin: Springer-Verlag, 99~130.
- Niu B G, He Zh J, Song B, et al. 2004. SHRIMP geochronology of volcanics of the Zhangjiakou and Yixian Formations, northern Hebei Province, with a discussion on the age of the Xing'anling Group of the Great Hinggan Mountains and volcanic strata of the southeastern coastal area of China. *Acta Geologica Sinica(English edition)*, 78: 1214~1228.
- Pickering K, Stow D, Waton M, et al. 1986. Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews*, 23: 75~174.
- Smith P E, Evensen N M, York D, et al. 1995. Dates and rates in ancient lakes:  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  evidence from an Early Cretaceous age for the Jehol Group, northeast China. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32: 1426~1431.
- Swisher C C, Wang Y L, Wang X L, et al. 1999. Cretaceous age for the feathered dinosaurs of Liaoning, China. *Nature*, 400: 58~61.
- Webb L E, Graham S A, Johnson C L, et al. 1999. Occurrence, age, and implications of the Yagan-Onch Hayrhan metamorphic core complex, southern Mongolia. *Geology*, 27: 143~146.

## Early Cretaceous Depositional Process of the Fengshan Basin in Yanshan Structural Belt

ZHANG Yingli<sup>1)</sup>, MENG Qingren<sup>2)</sup>, QÜ Hongjie<sup>3)</sup>

1) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;*

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

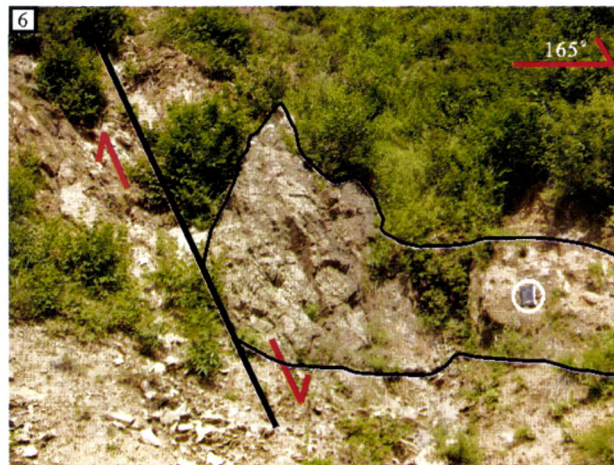
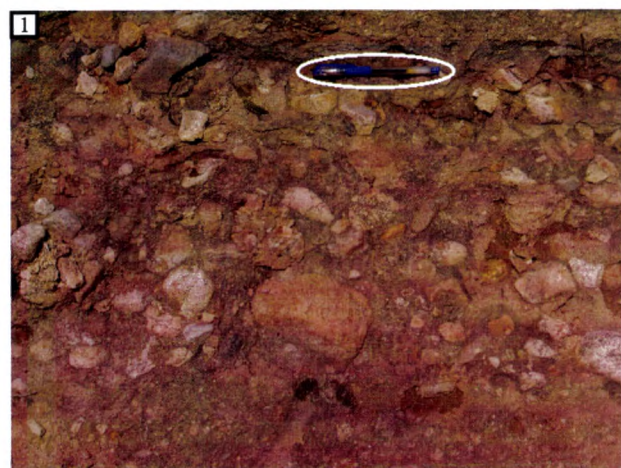
3) *Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100081*

### Abstract

The Fengshan basin is a well-preserved extensional basin in the Yanshan structural belt. There exist various sedimentary lithofacies that show obvious spatial variation. Alluvial fan and fan delta sedimentation dominated proximal areas of the northern and western basin margin, while fine-grained lacustrine sediments were prevalent in the basin centre. Sediments were demonstrated to have mainly come from metamorphic basements on the north and west. Tectonic subsidence and sedimentation were primarily controlled by the northern and western basin border faults. Uplift of base rocks of the footwall was due to the tilting of border faults and became main provenance areas. Sedimentary evolution of the Fengshan Basin can be divided into three stages; the first stage is featured by vigorous volcanic eruptions, the second by extensional subsidence and the third by sediment infilling.

**Key words:** Yanshan structural belt; Early Cretaceous; Fengshan basin; sedimentary process





1. 塔沟冲积扇砾岩, 圆珠笔(15 cm)为比例尺。
2. 上官营冲积扇砾岩, 榔头(35 cm)为比例尺。
3. 大四道沟包卷层理, 硬币(直径2 cm)为比例尺。
4. 大四道沟同沉积正断层, 硬币(直径2 cm)为比例尺。
5. 靠山营灰黑色泥岩, 榔头(35 cm)为比例尺。
6. 丰宁-隆化断层, 黑色曲线为火山碎屑岩, 箭头代表断层运动方向, 记录本(12.5 cm×18.5 cm)为比例尺。
7. 断层面及擦痕指示的断层运动方向, 榔头(35 cm)为比例尺。