

西秦岭造山带泥盆纪沉积地质学和动力沉积学研究:西秦岭南带泥盆纪裂陷槽盆地、摩天岭地体沉积特征和盆地格局

杜远生

(中国地质大学 武汉)

〔内容提要〕 南秦岭裂陷槽位于中秦岭微板块和摩天岭地体之间。本文根据裂陷槽盆地三河口群和摩天岭地体泥盆系沉积学研究,结合火山作用和生物古地理的研究,探讨该区泥盆纪的盆地格局。三河口群以深水盆地和陆棚沉积为主,内夹拉斑玄武岩和硷性玄武岩,岩石化学和稀土元素的分配型式都反映其处于裂陷槽盆地背景。生物古地理分异也指示裂陷槽盆地的存在。摩天岭地体泥盆系为滨岸—陆棚碎屑岩和陆棚—缓坡碳酸盐沉积,其为扬子板块北部大陆边缘的一部分。

关键词: 秦岭造山带 泥盆系 沉积地质学 裂陷槽盆地

南秦岭三河口裂陷槽位于中秦岭微板块和摩天岭地体之间,其以勉略蛇绿岩为特征,代表曾经存在到三叠纪早期消失的古洋盆(张国伟,1995)。该洋盆的形成和消亡历史还存在不同认识(杨宗让、胡永祥,1990),其主要原因在于卷入蛇绿混杂岩的地层时代不清、蛇绿岩侵位的时间及其伴生的火山岩的时代尚未确定。位于裂陷槽西段的略阳—康县—南坪一带泥盆系以深水盆地和深浅海沉积为主,内夹中基性和碱性火山岩,与相邻南北两区泥盆系具有显著差别,反映泥盆纪时期该裂陷槽正处于加剧开裂期。裂陷槽南邻的摩天岭地体(文县构造沉积区),泥盆系以滨岸—陆棚碎屑岩和缓坡—陆棚碳酸盐沉积为主,与武都区泥盆系的生物古地理分异也指示了该期三河口裂陷槽的存在。

1 三河口裂陷槽泥盆系的沉积特征

三河口裂陷槽泥盆系隶属西秦岭三河口构造地层小区和构造沉积区(杜远生,1995,表1、图1),以木瓜园—天池—迭部断裂为北界与武都区分隔,以汤卜沟—月亮坝—南坪断裂与文县区分隔。区内泥盆系统称三河口群(杨祖才,1991),可分东、中、西三段:东段略阳—康县一带的三河口群以变质细碎屑岩、泥质岩和结晶灰岩为主,内夹变质火山岩和火山碎屑岩;中段武都三河口到文县中路河之间的三河口群为变质细碎屑岩、泥质岩和结晶灰岩,基本不夹火山岩;西段南坪塔藏、隆康一带的三河口群为结晶灰岩、硅质条带灰岩、放射虫硅质岩及粉砂岩和板岩,内夹中基性和中酸性火山岩、火山碎屑岩。东、中段三河口群中获得较多的珊瑚及层孔虫化石,其时代认为属泥盆统一艾菲尔阶(杨祖才,1991),但该区北缘断裂带断片中也发现中上泥盆统化石,如陕西郭镇—木瓜园一带见 *Disphyllum irregulare*,天池捉鱼沟见 *Disphyllum* sp. 等(据杨祖才,1993 函告),因此该区可能包括有吉维阶—上泥盆统地层,并

为后期构造破坏而保存不全。西段隆康、塔藏一带泥盆系含上泥盆统法门阶牙形石,如 *Pal-matolepis gracilis sigmoidalis*, *Pa. marginijera*, *Bispathodus stabilis* 等,时代属法门期无疑(赖旭龙等,1993,出版中)。因此,虽然三河口群受构造强烈破坏而发育不全,但其基本上保存了泥盆系的完整地层序列。

三河口群是秦岭泥盆系现存确凿含火山岩和火山碎屑岩的地层。根据对略阳金家河、文县桥头、屯寨、天池一带三河口群的研究,可将其分为以下沉积体系。

1.1 较深水盆地沉积体系(下泥盆统)

该沉积体系见于文县桥头、屯寨一带的张家坝组和屯寨组,其主要岩性有两大类:一是暗灰色泥质板岩、千枚岩类;二是暗灰色薄层板状及中厚层泥状灰岩类,局部夹泥质粉砂岩。剖面上受强烈变形变质和重结晶影响破坏了原始的沉积特征。因此粗略地分为以下岩相类型:

1.1.1 暗灰色泥质岩相

其为下泥盆统张家坝组到屯寨组的主要岩相类型,约占两组地层厚度的 85% 以上。泥质岩多呈深灰到灰黑色,变质之后可成灰褐色,原始沉积层多受构造、变质影响而难以恢复,但也可见中厚层到薄层状岩层。部分薄片镜下观察表明其矿物成分为粘土质和绢云母。个别岩层中保存水平纹理反映可能为较深水盆地的静水沉积。

1.1.2 暗灰色薄板状灰岩和韵律状灰岩、板岩相

该岩相一般出露较少,作为夹层夹持在板岩中。岩石成深灰色,薄板状为主,层厚 1—3cm 为多,也见薄透镜状。主要矿物成分为方解石,占 95% 以上,少量泥质和碳质。方解石受重结晶影响成细到粉晶状。内部均一,无颗粒或残余颗粒显示,均质或水平层理。极个别薄片中含少量的生物碎片,主要有腕足、腹足碎片和海百合茎。破碎强烈,为异地搬运而来。推测为较深水盆地的碳酸盐沉积。

1.1.3 深灰—灰色中薄层泥晶灰岩相

该灰岩一般为十余米或数十米的岩层组夹在板岩中,剖面上多次出现,可能为断层重复所致。岩石为深灰到灰色,中薄层为主,主要矿物成分为方解石(95% 以上)及少量泥质和碳质。重结晶后呈细晶和粉晶结构。均质层理为主,也见水平层理。岩石薄片一般不含生物或生物碎屑,个别薄片极少钙球和生物碎片。也为较深水盆地沉积。

1.2 陆棚碳酸盐沉积体系(中、上泥盆统)

该沉积体系见于文县洋汤寨到天池之间,以中厚层结晶灰岩为主,夹泥质条带灰岩和钙质粉砂岩。可分为以下岩相类型:

1.2.1 暗灰色中厚层灰岩相

该灰岩多具深灰到灰色,中厚层到厚层状,局部成巨厚层状。岩石中主要矿物成分为方解石,现结晶成粉晶到细晶状。未见颗粒或残余颗粒,推测原岩为泥状灰岩。灰岩中多为均质层理,少数具水平层理,除个别薄片含极少的藻斑点外,未见其它生物。推测为陆棚环境的碳酸盐沉积。

1.2.2 灰色钙质粉砂岩相

局部发育,夹在天池组下部灰岩之中。岩石成深灰色中厚层状,主要矿物成分为石英,含量 50—60%,成棱角状,绢云母 10—15% 左右,其它均为泥质和钙质胶结物,杂基支撑,岩石中具水平层理。推测也为陆棚浅海沉积。

1.3 火山岩沉积

三河口构造沉积区的火山岩沉积见于东段康县一带及西段南坪一带。西段南坪一带法门期火山岩未曾研究,现仅将东段康县—略阳一带的火山岩予以简述:

位于陕甘边界康县—略阳一带的三河口群以火山岩、火山碎屑岩和细碎屑-泥质岩为特征。略阳金家河剖面的三河口群可分为上、中、下三个岩组:下岩组火山岩分布在郭镇北一带,厚 200m 左右,主要为安山岩、安山质凝灰岩和酸性凝灰岩;中岩组火山岩厚度逾千米,在康县西北侧和陕西境内均有发育,主要由中基性熔岩、凝灰岩—中酸性凝灰岩多个旋回组成;上岩组以酸性凝灰岩为主,厚度近千米,主要见于陕西境内,其主要岩石类型包括:

1.3.1 熔岩类

绿帘绿泥片岩:岩石具灰绿色,片状构造,变余交织结构,花岗鳞片变晶结构,岩石由平行排列的绿泥石(>50%)、绿帘石(10%)、石英(30%)、长石(<10%)的变晶微粒组成。石英及长石(斜长石)微粒集合体常显示原岩中斜长石板条晶形及半定向分布特征,从而使岩石又具有变余交织结构特征。

蓝闪绿帘阳气片岩:岩石具灰绿色,片状构造,花岗鳞片变晶结构,岩石由阳气石(30%)、绿泥石(<10%)、绿帘石(>10%)、石英(<35%)、斜长石(<10%)、蓝闪石(5%)等组成,阳气石、蓝闪石为纤状或鳞片状变晶,绿泥石呈平行排列,石英及斜长石为粒径约 0.1mm 以上的它形变晶颗粒,岩石中暗色矿物大于浅色矿物,且为大致相同分布。

1.3.2 火山碎屑岩类

变英安质凝灰岩:岩石为花岗鳞片变晶结构、变余晶屑凝灰结构,岩石已变质,主要由石英、长石、绿泥石及黝帘石等矿物组成,并具片状特征,但保留有变余晶屑凝灰结构,晶屑为长石、石英。长石为板状条状,解理及双晶都很发育。基质部分石英呈粒状,呈拉长定向排列,绿泥石为鳞片状,亦呈定向排列,黝帘石及绿帘石呈粒状。

另外还发育有凝灰质板岩、凝灰质千枚岩等,这里不再叙述。

经 CIPW 标准矿物图解和火山岩酸度、碱度系列组合图解(见甘肃区调队,1990)投点证明:绿帘绿泥片岩为拉斑玄武岩,变英安质凝灰岩为石英粗安山岩,蓝闪绿帘阳起石片岩为碱性玄武岩。

根据三河口群变质火山岩岩石化学和稀土元素分配型式进行构造环境判别表明:三河口群玄武岩 K_2O 、 TiO_2 、 P_2O_5 和 Sm、Ce、Y、Yb 丰度与 Pearce(1982)对比表对照(表 1),最接近的主要为板内拉斑玄武岩和碱性玄武岩,个别接近洋中脊和火山弧玄武岩。 TiO_2 —

表 1 不同构造环境玄武岩元素丰度(Pearce, 1982)和三河口群玄武岩元素丰度对比表
Table 1 Comparison of the element abundances of the basalts in different tectonic settings
(after Pearce, 1982) with those in the Sanhekou Group

	洋中脊		板内		火山弧			标准洋 中—脊	三河口群
	A	B	A	B	A	C	D		
K_2O	0.20	(0.51)	(0.5)	(1.5)	0.43	0.94	2.52	0.15	1.4
TiO_2	1.44	1.39	2.23	2.90	0.84	0.98	0.94	2	1.07
Sm	3.26	3.83	5.35	8.87	1.89	3.78	4.86	3.3	5.02
P_2O_5	0.12	0.18	0.25	0.64	0.08	0.19	0.44	0.12	0.30
Ce	11.0	23.3	31.3	96.8	6.94	29.3	50.2	10	33.28
Y	33	25	26	25	17	22	22	30	13.44
Yb	3.22	2.63	2.12	0.89	1.95	2.31	2.55	3.4	1.18

A. 拉斑玄武岩; B. 碱性玄武岩; C. 钙碱性玄武岩; D. 钾玄武岩

$K_2O-P_2O_5$ 和 $TiO_2-10MnO-10P_2O_5$ 判别图显示其主要形成于板内或洋中脊的拉斑玄武岩和碱性玄武岩。 $Zr/Y-Zr$ 图解除两个点落入图外,其余 3 个点分别落入板内玄武岩和洋中脊拉斑玄武岩(图 1)。稀土元素分配型式对比(图 2)表明,三河口群玄武岩接近于洋岛型拉斑玄武岩和碱性玄武岩,而与岛弧拉斑玄武岩不同。从上述分析可以看出,三河口群火山岩形成于裂陷的背景条件下,与勉略带挤压型的岛弧型蛇绿岩(Xu J. F. 等, 1994)构造背景不同,二者为不同构造阶段的产物。因此,三河口群火山岩代表了南秦岭裂陷小洋盆的岩浆作用信息。

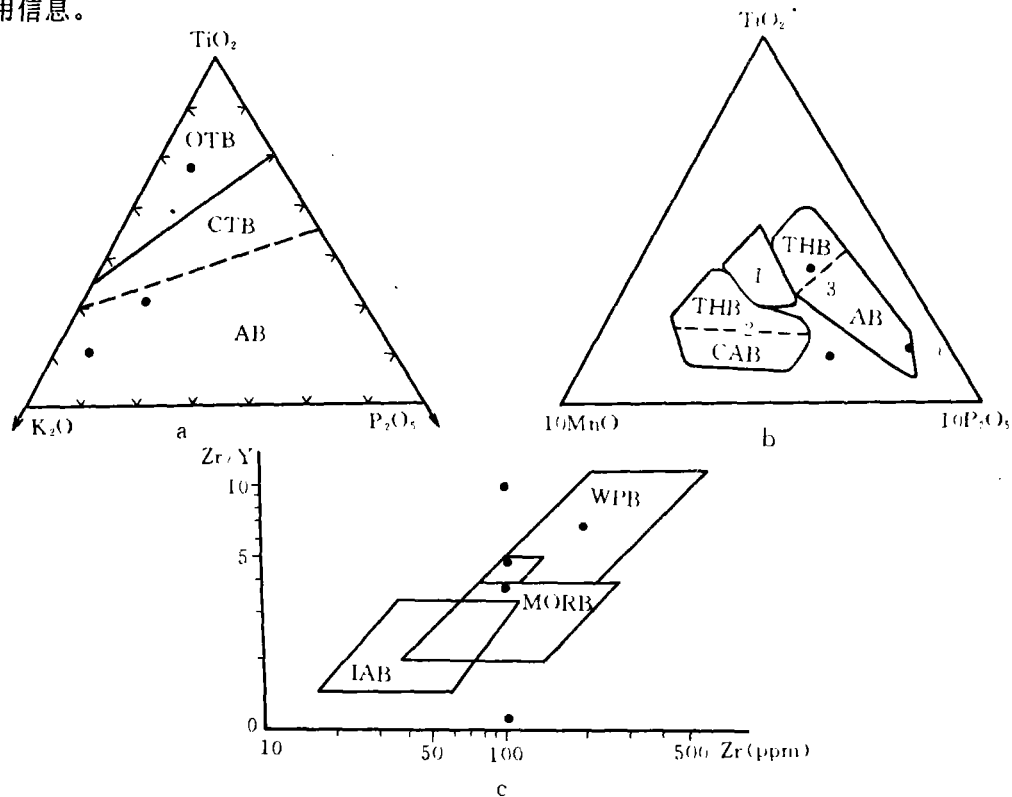


图 1 三河口群玄武岩构造环境判别图(a,b)和三河口群玄武岩 $Zr/Y-Zr$ 构造环境判别图(c)

a, OTB. 大洋拉斑玄武岩; CTB. 大陆拉斑玄武岩; AB. 碱性玄武岩; b, 1. 洋中脊玄武岩; 2. 火山弧玄武岩 (THB. 拉斑玄武岩, CAB. 钙碱性玄武岩); 3. 洋岛、板内玄武岩 (AB. 碱性玄武岩); c: WPB. 板内玄武岩;

MORB. 洋中脊拉斑玄武岩; IAB. 岛弧拉斑玄武岩(据 Pearce, 1982)

Fig. 1 Plots for Tectonic settings of the basalts in the Sanhekou Group(a and b)

and Zr/Y versus Zr plot for the basalts in the Sanhekou Group(c) (after Pearce, 1982)

In a; OBT=oceanic tholeiitic basalt; CTB=continental tholeiitic basalt; AB=alkali basalt.

In b; 1=mid-ocean ridge basalt; 2=volcanic-arc basalt (THB=tholeiitic basalt;

CAB=calc-alkali basalt); 3=ocean-island and intraplate (AB=alkali basalt).

In c; WPB=intraplate basalt; NORB=mid-ocean ridge tholeiitic basalt; IAB=island-arc tholeiitic basalt

2 摩天岭地体泥盆系沉积体系

摩天岭地体泥盆系隶属南秦岭文县构造地层小区和构造沉积区,其为扬子板块北部大陆边缘的一部分。文县区泥盆系由天水地质队(1960)、张研(1961)、西北地研所(1973)进行

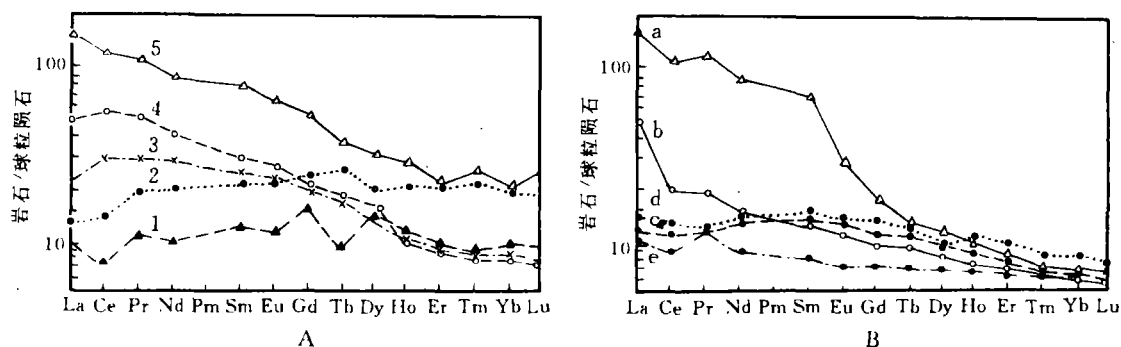


图2 大洋玄武岩的稀土分配型式(A)和三河口群玄武岩的稀土分配型式(B)对比图

1. 岛弧拉斑玄武岩; 2. 洋中脊拉斑玄武岩; 3. 洋岛(夏威夷)拉斑玄武岩; 4. 洋岛(夏威夷)碱性玄武岩; 5. 洋岛碱性玄武岩(据 Frey 等 1968)。

Fig. 2 Comparison of chondrite-normalized REE patterns for oceanic basalts(A) with those for the basalts in the Sanhekou Group(B) (after Frey et al., 1968)

1=island-arc tholeiitic basalt; 2=mid-ocean ridge tholeiitic basalt; 3=ocean-island (Hawaii) tholeiitic basalt; 4=ocean island (Hawaii) alkali basalt; 5=ocean-island alkali basalt

了研究, 陕西区测队(1967—1970)在西秦岭 8 幅区域地质测量时将其与北侧三河口群合二为一。杨祖才(1991)重新厘定了该区的地层系统。文县泥盆系经厘定后包括上、中、下三个统, 其中下泥盆统石坊群主要为石英细砂岩、粉砂岩和泥质岩, 局部夹劣质煤, 上部见硅质岩屑砂砾岩。西沟组以深灰色泥质岩和生物灰岩为主, 内含布拉格阶一下埃姆斯阶珊瑚和腕足化石(杨祖才, 1991)。岷堡沟组以石英粉砂岩、鲕绿泥石砂岩为主, 内夹海绿石砂岩和微晶灰岩。中泥盆统下部冷堡子组下段为石英砂岩夹粉砂质页岩、粉砂岩, 上段为粉砂岩、板岩夹石英砂岩。上部朱家沟组主要为细到微晶灰岩, 上部见页岩和泥灰岩。上泥盆统铁山群主要为细到微晶灰岩, 内夹角砾状灰岩。根据文县岷堡沟等地剖面研究, 可将文县区泥盆系分为以下沉积类型。

2.1 滨岸碎屑沉积体系(洛赫柯夫期, 石坊群)

文县一带石坊群大致可分上下两部分: 下部以细碎屑沉积为主, 包括细砂岩、粉砂岩及板岩, 内含一层劣质煤; 上部仍为细碎屑岩, 但夹多层硅质岩屑角砾岩和中粗粒砂岩。从沉积构造上来看, 主要发育小型浪成交错层理、均质层理、水平层理, 硅质岩屑角砾岩和砂岩中为块状层理。剖面中既不具备典型海滩沉积的冲洗层理和共生的粗砂岩岩相组合, 也不具备潮坪或潟湖沉积典型的潮汐层理及其共生的旋回沉积序列, 同时又含有多在滨岸地区出现的煤层。因此其沉积环境可能是介于低能潮坪和高能海滩之间过渡类型的较低能海湾沉积。其主要的水动力为较弱的波浪作用。由于距物源较近, 岩石的成熟度, 尤其是结构成熟度较低, 可能反映同沉积的构造作用造成陡峭的海岸地形, 供给低成熟度的碎屑。石坊群可分为以下沉积相和岩相类型。

2.1.1 滨岸沼泽相

滨岸沼泽相主要为灰黑色的碳质粉砂岩、页岩和煤层, 岩石颜色深, 中薄层为主, 总厚度不大, 约 5m 左右, 内有一套薄劣质煤层。粉砂岩以石英细粉砂为主, 粘土质填隙。内具水平层理或均质层理。受构造影响, 该岩相所形成的岩层多受挤压破碎而保存不好。当地可开采的鸡窝状煤为劣质无烟煤。考虑到早泥盆世高等植物, 尤其是大型乔木并不发育, 所以成

煤不好。该岩相夹在具浪成交错层理的石英细砂到粉砂岩中,推测形成于滨岸沼泽环境中。

2.1.2 低能海滩相

低能海滩是海湾海岸沉积的主要类型,包括临滨、前滨及后滨等亚相类型,其中临滨位于低潮面之下,为波浪作用影响较强的地带,以浪成层理的细砂岩为主;前滨位于平均高低潮面之间,以平行层理、楔状交错层理的细砂岩为主;后滨则以均质或水平层理的粉砂岩为主。其包括以下岩相类型:

2.1.2.1 具浪成交错层理的细砂岩、粗粉砂岩相(A)

岩石呈灰到浅灰褐色,中薄层为主,单层厚度 4—20cm。岩石碎屑组分主要为石英颗粒,含量 75%左右,其它为硅质岩屑,含量 10%左右。基质为粘土质,含量 15%左右,颗粒支撑,基质填隙。碎屑颗粒分选中等到较好,圆度中等,以次圆到次棱角状为主,尤其硅质岩屑以次棱角为多。内具小型浪成交错层理,层系 2—3cm 厚,波长 10cm 左右。

2.1.2.2 具波状和爬升层理的细砂岩相(B)

岩石呈灰到灰褐色,中厚层状,层厚 25cm 左右。主要碎屑组分为石英颗粒,含量 70—75%、硅质岩屑约 5—10%。其它为粘土矿物。颗粒支撑,杂基填隙,颗粒分选较好,石英圆度以次圆状为多,硅质岩屑多呈次棱角状。内发育波状交错层理到爬升层理,下部为波状交错层理,向上变为爬升层理,层系厚 3cm 左右,爬升角 5 度左右,向流面纹层未保存,主要由背流面纹层组成。从纹层及其组合形态看,为波浪成因的爬升层理。

2.1.2.3 平行层理和楔状层理的细砂岩相(C)

岩石为浅灰色,中厚层状,主要碎屑组分为石英颗粒,含量 80—70%,硅质岩屑 10%左右,粘土矿物 5—10%,其它为硅质胶结物,颗粒支撑。颗粒分选较好,圆度以次圆为主。内具平行层理或楔状交错层理,纹层倾角较低,10°—15°左右。层系厚度较小,一般 3—5cm。可能为冲洗作用成因。

2.1.2.4 均质或水平层理的细砂岩粗粉砂岩相(D)

岩石颜色呈灰褐色,中到薄层状,主要颗粒为石英和硅质岩屑,含少量石英岩屑和变质岩屑。石英颗粒 40—60%不等,硅质岩屑 10—40%,石英岩屑较少(2—5%)。变质岩屑包括石英片岩、千枚岩等,含量 5%左右。颗粒分选中等,圆度差,多呈次棱角到次圆状。内具均质或水平层理。

2.1.2.5 均质或水平层理的粉砂岩和泥质粉砂岩相(E)

岩石颜色多呈灰褐到灰绿色,中到薄层状,主要碎屑颗粒为石英,含量 60—75%左右,硅质岩屑 5—15%,粘土质含量 10—25%左右。碎屑分选、圆度均差。内主要为均质层理或水平层理,水平层理纹层 2mm 左右。

2.1.2.6 均质或水平层理泥质板岩或粉砂质泥质板岩相(F)

岩石颜色呈暗灰褐到灰绿色,中薄层状。主要结构组分为粘土质,含量 70—95%,含少量粉砂,粉砂为石英或硅质岩屑。内发育均质或水平层理。

上述岩相类型一般可见规律的组合,但其规律组合的频率(或有序度)较低。图 3 为实测的垂向序列图,其中 a 序列从下向上为水平层理的细砂岩(D)—浪成交错层理细砂岩(A)—楔状交错层理的细砂岩(C)—水平层理的粉砂岩(E)组合,分别代表临滨下部—临滨上部—前滨—后滨的岩相组合。b 序列为浪成交错层理砂岩—水平层理的细砂岩的交互,为临滨上部、下部的岩相规律交互。c 为水平层理均质层理的粉砂岩和泥岩组合,代表临滨下部和滨

15—30%不等。颗粒支撑或杂基支撑。内有水平层理。为远滨过渡带或陆棚沉积。

2.2.2 具砂纹交错层理的硅质岩屑石英砂岩和粗粉砂岩相

见于西沟组中部页岩和灰岩夹层中,岩石为深灰色,中到薄层状。碎屑颗粒以石英和硅质岩屑为主,中细砂到粗粉砂级,个别含少量(2—3%)硅质岩屑细砾。石英颗粒 70—65%,硅质岩屑 20%左右,填隙物为细粉砂和粘土质。颗粒分选中等到差,圆度为次圆到次棱角状。颗粒支撑,杂基填隙。内有小型的砂纹交错层理、波状交错层理或水平层理。为下临滨沉积为主。

2.2.3 水平层理的泥质页岩和粉砂质页岩相

在西沟组下部发育,常和灰岩和砂岩交互形成互层和夹层,岩石深灰色到灰褐色,薄层为主。主要结构组分为粘土质,含少量石英和硅质岩屑粉砂,含量 5—25%不等。内发育水平层理。为陆棚相的泥质沉积。

2.2.4 生物粒泥灰岩相

在西沟组中上部发育,岩石呈灰到深灰色,中薄到中厚层状。岩石中富含生物,主要为床板珊瑚和少量腕足类。珊瑚和腕足都保存完好,其中珊瑚多呈原地原位保存。腕足虽不保存其原始生长状态,但未破碎和磨蚀,也反映原地保存的特征。生物含量 20—60%。除生物之外,均为泥晶方解石。薄层灰岩通常夹有泥质页岩薄层或与之形成互层。中到厚层灰岩夹少量泥质条带。为陆棚相沉积。

2.2.5 含生物和生物碎屑泥状灰岩相

主要见于西沟组上部,岩石成深灰到灰色,中到厚层状。岩石主要结构组分为泥晶方解石(90%左右),含少量生物,一般在 10%左右,主要为床板珊瑚和腕足类。生物多成原地异位保存,珊瑚可成单枝的碎屑状,腕足可破碎成单壳状。岩石内呈均质层理。反映为缓斜坡潮下带沉积。

上述岩相类型在剖面上组合规律不很明显,其总体特征是,西沟组下部以水平层理泥质粉砂岩相、砂纹交错层理的硅质岩屑石英砂岩和粗粉砂岩相和生物粒泥灰岩相为主;中部以生物粒泥灰岩相为主,夹水平层理的页岩相或与之形成互层,局部夹有具砂纹交错层的砂岩和粗粉砂岩相;上部以含生物和生物屑的泥状灰岩相为主。反映从下临滨细碎屑岩—陆棚碳酸盐—缓坡潮下碳酸盐的变化。

2.3 近岸碎屑沉积体系(埃姆斯阶,岷堡沟组)

文县一带的岷堡沟组以泥质页岩、粉砂质页岩、鲕绿泥石石英砂岩、铁质粉砂岩和石英砂岩为主,夹有含泥质灰岩。所含生物以腕足、珊瑚为主,但多破碎,异地保存。层理以均质水平层理、砂纹交错层理为主。主要为临滨到陆棚过渡带沉积。其包括以下岩相:

2.3.1 均质层理或砂纹交错层理的鲕绿泥石石英砂岩相

该岩相见于岷堡沟组中下部,以含鲕绿泥石为特征。岩石为灰绿色,呈中厚层状。鲕绿泥石含量 10—20%,局部可达 50%,鲕粒直径 1—2mm,具 2—4 个同心圈层。石英颗粒 65—80%,并有少量硅质岩屑。颗粒支撑,铁质胶结。石英和硅质岩屑圆度中等以次圆状常见。岩石呈均质层理,或具砂纹交错层理。因同心鲕粒一般形成于较高能的水动力条件下,故推测其为临滨中、上部沉积。

2.3.2 具砂纹交错层理的石英细砂岩粗粉砂岩相

该岩相多见于岷堡沟组中上部,岩石呈浅灰到灰褐色,中到薄层状。主要颗粒为石英,含

量 80—85%，硅质岩屑 5—10%。杂基为细粉砂和泥质，含量 15%，少量具铁质胶结物。石英和硅质岩屑分选较好，但圆度较差，以次棱角到棱角状为主。内见砂纹交错层理，为下临滨带沉积。

2.3.3 均质层理的铁质石英砂岩相

该岩相见于岷堡沟组中部和上部，岩石成灰褐到红褐色，中厚层状。主要颗粒为石英，含量 85% 左右，有少量鲕绿泥石 5% 左右。颗粒分选较好，圆度以次棱角状到次圆状为主。铁质胶结，颗粒支撑，内层理不发育。推测为临滨中下部沉积。

2.3.4 水平层理的石英粉砂岩和铁质粉砂岩相

该岩相在岷堡沟组较为普遍，岩石以灰褐色为主，中到薄层状。石英颗粒 85—90%。内粘土基质填隙或铁质胶结，颗粒支撑。主要发育水平层理，为远滨过渡带沉积。

2.3.5 水平层理泥质页岩粉砂质页岩相

该岩相在岷堡沟组也较为普遍，岩石以深灰到灰绿色为主，薄层状。主要结构组分为粘土质，含量 70—95%，少量石英粉砂，含量 5—30% 不等。内发育水平层理。页岩中可见保存完好的床板珊瑚和腕足类化石。为陆棚相沉积。

2.3.6 均质含泥质泥状灰岩相

该岩相仅见于剖面下部，夹于页岩和粉砂岩中。岩石成深灰色，中厚层状，主要由微晶方解石组成，含少量粘土质（55% 左右）。内呈均质，并含少量床板珊瑚及腕足化石碎片。为陆棚相沉积。

上述几种岩相在剖面上组合规律不明显，总体上以水平层理的粉砂岩相和页岩相为主，下部夹泥状灰岩相，中部夹鲕绿泥石石英砂岩相、铁质石英砂岩相，上部石英细砂岩、粗粉砂岩较多，顶具鲕绿泥石石英砂岩，反映其形成环境往复变化于陆棚一中、下临滨之间。

2.4 海滩沉积体系(艾费尔期,冷堡子组)

文县一带冷堡子组分上下两段，下段称东风沟段，以灰白色石英砂岩、硅质岩屑石英砂岩为主，具典型的冲洗交错层理和大型板状、楔状交错层理，内夹少量泥质粉砂岩和页岩，水平层理发育，分别代表海滩环境前滨、临滨、后滨沉积；上段为沙湾段，主要岩性为石英砂岩、粉砂岩和泥质页岩，为中、下临滨沉积。其主要包括以下沉积相和岩相类型：

2.4.1 后滨相

后滨位于波浪作用为主的海岸平均高潮面以上地带。高能海滩的后滨地区以中细粒砂岩为主，发育各种交错层理，并和风成沙丘相伴生。低能海滩的后滨地区以细粒碎屑岩为主，发育粉砂岩和泥岩，并通常和滨海沼泽相伴生。文县一带的冷堡子组的后滨沉积可能为较低能海滩类型，其由深灰到灰褐色中薄层泥质粉砂岩和页岩组成。故包括以下两种岩相类型：

2.4.1.1 水平层理的含砂质粉砂岩和泥质粉砂岩相

岩石呈深灰到灰褐色，中薄层状，含砂质粉砂岩中含少量石英砂粒，含量约 3—5%。石英粉砂占 85—90%，粘土基质。泥质粉砂岩中石英粉砂 65—80%，其它为粘土质。石英颗粒多呈次棱角状到次圆状，内具水平层理，夹于具冲洗层理的石英砂岩中。

2.4.1.2 水平层理粉砂质页岩相

岩石成深灰色，薄层状，内有石英粉砂 20—25% 左右，大多为粘土质矿物，含量 75—80%。粉砂圆度较差，以次棱角状为主。内具水平层理。岩石含植物化石，保存较好。常和水平层理的粉砂岩共生。

上述岩相夹于具典型前滨相具冲洗层理的石英砂岩中,根据相组合关系推测为后滨沉积。

2.4.2 前滨相

前滨位于高能海滩的平均高低潮面之间,是波浪冲洗作用发育的地带,以冲洗交错层理的纯石英砂岩为特色。文县一带冷堡子组下部多发育灰白色具冲洗层理的石英砂岩和硅质岩屑石英砂岩,为典型的前滨相沉积。其可分为以下岩相类型:

2.4.2.1 具冲洗层理的中细粒石英砂岩相

岩石成灰白色,中到厚层状。岩石中碎屑颗粒以石英为主,含量 85—90%,极少量(<5%)硅质岩屑。颗粒之间为硅质胶结物。因重结晶影响,岩石成石英岩状,具低角度楔状交错层理和平行层理,为典型的冲洗交错层理。

2.4.2.2 具冲洗层理的硅质岩屑石英砂岩相

岩石成灰到浅灰色,中厚层状。岩石主要碎屑为石英,含量 75—80%,硅质岩屑 10—15%左右。颗粒粒径 0.5—1.5mm 为主。颗粒支撑,硅质胶结。内具典型冲洗交错层理,由平行层理和低角度楔状交错层理组成。

2.4.3 上临滨相

位于平均低潮面之下的临滨带的上部,是波浪作用强烈的地带。冷堡子组下段上临滨沉积发育,其主要岩相为具大型板状和楔状交错层理的石英砂岩和岩屑石英砂岩。岩石为浅灰和灰白色。中到厚层状。主要碎屑颗粒为石英和硅质岩屑。石英含量 70—85%,硅质岩屑 5—25%。颗粒分选和圆度均较好,颗粒支撑,硅质胶结。内有大型板状和楔状交错层理,层系厚度 20—40cm。其通常和前滨相的石英砂岩和岩屑石英砂岩共生。

2.4.4 下临滨相

临滨带下部是波浪作用较微弱的地带,该带以小型浪成交错层理或水平层理的细砂岩和粉砂岩为主。冷堡子组下临滨沉积主要见于上部沙湾段,其由以下岩相类型组成:

2.4.4.1 具砂纹交错层理的细砂岩、粗粉砂岩相

岩石呈灰到深灰色,中到薄层状。主要碎屑颗粒为石英,含量 80—90%,以石英为主(75%左右),少量硅质岩屑和长石(2—5%)。颗粒分选较好,圆度为次圆到次棱角状。颗粒支撑,泥质填隙。内有砂纹交错层理,层系厚 3cm 左右。

2.4.4.2 具水平层理粉砂质岩和泥质页岩相

岩石成深灰到灰色,中到薄层状,主要结构组分为粘土质,含量 75—95%,粉砂 5—25%,以石英为主,含少量硅质岩屑。内具水平层理。

上述沉积相和岩相类型在剖面上呈规律分布。冷堡子组下部以后滨、前滨组合为主,中部为前滨到上临滨组合,而上部以下临滨为主。

2.5 台地型缓坡和陆棚沉积体系(吉维—法门期,朱家沟组、铁山群)

文县一带朱家沟组和铁山群与舟曲、成县、徽县一带吉维阶—法门阶地层下吾那组和铁山群岩性和地层序列近同,以灰岩为主,中夹吉维阶上部的泥质岩。但文县一带的该套地层又与后者不同,它既不发育台地边缘的生物礁、生物丘、灰泥丘、生物碎屑滩或生物席,也不具备碳酸盐台地典型的浅水岩相组合,因此它不具备台地沉积体系特征。但其厚度巨大,灰岩总厚可达 539m,灰岩单层厚度也以厚层—中厚层为主,貌似台地型沉积,故认为这是介于台地和缓坡之间过渡类型的台地型缓坡沉积体系。其主要包括以下沉积相和岩相类型:

2.5.1 局限潮下相

局限潮下带一般位于潮下带靠陆一侧,由于海水流动不畅,形成较低能的受限制的水体。该带通常形成富灰泥质沉积,生物丰度分异度很低,富蓝绿藻类和球粒。文县一带的朱家沟组和铁山群,其局限潮下相沉积主要为球粒灰岩、藻花斑灰岩、硅质条带岩和含生物屑泥状灰岩。结合薄片研究,可以分为以下岩相类型(参图 4a)。

2.5.1.1 暗色球粒粒泥灰岩泥粒灰岩相

岩石呈深灰色,厚层状,主要颗粒为球粒,含量占 60—95%左右。球粒呈椭圆形到厚透镜状,可能受构造挤压所致。球粒内为均质泥晶方解石,球粒之间为泥晶方解石填隙。

2.5.1.2 含生物屑泥状灰岩相

岩石成深灰色中到厚层状。主要结构组分为泥晶方解石,含少量生物屑,主要有床板珊瑚和枝状层孔虫及介形虫等。生物一般轻度破碎,含量 2—5%左右。

2.5.1.3 藻花斑状灰质白云岩和白云质灰岩相

岩石呈浅灰到灰色,厚到巨厚层状。岩石表面见不规则花斑状或略呈条带的斑状白云石块体。白云石含量 30—70%不等,其它为方解石。镜下观察反映岩石中富有机质,并成不规则状分布,推测为蓝绿藻成因,后经由白云岩化所致。

上述三种岩相反映它们生物含量低、类别少,而且多属适应性较广的生物类型别。沉积物以灰泥质为主,富蓝绿藻或球粒,故认为属低能水体的局限潮下沉积。

2.5.2 开放潮下相

开放潮下位于潮下带向海一侧,由于水体流畅,故生物类别较多,含量也较高,而且多出现窄盐度的浅水生物,通常见颗粒灰岩形成的浅滩。文县一带朱家沟组和铁山群的开放台地相中未见浅滩发育,主要为生物泥粒灰岩、粒泥灰岩及含生物的泥状灰岩。故其可分以下岩相类型(参图 4b):

2.5.2.1 生物(屑)泥粒灰岩相:

岩石呈灰色,厚层状到块状。主要颗粒为生物和生物碎屑,常见有复体四射珊瑚、层孔虫、腕足碎片、海百合茎、介形虫等。生物含量达 70%左右,颗粒支撑,填隙物为泥晶方解石。

2.5.2.2 生物(屑)粒泥灰岩相

岩石呈灰色,厚层到块状。生物和生物屑为其主要类型,如单体四射珊瑚、复体四射珊瑚、床板珊瑚和腕足、海百合茎、介形虫等碎屑,含量一般 10—25%,局部达 50%以上。除生物屑之外均为泥晶方解石,故为基质支撑。

2.5.2.3 含生物屑的泥状灰岩

岩石也呈灰色,厚层到块状。生物和生物屑类别同上,但含量低,一般不高于 10%,其它均为泥晶方解石。

上述几种岩相类型的共同特点是生物类别较多,而且多属窄盐度富氧型的浅水生物,反映较为浅水、富氧的开放潮下沉积。

2.5.3 深水缓斜坡相

在波基面附近及其以下,为深水低能的沉积条件,沉积物以暗色细粒沉积为主,局部可见碳酸盐建隆。文县一带朱家沟组下段上部多见水平层理或泥质条带的泥晶灰岩。铁山群下部见块状泥晶灰岩。可能为深水缓坡相沉积。其可见两种岩相类型:

2.5.3.1 水平层理的泥状灰岩相

岩石呈深灰色、薄层状,多具泥质条带。岩石中均为泥晶方解石,局部含 1—2% 的介形虫。内水平层理发育,由富泥质的纹层显示。

2.5.3.2 均质层理的泥状灰岩相

岩石呈灰到深灰色,块状,单层厚度可达数米之巨。岩石中以泥晶方解石为主,含少量生物,如介形虫、腕足等。空间上成厚的透镜体状,可能为灰泥丘沉积。

2.5.4 缓坡边缘斜坡相

在边缘变陡的缓坡边缘,通常发育有重力流沉积。在文县岷堡沟剖面朱家沟组下段顶部和铁山群下部均见厚层的角砾状灰岩。灰岩呈深灰色,厚层状,单层厚度 0.5m—4m 左右。砾石为泥状灰岩,主要为近等轴状、不规则角砾,少量为扁平砾石。砾石最大可达 10.5cm 左右,一般为 2—5cm 大小,小的仅 0.5cm 左右。砾石含量 70—80% 左右。砾石杂乱排列,局部可见递变特征(见图 4C)。砾石多见倾斜或近直立排列,内灰泥基质填隙,推测为碎屑成因。

2.5.5 较深水陆棚相

见于朱家沟组上段,主要岩性为灰黑色到深灰色泥质岩。岩石风化后为灰褐到黄褐色,薄层状,受变质成板岩。其矿物成分均为粘土质,未见碎屑沉积。局部可见水平层理。上部夹有薄板状泥灰岩(图 4d),灰岩中采得较完整的腕足类化石。从剖面层序上看,它处于朱家沟组上段顶部和铁山群底部斜坡重力流沉积之间,且以水平层理泥质沉积为主,故认为其为较深水陆棚沉积。

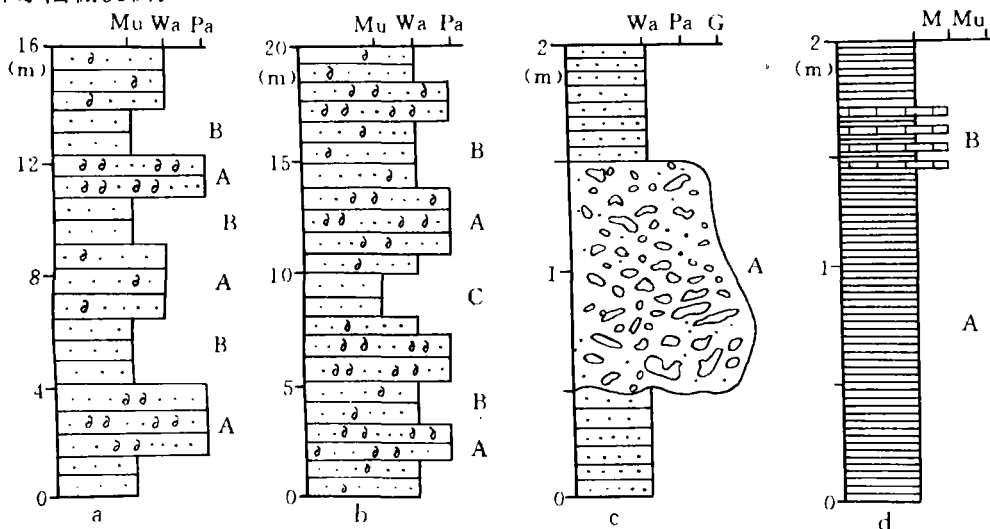


图 4 文县岷堡沟朱家沟组—铁山群沉积相柱状图

Mu. 泥状灰岩; Wa. 粒泥灰岩; Pa. 泥粒灰岩; M. 泥质岩; G. 砾屑灰岩(岩相解释见正文)

Fig. 4 Depositional columns in the Zhujiagou Formation and Tieshan Group in Minpugou, Wenxian, Gansu

Mu=muddy limestone; Wa=wackestone; Pa=packstone; M=mudstone;

G=calcirudite(See the text for explanation of the lithofacies)

3 南秦岭泥盆纪裂陷槽和摩天岭地体的盆地格局

勉略蛇绿岩所代表的南秦岭小洋盆已为地质、地球化学的证据所认可(杨宗让、胡永祥, 1990; Xu J. F. 等, 1994; 张国伟等, 1995), 但该洋盆的形成、演化及分布范围尚未明确。在长

约 160 余公里的勉略构造混杂带,分布着 200 多个基性超基性岩块,组成若干超基性岩体群,如略阳三岔超基性岩体群,具超基性岩、堆晶辉长岩、拉斑玄武岩及硅质岩组合,并见数十个岩体组成的辉绿岩墙群。据杨宗让、胡永祥(1990)、Xu, J. F. (1994)研究属典型的岛弧蛇绿岩。卷入蛇绿构造混杂岩的地层包括金家河组(Z—O)、桥子沟组(S)、郭镇组(D)、朱家沟组(C)等(陈家义,1994,未刊)。李曙光等(1994,未刊)获得了超基性岩 241 ± 4.4 Ma 的变质年龄。加上勉略之北侧印支期俯冲花岗岩的存在(张国伟,1995),反映该洋盆闭合于中生代,但其形成时间尚难以确定,一种可能是形成于早古生代,与东秦岭洞河群硷性火山岩所反映的裂陷作用相联系;第二种可能是形成于泥盆纪以后,与晚古生代深水沉积相联系(张国伟,1995)。西秦岭泥盆系三河口群中深水沉积和张裂背景下火山岩的证据至少说明泥盆纪该洋盆仍处于强烈的裂陷时期。

对武都、三河口、文县三区泥盆纪古生物地理分析也说明了三河口深水裂陷槽的存在。早泥盆世早、中期,文县小区四射珊瑚 13 属(占 23%),床板珊瑚 28 属,地方型 7 属(占 25%),腕足 7 属,地方型 1 属(占 14.3%)。武都一迭部一带四射珊瑚 25 属,地方型 2 属,床板珊瑚 17 属,地方型 2 属,腕足 38 属,地方型 2 属。从早泥盆世生物种的统计反映古生物地理分异更明显,如床板珊瑚三区共发现 93 种,文县小区 34 种,三河口小区 35 种,迭部一带 32 种,文县和三河口小区相同种 6 种,三河口和迭部一带仅有 1 个相同种,三区无一种是共存的。四射珊瑚 39 种,文县小区 12 种,三河口小区 4 种,迭部一带 23 种,三区基本无一种共存。腕足也基本为此特征。反映早泥盆世三河口海槽已明显具古生物地理的隔离作用。

中晚泥盆世这种古生物地理依然存在。刘本培等(1992)根据张祖圻(1981)的资料统计发现,迭部—武都一带与文县一带生物分异十分明显,如中泥盆世迭部—武都一带四射珊瑚 13 属 22 种,床板珊瑚 3 属 4 种,文县一带四射珊瑚 15 属 25 种,床板珊瑚 28 属 6 种,两区基本上无共同种存在。笔者根据曹宣铎等(1987,1990)、杨祖才(1990)资料统计,中泥盆世文县、武都—迭部一带为 94 种,文县小区 15 种,两区无一种是共存的,也反映二者之间具有明显的古生物地理分异。这种分异是由于三河口深水海槽的隔离作用造成的。

摩天岭地体具有与扬子板块北缘龙门山一带及中秦岭微板块不同的地层序列和演化历史。王清晨等(1989)曾认为其是外来系统。该区泥盆系以平行不整合覆于元古界碧口群及震旦—寒武系之上,而龙门山、武都小区泥盆系覆于志留系之上。早中泥盆世,摩天岭古陆提供了该区的陆源碎屑,吉维期—晚泥盆世以碳酸内源沉积为主。推测泥盆纪时期,摩天岭地体与扬子板块之间尚有青川—平武海槽(海槽内泥盆系为危关群沉积)相隔,与中秦岭微板块之间有三河口裂陷槽相隔,因此处于相对独立发展状态。

本研究得到了刘本培教授、殷鸿福院士、赵锡文和陈北岳教授的指导帮助。曹天绪、李克纯、杨祖才高级工程师、曹宣铎研究员和许继锋博士提供了资料上的大力帮助,此一并表示感谢。

主要参考文献

- 王清晨、孙枢、李继亮等,1989,秦岭的大地构造演化,地质科学(2),P. 129—142.
- 刘本培、周正国、削劲东等,1992,秦岭泥盆纪沉积相带分异及其大地构造分异,古大陆边缘沉积地质文集,中国地质大学出版社,P. 1—10.

- 杜远生, 1995, 西秦岭北带泥盆纪前陆盆地的沉积特征及盆地格局, 岩相古地理, 第四期, P. 15.
- 杨宗让、胡永祥, 1990, 陕西勉略一带古板块缝合线存在标志及与南秦岭板块构造的演化关系, 西北地质, 第二期, P. 13—21.
- 杨祖才, 1991, 甘肃西秦岭南部海相泥盆系研究新进展和三河口群的解体, 甘肃地质, 第十二期, P. 17—36.
- 曹宜铎、张瑞林、张汉文, 1990, 秦巴地区泥盆纪地层及重要含矿层位形成环境的研究, 陕西科学技术出版社, P. 40—49.
- Xu J. F., Zhang B. R. and Han Y. W., 1994. Recognition of ophiolite belt and granulite in northern area of Mianxian—Lueyang, Southern Qinling, China and their implication, *Jour. China Univ. Geosci.* 5(1), pp. 25—27.

SEDIMENTARY GEOLOGY AND DYNAMIC SEDIMENT- OLOGY OF THE DEVONIAN STRATA IN THE WEST QINLING OROGENIC BELT: SEDIMENTARY CHARACTERISTICS AND FRAMEWORK OF THE DEVONIAN RIFT TROUGH AND MOTIANLING TERRANE IN THE SOUTHERN BELT OF THE WEST QINLING OROGENIC BELT

Du Yuansheng

China University of Geosciences, Wuhan

ABSTRACT

The southern Qinling rift trough is installed between the Qinling microplate and Motianling terrane. The stress in this article is put on the stratigraphy, sedimentology, volcanism and palaeobiogeography of the Devonian strata in the rift trough and Motianling terrane, as well as their depositional systems and basin framework. The Devonian Sanhekou Group in the rift trough consists of metamudstone, silty mudstone and thin- to thick-bedded lime mudstone in deep-water basin and shelf environments interstratified with tholeiite and alkali basalt. The chemical analysis and REE distribution patterns of tholeiite and alkali basalt indicate the existence of the rift trough during Devonian time. The Devonian strata in the Motianling terrane are made up of terrigenous nearshore and shelf depositional system, and carbonate ramp and shelf depositional systems. The terrane is interpreted as part of the northern continental margin of the Yangtze plate.

Key words: Qinling orogenic belt, Devonian, sedimentary geology, rift trough