

河南省中生代含煤地层中的洪水流沉积

陈传诗 苏现波

(焦作矿业学院)

河南省中生代含煤地层主要包括上三叠统、下中侏罗统、上侏罗统三个层段。由于这些煤系地层多形成在半潮湿、半干旱的气候条件下,洪水流沉积特别发育,尤其是在河南省境内分布最广的上三叠统和上侏罗统地层中。周期性的洪水流沉积在沼泽和泥炭沼泽中反复出现,造成泥炭堆积时断时续,致使上三叠统及上侏罗统地层中的煤层层数甚多,但单层厚度薄,大多为不可采煤层的主要原因。可以认为洪水流沉积是聚煤作用最重要的破坏因素。

洪水流沉积不仅可以在沼泽和泥炭沼泽中形成,而且也可以出现在滨浅湖以致深湖环境、冲积扇的前缘地带以及曲流河冲积平原的泛滥盆地中。由于不同环境中洪水流的形成条件不同以及到达不同地区的洪水流流速和强度有差别、所携带的碎屑物质的性质及数量有差别等原因,所形成的洪水流沉积的层序结构特征就有明显的区别。此外,盆地内植被发育情况的不同以及洪水流沉积底质的差别也会造成洪水流沉积层序结构特征的差异。因此,河南省中生代含煤地层中所见到的洪水流沉积的特征呈现出纷纭多姿的变化。

一、洪水流沉积的典型层序结构

A·赛拉赫(1982)曾研究过突发性的洪水流进入滨海地带的潟湖海湾地区所形成的洪水流沉积层序,并将其层序结构划分为四部分(图1),即底部印模段、下部粒序层理段、上部攀升层理段和顶部生物扰动层。其中顶部生物扰动层属于洪水流间歇期正带情况下缓慢沉积下来的泥质沉积,下部的三个层段是洪水流快速沉积形成的。

河南省中生代聚煤盆地中见到的洪水流沉积层序结构特征与A·赛拉赫描述的相似,但也有明显的差别(图1)。这种差别主要是由于聚煤盆地中洪水流经过的地区有大面积植物丛生的沼泽和泥炭沼泽,因而携带有大量的植物基干和树叶;同时洪水流对泥炭沼泽的冲蚀,使得大量未完全分解的植物遗体进入洪水流中,从而使得聚煤盆地中的洪水流沉积具有独特的面貌。

图1为沼泽和泥炭沼泽中形成的洪水流沉积的典型层序结构,由下向上分为五个段:

A段称为底模段,以洪水流快速沉积的砂层底面上有大量的印模发育为特征。包括由于洪水流携带的植物基干在流动过程中刻划沼泽沉积物的顶面所产生的沟痕被洪水流沉积物充填而形成的沟模;流水冲蚀形成的沟槽被充填而成的模模;泥质沉积物脱水以及洪流砂层的负载作用形成的重荷模;洪水流携带的粗碎屑物质在下伏沉积物顶面弹跳搬运的痕迹

本文 层序	分段	沉积 构造	生物化石			水流 体制	A 赛拉赫	
			树干 印模	植物 碎片	痕迹		分段	层序
	E	水平 层理				停滞 水体	D	
	D	块状 层理				缓 流	C	
	C	攀升 层理				急 流	B	
	B	粒序 层理					A	
	A	底模						

图 1 洪水流沉积的典型层序

Fig. 1 Typical sequence of the flood deposits

被充填形成的弹跳模等等。也常见到其它冲刷充填构造。此段实际上为一个面,与 A·赛拉赫描述的洪水流层序的 A 段相当。

B 段称为粒序层理段,是洪水流在急流体制下形成的快速沉积。本段整体呈块状,但向上变细的正粒序层理很清晰。如果洪水流形成的沉积较厚时,则下部多为中细粒砂质沉积,向上过渡为细砂质沉积或粗粉砂质沉积。洪水流形成的沉积较薄时,下部多为细砂质或粗粉砂质沉积。此段中含有大量植物茎干的印模化石,并含少量植物叶化石碎片。由下向上植物茎干印模的数量逐渐减少,茎干长度变短,直径也变细,叶化石碎片则向上增多。本段与 A·赛拉赫描述的洪水流沉积的 B 段相当,是洪水流沉积物的主体部分。

C 段称为攀升层理段,是洪水流后期流速减低,缓流体制下形成的快速沉积,以粉砂质和含泥的粉砂质沉积为主,具缓波状层理或攀升层理。与 B 段相比,本段的厚度要小得多。含较多的植物叶化石碎片。本段相当于 A·赛拉赫描述的洪水流沉积的 C 段。

D 段称为悬浮沉积段,是洪水流后期,水体基本上处于停滞状态时,洪水流携带的悬浮物质快速沉积下来形成的,一般为泥质或含细粉砂的泥质沉积,不显层理。本段以含大量植物化石碎片为特征,尤以叶碎片为最多。当洪水流沉积的总厚度较小时,此段有时完全由破碎的植物叶片组成,仅含少量细粒泥质沉积物。厚度由数毫米到一厘米不等。此段在前人描述的洪水流沉积层序中未见记载。本段正是以富含植物化石碎片与上覆的正常情况下的泥质沉积相区分的。

E 段是洪水流间歇期正常情况下,在沼泽和泥炭沼泽中形成的慢速沉积。常见为具水平层理的泥岩,灰黑色富含有机质。从理论上讲,本段应为生物扰动强烈的层段,痕迹化石比较丰富。但在南召盆地的相应层段中,仅见有菱铁矿化的植物茎干和巨大的树墩,茎干断面直径约 10cm 左右,树墩直径达 50cm。表面有未被矿化的有机质薄膜,可能是角质层。显微镜下观察,茎干和树墩的年轮清晰,细胞形态完整,未经变形,显然是在停滞的弱还原性浅水中形成的,树墩的分叉根还保留着原始状态。南召盆地所见本段泥岩中见不到植物叶化石碎片,也很少有动物遗体或痕迹化石。这可能是由于弱还原性的停滞水体中,沉积作用缓慢,脆弱的植物叶和动物遗体不能很快埋藏起来,从而发生腐烂分解,无法保存下来。本段上部一般为煤线或薄煤层,是沼泽淤浅后演变为泥炭沼泽的产物。此段与 A·赛拉赫描述的洪水流沉积层序的 D 段相当。

以上描述的是洪水流在冲积扇前缘以外到滨湖之间的洪泛平原地带形成的典型沉积层

序,其中各段虽与A·赛拉赫描述的洪水流层序结构相当,但并不完全相同。野外观察发现,多次洪水流形成的A段到D段的厚度差别很大,这主要与洪水流强度有关。洪水流强度大,携带的碎屑物质多,快速沉积形成的总厚度就大,此时各段沉积构造方面的区别明显,四个段清晰可辨;洪水流强度小时,携带的碎屑物质少,A段到D段的总厚度比较小,此时往往只能见到B段和D段,底模不发育,攀升层理不清晰。当洪水流快速沉积厚度小于10cm时,A段和C段往往无法辨认。B段、C段、D段的厚度似乎有一定的比例关系,C段和D段的厚度均有随B段厚度增大而增大的趋势。由于这三个段是随洪水流流速逐渐降低而连续形成的快速沉积,各段之间均为连续过渡,没有明显的界限,各层段的厚度关系难以准确测定。

二、湖泊环境中的洪水流沉积

洪水流是密度流,在内陆沉积盆地中,尤其在半干旱气候条件下,洪水流涌出山口很可能就是大面积的漫流,不仅淹没冲积扇前缘之外的广大地区,在洪泛平原的沼泽和泥炭沼泽沉积物之上形成厚厚的一层洪水流沉积,而且在滨浅湖以致深湖地区也有洪水流沉积形成。如果盆地的面积不很大,有可能在整个盆地形成“满盆砂”的现象。

滨浅湖地带的洪水流沉积,其层序结构与上述典型层序结构基本相同,区别在于E段为正常情况下的滨浅湖地区慢速沉积,常见粉砂岩、粉砂质泥岩或泥岩,有时为泥质碳酸盐岩类,常见浪成波痕、不对称波痕、流痕、雨痕等暴露标志,淡水动物化石及痕迹化石也较常见。

由于进入滨浅湖地带的洪水流是片状的密度流,其沉积物多呈席状大面积覆盖。在剖面上,多次暴发的洪水流快速沉积与滨浅湖地带正常情况下缓慢形成的泥质沉积反复交替,可以形成典型的类复理石型旋回,每个小旋回均具有与鲍马序列相类似的层序结构。强度较大的洪水流,对于底质具有较强的冲蚀力,因此,滨浅湖地带的洪水流沉积其底模段仍然很发育,尤以重荷模最为常见。

深湖地区的洪水流沉积独具特色(图2)。在正常情况下,深湖地区为缓慢沉积的细碎屑物发育地带,常见为厚层水平层理的黑色泥岩或油页岩。由于进入深湖地区的洪水流能量大量消耗,强度很小,携带的碎屑物质粒度较细,数量也较少,因而只能在厚层泥岩中形成一些薄的粉砂岩夹层。洪水流形成的这些夹层一般呈两段式结构:下段为粒序层理段,从底部向上,由粉砂岩逐渐变为粉砂质泥岩;上段为悬浮物质快速沉积形成的含泥质的植物化石碎片层,大部分为叶化石碎片,少量细小的植物茎干碎片。显然,深湖地区的洪水流沉积若与典型的洪水流沉积层序相比较,只有粒序层理段(B段)和悬浮沉积段(D段),缺失底模段(A段)和攀升层理段(C段)。深湖地区洪水流沉积的总厚度一般在10cm以下,大多只有数厘米,但其悬浮沉积段相对较厚,可达1cm以上,植物化石碎片特别集中。

当滨浅湖及深湖沉积物所夹的洪水流沉积层厚度较薄时,往往是悬浮沉积段中碎屑物质比较少,植物化石碎片却很丰富,悬浮沉积段的厚度相对较大。这可能是洪水流厚度较小的地带,恰是洪水流前锋部份到达的地区,洪水流前锋部份携带的植物碎片相对较多,沉积时的分异作用也进行得比较彻底,因而造成D段中植物化石碎片特别集中。

洪水流沉积,尤其是进入湖泊水体中的洪水流沉积,极易与浊流沉积相混淆。一方面,

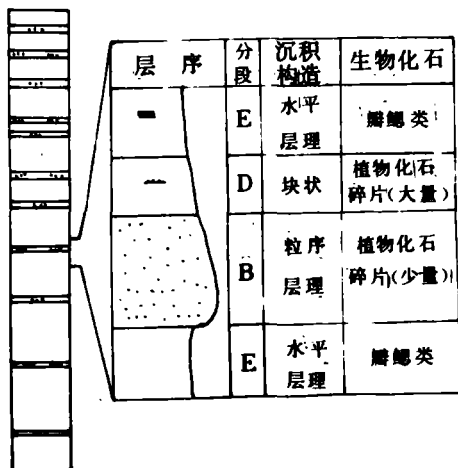


图 2 洪流-深湖沉积层序

Fig. 2 Vertical sequence of the flood deposits in the deep lake area

宏观上洪水流形成的快速沉积在剖面上与沼泽、滨浅湖或深湖环境中形成的慢速沉积反复交替, 形成频繁的砂泥互层现象, 具有很典型的类复理石型旋回, 与深水浊流砂和深水泥质沉积反复交替形成的复理石型旋回结构极为相似; 另一方面, 洪水流沉积与浊流沉积同属密度流形成的快速沉积, 其沉积机制极为相似。因此, 洪水流沉积的层序结构与浊流沉积的鲍马序列很难区分。由于上述两方面原因, 野外观察时容易把湖泊中的洪水流沉积误认为浊流沉积。

浊流沉积和洪水流沉积是有严格区别的。一般认为浊流沉积的成因有两种: 一种是由河流携带的碎屑物质首先在水体(包括海水和湖泊)的滨岸地带堆积下来, 形成三角洲沉积体, 然后由于地震或断裂活动等诱发因素的影响, 使得这些沉积物沿水下斜坡向深水地区运移, 运动过程中发生液化形成浊流, 称为阵发性浊流; 另一种是混浊度很高的河流进入水体以后, 沿着水下河道直接进入深水地区形成稳定的浊流。而洪水流在陆上时已是大面积的片状流, 进入水体后仍然呈片状流向深水地区运移。因此, 洪水流沉积与浊流沉积的区别首先表现为沉积体的几何形态不同。由浊流形成的浊积扇仅在深水地区局限分布; 而洪水流形成的沉积物呈席状广泛分布, 不仅在深水区, 浅水区也普遍存在。同一次洪水流形成的沉积物, 由浅水区向深水地区是逐渐减薄的。如果沉积盆地的范围不大, 只有洪水流沉积能够形成“满盆砂”的现象; 不仅如此, 洪水流形成的沉积层从水体到陆上是连续分布的, 沿走向追索, 不仅可见到洪水流沉积覆盖在深水和浅水沉积物之上, 而且也覆盖在沼泽和泥炭沼泽沉积之上。浊流沉积是不可能出现这种现象的。

洪水流沉积和浊流沉积的区别还在于区域上共生的相不同。浊流沉积在空间上必定与河流和三角洲沉积有关, 剖面上与河流相及三角洲相共生; 洪水流则是在干旱或半干旱气候条件下形成的, 地表往往没有常年性河流发育。因此, 洪水流沉积在剖面上不与河流相或三角洲相共生, 如南召盆地上侏罗统太山庙组地层总厚达 700 余米, 除底部冲积扇砾岩中个别地点见到短命的辫状河道充填沉积外, 其余广大地区均无河流相沉积物。

洪水流沉积与浊流沉积的层序结构特点也有明显的区别。尤其是正常沉积的 E 段如果是沼泽相泥岩或煤层时, 上覆具鲍马层序特点的快速沉积不可能为浊流沉积。洪水流沉积层序的悬浮沉积段, 可作为辨认洪水流沉积的特征层段, 尤其其中含有大量植物化石碎片时, 在浊流沉积中是不可能形成的。

三、其它类型的洪水流沉积

以上介绍的是洪水流经过洪泛平原地带的沼泽和泥炭沼泽进入湖泊水体所形成的沉积层序结构。由于这种洪水流出山口即为大面积的片状流,强度很大,所形成的层序结构非常典型,狭义的洪水流即专指此类洪水流而言。另外在中生代含煤盆地中,在常年性河流发育的曲流河冲积平原环境中,由于季节性的洪水暴发造成决口或洪水溢出河道形成漫流,进入泛滥盆地中也可形成洪水流快速沉积;在冲积扇发育地区,洪水溢出辫状河道进入扇间冲积平原或从辫状河道末端溢出,以片状流的形式进入冲积扇的前缘地区,携带的碎屑物质均可能快速沉积下来形成洪水流沉积。这两种类型的洪水流均因受河床的限制,强度不大,流速可能也较慢,但急流过后,缓流体制持续的时间可能比较长,从而造成其层序结构特点与典型的洪水流层序差别较大。因此,在河南省中生代聚煤盆地分析时,我们把这两种类型的洪水流沉积称为漫流沉积,以示区别。但如果从广义上讲,这两种类型的漫流沉积也都与洪水暴发有关,也属于洪水流沉积。

河南省中生代聚煤盆地中,晚三叠世济源盆地长期发育曲流河冲积平原环境,由于洪水决口或漫出天然堤而形成的洪水流沉积层序结构特征比较明显。

图3为济源地区的晚三叠世曲流河冲积平原沉积层序。与典型的曲流河沉积模式相似,层序由下部河床充填沉积和上部泛滥盆地沉积组成。河床充填沉积由底部滞留沉积及其上的边滩沉积组成。泛滥盆地沉积则由小型河漫湖泊、沼泽、泥炭沼泽沉积与洪水流形成的快速沉积反复叠置所组成。泛滥盆地沉积所占的厚度比例有时很大,由洪水流快速沉积与湖泊环境慢速沉积构成的小旋回也比较清晰。

泛滥盆地是曲流河河床之间的低洼地带,在正常情况下,河漫湖泊、沼泽和泥炭沼泽环境发育,接受细粒陆源碎屑的缓慢沉积,常见为泥质或泥炭堆积。在聚煤盆地中,由于富含有机质,沉积物的颜色较暗。洪水暴发时,洪水决口或漫过天然堤形成大面积片状流,进入泛滥盆地,所携带的大量碎屑物质在各亚环境中沉积下来,形成广泛分布的砂或粉砂层。这些砂或粉砂质快速沉积层与典型的洪水流沉积相似,同样可以划分为底部印模段,粒序层理段、攀升层理段和悬浮沉积段。与典型的洪水流沉积不同的是,由于漫过天然堤的洪水流强度比较小,携带的植物残体较少,尤其缺乏较大的树干,因此底模段冲刷充填构造不发育,一般没有沟模和槽模,尤其缺少工具模,但重荷模比较发育,常有变形层理。悬浮沉积段一般不清晰,

层序	沉积构造	生物化石	环境解释
泛滥盆地	水平层理、小型交错层理及缓波状层理常见	植物根迹碎片及痕迹化石常见	泛滥盆地
河床	交错层理冲刷充填构造	植物干印模	河床

图3 济源地区晚三叠世曲流河冲积平原沉积层序

Fig. 3 Vertical sequence of the Late Triassic alluvial plain deposits of meandering rivers in the Jiyuan region, Henan

由于其中植物化石碎片较少,与上覆的慢速沉积层不易区分。粒序层理段比较清晰。由于急流体制过后缓流体制持续的时间比较长,攀升层理段相对较发育,以缓波状层理最为常见,形成的厚度也较大。在洪水流过的正常沉积层中,*Scoyenia* 相的痕迹化石分子比较常见,如 *Scoyenia* sp., *Skolithos* sp. 等,根迹也很常见。

冲积扇的扇缘和扇间地带,由于洪水期从辫状河道末端漫出的洪水流形成的快速沉积与比约溪型辫状河沉积层序相似(图4)。南召盆地鸭河东岸出露的碎屑岩段地层是反复叠置的一套洪水流沉积层。每次洪水流沉积底部的冲刷充填构造均较发育,但除个别层序见有少量重荷模外,多数层序缺少底模构造。粒序层理段多为厚层块状砂岩,上部正粒序清晰。粒序层的顶面上有时有大面积的流水波痕及大量 *Skolithos* 痕迹化石,局部还有小型槽状层理,这种情况下攀升层理段及悬浮沉积段均不发育。有的粒序层理的砂层之上有较厚的一层粉砂质沉积,具缓波状层理,相当于缓流体制下形成的攀升层理段。洪水流过的慢速沉积,一般为沼泽相泥岩或泥炭沼泽相的煤层。在义马盆地早中侏罗世冲积扇前缘沉积物中,仅见有反复叠置的洪水流形成的砂

和粉砂,每个洪水流沉积层序的上部均有较厚的波状层理层段,其顶面上有大量完整的植物叶化石,且有恐龙和鸟的足迹以及与之共生的其它一些表生痕迹,说明洪水急流过后,缓流体制持续了较长时间。但洪水流过后,冲积扇前缘地带是裸露的,很少有植被覆盖,也没有大面积的覆水沼泽。

由此可见,冲积扇前缘地带由于植被条件及环境条件不同,洪水流沉积层序结构特点差别较大,但其共同特点是洪水流形成的砂层普遍较厚,这可能与洪水流密度较大有关。大部分情况下,攀升层理段均较厚,缓波状层理特别发育,说明缓流体制持续的时间较长。另外,底模一般不发育,除少量重荷模外,一般没有沟模和槽模。悬浮沉积段一般缺失。底部的冲刷充填构造可能主要受底质的影响。义马地区由于冲积扇前缘地带是裸露的,底质较硬,冲刷构造不发育。南召盆地则由于沼泽和泥炭沼泽发育,底质较软,冲刷充填构造比较明显。

小 结

在陆相地层中,洪水流沉积是最常见的事件沉积类型。按照洪水流的形成条件可以划分为两种基本类型:一种是在干旱或半干旱气候条件下形成的突发性洪水流;另一种是漫出曲流河道或辫状河末端,或因决口等原因造成的洪水流。

从事件沉积学的意义上讲,只有突发性洪水流才能算是真正的洪水流事件。这不仅因为突发性洪水流沉积具有典型的层序结构特点,而且还因为突发性洪水事件出现的几率很少,两次事件的时间间隔不是以年或百年计,而是将近十万年才发生一次。如南召盆地晚

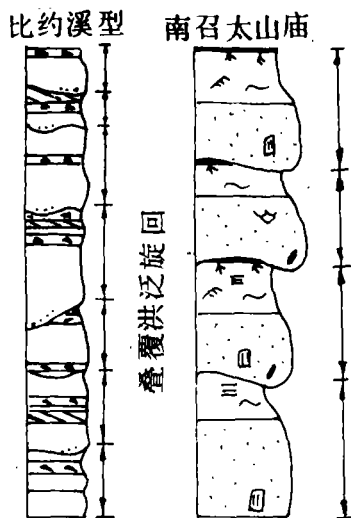


图4 冲积扇前缘沉积层序

Fig. 4 Vertical sequence of the frontal deposits of an alluvial fan

侏罗世的油页岩段和硅质岩段沉积期,清晰可辨的洪水流层序只有 300 个左右,平均将近十万年才出现一个沉积层序。因此,突发性洪水流的形成可能与季节性洪水无关,最有可能与所谓的“米兰科维奇”事件有关,即由于地球绕太阳旋转时黄道面与赤道面交角的周期性变化有关。漫出曲流河河道或辫状河河道的洪水流,其沉积层序与典型的洪水流层序结构差别较大,其成因可能也与“米兰科维奇”事件有关,但最有可能是由于季节性洪水暴发而形成的。由于这类洪水流沉积中,缓流体制下形成的缓波状层理和小型交错层理特别发育,漫流持续发育的时间比较长,因而可称之为漫流沉积,以便与典型的突发洪水流沉积相区别。

河南省中生代聚煤盆地分析是河南省科委资助的科研项目,已于 1990 年完成。本文是在该项目科研报告有关部分的基础上整理而成的。

参 考 文 献

Einsele, G. and Seilacher, A., 1982. *Cyclic and Event Stratification*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

Bennet, K. D., 1990. Milankovitch cycles and their effects on species in ecological and evolutionary time, *Paleobiology*, 16

(1).

THE FLOOD DEPOSITS IN THE MESOZOIC COAL-BEARING STRATA IN HENAN

Chen Chuanshi Su Xianbo
(Jiaozuo Mining College)

Abstract

Despite their widespread occurrence in the geologic record, the flood deposits have received little attention of the majority of geologists. The authors propose, on the basis of the detailed investigation, that large amounts of the flood deposits occur in the Mesozoic strata in Henan in a variety of geological environments such as flood plain, lakeshore and shallow to deep lake, flood basin in the alluvial plain environments of meandering rivers and the frontal zone of the alluvial fan where the braided streams are well-developed. Moreover, the flood deposits in different environments are of quite variable in character. The present paper deals in detail with sedimentary characteristics and conditions for the formation of the flood deposits in the study area.