

文章编号:1000-0550(2001)03-0375-06

抚顺盆地沉积动力学特征及其聚煤意义^①

张瑞生 王华 吴冲龙

(中国地质大学资源学院 武汉 430074)

摘要 通过对抚顺聚煤盆地的沉积动力学研究及对古城子组主要煤层的煤体形态、沉积构造及夹矸特征、大型树桩化石等的详细观察,对主煤超厚煤层的沉积环境进行了深入细致的分析。结果表明,主煤超厚煤层主要沉积于较深水的沉积环境,内碎屑沉积作用活跃,可作为深水成煤模式的典型代表。

关键词 超厚煤层 沉积动力 深水成煤 抚顺煤田

第一作者简介 张瑞生 男 1966年出生 副教授 能源地质

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

中国众多中、新生代小型陆相断陷盆地大都含有超厚的低灰分煤层^[1],这类巨厚煤层的成因是难以用传统的原地成煤理论来解释的。在20世纪80年代初,有些学者在总结已有的各种聚煤模式和现代泥炭沼泽考察资料的基础上,认为活动碎屑环境只能形成炭质泥岩或高灰煤层,并根据大多数煤层与其下伏沉积物之间有明显的沉积间断,认为煤层形成于业已废弃的平静泥炭沼泽、漂浮沼泽环境或高位沼泽环境中^[2]。由于没有找到“使高灰泥炭转变成低灰煤层的适当机制”,没有以一个动态的思维来认识煤层形成的动力学机制,因而没有摆脱煤层是原地生成理论的束缚。人们通常认为煤层是在陆源碎屑沉积活动突然停止后形成的原生泥炭在原地埋藏而形成的。尽管现代泥炭,包括部分浅层埋藏泥炭的厚度(通常小于10 m)、灰分(通常为高灰40%~50%)与许多低灰超厚煤层之间存在极大差异,但是总能找出某些较厚层低灰泥炭的现代实例,并将高灰泥炭埋藏后的酸性淋滤作用作为灰分降低的机制。一些巨厚煤层的形成则归因于沼泽泥炭堆积速率与盆地沉降速率之间的平衡。这些成煤理论和聚煤模式大部分是在较高变质煤层(C-P,J)中,即煤层原生沉积构造遭到较大改造的煤层中得出的。

近年来,含煤岩系的风暴沉积及煤的异地堆积学说和微异地堆积学说逐步引起了国内学者的重视^[3~7]。吴冲龙等从我国中新生代陆相煤层中丰富的原生沉积标志出发,识别出潜积煤层^[4]和浊积煤层^[5],并系统地阐述了陆相盆地活动碎屑沉积背景下异地成煤模式^[1,4~7]。这些成煤模式必然会涉及到煤层的堆积环境,本文的目的在于对抚顺含煤盆地的主

煤层堆积的沉积动力学和沉积环境进行研究,以引起人们对活动沉积背景下较深水成煤模式的关注。

1 盆地地质特征概述

抚顺盆地地处华北地台北缘,呈近北东东向,全长18 km,平均宽度约2 km。盆地基底为太古界鞍山群深变质片麻岩和下白垩统龙凤坎组砂砾岩,盆地内部则是近千米的抚顺群,其时代为早第三纪古新世(E_1)—始新世(E_1),从下至上分别为老虎台组(E_1^1),栗子沟组(E_2^1),古城子组(E_1^1g),计军屯组(E_2^2j),西露天组(E_2^3x),耿家街组(E_2^4gj)^[6](图1)。栗子沟组和古城子组是主要含煤单元,厚度100~200 m,单层煤层最大厚度>70 m,最大累计厚度160 m。该套地层形成于盆地裂陷作用加速期。其下部是浅水湖泊体系的水下火山碎屑泥石流、白云岩质内碎屑泥石流、黑色泥岩及含炭浊流沉积相序;上部为浅水湖泊体系的水下泥炭滑塌堆积、腐殖—腐泥混合泥炭沉积和泥岩质内碎屑重力流沉积相序。从沉积演化角度看,相当于浅湖发育期。开始时气候曾短暂干旱,随后渐趋暖湿,成为抚顺盆地的主要成煤物质发育与堆积期。现今抚顺盆地地貌为第三纪裂谷盆地的残留盆地,受后期改造强烈,未见边缘相。经研究,目前的边界不是沉积边界,且据现存细质沉积物的特征认为现盆地范围当属原始盆地中心部位^[6~8]。

从上述情况看,抚顺盆地的充填序列及其对应的构造—沉积演化特征,与中生代的东北亚断陷盆地系^[8]基本一致。但是,它们之间的差别也很明显,主要表现为:1)抚顺盆地充填序列的底部和顶部冲积扇相不很发育;2)抚顺盆地的主煤层发育层位偏低,

① 国家自然科学基金项目(批准号:49902012)和教育部《高等学校骨干教师资助计划》项目资助

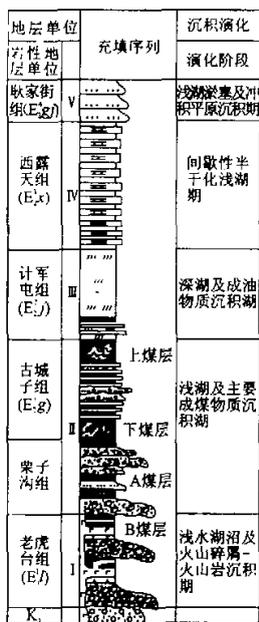


图1 抚顺盆地沉积充填序列

Fig. 1 Sedimentary filling-sequence of Fushun basin

位于大湖(即湖泊相)泥岩段之下,且在充填序列的中部出现超厚的油页岩;3).抚顺盆地的充填序列中下部和上部两次出现半干化盐湖沉积。

2 盆地沉积动力背景分析

盆地的沉积动力背景分析主要包括控制盆地沉积作用发生的古构造、古地理、盆地几何形态、沉积基准面(海平面、湖平面)对盆地容纳空间和堆积速率的控制作用。内陆断陷盆地湖平面平化、构造沉降和物源

补给是控制沉积作用动力发生和演化的基本动力过程,而古气候和古植物(古生态)的类型及其演化也在一定程度上控制着内陆湖泊湖平面变化,湖泊波浪、风暴作用及碎屑物源类型和供给速率。

2.1 盆地古构造与古地理恢复

抚顺盆地古构造明显受郑庐断裂带构造的影响与控制,其中一些同沉积断层也明显具有继承性。据抚顺地区布格重力剩余异常图(图2),可见等值线靠南部尤其在东南侧较密,北侧与西侧较为宽缓,说明抚顺盆地整体为一不对称的双断地堑,南侧断陷较大,北侧断陷较浅,地堑两侧形成的山岭可能发育断崖,南侧坡度较陡,北侧形成一些宽缓的阶地,地形总体较为平缓。盆地沉降中心位于盆地偏南侧,盆地南侧为一些向北倾的正断层。断裂上升盘在东侧活动较为剧烈。从其南侧火山碎屑流等火山岩系厚度较大推测,火山中心可能在南侧。

抚顺盆地 NNE 向张性构造为主导控制构造,NW 向占居次要地位,它们共同形成由矩形同沉积断层网络控制的、边缘阶梯状、基底和盖层键盘状的复合地堑型槽谷^[6]。它们所夹持的次级断块均呈梯形柱状体,在总体沉降背景下,相互间出现相对升降,盆地基底由此显示出一系列凹凸相间的,次级矩形断陷和断隆,可能代表了基底断陷节奏式活动中的横向上的不同步性。从同沉积断层两侧沉积厚度的较大差异可以推断断层活动为急速—错断式的活动^[9],相伴生的地震活动也具周期性,并可能是同沉积断层活动的主要应力释放方式。这种活动方式在盆地高速裂陷阶段表现可能更为剧烈。盆地基底沉降表现为周期性的地震活动,在抚顺盆地滑积煤层中可以发现镜煤条带被整齐

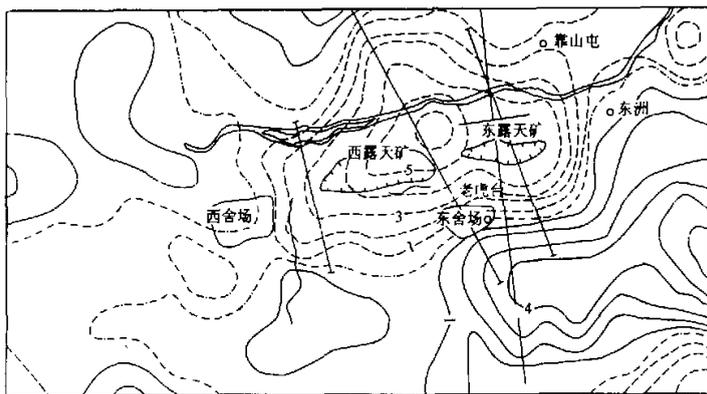


图2 抚顺地区布格重力剩余异常图

Fig. 2 Map showing residual Bouge gravity anomaly of Fushun basin

地错断,薄层的菱铁质泥岩也被断成串珠状,在盆地充填晚期褐色泥岩当中仍可见到类似的痕迹,说明抚顺盆地地震活动相当活跃。

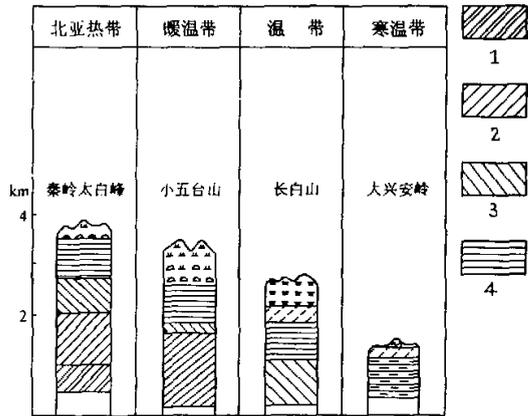
2.2 古气候、古植物景观恢复

抚顺盆地在早第三纪处在潮湿暖温带温带—半潮湿半干旱亚热带的交界部位,古气候的演化呈三段式,即干旱—潮湿—干旱,其中又有三个次级干—湿—干旋回^[10]。据西露天组褐色泥岩和绿色泥岩互层发育特征推断,当时气候演化可能存在更低级别的旋回。抚顺盆地晚白垩世时处于潮湿暖温带亚热带,说明第三纪时气候带的南移。这种变化趋势在伊兰—伊通断陷盆地具有一致性。上述气候变化类型在盆地充填演化中具有相应的沉积型式和物性。古城子组主煤层堆积时期正处于暖温带与北亚热带的交界部位,早期即古新世—始新世为暖湿气候,晚期即始新世早期为热而湿气候环境。气候演化过程中有相互消长的波动^[10],并正好处于盆地加速裂陷的构造演化阶段。有利的气候条件和剧烈的地形分异(水面扩大,水深增加)和繁茂的植被发育类型为抚顺主煤层的堆积保存提供了极为有利的条件和物质基础。

古城子组主煤层孢粉类型资料表明^①,早期植物类型与老虎台、栗子沟植物类型具有一致的连续性和相似性,一些大型乔木可能生长于地势较低的阶地上或湖泊周缘的沼泽内;晚期植被景观有较大的改变,随着气候的暖湿—热湿的转变,一些高大乔木具垂向抬升分异的特征,水生植物低等植物类型开始占据地形较低部位和水沼内。成煤质料特征表现为在老虎台、栗子沟组和古城子组下部及夹研层内见有大量茎干和树桩化石,而上部煤层中则为腐植—腐泥混合煤。据煤层中孢粉早期组合特征,指示当时地面植被为混有常绿分子的阔叶落叶林景观,并存在一定量的热带、亚热带分子,栗子沟组则见红杉、水杉和落羽杉等大植物化石,说明当时为暖而偏湿的气候,大致相当于今日豫南、皖北的暖温带。尤其水杉具有重要的环境指相意义,其野生种现产于我国川鄂交界一带和神农架林区等。古城子组下部成煤植物类型来源是多样的,占据了当时主要的水体及岸边阶地,河流阶地、沟谷、岸坡及高地。古城子组上部和计军屯组的孢粉组合推断当时地面植被为亚热带常绿和落叶阔叶混交林带,其中大部分与下部有继承性,但分异度增强、含量增加。该植物群现半数以上分布于我国的川东、鄂西,即使其中的落叶植物如栎木、桦等也分布于长江以南地区,有个别新出现属种,属发育海拔位置较高的属种。

根据以上古气候与古植物资料分析^①,古城子组煤层发育时期,其生态环境与现代我国秦岭南坡(阳

坡)较为近似,其主要植被类型及海拔高度见图3^[11]。古城子组下部暖温带含常绿分子的落叶阔叶林,地形分布范围海拔200~1600m;现代实例见小五台山,上部常绿落叶混交的阔叶林,地形分布范围500~1000m(秦岭太白山南坡),而原先植被类型则上移至1000~2000m。据植被类型计算,大概每向北移一个纬度,森林线下移100m。因此推断抚顺盆地高地地形海拔高度在1000~2000m。



1. 常绿、落叶阔叶混交林; 2. 落叶阔叶混交林;
3. 针叶落叶阔叶混交林; 4. 暗针叶林、落叶松林

图3 我国现代植被类型的垂向分布

Fig. 3 Vertical distribution of modern vegetable cover in China

2.3 物源分析

由古气候因素导致的洪水事件是内陆断陷盆地沉积物搬运的主要营力,由于地面高低不平,导致水量沿地面重新分配^[12]。大型、特大型洪灾往往是在一定地质地貌背景下形成的,其地质条件主要体现在两个方面:一是对降水的影响;二是对地面径流的影响。洪灾形成除了地表地质条件有关外,还可能与地内因素有关,研究表明沿活动构造带有大量的地内温湿气体释放,同时使地表大气压力降低,诱使台风登陆,而形成暴雨^[13]。

抚顺盆地的周期性地震活动及洪灾事件是其主要地质作用动力。根据抚顺盆地发育走向及盆缘高地地形主要位于抚顺盆地南侧,其洪水事件形成的冲积扇体系的发育也由南向北变薄^[6],指示洪水来源于盆地南部。这一特征与抚顺盆地陡岸发育位置是统一的。

从抚顺盆地地层等厚图上(图4)可见两个较厚的单元朵体不同程度地发生了偏转,如西露天矿区向东偏转,而位于龙凤矿处则向西扭转,很像东西两侧的人

① 李思田,吴冲龙等. 抚顺—梅河口分别地富氢煤形成条件及工艺性研究. 中国地质大学科研报告, 1992

湖河流,但其来源却是来自盆地南部。但是河流偏转是受古构造控制的,因此,物源的影响仅仅做为基底构造活动的响应。一般盆地构造沉降和盆缘断裂活动为扇三角洲提供可容纳空间,物源区的风化剥蚀和搬运为扇三角洲提供陆源碎屑,沉积物供给量决定了扇三角洲朵体的规模,轴向河流的流域面积等因素也影响物源的供给。我们推断抚顺盆地陆陷碎屑供给类型主要由幕式构造活动和气候变化的旋回性所控制。抚顺盆地古城子组煤层堆积时期正好处于快速降低速沉积供给的背景下,而有机质(植物碎屑,泥炭)、粉砂、粘土等内碎屑沉积作用则相对活跃。水体变化也相对应于湖泊扩张阶段,到计军屯组油页岩堆积时期达到最大湖泊扩张阶段。古城子组沉积时期对应最大可容纳空间发育阶段,而由于气候旋回性的变化和幕式沉降作用可能伴随强制性的湖水位较短时间的降低,引发湖滨、湖岸、岸坡阶地、沟谷等地泥炭沼泽的周期性侵蚀。

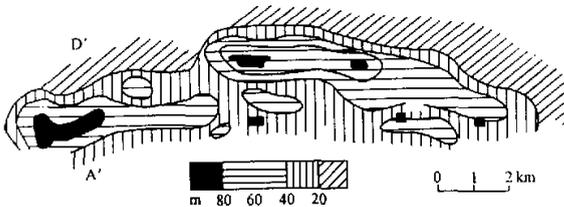


图4 抚顺盆地古城子组沉积等厚图

Fig.4 Contour map of sediments of Guchengzi Formation

3 沉积动力特点分析

盆地沉积动力表现为物理作用、化学作用、生物作用三种方式。不同的盆地类型,不同的沉积环境有不同的作用方式及其组合。在内源盆地,如蒸发盆地中化学作用、生物作用为主导动力,同时受到不同方式和强度的物理作用的改造;而陆源盆地以物理作用(大规模的河流、洪流水系活动)为主导动力,同时又受化学作用、生物作用的影响。同一类型盆地的不同沉积环境条件及其动力活动强度及叠加组合型式也是不同的^[15]。几种盆地沉积动力体系的交叉和复合,其沉积物可以划分为原地沉积和异地沉积。内源盆地的化学、生物及生物化学作用,其沉积物分布是有明显的原地性,牵引流等物理沉积动力作用,使原生沉积物发生了一定的迁移和扰动可称其为近异地再沉积,而风暴潮、重力流(洪水、滑塌、地震等多因素诱发)则使原生沉积和同生成岩物质发生巨大迁移,可称其为远异地再沉积。可见异地沉积物是有尺度概念的。因此原生沉积物发生沉积环境单元尺度上如从湖滨→斜坡,斜

坡→盆地的再沉积,形成异地沉积,而使其原生沉积物面貌发生较大改变的沉积动力定义为近异地扰动沉积,或原地滞留沉积。沉积动力作用方式上表现为单一物理作用、化学作用、生物作用,或者表现为复合作用的原地、扰动滞留;而原地沉积动力、异地沉积动力在垂向和横向上的叠加和分异,表现为不同物性和不同碎屑类型的垂向和横向分异。原地沉积动力及原地沉积物会受到扰动沉积动力或异地沉积动力的叠加,而异地沉积动力及异地沉积物会受到原地及新异地沉积动力的叠加;扰动滞留沉积动力决定于原地和异地作用沉积动力能量的交叉和消长,当原地作用沉积动力为主时,则表现为沉积物的扰动,异地沉积动力为主时表现为沉积物的滞留。单一物理作用过程中碎屑颗粒沉降作用为滞留沉积动力,水流搬运用作用为异地沉积动力;物理作用与生物化学作用交叉时,水流搬运用作用为异地沉积动力,而垂向沉降和生物捕获及生物化学过滤和胶体化学过滤作用^[6]为滞留沉积动力。三种类型沉积动力的相互作用形成了盆地沉积动力体系,其中扰动或滞留沉积动力是易被人们所忽视的。

基于以上认识,结合现代裂谷盆地和断陷盆地水体物理作用、生物作用、化学作用分析和抚顺盆地沉积物的充填序列、岩性相横向变化,恢复抚顺盆地的沉积动力体系。由于抚顺盆地边缘相未见出露,作者以我国云南抚仙湖^[16]作为类比对象。抚仙湖主要入湖河流汛期物源丰富,并具有集中性;河口区水下坡度较大,水深20 m以内坡度为7°~10°,有利于引起重力滑动。河水温度明显低于湖水温度,有利于密度流的形成。泥沙入湖后含砂水流易于形成密度流(异重流)潜入湖底,形成浊积系列沉积,突发性因素如地震和下水滑塌易于形成高密度流。它们共同形成湖泊浊流沉积,垂向上表现为砂泥互层的类复理石沉积。抚仙湖的边缘相带除河流三角洲外,都比较窄,应该说异地沉积动力及滞留沉积动力为湖盆动力沉积动力体系的主体。因此,抚仙湖(现代)沉积动力体系内以湖控为主,主要水系三角洲前缘异地沉积动力占主导,湖滨则主要以扰动沉积动力为主,原地滞留沉积动力以是来源物质的沉降为主要方式,主要见于浅湖和深湖区,以地震等诱发因素的高密度流和汛期河流低密度流河水常常在入湖处形成强烈的底流,这是由河水温度低并携带大量悬浮物沉积物所致,在雨季尤其如此。这一特点可以表证抚顺盆地的主要沉积动力体系。

4 抚顺盆地主煤层沉积动力特征分析

根据煤层纵向和横向沉积断面,煤层总体受同沉积断层网络控制,在次级的断堑中煤层最厚,结构简

单,在次级断隆上,煤层发育较薄,结构较为复杂。抚顺主煤层煤岩类型旋回性结构特征明显,每一个小的小旋回内部又发育多个韵律层,在煤岩类型及横向上具有良好的对比关系,尤其混合煤的存在及不同成因组合类型垂向上的更替,具有明显周期性。根据结构类型、煤岩类型等特征将抚顺主煤层分为8个成因单位^①。下分层煤分层最厚处50 m,呈东西延伸,其中西帮较厚,向东变薄,为一西厚东薄的楔状体。据野外观察和研究,下分层可划分出三种煤相组合:(1)底部的富丝煤相组合,(2)具有浊积性质的泥岩相共生的煤相组合,(3)与扇三角洲前缘远端共生的煤相组合。上分层煤层厚度巨大,成因多样,自下而上为:(4)腐植煤(夹矸与煤层互层,为一“韵律层”,自西往东变化大),厚约20 m。(5)腐植腐泥煤夹层,透镜状,最厚处达13 m,往两侧变化急剧小。(6)腐植煤,煤层形态似层状,变化稳定,厚约35 m。(7)含砂腐植腐泥煤,变化大,最西部厚约6 m,往东变薄,局部变为砂岩及碳质泥岩。(8)腐植煤,变化稳定,煤层似层状,厚约6 m。上述煤层镜煤碎屑呈撕裂状、揉团状(剪切)等滑塌构造,说明泥炭物质是经过了一定程度的泥炭化作用,甚至已进入同生成岩阶段,被滑塌等因素引起的内碎屑重力流机制重新搬运和堆积^⑥。

主煤层的夹矸层岩性为泥岩、粉砂质泥岩或粉砂岩。夹矸中富镜煤植物碎屑和直立的硅化树桩,层理显示为水下重力流或深水复理石特征。垂向上,下部夹矸有灰色粗砂岩、细砂岩和粉砂岩,中部主要为泥岩和泥质粉砂岩,上部为泥岩或深灰色泥岩和炭质泥岩。在西露天矿西部夹矸层沉积类型主要为水下泥石流沉积,极可能是与深切谷有关的盆地重力流浊积扇,从下至上,其单层厚度增厚,宽度增大,反映了重力流事件由弱变强又变弱的变化。夹矸中含有大量树干和树桩,树杆长轴方向为近南北向,反映古流方向为近于南北向。泥石流夹矸中底部显示冲刷构造,可以辨别出泥砾,中、上部常见有琥珀集中富集,琥珀磨圆分选都比较高。在水下重力流活动最强的部位,可见大型的树桩垂直于岩层面排列,最大的直径超过1 m,底部根冠直径近2 m,与底部岩层突变接触,此种产状的树桩是异地搬运最直接的证据。

在抚顺煤层中滑塌构造极为发育^[1,6],岩石记录中主要为底部较粗的泥砾和镜煤碎屑、粉砂岩、炭质泥岩,向上有机质增多,碳屑变细,垂向横向上可见泥岩→炭质泥岩→煤层的过渡。煤层主要为内碎屑重力流堆积,形成底部炭质夹矸、暗淡煤—半暗半亮—光亮煤的垂向浊积序列,在一次较大的幕式事件中可能会有几次这样的内碎屑重力流事件,因此在一个大的旋回

内发育几个煤岩类型由暗—亮的韵律层。每个韵律层内部镜煤砾屑从下至上由粗变细。煤层的沉积特征可与东营盆地内碎屑泥岩对比^[17],只不过物质类型不同而已。在泥炭的搬运过程中,由于活动能量的逐渐减弱,形成了类似于鲍玛序列的垂向分异,发育有AB、BCD、DE等单元的组合类型。可以认为煤层沉积于盆地斜坡上部部位、三角洲的前缘或盆地的浅水阶地,以及较深水的斜坡和较深水的盆地环境中。

5 结论

通过综合分析现代和古代湖盆沉积物岩相分布特征及其背景特点、抚顺盆地沉积动力体系以及古城子组主煤层发育特征,作者将抚顺盆地原生沉积动力给以合理的推断。有三种作用在盆地内具有普遍性,即(1)盆缘滨湖带的波浪和风暴作用,(2)三角洲前缘、盆地沉积阶地和斜坡间的重力流事件、滑塌事件,(3)河流作用的低密度流、洪水季节的高密度流,因而形成潮控、流控和滑塌系列的岩相展布方式和形成机制。根据抚顺盆地与同类型合盆地的对比可见,抚顺盆地边缘水深为10 m左右(发育大量水生植物),可能在上分层堆积期间水深有增大的趋势,边缘水深大于10 m,有大量藻类繁盛,抑制了水生植物的发育,上部两层混合煤代表了水深加深(油页岩堆积)前的两次波动。盆地中心较为理想的水深深度环境可能为30~100 m。由于同沉积正断层网络的活动,水深的变化表现为不同水平阶地层状水体的突变。在异地沉积动力为主导沉积动力作用下,由湖滨(<10 m)—斜坡(10~30 m)—盆地(>30 m),沉积动力体系分别为扰动—滞留沉积动力(扰动:波浪、风暴作用颇选;滞留:生物化学、胶体化学双过滤作用,泥炭与无机物水平分异为主)—近异地沉积动力(重力流事件,滑塌事件、河流作用的低密度流、洪水季节的高密度流)—异地沉积动力(重力流事件、滑塌事件、震积事件,泥炭内无机碎屑垂向分异为主)。由于盆地处于高速裂陷和低速沉积物供给(植被大量发育)阶段,盆地古地理单元相对稳定,以垂向加积作用为主,内碎屑沉积作用活跃,超厚煤层堆积于动荡的较深水环境。

参 考 文 献

- 1 吴冲龙,李绍虎,黄凤鸣等.抚顺盆地古城子组主煤沉积条件分析[J].煤田地质与勘探,1997,(2):1~6
- 2 McCabe P J. Depositional environments of coal and coal-bearing strata. Spec Publ Ass Sediment, 1984, 7: 13~42
- 3 胡益成,廖玉枝,徐世球.南华北晚石炭世风暴事件及其对聚煤作用的影响[J].地球科学,1997,22(1):46~50

- 4 吴冲龙. 抚顺煤田发现了大量滑积煤[J]. 地质科技情报, 1989, 1: 100
- 5 吴冲龙. 抚顺盆地超厚煤层中的滑积相及成因模式[J]. 科学通报, 1994, 39(23): 2175~2177
- 6 张瑞生, 吴冲龙, 李绍虎等. 抚顺煤田古城子组主煤堆积动力学机制研究[J]. 地质论评, 1999, (6): 654~660
- 7 Wu Chonglong, Li Sitian, Cheng Shoutian. Humid-tape alluvial-fan deposits and associated coal seams in the Lower Cretaceous Haizhou Formation, Fuxin Basin of Northern China [J]. Geological Society of America Special Paper, 1992, 267: 269~286
- 8 李思田, 杨士恭等. 断陷盆地分析与煤聚集规律[M]. 北京: 地质出版社, 1988
- 9 国家地震局. 中国活动构造典型卫星影像集[M]. 北京: 地震出版社, 1982
- 10 王德发, 陈建文. 中国中东部沉积盆地在中新生代的沉积演化[J]. 地球科学, 1996, 21(4): 441~448
- 11 刘华训. 中国山地植被的垂直分布规律[J]. 地理学报, 1981, 36(3): 267~269
- 12 李长安, 张玉芬. 中国主要水系贯通和洪灾形成的地学因素分析[J]. 大自然探索, 1997, 16(1): 61~65
- 13 郭贻建, 秦保燕. 灾害地质学[M]. 西安: 陕西科技出版社, 1989. 204~231
- 14 张荣红, 余素玉, 邬金华. 陆相湖盆中沉积物供给因素对层序地层分析的影响—以东营凹陷下第三系为例[J]. 地球科学, 1997, 22(120): 139~144
- 15 孟祥化, 葛铭. 论内源盆地动力场及磷块岩富集作用的动力学分析[J]. 化工矿产地质, 1995, 17(3): 145~157
- 16 费士厚, 张立仁. 抚仙湖沉积粒度特征[J]. 沉积学报, 1983, 1(1): 50~62
- 17 王德坪. 湖相内成碎屑流的沉积及形成机理[J]. 地质学报, 1991, 65(4): 299~315

Characteristics of Sedimentary Dynamics of Fushun Coal-Bearing Basin and Its Significance to Coal Accumulation

ZHANG Rui-sheng WANG Hua WU Chong-long

(Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences Wuhan 430074)

Abstract

Numerous Mesozoic-Cenozoic small-scale fault basins in China contain extremely thick coal seam with low ash content, but it is difficult to explain the genesis of such kind of coal seam only by in-situ coal-forming theory. Based on the research of the depositional dynamics of Fushun coal-bearing basin, and analysis on coal bodies in main coal seam of Guchengzi Formation, the depositional environment of this kind of coal seam has been interpreted, together with the analysis on sedimentary features of root and trunk fossils within the coal seam. It shows that the basins depositional dynamic process was controlled by the lake level, tectonic subsidence and provenance. The paleoclimate influence the lake level changes, wave storm, function, source type and rate of sediment supply to a certain extent, even the plant type Fushun basins water depth is about 10 m at the basin edge where developed a large amount of water plants. The relative ideal water depth of depocenter may be 30~100 m. Because of syn-sedimentary fault network activity, variation of water depth is in the form of sudden change in horizontal water body. Its depositional dynamic system is composed of perturbation-lagging dynamic system, hypautochthonous dynamic system and allochthonous dynamic system. Allochthony depositional dynamics acts as the leading factor in lakeside (< 10 m)-slope (10~30 m)-basin (> 30 m) environment. Because Fushun basin is in high-speed subsidence with low-speed sediment supply during Guchengzi Period, the intraclastic deposition is active, therefore, the extremely thick coal seam can be used as an example of deeper water coal accumulation mode.

Key words ultra-thick coal seam depositional dynamics deeper water coal accumulation Fushun coalfield