秦岭刘岭群风暴沉积的基本特征

李文厚 邵磊 林晋炎 梁金哲

(西北大学地质系)

风暴沉积 (storm deposits) 是由风暴浪引起的一种密度流沉积,主要发生在具开阔海面的浅海陆棚区。风暴岩 (tempestite) 一词是由凯林 (G. Kelling, 1973) 提出,用以描述受风暴扰动后再沉积的浅海盆地的递变浊积岩。库马尔和桑德 (N. Kumar 和 J. E. Sander, 1978) 以及艾格内尔 (T. Aigner, 1979) 将其含义扩充为风暴沉积,泛指非正常天气风暴作用所形成的一系列沉积。近十余年来,世界上许多地方都有风暴沉积发现,古代地层记录中的有关风暴沉积的各种各样的证据和相标志已相继被鉴别出来。我国对现代和古代风暴沉积的研究虽然刚刚起步,但也取得了很大的进展。自 1987 年以来,笔者对秦岭刘岭群青石垭组的风暴沉积进行了观察和研究,本文是该项工作的总结。

一、区域地质概况与地层

秦岭造山带是中国大陆上重要的地质分界线,也是世界著名的大陆造山带之一,赋存有丰富的矿产资源,受到地质学界的高度重视。多数学者以板块构造理论研究华北板块与扬子板块的关系,认为沿秦岭带中部商丹断裂带是秦岭大陆造山带中板块俯冲碰撞的主缝合带,商丹断裂带北部为北秦岭古活动大陆边缘,南部为南秦岭古被动大陆边缘。秦岭造山带是在元古宙古秦岭裂谷系的发展演化基础上,于晚元古宙末期已逐渐扩张出现古秦岭海洋,分隔华北和扬子两个板块,并经漂移和旋转;早古生代加里东期古秦岭海洋板块已开始向华北板块南缘俯冲,因而华北板块南缘已转化为活动大陆边缘,与之同时扬子板块北缘却一直处于被动陆缘环境,直到印支期,两板块运移到大体现在的位置,发生陆-陆碰撞的造山作用,形成强大的秦岭碰撞型造山带,开始转入新的板内构造演化阶段。杨森楠(1985)、杨巍然(1987)提出陆间裂谷的观点,即南北两大板块在元古代晚期对接形成统一的陆壳基底;早在古生代裂谷开始裂陷;中三叠统再度接合。任纪舜等(1980)则认为,扬子造山旋回可能把扬子准地台、塔里木地台和华北地台连成一体,构成一个巨大的古中国地台。

在商丹断裂带以南,山阳断裂带以北,陕西境内西起凤县,东至商南的东西向狭长地带,分布着一套浅变质岩系。1931年赵亚曾、黄汲清曾命名为柞水系。后经区测填图,根据化石定为中、上泥盆统,命名为"刘岭群",也即一般所称的"秦岭北带泥盆系"(图 1)。

在笔者重点研究的山阳地区,刘岭群主要为中泥盆统牛耳川组、池沟组和青石垭组,上泥盆统下东沟组和桐峪寺组。其中二峪河一带的中泥盆统青石垭组为一套细碎屑岩、粘土岩夹碳酸盐岩的沉积,与中泥盆统池沟组及上泥盆统下东沟组呈整合过渡关系,厚度达 2000 余米。岩性自下而上可分为四段:第一段为深灰一褐灰色细砂岩一粉砂岩夹深灰色薄层状粉砂质灰岩、生物碎屑灰岩。纹层发育,见大量近于对称的波痕,含大量虫迹化石;第二段为灰、深灰、褐灰色泥质粉砂岩与粉砂质板岩互层。粉砂岩中具波痕,且含虫迹化石;第三段为灰绿色板岩夹少量褐灰色粉砂岩。粉砂岩呈透镜状,具小型交错层,上部水平纹层发育,层间见虫迹化石;第四段为浅灰绿一深灰色钙质板岩。

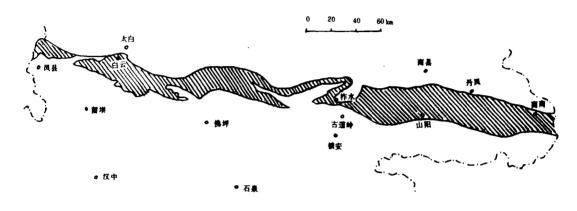


图 1 秦岭北带泥盆系

Fig. 1 Distribution of the Devonian strata in northern Qinling Mountain area

笔者在刘岭群青石垭组第一岩性段发现 10 余层贝壳层,每层厚度 4—12cm 不等,横向变化大,数十米内即行尖灭或呈透镜状产出。在这一发现的基础上,经过详细观察,确定了本区的风暴岩及其沉积序列。

二、刘岭群风暴沉积的鉴别标志

风暴流是风暴在滨岸和浅海陆棚引起的一种流体,它具有密度流和牵引流的二重性,是水平运动和振荡运动的结合,同时又具有涡流的特点。尽管人们对于现代大陆架海区风暴的作用尚未充分了解,但风暴对沉积物的影响一般可归纳为四点。(1) 风暴将沉积物搬离海岸;(2) 风暴高峰期,浪基面降低。晴天形成的沉积物被冲蚀、簸选和悬浮,从而形成侵蚀面和粗粒度的滞留沉积;(3) 风暴平息时,细粒沉积物将再度沉积,并受风暴导致的底流的影响而形成纹理层;(4) 风暴平息后(晴天) 沉积最细的悬浮物,又叫背景沉积物,此时已毫无风暴作用的影响。

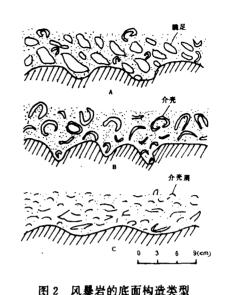
克赖萨和巴姆巴赫(R. D. Kreisa 和 R. K. Bambach, 1982)将风暴发育过程分为风暴高峰期(storm-peak)、风暴晚期(late-storm)及风暴后期(post-storm)三个阶段。不同阶段的风暴发育特点及强度不同,从而形成了代表风暴事件的各种标志,如突变性的底面、粒序层、平行纹理、沙纹交错纹理、丘状交错层理、特征的遗迹化石及风暴沉积层序等。山阳二峪河一带刘岭群青石垭组的风暴岩具有典型的风暴沉积特征,下面就其特征的标志予以概述。

1. 突变的底面构造

刘岭群青石垭组的风暴岩常具侵蚀底面,与下伏岩层呈突变接触。这是由于在风暴高峰期,强劲的风暴浪对底部沉积物冲刷、掏蚀所造成的。艾格内尔(1982)曾将这种侵蚀充填构造命名为袋模(pocket cast)、渠模(gutter cast)及鉢模(pot cast)等。青石垭组风暴岩的底面构造主要呈凹槽状、沟状和波状(图 2),下伏岩层通常为深灰色板岩或粉砂质板岩。它们是由于风暴水流对底层的不均一的冲蚀产生的大小不同的冲坑,尔后被滞留沉积物充填而成。一般认为,风暴浪的强度越大,水深度越浅,冲刷底层越深。凹槽状、沟状和波状的底面构造反映了风暴浪由强而弱的变化特征。

2. 贝壳层与粒序层

除了岩层底面具明显的侵蚀标志外,如果 有贝壳存在的话,那么在风暴高峰期形成的风 暴层必然有大量贝壳层。刘岭群青石垭组的贝



A-凹槽状, B-沟状, C-波状
Fig. 2 Types of sole structures in tempestites in the Qingshiya Formation

A=fluted; B=grooved; c=wavy

壳滞积层厚度一般 8—12cm,少数仅 4—6cm。一般说来,贝壳层横向稳定性差,大都呈透镜状。贝壳层中的化石大多已破碎,只有少量是较完整的,呈扁的椭球形。大部分贝壳与层面平行排列,并且壳多下扣,凸面朝上,两壳瓣开启。介壳下面常见渗滤组构 (infiltration fabric),如遮蔽孔 (shelter porosity)。这是由于风暴的作用使得较细的沉积物迅速从悬浮状态中沉淀下来,从而形成了渗滤组构。这种渗滤组构往往产在较薄的贝壳层与板岩互层的地段,似乎是在正常的低能环境中插入了高能事件的极好证据。不少介壳都已结晶,介壳之间的孔隙中充填有微粒序性的细一粉砂屑。

在某些情况下,一些扁平状贝壳呈直立式叠瓦状排列。这种贝壳层代表一种被改造和 扰动了的簸扬物质,而不是经过长距离搬运来的。贝壳层中还见到贝壳呈稳定状态的三角 架排列,即中间壳瓣直立,两侧壳瓣倾斜搭在其上,三角架孔隙中被亮晶方解石和砂屑充 填。它是由于波浪振荡运动使腕足壳瓣翻转成直立和倾斜状态而形成的。上述贝壳的排列 方式及其显示的定向性,表明海底曾出现过搅动。在正常浪基面之下的深水陆棚环境中,使 腕足壳瓣定向排列的营力显然只有风暴浪的作用。因此推测贝壳层的形成是由于风暴悬浮 体突然注入,使底栖的腕足动物等来不及逃逸即窒息死亡,经风暴改造并集中而大量堆积 下来。在其埋藏前,又遭受风暴浪的改造而呈定向排列。随着风暴浪的减弱,悬浮的细屑 物质快速沉积下来,使贝壳层得以保存。

贝壳滞积层由下而上颗粒逐渐变细,下部大都为完整的介壳,中部全为破碎的介壳,上 都则已成为砂屑至粉砂屑,粒屑层理明显。这是由于在风暴浊流的重力作用下,骨屑颗粒 从高密度悬浮液中心沉淀时,同时受到重力和剪切力两种作用。当重力大于剪切力时,颗 粒即按粒径和比重大小依次沉淀形成正粒序层。

3. 纹理层

刘岭群青石垭组的风暴沉积中常见二种纹理层,即平行纹理和浪成砂纹交错纹理,而 浪成上叠砂纹层理、丘状交错层理及包卷层理偶见。其中平行纹理和浪成砂纹交错纹理可 在同一风暴岩中同时出现,但更为常见的是平行纹理的单独存在。纹理层与下伏具正粒序 的贝壳滞积层界线截然,其厚度为 1—30cm,横向变化较大。纹理层的岩性主要为细一粉砂 岩、泥质粉砂岩及钙质砂岩,单一纹理的厚度多在 1mm 左右。

平行纹理中的砂粒是在风暴减弱,能量减小的过程中从悬浮中迅速沉积形成的,而平 行纹理是由于底部强烈的剪切作用导致在平坦的床沙表面形成的。纹理基本互相平行,也 有的呈连续的缓波状,层与层之间厚薄不均。纹层中常见垂直或斜交潜穴及生物逃逸构造。 由于平行纹理的形成是在风暴浪的能量逐渐衰减的情况下快速沉积的,故而自下而上纹理 厚度变薄,颗粒也渐变细。

浪成砂纹交错纹理是由于风暴浪作用形成的。一般由 2—4 个束状层系构成,层系厚 0.5—2cm,长 4.5—9cm。单一纹理常常呈波状弯曲,与层系的底面交角一般在 15—20°之间。浪成砂纹交错纹理中也可见到垂直或斜交潜穴及生物逃逸构造,其顶层面常见孤立波痕或浪成波痕。

孤立波痕呈孤立的椭圆形的丘状突起,直径 6—9cm,高 1cm 左右。其成因是与砂供给不足,风暴浪把底层沉积的砂堆积成圆丘状有关。浪成波痕近于对称,波长 4.5cm,波高 0.5cm。完整的波痕表明,悬浮泥在粉砂沉积后迅速沉淀,使沙波免于被改造。

浪成上叠砂纹层理的形成必须有丰富的沉积物,特别是呈悬浮状态的沉积物不断地供给水流或波浪,以致波痕不仅向前迁移,而且同时向上建造成一个相互叠覆的波痕系列。显然,它是在风暴衰退阶段由浪成振荡水流形成的。

丘状交错层理通常认为是在波基面以下由风暴作用形成的,与下伏板岩呈突变接触,向上有时可过渡为浪成砂纹交错纹理。青石垭组的丘状交错层理的波丘高度一般为 10—25cm,波丘间距为 60—120cm。丘状交错层理层系界面呈低缓小圆丘状起伏,交错纹层层系间以低角度相切,大多为 4 —7°(图 3)。上述特点表明,丘状交错层理形成时,其下伏地层可能被冲刷成波丘状和方向不一的的浅槽。在风暴流沉积和风暴浪产生的较强的底剪切力的共同作用下,复盖了具有纹理的粉砂质沉积物。

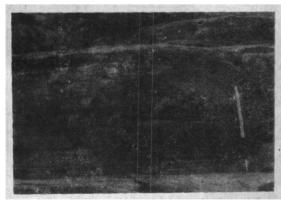


图 3 风暴岩的丘状交错层理

Fig. 3 Hummocky cross-stratification in tempestites

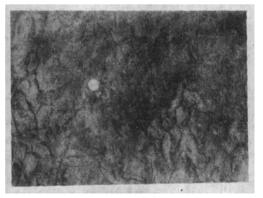


图 4 板岩中的虫迹化石

Fig. 4 Worm trails in slates

4. 含虫迹化石的板岩

板岩为深灰色,覆盖在纹理层上部,常常为粉砂质板岩与板岩互层,厚 5—40cm 不等。

本层段与下伏纹理层接触处常保存有虫迹化石(图 4),显然是风暴过后正常天气下大量底栖生物活动的遗迹。

综上所述,青石垭组风暴沉积特征明显,无疑为典型的风暴岩。其主要沉积特征是: (1) 风暴沉积与好天气时的泥质沉积物互层,从而形成具韵律的多层层偶结构; (2) 风暴 沉积序列具有突变性的底面和渐变性的顶面,向上粒度逐渐变细; (3) 序列本身常具二元 结构,下部为具定向排列的贝壳滞积层,上部为各种纹理层; (4) 风暴沉积的厚度侧向变 化明显,宏观上呈透镜状。

三、风暴沉积序列、剖面类型及沉积模式

一般说来,风暴岩序列的完整性和保存程度除了取决于风暴强度、风暴持续时间、古地理位置、活动中心及迁移穿越的路线外,还与后期的风暴流、潮汐流、波浪作用和其他海流对早期沉积物的侵蚀、改造及生物活动对原生沉积构造的破坏有关。刘岭群青石垭组的风暴岩剖面序列具完整的与不完整的同时存在。完整的风暴岩序列一般可以很好地保存着风暴事件各阶段的沉积物和沉积特征,与艾格内尔(1982)风暴沉积序列模式极为相似(图 5)。青石垭组的风暴岩序列自下而上可分为: A. 突变的底面; B. 粒序层段; C. 平行纹理段; D. 砂纹交错纹理段; E. 板岩段。反映了风暴岩序列是以风暴事件演化和水动力条件作为判断原则的。其中 A 段代表风暴高峰期和衰减期的沉积作用,与下伏地层有突变的底面; B、C 段为风暴衰减期的风暴浪和高流态产物; D 段是当风暴作用减弱时沉积的; E 段是风暴停息后,好天气时沉积的泥质层。

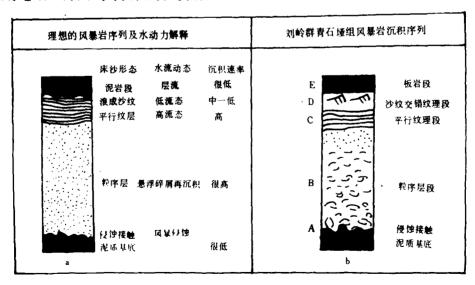


图 5 刘岭群青石垭组风暴岩沉积序列

Fig. 5 Sedimentary sequence of tempestites in the Qingshiya Formation of the Liuling Group

上述序列与浊流沉积的鲍玛序列相似,两者都具有底冲刷面、粒序层、平行纹层及沙纹层理等。说明它们的沉积机理是相似的,都是流态变低的一种密度流,形成向上变细的序列。但风暴岩与浊积岩具有本质上的不同,风暴是风暴浪作用及风暴的退潮流的流动作

用,而浊流只有密度流的流动作用,它们的主要区别是:(1) 浊积岩的底面构造主要有槽模及各种工具痕,具明显的方向性;而风暴岩的底面构造为各种侵蚀充填构造,缺少槽模,也不具方向性;(2) 浊积岩的粒序层与平行层段粒度是递变的,厚度均匀,侧向延伸远;而风暴岩的粒序层与平行层段间粒度是突变的,厚度不均匀,宏观上呈透镜状;(3) 浊积岩中只有流动成因的层理构造,缺少波浪作用的层理构造;而风暴岩中的浪成砂纹交错纹层、丘状交错层理等都是波浪作用及流动成因形成的层理;(4) 浊积岩主要出现在深水环境中,而风暴岩则出现在正常浪基面以下的陆棚环境中;(5) 风暴岩中具有浊积岩所没有的渗滤组构及逃逸的潜穴。

值得注意的是,青石垭组的风暴岩主要为一套陆源碎屑岩与碳酸盐岩的混合沉积。笔者从为,控制这种混合的主要因素就是由风暴所引起的"间断混合作用",即好天气时在正常浪基面以上沉积的陆源物质和碳酸盐物质,在风暴高峰期被风暴涌浪携带到风暴浪基面之上混合起来,并加以改造,形成陆源碎屑岩与碳酸盐岩混合的风暴沉积。

随着海水的深度增加,风暴引起海水搅动和波浪振荡水流的运动逐渐减小。因此,从 内陆棚到外陆棚,风暴浪及风暴退潮流的影响逐渐变小。象浊积岩一样,风暴岩也有近源 风暴岩和远源风暴岩之分。近源风暴岩是形成于相对水浅的陆棚,远源风暴岩则形成于相 对水深的陆棚。因此,可利用风暴岩的近源性和远源性的特征来估计相对水深。

山阳二峪河一带刘岭群青石垭组的风暴岩常见六种剖面结构类型(图 6),每种类型都是由一次性风暴流沉积的。

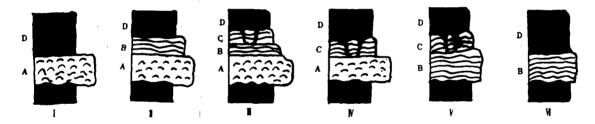


图 6 刘岭群青石垭组风暴岩剖面结构类型

Fig. 6 Structural types of the tempestite sections in the Qingshiya Formation of the Liuling Group

.类型 I 沉积序列极不完整,只有 A 段和晴天沉积的 D 段。凹槽状、沟状和波状的底部侵蚀充填构造很发育,滞积贝壳层组成粒序段,厚度一般为 8—12cm,缺失序列上部的平行纹层段和浪成砂纹交错纹层段。反映了风暴高峰期虽然持续时间短,但能量大,掏蚀力强。属典型的近源风暴岩,一般形成于陆棚上部的近风暴中心地带。

类型 I 具不完整沉积序列,底面侵蚀充填构造为沟状和波状,粒序段由滞积贝壳层组成,其上为平行纹层段,缺失浪成砂纹交错纹层段。反映了风暴晚期能量不高,风暴浪和水流作用未能影响到沉积物表面。

类型 的沉积序列发育最完整,底面为沟状和波状的侵蚀充填构造,粒序段的厚度小于平行纹层段与浪成砂纹交错纹层段之和;上部纹理层常见垂直或斜交潜穴及生物逃逸构造。表明风暴衰退期持续时间长,水下沉积物经历了风暴作用的各个阶段。

类型 Ⅳ 也是不完整的沉积序列,为沟状和波状的底面侵蚀充填构造,在贝壳滞积层之上沉积了浪成砂纹交错纹层。代表了风暴晚期单向水流对水下砂质沉积物的改造。

类型V属不完整沉积序列,底面侵蚀充填构造呈波状,缺失粒序段,在平行纹层段之

上沉积了浪成砂纹交错纹层,常见垂直或斜交潜穴及生物逃逸构造。表明这种沉积环境是在距风暴中心较远,风速较大,风暴持续时间较长的条件下形成的。

类型 VI 的沉积序列极不完整,只有 B 段和晴天沉积的 D 段。底部侵蚀充填构造大都为波状起伏,缺失粒序段及浪成砂纹交错纹层段,表明风暴晚期能量较低,没有形成单向水流。

从类型 Ⅰ 到类型 Ⅵ ,它们的沉积序列大都发育有上部的纹理段,粒度细,底部侵蚀充填构造不甚发育,贝壳层主要由单一的腕足类组成。因此,它们更趋向于远源风暴岩。

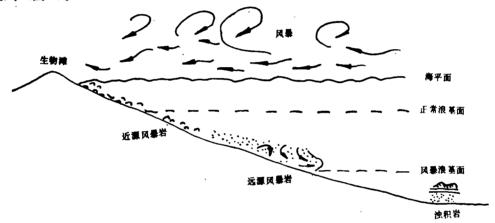


图 7 刘岭群青石垭组风暴岩沉积模式

Fig. 7 Sedimentary model of tempestites in the Qingshiya Formation of the Liuling Group

参加野外工作的还有孙勇、于在平、周立法、赵得力、刘巧红等同志,在本文撰写过程中,承蒙陈景维教授、梅志超副教授的热情指导,李立宏同志洗印照片,刘燕华同志绘图,谨致谢意。

参考文献

王清晨, 1984, 风暴沉积, 国外地质, 9期, 1-2页。

刘宝珺、曹允孚等,1985,岩相古地理基础和工作方法,地质出版社,156-160页。

刘宝珺等, 1987, 中国扬子地台西缘寒武纪风暴事件与磷矿沉积, 沉积学报, 5卷3期, 28-39页。

任纪舜等, 1980, 中国大地构造及其演化, 科学出版社。

吴贤涛等, 1987, 豫西焦作地区上石炭统碳酸盐岩中的风暴沉积, 沉积学报, 5 卷 4 期, 1-13 页。

扬森楠, 1985, 秦岭古生代陆间裂谷系的液化, 地球科学, 10卷 4 期, 53-62 页。

杨巍然, 1987, 东秦岭"开""合"史, 地球科学, 12 卷 5 期, 488—493 页。

张国伟等, 1988, 秦岭造山带的形成及其演化, 西北大学出版社, 75-95 页。

张维庆等,1986,四川盆地早二叠世碳酸盐沉积和及风暴沉积作用,重庆出版社,16-23页。

Aigner, T., 1982, Cyclic and Event Stratification, Springer-Verlag, Berlin, pp. 180-198.

Kreisa, R. D., K, 1982, Cyclic and Eent Stratification, Springer-Verlag, Berlin, pp. 200-206.

MAIN CHARACTERISTICS OF THE STORM DEPOSITS IN THE LIULING GROUP IN THE QINLING MOUNTAIN AREA

Li Wenhou Shao Lei Lin Jinyan Liang Jinzhe

(Department of Geology, Northwest China University)

Abstract

A succession of tempestites with typical sedimentary sequences of the storm deposits is developed in the first lithologic member at the bottom of the Qingshiya Formation of the Liuling Group in the Qinling Mountain area.

The tempestites in the study area are characterized by abrupt sole structures, graded beds, parallel lamination, ripple cross-lamination, hummocky cross-stratification and diagnostic trace fossils. The sole structures are interpreted to be attributed to ablation of the substrates by storm currents and subsequent filling of scoured pits by lag deposits. The graded beds composed of the shell beds with normal grading are laterally discontinuous, orientedly arranged and have infiltration fabrics. Parallel lamination and wave ripple cross-lamination are common, whereas superposed wave ripple bedding, hummocky cross-stratification and convolute bedding are rare. There are sharp contacts between parallel lamination and underlying shell beds, in which vertical or oblique burrows and escape structures are abundant.

The tempestite sequences in the Qingshiya Formation of the Liuling Group may be divided, from base to top, into: A) sharp basal contact; B) graded beds; C) parallel lamination division; D) ripple cross-lamination division; E) plates. Six types of the tempestite sections have been distinguished in the Qingshiya Formation of the Liuling Group. The presence of shell lag deposits and argillaceous beds deposited under fair-weathers and the absence of the upper lamination units in Type I suggest typical proximal tempestites, whereas the common upper lamination units and rare basal scour and infill structures from Types II to VI indicate distal tempestites. The existence of Type I in the lower part of the tempestites in the study area and Types II to VI in the upper part of it shows a sedimentary environment from shallow-water shelf to deep-water shelf. It is inferred from the turbidity current deposits in the northern overlying Tongyusi Formation that the Liuling Group in the study area may be a transgressive sequence.