http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx

豫西禹县大风口一带晚石炭世碳酸盐岩风暴沉积特征与类型

刘光华

（武汉地质学院北京研究生部）

大风口太原组（C_3）碳酸盐岩主要形成于开阔陆表海潮下低能环境，并夹有十余层风暴沉积层。其中完整的风暴岩层序自下而上包括一个“具底模的冲刷面（A）→滞留层（B）→递变层（C）→平行层（D）→丘状交错层（E）→波纹层（F）→生物搅动层（G）”的物理作用标志系列和一个“逃跑迹→居住迹→觅食迹”的遗迹化石系列。本区可归纳出四种分别代表风暴浪基面以下较深水区（Ⅰ型），风暴浪基面以下较浅水区到正常浪基面之间（Ⅱ型）、正常浪基面附近（Ⅲ型）和风暴流（潮）水道（Ⅳ型）沉积的风暴岩层序类型。

河南西部禹县大风口剖面是华北石炭、二叠纪煤系发育全、出露好的代表性剖面之一（已列为“第11届国际石炭纪地层地质大会”参观剖面）。本文在前人工作基础上，通过对该剖面附近（大涧村—三叉口一带）晚石炭世太原组灰岩的野外观测，总结了剖面中碳酸盐岩风暴层的特征和类型。这对古代海相风暴沉积的研究和进一步探讨华北晚石炭世陆表海的开阔程度、深度和沉积作用或许有所帮助。

一、大风口剖面简介与沉积背景

禹县晚石炭世太原组由灰岩夹碎屑岩、煤层组成。剖面中太原组可分为三段（图1），即下部灰岩段（约20m，包括L_1—L_4四层灰岩），中部砂、泥岩段（约25m，剖面东侧含有L_5灰岩透镜体）和上部灰岩段（约15m，包括L_6、L_7、L_8三层灰岩）。近年来的研究表明：禹县太原组形成于一个岸线为东西走向（北陆南海）、浅而广的陆表海沉积体系，中部砂泥岩段为潮下、潮间碎屑岩沉积，上、下部两个灰岩段中的灰岩，绝大部分表现为陆表海潮下低能沉积，灰岩间所夹的泥岩、粉砂岩和煤层分别为潮坪和潮上沼泽沉积（Yang Qi et al., 1985；雷世泰，1982）[1]；每个“灰岩→细碎屑岩→煤层”的层序代表一个“潮下→潮间→潮上”的环境演化序列。风暴岩以夹层的形式出现在灰岩中，除L_7、L_8两层灰岩中尚未找到明显的风暴层外，其余几层灰岩中均有，尤以下部灰岩段中最发育。据初步统计，剖面中共有十余层风暴岩。含风暴层的灰岩以泥晶灰岩、

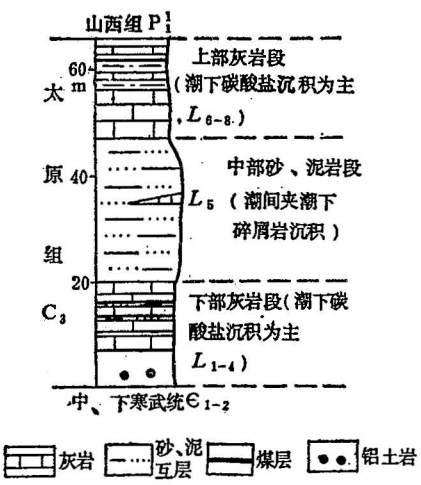


图1 大风口太原组剖面略图

Fig. 1 Sketch of the sequence of Taiyuan Formation in Dafengkou

1）雷世泰，1982，河南禹县煤田云盖山井田太原组地层时代划分与沉积环境。武汉地院北京研究生部硕士论文。

本文1986年2月收到，9月改回，罗正华编辑。

含生物碎屑泥晶灰岩为主，其中有大量保存完好的鏈、海百合茎、腕足类、化石和以螺旋迹（*Zoophycus*）相为主的遗迹化石，无潮间带的任何标志，反映风暴层的背景沉积环境处于潮下低能带，以正常浪基面以下沉积为主。

二、风暴层的沉积学特征

一次风暴的开始到停息，J. R. L. Allen（1982）将其分为风暴前期、增强期、高峰期、衰减期和后期五个阶段[2]。大风口一带灰岩岩石记录中的风暴特征主要是从高峰期开始的，也就是说风暴事件的物质记录对风暴活动而言有一个滞后的现象（图2）。为了便于分析本区碳酸盐风暴岩的沉积特征和层序，本文将风暴沉积过程划分为早期沉积、中期沉积、晚期沉积和风暴后正常沉积，并根据各期沉积标志的成因将其划分为侵蚀与改造成因、沉积成因以及生物成因标志三大类，其关系如图2所示。下面将大风口剖面中所见到风暴层的主要特征简述如下：

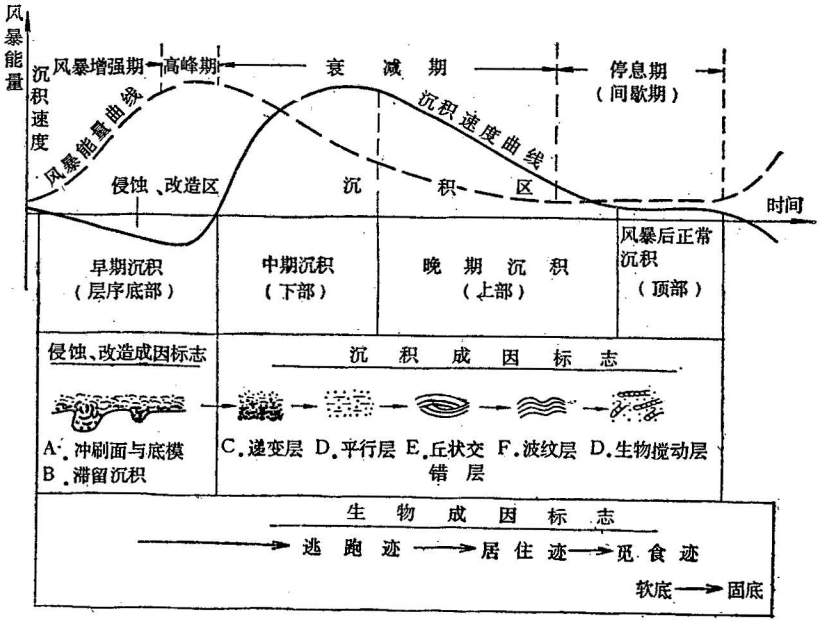


图 2 本区风暴岩中风暴沉积作用与沉积特征关系图

Fig. 2 Relationship between storm sedimentation and depositional features in tempestites of this area

（一）侵蚀与改造成因标志

A. 冲刷面与底模：大风口附近风暴层序底部常有由粗颗粒层显示的起伏不平的冲刷面（图版Ⅰ—1），其上可见由海百合茎、鏈、腕足类化石碎片和内碎屑充填而成的渠模（gutter casts）（图版Ⅰ—2，3）和口袋构造（pocket structures）等底模。渠模和口袋构造属冲刷充填构造，是风暴浪与旋涡流对海底强烈掏蚀后被滞留物充填的产物。

B. 滞留层：位于冲刷面之上，为0.5—3cm厚的贝壳与内碎屑层（图版Ⅰ—1），主要是风暴浪对底面沉积物冲刷、簸选掉细颗粒后残留的较粗颗粒，具两种组构：一种是由腕足类等贝壳和扁长内碎屑组成的旋涡形与弧形组构（图版Ⅰ—3），其中的细颗粒基质较多，贝壳一部分凹面向上，部分直立，成团分布。说明贝壳与内碎屑受风暴旋涡流的冲击掏蚀后又被迅速埋藏，代表一种以振荡运动为主、快起快落的突发性风暴沉积标志；另一种是由生物碎片和内碎屑显示的叠瓦

状组构，其中的细颗粒基质较少，腕足贝壳大都凸面向上，平行于层面分布，贝壳层呈薄层状，延伸较远。说明贝壳受到风暴浪的作用时间较长，细颗粒基质被冲洗、簸选掉了。这代表一种风暴浪作用较长的沉积标志。D. Jeffery和T. Aigner（1982）以及E. Flügel（1978）认为滞留沉积的组构特征是风暴成因的重要标志[3][4]。

（二）沉积成因标志

C. 递变层：出现在冲刷面之上，由生物碎屑（如鳞、腕足类等）和内碎屑颗粒显示，厚度一般几厘米（图版Ⅰ—4）。有的地方递变层较薄，甚至不明显。对于递变层的成因，目前有两种解释，一种认为是由于振荡运动的风暴浪对沉积物的簸选和差异悬浮作用造成的。另一种认为是风暴回流或风暴退潮流向海流运过程中产生的低密度流沉积，具浊流沉积的特点(T. Aigner 1982; Noward & Nelson等，转引自刘宝珺等，1985)[5][6]。

D. 平行层：为生物碎屑灰岩。厚度2—5cm，位于递变层之上。其中的长形颗粒有一定的定向性，显不太清楚的平行纹理（图版Ⅰ—4，5）。平行层有时变为不显纹理的生物碎屑层，位于递变层之上，有人将其称为块状层[2][7]。T. Aigner（1982）认为平行层是高能条件下的产物[5]。

E层（丘状交错层）与F层（波纹层）：出现在平行层之上，由具浪成波纹层理、丘状交错层理和洼状交错层理（swale cross-stratification）的砂屑灰岩或生物碎屑泥晶灰岩组成（图版Ⅰ—6）。丘状交错层位于波纹层之下，平行层之上。一般认为丘状交错层理与洼状交错层理是风暴浪作用的典型标志（R. H. Dott & J. Bourgeois, 1982）[8]。丘状交错层向上渐变为浪成波纹层，波纹层顶部可见对称的浪成波痕（图版Ⅰ—7）。

G. 生物搅动层：以泥晶灰岩为主，故常称为泥岩段[7]。其中生物搅动强烈（图版Ⅰ—8），代表风暴末期和正常天气下沉积速度缓慢的低能悬浮质沉积。

（三）生物成因标志

本区风暴岩中的生物标志主要是遗迹化石。在风暴岩底部和下部极为少见。上部的E—F层，遗迹化石逐渐增多。E层中局部可见生物潜穴，但类型无法辨认。向上到F层（波纹层）与G层中，遗迹化石丰富，自下而上出现四个带（如图版Ⅰ—8所示）：a带：生物活动较弱，遗迹常被波浪改造，偶尔可见较短的垂直潜穴；b带：生物搅动增强，出现较多垂直潜穴和少量倾斜潜穴；c带：生物搅动强，出现大量倾斜潜穴，为克鲁兹(Cruziana)相的遗迹；d带：大量觅食迹，如螺旋迹。以上特点说明从a带到c带，是风暴沉积的尾声，沉积速度慢，风浪的轻微搅动使水中氧气含量增多，滤食性的底栖生物开始钻孔、固着生存，因而有较多潜穴。到了d带，风浪停息引起水中氧气缺少，悬浮质减少，沉积物中有机质增多，造成底栖滤食动物减少，出现食腐泥性生物，并留下大量觅食迹（图版Ⅰ—

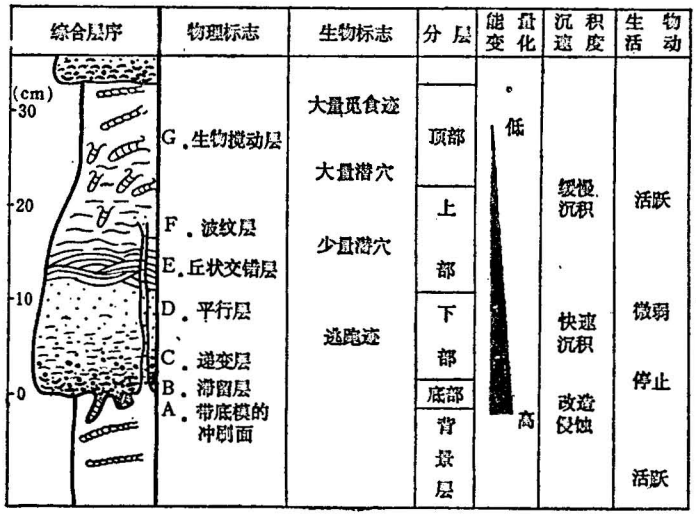


图3　本区碳酸盐风暴岩的层序-特征-成因图

Fig. 3　The diagram of sequence-features-origin of carbonate tempestite in the studying area

9)。此外，还可见到强风暴以后由埋在风暴沉积之下的生物向上逃跑而形成的逃跑迹（图版Ⅰ—10)。

在风暴岩顶部可见到软底、固底（firm ground）和硬底（hard ground）三种顶面构造（A. Seilacher, 1982)[9]。本区已发现软底和固底，前者表现为生物搅动构造和觅食迹（*Zoophycus*）丰富的泥晶灰岩（图版Ⅰ—8)，反映在风暴后的低能条件下仍有悬浮质缓慢沉积。后者表现为底栖滤食性生物的垂直潜穴发育，顶面与另一次风暴的底部风暴层呈冲刷接触的特点（图版Ⅱ—1)，表明风暴后沉积物供给极少，大量底栖生物在海底固着、生存，反映了一种小的沉积间断。

综合本区风暴岩的上述层序特点，对比T. Aigner（1982）等人的层序[5]，拟制出本区碳酸盐风暴岩的层序-特征-成因图，见图3。

三、风暴岩层序类型与分布

T. Aigner（1982）将风暴岩划分为近岸（近积）风暴岩（proximal tempestites）和远岸（远积）风暴岩（distal tempestites）两种类型[5]。本区主要以近岸风暴岩为主，象图3所示的完整风暴层层序只在L_1、L_2部分层位中发育。根据本区的特点将风暴层序进一步划分为以下四种类型（图4)：

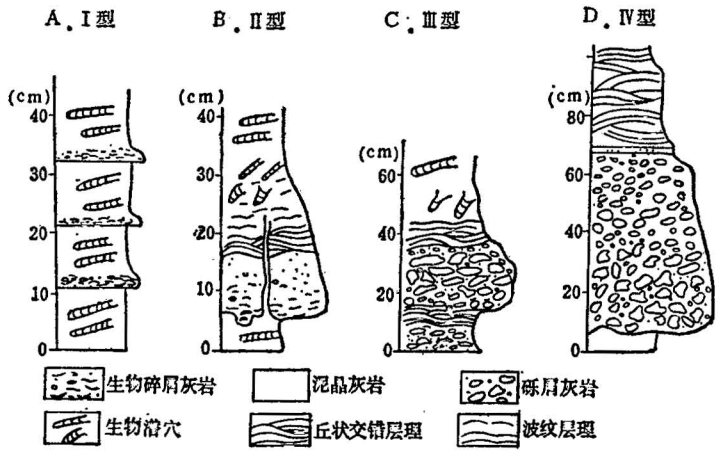


图4 本区碳酸盐风暴岩层序类型图

Fig. 4 Sequences types of carbonate tempestites of Taiyuan Formation

1—生物碎屑灰岩；2—泥晶灰岩；3—砾屑灰岩；4—生物潜穴；5—丘状交错层理；6—波纹层理

Ⅰ型（图4A)：为薄层状（一般2cm左右）生物碎屑灰岩（生物碎片定向排列，颗粒有递变现象；底部有突变面，夹于厚层的块状泥晶灰岩中。泥晶灰岩中含有连刺都保存完好的腕足类化石和保持生长状态的直立状海百合茎，并有大量螺旋迹（图版Ⅱ—2、3)。在这种低能静水的背景条件下形成的薄层状生物碎屑灰岩，显然是在风暴浪基面以下由风暴密度流形成的远岸风暴层。该类型主要是出现在L_6灰岩中（图版Ⅱ—5)，代表本区风暴浪基面之下较深水的风暴岩类型。

Ⅱ型（图4B)：为典型的风暴岩层序。风暴层底部和下部以生物碎屑灰岩为主，粒度向上渐细。顶部和下伏岩性以泥晶灰岩为主，含保存好、无分选的海相化石，有丰富的螺旋迹，表明风暴层的背景环境为正常浪基面以下的浅海低能带。根据风暴层层序结构的差异，该类型可划分为Ⅱ$_1$和Ⅱ$_2$型。Ⅱ$_1$型层序发育较完整，递变层、平行层厚度较大，生物搅动层较发育（图版Ⅱ—4下部)，剖面上以单风暴事件层（one event bed）（W. -E. Reif, 1982）为特点[10]，反映该类型以风暴流沉积为主，主要形成于风暴浪基面之下。因为风暴回流所形成的低密度流主要在此带堆积成厚的递变层和平行层，加之此带水较深、风暴周期较长，易形成较厚的生物搅动层。Ⅱ$_2$型层序发育不完整，递变层与平行层较薄，但粒度较粗；冲刷面明显，丘状交错层和波纹层发育较好，

但有时常和生物搅动层一起被后来的风暴冲刷而保存不全，在剖面上往往由多个不完整的层序组成复风暴事件层（multiple event ceds）（图版Ⅱ—4上部）（W. -E. Reif, 1982）[10]，该类型应属于正常浪基面与风暴浪基面之间以风暴浪作用为主的沉积。因为一般认为丘状交错层和浪成波纹层主要形成于风暴浪基面之上（R. H. Dott & J. Bourgeois, 1982）[8]。而且此带水较浅，能量较高，风暴周期较短，易形成一系列层序不完整、垂向叠置的风暴层。根据递变层、块状层和丘状交错层等的发育情况，还可识别出Ⅱ$_1$与Ⅱ$_2$型之间的过渡类型。

Ⅲ型（图4C）：下部以砾状内碎屑灰岩为主，底部有不太明显的反递变，上部为丘状交错层和浪成波纹层，生物搅动层不太发育，在剖面上表现为由多个层序构成的复风暴事件层（图版Ⅱ—5）。风暴层序的特点及其上、下正常天气沉积的特点（以生物碎屑泥晶灰岩为主，波状层理发育），表明该类型风暴层为正常浪基面附近的沉积，为风暴期高能带的产物。

Ⅳ型（图4D）：可分为Ⅳ$_1$和Ⅳ$_2$两种亚型。Ⅳ$_1$型层序仅出现在L_1灰岩中，其底部为一明显的冲刷面，中、下部为砾屑灰岩，砾屑（砾径0.5—10cm）由含生物碎屑泥晶灰岩组成。上部夹细粒石英砂岩和树干化石（图版Ⅱ—6、7）。该砾屑灰岩呈一宽约30m的透镜体，因此，Ⅳ$_1$型风暴层可认为局风暴流的水道（rip channel）充填沉积（A. Seilacher, 1982）[12]。其成因为：风暴高峰期的涡流冲刷海底形成水道，并堆积破碎的砾屑，风暴衰减期回流从滨岸将碎屑岩，也无树干带进水道进行充填。这类风暴流水道可以分布很广（从风暴浪基面以下达正常浪基面之上），鉴于水道内碎屑颗粒大，搬运距离短，没有出现位于风暴浪基面以下的风暴重力流沉积标志和倒向向Ⅱ$_2$型风暴层过渡特点，认为应属于风暴浪基面之上的沉积类型。水道灰岩之上为分布极广的结核状灰岩层。结核呈透镜体，为含生物潜穴的泥晶灰岩，可能形成于浪基面之下的低能环境。结核间为纹理发育的砂屑（为海百合茎、筛和腕足碎片）灰岩，一般厚约5cm，剖面上呈波状起伏，平面上呈圆丘和洼坑状，可能是风暴期高能条件下的产物。结核状灰岩其成因解释可参见图5，在正常天气的浪基面下低能环境中，泥晶灰岩缓慢沉积形成平床（图5A）；在风暴增强与高峰期，沉积物受到改造，形成由生物碎屑组成的鼓丘和洼坑状底形（图5B）；在风暴衰减期，悬浮质首先堆积在洼坑处，风暴停息后，悬浮质快速堆积再次形成平床（图5C），其上为后继的风暴浪所形成的起伏状生物碎屑层和厚薄不均的泥晶灰岩层。以后的差异压溶和差异风化作用加强了这种原始物质分布不均的特点，从而形成了结核状灰岩。Ⅳ$_2$型，仅出现在太原组中部砂泥岩段的L_5灰

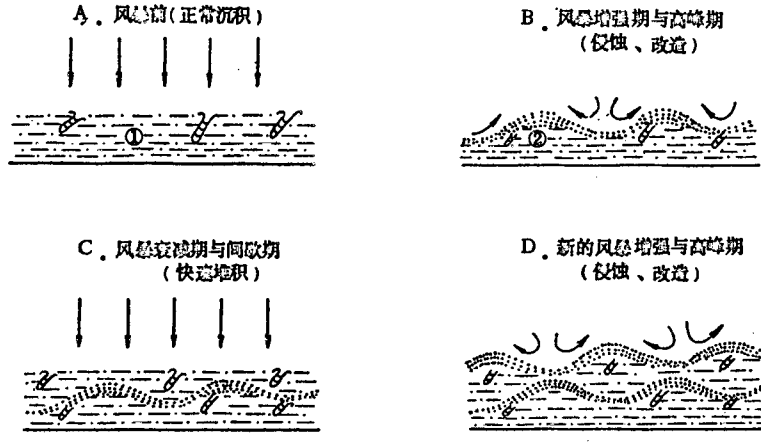


图5　本区结核状灰岩成因示意图

Fig. 5　Schematic diagram of origin of nodular limestones

①—泥晶灰岩，后期构成结核体；②—生物碎屑，后期构成纹理部分

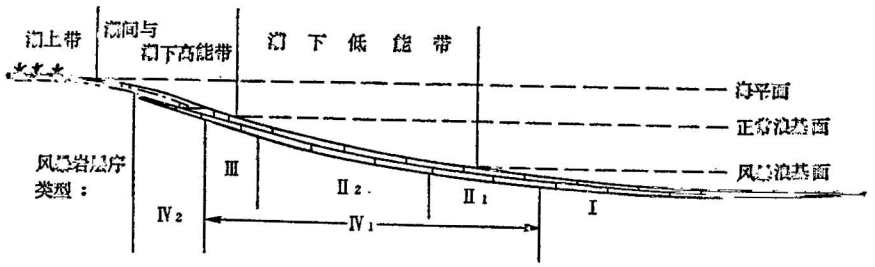


图 6 本区太原组沉积环境及风暴岩层序类型分布模式示意图

Fig. 6 Schematic diagram of distributary model of tempestite types and sedimentary environments of Taiyuan Formation in the Studying area

岩中，呈厚1.2m的角砾状砾屑灰岩透镜体，砾屑定向排列显大型板状交错层理和双向交错层理（图版Ⅱ—8）。透镜体的四周均为陆源碎屑潮坪沉积。Ⅳ$_2$型层序为分布于潮下高能至潮间带的风暴潮道沉积产物。

四、碳酸盐风暴岩研究的实际意义

对本区碳酸盐风暴岩沉积特征的讨论和层序类型的划分，具有以下实际意义：

1）有助于灰岩微相的划分和相对水深的确定。图6是根据本区太原组灰岩及其碎屑岩、煤夹层特点所做的沉积环境和风暴岩类型分布图。利用该图可以大致确定出形成各灰岩的相对水深。例如，L_2灰岩中的风暴层为Ⅱ$_1$型与Ⅱ$_2$型，说明它主要形成于风暴浪基面以下到正常浪基面之间的环境。

2）有助于了解灰岩沉积环境的垂向演化。通过自下而上对比灰岩中风暴岩层序类型，发现本区下部灰岩段，主要形成在风暴浪基面以上的环境，其中L_2灰岩形成时的水深较大，可达到风暴浪基面附近或以下。中部砂泥岩段，主要形成于潮间环境从而出现L_5为代表的风暴潮水道沉积。上部灰岩段的L_6灰岩中，只有Ⅰ型的远岸风暴岩存在，说明形成于风暴浪基面之下，当时水最深。L_7、L_8灰岩中没有明显的风暴层，而且分布不稳定、陆源泥质含量高，正常海化石减少，广盐性化石增多，无深水相遗迹化石，可能代表不太开阔的海湾环境。因此，本区太原组的环境演化可归结于：开阔海海侵阶段的浅海、滨海环境（下部灰岩段，其中L_2灰岩达到海侵高峰）→开阔海海退阶段的滨海潮坪环境（中部砂泥岩段）→开阔海海侵阶段的滨海、浅海环境（L_6达到晚石炭世最大海侵高峰）→海退阶段的海湾、潮坪环境。

3）有助于了解华北晚石炭纪陆表海的海陆分布与水变化情况。通过对比本区以北焦作地区（离本区约120km）太原组灰岩风暴岩的特点（吴贤涛等，1985）[1]，可以得出三点认识：（1）验证了华北晚石炭世陆表海为其北为陆而南为广海的看法。因为风暴层层数北（向岸方向）多、南（向海方向）少（焦作近30层，本区10余层）。（2）焦作的太原组和本区太原组大部分均为风暴浪基面之上的沉积，沉积相带之宽广，说明陆表海当时水浅而坡缓。（3）华北晚石炭世的海退方向为自北向南，因为焦作太原组风暴岩形成的最大深度在风暴浪基面附近，本区最大深度为风暴浪基面以下，而且焦作代表最大水深的灰岩层位（L_4、L_5）比本区的（L_6）低，说明风暴浪基面是随时间而南移的。这些对进一步研究华北晚石炭世海侵方向、寻找煤层聚积带有一定的指导意义。

1） 吴贤涛等，1985，河南焦作地区太原组灰岩中风暴沉积及其环境和地层意义。全国岩相古地理学术讨论会论文摘要集。

本文是研究室集体成果中的一部分，编写过程中得到了李宝芳、傅泽明、李祯和杨起、李思田、余素玉各位老师的指点和帮助，在此一并致谢！

参 考 文 献

(1) Yang Qi, Li Baofang, Li'Zhen, Fu Zeming, Lei Shitai, 1985, The depositional models and coal-forming characteristics of the Late Paleozoic coal measures in Yuxian, Henan. in J. L. Escobedo et al. edi., Dixième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Compte Rendu Vol. 3, pp. 255-268.

(2) Allen, J. R. L., 1982, Sedimentary structures. Vol. 2, Elsevier Scientific Publishing Company.

(3) Jeffery, D. and Aigner, T., 1982, Storm sedimentation in the Carboniferous limestones near West-Super-Mare. in G. Einsele and A. Seilacher: Cyclic and event stratification, pp. 248-262.

(4) Flügel, E., 1978, Mikrofazielle Untersuchngsmethoden von Kalken. Translated by K. Christenson, 1982, Microfacies analysis of limestones. Springer-Ver.

(5) Aigner, T., 1982, Calcareous Tempestites: Storm-dominated stratification in Upper Muschlkalk limestones. in G. Einsele and A. Seilacher, Cyclic and event stratification, pp. 180-198, Springer-Verlag.

(6) 刘宝珺、曾允孚主编，1985，岩相古地理基础和工作方法。第156—160页，地质出版社。

(7) 刘宝珺、张继庆、许效松，1986，四川兴文四龙下二叠统碳酸盐风暴岩。地质学报，第60卷，第1期，第55—67页。

(8) Dott, R. H., Jr. and Bourgeois, J., 1982, Hummocky stratification: Singnificance of its variable bedding sequence, Geol. Soc. Am., Vol. 93, No. 8, pp. 663-680.

(9) Seilacher, A., 1982, General remarks about event deposits. in G. Einsele and A. Seilacher, Cyclic and event stratification, pp. 161-174. Springer-Verlag.

(10) Reif, W.-E., 1982, Muschelkalk/Keuper bon-beds (Middle Triassic, Sw-Germany) -storm condensation in a regressive cycle. in G. Einsele and A. Seilacher, Cyclic and event stratification, pp. 299-325. Springer-Verlag.

(11) Seilacher, A., 1982, Distinctive features of sandy tempestites. in G. Einsele and A. seilacher, Cyclic and event stratification, pp. 333-349. Springer-Verlag.

图 版 说 明

图 版 I

1. 风暴岩底部冲刷面上滞留沉积物，由海百合茎、鳚、腕足类和内碎屑等组成。L_1灰岩下部（×1/2）。
2. 风暴岩底部的冲刷面和其上的渠模（箭头处），渠模中的颗粒较粗，冲刷面之下为含生物碎屑泥晶灰岩，其上为含内碎屑生物碎屑泥晶灰岩。
3. 冲刷面上由腕足类碎片为主组成的滞留层（下部），部分腕足介壳凹面向上或直立，显示旋涡状组构特征（箭头处），冲刷面下颜色较深部分为正常天气沉积的泥晶灰岩。L_2灰岩中部（手标本，×1/4）。
4. 风暴岩下部的递变层（中）和平行层（上），递变层主要由海百合茎、鳚、腕足类和内碎屑组成，泥质杂基较少，平行层为砂屑灰岩，泥质杂基较多。L_3灰岩。
5. 风暴岩下部由生物碎屑灰岩构成的平行层，碎屑长轴平行排列而显平行纹理。L_2灰岩中部。
6. 风暴岩上部的丘状交错层（下）、波纹层（中）和生物搅动层（上），三者渐变相接，颗粒自下而上有渐细的趋势。L_1灰岩上部。
7. 风暴岩上部的丘状交错层（中）和浪成波纹层（上）、注意浪成波纹层上有对称的浪成波痕（横断面，顶部右侧锤头所示处），其上为碎屑岩所覆盖。L_1灰岩顶部。
8. 风暴岩上部与顶部的遗迹化石，底部为不含遗迹化石的平行层，其上可见四个遗迹化石带：*a*带，稀少、保存不好；*b*带，短的垂直潜穴为主；*c*带，倾斜的湾穴为主；*D*带，水平的觅食迹为主，为软底构造。L_2灰岩。
9. 生物搅动层中的觅食迹*Zoophycus*，平行层面分布，L_2灰岩。
10. 风暴岩层序中垂向分布的逃跑迹，为生物从下伏风暴岩层序顶部生物搅动层的泥晶灰岩中向上逃跑留下的痕迹。L_2灰岩。

图 版 II

1. 固底构造（中部深色部分），由生物碎屑泥晶灰岩组成，顶部有大量垂直潜穴，反映曾有大量生物固着生存，顶面与另一个风暴岩层序的底部呈冲刷接触关系。L_2灰岩。

2. 泥晶灰岩中含有连刺都保存完好的腕足类，反映了浪基面以下的低能环境。L_6灰岩。
3. 由薄层状细生物碎屑灰岩组成的Ⅰ型风暴岩层序（下部），其上下岩性均为低能环境下形成的泥晶灰岩，有大量*Zoophycus*遗迹化石。L_6灰岩。
4. Ⅱ型风暴岩层序，下部为一完整的$Ⅱ_1$型层序，其中冲刷面、递变层、平行层、丘状交错层和生物扰动层较发育。上部为四个不完整的$Ⅱ_2$型层序，组成复风暴事件层，其中的冲刷面、平行层和生物扰动层较发育。L_2灰岩。
5. 三个叠置的Ⅲ型风暴岩层序组成的复风暴事件层。其中顶部的一个层序发育较完整，自下而上可见冲刷面、内碎屑层、丘状交错层、浪成波纹层和生物扰动层（照片顶部不全）。L_1灰岩。
6. Ⅳ型风暴岩层序，下部为内碎屑灰岩，粒度向上渐细，中部（锤头以上）为石英细砂岩薄层，含树干化石，上部为结核状生物碎屑泥晶灰岩。L_1灰岩（照片中灰岩层厚约70 m）。
7. 中、下部为风暴流水道沉积的砾屑灰岩，灰岩砾石有压扁现象，说明沉积时为半固结状，砾径向上渐细；上部为结核状灰岩，显丘状交错层理，夹石英细砂岩薄层。L_1灰岩。
8. 风暴流水道沉积的砾屑灰岩，砾屑由含生物碎屑泥晶灰岩组成，砾屑定向排列而显双向交错层理（中），反映了涡沙流的特点。L_6灰岩。

THE FEATURES AND TYPES OF THE LATE CARBONIFEROUS CARBONATE TEMPESTITES IN THE DAFENGKOU AREA, YUXIAN, WESTERN HENAN

Liu Kuanghua

(Beijing Graduate School, Wuhan College of Geology, Beijing)

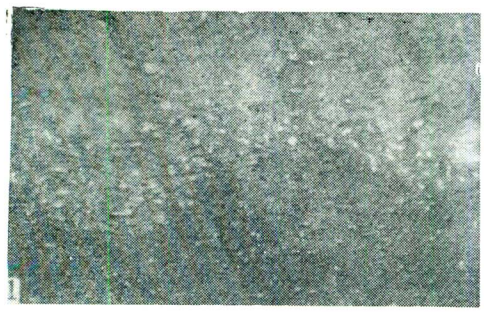
Abstract

The Late Carboniferous limestones of the Taiyuan Formation in the section of the Dafengkou area, Yuxian, western Henan, were formed in subtidal low-energy environments of open shallow epicontinental sea. Field investigations show that carbonate tempestites exist in these limestones. Based on summarization and interpretation of the sedimentological characteristics of the carbonate tempestites, the sequence of the tempestites can be divided into the basal, lower, upper and top parts, From base to top a series of physical indicators and a series of trace fossils have been recognized. They are represented by an erosional surface with besal casts (A) →lag layer (B) →graded layer (C) →parallel layer (D) →hummnocky cross-bedding layer (E)→wave-ripple layer (F)→bioturbate layer (G) and escape burrows→dwelling trace→grazing trace, respectively.

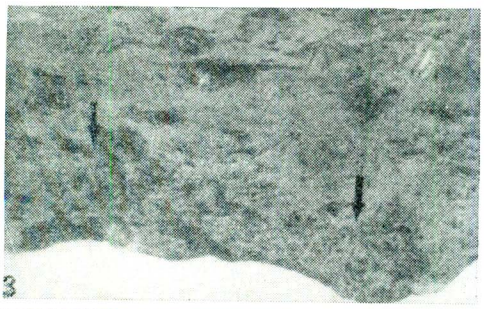
According to different sedimentary structures of the tempestites in the area, four distinct types of tempestite sepuences have been described as follows: Type I is a thin graded bioclastic limestone layer intercalated in thick micrite limestone with abundant *Zoophycus*. It was probably formed by storm blackflow in a low-energy condition below storm wave base and it is the deepest storm deposits in the area. Type II has a relatively complete sequence from layer A to layer G, which is the main type of tempestites in the Taiyuan Formation and might represent deposits detween normal wave base and storm wave base. Type III is characterized by hav-

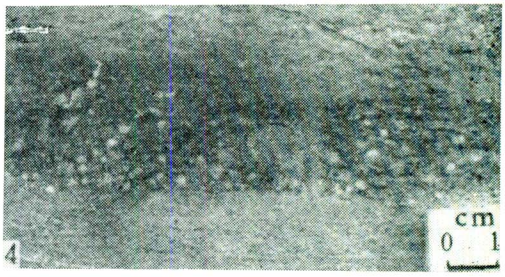
ing thicker intraclast-dominated storm deposits in the basal and lower parts and thinner deposits in the upper part without a bioturbate layer. It was probably deposited near normal wave base, representing sediments deposited under higher storm energy conditions. Type IV is characterized by having big intraclast- and extraclast dominated and fining-upward constituents, overlain by nodular limestones of storm origin. This type changes laterally into type II storm deposits or tidal flat deposits. It can be interpreted as storm-current deposits or storm-tidal channel-filled deposits formed in a high-energy zone above storm wave base.

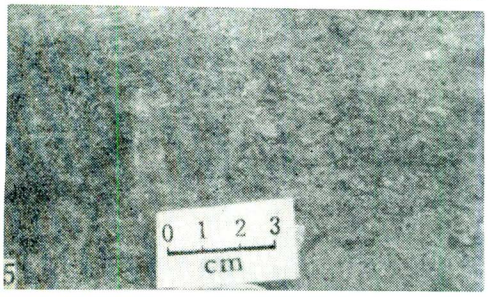
The study of carbonate tempestites in this area is conducive to (1) establishing a model of depositional environments of limestones and distribution of different tempestite types so as to make a further microfacies analysis of these limestones, and (2) estimating the depositional depth of limestones and summarizing vertical evolution of water depth and environments in which limestones of the Taiyuan Formation were formed.

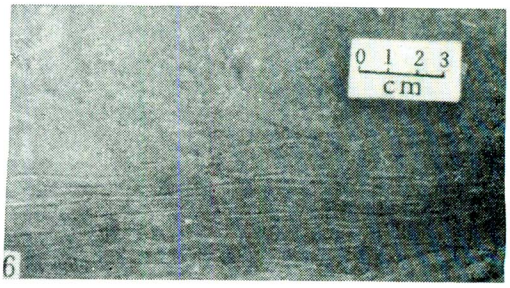


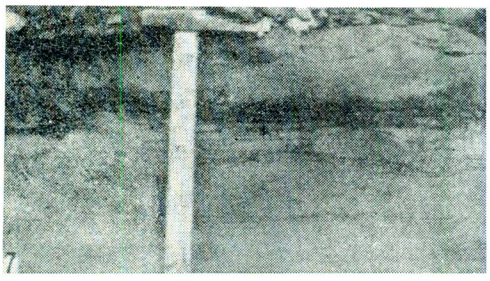
1 2 3
cm

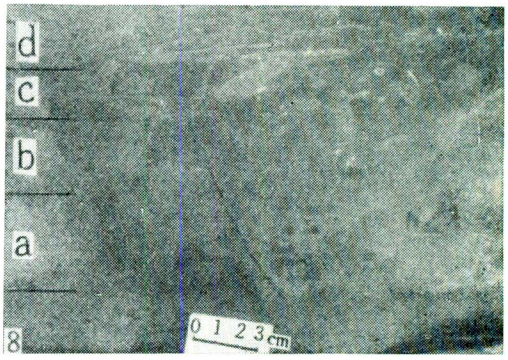



cm
0 1


0 1 2 3
cm

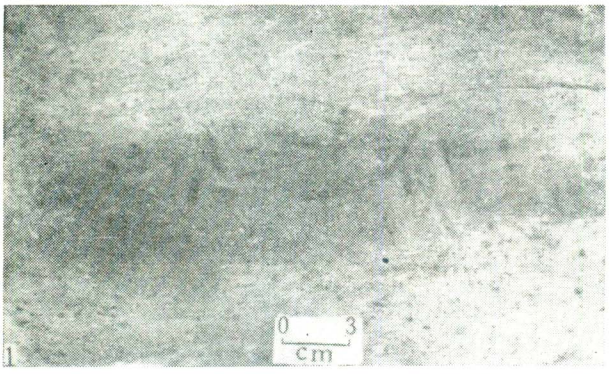

0 1 2 3
cm



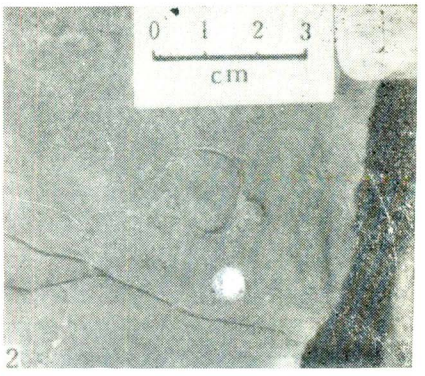

d
c
b
a
0 1 2 3 cm

0 1 2 3cm

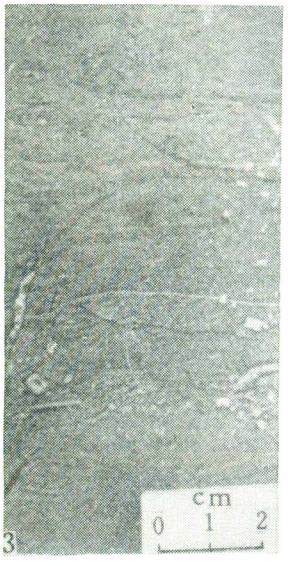
cm



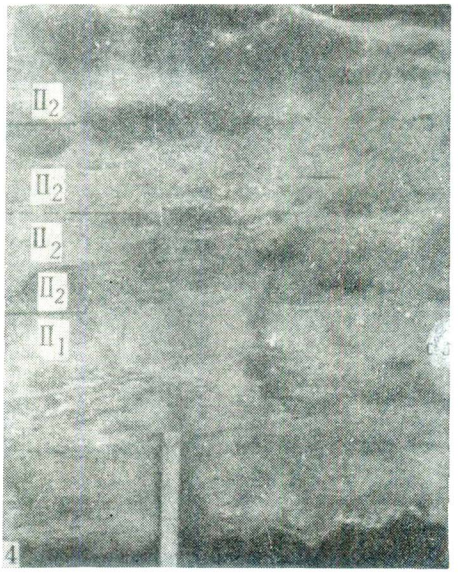
1



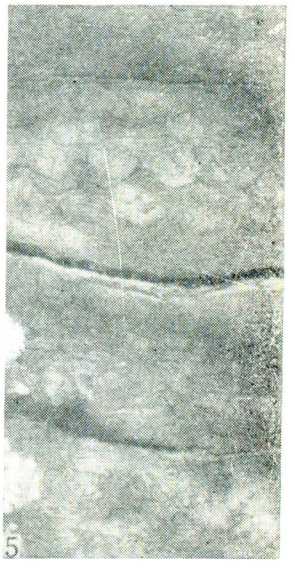
2



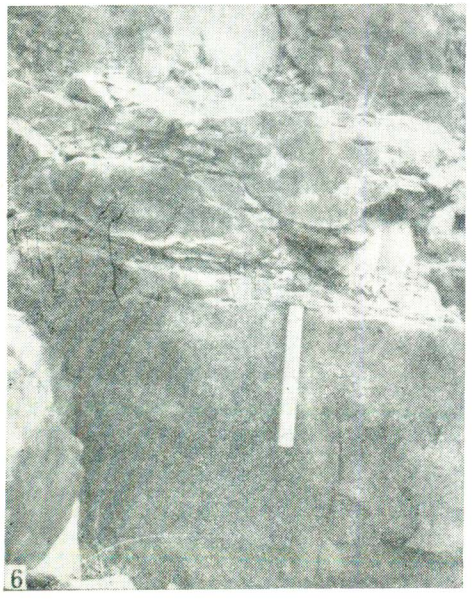
3



4

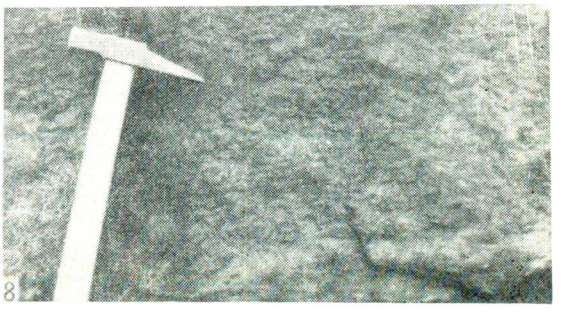


5



6

7



8