

南盘江印支期前陆盆地泥质浊积岩 沉积特征及其环境意义

秦建华

(成都地质矿产研究所)

引 言

由于泥质浊积岩粒度细、易风化、沉积结构不易保存,所以它的研究程度远远低于粗粒砂质浊积岩。鲍马(1962)仅仅笼统地将所谓“非浊流成因”泥质岩划入其模式的E段中。最近十几年来,深海钻探及其它研究工作的大量成果表明,泥质浊积物在深海沉积环境中广泛地发育,甚至有学者认为它可达深海泥质沉积物的50—80% (Hesse, 1975; Piper, 1978)。此外,泥质浊积岩常作为石油生油层和盖层,因此,深入研究现代和古代泥质浊积沉积,既有学术意义,也有一定经济价值。在70年代中期,国外掀起了研究泥质浊积岩的热潮,已有许多学者(Piper, 1978; Stow, 1978; Hesse, 1975; Kuenen, 1964)将泥质浊积岩从鲍马模式E段中划分出来,并建立类似于鲍马模式的泥质浊积岩标准层序(图1)。其中,较为著名的是Piper(1978)泥质浊积岩模式。他将鲍马层序的E段进一步划分为E₁、E₂、E₃和下亚段。E₁段是递变纹层段;E₂段是无纹层但具有递变性段;而E₃则为无任何沉积构造的块状段;F代表非浊流成因的正常沉积物(岩)。虽然国内某些学者(余素玉等, 1986)对泥质浊积岩也进行了一些研究,但与国外相比仍有一段距离。

南盘江盆地,又称黔桂盆地,位于东经104—108°,北纬22—26°30′范围内。晚古生代以来,其大地构造演化为:从大陆边缘伸展(D—P₁),经裂谷至被动边缘发展(P₂—T₁),再由早三叠世末期的扬子板块与印支板块发生碰撞而于中三叠世发展为周缘前陆盆地。闻名遐迩的中三叠统陆源碎屑浊积岩就是该前陆盆地中的主体沉积物^①。笔者等曾对这套浊积岩进行过论述(秦建华、吴应林, 1989),并按沉积结构、构造和岩性特征,划分出以下4种浊积岩相:

相1,厚到块状细粒、中粒和粗粒长石(杂)砂岩和砂质砾岩。

相2,中层状长石(杂)砂岩,具有鲍马层序。

相3,薄层及条带状粉砂岩,细粒杂砂岩,具不完整鲍马层序。

相4,薄至中层状泥质岩。岩性主要是粉砂质泥岩和泥岩,前者为正常悬浮沉积;后者即本文讨论的泥质浊积岩,主要形成于外扇舌形体边缘和盆地平原环境中,亦少量地发育于中扇水道间环境。

① 吴应林等, 1990, 中国南方三叠纪岩相古地理及沉积层控矿产远景预测(送审稿), 成都地质矿产研究所等。

本文参考 Piper (1978) 泥质浊积岩标准层序, 对研究区的泥质浊积岩的沉积特征、沉积结构形成机理及其环境意义进行讨论。限于各种主、客观条件, 难免错误、不足, 望读者指正。

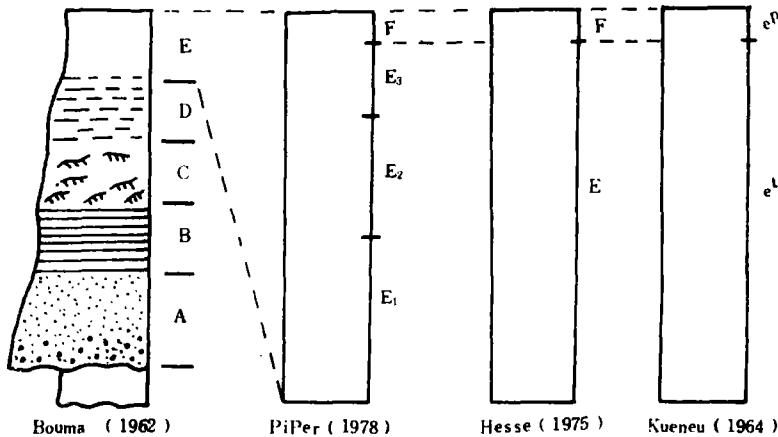


图 1 各种泥质浊积岩沉积层序划分与对比

Fig. 1 Divisions and correlation of various muddy turbidite sequences

一、泥质浊积岩沉积特征

1. 沉积构造特征

像粗粒砂质浊积岩很少具有完整鲍马层序一样, 研究区泥质浊积岩也很少具有完整的 Piper (1978) 层序, 主要有以下沉积构造组合 (图 2): (I) $E_1 + E_2 + E_3 + (F)$; (II) $E_1 + E_2 + (F)$; (III) $E_2 + E_3 + (F)$; (IV) $E_1 + (F)$; (V) $E_3 + (F)$ 。



图 2 泥质浊积岩, 具 Piper 的 E_1 、 E_2 、 E_3 、 $F(?)$ 段组合

图中 1、2、3 分别为 E_1 、 E_2 、 E_3 和 $F(?)$ 段, 板纳组 (T_2b^1), 凤山组

Fig. 2 Muddy turbidites with the $E_1 + E_2 + E_3 + F(?)$ associations of the Piper sequence

1, 2 and 3 in the figure represent the subdivisions E_1 , E_2 , $E_3 + F(?)$ of the Banna Formation in Pannong, Fengshan

其中以第 II、V 组合类型出现机会最多, 第 III 和 VI 次之, 第 I 则偶见。在兰木组泥质浊积岩中, F 段具由密集浮游薄壳双壳类组成的纹层。

另外, 使用光电显微测定仪对 E_1 和 E_2 段平行纹层中的薄片进行了颗粒定向性测定 (图 3), E_1 段中的颗粒定向性比 E_2 段中的好, 这可能是由于在 E_1 段颗粒沉积后, 又受到了较之

于 E_2 段中颗粒更为强烈的牵引作用形成的。

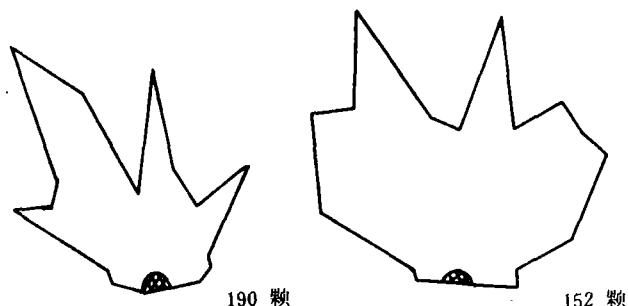


图 3 泥质浊积岩砂粒定向结构

左为 E_1 段样品；右为 E_2 段样品

Fig. 3 Statistical distribution of orientation fabrics of sand grains in muddy turbidites

The left sample is from the E_1 subdivision, the right one is from E_2 subdivision

2. 成分特征

泥质浊积岩主要由粘土矿物和少量石英、长石及方解石组成。粘土矿物经 x 射线衍射测定为伊利石、绿泥石和高岭石，其中绿泥石和高岭石仅在兰木组样品中显示出了 x 射线特征峰值。绿泥石为 $14 \text{ \AA}$ (001)、 $7.1 \text{ \AA}$ (0.02) 和 $3.52 \text{ \AA}$ (004)。高岭石为 $7.1 \text{ \AA}$ (001)、 $3.5 \text{ \AA}$ (002)。但是其相应样品在扫描电镜下，未能见到其特征形貌，说明其含量甚低。

众所周知，海洋岩石中的原生水由于含有丰富的钾，因而不能形成自生高岭石。碎屑高岭石仅能经过河水搬运才能进入海洋，并少量地存在于滨岸环境中。由此可说明，并非滨岸相的兰木组样品中的高岭石，应是低密度浊流沉积物。这种低密度浊流是高密度浊流在由滨岸带到较深水盆地过程中经逐渐卸载后残剩下来的。这些碎屑高岭石堆积下来后，立即受到快速埋藏，致使沉积物孔隙性很快下降，从而阻碍了粘土矿物间的转化，由此得以保存下来。板纳组泥质浊积岩中未见有高岭石，说明其沉积环境较兰木组沉积环境更远离滨岸地带。类似例子，见于浙江临安上奥陶统于潜组和张村坞组浊流沉积（余素玉等，1986）。

二、泥质浊积岩的环境意义

将浊流活动期间及停歇期间沉积的泥质浊积岩和正常泥质岩加以区分、对比具有十分重要的意义。它能提供有关沉积盆地水深、水流循环状况等多方面信息。Hesse (1975) 根据按沉积构造区分正常泥质岩与泥质浊积岩的难易程度，提出了以下四种（由易到难）沉积盆地类型：(I) 在 CCD 面以下的碳酸盐浊积盆地；(II) 在 CCD 面之上的陆源碎屑浊积盆地；(III) 在 CCD 面以上的碳酸盐浊积盆地；(IV) 在 CCD 面之下的陆源碎屑浊积盆地。

对泥质浊积岩的粘土矿物组构、钙质组分含量及生物生态等的研究表明，研究区板纳期浊积盆地为 Hesse 划分的第 VI 种类型，兰木期和法郎期浊积盆地属于其第 II 种类型。

研究表明 (Stow, 1985)，异地粘土在沉积岩中存在的多寡和分布状态，直接记录了沉积物来源区、沉积区的物理化学和水动力状况。在浊积岩中的粘土呈随机分布，非浊流成因的泥质物则排列比较规则，平行层理分布，并具定向性。笔者在进行电子扫描显微镜研究时发现，兰木组泥质浊积岩除了 F 段中的粘土矿物具定向分布外，其余各层段中的粘土矿物（主要是伊利石）均呈随机分布（图 4，5）。这表明 F 段应有着不同于其它各段 (E_1 、 E_2 、 E_3) 的沉积成因。

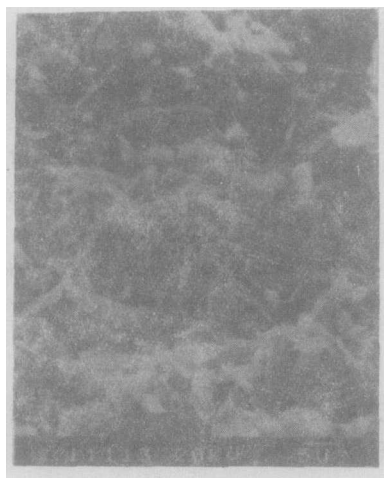


图4 泥质浊积岩 E₁ 平行纹层段
样品扫描电镜照片

伊利石呈薄片状, 边界参差不齐并呈随机分布,
兰木组, 凤山盘弄

Fig. 4 SEM photomicrograph of the samples from the
E₁ subdivision of the muddy turbidites in the Lanmu
Formation, Pannong, Fengshan

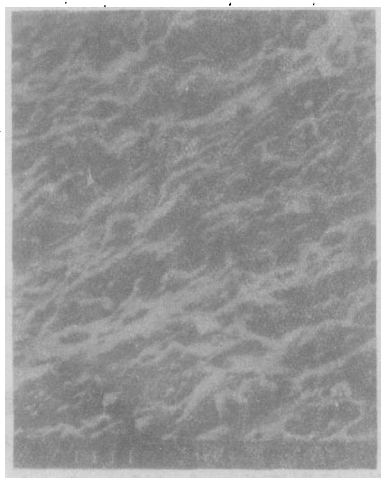


图5 泥质浊积岩 F 段样品扫描电镜照片
伊利石呈定向分布, 兰木组, 凤山盘弄

Fig. 5 SEM photomicrograph of the samples from the
F subdivision of the muddy turbidites in the Lanmu
Formation, Pannong, Fengshan, showing the orientated
distribution of illite

兰木组的 F 段是薄壳营浮游深水海燕蛤和鱼鳞蛤密集成纹层的生物沉积层, 生物个体完整, 且大小混杂, 分布不具定向性, 与下伏泥质浊积岩接触面平直, 无任何冲刷现象。对于该双壳类生物沉积层, 有些学者认为系浊流成因^①。笔者认为, 它更可能是浊流活动停歇期间的正常原地沉积。令人感兴趣的是为何在兰木期和法郎期盆地中有如此众多的营浮游生活的双壳类发育? 又是何种原因导致其大规模死亡的? 这是值得进一步研究的问题。

板纳组泥质浊积岩各段样品 (E₁、E₂、E₃、F?) 中的粘土矿物在扫描电镜下均呈随机分布, 说明应为浊流成因。由此, 在板纳组泥质浊积岩中是否存在 F 段有两种可能性: 一是 F 段沉积后, 为再次活动的浊流全部冲刷掉了; 一是受观测样品数目限制未能测到。但据野外地质观察判断, 板纳组泥质浊积岩中即使有 F 段, 亦是不同于兰木组中存在的 F 段, 可能为泥质物成份, 而不同于兰木组的生物沉积层。

Hesse (1975) 认为, 在 CCD 面之上的陆源碎屑浊积盆地 (Ⅱ类) 中的泥质浊积岩的碳酸钙含量应低于上覆正常沉积的 F 段。因此, 对比研究区的泥质浊积岩与其上覆原地沉积岩中的碳酸钙含量, 就可以获得有关浊积盆地沉积状况的信息。从表 1 中可看出, 兰木组 F 段的碳酸钙含量大大高于下伏各泥质浊积岩亚段,

说明这些浊积岩沉积于 Hesse 划分的第 Ⅱ 种类型的浊积盆地中。

表1 中三叠统泥质浊积岩各亚段碳酸钙含量

Table 1 Calcium carbonate contents in different subdivisions of the Middle Triassic muddy turbidites

板纳组 (T1)	CaCO ₃ (%)	兰木组 (T2)	CaCO ₃ (%)
E ₁ 段	5.05	E ₁ 段	3.37
		E ₂ +E ₃ 段	6.34
E ₃ 或F段	3.05	F段	31.11

① 西南石油学院地质系等, 1978, 桂西中三叠统浊积岩初步认识 (内部资料)。

通过上述类似的研究,似乎还难以得出有关板纳期浊积盆地沉积性质的确切结论。但在综合考虑该盆地大地构造演化和逻辑推理之后,笔者认为,既然它不具有第Ⅱ种类型浊积盆地的典型特征,那么就必然属于第Ⅵ种类型了。

从泥质浊积岩研究中获得板纳期浊积扇沉积水深位于 CCD 面以下,兰木期于 CCD 面之上的结论是与研究区印支期前陆盆地沉积演化相一致的。据研究,该前陆盆地发展可划分为 5 个阶段:第Ⅰ、Ⅱ阶段是以板块发生碰撞致使前陆地壳挠曲并引起大陆边缘裂陷、盆地下沉呈欠补偿状态为特征;第Ⅲ、Ⅵ和第Ⅴ阶段是盆地开始有陆源碎屑浊积扇充填,并向上变浅,最终接受后造山陆相磨拉石沉积。从此可看出,板纳期浊积扇是该前陆盆地进入第Ⅲ发展阶段的标志。它是在发生过边缘沉陷的盆地基底上发生沉积的。其背景沉积物是厚度仅为 10—20m 的薄层粉砂质泥岩和暗色页岩、硅质岩以及灰质泥岩,水平纹层发育,并在薄层灰质泥岩中见到有深水有孔虫。由此推测其沉积水深可能在 CCD 面之下。盆地在经过板纳期浊积扇充填后,向上变浅进入到 CCD 面之上,并在经过短暂停顿后,又开始接受兰木期和部分法郎期浊积扇沉积。

三、泥质浊积岩形成机理

迄今为止,前人仅对泥质浊积岩中的 E₁ 段水平纹层的形成过程进行讨论,对其完整沉积层序的形成机理则尚未涉及。笔者在综合研究已有成果的基础上,对这个问题进行以下讨论。

1. 沉积物性状特征

我们知道,自然界中存在着两种具有不同沉积性状的物质,即遵从斯托克斯沉积公式的颗粒沉积物和由粘土级物质形成的絮凝物(flocs)。从表 2 中可看出,两者在沉积过程中所受控制因素迥然不同。在沉积速度上,前者主要取决于颗粒大小,后者则是受絮凝物形成与破坏速度的比率控制(该比率又受沉积物浓度、沉积底面性质以及流体近底剪切应力大小的影响)。在沉积过程中,前者是以单个颗粒形式发生沉积,而后者则以由粘土级物质组成的絮凝物形式进行沉积。另外,两者在粒度分布型式上也表现出了较大差别(图 6)。前者基底物中的沉积物比悬浮液中的具有更好的颗粒分选性,后者则是基底物与悬浮液中沉积物具有相同的粒度分布型式。同时,从图 6 中还可看出,若两者同时存在于同一介质中,其悬浮液和基底物中沉积物就具有上述两者颗粒分布的综合型式,即由一个颗粒模式峰和一个代表絮凝物组分的细尾组成。一般而言,在实际的低密度浊流体中均同时存在着上述两类沉积物质,从而构成了泥质浊积岩沉积层序形成的物质基础。

表 2 颗粒与絮凝物沉积性状比较表

Table 2 Comparison of sedimentary characteristics of grainy sediments and flocs

项 目	沉 积 物	颗 粒 物	絮 凝 物
沉积速度 受控因素		颗粒大小	絮凝物形成与破坏速度的比率(该比率又受沉积物在介质中浓度、沉积底面性质和流体近底剪切应力大小控制)
沉积过程中 的性状特征		以单个颗粒 形式沉积	以絮凝物形式沉积。它与介质中悬浮物具有相同粒度分布型式

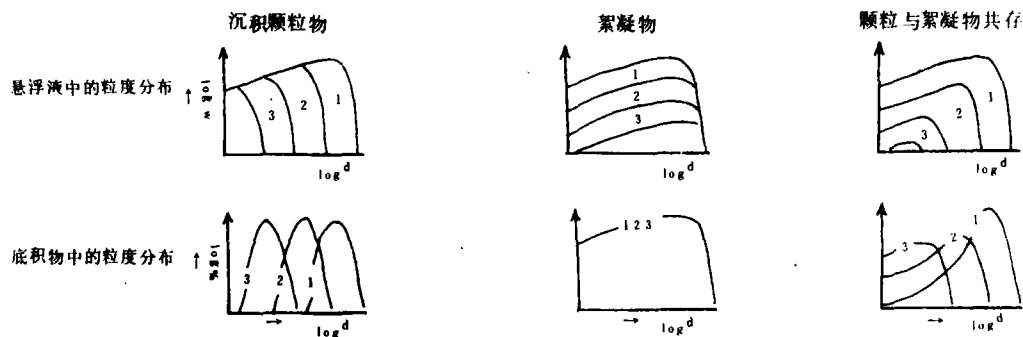


图6 颗粒物与絮凝物粒度分布特征

图中数字表示取自悬浮液中不同部位和从其中在底面发生沉积的样品；d-颗粒直径；w-浓度

Fig. 6 Sketches illustrating grain size distribution of grainy sediments and flocs

Numbers in the figure refer to the samples collected from various parts (after K. Kranck, 1985)

d=grain diameter; w=concentration

据研究(K.、Kranck, 1985),在泥质浊积岩沉积层序中颗粒含量自E₁段向上逐渐减少,至E₃段已几乎不含任何颗粒物(图7)。

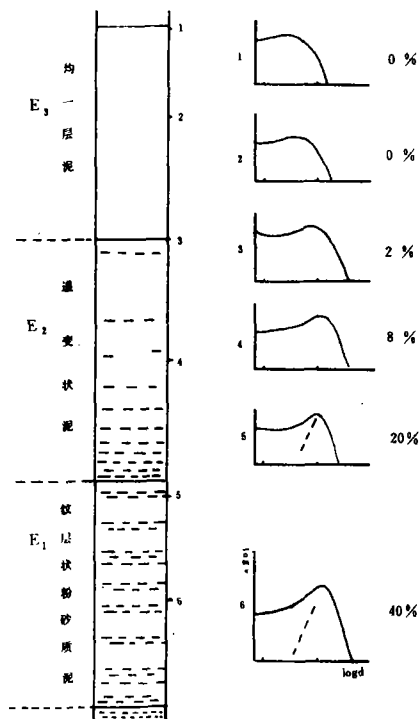


图7 泥质浊积岩结构层序和不同部位样品的粒度分布特征

图中百分数字表示样品中斯托克斯颗粒百分含量
v-体积；d-颗粒直径；点斜线代表絮凝物与颗粒物的分界

(据 K. Kranck, 1985)

Fig. 7 Sequence of muddy turbidites and grain size distribution in the samples collected from various parts (after K. Kranck, 1985)

Percentages on the right represent the percentages of Stoke's settling grains in the samples. v=volume; d=grain diameter; Oblique dashed lines indicate the boundary between flocs and grainy sediments

2. 沉积层序形成过程

图8是低密度浊流内部结构图解,而且其近底部发育的剪切应力(τ)与流体速度(v)存在着下列关系:

$$\tau = C_D \cdot \rho \cdot v^2$$

其中 C_D 为流体粘滞系数,约为 2.5×10^{-2} ; ρ 为流体密度。

从公式中可看出,流速 v 与剪切应力成正比,即流速越高,剪切应力越强,反之亦

然。

由此,推测低密度浊流的沉积过程如下:浊流体随着速度的降低,开始发生沉积作用。沉积伊始,流速较高,流体近底剪切应力较大,致使浊流体内部界面层中由粘土级物质形成的絮凝物质受到强烈剪切作用而被破坏分解,只有遵从斯托克斯沉积公式的颗粒物才能沉降到基底面,形成粉砂质纹层。随后,一方面流体中粉砂级颗粒含量逐渐减少,粘土级物质相对浓度得到提高;另一方面,由于流体速度和浓度不断减少、降低而使得近底剪切应力逐渐减弱,最终弱至不能破坏解离界面层中由粘土级物质形成的絮凝物,从而开始在沉积层底面上发生沉积,形成了含有粉砂级颗粒的泥质纹层。这就是前述的 E_1 纹层段的形成过程。

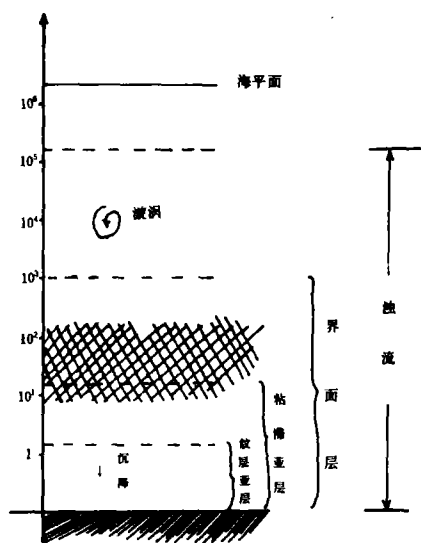


图 8 浊流体内部结构图解

(据 Stow et al., 1978)

Fig. 8 Diagram showing internal structures of turbidity currents (after Stow et al., 1978)

在 E_1 段沉积后,一方面低密度浊流体中粉砂级颗粒含量进一步减少,而粘土级物质相对含量进一步提高,造成絮凝物形成速度不断加快;另一方面,流体近底剪切应力随着流速的进一步降低而不断减小。由此造成粘土质絮凝物在界面层中被破坏分解数量不断减少,形成了 E_2 无纹层段。同时,由于它还含有一定数目的粉砂级颗粒,因而仍然保持有递变性质。

在经过后 E_1 、 E_2 段沉积后,浊流体中粉砂级颗粒几乎沉积殆尽,此时,粘土级物质在其中占据了绝对优势,而最终形成了不具任何沉积构造的 E_3 段。

以上是低密度浊流沉积形成泥质浊积岩完整沉积构造层序的沉积过程。不难看出,浊流体近底剪切应力随着流速降低而下降,并伴随粉砂级颗粒沉积物供应的减少,是形成泥质沉积岩特征性沉积构造层序的根本原因。

主要参考文献

- 余素玉等, 1986, 浙江临安上奥陶统浊流沉积中的粘土矿物, 矿物岩石, 第 6 卷, 第 3 期。
秦建华、吴应林, 1989, 黔南桂西中三叠统浊积扇、物源及板块构造, 岩相古地理, 第 3 期。
Bouma, A. H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits, Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
Hesse, R., 1975, Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins, Sedimentology, 22, 387-416.

Kranck, K. 1985, Grain-size characteristics of turbidites, In: Stow D. A. V. and Piper, D. J. W. (eds). *Fine-Grained Sediments, Deep-Water Processes and Facies*, Blackwell Scientific Publications.

Kuenen, PH. H. 1964, Deep-sea sands and ancient turbidites, In: Bouma, A. H. & Brouwer, A. (eds)., *Turbidites-Developments in Sedimentology*, 3. Elsevier. 3-33.

Piper, D. J. W. 1978, Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains, In: Stanley, D. J. & Kelling, G. (eds), *Sedimentation in Submarine Canyons, Fan and Trenches*, Dowden, Hutchinson, & Ross, Stroudsburg, pp. 163-176.

Stow, D. A. V. 1978, Origin of lamination in deep-sea fine grained sediments, *Nature*, 274, 324-28.

Stow, et al., 1985, *Sedimentology of the Halifax Formation, Nova Scotia, Lower Palaeozoic fine-grained turbidites*, In: Stow, D. A. V. and Piper, D. J. W. (eds)., *Fine-Grained Sediments, Deep-Water Processes and Facies*, Blackwell Scientific Publications.

SEDIMENTARY CHARACTERISTICS AND ENVIRONMENTAL SIGNIFICANCE OF THE MUDDY TURBIDITES IN THE INDOSINIAN NANPANJIANG FORELAND BASIN

Qin Jianhua

(Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources)

Abstract

The Middle and Late Triassic terrigenous turbidite fan as the stereo deposits in the Indosinian Nanpanjiang foreland basin consists of the Banna (T_1^1) and Lanmu (T_2^2) turbidite fans. The muddy turbidites formed on the channel leveed banks, between the channels, on the lobate margins and the basinal plains comprise the following complete or incomplete Piper (1978) sequence associations: (1) $E_1 + E_2 + E_3 + (F)$; (2) $E_1 + E_2 + (F)$; (3) $E_2 + E_3 + (F)$; (4) $E_2 + (F)$, and (5) $E_3 + (F)$. The main mineral compositions include clay minerals and small amount of quartz, feldspar and calcite fragments. The clay minerals are composed of illite, chlorite and kaolinite; the latter is developed only in the Lanmuian muddy turbidites, suggesting that the Lanmu turbidite fan is closer to the littoral zone than the Banna turbidite fan. The F member of the Lanmuian muddy turbidites differs essentially from that of the Bannaian muddy turbidites. The former contain the horizontal laminae assembled by complete thin-crustal planktonic bivalves, whereas the latter either absent or poorly-developed are composed dominantly of argillaceous compositions. In addition, illite from the F member of the Lanmuian muddy turbidites displays a freely dispersion pattern and is non-turbidity in origin.

The study of calcium carbonate contents in the muddy turbidites shows that the Bannaian turbidite basin beneath the carbonate compensation depth (CCD) and the Lanmuian turbidite basin above the depth may be ascribed respectively to Types VI and II by Hesse (1975).

During the deposition of the low-density turbidity currents, the decrease in submarine shear stress caused by the progressive decrease in sandy sediment grains was responsible for the formation of the complete sequence of the muddy turbidites.