

湘南晚泥盆世余田桥期碳酸盐碎屑流沉积

蒋德和

(宜昌地质矿产研究所)

湘南地区余田桥期碳酸盐重力流沉积十分发育。据近年来的研究,其类型很多,包括台缘滑塌沉积、滑动沉积、碎屑流沉积、颗粒流沉积和浊流沉积(关伊文等,1983;杨振强,1984;湖南地科所^①,1984;沈德麒等,1987;曾允孚等,1988)。近来笔者对该区的重力流沉积特征进行了比较深入的研究^②,而对其中的碳酸盐碎屑流沉积的研究尤为详细。本文材料是由笔者多次野外观察和室内研究整理而成。在本文工作过程中多次得到了曾允孚教授、杨振强副研究员、张锦泉副教授的野外和室内指导,在此表示衷心感谢。

一、碎屑流的沉积特征

(一) 碎屑流沉积的类型划分

根据碎屑流流动过程中的支撑机制和流变学特征,结合野外宏观特征的观察,可将该区的碳酸盐碎屑流分为在成因上和分布上密切联系的两种类型,即粘性碎屑流和紊流碎屑流。前者流变学性质为塑性—粘性流体,具有层流的特点;后者则为具有涡流性质的粘性—稀性流体。二者沉积体均有不同的野外标志。

1. 粘性碎屑流沉积

粘性碎屑流被称为“真碎屑流”(Lowe, 1982)。它的较大碎屑是被泥—水基质的浮力和粘性力所支撑的。主要出露于台盆东缘桂阳泗洲至临武香花岭一带(参见图 9),发育层数不多(图 1)。本区所见的这种碎屑流沉积最显著的特点是杂基含量高,可达 60% 左右。灰岩砾石常呈“漂浮”状漂浮在泥晶杂基中(图 2)。砾屑一般为椭圆状或长扁状,大小混杂,磨圆较差,直径几厘米者居多,也见有直径约 1cm 左右的细小砾屑。在概率粒度累积曲线图上显示斜率低,略具二段式结构(图 3),这可能是由于分选性差,杂基和碎屑颗粒难于分开的缘故,因而证明了其搬运方式为块体流。野外产状一般为中—厚层状,很少发育沉积构造,一般顶底界面明显,但无底面侵蚀现象。砾石成分主要为半深水缓坡上的贫生物泥晶灰岩。也常见有巨大的“漂砾”凸出于碎屑流沉积层面。笔者认为这可能是由于粘性碎屑流具有大的基质强度和上浮力托起了大的漂浮岩块,以至于停止流动后这些岩块仍不沉降。

2. 紊流碎屑流沉积

① 湖南地科所, 1984, 《湘南泥盆纪棋梓桥期和余田桥期岩相古地理及有关矿产研究》(送审报告)。

② 蒋德和, 1989, 《湘南泥盆纪台盆沉积特征及其演化》(硕士研究生毕业论文)。

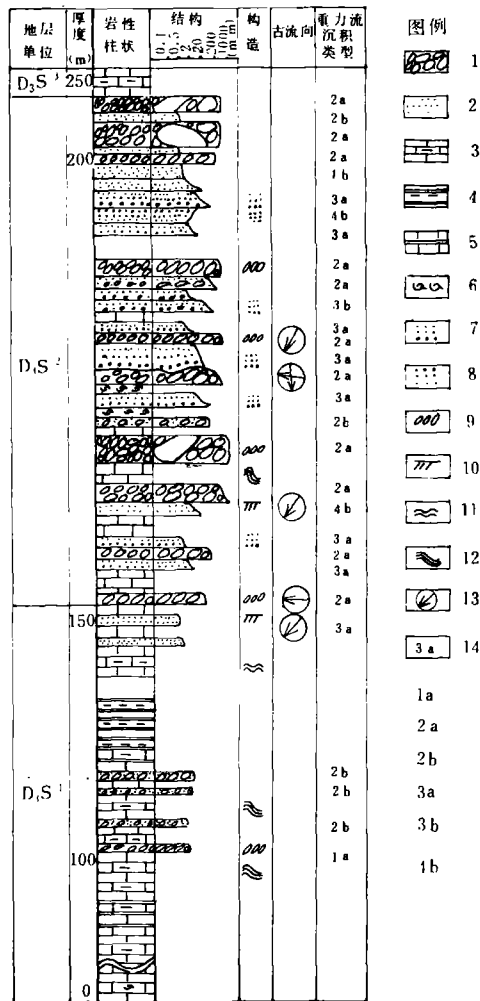


图1 临武香花岭余田桥组剖面层序

1-砾屑灰岩;2-砂屑灰岩;3-泥晶灰岩和泥灰岩;4-硅质岩夹硅质泥岩;5-泥晶灰岩夹条带状硅质岩;6-瘤状灰岩;7-正粒序层理;8-逆粒序层理;9-叠瓦构造;10-斜层理;11-水平波纹层理;12-滑塌构造;13-古流向;14-重力流沉积代号;1a,滑动流沉积;2a,紊流碎屑流沉积;2b,粘性碎屑流沉积;3a,低密度浊流沉积;3b,高密度浊流沉积;4b,变密度颗粒流沉积

Fig. 1 Sequences of the Shetianqiao Formation, Xianghualing, Linwu

1 = calcirudite, 2 = calcarenite, 3 = micritic limestone and marl, 4 = siliceous rocks intercalated with siliceous mudstone, 5 = micritic limestone intercalated with banded siliceous rocks, 6 = nodular limestone, 7 = normal graded bedding, 8 = reverse graded bedding, 9 = imbricated structure, 10 = oblique bedding, 11 = horizontal ripple bedding, 12 = slump structure, 13 = palaeocurrent direction, 14 = labelled gravity flow deposits, 1a = slip flow deposits, 2a = turbulent debris flow deposits, 2b = cohesive debris flow deposits, 3a = low-density turbidity current deposits, 3b = high-density turbidity current deposits, 4b = variable-density grain flow deposits.

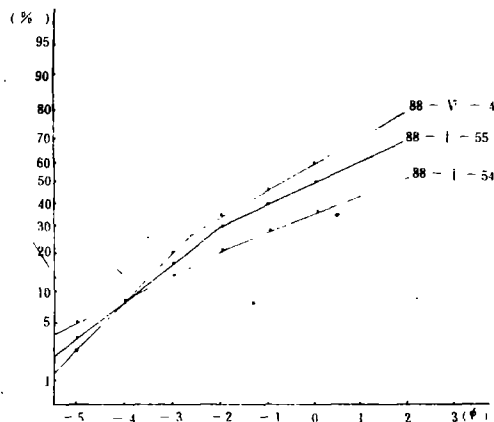
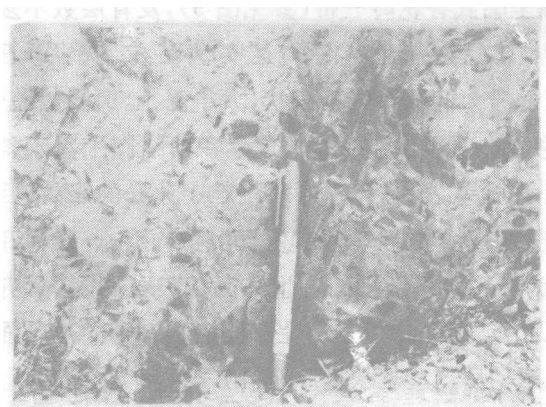


图3 粘性碎屑流沉积概率粒度累积曲线图

Fig. 3 Probability cumulative grain size curves of cohesive debris flow deposits

图2 砾屑泥晶灰岩,
砾石呈“漂浮”状(道县虎岩坝)Fig. 2 Rudaceous micritic limestone with
“floating” rubbles

本区这种类型的碳酸盐碎屑流沉积更为常见,在剖面上出现频率多(见图 1),分布规模亦大。按流变学性质,它是一种以粘性流为主,带有涡流特征的过渡性重力流体。本文为了强调该流体具有涡流作用的特征,故命名为“紊流碎屑流”。据 Rodine 和 Johnson(1976)对类似于这种碎屑流沉积的研究表明,流体中杂基仅占体积的 5%。因此,基质含量少是它的主要特征之一。这种碎屑流沉积在本区主要形成三种不同结构类型的砾屑灰岩(图 4)。

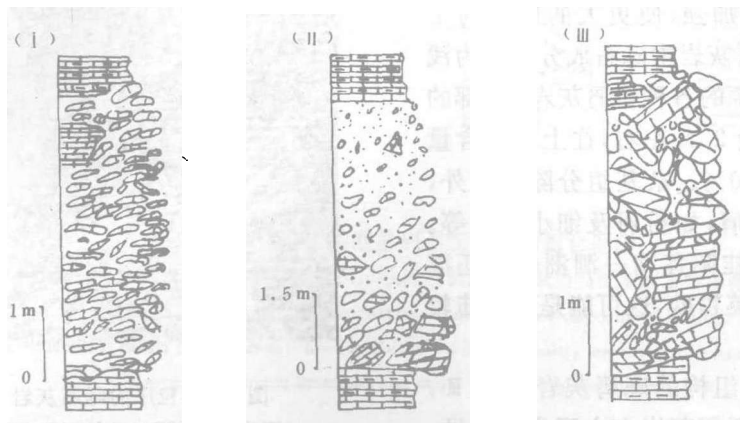


图 4 紊流碎屑流砾屑灰岩的三种结构类型

(I)大致水平排列;(II)具一定粒序构造;(III)杂乱组构

Fig. 4 Three types of calcirudite originated from turbulent debris flows with:

(I) horizontal structure; (II) graded structure, and (III) chaotic structure

类型 I:具有一定组构的板条状砾屑灰岩(图 4 I, 5),区内这种类型砾屑灰岩所占的比例最大。砾石形状主要为板条状,砾径一般几至十多厘米,比较均一,也见有大小混杂者,如临武香花岭剖面余田桥组中部见有几层砾石大小悬殊的砾屑灰岩,其中砾石大者长达 79cm,宽 9cm,小者不足 1cm。砾石呈次磨圆状。底价稍有冲刷侵蚀现象,顶界明显。上覆若为浊流沉积,则常为冲刷突变接触。杂基含量一般 $<20\%$ 。砾石组分主要为碳酸盐台地来源的砂屑灰岩、生物碎屑灰岩、鲕粒灰岩等,偶见有上斜坡的泥晶灰岩砾块。

类型 II:具有一定粒序构造的砾屑灰岩(图 4 II, 6)。底部界线明显或略有侵蚀。下部为板条状或椭圆状的砾屑灰岩,砾石较大,一般直径十多厘米,向上砾径逐渐变小,含量亦有减少之趋势,最后逐渐向钙屑浊积岩过渡。砾石大致呈水平排列或是略具叠瓦状构造。在粒序层上部还可见有巨大的“漂砾”。这种“漂浮”岩块一般呈棱角状,有的

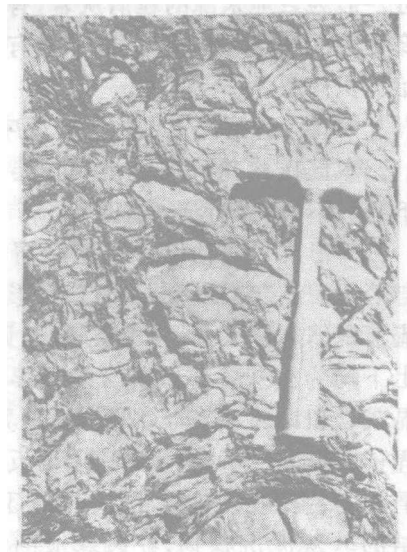


图 5 大致水平排列的砾屑灰岩(桂阳泗洲)

Fig. 5 Photograph of calcirudite with horizontal structure. Sizhou, Guiyang

还见有保留残存的滑塌褶皱构造。笔者认为这种“漂砾”与前述的粘性碎屑流沉积体中的巨大“漂砾”的形成机制不同,它可能主要由于碎屑流流体流动时斜坡坡度变陡,使流速加快,流体浓度更加冲淡稀释,从而使流体前峰涡流作用加强,使更大的砾石向上“抛射”而成。砾屑灰岩中砾石成分主要为浅水碳酸盐台地来源的各种粒屑灰岩。底部的杂基含量低,一般 20% 左右,往上杂基含量增多,可达 30—40%。杂基组分除灰泥外,还有部分细小碎屑,如粉屑及细小鲕粒等。在台盆东部边缘桂阳莲塘—泗洲一带还混杂有部分陆源石英粉砂,这可能是离古陆较近的缘故。

类型Ⅲ:杂乱组构的砾屑灰岩(图 4Ⅲ, 7)。这种类型的砾屑灰岩在本区也较常见,一般厚度大,块状构造。砾石大小相差十分悬殊,分选极不好。组构杂乱,砾石排列无定向或局部偶见有叠瓦状构造。顶界明显,底界见有侵蚀理象。基质含量一般 > 20%,成分主要为含粉屑或细小鲕粒的灰泥。砾石组分一般为台地来源的粒屑灰岩,有时也可见有更大的“漂浮”岩块,其内部见有保留的原始沉积构造。

(二) 碎屑流沉积的组合层序

本区碳酸盐碎屑流沉积在层序上有如下几种不同的组合形式(图 8):

I 形式——粘性碎屑流砾屑泥晶灰岩与薄层泥晶灰岩组合。一般这种形式的碎屑流沉积体厚度不大,为中层状,偶见厚层状。上下均为深灰色薄层状含少量浮游生物泥晶灰岩和泥灰岩组合(图 8 I)。顶界平坦,底界稍有侵蚀。这种组合层序主要反映产生碎屑流的古斜坡坡度缓,上斜坡未固结或半固结的软灰泥沉积物,在风暴浪的触发诱导下,产生重力滑塌,流动而成。因此,这种组合层序常见伴生有同生滑动褶皱构造。

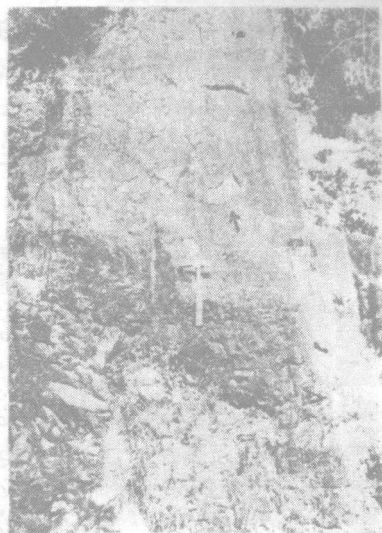


图 6 具粒序的砾屑灰岩
箭头指向“漂砾”(桂阳泗洲)

Fig. 6 Photograph of calcirudite with graded bedding. The arrow points to a “floating” rubble. Sizhou, Guiyang

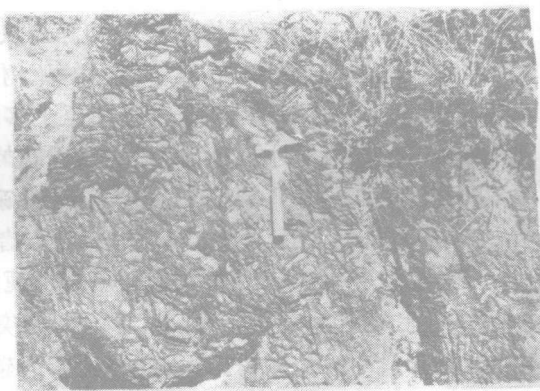


图 7 杂乱组构的砾屑灰岩
箭头指向“漂砾”(桂阳泗洲)

Fig. 7 Photograph of calcirudite with chaotic structure. The arrow points to a “floating” rubble. Sizhou, Guiyang

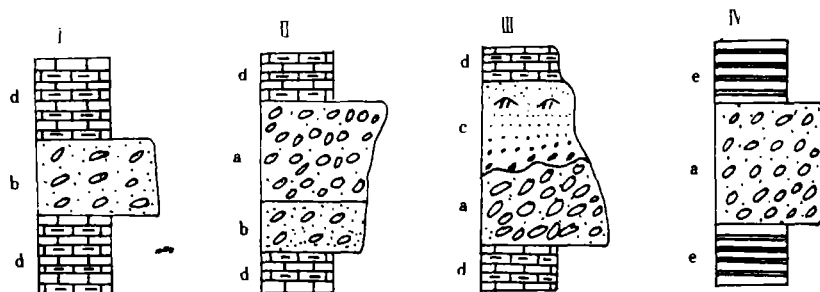


图 8 湘南碳酸盐碎屑流沉积的组合层序

a 紊流碎屑流沉积, b 粘性碎屑流沉积, c 浊流沉积, d 泥晶灰岩与泥灰岩条带, e 薄层硅质岩

Fig. 8 Sequences of the carbonate debris flow deposits in Hunan

a=turbulent debris flow deposits; b=cohesive debris flow deposits; c=turbidity current deposits;
d=banded micritic limestone and marl; e=thin-bedded siliceous rock

Ⅱ形式——粘性碎屑流沉积与紊流碎屑流沉积组合(图 8Ⅱ)。粘性碎屑流砾屑泥晶灰岩覆盖在薄层状含浮游生物的泥晶灰岩之上。砾石主要为上斜坡的泥晶灰岩, 贫生物。其上为紊流碎屑流砾屑灰岩, 浅水成因的灰岩砾石含量增高。二者常为突变或渐变接触。上下层厚度之比约为 3:1, 然后被深水泥晶灰岩覆盖。形成这种组合层序可能有两个方面原因: 其一是由于古斜坡由缓向陡的变化, 导致了碎屑流逐渐加速稀释而形成; 其二可能是碎屑流动过程中, 上部流体与水的接触面积大, 易于与水产生掺合作用和稀释作用, 逐渐具有一定的涡流作用, 而下部流体由于难于稀释, 因而其杂基含量高, 始终呈层流态。当这种具有两种流动状态的碎屑流沉积后, 便可形成上述的组合层序。

Ⅲ形式——紊流碎屑流沉积与浊流沉积组合(图 8Ⅲ)。这种组合层序在本区是常见的, 尤以临武香花岭剖面出现的组合最为典型。二者既可为渐变过渡, 也可为突变接触。前者反映了碎屑流在流动过程中的逐步分异出稀释的流体, 后者主要表明下部碎屑流层与上部浊流层之间发生分离, 上流动层滞后于下流动层, 从而产生冲刷侵蚀接触。

Ⅳ形式——碎屑流沉积与硅质岩组合(图 8Ⅳ)。砾屑灰岩呈透镜状直接夹于黑色薄层硅质岩中。砾屑灰岩呈块状构造, 组构杂乱, 砾石分选不好, 为次棱角状。砾屑灰岩顶界平坦, 略具底侵蚀现象。这种组合反映了碎屑流直接流入台盆之内。

上述的碳酸盐碎屑流沉积的四种组合层序, 在空间展布和时间上也有一定的规律性。粘性碎屑流沉积主要形成于坡度缓的斜坡下部, 时间上则主要限于余田桥期早时末至中时初。紊流碎屑流沉积与浊流沉积组合亦分布于下斜坡, 但形成时同沉积断裂活动强, 斜坡坡度也较大, 时间上则主要限于余田桥期中时, 因此其沉积层位常在粘性碎屑流与泥晶灰岩沉积组合之上。而碎屑流沉积与硅质岩的组合层序主要产于台盆内, 反映了台盆坡度更陡, 地形差异更大, 只有在这种情况下, 碎屑流才可能直接流入台盆内。

(三) 碎屑流沉积的几何形态和空间展布规律

本区碎屑流沉积体沿着北北东向台盆两侧边缘斜坡分布(图 9), 正与东西两侧控制台

盆边界的同沉积断裂活动带相对应。局部横剖面上主要为底凸顶平的透镜体(图10)。透镜体两侧砾屑灰岩变薄部分的砾径,一般均比中部小1~2个粒级,然后逐渐转变为砂屑灰岩并横向上过渡为薄层泥晶灰岩。这一特点在桂阳泗洲剖面及西侧道县虎岩坝剖面表现明显。但在临武香花岭锡矿场附近巨厚的碎屑流沉积主要以层状出现。可能前者的沉积物源是“点式”供给形成水道沉积,而后者由于同生断裂影响更加显著,沉积物源为“线状”供给形成席状碎屑流沉积而成。

碎屑流沉积的这种透镜状的几何开放特征,反映它是斜坡水道的充填体。其主要延伸方向台盆东侧为 $275^{\circ}-285^{\circ}$,西侧为 $95^{\circ}-105^{\circ}$,与两侧古斜坡走向近垂直。局部由于古斜坡的走向发生变化,因而导致了碎屑流古流向的变化,这在临武香花岭剖面 and 道县南部地区表现得比较明显。砾屑灰岩在各处的累积厚度是不一致的,香花岭铁砂坪剖面共出现砾屑灰岩15层,累积厚度30多米(参见图1)。台盆西侧道县虎岩坝剖面共出现砾屑灰岩8层,累积厚度约20余米。桂阳泗洲—莲塘一带也有大规模的砾屑灰岩出现,但由于后期构造活动强烈,地层多次重复出现,故无法统计。宁远官桥剖面的砾屑灰岩层数少,仅2层,厚约3m。就单层砾屑灰岩而言,厚度亦有大有小,厚度最大者出现在台盆西部边缘道县虎岩坝剖面第43层,厚达7.5m。最薄者出现在东部边缘香花岭剖面第25层,厚仅0.6m。两者皆向两侧迅速过渡为细粒的重力流沉积,如钙屑浊积岩等,最后过渡为薄层泥晶灰岩。产生厚度差异的原因可能与台盆边缘各处的构造活动强弱不一致性有关。

从图10中可以看出,本区水道碎屑流沉积具有一定的继承性,随着时间的推移,水道的位置可向两侧稍有变化,但总的趋势具有明显的定位性。粘性碎屑流一般在比较缓的斜坡上流动,其水道透镜状特征不明显,常以似层状产出。

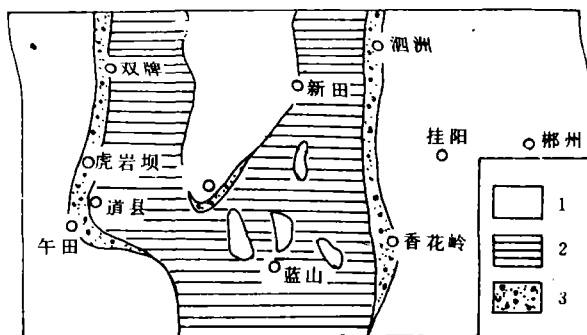


图9 湘南晚泥盆世余田桥期碳酸盐碎屑流沉积展布图

1-碳酸盐台地;2-台盆;3-碳酸盐碎屑流沉积

Fig. 9 Distribution of the Shetianqiaoian (Late Devonian)

carbonate debris flow deposits in Hunan

1=carbonate platform;2=intraplatformal basin;3=carbonate debris flow deposits

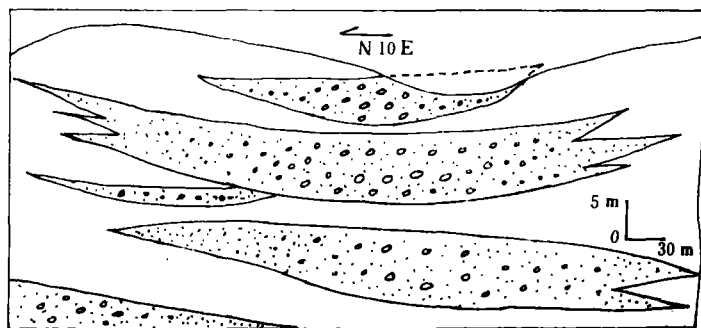


图10 碎屑流沉积横剖面形态野外素描

Fig. 10 Schematic cross-section of debris flow deposits in Sizhou, Guiyang

二 碎屑流的演化与沉积环境

众所周知,重力流沉积的出现,表示了重要地质事件的发生(与同生断裂活动有关)。因此,重力流沉积在时间和空间上的演化以及不同的沉积组合层序,也就间接反映了大地构造活动背景。重力流形成的条件,要求原始地形有一定坡度。此外,还要有诱发重力运动的触发营力,如风暴或断裂活动时产生的地震波的冲击等。本区碳酸盐碎屑流沉积所反映的情况正是如此。

本区在重力流沉积出现以前,泥盆纪棋梓桥期基底构造活动不十分强烈,台、盆分异亦不很明显。古地理表现为东西两侧高,中部低洼的面貌。棋梓桥期该区整体上是一个稳定的沉积时期,但中部新田—宁远一带,由于相对低洼,出现了水体较深、坡度缓的台棚相区,主要产一套条带状泥晶灰岩和泥灰岩的韵律层及瘤状灰岩,生物贫乏或见有少量浮游生物。这种古地理面貌基本持续到余田桥期早时,尽管这时海侵扩大,使中部台棚相区水体加深,宽度扩大,出现了硅质沉积,但由于台盆边缘斜坡仍未发生剧烈的构造活动,因此湘南地区在这个时期仍没有碳酸盐碎屑流沉积。余田桥期中时初,湘南地区北北向加里东期控盆基底断裂开始活动,从而使盆地边缘斜坡一定程度的变陡。在上斜坡或坡折带处沉积的尚未固结或半固结的软灰泥,在巨大风暴浪的作用和重力驱动下向下滑塌、流动,从而产生前述的杂基含量高、基质强度大并具层流特征的粘性碎屑流。这种碎屑流流动的总剪切应力比较小,因而不须多大的坡度和向下的拉力便可流动。其剪应力和碎屑流的速度分布及保持碎屑流必须的临界条件可根据 Johnson(1970)提出的库伦-粘滞模式进行预测。公式如下:

$$T = C + \sigma_n \tan \Phi + \eta \bar{\epsilon}, T \geq C + \sigma_n \tan \Phi$$

式中: T 为流动的总剪应力; C 为内聚力,主要反映基质强度性质; σ_n 是内部正压力即分散压力; Φ 是内摩擦角, $\sigma_n \tan \Phi$ 是摩擦强度,反映了流体中悬浮颗粒的相互作用; η 是粘度,表示流体的粘滞阻力; $\bar{\epsilon}$ 即 $\frac{ds}{dt}$ 为剪切变率即速度梯度。

右边不等式的意思是,如果剪应力超过碎屑流的总屈服强度,则发生流动(总屈服强度为内聚力 C + 粒间摩擦力 $\sigma_n \tan \Phi$)。左边的方程式说明,在稳定移动的碎屑流内,驱动力等于内聚力(C)和摩擦力($\sigma_n \tan \Phi$)及粘滞阻力($\eta \bar{\epsilon}$)之和。

从库伦-粘滞模式可以看出,粘性碎屑流由于杂基含量高,水的掺合作用弱,因而内聚强度(C)大;而由于流体中颗粒含量少,因此粒间摩擦力($\sigma_n \tan \Phi$)很小,可以忽略。因而流体总屈服强度主要为内聚力(C)。只要剪应力超过内聚力,碎屑流就可流动,也就证明了为何粘性碎屑流只要有较小的坡度便可流动的原因。同理,由于剪切变率即速度梯度($\bar{\epsilon}$)小,因而限制了流体不能象浊流那样快速流动。一旦流动,在有利的坡度和介质条件下,它们也可流动很远的距离。最后当重力的顺坡拉力不再超过剪切强度(T),它就突然“冻结”沉积。粘性碎屑流的流速慢,因此难于向其它类型的重力流转化;但当其流动过程中,如果斜坡变陡,也可逐渐与水掺合、稀释,最后转变为紊流碎屑流。

本区粘性碎屑流沉积常堆积在斜坡下部,形成所谓的“斜坡碎屑裙”,随后被下斜坡泥晶灰岩覆盖。这种沉积组合在临武香花岭剖面比较典型。

紊流碎屑流的形成和沉积环境则是另外一种情景,最大的特点是碎屑流的产生受构造活动控制更加明显。湘南余田桥期中时末至晚时初,控相同沉积断裂活动更加强烈,加之台

地碳酸盐的迅速上隆,使东西两侧的台地和中部的台盆分异明显(参见图9),台、盆之间的地形差异增大,台地斜坡变得更陡,因此,这为本区碳酸盐重力流大量发育提供了先决条件。根据笔者的几次野外考察和室内研究,在这种较陡的斜坡上所产生的碎屑流沉积与前述的粘性碎屑流沉积差异很大。其特点是碎屑颗粒含量高,可达80~90%,杂基含量低。这可能与物源来源有关,这种碎屑流中颗粒主要为台地的粒屑灰岩,灰泥的含量本来就少,从而形成一种具复合支撑的粘性-稀性过渡流体。这种流体在流动过程中,不仅具有一定的基质强度和上浮力,还具有由颗粒相互碰撞所产生的分散压力和较大的摩擦力,当坡度变得更陡时,流体会进一步加速,从而使水的掺合作用加强,流体进一步冲淡稀释,因而还有一定涡流的悬浮作用(Enos, 1977)。在 A. M. Johnson 的库伦-粘滞模式方程式中,等式右端第一项 C (内聚力)降低, $\sigma_n \tan \Phi$ (粒间摩擦力)和 $\eta \bar{e}$ (主要是速度梯度 $\bar{e}$ 增大)起主导作用,从而也显示了流体内部的粒间碰撞作用增大,流速加快的特点。紊流碎屑流沉积的另一个特点是,其上常逐渐过渡为较细粒的浊流沉积,这主要说明了这种流体易于向真正的涡流转变,也反映了同沉积断裂活动的强弱变化,同沉积断裂活动剧烈时,产生粗碎屑重力流,而当同沉积断裂趋于平稳时则主要为细碎屑重力流。同时还说明了本区这种台间盆地呈现台沟斜坡的性质,相变比较急剧,盆地深度大,宽度窄,因而必然导致细粒重力流沉积覆盖在粗粒的重力流沉积之上。此外,这种台间盆地常呈现为一种欠补偿的“饥饿盆地”,当斜坡坡度大到一定程度时,斜坡上的碎屑流便可泻而下,直达盆底,从而呈现砾屑灰岩直接夹于硅质岩中的组合层序。

紊流碎屑流形成的斜坡坡度较陡,故常搬运到斜坡坡脚处堆积,形成所谓的坡脚碎屑裙。

结 语

湘南地区晚泥盆世余田桥期碳酸盐碎屑流沉积规模较大,出露较好,是该区沉积环境分析的较好标志。粘性碎屑流沉积和紊流碎屑流沉积是一相互过渡的并在成因上有机联系的沉积组合,两者均是一定构造活动的产物。前者一般是在构造活动强度较弱、古斜坡较缓的条件下形成,而后者是构造活动剧烈,使台、盆地地形差异增大,古斜坡变陡而产生的结果。笔者通过碎屑流流动过程中流变学性质和支撑特点划分粘性碎屑流和紊流碎屑流,就是试图反应该区碎屑流的演化与当时同沉积构造活动的关系,并在此基础上对其可能的形成环境进行探讨。

碳酸盐碎屑流成因的砾屑灰岩是该区余田桥期一种特殊的岩石类型。它的形成与湘南地区当时直接受构造控制的浅水碳酸盐台地和深水台盆相间的古地理格局有直接联系。因此,研究碎屑流的时、空分布规律,有助于阐明该区的沉积历史和盆地演化特征。

参 考 文 献

- 关伊文等, 1983, 湘南宁远一带中上泥盆统碳酸盐复理石建造的发现, 沉积学报 4 期。
- 沈德麒、杨振强、陈耀钦, 1987, 华南棋梓桥期沉积相古地理与控矿作用, 地质出版社。
- 杨振强, 1984, 湖南道县、宁远一带中泥盆统棋梓桥组中的台地前缘斜坡异地碳酸盐沉积, 沉积学报 4 期。
- 曾允孚等, 1988, 南岭泥盆系层控矿床, 地质出版社。
- 约翰逊·A·H, 1970, 张之立等译, 1983, 地质学中的物理过程, 科学出版社。
- Enos, P., 1977. Flow regimes in debris flow. *Sedimentology*, Vol. 24, pp. 133--142.

Lowe, D. R., 1982. Sediment gravity flows; depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sediment. Petrol.*, Vol. 52, No. 1, pp. 279—297.

Rodine, J. D. and Johnson, A. M., 1976. The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic material, to flow on gentle slopes. *Sedimentology*, Vol. 23, pp. 213—234.

The Shetianqiaoian (Late Devonian) Carbonate Debris Flow Deposits in Hunan

Jiang Dche

(Yichang Institute of Geology and Mineral Resources)

Abstract

The purpose of this paper is to present the results of my recent investigation of the Shetianqiaoian (Late Devonian) carbonate debris flow deposits in Hunan. In terms of rheology and grain-supported mechanism, the carbonate debris flows in the study area may be divided into cohesive and turbulent debris flows. The former, a kind of plastic and cohesive stratified flow, is characterized by high content of matrix and weak collision among grains, whereas the latter, a kind of cohesive-diluted turbulent flow by high content of grains and strong collision among grains, suggesting a complex grain-supported mechanism. The turbulent debris flows in this region are responsible for the formation of three types of calcirudites with: 1) tabular structure; 2) graded structure, and 3) chaotic structure.

Four types of sequences have also been distinguished for the carbonate debris flow deposits in this region: 1) cohesive debris flow deposits intercalated with thin-bedded micritic limestone; 2) cohesive debris flow deposits graded into turbulent debris flow deposits; 3) turbulent debris flow deposits passed into turbidity current deposits which is most common in the study area, and 4) debris flow deposits intercalated with siliceous rocks.

The development of the carbonate debris flows is closely related to the palaeogeography of the South Hunan "intraplatformal basin", the eastern and western boundaries of which are controlled by the Shetianqiaoian synsedimentary faults. The steeper slopes of the basin facilitate the development of the carbonate gravity flow deposits. Generally speaking, the cohesive debris flow deposits are confined to the environments where the slopes are relatively smooth and gentle, and tectonic activity is relatively weak, whereas for the turbulent debris flow deposits, things are on the contrary. In the field, there is often a gradual change from the debris flow sequences to calcareous turbidite sequences. Due to greater depth and narrower width of the starved basin, the carbonate debris flows occurring on the steeper slopes tend to descend straight to the floor of the basin, resulting in the formation of the sequences of calcirudite intercalated with black thin-bedded siliceous rocks.