

黔东、湘西寒武纪碳酸盐重力流沉积

刘宝珪 叶红专 蒲心纯

(成都地质矿产研究所)

黔东、湘西寒武纪碳酸盐重力流沉积,类型多样,其中碎屑流砾屑灰岩是最主要的再沉积碳酸盐岩,发育在扬子碳酸盐台地南部和北部边缘斜坡相,主要为复合支撑,在其流动过程中普遍存在着脉动性或波动性以及流动转化现象。据砾屑灰岩的分布范围、层位变化及旋回特征,表明扬子碳酸盐台地南部边缘,从寒武纪至早奥陶世是向东南推进的,扬子地块南缘已进入地壳变薄下沉的成熟被动大陆边缘演化阶段。

关键词 碳酸盐重力流 碎屑流 寒武纪 黔东湘西

我国南方寒武纪碳酸盐重力流沉积,主要分布在扬子地块南部和北部边缘。尤以南部边缘——黔东、湘西地区中、上寒武统最为发育(图1)。

一、碳酸盐碎屑流

(一) 沉积特征

碎屑流沉积砾屑灰岩是寒武纪碳酸盐重力流沉积中最主要的再沉积碳酸盐岩,规模壮观,引人注目。在中、上寒武统内达数十层之多,单层厚度一般数米至10米,累计厚度达300m,约占重力流沉积的三分之二以上。它具有类型复杂、分布广泛和沉积改造明显等特点。

砾屑灰岩具明显的再沉积改造特征,砾屑成分复杂,既含浅水砾屑又含深水砾屑。前者来自台地边缘,有浅色的亮晶砂屑灰岩、亮晶鲕粒灰岩、亮晶鲕粒砂屑灰岩、粉晶鲕粒灰岩、叠层石灰岩及主要由表附藻等构成的藻灰岩,包括藻屑灰岩、藻粘结岩、藻障积岩等;后者来自斜坡本身,有暗色的微晶-粉晶灰岩、泥灰岩、粉屑灰岩和微晶-粉晶砂屑灰岩等。有的砾屑具等深流或浊流沉积特征(沙纹层或粒序层),反映了较

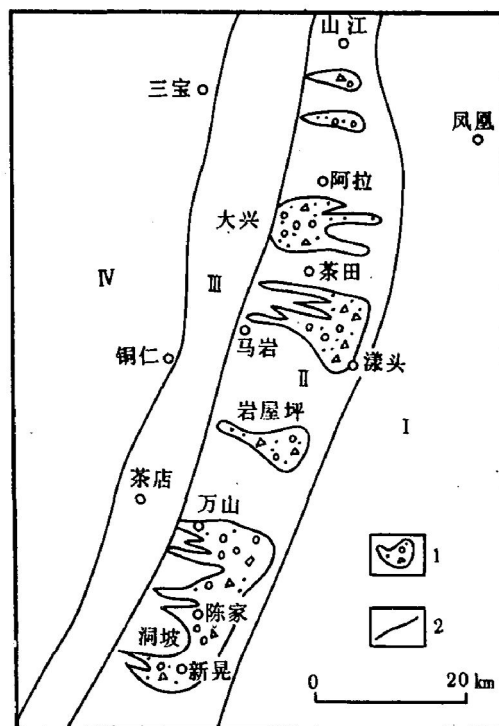


图1 黔东湘西中寒武统敖溪组碎屑流砾屑灰岩分布

1—砾屑灰岩, 2—沉积相界线;

I—盆地边缘相, II—斜坡相,

III—台缘浅滩相, IV—局限台地相

深水斜坡上再沉积碳酸盐岩的再改造。砾屑灰岩分选差, 粒径变化大, 从岩块、巨砾到细粒级。磨圆度差异很大, 从棱角状到次圆状, 除取决于成岩前后的溶蚀作用和搬运距离外, 还与胶结程度和原始形状有关。一般浅水来源的砾屑在加入碎屑流之前多已固结成岩, 有的甚至经过压溶作用, 多为厚层、块状灰岩, 故浅水砾屑多为近等轴的碎屑, 磨圆度较好。而深水来源的砾屑主要是薄层灰岩, 故多呈棱角状, 次棱角状, 有的则呈不规则塑性变形和撕裂状。砾屑灰岩的基质主要为灰泥、粉屑、粘土、粉砂, 也常混有浅水的鲕粒、砂屑、藻屑及生物屑。灰泥基质多重结晶或成岩后生白云岩化。

砾屑灰岩中, 一般都含较多的深水砾屑(板状或片状), 而浅水砾屑则相对较少。可划分为两大系列: 仅含深水砾屑的单一成分系列和深水、浅水砾屑兼有的混合系列。两大系列的形成方式不同, 前者由斜坡沉积物的蠕变、拉裂、滑坡引起; 后者还涉及到台地边缘的破裂、崩落和滑动。

按砾屑灰岩的组构特征及砾屑类型、含量等可进一步细分为以下类型(图2):

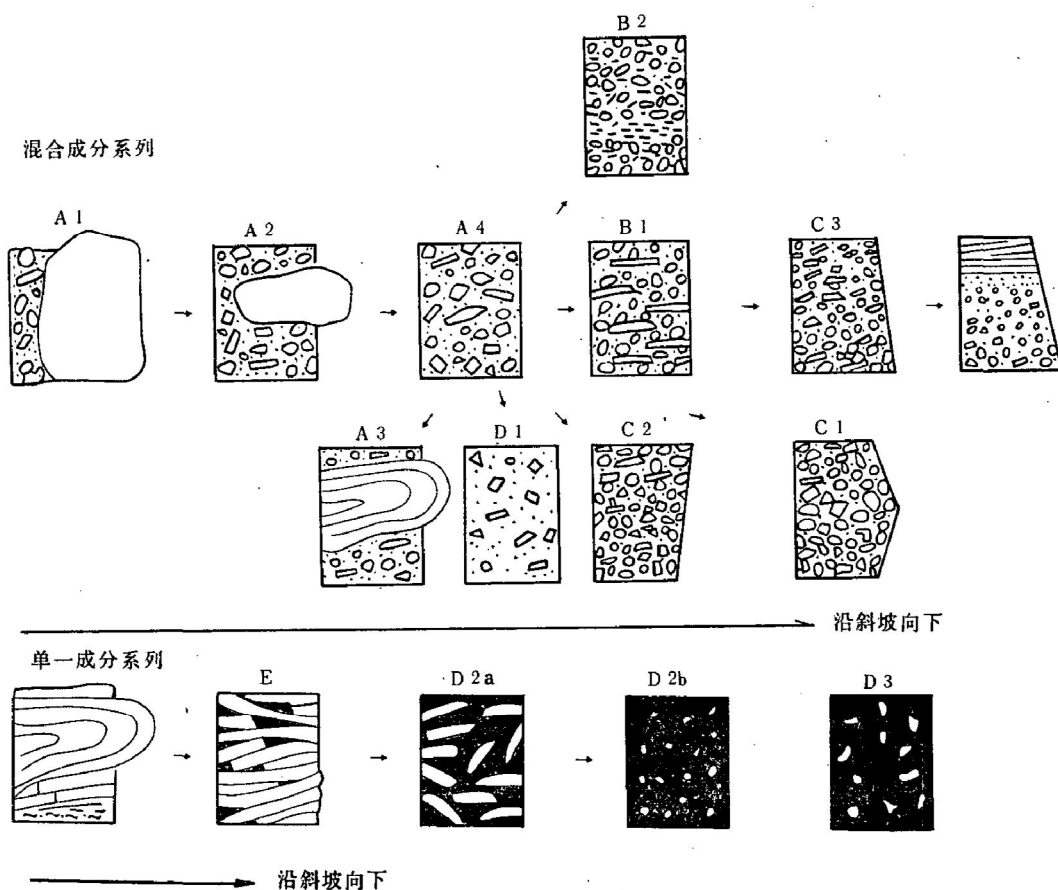


图2 砾屑灰岩类型及演化

类型A 杂乱无序的砾屑灰岩。主要特征是砾屑随机分布、无粒序性、无叠瓦构造、基质支撑。按所含最大砾屑的砾径和类型可细分为四个亚类。A₁ 含藻灰岩巨块的砾屑灰岩: 巨块从1 m³至n×10 m³, 大小不等。砾屑较粗, 多为中至粗砾, 浅水砾屑含量高, 可达50%以上。层厚从几米到大于10米。巨块多直立于底部, 碎屑流的支撑力远小于这些巨块的重量。A₂ 含漂砾或巨砾的砾屑灰岩: 漂砾n×10 cm³, 主要为藻灰岩(包括叠层石灰岩)和砂屑灰岩。

层厚1—5 m。巨砾漂浮于砾屑灰岩中,表明碎屑流最大支撑强度恰等于它们的重量。 A_3 含薄层灰岩块体和褶皱体的砾屑灰岩:拉长变形的条带灰岩块体呈平卧、斜立于砾屑灰岩中,可见褶皱轴面弯曲,薄层被拉断,反映碎屑流内部流速或剪应力分布的差异,促使二次褶皱和拉裂作用。 A_4 不含巨砾或岩块的砾屑灰岩:由细砾至粗砾屑混合组成。有时可见叠瓦构造,反映了碎屑流的稀释。

类型B 有序的砾屑灰岩,基质支撑。亚类 B_1 ,砾屑呈板状或片状,平行排列;亚类 B_2 ,具有极明显的砾屑双峰富集分布特征,在砾屑主体的底部或中间有0.5—1 m厚的富基质的细片状砾屑富集带,该带可能是上覆砾屑主体的滑动和运载基底或上下砾屑主体之间剪切或差异运动的调节带。此类型见于贵州丹寨羊乌河上寒武统。

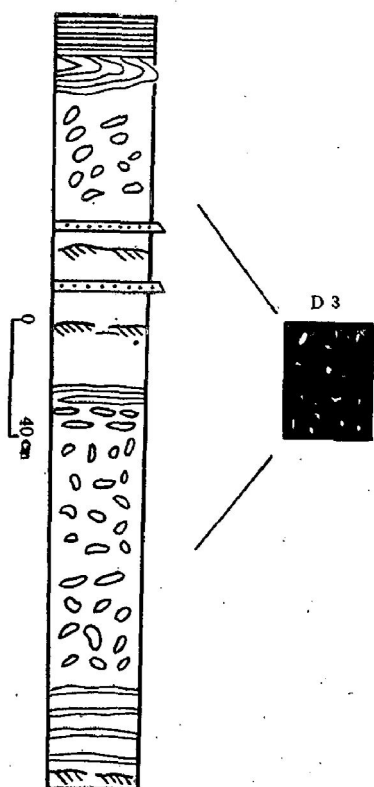
类型C 具粒序的砾屑灰岩,由不同比例的浅水和深水砾屑混合构成。包括: C_1 逆粒序向上转为正粒序、 C_2 逆粒序、 C_3 正粒序等三亚类。以 C_3 最常见,底部常伴有叠瓦构造,向上可过渡为浊积岩。此外,随粒级向上减小,基质含量常向上增高,常由碎屑支撑过渡为基质支撑。

类型D 杂乱无序的含砾或砾质灰岩、泥灰岩、泥岩。分三亚类: D_1 混合成分砾屑随机漂浮于灰泥、泥灰质基质中,砾屑主要为细—中粒级,形状和磨圆度可不同,基质中含浅水颗粒,如鲕粒、砂屑、藻屑等; D_2 成分单一的片状、板状灰泥岩砾屑或细小碎屑状灰泥岩砾屑悬浮于泥灰质基质中,板状或片状砾屑可塑性变形或两端变圆; D_3 椭球状、结核状灰泥岩砾屑呈各种方位散布于泥岩、泥灰岩中。

类型E 弱固结或半固结的板状灰泥岩砾屑大致相互平行,紧密贴集,砾屑间仅有很薄的泥膜。

上述不同类型的砾屑灰岩反映了沉积时碎屑流性质的差异。类型 A_1 和 A_2 为相对近源的沉积。这种碎屑流系由碎屑崩落或滑动等引起,反映了台地边缘变陡,仅出现在中寒武统顶部和上寒武统下部。 A_4 的杂乱组构表明它是在流动较快或粘性强度较大的条件下沉积的,较 A_1 、 A_2 相对距源区较远。 A_3 可能与碎屑流诱发并侵蚀和吞并滑坡体有关。类型B顺层排列的砾屑反映了运载砾屑的碎屑流为粘性碎屑流,具层流特征,代表相对远源,粘性强度较大和流速缓慢条件下的沉积。类型C为较远源的沉积,碎屑流粘性减小,碎屑间相互运动增大, C_1 和 C_2 涉及到分散压力和动力筛选等支撑机制,有人甚至认为类似 C_1 的由逆粒序变为正粒序的砾屑灰岩是变密度颗粒流沉积。 C_3 的形成可能与重力分异有关。同时,粒序的存在和向上过渡为浊积岩也表明碎屑流的上部存在有紊流或浊流,应为远源沉积。 D_1 也为较远源沉积,但基质含量和粘性强度较高。类型E和 D_2 为斜坡上弱固结或差异胶结的薄层灰岩经滑坡作用演化而来。随着板状砾屑之间的相对位移增大,并进一步断裂,同时卷入越来越多的灰泥基质,类型E也就逐渐转化为类型 D_2 。此外, D_{2a} 中细碎屑状砾屑漂浮于同成分的基质中,还可能与斜坡坡度变陡,导致含板状砾屑的碎屑流(D_{2a})进一步变薄和破裂有关。 D_3 则是由于斜坡上的泥或泥灰质物发生液化或流体化,使得呈夹层或互层产于其中的经差异早期胶结的薄层或结核状灰岩随之流动而成。如图3所示,层序的下部为 D_3 ,中部过渡为断续层状灰岩或结核状灰岩与泥岩的互层或呈夹层产于泥岩中。上部同生褶皱层序的下伏层中见浊流和碎屑流沉积。显然,层序上部的同生褶皱和下伏层中的重力流沉积说明了斜坡的存在。

砾屑灰岩层的顶界特征类型有三:(1)顶界基本平坦,界线清楚,上覆薄层沉积;(2)顶界平坦,向上过渡为钙质浊积岩;(3)顶界上凸,界线清楚。砾屑灰岩的顶面特征可能与沉

图3 砾屑灰岩D₃的产出层序

积时的碎屑流性质有关。具深切沟槽的砾屑灰岩的平坦顶面反映了较高能量的碎屑流沉积，厚层较稳定的砾屑灰岩的平坦顶面以及过渡的顶界代表较远源的相对稀释的碎屑流沉积，上凸的顶面和起伏的顶面，特别是上凸于层面的砾屑则为碎屑流具有一定的基质强度或粘性强度的典型标志。

砾屑灰岩的底界特征与碎屑流流动能量和底床的固结程度有关。特征有四：(1) 底面平坦，界线清楚，表明碎屑流能量较低，侵蚀作用微弱；(2) 弧形上凹的侵蚀面，反映碎屑流能量虽然较高，但底床固结程度不高；(3) 阶梯状下切的侵蚀面，表明碎屑流能量很高，以致在固结的硬床上凿蚀出沟槽，也可能与碎屑流的脉动性有关；(4) 通过底床的牵引褶皱、剪切角砾、石香肠向上过渡为碎屑流沉积砾屑，说明高能碎屑流对底床的压剪作用。

从前述砾屑灰岩的成分特征和产状特征可看出，砾屑灰岩的组分可通过下述方式产生：(1) 台地边缘的加积和推进使边缘变陡和破裂，崩落和滑动；(2) 沟槽的溯源侵蚀；(3) 斜坡沉积物的蠕变、滑坡；(4) 碎屑流对底床的剪切、牵引和撕裂；(5) 碎屑流对硬底床的凿蚀和沟槽壁的崩落；(6) 碎屑流诱发滑坡并侵蚀和吞并滑坡体。

(二) 砾屑灰岩的组构及支撑机制

砾屑灰岩主要有下述五种组构类型(图4)。类型1：砾屑悬浮状散布于基质中，砾屑间互不接触，以前述类型D最为典型；类型2：砾屑基本悬浮于基质中，但在一些未石化就加入碎屑流的砾屑边缘能见到基质似锥状挤入，基质中也见到液化痕迹；类型3：基质含量较上述两类少，较粗的砾屑间互相接触；类型4：完全是碎屑支撑，以前述类型C₁最为典型；类型5：弱固结的板状砾屑紧密贴集，砾屑间仅有很薄的灰泥包皮，即前述的类型E。

尽管压实作用会影响碎屑组构，但对于上述砾屑灰岩来说，基结构差异不可能完全是由压实作用所造成的，特别是类型5中，仅弱固结的砾屑和灰泥基质之间，经压实后，体积减小的差异不会太大，不可

能彻底改变沉积时的结构特征。上述组构类型基本反映了沉积时的支撑面貌。类型1是典型的基质支撑，显然是由基质强度和浮力支撑搬运砾屑。类型2说明除基质强度和浮力外，超孔隙流体或逃逸流体对支撑也起到一定的作用。类型3，砾屑间碰撞产生的分散压力和砾屑叠

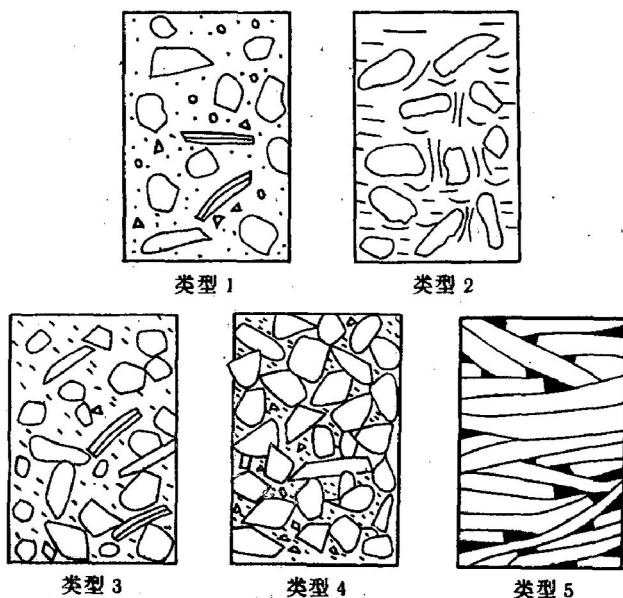


图4 砾屑灰岩组构类型

置格架的支撑力也在一定程度上支撑砾屑。类型4中,分散压力和叠置格架的支撑力起了较重要的作用。类型5较特殊,基质呈泥膜粘附在砾屑表面,孔隙很小,能承受一定的压力,在缓慢的层流过程中,起润滑剂的作用,砾屑在其润滑下前移。

由此可见,碎屑流的支撑机制是较复杂的,与原来的定义有一定的偏离。根据砾屑灰岩结构特征的研究,在一些碎屑流或流动的某一阶段中,基质强度以外的其它支撑机制确实在不同程度上起作用。因此,笔者同意 D. W. Lewis (1984) 和 D. R. Low (1982) 等关于碎屑流复合支撑机制的观点。区内发育的碎屑流主要为复合支撑。

(三) 碳酸盐碎屑流的流动脉动性

对砾屑灰岩的追踪发现,砾屑灰岩层在纵向上呈波状或断续波状,与之相应平面上也有宽窄变化。图5为凤凰阿拉西牛场车夫组下部的波状砾屑灰岩层,是根据在近50 m长的砾屑灰岩层露头中的8个控制点所测得的砾屑灰岩层和砂屑灰岩层及二者过渡的层段厚度而绘制的。野外可见,同层砾屑灰岩在增厚的波峰处,砾屑富集,粒级粗大,随着向两侧厚度减薄,砾屑含量和粒级也逐渐减小,厚度最小的地方,砾屑含量和粒级亦最小,甚至可见波峰处的砾屑灰岩向波谷逐渐过渡为砂屑灰岩。显然,层厚、砾屑含量和粒级的相关变化非压实所致,而是沉积作用的结果。笔者认为,这种现象是由于碎屑流流动的脉动或波状运动所产生的。从许多陆上泥石流或碎屑流的观测和室内实验中都发现,泥石流的运动过程是以几个、十几个,乃至几十个波的形式向前高速推进。我国东川蒋家沟、武都火烧沟、西藏古乡沟、雅安干溪沟、成昆铁路三滩沟,以及苏联阿拉木图市郊的大、小阿尔马京卡河,日本的妙高、烧岳山等地都多次观测到泥石流呈波状运动,除前三个地点的泥石流为粘性泥石流外,其余均为稀性泥石流。此外,日本的高桥保在室内进行稀性泥石流实验中也观测到泥石流的波状运动。泥石流的脉动和波状运动是泥石流运动最重要的动力学特征之一。泥石流波的波峰(或波头)处,流动厚度大,剪切力大,故砾屑含量高,粒径最大,向波身、波尾方向流动厚度减小,剪切力减小,其搬运能力也减小。泥石流的脉动或波状运动可能与流动阻塞和随机加入的泥石流物质等有关。

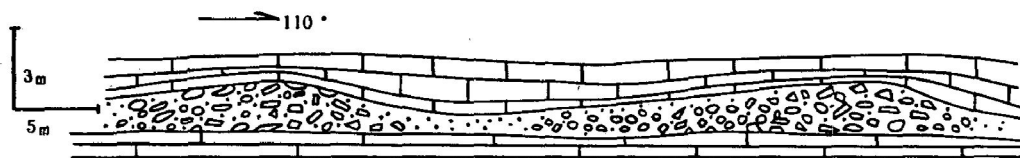


图5 波状砾屑灰岩层素描图

与陆上观察到的泥石流相比,研究区碎屑流波高较小,很少超过1 m,且波距较宽,起伏不大。其原因可能有二:一是沉积下来的多为流动能量减小,波体被不断拉长和坦化的碎屑流;二是由于碳酸盐碎屑流中的灰泥基质粘性强度较粘土基质低,多形成过渡性和稀性碎屑流,故波状特征不如粘性碎屑流明显。有关古代水下碳酸盐碎屑流的脉动或波状流动的现象还未见报道,但这种现象在黔东、湘西的碎屑流沉积砾屑灰岩中却较普遍。

与碳酸盐碎屑流有关的流动转化,在研究区发育有如图6所示的几种转化特征层序。层序类型a最常见,为碎屑流砾屑灰岩向上连续过渡为具粒序的或鲍马层序的钙屑浊积岩。类型b特征与类型a相似,只是碎屑流沉积段与上覆浊积岩段之间粒级不连续,存在着明显的界面。类型C为前述碎屑流沉积波状层的一种特殊情况,波峰处的砾屑灰岩向两翼逐渐被浊积

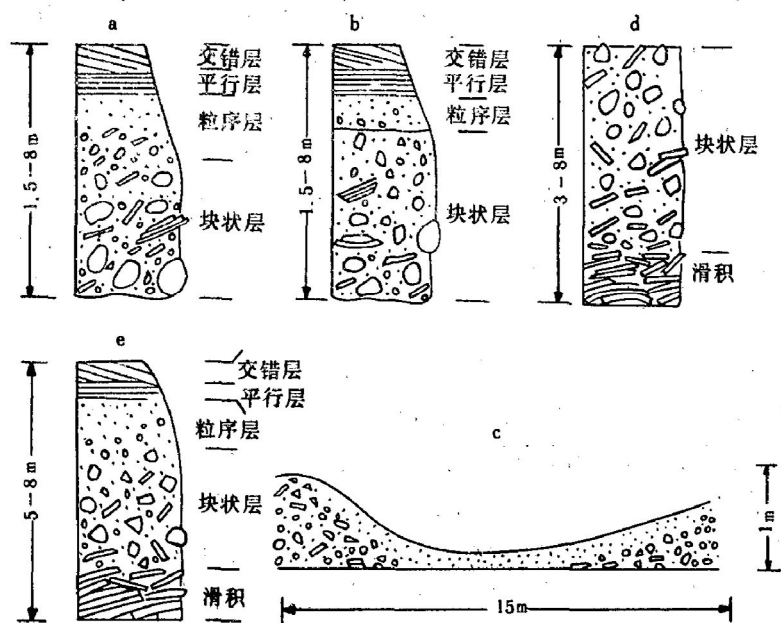


图6 再沉积碳酸盐岩的转化层序类型

砂屑灰岩取代,在波谷附近完全变为浊积砂屑灰岩(图5)。类型d为底部滑积砾屑灰岩向上过渡为碎屑流砾屑灰岩。在底部的滑积砾屑灰岩中,砾屑为斜坡来源的薄板状灰岩砾屑,砾屑紧密贴集,有的显示塑性变形,可见到碎裂而又俨然成层和似保留褶皱形态的砾屑。显然,它们未经大的搬运。类型e是d和a的复合类型,底部为滑积砾岩,下部为碎屑流砾屑灰岩,上部为具鲍马层序A、B、C段的砂屑浊积岩,三者连续过渡。层序类型a、b、d较常见,在垣排碧、凤凰阿拉、茶田、铜仁滑石、新晃洞坡以及丹寨羊乌

河等很多剖面中均可见及。类型c仅见于凤凰阿拉西牛坳,类型e见于丹寨羊乌河上寒武统下部。

上述层序类型反映了一次流动过程中重力流内的流动转化。类型a、b和e的上部,记录了一个流动层内在垂向上碎屑流向浊流的转化。这种转化可通过表层转化(R. V. Fisher, 1983)来实现。碎屑流的鼻状前端和表层因流动摩擦力的作用,与周围水体混合造成稀释,并产生上部紊流层。当碎屑流层与上部浊流层基本同时沉积时,就形成类型a和e的上部。如果上、下流动层之间发生分离,上流动层滞后于下流动层沉积则形成类型b。此外,碎屑流向浊流的转化还可通过流体转化来实现。Kuenen (1952) 和 Margenstern (1967) 的实验和推测表明,当流速大到能产生内部紊流时,碎屑流可不改变其含水量便转变为浊流。研究区偶尔见到块状砾屑灰岩之上,直接覆以具粒序的砾屑灰岩,也许是通过这种方式形成的。层序类型d和e的下部滑积砾屑灰岩过渡为碎屑流沉积砾屑灰岩有两种可能:一是滑塌体作为碎屑流的前身,在移动过程中,速度增大,逐渐转化为碎屑流;二是碎屑流流动时,对底部弱固结薄层灰岩的剪切牵引作用,促使或诱发了下伏层或前端层的滑坡作用,造成碎屑流的流动和滑坡体的

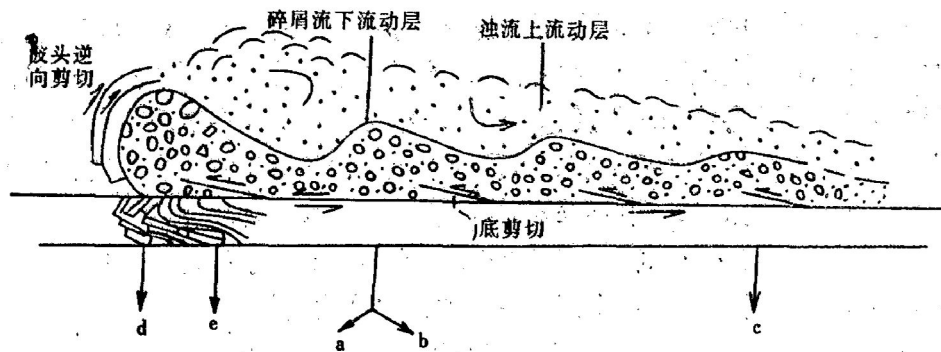


图7 再沉积碳酸盐岩转化层序形成示意图

滑动同时并存。层序类型c很特殊,它的出现表明碎屑流向浊流的转化,不仅仅是通过上述表层转化和流体转化来实现,在碎屑流脉动的弱动期间或波状流的波身和波尾也可发生碎屑流向浊流的转化。发生这种转化的碎屑流多为过渡性或稀性碎屑流,因它们流动时多具紊流特征,向浊流转化时不需增加很大流速。碎屑流流动时,波头能量大携带很多砾屑,波身和波尾则逐渐相对富集砂屑,同时波头流动时产生的逆向剪切力,使水与波身和波尾富砂屑层稍加混合和稀释既可完成转化,这种转化是在能量减小时发生的,并非加速造成(图7)。

(四) 碳酸盐碎屑流静力学强度及斜坡坡度计算

由于碎屑流具有一定的强度,使其沉积时能保持较陡的边缘,能支撑较大的砾石突出层面。A. M. Johnson (1970)^[1]根据对碎屑流流动型式的力学分析,建立了如图8所示的表达碎屑流强度与侧缘鼻状端陡度、砾石突出层面程度及斜坡坡度关系的公式。R. N. Hiscott 和 N. P. James (1985)^[2]曾利用这些公式计算纽芬兰西部寒武系至奥陶系的 Cow Head 群碎屑流砾屑灰岩的强度和斜坡坡度,并进而探讨了碎屑流就位机制。

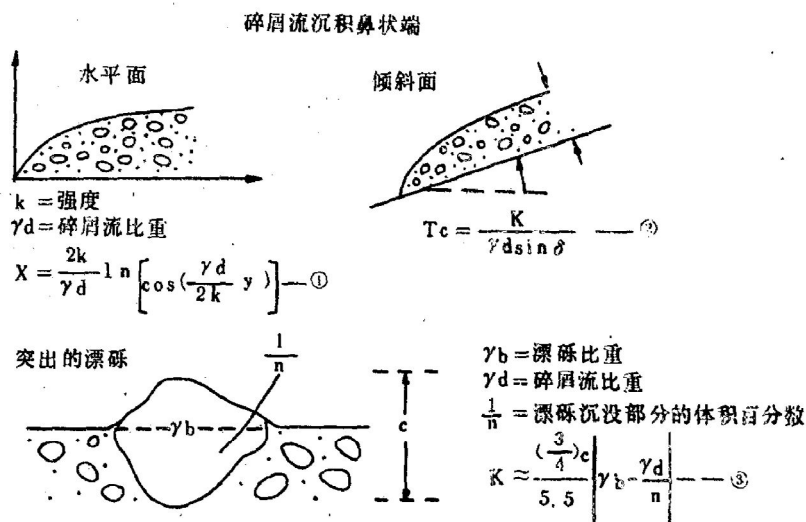


图8 碎屑流强度及斜坡坡度计算

(据 A. M. Johnson, 1970)

表1 测量的数据及静力学强度和坡度的计算

序号	地点	层位	X (cm)	Y (cm)	1/n	Tc	K (Pa)	最大坡度	最小坡度
1	凤凰阿拉	∈ _{3c}	260	50		190	3.74×10^5	9.64°	0.96°
2	铜仁大碛喇	∈ _{2a}	170	50		190	3.75×10^5	9.67°	0.97°
3	丹寨羊乌河	∈ _{2d}	180	40		60	2.99×10^5	25.13°	2.51°
4	铜仁滑石	∈ _{3c}	270	30		45	2.25×10^5	25.11°	2.51°
5	凤凰阿拉	∈ _{3c}	45	15		30	1.13×10^5	18.67°	1.87°
6	凤凰阿拉	∈ _{3c}	120	30		50	2.25×10^5	22.42°	2.25°
7	花垣排碧	∈ _{3c}	70	18		38	1.35×10^5	17.58°	1.76°
8	凤凰山江	∈ _{3c}	3.5	3.5		6	3.18×10^5	26.82°	2.68°
9	凤凰山江	∈ _{3c}	20	4		6	2.99×10^5	25.12°	2.51°
10	凤凰山江	∈ _{3c}	45	17		23	1.12×10^5	24.47°	2.45°
11	吉首双塘	∈ _{1a}	40	40		110	3.64×10^5	16.34°	1.63°
12	花垣排碧	∈ _{3b}	70	8		18	5.99×10^5	16.43°	1.64°
13	凤凰阿拉	∈ _{2c}			0.33		2.6×10^5		

最小坡度是采用有效强度 $K_e = K/10$ 计算的

表2 巨砾体积和碎屑流强度K

地点	层位	长 (cm)	宽 (cm)	高 (cm)	K (P_s)
铜仁万山	ϵ_{2a}	180	120	120	15.3
凤凰阿拉	ϵ_{3c}	160	110	110	1.145
泸溪兴隆场	ϵ_{3ab}	170	135	100	1.36
新晃洞坡	ϵ_{3c}	320	40	30	1.82
铜仁万山	ϵ_{2a}	70	50	60	0.996

我们在平行斜坡走向或垂直碎屑流沉积体延伸方向上,测得砾屑灰岩最大厚度(T_c),鼻状尖灭端的长度(X)和厚度(Y),列于表1,利用图8公式进行计算。计算时,采用R. N. Hiscott和N. P. James (1985)^[2]的 2.2 g/cm^3 的密度估计值。在将密度换算成比重时,考虑到水下沉积

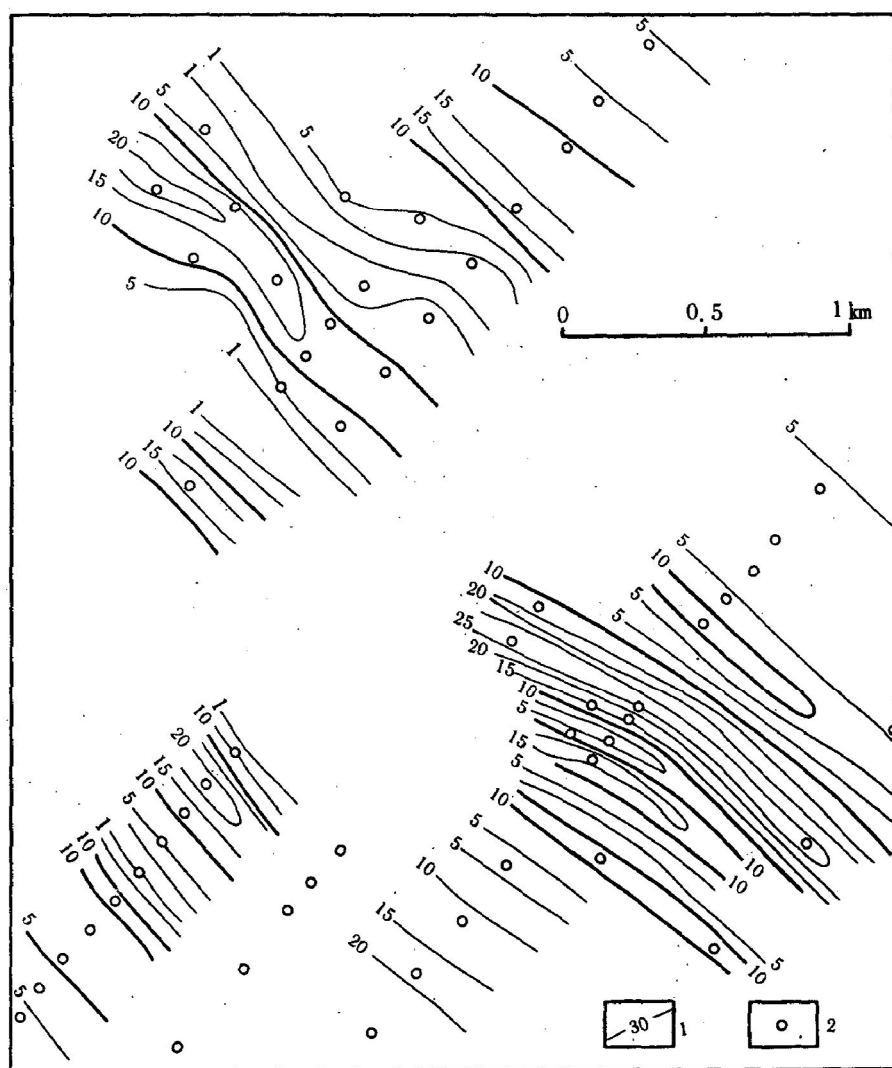


图9 湘西阿拉地区敖溪组砾屑灰岩等厚图

1—砂屑灰岩累计等厚线, 2—钻孔

要受到水的浮力的影响，故对重力加速度进行了校正，校正公式为 $g' = g [(2.2 - 1.0) / 2.2] = 0.545g$ 。输入计算机对斜坡坡度和静力学强度进行了计算，其结果如表 1。可见，研究区碎屑流的静力学强度在 $10^2 - 10^3$ Pa 之间，这与 A. M. Johnson (1970) 用同样公式计算的现代地表泥石流强度范围和 R. N. Hiscott 等 (1985) 计算的寒武纪到奥陶纪碳酸盐碎屑流的强度范围 ($10^2 - 10^4$ Pa) 大致吻合。表 1 所得斜坡的最大坡度为 $10 - 27^\circ$ ，最小坡度为 $1 - 3^\circ$ ，因超孔隙压力能使流动的碎屑流屈服强度减少到静力学值的 10%。考虑到研究区长期发育加积边缘型台地，这种台缘斜坡一般为 $1 - 4^\circ$ ，且砾屑灰岩常与浊积砂屑灰岩伴生。因此，笔者认为，研究区古斜坡坡度为几度（或 $1 - 5^\circ$ ）较宜，与最小坡度 $1 - 3^\circ$ 相近。说明碎屑流流动和沉积中，复合支撑起着重要作用。

此外，对砾屑灰岩类型 A 含“沉没”巨砾的 A_2 ，按阿基米德浮力定律对碎屑流的静力强

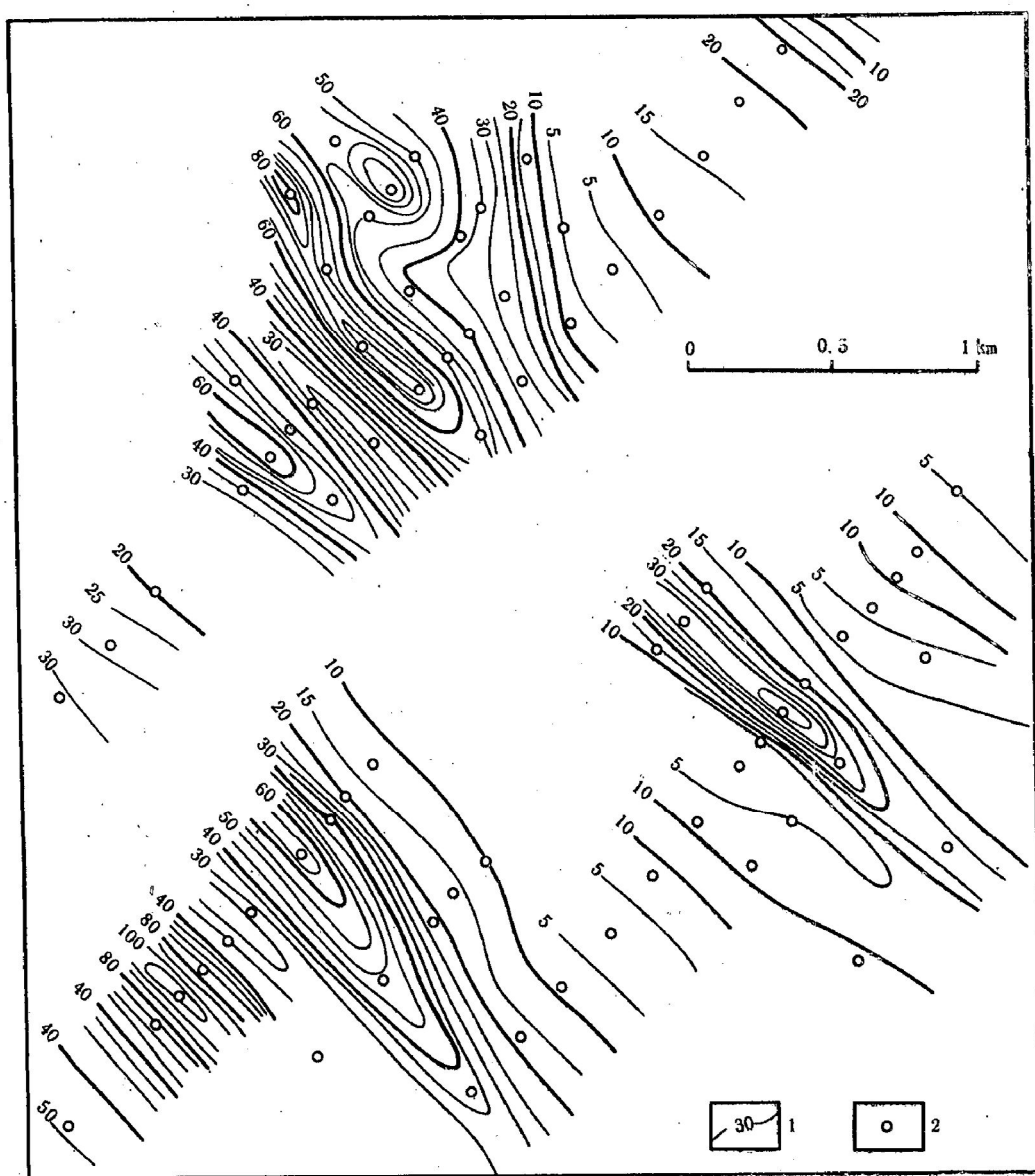


图 10 湘西阿拉地区中寒武统花桥组砾屑灰岩等厚图

1—砾屑灰岩累计等厚线，2—钻孔

度(或支撑力)进行估算,如表2所示,其强度值为 10^3-10^4 (Pa)与上述数值大致吻合。

图9、10是我们据凤凰阿拉天星堂矿区百余钻孔资料统计编制的。基本反映砾屑灰岩在平面上呈条带状展布特征,厚度增厚带和变薄带相间出现,等厚线呈北西-南东延伸,与斜坡走向大致垂直。近源砾屑灰岩体层薄,横向厚度不稳定或呈透镜状,常下切底床薄层灰岩,深度可达10 m以上,有时可见切割已固结硬底床而形成阶梯状沟槽。按其产状特征,它们应属沟槽型碎屑流沉积斜坡碎屑裙(图1)。与小巴哈马滩外侧沟槽斜坡上的现代沉积相似。区内还可见少数单层厚度很稳定的砾屑灰岩,它们属坡面碎屑流或席状碎屑流沉积。

砾屑灰岩的成分特征、出现频率和规模与台地边缘性质、陆棚-斜坡坡折位置及斜坡坡度密切相关。早寒武世晚期,仅发育少量前述单成分深水砾屑系列碎屑流沉积,反映当时坡度较缓,台地边缘与陆棚-斜坡坡折并未重合的古地理面貌。中、晚寒武世发育大量混合成分系列碎屑流沉积,表明坡度变陡,陆棚-斜坡坡折与台地边缘位置已经重合,台地已演化为镶边陆棚。特别是在中寒武世末和晚寒武世早期出现藻灰岩巨块伴生的A₁和A₂型砾屑灰岩,表明台地边缘已存在着一定的陡崖。

二、碳酸盐浊流沉积

碳酸盐浊积岩以中寒武统花桥组和上寒武统车夫组最发育,累计厚度可达100 m以上。碳酸盐浊积层厚度一般较稳定,常与碎屑流砾屑灰岩伴生或与灰泥岩、泥云岩和泥页岩呈互层韵律产出。浊积岩中大多能见到粒序层或鲍马序列,偶见槽模、重荷模及火焰构造等。底面还见平管迹(*Planolites*)和均分潜迹(*Chondrites*)、生物逃逸迹。根据所测交错层、槽模及波痕的定向数据,恢复古流向为95—120°,基本与斜坡一致。

碳酸盐浊积岩的颗粒组分较复杂,兼有浅水碎屑和深水碎屑。主要有砂屑,包括由泥晶灰岩、粉屑灰岩、砂屑灰岩、鲕粒灰岩等构成的砂屑,以及粉屑、细砾屑、鲕粒、核形石、藻屑、三叶虫碎屑和海百合碎屑等。

按层厚、粒级和鲍马序列发育程度,大致分为三类:

1. 中厚层粗屑浊积岩 以黔东湘西地区上寒武统车夫组中最发育,常与碎屑流砾屑灰岩呈渐变过渡,或呈互层产出。单层厚一般数十厘米,最厚大于1 m。鲍马序列的上部段常缺失,仅见ABC组合及AB组合。A段一般为微晶或粉晶(含)砾屑砂屑灰岩,少数为微晶或粉晶砂屑砾屑灰岩,砾屑粒径和含量向上变小减少。单独产出时,底部具侵蚀面,与碎屑流砾屑灰岩共生时,底为渐变过渡;B段为微晶或粉晶粗砂屑灰岩,有时含细砾屑,具由暗色灰泥或有机质集中显示的平行层理;C段为微晶或粉晶细-中粒砂屑灰岩,具交错层理,层系厚4—18 cm。B、C段顶部和以上层段常被侵蚀。

2. 薄-中层细屑浊积岩 层厚一般十多厘米,分布很广,有时能见到较完整的鲍马序列。A段为具粒序的砂屑灰岩,底具侵蚀面,有时含细砾屑。B段和C段均为细砂屑灰岩,前者具平行纹层,后者具沙纹层。D段为具水平纹层的粉屑灰岩。E段为黑色纹层状泥灰岩和泥云岩,偶含海绵骨针及三叶虫、海百合碎屑。鲍马序列发育完整的浊积岩所占比例一般不到10%,大部缺失鲍马序列的底部和上部,个别情况下中间层段发育不完善或缺失。

3. 极薄-薄层粒序浊积岩 此类浊积岩一般厚几毫米到几厘米,单层稳定,与背景沉积的薄层灰泥岩、泥云岩、泥灰岩等呈韵律互层或作为其中的条带产出。主要分布于斜坡下部

和盆地边缘相中,其明显特征是仅具粒序,不显纹层,除底部有时含砂屑外,主要为粉屑,有的含石英粉砂,底界突变,见微侵蚀。

上述不同类型的浊积岩可能是浊流的能量和密度改变所造成的。类型1可能为相对近源的高密度浊流沉积。类型2中不完整的钙屑浊积岩可能是较远源的低密度浊流沉积的产物。类型3则可能是远源悬浮的低密度浊流沉积。

三、碳酸盐颗粒流沉积

见于三都渣拉沟中寒武统下部,呈小长透镜体和细条带产于泥灰岩和钙质泥岩中。这套沉积上覆层和下伏层均为1—2.5 m厚的碎屑流砾屑灰岩。

条带状亮晶鲕粒灰岩一般厚2 cm左右,透镜体长几厘米到十多厘米,厚1—3 cm,与背景沉积泥灰岩、钙质泥岩之间界线清楚。鲕粒灰岩的颗粒组分主要为粗放射状鲕和藻鲕以及少量砂屑和粉屑,见少数破碎鲕粒、藻屑、三叶虫碎屑和棘屑等。鲕粒粒径0.2—0.3 mm,分选好,基本为颗粒支撑,灰泥含量很少,有的甚至不含灰泥基质,全为亮晶胶结。尽管重结晶作用较强,但仍能见到胶结物的世代性,沿颗粒边缘为栉壳状方解石,往孔隙中心为晶粒状方解石,并见棘屑的共轴增生。鲕粒灰岩透镜体和细条带中不具任何层理构造或粒序,其底部虽能见到鲕粒挤入泥灰岩中,但无任何微冲刷侵蚀构造,底界平坦。上述特征明显不同于研究区所见的低密度浊流、等深流沉积特征,因此,这种亮晶鲕粒灰岩可能是颗粒流沉积。按D. R. Lowe (1976)的计算,自然界真正的颗粒流沉积物厚度一般小于5 cm。前人在黔东、湘西地区描述的颗粒流一般厚5—15 cm。可能不是真正的颗粒流沉积,其描述的层序特征与变密度颗粒流沉积相似。

四、滑坡沉积

在扬子碳酸盐岩台地南缘,早寒武世晚期至晚寒武世斜坡相中都有发育,由长10 cm—50 m,由厚n cm—5 m,由单层至多层,由蠕动变形到褶皱、断裂者都有。大致可分出滑动沉积和滑塌沉积。前者底界明显清楚,与下伏层平行,顶面上凸,滑动体边缘和底部可见剪切褶皱和砾屑,体内岩层的连续性较好;后者底剪切面呈明显的弧形上凹,顶面多上凸且不规则,与上覆层和下伏层产状不一致,体内岩层具各种变形褶皱、小冲断裂、滑塌砾屑,并见轴向垂直层面的同生褶皱,表明滑塌体发生过旋转运动。

五、藻灰岩岩块堆积

在台地南缘的凤凰、铜仁和丹寨的中、上寒武统中见许多规模不同的藻灰岩岩块,从小于1 m³至1000 m³以上。产出情况有三:一是巨型岩块孤立产出,如凤凰阿拉西牛坳上寒武统藻灰岩巨块,长50 m、宽30 m、高10 m;二是藻灰岩块与巨厚层碎屑流砾屑灰岩共生,如凤凰阿拉水槽附近藻灰岩块,高4 m左右,长和宽大约20 m;三是藻灰岩岩块孤立产于下斜坡背景沉积中,如丹寨羊乌河上寒武统小藻灰岩块,长50 cm、宽25 cm,呈斜立状于条带状灰岩中。它们的存在,标志着台地边缘迅速加积和推进导致斜坡变陡,边缘破裂、崩落。

寒武纪碳酸盐重力流沉积,在扬子碳酸盐台地南部边缘长达 2000 km 的斜坡相中均有分布,碎屑流沉积砾屑灰岩是其中最主要的再沉积碳酸盐岩。砾屑灰岩特别是混合成分系列砾屑灰岩分布范围逐渐向东南盆地推进,并显示向上变浅或变粗、变厚的旋回特征,表明台地边缘向东南迁移。寒武纪至早奥陶世都存在着这种推进,反映了长期稳定下沉的构造背景,符合热沉降阶段的被动边缘构造特征。扬子地块南缘已进入地壳变薄下沉的成熟被动大陆边缘演化阶段。

参 考 文 献

- [1] Johnson, A. M., 1970, *Physical processes in Geology*, Freeman, Cooper and Company, San Francisco.
[2] Hiscott, R. N. & James, N. P., 1985, *J. Sed. Pet.* Vol. 55, No. 5, P. 735—745.

CAMBRIAN CARBONATE GRAVITY FLOW DEPOSITS IN GUIZHOU AND HUNAN

Liu Baojun Ye Hongzhuan Pu Xinchun

(*Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Ministry of Geology and Mineral Resources*)

Abstract

Cambrian carbonate gravity flows in Guizhou and Hunan are various in kind. Debris flow calcirudite is the main redeposited carbonate developed on the south and north slope of the Yangtze carbonate platform. Pulsation, undulation and flow-transformation are very common in its flow process. According to the distribution range, horizon variation and cyclic property of the calcirudite, the south margin of the Yangtze carbonate platform generally progradated southeastward from the Cambrian to Early Ordovician, and the Yangtze landmass had reached the evolution stage of matured passive continental margin.