

缓坡及其构造背景 ——以中国南方早寒武世龙王庙期 扬子碳酸盐缓坡为例

王 剑

(成都地质矿产研究所)

引言

自 Ahr (1973) 提出第一个碳酸盐缓坡模式以来, 沉积学家通过对现代或古代地层沉积相分析, 相继发现了一系列各种类型的现代或古代的碳酸盐缓坡 (Read, 1980, 1985, 1989; Ahr, 1989; Grotzinger, 1989; Bechstadt, 1989; Wright, 1986; Gawthorpe, 1986)。尽管这些缓坡各自都具有与陆架碳酸盐台地截然不同的共同特征, 但它们在沉积学上都各具特色, 特别是它们都是在某一特定的构造背景 (如热沉降、前陆负荷绕曲或海平面上升) 下开始生长发育的。

我国南方早古生代初期扬子碳酸盐缓坡具有浅水缓坡带宽广, 具远岸加积障壁; 深水缓坡具加积碳酸盐建隆等特征。它是继晚前寒武纪我国南方大陆裂谷作用之后, 扬子陆块东南被动大陆边缘稳定而迅速的热沉降构造背景下发育的。

作者试图对碳酸盐缓坡的定义、类型及其生长演化控制因素作一个简明的概述, 然后结合我国南方早古生代初期扬子东南被动大陆边缘缓坡沉积相特征及其演化规律作概略性分析, 以与广大地质界同行交流讨论。

一、缓坡的定义及类型

碳酸盐台地可以归纳为陆架 (shelf) 与缓坡 (ramp) 两大基本类型 (Ahr, 1973, 1989; Read, 1980, 1985, 1989; Gawthorpe, 1986)。

缓坡最初由 Ahr (1973) 提出, 其原定义为“浅水的、平缓的坡地 (通常 $<1^\circ$) 上缺乏显著的斜坡波折; 颗粒岩常分布于沿倾斜向上的部位 (updip position), 沿倾斜向下的部分 (downdip position) 可具局部建隆 (buildup), 缺乏生物礁, 建隆也常常是断续的; 下斜坡 (downslope) 缺乏包含有浅水台地碎屑的重力流沉积”。与缓坡相反, “陆架的外部边缘带具一个坡度显著增加的斜坡 (几度乃至超过 45°) 进入深水区, 陆架边缘上以碳酸盐砂、或连续分布的礁为主, 斜坡带有丰富的重力流沉积。”

Read (1985) 在 Ahr (1973) 缓坡定义的基础上, 把缓坡归结为两大类: ①均一缓坡,

即从浅水区至盆地无任何坡折, 为均一同斜的平缓斜坡地貌; ②末端变陡的缓坡, 即具深水坡折(深水斜坡)的平缓斜坡。根据浅水带沉积组合类型, Read 还把上述两类缓坡归纳为下述六种: a. 近岸具沙州环边的缓坡; b. 远岸具障壁砂州组合的缓坡; c. 浅水缓坡或下斜坡上具孤立岩隆的缓坡; d. 近岸具鲕粒滩复合体环边的缓坡; e. 具远岸浅水鲕粒——球粒障壁滩的缓坡; f. 沿岸具海滩——沙丘复合体的缓坡。

近年来, 已发现和描述了大量地史时期的缓坡。

北美阿巴拉契亚弗吉尼亚地区中奥陶世碳酸盐缓坡(Read, 1980), 从浅水的缓坡内带至盆地由八个相区组成(图1), 各相区岩相特征由表1所列。该缓坡的浅水区宽广, 深水区较窄, 沉积相复杂。浅水组合既具近岸沙州环边, 又具远岸障壁, 同时还具浅水与深水建隆等三个主要特征。Read (1985) 在总结碳酸盐缓坡模式时曾把这三个重要特征作为建立前述 a、c、e 三种缓坡类型的标志。

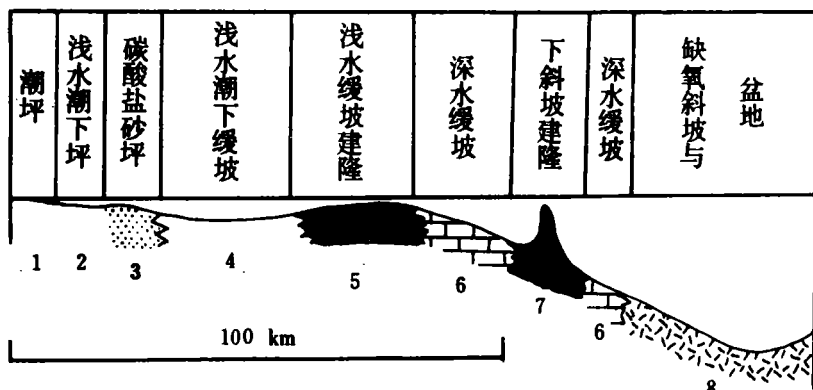


图1. 北美阿巴拉契亚地区中奥陶世碳酸盐缓坡模式图, 图中各相区岩相特征见表1

(据 J. F. Read, 1980)

Fig. 1 Model of Middle Ordovician carbonate ramps in Virginia, Appalachians

(after J. F. Read, 1980)

北英格兰 Bowland 盆地早泥盆世缓坡(Gawthorpe, 1986), 发育在一个北高南低的半地堑断裂基底上, 缓坡从南向北依次由下列相带或微相组成: ①泻湖相泥灰岩; ②高能滩相颗粒岩; ③浅水缓坡相生物碎屑粒泥岩或泥粒岩; ④次深水缓坡相似球粒——有孔虫粒泥岩; ⑤深水缓坡相泥质粒泥岩; ⑥盆地相泥页岩。此外, 由海百合粒泥岩或泥粒岩组成的泥丘相分布在深水或次深水缓坡带上。由于缺乏深水斜坡, 这一缓坡可能为均一缓坡, 其浅水组合特征兼具前述 c、d (或 e) 二类的部分特征。

南威尔士早石炭世碳酸盐缓坡(Wright, 1986)由三个带组成; 缓坡内带(inner ramp zone)为近岸浅滩相生物碎屑岩、鲕粒颗粒岩及潮缘碳酸盐岩; 缓坡中间带(mid-ramp zone)为生物碎屑泥粒岩和粒泥岩, 此带在正常浪基面之下, 风暴沉积十分普遍; 缓坡外带(outer ramp zone)为风暴浪基面之下的生物碎屑泥岩和粒泥岩, 沃尔素蒂(Waulsortian)碳酸盐泥丘在中间带或外带上局部发育。三个相带渐变过渡, 从浅水内带至深水外带缺乏斜坡。这一均一缓坡的浅水组合为较典型的近岸具鲕粒滩复合体环边类型。

意大利西南萨丁尼亚岛下寒武统为均一缓坡沉积(Bechstadt, 1989), 由浅水与深水二个相区组成。浅水缓坡为从浅海逐渐过渡至潮坪的陆源碎屑沉积区; 深水缓坡为从浅海逐

渐过渡至盆地的含陆源碎屑碳酸盐沉积区,此区内,有由表附藻与肾形藻粘结岩所筑成的泥丘。由此可见,陆源碎屑与碳酸盐混积也可形成缓坡。

表1 阿巴拉契亚弗吉尼亚地区中奥陶世碳酸盐缓坡各相区岩相特征

Table 1 The sedimentary facies characteristics of Middle Ordovician carbonate ramps in Virginia, Appalachias (after J. F. Read, 1980)

特征\相区	1	2	3	4	5	6	7	8
环境	潮坪	浅水潮下坪	碳酸盐砂坪	浅水低能(静水)潮下缓坡	浅水缓坡建隆	浪基面之下的深水缓坡或深水扇	下斜坡建隆	盆地与缺氧斜坡
颜色	红、灰	灰	灰	黑灰	浅灰	灰至黑	浅灰	黑
岩性	基底岩屑角砾、内碎屑白云岩、藻灰岩、泥岩	灰泥岩或粒泥岩,球粒内碎屑泥粒岩、页岩	骨屑、球粒、泥粒、夹层骨屑、碎屑、透镜体	罐石质细粒骨屑粒泥岩、泥粒岩及泥岩,粉砂岩局部见核形石透镜体	骨屑、颗粒泥粒岩	骨屑粒泥岩或泥岩、页岩,骨屑颗粒岩少见	灰质粒泥岩、泥岩及粘岩	页岩、灰泥岩、粉砂岩
层理及沉积构造	薄层理、泥裂、局部见纹层	生物潜穴、泥裂窗格孔	薄-中层波痕交错层理	厚层、生物潜穴发育、常见硬底	平行层理、波痕交错层理及交错层理	薄层、结核状层理、见生物潜穴、见粒序层理及沙纹层与硬底共生	块状层理、透镜体或网状构造	页理或薄层理,具纹层,或具微粉序

除此之外,美国新墨西哥州萨克拉曼多早石炭世、英格兰中部早石炭世及蒙大拿(美国)早石炭世的碳酸盐缓坡(Ahr, 1989)沉积特征都与上述列举的缓坡特征相同或相似。

综合上述,作者认为缓坡最本质的沉积特征是:①具有一个由浅水高能带逐渐过渡到深水低能带乃至盆地的相对平缓斜坡;②无浅水坡折带(末端变陡的缓坡可具深水坡折带),因而缺乏浅水斜坡相;③缺乏连续分布的生物礁相;④灰泥丘或生物丘相是缓坡深水带的特征相。

二、缓坡生长发育的构造背景

地史时期碳酸盐缓坡地质记录分析表明,缓坡生长发育与一定的构造背景或全球板块构造演化及海平面变化关系密切。首先,缓坡一般发育在相对稳定的构造条件下,在诸如裂谷作用、拉张或转换拉张作用等构造相对活动的地区很难形成碳酸盐缓坡;第二,缓坡主要发育在受热沉降控制的早期被动大陆边缘;第三,缓坡发育在受负荷挠曲沉降控制的早期前陆盆地;第四,全球海平面上升是控制缓坡生长发育的重要因素。

1. 稳定的构造背景

缓坡本身所具有的平缓一致的坡地地形要求碳酸盐沉积有一个相对均一稳定的构造背景。在构造活动区,任何相对突变与不一致的抬升或沉降都可能产生斜坡。

陆架边缘的同生断裂带,往往控制了陆架碳酸盐台地边缘斜坡,及其上的斜坡重力流沉积。与陆架碳酸盐台地相反,缓坡缺乏任何活动的构造断裂。

新特提斯型碳酸盐台地经历了裂谷作用, 转换拉张、转换挤压、碰撞及硅铝层变形等相对强烈构造演化过程, 其沉积作用以断控巨角砾楔形体沉积、重力流沉积为特征。此类台地内断块边界发育, 因而其演化过程中缺乏碳酸盐缓坡沉积, 这一特征并可作为确定构造活动强烈的标志之一 (Bosellini 等, 1989)。

地史时期的碳酸盐缓坡除了其自身的加积作用并向陆架台地转化外, 由构造断裂作用迅速演化成陆架的实例也较常见。英格兰北部 Bowland 盆地早泥盆世碳酸盐缓坡, 就是由于后期构造活化, 在缓坡上形成新的斜坡, 从而使缓坡演化为陆架台地。

总之, 相对稳定的构造背景是缓坡台地生长发育的首要条件。

2、早期被动边缘热沉降与缓坡

在裂谷作用所形成的被动大陆边缘, 随着裂谷作用的结束早先上涌的地幔热物质及加热的岩石圈将逐渐冷却收缩, 这就使得被动大陆边缘的岩石圈稳定并迅速下沉。被动边缘的这种热沉降是一种相对稳定的区域性沉降。盆地模拟分析表明, 这种热沉降速度与大陆边缘板块厚度成反比 (Bond 等, 1989), 所以远离克拉通的大陆边缘带在同一时间间隔内的沉降幅度最大; 向克拉通内一侧热沉降幅度则逐渐减小, 结果形成了原始的缓坡地貌, 在此基础上最终可形成碳酸盐缓坡。

由于碳酸盐台地的加积作用能使缓坡向陆架台地演化, 因此缓坡往往只发育在被动边缘的早期演化阶段 (Read, 1989; Ahr, 1989; Grotzinger, 1989)。

3. 前陆负荷挠曲与缓坡

前陆盆地的演化过程中, 冲断推覆体加载于大陆边缘, 在均衡效应下前陆边缘岩石圈便向下挠曲沉降。随着冲断推覆体不断向大陆方向的推移, 大陆边缘前陆盆地的沉降持续稳定进行。前陆盆地的这种岩石圈沉降靠近冲断带幅度最大, 而向大陆一侧则逐渐减小, 因而形成了一个倾向冲断带的缓坡地貌, 在此基础上碳酸盐缓坡便可开始发育。

大多数被动大陆边缘向汇聚型边缘的演化过程中, 都可能在早期前陆盆地上形成缓坡。北美阿巴拉契亚地区从寒武纪至中奥陶世就经历了一个“被动大陆边缘缓坡→镶边陆架→前陆盆地缓坡”的演化过程 (Read, 1989)。

4. 地史时期的缓坡与全球海平面上升

Vail 等 (1977, 1989) 应用地震地层学及层序地层学的研究成果、通过对全球不同大陆边缘相对海平面变化的确定而总结出全球海平面变化曲线。碳酸盐缓坡发育时期大多与这一曲线中的全球一级或二级周期海平面上升基本一致。根据 Vail 的曲线, 早古生代海平面有过一次大的上升。事实上, 主要发育在早古生代早期的被动大陆边缘碳酸盐台地 (Read, 1989), 在其演化早期大多经历过缓坡阶段。除此之外, 白垩纪、石炭纪也有过海平面的相对较大的上升, 而石炭纪同样是全球重要的缓坡发育时期 (Ahr, 1989)。

最后值得指出的是缓坡的发育往往与海平面相对变化有关, 全球海平面上升固然决定了全球缓坡的大量发育, 但其它各地质时期的海平面相对上升同样也可能发育缓坡。

缓坡发育的构造背景及其影响因素是复杂的。而又相互联系的。例如, 热沉降与前陆挠曲沉降, 都必然要导致海平面的相对上升。因此缓坡的发育是多因素互相作用的共同结果。除此之外, 碳酸盐生长势或产率、陆源碎屑供给量及原始地貌特征等都能影响到缓坡的发育与生长。

三、中国南方早寒武世龙王庙期扬子碳酸盐缓坡沉积相特征及其演化

已往的学者(曾允孚等, 1985; 彭彦威等, 1986; 郑荣才等, 1988)无一不认为扬子东南被动大陆边缘龙王庙期碳酸盐沉积为镶边台地。近年来作者在这一地区的工作结果表明, 该时期碳酸盐沉积是较典型的缓坡类型。该缓坡浅水带宽广, 具深水建隆及远岸障壁等特征, 能较好地与前述北美阿巴拉契亚弗吉尼亚地区中奥陶世碳酸盐缓坡(图 1)相对比。

1. 地质背景

晚前寒武纪中国南方大陆的解体, 形成了扬子与华夏两个新的大陆板块。扬子板块东南边缘是继裂谷作用及裂谷盆地充填作用之后所形成的一个被动大陆边缘。早寒武世龙王庙期, 该被动边缘沿湖南沅陵—泸溪—黔阳及贵州三都一线以东主要以细碎屑岩(页岩及粉砂岩)沉积为主, 平均厚度小于 100m; 以西则逐渐以碳酸盐沉积为主, 地层厚度逐渐增加, 湘西黔东一带可达 300m 以上。康滇古陆是扬子沉积区的西部边界, 近古陆的川滇黔地区含陆源碎屑碳酸盐岩及碳酸盐岩发育, 地层厚度在 20—100m 之间。因此龙王庙期清虚洞组地层是一个由东向西逐渐加厚、至湘西黔东以后又逐渐变薄的碳酸盐为主的沉积透镜体。

清虚洞组下伏地层为下寒武统沧浪铺组, 在西扬子区为陆源碎屑岩夹少量碳酸盐沉积, 在黔北—川东—宜昌一带碳酸盐成分增加, 产丰富的古杯泥丘; 湘西黔东及东扬子区为陆源细碎屑岩及硅质岩等。沧浪铺组因缺乏斜坡相及从浅水相向深水相逐渐过渡等特征, 故认为是一个陆源碎屑岩—碳酸盐岩混积型缓坡。

上覆于清虚洞组之上的中寒武统, 在西扬子区为白云岩及白云质灰岩, 湘西黔东一带以极为发育的碳酸盐斜坡相重力流沉积为特征。中寒武世扬子碳酸盐台地已发育成较典型的具镶边及斜坡的台地。

2. 清虚洞组缓坡沉积相特征

沉积相分析及区域对比结果表明, 从康滇古陆至扬子东南边缘带, 大致经历了近岸潮坪浅水缓坡相区(图 2A, 图 3 I)、浅水潮下缓坡相区(图 2B, 图 3 II₁、II₂)、浅水缓坡建隆(图 2c、图 3)、深水缓坡相区(图 2D, 图 3 III)、下斜坡建隆(图 2E、图 3)及盆地(图 2F, 图 3 IV)六个相区。为避免重复, 各相区所包含的相组合及微相类型如表 2 所列。兹将扬子碳酸盐缓坡各相区沉积相特征从西向东简略叙述如下。

A 近岸潮坪相区

这一相区以发育一套近岸潮坪含陆源石英砂碳酸盐粒泥岩及泥粒岩为特征; 波状、脉状及透镜状层理发育, 局部见小型交错层理、沙纹层理及水平层理; 泥裂及其它暴露标志亦较常见; 遗迹化石以水平虫迹为主, 生物化石稀少。沉积相特征反映了这一带为有丰富陆源碎屑的近岸潮坪环境。

B 浅水潮下缓坡

分布于滇、川、黔、桂的中上扬子广大的碳酸盐沉积区内, 以广泛发育浅水低能的潮下缓坡沉积为特征。沉积区内局部相对凹陷的水盆中, 形成了典型的浅水(水下)蒸发岩。因此这一相区由潮下缓坡与水下蒸发岩水盆二个亚相区组成。

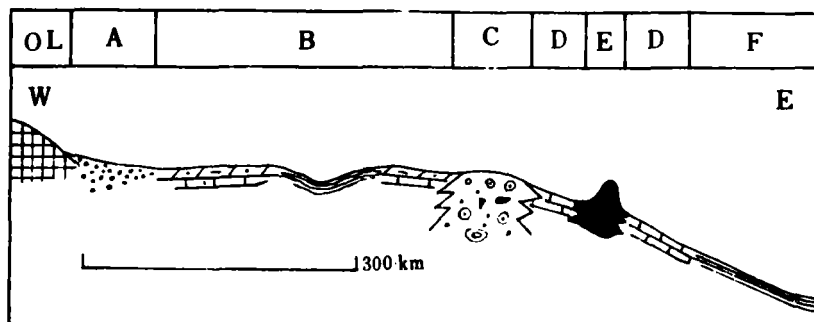


图2 扬子缓坡沉积相模式

OL-康滇古陆; A-近岸潮坪; B-浅水潮下缓坡; C-浅水缓坡建隆; D-深水缓坡; E-深水缓坡建隆; F-盆地

Fig. 2 Sedimentary facies model of the Yangzi carbonate ramp

OL=Kang-Dian old land; A=nearshore tidal flat; B=shallow-water subtidal ramp;
C=shallow-water ramp buildups; D=deep-water ramp; E=deep-water ramp buildups; F=basin

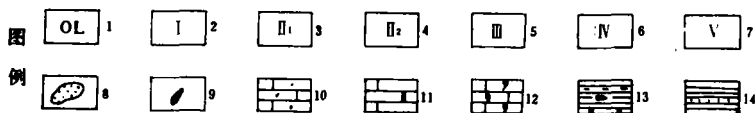
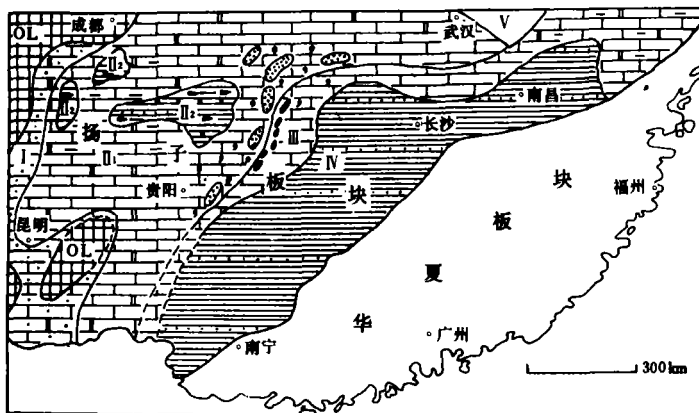


图3 中国南方扬子区早寒武世龙王庙期岩相古地理图

1-古陆; 2-近岸潮坪相区; 3-浅水潮下缓坡相区; 4-浅水蒸发岩相区; 5-深水缓坡相区; 6-盆地相区; 7-华北板块;
8-浅水缓坡建隆; 9-深水缓坡生物丘; 10-含陆源碎屑灰岩; 11-白云质灰岩;
12-粒泥岩或泥粒岩; 13-含石膏质页岩或白云岩; 14-页岩或粉砂岩

Fig. 3 Longwangmiaoian (Early Cambrian) sedimentary facies and palaeogeography
in the Yangtzi area, South China

1=Old land; 2=nearshore tidal flat facies region; 3=shallow-water subtidal ramp facies region;
4=shallow-water evaporite facies region; 5=deep-water ramp facies region; 6=basin facies region;
7=North China plate; 8=shallow-water ramp buildups; 9=deep-water ramp bioherm;
10=terrigenous limestone; 11=dolomitic limestone; 12=packstone or wackestone;
13=gypsum-bearing shale or dolomitite; 14=shale or siltstone

表 2 中国南方扬子区龙王庙期沉积相、相组合及主要微相类型

Table 2 Longwangmiaolan sedimentary facies regions, facies associations and main microfacies in the Yangzi area, South China

相区	相组合	主要微相类型
近岸潮坪	潮间坪—潮上坪	①含陆源粗-粉砂质粒泥灰岩及泥粒灰岩微相; ②砂质白云岩及页岩微相; ③含生物碎屑泥裂岩微相
浅水潮下缓坡	潮下坪	①含陆源细碎屑或生物碎片云化泥晶灰岩; ②泥质白云岩及泥灰岩微相; ③灰岩夹白云质灰岩微相; ④页岩、钙屑灰岩及白云岩夹层纹状石膏层微相; ⑤含石盐晶体石膏层微相
浅水缓坡建隆	浅滩—潮坪—泻湖	①亮晶核形石、鲕粒灰岩微相; ②亮晶砂砾屑灰岩微相; ③含球粒、凝块石灰岩微相; ④纹层状白云岩微相; ⑤砂砾屑白云岩微相
深水缓坡	深水缓坡	①薄层粉屑灰岩与微层泥云岩互层微相; ②细钙屑灰泥灰岩微相; ③含三叶虫碎片粒泥灰岩微相
深水缓坡建隆	生物丘	①粘结灰泥藻灰岩微相; ②含藻灰泥灰岩微相; ③含三叶虫碎片泥晶灰岩微相
盆地	深水盆地	①黑色页岩微相; ②含硅薄层泥晶灰岩微相; ③含硅、含海绵骨针页岩微相

①浅水潮下缓坡亚相区: 岩石类型主要为浅色薄—中层状含生物碎片或陆源碎屑的云化泥晶云岩或泥晶云化灰岩。沉积构造一般以细纹层、水平层理、小型沙纹层理为主, 反映沉积环境为浅水低能的。沉积作用以悬浮沉积为主。生物发育, *Redlichia* (*Pteroredlichia*) *Chinensis* 以及 *R. (P.) murakami* 等生物群反映了这一浅水潮下带为几乎不受局限的沉积环境 (李善姬, 1990, 私人通讯), 此外, 偶见水平虫迹。这一亚相区侧向延伸宽广, 构成了具特色的广阔的浅水缓坡带。

②浅水蒸发岩亚相区: 浅水潮下缓坡带内局部凹陷区是上扬子区三个主要的浅水蒸发岩水盆 (图 3 II)。这种水下蒸发岩不同于大陆的与潮上带 (萨布哈) 的蒸发岩, 它可能是通过浅水潮下区水体蒸发浓缩及浓卤水在凹陷水盆中下沉沉积而成的 (A. C. 肯德尔, 1979)。其主要沉积相特征及沉积机理解释如下: a 薄层状硬石膏 (或石膏) 具毫米级纹层, 且十分发育, 侧向延伸较远, 可能反映和代表一个广阔而连续的静水盆沉积域; b 薄层状膏盐层, 由细小碎屑状小膏盐体组成, 或含有细小碳酸盐碎屑, 微粒序及微冲刷往往与之共生。它是卤水与内碎屑、膏盐碎屑一起向水盆中心重力搬运沉积的结果; c 纹层状膏盐, 常与石盐共生, 可能同是蒸发浓缩结晶的水下蒸发岩; d 膏盐层, 常与泥页岩、粉砂质页岩及水平纹层状、微粒序状钙屑灰岩共生, 显示它们是形成于较相邻的浅水缓坡为深的凹陷水盆中。

顺便指出, 湘西花垣、凤凰、吉首等深水缓坡带上局部发育的深水蒸发岩 (郑荣才, 1984) 可能是上扬子区浅水缓坡水盆中浓卤水倒流至深水缓坡带沉积所致, 其含钙质细碎屑及微粒序结构是这种深水蒸发岩曾经有过重力移置的证据之一; 扬子缓坡未形成嵌边台地而具平缓地形, 这使浅水缓坡水盆中的浓卤水向深水缓坡倒流并进行重力搬运成为可能。

C 浅水缓坡建隆

由浅滩相亮晶颗粒灰岩及含生物碎屑泥粒岩组成了缓坡外缘的浅水缓坡建隆。这些不连续的建隆 (图 3) 可能在同一剖面上与潮坪—泻湖相球粒灰岩及凝块石灰岩、纹层状白云

岩及砂、砾屑白云岩等共生而构成了浅水缓坡带上的浅滩—潮坪—泻湖相组合。沉积构造有大型槽状交错层理、板状交错层理、逆粒序层理及纹层状构造等。沉积作用以侧向迁移沉积为主,垂向悬浮沉积次之。

浅水缓坡建隆在龙王庙期以向上加积建筑并向海推进为特征。早期在川东一带发育的浅水缓坡建隆到中晚期已推进到了湘西黔东一带的深水缓坡生物丘之上,这一特征反映了扬子被动边缘龙王庙期的相对海平面上升及高海位沉积。

D 深水缓坡

深水缓坡相岩石类型为成层良好、岩性稳定且侧向延伸极远的薄层状(1.5~10cm)具水平纹层的微晶灰岩与微层状(0.1~1cm)泥云岩互层的韵律层,含钙质海绵骨针及浮游型三叶虫碎片。垂向向上岩层单层厚度增加,层面逐渐变成波状、不规则状及豹斑状。由钙质细砂屑组成的粒序层及水平纹层发育,且常与微底冲刷共生;水平层理及小型沙纹层理常见;生物扰动构造极为发育,在湘西花垣黔东松桃等地均可见广泛分布的生物扰动灰岩。遗迹化石为代表较深水环境的均分潜迹等。此外,风暴作用是这一带重要的沉积作用,在湘西花垣等地已有风暴沉积发现(王剑,1989)。

这一沉积相组合代表了以悬浮沉积为主,兼有低密度浊流沉积的深水缓坡沉积环境。

E 生物丘

生物丘是深水缓坡上极为重要的沉积,丘体由表附藻(*Epiphyton*)、肾形藻(*Renalcis*)、小波托麦藻(*Botomaella*)、拉祖莫斯基藻(*Razumovskia*)、喇叭孔藻(*Praulopora*)及比贾藻(*Bija*)等个体细小分散的、非连成格架的粘结灰泥灰岩所组成,呈断续分布的透镜状建隆,大致分布在离岸线的某一等深线上(图3)。藻类形态群与环境群带研究(王剑等,1990)表明,这些丘体具显著不同于生物礁的一系列重要特征:(1)丘体发育于浪基面以下的低能环境;(2)丘体周边均为等同的相对最低能带;(3)丘体顶部为相对高能带。灰泥结构及细小分散不抗浪的藻体是确认生物丘的另一个有力证据。值得指出的是,过去曾把丘体藻灰岩中那种呈偏长条状或芭蕉叶状方解石晶洞解释为亮晶胶结的浪蚀孔洞,并作为确定本区生物礁存在的岩石结构成因的证据是不恰当的。详细的显微鉴定表明,本区生物丘藻灰岩中的这种“亮晶”系成岩过程中藻类腐烂而被孔隙水溶蚀交代而成,在这种“亮晶”中尚可见藻类被“亮晶”溶蚀而留下的残余结构(图4)。

F 盆地相区

沿湖南沅陵—泸溪—黔阳及贵州三都一线以东的扬子区(图3)碳酸盐沉积基本消失,以页岩为主,夹少量粉砂质页岩。生物类型单一,除少量浮游型三叶虫外,偶见海绵骨针。这一沉积相区代表了沉积物为垂向加积的深水盆地环境。

综合上述六个相区沉积相特征可以看出,扬子缓坡具宽广的浅水缓坡带,同时还具远岸障壁滩及下斜坡建隆。在这一点上它与弗吉尼亚中奥陶世缓坡类似,但扬子缓坡近岸带缺乏砂州环边,此外,扬子缓坡浅水带局部凹陷区所形成的水下蒸发岩也是一个新特色。

3. 扬子缓坡的演化

晚前寒武纪中国南方大规模的裂谷作用使南方大陆解体,形成了扬子与华夏二个次级大陆。早震旦世,扬子大陆以拉张裂谷及碎屑岩充填作用为特征,发育了一套由火山碎屑及厚层块状含砾长英质砂岩组成的北东或北北东向地堑式裂谷盆地沉积。至晚震旦世,拉张裂谷作用及火山作用明显减弱,前期拉张背景下所形成的地垒地貌,此时已发育成碳酸

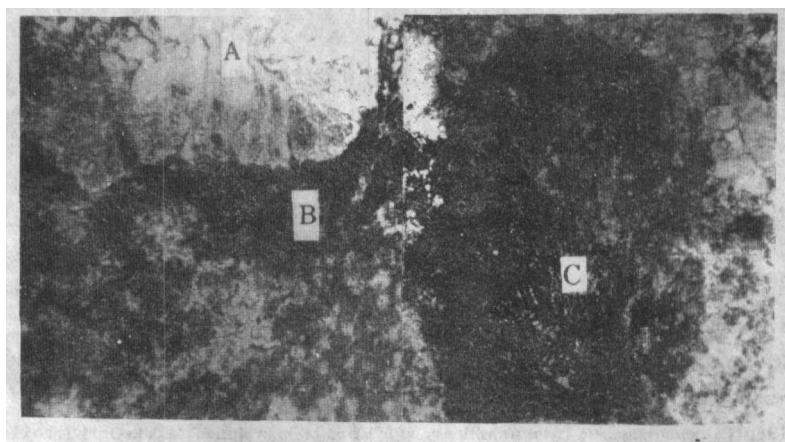


图 4 花垣李梅清虚洞组生物丘藻灰岩显微照像 ($\times 25$)

A-为假亮晶方解石, 其下部可见上射小波托麦藻被溶蚀交代后留下的残余藻丝结构;

B-部分被溶蚀的小波托麦藻; C-完整的小波托麦藻

Fig. 4 Photomicrographs of algal limestones from the bioherms in the Qingxudong Formation, Limei, Huayuan, Hunan

A=pseudosparite showing relict structure of eroded and replaced *Botomarella*;

B=partly eroded *Botomarella*; C=complete *Botomarella*

盐孤立台地, 从而形成了扬子区以 8 个台地、4 个海盆和一些斜坡带(唐无福等, 1987)为特征的拉张构造背景下的断控台盆相间格局。拉张裂谷作用可能最后延至早寒武世梅树村期。在湖南桃江该组地层中发现了表明裂谷作用存在的枕状玄武岩(蒲心纯, 1990, 私人交谈)。

早古生代初期后, 扬子大陆东南边缘是继裂谷作用之后形成的被动大陆边缘。早寒武世筇竹寺期, 以扬子板块东南边缘带为中心的迅速而稳定的热沉降, 使这一沉积域内氧化界面大幅度上升, 从而导致了区域性大洋缺氧事件, 沉积了这一时期以扬子板块周边为主体的黑色岩系地层。

沧浪铺期以热沉降幅度减小及陆源碎屑注入增加为特征。这是一个以陆源碎屑沉积为主、碳酸盐沉积为辅的混积缓坡沉积期。在这一缓坡雏形基础上, 龙王庙期碳酸盐缓坡逐渐发育。早中期, 缓坡的生长发育以边缘相的向上加积建筑及向海推进为特征, 代表了由热沉降所形成的海平面相对上升及高海位沉积; 龙王庙末期经历了一个短暂的海退与低海位沉积过程, 并形成了该期清虚洞组地层上部的一套含蒸发岩系地层。龙王庙期缓坡的发育以其自身的加积作用逐渐向陆架台地过渡, 在经过中寒武世早期短暂的海侵之后, 扬子台地已演化为中寒武世具斜坡沉积的陆架台地。

四、结语

本文撰写过程中, 得到了曾允孚教授、蒲心纯研究员的指导; 作者曾多次与徐强、秦建华、牟传龙等同志讨论有关观点、交流部份资料。在此一并致谢!

主要参考文献

- 唐天福、薛耀松、俞从流, 1987, 中国南方晚震旦世沉积相及磷块岩的时空分布, 沉积学报, Vol. 5 No. 3.
- Ahr, W. M., 1989, Sedimentary and tectonic controls on the development of an early Mississippian carbonate ramp, Sacramento mountains area, New Mexico. Controls on carbonate platform and basin development. SEPM special publication No. 44.
- Bond, G. C., Kominz, M. A., Steckler, M. S. and Grotzinger, J. P., 1989, Role of thermal subsidence, flexure, and eustasy in the evolution of Early Paleozoic passive-margin carbonate platforms. Controls on carbonate platform and basin development. SEPM special publication No. 44.
- Bechstaka, T. and Boni, M., 1989, Tectonic controls on the formation of a carbonate platform; the Cambrian of southwestern Sardinia. Controls on carbonate platform and basin development. SEPM special publication No. 44.
- Gawthorpe, R. L., 1986, Sedimentation during carbonate ramp-to-slope evolution in a tectonically active area, Bowland basin (Dinantian) northern England. *Sedimentology* (1986) 33, pp. 185-206.
- Read, J. F., 1980, Carbonate ramp-to-basin transitions and foreland basin evolution, Middle Ordovician, Virginia Appalachians. AAPG Vol. 64, No. 10.
- Read, J. F., 1989, Controls on evolution of Cambrian-Ordovician passive margin, U. S. Appalachians. Controls on carbonate platform and basin development. SEPM special publication No. 44.
- Wright, V. P., 1986, Facies sequences on a carbonate ramp; Carboniferous limestone of South Wales. *Sedimentology* (1986) 33, pp. 221-221.

CARBONATE RAMPS AND THEIR TECTONIC CONTROLS, WITH AN EXAMPLE FROM THE LONGWANGMIAOIAN (EARLY CAMBRIAN) YANGZI CARBONATE RAMP IN SOUTH CHINA

Wang Jian

(Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources)

Abstract

A ramp is a shallow, gently dipping platform (slopes typically less than 1°) that lacks a marked break on slopes.

Controls on the development of the ramps are: (1) stable tectonic settings; (2) thermal subsidence; (3) flexure of the loaded foreland basin, and (4) sea level fluctuations.

The Yangzi ramp was formed on a passive continental margin, and its development was controlled mainly by thermal subsidence. Five distinct geomorpho-sedimentary facies units may be recognized: (1) nearshore tidal flat; (2) shallow-water subtidal ramp; (3) shallow-water ramp buildups; (4) deep-water ramp, and (5) deep-water ramp buildups.