

文章编号: 1000-0550(2002)01-0007-06

# 安徽巢湖二叠系栖霞组碳酸盐岩斜坡沉积

李双应 岳书仓

(合肥工业大学资源与环境科学系 合肥 230009)

**摘要** 长期以来,人们均认为下扬子地区广泛发育的栖霞组碳酸盐岩属于浅海碳酸盐岩台地沉积。但以巢湖地区为例研究表明,栖霞组主要为碳酸盐岩斜坡沉积。碳酸盐岩碎屑流沉积物形成了臭灰岩段和顶部灰岩段的层状石灰砾岩,分布于斜坡上部,等深流沉积物形成了上、下硅质层段的砂屑硅质粒泥灰岩,主要分布于斜坡下部。而上、下硅质层段中的钙、硅质(泥)岩属于斜坡远端和盆地沉积,唯有本部灰岩段可能属于浅海碳酸盐岩台地沉积。这一认识不仅突破了传统观念,而且有助于重新认识下扬子板块二叠纪的古地理特征和盆地构造演化。

**关键词** 斜坡沉积 碳酸盐岩 栖霞组 二叠系 安徽巢湖

**第一作者简介** 李双应 男 1956年生 硕士(在职博士生) 教授 沉积学

**中图分类号** P512.2 **文献标识码** A

## 1 引言

下扬子地区二叠系栖霞组的沉积相和沉积环境不仅研究程度高,而且结论几乎一致。研究者均认为栖霞组为正常浅海的碳酸盐岩台地沉积<sup>[1-7]</sup>。但是,作者等首次<sup>[8]</sup>提出栖霞组的臭灰岩段为碳酸盐岩碎屑流和等深流形成,其沉积环境属于碳酸盐台地周缘水体较深的斜坡。本次作者在进一步研究了巢湖地区5条剖面之后,确认该区栖霞组(不包括碎屑岩段)除了本部灰岩段之外均为碳酸盐岩斜坡沉积。而且由于栖霞组在下扬子地区良好的可对比性,因此这一认识可以应用到整个下扬子地区。这一新的认识不仅打破了下扬子地区栖霞组浅海碳酸盐岩台地相沉积的传统观念,而且有助于重新认识下扬子板块二叠纪的古地理特征和盆地构造演化,也对油气资源和其它沉积矿产的预测和勘探提供了科学依据。

## 2 位置及剖面特征

安徽省巢湖地区栖霞组地层发育,出露完好,而且在下扬子地区有良好的可对比性,长期以来,一直是人们研究下扬子地区栖霞组地层、沉积相和沉积环境的首选地区之一<sup>[1-8]</sup>。综合巢湖地区栖霞组出露较好的巢北177高地、凤凰山南坡、平顶山和安门口村,巢南银屏山5条剖面(图1)栖霞组厚148~189m,岩性岩相稳定,传统上自上而下分为6个岩性段,即底部碎屑岩段、臭灰岩段、下硅质层、本部灰岩段、上硅质层和顶部灰岩段。底部碎屑岩段厚仅0.7m左右,其余主

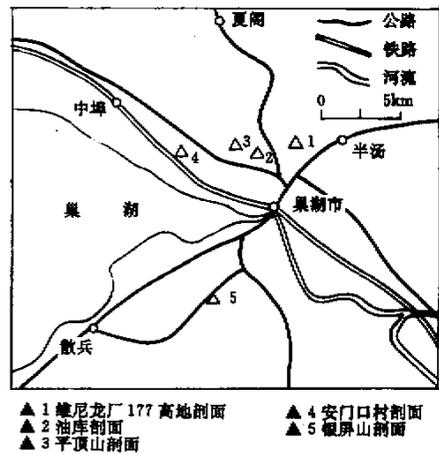


图1 研究区及剖面位置图

Fig. 1 Location map of the study area and cross sections

要为碳酸盐岩。碳酸盐岩剖面特征如下:

6 顶部灰岩段:灰色—深灰色中层状石灰砾岩、砂屑硅质粒泥灰岩,含硅质团块,白云岩化。厚9.8~11.2m。

5 上硅质层:深灰色—灰褐色薄层砂屑硅质粒泥灰岩夹灰岩团块和硅质团块。粒泥灰岩常常风化成页片状,厚10.3~29.6m。

4 本部灰岩段:深灰色—灰黑色厚层—块状生物碎屑泥粒灰岩、粒泥灰岩夹硅质结核、条带和团块。厚58.0~83.6m。

3 下硅质层:灰褐色薄层砂屑硅质粒泥灰岩、页(泥)岩,砂屑粒泥灰岩常常风化成页片状,其中夹灰岩

团块。厚 14.5~23.4 m。

2 臭灰岩段 深灰色—灰黑色中—厚层石灰砾岩、粒泥灰岩和砂屑硅质粒泥灰岩。厚 43.7~47.2 m。

### 3 岩相及解释

#### 3.1 岩相 1 层状石灰砾岩

深灰色—褐灰色,砾岩成层性好,中层到块状 40~180 cm。顶底面常常波状起伏。砾石灰色—浅灰色,外形大部分呈次圆状到次棱角状,砾石之间有相互挤压之特征,砾石含量 70%~85%。砾石大小具有双众数的特点,一类较大的砾石其直径为 20~40 cm,最大达 200 cm 以上(图版 I-a, b);另一类小砾石直径为 2~10 cm,不均匀的集中成团分布,小砾石为粒状、次圆状、次棱角状和柱状。砾石由生物碎屑灰岩组成(图版 I-c),成分纯, CaO 含量 55% 左右。充填于砾石之间的胶结物为砂屑硅质粒泥灰岩,风化面为灰褐色到红褐色,新鲜面为黑色到灰黑色,具有流动构造,且环绕大的砾石分布,含量约为 15%~30%,接触界面为波状。层状石灰砾岩主要分布于臭灰岩段,其次是顶部灰岩段。

层状石灰砾岩中的砾石由生物碎屑泥粒灰岩组成。砾石较浅的颜色、高纯度的碳酸盐含量、低丰度的微量元素和发育的生物群如藻类、珊瑚、介形虫、腹足类、腕足类、苔藓虫以及棘皮类等表明了它们来源于栖霞期的浅水碳酸盐岩台地。在台地边缘,它们堆积并且初步固结,随着沉积作用的持续,这些沉积物的稳定性降低。在诸如断裂作用、火山作用、地震作用等地质事件的影响下,形成碎屑流,顺着台地边缘的斜坡,被搬运到较深水处。石灰砾岩中,没有滑动块体,看不到截切、揉皱等滑动构造,只有砾石、基质和少量砾屑。石灰岩砾石大小变化较大,从几个厘米到 2m 以上(图版 I-b)。砾石既有浑圆状也有次棱角到棱角状,堆积特征或相互嵌合或颗粒支撑。部分层段砾石的长轴方向与层面有微弱的平行。显示了石灰岩砾石是在一种高密度碎屑流体的搬运下沉积而成。在臭灰岩段中,营群体生活而呈较大团块(30 cm×15 cm)的 *Polythecalis* 等珊瑚化石多发生生长方向倒置及强烈冲刷之痕迹,这是异地搬运成因的典型标志。

碳酸盐岩碎屑流沉积物常常发育于碳酸盐岩斜坡的中上部,延伸不远,有时呈席状分布,有人称之为碎屑席。碎屑流碎屑的大小和含量变化都很大,个别的碎屑物可以从粉砂开始到直径为几百米的巨砾,许多碎屑流沉积物表现为仅含少量碎屑的泥岩,另一些则形成只含少量泥岩的巨砾岩块<sup>[9-11]</sup>。人们根据砾石的含量,以 75% 为界,可分为高密度碎屑流和低密度

碎屑流。高密度碎屑流砾石呈杂乱紧密堆积,砾间为缝合线接触。因此栖霞组层状石灰砾岩属于高密度碎屑流沉积。

此外,臭灰岩段底部发育的水平型 U 形管状根珊瑚迹,属于低能远岸潮下带环境。发育于层面上的结核状黄铁矿是缺氧环境下的产物。因此,这些也表明臭灰岩段主要是属于水体较深、贫氧—缺氧的半深海—斜坡环境。

#### 3.2 岩相 2 砂屑硅质粒泥灰岩

风化面灰褐色,新鲜面深灰色到黑色,风化后常常呈页片状。薄层状(图版 I-f)。砂屑硅质粒泥灰岩按产状可以分为两类,一类是层状产出,主要见于上、下硅质层(图版 I-e, f),其次见于臭灰岩段和顶部灰岩段(图版 I-a)。另一类是作为层状石灰砾岩中的胶结物环绕砾石分布(图版 I-b),分布于臭灰岩段和顶部灰岩段。砂屑硅质粒泥灰岩中生物化石既有浅水生物群如腕足类、珊瑚、有孔虫、腹足类、介形虫等碎片,但也有深水有孔虫等深水生物。生物碎屑含量 10%~40%。浅水生物化石大部分都强烈破碎成粒状、柱状和条状,粒径 0.1~0.3 mm,分选作用强烈,磨蚀作用显著,颗粒大部分都有海底溶蚀现象,周缘有微弱的褐色铁质氧化边。柱状和长条状的颗粒定向排列异常明显,其长轴平行于层面(图 I-d)。而深水有孔虫个体小,粒径小的仅 0.08 mm,一般也只有 0.2 mm±,壳体薄,除了个别有破裂外,大部分都保存完整。水平层理和大型平缓波状层理发育。砂屑硅质粒泥灰岩中发育 *Zoophycos* 等深水遗迹化石。砂屑硅质粒泥灰岩中常常见到散布的灰岩团块和硅质岩团块,灰岩团块多呈浑圆状,大小达 20~30 cm,与砂屑硅质粒泥灰岩的接触界线清楚截然(图版 I-e)。

砂屑硅质粒泥灰岩由等深流沉积作用在斜坡下部形成。砂屑硅质粒泥灰岩中的浅水生物群和深水生物群共生现象,表明了生物是多源的,即一部分是来自于浅海碳酸盐岩台地,另一部分来自于深海环境。生物化石以强烈破碎为特征,粒状、柱状和条状,少数保存完整的均是个体小、壳薄的深水生物群。它们具有较强的筛选作用,使得碎屑流中基质成分被改造与其一道重新沉积,形成厚度薄、顶底面分明、纹层发育、分选好、生物碎屑定向排列明显的沉积物,或成层分布,或充填于砾石之间,或覆于砾石层之上。硅质粒泥灰岩水平纹层和小型波状纹层常见,有时候纹层常常环绕砾石呈弧状分布。Makoto Ito. 指出<sup>[15]</sup> 这种层理是等深流沉积物常有的特征。生物碎屑破碎程度高、定向性排列明显、颗粒海底溶蚀现象显著、周缘有微弱的褐色铁质氧化边等都表明了它们经过了长距离的搬运,

簸选和磨蚀作用十分显著,水体属于具有持续性和稳定性特征的等深流性质。根据高振中等<sup>[12]</sup>分类标准,它属于一种砂屑碳酸盐岩等深流,携带着较多的硅质成分。砂屑硅质粒泥灰岩中黄铁矿结核和遗迹化石发育。砂屑硅质粒泥灰岩中 *Zoophycos* 等遗迹化石,属于典型的深水相<sup>[13,15]</sup>。砂屑硅质粒泥灰岩中散布的浑圆状灰岩团块,呈漂砾状,来自于斜坡上部。其成因机制可能类似于李培军等提出的孤立滑塌岩块<sup>[14]</sup>。砂屑硅质粒泥灰岩中发育的硅质岩团块,被认为是上升流的产物,形成于斜坡带<sup>[6]</sup>。

### 3.3 岩相 3 页(泥)岩

灰、灰黄色、灰褐色、红褐色等,颜色较杂,根据钙质和硅质含量的不同,可分为钙质页岩和硅质页岩。粘土矿物主要有蒙脱石、伊利石等,陆源碎屑有石英等。它们主要分布于上、下硅质层段(图版 I-g)。

岩石多变的颜色,流动构造缺如,毫米级水平纹层发育,生物化石的缺乏,表明水体较深,沉积速率缓慢,而且以悬浮沉积为主。钙质和硅质成分同时存在,类似于半远洋—远洋钙硅质带沉积。与等深流沉积物的共生组合,指示了深水沉积环境。因此,应该属于斜坡远端—盆地沉积。

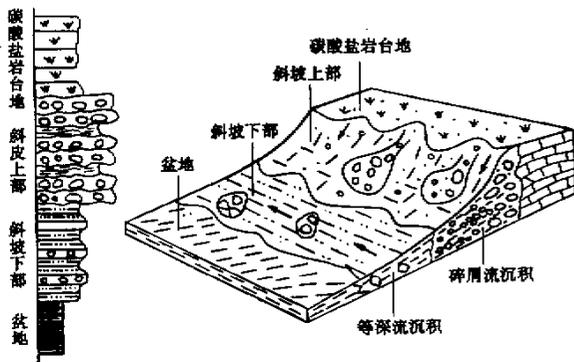


图 2 安徽巢湖二叠系栖霞组碳酸盐岩斜坡沉积模式

Fig. 2 Sedimentary model of carbonate slope in Qixia Formation (Permian) in Chaohu, Anhui Province

### 3.4 岩相 4 生物碎屑泥粒灰岩

风化面灰色,新鲜面深灰色—灰黑色,厚层到块状,单层厚达 1~2 m。生物门类众多,有珊瑚、腕足、海百合、藻类、棘皮等,生物破碎程度不高,在野外露头上常常见到块状的珊瑚化石,保存完好。颗粒完全由生物碎屑组成,颗粒支撑。基质主要是泥晶和微晶方解石,含量 10%~15%。见于本部灰岩段。属于浅海碳酸盐岩台地沉积,台地上海域通畅,盐度正常,海水

清澈,生物群发育。但水体有一定深度,能量不高,簸选作用不强,基质中泥晶方解石仍很发育。

## 4 石灰砾岩成因讨论

对于栖霞组中的石灰砾岩,有人曾经根据其外表特征,把它称之为“眼球状石灰岩”。眼球为浅色的、结构较均一的、成分较纯净的石灰岩,其形似枕状、透镜状或瘤状,厚 5~35 cm 不等。包裹着眼球的眼皮为深灰色到黑色的富泥组分,呈波状起伏的纹层状,厚 2~15 cm。并且认为成因是沉积作用和成岩作用综合而成的,胶结物源于差异压实作用和物质的重新分配。沉积环境可能为较局限的、稍深水的台地或台地边缘缓坡<sup>[16,17]</sup>。但是,研究表明这种石灰砾岩是由沉积作用形成,是浅海台地相的生物碎屑灰岩经碎屑流作用而形成,成岩作用的影响是微不足道的。胶结物更不是源于物质的重新分配,而是碳酸盐岩台地边缘斜坡的等深流沉积。

比较砾石和胶结物的一般特征,结合野外剖面,引人注目的是以下几点:

1) 砾石成分和胶结物成分差别较大,没有成分上相互过渡的岩石类型。CaO 和 MgO 的总量有明显差异,砾石中为 53.22% 和 0.58%,而胶结物中为 44.34% 和 3.89%,因此,用成岩作用过程中物质的重新分配是难以解释的。砾石和胶结物 SiO<sub>2</sub> 含量,前者平均为 1.42,后者为 16.58,是前者的 10 倍以上。对于栖霞组中大量 SiO<sub>2</sub> 的来源,虽然有不同的认识,但作者更相信是由等深流成因。吕炳全等曾指出,栖霞组中硅质岩的成因是上升流作用的产物<sup>[6]</sup>。另外,在野外,砾石和胶结物的界限清楚截然,不存在相互过渡的区域和岩石类型,用成岩作用过程中分异作用来解释胶结物的成因显然证据不够充分,但是如果说它们本来就形成于不同的沉积环境,有不同的物质来源,可信度或许更高。

2) 生物方面的证据十分明显,砾石中生物组合属于水深不超过 30 m 的浅海碳酸盐岩台地相<sup>[7]</sup>。砾石中生物个体的破碎程度并不高,分布是随机的,无定向排列的特征,表明了它们应是原地成因,水体条件是低能的(图版 I-c)。石灰岩砾石中,营群体生活而呈较大团块(30 cm × 15 cm)的 *Polythecalis* 多发生生长方向倒置及强烈冲刷之痕迹,更是异地搬运成因的典型标志。胶结物以及薄层硅质粒泥灰岩中的生物可以分为两类。一类几乎全部是细碎屑状,成分复杂,既有底栖的也有浮游的,破碎程度高,定向性排列极为明显,这表明了生物是多源的,可以是浅水生物群也可以是深水生物群,但都经过了长距离的搬运,簸选和磨蚀作用

十分显著,水体属于具有持续性和稳定性特征的等深流性质(图版 I-d)。另一类是保存完整,个体小,壳薄的生物群,如有孔虫类等,它们应该属于深水相。有人曾把介形虫等生物的顺层排列解释为成岩过程中压实作用的结果<sup>[5]</sup>,但是,这些定向排列的碎屑,破碎程度高,磨蚀作用显著,但不见有生物压裂现象共生,因此用牵引流(等深流)而不是成岩作用来解释其成因更具合理性。

3)砾石和胶结物的沉积环境也不相同。作为缺氧环境指标的 V、Ni 含量和  $V/(V+Ni)$  比值,并不与  $SiO_2$  的含量相关,而仅与沉积环境有关,砾石的  $V/(V+Ni)$  比值为 0.36,属含氧环境,胶结物中  $V/(V+Ni)$  比值为 0.48,属于贫氧环境。作为氧化还原环境的另一个指标  $(Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})) \times 100$ ,砾石为 60.7,而胶结物为 40.7,结论是一致的。因此,与砾石相比,胶结物形成于水体更深的贫氧环境中<sup>[8,18]</sup>。

4)层理构造在胶结物和薄层硅质粒泥灰岩中比较发育。水平纹层和小型波状纹层常见,有时候纹层常常环绕砾石呈弧状分布,这种层理是等深流沉积物常有的特征<sup>[15]</sup>,是不能用成岩作用来解释的。石灰岩砾石的大小、形态变化都较大,砾石既有浑圆状也有次棱角到棱角状,堆积特征或相互嵌合或颗粒支撑。部分层段砾石的长轴方向与层面有微弱的平行。显示了石灰岩砾石是在一种高密度碎屑流体的搬运下沉积而成。

栖霞组石灰岩中的砾石由泥粒灰岩组成。砾石极浅的颜色、高纯度的碳酸盐含量、低丰度的微量元素和以藻、蕨类、珊瑚及腕足类居多的生物化石特征表明了它们来源于栖霞期的浅水碳酸盐岩台地。在台地边缘,它们堆积并且初步固结,随着沉积作用的持续,这些沉积物的稳定性降低,在诸如断裂作用、火山作用、地震作用等地质事件的影响下,易于形成碎屑流,顺着台地边缘的斜坡(或者是斜坡裙)被搬运到较深水的斜坡处。Flügel<sup>[9]</sup>总结地史中碎屑流成因的石灰岩和角砾岩,厚度从几米到百米,分布面积大的可达几千平方千米,在 Bahamas 就达 6 400 km<sup>2</sup>,时代可以从寒武纪到第四纪<sup>[9]</sup>。沉积于斜坡处的碎屑流沉积物,进一步受到了等深流的干扰和改造。这是一种粉砂级的等深流,携带着较多的硅质成分,或充填于砾石之间,或覆于砾石层之上,只不过充填于砾石之间的胶结物以等深流沉积作用更为显著,而覆于砾石层之上的沉积物是等深流、碎屑流和当地沉积作用的共同结果。而曾经被人们认为是成岩期的硅化作用,可能是等深流携带的较多硅质组分对原来碎屑流沉积物产生不同程度的交代作用的结果,而这种发生在早期的  $SiO_2$  选择

性交代被认为是显著的<sup>[19]</sup>。

## 4 认识和结论

巢湖地区栖霞组碳酸盐岩,主要形成于碳酸盐岩台地边缘斜坡沉积环境(图 2)。臭灰岩段层状石灰砾岩形成于斜坡中上部,由碳酸盐岩碎屑流形成,灰岩砾石由来自于浅海碳酸盐岩台地泥粒灰岩组成。Tucker 等指出,深水背景中的浅水碳酸盐岩在地史中是常见的,而且与台地边缘相关,属于斜坡裙类型<sup>[11]</sup>。根据 Shanmugam G. 等的分类标准<sup>[20]</sup>,应该为高密度砾质碎屑流。胶结物主要由等深流搬运来的物质、受改造的碎屑流细粒物质和斜坡一半深海处的物质组成。

上、下硅质层的薄层状的砂屑硅质粒泥灰岩主要由等深流沉积物形成,分布于斜坡的下部。硅质粒泥灰岩中所夹巨大的漂砾来自于斜坡的上部。硅质岩团块同样属于等深流成因,而页(泥)岩属于斜坡远端—盆地相沉积。

顶部灰岩段形成于斜坡的上部,由碳酸盐岩碎屑流形成。与臭灰岩段相比,砂屑硅质粒泥灰岩减少。但在银屏剖面砾石表面褐色铁(锰)质氧化壳发育,代表在海洋中的缓慢沉积作用。栖霞组碳酸盐岩中,厚度较大的本部灰岩段属于水体稍深的浅海碳酸盐岩台地沉积。巢湖地区栖霞组碳酸盐岩斜坡沉积并不是孤立的事件,赵时九等在湖南嘉禾、湖北襄樊等地发现碳酸盐岩斜坡沉积<sup>[21]</sup>,冯增昭等在研究中国南方二叠纪时,也发现在黔桂、钦防等碳酸盐岩盆地周缘均发育斜坡沉积<sup>[1]</sup>,或被称之为缓坡相沉积<sup>[22]</sup>。综合考虑华南板块栖霞组地层发育特点,推测其沉积环境应该是碳酸盐岩台地、斜坡以及盆地相结合,只不过不同的环境可能在不同地区发育程度有所差异。对于下扬子地区,考虑到栖霞组地层良好的可比性,5 个岩性段发育清楚,仅仅在厚度上有所差别,因此这一认识将有更好的应用性,会激发人们重新认识下扬子地区二叠纪古地理的兴趣。

致谢:本课题得到国家八五重点科技攻关项目(编号为 85-901-03-08B)资助,野外工作得到吕玉存等同学的部分帮助,特此致谢。

## 参 考 文 献

- 冯增昭,杨玉卿,金振奎等.中国南方二叠纪岩相古地理[J].沉积学报,1996,14(2):1~11
- 江纳言.下扬子区二叠系古地理和地球化学环境[M].北京:石油工业出版社,1994.94~95
- 迟元苓.安徽巢县平顶山二叠系岩石特征及沉积环境分析[A].见:冯增昭等著.中下扬子地区二叠纪岩相古地理[C].北京:地质出版社,1991.178~186

- 4 陆彦邦,周永祥,王栋等. 华东地区二叠纪岩相古地理及沉积矿产 [M]. 合肥:安徽科学技术出版社,1991. 61~62
- 5 王国忠,庞荣庆,吕炳全等. 苏皖二叠系、三叠系碳酸盐岩成岩作用及其储集性 [A]. 见:王英华主编. 中、下扬子区海相碳酸盐岩成岩作用研究 [C]. 北京:科学技术文献出版社,1991. 134~157
- 6 吕炳全,翟建忠. 下扬子地区早二叠世海进和上升流形成的缺氧环境的沉积 [J]. 科学通报,1989,34(22):1721~1724
- 7 杨万容,江纳言,臧庆兰等. 南京栖霞山栖霞组含生物灰岩岩石学特征及环境分析 [J]. 地层学杂志,1984,8(1):38~48
- 8 李双应,洪天求,金福全等. 巢县二叠系栖霞组臭灰岩段异地成因碳酸盐岩 [J]. 地层学杂志,2001,25(1):69~74
- 9 Flügel E. Microfacies Analysis of Limestone [M]. New York: Springer-Verlag, 1982. 504~507
- 10 Stow D A V. Deep-sea clastic: where are we going? [A]. In: Brenchlev P J, Williams B P J ed. Sedimentology Recent developments and applied aspects [C]. London: Blackwell Scientific Publications, 1985. 67~74
- 11 Tucker M E, Wright V P, Dickson J A D. Carbonate Sedimentology [M]. London: Blackwell Scientific Publications, 1990. 228~283
- 12 高振中等. 深水牵引流沉积—内潮流、内波、和等深流沉积研究 [M]. 北京:科学出版社,1996. 64~69
- 13 晋慧娟,李育慈. 准噶尔盆地晚古生代深水斜坡沉积中的遗迹相及其环境分析 [J]. 中国科学 B 辑,1991,21(4):408~415
- 14 李培军,侯泉林,李继亮等. 闽西南地区下三叠统溪口组中的孤立滑塌岩块及其地质意义 [J]. 科学通报,1996,41(24):2250~2253
- 15 Makoto Ito. Spatial variation in turbidite-to-contourite continuums of the Kiwada and Otadai Formations in the Boso Peninsula, Japan: an unstable bottom-current system in a Plio-Pleistocene forearc basin [J]. Journal of Sedimentary Research. 1997,67(3):571~582
- 16 冯增昭,何幼斌,吴胜和. 中下扬子地区二叠纪岩相古地理研究 [A]. 见:冯增昭等编. 中下扬子地区二叠纪岩相古地理 [C]. 北京:地质出版社,1991. 28~30
- 17 杨玉卿. 扬子区早二叠世眼球状石灰岩的特征及成因 [A]. 见:王英华等编. 沉积学及岩相古地理学新进展 [C]. 北京:石油工业出版社,1995. 50~53
- 18 李双应,金福全. 下扬子地区二叠纪缺氧环境沉积物 V/(V+Ni) 特征 [J]. 矿物岩石地球化学通报,1995,4:168~170
- 19 冯增昭. 沉积岩石学(下册) [M]. 北京:石油工业出版社,1995. 45~46
- 20 Shanmugam G. High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? [J]. Journal of Sedimentary Research. 1996,66(1):2~10
- 21 赵时九,张开明,陈家怀等. 中南地区二叠纪岩相古地理及沉积矿产远景预测 [A]. 岩相古地理文集(7) [C]. 北京:地质出版社,1992. 51~98
- 22 陈洪德,覃建雄,王成善等. 中国南方二叠纪层序岩相古地理特征及演化 [J]. 沉积学报,1999,17(4):510~521

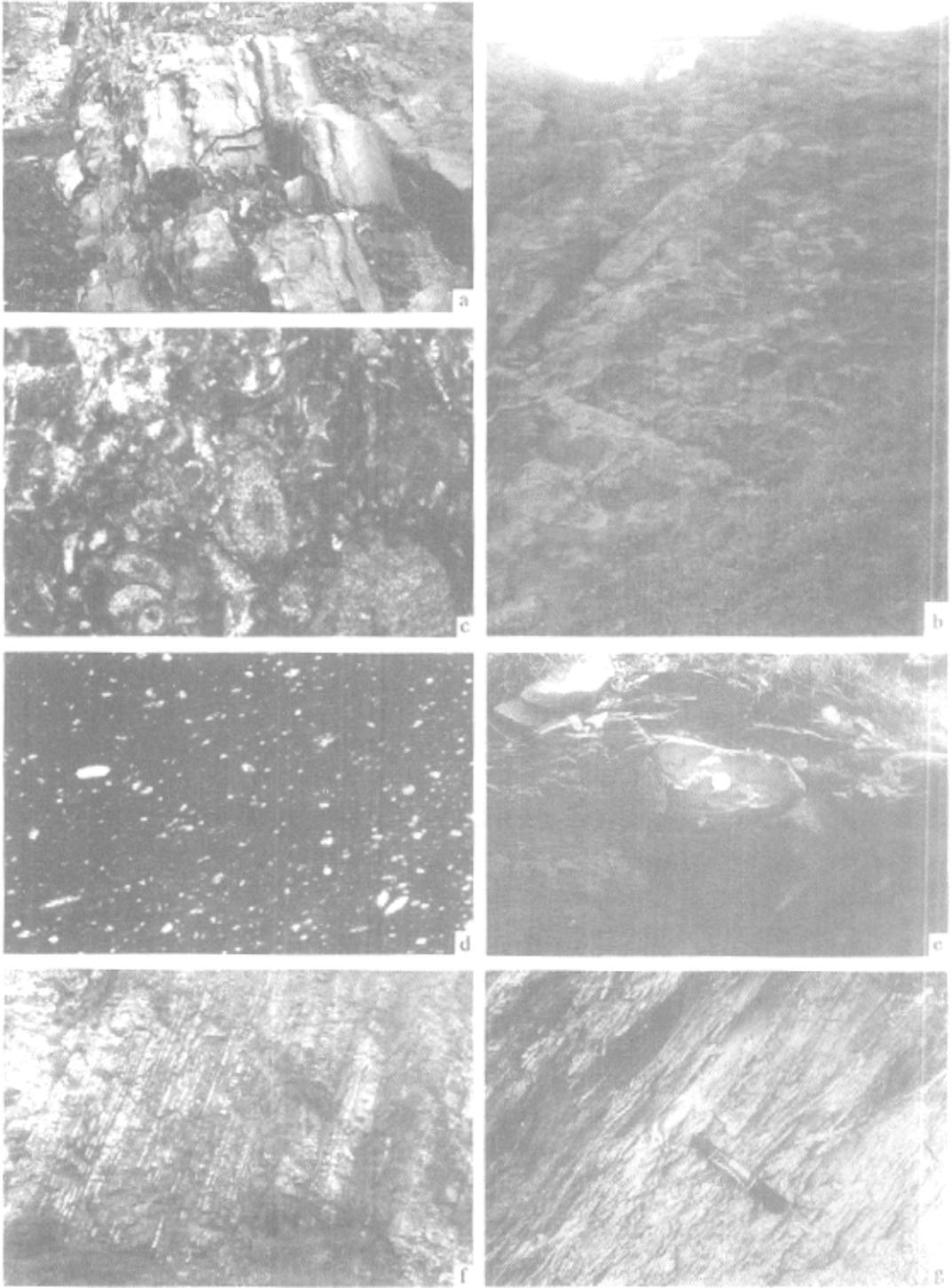
## Sedimentation on a Carbonate Slope of Permian Qixia Formation in Chaohu Region, Anhui

LI Shuang-ying YUE Shu-cang

(Department of Natural Resources and Environmental Science, Hefei University of Technology Hefei 230009)

**Abstract** The carbonate rocks of Qixia Formation developed extensively on the Lower Yangtze Region have been considered to be deposits of shallow sea carbonate platform for along time. The study indicates, in the case of Chaohu Region, that deposits of Qixia Formation occur mostly in carbonate slope environment. Bedded limestone conglomerates of Swine Limestone and the top limestone members are products of carbonate debris flows and develop on the upper of the carbonate slope. Calcarene silicon-wackestone of the upper and lower silicon members deposit from contour currents and occur on the lower of the carbonate slope. Calcium-silicon shale (mudstone) developed on the upper and lower silicon members forms in the end of slope and basin environment. Only the limestone of the middle limestone member may deposit in shallow sea carbonate platform environment. This breaks through the traditional idea and is helpful for understanding paleogeographic features and tectonic evolution of Lower Yangtze Plate in Permian period.

**Key words** deposit of slope, carbonate rock, Qixia Formation, Permian, Chaohu of Anhui



图版 I 说明 (a)层状石灰砾岩,臭灰岩段,锤长 30cm (b)石灰岩砾石,平行层面分布,锤长 30cm (c)生物碎屑泥粒灰岩 $\times 10$  (d)砂屑硅质粒泥灰岩,碎屑定向排列 $\times 10$  (e)砂屑硅质粒泥灰岩中的漂砾,下硅质层段 (f)砂屑硅质粒泥灰岩剖面,上硅质层段 (g)页(泥)岩,下硅质层段,笔长 14 cm。