

文章编号: 1000-0550(2003)02-0247-08

浙江桐庐晚奥陶世晚期沉积层序和沉积环境分析^①

范代读¹ 李从先¹ 蔡进功¹ 邓兵¹ 罗璋²

1(海洋地质教育部重点实验室 同济大学海洋地质与地球物理系 上海 200092)

2(杭州石油地质研究所 杭州 310023)

摘要 文昌组上段顶部是一套潮汐层理非常发育的泥质砂岩或砂质泥岩,存在双向交错层理,层面有雨痕,应为潮坪沉积。潮坪沉积由小型层序构成,小型层序又是由砂、泥质单层组成。砂质单层底部通常为岩性突变面或侵蚀面,砂质纹层较厚,其中可见对称波痕或泥砾;向上砂质纹层变薄,过渡到泥质单层。砂质单层形成于暴风浪时期,泥质单层是风浪衰减后恢复正常的潮汐沉积。因此,小型层序从成因上说是一风暴层序。碎屑成份、砾石成份分析表明沉积物均来自华夏古陆的沉积岩和变质岩基底。物源一致,岩层产状变化不大,反映文昌组沉积环境稳定。岩性、粒度分析表明文昌组是一向上变细、由浅海高能环境向近岸低能环境过渡的沉积层序。文昌组下段为浅海砂岩沉积,上段顶部为潮坪沉积。二者之间是一套夹砾岩透镜体的泥质粉细砂岩,其沉积环境应介于浅海和滨岸之间,为水下岸坡沉积。砾岩层只是大的沉积旋回中出现的事件性水下冲积物。

关键词 潮坪沉积 风暴层序 砾岩 沉积层序 晚奥陶世 浙皖边缘海盆

第一作者简介 范代读 男 1972年出生 博士 海洋地质学

中图分类号 P512.2 P543.42 **文献标识码** A

1 引言

晚奥陶世文昌组上段一直是区域地层划分和对比研究的重点层位^[1-7],其沉积环境、砾岩层和潮汐韵律层的成因至少存在两种不同解释^[1,4,8-11]。该层底部含少量笔石,因此有人将其划归为深水环境^[8,9]。周名魁等则依据研究区的生态组合推测其水体深度不超过 30 m,整个下扬子海的最大水深也在 100 m 以内^[10]。他认为尽管在这些生态组合中也有双笔石科、双头笔石科存在,但与腕足类、三叶虫、双壳类等混生,由此也可说明文昌组笔石科应与浅水环境相关联。该层底部产出一套砾岩、含砾沙岩层的成因方面一直存在不同看法,是一套整合于文昌组下段的近岸水下冲积扇^[1,4,11],还是斜坡相碎屑流沉积^[8,9]。这些争议进一步牵涉到砾岩层之上产出的一套潮汐层理非常发育的地层是正常潮坪沉积^[11],还是斜坡相内潮汐沉积^[8,9]? 本文拟在岩相古地理分析基础上,野外实测地质剖面,系统观察岩层的沉积结构和构造,寻找新的沉积学证据,进行粒度和碎屑成份分析,应用比较沉积方法解释沉积相,以求回答上述问题。

由于地层的划分和归属变化较大,为此有必要对涉及至研究层段的区域地层沿革较详细的说明,便于对比研究。文昌组上段介于奥陶系与志留系之间,曾一

度作为志留系的底与奥陶系划分开来。尔后因其所产化石归属晚奥陶世,与下伏地层整合产出,因此将其从志留系拉下,作为奥陶系的顶(表 1)。研究层段刚开始时作为安吉组的底,并以砾岩和含砾沙岩之底为界同奥陶系划分开^[1,2]。1979年,浙江省区域地层表编写组将砾岩和含砾沙岩及产 *Dalmanitina cf. mucronata* 层位从安吉组下部单独划分开来,建立堰口组,仍属志留系^[3,4]。后因在临安堰口该地层下部发现 *Diplograptus bohemicus* 和 *Dalmanitina cf. Mucronata* 混生的晚奥陶世顶部化石带,将其划归奥陶系^[5]。在“全国地层多重划分对比研究”中因文昌组与堰口组岩性相似、层位相当,将堰口组并入文昌组,统称文昌组^[6]。由此,堰口组经历了从无到有,从志留系的底到奥陶系的顶,最后与文昌组合并而取消(表 1)。本文所使用的岩石地层单位一律同《浙江省岩石地层》^[6]。因此,文昌组上覆霞乡组,下伏长坞组(表 1)。文昌组上段与前人研究中安吉组的下段^[1,2,7]和堰口组^[3,4,8,9]所指的地层单元相同,是本文研究的主要层段。

2 岩相古地理

研究区位于浙西北桐庐县境内,区域上属浙皖边缘海盆(图 1)。该海盆是个呈北东—南西向展布,向

① 国家自然科学基金项目(批准号: 40176022, 49976016)资助

收稿日期: 2002-03-05 收修改稿日期: 2002-08-06

表 1 浙江省晚奥陶统地层划分沿革

Table 1 History of stratigraphic classification and nomenclature of the Upper Ordovician in Zhejiang Province

浙江省区测队		浙江省区测队		鞠天吟		浙江省区域地层编写组		浙江省地质矿产局		浙江省地质矿产局		本文							
1965		1967		1979		1979		1989		1996									
浙西		浙西		浙北		浙西北		浙西北		浙西北		浙西北							
S ₁	安吉组	上	S ₁	安吉组	上	S ₁	安吉组	上	S ₁	安吉组		S ₁	霞乡组						
		下			下					堰口组			霞乡组						
O ₃	文昌组		O ₃	张村组	文昌组	O ₃	张村组	文昌组	O ₃	张村组	文昌组	O ₃	文昌组	上	文昌组	上			
	长坞组			于潜组	长坞组		于潜组	长坞组		于潜组	长坞组		于潜组	长坞组	三衡山组	长坞组	下	文昌组	下
	黄泥岗组			黄泥岗组			黄泥岗组			黄泥岗组			黄泥岗组		黄泥岗组		黄泥岗组		黄泥岗组

表 2 浙皖边缘海盆奥陶统岩性地层

Table 2 Stratigraphy of the Upper Ordovician in the Zhe-wan Marginal Sea Basin

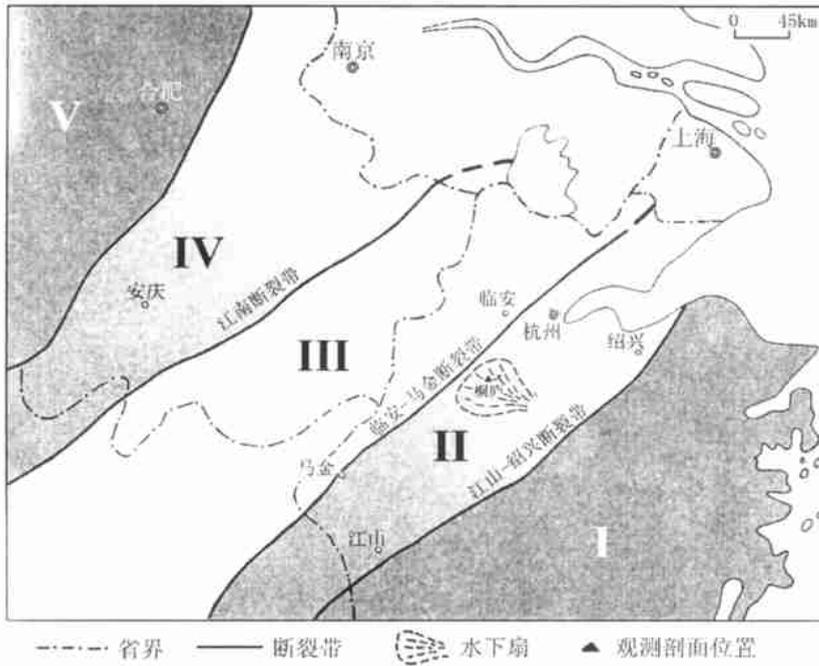
地层时代	地层单元		岩性柱	岩性描述	沉积相	
奥陶纪	上奥陶世	文昌组	顶		青灰色泥质粉砂岩,潮汐层理发育,见雨痕、泥砾、冲刷构造、对称波痕等	潮坪沉积
			底		青灰色泥质粉砂岩,夹一厚和一薄透镜状砾岩层	近岸水下河道沉积
		下		绿灰色厚层砂岩夹薄层泥岩。砂岩层以块状层理为主,见粒序层理、小角度板状交错层理。产腕足类、苔藓虫和海百合茎等化石。	浅海砂岩	
		长坞组		黄绿色泥岩、粉砂岩组成的复理石、类复理石韵律层,间夹块状砂岩和泥岩。含笔石、腕足类等化石	深海复理石 — 浅海类复理石	
		黄泥岗组		灰绿色含钙质结核泥岩,局部夹瘤状泥灰岩	深海泥岩	

西南开口箕状盆地^[4, 12, 10]。海盆自寒武纪以来不断扩大,海水自西北向东南推进,浙西地区全部为海水淹没,至中寒武世已基本达到最大海侵。此时,只有一系列小的岛屿出露在研究区东南现浙江省海岸线附近^[13]。这样的古地理格局从中寒武世一直持续到中奥陶世。这一时期盆地内沉积一套以泥质和钙质(夹有硅质条带)为组合的岩层,岩性较单一,厚度变化不大^[6, 13]。自晚奥陶世开始,海盆东南部逐步褶皱隆起。但晚奥陶世早期沉积的黄泥岗组仍以深灰色含钙质结核、硅质结核泥岩为主(表 2),依然是一套典型的深海相沉积。

随着华夏造山带不断隆升,范围扩大,裸露的基底遭受剥蚀给盆地带来了丰富的物源,导致盆地进入了快速堆积期,并且沉积物陆源碎屑含量迅速增加(表 2)。盆地不断淤浅,海水向西北方向退去。一些与盆地轴向(北东—南西)相同的同生断裂,如江山—绍兴断裂、临安—马金断裂和江南断裂带等,进一步将海盆分割成一些北东向平行排列的拗陷和隆起^①,控制着海

盆沉积物的堆积,成为划分不同沉积相的重要界线(图 1)。长坞组是一套深灰色薄—中层泥质粉砂岩与泥岩间互构成的韵律层,为典型的深海浊积岩沉积^[12, 14]。长坞组在临安—马金断裂带附近的厚度可达 2 000 余米,由此向东南侧递减,在江山—绍兴断裂附近只有 319.4 m 左右^[6, 12]。同时,长坞组也由盆地中央典型的复理石向两侧相变为浅海的类复理石沉积。晚奥陶世末,海水已退至江山—绍兴断裂带以北,杭州—开化区及吴兴—昌化区南部部分地方相继出露水面^①,形成文昌组广为发育的水下冲积扇(图 1)。此时,盆地沉降中心和沉积中心介于临安—马金断裂和江南断裂带之间(III)。江山—绍兴断裂带以南已褶皱隆起成为华夏古陆的一部分(I),介于江山—绍兴断裂和临安—马金断裂之间的应为滨浅海环境(II)。值得注意的是,海盆已沉积上千米早、中晚奥陶世沉积,

① 罗璋. 浙江省构造体系的初步划分. 杭州石油地质研究所研究报告. 1983.



I : 华夏古陆; II: 滨浅海; III: 深海; IV: 滨浅海; V: 华北古陆

图 1 浙西皖南晚奥陶世区域构造略图 (据文献 [4, 15 略有改编])

Fig. 1 Paleogeography of the Zhe-Wan Marginal Sea Basin and location of the outcrop

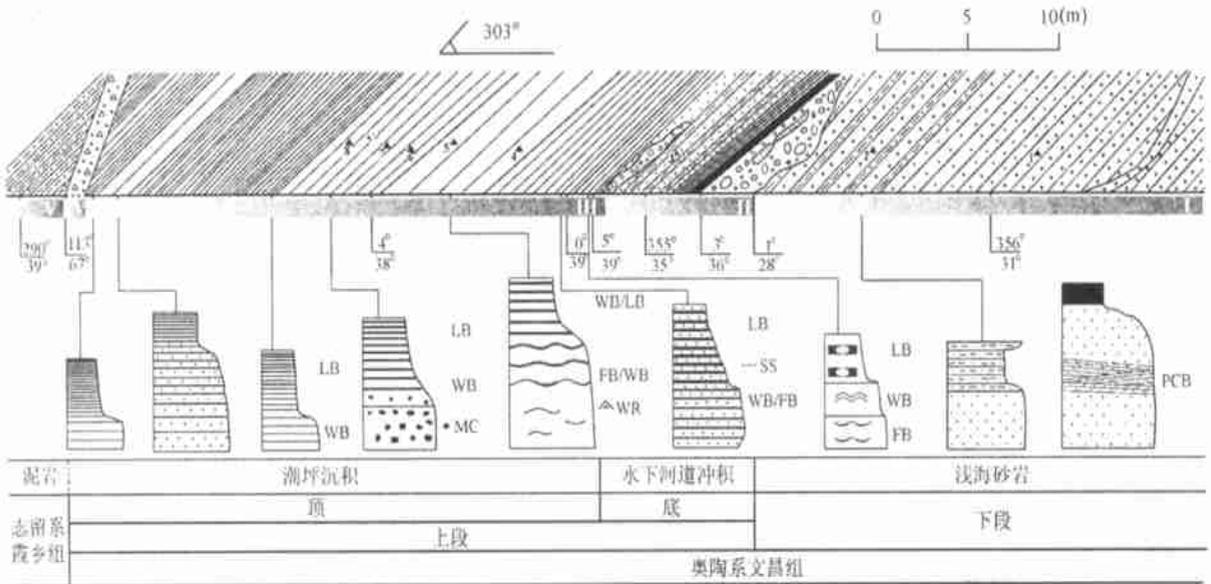


图 2 桐君山上奥陶统文昌组地层剖图

Fig. 2 Lithological cross-section of the outcrop and sketch map showing the cyclic variation of sand lamina thickness and the character of small sequences

并伴随着华夏古陆的不断隆起,海水进一步向西南方向退去,此时的海盆水深应该不会太大。

文昌组桐庐剖面位于临安—马金断裂与江山—绍兴断裂之间(图 1),应属滨浅海环境

3 文昌组沉积特征

3.1 桐君山剖面

桐君山剖面沿公路分布,出露较好,呈北西—南东走向(图 2),依次出露上奥陶统的文昌组和下志留统

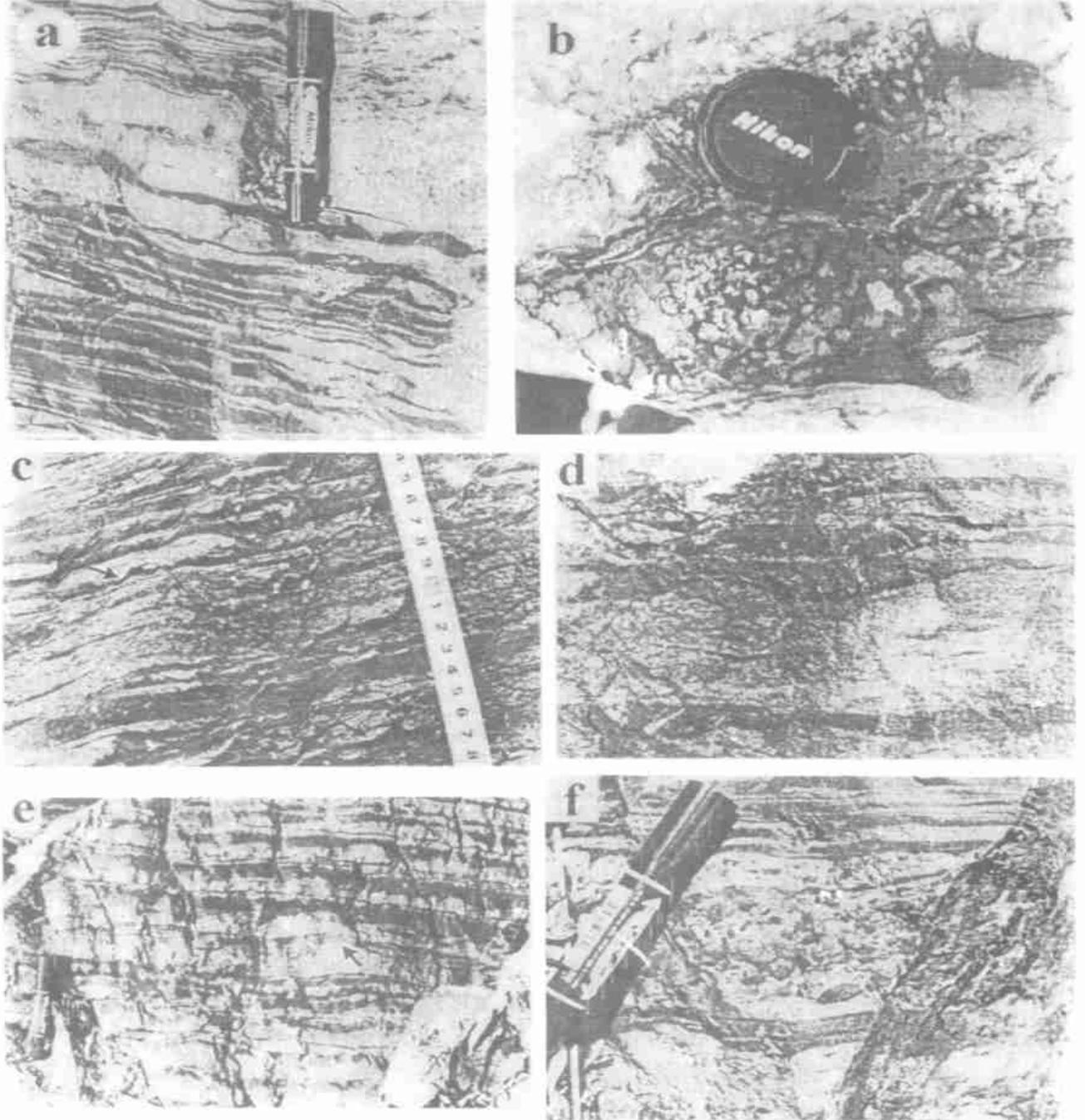
的霞乡组,二者呈断层接触。文昌组以砾岩层为界大致分为上、下两段,上段依据砾岩层和潮汐层理发育与否可进一步划分为两个沉积单元。现将剖面所揭露的地层自下而上描述如下(图 2):

层 I: 文昌组下段,灰色、绿灰色厚层块状长石质岩屑砂岩,夹泥岩层。砂岩层单层厚度常大于 1 m,泥岩层厚 10~30 cm,砂、泥岩层厚度比大于 5:1。顶部砂岩层变薄,泥岩层增厚,砂、泥层厚度比为 2:1~1:1。靠近砾岩层处甚至出现厚的泥层夹薄的砂层,砂

层厚度从几厘米至 30 多厘米。砂岩层通常为块状层理,有时可见粒序层理,局部发育小角度板状交错层理。该层中部的岩层产状为,倾向 356° ,倾角 31° ;顶部岩层倾向 1° ,倾角 28° 。产腕足类 *Rhynchotrema* sp., *Lepidocyclus* sp., *Zygospria* sp 等,以及苔藓虫和海百合茎等滨浅海相化石。该层厚达 350 余米,剖面只出露其顶部的十多米,但因该层除最顶部几米外,岩性变化不大^[6],因此出露部分也基本代表了该层的总体沉

积特征

层 II: 文昌组上段的底,青灰色厚层泥质粉细砂岩,夹一厚和一薄的砾岩层。砂质层厚 3~5 cm,泥质层厚 2~3 cm,二者交互构成韵律,但明显不同于层 III 砂。泥质层横向连续,厚度较稳定,但界线不甚清晰。该特征与层 I 的沉积特征相近,但砂质层较薄,砂泥质层厚度比近于 1:1。岩层产状倾向 355° ,倾角 35° ,该层厚 3.5 m。



a 砂、泥质单层交替构成小型层序; b 雨痕; c 冲刷构造及脉状层理; d 对称波痕; e 对称波痕,波痕顶部泥质纹层呈分叉状; f 泥砾

图 3 文昌组上段潮坪沉积特征

Fig. 3 Sedimentary features of tidal rhythmite of the Wenchang Formation

底部厚砾岩层(第一砾岩层)的底是文昌组上、下两段的分界线,该砾岩层底部呈波状起伏;顶部薄砾岩层(第二砾岩层)的顶可视为上段顶、底两个沉积单元的分界(图 2)。砾岩层呈透镜状产出,第一砾岩层最厚处可达 1.8 m,第二砾岩层仅 0.14 m。砾石成分主要有黑色燧石、灰绿色凝灰石、乳白色石英,次为蓝灰色硅质岩、石英斑岩、细晶花岗岩等。第一砾岩层中砾径 0.5~18 cm 不等,一般 1~3 cm 左右,以凝灰岩砾最大,测有凝灰岩砾大小为 $18 \times 8 \times 11 \times 13 \times 10 \text{ cm}^2$ 。砾石磨圆度中等至次圆,分选差,无定向排列,由砂质及少量钙质胶结。顶部出现斑块状砂岩,不连续,厚 10~20 cm,顺层产出,界线起伏,砾石镶嵌于其中。上覆深灰色含碳泥岩,厚 22 cm。第二砾岩层砾石颗粒较细,粒径不超过 3 cm。层 III: 文昌组上段的顶,青灰色泥质粉砂岩,砂、泥质纹层频繁交替构成韵律,单个砂、泥质纹层组成的层偶厚 1 毫米至数厘米。见双向交错层理;层面见椭圆形小坑,个别凹坑彼此相连成不规则状,坑的边缘略高于一般表面,由此判断凹坑为雨痕(图 3 b)。发育脉状层理、波状层理和透镜状层理,在垂向上相互叠加组合成厚度呈规律性变化的韵律沉积(图 3 a)。每个韵律单元厚几至几十厘米,底部由若干厚的砂质纹层夹薄的泥质纹层构成,称之为砂质单层;反之,顶部由若干较厚的泥质纹层和较薄的砂质纹层组成泥质单层。砂、泥质单层界线是渐变的,人为划分开来的,但由砂、泥质单层交互构成的小型层序其界线是清晰的,通常以冲刷面或岩性突变面为界。砂质单层中厚的砂质纹层底面见冲刷构造(图 3 c),波形见对称波痕(图 3 d),波脊可见分叉状泥质纹层(图 3 e)。此外,部分厚的砂质纹层内可见大量泥砾(图 3 f),泥砾含量可高达 40%~45%。泥砾砾径一般 5~8 mm,最大可达 18 mm。泥砾磨圆程度不等,有的呈次圆状,有的棱角分明。泥砾颜色和岩性组成与泥质纹层同,大量棱角状泥砾呈层状排列,个别孤立的棱角状泥砾可见其从泥质纹层中撕列开来并与后者仍藕断丝连。由此反映泥砾是原生的,而不是搬运来的。岩层产状倾向 $0 \sim 5^\circ$, 倾角 $38 \sim 39^\circ$ 。该层厚 9.2 m。

层 IV: 断裂带,宽 20.9 m,断层产状倾向 113° , 倾角 67° ,性质不明。岩层破碎风化后呈黄褐色,岩性由粉砂、粉砂质粘土、粘土组成,局部仍可分辨出原始层理,粉砂质纹层与泥质纹层互层,与层 III 的顶部沉积特征相类似,反映断层是形成于沉积成岩作用之后。断裂带化石富集,产腕足类 *Mirorthis* 和 *Dolerorthis*^①。

层 V: 上覆地层下志留统霞乡组,深灰色粉砂质泥

岩、泥岩,与下伏文昌组呈断层接触。

3.2 沉积物粒度特征

进行岩石薄片粒度分析的样品分别取自层 I、II 和 III(图 2)。粒度分析结果(图 4)表明,文昌组由下而上粘土含量递增,而含砂量递减,平均粒径(M_z)由大变小。层 I 含砂量大于 88%,最大可达 96%,粉砂、粘土含量低,二者之和不超过 15%。层 II 含砂量为 78.1%,粉砂、粘土含量均在 10%左右,二者之和略大于 20%。层 III 含砂量变化较大,介于 33%~63%之间;粘土含量均大于 15%,甚至高达 60%。砂和粘土含量的变化说明文昌组沉积环境能量由下往上是强到弱。

标准偏差(e_1)分布范围较宽,由下而上从 0.42 递增至 2.9 左右。标准偏差可以反映沉积物的分选程度^[16],除层 I 中部的 1 号样品其 $e_1 = 0.42$,分选程度为好外,其余样品 e_1 均大于 1.00,分选差。层 III 顶部三个样品 $e_1 > 2.00$,分选极差。沉积物分选程度与沉积环境的水动力密切相关,层 I 沉积物分选好,应为高能环境;层 I 顶部至 III 层沉积物分选变差,反映沉积动力逐渐减弱,向上相变为低能环境。

偏度(S_{k1})除 8 号样品为负值外,其余皆为正的(图 4)。据福克(1966)的偏度五级标准^[16],1 号样品 $S_{k1} = 0.10$,为近对称或正偏态;8 号样品 $S_{k1} = -0.63$,为很负偏态;其余样品均为很正偏态。偏态可以反映沉积物沉降时环境的能量,环境能量强时,细颗粒物簸选掉,粒度中细尾较低,为正偏态。环境能量减弱,细粒组分含量增加,出现很正偏态;当细粒组分超过粗组分时,峰偏向细粒度一侧,粗粒一侧为一尾部,呈现很负偏态。由此可见,除层 I 沉积环境能量较强外,其余层段都应为低能环境。由 S_{k1} 值的变化推断,文昌组由下而上沉积环境动力也是由强到弱。

3.3 沉积物碎屑成份及结构

文昌组砂岩碎屑成分以岩屑为主,约占 45%~51%,其次是石英,占 35%~41%,长石含量为 6%~15%。岩屑以沉积岩和变质岩类为主,沉积岩类岩屑占陆源碎屑总量的 25%~35%,变质岩类岩屑占 15%~20%,岩浆岩类岩屑少见,一般不超过 1%。岩屑含量高说明碎屑岩成熟度低。(石英+燧石)与(长石+岩屑)的比值介于 0.56~0.69 之间,表明砂岩的矿物成熟度较低。碎屑杂基含量为 4%~15%,碎屑颗粒磨圆度均为次棱角状,分选性差至很差。余素玉、何镜宇^[17]根据碎屑杂基含量、分选性和磨圆度将结构成熟度分为五期,其中杂基含量在 5%~15% 之间,分选性和磨

① 化石标本鉴定由南京大学刘家润博士和中科院南京古生物研究所詹仁斌研究员友情帮助完成,在此表示感谢。

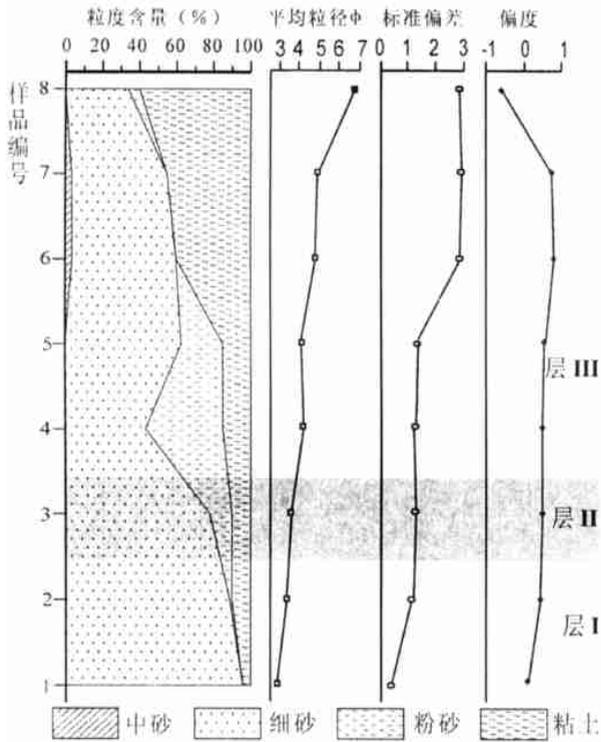


图 4 文昌组沉积物粒度特征

Fig. 4 Variations of grain-size parameters in the Wenchang Formation

圆度均不好,属不成熟期。由此可见,研究区碎屑岩结构成熟度应为不成熟期。

4 沉积相分析

层 I 产腕足类 *Rhynchotrema* sp., *Lepidocyclus* sp., *Zygospria* sp. 等,以及苔藓虫和海百合茎等滨浅海相化石。砂含量高达 96%,砂岩分选好,频率曲线近对称和近正态分布,交错层理发育,应为高能浅海砂岩沉积。该层由下往上,砂质层变薄,泥质层增厚,砂、泥层厚度比底部大于 5:1,向上减小,顶部近于 1:1,顶部砂含量减少至 88.7%,粘土含量增至 10%,分选差,偏度为很正偏,反映沉积环境动力在减弱,由高能浅海逐渐向滨岸过渡,为正常的海退沉积。

层 II 为泥质粉细砂岩夹砾岩透镜体。砂质层含砂量比层 I 低,分选差,偏度为很正偏。但是这些参数与层 I 顶部的特征相接近,反映沉积环境能量在减弱,但是渐变过渡的。该层与下伏浅海相砂岩接触面为一个起伏幅度不等的面,但界面上、下岩石颜色新鲜,没有见到任何风化剥蚀痕迹。砾径大小相混,成份复杂,并含有大量变质岩类砾石,应为近源堆积,沉积物主要来自研究区东南的华夏古陆。砾石经过一定磨圆,磨圆度中等至次圆,反应经过一定距离的河流搬运。砾岩层顶部出现斑块状砂岩,砾石镶嵌其中,这种沉积构造往

往出现于河道洪积砾岩层,为边冲刷边沉积的产物。砾岩层上覆 20 cm 厚的深灰色泥岩,构成一个完整的河道沉积层序。区域上本套砾岩或含砾砂岩层与下伏浅海砂岩层也是呈整合接触的^[1]。因此,砾岩层应为近岸水下河道沉积。砾岩层中砾石成份与下伏地层岩性无关,因此认为这种起伏面仅是较大沉积旋回中的一次水下冲刷造成的。

层 III 潮汐层理发育,层面见雨痕,说明沉积环境时而出露地表。见冲刷构造和对称波痕,反映波浪作用的存在。原生泥砾广为发育,单个纹层泥砾含量高达 40%~45%,砾径最大可达 18 mm,这些泥砾与潮汐沉积的低能环境极不相称,潮汐作用不足以搬运如此粗的泥砾。现代潮坪观测表明,泥砾是暴风浪的产物,出现在中潮坪。那里泥质纹层在低潮位出露时因部分脱水而固结,强风浪时这些已固结的泥质纹层被不同程度地破坏和改造,形成形态不一的泥砾^[18]。富含泥砾的纹层粒度频率分布曲线呈双峰型,粘土和细砂含量近于相等,而且出现少量中砂粒级(图 4),这与潮流渐变性质和中潮滩潮流携砂能力较低相抵触。粗颗粒和泥砾可能是强风浪时被掀起进入悬浮状态,风浪减弱后和细颗粒一起快速沉积形成的。砂质单层底部通常为岩性突变面或侵蚀面,砂质纹层较厚,可见对称波痕或泥砾,这些特征表明砂质单层可能形成于暴风浪时期。向上砂质纹层变薄,过渡到泥质单层。泥质单层单个纹层厚度薄,以波状、透镜状层理为主,是风浪衰减后恢复正常的潮汐沉积。类似的小型层序在现代开敞型潮坪沉积中已被详细描述,砂、泥质单层交替是风暴与平静天气更替的产物^[11, 18-20]。因此,小型层序从成因上说是一风暴层序,层 III 是受暴风浪影响的潮坪沉积。

层 III 虽遭受断层破坏和风化作用改造,但原始层理与层 III 类似,层内产腕足类 *Mirorthis* 和 *Dolerorthis*,结合与其共生化石碎片分析,应为正常滨浅海沉积。

5 讨论与结论

除了没有暴露构造外,内潮汐沉积特征^[8,9]与正常潮坪沉积并没有太大区别。此次,在野外找到了发育良好的层面构造—雨痕,反映沉积面具有时而出露地表时而淹没接受沉积的特性。此外,广泛发育对称波痕,波高可达 3~4 cm。虽然水流也可产生不对称波痕,但对称波痕必定是波浪产生的。再者,砂质单层广泛分布泥砾,而且磨圆度不等,分布于 5~10 cm 厚的砂质单层中,单层上、下皆为泥质纹层,这种单层的横向延展可达数米。泥砾的粒径与所在单层砂的粒径相差上百

倍,这在一定程度上反映了二者沉积时动力强度的差异,并且出现在如此薄的砂质单层内,似乎用任何单向水流来解释都存在困难,而这各现象在潮坪沉积中却是常见的^[11, 19, 20]。因此,把文昌组解释为正常的潮坪沉积更为合理。这与区域构造环境和古地理背景相吻合。仅仅依据文昌组上段产笔石类化石将其划归深海沉积的证据是不够充分的^[10]。

研究区位属滨浅海环境,向西北变为深海环境,且未发现障壁砂体,应为开敞型海岸。因此,晚奥陶世桐庐潮坪与现代长江三角洲地区潮坪^[18-20]相似,皆属开敞型潮坪。文昌组上段纹层系典型的潮汐纹层,但同时存在对称波痕、泥砾和冲刷构造等波浪形成的典型沉积构造。与长江三角洲现代潮坪沉积^[18-20]比较研究表明,砂质单层是风暴的产物,泥质单层是风暴过后正常的潮汐沉积,小型层序是一风暴层序。由此可见,文昌组潮汐纹层是受暴风浪强烈影响的潮坪沉积,而非位于浪激面之下较大水深的斜坡相内潮汐沉积^[8, 9]。

文昌组总体上是一向上变细的层序。层 I、II 和 III 岩层产状相近,倾向和倾角变化不超过 10° ,说明沉积环境并未发生大的变化,沉积应该是连续的。砾岩层仅是较大沉积旋回中的两次不同规模水下河道冲积形成的。不同层段砂岩碎屑成份相近,均以岩屑为主,岩屑含量高说明碎屑岩成熟度低。砂岩的矿物成熟度和结构成熟度均较低。一般认为成熟度较低的沉积物主要是近源沉积^[16, 17],这与古地理格架和区域构造发展史是相一致的。研究区东南华夏古陆自晚奥陶世不断隆升,伴随着海退过程^[4],大面积古老的沉积岩和变质岩遭受剥蚀,并在浅海近岸迅速堆积下来。岩屑成份以沉积岩和变质岩为主也表明研究区物源主要来自东南方向的华夏古陆。岩屑和石英含量变化不超过 6%,说明文昌组沉积物来源稳定,沉积环境没有发生大的改变。但是,由层 I 至层 III 砂含量减少,粘土含量逐渐增加,分选性由好变差,反映沉积环境动力由高能逐渐转为低能。综上所述,从层 I 至 IV 具有由浅海向水下岸坡至潮间带这样渐变过渡,总体表现为海退的沉积旋回。

参考文献 (References)

- 浙江省区测队. 1: 20万建德幅区域地质矿产调查报告 [R]. 杭州: 浙江省地质局, 1965 [RGSZP (Regional Geological Survey of Zhejiang Province). Report of regional geology and mineral resources in Jiande of Zhejiang Province [R]. Hangzhou: Zhejiang Geological Bureau, 1965]
- 浙江省区测队. 1: 20万临安幅区域地质矿产调查报告 [R]. 杭州: 浙江省地质局, 1967 [RGSZP. Report of regional geology and mineral resources in Lin'an of Zhejiang Province [R]. Hangzhou: Zhejiang Geological Bureau, 1967]
- 浙江省区域地层编写组. 华东地区区域地层表浙江省分册 [M]. 北京: 地质出版社, 1979 [Compiling group of the regional stratigraphy of Zhejiang Province. Zhejiang fascicule of the regional stratigraphy in East China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1979]
- 罗璋, 葛凡凡. 浙江省上震旦统、下古生界沉积环境及相分析 [J]. 浙江石油地质, 1982, (1): 12~17 [Luo Z, Ge H H Sedimentary environment and facies of the Upper Sinian and Lower Paleozoic in Zhejiang Province, China [J]. Zhejiang Petroleum Geology, 1982, (1): 12~17]
- 浙江省地质矿产局. 浙江省区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1989 [ZGB (Zhejiang Geological Bureau). The chronicle of Zhejiang geology [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1989]
- 俞国华 (主编). 浙江省岩石地层 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1996 [Yu G H (editor). Stratigraphy (lithostatic) of Zhejiang Province [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1996]
- 鞠天吟. 对苏杭地区早古生代地层的认识 (苏杭扬子—江南型沉积过渡区的特征) [J]. 地层学杂志, 1979, 3(4): 294~303 [Ju T Y. Cognition of the Early Paleozoic Group in the Su-Hang region [J]. Journal of Stratigraphy, 1979, 3(4): 294~303]
- 高振中. 深水牵引流沉积—内潮汐、内波和等深流沉积研究 [M]. 北京: 科学出版社, 1996 [Gao Z Z Deep-water tractive current deposits—The study of internal-tide, internal-wave, and contour current deposits [M]. Beijing: Science Press, 1996]
- 何幼斌, 高振中, 李建明等. 浙江桐庐晚奥陶世内潮汐沉积 [J]. 沉积学报, 1998, 16(1): 1~7 [He Y B, Gao Z Z, Li J M, et al. Internal-tide deposits of the Late Ordovician in Tonglu, Zhejiang [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1998, 16(1): 1~7]
- 周名魁, 王汝植, 李志明等. 中国南方奥陶—志留纪岩相古地理与成矿作用 [M]. 北京: 地质出版社, 1993 [Zhou M K, Wang R Z, Li Z M. Ordovician to Silurian lithofacies, paleogeography and mineralization in South China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1993]
- 李从先, 张桂甲, 李铁松. 潮坪沉积的韵律性与作用因素的周期性 [J]. 沉积学报, 1995, 13(增): 71~77 [Li C X, Zhang G J, Li T S. Rhythms of tidal flat sedimentation and cyclicity of affecting factors [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1995, 13(Supp.): 71~77]
- 罗璋. 浙江桐庐于潜上骆家上奥陶统浊积岩 [J]. 浙江地质, 1990, 6(1): 20 (29 [Luo Z. Upper Ordovician turbidite in Yuqian County, Zhejiang Province [J]. Zhejiang Geology, 1990, 6(1): 20~29]
- 王鸿祯. 中国古地理图集 [M]. 北京: 地图出版社, 1985 [Wang H Z. Atlas of the palaeogeography of China [M]. Beijing: Cartographic Publishing House, 1985]
- 夏邦栋, 吕洪波. 浙西皖南晚奥陶世复理石的沉积环境, 兼谈鲍马层序应用问题 [J]. 沉积学报, 1988, 6(4): 44~51 [Xia B D, Lu H B. A study on the environment of Upper Ordovician Flysch in western Zhejiang and southern Anhui provinces and a short comment on the application of Bouma's sequence [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1988, 6(4): 44~51]

- 15 蔡进功,李从先.浙西桐庐县桐君山下志留系安吉组风暴沉积[J]. 同济大学学报, 1990, 18(3): 363~ 372[Cai J G, Li C X. Storm deposition of Anji Formation of Silurian, Tonglu County, Tongjun Hill, Western Zhejiang Province[J]. Journal of Tongji University, 1990, 18(6): 363~ 372]
- 16 冯增昭(主编).沉积岩石学[M].北京:石油工业出版社, 1994. [Feng Z Z. Sedimentary Petrology (Second edition) [M]. Beijing Petroleum Industry Press, 1994]
- 17 余素玉,何镜宇.沉积岩石学[M].武汉:中国地质大学出版社, 1989[Yu S Y, He J Y. Sedimentary Petrology [M]. Wuhan China University of Geosciences Press. 1989]
- 18 李从先,汪品先.长江晚第四纪河口地层学研究[M].北京:科学出版社, 1998. [Li C X, Wang P X. Late Quaternary stratigraphy of the Yangtze Delta [M]. Beijing: Science Press, 1998]
- 19 Li C X, Wang P, Fan D D. *et al.* Open-coast intertidal deposits and the preservation potential of individual lamina: a case study from East-central China [J]. Sedimentology, 2000, 47: 1 039~ 1 051
- 20 Fan D D, Li C X. Rhythmic deposition on mudflats in the mesotidal Changjiang estuary, China [J]. Journal of Sedimentary Research, 2002, in press

Sedimentary Successions and Environments of the Late Ordovician Wenchang Formation in Tonglu, Zhejiang

FAN Dai-du¹ LI Cong-xian¹ CAI Jin-gong¹ DENG Bing¹ LUO Zhang²

¹(Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092)

²(Hangzhou Institute of Petroleum Geology, Hangzhou 310023)

Abstract The Late Ordovician Wenchang Fm. is subdivided into two members. Member I (M_I, the lower section), characterized by presence of thick massive sandstone layers intercalated with thin mudstone layers and brachiopodous, bryozoan and crinoidea assemblage, is interpreted as nearshore to shallow-marine deposits. Member II (M_{II}, the upper section), is further subdivided two parts: M_{II-1} (the lower one), consisting of sandstone intercalated with conglomerate lenses; M_{II-2} (the upper section), composed of muddy sandstone or sandy mudstone with well-developed tidal bedding. There are two opposite opinions concerning the sedimentary environment of M_{II}. Some consider that M_{II-1} is debris-flow deposits on the basin slope owing to biological assemblage containing graptolite, and M_{II-2} is deep-water internal-tide deposits. Others interpret M_{II-1} as near-shore subaqueous channel deposits based on its biological assemblage dominated by shallow-water species and conformity contact with the underlying M_I in the region, and M_{II-2} as tidal-flat deposits.

M_{II-2} is characterized by alternations of sand and mud laminae, and of sand- and mud-dominated layers. In this study, raindrop imprints were observed on some bedding-planes, exhibiting the periodic subaerial exposure of sedimentation facies. The presence of symmetrical oscillation ripples shows wave activities were common at the study area. Mud pebbles are inferred to form on the intertidal flats during storms in comparison with studies on the modern tidal flats margining the Changjiang Delta. M_{II-2} is, therefore, not deep-water internal-tide deposits but normal tidal-flat deposits with strong storm influence. The sand-dominated layers (SDL), several to several tens of cm thick, are interpreted as storm deposits based on the presence of: 1) scour features, 2) numerous intraformation mud-pebbles, 3) oscillation ripples, 4) relatively thick sand laminae at the lower part with an upward trend of thinning toward the adjacent mud-dominated layer. The mud-dominated layers (MDL), consisting of thin sand/mud alternating laminae, deposit after storms when sedimentary environments return to tidal regime. A small sequence, consisting of a SDL and a MDL, is thus a storm succession.

Facies transition is gradual among the three units of the formation (M_I, M_{II-1}, M_{II-2}). Dip directions and angles are close to each other. Detrital composition analyses show that they have similar provenance from the Cathaysian Block. It is inferred that sedimentary environments should have no much change during deposition of three different units. Sedimentological study suggested a shallowing-upward progradational succession from high-energy shallow-marine deposits to low-energy tidal-flat deposits. Upward increases of clay content indicate that sedimentary environments get closer to the shoreline. M_{II-1}, interlayered between neritic facies and tidal-flat deposits, is thus interpreted nearshore facies with conglomerate layers of event subaqueous channel deposits.

Key words tidal rhythmites, storm deposits, conglomerates, sedimentary succession, Late Ordovician, Zhe-Wan Marginal Sea Basin