下扬子区奥陶纪晚期古地理演变及华南“台-坡-盆”格局的打破

陈清^{1*}, 樊隽轩^{2,3}, 张琳娜², 陈旭¹

1. 中国科学院南京地质古生物研究所, 中国科学院资源地层学与古地理学重点实验室, 南京 210008;

2. 中国科学院南京地质古生物研究所, 现代古生物学和地层学国家重点实验室, 南京 210008;

3. 青岛海洋科学与技术国家实验室, 海洋地质过程与环境功能实验室, 青岛 266061

* E-mail: qchen@nigpas.ac.cn

收稿日期: 2018-01-04; 收修改稿日期: 2018-01-20; 接受日期: 2018-01-26; 网络版发表日期: 2018-03-02

国家自然科学基金项目(批准号: 41502025、U1562213和41521061)和中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDB10010100)资助

摘要 通过收集和整理了下扬子区120条上奥陶统剖面的综合地层资料, 并基于统一的生物带序列对其进行地层划分和对比. 进而在统一的时间框架下, 针对每一个笔石带, 圈定各岩石地层单元的分布范围, 勾勒海陆边界, 重建下扬子区奥陶纪晚期的古地理格局. 结果表明, 晚奥陶世凯迪晚期开始, 随着“江南古陆”抬升并露出水面, 其影响范围自南向北不断扩展, 逐步截断了江南斜坡带和上、下扬子区, 使得华南奥陶纪凯迪中期之前长期存在的“台-坡-盆”古地理格局消失. 这一事件造成奥陶纪晚期“江南古陆”两侧的沉积分异, 其西侧江西武宁、修水地区由斜坡相转变为台地相, 沉积了与上扬子台地基本类似的五峰组-新开岭层的连续地层序列; 而“江南古陆”东侧则转变为西、南较浅, 向东北方向变深的新的古地理格局, 沉积了从浅水台地相到较深水斜坡相的多种巨厚、近陆源的岩石地层组合. 这一事件同时还封闭了上扬子海盆的东南出口, 使其形成了半封闭和局限滞留的沉积环境, 为奥陶纪末高有机质黑色页岩的发育创造了条件. 下扬子区奥陶纪晚期一系列古地理格局变化的主控因素前后不同, 在凯迪晚期, 其东、西两侧沉积分异主要受到华南区域性构造运动——广西运动的影响; 而在赫南特期, 各个沉积相区水体普遍变浅, 则主要受控于冈瓦纳冰川凝聚事件导致的全球性海平面下降.

关键词 下扬子区, 晚奥陶世, 古地理, 台-坡-盆, 黑色页岩

1 引言

奥陶纪晚期全球发生了一系列重要的生物事件和地质事件, 其中包括奥陶纪末生物大灭绝(end-Ordovician mass extinction)和冈瓦纳大陆冰川凝聚造成的全球海平面变化(Shueh, 2001). 华南是研究这一地质转

折时期的关键地区. 华南上奥陶统地层分布广泛、发育齐全, 沉积类型多样, 化石类群丰富、多样性高, 为相关研究提供了良好的基础材料. 此外, 华南上奥陶统上部广泛发育的五峰组黑色页岩, 是中国南方下古生界一套重要的烃源岩(马力等, 2004; 梁狄刚等, 2008; 邹才能等, 2010), 并且最近其作为主力层位之一在重

中文引用格式: 陈清, 樊隽轩, 张琳娜, 陈旭. 2018. 下扬子区奥陶纪晚期古地理演变及华南“台-坡-盆”格局的打破. 中国科学: 地球科学, 48: 767–777, doi: 10.1360/N072018-00002

英文引用格式: Chen Q, Fan J X, Zhang L N, Chen X. 2018. Paleogeographic evolution of the Lower Yangtze region and the break of the “platform-slope-basin” pattern during the Late Ordovician. Science China Earth Sciences, 61: 625–636, <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9170-y>

庆焦石坝地区获得了高产页岩气工业气流(郭彤楼和张汉荣, 2014; 王志刚, 2015). 华南在这一时段的古地理格局是上述地层和生物群赋存和发育的重要环境背景和控制因素, 其分布型式和变化规律不仅受到海平面变化等全球因素的影响, 同时也与华南区域性构造事件——“广西运动”密切相关(陈旭等, 2012, 2014). 而在华南奥陶纪晚期古地理发展演变的过程中, 下扬子区扮演了非常重要的角色, 其不仅自身的古地理格局发生了显著的变化, 而且还影响了整个华南的沉积面貌, 尤其是五峰组黑色页岩的形成和分布. 本文立足于下扬子区精细的生物地层学研究, 综合大量剖面资料, 开展时-空高分辨率古地理学研究, 尝试揭示下扬子区奥陶纪晚期古地理格局的演变过程及其影响.

本文所涉及的下扬子区是一个宽泛的概念, 指江汉平原以东、长江中下游附近的广大地区, 包括湖北东部、湖南东北部、江西北部、安徽南部、浙江西北部、江苏南部及上海市. 研究区北界为扬子地台的北界, 即秦岭造山带南缘至郯庐断裂带一线; 东界直抵江苏、上海和浙江的东部沿海; 南界基本位于江山-绍

兴断裂带以北; 西界则主要位于江汉平原覆盖区以东(图1).

2 地层划分和对比概述

精细的生物地层学研究可为古地理恢复和重建提供准确的地质时间标尺, 以确保古地理研究的等时性. 华南上奥陶统上部地层研究历史悠久(穆恩之, 1954, 1974; Mu等, 1984; Rong, 1984; 穆恩之等, 1993; Chen等, 2000, 2006), 其生物地层划分和对比以笔石生物带为主, 辅以底部的*Nankinolithus*和近顶部的*Hirnantia*壳相化石生物带, 组成了完整的生物地层序列(图2), 这一序列在华南及全球均可准确对比(Chen等, 2000). 本文的研究时段从五峰组沉积开始至观音桥层沉积结束, 根据上述地层划分标准, 将这一研究时段划分为4个时间段(I~IV), 由老至新依次为*Dicellograptus complexus*带、*Paraorthograptus pacificus*带、*Metabolograptus extraordinarius*带早期和*Metabolograptus extraordinarius*带晚期(图2). 整体来看, 下扬子区在这

图1 下扬子区上奥陶统地层剖面点位分布

上方红色线条代表华南板块北界, 即秦岭造山带南缘至郯庐断裂带一线; 右下方红色线条代表江邵断裂; 深蓝色线条代表区内出露的一套前埃迪卡拉纪基底的东北边界; 黄色三角代表文中所涉及的露头剖面或钻井点位, 绿色圆圈代表相关城市; 数字序号(1~19)代表根据区内上奥陶统上部地层发育情况识别出的地层分布区

图 2 华南奥陶-志留系之交生物地层序列及下扬子区主要岩石地层单元的时代分布与对比

I~IV 分别代表本项研究的 4 个时间段, 图中绝对年龄值引自 Cooper 和 Sadler (2012)、Melchin 等 (2012) 和 Fan 等 (2013), 地层划分和对比关系主要依据李积金 (1983)、曹奇原等 (1998)、Chen 等 (2000) 和 Zhang 等 (2007)

一时段岩相分异明显, 发育了多种类型的岩石地层单元, 其沉积岩的颜色、岩性、厚度、赋存化石组合等方面存在显著差别(表1), 代表了不同的沉积环境背景。但根据其中赋存的化石和地层发育情况, 仍可将这些地层单元与上述生物地层标准序列进行准确对比(图2)。

在实际工作中, 各个地区不同剖面之间的资料完

善程度和生物地层研究程度差异很大, 其中仅有部分剖面可以开展上述“生物带”一级的地层划分和对比工作。为了更充分地利用现有的剖面数据资源, 开展更精细的古地理研究, 我们基于地层的横向连续展布和渐变的普遍特点, 采用“基干剖面”和“地层分布区”的方法来研究区域内的地层划分和对比工作。首先, 选择研究区域内地层序列出露完整, 研究程度较高的代表

表 1 下扬子区上奥陶统上部主要岩石地层单元地质特征对比

岩石地层单元	主要岩性	厚度(m)	赋存化石
五峰组	黑色碳质、硅质页岩, 粉砂质页岩或泥岩	<10	笔石, 多样性高, 丰度大
新岭组	灰绿、灰色粉砂质页岩、页岩和细粒砂岩	100~1000	笔石, 由下至上多样性降低
三衢山组	灰黑色泥晶灰岩、生物碎屑灰岩、生物粘结灰岩、瘤状结晶灰岩	>1000	壳相动物
下镇组	碳酸盐岩与碎屑岩交互	~200	壳相动物
长坞组	黄绿色粉砂岩、泥岩等组成的复理石式韵律沉积	100~2000	腕足类、三叶虫等壳相化石与笔石混生
于潜组	粉砂岩及泥岩韵律层	>1000	笔石, 多样性中等
观音桥层	灰色泥灰岩	<3	壳相动物
新开岭层	黑色炭质泥岩	~1	笔石与壳相动物混生
红家坞组	灰绿色中薄层砂岩、粉砂岩、泥岩, 中部夹紫红色含粉砂泥岩	100~1000	未见化石
文昌组	青灰色厚层至块状中、细粒长石石英砂岩, 夹粉砂质泥岩	100~1000	腕足类为主
堰口组	同“文昌组”	100~1000	笔石为主

性剖面作为基干剖面, 并将其已有地层划分方案与通用标准进行准确对比。其次, 根据研究区内各条剖面的地层发育情况及其地理位置, 将研究区划分为若干个地层分布区, 使得每个分布区内发育相同或相似的地层序列。其中, 对于部分关键地区, 如地层分布区界线附近, 还需要进行一定的重新研究工作, 包括剖面测制、化石采集和鉴定等, 以明确其地层发育情况, 保证地层分布区界线的准确性。最后, 在每一个分布区内, 将基干剖面的地层划分结果应用到区内其他剖面上去, 从而实现研究区内所有剖面的地层准确对比。由于有了更多的地理点位数据的参与, 因此, 据此绘制得到的古地理图的分辨率、精度和准确性将更高, 对各种地理单元界线的识别将更准确, 这在研究高分辨率时间尺度上的古地理演变时, 具有重要的价值。现今, 随着Paleobiology Database和Geobiodiversity Database等大型古生物学和地层学数据库的广泛应用, 在线开放的数据资源不断增加, 这一方法将可应用于各时代的古地理研究中去。

3 下扬子区上奥陶统上部地层分布

本文收集和整理了下扬子区120条上奥陶统上部地层相关剖面, 通过研究各条剖面的地层发育情况, 并将其与华南标准生物地层序列进行对比, 从而将下扬子区划分为19个地层分布区(图1)。图3显示了这19个

区域的地层发育和对比概况。这项工作保证了我们可以在等时的时间框架下, 研究各时期的地层分布面貌和古地理特征。这120条剖面的具体信息可参见陈清(2014), 在此不一一赘述。

从地层发育和对比图上可以看出, 下扬子区上奥陶统上部地层基本可分为两个沉积阶段, 分别为凯迪晚期(时间段I~II)和赫南特早期(时间段III~IV)。凯迪晚期, 下扬子区北部(地层分布区1~11, 简称1~11区, 下同)基本为五峰组黑色笔石页岩所覆盖, 其厚度不大, 多小于10m, 底界基本等时, 但是顶界呈现出明显的穿时性; 下扬子区东南部的皖南-浙西北地区(12~16区), 则发育了一套巨厚、近陆源、近岸浅水至较深水的沉积地层组合, 包括三衢山组、下镇组、长坞组、新岭组和于潜组; 研究区最东部的江苏中部和上海等地, 由于缺乏露头剖面, 仅有少量钻井资料, 因此其地层发育情况尚不清楚。至赫南特早期, 研究区整体水体变浅(戎嘉余和陈旭, 1987), 中部地区(4~8区)出现大范围沉积间断; 而连续沉积区主要出现在下扬子台地西部的湖北崇阳、通山地区和江西武宁、修水地区, 以及东部的安徽泾县、繁昌地区和江苏宁镇地区, 这些地区发育了含赫南特贝动物群的观音桥层或新开岭层泥灰岩、钙质泥岩地层; 此时, 下扬子区东南部(12~16区)仍发育一套巨厚的、近陆源碎屑岩为主的地层组合, 包括红家坞组、文昌组和堰口组, 只是水体更浅, 接近磨拉石-复理石相。

统阶	生物带	绝对年龄(Ma)	① 临湘赤壁	② 崇阳通山	③ 武宁修水	④ 黄石瑞昌	⑤ 宿松怀宁	⑥ 庐江和县	⑦ 滁州地区	⑧ 东至青阳	⑨ 泾县繁昌	⑩ 宁镇地区	⑪ 句容地区	⑫ 黟县广德	⑬ 三山地区	⑭ 淳安桐庐	⑮ 临安德清	⑯ 龙游诸暨	⑰ 昆山上海	⑱ 苏中地区	⑲ 九江德安
三叠统	Parakidograptus acuminatus 带	442.47	龙马溪组	龙马溪组	梨树窝组	梨树窝组	高家边组	高家边组	高家边组	高家边组	高家边组	高家边组	高家边组	高家边组	霞乡组	什阳组	安吉组	安吉组	?	?	梨树窝组
	Akidograptus ascensus 带	443.40																			
上奥陶统	Metabolograptus persculptus 带	443.83	?	?	?	?	?	?	?	?	观音桥层	观音桥层				文昌组	堰口组				
	Metabolograptus extraordinarius 带	444.43		观音桥层	新开岭层																
	Diceratograptus mirus 亚带	445.16																			
	Tangyagraptus typicus 亚带	445.37																			
	下亚带	446.34		五峰组	五峰组						五峰组	五峰组	五峰组	新岭组	长坞组	下镇组	三衢山组	长坞组	于潜组	?	?
	Dicellograptus complexus 带	447.02	五峰组			五峰组	五峰组	五峰组	五峰组	五峰组											
	Foliomena-Nankinolithus 带	447.62	临湘组	临湘组	黄泥岗组	汤头组	汤头组	汤头组	汤头组	汤头组	汤头组	汤头组	汤头组	黄泥岗组	黄泥岗组	黄泥岗组	黄泥岗组	黄泥岗组	汤头组	汤头组	临湘组

图3 下扬子区奥陶-志留系之交岩石地层单元对比图

绝对年龄值引自Cooper和Sadler(2012)、Melchin等(2012)和Fan等(2013), 笔石生物地层序列引自Chen等(2000), 地层划分和对比关系主要依据李积金(1983)、曹奇原等(1998)、陈旭等(1988)、穆恩之等(1993)、Zhang等(2007)及作者等未发表资料

4 下扬子区晚奥陶世晚期古地理重建

基于上述地层划分、对比方案及地层分布情况, 本文将各时段的地层发育情况投影至地图上, 从而绘制得到下扬子区凯迪晚期至赫南特早期的四幅古地理图(图4). 为了便于读者理解这一古地理格局及其变化过程, 兹将下扬子区凯迪早-中期的古地理情况也一并简述如下.

4.1 凯迪早-中期

在凯迪早期(*Sinoceras chinense*带), 下扬子区的古地理格局比较简单, 即北部台地区沉积宝塔组, 南部斜坡带沉积硃瓦山组(陈旭等, 2012).

在凯迪中期(*Nankinolithus nankinensis*带), 下扬子区的古地理格局基本承袭凯迪早期的面貌. 北部台地区的湖北东部及周边地区沉积临湘组, 安徽-江苏境内沉积汤头组. 南部斜坡带的西部赣北武宁、修水地区, 和东部皖南至浙西北地区, 均发育黄泥岗组(图3). 虽

然斜坡带中部地区缺少露头剖面资料, 但是由于其东、西部地区的岩相、生物相均非常相似, 结合更早期的区域古地理背景, 我们认为至凯迪早-中期斜坡带的东、西部之间是连通的.

4.2 凯迪晚期

在凯迪晚期的时段 I (*Dicellograptus complexus*带)(图4a), 下扬子区的古地理格局开始发生变化. 首先, 江西北部彭泽乐观地区(陈华成和吴其切, 1989)、九江地区(江西省地质矿产局, 1984)和德安地区(江西省区域地质表编写组, 1980; 邵卫根和万红, 1993), 即地层分布区 19, 在汤头组之上出现沉积间断, 其直接向上覆梨树窝组假整合接触, 未见五峰组或相当地层. 这代表着这一时期地层缺失区的北界扩展至此. 与此同时, 在湖南东北角、湖北东部、江西西北部、安徽中部和江苏中-南部的大片地区(1~11区)开始沉积五峰组黑色页岩, 这也是研究区内五峰组分布最广的一个时

图 4 下扬子区凯迪晚期至赫南特早期古地理图

(a) 时段 I, *Dicellograptus complexus*带; (b) 时段 II, *Paraorthograptus pacificus*带; (c) 时段 III, *Metabolograptus extraordinarius*带早期; (d) 时段 IV, *Metabolograptus extraordinarius*带晚期. 黄褐色圆点代表缺失同期地层的剖面; 黑色实线和虚线代表不同地层分布区之间的界线, 其中虚线代表不完全确定的部分; 棕黄色区域代表地层缺失区的范围; 粗箭头表示各时段缺失区相对于前一时段的扩张方向

间段. 向东南方向, 之前沉积黄泥岗组的狭长斜坡带不再表现为一个整体, 而是被上述缺失区分隔开, 在缺失区的东、西两侧出现岩相分异. 原斜坡带西部的赣西北武宁-修水地区(3区), 在黄泥岗组之上沉积五峰组, 其地层面貌及动物群组成与上扬子区差别不大(俞剑华等, 1976; 穆恩之等, 1993), 只是厚度明显增加. 原斜坡带东部的皖南至浙西北地区, 在黄泥岗组之上发育了多种类型的岩石地层单元. 其中, 安徽南部(12区)发育新岭组, 浙西北大部分地区(14、16区)发育长坞组, 均为巨厚复理石式碎屑岩沉积, 其向北与五峰组黑色页岩呈渐变过渡关系, 向南邻近“华夏古陆”, 代表一种斜坡相、基底持续沉降、近陆源的快速沉积环境(戎嘉余等, 2010); 西南方向, 浙赣交界的三山地区(13区), 除长坞组外, 还发育了下镇组和三衢山组两套碳酸盐岩沉积, 相互间呈断续、点缀、相变式分布, 代表了一种台地相、基底持续沉降、近陆源的快速沉积环境; 浙江最北部(15区)发育于潜组较深水碎屑岩沉积, 该地区被相对浅水的新岭组和长坞组从北、西、南三个方向半包围环绕. 整体来看, 本时段内皖南-浙西北地区的西南和东南方向均被地层缺失区环绕, 供给了大量陆源碎屑来源, 同时沉积区基底不断沉降, 导致同期地层厚度均非常大(表1), 沉积区整体水深向东北方向(即浙江最北部至上海地区)加深, 这一整体格局一直持续至奥陶纪末. 皖南、浙西北地区的沉积相带总体呈北东-南西向展布, 这与地质图上本地区地层出露展布的方向基本一致.

在凯迪晚期的时段II(*Paraorthograptus pacificus*带)(图4b), 缺失区范围自江西向北迅速扩大, 向西北和东北方向分别扩张至湖北东部和安徽西南部(4~5区). 地层缺失区在上一时段切断斜坡带之后, 进一步切断了上、下扬子台地区, 从而形成上扬子区和下扬子区两个独立的海湾. 研究区内的岩石地层分布情况与时段I基本相同.

4.3 赫南特早期

在赫南特早期的时段III(*Metabolograptus extraordinarius*带早期)(图4c), 五峰组黑色页岩沉积范围进一步减小, 地层缺失区范围进一步向东北方向扩大, 直至安徽滁州地区(6~8区). 同时, 浙西北(14~15区)长坞组-于潜组的复理石相沉积组合转变为更浅水的文昌组-堰口组近磨拉石相沉积组合(夏邦栋和吕洪波, 1988),

浙赣台地上(13区)也开始沉积更浅水的红家坞组海相红层. 这一变化与皖南(12区)新岭组自下而上逐渐变浅的序列是一致的(李积金, 1983), 反映出下扬子区古水深整体变浅的特征.

在赫南特早期的时段IV(*Metabolograptus extraordinarius*带晚期)(图4d), 研究区的古地理格局与前一个时间段类似, 最主要的变化是台地区的五峰组黑色页岩沉积消失, 转变为含赫南特贝动物群的观音桥层浅水碳酸盐岩(戎嘉余, 1984)或新开岭层钙质泥岩(曹奇原等, 1998). 这一变化在上扬子区同样广泛发育.

之后, 至赫南特晚期(*Metabolograptus persculptus*带), 随着全球海平面上升, 黑色页岩重新出现, 揭开了华南古地理演化新的一页, 笔者等将另撰文论述.

5 讨论

5.1 “台-坡-盆”模式的打断和消失

华南奥陶纪“台-坡-盆”连续渐变的古地理格局已被诸多岩相、生物相研究工作所证实(卢衍豪等, 1976; 穆恩之, 1983; Chen等, 1995). 从西北向东南方向, 扬子台地水体最浅, 珠江盆地水体最深, 而介于两者之间的狭窄的江南斜坡则具有明显的过渡性质. 这一斜坡大致位于浙江西北部、安徽南部、江西北部、湖南中北部至贵州东北部(Chen和Rong, 1992), 虽然其南、北边界在奥陶纪不同时期可能是变化的, 但是整个斜坡带的位置及其与扬子台地、珠江盆地之间的过渡关系基本是稳定的. 直至晚奥陶世晚期, 即凯迪晚期开始, 这一过渡带的分布型式发生了显著的变化. 这一变化是整个华南自晚奥陶世凯迪早期开始的一系列沉积模式和古地理格局变化的重要组成部分, 而这一变化在下扬子区的表现和影响尤为显著.

奥陶纪初至凯迪中期, 上扬子台地普遍发育了“南津关组-分乡组-红花园组-大湾组-牯牛潭组-庙坡组-宝塔组-临湘组”基本连续的正常浅海陆棚沉积, 介壳相灰岩、混合相砂页岩及笔石相砂页岩等交替出现(穆恩之, 1983; Chen和Rong, 1992); 下扬子台地的皖中南(安徽省地质矿产局区域地质调查队, 1989)和苏南(陈旭等, 1988)地区发育了类似的“仑山组-红花园组-大湾组-牯牛潭组-宝塔组-汤头组”的地层序列, 主要以台地碳酸盐岩为主. 与此同时, 在江南斜坡带发育了“印渚埠组-宁国组-胡乐组-砚瓦山组-黄泥岗组”的沉积序列,

以笔石相砂页岩为主, 夹介壳相灰岩及泥岩(穆恩之, 1983; Chen和Rong, 1992), 被认为是相对于上、下扬子台地更深水的沉积环境(戎嘉余和陈旭, 1987; 图5). 这一沉积序列(或相当地层)在下扬子区东部的浙西北至赣东北地区(Zhang等, 2007)、皖南地区(安徽省地质矿产局区域地质调查队, 1989)以及西部的赣西北武宁、修水地区(俞剑华等, 1976)均有发育, 表明奥陶纪初至凯迪中期江南斜坡带由东向西是贯穿连续的.

下扬子区这种东西联通、台-坡稳定的古地理格局一直持续到晚奥陶世早-中期. 此时台地相的典型沉积——宝塔组和汤头组(如宁镇地区), 与斜坡相的砚瓦山组和黄泥岗组(如江西武宁、浙西北、皖南等地)相互对应, 但两者之间的岩相差异已明显小于早-中奥陶世; 在生物相方面, 以*Sinoceras*和*Nankinolithus-Foliomena*为代表的动物群在台地区和斜坡带均广泛分布(戎嘉余和陈旭, 1987). 这些证据表明, 至晚奥陶世早-中期, 下扬子区台地相和斜坡相的岩相和生物相分

异已不再显著.

凯迪晚期开始(*D. complexus*带)(图4a), 下扬子区这一西北向东南方向稳定分布的从扬子台地到江南斜坡的古地理格局被彻底破坏. 原斜坡带西部的江西武宁、修水地区(3区), 开始由斜坡相沉积环境(即桑比阶至凯迪阶下部的砚瓦山组-黄泥岗组)转变为台地相沉积环境(即凯迪阶上部的五峰组黑色页岩). 并且, 之后直至志留纪初, 这一地区在五峰组之上发育了新开岭层至梨树窝组的连续沉积序列, 其代表的沉积环境与上扬子台地区的观音桥层至龙马溪组的沉积序列所代表的沉积环境基本相似. 但与之相对, 原斜坡带东部的皖南-浙西北地区(12~16区), 则由之前广泛分布的、统一的斜坡相沉积转变为多种巨厚的、以陆源碎屑沉积为主的多岩相地层组合(即凯迪阶上部的长坞组、新岭组、于潜组、下镇组、三衢山组). 这一序列既不再是典型的斜坡相沉积, 同时也与上、下扬子台地分布的代表缺氧环境的五峰组黑色页岩截然不同. 下扬

绝对年龄 (Ma)	国际 标准			扬子台地			江南斜坡			珠江盆地
	系	统	阶	贵州北部	湖北三峡地区	江苏宁镇地区	江西北部武宁地区	安徽南部-浙西北部	江苏昆山	
443.8	奥陶系	上奥陶统	志留系	龙马溪组	龙马溪组	高家边组	梨树窝组	AJ/SY	长坞组	
445.2			赫南特阶	观音桥层	观音桥层	观音桥层	新开岭层	HJW/WC/YK		
			凯迪阶	五峰组	五峰组	五峰组	五峰组	XL/CW/XZ		
				洞草沟组	临湘组	汤头组	黄泥岗组	黄泥岗组		
453.0				宝塔组	宝塔组	宝塔组	砚瓦山组	砚瓦山组	砚瓦山组	濂江组
			桑比阶		庙坡组	大田坝组			大田坝组	陇溪组
458.4				十字铺组	牯牛潭组	牯牛潭组	胡乐组	胡乐组	昆山组	七溪岭组
467.3			达瑞威尔阶							
470.0			大坪阶	湄潭组	大湾组	大湾组	宁国组	宁国组		
477.7			弗洛阶	红花园组	红花园组	红花园组		?		
485.4			特马豆克阶	桐梓组	分乡组	仑山组	印渚埠组	印渚埠组		爵山沟组

图 5 华南奥陶系主要岩石地层单元对比

浅灰底色代表富含笔石的黑色页岩地层; 浅蓝底色代表巨厚、近陆源沉积地层; 浅黄底色代表地层缺失; 红线圈定的地层为传统认为的“斜坡相”沉积地层, 其分布区域在凯迪晚期发生变化. XL=新岭组, CW=长坞组, XZ=下镇组, SQS=三衢山组, YQ=于潜组, HJW=红家坞组, WC=文昌组, YK=堰口组, AJ=安吉组, SY=仕阳组. 地层划分和对比关系主要依据俞剑华等(1976)、李积金(1983)、陈旭等(1988, 2014)、Zhang等(2007)、Zhan和Jin(2007)

子区这一东、西两侧明显沉积分异的格局的出现代表着华南“台-坡-盆”古地理模式的彻底改变和消失。

5.2 “江南古陆”的抬升和扩张

从研究区地质图上可以发现, 安徽省最南部(东至-绩溪地区以南)、江西省北部(修水-武宁地区以南, 玉山地区西北)直至湖南省东北部的大面积地区(19区), 广泛出露前埃迪卡拉纪的古老基底, 其上零星分布上古生界地层, 几无奥陶-志留系地层出露。王鸿祯(1985)在《中国古地理图集》一书中将其图示为“江南岛群”的一部分, 同时也有部分文献称之为“江南古陆”(邢凤鸣等, 1992; 赖才根等, 1993; 周名魁等, 1993)或“江南隆起”(吴浩若, 2005)。虽然这一地区内缺少下古生界地层, 但是我们仍能够通过其周边地区地层和古地理发育状况, 推断其地质活动历史。“江南古陆”在晚奥陶世晚期的抬升和扩张与上文所述“台-坡-盆”模式的打断是同步进行且密切相关的。

如前所述, 这一地区以东的浙江东北部地区和皖南地区(12~16区), 与以西的江西武宁修水地区(3区), 在凯迪中期(即相当于黄泥岗组沉积时期)及之前, 发育了相似的沉积地层序列, 说明这一地区在当时很有可能仍位于水面之下, 使得其东西两侧成为一个贯通的连续整体, 具有相似的沉积环境。但是自凯迪晚期开始, 其东、西两侧发生了明显的沉积分异(图4)。其东侧沉积了以长坞组为代表的浅水复理石沉积, 其西侧沉积了与上扬子台地相同的五峰组黑色页岩, 同时其北缘开始出现地层间断。这些证据均显示该地区此时开始抬升, 或露出水面, 阻断了东、西两侧海洋的联系通道, 同时其两侧基底活动性、古水深和陆源碎屑供给等条件均发生变化, 沉积环境完全不同, 进而发育了不同的沉积序列。之后随着抬升的进一步进行, 其影响范围继续向北扩张, 彻底将上、下扬子台地阻断。

“江南古陆”的抬升和扩张过程直接导致了旧的“台-坡-盆”格局的消失和新的古地理格局的形成, 其主要表现为两个重要方面: 一方面, 随着上扬子区东侧也被封闭, 其东、南、西三个方向均被古陆环绕, 从而使上扬子海形成了一个半封闭、局限、宁静、还原环境的沉积古地理背景, 进而广泛沉积了典型的五峰组黑色页岩; 另一方面, 其也彻底颠覆了下扬子区东部的沉积古地理格局, 随着江绍断裂带以南的浙赣海盆由

于华夏古陆的推进而彻底消减, 之前发育的自西北向东南方向水体由浅至深的古地理格局彻底转变为北西、南西、南东三面被台地或古陆环绕, 向东北方向水体加深的古地理格局(图4), 而此时“江南古陆”可能与东南方向的华夏古陆逐渐连成一片, 共同为下扬子沉积区提供陆源碎屑来源(戎嘉余等, 2010)。

5.3 下扬子区晚奥陶世古地理格局变化的控制因素

下扬子区, 乃至整个华南奥陶纪晚期古地理格局的变化, 既受到全球海平面变化的影响, 也受区域构造运动的影响。但是我们认为, 在不同的时间段内, 全球性和区域性因素对于古地理和沉积地层发育的影响程度显著不同, 而不同地区岩相、生物相的变化是认识这一问题的关键。

在凯迪晚期, 上扬子区广泛沉积了五峰组黑色页岩, 五峰组内几乎没有底栖壳相动物化石存在, 但却赋存有全球同期多样性最高的笔石动物群(Chen等, 2003), 而对于笔石这种营浮游生活的化石类群而言, 水体的静度可能是影响其繁盛程度的重要因素(穆恩之, 1983), 因此这一特殊岩相、生物相的形成需要一种水体宁静滞流, 底层缺氧的沉积环境。而此时, 下扬子区的皖南至浙西北地区, 不仅发育有多种台地相地层, 底栖化石丰富, 而且地层厚度很大, 两个笔石带内沉积了超过一千米厚的地层。这不仅要求邻近古陆范围内存在强烈的风化作用, 提供充足的陆源碎屑物质供给; 而且在海洋范围内基底也需要持续地沉降, 以提供充足的可容空间。显然, 华夏古陆的持续推进和“江南古陆”的抬升所造成的地理阻隔、基底升降和海水循环体系变化影响和控制着这一地区沉积地层的形成和特点。

至赫南特期, 虽然区域构造运动的影响一直在持续, 但是这一阶段研究区内沉积相的变化则主要受控于全球因素。在赫南特早期(时段IV), 冈瓦纳大陆冰川凝聚, 造成全球海平面下降(Shееhan, 2001)和气候变冷(Finnegan等, 2011)。在华南, 这一事件的影响主要体现在以下几个方面。首先, 在古海洋方面, 由于赫南特冰期事件的影响, 导致海水循环加强, 从而使得极区的富氧水体以上升流的方式抵达扬子海的海底, 使扬子海整体上从凯迪晚期的海水分层、表层水富氧但底部缺氧的环境逐步转换为整体富氧的沉积环境(Yan等,

2012). 其次, 在岩相方面, 受全球海平面下降的影响, 扬子台地之前沉积五峰组黑色页岩的地区开始沉积更浅水的观音桥层泥灰岩和新开岭层泥岩沉积(戎嘉余, 1984; 曹奇原等, 1998), 并在部分地区出现沉积间断, 如湘鄂西水下高地(Chen等, 2004; 樊隽轩等, 2012); 基本与之同时, 下扬子区南部的多种不同的沉积地层均转变为更浅水的沉积类型(图4). 最后, 在生物相方面, 上述地层中赋存的化石也由浮游型的笔石动物群为主转变为以底栖的腕足类、三叶虫等壳相生物为主. 这种在整个扬子区不同古地理分区内, 近乎等时发生的、大范围的、相似海洋环境、岩相和生物相的变化, 表示其更多的受控于全球性的统一因素.

依据上述研究结果, 我们将不同地区沉积地层序列、地层厚度和沉积期古水深等数据综合起来, 绘制了下扬子区奥陶纪凯迪晚期和赫南特中期的沉积模式图(图6), 以展示和比较其主要影响控制因素的异同.

图 6 下扬子区奥陶纪晚期沉积模式变化图

(a) 代表凯迪晚期 *P. pacificus* 带, 其沉积环境特点主要由华夏古陆的持续推进和“江南古陆”的抬升所控制; (b) 代表赫南特中期 *M. extraordinarius* 带晚期, 其沉积相变化主要由全球海平面变化所控制. 蓝色箭头指示赫南特期的全球海平面下降, 绿色箭头指示基底垂向运动方向, 橙色箭头代表古陆扩展方向; 数字代表本文的地层分布区

6 结论

基于精细的生物地层研究和丰富的地层剖面资料, 我们对下扬子区进行了笔石带级别的高精度、高分辨率古地理重建工作, 绘制了凯迪晚期 *D. complexus* 带、*P. pacificus* 带和赫南特早期 *M. extraordinarius* 带早、晚期共 4 张岩相分异图. 通过研究上述四个时段下扬子区沉积地层分布和分异型式, 我们发现, 晚奥陶世凯迪晚期 *D. complexus* 带开始, 伴随着“江南古陆”的抬升及其影响范围自南向北的不断扩大, 江南斜坡带和扬子台地相继被其打断、阻隔, 华南延续至晚奥陶世凯迪中期一直发育的“台-坡-盆”古地理模式逐渐被破坏消失, 最终彻底改变了华南的海陆分布格局和岩相、生物相发育特征. 首先, “江南古陆”自南向北, 从江西北部逐渐扩展到鄂东和皖南地区, 导致了这一地区上奥陶统上部地层的普遍缺失. 其次, 在“江南古陆”以西, 原本属于江南斜坡带的江西武宁、修水地区, 自凯迪晚期开始与上扬子台地融合为一体, 转变为台地相沉积环境, 发育了五峰组-新开岭层的沉积序列. 第三, 在“江南古陆”以东, 整个古地理格局彻底转变, 之前发育的自西北向东南水体由浅至深(下扬子台地-江南斜坡带-浙赣海盆)的古地理格局彻底转变为北西、南西、南东三面台地或古陆环绕, 向东北方向水体加深的古地理格局.

上述这一系列古地理格局变化, 同时受到华南区域构造运动和全球海平面变化的影响. 凯迪晚期, 随着华夏古陆自东南向西北方向的不断推进和“江南古陆”自南向北的不断扩张, 上、下扬子区被隔断, 这一区域性构造运动引起的基底升降和海水循环体系的变化是造成“江南古陆”东、西侧出现了明显的沉积分异的主要原因. 至赫南特期, 整个华南各种沉积相区大范围地、近乎同步地转变为更浅水的沉积岩类型和动物群, 表明其主要受到奥陶纪末冈瓦纳冰川凝聚造成的全球海平面下降和海洋环境变化的影响.

致谢 本文系“Geobiodiversity Database”项目和 IGCP653 项目“The onset of the Great Ordovician Biodiversity Event”系列成果之一.

参考文献

安徽省地质矿产局区域地质调查队. 1989. 安徽地层志——奥陶系

- 分册. 合肥: 安徽科学技术出版社. 234
- 曹奇原, 冯洪真, 方一亭, 王海峰. 1998. 江西修水流域上奥陶统五峰组的笔石分带. 高校地质学报, 4: 318–323
- 陈华成, 吴其切. 1989. 长江中下游地层志(寒武-第四系). 安徽: 科学技术出版社. 597
- 陈清. 2014. 华南奥陶-志留纪之交笔石多样性演化及古地理的定量研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院大学. 211
- 陈旭, 陈挺恩, 邹西平, 丘金玉, 倪寓南, 杨学长. 1988. 江苏下扬子地区的奥陶系. 见: 江苏石油勘探局地质科学研究院、中国科学院南京地质古生物研究所, 编. 江苏地区下扬子准地台震旦纪-三叠纪生物地层. 南京: 南京大学出版社. 81–126
- 陈旭, 樊隽轩, 陈清, 唐兰, 侯旭东. 2014. 论广西运动的进程. 中国科学: 地球科学, 44: 842–850
- 陈旭, 张元动, 樊隽轩, 唐兰, 孙海清. 2012. 广西运动的进程: 来自生物相和岩相带的证据. 中国科学: 地球科学, 42: 1617–1626
- 樊隽轩, Melchin M J, 陈旭, 王怿, 张元动, 陈清, 迟昭利, 陈峰. 2012. 华南奥陶-志留系龙马溪组黑色笔石页岩的生物地层学. 中国科学: 地球科学, 42: 130–139
- 郭彤楼, 张汉荣. 2014. 四川盆地焦石坝页岩气田形成与富集高产模式. 石油勘探与开发, 41: 28–36
- 江西省地质矿产局. 1984. 江西省区域地质志. 北京: 地质出版社. 921
- 江西省区域地层表编写组. 1980. 华东地区区域地层表——江西省分册. 北京: 地质出版社. 205
- 赖才根, 金若谷, 林宝玉, 黄枝高. 1993. 下扬子地区奥陶纪的生物相、沉积相古地理特征. 北京: 地质出版社. 87
- 李积金. 1983. 皖南奥陶系的分带、对比及一些重要笔石的记述. 南京地质古生物研究所丛刊, 第6号: 133–158
- 梁狄刚, 郭彤楼, 陈建平, 边立曾, 赵喆. 2008. 中国南方海相生烃成藏研究的若干新进展(一)南方四套区域性海相烃源岩的分布. 海相油气地质, 13: 1–16
- 卢衍豪, 朱兆玲, 钱义元, 周志毅, 陈均远, 刘耕武, 余汶, 陈旭, 许汉奎. 1976. 中国奥陶纪的生物地层和古动物地理. 中国科学院南京地质古生物研究所集刊, 7: 1–90
- 马力, 陈焕疆, 甘克文, 徐克定, 许效松, 吴根耀, 叶舟, 梁兴, 吴少华, 邱蕴玉, 章平澜, 葛芃芃. 2004. 中国南方大地构造与海相油气地质(上册). 北京: 地质出版社. 451
- 穆恩之. 1954. 论五峰页岩. 古生物学报, 2: 153–168
- 穆恩之. 1974. 正笔石及正笔石式树形笔石的演化、分类和分布. 中国科学, 17: 174–183
- 穆恩之. 1983. 中国奥陶纪生态地层的类型与生物地理区. 见: 古生物学基础理论丛书编委会, 编. 中国古生物地理区系. 北京: 科学出版社. 16–31
- 穆恩之, 李积金, 葛梅钰, 陈旭, 林尧坤, 倪寓南. 1993. 华中区上奥陶统笔石. 中国古生物志, 新乙种第29号. 北京: 科学出版社. 393
- 戎嘉余. 1984. 上扬子区晚奥陶世海退的生态地层证据与冰川活动影响. 地层学杂志, 8: 19–29
- 戎嘉余, 陈旭. 1987. 华南晚奥陶世的动物群分异及生物相、岩相分布模式. 古生物学报, 26: 507–535
- 戎嘉余, 詹仁斌, 许红根, 黄冰, 俞国华. 2010. 华夏古陆于奥陶-志留纪之交的扩展证据和机制探索. 中国科学: 地球科学, 40: 1–17
- 邵卫根, 万红. 1993. 关于江西西北部志留系的几个问题. 江西地质, 7: 184–191
- 王鸿祯. 1985. 中国古地理图集. 北京: 地图出版社. 143
- 王志刚. 2015. 涪陵页岩气勘探开发重大突破与启示. 石油与天然气地质, 36: 1–6
- 吴浩若. 2005. 下扬子区加里东期构造古地理问题. 古地理学报, 7: 243–248
- 夏邦栋, 吕洪波. 1988. 苏、浙、皖地区沉积-大地构造演化. 地质学报, 62: 301–310
- 邢凤鸣, 徐祥, 陈江峰, 周泰禧, Foland K A. 1992. 江南古陆东南缘晚元古代大陆增生史. 地质学报, 66: 59–72
- 俞剑华, 夏树芳, 方一亭. 1976. 江西修水流域的奥陶系. 南京大学学报(自然科学), 12: 57–71
- 周名魁, 王汝植, 李志明, 袁鄂荣, 何原相, 杨家骥, 胡昌铭, 熊代全, 楼雄英. 1993. 中国南方奥陶-志留纪岩相古地理与成矿作用. 北京: 地质出版社. 111
- 邹才能, 董大忠, 王社教, 李建忠, 李新景, 王玉满, 李登华, 程克明. 2010. 中国页岩气形成机理、地质特征及资源潜力. 石油勘探与开发, 37: 641–653
- Chen X, Melchin M J, Fan J, Mitchell C E. 2003. Ashgillian graptolite fauna of the Yangtze region and the biogeographical distribution of diversity in the latest Ordovician. *Bull de la Societe Geologique de France*, 174: 141–148
- Chen X, Rong J Y. 1992. Ordovician plate tectonics of China and its neighbouring regions. In: Webby B D, Laurie J R, eds. *Global Perspectives on Ordovician Geology*. Rotterdam: A. A. Balkema. 277–291
- Chen X, Rong J Y, Fan J X, Zhan R B, Mitchell C E, Harper D A T, Melchin M J, Peng P A, Finney S C, Wang X F. 2006. The global boundary stratotype section and point (GSSP) for the base of the Hirnantian Stage (the uppermost of the Ordovician System). *Episodes*, 29: 183–196
- Chen X, Rong J Y, Li Y, Boucot A. 2004. Facies patterns and geography of the Yangtze region, South China, through the Ordovician and Silurian transition. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 204: 353–372
- Chen X, Rong J Y, Mitchell C E, Harper D A T, Fan J X, Zhan R B, Zhang Y D, Li R Y, Wang Y. 2000. Late Ordovician to earliest Silurian graptolite and brachiopod biozonation from the Yangtze region, South China, with a global correlation. *Geol Mag*, 137: 623–650

- Chen X, Rong J Y, Wang X F, Wang Z H, Zhang Y D, Zhan R B, Zhou Z Y, Chen T E, Geng L Y, Deng Z Q, Hu Z X, Dong D Y, Li J. 1995. Correlation of the Ordovician rocks of China—Charts and explanatory notes. *Intern Union Geol Sci Publ*, 31: 1–104
- Cooper R A, Sadler P M. 2012. The Ordovician Period. In: Gradstein F M, Ogg J G, Smith A G, Ogg G M, eds. *The Geologic Time Scale 2012*. Amsterdam: Elsevier. 489–523
- Fan J X, Chen Q, Melchin M J, Sheets H D, Chen Z Y, Zhang L N, Hou X D. 2013. Quantitative stratigraphy of the Wufeng and Lungmachi black shales and graptolite evolution during and after the Late Ordovician mass extinction. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 389: 96–114
- Finnegan S, Bergmann K, Eiler J M, Jones D S, Fike D A, Eisenman I, Hughes N C, Tripathi A K, Fischer W W. 2011. The magnitude and duration of Late Ordovician-Early Silurian glaciation. *Science*, 331: 903–906
- Melchin M J, Sadler P M, Cramer B D. 2012. The Silurian Period. In: Gradstein F M, Ogg J G, Smith A G, Ogg G M, eds. *The Geologic Time Scale 2012*. Amsterdam: Elsevier. 525–558
- Mu E Z, Zhu Z L, Lin Y K, Wu H J. 1984. The Ordovician-Silurian boundary in Yichang, Hubei. In: Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, ed. *Stratigraphy and Palaeontology of Systemic Boundaries in China, 1. Ordovician-Silurian Boundary*. Hefei: Anhui Science and Technology. 15–44
- Rong J Y. 1984. Distribution of the Hirnantia Fauna and its meaning. In: Bruton D L, ed. *Aspects of the Ordovician System*. Palaeontological Contribution from the University of Oslo, 295. Universitetsforlaget. 101–112
- Sheehan P M. 2001. The Late Ordovician mass extinction. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 29: 331–364
- Yan D T, Chen D Z, Wang Q C, Wang J G. 2012. Predominance of stratified anoxic Yangtze Sea interrupted by short-term oxygenation during the Ordo-Silurian transition. *Chem Geol*, 291: 69–78
- Zhan R B, Jin J S. 2007. Ordovician-Early Silurian (Llandovery) Stratigraphy and Palaeontology of the Upper Yangtze Platform, South China. Beijing: Science Press. 169
- Zhang Y D, Chen X, Yu G H, Goldman D, Liu X. 2007. Ordovician and Silurian Rocks of Northwest Zhejiang and Northeast Jiangxi Provinces, SE China. Hefei: University of Science and Technology of China Press. 189

(责任编辑: 沈树忠)