

文章编号: 1000-0550(2008) 05-0872-09

# 南方海相上奥陶统一下志留统优质烃源岩发育的控制因素<sup>1</sup>

李双建<sup>1,2</sup> 肖开华<sup>1</sup> 沃玉进<sup>1</sup> 龙胜祥<sup>1</sup> 蔡立国<sup>1</sup>

(1 中国石油化工股份有限公司石油勘探开发研究院 北京 100083 2 中国地质大学 北京 100083)

**摘要** 从全球古气候和古海洋特征出发,结合中国南方晚古生代古地理演化特征,并利用中上扬子地区典型剖面系统的地球化学数据,探讨了南方海相上奥陶统一下志留统优质烃源岩发育的控制因素。研究表明  $V/(V+Ni)$ 、 $Ni/Cu$ 、 $C_{e_{anom}}$ 、 $\delta Eu$  和  $\delta^{13}C_{org}$  等地球化学指标与有机碳含量均有较好的相关性,这些指标的异常均表明上奥陶统一下志留统优质烃源岩发育于缺氧环境。但是,从古气候和古海洋洋流的研究结果看,上奥陶统五峰组烃源岩与下志留统龙马溪组烃源岩的发育因素有明显的不同,五峰组沉积处于全球冰期的高峰阶段,在扬子地区发育强劲的上升洋流,提高了该地区的有机质的生产率,现今广泛分布在扬子地区的高有机质丰度的薄层硅质岩,是上升洋流的最好标志。龙马溪组沉积处于全球冰期过后的暖期,不利于上升洋流的大规模形成,上升洋流的影响范围仅局限于当时扬子克拉通盆地边缘深水斜坡部位。龙马溪组优质烃源岩主要发育在海侵的初期,主要是因为海侵初期海平面的快速上升,限制了陆源碎屑的大规模注入,海底的缺氧环境得以保存。而海侵的后期由于深层海水和表层海水有充足的时间混合,致使底部缺氧环境遭受破坏,有机质保存条件变差。

**关键词** 南方 海相 烃源岩 上奥陶统一下志留统 地球化学 上升洋流

**第一作者简介** 李双建 男 1978 年出生 博士 沉积学与石油地质学 E-mail: lishuangjian@pepris.com

**中图分类号** P595 P593 **文献标识码** A

上奥陶统五峰组一下志留统龙马溪组烃源岩,分布几乎遍及上、中、下扬子区,有机质以腐泥型为主,成烃潜力大。研究表明,志留系暗色泥质岩是川东石炭系气藏的主要气源岩<sup>[1]</sup>。有关该套烃源岩形成与发育主控因素的研究是优质烃源岩分布预测的基础,也是南方海相油气成藏理论的基础性问题。

通过国内外大量的研究,对海相层系有机质富集机制、烃源岩发育环境及主控因素等方面已取得一定的共识,其中,全球性因素主要有板块活动、冰期和间冰期等,而生物生产力、底层水的氧含量、沉积速率、水动力条件等是区域性(盆地尺度)因素中的关键变量。在烃源岩形成环境方面,可将利于烃源岩发育的众多环境归结为两种基本模式,既“保存模式”和“生产力模式”<sup>[2]</sup>。沉积环境既控制有机质丰度,又影响有机质质量,是控制海相烃源岩发育和分布的最重要因素。同时,沉积环境是影响沉积物地球化学特征的重要因素,沉积物地球化学则记录了古环境性质及其演化信息<sup>[3]</sup>。众多研究表明<sup>[2,4,5]</sup>,海相有效烃源岩作为一种特殊的富有机质层段,其发育明显受沉积环

境控制,如古生产力及氧化还原条件等,而这些因素可体现在化学元素、同位素等无机参数组合上,这就为从古环境角度研究烃源岩的有效性开辟了一条新途径。当前已经建立了包括微量元素、稳定同位素和有机地球化学在内的多种古环境恢复指标<sup>[6~9]</sup>。

本文利用地球化学指标对扬子地区典型剖面的上奥陶统一下志留统沉积环境进行了判识与恢复,并结合全球古气候背景,对该层段优质烃源岩发育的控制因素做了探讨。

## 1 地质背景

中国南方上奥陶统一下志留统烃源岩主要为泥质岩类,纵向上主要分布于上奥陶统五峰组和下志留统龙马溪组底部,在整个扬子地区,该套烃源岩均有分布,而且岩性比较均一。五峰组主要为一套深灰色—黑色薄层状硅质岩或含硅质泥岩,龙马溪组主要为一套深灰色—灰黑色页岩、泥岩、炭质泥岩。从有机质丰度的纵向分布看,高值集中分布于上奥陶统五峰组一下志留统龙马溪组底部,从下到上具有逐渐降

<sup>1</sup> 国家重点基础研究发展规划(973)项目(批准号:2005CB42108)资助。

收稿日期:2007-11-28 收修改稿日期:2008-02-14

表 1 中国南方上奥陶统一下志留统烃源岩有机质丰度统计表

Table 1 Abundance of organic matter of Upper Ordovician-Lower Silurian in South China

层位	项目	上扬子		中扬子		下扬子			
		吼滩	溶溪	磺厂	王家湾	N4井	ZK10	ZK11	许 24井
S <sub>1</sub> l	TOC %	$\frac{0.52-6.79}{2.77(15)}$	$\frac{0.59-4.94}{2.6(4)}$	$\frac{0.54-0.71}{0.61(3)}$	$\frac{0.58-4.29}{1.63(5)}$	$\frac{0.65-1.38}{0.87(6)}$	$\frac{0.73-2.08}{1.29(8)}$	$\frac{0.59-2.08}{1.23(10)}$	
	厚度 /m	87.29	23.25	20.5	54.61	26.0	44.5	44.9	
O <sub>3</sub> w	TOC %	$\frac{0.99-3.68}{1.99(6)}$	$\frac{301-3.2}{3.1(2)}$	$\frac{1.78-2.93}{3.03(3)}$	$\frac{0.65-3.13}{1.78(4)}$	1.03(1)			$\frac{0.58-2.04}{1.10(5)}$
	厚度 /m	5.83		7.8		8.0			36.53

注:  $\frac{0.52-6.79}{2.77(15)}$  表示  $\frac{\text{最小值}-\text{最大值}}{\text{均值}(\text{样品数})}$

低的趋势(表 1)。上奥陶统五峰组一下志留统龙马溪组下段泥质岩有机碳值一般大于 0.5%, 为好烃源岩—最好烃源岩。而整个下志留统龙马溪组中、上段和中志留统有机碳值则普遍较低, 大多小于 0.2%, 为差烃源岩—非烃源岩。

本次研究选取了上扬子地区一条典型剖面进行了详细的地球化学分析, 该剖面位于重庆市秀山县溶溪镇, 整条剖面奥陶系—志留系发育完整, 出露良好。地层自下而上分别为上奥陶统五峰组(O<sub>3w</sub>), 下志留统龙马溪组(S<sub>1</sub>l)、下河坝组(S<sub>1</sub>x)、溶溪组(S<sub>1</sub>r)、辣子壳组(S<sub>1</sub>z)和中志留统吴家院组(S<sub>2</sub>w)、小溪组(S<sub>2</sub>

x)。该套地层均为碎屑岩沉积, 总体上为砂、泥岩互层, 向上砂岩层有增多和增厚的趋势。

## 2 样品采集与处理

本次研究在溶溪剖面的上奥陶统和下志留统下部系统取得了 23 块泥岩样品, 其中上奥陶统五峰组 2 块, 下志留统龙马溪组 16 块、小河坝组 5 块, 样品纵向上的分布见图 1。对这些样品详细分析了其有机碳含量、干酪根碳同位素和微量、稀土元素含量(分析结果见表 2)。

表 2 上扬子溶溪剖面上奥陶统一下志留统地球化学数据

Table 2 Geochemical data in Upper Ordovician-Lower Silurian from Rongxi section, Upper Yangtze

地层	样品号	TOC /%	δ13Corg /‰	微量元素/10 <sup>-6</sup>														稀土元素/10 <sup>-6</sup>							
				V	Cr	Co	Ni	Ba	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb		
S <sub>1</sub> x	Rx37	0.05		129.39	85.33	16.72	37.25	370.82	13.34	2.60	38.27	74.31	9.41	34.30	6.23	1.19	5.27	0.81	4.74	0.97	2.62	0.40	2.66		
	Rx33	0.06	-25.67	116.37	79.90	13.51	55.13	275.35	9.85	2.61	35.54	58.14	8.60	32.98	5.64	1.00	4.75	0.72	4.09	0.84	2.24	0.34	2.22		
	Rx28	0.06	-26.65	124.05	95.33	11.28	60.81	519.79	16.76	2.71	54.53	78.07	11.39	38.14	5.37	0.93	4.06	0.66	4.04	0.83	2.41	0.37	2.50		
	Rx26	0.06	-27.53	83.98	63.97	11.87	141.21	21390.69	10.89	2.34	37.00	62.02	8.93	35.43	6.49	1.20	5.71	0.83	4.53	0.92	2.38	0.33	2.17		
	Rx24	0.06	-26.44	77.97	60.27	11.32	31.38	449.74	9.83	2.31	31.62	50.10	7.60	29.70	5.31	0.94	4.50	0.69	3.80	0.77	2.07	0.31	2.03		
S <sub>1</sub> l	Rx20	0.07	-27.69	115.66	82.23	15.83	60.71	436.40	11.21	2.36	40.93	61.69	10.56	43.47	9.27	1.86	8.62	1.25	6.50	1.26	3.10	0.42	2.68		
	Rx19	0.08	-27.8	117.58	84.63	17.87	40.91	687.77	17.28	3.05	49.14	89.25	11.22	41.04	7.48	1.47	6.24	0.95	5.36	1.09	2.89	0.43	2.75		
	Rx18	0.09	-28.09	124.77	84.88	13.58	36.48	366.21	8.66	2.26	35.33	56.96	8.36	31.80	5.76	1.10	5.04	0.72	3.85	0.78	2.04	0.30	1.95		
	Rx17	0.11	-28.89	125.30	86.07	15.18	35.92	397.63	9.46	2.38	32.40	45.89	7.71	29.07	4.95	0.94	4.13	0.60	3.42	0.69	1.86	0.28	1.86		
	Rx16	0.21	-27.81	132.19	87.17	8.81	29.36	517.15	11.52	2.69	36.34	49.78	8.76	31.39	4.90	0.89	3.71	0.59	3.49	0.73	1.99	0.31	2.00		
	Rx15	0.11	-28.48	110.35	82.16	9.34	62.86	927.29	17.26	3.07	51.99	80.76	12.73	49.97	9.59	2.00	8.93	1.37	7.68	1.53	3.83	0.55	3.42		
	Rx14	0.22	-28.27	121.77	81.82	20.30	50.36	511.62	10.20	2.40	38.75	58.36	9.43	35.62	6.35	1.26	5.81	0.82	4.53	0.93	2.43	0.35	2.19		
	Rx13	0.22	-28.49	115.80	83.53	9.61	36.36	599.68	11.31	2.31	36.14	54.00	8.75	32.58	5.56	1.06	4.53	0.67	3.80	0.77	2.11	0.32	2.05		
	Rx12	0.31	-28.58	100.37	69.75	12.34	39.09	558.01	14.31	2.52	47.42	73.28	11.60	44.98	7.87	1.46	6.74	0.97	5.19	1.05	2.70	0.38	2.38		
	Rx11	0.45	-28.12	125.20	84.86	15.15	40.95	469.65	10.82	2.82	37.64	58.05	8.86	32.71	5.63	0.99	4.49	0.65	3.66	0.75	2.04	0.31	1.99		
	Rx10	0.30	-28.49	111.59	76.76	15.49	41.93	498.85	15.69	2.58	46.06	55.26	10.72	38.80	6.24	1.11	4.99	0.78	4.37	0.91	2.46	0.37	2.43		
	Rx8	0.29	-27.84	94.37	67.67	14.63	38.77	613.16	16.61	3.17	43.35	82.99	10.19	37.38	6.39	1.23	5.49	0.84	4.68	0.98	2.58	0.38	2.50		
	Rx7	0.59	-28.87	89.50	50.07	15.44	32.56	1603.78	23.63	8.48	57.59	109.80	12.35	43.20	7.62	1.31	6.90	1.03	5.92	1.24	3.41	0.54	3.63		
	Rx6	0.81	-29.33	217.40	63.70	14.02	60.05	728.53	19.26	7.79	48.58	75.23	11.77	43.95	7.76	1.47	6.91	1.05	6.08	1.27	3.52	0.54	3.47		
	Rx5	4.05	-27.71	146.06	67.86	12.99	95.04	1563.35	11.53	9.57	33.42	61.48	8.76	33.01	6.56	1.16	6.24	1.05	6.39	1.39	3.77	0.58	3.81		
Rx4	4.94	-29.71	553.18	52.99	3.75	71.59	732.69	9.80	9.90	24.86	47.75	5.56	19.60	3.32	0.68	2.99	0.48	2.92	0.65	1.86	0.30	1.95			
O <sub>3</sub> w	Rx3	3.20	-30.08	431.05	57.25	3.87	49.70	692.17	14.04	12.84	36.74	68.69	8.41	29.87	5.82	1.17	5.49	0.86	4.90	1.05	2.75	0.42	2.72		
	Rx2	3.01	-30.16	565.15	64.65	6.31	76.71	663.68	13.06	10.78	35.51	61.11	7.80	27.33	4.95	0.96	4.59	0.74	4.45	0.95	2.66	0.41	2.69		

微量元素和稀土元素用 ICP-MS (ELEMENT, Finnigan MAT) 等离子质谱仪测量, 分析误差小于 5% ~ 10%, 由中国科学院地质与地球物理研究所地球化学实验室完成。有机碳同位素用 MAT-252 稳定同位素质谱仪测定, 采用 PDB 标准, 分析精度  $\pm 2\%$ , 由中石化无锡石油地质实验中心测试完成。

### 3 上奥陶统一志留统地球化学特征与古环境恢复

#### 3.1 有机碳含量

有机碳含量 (TOC) 能独立用于缺氧条件的识别, 归因于有机质主要在缺氧条件下才得以最好的保存。如果沉积物中有机质含量丰富, 本身就指示了处于较强的还原环境。重庆秀山溶溪剖面有机碳含量范围为 0.05% ~ 5.25%, 优质烃源岩 (TOC > 0.5%) 集中在剖面底部的五峰组和龙马溪组下部 (见图 1), 厚度 30 m 左右。根据有机碳含量范围变化, 可以将剖面分为 4 段 (表 3): 五峰组段 ( $O_{3w}$ )、龙马溪组底部 TOC 含量高于 0.5% 的层段 ( $S_1 l^1$ ), 龙马溪组下部 TOC 含量介于 0.1% 和 0.5% 之间的层段 ( $S_1 l^2$ )、龙马溪组中上部及以上地层 ( $S_1 l^3-S_{1x}$ ), TOC 含量一般小于 0.1%。

#### 3.2 微量元素与古环境恢复

海相沉积物中微量元素一般源于陆源碎屑物质, 并有一部分是自生, 这些自生的元素受海洋生物化学作用的控制, 是沉积环境变化的记录<sup>[10, 11]</sup>。在众多

的微量元素中, 一些元素与生物活动和环境演化 (特别是与烃源岩发育有关的环境) 的关系密切, 被广泛的应用于古环境恢复中。依据其对古生产力和古环境的表征意义, 这些元素可以分为营养型元素和缺氧型元素, 本文结合实测剖面, 选取特征微量元素, 对研究区烃源岩发育古环境做一探讨。

##### 3.2.1 古生产力

营养型元素如 C、N、O、Si、P、Cd、Ba 等在海洋中的分布均受生物化学反应控制, 但各元素对古生产力的反映程度有所不同。海洋学研究表明, Ba 积累率与有机碳通量、生物生产力呈正相关, Ba 富集指示上层水体的高生产力, 可用 Ba/Al 或 Ba/Ca 的比值来计算古生产力<sup>[12-14]</sup>。大量的重晶石在地中海底部淤泥中富集是生产力提高的一个显著证据<sup>[15, 16]</sup>。叶连俊等<sup>[17]</sup>提出表层海水的高生产率和底部的缺氧都是 Ba 富集的必要条件。由此可见, 海相沉积中 Ba 富集与烃源岩发育条件相似, 二者时空分布上必然存在着联系, 利用 Ba 丰度对古生产力的指示可进一步表征有效烃源岩的发育。腾格尔等<sup>[18]</sup>研究认为鄂尔多斯、南缘奥陶系有效烃源岩的 Ba 含量明显高于非烃源岩, 表明前者古生产力和生物埋藏量高于后者。

根据统计在溶溪剖面, 由五峰组向上 Ba 的平均含量是逐渐降低的 (表 3), 优质烃源岩层段 Ba 含量一般为其它泥岩的 2~3 倍, 表明五峰组的古生产力最高, 向上至龙马溪组和小河坝组古生产力逐渐降低。

表 3 上扬子溶溪剖面上奥陶统一志留统地球化学参数统计

Table 3 Statistics of geochemical parameters in Upper Ordovician-Lower Silurian from Rongxi section, Upper Yangtze

层位	TOC %	Ba	V/(V+N i)	Ni/Co	$\delta C_e$	$\delta E_u$	$\delta^{13}C_{org}$
$S_1 l^3-S_{1x}$	0.05- 0.09	275.3- 687.8	0.37- 0.78	2.23- 11.90	- 0.18- - 0.07	0.53- 0.59	- 27.69- - 25.67
	0.07(8)	437.1(8)	0.67(8)	4.40(8)	- 0.13(8)	0.55(8)	- 26.96(8)
$S_1 l^2$	0.11- 0.45	397.6- 927.3	0.64- 0.82	2.37- 3.78	- 0.27- - 0.07	0.50- 0.60	- 28.89- - 27.81
	0.25(9)	565.9(9)	0.73(9)	3.32(9)	- 0.18(9)	0.53(9)	- 28.31(9)
$S_1 l^1$	0.59- 4.94	728.5- 1603.8	0.60- 0.89	2.10- 19.08	- 0.17- - 0.06	0.54- 0.59	- 29.71- - 27.71
	1.59(4)	1157.1(4)	0.75(4)	8.19(4)	- 0.10(4)	0.57(4)	- 28.90(4)
$O_{3w}$	3.01- 3.20	1327.4- 1384.3	0.88- 0.90	12.15- 12.86	- 0.11- - 0.07	0.55- 0.57	- 30.16- - 30.08
	3.11(2)	1355.85(2)	0.89(2)	12.50(2)	- 0.09(2)	0.56(2)	- 30.12(2)

注:  $\frac{3.01-3.20}{3.11(2)}$  表示 最小值-最大值  
均值(样品数)

### 3.2.2 氧化还原条件

微量元素中的缺氧型元素可以记录沉积物沉积时海水的氧化—还原条件, 这类元素主要是过渡族的亲铁、亲硫元素, 如 V、Ni、Cr、Mn、Mo、Cu、Zn、U 等<sup>[11-19]</sup>。近 20 年来, 众多学者利用过渡金属、U、S 含量及其相关比值对缺氧环境进行了广泛的研究, 并提出了相应的判识标准。Hatch JR 等<sup>[20]</sup>由北美黑色页岩的研究中得出, 高的金属 (Cd、Mo、V、Zn 等) 含量, 高的硫含量,  $DOP \geq 0.67$ ,  $V/(V+Ni) \geq 0.54$  指示含 H<sub>2</sub>S 的厌氧环境; 低的金属含量,  $V/(V+Ni)$  为 0.46~0.60 指示贫氧环境。Jones B J 等<sup>[21]</sup>认为 DOP、U/Th、V/Cr 和 Ni/Co 值及自生铀 ( $AU = U_{total} - Th/3$ ) 含量是古缺氧环境的有效标志, 并提出相关标准。

本次研究选取了  $V/(V+Ni)$  和  $Ni/Co$  两个参数作为缺氧环境的判识指标来分析优质烃源岩的发育环境。

在 O<sub>3w</sub>、S<sub>1l</sub>、S<sub>1l'</sub> 和 S<sub>1l'</sub>-S<sub>1x</sub> 四个层段,  $V/(V+Ni)$  的均值分别为 0.89、0.75、0.73、0.67, 总体呈降低的趋势, 与有机碳含量的变化趋势相同, 按照 Hatch JR 等<sup>[20]</sup>提出判别标准, 这四个层段都是缺氧环境下的沉积, 只是缺氧程度有降低的趋势。 $Ni/Co$  在四个层段的平均值分别为 12.50、8.19、3.32 和 4.40 根据 Jones B J 等<sup>[21]</sup>提出标准,  $Ni/Co > 5.0$  为缺氧环境, 可以看出该指标研究区五峰组和龙马溪组底部,  $TOC \geq 0.5\%$  的层段为缺氧环境。

### 3.3 稀土元素与古环境

稀土元素 (REE) 因具特有的地球化学行为, 对沉积环境变化又十分敏感而广泛应用于古环境研究。Wright<sup>[22]</sup>把 Ce 与邻近的 La 和 Nd 元素的相关变化称为铈异常 ( $Ce_{anom}$ ),  $Ce_{anom} = \log(3Ce_n / (2La_n + Nd_n))$ ,  $n$  为北美页岩标准化值, 并用作判识古缺氧环境的标志,  $Ce_{anom} > -0.1$  为正异常, 还原环境;  $Ce_{anom} < -0.1$  为负异常, 氧化环境。陈衍景等<sup>[3]</sup>研究表明, 缺氧条件下  $\Sigma REE$  低,  $\delta Eu$  ( $\delta Eu = E_{U/N} / (S_{Mn} \times Gd_N)^{1/2}$ ,  $N$  为球粒陨石标准化值) 和  $La/Yb$  高; 氧化条件下则相反。

在溶溪剖面 O<sub>3w</sub>、S<sub>1l</sub>、S<sub>1l'</sub> 和 S<sub>1l'</sub>-S<sub>1x</sub> 四个层段  $Ce_{anom}$  的均值分别为 -0.09、-0.10、-0.18 和 -0.13,  $\delta Eu$  均值分别为 0.56、0.57、0.53 和 0.55, 它们均指示了前两个层段, 也即优质烃源岩层段发育于缺氧环境。

### 3.4 有机碳同位素与缺氧环境

沉积有机质的  $\delta^{13}C_{org}$  值主要与原始有机质的来源及沉积环境有关, 其变化在多数情况下反映了原始  $\delta^{13}C_{org}$  同位素组成的变化, 而热成熟作用并不会明显改变碳的同位素组成, 因而  $\delta^{13}C_{org}$  在油气领域中作为有机质类型的划分指标已被广泛应用<sup>[23-24]</sup>。同时, 缺氧环境的广泛分布严重影响了  $\delta^{13}C_{org}$  的原始同位素平衡, 当缺氧条件占优势时,  $\delta^{13}C_{org}$  有偏轻的趋势<sup>[25-26]</sup>。

由统计结果和纵向变化图上可以看出 (表 3, 图 1), 有机碳含量较高的样品, 其  $\delta^{13}C_{org}$  值较低, 普遍小于 -28‰, 有机碳含量高的样品  $\delta^{13}C_{org}$  值较高, 并且纵向上由下向上  $\delta^{13}C_{org}$  值有逐渐增大的趋势, 表明其有机质保存条件变差, 缺氧环境逐步遭到破坏。

## 4 上奥陶统一下志留统优质烃源岩发育的控制因素探讨

通过对微量、稀土元素和碳同位素分析, 可以知道, 上奥陶统一下志留统优质烃源岩发育层段限于五峰组和龙马溪组底部, 发育环境为缺氧环境, 并且具有较高的生物生产率, 龙马溪组向上, 缺氧环境遭到破坏, 有机碳含量降低。是什么因素造成了这一缺氧环境, 是认识优质烃源岩发育控制因素的重要问题, 理论上讲古构造格局、全球古气候、古洋流和海平面变化都会是造成缺氧环境的因素, 但是哪一种是控制因素, 需要结合具体的情况加以讨论。

### 4.1 古构造格局

志留纪早期扬子板块经历了广泛的加里东构造运动影响, 与晚奥陶世相比, 古地理面貌发生剧烈的变化。华南洋逐渐消亡, 扬子板块与华夏板块逐渐拼合, 中国南方形成一个统一的板块——华南板块, 仅在钦防地区保存一残留海槽<sup>[27]</sup>。该期构造运动在扬子克拉通内部, 以隆升作用为主, 形成如黔中隆起、川中隆起、湘北隆起等隆起构造。同时, 板块的碰撞在浙西地区形成前陆盆地, 堆积浅水陆屑复理石。这一期构造运动形成的古构造格局, 对志留系烃源岩的形成与保存是很有利的。一方面, 整个扬子地区处于一个被古隆起 (水下隆起) 包围的陆表海沉积环境, 古隆起对海水的循环形成了很大制约, 在隆起背后形成了广泛的滞留环境, 有利于有机质的保存; 另一方面, 华夏板块与扬子板块的碰撞在扬子板块东南缘形成了前陆盆地, 在前陆盆地发育的初期阶段, 前渊凹

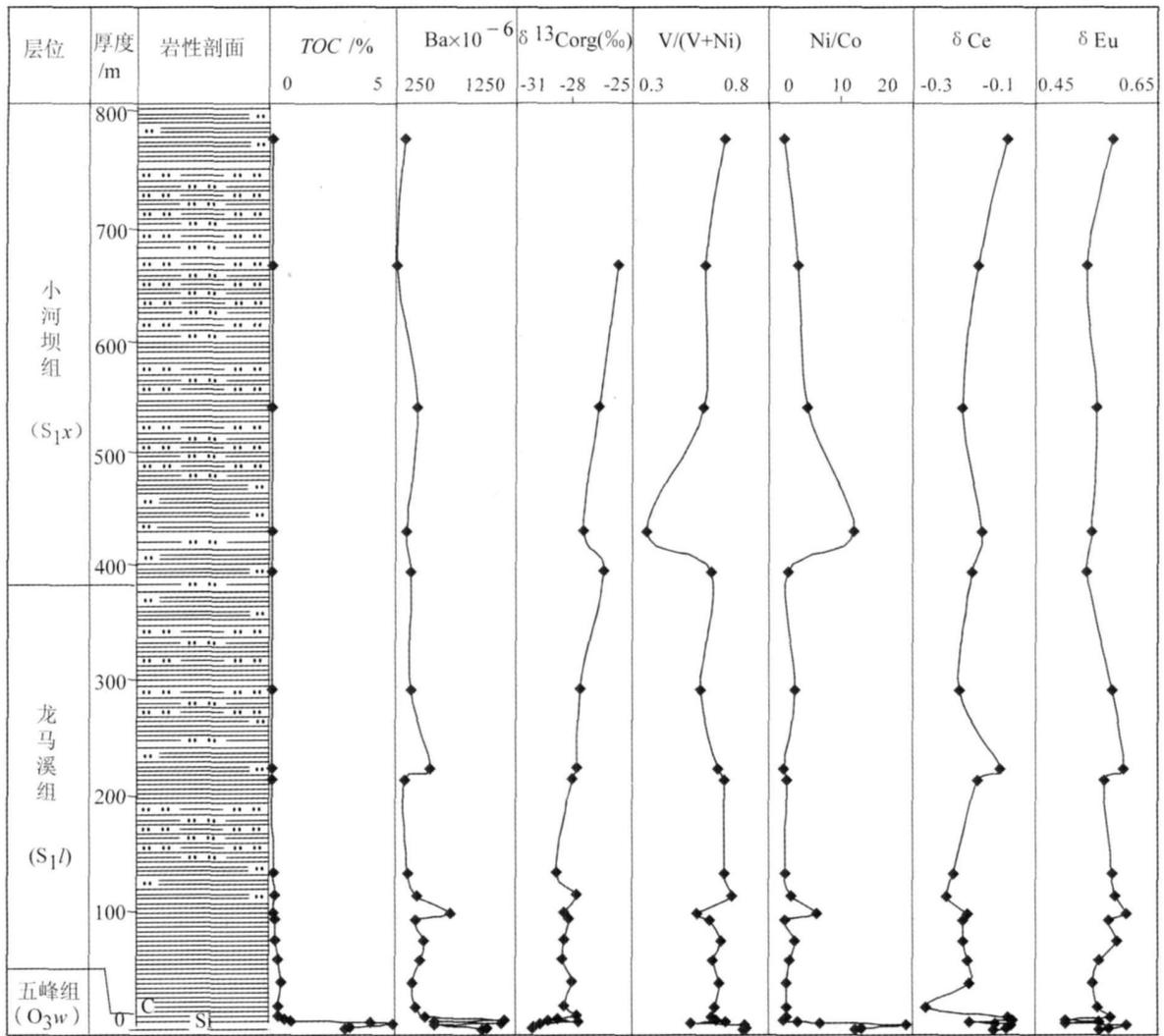


图 1 溶溪剖面地球化学指标纵向变化特征

Fig 1 Vertical variation of geochemical indicators in Rongxi section

陷的沉降速率大于或远远大于其沉积速率, 此时的前渊处于欠补偿或称饥饿状态, 从而有利于形成深水相的泥页岩烃源岩沉积。浙西吉安康山志留系泥岩裂缝古油藏烃源岩对比<sup>[28]</sup>, 也证明了浙西前陆盆地发育的初期, 该地区有优质的烃源岩发育。

尽管如此, 由于扬子地区的滞留环境在早志留世早期以后的较长时间内, 仍然存在, 而志留纪的优质烃源岩只发育在早期很短的时间内, 这说明滞留环境不是控制该期烃源岩发育的唯一因素, 有其它因素改变或者破坏了早期烃源岩沉积平衡条件。

#### 4.2 上升洋流

高密度低温水体下沉至海底并向低纬度流去, 这一低温水体一旦上升到海面, 就会形成上升流。上升洋流可以把深海的营养物质带到浅海的透光带, 从而

使生物大量繁衍。Pedersen和Calvert<sup>[29]</sup>指出与上升洋流有关的强生物生产力对烃源岩的形成远比水体的缺氧环境重要, 他们认为有机质的输入量是黑色页岩形成的主要因素, 而不是水体的还原环境, 虽然, 这一观点也受到了一些置疑<sup>[30, 31]</sup>, 但是, 上升洋流会造成优质烃源岩的发育得到了广泛的认同。

扬子板块古生代多套烃源岩发育都与上升洋流有关<sup>[2, 32]</sup>, 由于古生代扬子板块处于低纬度地区, 属于热带和亚热带气候, 当南极周围富营养盐(硝酸盐和磷酸盐)和SO<sub>2</sub>的冷水团从高纬度区沿洋底流向低纬度区, 在适当的大陆块斜坡区便会上升形成上升流, 使那里成为高生物生产量区。晚奥陶世是全球冰期发育的高峰, 南极向赤道流动的冷水洋流最为强劲, 在扬子大陆斜坡部位形成上升洋流, 这种洋流甚

至可以延伸到克拉通盆地内部。而志留纪时期全球气候变暖, 由温差引起的洋流, 随之减弱, 上升洋流影响的范围也大为降低。

关于上升洋流沉积的标志有很多, 其中之一就是特殊的矿物—岩石组合: 如炭—硅泥岩组合、炭—硅—磷泥岩组合, 吕炳全等<sup>[32]</sup>也将硅质岩的发育作为上升洋流发育的判定标志之一。上奥陶统五峰组在扬子地区全区都发育硅质岩沉积, 而志留系底部的硅质岩并不发育, 仅在川东北南江—巫溪一带有发现, 厚度为 15 m 左右<sup>[33]</sup>, 而在扬子板块周边的秦岭地区迭部县和川西盐源和若尔盖地区均发现厚度巨大的早志留世炭硅质页岩, 最厚可达 2 000 m 左右<sup>[33 34]</sup>。由此可见, 扬子地区晚奥陶世上升洋流广泛发育, 而早志留世扬子克拉通内部并不发育, 只在其西、北缘相当与深水斜坡的部位, 上升洋流比较发育。

### 4.3 海平面变化

显生宙最广泛的页岩沉积大多对应着全球海平面升高<sup>[35]</sup>, 而且页岩的发育主要是海侵的初期阶段, 而不是海侵最高位<sup>[36]</sup>。例如, 白垩纪最富的烃源岩在 Aptian—Albian 期沉积, 它是全球海泛的最初阶段, 这些好的烃源岩只要沉积在构造低部位, 构造高

部位沉积很少或者没有沉积<sup>[37]</sup>。

中国南方志留系底部的烃源岩即发育于全球海平面上升的初期, 海侵最初阶段<sup>[27]</sup>。该阶段对黑色页岩发育的有利因素包括以下几点: (1) 海侵的最初阶段古拗陷被未淹没的障壁分割, 没有与广海发生海水循环; (2) 粗碎屑沉积被限制在河口; (3) 表层海水含氧量低, 底部海水一直保持还原状态, 季节性变化影响不大。由古环境恢复研究也可以看出, 在海侵的初期, 扬子地区的缺氧环境最为发育, 而海侵的后期由于深层海水和表层海水长时间的混合, 加上陆源碎屑物质的注入, 致使底部缺氧环境遭受破坏, 有机质保存条件变差, 表现为志留系龙马溪组由下向上有机碳含量变低。

## 5 结论

在扬子地块古生代海相序列中, 奥陶系顶部五峰组和志留系底部的龙马溪组黑色页岩层是一套重要的生油岩系。五峰组主要以黑色硅质页岩、页岩为主, 在整个扬子地区均有分布, 厚度多在 20 m 以下。而龙马溪组烃源岩主要集中在志留系龙马溪组底部, 它厚度变化较大, 从数十米到百米不等, 主要以黑色

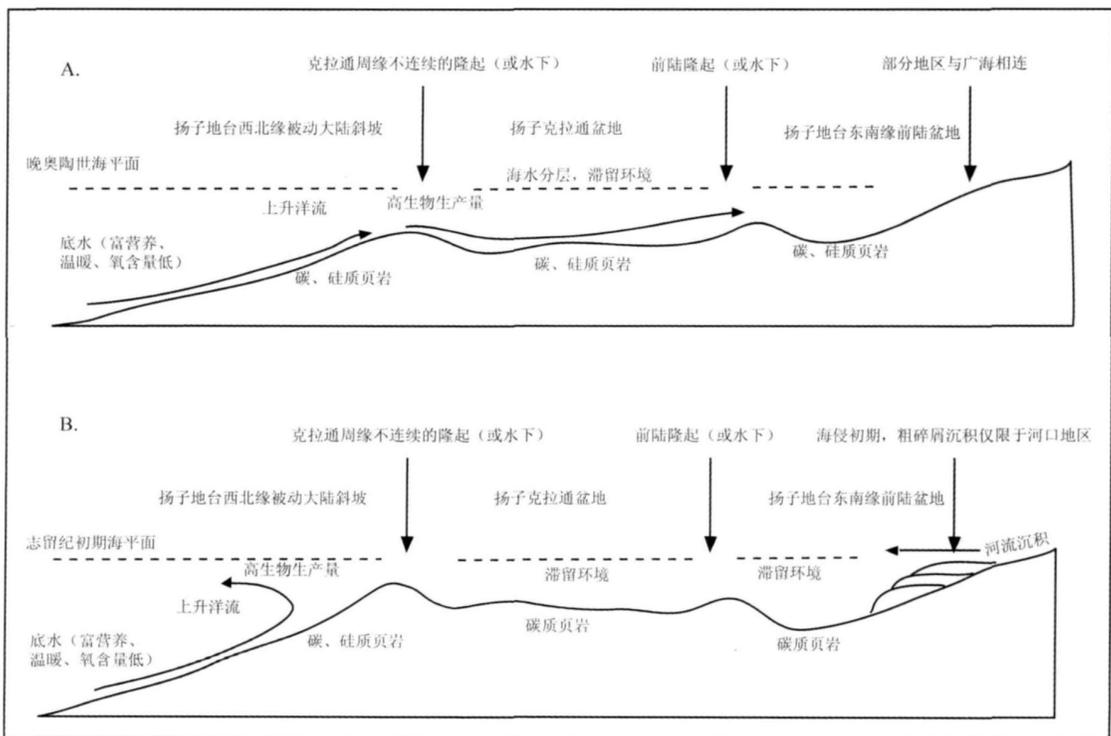


图 2 南方上奥陶统一下志留统优质烃源岩发育模式

A. 五峰期优质烃源岩发育模式; B. 龙马溪期优质烃源岩发育模式

Fig 2 Formation mode of high quality source rocks in Upper Ordovician-Lower Silurian South China

页岩、粉砂质泥岩为主,局部夹硅质泥岩。在部分地区,该组上部变为黄绿色泥(页)岩、灰色页岩为主的层段。

通过微量元素、稀土元素以及碳同位素的对古环境的恢复,证实扬子地区上奥陶统五峰组一下志留统龙马溪组优质烃源岩发育缺氧环境。但是,从古地理、古海洋条件来讲,控制五峰组烃源岩与龙马溪组烃源岩发育的主要因素存在很大差异(图2)。

(1) 古地理环境不同:五峰组沉积时华夏板块与扬子板块还未拼合,扬子板块东南缘存在宽阔的大洋,此时扬子陆表海和外海的沟通比较流畅。而志留纪早期龙马溪组沉积时,由于加里东运动的影响,扬子板块周缘产生了一些古隆起,使扬子陆表海处于一个较为封闭环境,它与外海的海水交换受到一定的抑制。

(2) 古海洋环境不同:五峰组沉积硅质岩含量较高,有机碳含量也较高,表明当时海洋生物生产力较高,大面积分布的硅质岩是上升洋流发育的标志;而龙马溪组的硅质岩不发育,仅分布在扬子板块西、北缘,而且集中在底部,表明龙马溪组沉积时上升洋流并不发育。

(3) 海平面位置不同:五峰组发育在海平面下降时期,龙马溪组发育在海侵的初期。五峰组沉积时,全球冰期造成了海平面下降。而龙马溪组沉积时,全球气候已经进入暖期,南极融化的冰水,使海平面快速上升。

概括起来讲,五峰组优质烃源岩发育的主控因素是上升洋流的影响。龙马溪组优质烃源岩发育的控制因素则是,冰期过后,海平面快速上升,在扬子地区形成了广泛的滞留环境。随着海侵速度的降低,和大量碎屑物质的注入,使缺氧环境遭到破坏。

### 参考文献 (References)

- 戴金星,夏新宇,卫延召,等. 四川盆地天然气的碳同位素特征[J]. 石油实验地质, 2001, 23(2): 115-121 [Dai Jinxing, Xia Xinyu, Wei Yanzhao, et al. Carbon isotope characteristics of natural gas in the Sichuan basin, China[J]. Petroleum Geology & Experiment, 2001, 23(2): 115-121]
- 张水昌,张宝民,边立曾,等. 中国海相烃源岩发育控制因素[J]. 地学前缘, 2005, 12(3): 39-48 [Zhang Shuichang, Zhang Baomin, Bian Lizeng, et al. Development constraints of marine source rocks in China[J]. Earth Science Frontiers, 2005, 12(3): 39-48]
- 陈衍景,邓健,胡桂兴. 环境对沉积物微量元素含量和分配型式的制约[J]. 地质地球化学, 1996(3): 97-105 [Chen Yanjing, Deng Jian, Hu Guixing. The constraint of the environments on content and distribution types of trace element in sediments[J]. Geology-Geochemistry, 1996(3): 97-105]
- Demailon G, J Moor G T. Anoxic environments and oil source bed genesis[J]. AAPG Bulletin, 1980, 64(8): 1179-1209
- 梁狄刚,张水昌,张宝民,等. 从塔里木盆地看中国海相生油问题[J]. 地学前缘, 2000, 7(4): 534-547 [Liang Digang, Zhang Shuichang, Zhang Baomin, et al. Understanding of marine oil generation in China Based on Tarim Basin[J]. Earth Science Frontiers, 2000, 7(4): 534-547]
- 吴明清,欧阳自远. 铈异常一个寻迹古海洋氧化还原条件变化的化学示踪剂[J]. 科学通报, 1992, 37(3): 242-244 [Wu Mingqing, Ouyang Ziyuan. The Ce anomaly: a chemical indicator for trace redox condition changes in paleoceanography[J]. Chinese Science Bulletin, 1992, 37(3): 242-244]
- 叶曦雯,刘素美,张经. 生物硅的测定及其生物地球化学意义[J]. 地球科学进展, 2003, 18(3): 420-426 [Ye Xiwen, Liu Sumei, Zhang Jing. The determination of biogenic silica and its biogeochemistry significance[J]. Advances in Earth Science, 2003, 18(3): 420-426]
- 腾格尔,刘文汇,徐永昌,等. 缺氧环境及地球化学判别标志的探讨[J]. 沉积学报, 2004a, 22(2): 365-372 [Tenger, Liu Wenhui, Xu Yongchang, et al. The discussion on anoxic environments and its geochemistry identifying indices[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2004, 22(2): 365-372]
- 腾格尔,刘文汇,徐永昌,等. 海相沉积有机质  $\delta^{13}\text{C}$  记录及其环境意义——以鄂尔多斯盆地为例[J]. 石油勘探与开发, 2004b, 31(5): 11-16 [Tenger, Liu Wenhui, Xu Yongchang, et al. Marine sedimentary organic carbon isotope record and its environmental significance—An example from Ordovician Basin[J]. Petroleum Exploration and Development, 2004, 31(5): 11-16]
- Całwert S E, Pedersen T F. Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record[J]. Marine Geology, 1993, 113: 67-88
- 腾格尔,刘文汇,徐永昌,等. 无机地球化学参数与有效烃源岩发育环境的相关研究[J]. 地球科学进展, 2005, 20(2): 193-200 [Tenger, Liu Wenhui, Xu Yongchang, et al. Correlative study on parameters of inorganic geochemistry and hydrocarbon source rocks formative environment[J]. Advances in Earth Science, 2005, 20(2): 193-200]
- 万晓樵,刘文灿,李国彪,等. 白垩纪黑色页岩与海水含氧量变化——以西藏南部为例[J]. 中国地质, 2003, 30(1): 36-47 [Wan Xiaojiao, Liu Wencan, Li Guobiao, et al. Cretaceous black shale and dissolved oxygen content: a case study in southern Tibet[J]. Geology in China, 2003, 30(1): 36-47]
- Mazumdar, Banerjee D M, Schidlowski M, et al. Rare earth elements and stable isotope geochemistry of early Cambrian chert-phosphorite assemblages from the Lower Tal Formation of the Kol Belt (Lesser Himalaya, India) [J]. Chemical Geology, 1999, 159: 275-297
- 陈建芳. 古海洋研究中的地球化学新指标[J]. 地球科学进展, 2002, 17(3): 402-409 [Chen Jianfang. New geochemical proxies in paleoceanography studies[J]. Advances in Earth Science, 2002, 17(3): 402-409]

- 15 W ehansen R, Brum sack H J. Cycle variations in the chemical composition of eastern Mediterranean Pliocene sediments—a key for understanding sapropel formation [J]. *Marine Geology*, 1999, 153: 161-176
- 16 Passier H F, Bosch H J, Nijenhuis *et al*. Sulphide Mediterranean surface waters during Pliocene sapropel formation [J]. *Nature*, 1999, 397: 146-149
- 17 叶连俊, 陈其英, 李任伟, 等. 生物有机质成矿作用和成矿背景 [M]. 北京: 海洋出版社, 1998, 335-352 [Ye Lianjun, Chen Qiyang, Li Renwei *et al*. *Bim ineralization and its Metallogenic Background* [M]. Beijing Ocean Press, 1998, 335-352]
- 18 腾格尔, 刘文汇, 徐永昌, 等. 高演化海相碳酸盐烃源岩地球化学综合判识——以鄂尔多斯盆地为例 [J]. *中国科学 (D)*, 2006, 36(2): 167-176 [Tenger Liu Wenhui, Xu Yongchang *et al*. Comprehensive geochemical identification of highly evolved marine hydrocarbon source rocks—an example from Ordovician Basin [J]. *Science in China*, 2006, 36(2): 167-176]
- 19 Boy Chester. *Marine Geochemistry* [M]. London: Blackwell Publishing, 2003, 373-378
- 20 Hatch J R, Leventhal J S. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian Stark Shale Member of Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U. S. A [J]. *Chemical Geology*, 1992, 99: 65-82
- 21 Bryn Jones, David A C, Manning. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstone [J]. *Chemical Geology*, 1994, 111: 111-129
- 22 Wright J, Holscher W T. Palaeoredox variation in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1987, 51: 631-644
- 23 黄第藩, 李晋超, 张大江. 干酪根的类型及其分类参数的有效性、局限性和相关性 [J]. *沉积学报*, 1984, 2(3): 18-33 [Huang Diefan, Li Jinchao, Zhang Dajiang. Kerogen types and study on effectiveness, limitation and interrelation of their identification [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1984, 2(3): 18-33]
- 24 曾凡刚, 程克明. 下古生界海相碳酸盐烃源岩地球化学的研究现状 [J]. *地质地球化学*, 1998, 26(3): 1-8 [Zeng Fangang, Cheng Kening. Geochemical methods and research status on Lower Palaeozoic marine carbonate hydrocarbon-generating rocks [J]. *Geology-Geochemistry*, 1998, 26(3): 1-8]
- 25 Freudenthal T, Wagner T, Wenzher F, *et al*. Early diagenesis of organic matter from sediments of the eastern subtropical Atlantic—evidence from stable nitrogen and carbon isotopes [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, 65(11): 1795-1808
- 26 Lehmann M F, Bemasconi S M, Barbieri A, *et al*. Preservation of organic matter and alteration of its carbon and nitrogen isotope composition during simulated and in situ early sedimentary diagenesis [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66(20): 3573-3584
- 27 李志明, 龚淑云, 陈建强, 等. 中国南方奥陶——志留纪沉积层序与构造运动的关系. *地球科学*, 1997, 22(5): 526-530 [Li Zhiming, Gong Shuyun, Chen Jianqiang, *et al*. Ordovician-Silurian depositional sequences and their relations with tectonic movement in South China [J]. *Earth Science*, 1997, 22(5): 526-530]
- 28 陈安定, 黄金明, 杨芝文, 等. 皖南—浙西下古生界碳沥青成因及南方海相“有效烃源岩”问题探讨 [J]. *海相油气地质*, 2004, 9(1-2): 77-83 [Chen Anding, Huang Jiaming, Yang Zhiwen, *et al*. Discussions on origin of carbonaceous asphalt in Lower Palaeozoic strata in Southern Anhui and Western Zhejiang and on marine efficiency source rocks in Southern China [J]. *Marine Origin Petroleum Geology*, 2004, 9(1-2): 77-83]
- 29 Pedersen T F, Calvert S E. Anoxia vs productivity: What controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks [J]? *AAPG Bulletin*, 1990, 74, 454-466
- 30 Demaison G. Contributions of geochemistry to exploration strategy [C] // Bordenave M L, ed. *Applied Petroleum Geochemistry*. Paris: Editions Technip, 1993, 489-503
- 31 Tyson R V. *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies* [M]. London: Chapman & Hall, 1995: 615
- 32 吕炳全, 王红罡, 胡望水, 等. 扬子地块东南古生代上升流沉积相及其与烃源岩的关系 [J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2004, 24(4): 29-35 [Lv Bingquan, Wang Honggang, Hu Wangshui, *et al*. Relationship between Paleozoic upwelling facies and hydrocarbon in southeastern marginal Yangtze Block [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2004, 24(4): 29-35]
- 33 四川省地质矿产局. 四川省区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1991: 114-135 [Bureau of Geology and Mineral Resources of Sichuan Province. *Regional Geology of Sichuan Province* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1991: 114-135]
- 34 陕西省地质矿产局. 陕西省区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1989: 120-134 [Bureau of Geology and Mineral Resources of Shanxi Province. *Regional Geology of Shanxi Province* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1989: 120-134]
- 35 Arthur M A, Sageman B B. Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits [J]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1994, 22, 499-551
- 36 Wignall P B, Maynard J R. The sequence stratigraphy of transgressive black shales [C] // Katz B J, Pratt L M, eds. *Source Rocks in a Sequence Stratigraphic Framework*. AAPG Stud Geol, 1993, 37, 35-47
- 37 Wignall P B. *Black Shales* [M]. Oxford: Clarendon Press, 1994, 127

# Developmental Controlling Factors of Upper Ordovician-Lower Silurian High Quality Source Rocks in Marine Sequence, South China

LI Shuang-jian<sup>1, 2</sup> XIAO Kai-hua<sup>1</sup> WO Yu-jin<sup>1</sup>

LONG Sheng-xiang<sup>1</sup> CAI Li-guo<sup>1</sup>

(1 Exploration & Development Research Institute SINOPEC, Beijing 100083;

2 China University of Geosciences, Beijing 100083)

**Abstract** From the angle of paleo-climate and paleo-oceanography, combined with Paleozoic paleo-geography characters, the developmental controlling factors of Upper Ordovician-Lower Silurian high quality source rocks in marine sequence, South China were discussed in this paper, with analysis of geochemical data in typical section from upper Yangtze. The researches indicate geochemical indicators such as  $V/(V+N)$ ,  $Ni/Cu$ ,  $C_{eanom}$ ,  $\delta Eu$  and  $\delta^{13}C_{org}$  have good relationship with the content of organic carbon, and the abnormal of these indicators illustrate that the high quality source rocks of Upper Ordovician-Lower Silurian were developed in anoxic environment. However, from the researches of paleo-climate and paleo-oceanography, the developmental controlling factors of Wufeng Formation in Upper Ordovician are different with those of Longmaxi Formation in Lower Silurian. As the ice age reached its crest in Wufeng period, the intense upperwelling formed in Yangtze area, which improved the organic production. The thin argillite with high abundance of organic matter covered in Yangtze area are the best indicators of upperwelling. The global paleo-climate came into a warm period as Longmaxi Formation deposit, which were disadvantage for larger scale upperwelling. In this period, the effects of upperwelling were limited in deep slope around Yangtze craton. High quality source rocks of Longmaxi Formation were developed in early period of transgression. Because during initial transgression, coarser-grained siliciclastics are constrained to fill, and the anoxic environment were preserved. During latter transgression, as the deep water and surface water have abundance time to mix, the anoxic environment were destroyed in deep sea, as a result of which, the preservation condition of organic matter become bad.

**Key words** South China, marine, source rock, Upper Ordovician-Lower Silurian, geochemistry, upperwelling