

文章编号: 1000-0550(2013)06-1122-11

湘鄂西寒武系烃源岩地球化学特征与沉积环境分析^①

刘安 李旭兵 王传尚 危凯 王保忠

(中国地质调查局武汉地矿研究所 武汉 430205)

摘要 通过对湘鄂西从台地—斜坡—盆地3条典型寒武系剖面烃源岩微量元素及有机碳含量(TOC, %) 的分析, $V/(V+Ni)$ 、 U/Th 、 Ni/Co 表明寒武系整体上由强还原环境—氧化环境演变, 且斜坡带具多个较明显的氧化还原沉积旋回; 烃源岩样品稀土元素经北美页岩标准化后 δEu 为正异常, δCe 为负异常, 异常程度指示从台地—斜坡—盆地水体加深, 寒武系先快速海侵后整体海退。寒武系牛蹄塘组底部烃源岩发育于高生产力、强还原的海侵环境, 其有机碳高度富集可能是震旦—寒武纪之交沿伸展断裂上涌的富营养元素的还原性热液以及阵发性上升流等多重因素共同作用的结果。

关键词 湘鄂西 寒武系 烃源岩 微量元素 古环境

第一作者简介 刘安男 1981年出生 硕士 工程师 石油地质调查与综合研究 E-mail: globstar@163.com

中图分类号 TE122.1⁺13 TE121.3⁺1 **文献标志码** A

沉积环境是控制烃源岩发育的主要因素, 如古海洋生产力、氧化还原条件、水动力条件等不同程度控制了烃源岩的有机碳含量、分布规律^[1-4], 因此研究烃源岩发育的古环境显得尤为重要。生物标志化合物、微量元素、碳氧同位素等都是研究古环境的重要手段, 相比较生物标志化合物和碳氧同位素分别受到有机质含量、岩石岩性等因素的影响, 使用具有局限性; 微量元素在探讨烃源岩发育的古环境具有更宽范围的适用性。腾格尔^[4,5]、李双建^[6]采用微量元素分别在鄂尔多斯奥陶系碳酸盐岩烃源岩及中扬子志留系碎屑岩烃源岩的古环境研究中取得了一定的进展, 并提出了有利于烃源岩发育环境的微量元素判识指标。

寒武系烃源岩是中国南方一套区域性烃源岩, 具有分布广泛、厚度大、有机碳含量高的特点, 有机质以腐泥型为主, 热演化多已经达到过成熟阶段, 前人对此有较多的研究^[7-9]。但对湘鄂西寒武系烃源岩发育的古环境研究相对较少, 且往往集中在相邻地区对寒武系牛蹄塘组底部的研究^[10-14], 缺少对研究区从扬子台地—斜坡带—盆地地区寒武系烃源岩发育古环境的变化规律及对比研究。本次研究以微量元素和稀土元素为主要手段, 结合沉积特征综合研究湘鄂西地区寒武系古环境的变迁对烃源岩发育的影响。

1 地质背景

研究区在寒武纪属于中扬子台地及其东南被动

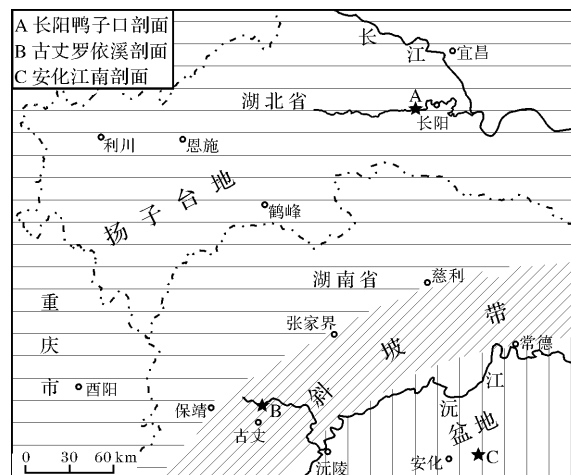


图1 研究区位置及取样剖面位置

Fig. 1 Locations of the study area and sampling sites

大陆边缘斜坡带和湘中盆地^[15,16](图1), 不同相区地层对比见表1。中扬子台地区宜昌及周边寒武系自下而上发育黔东统水井沱组(牛蹄塘组)、石牌组、天河板组、石龙洞组, 武陵统覃家庙组, 武陵—芙蓉统三游洞群; 水井沱组与下伏震旦系不整合接触, 下部为黑色碳质泥岩, 上部为深色含碳质灰岩, 石牌组为一套粗碎屑岩沉积, 天河板组主要为滩相灰岩沉积, 石龙洞组以上主要为大套白云岩沉积。

斜坡带和盆地牛蹄塘组与下伏震旦系为整合接触, 斜坡带黔东统发育牛蹄塘组、杷榔组、清虚洞组,

^①中国地质调查局基金项目“中上扬子海相含油气盆地地质综合调查”(编号: 1212010782005)与“黔江及邻区油气地质地球物理调查研究”(编号: 1212011120968)联合资助
收稿日期: 2012-08-03; 收修改稿日期: 2013-06-18

武陵统敖溪组、花桥组、车夫组,芙蓉统比条组、追屯组。牛蹄塘组以黑色碳质泥岩沉积为主; 杷榔组为灰绿色粉砂质泥岩,斜坡带东部夹碳酸盐岩沉积; 清虚洞组下部为泥岩夹灰岩,上部为白云岩沉积; 敖溪组下部为黑色泥岩、白云质泥岩,上部为白云岩沉积; 花桥组以上以条带状碳酸盐岩为主,重力流沉积发育。

湘中盆地发育黔东统牛蹄塘组,黔东—武陵统污泥塘组,武陵—芙蓉统探溪组。牛蹄塘组为黑色碳质泥岩沉积; 污泥塘组为钙质泥岩夹含泥质灰岩,自下而上泥岩含量减少; 探溪组以灰岩沉积、或含泥质条带灰岩为主。

表 1 研究区寒武纪地层划分对比表
Table 1 Stratigraphic division and correlation of Cambrian in the study area

年代地层		据ICS,2008		据中国区域年表,2006		岩石地层			
统	阶	统	阶	台地(宜昌)	斜坡(古丈)	盆地(安化)			
芙蓉统	牛车河	上统	凤山阶	雾渡河组	追屯组	探溪组			
	桃源阶		长山阶				比条组		
	排碧阶		三游洞群					车夫组	
武陵统	古丈阶	中统	崑山阶	新坪组	花桥组	污泥塘组			
	王村阶		张夏阶				敖溪组		
	台江阶		徐庄阶	覃家庙组					
			毛庄阶						
黔东统	都匀阶	下统	龙王庙阶	石龙洞组	清虚洞组	牛蹄塘组			
			沧浪铺阶	天河板组 石牌组	杷榔组				
	南泉阶		水井沱组	牛蹄塘组					
滇东统	梅树村	梅树村阶	岩家河组	天柱山段	留茶坡组	留茶坡组	上部		
	晋宁阶								

2 样品采集与测试

本次研究针对不同相区选择了三条露头较好、风化程度低、具有代表性的剖面进行烃源岩较系统的采集,对非黑色岩系也采集少量具有代表性样品。三条剖面分别是位于扬子台地区的湖北长阳鸭子口水井沱组剖面,斜坡带湖南古丈罗依溪牛蹄塘组—追屯组剖面,湘中盆地安化江南牛蹄塘—污泥塘组剖面(图 1)。所采集样品岩性有碳质泥岩、灰岩、钙质泥岩,共采集样品约 60 件,微量元素样品有对应的有机碳含量样品,大部分样品同时也测试了稀土元素。

样品的微量和稀土元素由中国地质调查局中南测试中心采用高电感耦合等离子质谱(ICP-MS)完成,测试依据为 DZ/T0223-2001,分析精度均优于 5%;样品的有机碳含量由中石化江汉油田研究院测试中心采用干烧重量法完成,测试依据为 GB/T19145-2003,TOC < 0.5% 时相对误差小于 10%,TOC > 1% 相对误差小于 5%。

3 结果与讨论

3.1 烃源岩分布及有机碳含量

湘鄂西寒武系烃源岩的分布及有机碳含量从扬子台地—斜坡带—盆地具有较大的变化(表 2; 图 2, 3, 4)。扬子台地烃源岩为水井沱组,长阳鸭子口剖面烃源岩的厚度约 200 m,自下而上有机碳含量具有减少的趋势(图 2)。下部泥岩的有机碳含量为 2.68% ~ 5.86%,平均值为 3.87%,上部钙质泥岩及灰岩有机碳含量相对较低,顶部灰岩有机碳含量最小为 0.3%,接近灰岩烃源岩下限。

斜坡带古丈罗依溪剖面发育牛蹄塘组、清虚洞组底部、敖溪组多套烃源岩(图 3),烃源岩累计厚度超过 450 m。牛蹄塘组烃源岩有机碳含量为 0.42% ~ 8.71%,低值往往为灰岩样品,有机碳含量自下而上整体有减少的趋势,存在小幅波动,在下部灰岩段附近有有机碳含量偏低。杷榔组灰绿色泥岩有机碳含量仅为 0.19%,为非烃源岩。清虚洞组下部和敖溪组有机碳含量一般较低,为 0.25% ~ 1.93%,一般属于较差的烃源岩,清虚洞组中上部灰岩和白云岩为非烃源岩。

湘中盆地牛蹄塘组—污泥塘组烃源岩持续发育,烃源岩累计厚度超过 400 m。牛蹄塘组烃源岩的有机碳含量自下而上减少(图 4),为 1.62% ~ 19.46%;污泥塘组烃源岩稳定发育,有机碳含量为 1.13% ~ 3.57%。

表2 寒武系剖面样品 TOC(%)、微量元素含量(μg/g)及其相关比值

Table 2 Contents of trace elements, TOC and correlative ratios of Cambrian samples

剖面	样品	岩性	TOC/%	Ni	Co	Zn	V	U	Th	P	Ba	V/(V+Ni)	U/Th	Ni/Co
A	εs1	泥岩	5.86	32.9	1.09	33.5	706	16.1	5.27	340	2160	0.96	3.06	30.18
	εs2	泥岩	3.53	38.6	13.4	78.9	95.8	9.08	7.95	380	1960	0.71	1.14	2.88
	εs3	泥岩	3.39	74.1	13.7	149	152	8.03	9.92	450	1730	0.67	0.81	5.41
	εs4	泥岩	2.68	54.2	11.1	76.2	105	7.86	7.42	490	1380	0.66	1.06	4.88
	εs5	钙质泥岩	1.26	53.4	15.2	101	102	9.1	9.06	400	1200	0.66	1.00	3.51
	εs6	钙质泥岩	0.93	19.2	8.81	39.8	36.4	3.31	3.67	400	844	0.65	0.90	2.18
	εs7	钙质泥岩	1.40	28.8	10.7	54.6	78.3	4.46	5.62	500	788	0.73	0.79	2.69
	εs8	钙质泥岩	0.81	19.9	9.65	39.4	52	2.33	4.36	380	721	0.72	0.53	2.06
	εs9	泥质灰岩	1.50	16.2	8.15	36.9	51.8	4.28	4.82	390	641	0.76	0.89	1.99
	εs10	灰岩	0.48	8.22	6.37	17.5	26.4	1.62	1.72	300	218	0.76	0.94	1.29
	εs11	泥质灰岩	0.70	13.9	7.73	23.7	55.4	2.53	3.56	400	423	0.80	0.71	1.80
	εs12	灰岩	0.30	9.3	6.09	7.97	31.7	1.67	2.14	250	245	0.77	0.78	1.53
B	εn1	泥岩	8.71	20.4	1.41	13.4	802	18	10.2	140	24200	0.98	1.76	14.47
	εn2	泥岩	5.41	40.1	15.6	93.8	108	21.5	7.59	460	15000	0.73	2.83	2.57
	εn3	泥岩	3.52	32	5.34	16.6	127	4.47	4.35	150	4020	0.80	1.03	5.99
	εn4	泥岩	1.42	16.6	1.1	32.1	267	7.53	10	330	4760	0.94	0.75	15.09
	εn5	泥岩	1.41	62.4	13.5	171	178	6.96	8.24	380	3140	0.74	0.84	4.62
	εn6	灰岩	0.79	18.5	11.4	52.4	54.1	1.88	8.64	290	1190	0.75	0.22	1.62
	εn7	灰岩	0.42	12.6	9.95	54	36.1	1.32	6.16	260	1340	0.74	0.21	1.27
	εn8	泥岩	1.32	45.9	7.88	38	175	5.66	9	330	3170	0.79	0.63	5.82
	εn9	泥岩	1.38	18.2	2.03	113	130	6.12	10.7	160	3890	0.88	0.57	8.97
	εn10	泥质灰岩	1.96	50.3	13.2	93.4	106	6.17	10.6	290	3060	0.68	0.58	3.81
	εn11	泥质灰岩	1.79	15	8.64	68.6	47.5	1.7	5.2	240	1170	0.76	0.33	1.74
	εn12	泥岩	2.91	42.7	5.54	51.8	132	4.97	7	270	1580	0.76	0.71	7.71
	εp13	泥岩	0.19	47.1	21.7	82	104	2.71	13.9	340	729	0.69	0.19	2.17
	εq14	泥岩	1.85	34.4	14.4	17.1	61	9.5	8.02	280	1340	0.64	1.18	2.39
	εq15	灰岩	0.47	20.4	9.11	108	36.4	10.4	3.31	200	1010	0.64	3.14	2.24
	εq16	泥岩	1.43	50.7	15.2	27	107	8.73	9.72	340	2010	0.68	0.90	3.34
	εq17	泥岩	1.49	12.2	8.03	12.9	24.6	5.69	4.02	250	676	0.67	1.42	1.52
	εq18	灰岩	0.25	44.2	14.8	35.1	99.1	6.96	11.5	400	1770	0.69	0.61	2.99
	εq19	泥质灰岩	0.81	32	12.1	25.2	99.1	3.74	10.2	420	1130	0.76	0.37	2.64
	εq20	灰岩	0.13	3.3	4.78	5.16	5.34	0.62	0.84	170	174	0.62	0.74	0.69
	εa21	泥岩	1.93	32.4	8.12	11.2	101	5.02	8.84	280	2350	0.76	0.57	3.99
	εa22	云质泥岩	1.84	13.3	2.41	8.84	109	4.9	11.8	280	4210	0.89	0.42	5.52
	εa23	云质泥岩	0.75	47.4	16.2	29.9	173	8.32	12.4	400	3330	0.78	0.67	2.93
	εa24	泥质灰岩	1.42	32.3	15.6	31.2	59.3	6.1	10.7	430	1710	0.65	0.57	2.07
	εa25	灰岩	0.38	5.84	6.98	296	19.6	1.62	1.38	140	403	0.77	1.17	0.84
C	εn1	泥岩	10.60	62.2	2.27	29.8	2800	68.9	6.19	3010	4810	0.98	11.13	27.40
	εn2	泥岩	18.94	162	12.6	34.2	1060	82.4	4.88	600	5790	0.87	16.89	12.86
	εn3	泥岩	10.79	188	6.34	88.4	6670	77.7	5.77	2500	5920	0.97	13.47	29.65
	εn4	泥岩	19.46	401	11.7	118	5120	97.9	6.25	480	5090	0.93	15.66	34.27
	εn5	泥岩	9.77	265	10.7	3010	4510	96.8	5.81	13800	9610	0.94	16.66	24.77
	εn6	泥岩	4.36	36.5	6.27	16.9	551	6.46	7.51	130	2290	0.94	0.86	5.82
	εn7	泥岩	1.62	11.4	1	27.4	422	6.18	7.7	100	1940	0.97	0.80	11.40
	εn8	泥岩	2.58	85.5	10	39.7	452	7.04	8.66	320	1640	0.84	0.81	8.55
	εn9	泥岩	2.98	41	5.57	24.3	153	5.27	8.24	320	1290	0.79	0.64	7.36
	εn10	泥岩	3.64	33	3.98	18	290	5.06	9.64	310	1360	0.90	0.52	8.29
	εn11	泥岩	2.08	10.8	1	9.33	138	5.8	6.12	94	2040	0.93	0.95	10.80
	εn12	泥岩	3.46	10	1	8.25	154	7.43	5.8	46	1770	0.94	1.28	10.00
	εw13	泥岩	3.16	48.2	15.6	32.9	108	8.75	12.4	440	1140	0.69	0.71	3.09
	εw14	钙质泥岩	3.32	73.6	15.8	34	153	9.16	12.2	370	1200	0.68	0.75	4.66
	εw15	钙质泥岩	3.22	86.4	16	60.4	171	8.48	11.1	320	1070	0.66	0.76	5.40
	εw16	钙质泥岩	1.61	25.7	10.8	20.8	52.6	2.95	8.54	370	1140	0.67	0.35	2.38
	εw17	钙质泥岩	2.46	28.6	11.3	21.8	62.8	5.68	8.29	250	1260	0.69	0.69	2.53
	εw18	钙质泥岩	3.57	73	17.8	33.2	118	10.6	11.6	420	1220	0.62	0.91	4.10
	εw19	钙质泥岩	1.86	42.7	16.7	61.4	243	8.7	14.4	530	1320	0.85	0.60	2.56
	εw20	钙质泥岩	2.22	34	13.5	31.1	111	4.55	9.87	330	782	0.77	0.46	2.52
	εw21	钙质泥岩	1.75	38.9	13.5	48.2	150	10.8	15.1	4960	1310	0.79	0.72	2.88
	εw22	钙质泥岩	1.13	38	12.2	77.2	194	3.99	12.4	440	1270	0.84	0.32	3.11

表3 寒武系剖面稀土元素含量($\mu\text{g/g}$)
Table 3 Contents of REE of Cambrian sections

剖面	样品	岩性	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	LREE/ HREE	δEu	δCe
A	εs1	泥岩	20.60	36.00	4.41	14.80	2.60	1.02	2.41	0.36	2.12	0.45	1.42	0.27	1.87	0.28	13.10	88.61	8.65	1.91	0.89
	εs2	泥岩	26.00	48.70	6.14	22.30	4.44	1.33	4.08	0.68	3.83	0.76	2.18	0.38	2.49	0.38	23.10	123.69	7.37	1.47	0.91
	εs3	泥岩	29.30	54.60	7.01	25.20	4.74	1.27	4.42	0.72	4.07	0.82	2.37	0.41	2.71	0.40	24.50	138.04	7.67	1.30	0.90
	εs4	泥岩	28.30	53.80	6.75	25.00	4.82	1.34	4.46	0.74	4.18	0.84	2.32	0.39	2.50	0.36	27.00	135.80	7.60	1.36	0.92
	εs5	钙质泥岩	28.60	54.80	7.02	25.60	5.04	1.18	4.50	0.76	4.20	0.84	2.34	0.41	2.72	0.39	23.40	138.40	7.56	1.16	0.92
	εs6	钙质泥岩	15.70	27.50	3.34	12.10	2.36	0.79	2.21	0.36	1.99	0.40	1.10	0.19	1.19	0.18	13.30	69.41	8.11	1.62	0.90
	εs7	钙质泥岩	20.20	39.00	5.15	19.70	3.93	1.16	3.48	0.59	3.40	0.67	1.81	0.31	1.98	0.28	21.40	101.66	7.12	1.47	0.91
	εs8	钙质泥岩	15.50	29.60	3.93	15.00	2.98	0.95	2.67	0.45	2.51	0.48	1.31	0.22	1.41	0.20	15.70	77.21	7.35	1.58	0.90
	εs9	泥质灰岩	14.40	26.90	3.61	13.70	2.93	0.69	2.51	0.44	2.55	0.50	1.33	0.22	1.38	0.19	15.40	71.35	6.82	1.19	0.89
	εs10	灰岩	9.27	16.90	2.10	7.72	1.48	0.34	1.36	0.22	1.27	0.25	0.70	0.11	0.72	0.10	7.94	42.54	7.99	1.12	0.91
	εs11	泥质灰岩	11.10	20.70	2.72	10.10	2.08	0.54	1.87	0.31	1.77	0.35	0.92	0.16	1.03	0.15	10.80	53.80	7.20	1.29	0.89
	εs12	灰岩	5.79	10.70	1.37	5.25	1.06	0.27	0.92	0.16	0.91	0.19	0.51	0.09	0.58	0.08	5.63	27.88	7.11	1.28	0.90
B	εn1	泥岩	23.20	40.60	5.23	18.60	2.90	1.21	2.38	0.32	1.84	0.45	1.56	0.33	2.54	0.40	14.20	101.56	9.34	2.16	0.87
	εn2	泥岩	23.70	45.30	5.57	20.90	4.36	1.62	4.04	0.67	3.81	0.78	2.24	0.38	2.47	0.36	25.10	116.20	6.88	1.81	0.93
	εn3	泥岩	28.40	52.30	6.50	22.60	3.58	1.35	3.10	0.42	2.16	0.45	1.43	0.26	1.82	0.28	13.20	124.65	11.57	1.90	0.91
	εn4	泥岩	40.30	75.20	9.28	32.20	5.32	1.52	4.82	0.72	4.08	0.84	2.47	0.45	3.13	0.46	22.30	180.79	9.65	1.41	0.92
	εn5	泥岩	35.40	65.80	8.43	30.00	5.66	1.68	5.08	0.77	4.19	0.81	2.32	0.40	2.72	0.40	21.80	163.66	8.81	1.47	0.90
	εn6	灰岩	25.30	48.00	6.10	22.10	4.48	1.25	4.07	0.66	3.66	0.70	1.98	0.33	2.18	0.31	20.90	121.12	7.72	1.37	0.92
	εn7	灰岩	15.60	30.20	3.69	13.00	2.41	0.79	2.30	0.37	2.02	0.39	1.16	0.20	1.30	0.20	11.50	73.63	8.27	1.57	0.94
	εn8	泥岩	33.70	64.60	8.25	29.30	5.45	1.31	4.68	0.70	3.80	0.75	2.19	0.38	2.59	0.38	20.10	158.08	9.22	1.22	0.92
	εn9	泥岩	40.80	76.00	9.59	32.80	5.40	1.27	4.97	0.71	3.74	0.74	2.17	0.39	2.57	0.38	20.90	181.53	10.58	1.15	0.91
	εn10	泥质灰岩	34.00	62.00	7.89	27.40	4.86	1.30	4.47	0.70	3.88	0.77	2.24	0.40	2.68	0.40	21.00	152.99	8.84	1.31	0.90
	εn11	泥质灰岩	18.00	35.10	4.65	18.10	4.08	1.31	3.45	0.64	3.50	0.67	1.80	0.30	1.88	0.26	20.40	93.74	6.50	1.64	0.91
	εp13	泥岩	25.40	46.60	5.80	20.50	3.75	1.06	3.31	0.52	2.89	0.58	1.67	0.30	1.90	0.29	15.10	114.57	9.00	1.41	0.91
εq14	泥岩	48.70	87.40	10.70	36.60	6.46	1.43	5.97	0.92	4.90	0.95	2.65	0.47	3.03	0.43	25.80	210.61	9.90	1.08	0.91	
εq15	灰岩	34.40	66.40	7.73	28.20	5.52	1.27	4.94	0.83	4.52	0.89	2.46	0.41	2.63	0.38	27.20	160.18	8.39	1.14	0.97	
εq16	泥岩	34.40	65.90	7.82	29.40	5.94	1.38	5.72	0.98	5.46	1.06	2.78	0.46	2.82	0.40	34.80	164.52	7.36	1.11	0.95	
εq17	泥岩	34.40	69.60	8.36	30.50	6.19	1.50	5.40	0.92	5.06	0.99	2.78	0.48	3.16	0.45	28.20	169.79	7.82	1.22	0.97	
εq18	泥岩	44.00	78.30	8.43	31.20	6.14	1.39	5.80	0.95	5.01	0.95	2.48	0.40	2.53	0.37	34.30	187.95	9.16	1.09	0.96	
εq19	灰岩	31.90	64.00	7.41	27.10	5.17	1.33	4.64	0.75	4.13	0.80	2.21	0.39	2.46	0.35	23.10	152.64	8.70	1.27	0.99	
εq20	泥质灰岩	22.40	45.30	5.45	19.90	3.86	0.94	3.38	0.56	3.18	0.60	1.72	0.30	1.95	0.28	16.90	109.82	8.17	1.22	0.97	
εa21	灰岩	4.32	7.80	0.94	3.40	0.64	0.18	0.62	0.10	0.54	0.11	0.30	0.05	0.33	0.05	3.54	19.38	8.24	1.34	0.92	
εa22	泥岩	28.70	57.10	6.62	23.00	3.98	1.26	3.46	0.50	2.68	0.54	1.60	0.27	1.81	0.26	14.10	131.78	10.85	1.59	0.98	
εa23	云质泥岩	31.00	66.50	8.40	30.00	5.60	1.12	4.91	0.76	4.19	0.85	2.39	0.42	2.73	0.41	21.20	159.28	8.56	1.00	0.98	
εa24	云质泥岩	29.50	59.40	7.02	25.30	4.92	1.29	4.37	0.71	4.09	0.80	2.28	0.39	2.66	0.37	24.50	143.10	8.13	1.31	0.98	
εa25	泥质灰岩	30.30	61.70	7.22	26.00	5.07	1.32	4.46	0.75	4.18	0.83	2.30	0.41	2.64	0.37	22.50	147.55	8.26	1.30	0.99	
C	εn1	灰岩	12.90	25.40	2.83	10.40	2.03	0.54	1.90	0.31	1.66	0.32	0.86	0.14	0.86	0.12	10.90	60.27	8.77	1.29	0.99
	εn1	泥岩	34.90	42.90	8.00	32.60	7.31	2.46	8.11	1.42	9.21	1.99	5.53	0.93	5.84	0.85	71.00	162.05	3.78	1.49	0.61
	εn2	泥岩	36.80	45.60	7.86	31.20	6.02	2.16	5.92	1.00	6.33	1.41	3.98	0.66	3.99	0.58	56.20	153.51	5.43	1.70	0.63
	εn9	泥岩	34.10	60.10	7.33	25.20	4.15	1.12	3.17	0.53	3.06	0.64	1.87	0.33	2.23	0.34	17.60	144.17	10.85	1.45	0.90
	εn11	泥岩	22.40	37.80	4.46	14.70	2.12	0.53	1.70	0.27	1.64	0.34	1.05	0.20	1.29	0.20	9.42	88.70	12.26	1.31	0.89
	εw13	钙质泥岩	5.11	9.80	1.29	5.32	1.19	0.36	1.06	0.17	0.98	0.18	0.46	0.08	0.45	0.07	5.94	26.52	6.69	1.50	0.91
	εw14	钙质泥岩	22.70	44.40	5.46	20.60	4.25	1.17	3.73	0.62	3.63	0.71	1.89	0.32	1.96	0.28	22.40	111.72	7.50	1.38	0.95
	εw18	钙质泥岩	38.80	72.40	8.66	30.30	5.62	1.22	4.46	0.74	4.24	0.84	2.36	0.42	2.74	0.40	22.10	173.20	9.69	1.14	0.94
	εw19	钙质泥岩	30.00	57.90	6.86	24.70	4.84	0.99	3.94	0.68	3.96	0.77	2.15	0.39	2.56	0.37	20.80	140.11	8.45	1.06	0.96
	εw20	钙质泥岩	42.00	69.90	8.16	28.10	5.12	1.08	4.12	0.73	4.34	0.92	2.70	0.51	3.50	0.52	25.60	171.70	8.90	1.10	0.89

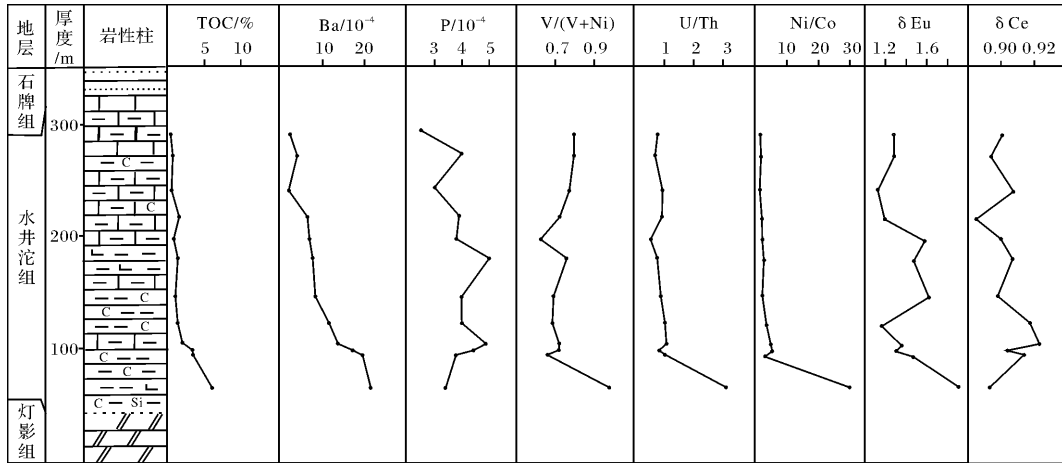


图2 湖北长阳鸭子口剖面有机碳含量及部分无机参数变化趋势

Fig. 2 Vertical variation of TOC and some inorganic parameters in Changyang Yazikou section of Hubei province

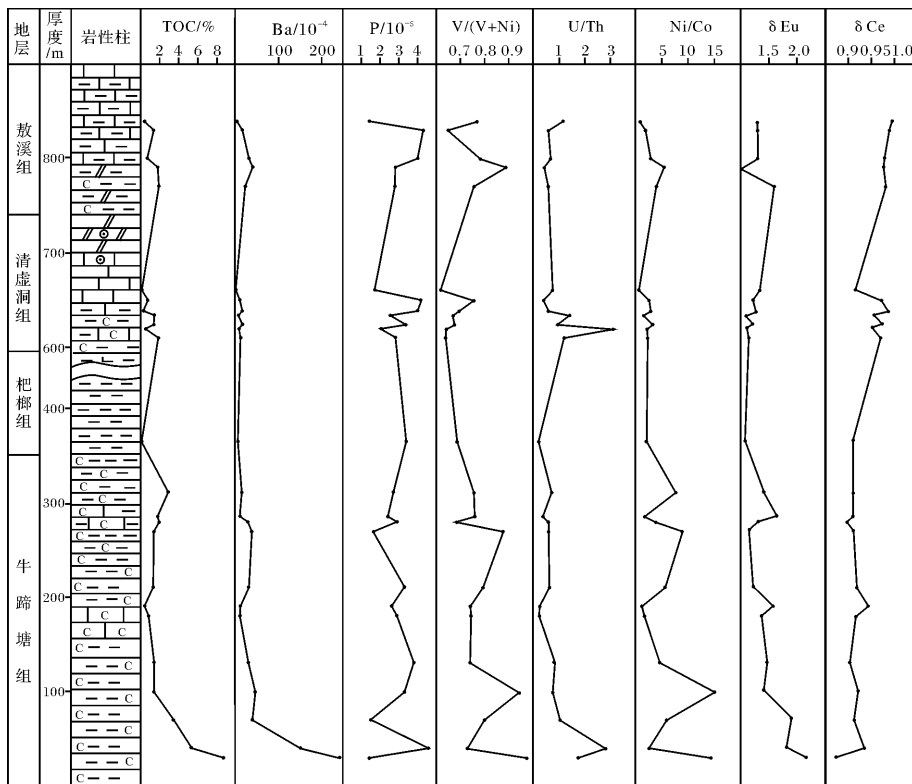


图3 湖南古丈罗依溪剖面有机碳含量及部分无机参数变化趋势图

Fig. 3 Vertical variation of TOC and some inorganic parameters in Guzhang Luoyixi section of Hunan province

3.2 古生产力

古海洋的原始生产力是控制沉积物中有机碳含量的重要因素^[3], P 和 Ba 是研究生产力的重要指示元素。活性磷元素在古海洋研究中可以作为古生产力的指标, 在古海洋研究中取得了较好的效果^[17], 但从剖面测试数据来看 P 含量自下而上没有明显的变化规律, TOC (%) 和对应的 P 含量之间并无明显的

相关性(图2 3 A)。沉积有机质富集保存对氧化还原条件反应敏感, 但 P 既可以在还原环境富集, 也可以在地、潮坪富氧环境聚集, 可能是二者相关性差的主要原因; 另外在还原环境沉积有机质被细菌分解过程中释放出的可溶磷酸盐存在再次搬运富集也是重要的原因^[18]。Ba 与有机碳的富集具有类似的条件, 表层海水高生产力和底部缺氧都是Ba富集的必

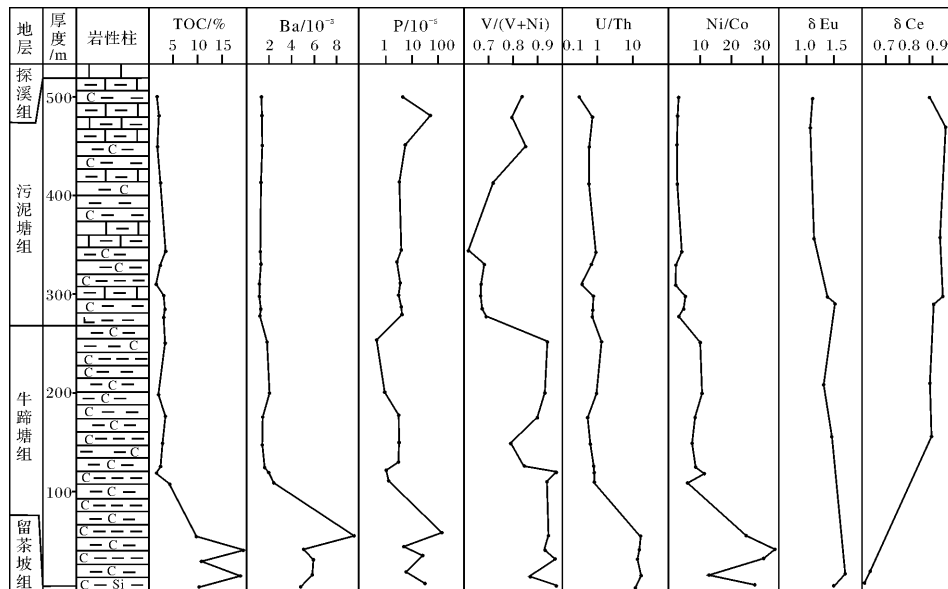


图 4 湖南安化江南剖面有机碳含量及部分无机参数变化趋势图

Fig. 4 Vertical variation of TOC and some inorganic parameters in Anhua Jiangnan section of Hunan province

要条件^[19] 因此 Ba 积累率与生物生产力呈正相关性; 分析腾格尔^[4] 在鄂尔多斯盆地测试的奥陶系碳酸盐岩和页岩数据以及李双建^[6] 在中扬子所测试的志留系碎屑岩数据, Ba 含量与 TOC(%) 都表现出较为明显的相关性, 因此这种相关性不受到岩性的限制。

三个剖面样品 Ba 含量与 TOC(%) 同步变化, 相关性良好, 长阳鸭子口和古丈罗依溪两个剖面相关系数都超过 0.95, 湘中江南剖面去掉个别异常值相关系数也达到 0.8。罗依溪剖面牛蹄塘组灰岩和泥岩样的 Ba 含量均大于 1 000 μg/g, 清虚洞组底部和敖溪组样品的含量变化较大, 部分灰岩样品小于 1 000 μg/g, 表明牛蹄塘组生产力稳定较高, 而清虚洞组底部和敖溪组较牛蹄塘组生产力明显降低, Ba 的最低值对应的是把榔组灰绿色泥岩样品, 为非烃源岩。罗依溪剖面牛蹄塘组上部灰岩段较高的 Ba 含量以及下文氧化还原条件分析中灰岩微量元素指示的还原环境, 表明牛蹄塘组上部灰岩段形成于高生物生产力和还原性的沉积环境, 具有较好的生烃潜力; 灰岩段的 TOC 能够反映自身的生烃潜力, 而不是外来沥青充填制造的假象。江南剖面 Ba 含量变化范围较小, 多在 1 000 ~ 10 000 μg/g, Ba 含量高值主要分布在牛蹄塘组底部, 表明湘中盆地牛蹄塘组—污泥塘组古海洋生产力长期稳定较高, 牛蹄塘组下部生产力最高。

台地—斜坡带—盆地不同剖面 Ba 含量指示整

个研究区牛蹄塘期(水井沱期) 具有高的生产力, 斜坡带在清虚洞组底部及敖溪组底部也具有较高的生产力, 盆地牛蹄塘组—污泥塘组具长期高生产力。

3.3 氧化还原条件

自然氧化—还原作用对 U、V、Mo 等变价元素的迁移、共生和沉淀起到重要的控制作用, 在氧化条件下这些元素以高价态易迁移, 在还原条件下呈低价态易沉淀。Hatch^[20] 依据北美页岩研究指出 V/(V + Ni) ≥ 0.54 为含 H₂S 的厌氧环境, V/(V + Ni) 在 0.46 ~ 0.60 为贫氧环境, 且该判别指标不受到岩性的影响^[21]。Jones^[22] 也提出了 U/Th、V/Cr、Ni/Co 等作为判别氧化还原环境的指标。

剖面所有样品 V/(V + Ni) 比值均大于 0.54, 分布在 0.61 ~ 0.98 之间, 每个剖面最大比值在牛蹄塘组底部, 自下而上比值都有减小的趋势, 表明牛蹄塘组底部还原性最强, 自下而上还原性呈逐渐减弱的趋势; 横向比较, 盆地安化江南剖面的比值往往比同时代斜坡和台地地区比值要高, 盆地牛蹄塘组 V/(V + Ni) 比值多高于 0.8, 较斜坡和台地比值稳定、波动小, 指示处于长时间高度还原的沉积环境(图 2, 3, 4)。

一般认为 U/Th ≥ 0.75、Ni/Co ≥ 5 指示缺氧环境。鸭子口剖面、罗依溪剖面、江南剖面 U/Th 比值分别为 0.53 ~ 3.06, 0.19 ~ 3.14, 0.32 ~ 16.89; Ni/Co 分别为 1.29 ~ 30.18, 0.69 ~ 15.09, 2.38 ~ 34.27; 部分数据指示的氧化还原结果与 V/(V + Ni) 比值的

判别结果不一致,但 U/Th 和 Ni/Co 比值与 $V/(V + Ni)$ 在纵向和横向上具有类似的变化规律;罗依溪剖面比值除个别样品外,表现出更为明显的多旋回性,牛蹄塘组底部、清虚洞组底部和敖溪组往往要比与之相邻的上下部岩层样品比值要高。U/Th 和 Ni/Co 低比值往往为灰岩样,推测岩性对比值的影响较大;分析腾格尔^[5]所测的鄂尔多斯奥陶系样品,发现灰岩样品 U/Th 和 Ni/Co 也有类似的低值情况出现,与其它判别指标不一致。因此 $V/(V + Ni)$ 比值在所研究样品有多种不同岩性的条件下判断氧化还原条件更可靠,但是 U/Th 和 Ni/Co 比值所反映的氧化还原变化趋势和多旋回性依然有参考价值。

依据剖面的沉积特征,牛蹄塘组、清虚洞组底部和敖溪组底部岩层水平纹层密集发育,见大量保存完好的放射状海绵骨针化石以及黄铁矿结核,表明为宁静还原的沉积环境,与高 $V/(V + Ni)$ 比值指示的还原环境一致。鸭子口剖面水井沱组之上石牌组为一套富含底栖动物遗迹化石的砂岩沉积;达扬^[23]根据底栖生物类型和遗迹化石认为贵州台江革一地区杷榔组为氧化一次氧化沉积环境,与下伏黑色岩系相比沉积环境明显改变;罗依溪剖面清虚洞组上部岩层颜色变浅,主要为鲕滩白云岩沉积指示动荡氧化的沉积环境;剖面牛蹄塘组(水井沱组)顶部、清虚洞组黑色岩系顶部样品的 $V/(V + Ni)$ 、U/Th 和 Ni/Co 比值较下部样品明显降低,逐渐过渡到上述具有明显动荡氧化特征的沉积环境。微量元素指示的氧化还原旋回与沉积特征反映的氧化还原环境是一致的。

古生产力和氧化还原条件是影响烃源岩发育的重要因素,但在相似的生产力、氧化还原条件下,泥岩的有机碳含量往往比灰岩高,例如在罗依溪剖面清虚洞组底部灰岩与泥岩互层段,灰岩比泥岩的 TOC 低很多。因此影响烃源岩的发育因素还要考虑岩性,考虑碳酸盐岩中有机质的富集与保存规律造成的差异。

3.4 古水深和海平面变化

稀土元素含量、配分模式、Ce 和 Eu 异常在阐明黑色岩系的古环境,指示氧化还原、古海洋方面具有重要的作用。

在通常情况下 Eu 呈 Eu^{3+} ,在强酸性、还原条件下, Eu^{3+} 被还原为 Eu^{2+} 替换 Sr^{2+} 进入离子晶格沉淀,沉积物中 Eu 富集;在碱性、氧化环境 Eu^{2+} 被氧化为 Eu^{3+} ,从而造成沉积物中 Eu 亏损。Ce 也为变价元素,对氧化还原环境特别敏感,处于还原环境 Ce^{4+} 被活化以 Ce^{3+} 形式释放到海水中,导致沉积物 Ce 亏

损;氧化环境 Ce^{4+} 难溶解,海水 Ce 出现负异常,沉积物呈正异常或无明显的负异常^[24-25]。Berry 等^[26]认为 Ce 异常与海平面升降的相关性说明水体深度控制了底层水体的氧化还原程度和 Ce 的亏损程度,即 Ce 异常指示古水深。溶解氧的浓度随着深度增加而降低的现象通常发生在最小含氧层以上大陆上斜坡和大陆架,间冰期最小含氧层可以扩展到上斜坡和陆棚^[24-26]。

样品稀土元素经北美页岩标准化后 δEu 均为正异常,且剖面自下而上 δEu 都有逐渐降低的趋势,罗依溪和江南剖面尤为明显; δCe 为负异常,自下而上数值增大,与 δEu 具有相反的变化规律, δEu 和 δCe 的数据及变化规律表明各个剖面由下而上还原程度降低,与微量元素得出的结论一致。剖面 δCe 值纵向比较整体自下而上具有增大的趋势,特别是斜坡和盆地区的这种变化更为明显,罗依溪剖面清虚洞和敖溪组较下伏牛蹄塘组呈突变,数值明显增大;江南剖面污泥塘组较下伏牛蹄塘组也明显增大。横向上比较 δCe 均值在鸭子口剖面水井沱组和罗依溪剖面牛蹄塘组分别为 0.903、0.912 区别不大,都明显大于江南剖面牛蹄塘组中下部均值 0.758;罗依溪剖面清虚洞组和敖溪组 δCe 均值为 0.970 要大于与之同时异相的江南剖面污泥塘组 δCe 均值 0.926; δCe 的横向变化规律表明同一时间从鸭子口—罗依溪—江南剖面整体上古水深加大(图 2-3A)。 δCe 纵向和横向变化规律所指示的水深变化特征与寒武系地层从台地—斜坡—盆地水深加大,以及纵向上整体海退的背景是一致的,但是在纵向上海平面变化旋回的细节因样品数量限制而不能获得更多解释。

杨兴莲^[25]认为 REE 总量大小也能够反映古海水深度的变化,随着海水深度增加 REE 总量增加,徐晓春^[27]也认为安徽石台地区荷花塘组 REE 总量偏低是因为该区黔东世为浅海环境。但从测试结果来看, ΣREE 的变化更多和岩性密切相关,低值往往是灰岩样品,例如稀土元素总量最高的样品为杷榔组灰绿色泥岩 210.6 $\mu g/g$ 较清虚洞组灰岩最小 REE 含量 19.38 $\mu g/g$ 相差十多倍;同时含 P 较低的样品也往往对应着稀土元素含量较低。前人研究发现 REE 总量在磷结核比周围的页岩稀土元素含量要高很多,磷灰石与稀土元素具有特殊的亲近性^[28],Fleet^[29]认为黏土矿物是促使稀土元素富集的重要因素,这可能是灰岩稀土含量低的主要原因。因此稀土元素总量不是反映古水深的合适指标,在一定程度指示沉积物

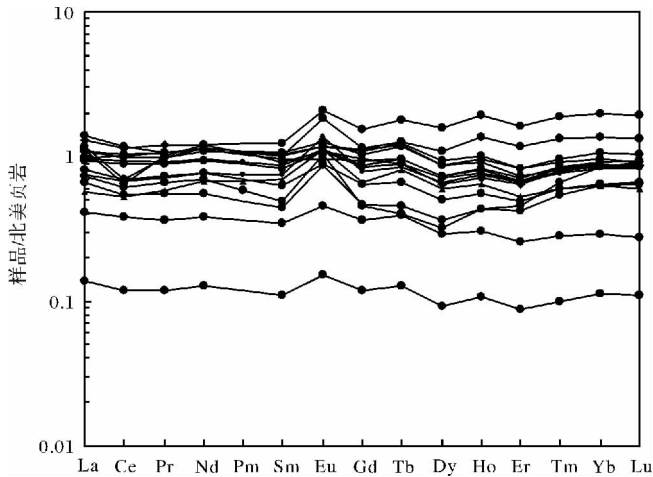


图 5 寒武系烃源岩稀土元素北美页岩标准化配分模式
Fig. 5 NASC-normalized REE patterns of Cambrian of source rock

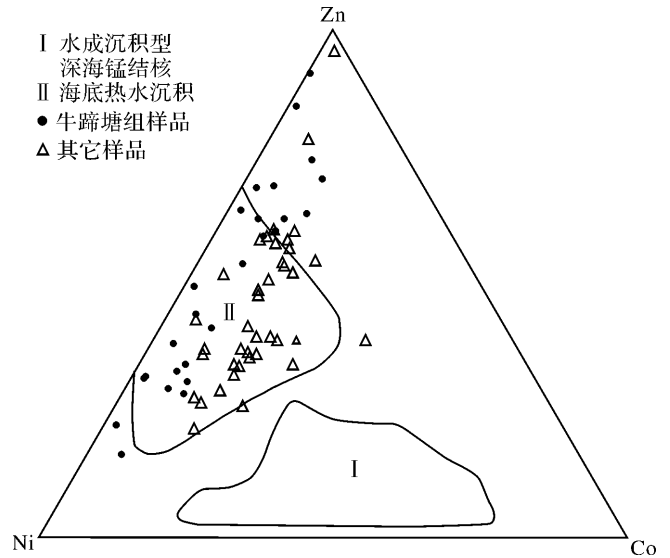


图 6 寒武系样品 Zn-Ni-Co 图解(据 Choi 等^[34])
Fig. 6 Zn-Ni-Co diagram of Cambrian sample (after Choi *et al.*^[34])

中黏土矿物和 P 含量变化。

3.5 烃源岩成因分析

寒武系烃源岩特别是牛蹄塘组底部有机碳高度富集的原因仍有较大的分歧,目前主要有上升流和海底热液两种模式,吕炳全^[30]认为被动大陆边缘上升流水体中富含营养成分导致低纬度的扬子地块东南缘大量生物繁殖引起缺氧事件,形成硅质和磷质岩以及丰富的烃源岩。但震旦系硅质岩和牛蹄塘组底部碳质泥岩的地球化学测试结果都显示有海底热液的参与^[10,13],海底热液一方面带来大量生命元素使得海洋环境变化,导致嗜热生物的繁盛和正常海洋生物死亡,另一方面导致水体缺氧分层,有利于有机质的保存^[31]。海相热水沉积具有明显的 Ce 负异常, LREE/HREE 比值较小,北美页岩标准化曲线近于水平或左倾,而正常海洋碎屑岩沉积 LREE/HREE 比值大,北美页岩标准化后明显右倾^[32],本次研究对烃源岩的采样不局限于牛蹄塘组的底部,对寒武系烃源岩较系统采样,样品经北美页岩标准化后部分曲线呈近水平状,少数左倾(图 5),Zn-Ni-Co 图解中绝大多数样品落入海底热水沉积的范围,稀土元素配分模式和 Zn-Ni-Co 图解都表明有海底热水混入;样品在 La/Yb-REE 图解中投点多落在沉积岩和玄武岩过渡区域周围(图 6),牛蹄塘底部的样品较集中,多在正常沉积和玄武岩重叠部位,其它样品相对较分散,大量样品落入沉积岩范围(图 7),可能是因为牛蹄塘早期海底热液作用较强,晚期沉积热水混入有减弱的趋势,在 Zn-Ni-Co 图解中也有类似的趋势,牛蹄塘组上

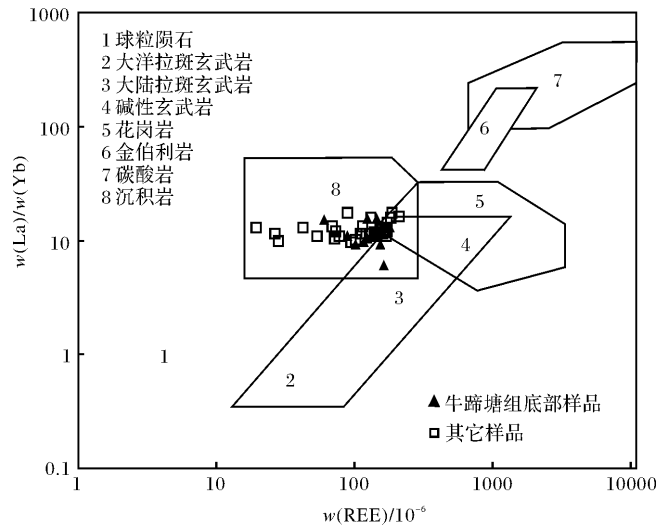


图 7 寒武系样品 La/Yb-REE 图解
(底图转引自朱笑青^[35])

Fig. 7 La/Yb-REE diagram of Cambrian sample (after Zhu Xiaqing^[35])

覆地层的样品多落在靠近正常沉积的区域。

海底热液的混入可能与震旦纪—寒武纪之交地壳伸展相关,王鸿祯^[33]认为华南大陆在震旦纪—早古生代经历了早期伸展裂谷($Z-\epsilon_2$),中期热沉降(ϵ_{3-4}),晚期前陆挠曲(S)三个阶段。震旦纪—寒武纪之交地壳伸展减薄阶段发育深大断裂,斜坡带断裂最为发育,形成以保靖—慈利断裂带为代表的 NE 向深大断裂,将地壳深部贫氧富含营养物质热液带入

海水,造成上层海水的高生产力和底层海水的还原环境;牛蹄塘组沉积以后华南由地壳伸展作用阶段逐渐向较稳定的热沉降作用过渡,断裂活动强度减弱,地壳深部的热液混入也随之较少。寒武纪早期 C_2O 浓度是现今的 20 倍,温室效应引起冰川融化,导致全球性海侵^[36],扬子地块位于古特提斯低纬度东侧,其东南侧被动大陆边缘斜坡带具有形成上升流的条件,且上升流具有阵发性的特征,以牛蹄塘期最为发育^[37]。中扬子板块南缘震旦纪—寒武纪界限附近富含薄层状硅质岩以及磷块岩被认为是上升流的重要证据,这些证据在本文研究的 3 条剖面震旦纪—寒武纪界限附近也有显示,在 Zn-Ni-Co、La/Yb-REE 图解中牛蹄塘组样品并不完全落入热水沉积范围可能也表明了多重因素对沉积的影响。因此,湘鄂西寒武系烃源岩可能是在多重地质事件综合影响下的结果,地球化学特征表明有海底热水的混入,但在牛蹄塘组底部也可能受到较明显的上升流影响。

4 结论

(1) 扬子台地区发育水井沱组一套烃源岩,斜坡带发育牛蹄塘组、清虚洞组底部、敖溪组多套烃源岩,湘中盆地从牛蹄塘组—污泥塘组烃源岩持续发育;对应的 Ba 含量反映古生产力在斜坡带具有多旋回性,盆地则持续高生产力。

(2) 微量元素 $V/(V+Ni)$ 、 U/Th 和 Ni/Co 表明烃源岩形成于还原环境,寒武系烃源岩在各个剖面均显示还原环境自下而上减弱,在扬子台地水井沱组以上为氧化环境,不利于烃源岩发育,斜坡带有多个氧化还原旋回,发育牛蹄塘组、清虚洞组下部、敖溪组多套烃源岩,湘中盆地从牛蹄塘—污泥塘组长期处于还原环境,有利于烃源岩发育。

(3) 稀土元素 Ce 和 Eu 异常显示的氧化还原环境和微量元素指示的较一致;特别是 δCe 从台地—斜坡—盆地变化较为明显, δCe 数值逐渐变小指示古水深增大;在各个剖面由下而上 δCe 数值增大,表明牛蹄塘期海侵之后整体上水深逐渐变浅。

(4) 寒武系烃源岩发育可能受到热水混入和上升流多重因素的影响。微量元素地球化学表明寒武系烃源岩受热水混入影响的程度自下而上降低,可能与震旦—寒武纪之交地壳伸展有关,伸展断裂为热液活动提供了通道,从伸展到热沉降阶段,热液活动随之减弱。

致谢 感谢武汉地矿研究所陈孝红研究员、童喜

润博士等同事在采样、讨论等方面提供的帮助;感谢长江大学路远发教授提供的 Geokit 软件以及审稿老师提供的宝贵修改意见。

参考文献(References)

- 1 Demaison G J, Moore G T. Anoxic environments and oil source bed genesis[J]. *Organic Geochemistry*, 1980, 2(1): 9-31
- 2 Tyson R V, Pearson T H. Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview[A]. In: Tyson R V, Pearson T H, eds. *Modern and ancient continental shelf anoxia*[C]. London: Geological Society Special Publication, 1991: 1-24
- 3 Pederson T F, Calvert S E. Anoxia vs. productivity: What controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rock? [J]. *AAPG Bulletin*, 1990, 74(4): 454-466
- 4 腾格尔,刘文汇,徐永昌,等.海相地层无机参数与烃源岩发育环境的相关研究——以鄂尔多斯盆地为例[J]. *石油与天然气地质*, 2005, 26(4): 411-421 [Tenger, Liu Wenhui, Xu Yongchang, et al. Study on relation between inorganic parameters in marine deposits and developmental of hydrocarbon source rocks: Taking Ordos Basin as an example [J]. *Oil & Gas Geology*, 2005, 26(4): 411-421]
- 5 腾格尔,刘文汇,徐永昌,等.缺氧环境及地球化学知识标志的探讨——以鄂尔多斯盆地为例[J]. *沉积学报*, 2004, 22(2): 365-372 [Tenger, Liu Wenhui, Xu Yongchang, et al. The discussion on anoxic environments and its geochemical identifying indices: Taking Ordos Basin as an example [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2004, 22(2): 365-372]
- 6 李双建,肖开华,沃玉进,等.中上扬子地区上奥陶统一志留统烃源岩发育的古环境恢复[J]. *岩石矿物学杂志*, 2009, 28(5): 450-458 [Li Shuangjian, Xiao Kaihua, Wo Yujin, et al. Palaeo-environment restoration of Upper Ordovician-Lower Silurian hydrocarbon source in Middle-Upper Yangtze area [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2009, 28(5): 450-458]
- 7 唐飞龙.中扬子区海相地层生物标志化合物的研究[J]. *石油实验地质*, 1994, 16(4): 366-373 [Tang Feilong. Study on biomarkers in the marine sequences of the Mid-Yangtze area [J]. *Experimental Petroleum Geology*, 1994, 16(4): 366-373]
- 8 马力,陈焕疆,甘克文,等.中国南方大地构造和海相油气地质[M].北京:地质出版社,2004: 259-283 [Ma Li, Chen Huanjiang, Gan Kewen, et al. *Geotectonics and Petroleum Geology of Marine Sedimentary Rock in Southern China* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2004: 259-283]
- 9 陶树,汤达桢,许浩,等.中、上扬子区寒武—志留系高过成熟烃源岩热演化史分析[J]. *自然科学进展*, 2009, 19(10): 1126-1133 [Tao Shu, Tang Dazhen, Xu Hao, et al. The thermal evolution history of Cambrian-Silurian high/over mature source in Middle-Upper Yangtze region [J]. *Progress in Natural Science*, 2009, 19(10): 1126-1133]
- 10 吴朝东.湘西震旦—寒武纪交替时期古海洋环境的恢复[J]. *地学前缘*, 2000, 7(增刊): 45-57 [Wu Chaodong. Recovery of the paleo-ocean environment in the alternating epoch of Later Sinian and Early

- Cambrian [J]. *Earth Science Frontiers*, 2000, 7(Supp.): 45-57]
- 11 陈兰, 钟宏, 胡瑞忠, 等. 黔北早寒武世缺氧事件: 生物标志化合物及有机碳同位素特征 [J]. *岩石学报*, 2006, 22(9): 2413-2423 [Chen Lan, Zhong Hong, Hu Ruizhong, *et al.* Early Cambrian oceanic anoxic event in north Guizhou: Biomarkers and organic carbon isotope [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2006, 22(9): 2413-2423]
 - 12 陈兰, 钟宏, 胡瑞忠, 等. 湘黔地区早寒武世黑色页岩有机碳同位素组成及其意义 [J]. *矿物岩石*, 2006, 26(1): 81-85 [Chen Lan, Zhong Hong, Hu Ruizhong, *et al.* Composition of organic carbon isotope of Early Cambrian black shale in the Xiang-Qian area and its significances [J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 2006, 26(1): 81-85]
 - 13 赵瞻, 谢渊, 刘建清, 等. 渝东南及周边早寒武世黑色岩系岩石地球化学特征及成因 [J]. *矿物岩石*, 2010, 30(4): 79-85 [Zhao Zhan, Xie Yuan, Liu Jianqing, *et al.* Genesis and petro-geochemical characteristics of the Lower Cambrian black shale series in the south-east of Chongqing and its adjacent area [J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 2010, 30(4): 79-85]
 - 14 王琛, 林丽, 李德亮, 等. 黔西纳雍地区下寒武统牛蹄塘组黑色岩系生物标志物的特征 [J]. *地质通报*, 2011, 30(1): 106-111 [Wang Chen, Lin Li, Li Deliang, *et al.* Characteristics of biomarkers of the black rock series of Lower Cambrian Niutitang Formation in the Nayong area, western Guizhou, China [J]. *Geological Bulletin of China*, 2011, 30(1): 106-111]
 - 15 段太忠, 曾允孚, 高振中. 根据沉积历史分析华南古大陆边缘的构造演化 [J]. *石油与天然气地质*, 1988, 9(4): 410-420 [Duan Taizhong, Zeng Yunfu, Gao Zhenzhong. Analysis of tectonic evolution of paleocontinental margin in South China based on sedimentary history [J]. *Oil & Gas Geology*, 1988, 9(4): 410-420]
 - 16 姜月华, 岳文浙, 业治铮. 深水型条带状灰岩的特征和形成机理 [J]. *地质论评*, 1994, 40(1): 48-55 [Jiang Yuehua, Yue Wenzhe, Ye Zhizheng. Characteristics and formation mechanism of deep-water type banded limestone [J]. *Geological Review*, 1994, 40(1): 48-55]
 - 17 陈践发, 张水昌, 孙省利, 等. 海相碳酸盐岩优质烃源岩发育的主要影响因素 [J]. *地质学报*, 2006, 80(3): 467-472 [Chen Jianfa, Zhang Shuichang, Sun Shengli, *et al.* Main factors influencing marine carbonate source rock formation [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2006, 80(3): 467-472]
 - 18 牟南, 吴朝东. 上扬子地区震旦—寒武纪磷块岩岩石学特征及成因分析 [J]. *北京大学学报(自然科学版)*, 2005, 41(4): 551-562 [Mu Nan, Wu Chaodong. Characteristics and phosphogenesis of phosphorite of the Sinian-Cambrian, West Yangtze area [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinesis*, 2005, 41(4): 551-562]
 - 19 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 Qiyong, Li Renwei, *et al.* Biomineralization and Its Geologic Background: Microbes and Their Hosting Organic Sediments [M]. Beijing: China Ocean Press, 1988: 335-352]
 - 20 Hatch J R. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee county, Kansas, U. S. A. [J]. *Chemical Geology*, 1992, 99: 65-82
 - 21 颜佳新, 徐四平, 李方林. 湖北巴东栖霞组缺氧环境地球化学特征 [J]. *岩相古地理*, 1998, 18(6): 27-32 [Yan Jiaxin, Xu Siping, Li Fanglin. Geochemistry of the anoxic sedimentary environments of the Qixia Formation in Badong, Hubei [J]. *Sedimentary Facies and Palaeogeography*, 1998, 18(6): 27-32]
 - 22 Jones B J, Manning A C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation palaeoredox conditions in ancient mudstones [J]. *Chemical Geology*, 1994, 111: 111-129
 - 23 达扬, 彭进, 赵元龙, 等. 贵州台江革—黔东统把榔组沉积环境初探 [J]. *地质论评*, 2011, 57(4): 574-582 [Da Yang, Peng Jin, Zhao Yuanlong, *et al.* Preliminary investigation on sedimentary environment of the Palang Formation in Geyi, Taijiang, eastern Guizhou, China [J]. *Geological Review*, 2011, 57(4): 574-582]
 - 24 Wilde P, Quinby-Hunt M S, Erdtmann B D. The whole-rock cerium anomaly: A potential indicator of eustatic sea-level changes in shales of the anoxic facies [J]. *Sedimentary Geology*, 1996, 101: 43-53
 - 25 杨兴莲, 朱茂炎, 赵元龙, 等. 黔东震旦系—下寒武统黑色岩系稀土元素地球化学特征 [J]. *地质论评*, 2008, 54(1): 3-15 [Yang Xinglian, Zhu Maoyan, Zhao Yuanlong, *et al.* REE geochemical characteristics of the Ediacaran-Lower Cambrian black rock series in eastern Guizhou [J]. *Geological Review*, 2008, 54(1): 3-15]
 - 26 Berry W B N, Wilde P. Progressive ventilation of the oceans an explanation for distribution of the Lower Paleozoic black shale [J]. *American Journal of Science*, 1978, 278: 257-275
 - 27 徐晓春, 王文俊, 熊亚平, 等. 安徽石台早寒武世黑色岩系稀土元素地球化学特征及其地质意义 [J]. *岩石矿物学杂志*, 2009, 28(2): 118-128 [Xu Xiaochun, Wang Wenjun, Xiong Yaping, *et al.* REE geochemical characteristics of the Lower Cambrian black shale series in Shitai area Anhui province, and their geological significance [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2009, 28(2): 118-128]
 - 28 张杰, 张覃, 陈代良. 贵州织金新华含稀土磷矿床稀土元素化学及生物成矿基本特征 [J]. *矿物岩石*, 2003, 33(3): 35-38 [Zhang Jie, Zhang Qin, Chen Dailiang. REE geochemistry of the ore-bearing REE in Xinhua phosphorite, Zhijin, Guizhou [J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 2003, 33(3): 35-38]
 - 29 Fleet A J. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements [A]. In: Henderson P ed. *Rare Earth Elements Geochemistry* [C]. Amsterdam: Elsevier Publishers, 1984: 343-373
 - 30 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 [Lü Bingquan, Wang Honggang, Hu Wangshui, *et al.* Relationship between Paleozoic upwelling facies and hydrocarbon in South-eastern marginal Yangtze block [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2004, 24(4): 29-35]
 - 31 陈践发, 孙省利, 刘文汇, 等. 塔里木盆地地下寒武统底部富有机质层段地球化学特征及成因探讨 [J]. *中国科学(D 辑): 地球科学*, 2004, 34(增刊 1): 107-113 [Chen Jianfa, Sun Shengli, Liu Wenhui, *et al.* Geochemical characteristics of organic matter-rich strata of Low-

- er Cambrian in Tarim Basin and its origin [J]. *Science China (Series D): Earth Sciences*, 2004, 34(Supp. 1): 107-113]
- 32 李胜荣, 高振敏. 湘黔地区牛蹄塘组黑色岩系稀土特征—兼论海相热水沉积岩稀土模式 [J]. *矿物学报*, 1995, 15(2): 225-229 [Li Shengrong, Gao Zhenmin. REE characteristics of black rock series of the Lower Cambrian Niutitang Formation in Hunan-Guizhou provinces, China, with discussion on the REE patterns in hydrothermal sediments [J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 1995, 15(2): 225-229]
- 33 王鸿祯, 杨巍然, 刘本培. 华南地区古大陆边缘构造史 [M]. 武汉: 武汉地质学院出版社, 1986: 1-272 [Wang Hongzhen, Yang Weiran, Liu Benpei. *Tectonic History of Ancient Continental Margins of South China* [M]. Wuhan: Wuhan Geology College Press, 1986: 1-272]
- 34 Choi J H, Hariya Y. Geochemistry and depositional environment of Mn oxide deposits in the Tokoro Belt, Northeastern Hokkaido, Japan [J]. *Economic Geology*, 87(5): 1265-1274
- 35 朱笑青, 王中刚. 冲绳海槽热水区沉积物的地球化学特征 [A]. 胡瑞忠. *矿床地球化学研究* [C]. 北京: 地震出版社, 1994: 108-112 [Zhu Xiaoqing, Wang Zhonggang. Geochemical characteristics of hot-water sediment in Oki-nawa Trough [A]. Hu Ruizhong. *Geochemistry of Ore Deposites* [C]. Beijing: Seismological Press, 1994: 108-112]
- 36 Crowley T J, Berner R A. Palaeoclimate CO₂ and climate change [J]. *Science*, 2001, 292(518): 870-872
- 37 胡望水, 吕炳全, 王红罡, 等. 扬子地块东南缘寒武系上升流沉积特征 [J]. *江汉石油学院学报*, 2004, 26(4): 9-12 [Hu Wangshui, Lü Bingquan, Wang Honggang, et al. Characteristics of upwelling sedimentation in Cambrian in southeast margin of Yangtze Plate [J]. *Journal of Jiangnan Petroleum Institute*, 2004, 26(4): 9-12]

Analysis of Geochemical Feature and Sediment Environment for Hydrocarbon Source Rocks of Cambrian in West Hunan-Hubei Area

LIU An LI Xu-bing WANG Chuan-shang WEI Kai WANG Bao-zhong

(Wuhan Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Wuhan 430205)

Abstract: Based on the analysis of TOC, trace elements of 3 typical Cambrian stratigraphic sections from platform-slope-basin in west Hunan-Hubei area. $V/(V + Ni)$, U/Th , Ni/Co indicated Cambrian sediment turn from strong reducing environment to oxidized environment, and with a few oxidation-deoxidation sediment periodicity in slope zone. After normalized by NASC, δEu with positive anomaly and δCe with negative anomaly, and the abnormal degree showed a deeper-water from platform-slope-basin, as a whole regression after transgression in Cambrian. The environment of source rock in the bottom of Niutitang Formation was productive, strong reducing, and transgressive; the high TOC shale probably has relationship with reductive, nutritive elements-rich hydrothermal fluid flow, which upwelled along deep fracture during the transition from Sinian to Cambrian, and also with episodicity upwelling.

Key words: west Hunan-Hubei; Cambrian; source rock; trace element; palaeo-environment;