

黔中开阳地区南华系澄江组古环境演化及意义

吴文明^{1, 2, 3)}, 徐世林¹⁾, 杨瑞东¹⁾, 王泽鹏^{2, 3)}, 刘建中^{3, 4)}, 刘松²⁾, 王大福²⁾,
吴小红²⁾, 万大学²⁾, 潘启权²⁾, 张丞²⁾

1) 贵州大学资源与环境工程学院, 贵阳, 550025;

2) 贵州省地质矿产勘查开发局 105 地质大队, 贵阳, 550018;

3) 自然资源部基岩区矿产资源勘查工程技术创新中心, 贵阳, 550081;

4) 贵州省地质矿产勘查开发局, 贵阳, 550001

内容提要:为查明贵州开阳极乐南华系澄江组的沉积环境演化过程、物质来源。对开阳磷矿极乐矿段南华系澄江组剖面进行详细的野外考察,并开展沉积学、矿物学、主量、微量和稀土元素地球化学特征研究。结果表明:澄江组岩样 SiO_2 含量为 65.56%~78.45%,结合岩矿鉴定结果认为岩性主要为石英岩屑砂岩;其 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 值和 TiO_2 含量自下而上呈逐渐减小趋势;其 Sr/Cu 值平均为 13.15,显示为干旱炎热气候;其沉积环境参数主要指标 $\text{Th}/\text{U}>2$, $\text{V}/\text{Cr}<2$, $\delta\text{Ce}>1$, $\delta\text{Eu}<1$,均显示澄江组水体为氧化环境。 ΣREE 为 152.28~266.23 $\mu\text{g/g}$,呈轻稀土富集,重稀土亏损,其配分模式与青白口系清水江组一致。综合认为:澄江组整套岩层水平层理发育,表明沉积区水体相对安静,总体为湖相沉积。其早至中—晚期水体深度由深变浅,至末期为浅滩环境。沉积物质可能来源于青白口系清水江组。沉积期间的古气候环境为干旱炎热,水体盐度自早到晚期持续上升,总体为氧化环境。澄江时期沉积的厚大泥沙建造,为后期陡山沱期形成无障壁浅滩缓坡相环境提供了物质基础。

关键词:黔中;澄江组;沉积环境;物质来源

黔中开阳地区的南华系澄江组是指平行不整合于青白口系清水江组与震旦系洋水组(与陡山沱组同期异相)之间,主体岩性为紫红色薄层具条带状水平层理的黏土岩、粉砂质黏土岩夹岩屑细—粉砂岩,时夹砂砾岩及含砾砂岩透镜体,中部偶夹冰碛砾岩。该地层曾被命名为“狮子口系”、“莲沱组”和“马路坪组”(王砚耕等,1984)。其分散出露于贵州省内的遵义松林,清镇铁厂,开阳金中、翁昭,息烽温泉及瓮安朵丁等地,金沙岩孔钻井中亦见及。其厚度变化较大,最厚位于金沙岩孔,视厚大于 300 m;最薄位于开阳翁昭,厚度约 60 m;研究区最大厚度约 150 m。澄江组是大略与南华系富禄组(或加上大塘坡组,南华纪富禄间冰期沉积)同时期以河湖相为主的地层。据贵州清镇铁厂附近的澄江组沉凝灰岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $804.8\pm3.5\text{ Ma}$ (贵州省地质调查院,2017)。

随着第二批国家级整装勘查及周边商业勘查项目的实施,贵州开阳地区赋存于澄江组上伏地层洋水组的磷矿资源获得了重大找矿突破(国土资源部矿产勘查办公室,2015)。近年磷矿资源增加了近 1000 Mt (333+334?),该区共拥有磷矿资源量达 1600 Mt。震旦纪陡山沱期,在黔中、鄂西等地形成超大型磷块岩矿床,代表地球历史中最早的重大成磷事件(周传明,2016)。国内外学者对该地区洋水组磷矿层进行了大量研究(吴祥和等,1999;邓克勇等,2015;陈国勇等,2015;王泽鹏等,2016;张亚冠等,2016;吴文明等,2017;刘建中等,2019;Zhang Yaguan et al., 2019),但忽视对下伏地层沉积环境的研究。本文以黔中开阳磷矿极乐矿段磷矿层下伏地层——南华系澄江组为研究对象,通过详细地野外考察,并结合沉积学、矿物学和地球化学研究,探讨该时期的沉积环境以及其对成磷作用的影响。

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号:U1812402, 41890841, 41862002)、贵州省科技厅项目(编号:黔科合平台人才[2018]5613)、中国地质调查局项目(编号:121201004000150017-77, 121201004000160901-34)、贵州省地质矿产勘查开发局地质科研项目(编号:黔地矿办发[2016]10、11号)的成果。

收稿日期:2019-03-30;改回日期:2020-02-17;责任编辑:刘志强。Doi:10.16509/j.georeview.2020.02.002

作者简介:吴文明,男,1984年生,博士研究生,矿床学及地球化学专业;Email:272180889@qq.com。通讯作者:杨瑞东,男,1963年生,教授,博士生导师,主要从事矿床学及地球化学研究;Email:rdyang@gzu.edu.cn。

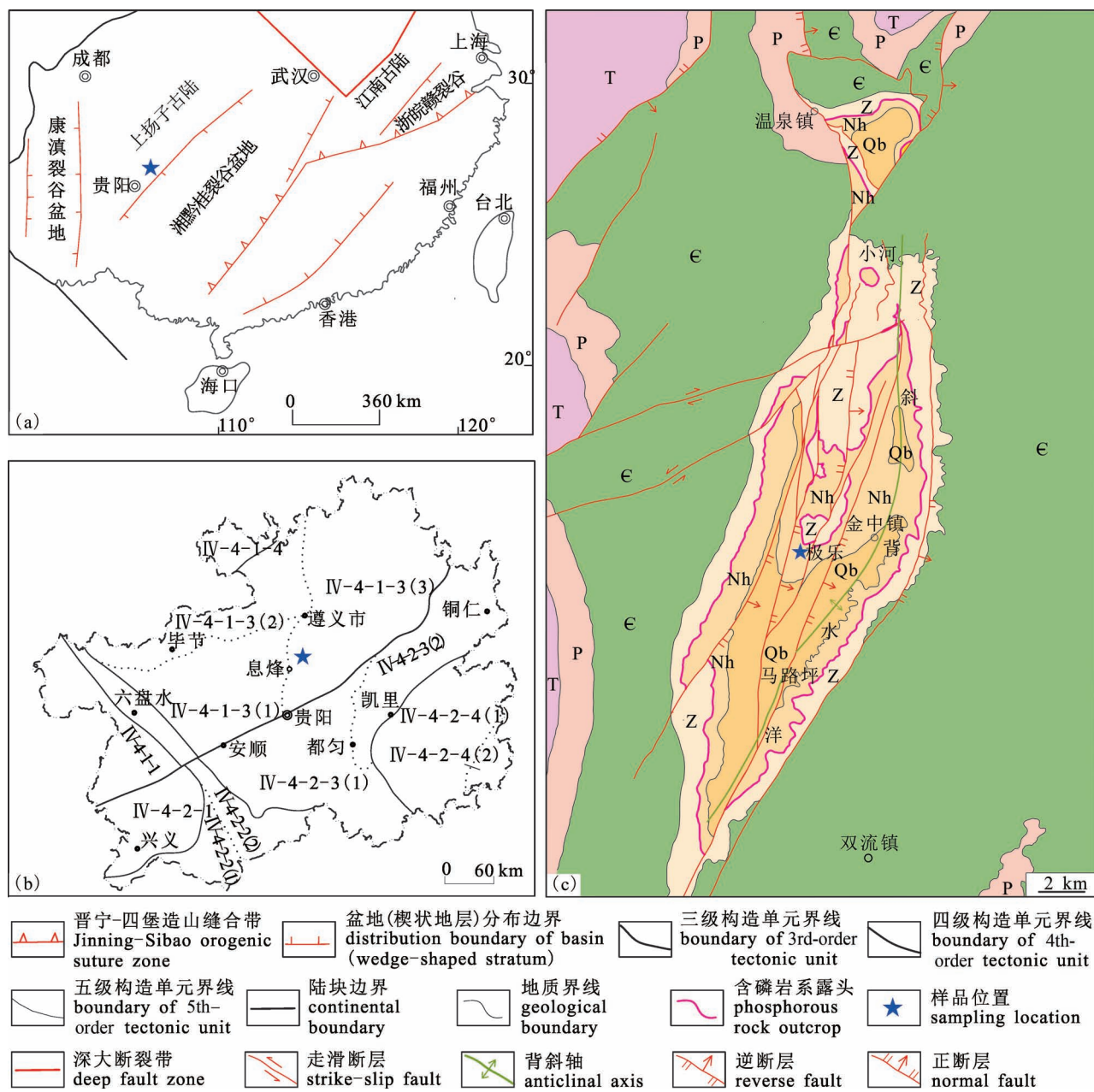


图 1 黔中开阳磷矿区地质背景图: (a) 华南大陆大地构造分区示意图(据卓皆文等, 2013); (b) 贵州省构造单元分区图(据贵州省地质调查院, 2017); (c) 开阳磷矿地区地质简图^{①, ②}

Fig. 1 Regional geological settings of the Kaiyang phosphorus orefield: (a) tectonic sketch of south China continent (from Zhuo Jiewen et al. , 2013&); (b) structural unit zoning map of Guizhou Province (modified after Guizhou Geological Research Institute, 2017#); (c) brief geological map of Kaiyang phosphorus orefield^{①, ②}

T—三叠系; P—二叠系; €—寒武系; Z—震旦系; Nh—南华系; Qb—青白口系

T—Triassic; P—Permian; €—Cambrian; Z—Sinian System; Nh—Nanhuan System; Qb—Qingbaikou System

响。

1 地质背景及样品特征

研究区位于扬子陆块上扬子东南区湘黔桂裂谷次级盆地边缘(图 1a),鄂渝黔褶皱断裂带中遵义—

贵阳小区黔中相对隆起区(图 1b)。研究区出露地层及岩性由老到新依次有青白口系清水江组变余粉砂岩、南华系中统澄江组陆源碎屑岩、震旦系下统洋水组砂岩—白云岩—磷块岩—硅质岩、上统灯影组白云岩等地层(图 1c)。研究区褶皱及断裂发育,主

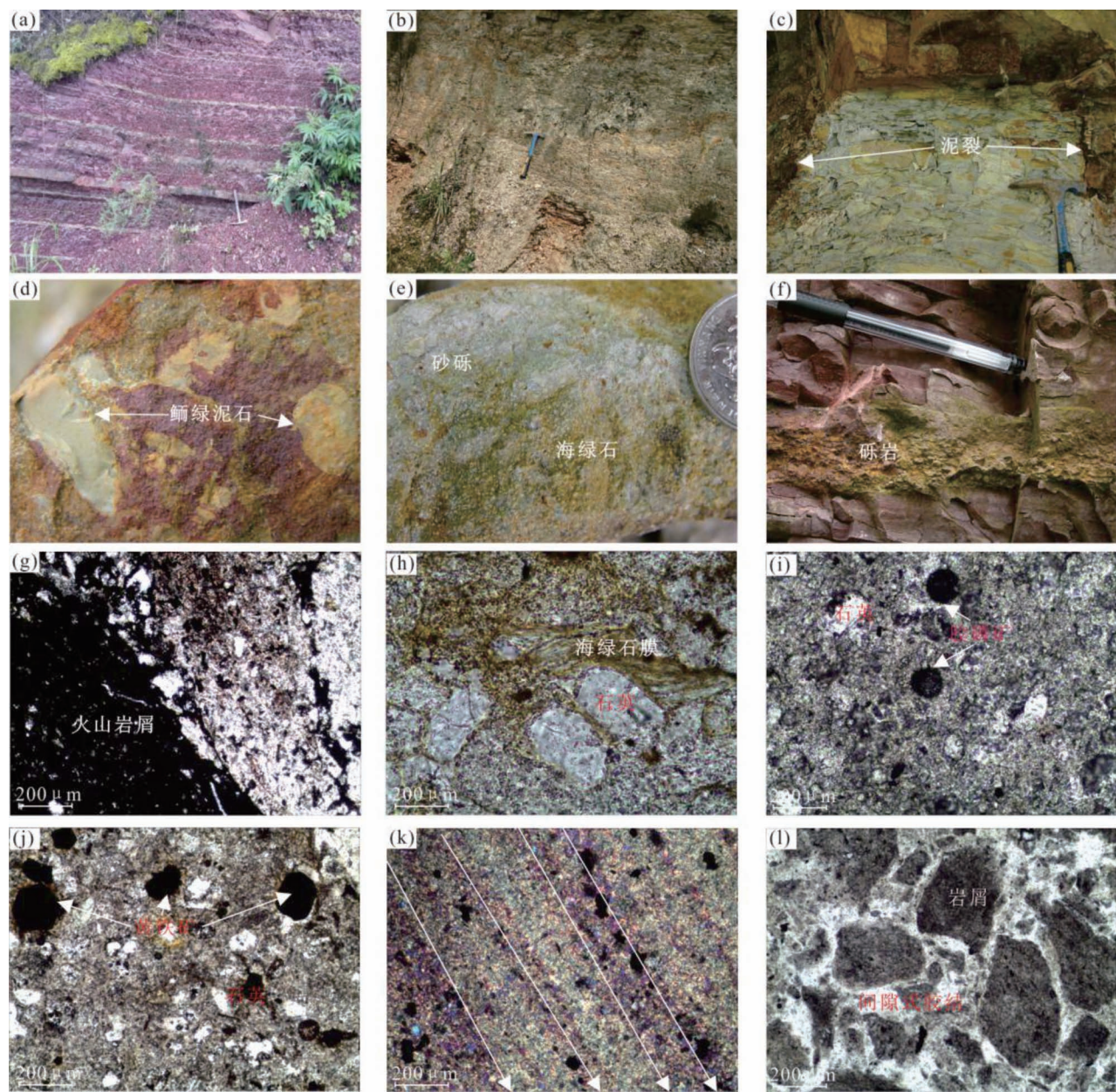


图 3 贵州开阳极乐澄江组剖面的野外及显微照片: (a) 澄江组一段; (b) 澄江组二段; (c) 暴露面; (d) 鲕绿泥石; (e) 砂砾岩; (f) 薄层砾岩; (g) JZ4, 火山岩屑; (h) JZ11, 膜质海绿石; (i) JZ12, 胶磷矿砂屑; (j) JZ14, 胶磷矿砂屑, 星点状黄铁矿; (k) JZ22, 黏土矿物, 显微水平层理; (l) JZ25, 黏土岩屑

Fig. 3 Field and microscopic photographs of the Chengjiang Formation profile in Jile, Kaiyang, Guizhou: (a) the first member of Chengjiang Formation; (b) the second member of Chengjiang Formation; (c) exposed surfaces; (d) oolitic chlorite; (e) conglomerate; (f) thin conglomerate; (g) JZ4, volcanic debris; (h) JZ11, membranous glauconite; (I) JZ12, collophosphate sand; (j) JZ14, collophosphate sand, star point Pyrite; (k) JZ22, clay minerals, micro horizontal bedding; (l) JZ25, clay cuttings

及稀土元素测试均在澳实矿物实验室(广州)完成。主量测试流程为:将样品在玛瑙球磨机中磨至 200 目,再将样品进行硼酸锂—硝酸锂熔融,熔融物冷却后加入稀 HNO₃ 和稀 HCl 溶解,然后采用 X 荧光光谱仪进行测试。微量及稀土元素测试流程为:测试

样品在玛瑙球磨机中磨至 200 目,选用仪器为四级杆型电感耦合等离子体质谱(Q-ICP-MS),分析步骤为:将样品 50 mg 放置于封闭容样装置中,加酸消解并放置于 130 ℃ 溶解残渣 3 h,取出冷却后加入 500 ng Rh 内标溶液,转移至 50 mL 离心管中,最后在 Q-

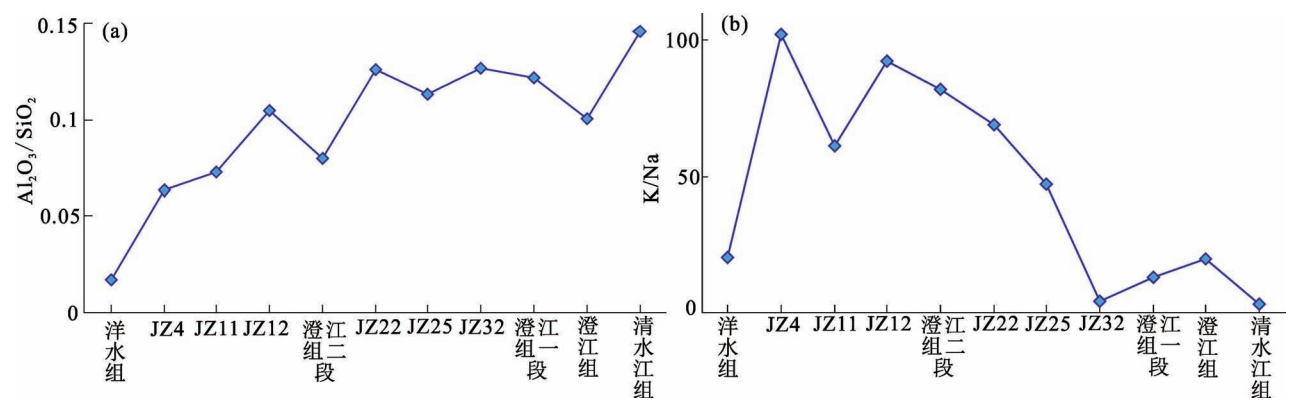


图 4 贵州开阳极乐澄江组剖面样品 Al_2O_3/SiO_2 (a), K/Na 曲线图(b)

Fig. 4 (a) Al_2O_3/SiO_2 , (b) K/Na diagram of the Chengjiang Formation profile in Jile, Kaiyang, Guizhou

ICP-MS 上进行测试。

3 分析结果

3.1 主量元素

研究区主量元素以亲石元素为主(表 1)。这对鉴定碎屑岩的类别、判断其成熟度和简单判断沉积环境有良好的效果。

澄江组 6 件样品的 SiO_2 含量为 65.56% ~ 78.45%, 平均 71.11%, 达到了石英岩屑砂岩的 SiO_2 含量。显微鉴定也可见石英常呈岩屑产出(图 3i, j), 胶结物主要是黏土矿物。TFeO 含量为 1.37% ~ 4.94%, 平均 2.99%, 明显高于清水江组。 Al_2O_3/SiO_2 值可以作为碎屑沉积物成熟度的指标(Rober and Korsch, 1999), 其值越小成熟度越高。研究区澄江组剖面的 Al_2O_3/SiO_2 (图 4a) 为 0.06 ~ 0.13, 自

下而上呈逐渐减小趋势, 具有较高的成熟度, 说明样品经历了长距离的搬运。手标本和薄片鉴定中发现澄江组中部砾石层的砾石磨圆度较高, 以砂砾为主, 具有一定分选性。其 TiO_2 含量从下到上有明显降低的趋势, TiO_2 主要是来自陆源碎屑(胡国辉等, 2013), 说明澄江组沉积过程中陆源碎屑物供给量在逐渐减少。

K/Na 可作为初步判断水体古盐度的有效指标(郑荣才等, 1999), K/Na 值越大, 介质盐度越高。研究区澄江组剖面 K/Na 值由下而上呈明显上升趋势(图 4b), 说明水体的含盐量是逐渐上升的。

3.2 微量元素

研究区微量元素主要由亲石元素和亲铜元素组成(表 2)。微量元素在沉积过程中容易受到环境变化的影响(Tribovillard et al., 2006), 表现出不同的

表 1 贵州开阳极乐澄江组剖面样品的主量元素(%) 分析结果

Table1 Contents (%) of major elements of the Chengjiang Formation profile in Jile, Kaiyang, Guizhou

样品	岩性	Al ₂ O ₃	CaO	TFeO	K ₂ O	MgO	Na ₂ O	SO ₃	TiO ₂	MnO ₂	SiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Al/Si	K/Na
洋水组	砂岩	1.13	14.45	2.64	0.60	6.81	0.03	2.80	0.06	0.21	67.05	4.02	0.20	0.02	20.00
JZ4	灰绿色石英岩	4.50	4.44	4.02	2.05	2.65	0.02	4.47	0.26	0.14	71.16	0.08	6.21	0.06	102.50
JZ11	灰绿色砂砾岩	5.73	0.26	1.37	2.44	0.44	0.04	0.07	0.23	0.03	78.45	0.02	10.92	0.07	61.00
JZ12	灰绿色细砂岩	7.37	0.22	1.61	3.69	0.60	0.04	0.56	0.31	0.01	70.15	0.02	15.42	0.11	92.25
二段	平均值	5.87	1.64	2.33	2.73	1.23	0.03	1.70	0.27	0.06	73.25	0.04	10.85	0.08	81.80
JZ22	灰绿色黏土岩	8.27	0.26	2.32	4.13	0.69	0.06	0.01	0.36	0.01	65.56	0.03	18.30	0.13	68.83
JZ25	紫红色砾岩	8.04	0.14	3.70	3.78	0.47	0.08	0.03	0.37	0.05	71.15	0.03	12.16	0.11	47.25
JZ32	紫红色黏土岩	8.91	0.10	4.94	3.06	0.34	0.73	0.01	0.42	0.04	70.18	0.04	11.23	0.13	4.19
一段	平均值	8.41	0.17	3.65	3.66	0.50	0.29	0.02	0.38	0.03	68.96	0.03	13.90	0.12	12.61
澄江组	平均值	7.14	0.90	2.99	3.19	0.87	0.16	0.86	0.33	0.05	71.11	0.04	12.37	0.10	19.74
清水江组	灰色变余砂岩	9.80	0.07	0.46	3.29	0.22	1.20	0.01	0.44	0.01	67.15	0.02	17.33	0.15	2.74

注: TFeO 为全铁, LOI 为烧失量; 澄江组、澄江组一段、澄江组二段为平均含量。

含量和展现出一定的规律,利用微量元素在沉积岩或沉积物在沉积—成岩过程中分布规律来判定和恢复沉积环境是沉积学研究的重要手段。

研究区澄江组的亲铜元素分配系数较低,亲石元素分配系数大,随着相容性逐渐降低,分配系数逐渐增大,与大陆上地壳的配分一致 (Rudnick and Gao, 2003)。清水江组的微量元素分配系数也是随着元素相容性降低而减小,与大陆上地壳的配分一致。这说明研究区澄江组主要物质来源是下江群的风化产物。澄江组二段底部砂砾岩亲铜元素分配系数明显增大,与其中海绿石组分有关。洋水组表现出不同的配分模式,元素相容性越强,分配系数越大。其含亲铜元素富集,而亲石元素相对亏损 (图 5),反映碳酸盐沉积的特点,与陡山沱期白云岩类似 (Melezhik et al., 2001)。其亲石元素分配系数明显低于澄江组,但相容性较低的亲石元素 Sr 和 U 有明显的富集。

Chen (1997) 对长江三角洲第四纪沉积物研究认为,海陆过渡相的 Sr/Ba 值很难准确判断古盐度, Ga 能进一步判断古盐度,并给出了判别标准: Sr/Ba 值 > 0.35 为浅海环境; < 0.2 为陆相沉积; 当 0.2 < Sr/Ba < 0.35 时,若 Ga < 15 μg/g 为浅海环境, 18 μg/g < Ga < 23 μg/g 是陆相沉积。研究区澄江组一段 Sr/Ba 为 0.09~0.29, 平均 0.18, 小于 0.2, 应属于陆相环境。二段 Sr/Ba 为 0.25~0.44, 平均 0.33, 处于 0.2~0.35 之间, 其 Ga 含量为 11.0~19.9 μg/g, 平均 14.9 μg/g, 小于 15 μg/g, 属于浅海环境。洋水组早期砂岩 Sr/Ba 为 2.09, 远大于 0.35 的临界值, 反映

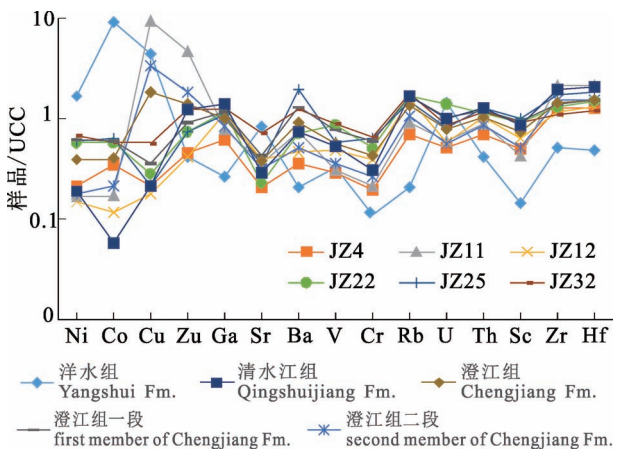


图 5 贵州开阳极乐澄江组剖面微量元素蛛网图
Fig. 5 The trace elements/UCC spider diagram of the Chengjiang Formation profile in Jile, Kaiyang

为海相环境。这可能正好反映出,该地区从澄江期到陡山沱期沉积环境又陆相变为海相的变化。

Th /U、V/Cr 和 V/(V +Ni) 是沉积环境参数主要指标 (Hatch and Leventhal, 1992; Jones and Manning, 1994; Wignall and Twitchett, 1996; 解兴伟等, 2019; 李明龙等, 2019)。Hatch 等 (1992) 对北美黑色岩系研究认为,水体很容易出现分层现象: V/(V +Ni) 值介于 0.84~0.89, 反映水体分层性强, 底层水体中出现 H₂S 的厌氧环境; V/(V +Ni) 介于 0.54~0.82, 反应为水体分层性中等; V/(V +Ni) 介于 0.46~0.60, 反应为水体分层性弱。研究区澄江组 V/(V +Ni) 为 0.67~0.87, 平均 0.76, 水体分层性明显。沉积物中 Th /U < 2 时, 为缺氧环境, Th /U > 2 时, 为氧化环境 (Wignall and Twitchett, 1996)。澄江组所测样品的 Th /U 均大于 2。V/Cr < 2 为氧化环境, V/Cr = 2.00~4.25 为贫氧环境; V/Cr > 4.25 为次氧至缺氧环境 (Jones and Manning, 1994), 澄江组所测样品的 V/Cr 均小于 2。

邓宏文等 (1993) 认为 Sr/Cu 值介于 1~5 指示温湿气候, 5~10 指示湿热, 而大于 10 指示干热气候。研究区澄江组 Sr/Cu 为 0.43~25.40, 平均 13.15 > 10 (表 2), 属于干热气候; 洋水组早期砂岩 Sr/Cu 为 2.19, 反映陡山沱大海侵时期温湿的气候环境。

3.3 稀土元素

稀土元素是一组比较特殊的微量元素,具有相似的物化特性,在地质体中经常共同演化,因此在沉积体中相对富集,特别是风化壳中,黏土矿物对 REE 具有很强的吸附性 (German and Elderfield, 1990),不同地质体中 REE 呈现不同的规律。测试结果见表 3。

研究区澄江组样品稀土元素总量从底部到顶部呈现逐渐减少的趋势, ΣREE 为 152.28~266.23 μg/g, 平均 215.36 μg/g, 高于 UCC (大陆上地壳) 148.10 μg/g, 低于清水江组 310.09 μg/g。经球粒陨石标准化后,发现澄江组稀土元素配分模式与下伏地层清水江组完全一致 (图 6), 与 UCC 也完全一致 (Rudnick and Gao, 2003), 表现为轻稀土富集, 重稀土亏损。这进一步说明澄江组物质来源正是其下伏地层清水江组。ΣLREE 为 133.96~239.22 μg/g, 平均 191.95 μg/g, 明显大于 ΣHREE 平均值 23.41 μg/g (18.32~27.01 μg/g)。La/Yb, L/H 能很好反映 REE 的分异程度, La/Sm 可以进一步判断轻稀土的分异程度 (Taylor et al., 1985)。澄江组从

表 2 贵州开阳极乐澄江组剖面样品的微量元素 ($\mu\text{g/g}$) 分析结果
Table 2 Contents ($\mu\text{g/g}$) of trace elements of the Chengjiang Formation profile in Jile, Kaiyang, Guizhou

样品	Ni	Co	Cu	Zn	Ga	Sr	Ba	V	Cr	Rb	U	Th	Sc	Zr	Hf	Sr/Ba	$\frac{V}{V+Ni}$	V/Cr	Th/U	Sr/Cu
洋水组	79.0	158	124.0	28.0	4.6	271.0	129.5	32.0	10.0	17.6	3.9	4.4	2.0	100.0	2.6	2.09	0.29	3.20	1.13	2.19
JZ4	10.0	6.0	6.0	31.0	11.0	66.6	224.0	28.0	18.0	58.9	1.4	7.4	7.0	245.0	6.7	0.30	0.74	1.56	5.29	11.10
JZ11	8.0	3.0	269.0	314.0	13.8	116.0	464.0	30.0	20.0	77.0	1.6	9.2	6.0	417.0	11.2	0.25	0.79	1.50	5.75	0.43
JZ12	7.0	2.0	5.0	28.0	19.9	127.0	290.0	47.0	36.0	131.5	1.6	11.0	9.0	229.0	6.9	0.44	0.87	1.31	6.88	25.40
澄江组二段	8.3	3.7	93.3	124.3	14.9	103.2	326.0	35.0	24.7	89.1	1.5	9.2	7.3	297.0	8.3	0.33	0.80	1.45	6.13	12.31
JZ22	27.0	10.0	8.0	50.0	20.6	73.9	452.0	84.0	47.0	143.0	3.8	12.1	13.0	256.0	8.0	0.16	0.76	1.79	3.18	9.24
JZ25	28.0	11.0	6.0	50.0	19.0	111.0	1215	56.0	58.0	126.5	2.2	13.4	14.0	335.0	9.9	0.09	0.67	0.97	6.09	18.50
JZ32	32.0	10.0	16.0	84.0	22.2	228.0	773.0	86.0	61.0	150.5	2.3	12.2	13.0	211.0	6.4	0.29	0.73	1.41	5.30	14.25
澄江组一段	29.0	10.3	10.0	61.3	20.6	137.6	813.3	75.3	55.3	140.0	2.8	12.6	13.3	267.3	8.1	0.18	0.72	1.39	4.50	14.00
澄江组	18.7	7.0	51.7	92.8	17.8	120.4	569.7	55.2	40.0	114.6	2.1	10.9	10.3	282.2	8.2	0.26	0.76	1.42	5.19	13.15
清水江组	9.0	1.0	6.0	83.0	24.5	92.5	470.0	52.0	28.0	140.0	2.7	13.6	12.0	383.0	10.9	0.20	0.85	1.86	5.04	15.42
UCC	47.0	17.3	28.0	67.0	17.5	320.0	624.0	97.0	92.0	84.0	2.7	10.5	14.0	193.0	5.3	0.51	0.67	1.05	3.89	11.43

注:UCC 为大陆上地壳(Rudnick and Gao, 2003)。

表 3 贵州开阳极乐澄江组剖面稀土元素含量 ($\mu\text{g/g}$)
Table 3 Contents ($\mu\text{g/g}$) of rare earth elements of the Chengjiang Formation profile in Jile, Kaiyang, Guizhou

样品	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Th	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	δCe	δEu	La/Yb	La/Sm	ΣLREE	ΣHREE	L/H	ΣREE
洋水组	34.00	76.20	8.65	40.20	11.00	3.13	15.65	2.06	11.25	2.32	6.13	0.81	4.65	0.68	1.04	0.73	4.94	1.95	173.18	43.55	3.98	216.73
JZ4	31.10	65.50	6.70	25.10	4.57	0.99	4.58	0.77	4.89	1.01	3.07	0.47	3.04	0.49	1.04	0.66	6.91	4.28	133.96	18.32	7.31	152.28
JZ11	38.00	76.80	8.30	31.80	6.04	1.35	6.25	1.04	6.28	1.39	4.20	0.62	4.27	0.67	0.99	0.67	6.01	3.96	162.29	24.72	6.57	187.01
JZ12	50.10	110.0	11.80	47.20	8.42	1.45	5.65	0.94	6.03	1.33	4.05	0.58	3.79	0.57	1.05	0.61	8.92	3.75	228.97	22.94	9.98	251.91
澄江组二段	39.73	84.10	8.93	34.70	6.34	1.26	5.49	0.92	5.73	1.24	3.77	0.56	3.70	0.58	1.03	0.64	7.28	4.00	175.07	21.99	7.95	197.07
JZ22	44.20	90.20	9.28	35.10	6.88	1.45	6.93	1.04	6.50	1.37	4.24	0.60	3.99	0.61	1.02	0.64	7.48	4.04	187.11	25.28	7.40	212.39
JZ25	52.80	113.0	12.20	48.90	10.50	1.82	7.69	1.12	6.80	1.46	4.42	0.65	4.21	0.66	1.03	0.59	8.47	3.17	239.22	27.01	8.86	266.23
JZ32	47.50	96.40	10.00	37.40	7.22	1.63	6.55	0.96	5.58	1.19	3.52	0.53	3.36	0.51	1.01	0.71	9.54	4.14	200.15	22.20	9.02	222.35
澄江组一段	48.17	99.87	10.49	40.47	8.20	1.63	7.06	1.04	6.29	1.34	4.06	0.59	3.85	0.59	1.02	0.65	8.49	3.78	208.83	24.83	8.42	233.66
澄江组	43.95	91.98	9.71	37.58	7.27	1.45	6.28	0.98	6.01	1.29	3.92	0.58	3.78	0.59	1.03	0.64	7.89	3.89	191.95	23.41	8.19	215.36
清水江组	64.10	132.0	14.00	53.50	10.35	2.14	9.70	1.46	8.72	1.90	5.54	0.79	5.09	0.80	1.02	0.64	8.50	3.90	276.09	34.00	8.12	310.09
UCC	31.00	63.00	7.10	27.00	4.70	1.00	4.00	0.70	3.90	0.83	2.30	0.30	1.96	0.31	0.99	0.69	10.68	4.15	133.80	14.30	9.36	148.10

注:UCC 为大陆上地壳(据 Rudnick and Gao, 2003), $\delta\text{Ce}=2*\left[\frac{\text{Ce}}{\text{La+Pr}}\right]_{\text{N}}$, $\delta\text{Eu}=2*\left[\frac{\text{Eu}}{\text{Sm+Gd}}\right]_{\text{N}}$, $(\text{La/Yb})_{\text{N}}$, $(\text{La/Sm})_{\text{N}}$, N 表示球粒陨石标准化(据 Evensen et al., 1978)。

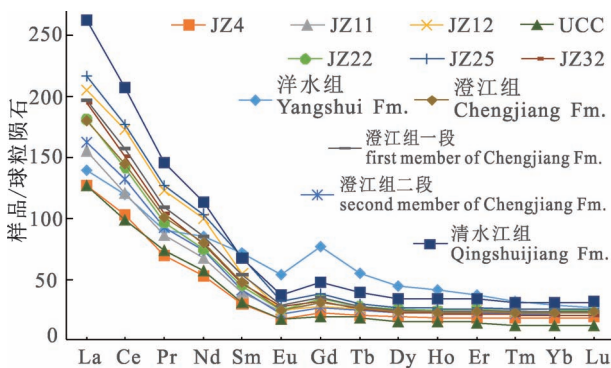


图 6 贵州开阳极乐澄江组剖面稀土元素球粒陨石
标准化配分模式

Fig. 6 The chondrite normalized REE distribution patterns of the Chengjiang Formation profile in Jile, Kaiyang, Guizhou

底部到顶部 La/Yb 和 L/H 值逐渐减小,REE 分异程度逐渐减小,重稀土亏损程度逐渐降低;La/Sm 变化不大,洋水组明显降低,整个澄江组轻稀土分异程度相差不大(图 7)。

δCe 和 δEu 可以反映沉积时古水体的氧化—还原状态 (Shields and Stille, 2001; 袁桃等, 2018),但成岩作用也可以改变 Ce 异常值,会导致 δCe 与 δEu 具有较好的相关性, δCe 与 ΣREE 具有较好的正相关。通过计算,澄江组样品的 δCe 与 δEu 的相关性差, δCe 与 ΣREE 没有明显的相关性,这就说明测试样品后期经历的成岩作用弱,对该时期形成的沉积岩影响较小。Alibo 等(1999)认为当 $\delta\text{Ce}>1$ 或 $\delta\text{Eu}<1$ 时,水体氧化;当 $\delta\text{Ce}<1$ 或 $\delta\text{Eu}>1$ 则表示水体还原。澄江组的 δCe 值除 JZ11 为 0.99 小于 1 外,其余均大于 1,同时 δEu 值均小于 1,说明水体是氧化环境(表 3)。

4 讨论

4.1 沉积相分析

研究区澄江组整套岩层水平层理发育,代表了沉积区水体相对安静,总体为湖相沉积(刘鸿允等, 1966)。第一段岩性以紫红色黏土岩为主,普遍存在浅灰绿色条带状黏土岩,并在中上部开始与紫红色黏土岩形成互层,并逐渐变薄,可能代表了水体加深。其上部出现的波痕和微波状层理,说明水体较浅;近顶部紫红色石英岩屑粉砂岩开始增厚,灰绿色条带状黏土岩消失,说明水体进一步变浅。第二段岩性以浅灰绿色石英岩屑砂岩—细砂岩为主,石英成分较一段顶部增多,代表了浅海环境。其下部泥

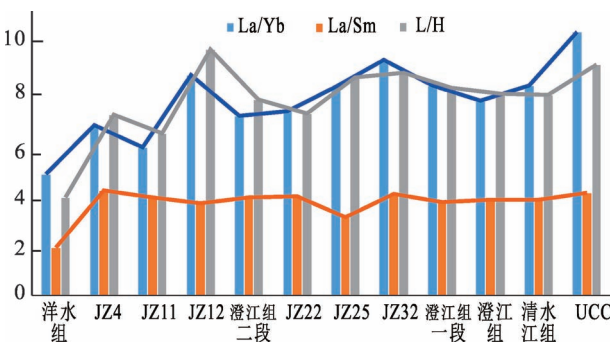


图 7 贵州开阳极乐澄江组剖面稀土元素分异程度
Fig. 7 The REE differentiation degree of the Chengjiang Formation profile in Jile, Kaiyang, Guizhou

裂构造的出现,表明沉积区出现过短暂的暴露,而该期间出现的磷质结核及碳酸盐矿物,是在海侵过程中,海水向河道上溯过程中形成的沉积(贵州省地质调查院, 2017);中部浅灰绿色石英质细砂岩中海绿石含量较多,水平层理发育,属于水体相对较深,水动力较弱,弱氧化弱碱性的近滨沉积环境;上部为厚层岩屑石英砂岩,成熟度高,属于海滩环境;顶部岩层可见鲕状绿泥石,属于典型的浅海陆棚相沉积。

4.2 古盐度

澄江组下部样品的 Sr/Ba 值小于 0.2 (陆相界限值),应为湖泊相正常沉积的退积序列。K/Na 值由下往上逐渐增大,水体盐度逐渐上升。在沉积界面之上形成了少量海绿石膜和细小的胶磷矿(图 3h, i)。短暂暴露之后,海水逐渐淹没海岸, Sr/Ba 值大于 0.35,澄江组进入退积结构为主的海滩阶段。其水体盐度持续上升,晚期到达最大。陡山沱期大海侵到来,出现短暂的陆棚沉积,之后进入碳酸盐台地沉积阶段,水体盐度逐渐降低。

4.3 氧化还原状态

经笔者岩矿鉴定发现,澄江组下部岩层主要是紫红色富含 Fe_2O_3 黏土岩,上部主要是浅灰绿色富石英岩屑砂岩、黏土岩。其 Th/U 均大于 2, V/Cr 均小于 2, δCe 大于 1, δEu 均小于 1,均表示澄江组水体为氧化环境。但其中浅灰绿色纹层及上部岩层中又出现了海绿石、胶磷矿等弱还原—弱氧化矿物。深水湖阶段,水体具有较弱的分层性。其岩石呈紫红色,主要是因为陆源碎屑在风化搬运过程中 Fe^{2+} 被氧化后形成 Fe_2O_3 。当淡水补给变少时水体滞留,在沉积界面形成弱还原环境, Fe^{3+} 被还原成 Fe^{2+} ,由于没有生物活动的迹象,有机质难以析出,岩层呈浅灰绿色。在氧化—还原界面, Fe^{3+} 不断被

H₂S 还原成 Fe²⁺ 形成黄铁矿,海绿石在弱还原的沉积界面上不断形成。在这个过程中,磷质受到 FeS₂ 化学泵作用的影响与陆源碎屑带来的黏土矿物结合 (Planavsky et al., 2010),不断析出形成砂屑—粉砂屑状胶磷矿。

4.4 古气候

研究区澄江组的古气候环境与前人认为(莲沱组)的冰期或间冰期明显不同(林树基, 1995)。样品 Sr/Cu 值绝大多数大于 10,说明澄江时期为干旱炎热的古气候环境,仅在海侵时期气温出现降低。岩层主要呈紫红色也反映炎热的气候环境。

4.5 物质来源分析

澄江组样品主量、微量和稀土元素含量等特征继承了下伏地层清水江组(下江群)的特征。其微量元素的配分模式和稀土元素的富集程度与 UCC 和清水江组明显相似,澄江组沉积物质来源可能是清水江组。其 Al₂O₃/SiO₂ 值小于 0.15,镜下鉴定也发现大量石英岩屑,反映碎屑物的成熟度较高,说明澄江组沉积物经历了较长距离的搬运。TiO₂ 含量自下而上逐渐减小,说明陆源供给是逐渐减少。通过大离子亲石元素研究,发现陆源碎屑是澄江组的主要碎屑因子。随着沉积的进行,陆源碎屑在逐渐减少,到晚期时出现火山碎屑因子。镜下鉴定中存在大量黏土质,仅在砂砾岩中存在少量长石岩屑,其胶结物仍是黏土矿物,说明研究区风化严重。

沉积岩中 TiO₂, Sc, Nb, Hf 和 Zr 大部分来自陆源区, Al, Ti, Fe, Mg, Cu, Zn, Ni, Rb, Nb, V, Cr 等元素的质量分数变化大多服从“元素的粒度控制律”,主要赋存在细粒的陆源碎屑中,主要依靠来源于周围陆源物质输入。而火山碎屑沉积物质风化程度低,具有区别于陆源沉积的地球化学特征。Leo 等 (2002) 将侏罗系沉积物的 K₂O—Rb 作图,认为其可有效区分碎屑的性质,低 K₂O/Rb 值是古风化源和强风化源的特征,而高 K₂O/Rb 值则是富含火山岩盐的沉积物或经历过 K 交代作用的沉积物的典型特征 (Plank and Langmuir, 1998)。

从图 8 可看出,研究区澄江组剖面的 K₂O/Rb 值低于 UCC,从顶部到底部呈现逐渐减小,反映出整个剖面是以陆源碎屑沉积为主。而且 K₂O/Rb 值具有良好的谐和性 ($R^2 = 0.8436$),说明澄江组物源供给与清水江组相似,或者直接来自清水江组。随着沉积的不断进行, K 质含量不断增高,可能与二段中出现海绿石有关。而澄江组顶部 (JZ4) K₂O/Rb 值则落入火山碎屑区 (图 8),加之薄片鉴定出火

山碎屑 (图 3g),说明研究区澄江组晚期有火山碎屑的参与。

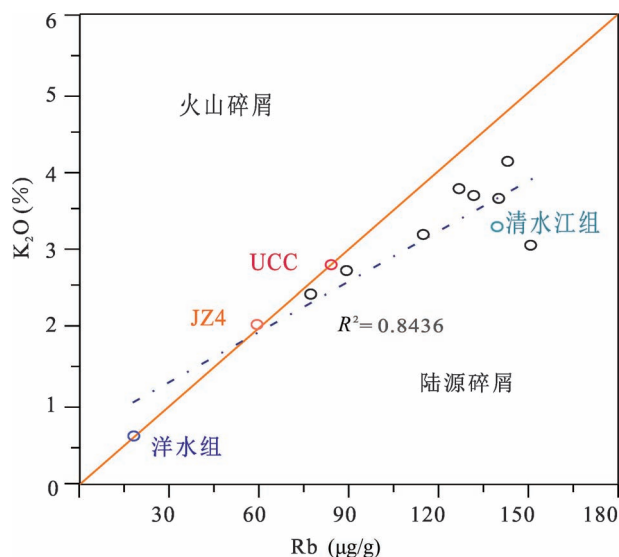


图 8 贵州开阳极乐澄江组剖面 K₂O—Rb 图解

Fig. 8 The K₂O—Rb diagram of the Chengjiang Formation profile in Jile, Kaiyang, Guizhou

碎屑岩研究中原岩恢复和构造背景是很重要的,而原岩的岩性强烈影响 Th、Sc、La、Zr、Hf 等亲石元素的聚集,通常可以运用这些大离子亲石元素之间的三元图解来判断原岩的性质和构造背景 (Lee, 2009)。

从图 9 中可看出,澄江组样品陆源碎屑的原岩主要来自大陆岛弧和被动大陆边缘的上地壳中的古老沉积物。其主要是在克拉通盆地中沉积的页岩和长石砂岩,大部分与上地壳相似,与清水江组是同一类型,说明澄江组物质来源可能是下江群构成的上地壳。而澄江组晚期沉积中可能有来自长英质火山岩(花岗岩)的碎屑因子。

4.6 澄江组与磷块岩聚集关系密切

研究区澄江组上伏地层震旦系洋水组是我国富磷矿主要赋矿层位。经前人研究认为,陡山沱期能形成巨量的富磷矿,与该时期处于无障壁浅滩缓坡相环境具有重大关系 (陈国勇等, 2015; 王泽鹏等, 2016; 刘建中等, 2019; Zhang Yaguan et al., 2019)。结合海洋地质学 (徐茂泉等, 2010),陡山沱期开阳地区应为沙质海岸。沙质海岸带比较宽,通常是由松散的、很软、很细的物质如细砂、粉砂和淤泥组成的,海岸线比较平直,海滩比较宽,也比较长 (朱筱敏, 2000)。正是由于澄江时期在黔中古陆边缘沉积形成的厚度较大的泥沙建造,为后期形成沙

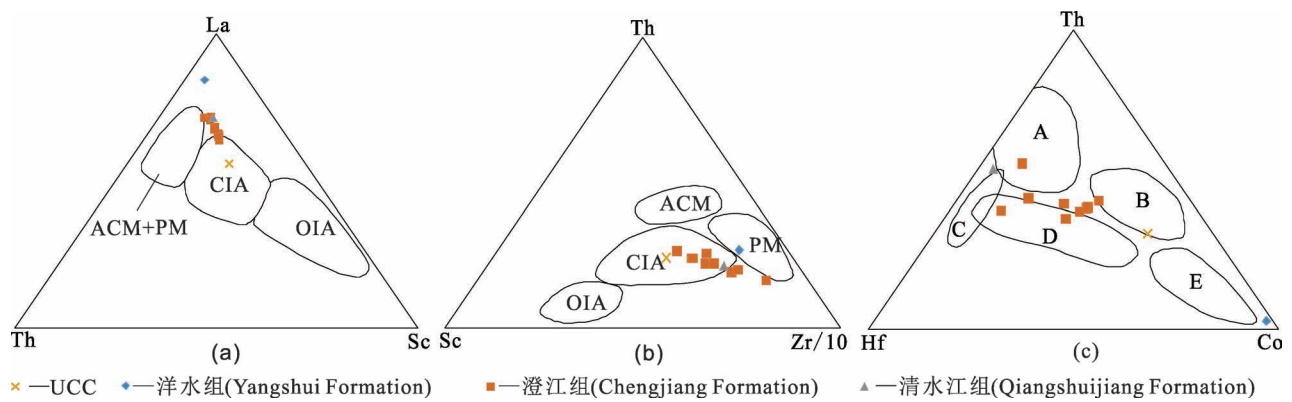


图 9 贵州开阳极乐澄江组剖面原岩判断三角图解

Fig. 9 Original rock judgment triangular diagram of the Chengjiang Formation profile in Jile, Kaiyang, Guizhou
(a) La—Th—Sc 三元图解; (b) Th—Sc—Zr/10 三角图解 (OIA—大洋岛弧, CIA—大陆岛弧, ACM—活动大陆边缘, PM—被动大陆边缘) (Bhatia and Mukul, 1983); (c) Th—Hf—Co 三元图解 (A—长英质火山岩, B—页岩 [克拉通盆地], C—石英岩 [克拉通盆地], D—长石砂岩 [克拉通盆地], E—杂砂岩 [岛弧]) (据 Wood, 1979)
(a) La—Th—Sc ternary diagram; (b) Th—Sc—Zr/10 triangular diagram (OIA—oceanic arc, CIA—continental arc, ACM—active continental margin, PM—passive continental margin) (Bhatia and Mukul, 1983); (c) Th—Hf—Co ternary diagram (A—felsic volcanic rock, B—shale [cratonic basin], C—quartzite [cratonic basin], D—arkose [cratonic basin], E—graywacke [island arc]) (from Wood, 1979)

质海岸提供了物质基础。研究表明,澄江组沉积厚的区域属于相对低洼区域,其在陡山沱期往往构成沿岸海湾环境,这样海湾环境最有利利用磷块岩沉积,因此,澄江组发育是寻找磷块岩重要找矿标志。

5 结论

- (1)澄江组整套岩层水平层理发育,代表了沉积区水体相对安静,总体为湖相沉积。其早至中晚期水体深度由深变浅,至末期为浅滩环境。
- (2)研究区澄江组沉积物质来源可能是青白口系清水江组。沉积期间为干旱炎热的古气候环境,水体盐度自早到晚期持续上升,晚期到达最大,总体为氧化环境。
- (3)澄江时期沉积的厚大泥沙建造,为后期陡山沱期形成无障壁浅滩缓坡相环境奠定基础,澄江组发育是寻找磷块岩重要找矿标志。

注 释 / Notes

- ①贵州省地质调查研究院. 2016. 贵州 1 : 5 万开阳幅区域地质矿产调查报告.
- ②贵州省地质矿产勘查开发局—〇五地质大队. 2019. 贵州省开阳以东磷矿整装勘查区矿产调查与找矿预测子项目总成果报告.

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a “&” is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a “#” is in Chinese without English abstract)

陈国勇, 杜远生, 张亚冠, 陈庆刚, 范玉梅, 王泽鹏, 谭华. 2015. 黔中地区震旦纪含磷岩系时空变化及沉积模式. 地质科技情报, 34(6): 17~25.

邓宏文, 钱凯. 1993. 沉积地球化学与环境分析. 兰州: 甘肃科学技术出版社: 4~28.

邓克勇, 吴波, 罗明学, 罗春, 龙建喜. 2015. 贵州开阳双山坪陡山沱组磷块岩地球化学特征及成因意义. 地质与勘探, 51(1): 123~132.

贵州省地质调查院. 2017. 中国区域地质志·贵州志. 北京: 地质出版社, 80~103.

国土资源部矿产勘查办公室. 2015. 实践探索理论创新推进磷矿找矿重大突破. 找矿突破战略行动简讯, 1(2): 1~12.

胡国辉, 赵太平, 周艳艳, 王世炎. 2013. 华北克拉通南缘中—新元古代沉积地层对比研究及其地质意义. 岩石学报, 29(7): 2491~2507.

刘鸿允, 沙庆安, 胡世玲, 朱铭, 胡华光. 1966. 贵州北部的震旦系及其与邻区的对比. 地层学杂志, 1(2): 137~162.

刘建中, 王泽鹏, 杜远生, 陈国勇, 张亚冠, 吴文明, 王大福, 谭代卫, 李松涛, 唐嗣刚, 付芝康, 万大学, 向群, 杨妮娅, 汪小勇, 李磊, 唐铸, 宋威方, 苏成鹏. 2019. 贵州开阳地区富磷矿成矿作用过程与找矿潜力. 贵州地质, 36(1): 10~17.

林树基. 1995. 板溪群和莲沱组对比问题与震旦/前震旦界限. 贵州地质, 12(1): 23~29.

李明龙, 陈林, 田景春, 郑德顺, 许克元, 方喜林, 曹文胜, 赵军, 冉中夏. 2019. 鄂西走马地区南华纪古城期—南沱早期古气候和古氧相演化: 来自细碎屑岩元素地球化学的证据. 地质学报, 93(9): 2158~2170.

王砚耕, 尹恭正, 郑淑芳, 秦守荣, 朱顺才, 陈玉林. 1984. 贵州上前寒武系及震旦系—寒武系界线. 贵阳: 贵州人民出版社: 37~92.

王泽鹏, 张亚冠, 杜远生, 陈国勇, 刘建中, 徐园园, 谭代卫, 李磊, 王大福, 吴文明. 2016. 黔中开阳磷矿沉积区震旦纪陡山沱期定量岩相古地理重建. 古地理学报, 18(3): 399~410.

吴祥和, 韩至钧, 蔡继锋. 1999. 贵州磷块岩. 北京: 地质出版社; 1~124.

吴文明, 杨瑞东, 徐世林, 任海利, 刘建中, 王泽鹏, 王大福, 谭代卫, 李磊. 2017. 贵州开阳陡山沱组超大型磷矿的富磷因素分析. 化工矿物与加工, 46(7): 36~40+58.

解兴伟, 袁华茂, 宋金明, 李宁, 李学刚, 段丽琴, 王越奇, 任成喆. 2019. 海洋沉积物中氧化还原敏感元素对水体环境缺氧状况的指示作用. 地质论评, 65(3): 671~688.

徐茂泉, 陈友飞. 2010. 海洋地质学. 厦门: 厦门大学出版社; 1~231.

徐世林, 杨瑞东, 吴文明, 彭益书. 2017. 贵州开阳地区“澄江组”沉积特征及环境分析. 地层学杂志, (4): 437~444.

袁桃, 伊海生, 兰叶芳, 蒋艳霞. 2018. 元素分析在古海水原始信息保存性研究中的应用. 地质论评, 64(3): 584~596.

郑荣才, 柳梅青. 1999. 鄂尔多斯盆地长6油层组古盐度研究. 石油与天然气地质, 20(1): 22~27.

周传明. 2016. 扬子区新元古代前震旦纪地层对比. 地层学杂志, 40(2): 120~135.

朱筱敏. 2000. 层序地层学. 东营: 中国石油大学出版社; 20~45.

卓皆文, 江新胜, 王剑, 崔晓庄, 熊国庆, 陆俊泽, 刘建辉, 马铭珠. 2013. 华南扬子古大陆西缘新元古代康滇裂谷盆地的开启时间与充填样式. 中国科学:地球科学, 43(12): 1952~1963.

张亚冠, 杜远生, 陈国勇, 刘建中, 王泽鹏, 徐圆圆, 谭代卫, 李磊, 王大福, 吴文明. 2016. 黔中开阳地区震旦纪陡山沱期富磷矿沉积特征与成矿模式. 古地理学报, 18(4): 581~594.

Alibo D S, Nozaki Y. 1999. Rare earth elements in seawater: particle association, shale-normalization, and Ce oxidation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(3~4): 363~372.

Bhatia, Mukul R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstone. Journal of Geology, 91(6): 611~627

Chen Guoyong, Du Yuansheng, Zhang Yaguan, Chen Qinggang, Fan Yumei, Wang Zepeng, Tan Hua. 2015&. Spatial and temporal variation and mineralization model of the Sinian Phosphorus-bearing sequences in central Guizhou Province. Geological Science and Technology Information, 34(6): 17~25.

Chen Z, Chen Z, Zhang W. 1997. Quaternary stratigraphy and trace-element indices of the Yangtze delta, Eastern China, with special reference to marine transgressions. Quaternary Research, 47(2): 181~191.

Deng Hongwen, Qian Kai. 1993#. Sedimentary Geochemistry and Environmental Analysis. Lan Zhou: Gansu Science and Technology Press; 4~28.

Deng Keyong, Wu Bo, Luo Mingxue, Luo Chun, Long Jianxi. 2015&. Phosphate rock geochemistry of the Doushantuo Formation in Shuangshanping, Kaiyang of Guizhou Province and its genetic significance. Geology and Exploration, 51(1): 123~132.

Leo P D, Dinelli E, Mongelli G, Schiattarella M. 2002. Geology and geochemistry of Jurassic pelagic sediments, Scisti silicei Formation, southern Apennines, Italy. Sedimentary Geology, 150(3): 229~246.

Evensen N M, Hamilton P J, O´Nions R K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42(8): 1199~1212.

German C R, Elderfield H. 1990. Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: The ground rules. Paleoceanography, 5(5): 823~833.

Guizhou Geological Survey Institute. 2017#. Regional Geology of China, Guizhou Journal. Beijing: Geological Publishing House; 80~103.

Hatch J R, Leventhal J S. 1992. 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. . Chemical Geology, 99(1~3): 65~82.

Hu Guohui, Zhao Taiping, Zhou Yanyan, Wang Shiyan. 2013&. Meso—Neoproerozoic sedimentary formation in the souuthern margin of the North China Craton and its geological implications. Acta Petrology, 29(7): 2491~2507.

Jones B, Manning DA C. 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. Chemical Geology, 111(1~4): 1~129.

Lee Y I. 2009. Geochemistry of shales of the Upper Cretaceous Hayang Group, SE Korea; implications for provenance and source weathering at an active continental margin. Sedimentary Geology, 215(1~4): 1~12.

Li Minglong, Chen Lin, Tian Jingchun, Zheng Deshu, Xu Keyuan, Fang Xilin, Cao Wensheng, Zhao Jun, Ran Zhongxi. 2019&. Paleoclimate and paleo- oxygen evolution during the Gucheng Period— early Nantuo Period of Nanhua System in the Zouma area, West Hubei; evidence from elemental geochemistry of fine clastic rocks. Acta Geologica Sinica, 93(9): 2158~2170.

Lin Shuji. 1995&. Correlation for liantuo formation to Banxi Group and boundary between the Presinian and the Sinian in eastern Guizhou. Guizhou Geology, 12(1): 23~29.

Lin Shuji, Lu Dingbiao, Xiao jiafei, Xiong xiaohui, Li yantao. 2013&. Stratigraphy of the Nanhuan System in Guizhou Province. Journal of Stratigraphy, 37(4): 542~557.

Liu Hongyun, Sha Qing ´an, Hu Shiling, Zhu Ming, Hu Huaguang. 1966#. Sinian system in northern Guizhou and its comparison with adjacent areas. Journal of Stratigraphy, 1(2): 137~162.

Liu Jianzhong, Wang Zepeng, Du Yuansheng, Chen Guoyong, Zhang Yaguan, Wu Wenming, Wang Dafu, Tan Daiwei, Li Songtao, Tang Sigang, Fu Zhikang, Wan Daxue, Xiang Qun, Yang Niya, Wang Xiaoyong, Li Lei, Tang Zhu, Song Weifang, Su Chengpeng. 2019&. Mineralization process and prospecting potential of rich phosphorus deposits in Kaiyang, Guizhou. Guizhou Geology, 36(1): 10~17.

Melezhik V A, Gorokhov I M, Kuznetsov A B, Fallick A E. 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates; implications for ‘blind dating’. Terra Nova, 13(1): 1~11.

Office of Mineral Exploration and Resources, Ministry of Land and Resources. 2015#. Practice exploration and theoretical innovation to promote major breakthrough in phosphate ore prospecting. Brief on Strategic Action of Breakthrough in Prospecting, 1(2): 1~12.

Planavsky N J, Rouxel O J, Bekker A, Lalonde S V, Konhauser K O, Reinhard C T, Lyons T W. 2010. The evolution of the marine phosphate reservoir. Nature, 467: 1088~1090.

Plank T, Langmuir C H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. Chemical Geology, 145: 325~394.

RoBer B P and Korsch R J. 1999. Geochemical characterization, evolution and source of a Mesozoic accretionary wedge: the Torlesse terrane, New Zealand. Geological Magazine, 136(5): 493~512.

Rudnick R L, Gao S. 2003. Composition of the Continental Crust. In: Holland, H D and Turekian, K K. eds. The Crust: Treatise on Geochemistry. Elsevier-Pergamon, Oxford: 1~64.

Shields G, Stille P. 2001. Diagenetic constrains on the use of cerium

anomalies as paleo seawater redox proxies: An isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. *Chemical Geology*, 175: 29~48.

Taylor S R, McLennan S M. 1985. The continental crust: its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. *Journal of Geology*, 94(4): 40~51.

Tribouillard N, Algeo T J, Lyons T, Riboulleau A. 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical Geology*, 232(1): 12~32.

Wang Yangeng, Yin Gongzheng, Zheng Shufang, Qin Shourong, Zhu Shuncai, Chen Yulin. 1984. Pre-Cambrian and Sinian — Cambrian Boundaries in Guizhou. Guiyang: Guizhou People Press; 37~92.

Wang Zepeng, Zhang Yaguan, Du Yuansheng, Chen Guoyong, Liu Jianzhong, Xu Yuanyuan, Tan Daiwei, Li Lei, Wang Dafu, Wu Wenming. 2016. Reconstruction of quantitative lithofacies palaeogeography of the Sinian Doushantuo Age of phosphorite depositional zone in Kaiyang area, central Guizhou Province. *Journal of Palaeogeography*(Chinese Edition), 18(3): 399~410.

Wignall P B, Twitchett R J. 1996. Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction. *Science*, 272: 1155~1158.

Wood D A, Joron J L, Treuil M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth & Planetary Science Letters*, 45(2): 326~336.

Wu Wenming, Yang Ruidong, Xu Shilin, Ren Haili, Liu Jianzhong, Wang Zepeng, Wang Dafu, Tan Daiwei, Li Lei. 2017. Analysis of enrichment factors for super-large phosphate deposit in Doushantuo Formation in Kaiyang, Guizhou. *Chemical Minerals and Processing*, 46(7): 36~40+58.

Wu Xianghe, Han Zhijun, Cai Jifeng. 1999. Phosphorites in Guizhou. Beijing: Geological Publishing House, 1~124.

Xie Xingwei, Yuan Huamao, Song Jinming, Li Ning, Li Xuegang, Duan Liqin, Wang Yueqi, Ren Chengzhe. 2019. Indication of redox sensitive elements in marine sediments on anoxic condition of water environment. *Geological Review*, 65(3): 671~688.

Xu Maoquan, Chen Youfei. 2010. Marine Geology. Xiamen: Xiamen University Press; 1~231.

Xu Shilin, Yang Ruidong, Wu Wenming, Peng Yishu. 2011. Sedimentary characteristics and environmental analysis of the Chengjiang FM in Kaiyang County, Guizhou province. *Journal of Stratigraphy*, (4): 437~444.

Yuan Tao, Yi Haisheng, Lan Yefang, Jiang Yanxia. 2018. An Application of Elements Analysis on Researches of the Paleo-seawater Information Preservation. *Geological Review*, 64(3): 584~596.

Zhang Yaguan, Du Yuansheng, Chen Guoyong, Liu Jianzhong, Wang Zepeng, Xu Yuanyuan, Tan Daiwei, Li Lei, Wang Dafu, Wu Wenming. 2016. Sedimentary characteristics and mineralization model of high-grade phosphorite in the Sinian Doushantuo age of Kaiyang area, central Guizhou province. *Journal of Palaeogeography* (Chinese Edition), 18(4): 581~594.

Zhang Yaguan, Pufahl P K, Du Yuansheng, Chen Guoyong, Liu Jianzhong, Chen Qinggang, Wang Zepeng, Yu Wenchao. 2019. Economic phosphorite from the Ediacaran Doushantuo Formation, South China, and the Neoproterozoic—Cambrian Phosphogenic Event. *Sedimentary Geology*, 388: 1~19.

Zheng Rongcai, Liu Meiqing. 1999. Study on palaeosalinity of Chang-6 oil reservoir set in Ordos Basin. *Oil & Gas Geology*, 20(1): 22~27.

Zhou Chuanming. 2016. Neoproterozoic lithostratigraphy and correlation across the Yangtze block, south China. *Journal of Stratigraphy*, 40(2): 120~135.

Zhu Xiaomin. 2000. Sequence Stratigraphy. Dongying: China University of Petroleum Press; 20~45.

Zhuo Jiewen, Jiang Xinsheng, Wang Jian, Cui Xiaozhuang, Xiong Guoqing, Lu Junze, Liu Jianhui, Ma Mingzhu. 2013. Opening time and filling pattern of the Neoproterozoic Kangdian Rift Basin, western Yangtze Continent, South China. *Science China (Earth Sciences)*, 43(12): 1952~1963.

Paleo-environmental evolution of the Chengjiang Formation, Nanhuan System, in Kaiyang area, Central Guizhou, and its significance

WU Wenming^{1, 2, 3)}, XU Shilin¹⁾, YANG Ruidong¹⁾, WANG Zepeng^{2, 3)}, LIU Jianzhong^{3, 4)}, LIU Song²⁾, WANG Dafu²⁾, WU Xiaohong²⁾, WAN Daxue²⁾, PAN Qiquan²⁾, ZHANG Cheng²⁾

1) College of Resource and Environmental Engineering, Guizhou University, Guiyang, 550025;

2) 105 Geological Team, Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development Guizhou Province, Guiyang, 550018;

3) Engineering Technology Innovation Center of Mineral Resources Explorations in Bedrock Zones, Ministry of Natural Resources, Guiyang, 550081;

4) Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development Guizhou Province, Guiyang, 550001

Objectives: Objectives: This study aimed to ascertain the sedimentary environmental evolution process and material source of the Chengjiang Formation, Nanhuan System(≈ Cryogenian System), in Jile, Kaiyang County, Central Guizhou Province.

Methods: A detailed field investigation was conducted on the profile of the Chengjiang Formation profile of Nanhuan System, in Jile, Kaiyang. The sedimentology, mineralogy and geochemical characteristics of major, trace and rare earth elements was used.

Results: The SiO₂ contents of the samples from the Chengjiang Formation ranged from 65.56% to 78.45%, with an mean of 71.11%. The lithology of this formation is mostly quartz lithic sandstone based on the results of rock—mineral identification. Its ratio of Al₂O₃ to SiO₂ and TiO₂ contents showed a gradually decreasing trend from the bottom to the top for the whole profile. The average of Sr/Cu ratio was 13.15, showing a dry and hot climate. The major parameters for sedimentary environment (e. g. , Th /U>2, V/Cr<2, δCe>1, δEu<1, U/Th>1) indicating that the environment in which the Chengjiang Formation was formed was an oxidizing environment. The concentrations of ΣREE in rock samples ranged from 152.28 to 266.23 μg/g, indicating that the enrichment of light rare earth elements and the loss of heavy rare earth elements. Further, its distribution patterns are consistent with those of the Qingshuijiang Formation (Qingbaikou System).

Conclusions: The horizontal stratification of the Chengjiang Formation indicates the water body in the sedimentary area is relatively quiet, and the complete set of rock formations of the Chenjiang Formation is generally lacustrine. From early stage to late stage, the water depth changes from deep to shallow, and then to the late stage, the sedimentary environment of the Chenjing Formation becomes a shoal environment. The sedimentary materials may come from the Qingshuijiang Formation, Qingbaikou System. The climate during the deposition was dry and hot. The salinity of the water continued to rise from early to late stage, and the overall environment was oxidized. The thick sediment formation in the Chengjiang age provided the material basis for the formation of the barrier-free shoal and gentle slope facies environment in the Doushantuo age.

Keywords: Central Guizhou; Chengjiang Formation, Nanhuan System (Cryogenian System); sedimentary environment; material source

Acknowledgements: This paper is financially supported by the National Natural Science Foundation of China (Nos. U1812402, 41890841, 41862002), the department of project in Guizhou (No. [2018] 5613), China Geological Survey Project (Nos. 121201004000150017-77, 121201004000160901-34), Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development Guizhou Province, Geological Research Projects (No. [2016] 10, 11)

First author: WU Wenming, male, born in 1984, Ph. D. candidate, mainly engaged in the study of sedimentary deposits and solid mineral exploration; Email: 272180889@qq.com

Corresponding author: YANG Ruidong, male, born in 1963, professor, doctoral supervisor, mainly engaged in the study of sedimentary deposits; Email: rdyang@gzu.edu.cn

Manuscript received on: 2019-03-30; Accepted on: 2020-02-17; Edited by: LIU Zhiqiang

Doi: 10.16509/j. georeview. 2020. 02. 002