

华南埃迪卡拉纪陡山沱组物源风化对全球性成磷事件的启示

陆卓^{1,2}, 朱煜翔², 陶璐², 殷科², 刘振东²

(1. 滇西应用技术大学 珠宝学院, 云南 腾冲 679100; 2. 中国地质大学(武汉) 地球科学学院, 湖北 武汉 430074)

摘要: 华南埃迪卡拉纪陡山沱组沉积于原始地球-生命系统向现代地球-生命系统过渡的关键时期, 该套地层记录了地质历史时期一次大规模成磷事件, 但关于该次成磷事件中磷元素的来源仍存在诸多争议。浅海区磷元素主要来源于由河流搬运的陆表含磷矿物风化产物及上升流作用所带来的其他海域含磷水体, 这两种来源可以通过全岩碎屑元素(Al、Fe、Th等)和稀土元素的含量及其分布特征进行区分。本文通过对上扬子地区乡党坪剖面 and 四斗坪剖面的陡山沱组主、微量元素特征的综合分析, 恢复了该地区的物源体系及其风化作用过程。较高的 $P_2O_5-Al_2O_3$ 、 $P_2O_5-Fe_2O_3$ 相关性, 表明该时期磷来源于陆地风化而非上升流; 较低的Th/Co、La/Sc、Th/Cr等比值, TiO_2-Zr 相关性以及Th-Hf-Co、La-Th-Sc三角图分布关系, 表明研究区内陡山沱组的物源体系主要为玄武岩; 较高的化学蚀变指数(CIA)和较低的Sr/Cu值, 表明物源区当时以温暖湿润气候为主, 经历了中等程度的化学风化作用。对不同类型火山岩中磷含量的大数据分析结果表明, 镁铁质火山岩中的磷含量远高于长英质火山岩, 故陡山沱组沉积期间较为强烈的玄武岩风化作用大大提高了浅海陆架区的磷沉积通量以及海水磷浓度水平, 为磷块岩的大规模形成提供了丰富磷质来源, 并改善了早期海洋的磷循环, 促进了全球规模的成磷事件以及大型后生动物的辐射。

关键词: 埃迪卡拉纪; 陡山沱组; 成磷事件; 玄武岩; 化学风化; 华南

中图分类号: P512.1; P595

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2022)05-0891-12

Enlightenment of source and weathering of the Ediacaran Doushantuo Formation in South China on the global phosphorus event

LU Zhuo^{1,2}, ZHU Yu-xiang², TAO Lu², YIN Ke² and LIU Zhen-dong²

(1. School of Jewelry, WestYunnan University of Applied Sciences, Tengchong 679100, China; 2. School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China)

Abstract: The Ediacaran Doushantuo Formation in South China was deposited in a key period of the transition from the original earth-life system to the modern earth-life system. This set of strata recorded the first large-scale phosphorus event in the Earth's history. However, there are still many controversies about the source of phosphorus. The phosphorus in the shallow sea area mainly comes from the riverine weathering products of phosphate minerals on the land surface and the upwelling deliver of phosphorus-bearing water-masses in other sea areas. These two sources can be distinguished by the content and distribution characteristics of whole rock detrital elements and rare earth elements. Based on the comprehensive analysis of the major and trace element of Doushantuo Formation in Xiangdangping and Sidouping sections in the upper Yangtze region, the provenance system and regional weathering have been recovered in this paper. The high correlation of $P_2O_5-Al_2O_3$ and $P_2O_5-Fe_2O_3$ indicates that the source of phosphorus is terrestrial weathering input rather than upwelling. The lower Th/Co, La/Sc, Th/Cr ratios, TiO_2-Zr

收稿日期: 2021-12-22; 接受日期: 2022-07-07; 编辑: 郝艳丽

基金项目: 云南省教育厅科学研究基金项目(2019J0311); 云南省高校宝石及材料工艺工程研究中心项目(ZX20200103)

作者简介: 陆卓(1991-), 男, 汉族, 硕士, 讲师, 主要研究方向为环境、岩石地球化学, E-mail: luzhuoyx@163.com; 通讯作者: 殷科(1984-), 男, 汉族, 博士, 副教授, 主要从事岩石矿物研究, E-mail: yinke1984@qq.com。

correlation and ternary plots of (Th-Hf-Co and La-Th-Sc) indicate that the major source rock of Doushantuo Formation is basalt. The higher chemical alteration index (CIA) and the lower Sr/Cu ratio indicate that the provenance area was dominated by warm and humid climate at that time and experienced moderate chemical weathering. The big data analysis of phosphorus content in different types of volcanic rocks shows that the phosphorus content in mafic volcanic rocks is much higher than that of felsic volcanic rocks. Therefore, the relatively strong basalt weathering during the deposition of Doushantuo Formation greatly increased the phosphorus deposition flux and marine concentration of phosphorus in the shallow sea shelf area, which offered mass of phosphorus to widespread phosphorus burial, improved the circulation of phosphorus in early oceans, and promoted the global phosphorus event and the radiation of large metazoans.

Key words: Ediacaran; Doushantuo Formation; phosphorus event; basalt; chemical weathering; South China

Fund support: Scientific Research Project of Yunnan Provincial Education Department (2019J0311); Program of Gems and Materials Technology Engineering Research Center of Yunnan Provincial Universities (ZX20200103)

埃迪卡拉纪(约 635~542 Ma)是地球演化历史上最为关键的转折期之一,地表各圈层在此期间发生了一系列重大的地质和生物演化事件,如冈瓦纳超大陆的聚合与大型后生动物的辐射(Hoffman, 1998; Lenton *et al.*, 2014),地球-生命系统由以单细胞微生物为主体而构成的较为低等而简单的隐生宙系统,转变为以宏体多细胞动植物作为主体的高等而复杂的显生宙系统(Xiao and Laflamme, 2009; Xiao *et al.*, 2016),并且全球各大板块在该时期的地层中均出现了大规模磷矿沉积(Pufahl and Hiatt, 2012),尤其在华南贵州、湖北两省,磷矿产量巨大、品质良好,具有重大工业价值。

磷是所有生命体必需的营养元素之一,也是动物骨骼及早期海洋生物外壳的主要成分。显生宙以来的磷酸盐沉积模型认为,富磷沉积多出现于副热带高压带的大陆西海岸上升流发育的斜坡环境中,如加利福尼亚海岸带(Jahnke *et al.*, 1983)和秘鲁-智利海岸带(Veeh *et al.*, 1973)等,由上升流所带来的含磷有机质被认为是该地区磷的主要来源(Baturin, 1989)。然而,埃迪卡拉纪的磷沉积分布特征与显生宙相比具有明显差异,富磷沉积的出现并不仅仅局限于上升流发育的大陆斜坡环境,而是在该时期沉积的各种沉积相中均有记录(黄永建等, 2005; Drummond *et al.*, 2015; Álvaro *et al.*, 2016)。此外,前寒武纪缺氧分层的海洋化学结构与显生宙整体氧化的海洋化学环境也有较大差异(Li *et al.*, 2010; Sahoo *et al.*, 2016),故显生宙以来的磷酸盐富集沉积模型并不适用于解释发生于埃迪卡拉纪-寒武纪之交的全球大规模成磷事件(黄永建等, 2005)。近20年以来,国内外学者在我国华南地区

埃迪卡拉纪磷矿床沉积模式方面开展了大量工作,但绝大多数工作仅针对于研究磷矿床的沉积模式、勘探与开发,对年代久远的新元古代-寒武纪成磷事件的研究,则需要从风化-输入-转化-埋藏等多个环节对古海洋磷循环进行深入研究,尤其是对磷的来源与陆地风化作用之间的关系需要更多的数据支撑。

我国华南地区埃迪卡拉纪陡山沱组(约 635~551 Ma)地层记录了举世闻名的大型-超大型海相磷块岩矿床,它们主要分布在鄂西和黔中的两个聚磷盆地,这为研究全球大规模成磷事件提供了得天独厚的地质条件。本文选取华南地区埃迪卡拉纪不同沉积相区的乡党坪和四斗坪两个代表性剖面,对其关键沉积单元的主、微量元素含量进行了测试,并结合现有的地球化学数据资料,恢复沉积盆地的物源体系及其风化作用过程,以反演不同岩石类型的风化对磷的输送作用,总结陆源碎屑输入在时间-空间上的二维演化规律,探索陆地风化对古海洋磷循环过程的影响,最后结合埃迪卡拉纪古海洋化学与古生物学特征,试图重建新元古代-寒武纪大规模磷块岩沉积事件的地球化学模式。

1 地质背景与研究剖面

埃迪卡拉纪陡山沱组沉积期内的上扬子地区位于华南板块的被动大陆边缘,由成冰纪的裂谷盆地演化而来(Zhu *et al.*, 2007; Li *et al.*, 2008)。自北西向南东,扬子地台的水深依次加深,陆架内沉积与开阔海洋沉积被发育于台地边缘的碳酸盐岩高地分隔(Jiang *et al.*, 2003; Li *et al.*, 2008; Jiang *et al.*,

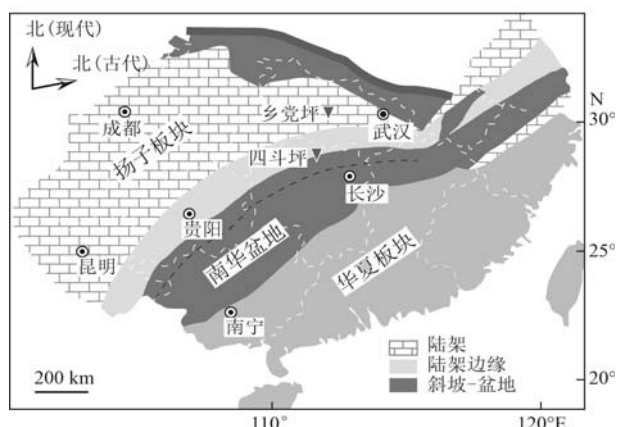


图1 华南埃迪卡拉纪陡山沱组岩相古地理图及研究剖面位置[据 Jiang 等(2011)修改]

Fig. 1 Sketch lithofacies palaeogeography map for Ediacaran Doushantuo Formation, South China and study sections position (modified from Jiang *et al.*, 2011)

2011; Zhang *et al.*, 2015)(图1)。陡山沱组上覆于南沱组,下伏于灯影组/留茶坡组,岩层组成主要包括代表浪基面以下沉积的黑色页岩、代表浅水沉积的碳酸盐岩和磷块岩以及代表深水沉积的硅质岩。已有的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素年龄显示,扬子地台陡山沱组自底部盖帽白云岩到顶部含庙河生物群的黑色页岩之间共历时约 80 Ma ($635.2 \pm 0.6 \sim 551 \pm 0.7$ Ma),占埃迪卡拉纪时间跨度的绝大部分 (Condon *et al.*, 2005)。多种地球化学证据表明,在陡山沱组沉积期间,地球表层系统发生了剧烈变动,同时多细胞真核藻类和后生动物迅速兴起,大量化石在南华盆地内被发现 (Xiao and Laflamme, 2009; Xiao *et al.*, 2016)。在鄂西盆地,磷块岩沉积和磷矿层主要分布在陡山沱组第2段,其沉积类型主要为致密的块状泥晶质磷块岩以及与白云岩条带相互层的磷质条带,沉积晚期形成中厚层状、透镜状或结核状泥晶质磷块岩,具有层纹状构造、团粒状结构,团粒为被黏土质和白云质组分基质基底式胶结的胶磷矿,偶见生物球粒 (黄永建等, 2005)。

本文研究剖面为我国湖北三峡地区的乡党坪 (原称九龙湾) 剖面 (Zhu *et al.*, 2007; Mcfadden *et al.*, 2008; Jiang *et al.*, 2011; Li *et al.*, 2017) 和湖南张家界地区的四斗坪剖面 (Zhu *et al.*, 2007; Wang *et al.*, 2016; Li *et al.*, 2017) (图2)。两个剖面的沉积序列整体相似,顶底界线明显,对比良好 (Li *et al.*, 2017)。属于陆架盆地沉积相的乡党坪

剖面位于湖北省秭归县乡党坪村东北 200 m 处,剖面坐标为 $30^{\circ}48'01''N$, $110^{\circ}59'38''E$,剖面中陡山沱组岩层总厚度约 154 m,自下而上可分为 4 个岩性段:①约 5 m 厚的盖帽碳酸岩盐,发育有帐篷构造、平底晶洞构造和钙化扇状重晶石,往往被解释为甲烷逃逸所致 (Jiang *et al.*, 2003);②约 75 m 厚的粉砂质白云岩夹黑色泥页岩,富含磷质条带或磷矿层,发育水平层理;③约 60 m 厚的厚层状白云岩和灰岩夹燧石层和燧石结核;④约 14 m 厚的黑色页岩夹碳酸盐岩透镜体,含磷灰石 (图2) (Zhu *et al.*, 2007; Mcfadden *et al.*, 2008)。属于上斜坡沉积相的四斗坪剖面位于湖南省张家界市西北部,剖面坐标为 $28^{\circ}54'56''N$, $110^{\circ}26'54''E$,剖面中陡山沱组岩层总厚度约 167 m,自下而上的 4 个岩性段分别为:①约 6 m 厚的盖帽碳酸盐岩,上覆于南沱组冰碛岩,发育有帐篷构造、平底晶洞构造和钙化扇状重晶;②约 62 m 厚的粉砂质白云岩夹磷质条带;③约 75 m 厚的厚层状白云岩和灰岩夹燧石层和燧石结核;④约 25 m 厚的黑色页岩和硅质页岩 (Wang *et al.*, 2016; Li *et al.*, 2017) (图2)。

碳酸盐无机碳同位素 ($\delta^{13}C_{carb}$) 记录了海洋碳库的变化,具有全球同步变化的特征,往往是进行地层对比的主要化学地层学依据。Mcfadden 等 (2008)、Wang 等 (2016) 以及 Li 等 (2017) 分别报道了乡党坪剖面与四斗坪剖面陡山沱组的无机碳同位素数据,两者之间可以进行良好的对比,均记录到了 3 次明显的碳同位素负异常事件 (EN1~EN3) (图2):①位于陡山沱组底部盖帽碳酸盐岩段的 CANCE (盖帽白云岩碳同位素负漂移) 事件,相当于 Zhou 和 Xiao (2007) 的 EN1 负异常;②位于陡山沱组中部第2段和第3段界线处的 WANCE (瓮安生物群碳酸盐碳同位素负漂移) 事件,相当于 Gaskiers 区域性冰期及 Zhou 和 Xiao (2007) 的 EN2 负异常;③位于陡山沱组第3段的 DOUNCE (陡山沱碳同位素负漂移) 事件,相当于 Shuram Excursion/EN3 负漂移事件,也即整个地质历史时期负偏幅度最大、持续时间最长的碳同位素负偏事件 (图2)。在乡党坪和四斗坪剖面的陡山沱组第2段发现了大量的磷质条带和磷质结核,相当于贵州-鄂西磷矿区的下磷矿层,在碳同位素地层序列上介于 EN1 和 EN2 之间;但在 EN2 和 EN3 之间并没有与贵州-鄂西磷矿区的上磷矿层相对应的富磷沉积 (Zhang *et al.*, 2019)。

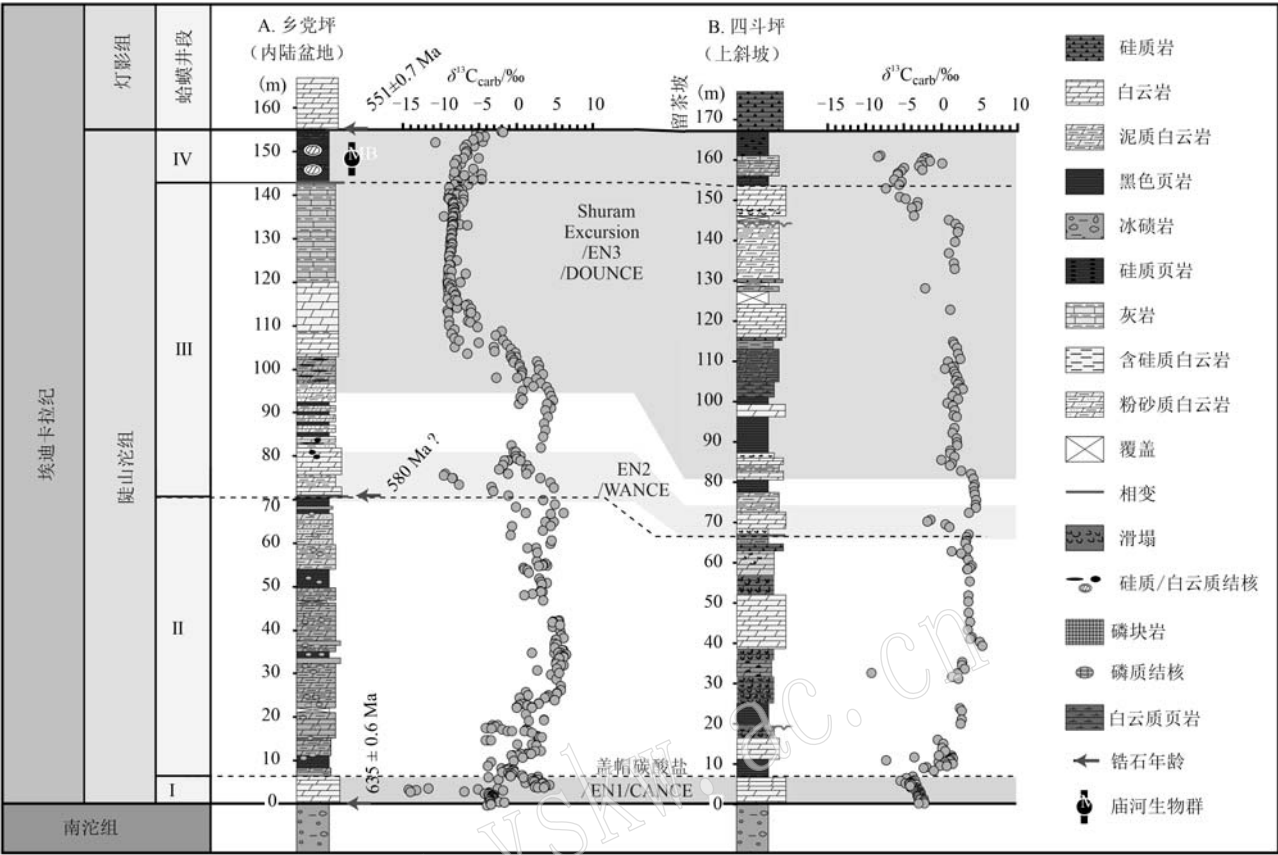


图 2 研究剖面综合柱状图及地层对比[碳同位素数据引自 Mcfadden 等(2008)、Wang 等(2016)、Li 等(2017)]

Fig. 2 Comparison of stratigraphic columns for study sections(carbon isotope data come from Mcfadden *et al.*, 2008; Wang *et al.*, 2016; Li *et al.*, 2017)

2 样品处理、实验方法及数据处理

乡党坪剖面与四斗坪剖面陡山沱组的样品岩性主要为白云质泥岩和页岩,野外采样间距基本为 2~5 m/个,部分样品的采样间距会根据野外露头情况进行适当调整。本研究共挑选了 77 件样品进行全岩主量元素和微量元素测试。测试前先将样品切割成大约 1 cm³ 的小块,去除风化表层及后生岩脉保留新鲜部分粉碎至 200 目。根据 GB/T14506. 28-93《硅酸盐岩石化学分析方法 X 射线荧光光谱法测定主、次元素》标准,使用飞利浦 PW2404 型 X 射线荧光光谱仪进行主量元素分析,称取 2 g 粉末样品并加入 Li₂B₄O₇-LiBO₂ 助熔剂,经充分混合后放置于自动熔炼仪中,在 1 000℃ 环境下熔融;之后将熔融物倒出并压扁制成玻璃片,使用光谱仪进行分析,测试结果以%为单位,标准物质为 GBW07104,标准偏差小于 5%。微量元素分析使用 Finnigan MAT 公司

的 HR-ICP-MS(Element I)型质谱仪,测试方法根据 DZ/T0223-2001《电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)方法通则》:称取 50 mg 粉末样品,加入浓度为 1 mol/L 的盐酸 3 mL,溶解 12 h 至无气泡,离心后取上清液至电热板上经 130℃ 蒸至湿盐状,加入 1 mL 浓硝酸溶解,再蒸至湿盐状以去除残余的盐酸;最后加入 0.5 mL 浓硝酸溶解,最后转移至 10 mL 离心管中并加入 0.2 mL 500 ng/mL 的 Rh,加水定容至 10 mL 并上机测定。上述所有前处理过程和测试均在武汉上谱分析科技有限责任公司完成,采用线性回归及 Pearson 双变量分析方法(SPSS Statistics 26)对样品的特征化学元素进行相关性检验。

3 分析结果与讨论

华南上扬子地区埃迪卡拉纪陡山沱组乡党坪剖面和四斗坪剖面的部分全岩主、微量元素数据及参数计算结果见表 1 和表 2。

Table 1 Major and trace elements data of Xiangdangping and Sidouping sections

样品编号	w _B /%										CIA				w _B /10 ⁻⁶							
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Sc	Co	Sr	Cu	Zr	Cr	Y	La	Hf	Th	
XDP-40	65.84	3.23	5.85	4.84	0.11	3.53	3.83	0.61	1.21	4.14	6.96	51.43	71.74	14.33	50.33	77.79	108.45	73.44	31.22	39.75	3.83	14.73
XDP-39	70.24	2.62	5.61	3.33	0.10	3.72	4.64	0.90	0.91	3.13	4.84	48.93	67.94	9.69	147.69	175.87	88.94	112.26	32.83	35.42	4.14	12.71
XDP-38	67.94	3.43	6.26	4.64	0.10	3.63	3.03	0.62	1.72	4.14	4.74	47.83	84.65	11.10	168.50	68.01	112.86	176.99	33.61	42.08	5.35	17.35
XDP-37	69.34	2.93	5.85	3.73	0.11	3.73	4.94	0.61	1.61	2.42	4.84	50.33	77.64	10.29	169.00	110.18	99.25	139.07	41.23	44.80	4.74	14.43
XDP-36	71.64	3.43	6.36	4.34	0.20	3.83	2.83	0.40	1.92	1.92	3.33	48.63	88.45	11.30	238.34	73.25	112.56	167.98	41.12	47.83	5.35	27.75
XDP-35	72.34	3.33	6.15	4.54	0.20	3.84	2.62	0.71	2.12	2.02	2.22	44.93	85.65	12.11	100.16	61.55	108.05	109.05	30.52	40.36	5.15	17.46
XDP-34	57.93	0.69	2.28	1.49	0.10	3.07	27.05	0.20	0.69	0.79	5.15	60.84	24.61	29.73	31.02	70.86	22.01	57.93	15.80	12.49	1.29	3.17
XDP-33	48.83	0.59	2.12	0.99	0.10	2.58	37.16	0.10	0.59	1.08	5.35	66.13	22.21	2.97	6.20	132.99	18.91	25.21	6.10	6.94	1.29	3.37
XDP-32	54.23	0.69	2.18	1.29	0.11	2.87	31.12	0.11	0.50	1.09	5.25	64.94	23.11	8.82	5.80	121.99	19.41	25.61	6.00	7.14	1.09	3.47
XDP-31	52.63	0.99	2.87	1.19	0.10	2.71	30.62	0.00	0.51	1.39	6.44	66.71	23.62	13.58	5.30	125.06	33.52	72.84	8.91	10.70	0.89	4.76
XDP-30	48.23	0.69	1.78	0.89	0.10	2.48	39.44	0.00	0.50	0.69	4.56	67.02	15.61	15.66	11.61	130.61	21.71	41.52	6.41	7.83	0.59	3.07
XDP-29	50.63	0.69	2.34	1.09	0.10	2.68	35.28	0.10	0.52	1.29	4.76	64.44	24.01	2.77	5.90	119.22	27.21	63.33	6.40	7.33	1.49	3.96
XDP-28	37.82	0.40	1.15	0.40	0.11	1.99	51.53	0.00	0.30	1.09	4.56	67.84	9.41	10.11	6.21	151.23	12.21	8.50	5.23	5.45	0.30	1.68
XDP-27	37.42	0.31	1.09	0.50	0.10	1.98	52.32	0.00	0.40	0.69	4.66	67.51	10.31	10.41	4.40	168.27	10.81	25.71	4.60	5.25	0.30	1.59
XDP-26	36.22	0.40	1.29	0.50	0.12	1.87	53.71	0.00	0.59	0.69	3.96	68.54	10.51	18.93	4.90	167.18	13.11	10.31	4.83	5.65	0.40	1.88
XDP-25	43.93	0.79	2.38	1.09	0.10	2.28	43.60	0.00	0.68	0.88	3.86	65.34	18.01	6.64	19.51	183.93	24.41	29.61	6.60	7.73	0.69	3.47
XDP-24	34.32	0.50	1.49	0.89	0.10	1.78	53.22	0.00	0.50	0.50	6.24	64.62	14.61	20.61	6.50	245.27	14.91	12.91	6.65	8.23	0.40	2.18
XDP-23	38.12	0.31	0.95	0.40	0.10	1.98	52.32	0.00	0.52	0.49	4.06	67.43	9.91	4.16	20.11	192.75	10.11	20.71	4.23	5.15	0.30	1.49
XDP-22	35.22	0.40	1.17	0.50	0.11	1.86	52.62	0.00	0.59	0.40	6.44	66.14	13.11	5.55	23.82	230.11	12.81	20.91	6.24	7.93	0.30	1.88
XDP-21	35.62	0.40	1.09	0.50	0.10	1.88	52.42	0.00	0.58	0.41	6.54	64.78	11.61	10.90	12.01	223.57	11.11	45.22	5.70	6.84	0.30	1.68
XDP-20	39.12	0.51	1.68	0.69	0.10	2.09	49.55	0.00	0.87	0.50	4.26	63.94	12.52	6.94	13.01	220.30	15.91	30.72	6.34	8.13	0.40	2.37
XDP-19	36.82	0.40	1.59	0.59	0.11	1.87	51.53	0.00	0.89	0.40	5.15	64.03	14.51	6.54	3.10	198.00	12.41	36.92	6.71	8.42	0.40	1.98
XDP-18	43.33	0.82	2.45	1.12	0.10	2.35	43.45	0.00	0.71	0.51	6.22	63.84	18.71	9.38	8.00	130.36	24.11	26.91	8.30	10.81	0.71	3.77
XDP-17	39.62	0.41	1.63	0.61	0.10	2.14	49.47	0.10	0.51	1.33	5.41	60.53	19.21	14.79	4.60	158.30	11.21	22.71	6.00	6.94	0.71	2.04
XDP-16	56.43	1.02	2.65	1.43	0.10	3.06	28.05	0.00	0.71	0.61	6.63	63.24	21.41	14.89	6.60	39.98	32.02	30.72	10.21	11.93	0.92	4.69
XDP-15	58.44	0.51	1.84	1.22	0.10	3.16	29.68	0.10	0.61	0.41	4.59	59.54	19.31	31.72	4.60	55.49	14.81	25.41	8.11	10.10	0.92	2.55
XDP-14	59.24	0.71	2.12	1.52	0.10	3.12	27.37	0.00	0.71	0.61	4.85	63.82	17.81	9.49	6.10	79.99	27.01	40.42	8.40	9.80	0.71	3.64
XDP-13	57.83	1.01	2.83	1.01	0.10	3.13	27.27	0.00	1.01	1.11	4.95	65.04	22.11	19.59	17.61	59.39	35.82	28.51	10.11	13.23	1.01	5.15
XDP-12	57.63	0.99	2.57	1.19	0.10	2.97	26.73	0.00	0.79	0.59	5.94	66.02	21.41	17.92	7.40	54.25	31.32	23.61	8.20	12.97	0.89	4.26
XDP-11	59.04	0.79	1.09	0.89	0.10	3.06	28.91	0.00	0.50	0.99	4.16	60.14	13.71	14.65	8.10	44.95	20.51	13.41	5.00	5.35	0.50	1.78
XDP-10	59.44	0.89	2.28	1.49	0.10	3.07	26.83	0.00	0.79	0.40	4.26	65.44	18.01	18.32	6.90	55.64	28.11	20.91	8.80	11.88	0.79	3.47
XDP-9	57.23	3.07	3.17	1.49	0.10	2.97	24.95	0.00	0.99	0.89	4.36	61.17	37.92	16.93	23.41	50.00	68.03	18.81	14.31	14.65	1.68	3.47
XDP-8	64.64	2.77	3.47	2.57	0.10	3.37	14.06	0.59	0.88	2.57	4.36	53.43	46.23	7.52	20.31	355.31	64.63	25.01	12.61	10.10	2.77	2.18
XDP-7	64.54	2.48	3.47	3.27	0.10	3.36	14.75	0.40	0.69	2.28	4.16	58.84	47.43	8.71	22.51	225.52	62.43	23.31	11.61	8.22	2.67	2.28
XDP-6	65.14	1.09	1.78	1.58	0.10	3.37	19.01	0.30	0.50	1.68	5.05	62.82	22.71	4.16	12.71	597.07	22.21	14.71	5.70	3.86	1.09	0.89
XDP-5	61.74	2.67	3.27	3.27	0.10	3.25	15.74	0.40	0.69	3.17	5.25	61.54	46.73	9.11	20.51	625.19	61.93	21.81	9.61	9.21	2.57	1.88
XDP-4	62.84	0.99	2.87	1.68	0.10	3.27	18.61	0.59	0.10	3.56	4.85	61.41	23.31	3.66	15.71	685.97	21.71	12.61	5.60	6.34	1.09	0.89
XDP-3	62.04	3.47	3.76	3.76	0.10	3.28	13.56	1.58	0.89	2.87	4.16	45.53	52.53	9.50	26.82	360.06	81.14	34.32	26.22	36.33	3.27	2.57
XDP-2	59.84	2.77	3.47	3.37	0.10	3.17	17.52	0.20	0.89	3.37	4.95	69.74	49.43	9.11	32.02	237.11	63.53	23.11	13.20	11.88	2.67	2.28

续表 1
Continued Table 1

样品编号	w _B /%										CIA											w _B /10 ⁻⁶					
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Sc	Co	Sr	Cu	Zr	Cr	Y	La	Hf	Th						
XDP-1	58.94	0.40	1.49	0.40	0.10	3.07	28.31	0.30	0.20	1.09	5.15	67.62	14.01	2.18	5.10	80.59	10.31	9.40	3.40	2.08	0.50	0.89					
SDP-37	73.54	1.11	5.25	8.27	0.20	3.94	0.10	0.10	1.82	2.22	3.83	56.76	86.58	18.16	21.79	32.32	90.05	204.63	14.13	29.26	2.52	7.40					
SDP-36	68.73	2.22	5.95	10.70	0.10	3.63	0.10	0.10	2.42	1.82	4.24	51.33	116.47	22.10	29.36	185.13	82.47	66.29	11.10	24.32	2.42	6.91					
SDP-35	68.38	2.22	5.95	10.70	0.11	3.63	0.10	0.10	1.41	3.43	4.54	51.32	128.26	33.10	32.29	36.22	129.98	99.29	14.53	19.27	3.63	7.80					
SDP-34	75.02	3.53	6.56	3.13	0.20	4.04	0.10	0.10	2.32	0.00	5.15	43.33	131.99	29.16	33.30	65.54	222.99	87.58	30.07	63.37	5.65	11.20					
SDP-33	74.26	2.93	6.05	2.52	0.21	3.94	0.00	0.10	3.33	1.82	4.94	44.33	73.83	20.38	18.67	68.43	194.24	61.15	35.72	86.67	5.15	9.91					
SDP-32	74.44	2.93	6.15	3.83	0.20	3.94	0.20	0.10	3.43	0.00	4.74	44.24	180.76	20.08	45.61	61.34	214.21	60.24	32.89	72.55	5.35	9.70					
SDP-31	76.35	1.78	5.05	3.17	0.20	3.96	1.09	0.10	0.99	2.38	4.56	49.43	100.66	14.17	24.87	103.57	125.36	126.06	33.69	42.41	3.37	5.70					
SDP-30	65.74	2.58	7.04	7.23	0.10	3.47	0.00	0.10	5.25	3.17	4.76	42.72	281.84	19.52	69.77	45.42	185.75	58.67	22.30	43.90	7.83	10.89					
SDP-29	60.22	0.89	4.36	6.05	0.10	3.16	16.85	0.10	1.78	1.09	4.86	60.15	122.09	13.77	30.23	117.47	61.64	41.23	15.76	23.09	1.68	10.19					
SDP-28	61.63	0.40	1.98	2.68	0.10	3.17	23.59	0.00	0.89	0.59	4.86	67.24	46.82	5.75	11.59	145.77	22.51	17.14	13.58	12.39	0.69	5.60					
SDP-27	61.42	0.50	2.58	2.48	0.10	3.18	22.10	0.00	1.29	0.79	5.05	66.47	40.64	9.12	10.11	140.28	33.62	27.25	13.68	8.72	0.89	3.00					
SDP-26	61.55	3.27	7.14	11.30	0.10	3.27	0.79	0.10	4.66	2.08	5.25	50.83	238.14	19.92	58.96	70.65	204.12	59.86	32.80	29.23	5.55	14.91					
SDP-25	69.44	1.78	6.14	9.71	0.10	3.65	0.30	0.10	3.17	0.99	4.16	53.13	316.56	11.89	78.39	46.42	119.86	35.58	30.42	34.49	3.17	14.31					
SDP-24	70.84	1.88	6.24	9.81	0.10	3.67	0.50	0.20	2.38	0.00	3.96	52.34	331.13	15.16	81.96	47.43	113.39	45.39	35.87	38.25	3.07	14.31					
SDP-23	83.55	0.20	1.59	0.69	0.20	4.36	4.06	0.00	0.59	0.20	4.26	70.04	34.71	7.23	8.62	78.84	9.11	181.06	3.17	1.29	0.30	0.80					
SDP-22	69.83	2.58	7.23	5.85	0.10	3.67	0.00	0.10	3.77	2.08	4.36	50.95	95.09	11.00	23.49	31.02	139.56	32.90	10.60	32.31	3.96	14.39					
SDP-21	62.13	0.20	1.49	1.09	0.10	3.27	26.46	0.00	0.59	0.30	4.26	70.94	29.52	4.86	7.33	245.57	13.21	14.57	3.77	3.96	0.30	1.60					
SDP-20	63.62	0.59	2.28	2.18	0.10	3.37	21.50	0.00	0.40	0.59	4.86	85.14	40.32	2.58	10.01	176.09	22.00	7.63	5.25	4.66	0.59	1.00					
SDP-19	64.55	0.40	1.49	1.88	0.10	3.38	22.99	0.00	0.10	0.10	4.66	92.27	25.12	5.45	6.24	369.82	14.71	16.35	4.36	4.36	0.40	0.70					
SDP-18	64.74	0.89	2.38	2.97	0.10	3.35	18.53	0.10	0.89	1.09	4.46	69.84	53.02	2.58	13.18	358.98	34.03	7.73	6.84	6.34	0.89	1.70					
SDP-17	65.44	0.50	1.88	2.28	0.10	3.46	19.42	0.00	0.40	1.39	4.56	81.18	41.34	1.88	10.21	119.17	19.11	5.55	4.06	4.06	0.50	1.00					
SDP-16	63.84	1.09	2.68	5.55	0.10	3.37	16.15	0.00	0.59	1.49	4.66	79.85	57.93	4.66	14.37	215.65	36.61	14.07	7.63	7.43	0.99	1.50					
SDP-15	65.93	0.82	2.14	3.57	0.10	3.57	20.40	0.00	0.41	0.00	3.67	83.44	34.92	2.86	8.87	320.66	27.42	8.47	6.53	5.41	0.82	1.10					
SDP-14	63.14	1.12	2.96	4.28	0.10	3.34	18.67	0.00	0.92	1.84	4.59	74.56	51.64	2.96	13.16	267.86	39.35	8.87	8.67	7.85	1.02	1.71					
SDP-13	63.72	0.92	2.65	4.49	0.10	3.47	19.58	0.00	0.82	0.92	3.98	76.25	58.22	2.75	14.89	236.92	34.32	8.26	8.26	7.14	0.92	1.40					
SDP-12	64.15	1.12	3.26	4.69	0.10	3.47	17.75	0.10	1.22	1.22	3.67	71.77	58.25	2.86	14.89	175.00	43.73	8.57	9.79	9.18	1.22	1.79					
SDP-11	64.54	0.61	2.12	3.03	0.10	3.43	21.31	0.00	0.30	1.21	3.54	86.15	28.12	2.02	7.07	211.95	20.81	5.96	5.25	5.05	0.61	0.90					
SDP-10	62.34	1.01	3.03	4.55	0.10	3.33	16.87	0.00	0.91	1.21	6.67	75.54	54.82	4.85	13.84	181.59	39.22	14.44	8.18	8.28	1.01	1.81					
SDP-9	59.64	1.19	3.07	3.96	0.10	3.17	18.71	0.00	0.89	1.29	7.52	75.16	66.42	3.37	16.43	148.29	48.73	10.20	9.01	6.63	1.29	1.89					
SDP-8	60.12	0.50	2.87	2.87	0.10	3.18	20.20	0.00	1.49	1.68	6.44	65.54	51.32	3.47	12.67	1039.02	31.71	10.40	5.05	4.16	1.58	1.89					
SDP-7	63.34	0.59	1.78	1.78	0.10	3.27	21.29	0.00	0.10	1.68	5.84	91.39	32.71	1.98	8.12	633.68	21.80	6.04	3.56	3.17	0.59	1.10					
SDP-6	62.62	1.09	2.97	2.67	0.10	3.29	16.53	0.00	0.69	2.08	7.43	79.15	54.92	3.27	13.56	594.52	38.61	9.90	7.03	5.74	1.09	1.61					
SDP-5	63.35	0.59	2.67	1.88	0.10	3.26	21.19	0.69	0.10	0.59	4.95	53.13	5.00	7.72	1.19	81.54	0.80	23.27	2.18	1.39	0.30	1.50					
SDP-4	54.73	2.28	4.36	7.43	0.10	2.88	17.23	0.10	1.98	2.18	6.34	58.95	91.03	3.47	22.47	83.65	82.12	10.40	17.72	12.28	2.18	2.58					
SDP-3	55.43	2.28	4.44	6.34	0.10	2.87	15.84	0.11	1.19	2.48	8.32	57.93	74.32	5.05	18.41	73.44	80.22	15.15	17.33	13.46	2.18	3.00					
SDP-2	63.54	2.18	5.64	9.21	0.10	3.37	1.29	0.10	3.76	2.87	7.62	49.35	125.74	11.48	31.09	38.32	139.53	34.35	23.76	32.67	3.96	9.39					
SDP-1	66.23	2.28	6.45	7.94	0.10	3.45	0.00	0.10	4.17	2.18	6.55	46.93	117.84	18.05	29.26	17.31	139.23	204.35	35.91	43.85	3.97	14.41					

表 2 华南埃迪卡拉纪陡山沱组乡党坪剖面 and 四斗坪剖面岩石地球化学组成

Table 2 Geochemical composition of Xiangdangping and Sidouping sections of Ediacaran Doushantuo Formation, South China

	Th/Sc	La/Sc	Th/Co	Th/Cr	Cr/Zr	La/Th	Co/Y	CIA	Sr/Cu
乡党坪									
最小值	0.04	0.15	0.08	0.04	0.28	1.72	0.25	44.94	0.02
最大值	0.31	0.70	2.46	0.21	4.08	13.98	3.98	69.72	3.28
平均值	0.15	0.46	0.50	0.11	1.31	3.56	1.36	61.27	0.35
标准差	0.06	0.15	0.54	0.05	0.83	1.98	0.98	6.88	0.70
四斗坪									
最小值	0.02	0.04	0.11	0.00	0.13	0.95	0.20	42.66	0.01
最大值	0.30	1.16	1.30	0.43	30.34	8.70	3.52	92.19	1.74
平均值	0.06	0.22	0.54	0.17	1.84	3.97	0.80	64.25	0.39
标准差	0.05	0.19	0.27	0.10	5.80	1.72	0.70	14.80	0.53

3.1 磷的来源分析

线性回归分析结果表明，乡党坪剖面 and 四斗坪剖面陡山沱组全岩 P_2O_5 含量与 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 含量之间均呈正相关关系，且相关性良好(图 3)，其中 P_2O_5 含量与 Al_2O_3 含量之间的 r^2 分别为 0.55(图

3a) ($r=0.739$, $P<0.001$, Pearson 检验) 和 0.53(图 3b) ($r=0.725$, $P<0.001$, Pearson 检验)，而 P_2O_5 含量与 Fe_2O_3 含量之间的 r^2 分别为 0.67(图 3c) ($r=0.820$, $P<0.001$, Pearson 检验) 和 0.41(图 3d) ($r=0.642$, $P<0.001$, Pearson 检验)，说明该地层中

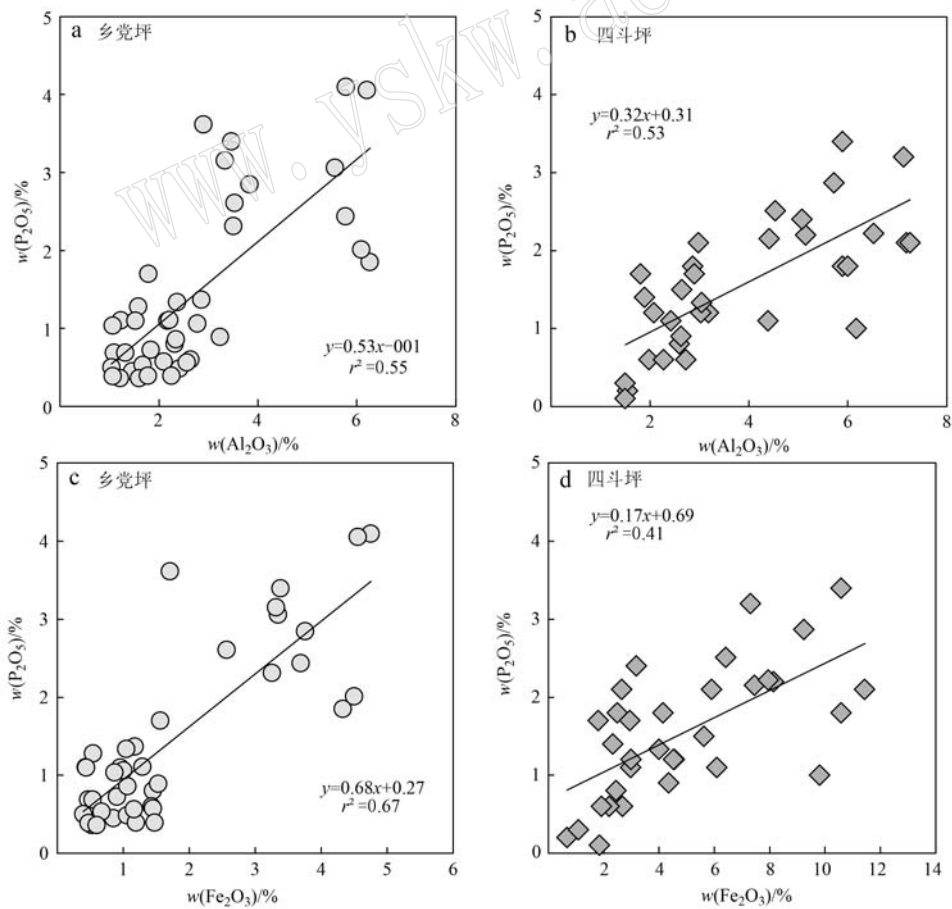


图 3 乡党坪剖面 and 四斗坪剖面的 P_2O_5 与 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 的线性关系

Fig. 3 Linear regression between P_2O_5 and Al_2O_3 as well as Fe_2O_3 of Xiangdangping and Sidouping sections

磷的主要来源是陆地铝硅酸盐的风化输入。根据对现代海洋研究的统计结果,陆表河流每年带入海洋的溶解磷为 1.5×10^6 t (其中 2/3 为有机磷, 1/3 为无机磷), 而含磷碎屑物每年带入海洋的磷约为 10×10^6 t (黄永建等, 2005)。陡山沱组沉积于南沱冰期之后, 该时期的地球气候迅速回暖, 冰川融化, 导致地表新鲜岩石暴露并遭受化学风化, 大量冰雪融水在携带碎屑元素 Al、Si、Fe、Ca、K 等元素的同时, 也会携带溶解态磷和含硫碎屑物进入海洋 (Zhu *et al.*, 2007)。不过海洋中磷酸盐的沉淀需要经过高度的富集才可实现, 这与 Fe 的氧化和氢氧化物的强烈吸附作用息息相关 (Algabri *et al.*, 2020)。大量研究表明陡山沱组沉积期间海洋的氧化还原环境主要处于缺氧分层状态, 即表层海洋氧化, 下部水体缺氧铁化或硫化 (Li *et al.*, 2010)。这一海洋化学结构有利于磷的富集, 即进入海洋的磷首先被铁的氧化物和氢氧化物吸附并随之沉积到下部水体, 随着水环境由氧化状态过渡到还原状态, 磷在铁被还原的过程中被重新释放并参与再循环, 这一过程将导致磷在氧化还原界面处高度富集至饱和。在本研究中, 位于上斜坡沉积相的四斗坪剖面, 其 P_2O_5 - Fe_2O_3 相关性 ($r^2 = 0.41$) 明显低于陆架盆地沉积相的乡党坪剖面 ($r^2 = 0.67$), 表明随着磷由近岸向远洋的输送量减少, 在远离陆地的深水区铁的沉积与磷的富集逐渐脱耦, 这解释了前寒武纪磷矿多沉积于浅海区而非显生宙的上升流发育区。在整个地质

历史时期, 冰期与间冰期的环境变迁对成磷事件有一定作用, 黄永健等 (2005) 认为在间冰期的温暖条件下, 海洋磷的埋藏速率会大幅度增加, 这是因为此时陆地风化速率增强, 陆源磷质输入明显增多, 而在冰期环境下则相反。

3.2 物源体系重建

在陡山沱组沉积期内的海洋磷元素主要来源于陆地而非上升流, 但对该磷源的母岩体系仍然缺乏深入研究。陆地母岩岩性体系与海洋沉积物中的碎屑成分之间存在着密切关系, 不同母岩的风化产物具有不同的碎屑成分和比例, 因此可以根据沉积物碎屑元素的变化特征来判定物源区岩性、环境与构造背景等 (McLennan, 1993)。一般而言, 泥页岩因其显著的均质性和沉积后的低渗透性, 被普遍认为是最适合用于地球化学物源分析的岩石 (Wronkiewicz *et al.*, 1989), 故陡山沱组页岩是进行地球化学物源研究的理想对象。根据金属元素在熔融结晶过程的迁移特征, Ti 应赋存于铁镁质矿物中, 而 Zr 赋存于锆石中, 代表长英质组分, 故 TiO_2 -Zr 之间的线性关系能很好地反映物源区镁铁质与长英质组分的相对比例 (Wronkiewicz and Condie, 1989)。在本研究的两个剖面陡山沱组页岩中, TiO_2 含量范围为 0.20% ~ 3.53%, Zr 含量介于 0.80×10^{-6} ~ 222.99×10^{-6} 之间 (图 4a、表 1), 二者之间具有良好的相关性 [四斗坪 $r^2 = 0.92$ ($r = 0.959$, $P < 0.001$, Pearson 检验)、乡党坪 $r^2 = 0.89$ ($r = 0.944$,

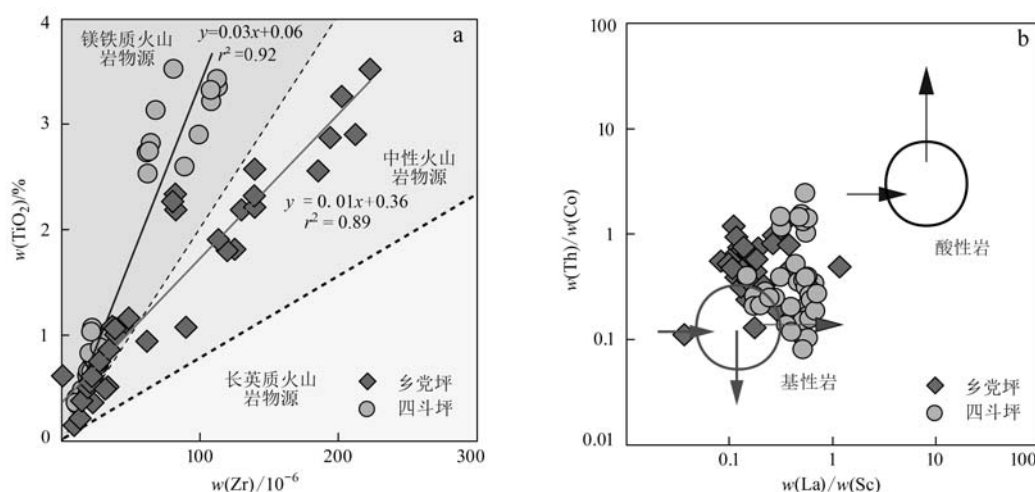


图 4 华南埃迪卡拉纪陡山沱组 TiO_2 -Zr [a, 据 Hayashi 等 (1997) 修改] 和 $Th/Co-La/Sc$ [b, 据 Cullers (1994) 修改] 物源判别图

Fig. 4 Source rock discrimination diagrams of TiO_2 -Zr (a, modified from Hayashi *et al.*, 1997) and $Th/Co-La/Sc$ (b, modified from Cullers, 1994) for the Ediacaran Doushantuo Formation, South China

$P < 0.001$, Pearson 检验)]。根据 TiO_2 -Zr 关系图可知, 陡山沱组页岩的物源主要以镁铁质火山岩为主, 部分偏向中性火山岩 (Hayashi *et al.*, 1997) (图 4a)。相对于基性岩, 在酸性岩中明显富集 La、Th 而贫 Sc、Co (Cullers, 1994), 因此 La/Sc 和 Th/Co 等微量元素比值现已被广泛应用于物源体系的重建 (Cullers, 1994, 2000; Cullers and Podkovyrov, 2000)。由图 4b 和表 2 可知, 乡党坪剖面的 La/Sc = 0.15~0.70 (平均 0.46), Th/Co = 0.08~2.46 (平均 0.50), 这与基性岩来源的细粒沉积物比值范围 (0.36~0.47, Cullers, 1994) 比较吻合; 而 Cr/Zr =

0.28~4.08 (平均 1.31), La/Th = 1.72~13.98 (平均 3.56), Co/Y = 0.25~3.98 (平均 0.98), 也反映了陡山沱组物源区的主要岩性为基性岩。在 Th-Hf-Co 三角图 (图 5a) 和 La-Th-Sc 三角图 (图 5b) 中可以看出, 相对于花岗岩和花岗闪长岩, 陡山沱组物源岩性更接近于玄武岩或拉斑玄武岩。这些证据均表明陡山沱组的物源体系主要是基性岩而非酸性岩, 与同时期华南神农架地区广泛分布的大规模镁铁质侵入体相关 (Li *et al.*, 2003)。除此之外, 益阳高镁铁质玄武岩和碧口玄武岩也可能是扬子地区陡山沱组沉积物的物质来源 (Wang *et al.*, 2007)。

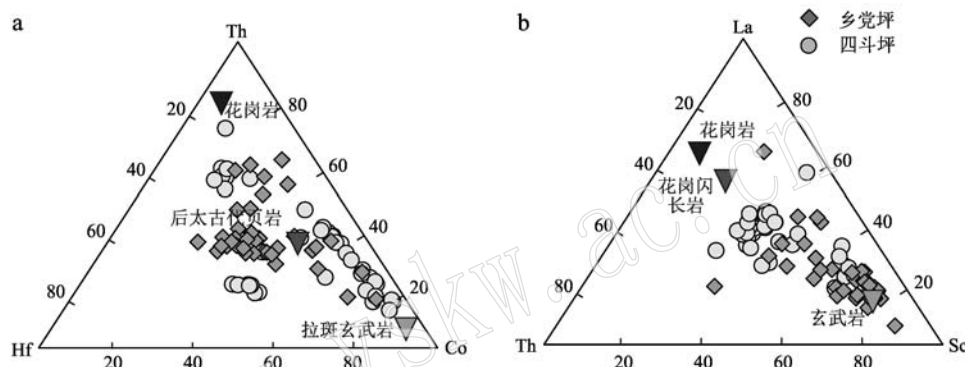


图 5 华南埃迪卡拉纪陡山沱组 Th-Hf-Co [a, 据 Jahn 等 (1995) 修改] 和 La-Th-Sc 物源判别图 [b, 据 Cullers 和 Podkovyrov (2000) 修改]

Fig. 5 Ternary plot of Th-Hf-Co (a, modified from Jahn *et al.*, 1995) and La-Th-Sc (b, modified from Cullers *et al.*, 2000) concentrations the Ediacaran Doushantuo Formation, South China

3.3 玄武岩风化与海洋磷循环

作为最基本的地质过程之一, 陆地岩石的风化过程是连接岩石圈、水圈、大气圈和生物圈的桥梁, 对全球环境与元素生物地球化学循环具有十分重要的调控作用 (Rothman, 2002; Mills *et al.*, 2011)。在岩石地球化学风化过程中, 比较活泼的碱金属和碱土金属元素 (Na、K、Ca、Mg 等) 被优先淋滤出来, 而碎屑元素 (Al 等) 则由于化学性质相对稳定而主要残留于风化壳中, 部分以颗粒态或胶体被搬运至海洋中 (McLennan and Taylor, 1991; Maynard, 1992; Nesbitt and Wilson, 1992; Ziemniak *et al.*, 1993)。基于风化过程中的稳定氧化物和不稳定氧化物, Nesbitt 和 Young (1982) 提出化学蚀变指数 (CIA) 这一指标来评价物源区化学风化程度, 即长石向黏土矿物 (如高岭石) 转化的程度, 具体计算公式见文献 (McLennan, 1993)。由表 1 和表 2 可见, 乡党坪剖面的 CIA 值分布范围为 44.93~69.74, 平均值为

61.27; 四斗坪剖面的 CIA 值分布范围为 42.72~92.27, 平均值为 64.25, 两个剖面的 CIA 值均较高, 表明研究区在该时期位于亚热带-温带, 主要在温暖湿润条件下遭受中等强度的化学风化; 而 Sr/Cu 值较低 (<5), 在乡党坪剖面介于 0.02~3.28 之间, 平均值为 0.35, 在四斗坪剖面介于 0.01~1.74 之间, 平均值为 0.39, 与新元古代冈瓦纳超大陆时期扬子板块位于北纬 20°~30° 的亚热带-温带的特征 (Li *et al.*, 2008; Zhang *et al.*, 2015) 相一致, 说明其具有温热潮湿的气候条件, 进一步揭示了陡山沱组沉积时期温暖潮湿的气候条件下较为强烈的化学风化作用。温暖潮湿的气候条件有助于火山岩的化学风化作用, 母岩中的磷等营养元素遭受风化后随河流进入海洋, 促进了近岸海水因初级生产力提高而产生大量有机质。由于磷的生物地球化学循环是磷富集的主要途径, 较高的海洋生产力将增加磷进入沉积物中的比例, 而埃迪卡拉纪缺氧分层的底部

水体环境会促使沉积物中磷进行再循环,这将大大提高无机-有机系统之间磷循环效率。

根据上述研究可知,陡山沱组磷元素来源为同时期广泛分布的玄武岩遭受较为强烈的化学风化作用所致。然而玄武岩相对于其他类型的火山岩风化,对磷通量的贡献尚不清楚。为了阐明地表火山岩岩性差异对陆地磷的风化通量的影响,我们对GEOROC数据库(<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/Start.asp>)1789个火山岩全岩元素含量进行了大数据分析编译,解析了不同火山岩类型与磷含量之间的关系,发现随着 SiO_2 含量的升高, P_2O_5 含量逐渐下降,其峰值位于 SiO_2 含量45%~50%处,整体与镁铁质火山岩的组分相对应,即磷在玄武岩中的含量高于在花岗岩等长英质火山岩中的含量(图6)。值得注意的是, P_2O_5 的峰宽对应 SiO_2 的分布,这与玄武岩分离结晶路径密切相关,玄武岩结晶于磷灰石过饱和之前,这使得玄武岩在分离结晶过程中将更多地溶解磷(Toplis *et al.*, 1994)。在现代岛弧玄武岩和大洋中脊玄武岩中也有类似的规律,而且由于火山玻璃的存在以及次生矿物析出程度较低,玄武岩较花岗岩更容易风化。前寒武纪的初级生产力和有机碳埋藏速率对大陆硅酸盐地壳风化向海洋输入的磷通量高度敏感。在Rodinia超大陆裂解过程中,经常出现含有大量磷且易受化学风化作用的大火山省(LIPs),其中低纬度大陆溢流玄

武岩约有 $3.4 \times 10^6 \sim 3.7 \times 10^6 \text{ km}^3$,大大加速了全球大陆风化磷通量(Horton, 2015)。假设该时期大陆化学风化作用向海洋中释放了溢流玄武岩中的大部分磷,则约有 $1 \times 10^{17} \sim 4 \times 10^{17} \text{ mol}$ 的生物可利用磷在900~500 Ma之间进入海洋,这大大促进了海洋的初级生产力和有机碳埋藏速率。而火山喷发前富磷的LIPs岩浆可能更有效地向海洋输送活性磷,这是由于克拉通岩石圈下的分馏结晶和交代的磷更趋向于富集在新元古代LIPs岩浆中。因此,埃迪卡拉纪期间超大陆解体和汇聚、大量含磷的基性火山作用、低纬度的大陆结构可能使活性磷通量增加一倍以上,并在数千万年里保持较高的通量,这可能触发该时期海洋-大气系统的氧化,并加速生物多样化。在生物富集作用下,磷更容易富集为富磷条带,最后为磷矿的形成提供物质条件。

3.4 对埃迪卡拉纪生物演化的影响

新元古代Marinoan冰期结束后,低纬度地区冰川融化且导致地表岩石不断暴露,导致以玄武岩为主的硅酸盐岩风化作用不断增强,风化产物(如磷)被搬运到海水中。同时,解冻的海洋中大洋环流增强,使海洋从滞留的封闭体系向开放体系转化,有利于海水倒转并形成上升洋流,刺激了浅海陆架区旺盛的初级生产力。埃迪卡拉纪全球性大规模成磷事件与最早的大型后生动物的出现耦合(Cook and Shergold, 1984)。在全球范围内,以阿瓦隆生物群、瓮安生物群及庙河生物群为代表的最早的后生动物群落的辐射很可能与该时期大气-海洋中升高的氧含量有关(Javaux *et al.*, 2001; Mcfadden *et al.*, 2008)。氧含量的提高源于低等藻类进行的光合作用,而磷作为重要的营养元素,促进了低等藻类的繁盛,从而导致较高的初级生产力和大量的有机碳埋藏,向大气中释放大量的自由氧直到突破大型动物呼吸需要的氧浓度阈值。因此,磷在新元古代地球上简单脆弱的生态系统中极为重要,而本研究中埃迪卡拉纪大规模的玄武岩遭受了中等程度的化学风化,保障了海洋磷元素的供应,改善了早期海洋生态系统,进而推动了地球-生命系统的协同演化。

4 结论

本文通过对华南乡党坪剖面 and 四斗坪剖面埃迪卡拉纪陡山沱组的全岩主、微量元素特征的分析与探讨,得出以下结论:

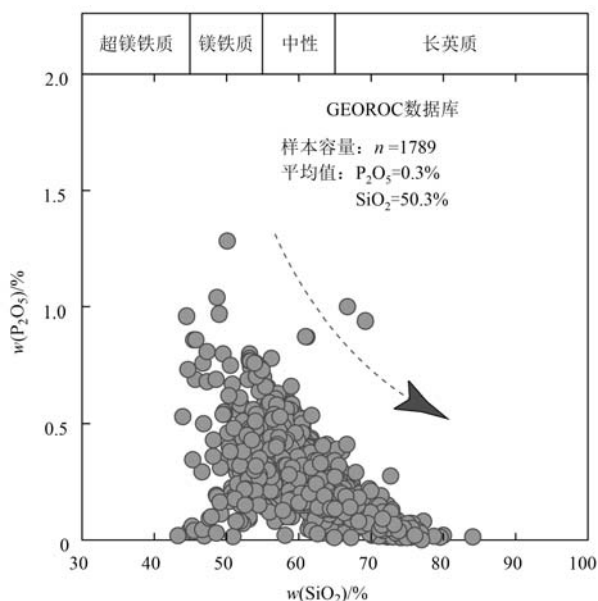


图6 不同类型的火山岩中磷含量的大数据解析图

Fig. 6 phosphorus concentration in different volcanic types

(1) 乡党坪剖面 and 四斗坪剖面陡山沱组中较低的 Th/Co、La/Sc、Th/Cr 等比值、TiO₂-Zr 相关性以及 Th-Hf-Co、La-Th-Sc 三角图分布关系, 表明研究区内的陡山沱组沉积地层的物源体系主要为玄武岩; 较高的化学蚀变指数(CIA)和较低的 Sr/Cu 值, 表明物源区以温暖湿润气候为主, 经历了中等程度的化学风化作用;

(2) 乡党坪剖面 and 四斗坪剖面的陡山沱组全岩 P₂O₅ 含量与 Al₂O₃、Fe₂O₃ 含量之间均呈正相关关系, 且相关性良好, 其中 P₂O₅ 含量与 Al₂O₃ 含量之间的 r^2 分别为 0.55 ($r=0.739$, $P<0.001$, Pearson 检验) 和 0.53 ($r=0.725$, $P<0.001$, Pearson 检验), 而 P₂O₅ 含量与 Fe₂O₃ 含量之间的 r^2 分别为 0.67 ($r=0.820$, $P<0.001$, Pearson 检验) 和 0.41 ($r=0.642$, $P<0.001$, Pearson 检验), 说明该地层中磷的主要来源是陆地铝硅酸盐(玄武岩)的风化输入;

(3) 研究区埃迪卡拉纪大规模的玄武岩遭受中等程度的化学风化, 保障了海洋磷元素供应, 改善了早期海洋生态系统, 进而推动了地球-生命系统的协同演化。

References

- Algabri M, She Z, Jiao L, *et al.* 2020. Apatite-glaucophane association in the Ediacaran Doushantuo Formation, South China and implications for marine redox conditions [J]. *Precambrian Research*, 347: 105842.
- Álvarez J J, Shields-Zhou G A, Ahlberg P, *et al.* 2016. Ediacaran-Cambrian phosphorites from the western margins of Gondwana and Baltica[J]. *Sedimentology*, 63(2): 350~377.
- Baturin G N. 1989. The origin of marine phosphorites[J]. *International Geology Review*, 31(4): 327~342.
- Condon D, Zhu M Y, Bowring S, *et al.* 2005. U-Pb Ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China [J]. *Science*, 308(5956): 95~98.
- Cook P J and Shergold J H. 1984. Phosphorus, phosphorites, and skeletal evolution at the Precambrian-Cambrian boundary[J]. *Nature*, 308(5956): 231~236.
- Cullers R L. 1994. The chemical signature of source rocks in size fractions of Holocene stream sediment derived from metamorphic rocks in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. [J]. *Chemical Geology*, 113(3~4): 1~343.
- Cullers R L. 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: Implications for provenance and metamorphic studies[J]. *Lithos*, 51(3): 181~203.
- Cullers R L and Podkovyrov V N. 2000. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: Implications for mineralogical and provenance control, and recycling[J]. *Precambrian Research*, 104(1): 77~93.
- Drummond J B, Pufahl P K, Porto C G, *et al.* 2015. Neoproterozoic peritidal phosphorite from the Sete Lagoas Formation (Brazil) and the Precambrian phosphorus cycle[J]. *Sedimentology*, 62(7): 1978~2008.
- Hayashi K I, Fujisawa H, Holland H D, *et al.* 1997. Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from north eastern Labrador, Canada [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(19): 0-4137.
- Hoffman P F. 1998. The break-up of Rodinia, Birth of Gondwana, true polar wander and the Snowball Earth [J]. *Journal of African Earth Science*, 5381(281): 17~33.
- Horton F. 2015. Did phosphorus derived from the weathering of large igneous provinces fertilize the Neo-proterozoic ocean? [J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 16(6): 1723~1738.
- Huang Yongjian, Thierry A, Zou Yanrong, *et al.* 2005. Burial records of reactive phosphorus in the paleocean and its application to the oxygen geochemical cycle[J]. *Earth Science Frontiers*, 12(2): 189~197 (in Chinese with English abstract).
- Jahn B M and Condie K C. 1995. Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(11): 2239~2258.
- Jahnke R A, Emerson S R, Roe K K, *et al.* 1983. The present day formation of apatite in Mexican continental margin sediments [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(2): 259~266.
- Javaux E J, Knoll A H and Walter M R. 2001. Morphological and ecological complexity in early eukaryotic ecosystems [J]. *Nature*, 412(6842): 66~69.
- Jiang G Q, Kennedy M J and Christie-Blick N. 2003. Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates [J]. *Nature*, 426(6968): 822~826.
- Jiang G Q, Shi X Y, Zhang S H, *et al.* 2011. Stratigraphy and paleogeography of the Ediacaran Doushantuo Formation (ca. 635~551 Ma) in South China[J]. *Gondwana Research*, 19(4): 831~849.
- Lenton T M, Boyle R A, Poulton S W, *et al.* 2014. Co-evolution of eukaryotes and ocean oxygenation in the Neoproterozoic era[J]. *Nature Geosciences*, 7(4): 257~265.

- Li C, Hardisty D S, Luo G M, *et al.* 2017. Uncovering the spatial heterogeneity of Ediacaran carbon cycling[J]. *Geobiology*, 2(15): 211~224.
- Li C, Love G D, Lyons T W, *et al.* 2010. A stratified redox model for the Ediacaran ocean[J]. *Science*, 5 974(328): 80~83.
- Li X H, Li Z X, Ge W, *et al.* 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: Crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? [J]. *Precambrian Research*, 122(1): 45~83.
- Li Z X, Bogdanova S V, Collins A S, *et al.* 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis[J]. *Precambrian Research*, 160(1~2): 179~210.
- Maynard J B. 1992. Chemistry of Modern Soils as a Guide to Interpreting Precambrian Paleosols[J]. *Journal of Geology*, 100(3): 279~289.
- Mcfadden K A, Huang J, Chu X L, *et al.* 2008. Pulsed oxidation and biological evolution in the Ediacaran Doushantuo Formation[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 9(105): 3 197~3 202.
- McLennan S M and Taylor S R. 1991. Sedimentary Rocks and Crustal Evolution: Tectonic Setting and Secular Trends[J]. *Journal of Geology*, 99(1): 1~21.
- McLennan S M. 1993. Weathering and global denudation[J]. *Journal of Geology*, 101(2): 295~303.
- Mills B, Watson A J, Goldblatt C, *et al.* 2011. Timing of Neoproterozoic glaciations linked to transport-limited global weathering[J]. *Nature Geoscience*, 4(12): 861~864.
- Nesbitt H W and Wilson R E. 1992. Recent chemical weathering of basalts[J]. *American Journal of Science*, 292: 740~777.
- Nesbitt H W and Young G M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites[J]. *Nature*, 299(5885): 715~717.
- Pufahl P K and Hiatt E E. 2012. Oxygenation of the Earth's atmosphere-ocean system: A review of physical and chemical sedimentologic responses[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 32(1): 1~20.
- Rothman D H. 2002. Atmospheric carbon dioxide levels for the last 500 million years[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the U. S. A.*, 7(99): 4 167~4 171.
- Sahoo S K, Planavsky N J, Jiang G, *et al.* 2016. Oceanic oxygenation events in the anoxic Ediacaran ocean[J]. *Geobiology*, 5(14): 457~468.
- Toplis M J, Libourel G and Carroll M R. 1994. The role of phosphorus in crystallization processes of basalt: An experimental study [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(2): 797~810.
- Veoh H H, Burnett W C and Soutar A. 1973. Contemporary phosphorites on the continental margin of Peru[J]. *Science*, 181(4102): 844~845.
- Wang X C, Li X H, Li W X, *et al.* 2007. Ca. 825 Ma komatiitic basalts in South China: first evidence for >1 500°C mantle melts by a Rodinian mantle plume[J]. *Geology*, 35(12): 1 103~1 106.
- Wang X Q, Jiang G Q, Shi X Y, *et al.* 2016. Paired carbonate and organic carbon isotope variations of the Ediacaran Doushantuo Formation from an upper slope section at Sidouping, South China[J]. *Precambrian Research*, 273: 53~66.
- Wronkiewicz D J and Condie K C. 1989. Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa: Evidence for a 3. 0-Ga-old continental craton [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(7): 1 537~1 549.
- Xiao S H, Narbonne G M, Zhou C M, *et al.* 2016. Towards an Ediacaran time scale: Problems, protocols, and prospects [J]. *Episodes*, 4(39): 540~555.
- Xiao S H and Laflamme M. 2009. On the eve of animal radiation: Phylogeny, ecology and evolution of the Ediacara biota[J]. *Trends in Ecology & Evolution*, 1(24): 31~40.
- Zhang S H, Li H Y, Jiang G Q, *et al.* 2015. New paleomagnetic results from the Ediacaran Doushantuo Formation in South China and their paleogeographic implications[J]. *Precambrian Research*, 259: 130~142.
- Zhang Y, Pufahl P K, Du Y, *et al.* 2019. Economic phosphorite from the Ediacaran Doushantuo Formation, South China, and the Neoproterozoic-Cambrian phosphogenic event[J]. *Sedimentary Geology*, 388: 1~19.
- Zhou C M and Xiao S H. 2007. Ediacaran $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy of South China[J]. *Chemical Geology*, 1~2(237): 89~108.
- Zhu M Y, Strauss H and Shields G A. 2007. From snowball earth to the Cambrian bioradiation: Calibration of Ediacaran-Cambrian Earth history in South China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1~2(254): 1~6.
- Ziemniak S E, Jones M E and Combs K E S. 1993. Solubility behavior of titanium (IV) oxide in alkaline media at elevated temperatures[J]. *Journal of Solution Chemistry*, 22(7): 601~623.

附中文参考文献

- 黄永建, Thierry A, 邹艳荣, 等. 2005. 古海洋活性磷埋藏记录及其在氧气地球化学循环研究中的运用[J]. *地学前缘*, 12(2): 189~197.