

华南老堡组硅质岩中草莓状黄铁矿——埃迪卡拉纪末期深海缺氧的证据^{*}

常华进^{1,2,3} 储雪蕾^{1,2**} 冯连君^{1,2} 黄晶^{1,2,3}

CHANG HuaJin^{1,2,3}, CHU XueLei^{1,2**}, FENG LianJun^{1,2} and HUANG Jing^{1,2,3}

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

2. 中国科学院矿产资源研究重点实验室, 北京 100029

3. 中国科学院研究生院, 北京 100049

1. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

2. *Key Laboratory of Mineral Resources, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

3. *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

2009-01-09 收稿, 2009-02-20 改回.

Chang HJ, Chu XL, Feng LJ and Huang J. 2009. Framboidal pyrites in cherts of the Laobao Formation, South China: Evidence for anoxic deep ocean in the terminal Ediacaran. *Acta Petrologica Sinica*, 25(4):1001–1007

Abstract A detailed study of the size distribution of framboidal pyrites in cherts from the Laobao Formation (about 550 ~ 540Ma) at Silikou section in South China was conducted to evaluate the redox state of the terminal Ediacaran deep ocean. Framboidal pyrites are common in the cherts, but infilled framboids and euhedral grains are sparse. Framboids are dispersed in the cherts and show a narrow size range with maximum diameters range from 7.7 to 18 μm . The mean values of framboidal pyrites diameters in Silikou cherts are less than 5 μm for the lower seven samples and around 6.5 μm for the upper three samples. In these chert samples, more than 85% of framboids of the lower seven samples are less than 7 μm , and around 65% of framboidal pyrites are less than 7 μm for the upper three samples. In addition, few framboids (fewer than 4%) in most of the chert samples are >10 μm . The small diameters and narrow size range of framboidal pyrites in Silikou cherts are consistent with that formed in euxinic sediments and imply that the terminal Ediacaran deep ocean was mainly anoxic. It is clear that mean values, median values and maximum diameter of framboidal pyrites in Silikou cherts are gradually increased from the lower to the upper section, which may indicate that the terminal Ediacaran deep ocean was gradually oxidized.

Key words Pyrite; Chert; The terminal Ediacaran; Redox; Paleo-ocean

摘 要 为恢复埃迪卡拉纪末期深海的氧化还原状态,我们对华南桂北泗里口剖面老堡组(大约 550 ~ 540Ma)硅质岩中草莓状黄铁矿的粒径和分布进行了测量、统计和研究。老堡组硅质岩样品中普遍存在着草莓状黄铁矿,呈星散状分布,未见自形晶的黄铁矿颗粒和明显后期充填的草莓状黄铁矿集合体。硅质岩中草莓状黄铁矿颗粒的统计表明,它们具有很窄的变化范围,最大粒径小于 18 μm ,大多数样品中草莓状黄铁矿的平均粒径和中间粒径均小于 5 μm 。根据这些硅质岩中原生黄铁矿的粒径和分布,我们判定埃迪卡拉纪末期的深部海水是缺氧的。泗里口剖面老堡组硅质岩中草莓状黄铁矿的平均粒径、中间粒径和最大直径沿剖面向上逐渐增加,这意味着埃迪卡拉纪末期华南的深部海水有逐步被氧化的趋势。

关键词 黄铁矿; 硅质岩; 埃迪卡拉纪末期; 氧化还原状态; 古海洋

中图法分类号 P572.3; P578.292

在埃迪卡拉纪(635 ~ 542Ma)地层中发现了地球上最早的动物化石(Xiao *et al.*, 1998; Chen *et al.*, 2004; Yin *et al.*, 2007)。动物呼吸需要氧气,新元古代晚期大气氧增加和深海氧化为多细胞后生动物的“诞生”和演化提供了必要条件

* 本文受国家自然科学基金项目(40532012, 40873007, 40603021)和中国科学院知识创新方向性项目(KZCX3-SW-141)资助。

第一作者简介:常华进,男,1980年生,博士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: hjchang@mail.iggcas.ac.cn

** 通讯作者:储雪蕾,男,研究员, E-mail: xlchu@mail.iggcas.ac.cn

(Knoll, 1992; Marshall, 2006)。阿曼 Sultanate 地区 Huqf Supergroup 和中国扬子地区陡山沱组的高分辨 C、S 稳定同位素记录表明 Marinoan 冰期之后发生了三次氧化事件,导致全球海洋可能最终被氧化(Fike *et al.*, 2006; McFadden *et al.*, 2008)。Canfield *et al.* (2007) 先是认为 Gaskiers 冰期(580Ma)之后深部海水已经彻底地氧化,造成了埃迪卡拉生物群的繁盛。最近,Canfield *et al.* (2008) 又根据海相沉积岩 Fe 组分的记录提出晚新元古代($<742 \pm 6\text{Ma}$)全球海洋的化跃面之下是缺氧的和普遍富 Fe 的。新元古代晚期的深海氧化还原状态直接与多细胞后生动物的演化密切相关,受到人们普遍的关注。一个重要的问题是埃迪卡拉纪末期深海是否完全氧化? 显然还存在着相互矛盾的观点。我们拟通过对我国华南埃迪卡拉纪末期深水沉积的硅质岩中草莓状黄铁矿的研究来回答这个问题。

1 原理

草莓状黄铁矿是指由等粒度的亚微米级黄铁矿微晶体紧密堆积而成,形似草莓的黄铁矿球形集合体(Love and Amstutz, 1966; Richard, 1970)。它们的直径通常为数微米到几十微米(Wilkin *et al.*, 1996)。由于黄铁矿在硫化的(sulfidic 或 euxinic)和氧化(oxic)的海洋环境中形成的机理不同,沉积物或沉积岩中草莓状黄铁矿的特征和分布已经成为恢复底层海水氧化还原状态的一种有效的手段(Wilkin *et al.*, 1996,1997)。在硫化的海洋,例如典型的现代硫化海洋——黑海,海水是分层的,表层水氧化,在氧化还原界面之下的海水是缺氧的、含有溶解的硫化氢的。在硫化的海洋环

境中草莓状黄铁矿主要在氧化还原界面之下的海水中迅速生成,那里 Fe^{2+} 和硫化氢含量很高,它们具有高的生长速率。由于水动力的不稳定性,在硫化水体上层形成的黄铁矿快速下沉到海底,使得它们不能生长成较大的个体(Wilkin *et al.*, 1996,1997)。因此,在硫化环境中形成的草莓状黄铁矿具有较小的直径,而且分布范围很窄。相反,在氧化的海洋环境中黄铁矿只能形成在水/沉积物界面之下,由于细菌硫酸盐还原作用,沉积物中若出现硫化的环境便会有草莓状黄铁矿形成,它们具有比较慢的生长速率和较长的生长时间,从而出现个头较大的黄铁矿(Wilkin *et al.*, 1996,1997)。前人已经将草莓状黄铁矿的研究用于判定不同地质时代的黑色页岩、硅质岩的沉积环境(Isozaki, 1997; Passier *et al.*, 1997; Wilkin *et al.*, 1997; Wignall and Newton, 1998; Hofmann *et al.*, 2000; Wilkin and Arthur, 2001; Nielsen and Shen, 2004; Wignall *et al.*, 2005; Loucks and Ruppel, 2007; Payne *et al.*, 2007; Algeo *et al.*, 2008; Chen *et al.*, 2008; de Koff *et al.*, 2008; Zhou and Jiang, 2009)。

2 地质背景

在埃迪卡拉纪晚期,华南扬子地块上从北向南依次发育碳酸盐岩台地相、斜坡相(过渡带)以及深海盆地相等 3 个相带(图 1a)。这一时期在华南深水区(主要在盆地相)沉积了一套富有机碳黑色硅质岩,沿着 NE 向延伸约 1600km,呈带状分布。这套深水硅质岩为我们研究埃迪卡拉纪末期深海的氧化还原状态提供了地质样品。

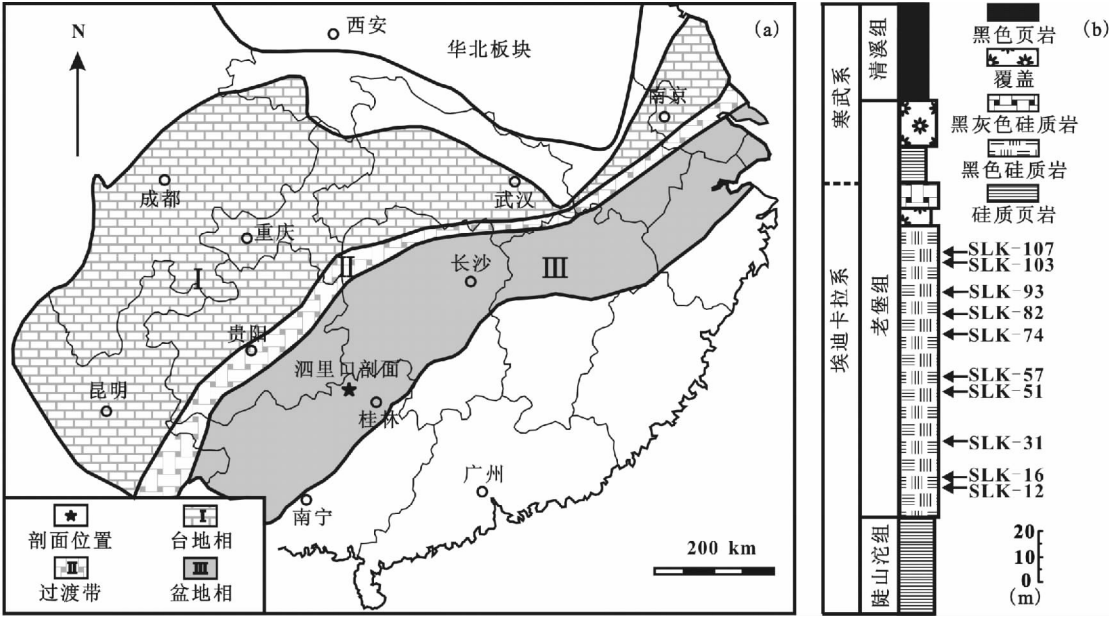


图 1 华南埃迪卡拉纪末期的沉积相和泗里口剖面的位置简图(a,据 Steiner *et al.*, 2001 修改)及泗里口剖面图和采样位置(b)
Fig. 1 Map showing the location and depositional environment of the Silikou section, South China (a, modified after Steiner *et al.*, 2001) and lithological profile of the section and sample horizons (b)

我们研究的泗里口剖面位于广西三江侗族自治县(图1a),地层自下而上由埃迪卡拉纪的陡山沱组、老堡组以及早寒武世的清溪组组成(图1b),它们都是深水沉积的产物(蒲心纯等,1987)。下伏的陡山沱组 and 上覆的清溪组都与老堡组硅质岩整合接触(图1b)。广西三江的老堡组硅质岩与湖南、黔东南的留茶坡组以及皖南的皮园村组硅质岩可以对比,它们与浅水台地的灯影组碳酸盐岩在层位上也可以对比(湖南省地质矿产局,1988)。最近的研究认为桂北地区的老

堡组硅质岩主要由微生物岩构成,埃迪卡拉纪-寒武纪界线可能位于老堡组硅质岩之内,因此硅质岩的沉积实际持续到早寒武世(胡杰,2008)。我们估计华南地区埃迪卡拉纪-寒武纪过渡时期沉积的硅质岩大致年龄在550~540Ma。泗里口剖面的老堡组约有169m厚,主要由黑色硅质岩(图1b,2a,b)组成。该组的中、下部是厚层状硅质岩;上部是中层状硅质岩,泥质成分明显增加,出现了泥页岩及其夹层(图1b)。老堡组硅质岩及页岩具有纹层状构造。

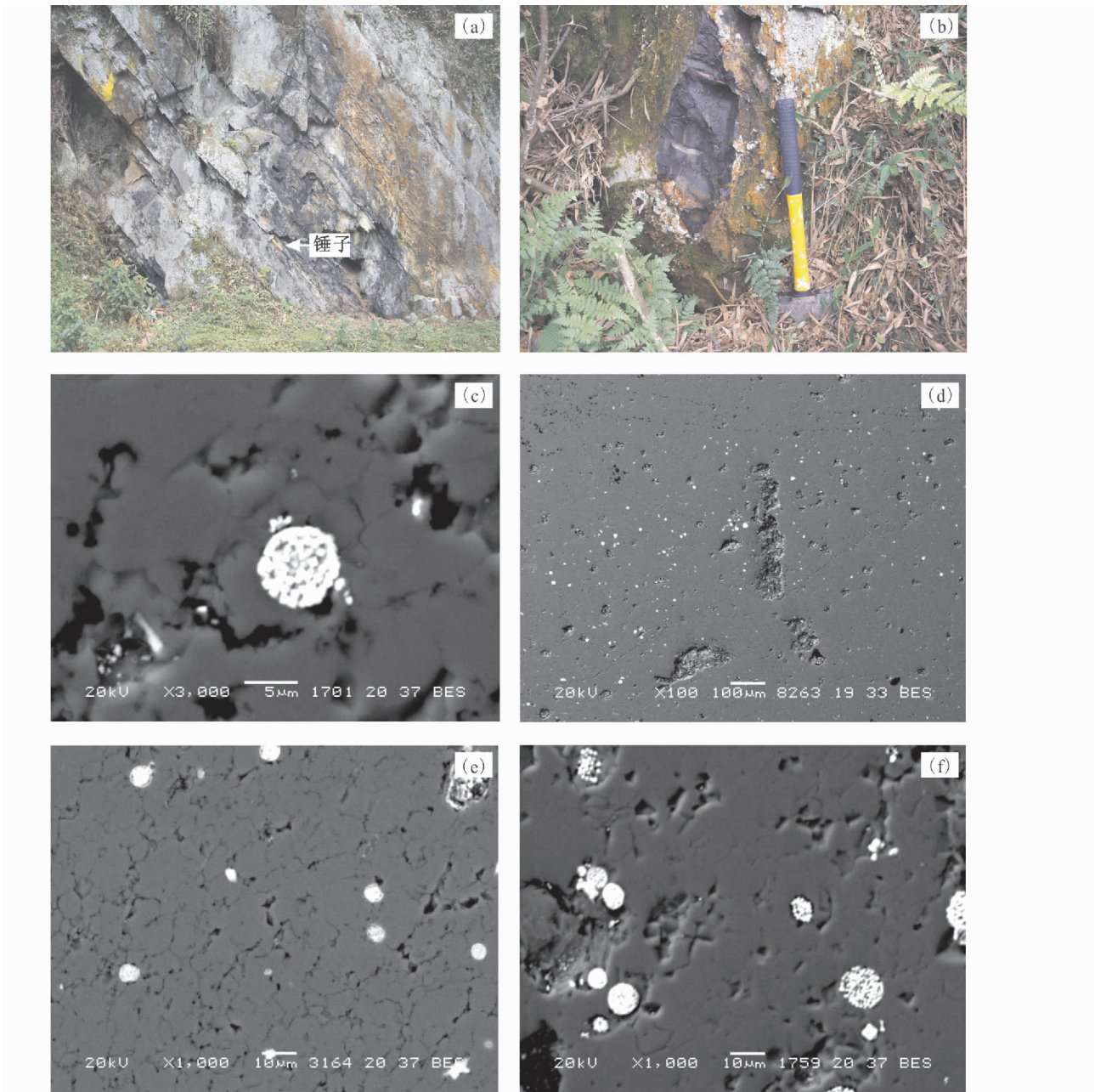


图2 华南泗里口剖面老堡组硅质岩的照片(a,b)和硅质岩中草莓状黄铁矿的扫描电子显微镜背散射图片(c,d,e,f)
Fig.2 Photos of cherts (a, b) and backscatter SEM images of pyrite frammboids in cherts (c, d, e, f) of the Laobao Formation at Silikou section, South China

表 1 华南泗里口剖面老堡组硅质岩中草莓状黄铁矿粒径分布统计结果

Table 1 Descriptive statistics of framboid size distributions in cherts of the Laobao Formation at Silikou section, South China

样品号	岩性	深度(m)	统计数量	平均粒径(μm)	中间粒径(μm)	最大粒径(μm)	标准偏差(μm)
SLK-12	黑色硅质岩	12	55	4.3	3.9	10.4	1.90
SLK-16		16	228	3.7	3.8	7.7	1.05
SLK-31		31	251	4.4	4.0	9.7	1.80
SLK-51		51	486	4.5	3.9	14.1	2.10
SLK-57		57	278	4.7	4.0	14.1	2.34
SLK-74		74	233	4.7	4.5	11.5	1.99
SLK-82		82	203	4.9	4.7	13.5	2.03
SLK-93		93	198	6.0	5.3	14.7	2.45
SLK-103		103	99	6.7	6.5	17.4	2.73
SLK-107		107	149	6.3	6.0	18.0	2.66

3 样品采集和研究方法

在泗里口剖面,我们选择 10 块老堡组硅质岩样品进行研究,每块样品在地层柱上的位置见图 1b。这些样品基本涵盖了泗里口剖面老堡组的全貌,能够反映埃迪卡拉纪末期华南深海海水的氧化还原环境。

将所选硅质岩样品制成光薄片,应用中国地质科学院地质研究所的扫描电子显微镜(JEOL JSM-5610LV)在放大的背散射电子图像下对每个薄片观察到的草莓状黄铁矿球粒的直径进行测量和记录,然后进行统计和分析。草莓状黄铁矿的外形和结构(图 2c)易于识别,能够直接在荧光屏上测量其直径。

4 分析结果

所有 10 个样品都有草莓状黄铁矿存在,呈星散状均匀地分布在硅质岩中,没有发现明显的黄铁矿顺层分布,也没有发现成簇的或大球、多个球型的黄铁矿集合体(图 2d)。在样品中也很少见到自形黄铁矿晶体和其它不规则形态的黄铁矿集合体。表 1 归纳了 10 个硅质岩样品的草莓状黄铁矿直径的统计结果。

泗里口剖面老堡组硅质岩的草莓状黄铁矿平均直径为 3.7~6.7μm,其中剖面中、下部的 7 个样品平均直径小于 5.0μm,而上部的 3 个样品平均直径较大,为 6.0~6.7μm。它们的中间粒径为 3.8~6.5μm,其中剖面中、下部的 7 个样品中间粒径小于 5.0μm,而上部的 3 个样品中间粒径为 5.3~6.5μm,具有和平均直径相似的特征。所测的每个硅质岩样品中最大颗粒的草莓状黄铁矿直径在 7.7~18μm 之间变化。

5 讨论和结论

在华南的泗里口剖面,老堡组硅质岩缺乏被充填的草莓状黄铁矿和自形的黄铁矿颗粒,表明原生的草莓状黄铁矿形成之后便停止了生长。这样,没有发生二次生长的草莓状黄铁矿的粒径分布特征才对沉积时水体的氧化还原状态具有指示意义(Wilkin *et al.*, 1996, 1997)。在研究了许多现代海洋沉积物和沉积岩中草莓状黄铁矿之后, Wilkin *et al.* (1996)提出硫化和氧化(包括次氧化)环境下沉积的草莓状黄铁矿平均粒径分别为 5.0±1.7μm(±1σ)和 7.7±4.1μm(±1σ)。他们认为硫化环境下仅有低于 4% 的草莓状黄铁矿的粒径会大于 10μm;而非硫化环境下则有相当多的颗粒粒径(10%~50%)超过 10μm。我们研究的老堡组硅质岩的草莓状黄铁矿平均粒径较小(3.7~6.7μm),每个样品统计的粒径变化范围窄(图 3)。此外,泗里口剖面老堡组中、下部 7 个样品平均粒径都小于 5.0μm,上部的 3 个样品较大,在 6.0~6.7μm 之间(图 3,4;表 1)。从草莓状黄铁矿的粒径分布来看,下部 7 个样品中 85% 以上的颗粒粒径小于 7μm,上部 3 个样品只有大约 65% 的颗粒小于 7μm(图 3)。所有的硅质岩样品中粒径大于 10μm 的草莓状黄铁矿颗粒非常少,几乎所有样品 10μm 以上的统计数量都少于 4%(图 3,4)。

Wignall and Newton(1998)主张用草莓状黄铁矿的最大黄铁矿直径(MFD)来区分硫化的还是氧化的沉积环境,一般氧化海洋环境沉积物中的 MFD 会大些,而硫化环境下形成的要小些。在硫化环境下形成的草莓状黄铁矿的 MFD 一般小于 20μm,而氧化-次氧化环境中会大于 20μm(Wilkin *et al.*, 1996, 1997; Wilkin and Arthur, 2001; Nielsen and Shen, 2004)。泗里口老堡组硅质岩中草莓状黄铁矿的 MFD 在 7.7~18.0μm 之间,而且剖面中、下部的样品具有较小的

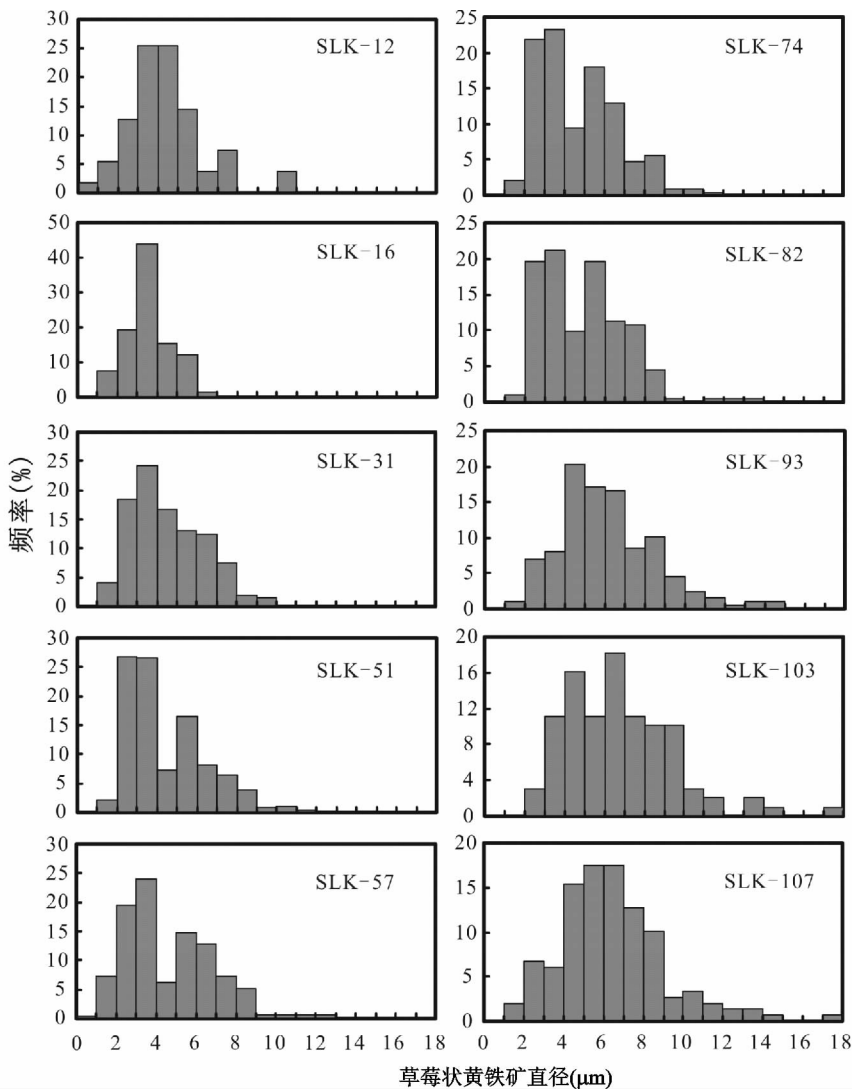


图3 泗里口剖面老堡组硅质岩中草莓状黄铁矿颗粒的粒径频率分布图

Fig.3 The size frequency of framboidal pyrite in cherts of the Laobao Formation at Silikou section, South China

MFD 值(图4;表1)。

无论从草莓状黄铁矿统计的平均粒径和分布,还是从最大黄铁矿直径来看,华南泗里口剖面老堡组硅质岩基本都落在硫化的沉积环境范围。根据草莓状黄铁矿我们可以判断埃迪卡拉纪末期华南地区的深部海水是缺氧的(硫化的)。从泗里口剖面看,老堡组自下而上草莓状黄铁矿的平均粒径、中间粒径以及最大直径在逐渐增加,仅在中部有一次反复(图2e,f,图4;表1),这可能反映了华南盆地的深部海水有逐渐被氧化的趋势。

图5 出示了老堡组硅质岩草莓状黄铁矿的平均粒径对标准偏差的二元图解。图中包括了 Wilkin *et al.* (1996), Nielsen and Shen(2004)以及 Zhou and Jiang(2009)给出的草莓状黄铁矿的数据,那些参与统计的黄铁矿分别沉积在硫化的、次氧化的和氧化的海水环境中。根据这些前人的资料和我们数据,我们进一步划分了氧化的和次氧化的两个区

域。从图5 我们可以看出,从硫化到次氧化,再到氧化实际上是连续的,界线附近为过渡关系。我们的老堡组硅质岩中草莓状黄铁矿的统计数据也表现出从硫化的环境向次氧化环境的过渡。老堡组中、下部的7 个样品草莓状黄铁矿的数据点分布在硫化的区域,上部的3 个样品分布在次氧化的区域。由于这3 个样品在图5 的分布区域和形成于次氧化环境中的 Peru Margin 沉积物中的草莓状黄铁矿非常一致,而且它们具有和硫化环境下形成的沉积物中草莓状黄铁矿相似分布特征,可能表明它们形成于缺氧的(或次氧化)环境。

湖南安化留茶坡组硅质岩也是埃迪卡拉纪末期深水盆地化学沉积的产物,受陆源碎屑及海底热液影响很小,记录了沉积环境的地球化学特征(常华进等,2008)。初步研究表明,它们具有非常低的 Th/U 比值(0.02 ~ 2.1,大多低于0.2),高的 Fe^{T}/Al 比值(0.23 ~ 10.9,大多高于平均页岩的

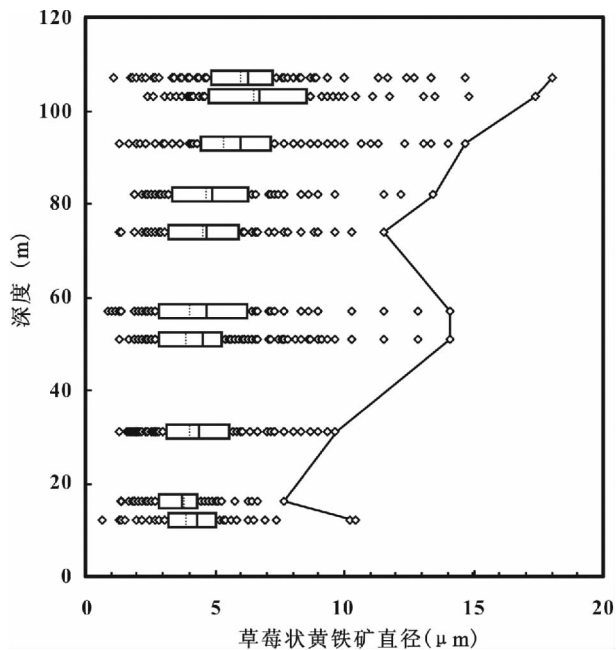


图4 泗里口剖面老堡组硅质岩中草莓状黄铁矿的粒径分布

图中的长条盒子包括了 $Q = 0.25$ 到 $Q = 0.75$ 的区域,即 50% 的颗粒。盒子中实线和虚线分别代表平均粒径和中间粒径。图最右侧折线代表最大粒径

Fig. 4 Framboid size distributions in cherts of the Laobao Formation

The boxes range from quartile $Q = 0.25$ to quartile $Q = 0.75$, comprising 50% of the data. A bold line and a dashed line in the box represent the mean and median value, respectively

值 0.5), $V/(V + Ni)$ 比值均大于 0.6,且氧化还原敏感微量元素 U、V 和 Mo 均相对于 PAAS 富集,可能指示了华南埃迪卡拉纪末期深海是缺氧的(常华进等,2009)。Canfield *et al.* (2008) 根据海相沉积岩 Fe 组分的记录认为晚新元古代 ($< 742 \pm 6$ Ma) 全球海洋的化跃面之下是缺氧的和普遍富 Fe 的。鉴于泗里口剖面老堡组硅质岩中 U、V 和 Mo 等氧化还原敏感微量元素的富集(相对于 PAAS)程度低于典型的深静海(euxinic),这意味那一时期的深海主要是缺氧,而不是硫化。尽管老堡组中、下部的 7 个样品分布在硫化的区域,上部的 3 个样品分布在次氧化区域(图 5),我们认为它们指示埃迪卡拉纪末期华南的深海水体基本上是缺氧的,且有逐渐氧化的趋势,可能与埃迪卡拉纪末期华南地区的海平面逐渐下降有关(薛耀松和周传明,2006)。

综上所述,我们的老堡组草莓状黄铁矿粒径的统计数据显示,埃迪卡拉纪末期华南深部海水总体是缺氧的,有逐渐氧化的趋势。尽管埃迪卡拉纪海洋发生了几次氧化事件(Fike *et al.*, 2006; Canfield *et al.*, 2007; McFadden *et al.*, 2008),但是可能海水的化学分层(浅水氧化和深水缺氧)以及深海存在的大的溶解有机碳(DOC)储库延缓了深部海水

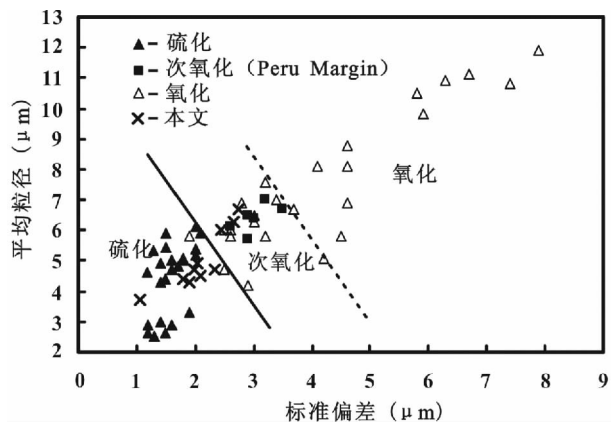


图5 泗里口剖面老堡组硅质岩中草莓状黄铁矿的平均粒径对标准偏差的二元图解

图中右倾实线引自 Wilkin *et al.* (1996),实线左、右两区域分别代表硫化的和氧化一次氧化的环境。该图包括了 Wilkin *et al.* (1996),Nielsen and Shen(2004)以及 Zhou and Jiang(2009)给出的硫化的、次氧化的和氧化的环境沉积的草莓状黄铁矿资料。图中虚线为本文根据 Peru Margin 次氧化环境下形成的草莓状黄铁矿数据(Wilkin *et al.*, 1996)以及本文数据绘制。该虚线将 Wilkin *et al.* (1996)给出的氧化一次氧化区域分为次氧化和氧化两个区域

Fig. 5 Relationship between mean size and standard deviation of framboidal pyrites in cherts of the Laobao Formation

The bold line in the figure is after Wilkin *et al.* (1996). The data (see Wilkin *et al.*, 1996; Nielsen and Shen, 2004; Zhou and Jiang, 2009) include framboids of sediments and sedimentary rocks from euxinic, suboxic and oxic environments. The dash line is based on data of framboidal pyrites formed in suboxic Peru Margin (Wilkin *et al.*, 1996) and data of this text, which divides the oxic area into two parts (suboxic and oxic)

的氧化,使得埃迪卡拉纪海洋没有被彻底地氧化,像华南深部海水至少到早寒武世的早期还是缺氧的。

致谢 中国科学院地质与地球物理研究所张启锐研究员协助完成了野外采样工作,中国地质科学院地质研究所陈方远副研究员指导完成了扫描电子显微镜的测试,两位审稿人提出了宝贵的修改意见,在此一并表示衷心的感谢。

References

- Algeo T, Shen YA, Zhang TG *et al.* 2008. Association of ^{34}S -depleted pyrite layers with negative carbonate $\delta^{13}\text{C}$ excursions at the Permian-Triassic boundary: Evidence for upwelling of sulfidic deep-ocean water masses. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9 (4), doi: 10.1029/2007GC001823
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Hunan Province. 1988. Regional Geology of Hunan Province. Beijing: Geological Publishing

- House, 25–40 (in Chinese)
- Canfield DE, Poulton SW and Narbonne GM. 2007. Late-Neoproterozoic deep-ocean oxygenation and the rise of animal life. *Science*, 315 (5808): 92–95
- Canfield DE, Poulton SW, Knoll AH *et al.* 2008. Ferruginous conditions dominated later Neoproterozoic deep-water chemistry. *Science*, 321 (5891): 949–952
- Chang HJ, Chu XL, Feng LJ *et al.* 2008. REE geochemistry of the Liuchapo chert in Anhua, Hunan. *Geology in China*, 35 (5): 879–887 (in Chinese with English abstract)
- Chang HJ, Chu XL, Feng LJ *et al.* 2009. Redox sensitive trace elements as paleoenvironments proxies. *Geological Review*, 55 (1): 91–99 (in Chinese with English abstract)
- Chen JY, Bottjer DJ, Oliveri P *et al.* 2004. Small bilaterian fossils from 40 to 55 million years before the Cambrian. *Science*, 305 (5681): 218–222
- Chen X, Li D, Ling HF *et al.* 2008. Carbon and sulfur isotopic compositions of basal Datangpo Formation, northeastern Guizhou, South China: Implications for depositional environment. *Progress in Natural Science*, 18 (4): 421–429
- de Koff JP, Anderson MA and Amrhein C. 2008. Geochemistry of iron in the Salton Sea, California. *Hydrobiologia*, 604: 111–121
- Fike DA, Grotzinger JP, Pratt LM *et al.* 2006. Oxidation of the Ediacaran ocean. *Nature*, 444 (7120): 744–747
- Hofmann P, Ricken W, Schwark L *et al.* 2000. Carbon-sulfur-iron relationships and $\delta^{13}\text{C}$ of organic matter for late Albian sedimentary rocks from the North Atlantic Ocean: Paleocceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 163 (3–4): 97–113
- Hu J. 2008. The cherty microbolite in the deeper water facies during the Precambrian-Cambrian transitional period in northeast Guangxi Province, China. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 25 (3): 291–305 (in Chinese with English abstract)
- Isozaki Y. 1997. Permian-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: Records from lost deep sea. *Science*, 276 (5310): 235–238
- Knoll AH. 1992. The early evolution of eukaryotes: A geological perspective. *Science*, 256 (5057): 622–627
- Loucks RG and Ruppel SC. 2007. Mississippian Barnett Shale: Lithofacies and depositional setting of a deep-water shale-gas succession in the Fort Worth Basin, Texas. *Aapg Bulletin*, 91 (4): 579–601
- Love LG and Amstutz GC. 1966. Review of microscopic pyrite from the Devonian Chattanooga Shale and Rammelsberg Banderz. *Formation Mineralogie*, 43: 273–309
- Marshall CR. 2006. Explaining the Cambrian "explosion" of animals. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 34 (1): 355–384
- McFadden KA, Huang J, Chu XL *et al.* 2008. Pulsed oxidation and biological evolution in the Ediacaran Doushantuo Formation. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 105 (9): 3197–3202
- Nielsen JK and Shen Y. 2004. Evidence for sulfidic deep water during the Late Permian in the East Greenland Basin. *Geology*, 32 (12): 1037–1040
- Passier HF, Middelburg JJ, de Lange GJ *et al.* 1997. Pyrite contents, microtextures, and sulfur isotopes in relation to formation of the youngest eastern Mediterranean sapropel. *Geology*, 25 (6): 519–522
- Payne JL, Lehrmann DJ, Follett D *et al.* 2007. Erosional truncation of uppermost Permian shallow-marine carbonates and implications for Permian-Triassic boundary events. *Geological Society of America Bulletin*, 119 (7–8): 771–784
- Pu XC, Zhang JQ, Luo AP *et al.* 1987. Sedimentary rocks, sedimentary facies and minerals in late epoch of Sinian in upper Yangzi Region. Chongqing: Chongqing Publishing House, 1–149 (in Chinese)
- Richard DT. 1970. The origin of framboids. *Lithos*, 3 (3): 269–293
- Steiner M, Wallis E, Erdtmann BD *et al.* 2001. Submarine-hydrothermal exhalative ore layers in black shales from South China and associated fossils: Insights into a Lower Cambrian facies and bio-evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 169 (3): 165–191
- Wignall PA and Newton R. 1998. Pyrite framboid diameter as a measure of oxygen deficiency in ancient mudrocks. *American Journal of Science*, 298 (7): 537–552
- Wignall PB, Newton R and Brookfield ME. 2005. Pyrite framboid evidence for oxygen-poor deposition during the Permian-Triassic crisis in Kashmir. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 216 (3–4): 183–188
- Wilkin RT, Barnes HL and Brantley SL. 1996. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (20): 3897–3912
- Wilkin RT, Arthur MA and Dean WE. 1997. History of water-column anoxia in the Black Sea indicated by pyrite framboid size distributions. *Earth and Planetary Science Letters*, 148 (3–4): 517–525
- Wilkin RT and Arthur MA. 2001. Variations in pyrite texture, sulfur isotope composition, and iron systematics in the Black Sea: Evidence for Late Pleistocene to Holocene excursions of the O_2 - H_2S redox transition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65 (9): 1399–1416
- Xiao S, Zhang Y and Knoll AH. 1998. Three-dimensional preservation of algae and animal embryos in a Neoproterozoic phosphorite. *Nature*, 391 (6667): 553–558
- Xue YS and Zhou CM. 2006. Resedimentation of the Early Cambrian phosphatized small shell fossils and correlation of the Sinian-Cambrian boundary strata in the Yangtze Region, southern China. *Journal of Stratigraphy*, 30 (1): 64–74 (in Chinese with English abstract)
- Yin L, Zhu M and Knoll AH. 2007. Doushantuo embryos preserved inside diapause egg cysts. *Nature*, 446 (7136): 661–663
- Zhou CM and Jiang SY. 2009. Palaeoceanographic redox environments for the Lower Cambrian Hetang Formation in South China: Evidence from pyrite framboids, redox sensitive trace elements, and sponge biota occurrence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 271 (3–4): 279–286

附中文参考文献

- 常华进, 储雪蕾, 冯连君等. 2008. 湖南安化留茶坡硅质岩的 REE 地球化学特征及其意义. *中国地质*, 35(5): 879–887
- 常华进, 储雪蕾, 冯连君等. 2009. 氧化还原敏感微量元素对古海洋沉积环境的指示意义. *地质论评*, 55(1): 91–99
- 胡杰. 2008. 桂东北较深水相前寒武纪-寒武纪之交的硅质微生物岩. *微体古生物学报*, 25(3): 291–305
- 湖南省地质矿产局. 1988. 湖南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 25–40
- 蒲心纯, 张继庆, 罗安屏等. 1987. 上扬子区震旦世沉积岩沉积相及矿产. 重庆: 重庆出版社, 1–149
- 薛耀松, 周传明. 2006. 扬子区早寒武世早期磷质小壳化石的再沉积和地层对比问题. *地层学杂志*, 30(1): 64–74