文章编号: 1000-0550(2006) 01-0075-06

三水盆地古近系土布心组黑色页岩中黄铁矿的形成及其控制因素①

刘春莲[1] 董艺辛[1] 车 平[1] Franz T Fürsich[2] 石贵勇[1] 陈 亮[1] 严伟术[1]
(1. 中山大学地球科学系 广州 510275;
2 Institute of Geology and Palaeontology University Würzburg Germany D-97070)

摘 要 黄铁矿是富有机质沉积的特征矿物。根据 TOC/S、TOC/DOP、S/Fe关系以及 S-TOC-Fe多重线性回归分析结果对三水盆地古近系土布心组红岗段黑色页岩中沉积黄铁矿的形成及其控制因素进行了分析。土布心组红岗段黑色页岩的黄铁矿有成岩黄铁矿和同生黄铁矿两种成因组分。红岗段下部(亚段 A)有机碳含量普遍较低,底部水体以弱氧化条件为主,硫酸盐还原作用发生于沉积物/水界面以下,黄铁矿为成岩成因,其形成主要受有机质的限制。红岗段中上部(亚段 B和 C)的沉积条件变化频繁,其有机碳含量变化幅度大。富有机质(TOC > 4%)岩层形成于缺氧的底部水体条件下。水体中可含 H_2S,碎屑铁矿物在埋藏之前即与之在水体中反应形成同生黄铁矿。这一过程不受有机质的限制,而是受活性铁与 H_2S接触时间的限制。同时,由于大量淡水输入导致硫酸盐浓度的降低,从而对硫化物形成有一定的限制作用。对于低有机质(TOC< 4%)样品,黄铁矿由同生和成岩组分组成。其中以成岩黄铁矿为主,其形成过程主要受有机质限制,而同生黄铁矿受铁矿物与 H_2S接触时间的限制。

关键词 黄铁矿形成 限制因素 黑色页岩 土布心组 古近系 三水盆地
第一作者简介 刘春莲 女 1956年出生 教授 博士生导师 古环境学与古生态学
中图分类号 P512.2 文献标识码 A

黄铁矿是富有机质沉积的特征矿物,也是恢复沉积环境的重要指标[1~2]。因而,其形成过程及其控制因素受到广泛的关注。沉积黄铁矿的形成主要与细菌硫酸盐还原作用有关。在缺氧条件下,以有机质为还原剂和能量来源,硫酸盐被还原成 H_2S,后者进一步与活性铁反应,形成一系列铁的单硫化物,并最终形成黄铁矿而保存于沉积中[3]。在这一过程中,沉积黄铁矿的形成可能受以下几个因素的限制:(1)有机质含量和活性,(2)活性铁含量,(3)硫酸盐浓度,以及(4)上述反应发生的时间[3~7]。这些影响因素的相对重要性随着沉积环境的不同而变化。当硫酸盐浓度达到一定水平时(> 5 mM),如海相或半咸水环境,硫酸盐对硫酸盐还原作用的影响相对不甚重要[3]。广东三水盆地是地处低纬度地区、并受海洋影响的非正常陆相盆地类型。在古近纪早期曾多次遭受过海水入侵[8~10],导致底层湖水的盐度较高,并提供了硫酸盐还原作用过程所需的硫酸盐来源,为黄铁矿形成提供了必要条件。但是,其丰富的陆源碎屑和不稳定的盐度水平又不同于海相环境。因此,黄铁矿形成过程中各种影响因素之间的关系也有所不同。三水盆地古近系下部土布心组红岗段为一套富含有机质的黑色页岩,是三水盆地的主要生油层[11,12],其所含黄铁矿主要以星点状分布于沉积物中。本文以岩心(SB-01孔)样品为材料,对土布心组红岗段黑色页岩中沉积黄铁矿的形成过程及其控制因素进行分析,以便更深入地了解此类近海湖相盆地的沉积环境。

1 材料与方法

SB-01孔位于三水盆地的西北部(23°11' N, 112°49' E)(图 1),孔深 89 m。0~72 m为古近系始新统土布心组红岗段地层,与下伏古新统莘庄组整合接触。红岗段由三个岩性亚段组成(图 2)。亚段 A(72~52 m)以灰黑色粉砂质泥岩、灰色泥质粉砂岩为主,偶见水平层理。亚段 B(52~22.5 m)以暗色纹层状泥页岩与灰岩或泥灰岩交替出现、并夹多层薄层石膏为特征。亚段 C(22.5~0 m)主要为暗色泥页

①国家自然科学基金项目(批准号: 40272011)、广东省自然科学基金项目(04009757)和中国地质大学岩石圈构造与深部过程及探测技术教育部重点实验室开放课题资助.
收稿日期: 2005-04-15; 收修改稿日期: 2005-06-20

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

岩,层理发育良好或不显著。偶夹碳酸盐岩和石膏薄层。本文样品取自 4 5~ 72 m岩芯段。样品采集避开了石膏层。样品干燥后,研磨成分析级粉末供各种地球化学测试使用。有机碳含量测试完成于德国蒂宾根大学(University Tübingen)地球化学实验室,使用去除了碳酸盐(加 5%稀盐酸)后的样品,在 Vario EL元素分析仪上测试获得 TOC_{-CaCO_3}值,根据 TOC_{-CaCO_3}和碳酸盐含量(加稀盐酸后样品损失的百分重量,记为 $CaCO_3$)并据下式计算获得有机碳含量: $TOC1 = (100 - CaCO_3)/100 \times TOC_{-CaCO_3}$[13]。各岩性段代表性样品的 X射线粉晶衍射结果显示不含石膏,样品中的硫主要来自黄铁矿[14],所测试的总硫含量可以代表黄铁矿的硫含量,并由此可计算黄铁矿中的铁含量(Fe_{pyr})和硫酸盐还原作用中损失的有机碳($TOC_{ox} = S(0 75)$[15]。下文中使用的有机碳含量为测试的 TOC1值与硫酸盐还原作用中损失的有机碳(TOC_{ox})之和,即 $TOC = TOC1 + TOC_{ox}$。全铁(Fe_T)和铝(Al)含量采用 ICP-AES测试。

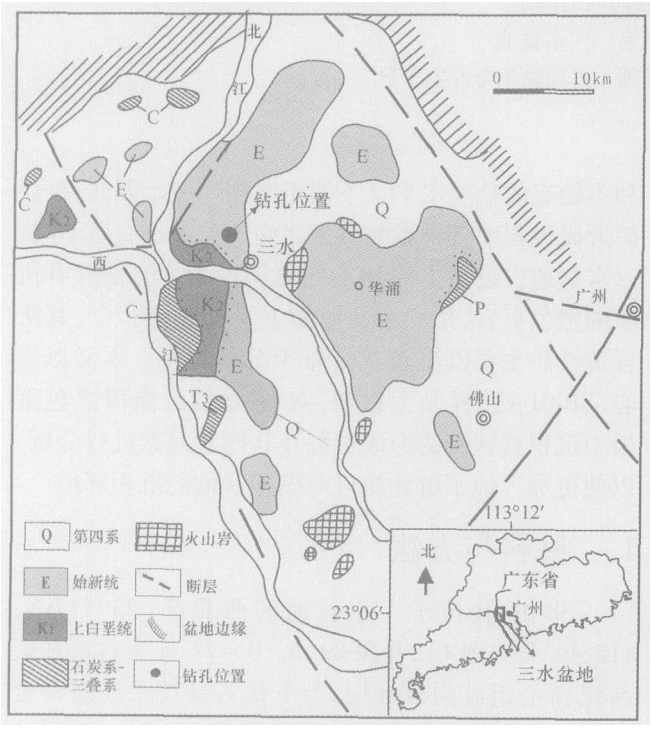

图 1 三水盆地地质背景及钻孔位置

Fig 1 Core locality and geological setting of the Sanshui Basin

2 结果

有机碳(TOC)、硫(S)、全铁(Fe_T)含量在土布心组红岗段的垂直分布见图 2。有机碳含量变化于 0 43% ~ 7 7%之间,平均值为 2 68%。亚段 A的有机碳含量普遍较低(多在 3%以下);亚段 B和 C的有机碳含量变化幅度大,最低值为 0 85%,最高值达 7 7%。根据对不同有机碳含量样品组的分析,TOC> 4%样品组和 TOC< 4%样品组的有机碳与黄铁矿形成的关系显示了明显的不同。因此,亚段 B和 C的样品按照其有机碳含量分为 TOC> 4%和 TOC< 4%两个样品组进行讨论(表 1)。

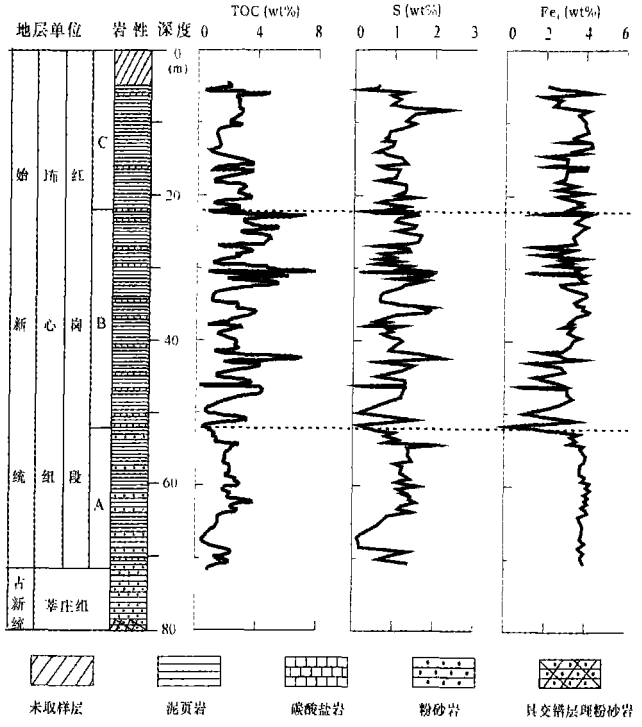

图 2 土布心组红岗段总有机碳(TOC)、氮(N)、硫(S)和铁(Fe_T)含量的垂直分布。

Fig 2 Depth distribution of organic carbon (TOC), total nitrogen (N), total sulfur (S) and total iron (Fe_T) in Core SB-01

表 1 土布心组红岗段各亚段的地球化学特征(均为平均值)。其中 DOP= Fe_{pyr}/Fe_T; SRI= TOC/TOC1

Table 1 Geochemical data (average values) of the Honggang Member (Buxin Formation). DOP= Fe_{pyr}/Fe_T; SRI= TOC/TOC1

亚段	样品组	TOC	S	Fe_T	DOP	C/S	SRI
亚段 A		1 83	1 04	3 84	0 23	1 97	1. 79
亚段 B、C	TOC> 4%	5 12	1 53	3 33	0 40	3 36	1. 29
	TOC< 4%	2 49	1 09	3 36	0 28	2 31	1. 57

土布心组红岗段的硫含量变化于 0 12% ~ 2 36%之间,多在 0 5%以上,平均值 1. 08%,大大高于现代淡水湖泊的硫含量值。铁含量普遍较高,即便是硫含量很低的层位也是如此,表明除铁硫化物外,还存在其它形式的铁(X射线粉晶衍射结果显示有菱铁矿存

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

在也证实了这一点)。其变化范围为 0.21% ~ 4.4%, 平均值 3.33%。仅少数几个样品的铁含量表现为低值(< 1.5%), 并均与碳酸盐岩夹层的出现一致(在以下分析中, 删除了高碳酸盐($CaCO_3$ > 70%)样品)。Fe_T与 Al呈极好的正相关关系(图 3), 指示铁主要是来自陆源碎屑组分。

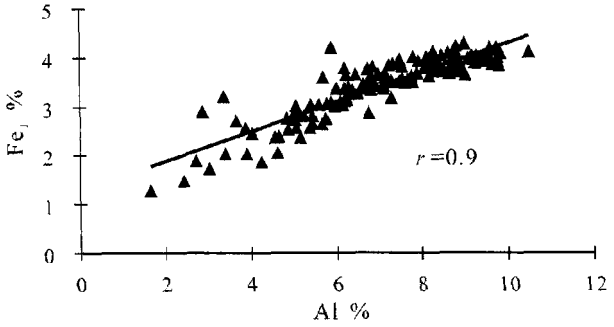

图 3　土布心组红岗段 Al与 Fe相关图

Fig 3　Plot of Al vs. Fe_T in Core SB-01

3　讨论

沉积黄铁矿形成于两种水体条件下: 一种是含氧的底层水覆盖于缺氧的沉积物之上, 细菌硫酸盐还原作用发生于沉积物/水界面之下。限制黄铁矿形成的主要因素是有机质埋藏量, 所有黄铁矿为成岩组分。另一种是缺氧的底层水覆盖于缺氧沉积物之上, 即静水环境。H_2S可存在于水体和沉积物中, 碎屑铁矿物在埋藏之前即可与之反应形成同生黄铁矿。其形成主要受铁矿物或硫化物含量的限制[1,4]。但是, 沉积中往往存在同生和成岩两种成因的黄铁矿组分, 从而使得黄铁矿形成过程中各影响因素之间的关系复杂化。

C/S关系被广泛应用于重建海相与半咸水相沉积盆地底层水氧气水平[1,16~18]。在 C—S相关图上, C/S正相关、且回归线截距为零时指示底层水体为氧化环境。而当 S轴上有一正截距时, 则反映滞水缺氧环境。截距的大小反映底部缺氧层的厚度[16]。但是, 如果有机质与铁矿物沉积之间存在耦合关系, 即 TOC—Fe呈正相关时, 即使活性铁是限制黄铁矿形成的因素时, 也可表现为 C—S成正比关系。因此, 提出了另一更为有效的识别黄铁矿形成限制因素的指标——黄铁矿化度($DOP = Fe_{pyr}/Fe_T$)[1,6,19,20]。DOP值与硫化物和铁矿物的含量及活性、以及硫化物与铁矿物的接触时间有关。如果 DOP/TOC< 1, 且 DOP随 TOC的增加而增加时, 表明黄铁矿化受有机质限制, 而不受铁的限制; 当 TOC增加而 DOP变化不大时, 则表明铁或硫化物含量是限制因素[20]。为了确定土布心组红岗段黄铁矿形成过程中有机质与铁矿物的相对影响效应, 本文分别对 TOC—S、TOC—DOP和 Fe—S关系进行分析和比较, 并对 S—TOC—Fe进行了多重线性回归分析。

亚段 A的有机碳含量较低, 一般在 3%以下, 平均值为 1.83%。S含量却相对较高, 平均达 1.04%。C/S比值平均为 1.97, 指示其盐度应与海水相近[21,22]。TOC与 S呈较好的正相关(r= 0.88), 回归线接近正常海(氧化水体), 仅在 S轴上有一很小的截距(图 4A)。表明底部水体以弱氧化条件为主, 硫酸盐还原作用发生于沉积物/水界面以下, 黄铁矿为成岩成因, 其形成受有机质埋藏量的限制, 硫含量随有机碳的增加而上升。仅在某些层位(如本亚段的中部)底部水体出现短暂的缺氧条件, 可能有部分同生黄铁矿形成。

亚段 A的 DOP平均值仅为 0.23。TOC与 DOP的关系见图 4B, 二者表现很好的相关性。由于 TOC—Fe不存在耦合关系(图 4C), 因此, TOC—DOP关系与 TOC—S关系相似。同样表明, 有机质是控制本亚段黄铁矿形成的主要因素, 而活性铁的影响很小。S—Fe关系也支持这一结论, 未显示相关性(图 4D)。

对亚段 A的 S—TOC—Fe进行多重线性回归分析(为消除各参数量值间差别引起的影响, 对原始数据进行了标准化预处理), 其拟合方程为:

$$S = 0.65TOC + 0.057Fe - 2.65E^{-16};$$

结果也表明硫含量受有机碳含量的影响大大高于受活性铁的影响, 这与 TOC—S、TOC—DOP以及 S—Fe关系显示的结果相同。

亚段 B和 C的有机碳含量变化幅度大。图 5A中, 对于相对富有机质(TOC> 4%)的样品, TOC与 S呈一定的正相关关系(r= 0.67)。随着有机碳含量的增加, 硫含量缓慢上升。回归线在 S轴上的截距为 0.73, 反映底部滞水缺氧环境。底部水体中含有 H_2S, 碎屑铁矿物在埋藏之前即可与之在水体中反应形成同生黄铁矿[1]。在这一过程中, 应不受有机质的限制。TOC—S相关是由于 TOC—Fe间存在一定的耦合关系(图 5C)所引起的, 并不一定是反映黄铁矿形成受有机质的限制。在这种情况下, TOC—DOP关系的指示意义更为明确。从图 5B中可见, 随着 TOC的增加, DOP值并不显示上升趋势。这种情形指示黄铁矿形成不受有机质的限制, 而可能受铁矿物

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

或硫酸盐含量水平的限制。但是,铁矿物的输入量持续较高(Fe_T平均值达 3.3%)。从 S—Fe关系来看,相关性很弱(图 5D),且 S/Fe_T比值均小于 1.15(黄铁矿的 S/Fe比值为 1.15),这种情形表明铁矿物含量不是限制因素[23]。图 5A 中 S 轴上的截距不大(0.73),反映底部水体的缺氧层不是很厚。铁矿物碎屑在通过缺氧水体层时,因与 H_2S的接触时间短,部分铁矿物未与 H_2S反应而进入沉积中。因此,铁矿物与水体中 H_2S接触时间可能有重要的限制作用。此外,TOC> 4样品组的 C/S比值均高于其它样品,平均值 3.36(表 1),图 5A 中样品点主要分布于正常海回归线以下,指示水体盐度相对较低。相应的 C/N 比值指示当时主要为温暖湿润的气候条件[14],大量淡水的输入,导致水体硫酸盐浓度有所降低,从而对硫化物的形成造成一定的影响。这一样品组的硫酸盐还原率低于 TOC< 4%样品组(表 1),也反映了硫酸盐浓度的限制作用。进入沉积中的铁矿物也可能由于硫化物贫乏而转化为其它形式。

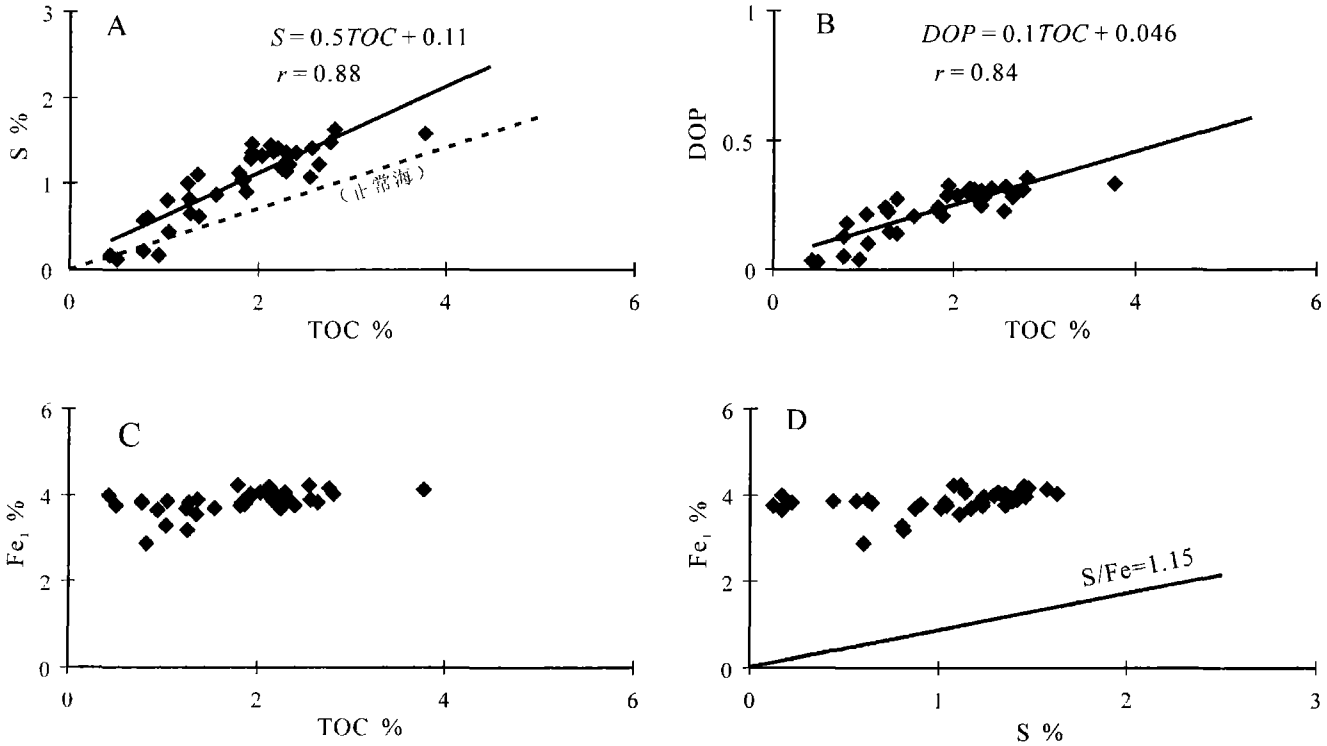

图 4 土布心组红岗段亚段 A的有机碳与硫(A)、有机碳与 DOP(B)、有机碳与全铁(C)、以及全铁与硫(D)相关图

Fig. 4 Plots of organic carbon vs. sulfur (A), organic carbon vs. DOP (B), organic carbon vs. total iron (C) and total iron vs. (D) for Submember A

TOC> 4%样品组的 TOC—Fe存在相关性,不适宜进行 S—TOC—Fe多重回归分析。

对于 TOC< 4%的样品,由于 TOC—Fe不相关(图 5C),TOC—S和 TOC—DOP结果相似,均表现为显著的正相关性。图 5A 的回归线与正常海(氧化水体)近平行,在 S轴上有一小的截距(0.36)。部分样品点分布在氧化水体区域内,黄铁矿为成岩成因,主要受有机质的影响。另一部分样品分布于静水区域内,其黄铁矿有同生和成岩两种组分。这两种不同成因的黄铁矿在形态上没有显著区别。同生黄铁矿受铁矿物限制,因其水体含 H_2S层很薄,实际上同样是受 Fe与 H_2S反应时间的限制。其 C/S比值(平均为 2.3)与海水相近,硫酸盐含量水平应不是限制因素。S—TOC—Fe多重线性回归分析的拟合方程为:

$$S = 0.753TOC + 0.403Fe + 7.86E^{-16};$$

上式同样显示黄铁矿形成过程中同时受有机质和铁矿物的限制,其中成岩黄铁矿是主要组分,其形成受有机质限制,而先期形成的同生黄铁矿受铁矿物(即 Fe与 H_2S反应时间)的限制。

4 结论

三水盆地古近系土布心组红岗段黑色页岩中的黄铁矿有两种成因组分:成岩黄铁矿与同生黄铁矿。不同成因黄铁矿的形成受不同因素的限制。土布心组红岗段下部(亚段 A)地层沉积时,底部水体以弱氧化条件为主,有机碳含量普遍较低,硫酸盐还原作用发

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

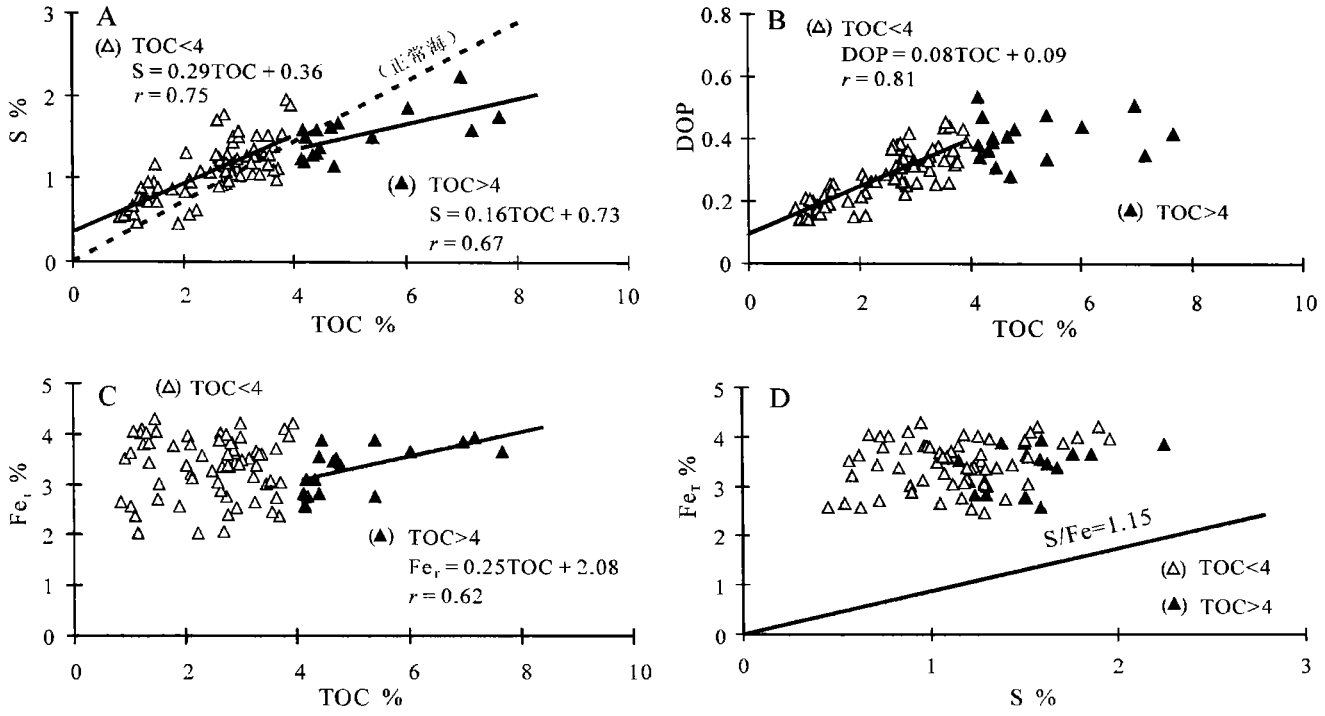

图 5　土布心组红岗段亚段 B和 C中 TOC> 4%样品组和 TOC< 4%样品组的有机碳与硫 (A)、有机碳与 DOP(B)、有机碳与全铁 (C)、以及全铁与硫 (D)相关图

Fig. 5　Plots of organic carbon vs sulfur (A), organic carbon vs DOP (B), organic carbon vs total iron (C) and total iron vs sulfur (D) for TOC < 4% and TOC > 4% of Submember B and C

生于沉积物/水界面以下。黄铁矿为成岩成因,其形成主要受有机质的限制。其时铁矿物来源丰富,大大高于将硫酸盐还原过程中形成的硫全部固定于黄铁矿中所需的铁含量,对黄铁矿的形成没有显著的限制作用。土布心组红岗段中上部(亚段 B和 C)的沉积条件变化频繁,其有机碳含量变化幅度大。相对富有机质(TOC> 4%)岩层形成于缺氧的底部水体条件下。水体中含有 H_2S,碎屑铁矿物在埋藏之前即与之在水体中反应形成同生黄铁矿。这一过程不受有机质的限制,而是受活性铁与 H_2S接触时间的限制。同时,由于大量淡水输入导致硫酸盐浓度的降低,从而对硫化物形成有一定的限制作用。对于 TOC< 4%的相对贫有机质样品,黄铁矿由同生和成岩组分组成。其中以成岩黄铁矿为主,其形成过程主要受有机质限制。同生黄铁矿受铁矿物限制,因其底部水体缺氧层厚度小,实际上是受活性铁与 H_2S反应时间的限制。

参考文献 (References)

1 Raiswell R, and Berner R. Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments. American Journal of Science, 1985, 285: 710~724

2 Davis H R, Byers C W, and Dean W E. Pyrite formation in the Lower Cretaceous Mowry Shale: effect of organic matter type and reactive iron content. American Journal of Science, 1988, 288: 873~890

3 Berner R A. Sedimentary pyrite formation: An update. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1984, 48: 605~615

4 Boesen C, and Postma D. Pyrite formation in anoxic environments of the Baltic. American Journal of Science, 1988, 288: 575~603

5 Boussafir M, and Lallier-Verges E. Accumulation of organic matter in the Kimmeridge Clay Formation (KCF): an update fossilistion model for marine petroleum source-rocks. Marine and Petroleum Geology, 1997, 14 (1): 75~83

6 Middelburg J J. Organic carbon, sulphur, and iron in recent semi-euxinic sediments of Kau Bay, Indonesia. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1991, 55: 815~828

7 Morse J W, and Berner R A. What determines sedimentary C/S ratios? Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, 59: 1073~1077

8 刘春莲, Fürsich F T, 白雁, 杨小强, 李国强. 三水盆地古近系湖相沉积岩的氧、碳同位素地球化学记录及其环境意义. 沉积学报, 2004, 22 (1): 36~40 [Liu Chunlian, Fürsich F T, Bai Yan, Yang Xiaoqiang and Li Guoqiang. Paleogene environmental changes deduced from stable isotopic data from bulk carbonates in the Sanshui Basin, South China. Acta Sedimentologica Sinica, 2004, 22 (1): 36~40]

9 王将克, 李国藩, 汪晋三. 广东三水盆地白垩纪—早第三纪鱼类化石. 北京: 科学出版社, 1981. 1~90 [Wang Jiangke, Li Guofan, and Wang Jinsan. The Early Tertiary Fossil Fishes from Sanshui and Its Ad-

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

jacent Basin, Guangdong. Beijing: Science Press, 1981. 1~90]
10 叶敦禧. 广东省珠江三角洲地区下第三系沉积特征及含矿性. 广东地质科技, 1982, 1: 25~38[Ye Dunxi. Depositional characteristics and mineralization of the Paleogene rocks in the Pearl Delta area, Guangdong Province. Geological Science and Technology of Guangdong, 1982, 1: 25~38]
11 广东省地质矿产局. 广东省区域地质志. 地质矿产部地质专报—区域地质志第 9号. 北京: 地质出版社, 1988. 1~941 [Bureau of Geology and Mineral Resources of Guangdong Province. Regional Geology of Guangdong Province. Ministry of Geology and Mineral Resources, People's Republic of China. Geological Memoirs, Ser. 1, No. 9. Beijing: Geological Publishing House, 1988. 1~941]
12 张显球, 周晓萍, 陈修弈. 三水盆地白垩—第三纪钻井地层划分对比图集. 北京: 海洋出版社, 1993. 1~177 [Zhang Xianqiu, Zhou Xiaoping and Chen Xiuyi. Atlas of Cretaceous to Tertiary Strata Classification and Correlation in the Sanshui Basin of South China]. Beijing: Marine Press, 1993. 1~177]
13 Schmid-Röhl A. Hochauflösende geochemische Untersuchungen in Posidonienschiefer (Lias ε) von SW-Deutschland. Tübingen Geowissenschaftliche Arbeiten, 1999, A48: 1~189
14 Liu Chunlian, Oschmann W, Bai Yan, Dong Yixin and Xie Yecai. Accumulation conditions of organic matter during deposition of black shales of the Buxin Formation (early Paleogene) in the Sanshui Basin, South China. Acta Geologica Sinica, 2004, 78 (3): 768~774
15 Lallier-Verges E, Bertrand P, and. Organic matter composition and sulfate reduction intensity in Oman Margin sediments. Marine Geology, 1993, 112: 57~69
16 Leventhal J S. An interpretation of carbon and sulfur relationships in Black Sea sediments as indicators of environments of deposition. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1983, 47: 133~137
17 Leventhal J S. Carbon and sulfur relationships in Devonian shales from the Appalachian Basin as an indicator of environment of deposition. American Journal of Science, 1987, 287: 33~49
18 Leventhal J S. Carbon-sulfur plots to show diagenetic and epigenetic sulfidation in sediments. Geochimica et Cosmochimic Acta, 1995, 59: 1207~1211
19 Raiswell R, and Buckley F. Degree of pyritization of iron as paleoenvironmental indicator of bottom water oxygenation. Journal of Sedimentary Petrology, 1988, 58: 812~819
20 Hayes J M, Zaback D A, Tribovillard N P, *et al*. Productivity-induced sulphur enrichment of hydrocarbon-rich sediments from the Kimmeridge Clay Formation. Chemical Geology, 1997, 134: 277~288
21 Berner R A, and Raiswell A. C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. Geology, 1984, 12: 365~368
22 Brukner-Wein A, Hetényi M, Vet I. Organic geochemistry of an anoxic cycle: A case history from the Oligocene section, Hungary. Organic Geochemistry, 1990, 15 (2): 123~130
23 Dean W E, and Arthur M A. Iron-sulfur-carbon relationships in organic-carbon-rich sequences I: Cretaceous western interior seaway. American Journal of Science, 1989, 289: 708~743

Pyrite Formation and Its Controls in Black Shales of the Buxin Formation (Lower Eocene) from the Sanshui Basin, Guangdong

LIU Chun-lian[1] DONG Yi-xin[1] CHE Ping[1] Franz T Fürsich[2]
SHI Gui-yong[1] CHEN Liang[1] YAN Wei-shu[1]
(1. Department of Earth Sciences, Sun Yat-Sen (Zhongshan) University, Guangzhou 510275;
2. Institute of Geology and Palaeontology, University Würzburg, Germany D-97070)

Abstract Analyses of TOC/S, TOC/DOP, S/Fe relationships and S-TOC-Fe multiple linear regression were carried out to determine limiting factors for pyrite formation in black shales of the Honggang Member (Lower Eocene Buxin Formation) in the Sanshui Basin. Submember A, showing lower organic carbon and higher iron contents than the other submembers, deposited in oxygenated bottom waters. Bacterial sulfate reduction took place below the sediment-water interface, and pyrite was formed diagenetically and organic carbon was limited. Submember B and C are characterized by large variations in organic carbon content. Organic-rich (TOC> 4%) rocks deposited under anoxic environments, in which H_2S presented above the sediment water interface as well as within the sediments. Pyrite was formed syngenetically and confined by the duration during which iron detritus reacted with H_2S in the water column and by the availability of dissolved sulfate that decreased due to an increasing input of fresh waters. For organic-poor (TOC < 4%) sediments, pyrite was of syngenetic and diagenetic. Organic carbon-limited diagenetic pyrite added to the earlier formed syngenetic pyrite, which was controlled by the time that iron minerals remained in contact with H_2S in anoxic waters.

Key words pyrite formation, controls, black shale, Buxin Formation, Lower Eocene, Sanshui Basin

© 1994-2013 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net