

南黄海中部 H-106 柱状沉积物中 自生黄铁矿的研究*

李安春 陈丽蓉 申顺喜 黄求获

(中国科学院海洋研究所)

自生黄铁矿是现代海洋沉积物中分布较广、含量较高的自生矿物之一。我国广阔的大陆架海域以及边缘海区(冲绳海槽)的现代和近代沉积物中都发现有黄铁矿,其中以南海黄海盆地较为典型。H-106 孔位于南黄海中部略偏西北 ($123^{\circ}0'E$, $35^{\circ}3'N$), 水深 70m, 岩芯长 607cm, 孔中黄铁矿含量较高。

研究现代和近代柱状沉积物中自生黄铁矿的结构、构造、矿物化学特征以及硫同位素组成及其与沉积环境和地球化学等因素的关系,对于了解沉积物早期成岩作用,认识沉积环境变迁和探讨黄铁矿成因都具有理论和实际意义,因此,早已引起国内、外学者的重视。国外具有代表性的学者 Love (1957; 1964) 和 Berner (1969; 1970) 等分别从 50 年代和 60 年代末就开始了黄铁矿的研究工作。他们从不同角度、用不同方法对古地层和现代海洋沉积物中的黄铁矿进行了研究。随着我国海洋调查研究的深入,近年来国内学者也相继开展了这方面的工作(陈庆, 1981; 王琦等, 1981)。然而以往国内、外的学者大都从形态、矿物和沉积化学的角度去研究黄铁矿,对现代自生黄铁矿单矿物的硫同位素组成涉及甚少。现代海洋硫同位素研究也仅限于沉积物与海水的范围,然而沉积物和海水的成分均很复杂,影响因素众多,不能反映黄铁矿的硫同位素组成。本文拟通过黄铁矿的硫同位素特征和黄铁矿集合体的结构、构造和矿物化学成分等矿物学特征,并结合沉积物成分与地球化学参数来探讨黄铁矿的形成环境与成因。

一、研究方法

将原始沉积物样品过 0.063mm 孔径的水筛,筛中剩余部分放烘箱中用 $60^{\circ}C$ 恒温烘干,然后用万分之一的精密天秤称重。称重后的砂样放入比重为 2.80 的三溴甲烷中分离,分离出的重矿物晾干后在同一天秤上称重,求出重矿物的含量。将重矿物砂样在光学显微镜下鉴定、分类和统计颗粒的百分含量。通过黄铁矿的颗粒百分含量和重矿物含量求出

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第2019号。本课题为国家自然科学基金资助项目,4880235号。

李坤业、杨惠兰、段伟民同志协助进行X射线粉晶分析,袁巍同志清绘图件,地质矿产部矿床地质研究所吴静淑、董燕玲和白瑞梅同志进行硫同位素测试,中国地质大学李树岩同志进行电子探针分析,在此一并致谢。

收稿日期: 1991年10月10日。

黄铁矿的重量百分含量。同时,选取部分黄铁矿单矿物样品进行扫描电镜、电子探针和X射线粉晶照相分析以及硫同位素测试。硫同位素分析中用 Cu_2O 为氧化剂,在高温真空条件下制备 SO_2 , 用 MAT-230C 型质谱仪测试样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 值,国际标样 (CDT) 被采用。

二、黄铁矿的矿物学特征

1. 黄铁矿集合体的结构与构造

H-106 孔岩芯中的黄铁矿与本海区表层沉积物中的黄铁矿一样,具有多种多样的形状 (陈庆, 1981)。根据其集合体的形态,大体上可分为生物状与非生物状两大类。生物状黄铁矿的形成是由于黄铁矿莓粒生长在各种生物介壳的空腔中,或掘穴动物的洞穴中所致,因此具有相应生物的外形特征,其中以有孔虫状和蠕生管状为最多见。非生物

表 1 自生黄铁矿的 X 射线粉晶分析结果*

25—30cm 层		30—35cm 层		345—350cm 层	
<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
4	3.120	3	3.110	5	3.120
		1	2.980	1	2.970
8	2.700	9	2.700	9	2.700
7	2.420	8	2.400	8	2.410
		1	2.280*		
6	2.210	8	2.200	8	2.210
1	2.120	1	2.100	2	2.110
6	1.910	7	1.910	1	1.910
3	1.790	3	1.790		
10	1.634	10	1.633	10	1.633
1	1.595	2	1.590		
2	1.564	3	1.560	3	1.560
		4	1.496	3	1.499
5	1.445	5	1.445	5	1.446
2	1.240	3	1.240	2	1.238
2	1.210	3	1.209	4	1.210
3	1.182	5	1.179	4	1.180
1	1.154	1	1.154	2	1.153
5	1.105	5	1.105	4	1.104
9	1.042	10	1.042	10	1.042
7	1.006	7	1.006	5	1.006
4	0.989	4	0.989	5	0.989

* 实验条件: 相机直径 57.3mm, 铁靶, 电压 30kV, 电流 17mA, 曝光时间 2h。

状黄铁矿可分为单莓粒体和多莓粒体,单莓粒体多呈球状,部分为椭球状;多莓粒体呈不规则块状、片状、板条状和圆饼状等。在含量上以非生物状占绝对优势。在高倍偏光显微镜下观察到的各种黄铁矿均由无数微小的莓粒组成,经扫描电镜进一步放大观察发现,每个莓粒又由微小的八面体微晶组成。莓粒的大小往往不均一,排列较杂乱,颗粒间空隙大小不等(图版 1:1, 2),有时可以见到等大球体极紧密的堆积现象,但不普遍。

虽然不同莓粒间八面体的粒径存在差别,但组成同一莓粒的八面体却是均一的,并且八面体间的排列比莓粒间的排列紧密和有序得多。八面体粒径越大,则排列越有序,也越紧密(图版 1:3,4)。

2. 黄铁矿的大小和物性

黄铁矿的颜色和大小在不同类型之间存在差别。一般单莓粒体的粒径最小,最大仅有 $75\mu\text{m}$,最小不足 $5\mu\text{m}$,一般为 $30-35\mu\text{m}$ 左右。生物状黄铁矿中蠕虫管状的最大,形如弯曲的圆柱,最长可达 11mm 。其它生物状黄铁矿的大小与相应生物的大小相一致。非生物状黄铁矿形状多样而不规则,并受硬度等的影响,因而颗粒大小悬殊甚大。黄铁矿呈浅黄铜色、褐黄铜色和纯黑色,个别颗粒因氧化而呈锈色。不同类型黄铁矿的颜色差别较大,其中以单莓粒体的颜色最新鲜,生物状次之,非生物状最差。由于非生物状的黄铁矿数量最多,所以标本颜色较暗淡,呈灰黑或绿黑色。然而,无论那种黄铁矿其粉末都呈绿黑色,在反光显微镜下新鲜面为亮黄色。硬度大小依次为蠕虫管状、单莓粒体和多莓粒体。质脆、易碎。比重为 $3.4-4.1$ 。

3. 矿物化学成分

不同层次黄铁矿的 X 射线粉晶分析结果列于表 1。由表 1 可知,本区黄铁矿的矿物成分较纯净,含杂线少,特征谱线 $1.634(10)$, $1.042(10)$, $2.700(8)$, $2.420(7)$ 和 $1.006(7)$ 都有很好的显示。结晶程度较好,在岩柱的上、下层间无明显差别。

电子探针分析结果表明,黄铁矿的主要化学成分是 S 和 Fe,平均含量分别为 50.59%

表 2 自生黄铁矿的电子探针分析结果

点号 含量(%) 元素	1	2	3	4	平均含量
S	50.71	50.49	50.68	50.49	50.59
Fe	47.63	48.21	47.66	48.25	47.94
Co	0.00	0.12	0.00	0.11	0.058
Ni	0.22	0.11	0.22	0.01	0.17
Cu	0.00	0.60	0.00	0.59	0.30
Zn	0.00	0.01	0.00	0.01	0.005
As	0.18	0.00	0.19	0.00	0.09
Sb	0.22	0.00	0.22	0.00	0.11
Sn	0.22	0.00	0.22	0.00	0.11
Se	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Te	0.18	0.00	0.18	0.00	0.09
Ag	0.04	0.01	0.04	0.01	0.015
Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	0.11	0.07	0.11	0.07	0.09
Ca	0.05	0.18	0.05	0.18	0.11
K	0.06	0.00	0.06	0.00	0.03
Na	0.08	0.01	0.08	0.05	0.05
P	0.09	0.15	0.09	0.15	0.12
Al	0.19	0.11	0.20	0.10	0.15
	100.00	100.00	100.17	100.00	100.03

和 47.94%。另外还含微量 Co, Ni, Cu, P, Si, Al 等伴生元素和杂质, 微量元素组分的总和为 1.3% 左右(表 2)。同理论值相比, 该岩芯中黄铁矿的主要化学成分 S 和 Fe 有些差别, 前者偏低, 后者偏高, 偏差为 2% 左右。经反复检查验证, 分析结果可靠。我们认为, 这种结果可能是由于高价硫的存在造成的。

三、黄铁矿的含量(重矿物的含量)和分布特征

黄铁矿的含量分别用颗粒百分含量和重量百分含量两种方法表示。这两种方法都很好地显示了黄铁矿的富集和分布特征, 在对含量的反映灵敏度方面各有所长。

从颗粒百分含量分布来看, 以 360cm 为界, 其上含量高而均匀。除 5—10cm 层含量为 36.3% 以外, 绝大多数层位都大于 96%, 有相当多的层位达 100%。该界线以下含量急剧下降, 从 355—360cm 至 385—390cm, 在这两段间距内, 含量从 93.5% 下降到 16.6%, 之后呈逐渐下降趋势, 在 430—435cm 处变为零值。至 460—465cm 处又有少量黄铁矿出现, 到 545—550cm 处则呈较大幅度上升, 在 555—560cm 的深度上其含量达 39.8%, 往下一直至岩底部几乎都保持在 20% 以上。

重量百分含量的情况与上述有所不同, 360cm 以上虽然也是黄铁矿的高含量段, 但是变化较大。165—170cm 处出现最大值(49.0%), 次高值(36.5%)出现在 35—40cm 处,

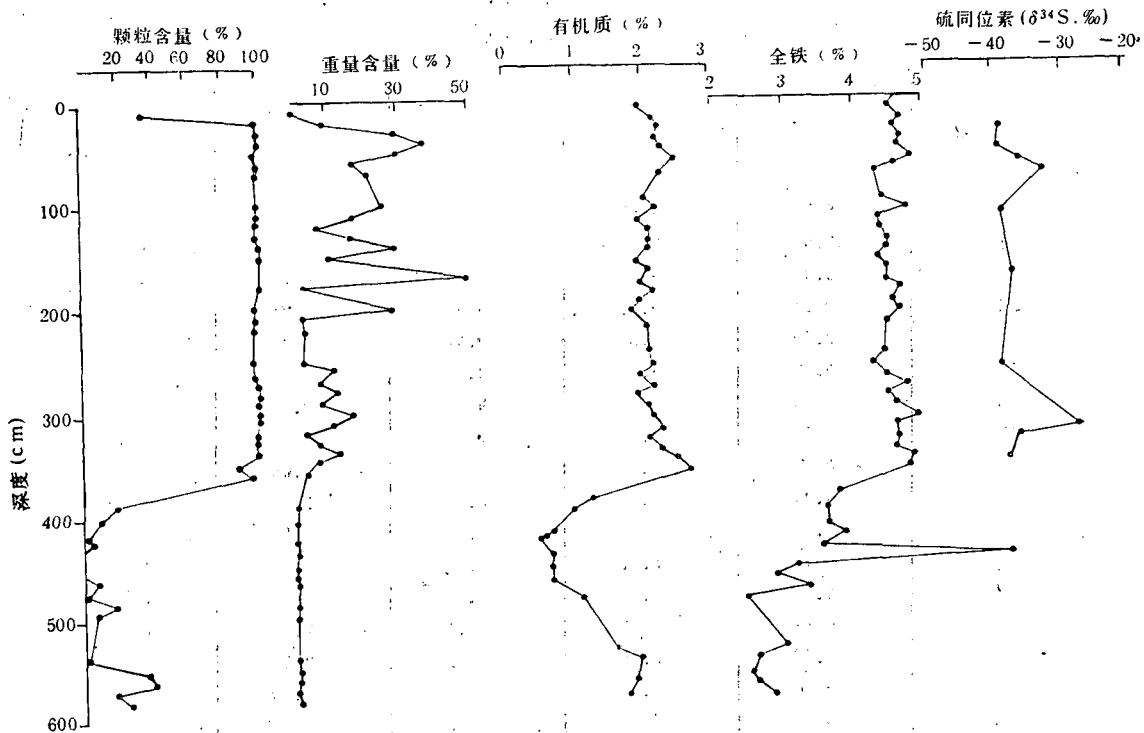


图 1 黄铁矿、有机质和全铁的百分含量与黄铁矿硫同位素值

205—250cm 层段接近最低值。然而, 360cm 以下的变化甚微, 最高仅有 0.69%, 大部分层位的含量都在小数点后 2 位, 甚至为零值(图 1)。

从以上结果可以看出, 颗粒百分含量对富集层位反映灵敏度较低, 但是对含量低的层位灵敏度较高。而重量百分含量则恰恰相反。因此, 在含量贫富不均的情况下这两种方法可以起到相互弥补的作用。

四、黄铁矿的硫同位素与黄铁矿的形成环境和成因

作者对 H-106 岩芯的 25—350cm 沉积层段的黄铁矿进行了硫同位素分析, 结果列于表 3 (由于 350cm 以下黄铁矿含量低, 样品少, 未做分析)。分析结果表明, 该孔中黄铁矿硫同位素普遍富轻硫而贫重硫, $\delta^{34}\text{S}$ 值在 -39.5‰ 至 -28.9‰ 之间, 平均为 -36.0‰ , 分馏系数为 1.0510—1.0626。上、下各层间的硫同位素变化幅度较小, 这种分馏好, 上下较均一的硫同位素特征与南黄海中部的沉积地化环境有密切关系。

表 3 自生黄铁矿的硫同位素组成

深度 (cm)	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$	分馏系数	全铁 (%)	有机质 (%)	黄铁矿特征
25—30	-38.8	1.0618	4.68	2.19	黑色块状及蠕虫管状
45—50	-39.2	1.0622	4.87	2.26	灰黑色块状
55—60	-35.7	1.0584	4.58	2.45	灰黑色块状
65—70	-33.0	1.0554	4.35	2.24	褐黑色蠕虫管状
105—110	-38.9	1.0619	4.34	2.05	灰黑色块状
165—170	-37.2	1.0600	4.48	1.98	绿黑色块状
255—260	-39.5	1.0626	4.45	2.05	灰黑色块状为主, 莓粒少量
315—320	-28.9	1.0510	4.63	2.17	褐黑色蠕虫管状
325—330	-36.8	1.0596	4.56	2.19	褐黑色块状
345—350	-38.5	1.0615	4.75	2.60	灰黑色块状

由于环流和冷水团的存在, 南黄海中部海水流动速度相当微弱, 一般在 0.2 节左右 (刘敏厚等, 1987)。底层海水夏季多年平均温度为 8.06°C , 盐度为 32.61 (翁学传等, 1988)。这一地区物源匮乏, 沉积速率低 (0.17cm/a) (赵一阳等, 1991), 形成了以粉砂质粘土为主的细粒沉积区。H-106 孔岩芯 0—360cm 层黄铁矿富集层的沉积物由灰色粘土组成, 上下较均一, 夹有黑色的有机质条带。沉积物粉砂含量为 13—20%, 粘土含量 $>80\%$, 几乎不含砂粒。沉积物的平均粒径为 8ϕ , 分选系数 δ 在 1.1—1.7 之间, 频率曲线为两段式, 均为悬浮组分。沉积物中有机质含量为 1.98—2.60%, 平均为 2.14%。全铁含量为 4.34—4.87%, 平均 4.6%。表层和 20cm 处的 pH 值分别为 7.42 和 7.82; Eh 值为 -110 与 $+58^{\text{J}}$, 分别属于弱的还原和弱氧化环境。生物组合研究结果证实, 0—399cm 沉积层为连续的海相沉积。

399cm 以下沉积物的粒度较粗, 为粘土质粉砂, 黄铁矿含量和有机质及全铁的含量均较低。根据沉积物的颜色、结构以及黄铁矿含量和化学指标, 可分为两个亚层: 第一亚

(1) 室温为 23°C 时的实测值。

层为 399—475cm, 有机质含量是 0.52—0.67%, 为全柱中最低, Fe 的含量为 2.8—6.2%, 平均 3.75%, 黄铁矿的含量少。值得指出的是, 438—440cm 段的 Fe 含量虽然高达 6.22%, 但并无黄铁矿出现; 第二亚层深度为 475—607cm 这一亚层的有机质含量为 1.1—1.9%, 平均 1.6%, Fe 的含量为 2.37—2.96%, 平均 2.58%, 黄铁矿含量为 2.8—39.8%, 平均 21%。尽管该亚层中 Fe 的含量不如第一亚层, 但由于有机质含量较高, 因而黄铁矿含量显著增加(图 1)。

综上所述, 黄铁矿的形成与富集和有机质的多寡有极为密切的关系。研究表明, 有机质分解不仅是产生还原环境的营力条件, 而且也是 SO_4^{2-} 还原为 H_2S 的需要 (Berner, 1984)。沉积物中有机质的含量与活性对 SO_4^{2-} 的还原速率, 以及 H_2S 和 Fe^{2+} 的浓度起主导作用。而它们又是黄铁矿 (FeS_2) 形成和硫同位素分馏的制约因素。水动力条件、底层海水温度、沉积物粒度和堆积速率在一定程度上影响着有机质的分解与活性。弱的水动力条件、低的海水温度和细粒沉积物有利于有机质的沉积、保存、分解和形成还原环境。

有机质的活性随其暴露在沉积物和海水界面氧化的时间而降低。南黄海中部底层海水中含有较高的溶解氧 (4—7ml/L) (刁焕祥, 1986), 如果沉积速率很低, 有机质长期暴露在氧化环境中, 势必受氧化而分解。相反, 如果沉积速率很高, 短期内可堆积大量沉积物(如长江口), 细菌来不及将 SO_4^{2-} 还原就消亡, 即使有机质较丰富也不能形成还原环境, 因而不可能有大量 H_2S 产生, 也就不能形成大量的黄铁矿(鲍根德, 1985)。因此, 适当的沉积速率是有机质保存和有效性发挥, 以及硫酸盐还原和黄铁矿形成富集的必要条件。

铁是黄铁矿的主要化学成分之一, 也是黄铁矿形成和富集的基本条件, 但不是主要条件, H-106 孔及陆架沉积环境中均如此。在陆架沉积物中, 特别是细粒沉积物中, 铁的含量普遍较高, 但并非处处都存在或能富集黄铁矿。这是由于沉积物中的铁主要是以粘土吸附态和碎屑态存在的三价铁, 不能直接与硫结合形成黄铁矿, 只有在适当的环境条件下还原成为二价铁后才能被利用。

在海洋沉积体系中, 上覆海水中的硫是以 SO_4^{2-} 的形式存在的, 为正 6 价, $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $20.1 \pm 0.8\text{‰}$ (卢武长, 1986)。而黄铁矿中的硫为负 1 价, $\delta^{34}\text{S}$ 值低达 -39.5‰ — -28.9‰ , 比海水中的约低 48—60‰。这充分说明, 在 SO_4^{2-} 的还原和黄铁矿形成过程中, 随着 S 的化学价的降低, 硫同位素产生了较大的分馏。

研究表明, 在低温的沉积条件下, 细菌还原 SO_4^{2-} 是同位素分馏的重要原因。当海水与沉积物一起沉积后, 沉积物中的有机质分解, 并耗氧产生还原环境。在缺氧条件下, 厌氧的硫还原细菌大量生长繁殖, 并把沉积物空隙水中的 SO_4^{2-} 还原为 H_2S , H_2S 与还原条件下生成的活性铁反应, 先形成非晶质的单硫化铁, 然后单硫化铁进一步与系统中不断生成的单质硫反应, 形成黄铁矿。

在细菌对 SO_4^{2-} 的还原过程中, 硫同位素动力分馏起主导作用, 运动速度较快的轻同位素优先参加还原反应。在缓慢均匀的还原作用下, 硫同位素分馏效应最显著; 相反, 还原速度越快分馏越差 (卢武长, 1986)。硫同位素组成的特征说明, 本区黄铁矿的形成速度是较缓慢的, 并且主要在开放系统中完成。由沉积速率 (0.17cm/a) 和表层 2cm 以内

已发现大量黄铁矿的事实可以推断,黄铁矿的形成时间大约需要 10 年左右。表层与下部各层中黄铁矿的相似性和硫同位素的组成特征表明,黄铁矿主要是在海水界面以下很浅的沉积物中形成的。在黄铁矿缓慢的形成过程中,沉积物与上覆海水之间不断进行 SO_4^{2-} 交换,相对富重硫 (^{34}S) 的输出和相对富轻硫 (^{32}S) 的补充,使得沉积物空隙水中的 SO_4^{2-} 基本保持与海水中的 SO_4^{2-} 相同,因而黄铁矿的硫同位素能得以较充分的分馏。

虽然许多微生物或植物都能把 SO_4^{2-} 还原成硫化物,但是这些硫化物一般都会被合成为有机化合物,而且硫同位素分馏不大,例如,活的海洋生物中有机硫的同位素组成大约只比海水中的硫酸盐低 0—5% (卢武长, 1986)。由于 H-106 孔的沉积物中有机质含量最高不超过 2.6%,黄铁矿的硫同位素组成比海水低达 48—60‰,因此可以认为,有机硫对黄铁矿形成的影响是微小的。

不同类型黄铁矿的硫同位素组成及结构的相似性证明,无论生物状还是非生物状的黄铁矿都具有相同的成因,只是由于所处的微环境不同而形成了不同的集合体形态。海洋调查中常可发现,在氧化环境的沙质沉积地区,由于软体动物或鱼类遗体腐烂使局部沉积物颜色变黑,呈还原环境并有黄铁矿生成。在上述环境中生成的黄铁矿一般以单莓粒体为多见;而在黄铁矿大量出现时,往往以不规则状块体为最常见(如南黄海地区的黄铁矿),同时还有少量生物状和单莓粒体存在,这都是由于局部微环境的差异造成的。

五、结 论

(1) H-106 柱状沉积物中的黄铁矿由莓粒或八面体微晶组成。莓粒的大小在同层异株中有异,甚至同株中也是不一样的;八面体的大小在不同莓粒间也存在差别,但是组成同一莓粒的八面体是等大的。不同层位之间的黄铁矿没有发现明显的差别。

(2) 黄铁矿的硫同位素分馏好,上、下各层的变化幅度较小。 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -39.5‰ 至 -28.9‰ ,平均为 -36.0‰ ,分馏系数为 1.0510—1.0626。根据上述以及有机硫含量低、同位素分馏不大的事实、作者认为,黄铁矿形成中硫的产生主要是由于还原条件下细菌对海水中 SO_4^{2-} 的还原作用。

(3) 黄铁矿的富集和硫同位素特征与该海区的沉积地化环境关系密切。有机质是黄铁矿形成富集的主要因素,Fe 虽是黄铁矿的主要化学成分之一,但其重要性比有机质次之。弱的水动力条件、细的沉积物组成、低的海水温度和弱的还原环境以及适当的沉积速率,都是黄铁矿形成富集的有利条件。

(4) 黄铁矿主要是在海水界面以下较浅的沉积物中形成(在不受生物等扰动情况下,深度大约为 2cm 左右),结合沉积速率判断,黄铁矿的形成时间约为 10 年左右。

参 考 文 献

- 刁焕祥, 1986, 黄海冷水团溶解氧垂直分布最大值的进一步研究, 海洋科学, 10(6): 30—34。
王 琦、杨作升, 1981, 黄海南部表层沉积中的自生黄铁矿, 海洋与湖沼, 12(1): 25—32。
卢武长, 1986, 稳定同位素地球化学, 成都地质学院出版社, 53, 138, 191。
刘敏厚、吴世迎、王永吉, 1987, 黄海晚第四纪沉积, 海洋出版社, 35。
陈 庆, 1981, 南黄海沉积物中自生黄铁矿的研究, 地质学报, 55(3): 232—244。

- 赵一阳等, 1991, 南黄海沉积速率和沉积通量的初步研究, 海洋与湖沼, 22(1): 38—43。
- 翁学传等, 1988, 黄海冷水团的变化特征, 海洋与湖沼, 19(4): 368—379。
- 秦蕴珊、李凡、徐善民, 1989, 南黄海海水中悬浮体的研究, 海洋与湖沼, 20(2): 101—111。
- 鲍根德, 1985, 自生硫化物与现代海洋沉积速率, 海洋与湖沼, 15(4): 274—283。
- Berner R. A., 1969, The synthesis of framboidal pyrite, *Econ. Geology*, 64: 383—384。
- Berner, R. A., 1970, Sedimentary pyrite formation, *Am. Jour. Sci.*, 268: 1—23。
- Berner, R. A., 1984, Sedimentary Pyrite formation, An update, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 48: 605—615。
- Love, L. G., 1957, Microorganism and the presence of syngenetic pyrite, *Geol. Rundschau*, 43 (1955) 475—503。
- Love, L. G., 1964, Early diagenetic pyrite in fine grained sediments and the genesis of sulfide ores, in Amstutz, G. C., ed., *Sedimentology and Ore Genesis*, Amsterdam, Elsevier, 11—17。

STUDY ON THE AUTHIGENIC PYRITE IN THE CORE H-106 FROM THE CENTRAL SOUTH YELLOW SEA*

Li Anchun, Chen Lirong, Shen Shunxi and Huang Qiuhuo

(Institute of Oceanology, Academia Sinica)

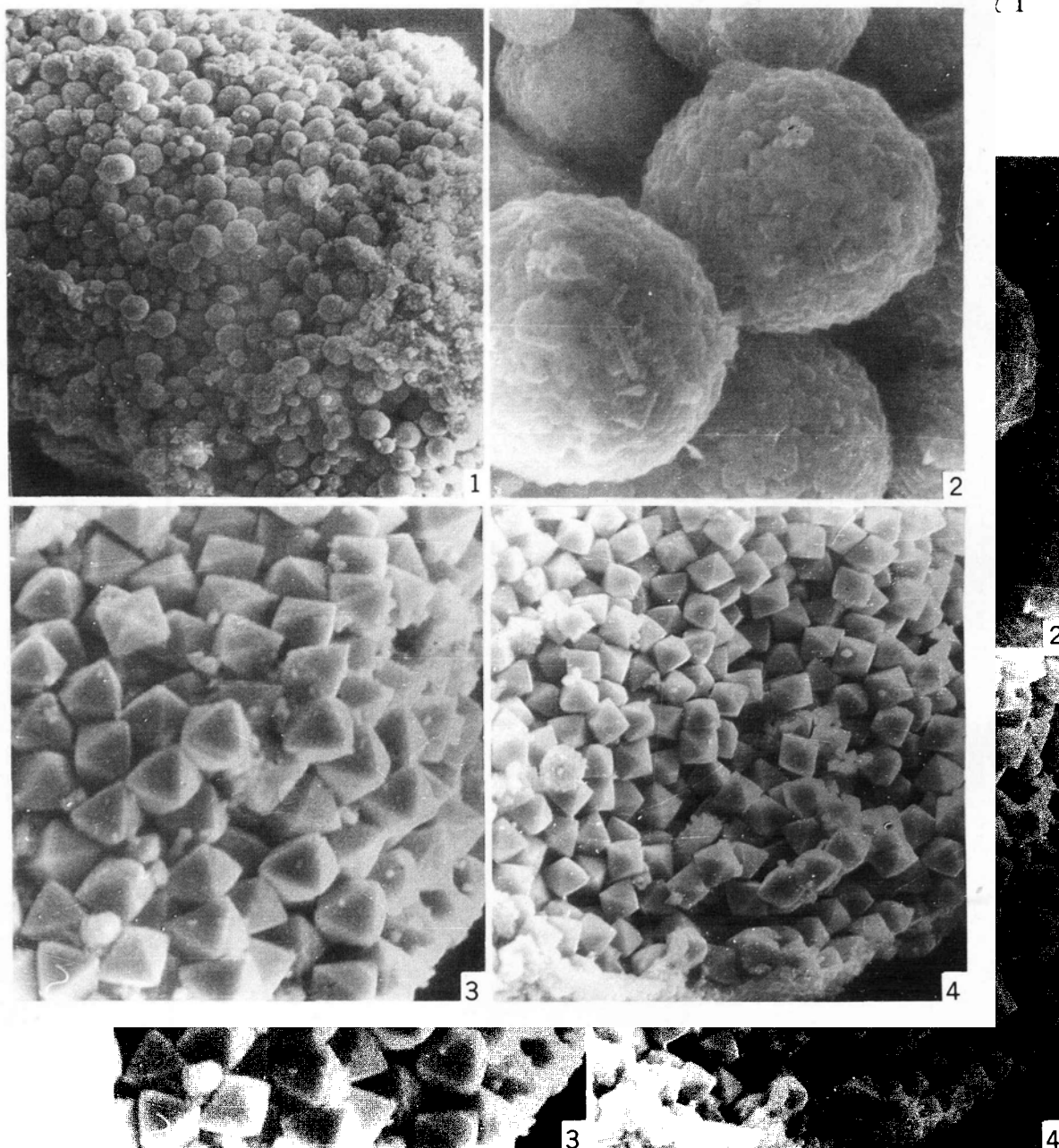
ABSTRACT

The many biogenic and nonbiogenic pyrites in the 607cm long core H-106 taken from 70m water depth in the central South Yellow Sea were composed of numerous tiny framboids consisting of countless tiny octahedral crystals. Electron microprobe analysis showed the pyrites were mainly composed of sulfur (50.59% in average) and iron (47.94% in average). Lighter sulfur dominate the sulfur isotope composition of pyrite. The values of sulfur isotopes range from -39.5 to -28.9 per mil (average of -36.0 per mil). The sulfur isotope fractionation coefficient between pyrite and sulfate in seawater is from 1.0510 to 1.0626. There was little variation of sulfur isotopic composition with core depth. The research showed pyrite formed in the sediments slowly deposited in the study area where average bottom water temperature in 24 years is 8.06°C and average concentration of organic matter and iron in the sediments are 2.14% and 4.6%, respectively. Sulfur isotopic composition and other evidence showed the pyrite here was formed slowly (about 10 years).

图版说明

1. 块状黄铁矿的莓粒状结构, 可见莓粒大小不均, 堆积较杂乱。扫描电镜×300。2. 块状黄铁矿的局部放大, 可见莓粒的八面体晶粒结构。扫描电镜×3000; 3. 单莓粒体状黄铁矿的结构特征, 可见发育良好的八面体排列紧密有序。扫描电镜×1000; 4. 单莓粒状黄铁矿的结构特征, 和照片3来自同一层位, 放大倍数也相同, 但是八面体晶粒比前者小近一倍, 结构排列也不如前者紧密有序。扫描电镜×1000

* Contribution No. 2019 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.



1. 块状黄铁矿的莓粒状结构，可见莓粒大小不均，堆积较杂乱。扫描电镜 $\times 300$ 。
2. 块状黄铁矿的局部放大，可见莓粒的八面体晶粒结构。扫描电镜 $\times 3000$ 。
3. 单莓粒状黄铁矿的结构特征，可见发育良好的八面体排列紧密有序。扫描电镜 $\times 1000$ 。
4. 单莓粒状黄铁矿的结构特征，和照片 3 来自同一层位，放大倍数也相同，但是八面体晶粒比前者小近一倍，结构排列也不如前者紧密有序。扫描电镜 $\times 1000$ 。