

* 本文取材于《广东英德红岩黄铁矿地质特征及矿床成因研究报告》，参加这项研究工作的有裴太昌、陈士坚、戴素勇等。

岗岭组、上泥盆统天子岭组及下石炭统孟公坳组碳酸盐岩建造, 均为浅海相沉积 (图 1)。

桂头组分为二个岩性段, 与矿没有直接关系; 主要含矿地层东岗岭组划分为三个岩性段, 天子岭组分为六个岩性段, 仅第一段见有工业矿体。各组段基本特征见图 2。

统	组	段	代号	厚度 (m)	柱状图 1: 5000	矿体号	岩 性	生 物 组 合
上泥盆统	天子岭组	六	D ₃ ⁶	227			灰—深灰色含泥质硅质纹层状灰岩, 夹薄层白云质灰岩及角砾状灰岩	枝状层孔虫、球状层孔虫、分珊瑚
		五	D ₃ ⁵	240			深灰—灰黑薄层状泥炭质灰岩、纹层状灰岩夹深灰白云质灰岩及生物灰岩	个个节石、舌形贝、海豆芽
		四	D ₃ ⁴	220			深灰纹层状微晶灰岩夹碎裂白云岩, 底部19m中厚层状细晶石英砂岩为分层标志	
		三	D ₃ ³	197			灰—浅灰色薄层微晶灰岩夹纹层状及眼球条带状灰岩, 局部见塌积砾岩	
		二	D ₃ ²	137			深灰色纹层条带状含炭硅质灰岩与灰黑色硅质钙质炭质板岩互层	
		一	D ₃ ¹	106		18 16 15 17	浅灰—深灰色眼球条带状微晶灰岩夹角砾状灰岩及生物碎屑灰岩	
中泥盆统	东岗岭组	三	D ₂ ³	128		14 12 13	浅灰—深灰块状细晶含炭生物白云岩	枝状双孔层孔虫、上柱层孔虫、通孔珊瑚、切珊瑚
						14	浅灰—灰白色块状中粗晶生物白云岩夹角砾状白云岩及细晶灰岩, 普遍大理岩化, 沿走向岩性变化较大	鹤头贝、球状及块状层孔虫、枝状双孔层孔虫、通孔珊瑚、钩珊瑚、切珊瑚、六方珊瑚及槽珊瑚、苔藓虫
		二	D ₂ ²	248		11 10 9 8 7	浅灰—深灰色块状—中晶生物白云岩夹灰黑色纹层状微晶含泥质炭质白云岩	双圆海百合茎、鹤头贝、上柱层孔虫、枝状双孔层孔虫、巢珊瑚、通孔珊瑚、假小泡沫珊瑚、广西似泡沫珊瑚等
						2 6 5 4	浅灰—深灰色块状中晶—细晶炭质生物白云岩夹灰黑色纹层状微晶含泥炭质白云岩	柱状及块状层孔虫、通孔珊瑚、槽珊瑚、蓝绿藻缠绕并粘附其它生物碎屑
						5	灰黑色纹层状薄—中层状细晶炭质含生物白云岩	海百合茎、枝状层孔虫、上柱层孔虫、鹤头贝、珊瑚等
						4	深灰色块状细晶含炭质生物白云岩	层孔虫、珊瑚及其它生物碎屑
		一	D ₂ ¹	80		1 3	灰色纹层状—中厚层状含生物砂屑白云岩夹深灰块状含炭生物屑白云岩	海百合茎碎片、腕足碎片
						3	深灰—灰黑色块状含炭生物白云岩	柱层孔虫及通孔珊瑚, 并见腕足碎片叠瓦状分布
						2	灰黑色纹层状微晶含炭泥质白云岩与深灰色块状细晶含生物白云岩互层	上柱层孔虫、枝状层孔虫、多孔通孔珊瑚、中国巢珊瑚、阿依角珊瑚和假小泡沫珊瑚等
						1	灰绿色绢云母石英千枚岩夹薄层微晶石英岩及炭质白云岩	
下石炭统	孟公坳组		D ₂ ^{g1}	>96			浅黄灰白色薄—中厚层状变质石英岩夹绢云母石英千枚岩	

图 2 矿区综合地层柱状图

Fig. 2. Integrated stratigraphic column of the ore district.

(二) 沉积相古地理

根据岩石类型、结构构造、生物组合及古生态分析, 矿区中—上泥盆世桂头晚期—天子岭早期, 为半局限—开阔浅海环境, 属碳酸盐台地—盆地相, 可划分为 4 个相区、6 个沉积相及 4 个沉积亚相, 详见表 1。

表1 沉积相特征表

Table 1. Characteristics of sedimentary facies

相 划 分 特 征	陆地边缘相区	台地相区		台地边缘相区			盆地相区	
	浅海砂泥质 沉积相 (IV ₁)	半局限台地相(II ₁)		台地边缘生物礁相(II ₂)		台地前缘	盆地边缘相	盆地相
		潮坪亚相 (III ₁ -2)	泻湖亚相 (III ₁ -1)	碎屑浅滩亚 (II ₂ -2)	骨架礁亚相 (II ₂ -1)	斜坡相 (II ₁)	(I ₂)	(I ₁)
岩石类型	绢云母石英千枚岩夹细粒石英砂岩	微晶含炭泥晶白云岩与细晶含生物白云岩互层	细晶炭质含生物白云岩	细晶含生物砂屑白云岩夹细晶含炭生物屑白云岩	中粗晶生物白云岩角砾状白云岩及细晶灰岩	微晶灰岩夹角砾状灰岩、生物碎屑灰岩	含炭硅质细晶灰岩与含钙炭质板岩互层	微晶泥质灰岩夹硅质岩
颜色	灰绿色	浅灰色—深灰色	灰黑色	浅灰色—深灰色	浅灰色—深灰色	浅灰色—深灰色	灰黑色	灰黑色
层理特征及沉积构造	纹层状水平层理	纹层状、薄—中层状、水平层理	薄—中层状、纹层状、水平层理	薄—中层状、纹层状	块状、巨厚层状，有时显层理	纹层条带状、块状构造，冲刷现象普遍，水平层理	薄—中层状、纹层状，水平层理	薄层状、纹层状，水平层理
主要生物组合		上柱层孔虫、枝状层孔虫、多孔通孔珊瑚、阿依角珊瑚并见柱状叠层石	海百合茎、枝状层孔虫、上柱层孔虫、鸢头贝、单体珊瑚、钙球藻屑	海百合碎片、腕足碎片，叠瓦状分布；层孔虫及珊瑚碎片定向排列	鸢头贝，球状、柱状、块状层孔虫；通孔珊瑚、钩珊瑚、六方珊瑚、巢珊瑚、泡沫珊瑚、槽珊瑚、苔藓虫；蓝绿藻	海百合茎	海百合茎	竹节石、海扇、海豆芽
矿化特征	无矿化	矿化强				矿化弱	无矿化	无矿化
地层层位	D _{2g} ²	D _{2g} ² —D _{2d} ⁵		D _{2d} ¹ —D _{2d} ³		D _{2d} ² —D _{3t} ¹	D _{3t} ²	D _{3t} ³ —D _{3t} ⁶

本区生物礁相由碎屑浅滩亚相及骨架礁亚相组成。前者为细晶含生物砂屑白云岩夹细晶含炭生物屑白云岩。生物屑有珊瑚、层孔虫、腕足和棘皮碎屑，与砂屑定向排列，见少量亮晶方解石胶结物，显示斜层理。后者由中粗晶生物白云岩组成，生物含量大于40%，造礁生物以大量柱状、球状、块状层孔虫及球状珊瑚（槽珊瑚）、块状珊瑚（六方珊瑚）、枝状珊瑚（通孔珊瑚）为主。多被蓝绿藻缠绕，形成骨架，骨架间由亮晶方解石胶结，尔后溶蚀，形成3—4个世代胶结，造成皮壳构造，并见溶孔角砾岩。

生物礁的构成不是均一的，有些地方生物比较少（仅占20—40%），以柱状层孔虫和通孔珊瑚为主，蓝绿藻繁盛，成层分布，略有突起，形成生物丘和丘状礁。

整个生物礁形成显著突起，由骨架礁及碎屑滩组成近东西向展布的礁滩体系，是在潮坪基础上发展起来的。其长度大于1500m，宽为230—510m，高约150m，最高达190m(11线)，

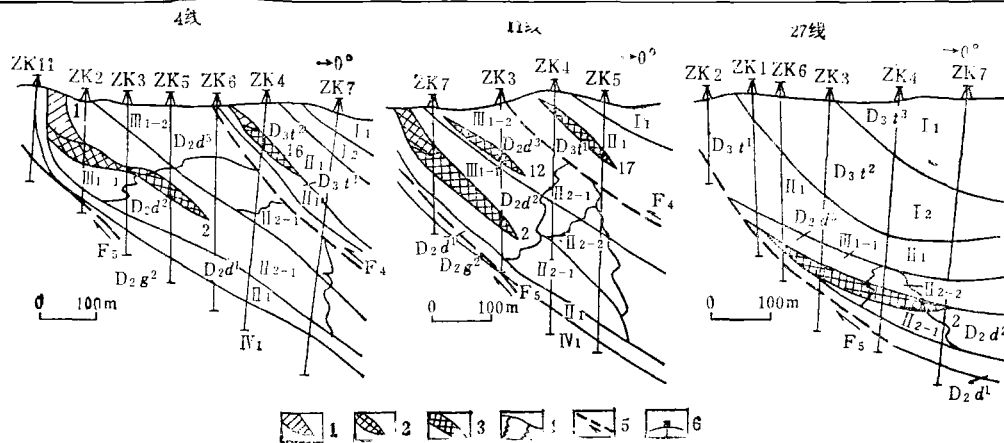


图 3 4线、11线、27线地质岩相剖面图

1—褐铁矿矿体；2—粉状黄铁矿矿体；3—块状黄铁矿矿体；4—地层、沉积相界线；5—断层及编号；6—钻孔及编号；地层代号同图1；罗马数字代表沉积相编号；（见表1）

Fig.3. Geological and lithofacies sections along No. 4, No. 11 and No. 27 lines.

1—Limonite orebody; 2—Powdery pyrite ore body; 3—Massive pyrite orebody; 4—Boundary of strata and of sedimentary facies; 5—Fault; 6—Drill hole. Code number of strata is the same as for Fig. 1; Roman numerals represent number of sedimentary facies (See Table 1).

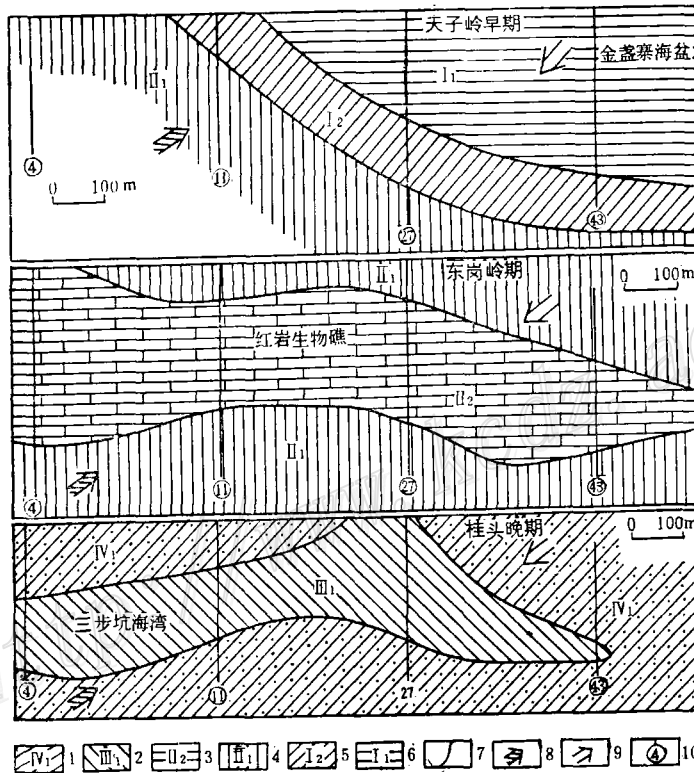


图 4 中上泥盆世沉积相古地理图

1—浅海砂泥质沉积相；2—半局限台地相；3—台地边缘生物礁相；4—台地前缘斜坡相；5—盆地边缘相；6—盆地相；7—沉积相界线；8—陆源物质来源方向；9—海侵方向；10—勘探线及编号

Fig.4. Paleogeographic map of Middle-Upper Devonian sedimentary facies.

1—Neritic arenaceous-argillaceous sedimentary facies; 2—Semi-confined platform facies; 3—Bioherm facies along the platform margin; 4—Frontal slope facies of platform; 5—Marginal facies of basin; 6—Basin facies; 7—Boundary of sedimentary facies; 8—Direction of continental sources; 9—Direction of marine transgression; 10—Exploration line and its serial number.

横剖面上呈宝塔形(图3)。生物礁为泻湖沉积的堤状障壁,为黄铁矿的形成造就了有利的环境。

本区桂头晚期一天子岭早期为一海侵过程。桂头晚期,仅在三步坑海湾内造成潮坪—泻湖沉积,其他海域为浅海砂泥质沉积。东岗岭期由北而南,由台地前缘斜坡相变为生物礁相,进而变为半局限台地相。天子岭早期,由北东至南西,由盆地相变为盆地边缘相,再变为台前斜坡相。很显然,陆源物质是由南西供应,海水则由金盏寨海盆漫向南西(图4)。

总之,红岩地区桂头晚期一天子岭早期的沉积环境,大体经历了台地浅水沉积、台地边缘生物造礁及盆地底流沉积三个阶段,反映了盆地由浅到深,由闭塞到开放的发展过程。红岩地区碳酸盐台地早—中期海侵阶段的沉积模式,大体相当于威尔逊模式⁽³⁾中的1、3、5、8相带(图5)。

(三) 构造

矿区以北西向强烈挤压褶皱和冲断裂以及东西向构造组成基本构造格架(图1)。北西向及东西向构造与成矿关系密切,特别是F₂,由西往东断距逐渐加大,具有先张后扭的性质,并经历多次活动,为主要控矿构造。

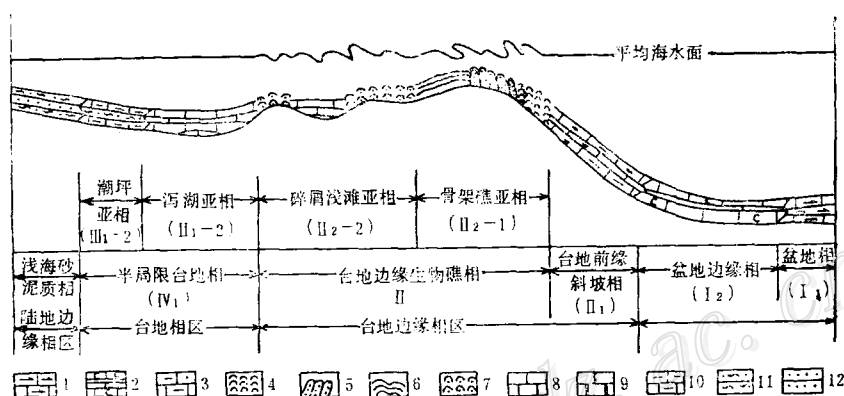


图5 桂头晚期一天子岭早期沉积相模式图

1—硅质灰岩; 2—炭质灰岩与炭质板岩互层; 3—角砾状泥质灰岩; 4—生物(丘)灰岩; 5—骨架礁灰岩; 6—生物(层)灰岩; 7—生物碎屑灰岩; 8—泥晶灰岩; 9—细晶白云岩; 10—泥质灰岩; 11—绢云母石英千枚岩; 12—细粒石英砂岩

Fig. 5. Model for Late Guitou-Early Tianziling sedimentary facies.

1—Siliceous limestone; 2—Alternate carbonaceous limestone and carbonaceous slate; 3—Brecciated argillaceous limestone; 4—Bioherm limestone; 5—Skeletal reef limestone; 6—Biostromic limestone; 7—Bioclastic limestone; 8—Micritic limestone; 9—Fine-crystalline dolomite; 10—Argillaceous limestone; 11—Seriate quartz phyllite; 12—Fine-grained quartz sandstone.

二、矿床地质特征

(一) 矿体产状、形态及规模

矿床由20个矿体组成。其中以2号矿体规模最大, 占总储量64%; 次为0号、6号矿体, 其余较小。除15—18号矿体赋存于天子岭组下部外, 其余均产在东岗岭组。17线以西多数矿体露出地表, 并氧化成褐铁矿, 连续分布近千米; 17线以东则为盲矿体(图6)。

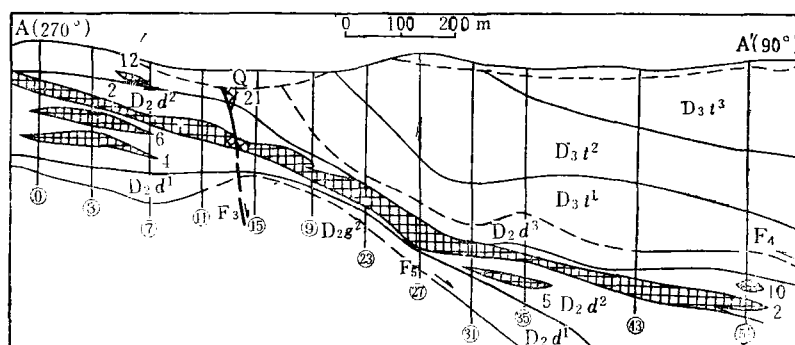


图 6 A-A'纵剖面图

图例及说明同图 1 和图 3

Fig. 6. Longitudinal section along A—A' line.

Symbols and illustrations as for Fig. 1 and Fig. 3.

各矿体大致顺层产出，局部“穿层”和“跨层”。基本形态为层状、透镜状，小矿体常呈扁豆状。单个矿体走向长100—1800m，倾向延伸46—391m，平均最大厚度达19.59m。最小厚度为2.93m。矿体与围岩没有明显分界，呈过渡关系。

(二) 矿体的分带

经受风化作用的矿体，常分为顶部的褐铁矿带，上部的“粉状”黄铁矿带和中下部的块状黄铁矿带。2号矿体的铁帽带和“粉状”黄铁矿带非常发育。

(三) 矿石类型、结构构造及组分特征

矿石自然类型有浸染状矿石、细脉浸染状矿石、致密块状矿石及“粉状”矿石。矿石结构为粒状结构、放射状结构、球粒莓粒结构、同心环带状结构、交代残余结构及压碎碎裂结构。矿石构造主要为浸染状构造、块状构造，次为条带状及角砾状构造。

黄铁矿有四种产出形态：①暗黑色他形颗粒，粒径5—25μm之间，绝大多数呈分散状态分布于白云石晶体中；②淡黄色胶状黄铁矿，呈莓粒、球粒、肾状及放射状产出；③亮黄色中粗粒黄铁矿；④细粒（俗称“粉状”）黄铁矿集合体。白云石按产状可分三种：①灰色与深灰色粒状白云石，呈不规则团块与暗黄色黄铁矿共生，白云石中常含黄铁矿和炭质；②灰白与纯白色白云石，呈菱形，干净、明亮，不含黄铁矿颗粒；③晶粒粗大的白云石，呈脉状产出。

矿石中唯一有用元素为S。全区表内矿石平均含S 26.06%，Ti平均含量为0.003%，Ag为6.04—12.4g/t。根据组合分析结果：矿石含Se（平均，下同）为1.3ppm，S/Se比值为223538，含Co 56ppm，Co/Ni比值为0.75，含Sr为16ppm，Sr/Ba比值为0.95，有机炭含量为0.39%。

(四) 矿床硫同位素组成

1. 硫同位素组成特征

根据66个黄铁矿单矿物样品测定结果，其组成以富 ^{34}S 为特征。 $\delta^{34}\text{S}$ 多为正值，变化范围为-20.82—19.59‰，平均为6.37‰。不同矿石类型 $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化范围有别：浸染状矿石为8.77—-8.71‰，平均为3.06‰；细脉浸染状矿石为19.59—-0.07‰，平均为8.32‰；

角砾状矿石为4.86—14.54‰, 平均为-3.40‰; 脉状矿石为11.92—16.82‰, 平均为-2.21‰; 条带状矿石为17.47—1.63‰, 平均为10.14‰; 块状矿石为13.47—20.82‰, 平均为6.23‰; “粉状”矿石为15.19—2.59‰, 平均为11.83‰。

在直方图上 $\delta^{34}\text{S}$ 值不呈塔式分布。但不同层位硫同位素的组成仍基本反映总的特征, 所不同的是桂头组没有负值, 正值偏离零值较远, 天子岭组和东岗岭组硫同位素组成与矿区总的特征一致。另外, 从11线剖面硫同位素组成来看, ^{32}S ($\delta^{34}\text{S}$ 值为负值) 主要集中在东岗岭组第二段, 与2号矿体关系密切, 其分布范围大体与半局限台地相吻合。

粤北地区东岗岭期生物礁和堤岛联合构成障壁海湾^①, 使整个环境处于一个受局限的半封闭系统, 故使矿床富集 ^{34}S 。红岩矿区 ^{34}S 相对富集, $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围较大, 出现一定负值, 具有明显生物硫特征, 反映黄铁矿主要是在半封闭的潮坪、泻湖环境中, 海水硫酸盐于生物(细菌)作用下, 被还原为 H_2S 而沉积形成的。

2. 铅同位素组成

根据黄铁矿矿体中6个方铅矿单矿物铅同位素分析结果, 铅同位素组成接近正常铅, 为弱异常铅, 具单阶段演化特征。按照多伊(1974)单阶段演化年龄计算模式算出的模式年龄中, 有5个样品为2.7—3.9亿年(受变质作用影响, 模式年龄偏低), 接近成矿围岩中上泥盆统时代; 有1个样品为1.9亿年(相当于燕山运动的早期), 可能与改造-再造作用有关。

样品的 ρ 值和 ω 值均高, 落在增长曲线的上方, 说明成矿物质主要来源于地壳。

三、矿床成因探讨

(一) 成矿控制因素

1. 地层条件

矿体均产在一定层位中, 自下而上为: ①桂头组顶部(下含矿层), 即碎屑岩与碳酸盐岩过渡层, 为千枚岩及含炭白云质灰岩, 仅见黄铁矿小透镜体, 没有工业价值; ②东岗岭组(中含矿层, 主要含矿层, 为白云岩及白云质灰岩, 矿体与围岩呈过渡关系; ③天子岭组底部(上含矿层), 次要含矿层, 矿体产在泥质盖层下部的条带状灰岩中。这三个含矿层位都处在海进序列的中、下部、上有硅质、炭质板岩保护, 下有泥岩、粉砂岩作障壁, 形成一个完整的碳酸盐岩控矿的封闭系统。

2. 岩相古地理条件

黄铁矿化也受沉积环境的控制。下含矿层为潮坪沉积; 中含矿层为礁后泻湖沉积, 部分受生物礁控制; 上含矿层与台前斜坡相有关。总之, 矿体在纵向上受礁后的潮坪—泻湖控制。生物礁相及台前斜坡相中的矿体, 主要是改造-再造的结果。在横向上矿体产于台地—台地边缘相内, 在盆地相中没有发现矿化。

3. 构造条件

南岭纬向构造带控制着含矿层位及矿源层的沉积和分布, 造成相对封闭的泻湖相, 提供

①沈德麒、陈跃钦、杨振强, 1983, 中泥盆世末期湘、桂、粤海域沉积古地理特征讨论

了有利成矿的沉积环境。海西—燕山期东西向构造继续活动,造成东西向、北西向断层及层间裂隙,给黄铁矿矿床的改造、再造创造了有利条件。

(二) 成矿时代的确定

如前所述,由黄铁矿层中方铅矿铅同位素计算出的模式年龄为3—4亿年,与中晚泥盆世相近。据钾氩法对千枚岩作全岩年龄测定,结果为1.7—2.9亿年,用铀铅法测得细粒状(粉状)黄铁矿(均由地质科学院地质力学所测定)年龄仅1.0—1.5亿年,年龄值较铅同位素年龄偏低,可能代表成岩改造-后生再造作用的年龄。说明矿床的形成经历了漫长的阶段。

(三) 成矿物质来源

前述硫同位素资料,表明硫同位素组成属重硫与轻硫混合型,以重硫为主,显示硫来源于海水,具与生物有关的岩源变质水溶液矿床的特征。铁由陆源供给,经风化搬运进入海水。铅同位素的 ρ 值与 ω 值落在增长曲线的上方,成矿物质主要来源为陆地壳,即来自围岩。

(四) 成矿机制及成因类型

综上所述,可以认为红岩黄铁矿床为受一定层位控制和特定环境制约的沉积-改造-再造式层控矿床。其形成大致经历了如下4个阶段:

同生沉积(包括早期成岩)阶段:发生于中晚泥盆世(3—4亿年),为碳酸盐岩沉积的初始阶段。前述暗黄色微粒黄铁矿呈星散状分布于含炭较高的灰岩及深灰色细粒状白云岩团块中,成岩白云石晶体中也有这种分散的黄铁矿,说明黄铁矿形成早于白云石,存在着一个同生阶段,造就“矿源层”,给改造富集成工业矿体提供了物质基础。

成岩改造(主要是晚期成岩)阶段:随着压实和胶结作用加强,使早期形成的黄铁矿分解,呈胶体状态迁移,形成胶状黄铁矿,沉淀在各种裂隙中,富集成工业矿体。在他形粒状黄铁矿中,常见莓粒和肾状体,重结晶的矿石显示星状收缩裂隙及条带状构造的残余,说明粒状黄铁矿也是胶状黄铁矿脱水的产物。

后生再造(包括变质作用)阶段:发生于2.9—1.0亿年期间,主要是变质改造作用。沉积物固结成岩后,由于后期构造作用和热事件的影响,地下变质热水将“矿源层”或贫矿石内的造矿元素转移至适当部位,富集、叠加在贫矿体之上,或形成新的矿脉。黄铁矿呈粒状、网脉状及块状,穿插充填,并产生交代及重结晶作用。

据26个黄铁矿的包裹体爆裂法测温的结果(由广东地矿所测试),2号主矿体的22个样品平均起爆温度为188℃,平均爆裂温度为254—270℃,其中3号矿体为250—260℃,9号矿体为300℃,17号矿体为240—330℃。其形成温度较高,是改造-再造作用叠加的结果。

铅同位素组成变化不大, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为18.744—18.395, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为15.984—15.686, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为38.857—38.346,具岩浆铅和地层铅的叠加特征,模式年龄亦说明是多种成矿作用共同作用的结果。

爱德华和卡洛斯(1954)认为,沉积成因黄铁矿含Se平均为2ppm,戈尔德施密特(1933)指出,S/Se比在200000以上为沉积成因,热液成因的仅10000—20000^[1]。红岩矿区S/Se比值为220000,Se平均含量为1.3ppm。一般认为Co/Ni比值小于1时为沉积-改造矿床的特征,本区Co/Ni比值为0.75。多数人认为Sr/Ba比值大于1时为沉积成岩矿床的特征^[1],红岩矿区的Sr/Ba比值在0.42—2.88之间,平均为0.95,反映成因不是单因素的。F的含量为0.004—0.025%,平均值为0.0096%,也说明矿床的改造、再造作用强烈。

表生富集(包括氧化作用)阶段:矿体出露地表后在渗透水和雨水参与下遭受表生作用,在不同深度上发生着截然不同的两种成矿作用:①潜水面以上为氧化改造带,在游离氧和水的参与下,碳酸盐矿物溶解流失,黄铁矿氧化成铁帽。因氧化不均一,铁帽下部常夹“硫包”,形成一个厚度不等的过渡带;②潜水面以下一定深度内为还原改造带,有两种富集方式。一种是黄铁矿不与 H_2SO_4 和 $FeSO_4$ 作用,而碳酸盐矿物在酸性水作用下,溶解迁移,残余的少量泥炭质和石英与黄铁矿颗粒形成疏松多孔的“粉状”矿石,黄铁矿相对富集。另一种是从潜水面以上渗透下来的 $FeSO_4$ 及 $Fe_2(SO_4)_3$,在厌氧细菌的作用下,分解成 HS^- 及 Fe ,由于有机质的作用使二价铁、硫化氢及自然硫相互反应,形成新的黄铁矿。这种黄铁矿多呈粒状叠加在原矿体之上,形成新的矿体。在物质来源充分,不断缓慢上升所提供的还原条件下,就可形成厚大的“粉状”黄铁矿体。

综合前述,红岩黄铁矿床的成因类型应属沉积-改造-再造式的层控矿床。

由于水平不高,论述的问题错误难免,敬请批评指正。

参 考 文 献

- [1] 成都地质学院《矿床学》编写组 1978 《矿床学》(上、下册) 地质出版社
- [2] K.H.乌尔夫主编 1979 《层控矿床和层状矿床》 地质出版社
- [3] J.L.威尔逊 1981 《地质历史中的碳酸盐相》 地质出版社
- [4] 曾允孚 王正瑛 田洪钧 1983 广西大厂龙头山泥盆纪生物礁研究 地质论评 第26卷 第4期
- [5] 刘文钧 1984 湖南城步铺头黄铁矿床的沉积环境 沉积学报 第2期
- [6] 陈国达 1984 多因复成矿床并从地壳演化规律看其形成机理 中国科学院长沙大地构造研究所集刊 第1号 科学出版社

CEOLOGICAL CHARACTERISTICS AND CENESIS OF THE HONGYAN PYRITE DEPOSITS IN YINDE COUNTY, GUANGDONG PROVINCE

Pei Taichang

(No. 706 Geological Party, Bureau of Geology and Mineral Resources of Guangdong Province, Shaoguan, Guangdong)

Abstract

The Hongyan pyrite deposit is located at the western edge of the Yinde basin. Detailed exploration shows that it is a large-sized economic deposit with concentrated orebodies, small buried depth and moderate grade. The ore district lies on the western limb of frontal arc of the "Northern Guangdong epsilon-type structural system", the ore deposit occurs in backreef lagoon facies carbonate rocks of Middle Devonian Donggangling Formation and is controlled by NW- and EW- trending structures and interformational fissures, being a

sedimentary-reworked-transformed stratabound deposit with typical significance.

From southwest to northeast, the strata in the ore district consists in turn of clastic rocks of Middle Devonian Guitou Formation and carbonate rocks of Middle Devonian Donggangling Formation, Upper Devonian Tianziling Formation and Lower Carboniferous Menggongao Formation. The sedimentary environment from Late Guitou to Early Tianziling experienced on the whole three stages, i. e., platform shallow water sedimentation, formation of bioherm along the platform margin and bottom flow sedimentation in the basin.

The ore district is composed of 20 orebodies with a controlled length of 2200m, which generally occur along the stratification. The weathered orebodies can be generally divided into top limonite zone, upper powdery pyrite zone and middle-lower massive pyrite zone. The primary ores mainly have radiating, spherical strawberry metasomatic relic and cataclastic textures. In texture, they are mainly characterized by massive and disseminated ones and next by banded and brecciated ones. Pyrite has four modes of occurrence: dark yellow anhedral granular, yellowish colloidal, light yellow medium-coarse granular, and fine-grained (powdery) aggregates.

The orebodies are controlled by certain horizons and occur along the stratification in the stratoid and lenticular forms. From the lower part upward, there appear three ore-bearing stratigraphic horizons: top part of Guitou Formation, Donggangling Formation (major ore bearing bed) and bottom of Tianziling Formation. The early-sedimentary pyrite was controlled by tidal flat-lagoon facies, whereas the late stage transformation and reworking stages were mainly governed by structural and exogenic processes.

According to S, Pb isotopic determinations, K-Ar and U-Pb dating for rocks and ores, and decrepitation temperature measurements for pyrite, it is considered that the ore deposit was formed in a special sedimentary environment and later became richer in grade and concentrated quite a few orebodies as a result of the superimposition of late-stage transformation and reworking process. It is therefore called "sedimentary-reworked-transformed" type stratabound deposit.