

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

# 鄂西宁乡式鉄矿的相与成因

傅 家 謨

自 1957 年至 1961 年,我們重点研究了鄂西两个地区的鉄矿相,并对各鉄矿相的矿石进行了薄片研究、化学分析、物相分析、差热分析、X-光鑑定和机械分析。

在研究过程中,发现有一些重要事实不能为現有的經典成矿理論所解释;且近代水化学、海洋学和湖沼学所提供的許多重要材料也要求重新考虑鉄矿的成因。由于沉积鉄矿的成因是一个极其复杂的問題,所提的看法仅是初步認識,希望同志們批評指正。

作者四年来的工作是在叶連俊老师的耐心指导下完成的;工作初期还曾得到 A. T. 苏斯洛夫专家的許多帮助,工作中曾得到冶金工业部地質勘探队的同志和李玲娜、鮑云英等同志的許多具体帮助,在这里特致以衷心感謝。

## 一、概 論

鄂西泥盆系由晚(中?)泥盆世云台观石英岩、晚泥盆世黄家磴組和写經寺組构成。它們是一整套連續沉积,上下均以假整合面分別与志留系和石炭系分开,是一个一級旋迴;其下部为不含矿的碎屑岩,中部是含矿沉积和部分碳酸盐岩石,上部又是不含矿的碎屑岩(常常因侵蝕而保存不全)。該旋迴自下而上至少又可以划分出四个二級旋迴(图 1),鉄矿在这些次級旋迴中也只分布于其中下部,而不在底部和上部(如上部保存完全的話)。四层矿中尤以次級旋迴位于一級旋迴中部(代表大陆夷平化学风化为主)的矿层为佳<sup>[1]</sup>。从岩层层序来看,鉄矿总位于砂岩、粉砂岩、砂质(粉砂质)頁岩向頁岩或灰岩递变处。

就我国南方來說,宁乡式鉄矿与底部侵蝕面关系密切;矿层多在旋迴中下部,且沉积間断最长的地区(如鄂西、湖南)鉄矿发育最优。但是,如上所述,鉄矿又总不直接分布在侵蝕面上或底部砂、砾岩中。

在鄂西地区,鉄矿层在空間上的发育,受地壳沉降幅度和岩相古地理条件控制。我們研究主矿层旋迴某一时-岩单位<sup>1)</sup>結果証明<sup>[1]</sup>,含矿层位(相当于成矿时期的沉积)发育之厚度,受当时当地地壳沉降幅度和沉积物补偿情况控制,只有在沉降幅度大而又得到补偿的地方,含矿层厚,才能找到較大的鉄矿。含矿层

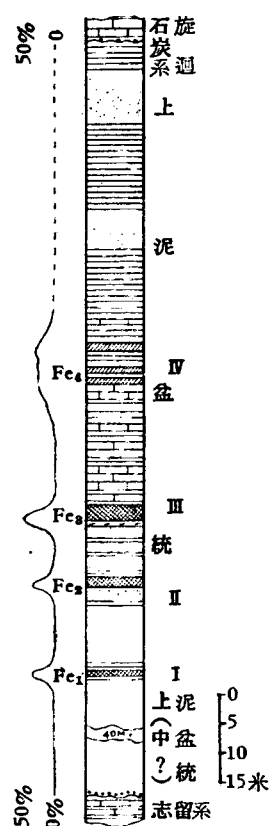


图 1 鉄质在鄂西泥盆系剖面中的分布

1) 按“Time-rock Units”譯为“时-岩单位”,乃指某一定時間內所沉积生成的岩石(或矿石)。

是否部分或全部发育为矿层,則受岩相古地理条件控制。

## 二、鉄 矿 相

在鄂西某地我們研究了古海岸綫演变方向,进而确定了主要的矿相和岩相如下(自盆地边缘到盆地中心):

紫紅色砂岩和頁岩相。

砂質鲕状赤鉄矿相,又分为:

砂質鲕状赤鉄矿貧矿亚相;

砂質鲕状赤鉄矿富矿亚相。

富鈣質鲕状赤鉄矿相,又分为:

富鈣質鲕状赤鉄矿富矿亚相;

富鈣質鲕状赤鉄矿貧矿亚相。

菱鉄矿質鲕綠泥石相(包括菱鉄矿透鏡体)。

蓝灰色砂質岩相(夹灰岩和局部黑色頁岩)。

下面我們从三方面来扼要論述各矿相的特点:

### (一) 鉄矿相的产状、結構、构造和所含生物化石特点

鉄矿都呈厚数米的层状矿体产出,延展很广。在甲矿区研究得知,富鈣質鲕状赤鉄矿相在水盆地中沿傾斜方向寬达 15,000 米。在不同矿相递变或矿相向相邻岩相变化时可以是渐变,也可以是突变,而出現明显分叉尖灭和透鏡体。

鲕状构造在各矿相中发育最为普遍,鲕粒粒径通常是 0.3—0.5 毫米(表 1),比矿石中陆源碎屑(主要由石英組成)的粒径大得多;根据 30 个矿石机械分析的材料,鲕状矿石中石英碎屑的平均粒径仅 0.03—0.07 毫米(表 2)。这种情况很难为沉积鉄矿鲕状构造的一般成因假說合理解释。因为这一假說认为鲕状构造生成于动荡水体中,按斯篤克定律,从同一水体中沉降下来的鲕体和鲕間陆源碎屑就应该具有比較近似的粒径;其次,鲕粒若要保持于海水中,就需要有适宜的动力条件,按斯篤克公式計算,粒径 0.5 毫米的赤鉄矿鲕粒要悬浮于水体中,所需水体的运动速度应大于 350 厘米/秒,至于那些粒径达数毫米至数厘米的赤鉄矿复鲕体,要想悬浮于水体中就更难設想了。

表 1

|            |      | $P_{10}$ | $Q_1$ | $Med$ | $Q_8$ | $P_{90}$ | $S_0 = \sqrt{\frac{Q_8}{Q_1}}$ |
|------------|------|----------|-------|-------|-------|----------|--------------------------------|
| 2071 鲕状赤鉄矿 | 鲕 粒  | 0.2      | 0.27  | 0.35  | 0.45  | 0.56     | 1.29                           |
|            | 鲕間碎屑 | 0.13     | 0.19  | 0.26  | 0.36  | 0.46     | 1.38                           |
| 1356 鲕綠泥石  | 鲕 粒  | 0.21     | 0.25  | 0.33  | 0.42  | 0.51     | 1.30                           |
|            | 鲕間碎屑 | 0.045    | 0.07  | 0.10  | 0.145 | 0.185    | 1.44                           |

注:所选二样品是碎屑顆粒較粗者,机械分析是在显微镜下进行的,所以較細粒級碎屑常被忽略了,因被鉄質污染不易分辨。碎屑粒径和鲕粒单位为毫米。

表 2

|                                     | $Q_1$  | $Md$  | $Q_3$ | $S_0$ |
|-------------------------------------|--------|-------|-------|-------|
| 砂质鲕状赤铁矿贫矿亚相 乙矿区( $Fe_3$ 矿层)         |        |       |       |       |
| NF 2105                             |        | 0.074 | 0.14  |       |
| NF 2107                             | 0.023  | 0.06  | 0.13  | 2.40  |
| 砂质鲕状赤铁矿富矿亚相 1. 甲矿区( $Fe_3$ 矿层)      |        |       |       |       |
| NF 1235                             | 0.017  | 0.035 | 0.06  | 1.88  |
| NF 1363                             | 0.032  | 0.068 | 0.135 | 2.06  |
| NF 1468                             | 0.015  | 0.029 | 0.05  | 1.82  |
| 2. 乙矿区 ( $Fe_3$ 矿层)                 |        |       |       |       |
| NF 2050                             | 0.019  | 0.045 | 0.12  | 2.52  |
| NF 2066                             | 0.011  | 0.044 | 0.13  | 3.43  |
| NF 2069                             | 0.012  | 0.066 | 0.135 | 3.36  |
| 富钙质鲕状赤铁矿富矿亚相<br>1. 甲矿区 ( $Fe_3$ 矿层) |        |       |       |       |
| NF 1187                             | 0.02   | 0.03  | 0.045 | 1.72  |
| NF 1191                             | 0.01   | 0.029 | 0.056 | 2.36  |
| NF 1377                             | 0.012  | 0.03  | 0.053 | 2.14  |
| NF 1440                             | 0.022  | 0.031 | 0.04  | 1.36  |
| NF 1503                             |        | 0.025 | 0.038 |       |
| NF 1506                             | 0.019  | 0.04  | 0.115 | 2.46  |
| NF 1524                             |        | 0.029 | 0.045 |       |
| NF 1695                             | 0.018  | 0.031 | 0.058 | 1.80  |
| NF 1727                             | 0.025  | 0.054 | 0.078 | 1.76  |
| 2. 乙矿区 ( $Fe_3$ 矿层)                 |        |       |       |       |
| NF 2031                             | 0.022  | 0.052 | 0.12  |       |
| NF 2036                             | 0.017  | 0.035 | 0.13  |       |
| NF 2006                             |        | 0.025 | 0.049 | 2.34  |
| NF 2020                             |        | 0.028 | 0.091 | 2.76  |
| 富钙质鲕状赤铁矿贫矿亚相<br>1. 甲矿区 ( $Fe_3$ 矿层) |        |       |       |       |
| NF 1201                             | 0.005  | 0.026 | 0.068 | 3.69  |
| NF 1328                             | 0.0028 | 0.032 | 0.068 | 4.93  |
| NF 1467                             |        | 0.03  | 0.052 |       |
| NF 1705                             | 0.013  | 0.029 | 0.056 | 2.08  |
| NF 1737                             | 0.0054 | 0.021 | 0.04  | 2.72  |
| 2. 乙矿区 ( $Fe_3$ 矿层)                 |        |       |       |       |
| NF 2112                             | 0.0076 | 0.028 | 0.11  | 3.80  |
| 菱铁矿质鲕状泥石矿相<br>1. 甲矿区 ( $Fe_3$ 矿层)   |        |       |       |       |
| NF 1356                             | 0.037  | 0.082 | 0.145 | 1.98  |
| 2. 乙矿区 ( $Fe_3$ 矿层)                 |        |       |       |       |
| NF 2068                             | 0.019  | 0.058 | 0.11  | 2.40  |
| NF 2072                             | 0.018  | 0.035 | 0.066 | 1.91  |

注: 在机械分析累计曲线上累计百分比为 10% 时之粒径(毫米), 称  $P_{10}$ ; 25% 时为  $Q_1$ ; 50% 时为  $Md$  (中值); 75% 时为  $Q_3$ ; 90% 时为  $P_{90}$ 。  $S_0$  为分选系数。

我們同意 H. M. 斯特拉霍夫 (Страхов)<sup>[2]</sup> 關於鮎狀構造生成於成岩階段的這種看法。在赤鐵礦礦石中，我們就看到了化石貝殼被赤鐵礦交代而成的鮎粒。鮎粒粒徑均一（或高分選性）的事實（表 1 及表 2），通常被認為鮎粒生成於動蕩水体中的重要證據；但是，事實可能並非如此，鮎粒粒徑均一，可能是成岩階段生成的結果，部分也可能與鮎粒生成後的再搬運和再沉積作用有關。在各礦相中這種再搬運和再沉積作用所產生的結構構造是相當發育的，其種類繁多，有如水下侵蝕-充填構造、礫狀赤鐵礦和同生礫石等等。前者在砂質鮎狀赤鐵礦相中發育最盛；後兩者是由於水下動力作用，礦石和岩石被沖蝕沉積生成的。此外，還常常看到一種復鮎構造，這種復鮎體由許多鮎粒組成，具有共同的薄的同心層外殼，外形似燒餅，塑性變形發育，直徑由數厘米至十幾厘米。就組成來說，礫狀赤鐵礦、餅狀復鮎和各種岩石之同生礫石，都與其所處之礦相的礦石和夾石組成有著緊密的聯繫。在砂質鮎狀赤鐵礦富礦亞相和鈣質鮎狀赤鐵礦富礦亞相中，礫狀赤鐵礦和赤鐵礦的餅狀復鮎最發育；藍灰色頁岩和灰岩的同生礫石和鮎綠泥石的餅狀復鮎，則主要分布於鈣質鮎狀赤鐵礦貧礦亞相內。這種情況可以證明，它們確實是同生成因，並且未經長距離的搬運。此外，在砂質鮎狀赤鐵礦貧礦亞相中，常常見到一種成因不明的赤鐵礦結核。在菱鐵礦質鮎綠泥石相和藍灰色砂質頁岩相中，上述動力作用產物都不甚發育。

鐵礦中陸源碎屑幾乎全部由石英組成，因此我們可以用強酸處理礦樣後的不溶部分來測定礦石陸源碎屑的機械組成。由 30 個礦石樣品機械分析結果得知，鐵礦中碎屑組分的分選性高而粒徑小；其分選系數（ $S_0$ ）都在 2 左右，平均粒徑都小於 0.07 毫米。砂質鮎狀赤鐵礦貧礦亞相和菱鐵礦質鮎綠泥石相者最粗，平均粒徑分別為 0.067 毫米和 0.058 毫米，富鈣質鮎狀赤鐵礦貧礦亞相者最細，為 0.028 毫米，詳見表 2 及圖 5。

礦石中陸源碎屑的粒徑由砂質鮎狀赤鐵礦相至富鈣質鮎狀赤鐵礦相逐漸變小的事實，可以用沉積分選來解釋；但這卻不足以解釋，為何在菱鐵礦質鮎綠石相中又一度粒徑變大。這種異常的現象，可能與沉積後的再搬運和再沉積作用有關。

含礦旋迴和礦層中化石極其豐富，在每一含礦旋迴底部的石英砂岩中常有植物化石碎片，同時也有近岸淺水的標志，如波痕、交錯紋等。近岸砂岩之上為淺色砂質頁岩和頁岩，常有腕足類化石分布。礦層就產於此頁岩中。鮎狀赤鐵礦中化石分布極盛，有時礦層會全被介殼灰岩所替代；主要的化石是腕足類，其次是介形蟲和珊瑚。我們在甲礦區主礦層（ $Fe_3$ ）中找到了罕見的羣體珊瑚化石。化石經樂森璿教授鑑定為：*Keriophyllum hupeense* Yoh(sp. nov.)。

根據珊瑚化石的產狀和保存的狀況來看，它們是原地生成的，即使經過搬運，其距離也不會太大。

羣體珊瑚乃是一良好的古氣候條件標志和沉積條件的界限標志。

由珊瑚化石和上述各種水動力標志可以推測出，成礦深度不大於 100 米。

羣體珊瑚多生長於赤道附近，水溫不低於 20℃。除羣體珊瑚化石外，鄂西泥盆系中還見到過其它潮濕炎熱氣候的標志，如鉛土礦和煤層<sup>[3]</sup>。

礦層之上的頁岩中常夾灰岩，其中也見大量腕足類化石。淺色頁岩中局部變為黑色頁岩，其中含有標志海水淡化的海豆芽化石。

## (二) 铁矿相的矿物化学组成特点

铁矿相的矿石矿物经显微镜研究、差热分析和X-光照象鉴定有：赤铁矿、鲕绿泥石、菱铁矿(图3)和部分锰菱铁矿。水赤铁矿、针铁矿、海绿石和黄铁矿很少。其它常见的矿物有：石英、伊利石(图4)、方解石、白云石和胶磷矿。重矿物组成十分简单,常见的只有锆英石和电气石。

根据不同矿相矿石的化学分析和物相分析,通过换算进一步得知矿石的主要矿物组成和铁的存在形式。由表3、4,可见各矿相的矿物化学组成具有下列特点:各矿相的铁质主要存在于铁的氧化物矿物、铁的碳酸盐矿物和鲕绿泥石中。黄铁矿很少,只在黑色页岩围岩中出现较多。砂质鲕状赤铁矿和富钙质鲕状赤铁矿相中,赤铁矿的铁所占比例在百分之八十以上,菱铁矿的铁和鲕绿泥石的铁分别少于百分之十,砂质鲕状赤铁矿相更少于百分之五,黄铁矿中的,仅为痕迹,根据勘探资料亦少于百分之一。菱铁矿质鲕绿泥石矿相的情况则大不相同,赤铁矿的铁在百分之二十五以内,鲕绿泥石的铁在百



图2 鄂西甲矿区含矿系柱状图

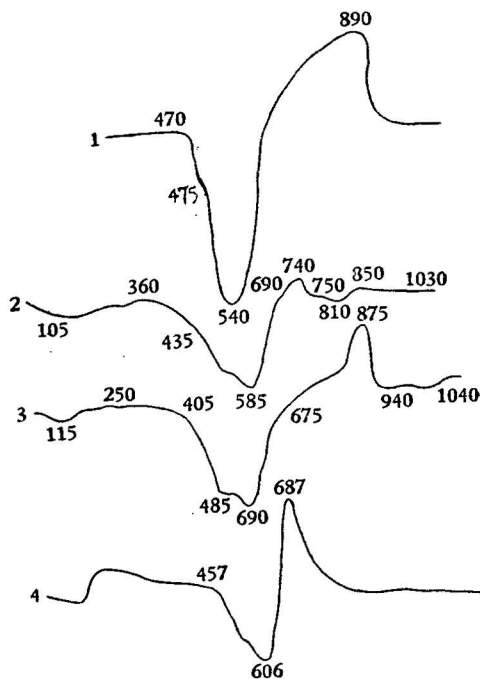


图3 菱铁矿的差热曲线

1, 2, 3. 菱铁矿(据福尔莫佐娃, 1959);

4. 菱铁矿(乙矿区, 标本号 2068)。

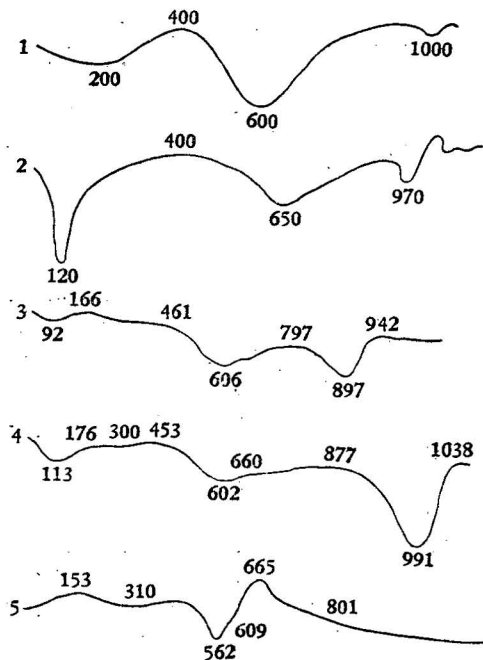


图 4 伊利石的差热曲线

- 1, 2. 据格里姆;  
3. 甲矿区, 标本号 1177;  
4. 乙矿区, 标本号 2031;  
5. 乙矿区, 标本号 2033。

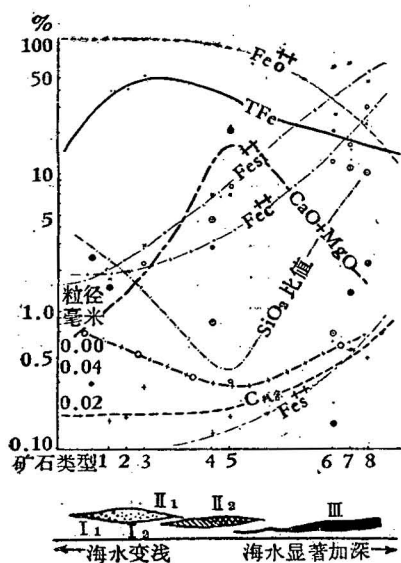


图 5 鉄矿相化学組成和不溶碎屑粒级变化曲线

I<sub>1</sub> 砂质鲕状赤鉄矿相貧矿亚相;

I<sub>2</sub> 砂质鲕状赤鉄矿相富矿亚相。

II<sub>1</sub> 鈣质鲕状赤鉄矿相富矿亚相;

II<sub>2</sub> 鈣质鲕状赤鉄矿相貧矿亚相。

III 菱鉄矿质鲕绿泥石相。

鉄的賦存形式: TFe · 全鉄

Fe<sup>+++</sup>O · 赤鉄矿鉄

Fe<sup>++</sup>S · 黄鉄矿鉄

Fe<sup>++</sup>Si × 鲕绿泥石鉄

Fe<sup>++</sup>C · 菱鉄矿鉄

⊕ 呈方解石、白云石之 CaO + MgO

⊙ 呈石英之二氧化矽

+ 呈伊利石之二氧化矽

試样号碼:

1. 2105; 2. 1191; 3. 1468; 4. 2071;

5. 1727; 6. 2033; 7. 1356; 8. 2068。

注: 矿石中碎屑組份的粒径系根据 30 个样品机械分析数据。

表 3

| 矿相和岩相<br>代号<br>样品号<br>化学<br>成分 | 砂质鲕状赤铁<br>矿相 |        |       | 钙质鲕状赤铁<br>矿相 |        |       | 菱铁矿质鲕绿<br>泥石矿相 |        |        | 灰色<br>介壳<br>石灰<br>岩 | 蓝灰<br>色粉<br>砂质<br>页岩 | 浅紫<br>色粉<br>砂质<br>页岩* | 紫色<br>铁质<br>页岩 | 黑色泥<br>质细砂<br>岩 | 黑色粉<br>砂质岩 |
|--------------------------------|--------------|--------|-------|--------------|--------|-------|----------------|--------|--------|---------------------|----------------------|-----------------------|----------------|-----------------|------------|
|                                | 1            | 2      | 3     | 4            | 5      | 6     | 7              | 8      | 9      |                     |                      |                       |                |                 |            |
|                                | 2105         | 2059   | 1191  | 2071         | 2031   | 1727  | 2033           | 2068   | 1356   | 1044                | 1694                 | 2072                  | 1378           | 2136            | 1319       |
| SiO <sub>2</sub>               | 25.59        | 14.39  | 15.96 | 9.74         | 7.66   | 7.45  | 39.22          | 36.26  | 64.23  | 11.42               | 41.22                | 42.49                 | 23.25          | 64.68           | 59.14      |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.12         | 0.10   | 0.23  | 0.15         | 0.12   | 0.10  | 0.30           | 0.12   | 0.12   | 0.10                | 0.30                 | 0.20                  | 0.15           | 0.12            | 0.75       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5.05         | 7.15   | 8.37  | 4.36         | 4.53   | 3.87  | 18.47          | 7.32   | 8.02   | 2.23                | 16.38                | 20.04                 | 12.55          | 10.23           | 12.49      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 55.45        | 49.91  | 54.43 | 62.92        | 60.33  | 27.14 | 7.81           | 6.67   | 2.95   | 1.21                | 4.83                 | 8.23                  | 29.91          | 2.23            | 3.06       |
| FeO                            | 1.83         | 8.51   | 3.86  | 5.83         | 6.66   | 4.37  | 20.30          | 24.20  | 14.02  | 5.18                | 8.74                 | 12.45                 | 10.87          | 1.98            | 6.33       |
| MnO                            | 0.05         | 0.59   | —     | 0.08         | 0.05   | 0.65  | 痕迹             | 1.50   | 0.10   | 痕迹                  | 0.17                 | 0.16                  | 0.35           | 0.02            | 0.39       |
| MgO                            | 2.47         | 4.20   | 2.96  | 1.12         | 0.93   | 0.19  | 0.93           | 2.23   | 2.05   | 3.13                | 6.91                 | 1.48                  | 4.93           | 2.71            | 1.41       |
| CaO                            | 0.56         | 1.67   | 1.12  | 4.69         | 7.65   | 26.42 | 1.73           | 2.71   | 1.97   | 41.36               | 3.72                 | 1.67                  | 2.05           | 1.12            | 8.13       |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.20         | 1.95   | 0.40  | 0.50         | 1.05   | 0.20  | 0.30           | 0.20   | 0.20   | 0.34                | 0.47                 | 0.50                  | 0.47           | 0.26            | 0.19       |
| K <sub>2</sub> O               | 0.40         | 0.75   | 1.30  | 0.25         | 0.30   | 0.15  | 0.70           | 0.55   | 0.40   | 0.16                | 2.85                 | 1.35                  | 1.75           | 1.35            | 1.92       |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 2.60         | 1.74   | 2.56  | 1.38         | 2.60   | 3.82  | 0.83           | 1.74   | 0.58   |                     | 0.47                 | 0.47                  | 3.04           | 0.26            |            |
| S                              | —            | —      | —     | —            | —      | —     | 0.07           | —      | 0.04   |                     | —                    | —                     | —              | 0.20            |            |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  |              |        |       |              |        |       |                |        |        | 0.12                |                      |                       |                |                 | 2.86       |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  |              |        |       |              |        |       |                |        |        | 0.12                |                      |                       |                |                 | 1.40       |
| CO <sub>2</sub>                |              |        |       |              |        |       |                |        |        | 34.12               |                      |                       |                |                 | 1.29       |
| 挥发份                            | 3.71         | 10.00  | 6.25  | 6.89         | 8.72   | 23.51 | 9.31           | 17.20  | 7.04   |                     | 16.21                | 9.99                  | 8.79           | 8.80            |            |
| 有机碳                            | 0.16         | 0.20   | 0.17  | 0.13         |        | 0.17  | 0.59           | 0.45   | 0.59   |                     | 0.59                 | 0.36                  | 0.28           | >1              |            |
| 总 计                            | 98.19        | 101.15 | 97.61 | 98.04        | 100.60 | 98.04 | 99.90          | 100.70 | 101.72 | 99.89               | 102.27               | 98.99                 | 98.11          | 93.96           |            |

\* 原为蓝灰色,地表氧化变为浅紫色。

表 4

| 矿物组成<br>换算数值<br>样品号 | 赤铁矿   | 鲕绿<br>泥石 | 菱铁矿   | 铁菱<br>铁矿 | 黄铁矿  | 钛铁矿  | 石 英   | 伊利石   | 白云石   | 方解石  | 胶磷矿  | 有机碳  | 总计     |
|---------------------|-------|----------|-------|----------|------|------|-------|-------|-------|------|------|------|--------|
| 9 CK 2423           | 15.98 |          |       |          |      |      | 53.54 | 30.37 | 2.72  |      | 1.30 |      | 103.91 |
| 2105                | 55.16 | 2.06     | 1.33  |          | —    | 0.15 | 17.69 | 15.20 | 1.38  | —    | 6.95 | 0.16 | 100.08 |
| 2059                | 49.35 | 15.1     | 2.13  | 1.76     |      | 0.24 | 3.53  | 14.3  | 5.37  | —    | 4.65 | 0.20 | 96.63  |
| 1191                | 53.92 | 6.40     | 1.69  |          |      | 0.34 | 2.65  | 23.42 | 3.07  | —    | 6.85 | 0.17 | 98.71  |
| 2071                | 62.56 | 10.12    | 2.83  |          |      | 0.27 | 3.16  | 8.14  | 3.69  | 4.66 | 3.69 | 0.13 | 99.25  |
| 2031                | 59.97 | 9.92     | 4.30  |          |      | 0.27 | 0.75  | 8.93  | 2.76  | 5.25 | 6.95 | ?    | 99.10  |
| 1727                | 26.88 | 4.46     | 1.86  | 2.04     |      | 0.21 | 1.47  | 9.97  |       | 37.2 | 10.2 | 0.17 | 94.46  |
| 2033                | 6.32  | 41.85    | 5.58  |          | 0.19 | 0.40 | 11.3  | 35.08 |       | 0.27 | 2.22 | 0.59 | 103.80 |
| 2068                | 5.76  | 37.42    | 10.94 | 4.34     |      | 0.22 | 24.25 | 4.62  | 10.05 |      | 4.65 | 0.45 | 102.70 |
| 1356                | 2.17  | 28.36    | 4.43  |          | 0.11 | 0.19 | 52.26 | 9.45  | 6.27  |      | 1.55 | 0.59 | 105.38 |
| 1694                | 4.02  | 4.64     | 5.84  | 0.48     |      | 0.27 | 15.51 | 50.70 | 13.22 | 3.56 | 1.26 | 0.59 | 100.09 |
| 2072                | 6.94  | 22.40    | 4.89  |          |      | 0.04 | 11.43 | 52.15 | 1.20  | 0.55 | 1.26 | 0.39 | 101.22 |
| 1378                | 29.02 | 19.58    | 3.75  | 0.84     |      | 0.05 | 3.96  | 29.30 | 5.66  |      | 8.13 | 0.28 | 100.57 |

表 5

|            | 全 Fe  | Fe <sup>+++</sup> O |       | Fe <sup>++</sup> Si ° |       | Fe <sup>++</sup> C × |       | Fe <sup>++</sup> S + ● |      | C <sub>有机</sub> |      |
|------------|-------|---------------------|-------|-----------------------|-------|----------------------|-------|------------------------|------|-----------------|------|
|            |       | 含量                  | 百分比   | 含量                    | 百分比   | 含量                   | 百分比   | 含量                     | 百分比  | 残余的             | 原始的* |
| 砂质鲕状赤铁矿相   |       |                     |       |                       |       |                      |       |                        |      |                 |      |
| 2105       | 40.23 | 38.81               | 96.47 | 0.78                  | 1.94  | 0.64                 | 1.59  | 痕迹                     | 痕迹   | 0.16            | 0.34 |
| 1191       | 41.21 | 38.10               | 92.45 | 2.30                  | 5.58  | 0.81                 | 1.97  | 痕迹                     | 痕迹   | 0.17            | 0.37 |
| 1468       | 52.09 | 49.38               | 94.79 | 1.57                  | 3.02  | 1.14                 | 2.19  | 痕迹                     | 痕迹   | 0.28            | 0.61 |
| 富钙质鲕状赤铁矿相  |       |                     |       |                       |       |                      |       |                        |      |                 |      |
| 2071       | 48.56 | 44.04               | 90.69 | 3.15                  | 6.49  | 1.37                 | 2.82  | 痕迹                     | 痕迹   | 0.13            | 0.59 |
| 1727       | 22.40 | 19.00               | 84.81 | 1.52                  | 6.79  | 1.88                 | 8.40  | 痕迹                     | 痕迹   | 0.17            | 0.66 |
| 菱铁矿质鲕绿泥石矿相 |       |                     |       |                       |       |                      |       |                        |      |                 |      |
| 2033       | 21.36 | 5.47                | 25.64 | 13.08                 | 61.22 | 2.69                 | 12.58 | 0.12                   | 0.56 | 0.59            | 1.94 |
| 1356       | 13.02 | 2.06                | 15.40 | 8.76                  | 67.60 | 2.13                 | 16.46 | 0.07                   | 0.54 | 0.59            | 1.56 |
| 2068       | 23.47 | 4.67                | 19.88 | 11.44                 | 48.79 | 7.36                 | 31.33 | 痕迹                     | 痕迹   | 0.45            | 2.64 |

+ 勘探队分析数据换算比此处者要高；

× 包括菱铁矿和錳菱铁矿之鉄；

○ 包括鲕绿泥石和粘土矿物之鉄；

\* 原始的 C<sub>有机</sub> 乃由残余者加上成矿消耗者，成矿消耗者按斯特拉霍夫<sup>[4]</sup>所提出之方法计算。

分之五十以上，菱铁矿鉄为百分之十至三十，黄铁矿鉄可达百分之二、三(图 5)。

根据 R. M. 伽里斯 (Garrels) 等人<sup>[5,6]</sup> 的相图资料来判断，砂质鲕状赤铁矿相和钙质鲕状赤铁矿相代表氧化相，菱铁矿质鲕绿泥石相为弱还原相，富黄铁矿之黑色頁岩才代表强还原相。

砂质鲕状赤铁矿相和富钙质鲕状赤铁矿相的主要区别是石英碎屑和碳酸盐矿物含量不同，前者富含石英碎屑，后者富含碳酸盐矿物。从化学组成来看，前者  $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$  与  $\text{CaO} + \text{MgO}$  比值高，后者低。所以，前者一般被列为酸性矿石，而后者是碱性(或自熔性)矿石。

鉄矿石中普遍分布着方解石和白云石。方解石大部为化石外，部分呈块状晶体(图版 I, 图 2, 3)；白云石常为小菱面体分布于胶结物中。多数学者认为：方解石生成于弱碱性环境 ( $\text{pH} = 7.8$ ) 中，而白云石生成于  $\text{pH}$  值稍高的介质中。矿石中胶磷矿的出现也标志着当时  $\text{pH}$  值升高。可见各矿相都生成于弱碱性 ( $\text{pH} = 8$ ) 环境中，某些围岩，如富含黄铁矿和有机质的黑色頁岩生成于较酸性的介质中。

成矿溶液中其它离子(特别是硫离子、碳酸根和自由二氧化矽等)的种类和浓度对矿相形成影响很大。

根据伽里斯的研究<sup>[6]</sup>，菱铁矿的稳定产出，不仅要求一定 Eh 和  $\text{pH}$  条件，而且要求有极高的  $\text{CO}_2$  分压和极低的硫离子浓度；硫离子浓度很大时，黄铁矿就将代替菱铁矿而稳定产出；鉄矽酸盐的产生，则要求有足够的自由二氧化矽。菱铁矿相稳定产出所要求的  $\text{CO}_2$  分压极高，是一般自然界开放系统所难具有的。这种条件只有在能自发生成  $\text{CO}_2$  的封闭系统中才会具有。当菱铁矿质鲕绿泥石矿相处于成岩阶段后期，岩石已被伏盖，且有机质

分解产生  $\text{CO}_2$ , 就可能具有高的  $\text{CO}_2$  分压。矿石中菱铁矿的生成晚于其它矿物, 以及它们广泛分布于胶结物中, 而少见于鲕粒中的事实, 可能与此有关; 因为鲕粒与赤铁矿、鲕绿泥石等显然形成于成岩早期阶段。

由表 5 可见, 在菱铁矿大量出现时, 黄铁矿很少; 而在富含黄铁矿的黑色页岩中, 就很少有菱铁矿产出。这可能是由于系统中硫离子干扰所致。

菱铁矿质鲕绿泥石矿相中, 不仅鲕绿泥石分布很多, 而且具有自生石英和玉髓, 说明成矿介质中自由二氧化矽是极丰富的。

### (三) 铁矿相与沉积物类型的共生关系

铁矿相与沉积物类型 (特别是机械沉积物) 有着一定的联系, 这不仅表现在矿石与一定沉积物类型的石基共生, 而且也表现在矿相与顶底板和夹石岩石类型的选择性共生。

有关铁矿不溶碎屑的大量机械分析数据证明, 作为矿石石基的碎屑组份是很细的, 相当于粉砂和微砂。铁矿的石基主要由石英、伊利石、方解石和白云石组成 (见表 4), 我们可以计算它们的百分比, 以表示与矿石共生的沉积物类型 (图 6)。由图 6 可知: 与砂质鲕状赤铁矿贫矿亚相共生的是泥质粉砂岩或泥质细砂岩; 与砂质鲕状赤铁矿富矿亚相和富钙质鲕状赤铁矿富矿亚相共生的是粉砂质和钙质页岩; 与富钙质鲕状赤铁矿贫矿亚相共生的是泥质灰岩; 而与菱铁矿质鲕绿泥石相共生的岩石较为复杂, 多数是泥质粉砂 (或细砂) 岩, 也可以是页岩, 当菱铁矿含量增长时也可以是泥灰岩 (白云岩)。



图 6 与各矿相矿石共生的沉积物类型变化图

I<sub>1</sub> 砂质鲕状赤铁矿相贫矿亚相

I<sub>2</sub> 砂质鲕状赤铁矿相富矿亚相

II<sub>1</sub> 钙质鲕状赤铁矿相富矿亚相

II<sub>2</sub> 钙质鲕状赤铁矿相贫矿亚相

III 菱铁矿质鲕绿泥石相

1727° 代表矿样号码

H. A. 戈洛夫金斯基 (Головкинский) 早在 1888 年就已经确定, 相的垂直带状分布重复着相在空间上形成的顺序 (假定这些岩层间没有沉积间断)。基于这一结论, 我们统计了矿层的顶、底板和夹石, 来研究其与矿石共生的沉积物类型、研究铁矿富集的沉积岩石类型和研究铁矿相与沉积物类型的共生关系。

统计华南九个矿区的矿层顶、底板和夹石得知, 虽然其岩石类型多种多样, 但都以页岩和砂质页岩为主; 其中以页岩 (包括砂质页岩) 为顶、底板和夹石之频率, 超过百分之五十者达八个; 矿石品位高而规模巨大者, 其频率更高, 通常超过百分之八十; 矿石品位低, 分布不稳定且规模较小者, 则反之, 其底板岩石部分为砂岩和灰岩所取代。可见, 铁质在水盆地中都有规律地向页岩和砂质页岩相集中, 在砂岩和灰岩相中分散。

从鄂西四个矿区矿石顶、底板岩石与铁矿相的关系统计结果来看, 铁矿相与底板岩石的共生关系很密切 (如图 7), 而与顶板的关系较混乱, 这可能是由于铁矿与顶板间常有沉积间断所致。

由上述可知, 与铁矿紧密共生的乃是蓝灰色粉砂质和泥质沉积物。引起这种共生的

原因,属于化学作用的可能性不大,因为石英粉砂乃是一种惰性物质;至于粘土矿物在其迁移和沉积时,虽然可能携带一定数量的鉄质,但其规模是不大的。要将这种共生主要理解为沉积界限指标之可能性也不大,因为这就不能解释为何在近岸砂质沉积中鉄的沉积反而较少。另外一种可能性就是鉄质和粉砂、粘土质的沉积共生,完全受斯篤克定律支配,只是这时鉄质并非形成鲕状体沉积,而是呈某种小胶凝体和悬浮体沉积,其粒径与粉砂和粘土类似。

### 三、鉄矿的成因

#### (一) 表生条件下鉄的化学惰性及其趋于分散的性质

近来,有不少学者[如 Б. Б. 波雷諾夫 (Полынов)<sup>[8]</sup>、Н. М. 斯特拉霍夫<sup>[9]</sup>、Г. И. 布申斯基 (Бушинский)<sup>[10]</sup>等]認識到,鉄在表生条件下实际上是一个化学活动性极低的元素,并且有

人已将这种認識用来解释矿床成因。但是,經典鉄矿成因理論的基础是:鉄在地表环境下是化学活泼元素,它們可以以分子溶液或胶体溶液的方式在河流中长途迁移,而后汇聚于水盆地中。J. W. 格伦納尔 (Gruner)<sup>[12]</sup>、E. S. 莫尔 (Moore) 和 J. E. 梅納德 (Maynard)<sup>[13]</sup> 并为这种假說提供了实验材料。格伦納尔根据河水含鉄量的計算,认为亞馬遜河在 176,000 年內供給的鉄质就足以形成上湖区、米沙比地区的俾瓦比含鉄系。

格伦納尔等的試驗,是在室内条件下用泥炭水和重碳酸水代表天然水进行的,这种环境在自然界中是否能找到,則是值得怀疑的。Б. А. 斯科平卓夫 (Скопинцев)<sup>[15]</sup> 所提供的苏联主要河水的材料表明,河水中有有机碳含量甚低,通常在 10 毫克/升以下(最多不超过 20 毫克/升),这与格伦納尔实验用泥炭水中的有机碳含量相距甚远,并表明这种泥炭水在自然界中是很少見的。另外,我們也不否認,在局部地区,如森林区、沼泽或地下水出露处,天然水的 pH 值甚低,可以在 4 以下,并溶解了較多的鉄质。但是,归根結底这只是局部的現象,无论如何也不能設想水流滾滾的江河会全然如此。

据波雷諾夫<sup>[8]</sup> 資料,鉄、鋁在河流中的化学活动性很低,在海洋中就更低,几乎全部都沉淀于海底了。

鉄的另一种性质是趋于分散。 $\text{FeO}$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  及天然水中  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  和  $\text{Na}_2\text{O}$  等之元素克拉克值都很大。但是,它們呈富集状态和分散状态产出的数量比值,却相差很远。

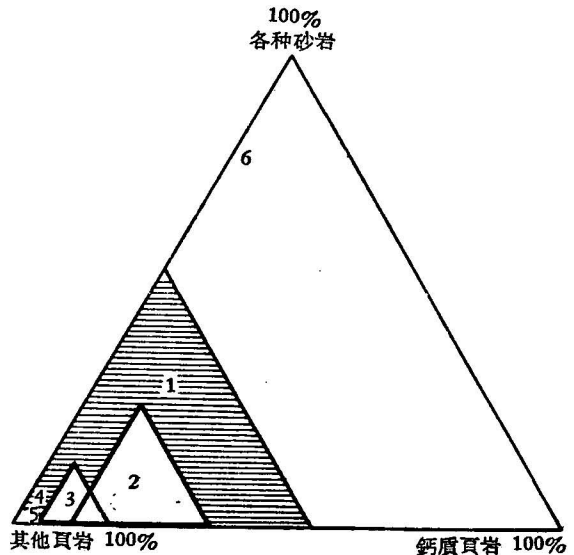


图 7 鉄矿相与底板岩石类型关系图

1. 以菱鉄矿质鲕状綠泥岩为主(乙矿区 G 层)
2. 以富鈣质鲕状貧矿为主(丁矿区 F 层)
3. 以鈣质鲕状富矿为主(甲矿区 F 层)
- 4, 5. 以砂质鲕状富矿为主(乙、丙矿区 F 层)
6. 以富砂质鲕状貧矿为主(乙矿区 E 层)

注: 砂岩 + 鈣质頁岩 + 其它頁岩 + 灰岩 = 100% (以各种岩石作为矿层底板出現之頻率百分比来表示)

鉄就是难富集的(即趋于分散的)元素,其富集部分仅占十万分之几以至十亿分之几。据离子电势資料,鉄的电势低(0.22),在天然水溶液中常易沉淀而难迁移。同时,鉄的沉积富集也取决于含鉄岩石的风化状况。

潮湿热带气候提供岩石溶解、鉄与鋁高度富集的条件,这对鉄矿形成是很重要的。

鄂西地区泥盆紀的古气候是潮湿炎热的,这就为富鉄风化壳的发育提供了良好的条件。泥盆紀时,湖北浅海盆地周围的大陆主要由沉积岩(包括各种頁岩、灰岩和砂岩)和沉积变质岩組成,岩浆岩(特别是基性岩)分布甚少;在雪峯古陆上可能有某些变质鉄矿,它們会成为沉积鉄矿鉄质的来源。但是,就現有資料来看,要把鄂西地区如此丰富的鉄矿物質的来源,寄托在这些变质鉄矿上,将是难以令人置信的。也就是說,成矿鉄质的大部应由其它岩石(如頁岩和灰岩)供給。

我們知道,富鉄风化壳的形成不仅取决于原岩和气候条件,而且也取决于风化作用的时间。鄂西地区缺失下、中泥盆統,与广西、貴州相比,其风化时间很长。这对鄂西鉄矿的形成,不能說不是极为有利的条件。

鉄的化学惰性、趋于分散性以及鉄矿富集与潮湿热带气候、富鉄风化壳发育的密切关系,就是决定我国南方(包括鄂西)鉄矿在剖面上規律性分布的基本原因。正因如此,鉄矿总是分布在較长时期間断的风化侵蝕面上,在海侵旋迴的下部。但是,具体說来,鉄矿又总不直接产于侵蝕面上或旋迴底部,这是由于鉄质迁移和沉积时有掺合作用影响之故。这种掺合影响包括以下两方面:

首先是陆源物質对鉄的掺合影响。河流所携带之碎屑物質会影响鉄矿的生成。据斯特拉霍夫<sup>[9]</sup>資料,在掺合作用影响下,多数河流携带之鉄质不仅不能成矿,而且在分散后常常与鉄的克拉克值还相差甚远;另外,鉄进入盆地后,富集的程度不但与河流含鉄量的

绝对值有关,而更重要的是取决于进入盆地中鉄的总量和悬浮质总量的比值,亦即与当时大陆地形、机械侵蝕和化学侵蝕作用的强度以及富鉄风化壳的存在有关。

其次是水盆地中沉积物質对鉄的掺合影响。当鉄质进入水盆地后,盆地中其它化学沉积物質也会冲淡鉄质,使其分散而不能集中。

从掺合作用影响来看,有利于鉄矿在剖面上出現的乃是陆源碎屑掺合作用和盆地中化学掺合作用較弱的时期;从岩性序列来看,鉄矿总出现在粉砂岩向頁岩或灰质頁岩递变处,而很少产出在代表强机械掺合的粗碎屑岩或代表强化学掺合的灰岩之中(图8)。

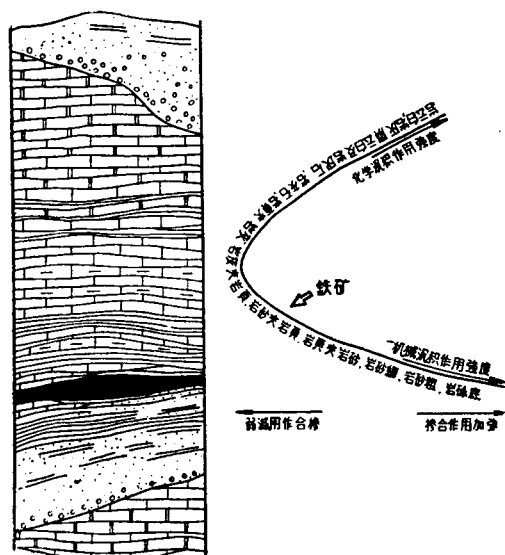


图8 鉄矿在旋迴剖面中的分布規律示意图

## (二) 鉄在地表的迁移方式——地质胶悬体

鉄在河流和水盆地中存在的状态包括了各种离子(分子)溶液、胶体和机械悬浮体。

斯特拉霍夫<sup>[9]</sup>研究了現代河流中的上述三种状态鉄間的比例关系,确定鉄的主要迁移状态不是离子溶液和胶体,而是悬浮体。世界現代河流中鉄的平均含量是 0.73 毫克/升,其中悬浮鉄占百分之五十、六十以上;在山区河流中和洪水季节的河流中,这个比值可以升高到 80% 以上;反之,在平原河流或冬季河流中比值偏低一些。

关于現代水盆地中,鉄的这三种状态間的数值比例材料很少。根据 G. E. 赫欽逊(Hutchinson)<sup>[20]</sup>的材料,林斯莱宝德湖水中鉄的存在状态以悬浮状为主。根据 H. W. 哈維(Harvey)<sup>[21]</sup>关于普里穆斯港外海水資料,海水中鉄的賦存状态也以悬浮鉄为主。

在地下水以及某些与沼泽水相联系的河流和含有較多有机質的酸性水盆地中,鉄的存在显然将以溶液状态和胶体状态为主。

上面主要討論鉄的存在状态,現在再来看看鉄的物質組成。溶液状鉄的成分主要是低价鉄的重碳酸盐、硫酸盐和鉄的有机化合物。胶体状鉄一般被認為是氢氧化鉄胶体,并为有机質所保护;但是,自然界中胶体鉄的組成很复杂,問題在于它們太細小,成分易变而极难研究。根据 M. A. 格拉哥列娃(Глаголева)<sup>[23]</sup>对里海粗悬浮鉄組成的研究,大部分悬浮鉄呈凝胶状出現,其次是純碎屑物,再次呈阳离子被粘土組分吸附。

考虑到鉄迁移形式的复杂性,我們建議把它当作一个独立体系来研究,并称之为地质胶悬体。根据初步研究,地质胶悬体至少具有以下特性:

(1) 就鉄的存在状态來說,这个体系主要由悬浮体和較少部分的胶体及溶液組成;但在少数情况下,可以主要由胶体(甚至溶液)組成。这三种存在状态鉄的比例主要是受自然地理条件和有机質数量的控制。在山区河流中,悬浮物几乎成为唯一的迁移方式;而在悬浊度較低的平原河流中,胶体和溶液鉄开始变得重要,有时可以超过悬浮鉄。在沼泽或其它富含有机質的水体中,胶体和溶液鉄的比例大大增长。其它如沿河流的岩石組成、土壤組成等,也可以影响体系的分散程度。

(2) 地质胶悬体的組成极易变化。这种性質不仅取决于胶悬体的物質組成和介质条件,而且也取决于該体系的粒級組成。

M. B. 克蓮諾娃<sup>[27]</sup>采用土壤学的術語,把海洋沉积物按化学活动性質分为两个主要部分:非活动性部分和活动性部分。在这里,我們建議也援引这一名詞,用来表示地质胶悬体的化学活动性。活动性部分专指所有水体中这样一些含鉄組分,它們在表生条件下經常或者易于与周围物質发生反应,改变鉄的迁移状态和鉄的含量;非活动性部分則是指所有几乎不与或者难与周围物質起作用的含鉄物質。呈胶体、溶液和細悬浮的凝胶体的鉄为強活动性部分;呈粗、細悬浮的粘土和粗悬浮的凝胶体的鉄为弱活动性部分;又呈粗、細悬浮的碎屑矿物和其它难溶物質的鉄为非活动性部分。可見地质胶悬体中活动性部分是主要的,非活动性部分是次要的。在一般地表水体中,活动性部分鉄又以弱活动性部分为主,而在某些特殊条件下,如地下水、沼泽水中強活动性部分鉄可以成为主要者。

某一地质胶悬体的活动性部分与非活动性部分,以及強活动性部分与弱活动性部分間的数量比例,取决于它的分散程度和物質組成状况,此外也与环境有关,因为活动性与

非活动性部分的界限可以因环境而变化。例如,在 pH 和 Eh 特别低的水体中,即使是弱活动性部分铁,甚至非活动性部分铁也会变得很活跃。

(3) 胶体体系就其稳定性来说,乃是一个聚结不稳定而动力稳定的体系。胶体粒子所带的同号电荷和离子化外膜,保护胶体免于聚结沉淀。但是,由于胶体具有较高的自由能,有着相互碰撞、聚结长大而沉淀的自发趋势,只是这种作用的速度因环境不同有所差别而已;所以,我们将胶体体系称为聚结不稳定系统。但是,悬浮体实际上属于聚结稳定的体系。

分子溶液和胶体溶液中的分子和胶粒都具有布朗运动的性质,这种粒子的经常运动,使它们免受重力影响而不致下沉,因此分子溶液和胶体溶液属于动力稳定体系。而悬浮体也是一个动力不稳定体系,它受斯篤克定律控制。

地质胶悬体的粒级组成是相当复杂的,它包括了悬浮体、胶体和溶液,因此它是一个聚结不稳定和动力不稳定体系。聚结不稳定性和动力不稳定性的相对程度则取决于体系的粒级分配曲线。

前面已经指出,现代河流迁移之铁以悬浮体(粗悬浮体)为主,因此它主要是动力不稳定的和聚结稳定的体系,而且主要由弱活动性部分组成。在地表一般条件下,它的化学变化较少;所以,铁可以以这种方式在河流中迁移较远,并在湖、海盆地中保存较长时间。

这种方式迁移的铁进入盆地后,基本上按机械分异方式沉积。克拉克铁在沉积岩和现代沉积中的分布证实了这一点。但是,也有一些事实是机械分异所不能解释的<sup>[29,27]</sup>。多数浅海型铁矿的形成与克拉克分散铁的形成过程,也有着重大的区别。

根据上面的讨论,鄂西宁乡式铁矿生成于气候潮湿炎热和发育着富铁、铝风化壳的地区。根据斯特拉霍夫<sup>[26]</sup>对现代河流中铁迁移形式变化规律的研究来看,这种地区水体中地质胶悬体以胶体和细悬浮体为主,而粗悬浮体次之。

显然,这一体系将以聚结不稳定性为主,而动力不稳定性为次要,它们在水体中将是很不稳定的,不可能长距离迁移;因此,铁质只能是由附近大陆地区供给。它们进入富含电解质的水盆地后将由于聚结不稳定性而发生化学分异迅速沉淀,这种分异的强度和沉淀的速度取决于地质胶悬体的粒级分配曲线、地质胶悬体的浓度和水体电解质的浓度等等。由于此体系具有动力不稳定性,所以铁质沉淀时,在一定程度上也受到机械分异作用的影响,这种影响的强弱恰好与化学分异作用的强度成反比关系。

铁矿在水盆地中分布与沉积物类型间的紧密共生关系,可能与地质胶悬体沉积时的机械分异作用有关。按照斯篤克公式,粒径相似的地質胶悬体和粘土、粉砂等沉积的水动力条件相似,有沉积在一起的自然趋势。

在成矿时期,地表逕流常常携带来大量铁质,当其进入海盆地后,将迅速扩散变淡。因此,这时只有比较封闭的水盆地才能阻挠铁质的不断扩散,而得以富集成矿。此外,地质胶悬体的高度聚结不稳定性会促使铁质迅速沉淀,因而即使在开阔海盆中也会起着直接阻挠扩散掺合影响的作用。

鄂西宁乡式铁矿生成于半封闭水盆地中,其深度很小,且海湾和岛屿广布。这种地形条件,对于鄂西铁矿的形成来说,乃是极为有利的。

### (三) 鄂西寧鄉式鐵礦成因問題

關於鄂西寧鄉式鐵礦的成因問題，我們現在可以得出如下的初步結論：

**1. 鐵在表生條件下是一種趨於分散的化學惰性元素：**它的分異和富集主要取決於原含鐵岩石的風化，以及在鐵質遷移和沉澱時沒有受到劇烈的摻合作用影響。鐵的這種特性，就是決定鐵礦在剖面中規律性分布和它與侵蝕間斷面親密關係的基本原因。

泥盆紀時，湖北淺海盆地周圍分布的沉積變質鐵礦和基性岩石可能是成礦鐵質的來源之一，但主要的含鐵岩石還是附近的沉積岩，如頁岩、石灰岩和某些變質岩。成礦時的古氣候是潮濕炎熱的，鄂西淺海盆地附近岩石的風化侵蝕過程比南方其它各地要長，這些都是有利的富鐵風化殼發育和為成礦提供豐富鐵質來源的良好條件。

鄂西鐵礦都分布於各級旋迴的中部或中下部，而不在底部和頂部（若頂部未被侵蝕而保存不全的話）；就岩性序列來說，鐵礦總處於底礫岩、砂岩向灰岩過渡之砂質頁岩和頁岩中，而很少出現在代表陸源碎屑和碳酸鹽摻合作用強烈的礫岩、砂岩和石灰岩中。

**2. 成礦鐵質乃以地質膠懸體的方式遷移：**它主要由膠體和細懸浮凝膠組成，兩者都屬於強活動性部分，易於變化。就穩定性質來說，此地質膠懸體乃是以聚結不穩定性為主的體系，在一般天然水體中極易沉澱析出。所以成礦鐵質只能是就近來源的，未經過長途遷移。

**3. 鐵礦生成於半封閉的海盆地：**根據古地理、岩性序列和古生物化石資料來看，鄂西地區是一半封閉的海盆地，其中海灣、島嶼廣布，鐵礦就生成在這些海灣中。在這樣一個多海灣的水盆地中，就含礦旋迴岩性序列和古生物的特徵來看，成礦時期或成礦海灣的水體多半仍是正常的。

**4. 鐵礦主要是一種膠體化學沉澱：**但是，在它沉澱過程中也或多或少受到斯篤克定律的控制，因地質膠懸體也是一個動力不穩定體系。鄂西鐵礦與石英粉砂質頁岩和頁岩的緊密共生，就可能是受了這種機械分異作用的影響。在鐵質沉澱時，半封閉的海灣地形阻撓了鐵的擴散而有利於富集成礦。

**5. 鐵礦在海灣中以不同的礦相沿海岸作帶狀分布：**自盆地邊緣向盆地中心可以劃分出主要的礦相和岩相如下：（1）紫紅色砂岩和頁岩相；（2）砂質鮞狀赤鐵礦相，又分為：1）砂質鮞狀赤鐵礦貧礦亞相和 2）砂質鮞狀赤鐵礦富礦亞相；（3）富鈣質鮞狀赤鐵礦相，又分為：1）富鈣質鮞狀赤鐵礦富礦亞相和 2）富鈣質鮞狀赤鐵礦貧礦亞相；（4）菱鐵礦質鮞綠泥石相（包括菱鐵礦的薄層和透鏡體）；（5）藍灰色粉砂質頁岩相（夾灰岩和局部黑色頁岩）。

各礦相在水盆地中都具有一定的空間分布和物質組成、結構構造特徵（見圖 9）。鐵礦相成礦深度在 60—70 米左右；鐵礦相的寬度在水下地形平緩處可達 15,000 米以上。含礦層位發育之厚度受當時當地的地殼沉降幅度和沉積物的補償情況控制；而礦相的厚度則既受該處含礦層位厚度的控制，又受岩相古地理條件的控制。

**6. 鐵礦相形成的化學條件：**砂質鮞狀赤鐵礦相和富鈣質鮞狀赤鐵礦相於微鹼性的氧化條件下形成，而菱鐵礦質鮞綠泥石相於微鹼性的弱還原條件下形成。成礦溶液富含二氧化碳和自由二氧化矽，而缺乏硫離子。因為只有封閉的體系才能貯存大量二氧化碳。

所以矿石中的菱铁矿都生成于成岩阶段,并且晚于赤铁矿、鲕绿泥石和鲕状构造的形成。并且绝大部分出现于胶结物中,而少见于鲕体同心层中。其原因也在于此。

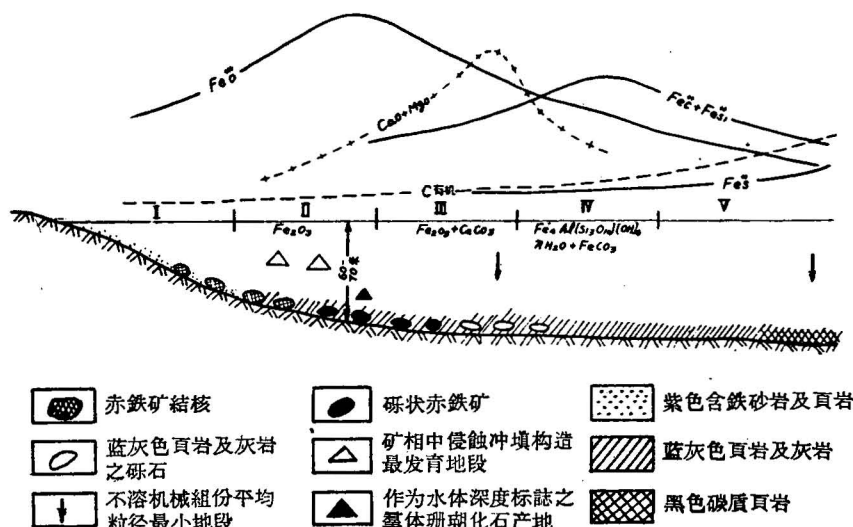


图 9 含矿岩相在水盆地中的分布及其主要特征示意图

矿相及岩相的主要类型:

- I——紫色含铁砂岩及页岩相
- II——砂质鲕状赤铁矿相
- III——钙质鲕状赤铁矿相
- IV——菱铁矿质鲕绿泥石相
- V——蓝绿色铁质页岩及灰岩相

铁的赋存形式及其它组分:

- $\text{Fe}^{++}\text{O}$ ——赤铁矿铁
- $\text{Fe}^{++}\text{S}$ ——黄铁矿铁
- $\text{Fe}^{++}\text{C} + \text{Fe}^{++}\text{Si}$ ——菱铁矿和鲕绿泥石铁
- $\text{CaO} + \text{MgO}$ ——钙和镁的碳酸盐
- $\text{C}_{\text{有机}}$ ——有机碳

**7. 铁矿相的鲕状构造形成于成岩早期阶段:** 大部分鲕体在形成后和伴生的沉积物遭受水流作用,甚至经过再搬运和再沉积;矿石中的许多结构构造特征为这种作用留下了忠实的记录。

鄂西宁乡式铁矿在空间上的分布规律,特别是铁矿相的特征,可以作为在鄂西地区探寻富矿和盲矿体的参考。

## 参 考 文 献

- [1] 傅家谟,鄂西宁乡式铁矿的形成和分布规律,地质科学,1959年第4期,第109—115页。
- [2] 斯特拉霍夫 H. M. 沉积物之成岩作用及其对沉积岩形成的意义,地质专辑,第一辑,第5—54页,地质出版社,1957。
- [3] 刘和甫等,鄂西上泥盆纪宁乡式铁矿的分布规律,北京地质勘探学院学报,1959年第5期,第35—42页。
- [4] Страхон Н. М. и Золманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР, сер. геол. 1959. No 1, стр. 34—51.
- [5] Krumbein W. C. and Garrels R. M. Origin and Classification of Chemical Sediments in terms of PH and Oxidation-Reduction Potentials. Jour. Geol., vol. 60, No. 1, pp. 1—33, 1952.
- [6] Garrels R. M. Minerals Equilibria. New York. 1959.
- [7] Ridge J. Replacement and the Equating of Volume and Weight. Jour. Geol., vol. 57, pp. 522—550. 1949.
- [8] Polynov B. B. The Cycle of Weathering. London. 1937.

- [9] Страхов Н. М. Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948. No. 4. стр. 3—50.
- [10] Бушинский Г. И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов. Изв. АН СССР, сер. геол. 1956. No. 11, стр. 3—15.
- [11] 叶連俊, 論中国沉积矿床的若干形成特点, 地质科学, 1959 年第 10 期, 第 294—296 頁。
- [12] Gruner J. W. The Origin of Sedimentary Iron Formation (Mesabi). Econ. Geol., vol. 17, No. 6, pp. 407—460. 1922.
- [13] Moore E. S. and Maynard J. E. Solution, Transportation and Precipitation of Iron and Silica. Econ. Geol., vol. 24, No. 3,4,5, pp. 272—303, 365—402, 506—527. 1929.
- [14] 阿列金 О. А., 水文化学原理, 地质出版社, 1960.
- [15] Скопинцев Б. А. 1950. Органическое вещества в природных водах, (Водный гумус). тр. Гос. океаногр. ин-та, вып. 17, No. 29, 1952.
- [16] 斯費德魯普 Н. У. 等, 海洋(第三卷), 科学出版社, 1959.
- [17] 侯德封, 地层的地球化学概念, 地质科学, 1959 年第 3 期, 第 69—71 頁。
- [18] 克罗托夫 Б. П. 1953: 元素在风化作用中时间上的分异作用和沉积矿床分布的规律, 沉积专辑, 第一辑, 第 117—136 頁, 地质出版社, 1957.
- [19] 阿尔汉格尔斯基 А. Д. 1933: 苏联铝土矿类型及其成因. 科学出版社, 1959.
- [20] Hutchinson G. E. A Treatise on Limnology. New York. 1957.
- [21] Harvey H. W. The Chemistry and Fertility of Sea Water. Cambridge. 1955.
- [22] Антепов-Каратаев И. Н. К вопросу о миграции железа в виде органических его соединений. тр. конф. по генезису руд Fe, Mn и Al. 1937.
- [23] Глаголева М. А. Форм миграций элементов в речных водах. В кн. К познанию диагенеза осадков, М. 1959.
- [24] Carroll D. Role of Clay Minerals in the Transportation of Iron. Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 14, Nos. 1/2, pp. 1—28. 1958.
- [25] Cooper L. H. N. Iron in the Sea and in Marine Plankton. Proc. roy. Soc., ser. B, No. 118, pp. 419—438. 1932.
- [26] Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I, II, 1960.
- [27] 克蓮諾娃 М. В. 海洋地质(下卷), 地质出版社, 1959.
- [28] 卡布路洛夫 И. А. 物理化学及胶体化学教程(下册), 商务印书馆, 1953.
- [29] Авилов И. К. и Соловьев В. Ф. К теории современного осадкообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951. No. 1, стр. 129—143.

## FACIES AND GENESIS OF SEDIMENTARY IRON DEPOSITS OF NINGSIANG-TYPE, WESTERN HUPEI

By FU CHIA-MO

(Resume)

As shown by chemical, oceanographical and limnological data, iron is an inactive element and used to be highly dispersed under ordinary surface conditions. Its transportation in water median is considered to be in the form of 'geological colloid-suspension'. Thus during weathering of the surface rocks, iron is apt to be largely enriched in the weathering crust, and cannot migrate a long distance. The sedimentation and concentration to form an industrial iron ore deposit require that the 'commingling process' should be weak.

The Devonian iron ore beds occur all in the lower middle part of the ore bearing cyclothems. The source of iron of these deposits is recognized as being come from nearby territories. The rock constitution of the province at that time before the deposition of the ore is belived to be largely sedimentary and parametamorphic rocks. The palaeoclimate of the ore-forming period is regarded as tropic and humid. The depth of deposition of iron ores is less than 100 m. as witnessed by the compound coral found in oölitic hematite ore beds. The deposition of the iron ores, as from a state of 'geological colloid-suspension', which is a system of dynamic instability, is also controlled by Stoke's law during its differentiation and sedimentation. The ore beds are thus generally associated with greenish grey quartz, siltstone and ferriferous shale.

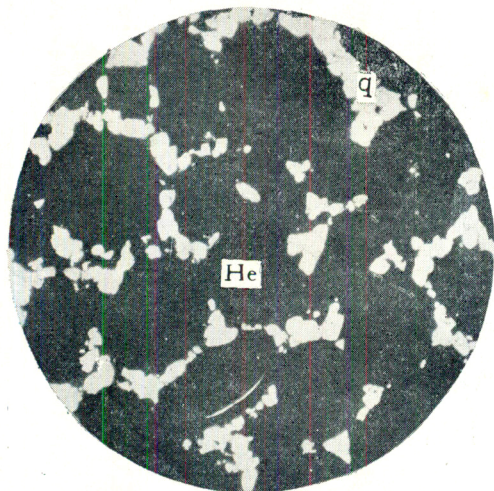
In the marine basin the iron ore deposits were distributed as belts of various facies. Near from the margin to the central part of the basin the following main ore facies and lithofacies are encountered:

1. Purplish-reddish quartzous sandstone and ferruginous shale facies;
2. Sandy oölitic hematite facies;
3. Highly calcareous oölitic hematite facies;
4. Siderite chamosite facies (sometimes alternated laterally into beds and lenses of siderite);
5. Greenish grey silty shale facies (contains some limestone and occasionally some black shale).

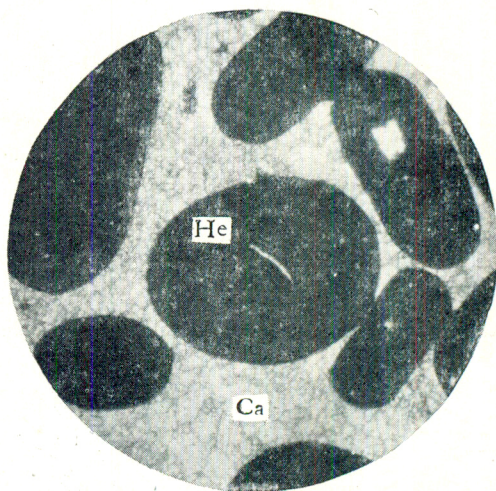
The sandy oölitic hematite facies and the highly calcareous oölitic hematite facies were formed in a weak alkaline oxygenated condition, yet the siderite chamosite facies represent a deposit of weak alkaline and oxygen-poor media. The ore-forming solutions that were poor in irons of sulfur were more rich in  $\text{CO}_2$  and silica.

Each of the iron ore facies has its own characteristic mineralogical, chemical and mechanical constitution, as well as texture and structure characteristics. These can be used as an important mark for reseach of high-grade iron ores and blind ore bodies.

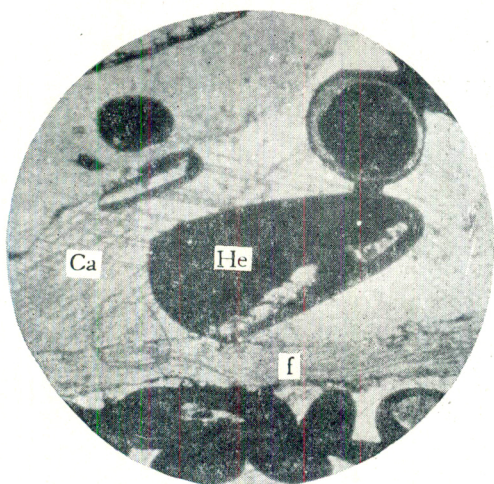
傅家謨：鄂西宁鄉式鉄礦的相与成因



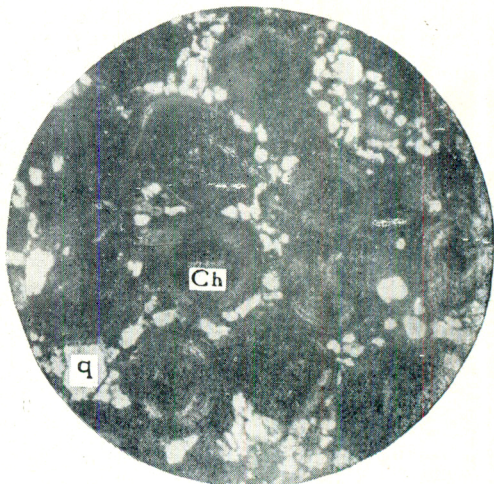
1



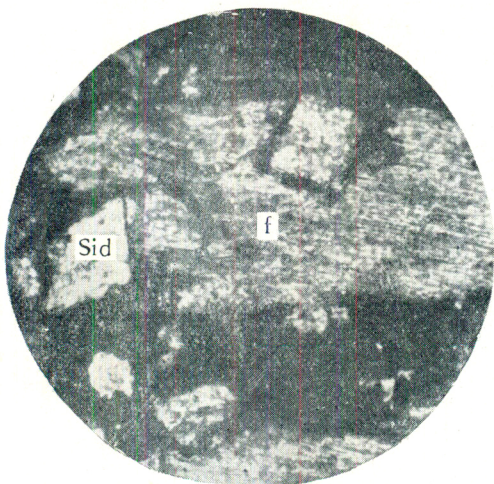
2



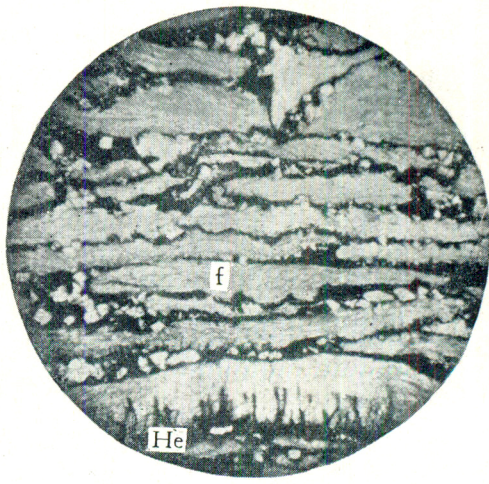
3



4



5



6

## 图 版 說 明

### Explanation of Plate

- 图 1 含石英碎屑(q)的鲕状赤铁矿(He)。  
NF20, || N,  $\times 45$ .
- Fig. 1. Oölitic hematite(He), with rounded quartz grains (q). NF20, || N,  $\times 45$ .
- 图 2 碳酸盐(Ca)胶結之鲕状赤铁矿(He)。  
NF31, || N,  $\times 80$ .
- Fig. 2. Oölitic hematite(He) cemented by carbonates (Ca). NF31, || N,  $\times 80$ .
- 图 3 方解石(Ca)胶結之鲕状赤铁矿(He),含有腕足类化石碎片(f)。NF1416, || N,  $\times 80$ .
- Fig. 3. Oölitic hematite (He) cemented by calcite (Ca), with brachiopods. fragments (f) NF 1416, || N,  $\times 80$ .
- 图 4 含石英碎屑(q)的鲕綠泥石岩(ch)。  
NF1312, + N,  $\times 45$ .
- Fig. 4. Chamosite oölitic, with rounded quartz grains. NF 1312. + N,  $\times 45$ .
- 图 5 菱铁矿(Sid)交代了腕足类化石碎片(f),黑色者为赤铁矿。NF 1042, || N,  $\times 100$ .
- Fig. 5. Brachiopods fragments(f) replaced by siderite (Sid). NF 1042, || N,  $\times 100$ .
- 图 6 鲕状赤铁矿中化石介壳(f)呈定向排列,介壳間为赤铁矿(He)。NF 1042, || N,  $\times 25$ .
- Fig. 6. Fossil shells(f) arranged regularly in oölitic hematite (He). NF 1042, || N,  $\times 25$ .