

# 沉积叠加改造型矿床的物源及富集 机制的地球化学研究\*

马振东 李艳霞 单光祥

(中国地质大学地球化学系, 武汉)

**提 要:**通过对长江中下游及邻区震旦系—早古生界内一些沉积叠加改造型铋-金矿床、银多金属矿床的物源及富集机制的地球化学研究认识到,在研究该类矿床的成矿作用时,不能仅仅局限在传统的认识和思维模式上,而是应该从更大的时、空域,用地球化学的思维去观察、去分析它们的“源、运、储”;该类矿床成矿的有利因素,除了矿源层的物源基础(成矿元素丰度,赋存形式)外,其决定因素还在于后期叠加改造作用对成矿元素浓集能力的高低和效率强弱的控制。

**关键词:**沉积叠加改造型矿床 物源 富集机制 震旦系—早古生界 长江中下游及邻区

在长江中下游及邻区除了著名的沿江夕卡岩型、斑岩型铁铜(金)矿带和与壳熔花岗岩有关的钨-锡矿带外,还有诸多不容忽视的在基底和盖层中的沉积叠加改造型矿床。其中赋存于震旦纪—早古生代地层中的铋-金矿床,银多金属矿床尤为突出,如湖北通山徐家山铋金矿,江西武宁驼背山铋矿、江西德安曾家垅张十八银多金属矿等。对于这些矿床许多学者从不同侧面进行过甚为详尽的研究<sup>[1]</sup>,我们这次研究侧重于从区域成矿地球化学背景的角度,对这类沉积叠加改造型矿床的物源、富集机制进行探讨。

## 1 区域震旦纪—早古生代沉积地质环境

扬子陆块经过中、新元古代沟、弧、盆体系间的碰撞、挤压、褶皱、加厚、隆起、剥蚀等剧烈活动后,从震旦纪开始基底地壳下沉,广泛接收了海相碳酸盐岩和碎屑岩的沉积。由于南北基底构造活动继承性及物源等方面的差异,造成了扬子陆块东部南北两侧震旦系、寒武系、奥陶系沉积岩相特征明显不同。北侧以陆缘浅海相—滨海相碳酸盐岩沉积为主;南侧以陆缘深海相硅质、碳质泥岩和碎屑岩为主。晚震旦世—早寒武世南侧沉积作用的一个显著特点是陆源物质分异加剧,风化作用十分强烈,此时的沉积盆地为相对封闭的大陆边缘盆地,水体较深,含氧量很低,生物不断地繁殖死亡,海底形成了大量黑色硅泥质沉积,同时丰富的陆源物质源源不断沉淀下来,再加上海相火山物质的加入。为此,这些岩系中富集了大量碳质(石煤)、黄铁矿和 Ni、Co、Mo、V、U、Au、P、Mn、Cu、Pb、Zn、Sb、As、Hg 等元

\* 国家自然科学基金项目(49473187)和国家“八五”科技攻关计划(85-901-03-08D)联合资助

第一作者简介:马振东,男,1943年生,教授,主要从事地球化学、同位素地球化学的教学和科研工作。邮政编码:430074

1998-08-11 收稿,1998-12-23 修改回

① 周开郎、刘瑛、马长信、黄玲丽、胡笔正,1986,江西德安曾家垅锡矿,江西 916 地质大队内部资料

素,有时可直接富集成矿(石煤、磷、钒等),而更具普遍意义的是形成多金属元素的衍生矿源层,为其后的成矿作用提供了丰富的成矿物质。另外,不少成矿元素在这些岩系中,呈易活化的赋存状态(硫化物、碳泥质吸附、单质等),这为后期作用的萃取、活化迁移提供了至关重要的条件。

在扬子陆块中、新元古代基底的周缘地带的震旦纪、寒武纪、奥陶纪地层中分布着众多的铋-金矿床、银多金属矿床,并伴有 Hg、As 等元素组合。这些矿床的一个明显特点是严格受层位、岩类及构造(层间破碎带、裂隙带)控制,另外一个共同特征是后期作用(岩浆热液活动、构造应力场……)的强烈叠加改造。我们这次工作侧重对提供矿质的矿源层成矿元素丰度、赋存形式及活化富集机制等方面作些研究。

## 2 矿源层的成矿元素丰度

### 2.1 工作方法

本次研究设计施工了东西二条基干剖面,西基干剖面从赣西北(武宁、修水),通过湖北崇阳、大冶直到安徽宿松,东基干剖面从皖南(休宁、黔县、石台)通过长江直到皖中怀宁、巢县一带,在这两条基干剖面间辅以若干个短剖面控制寒武系、奥陶系南北岩相、岩类变化所造成元素丰度、组合的差异。基干剖面的位置原则上以所在地区区域地质调查队所测制的标准剖面为准。采样以组或统为单位,按岩类比例分配各采样单位的样品数。厚度大的地层以组(统)为单位进行同类样品的组合,一般每个组合样品由 5~6 个单样组成。样品分析由原地质矿产部地球物理地球化学勘查研究所鄢明才高级工程师(教授级)组织实施<sup>[2]</sup>。本文仅就 Au、Ag、Cu 等 16 种成矿(伴生)元素列出其所采用的测试方法、分析的检出下限、标准样测试的平均相对误差(RE)和重复样的平均相对偏差(RD)<sup>[2]</sup>,见表 1。这样的分析质量

表 1 元素分析及质量评估<sup>[2]</sup>

Table 1. Analytical methods and quality evaluation of elements

| 元素 | 分析方法    | 测定下限<br>/10 <sup>-6</sup> | RE/%<br>(n=155) | RD/%<br>(n=125) | 元素 | 分析方法 | 测定下限<br>/10 <sup>-6</sup> | RE/%<br>(n=155) | RD/%<br>(n=125) |
|----|---------|---------------------------|-----------------|-----------------|----|------|---------------------------|-----------------|-----------------|
| Au | FA-ES   | 0.05                      | -4.0            | 24              | Sb | AF   | 0.05                      | 4.6             | 21              |
| Ag | AAN     | 20                        | 0.87            | 20              | Se | AF   | 10                        | -1.3            | 22              |
| Pd | FA-ES   | 0.1                       | -1.6            | 17              | Hg | AF   | 2                         | -4.3            | 22              |
| Pt | FA-ES   | 0.1                       | -4.1            | 30              | W  | POL  | 0.2                       | -5.1            | 21              |
| Cu | XRF, AA | 2.1                       | -2.1            | 14              | Sn | Es   | 0.2                       | 5.0             | 22              |
| Pb | XRF, AA | 2                         | 4.8             | 10              | Mo | POL  | 0.1~0.2                   | -1.2            | 24              |
| Zn | XRF     | 2                         | 0.95            | 4.4             | U  | INAA | 0.2                       | 2.2             | 1.5             |
| As | AF      | 0.1                       | -5.5            | 15              | Th | INAA | 0.2                       | -2.8            | 8.9             |

注: FA-ES—火试金光谱法; AAN—无火焰原子吸收法; XRF—X 射线荧光光谱法; AA—原子吸收分光光度法; AF—原子荧光光谱法; POL—催化极谱法; Es—电弧发射光谱法; INAA—仪器中子活化法

$RE = 1/n \sum (C_i - C_r) / C_r \times 100\%$ ,  $C_i$  为某一标准样某次实测结果,  $C_r$  为该标准样的标准值;

$RD = 1/n \sum |C_1 - C_2| / [(C_1 + C_2) / 2] \times 100\%$ ,  $C_1$ ,  $C_2$  分别为基本分析样和重复分析样的结果。Au、Ag、Pd、Pt、Se、Hg 的含量单位为 10<sup>-9</sup>, 其余单位为 10<sup>-6</sup> (以下各表元素含量单位均同表 1)

处于国内领先水平, 完全满足区域丰度研究的要求。根据地球化学过程的基本定律, 要获取“初始本底”丰度, 必须消除后期作用的叠加及个别样品代表性差等因素给总体平均含量带来的偏差, 为此以系为单位, 分别对东西基干剖面各时代地层及同一地层单位中不同岩类进行元素正态检验, 然后在对各时代不同岩类平均含量计算的基础上, 按照不同岩类在同一时代地层中所占的厚度比例, 加权平均求出各时代地层元素的丰度。从而, 为研究区提供了一套完整的长期可使用的基础地球化学背景数据。

## 2.2 地层及岩类成矿元素丰度特征

表 2 列出了区域震旦纪—早古生代地层中成矿元素丰度值, 表 3 列出了地层中各岩类成矿元素含量值, 从表上可清晰地看出。

表 2 长江中下游及邻区震旦系—下古生界成矿元素丰度表

Table 2. Abundances of ore-forming elements in Sinian-Lower Paleozoic strata in the middle and lower reaches of the Yangtze River

| 剖面位置 | 地 层               | Au   | Ag  | Pd   | Pt   | Cu  | Pb | Zn | As   | Sb   | Se   | Hg  | W    | Sn  | Mo   | U     | Th   |
|------|-------------------|------|-----|------|------|-----|----|----|------|------|------|-----|------|-----|------|-------|------|
| 太平   | 志留系               | 1.08 | 48  | 0.54 | 0.25 | 25  | 21 | 87 | 5.4  | 0.35 | 74   | 4   | 2.26 | 2.6 | 0.42 | 2.96  | 13.5 |
| 贵池   |                   | 1.09 | 46  | 0.75 | 0.53 | 33  | 24 | 84 | 6.5  | 0.41 | 124  | 16  | 1.87 | 2.4 | 0.31 | 3.12  | 14.8 |
| 武宁   |                   | 1.05 | 36  | 0.48 | 0.28 | 35  | 24 | 89 | 4.2  | 5.7  | 53   | 50  | 1.91 | 2.7 | 0.20 | 3.11  | 14.8 |
| 石台   | 北区                | 0.69 | 54  | 0.20 | 0.51 | 18  | 19 | 25 | 25.4 | 0.85 | 31   | 11  | 0.43 | 0.9 | 1.36 | 0.79  | 3.6  |
| 蒲圻   |                   | 0.51 | 95  | 0.20 | 0.78 | 211 | 20 | 50 | 3.6  | 0.97 | 49   | 29  | 0.83 | 1.8 | 0.43 | 1.26  | 9.6  |
| 宁国   | 南区                | 1.24 | 28  | 0.62 | 0.38 | 27  | 18 | 93 | 8.0  | 0.88 | 304  | 32  | 1.58 | 2.6 | 0.68 | 2.64  | 10.8 |
| 修水   |                   | 3.85 | 70  | 1.75 | 1.23 | 44  | 28 | 73 | 6.6  | 1.28 | 272  | 205 | 2.04 | 2.9 | 3.91 | 5.69  | 14.4 |
| 石台   | 北区                | 3.36 | 104 | 1.65 | 1.06 | 18  | 12 | 37 | 16.6 | 1.88 | 818  | 146 | 1.19 | 1.5 | 4.39 | 3.57  | 5.9  |
| 休宁   | 南区                | 2.56 | 428 | 3.26 | 1.42 | 43  | 23 | 94 | 15.2 | 1.92 | 2211 | 41  | 1.07 | 3.1 | 7.05 | 11.41 | 10.1 |
| 武宁   |                   | 1.48 | 73  | 1.25 | 0.63 | 26  | 15 | 55 | 5.6  | 1.07 | 278  | 45  | 1.27 | 2.5 | 1.60 | 3.56  | 9.8  |
| 休宁   | 南区                | 3.14 | 102 | 1.93 | 0.75 | 24  | 34 | 58 | 10.2 | 0.68 | 574  | 102 | 1.47 | 2.0 | 1.51 | 2.85  | 8.0  |
| 修水   |                   | 1.66 | 49  | 0.94 | 0.58 | 14  | 13 | 32 | 4.2  | 0.82 | 8.6  | 11  | 1.84 | 1.6 | 0.70 | 1.53  | 8.8  |
| 大陆   | 上部地壳 <sup>①</sup> | 1.8  | 50  | 0.5  | —    | 25  | 20 | 71 | 1.5  | 0.2  | 50   | —   | 2.0  | 5.5 | 1.5  | 2.8   | 10.7 |

① Taylor, 1985

(1) 震旦系、寒武系、奥陶系中 Au、Ag、Pd、Pt、As、Sb、Se、Hg、Mo、U 等元素丰度普遍较高, 且变化幅度较大。Au  $0.51 \times 10^{-9} \sim 3.85 \times 10^{-9}$ , Ag  $28 \times 10^{-9} \sim 428 \times 10^{-9}$ , Pd  $0.2 \times 10^{-9} \sim 3.26 \times 10^{-9}$ , Pt  $0.38 \times 10^{-9} \sim 1.42 \times 10^{-9}$ , As  $3.6 \times 10^{-6} \sim 25.4 \times 10^{-6}$ , Sb  $0.68 \times 10^{-6} \sim 1.92 \times 10^{-6}$ , Se  $31 \times 10^{-9} \sim 2211 \times 10^{-9}$ , Hg  $11 \times 10^{-9} \sim 205 \times 10^{-9}$ , Mo  $0.43 \times 10^{-6} \sim 7.05 \times 10^{-6}$ , U  $0.79 \times 10^{-6} \sim 11.41 \times 10^{-6}$ 。志留系各成矿元素含量趋于正常, 与上部地壳丰度相当。

(2) 寒武纪、奥陶纪的海相盆地由于沉积环境的南北差异, 北侧以浅海-滨海相碳酸盐岩沉积为主, 而南侧以陆缘深海相硅质、碳质泥岩和碎屑岩为主。为此, 沉积物中成矿元素的含量和组合明显不同, Au、Pd、Pt、U、Th 等元素和有机质南区比北区高出几倍至十几倍。

表 3 长江中下游及邻区震旦系—下古生界各岩类成矿元素含量表

Table 3. Contents of ore-forming elements in various Sinian-Lower Paleozoic rocks of middle and lower reaches of the Yangtze River and its neighboring areas

| 剖面位置            | 地层  | 岩类<br>(样品数) | Au            | Ag   | Pd   | Pt   | Cu  | Pb | Zn  | As      | Sb   | Se   | Hg   | W    | Sn  | Mo   | U    | Th   | 有机质 <sup>①</sup> |
|-----------------|-----|-------------|---------------|------|------|------|-----|----|-----|---------|------|------|------|------|-----|------|------|------|------------------|
| 太平              | 志留系 | 碎屑岩(15)     | 1.25          | 48   | 0.80 | 0.55 | 24  | 22 | 84  | 5.5     | 0.36 | 44   | 5    | 2.45 | 2.0 | 0.17 | 3.13 | 13.6 | 0.24             |
|                 |     | 泥质岩(13)     | 0.80          | 49   | 0.65 | 0.50 | 26  | 20 | 95  | 5.3     | 0.32 | 130  | 4    | 1.90 | 3.2 | 0.88 | 2.63 | 13.3 | 0.28             |
| 贵池              |     | 碎屑岩(17)     | 1.07          | 62   | 0.50 | 0.23 | 22  | 23 | 75  | 6.2     | 0.44 | 120  | 15   | 1.63 | 1.9 | 0.28 | 2.89 | 12.7 | 0.29             |
|                 |     | 泥质岩(7)      | 1.10          | 17   | 0.60 | 0.30 | 30  | 26 | 99  | 7.1     | 0.40 | 130  | 11   | 2.30 | 4.0 | 0.35 | 3.53 | 18.6 | 0.21             |
| 武宁              |     | 碎屑岩(16)     | 0.90          | 35   | 0.37 | 0.27 | 30  | 23 | 69  | 3.1     | 0.57 | 48   | 61   | 1.77 | 1.9 | 0.23 | 3.19 | 14.3 | 0.71             |
|                 |     | 泥质岩(13)     | 1.35          | 40   | 0.70 | 0.30 | 45  | 26 | 118 | 6.3     | 0.56 | 65   | 27   | 2.20 | 3.1 | 0.14 | 2.95 | 15.8 | 0.22             |
| 石台(N)           | 奥陶系 | 泥质岩(1)      | 3.00          | 69   | 3.10 | 1.40 | 54  | 11 | 100 | 16.7    | 1.00 | 420  | 2    | 0.83 | 1.8 | 1.30 | 3.74 | 7.5  | 0.38             |
|                 |     | 碳酸盐岩(16)    | 0.67          | 54   | 0.17 | 0.50 | 18  | 19 | 24  | 25.5    | 0.85 | 27   | 1    | 0.43 | 0.6 | 1.36 | 0.76 | 3.6  | 0.47             |
| 蒲圻(N)           |     | 泥质岩(3)      | 1.00          | 38   | 0.20 | 0.20 | 32  | 14 | 63  | 5.8     | 0.35 | 100  | 52   | 1.20 | 3.5 | 0.35 | 1.86 | 14.1 | 0.31             |
|                 |     | 泥灰岩(2)      | 0.35          | 8    | 0.20 | 1.50 | 13  | 21 | 67  | 2.9     | 0.45 | 23   | 13   | 1.30 | 1.8 | 0.28 | 1.65 | 10.9 | 0.17             |
|                 |     | 碳酸盐岩(9)     | 0.35          | 164  | 0.20 | 0.70 | 397 | 23 | 36  | 2.5     | 7.52 | 28   | 21   | 0.41 | 0.9 | 0.53 | 0.75 | 6.5  | 0.23             |
| 宁国(S)           |     | 碎屑岩(12)     | 0.85          | 19   | 0.45 | 0.20 | 26  | 17 | 94  | 6.7     | 0.68 | 360  | 31   | 1.55 | 2.5 | 0.49 | 2.48 | 10.2 | 0.24             |
| 修水(S)           | 陶系  | 泥质岩(10)     | 1.85          | 38   | 0.88 | 0.67 | 30  | 21 | 92  | 10.1    | 1.18 | 223  | 35   | 1.65 | 2.7 | 0.97 | 2.94 | 11.9 | 0.74             |
|                 |     | 泥灰岩(1)      | 1.10          | 122  | 0.60 | 0.30 | 13  | 8  | 37  | 6.2     | 1.50 | 170  | 11   | 0.47 | 1.4 | 0.47 | 2.09 | 6.9  | 0.95             |
|                 |     | 碎屑岩(1)      | 0.90          | 41   | 0.40 | 0.40 | 27  | 14 | 94  | 4.5     | 0.34 | 110  | 85   | 2.00 | 1.7 | 0.57 | 3.10 | 11.7 | 0.40             |
|                 |     | 泥质岩(11)     | 3.98          | 71   | 1.80 | 1.26 | 45  | 28 | 74  | 6.8     | 1.32 | 278  | 211  | 2.08 | 3.0 | 4.05 | 5.82 | 14.7 | 1.24             |
|                 |     | 碳酸盐岩(2)     | 0.80          | 55   | 0.50 | 0.40 | 13  | 42 | 32  | 3.0     | 0.22 | 170  | 13   | 0.14 | 1.1 | 0.33 | 2.05 | 5.3  | 0.64             |
| 石台(N)           | 寒武系 | 泥质岩(4)      | 8.80          | 198  | 4.60 | 2.50 | 47  | 22 | 78  | 36.8    | 4.00 | 2300 | 431  | 3.20 | 3.5 | 12.3 | 7.42 | 13.1 | 4.42             |
|                 |     | 泥灰岩(1)      | 0.80          | 60   | 0.80 | 0.20 | 19  | 14 | 25  | 15.4    | 1.60 | 300  | 30   | 0.52 | 1.4 | 2.70 | 3.10 | 6.2  | 1.03             |
|                 |     | 碳酸盐岩(9)     | 0.80          | 59   | 0.20 | 0.40 | 3   | 6  | 20  | 6.2     | 0.80 | 97   | 10   | 0.21 | 0.5 | 0.43 | 1.61 | 2.7  | 0.45             |
| 休宁(S)           |     | 硅质泥岩(5)     | 4.00          | 1823 | 9.10 | 3.60 | 95  | 16 | 173 | 39.4    | 5.30 | 8600 | 125  | 1.50 | 6.1 | 23.0 | 38.1 | 7.2  | 13.1             |
|                 |     | 硅质岩(2)      | 5.20          | 50   | 2.80 | 1.60 | 10  | 1  | 15  | 7.8     | 0.79 | 330  | 37   | 1.80 | 1.4 | 10.9 | 9.30 | 9.2  | 0.21             |
|                 |     | 泥质岩(6)      | 2.00          | 37   | 1.85 | 0.85 | 42  | 24 | 92  | 13.3    | 1.46 | 715  | 21   | 1.30 | 3.7 | 2.06 | 3.77 | 15.7 | 0.35             |
| 武宁(S)           | 震旦系 | 泥灰岩(20)     | 1.16          | 71   | 1.42 | 0.68 | 26  | 28 | 74  | 6.5     | 0.82 | 436  | 14   | 0.60 | 1.7 | 1.64 | 3.63 | 8.6  | 1.04             |
|                 |     | 硅质岩(2)      | 7.40          | 364  | 10.0 | 2.40 | 27  | 44 | 5   | 11.1    | 17.7 | 4800 | 1103 | 4.00 | 4.4 | 0.76 | 19.1 | 7.1  | 0.53             |
|                 |     | 泥质岩(14)     | 2.13          | 33   | 1.93 | 1.03 | 43  | 22 | 90  | 7.5     | 1.50 | 263  | 55   | 2.43 | 4.3 | 2.40 | 4.59 | 16.8 | 0.77             |
|                 |     | 碳酸盐岩(16)    | 0.80          | 102  | 0.50 | 0.25 | 10  | 10 | 26  | 3.9     | 0.38 | 205  | 18   | 0.21 | 0.8 | 0.92 | 2.37 | 3.8  | 0.71             |
| 休宁(S)           | 震旦系 | 碎屑岩(14)     | 3.63          | 74   | 1.83 | 0.77 | 26  | 40 | 66  | 11.6    | 0.76 | 517  | 121  | 1.73 | 2.3 | 1.62 | 2.97 | 9.5  | 0.75             |
|                 |     | 硅质岩(2)      | 1.20          | 317  | 3.00 | 0.70 | 17  | 5  | 11  | 4.8     | 0.33 | 1200 | 20   | 0.28 | 0.6 | 1.30 | 3.01 | 1.2  | 0.76             |
|                 |     | 碳酸盐岩(1)     | 0.30          | 51   | 1.10 | 0.50 | 12  | 11 | 14  | 1.6     | 0.34 | 89   | 10   | 0.30 | 0.9 | 0.43 | 0.88 | 1.1  | 0.29             |
|                 |     | 碎屑岩(8)      | 1.70          | 30   | 0.65 | 0.40 | 9   | 10 | 26  | 1.8     | 0.40 | 27   | 3    | 1.80 | 1.6 | 0.42 | 1.50 | 9.1  | 0.12             |
| 修水(S)           |     | 硅质岩(2)      | 2.40          | 216  | 3.20 | 2.20 | 18  | 45 | 2   | 13.7    | 2.60 | 5300 | 494  | 3.60 | 1.2 | 20.7 | 5.25 | 2.8  | 6.47             |
|                 |     | 泥质岩(8)      | 2.00          | 232  | 3.50 | 2.15 | 64  | 48 | 89  | 20.9    | 4.40 | 270  | 50   | 3.15 | 2.8 | 1.95 | 2.16 | 10.3 | 0.23             |
|                 |     | 碳酸盐岩(3)     | 0.40          | 29   | 1.00 | 0.60 | 6   | 12 | 43  | 15.6    | 1.50 | 150  | 25   | 0.23 | 0.4 | 0.90 | 0.67 | 3.0  | 0.55             |
| 世界 <sup>②</sup> |     | 砂岩          | $n \times 10$ | —    | —    | $n$  | 7   | 15 | 1   | 0.0 $n$ | 50   | 30   | 1.6  | 0.11 | 0.2 | 0.4  | 1.7  |      |                  |
|                 |     | 页岩          | 70            | —    | —    | 45   | 20  | 95 | 13  | 1.5     | 600  | 400  | 1.8  | 6    | 2.6 | 3.7  | 12   |      |                  |
|                 |     | 碳酸盐岩        | $n \times 10$ | —    | —    | 4    | 9   | 20 | 1   | 0.2     | 80   | 40   | 0.6  | 0.71 | 0.4 | 2.2  | 1.7  |      |                  |

①有机质单位为%；②据 K K Turekian, 1961；(S)、(N)分别表示南区、北区

环境的差异必然导致物源的不同, 从 Au、Pd、Pt (铂族元素) 等元素组合提供的信息分析, 在陆缘深海环境中源自深部 (上地幔) 的来源不容忽视。到了志留纪扬子陆块东部成为一个较统一的沉积盆地, 沉积物主要以碎屑岩为主, 成矿元素含量、组合趋于一致, 再无南北沉

积区之分了(见图 1)。

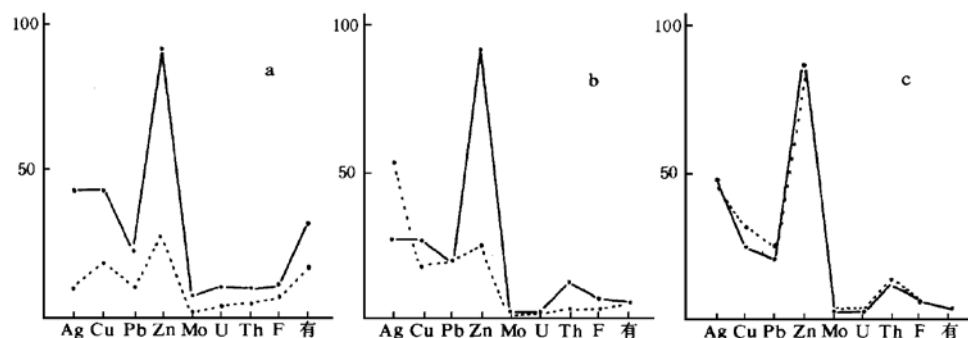


图 1 皖南寒武系、奥陶系、志留系南北沉积盆地成矿元素演化趋势

— · — 南区; · · · 北区。a. 寒武系成矿元素演化趋势, 其中 Ag 单位为  $10^{-10}$ ; b. 奥陶系成矿元素演化趋势, 其中 Ag 单位为  $10^{-9}$ ; c. 志留系成矿元素演化趋势, 其中 Ag 单位为  $10^{-9}$ ; a、b、c 中 F 单位为  $10^{-8}$ , 其它元素单位为  $10^{-6}$ , “有”为有机质, 单位为  $10^{-1}$

Fig. 1. Evolutionary trend of ore-forming elements in southern and northern Cambrian, Ordovician and Silurian sedimentary basin of southern Anhui.

— · — Southern area; · · · Northern area; a—Evolutionary trend of ore-forming elements in Cambrian; b—Evolutionary trend of ore-forming elements in Ordovician; c—Evolutionary trend of ore-forming elements in Silurian (Unit:  $10^{-10}$  for Ag of Cambrian,  $10^{-9}$  for Ag of Ordovician and Silurian,  $10^{-8}$  for F,  $10^{-6}$  for other elements,  $10^{-1}$  for organic matter).

(3) 成矿元素在各地层岩类中的含量特征各具特色(表 3): ① 上震旦统、下寒武统、上奥陶统中的硅质岩、硅质泥岩、泥质岩是成矿元素最富集的岩类, 其中 Au、Ag、Sb、Mo、Hg 等元素是世界正常岩类(Turekian, 1961)的几倍至十几倍, 甚至几十倍。另一个特点是有机质十分丰富, 如修水城北上震旦灯影组硅质岩中有机质含量达 6.47%, 而皖南休宁下寒武统荷塘组硅质泥岩中有机质含量高达 13.1%, 这显然是与早古生代的缺氧事件有关, 它们形成于缺氧的大陆边缘深海盆地。这些岩类的层位构成了扬子陆块盖层中第一个衍生的矿源层; ② 值得注意的是 Pd、Pt 等元素在以上岩类中异常富集, 下寒武统硅质岩、硅质泥岩中 Pd  $9.10 \times 10^{-9} \sim 10.00 \times 10^{-9}$ , Pt  $2.40 \times 10^{-9} \sim 3.60 \times 10^{-9}$  (据孙枢等 1986 年研究表明, 华南下寒武统黑色页岩中亦显示了 In、Pd、Pt、Au 等元素的异常)。这一信息示踪着什么? 是深海海底火山作用的产物(本研究还测定了歙县伏川蛇绿岩套中的蛇纹岩 Pd、Pt 的含量, 它们分别是  $6.4 \times 10^{-9}$ ,  $6.8 \times 10^{-9}$ )? 还是天外星体撞击的痕迹? ③ 在同一层位该岩类中富集了这么多的元素, 这其中不知蕴藏着多少人类目前还无法解开的“谜”, 放射性元素 U 也是其一, U 含量高达  $19.10 \times 10^{-6} \sim 38.10 \times 10^{-6}$ 。有一种说法是新元古代后, 陆源化学风化、化学沉积明显增强,  $U^{4+}$  易氧化为  $U^{6+}$ , 并形成易溶解的  $UO_2^{2+}$  (铀酰络离子) 大量进入海盆, 由于早寒武世的陆缘裂陷盆地, 水体较深, 含氧量很低, 为此大量铀还原成  $U^{4+}$ , 被有机质、碳泥质吸附而沉淀下来, 造成了碳质泥质岩石中的铀的富集。另一种假说是地球内部的液态铁和氧化铀, 在全球构造运动过程中, 大量的铀涌向地球表层, 这些铀毁灭了一些有机体的生存, 同时又导致其它有机体的迅速发展; ④ 震旦纪—早古生代地层中各岩类间由于物质来源、沉积

环境及元素本身的地球化学性质等方面的因素,造成岩类间元素含量几倍、十几倍,甚至上百倍的差异。如: Au 在碳酸盐岩中为  $0.35 \times 10^{-9} \sim 0.8 \times 10^{-9}$ , 在泥质岩、硅质泥岩中达  $4.00 \times 10^{-9} \sim 8.00 \times 10^{-9}$ ; As 在碎屑岩中为  $1.8 \times 10^{-6} \sim 6.7 \times 10^{-6}$ , 在泥质岩、硅质泥岩中达  $36.8 \times 10^{-6} \sim 39.4 \times 10^{-6}$ ; Se 在碳酸盐岩中为  $27 \times 10^{-9} \sim 205 \times 10^{-9}$ , 在硅质岩、硅质泥岩中达  $4800 \times 10^{-9} \sim 8600 \times 10^{-9}$ ; 硅质岩本身在不同地区 Sb 的含量变化也大,从最小的  $0.33 \times 10^{-6}$  到最大的  $17.70 \times 10^{-6}$ ,相差 50 多倍。这也给后期叠加改造作用提供了十分有利的前提条件(物质间的不平衡就意味着运动)。

### 3 矿源层成矿元素的赋存状态

这次研究我们选择了震旦、寒武纪地层中 Cu 等成矿元素含量较高的岩类,进行了 Cu 的相态分析实验,见表 4。从表 4 获知,震旦、寒武系中的碳质页岩、硅质岩、碎屑岩及碳酸盐岩中,Cu 含量的 80%~90% 为硫化物相和铁、锰氧化物相,其中硫化物相在各岩类中占主导地位,这与有时能在肉眼和镜下观察到的黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等硫化物的纹层和星点浸染是吻合的;而铁、锰氧化物可能是原始胶体沉积物。大量实验表明:硫化物相、铁锰氧化物相、吸附相是元素极易释放的相态,只要环境物理化学条件( $T$ 、 $p$ 、pH、Eh……)的挠动,在一定条件下  $\text{Cu}^{2+}$ 、 $\text{Ag}^{+}$ 、 $\text{Sb}^{2+}$ 、 $\text{Pb}^{2+}$ 、 $\text{Zn}^{2+}$  等离子即释放出来,与合适的络合剂化合成络合物,随热流体迁移。

表 4 震旦、寒武系矿源层 Cu 相态分析

Table 4. Cu phase analysis of the Sinian and Cambrian source beds

| 系           | 统  | 组    | 岩 性       | 吸附相 | 碳酸盐相 | 铁、锰<br>氧化物相 | 硫化物相 | 硅酸盐相 | 累加总量  | 实测<br>岩石总量 |
|-------------|----|------|-----------|-----|------|-------------|------|------|-------|------------|
| 寒<br>武<br>系 | 上统 | 西阳山组 | 含细粒黄铁矿灰岩  | 3   | 1    | 12          | 97   | 4.5  | 117.5 | 100        |
|             | 下统 | 观音堂组 | 含碳页岩      | 3   | 3    | 5           | 27   | 1    | 39    | 44         |
|             |    | 王音铺组 | 黑色碳质页岩    | 3   | 1    | 10          | 15   | 3    | 32    | 45         |
| 震<br>旦<br>系 | 上统 | 灯影组  | 含黄铁矿碳硅质岩  | 3   | 1    | 16          | 21   | 4.4  | 45.5  | 50         |
|             | 下统 | 陡山沱组 | 含黄铁矿灰岩透镜体 | 1   | 1    | 9           | 60   | 3    | 74    | 80         |
|             |    | 铜门组  | 含黄铁矿石英砂岩  | 0   | 1    | 9           | 10   | 3    | 23    | 50         |

注:由中国地质大学地球化学系中心实验室测定

### 4 物源的铅、硫同位素示踪

对于这类矿床物源问题探讨的另一个有效途径是铅、硫同位素示踪,这次研究我们采集了从基底到盖层中沉积黄铁矿的样品,较系统地测定了它们的铅<sup>[5]</sup>、硫同位素组成,尤其重点测定了几个重要的矿源层,用它来示踪层控矿床的物源。如江西德安曾家垅锡多金属矿田中,在隐伏二云母碱长花岗岩接触带夕卡岩型锡矿的外围,震旦、寒武纪地层中有层状、似层状的张十八银、铅、锌矿(图 2)和宝山锑、金矿等,以往的认识是岩浆热液金属元素沉淀的温

度分带所致。然而从它们的铅同位素组成特征来看,却大相径庭(见表5)。从表5中很难得出 Sn 和 Ag、Pb、Zn 等是同源的结论。这种两两对应(同步)的现象不是偶然的,而是反映了各自不同的源区,Sn 元素主要来自成矿母岩二云母碱长花岗岩,而 Ag、Pb、Zn 等矿质主要源于基底和赋矿围岩。

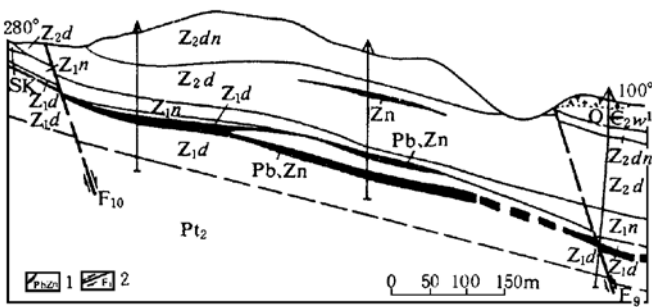


图 2 江西德安张十八银、铅、锌层状、似层状矿体  
(据江西 916 队 1986 资料修编)

Q—第四系;  $_{2}w^1$ —寒武系下统王音铺组下段;  $Z_{2dn}$ —震旦系上统灯影组;  $Z_{2d}$ —震旦系上统陡山沱组;  $Z_{1n}$ —震旦系下统南沱组;  $Z_{1d}$ —震旦系下统洞门组;  $Pt_2$ —双桥山群; SK—夕卡岩; 1—银、铅、锌矿体; 2—断层及编号

Fig. 2. Zhangshiba stratoid silver, lead and zinc orebodies in Dean County, Jiangxi Province.

Q—Quaternary;  $_{2}w^1$ —Lower Member of Lower Cambrian Wangyinpu Formation;  $Z_{2dn}$ —Upper Sinian Dengying Formation;  $Z_{2d}$ —Upper Sinian Doushantuo Formation;  $Z_{1n}$ —Lower Sinian Nantuo Formation;  $Z_{1d}$ —Lower Sinian Dongmen Formation;  $Pt_2$ —Shuangqiaoshan Group; SK—Skarn; 1—Silver, lead, Zinc orebody; 2—Fault and serial number.

表 5 曾家垅锡多金属矿田铅同位素组成

Table 5. Lead isotope composition of the Zengjialong tin-polymetallic ore field

| 采样地点 | 地质产状            | 测定对象       | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | 资料来源           |
|------|-----------------|------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------|
| 张十八  | 洞门组砂岩中层状银、铅、锌矿床 | 黄铁矿        | 17.110                            | 15.449                            | 37.330                            | 江西 916 队, 1986 |
|      |                 | 黄铁矿        | 17.691                            | 14.809                            | 37.674                            |                |
| 修水   | 灯影组富含黄铁矿硅质层     | 黄铁矿        | 17.866                            | 15.596                            | 37.606                            | 本文, 1993       |
|      | 陡山沱组含黄铁矿灰岩透镜体   | 黄铁矿        | 17.976                            | 15.598                            | 38.059                            |                |
|      | 南沱组冰碛砾岩中黄铁矿     | 黄铁矿        | 17.992                            | 15.491                            | 37.824                            |                |
|      | 洞门组石英砂岩中黄铁矿     | 黄铁矿        | 17.849                            | 15.574                            | 37.742                            |                |
| 武宁   | 双桥山群板岩中黄铁矿      | 黄铁矿<br>(2) | 18.028                            | 15.657                            | 38.078                            | 江西 916 队, 1986 |
| 曾家垅  | 夕卡岩型锡矿石         | 黄铁矿        | 21.046                            | 16.608                            | 38.366                            |                |
|      | 二云母碱长花岗岩        | 长石         | 20.717                            | 15.930                            | 38.746                            |                |
|      | 黑云母二长花岗岩        | 长石         | 29.852                            | 21.450                            | 39.948                            |                |

注: 括号内为样品数

虽然硫同位素组成的变化受诸多因素的控制(硫源及形成矿物时体系的物理化学条件

等), 因此用硫同位素来反映硫源有一定局限性, 但是用来对岩浆热液系统和地层中建造水、深循环水热液系统的硫源加以区别, 其示踪效应还是十分明显的。如湖北通山徐家山锑矿, 其矿石中的辉锑矿、黄铁矿、重晶石等硫同位素组成与地层中沉积黄铁矿、重晶石的硫同位素是何其的相似 (见表 6), 说明它们之间硫同位素组成在后期热液叠加改造过程中达到了充分的交换和平衡, 为此矿石中的硫同位素组成基本上受控于地层中的硫源 (硫化物和硫酸盐)。

表 6 徐家山锑矿床及地层中含硫矿物硫同位素组成

Table 6. Sulfur isotope composition of sulfur-bearing minerals from the Xujiashan antimony deposit and strata

| 采样地点       | 地质产状              | 测定对象<br>(样品数) | $\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$  | 资料来源                         |
|------------|-------------------|---------------|---------------------------------|------------------------------|
| 徐家山<br>锑矿床 | 灯影组中层状<br>辉锑矿体    | 辉锑矿 (38)      | $\frac{+12.1 \sim +14.4}{13.5}$ | 愈惠隆 <sup>[1]</sup> ,<br>1986 |
|            |                   | 黄铁矿 (6)       | $\frac{+21.5 \sim +39.7}{28.6}$ |                              |
|            |                   | 重晶石 (2)       | $\frac{+26.1 \sim +28.4}{27.3}$ |                              |
| 宜昌         | 灯影组中<br>沉积重晶石     | 重晶石 (1)       | +26.9                           | 本文, 1993                     |
| 修水<br>武宁   | 震旦纪各组地层中<br>沉积黄铁矿 | 黄铁矿 (4)       | $\frac{+4.3 \sim +39.6}{24}$    |                              |

## 5 区域叠加改造成矿作用机制的讨论

现代成矿理论研究表明: 成矿元素在区域各地质体中丰度的高低是成矿重要的有利因素, 然而不是决定因素, 决定因素是在区域内各种地质、地球化学过程中元素浓集能力的高低和效率的强弱。有些地质体成矿元素含量很高, 但由于元素富集能力低、效率弱, 结果仍浓集不到目前工业所能利用的程度; 另外有些地质体成矿元素含量并不十分高, 但具有强烈的连续富集机制的作用, 最终形成具有一定规模的工业矿床。为此, 对区域物源系统的成矿机制的研究具有至关重要的意义。

在基本无区域变质作用叠加的长江中下游及邻区震旦纪—早古生代的沉积地层中, 元素活化、迁移、富集的机制则以局部因素的特殊性起主导作用, 如酸性花岗岩侵入的底辟作用、构造应力作用、产热元素驱动深层卤水循环作用……, 等等。这里仍以江西德安曾家垅锡矿田为例来说明。从图 3 可清楚地看到, 锡矿田内元素围绕彭山隐伏的二云母碱长花岗岩体为中心作有规律的面型分带: ① Sn (锡石)-As (毒砂) 带 (I) 分布于隐伏岩体的顶部及外接触带; ② 往外离岩体较远的 Ag-Pb-Zn 带 (II); ③ Sb-Au 带 (III); ④ 最外侧是 F (萤石)-Ba (重晶石) 带 (IV)。成矿温度自高温的 Sn-As 带 (锡石: 563~570℃, 石英 312~420℃) 往外逐渐降低。元素分带和成矿温度规律变化十分清楚地显示, 中生代壳熔花岗岩侵入的底辟作用是曾家垅锡多金属矿田的主要成矿机制, 但是一个矿田的形成是诸多地质、地球化学过程综合作用的结果。为此, 矿田中各种矿体的物源、富集机制等必然各具特色: ① Sn、As

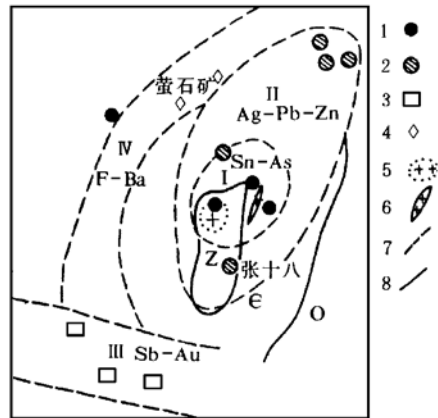


图3 曾家垅锡多金属矿田金属元素面状分带  
1—Sn-As带(I); 2—Ag-Pb-Zn带(II); 3—Sb-Au带(III); 4—F-Ba带(IV); 5—隐伏花岗岩; 6—花岗岩脉;  
7—分带线; 8—地层界线; Z—震旦系; —寒武系; O—奥陶系

Fig. 3. Planar zoning of metallic elements in Zengjialong tin-polymetallic orefield.

1—(I) Sn-As zone; 2—(II) Ag-Pb-Zn zone; 3—(III) Sb-Au zone; 4—(IV) F-Ba zone; 5—Concealed granite; 6—Granite dike; 7—Boundary of zone; 8—Stratigraphic boundary.

矿体的成矿物质来自基底下部地壳重熔岩浆的期后含矿气液热流体; ② 而张十八银、铅、锌矿体的成矿元素主要来自基底和赋矿围岩(铅同位素示踪等), 它们的活化、迁移的地质营力显然是底辟岩浆的热场所致; ③ 矿田中普遍的萤石化则是富含挥发分( $F^-$ 等元素)的岩浆气液流体以 $[SnF_6]^{2-}$ 络离子形式在搬运途中, 物理化学条件改变, 络合物分解, 锡石( $SnO_2$ )沉淀, 配位体 $F^-$ 离子与围岩中 $Ca^{2+}$ 离子结合的结果; 萤石化普遍(尤其是在外围形成独立萤石矿)的另一种可能的机制是震旦、寒武系泥质岩中的F(从本次研究分析结果获知在震旦、寒武系泥质岩中F的含量高达 $1458 \times 10^{-6} \sim 2620 \times 10^{-6}$ ) 在岩浆热场的作用下活化后重新组合的产物。

通过以上对曾家垅彭山隐伏花岗岩的底辟侵入作用控制各类元素的富集机制及空间分布的分析表明, 我们研究成矿作用时, 不能仅仅局限在传统的认识和思维模式上, 而是应该从更大的时、空域, 用地球化学的思维去观察、去分析它们的矿源及富集

机制。这样就有可能获得较符合客观实际情况的解释。又譬如, 有些矿区通过工作证实既无岩浆活动, 又无明显的构造应力作用的痕迹, 然而矿体和蚀变作用却客观地存在(当然不是同生的沉积矿床, 后生矿床的特征清晰)。那末, 是何种机制促使元素富集成矿呢? 作者从层控铀矿形成机制所获的启迪<sup>[3]</sup>, 提出了产热元素驱动深层热卤水循环作用的成矿机制, 供讨论。在沉积作用过程中由于沉积环境和物源的缘故, 形成了一些富U、Th、 $^{40}K$ 等产热元素的层位及岩类。表3清楚地显示: ① 寒武、奥陶系中某些岩类具有较富集的U、Th(K)等产热元素, 通过计算得知它们有较高的产热率( $A_o$ ), 其中最显著的是碳质页岩、含碳硅质页岩( $A_o$ :  $3.21 \sim 6.45 \mu W/m^3$ )。同时, 它们也是诸多成矿元素初始富集的矿源层; ② 碳酸盐岩的产热率是各类岩石中最低的( $A_o$ :  $0.41 \sim 0.99 \mu W/m^3$ ), 其成矿元素的含量比矿源层低1~2个数量级, 岩类之间形成了较大的产热率和含量梯度的落差。众所周知, U、Th、 $^{40}K$ 是产热的放射性元素, 地壳内部放射性产热元素的分布是决定其热结构、热状态的重要参数。为此, 它们也是岩层中元素活化、迁移不可忽视的地质营力。在野外我们注意观察就会发现, 碳质泥岩、含碳硅质岩常常发生脱碳化和褐红色铁染, 有些是风化作用及热液蚀变所不能解释的。其原因很可能就是放射性元素U、Th、 $^{40}K$ 放射性衰变所产生的热(据计算震旦系底面的温度可达 $157 \sim 187^\circ C$ )<sup>[4]</sup>。放射性生成热一方面随着时间推延而积聚起来, 另一方面由于热传导而失散, 但当U等元素含量较高, 聚积的热量高于失散的热量时, 温度会缓慢地增加, 形成一

个个小型的热异常场,促使元素活化,有机质热解;另外放射性衰变所产生的强氧化基因,促使有机质氧化,Fe 等元素变价 ( $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mo}^{2+} \rightarrow \text{Mo}^{6+} \dots\dots$ ),从而发生了脱碳化和褐红色铁染,改变了某些元素的赋存状态,使它们进一步活化、迁移。由于温度梯度、浓度梯度及压力的差异,会造成岩石中毛细管、微裂隙中封存水的循环对流,影响到较大的范围。尽管这种作用很缓慢,范围不会很广泛,但它是一种恒制的过程。在岩层深部漫长的地质历史中,是一种不可忽视的成矿作用,对某些元素的富集可能起到主导作用。对于这一可能的成因机制的研究还很不完善,有待于进一步认识和提高。

综上所述,对于沉积叠加改造型矿床成矿作用的关键在于矿源层的物源基础(成矿元素丰度及赋存形式)在其后叠加改造动力成矿机制(如岩浆-火山热动力、构造热动力、衰变热动力……)的作用下,在一定的成矿空间驱动相应热流体作循环运动,使之某些成矿元素从分散或初始富集状态,经过活化、萃取、迁移后进入有利的容矿层位和容矿构造空间中富集成矿。对于某一沉积叠加改造型矿床来说,以某种后期叠加作用的成矿机制为主,但是在不少情况下,它又是多种作用综合叠加的结果。

#### 参 考 文 献

- 1 愈惠隆,曹微. 湖北徐家山锑矿特征、稳定同位素组成及其成矿机理的初步探讨. 地质论评, 1986, 32 (3): 264~273.
- 2 鄢明才,迟清华著. 中国东部地壳与岩石的化学组成. 北京: 科学出版社, 1997, 1~13.
- 3 刘继顺,章邦桐,张祖还著. 华南东部陆壳地球化学演化与铀的区域成矿. 长沙: 中南工业大学出版社, 1991.
- 4 马振东,单光祥. 长江中下游区域地壳热结构及研究意义. 地球科学, 1997, (1): 62~64.
- 5 Ma Zhendong, Shan Guangxiang. The background of regional lead isotopic compositions and its application in the lower and middle reaches of Yangtze River and neighbouring areas. Acta Geologica Sinica, 1997, (2): 158~170.

## GEOCHEMICAL STUDY ON SOURCES AND ENRICHMENT MECHANISM OF THE REFORMED AND SUPER- IMPOSED SEDIMENTARY DEPOSITS

Ma Zhendong, Li Yanxia, Shan Guangxian

(Institute of Geochemistry, China University of Geosciences, Wuhan 430074)

**Key words:** reformed and superimposed sedimentary deposit, source, enrichment mechanism, Sinian-Lower Paleozoic, the lower and middle reaches of the Yangtze River and neighboring areas

#### Abstract

Based on geochemical studies on sources and enrichment mechanism of several Sinian-Lower Paleozoic reformed and superimposed sedimentary deposits such as antimony-gold de-

posits and silver-polymetallic deposits in the lower and middle reaches of the Yangtze River and neighboring areas, the authors have acquired the following understanding: First, when we study the ore-forming process of this kind of deposits, we should observe and analyse their source, transportation and reservoir geochemically from a broader time-space domain instead of being confined to the traditional knowledge and mode of thinking. Second, the key factors of ore-forming process for this type of deposits include the advantageous material basis of the source bed (abundances of ore-forming elements, mode of occurrence) and, more decisively, the concentration capacity and the efficiency of the ore-forming elements derived from late reformation and superimposition.

In this study, some conclusions have been reached: (1) as different rocks of Sinian-Lower Paleozoic strata in the study area have different source materials, deposition environments and element properties, element contents vary considerably, with the differences ranging from several times to hundreds of times; (2) the ore-forming elements in various rocks exist in such readily-releasing phase forms as sulfides, ferromanganese oxides and adsorption phase, which provides advantageous prerequisite for element mobilization and extraction in later reformation and superimposition; (3) the leading factor of the ore-forming process in the study area is the local special mechanism in later reformation and superimposition, as exemplified by the Zengjialong antimony polymetallic orefield in Jiangxi, whose leading ore-forming mechanism is the underplating of Mesozoic melted crustal granite. The ore-forming material of the tin-arsenic orebody came from ore-bearing hydrothermal fluid in late remelting magmatic stage. The ore-forming elements in the Zhangshiba silver-zinc-lead orebody mainly came from the basement and ore-bearing surrounding rocks, and the geological agent for their mobilization and transportation is apparently the thermal field of underplating magma. The widespread fluoritization in the ore field resulted from the decomposition of the complex compound; when the magmatic fluid rich in volatiles ( $F^-$  etc.) was the form of complex ion  $[SnF_6]^{2-}$  in the process of transportation, the complex compound was decomposed, cassiterite ( $SnO_2$ ) was precipitated, and the complex anion  $F^-$  was combined with  $Ca^{2+}$  in surrounding rocks, consistent with the change of the physicochemical conditions. Another possible mechanism for widespread fluoritization (especially the single fluorine ore formed in the periphery) might be the activation and recombination of high fluorine ( $1458 \times 10^{-6} \sim 2620 \times 10^{-6}$ ) matter in Sinian-Cambrian argillite under the action of magmatic thermal field.