

滇中昆阳裂谷中段含矿白云石岩的 交代地幔碳酸质岩浆喷发证据^{*}

张永北^{1, 2, 3} 毕华^{1**} 余龙师¹ 孙世华² 邱家骧³ 徐成彦³ 王人镜³

1. 海南省师范大学资源环境与旅游系, 海口 570000; 2. 中国科学院地质与地球物理研究所中国矿物资源
重点实验室, 北京 100029; 3. 中国地质大学(武汉)地球科学学院, 武汉 47007

摘要 滇中扬子地台西缘昆阳裂谷是我国罕见的前寒武 Fe—Cu 成矿带. 武定—禄丰盆地正处于该裂谷中段之西侧, 是矿带的重要组成部分. 其中, 有大量容矿岩石是中元古代白云石岩, 并受环形断裂系统基底构造控制. 许多白云石岩含有丰富的硅酸盐矿物, 可见长石斑晶, 针状磷灰石, 以及微气孔, 结壳, 流线, 流面和火山碎屑构造和熔融包裹体及高温流体包裹体. 它们不可能是沉积白云岩, 大理岩或者热液碳酸盐岩. 岩石的 Zr/Hf 和 Nb/Ta 比值与共生幔源岩浆岩的一致, 但值域围绕地幔值离散分布. 白云石单矿物的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}\text{‰}$ 值为 5.99—18.4, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$ 值为 -3.01—0.94, 都包含在世界碳酸质火山岩的变化范围内. 副矿物磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}\text{‰}$ 值为 3.47—5.99‰, 与地幔源磁铁矿的 (<5.7‰) 一致. 硫化物的 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 值为 -5.09—5.78, 与幔源岩浆岩硫化物的一致, 中心值 +1.50 接近陨石硫. 含矿白云石岩全岩的 ϵ_{Nd} 值为 0.19—2.27, 计算的 $I_{\text{Sr}}=0.699143$ 和 0.70214, 而共生幔源岩石的 ϵ_{Nd} 值为 3.18—3.72. 所有证据证明上述矿物都是地幔岩浆成因, 含矿白云石岩不仅是火成的, 而且是交代型幔源的. 针状磷灰石标志着岩石是岩浆快速冷凝形成的. 而上述岩相学特征表明该火成活动是喷出的. 因此, 含矿白云石岩是碳酸质火山岩, 赋存其中的铁铜矿床应该是碳酸岩型矿床.

关键词 昆阳裂谷 含矿白云石岩 岩石成因 交代地幔 碳酸岩 火山岩 铁铜矿床

昆阳裂谷, 以盛产前寒武铁铜矿床著称, 是我国罕见的铁铜多金属成矿带. 裂谷北段和南段分别有东川, 易门等大型铜矿. 近年东川附近又发现稀矿山式大型含黄铜矿磁铁矿床. 裂谷带内大小铁, 铜矿点更是星罗棋布. 几十年来, 该成矿带地质研究不断深入, 成果丰硕^[1, 2], 人们对矿床地质认识不断提高. 20世纪90年代, 发现昆阳裂谷大量 Fe, Cu 矿床, 矿点, 矿化点主要赋存于昆阳群因民组和落雪组白云岩中, 称为含矿白云岩. 但是, 该白云岩及其矿床成因至今还争论不休. 90年代初, 多数学者认为这些岩石, 矿床是沉积成因, 因

为它们的造岩矿物是碳酸盐矿物^[1]. 90年代后, 一些学者提出热液沉积成因的观点^[2]. 但都缺乏同位素地球化学证据.

本文的研究对象即该套含矿岩石. 为了避免成因学争论, 按矿物组成命名原则, 称之为含矿白云石岩. 1997年, 经过深入开展对裂谷中段西侧元古代武定—禄丰盆地含矿白云石岩的成因学研究, 碳酸质火山成因观点正式提出^[3-9]. 武定—禄丰盆地蕴藏丰富的铁, 铜矿床, 如迤纳厂, 鹅头厂含铜铁矿, 以及观天厂, 大箐和中村等铜矿, 是昆阳裂谷成矿带的重要组成部分. 碳酸质火山岩一旦确认, 将对理解裂谷

2007-09-04 收稿, 2007-12-19 收修改稿

* 国家自然科学基金资助项目(批准号: 40061003)

** 通信作者, E-mail: bh@hainnu.edu.cn

©1994-2018 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

带成矿作用有极其重要的科学意义^[6]。

通过对武定—禄丰盆地内迳纳厂^[7]、邵家坡等矿区含矿白云石岩的研究，又有许多新的证据发现。文中将提供 HFSEs 和全岩 Sm—Nd, Rb—Sr

同位素，造岩矿物和副矿物的稳定同位素等数据，结合新发现的岩相学证据，进一步证明武定—禄丰盆地含矿白云石岩是交代地幔来源的碳酸质岩浆喷发成因。

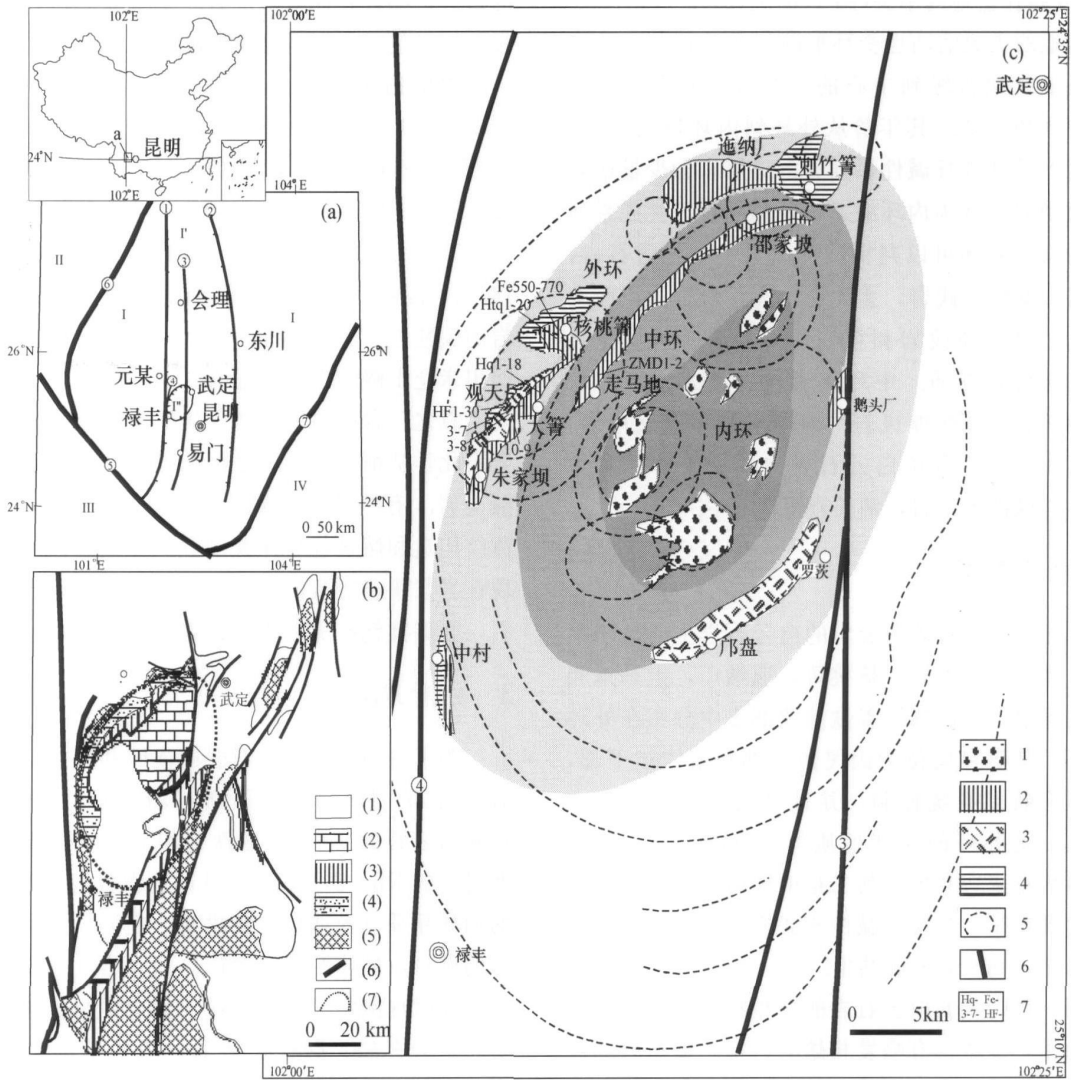


图 1 元古代武定—禄丰盆地及其碳酸质火山岩的构造地质简图

(a) I—扬子地台西缘，I'—昆阳裂谷，I''—武定—禄丰盆地；II—松潘—甘孜印支褶皱带，III—三江褶皱带，IV—华南褶皱带，①—元谋—绿汁江断裂；②—小江断裂；③—汤丹—易门断裂；④—德古断裂；⑤—金沙江—红河断裂；⑥—龙门江断裂；⑦—昭通—卢江—师宗—弥勒断裂。(b) (1)—震旦纪—新生代盖层；(2)—绿汁江组；(3)—落雪组；(4)—因民组；(5)—美党组；(6)—深大断裂；(7)—武定—禄丰椭圆形盆地。(c) 1—拉斑玄武质次火山角砾岩体；图例 2 至 4—火山岩—火山碎屑沉积岩；2—碱性火山岩，含含矿白云石岩；3—粗面—安山质火山岩；4—流纹岩；5—遥感图像解译的环形构造；6—区域深断裂，断裂编号同图(a)；7—采样编号及位置

1 地质概况

昆阳裂谷位于康滇地轴南段的扬子地台西缘。武

定—禄丰盆地处于裂谷中段西侧，是中元古代大陆裂谷活动产物，呈椭圆形特征(图 1(a), (b))^[1, 8]。

盆地的基底构造是一系列环形断裂。该环形断

裂系统可以从 TM 图像中观察到, 有部分被震旦纪—新生代地层覆盖(图 1(b), (c)). 因此, 中元古代地层的分布也受该断裂系统控制: 老地层(因民组和落雪组)分布在盆地的边部, 而新地层(绿汁江组)分布在盆地的中央(图 1(b)之(2)).

盆地的火成活动也受环形断裂系统控制, 并集中形成从盆地边缘到中心的三个环, 分别称为外环, 中环和内环. 其年龄从外环到内环依次变新. 火山岩产状从外环碱性系列火山碎屑岩含少量熔岩和次火山岩转变为内环缺乏喷发相的拉斑玄武系列次火山岩. 外环可以判别的火山岩主要为霞石岩, 碧玄岩, 碱性玄武岩, 玄武岩, 玄武玢岩, 粗面玄武玢岩, 高钾流纹岩和粗安岩, 多数已经绿泥石化, 绢云母化变质. 中环见碱性玄武岩, 玄武玢岩, 钠长岩, 碱性煌斑岩. 内环主要为玄武玢岩, 苦橄玄武玢岩. 含矿白云石岩主要见于外环和中环, 并与碱性火山岩, 钠长岩密切共生.

2 岩石学特征

以往被称为含矿白云石的白云石岩主要见于平地厂, 观天厂, 大箐, 核桃箐, 迳纳厂, 走马地和邵家坡等地. 它们都沿着盆地西部集中分布在外环和中环. 其赋存层位为因民组上部和落雪组下部, 也受环形断裂系统控制, 并且可以分辨出两种产状: 其一是外环的层状地质体, 与霞石岩, 碧玄岩, 碱性玄武岩共生; 其二是中环的岩脉和角砾岩墙, 角砾岩筒, 与块状碱性玄武岩, 玄武玢岩和碱性煌斑岩, 钠长岩岩脉共生.

第一种产状的白云石岩的岩相特征以火山碎屑岩的为主, 少量具有喷发相熔岩特征, 如熔岩的流面, 流线, 微气孔, 绳状和结壳构造. 有的呈现为沉凝灰岩, 与喷发相和沉积相过渡, 向上逐渐过渡为海底热液碳酸盐沉积岩, 如硅纹白云岩, 假叠层石白云岩. 这种火山—沉积岩组合主要存在于盆地凹陷早期形成的因民组顶部和落雪组下部, 并被落雪组(上部)—鹅头厂组和绿汁江组覆盖.

两种产状的白云石岩都呈浅黄色, 粉红色, 乳白色, 棕色和灰色, 它形细粒结构, 条带状, 条纹状, 流纹状和角砾状构造. 常见矿物组合为白云石, 铁白云石, 菱铁矿等主要矿物和钠长石, 金云母, 钠—更长石, 角闪石, 钠铁闪石(如观天厂,

核桃箐, 少量), 微斜长石等次要矿物, 以及磷灰石, 金红石, 锆石, 磁铁矿, 黄铁矿, 烧绿石和氟碳铈钇矿(少量)等副矿物. 第一种产状的岩石常见圆形气孔和长石斑晶. 两种产状岩体, 尤其在岩体的边部, 都含有针状磷灰石. 主要造岩矿物白云石常见熔融包裹体和高温流体包裹体^[9].

含矿白云石岩的化学成分为: SiO_2 5.01%, TiO_2 2.00%, Al_2O_3 3.14%, Fe_2O_3 2.45%, FeO 8.34%, MnO 1.55%, MgO 12.30%, CaO 29.31%, Na_2O 0.35%, K_2O 0.44%, P_2O_5 1.03%, CO_2 35.55%. LREE/HREE 为 10—19. ΣREE 为 27.03—141.10 $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$, 与俄罗斯西北克拉半岛超基性杂岩的碳酸岩 (20—200 $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)^[10] 相近, 也与我国四川米仓山碳酸岩的相近^[11].

总之, 含矿白云石岩, 从矿物组合和岩相学及岩石化学特征看, 都不是沉积碳酸盐岩或者热液碳酸盐岩. 有些特征, 如针状磷灰石, 气孔, 结壳, 流纹构造和熔融包裹体及高温流体包裹体, 通常出现在岩浆快速冷凝的火成岩中. 而钠铁闪石, 烧绿石, 氟碳铈钇矿等矿物是碳酸岩的常见矿物.

3 分析方法

为了查明含矿白云石岩的成因和来源, 测定了岩石的 Zr, Hf, Nb, Ta 等高场强元素(HFSE)数据和白云石的 C—O, 磁铁矿的 O, 硫化物的 S 以及岩石的 Rb—Sr, Sm—Nd 同位素数据. 以此为目的样品采自迳纳厂, 核桃箐, 观天厂和大箐等矿区的矿石, 矿体围岩, 含矿白云石岩. 为了便于对比, 同时也测定了武定—禄丰盆地中与其共生的霞石岩, 碧玄岩, 碱性玄武岩, 和共存的玄武岩玢岩, 苦橄玄武玢岩, 以及相邻沉积白云岩, 热液白云岩的数据.

高场强元素的 ICPMS 分析和 O, C, S 及 Sr, Nd 同位素测试分别在 Finningan MAT 元素系统, GIMS/EA 系统(Delta S/EA1108), 五 Faraday 杯的 Finningan MAT 252 和 Finningan MAT 262 系统中进行.

ICPMS 分析的样品处理步骤如下: (1) 取 40 g 样品粉末入坩埚, 加 1 mL Hf + 0.3 mL (1:1) HNO_3 酸溶解, 并在 150 °C 蒸干. (2) 加 1 mL Hf + 0.3 mL (1:1) HNO_3 酸, 将样品置于密闭罐, 在

200 °C 3 d 条件下溶解样品, 之后打开密罐再蒸干. (3) 加 2 mL HNO₃ (1 : 1) 再将样品置于密罐恒温 150 °C 12 h 溶解样品, 打开密罐蒸干. (4) 加 2 mL HNO₃ (1 : 1), 等待 2—3 h 后, 观察确定样品已经全部溶解后, 再加 1 mL 500 × 10⁻⁹ 的标准溶液, 并加 50 mL 1% HNO₃ 稀释. 所有操作完成后, 用于 ICPMS 测试的样品就已制备完毕.

含矿白云石岩的 C, O 同位素是从碳酸盐矿物中提取的. CO₂ 是从 15 mg 样品 + 100% HPO₃ 混合物中在 1/10 Pa 真空和 25 °C 恒温条件下蒸馏出来的.

用来校准 Sr, Nd 同位素分馏的标准参数分别是 ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr=0.1194 和 ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219. 样品的制备步骤如下: (1) 称 50 mg 样品和 50 mg 的 ⁸⁷Rb—⁸⁴Sr 及 100 mg ¹⁵⁰Nd—¹⁴⁹Sm 稀释剂于烧杯; (2) 常压下加热的浓盐酸和高氯酸溶液完全溶解样品; (3) 蒸干样品后再用 6 mol/L HCl 溶解; (4) 蒸干样品后再用 2.5 mol/L HCl 溶解, 然后将溶液

转移到离心管, 经 6 min 离心转动后 (转速是 5000 rpm), 分离溶液和沉淀物, 取出溶液. Rb—Sr 和 Sm—Nd 的分离采用以下化学过程: 将清溶液从离心管中取出, 转移到 Dowex AG50W × 12 (mesh) 离子交换柱, 用稀盐酸冲洗交换柱, 当 Rb, Sr 和 REE 先后从交换柱中释放出来的时候, 分别收集相应的溶液. 完成以上步骤后, 将 REE 溶液注入 P507 离子交换柱, 再用稀盐酸冲洗交换柱, 提取 Sm, Nd 溶液. 通过以上方法, Rb, Sr, Sm, Nd 也分别从样品中分离.

4 Zr/Hf, Nb/Ta 比值

表 1 列出了含矿白云石岩和霞石岩, 碧玄岩, 苦橄玄武玢岩, 玄武玢岩等幔源岩石及沉积白云岩, 热液白云岩等壳源岩石的 Zr, Hf, Nb, Ta 的平均含量和比值. 图 2 是这些岩石的 Zr/Hf—Nb/Ta 图解.

表 1 含矿白云石岩幔源岩浆岩和沉积白云岩的 Zr 与 Hf, Nb 与 Ta 含量和比值 (μg·g⁻¹)

| 编号 | 岩石名称(样品数量) | 来源 | Zr | Hf | Nb | Ta | Zr/Hf | Nb/Ta |
|----|------------|-----------|------|-------|------|-------|-------|-------|
| 1 | 含矿白云石岩(7) | 核桃篝矿区 | 103 | 3.19 | 8.00 | 0.66 | 32.27 | 12.07 |
| 2 | 霞石岩(2) | | 97 | 3.1 | 8.5 | 0.5 | 31.29 | 17.00 |
| 3 | 苦橄玄武玢岩 | 共生的地幔源岩浆岩 | 42 | 1.5 | 7.5 | 0.6 | 28.00 | 12.50 |
| 4 | 碧玄质玢岩(32) | | 301 | 7.9 | 31.3 | 2.2 | 37.94 | 14.41 |
| 5 | 球粒陨石 | 文献 [15] | 6.84 | 0.2 | 0.35 | 0.02 | 34.20 | 17.50 |
| 6 | 原始地幔 | 文献 [16] | 11.1 | 0.306 | 0.75 | 0.043 | 36.27 | 17.44 |
| 7 | P-MORB | 文献 [17] | 11.3 | 0.26 | 0.72 | 0.062 | 43.46 | 11.61 |
| 8 | 大陆地壳 | 文献 [13] | 200 | 3 | 24 | 2.1 | 66.67 | 11.43 |
| 9 | 邻区沉积白云岩(6) | 核桃篝矿区 | 7 | 0.08 | 1.50 | 0.35 | 87.50 | 4.35 |

Zr—Hf, Nb—Ta 是两对稳定离子价态, 离子半径, 配位, 晶格能系数, 电负性, 电离势十分接近的元素对, 在岩浆演化过程中, 彼此之间很难分离^[12, 13]. 单一来源的岩浆可以通过结晶分离演化成多种产物, 但是不论这些元素的含量发生多大变化, 如果没有外来物质加入, 它们的比值与源区基本保持一致. 图 2 所示的 Zr/Hf—Nb/Ta 判别图是根据大量地壳和地幔岩石数据, 经对数处理后投点确定的. 由此可见, 图中地幔岩和地壳岩都固定分布在完全不同的范围内. 将全球典型幔源岩石和壳源岩石的数据在图中投点, 所有幔源岩石都投入 M 区, 而壳源岩石则投入 C 区.

研究发现热液交代, 分离结晶, 超高压部分熔融等可导致元素对分馏, 使比值有所偏离, 但偏离范围并不远离源区特征, 而且在图解中有不同表现形式. 热液交代通常引起两对元素同时分馏, 在图中表现为投点围绕源区特征离散分布; 分离结晶一般引起两元素对之一分馏, 或一强一弱, 在图解中形成穿越源区的带状分布; 超高压部分熔融主要引起 Zr, Hf 分馏, 在图解中形成从源区发出的水平带状分布. 因此, 通过仔细分析两对元素的比值变化可以明辨岩浆的来源^[14].

表 1 所列各类岩石的原始数据在图 2 的投点分布特征显示, 含矿白云石岩与共生的幔源岩石都重

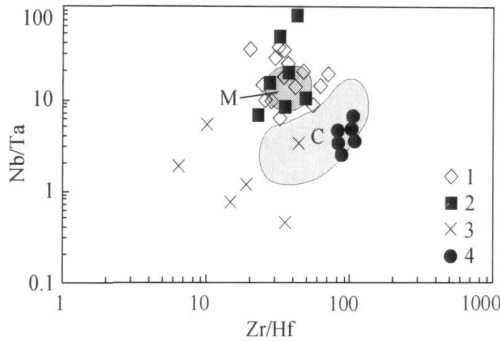


图 2 含矿白云石岩、碧玄岩和沉积白云石的 Zr/Hf—Nb/Ta 图解

1—幔源岩浆岩, 2—含矿白云石岩, 3—热液白云岩, 4—沉积碳酸盐岩. M—根据 35 组已发表数据对数值限定的地幔范围, C—根据 250 组已发表数据对数值限定的地壳范围

叠在围绕幔区 M 的同一区域, 但与邻近的沉积, 热液白云岩完全不同. 该现象反映了上述两种岩石的来源是一致的, 都来自地幔, 而与沉积或者热液白云岩是不同源的. 图 2 显示, 含矿白云石岩和地幔源岩石的数据点并未局限在地幔区内, 而是围绕 M 区离散分布, 表明岩石应当来源于交代地幔.

5 碳、氧和硫同位素

武定—禄丰盆地的含矿白云石岩中, 白云石的含量普遍大于 70%, 是主要造岩矿物. 同时, 磁铁矿, 黄铜矿, 黄铁矿等的总含量为 5%—15%, 是重要的副矿物. 它们的 C, O, S 同位素特征是含矿白云石岩十分重要的成因标志.

5.1 白云石的碳、氧同位素

图 3 显示了不同起源的岩石典型的同位素特征, 全球总碳酸岩^[18, 19]: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}\text{‰}$ 值为 6—25, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$ 值为 -8—1; 全球典型侵入碳酸岩^[20]: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}\text{‰} \leq +10$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$ 值为 -8.0—-2.0; 研究区邻近沉积白云岩^[1]: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}\text{‰}$ 值为 19.08—23.99, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$ 值为 1.80—2.30.

含矿白云石岩基质的白云石同位素数据(图 3 之 2)总体上分布在高值区($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}\text{‰}$ 值为 14.91—18.75, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$ 值为 -1.99—0.94), 但是岩石中的白云石晶体碎屑(图 3 之 1), 不但颜色和尺寸明显与基质不同, 同位素比值也明显分布在低值区($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$ 值为 -3.01—-1.20, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}\text{‰}$ 值为

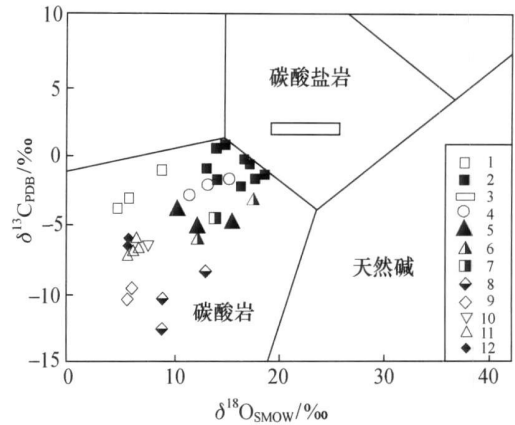


图 3 研究区白云石岩和沉积白云岩, 世界碳酸岩的碳氧同位素相关图

1—白云石晶体碎屑; 2—含矿白云石岩基质中的白云石晶体; 3—邻区沉积白云岩; 4—白云鄂博含矿碳酸岩; 5—白云鄂博碳酸岩墙; 6—12—据文献[19]碳酸岩数据

5. 99—10.15).

由此可见, 武定—禄丰盆地含矿白云石岩明显不同于沉积白云岩, 也不同于世界典型侵入碳酸岩, 但是, 仍然包含在世界总碳酸岩的范围内. ^{18}O 和 ^{13}C 主要在层状地质体, 角砾岩筒和岩脉中富集, 但在这些岩石的白云石晶体碎屑中没有. 这些白云石晶屑应当是在岩浆房中早期结晶的斑晶, 因此, 它们保存了含矿白云石岩的原始来源信息, 其碳、氧同位素数据可以指示岩石来源. 而基质的白云石是在岩浆晚期结晶的, 其碳、氧同位素体系已经被围岩混染或者因为分离结晶而分馏, 从而造成 ^{18}O , ^{13}C 富集.

5.2 磁铁矿的氧同位素

武定—禄丰盆地含矿白云石岩的磁铁矿相当丰富, 有的磁铁矿在岩石中富集足以形成矿石. 许多磁铁矿在容矿岩石的白云石晶体中, 还以包裹体的形式存在, 或者像白云石晶屑那样, 以火山碎屑的形式存在. 即使在矿体中, 磁铁矿与白云石呈它形粒状晶体共生. 因此, 磁铁矿与白云石一样, 结晶于同一物质, 而不是后期矿化作用的次生矿物. 这类磁铁矿的氧同位素数据, 可以指示含矿岩石的物质来源.

表 2 列出的氧同位素显示, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}\text{‰}$ 比值的 变化范围是 3.47—5.99, 包含在白云鄂博碳酸岩铁

矿床^[21, 22]的磁铁矿数据范围之内(2.40—6.9)^[23]。另外含矿白云石岩的白云石晶体常见熔蚀结构,有时可见熔融包裹体。因此,含矿白云石岩的磁铁矿

是从岩浆中结晶的,含磁铁矿的白云石岩当然也是岩浆固结的。

表 2 含矿白云石岩中的磁铁矿和造矿矿物的氧同位素数据

| 采样位置 | 样品号 | 岩石或者矿石名称 | 磁铁矿产状 ^{a)} | $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})/\text{‰}$ |
|-----------------|-------|----------|---------------------|---|
| 核桃箐铁矿 I 号矿体 | Fe550 | 细粒黄铜矿 | 造矿物* | 4.05 |
| | 551 | 块状磁铁矿 | | 4.87 |
| | 552 | 细粒黄铜矿 | | 5.41 |
| | 553 | 致密浸染状磁铁矿 | | 5.99 |
| | 554 | | | 4.02 |
| | 555 | 细粒条带状磁铁矿 | | 5.54 |
| 观天厂铜矿 0 线 | HF1 | 黑云母白云石岩 | 副矿物* | 3.45 |
| | HF4 | | | 4.50 |
| 观天厂铜矿 8 线 | HF13 | 黑云母粗面安山岩 | 副矿物** | 5.30 |
| | HF21 | | | 4.70 |
| 核桃箐铁矿 II 号矿体 | Htq9 | 黑云母白云石岩 | 副矿物** | 4.55 |
| | Htq12 | | | 5.31 |
| 核桃箐铁矿 I 号矿体 | Htq15 | 黑云母白云石岩 | 副矿物* | 4.76 |
| | Htq19 | | | 3.91 |
| | Htq5 | | | 4.90 |

a) 引自文献 [1]; ** 据中国科学院矿物资源重点实验室

5.3 硫化物的硫同位素

黄铜矿和黄铁矿在武定—禄丰盆地的含矿白云石岩中含量也十分丰富。它们都是含矿白云石岩的重要组成矿物,常常富集成矿或者与磁铁矿共生形成磁铁—黄铜矿床。在含矿白云石岩中以下列形式存在:(i)以粒状它形晶体在脉状、筒状和层状岩体中与白云石镶嵌共生,常常在层状岩体中聚集形成细粒条带,条纹和不规则囊状集合体,并与赋矿岩石的流纹构造平行;(ii)以黄铁矿和黄铜矿晶屑(含次生辉钴矿)与水下沉积火山碎屑岩的白云石晶屑共生,并常常在粒序层的底部和冲刷痕、波痕构造的槽谷部位聚集成矿石;(iii)以硫化物晶体包裹体或者熔融包裹体和流体包裹体中的硫化物微晶存在于白云石晶体中。

上述存在形式的硫化物矿物组合如表 3 所示。其中常见的矿物组合是磁铁矿+黄铁矿+辉钴矿+(钠铁闪石)+金云母+(钙镁闪石)+金红石+磷灰石,该组合表明硫化物结晶于含矿白云石岩成岩之初。与火山碎屑共存的硫化物碎屑也是白云石岩成岩之初的矿物。因此,硫化物集合体应该是本文所

言白云石岩的原始矿物。它们的硫同位素可以给出岩石物质来源的信息。

含矿白云石岩中也存在一些次生硫化物。其矿物组合是黄铁矿+石英+孔雀石+蓝铜矿+辉铜矿(表 3)。它们通常出现在岩石裂隙中,呈脉状,或者呈粒状与次生石英及其他次生矿物共生。这类硫化物是后期热液的产物,其硫同位素数据不能揭示含矿岩石的来源信息,应将它们同上述硫化物区别对待。

武定—禄丰盆地含矿白云石岩的原始硫化物 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 值列于表 3。所有这些白云石岩的硫化物硫同位素比值范围为 -5.09—5.78,中心值为 +1.50。

由此可见,原始硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 比值集中在一个狭窄的值域,并与超基性岩的($\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 值为 -1—5)^[25]和基性岩的($\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 值为 -2.5—10.5)相似,其中心值接近陨石硫。这些数据不仅与邻近沉积白云岩中黄铜矿的硫同位素比值($\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 值为 -3.2—17.9,中值 = +5.52)明显不同,也明显与全球沉积岩的($\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 值为 -64—100),蒸发岩的($\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 值为 10—20)及变质岩的($\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 值为 -20—20)不同。

表 3 含矿白云石岩及沉积白云石的硫化物硫同位素比值^{a)}

| 样品号 | 采样位置 | 岩石/矿石 | 矿物名称 | 共生矿物 | $\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$ | 中心值 | | | | |
|--|---|---|------------|--|---|------|-----------------------------|-------------------|--------------|--|
| Hfdq1 Daing16 19-1 19-2 20 24 | 大箐 I 号矿体 大箐矿区测点 I * 大箐矿区测点 II * 大箐矿区测点 III * | 火山碎屑岩 集块状白云石岩 火山碎屑岩 | 黄铜矿 | 黄铁矿, 辉钴矿, 磁铁矿, 金红石, 斜长石, 磷灰石 | 3.01 1.36 -2.63 -2.93 -2.85 -1.28 | 1.51 | | | | |
| Guang 1 HFgtc Zou 1 | 观天厂矿区 观天厂矿区 8 线 走马地 | 条带状岩石 气孔状岩石 白云石烟强 | 黄铁矿 黄铜矿 | 磁铁矿, 辉钴矿, 钠闪石, 斜长石. | 5.78 3.71 -5.09 | | | | | |
| Fe750 751 752 753 754 755 856 757 | 核桃箐 I 号矿体 | 浸染状斑铜矿 和黄铜矿石 斑点状斑铜矿 和黄铜矿石 斑铜矿和黄铜矿石 浸染状黄铜矿和 斑铜矿石 | 黄铜矿 | 磁铁矿, 黄铁矿, 辉钴矿, 斜长石, 钙镁闪石, 金红石, 磷灰石. | 3.30 5.70 4.70 0.10 3.87 -3.50 4.20 2.60 | | | | | |
| K9 K10 | | 平地场角砾岩颈 平地场脉岩 | | | 火山颈角砾岩 白云石脉岩 | | 黄铜矿 | 黄铁矿, 磁铁矿, 辉钴矿. | 3.36 3.72 | |
| Hetao-6 | | 核桃箐 I 号矿体 | | | 脉状黄铜矿石 | | 黄铜矿 | 黄铜矿, 石英 | 10.50 | |
| 矿区附近 | | 沉积白云岩 ** | | | 黄铁矿 黄铜矿 | | 白云石, 石英 孔雀石, 蓝铜矿 辉铜矿. | -3.2—17.9 | 5.52 | |

a) 引自文献 [1], ** 引自文献 [24]

6 Sm—Nd 同位素

表 4 所列分别是外环层状含矿白云石岩和共存

的粗面玄武岩岩墙群 5 件样品的 Sm—Nd 同位素数据. 采用 Ludwig (2 90 版) 程序计算获得的 I_{Nd} , $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 T_{DM} (亏损地幔模式年龄) 也列于表 4.表 4 含矿白云石岩及环状基性岩墙群的 Sm—Nd 同位素比值及其计算结果^{a)}

| 岩石 | 样品 | 测试结果 | | 计算结果 | | |
|-----------|--------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------|---------------------------|----------------------------|
| | | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | I_{Nd} | $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ | $T_{\text{DM}}(\text{Ga})$ |
| 碳酸熔岩和淬裂熔岩 | Hq13 | 0.511836±06 | 0.15629 | 0.509116 | 2.07 | 2.79 |
| | Hq3 | 0.511706±08 | 0.14757 | 0.507911 | 0.19 | 3.66 |
| | Hq5 | 0.511900±15 | 0.16178 | 0.508272 | 1.14 | 3.44 |
| | Hq10 | 0.511972±13 | 0.16928 | 0.507078 | 0.24 | 3.27 |
| | Hq18 | 0.511495±10 | 0.12538 | 0.509280 | 2.27 | 2.68 |
| 粗面玄武岩 | 3-7-1 | 0.511659±05 | 0.10501 | 0.510327 | 3.64 | 1.93 |
| | 3-7-2 | 0.512047±05 | 0.13925 | 0.510194 | 3.46 | 2.02 |
| 玄武岩 | 3-8-9 | 0.512151±06 | 0.15121 | 0.509996 | 3.18 | 2.16 |
| | 10-9-1 | 0.512067±06 | 0.14452 | 0.510035 | 3.24 | 2.12 |
| | 10-9-3 | 0.511958±08 | 0.12681 | 0.510383 | 3.72 | 1.89 |

a) 样品 3-8-9 中国科学院矿物资源重点实验室测定, 其余由中国地质大学壳幔开放实验室测定

由此可见, 表 4 的含矿白云石岩和粗面玄武岩 Sm/Nd 全岩等时线计算年龄分别为 $1685 \pm 250 \text{ Ma}$ 和 $1645 \pm 133 \text{ Ma}$. 含矿白云石岩的 I_{Nd} 值为 $0.507078 - 0.509280$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $0.19 - 2.27$,

T_{DM} 值为 $2.68 - 3.66(\text{Ga})$; 粗面玄武岩的 I_{Nd} 值为 $0.509996 - 0.510383$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $3.18 - 3.72$, T_{DM} 值为 $1.89 - 2.16(\text{Ga})$.

7 Rb—Sr 同位素

表 5 给出了含矿白云石岩的 Rb—Sr 同位素数据. 采用 Ludwing's (2 90 版)程序计算这些样品

的模式年龄也列其中. 所有用来测试的 10 件样品, 有 8 件是从外环同一层状岩石的连续剖面中采集的, 另外 2 件(ZMD—1, 2)则采自中环同一白云石岩脉, 采样位置参见图 1(c).

表 5 含矿白云石岩的 Rb—Sr 同位素比值及其计算结果^{a)}

| 岩石名称 | 样品号 | 测试结果 | | | 计算结果 | |
|----------|-------|---------------------|---------------------|------------------------------------|------------------------------------|---------------------|
| | | Rb/10 ⁻⁵ | Sr/10 ⁻⁵ | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | T _m (Ga) |
| 白云石岩墙 | ZMD—1 | 128.58 | 48.524 | 7.5544 | 0.812381±19 | 10.36 |
| | ZMD—2 | 96.156 | 106.09 | 2.4075 | 0.735231±40 | 09.59 |
| 层状白云石岩 | Hq6 | 61.149 | 78.693 | 2.2037 | 0.756863±15 | 17.67 |
| | Hq7 | 37.784 | 116.30 | 0.9191 | 0.731491±18 | 23.09 |
| | Hq8 | 36.613 | 99.991 | 1.0360 | 0.737868±32 | 24.95 |
| | Hq10 | 38.665 | 64.061 | 1.7102 | 0.748176±32 | 19.20 |
| | Hq3 | 144.854 | 109.757 | 3.4829 | 0.764668±16 | 12.71 |
| | Hq5 | 133.472 | 142.649 | 2.6497 | 0.751457±23 | 13.16 |
| | Hq13 | 169.262 | 2970.770 | 0.1610 | 0.720518±31 | ? |
| | Hq18 | 130.532 | 1517.444 | 0.2431 | 0.722995±15 | ? |
| 层状白云石岩平均 | | 94.041 | 637.458 | 1.5507 | 0.741755 | 1.782 |

a) 中国地质大学壳幔开放实验室测定

8 件层状含矿白云石岩(Hq3 至 18)的 Rb/Sr 全岩等时线年龄为 892 ± 12.9 Ma, $I_{Sr} = 0.71963 \pm 0.00037$. 该年龄与晋宁运动^[26, 27]区域低级变质事件相对应. 8 件样品平均数据计算获得平均模式年龄为 1.782 Ga, 平均 I_{Sr} (1.782 Ga) 为 0.702014, 对应的 $\epsilon_{Sr}(t=1782\text{Ma})$ 为 -0.14.

另外两件采自白云石岩脉的样品(ZMD—1, 2), 组成矿物主要是白云石和长石. 脉岩的 ZMD—1 样品主要由长石组成(包括钠长石和钾长石), 而 ZMD—2 样品主要为白云石. 因此, 由样品 ZMD—1 和 ZMD—2 组成的等时线可以看成内部等时线. 其等时线年龄为 1048 Ma, $I_{Sr} = 0.699143$. 该年龄与前人测定的相邻钠长石岩的 Rb/Sr 全岩等时线年龄(1024 Ma)一致^[1].

Rb—Sr 同位素系统在后期热事件中容易被改造. 滇中晚元古代发生的晋宁运动(861 Ma)^[29], 必然产生低温区域变质作用. 上述模式年龄接近或者老于晋宁运动, 因此, 它们的同位素系统必然受到晋宁运动的影响. 如果变质过于强烈, 其相应的初始比值 I_{Sr} 将不能指示物质来源.

样品 Hq3—18 的 Rb/Sr 等时线年龄(892 Ma) 远比各自的模式年龄小, 也远小于它们的 Sm/Nd

等时线年龄. 表明它们的 Rb/Sr 等时线年龄是晋宁运动过程中变质热事件的结果. 该等时线的初始比值 I_{Sr} 不能用来指示物质来源.

但是, 值得注意的是, 从层状白云石岩 8 件样品的数据平均后计算所得的 Rb/Sr 模式年龄(1.782 Ga) 与其 Sm/Nd 等时线年龄(1865 Ma) 十分接近, 该事实表明在后期变质过程中, 其 Rb—Sr 体系并没有外来物质混入, 因此, 运用现有的 Rb—Sr 同位素数据平均值及成岩年龄(Sm/Nd 等时线年龄或者模式年龄) 计算所得平均初始比值更加接近原始岩浆的特征^[27]. 该平均初始比值 I_{Sr} 为 0.7021, 表明外环的层状含矿白云石岩也是地幔来源的.

样品 ZMD—1 和 ZMD—2 的 Rb/Sr 内部等时线年龄(1048 Ma) 与其模式年龄(1036—959 Ma) 接近, 且高于晋宁运动的年代(861 Ma). 意味着该岩石内部等时线受区域热变质事件影响是微弱的. 因此, 其年龄应与成岩年龄接近, 而且相应的初试比值 I_{Sr} 可以指示岩浆来源.

从样品 ZMD—1 和 ZMD—2 Rb/Sr 内部等时线获得的初始比值 0.699143 较低, 略高于 BABI ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值(0.698990) 和 JUSI 比值(0.698976). 证明中环含矿白云石岩脉不是壳源岩石. 但是, 该

[1] 大麦地幅 1/5 万区域地质调查报告 (未刊)

数据与 1048 Ma 时期的地幔比值 (0.702807) (采用如下数据计算的结果: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70391$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0.0736$) 相比似乎太低, 这种情况可能与岩石物质源区发生了热液交代有关。

8 讨论

从一般的矿物组合, 岩石地球化学和岩相特征看, 武定—禄丰盆地的含矿白云石岩明显不同于沉积或者热液成因的白云岩。Zr/Hf, Nb/Ta 比值也显示, 该含矿白云石岩不同于相邻热液白云岩和沉积白云岩。虽然含矿白云石岩中的白云石 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (14.91‰—18.48‰) 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (-1.99‰—0.94‰) 变化范围宽广, 仍然包含在世界碳酸岩范围内, 并明显不同于邻区沉积白云岩的 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 19.08—23.99, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值为 1.8—2.3)。含矿白云石岩的原生硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 比值落在 -5.09‰—5.95‰ 的狭小范围内, 与超基性岩和基性岩 (如玄武岩) 硫化物的对应, 也与沉积白云岩的硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围 (-3.2‰—17.9‰) 截然不同。这些都证明含矿白云石岩既不是沉积白云岩也不是热液白云岩。

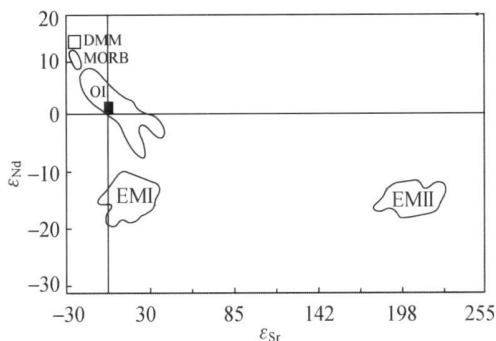


图 4 含矿白云石岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}-\epsilon_{\text{Sr}}$ 图解

(根据文献 [35] 修改)

DMM—亏损地幔; MORB—洋中脊玄武岩; OI—洋岛玄武岩; EMI—EMI 型富集地幔; EMII—EMII 型富集地幔; 黑色方块为含矿白云石岩 Sr—Nd 同位素比值变化范围

虽然这些岩石全岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 比值变化范围较宽, 白云石斑晶的比值 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值为 -3.01—-1.20, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 5.99—10.15) 却分布在世界典型碳酸岩的范围内。含矿白云石岩中磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 比值 (3.47—5.99)‰ 与地幔比值

($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} < 5.7$ ‰) 对应。原始硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 中心比值 (+1.50‰) 接近陨硫硫的比值。所有这些数据表明含矿白云石岩的主要造岩矿物 (白云石) 和主要副矿物都是火成矿物。

因为主要成岩矿物和主要副矿物是火成矿物, 这些矿物组成的岩石也应该是火成的。根据 Le Maitre 的定义^[28], 碳酸盐矿物含量超过 50% 的火成岩称为碳酸岩。另外, 虽然钠铁闪石, 钙钛矿和氟钙铈矿在这些白云石岩中的含量很少, 却是碳酸岩的标志性矿物。全岩化学成分以高 TiO_2 , P_2O_5 和 ΣREE 为特征, 与碳酸岩的特征一致, 这些含矿白云石岩属于碳酸岩。

世界上大多数碳酸岩的源区通常是地幔^[29—31], 富集地幔^[32], 交代地幔^[33] 或者地壳混染地幔^[34]。在本文 Zr/Hf—Nb/Ta 图解中, 含矿白云石岩与共生的幔源岩石互相重叠在一起, 含矿白云石岩的同位素比值 $\epsilon_{\text{Nd}}(t=1865\text{Ma})$ 值为 0.19—2.27, 略低于共存粗面玄武岩的 (3.18—3.72)。区内中环和外环的含矿白云石岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值低达 0.699143—0.70214。外环层状含矿白云石岩的 ϵ_{Nd} 和 ϵ_{Sr} 比值在 $\epsilon_{\text{Nd}}-\epsilon_{\text{Sr}}$ 图解 (图 4) 中显示的位置, 也表明它与大洋地幔柱玄武岩相似, 属地幔来源。但是, 图 2 含矿白云石岩 Zr/Hf, Nb/Ta 比值围绕地幔区在宽阔区域内离散分布的特征, 较低的 ϵ_{Nd} (0.19—2.27) 比值, 及变化较大的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.699143—0.70214) 初始比值, 揭示其地幔源区不是正常的地幔, 而是被交代的地幔。

结果表明含矿白云石岩是交代地幔衍生的火成碳酸岩。主要造岩矿物白云石包含熔融包裹体和高温流体包裹体, 意味着白云石是火成矿物。同时, 针状磷灰石通常结晶于快速冷凝相中。这种磷灰石晶体一般出现在层状含矿白云石岩中或者白云石岩脉的边部。表明层状含矿白云石岩是在岩浆快速冷凝条件下成岩的, 而白云石岩脉是具有淬冷边的浅成岩体。因此, 针状磷灰石, 熔融包裹体和高温流体包裹体进一步揭示了含矿白云石岩是在岩浆快速冷凝条件下形成的火成碳酸岩。

另外, 武定—禄丰盆地的层状含矿白云石岩具有喷出相的特征, 如气孔, 流线, 流面, 结壳, 绳状和火山碎屑构造, 以及斑状结构。而且与霞石岩, 碧玄岩, 碱性玄武岩等火山岩密切共生。这些

特征更进一步表明含矿白云石岩是碳酸岩浆喷发条件下快速冷凝的产物。因此,含矿白云石岩属于碳酸质火山岩。

9 结论

来自武定—禄丰盆地火山环外环和中环的含矿白云石岩并非沉积白云岩和热液白云岩,而是源区与共生霞石岩,碧玄岩,碱性玄武岩和玄武岩,玄武玢岩相同的幔源岩石。含矿白云石岩的主要造岩矿物连同大多数副矿物不仅是火成矿物,而且是在岩浆快速冷凝条件下结晶而成的。另外,这些岩石还具有碳酸质火山岩的矿物学,岩相学特征和交代地幔岩石化学特征,并且与地幔源碱性火山岩密切共生。因此,这些含矿白云石岩是来源于交代地幔的碳酸质岩浆喷发的产物。该结论揭示大多数赋存在这些白云石岩的铁铜矿床应该是碳酸岩型矿床。

致谢 本文的研究工作得到朱智华,毛圣杰,赵重顺,王汝兴和李杨等同志的支持和帮助,在此表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- 1 孙克祥,沈仁远,刘国庆,等.滇中元古宙铁铜矿床.武汉:中国地质大学出版社,1992,92
- 2 龚琳,何毅特,等著.云南东川元古宙裂谷型铜矿.北京:冶金工业出版社,1996
- 3 张永北,王豪,徐成彦.滇中昆阳群火成碳酸岩的发现及其意义.地质科技情报,1996,15(3):14—18
- 4 张永北,魏启荣.大箐铜矿含矿岩石包裹体研究.矿物岩石,1997,17(4):15—21
- 5 张永北,魏启荣,徐成彦,等.试论大箐亚式含铜白云岩的水下火山成因.岩石矿物学杂志,1998,7(1):23—29
- 6 张永北,魏启荣,徐成彦,等.我国发现元古代变质水下碳酸熔岩.科学通报,1997,42(21):2321—2324
- 7 Zhang YB, Zhao CS. The characteristic of Proterozoic apatite carbonatite in Kunyang rift in central Yunnan, China. Abstract in 31st IGC, Rio de Janeiro, Brazil, 2000
- 8 熊兴武,候蜀光,薛顺荣.滇中昆阳群因民组地层学与沉积古地理.武汉:中国地质大学出版社,1995
- 9 张永北,张文淮,魏启荣,等.大箐亚式铜矿碳酸盐浆屑和熔融包裹体的发现及其意义.地质科技情报,1997,16(4):35—38
- 10 Verhulst A, Balaganskaya E, Kirnarsky Y, et al. Petrological and geochemical (trace elements and Sr—Nd isotopes) character-

- istics of the Paleozoic Kovdor ultramafic alkaline and carbonatite intrusion (Kola Peninsula, NW Russia). Lithos, 2000, 51: 1—25
- 11 邱家骧,李昌年,喻学惠,等.秦巴碱性岩.北京:地质出版社,1993
- 12 Stefan Weyer, Carsten Muenker, Mark Rehkaemper, et al. Unusually low Zr/Hf and Nb/Ta ratios in the depleted mantle: Precise ID analysis of ultra low concentrations by MC-ICPMS. Journal of Conference Abstracts, 2000, 5(2): 1080
- 13 李昌年.火成岩微量元素岩石学.武汉:中国地质大学出版社,1992,1—10
- 14 Neal CR, James C Ely, Jinesh C Jain, et al. Differentiation of mars investigated using high field strength (HFS) and platinum group elements (PGEs). Lunar and Planetary Science XXX, 1999: 1002
- 15 Thompson RN., Magmatism in the British Tertiary Volcanic province. Scott J Geol, 1982, 18: 49—107
- 16 McDonough WF, Sun SS. Isotopic and geochemical systematics in Tertiary—Recent basalts from southeastern Australia and in picatation for the sub-continental lithosphere. Geochim Cosmochim Acta, 1985, 49: 2051—2067
- 17 Wood DA. A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. Geology, 1979, 7: 499—503
- 18 Somoilov VS, Plyusnin GS. The material source of RE-carbonatites. Geochemistry (in Russian), 1986, 7: 979—986
- 19 Bell K, Dawson JB. An assessment of the alleged role of evaporates and saline brines in the origin of NaIro carbonatite. In: Bell K, Keller J, eds. Carbonatite Volcanism, Berlin: Springer, 1995, 137—145
- 20 Kerrich R, Fryer BJ, King RW, et al. Crustal outgassing and LILE enrichment in major lithosphere structure, Archaean Abitibi greenstone belt: Evidence on the Bource reservoir from strontium and carbon isotope. Contrib Mineral Petrol, 1987, (97): 156—168
- 21 Le Bas MJ, Spiro B, Yang XM. Oxygen, carbon and strontium isotope study of the carbonatite dolomite host of the Bayan Obo Fe—Nb—REE deposit, Inner Mongolia, N China. Mineralogical Magazine, 1997, (61): 531—534
- 22 Le Bas MJ, Keller J, Kejie Tao, et al. Zhang Peishan, carbonatite dykes at Bayan Obo, Inner Mongolia, China. Mineralogy and Petrology, 1998, 46(3): 195—228
- 23 Wei JY, Shangguan ZG. Oxygen isotope composition of magnetite and hematite in Baiyun Ebo (Bayan Obo) iron deposit, Inner Mongolia. Scientia Geologica Sinica, 1983, 3: 217—224
- 24 李志伟.浅议“东川式”铜矿成因.云南地质,1992,11(1): 47—51
- 25 Wang KR. Genetic Mineralogy of the Earth and Universe (in

- Chinese). Hefei: Anhui Education Publishing House, 1989, 336—337
- 26 吴樊德, 段锦荪, 等著. 云南昆阳群地质. 昆明: 云南科技出版社, 1990
- 27 Zhang YB, Wang GL, Nie JF, et al. Isotopic ages of the carbonatitic volcanic rocks in the Kunyang rift zone in central Yunnan, China. *Acta Geologica Sinica (English edition)*, 2003, 77(2): 204—211
- 28 Le Maitre RW. *Classification and Nomenclature Schemes of Igneous Rocks*. London: Blackwell Scientific Publications, 1991, 12
- 29 Jones AP, Kostoula T, Stoppa F, et al. Petrography and mineral chemistry of mantle xenoliths in a carbonate-rich melilititic tuff from Mt. Vulture volcano, southern Italy. *Mineralogical Magazine*, 2000, 64(4): 593—613
- 30 Deines P. Stable isotope variations in carbonatites (abstract). In: Bell K. ed. *Carbonatites*. London: Unwin Hyman, 1989, 301—357
- 31 Stoppa F, Wooley AR. The Italian carbonatites: Field occurrence, petrology and regional significance. *Mineral and Petrology*, 1997, 59: 43—67
- 32 Castorina F, Stoppa F, Cundari A et al. An enriched mantle source for Italy's melilitite-carbonatite association as inferred by its Nd—Sr isotope signature. *Mineralogical Magazine*, 2000, 64(4): 625—639
- 33 Riley TR, Bailey DK, Harmer RE, et al. Isotopic and geochemical investigation of a carbonatite syenite phonolite, West Eifel (Germany). *Min Mag*, 1999, 63(5): 615—631
- 34 Demeny A, Ahijado A, Casillas R, et al. Crustal contamination and Fluid/Rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura, Canary Islands, Spain: A C, H, O isotope study. *Lithos*, 1998, 44: 101—115
- 35 邱家骥, 陶奎元, 赵俊磊, 等. 火山岩. 北京: 地质出版社, 1996