

湘西渣滓溪钨铋矿床白钨矿的 Sm-Nd 和 Sr 同位素地球化学

彭建堂¹⁾, 张东亮^{1,2)}, 胡瑞忠¹⁾, 吴梦君³⁾, 林源贤⁴⁾

1) 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳, 550002;
2) 中国科学院研究生院, 北京, 100049; 3) 湖南渣滓溪铋矿, 湖南安化, 413500;
4) 天津地质矿产研究所, 天津, 300170

内容提要:渣滓溪钨铋矿床位于湘西雪峰山弧形构造带的中段, 是我国典型的脉状充填型铋矿床。本文对渣滓溪矿区不同产状的白钨矿进行了 Sm-Nd 和 Sr 同位素研究。研究表明, 渣滓溪矿区白钨矿的 Sm/Nd 变化范围相对较宽(0.36~0.63), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 为 0.51211~0.51288; 在 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 图解中, 该矿白钨矿样品没有明显的线性分布趋势, 无法厘定出该矿的准确成矿时间。渣滓溪白钨矿的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 明显可分为两组(-10.2~-14.7 和 -3.79~+0.01), 其成矿流体中的 Nd 主要有两个来源, 一部分可能来自晚元古代地层或下伏陆壳基底的碎屑岩, 另一部分很可能与冷家溪群的基性、超基性岩有关。与 Nd 同位素不同, 渣滓溪成矿流体中 Sr 同位素组成均一化程度较高, 该矿白钨矿 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.7304~0.7329; 该矿这种明显富放射成因 ^{87}Sr 的成矿热液, 排除了成矿流体主要来自海水和赋矿围岩作为唯一矿源层的可能性, 下伏陆壳的结晶基底很可能是这种高放射成因 Sr 的提供者。沃溪和渣滓溪白钨矿 Sr-Nd 同位素组成的对比研究表明, 两矿区的成矿物质来源有所不同, 前者应来自一种更古老、更成熟、更富放射成因 Sr 的下伏陆壳基底。

关键词: 白钨矿; Sr、Nd 同位素; 物源示踪; 渣滓溪钨铋矿床; 湘西

由于 Sm、Nd 化学性质相似、离子半径相近, 母体(^{147}Sm)衰变形成的子体(^{143}Nd)易在矿物晶格中保存下来, 故 Sm-Nd 同位素体系易保持封闭, 具有较强的抗风化、抗蚀变能力, 是一种地质体精确定年和物源示踪的有效手段。自 20 世纪 80 年代末以来, 国外学者对脉型金矿和钨矿床中的白钨矿 Sm-Nd 同位素体系进行了较多研究(Bell et al., 1989; Kent et al., 1995; Anglin et al., 1996; Darbyshire et al., 1996; Ghaderi, 1998; Voicu et al., 2000; Oberthür et al., 2000; Kempe et al., 2001; Brugger et al., 2002), 近年来国内也陆续有人对热液矿床中白钨矿的 Sm-Nd 同位素组成开展研究(彭建堂等, 2003a; Peng and Frei, 2004; 彭渤, 2006; 熊德信等, 2006; 刘琰等, 2007)。一方面, 人们利用白钨矿的 Sm-Nd 同位素体系对金矿床或钨矿床进行同位素年龄测定(如 Bell et al., 1989; Anglin et al., 1996; Darbyshire et al., 1996; Eichhron et al., 1997; Kempe et al., 2001; 彭建堂等, 2003a;

刘琰等, 2007), 另一方面, 人们也常利用其初始 Nd 同位素组成 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, 单独或与 Sr 同位素联合来示踪流体的来源与演化、以及成矿物质来源, 进而确定脉型金矿床的成因(Bell et al., 1989; Kent et al., 1995; Ghaderi, 1998; Voicu et al., 2000; Kempe et al., 2001; 彭渤, 2006; 熊德信等, 2006)。

在湘西雪峰山一带的前寒武系浅变质岩中, 金、铋、钨矿床广泛分布, 典型矿床主要有沃溪金铋钨矿、渣滓溪钨铋矿、漠滨金矿、柳林汉金矿、西安钨矿、板溪铋矿和符竹溪金铋矿等(图 1), 该区是我国金-铋-钨矿床的重要分布区(黎盛斯, 1991; 刘英俊等, 1993; 中国人民武警部队黄金指挥部, 1996)。20 世纪 30~40 年代, 我国老一辈地质学家对该区金、铋、钨矿床进行了一些地质调查, 对其矿床类型、空间分布和矿床成因进行了初步研究(如张兆瑾, 1937; 王晓青, 1940; 程裕淇等, 1941; 喻德渊, 1944; 靳凤桐, 1949; 黎盛斯, 1949), 为后人研究奠定了良好的基础; 解放后, 我国地质工作者对该区金铋钨矿

注: 本文为国家自然科学基金面上项目(编号 40673021, 40472053)资助的成果。

收稿日期: 2008-07-12; 改回日期: 2008-09-03; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 彭建堂, 男, 1968 生。博士、研究员, 主要从事矿床学、同位素地球化学研究。通讯地址: 550002, 贵州贵阳市观水路 46 号, 中科院地球化学研究所; Email: pengjiantang@vip. gyig. ac. cn。

床开展了许多卓有成效的找矿勘探和基础理论研究工作,并取得了一系列非常重要的成果(如黎盛斯, 1979^①;1991;涂光炽等,1984,1987;张理刚,1985;张振儒,1989;马东升和刘英俊,1991;刘英俊等,1993;中国人民武警部队黄金指挥部,1996;毛景文等,1997;孟宪刚等,1999;Gu et al., 2002)。但对该区金、锑、钨矿床的成矿时代、成矿物质来源和矿床成因等关键问题,至今仍争议很大(毛景文和李红艳,1997;Yang and Blum, 1999;刘建明等,2002;顾雪祥等,2003,2005;彭建堂等,2003a,2003b;彭渤等,2003)。本文拟以该区渣滓溪钨锡矿床中的白钨矿为研究对象,试图利用其 Sm-Nd 和 Sr 同位素组成对该矿的成矿物质来源和成矿时间进行制约,为进一步探讨其矿床成因和进行区域成矿对比研究奠定基础。

1 矿床地质特征

渣滓溪钨锡矿床位于湘西雪峰山弧形构造带的中段(图 1),是我国产于前寒武纪老地层中具有代表性的交错脉状充填型锑矿床(鲍肖和包觉敏, 1996),其采矿历史悠久(始于 1906 年),是我国锑矿的重要产地。据统计,到 1999 年该矿累计探明的锑金属储量为 11.27 万吨,保有储量 8.81 万吨(朱训, 1999);最近在该矿的深部中段又发现一些新的锑矿资源。该矿白钨矿的资源也较丰富,据湖南 418 队(2004)估算,该矿白钨矿的 WO₃ 资源量(334)约 16.5 万吨,达到大型钨矿规模。

矿区出露的地层主要为上元古界的板溪群五强溪组,该地层沉积韵律明显:下段主要为灰绿色的石英长石砂岩及浅变质砾岩、砂砾岩;上段为灰色、灰

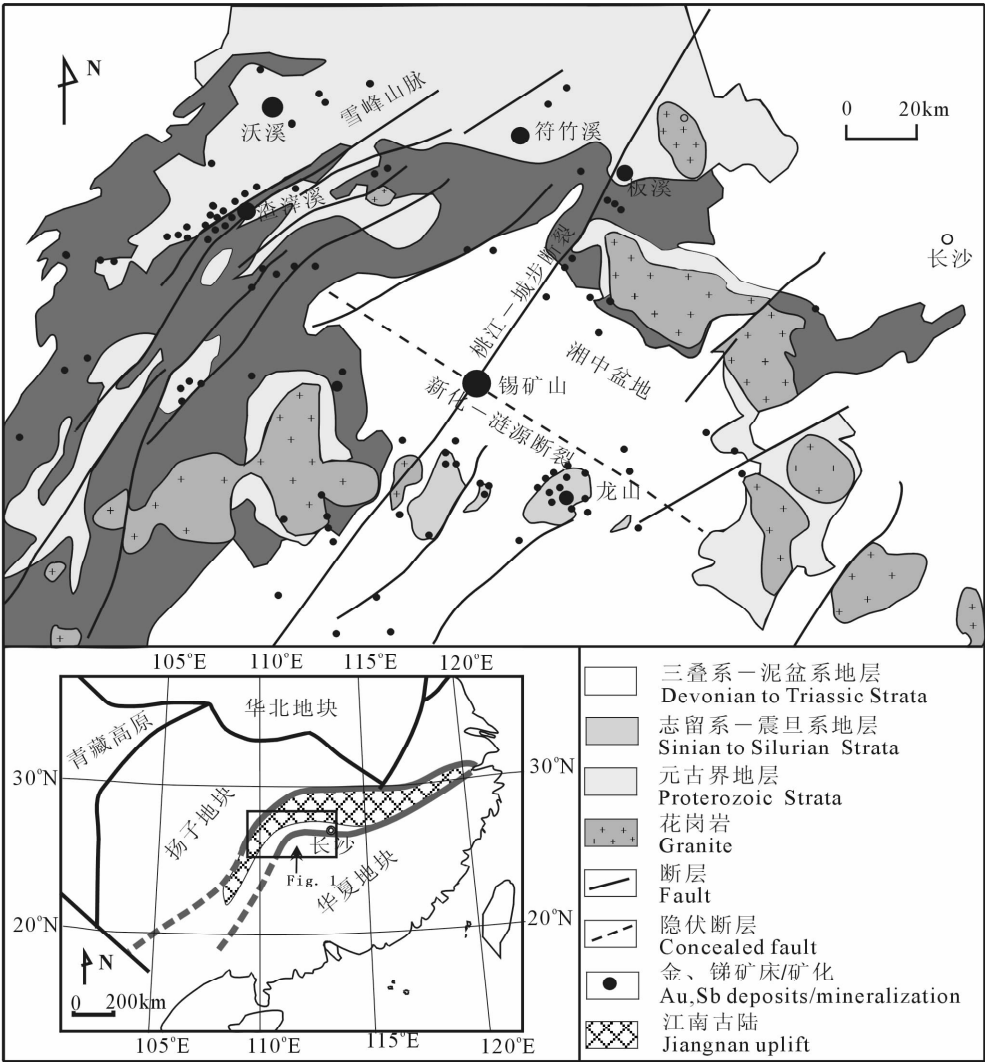


图 1 湘西、湘中一带金锑矿床分布图

Fig.1 Distribution map of gold and antimony deposits in western and central Hunan province

绿色的凝灰岩、凝灰质板岩、凝灰质粉砂岩和砂岩。矿区及其外围未见岩浆活动。该矿的锑矿体主要产于五强溪组的上段,赋矿围岩主要是凝灰质粉砂岩、凝灰质板岩。矿脉的总体走向为 NW、倾向 NNE,倾角为 $52^{\circ}\sim72^{\circ}$;目前在该矿区已发现 50 多条锑矿脉(鲍肖和包觉敏,1996)。该矿的锑矿石主要为石英-辉锑矿型,矿物组合简单,金属矿物主要为辉锑矿,脉石矿物主要为石英和少量方解石。由于前人对该区锑矿的地质特征已进行较多的论述(鲍振襄和鲍钰敏,1991;鲍肖和包觉敏,1996;何江等,1996),本文不再详述。

渣滓溪矿区的白钨矿主要呈细脉状产于岩石节理裂隙中,尤其是发育在含锑断裂两侧的节理裂隙中。矿区产出白钨矿的节理主要有两组,一组为 $20^{\circ}\sim60^{\circ}/60^{\circ}\sim85^{\circ}$,属扭性破裂面的次级构造,发育于扭裂面的两侧;另一组为 $120^{\circ}\sim170^{\circ}/45^{\circ}\sim65^{\circ}$,属层间断裂的次级构造,发育在层间滑动面的两侧。这些节理裂隙规模较小,宽一般为数毫米至 2cm,最大可达 4cm,长为数十厘米至数米。这些白钨矿细脉往往密集分布,构成规模较大的钨矿化带;但这种矿化带通常局限在一定地层层位,层控特征较明显。该区矿脉中的白钨矿主要以两种形式产出,一种呈浸染状、不规则状分布于石英中;另一种呈白钨矿细脉产出。该矿的白钨矿通常呈白色、米黄色,油脂光泽,在紫外光照射下,常发天蓝色荧光。

2 样品描述和测试分析

本次研究所用的白钨矿样品均采自渣滓溪矿区的井下露头,为了探讨不同产状、不同标高产出的白钨矿是否存在差异,我们对不同中段、不同矿物组合的白钨矿进行了较系统地采样分析,具体采样位置和样品的基本特征见表 1。

在野外和室内观察的基础上,将白钨矿碎至 40~60 目,利用重选的方法将其初步富集,然后借助荧光灯,在双目镜下将杂质剔除,使白钨矿的纯度达到 99% 以上,最后将纯净的白钨矿碎至 200 目。样品的 Sm-Nd 同位素和 Sr 同位素分析的化学前处理在中国地质调查局天津地质矿产研究所同位素室完成。Sm、Nd 含量采用同位素稀释法,Nd 和 Sr 同位素比值是对提纯的样品直接测定。样品采用 HF+HClO₄ 法溶样,Nd 的纯化采用 HDEHP 反色层法,以确保没有 ¹⁴⁴Sm 对 ¹⁴⁴Nd 的干扰。详细的化学前处理过程参见彭建堂等(2003a)。

表 1 样品的采样位置及样品描述
Table 1 Sampling locations and sample description

样号	采样位置 (标高)	样品描述
ZX-35	+325 m	白钨矿-石英-辉锑矿脉
ZX-36	中段	板岩中的白钨矿细脉
ZX-15	+185m 中段	层状白钨矿-辉锑矿脉旁侧的白钨矿细脉
ZX-16		板岩中的白钨矿脉
ZX-20		白钨矿-辉锑矿型矿石
ZX-7	+158m	板岩中的白钨矿细脉
ZX-8	中段	条纹状板岩中的白钨矿脉
ZX-28	+110m 中段	板岩中的白钨矿-辉锑矿脉
ZX-29		板岩中的石英-白钨矿细脉
ZX-30		板岩中的白钨矿细脉
ZX-31		9 号锑矿脉上盘的白钨矿-辉锑矿脉
ZX-22	+65m 中段	板岩中的白钨矿脉
ZX-23		9 号锑矿脉上盘脉状、网脉状白钨矿
ZX-24		19 号锑矿脉下盘砂质板岩中的白钨矿-辉锑矿脉
ZX-1	-115m 中段	板岩中白钨矿脉

Sm、Nd 的同位素稀释法定量测定、Nd 和 Sr 同位素比值测定均在核工业北京地质研究院的 IsoProbe-T 型热电离质谱仪(TIMS)上进行。国家一级标准 Sm-Nd 岩石样 GBS04419 测试结果为:Sm=3.02 μg/g、Nd=10.07 μg/g、¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.512739±5。国际标准岩石样 BCR-1 的测试结果为:Sm=6.57 μg/g、Nd=28.75 μg/g、¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.512644±5。Nd 分馏的内校正因子均采用 ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219。JMC Nd 质谱标准样的分析结果为 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.511137±15;Sr 质谱标准样 NBS987 的测试结果为 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.710253±6。

3 测试结果

本次所测白钨矿的 Sm 含量为 1.26~9.55 μg/g,Nd 含量为 3.49~16.29 μg/g;¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd、¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 变化范围分别为 0.2180~0.3805 和 0.512106~0.512878(表 2)。采自不同标高、不同产状的白钨矿样品,其 Sm、Nd 含量和 Nd 同位素组成,似乎没有明显的变化规律可循。渣滓溪矿区白钨矿的 Sm/Nd 比值为 0.36~0.63,明显高于后太古宙陆壳岩石的 Sm/Nd 平均值(0.19,McLennan and Hemming,1992),也高于球粒陨石中的平均值(0.32,Jacobsen and Wasserburg,1980;Amelin and Rotenberg,2004)。但与毗邻的沃溪金锑钨矿床比较,渣滓溪白钨矿的 Sm/Nd 值仍明显偏低,后者白钨矿 Sm/Nd 比通常大于 1.0,甚至可高达 2.0 以上(彭建堂等,2003a,及作者未刊资料;Peng and

Frei, 2004)。值得注意的是,渣滓溪矿区白钨矿这种较宽的 Sm/Nd 变化范围,可能与白钨矿形成时流体成分的不断变化有关(Voicu et al., 2000)。

与 Nd 同位素不同,渣滓溪矿区白钨矿的 Sr 同位素组成较稳定,不同标高、不同产状、不同矿物组合的白钨矿,其⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值没有明显差异,其变化范围为 0.7304~0.7329(表 2)。与国外一些典型脉型金矿床中的白钨矿(Bell et al., 1989; Darbyshire et al., 1996; Kempe et al., 2001)相比,渣滓溪的白钨矿明显富放射成因⁸⁷Sr。

4 讨论与分析

4.1 Sm-Nd 同位素的指示意义

尽管在国内外很多矿床中,白钨矿 Sm-Nd 同位素定年取得了很大成功(Bell et al., 1989; Darbyshire et al., 1996; Anglin et al., 1996; Kempe et al., 2001;彭建堂等,2003a;刘琰等,2007)。但本次分析的渣滓溪白钨矿样品,在¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd-¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 图解中并未呈现出线性分布趋势(图 2);这种现象是多期成矿作用造成的还是受后期地质作用影响所致,目前并不清楚。考虑到渣滓溪矿区,白钨矿脉通常很细,而且充填于岩石节理裂隙中的钨矿脉一般仅几十厘米长,连续性很差,因此我们大体可推测,白钨矿样品的这种杂乱排列,很可能与该矿成矿流体 Nd 同位素初始组成的不均一性有关。

Nd 是轻稀土元素之一,地质体中 Nd 同位素组成应包含稀土元素的源区信息,因此可利用白钨矿的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值来示踪沉淀白钨矿的成矿流体的源区。

如果取毗邻沃溪金铋钨矿床的年龄数据(402 Ma; 彭建堂等,2003a)作为成矿时间 t ,来计算渣滓溪白钨矿的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值,不难发现,渣滓溪矿区白钨矿的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 明显可分为两组:一组为-10.2~-14.7,另一组为-3.79~+0.01(表 2)。前人在萤石中也发现过类似现象,一些热液矿床中不同脉体或同一脉体中萤石的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值较大变化(Halliday et al., 1990),甚至在同一手标本中不同颜色萤石的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值也存在这种不均一性(Menuge and Feely, 1997; 彭建堂等,2003c),人们往往将这种现象归咎于不同源区 Nd 的混合(Halliday et al., 1990; Menuge and Feely, 1997; 彭建堂等,2003c)。因此,渣滓溪矿床成矿流体中的 Nd 很可能是多来源的。从表 2 不难发现,该矿成矿流体中的 Nd 应主要有两个来源,一个为壳源,另一个有幔源物质卷入。据前人已有的资料(湖南地矿局区调所,1995^②;毛景文等,1997; 张晓阳,2000),笔者重新计算表明,湖南上元古界板溪群的 $\epsilon_{Nd}(402\text{Ma})$ 为-7.0~-16.1,中元古界冷家溪群和下元古界仓溪岩群的 $\epsilon_{Nd}(402\text{Ma})$ 分别为-7.7~-10.9 和-9.4~-12.3。因此,渣滓溪白钨矿中壳源部分的 Nd 很可能主要来自湘西一带元古宙地层或更老的下伏地层中的碎屑岩。

$\epsilon_{Nd}(t)$ 表现为正值或接近 0 值,暗示成矿流体中的稀土元素起源于亏损地幔或来自那些新近从亏损地幔起源的物质。在湘西安化一带,岩浆活动非常微弱,渣滓溪矿区及其外围,未见有基性、超基性岩出露,因此,成矿流体中的 Nd 直接来源于亏损地幔的可能性很小;渣滓溪矿区出露的板溪群五强溪组

表 2 渣滓溪钨铋矿床白钨矿的 Sm、Nd 含量和 Sr、Nd 同位素组成

Table 2 Sm and Nd concentrations, Sr and Nd isotopic compositions of scheelite from the Zhazixi W-Sb deposit							
样号	标高	Sm(10 ⁻⁶)	Nd(10 ⁻⁶)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (2σ)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (2σ)	ε _{Nd} (402Ma)
ZX-35	+325 m	7.4006	12.9765	0.3448	0.512878±9	0.730363±10	-2.80
ZX-36		7.0315	12.0357	0.3532	0.512852 8	0.731547±11	-3.79
ZX-15	+185 m	4.7723	9.2445	0.3121	0.512254 9	0.731994±16	-13.3
ZX-16		5.0229	9.4529	0.3212	0.512208 5	0.732655±15	-14.7
ZX-20		1.2581	3.4884	0.2180	0.512166 7	0.732762±14	-10.2
ZX-7	+158 m	7.3588	14.0835	0.3159	0.512203 8	0.731922±15	-14.5
ZX-8		2.6931	6.7959	0.2396	0.512171 7	0.732673±14	-11.2
ZX-28	+110 m	5.3146	10.6951	0.3004	0.512242 9	0.732248±10	-12.9
ZX-29		8.5126	16.2852	0.3160	0.512845 8	0.732739±15	-1.97
ZX-30		3.7281	10.0676	0.2239	0.512705 8	0.732945±14	+0.01
ZX-31		9.5510	15.1734	0.3805	0.512532 6	0.731863±10	-11.4
ZX-22	+65 m	2.8912	7.4583	0.2344	0.512108 6	0.732424±14	-12.2
ZX-23		4.5487	10.7922	0.2548	0.512106 6	0.732156±17	-13.3
ZX-24		3.0815	6.3019	0.2956	0.512341 7	0.732451±11	-10.8
ZX-1	-115 m	4.0264	8.6897	0.2801	0.512161 6	0.730426±15	-13.5

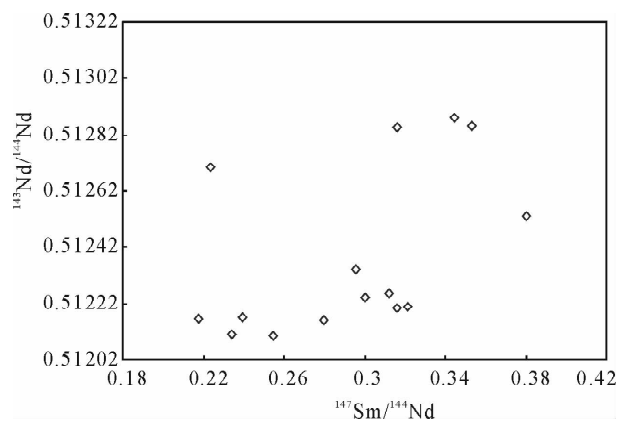


图 2 渣滓溪钨锑矿床白钨矿的 Sm-Nd 同位素组成图解

Fig. 2 Diagram of Sm-Nd isotope compositions for scheelite from the Zhazixi W-Sb deposit

主要为浅变质的碎屑岩,没有基性、超基性岩分布,故这部分 Nd 也不可能是来自赋矿围岩;在下伏的中元古界冷家溪群中,在一些地段分布有较多的细碧玄武岩、拉斑玄武岩和枕状基性熔岩,甚至发现有鬃刺结构的科马提岩(肖禧砥,1983,1988)。因此,渣滓溪成矿流体中 $\epsilon_{Nd}(t)$ 接近 0 值的这部分 Nd,很可能是来自下伏的冷家溪群基性、超基性岩。

4.2 Sr 同位素的指示意义

由于白钨矿系含 Ca 矿物,其晶格中 Ca 的位置能有限地容纳 Sr 而不接受 Rb(Deer et al. , 1966),因此该矿物中 Rb 含量低,Rb/Sr 比值很小,矿物形成后⁸⁷Rb 原地衰变产生的放射成因⁸⁷Sr 对其锶同位素组成的影响甚小。而且,在热液体系中矿物发生沉淀时,Sr 同位素不会发生明显分馏(Faure, 1977)。因此,白钨矿的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 实测值可代表矿物沉淀时流体的初始同位素组成。故渣滓溪钨锑矿床中,白钨矿⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值(0.7304~0.7329)也是其沉淀时成矿体系中流体的 Sr 同位素组成,该矿的成矿流体为一种显著富放射成因⁸⁷Sr 的热水溶液。

大量的研究表明,显生宙海水的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 变化范围为 0.7067~0.7092(Burke et al. , 1982; Veizer, 1989),现代海水的锶同位素组成为 0.709241±32(Elderfield,1986),现代太平洋中脊喷出的热液,其 Sr 同位素组成为 0.7035±5(Albarède et al. , 1981; Elderfield and Grieves, 1981; Piepgras and Wasserburg,1985)。因此,无论是现代海底热液还是古代海水的锶同位素组成均明显低于渣滓溪矿床的成矿流体(0.7304~0.7329),故该矿的成矿溶液不可能是来自海水。因为在海底热液成矿体系中,水/岩

比(W/R)高,流体的锶同位素组成对热液成因矿物的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值起着决定性的作用,无法沉淀出类似渣滓溪白钨矿这样富放射成因锶的矿物。因此,渣滓溪矿床不可能为前人认定的海底热泉(卤水)沉积成因或海底同生喷流沉积成因。毗邻的沃溪矿区亦得出类似的结论(彭建堂等,2003b)。前人 H、O 同位素的研究结果也证实了渣滓溪矿床的成矿流体不可能来自海水。在渣滓溪矿区,成矿流体的 δD 为-65‰~-61‰, $\delta^{18}O$ 为-8.0‰~-6.0‰,表现出明显的大气降水特征(何江等,1996)。

成矿流体显著富放射成因⁸⁷Sr,表明其来自或流经富放射成因锶的地段。富放射成因⁸⁷Sr 的潜在来源为 Rb/Sr 比值较高的碎屑岩、火成硅酸盐矿物。由于在湘西雪峰山地区中段,岩浆活动相对微弱,在渣滓溪矿区及其外围,至今未发现有岩浆岩出露。因此,由岩浆岩硅酸盐矿物提供放射成因锶的可能性不大,成矿流体中的 Sr 很可能是来自古老地层的碎屑岩。但湖南板溪群岩石的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 测定值变化范围为 0.71306~0.72874(彭建堂等,2003b),明显小于渣滓溪矿床成矿流体的同位素组成;如果考虑到时间因素,对地层岩石的 Sr 同位素组成进行校正的话,则其与渣滓溪成矿流体的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 差异将更加明显。因此,如果该矿的成矿物质是就地取材的话,则除非是流体对板溪群碎屑岩中的富 Rb 矿物进行选择性的淋滤作用,否则,赋矿地层不可能提供如此高的放射成因锶。由于该区存在早元古代或更老的前地槽构造层(彭建堂,1999),因此,成矿流体的高放射成因锶应该是来自该区下伏更成熟的陆壳基底。据 Rollinson(1993)提供的地球化学数据库的资料,太古代和元古代下陆壳麻粒岩的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 可高达 0.816,完全具备这种能力。

4.3 区域成矿对比研究

对于雪峰山一带的金、锑、钨矿床,人们大多认为,其成矿物质主要来自赋矿的元古宇板溪群或冷家溪群(黎盛斯,1991;罗献林等,1990;马东升等,1991;彭建堂等,1999)。但也有学者提出,赋矿围岩并非其矿源层,因为这些地层中 Au、Sb 和 W 的背景值很低,沃溪等矿床的成矿物质和矿区地层中高含量的成矿元素主要是热液从外界带入的(Yang and Blum,1999)。笔者对沃溪金锑钨矿床的研究也表明,该矿白钨矿的 Sr 同位素组成远高于湘西一带出露的元古宇地层,而白钨矿的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 远低于后者,沃溪矿区的元古宇地层并非是该矿白钨矿中的 Sr 和 Nd 提供者(彭建堂等,2003a,2003b)。结合本

文的研究来看,湘西地区金、锑、钨矿床中的成矿物质,至少有很大部分是来自外部流体的带入,而不是来自赋矿围岩本身。从图 3 可以看出,渣滓溪矿区白钨矿的 Sr、Nd 同位素组成明显不同于沃溪矿区的白钨矿,前者的 Nd 同位素组成明显高于后者,而其 Sr 同位素组成又明显小于后者,这表明湘西这两个典型矿床的成矿物质来源也有所不同,在渣滓溪矿区,下伏冷家溪群可能是其矿源层之一,而沃溪的矿源层应该是一种更古老、更成熟、更富放射成因 Sr 的下伏基底。

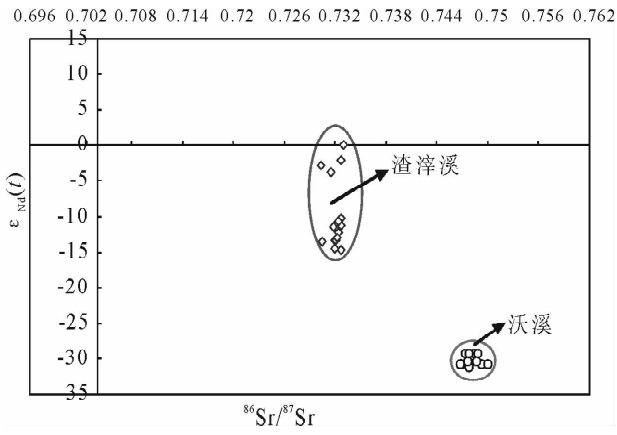


图 3 渣滓溪矿区和沃溪矿区白钨矿的 Sr-Nd 同位素图解

Fig. 3 Diagram of Sr-Nd isotope compositions for scheelite from the Zhazixi and Woxi deposits
沃溪白钨矿数据据彭建堂等(2003a, 2003b)及作者未刊资料
Sr-Nd isotope data of the Woxi deposit adopted from Peng et al. (2003a, 2003b) and Peng's unpublished data

5 结论

- (1)渣滓溪白钨矿的 Sm/Nd 较高且变化范围较宽,明显高于后太古宙陆壳岩石和球粒陨石中的 Sm/Nd 平均值。
- (2)在 Sm-Nd 同位素组成图解中,渣滓溪矿区的白钨矿样品分布散乱,难以构成等时线,无法对该矿的成矿时间进行限定。
- (3)渣滓溪成矿流体中 Nd 主要有两个来源,部分来自下伏的冷家溪群基性、超基性岩石,部分来自矿区出露的板溪群或下伏更古老的结晶基底。
- (4)渣滓溪白钨矿中 Sr 同位素组成较高,该矿的成矿流体不可能为海水,成矿流体中的 Sr 主要来自外部而不是赋矿围岩,下伏更成熟的陆壳基底很可能是这种高放射成因 Sr 的提供者。
- (5)沃溪和渣滓溪矿床的成矿物质来源有所不

- 同,前者应来自一种更古老、更成熟、更富放射成因 Sr 的下伏陆壳基底。
- 致谢:**本研究的野外工作得到湖南地矿局 418 队教授级高工虞有光和渣滓溪锑矿地测科刘纯等工程师的热情帮助,室内同位素分析得到核工业北京地质研究院的大力支持,在此一并致以诚挚的谢意!
- 注 释**
- ① 黎盛斯. 1979. 湖南金矿地质概论. 湖南文献情报研究所.
 - ② 湖南省地矿厅区域调查所. 1995. 湖南新元古代板溪群(科研报告).
- 参 考 文 献**
- 鲍肖,包觉敏. 1996. 渣滓溪钨矿床地质特征. 湖南冶金, (4): 34~38.
- 鲍振襄,鲍钰敏. 1991. 渣滓溪锑矿带地质特征及成矿条件探讨. 湖南地质, 10(1): 25~32.
- 程裕淇,李树勋. 1941. 湖南沅陵柳林附近之脉金矿. 地质论评, 6(3~4): 308~412.
- 顾雪祥, Schulz O, Vavtar F, 刘建明, 郑明华. 2003. 湖南沃溪矿床矿石组构学特征及其成因意义. 矿床地质, 22(2): 107~120.
- 顾雪祥, 刘建明, Schulz O, Vavtar F, 付绍洪. 2005. 湖南沃溪金-锑-钨矿床成因的稀土元素地球化学证据. 地球化学, 34(5): 428~442.
- 何江, 马东升, 刘英俊. 1996. 江南古陆边缘渣滓溪锑矿带成矿作用地球化学. 矿床地质, 15(1): 41~52.
- 靳凤桐. 1949. 湖南锑矿论要. 地质论评, 14(1~3): 57~61.
- 黎盛斯. 1949. 湘西白钨矿之发现. 地质论评, 14(1~3): 71~72.
- 黎盛斯. 1991. 湖南金矿地质概论. 长沙: 中南工业大学出版社, 360.
- 刘建明, 叶杰, 何斌斌, 张瑞斌, 李永兵. 2002. 华南巨型锑矿带中的 Sedex 型锑矿床. 矿床地质, 21(增刊): 169~172.
- 刘瑛, 邓军, 李潮峰, 施光海, 郑爱力. 2007. 四川雪宝顶白钨矿稀土地球化学与 Sm-Nd 同位素定年. 科学通报, 52(16): 1923~1929.
- 刘英俊, 王鹤年, 马东升. 1993. 江南型金矿及其成矿地球化学背景. 南京: 南京大学出版社, 260.
- 罗献林. 1990. 论湖南前寒武系金矿床的成矿物质来源. 桂林冶金地质学院学报, 10(1): 13~25.
- 马东升, 刘英俊. 1991. 江南金成矿带层控金矿的地球化学特征和成因研究. 中国科学(B 辑), (4): 424~433.
- 毛景文, 李红艳, 徐钰, 罗福廷. 1997. 湖南万古地区金矿地质与成因. 北京: 原子能出版社, 132.
- 毛景文, 李红艳. 1997. 江南古陆某些金矿床成因讨论. 地球化学, 26(5): 71~81.
- 孟宪刚, 朱大岗, 骆学全. 1999. 雪峰山中段金锑矿构造控矿分析与资源评价. 北京: 地质出版社, 201.
- 彭澎, Frei Robert, 涂湘林. 2006. 湘西沃溪 W-Sb-Au 矿床白钨矿 Nd-Sr-Pb 同位素对成矿流体的示踪. 地质学报, 80(4): 561~570.
- 彭澎, Adam Piestrzynski, 陈广浩. 2003. 湘西沃溪钨锡金矿床辉钨矿脉矿物学特征及其矿床成因指示. 矿物学报, 23(1): 82~90.
- 彭建堂, 戴塔根, 胡瑞忠. 1999. 湘西南金矿床成矿物质来源的地球化学证据. 矿物学报, 19(3): 327~334.

- 彭建堂,胡瑞忠,赵军红,符亚洲,林源贤. 2003a. 湘西沃溪 Au-Sb-W 矿床中白钨矿 Sm-Nd 和石英 Ar-Ar 定年. 科学通报, 48(18): 1976~1981.
- 彭建堂,胡瑞忠,赵军红,符亚洲. 2003b. 沃溪 Au-Sb-W 矿床中富放射成因 Sr 的成矿流体及其指示意义. 矿物岩石地球化学通报, 23(3):193~196.
- 彭建堂,胡瑞忠,蒋国豪. 2003c. 萤石 Sm-Nd 同位素体系对晴隆铋矿床成矿时代和物源的制约. 岩石学报, 19(4):785~791.
- 彭建堂. 1999. 湖南雪峰地区金成矿演化机理探讨. 大地构造与成矿学, 23(2):144~151.
- 涂光炽等. 1984. 中国层控矿床地球化学(第 1 卷). 北京:科学出版社, 129~188.
- 涂光炽等. 1987. 中国层控矿床地球化学(第 2 卷). 北京:科学出版社, 71~100.
- 王晓青. 1940. 湖南金矿之分布. 地质论评, 5(5):373~384.
- 肖禧砥. 1983. 湖南益阳发现玄武岩质科马提岩. 中南工业大学学报, 14(1):37.
- 肖禧砥. 1988. 湖南益阳元古代科马提岩发现鬣刺结构. 科学通报, 33(4):286~288.
- 熊德信,孙晓明,石贵勇,王生伟,高剑锋,薛婷. 2006. 云南大坪金矿白钨矿微量元素、稀土元素和 Sr-Nd 同位素组成及其意义. 岩石学报, 22(3):733~741.
- 喻德渊. 1944. 湘西黔东南金矿概论. 地质论评, 9(1~2):75~84.
- 张理刚. 1985. 湘西雪峰山区钨铋金矿床的稳定同位素地质. 地质与勘探, 21(11):24~28.
- 张晓阳. 2000. 湘东北文家市地区仓溪岩群 Sm-Nd 同位素年龄及其地质意义. 湖南地质, 19(3):156~158.
- 张兆瑾. 1937. 中国铋矿之类别. 地质论评, 2(2):147~152.
- 张振儒. 1989. 金矿研究. 长沙:中南工业大学出版社, 242.
- 中国人民武装警察部队黄金指挥部. 1996. 湖南省沃溪式金矿地质. 北京:地震出版社, 313.
- 朱训. 1999. 中国矿情(V. 2 金属矿产). 北京:科学出版社, 448~449.
- Albarède F, Michard A, Minster J F, Michard G. 1981. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in hydrothermal waters and deposits from the East Pacific Rise at 21°N. Earth Planet. Sci. Lett., 55:229~236.
- Amelin Y, Rotenberg E. 2004. Sm-Nd systematics of chondrites. Earth Planet. Sci. Lett., 223:267~282.
- Anglin C D, Jonasson I R, Franklin J M. 1996. Sm-Nd dating of scheelite and tourmaline: Implications for the genesis of Archean gold deposits, Val d'Or, Canada. Econ. Geol., 91: 1372~1382.
- Bell K, Anglin C D, Franklin J M. 1989. Sm-Nd and Rb-Sr isotope systematics of scheelites: Possible implications for the age and genesis of vein-hosted gold deposits. Geology, 17:500~504.
- Brugger J, Mass R, Lahaye Y, McRae C, Ghaderi M, Costa S, Lambert D, Bateman R, Prince K. 2002. Origins of Nd-Sr-Pb isotopic variations in single scheelite grains from Archean gold deposits, Western Australia. Chem. Geol., 182:203~225.
- Burke W H, Denison R E, Hetherington E A, Koepnick R B, Nelson H F, Otto J B. 1982. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ through Phanerozoic time. Geology, 10:516~519.
- Darbyshire D P F, Pitfield P E J, Campbell S D G. 1996. Late Archean and Early Proterozoic gold-tungsten mineralization in the Zimbabwe Archean craton: Rb-Sr and Sm-Nd isotope constraints. Geology, 24: 19~22.
- Deer W A, Howie R A, Zussman J. 1966. An introduction to the Rock Forming Minerals. New York: Longman Press. 511~515.
- Eichhorn R, Hill R, Jagoutz E, Scherer U. 1997. Dating scheelite stages: A strontium, neodymium, lead approach from the Felbertal tungsten deposit, Central Alps, Austria. Geochim. Cosmochim. Acta, 61:5005~5022.
- Elderfield H, Grieves M J. 1981. Strontium isotope geochemistry of Icelandic geothermal systems and implications for sea water chemistry. Geochim. Cosmochim. Acta, 45: 2201~2212.
- Elderfield H. 1986. Strontium isotope stratigraphy. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 57:71~90.
- Faure G. 1977. Principles of Isotope Geology. New York: John Wiley & Sons, 97~146.
- Ghaderi M. 1998. Sources of Archaean gold mineralization in the Kalgoorlie-Norseman region of Western Australia, determined from strontium-neodymium isotopes and trace elements in scheelite and host rocks. PhD Thesis, The Australian National University. Canberra, 231.
- Gu X X, Schulz O, Vavtar F, Liu J M, Zheng M H. 2002. Jungproterozoische Submarine Primäranreicherung und Metamorphogene Weiterentwicklung der Stratiformen W-Sb-Au-Erzlagerstätten vom "Type Woxi" in Hunan (Südchina). Geologische Bundesanstalt, 204.
- Halliday A N, Shepherd T J, Dicken A P, Chesley J T. 1990. Sm-Nd evidence for the age and origin of a Mississippi Valley Type ore deposit. Nature, 344:54~56.
- Jacobsen S B, Wasserburg G J. 1980. Nd isotopic evolution of chondrites. Earth Planet. Sci. Lett., 50: 139~155.
- Kempe U, Belyatsky B V, Krymsky R S, Kremenetsky A A, Ivanov P A. 2001. Sm-Nd and Sr isotope systematics of scheelite from the giant Au-(W) deposit Muruntau: Implications for the age and sources of Au mineralization. Mineralium Deposita, 36:379~392.
- Kent A J R, Campbell I H, McCulloch M T. 1995. Sm-Nd systematics of hydrothermal scheelite from the Mount Charlotte Mine, Kalgoorlie, Western Australia: An isotopic link between gold mineralization and komatiites. Econ. Geol., 90:2329~2335.
- McLennan S M, Hemming S. 1992. Samarium/Neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56:887~898.
- Menuge J F, Feely M. 1997. Origin and granite alteration effect of hydrothermal fluid: Isotopic evidence from fluorite veins, Co. Galway, Ireland. Mineralium Deposita, 32:34~43.
- Michard G, Albarède F, Michard A, Minister J F, Charlou J L, Tan N. 1984. Chemistry of solutions from the 13° N East Pacific Rise hydrothermal site. Earth Planet. Sci. Lett., 67:

297~307.

Oberthür T, Blenkinsop T G, Hein U F, Höppner M, Höhndorf A, Weiser T W. 2000. Gold mineralization in the Mazowe area, Harare-Bindura-Shamva greenstone belt, Zimbabwe: Genetic relationships deduced from mineralogical fluid inclusions and stable isotope studies, and the Sm-Nd isotopic composition of scheelites. *Mineralium Deposita*, 35:138~156.

Peng B, Frei R. 2004. Nd-Sr-Pb isotopic constraints on metal and fluid sources in W-Sb-Au mineralization at Woxi and Liaojiaping (Western Hunan, China). *Mineralium Deposita*, 39:313~327.

Piegras D J, Wasserburg G J. 1985. Strontium and neodymium isotopes in hot springs on the East Pacific Rise and Guayamas

Basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72:341~356.

Rollinson H R. 1993. *Using Geological Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. New York. John Wiley & Sons.

Veizer J. 1989. Strontium isotopes in seawater through time. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 17:141~167.

Voicu G, Bardoux M, Stevenson R, Jébrak M. 2000. Nd and Sr isotope study of hydrothermal scheelite and host rocks at Omai, Guiana Shield: Implications for ore fluid source and flow path during the formation of orogenic gold deposits. *Mineralium Deposita*, 35:302~314.

Yang S X, Blum N. 1999. A fossil hydrothermal system or a source-bed in the Madiyi Formation near the Xiangxi Au-Sb-W deposit, NW Hunan, P R China. *Chem. Geol.*, 155:151~169.

Sm-Nd and Sr Isotope Geochemistry of Hydrothermal Scheelite from the Zhazixi W-Sb Deposit, Western Hunan

PENG Jiantang¹⁾, ZHANG Dongliang^{1,2)}, HU Ruizhong¹⁾, WU Mengjun³⁾, LIN Yuanxian⁴⁾

1) *State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550002*; 2) *Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100049*; 3) *Zhaizixi Antimony Mine, Anhua County, Hunan Province, 413500*; 4) *Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin, 300170*

Abstract

The Zhazixi W-Sb deposit, located in the middle part of Xuefengshan arc tectonic zone, is one of typical vein-filled hydrothermal deposits in China. Sm-Nd and Sr isotope systematics of scheelite from the Zhazixi W-Sb deposit have been investigated in this paper. It shows that there exists a relatively wide variation in Sm/Nd ratios for the scheelite samples collected from this deposit ($0.36 \sim 0.63$), and its $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ values fall in the range of $0.51211 \sim 0.51288$. Scheelite samples are scattered in the diagram of $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, which has no geochronological implications for W-Sb mineralization in the studied deposit. and it is impossible to define exact metallogenic time for the deposit. Nd isotope initial compositions of the samples can be classified into two groups, $-10.2 \sim -14.7$ and $-3.79 \sim +0.01$. The ore-forming fluid are mainly derived from two sources: one probably originating from the Prototerozoic sequence or underlying terrigenous basement clastic rocks and the other probably related to the basic/ultrabasic rocks of the Lengjiayi Group. Contrary to the Nd isotope, Sr isotope compositions of the mineralized fluids in the Zhazixi W-Sb deposit are relatively homogenized, and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of scheelite vary from 0.7304 to 0.7329. This kind of high radiogenic Sr excludes the possibility that the ore-forming fluid of the Zhazixi deposit is predominately derived from seawater and that host strata are sole sourcebed for the ore-forming materials of the studied deposit. Comparison with the adjacent Woxi Au-Sb-W deposit reveals both deposits display distinct differences in sources of ore-forming materials; the sourcebed of the Woxi deposit should be an older, more mature and more radiogenic Sr-rich underlying basement.

Key words: scheelite; Nd and Sr isotopes; tracing of ore-forming materials; Zhazixi W-Sb deposit; western Hunan

