第80卷 第4期
2006年4月
地 质 学 报 ACTA GEOLOGICA SINICA
Vol. 80 No. 4
Apr. 2006

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

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

彭渤[1)], Robert FREI[2)], 涂湘林[3)]

1) 湖南师范大学资源与环境学院,长沙,410081; 2) The Geological Institute, University of Copenhagen, Oster Voldgade 10, DK-1350 Copenhagen K, 丹麦

3) 中国科学院广州地球化学研究所, 510640

内容提要: 本文对湘西沃溪 W-Sb-Au 矿床白钨矿进行了系统的 Nd-Sr-Pb 同位素分析。结果表明,白钨矿的 Sm、Nd 含量较低,$^{147}Sm/^{144}Nd$(0.64 ~ 1.27)值和 Sm/Nd 值(1.11 ~ 2.22)变化较大,其 $\varepsilon_{Nd}(t = 199\ Ma)$值也很低,平均为 −25.5($n = 9$); 白钨矿的$^{87}Sr/^{86}Sr$值(0.7476 ~ 0.7504)高,平均为0.74961 ($n = 11$),代表白钨矿形成时的初始$^{87}Sr/^{86}Sr$ ($t = 199\ Ma$)值;逐级分离 Pb 同位素分析结果显示白钨矿的$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$值变化范围小,平均依次分别为18.11、15.61、38.6,与含金石英脉中黄铁矿、蚀变围岩及区域板溪群板岩等的相应 Pb 同位素比值基本一致。白钨矿 Nd-Sr-Pb 同位素组成和闪锌矿等其他矿物的 Sr 同位素特征指示成矿流体来自:板溪群下伏成熟陆壳、深部花岗质岩浆、浅部赋矿围岩等源区。成矿流体是这些来自不同源区的流体相作用而形成的混合流体。成矿作用则是这些不同源区的流体混合作用并演化的结果。且成矿流体演化早期是来自下伏成熟陆壳的流体与来自赋矿围岩的流体混合,导致早期 W 成矿;晚期是来自深部花岗质岩浆的流体与浅部赋矿围岩的流体混合作用,导致晚期 Sb-Au 成矿。W-Sb-Au 成矿则是中生代陆内碰撞造山体制下不同期次的流体演化和叠加作用的结果。

关键词: Nd-Sr-Pb 同位素示踪;白钨矿;成矿流体;W-Sb-Au 矿床;湘西沃溪

湘西沃溪钨锑金矿床的成因一直为广大研究者所关注。近年来,其成因争论更加热烈(彭渤等, 2003; 彭建堂等, 2003; 顾雪祥等, 2003)。争论的观点可概括为岩浆热液成矿(张振儒等, 1978; Yang 和 Blum, 1999; 彭渤等, 2003)、沉积—变质热液成矿(罗献林等, 1984, 1996)、和海底热卤水喷流沉积成矿(丁碧英等, 1981; 张理刚,1985; 顾雪祥等, 2003)等三种认识。无疑,借助多元同位素技术方法,对成矿流体的来源进行示踪研究,有助于解决矿床成因争议,深化对矿床成因的认识。

白钨矿已被广泛用来进行热液金矿床成矿年龄测定和成矿物源示踪研究(Kent et al., 1995; Frei et al., 1998; Voicu et al., 2000; Brugger et al., 2002)。因为:(1) 白钨矿是很多热液金矿床中的常见副矿物(Voicu et al., 2000; Brugger et al., 2002);(2) 一些脉型金矿床中,白钨矿与金(自然金、显微金等)具有明显密切的成因关系(Bell et al., 1989; Voicu et al., 2000);(3) 更重要的是,白钨矿由于其晶体结构特征,常常富含 REE (>1% REE_2O_3)、Sr (>1%)、及 Pb (450×10^{-6})等微量元素(Bell et al., 1989; Voicu et al., 2000; Brugger et al., 2002)。Bell 等首先报道了太古宙绿岩带热液金矿床中白钨矿的 Sm-Nd 年龄测定结果(Bell et al., 1989)。以后,白钨矿在金矿成矿年龄测定和物源示踪研究中得到了广泛的应用。特别是,结合应用 Pb 同位素逐级提取技术(Frei et al., 1997)和微区 Pb 同位素测定分析(Brugger et al., 2002)取得了很好的定年和物源示踪效果。对于钨锑金型矿床,白钨矿则是一种主要的矿石矿物。该类矿床在世界范围内广泛发育,但目前用放射性同位素方法对该型矿床进行成矿年龄测定和物源示踪等的专门研究还不多见。我国湘西沃溪矿床是一典型的钨锑金型矿床(Peng et al., 1999; 彭渤, 2003),已有研究用 Rb-Sr 法测得其成矿年龄为144.8Ma(史明魁等,

注:本文为国家自然科学基金项目(编号 40002021)和教育部留学回国科研启动基金项目(2000年)资助的成果。
收稿日期: 2005-05-17; 改回日期: 2005-10-24; 责任编辑: 章雨旭。
作者简介:彭渤,男,1965年生。博士,教授,从事矿床地质和环境地球化学方面的教学和科研工作。通讯地址:410081,湖南长沙麓山路36号,湖南师范大学资源与环境科学学院;Email: pengbo@hunnu.edu.cn。

1993)，辉锑矿、闪锌矿流体包裹体 Rb-Sr 混合年龄为199 Ma(Peng 和 Frei，2004)，而用 Sm-Nd 法测白钨矿得到的成矿年龄为402±6Ma(彭建堂等，2003)。关于成矿流体来源的认识，以往的很多研究如罗献林等(1984，1996)认为成矿流体来自赋矿围岩；马东升等(2002)认为"基底提供的物源和热流对成矿起重要作用，但也不排除深部隐伏岩体的热贡献和幔源流体的作用"；彭建堂等(2003)通过同位素分析则强调成矿流体来自下伏更成熟的陆壳基底。本文借助该矿床白钨矿的系统 Nd-Sr-Pb 同位素分析结果，进一步探讨成矿流体的来源问题。

1 地质特征

沃溪矿床位于雪峰弧形构造带中部弧形转折部位(罗献林等，1984；张理刚，1985)。雪峰构造带位于扬子陆块西南缘与华南板块的交接部位(Chen 和 Jahn，1998；Peng et al.，1999)。扬子陆块与华夏板块于元古宙(约1.0Ga)会聚对接，并于雪峰运动期(约800Ma)碰撞造山形成雪峰隆起构造带的雏形(Chen 和 Jahn，1998)。在经历古生代以整体缓慢隆升为特征的地台型构造演化发展之后，雪峰构造带于中—新生代活化(陈国达，1956)，发生大规模的陆内碰撞造山作用(Yan et al.，2003)，导致区内发育特征的逆冲(剪切)推覆构造(Hus et al.，1988；Yan et al.，2003)、形成构造塌陷(彭渤等，2003)，诱发岩浆侵入，形成构造带南缘由桃江、沩山、大神山、白马山、中华山、瓦屋堂等印支期—燕山期的花岗质岩体组成的岩浆岩带，岩体平均侵入时代为200Ma(湖南省区域地质调查所，1995)。与华南其他许多成矿系统(华仁民等，2003)一样，雪峰构造带在陆内碰撞造山体制(Yan et al.，2003)下，伴随其南缘印支—燕山期大规模的岩浆侵入，发生了大规模的成矿作用。钨锑金成矿即为其一例。

已有很多文献(罗献林等，1984，1996；Peng et al.，1999)对沃溪矿床的地质特征作了详细描述。矿区内的沃溪剪切断裂带近东西向横贯整个矿区，所有矿体都产于该断裂带下盘的板溪群马底驿组紫红色绢云母板岩中。主矿体受发育于紫红色板岩中的一系列层间剪切破碎带控制(罗献林等，1984，1996；Peng et al.，1999)。单个矿体以 V4脉规模最大，延伸最稳定，含矿性最好(罗献林等，1984，1996)。围岩蚀变沿控矿断裂两盘近对称分布，主要有褪色化、硅化、黄铁矿化、绢云母化和碳酸盐化等(罗献林等，1984；张理刚，1985；Peng et al.，1999)。按矿物组合特征，矿床内广泛发育白钨矿(黑钨矿)-辉锑矿-自然金-石英型矿石，如 V4矿脉等。矿物组成十分复杂，矿石矿物主要有：辉锑矿、白钨矿、自然金、多期黄铁矿及黑钨矿，次有：毒砂、闪锌矿、方铅矿、辉铜矿、黝铜矿、方锑金矿、锑金矿、磁黄铁矿、辰砂、金红石、针铁矿等(张振儒等，1978；罗献林等，1984；Peng et al.，1999)。主要矿石矿物的生成顺序为：白钨矿(黑钨矿)→辉锑矿→自然金(Peng et al.，1999；彭渤等，2003)。白钨矿在镜下多为他形粒状或板状，粒径变化在0.02～20 mm 之间。粗粒白钨矿多发育破碎裂纹，并被辉锑矿、自然金等后期矿物充填胶结。电子探针分析(Peng et al.，1999；彭渤等，2003)显示白钨矿的晶体化学式为：$Ca_{0.95}W_{0.95}O_4$，与理论值相比明显亏损 Ca 和 W。由于类质同象置换导致 Ca 和 W 的亏损，使白钨矿富集 REE、Sr(646×10^{-6}～919×10^{-6})、Pb 等微量元素(Peng 和 Frei，2004)。本次工作选择白钨矿进行 Nd-Sr-Pb 同位素分析，示踪成矿流体的来源。

2 样品和方法

白钨矿样品采于上沃溪矿段井下26平、27平两中段的 V4矿脉。所采样品编号以 W 开头者为块状白钨矿(含金)脉，以 V 开头者为白钨矿含金石英脉。镜下和重液分选显示两种矿脉的矿物组成都较复杂，主要矿物有白钨矿、辉锑矿(块状白钨矿脉中含量较少)、自然金、石英等，次有五角十二面体黄铁矿、毒砂、方铅矿、闪锌矿、及其他蚀变矿物。室内将矿石样品破碎，经过清洗、过筛、磁选和重液分选后，再过筛，取粒径在100～200μm 之间的矿物颗粒，在双目镜下选取纯白钨矿(纯度达99%)。样品化学处理在丹麦哥本哈根大学地质研究所同位素超净实验室进行。对于 Nd-Sr 同位素分析，纯白钨矿样品在玛瑙研钵中研磨成微细粒粉末，称100mg 粉末样品置于 Teflon 烧杯中，加^{150}Nd-^{149}Sm同位素示踪剂后，再加4 mL 王水($HCl:HNO_3=3:1$)，密封置于温箱中，在130℃的恒温条件下加热溶解48h。吸取溶解的清液，用传统的离子交换法先分离出 Sr，再分离出 REE。用 SrSpecTM 树脂在600μL 的玻璃管中分离 Rb 和 Sr。再在6mL 的石英管中用 HDEHP(BIO-RAD)离子交换树脂分离 Nd 和 Sm(表1、表2)。

对于铅同位素分析，称取选好的纯白钨矿样品300mg，用蒸馏水清洗，烘干，并反复两次，然后按照 Frei 等(1997，1998)的实验流程进行逐步浸出分离实验，各步浸出实验所用的酸和持续的时间见表3。

分离的样品再用 BIO RAD AG-1X8离子交换树脂，在0.5ml 的玻璃管中，借助传统的 HCl-HBr 淋滤法提取用于 Pb 同位素分析的样品。

为便于对比，本次工作还对蚀变围岩和雪峰构造带南缘部分花岗岩(表2)进行了采样和 Nd、Sr、Pb 同位素分析。岩石样品破碎达200目的粉末后，称取100mg 粉末样品在 Teflon 烧杯中先用8N 的 HBr 处理，再用 HF + 14N HNO_3溶解。然后进行相应的 Sr 同位素分离实验，实验步骤和方法同白钨矿。其中，样品的 Rb、Sr 含量用 X 射线萤光分析(XRF)法进行测定。

Nd、Sr、Pb 同位素分析，在丹麦哥本哈根大学地质研究所同位素实验室 VG-54 IT 质谱仪上进行，部分同位素分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素实验室 VG-354质谱仪上进行。Nd 同位素比值按照$^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$进行校正，JMNd 标样的$^{143}Nd/^{144}Nd$平均值为$0.51115 \pm 0.000013$ (2σ, $n = 5$)，球粒陨石均一储库现今$^{147}Sm/^{144}Nd$、$^{143}Nd/^{144}Nd$值依次分别为0.1966、0.512638，衰变常数$\lambda(^{147}Sm) = 6.54 \times 10^{-12} a^{-1}$。Sr 同位素标样 NBS987的$^{87}Sr/^{86}Sr$平均值为0.710245($2\sigma$, $n = 7$)。Pb 同位素分析用 NBS981标样作校正，仪器分析误差总量为$0.103 \pm 0.007\%$ (2σ, $n = 5$)，Pb 的本底值为87pg，不对分析结果产生影响。

3 结果

3.1 Sm-Nd 同位素

白钨矿及两个蚀变围岩样品的 Sm-Nd 同位素分析结果列入表1。可见，白钨矿的 Sm、Nd 含量依次在$1.34 \times 10^{-6} \sim 3.57 \times 10^{-6}$、$0.61 \times 10^{-6} \sim 1.91 \times 10^{-6}$之间，该分析结果与已有结果(彭建堂等，2003)可以对比，但与世界其他地区很多石英脉型金矿床中的白钨矿(Bell et al.，1989；Kent et al.，1995；Darbyshire et al.，1996；Voicu et al.，2000)，包括与 Kalgoorlie 矿床[澳]单个白钨矿晶体内微区的 Sm、Nd 含量及其变化(Brugger et al.，2002)相比，本矿床白钨矿的 Sm、Nd 含量相对较低，变化范围不大。但本矿床白钨矿的$^{147}Sm/^{144}Nd$值(0.64 ～ 1.27)与其他矿床(Bell et al.，1989；Kent et al.，1995；Darbyshire et al.，1996；Voicu et al.，2000)相比变化较大，而且$^{147}Sm/^{144}Nd$值与稀土(Sm、Nd)含量之间无线性相关关系。更需要指出的是，一般金矿床中白钨矿的 Sm/Nd 值(Bell et al.，1989；Kent et al.，1995；Darbyshire et al.，1998；Voicu et al.，2000)小于1，而该矿床的 Sm/Nd 值均大于1。而且，白钨矿的 Sm/Nd 值还明显高于湖南中-新元古代火山岩(刘钟伟，1994；王孝磊等，2003)、震旦纪基性火山岩(陈多福等，1998)、中生代煌斑岩(贾大成等，2002)和玄武岩(赵振华等，1998)、印支期—燕山期花岗质岩(Gilder et al.，1996)以及板溪群蚀变板岩(表1中样品01-13和 W5-1)等很多地质体的 Sm/Nd 值。稀土在白钨矿/流体之间的分配(如 Nd 在流体相中的溶解度比 Sm 大)可影响白钨矿的 Sm/Nd 比值，但并不影响白钨矿的 Nd 同位素组成(Voicu et al.，2000)。故白钨矿 Nd 同位素比值的变化特征，可能是形成白钨矿时流体成分变化的反映。而白钨矿 Sm/Nd 比值的变化除了受白钨矿结晶时的温压条件、白钨矿杂质成

表 1　湘西沃溪 W-Sb-Au 矿床 V4脉白钨矿及蚀变围岩的 Sm-Nd 同位素组成

Table 1　Sm-Nd isotopic data of scheelite and some alternated host rocks from the Woxi deposit, Western Hunan

样品	Sm ($\times 10^{-6}$)	Nd ($\times 10^{-6}$)	Sm/Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$		$^{143}Nd/^{144}Nd$		$\varepsilon_{Nd}(t=0)$①	ε_{Nd} (t=199Ma)	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (t=199Ma)
				测值	2σ(%)	测值	2σ(%)			
W5-1	1.76	0.82	2.15	1.2336	0.0123	0.512620	0.0020	−0.3	−26.8	0.511006
W5-2	1.90	0.87	2.17	1.2457	0.0125	0.512648	0.0015	0.2	−26.6	0.511018
W5-3	1.72	0.78	2.20	1.2608	0.0126	0.512661	0.0019	0.5	−26.7	0.511011
W5-4	1.76	1.79	2.22	1.2699	0.0127	0.512656	0.0021	0.3	−27.1	0.510993
W5-5	1.34	0.62	2.16	1.2402	0.0124	0.512595	0.0017	−0.8	−27.5	0.510972
W5-6	1.46	1.31	1.11	0.6370	0.0064	0.512196	0.0015	−8.6	−19.9	0.511362
W5-7	1.28	0.61	2.10	1.2042	0.0120	0.512552	0.0027	−1.7	−27.4	0.510976
W5-8	1.29	0.61	2.11	1.2068	0.0121	0.512592	0.0016	−0.9	−26.7	0.511013
V4M	3.57	1.91	1.87	1.0694	0.0107	0.512728	0.0020	1.7	−20.5	0.511328
01-13②	5.1	24.0	0.21	0.122	0.0012	0.511023	0.0021	−12.0	−9.6	0.511823
W-1②	15.9	85.4	0.19	0.106	0.0011	0.511931	0.0019	−13.8	−10.9	0.511756

注：① 用球粒陨石$^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$和$^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1966$求得，衰变常数$\lambda(^{147}Sm) = 6.54 \times 10^{-12} a^{-1}$，$2\sigma$为标准偏差；② 01-13和 W-1为蚀变围岩(马底驿组板岩)，其余为白钨矿。

分及其含量变化等因素影响外，主要还受流体的 Sm/Nd 比值变化影响。

白钨矿的 $\varepsilon_{Nd}(t=0)$值在－8.6 ～ ＋1.7之间，明显高于两个蚀变围岩样品(01-13，W-1)的 $\varepsilon_{Nd}(t=0)$值(－12.0 ～ － 13.8，表1)。在$^{147}Sm/^{144}Nd$-$^{143}Nd/^{144}Nd$图解中，若撇开 V4M、W5-6两样品，其余样品构成$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$为0.5108±0.0010的“等时线”，年龄为219±130 Ma(Peng 和 Frei，2004)。该年龄值误差太大，而且1/Nd 与$^{143}Nd/^{144}Nd$之间具有明显的线性关系(图1)，说明该“等时线”可能是两个源区流体混合作用的结果(Faure，1986)。因而此年龄值不具地质意义(Kent et al.，1995)。

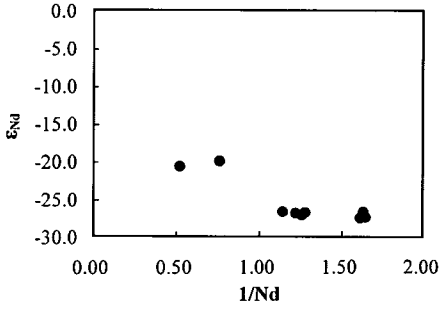

图 1 白钨矿的1/Nd 对 $\varepsilon_{Nd}(t=199)$图解

Fig. 1 Plot of 1/Nd vs. ε_{Nd} of scheelite, showing that the age given by Peng and Frei (2004) is geologically meaningless

构造带南缘印支—燕山期的花岗质岩体的平均侵入时代为200Ma(湖南省区域地质调查所，1995)，而成矿流体的活动应与区域构造-岩浆活动密切相关。故在前述已知的三个成矿年龄值(史明魁等，1993；彭建堂等，2003；Peng 和 Frei，2004)中，选择与花岗质岩浆侵位时代最接近的流体混合年龄 199 Ma(Peng 和 Frei，2004)进行同位素校正(下同)。求得白钨矿的 εNd(t = 199Ma)值在－27.4～－19.9之间，平均为－25.5(表1)。该值低于蚀变围岩(表1)、区域围岩板溪群板岩(李献华等，1991；Chen 和 Jahn，1998)、前寒武纪火山岩(刘仲伟，1994；陈多福等，1998；王孝磊等，2003)、中生代玄武岩(赵振华等，1998)、及其南缘印支—燕山期花岗质侵入岩(Gilder et al.，1996；Chen 和 Jahn，1998)等很多地质体的相应 $\varepsilon_{Nd}(t)$值。在 Nd 同位素演化模式图(图2)上，白钨矿 $\varepsilon_{Nd}(t=199Ma)$值投影点位于赋矿围岩板溪群板岩等地质体 Nd 同位素演化线的下方。显示成矿流体有可能来自赋矿围岩(板溪群)下伏更老的成熟陆壳。这与已有研究(彭建堂等，2003)所得到的结论相一致。

虽然白钨矿的 $\varepsilon_{Nd}(t=199Ma)$值均<－19.9，说明 Nd 总体或主要来自下伏古老陆壳，但白钨矿的 $\varepsilon_{Nd}(t=199Ma)$变化很大(－27.4～－19.9)，说明源区流体成分并不均一，为混合流体；或者流体所载的 Nd 在运移过程中受到流体浸取沿途岩石中的 Nd 的叠加的影响。但 REE 是不活泼元素，故流体浸取围岩中的 REE 的可能性不大。因此，导致白钨矿成矿的流体应是来自下伏成熟陆壳的流体与其他源区的流体作用而形成的混合流体。

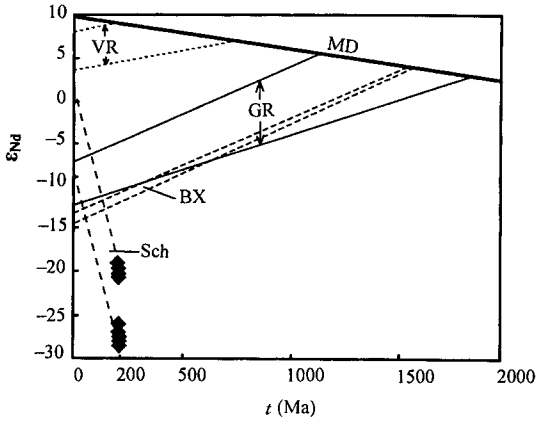

图 2 沃溪 W-Sb-Au 矿床白钨矿 ε_{Nd}—时间(t)演化图解

Fig. 2 ε_{Nd} vs. time diagram of evolution of the scheelites from the Woxi W-Sb-Au ore deposit, western Hunan

Sch—白钨矿；BX—板溪群板岩(李献华等，1991；Chen 和 Jahn，1998)；GR—雪峰构造带南缘花岗岩(Gilder et al.，1996；Chen and Jahn，1998)；VR—火山岩(陈多福等，1998)；MD—亏损地幔

Sch(diamond square in figure)—scheelite；BX—slates of the Banxi Group(Li Xianhua et al.，1991；Chen and Jahn，1998)；GR—granite on the southern margin of the Xuefeng uplift belt(Gilder et al.，1996；Chen and Jahn，1998)；VR—volcanics(Chen Duofu et al.，1998)；MD—depleted mantle

3.2 Rb-Sr 同位素

白钨矿、蚀变围岩及雪峰构造带南缘一些印支期—燕山期花岗质岩的 Rb-Sr 同位素组成见表2。白钨矿的 Rb 含量很低，而 Sr 含量可高达919.98×10^{-6}(表2)，$^{87}Sr/^{86}Sr$测定值在0.7476～0.7504之间，平均为0.74961 (n = 11)。由于白钨矿的 Rb 含量很低，所以白钨矿的$^{87}Sr/^{86}Sr$测定值即可代表其从成矿流体中沉淀释出时流体的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值。可见，形成白钨矿的流体富放射成因 Sr 同位素组成，显示

明显的壳源特征。

蚀变围岩的 Rb 含量高于 Sr 含量，其$^{87}Sr/^{86}Sr$测定值平均为0.7615(n = 3，表2)，需进行校正。用已知成矿年龄199Ma (Peng 和 Frei，2004)进行校正，得到蚀变围岩的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值平均分别为0.7467(199Ma)，与白钨矿的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值十分接近(表2)。因此，如果成矿发生在 t = 199Ma (Peng 和 Frei，2004)的中新生代印支期，则形成白钨矿的流体与导致围岩蚀变的流体具有相同的 Sr 同位素组成，都为富放射成因 Sr 同位素的流体，即二者可能为同一来源和性质的流体，或者二者为同一流体作用的产物。

此外，以上白钨矿、蚀变围岩的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$(t = 199Ma)值明显高于构造带南缘印支期—燕山期花岗质岩的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$(t = 199Ma)值(在0.7188～0.7261之间，平均0.7222，n = 3，表2)。不显示它们之间的可能源区联系。

3.3 Pb 同位素

白钨矿逐级浸取分离 Pb 同位素有效(指取得数据)分析结果见表3。三个白钨矿的 Pb 同位素分析数据中，只有样品 V4M 的分析结果显示：铀铅和钍铅的同位素比值随浸取酸强度的增强和浸取时间的延长而增高，在$^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$及$^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$图解(图3a、b)上呈明显的线性递增关系。这一特征表明：用于分析的白钨矿样品纯度达到分析要求，且 Pb 同位素分析结果没有受到外来包裹体的明显影响(Frei et al.，1995，1997)。即使这样，该样品的分析结果仍没有能够按实验预期目的给出 Pb-Pb 等时线年龄值。原因是白钨矿的 U/Pb 比值太低。与成功的实例(Frei et al.，1995，1997)相比，该矿床白钨矿形成时代太年轻，不足以能够在显微粒级的白钨矿中产生明显的、能构筑等时线的普通 Pb 同位素比值变化。其余样品的分析结果则不具有上述铅同位素比值随浸取酸强度增强和浸取时间延长而递增的变化特征。其中样品 V4L 和 V4各只有两组数据，样品 W5虽获得五组数据，但同位素比值$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$等的变化范围很小，平均依次分别为18.11、15.61、38.6，也无法获得预期的等时线年龄值。

尽管如此，白钨矿的 Pb 同位素分析结果仍提供了重要的成矿物质来源信息。在传统的铅同位素演化模式(Stacey 和 Kramers，1975)曲线上(图3a、b)，白钨矿的 Pb 同位素投影点位于平均地壳铅同位素演化线之上，显示白钨矿中的 Pb 来源于具高 μ 值的成熟陆壳，具陆源普通 Pb 特征。此外，白钨矿续级分离 Pb 同位素比值$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$与含金石英脉中的黄铁矿、蚀变围岩的 Pb 同位素比值基本一致(表3，图3a、b)，且落在区域

表 2　沃溪 W-Sb-Au 矿床白钨矿及蚀变围岩、部分花岗质岩的 Rb-Sr 同位素分析结果

Table 2　Rb-Sr isotopic data for scheelite and alternated host rocks from the Woxi deposit, and some granites from the Xuefeng uplift belt in western Hunan

样品	矿物或岩石	$^{87}Sr/^{86}Sr\pm2\sigma$②		Rb① ($\times10^{-6}$)	Sr① ($\times10^{-6}$)	$^{87}Rb/^{86}Sr\pm2\sigma$②		$^{87}Sr/^{86}Sr$ (t=199Ma)
W4-1	白钨矿	0.750338	±0.000007					
W4-2	白钨矿	0.747618	±0.000014					
W4-3	白钨矿	0.750410	±0.000005					
W4-4	白钨矿	0.750406	±0.000007					
W4-5	白钨矿	0.750359	±0.000009					
W4-6	白钨矿	0.750360	±0.000007					
W4-7	白钨矿	0.750382	±0.000015					
W4-8	白钨矿	0.750401	±0.000008					
V4	白钨矿	0.748656	±0.000006	0.34	919.98	0.00	±0.27	0.74865
V4(M)a	白钨矿	0.748632	±0.000006					
V4(M)b	白钨矿	0.748372	±0.000020	8.82	649.72	0.00	±0.26	0.74826
0-1-11	沈家垭发育 S—C 组构的绢云母板岩	0.759978	±0.000009	217	141	4.45	±0.04	0.74731
0-1-13	鱼儿山紫红色蚀变板岩	0.766069	±0.000006	186	93.7	5.74	±0.06	0.74973
W-1	鱼儿山黄铁矿化板岩	0.757851	±0.000049	281	156	5.21	±0.05	0.74303
SW-3	沩山黑云母花岗岩	0.732396	±0.000008	195	148	3.81	±0.04	0.72155
XJ20-02	白马山黑云母斜长花岗岩	0.728341	±0.000006	172	148	3.36	±0.03	0.71878
XJ20-10	黄矛园中细粒斜长花岗岩	0.766621	±0.000012	277	56.3	14.24	±0.14	0.72612

注：① 为 XRF 分析结果；② 为二次偏差绝对值。

表 3 沃溪 W-Sb-Au 矿床白钨矿 V4脉白钨矿逐级提出 Pb 同位素分析结果

Table 3 Pb step-leaching isotopic data of scheelite and pyrite and host rocks from Woxi W-Sb-Au deposit

样品	步骤①	用酸	时间	$^{206}Pb/^{204}Pb\pm2\sigma$	$^{207}Pb/^{204}Pb\pm2\sigma$	$^{208}Pb/^{204}Pb\pm2\sigma$	$r_1$②	$r_2$②
V4L	[1]	1N HBr	30min	18.223 ±0.025	15.625 ±0.022	38.658 ±0.057	0.980	0.965
	[3]	4N HBr	3h	18.213 ±0.011	15.601 ±0.011	38.550 ±0.032	0.959	0.931
V4M	[1]	mix③	30min	18.465 ±0.022	15.617 ±0.020	38.724 ±0.054	0.964	0.898
	[2]	1N HBr	1h	18.745 ±0.009	15.622 ±0.011	38.801 ±0.031	0.826	0.859
	[3]	4N HBr	3h	19.248 ±0.012	15.632 ±0.012	38.862 ±0.034	0.965	0.915
	[4]	8N HBr	6h	19.650 ±0.016	15.655 ±0.014	38.964 ±0.040	0.964	0.925
	[5]	8N HBr	12h	19.858 ±0.045	15.667 ±0.037	39.014 ±0.095	0.982	0.958
	[7]	HF	48h	20.004 ±0.039	15.686 ±0.032	39.088 ±0.080	0.982	0.975
W5	[1]	mix③	30min	17.955 ±0.018	15.611 ±0.017	38.592 ±0.046	0.969	0.904
	[2]	1N HBr	1h	18.076 ±0.008	15.612 ±0.009	38.600 ±0.028	0.967	0.940
	[3]	4N HBr	3h	18.086 ±0.009	15.609 ±0.009	38.584 ±0.028	0.967	0.937
	[5]	8N HBr	12h	18.099 ±0.011	15.618 ±0.011	38.616 ±0.033	0.956	0.879
	[7]	HF	48h	18.115 ±0.009	15.610 ±0.009	38.576 ±0.028	0.967	0.938
V4	[1]	1N HBr	15min	17.816 ±0.037	15.579 ±0.034	38.404 ±0.086	0.967	0.952
	[6]	mix③	30min	17.678 ±0.011	15.567 ±0.011	38.496 ±0.032	0.968	0.931
P11	含金石英脉中的黄铁矿			18.124	15.754	38.554	中科院广州地球化学研究所同位素实验室测	
P12	含金石英脉中的黄铁矿			17.887	15.603	37.923		
P13	含金石英脉中的黄铁矿			18.188	15.628	38.345		
R13	蚀变围岩			18.125	15.624	38.135		
BR1	区域板溪群板岩			18.927	15.785	39.545		
BR2	区域板溪群板岩			17.853	15.502	37.838		

注：① 编号对应相应的提取步骤，没有取得数据的分离步骤省去；② $r_1=^{206}Pb/^{204}Pb$ 对 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 误差校正（Ludwig，1988）；$r_2=^{206}Pb/^{204}Pb$ 对 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 误差校正（Ludwig，1988）；③ mix = 1.5N HBr + 2N HCl (12:1)。

板溪群板岩（刘海臣和朱炳泉，1994）相应比值的变化范围之内，呈现大致协调一致变化的特征。只是样品 V4M 的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值略高于板溪群板岩的相应值。显示成矿物质来源与赋矿围岩有关。

4 讨论

4.1 Nd 同位素指示成矿流体为混合流体

稀土 Sm^{3+}（0.102 nm）、Nd^{3+}（0.106nm）与白钨矿中的 Ca^{2+}（0.106nm）具相似的离子半径，故稀土元素可以类质同象的方式进入白钨矿矿物晶格。但与 Sm 不同，Nd 在热液中可以 $NdCl_3$ 的简单化合物形式存在而具有很高的溶解度（Rosing，1990），使得 Sm、Nd 在白钨矿-流体相中有不同的分配系数。故白钨矿的 Sm/Nd 值并不代表其沉淀时流体的 Sm/Nd 值（凌洪飞，私人通信）。

尽管如此，对于具有稳定物理-化学条件（注：温压、Sm-Nd 以外的其他化学成分）的流体体系，Sm、Nd 的分配系数应是相对稳定的，即白钨矿的 Sm/Nd 值应相对稳定。在此条件下，白钨矿 Sm/Nd 值变化应是流体 Sm-Nd 成分变化的反映（Voicu et al.，2000）。

沃溪矿床白钨矿的 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 值（0.64 ～ 1.27）、Sm/Nd（1.11 ～ 2.22）值变化较大，显示白钨矿形成时流体成分的明显变化特征；白钨矿的 ε_{Nd}（199Ma）值（平均为 − 25.5）低且变化范围较大，在 Nd 同位素演化模式图（图2）上位于赋矿围岩板溪群板岩之下。白钨矿的 Nd 同位素分析结果与已有研究（彭建堂等，2003）十分吻合，说明分析结果是可靠的。白钨矿 Nd 同位素特征指示：成矿流体可能是来自下伏成熟陆壳的流体与其他源区的流体作用而形成的混合流体。

然而，湖南中—新元古代火山岩（刘钟伟，1994；王孝磊等，2003）、震旦纪基性火山岩（陈多福等，1998）、中生代煌斑岩（贾大成等，2002）和玄武岩（赵振华等，1998）、印支—燕山期花岗质岩（Gilder et al.，1996）、以及板溪群蚀变板岩（表1中样品01-13和 W5-1）等很多地质体的 Sm/Nd 值均少于1。据此似可推断：成矿流体不论是来自何种源区，其 Sm/Nd 值应少于1。白钨矿的 Sm/Nd 值大于1，与流体的 Sm/Nd 值明显不同。这应是白钨矿沉淀时流体中的 Sm、Nd 发生强烈分异的结果，即白钨矿沉淀时，Sm 进入白钨矿晶格，Nd 则相对在流体

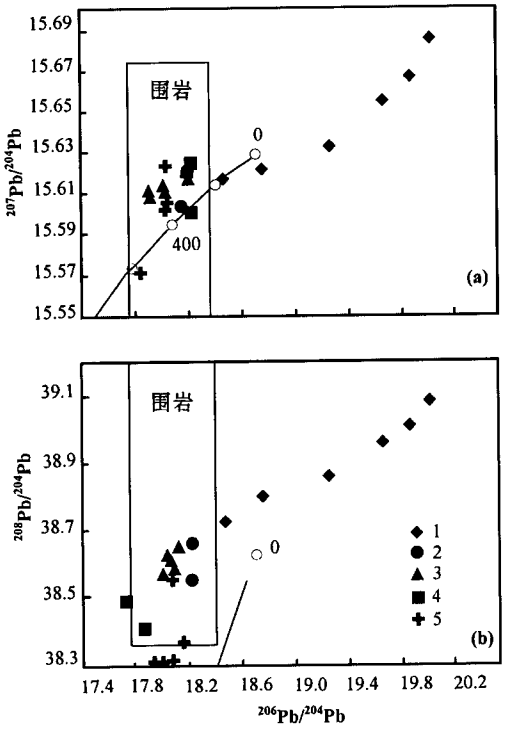

图 3　湘西沃溪 W-Sb-Au 矿床白钨矿 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$(a)及 $^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$(b)图解(说明见文中)

Fig. 3　Plot of $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ (a) and $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$(b) for scheelite from the W-Sb-Au ore deposit at Woxi W-Sb-Au deposit, western Hunan

1—V4M; 2—V4L; 3—W5; 4—V4; 5—黄铁矿(pyrite)

相中富集，使白钨矿的 Nd 相对亏损。REE 分异实验研究(Rosing, 1990)表明，Nd 在热液中可以 $NdCl_3$ 的简单化合物形式存在而具有很高的溶解度，Sm 则不然。因此，白钨矿的 Sm/Nd>1可能是富含 Cl^- 的高温(>400℃，Rosing, 1990)流体引起 Sm、Nd 发生分异的结果。

4.2　Sr 同位素指示成矿流体来自赋矿围岩

白钨矿富放射成因 Sr 同位素组成的特征明确指示成矿流体为壳源。但对源区的进一步示踪需考虑目前已知的两个成矿年龄。如果成矿年龄为 199Ma (Peng 和 Frei, 2004)，则白钨矿的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值(0.7484)与蚀变围岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值(0.7467)十分吻合。这较好地表明：① 白钨矿成矿与围岩蚀变可能是同一流体作用的结果；② 成矿流体可能来自赋矿围岩或与之有关。但如果成矿年发生在402Ma (彭建堂等, 2003)，则白钨矿的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值明显高于蚀变围岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值(0.7319)。这便得到：形成白钨矿的流体与导致围岩蚀变的流体为不同的流体，二者或者来自不同源区，或者是不同期次或不同性质的流体。实际地质事实是，白钨矿矿脉与蚀变围岩不但在宏观空间上密切共生或伴生(罗献林等, 1984; 张理刚, 1985; Peng et al., 1999)，而且显微镜下观察和重液分选时可见，白钨矿与蚀变矿物(如黄铁矿等)紧密共生。显示二者为同一流体作用产物。故成矿发生在199 Ma 似乎更符合实际地质情况，即白钨矿和蚀变围岩为同一流体作用的产物。成矿流体具有来自赋矿围岩本身的特征。

白钨矿的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值明显高于构造带南缘印支期—燕山期花岗质岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$(t = 199Ma)值(0.7222)，不显示成矿流体与印支—燕山期花岗质岩之间具有明显直接的成因联系。

4.3　Pb 同位素指示成矿流体来自赋矿围岩

含钙矿物 (白钨矿)中原始 Pb(Pb^{2+})通过类质同象赋存于矿物晶格，可代表白钨矿沉淀时流体的 Pb 同位素组成；而放射成因 Pb(Pb^{4+}，铀 Pb 和钍 Pb)则寄居在矿物晶格内部的 α 衰变裂隙中(Dahl 和 Frei, 1998; Frei et al., 1998)，是寄居矿物中 U、Th 的衰变结果。当进行浸取分离时，原始 Pb 先被浸取进入溶液，而随着浸取酸强度的增强和浸取时间的延长，放射成因 Pb 被逐步浸出，从而给出不同的 Pb 同位素比值而达到精确定年的目的(Frei et al., 1995, 1997, 1998)。虽然 Pb 同位素分析没能按实验预期的目的给出精确的成矿年龄值，但分析结果显示：白钨矿中的原始 Pb(即浸取实验前两步分析结果)不但与含金石英脉中的黄铁矿、蚀变围岩等具有相同的 Pb 同位素比值组成(表3, 图3)，而且与区域板溪群板岩(刘海臣和朱炳泉, 1994)的 Pb 同位素组成也十分一致。也表明成矿流体具有来自赋矿围岩本身的特征。

样品 V4M 的分析结果清楚显示其中的 Pb 来自具高 μ 值的成熟陆壳，而且由于 U/Pb 值太低而不能给出年龄值。因此，放射成因的 Pb 同位素校正后，相应同位素比值也应与黄铁矿、蚀变围岩的比值相一致。所以，白钨矿 Pb 同位素组成也指示成矿流体来赋矿围岩本身。

4.4　成矿流体特征及其演化

成矿流体的来源及其演化是解决矿床成矿机制的关键之一。白钨矿 Nd 同位素指示成矿流体是来自赋矿围岩下伏成熟陆壳的流体与其他源区流体作用而形成的混合流体。已有很多证据显示：雪峰构造

带存在下伏古老的陆壳基底(彭建堂等，2003)。因此，有理由推断成矿流体来自或流经下伏成熟陆壳。然而，白钨矿 Sr-Pb 同位素组成特征则一致地显示：成矿流体又来自赋矿围岩本身。显然，这不但不与 Nd 同位素示踪结果相矛盾，而且恰好说明 Nd 同位素所揭示的混合流体就是上升的下伏成熟陆壳流体与赋矿围岩流体相混合而形成。

与世界其他地区很多石英脉型金矿床中作为副矿物的白钨矿(Bell et al.，1989；Kent et al.，1995；Darbyshire et al.，1996；Voicu et al.，2000)不同，沃溪矿床的白钨矿是成矿早期形成的主量矿石矿物(Peng et al.，1999；彭渤等，2003)。因此，上述白钨矿的 Nd-Sr-Pb 同位素特征指示的是成矿早期的流体特征，即成矿早期流体是来自下伏古老成熟陆壳的流体与赋矿围岩流体作用而形成的混合流体。

而辉锑矿、闪锌矿、石英等一些晚期矿物流体包裹体的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$(t = 199Ma)值变化在0.71307 ～ 0.72440之间，平均为0.71915 (n = 8，Peng 和 Frei 2004)，与深部花岗质岩浆的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$(t = 199Ma)值(表2)相吻合，显示来自深部花岗质岩浆的流体也参与成矿作用。即辉锑矿、闪锌矿等大量硫化物的沉淀成矿与深部花岗质岩浆流体的作用有关。这与前述推断也并不矛盾，因为观察显示辉锑矿、闪锌矿等硫化物是晚于白钨矿成矿的 (Peng et al.，1999；彭渤等，2003)，其 Sr-Pb 同位素特征揭示的是成矿晚期的流体性质。而且，对以包裹体形式存在的 Au-Sb 矿物相的观察分析结果(Peng et al.，2005)也预示，来自深部的花岗质岩浆流体参与了成矿作用。因此，在探讨成矿流体演化特征时，必须综合考察并分清早、晚两期的流体作用特征。综上可见，导致矿床成矿的流体至少来自或流经：下伏古老成熟陆壳、赋矿围岩、及深部花岗质岩浆等三个源区。成矿作用就是这些不同源区的流体作用和演化的结果。成矿流体演化早期是下伏成熟陆壳的流体上升与来自赋矿围岩的流体作用，导致以形成白钨矿等为代表的早期 W 成矿；晚期则是深部花岗质岩浆流体上升与来自赋矿围岩的流体作用，导致辉锑矿、闪锌矿等大量硫化物及自然金等的沉淀成矿，即发生晚期 Au-Sb 成矿作用。

4.5 成矿作用机制

白钨矿 Nd-Sr-Pb 同位素分析结果不显示成矿流体具有海底热卤水的特征(彭建堂等，2003；本文)，故海底热卤水沉积成矿的认识(顾雪祥等，2003)值得商榷。但同时，岩浆期后热液成矿(张振儒等，1978；Yang 和 Blum，1999；彭渤等，2003)和沉积-变质热液成矿(罗献林等，1984，1996)等成因模式也不能对混合流体及其演化进行合理解释。矿床范围内至今未发现有岩浆岩体/脉，一直无法找到矿体与岩浆岩在空间上的成因联系。那么是什么动力机制导致了下伏更古老的陆壳基底流体和深部花岗质岩浆流体上升，进入地壳浅部而诱发成矿作用?已知成矿流体的混合作用发生于时代为199Ma (Peng 和 Frei 2004)的中生代印支期，这与雪峰构造带南缘中生代大规模的花岗质岩浆侵位时代(200Ma，湖南省区域地质调查所，1995)基本吻合。花岗质岩浆侵位伴随陆内碰撞造山作用(Yan et al.，2003)而发生。因此，中生代大规模的陆内碰撞造山作用为下伏成熟陆壳流体、深部花岗质岩浆流体沿沃溪断裂带上升运移等提供了动力力源。W-Sb-Au 成矿即是陆内碰撞造山作用过程中，下伏成熟古陆壳的流体、深部花岗质岩浆流体上升运移并与赋矿围岩流体混合作用并演化的结果。

5 结论

依据白钨矿 Nd-Sr-Pb 同位素分析结果，并结合已有研究成果(Peng 和 Frei 2004，Peng et al.，2005)，本文对沃溪矿床成矿流体的来源及其演化等问题，得到如下几点认识：

(1) 矿床成矿流体是多源混合流体，即来自或流经下伏成熟陆壳的流体、深部花岗质岩浆流体、和浅部赋矿围岩的流体等都参与了成矿作用过程。

(2) 成矿流体演化早期是来自下伏成熟陆壳的流体与来自赋矿围岩的流体作用，导致早期 W 成矿；晚期是深部花岗质岩浆流体上升与浅部赋矿围岩流体作用，导致晚期 Sb-Au 成矿。W-Sb-Au 成矿即是两期成矿作用叠加的结果。

(3) 雪峰构造带中生代陆内碰撞造山作用为流体的运移、演化及其伴随的成矿作用提供了动力力源。伴随碰撞造山而发生的中生代构造-岩浆作用导致下伏成熟陆壳流体和深部花岗质岩浆流体沿断裂带上侵，进入地壳浅部并与赋矿围岩流体作用，引发成矿作用。

致谢：研究工作得到丹麦政府 Cirius 奖学金的资助。第一作者在丹麦哥本哈根大学地质研究所同位素实验室工作期间得到了 B. Moller、M. Jankowski、T. Leeper、B. Munch 等的支持和帮助，原中国科学院长沙大地构造研究所潘传楚、郭定良、肖拥军、宋照亮等参加了野外工作，湘西金矿地测中

心为野外工作提供了多方支持，南京大学马东升教授、凌洪飞教授对初稿和同位素数据的解释提供建设性修改意见，谨此致谢。

参 考 文 献

陈多福，潘晶铭，徐文新，陈光谦，陈先沛. 1998. 华南震旦纪基性火山岩的地球化学及构造环境. 岩石学报，14(3)：343～350.

陈国达. 1956. 中国地台活化区的实例并着重讨论"华夏古陆"问题. 地质学报，36(3)：239～271.

丁碧英，杨燕征，廖凤先. 1981. 湘西金矿矿物包裹体研究及矿床成因探讨. 中南矿冶学院学报，2：114～12.

顾雪祥，Schulz O，Vavtar F，刘建明，郑明华. 2003. 湖南沃溪钨锑金矿床的矿石组构学特征及其成因意义. 矿床地质，22(1)：108～120.

湖南省区域地质调查所. 1995. 湖南花岗岩单元—超单元划分及其成矿专属性. 湖南地质，增刊(8)：1～59.

华仁民，陈培荣，张文兰，刘晓东，陆建军，林锦富，姚军明. 华南中—新生代花岗岩类有关的成矿系统. 中国科学(D)，33(4)：335～343.

贾大成，胡瑞忠，卢炎，谢桂青. 2002. 湘东北焦溪岭富钠煌斑岩地球化学特征. 岩石学报，18(4)：459～467.

刘海臣，朱炳泉. 1994. 湘西板溪群及冷家溪群的时代研究. 科学通报，39(2)：148～150.

刘钟伟. 1994. 湖南前寒武纪火山岩地球化学特征及产出构造环境. 湖南地质，13(3)：137～146.

李献华，赵振华，桂训唐，于津生. 1991. 华南前寒武纪地壳形成时代的 Sm-Nd 和锆石 U-Pb 同位素制约. 地球化学，3：255～263.

罗献林，梁金城，易诗军. 1984. 论湘西沃溪金锑钨矿床的成因. 地质与勘探，20 (1)：1～10.

罗献林，钟东球，李高生. 1996. 湖南沃溪式层控金矿地质. 北京：地震出版社，3～89.

马东升，潘家永，卢新卫. 2002. 湘西北—湘中地区金-锑矿床中—低温流体成矿作用的地球化学成因指示. 南京大学学报(自然科学版)，38(3)：435～445.

彭渤，Piestrzynski A，陈广浩. 2003. 湘西沃溪钨锑金矿床辉锑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，胡瑞忠，赵红军，符亚洲. 2003. 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.

史明魁，傅必勤，勒西祥. 1993. 湘中锑矿. 长沙：湖南科技出版社，41～52.

王孝磊，周金城，邱检生，高剑峰. 湖南中—新元古代火山-侵入岩地球化学及成因意义. 岩石学报，19(1)：49～60.

张理刚. 1985. 湘西雪峰隆起区锑金钨矿床稳定同位素地质学. 地质与勘探，21 (11)：24～28.

赵振华，包志伟，张伯友. 1998. 湖南中生代玄武岩类地球化学特征. 中国科学，28(增)：7～14.

张振儒，李健炎，黄绪灿. 1978. 湖南桃源沃溪金锑钨矿床金的赋存状态. 中南矿冶学院学报，1：58～71.

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., 9: 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, Maas 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.

Chen J F, Jahn B. 1998. Crustal evolution of the southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence. Tectonphysics, 284:101～133.

Dahl P S, Frei R. 1998. Step-leach Pb-Pb dating of inclusion-bearing garnet and staurolite, with implications for Warly proterozoic tectonism in the Black Hills collision orogen, South Dakota, United States. Geology, 26(2):111～114.

Darbyshire D P F, Pitfield P E J, Campbell S D G. 1998. Late Archean and early Proterozoic gold-tungsten mineralizaiton in the Zibabwe Archean craton: Rb-Sr and Sm-Nd isotope constraints. Geology, 24:19～22.

Faure G. 1986. Principles of isotope dating: New York, John Wiley and Sons, 1～589.

Frei R, Kamber B S. 1995. Single mineral Pb-Pb dating. Earth Planet. Sci. lett., 129:261～268.

Frei, R, Villa M, Bagler Th F, Kramers J D, Przybylowicz W J, Prozesky V M, Hofmann B A, Kamber B S. 1997. Single mineral dating by the Pb-Pb step-leaching method: Assessing the mechanisms. Geochim. Cosmochim. Acta, 61(2):393～414.

Frei R, Nagler TF, Schonberg R, Kramers JD. 1998. Re-Os, Sm-Nd, U-Pb, and stepwise lead leaching isotope systematics in shear-zone hosted gold mineralization: Genetic tracing and age constrains of crustal hydrothermal activity. Geochim. Cosmochim. Acta, 62:1925～1936.

Gilder S A, Gill J, Coe R S, Zhao X, Liu Z, Wang G, Yuan K, Liu W, Kuang G, Wu H. 1996. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of South China. J. Geophys. Res., 101:16137～16154.

Hus K J, Sun S, Li J, Chen H, Pen H, Sengor A. 1988. Mesozoic overthrust tectonics in south China. Geology, 16:418～421.

Kempe U, Oberthur T. 1997. Physical and geochemical characteristics of scheelite from gold deposits: A reconnaissance study. In: Papunen H, ed. Miner Deposits. Turku (Finland): A A Balkema, Rotterdam Publisher, 209～212

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.

Ludwig K R. 1988. User's manual for ISOPLOT/Ex version 2.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochron. Cent,. Spec. Pub. 1a.

Peng B, Frei R. 2004. Nd-Sr-Pb isotopic constrains on metal and fluid sources in W-Sb-Au mineralization at Woxi and Liaojiaping (Western Hunan, China). Miner. Deposita, 39(3):313～327.

Peng B, Pistrzynski A, Huang R H. 1999. W-Sb-Au mineralization at Woxi, western Hunan province, China. Miner. Polonica, 30(1): 33～48.

Peng B, Pistrzynski A, Pieczonka J. 2005. A new observation on W-Sb-Au mineralization at Woxi, western Hunan, China. In: Mao J W and F P Bierlein, eds. Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. Berlin: Spirnger Verlag Publisher, 569～572

Rosing M T. 1990. The theoretical effect of metasomatism on Sm-Nd isotopic system. Geochim. Cosmochim. Acta, 54:1337～1341.

Stacey J S, Kramers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. Earth Planet. Sci. Lett., 26:207～221.

Voicu G, Bardoux M, Stevenson R, Jebrak M. 2000. Nd and Sr

isotope study of hydrothermal scheelite and host rocks at Omai, Guiana shield: implocations for ore fluid source and flow path during the formation of orogenic gold deposits. Miner. Deposita, 35:302～314

Yan D P, Zhou M F, Song H L, Wang X W, Malpas J. 2003. Origin and tectonic significance of a Mesozoic multi-layer over-thrust system within the Yangtze Block (South China). Tectonophysics, 361:239～254.

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, PR China. Chem. Geol., 155 (1～2):151～169.

Nd-Sr-Pb Isotopic Geochemistry of Scheelite from the Woxi W-Sb-Au Deposit, Western Hunan: Implications for Sources and Evolution of Ore-forming Fluids

PENG Bo[1], Robert FREI[2], TU Xianglin[3]

1) *Faculty of Resource and Environment Science, Hunan Normal University, Changsha, Hunan*, 410081

2) *The Geological Institute, University of Copenhagen, Oster Voldgade* 10, *DK*-1350 *Copenhagen K, Denmark*

3) *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guangzhou, Guangdong*, 510640

Abstract

This study carries out a systematic Nd-Sr-Pb isotopic analyzing on scheelites from the V4 ore vein of the Woxi W-Sb-Au ore deposit in western Hunan, China. The results show that the Sm and Nd concentrations in scheelite are a bit lower, with variable ratios of Sm/Nd (1.11 ～ 2.22) and $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.64 ～ 1.27), and the ε_{Nd} values (compared to values at 199Ma) of scheelite are also low, ranging from −27.4 to −19.9 with an average of −25.5 (n = 9). The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of scheelite are high, varying from 0.7476 to 0.7504 with an average of 0.7496 (n = 11), which represents the initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of scheelite at 199 Ma. Lead-step leaching analyzing results show that the ratios of $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, and $^{208}Pb/^{204}Pb$ of scheelite are in narrow variety with averages of 18.11, 15.1, and 38.6, respectively, and these ratios of scheelites are similar to the corresponding ratios of the pyrite from the same gold-bearing quartz veins, of the alternated host rocks, and of the regional slates of the Banxi Group. The above Nd-Sr-Pb isotopic data of scheelite, complementing with previous results of Sr isotopes of sphalerite and stibnite, show that the ore-forming fluids for the mineralization might include the following possible source fluids: fluid from the ancient continental crust beneath the host rock (the Banxi Group), fluid from deep granitoid magmas, and fluid from the host rock. The ore-forming fluid is a mixture of the above source fluids. The mineralization most possibly was due to the mixing of the above fluids of different sources, and the ores might be the products of mixing the fluids from different sources. The fluid evolution might include two major stages: The early stage was probably characterized by mixing the upward fluid from the ancient continental crust underneath the host rock (the Banxi Group), with those from the host rock. This early stage of fluid mixing might have led the early stage of mineralization represented by tungsten ores. The later stage was characterized by mixing the upward granitoid fluid from the deep magmatic chamber with those from the host rock. This stage of fluid mixing might have caused the later stage of mineralization represented by antimony and gold ore for the deposit. The W-Sb-Au mineralization was mostly due to the combination of the above two stages of fluid mixing. The upward emplacement of fluids from both the ancient continental crust underneath the host rock and the deep granitoid magmas, was probably caused by the intracontinental orogenesis during the Mesozoic period, and the W-Sb-Au mineralization for the deposit was possibly due to the superposition of the above two stages of mineralization.

Key words: Nd-Sr-Pb isotope; scheelite; ore-forming fluid; W-Sb-Au ore deposit; western Hunan