湖南沃溪 W-Sb-Au 矿床成因的流体包裹体证据

董树义^{1,2)},顾雪祥¹⁾,Oskar Schulz³⁾,Franz Vavtar³⁾,刘建明⁴⁾,郑明华²⁾,程文斌¹⁾ 1)中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室,北京,100083; 2)成都理工大学,成都,610059; 3) 茵斯布鲁克大学矿物与岩石研究所,A-6020 茵斯布鲁克,奥地利;

4) 中国科学院地质与地球物理研究所,北京,100101

内容提要:系统研究了沃溪 W-Sb-Au 矿床层状矿体的流体包裹体特征,均一温度集中在 120~180℃,盐度变 化于 2.9%~8.9% NaCl之间,由包裹体均一温度与盐度计算得出的流体密度介于 0.94~0.96 g/cm³。流体包裹 体稀土元素地球化学组成表明,成矿流体为一种进化的海水,即海水在海底下沉积柱循环过程中萃取矿质,形成 120~180℃温度的低密度成矿流体。当其回返上升到海底后,形成悬浮热液柱,并与冷海水逐渐掺和,发生化学和 机械-化学沉积,在海底形成层状矿体。流体包裹体均一温度和盐度的变化范围与很多沉积喷流(SEDEX)矿床极 为相似,暗示与这些矿床具有相似的成因机制。同一矿层、条带状矿石中同一条带的石英中包裹体均一温度和盐度的规律性变化,支持沃溪 W-Sb-Au 矿床的同生热水沉积成因观点。

关键词:流体包裹体;悬浮热液柱;热水沉积;W-Sb-Au矿床;沃溪;湖南省

湖南沃溪矿床是扬子地台南缘江南元古宙造山 带内产出的为数众多的 W-Sb-Au 建造矿床的典型 代表,也是世界上极为罕见的在同一矿床中 W、Sb、 Au 三种元素均构成大型矿床规模的典型实例。有 关该矿床的成因,观点众多,概括起来有岩浆热液成 因(张振儒,1980,1989)、变质热液成因(罗献林等, 1984,1996)、变质水和大气降水混合热液成因(杨 燮,1992;牛贺才等,1992;刘英俊等,1993)、沉积-变 质(改造)成因(张理刚,1985;涂光炽,1987)、层控-构造动力再造成因(刘亚军,1992a,b,1993;彭渤, 1992)等观点。

顾雪祥等(2003,2004,2005)曾从矿物学和矿石 组构学、微量元素和硫同位素地球化学以及稀土元 素地球化学等方面论证了沃溪矿床系同生热水沉积 成因。本文则主要从流体包裹体方面进一步探讨该 矿床的成因。

1 区域成矿背景与矿床地质特征

矿床位于扬子地台南缘江南元古宙造山带西段 雪峰山弧形隆起带中段向北西凸出的转折部位。矿 区位于轴向近东西的仙鹅抱蛋穹隆状背斜的北东 翼,区内出露的地层自下而上有中元古界冷家溪群 (Pt₂Lj)、上元古界板溪群(Pt₃Bx)以及上白垩统 (K₂)陆相红色砂砾岩(图 1a)。其中,板溪群马底驿 组(Pt₃m)和五强溪组(Pt₃w)是矿区内出露的主要 地层,两者以横贯全区的沃溪逆断层为界,以北为五 强溪组,以南为马底驿组。迄今所发现的矿体均位 于断层以南马底驿组地层的中上部。矿区自西向东 划分为红岩溪、鱼儿山、栗家溪、十六棚公和上沃溪 五个矿段。

作为矿体直接围岩的马底驿组地层为一套浅变 质(绿片岩相)的浊积岩(Gu et al., 2002a,b),依岩 性变化可划分为三个岩性段。下段(Pt₃m¹)厚70~ 250 m,为灰绿色中至厚层浅变质石英砂岩和砂质 板岩,底部与冷家溪群不整合接触面上常见一层厚 度可达1.5 m的砾岩。中段(Pt₃m²)为主要的含矿 层位,厚度变化大,从数十米至800 m不等,岩性为 紫红色、灰紫色、紫灰色绢云母板岩,局部夹厚0.1 ~10 m的白云质灰岩透镜体。上段(Pt₃m³)为厚 40~210 m的灰绿色绢云母板岩和石英砂岩,局部 夹紫红色板岩。

根据矿体产状、矿物组成和结构特征的差异,矿

注:本文为国家自然科学基金(编号 40573031)和中国科学院地球化学研究所矿床地球化学重点实验室开放基金(编号 200706)资助的成果。

收稿日期:2007-12-27;改回日期:2008-02-12;责任编辑:郝梓国。

作者简介:董树义,1973年生。讲师,博士生。矿床学专业。Email: dongshuyi@126.com。通讯作者:顾雪祥。Email: xuexiang_gu@ cugb.edu.cn。



图 1 沃溪矿田地质一构造略图(a)及 NE-SW 向典型剖面图(b)(据罗献林等,1996,修改)

Fig. 1 Sketch map showing geological-structural features of the Woxi ore field (a) and a typical NE—SW section of the deposit (b) (modified from Luo et al., 1996)

1-白垩系红色砂砾岩;2-五强溪组;3-马底驿组上段;4-马底驿组中段;5-马底驿组下段;6-冷家溪组;7-矿体及编号;8-背斜轴; 9-向斜轴;10-逆断层;11-平移断层;12-性质不明小断层;13-不整合面;14-地层产状;15-矿田范围;16-钻孔;17-断层破碎带(剖面);18-砂岩;19-板岩;20-实测/推测褶皱轴及其倾伏方向

1—Red glutinite of Cretaceous; 2—Wuqiangxi Formation; 3—upper member of Madiyi Formation; 4—middle member of Madiyi Formation; 5—lower member of Madiyi Formation; 6—Lengjiaxi Formation; 7—ore body and it's number; 8—anticlinal axis; 9—synclinal axis; 10 reverse fault; 11—strike-slip fault; 12—hitch of indistinction; 13—surface of unconformity; 14—attitude of stratum; 15—range of ore field; 16—drill; 17—shattered fault zone; 18—sandstone; 19—slate; 20—fold axis and its plunge direction of actual measurement/ guesswork

化分为层状和脉状-网脉状两种主要类型。层状矿 化构成沃溪矿床总储量的 70 %以上,由至少 9 个与 地层产状严格整合的层状矿体(V_1 - V_9)组成(图 1b, 图 2)。其中,位于层状矿化系统中部的 V_1 - V_4 矿体 为主要的工业矿体,而 V_5 - V_9 矿体规模较小、连续 性较差,因而工业价值不大。矿层走向近东西,倾向 北,倾角平缓($20^\circ \sim 30^\circ$)。单个矿层的厚度($0.2 \sim$ 1.5 m)不大,但走向延长($40 \sim 350$ m)和倾向延深 (通常 $300 \sim 3500$ m)大且稳定。矿石主要由韵律互 层的条带状和/或层纹状含金石英、辉锑矿、白钨矿、 黄铁矿和粉砂质粘土条带(粉砂级石英+绢云母+ 绿泥石)构成。

脉状-网脉状矿化占总储量的 25 %强,产于层 状矿体下盘 3~10 m 的板岩中(图 2)。矿化以数十 至上百条与层状矿体高角度相交、少数近于平行的 白钨矿-含金石英细脉为特征,细脉带形态呈透镜状 或楔状,一般走向长 20~60 m,倾向延深 40~120 m。单条细脉呈平整的板状,厚 0.5~5 cm,延伸 1



图 2 V₁-V₆ 矿体赋矿层位及典型矿层流体包裹体 温度-盐度变化关系图

Fig. 2 Generalized stratigraphic section showing the location of ore bodies $V_1\mathcal{-}V_6$ and variation of homogenization temperature and salinity in fluid inclusions

~5 m,脉间距 5~50 cm。

作为重要找矿标志的围岩蚀变,在层状矿体的 上、下盘呈基本整合的层状产出,厚 0.2~2 m,局部 可达 10 m。通常,下盘蚀变的强度和厚度均大于上 盘。

2 样品采集与分析方法

用作包裹体观测及稀土元素分析的样品均采自 井下新鲜面 V1~V4、V7 及 V8 矿层。均一温度和 冷冻温度测定在成都理工大学流体包裹体实验室 TRL-02型冷热台上进行,误差范围为±0.5℃。条 带状矿石中含金石英内的流体包裹体稀土元素组成 采用中国科学院地球化学研究所的 Finningan MAT ELEMENT 型 ICP-MS 测定,分析方法据 Balaram 等(1995),Yoshida 等(1996)和苏文超等 (1998),利用 GSR-3 和 JG-2 标样测定的分析误差 <5%~10%。

3 流体包裹体特征

3.1 岩相学特征

镜下观察,包裹体薄片中石英和白钨矿中流体 包裹体较多,方解石和白云石中相对较少。流体包 裹体直径介于 2~20μm(多为 3~10μm)。基于 Roedder (1984) and Bodnar et al. (1985)的标准可 分为原生与假次生包裹体。石英与白钨矿中的原生 流体包裹体(>95%)为浑圆状或负晶形并沿生长晶 面呈线性排列,由气液两相组成,气液比低,气相成 分<5%(图 3),因而其成分大致代表了原始成矿流 体的成分。假次生流体包裹体(<5%)具有不规则 的形状,沿裂隙呈线性排列但不穿过晶粒边界。

3.2 均一温度与盐度

对 28 件样品内的石英、白钨矿和1件样品内方 解石中的共 160 个流体包裹体进行均一温度测定, 均一温度值介于 95~185℃之间,多集中在 120~ 180℃,平均值为 155℃。对 20 个样品内共生的石 英和白钨矿中的 73 个流体包裹体进行了冰点温度 测定,并采用 Bodnar (1993) 冰点温度与盐度的关 系式,计算获得流体盐度变化于 2.9%~8.9% NaCl之间,平均值为 5.0% NaCl。同种矿物中流 体包裹体温度和盐度值有较大的交叉重叠,不同矿



图 3 沃溪矿床层纹状矿石中石英内的原生流体包裹体 Fig. 3 Primary fluid inclusions in quartz from the banded ore in the Woxi deposit

物之间比较,石英中流体包裹体的平均温度和盐度 值稍高于白钨矿和方解石中流体包裹体平均温度和 盐度值(表 1)。

同一矿层由底部到顶部,均一温度和盐度表现 出较为一致的变化趋势(见表 1、图 2),条带状矿石 中同一条带的同种矿物,自下而上流体包裹体数量 明显增多,均一温度渐为降低,流体含盐度亦呈由高 至低的变化趋势。如 V4 矿层由底部向顶部,石英 中流体包裹体均一温度由 165℃逐渐降低到 114℃, 盐度由 6.1% NaCl 降低到 3.5% NaCl;V3 矿层由 下至上,石英中流体包裹体均一温度由 169℃降至 154℃,盐度由 7.1% NaCl 降至 3.6% NaCl。

3.3 密度和压力

根据刘斌(1986),刘斌等(1987)提出的密度 式和等容式,利用流体包裹体均一温度和盐度计 算成矿流体的密度和压力,计算结果列于表 1。由 表 1 可见,沃溪矿床成矿流体的密度变化于 0.936 ~0.959g/cm³之间,不同矿层之间成矿流体密度 相差不大;成矿流体的压力值介于 2.9~18.6 MPa。

表 1 沃溪矿床主要矿层中石英、白钨矿、方解石流体包裹体数据表

Table 1 Data of fluid inclusions in quartz, scheelite and calcite of the main ore beds from the Woxi deposit

编号	主矿物	均一温度(℃)		** 宇油 座(い)	盐 度(%	MaCl)	$\overline{\mathbf{x}}$ 座 (α/am^3)	$E \pm (MD_{-})$	矿目
		范围	平均值	が京価度(し)	范围	平均值	名皮(g/ cm ⁻)	压刀(MFa)	制云
WX9-2	石英	$125 \sim 155$	137 (5)	$-2.5 \sim -1.7$	2.9~4.1	3.5 (4)	0.958		V_4
WX9-2	白钨矿	$128 \sim 162$	146 (5)	$-2.5 \sim -2.0$	3.4~4.2	3.9 (4)	0.959		V_4
WX9-13(M)	石英	$125 \sim 165$	146 (7)	$-3.1 \sim -2.5$	4.2~5.1	4.8 (5)	0.958		V_4
WX26-6	石英	$155 \sim 172$	164 (5)	$-3.7 \sim -3.2$	5.2~6.0	5.6(2)	0.946	2.9	V_4
WX26-6	白钨矿	$117 \sim 135$	126 (3)	$-3.4 \sim -3.0$	4.9~5.5	5.2(2)	0.982		V_4
WX26-4	石英	$150 \sim 180$	165 (7)	$-4.3 \sim -3.3$	5.4~6.9	6.1 (4)	0.948	3.9	V_4
WX9-7	石英	$95 \sim 130$	114 (5)						V_4
WX9-7	白钨矿	$125 \sim 153$	136 (3)						V_4
WX9-13(U)	石英	$123 \sim 152$	135 (6)						V_4
WX9-13(MU)	石英	$132 \sim 149$	141 (3)						V_4
WX9-13(L)	石英	$148 \sim 170$	159 (5)						V_4
WX20-7(U)	石英	$138 \sim 168$	154 (5)	$-2.4 \sim -1.9$	3.2-4.0	3.6 (2)	0.943	6.9	V_3
W X-3	石英	$153 \sim 178$	165 (10)	$-5.8 \sim -3.8$	6.1-8.9	7.1 (6)	0.955		V_3
W X-5	石英	$155 \sim 182$	169 (10)						V_3
WX18-9	石英	$120 \sim 160$	141 (8)	$-1.4 \sim 0$	0-2.4	1.2 (5)	0.941	18.6	V_1
WX18-10	石英	$130 \sim 172$	151 (8)	$-3.5 \sim -2.5$	4.2~5.8	5.0 (5)	0.954		V_1
WX7-1	石英	$156 \sim 178$	167 (8)	$-4.1 \sim -2.8$	4.6~6.6	5.5 (6)	0.942	6.0	V_2
WX7-2	石英	$130 \sim 153$	140 (6)						V_2
WX24-2(U)	石英	$148 \sim 165$	158 (5)	$-3.0 \sim 2.0$	3.4~4.9	4.2 (3)	0.943	11.5	V_7
WX24-4(ML)	石英	$154 \sim 172$	162 (5)	$-3.1 \sim -2.0$	3.4~5.1	4.2 (4)	0.939	16.2	V_7
WX24-2(U)	石英	$156 \sim 178$	169 (5)	$-3.4 \sim -2.6$	4.3~5.6	4.9 (3)	0.936	15.9	V_7
WX24-1(T)	石英	$147 \sim 168$	159 (7)	$-3.5 \sim -2.9$	4.8~5.8	5.2 (3)	0.948	4.9	V_7
WX24-4(ML)	石英	$162\!\sim\!185$	174 (5)	$-4.2 \sim -3.0$	4.9~6.7	6.0 (4)	0.938	13.5	V_7
WX24-6(L)	石英	$165 \sim 178$	173 (7)	$-4.5 \sim -3.7$	6.0~7.2	6.5 (3)	0.943	5.1	V_7
WX24-8	石英	$158 \sim 167$	161 (7)	$-4.6 \sim -3.6$	5.9~7.0	6.5 (4)	0.955		V_7
WX26-9	石英	$160 \sim 175$	169 (6)	$-4.0 \sim -2.8$	4.6~6.4	5.7 (4)	0.942	8.2	V_8
WX26-9	白钨矿	$135 \sim 145$	140 (2)						V_8
WX26-9	方解石	$138 \sim 145$	142 (2)						V_8

注:L一下部;ML一中下部;M一中部;MU一中上部;U一上部;T一顶部;平均值一列中括号内值为测定的流体包裹体数。

表 2 沃溪矿床中石英流体包裹体的稀土元素含量(µg/g)及特征值

Table 2 REE contents $(\mu g/g)$ of fluid inclusions in quartz from the Woxi deposit

样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	Eu/Eu*
WX9-13	0.73	2.29	0.20		0.13	0.03	0.05	0.01	0.04	0.01	0.01	0.003	0.01	0.002	3.50	1.18
WX9-22	1.64	4.29	0.41	1.17	0.36	0.08	0.24	0.03	0.13	0.01	0.03	0.004	0.04	0.009	8.43	0.83
WX18-9	32.66	61.51	8.48	24.35	4.21	0.94	2.49	0.25	0.82	0.06	0.14	0.011	0.09	0.012	136.00	0.88

注: SREE 为元素 La-Lu 含量总和, Eu/Eu* = Eu_N/(Sm_N×Gd_N)^{1/2}, 球粒陨石标准化值据 Taylor 等. (1985)。

3.4 稀土元素组成

条带状矿石中含金石英的流体包裹体,稀土总 量变化范围大($\Sigma REE = 3.5 \sim 136$ ($\mu g/g$; 表 2), 轻稀土富集[(La/Yb)_N = 28~248, LREE/HREE = 16~34], 铕异常不显著(Eu/Eu^{*} = 0.83~ 1.18), 铈异常不明显或显弱的正异常(Ce/Ce^{*} = 0.87~1.42), 球粒陨石标准化曲线见图 4。



图 4 沃溪矿床中流体包裹体稀土元素球粒陨石 标准化曲线

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns for fluid inclusions from the Woxi deposit

图中东太平洋隆现代海底热液的稀土元素分布范围据 Douville 等(1999),大陆地热田和地下水的稀土元素分布模式据 McLennan(1989),海水的稀土元素分布模式据 Elderfield 等 (1982);用于标准化的球粒陨石稀土元素含量据 Taylor and McLennan(1985)

Distribution range of REE of submarine hydrothermal solution from the East Pacific Rise after Douville et al. (1999), REEpatterns of continental geothermal field and ground water after McLennan (1989), REE-patterns of seawater after Elderfield et al. (1982), REE chondrite-normalising factors from Taylor and McLennan (1985)

4 讨论

越来越多的资料表明,活动于各种构造背景(如 扩张的洋中脊、洋壳或陆壳基底上的弧后盆地、板内 海底火山、陆内裂谷、洋岛及陆缘岛弧等)的现代海 底热液,以稀土总量较低(一般为 10^{-9} 级)、轻稀土 富集和高的铕正异常(Eu/Eu*可高达 30)为显著特 征(Klinkhammer et al., 1994; Douville E et al., 1999; Michard A et al., 1983, 1986, 1989; Campbell A C et al., 1988; Fouquet Y et al., 1993; Mitra A et al., 1994; James R H et al., 1995; Bau M et al., 1999)。与现代海底热液相比, 沃溪矿床中条带状含金石英内的流体包裹体所代表 的成矿流体的稀土总量高且变化范围宽(3.5~ 136μg/g);除铕异常不显著外,其稀土元素配分模 式与现代海底热液极为相似,但明显区别于地下水 和大陆地热田的热液流体(图 4)。

顾雪祥等(2005)综合分析了沃溪矿床成矿流体 的起源,认为成矿流体来自于进化的海水(evolved seawater),即海水通过在下伏沉积柱中的循环获取 矿质,进而沿一系列断裂系统向上排泄到海底。较 之海水,这种成矿流体密度较低(0.94~0.96g/ cm³),因而当其上升到海底后,很可能形成悬浮的 热液柱(Canet et al., 2003),即成矿作用很可能发 生于悬浮的热液柱中,而非 Sangster(2002)所论及 的某些沉积喷流矿床形成于汇聚于海底沉降洼地内 的卤水池中。这种悬浮的成矿热液柱通过与冷海水 的混合、掺和,发生化学和机械一化学沉积,在海底 形成层状矿体(图 5,Goodfellow et al., 1993)。不 同矿层之间相比,成矿流体密度变化小,暗示了幕式 喷出(顾雪祥等,2003)的成矿流体成分相差不大。



图 5 沃溪矿床成因模式图 Fig. 5 Genetic model for the Woxi deposit

沃溪矿床成矿流体温度变化于 120~180℃,这 一温度范围与很多古代沉积喷流矿床及正在活动的 海底热液成矿作用相类比(Peter et al., 1988)。盐 度变化范围为 2.9%~8.9% NaCl,虽低于曾报道 的多数沉积喷流矿床的流体包裹体盐度值(Gardner et al., 1985; Samson et al., 1987; Ansdell et al., 1989),但却与那些同为低密度成矿流体的喷流沉积 矿床极为相近(Peter et al., 1986)。

同一矿层、条带状矿石中同一条带的同种矿物,

自下而上均一温度和盐度渐次降低,成矿流体盐度 最终趋于海水盐度(3.5% NaCl)(见图 2),以及层 纹状矿石中化学沉淀物与机械沉积物的韵律互层, 均表明在同一喷发旋回中,随着喷流作用的减弱,海 水掺合作用加强,成矿作用过程表现为化学沉积— 化学-机械沉积—机械沉积(顾雪祥等,2003、2004、 2005)。

5 结论

沃溪 W-Sb-Au 矿床成矿流体源自进化的海水, 海水在海底下沉积柱循环过程中萃取矿质,形成温 度变化于 120~180℃的低密度(0.94~0.96g/cm³) 成矿流体,当其上升到海底后,便形成悬浮的热液 柱,并通过与冷海水的混合、掺和,发生化学和机械 一化学沉积,在海底形成层状矿体;流体包裹体均一 温度和盐度的变化范围与很多沉积喷流(SEDEX) 矿床极为相似,暗示这些矿床具有相似的成因机制。 同一矿层、条带状矿石中同一条带的石英中包裹体 均一温度和盐度的规律性变化,支持沃溪 W-Sb-Au 矿床的同生热水沉积成因观点。

参考文献

- 顾雪祥,Oskar Schulz,Franz Vavtar,刘建明,郑明华. 2003. 湖南沃 溪钨-锑-金建造矿床的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,Oskar Schulz,Franz Vavtar,郑明华. 2004. 湖南沃 溪钨-锑-金建造矿床同生成因的微量元素和硫同位素证据. 地 质科学,39(3):424~439.
- 顾雪祥,刘建明,Oskar Schulz, Franz Vavtar, 付绍洪. 2005. 湖南沃 溪金-锑-钨矿床成因的稀土元素地球化证据. 地球化学, 34(5): 428~442.
- 刘斌. 1986. 利用不混溶流体包裹体作为地质温度计和压力计. 科 学通报,18:1432~1436.
- 刘斌,段光贤. 1987. NaCl-H₂O 溶液包裹体的密度式和等容式及其 应用. 矿物学报,7(4):345~351.
- 刘亚军. 1992a. 沃溪金矿床断裂构造控矿的研究. 矿产与地质,6 (1):29~34.
- 刘亚军. 1992b. 湘西沃溪金锑钨矿床褶皱构造及其控矿规律与动 力成矿作用. 矿床地质,11(11):134~141.
- 刘亚军. 1993. 湖南沃溪金矿断裂构造动力成矿研究. 成都地质学 院学报,20(1):50~55.
- 刘英俊,孙承辕,马东升.1993. 江南金矿及其成矿地球化学背景. 南京:南京大学出版社,1~260.
- 罗献林,易诗军,梁金城. 1984. 论湘西沃溪金锑钨矿床的成因. 地 质与勘探,20(7):1~10.
- 罗献林,钟东球,李高生. 1996. 湖南省沃溪式层控金矿地质. 北京: 地震出版社,1~313.
- 牛贺才,马东升. 1992. 湘西层控金矿床成因机制的研究. 矿床地 质,11(1):65~75.
- 彭 渤. 1992. 湘西沃溪金矿田断层构造成矿机理初探. 大地构造与成矿学,16(2):176~177.

- 苏文超,漆亮,胡瑞忠. 1998. 流体包裹体中稀土元素的 ICP-MS 分 析研究. 科学通报,43(10):1094~1098.
- 涂光炽. 1987. 中国层控矿床地球化学(第二卷). 北京:科学出版 社,1~299.
- 杨燮. 1992. 湖南沃溪金锑钨矿床成矿物质来源及成矿元素的共生 机制. 成都地质学院学报,19(2):20~28.
- 张理刚.1985. 湘西雪峰山隆起区钨锑金矿床稳定同位素地质学. 地质与勘探,21(11):24~28.
- 张振儒. 1980. 桃源沃溪金锑钨矿床成因及成矿机理研究. 中南矿 冶学院科技情报,1~10.
- 张振儒. 1989. 金矿研究. 长沙:中南工业大学出版社,1~190.
- Ansdell K M, Nesbitt B E, Longstaffe F J. 1989. A fluid inclusion and stable isotope study of the Tom Ba Pb Zn deposit, Yukon, Canada. Econ. Geol, 84(4): 841~856.
- Balaram V, Anjaiah K V, Reddy M R P. 1995. Comparative study on the trace and rare earth element anlysis of an Indian polymetallic nodule reference sample by inductively coupled plasma atomic emission spectrometry and inductively coupled plasma mass spectrometry. Analyst, 120: 1401~1406.
- Bau M, Dulski P. 1999. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. Chem Geol, 155: 77~90.
- Bodnar R J, Reynolds T J, Kuehn C A. 1985. Fluid-inclusion systematics in epithermal systems. Reviews in Economic Geology, (2):73~98.
- Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57,683~684.
- Campbell A C, Palmer M R, Klinkhammer, G P. 1988. Chemistry of hot springs on the Mid-Atlantic Ridge. Nature, $335:524 \sim 519$.
- Canet P, Alfonso J C, Melgarejo A E, Fallick. 2003. Origin of the mineralizing fluids from the Carboniferous sedex deposits of L' Alforja (SW Catalonian Coastal Ranges, Spain). Journal of Geochemical Exploration, 78(79): 513~517.
- Douville E, Bienvenu P, Charlou J L. 1999. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. Geochim Cosmochim Acta, 63: 627~643.
- Elderfield H, Greaves M J. 1982. The rare earth elements in seawater. Nature, 296: 214~219.
- Fouquet Y, von Stackelberg U, Charlou J C. 1993. Metallogenesis in back-arc environments: the Lau basin example. Econ Geol, 88: 2154~2181.
- Gardner H D, Hutchinson I. 1985. Geochemistry, mineralogy and geology of the Janson Pb Zn deposits, Macmillan Pass, Yukon, Canada. Econ. Geol, 80: 1257~1276.
- Goodfellow, W D Lydon, J W, Turner R J W. 1993. Geology and genesis of stratiform sediment-hosted (SEDEX) zinc-lead-silver sulphide deposits, in Kirkham, R V, Sinclair W D, Thorpe R I, Duke J M, eds.: Mineral deposit modeling: Geological Association of Canada Special Paper, 40, 201~251.
- Gu X X, Schulz O, Vavtar F, Liu J M and Zheng M H. 2002a. Jungproterozoische submarine Primäranreicherung und metamorphogene Weiterentwicklung der stratiformen W-Sb-Au-Erzlagerstätten vom "Typ Woxi" in Hunan (Süd-China). Vienna: Archiv für Lagerstätten der Geologische Bundersanstalt 23. 1~204.

- Gu X X, Schulz O, Vavtar F and Liu J M. 2002b. Rare earth element geochemical constraints on the genesis of the Woxi W-Sb-Au deposit, South China. Geochim. Cosmochim. Acta, 66 (Suppl. 1); A295.
- James R H, Elderfield H, Palmer M R. 1995. The chemistry of hydrothermal fluids from the Broken Spur site, 29N Mid-Atlantic Ridge. Geochim Cosmochim Acta, 59: 651~659.
- Klinkhammer G P, Elderfield H, Edmond J M. 1994. Geochemical implications of rare earth element patterns in hydrothermal fluids from mid-ocean ridges. Geochim Cosmochim Acta, 58: 5105~5113.
- McLennan S M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. Lipin B R, McKay G A. Geochemistry and mineralogy of rare earth elements—Reviews in Mineralogy (Volume 21). Washington: The Mineralogical Society of America, 169~200.
- Michard A, Albarède F, Michard G. 1983. Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N). Nature, 303: 795~797.
- Michard A, Albarède F. 1986. The REE content of some hydrothermal fluids. Chem Geol, 55: 51~60.
- Michard A. 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. Geochim Cosmochim Acta, 53: 745~750.
- Mitra A, Elderfield H, Greaves M J. 1994. Rare earth elements in submarine hydrothermal fluids and plumes from the Mid-Atlantic Ridge. Mar Chem, 46: 317~235.

- Peter J M, Scott S D, Shanks III W C, Woodruff L G. 1986. Geochemical, mineralogical, fluid inclusion and stable isotope studies of hydrotermal vent precipitates, Guaymas Basin, Gulf of California. In: Turner, R J W, Einaudi M T(Eds.), The genesis of stratiform sediment-hosted lead and zinc deposits: conference proceedings, Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., Stanford, CA, USA, 20,151~155.
- Peter J M, Scott S D. 1988. Mineralogy, composition and fluid inclusion microthermometry of seafloor hydrotermal deposits in the southern trough of Guaymas Basin, Gulf of California. Can. Mineral, 26: 567~587.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions: Reviews in Mineralogy, 12, 644.
- Samson I R, Russell M J. 1987. Genesis of the Silvermines zinc lead barite deposit, Ireland: fluid inclusion and stable isotope evidence. Econ. Geol, 82: 371~394.
- Sangster D F. 2002. The role of dense brines in the formation of vent-distal sedimentary-exhalative (SEDEX) lead zinc deposits: field and laboratory evidence. Miner. Depos, 37: 149~157.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. The continental crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1~312.
- Yoshida S, Muramatsu Y, Taga Mi Uchida. 1996. Determination of major and trace elements in Japanese rock reference samples by ICP-MS. International Journal of Environmental Analytical Chemistry, 63: 195.

Fluid Inclusion Evidence for the Genesis of the Woxi W-Sb-Au Deposit, Hunan Province

DONG Shuyi^{1,2)}, GU Xuexiang¹⁾, Oskar Schulz³⁾, Franz Vavtar³⁾, LIU Jianming⁴⁾, ZHEN Minghua²⁾, CHENG Wenbin¹⁾

China University of Geosciences, Beijing, 100083;
Chengdu University of Technology, Chengdu, 610059;
Institute of Mineralogy and Petrography, University of Innsbruck, A-6020 Innsbruck, Austria;

4) Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100101

Abstract

Fluid inclusions were studied on the stratiform orebodies of the Woxi W-Sb-Au deposit. Homogenization temperatures of aqueous inclusions in the quartz from the banded ores vary between 120°C and 180°C, salinities between 2.9% and 8.9% NaCl eq. and density of the fluid between 0.94 and 0.96 g/ cm³. REE geochemical compositions of the fluid inclusions indicate that the ore-forming fluids were most probably derived from evolved seawater that acquired ore-forming materials by circulating in the clastic sediment pile below the seafloor. When the ore-forming hydrothermal fluids, which had a lower density than the ambient seawater, erupted into the overlying cold water column chemical and/or chemicalmechanical precipitation occurred in the ascending buoyant plume, resulting in the formation of stratiform orebodies. The range of homogenization temperature and salinity of the Woxi deposit is similar to that of many other SEDEX-type polymetallic ore deposits, implying a similar genesis for these deposits. The regular variation of the homogenization temperatures and salinities of fluid inclusions in quartz from a single ore beds or a single band of stratiform ores supports a syngenetic model for the Woxi W-Sb-Au deposit.

Key words: fluid inclusions; buoyant hydrothermal plume; hydrothermal deposition; W-Sb-Au deposit; Woxi; Hunan Province