

贵州晴隆大厂锑矿床辉锑矿中流体包裹体的红外显微测温学研究*

苏文超¹ 朱路艳^{1,2} 格西¹ 沈能平¹ 张兴春¹ 胡瑞忠¹

SU WenChao¹, ZHU LuYan^{1,2}, GE Xi¹, SHEN NengPing¹, ZHANG XingChun¹ and HU RuiZhong¹

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. 中国科学院大学 北京 100049

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

2013-05-30 收稿, 2014-01-08 改回.

Su WC, Zhu LY, Ge X, Shen NP, Zhang XC and Hu RZ. 2015. Infrared microthermometry of fluid inclusions in stibnite from the Dachang antimony deposit, Guizhou. *Acta Petrologica Sinica*, 31(4): 918–924

Abstract The Dachang antimony deposit, one of the largest antimony deposits in China, is located on the southwest margin of the Yangtze craton and Youjiang orogenic belt. The deposit occurred between Middle Permian Maokou limestone and Emeishan flood basalts, and consists mainly of stibnite with quartz, fluorite and calcite. Infrared microscopy was used to study fluid inclusions in stibnite, to characterize the ore-forming fluids associated with antimony mineralization. Two types of fluid inclusions in stibnite were observed, including two-phase aqueous inclusions and daughter mineral-bearing aqueous inclusions. The homogenization temperatures of two-phase aqueous inclusions in stibnite range from 153 to 285°C, with salinities of 0.18% ~ 19.45% NaCl equivalence, whereas the homogenization temperatures of fluid inclusions in fluorite associated with stibnite range from 144 to 176°C, with salinities of 0.18% ~ 1.91% NaCl equivalence. The results led to the conclusion that the gangue (fluorite) and ore mineral (stibnite) in the Dachang antimony deposit formed by chemically distinct hydrothermal fluids that were derived from different sources, and mixing of these fluids could be caused precipitation of stibnite.

Key words Fluid inclusion; Stibnite; Infrared microthermometry; Antimony deposit; Dachang, Qinglong; Guizhou

摘要 应用红外显微镜和流体包裹体显微测温分析技术,对晴隆大厂锑矿床辉锑矿和萤石中的流体包裹体进行了对比研究。研究表明,该矿床辉锑矿与萤石中的流体包裹体类型、均一温度和盐度存在明显差异。辉锑矿中的流体包裹体以含子晶-气-液三相包裹体和气-液两相包裹体为主,具有较高的盐度(0.18% ~ 19.45% NaCl_{eqv})和均一温度(153 ~ 285°C),并具有明显的正相关关系,而萤石则主要发育气-液两相流体包裹体,具有较低的盐度(0.18% ~ 1.91% NaCl_{eqv})和均一温度(144 ~ 176°C),认为形成辉锑矿和萤石的成矿流体来自不同的源区,流体混合导致的温度和盐度降低可能是锑成矿的重要控制因素之一。辉锑矿硫同位素研究进一步揭示其成矿物质主要来自地幔,可能与晴隆地区及其外围的基性-超基性岩浆活动的地质背景有一定的成因联系。

关键词 流体包裹体; 辉锑矿; 红外显微镜; 锑矿床; 晴隆大厂; 贵州

中图法分类号 P618.66

1 引言

热液矿物中捕获的流体包裹体是研究热液矿床成矿作用过程的最直接样品 (Roedder, 1984)。由于大多数金属矿

物在光学显微镜下不透明,以往流体包裹体研究仅局限于与金属矿物共生的透明矿物(如石英等)。在岩相学上,这些透明矿物通常早于或晚于金属矿物的形成,因此,透明矿物中捕获的流体包裹体不能直接反映金属矿物形成的流体性质 (Campbell and Robinson, 1987; Moritz, 2006)。自 20 世纪 80

* 本文受国家重点基础研究发展计划(973)项目(2014CB440904)和国家自然科学基金项目(40972072、41272113)联合资助。

第一作者简介: 苏文超,男,1965年生,研究员,从事矿床地球化学研究, E-mail: suwenchao@vip.gyig.ac.cn

年代以来 随着红外显微镜在矿床学等研究领域中的应用, 实现了热液矿床一些不透明金属矿物中流体包裹体的直接观察和化学性质(温度和盐度)的测定(Moritz, 2006; Campbell, 1984; Campbell and Panter, 1990; Lüders, 1996; Lüders and Ziemann, 1999; Ni *et al.*, 2006, 2008; Mancano and Campbell, 1995; Kouzmanov *et al.*, 2004; Richards and Kerrich, 1993; Lindaas *et al.*, 2002; Bailly *et al.*, 2002) 以及单个流体包裹体成分的 LA-ICP-MS 分析(Wilkinson *et al.*, 2009; Kouzmanov *et al.*, 2010)。近年来 利用红外显微镜和流体包裹体显微测温分析技术, 对不同类型热液矿床辉锑矿中的流体包裹体研究也有少量文献报道(Hagemann and Lüders, 2003; Buchholz *et al.*, 2007; Emsbo *et al.*, 2003) 发现这些矿床辉锑矿中的流体包裹体类型、均一温度和盐度与之共生的石英都有比较大的差别。贵州晴隆大厂锑矿是我国大型锑矿床和锑矿资源的重要产地(刘吉生, 1993) 前人对该矿床的流体包裹体研究主要针对与辉锑矿共生的石英和萤石等透明矿物(蔡华君, 1995)。本文利用红外显微镜, 结合流体包裹体显微测温分析技术, 对该矿床辉锑矿和萤石中的流体包裹体进行了对比研究 探讨锑矿成矿作用机制及其控制因素 对深入了解西南大面积低温成矿域的形成具有

重要科学意义。

2 矿床地质特征

晴隆大厂锑矿床位于我国西南大面积低温 Au-As-Sb-Hg 成矿域内, 产于扬子地块西南缘的黔桂地台凹陷区。该矿床产于北东向黑山箐-后坡背斜两翼的“大厂层”之中, 并受北东向花鱼井断裂和青山镇断裂的控制(图 1) 矿区外围同一层位产有老万厂、水银洞等卡林型金矿床。矿区出露地层主要包括中二叠统茅口组(P_2m)、峨眉山玄武岩($P_2\beta$) 和上二叠统龙潭组(P_3l)。锑矿体呈层状、似层状和透镜体产出, 产状与“大厂层”基本一致。“大厂层”是指在晴隆大厂一带覆盖于中二叠统茅口组灰岩古侵蚀面之上与玄武质火山碎屑岩之下的以石英岩、硅质岩、凝灰岩、凝灰质粘土角砾岩为主的复杂组合建造。根据野外地质产状和岩石结构特征 将其划分为 3 个岩性段(李明道, 2008): 下部为强硅化块状灰岩、薄层状石英岩与硅质岩以及硅化角砾岩; 中部主要为强硅化灰岩角砾岩、凝灰质粘土角砾岩以及硅质角砾岩等; 上部为凝灰质粘土岩、玄武岩或玄武岩透镜体等。锑矿体主要

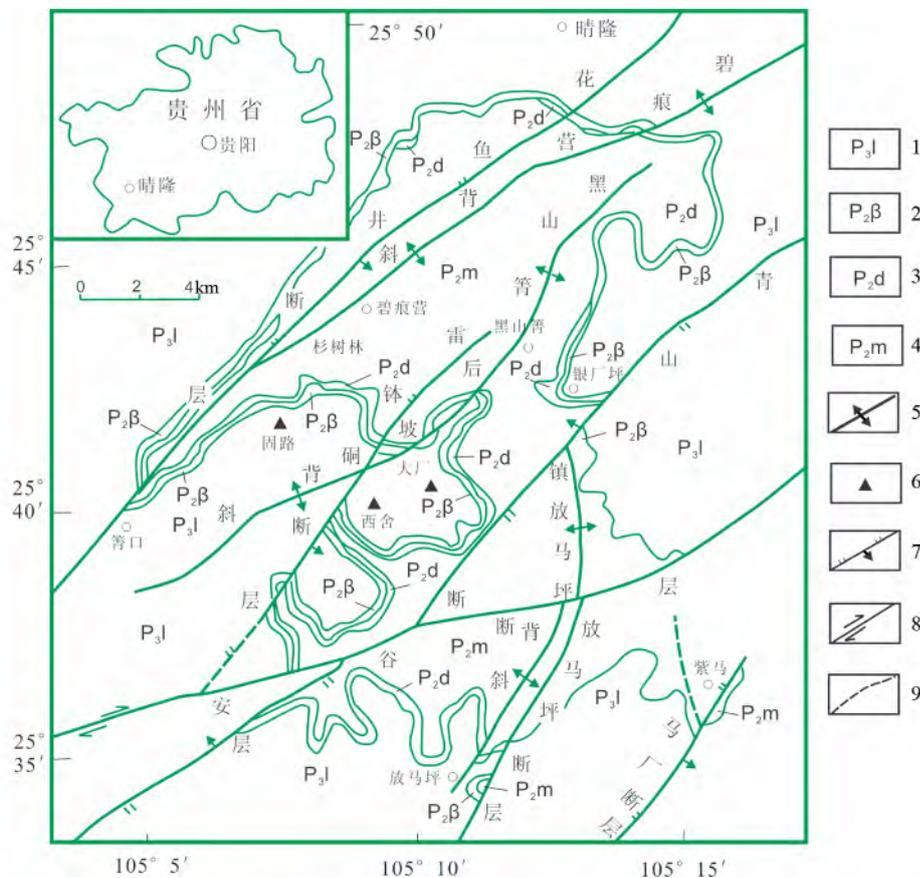


图 1 晴隆大厂锑矿床地质简图(彭建堂等, 2003 修改)

1-上二叠统龙潭组; 2-峨眉山玄武岩; 3-“大厂层”; 4-中二叠统茅口组; 5-背斜; 6-矿区; 7-逆断层; 8-平移断层; 9-性质不明断层
Fig. 1 Simplified geological map of the Dachang antimony deposit (modified after Peng *et al.*, 2003)



图2 晴隆大厂锑矿床的矿石组合类型
(a) 绿色石英-辉锑矿; (b) 绿色萤石-辉锑矿; (c) 白色石英-辉锑矿; (d) 白色萤石-辉锑矿; (e) 方解石-辉锑矿; (f) 辉锑矿晶簇

Fig. 2 Paragenetic sequences of mineral assemblages from the Dachang antimony deposit

产于“大厂层”中下部的强硅化灰岩角砾岩、硅质角砾岩以及粘土角砾岩之中。同位素地球化学研究表明(彭建堂等, 2003), “大厂层”可能形成于燕山早期(145 ± 12Ma), 并与产于同一层位的水银洞卡林型金矿床的形成时代相当(135 ± 3Ma) (Su *et al.*, 2009), 应是后期热液作用的产物。

矿床的矿物组合简单, 金属矿物主要为辉锑矿, 脉石矿物主要有石英、萤石、方解石、高岭石以及少量重晶石、石膏和自然硫等。围岩蚀变包括硅化、萤石化、粘土化、碳酸盐化等。

3 样品特征与分析方法

本次研究样品主要采自晴隆大厂锑矿床井下主矿段。根据野外地质产状和矿物组合特征, 将其划分为4种矿石类型: (1) 绿色石英-萤石-辉锑矿; (2) 白色石英-萤石-辉锑矿; (3) 方解石-辉锑矿; (4) 晶簇状辉锑矿(图2)。野外和镜下观察表明, 绿色石英-萤石-辉锑矿组合主要产于“大厂层”底部的强硅化灰岩之中, 绿色石英和萤石形成于辉锑矿之前, 以辉锑矿晶体沿绿色石英和萤石的裂隙充填, 或分布在绿色萤石的矿物表面为特征(图2a, b), 并见有少量的石膏等矿物。而白色石英-萤石-辉锑矿组合主要见于“大厂层”中上

部的凝灰质粘土角砾岩中, 白色石英、萤石和方解石形成于辉锑矿之后, 表现为白色石英、萤石和方解石沿辉锑矿晶体之间充填或分布在辉锑矿晶体的表面(图2c-e)。辉锑矿晶簇主要见于赋矿围岩的晶洞(图2f), 并伴随硅化和萤石化等围岩蚀变。

选取不同矿石组合中的辉锑矿单晶体, 沿{010}或{110}晶面磨制双面高度抛光、厚200μm的包裹体片。辉锑矿中的流体包裹体观察和显微测温分析, 采用红外显微镜(Olympus BX51, 配有ROLERA-XR红外数码摄像头)和Linkam THMSG 600型冷热台。整个实验在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完成。实验之前, 用国际人工合成流体包裹体标样对冷热台进行了校正。在低温(<50℃)和高温(>100℃)条件下, 仪器误差分别为±0.1℃, ±2℃。由于红外光本身有一定的热量, 红外光的强度对测定不透明矿物中的流体包裹体冰点和均一温度有显著影响(Moritz, 2006)。本次实验之前, 对这一问题进行了检验。研究表明, 红外光的强度对辉锑矿中的流体包裹体冰点测定确有显著影响(格西等, 2011), 相对误差高达400%以上。但当红外光的强度尽量减少到最小时, 相对误差可以控制在5%以内。由于辉锑矿硬度比较小且解理比较发育, 实验中观察到辉锑矿中的低盐度流体包裹体, 在冷冻时因盐水结冰膨胀而导致包裹体轻微渗漏(气-液比增大)的现象, 从而造成其均一温度升高(约20℃左右), 而加热均一过程则没有观察到这一显著变化。为了避免这一问题, 整个实验采用先加热均一, 后冷冻的实验流程。

4 流体包裹体岩相学

利用红外显微镜对400余个晴隆大厂锑矿床辉锑矿中的流体包裹体片进行了观察, 仅有10个样品发现个体较大的流体包裹体。观察表明, 晴隆大厂锑矿床辉锑矿和萤石中的流体包裹体类型明显不同, 而绿色和白色石英中流体包裹体非常不发育。辉锑矿中的流体包裹体主要有两类: (1) 含子晶-气-液三相(L+V+S)包裹体; (1) 气-液两相(L+V)包裹体。这些流体包裹体通常沿平行或垂直于辉锑矿的(010)或(110)解理面分布(图3a-d), 属于原生流体包裹体, 多呈负晶形, 直径大小10~150μm, 气液比10%~20%, 其中含子晶-气-液三相包裹体仅发育在与绿色石英-萤石共生的辉锑矿之中, 其子晶矿物形态呈片状或立方体(图3a, b)。这类矿石样品镜下进一步观察, 发现辉锑矿晶体边缘有石膏等矿物, 因此, 推测这些子晶可能为石膏和氯化钠等矿物。而萤石中的流体包裹体仅见气-液两相包裹体(图3e, f), 主要沿萤石的解理面分布, 多呈不规则状、长条状和负晶形等, 直径大小10~50μm, 气液比10%~15%。

5 结果与讨论

利用冷热台对288个辉锑矿和54个萤石中的流体包裹

表1 晴隆大厂锑矿床辉锑矿和萤石中流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data of fluid inclusions in stibnite and fluorite

样品号	矿物组合	矿物	包裹体类型	数量(个)	气液比(%)	冰点(°C)	均一温度(°C)	盐度(wt% NaCleqv)
QL09-1-1			L + V	18	10 ~ 15	-0.4 ~ -9.1	153 ~ 220	0.71 ~ 12.96
QL09-2			L + V	26	10 ~ 15	-0.6 ~ -6.1	175 ~ 226	1.06 ~ 9.34
QL09-9	绿色石英- 萤石- 辉锑矿	辉锑矿	L + V	10	10 ~ 15	-1.9 ~ -15.2	180 ~ 220	3.23 ~ 18.8
QL09-5			L + V	9	15 ~ 20	-6.7 ~ -15.9	240 ~ 270	7.17 ~ 19.37
			L + V + S	10	15 ~ 20	n. d	>260*	
QL09-14			L + V	5	10 ~ 15	-4.5 ~ -16	260 ~ 285	10.11 ~ 19.45
			L + V + S	10	15 ~ 20	n. d	>285*	
QL2010-1-2				120	10 ~ 15	-0.1 ~ -0.5	145 ~ 175	0.18 ~ 0.88
QL2010-1-1	白色石英- 萤石- 辉锑矿	辉锑矿	L + V	18	10 ~ 15	-0.1 ~ -0.4	145 ~ 155	0.18 ~ 0.71
QL2010-10			L + V	13	10 ~ 15	-0.1	150 ~ 170	0.18
QL2010-12			L + V	32	10 ~ 15	-0.2 ~ -0.4	145 ~ 163	0.18 ~ 0.71
QL2010-8			L + V	18	10 ~ 15	-0.6 ~ -2.5	160 ~ 176	1.06 ~ 4.18
QL2010-2		萤石	L + V	54	10 ~ 15	-0.1 ~ -1.1	144 ~ 206	0.18 ~ 1.91

注 “*”为爆裂温度 “n. d”表示未测

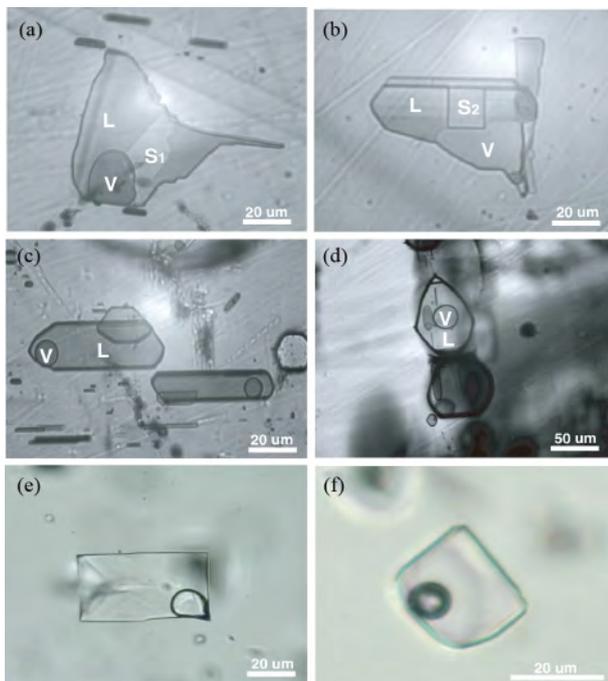


图3 晴隆大厂锑矿床辉锑矿和萤石中的流体包裹体类型

(a, b) 辉锑矿中含子晶-气-液三相包裹体; (c) 辉锑矿中平行于(010)或(110)解理面分布的气-液两相包裹体; (d) 辉锑矿中垂直于(010)或(110)解理面分布的气-液两相包裹体; (e, f) 萤石中的气-液两相包裹体

Fig. 3 Microphotographs of fluid inclusions in stibnite and fluorite from the Dachang antimony deposit

体的盐度和均一温度进行了测定,其结果见表1。

结果显示,与绿色石英-萤石共生的辉锑矿中的流体包裹体类型主要为含子晶-气-液三相(L + V + S)和气-液两相(L + V)两类包裹体。气-液两相流体包裹体的盐度变化范

围为0.71% ~ 19.45% NaCleqv,主要集中在7.17% ~ 19.45% NaCleqv之间,均一温度变化范围为153 ~ 285°C,主要集中在220 ~ 285°C之间(表1;图4a, b)。从辉锑矿晶体内部到边缘,其盐度和均一温度有降低的趋势;而含子晶-气-液三相(L + V + S)包裹体在加热均一过程中,因其高盐度和高密度而经常爆裂,仅有一个未爆裂的该类型流体包裹体获得子晶(石膏)的溶化温度为283°C。而与白色石英-萤石共生的辉锑矿中的流体包裹体类型主要为气-液两相包裹体,其盐度变化范围为0.18% ~ 4.18% NaCleqv,主要集中在0.18% ~ 0.88% NaCleqv之间,均一温度集中分布在144 ~ 176°C之间(表1;图4a, b)。与辉锑矿共生的绿色或白色萤石,则仅发育气-液两相流体包裹体,其盐度为0.18% ~ 1.91% NaCleqv,均一温度介于144 ~ 206°C之间(表1;图4c, d)。辉锑矿和萤石中流体包裹体类型、均一温度和盐度的显著差异,暗示两种矿物的形成可能来源于不同的成矿流体。

在盐度-均一温度图解中(图5)辉锑矿中流体包裹体的盐度与均一温度具有明显的正相关关系,而萤石中的流体包裹体均一温度和盐度,则集中分布在低盐度和低温端元。前人实验研究表明(Zotov *et al.*, 2003; Pokrovsk *et al.*, 2006)在纯水和较高盐度的酸性热液体系中,锑的溶解和辉锑矿的沉淀主要受温度的控制(图6)。辉锑矿中流体包裹体的盐度与均一温度的线性关系,可以解释为高盐度、中高温流体与低温、低盐度流体混合稀释的结果,因此,认为流体混合而导致温度和盐度的降低可能是锑成矿的重要控制因素之一。

对晴隆大厂锑矿床辉锑矿硫同位素组成分析表明,辉锑矿的 $\delta^{34}S$ 集中分布在-2.8‰ ~ -0.6‰之间(蔡华君, 1995; 叶造军, 1996)。根据Barnes(1979)辉锑矿与 H_2S 的硫同位素分馏方程($1000\ln\alpha_{Sb_2S_3-H_2S} = -0.75 \times 10^6 / T^2$)和辉锑矿中流体包裹体的均一温度(145 ~ 285°C),计算获得热液

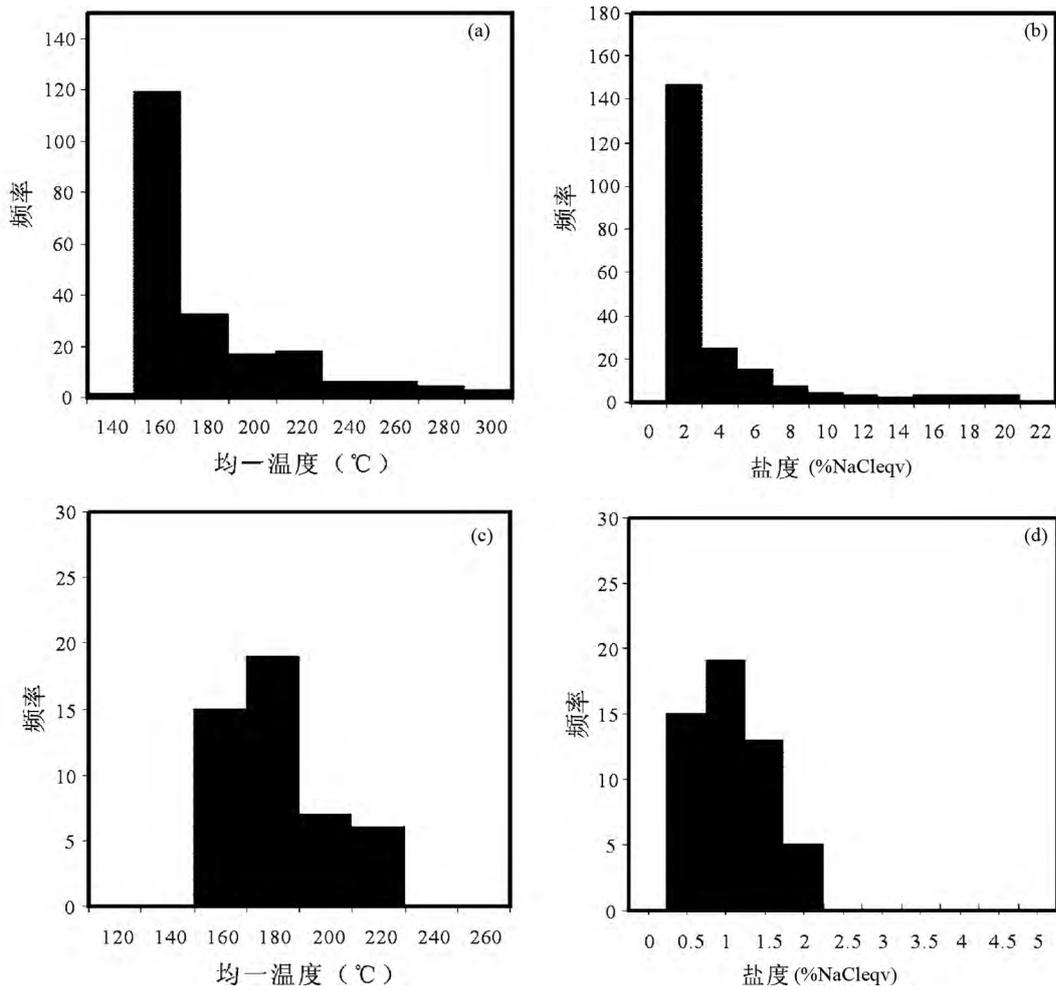


图4 晴隆大厂锑矿床辉锑矿和萤石中流体包裹体的盐度和均一温度直方图
 (a) 和 (b) 分别为辉锑矿中流体包裹体的均一温度和盐度; (c) 和 (d) 分别为萤石中流体包裹体的均一温度和盐度
 Fig. 4 Histogram of homogenization temperature and salinity of fluid inclusions in stibnite and fluorite from the Dachang antimony deposit

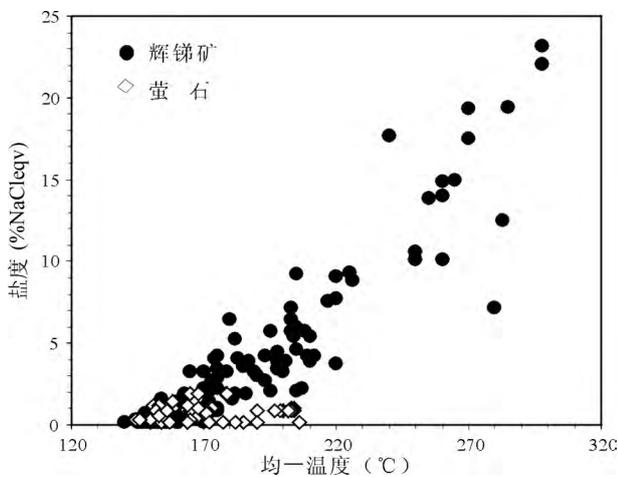


图5 晴隆大厂锑矿床辉锑矿和萤石中流体包裹体的盐度与均一温度的关系
 Fig. 5 The relationship between salinity and homogenization temperature of fluid inclusions in stibnite and fluorite

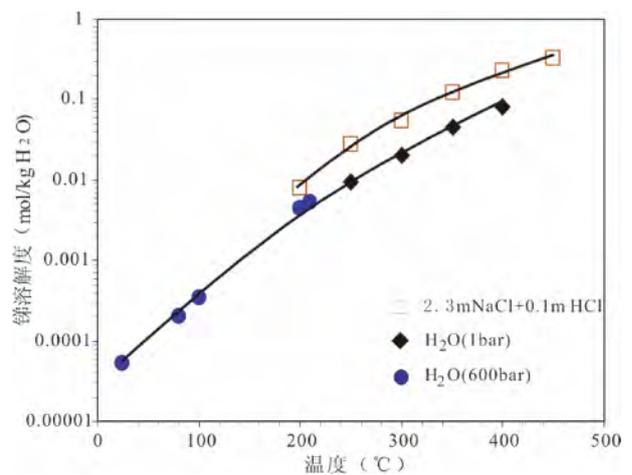


图6 锑的溶解度与温度的关系(图中数据点引自文献 Zotov *et al.*, 2003; Pokrovsik *et al.*, 2006)
 Fig. 6 Solubility of antimony in pure water and a 2.3m NaCl-0.1m HCl solution versus temperature (after Zotov *et al.*, 2003; Pokrovsik *et al.*, 2006)

体系中总硫的 $\delta^{34}S_{\Sigma S}$ 为 $-0.39 \sim 3.69$, 平均 1.48% , 接近地幔来源硫的同位素组成 ($1.3 \pm 3.8\%$) (Seal, 2006)。由此认为晴隆大厂锑矿床的成矿物质可能主要由地幔物质提供, 可能与晴隆及其外围白层附近沿深大断裂侵位的基性-超基性岩浆活动有关。因此, 晴隆大厂锑矿床锑成矿过程, 可理解为沿深大断裂侵位的基性-超基性岩浆分异出来的岩浆热液, 可能进入到充满地下水(潜水面之下)的断裂系统之中, 岩体进一步侵位导致断裂系统减压, 从而引起成矿流体沿茅口灰岩古侵蚀面或次级断裂大规模运移, 流体混合最终导致锑矿成矿。

6 结论

晴隆大厂锑矿床辉锑矿与萤石中的流体包裹体类型、均一温度和盐度明显不同。辉锑矿中的流体包裹体以含子晶-气-液三相包裹体和气-液两相包裹体为主, 具有较高的盐度 ($0.18\% \sim 19.45\%$ NaCleqv) 和均一温度 ($153 \sim 285^\circ\text{C}$) 并具有明显的正相关关系, 而与辉锑矿共生的萤石则主要发育气-液两相流体包裹体, 具有较低的盐度 ($0.18\% \sim 1.91\%$ NaCleqv) 和均一温度 ($144 \sim 176^\circ\text{C}$), 认为形成辉锑矿和萤石的成矿流体来源不同。结合地球化学热力学实验研究结果, 认为流体混合导致的温度和盐度降低可能是锑成矿的重要控制因素之一。辉锑矿硫同位素研究进一步揭示其成矿物质主要来自地幔, 可能与晴隆地区及其外围的基性-超基性岩浆活动的地质背景有一定的成因联系。

致谢 陈衍景教授为本次工作提供了部分样品; 耿跃成工程师在制备流体包裹体片过程中给予了大力支持; 范宏瑞研究员和倪培教授对本文提出了许多建设性意见; 在此一并表示感谢。

References

- Bailly L, Grancea L and Kouzmanov K. 2002. Infrared microthermometry and chemistry of wolframite from the Baia Sprie epithermal deposit, Romania. *Econ. Geol.*, 97(2): 415–423
- Barnes HL. 1979. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 2nd Edition. New York: John Wiley & Sons, Inc
- Buchholz P, Oberthur T, Lüders V and Wilkinson J. 2007. Multistage Au-As-Sb mineralization and crustal-scale fluid evolution in the Kwekwe district, Midlands greenstone belt, Zimbabwe: A combined geochemical, mineralogical, stable isotope, and fluid inclusion study. *Econ. Geol.*, 102(3): 347–378
- Cai HJ. 1995. Ore-forming fluid geochemistry of antimony deposits on border areas between Yunnan, Guizhou and Guangxi, China. Master Degree Thesis. Guiyang: Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences (in Chinese)
- Campbell AR, Hackbarth CJ, Plumlee GS and Petersen U. 1984. Internal features of ore minerals seen with the infrared microscope. *Econ. Geol.*, 79(6): 1387–1392
- Campbell AR and Robinson CS. 1987. Infrared fluid inclusion microthermometry on coexisting wolframite and quartz. *Econ. Geol.*, 82(6): 1640–1645
- Campbell AR and Panter KS. 1990. Comparison of fluid inclusions in coexisting (cogenetic?) wolframite, cassiterite, and quartz from St. Michael's mount and Cligga Head, Cornwall, England. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54(3): 673–681
- Emsbo P, Hofstra AH, Lauha EA, Griffin GL and Hutchinson RW. 2003. Origin of high-grade gold ore, source of ore fluid components, and genesis of the Meikle and neighboring Carlin-type deposits, northern Carlin Trend, Nevada. *Econ. Geol.*, 98(6): 1069–1105
- Ge X, Su WC, Zhu LY and Wu LY. 2011. A study on the influence of infrared light source intensity on salinity of fluid inclusion in opaque mineral by using infrared microthermometry: In the case of stibnite. *Acta Mineralogica Sinica*, 31(3): 366–371 (in Chinese with English abstract)
- Hagemann S and Lüders V. 2003. P-T-X conditions of hydrothermal fluids and precipitation mechanism of stibnite-gold mineralization at the Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: Conventional and infrared microthermometric constraints. *Mineralium Deposita*, 38(8): 936–952
- Kouzmanov K, Ramboz C, Bailly L and Bogdanov K. 2004. Genesis of high-sulfidation vincienite-bearing Cu-As-Sn (< Au) assemblage from the Radka epithermal copper deposit, Bulgaria: Evidence from mineralogy and infrared microthermometry of enargite. *Can. Mineral.*, 42(5): 1501–1521
- Kouzmanov K, Pettko T and Heinrich CA. 2010. Direct analysis of ore-precipitating fluids: Combined IR microscopy and LA-ICP-MS study of fluid inclusions in opaque ore minerals. *Econ. Geol.*, 105(2): 351–373
- Li MD. 2008. A kind of hydrothermal sedimentation antimony deposit: Example of the Dachang antimony deposit. *Guizhou Geology*, 25(1): 26–30 (in Chinese)
- Lindaas SE, Kulis J and Campbell AR. 2002. Near-infrared observation and microthermometry of pyrite-hosted fluid inclusions. *Econ. Geol.*, 97(3): 603–618
- Liu JS. 1993. Reviews on the reserves of antimony in China. *Mineral Geology of Southwest*, 4: 61–64 (in Chinese)
- Lüders V. 1996. Contribution of infrared microscopy to fluid inclusion studies in some opaque minerals (wolframite, stibnite, bournonite): Metallogenic implications. *Econ. Geol.*, 91(8): 1462–1468
- Lüders V and Ziemann M. 1999. Possibilities and limits of infrared light microthermometry applied to studies of pyrite-hosted fluid inclusions. *Chem. Geol.*, 154(1–4): 169–178
- Mancano DP and Campbell AR. 1995. Microthermometry of enargite-hosted fluid inclusions from the Lepanto, Philippines, high-sulfidation Cu-Au deposit. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59(19): 3909–3916
- Moritz R. 2006. Fluid salinities obtained by infrared microthermometry of opaque minerals: Implications for ore deposit modeling: A note of caution. *J. Geochem. Explo.*, 89(1–3): 284–287
- Ni P, Huang JB, Wang XD, Jiang SY and Ling HF. 2006. Infrared fluid inclusion microthermometry on coexisting wolframite and quartz from Dajishan tungsten deposit, Jiangxi Province, China. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 70(18): A444
- Ni P, Zhu X, Wang R, Shen K, Zhang Z, Qiu J and Huang J. 2008. Constraining ultrahigh-pressure (UHP) metamorphism and titanium ore formation from an infrared microthermometric study of fluid inclusions in rutile from Donghai UHP eclogites, eastern China. *Geological Society of America Bulletin*, 120(9–10): 1296–1304
- Peng JT, Hu RZ and Jiang GH. 2003. Samarium-neodymium isotope system of fluorites from the Qinglong antimony deposit, Guizhou Province: Constraints on the mineralizing age and ore-forming material's source. *Acta Petrologica Sinica*, 19(4): 785–791 (in Chinese with English abstract)
- Pokrovski GS, Borisova AY, Roux J *et al.* 2006. Antimony speciation in saline hydrothermal fluids: A combined X-ray absorption fine structure spectroscopy and solubility study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 70(16): 4196–4214
- Richards J and Kerrich R. 1993. Observations of zoning and fluid

- inclusions in pyrite using a transmitted infrared light microscope ($\lambda \leq 1.9 \mu\text{m}$). *Econ. Geol.*, 88(3): 716–723
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions. In: *Reviews in Mineralogy* 12. Reston, Virginia, USA: Mineralogical Society of America, 644
- Seal RR. 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 61(1): 633–677
- Su WC, Hu RZ, Xia X *et al.* 2009. Calcite Sm-Nd isochron age of the Shuiyindong Carlin-type gold deposit, Guizhou, China. *Chem. Geol.*, 258(3–4): 269–274
- Wilkinson JJ, Stoffell B, Wilkinson CC, Jeffries TE and Appold MS. 2009. Anomalously metal-rich fluids form hydrothermal ore deposits. *Science*, 323(5915): 764–767
- Ye ZJ. 1996. Studies of fluid inclusions and stable isotopes of the Dachang antimony deposit, Guizhou. *Geology-Geochemistry*, 5: 18–20 (in Chinese)
- Zotov AV, Shikina ND and Akinfiev NN. 2003. The thermodynamic properties of the Sb(III) hydroxide complex $\text{Sb}(\text{OH})_3(\text{aq})$ at hydrothermal conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67(10): 1821–1836
- 附中文参考文献**
- 蔡华君. 1995. 滇黔桂三角地区锑矿床成矿流体地球化学研究. 硕士学位论文. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所
- 格西, 苏文超, 朱路艳, 武丽艳. 2011. 红外显微镜红外光强度对测定不透明矿物中流体包裹体盐度的影响——以辉锑矿为例. *矿物学报*, 31(3): 366–371
- 李明道. 2008. 一个热水沉积锑矿床——以贵州晴隆大厂锑矿床为例. *贵州地质*, 25(1): 26–30, 40
- 刘吉生. 1993. 中国锑矿资源储量综述. *西南矿产地质*, (4): 61–64
- 彭建堂, 胡瑞忠, 蒋国豪. 2003. 萤石 Sm-Nd 同位素体系对晴隆锑矿床成矿时代和物源的制约. *岩石学报*, 19(4): 785–791
- 叶造军. 1996. 贵州大厂锑矿流体包裹体与稳定同位素. *地质地球化学*, (5): 18–20