

# 海底热水成矿系统中的流体端员与混合过程： 来自白银厂和呷村 VMS 矿床的流体包裹体证据\*

侯增谦 李荫清 张绮玲 曲晓明

HOU ZengQian, LI YinQing, ZHANG QiLing and QU XiaoMing

中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037

Institute of Mineral Resource, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2002-11-20 收稿, 2003-03-30 改回.

Hou ZQ, Li YQ, Zhang QL and Qu XM. 2003. End-members and mixing of fluids in submarine hydrothermal system: evidence from fluid inclusions in the Baiyinchang and Gacun VMS deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 19(2) 221–234

**Abstract** Distinguishing of the end-member of fluids with various sources and recognizing the mixing-separation processes in hydrothermal fluids are key to understand the nature of the submarine hydrothermal systems and genesis of volcanogenic massive sulfide deposits. Two typical VMS deposits, the Baiyinchang in Gansu and Gacun in Sichuan, were choice for the study of fluid inclusions in both the upper massive ores and the underlying stringer-stockwork zones. Available fluid inclusion data indicate that the hot fluid in submarine hydrothermal system was a CO<sub>2</sub>- and CH<sub>4</sub>-rich, NaCl-H<sub>2</sub>O solution. At least, five end-members of fluids have been recognized in the hydrothermal system. They are: (1) low temperature (< 150°C) and high-salinity brine; (2) high temperature (> 320°C), high-salinity (> 14.5 wt% NaCl) fluid; (3) high temperature (> 350°C), middle-salinity (10 ~ 16 wt% NaCl) gas-rich fluid; (4) low temperature (~ 100°C), low-salinity (2 ~ 5 wt% NaCl) fluids; and (5) middle temperature low-salinity fluid. These end-member fluid data lead to three different arrays, e. g., mixing paths, on the homogeneous temperature versus salinity diagram. The low-temperature and high-salinity brine probably was enclosed in the brine pool, which developed within the seafloor depression at Gacun, whereas within the sub-seafloor porous volcanoclastic units and fracture zone at Baiyinchang. The high-temperature high-salinity fluid and the high-temperature middle-salinity fluid were derived from a felsic magma chamber emplaced beneath the districts. The former is mainly metals-rich H<sub>2</sub>O, usually mixed with cold sea-water; the latter is dominated by CO<sub>2</sub>- and CH<sub>4</sub>-rich gases, occurred as an isolated gas phase at temperatures of > 450°C, and then input to the ore-forming hydrothermal fluids at 250 ~ 260°C. The low-temperature low-salinity fluid, with salinity similar to seawater, had mixed with magma-derived fluid in various proportions. The middle-temperature low-salinity fluid has similar salinities normal seawater, but has the high temperatures of 250 ~ 260°C, suggesting the cold seawater was heated by a magma chamber up to 260°C. Episodically input of the heated seawater to the brine pool and mixing with brine could account for the observed anti-correlation (path II). These fluid inclusion data lead us to conclude that episodically input of heated seawater into the brine pool resulted in the formation of massive sulfide precipitations, while mixing of magma-derived gas-rich fluid with cold seawater as well as replacement and infilling to surrounding volcanics during discharging of the mixed fluids produced the underlying stringer stockwork zone on the sub-seafloor.

**Key words** VMS deposit, Submarine hydrothermal system, Fluid inclusion, Fluid mixing, Baiyinchang deposit, Gacun deposit

**摘要** 古今海底热液流体系统是人们关注的重要科学问题, 正确识别流体系统中不同来源的流体端员及其混合-分离过程, 是深刻理解海底流体系统及火山成因块状硫化物(VMS)矿床成因的关键。本文选择了我国境内两个典型的VMS矿床: 甘肃白银厂矿床和四川呷村矿床, 分别对上部块状矿带和下部脉状-网脉状矿带进行了系统的流体包裹体研究。研究表明, 海底热液成矿流体系统是一个富集CO<sub>2</sub>和CH<sub>4</sub>的NaCl-H<sub>2</sub>O流体系统。在此系统中, 至少已鉴别出5种端员流体, 即(1)低温(< 150°C)高盐度(> 12 wt% NaCl)卤水(2)高温(> 320°C)高盐度(> 14.5 wt% NaCl)流体和(3)高温(> 350°C)中盐度

\* 本研究受“九五”攀登项目(95-预-39)和自然科学基金项目(49773177)资助。

第一作者简介: 侯增谦, 男, 1961年生, 博士, 研究员, 从事海底热水成矿作用研究。E-mail: hzq@cags.cn.net

(10~16wt% NaCl)富气流体,以及(4)低温(~100℃)低盐度(2~5 wt% NaCl)流体和(5)中温低盐度流体,它们构成了3个相互分离的温度-盐度演变趋势或混合途径。低温高盐度卤水封存于卤水池中,在呷村矿床,卤水池发育在海底凹陷盆地热液区内,在白银厂矿床,卤水池则发育在海底之下的多孔火山碎屑岩单元及穿透性断裂破碎带内。高温高盐度流体和高温中盐度富气流体均来自矿区下部浅位岩浆房,前者以液态富金属 H<sub>2</sub>O 流体为主,通常与冷海水发生混合;后者以富 CO<sub>2</sub> 和 CH<sub>4</sub> 的气体为主,高温(>450℃)下呈相对独立的气流存在,至到 250~260℃ 才作为液相混入成矿热液流体中。低温低盐度流体端员与海水组成相当,其与岩浆水发生了不同程度地混合。中温低盐度流体端员的温度最高达 250~260℃,而盐度则与海水相当,该端员流体代表了被岩浆房加热的循环海水,其周期性注入卤水池中,并与卤水构成温度-盐度反相关变异趋势或混合趋势。研究提出,在不断被加热循环的海水加入的卤水池中,金属硫化物通过开放空间的沉淀堆积,形成块状硫化物矿体,在海底下部热液补给带内,来自岩浆房的富气的流体与较冷的海水混合以及对流经火山岩的交代和充填,形成脉状-网脉状矿带。

关键词 VMS 矿床;海底流体系统;流体包裹体;流体混合;白银厂矿床;呷村矿床

中图法分类号 P618.4

## 1 前言

火山成因块状硫化物(VMS)矿床的流体系统一直是人们关注的一个科学问题。在这个海底热液流体系统中,流体活动的深部状态和空间尺度以及热液流体的物化性质和起源演化,是其研究的核心和焦点。近年研究发现,在以蚀变岩筒为标志的热液流体通道的深部,常发育一个以似层状蚀变带为标志的流体储库,成为提供足量流体和成矿物质的源泉(Skirrow and Franklin, 1994; Hou *et al.*, 1995);一个大中型 VMS 矿床的流体系统,水平二维空间尺度在 2~3km 左右,垂向纵深在海底之下 1~1.5km (Urabe, *et al.*, 1983; 1995)。海底热液流体系统的流体温度多长期稳定在 350℃ 左右(Campbell, 1988),但也发现部分流体接近临界状态,温度高达 400℃(侯增谦等, 1999);成矿热液流体并非全部是简单的 H<sub>2</sub>O-NaCl(KCl-CaCl<sub>2</sub>) 系统流体,相当部分流体富含 CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub> 和烃类组分(Simoneit, 1988; Hou and Zhang, 1998)。热液流体来源虽普遍被认为是来自岩浆房加热的海水,并被大规模蚀变带的发育和传统的 D-O 同位素资料所佐证(Ohmoto *et al.*, 1983),但越来越多的证据表明,一定规模的岩浆水已注入海底成矿热液流体系统(Urabe and Marumo, 1992; Yang and Scott, 1996; 侯增谦等, 1999; Hou *et al.*, 2001),尽管岩浆水不易被传统手段所鉴别。因此,在这种复杂的海底热液流体系统内,客观而确切地鉴别不同流体端员,追踪和揭示端员流体混合过程,进而详细再塑 VMS 矿床成矿过程,既是重要的研究方向,又是一个不可回避的科学问题。

本文选择中国境内两个不同形成时代、不同矿床结构式样的典型 VMS 矿床,即四川呷村黑矿和甘肃白银厂铜矿,进行大量而细致的流体包裹体研究,并结合已有的氧同位素资料,讨论海底热液流体系统内的复杂作用过程和可能的成矿机制。

## 2 矿床描述模型

### 2.1 甘肃白银厂矿床

甘肃白银厂矿床构造上位于北祁连晚元古-早古生代造山带早寒武海相双峰式火山岩系中(宋叔和, 1955; 郇介人等, 1994; 彭礼贵等, 1995)。以白银厂矿床为代表的白银矿田产于以断裂为边界的白银大型火山穹隆上,白银厂矿床则产于火山穹隆内被奥陶纪细碧岩不整合覆盖的、被长英质岩穹侵出和石英钠长斑岩浅成侵入的石英角斑质火山杂岩系内(宋叔和, 1955, 1982)。以折腰山矿山为代表的白银厂矿床主要由两个矿带构成(图 1a)。一个为 30~50cm 厚的层控富 Zn 硫化物带,产于石英角斑质火山杂岩系顶部,并与赤铁矿硅质岩、Fe-Mn 硅质岩密切伴生。另一个为产于石英角斑质火山杂岩系内部的下伏不整合硫化物带,其铜储量约占整个矿床的 90%。该矿带至少发育 4 种矿石类型(1)黄铁矿-磁黄铁矿筒(2)块状黄铜矿-黄铁矿体(3)浸染状矿和(4)脉状矿带(图 1a; Hou *et al.*, 2003)。黄铁矿-磁黄铁矿筒直径 30~50m,向上出于块状黄铜矿-黄铁矿体内部,向下被富黄铜矿脉取代(严济南, 1983);块状黄铜矿-黄铁矿体整体上与区域火山岩地层斜交(成岗, 1980),边部含大量蚀变火山岩残片,向外被浸染状矿取代,并形成浸染状矿晕边。不整合硫化物带被蚀变岩筒包裹,蚀变岩筒具明显的蚀变分带,自岩筒中央至边缘,绿泥石化带向硅化-绢云母化带递变(彭礼贵等, 1995)。这些蚀变-矿化特征表明,白银厂矿床是一个海底部热液流体交代作用形成的筒状矿床(pipe-style; Hou *et al.*, 2003)。类似的矿床包括西澳 Mount Read VMS 成矿带 Mount Morgan 矿床和 Reward 矿床(Taube, 1986; Large, 1992; Doyle and Huston, 1999)。

### 2.2 四川呷村矿床

四川呷村矿床构造上位居晚三叠义敦岛弧的弧间裂谷带内,水深达 1000m 的海底凹陷盆地内(侯增谦和莫宣学,

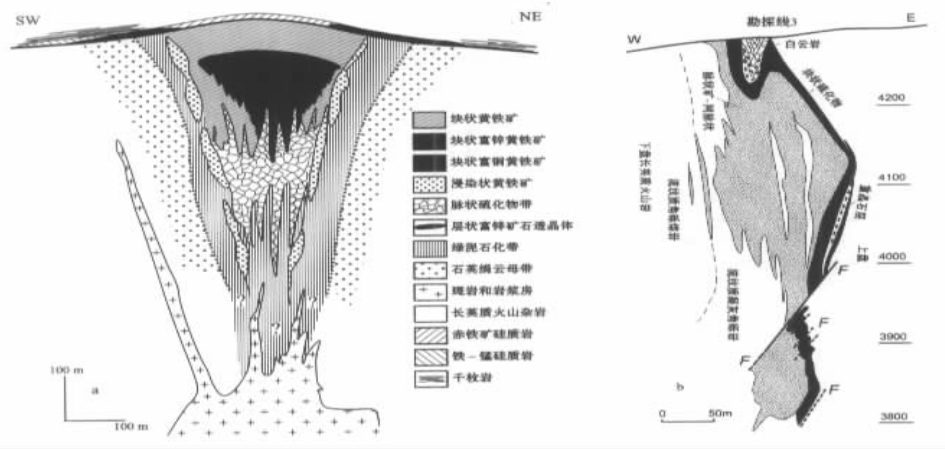


图 1 甘肃白银厂矿床的理想结构图( a)和呷村矿床地质剖面图( b )

Fig. 1 The geological section of the Gacun VMS deposit ( A ) ( fater Hou *et al.* , 2001 ) and an idealized profiles of the Baiyinchang VMS deposit ( B ) ( after Hou *et al.* , 2003 )

1990, 徐明基等, 1995), 是一个产于双峰式玄武岩-流纹岩海相火山岩系( Rb-Sr 年龄 218Ma )中的黑矿型含金富银多金属矿床( 矿石 Re-Os 年龄 217Ma ; 侯增谦未刊资料)。含矿岩系虽经历低绿片岩相变质, 但火成结构和原始层序不变, 是一个主要由流纹质火山碎屑岩和高硅熔岩构成的厚达千米的长英质火山杂岩。矿床由上下两个矿带组成( 图 1b ): 上矿带产于海相流纹质火山岩系顶部, 为一系列长厚比稳定的硫化物矿席, 块状矿体稳定延伸长达千米, 并与喷气岩( 硅质岩、重晶石岩、碧玉岩等)和喷气沉积岩( 菱铁矿岩、白云岩、黄铁矿黑色页岩)时空相依, 密切共生; 下矿带产于长英质火山杂岩内, 由下部脉状矿和上部网脉状矿构成, 矿体呈似层状、透镜状, 平行于上覆块状矿席展布, 具明显的层控特征( Hou *et al.* , 2001)。长英质火山杂岩发生热液蚀变, 形成上下相对分离的两个蚀变系统。上部蚀变以硅化、绢云母化和绿泥石化为主, 整体上具层控特征, 并包裹脉状-网脉状矿体。这个蚀变系统虽不显示蚀变岩筒轮廓, 但具有中央以硅化-绢云母化为主、边部以绿泥石化-绢云母化为主的水平分带; 下部蚀变系统出现于玄武质岩系内, 以绿帘石化和硅化为主, 形成似层状蚀变带, 代表着深部流体储库水岩反应产物( Hou *et al.* , 1995)。总体上, 矿床结构有别于经典的“上盆下筒”式, 具有 Large ( 1992 ) 定义的“层状矿席-层控网脉式( a layered sheet plus strata-bound stringer-style ; 图 1b )。类似的矿床包括西澳 Mount Read VMS 成矿带 Scuddles 矿床和 Rosebery 矿床( Large , 1992 )。

### 3 流体包裹体资料

来自白银厂矿床和呷村矿床的块状矿带和脉状-网脉状矿带的 60 余片两面光薄片被详细观察研究, 45 件样品原生流体的温度-盐度被系统测定, 其结果见表 1、2 和 3。

#### 3.1 白银厂矿床流体包裹体

白银厂矿床折腰山矿段石英中的流体包裹体被详细研究。根据室温下包裹体相数、相转变特征及流体化学成分, 至少识别出四种包裹体类型:

类型 I-气液两相包裹体, 广泛出现于各种类型的矿石和蚀变含矿火山岩中。包裹体多呈不规则状, 负晶形, 大小 5 ~ 25  $\mu\text{m}$ , 气相百分数(  $\varphi_{\text{气相}}$  )变化范围大( 10 ~ 90% )。根据包裹体充填程度和均一时特征, 至少可分为 3 个亚类( 1 ) 类型 Ia 富液相包裹体,  $\varphi_{\text{气相}} = 5 \sim 20\%$  ( 2 ) 类型 Ib 气液包裹体,  $\varphi_{\text{气相}} = 25 \sim 55\%$ , 和( 3 ) 类型 Ic 富气相包裹体,  $\varphi_{\text{气相}} = 60 \sim 90\%$ 。类型 Ia 和 Ib 均一为液相, 类型 Ic 均一成气相。总体上, 类型 Ia 包裹体广泛出现于块状和脉状矿中, 而类型 Ib 和 Ic 则局限于不整合的下伏脉状-网脉状带内。

气液两相包裹体冰点温度变化于 -1.0 ~ -26.0  $^{\circ}\text{C}$ , 对应的流体盐度介于 1.57 ~ >23 wt% ( 表 1 ; Potter *et al.* , 1978 ; Bodnar , 1993 )。均一温度具有较大的变化范围( 62 ~ 500  $^{\circ}\text{C}$  ; 表 1 ) 其中, 类型 Ia 均一温度分别变化于 91  $^{\circ}\text{C}$  ~

表1 甘肃白银厂矿床折腰山矿段石英中的原生流体包裹体测量资料

Table 1 Microthermometric data of primary fluid inclusions in quartz at Zheyaooshan mine, Baiyinchang deposit, Gansu

样品	取样位置及产状	大小 μm	φ(%)	均一温度℃		冰点温度℃		盐度 Wt% NaCl eq.	
				范围	平均	范围	平均	范围	平均
蚀变围岩的流体包裹体: 类型 I									
BC-34	1号矿体北10~20m 绿泥石带	5×2~29×15	5~10	68~156	125(15)	-12.7~-17.8	15.1(11)	16.62~20.82	18.61(11)
BC-32	1号矿体北10~20m 绢云母石英蚀变带	6×5~14×4	10~15	182~269	205(8)	-2.6~-2.7	-2.7(8)	4.34~4.49	4.42(8)
BC-31	1号矿体北20~30m; 绢云母石英蚀变带	5×2~12×6	10~15	130~169	144(3)	-2.5~-2.5	-2.5(3)	4.18(3)	4.18(3)
BC-30	1号矿体北20~30m; 绢云母石英蚀变带	3×3~9×3	10~15	130~160	148(5)	-2.9~-3.4	-3.1(5)	4.80~5.56	5.17(5)
BC-18	1号矿体 勘探线1-2; 绢云母石英蚀变带	9×5~35×10	8~12	134~237	166(4)	-1.3~-1.7	-1.6(4)	2.24~2.90	2.65(4)
BC-19	1号矿体 勘探线1-2; 绢云母石英蚀变带	3×3~29×14	7~35	134~237	193(11)	-1.6~-1.7	-1.7(5)	2.74~2.90	2.80(5)
BC-20	1号矿体 勘探线1-2; 石英钠长斑岩	5×5~14×5	10~15	167~267	197(11)	-3.7~-4.7	-4.5(4)	6.01~7.45	7.09(4)
BC-21	1号矿体 勘探线1-2; 石英钠长斑岩	6×5~12×6	10~12	149~174	164(3)	-2.1~-2.9	-2.4(3)	3.55~4.80	4.07(3)
BC-22	1号矿体 勘探线1-2; 石英钠长斑岩	5×5~16×5	8~20	140~176	159(3)	-2.4~-2.7	-2.5(3)	4.03~4.49	4.18(3)
BC-2	1号矿体 勘探线5; 石英钠长斑岩	5×5~9×6	15~25	218~249	229(5)	-1.9~-4.2	-3.0(5)	3.23~6.74	4.96(5)
硫化物矿石中的流体包裹体: 类型 Ia									
BC-26	层控矿体 Py-Sp-Gn 矿	3×2~7×2	15~20	175~283	242(5)	-3.8~-3.9	-3.8(2)	6.16~6.30	6.23(2)
BZ-19	3号矿体; 10 勘探线; 1573m 块状矿	6×6~14×14	5~20	112~225	166(19)	-5.1~-26.0	-8.9(12)	8.00~>23.00	>10.89(12)
BZ-17	1号矿体; 5-6 勘探线; 1573m 块状矿	7×4~14×4	5~10	62~131	109(8)	-10.6~-14.1	-12.9(8)	14.57~17.34	16.81(8)
BZ-2	1号矿体; 3-4 勘探线; 1573m 块状矿	6×5~10×8	10~15	127~208	177(6)	-5.0~-6.9	-5.6(6)	7.86~10.36	8.67(6)
BZ-3	1号矿体; 5-6 勘探线; 1573m 块状矿	6×6~29×14	10	165~185	176(4)	-3.8~-4.7	-4.3(4)	6.16~7.45	6.91(4)
BZ-5	1号矿体; 5-6 勘探线; 1573m 黄铜矿石英脉	7×4~20×10	5~10	154~173	162(7)	-1.6~-3.2	-2.5(7)	2.74~5.26	4.18(7)
BZ-9	1号矿体; 5-6 勘探线; 1573m 黄铜矿石英脉	5×4~17×13	5~10	136~220	162(10)	-0.9~-7.9	-4.2(10)	1.57~11.58	6.47(10)
BZ-10	1号矿体; 5-6 勘探线; 1573m 黄铜矿石英脉	7×3~12×4	5~10	142~220	167(5)	-3.3~-3.6	-3.4(5)	5.41~5.86	5.50(5)
BC-3	1号矿体; 1425m 黄铜矿石英脉	6×3~20×8	5~25	157~330	244(13)	-4.5~-16.4	-11.2(8)	7.17~19.76	14.50(8)
BC-5	1号矿体; 1425m; 黄铜矿石英脉	6×6~22×14	5~10	116~320	199(10)	-1.8~-12.1	-4.0(6)	3.06~16.05	5.92(6)
BC-7	1号矿体; 1425m; 黄铜矿石英脉	5×5~9×3	10~20	118~258	173(7)	-1.1~-5.7	-2.7(6)	1.91~8.81	4.34(6)
BC-9	1号矿体; 1425m; 黄铜矿石英脉	4×4~13×13	1025	192~252	217(8)	-2.7~-5.2	-3.2(5)	4.49~8.14	5.25(5)
BC-11	1号矿体; 1425m; 黄铜矿石英脉	6×2~13×14	10~20	91~362	223(11)	-2.3~-2.6	-2.5(2)	3.87~4.34	4.11(2)
BC-12	1号矿体; 1425m; 黄铜矿石英脉	4×4~13×7	10~25	186~239	211(8)	-3.2~-3.6	-3.4(4)	5.26~5.86	5.52(4)
硫化物矿石中的流体包裹体: 类型 Ib									
BZ-9	1号矿体; 3-4 勘探线; 1573m 黄铜矿石英脉	5×3~12×7	30~35	383~478	400(4)	-6.7~-8.1	-7.1(4)	10.11~11.81	10.62(4)
BZ-3	1号矿体; 3-4 勘探线; 1573m 黄铜矿石英脉	7×3	30	322					
BC-3	1号矿体; 1425m 黄铜矿石英脉	5×4~9×7	30~40	390~405	398(2)				
BC-5	1号矿体; 1425m; 黄铜矿石英脉	10×3~20×16	30~40	237~398	342(3)	-12.1	-12.1(1)	16.05	16.05(1)
BC-7	1号矿体; 1425m; 黄铜矿石英脉	2×4~25×10	30~50	317~413	374(7)				
BC-9	1号矿体; 1425m; 黄铜矿石英脉	7×3~8×3	30~40	359~387	369(3)				
硫化物矿石中的流体包裹体: 类型 Ic									
BZ-3	1号矿体; 3-4 勘探线; 1573m 黄铜矿石英脉	7×5~15×6	65~85	378~455	415(6)				
BZ-9	1号矿体; 3-4 勘探线; 1573m 黄铜矿石英脉	10×5~17×11	60~80	410~480	434(6)	-8.1~-8.2	-8.2(3)	11.81~11.93	11.90(3)
BC-5	1号矿体; 1425m; 黄铜矿石英脉	3×3~13×3	60~65	445~500	479(4)	-12.1	-12.1(1)	16.05	16.05(1)
BC-7	1号矿体; 1425m; 黄铜矿石英脉	13×8	70	425	425(1)				
蚀变围岩和矿石中的流体包裹体: 类型 II									
ZD-7 <sup>a</sup>	蚀变石英角斑岩 石英斑晶和晶屑	13×8	10~15	400					38
Z-3 <sup>a</sup>	蚀变石英角斑岩 石英斑晶和晶屑	14×5	10~15	300					31
Z-7 <sup>a</sup>	蚀变石英角斑岩 石英斑晶和晶屑		10~15	320					32
Z4-3 <sup>a</sup>	黄铜矿石英脉		10~15	380					36
116-3 <sup>a</sup>	黄铜矿石英脉		10~15	345					36

注: (11): 括号中的数字为测定的流体包裹体数; φ(%): 为包裹体气相百分数(或气/液比); a: II 型含子晶的流体包裹体(据刘斌, 1982)。分析仪器为法国产 CHAIXMECA 冷热台(-180/+600)(中国地质科学院矿产资源研究所)和英国产 LINKAM 冷热台(-180/+600)(中国科学院矿物资源勘察中心)。

表 2 甘肃白银厂折腰山矿段石英中的富 CO<sub>2</sub> (III) 和富 CH<sub>4</sub> 流体包裹体 (IV) 的显微测温资料Table 2 Microthermometric data of primary CO<sub>2</sub> - and CH<sub>4</sub> - rich fluid inclusions in quartz at Baiyinchang, Baiyinchang deposit, Gansu

样品	取样位置 及产状	包裹体特征		固体 CO <sub>2</sub> 溶化温度(°C)		部分均一温度(°C)		密度(g/cm <sup>3</sup> )		笼合物溶化温度(°C)		盐度 wt%		均一温度(°C)	
		大小(μm)	相比(%)	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值
III 型 CO <sub>2</sub> 流体包裹体															
IIIa 型包裹体															
BC-5	No. 1, 1425m; Qt-Cp 脉	6×3~15×7	CO <sub>2</sub> : 100	-58.4~-58.6	-58.6(4)	15.0		0.749~0.848	0.802(4)						
BC-21	No. 1, 1425m Qt-Cp 脉	9×7	CO <sub>2</sub> : 100	-57.6	-57.6	14.9	14.9(1)	0.815	0.815(1)						
BZ-05	No. 1, 1425m Qt-Cp 脉	18×14~20×16	CO <sub>2</sub> : 100	-60.1~-60.6	-60.4(2)	9.9~10.4	10.2(2)	0.853~0.857	0.855(2)						
BZ-09	No. 1; 1573m; Qt-Cp 脉	6×3	CO <sub>2</sub> : 100			15.6	15.6(1)	0.808	0.808(1)						
BZ-10	No. 1; 1573m; Cp-Py 脉	5×5~28×7	CO <sub>2</sub> : 100	-59.2~-59.9	-59.8(10)	11.0~18.6	14.8(10)	0.743~0.848	0.809(10)						
BZ-13	No. 1; 1573m; Cp-Py 脉	8×5~72×15	CO <sub>2</sub> : 100	-58.1~-61.6	-59.2(7)	2.5~22.2	9.6(7)	0.741~0.903	0.857(7)						
IIIb 型包裹体															
BC-5	No. 1, 1425m Qt-Cp 脉	6×6~14×9	V <sub>CO<sub>2</sub></sub> : 10~45	-58.4~-58.6	-58.4(2)	20.7~26.4	22.7(5)	0.681~0.758	0.732(5)						
BC-11	No. 1, 1425m Qt-Cp 脉	6×4~9×5	V <sub>CO<sub>2</sub></sub> : 10	-57.3	-57.3(1)	28.2~29.0	28.6(3)	0.632~0.649	0.641(3)						
BC-21	No. 1, 1425m Qt-Cp 脉	22×7	V <sub>CO<sub>2</sub></sub> : 15	-57.6	-57.6(1)	21.1	21.1(1)	0.753	0.753(1)						
IIIc 型包裹体															
BC-5	No. 1, 1425m Qt-Cp 脉	11×11~16×14	CO <sub>2</sub> : 60~95	-58.1~-58.4	-58.2(3)	20.5~27.5	24.6(3)	0.663~0.761	0.706						
BC-21	No. 1, 1425m Qt-Cp 脉	7×7~36×16	CO <sub>2</sub> : 30~75	-57.6~-57.6	-57.6(5)	18.1~30.0	24.4(5)	0.596~0.785	0.701(5)	6.7~6.8	6.75(2)	6.7~6.7	6.7(2)	266~335	299(3)
BZ-05	No. 1; 1573m Qt-Cp 脉	14×7	CO <sub>2</sub> : 15			15.5		0.809	0.809(1)	7.6		4.69	4.69	228	
BZ-10	No. 1; 1573m Cp-Py 脉	9×7~20×18	CO <sub>2</sub> : 18~35			7.2~16.5	12.0(2)	0.798~0.875	0.836(2)	7.6~8.6	8.1(2)	2.81~4.69	3.75(2)	226~270	248(2)
BZ-13	No. 1; 1573m Cp-Py 脉	11×10~18×5	CO <sub>2</sub> : 15~40	-58.7~-59.1	-59.0(2)	9.8~13.1	12.9(2)	0.857~0.830	0.844(2)	5.6~8.9	7.7(2)	2.22~8.13	5.17(2)	245~295	270(2)
类型 IV: 富 CH <sub>4</sub> 包裹体															
BZ-17	No. 1; 1573m 块状矿	11×3~36×9	CH <sub>4</sub> : 100			-100.0~-109.2	-104.7(7)	0.30137~0.3272	0.3149(7)						
BC-3	No. 1, 1425m	8×7~15×7	CH <sub>4</sub> : 100			-84.0~-85.9	-84.8(3)	0.2140~0.2368	0.2303(3)						
BZ-05	No. 1; 1573m Cp-Py 脉	18×11	CH <sub>4</sub> : 100			-83.3	-83.3(1)	0.20570	0.2057(1)						
BZ-13	No. 1; 1573m Cp-Py 脉	13×4~54×22	CH <sub>4</sub> : 100			-83.0~-97.3	-92.3(13)	0.2020~0.2924	0.26905(13)						

注: No. 1 为 1 号矿体; 1425m 为取样深度; Cp 为黄铜矿; Py 为黄铁矿; Qt 为石英。

表3 呷村矿床原生流体包裹体的温度-盐度资料

Table 3 Microthermometric data of primary fluid inclusions in the Gacun VMS deposit

样品 编号	取样 位置	矿石 类型	$T_m$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) (石英)	$T_h$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) (闪锌矿)	$T_i$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) (重晶石)	融化 温度	平均盐度 wt% NaCl	样品 编号	取样 位置	矿石 类型	$T_m$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) (石英)	$T_h$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) (闪锌矿)	$T_i$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) (重晶石)	融化 温度	平均盐度 wt% NaCl
<b>类型 I 流体包裹体</b>															
<b>类型 Ia (<math>\phi: 5\% \sim 30\%</math>)</b>															
C-1	探槽	UMO		121(3)	-3.1	5.7		BT34	ZK313	UMO			114(2)	-3.5	5.7
C-2	探槽	UMO		119(4)	-2.3	5.1		BT40	ZK1204	UMO		207(2)		-7.0	10.4
C-3	探槽	UMO		118(3)	-2.0	3.9		BT40	ZK1204	UMO			112(4)	-4.0	6.4
C-4	探槽	UMO		118(3)	-2.3	3.4		BT41	ZK1204	UMO		155(1)		-2.9	4.8
C-5	探槽	UMO		120(2)	-3.0	3.9		BT42	ZK1204	UMO			125(1)	-9.0	13.2
C-6	探槽	UMO		118(3)	-2.8	5.0		BT43	ZK1207	UMO		134(2)		-8.0	11.5
D-1	探槽	UMO		109(3)	-2.7	4.6		Ge96	ZK401	UMO	150(2)			-6.1	9.6
D-2	探槽	UMO		110(2)	-2.3	4.5		Ge08	ZK402	UMO	225(2)			-2.3	4.2
D-3	探槽	UMO		119(3)	-2.3	3.9		Ge11	ZK402	UMO	152(2)			-6.0	9.5
D-4	探槽	UMO		118(2)	-2.7	3.9		Ge27	ZK402	UMO	250(2)			-3.3	4.9
E-1	探槽	UMO		123(1)	-2.8	4.5		Ge06	ZK403	UMO		159(2)		-6.1	9.6
E-2	探槽	UMO		122(2)	-3.1	4.7		Ge16	ZK403	UMO	150(2)			-4.1	6.9
E-3	探槽	UMO		108(3)	-3.4	5.1		Ge24	ZK403	UMO	150(4)			-6.5	9.9
E-4	探槽	UMO		119(1)	-1.4	2.3		Ge132	ZK403	UMO		156(2)		-4.1	6.6
E-5	探槽	UMO		123(2)	-3.6	5.5		BT2	ZK301	MSO		247(1)	217(4)	-6.0	9.3
F-1	探槽	UMO		125(2)	-3.5	5.8		BT4	ZK301	MSO		250(2)		-5.0	7.9
F-2	探槽	UMO		125(2)	-3.5	5.7		BT5	ZK301	MSO		245(2)	196(4)	-6.0	9.3
G-1	探槽	UMO		104(3)	-1.2	2.1		BT8	ZK301	MSO		228(2)		-6.0	9.3
G-2	探槽	UMO		105(3)	-1.9	3.2		BT10	ZK302	MSO		223(2)		-5.0	7.9
BT1	ZK301	UMO	149(5)		-9.0	13.2		BT13	ZK302	MSO		240(4)		-5.0	7.9
BT1	ZK301	UMO		114(4)	-6.0	9.3		BT31	ZK307	MSO		244(1)		-8.9	12.9
BT9	ZK302	UMO		110(4)	-5.0	7.9		BT36	ZK313	MSO		258(1)		-3.5	5.7
BT9	ZK302	UMO		138(2)	-7.5	11.5		Ge04	ZK401	MSO	170(4)			-6.1	9.6
BT14	ZK302	UMO		174(2)	-8.0	11.5		Ge18	ZK403	MSO	250(2)			-3.7	6.0
BT14	ZK302	UMO		105(4)	-4.0	6.4		Ge21	ZK403	MSO	250(2)			-3.7	6.0
BT16	ZK302	UMO		140(4)	-9.0	13.2		BT38	ZK1205	MSO		250(2)		-4.0	6.4
BT16	ZK302	UMO		104(2)	-4.5	7.0		BT39	ZK1204	MSO		213(2)		-8.0	11.5
BT17	ZK302	UMO		209(2)	-3.8	6.1		<b>类型 Ib (<math>\phi: 60\% \sim 90\%</math>)</b>							
BT18	ZK302	UMO		166(2)	-7.0	10.4		BT3	ZK301	MSO	321(1)			-5.5	8.6
BT18	ZK302	UMO		110(2)	-3.5	5.7		BT8	ZK301	MSO	281(4)			-4.9	7.8
BT23	ZK304	UMO		180(2)	-7.0	10.4		Ge04	ZK401	MSO	299(6)			-6.0	9.3
BT23	ZK304	UMO		110(2)	-4.0	6.4		Ge05	ZK401	MSO	320(2)			-5.8	8.8
BT24	ZK304	UMO		185(1)	-7.0	10.4		Ge88	ZK401	MSO	320(2)			-6.8	10.1
BT24	ZK304	UMO		112(4)	-4.5	7.0		<b>类型 II-含子晶多相包裹体</b>							
BT25	ZK304	UMO		125(1)	-10.0	14.5		BT2	ZK301	MSO	279(4)			-10.5	15.1
BT25	ZK304	UMO		99(4)	-3.0	5.1		BT3	ZK301	MSO	297(4)			-11.5	16.4
BT26	ZK304	UMO		122(2)	-9.0	13.2		BT4	ZK301	MSO	297(4)			-11.0	15.8
BT26	ZK304	UMO		100(4)	-3.0	5.1		BT5	ZK301	MSO	295(2)			-12.0	17.1
BT27	ZK307	UMO		139(2)	-10.0	14.5		BT10	ZK302	MSO	285(2)			-13.4	18.4
BT27	ZK307	UMO		101(4)	-4.0	6.4		BT13	ZK302	MSO	301(1)			-13.5	18.4
BT28	ZK307	UMO		139(2)	-9.0	13.1		BT36	ZK313	MSO	319(4)			-14.5	20.5
BT28	ZK307	UMO		100(2)	-4.0	6.4		BT38	ZK1205	MSO	318(4)			-12.0	17.1
BT29	ZK307	UMO		160(1)	-5.0	7.9		BT39	ZK1204	MSO	298(4)			-10.0	14.5
BT29	ZK307	UMO		100(2)	-5.0	7.9		<b>类型 III CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体</b>							
BT32	ZK307	UMO		180(1)	-5.0	7.9		Ge5-8	探槽	MB		280(1)		-3.6	5.9
BT32	ZK307	UMO		113(4)	-5.5	8.5		Ge5-8	探槽	MB		208(1)		-3.8	6.2
BT33	ZK307	UMO		181(1)	-6.5	9.9		Ge5-8	探槽	MB		339(1)		-12.9	16.8
BT33	ZK307	UMO		114(4)	-5.5	8.5		Ge5-10	探槽	MB		312(1)		-10.2	14.9
BT34	ZK313	UMO		221(1)	-6.0	9.3		Ge5-10	探槽	MB		357(1)		-10.0	14.6
								Ge5-10	探槽	MB		342(2)		-9.9	13.8

1. 表中数据来自叶庆同等(1992), 杨崇秋硕士论文和 Hou *et al.* (2001); 2. MB: 块状重晶石; MSO: 中部脉状-网脉状硫化物矿带; UMO: 上部块状硫化物矿带; 3. 融化温度包括: 冰焯(冰点)温度(对于类型 I 包裹体), 子晶融化温度(对于类型 II 包裹体)和 CO<sub>2</sub> 笼合物融化温度(对于类型 III 包裹体). 均一温度括号内的数字, 为测试的流体包裹体数.

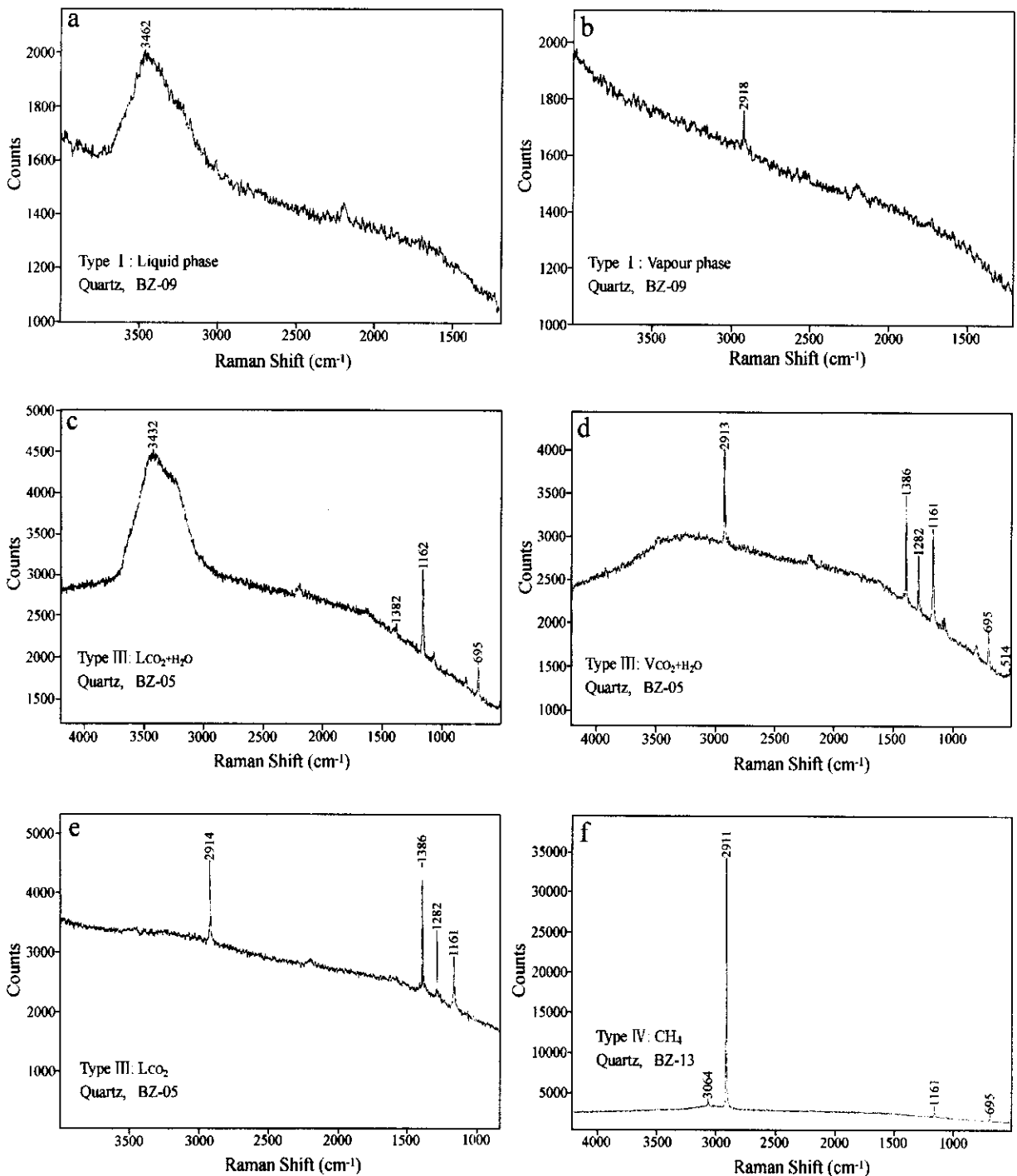


图 2 甘肃白银厂矿床折腰山矿段不整合脉状和块状矿带石英中的类型 I, III 和 IV 包裹体的激光拉曼光谱分析结果。图 2 a 和 2 b 分别为类型 I 包裹体的液相和气相的谱线(样品: BZ-09), 2 c 和 2 d 分别为类型 III 包裹体的液相和气相的谱线(样品: BZ-09), 2 e 为类型 IIIa 包裹体的液相谱线(样品: BZ-05), 而 2 f 则为类型 IV 富  $\text{CH}_4$  流体包裹体谱线(样品: BZ-13)。

Fig. 2 Laser Raman spectroscopic analysis results on type I, III and IV inclusions in quartz from the discordant stringer and massive ore zones at Zheyao-shan.

In Fig. 2, a and b are liquid and vapour phases of type I inclusions (quartz, BZ-09), respectively; c and d are liquid and vapour phases of type III inclusions (quartz, BZ-05), respectively; e is type III monophase  $\text{CO}_2$  inclusion (quartz, BZ-05); f is type IV  $\text{CH}_4$ -rich inclusion (quartz, BZ-13).

362°C(脉状矿)和 62~283°C(块状矿),对应的盐度分别变化于 3.06~19.76 wt%(脉状矿)和 6.16~23 wt%(块状矿);类型 Ib 包裹体的均一温度变化于 237~478°C 间,相应的盐度变化于 10.11~16.05 wt%(表 1),部分类型 Ib 包裹体于 449~478°C 呈临界均一(表 1);类型 Ic 包裹体具有最高的均一温度(378~500°C)和中等偏高的流体盐度(11.81~16.05 wt%),并均一于气相。I 型包裹体的拉曼光谱测定如图 2 所示,包裹体液相几乎全部为 H<sub>2</sub>O,气相以水为主,含少量 CH<sub>4</sub> 等。

类型 II-含子晶多相包裹体:这类包裹体出现于不整合的下伏脉状-网脉状带及其产出的蚀变火山岩中(刘斌, 1982;夏林圻等, 1995)。它们多由一个或几个固相子晶、水流体和气泡组成。不规则状,负晶形,大小介于 4~14 μm 间。在脉状-网脉状带,这些包裹体通常孤立分布,局部成群出现。在蚀变的含矿火山岩中,它们通常沿火成的石英晶屑裂隙排布,或在热液石英内随机分布。除立方体石盐子晶外,尚出现其它子晶,如含 KCl 子晶(刘斌, 1982)和未定名子矿物,后者在温度高达 400°C 时仍未见熔融。

这类含子晶多相包裹体均一为液相,均一温度为 280~430°C(刘斌, 1982)。加热实验表明,石盐子晶熔融温度处于 300~400°C 间, KCl 子晶熔融温度处于 55~100°C 间(刘斌, 1982)。根据 H<sub>2</sub>O-NaCl-KCl 流体系统子晶熔融温度(Roedder, 1971),刘斌(1982)和夏林圻等(1985)估计其流体盐度介于 31~38 wt% 间。

类型 III-富 CO<sub>2</sub> 包裹体:这类包裹体在室温下可分为 3 个亚类,即单相 CO<sub>2</sub> 包裹体(IIIa),气液两相 CO<sub>2</sub> 包裹体(IIIb)和气液 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体(IIIc)(表 2)。它们主要集中于脉状-网脉状带和蚀变的含矿火山岩系,呈群体或单体出现,具自形-半自形负晶形。直径多在 5~20 μm 之间,部分大至 50 μm。类型 IIIa 包裹体室温下由单一 CO<sub>2</sub> 组成,而类型 IIIb 包裹体的气相百分数变化大( $\phi$  气相 = 10~45%),类型 IIIc 包裹体室温下含有一个气态 CO<sub>2</sub> 和一个液态 H<sub>2</sub>O 相, CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O 比变化较大,体积比从 95% 至 10%(表 2)。

单相 CO<sub>2</sub> 包裹体显示,固相 CO<sub>2</sub> 溶解温度介于 -61.6°C ~ -57.3°C 之间,低于 CO<sub>2</sub> 三相点温度(-56.6°C)。CO<sub>2</sub> 的均一温度变化于 2.5°C ~ 23.8°C 之间,明显低于纯 CO<sub>2</sub> 的临界温度(31°C)。CO<sub>2</sub> 的均一温度和溶解温度表明,单相 CO<sub>2</sub> 包裹体可能含有少量的 CH<sub>4</sub> 和/或 N<sub>2</sub>(Burruss, 1981)。两相 CO<sub>2</sub> 包裹体的固相溶解温度范围介于 -58.6°C ~ -57.3°C 之间,部分均一温度变化于 20.7°C ~ 29.0°C 之间(表 2)据此估计,两相 CO<sub>2</sub> 流体中的 X<sub>CH<sub>4</sub></sub> 小于 0.07(Thiery, 1994; Brown and Hagemann, 1995; Fan *et al.*, 2000)。H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 包裹体中的 CO<sub>2</sub> 部分均一温度介于 7.2°C ~ 30.3°C 之间(表 2),其中的固相 CO<sub>2</sub> 终熔温度为 -59.1°C ~ -57.6°C,表明该流体也含少量的 CH<sub>4</sub> 等组分。少数富 CO<sub>2</sub> 包裹体的拉曼光谱测定表明(图 2),各类型的 CO<sub>2</sub> 包裹体中均含有数量

不等的 CH<sub>4</sub>,有的包裹体中其 CH<sub>4</sub> 的峰值较高(图 2)。H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 包裹体中的碳簇合物溶解出现于 5.6°C ~ 8.4°C(表 2),采用 Diamond(1992)方程和 Colklins(1979)方法估算的流体盐度处于 2.22~8.13 wt% 之间。类型 III 流体包裹体或均一成液相,或均一为气相,但总体均一温度变化于 226°C ~ 335°C 之间(表 2)。

类型 IV-富 CH<sub>4</sub> 包裹体:主要出现于下伏不整合硫化物带内的块状矿和脉状矿中。这些包裹体多为自形晶,长轴 8~36 μm,短轴 3~11 μm。部分与富气相气液包裹体(类型 Ic)共存,部分与富 CO<sub>2</sub> 包裹体伴生。

这些富 CH<sub>4</sub> 包裹体在过冷温度(-100°C)下形成气泡,气泡不停地运动,温度降低,气泡体积增大,致冷至 -182.3°C,所有相态凝固成固相。这些包裹体升温时,通常气缩小均一成液相。在脉状矿带,均一温度为 -97.3°C ~ -83.0°C;在块状矿中,均一温度更低,为 -109.2°C ~ -100.0°C(表 2)。根据气液两相均一温度接近或低于 CH<sub>4</sub> 的临界温度(-82.6°C),估计该流体以 CH<sub>4</sub> 为主,但含有微量的其它气体组分(Burruss, 1981; Ramboz *et al.*, 1985; Jia *et al.*, 2000; Fan *et al.*, 2000)。该类包裹体的几条拉曼光谱图,证实流体组成几乎为单一的 CH<sub>4</sub>(图 2)。

总之,白银厂筒式 VMS 铜矿的成矿流体系统是一个富含 CH<sub>4</sub> 和 CO<sub>2</sub> 的 H<sub>2</sub>O-NaCl 流体系统。这个流体系统比较复杂,不仅有以富 CH<sub>4</sub> 和 CO<sub>2</sub> 包裹体为代表的 CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> 流体,而且有以富气体包裹体为代表的大量高温气态流体,不仅拥有海底热水系统特征的中低盐度(<8.0 wt%)流体,而且还有异常高盐度(>16 wt%)流体。

### 3.2 呷村矿床流体包裹体

呷村矿床流体包裹体已被 Hou 等(2001)详细研究,温度-盐度资料发表在 *Economic Geology* 上。Hou 等(2001)虽然也将包裹体划分为 3 类,但为了叙述方便并易于与白银厂矿床包裹体资料对比,故将其重新分类,并将其基本特征简述于下。

类型 I-气液两相包裹体:广泛出现于呷村矿床的上部块状硫化物矿席和下伏层控脉状-网脉状矿带。按包裹体气/液比大小,可分为 2 个亚类(1)类型 Ia 富液相包裹体(V/L=5/95~30/70)最为丰富,广泛出现于上下两个矿带(表 3)(2)类型 Ib 富气相包裹体(V/L=60/40~90/10),局限于下伏的脉状-网脉状矿带(表 3)。

气液两相包裹体共熔温度变化于 -29.8°C ~ -11.8°C,表明以 H<sub>2</sub>O-NaCl 流体中含一定量的其它盐类,如 KCl, CaCl<sub>2</sub> 和 MgCl<sub>2</sub>。冰点温度变化于 -1.2°C ~ -10.0°C,对应的流体盐度介于 2.1~14.5 wt% 间(表 3;Potter *et al.*, 1978; Bodnar, 1993)。均一温度具有较大的变化范围(99~321°C,表 3),其中,类型 Ia 均一温度分别变化于 99°C ~ 250°C,对应的盐度分别变化于 2.1~14.5 wt%,类型 Ib 包裹



体具有较高的均一温度(281~321℃)和中等偏高的流体盐度(7.8~10.1wt%) ,多数 Ib 包裹体在较高温度下均一为气相。总体特征类似与白银厂矿床的富气相流体包裹体(类型 Ic)。

**类型 II-含子晶多相包裹体:**是上部块状矿带和下部脉状-网脉状矿带中较丰富的一类包裹体,集中出现于石英、闪锌矿和重晶石中。石盐子晶是这些包裹体中最丰富的子矿物,其次是硫酸盐矿物重晶石和未定名矿物,它们在高达 350℃ 温度下仍未见溶解。

这类包裹体全部均一为液相,均一温度为 279~319℃ (表 3) ,据石盐子晶熔化温度估算的流体盐度变化于 14.5~20.5wt% 之间,小于白银厂矿床的含子晶多相包裹体盐度(30~38wt%) ,但接近于类型 Ia 中部分流体包裹体的盐度范围(表 1)。

**类型 III-富 CO<sub>2</sub> 流体包裹体:**类似于白银厂矿床,这类富 CO<sub>2</sub> 流体包裹体也有 3 个亚类(1)单相 CO<sub>2</sub> 包裹体,集中出现于脉状-网脉状矿带的石英和闪锌矿中(2)气液两相 CO<sub>2</sub> 包裹体,局限于上部块状硫化物矿带(3)气液 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体,出现于各个矿带,主要集中于脉状-网脉状矿带的石英以及海带喷口附近的角砾状重晶石中,多数包裹体被均一成气相。其中,角砾状重晶石中的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体均一温度范围介于 208~357℃,相应的盐度介于 5.9~16.8wt% 之间(表 3) ,其温度-盐度特征总体上类似与白银厂矿床的气液 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体(表 2)。

总之,呷村矿床虽然与白银厂矿床在产出环境、矿床式样、金属组合等诸方面存在系统差别,但其海底成矿流体系统在包裹体类型、流体性质、温度-盐度变化等方面却有着明显的类似性。

## 4 讨论

白银厂和呷村两个 VMS 矿床的流体包裹体资料表明,海底成矿流体系统决非以前人们想象的那么简单,也绝非一个简单的海水或岩浆水来源及简单的混合过程所能概之。在这类复杂的热液流体系统中,不仅存在着具有不同性质、不同来源的若干流体端员,而且发生了非常复杂的混合-分离和汇聚-成池过程。

### 4.1 流体端员厘定

白银厂和呷村两个 VMS 矿床的流体包裹体,成分上显示较大的变化,从较纯的 CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> 流体,经 H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl 流体到 H<sub>2</sub>O-NaCl 流体;在温度上显示较宽的范围,从 62℃ 到 487℃ (图 3) ,盐度上则出现更大变异,从相当海水盐度(3.5wt%) 到热卤水盐度(15~38 wt%) (图 4) 。根据 2 个 VMS

矿床的流体包裹体类型及其温度-盐度资料,至少可鉴别出 5 个流体单元(1)高温高盐度流体端员(2)高温富气流体端员(3)低温卤水端员(4)低温低盐度流体端员和(5)中温低盐度流体端员(图 4)。

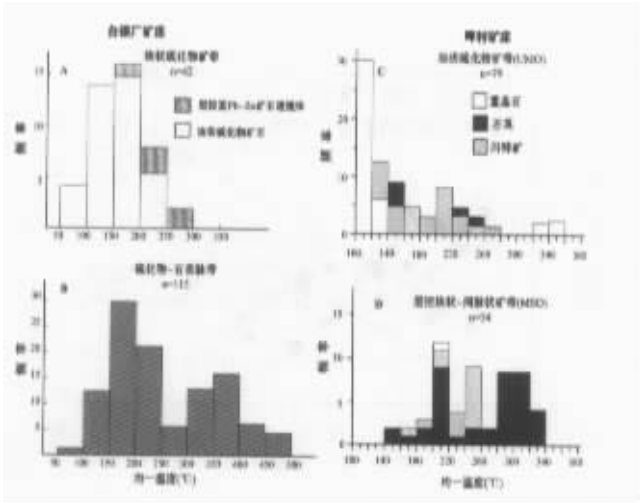


图 3 白银厂(A-B)和呷村 VMS 矿床(C-D)的气-液两相流体包裹体均一温度直方图

Fig. 3 Histograms of homogenization temperatures of type I inclusions in sulfide ores and altered wall-rocks in the Baiyinchang and Gacun VMS deposits.

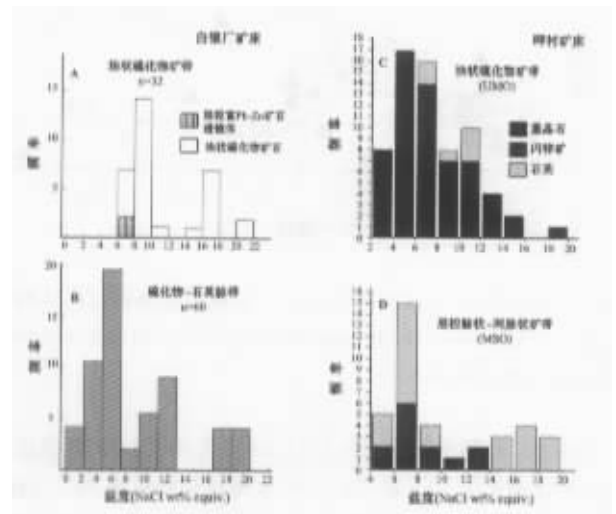


图 4 白银厂(A-B)和呷村 VMS 矿床(C-D)的气-液两相流体包裹体盐度直方图

Fig. 4 Histograms of fluid salinities of type I and II inclusions sulfide ores and altered wall-rocks in the Baiyinchang (A) and Gacun VMS deposits (B).

#### 4.1.1 高温高盐度流体端员

高温高盐度流体端员均主要见于白银厂矿床和呷村矿

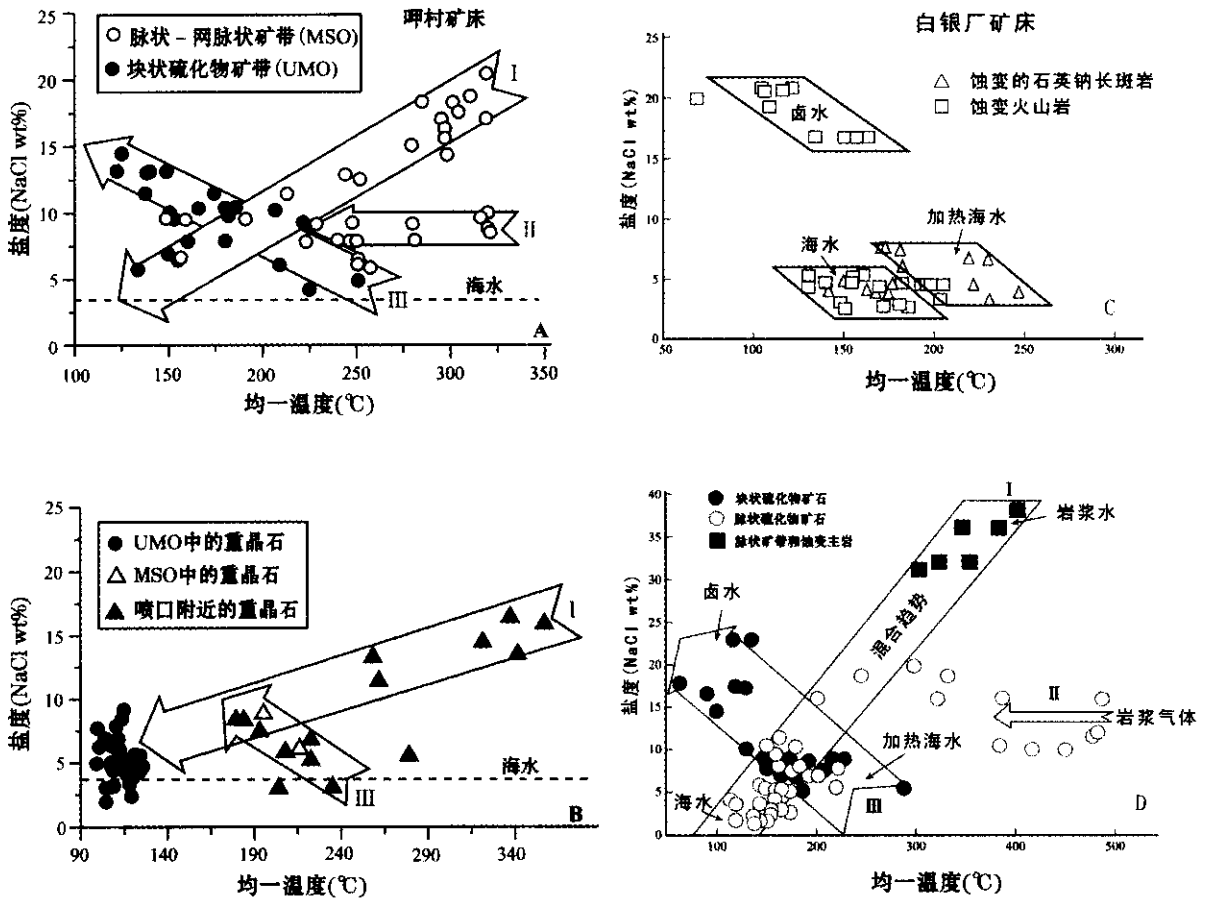


图5 白银厂和呷村 VMS 矿床的气-液两相流体包裹体温度-盐度变异图

Fig. 5 Variations in homogenization temperatures and salinity of the type I and II inclusions in the Baiyinchang and Gacun VMS deposits.

床的下伏不整合脉状-网脉状带(图5)。在白银厂矿床,该端员流体以含子晶多相包裹体和部分高温气液两相包裹体(类型Ia)为代表,均一温度范围为 $200^{\circ}\text{C} \sim 400^{\circ}\text{C}$ ,盐度范围为 $16.1 \sim 38 \text{ wt} \%$ (图5)。其中,含子晶多相包裹体盐度较高,介于 $31 \sim 38 \text{ wt} \%$ 之间,高温气液两相包裹体盐度较低,变化于 $16.1 \sim 19.8 \text{ wt} \%$ 。在呷村矿床,该端员流体主要作为含子晶多相包裹体封存在脉状石英中,均一温度变化于 $280 \sim 320^{\circ}\text{C}$ 间,盐度变化 $14.5 \sim 20.5 \text{ wt} \%$ 之间(图5),其温度-盐度特征总体上与白银厂矿床气液两相包裹体相当。这种端员流体很可能是一种注入海底成矿流体系统的岩浆流体,证据如下(1)在白银厂矿床类似的高温高盐度流体已经在白银地区石英钠长斑岩和石英角斑岩的石英斑晶中发现,该流体包裹体均一温度高达 $300 \sim 430^{\circ}\text{C}$ ,盐度变化于 $31 \sim 38 \text{ wt} \%$ (夏林圻等,1995),证实浅位岩浆房内岩浆分异晚期阶段可以分凝出高温岩浆流体(2)高温高盐度流体通常与富 $\text{CO}_2$ 流体包裹体共生,后者多均一成气相,均一温度高达 $348^{\circ}\text{C}$ (表2)。Yang and Scott(1996)研究证实,岩浆分凝的

岩浆流体以 $\text{CO}_2$ 为主, $\text{H}_2\text{O}$ 次之。Sakai *et al.*(1990)亦证明,岩浆去气可以直接产生富 $\text{CO}_2$ 气流。因此,高温高盐度流体与富 $\text{CO}_2$ 包裹体的密切共生关系表明,这些流体应是岩浆去气作用的产物(Hou and Zhang, 1998)(3)在呷村矿床,这种高温高盐度流体不仅在矿区范围的高硅流纹岩之石英斑晶中发现(徐明基等,1995),而且也与富 $\text{CO}_2$ 流体包裹体密切共生(Hou *et al.*, 2001)。网脉带脉石石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于 $13.7 \sim 16.4\text{‰}$ ,而在 $280 \sim 320^{\circ}\text{C}$ 下与石英平衡的热液流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 估计值变化于 $5.4 \sim 8.3\text{‰}$ 之间(Hou *et al.*, 2001),与岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值相当。

#### 4.1.2 高温富气流体端员

该流体端员均出现在白银厂和呷村矿床中,但一直未引起重视。该端员流体的一个重要特征是,温度异常偏高且变化较大,盐度中等且保持不变,在图5中,构成一个平行于温度轴的独立趋势。富气体的流体包裹体常常因被大量气体充填而不易均一,从而给出较高的均一温度。然而,在白银

厂矿床部分富气体的流体包裹体在临界点均一,临界温度高达 449~478℃(图 5D,表 1),证实高温气流确实被脉石矿物封存。多数包裹体均一成气相,均一温度变化于 350~487℃之间,显著高于古今海底目前所知的热液流体系统的最高温度(350~400℃;Pitha-Around and Ohmoto, 1983; Campbell *et al.*, 1988)。这些包裹体不仅与富 CO<sub>2</sub> 流体包裹体,而且与高温高盐度包裹体共存于单颗粒石英中。尽管这些包裹体因相对富气而有一个中等的盐度(11.9~16.1wt%)但仍然显著高于日本黑矿型矿床的流体包裹体盐度(3~8wt%, Pitha-Around and Ohmoto, 1983)。在呷村矿床,这种端员流体也以富气两相包裹体为标志,其均一温度为 280~320℃,盐度为 7.8~10.1wt%(图 5A)。上述特征表明,高温富气流体端员很可能是一种岩浆去气作用产生的岩浆气流。尽管这种流体端员在呷村和白银厂矿床具有不同的温度和盐度值域,但却具有十分一致的变化趋势(图 5A, D),这暗示,这种岩浆气流在高温下(>450℃)呈气态存在,在 450~250℃ 温度范围内变为液态,直到 250℃ 左右开始与热液流体发生混合。

#### 4.1.3 低温卤水端员

在白银厂矿床,低温卤水主要封存于强绿泥石化蚀变带及其所包裹的块状含铜黄铁矿体中,温度较低(62~163℃),盐度甚高(14.7~23.0wt%) (图 5)。自块状黄铁矿体中心至边缘,流体盐度由 16.7~20.8 wt% 减低至 6.0~10.0wt%,自强绿泥石带向外至石英-绢云母带,流体盐度由 14.0~23.0wt% 骤减至 2.2~7.5 wt% (表 1)。这种卤水分布及盐度变化表明,容存于海底之下多孔火山岩单元及其断裂破碎带的卤水库(池)曾被海水注入。

在呷村矿床,该卤水端员流体主要封存于上部块状矿带,温度变化于 99~150℃,盐度变化于 10.0~14.5wt% 之间,稍低于白银厂矿床的卤水盐度(图 5A, B)。在该矿带,与卤水端员流体共生的石英-闪锌矿中的流体包裹体,盐度明显变低,介于 6.1~10.0 wt% 之间,暗示该卤水池也曾有海水大量注入。

#### 4.1.4 低温低盐度流体端员

低温低盐度端员流体以低温气液两相流体包裹体为标志,广泛封存于两个矿床的各主要矿带。在呷村矿床,该端员流体主要记录在上部块状硫化物矿带及其与之共生的重晶石层中。在重晶石中流体包裹体最为典型,均一温度介于 99~125℃,盐度介于 2.3~9.3wt%,平均在 5wt% 左右(图 5),与海水盐度相当或稍高。在块状矿石中,流体温度稍高(~130℃),但盐度相当。在白银厂矿床,该端员流体主要记录在硅化-绢云母化含矿火山岩和网脉带石英中。在蚀变岩内,流体包裹体均一温度变化较大,介于 130~204℃,盐度变化较小,介于 2.2~5.4wt% 之间,在网脉带石英中,流体包裹体均一温度变化于 116℃~222℃,盐度变化于 1.6~5.9wt%,平均值在 3.5 wt% 左右,与海水盐度相当(图 5)。

这种端员流体广泛见于现代和古代海底成矿热液流体系统(Pitha-Armond and Ohmoto, 1983; Herzig *et al.*, 1993),并通常被解释为来自正常海水。

#### 4.1.5 中温低盐度流体端员

该端员流体通常出现于两矿床的各主要矿带。其重要特征是流体具有与海水相当的盐度和 250℃ 左右的最大温度(图 5)。在呷村矿床,该端员流体封存于硫化物矿石和相伴的重晶石中,并构成一个温度-盐度呈负相关的变化趋势;在白银厂矿床,这一趋势依然存在,但该端员流体的温度(<260℃)和盐度(6wt%)相对较低(图 5)。Hou 等(2001)将其简单地解释为被下部浅位岩浆房加热的正常海水,并由此得出结论,高温岩浆潜能至多可将海水加热到 250℃ 左右。

#### 4.2 流体混合过程

在白银厂和呷村 VMS 矿床的海底热液流体系统,上述 5 个流体端员分别构成了三个重要的盐度-温度变异趋势或演化途径,即流体混合阵列(图 5)。混合途径 I 代表了一个典型的岩浆水-海水混合趋势。岩浆水端员以含子晶多相高盐度包裹体为标志,主要封存在根植于海底下部火山岩系的脉状-网脉带内,也即海底之下热液补给通道系统的深部。海水端员以低温低盐度流体包裹体为代表,不仅封存于块状矿石和伴生重晶石中,也圈闭于海底下部的脉状-网脉带内。其平均盐度接近与正常海水(3.5wt%),而温度通常高于正常海水约 100℃。水温提高既可能与岩浆水混入有关,也可能与岩浆房加热有关。记录在块状和网脉状矿带的大部分流体包裹体处于这个混合阵列中,表明岩浆水与海水的混合过程不仅出现于海底底部,而且发生于海底下部的热液流体补给系统。假定岩浆水的最低温度为 320℃,盐度为 30wt%,可以估计,在呷村矿床,淀积层状重晶石的热液流体中有 5% 的岩浆水贡献,而形成脉状-网脉矿带的热液流体,岩浆水贡献率变化于 15~60%。在白银厂矿床,形成含铜石英脉的热液流体,岩浆水贡献率变化于 25~50%。

混合途径 II 由高温富气流体包裹体构成。该途径的最大特征是温度快速衰减而盐度基本保持不变(图 5)。Hou 等(2001)曾用加热海水与岩浆水不同程度的混合过程来解释。但这不是唯一解释。高温(>400℃)、中等盐度(10wt%~16wt%)的富气流体包裹体在白银厂矿床的大量发现则表明,岩浆去气形成的独立气流伴随系统温度减低而不断冷凝并注入海水-岩浆水混合流体可能是一种更合理的解释(图 6)。这些高温富气流体包裹体通常封存在上述两个矿床的下部脉状-网脉矿带,证实独立岩浆气流自下部岩浆房向上运移并注入海底下部的热液流体系统。可以大致估计,这种独立岩浆气流在混入热液流体系统之前温度至少高达 500℃,大约在 250℃ 左右,冷凝的岩浆气液与热液流体完全混合,形成富含气体组分的成矿热液流体。

途径 III 是一个十分特殊的混合趋势,由被加热的海水

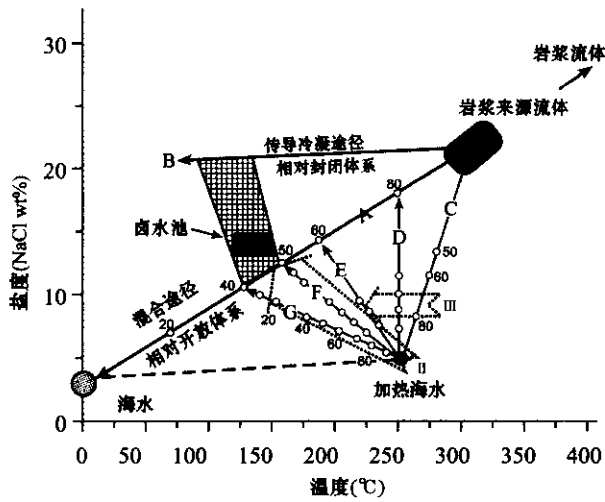


图6 解释白银厂和呷村 VMS 矿床流体包裹体温度-盐度变异的作用过程图

Fig. 6 Diagram explaining temperature-salinity variation for fluid inclusions in the Baiyinchang and Gacun VMS deposits by several processes, such as mixing only, conductive cooling and a combination of cooling and mixing. The line A represents simple mixing of a magma-derived fluid with cold seawater, line B represents the conductive cooling path of a fluid derived from magma. The line C represents mixing of heated seawater with magmatic-derived fluid, while D-G show heated seawater mix with fluids, which had ever mixed by magmatic fluid and cold seawater in various proportions. The numbers on the mixing lines refer to mixing proportions among different fluid (seawater) end-members.

与低温卤水混合而成。在此混合趋势中,被加热海水端员记录在上下两个矿带中,而低温卤水端员则无一例外地记录在块状硫化物矿带中。混合途径 III 的最大特征是流体温度与流体盐度呈反相关关系,即随着温度减低而盐度明显升高(图 6)。单纯被岩浆房加热的水通常不会大幅度增加其盐度,即使其与盐度较高的岩浆水-海水混合流体再度混合,其盐度也不会超过 10wt%(图 6)。因此,要解释该趋势中流体盐度的巨大变化(5~23wt%),必然要求一个卤水池的存在。由于卤水池的卤水盐度至少大于 12wt%,因此,被加热的水不同程度地注入卤水池中并与卤水混合,则可导致流体系统温度与流体的反相关变异趋势。假定卤水盐度为 23 wt%,被加热的水盐度为 5 wt%,可以大概估计,在卤水池中央,被注入的水大约占 20~28%,其沉积较厚的块状矿体,在卤水池边缘或底部,海水大约占 70~85%,通常形成较薄的块状矿或稠密浸染状矿。

#### 4.3 卤水池类型

Sato (1972) 指出,当排泄入海的热液流体密度小于海水密度时,热流体将在海底呈黑烟囱或白烟囱喷射,并在海水

中形成上浮的热柱,堆积丘状(mound-style)硫化物矿体(Lydon, 1988)相反,当排泄的热液流体密度大于海水密度时,热流体则在海底集聚形成卤水池,堆积块状硫化物,并形成具有层状稳定展布的席状(sheet-style)矿体(Lydon, 1988)。Hou 等(2001)通过对呷村矿床形态结构与流体包裹体研究,提出了一个被下部热流体幕式注入的卤水池模型。强调热液流体在海底凹地集聚形成一个盐度大于 12 wt% 的卤水池。硫化物在卤水池中的沉淀堆积,形成层状矿席。来自深部的热液流体幕式排泄并注入卤水池,形成上部块状硫化物矿体,并导致了若干硫化物-硫酸盐韵律发育(侯增谦等 2001)。

在白银厂矿床,其块状矿体和强蚀变带的流体包裹体资料暗示了盐度更高(>15wt%)的卤水池发育(图 5)。然而,与呷村矿床不同,白银厂矿床的卤水池并非发育在早寒武世海底之上,而是发育在海底下部的断裂破碎带及其多孔的火山碎屑单元。这种可能性已被海底热水活动区的实地观察所证实。如在冲绳海槽长约 800m、宽约 600m 的 JADE 热液区,至少观察到上百个窒息的或活动的烟囱,黑烟囱与白烟囱常常时空相依,同时活动,并稳定排泄长达数十年之久(侯增谦和 Urabe, 1997)。黑烟囱喷射含硫化物颗粒的高温(>270°C)黑色流体,白烟囱排泄清澈的低温(<200°C)流体(Halbach *et al.*, 1989; 1993)。这些特征暗示,热液流体在海底结壳层下大量集聚,并发生对流循环。该结壳层或者由火山碎屑岩层构成,或者由喷气沉积岩及烟囱碎屑构成。在白银厂矿床,热液流体可能被堆积于海底的石英角斑质碎屑岩或赤铁矿硅质岩层封闭,在海底下部多孔的碎屑岩单元或断裂破碎带大量集聚,形成卤水池或封存流体囊。

至少有两个机制可以形成高盐度卤水。其一是海水的两相分离。海水在特定温压条件下可发生两相分离,产生一个高盐度卤水相和一个低盐度富气相(Delaney *et al.*, 1987; Cowen and Can, 1988)。后者通常伴随流体运移而散失,前者则相对积聚形成卤水池。其二为岩浆来源的流体在一个相对封闭的体系内发生传导式冷凝,结果导致该流体温度显著衰减而盐度保持不变或略有降低(图 6),形成卤水。在白银厂和呷村矿床,尽管目前尚无足够的证据说明卤水的具体成因,但是,详细的流体包裹体岩相学观察,没有发现高盐度流体相与低盐度富气相流体包裹体共存现象,暗示岩浆水贡献具有较大的可能性。

#### 4.4 CO<sub>2</sub>和 CH<sub>4</sub>流体行为

CO<sub>2</sub>和 CH<sub>4</sub>流体是海底热液流体系统中的重要流体(气体)组分,它们或者溶解在热水流体中,形成富 CO<sub>2</sub>和 CH<sub>4</sub>的流体,或者不混溶形成独立气流,在海底排泄。在冲绳海槽 JADE 热液区,CO<sub>2</sub>不仅随黑烟囱流体一起喷射,而且通过水合物管道作为富 CO<sub>2</sub>气流独立排泄(Sakai *et al.*, 1990; Hou and Zhang, 1998)。在白银厂和呷村矿床,富 CO<sub>2</sub>包裹体和

以  $H_2O$  为主的气液两相包裹体同时被圈闭于单个金属矿物(闪锌矿)和脉石矿物(石英和重晶石)中,并且在三维空间群聚出现,证实了富  $CO_2$  流体与  $H_2O$  流体发生了不混溶(Ramboz *et al.*, 1982)。其中,富  $CO_2$  流体包裹体  $X_{CO_2}$  和  $CO_2/H_2O$  变化较大,通常在温度大于  $226^\circ C$  时均一成气相。这些特征表明,流体不混溶可能出现于富  $CO_2$  的  $H_2O-NaCl$  流体系统的早期演化阶段。至少有四种机制可以导致流体不混溶(1)相分离(2)流体/碳酸盐反应(Shepherd *et al.*, 1991)(3)水压破裂(Kerrich and Allison, 1978; Robert and Brown, 1986; McCuaig and Kerrich, 1998)和(4)压力波动(Jia *et al.*, 2000)。在浅成低温-中温热液成矿系统,这种流体不混溶被认为是导致金沉淀的主要机制(Ramboz *et al.*, 1982; Goldfarb *et al.*, 1989, 1997; Craw *et al.*, 1993)。在海底热液成矿系统,流体不混溶现象主要见于脉状-网脉状带,虽然不混溶引起 pH 和  $f_{O_2}$  增加,还原硫损失,导致网脉带硫化物沉淀,但其似乎并不是形成块状主矿体的主要机制。

感谢:流体包裹体测试主要在本所“成岩成矿流体地球化学实验研究室”完成,冷热台温度经中国科学院地质地球物理研究所英国 LINIKAM 冷热台(+600 C/-196C)对比较正。校正过程中得到王丽娟研究员的大力帮助。包裹体测试工作得到了陈伟十工程师的大力帮助,喇曼光谱测试在本所完成,得到徐文艺博士的技术帮助和支持,在此一并表示衷心感谢。

## References

Bodnar RJ. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of  $H_2O-NaCl$  solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 683-684

Brown PE, Hagemann SG. 1995. MacFlincon and its application to fluids in Archean lode-gold deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 3943-3952

Burruss RC. 1981. Analysis of phase equilibria in C-O-H-S fluid inclusions. *Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook*, 6: 39-74.

Campbell AC, Bower TS, Measures CI, Falkner KK, Khadem M, Edmond JM. 1988. A time series of vent fluid compositions from 210N East Pacific Rise (1979, 1981, 1985), and the Guaymas basin, Gulf of California (1982, 1985). *Jour. Geophys. Res.*, 93: 4537-4549.

Cheng Gang. 1980. Some geological characteristics of the Baiyinchang pyrite-type deposit. *Geology and Exploration*, (9): 12-20 (Chinese with English abstract).

Collins PLF. 1979. Gas hydrates in  $CO_2$ -bearing fluid inclusions and use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74: 1435-444.

Cowen J, Can JR. 1988. Supercritical two-phase separation of hydrothermal fluids in the Troodos ophiolite. *Nature*, 333: 259-261.

Craw D, Teagle DAH, Belocky R. 1993. Fluid immiscibility in late-Alpine gold-bearing veins, eastern and northwestern European Alps. *Mineralium Deposita*, 28: 28-36

Crawford ML. 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. *Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook*, 6: 75

- 100

Delaney JR, Mogk DW, Mottl MJ. 1987. Quartz-cemented breccias from the Mid-Atlantic Ridge: samples of high-salinity hydrothermal upflow zone. *Jour. Geophys. Res.*, 92: 9175-9192

Diamond LW. 1992. Stability of  $CO_2$ -clathrate-hydrate +  $CO_2$ -liquid +  $CO_2$ -vapor + aqueous KCl-NaCl solutions: Experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions. *Geochimica. Cosmochim. Acta*, 54: 545-552

Doyle MG, Huston DL. 1999. The subsea-floor replacement origin of the Ordovician Highway-Reward volcanic-associated massive sulfide deposit, Mount Windsor subprovince, Australia. *Economic Geology*, 94: 825-844

Fan H, Groves DI, Mickucki EJ, McNaughton NJ. 2000. Contrasting fluid inclusion types at the Nevooria gold deposit in the Southern Cross Greenstone belt, Western Australia: Implications of auriferous fluids depositing ores within an Archean banded Iron-formation. *Economic Geology*, 95: 1527-1536

Goldfarb RJ, Leach DL, Rose SC, Landis GP. 1989. Fluid inclusion geochemistry of gold-bearing quartz veins of the Juneau gold belt, southeastern Alaska: Implication of ore genesis. *Economic Geology*, Mon. 6: 363-375

Goldfarb RJ, Miller LD, Leach DL, Snee LW. 1997. Gold deposits in metamorphic rocks of Alaska. *Economic Geology*, Mon. 6: 151-190

Halbach P, Nakamura K, Wahsner M, Lange J, Sakai H, Kaselitz L, Hanse RD, Yamano M, Post J, Seifert R, Michaelis W, Teichmann F, Kinoshita MA, Ishibashi J, Czerwinski S, Blum N. 1989. Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulfide deposits in the Okinawa Trough back arc basin. *Nature*, 338: 496-499

Halbach P, Pracejus B, Andreas M. 1993. Geology and mineralogy of massive sulfide ores from the central Okinawa Trough, Japan. *Econ Geol*, 88: 2210-2225

Herzig PM, Hannington MD, Fouguet Y, Stackeberg UV, Petersen S. 1993. Gold-rich polymetallic sulfide from the Lau Backarc Basin and implication for the geochemistry of gold in seafloor hydrothermal systems of the Southwest Pacific. *Economic Geology*, 88: 2182-2209

Hou Z-Q, Ai Y-D, Qu X-M, Zhang Q-L, Tang S-H. 1999. Possible contribution of magmatic fluid to the sea-floor ore-forming hydrothermal system in the Okinawa trough. *Acta Geologica Sinica*, 73: 57-65 (Chinese with English abstract)

Hou Z-Q, Urabe T. 1997. Chemistry and zoning for metal elements in massive sulfide ores and sulfide chimney from the Okinawa Trough in the Western Pacific. *Acta Geoscientia Sinica*, 18: 171-181 (Chinese with English abstract)

Hou Z-Q, Qu X-M, Xu M-J. 2001. The Gacun VHMS deposit in China: modeling based on the geological observations. *Mineral Deposits*, 20: 44-56 (Chinese with English abstract)

Hou Z-Q, Zhang Q-L. 1998.  $CO_2$  and hydrocarbon-rich fluids in submarine active hydrothermal system in the Okinawa Trough: evidence from fluid inclusions. *Sciences in China*, 18: 142-148

Hou Z-Q, Li Y-Q, Khin Zaw, Qu X-M, Song S-H, Peng L-G. 2003. The Baiyinchang Pipe-Style Volcanogenic Massive Sulfide Cu Deposit in Gansu Province, Northwestern China: Fluid Mixing and Subseafloor Replacement. *Economic Geology* (in press)

Hou Z-Q, Urabe T, Mo X-X. 1995. Double convective hydrothermal system beneath massive sulfide orebody in the Gacun deposit, Southwestern China. *Jour. China Univ. Geosci.*, 6: 230-246

Hou Z-Q, Mo X-X. 1990. The evolution of Yidun island-arc and implication in the exploration of Kuroko-type VMS deposits in Sanjiang Region, China. *Earth Science*, 16: 153-164. (Chinese with English abstract)

Hou Z-Q, Khin Zaw, Qu X-M, Ye Q-T, Yu J-J, Xu M-J, Fu D-M, Yin X-K. 2001. Origin of the Gacun volcanic-hosted massive sulfide deposit in Sichuan, China: Fluid inclusion and oxygen isotope evidence. *Economic Geology*, 96: 1491-1512

Jia Y, Li Y, Kerrich R. 2000. A fluid inclusion study of Au-bearing quartz vein systems in the Central and North Deborah deposits of the Bendigo gold field, Central Victoria, Australia. *Economic Geology*,

- 95 : 467 - 494
- Kerrick R, Allison I. 1978. Vein geometry and hydrostatic during Yellow knife mineralization. *Canadian Journal of Earth Science*, 15 : 1653 - 1660
- Large RR. 1992. Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits : features, styles and genetic models. *Economic Geology*, 87 : 469 - 470.
- Liu Bin. 1982. Studies of solid and fluid inclusions on the copper deposits in Baiyinchang. *Acta Geologica Sinica*, 56 : 165 - 173 ( Chinese with English abstract ).
- Lydon JW. 1988. Ore deposit models #14 Volcanogenic massive sulfide deposits Part 2 : Genetic models. *Geosci. Canada*, 15 : 43 - 65
- McCuaig TC, Kerrich R. 1998. P-T-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits : evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, 12 : 381 - 453.
- Ohomo H, Mizukami M, Drummond SE, Eldridge CS, Pisutha-Armond V, Enagh TC. 1983. Chemical processes of Kuroko formation. *Economic Geology*, Mon. 5 : 570 - 604
- Peng L-G, Ren Y-X, Li P-Z, Liu X-M. 1995. A metallogenic model for copper-polymetal deposits of Baiyinchang, Gansu Province. Beijing : Geological Publishing House. 211p ( Chinese with English abstract )
- Pisutha-Armond V, Ohmoto H. 1983. Thermal history, and chemical and isotopic compositions of the ore-forming fluids responsible for the Kuroko massive sulfide deposits in the Hokuroko district of Japan. *Economic Geology*, Mon 5 523 - 558
- Potter RW II, Clyne MA, Brown DL. 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Economic Geology*, 73 : 284 - 285
- Ramboz C, Pichavant M, Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes. Use and misuse of fluid inclusion data II : Interpretation of fluid inclusion data in terms of fluid immiscibility. *Chemical Geology*, 37 : 29 - 48
- Ramboz C, Schnapper D, Dubessy J. 1985. The P-V-T-X- $f_{O_2}$  evolution of H<sub>2</sub>O-CH<sub>4</sub>-CO<sub>2</sub>-bearing fluid in a wolframite vein : Reconstruction from fluid inclusion studies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49 : 205 - 219
- Robert F, Brown AC. 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec : Part I. Genetic relations and formation of the vein system. *Economic Geology*, 81 : 578 - 592
- Roedder E. 1971. Fluid inclusion studies on porphyry type ore deposits at Bingham, Utau, Butte, Montana and Climax, Colorado. *Economic Geology*, 66 : 110 - 114
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12 : 644p.
- Sakai H, Gamo T, Kim ES, Tsutsumi M, Tanka T, Ishibashi J, Wakita H, Yamano M, Oomori T. 1990. Venting of carbon dioxide-rich fluid and hydrate formation in Mid-Okinawa Trough backarc basin. *Science*, 248 : 1093 - 1096
- Sato T. 1972. Behavior of ore-forming solution in the seawater. *Mining Geology*, 22 : 129 - 222
- Shepherd TJ, Bottrel SH, Miller MF. 1991. Fluid inclusion volatiles as an exploration guide to black shale-hosted gold deposits, Dullyellau gold belt, North Wales, U. K. *Journal of Geochemical Exploration*, 42 : 5 - 24
- Simoneit BRT. 1988. Petroleum generation in submarine hydrothermal systems : an update. *The Canadian Mineralogist*, 26 : 827 - 840
- Skirrow R, Franklin J. 1994. Silicification and metal leaching in semiconformable alteration beneath the Chisel Lake massive sulfide deposit, Snow Lake, Manitoba. *Economic Geology*, 89 : 31 - 50
- Song Suhe. 1982. Pyrite-type deposits : Comparison study of the genetic types of some significant deposits in the world. *Bulletin of Institute of Mineral Deposits, CAGS*, 3 : 1 - 12 ( Chinese with English abstract )
- Song Shuhe. 1955. Massive Cu-bearing pyrite deposits and regional metallogenic features in Qilian area : *Acta Geologica Sinica*, 36 : 1 - 22 ( Chinese )
- Taube A. 1986. The Mount Morgan gold-copper mine and environment, Queensland : A volcanogenic massive sulfide deposit associated with penecontemporaneous faulting. *Economic Geology*, 81 : 1322 - 1340
- Thiery R, van der Kerkhof AM, Dubessy F. 1994. VX properties of CH<sub>4</sub>-CO<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub> fluid inclusions : Modeling for T < 30°C and P < 400 bar. *European Journal of Mineralogy*, 6 : 753 - 771.
- Urabe T, Marumo K. 1992. A new model for Kuroko-type deposits of Japan. *Episodes*, 14 : 246 - 251
- Urabe T, Baker ET, Ishibashi J, Feely RA, Marumo K. 1995. The effect of magmatic activity on hydrothermal venting along the super-spreading East Pacific Rise. *Science*, 269 : 1092 - 1095
- Urabe T, Scott SD, Hattori K. 1983. A comparison of footwall-rock alteration and geothermal systems beneath some Japanese and Canadian volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology*, Mon. 5 : 345 - 364
- Wu J-R, Ren BC, Huang Y, Zhu M, Zhao T, Yu, P-S. 1994. Massive sulfide deposits in marine volcanic rock area in northwest China. Press of China University of Geosciences, 271 p. ( Chinese with English abstract )
- Xia L-Q, Peng L-G, Liu B. 1985. Melt inclusions in quartz keratophyre at Baiyinchang. *Bulletin of Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources*, 11 : 1 - 8 ( Chinese with English abstract )
- Xu M-J, Fu D-M, Yin Y-M, Yin X-K, Xian X-M, Xiao Y. 1993. Gacun Ag-rich polymetallic deposit in Sichuan Province, China : Publishing House of Chengdu University of Science and Technology, Sichuan, 164p. ( in Chinese with English abstract )
- Yan Jinan. 1983. Origin of the Baiyinchang pyrite-type deposits in the Qilian Mountain. *Mineral Deposits*, 2 : 15 - 23 ( Chinese with English abstract )
- Yang K-H, Scott SD. 1996. Possible contribution of metal-rich magmatic fluid to a seafloor hydrothermal system. *Nature*, 383 : 420 - 423

#### 附中文参考文献

- 成岗. 1980. 白银厂黄铁矿型矿床的某些地质特征. *地质与勘探*, 9 : 12 - 20
- 侯增谦, 艾永德, 张琦玲, 唐绍华. 1999. 岩浆流体对冲绳海槽海底活动热水成矿系统的可能贡献. *地质学报*, 73(1) 57 - 65
- 侯增谦, 曲晓明, 徐德基等. 2001. 中国四川呷村 VHMS 矿床 : 从野外观察到成矿模型. *矿床地质*, 20 : 44 - 56
- 侯增谦, Urabe T. 1997. 西太平洋冲绳海槽烟囱硫化物矿床矿床岩石学特征与分带型式. *地球学报*, 18 : 171 - 181
- 侯增谦, 莫宣学. 1990. 义敦岛弧形成演化及其对三江地区黑矿型块状硫化物矿床的控制作用. *地球科学*, 16 : 153 - 164
- 刘斌. 1982. 白银厂铜矿床石英中的固体和流体包裹体. *地质学报*, 56 : 165 - 173
- 彭礼贵, 任有祥, 李佩智等. 1995. 甘肃省白银厂铜多金属矿床成矿模式. 北京 : 地质出版社
- 宋叔和. 1955. 祁连山地区块状含铜黄铁矿床和区域成矿特征. *地质学报*, 36 : 1 - 22
- 宋叔和. 1982. 世界一些重要类型黄铁矿型矿床对比研究. *中国地质科学院矿床地质研究所所刊*, 3 : 1 - 12
- 郭介人, 任秉忱, 黄玉春等. 1994. 西北海相火山岩地区块状硫化物矿床. 武汉 : 中国地质大学出版社.
- 夏林圻, 彭礼贵, 刘斌. 1985. 白银厂石英角斑岩中的熔体包裹体. *西安地质矿产研究所所刊*, 11 : 1 - 8
- 徐德基, 付德明, 尹裕民等. 1995. 四川呷村含金富银多金属矿床. 成都 : 成都科技大学出版社.
- 严济南. 1983. 祁连山白银厂黄铁矿型铜矿床成因. *矿床地质*, 2 : 15 - 23