

文章编号:0258-7106 (2001) 01-0023-14

河北省东坪碓化物金矿床流体包裹体研究: 地幔流体与成矿关系^{*}

毛景文 李荫清

(中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

提 要 河北省东坪碓化物金矿床是我国迄今为止发现的一个比较典型的碓化物金矿床,矿化为含金石英大脉和含金钾长石脉,两者之间在空间上为过渡关系。为探讨成矿流体的来源,尤其是地幔流体参与成矿的程度,笔者从研究成矿流体入手,应用显微测温、激光拉曼光谱分析对矿区主矿脉进行了比较系统的流体包裹体均一温度、盐度、成分的测试,并测定了 He-Ar 同位素组成。结果显示,东坪碓化物金矿床中的流体包裹体主要为 CO₂-NaCl-H₂O 型和 H₂O-NaCl 型,整体以 CO₂ 广泛发育为特征;矿区的成矿温度为 250~400℃,集中于 300~340℃;成矿压力为 40~180 MPa,主要为 60~100 MPa;流体成分主要为 CO₂ 和 H₂O,含少量 H₂S、N₂、CH₄、CO 和 C₂H₂;流体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 5%~7%;流体总密度为 0.48~0.79 g/cm³;矿脉中石英的 R/Ra 比值高达 0.3~5.2,明显高于地壳流体(0.001)。基于碓富集、高 R/Ra 比值、成矿流体富 CO₂,笔者认为矿床成矿作用与地幔活动有着密切的关系。

关键词 碓化物金矿床 流体包裹体 氦氩同位素 成矿作用 东坪 河北省

中图法分类号: P618. 51

文献标识码: A

在过去十几年间,碓化物金矿床作为一种金矿床类型引起了普遍的关注,尤其是 Cripple Creek (Thompson, 1985)、Judith (Zhang X M et al., 1995) 和 Emperor (Ahmad et al., 1987) 几个大型矿床的发现和勘查。武警黄金部队八支队于 1987 年在河北省崇礼县东坪发现了我国首例典型碓化物金矿床(宋瑞先, 1990; 宋官祥, 1991; 王郁等, 1994, Zhang Z C and Mao, 1995),随即进行了地质勘探,已探明金储量 60 余吨,而且在深部和外围仍然显示出良好的找矿远景。

自东坪金矿发现以来,已进行了诸多的科学研究,这些研究工作涉及矿床地质和地球化学(宋瑞先, 1990; 宋官祥, 1991; 王郁等, 1994; 许云程, 1994; Zhang Z C and Mao, 1995; 赵声等, 1996; 莫测辉等, 1996),与矿化空间关系密切的水泉沟岩体(张招崇等, 1996, 1997; 蒋心明等, 1996; 魏菊英和苏琪, 1994; 莫测辉等, 1997),放射性同位素测年和稳定同位素示踪成矿物质来源(陆德林等, 1993; 陆德林和汪建军, 1992),以及初步的成矿环境探讨(牛树银

等, 1996; 李红阳等, 1996)。中国人民武装警察部队黄金指挥部(1996)比较详细地总结了东坪金矿的地质地球化学及其找矿预测。

由于已经探明的碓化物金矿床显示出与碱性岩的时空和成因联系(例如美国 Cripple Creek 矿床, Thompson, 1985; 斐济 Emperor 矿床, Ahmad et al., 1987),因此,大多数学者推测东坪碓化物金矿床在成因上与水泉沟碱性杂岩有关。但是,放射性同位素测年资料表明碱性杂岩形成于海西期,而碓化物金矿床生成于燕山期,两者之间的时距十分清楚。

流体是成矿的精髓,其来源、运移和卸载代表了整个成矿过程(毛景文等, 1999)。本文从成矿流体研究入手,厘定形成东坪碓化物金矿床成矿系统的温度、压力、成分及其惰性气体同位素组成,探讨成矿流体来源,尤其是地幔流体参与成矿的程度。

1 地质背景简介

东坪碓化物金矿床位于华北地块北缘,尚义-崇

* 本文得到国家重大基础研究项目(编号: G1999043211)的资助

第一作者简介 毛景文,男,1956年生,研究员,长期从事金属矿床地质和地球化学研究。

收稿日期 2000-08-23; 改回日期 2001-01-31。李 岩编辑。

礼-赤城深大断裂的南侧,该断裂是地块边缘内蒙地轴与燕山断陷的分界。区域上出露的主要地层有太古宙桑干群变质岩系和中元古界长城系浅变质岩系。桑干群为一套角闪岩相的片麻岩、混合岩和麻粒岩,长城系为一套海相沉积碎屑岩。侏罗纪酸性、中酸性火山熔岩和火山碎屑岩以不整合形式覆盖在前寒武纪地层岩石以及水泉沟岩体之上。

东坪金矿及外围岩浆活动频繁,主要有海西期的水泉沟碱性杂岩(约 309~327 Ma,中国人民武装警察部队黄金指挥部,1996),其东西长 55 km,南北宽 5~8 km,出露面积 340 km²。水泉沟杂岩由碱性长石正长岩、石英碱性长石正长岩、辉石角闪正长岩、角闪碱性长石正长岩、辉石角闪二长岩和角闪二长岩组成。Zhang and Mao(1995)根据矿物组合、岩石化学和稀土元素特征,将水泉沟杂岩分为钙碱性、弱碱性和碱性系列。一系列燕山期黑云母花岗岩脉侵入水泉沟碱性杂岩内,K-Ar、Rb-Sr 和 Ar-Ar 法测年表明其成岩时代为 180~160 Ma。东坪碓化物金矿床位于水泉沟岩体的南部,矿化主岩为正长岩和碱性长石正长岩。矿化由一系列平行排列的走向 0~35°,倾向北西,倾角 45~75°的矿脉群组成。其中 1 号脉和 70 号脉是最大的两条矿脉,占全矿区金储量的 80%。矿脉一般数百米到数千米长,30 cm~8 m 宽,延深 300~500 m。含金石英大脉两侧钾长石化广泛发育,多为几十厘米到几米厚。这些蚀变带也都含金,是矿体的一部分。矿石金品位平均 5~7 g/t,工程控制储量 60 t;碓作为副产品可以回收,但未对品位进行计算。虽然以往工作将成矿划分为 3 至 4 个成矿阶段,但此次野外调查发现矿化主要表现为含金石英大脉和破碎石英钾长石脉,两者之间为过渡关系。一般来讲,硫化物含量越多,金品位越高。尽管也见细网脉状碳酸盐脉和重晶石脉叠加在含金石英大脉上,但均为矿化后的产物。

2 流体包裹体研究

对 35 件有代表性样品(标本)的详细测试和研究表明,本区与矿化关系密切的石英中含有丰富的流体包裹体,另外钾长石脉和石英脉两侧的蚀变钾长石岩中的长石内也发育一定数量的包裹体。本区包裹体主要为与成矿作用有关的原生包裹体和假次生包裹体(Roedder, 1984),这些包裹体成群出现,具有相近的气液比和均一温度,内部组成也较一致,主

要组分为 CO₂ 和 H₂O。此外,还有少数沿裂隙呈线状分布的次生包裹体,气液比小(一般<10%),主要成分为低盐度水。

2.1 流体包裹体类型和特征

按室温下包裹体的物理相态和化学组成,本区包裹体可分为 CO₂-H₂O 型(实际上含有 NaCl,为 CO₂-NaCl-H₂O 型。为叙述方便,并与 NaCl-H₂O 型相对应,本文省去了“NaCl”)和 NaCl-H₂O 型。

2.1.1 CO₂-H₂O 型包裹体

此类包裹体的最大特征是含大量 CO₂,它们在东坪矿区普遍发育,常与 NaCl-H₂O 型包裹体共生(图 1A、B)。包裹体形态一般较规则,常呈负晶状或不完全负晶状,长轴长约 10~30 μm(多为 10~20 μm)。它们还可以分为三相型、两相型和一相型。

三相型包裹体(图 1A、B)由 V_{CO₂}、L_{CO₂} 和 L_{H₂O} 三相组成,CO₂ 相的体积分数为 10% 到 90% 左右,多数为 20%~60%。加热时均一于 CO₂ 相者称富 CO₂ 包裹体(图 1C);均一于 H₂O 相者,则称为富 H₂O 包裹体。该类包裹体常温下有时呈现两相(V_{CO₂} 和 L_{H₂O}),但降温后表现出三相。

两相型和一相型 CO₂ 包裹体几乎全部由 CO₂ 充填,常温下呈两相者由 V_{CO₂}(体积约为包裹体总体积的 10%~25%)和 L_{CO₂} 组成,常温下为一相者降温后出现两相(V_{CO₂} 和 L_{CO₂})。

CO₂-H₂O 型包裹体中的 V_{CO₂} 在常温下常有晃动现象。

2.1.2 NaCl-H₂O 型包裹体

此类包裹体基本由 NaCl 和 H₂O 组成,尽管拉曼光谱分析结果(表 1)显示该类包裹体的气相中含 CO₂,但气相体积非常小,以致于在常温和低温下均未观察到 CO₂ 相,极其微量的 CO₂ 不足以改变包裹体中 NaCl-H₂O 的基本特性。NaCl-H₂O 型包裹体在矿化石英脉中相当发育,常与 CO₂-H₂O 型包裹体共生,有单相、两相和多相之分。

两相气液(V-L)包裹体(图 1D) 包裹体气液比为 10%~50%,多为 20%~35%,长轴约 10~25 μm,多呈规则负晶状和不完全负晶状。此类包裹体在本区分布最普遍,存在于所有石英脉中,常与其他类型包裹体(特别是 CO₂-H₂O 型包裹体)共生。

富液体包裹体 主要由液态 NaCl-H₂O 一相组成,也包括气液比小于 10% 的两相气液包裹体。该类包裹体虽然在石英脉内普遍出现,但其数量远远

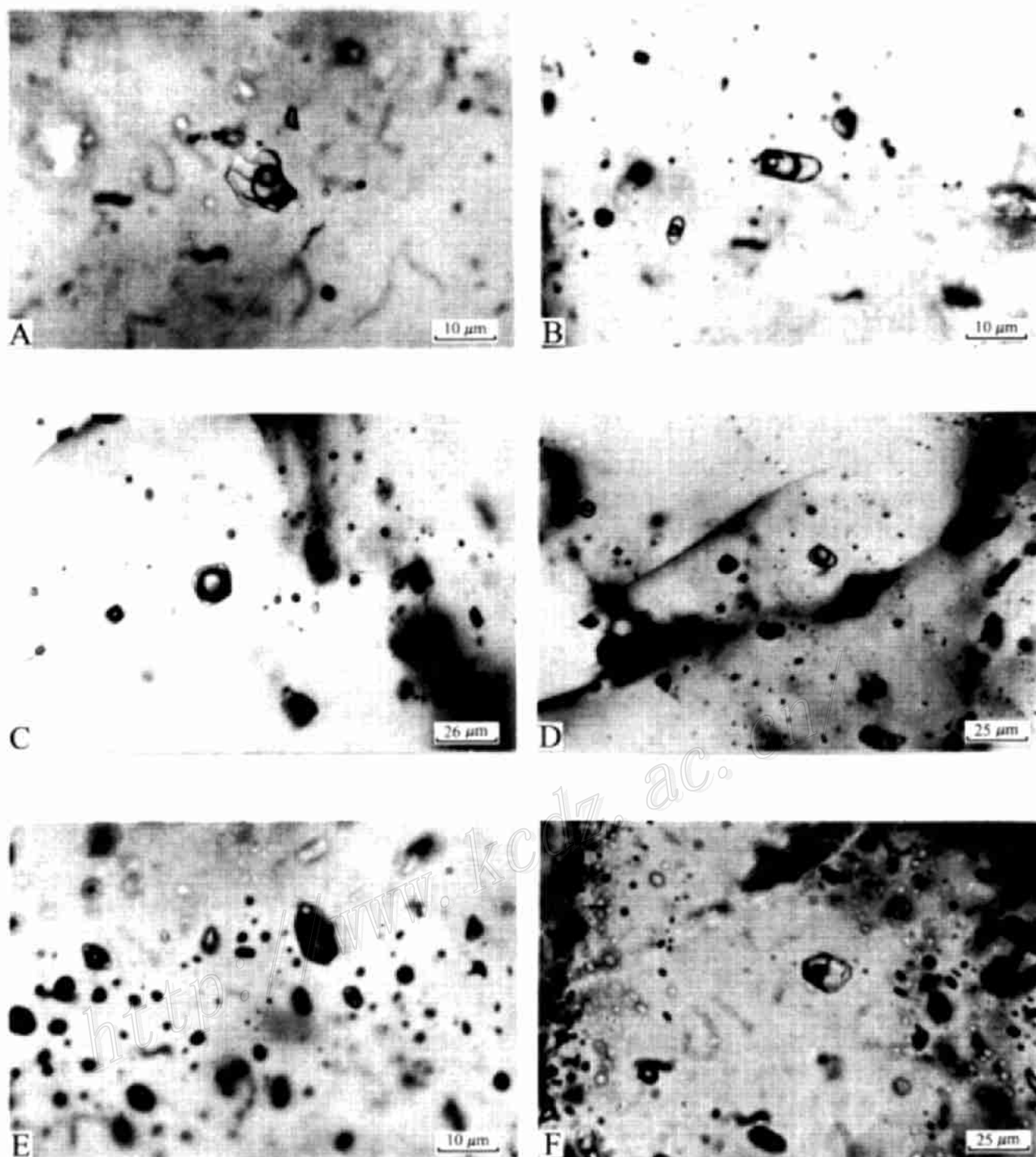


图1 流体包裹体显微照片(常温,单偏光,主矿物为石英)

A和B:均一到液相的三相 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体; C:均一到气相的三相 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体; D:气-液两相流体包裹体; E:富气两相流体包裹体; F:含子晶多相包裹体

Fig. 1 Micro-photos of fluid inclusions

表 1 单个包裹体激光拉曼光谱分析结果
Table 1 Laser Raman spectrum analyses of single inclusions

样号及主矿物	包裹体类型	x _{气相} / % *						x _{液相} / % *			
		CO ₂	H ₂ S	CH ₄	CO	N ₂	C ₂ H ₂	H ₂ O	CO ₂	H ₂ S	C ₂ H ₂
DP70-3(P)石英	—相液态 H ₂ O 包裹体							98.6	1.2	0.2	
DP70-6(2)石英	—相液态 H ₂ O 包裹体							99.8		0.1	0.1
DP70-6(1)石英	—相 CO ₂ 包裹体	90.3	8.9	0.8							
DP1-7-3(1)石英	—相 CO ₂ 包裹体	93.7	3.3	0.4		2.6					
DP1-3(4)石英	—相 CO ₂ 包裹体	88.1	1.1	1.0		9.8					
DP70-4(3)石英	三相 CO ₂ 包裹体	96.3	0.7	0.9		2.1		99.4	0.5	0.1	
DP70-4(4)石英	三相 CO ₂ 包裹体	94.1	0.5		3.5	1.9		99.2	0.7	0.1	
DP1-7-3(3)石英	两相 V-L H ₂ O 包裹体	74.7	2.6			18.5	4.2	99.5	0.4	0.1	
DP70-7(1)长石	两相 V-L H ₂ O 包裹体	80.0	5.1			14.9		99.1	0.7	0.1	0.1

* 为相对摩尔百分数。
仪器型号：法国 JY 公司 RAMANORU 1000 型激光拉曼探针仪。
分析者：国土资源部西安地质矿产研究所王志海、李月琴、唐南安。

少于两相 V-L 包裹体,且形态多为不太规则的弯管形、长条形或大叶片形。包裹体大小不等,小者约 5 μm,大者长轴长可达 20~30 μm。此类包裹体多沿线状微裂隙分布,长轴与裂隙延伸方向一致,有时见到包裹体所在裂隙穿越两相气液包裹体和 CO₂-H₂O 包裹体分布区,且均一温度低于后两类包裹体。

富气体包裹体(图 1E) 包裹体气液比一般大于 70%,加热时均一于气相。有些包裹体完全由气相组成,为单相气体包裹体。该类包裹体形态多为负晶状,长轴长约 10~35 μm,常与两相气液包裹体和 CO₂-H₂O 型包裹体共生。该类包裹体数量远少于其他类型包裹体。

含子晶多相包裹体(图 1F) 包裹体内除气、液两相外,尚有固相子晶。气相一般占包裹体体积的 10%~15%,多数包裹体内子晶与气泡体积相近,部分包裹体子晶大于气泡。子晶多为 NaCl(少数有 KCl),尚有少许圆粒、透明、高突起的小晶体因太小而无法辨认。所观察的样品中几乎都有多相包裹体出现,但数量少,分布不均匀,似有局部集中现象,它们与其他类型包裹体共生。相对而言,多相包裹体集中处,CO₂-H₂O 型包裹体较少。

除上述类型的包裹体外,一些样品的石英中(如样品 DP1-3、DP1-7-3、DP70-4、DP70-6 和 DP70-7 等),沿晚期裂隙还分布有常温下呈灰棕-棕褐色的包裹体(多数呈单相)。

2.2 流体包裹体的显微测温和相关参数

测温实验在经校正的法国产 CHAIXMECA 显微冷热台(600~-180℃)上进行。

2.2.1 CO₂-H₂O 型包裹体

此次研究共测 63 件样品,有关数据列于表 2。
CO₂ 的初熔温度如表 2 和图 2 所示,为 -56.2~-57.9℃,集中于 -56.6~-57.4℃,峰值温度为 -56.6~-56.8℃,表明本区包裹体中 CO₂ 较纯净。

CO₂ 水合物的熔化温度及水溶液的盐度
Collins(1979)认为 CO₂ 笼形化合物的熔化温度与水溶液盐度之间存在一定的函数关系,通过测定笼形水合物的熔化温度可间接获得该类包裹体水溶液的盐度。由 34 件样品测得,在 CO₂-H₂O 型包裹体中,笼形水合物熔化温度为 5.1~7.6℃。

采用 Bozzo et al. (1973)的公式计算盐度:
 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 15.52002 - 1.02342t - 0.05286t^2$
式中 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为盐度(%), t 为 CO₂ 笼形水合

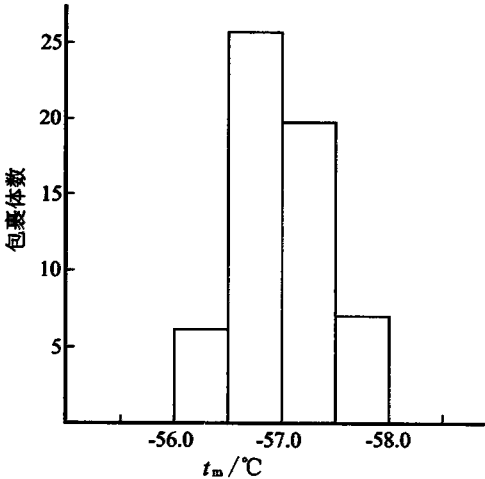


图 2 CO₂-H₂O 型包裹体 CO₂ 的初熔温度 $t_{m(\text{CO}_2)}$ 直方图
Fig. 2 Histogram showing first melting temperatures $t_{m(\text{CO}_2)}$ of CO₂-H₂O type fluid inclusions

表 2 CO₂-H₂O 型包裹体参数Table 2 Parameters of CO₂-H₂O type inclusions

样号	$t_m(\text{CO}_2)$ /℃	t_{cl} /℃	t_c /℃		$t_h(\text{TOT})$ /℃		$w(\text{NaCl}_{eq})$ /%	$\rho/(\text{g}\cdot\text{cm}^{-3})$			φ /%		$x(\text{CO}_2)$	$x(\text{H}_2\text{O})$	$x(\text{NaCl})$	p/MPa
			V→L	L→V	CO ₂	H ₂ O		CO ₂	H ₂ O	总	CO ₂	H ₂ O				
DP1-3	-57.8	5.9		29.9	360(临界)		7.64	0.331	0.676	0.521	45	55	0.12	0.858	0.022	80
	-57.8	7.0		24.8		365	5.77	0.238	0.677	0.479	45	55	0.12	0.863	0.017	80~100
	-57.8	5.9		27.6	353		7.64	0.277	0.712	0.299	95	5	0.56	0.429	0.011	<60
	-57.8	6.6		28	372		6.46	0.284	0.668	0.412	90	10	0.50	0.489	0.011	<60
	-57.8	5.6		25		324	8.13	0.240	0.755	0.498	50	50	0.10	0.876	0.024	~60
DP1-4	-56.8	7.3	25.2		330		5.23	0.699	0.706	0.700	90	10	0.65	0.362	0.018	~80
	-56.8	6.2	25.6		325		7.14	0.692	0.741	0.697	90	10	0.65	0.362	0.018	~80
	-56.8	7.3	28.1		324		5.23	0.651	0.720	0.661	85	15	0.64	0.354	0.006	~80
	-56.8	7.5		25.5		327	4.87	0.247	0.711	0.549	35	65	0.06	0.886	0.014	~60
	-56.8	7.4		24.8	336		5.05	0.238	0.699	0.284	90	10	0.64	0.482	0.008	~80
	-56.8	6.5	18.6			341	6.63	0.780	0.721	0.751	50	50	0.23	0.754	0.016	~180
	-56.8	6.6	30.3			350	6.46	0.582	0.699	0.641	50	50	0.20	0.783	0.017	~150
DP1-1	-56.7	6.5		19.2		352	6.63	0.185	0.697	0.492	40	60	0.06	0.920	0.020	~60
	-56.7	7.2		23.7		320	5.40	0.225	0.727	0.551	35	65	0.04	0.944	0.016	<40
	-56.7	6.2		24.0		324	7.14	0.228	0.742	0.562	35	65	0.04	0.938	0.022	<40
	-56.7	7.4		28.2		340	5.05	0.286	0.695	0.531	~40	60	0.09	0.895	0.015	~100
DP1-7-1	-56.6	7.5	29.7			318	4.87	0.609	0.731	0.670	~50	50	0.16	0.827	0.013	~100
	-56.6	7.6	26.4			310	4.69	0.862	0.748	0.794	~40	60	~0.20	0.788	0.012	~180
	-56.6	7.6	29.8			320	4.69	0.604	0.727	0.678	~40	60	0.16	0.825	0.015	~160
	-56.6	7.6		30.8		312	4.69	0.386	0.746	0.638	~30	70	0.10			~90
	-56.6	7.3	28.9			340	5.23	0.632	0.695	0.664	~50	50	0.20	0.786	0.014	~150
	-57.0	5.9	22.4			347	7.64	0.738	0.723	0.736	85	15	0.57	0.419	0.011	~100
	-57.0	7.3	30.9			260	5.23	0.544	0.832	0.774	20	80	0.08	0.904	0.016	~120
	-57.0	6.5	27.4			258	6.63	0.664	0.847	0.810	20	80	~0.11	0.871	0.019	~180
	-57.0	6.4	28.8			255	6.80	0.635	0.853	0.813	20	80	0.11	0.870	0.020	~180
	-57.0	6.3	16.9			250	6.97	0.797	0.862	0.800	95	5	0.95	0.870	0.020	~100
	-56.6	6.3	23.3			268	6.97	0.727	0.837	0.733	95	5	0.83	0.166	0.004	~100
	-56.6		30.5			255		0.574			20	>80	0.10			
	-56.6		27.5					0.662			25	75				
	-56.6		23.5					0.724			~100					
	-56.6		23.0					0.731			~100					
	-56.6		30.4					0.578			25	75				
	-56.6		29.9					0.600			~100					
	-56.6		27.7					0.658			50	50				
	-56.6		0.3					0.913			100					
DP1-7-3	-57.9		27.5		255			0.662			95	~5	~0.9			~100
	-57.9		28.0					0.653			~100					
	-56.2	6.3		29.2	350		6.97	0.310	0.714	0.350	90	10	0.58	0.41	0.010	<60
	-56.2		14.9					0.815			100					
	-56.2		7.4					0.873			100					
DP1-7-3	-56.2	6.5	28.1		338		6.63	0.651	0.723	0.662	85	15	0.60	0.392	0.008	~130
	-56.2	6.4		28		342	6.80	0.284	0.716	0.543	40	60	0.08	0.900	0.020	~70
70-4	-57.4	5.4		30.1		341	8.45	0.338	0.740	0.579	~40	60	0.10	0.875	0.025	~80
	-57.4	6.4		30.5		329	6.80	0.356	0.732	0.600	35	65	0.10	0.880	0.020	~80
	-57.4		26.8					0.675			95	5				
	-57.4	5.1		30.8		355	8.93	0.376	0.736	0.574	45	55	0.12	0.854	0.026	~75
	-57.4		29.0					0.630			~100					
	-57.4		27.4					0.664			>95	<5				

续表 2

样号	$t_{\text{m}(\text{CO}_2)}$	t_{cl}	$t_{\text{c}}/\text{℃}$		$t_{\text{h}(\text{TOT})}/\text{℃}$		$w(\text{NaCl}^{\text{①}}_{\text{eq}})$	$\rho/(\text{g}\cdot\text{cm}^{-3})$			$\varphi/\%$		$x(\text{CO}_2)$	$x(\text{H}_2\text{O})$	$x(\text{NaCl})$	p/MPa
	$/\text{℃}$	$/\text{℃}$	V→L	L→V	CO ₂	H ₂ O	%	CO ₂	H ₂ O	总	CO ₂	H ₂ O				
70-6	-57.4		29.1					0.627			>95	<5				
	-57.4		27.5					0.662			~100					
	-56.4		26.7		345			0.677			85	15	0.58			~120
	-56.4	6.2		27.2		335	7.14	0.270	0.697	0.569	35	65	0.06			~60
	-57.4			30.4		247		0.351			<20	>80	<0.05			
	-57.4		30.5					0.574			100					
	-57.4		30.3					0.582			100					
	-57.4		31.1			357		0.520			50	50	0.20			~160
	-57.4		31.1					0.520			100					
	-57.4		30.5					0.574			100					
	-57.4		30.7					0.560			100					
	-57.4		30.7					0.560			100					
	-57.4		29.9					0.600			100					
	-57.4		30.6					0.567			100					
	-57.4		30.5					0.574			100					

注: $t_{m(\text{CO}_2)}$ —CO₂ 初熔温度; t_{cl} —CO₂-H₂O 型笼形水合物熔化温度; t_c —CO₂-H₂O 型包裹体部分均一温度; $t_{h(\text{TOT})}$ —三相 CO₂ 包裹体完全均一温度; w —盐度; ρ —密度; φ —CO₂ 包裹体部分均一时的体积分数; $x(\text{CO}_2)$ 、 $x(\text{H}_2\text{O})$ 、 $x(\text{NaCl})$ 分别为 CO₂ 包裹体中 CO₂、H₂O 和 NaCl 的摩尔分数; p —三相 CO₂ 包裹体完全均一时的压力; V—气相; L—液相。

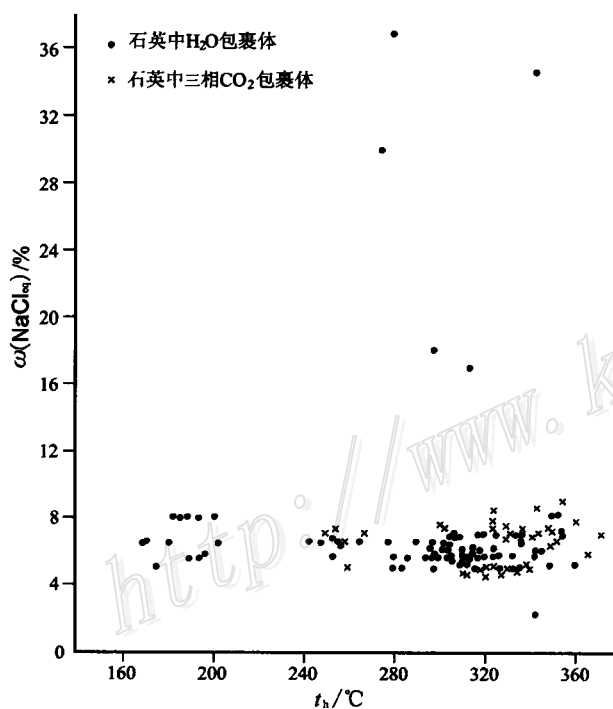


图 3 包裹体均一温度对盐度图解

Fig. 3 Diagram showing homogenization temperature versus salinity of inclusions

物的熔化温度(在表 2 中表示为 t_{cl})。将测得的 t_{cl} 代入上式,即得出相应的包裹体水溶液的盐度值。

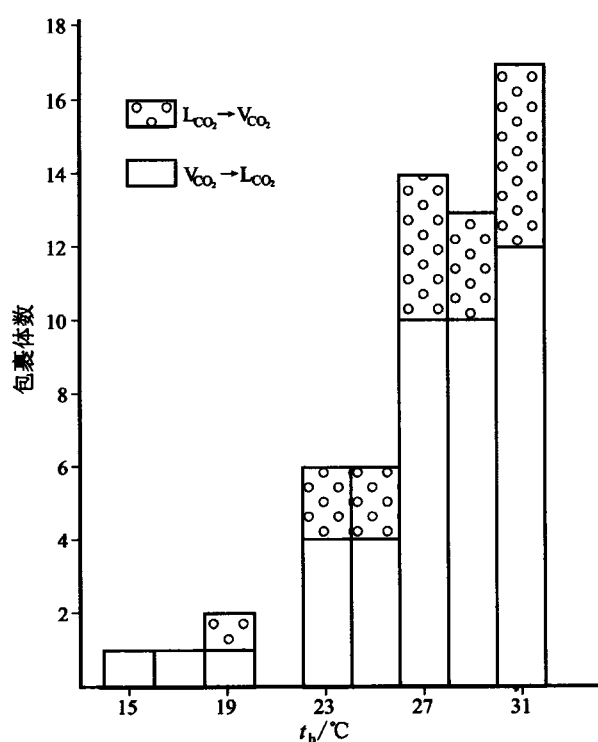
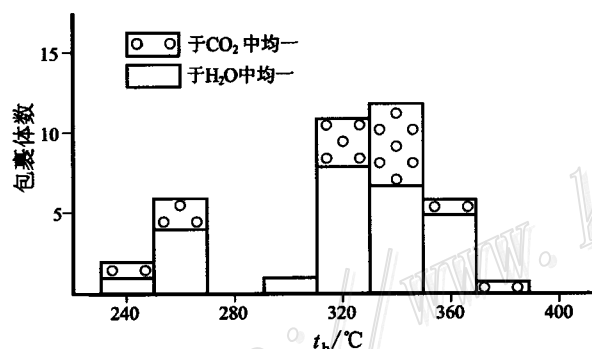
结果表明,东坪矿区三相 CO₂ 包裹体水溶液的

盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 4.69%~8.93%(表 2 和图 3),主要为 5%~7%。

水溶液的密度 据三相 CO₂ 包裹体的完全均一温度和水溶液的盐度(表 2)在 NaCl-H₂O 体系参数表中查得相应包裹体水溶液的密度(ρ_{aq})为 0.676~0.862 g/cm³(表 2)。

CO₂ 部分均一温度和 CO₂ 相密度 如表 2 和图 4 所示,60 件样品的 CO₂ 部分均一温度(即 V_{CO_2} 和 L_{CO_2} 相变温度)除两个为 0.3℃ 和 7.4℃ 外,其余均落入 14.9~31.1℃ 之间,主要为 22.4~31.1℃,更集中于 26.4~30.9℃。均一于 L_{CO_2} 的包裹体(图 1A、B)多于均一至 V_{CO_2} 的包裹体(图 1C)。用上述部分均一温度在纯 CO₂ 气、液相均一时的温度-密度参数表上查出相应的包裹体 CO₂ 相密度 $\rho(\text{CO}_2)$ 。如表 1 所示,本区 CO₂ 相的密度分为两组:①低密度组,密度为 0.19~0.39 g/cm³;②高密度组,密度为 0.52~0.91 g/cm³,主要为 0.52~0.74 g/cm³。

完全均一温度 $t_{h(\text{TOT})}$ 共测 39 件样品(表 2 和图 5),其中均一于 H₂O 溶液的富 H₂O 三相 CO₂ 包裹体共 26 件,均一温度为 247~365℃;均一于 CO₂ 相的富 CO₂ 三相 CO₂ 包裹体共 13 件,均一温度为 255~372℃。尚有部分该类型包裹体尚未均一即爆裂,因此,未能获得完全均一温度。富 CO₂ 和富 H₂O

图4 CO₂包裹体部分均一温度 t_h 直方图Fig. 4 Histogram of partial homogenization temperatures of CO₂ inclusions图5 三相CO₂包裹体完全均一温度 $t_{h(TOT)}$ 直方图Fig. 5 Histogram of total homogenization temperatures $t_{h(TOT)}$ of three-phase CO₂ inclusions

包裹体的两组均一温度基本一致,显然这些CO₂相和H₂O相体积变化很大的包裹体是成矿过程中在相同的温度条件下捕获的共生不混溶包裹体组合。

三相CO₂包裹体流体的总密度 在CO₂-NaCl-H₂O体系中,流体的总密度应考虑CO₂和NaCl-H₂O两部分之和,采用下述公式(刘斌,1999)计算:

$$\rho_{\text{总}} = \varphi(\text{CO}_2) \cdot \rho(\text{CO}_2) + [1 - \varphi(\text{CO}_2)] \cdot \rho_{\text{aq}}$$

式中: $\rho_{\text{总}}$ 为流体总密度(g/cm³), $\varphi(\text{CO}_2)$ 为CO₂部

分均一时CO₂相的体积分数, $\rho(\text{CO}_2)$ 为CO₂部分均一时CO₂相的密度(g/cm³), ρ_{aq} 为CO₂部分均一时水溶液相的密度(g/cm³)。

计算得出三相CO₂包裹体中流体的总密度为0.28~0.81 g/cm³,主要为0.48~0.79 g/cm³,其中富H₂O包裹体为0.41~0.81 g/cm³;富CO₂包裹体为0.28~0.80 g/cm³。

三相CO₂包裹体中的 $x(\text{CO}_2)$ 和 $\varphi(\text{CO}_2)$ 已获得三相CO₂包裹体水溶液的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 5\% \sim 7\%$,可将其视为盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 6\%$ 的CO₂-NaCl-H₂O溶液。因此将前面已获得的 $\rho(\text{CO}_2)$ 和 $t_{h(TOT)}$ 在盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为6%的NaCl-CO₂-H₂O包裹体的 $x(\text{CO}_2)$ 、 $\varphi(\text{CO}_2)$ 、 $t_{h(TOT)}$ 和 ρ 图(Schwartz, 1989)上得到本区三相CO₂包裹体的 $x(\text{CO}_2)$ 为0.04~0.95,主要为0.2~0.6, $\varphi(\text{CO}_2)$ 为20%~95%,这与测定时的镜下测值 $\varphi(\text{CO}_2)$ 为12%~95%是一致的。

三相CO₂包裹体中NaCl及H₂O的摩尔分数 将已测得的该类包裹体水溶液的盐度代入公式(刘斌等,1999):

$$x(\text{NaCl})_{\text{aq}} = 18.0152w / [18.0152w + 58.4428(100 - w)]$$

式中: $x(\text{NaCl})_{\text{aq}}$ 为水溶液中NaCl的摩尔分数, w 为包裹体水溶液的盐度。

再将 $x(\text{NaCl})_{\text{aq}}$ 代入下式:

$$x(\text{NaCl}) = x(\text{NaCl})_{\text{aq}} [1 - x(\text{CO}_2)]$$

即求得三相CO₂包裹体中NaCl的总摩尔分数 $x(\text{NaCl})$ 为0.004~0.026(表2)。

三相CO₂包裹体中H₂O的摩尔分数 $x(\text{H}_2\text{O})$ 由公式 $x(\text{H}_2\text{O}) = 1 - x(\text{NaCl}) - x(\text{CO}_2)$ 获得,结果为0.166~0.944(见表2)。

三相CO₂包裹体完全均一时的压力(p_h) 在Schwartz(1989)提供的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为6%的NaCl-CO₂-H₂O包裹体的 $x(\text{CO}_2)$ 、 $\varphi(\text{CO}_2)$ 和 p_h 关系图中,利用前面已获得的 $x(\text{CO}_2)$ 和CO₂部分均一时的 $\varphi(\text{CO}_2)$,用内插法求出三相CO₂包裹体完全均一时的压力,范围为40~180 MPa,主要为60~180 MPa(表2),富CO₂包裹体为60~100 MPa,富H₂O包裹体为40~120 MPa。这里需要说明,图中的 $\varphi(\text{CO}_2)$ 是40℃时的测定数,因本区CO₂相部分均一温度主要为26~31℃,此时的 $\varphi(\text{CO}_2)$ 与40℃时无多大差别。

综上所述,三相 CO_2 包裹体的各类参数是:完全均一温度 $247\sim 372^\circ\text{C}$, 其中富 H_2O 包裹体为 $247\sim 365^\circ\text{C}$, 富 CO_2 包裹体为 $255\sim 372^\circ\text{C}$; 包裹体完全均一时的压力为 $60\sim 100\text{ MPa}$; 流体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $5\%\sim 7\%$; 流体的总密度主要为 $0.48\sim 0.79\text{ g/cm}^3$, 富 H_2O 包裹体为 $0.412\sim 0.813\text{ g/cm}^3$, 富 CO_2 包裹体为 $0.284\sim 0.800\text{ g/cm}^3$; $x(\text{CO}_2)$ 主要为 $0.2\sim 0.6$; $\varphi(\text{CO}_2)$ 为 $20\%\sim 95\%$; $x(\text{NaCl})$ 为 $0.004\sim 0.026$; $x(\text{H}_2\text{O})$ 为 $0.166\sim 0.944$ 。

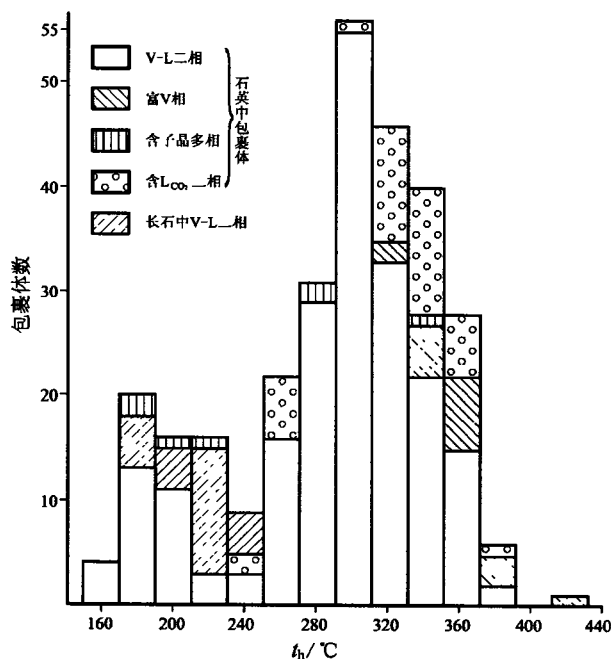


图 6 各类包裹体均一温度(t_h)直方图

Fig. 6 Histogram of homogenization temperatures (t_h) of varied types of fluid inclusions

2.2.2 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 型包裹体

测定了各类 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 型包裹体共 250 件。

均一温度 如图 6 所示, $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 型包裹体的均一温度范围为 $160\sim 430^\circ\text{C}$, 呈现 2 个温度段: 高温段为 $250\sim 380^\circ\text{C}$, 集中于 $290\sim 350^\circ\text{C}$; 低温段为 $160\sim 250^\circ\text{C}$, 集中于 $170\sim 230^\circ\text{C}$ 。从直方图可以看出: ① 高温段中包裹体类型多样, 而低温段中包裹体类型单一, 主要为气液比低的富液相 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体; ② 两温度段之间存在一个低谷区, 表明两温度段间有间断, 因而低温段的包裹体可能主要为成矿作用晚期从单一的 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 溶液中捕获的。

盐度 利用冰点和子晶溶化温度在 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 体系参数表(刘斌和沈昆, 1999)中查得其盐度值。如图 3 所示, 本区石英中两相气-液包裹体的盐度范

围较窄, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 主要为 $5.35\%\sim 8.00\%$, 集中于 $5\%\sim 7\%$, 与前述三相 CO_2 包裹体水溶液的盐度是一致的。多相包裹体因体积小, 其内子晶更小, 因此测定数据很少(仅 7 个包裹体), 其中 1 个包裹体的气液相均一和子晶溶化于同一温度(281°C), 为饱和盐水包裹体; 2 个包裹体气液相均一温度(344°C 和 275.9°C)高于子晶溶化温度(248°C 和 158°C)为不饱和和盐水包裹体; 其余 4 个包裹体的气液相均一温度都较低, 为 $172\sim 228^\circ\text{C}$, 而相应的子晶溶化温度则高达 $332\sim 343^\circ\text{C}$, 为过饱和盐水包裹体。在测定过程中发现, 一些多相包裹体内气液相已均一, 但子晶未变化, 继续升温直至包裹体爆裂, 子晶仍不消失, 长石中的多相包裹体多属此类。这些过饱和盐水包裹体是盐类子晶和溶液同时捕获的产物, 子晶的溶化温度不能代表溶液的真实盐度。以上述 3 个不饱和以及饱和盐水包裹体子晶的溶化温度在相应参数表(刘斌和沈昆, 1999)中得出盐度值 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 29.66% , 34.56% 和 36.71% 。

密度 以所获该类包裹体的均一温度和盐度在 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 体系参数表中查得其密度范围为 $0.64\sim 1.08\text{ g/cm}^3$, 其中两相 V-L 包裹体为 $0.64\sim 0.95\text{ g/cm}^3$, 主要为 $0.70\sim 0.88\text{ g/cm}^3$; 多相包裹体的密度 $> 1.022\text{ g/cm}^3$ 。长石中包裹体密度较高为 $0.85\sim 0.92\text{ g/cm}^3$ 。

测试数据表明 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 型包裹体的均一温度(高温段 $250\sim 380^\circ\text{C}$)、流体盐度($5\%\sim 7\%$)与本区三相 CO_2 包裹体的完全均一温度($247\sim 372^\circ\text{C}$)、流体盐度($5\%\sim 7\%$)具有很强的可比性。唯三相 CO_2 包裹体流体的密度($0.284\sim 0.833\text{ g/cm}^3$)由于 CO_2 的存在低于 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 型包裹体流体密度($0.642\sim 1.087\text{ g/cm}^3$)。

2.3 包裹体成分

为获得包裹体流体的准确成分, 在显微镜下观察及温度和盐度测试的基础上, 进一步选择了少数不同类型的包裹体进行激光拉曼光谱分析, 结果如表 1 所示。

表 1 数据表明, 本区流体成分并不复杂, 主要为 CO_2 和 H_2O , 还有少量 N_2 , H_2S , CH_4 , CO 和 C_2H_2 等。在分析的 9 个包裹体中, 除了 2 个单相液相包裹体 CO_2 的相对摩尔百分比为 0 和 1.2% 外, 其余 7 个包裹体都含相当多的 CO_2 (气相中 CO_2 的相对摩尔百分比达 $74.7\%\sim 96.3\%$)。 CO_2 基本上集中于

包裹体气相内,液相中 CO_2 含量很少(CO_2 的相对摩尔百分比为 0.4%~1.2%),而 H_2O 则成为包裹体液相的主体,除 3 个一相 CO_2 包裹体不含 H_2O 外,其余 6 个包裹体的液相中 H_2O 的相对摩尔百分比高达 98.6%~99.8%。另外,分析的 9 个包裹体的气相和(或)液相中均有不等量的 H_2S ,气相中 H_2S 的相对摩尔百分比可达 0.5%~8.9%,6 个包裹体的气相中含有较高的 N_2 , N_2 的相对摩尔百分比可达 1.9%~18.5%。

激光拉曼光谱分析结果进一步确认了东坪碓化物金矿床包裹体流体成分主要为 CO_2 和 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$,仅含少量 H_2S 和 N_2 ,极少量的 CH_4 、 CO 和 C_2H_2 。

3 流体包裹体惰性气体同位素

在东坪碓化物金矿床中的 1 号和 70 号主矿脉采取了 7 件石英样品,在矿区内采取了 2 件燕山期钾长花岗岩样品进行氦、氩同位素测试。所有样品制备和分析均在中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室完成,测试过程和精度已有毛景文等(1997)和 Li Y H et al. (2000)分别作了比较详细的描述,分析结果列于表 3。

从表 3 可以看出,矿脉中石英的 R/Ra 比值都比较高,值域为 0.3~5.2,其中 1 号脉又明显高于 70 号脉,前者的 R/Ra 比值为 2.1~5.2,后者仅 0.3~0.8。位于同一空间中的燕山期钾长花岗岩全岩的 R/Ra 比值是普通的壳源花岗质岩石的 1/5 左右,其 R/Ra 比值为 0.005~0.006。东坪碓化物金矿床成矿流体明显富 ^3He , R/Ra 比值是地壳的数百倍,这在一定程度上反映出地幔流体参与了成矿过程。

除 DP-1-1 和 DP-70-6 样品中含有少量放射性

成因 ^4He 外,其余 5 件石英流体包裹体中含量甚微。相比之下,钾长花岗岩的流体中富 ^4He ,相对贫 ^{40}Ar , $^{40}\text{Ar}/^4\text{He}$ 比值为 0.5 和 1.7,表明钾长花岗岩中以铀-钍-铅放射性同位素体系为主。碓化物金矿脉的石英中流体的 $^{40}\text{Ar}/^4\text{He}$ 比值为 15~1100,显示出与钾长花岗岩在主体放射性同位素体系上的不同,因而在成因上表现出不同源性。就 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值而言,东坪碓化物石英脉与万古含金石英脉数值相似,后者已被证明为地幔流体参与成矿的典型矿床(毛景文等,1997)。

在东坪碓化物金矿床中,70 号矿脉与 1 号矿脉的 R/Ra 比值大约相差一个数量级,其原因尚不十分清楚,是否是由于 1 号脉是深部流体来源的主要通道,而其他为次一级通道所引起,值得进一步探索。70 号矿脉的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值大于 1 号矿脉(表 3)可能与前者含有较多的钾长石有关。

4 讨论和结论

4.1 成矿流体的不混溶性

由于 CO_2 和 H_2O 的分子物理性质差别很大, CO_2 在 H_2O 中的溶解度很低,两者为有限混溶体系,因此在自然界中 CO_2 和 H_2O 常以不混溶的分离状态出现,两者的混溶程度随体系所处的温度、组分浓度和压力不同而变化(李荫清等,1988;1994)。 CO_2 和 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 不混溶包裹体组合特征(张文淮等,1993)为:① 具有不同的 CO_2 和 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 体积分数的包裹体有相同的成因类型, CO_2 和 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 的体积分数构成了一个连续变化系列,甚至出现两种端员组分包裹体(纯 CO_2 包裹体和纯 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体);② 富 CO_2 包裹体和富 H_2O 包裹体升温时均

表 3 东坪碓化物金矿床中石英和花岗质岩石的氦-氩同位素组成

Table 3 He-Ar isotopic components of quartz and granitic rocks in the Dongping gold telluride deposit

样品编号	测试矿物或岩石	$^3\text{He}/^4\text{He}(10^{-6})$	$^4\text{He}/(10^{-8}\text{cm}^3\text{ST}\cdot\text{g}^{-1})$	R/Ra	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^4\text{He}$
DP-1-1	石英	7.2	21.5	5.2	309	94
DP-1-2	石英	3.0	4.0	2.1	375	173
DP-1-3	石英	2.9	1.5	2.1	478	520
DP-1-4	石英	5.8	0.7	4.2	483	743
DP-1-7-1	石英	6.9	0.5	5.0	431	1100
DP-1-7-3	钾长花岗岩	0.008	623	0.006	1063	0.5
DP-70-4	石英	1.1	4.6	0.8	528	41
DP-70-6	石英	0.4	14.9	0.3	632	15
DP-70-7	钾长花岗岩	0.007	234	0.005	850	1.7

一方式不同(前者均一于 CO_2 相,后者均一于 H_2O 相),但两者的均一温度基本一致;③富 CO_2 包裹体和富 H_2O 包裹体完全均一时压力相当。

如前所述,东坪矿区出现的大量 CO_2 - H_2O 型包裹体中 CO_2 的体积分数为 10%~95% (图 1A, B, C),既有 CO_2 体积分数仅 10% 的富 H_2O 三相包裹体,也有 CO_2 体积分数高达 70% 以上的富 CO_2 三相包裹体,甚至还有一相(或两相)纯 CO_2 包裹体,而且它们均为同一成矿阶段的原生包裹体。富 CO_2 包裹体均一于 CO_2 相,均一温度为 255~372℃;富 NaCl - H_2O 包裹体均一于 NaCl - H_2O 相,均一温度为 250~365℃;另外 NaCl - H_2O 型包裹体的均一温度为 250~380℃,三者非常接近。富 CO_2 包裹体的均一压力为 60~100 MPa,富 NaCl - H_2O 包裹体的均一压力为 40~100 MPa;两类包裹体的均一压力基本一致。因此认为本区 CO_2 - H_2O 型包裹体和 NaCl - H_2O 型包裹体可能为不混溶包裹体组合。表明成矿过程中,当温度为 250~380℃ 时, CO_2 和 NaCl - H_2O 产生不混溶作用, CO_2 从盐水溶液中分离出来,成独立的流体相,并与盐水溶液相共存,使成矿流体由均匀相成为非均匀相。盐度测定表明,成矿流体盐度较低

[$w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 5\% \sim 7\%$],应属 CO_2 - H_2O 低盐度体系,完全落于图 7 中的 CO_2 和 NaCl - H_2O 不混溶区域范围(图 7 中阴影部分)。成矿过程中随温度降低,流体不混溶程度加大,直至分离出更多的 CO_2 ,造成可能捕获到纯 CO_2 包裹体和纯 NaCl - H_2O 包裹体,即前面提到的一相和两相 CO_2 包裹体,以及 NaCl - H_2O 包裹体。

本区 NaCl - H_2O 包裹体中,两相气液包裹体、富气体包裹体和多相包裹体共存,均一温度接近(图 6),可能表明这些包裹体也是在特殊的不混溶(同一组分,物理相态不同),即沸腾环境中捕获的气、液相。其均一温度大大低于子晶溶化温度的原因是成矿流体长时间处于不混溶(沸腾)状态,气相不断从溶液中分离出去,造成剩余溶液的盐度增高,直至流体达到过饱和而晶出盐类矿物。

4.2 成矿的物理化学条件

前面讨论已经证实,本区广泛分布于含碲化金石英脉中的富 CO_2 包裹体和富 H_2O 包裹体是 CO_2 和 NaCl - H_2O 的不混溶包裹体组合,是成矿过程中从不混溶的 CO_2 低盐水流体中捕获的,它们的均一温度和均一压力代表这些包裹体的捕获温度和捕

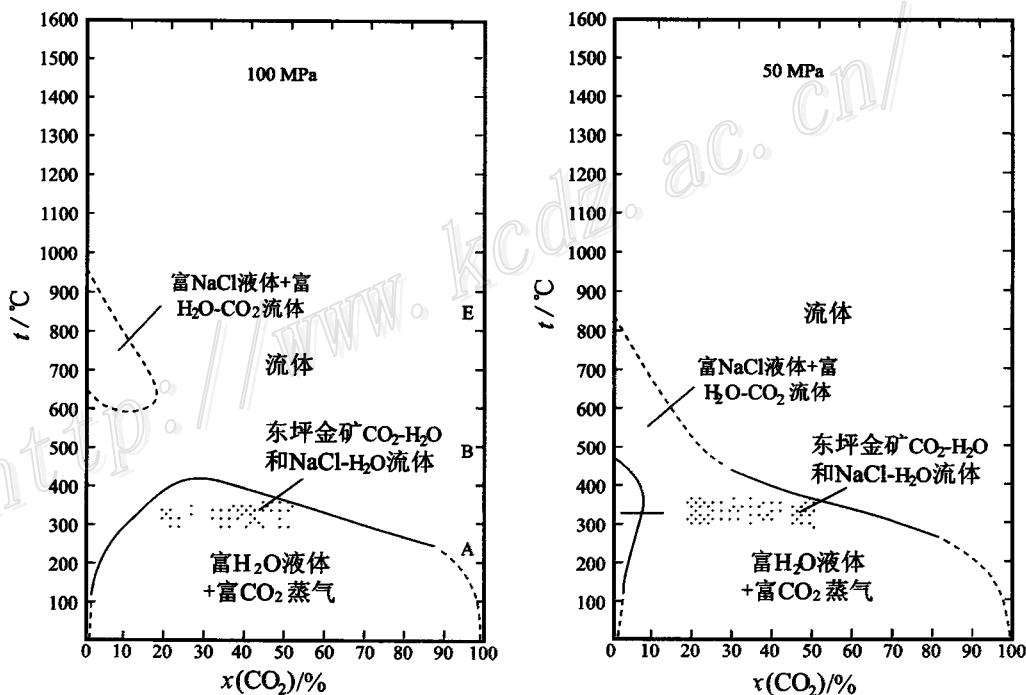


图 7 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 6\%$ 的 NaCl - CO_2 - H_2O 体系中压力对富 CO_2 和富 H_2O 两相不混溶区域范围的影响

(据 Bowers 和 Helgeson, 1983)

Fig. 7 Influence of pressure to CO_2 -rich and H_2O -rich two-phase immiscible areas in the NaCl - CO_2 - H_2O system with $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ being 6% (after Bowers and Helgeson, 1983)

获压力,亦即成矿温度和成矿压力。因此,本区成矿温度为250~400℃,主要为280~360℃,集中于300~340℃。成矿压力范围为40~180 MPa,主要为60~100 MPa。

4.3 成矿流体组成

流体包裹体参数和拉曼光谱分析结果都表明,本区成矿流体成分主要为CO₂和NaCl-H₂O,含少量H₂S, N₂, CH₄和CO。流体盐度较低[$w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 5\% \sim 7\%$],属于H₂O(低盐度)-CO₂体系。流体中CO₂的相对摩尔百分数为4%~95%,主要为20%~60%,H₂O的相对摩尔百分数为16%~95%,NaCl的相对摩尔百分数为4%~26%。流体的总密度主要为0.48~0.79 g/cm³。

4.4 成矿流体来源

在不少金矿床中成矿流体具有低盐度和富CO₂的特征。关于这种流体的来源主要有岩浆成因(Higgins and Kerrich, 1982; Burrows et al., 1986; Burrows and Spooner, 1987; Cameron and Hattori, 1987; Wake and Taylor, 1988; Jiang N et al., 1999)和变质成因(Kerrich and Fyfe, 1981; Goldfarb et al., 1988; Kerrich, 1991)的认识。Schmidt (1997)把加纳Ashanti金矿带中大量存在的CO₂流体称为来源不明的新流体类型。Newtons et al. (1980)和Groves et al. (1988)将其论证为地幔排气或地幔流体活动参与成矿的证据。

在华北克拉通,区域变质作用发生于晚太古宙或早元古宙,陆松年等(1996)测得桑干群中紫苏辉石的锆石U-Pb年龄为2373~2443 Ma。这一年龄明显早于成矿时代,王正坤等(1992)用K-Ar法测得钾长石年龄为157.37 Ma,陆德林等(1993)利用K-Ar法和⁴⁰Ar-³⁹Ar法测定矿石中的钾长石,分别获得148.1±2.2 Ma和156.7±0.88 Ma的年龄值。王蓉蝶(1992)进一步对东坪和相邻的后沟碓化物金矿床中的钾长石用⁴⁰Ar-³⁹Ar法测年,获得177.4±5 Ma和172.9±5 Ma的数据。尽管碓化物金矿床在空间上往往与碱性杂岩体密切相关,但东坪矿区中的水泉沟碱性杂岩体的角闪石⁴⁰Ar/³⁹Ar年龄为327.4±9 Ma(中国人民武装警察部队黄金指挥部, 1996),仍然与成矿有着明显的时距。在角闪石的⁴⁰Ar/³⁹Ar年龄谱上还显示出在250~275 Ma和160~180 Ma的两个时间段内有³⁹Ar的析出,反映了海西晚期和燕山中期的热事件扰动。后一个热事件与成矿时代比较好地吻合,也与中国东部大规模成矿

作用的时限160~110 Ma(毛景文和王志良,2000)基本一致。

在我国东部地区,中生代岩石圈大减薄(邓晋福等,1999),尤其在华北地区拆沉作用广泛发生,构造热侵蚀作用强烈发育。晚古生代华北克拉通与西伯利亚板块之间的缝合带,包括阴山-燕山地区的康保-围场-赤峰东西向大断裂系的再次开裂活动,濒太平洋北东向构造包括长达数千公里的郯庐大型走滑断裂叠加和切割基底和盖层岩石,引致大规模火山爆发和岩浆侵位。在这样的一种大环境中,不仅形成了与火山-岩浆活动有关的一系列大型成矿系统,而且导致深部流体包括地幔流体向上运移,与其他来源的流体汇合,参与成矿作用,甚至作为主体通过交代-沉淀作用形成矿产。

正如He-Ar同位素测试结果(表3)那样,东坪碓化物金矿床中的成矿流体有明显的地幔物质的参与,其R/Ra比值高于地壳物质的百倍以上。这一结果与中国东部沿郯庐大断裂发育的沉降盆地中CO₂气藏的R/Ra(Xu et al., 1995)比值类似,与郯庐大断裂旁侧的湖南万古金矿有一定的雷同性。由于碓是一种亲地幔和地核的元素,在地球化学循环中于地壳内趋于分散,因此,碓富集、高R/Ra比值和富CO₂流体可视为地幔流体成矿的重要组合标志。

4.5 建议成矿模式

Bonham (1986)认为碓化物金矿床属于浅成低温热液矿床。部分碓化物金矿床,如Cripple Creek(Thompson et al., 1985; Bonham, 1986)、Emperor(Ahmad, 1987)、Golden Sunlight(Spry et al., 1996)在成因上与碱性杂岩有关,另一部分像Major's Creek(Wake and Taylor, 1988)和俄罗斯千岛群岛弧中的几个矿床(So et al., 1995)都与花岗质岩浆及其火山活动有关。成矿热液系统是否来自冷凝的火成岩体,仍有不同的认识,但热源可能为侵入岩或当地的高温地热系统。

东坪碓化物金矿床位于近东西向的延深60~70 km的赤城-尚义-隆化大断裂(康保-围场-赤峰东西向大断裂系的一部分)与北东向断裂的交切部位。尽管矿区内的碱性杂岩成岩年龄为327 Ma,但外围有大量160~180 Ma的花岗质岩体及基性和酸性火山岩。在这种伸展环境中,火山-岩浆流体以及地幔流体与高热流体从深部向上运移,逐渐有较多的大气降水混入,形成对流循环成矿系统,并不断从围岩尤其是碱性杂岩中萃取成矿金属元素,在适宜的物

化条件下卸载成矿。成矿流体属于低盐度 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 体系, R/R_a 比值和碲元素含量高记录着地幔流体对成矿的贡献。在成矿过程中流体盐度 [$w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 5\% \sim 7\%$] 基本保持不变, 由于成矿系统温度下降, CO_2 和低盐度 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 溶液产生不混溶作用, 致使 CO_2 和 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 相分离, 引起碲化物和自然金等矿物沉淀和聚集成矿。

致谢: 王志良、张建华和江思宏曾一起到野外调查; 在东坪金矿区工作时, 矿山领导和同行提供了诸多方便, 在此一并表示谢忱。本文初稿承蒙徐九华和倪培两位教授的认真审阅, 提出了一系列建设性的意见和建议, 深表谢意。

参 考 文 献

- 邓晋福, 莫宣学, 赵海玲, 等. 1999. 中国东部燕山期岩石圈-软流圈系统大灾变与成矿环境[J]. 矿床地质, 18(4): 309~315
- 蒋心明, 王郁, 王正坤, 等. 1996. 冀西北水泉沟-后沟偏碱性正长杂岩体岩石学、岩石化学特征[J]. 黄金地质, 2(4): 56~61.
- 李红阳, 阎升好, 王金锁, 等. 1996. 初论地幔热柱与成矿——以冀西北金银多金属成矿区为例[J]. 矿床地质, 15(3): 249~256
- 李荫清. 1994. 吉林海沟金矿床成矿流体的地球化学特征[J]. 地质学报, 68(1): 49~61.
- 李荫清, 马秀娟, 魏家秀. 1998. 流体包裹体在矿床学和岩石学中的应用[M]. 北京: 北京科学技术出版社 5~56.
- 刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学[J]. 北京: 地质出版社, 66~118, 171~233
- 陆德林, 汪建军. 1992. 硅同位素在金矿成矿物质来源中的应用——以碱性岩中的东坪金矿为例[J]. 地质与勘探, 28(1): 28~31.
- 陆德林, 罗修泉, 汪建军, 等. 1993. 东坪金矿成矿时代研究[J]. 矿床地质, 12(2): 182~188
- 陆松年, 杨春亮, 蒋明娟, 等. 1996. 前寒武纪大陆地壳演化示踪[M]. 北京: 地质出版社.
- 毛景文, 李延河, 李红艳, 等. 1997. 湖南万古金矿幔源流体成矿的氢同位素证据[J]. 地质论评, 43(6): 646~649.
- 毛景文, 华仁民, 李晓波. 1999. 试论大规模成矿作用与大型矿集区[J]. 矿床地质, 18(4): 291~299.
- 毛景文, 王志良. 2000. 中国东部大规模成矿时限及其动力学背景的初步探讨[J]. 矿床地质, 19(3): 289~296.
- 莫测辉, 王秀璋, 程景平, 等. 1996. 张家口地区主要金矿床金的矿化富集机制研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 15: 232~244.
- 莫测辉, 王秀璋, 程景平, 等. 1997. 冀西北水泉沟碱性杂岩体的成因探讨[J]. 矿物岩石地球化学通报, 16: 19~21.
- 牛树银, 李红阳, 孙爱群, 等. 1996. 地幔热柱的多级演化及其成矿作用——以冀北地区为例[J]. 矿床地质, 15(4): 298~307.
- 宋官祥. 1991. 一个与碱性杂岩有关的金矿床——冀北东坪金矿[J]. 地质与勘探, 27(8): 1~8
- 宋瑞先. 1990. 张家口地区水泉沟二长岩体的成因及其与金矿的成生联系[A]. 金矿地质论文集[C]. 北京: 地质出版社 82~91
- 王蓉蝶. 1992. 河北金家庄地区长英质碱性岩的特征及成因[J]. 桂林冶金地质学院学报, 12: 12~20.
- 王郁, 蒋心明, 商木元, 等. 1994. 冀西北与偏碱性岩有关的金矿地质特征及其成因[J]. 地质论评, 40: 369~376.
- 魏菊英, 苏琪. 1994. 河北东坪金矿区水泉沟岩体的地球化学特征[J]. 地质科学, 29: 256~266.
- 许云程. 1994. 东坪金矿成矿研究[J]. 地质与勘探, 30(2): 28~33
- 张文淮, 陈紫英. 1993. 流体包裹体地质学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 83~92, 107~156.
- 张招崇. 1996. 东坪金矿的氢、氧同位素特征与成矿流体演化[J]. 黄金地质, 2(3): 36~41.
- 张招崇. 1997. 冀北水泉沟岩体的同位素地球化学特征及其成因意义[J]. 长春地质学院学报, 27(1): 36~42
- 赵声. 1996. 冀北东坪金矿床地质特征[J]. 黄金地质, 2(2): 22~26.
- 中国人民武装警察部队黄金指挥部. 1996. 河北省东坪碱性杂岩金矿地质[M]. 北京: 地震出版社.
- Ahmad M, Solomon M, Walshe J L. 1987. Mineralogical and geochemical studies of the Emperor gold telluride deposit, Fiji[J]. Econ. Geol., 82: 345~370
- Bonham H F. 1986. Models for volcanic hosted epithermal precious metal deposits: a review [A]. International Volcanological Congress, Hamilton, New Zealand, Symposium 5, Proceedings[C]. 13~17.
- Bozzo A T, Chen J R, Barduhn A J. 1973. The properties of hydrates of chlorine and carbon dioxide[A]. In: Delyannis A, Delyannis E ed. Fourth International Symposium on Fresh Water from the Sea[C] 3: 437~451
- Burrows D R, Wood P C, Spooner E T C. 1986. Carbon isotope evidence for a magmatic origin for Archean gold-quartz vein ore deposits [J]. Nature, 321: 851~854.
- Burrows D R, Spooner E T C. 1987. Generation of a magmatic $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ fluid enriched in Mo, Au, and W within an Archean sodic granodiorite stock, Mink Lake, Northwestern Ontario[J]. Econ. Geol., 82: 1931~1957
- Carmeron E M, Hattori K. 1987. Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids[J]. Econ. Geol., 82: 1177~1191
- Collins P L F. 1979. Gas hydrates in CO_2 -bearing fluid inclusions and use freezing data for estimation of salinity[J]. Econ. Geol., 74: 1435~1444
- Goldfarb R J, Leach D L, Pickthorn W J, et al. 1988. Origin of lode-gold deposits of the Juneau gold belt, southeastern Alaska[J]. Geology, 16: 467~474.
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, et al. 1998. Orogenic gold deposits: proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to the other gold deposit types[J]. Ore Geology Reviews, 13: 7~27.
- Jiang N, Xu J, Song M. 1999. Fluid inclusion characteristics of mesothermal gold deposits in the Xiaoqinling district, Shaanxi and Henan Provinces, People's Republic of China[J]. Mineralium Deposi-

- ta, 34: 150~162.
- Higgins N C, Kerrich R. 1982. Progressive ^{18}O depletion during CO_2 separation from a carbon-dioxide-rich hydrothermal fluid: evidence from the Grey River tungsten deposit, Newfoundland[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19: 2247~2257
- Kerrich R, Fyfe W S. 1981. The gold-carbonate associations: source of CO_2 and CO_2 fixation reactions in Archean lode deposits *Chemical Geology*, 33: 265~294.
- Kerrich R. 1991. Archean gold: Relation to granulite formation or felsic intrusions[J]? *Geology*, 17: 1011~1015.
- Li Y H, Li J C, Song H B, et al. 2000. Helium isotope geochemistry of ultrahigh-pressure metamorphic eclogites from the Dabie-Sulu terrane in East China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 74: 14~18.
- Mao J W, Zhang Z H, Yang J M, et al. 2000. Geology and geochemistry of the Hanshan shear zone gold deposit in Gansu Province, China [J]. *Mineralium Deposita*, 35: 63~71.
- Newton R C, Smith J V, Windley B. 1980. Carbonic metamorphism, granulite and crustal growth[J]. *Nature*, 288: 45~52.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions[J]. *Reviews in Mineralogy*, 12: 25~35.
- Schmidt M A, Oberthur T, Vetter U, et al. 1997. High CO_2 content fluid inclusions in gold mineralizations in the Ashanti belt, Ghana: a new category of ore forming fluid[J]? *Mineralium Deposita*, 32: 107~118.
- Schwartz M O. 1989. Determining phase volume of mixed CO_2 - H_2O inclusions using Microthermometric measurements[J]. *Mineralium Deposita*, 24: 43~47.
- So C, Duchenko W Y, Yun S-T, et al. 1995. Te- and Se-bearing epithermal Au-Ag mineralization, Prasolovskoye, Kunashir island, Kuril island arc[J]. *Econ. Geol.*, 90: 105~117.
- Spry P G, Paredes M M, Foster F, et al. 1996. Evidence for a genetic link between gold-silver telluride and porphyry molybdenum mineralization at the Golden Sunlight deposit, Whitehall, Montana: fluid inclusion and stable isotope studies[J]. *Econ. Geol.*, 91: 507~526
- Thompson T B, Trippel A D, Dwelley P C. 1985. Mineralized veins and breccias of the Cripple Creek district, Colorado[J]. *Econ. Geol.*, 80: 1669~1688.
- Tsefaye G. 1992. Ore-microscopic and geochemical characteristics of gold-telluride-sulfide mineralization in the Macassa Gold Mine, Abitibi belt, Canada[J]. *Mineralium Deposita*, 27: 66~71.
- Wake B A, Taylor G R. 1988. Major's Creek, N S.W., Australia—a Devonian epithermal gold deposit[J]. *Mineralium Deposita*, 23: 239~246.
- Xu S, Nakai S, Wakita H, et al. 1995. Mantle-derived noble gases in natural gases from Songliao Basin, China[J]. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 59: 4675~4683
- Zhang Z C, Mao J W. 1995. Geology and geochemistry of the Dongping gold telluride deposit, Hebei province, North China[J]. *International Geology Review*, 37: 1094~1108.
- Zhang X M, Spry P G. 1995. Petrological, mineralogical, fluid inclusion, and stable isotope studies of the Gies gold-silver tellurium deposit, Judith Mountains, Montana[J]. *Econ. Geol.*, 89: 602~627.

Fluid Inclusions of the Dongping gold Telluride Deposit in Hebei Province, China: Involvement of Mantle Fluid in Metallogenesis

Mao Jingwen and Li Yinqing

(Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

Key words: gold telluride deposit; fluid inclusion; He-Ar isotope; metallogenesis; Dongping; Hebei Province

Abstract

The Dongping deposit is a unique typical gold telluride deposit ever discovered in China. Gold mineralization occurs either as auriferous quartz veins or as fractured auriferous K-feldspar veins, which connect each other in strike. In this paper the homogenization temperatures and salinity of the fluid inclusions as well as their composition and He-Ar isotopic components were systematically measured based on samples from No. 1 and No. 70 Veins, the most important gold veins in the mine. The fluid inclusions in the Dongping mine can be divided into CO_2 and H_2O types, both characterized by enrichment in CO_2 . The fluid inclusion bubbles are 10~30 μm in diameter, mostly in the range of 10~20 μm . The first melting temperatures of CO_2 range from -56.2 to -57.4°C , and their melting temperature of CO_2 -clathrates vary from $+5.1$ to $+7.6^\circ\text{C}$. The homogenization

temperatures of H_2O -rich CO_2 inclusions homogenizing into the aqueous liquid phase are 247 to 365 $^{\circ}\text{C}$, whereas the homogenizations of CO_2 -rich three-phase CO_2 inclusion homogenizing into gas phase (CO_2 phase) are 255~372 $^{\circ}\text{C}$. The salinities of this type of inclusions are 5 wt%~7 wt% NaCl. The homogenization temperatures of H_2O type fluid inclusions are 160~430 $^{\circ}\text{C}$, in which 290~350 $^{\circ}\text{C}$ characterize the primary fluid inclusions and 160~230 $^{\circ}\text{C}$ characterize the secondary ones. Their salinities are 5.4 wt%~8.0 wt% NaCl. The measurement by Laser Raman Spectroscopy shows that both gas phase and liquid phase are enriched in CO_2 and H_2O , with minor amounts of H_2S , N_2 , CH_4 , CO and C_2H_2 .

CO_2 inclusions are extensively developed in some gold deposits of the world. As for their genesis, there are three possibilities inferred, presumably related to magmatism, metamorphism, and mantle degasses respectively. He-Ar isotopic analyses of fluid inclusions in the Dongping mine indicate that R/Ra ratios reach 0.3~5.2, in which 2.1~5.2 mark No. 1 ore vein whereas 0.3~0.8 mark No. 70 ore vein. These data are much higher than 0.001 of the fluids in the crust. Moreover, tellurium is an element of affinity for the mantle and the core. The considerable accumulation of tellurium in the crust is abnormal, probably having to do with mantle activity. Therefore, the above data demonstrate that the Dongping gold telluride is genetically related to mantle fluids.

《矿床地质》第三次入选“全国中文核心期刊”

据 2000 年 6 月北京大学出版社公开发行的《中文核心期刊要目总览》刊载,《矿床地质》杂志继 1992 年和 1996 年之后,又于 2000 年第三次入选为“地质学”类专业的全国中文核心期刊,其有效时限为 4 年。

这次的筛选工作,是从国内有影响的检索工具上,将 1995~1997 年国内出版的中文期刊上所刊载的同类学科的文章,按其被引量、被摘量、载文量、被摘率和影响因子等五项评价指标进行统计计算后,按文献计量学原理,采用多指标综合筛选并在广泛听取有关专家意见后确定的。由于统计手段和筛选方法的进一步完善,使得所选出的核心期刊更能反映学科现刊的实际情况。

这次是从全国文、理、医、农、工各大类的 75 个学科或专业的近万种期刊中,筛选出了 1571 种作为核心期刊。其中“地质学”类专业仅有 26 种期刊入选。

(西南交通大学范文田 供稿)