

· 国外贵金属地质 ·

芬兰西南部古元古代库提马加威 金碲化物矿床热液流体的演化

1 区域地质

芬诺斯坎德地盾的斯韦考芬构造域大约是在 1.9Ga 时由地壳快速增生形成的。坦佩雷片岩带位于地盾中部,其北部是大面积的花岗岩类(1.89±0.01Ga),南部是瓦马拉混合岩带。Sm-Nd 同位素研究表明,同造山期花岗岩类主要由新生幔源物质组成。在稍后的同造山阶段(1.89~1.88Ga)芬兰中心花岗杂岩体的南部处于张性状态。坦佩雷片岩带由含浊积岩的变质沉积岩及大量的含火山碎屑变质火山岩构成,其中心部位以出现中-高钾中性岩及橄榄玄武岩为特征。变质火山岩 U-Pb 同位素年龄约为 1.9~1.89Ga,而变质杂砂岩中的锆石年龄大多在 2.0~1.91Ga,部分属太古代。变质砾岩中的深成碎屑 U-Pb 年龄在 1.89~1.88Ga 之间。对坦佩雷片岩带内变质火山岩、花岗岩类深成岩体及火成碎屑测年所获得的同位素年龄十分接近(1.9~1.88Ga),说明片岩带是经过快速演化(如隆起、剥蚀、物质再沉积)形成的。坦佩雷片岩带的沉积基底及芬兰西南部其他地带盖层岩石的年龄一般大于 1.91Ga。变质火山岩的岩石地球化学显示了生宙活动大陆边缘或大陆岛弧特征。

库提马加威(Kutemajarvi)地区位于坦佩雷片岩带的北部。坦佩雷片岩在此构成了一个 E-W 走向的具近水平褶皱轴和近直立的轴片理的等斜向斜。向斜北、南两翼分别由变质火山岩(长英质-镁铁质凝灰岩)和变质沉积岩(杂砂岩、泥岩)夹薄层变质中性凝灰岩构成,枢纽带以变质砾岩为特征。这套片岩经历了 4 次强度、应变程度不同的变形作用及伴随的变质作用,变质作用发生时的温压条件分别是 473~570°C 和 300~400MPa。该区在主成壳期和构造变质期(1.89~1.88Ga)形成了规模巨大的同生构造芬兰中心花岗杂岩体,杂岩体由辉长岩-花岗岩组成,这些岩石具 I 型特征。在芬兰中心花岗杂岩体周围分布有后构造期(1.87Ga)的富钾花岗岩类——环斑花岗岩。

2 矿床地质特征

2.1 蚀变区

在坦佩雷片岩带中,特别是带的北部,出露几条同期—晚期热液变质蚀变带,蚀变以绢云母化和硅化为主。库提马加威地区蚀变最为强烈,其围岩是中级变质的凝灰岩,带北部有深成花岗岩岩体侵入,蚀变岩岩石矿物组成见表 1。蚀变外带以绢云母化、绿泥石化、硅化及黄铁矿化为特征,常见红柱石和金云母,但二者均具构造期后重结晶构造,金红石呈等轴粒

状或粒状集合体。重晶石化、绿泥石化出现在含磁铁矿的角闪石片岩层中，蚀变区南部表现更为明显，这些镁铁质薄层可能是张性变形期侵入到片岩中的镁铁质岩席。蚀变内带以绢 母化、硅化为特征，岩石由含大量的黄玉、萤石、红柱石，偶有叶腊石、高岭石、硫化物的绢云母-石英片岩构成，片岩内夹有石英集合体及石英透镜体。含干净石英网脉的同变质期块状石英被晚期变质形成的乳石英脉切割，表明内带经历了多期次的硅化作用。在单矿物黄玉岩中，黄玉为微细粒状晶体，而在黄玉-石英岩和绢云母-石英片岩中，黄玉呈结晶集合体状、极少呈脉状产出。萤石有的充填在期后活动裂隙内，有的呈细粒他形晶体分布在含黄玉石英岩的晶洞中。

表 1 热液蚀变岩石的矿物组成

岩石类型	主要矿物	副矿物
绿泥绢云母片岩	绢云母、石英、绿泥石	黄铁矿、金云母、磷灰石、金红石、绿帘石、锆石、(萤石)
石英绢云母片岩	绢云母、石英、(红柱石)	磷灰石、金红石、锆石、萤石、(黄铁矿、绿泥石、绿帘石)
绢云石英片岩	石英、绢云母、(红柱石、黄玉、叶腊石)	高岭石、磷灰石、金红石、绿泥石、萤石、(电气石、石墨、锆石、绿帘石、金云母)
石英岩	石英	绢云母、黄玉、萤石、高岭石、(磷灰石、金红石、绿泥石、锆石、电气石、绿帘石、金云母、透闪石)
黄玉石英岩	黄玉、石英	绢云母、萤石、高岭石、磷灰石、金红石、绿泥石、锆石、(电气石、绿帘石、金云母)
黄玉岩	黄玉	金红石、绢云母、红柱石、高岭石、石英、锆石、萤石、(磷灰石、绿帘石)
滑石石英绿泥石片岩	绿泥石、石英、金云母、红柱石	高岭石、绿泥石、金红石
绿泥片岩	绿泥石、金云母、红柱石	磷灰石、锆石、金红石、榍石、高岭石、石英
角闪片岩	普通角闪石、阳起石、绿泥石、石英	滑石、黑云母、榍石、磷灰石、锆石、(磁铁矿、滑石、碳酸盐)

2.2 金矿化

库提马加威金矿化在空间上与绢云母-石英片岩及硅质岩石密切相关。金矿床由热液蚀变区南部 4 个近直立的金矿体 (I ~ IV) 构成，在平面上，矿体呈小透镜状 (50~ 400m²)。II 号矿体地表无露头，矿体顶部距地表约 50m。矿床 Au/Ag 值变化尚无系统研究，根据取自单个钻孔的 22 个金异常 (大于 0.8 × 10⁻⁶) 样品分析，Au/Ag 值约为 1.0。金含量的增高 (大于 2.0 × 10⁻⁶) 与强烈变形作用和硅化作用有关，即与变形同期或期后岩石发生剪切、香肠状扭曲、褶皱密切相关。例如，对 IV 号矿体露头部位的综合研究表明，块状

石英岩构成大的透镜体,其中含有绿泥石、角闪石及绢云母-石英片岩条带或透镜体,而大的石英岩透镜体围岩是剪切的绢云母-石英片岩和黄铁化石-绢云母片岩,围岩(绢云母-石英片岩)部分地段中含大量的块状、紧密球粒状叶腊石集合体、两期形成的磷灰石、石墨小囊状体。

2.3 矿石矿物

库提马加威金矿床含金矿物以自然金为主,部分为 $\text{Au}-\text{Te}$ 碲化物(碲金矿),少量为银金矿和方锑金矿。自然金成色较高(94.9% Au , 2.4% Ag , 2.1% Pb 及少量 Hg 和 Bi)。自然金呈细粒状(一般小于 60 μm),显微镜下很少见到,金主要赋存在石英颗粒边缘及晚期裂隙中,有时金与碲化物形成后生交晶或连晶。

碲化物呈裂隙充填物及贱金属硫化物中的小包裹体的形式分布在石英颗粒边缘,偶而在金云母-绿泥石片岩的裂隙中也见有碲铁矿集合体(直径大于 1mm)和碲铋矿晶体,有时也见到碲化物充填于石英、电气石晚期裂隙。在 $\text{Bi}-\text{Pb}-\text{Te}$ 固溶体遭到破坏时,碲铋矿与碲铅矿常形成交织连晶。矿体中基本见不到自然碲、铅、锑及表生自然铜,自然碲与碲化物密切相关,与碲铅矿、方铅矿共生,当自然铅与方铅矿达到平衡时,自然碲呈小包裹体的形式赋存在黄铁矿中。

硫化物是热液蚀变区的常见矿物,绿泥石-绢云母片岩的外蚀变带(特别是南部)以浸染状黄铁矿为特征,而绢云母-石英片岩的内蚀变带及石英矿体基本不含硫化物,矿体的碲化物含量远大于硫化物的含量。硫化物多呈浸染状(黄铁矿)、堆积体状、细脉状(黄铁矿、磁黄铁矿)或伸长囊状(黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿)赋存于岩石中。少量硫酸盐矿物(重晶石、车轮矿、黝铜矿)与硫化物共生。磁黄铁矿是香肠构造最小压力部位及变形石英脉尖灭、膨胀部位的常见矿物,局部石英中含有毒砂。在风化的岩石中,表生赤铁矿和极少见的星点状蓝铁矿(直径小于 5mm)交代了黄铁矿。

3 流体包裹体类型

根据常温及零下温度时各相所占比例,将库提马加威金矿床的流体包裹体分为 3 个主要类型: (I) 气 ($\text{CO}_2-\text{CH}_4\pm\text{N}_2$) 流体包裹体,其中包括富 CO_2 包裹体和富 CH_4 包裹体,常温下为单一汽相,冷却后形成汽泡核。一般地,富 CH_4 包裹体比富 CO_2 包裹体形成的要晚些。(II) 水流体包裹体,包括液-气两相包裹体和单一液相包裹体,无子矿物。(III) $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 流体包裹体,以见到一定量的 CO_2 和 H_2O 为特征,其大小和形状与水流体包裹体极为相似,无子矿物。一般地, $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 包裹体是两相包裹体,即室温下包裹体含有液相 $\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$, 冷却时形成固相 CO_2 核。

4 显微测温数据的归纳与解释

采自库提马加威金矿床 12 个厚约 0.2mm 双面光片的 841 个包裹体的分析数据列于表 2.3.4。

4.1 含 $\text{Au}-\text{Te}$ 石英

气流体包裹体(I): 采用 Kerkhof(1990)提出的相序列统一分类体系,在温度为 $-180\sim+35^\circ\text{C}$ 之间进行相转变研究, Kerkhof 分类在理论上适用于任何组成和密度的 $\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2$ 流体。通过冷却,可得到两种类型的流体包裹体——H型和S型,它们分别以均一(H)和分离

表 2 石英中I 类气流体包裹体的显微测温数据 (°C)

样号	类型	数量	T_{h}	T_{hs}	T_{m}	T_{s}
I - 1	H ₂	54	- 83. 6~ - 57. 7(L)		- 93. 5~ - 71. 2	
	H _b	64	- 29. 5~ + 25. 2(L)		- 66. 1~ - 57. 5	
I - 2	H ₂	10	- 78. 3~ - 58. 1(L)		- 84. 0~ - 69. 6	
	H _b	20	- 14. 5~ + 5. 9(L)		- 64. 1~ - 59. 1	
I - 3	H ₁	6	- 57. 4~ - 54. 0(V)			
	H ₂	11	- 68. 5~ - 45. 0(L)		- 77. 0~ - 63. 3	
	H _b	27	- 32. 2~ - 5. 0(L)		- 64. 3~ - 61. 4	
	S ₂	32	- 98. 4~ - 76. 8(L)		- 76. 1~ - 67. 8	
I - 4	H ₂	9	- 81. 1~ - 68. 7(L)		- 87. 8~ - 76. 4	
	H _b	21	- 17. 6~ - 2. 8(L)		- 63. 7~ - 60. 8	
I - 5	H ₂	21	- 68. 6~ - 51. 3(L)		- 75. 5~ - 68. 2	
	H _b	92	- 31. 3~ - 20. 1(L)		- 65. 8~ - 57. 3	
II - 1	H ₁	16	- 110. 5~ - 96. 4(L)			
	H ₁	8	- 89. 5~ - 85. 0(V)			
	H _b	15	- 1. 4~ - 18. 0(L)		- 57. 1~ - 56. 6	
	H _b	7	- 21. 5~ - 1. 2(V)		- 62. 5~ - 59. 4	
	S ₂	8	- 111. 0~ - 104. 3		- 77. 0~ - 72. 2	
III- 1	H _b	40	- 11. 3~ - 25. 3(L)		- 57. 6~ - 56. 9	
	E	9	冷却至 - 160℃时无相变化			
IV - 1	H ₂	7	- 78. 1~ - 62. 2(L)		- 81. 3~ - 70. 1	
	H _b	13	- 12. 5~ - 2. 5(L)		- 62. 6~ - 59. 3	
	S ₂	20	- 102. 1~ - 87. 2		- 79. 8~ - 74. 1	
IV - 2	H _b	12	+ 7. 7~ + 25. 1(L)		- 57. 3~ - 57. 2	
M _{25~ 26}	H _b	40	- 25. 6~ + 15. 9(L)		- 56. 8~ - 56. 6	
M _{5~ 3}	H _b	22	+ 4. 1~ + 21. 0(L)		- 56. 6	

H S亚类是根据均一温度 (T_h)和溶解温度 (T_s)划分的; T_h — 均一为液相 (L)或汽相 (V)时的温度; T_{hs} — 一部分均一为液相时温度; T_m — CO₂最后融熔时温度; T_s — 固体 CO₂溶解时温度

表 3 石英中Ⅱ类流体包裹体显微测温数据(℃)

样号	数量	T_e	T_m	T_h
I - 1	31	约 - 23	- 2.5~ - 0.2	+ 123~ + 213
I - 2	23	约 - 23	- 8.2~ - 4.9	+ 195~ + 291
I - 3	14	约 - 23	- 0.4~ - 0.1	+ 133~ + 165
I - 5	20	约 - 21	- 1.8~ - 1.5	+ 146~ + 223
Ⅱ - 1	18	?	- 3.5~ - 2.5	+ 154~ + 241
Ⅲ - 1	23	?	- 4.1~ - 3.2	+ 155~ + 263
Ⅳ - 2	19	约 - 22	- 8.2~ - 4.6	+ 191~ + 300
M ₂₅₋₂₆	18	约 - 22	- 1.4~ - 0.1	+ 105~ + 166
M ₅₋₃	22	?	- 3.0~ - 1.1	+ 136~ + 211

T_e — 初始融熔温度 (即低共熔温度); T_m — 冰融熔温度; T_h — 水均一为液相的温度

表 4 石英、磷灰石中Ⅲ类混合流体包裹体显微测温数据(℃)

样号	数量	CO ₂ (%)	T_{m1}	T_{m2}	T_{h1}	T_{h2}
I - 2	16	20~ 60	- 67.2~ - 58.6	6.0~ 14.3	13.2~ 27.7(L)	271~ 375(L / V)
I - 3	6	45~ 80	- 62.1~ - 58.7	8.3~ 12.3	11.1~ 13.5(L)	250~ 291(L / V)
I - 5	9	25~ 75	- 59.3~ - 57.6	7.0~ 7.8	11.3~ 20.3(L)	242~ 305(L / V)
Ⅲ - 1	8	20~ 35	- 59.9~ 57.1	6.0~ 6.5	20.3~ 21.3(L)	255~ 281(L)
Ⅲ - 2	22	30~ 60	- 56.6	8.5~ 9.4	26.3~ 30.9(L)	257~ 295(L / C)
Ⅳ - 2	6	70~ 85	- 57.3	7.4~ 7.5	23.7~ 24.2(L / V)	266~ 279(V)
M ₅₋₃	31	10~ 85	- 56.6	8.5~ 9.8	18.5~ 28.5(L)	235~ 286(L / V / C)

CO₂— CO₂ 相所占体积分数; T_{m1} — CO₂ 最后融熔温度; T_{m2} — 笼形化合物融熔温度; T_{h1} — CO₂ 均一为液相 (L)或汽相 (V)时的温度; T_{h2} — H₂O - CO₂ 全部均一为液相 (L), 汽相 (V)或临界 (C)温度

(S)为特征,各类型包裹体的相转变顺序可以确定,并可用相转变特征 (H或 S)及数量进行描述.因此,CO₂- CH₄± N₂包裹体可由相转变最后状态及气相转变总量来分类,相转变的温度可归结为初始温度 (T_i), 最后融化温度 (T_m), 均一化温度 (T_h), 部分均一化温度 (T_{hs})及分离温度或准稳定均一化温度 (T_{hm}).包裹体的分类见表 2,其中 H₁= T_h , H₂= $T_m \rightarrow T_h$, H₃= $T_i \rightarrow T_m \rightarrow T_h$, S₂= $T_{hs} \rightarrow T_s$.

H₁型包裹体相转变作用是均一化作用,一般在 - 110~ - 85℃时均一为液态或气态,部分包裹体均一温度为 - 57~ - 54℃,大多数均一温度在 CH₄ 临界温度 (- 82. 6℃)以上.碳氢化合物的大量存在提高了 CH₄ 的均一温度,但在温度低于 - 56. 6℃时,没有出现固体 CO₂,说明包裹体中实际上不含 CO₂,因此, H₁型包裹体是典型的不含 CO₂ 的 CH₄± N₂包裹体.

H₂型包裹体在冷却至 - 180℃以下时也不能完全冻结,而固体 CO₂融化温度和均一为液态的温度分别是 - 93~ - 63℃和 - 84~ - 45℃,故 H₂型包裹体是典型的 CH₄- CO₂混合包裹体.

H₂包裹体的融化温度和均一温度分别是 -66°C 和 $-32^{\circ}\text{C} + 25^{\circ}\text{C}$, 多数包裹体均一为液态. 融化温度和均一温度之间的关系说明包裹体的组成是不相同的. $\text{CH}_4 \pm \text{N}_2$ 含量越高, 融化温度和均一温度越低. 因此, H₂型包裹体流体成分是由纯 CO_2 到最高含 40% (摩尔分数) CH_4 的混合物.

S₂型包裹体中固体 CO_2 的分离作用先于部分均一化作用, 部分均一成液体的温度是 -11°C 到 -77°C , CO_2 固体分离温度是 -80°C 到 -68°C . 当固定 CO_2 很少时, S₂型(以及 H₂型)包裹体类似于 H₂型包裹体. CO_2 固体分离作用多见于 $\text{CO}_2 - \text{N}_2$ 包裹体, 而较少见于 $\text{CO}_2 - \text{CO}_4$ 包裹体.

$\text{CO}_2 - \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$ 包裹体(I) 摩尔体积可以由相转变温度和组成确定, 摩尔体积约在 $45 \sim 70 \text{ cm}^3/\text{mol}$ 之间, 相转变作用反映了包裹体的摩尔体积(密度)和组成. 在研究样品中, I 类包裹体的数量由多至少依次为 $\text{H}_2 \rightarrow \text{H}_2 \rightarrow \text{H}_2 \rightarrow \text{S}_2$.

水流体包裹体(II): 石英包裹体约在 -23°C 到 -21°C 时出现共结熔融(T_e)(表 3), 这一温度接近 $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} - \text{KCl}$ (-22.9°C) 和 $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ 体系 (-21.2°C) 的共结温度. 当冰的融熔温度在 -8.2°C 到 -0.1°C 时, 它的盐度(NaCl当量)为 12% 到 0.2%. 包裹体均一为液体的温度在 $105 \sim 300^{\circ}\text{C}$ 之间, 峰值在 195°C 附近. 压碎实验证明, CO_2 最后融熔温度(T_m) 在 -8.2°C 到 -4.6°C 之间(7.3% 到 12% NaCl当量)的部分包裹体汽泡中含一定量的 CO_2 . 在冷却过程中, 固相 CO_2 缺失及笼形化合物成核乏力说明 CO_2 或 CH_4 含量小于 0.85 mol , 水流体包裹体密度在 $0.78 \sim 1.02 \text{ g/cm}^3$ 范围内. 故 II 类包裹体混合程度约在 0% 到 12% NaCl 当量范围之内, 这与均一温度在 $300 \sim 100^{\circ}\text{C}$ 之间是相吻合的.

混合流体包裹体(III): III类 $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ 流体包裹体的显微测温结果见表 4. CO_2 相的融熔和均一化分别在 -63°C 到 -57°C 之间和 1°C 到 28°C 之间, 这表明富 CO_2 的包裹体成分中最高约含 30% (摩尔分数) 的 CH_4 , 与硫化物有关的混合包裹体的 CO_2 相较其他相含有更多的 CH_4 . 一般地, 混合包裹体的 CO_2 相较无水相包裹体的 CO_2 相更贫 CH_4 , 富 CO_2 相的摩尔体积我在 $51 \sim 63 \text{ cm}^3/\text{mol}$ 之间.

所有的 $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ 包裹体总均一化温度(T_h) 约在 $240 \sim 375^{\circ}\text{C}$ 之间, 峰值为 275°C , 均一成 3 种状态, 即液态、汽态和临界均一态.

盐度可通过包裹体在冷却过程中形成的笼形化合物熔融温度来确定. 在液态 CO_2 和气态 CO_2 中笼形化合物熔融作用发生时温度约为 6°C 到 8°C , 参照 $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{NaCl}$ 体系, 表明盐度相当于 4% 到 7%. 笼形化合物熔融温度多高于 10°C (表 4), 表明与硫化物有关的包裹体 CO_2 相中有 CH_4 存在. 笼形化合物熔融温度即具纯 CO_2 相不含盐的水溶液分离温度, 它也说明所计算的盐度略低. 流体包裹体的整体密度为 $0.82 \sim 0.98 \text{ g/cm}^3$.

4.2 磷灰石和脉石英

气流体包裹体(I): 磷灰石中未见到, 脉石英中有少量次生 H₂型包裹体残缕. 包裹体含纯 CO_2 , 均一为液态时的温度在 4°C 到 21°C 之间, 峰值 17°C , 摩尔体积浓度为 $55 \text{ cm}^3/\text{mol}$.

水流体包裹体(II): 磷灰石中未见此类包裹体. 脉石英中粒间残缕包裹体的最后熔融温度约在 -3°C 到 -10°C 间, 表明水流体的盐度为 2% 到 3%. 均一为液态时温度为 $136 \sim 211^{\circ}\text{C}$, 峰值 155°C , 流体平均密度为 0.92 g/cm^3 .

混合流体包裹体(III): 为磷灰石中的原生包裹体及脉石英中的次生包裹体. CO_2 最后熔融

温度接近三态点 (-56.6°C), 证明包裹体中不存在 CH_4 相和 N_2 相. CO_2 均一为液态时温度在 $19\sim 31^{\circ}\text{C}$ 之间, 说明摩尔体积浓度在 $56\sim 83\text{cm}^3/\text{mol}$ 范围内. 混合包裹体总均一温度为 $235\sim 295^{\circ}\text{C}$, 脉石英中某些包裹体爆裂温度为 $226\sim 275^{\circ}\text{C}$. 笼形化合物在 $8.5\sim 9.8^{\circ}\text{C}$ 时熔融, 表明流体盐度为 $0.4\%\sim 3\%$ NaCl 当量. 包裹体中液体总密度为 $0.80\sim 0.97\text{g}/\text{cm}^3$, 磷灰石包裹体中液体总平均密度 ($0.83\text{g}/\text{cm}^3$) 略低于脉石英包裹体.

5 讨论与解释

所测试全部石英样品中包裹体反映出的变形作用及岩相关系是十分复杂的. 在变形作用过程中, 较早形成的流体包裹体圈闭后又经历了改造作用, 尽管原生、假次生流体包裹体可以提供部分较早形成的流体经过岩石的信息, 但不能肯定这些流体就是沉淀石英、硫化物及金的实际流体. 石英中大部分流体包裹体是次生的, 是在变质作用峰期之后的不同 $P-T$ 条件下捕获流体的, 单个石英脉中流体的差异是由如下原因造成的.

5.1 流体演化

库提马加威金矿床流体的不均匀性可由以下 4 个过程解释:

(1) 最早形成的流体是均匀捕获的原生、低盐度 (小于 3%) 混合 (CO_2 摩尔分数小于 30%) 流体包裹体中的流体, 这些包裹体赋存在叶腊石-绿泥石片岩中的磷灰石晶体里, 与其成分极相类似的脉石英中的包裹体似乎也是在均匀状态下被捕获的. 这说明较早形成的流体的成分向更富含 CH_4 的成分演化, 即 $\text{CO}_2 + 4\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$, 演化而来的 CH_4 富集在液相中. 这可由含硫化物石英脉中假次生-次生 III 类低-中盐度混合流体包裹体证实. 残存的流体沿岩石颗粒边缘运移, 与水发生水合作用进一步富集 CO_2 和 CH_4 .

(2) 石英颗粒特别是硫化物内的石英颗粒, 含不均匀的富 CO_2 - CH_4 流体包裹体集合, 包裹体中水/气比值变化小且没有渗漏或阻塞现象, 这种集合体可能在完全相分离 (泡腾) 时出现, 因为虽然 CO_2 - CH_4 含量是变化的, 但所有包裹体都有分离的富 CO_2 液相. 在共存流体相内, 对出现中等盐度 ($7\%\sim 12\%$) 含微量 CO_2 及次生 CO_2 富集的流体包裹体的直观解释就是相分离作用. II 类包裹体的均一温度降低及其与 CO_2 含量关系进一步证明流体具不可溶性, 这种关系是由局部的和周期性的压力波动造成的, 而不是简单地由流体冷却到固溶体分离引起的.

除不均匀流体的捕获作用外, 在含硫化物石英样品中也有不均匀捕获假次生-次生混合流体包裹体的证据. 所见到的两种流体状态可以证明, 在一定的热液脉体系内, 不均匀和均匀流体的捕获作用在空间上是定位的. 而且, 许多均匀捕获的流体包裹体, 由于围岩的强烈变形作用, 在流体冷却为两相过程中发生渗漏和阻塞现象, 因此, 产生了类似不均匀捕获作用中形成的流体包裹体集合.

(3) 大量的次生包裹体 (I) 赋存在石英矿物中, 这些石英经历了重结晶作用、变形作用及显微破碎作用. 在韧性重结晶作用及粒缘迁移作用过程中, 最早形成的富 CO_2 包裹体赋存在石英颗粒边缘部位和 (或) 石英亚颗粒中. 在切穿粒缘的微裂隙中的晚期水流体包裹体 (II) 和富 CH_4 包裹体 (I), 是在石英韧性重结晶作用期后的脆性变形过程中形成的.

根据 Hollister 研究, 韧性应变导致混合的 H_2O - CO_2 包裹体在演化为 CH_4 包裹体过程中部分水丢失, 形成早期的富 CO_2 或富 CH_4 气相包裹体. 并且, 在有不混溶的富 H_2O 或 CO_2 流

体存在的情况下,通过粒缘迁移完成的韧性变形作用将在重结晶集合体中形成大量富 CO_2 流体包裹体,而脆性变形过程中的显微破裂作用有利于水流体的渗入和最后捕获。

(4) 同一样品中不同化学或物理性质的两种包裹体共生是无亲缘关系的不同流体逐次捕获的结果.在含 $\text{Au}-\text{Te}$ 石英样品中,缺失沿粒缘及显微裂隙赋存的混合流体包裹体 (III),这说明富 CO_2 流体与富 H_2O 流体在物理性质上是不同的.深部富 CO_2 流体混入了低盐度 (小于 4NaCl) 的表生大气水,这两种不同成因的均匀流体的部分混合形成了包裹体集合,两相区的次溶端员流体混合物的不均匀捕获造成这些包裹体的成分变化很大.水包裹体 (II) 的流体亦与较冷的含盐较少的流体发生了混合。

5.2 流体捕获时的 $P-T$ 条件

磷灰石中赋存有原生 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 流体包裹体 (III),这可以指示围岩形成的条件.这些包裹体是在 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 体系的单相区域内被均匀捕获的.捕获作用的初始 $P-T$ 条件不能单独依靠流体包裹体证据来判断.总均一温度 ($T_h \approx 260 \sim 295^\circ\text{C}$) 和总均一压力 ($P_h \approx 60 \sim 90\text{MPa}$) 只能代表捕获作用的最低条件,其他 $P-T$ 信息要从实际捕获的温度、压力获得.坦佩雷片岩带岩石变质作用的 $P-T$ 数据 ($470 \sim 570^\circ\text{C}$ 、 $300 \sim 400\text{MPa}$) 包括了原生流体包裹体等溶线的 $P-T$ 范围.因此,可认为这些流体最接近坦佩雷片岩带岩石变质作用 ($P-T$) 峰值条件下存在的流体。

硫化物-石英脉中假次生的含 CH_4 的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 流体包裹体 (III) 可代表逆向演化过程中流体-岩石反应引起的由变质作用峰期 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 流体演化而来的流体.对黄铁矿、磁黄铁矿中毒砂包裹体及黄铁矿中富铁闪锌矿包裹体的温压研究表明峰期之后的变质作用和适宜硫化物沉淀的条件是:温度在 350°C 以下,压力约为 240MPa . 流体密度为 $0.90 \sim 0.95\text{g}/\text{cm}^3$, CO_2 平均含量为 10% (摩尔分数),结合由硫化物计算出的 $P-T$ 条件,用等溶线交点的方法获得捕获条件是:温度 $320 \sim 380^\circ\text{C}$ 、压力 $200 \sim 280\text{MPa}$,流体俘获及硫化物最终沉淀时的压力等于静岩压力,相当于埋深约 $6 \sim 8\text{km}$ 。

嵌入硫化物的石英中的假次生-次生 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4$ 流体包裹体 (III) 代表不均匀体系.可以推断这种包裹体是在固溶体分解线处被捕获的,总均一温度 ($270 \sim 375^\circ\text{C}$) 和总均一压力 ($70 \sim 160\text{MPa}$) 代表捕获作用的初始 $P-T$ 条件.为避免对捕获条件高估,采用了具最低 CO_2 含量 (摩尔分数 $7\% \sim 8\%$) 及最低总均一温度 ($270 \sim 280^\circ\text{C}$) 的端员水包裹体和 CO_2-CH_4 液体端员包裹体.固溶体分解线的位置表明,在 $270 \sim 280^\circ\text{C}$ 时,保持流体水溶液含 CO_2 $7\% \sim 8\%$ (摩尔分数) 及盐度 6% (质量分数),需 160MPa 的压力.在这一温度内,完全被 CO_2-CH_4 充填的包裹体的最低摩尔体积 ($50\text{cm}^3/\text{mol}$) 相当压力约为 160MPa . 少量 CH_4 的存在扩大了两相的 $P-T$ 区域并充当金沉淀的催化剂.在 330°C 以上的最高总均一温度代表了捕获气泡和液相包裹体的温度.因此,流体的相分离作用发生的条件是温度 $270 \sim 330^\circ\text{C}$ 、压力 $70 \sim 160\text{MPa}$,相当于埋深 $2 \sim 5\text{km}$ 。

区域隆起及水压破碎作用引起压力降低,导致相分离作用 (泡腾) 发生.流体压力由静岩压力变化为静水压力.压力降低后流体的不混溶性导致金属发生沉淀作用.流体压力聚然降低常对石英水溶解度及矿物沉淀有重要影响.剩余的水相富含不溶盐,但在岩石隆起及变形过程中被循环大气水稀释.强烈的是微破碎作用使地表水更易下渗.在富 CO_2 和 H_2O 包裹体演化轨迹交点上或附近, $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4$ 包裹体集合的各相比值及 CO_2 含量 (约 $7\% \sim 6\%$)

摩尔分数)表明:大部分包裹体是在深部不可溶性(两相)区域捕获的,此时的流体是不同盐度水流体与 CO_2 流体的混合物.因此,捕获作用的压力太低以至于包裹体所反映出的两类不同流体的大多数成分不能混合.

根据次生 $\text{CO}_2 - \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$ (I) 气流体包裹体与韧性及脆性显微构造的关系,可以用变形作用的 $P - T$ 条件来确定流体包裹体的密度(摩尔体积).尽管 I 类包裹体的成分不能代表裂隙流体的成分,但是它具有在重结晶作用及显微破碎作用过程中适于捕获作用 $P - T$ 条件的密度.然而,低密度的颗粒边缘流体包裹体可通过爆裂和再平衡作用形成,这种爆裂和再平衡是由变形作用和晚期热脉冲引起的.重结晶石英颗粒中的气包裹体 (I) 摩尔体积 ($50 \sim 70 \text{ cm}^3 / \text{mol}$) 与显微裂隙中包裹体的摩尔体积相近,摩尔体积的变化反映出捕获时的压力是波动的,其压力相当于或低于韧性-脆性转化时的压力.假定富含石英岩石韧-脆性转化作用的临界温度为 300°C , 结合计算所得的等溶线,可以估算出形成包裹体的最大压力为 190 MPa .

沿切穿矿物颗粒边缘显微裂隙赋存气流体包裹体 (I) 最多的岩石, $\text{Au} - \text{Te}$ 含量也最高.另外, $\text{CO}_2 - \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$ 与 $\text{Au} - \text{Te}$ 沉淀增量带之间的关系表明包裹体的成分似乎与矿体的形成过程有关.相分离作用 ($\text{CO}_2 - \text{CH}_4$ 泡腾) 使含碳汽相比例增高.热液流体中 Te 浓度低 (300°C 时小于 10×10^{-6}), 表明在流体迁移过程中 Te 进入汽相的分离作用是很强烈的.

单独的高温 (300°C) H_2O 流体包裹体的等溶线显示后期在 100 MPa 压力下,流体的温度升高到 380°C , 在之后的冷却过程中流体发生了稀释作用.大部分水流体包裹体 (II) 是在脆性变形作用过程中形成的.沿显微裂隙分布的所有包裹体的等溶线都显示了包裹体在脆性状态下捕获的构造环境.沿石英颗粒边缘分布的单相流体包裹体代表最晚的低温下 (小于 50°C) 渗入岩石的热液.

5.3 成因模式

库提马加威金矿床与深成变质岩石的密切关系表明:在大陆岛弧或活动大陆边缘环境下,伴随强烈的热液蚀变作用的金矿化与局部岩浆活动、变质变形作用有内在的成因联系.但金的来源仍是个谜.

在坦佩雷片岩带岩石发生区域变质作用过程中,下地壳岩石在深部发生脱挥发分作用形成了 $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ 流体.流体主体形成在地壳剪切带附近,那里热流的增强及花岗岩融熔体的侵位 ($1.89 \sim 1.88 \text{ Ga}$) 形成强大的热异常.从火山-沉积岩及花岗岩中挤出的流体向上迁移至有利的膨胀构造内(剪切带),该构造在斯韦考芬变形期继续活动,充当(混合)流体的迁移通道.在温压从高到低的变化条件下,沿韧性剪切带上升的流体发生了演化(富集 CH_4),并与围岩反应引起围岩蚀变和矿化.含钾花岗岩的混合岩化作用,使矿床在后期发生再加热作用,稀释的水流体导致矿体发生再活化作用.在造山松弛-拉张作用中,流体扩散到上部次级的连通构造中.

6 结 论

流体包裹体显微测温、硫化物地质温压测定及变质岩石学研究表明:在低盐度 $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{CH}_4$ 流体存在、伴随绿片岩-低角闪岩相转变, $P - T$ 分别为 $380 \sim 320^\circ\text{C}$ 、 $280 \sim 200 \text{ MPa}$ 的冷却-隆起变质峰期之后的条件下,至少有部分早期硫化物±金矿化及硅酸盐发生共沉淀作用,其背景类似其他的中温金矿床.在 $330 \sim 270^\circ\text{C}$ 、 $160 \sim 170 \text{ MPa}$ 条件下,局部压力波动引

起的相分离作用 (泡 腾) 造成金-碲化物±硫化物矿化.

早期金及贱金属的次生富集与再活化作用可能是由导致成矿流体冷却和稀释的深部循环大气水引起的, 与韧性-脆性变形作用伴生的晚期热事件 (小于 380°C 、 100MPa) 有关. 成矿作用还受晚期 CO_2 - CH_4 ± N_2 流体影响, 该流体卷入了早期的矿化或造成后期浅成热液碲化物沉淀.

摘 译自 *Economic Geology*, 1996, 91 (8): 1335~ 1353.

原 题 *Hydrothermal fluid evolution of the Paleoproterozoic
Kutemajarvi gold telluride deposit, Southwest Finland.*

作 者 *M. Poutiainen P. Gronholm*

译 者 邵 军 (沈阳地质矿产研究所)