

广东河台糜棱岩带蚀变岩型金矿床的地球化学研究

王鹤年 张景荣 戴爱华

(南京大学地球科学系)

凌井生 陈础庭 季明钧

(广东省地矿局七一九地质队)

内容提要:产于糜棱岩带的河台金矿是一种新的金矿类型。地质及地球化学研究表明主要控矿因素有:①矿源层(含金建造)——提供金的来源;②混合岩化及花岗岩岩浆热液作用——促使金发生活化转移;③韧性剪切带——提供了导矿通道及容矿空间。矿床形成于中温(250℃)、中深($573.5 \times 10^5 \text{ Pa}$)的条件。成矿流体富含 HCO_3^- 及 CO_2 , 并具 $\text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+}$, $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{F}^- > \Sigma\text{S}$, $\text{CO}_2 > \text{CH}_4$ 的特点。介质从早到晚由中性到弱碱性, 氧逸度 f_{O_2} 为 $10^{-37} \sim 10^{-39}$ 。矿床是多阶段长期演化发展的产物, 区域变质作用、动力变质作用、混合岩化作用过程中变质热液起着主导作用, 海西—印支期断裂重熔岩浆热液活动使金局部富集。在此认识基础上, 提出了河台金矿的成矿模式。

关键词: 金矿 含金建造 糜棱岩带 韧性剪切带 蚀变岩型 广东河台

1982年发现了河台金矿床, 引起了国内地质界的关注。为较深入的了解该金矿床的矿化特征和控矿因素, 以便进一步开展金矿床的找矿工作, 作者对河台金矿床地质特征、成矿元素的地球化学及成矿作用的物理化学条件进行了综合研究, 并在此基础上初步建立了河台金矿的成矿模式。

一、矿床地质特征

河台金矿位于粤西云开加里东隆起区, 四会—吴川大断裂的西侧, 罗定—云浮断裂变质带的东北端。

区内出露主要地层为震旦系浅变质岩系, 厚数千公尺, 为浅海相类复理石建造, 其次为寒武系、奥陶系、志留系沉积, 泥盆系、石炭系仅在隆起区边缘及断陷带中可见, 三叠系煤系、白垩系红层分布于断陷盆地中。

区内混合岩、花岗岩分布广泛。混合岩按其成因可分为基底混合岩和断裂变质混合岩^[12]。石涧混合岩属基底混合岩类, 与区域变质作用有关。形成于加里东早期(Rb-Sr同位素等时线年龄为 $490 \pm 62 \text{ Ma}$)。断裂变质混合岩主要分布于吴川—四会断裂带、罗定—云浮断裂带及其两侧。大王山岩体、圭岗岩体(Rb-Sr年龄为 439 Ma)时代晚于基底混合岩。

花岗岩类可分为三期：加里东期（如七星岩岩体）、印支期（伍村岩体）和燕山期（如四会岩体）。其中加里东期花岗岩分布最广、印支期次之。此外印支期花岗伟晶岩脉沿断裂带广泛分布。

矿区内出露的震旦系C组（ Z^c ）变质岩，岩性主要为二云母石英片岩、石英二云母片岩、二云母片岩及少量黑云母变粒岩，它们均受到不同程度混合岩化的影响。奥陶系中上统（ O_{2+3} ）三尖群分布于矿区南部，由薄层浅变质砂岩、粉砂岩与薄层板岩、碳质板岩构成互层。

罗定—云浮断裂变质带从矿区南部通过，断裂带走向北东 50° 左右，倾向北西，倾角 40° — 75° 。震旦纪地层由北向南逆冲于奥陶系（ O_{2+3} ）中上统之上，发育了数百米宽的糜棱岩带。位于主断裂上盘的变质岩中发育了一系列派生的次一级糜棱岩带，成斜列状分布（图1）。单个糜棱岩带走向北东 50° — 70° ，倾向北西，倾角 60° — 85° ，长几百米到上千米，宽一般数十米。

河台金矿体严格受糜棱岩带控制。主矿体产于糜棱岩带的中上部，呈不规则的脉状，产状陡而稳定，向下延伸大，矿化均匀。主矿体之上还有一层副矿体，延续性较差，呈若干个小透镜体断续分布。矿体就是硅化、绢云母化、黄铁矿化、黄铜矿化、菱铁矿化的千糜岩。矿化与非矿化千糜岩之间没有明显界线，靠分析数据圈定（图2）。

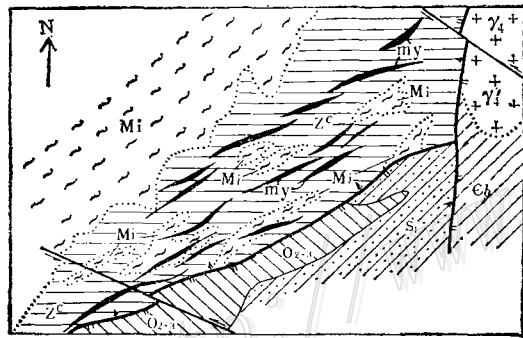


图1 河台金矿地质示意图

S_1 —下志留统连滩群； O_{2+3} —中上奥陶统三尖群； Eb —上寒武统八村群； Z^c —震旦系C组； Mi —混合岩； γ_4 —海西-印支期伍村花岗岩； my —糜棱岩带

Fig. 1. Diagrammatic geological map of the Hetai gold deposit.

S_1 —Lower Silurian Liantan Group; O_{2+3} —Middle-Upper Ordovician Sanjian Group; Eb —Upper Cambrian Bacun Group; Z^c —Sinian C Formation; Mi —Migmatite; γ_4 —Hercynian-Indo-Sinian Wucun granite; my —Mylonite zones.

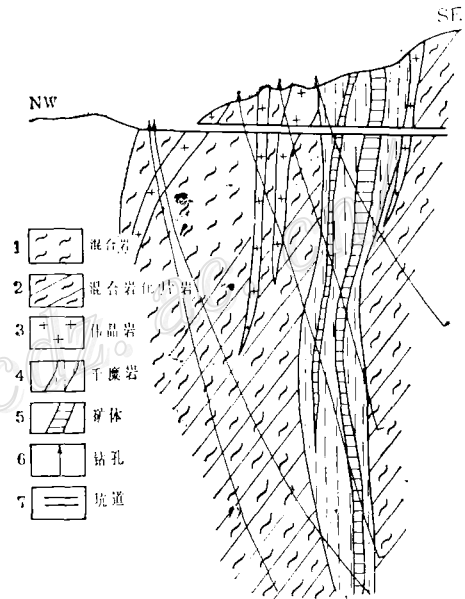


图2 河台金矿糜棱岩带及矿体产状示意剖面图

Fig. 2. Diagrammatic geological section of the Hetai gold deposit, showing mylonite zones and attitude of orebodies.

1—Migmatite; 2—Migmatitized schist; 3—Pegmatite; 4—Phyllonite; 5—Orebody; 6—Drill hole; 7—Gallery.

二、构造-蚀变岩的地球化学

糜棱岩带主要由糜棱岩及千糜岩等构造岩组成^[3]。糜棱岩具明显的微条纹、残碎斑晶孤立地分布于碎粉之中,石英具波状消光、长石双晶扭曲和白云母强烈挠曲等现象。当动力变质作用增强时,部分构造岩常发生轻微重结晶,片状矿物绢云母和微粒石英集合体定向排列,构成相间的微条纹,这时就形成了千糜岩。

为了解构造岩形成^[4]及围岩蚀变过程中元素的地球化学特征,我们选择了矿区的典型勘探线剖面进行研究。从围岩到矿体可大致将构造蚀变岩分为A、B、C、D四个带(图3)。其各带造岩元素和微量元素变化特征见图4和表1。变化规律:

A带为混合岩。

B带为构造岩——千糜岩,从A带到B带,造岩元素含量都略有增加。

C带为弱硅化绿泥石化方解石化千糜岩带。从B带到C带, Si、K、Na、Ca 含量增加, Al 较稳定, ΣFe 、Mg 含量降低。

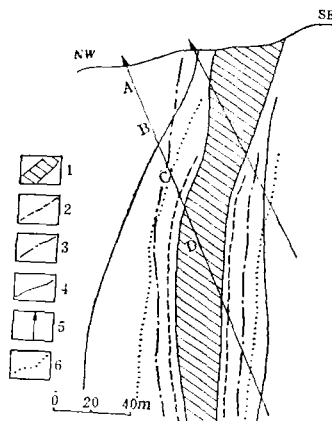


图3 河台金矿蚀变分带剖面图

1—含矿糜棱岩带; 2—硫化物界线; 3—硅化界线; 4—方解石化界线; 5—钻孔; 6—绿泥石化界线; A—混合岩; B—混合岩化千糜岩; C—弱硅化绿泥石化方解石化千糜岩; D—黄铁矿化、黄铜矿化强硅化千糜岩(矿体)

Fig.3. Sketch geological section showing alteration zoning of the Hetai gold deposit. 1—Ore-bearing mylonite zone; 2—Boundary of sulfides; 3—Boundary of silicification; 4—Boundary of calcitization; 5—Drill hole; 6—Boundary of chloritization; A—Migmatite; B—Migmatitized phyllonite; C—Weakly-silicified chloritized and calcitized phyllonite; D—Pyritized, chalcopyritized and strong silicified phyllonite (orebody).

D带为强硅化黄铁矿黄铜矿化千糜岩带(即矿体)。从C带到D带, Si含量增加, ΣFe 因黄铁矿化而较C带略有增加, K、Na、Ca、Al降低, 为明显带出元素。

微量元素的变化(图4), 从A带向B带、C带, Au、Ag、Cu、Sb、Bi等元素含量不断

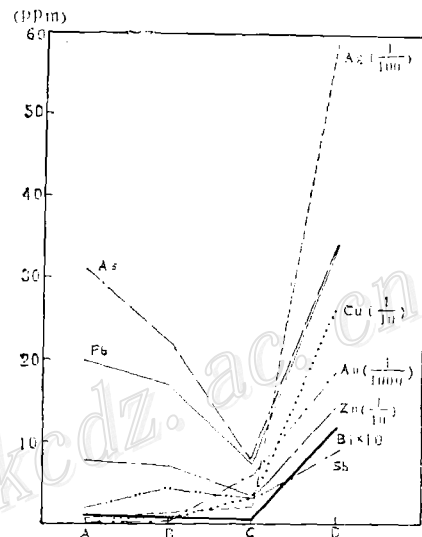


图4 河台金矿构造-蚀变岩带微量元素变化图
图中A、B、C、D同图3

Fig.4. Variation of trace elements in structural-altered rock zones of the Hetai gold deposit.

表 1 河台金矿构造-蚀变岩带岩石化学及巴尔特参数表

Table 1. Petrochemistry and Barth's parameters of rocks from various fracture-alteration zones of the Hetai gold deposit

蚀变岩带		A	B	C	D	蚀变岩带		A	B	C	D
项 目						项 目					
岩石化学成分(%)	SiO ₂	70.13	70.04	72.19	76.95	巴 尔 特 参 数	Si	632.4	633.1 (+0.7)	648.2 (+15.8)	669.2 (+36.8)
	Al ₂ O ₃	14.16	13.76	13.61	11.18		Al	140.8	146.6 (+5.8)	144.1 (+3.3)	115.4 (-25.4)
	TiO ₂	0.48	0.59	0.22	0.45		K	45.0	49.9 (+4.9)	56.8 (+11.8)	33.6 (-11.4)
	Fe ₂ O ₃	1.32	0.82	0.68	0.95		Na	19.1	22.7 (+3.6)	26.8 (+7.7)	23.5 (+4.4)
	CaO	0.32	0.53	1.05	0.28		Ca	3.1	5.1 (+2.0)	10.1 (+7.0)	2.6 (-0.5)
	MgO	1.91	1.98	0.80	1.40		Mg	25.6	26.7 (+1.1)	10.7 (-14.8)	18.3 (-7.3)
	P ₂ O ₅	0.16	0.09	0.08	0.02		ΣFe	32.7	32.9 (+0.2)	17.5 (-15.2)	28.6 (-4.1)
	MnO	0.06	0.05	0.05	0.05						
	FeO	3.15	3.62	1.67	3.06						
	K ₂ O	3.91	4.32	4.77	3.00						
	Na ₂ O	1.09	1.29	1.54	1.38						

注: () 为元素的带人带出量: “+”为带人, “-”为带出

增加; 到D带, 这些元素含量猛增。Pb、Zn、As含量从A带到B带略降, 到C带下降更为明显。随着硫化矿物数量的增加, Pb、Zn、As含量到D带又显著上升。

由此可见, 在构造岩的形成和围岩蚀变过程中, 成矿元素发生了迁移富集。

元素相关分析表明河台金矿Au与Bi(0.96)、Ag(0.87)、As(0.73)、Sb(0.67)、pb(0.65)、Co(0.60)、Fe(0.59)、Cu(0.58)、W(0.55)、Zn(0.52)等呈正相关(括号内为相关系数)。不言而喻, 这些与金相关的元素可作为找金的指示元素。

微量元素因子分析结果表明, F₁对整体的方差贡献最大(28.3)、次为F₂(25.6)、F₃(20.0)。在F₁-F₂和F₁-F₃的因子载荷图(图5)上, 可将元素分成三类, 即亲铜成矿元素(Au、Ag、

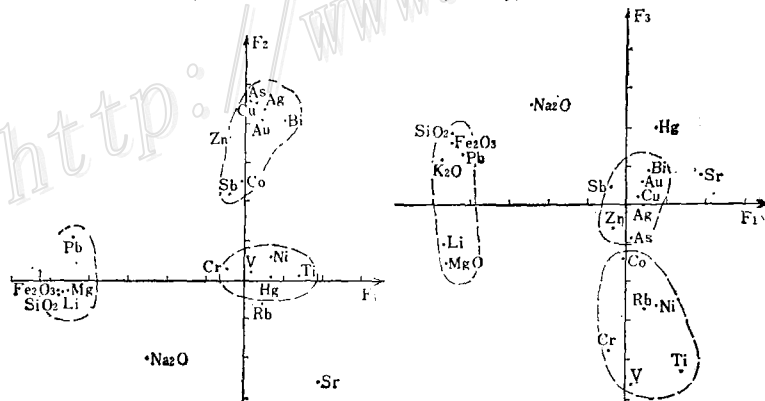


图 5 河台金矿微量元素因子载荷图

Fig.5 Factor loading diagram of trace elements in the Hetai gold deposit.

As、Sb、Bi、Cu、Zn、Co)，亲铁元素（Ti、V、Cr、Ni），混合岩化及围岩蚀变特征元素（ SiO_2 、 K_2O 、Li、 Fe_2O_3 、MgO）。亲铜成矿元素分布在 F_2 的正端，Au在 F_2 所占比重最大（0.8345），亲铁元素分布在 F_3 的负端，混合岩化及围岩蚀变特征元素分布在 F_1 的负端。由此可见， F_1 因子代表了混合岩化作用和围岩蚀变作用， F_2 因子代表了矿化作用， F_3 因子代表了含金建造，这三个因子是控制河台金矿微量元素分布的主要因素。

三、矿石的物质组成及金的赋存状态

1. 主要矿石矿物为自然金、黄铜矿、黄铁矿、菱铁矿及少量的磁黄铁矿、毒砂、方铅矿、闪锌矿等。主要脉石矿物为石英、绢云母及少量方解石。此外还有来自围岩（变质岩、混合岩、花岗岩等）的副矿物：锡石、铌铁矿、品质铀矿、锆石、榍石、磷钼矿、电气石等。

2. 成矿阶段及矿物生成顺序

据野外观察及镜下研究，河台金矿的形成可分为热液期和表生期。热液成矿期可分4个成矿阶段（图6）：①早期金-石英脉阶段；②自然金-硅化阶段；③硫化物-菱铁矿阶段；④方铅矿-闪锌矿硫化物-碳酸盐阶段。第一、第二阶段是金的主要矿化阶段，局部发生第三阶段矿化作用的叠加，造成矿石金的品位明显增高。

3. 矿石中自然金特征及赋存状态^[5]

（1）自然金特征及成色：据矿相鉴定及电子探针研究，河台金矿的金主要以自然金形式存在。其主要形态为不规则状、树枝状、片状等。据镜下600多颗自然金粒径统计，粒级主要集中在0.006—0.036mm之间。自然金成色集中在850—950之间。电子显微镜二次成像图显示，自然金中金、银分布非常均匀。

（2）金的赋存状态：在早期金-石英脉阶段，金主要以可见微小金粒分布于石英颗粒间隙中，少量包裹于石英中。在自然金-硅化阶段，金主要赋存在石英及千糜岩的片理中；有时自然金被硫化物包裹，而大多数金则位于黄铁矿、黄铜矿的边缘。在硫化物-菱铁矿阶段，金主要赋存于菱铁矿与硫化物的边缘及在两种矿物的颗粒之间^[5]（照片1、2）。

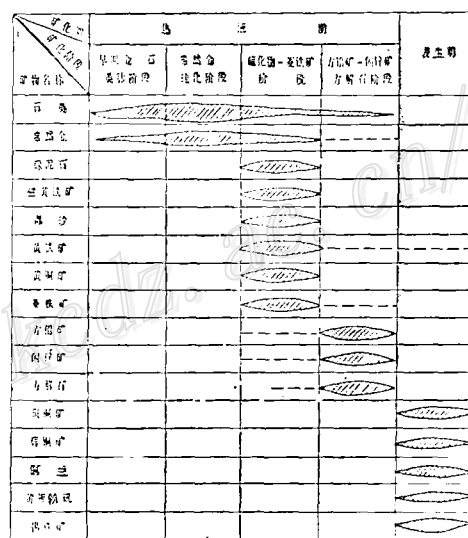
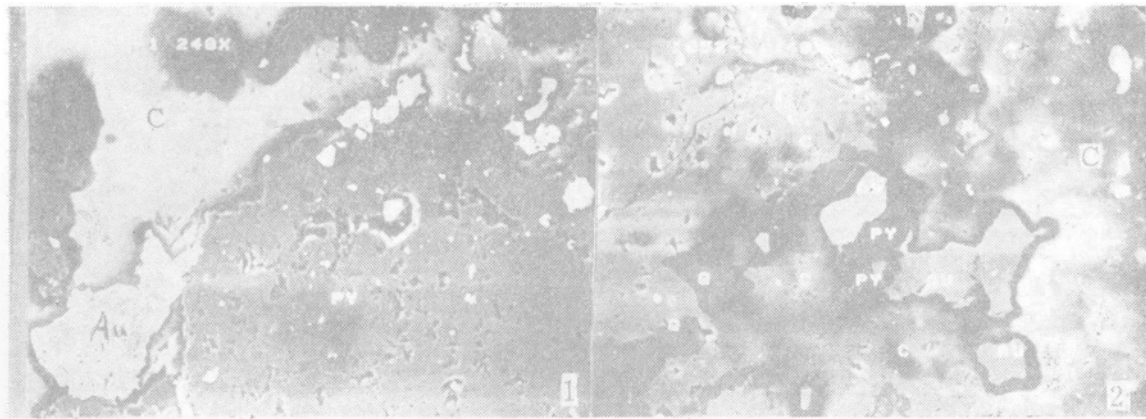


图6 河台金矿成矿阶段及矿物生成顺序

Fig.6. Mineralization stages and mineral-forming sequence of the Hetai gold deposit.



照片 1 自然金(Au)在黄铁矿(py)与菱铁矿(C)边缘接触处沉淀 薄片号1883 扫描电镜×240

照片 2 金(Au)在黄铁矿(py)边缘沉淀菱铁矿(C)中包含大量金粒(Au) 薄片号1852 扫描电镜×24

四、成矿的物理化学条件

为了确定矿床形成时的物理化学条件以及成矿流体在成矿过程的不同阶段中的演化,系统采集了变质岩、混合岩、伟晶岩及矿石样品,对石英中的包裹体进行了系统研究。

河台金矿包裹体测温结果表明,硅化千糜岩矿石中石英包裹体的均一化温度变化在220—300℃之间,平均温度为260℃。含金石英脉的石英包裹体均一化温度范围为200—300℃,平均为250℃。

应用硫同位素温度计来计算矿化晚期铅锌硫化物方解石脉的形成温度:

$$1000\ln\alpha = 8.0 \times 10^5 / T^2$$

$$1000\ln\alpha \approx \delta^{34}\text{S}_{\text{Zns}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{Pbs}}$$

将 $\delta^{34}\text{S}_{\text{Zns}} = 3.16$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{Pbs}} = -1.35$ 代入,得 $T = 421\text{K}$ 即148℃,与包裹体测温结果基本一致(均一化温度为190℃)。

不同阶段石英包裹体成分测试结果表明(表2),从区域变质作用阶级到混合岩化作用

表 2 不同地质体石英中包裹体成分

Table 2. Composition of inclusions in quartz from different geological bodies

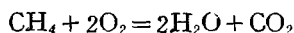
岩名	测矿	样品	ρ	pH	Au^{3+}	Na^+	K^+	Ca^{2+}	ΣFe	HCO_3^-	F^-	Cl^-	ΣS	H_2O	CO_2	CH_4
石称	试物	数	($\text{M}\Omega/\text{m}$)		(ppm)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(mg/100g)	(ml/100g)	(ml/100g)
变质岩	石英	1	11.20	6.44	6.10	1.58	0.94	—	0.06	11.96	0.55	0.33	0.03	126	11.04	20.05
混合岩	石英	2	6.75	6.63	9.60	1.41	0.16	0.42	0.33	12.57	0.79	1.55	0.08	33	10.78	22.56
伟晶岩	石英	10	9.60	6.81	20.06	3.07	2.10	0.48	0.38	14.22	0.80	1.70	0.045	41	9.20	3.20
糜棱岩	石英	3	9.68	6.87	22.87	3.33	3.01	0.59	0.43	15.74	1.21	1.24	0.01	45	10.24	6.68
矿体	石英	9	13.60	6.38	24.38	2.43	1.62	0.61	0.20	12.90	0.94	2.03	0.18	59	10.82	6.80

阶段到矿化阶段, 电导率(ρ)总的趋势是增加, 表明成矿溶液的总盐度从早期到晚期不断增加。从萃取溶液的pH值来看, 成矿介质为中性—弱碱性(标准中性去离子水的pH值为5.90—6.00)。从早期到晚期, 金与 Na^+ 、 K^+ 、 Cl^- 、 F^- 均有增长, 且溶液组合具有 $\text{Na}^+ > \text{K}^+$, $\text{Cl}^- > \text{F}^-$ 的特点。在阴离子中 HCO_3^- 的含量最高(表2)。变质岩(片岩)中矿物包裹体的 CH_4 、 H_2O 含量都很高, 到了混合岩化阶段, 矿物包裹体中的 H_2O 含量降低, 而 CH_4 含量达到本矿区各演化阶段的最高值。从混合岩化阶段到矿化阶段, 矿物包裹体中 H_2O 含量不断增加; 伟晶岩阶段 CH_4 含量最低, 到了晚期的糜棱岩化、矿化阶段, 包裹体中 CH_4 又开始增加。矿物包裹体中的 CO_2 在各地质阶段变化不大。

根据矿物包裹体中的 CO_2 含量, 利用Ellis和Golding(1963)的 H_2O — NaCl — CO_2 体系中 CO_2 的亨利系数图解, 估算了河台金矿形成的压力: 河台金矿石英包裹体中 CO_2 的平均含量为 $4830\text{mol}/\text{m}^3$, 石英包裹体的均一温度平均值为 250°C 。 NaCl 的浓度为 $570\text{mol}/\text{m}^3$, 查得 CO_2 的亨利系数为6300, 计算出 CO_2 的分压 P_{CO_2} 为 51.0678MPa 。

根据克劳修斯—克拉贝龙方程, 计算出 250°C 时水的饱和蒸汽压 $P_2 \approx 6.3\text{MPa}$, 河台金矿形成的压力约为 57.4MPa 。

我们还根据包裹体中的 CH_4 、 CO_2 含量, 计算了矿床形成的氧逸度。



$$K = \frac{a_{\text{CO}_2}}{a_{\text{O}_2}^2 a_{\text{CH}_4}} \quad \text{取} \quad \frac{\gamma_{\text{CO}_2}}{\gamma_{\text{O}_2}^2 \gamma_{\text{CH}_4}} \approx 1 \quad K = \frac{P_{\text{CO}_2}}{P_{\text{O}_2}^2 P_{\text{CH}_4}}$$

$$\lg K = \lg \frac{P_{\text{CO}_2}}{P_{\text{CH}_4}} - 2 \lg P_{\text{O}_2} \quad \lg f_{\text{O}_2} \approx \frac{1}{2} \lg \frac{P_{\text{CO}_2}}{P_{\text{CH}_4}} - \frac{1}{2} \lg K$$

计算结果表明, 河台金矿 f_{O_2} 为 10^{-37} — 10^{-39} 。

综上所述, 河台金矿形成的物理化学条件^[8-12]是: 成矿流体富含 HCO_3^- 及 CO_2 , 并且有 $\text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+}$, $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{F}^- > \Sigma\text{S}$, $\text{CO}_2 > \text{CH}_4$ 的特点。成矿流体从早到晚愈来愈偏碱性。成矿温度 200 — 280°C , 矿床形成时的压力约为 57.4MPa , f_{O_2} 为 10^{-37} — 10^{-39} 。成矿溶液中 Au 与 Na^+ 、 K^+ 、 Cl^- 、 F^- 从早期到晚期同有增长。气相成分 CO_2 及液相成分 HCO_3^- 含量很高。

五、主要控矿因素^[6]

根据多方面的研究资料, 作者认为河台金矿的形成受以下四个基本因素控制:

1. 震旦系含金建造为矿床的形成提供了物质基础。本区震旦系为一套含火山凝灰质及碳质的浅海相陆源碎屑沉积。富含 Au 、 Ag 、 Cu 、 REE 、 Nb 、 Sn 等微量元素。金在震旦系中的含量普遍较高, 其中 Z° 组含金最高, 平均值为 13.21ppb 。根据数理统计检验, Z° 组中金服从对数正态分布, 其含量分布频率直方图呈双峰, 与浙江双溪坞群含金建造有相似的特征。

2. 混合岩化过程中成矿元素的活化转移, 本区的混合岩根据其成因, 可以分成两类: 一类是基底混合岩类, 它是在震旦系发生区域变质作用的基础上进一步发生混合岩化而形成的; 另一类是与断裂变质作用有关的混合岩类, 包括混合花岗岩, 它是由于构造应力作用和断裂带热流值增高的条件下形成的。

在基底混合岩化过程中,随着混合岩化的加深,金及其它成矿元素含量明显下降,即含金建造中的成矿元素发生活化,并转入成矿溶液。伴随断裂变质混合岩的形成,金及其它成矿元素发生初步富集。这可从两类混合岩微量元素的对比中看到(图7)。因此混合岩化可看作成矿的前奏。

3. 糜棱岩带(韧性剪切带)及其与成矿的关系 金矿体严格受糜棱岩带控制。糜棱岩带主要由糜棱岩和千糜岩组成,它是变质岩和混合岩类经动力变质作用(受剪切应力)而形成的。糜棱岩带中成矿元素明显富集,富集系数分别为: Au为15.3, Sn为7.2, W为3, Cu为1.5, Bi为3.8, As为13.1, Sb为2。

虽然韧性剪切带糜棱岩化过程中金的活动机制当需进一步研究,但从糜棱岩带与矿床的空间关系以及糜棱岩中金及其它成矿元素高度富集来看,金矿化与糜棱岩化有着成因上的内在联系。

4. 与花岗岩、伟晶岩有关的热液作用叠加是金发生局部富集的重要因素。海西—印支

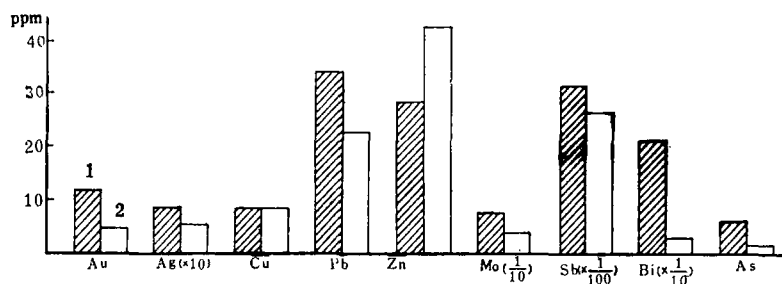


图7 两类混合岩的微量元素对比

1—断裂变质混合岩; 2—基底混合岩

Fig.7. Comparison in trace elements between two types of migmatite.

1—Migmatite of fractural metamorphism; 2—Basement migmatite.

期的花岗岩、伟晶岩与金矿在空间上、成因上有一定的联系。金矿脉的上、下盘广泛分布着这类伟晶岩。伟晶岩的石英包裹体研究表明,在伟晶岩阶段,成矿流体富含金。

六、矿床成因^[7]

1. 成矿溶液的成因: 河台金矿氢氧同位素组成见表3。 δD_{H_2O} 成分是直接测定矿石的石英包裹体液相获得的, $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值是根据 $1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 4.10 \times 10^6 T^{-2} - 3.70$ 公式将矿石中石英的 $\delta^{18}O_{\text{石英}}$ 值换算成与之平衡的包裹体水的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值。

由图8可见, δD 值变化在-57—-82‰之间, $\delta^{18}O$ 值变化在5.71—4.28‰之间。成矿溶液的氢氧同位素投影点落在变质水与大气降水之间,表明成矿溶液早期主要为变质水,可能还有部分岩浆水。愈往晚期,大气降水的比例愈大。

2. 成矿物质来源: 矿区内主要地质体(矿体、伟晶岩、伍村岩体、变质岩)的铅同位素组成,在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解(图9)中,其投影点线性关系很好;震旦系变质岩铅同位素组成的投影点落在直线的右上端;而花岗岩、伟晶岩的铅同位素组成的投影点落

在直线的左下端,而矿石(金矿石)及晚期铅锌硫化物方解石脉的铅同位素组成的投影点正落在变质岩与花岗岩、花岗伟晶岩之间。这表明矿石中的铅是多源的,主要来自震旦系变质岩及海西-印支期的花岗岩。

矿石中黄铁矿的硫同位素组成变化范围小, $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -3.06 — -1.73% ,平均值为 -2.24% ;

表3 河台金矿氢、氧同位素成分

Table 3. Hydrogen and oxygen isotopic composition of the Hetai gold deposit

样号	名称	测试矿物	均一温度 ($^{\circ}\text{C}$)	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ ($\%$)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ($\%$)
CM1501-8	硅化千糜岩	石英	300	-57	5.71
CM1701-1	硅化千糜岩	"	250	-60	0.21
CM2301-1	含金石英脉	"	250	-54	-2.69
ZK002-6	硅化千糜岩	"	250	-82	-4.28

与围岩(非矿化千糜岩)中黄铁矿的硫同位素组成非常一致。后者变化在 -1.56 — -2.34% 之间,平均值为 -1.92% ,反映了两者硫的来源具有一致性。河台金矿硫同位素具有很小的负值,具有深源的特征。

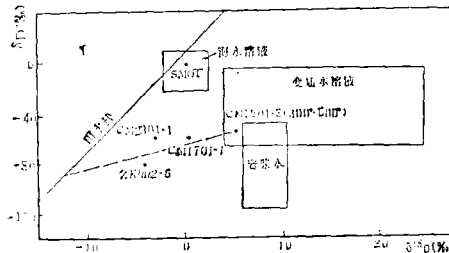
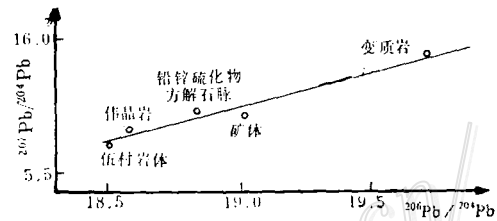


图8 河台金矿成矿溶液氢氧同位素组成

Fig. 8. Hydrogen and oxygen isotopic composition of ore-forming fluids in the Hetai gold deposit

图9 河台金矿各地质体的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解Fig. 9. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram of various geological bodies in the Hetai gold deposit

根据上述对河台金矿床地球化学的综合研究,提出了河台金矿的成矿模式:

(1) 震旦纪粤西地区沉积了一套以陆源碎屑为主的夹大量中酸性凝灰岩的浅海相类复理石建造,这些火山沉积物携带了大量的金、稀土、稀有元素,成为本区重要的含金建造。

(2) 加里东运动早期郁南运动使本区全面隆起,并伴随大规模的区域变质作用和基底混合岩化作用,使含金建造中的金及其它成矿元素发生了活化转移。随后发生的断裂变质混合岩化作用是金成矿作用的一个重要组成部分。金在断裂变质混合岩带发生了初步富集。

(3) 与断裂重熔岩浆有关的海西-印支期花岗岩、伟晶岩作用促进了金的进一步迁移、富集。

(4) 构造沿糜棱岩带多次脉动,为成矿溶液提供了有利的导矿、容矿构造。在糜棱岩带的合适部位形成了重要的金矿体。

参考文献

- [1] 王鹤年、汪耀、陈延安 1985 胶东西北部混合岩、花岗岩及其与金矿化的关系 南京大学学报(地质学专

刊)

- [2] 王德滋、马瑞士、王锡银、牟惟焘 1985 断裂区域变质作用与混合岩化作用、花岗岩化作用的研究 南京大学学报 第3期
- [3] 贺国兴、卢良兆、李树勋、黄玉琦编 1980 《变质岩岩石学》地质出版社
- [4] 孙岩、沈修志 1986 我国断裂构造岩分带型式的研究 中国科学 B辑 第3期
- [5] 王鹤年、储同庆 1980 金的赋存形式及其有关的地球化学问题 矿物岩石 第1期
- [6] 张景荣、乔恩光、崔卫东 1985 华南内生金矿床区域成矿条件分析及找矿方向 南京大学学报 第1期
- [7] Boyle R. W. 1969, Hydrothermal transport and deposition of gold. *Econ. Geol.* Vol. 64, pp. 112-115.
- [8] Helgeson H. C. & Garrels R. M., 1968, Hydrothermal transport and deposition of gold, *Econ. Geol.* Vol. 63, No. 6.
- [9] Henley R. W., 1971, Solubility of gold in hydrothermal chlorine solution, *Chem. Geol.* Vol. 11, pp. 73-87.
- [10] Jean G. E. & Bancroft G. M., 1984, Au XPS and SEM study of gold deposition at low temperature on sulphide mineral surface concentration of gold by adsorption/reduction, *Geochim. Cosmochim. Acta.* 49, pp. 979-987.
- [11] Seward T. M., 1973, The complexes of gold and the gold in hydrothermal sulphide solutions, *Geochim. Cosmochim. Acta.* 37, pp. 379-399.
- [12] Weissberg B. G., 1970, Solubility of gold hydrothermal alkaline sulphide solutions, *Econ. Geol.*, Vol. 65, pp. 551-556.

GEOCHEMISTRY OF THE HETAI GOLD DEPOSIT IN THE ALTERED MYLONITE ZONE

Wang Henian, Zhang Jingrong and Dai Aihua

(Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, Jiangsu)

Lin Jingsheng, Chen Chuting and Ji Mingjun

(No. 719 Geological Party, Bureau of Geology and Mineral Resources of Guangdong Province,
Zhaoqing, Guangdong)

Abstract

The Hetai gold deposit is located in Yunkai Mountain of western Guangdong, which is an important gold prospect area in South China. Based upon a detailed study on gold-bearing formation, two types of migmatite and characteristics of the gold deposit, the authors hold that the Sinian C Formation (Z^c) is the most important gold-bearing formation in this area, which provided the Hetai gold deposit with large quantities of ore materials. The regional metamorphism and basement migmatitization accompanying Yunan orogeny caused the activation and transference of gold in the gold-bearing formation. Later, a further enrichment of gold took place in the fractural-metamorphic migmatite zone during the fractural metamorphism, and the Hercynian-Indosinian granitic activities once again stimulated the activation and enrichment of gold.

The muscovite pegmatite, an evolution product of the granite, is closely related to orebodies in space, time and genesis. The Sihui-Wuchuan fault and its secondary faults have been repeatedly activated since the Caledonian orogeny. In profile, the gold deposit is strictly controlled by the mylonite zone and displays obvious zoning. From the wall rock to the orebody, gold and other metallogenic elements increase gradually. The ore-forming solutions are characterized by $\text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \Sigma\text{Fe} > \text{Cu}^{2+}$, $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{F}^- > \text{S}^{2-}$ and $\text{CO}_2 > \text{CH}_4$, the ore-forming temperature is 200—280℃, ore-forming pressure about 566 atm ($573 \times 10^5 \text{Pa}$), and f_{O_2} 10^{-37} — 10^{-39} . Gold and major cations and anions in ore-forming solutions increase steadily from early stage to late, and the isotopic evidence demonstrates that the ore-forming solutions are mixtures of metamorphic and meteoric waters, with the participation of a little magmatic water.

欢迎订阅1989年《矿产与勘查》

《矿产与勘查》是中国有色金属工业总公司主办的综合性地质技术刊物。主要报道有色金属矿床成矿理论研究的成果；地质找矿和成矿预测的成功经验；物探、化探、数学地质、地质经济、遥感地质、矿山地质、岩矿测试、化学分析、钻探技术等工作中创建性的理论探讨和典型经验；重点介绍国内外有色金属矿产地质方面的新理论、新技术、新方法及工作中的新进展、新发现。

《矿产与勘查》为双月刊，每期约10万字，每册定价1.50元，单位和个人均可订阅。欲订者请和北京市安外大羊坊矿产地质研究所《矿产与勘查》编辑部联系。

<http://www.114.cn>