

四川东北寨微细浸染型金矿床成矿 物理化学条件和成矿过程分析

郑明华 顾雪祥 周渝峰

(成都地质学院)

内容提要: 东北寨金矿床是产于碳酸盐岩-碎屑岩建造中的微细浸染型(卡林型)金矿床。矿化严格受控于垮石崖断裂下盘富含有机质和成岩黄铁矿的黑色岩系地层。包裹体研究和热力学计算表明,成矿温度为220—120℃,压力为 4.05×10^7 — 3.04×10^7 Pa,形成深度小于2 km。成矿流体具弱酸-弱碱性、还原性较强和 Cl^- 活度较低等特点。矿源层中的金以硫氢络合物 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 形式活化进入溶液,促使金沉淀富集的机制是溶液中总硫活度的降低、氧逸度的下降和有机质的还原吸附作用等。矿床形成包括四个阶段。

主题词: 微细浸染型金矿床 物理化学条件 成矿过程 东北寨

四川松潘东北寨金矿床,是近年来在我国西部地区发现的规模最大的层控型金矿床。矿床的主要地质特征可与美国西部的卡林型金矿床类比。由于矿床储量大、共生矿物组合特殊以及层控性质典型,因而引起广泛的兴趣。

一、矿床的地质概况

东北寨金矿区出露的地层简单,主要为上古生界(上石炭统一下二叠统)的碳酸盐岩和中生界(中三叠统)的碎屑岩。两者以贯穿矿区的近南北向、高角度的压扭性断裂——垮石崖断裂为界(图1)。西部为碳酸盐岩;东部为砂板岩互层的碎屑岩。金矿体严格地受控于主断裂下盘之黑色岩系。该含矿的黑色岩系以颜色深(深灰—灰黑)、钙质含量高和富含有机质与同生-成岩黄铁矿为显著特征,其主要岩性为碳质千枚岩、板岩,偶夹透镜状钙质粉砂岩。

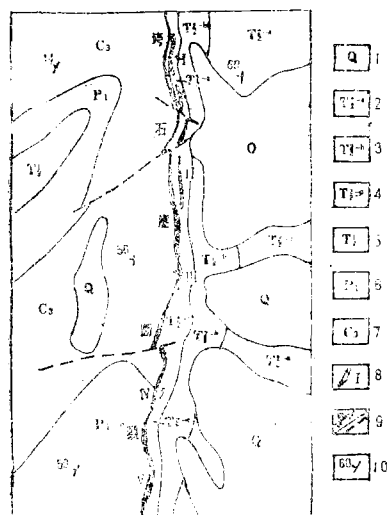
区内沿垮石崖断裂偶见零星的基性次火山岩脉。

矿区内圈定出的金矿体,均呈与主断层面大致平行的似层状、透镜状产出,与围岩界线不清。其中规模最大的Ⅱ号矿体,由紧靠主断层面的主矿体和数个支矿体组成,长上千米,垂深数百米,平均厚度数米。热液成矿作用可分为成矿主期和成矿晚期。前者以形成脉状石英、方解石、黄铁矿和毒砂为特征;后者以形成大量雄黄和少量辉锑矿、自然砷等为标志。金在这两个时期均有析出,并以超显微状出现。

作者曾通过对岩、矿石微量元素特征、矿床同位素组成、岩石和矿物稀土元素组成模式及其相关关系等方面的研究,得出东北寨金矿床成矿流体来自下渗的大气降水,金及其伴生

组分主要源自矿体顶板碳酸盐地层这一基本结论;结合矿体严格定位于黑色岩系地层的特点,东北寨金矿床当属层控型地下水热液矿床^①。

图1 东北寨金矿床地质略图



1—第四纪残坡积层; 2—中三叠统碳质千枚岩、板岩(含金层位); 3—中三叠统钙质粉砂岩夹板岩; 4—中三叠统细砂岩夹钙质粉砂岩; 5—中三叠统砂岩夹板岩; 6—下二叠统灰岩夹白云岩; 7—上石炭统灰岩; 8—金矿体及其编号; 9—实测/推测断层; 10—岩层产状

Fig. 1. Generalized geological map of the Dongbeizhai gold deposit.

1—Quaternary residual-slope bed; 2—Middle Triassic carbonaceous phyllite and slate (gold-bearing horizon); 3—Middle Triassic calcareous siltstone intercalated with slate; 4—Middle Triassic fine-grained sandstone intercalated with calcareous siltstone; 5—Middle Triassic sandstone intercalated with slate; 6—Lower Permian limestone intercalated with dolomite; 7—Upper Carboniferous limestone; 8—Gold orebody and its serial number; 9—Measured/inferred fault; 10—Attitude of the strata.

二、成矿的物理化学条件

根据矿床中共生矿物间的平衡反应关系,结合对流体包裹体温度(图2)、压力、含盐度、成分(表1)的测定,作者计算并得到了成矿主期和晚期一系列物理化学参数值(表2,图3、4)。从上述图表不难看出:

1. 东北寨金矿床成矿温度不高,变化于220°—120℃之间,且不同矿化阶段的形成温度有显著区别(图2)。从早到晚,总的变化趋势是温度渐次降低。主矿化阶段变化于220—170℃之间,平均约180℃;晚期矿化阶段变化范围为170—120℃,平均约150℃。

表1 方解石中流体包裹体成分测试结果(mg/10g样品)

Table 1. Analyses of fluid inclusions in calcite (mg/10g sample)

样号	样品名称	液相成分								气相成分				还原参数
		K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	N ₂	
CM48-62	主期脉状方解石	0.030	0.013	1.80	0.527	0.094	0.080	4.0	18.15	0.776	0.0163	0.1626	0.112	0.84
CM48-2	主期脉状方解石	0.033	0.032	1.55	0.042	0.089	0.103	4.55	21.08	1.319	0.0169	0.1615	0.064	0.43
CM48-40	主期脉状方解石	0.035	0.014	1.68	0.026	0.092	0.068	4.86	16.13	0.960	0.0225	0.1884	0.066	0.68
IV-Ca-1	晚期粗晶方解石									0.490		0.1374	0.037	0.89
IV-Ca-2	晚期粗晶方解石									0.835	0.0225	0.1543	0.039	0.62

注:由成都地质学院测试中心分析;H₂O含量作参考

① 顾雪祥, 1988, 四川东北寨微细浸染型金矿床的同位素地质和矿床成因

表 2 成矿的物理化学参数综合表

Table 2. Composite physicochemical parameters for mineralization

物理化学参数	单位	矿化主期	矿化晚期	物理化学参数	单 位	矿化主期	矿化晚期
温度(<i>t</i>)	℃	180	150	二氧化碳逸度(<i>f</i> _{CO₂})	Pa	4.53 × 10 ⁵	1.18 × 10 ⁵
压力(<i>p</i>)	Pa	4.05 × 10 ⁷	3.04 × 10 ⁷	甲烷逸度(<i>f</i> _{CH₄})	Pa	3.20 × 10 ⁵	1.28 × 10 ⁵
pH		5.68	6.00	总硫活度(<i>a</i> _{S₂S})	mol/L	2.14 × 10 ⁻⁵	5.01 × 10 ⁻⁹
Eh	V	-0.11	-0.11	总碳活度(<i>a</i> _{XC})	mol/L	0.03	0.01
氧逸度(<i>f</i> _{O₂})	Pa	1.46 × 10 ⁻⁴⁰	2.99 × 10 ⁻⁴⁵	氯活度(<i>a</i> _{XC₁})	mol/L	1.32 × 10 ⁻⁴	1.32 × 10 ⁻⁴
硫逸度(<i>f</i> _{S₂})	Pa	8.43 × 10 ⁻¹³	1.11 × 10 ⁻²⁰	含盐度	(wt. % NaCl)	5.09	11.71

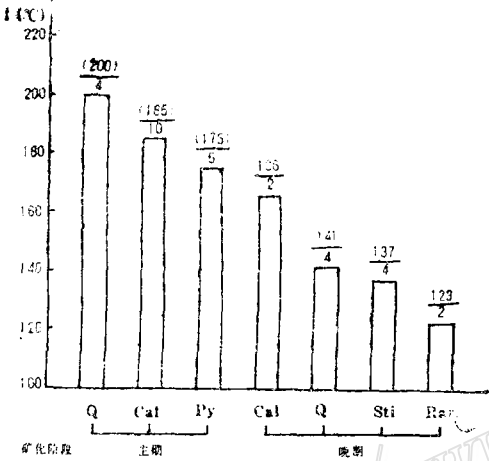


图 2 各种热液矿物平均均一温度和爆裂温度

Q—石英; Cal—方解石; Py—黄铁矿; Sti—辉锑矿;

Rar—雄黄; $\frac{(185)}{10}$ —分母代表测定样品数; 分子示

平均均一温度; 括号内数字为平均起爆温度

Fig. 2. Average homogenization and decrepitation temperatures of various hydrothermal minerals.

Q—Quartz; Cal—Calcite; Py—Pyrite; Sti—Stibnite;

Rar—Realgar; $\frac{(185)}{10}$; denominator refers to the

number of analytic samples, numerator to the average homogenization temperature and number in brackets to the average decrepitation temperature.

2. 成矿压力较低, 主期和晚期分别为 $4.05 \times 10^7 \text{ Pa}$ 和 $3.04 \times 10^7 \text{ Pa}$ 。若视成矿在封闭体系中进行, 则流体的压力等于上覆岩石的静压力。按 $101325 \text{ Pa}/4 \text{ m}$ 的增压率计算, 上述两压力值分别相当于 1600 m 和 1200 m 。换言之, 东北寨金矿床的形成深度, 应小于 2 km 。

3. 成矿流体的含盐度中等, 变化于 $5.09\text{--}11.71 \text{ wt. \% NaCl}$ 之间, 且从成矿主期到晚期, 流体含盐度有显著增高之趋势, 显示含矿溶液具有长期活动于沉积地层中的渗流热卤水特点。

4. 成矿期介质的 pH 值变化不大, 但主期略偏酸性, 晚期则稍偏碱性^①。

5. 含矿流体的还原参数^②较大, 变化于 $0.43\text{--}0.89$, 平均 0.69 , 表明介质的强还原性质。且随成矿过程的进行, 含矿溶液的氧化还原性质无明显改变 ($E_h = -0.11 \text{ V}$)。这可能是由于围岩中有机质对成矿流体氧化还原电位的缓冲调节作用, 使介质的 E_h 值不因变价金属元素和硫化物的沉淀而改变, 从而始终保持矿化在较强的还原条件下进行。

① 据 H. C. 赫尔杰森 (1969), 在 180°C 和 150°C 时 (分别相当于本矿床成矿主期和晚期), 中性介质的 pH 值分别为 5.79 和 5.82 ^[1]

② 还原参数系指包裹体气相组分中, CO 、 CH_4 、 N_2 等还原性气体克分子数之和与 CO_2 等氧化性气体克分子数 和之比

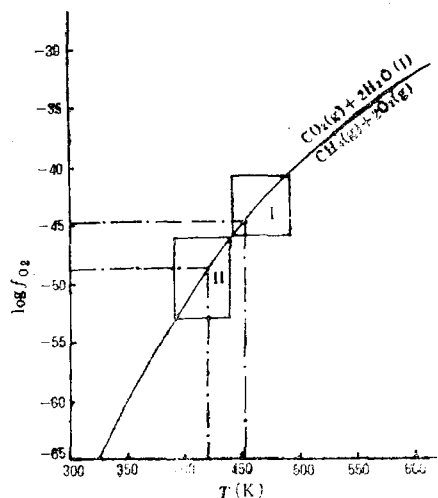


图3 $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 \rightleftharpoons \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ 平衡反应 $\log f_{\text{O}_2}$ - T 图解

I、II 分别代表主期和晚期矿化范围；点划线之交点为平均值

Fig. 3. $\log f_{\text{O}_2}$ versus T diagram based on equilibrium reaction $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 \rightleftharpoons \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$.

I, II stand respectively for range of major and late metallogenic stages; intersections of dotted and dash lines indicate average values.

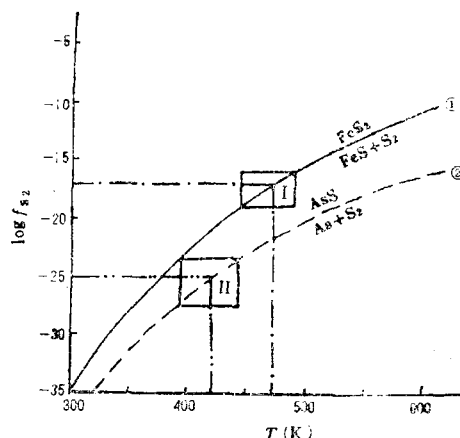


图4 平衡体系的 $\log f_{\text{S}_2}$ - T 图解

①—磁黄铁矿—黄铁矿平衡体系；②—自然砷—雄黄平衡体系；I、II 分别代表主期和晚期矿化范围；点划线之交点为平均值

Fig. 4. $\log f_{\text{S}_2}$ versus T diagram of equilibrium systems.

①—pyrrhotite-pyrite and ②—native arsenic-arsenicalar equilibrium systems; I, II stand respectively for range of major and late metallogenic stages; intersections of dotted and dash line indicate average values.

6. 成矿的氧逸度 (f_{O_2}) 和硫逸度 (f_{S_2}) 值较低 (图3、4)。主期 f_{O_2} 变化于 $10^{-35.65}$ — $10^{-41.00}$ Pa 之间, 平均为 $10^{-39.83}$ Pa, f_{S_2} 变化于 $10^{-10.83}$ — $10^{-14.12}$ Pa 之间, 平均为 $10^{-12.07}$ Pa; 晚期 f_{O_2} 变化于 $10^{-41.05}$ — $10^{-47.47}$ Pa 之间, 平均为 $10^{-43.52}$ Pa, f_{S_2} 变化于 $10^{-18.49}$ — $10^{-22.28}$ Pa 之间, 平均为 $10^{-19.95}$ Pa。

综上所述, 东北寨金矿床的含矿流体具有低温、弱酸-弱碱性、还原性较强和 Cl^- 活度较低等特点。这一特点决定了本矿床在矿质的活化、迁移和沉淀机制上, 具有一系列有别于其它浸染型金矿床的特点。

三、金的活化与迁移

当代对金地球化学热液性状的研究表明, 在类似于东北寨金矿床含矿流体性质的溶液中金主要呈硫氢络合物形式迁移^[2~5]。为了证实这一认识, 我们对溶液中可能存在的四种金易溶络合物形式进行了溶解度计算。所采用的化学反应方程式及计算结果列于表3。由表3看出, 无论是矿化主期抑或晚期, 矿液中金的搬运方式主要为硫氢络合物 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, 其在各金-络离子总和中所占的分额高达99.99%以上; 而 $\text{Au}_2(\text{HS})_2\text{S}^{2-}$ 和金的氯络合物 AuCl_2^- 、 AuCl_4^- 在热液中都不会产生重要意义的搬运。

通常认为,化学性质活泼的碳酸盐地层似乎较致密且不易交代的碎屑岩地层更易于矿液的渗透和交代;而以碳酸盐岩为含矿主岩的微细浸染型金矿床也的确不乏其例,如著名的美国卡林、科特兹、格彻尔、金晒和我国二台子、石峡等金矿床。然而,在东北寨金矿区,我们注意到这样一个事实,即碳酸盐地层与碎屑岩地层以断裂相接触,构造和热液蚀变作用在断裂上下盘均见发育,但金的矿化作用却仅囿于断裂下盘的碎屑岩地层,界线截然分明。作者认为,这种金矿化对岩性的特殊选择现象,是由热液体系中金的迁移形式决定的。

实验表明, $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 溶解度的最大值出现在中至偏碱性的介质条件下;同时,在氧逸度小于一定值时(即 $f_{\text{O}_2} < 10^{-30}$),介质还原程度的提高,将导致 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 溶解度的下降^[4]。这意味着,中-弱碱性的还原性较弱的环境将有利于其中的金呈硫氢络合物形式进入溶液;反之,相对偏酸性和还原性较强的环境将易于促使溶液中以 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 形式存在的金还原析出。东北寨金矿床上盘碱性较强的碳酸盐地层中有机质含量较低(0.05—0.09%),不含或极少含同生-成岩黄铁矿,这将使流经其中的循环卤水足以有效地汲取矿质,转变为矿液;而下盘酸性较强并富含有机质(0.29—0.74%)和成岩黄铁矿(1—3%)^①的沉积碎屑岩(尤其是黑色岩系),则为矿质提供了更为良好的赋存环境。这也就是为什么前者是有利的矿源层,而后者是最主要的容矿层的根本原因。至于以碳酸盐岩为含矿主岩的微细浸染型金矿床, A. S. 拉德克(1970)认为,含矿溶液中的金以氯络合物 AuCl_2^- 形式迁移^[6],因而相对碱性和还原性较强(通常富同生沉积黄铁矿)的碳酸盐地层显然更有利于金的沉淀。

表3 金络合物溶解度计算表

Table 3. Calculated solubilities of gold complexes

序号	化学反应方程式	金络合物 溶解度 (mol/L)	矿化主期	矿化晚期
			取 $t = 180^{\circ}\text{C}$, $\text{pH} = 5.68$, $\log f_{\text{O}_2} = -39.83$; $\log \gamma_{\text{S}} = -4.67$; $\log \gamma_{\text{S}^{2-}} = -3.88$	取 $t = 150^{\circ}\text{C}$, $\text{pH} = 6.00$, $\log f_{\text{O}_2} = -43.52$, $\log \gamma_{\text{S}}$ $= -8.30$, $\log \gamma_{\text{S}^{2-}} =$ -3.88
1	$\text{Au}_s + \text{H}_2\text{S}_{(\text{aq})} + \text{HS}^{-}_{(\text{aq})} \rightleftharpoons$ $\text{Au}(\text{HS})^{-}_{2(\text{aq})} + \text{H}_{2(\text{g})}$	$\log \gamma_{\text{Au}(\text{HS})_2^{-}}$	-10.84	-17.48
2	$2\text{Au}_{(\text{s})} + \text{H}_2\text{S}_{(\text{aq})} + 2\text{HS}^{-}_{(\text{aq})} \rightleftharpoons$ $\text{Au}_2(\text{HS})_2\text{S}^{2-}_{(\text{aq})} + \text{H}_{2(\text{g})}$	$\log \gamma_{\text{Au}_2(\text{HS})_2\text{S}^{2-}}$	-16.61	-25.97
3	$\text{Au}_{(\text{s})} + 2\text{Cl}^{-}_{(\text{aq})} + \text{H}^{+}_{(\text{aq})} + \frac{1}{4}\text{O}_{2(\text{g})} \rightleftharpoons$ $\text{AuCl}^{-}_{2(\text{aq})} + \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}_{(\text{l})}$	$\log \gamma_{\text{AuCl}_2^{-}}$	-21.30	-22.97
4	$\text{Au}_{(\text{s})} + 4\text{Cl}^{-}_{(\text{aq})} + 3\text{H}^{+}_{(\text{aq})} + \frac{3}{4}\text{O}_{2(\text{g})} \rightleftharpoons$ $\text{AuCl}^{-}_{4(\text{aq})} + \frac{3}{2}\text{H}_2\text{O}_{(\text{l})}$	$\log \gamma_{\text{AuCl}_4^{-}}$	-57.30	-61.02
5	溶液中金的总溶解度	$\log \gamma_{\text{Au}}$	-10.84	-17.48

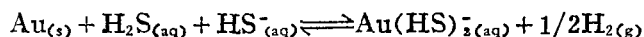
注: 1. 由于缺乏金-硫氢络合物热力学常数的实验数据,表中反应方程式1和2的平衡常数采用T. M. 西沃特(1973)的在不同温度下相应反应的平衡常数值^[3]通过线性外推法求得

2. 反应方程式中, (s)代表固态, (l)为液态, (g)为气态, (aq)代表水合离子, Cl为水合离子的活度。

下文同

● 顾雪祥, 1988, 四川东北寨微细浸染型金矿床的同位素地质和矿床成因

基于以上认识, 作者认为, 东北寨金矿床成矿流体中的金当以硫氢络合物 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 形式迁移; 同时, 渗流热卤水在沉积围岩中循环时, 岩石中的金主要通过下列反应活化进入溶液:



东北寨金矿区含矿地层中砷和锑的含量甚丰 (As 57.01ppm, Sb 24.45ppm^①), 较地壳同类岩石相应元素的克拉克值高1—3个数量级; 同时, 矿石中出现大量的并在空间上与金矿化关系密切的雄黄、自然砷、毒砂、辉锑矿等含砷和锑的硫化物 (或自然元素矿物)。这一特征与某些金矿床 (特别是浅成低温热液金矿床) 中砷和锑的硫化物与金矿化密切共 (伴) 生的现象, 以及现代地热流体中常含有很高的砷和锑的事实相吻合。实验表明, 在碱性溶液中加入砷和锑的硫化物 (如辉锑矿、雄黄等) 后, 金的溶解度可增大2—3个数量级^[7]。诚然, 在富含砷和锑的硫化物溶液中金溶解度的提高, 在多大程度上是由于形成了金-硫化砷和金-硫化锑 (如 $\text{Au}(\text{AsS}_2)^-$, $\text{Au}(\text{AsS}_3)^{2-}$, $\text{Au}(\text{Sb}_2\text{S}_4)^-$ 等) 的易溶络合物, 这还不很清楚。但上述地质事实和实验结果至少可以启示我们, 碱性溶液中砷和锑硫化物的存在对金的迁移起了显著作用。因此, 完全有理由认为, 本矿床沉积围岩中砷和锑进入下渗加热雨水, 可能是促使岩石中金活化并进入溶液的又一辅助机制。

四、矿质的沉淀与聚集

当携带矿质的热流体进入岩性和构造有利的部位时, 各项物理化学参数的改变将使流体卸载成为势能必然。

对于以硫氢络合物 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 形式迁移的金来说, 溶液中还原硫活度的降低和氧逸度的下降是导致金沉淀的最有效机制, 而温度、压力和 pH 值的剧烈变化才能导致 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 溶解度的显著下降^[3,4]。从表 2 所列的成矿各阶段一系列物理化学参数的计算结果可以看出, 东北寨金矿化主期至晚期, 温度、压力、pH 值和 Eh 值等均未发现显著改变, 而硫逸度 (f_{s_2}) 和还原硫活度^②却明显下降。热力学计算表明, 溶液中还原硫活度每下降 1 个对数单位, $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 溶解度可降低 2 个数量级; T. M. 西沃特 (1982) 曾指出, 在黄铁矿-磁黄铁矿平衡缓冲溶液中, 氧逸度 (f_{o_2}) 每降低 2 个对数单位, $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 溶解度约下降 1 个数量级^[4]。鉴于成矿主期至晚期, $\log a_{\text{H}_2\text{S}}$ 和 $\log f_{o_2}$ 均下降了近 4 个单位, 因而 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 溶解度分别降低约 7—8 个和 1—2 个数量级。由此可见, 在促使本矿床发生金矿化的控制因素中, 还原硫活度的降低远甚于氧逸度的降低。

天然热流体中还原硫活度的降低, 一般可通过四个途径得以实现: ①溶液氧化性增强; ②溶液沸腾, H_2S 气体逸出; ③矿液在运移过程中与下渗淡水混合, 引起硫活度的稀释; ④金属硫化物的沉淀。就东北寨金矿床而言, 前已述及, 从成矿主期至晚期, 含矿流体由于有机质的缓冲调节作用而始终保持强还原性质, 介质中硫的溶解类型以还原硫 (H_2S 为主) 形式出现; 同时, 迄今所占有的资料也难以令人信服地说明矿液确曾经历过减压沸腾过程; 加

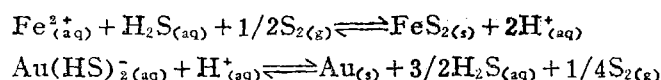
① 据四川省地矿局川西北地质大队 1988 年资料

② 由于本矿床含矿溶液中硫的溶解类型以 H_2S 为主, 故可近似认为, 表 2 中的总硫活度 a_{S} 即为还原硫活度

之, 考虑到淡水的稀释作用即便有也会同等程度地降低溶液中的还原硫活度和金-硫氢络离子浓度。因此, 上述氧化、沸腾和稀释作用, 均非促使矿液中还原硫活度降低, 从而导致金沉淀的有效途径。

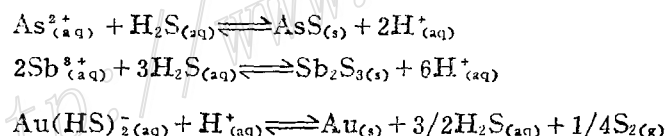
一个毋庸置疑的事实是, 金与硫化物关系密切。在主矿化期形成的金-黄铁矿矿石建造中, 金呈次显微-超显微状赋存于晚世代黄铁矿和具环带与包含结构的黄铁矿外部包裹层中, 金的富集与此类黄铁矿的数量呈明显的正相关关系; 在晚期矿化阶段形成的金-雄黄矿石建造中, 金与雄黄、辉锑矿在空间上密切伴生, 雄黄矿化体无一例外即为金矿体。据此, 完全有理由认为, 矿石中黄铁矿、雄黄和辉锑矿等硫化物的沉积, 乃是引起矿液中还原硫活度降低, 从而导致金沉淀的主要机理。作者认为, 这一机制能较合理地解释东北寨矿床的矿石成因, 由此, 可进一步作如下分析。

主矿化期形成的金-黄铁矿建造矿石中, 金与黄铁矿密切共生的事实, 暗示两者可能系通过下列反应发生共沉淀的:

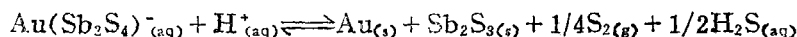
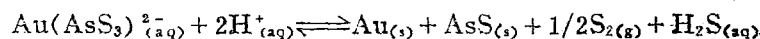
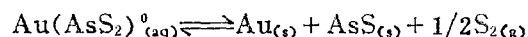


在上述反应中, 由于早世代黄铁矿沉淀而引起的矿液还原硫 (H_2S) 活度降低, 导致 $\text{Au}(\text{HS})_{2}^{-}$ 稳定性减弱, 分解形成的自然金与溶液中达过饱和的 Hg、As、Sb、Tl 等元素一起作为包裹层进入晚世代黄铁矿中。

鉴于金-雄黄建造矿石中砷和锑的硫化物 (雄黄和辉锑矿) 不含金或含金极微, 因而尽管金与雄黄和辉锑矿密切伴生, 且晚期雄黄和辉锑矿矿化地段无一不是金矿化所在之处, 但作为非载金矿物的雄黄和辉锑矿在金矿化中所起的作用, 却至今尚未引起人们的足够重视。作者认为, 本矿床矿化晚期金与砷、锑硫化物的普遍伴生关系, 乃受控于下列诸沉淀反应方程:



或



上述反应表明, 晚期富砷和锑的碱性硫化物溶液中由砷、锑硫化物过饱和沉淀而引起的矿液还原硫活度的降低, 将导致金-硫氢络合物分解并析出自然金。

在研究金的富集机理时, 作者注意到, 有机质的含量及其性质在东北寨微细浸染型金矿化中占有举足轻重的地位。在我们所作的19件有机碳含量分析样品中, 以断裂下盘赋矿的碳质千枚岩含量为最高, 变化于0.29—0.74%之间, 平均可达0.51%; 而矿体顶板碳酸盐岩中有机碳含量最低, 一般仅0.05—0.09%, 平均0.07% (表4)。有机碳和 Ag、As、Hg 等元

素的含量在矿体部位变化剧烈(图5),显示出它们与矿化的密切关系。

表4 矿区岩(矿)石C_{有机}、Au、Ag、As、Hg含量分析结果

Table 4. Analyses of organic carbon and Au, Ag, As, Hg in rocks and ores of the ore district

岩性	样品数	C _{有机} (%)		Au(g/t)		Ag(g/t)		As(%)		Hg(%)	
		变化范围	均值	变化范围	均值	变化范围	均值	变化范围	均值	变化范围	均值
碳质千枚岩	10	0.29—0.74	0.51	0.021—14.83	3.607	0.80—1.28	0.96	0.006—0.515	0.099	0.00012—0.00282	0.00093
碳质板岩	2	0.20—0.40	0.30	0.017—0.080	0.049	1.06—1.38	1.22	0.004—0.009	0.007	0.00022—0.00026	0.00024
钙质粉砂岩	5	0.09—0.16	0.12	0.043—1.063	0.386	0.83—1.06	0.94	0.005—0.222	0.119	0.00005—0.00094	0.00050
隐晶灰岩	2	0.05—0.09	0.07	0.058—0.075	0.067	0.91—1.00	0.96	0.018—0.102	0.060	0.00011—0.00017	0.00014

表中有机碳含量由成都地质学院石油系分析; Au、Ag、As、Hg含量由成都地质学院测试中心分析

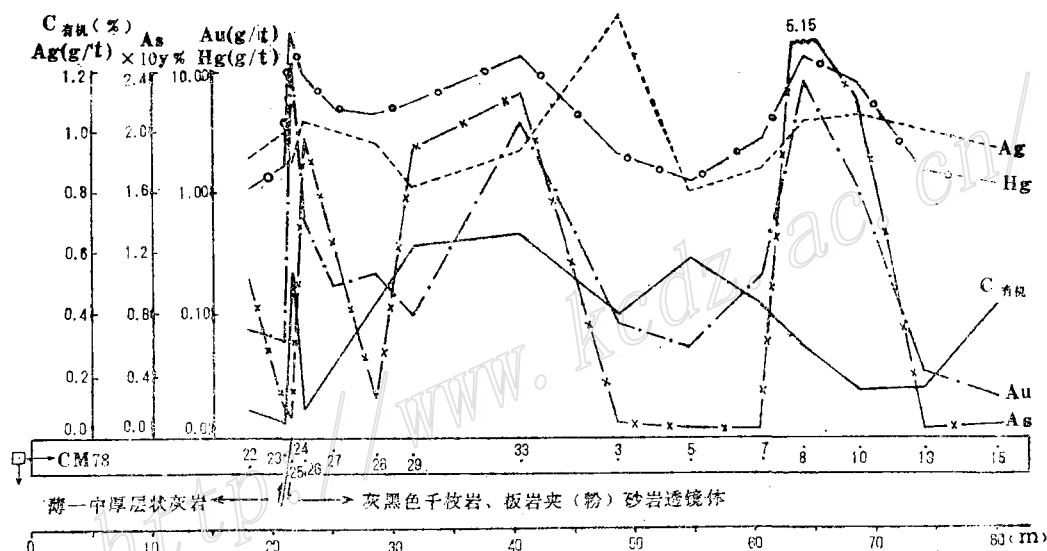


图5 岩石中有机碳(C_{有机})与Au、Ag、As、Hg含量的空间变化曲线

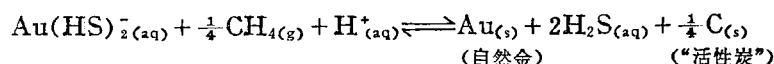
Fig. 5. Spatial variations in organic carbon and Au, Ag, As, Hg contents of various rocks.

在东北寨金矿区,高品位的矿石通常以颜色深和碳质物(有机碳和无机碳的总称)含量富为显著特征,这似乎说明金的富集与碳质物的含量具有同步消长的正相关关系,但在研究金与有机质含量的关系时,情况则不然。作者通过对21件样品17个变量的岩石化学定量分析数据,采用逐步回归方法挑选与Au关系密切的变量,建立了回归方程(当选入变量 F 临界值为3.03时): $Au = 4.83 - 6.70[\text{有机质}] + 32.12[Ag]$ 。其复相关系数 R 达0.847(式中Au、Ag以g/t计,有机质以%计)。其中有机质含量与Au呈显著的负消长关系,相关系数 $r = -0.74$ 。

鉴于本矿床中有机质的热变质程度较高^①,腐殖酸等有机组分多不能存在,因而不能形

① 顾雪祥,1988,四川东北寨微细浸染型金矿床的同位素地质和矿床成因

成稳定的金-有机化合物^①。然而,矿石直接氰化,金浸出率低的事实^②和金与有机质之间显著的负相关关系,表明除腐殖酸以外的某种“物质”控制了金与有机质之间的这种依赖关系。我们认为,这种物质可能是一种与有机质高度熟化作用(Maturation)有关的类似于“活性炭”的组分,其性质很可能界于有机碳与无机碳之间而更类似于后者。有机质热分解产生的CH₄等还原性气体,使高价态的金-硫氢络合物还原成低价态的自然金,而还原析出的金又被“活性炭”所吸附。用反应式表示即为:



在有机质还原金的同时,其本身受到金-硫氢络合物的氧化而消耗,转化为无机碳,从而使金和有机质之间呈显著的负消长关系。

综上所述,促使东北寨金矿床含矿流体卸载的原因,首先是由黄铁矿、雄黄、辉锑矿等硫化物沉淀而引起的矿液中还原硫活度的降低。其次是氧逸度的下降和有机质的还原吸附作用。此外,诸如矿液与围岩作用或因蒸汽丢失而引起的温度下降和溶液进入减压扩容带而引起的压力降低等,都可能是导致矿质沉淀的辅助机制。

五、成矿过程

综合考虑诸方面的因素,我们将东北寨金矿床可能的成矿作用过程示于图6。

I. 晚古生代至中生代早期,本区处于冒地槽阶段,接受了一套含金的碳酸盐和砂泥质互层沉积。印支中晚期隆起剥蚀,并遭受轻微的区域变质作用。印支末期至燕山初期的区域构造行动,在本区形成一条近南北向的推覆构造——垮石崖断裂。在此同时或稍后,基性次火山岩脉沿主断裂及其旁侧次级断裂侵入就位(图6-I)。

II. 断裂大规模的推覆挤压活动和在燕山-喜山期多次复活产生的构造热能,以及基性岩浆活动释放出的热量,使断裂带两侧地壳热流值上升,热对流速率显著增大。大气降水沿破碎带和两侧地层中的裂隙与层间劈理、片理、板理下渗,在地壳热流值的影响下,温度逐渐升高,同时,密度不断下降。达一定深度时,热流体回返上升,沿陡倾斜的断层及其两侧羽状裂隙系统向地表运移,并与新下渗的较冷的雨水交替,构成一个循环热液系统。在上述加热雨水循环对流过程中,流体不断渗滤溶解围岩(特别是上盘碳酸盐地层)组分,富集成矿物质,并最终转化为含矿热卤水(图6-II)。

III. 当含矿热液流经相对酸性和富含有机质的下盘黑色岩系地层时,由于物理化学条件的改变而发生卸载,沉淀出矿质(图6-III)。

早期热液溶解围岩中的钙质并沉淀出少量石英(似碧玉质)。主期开始,热液温度较高($t \geq 200^\circ\text{C}$),围岩中大量的Si、Ca、K、Al、Fe、S、Au、Hg、As、Sb和Tl等组分进入溶液。随着温度和压力的降低,首先发生过饱和沉淀的当推石英和黄铁矿。因为在浸染型

① 据研究,卡林金矿床中与金沉淀有关的碳质物主要是一种类似于腐殖酸的物质,它们带有能与像AuCl₂⁻和AuCl₄⁻等金-络合物反应形成稳定的金-有机化合物的官能团(如COOH⁻, OH⁻等)。以这种稳定的金-有机化合物形式存在的金,不能用常规的氰化物溶液浸取^②

② 据成都综合岩矿测试中心,1987,东北寨金矿床选冶研究一号简报

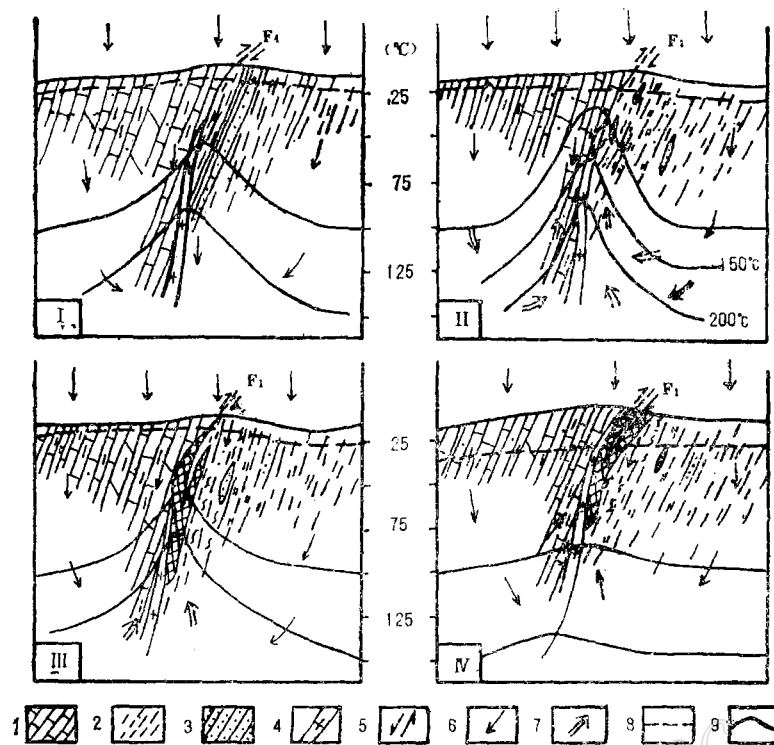


图 6 东北寨金矿床成矿过程示意图

1—碳酸盐岩；2—碳质千枚岩；3—钙质粉砂岩；4—次火山岩脉；5—断层运动方向；6—循环雨水运动方向；7—含矿热液；8—潜水面；9—地热梯度等温线；I—推覆断层形成，次火山岩脉侵入；II—断裂多次活动，下渗雨水加热循环，汲取矿质，转化为矿液；III—矿质聚集成矿；IV—浅部矿体剥蚀并轻度氧化

Fig. 6. Diagram showing metallogenic processes of the Dongbeizhai gold deposit.

1—Carbonite; 2—Carbonaceous phyllite; 3—Calcareous siltstone; 4—Subvolcanic dike; 5—Moving directions of faults; 6—Convection of meteoric water and its moving directions; 7—Ore-forming solutions; 8—Groundwater surface; 9—Isotherm of geothermal gradients; I—Formation of thrust faults and intrusion of subvolcanic dikes; II—Multiperiodic activity of faults, convection of heated meteoric water, mobilization of metallogenic elements and formation of ore-forming solutions; III—Accumulation of metallogenic elements; IV—Slight denudation and oxidation of upper orebodies.

金矿化产出所特有的温度和压力条件下，控制二氧化硅和黄铁矿溶解度的主要因素是温度。因此，冷却是沉淀的适当机制^[8]。早世代黄铁矿的沉淀，导致矿液中还原硫活度显著降低，从而使以硫氢络合物 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 形式搬运的金析出并进入晚世代黄铁矿的包裹层，或被地层中的“活性炭”组分吸附。这便是矿区最重要的一次金矿化活动。随着石英、黄铁矿和自然金的相继沉淀，溶液性质由弱酸性变为中-弱碱性。此时，碳酸钙达过饱和并大量析出，形成网脉状方解石化。

主期热液的蚀度与矿化作用，使含矿破碎带的有效孔隙度降低，构造裂隙的连通性减弱，阻碍了大气降水的回灌和深部溶液的补给，从而使早期循环热液系统的平衡遭破坏。其结果，晚期热液活动的强度明显减弱，影响范围也更为局限。同时，成矿流体在富含有机质的围岩中长期活动的结果，使介质的氧逸度渐趋降低。随着溶液中 As、Sb 等硫化物的过饱

和沉淀, 金-硫氢络合物 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 稳定性降低, 分解析出自自然金, 并被地层中的“活性炭”所吸附。此即矿区内第二次金矿化活动。

IV. 成矿后, 由于地壳抬升, 矿体遭到剥蚀和轻度的氧化, 如图6-IV所示。

主要参考文献

- [1] Helgeson, H. C., 1969, *Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures*, Am. J. Sci., Vol. 267, pp. 729-804.
- [2] Baranova, N. N., and Ryzhenko, B. N., 1981, Computer simulation of the $\text{Au}-\text{Cl}-\text{S}-\text{Na}-\text{H}_2\text{O}$ system in relation to the transport and deposition of gold in hydrothermal processes, *Geochem. Intern.* Vol. 18, No. 4, pp. 46-58.
- [3] Seward, T. M., 1973, The complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 37, pp. 379-399.
- [4] Seward, T. M., 1982, The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: *Proceedings of the symposium gold'82*, University of Zimbabwe, R. P. Foster, ed., pp. 165-181.
- [5] Lewis, A., 1982, Gold geochemistry—new ideas about the paragenesis of hydrothermal deposits which have implications for finding undiscovered gold ore, *E&MJ*, Vol. 183, No. 12, pp. 56-60.
- [6] Radtke, A. S., and Scheiner, B. J., 1970, Studies of hydrothermal gold deposition (I) Carlin gold deposit, Nevada: The role of carbonaceous materials in gold deposition, *Econ. Geol.*, Vol. 65, pp. 87-102.
- [7] Grigoryeva, T. A., and Sukneva, L. S., 1981, Effects of sulfur and of antimony and arsenic sulfides on the solubility of gold, *Geochem. Intern.* Vol. 18, No. 5, pp. 153-158.
- [8] Romberger, S. B., 1986, *Ore deposits 9: Disseminated gold deposits*, *Geoscience Canada*, Vol. 13, No. 1, pp. 23-31.

AN ANALYSIS OF METALLOGENIC PHYSICO-CHEMICAL CONDITIONS AND METALLOGENIC PROCESSES OF THE DONGBEIZHAI MICRO-DISSEMINATED GOLD DEPOSIT IN SICHUAN PROVINCE

Zheng Minghua, Gu Xuexiang and Zhou Yufeng

(Chengdu College of Geology, Chengdu, Sichuan)

Abstract

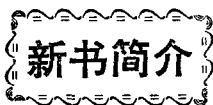
The Dongbeizhai gold deposit is a micro-disseminated (Carlin type) one which is hosted by slightly metamorphosed sedimentary rocks. The orebodies are confined in the black sedimentary formation which serves as the foot-wall of the Kuashiya thrust fault. The footwall rocks rich in organic matter and diagenetic pyrite are overlain by carbonate rocks that form the hanging wall of the fault and also the source bed.

Fluid inclusion studies and thermodynamic calculations indicate that temperatures for ore deposition were from 220°C to 120°C, pressures from 400 to 300 bar, and depth not in excess of 2 km. Ore forming solutions were we-

akly acid to weakly basic, relatively reductive and low in Cl^- activity. The gold in source rocks was mobilized and entered the convecting meteoric water through the following chemical reaction: $\text{Au} + \text{H}_2\text{S} + \text{HS}^- = \text{Au}(\text{HS})_2^- + \frac{1}{2}\text{H}_2$ and migrated as the hydrosulfide complex $\text{Au}(\text{HS})_2^-$.

A decrease in reduced sulfur activity caused by deposition of sulfides such as pyrite, realgar and stibnite in hydrothermal ore solutions and a decline in O_2 fugacity as well as the reduction and absorption of organic matter were the effective mechanism responsible for gold deposition.

The metallogenic process of the Dongbeizhai gold deposit can be summarized as follows: (1) the formation of carbonate and clastic sedimentary rocks rich in organic matter and diagenetic pyrite, the development of thrust faults and the intrusion of subvolcanic dikes; (2) the increase in geothermal gradient, the convection of heated meteoric water, the mobilization of metallogenic elements and the formation of ore-forming solutions; (3) the variation in physicochemical conditions and the precipitation of gold in fracture zones and/or suitable rocks; and (4) the erosion and slight oxidation of the upper orebodies after ore formation.



青藏高原盐湖

《青藏高原盐湖》是由中国地质科学院矿床地质研究所郑绵平等同志撰写的关于青藏高原盐湖的第一部系统的科学研究专著。作者自50年代以来,在青藏高原开展了广泛、深入的考察和研究,涉足102个湖泊,收集352个各类湖泊资料。

全书分四篇:第一篇总论,介绍了青藏盐湖与湖泊的分区,新生代湖盆演化与盐湖形成,盐湖水化学特征与矿物共生组合,盐湖分类与矿床类型,构造地球化学与区域地球化学特征,盐湖的物质来源及成盐模式;第二篇青藏高原的盐湖实例,重点介绍了班戈湖—色林错、扎布耶、扎仓茶卡、大小柴旦和察尔汗五大盐湖区的地质和矿床特征,讨论和研究不同湖区的硼、锂、钾、镁、铯、钫、溴及盐碱硝等矿产的矿物岩石特征,物质成分和形成环境;第三篇介绍了嗜盐菌、藻和含铯硅华的发现及成矿特征;第四篇介绍了青藏高原盐湖成矿带划分和资源远景预测。全书65万字,除附有146张插图和152张表外,还附有1:250万青藏高原湖泊水化学图和青藏高原湖泊一览表表中,详细介绍了269个湖泊分布面积、水化学类型、矿化度等特征。

该书论述的范围不仅包括盐湖的各类矿产,还涉及钒、钨、铀、镭、镭、铯、钫等55种元素,在国内外首次披露了铷系和铯系若干元素在盐湖中的分布和铯的趋势分析。该专著论述的区域和资源之广,在世界上尚属罕见;在盐湖微细含锂沉积研究中取得了重大突破,使我国对盐湖中锂的赋存状态的研究跃居国际领先的地位;首次发现天然大面积盐湖嗜盐菌藻,开辟了我国成盐环境嗜盐和生物成矿研究的新领域。

书中资料翔实、图文并茂、测试数据齐全、精度可靠、立论有据,具有重要的科学价值。该书由矿床地质研究所发行组负责发行。

(本刊)