

· 学术论文 ·

超大型金矿床的地球化学特征及成因

应汉龙 刘秉光

(中国科学院地质研究所)

总结了五种主要类型超大型金矿床的地球化学特征, 认为超大型金矿床的物质来源和形成机制是多样的, 深部来源流体与浅部大气降水流体的混合是各种类型超大型金矿床形成的重要机制。

关键词 地球化学 成因 超大型金矿床

根据金矿床成矿的地质背景和含矿岩系特征, 并且考虑金矿床的成因和工业利用, 我国原生独立金矿床可分为 (1) 绿岩带型金矿床; (2) 变质碎屑岩型金矿床; (3) 沉积岩型或卡林型金矿床; (4) 火山岩型金矿床 (可再分为两个亚类型^① 陆相火山岩型金矿床和^② 海相火山岩型金矿床) 和 (5) 侵入岩内及内外接触带型金矿床等五种主要类型^[1]。其中, 绿岩带型金矿床、变质碎屑岩型金矿床、沉积岩型金矿床和侵入岩内及内外接触带型金矿床在我国形成了储量超过 100 吨的超大型金矿床或接近超大型矿床规模的大型金矿床。超大型绿岩带型金矿床, 如胶东的玲珑和焦家金矿床, 超大型变质碎屑岩型金矿床, 如江西的金山和云南的老王寨金矿床, 超大型沉积岩型金矿床, 如贵州烂泥沟金矿床, 超大型侵入岩内和内外接触带型金矿床, 如河北东坪金矿床等。

在国外, 除上述五种类型金矿床形成超大型金矿床外, 形成超大型金矿床的还有古砾岩型 (南非) 和红土型 (澳大利亚和巴西) 等。

1 超大型绿岩带型金矿床的地球化学特征

绿岩带型金矿床是分布广泛和占重要地位的金矿床类型。超大型绿岩带型金矿床在国外主要分布在加拿大、美国、巴西、澳大利亚、印度和非洲的太古代地盾区。金矿床赋存于绿岩带中, 如澳大利亚耶尔冈地块的卡尔古利绿岩带、加拿大的阿伯特比绿岩带等。我国绿岩带型金矿床主要分布于胶东地块、华熊地块、吉南地块、辽西冀东地块、集宁地块、五台山区和清原地体^[2], 超大型绿岩带型金矿床主要赋存于胶东绿岩带花岗岩体中。

国外超大型绿岩带型金矿床按赋存层位, 可分为太古代下部基性岩石中的脉型矿床 (传统的绿岩带型金矿床)、中部条带状含铁建造型金矿床 (霍姆斯塔克型) 和上部巨厚中酸型火山-沉积岩中的层控浸染型金矿床 (赫姆洛型)。传统的超大型绿岩带型金矿床的矿脉一般由粗粒石英或“燧石”状石英及少量钠长石和碳酸盐 (一般为铁白云石)、电气石、绢云母和绿

泥石组成。某些矿脉主要由碳酸盐和电气石组成。金属矿物的含量很少超过 5%，以黄铁矿为主，次要的有磁黄铁矿、毒砂、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、辉钼矿、辉锑矿、碲化物和白钨矿等。某些矿床主要由交代型金矿脉组成，矿脉由硅化的岩石组成，硅化岩石含浸染状黄铁矿和毒砂，以及黄铁矿和毒砂细脉，石英脉是次要的成分。矿脉中的金颗粒细小，一般赋存在石英的裂隙中或与铁的硫化物共生。

矿床的蚀变围岩一般为绿片岩相的岩石，含有与矿脉相同的矿物：碳酸盐、石英、绢云母、钠长石和黄铁矿等。围岩蚀变常具有分带现象，形成以绿泥石-方解石为特征的外层绿泥石带和铁白云石-绢云母-黄铁矿-石英组合为特征的内层碳酸盐带，加入到蚀变岩中的主要组分有 CO_2 、K、S 和 H_2O ，微量元素有 Au、B、As、Rb、W、Mo、Ba 和 Sb 等。

金矿化体周围常形成金和其他元素的异常，如加拿大魁北克省阿伯特比绿岩带代斯特-奥尔和巴西格纳克矿田，30% 区域的含金量呈对数正态分布，中值为 9.4×10^{-9} ，这些区域形成矿带晕，矿带晕包围着矿体晕，矿体晕的宽度为 100 m（上盘为 60 m，下盘为 40 m），含金量中值为 37×10^{-9} ，矿体晕包围着金矿体。矿体中金的含量为背景值的 1900 倍，锑和砷的富集程度为 20 倍^[31]。

金矿体中脉石英的 $W^{18}\text{O}$ 变化范围一般较小，为 + 10‰ ~ + 16‰，与蚀变围岩中的石英大体相同。阿伯特比绿岩带提敏斯地区碳酸盐的 $W^{18}\text{O}$ 值为 + 9‰ ~ + 14.5‰；耶尔冈地块的卡尔古利地区碳酸盐的 $W^{18}\text{O}$ 值为 + 12.4‰ ± 0.5‰，成矿流体的 $W^{18}\text{O}$ 值估计在 ± 4.5‰ 至 + 12‰ 之间；马加萨金矿床成矿流体的 $W^{18}\text{O}$ 值为 + 7‰ ~ + 9.6‰， W^{D} 为 - 35‰ ~ - 85‰，矿石的沉淀温度为 380~ 490°C，这些值位于或接近公认的岩浆流体的范围，有的值也位于变质流体的范围内。提敏斯地区热液白云石的 $W^3\text{C}$ 值为 - 2.4‰ ~ 4.4‰，卡尔古利地区的碳酸盐矿物的 $W^3\text{C}$ 平均值为 - 3.6‰。在氧化和中性条件下，200~ 500°C 温度范围内，热水溶液的 $W^3\text{C}$ 值接近于与之平衡的铁白云石，所以上述碳酸盐矿物的 $W^3\text{C}$ 值接近于它们从中沉淀的溶液的 $W^3\text{C}$ 值。加拿大的绿岩带型金矿床的铁硫化物的 $W^{34}\text{S}$ 值的范围为 + 0.7‰ ~ + 0.7‰， $W^{34}\text{S}$ 值在 0‰ 左右很小的范围内，说明成矿流体中的硫呈还原形式存在。卡尔古利地区金矿床的 $W^{34}\text{S}$ 值为 - 22‰ ~ - 8‰，说明金是从氧化的溶液中沉淀下来的，在这种溶液中³⁴S 主要进入硫酸盐，而铁的氧化物则亏损重同位素^[41]。

金矿床包裹体都含 CO_2 和 H_2O ， $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 值的变化范围很大。成矿流体由于压力降低，发生相分离是普遍存在的，流体包裹体的均一温度相当于捕获温度，主要成矿期的温度为 $297 \pm 48^\circ\text{C}$ ，为中温矿床形成的温度范围，包裹体流体的含盐度较低，一般低于 10% NaCl 当量。

胶东超大型绿岩带型金矿床以玲珑、焦家等金矿床为典型，呈石英脉型和蚀变破碎带型或二者共生的过渡类型，沿断裂产出，矿床的围岩为玲珑花岗岩。石英脉型金矿体与围岩界线清楚，石英脉充填特征清晰，围岩蚀变带较窄，蚀变破碎带型金矿体中无连续的石英大脉发育，常有石英透镜体和网脉，矿体与围岩界线不清，蚀变矿化带较宽，矿体由充填交代作用形成。金矿体中的主要金属矿物为黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、黝铜矿、闪锌矿、磁黄铁矿、毒砂、白钨矿、辉钼矿、黑钨矿、镜铁矿和一些含铋矿物、碲化物等，金银互化物主要为自然金和银金矿，非金属矿物主要有石英（含玉髓、蛋白石）、绢云母、绿泥石、碳酸盐、钾长石、钠长石、萤石等。金矿床的形成温度为 400~ 200°C 以下。矿床的围岩蚀变以钾长石化、绢

云母化、硅化、黄铁矿化和碳酸盐化为主, 形成从矿体向围岩的蚀变分带: 黄铁绢英岩带→绢英岩化带→钾长石化带^[5]。

金矿床的异常元素为 Ag、Pb、Mo、Mn、Ni、Co、Ba、W、S 等, 矿体位置与 Ag、Pb、Zn、Mn、As 的异常一致, 与 Cr、V、Ti 的负异常一致^[6]。

胶东超大型绿岩带型金矿床成矿流体的氢氧同位素组成在 $W^{18}O-W_D$ 图上位于变质水和岩浆水的重叠区、岩浆水区及左下方, 成矿流体为以非大气降水为主的深源水。成矿早阶段到晚阶段的成矿流体氢氧同位素组成表明, 成矿早阶段流体以深源上升水为主, 晚阶段成矿流体中下渗大气降水的含量增加。金矿床中方解石的 W^3C 为 $-4.29\% \sim -6.66\%$, 平均值为 -5.65% ^①。硫化物的硫同位素组成 W^4S 值为 $-4.30\% \sim 12.2\%$ ^②, 其直方图呈塔式分布。玲珑金矿床的铅同位素组成平均为 $^{206}Pb/^{204}Pb = 17.264$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.337$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 37.906$ 。矿石的铅同位素相当稳定, 为正常铅, 表明矿床铅经历了高度的均一化, 与花岗岩、太古代胶东群一致, 说明三者来源具有一致性; 在铅同位素的构造环境图上, 位于地幔和下部地壳位置上, 表明铅主要为深部来源。

胶东超大型绿岩带型金矿床的流体包裹体成分为高 Na^+ 、 Cl^- 和 CO_2 为特征, 溶液的盐度较低, 一般低于 10%, 如此低的盐度表明, 成矿热液可能为非岩浆热液。

绿岩带型超大型金矿床的地球化学特征表明, 金矿床的成矿物质来源于地壳, 成矿热液主要为非大气降水的深部流体, 在成矿作用的晚阶段, 大气降水加入到成矿热液中, 成矿热液通过充填和交代形成金矿床, 同时形成较大范围的成矿围岩蚀变。G. H. Phillips 等 (1990) 通过对卡尔古利戈尔登达尔金矿床围岩的萃取研究后认为, 形成一个特大型金矿床 (超大型金矿床的同义词), 既不要求有特殊的富金原岩, 也不一定需要有超大体积的绿岩带, 最关键的条件是有成矿流体汇集的适宜的构造环境和通过特殊富 Fe 的、抗张强度低、具有大量通道的能使矿石有效沉淀的容矿岩石^[7]。

2 超大型浅变质碎屑岩型金矿床的地球化学特征

国外超大型浅变质碎屑岩型金矿床主要分布于前苏联地区、澳大利亚维多利亚省和加拿大的耶洛奈夫地区, 著名的金矿床有乌兹别克斯坦的穆龙套矿床 (储量超过 4000 t), 吉尔吉斯坦的库姆托尔矿床 (约 1000 t), 哈萨克斯坦的巴格尔契克矿床 (800~1000 t), 俄罗斯的宗毫巴矿床 (约 600 t), 干谷矿床 (约 1300 t), 苏维埃及奥林匹亚德矿床 (均大于 100 t), 加拿大的耶洛奈夫金矿床, 澳大利亚的本迪戈矿床 (640 t), 金皮矿床 (160.5 t) 等^[8], 我国江西的金山和云南的老王寨金矿床的储量接近超大型矿床的规模。

超大型浅变质碎屑岩型金矿床赋存于变质程度较低的碎屑岩、火山-碎屑岩系中。含矿岩系的变质程度一般为绿片岩相和低于绿片岩相, 少数为角闪岩相。矿体受层位、岩性和构造联合控制, 仅存在于其中较薄的一定岩性段, 含矿岩石以富碳、黄铁矿等为特征。金矿体

① 刘连登, 等. 华北活化地台区中深脉状金矿岩浆热液成因新证据: 碳-氧同位素组成特征. 全国金属矿床同位素地球化学学术讨论会论文摘要. 合肥, 1992.

② 刘连登, 等. 华北陆台太古宙变质杂岩的金丰度及重熔岩浆热液脉型金矿床. 1990.
王义文, 胶东金矿床同位素地质, 见: 招远黄金地质, 1989.

的产状与含矿岩系一致, 顺层分布; 或沿穿层断裂分布, 穿切含矿岩系, 在一个矿床中可以同时见到顺层和切层两种矿体. 矿体主要由含金硫化物和少硫化物石英单脉、复脉、网状脉以及细脉浸染状矿石组成.

金矿床主要的金属矿物组合类型有金-黄铁矿-毒砂、金-贱金属硫化物和金-碲化物, 少数为金-辉锑矿. 金矿床矿石矿物组成复杂, 金属矿物有黄铁矿、毒砂、方铅矿、黄铜矿、闪锌矿、磁黄铁矿、辉锑矿、辉钼矿、铋矿物和钨矿物, 有用的金属矿物为自然金, 含金黄铁矿和含金毒砂, 碲化物较少. 主要的脉石矿物为石英、长石、云母、绿泥石和金红石等, 碳酸盐矿物为方解石和铁白云石.

超大型浅变质碎屑岩型矿床围岩蚀变范围大小不一, 从见不到明显的蚀变现象到区域性的围岩蚀变. 蚀变作用以形成中低温蚀变矿物为特征, 主要的蚀变有硅化、云母化、绿泥石化、碳酸盐化、长石化、泥化、黄铁矿化、毒砂化和电气石化等. 穆龙套金矿床含矿层受到两期不同成因和时间的交代作用: 第一期是与成矿前大规模的下构造层岩石的造山超变质作用有关的硅化和钠长石化, 含矿层岩石的 SiO_2 含量从 67% 增加到 73%, Na_2O 含量从 2.2% 增加到 4%, Fe_2O_3 从 5% 降到 3%, 岩石的密度从 2.75 降到 2.65. 第一期交代作用使含矿岩层的岩石成分较均一, 岩石的物理性质发生变化, 有利于岩石的破裂和含金石英脉的形成. 第二期是同成矿期的硅-钾交代作用, 发育在金-石英脉的周围^[9].

浅变质碎屑岩型超大型金矿床以金、银、铜、铅、锌、钨、砷等成矿元素含量高为特征, 而且往往有铂族元素的富集, 金矿床硫化物富含金、银、铜、铅、锌、砷、钴和锑等元素.

金矿床的流体包裹体以含 CO_2 、 CH_4 和 N_2 为特征, 在某些矿床中包体的成分与矿石金的含量有一定的关系, 表明有机热降解物参与了成矿热液的形成, 有机质与成矿物质的活化、迁移及沉淀有密切关系. 我国金山金矿床包裹体的化学成分研究表明, 成矿溶液的盐度为 11.9% NaCl , Ca^{2+} 、 Mg^{+} 的含量显著高于 Na^{+} 和 K^{+} , $\text{Ca}^{+} > \text{Mg}^{+} > \text{Na}^{+} > \text{K}^{+}$, 阴离子以 S^{2-} 和 HCO_3^{-} 含量高, Cl^{-} 和 F^{-} 低为特点, 具 $\text{S}^{2-} > \text{HCO}_3^{-} \gg \text{Cl}^{-}$ 和 F^{-} 的特征, 与改造成因的低温矿床的成矿流体类似, 与邻近金山金矿床的德兴斑岩铜矿的主成矿阶段的岩浆来源的成矿流体的化学成分有明显的差异. 金山金矿床包裹体的气相成分以 H_2O 为主, 含一定量的 CO_2 , 含金石英脉流体包裹体的化学成分与不含金石英脉的流体包裹体的成分不同, 后者具有一般变质热液的特征, 表明金矿化的流体不是变质热液 (季峻峰等, 1994).

H. П. Е. Юлаев 等 (1995) 认为黑色页岩中金、银矿床成矿流体的成分取决于二个因素. (1) 矿床位于是否含碳以及某些其它成分 (氯、硫) 的岩石中; (2) 成矿系统的物理-化学开放性程度. 对不同地区、不同时代的碳质地层和不同的成矿期来说, 成矿流体在金矿成矿作用过程中的变化特点都是相同的, 而且与是否有岩浆活动无关, 金矿床矿石的形成过程可能是一种规律性发育的独立的地球化学体系^[10].

金矿床的氢、氧、碳、硫、铅、锶同位素组成范围较大, 显示成矿物质来源具有多样性. 澳大利亚本迪戈金矿床与矿化有关的脉石英的氧同位素 W^8O 范围为 + 1.5‰ ~ + 2.1‰, 平均为 + 1.7‰; 方铅矿-闪锌矿的 W^{34}S 温度计表明成矿温度为 300~ 320°C, 二相富水包裹体的均一温度为 170~ 240°C, 表明其圈闭温度为 300°C, 压力为 150 MPa, 在这样的温压条件下, 流体的氧同位素组成平均为 + 10‰, 和与大陆地壳平衡的流体的氧同位素组成一致. 矿脉和很邻近金矿床的斑岩中的毒砂的 W^{34}S 为 - 3‰ ~ + 3‰, 而距矿床较远的自生黄铁矿的 W^{34}S 为

+ 20‰, 矿石中硫可能不是来自周围地层^[11]。

金山金矿床含金石英脉中石英的氧同位素组成 $W^{18}O$ 为 15.0‰~ 18.0‰, 位于低级变质泥岩的范围, 表明含金石英脉是由变质作用分泌出来的。成矿流体的碳同位素组成为 $W^3C = -0.5‰ \sim -2.5‰$, 表明碳不可能源于岩浆岩 ($W^3C = (-7 \pm 3)‰$), 具有大气降水理论沉积(变质)岩所形成的热液矿床的碳同位素组成特点。含金石英脉的氢同位素组成平均为 $W_D = -69.9‰$, 低于变质成因石英脉的氢同位素组成。结合含金石英脉的结构特征, 金山金矿床含金石英脉是有早期形成的不含石英脉在受到碎裂和糜棱岩化时被晚期金矿化叠加而形成的, 金矿化是通过地下热水的媒介作用实现的, 改造成矿作用起重要作用^[12]。

穆龙套矿田内方铅矿和其它矿物铅同位素组成为放射性异常铅, $^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 17.215~ 18.885, $^{207}Pb/^{206}Pb$ 为 0.8289~ 0.8892, $^{208}Pb/^{206}Pb$ 为 2.0111~ 2.1578。超深钻深 3300 m 附近碳酸盐脉 $W^{18}O$ 为 $-0.5‰ \sim +3‰$ ^[9]。根据同位素的组成和超深钻取得的地质地球化学成果, A. A. Kremenetsky (1994) 认为金矿床成矿元素 (Au Ag W Bi Ta 和 PGM) 和矿床中主要化学成分 (S Fe Ca 等) 的来源是有差别的。海西期岩浆作用地区金矿床形成所需要的 Fe S 和 Ca 等元素来源于早于花岗岩岩基形成的含碳火山-陆源碎屑岩和化学成因的富钙岩石 (有机碳含量为 1%~ 3%)。而其它成分为水和亲石元素 (W Sn Nb F 等) 含量增高的残余岩浆房产生的矿化热液与含金属 (Au Ag PGE Ni Fe) 流体的多孔变质碎屑岩反应, 汲取亲铜元素和亲硫元素, 形成富亲石元素、亲铜元素和亲铁元素的“混合的”热水-变质成因热液, 再与水-硫化物地球化学障反应的结果^[13]。

浅变质碎屑岩型超大型金矿床为中温中深热液矿床。

浅变质碎屑岩型金矿床的成矿物质可以来源于周围地层、下部地壳和深部, 多种成矿作用可以形成浅变质碎屑岩型金矿床, 热水沉积成矿作用、变质成矿作用、岩浆期后热液成矿作用和改造成矿作用等在金矿床形成中起重要作用。浅变质碎屑岩金矿床的形成过程可能包括沉积阶段富金建造的形成; 变质作用阶段金的再分配、局部不够工业品位的初步富集以及形成金矿床; 晚于变质作用的改造成矿作用及构造岩浆活化作用叠加形成金矿床。改造成矿作用在中生代形成的超大型浅变质碎屑岩型金矿床形成中起重要作用, 构造岩浆活化作用叠加也十分重要。

3 超大型沉积岩型金矿床的地球化学特征

沉积岩型金矿床指产于未经区域性浅变质的细碎屑岩、碳酸盐岩和硅质岩中的金矿床, 或称为卡林型金矿床; 因金粒极细小, 又被称为微细粒浸染型金矿。沉积岩型金矿床在区域上分布比较局限, 主要分布于美国的内华达州和我国的黔桂滇和川陕甘两个“金三角”地区, 是重要的金矿床类型, 在美国的卡林金矿带形成超大型金矿床, 在我国的贵州也形成接近超大型金矿床规模的金矿床。

我国沉积岩型金矿床主要分布于扬子克拉通的边缘。金矿床受地层和岩相控制, 美国卡林金矿带产于下古生界寒武系到志留系的地层中, 含矿的岩性主要为钙质粉砂岩、白云质灰岩、碳质灰岩、页岩和粘土岩。我国沉积岩型金矿床的含矿围岩的时代较广, 最主要的地层为三叠系, 含矿岩石的沉积相为高碳质碎屑浊积相、斜坡相、泥灰岩相、热水沉积的角砾状灰岩相、粘土岩相和硅质岩相。沉积岩型金矿床常与汞、砷、锑处于同一成矿带, 矿床多于

区域性断裂的附近,矿体受背斜、穹隆和次级断裂控制。在卡林金矿带,金矿脉经常占据围岩中先前已存在的裂隙、节理、脉体、层理和其它结构上或岩性上不均匀的部位。金矿床的围岩蚀变主要有弥漫状的硅化、碳酸盐化、脱钙化及层状硅酸盐化,矿化中心以强烈的硅化为特征^[14 15 16 17]。

金矿床的矿物组成为黄铁矿、毒砂、辉锑矿、含砷黄铁矿、白铁矿、雄黄、雌黄、方铅矿、石英、碳酸盐、水云母、重晶石等,汞、砷、锑矿物为典型的低温组合,在金矿床中还出现在自然界极分散的稀有元素铊的若干矿物^[18];至今,在金矿床中又发现了含铂汞金矿、汞金矿、铂金矿和锑硒矿,其中含铂汞金矿和锑硒矿应属于新矿物^[19]。美国某些卡林型金矿床中自然金或者呈浸染状的亚微米级颗粒(平均粒径为 $0.5\mu\text{m}$),或者呈这些细小颗粒的集合体($10\sim 30\mu\text{m}$)的形式产出。在扫描电镜下,见到自然金与含砷黄铁矿共生,但不是连生。也有少量的叶片状金分布在石英矿物的晶间^[16]。我国卡林型金矿床的金主要以小于 $1\mu\text{m}$ 的超显微包裹体存在于毒砂、黄铁矿、辉锑矿和雄黄等矿物中^[19]。

金矿床中 Au、Hg、As、Sb、Ag、Tl 等元素形成异常, Au、Hg 和 As 的原生晕与金矿化的中心是相关的^[17]。金矿床最常见的元素组合 (Au、Hg、As、Sb) 与温泉和海洋热水沉积物中的异常含量的元素一致^[20]。

美国卡林金矿带金矿床的成矿阶段流体的 W_D 为 -11% , 表明成矿流体来源于大气降水;成矿阶段黄铁矿的 W^3S 值为 $5\text{‰}\sim 10\text{‰}$, 与从古生代沉积硫化物和第三纪盆地堆积物中有有机质产生的硫的 W^3S 值是一致的^[17]。我国卡林型金矿床流体包裹体的氢氧同位素组成表明,成矿流体为被加热的大气降水;矿石的硫、碳和氧同位素组成说明,硫为地层硫,氧与沉积碳酸盐的相似,方解石或白云石脉的 W^3C 有时为较大的负值,可能与有机碳的参与与反应有关。矿体和蚀变围岩的有机碳含量为 $0.2\text{‰}\sim 19\text{‰}$, 有机质主要为腐泥型,矿区干酪根均已达到过成熟 $R^0 > 1$, 矿石中普遍含有有机包裹体,如液态的 CH_4 、天然石蜡、沥青和含重油包裹体^[20]。

美国内华达州 Jerritt 峡谷金矿区中金矿床包裹体的盐度 ($0.1\%\sim 13\% \text{NaCl}$) 和气体含量 (小于 $0.5\%\sim 12\%$ 摩尔分数) 的变化范围很宽, 有两种组成成分差异明显的包裹体存在, 一个端元是高盐度的 ($13\%\sim 15\% \text{NaCl}$) 和 5% (摩尔分数) 气体的卤水, CO_2 是主要气体 (4% 摩尔分数), 并含有 1% 摩尔分数的 CH_4 和 N_2 , 一般还含有 $< 0.1\%$ 摩尔分数的短链碳氢气体以及 H_2S 、 SO_2 和 Ar , 某些包裹体含有达 1.0 克分子% 的 H_2S 。另一端元是盐度极低 ($< 0.1\% \text{NaCl}$) 和气体含量也极低 (0.5% 摩尔分数) 的流体, 其气体种类与前者相似。 $\text{CO}_2 / \text{CH}_4$ 一般接近 100 , 变化范围较大: $5\sim 500$ 。对于卤水和富气包裹体的起码俘获条件是 $200\sim 250^\circ\text{C}$ 和 $50\sim 100 \text{MPa}$ 。矿化发生的深度至少有 1km , 可能深达 5km 。含金似碧玉岩的 $W^8\text{O}$ 值与所含包裹体的盐度有密切关系, $W^8\text{O}$ 值低的似碧玉岩是从低盐度的流体中沉淀的, $W^8\text{O}$ 值高的似碧玉岩是从高盐度的流体中沉淀的。硫酸盐矿物的 $W^8\text{O}$ 值和 W^3S 值是同步变化的, 富重同位素的硫酸盐是从同位素有交换的流体中结晶, 富轻同位素的硫酸盐是在没有同位素交换的流体相混合过程中由热液成因的硫化物氧化形成的, 表明金矿床形成过程中存在流体的混合。含金似碧玉岩的金含量的 $\log(10^{-6})$ 值与 $W^8\text{O}$ 值具有正相关关系, 计算的成矿流体 $W^8\text{O}$ 值从 5‰ 下降到 -10‰ 时, 从中沉淀的含金似碧玉岩的金含量也相应地从约 300×10^{-6} 降至 0.03×10^{-6} , 表明矿化是在两种流体的界面上发生的。由此得出, 该地区成矿流体有两种, 一种流

体是在同位素上没有交换的、氧化的、低盐度的、气体含量低的和接近中性的。另一种流体是在水/岩比值较低的情况下,经历了与围岩广泛的交换,温度升高形成的一种富 ^{18}O 中等酸度和富含 Cl^- 、 CO_2 、 H_2O 的卤水,后一种流体从其流经的岩石中提取了金,金主要是以二硫化物络合物的形式迁移的,当这种流体与同位素没有交换的流体较多混合时,因为 f_{O_2} 的少量增加而破坏了二硫化物配位体,从而极大地降低了金的溶解度,导致金的沉淀而形成矿床^[17]。

4 超大型火山岩型金矿床的地球化学特征

火山岩型金矿床分为陆相火山岩型金矿床和海相火山岩型金矿床。陆相火山岩型金矿床既包括赋存于陆相火山岩-次火山岩系中的金矿,也包括产于与火山岩-次火山岩系相邻的地质体中而又具备陆相火山岩型金矿床地质、地球化学特征的矿床。海相火山岩型金矿床系指除太古代绿岩带型金矿之外,元古代以来含矿岩系为海相火山岩的金矿床^[1]。陆相火山岩型金矿床在我国东部较为发育,达到超大型规模的金矿床为台湾金瓜石金矿床。近年来,在我国西部也陆续找到一些陆相火山岩型金矿床。陆相火山岩型金矿床在世界范围内广泛分布,大量的在太平洋成矿带分布,尤其在西南太平洋新生代岛弧地带,仅在本世纪 80 年代就发现了几个超大型金矿床。在美洲西部的新生代陆相火山岩型金矿床是很重要的,超大型金矿床有美国的麦克劳林金矿床。中生代火山岩系中也产有若干超大型金矿床,如俄罗斯的达拉松的巴列依金矿床。超大型火山岩型金矿床主要为陆相火山岩型金矿床。

超大型陆相火山岩型金矿床的大地构造背景为大陆边缘和岛弧环境,到目前为止,发现超大型陆相火山岩型金矿床主要形成于岛弧环境。根据金矿床的围岩蚀变特征、矿物组成和元素组合,以及由此推测的金矿床的形成机制和地质背景的差异,陆相火山岩型金矿床划分为明矾石-高岭石型(或称酸性-硫酸盐型)和绢云母-冰长石型^[21,1]。两种类型都可以形成超大型金矿床,明矾石-高岭石型有我国台湾的金瓜石金矿床,绢云母-冰长石型有巴布亚新几内亚的 Ladolam Wau-Edie Creek 和 Hidden Valley,日本的菱刈、菲律宾的 Acupan-An-tamok 斐济的 Emperor 和新西兰的 Waihi 金矿床等。超大型陆相金矿床的含矿岩系主要为钙碱性岩系,次要为碱性岩系火山岩(Emperor 金矿床的含矿岩系),从英安岩到流纹岩。火山机构在金矿床的形成过程中常起十分关键的导矿和控矿构造作用。如金瓜石金矿床基本局限于作为火山通道的次火山岩相英安岩中;在西南太平洋岛弧区,金矿床与火山中心的密切关系,金富集在靠近陡直的火山喷发口接触带的高渗透带的脉、角砾岩、网状脉的交代带中,在空间上与侵位于顶部塌陷火山口的岩流穹丘杂岩共生。区域性的断裂构造和不整合面也是重要的控矿构造。超大型陆相火山岩型金矿床的矿体多为脉型、网脉带型,常为陡倾斜^[1],矿体的几何形态是变化的。

超大型陆相火山岩型金矿床区别于其他类型金矿床的特点之一是该类型金矿常为金银共生,矿床的 Ag/Au 一般大于 1,但也有小于 1 的。金银可以共生于同一矿物,如银金矿、金银矿、含银自然金等。矿床中常出现金银的碲化物,有些矿床中还出现硒化物矿物,银可以形成硫化物、氯化物和硫酸盐矿物等。明矾石-高岭石型陆相火山岩型金矿床和绢云母-冰长石型火山岩型金矿床在地质、地球化学特征上是有差别的(表 1)^[1]。西南太平洋岛弧区的明矾石-硫酸盐型陆相火山岩型超大型金矿床含有大量的黄铁矿(体积上可以超过 50%),Cu 作为硫砷铜矿、四方硫砷铜矿以及富硫的铜和铁-铜硫化物组合与玉髓质石英和明矾石共生,

表 1 二类陆相火山岩型金矿床的差别

Table 1 The differences of two kinds of continental volcanic rock-type gold deposits

明矾石-高岭石型	绢云母-冰长石型
出现硫砷铜矿, 有些矿床还有铜蓝、兰辉铜矿	无硫砷铜矿
原生明矾石化、高岭石化显著, 冰长石基本缺失	主要是绢云母化, 伴随一定数量的冰长石化
硒化物缺失	常有硒化物
少见锰矿物	多见锰矿物
有些矿床见辉铋矿	辉铋矿缺失
铜重要	Pb Zn Cu在不同矿床出现的情况不一

重晶石和自然硫是常见的脉石矿物, 冰长石-绢云母型矿床是贫贱金属的脉型矿床, 矿脉一般含有条带状的玉髓质石英、含锰碳酸盐(和蔷薇石)以及 Ag 的硫化物和硫酸盐, 在与碱性岩有关的 Emperor 矿床中出现含钒云母。

陆相超大型火山岩型金矿床与岩浆作用有密切的关系^[21]。典型的冰长石-绢云母型金矿床与长英质岩浆岩伴生, 明矾石-硫酸盐型金矿床与中性岩浆岩相伴生, 两种类型的金矿床也可以与斑岩有关, 可能是在斑岩铜矿系上部的晚期热液活动过程中形成的, 而且套叠在具 Cu-Au 矿化的斑岩岩株的边缘。

陆相火山岩型金矿床常含一套矿石元素和微量元素异常: Au Ag Sb Hg Tl Mo W Cu Pb Zn Te B 和 F。在陆相火山岩型金矿床的构造中, 具有明显的矿石元素垂直分带, 较明显的 Cu Pb Zn Ag 异常经常形成于矿体的下部, 近地表富集的元素有 Sb Tl Hg Ba As 和 F 等元素。矿石元素还出现侧向分带, Hg Mn 和部分贱金属元素在蚀变带的周围形成分散晕。在西南太平洋岛弧地区的新生代陆相火山岩型金矿区往往为活动地热区, 在其地表径流中高度富集有特征的矿石元素和微量元素 Au Ag As Sb Hg W 和 Tl, 其高温区的元素异常垂直分带为: As Sb Au Tl 富集在近地表, Ag Se Te Bi Pb Zn Cu Co 主要富集在地热系的深部^[22]。

陆相火山岩型金矿床的黄铁矿的硫同位素比值 $W^{34}S$ 为 0 或低的正值, 表明 S 来源于深部; 氧、氢同位素比值表明, 早期成矿流体中岩浆热液占重要的比例, 早期的含金石英脉的流体包裹体具高的盐度, 表明岩浆在陆相火山岩型金矿床形成中起重要的作用。陆相火山岩型金矿床包裹体的均一温度为 160-320°C, 晚阶段成矿流体为较稀释的(相当于含 0-8% NaCl) 和以天水为主的流体。

陆相火山岩型金矿床的成因模式为, 含有或不含有碱性氯化物的岩浆成因的热液流体在其上升过程中同受热的天水相互作用, 形成氧化的和酸性的流体, 这种流体与围岩相互作用, 形成明矾石-硫酸盐型陆相火山岩型金矿床。绢云母-冰长石型陆相火山岩型金矿床是由于 Au 络合物稳定性降低使金发生沉淀, 形成赋存于侵入岩内的金矿石或金矿胎, 这些矿体或矿胎可以在天水热液叠加作用过程中呈二硫化物络合物的形式再次被活化, 并发生沉淀, 形成一些较浅的或在外围的浅成低温热液型金矿床^[21]。

5 超大型侵入岩体内及内外接触带型金矿床的地球化学特征

侵入岩与金矿床有密切的关系, 上述四类金矿床分布往往也分布有从超基性岩到酸性岩、碱性岩的侵入岩体, 在侵入岩体内和内外接触带赋存有金矿体, 因此, 该类型金矿床特别是其中的外接触带型金矿床往往与其它类型金矿床为过渡类型, 与上述四类金矿床相比, 具有超大型规模的侵入岩体内和内外接触带型金矿床的数量是较少的. 与金矿床有关的侵入岩形成于从太古代至新生代的各个地质时代, 岩性以壳幔混合型或幔源型中、酸性和碱性岩类为主, 包括闪长岩、花岗岩和正长岩. 金矿体为含金硫化物石英脉、含金蚀变岩及二者之间的过渡类型, 受构造控制明显. 河北东坪金矿床是目前我国发现的较大规模的侵入岩内接触带型金矿床, 已达大型规模, 有希望达到超大型金矿床的规模 ($> 100 \text{ t}$).

据赵振华等 (1994) 和陈多福 (1994) 等研究, 东坪侵入岩内接触带型金矿床赋存于冀西北形成于海西期的水泉沟碱性杂岩体的碱性长石正长岩体中. 碱性长石正长岩的地质和地球化学特征表明, 岩石为岩浆成因, 源岩为幔源. 矿床有三种类型矿体组成: 含金石英(细)脉、石英脉及石英脉侧蚀变岩型、硅化钾化蚀变岩型, 矿化具有分带性, 上部以石英脉型为主, 中部为石英脉+硅化钾化蚀变岩型, 深部以硅化钾化蚀变岩型为主, 石英脉中常有钾长石化蚀变岩角砾, 蚀变岩型矿体的矿化程度与其中硫化物石英细脉或团块状或网脉密切相关, 纯的钾长石化蚀变岩矿化较差^[23, 24].

矿石为贫矿化物型, 金属矿物以黄铁矿为主, 次有黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、磁铁矿、镜铁矿、斑铜矿等, 脉石矿物主要为石英和钾长石, 矿体中普遍含有碲化物如碲金矿、碲银矿、碲铅金矿等, 金矿物主要为自然金、碲金矿、碲银矿, 自然金占金矿物总量的 90%, 成色较高, 为 934.8~978.3. 矿石的化学成分复杂, Au、Pb、Cu、Zn、Te、Ag 等元素的含量较高. 金矿石稀土元素的含量较低, 均为轻稀土富集型, 钨呈正的或负的异常. 矿石中石英的稀土元素总量较低, 为轻稀土富集型, 矿石钾长石的稀土元素含量及配分型式表明, 矿石中稀土元素配分特征是由于强烈分异花岗岩热液对正长岩体作用而形成的.

矿石中包裹体流体的氢、氧同位素组成的 $\text{W}_D\text{-}^{18}\text{O}$ 图解上位于岩浆水和变质水范围的左下方, 明显向大气降水线偏移, 有的位于大气降水线附近, 氢同位素的 W_D 在 $-80\text{‰} \sim -100\text{‰}$ 的范围内呈近平行 ^{18}O 坐标的线性分布, 从早阶段到晚阶段向大气降水偏移, 表明金矿床的形成与大气降水有关, 矿石中共生硫化物矿物 $\text{W}^{34}\text{S}_{\text{黄铜矿}} \gg \text{W}^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿}} \gg \text{W}^{34}\text{S}_{\text{闪锌矿}} \gg \text{W}^{34}\text{S}_{\text{方铅矿}}$, 说明矿床硫同位素基本已达到平衡, 黄铁矿的硫同位素组成集中在 $-6\text{‰} \sim -8\text{‰}$, 成矿热液的总硫同位素组成为 $+1.85\text{‰}$, 与陨石硫同位素组成接近, 参加成矿的硫主要是深部硫, 矿石中方铅矿的铅同位素组成为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.1452 \sim 17.7465$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.01 \sim 15.7036$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.15 \sim 38.3993$, 铅具有多来源的特征, 碱性岩体与金矿石中的方铅矿、钾长石的铅同位素方面有密切的关系. 含金石英脉中方解石的 W_{CPDB} 为 -2.28‰ , 为绝对值较低的负值, 与岩浆碳酸盐及岩浆的 CO_2 接近, 方解石的 ^{18}O 为 $+7.62\text{‰}$, 为低正值, 表明成矿硫体为深部来源和大气降水混合形成的. 含金石英脉的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的范围为 $0.7063 \sim 0.70845$, 初始值为 0.7062 , 显示成矿热液为深部来源.

包裹体流体富 CO_2 气体, 成矿阶段流体包裹体中还含有液相 CO_2 . 碱金属元素 $\text{K} > \text{Na}$, 卤族元素 $\text{Cl} > \text{F}$.

成矿温度为 220~ 320℃, 为中温热液金矿床. 金矿床中钾长石的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为 157~ 177 Ma^[25]. 含金石英脉包裹体流体的 Rb-Sr 等时线测年结果为 103± 13 Ma^[24], 金矿床形成于中生代燕山期.

东坪金矿床的地球化学特征表明, 金矿床的形成过程可能为在燕山运动时, 花岗质岩浆侵入和分异活动产生热能和热液, 大气降水与之相混合, 形成混合热液, 进而盛开富钾和硅的含金热液, 含金热液在上升过程中随温度、压力降低, SiO₂ 的溶解度降低, 发生硅化或析出石英脉, 碱性长石化使溶液中碱金属离子浓度降低, 促使含金络合物的破坏, 形成金矿化.

东坪金矿床与其他侵入岩内和内外接触带型金矿床在地球化学特征方面有许多相似之处.

6 小 结

上述五种类型超大型金矿床的地球化学特征表明, 形成超大型金矿床的物质来源和机制是多种多样的, 深部来源的流体与浅部大气降水热液的混合是导致金矿化形成的重要机制, 超大型金矿床形成不受岩性和时代的限制.

7 参考文献

- 涂光炽, 等. 中国金矿 (岩金) 的主要类型引言, 中国火山岩型金矿床. 见: 中国金矿研究新进展. 北京: 地震出版社, 1994, 1~ 4.
- 陈衍景. 中国绿岩带型金矿床, 见: 中国金矿研究新进展. 北京: 地震出版社.
- Beaudin A, 等. 魁北克省阿伯特比绿岩带诺兰达地区代斯特-奥尔矿体周围金、砷、锑和钨的分布. 沈远超, 译. 见: 国外金矿地质研究新进展 (第二集). 1989, 168~ 191.
- Roberts R G. 矿床模式 11- 太古代脉型金矿床. 阎月华译. 1989, 116~ 135.
- 杨敏之, 等. 胶东东部金青顶金矿床围岩蚀变带的地球化学、形成机理及找矿方向研究. 地质找矿论丛, 1989, (2): 1~ 17.
- 周群辉, 等. 胶东焦家金矿地球化学研究. 国际金矿地质与勘探学术会议论文集. 沈阳: 东北工学院出版社, 1989, 584~ 589.
- Phillips GH, 等. 卡尔古利戈尔登迈尔金矿床的矿源要求: 变质-交代模式对太古代金矿床的意义. 杨亿, 译. 见: 国外金矿地质研究新进展 (第二集). 1990, 12~ 23.
- 王秀璋, 等. 浅变质细碎屑岩型金矿床的三阶段成矿模式, 矿床地质, 1995, 14 (4), 322~ 327.
- 谭克仁. 穆龙套金矿田超深钻地质研究新进展. 黄金科技动态, 1993, (3), 17~ 28.
- Е.М.Олаев Н.П., 等. 黑色页岩中金银矿床成矿流体特征. 地质科技动态, 1995, 5 36.
- Cox SF, et al. Deformational and metamorphic processes in the formation mesothermal vein-hosted gold deposits from Lachlan fold belt in central Victoria, Australia. Ore Geology Review, 1991, 6, 391~ 423.
- 季峻峰, 等. 江西金山剪切带型金矿床中含金石英脉的成矿特征. 地质论评, 1994, 40 (4), 361~ 367.
- Kremenetsky AA. Ore-forming processes in black shales Muruntau gold ore deposit. In The 9th symposium of international association on the genesis of ore deposits. ABSTRACTS vol. 2, 443~ 444, August 12~ 18, 1994, Beijing, China.
- 栾世伟, 等. 金矿床地质及找矿方法. 四川科学技术出版社, 1987.
- Hofsra AH, 等. 美国内华达州 Jerritt 峡谷金矿区赋存在沉积岩 (似碧玉岩) 中的浸染状金矿床流体混合成因的证据. 阎月华, 译. 见: 国外金矿地质研究新进展 (第三集). 1990, 104~ 107.
- Madrid R.J, 等. 美国内华达州赋存在沉积岩中的某些卡林型金矿床金的产出情况及其与矿脉和矿物共生的关系, 刘洪涛, 译. 见: 国外金矿地质研究新进展 (第三集). 1990, 108~ 113.
- Bagby WC, 等. 蚀变作用与脉体的关系: 在勘查以沉积岩为容矿围岩的卡林型金矿床中的应用. 张培宪, 译. 见: 国

外金矿地质研究新进展 (第三集). 1990, 114- 116.

- 18 涂光炽, 等. 西南秦岭与西南贵州铀金成矿带及其与美国西部卡林金矿床的类比性. 铀矿地质, 1990, 6 (6): 321 ~ 325.
- 19 王奎仁, 等. 中国几个典型卡林金矿床金的赋存状态研究. 合肥: 中国科技大学出版社, 1994.
- 20 杨蔚华, 等. 中国沉积岩型金矿床. 见: 中国金矿研究新进展. 北京: 地震出版社, 1994.
- 21 Sillitoe R.H. 西太平洋岛弧区金矿床的地质环境、类型和成因. 见: 国外金矿地质研究新进展 (第三集). 陈友明, 译, 1990, 17- 25.
- 22 Clarke D.S., 等. 岩石地球化学在勘查西南太平洋浅成低温热液型金矿化中的应用. 任桂兰, 译. 见: 国外金矿地质研究新进展 (第三集). 1990, 85- 87.
- 23 赵振华, 等. 张家口地区 (东坪) 与碱性岩有关的金矿床. 见: 中国金矿研究新进展. 北京: 地震出版社, 1994.
- 24 陈多福, 等. 张宣地区金矿前景讨论. 见: 中国金矿研究新进展. 北京: 地震出版社, 1994.
- 25 赵振华, 等. 东坪式金矿 - 与碱性正长岩有关的改造型金矿. 见: 第五届全国矿床会议论文集. 北京: 地质出版社, 1993.

THE GEOCHEMISTRY AND GENESIS OF SUPERLARGE GOLD DEPOSITS

Ying Hanlong Liu Bingguang

(*Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences*)

Abstract

The paper summarizes the geochemical characteristics of five types of superlarge gold deposits. Superlarge gold deposits have multiple material sources and formation genesis. The processes that rising non-meteorite deep-source fluids mix with meteoric hydrothermal fluids may be important in the gold mineralization in superlarge gold deposits.

Key words geochemistry genesis superlarge gold deposit

作者简介 应汉龙 男 1964年 3月生, 1990年毕业于成都地质学院, 1993年毕业于中国地质科学院地质研究所, 获地球化学专业博士学位, 现任中国科学院地质研究所副研究员. 通讯地址: 北京市德胜门外, 中国科学院地质研究所; 邮政编码 100029.