

铁氧化物型铜-金矿床

1 简介

铁氧化物型铜-金矿床是最近才认识的一类构造控制的后生矿床。它们一般形成于古元古代至中元古代的张性环境中 (Meyer, 1988; Hauck, 1990; Hitzman 等, 1992; Davidson 和 Large, 1998; Williams, 1998)。此类矿床的大型矿床含矿石量大于 10^8 t, 铜品位 $0.8\% \sim 1.6\%$, 金品位 $0.25 \times 10^{-6} \sim 0.8 \times 10^{-6}$ 。据 Hitzman 等 (1992), 这是含有很宽的一种矿床类型, 被称作铁氧化物 Cu-V-Au-REE 矿床, 包括瑞典基鲁纳 (Kiruna) 巨型含磷铁矿, 中国内蒙古的白云鄂博稀土-铁矿床。

这种矿床的典型例子是奥林匹克坝 (Olympic Dam) 矿床, 矿石储量约 2×10^9 t, 铜品位 1.6% , 金品位 0.6×10^{-6} , 它产于澳大利亚南部 Stuart Shelf (Oreskes 和 Einaudi, 1990)。其他世界级矿床的例子: 昆士兰 Cloncurry 地区的 Ernest Henry 矿床, 矿石储量 1.67 亿 t, 铜品位 1.1% , 金品位 0.5×10^{-6} (Williams, 1998)。尚未详细论证但可能属于此类矿床的矿床还有: Salobo 矿床, 矿石储量大约 1×10^9 t, 铜品位 0.85% , 金品位 0.4×10^{-6} ; Alemão 的 Igarapé Bahia/Alemão 矿床, 矿石储量 140×10^6 t,

铜品位 1.5% , 金品位 0.8×10^{-6} ; 巴西卡拉加斯地区的其他一些矿床 (Huhn 和 Nasciemento, 1998), 尽管有人对这些矿床有不同看法 (如 Lindemayer, 1998)。智利安第斯的 Candelaria 矿床 (矿石量 326×10^6 t, 铜品位 1.06% , 金品位 0.26×10^{-6}) 很可能属此类型, 但它具有一些非常规的特征, 如大量铁硫化物出现, 缺乏特征性的微量元素富集, 以及典型夕卡岩矿物组合 (Ryan 等, 1995)。在美国密苏里州东南部, 加拿大育空地区 Wemecke 山脉, 还产有稍小一些的矿床 (Hitzman 等, 1992)。

2 矿床特征

依据 Hitzman 等 (1992) 所述的该类矿床主要特征, 结合各成矿省的具体研究资料, 以及对巴西卡拉加斯的研究经历 (表 1), 归纳其特征: 1) 高储量, 低品位; 2) 主要矿物为氧化铁、磁铁矿和赤铁矿; 3) 低硫铜矿物中的硫化物含量低; 4) SiO_2 含量低; 5) 特征性的金属共生组合为 Fe-Cu-Au-REE, 常具 Ag, As, Co, Fe (原文稿误为 F, 译者注), Mo, Nb, Ni, P 和/或 U 等异常; 6) $\text{Cu}/(\text{Cu}+\text{Zn}+\text{Pb})$ 值高。

表 1 铁氧化物型铜-金矿床的主要特征

年龄范围/Ga	1.8~0.1(大多数为 1.8~1.4)
典型成矿省 (典型矿床)	澳大利亚南部 Stuart Shelf (奥林匹克坝); 昆士兰 Cloncurry 地区 (Ernest Henry); 巴西卡拉加斯地区 (Salobo, Igarapé Bahia); 智利 Atacama 省 (Candelaria)
构造类型	大多数为脆性—脆-韧性构造, 构造控制因素多变
成矿样式	不同方向的、通常较陡的角砾岩, 不整合脉体或整合交代式矿体
赋矿岩石	变化不一, 从太古宙的片麻岩、绿岩变化到同期的花岗岩、火山岩或沉积岩
金属元素组合	Fe-Cu-Au (Ag, As, Co, Fe, Mo, Nb, Ni, P, REE, U)
金成色	未报道, 但主要是自然金和银金矿
近矿蚀变	蚀变强烈而随深度变化, 随深度变浅, 蚀变顺序为: Na-Ca 长石→钾长石→绢云母和铁橄榄石→铁闪石→阳起石→碳酸盐, 石英较少, 尤其是在深部
P-T 条件	变化不一, 铜-金矿床多为 $200 \sim 400$ °C, 铁硅酸盐和磁铁矿高达 600 °C
成矿流体	高盐度、酸性、被氧化的流体
同位素(水)	$\delta^{18}\text{O} = 6\% \sim 10\%$
热 源	可能是岩浆(碱性的?)侵入体, 奥林匹克坝矿床和非造山岩浆作用同时
其他特征	可过渡为基鲁纳式大型含磷铁矿和白云鄂博式稀土-铁矿, 可能与 Serra Pelada 和 Jacutinga 型等金-钼矿床有关

在区域规模上, 矿床分布在地壳规模的断裂、剪切带、线性构造带或其附近, 这些构造带都是据遥感技术及地质物理信息而判定的。在矿床规模上, 也存在构造控制, 它们常沿着低序断层或剪切

构造分布, 或分布于其间; 或沿着岩石地层的接触带产出; 甚或沿着花岗岩与表壳岩的接触带或其附近产出。从形态学上讲, 它们可呈典型的筒状形态, 如奥林匹克坝; 可呈环形岩墙, 如卡拉加斯的

Igarape Bahia/Alemao 和 Sossego 矿床；有时为不规则状，如 Ernest Henry；或具有席状形态，如 Candelaria。绝大多数大型矿床，至少单个矿床的一部分，存在于角砾岩中，但也可能被再活化的或多孔状的岩石所取代。在角砾岩为主的矿体中，常见碎块或角砾岩筒边缘被交代的现象。与其他类型热液矿床不同的是，矿石一般不含或含较少的石英，而硅酸盐矿物被磁铁矿取代，这些都表明 SiO_2 被溶解而不是沉淀。

矿床赋存于许多种岩石中，有同期非造山花岗岩，如奥林匹克坝；有较古老的由火山岩或变质沉积岩组成的变质地体，如 Ernest Henry 和 Candelaria；还有非常老的片麻岩、花岗岩或变质火山岩地体，如卡拉加斯的太古宙含矿岩石。

3 垂直分带

有迹象表明：随深度不同，蚀变矿物发生显著

变化。尽管有特例，但矿床的形成深度为地表以下 1~6 km (Hitzman 等, 1992)。随深度增加，总体趋势是由以赤铁矿为主（奥林匹克坝）到以磁铁矿为主（Ernest Henry 矿床和卡拉加斯地区的矿床）；相应的富铁矿物变化：碳酸盐→阳起石→铁闪石和铁镁橄榄石，如 Salobo (图 1, Lindemayer, 1998)。同时，随深度变化还出现硅酸盐矿物的规律改变：绢云母→钾长石→钠钙长石 (Hitzman 等, 1992)。在地壳的较浅层次，石英含量可能较高。此外，Groves (1993) 连续模型中某些造山型金矿所记录的基本现象，内华达 Yerrington 等某些斑岩铜矿系统的基本变化 (Dilles 和 Einaudi, 1992)，在该类矿床的深度变化中也显现出来。但与斑岩系统不同，这类矿床不是定位于一个可见的母岩侵入体内或其附近。尽管有报道称 Candelaria 矿床 (Ryan 等, 1995) 和奥林匹克坝矿床的局部 (Reeve 等, 1990) 随深度增加而 Au/Cu 减小，但关于此类矿床的金属因素比值的信息仍然很少。

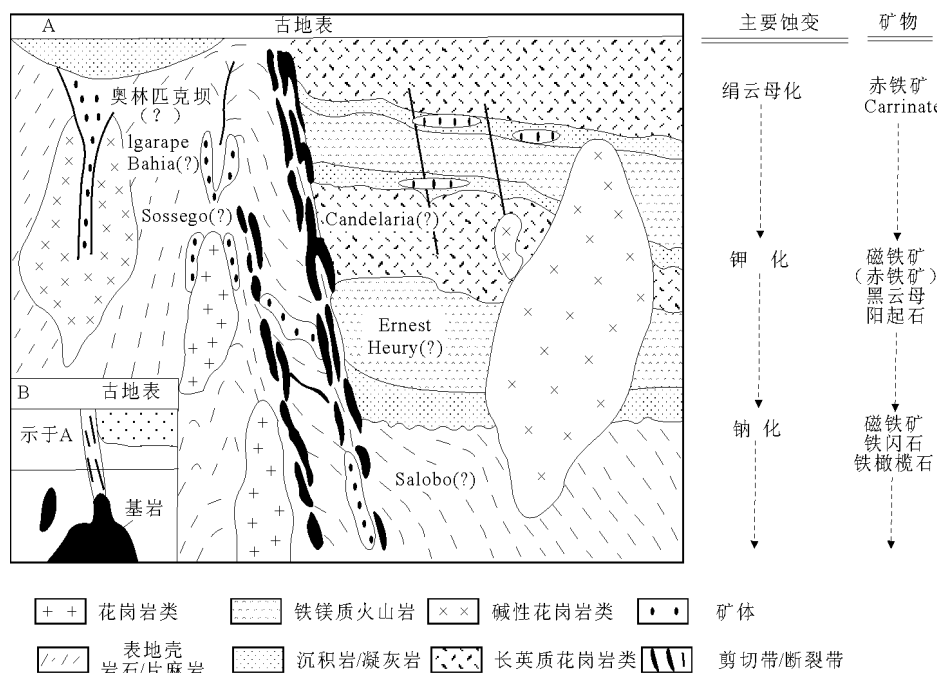


图 1 世界级铁氧化物型铜-金矿床的深度-空间组合-蚀变样式-Fe 矿物学特征综合图

A—剖面图；B—表示横剖面上地壳尺度断层和矿体出露区之下碱性岩浆体之间的关系。在某些方面，这个方案类似于造山型金矿地壳连续模式 (如 Groves, 1993) 和斑岩铜矿体系的古深度分带，尽管这 3 种金矿类型的地球动力学背景不同。主蚀变和 Fe 矿物学已经得到共识，因为单个矿床是分带的，且常有蚀变的叠加

南非 Phalabowra 铁-磷-铜矿床的年龄约为 2.0 Ga，与铁氧化物型金-铜矿床有许多相似之处。它富磁铁矿，含黄铜矿-斑铜矿-辉铜矿等贫硫铜矿物，P 和 REE 含量高，但它产于一个碱性岩浆杂岩体内。由于浅层矿床显示了基底岩石圈构造诱发的

深源富挥发分的岩浆-流体系统的末梢特征，因此，这些矿床总体上可代表最接近碱性岩浆源的矿床。

这类矿床是典型的多阶段成矿。高温阶段以铁氧化物、钙硅酸盐和/或富铁硅酸盐为特征，接着是较低温的，以黄铜矿、斑铜矿和辉铜矿为主要矿

物的铜硫化物阶段和金矿化；然后是再一次的铁氧化物阶段 (Oreskes 和 Einaudi, 1990)。Candelaria 等其他矿床呈现了更复杂的叠加关系。

4 热液流体和金属元素的来源

大量矿床的流体包裹体、矿物稳定性和其他热力学资料表明，矿化由性质多变但总体高盐度、低 pH 值的氧化性热液流体所致。温度从早期在地壳深部形成磁铁矿及相关铁硅酸盐的 600 °C 变化到 Cu-Au 矿化时的 200~400 °C (据 Hitzman 等, 1992; Davidson 和 Large, 1998)。有限的 C 和 O 同位素资料说明矿床与深部岩浆流体或变质流体有关，至少矿化早期如此 (Hitzman 等, 1992)，只是晚阶段有一些大气降水加入 (Gow 等, 1994)。卡拉加斯地区 Serra Pelada 金-钼矿床是个贫硫化物而富赤铁矿的矿床，位于同一岩石构造和成矿省的其他几个铁氧化物型铜-金矿床也具有类似特征，很可能形成于相似盐度的酸性氧化热液流体，因此成因上可归属于铁氧化物型金-铜矿床。

5 成因模式

关于成矿流体的最终来源问题，争论很激烈。大多数作者反对最初用来解释基鲁纳富磷铁矿的岩浆分异模型 (Philpotts, 1967)，而主张热液成因。部分作者研究显示成矿流体主要来自特定的岩浆。在岩浆论者中，碱性岩浆 (如 Meyer, 1988; Hauck, 1990) 和特殊花岗岩类建造 (如 Wyborn, 1988) 都已被作为流体和金属元素的来源。另一种观点是，成矿流体来自伸展背景下常见的同生盆地卤水，卤水可能来自早期蒸发岩建造 (Barton 和 Johnson, 1996)。

由于矿床与火成岩体没有明显的空间关系，因此，即使这些矿床确属岩浆热液形成，也必定远离岩浆母岩，但 Phalabowra 除外。这与斑岩型铜-金矿床等矿床类型显著不同，后者近邻岩浆源。然而，大量证据表明该类矿床与岩浆岩有成因联系，尤其是与碱性岩浆关系密切：1) 成矿温度高 (600 °C)，至少早期成矿流体具有岩浆/变质流体的同位素特征；2) 成矿流体盐度高，属于岩浆流体的特征，而非低盐度的变质流体；3) 最早为 Meyer (1988) 所识别的相容及不相容成矿金属元素共生的特征，与碱性岩相似；4) 成矿角砾岩体的筒状至环状岩墙形态与爆发的碱性侵入体相似，如奥林

匹克坝的横剖面与西澳金伯利地区 Argyle 富金刚石的钾镁煌斑岩筒相似 (Reeve 等, 1990; Drew 和 Cowan, 1994)，Igarape Bahia/Alemao 杂岩体的几何外形与 Phalabowra 成矿碱性杂岩体相似 (Verwoerd, 1986)；5) 产于 Phalabowra 碳酸岩中的磁铁矿-黄铜矿-斑铜矿-辉铜矿-磷灰石矿床与铁氧化物型铜-金矿床具有广泛的相似性；6) 奥林匹克坝矿床与非造山岩浆作用具有广泛的时间一致性 (Johnson 和 Cross, 1995)；7) Phalabowra 和奥林匹克坝矿床的 Nd 同位素具有亏损地幔型特征，奥林匹克坝角砾岩型矿体中出现含高铬铬铁矿的蚀变煌斑岩岩墙，以及相应的磁、重异常，都与深部存在碱性镁铁质岩石相印证 (Campbell 等, 1998)；8) 矿床，至少是元古宙矿床，定位于太古宙厚地幔岩石圈向后太古宙薄地幔岩石圈的转变地带，伸展构造优先发生在此类岩石圈边界，导致地幔岩石圈交代域的减压熔融，进而引起以富集相容和不相容元素为特征的碱性岩浆作用。

作为一个必然的结论：蒸发模式不能解释卡拉加斯矿床带的成因，因为它们赋存于太古宙片麻岩和花岗-绿岩地体中，而不是伸展盆地中的同生岩石。

6 地球动力学背景

与大多数含此类矿床的其他地区一样，Stuart Shelf 和卡拉加斯地区元古宙矿床形成伴随于主要伸展构造事件期间的克拉通内部的岩浆作用，即双峰火山作用和有关的非造山 (A 型) 花岗岩类活动 (如 Hitzman 等, 1992)。克拉通边缘是重要的成矿区：奥林匹克坝矿床位于 Torrens 枢纽带附近 50 km 内，它有效地指示了 Gawler 太古宙克拉通的东边缘 (Reeve 等, 1990)；而卡拉加斯矿床带位于仅存的曾经拉张的太古宙克拉通残留体内，即位于地球上最广泛的非造山地体之一的东边缘 (Santos 等)。Cloncurry 矿床带 (包括 Ernest Henry) 的构造背景还不清楚，但据 Williams (1998) 研究，矿床与 I 型英云闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩以及碱性长石侵入体大致同时形成 (Wyborn, 1998)，而且形成于 Isan 挤压造山运动的由韧性向脆性变形转变的过程，它们似乎也产在太古宙厚岩石圈与薄岩石圈的边界附近，尽管太古宙岩石跨越了边界。

Candelaria 等显生宙矿床形成于陆弧或陆弧后的伸展区。因此，该大类的不同矿床有不同的构造背景，挤压背景的伸展环境和伸展性的非造山省都

有铁氧化物型铜-金矿床。显生宙矿床(如: Candelaria)与元古宙铁氧化物型铜-金矿床并不是十分类似, 它们的性质介于铁氧化物型铜-金矿床和与碱性岩浆岩有关的斑岩型铜-金矿床之间(Muller 和 Groves, 1999)。在如此广大的铁氧化物型铜-金矿床大类中, 不同矿床的特征差异, 例如金属元素组合和硫/金属值等, 可能与物源岩浆性质有关。例如, 镁铁质碱性岩浆和碳酸盐岩浆与 Cu-Au-REE-P-

F-U 组合类型有关, 碱性花岗岩类与铜-金矿床有关, 但相对缺乏不相容元素的富集; 前者可能产生于非造山伸展背景, 而后者则产在总体为挤压性造山带大环境的局部伸展背景下, 或者与晚期伸展变形有关。然而, 有金属元素组合发表的详细研究的矿床实例太少, 需要进一步补充研究。

摘自《大陆动力学与成矿作用》

国外铁氧化物铜-金矿床的特征及其研究现状

张兴春

(中国科学院地球化学研究所 矿床地球化学重点实验室, 贵州 贵阳 550002)

Hitzman 等于 1992 年提出了铁氧化物 Cu-U-Au-REE 矿床这个概念, 将澳大利亚的奥林匹克坝矿床、加拿大的韦尔内克(Wernecke)山和大熊河(Great Bear)矿区、瑞典的基鲁纳(Kiruna)铁矿、美国密苏里(Missouri)东南铁矿区 and 我国白云鄂博矿床归入了这一松散的类型中, 其最基本的共同点是富含铁氧化物矿物组合。Hitzman 认为基鲁纳型铁矿和铁氧化物型铜-金矿床是一个连续系列的 2 种端元, 且它们相互间有成因联系。笔者关注的是铁氧化物型铜-金矿床, 它除含大量铁氧化物和富 Cu, Au 外, 还可不同程度地富集 Co, Ni, As, Mo, W, U, REE, Te 等元素。

铁氧化物型铜-金矿床可说是近年来才被认知的、在国外已成为一种重要的铜-金矿床勘探类型。在过去的十多年中, 已有多该铜-金矿床被发现或已投入生产, 如 1991 年发现的澳大利亚欧内斯特亨利(Ernest Henry)矿, 1987 年发现的智利坎德拉里亚(Candelaria)矿, 澳大利亚克朗克里(Cloncurry)地区的一些铜-金矿床, 巴西的 Salobo, Igarape Bahia/Alemao, Sossego 和 Cristalino 矿床等。该类矿床具有与斑岩铜-金矿体系相似的矿石资源和铜、金品位。一些国外铁氧化物型铜-金矿床的简要特征列于表 1。

虽然该类矿床在找矿方面取得了许多成功结果, 但目前我们还缺一个综合成因模型来区分有经济价值的矿床、无经济意义的弱铜-金矿化体及无铜-金矿化的铁氧化物体系。对这类矿床的一些重要特征, 特别是与蚀变和矿化有关流体来源及特定岩浆所起的作用等方面, 勘探地质师和研究人员间存在着根本不同的观点。最近, 这些争论越来越集

中在与这些矿化系统有关的流体是主要源自岩浆还是受围岩控制。

Hitzman 和 Pollard 对铁氧化物型铜-金矿床的主要特征作了简要概括。笔者试图通过对一些有关文献的调研, 对国外(主要是澳大利亚、智利和巴西等地)的铁氧化物型铜-金矿床的地质特征和研究现状作一个简要介绍, 增进对该类矿床的总体特征、产出的构造背景、形成年龄、与侵入体的时空关系、与区域性钠(-钙)质蚀变和钾质蚀变的关系、构造和主岩对矿化的控制作用、可能的流体和金属来源、该类矿化与其他类型矿化(特别是斑岩型铜-金矿化)的异同点等的了解, 并希望有益于在我国寻找和研究这类矿床。

1 铁氧化物型铜-金矿床的地质背景和特征

1.1 总体特征

与斑岩型铜-金矿床不同, 铁氧化物型铜-金矿床不具备与次火山相侵入杂岩有稳定和紧密的联系, 该类矿床可以形成在比典型斑岩铜-金矿化体系范围大得多的地壳中。

1) 矿化作用, 特别是地壳深部的矿化是受早期存在的构造而由岩浆结晶和热液形成阶段的构造所控制。

2) 矿床通常具高铁低硫特点, 铁氧化物(磁铁矿和/或赤铁矿)在矿石中很普遍。

3) 除铜、金外, 矿床中常(但非一定)富集有钴、钼、铀、稀土、钡和氟。此外, 绝大多数铁氧化物型铜-金矿化区有大量约与矿化年龄相当时间侵入的镁铁质—中性—长英质侵入岩, 且有证据

表1 澳大利亚(澳洲)、巴西、智利等地的一些铁氧化物型铜-金矿床的简要特征

矿床和位置	矿床规模、成矿年龄	含矿主岩地质	金属矿物组分/组合、伴生元素	矿化结构、类型	控矿构造	主要资料来源
奥林匹克坝, 澳洲高勒克拉克通	23.2 亿 t 矿石资源, 平均 Cu 1.3%, U_3O_8 0.04%, Au 0.5×10^{-6} , Ag 2.9×10^{-6} , 其中 6 亿 t 可采矿石, 平均 Cu 1.8%, U_3O_8 0.05%, Au 0.5×10^{-6} , Ag 3.6×10^{-6}	Roxby Downs 花岗岩体中的含赤铁矿花岗岩角砾岩	蚀变: 主要绢云母-赤铁矿和次要绿泥石、硅化、碳酸盐、磁铁矿; 金属矿物: 黄铜矿、斑铜矿、辉铜矿、自然铜、沥青铀矿、水硅铀矿、钛铀矿、自然金和自然银	爆破角砾岩, 浸染状、脉状	梯列式断层网络, 可能的拉张位错带	文献 [53, 54, 82, 85]
Eloise, 澳洲克朗克里地区	320 万 t 可采矿石, 平均 Cu 5.8%, Au 1.5×10^{-6} , Ag 19×10^{-6} , 坑采; 黑云母、角闪石 Ar-Ar 法 1 536 ~ 1 512 Ma	1.67 ~ 1.60 Ga 变长石砂岩、云母片岩、角闪岩	1) 钠长石; 2) 角闪石-黑云母-石英; 3) 绿泥石-白云母-阳起石-方解石-磁铁矿-黄铜矿-磁黄铁矿-黄铁矿; 伴生元素为 Co, Ni, Zn, As, Pb, Bi	块状硫化物交代	高角度剪切带	文献 [35, 36]
欧内斯特亨利, 澳洲克朗克里地区	1.67 亿 t 可采矿石, 平均 Cu 1.1%, Au 0.54×10^{-6} , 露采; 黑云母 Ar-Ar 法约 1 510 Ma	1.75 ~ 1.73 Ga 变质中性火山岩	1) 钠长石-透辉石-阳起石-磁铁矿; 2) 黑云母-石榴石-钾长石-磁铁矿; 3) 钾长石/锆冰长石; 4) 黑云母-石英-磁铁矿-黄铜矿-黄铁矿-方解石-重晶石-萤石; 5) 方解石-白云石-石英; 伴生元素 F, Mn, Co, As, Mo, Ba	角砾岩、少量脉状	交织倾斜剪切带	文献 [68, 90]
Mount Dore, 澳洲克朗克里地区	2 600 万 t 矿石量, 平均 Cu 1.1%, Ag 5.5×10^{-6} , 勘探靶区; 1 550 ~ 1 500 Ma	1.67 ~ 1.60 Ga 碳质片岩	1) 钾长石-黑云母-白云母-石英-电气石; 2) 白云石-方解石-磷灰石-黄铁矿-黄铜矿; 伴生元素为 B, F, P, Co, Zn, Au, Pb, U	脉状和角砾状	中等倾斜断层	文献 [112]
Mount Elliott, 澳洲克朗克里地区	330 万 t 可采矿石, 平均 Cu 3.6%, Au 1.8×10^{-6} , 坑采; 阳起石 Ar-Ar 法 (1 510 ± 3) Ma	1.67 ~ 1.60 Ga 碳质片岩、角闪岩、粗面安山岩	1) 钠长石; 2) 透辉石-阳起石-方柱石; 3) 钙铁榴石-磁铁矿-黄铁矿-黄铜矿-磁黄铁矿; 4) 方解石-磷灰石; 伴生元素为 F, P, Co, Ni, LREE	脉状和角砾状	高角度到中等倾斜断层	文献 [45, 109, 112]
奥斯本, 澳洲克朗克里地区	1 120 万 t 可采矿石, 平均 Cu 3.51%, Au 1.49×10^{-6} , 坑采; 黑云母、角闪石 Ar-Ar 法 1 545 ~ 1 535 Ma	1.67 ~ 1.60 Ga 泥质片麻岩、斜长石-黑云母片岩、磁铁矿-石英铁建造	1) 钠长石; 2) 黑云母/金云母-石英-磁铁矿; 3) 石英-磁铁矿-赤铁矿-黄铁矿-磁黄铁矿-黄铜矿; 4) 白云母-绿泥石-方解石; 伴生元素为 Co, Mo, W, Hg	交代体	断层转折端	文献 [34]
Starra, 澳洲克朗克里地区	690 万 t 可采矿石, 平均 Cu 1.65%, Au 4.8×10^{-6} , 坑采; 黑云母 Ar-Ar 法 (1 502 ± 3) Ma	约 1 750 Ma 片岩、钙硅酸盐	1) 钠长石; 2) 黑云母-磁铁矿; 3) 白云母-绿泥石-赤铁矿-方解石-硬石膏-黄铁矿-黄铜矿-斑铜矿-辉铜矿; 伴生元素为 Co, W	选择性交代	剪切带	文献 [87, 88]
Warrego, 澳洲滕南特克里克地区	475 万 t 可采矿石, 平均 Cu 2%, Au 8×10^{-6} , Bi 0.3%	绿泥石化石英白云母片岩; 顶板为石英斑岩; 西边为 Warrego 花岗岩	金矿带: 磁铁矿-绿泥石-白云母-辉铋矿-Au; 铜矿带: 黄铜矿-磁铁矿-绿泥石-石英-黄铁矿-磁黄铁矿(白铁矿)土菱铁矿	细脉状、网脉状	铁建造与石英斑岩相接触, 并被底板断层切割	文献 [99]
Gecko K44, 澳洲滕南特克里克地区	300 万 t 可采矿石, 平均 Cu 4.9%, Au 1.2×10^{-6}	赤铁矿砂页岩、杂砂岩、砾岩; 区域上有闪长岩	赤铁矿-磁铁矿-绿泥石-石英-黄铜矿-黄铁矿-辉铋矿-Au-白云母	交代、脉状	区域背斜构造上的剪切的背斜构造会聚部	文献 [99]
Salobo 矿床, 巴西 Carajas 绿岩带	7.89 亿 t 矿石, 平均 Cu 0.96%, Au 0.52×10^{-6} , Ag 5.5×10^{-6} , 成矿年龄 2.57 ~ 1.88 Ga? 伴生 Co, Mo, Ni, REE, U	2.74 ~ 2.68 Ga 变杂砂岩、角闪岩、花岗岩、铁建造、镁铁质岩脉和岩床	磁铁矿、斑铜矿、黄铜矿、辉铜矿、少量赤铁矿、辉铋矿、沥青铀矿、铜蓝、蓝辉铜矿、自然金、铁橄榄石、铁闪石、铁黑云母、铁蛇纹石、铁黑硬绿泥石(蚀变形成?), 石榴子石、石英、萤石	角砾岩	强烈剝-脆性剪切带	文献 [100]
Alemao, 巴西 Carajas 绿岩带	1.7 亿 t 矿石, 平均 Cu 1.5%, Au 0.8×10^{-6}	2.577 Ga 太古宙变火山沉积岩(变火山基性岩、铁建造和变沉积碎屑岩)	硫化物矿化磁铁矿角砾岩、硫化物矿化绿泥石角砾岩; 磁铁矿、黄铜矿、菱铁矿、绿泥石、黑云母、角闪石、萤石、石英、铁白云石、沥青铀矿、REE 碳酸盐、电气石、辉钼矿、金和银; 伴生 Mo, U, Ag, REE	角砾岩, 蚀变带中	变质的沉积岩/火山碎屑岩和火山岩之间界面	文献 [86]
Igarape Bahia, 巴西 Carajas 绿岩带	2 900 万 t 可采矿石, 平均 Au 2×10^{-6} , 伴生 Mo, U, Ag, Pb	2.35 ~ 2.577 Ga 太古宙变火山沉积岩(变火山基性岩、铁建造和变沉积碎屑岩)	氧化带: 赤铁矿、针铁矿、三水铝矿、石英; 过渡带: 孔雀石、赤铜矿、自然铜、针铁矿、少量蓝辉铜矿、辉铜矿; 硫化带: 黄铜矿、斑铜矿、碳酸盐、磁铁矿、少量辉钼矿和黄铁矿	角砾岩	变质的沉积岩/火山碎屑岩和火山岩之间界面	文献 [104]

续表

矿床和位置	矿床规模、成矿年龄	含矿主岩地质	金属矿物组分/组合、伴生元素	矿化结构、类型	控矿构造	主要资料来源
Sossego, 巴西 Carajas 绿岩带	2.19 亿 t 矿石, 平均 Cu 2.19%, Au 1.14×10^{-6} , 伴生 Co, Ni	2.7 Ga 太古宙变火山沉积岩		角砾岩		文献 [54]
Cristalino, 巴西 Carajas 绿岩带	5~8 亿 t 矿石, 平均 Cu 1.3%, Au 0.3×10^{-6} , 伴生 Co, Ni	2.7 Ga 太古宙变火山沉积岩		网脉状		文献 [54]
Pojuca, 巴西 Carajas 绿岩带	5 800 万 t 矿石, 平均 Cu 0.9%, 伴生 Au, Co, Ni, Mo, Zn	2.75 Ga 太古宙变火山沉积岩		脉状、蚀变铁建造中		文献 [79, 104]
Candelaria, 智利 Punta del Cobre 地区	4.7 亿 t 可采矿石, 平均 Cu 0.95%, Au 0.22×10^{-6} , Ag 3.1×10^{-6} ; Re-Os 年龄 114~115 Ma	K ₁ 大陆火山弧火山岩和火山碎屑岩(安山岩、英安岩、粉砂岩)	石英、钾长石、钠长石、方柱石、磁铁矿和/或赤铁矿、黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、辉钼矿、毒砂; 伴生元素为 As, Mo, Pb, Zn	粗脉、细脉、网脉、交代体	NNW 和 NW 向高角度转换断层, NE 向高角度脆性断层	文献 [91, 71, 72]
Mantos Blancos, 智利	4 亿 t 矿石, 平均 Cu 1%, 伴生 Ag; 成矿年龄 100~133 Ma	K ₁ 火山岩(粗面岩、安山岩、英安岩、流纹岩和凝灰岩)和砂岩、灰岩	金属矿物: 辉铜矿、斑铜矿、赤铁矿、黄铜矿; 非金属矿物: 钠长石、方解石、绢云母、绿泥石、绿帘石、石英、碳酸盐	角砾岩、脉状、浸染状	主要分布在含铁建造和变火山岩接触带, 似层状	文献 [59]
El Soldado, 智利	2 亿 t 矿石, 平均 Cu 1.5%	K ₁ 火山岩(粗面岩、安山岩和凝灰岩)	金属矿物: 黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、辉铜矿、赤铁矿; 非金属矿物: 方解石、绿泥石、石英、钠长石、绿帘石、粘土矿物	细脉状	层状矿化、断层和断层交会部	文献 [59]
Manto Verde, 智利	2.5 亿 t 矿石, 平均 Cu 0.75%; 矿化年龄 117~121 Ma	117~121 Ma 安山岩和相关的次火山相闪长斑岩	非金属矿物: 钾长石、绿泥石、石英、绢云母、方解石(菱铁矿); 金属矿物: 赤铁矿、胆矾、块铜矾、硅孔雀石、孔雀石、氯铜矿、水锰辉石、褐铁矿、局部黄铜矿	热液和构造角砾岩	断层	文献 [59, 107]
Panulcillo, 智利	已采 300 万 t 矿石(表生带 Cu 10%, 深成硫化带 Cu 3.5%); 新增矿石资源 1 040 万 t, 平均 Cu 1.45%	K ₁ 火山岩和火山碎屑岩被花岗岩长岩和二长闪长岩侵入	黄铜矿、斑铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、少量闪锌矿、方铅矿、磁铁矿; 石榴子石、方解石、金云母、钾长石、钠长石、黑云母、方柱石、绿泥石、石英	脉状	透镜状、层状变质火山岩和火山碎屑岩中	文献 [59]
Teresa de Colmo, 智利	0.7 亿 t 矿石, 平均 Cu 0.8%,	K ₁ 中酸性火山岩、火山碎屑岩和砂岩被 112 Ma 花岗岩闪长岩侵入	1) 黄铁矿、钠长石、绿泥石、方解石、硅华; 2) 镜铁矿、黄铜矿、黄铁矿、方解石、硬石膏/石膏、氯铜矿、孔雀石、少量硅孔雀石和赤铜矿	热液-构造角砾岩、脉状	与走滑断层有关的拉张位错带	文献 [59]
Santos, 智利	1 900 万 t 矿石, 平均 Cu 1.7%, 含 Au 0.4×10^{-6} , 伴生 Ag			脉状、角砾岩		文献 [70]
Minita Despreciada, 智利	300 万 t 矿石, 平均 Cu 16%, 伴生 Mo, U			脉状		文献 [44]
Pahtohavare, 瑞典	115 万 t 矿石, 平均 Cu 2.1%, Au 0.9×10^{-6} , 伴生 Co	古元古代富钠长石霏细岩	主要蚀变矿物: 钠长石、方柱石、黑云母、碳酸盐; 金属矿物: 黄铜矿、黄铁矿、自然金、磁铁矿	角砾岩	地层和构造控制	文献 [46, 66]
Aitik, 瑞典	3 亿 t 矿石, 平均 Cu 0.4%, 含 Au 0.2×10^{-6} , Ag 4×10^{-6} , 伴生 Mo; 年采矿石 1 800 万 t	富微斜长石片麻岩、云母石榴石片岩、石英白云母片岩	金属矿物: 黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿, 少量磁铁矿、斑铜矿、辉钼矿、孔雀石、局部闪锌矿、方铅矿、毒砂; 非金属矿物: 石英、重晶石、萤石、方解石、电气石、方柱石、磷灰石、角闪石、黑云母	浸染状、脉状、角砾岩	SN 向剪切带	文献 [46]

表明这些侵入体为矿化提供了主要的流体和金属来源。该类矿床通常发育在侵入杂岩体外缘较老的变火成岩或变沉积岩中,并发育有以钠长石、方柱石、阳起石和单斜辉石为主要矿物组合、早于铜-金矿化的区域性钠质和/或钠-钙蚀变。铁氧化物型铜-金矿床的多样性表现在3个矿床实例:奥林匹克坝、欧内斯特亨利和智利的坎德拉里亚铜-金矿。除具上述基本共同点外,它们的形成深度和地质背景不同,可以从中深地壳环境(欧内斯特亨利)变化到浅部地壳的环境(奥林匹克坝),可以从克拉通内(欧内斯特亨利、奥林匹克坝)变到大陆边缘岛弧的构造背景(智利的坎德拉里亚矿床)。

1.2 年龄和大地构造背景

大多数铁氧化物型铜-金矿床形成于元古宙,如澳大利亚的克朗克里地区、滕南特克里克(Tennant Creek)地区、Cumamona 克拉通和高勒(Gawler)克拉通,但智利北部和秘鲁南部的许多该类矿床则形成于新生代。美国中西部、瑞典/芬兰等地元古宙形成的该类矿床通常位于克拉通内部并被认为是形成于裂谷阶段。然而,对几个矿化区的研究表明,矿化作用和花岗岩的侵入发生于与区域变质高峰期同时或稍后的挤压变形阶段。其他的一些矿床,如加拿大大熊河矿区则形成于大陆边缘的构造环境。而新生代形成的该类矿床通常产于大陆边缘火山弧的剥蚀部分(如智利和秘鲁的Coastal Range带)。有人认为克拉通内的矿化与大陆拉张有关,大陆边缘的矿化则与俯冲作用有关;但一些克拉通内的矿化似乎与地壳的缩减作用有关。

1.3 有关的侵入体特征

与铁氧化物型铜-金矿床在时空上有关的侵入岩是磁铁矿系列花岗岩类(成分从闪长岩变到花岗岩)。它们通常为多期次侵入的大花岗岩类岩基,有时与玄武质或超镁铁岩有联系。在克拉通内,岩浆是由中下地壳较老火成岩的部分熔融并混入部分地幔物质而成,这将利于形成低S、高F、高CO₂/H₂O值的岩浆,黑云母和角闪石分解所需的高温将使难熔矿物如铁钛相矿物和锆石具较高的溶解性,从而导致岩浆中富集Zr, Ti, U, REE等组分, U和REE被强烈分配到富F的热液中,这可能是这些元素在克拉通内该类矿床(如Ernest Henry)富集的原因。在克拉通内,花岗岩的侵入和与之相关的铜-金矿化通常发生在高温低压变质过程或在变质高峰期稍后的阶段,因而,与该类矿床形成有关的主要热事件、花岗岩类的形成和铜-金矿化作用都受到了地幔的驱动。在大陆边缘岛弧构造背景

下,岩浆将显示一系列反映混合来源(下插板块、上覆地幔楔和大陆地壳)的特征并可能在相关的铜-金矿床中显示出来。在大陆岛弧和克拉通内,幔源的镁铁质岩浆也可能与花岗岩类有联系,因而它们也可能为铜-金矿床(如奥林匹克坝)提供一部分组分。因此,一个侵入体的成矿远景取决于该侵入体的水和其他挥发分的含量、分异程度、性质及流体释放时间和机制的综合作用。

1.4 有关的区域性蚀变作用

铁氧化物型铜-金矿化区多发育有区域性的富Na, Ca和Cl矿物组合的钠-钙质蚀变,这些蚀变矿物包括钠长石、阳起石、单斜辉石、方柱石,不定量的磷灰石、榍石、绿帘石、磁铁矿、赤铁矿和硫化物。这种区域性钠(钙)质蚀变作用可在几十至几百km²的范围内强烈发育并与大量不同类型的脆性和韧性构造有关,有时可有多期蚀变叠加。对蚀变有控制的常见构造包括:脆-韧性剪切带、与区域变质有关的韧性片理化带、角砾岩杂岩体和脆性断裂系统(脉)等。如澳大利亚克朗克里地区,大量的钠(钙)质蚀变与沿克朗克里断层出露的、产于花岗岩基边缘的角砾岩杂岩体的形成有关,几十米至几百米宽的角砾岩带通常由钠长石化的主岩角砾(变沉积岩、钙硅酸盐、花岗岩、角闪岩)和由钠(钙)质矿物组成蚀变的基质组成;对该地区的蚀变作用、变质作用、变形作用与花岗岩之间的相互关系研究表明,蚀变作用经历了大约与花岗岩侵入相同的40 Ma的时间跨度(1 545~1 500 Ma)。虽然不同矿床的蚀变矿物组合与它们的形成深度和主岩有关,但蚀变类型总的有一个从较深部的钠质蚀变,到中至较浅部的钾质蚀变,及到浅部的绢云母化和硅化的变化趋势。

1.5 构造和主岩对矿化的控制作用

铁氧化物型铜-金矿床的矿化作用常受矿化阶段活动的、切穿地壳的区域性深大断裂构造所控制。这些断裂构造在较深部常同时具有脆性和韧性构造部分,有时则代表了较老韧性剪切带的活化结果。矿化作用通常发生于区域主构造附近的羽状次级断裂中。如澳大利亚克朗克里地区有1条长100 km以上、SN向展布的Mount Dore断裂带,沿该带分布了许多中至小型的矿床(如Starra、Mount Dore、Mount Elliott等);智利北部的阿塔卡马(Atacama)地区1条长1 000 km的断裂带也是一个铁氧化物型铜-金矿床和磁铁矿-磷灰石型铁矿的集中区,而矿床本身通常产于该主断裂带附近的次级构造中。在相对较小范围内,矿床可产于如断层错位

带、断层接合部、断层和岩层接触带、主断层与次断层结合部等构造中。热液型侵入角砾岩、破碎角砾岩、破裂带和热液脉体等是相对较小范围内常见的流体通道。一定类型的主岩可能对矿石形成起了化学控制作用,如澳大利亚滕南特克里克地区的铁氧化物型铜-金矿床和克朗克里地区的 Starra 矿床似乎是形成在引起岩浆流体还原、进而导致铜和金沉淀及蚀变交代的铁建造部位;而热液流体与含石墨的变沉积岩的反应也可能导致了流体的还原和金属的沉淀。

1.6 流体和金属来源

铁氧化物型铜-金矿床的矿化通常与以黑云母化和钾长石化为代表的钾化作用有关。对几个矿床的详细的流体包裹体和稳定同位素研究表明成矿流体的主要组成源自岩浆。最近的研究表明,与磁铁矿-单斜辉石-钠长石(黄铁矿-黄铜矿)脉有关的文象状和球粒状花岗岩基结晶过程所形成的流体含有高于 1% 的 Cu,相关网脉含大量磁铁矿表明有大量富铜流体从花岗岩的脉状通道中流出并在其他地方形成矿化。另一可能的金属来源是与矿化有关的区域性蚀变,即与钠(-钙)质蚀变有关的流体从一定主岩中淋滤出金属后对较浅地壳部位蚀变并对 Fe-Cu-Au 等矿化有贡献。矿床的低 S 特征促使了对流体的 S 含量和来源问题的研究,对一些矿床如 Starra, Eloise, Aitik, 滕南特克里克地区、坎德拉里亚的 S 同位素数据表明 S 主体源于岩浆;而非岩浆 S 则被认为在奥林匹克坝矿床的成矿过程中起了主要作用及在坎德拉里亚矿床晚期流体中起了作用。

1.7 与其他矿化类型的联系

铁氧化物型铜-金矿床在时空上与其他类型的矿化有联系。在某些地区这类矿床与磁铁矿-磷灰石矿床紧密相连(如瑞典的基鲁纳地区、智利的 Coastal Batholith 地区),且一些磁铁矿-磷灰石矿床含有少量的铜-金矿化并具有相似的蚀变作用。在一些元古宙铁氧化物型铜-金矿化区,这类矿床与 Mn-Pb-Zn-Ag 矿床[如克朗克里地区的坎宁顿(Cannington) Ag-Pb-Zn 矿]有联系。智利北部 Coastal Batholith 地区的白垩系铁氧化物型铜-金矿床(如 Candelaria 矿床)产于具相似年龄的斑岩型铜(-金)矿床(如 Andacollo 矿床)相同的构造带中,虽然这 2 种类型矿化之间的关系还不清楚,但无疑是个令人感兴趣的问题。Pollard 认为铁氧化物铜-金矿床和斑岩型铜-金矿床代表了与侵入岩有关的岩浆热液成矿体系的不同部分,如在较浅部位形成

的这 2 种矿床都具热液侵入角砾岩和爆破角砾岩,它们都有早期的钠-钙质蚀变,随后的钾质蚀变(黑云母化、钾长石化)及大量的磁铁矿、阳起石和晚期的硫化物的形成。再考虑到环太平洋斑岩型铜-金矿带 11 个巨型矿床中有 9 个的矿石含 5% 或更多的热液磁铁矿的特征(如印尼的 Grasberg 斑岩型铜-金矿床),铁氧化物型铜-金矿床和斑岩型铜-金矿床之间的联系可能绝非偶然的巧合。

2 矿床的成因、勘探和研究意义

2.1 矿床的成因

铁氧化物型铜-金矿床的研究还处于早期阶段,它的成因模式相对较新,还没有形成一致的观点,目前的争论焦点是热液流体的来源和流体中的不同组分的来源问题。现主要有 3 类成因模式,即 1) 蒸发盐来源模式;2) 外来流体加热模式;3) 岩浆热液流体模式。

1) 蒸发盐来源模式认为,铁氧化物 Cu-Au (-REE-U) 矿床中的富钠蚀变和特征元素的富集,反映了在一个由花岗岩类侵入所驱动的巨大热液循环系统中,热液从由流体和蒸发盐反应产生贫硫酸卤水,到在流体向下循环部位的富钠蚀变,再到金属在较冷部位和流体向上循环部位沉淀的一个演化过程。该模式强调即使流体和金属可由同期的花岗岩、变质流体或天水带来,矿化是由蒸发盐的存在而直接导致的,至少部分铜-金矿化与非岩浆卤水有关。

2) 外来流体加热模式认为,钠-钙质蚀变是由同源流体在其向侵入体中心下流时被加热的过程中发生的,而钾质蚀变则是在流体向上/外流和流体变冷时在热液体系中心形成的。该模型依赖于长石-流体交换平衡,即在长石质岩石-热液体系中,温度增加将伴有钠长石化,而温度降低则伴有钾长石化;钠-钙质蚀变可将蚀变岩石中的一些组分如 K, Fe 和 Cu 迁移,而被迁移的 Cu 可能相当于约 5% 的斑岩铜矿体系中的 Cu。

3) 岩浆 CO₂-H₂O-盐流体的不混溶作用模式指出,铁氧化物型铜-金矿床及有关的钠-钙质蚀变的流体包裹体和稳定同位素研究通常表明,有高盐度流体和富 CO₂ 流体存在,并认为这种富 CO₂ 流体是由同期岩浆分离出的 H₂O-CO₂-盐流体的不混溶作用所产生的。由温度和压力降低所引起的 H₂O-CO₂-盐流体不混溶作用将导致围岩的钠长石化,并

随后产生较低温度的钾长石化。 CO_2 在花岗质岩浆中的低溶解度说明在岩浆上侵过程中, 压力的降低可引起岩浆中 CO_2 的饱和, 随即将导致水、氯化物和金属从岩浆中分离到流体相中, 流体在结晶岩浆中的饱和及随后的出溶和不混溶作用导致了体积的膨胀, 从而引起了由富 CO_2 气相的逃逸而引起的角砾岩化, 由较晚的富盐流体渗透而引起的钠长石化, 并因温度的进一步降低而引起围岩的钾质(或绢云母化)蚀变。这与铁氧化物 Cu-Au 体系中的钾长石化和绢云母化在较浅部位较晚形成的情况相一致。

2.2 勘探模型要素

1) 丰富的侵入岩, 不同的成因模型对侵入岩在铁氧化物铜-金矿化中所起作用的认识是很不相同的; 目前看来, 中碱性到次碱性、磁铁矿系列镁铁质岩浆到无大量黑云母分异的中性岩浆与该类矿床的关系最密切。虽然某些地区低钾岩石与矿化有些关系, 但对斑岩 Cu-Au 体系研究所获证据表明高钾岩石更富成矿物质。

2) 构造控制, 在区域范围内, 主要断裂系统是侵入岩和矿化定位的主控因素; 在局部范围内, 具有容矿潜力的构造为脆性和脆-韧性构造, 常见的如断裂的结合点和交会部, 断裂和岩性的交会部, 这些构造能引起便于流体运移和沉淀的角砾岩发育和局部伸展构造的形成, 如澳大利亚欧内斯特亨利矿床产于角砾岩化火山岩中, 奥斯本 (Osborne) 矿床则选择性地发育在由近于平行铁建造和长石质砂屑岩间接接触带的断层作用所形成的伸展构造中。尤其是由不同岩性、形态和比例的岩屑组成的角砾岩是几个大型铁氧化物型铜-金矿床的控矿和容矿构造, 矿化作用可在角砾中发生并叠加有蚀变 [如奥林匹克坝矿床、智利的曼托—瓦尔德 (Manto Verde) 和苏萨纳 (Susana) 矿床等]。

3) 地球物理勘探注意点, 铁氧化物型铜-金矿床与磁铁矿有一定的空间关系但非耦合关系, 这是因为铜-金矿化可能与磁铁矿的形成时间不同或铜-金矿化可能是带状分布的。因而, 磁法测量可发现磁铁矿体(和基性侵入体)并对一些矿床的发现起了重要作用, 但对找矿并非总有效。铁氧化物铜-

金体系的磁铁矿、硫化物和铜-金矿化间的相互关系可用克朗克里地区为例来说明, 如奥斯本矿床西部的磁铁矿建造在成因上与铜-金矿化无关, 但磁铁矿建造和砂屑岩间的岩性反差导致沿接触带形成的角砾岩带则为铜-金矿化提供了容矿构造; 对 Eloise 矿床这样的条带状矿化体系, 磁法和电法测量对发现该体系中铜-金富矿体不太有效; 虽然欧内斯特亨利矿床中硫化物、铜-金矿化和磁铁矿之间有很强的相关关系, 但该矿床周围具相似磁强的无矿磁铁矿, 若不是能引起不连续瞬变电磁法 (ATM) 异常的次生自然铜存在, 且该异常被选作最初打钻的靶区, 很可能该矿床到现在还不会被发现; 像 Mount Elliott 一样具有较多氧化和还原流体组分的矿床的铜-金矿化可能与富磁铁矿带和磁黄铁矿带有关。其他矿床如 Starra 矿床具有的高品位金矿化作用则与矿带中几乎不含硫化物、赤铁矿比磁铁矿丰富得多有关。因此, 铁氧化物铜-金矿床的地球物理勘探需要仔细和谨慎地考虑到磁铁矿、硫化物和铜-金矿化间相互关系的复杂性和多种可能性, 为正确布置和合理评估对这类矿床的钻孔勘探工作提供依据。

2.3 研究意义

虽然自新中国成立以来我国一直非常重视铜矿资源的寻找和研究工作, 且不断有新的矿床被发现, 但能建成铜资源基地的大型、超大型铜矿较少, 我国面临的铜矿资源短缺局面依然存在。在我国开展对铁氧化物型铜-金矿床的研究和探索, 将有益于发现新的铜-金资源基地。在过去的 10 多年中, 一些大型和超大型铁氧化物型铜-金矿床在澳大利亚、巴西和智利等地的发现和开发, 说明了该类矿床具有广阔的勘查前景和经济意义。我国的一些克拉通内也可能产有这类矿床, 希望能对一些产于元古宙海相火山岩型铜(金)矿 [如大红山铁-铜(金)矿床、拉拉铜矿等] 的已有地质资料与国外典型铁氧化物型铜-金矿床的典型特征进行对比研究, 从一个较新的角度去考虑和分析在我国开展寻找铁氧化物型铜-金矿床的可能性并探索在我国寻找这类矿床的基本要点和可能的成矿区域。

摘自《地球科学进展》2003 年第 4 期

重视近 20 年认识的一类重要热液矿床 ——铁氧化物-铜-金（-铀）-稀土矿床

王绍伟

（国土资源部信息中心，北京 100812）

热液铁氧化物-铜-金（-铀）-稀土及有关矿床（英文多写为 Iron oxide-Copper-Gold Deposits，有时缩写为 IOCG 矿床），是一组近年认识并颇受矿业界、勘查界和学术界重视的矿床，此类矿床又曾被称为奥林匹克坝型矿床。IOCG 矿床组成一个广泛的没有很好界定的与一些构造岩浆环境有关的矿床集群。如同其名称所表明的那样，它们主要是因为作为黄铜矿±斑铜矿伴生矿物的热液磁铁矿和（或）赤铁矿（镜铁矿）含量高而归为一组的。除铜、铁和副产金外，这类矿床也可含较明显数量的钴、铀、稀土、钼、锌、银和其他元素。据 2000 年 11 月加拿大温哥华举行的一次关于此类型矿床的国际性专题讨论会材料，当时全球此类矿床已年产超过 80 万 t 的铜和 70 万盎司（近 22 t）的金，还生产大量的铁矿石、磷灰石、铀和稀土元素等。世界上不少地区有其分布，具有重要的经济价值和理论意义，值得注意和重视。2000 年 12 月在澳大利亚帕斯召开了关于此类型矿床的专门国际会议，并出版包括 24 篇文章的会议文集。最近几年国外专业期刊刊出有关此型矿床的论文也明显增多。

1975 年，澳大利亚南部发现特大型独特的元古宙奥林匹克坝铜-铀-金-银-稀土矿床，且不久就查明其总资源有矿石 20 亿 t，平均含铜 1.6%，金 0.6×10^{-6} ，银 3.5×10^{-6} ， U_3O_8 0.6×10^{-3} ，铁约 26%，有稀土元素 1 000 万 t，并含硼、氟、磷、钴等。该矿床的重要意义引起了世界勘查界和有关研究机构的强烈兴趣。早年公众对该矿床了解不多，到 1983 年，由于地下勘探开发，取得了许多实际资料，认为是富铁氧化物的热液角砾岩杂岩中产出的矿床，并认为是代表一种独特矿床类型，接着开始找类似矿床热潮。到 20 世纪 80 年代中至晚期，研究人员和勘查地质人员开始认识到奥林匹克坝矿床与世界其他一些矿床在成矿方面有大体类似之处。1992 年 N.W.Hitzman 等人的“元古宙铁氧化物型铜-铀-金-稀土矿床地质特征与构造位置”一文专门叙述了这一情况。奥林匹克坝矿床 2001 年矿

山铜产量达 20.05 万 t，金 3.53 t，银 28.4 t， U_3O_8 4 400 t，且在研究拟扩至年产 35 万 t 铜，实际有可能年产 60 万 t 铜。

20 世纪 90 年代以来，此类矿床已成为勘查的一种重要目标。20 世纪 80 和 90 年代的勘查导致了现已在生产的 2 个重要矿床——智利中生代的坎德拉里亚（La Candelaria，或译“圣烛节”）和澳大利亚元古宙的欧内斯特亨里（Ernest Henry）；以及若干在开发的重要矿床，如巴西的太古宙萨洛博和索塞戈。现已有太古宙（巴西）、元古宙（澳大利亚、加拿大、美国、瑞典、南非、赞比亚）的，也有显生宙（智利北部和秘鲁南部的南美海岸科迪勒拉带侏罗纪、白垩纪）的此类型矿床。矿床一般规模大，品位较高。目前虽然关于此类矿床的知识增多，对其兴趣和勘查增多，但对其成因和归类仍有不同意见。对此类矿床的勘查目标，目前也尚难以预测其是否有开采价值，甚至是否无矿。

1 矿床特征

1.1 一般特征

N.W.Hitzman 指出，此类矿床可能是一系列矿床，从与典型的斑岩铜矿床相近，至磁铁矿-磷灰石和铁氧化物铜-金系统。据认为，形成一个铁氧化物铜-金系统的关键因素是还需有非岩浆的、氧化性的、咸的和较富铜的溶液流入。不过多数研究者倾向于认为岩浆热液起了主要作用。除上述典型铁氧化物铜-金矿床外，这一系统的矿床也可包括瑞典基律纳铁-磷灰石矿床，我国白云鄂博铁-稀土-氟矿床，以及智利 Manto（平卧矿体）型的 Mantos Blancos 铁-铜-银（无金）矿床。南非的帕拉博腊碳酸岩容矿的 Loolekop 磁铁矿-铜硫化物-磷酸盐-稀土矿床也被认为是产在其来源岩浆岩中的此类型矿床的一个端员。此类型矿床已在有明显的古元古代至中元古代花岗岩岩浆作用的地体（克拉通）中被广泛认知。大多数研究者倾向于认为此类型矿床与岩

浆有关,但一般还未见到此类型的大的含铜矿床(1~20 亿吨矿石的)与一个足以产生所含的巨大角砾岩和(或)热液系统的规模的侵入体有直接的明确的空间和(或)时间关系。换言之,如果所认知的此类型矿床确是岩浆热液的,那么它需归为远源矿床。虽其成因仍有些争议,但大多数作者认为此类型矿床是后生的,多为角砾岩含矿的矿化,与分布广的多为非造山的岩浆侵入作用有明显的伴生关系,但几乎没有一处矿体位于认为是与矿化同时和同成因的大的侵入体中。在中安第斯海岸科迪勒拉带,此类型矿床看来与大体为闪长岩成分的深成岩体和某些强烈钠长石化的小侵入体有广泛伴生关系。一些较大的复合型(由热液角砾岩、脉、平卧交代矿体及夕卡岩等型式组合而成)矿床,产在离出露的深成侵入体(包括早期闪长岩相)达 2 km 的地方,但也缺乏与具体侵入体的明确的成因关系。该带大多数此类型主要脉矿床则含在深成侵入体(多为闪长岩成分,也有辉长闪长岩成分)中。

1.2 成矿时代与构造环境

已知此类型矿床见于太古宙至上新世的岩石中。其中以形成于古元古代至中元古代(年龄大多在 19 至 14 亿年)的矿床较多,它们也是最早被研究和确定的此类型矿床。后来又发现和确定有显生宙和太古宙的此类型矿床。如巴西卡拉雅斯区域此类型矿床的形成时代,据最近对萨洛博矿床研究,应属太古宙。萨洛博 3A 铜(金-钼-银)矿床产在亚马逊克拉通东南部,赋存于太古宇萨洛博群变质的大陆环境形成的火山-沉积岩系中。铜矿化由斑铜矿-辉铜矿和斑铜矿-黄铜矿组成(与磁铁矿一起浸染),原生矿化(主要为同生,并伴有含铀、钍流体)的年代为 27.5 亿年。在约 25 亿年前,该区构造活化,有走滑系统发育和老萨洛博 I 型花岗岩侵入,以及富硼、铀、钍流体交代作用和黄铜矿及辉铜矿再淀积(后生矿化)。约 21 亿年前发生低级变质作用和有关热液蚀变,促进晚期磁铁矿淀积。在 18~19 亿年前有非造山的年轻萨洛博花岗岩侵入活动。又据最近研究结果,认为萨洛博矿床矿化主要形成于(25.76±0.08)亿年前,可能与老萨洛博花岗岩有关。关于该矿床成因模式看法尚不尽相同。目前较多认为属于铁氧化物-铜-金-铀-稀土模式,曾有认为系混合成因的(原生铜矿化是火山成因喷气来源,金和钼矿化为后生成因),有认为与变质热液流体有关的,也有个别人认为是斑岩铜矿的。

智利北部—秘鲁南部的海岸科迪勒拉带地区此

类型矿床主要是在中—晚侏罗世(1.7~1.5 亿年)和早白垩世(1.3~1.1 亿年)生成的,已知尤以早白垩世占多数。也有少数晚白垩世至第三纪(古新世)的例子,但一般规模不大。该区此类型矿床成矿期有向东迁移(变年轻)现象,空间上与深成侵入带有关。

此类型元古宙矿床均与酸性火成岩(主要为 A 型至橄榄玄粗岩质克拉通内花岗岩类)有关,有或无双模火山作用。通常在太古宙克拉通边缘部和(或)接近岩石圈边界(仍属克拉通内环境),由碰撞构造演化来的拉伸裂谷作用环境中。某些显生宙矿床是在俯冲带上的大陆边缘发现的。此类型矿床可由盆地卤水至火成生成物或变质流体形成。矿床可与造山盆地衰微瓦解有关(如澳大利亚东北部克隆卡里区,加拿大格伦维尔区和南部非洲的卢菲拉造山带),或与非造山岩浆作用有关(如澳大利亚奥林匹克坝矿床所在的高勒克拉通,美国密苏里州东南部),或者与和俯冲带有关的大陆边缘的拉伸环境有关(如智利北部—秘鲁南部中生代岩带)。

在区域规模上,矿床一般接近或沿地壳规模断层、剪切带或由航空磁测确定的区域线性构造分布。矿床规模常受断层和剪切带或地质接触带控制,所以认为此类型矿床是一类由构造控制的后生矿床。如中安第斯海岸科迪勒拉带此类型矿床是在区域性拉伸(拉张)和张扭时形成的,位于不同走向的韧性至脆性断层(有正断层、走滑断层等,多为陡倾)或裂隙中。

1.3 矿床规模

矿石量多在 0.15~10 亿吨,铜品位在 1% 上下。较大的矿床一般矿石量大(>1 亿吨),铜品位 0.8%~2.0%,金 $0.2 \times 10^{-6} \sim 0.8 \times 10^{-6}$ 。中安第斯海岸科迪勒拉带此类型单个脉型矿床的规模小,一般矿石量为 100~300 万吨,铜品位 1%~3%,主要脉长 1~5 km,宽 2~30 m,沿倾斜可采至 500~700 m。有的脉型矿床集中的脉矿区的面积可较大。

1.4 矿物和金属组合

矿床的不透明矿物以铁氧化物为主,有丰富至少量的磁铁矿和(或)赤铁矿(镜铁矿),有少量的黄铜矿±斑铜矿±辉铜矿±磁黄铁矿±黄铁矿。铜矿物是较低硫的铜矿物,通常是黄铜矿、斑铜矿和(或)辉铜矿。铜矿物含量低(常<5%)。SiO₂含量低,石英脉少。有特征的金属组合——铁-铜-金,常含异常量轻稀土元素、氟、磷,含不同量银、砷、钡、铋、钴、钼、铌、镍、锌、铅、钍和

(或) 铀富集, 个别矿床还有汞和锑。Cu/ (Cu+Pb+Zn) 值高 (常 >0.9), Cu/Au 值变化范围有限 ($10 \times 10^3 \sim 15 \times 10^3$)。有些矿床有金属分带现象, 早期的矿物共生组合大部是以铁氧化物为主, 接着是铜的硫化物和金为主的晚期组合, 但也有例外, 矿化的性质通常也有变化。早期为浸染型, 后期则以裂隙与剪切带控制为多。早期铁氧化物和硅酸盐矿物的淀积温度约达 600°C , 铜金矿化为 $200 \sim 500^\circ\text{C}$ 。矿液盐度高 (可高达 50%), 矿液通常以酸性、氧化性为主。

1.5 矿化的一些特点

大多数人认为矿化是后生的, 大部与变形有关。矿体产于脉和角砾岩中, 也有在易起反应的围岩中呈交代体的 (包括平卧状交代体)。大的矿床多为由角砾岩体、脉和 (或) 交代体等矿化型式组合成的复合型矿床。矿体多陡倾, 筒状, 甚至环状, 呈陡倾至近直立的角砾化围岩筒状体。已知大多数大矿床 (至少部分地) 由角砾岩组成 (角砾岩容矿), 特别是在矿床中部。已知元古宙此类型矿床的角砾岩体规模在 $1 \sim 20 \text{ km}^2$, 矿化形成深度可从 1 至 6 km。浅部属脆性变形 (如奥林匹克坝矿床), 深部为韧性变形 (如澳大利亚奥斯博恩矿床)。总的趋势是随着深度加大, 铁氧化物以由赤铁矿为主, 变为以磁铁矿为主。其他含铁矿物也有变化, 从浅部碳酸盐相 (如铁白云石) 经阳起石变至深部的铁闪石甚至铁橄榄石 (如巴西萨洛博矿床)。

1.6 围岩成分及围岩蚀变

矿床的围岩成分可以不同。有较老的变火山岩、变沉积岩 (如澳大利亚欧内斯特亨利矿床), 也有颇老的片麻岩、花岗岩或变火山岩 (绿岩) 系 (如巴西卡拉雅斯地区几个矿床), 还有大体同时的非造山花岗岩类岩石 (如奥林匹克坝矿床) 等。在中安第斯海岸科迪勒拉带, 此类型大的复合型矿床的围岩为侏罗纪至早白垩世的火山沉积岩系, 其中有碎块状火山岩和火山碎屑岩, 沉积岩中有时亦见有碳酸盐岩; 单纯的脉型矿区的围岩多为侏罗纪至早白垩世闪长岩成分及辉长闪长岩成分的侵入岩。

矿化的围岩蚀变多为弥漫型的、强烈的、原有矿物结构破坏的碱金属和铁质 (交代) 蚀变作用。碳酸盐蚀变一般不重要。典型的是富钾近源蚀变。蚀变组合可随形成深度而变化, 由浅部的绢云母蚀变, 变成深部的钾长石至斜长石蚀变。

在中安第斯海岸科迪勒拉带与大的复合型矿床有关的蚀变一般比较复杂, 某些矿床有广泛分布的

早期钠质或钠钙质蚀变, 特征的是有钠长石, 含或不含阳起石, 但有的矿床无此种蚀变。在坎德拉里亚-Punta del Cobre, 就在铜进入前, 有弥漫型黑云母-石英-磁铁矿±钾长石蚀变发生。有些矿床最浅部主要有钠长石、绿泥石和方解石。在 Mina Justa, 高品位矿化与阳起石-单斜辉石和磷灰石, 并与钾长石-绿泥石-阳起石蚀变紧密伴生。在 Manto verde, 与脉角砾岩铜矿化紧密伴生的除钾长石和绿泥石外还有绢云母, 黑云母少见。在 Raul-Condestable, 钾蚀变不明显, 早期钠长石、方柱石和一些钙质角闪石之后是铁氧化物、绿泥石和绢云母。海岸科迪勒拉带此类型富磁铁矿脉型矿床, 一般有一窄的蚀变晕, 含下列 1 种或 1 种以上矿物: 阳起石、黑云母、钠长石、钾长石、绿帘石、石英、绿泥石、绢云母和方柱石, 而富赤铁矿脉趋于含绢云母和 (或) 绿泥石, 含或不含钾长石或钠长石。有些此类型矿床往上见有粗晶方解石脉, 有的上部火山岩系有广泛的黄铁矿化及长石遭破坏的蚀变带——硅化伴以绢云母和 (或) 高级泥化蚀变。

1.7 地质-地球化学特征

澳大利亚 Vic Wall 对此类矿床的地质-地球化学特征进行过综述。他认为主要有 3 种类型: 1) 高温氧化性的富磁铁矿的, 如欧内斯特亨利矿床; 2) 高温还原性的贫磁铁矿的, 如芒特罗斯比矿床; 3) 低温氧化性的, 主要是赤铁矿的, 如奥林匹克坝矿床和 Mantos Verde 矿床。

澳大利亚北部地区的滕南特克里克内围层中的此型铁氧化物金-铜-铋矿床, 就有还原性的磁铁矿-磁黄铁矿-黄铁矿富铜矿床 (如西 Peko 矿床), 中间性的少硫化物富磁铁矿的高品位金-铋矿床 (如埃尔多拉多矿床), 以及氧化性的富赤铁矿的高品位金矿床。

滕南特克里克金矿田有十几个开采的矿床与后生热液富磁铁矿和 (或) 赤铁矿交代体有关, 均产在低级变质古元古代硬砂岩、粉砂岩和页岩中。据 1999 年报道, 矿田累计已产金超过 156 t, 铜 34.5 万 t, 铋 1.4 万 t, 硒 220 t, 银 56 t。

1.8 矿床成因及物质来源

此类矿床一般不见与之邻接的成因上有关的长英质岩石, 这有别于斑岩型铜-金矿床和夕卡岩型铜-金矿床, 但此类矿床与后 2 类矿床以及其他一些元古宙的金矿类型的关系还研究得不够。认为此类矿床可能通常产在与矿化有空间和成因关系的侵入体顶板带, 受明显的构造控制, 即与基性—中性, 也与中性—酸性高温含水的侵入岩有关。通常

存在结晶分离作用的证据。由于有丰富流体和压力大,导致已有构造的再活动及花岗岩类等侵入岩和围岩的广泛交代蚀变——高温系统的特征性蚀变型式包括:早期高 Na/K 值交代作用(钠长石+角闪石+磁铁矿+石英)和晚期低 Na/K 值的通常少石英的交代作用(黑云母+钾长石+磁铁矿+黄铁矿+黄铜矿)。矿化与晚期蚀变有关。2 种型式蚀变在一起的也不少见。低温赤铁矿系统反映为低温蚀变组合,一般重叠在早期的磁铁矿事件上。这种蚀变通常见于经再活动磁铁矿期构造中。

对澳大利亚元古宙铁氧化物-铜-金成矿系统而言,区域地质特点共同之处:1)存在镁铁质、中性和(或)超镁铁质火成岩(矿化前的或与矿化同时的);2)氧化性的和还原性的蚀变(围岩、化学圈闭及剪切带等抽送系统使化学性质不同的流体进行有效混合);3)同时代的 I 型长英质岩浆作用。

关于此类铁氧化物系统的来源,美国亚利桑那

大学 M. Barton 提出卤水既有岩浆来源,也有非岩浆的、从围岩中来的。属于前一端员的岩浆衍生流体产物,含高温矿化,具高 K/Na 值和 Si/Fe 值的蚀变。属于后一端员的来自围岩衍生的流体产物,具有富氧化物、贫硫化物矿化,低 Si/Fe 值和空间上广泛的富碱金属 ($\text{Na} > \text{K}$) 蚀变。也有混合的例子,其中 2 种类型的热液蚀变和矿化重叠在一起。

R. H. 西利托认为中安第斯海岸科迪勒拉带形成此类型矿床的矿液最可能是岩浆生成的。该区此型矿床看来不可能由外来非岩浆流体(低级变质-埋藏变质时生成的流体,海水循环,地层水或蒸发盐溶解等)单独形成,这些非岩浆流体可能仅在某些矿床形成中局部有所介入。

1.9 矿床模式

澳大利亚 SPK 咨询公司的 Mike Etheridge 于 2000 年提出一个关于铁氧化物-铜-金矿床的作用过程模式和矿床实例(图 1),可供参考。

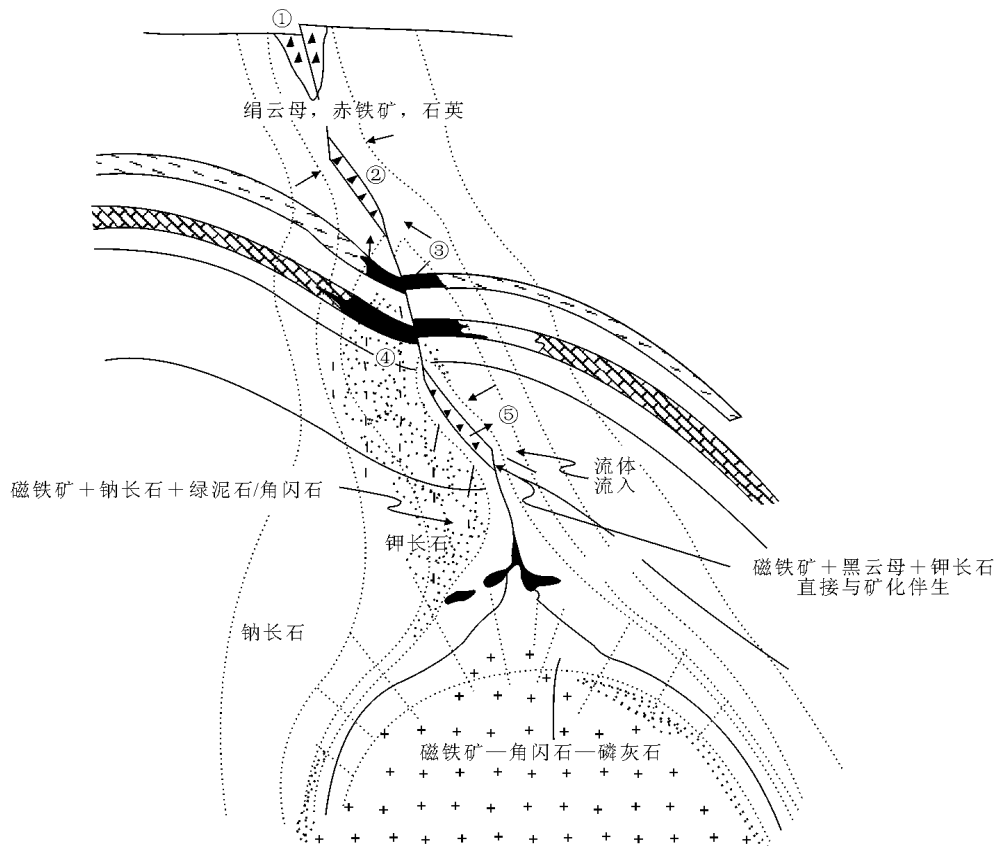


图 1 铁氧化物型铜-金矿床简明作用过程模式，着重表明不同型式矿床的位置

金属来源：镁铁质—中性火成侵入体，+/-钠长石化围岩。流体：温度 $300 \sim 600\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，高盐度 [$w(\text{NaCl}, \text{CaCl}_2) > 30\%$]，可变的 f_{O_2} +

X_{O_2} ，大部分是岩浆的。容矿岩石：可以不同，在较坚强岩石单位中常见为角砾岩，但这取决于构造和扩容控制。

图中数字表示的例子：①奥林匹克坝矿床可能位置，爆发岩筒与赤铁矿质角砾岩，铜/金值低，品位低至中等，矿石量大；②斯塔拉型矿床位置，赤铁矿角砾岩（赤铁矿，绢云母，钾长石，绿泥石+黄铜矿，黄铁矿，钠长石），铜/金值低，品位高，矿石量小至中等；③产在石墨质容矿岩石中的富铜硫化物的还原性矿床（黄铜矿，磁黄铁矿，黄铁矿+钠长石，石英），铜/金值高，品位较高，矿石量小至中等；④交代矿床/夕卡岩矿床，在碳酸盐岩或石英-云母容矿岩石中（磁铁矿，黑云母，角闪石，磷灰石，长石，电气石），铜/金值低；⑤欧内斯特亨利矿床位置，磁铁矿角砾岩（磁铁矿，赤铁矿，磷灰石，石榴石，钾长石），铜/金值低，品位低至中等，矿石量中至大。

R.H. 西利托提出了中安第斯海岸科迪勒拉带此型矿床的成矿模式。他指出,从区域和矿区的角度来看,该带大多数此类型矿床是在硅铝层上的安第斯造山带早期发育阶段生成的。当时地壳经不同拉伸、变薄,且温度较高,岩浆作用比较原始,矿床是在拉张和张扭体制下形成的。最大量矿床是在地壳变薄达到最大程度时于早白垩世发生的,虽局部有韧性变形与早期矿化相叠合,但矿床主要由脆性断层控制。有大量拉斑玄武质至钙碱性侵入体(主要是地幔来源),有厚的火山岩为主的围岩系。这些玄武质至安山质岩系在拉张滑脱带上发生倾斜,并因地温梯度升高而引发埋藏变质的绿帘石-葡萄石相以及绿片岩相变质(在 IOCG 成矿前或成矿时)。该带侏罗纪和早白垩世的一个明显成矿特征是有 IOCG 矿床,块状磁铁矿矿床,平卧矿体型铜矿床和小的斑岩铜矿床。晚白垩世早期发生构造回返,发生压缩、地壳增厚和产生演化程度较高的岩浆,此类型矿床大减。该成矿区 IOCG 矿床与侵入岩关系较清楚。在许多矿区有蚀变和矿化异常广泛分布之势(尤其是与大的复合型矿床相伴的)。可以认为在相当深处存在岩浆热液源。热液是由大的控矿断层带的次级和低级分支、侵入接触带及渗透性岩层引导上升至成矿部位的。矿源侵入体的精确位置待定,可能深至 10 km,推测就位深度与地壳规模韧性至脆性断层带有关。中安第斯 IOCG 流体深部来源及其岩浆热液来源比斑岩铜矿的深些,这也与其流体包裹体中 CO_2 含量较高相符合。该火山弧带地温梯度较高,有利于深部来源岩浆流体在冷却和金属淀积前上升甚至侧向流动时间延长。

从矿床范围的角度看,该带深成岩体中的 IOCG 矿床主要是脉矿,趋于赋存在小断层和裂隙中,规模较小,不过在侧向和垂向可有相当延伸,且大的脉矿区面积可颇广。赋存在侵入岩围岩的火山岩和沉积岩中的 IOCG 矿床,规模大小不一,但所有最大的矿床均产其中,是断层引导的岩浆热液渗入一个或更多个孔隙度较高的地层单位造成的。低角度断层或剪切带也可加大围岩的渗透性。渗透性差的岩层(如大理岩化碳酸盐岩系)下的流体汇集,有利于形成大的复合型矿床。该带已知铜-金-夕卡岩矿床规模小,认为可属 IOCG 类矿床的一个组成部分。IOCG 矿床往下延伸部位(根部)与块状磁铁矿矿床关系较密切。

2 勘查论述

在此还要介绍一些有关开展此类矿床勘查工作的某些论述。M.Etheridge 认为运用其所提出的此类

矿床的上述作用过程模式,结合对构造状况的了解(通过填图和物探资料),以及蚀变格局调查分析,有可能指出勘查靶区。物探技术如磁法和激发极化测量,既可用于确定有远景的目标区,也可进一步搞清可能的构造和硫化物矿床的位置。除这些物探方法外,重力测量可用来查出侵入体顶板带,放射性测量可用于找出钾+铀富集带。土壤地球化学和岩石地球化学数据可以反映蚀变变化格局,并能帮助探测到矿化系统的核心部分。一旦选定了有利的靶区,可考虑进行钻探。模式的应用要结合当地的地质、地球物理和地球化学情况。

R.E.Goad 等人提出对世界范围勘查元古宙此类型矿床的重要特征:1)太古宙至中元古代克拉通;2)古元古代至中元古代的碰撞后拉伸的构造环境,有非造山深成侵入活动及有关的大陆型火山作用。这些特点是穹隆和舟状基底构造,其上不整合地覆盖着火山岩和(或)沉积岩系。这些特殊的构造和地质环境可用区域重力、磁性和放射性特征查明;3)矿床产在切割 A 型花岗岩类侵入体的线性构造中,可用甚低频测量和磁异常圈定;4)矿床形成于近地表环境,由进入、与火成活动同时至以后的热液活动形成,特征是有铁氧化物和碱金属交代作用(在近火山不整合处)。与这些热液活动有关的蚀变和矿化,可产生明显的磁、钾、重力和可能的时间域电磁异常及激发极化异常。新开发的航空重力梯度测量系统也已用于此类型矿床勘查。

R.H. 西利托指出,在智利北部—秘鲁南部的中安第斯海岸科迪勒拉带以及可能在其他类似的拉伸(拉张)环境中勘查 IOCG 矿床,有若干地质特征和地质关系可能是有用的。1)该海岸科迪勒拉带的中晚侏罗世和早白垩世的深成岩带比其东较年轻岩浆弧带(中安第斯的主要斑岩铜矿带)对勘查 IOCG 矿床更有远景,这 2 类矿床在空间上呈逆相关关系。2)大型 IOCG 矿床看来更像是在与造山带平行的大的经历拉伸和张扭的韧性至脆性断层系统中形成的,而不大像是与小断层构造和压性断层构造相伴生。3)被辉长闪长岩、闪长岩或更酸性的含 IOCG 脉或边缘有夕卡岩的深成侵入体切穿的接纳矿体的岩石组合,可能对大的复合型 IOCG 矿床特别有远景,这些侵入岩看来至少是微弱钾(钙)质和(或)钠(钙)质蚀变的处所。4)碎块状火山岩和火山碎屑岩含矿岩石的特征是有其固有的和(或)构造造成的高渗透性,如有合适的成矿侵入体和深切的补给断层,就有利于形成大的复合型 IOCG 矿床。高角度和低角度断层或剪切带可产

生这种构造形成的渗透性。5) 渗透性较差的岩层(如块状大理岩化碳酸盐岩块体)有助于流体汇集,从而导致直接位于其下的 IOCG 矿床的发育。这种非渗透性岩石单位下甚至可能仍有 IOCG 矿床隐藏着,而且如同在坎德拉里亚那样,小的夕卡岩铜矿点可能代表了上壁的泄出异常。钙质夕卡岩与 IOCG 矿床的可能关系不应忽视。6) 辉长闪长岩或闪长岩侵入体的广泛强烈接触变质(角岩化)和交代(钠钙质和钾质蚀变)晕是大的复合型 IOCG 矿床的有利指示标志。7) 强烈的、弥漫型热液蚀变是大的复合型 IOCG 矿床的先提条件,不过铜-金矿化可伴以钾质、钾钙质或钠钙质蚀变组合。8) 有矿化热液角砾岩存在以及镜铁矿明显多于磁铁矿,说明形成时深度较浅,因而深部有存在 IOCG 矿床的远景。而广泛发育磁铁矿和阳起石,表明是处于 IOCG 系统的相当深的部位,在可估计的深处遇见

有经济价值的铜-金矿量的可能性较小。9) 某些(但决不是所有)复合型 IOCG 矿床有不规则 and 不对称发育的黄铁矿晕,它可提供指向矿床所在的有用标志。10) 粗晶方解石或铁白云石脉可以是 IOCG 矿床顶部或远端的显示。11) 火山沉积岩中的广泛的无矿的长石遭破坏的蚀变,包括硅化、绢云母、黄铁矿以及甚至高级泥化蚀变组合,可能隐藏着下伏的 IOCG 矿床,或者提示其附近有 IOCG 矿床存在。12) 如有合适构造条件和火山沉积岩容矿岩石,则块状磁铁矿矿床的远程带和直接周边地带可能对 IOCG 矿床有远景。13) 尽管有上述 12) 条的状况,但块状磁铁矿矿体和矿脉为主的地区可能意味着侵蚀部位较深,不利于大型 IOCG 矿床的保存。

摘自《国土资源情报》2004 年第 2 期

元古宙铁氧化物 (Cu-U-Au-REE) 矿床

李上森

(天津地质矿产研究所)

近些年来,人们通过对南澳大利亚奥林匹克坝超大型铜-铀-金-银矿床(矿石量 20 亿吨,含 Cu 1.6%, U_3O_8 0.06%, Au 0.6×10^{-6} , Ag 3.5×10^{-6})、瑞典基鲁纳超大型铁矿床、中国白云鄂博超大型铁稀土矿床等一些矿床地质特征的研究,认为它们之间存在着许多相似之处,并在成因上有相似性,可构成一种新的矿床类型(Einaudi 和 Oreskes, 1990; Gandhi 和 Bell, 1990)。Hitzman 等(1992)对这种矿床进行深入研究,并称为元古宙铁氧化物(Cu-U-Au-REE)矿床。深入研究这类矿床不仅有重要理论意义,而且有重要经济意义。有关基鲁纳矿床及相似的铁氧化物矿床的成因是一个长期争论的问题。对这类矿床相似情况的对比研究,有助于这个长期争论问题的解决,并有利于地质科学的发展,也有利于找矿。何况这类铁氧化物(Cu-U-Au-REE)矿床中有不少是超大型矿床,通过重新认识与研究,将促进此类矿床的寻找工作。

1 矿床分布

元古宙铁氧化物(Cu-U-Au-REE)矿床,主要包括南澳大利亚的奥林匹克坝铜-铀-金-银矿床、澳

大利亚北部雷德邦克地区的铁-铜矿、瑞典基鲁纳地区的基鲁纳型铁矿床、中国内蒙古的白云鄂博铁-稀土矿床、美国密苏里东南圣弗朗索斯山的铁矿床等(表 1)。这些矿床在分布上有 2 个特点:一是分布在北美、北欧、中国和澳大利亚等地区;二是元古宙铁氧化物(Cu-U-Au-REE)矿床是产在古—中元古代克拉通或是大陆边缘环境中。几乎所有的元古宙铁氧化物矿床所处的地质环境,都是处在矿化期间或矿化开始之前存在裂谷作用或夭折裂谷作用的大陆拉张区。

2 地质特征

2.1 基本特征

该类矿床在围岩性质、构造环境、元素组合、矿体特征、成矿时代,以及蚀变特征等诸多方面,除矿床固有特征外,有许多共性。

1) 围岩特征,元古宙铁氧化物(Cu-U-Au-REE)矿床在矿化期间是位于克拉通或大陆边缘环境,几乎所有这种地区都显示与围岩沉积同时代的克拉通拉张构造的地质环境。因此,围岩一般是上地壳火成岩或沉积岩,这类矿床按产出的围岩性质

表 1 元古宙铁氧化物（Cu-U-Au-REE）矿床的主要地质特征

地 区	矿床名称	矿石量/万 t	w(B)/%		围 岩	成 矿 时 代/Ga	地质环境
			Fe	Cu			
南澳大利亚斯图尔特陆架	奥林匹克坝 ¹⁾	200 000	35	1.6	罗斯比多恩斯花岗岩，角砾岩杂岩	从奥林匹克坝的沥青铀矿测 U-Pb 年龄为 1.4	陆架拉张地堑(或裂谷环境)
澳大利亚北部地方雷德邦克地区	布鲁夫特	200	5~10	2	角砾岩、火山岩(Rb-Sr 年龄为 1.6~1.5 Ga)	可能接近围岩时代	大陆裂谷环境
	沙德弗拉特	150	8	2			
加拿大育空地区维尼克和里德森山脉	帕格斯提尔	100	29		砂岩、粉砂岩、页岩和少量碳酸盐(1.28 Ga)	最老年龄 1.19	沿大断裂带产出
	埃哥尔	50		1			
加拿大大熊岩浆带	特 拉	100	50		酸性—中性火山岩和深成岩(1.86~1.87 Ga)	岩浆作用和矿化同在 1.86~1.87	大陆边缘环境
	苏代纳	800		0.8			
中国内蒙古	白云鄂博中部 ²⁾	2 000	35		白云鄂博群的灰岩、白云岩、页岩等(年龄为 1.7~1.85 Ga,或 1.4~1.5 Ga)	1.35 或 1.43	克拉通内裂谷
	白云鄂博东部 ³⁾	1 500	35				
中国内蒙古	白云鄂博西部 ⁴⁾	1 000	31				
瑞典北部基鲁纳地区磁铁矿矿床	基鲁纳瓦拉	260 000	60		碱性流纹岩、流纹岩和流纹安山火山灰流和熔岩流(1.6~1.9 Ga)	1.8~1.9	
	鲁萨瓦拉	3 700	60				
	图鲁瓦拉	4 300	60				
基鲁纳地区—皮尔格贾尔磁铁/赤铁矿和赤铁矿矿床	拉普马尔曼	10 000	40		中性火山岩 长英质火山岩		
	诺库图斯瓦拉	800	42				
	亨 里	700	45				
	雷克托恩	1 100	33				
	侯基瓦拉	800	50				
基鲁纳东南 35 km 的斯瓦帕瓦拉地区	格鲁夫贝格特	7 400	55		中性火山岩 长英火山岩		
	列维尼米	30 000	60				
	默太南	16 500	34				
	派尼洛瓦	3 600	30				
	阿尔塔瓦拉	3 500	26				
基鲁纳西南 20 km 的斯图拉、特克地区	埃克斯特龙贝	3 700	55				
	格 特	300	57				
	特多里卡	500	40				
	任哈根						
	哈雷周雷	100	30				
	斯特基姆约克	6 500	36				
	特贾洛贾卡	6 800	45				
加利瓦雷地区	18 个矿床	93 000	55				
瑞典中部贝格拉根地区	格兰格斯堡矿床等	40 000	55		变火山岩-变沉积岩(流纹-安山岩流和火山碎屑沉积岩)		
	埃德克贝格特	1 000	62				
美国密苏里东南圣弗朗索斯山出露区	铁 山	3 000	30~38		碱性流纹岩和同源花岗岩(火山岩 U-Pb 年龄为 1.4~1.5 Ga)	矿化大约出现于 1.4	中元古大陆裂谷(或原始裂谷构造环境)
	皮洛特-诺布(地表)	200	50				
	皮洛特-诺布(地下)	2 200	50				
北部地下区	普西山	13 600	56		长英质火山岩		
北部地下区	保尔邦	20 000	40				
	博斯比斯比	5 000~8 000	20				

1) $w(\text{Au}) = 0.6 \times 10^{-6}$; $w(\text{Ag}) = 3.5 \times 10^{-6}$; 2) $w(\text{REE}) = 6.19\%$; 3) $w(\text{REE}) = 5.71\%$; 4) $w(\text{REE}) = 1\%$

就可以分为 2 类。①产于火成岩中的铁氧化物（Cu-U-Au-REE）矿床，如加拿大西北地区、瑞典的北部和中部、美国密苏里东南部等铁氧化物矿床是产地硅质-碱性火山岩和深成岩地体内。瑞典的基鲁纳矿床的围岩是碱性流纹岩、粗面岩、粗面安山岩和熔岩流。美国密苏里东南部圣弗朗索斯地区的铁氧化物矿床的围岩主要是碱性流纹岩和同成因花岗岩。②产于沉积岩层内的铁氧化物（Cu-U-Au-AEE）矿床，如在澳大利亚北部、加拿大育空地区、中国内蒙古的铁氧化物矿床等，后者是产在中

元古界白云鄂博群中。白云鄂博群是由变质砂砾岩、变质长石石英砂岩、石英岩、叠层石白云岩、灰岩、黑色页岩、硅质火山岩等组成,厚度巨大。

2) 产出的构造环境,这类矿床主要位于克拉通和大陆边缘环境区,矿床是产在大陆裂谷或克拉通内裂谷带、大断裂带内,许多矿床是沿大构造带产出,大多数矿床延伸方向是平行区域构造方向。如美国密苏里东南部圣弗朗索斯山地区的铁氧化物矿床是产在中元古代大陆裂谷或原始裂谷构造环境,中国内蒙古白云鄂博铁-稀土矿床是产在古大陆裂谷中。南澳大利亚奥林匹克坝铜-铀-金-银矿床是产在拉张地堑或裂谷环境中。

3) 矿床形成时代,已知的许多铁氧化物矿床,尤其是较大规模的矿床都是产在早—中元古代围岩中(1 100~1 800 Ma)。例如南澳大利亚的奥林匹克坝铜-铀-金-银矿床的围岩为罗斯比多恩斯花岗岩(U-Pb 年龄为 1.85~1.6 Ga),蚀变的罗斯比多恩斯花岗岩中绢云母的 Rb-Sr 年龄为 1.31 Ga,认为最大的矿化年龄为 1.4 Ga。美国密苏里东南地区的铁氧化物矿床的围岩火成岩的 U-Pb 年龄为 1.4~1.5 Ga,其矿化时间与火山作用大体是同时的,约 1.4 Ga。中国白云鄂博矿床的围岩属中元古代。

4) 矿体特征,铁氧化物(Cu-U-Au-REE)矿床的矿体形态比较复杂,主要有 3 种。第一种是不整合矿体和角砾岩矿体,受构造控制特别明显。如加拿大育空地区维克多山的角砾岩矿体呈岩墙状或岩盆状带;澳大利亚的奥林匹克坝矿床是由许多陡倾斜角砾岩矿体组成,这些角砾岩矿体是延伸状和岩墙状。第二种是整合矿体,产在层状火山岩和(或)沉积岩中的许多铁氧化物矿床,其矿体呈层状或枕状,与围岩呈整合状。最明显的实例是基鲁纳瓦拉矿体,长 4 km,厚 90 m,向下延伸至少 1.5 km。第三种是块状和脉状矿体,这种不规则的矿体,在加拿大大熊岩浆带的铁氧化物矿床中很常见,在瑞典北部板状整合矿体下也很发育。

5) 元素组合特征,含元素组合 Fe-Cu-U-Au-REE 是该类矿床的鉴别特征之一。每一个矿床都含有 Cu, U, Au 和(或)REE(特别是 LREE),也富含 F, Ba 和 P。所有这类矿床都含有丰富的铁氧化物,主要是磁铁矿和(或)赤铁矿,钛含量较低。碳酸盐、钼、磷或氟矿物也常见和很丰富。这类矿床含有异常高 REE 和具有经济意义的 REE 富集,REE 元素是含在磷灰石中,或呈 REE 矿物相出现。

6) 蚀变特征,这类矿床的围岩都发生了强烈

蚀变。蚀变矿物取决于矿床围岩岩性和形成深度。但蚀变的总方向是在深部为钠质蚀变,中部和浅部是钾质蚀变,在很浅部位为绢云母蚀变和硅化,此外,在围岩的局部地方有强烈的铁交代。瑞典基鲁纳地区的矿床就显示了这种蚀变特征,即从较深部的钠质蚀变(富钠长石)到中部的钾质蚀变(钾长石+绢云母),到该系统的最上部部位为硅质蚀变(绢云母+石英)。其主要的蚀变矿物组合是磁铁矿-钠长石-阳起石-磷灰石。在大熊岩浆带的埃索湾—卡姆塞尔河区铁氧化物矿床的蚀变主要是钠质的,蚀变矿物组合是钠长石-磁铁矿-磷灰石-阳起石-绿泥石。推测其形成的古深度为 2~3 km。中国白云鄂博矿床的蚀变矿物组合显示出钾质和钠质的,在层状矿体上的蚀变组合为钾长石-黑云母-磁铁矿-萤石-REE 矿物-赤铁矿,在层状矿体之下的蚀变矿物组合为钠长石-磁铁矿-钠质角闪石-辉石。西澳大利亚的奥林匹克坝铜-金-铀-银矿床的蚀变主要是以富赤铁矿和富绢云母的矿物组合为主,局部地方有强烈的硅化,属绢云母蚀变类型。

与铁氧化物(Cu-U-Au-REE)矿床伴生的蚀变组合具有明显的分带性。在火成岩为围岩的矿床中,如瑞典的基鲁纳矿床、美国密苏里东南部的该类矿床等,其蚀变分带从下往上:在深部是钠质蚀变,以钠长石-磁铁矿-阳起石组合为主;中部是钾质蚀变,以钾长石-绢云母-磁铁矿-石英+黑云母、阳起石、绿泥石组合为主;上部是绢云母蚀变,以赤铁矿-绢云母-碳酸盐-绿泥石+石英组合为主。在以沉积岩为围岩的矿床中,其蚀变分带是,在该系统深部是钠质蚀变,以钠长石-磁铁矿、钠长石-钠角闪石组合为特征。在泥质岩中,其向上和向外变为钠长石-绢云母(-钠云母)-磁铁矿组合。钠质蚀变带往上为钾质蚀变或绢云母蚀变组合,或是被钾质蚀变或绢云母蚀变所包围。

2.2 矿床实例

2.2.1 奥林匹克坝 该矿床位于南澳大利亚的阿得雷德北北西 650 km 处,产在斯图尔特陆架区内,矿床的矿石储量为 20 亿 t,铜平均品位为 1.6%, U_3O_8 为 0.06%,Au 为 0.6×10^{-6} ,Ag 为 6×10^{-6} 。由此计算的储量为铜 3 200 万 t,铀 120 t,金 1 200 t,银 12 000 t。其中品位较高的矿石储量为 4.5 亿吨,金属含量分别为 Cu 2.5%, U_3O_8 为 0.8×10^{-3} ,Au 为 0.6×10^{-6} 。

1) 奥林匹克坝铜-铀-金-银矿床与世界其他地区的铁氧化物矿床(如瑞典的基鲁纳矿床、中国白云鄂博矿床等)一样,在成因上都与裂谷环境有密

切关系,矿床都沿着大构造带产出。

2) 矿区的岩层, D.E. 罗伯茨(1982)曾把奥林匹克坝岩层由下往上分为基底花岗岩、奥林匹克坝组、格林菲尔德组。基底花岗岩主要是一种碱性花岗岩。奥林匹克坝组分5个岩段:下部花岗岩角砾岩段,主要是含基底花岗岩碎屑的角砾岩;黑色赤铁矿段,为非角砾岩化块状赤铁矿层及含黑色晶质赤铁矿的角砾岩;惠南段,由复矿碎屑角砾岩和富花岗岩角砾岩组成,是主要矿化岩段;布鲁克斯段,为复矿碎屑角砾岩;上部花岗岩角砾岩段,岩性与下部花岗岩角砾岩相似。格林菲尔德组从下往上可分3个岩段:下部硅化岩段,由复矿角砾岩组成,已强烈硅化;赤铁矿角砾岩段,由富赤铁矿角砾岩组成;火山岩段,由火山角砾岩和砾岩等组成。矿化主要集中在奥林匹克坝和格林菲尔德组下段中。但经近年的研究表明,奥林匹克坝矿床的容矿岩是产在罗斯比多恩斯花岗岩体中的奥林匹克坝角砾岩杂岩。该杂岩由一个大型的裂隙化,角砾岩化和热液蚀变的花岗岩体、各种角砾岩(包括富花岗岩角砾岩、富花岗岩和富赤铁矿角砾岩、富赤铁矿角砾岩、贫赤铁矿-石英角砾岩)及少量凝灰岩和沉积岩组成。矿体主要产在含赤铁矿角砾岩中。角砾岩和沉积岩显示的组构表明,它们是在一个高部位的次火山环境中形成的,具有火山喷气和岩浆蒸气(Phreatomagmatic)活动特征。

3) 几 km 长的奥林匹克坝矿床是由许多接合的陡倾斜的角砾岩体组成。角砾岩体呈延长状和岩墙状,走向 NNW,表明其受 NNW 向断层控制。矿体主要产在含赤铁矿角砾岩中。

4) 主要矿物是赤铁矿、绢云母、绿泥石和残余石英。磁铁矿局部丰富,并与黄铁矿±黄铜矿和黄铁矿密切共生。铜硫化物、铜-铁硫化物、铀矿物、银和金常紧密共生。硫化物和沥青铀矿不与绢云母和绿泥石紧密共生。硫化物矿化是分带的,从辉铜矿→斑铜矿→黄铜矿→黄铁矿,含黄铜矿和黄铁矿矿带常发育在含斑铜矿矿带下面和边缘,少数富金和局部富集自然铜或少量硫化物的矿化带产在含辉铜矿带上面或附近。矿区中有个明显的趋向是高品质矿石产在奥林匹克坝角砾岩杂岩中部附近,高品质金矿是产在陡倾斜石英-赤铁矿角砾岩边缘的富铀-铜矿带附近。但所有成矿的金属都产在赤铁矿含量高的岩石中。

沥青铀矿呈很细粒包体产在赤铁矿、铜硫化物,铜-铁硫化物中,很少产在磁铁矿和赤铁矿中。

5) 矿床中蚀变矿物组合以富含赤铁矿和绢云

母组合为主,局部硅化强烈,矿化角砾岩中,黄铁矿被黄铜矿交代,黄铜矿被斑铜矿-辉铜矿交代。矿体中有3种明显的矿物组合并依次发育在矿化早期、中期、晚期阶段。最早期的矿物共生组合Ⅰ,是磁铁矿±赤铁矿、绿泥石、绢云母、菱铁矿、黄铁矿、黄铜矿和沥青铀矿。在所有产地的矿物组合Ⅰ若已部分或几乎全部氧化,就过渡为矿物组合Ⅱ。组合Ⅱ由赤铁矿、绢云母、辉铜矿、斑铜矿、沥青铀矿、重晶石、萤石和绿泥石组成,是矿化作用中期到晚期的特征。组合Ⅲ主要由多孔或块状黄铁矿、粒状石英和重晶石组成,是矿化作用晚期的特征。矿物组合Ⅰ,Ⅱ和小范围组合Ⅲ在时间和空间上是超覆重叠的,而且有明显的垂直分带,从较高部位的矿物组合Ⅲ到深部变为矿物组合Ⅱ。在矿体中,矿物的空间分带是从无矿赤铁矿±白云石±绿泥石±菱铁矿(浅部)→金→沥青铀矿→辉铜矿±绿泥石±天青石±碳酸盐→斑铜矿±螺硫银矿±天青石±碳酸盐→黄铜矿→黄铁矿+磁铁矿(深部),在所有带和大部分分带中都含有硬石膏、重晶石、萤石、赤铁矿、绢云母和石英。

6) 在奥林匹克坝角砾岩杂岩的大部分矿化和无矿的角砾岩中,有许多强烈蚀变的岩墙侵入。在矿区的西北部,以角砾状细晶岩和微花岗岩型岩墙为主,而其他部分广泛分布着镁铁质、超镁铁质和长英质岩墙。超镁铁质岩墙在角砾岩杂岩的火山通道根带尤为丰富。

7) 奥林匹克坝矿床的矿石是由铜硫化物、铜-铁硫化物、硬石膏、重晶石、萤石、赤铁矿、石英、绢云母、金、沥青铀矿组成,局部含碳酸盐矿物、方解石、钴硫化物、磁铁矿、黄铁矿和闪锌矿等。

8) 同位素研究表明,该矿床硫化物显示出一个明显的 $\delta^{34}\text{S}$ 控制范围,从-6‰到-9‰,表示是源自一个大型的混合硫源。有关磁铁矿-石英和赤铁矿-石英对的氧同位素资料表明,矿石可能是在 200~300 °C 形成的。早期的磁铁矿和菱铁矿是在约 400 °C 形成的。

2.2.2 白云鄂博 中国内蒙古白云鄂博铁-铈-稀土矿床是一个超大型的综合性矿床,产有世界最大的稀土资源,具有重要的经济价值。

1) 形成的构造环境,近年的研究表明,白云鄂博铁-铈-稀土矿床是产在白云鄂博裂谷带中。矿床的形成与裂谷的发生和发展密切相关。该矿床正处在乌兰宝力格断裂带和白银角拉克—宽沟大断裂的交会部位。

2) 矿床及围岩特征, 矿床由主矿、东矿、西矿 3 个矿段组成。整个矿床构成长 18 km、宽 2~3 km 的狭长矿带。矿体赋存在白云鄂博群尖山组 H_2 岩段中。矿体呈透镜状、似层状产出, 总体上构成向斜形态, 产状与围岩基本一致。矿床围岩主要为白云岩 (整个白云岩层几乎就是稀土矿床)。

3) 元素组合特征, 据王楫等 (1992) 报导, 该矿床元素组合极为丰富, 已分析确定的元素有 71 种, 明显富集的元素有铁、铌、钽、锆、钨、钼、铀、钍、镭、钋、钒、铈、钇、铪、铌、钽、氟、钠、碳、钙、镁、钡和磷。据 Nb/Ta, $\Sigma Ce/\Sigma Y$, Sr/Ba, Th/U 和 Zr/Hf 值表明, 富铈族稀土、铌、钽、钼、钡构成了白云鄂博矿床元素地球化学的突出特征。

4) 岩浆活动特征, 在矿区及其附近存在岩浆活动, 包括基性、碱基性岩浆活动和酸性岩浆活动。这些岩浆对矿床的物质来源可能有重要作用。

5) 矿物特征, 矿床中矿石矿物组成很复杂, 在矿区已发现 100 多种矿物。独居石、氟碳铈矿、黄河矿是主要稀土矿石矿物; 磁铁矿和赤铁矿是主要的铁矿石矿物; 铌铁矿、易解石、褐钨矿和烧绿石是主要的含铌矿物。在 100 多种矿物中有 7 种新矿物, 即黄河矿、包头矿、氟碳铈钍矿、中华铈矿、大青山矿、硅钡镁石、钽铁钛石等。

6) 蚀变特征, 矿体及围岩发生了强烈的钾、钠、氟、磷、钙、硅的多期交代, 从而形成了以高碱质为主要特色的各种蚀变岩带, 而且在空间上重叠出现。据同位素年龄资料推测, 该区有 3 次主要热液活动, 即距今 700, 400, 271 Ma 左右。其中以 271 Ma 的热液活动、交代作用最为强烈。

7) 矿化年龄和矿床成因, 这是一个分歧较大的争论未决的问题。据报道, 过去对白云鄂博群进行过较多的同位素地质年代学研究, 诸如从白云鄂博矿区的白云岩获得方铅矿模式年龄为 1 462.69 Ma, 铅同位素年龄为 1 223.04 Ma, 从独居石获得 Th-Pb 等时线年龄为 1 682.99 Ma, 从西矿主矿体下盘白云岩、东矿条带状粗粒铁矿中浑圆状磷灰石中获得 Th-Pb 年龄为 605.64 Ma, U-Pb, Pb-Pb 平均年龄为 $(1\,574.95 \pm 8.78)$ Ma。过去也报道过白云鄂博矿床的容矿白云岩沉积年龄为 1 600 Ma。1990 年, 刁乃昌对白云鄂博群进行铅同素研究, 认为白云鄂博群的物质来源始于 1 310 Ma, 而矿化时间为 665 Ma。王楫等 (1991 年) 从白云鄂博矿床顶板 H_2 富钾粗面火山熔岩原生锆石获得权重平均年龄为 $(1\,728 \pm 5)$ Ma, 而认为白云鄂博群 H_2 以下地层时代应大于 1 700 Ma。赵景德等 (1991) 根据白

云岩及矿石结构、矿物年龄和化学成分等多种证据和资料, 研究了白云鄂博矿床成矿矿物的生成顺序。其结果: 1) 从矿区内区分出 6 个世代、年龄跨度为 1 300~396 Ma 的镁钠铁闪石; 6 个世代、年龄跨度为 628~407 Ma 的独居石 (3 个在浸染状矿石中, 3 个在条带状矿石中); 晚加里东期富霓石的斜切脉中易解石、黄河矿的年龄为 (438.2 ± 25.1) Ma, 是条带状矿石矿化结束的年龄。2) 中元古代 H_2 (赵景德等认为 H_2 白云岩和 H_2 黑色板岩-页岩组成主矿和东矿的围岩, 可能是这种划分与上述划分不一致之故) 碳酸盐沉积后经历了白云岩化、大理岩化, 白云岩中独居石土氟碳铈矿化始于前加里东 (新元古代), 并断断续续地延续到加里东期, 达 2 亿年之久, 而主要稀土和铁矿化期发生在加里东期 (473~400 Ma), 成矿历史长达几亿年, 其成矿作用晚于区域变质作用, 这样就排除了白云鄂博矿稀土、铁矿化同生沉积成因的可能性。3) 白云鄂博稀土矿床是后生热液交代成因的矿床, 热液活动始于 1 200 Ma, 终于 400 Ma, 473~400 Ma 是成矿高峰期, 其成矿物质来源于下地壳。4) 导致白云鄂博矿床形成的断裂和热液活动是经历了 3 次区域变质 (其中 2 期是加里东, 1 期是华力西期) 和 2 次 (加里东、华力西) 板块俯冲作用的产物。

3 矿床成因

上述元古宙铁氧化物 (Cu-U-Au-REE) 矿床的特征表明: 1) 这类矿床主要是在上部地壳环境 ($<4\sim6$ km) 中形成, 其形成与全球裂谷事件有关; 2) 这类矿床主要是产在古元古代—中元古代 (1.1~1.8 Ga) 的围岩中; 3) 该类矿床以铁氧化物为主, 主要是磁铁矿和赤铁矿, CO_2 , Ba, P 或 F 矿物常见而丰富, 稀土元素富集, 并以稀土矿物相产出; 4) 围岩蚀变一般较强烈, 一般是深部为钠质蚀变, 浅部为绢云母蚀变和硅化; 5) 氧化物 (Cu-U-Au-REE) 矿床主要是在上地壳环境中热液作用的产物。热液可能源自深部富挥发分的火成-热液系统, 由于地壳的板底作用或深部地壳构造作用, 热液沿裂隙而上升的。

研究工作表明, 中元古代是一个全球性的构造旋回, 该旋回是以 18~14 亿年间元古宙超大陆的裂谷作用和大陆解体而开始的。裂谷作用与引起下地壳熔融的岩浆板底作用伴生。这些作用产生了重要的成矿结果, 如由于深部地壳构造作用, 富挥发

分的热液上升,而形成了铁氧化物 Cu-U-Au-REE 矿床。奥林匹克坝矿床是这类矿床的典型实例。

奥林匹克坝铜-铀-金-银矿床位于南澳大利亚斯图尔特陆架内,矿床形成与裂谷环境有关,矿床地质特征表明奥林匹克坝矿床是产在奥林匹克坝角砾岩杂岩中。在奥林匹克坝角砾岩杂岩中存在 3 期矿物组合。早期矿物组合(组合 I)由磁铁矿(±赤铁矿)、绿泥石、绢云母、菱铁矿和少量黄铁矿、黄铜矿及铀矿化组成。矿物组合 II 是赤铁矿、绢云母、辉铜矿、斑铜矿、沥青铀矿、重晶石、萤石、绿泥石组成。矿物组合 I 被组合 II 广泛重叠,最晚期的组合 III 主要由赤铁矿或赤铁矿+粒状石英±重晶石组成。这 3 个矿物组合在局部都呈现复杂的重叠关系和不清楚的界线。从岩石关系、角砾岩结构、矿石矿物结构和矿物共生关系,都提供了曾多次发生角砾岩化和矿化事件的证据,表明矿床成因是复杂和多阶段的。

矿物组合和它们的分带性以及流体包裹体和同位素数据表明,热的岩浆水或深部循环大气降水和较冷的大气降水的混合作用,可能是矿床形成的重要原因。矿石矿物结构、赤铁矿的丰度、硫酸盐和沥青铀矿与赤铁矿的紧密共生都表明,矿石沉淀是在混合过程中由于与铁氧化作用相伴生的硫酸盐还原作用所引起的。流体包裹体的盐度以及缺乏组合 II 和组合 III 在沉淀期间发生过沸腾的证据,是与把较冷大气降水作为在奥林匹克坝角砾岩杂岩上方和附近广泛发育的火山岩层中含盐地下水或干涸盐湖水的认识一致。在高勒克拉通, U-Pb 地质年代学和结构研究表明,矿化作用是伴随着角砾岩化、岩

墙侵入、区域镁铁质和长英质火山作用的。

最近, Haynes 等(1995)通过用数字化学模拟热咸水和较冷大气降水的混合作用探讨了该类矿床的成因,结果表明,产生的矿物组合和共生组合关系,与奥林匹克坝矿床中的实际情况完全相同。因此,他们认为,矿床矿物组合 I 是在每个混合事件的早期沉淀的,随后是更冷的水与热水混合时生成组合 II。在每个混合事件的衰减阶段,新增加的冷水的侧向和向下流动导致了组合 I 和 II 的部分或全部氧化,这就产生了所见到的垂直和水平分带现象。表现为在矿床的上部和中部是赤铁矿+石英+绢云母±重晶石带(矿物组合 III),经过局部富集金和含自然铜的含赤铁矿岩,到含赤铁矿、绢云母、石英、萤石、辉铜矿和沥青铀矿的带(即矿物组合 II 的较强氧化部分),然后再到矿物组合 II 和 I 之间的过渡带。在以后的矿化事件中,这种垂直和水平分带由于角砾岩化和流体混合作用而更复杂了。

奥林匹克坝角砾岩杂岩含有大型铜-铀-金矿体,这是由于该杂岩是在与镁铁质和长英质火山岩和次火山侵入体接触的含盐地下水储集层中形成的。地下水把 Cu, U, Au 和大部分 S 搬运到角砾岩杂岩中,在那里与从下面带入大量 Fe, Ba 和 CO₂ 的热水发生相互作用而成矿。因此,通过对矿床特征分析和数字模拟, Haynes 等(1995)提出一个“流体混合成矿模式”,以解释奥林匹克坝铜-铀-金-银矿床的成因。他们认为,流体混合作用可能是奥林匹克坝铜-铀-金-银矿床的主要成矿作用。

摘自《国外前寒武纪地质》1996 年第 2 期

奥林匹克坝铜-铀-金-银矿床

1 地质特征

奥林匹克坝矿床 1976 年发现,1984 年完成矿山开采的可行性研究。该矿床有 2 种矿化,古老的为层控型,最大厚度可达 350 m;较新的为穿切型。矿化受 NW 向奥林匹克地堑(非正式命名)控制,含矿岩石是元古宙未变质的花岗质角砾岩及赤铁矿层,矿石为块状硫化物,含铜 3.23%,铀(U₃O₈) 0.68%,金 0.6×10^{-6} 。估计铜储量为 3 200 万 t,铀(U₃O₈) 120 万 t,金 1 200 t。该矿铜、金、铀、稀土含量都很高并共生在一起,是世界特大型

沉积型伴生金矿床,经济价值很大,是目前各国积极寻找的主要金矿床类型之一。

奥林匹克坝矿床位于南澳大利亚州阿得雷德北偏西 500 km 处,由西部采矿有限公司经营。

奥林匹克坝矿产在斯图尔特陆架区,陆架区的东面为阿得雷德地槽,两者之间为 SN 向主断层带——托伦斯枢纽带;陆架区的西面和西南面,组成斯图尔特陆基底的高勒克拉通岩石被沉积盖层叠盖。奥林匹克坝矿床就产在陆架基底中。

矿床赋存在巨大的奥林匹克坝角砾岩体中(图 1),它在平面上为 6 km×8 km,由大量陡倾的柱状

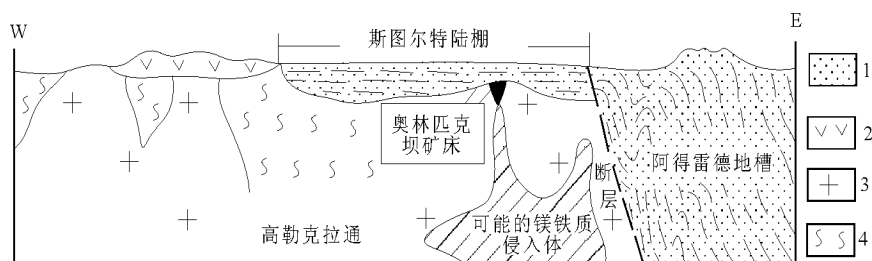


图1 奥林匹克坝矿床区域地质背景图 [引自成都理工学院《国外地质》，1993，(4)]

1—沉积岩层；2—酸性火山岩；3—花岗岩；4—变质岩

碎裂花岗岩和花岗角砾杂岩组成，中心为漏斗状富赤铁矿角砾岩（约 $1.5 \text{ km} \times 2.5 \text{ km}$ ），已知向地表下延伸超过 1 km 。碎屑主要为赤铁矿、石英和绢云母化的花岗岩，基质为细—中粒赤铁矿。

阿得雷德地槽，由新元古代和寒武纪沉积物及少量的基性火山岩组成，厚 10 km ，岩石显示出 5 亿年前发生的明显变形和花岗岩侵入作用（德拉默造山运动）高勒克拉通，主要由古元古代变形花岗岩和沉积变质岩组成，在这些岩石之上覆盖有分布广泛，产状平缓的长英质、镁铁质火山岩和粉砂岩。

矿区地层分基底和盖层 2 部分。奥林匹克坝矿床的基底地层自下而上，由奥林匹克组和格林菲尔德组组成。各组又可分若干个段，一般组与组间，段与段间都是整合接触。粗玄岩侵入奥林匹克坝组和格林菲尔德组岩石中。安达莫卡灰岩和威尔佩纳群沉积岩覆盖在基底岩石之上。

奥林匹克坝组，自下而上有 5 个段。下部花岗岩角砾岩段，厚 800 m 以上，主要岩性为花岗岩角砾夹薄的复矿物碎屑角砾岩透镜体，含绿泥石蚀变火山碎屑；黑色赤铁矿段，厚 150 m ，主要岩性为黑色赤铁矿碎屑和填质为主的角砾岩，填质中有镜铁矿、绿泥石和菱铁矿，角砾岩含薄的多孔状条带、富黄铁矿矿化是该段角砾岩的特征；惠南段，厚 350 m ，主要岩性为富填质的复矿碎屑角砾岩和贫填质富花岗岩角砾岩滩层组成，矿床大部分的斑铜矿-黄铁矿化赋存在该段岩石中；布鲁克斯段，厚 300 m ，主要岩性为以绢云母化长英质火山岩碎屑为特征的复矿物碎屑角砾岩，矿化常常局限在富填质带，斑铜矿和黄铜矿是主要的硫化物，有些地区还有少量的辉铜矿；上部花岗岩角砾岩段，厚 1000 m ，主要岩性为花岗岩角砾岩和少量复矿物碎屑花岗岩角砾岩，贫填质，绢云母和赤铁矿蚀变，矿化局限在薄透镜体中和由赤铁矿、萤石和斑铜矿组成的脉体中。

格林菲尔德组，由下到上分 3 段，下部为硅化

段，厚 275 m ，岩性以石英、赤铁矿为主的强烈赤铁矿化和硅化的复矿物碎屑角砾岩和蚀变火山岩，在矿化作用较弱的地区主要有辉铜矿-斑铜矿矿化，该段还产金；赤铁矿角砾岩段，厚 500 m ，该段由厚的富赤铁矿角砾岩系组成，夹一些薄的复矿物碎屑角砾岩层和粉砂质条带，该段除金外未见其他矿化；火山岩段，厚 250 m ，该段是彼此互层的火山角砾岩和砾岩，含铁层和强烈绢云母化凝灰质长英质火山岩组成，该段无矿化。

奥林匹克坝矿床盖层厚 480 m ，自下而上为威尔佩纳群，安达莫卡灰岩。威尔佩纳群底部为薄层状红色和绿色特里戈拉纳页岩，中间为红色块状和交错层状科拉伯拉砂岩；上部为白色和红色块状及交错层状阿尔科纳石英岩。该群与格林菲尔德组呈不整合接触。安达莫卡灰岩，厚 60 m ，呈块状，局部呈层状。

粗玄岩侵入于基底花岗岩，奥林匹克坝组和格林菲尔德组岩石中，但没有侵入盖层沉积岩中。粗玄岩呈暗绿色，细到中粒结构的岩石，具轻蚀变的冷凝边。

奥林匹克坝矿化受到奥林匹克坝地堑控制。地堑长大于 7 km ，宽大于 4 km ，呈 NW 向。在盖层沉积岩沉积之前该地堑发生拱起，轴向大体上为 NE 向。地堑的拱起使基底下部的奥林匹克坝组岩石剥露地表；使基底上部的格林菲尔德组岩石大部分剥蚀掉，留下残部。地堑拱起发生后在矿区东南侧奥林匹克坝组向 S 倾斜，倾角 $15 \sim 20^\circ$ ；而在 NW 侧则向 N 或 NE 缓倾；矿区的倾向滑移断层和走向滑移断层平行于地堑轴和主拱起轴。

矿区未见强烈的剪切构造，但节理和裂隙密集的岩心及极强烈的蚀变带都可以说明有断层存在。

矿区有 2 种蚀变。普遍性蚀变主要为赤铁矿、绢云母和绿泥石，蚀变对所有岩石都有影响， SiO_2 和碳酸盐蚀变出现在局部地区。这类蚀变在花岗岩组分较多的角砾岩中最明显，其中长石和铁镁矿物被交代；强烈蚀变与矿化有关，主要为强烈赤铁矿

和绿泥石蚀变，主要在奥林匹克坝组上部几段和格林菲尔德组下部 2 段。

奥林匹克坝矿有铜、铀、稀土、金、银 5 种矿化。除了基底花岗岩和粗玄岩外，奥林匹克坝地堑所有地层单位均有矿化，但达到矿石品位的矿化主要产出在奥林匹克坝组及格林菲尔德组的下段岩层中。奥林匹克坝矿床的金矿化与 2 类铜的硫化物矿化共生，较老的斑铜矿-黄铜矿-黄铁矿矿化为层控型。该类矿化在整个地堑都有出现，在矿区的北东部最大厚度可达 350 m，在矿区的西南、西北和东南部矿化较薄。层控矿化达到矿石品位的见于奥林匹克坝组 3 个富赤铁矿填质段，硫化物呈浸染状产在填质中。层控金矿化金品位低，但含金总量大。较年轻的金-辉铜矿-斑铜矿矿化，为切穿型脉体。在辉铜矿-斑铜矿矿化中的交错矿脉和不规则整合透镜体见于奥林匹克坝组的布鲁斯段和上部花岗岩角砾岩段及格林菲尔德组的下部硅化段。这种较年轻的矿化只产在平行地堑长轴的线性带中。主要矿带至少长 6 km，宽 0.7 km。矿化最大厚度在 300 m 以上。切穿型金矿化金品位富，但含金总量少。金颗粒非常细小，一般不到 20 nm。金被包裹在硫化物和赤铁矿中或浸染在填质中。

很厚的沉积角砾岩系堆积在由主断层作用形成的 NW 向地堑之中。角砾岩岩系的主要特征是含有层控型的铜、铀、稀土和金-银矿化的一系列富填质复矿物碎屑角砾岩层，其上下均为无矿花岗质角砾岩。角砾岩可能是在干旱的陆上环境中由泥石流、泥流、火山泥流和岩崩沿活动断崖沉积而成的。第 1 次矿化作用发生在沉积作用期间，沉积了层控型的赤铁矿，硫化物、铀、稀土矿物，菱铁矿和重晶石。这次矿化作用可能与火山作用引起的地热活动有关。切穿型的辉铜矿-斑铜矿矿化是后成的。认为该型矿化与共生的铀和稀土是在第一次矿化作用将要结束期间被带到有利的构造和岩性带中的。

矿化岩系上面覆盖着与众不同的富赤铁角砾岩、条带状含铁层、火山角砾岩和砾岩，长英质熔岩和凝灰岩，这说明火山作用至少是在一部分角砾岩岩系沉积期间发生的。薄层状含铁层可能在盐湖环境中沉积的，其中的铁可能是从喷气口带来的。

沉积盆地的迅速相变，同期断层作用和后期断层作用，在矿化带内产生复杂的几何形态。矿化岩系被粗粒岩墙侵入，继而被剥蚀，后来又被稳定的陆架沉积物覆盖。铜、铁和金可能来源于一种镁铁质原岩。某些赤铁矿边可能是由菱铁矿、磁铁矿和绿泥石原地氧化而成的。

2 勘查与发现

奥林匹克坝巨型矿床的发现被誉为是人类找矿史上最伟大的发现。从这个矿床的发现史中，可以看到现阶段找矿的一切思路。

1957 年，西部矿业公司开始在元古宙岩石中勘查铜矿。由于全世界的巨型铜矿多产在元古宙岩石中，从这一概念出发，在澳大利亚元古宙岩石中寻找铜矿化的地表标志，然后利用地表填图、水系沉积物地球化学测量、地球物理调查等经验和技术开展普查工作。1957—1976 年的 20 年时间里，找到的矿床范围如图 2 所示。

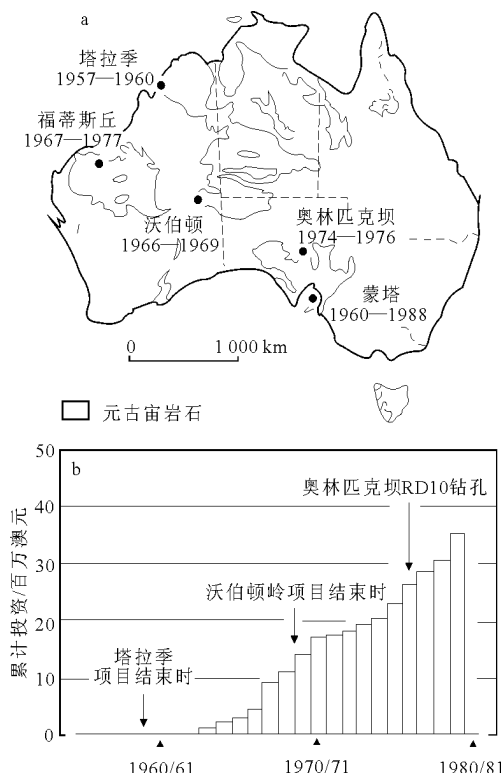


图2 西部矿业公司在澳大利亚找元古宇大铜矿的情况 (引自 R. Woodall, 1994)

a—表示项目区的图；b—累积勘查费（以 1992 年澳元值计算）

1957—1960 年，在塔拉季地区的河谷发现了矿化露头后开始了西澳西金伯利地区的勘查，但这个项目并不成功（图 2）。

1960—1987 年，在南澳地区惟一已知的规模最大、产于元古宇的蒙塔（Moonta）铜矿外围勘查。由于该区有一部分为风成土壤所覆盖，所以用磁法追索地层，用螺旋钻进行地球化学取样，同时进行激发极化测量，圈定了硫化物矿体。勘查持续了 27 年，成果不明显（图 2）。

1966—1969 年，在西澳沃伯顿（Warburton）地

区元古宇火山熔岩中发现铜矿化,从而进行经验勘查,即地表普查和化探取样,但没有获得成功。

1967—1977年,在西澳哈默斯利盆地开始执行另一个勘查计划,勘查地区很广,前后持续了11年,于1977年结束,也没有获得成功(图2)。

1972年,D.W.海恩斯在沃伯顿地区开展研究,提出了这样一个概念模型,即氧化作用过程中,铜从玄武岩中淋滤出来,而氧化的大陆拉斑玄武岩大量堆积,为以沉积岩为容矿岩石的铜矿床提供了充足的物源(铜)。因此,巨厚的氧化大陆拉斑玄武岩可以充当铜的源岩,并足以形成重要的、产生在沉积岩中的矿体。从地球物理角度来看,拉斑玄武岩引起了磁异常和重力异常。

1972年,海恩斯依据该概念模型,修订了铜矿勘查计划,着手研究南澳大利亚的地质特征,并于1973年在露头 and 钻孔中发现了氧化玄武岩。H.鲁尔特主要从事地球物理工作,他们联手于1974年6月完成此项研究,指出有远景的地区。

另一条概念勘查的思路是,研究成矿的构造背景。1965年1月,奥德里斯科丰富和发展他自己提出的“构造变形的独特模式与剪切带的运动有关的理论(概念)模型”,他认为区域剪切运动控制了成矿作用。

1972年,奥德里斯科提出的构造线性体成矿模式在研究西澳太古宙岩浆镍硫化物矿床的分布中得到证实,1972年发现了冈森山卡特格格里德矿床,它被认为是产在1966年确定的线性体交会处。接着,他开始研究磁力和重力图。到1973年中,识别出了一个NNW向的涉及整个澳大利亚大陆的线性重力不连续面,冈森山矿床被认为是产在这个不连续面上。

从本质上来说,这种构造线性体是找矿的直接地质标志。因此,这类研究带有强烈的经验主义的色彩。

1974年6月,依据氧化玄武岩模型,将勘查工作集中在奥古斯塔港的北部和南部地区,并将希尔伯城堡和乌罗布拉夫作为地层钻探的目标。此时,鲁尔特将重点放在区域航磁和重力异常的解释上,并认为这些异常可能是由于隐伏于中生代沉积岩之下的玄武岩引起的。

1974年8月,注意到了冈森山(Gunson)重力异常与航磁高值的吻合(图3)。地球物理学家已经注意到了这种吻合不是偶然的。

1974年7月,奥德里斯科等依据照片镶嵌图和航磁资料完成1:25万线性构造填图工作,证明

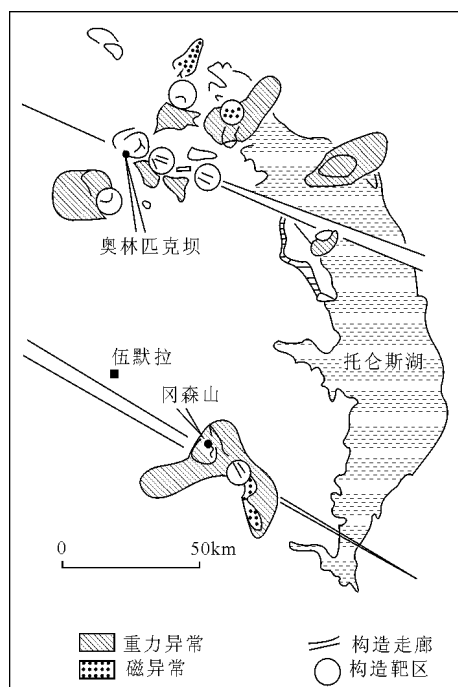


图3 “斯图尔特陆架”地球物理异常和 NWW 向线性走廊综合平面图(引自 R.Woodall, 1994)

了冈森山矿床产在 NWW 向构造走廊内,它被一个 NNE 向的线性体切穿,在此处 NW 向的航空磁力线性体使磁异常模式发生偏离,所见到的偏离方式与西澳金属矿床的构造特征吻合。据此,在安达莫卡(Andamooka)图幅确定了具有这种构造特征的远景靶区。

在安达莫卡图幅内,8个地球物理靶区中有5个靶区符合构造条件。因此,钻孔位置选择了奥林匹克坝和阿奎迪西蒂斯坝[后来改名为阿克罗波利斯(Acropolis)];1975年6月,RD1钻孔定在奥林匹克坝重力-航磁-构造重叠靶区。打这个孔的目的是为了验证所期望的氧化玄武岩,实际上打到了不是真正的氧化玄武岩。

对岩心进行岩屑取样,其目的是检验一下根据概念预测的铜品位的可能下降是否真的在“氧化玄武岩”源岩中发生。分析结果表明,铜品位没有下降,事实正好相反,38 m 岩心的铜品位为1%。1975年10月才对岩性描述做出纠正:经过仔细的岩石学研究证明,岩石由石英、绢云母、赤铁矿、长石和辉铜矿组成。辉铜矿颗粒极细,以致在暗色赤铁矿基质中几乎无法目测。它实际上是含赤铁矿的砂岩和火山岩。

铜的价值和以上的岩石描述鼓舞了勘查队员和管理人员。尽管一年来已打了8个孔,所打到的不是没有经济价值的矿,就是根本不含矿,但勘查人员坚信角砾化的强烈蚀变岩石的意义及岩石中特殊

的矿化，才使该项勘查起死回生。最后，RD10 孔才证实该矿床的存在，在该孔中打到了厚 170 m，铜品位为 2.1% 的岩层后，于 1976 年 11 月在 529 m 深处终孔。对图 4 的重新审视表明，“即使成功近在咫尺，仍有可能丧失信心并放弃整个计划，因为赋存厚而富的矿石的主要地段 RD10 钻孔至少还有 1 000 m” (R.Woodall, 1994)。

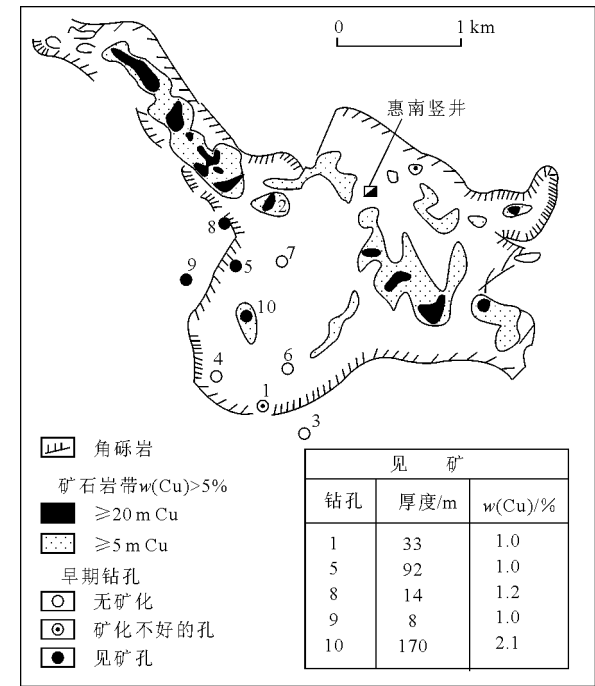


图 4 奥林匹克坝平面图，各个矿带和早期钻探结果 (引自 R.Woodall, 1994)
图中数字代表钻孔编号

3 矿床成功勘查的启示

1) 正如澳大利亚著名的勘查学家 R. 伍德所说，“这个矿床是由于用新的‘眼睛’，从 3 个不同的方面进行‘观察’并取得一致意见而发现的。”他指的 3 个不同方面的观察就是：D.W. 海恩斯提出含铜溶液来源的新思路，建议在南澳大利亚斯图尔特陆棚勘查以沉积岩为容矿岩石的铜矿床；地球物理学家 H. 拉特对斯图尔特陆棚区磁异常和重力异常重合区感兴趣，建议选择奥林匹克坝异常区进行钻探；构造地质学家 E.S. 奥德里斯科尔和 D.M. 邓肯用构造分析方法确定了基底断裂系统的位置，也确定奥林匹克坝地区为优先钻探目标。3 双眼睛聚焦在奥林匹克坝地区，大大提高了选靶的准确度，因此一钻见矿并非意外。虽然勘查结果与原来提出的理论模式有较大差别，推测的容矿岩石在该区也不存在，重力高并非玄武岩引起。但找矿要有

一定理论指导的思路还是很重要的。

2) 在勘查奥林匹克坝矿床过程中主要的技术手段是地质与物探紧密结合。如从区域物探资料和卫星图像进行线性构造分析，从区域磁测结果选择符合地质模式要求的磁异常（玄武岩分布广、厚度大，并有断裂存在等）。在确定孔位时以“钻探跟着异常走”，第一个钻孔（RD1）是根据线性构造区内重、磁异常重合确定的，后来在 RD1 孔东南打了 RD3 孔，但只在基底内打到未矿化的花岗岩。之后，又进行详细的物探工作，解释结果表明重、磁异常中心位于 RD1 孔以北或西北方向之后，决定在这个方向上布孔（RD5），结果 RD5 孔见到厚层富赤铁矿的花岗岩质岩石，包括 92 m 含铜 1.01% 的矿化段。此后又决定在 RD1 孔与 RD5 孔之间布孔，期间又进行地面重、磁测量，在 RD5 孔以南 400 m 布 RD10 孔，RD10 孔在 348 m 深处打到厚 170 m、含铜 2.12%、含 U_3O_8 580×10^{-6} 的矿化段，这是奥林匹克坝矿床显示有重大经济价值的关键钻孔。后来在 RD5 孔附近又布了 RD11—RD15 孔，遇到的矿化较窄，品位比 RD10 孔低。至此，打到的矿化均位于重力异常的西部和西南部，异常可能是由富赤铁矿的岩石引起的。推测矿化带可能向周围的富赤铁矿岩石扩展。为了检验这种解释，决定穿过重力异常向东和东北方向以 800 m 间隔布孔。RD16 孔位于异常中心，在打到 419 m 深终孔之前遇到不含铜的、非常硬的富赤铁矿岩石，后来（1978 年），这口井被加深到 1 319 m，在富赤铁矿岩石下面打到了矿化角砾岩。随后部署的 RD17，RD18，RD19 和 RD20 都打到了有价值的矿化，并证实矿化主要位于重力异常的东北方向。引起布格重力异常的直接原因被认为是含矿的富赤铁矿岩石，磁异常没有得到解释，据推测起因于目前钻孔深度以下大的磁性体。

在奥林匹克坝地区打了大量的钻孔之后，又进行了激发极化测量、电测井、 γ 测井、地温测量等物探工作。激发极化法测量结果表明异常相位角响应和有意义的见矿段之间有良好的对应关系。斯图尔特陆棚温度测井数据分析表明，一个大的热异常与奥林匹克坝铜-铀-金矿床有关。

3) 政府提供基础资料帮助公司进行勘查是奥林匹克坝矿床得以突破的重要条件之一。在斯图尔特陆棚区，澳大利亚西部矿业公司进行了区域物探研究，所用的区域航磁和布格重力等值线图都是从联邦矿产资源局和南澳大利亚州矿业局得到的，这些基础图件、资料为公司的勘查提供了帮助。

澳大利亚欧内斯特亨利铜-金矿床

1 地质背景

欧内斯特亨利 (Ernest Henry) 铜-金矿床位于芒特艾萨内围层东部褶皱带的东缘, 克隆卡里 NNE 约 30 km 处。它是 1991 年由西部矿业公司发现的。已探明地质储量为 1.22 亿 t, 平均品位 1.14% Cu, 0.55×10^{-6} Au (即合计含铜约 140 万 t、金 70 t), 并含不少铁, 可露采。据称, 这是澳大利亚自奥林匹克坝矿床发现以来的最大铜矿。

矿床产于芒特艾萨内围层东部褶皱带的元古宙岩石中, 即纳拉库岩基 NE 向约 20 km 处的角砾岩化酸性至中性火山岩内 (17.4 亿年左右)。据航磁和重力资料推测, 欧内斯特亨利周围分布有大量的花岗岩类深成岩体。矿化可能是在 15 亿年前后一个大的花岗岩类侵入体冷却和热液作用时形成的。该区地形平坦, 无地表露头, 矿床全隐伏在 40~50 m 厚黑色土壤、显生宙砂砾、页岩等沉积岩之下。

矿体为一大的向 SE 倾 (倾角 $30 \sim 50^\circ$) 的铜-金磁铁矿矿体, 厚约 250 m, 宽 300 m, 沿倾斜延伸超过 1 km。矿体产在有长石蚀变且局部变形的与安山岩组分有关的斑状火山岩中, 其顶部底部以向 SE 倾斜的剪切带为界 (图 1)。原生矿带以磁铁矿-碳酸盐-黄铁矿组合为主, 主要作为角砾化火山岩的基质产出 (硫化物主要呈浸染状), 金与铜直接伴生。矿体北半部发育有一表生带, 由次生铜矿物 (辉铜矿、斑铜矿、自然铜和黄铜矿) 与分散的金及粘土、绿泥石、氧化铁和局部的二氧化硅组成。

2 勘查与发现

该矿床的发现是以简单实用的矿床经验模型为指导, 通过物探和地质驱动的勘查计划实施而见成效的。由于矿床是完全隐伏的, 故勘查的成功主要依赖于物探与钻探手段的合理应用。物探方法在选择靶区、异常评价以至最终确定钻孔孔位等各个阶段始终起到了主导作用。澳大利亚中元古代铁氧化物矿石往往与有经济价值的铜矿有关。例如, 20 世纪 70 年代中期发现的奥林匹克坝矿床, 克隆卡里南面的斯塔拉矿床以及 20 世纪 80 年代末发现的奥斯本铜-金矿床。这些矿床一般与磁异常有关联。

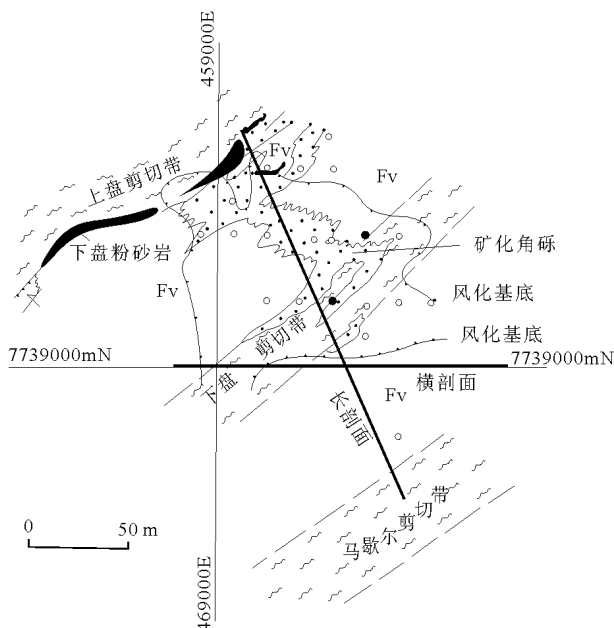


图 1 地表以下 60 m 深度矿床地质略图 (引自 M. Webb, 1995)

在欧内斯特亨利地区, 澳大利亚地质调查机构曾于 20 世纪 70 年代做过区域性航磁和地面重力测量, 昆士兰州地调局在 20 世纪 80 年代初做过 400 m 线距的高精度航磁。这些测量均反映出有若干个磁异常。

基于铜矿与铁氧化物伴生的矿床经验模式以及矿床与强磁异常有关的事实, 西部矿业公司对分布若干强磁异常的欧内斯特亨利地区产生了浓厚的兴趣, 他们寄希望在这里能找到像斯塔拉、奥斯本这样的铜-金矿。于是, 1989 年 9 月在分布有高幅值航磁异常地区申请了勘查许可证, 并与亨特公司成立了合营项目。他们首先从航磁测量的若干个异常中筛选出 7 个最强的磁异常作为最初的目标。

在初步选定的靶区内, 为进一步评价和筛选航磁异常, 1990 年后实施了一项规模不大的测量计划, 包括详细的高精度地面磁测和地面瞬变电磁 (TEM) 测量。地面磁测从 7 个强的航磁异常中筛选出了 4 个异常。

图 2 示出了高精度地面磁测结果。线距 40 m, 点距 5 m。从总体看, 异常为 SE—NW 走向, 在大部分走向长度上, 异常高出背景值 7 000~10 000 nT。南部的异常可能是含磁铁矿的马歇尔 (Marshall) 剪切带引起的, 没有出现强矿化。异常的北端表现为一个 NE 向构造, 被解释为北倾上移的断

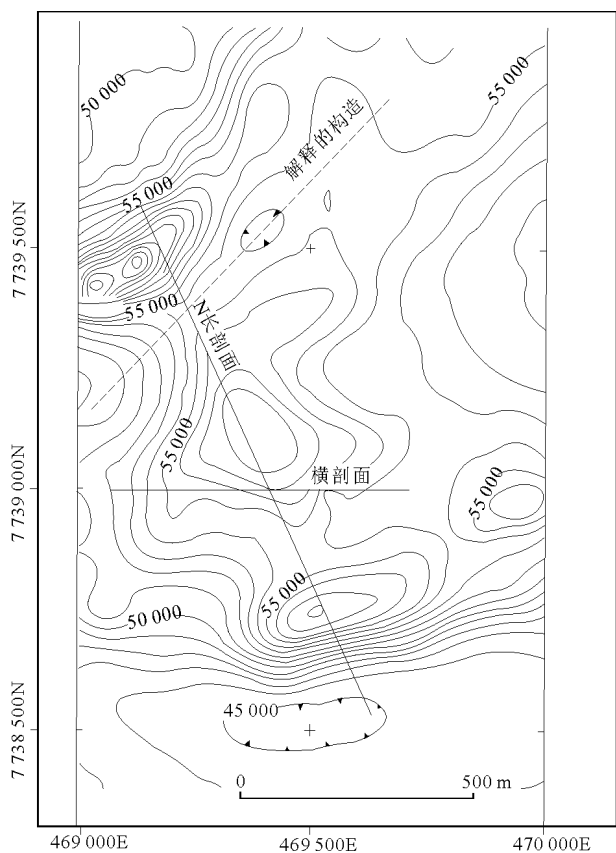


图2 地面磁测等值线平面图, 等值线间距 1 000 nT (引自 M. Webb, 1995)

层, 或为沿这一构造氧化深度增大。

为评估磁异常, 基于有经济价值的铜-金矿化往往有足够伴生的硫化物矿化可产生电磁异常的认识, 开展 TEM 测量。一致的磁异常和 TEM 异常将作为优先的钻探目标。1990 年晚期, 第一阶段采集的 TEM 数据使用的是 SIROTEM MK II 接收机, 重叠回线装置, 回线边长 100 m, 读数间距 100 m。在这次测量中仅发现了一个弱的异常, 推测它反映了基岩良导体, 位于矿床的北端。

1991 年又实施了更大规模的 TEM 测量计划。同样采用 100 m 的重叠回线作业方法, 线距 200 m。结果发现了一个较强的 TEM 异常。

图 3 为测区 14 号时窗等值线图。从图中可见, 异常沿磁异常走向延伸不大, 位于图所示构造的西南端。通过数值计算与模拟, 认为引起该异常响应的为一陡倾圆柱体, 深度多为 90~100 m。

鉴于 TEM 异常与磁异常呈良好的一致性, 故提出了在该 TEM 异常布设第一个钻孔孔位的建议; 结果第一个钻孔在 88 m 深处见到了 7.1 m 厚的矿化层, 含 4.95% Cu, 0.9×10^{-6} Au, 该矿化层为表生矿化, 含自然铜。钻孔往下穿过了 20 m 厚的无矿风化岩石, 再往下又打到了 114 m 厚的矿层, 其

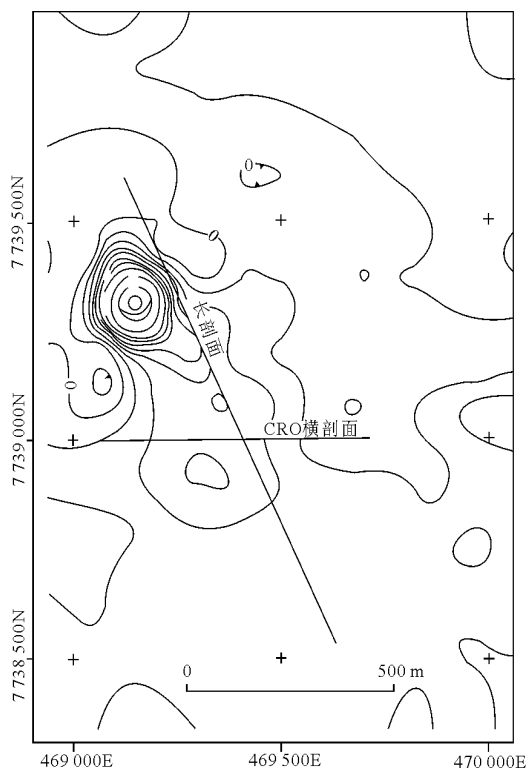


图3 SIROTEM MK II 14 号时窗 (11.8 ms) 等值线图 (等值线间距 0.2 μ V/A, 引自 M. Webb, 1995)

中含 1.75% Cu, 0.9×10^{-6} Au。

继发现孔之后, 进一步补充了地面 TEM 测量, 但结果表明, TEM 异常仅出现在发现孔附近。其他钻孔打到的矿体未见到 TEM 异常。该 TEM 异常向 SE 向伸展变弱的“尾部”大致对应于浸染状表生矿化, 故该异常大概反映了氧化作用的深度增大, 或表生带中矿物的良导性。

为确认目标导体源的性质, 1991 年 12 月在 2 口钻孔中做了井中 TEM 测量。表明地面 TEM 异常源位于表生矿化带, 对异常进行模拟, 得到了向 S 倾伏的板状体, 这与表生矿带的形状大致对应。其他钻孔的测量结果进一步证实了地表 TEM 异常是由表生带矿化引起的。

鉴于 TEM 测量对进一步指导布钻的作用不大, 又开展了激发极化 (IP) 测量。测量数据显示出与矿化带吻合的宽异常带, 但对应的深度要浅, 说明了地面 IP 响应也主要来自表生带。

此后, 主要是通过钻探和钻孔物探方法最终确定出了矿床的范围。

3 小 结

原先认为有经济价值的矿化与导电异常直接相关的认识是不完全正确的。TEM 主要反映的是表

生矿化带而非原生矿带。如果没有表生富集作用而产生较广的富自然铜的薄的席状带,该矿床可能还发现不了。当然,表生矿带也是因为原生矿带的存在以及地表作用过程而形成的产物。如果无原生矿带,也就不可能有表生矿化带了。

该矿床的发现是以简单实用的经验模型为指

导,通过物探和地质驱动的勘查计划实施而见成效的。由于矿床完全隐伏,故勘查的成功主要依赖于物探与钻探手段的合理应用。物探方法在选择靶区、异常评价以至最终确定钻孔孔位等各个阶段始终起到了主导作用。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

智利坎德拉里亚铜-金矿床

1 地质背景

坎德拉里亚 (Candelaria) 铜-金矿床位于智利北部阿塔卡马省, 地处海岸科迪勒拉山脉, 在科皮亚波以南 20 km。矿床是蓬塔—德尔科夫雷 (Punta del Cobre) 矿区的西部延伸部分, 该矿区位于科皮亚波河以东 (图 1)。

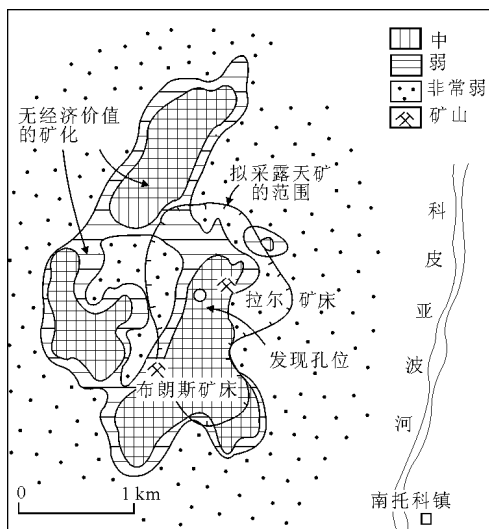


图1 智利坎德拉里亚隐伏铜-金矿床及周围地区的激发极化响应(引自P.J. Ryan等, 1995)

铜-金矿化出现在早白垩世以熔岩流和火山碎屑岩为主的安山质岩石中，隐伏在一套厚石灰岩之下，其地层位置相当于赋存在矿区东部有部分露头的铜-金矿的位置。由于在西边不足 1 km 处出露的白垩纪中期岩基的侵位，使得这些岩石受到了接触变质和交代作用。但是，导致成矿的确切侵入作用尚不明了，因为在矿体内或其近旁除岩墙之外没有发现其他证据。

该铜-金矿床从形态上看基本上是层控的,其中部的厚度超过 350 m。从与蓬塔—德尔科夫雷矿区其他地方的铜-金矿床的类比来看,构造控制可能是重要的。矿石呈黄铜矿脉、细脉、角砾充填物

以及粗粒到细粒浸染体产出, 伴生有占 10% ~ 15% 体积的磁铁矿, 其次是黄铁矿和少量磁黄铁矿。伴生蚀变没有明显的分带现象, 蚀变表现为主要是在下部 70% 矿体中普遍存在的黑云母以及钙硅酸盐的发育, 后者以阳起石和方柱石为主。上覆石灰岩发生了钙硅酸盐蚀变, 但是伴生铜-金矿化的数量相对有限; 然而, 在布朗斯 (Bronce) 和拉尔 (Lar) 两地有小型的富金含铜夕卡岩体出露 (图 1), 它们位于坎德拉里亚矿床上方。

坎德拉里亚矿床的可采储量为 3.66 亿 t, 铜品位为 1.08%, 金品位为 0.26×10^{-6} , 用铜的边界品位 0.4% 圈定, 3.66 亿 t 矿石含有铜 395.28 万 t、金 95.16 t。同品位矿石的地质储量为 6 亿 t。

2 勘查与发现

蓬塔—德尔科夫雷矿区的铜矿生产始于 17 世纪。自 19 世纪以来,有几家智利公司在该矿区经营了几个小型地下矿山。1981 年,费尔普斯道奇(Phelps Dodge)矿业公司买下了其中一家公司(奥霍斯—德尔萨拉多矿业公司) 66% 的股权,4 年后又买下该公司的其余股权。在拥有 100% 股权之后,费尔普斯道奇公司当即决定,应当把奥霍斯—德尔萨拉多公司的部分利润用于蓬塔—德尔科夫雷矿区的勘查。勘查目标是金含量高的硫化物铜矿,以帮助补偿 1985 年低迷的铜价。所调查的几个探区包括拉尔矿山,该地为一小型(约 20 万 t)氧化铜—金夕卡岩矿床,与几个在产矿山隔河相望(图 1)。奥霍斯—德尔萨拉多公司曾在 1981—1984 年期间对氧化矿进行过小规模开采(约 1 800 t),但后来放弃了该矿产地,因为金的回收量不尽人意。1985 年底,拉尔矿山再度中选,并进行了冲击钻探,以探测和定量查明沿倾斜向下的硫化物带。1986 年年中,33 号钻孔在打到预定深度后继续钻进,穿过 70 m 厚的无矿安山岩,最后打到了 20 m

厚的硫化物和磁铁矿矿化,铜的平均品位为 1%,金为 0.3×10^{-6} 。

此阶段,在拉尔矿山以 100 m 线距试测了 3 条激发极化剖面,圈定出一个中等强度的极化率异常(图 1)。因此,奥霍斯—德尔萨拉多公司购买了一台二手钻机,用于验证该异常。1987 年初,在与 33 号孔相同的孔位打了第一个钻孔(图 1),见矿厚度 > 50 m,铜的平均品位近 2%;另外还有数量可观的金。在 33 号孔位以北和以南打的钻孔也见到了铜矿化。至此,坎德拉里亚矿床的北部已被发现了。

1987 年期间打了 25 个钻孔,网度为 50 m × 50 m。对矿带进行了取心和冲击钻探。同时在全区进行偶极-偶极激发极化测量和地面磁测,两者都获得了大片异常。共完成了大约 215 km 测线的激发极化和地面磁测工作,测线间距 100 m。偶极间距先采用 100 m,然后是 50 m,而磁测读数间距为 25 m。极化率响应(图 1)对圈定矿床北部帮助不大(这部分矿床隐伏在厚石灰岩覆盖层下面),但是导致了矿床南部的发现,这部分矿床是位于厚度仅约 40 m 的冲积层之下的一些隐伏露头。再靠西边的一些大型极化率异常类似于坎德拉里亚矿床上方的异常(图 1),但都是由岩基接触晕中的黄铁矿引起的。大型的地面磁力高对圈矿或确定钻孔位置没有帮助。

继发现该矿床之后,在矿区完成了 16 km² 的 1:5 000 地质填图,并在矿床本身完成了 1:2 000 的填图工作。1988 年,在整个矿区进行了一次航磁测量,揭示出坎德拉里亚地区存在与地面测量结果相似的强梯度异常。后来对其中的一个磁力高进行

了钻探,发现了位于东北部的阿尔卡帕罗萨(Alcaparrosa)卫星矿床。

在 1987—1990 年勘查和圈定坎德拉里亚矿床期间打了 325 个钻孔,岩心钻探总进尺 98 600 m,冲击钻探进尺 36 600 m。矿体内的钻孔网度为 50 m,周围地段的钻孔间距为 100~400 m。为了证明矿体的连续性并采集冶金试验样品,打了 1 口 2 090 m 的斜井。1989 年,将总量达 72 455 t 的不同矿石类型的代表性样品送往奥霍斯—德尔萨拉多浮选厂处理,结果表明,铜的回收率将超过 90%。

1991 年年中,萨米托莫金属矿业公司购买了坎德拉里亚矿床 20% 的股份,1994 年底露天矿/浮选厂开始生产。

3 小 结

坎德拉里亚铜-金矿床是在全矿区范围内实施富金铜勘查计划的第一年之后发现的。但在该发现中,偶然找到宝藏的运气是一个重要因素,因为,事先并未提出任何理由或概念要对位于所评价的铜-金矿床之下的无矿岩石进行钻探。实际上,当时谁也没料到在科皮亚波河以西的无矿石灰岩下面可能存在蓬塔—德尔科夫雷型的矿体。

钻探、地质模拟和激发极化地球物理方法推动了坎德拉里亚矿床的勘查工作。地球化学没有起到什么作用,因为该矿床没有露头。尽管 20 世纪 90 年代初期由于矿权纠纷矿床勘查工作被迫延迟,但是从发现到投产仅仅用了 8 年。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

内蒙古白云鄂博铁-稀土(伴生金)矿床

1 地质背景

内蒙古白云鄂博矿床位于包头市以北 50 km 处,大地构造位置处于华北地台北缘与内蒙古大兴安岭褶皱系的衔接地带(图 1)。

1.1 地 层

区域地层明显分成南北 2 区,南部属地台区系统,北部属褶皱区系统。

1.1.1 南部地区 地台北缘地区地层的特点是太古宙及古元古代基底地层发育,中元古代有巨厚的裂谷性沉积,新元古代和古生代盖层地层分布不

广,厚度薄,且缺志留—泥盆纪地层,中新生代地层多分布在一些陆相断陷盆地中。

1) 古老基底地层,由集宁群、乌拉山群、色尔腾山群、二道洼群组成,它们均时代老,变质程度深。构成华北地台北缘基底构造层。

2) 地台盖层地层,由白云鄂博群和渣尔泰群、什那干群,古生代地层构成。

3) 断陷盆地沉积地层,以陆相碎屑岩含煤建造、湖相含石膏碳酸盐建造为主。

1.1.2 北部褶皱区 本区前寒武纪地层在一些古地体碎片中产出,分布零星。古生代地层发育齐

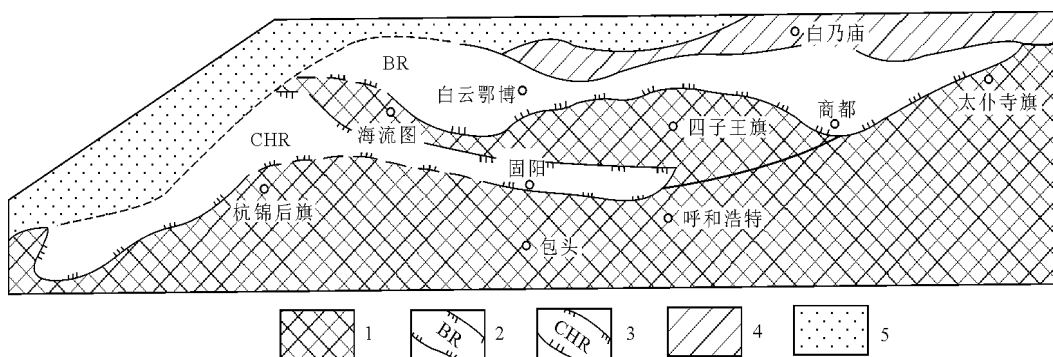


图1 华北地台北缘西部构造示意图(据王楫, 1992; 王荃, 1991; 聂凤军, 1993 资料综合)

1—华北古陆块; 2—白云鄂博裂谷带; 3—渣尔泰裂谷带; 4—新元古—早古生代褶皱系; 5—晚古生代褶皱系

全, 有海相碎屑岩、碳酸盐和火山岩建造, 前石炭纪地层多变形、变质。中—新生代地层属断陷盆地沉积建造。

1.1.3 矿区 出露的地层有色尔腾山群和白云鄂博群。前者分布在宽沟背斜东段(图2), 位于白云鄂博群之下, 与后者不整合接触。色尔腾山群

岩石有黑云石英片岩、角闪斜长片麻岩、变粒岩及硅化灰岩等。白云鄂博群厚万余米, 包括6个岩组: 都拉哈拉组、尖山组、哈拉霍疙特组、比鲁特组、白音宝拉格组、呼吉尔图组。该群沿华北地台北缘中西段呈狭长状分布, 属以砂砾岩、砂岩、泥质岩和碳酸盐岩等岩石为主的类磨拉石和复理石建

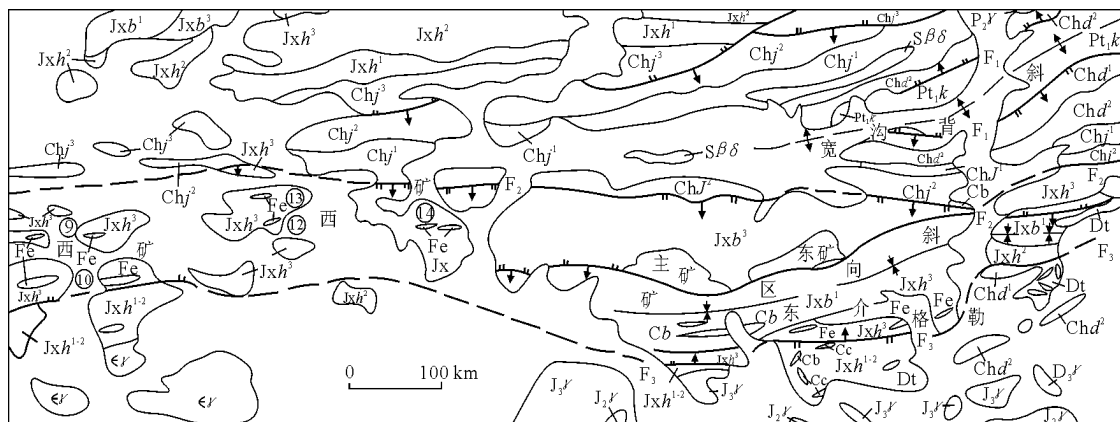


图2 内蒙古白云鄂博铁-钼-稀土矿区地质图(据内蒙古第一区调队, 1994)

Pt₂₋₃—白云鄂博群; Jxb¹—蓟县系比鲁特组一段; Jxh¹, Jxh², Jxh³—蓟县系哈拉霍疙特组一段、二段、三段; Chj¹, Chj², Chj³—长城系尖山组一段、二段、三段; Chd¹, Chd²—长城系都拉哈拉组一段、二段; J₃γ—晚侏罗世花岗岩类; J₂γ—中侏罗世花岗岩类; P₂γ—晚二叠世花岗岩类; D₃γ—晚泥盆世花岗岩类; Sβδ—志留纪辉绿岩、闪长岩; εγ—寒武纪花岗岩; Pt_{1-k}—古元古界钾长花岗岩; Cb—碳酸岩(未分); Dt—白云石碳酸岩; Cc—方解石质碳酸岩

造, 并夹有数层碱—基性火山岩层和堆积岩层, 他们多为碱性和偏碱性岩石, 富含不相容元素, 较明显地显示了裂谷性沉积特点。

1.2 侵入岩

1.2.1 区域代表性侵入岩 内蒙古中部地区侵入岩分布约占面积的1/3, 其中以中酸性为中, 基性—超基性岩很少, 碱性岩更少。太古宙侵入岩体分布于渣尔泰山南麓大余太东北, 包括窝尔兔沟岩体(80 km²)和阿古鲁沟岩体(10 km²)。U-Pb 同位素年龄为2 370~2 470 Ma。岩体侵入于乌拉山群。古元古代侵入岩主要分布在色尔腾山和大青山山区, 如大怒气沟闪长岩和石英闪长岩岩体, 蒙甲坝、十

二分子等钾长花岗岩体; K-Ar 年龄为1 895 Ma, 并被中新元古代什那干群所覆盖。据《内蒙古区域地质志》资料, 内蒙古中部地台区一侧早古生代侵入体分布很少, 较大的数乌拉特中旗东南的花文洞闪长岩体(110 km²)。北侧褶皱区分布较多, 有巴特敖包闪长岩体(46 km²)。白乃庙石英闪长岩体(30 km²)。圪少图花岗闪长岩体(17 km²), 查干温都尔斜长花岗岩体(130 km²)等。在武艺台地区有超基性辉橄岩产出。在巴特敖包和白乃庙岩体范围内有铜、钼和金矿化。晚古生代花岗岩主要集中在固阳到白云鄂博一带, 岩性主要为钾长花岗岩和二长花岗岩。德力岩体为花岗闪长岩(250 km²),

大桦背岩体曾被中科院地化所(1988)划归燕山期,张洪涛的2件K-Ar年龄(299.26和247.65 Ma)和郎殿友的数据(190~217 Ma),应划归华力西期。大桦背和查汉朝鲁岩体有金矿化。印支—燕山期侵入体主要散见于固阳、包头、武川等地,以小型钾长花岗岩和碱性花岗岩为主,如张子沟岩体、官地岩株等,与之有关的矿化有金矿化和铌—钽矿化。

1.2.2 白云鄂博矿区侵入岩 白云鄂博矿区的侵入岩体以花岗岩类为主,呈岩基状大面积分布于白云鄂博矿床南北,其次是辉长岩类,呈小岩株和岩墙产出。此外还有各类基性、碱性和酸性岩脉。

1) 花岗岩体,矿区花岗岩分布广,约占基岩分布面积的2/5,除矿区南部的白云鄂博花岗岩基外,还有北矿附近的查汉朝鲁岩体和矿区西北的山旦岩体。白云鄂博花岗岩基在矿区南面从东部接触带到西部阿布达皆有出露,与白云鄂博地层呈侵入接触。岩体主体为中粗粒黑云母钾长花岗岩和二长花岗岩,块状构造,局部似斑状构造,白云鄂博花岗岩体的同位素年龄资料:黑云母K-Ar法12件,其模式年龄为232.4~339.2 Ma;全岩Rb-Sr法数据21件,等时线年龄为(255.18±8.15) Ma(王俊文,1983)。花岗岩4件铅同位素(杨学明)上限年龄为2.5 Ga。

2) 辉长岩体,在矿区南北皆有分布,多以小岩株和岩墙产出,与白云鄂博群呈侵入接触,又被花岗岩体交代穿切,在花岗岩中呈捕虏体或残留体。辉长岩早于花岗岩,Rb-Sr等时线年龄为316.1 Ma(杨学明),曲维政(1979)测得3件基性岩脉K-Ar年龄分别为199,219,238 Ma,属华力西期。

3) 岩脉,矿区具多种岩脉,一般厚十几厘米到2 m,长数十米到百余米。

4) 碱性岩脉,包括碳酸岩脉、霓石岩脉、钠闪石脉、正长岩脉和钠长岩脉。岩脉多分布在矿体周围,与地层走向垂直或斜交。

5) 基性岩脉,有辉绿岩脉和云斜煌斑岩脉。基性岩脉多切穿含矿岩系。

6) 中酸性岩脉,有细晶岩脉、霏细岩脉,闪长玢岩脉等,厚数十厘米到数米,延长和向下延伸数十到数百米,普遍穿切含矿岩系。

1.3 构造

矿区北东方向直距约30 km处为乌兰宝力格深断裂,即为槽—台或两大板块的分界线。矿区附近构造以EW向的紧密褶皱和断裂为主。褶皱由北而南依次为北矿背斜、文果疙果—比鲁特向斜、宽沟

背斜、白云鄂博矿区南背斜、苏木图向斜和白云镇南背斜。宽沟背斜向西倾伏,轴部出露古元古界的色尔腾山群和白云鄂博群。白云鄂博矿区向斜轴长约15 km,西端翘起收敛闭合,东端南翼被花岗岩侵吞,中部呈较陡的向斜。

区域及矿区断裂以EW向断裂及韧性剪切带为主,并配套产生了若干NE和NW向断裂。

1) 赛乌苏金矿区,为EW向韧性剪切带及其附近的许多近EW向推覆构造,且呈叠瓦式产出,断层面N倾,倾角一般为10~30°,由北而南呈现逆掩推覆的特点。

2) 宽沟断裂,由冲断层和韧性剪切带组成,其中糜棱岩带宽70~150 m,沿断裂有白石山等厚大石英脉、辉绿岩脉、正长岩脉和碳酸岩脉的贯入。

3) 白云鄂博矿区,向斜南逆断层和韧性剪切带、断裂带,从东介勒格勒南到西矿西端断续出露,在断裂带中有大量糜棱岩及构造透镜体存在。

4) NE向断裂,主要分布在矿区东部及东南部地区,NE向辉长岩体反映了这一构造形迹。

5) NW向断裂,以乌兰宝力格深断裂为主,其两侧有一系列平行推覆断裂。在朱日和、阿布拉等地也存在NW向断裂。

2 矿床特征

2.1 基本特征

白云鄂博矿区EW长18 km,SN宽0.5~5 km,由4种产状不同的含矿地质体组成。1) 层状矿体,为白云鄂博矿床主体,由含矿白云岩、铁矿层、富钾板岩组成。矿体与地层产状一致,同步褶皱,构成白云鄂博矿区含矿向斜和苏木图含矿向斜。2) 含矿碳酸盐脉,多分布在宽沟背斜轴部混合片麻岩区及其两翼地层中。脉体与地层走向垂直或斜交,一般宽1~2 km,长数十米,分布稀疏。3) 产于层状矿体中的后期含矿细脉,走向与层状矿石条带垂直或平行,粒度远比层状矿石粗大,细脉矿物成分与所产出的“围岩”层状矿石的矿物成分相似。4) 白云岩和钾长板岩与华力西期花岗岩接触所形成的夕卡岩和混合岩矿体。

白云鄂博矿床有用组分多,可圈出独立矿体的元素有铁、铌、稀土、磷和钾;有综合利用价值的矿物原料有萤石、重晶石、钾长石、霓石。矿石构造以条带状为主,块状、浸染状次之。

2.2 矿段与矿体

2.2.1 中部矿段 该矿段位于白云鄂博矿区向斜

中段, EW 长约 3 500 m, SN 宽 2 000 m, 是矿床的主要矿段, 由 5 个矿体组成。

1) 主铁矿体, 走向近 EW, 长 1 250 m, 最宽 514 m, 平均宽 245 m, 最大延深 1 030 m, 倾向 S, 倾角 50~65°, 呈透镜状。由北而南依次有萤石型铌-稀土-铁矿石, 块状铌-稀土-铁矿石, 霓石型铌-稀土-铁矿石, 钠闪石型铌-稀土-铁矿石和黑云母型铌-稀土-铁矿石。

2) 东铁矿体, 走向 NEE, 长 1 300 m, 最宽 390 m, 平均宽 179 m, 最大延深 870 m, 倾向 S, 倾角 50~65°, 呈不规则透镜体状。由北而南依次为萤石型铌-稀土-铁矿石, 块状铌-稀土-铁矿石, 钠闪石型铌-稀土-铁矿石和霓石型铌-稀土-铁矿石。

3) 东介勒格勒矿体, 走向 NEE, 长约 1 100 m, 宽约 250 m, 向 N 倾, 倾角近 70°, 位于中部矿带南翼, 矿石类型为白云石型铌-稀土-铁矿石和白云岩型铌-稀土矿石, 铁、铌、稀土、氧化物含量都比主、东铁矿体低。

4) 主东铁矿体下盘白云石型铌-稀土矿体, 东起库伦沟, 西止主铁矿体北, EW 长约 3 500 m, 最宽 1 175 m, 平均宽近 600 m; 向 S 倾斜, 倾角 50~65°。

5) 向斜核部矿体, 主东矿段向斜核部以富钾板岩为主, 夹有白云岩、霓石岩和石英岩透镜体。EW 全长 3 500 m, SN 宽 600 m, 倾角 50~90°。

2.2.2 西部矿段 该矿段 EW 长 10 km, SN 宽 1 km 左右, 铁矿和白云岩分处南北两翼, 向斜核部主要为长石板岩及黑云母岩。铁矿石类型主要为白云石型铌-稀土-铁矿石和黑云母-钠闪石型铌-稀土-铁矿石, 萤石化和霓石化作用比主东铁矿体弱。

2.2.3 东部矿段 该矿段由白云向斜东段北翼的白云岩及向斜核部的板岩和暗色岩系夹白云岩透镜体组成。

1) 菠萝头白云岩型铌-稀土矿体, EW 长 3 000 多米, SN 宽 70~360 m, 平均宽 230 m, 延深超过 800 m, 倾向 S, 倾角 50~65°。矿体主要为磁铁矿亚型白云岩铌-稀土矿石。

2) 东部接触带夕卡岩及白云岩型铌矿体, 菠萝头白云岩型铌-稀土矿体向东经过断层冲沟后, 依次分布有 1, 2, 3, 4 号夕卡岩化白云岩型铌矿体, 其长分别为 820, 500, 440 和 160 m, 出露宽度分别为 100, 85, 65 和 50 m, 向 S 倾, 倾角 45~75°。

3) 向斜核部暗色板岩及其中的透镜状白云岩铌-稀土矿体, 在菠萝头矿体以南出露较宽, 达 700

m 左右。

2.2.4 苏木图矿段 在西矿段以南 2 km 左右有一隐伏磁异常带, 全长 13 km, 宽 0.5~100 km, 由 4 个异常组成。钻探验证异常由白云岩及产于其中的铁矿层引起。含矿岩系厚 230~400 m, 由 4~5 层白云岩与互层的钾长混合岩层或角闪斜长混合岩层组成。铁矿层主要分布在中段白云质大理岩层中, 东段苏木图剖面中也有少量产出。钾长混合岩主要分布在东段, 与白云岩互层产出或呈透镜体产于白云岩中。

2.3 矿石特征

2.3.1 矿石类型

1) 铌-稀土-铁矿石, 主要赋存在白云岩层的中上部或处于白云岩与板岩的过渡带。矿体呈似层状或透镜状。

2) 白云岩铌-稀土矿石及白云岩铌矿石, 在矿区分布最广, 矿层与地层一致, 构成白云鄂博矿区向斜和苏木图向斜南北两翼主体。

3) 硅酸盐岩铌-稀土矿石, 稀土含量几乎都在 1% 以下。

4) 碳酸岩脉型铌-稀土矿石, 分布在宽沟背斜轴部片麻岩带及其两翼碎屑岩中, 脉体走向与地层走向垂直或斜交, 产状较陡。脉体一般长 30~50 m, 最长 100 m, 脉宽一般 1~2 m。

2.3.2 矿石的矿物组合及结构构造

1) 矿物组合, 已发现矿物 (包括变种) 190 多种, 其中铌、钽矿物近 20 种, 稀土矿物近 30 种。铁矿物主要有磁铁矿、赤铁矿和菱铁矿。

2) 矿石的结构构造, 稀土矿物在部分矿石的局部地段可构成条带构造。矿区最特征的构造是由不同颜色矿物呈带状相间展布而组成的条带构造。结构主要为细粒和不等粒状, 少部分为柱粒状、鳞片状和纤维状。

2.3.3 矿石中的自然金 通过重砂分离, 在稀土矿石中发现了自然金。自然金是在白云石型磁铁矿-铌-稀土矿石 (00BYC28) 的人工重砂中见到的, 该矿石为萤石、独居石、氟碳铈矿和磁铁矿矿化的白云岩。第一次重砂分离是在国土资源部天津地质矿产研究所进行的, 样品的重量约为 20 kg, 用于此矿石样品破碎的所有设备都经过彻底的风淋清洗。第二次采集的该类型矿石, 在河北省物探队进行重砂分离, 分离条件与第一次类似, 又一次找到了自然金。2 次结果相似, 表明自然金是外界混入的可能性很小。

对一批矿石进行了常量金的测定, 由中国地质

科学院物化探中心实验室用无火焰原子吸收法完成，每一个样品的质量在 20~30 g 之间，分析结果见表 1。有些矿石如（00BYC31 霓石-萤石型矿石）的 Au 含量较高，但由于取样量太小，这些结果仅作参考。随机采了 2 个尾砂样品，分析结果表明其中的金比原生矿石明显含量高。

表 1 白云鄂博矿床中不同矿石类型 Au 的分析结果			
样品号	产地	矿石类型	w (Au)/10 ⁻⁶
00BYC04	主矿	萤石岩	0.002
00BYC28	东矿	白云石型矿石	0.001
00BYC31	东矿	霓石-萤石型矿石	0.021
00BYC32	东矿	霓石-萤石型矿石	0.016
00BYC43	主矿	块状磁铁矿	0.011
01BYC01	主矿	萤石岩	0.007
01BYC04	东矿	含萤石黄河矿条带状矿石	0.002
01BYC05	东矿	含萤石霓石的条带状矿石	0.013
0000A	尾砂坝	尾砂	0.028
0000B	尾砂坝	尾砂	0.160

白云鄂博矿床自然金的发现，对于该矿床的成矿作用研究和资源评价有一定意义。但是，迄今为止仍有专家认为自然金有可能是外界混入物。因此，这一发现尚有待于进一步工作去验证。

3 地球化学特征

3.1 同位素

1) 硫同位素，主东铁矿体硫化物中 $\delta^{34}\text{S} = -2.7\text{‰} \sim 7.8\text{‰}$ ，31 件样品平均值为 2.92‰；西矿体 $\delta^{34}\text{S} = -7.8\text{‰} \sim 4.2\text{‰}$ ，99 件样品平均值为 0.51‰（杨凤筠，1979）。姜传武等（1982）测得西矿黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S} = -2.2\text{‰} \sim 6.9\text{‰}$ ，14 件样品平均值为 1.36‰；主东矿硫化物中的 $\delta^{34}\text{S} = 1.9\text{‰} \sim 11.1\text{‰}$ ，26 件样品平均值为 1.17‰。曹荣龙（1995）测得主东矿黄铁矿样品 4 件， $\delta^{34}\text{S} =$

$-3.17\text{‰} \sim 3.46\text{‰}$ ，均值为 -1.16‰ ；5 件方铅矿的 $\delta^{34}\text{S} = -4.71\text{‰} \sim 0.79\text{‰}$ ，均值为 -1.18‰ ；3 件磁黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S} = -3.42\text{‰} \sim 1.36\text{‰}$ ，均值为 -0.54‰ ；1 件闪锌矿的 $\delta^{34}\text{S} = 2.74\text{‰}$ ，13 件样品平均为 -0.73‰ 。

2) 锶同位素，含矿白云岩、铁矿石全岩及其中的方解石、菱铁矿、磷灰石、易解石、褐帘石的锶同位素多为 0.703 6~0.704 7；碳酸岩脉全岩脉及黄河矿、独居石、氟碳钙铈矿、铁碧玉和西矿个别方解石的锶同位素为 0.706~0.708。

3) 硅同位素（表 2）。

表 2 白云鄂博矿区部分样品硅同位素			
样品编号	样品名称	采样地点	$\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS-28}}/\text{‰}$
By9308	H ₃ 灰岩	都拉哈拉南山脚	0.00
By9405	铁碧玉	主铁矿体	-2.70
By9406-M	方解石白云岩	西矿段 9 号矿体	-0.30
By9406-A	方解石白云岩	西矿段 9 号矿体	-0.50
By9406-B	方解石白云岩	西矿段 9 号矿体	-0.70

4) 钕同位素，含矿岩系的钕同位素可分成 2 组：第一组 $I_{\text{Nd}} = 0.510\ 860 \sim 0.510\ 98$ ， $\Sigma\text{Nd} (t) = -2.40 \sim -2.63$ ，众数在 0 值附近。第二组 $I_{\text{Nd}} = 0.511\ 252 \sim 0.511\ 278$ ， $\Sigma\text{Nd} (t) = -15.9 \sim -16.9$ 。

5) 氢同位素，陈辉（1987，1994）测得矿物包裹体的氢同位素的 δD 值：赤铁矿 = $-185\text{‰} \sim -238\text{‰}$ ；磁铁矿 = $-162\text{‰} \sim -259\text{‰}$ ，钠闪石 = $-209\text{‰} \sim -256\text{‰}$ ，白云岩 = $-99\text{‰} \sim -142\text{‰}$ 。中科院地化所（1988）测得白云岩为 $-155\text{‰} \sim -165\text{‰}$ ，磁铁矿为 $-136.8\text{‰} \sim -147.6\text{‰}$ ；后期细脉中的重晶石为 -100.3‰ ，萤石为 -91.9‰ 。

6) 铅同位素，中科院地化所对白云鄂博矿区部分岩石及矿物作过铅同位素测定（表 3）。

表 3 白云鄂博矿区铅同位素					
原编号	取样地点	样品名称	$w(^{206}\text{Pb})/w(^{204}\text{Pb})$	$w(^{207}\text{Pb})/w(^{204}\text{Pb})$	$w(^{208}\text{Pb})/w(^{204}\text{Pb})$
58-3	矿体北坡	白云岩	16.14	15.39	36.23
2303/32	西矿 CK ₃₆₋₁₈	白云岩	16.08	15.31	36.07
2449/32	菠萝头	白云岩	17.70	15.38	36.15
3083	主矿西北 1 km	白云岩中	15.95	15.32	35.77
2083/24	东矿 CK ₅₇₋₂₄₀	浸染状	15.92	15.24	35.78
2083/24	东矿 CK ₅₇₋₂₄₀	方铅矿	15.99	15.21	36.42
CK-9	主矿下盘白云岩中细脉内	方铅矿	16.23	15.47	36.93
A005	东铁矿 1634 水平	方铅矿	18.72	16.64	40.86
A73-5	重晶石-方铅矿脉	方铅矿	18.17	16.42	40.92
58-4	主矿南花岗岩	微斜长石	17.48	15.47	37.73
58-5	东矿东南花岗岩	微斜长石	17.57	15.57	37.95
5 地 T-2	宽沟北 H ₈	灰岩	20.19	15.69	37.75
2020/7	北矿附近	大理岩	16.78	15.46	36.18

7) 氧同位素, 铁矿石及白云岩中磁铁矿矿物 $\delta^{18}\text{O} = -1.4\text{‰} \sim 4.2\text{‰}$, 平均 1.19‰ ; 赤铁矿 $\delta^{18}\text{O} = -3.9\text{‰} \sim -2.7\text{‰}$, 平均 -3.2‰ ; 菱铁矿 $\delta^{18}\text{O} = 10.2\text{‰} \sim 11.6\text{‰}$, 平均 11.08‰ 。

8) 碳同位素, 各家所做 $\delta^{13}\text{C}$ 测定超过 160 件: 灰岩 $\delta^{13}\text{C} = -4.5\text{‰} \sim 1.1\text{‰}$, 均值 -2.44‰ ; 含矿岩系中的菱铁矿、方解石、稀土氟碳酸盐矿物及碳酸盐脉的 $\delta^{13}\text{C} = -9.27\text{‰} \sim -0.6\text{‰}$, 均值 -4.94‰ , 接近典型碳酸盐的碳同位素值。白云石和白云岩的 $\delta^{13}\text{C} = -6.3\text{‰} \sim 1.62\text{‰}$, 均值 -2.08‰ 。

3.2 包裹体

3.2.1 矿物包裹体类型及形成温度 矿物包裹体类型可分四大类: 液体、气液体、气体和多相包裹体。

1) 液体包裹体, 多呈椭圆形, 气液比为 $0 \sim 5\%$, 直径 $2 \sim 4 \mu\text{m}$, 均一温度 $70 \sim 140^\circ\text{C}$, 多分布在远离铁矿体的微矿化纯白云岩中。

2) 气液包裹体, 多呈菱形和四边形、椭圆形等, 气液比多为 $20\% \sim 40\%$, 一般边长为 $5 \sim 10 \mu\text{m}$, 均一法测温值多为 $250 \sim 300^\circ\text{C}$, 多分布在白云岩、萤石和重晶石中。

3) 气体包裹体, 呈椭圆形、负晶形, 直径多为 $5 \sim 15 \mu\text{m}$, 均一法测温值为 $300 \sim 450^\circ\text{C}$, 大多分布在矿化白云岩及铁矿体内萤石、霓石和石英等矿物中。拉曼光谱分析 CO_2 占 87.6% (谢奕汉, 1995)。

4) 多相包裹体, 是含有气相、液相和子晶的包裹体, 呈四边形或六边形及负晶形, 一般边长为 $6 \sim 10 \mu\text{m}$, 气液比为 20% 左右, 子晶以石盐为主。见于铁矿体内萤石和石英中。

3.2.2 矿物包裹体化学成分及同位素组成 贵阳地化所对白云鄂博矿区含矿岩系做了 2 件白云石、2 件磁铁矿、2 件萤石和 1 件重晶石的包裹体成分分析, 其中阳离子浓度顺序为 $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^{+} > \text{K}^{+}$, 阴离子 $\text{CO}_3^{2-} > \text{F}^{-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^{-}$, 气体成分 CO_2 占 90% 以上。除纯白云岩中有少量液体包裹体外, 层状矿石矿物包裹体的 CO_2 与 H_2O 的重量比值为 $0.21 \sim 7.00$ 。后期含矿细脉矿物包裹体的 CO_2 与 H_2O 的比值为 $0.03 \sim 0.07$ 。中科院地化所 (1988) 测定矿物包裹体的碳、氢、氧同位素, 层状矿体中白云石、磁铁矿和萤石包裹体的 $\delta\text{D} = -165\text{‰} \sim 137\text{‰}$, 磁铁矿和萤石包裹体的 $\delta^{13}\text{C} = -6.85\text{‰} \sim -5.42\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 0.68\text{‰} \sim 6.66\text{‰}$ 。通过同位素地质温度计算出成矿流体的 $\delta^{18}\text{O} = 6.5\text{‰}$

$\sim 8.0\text{‰}$ 。后期含矿细脉矿物包裹体的 $\delta\text{D} = -100\text{‰} \sim -79\text{‰}$ 。

3.3 含矿岩系

3.3.1 白云岩特征 矿区白云岩 EW 延长近 20 km , 中部厚 $500 \sim 700 \text{ m}$, 向四周渐渐变薄。4 个主要矿段的白云岩成分大致相似。白云岩的岩石化学成分与矿区碳酸盐脉及世界岩浆碳酸岩的平均化学成分基本相似, 特别是一些特征元素: K, Na, Ba, Sr, P, F 含量比沉积灰岩和固阳地区白云岩高出 $3 \sim 35$ 倍。矿区白云岩极富轻稀土和铈, Sr/Ba 值高达 $1 \sim 11$, 平均 2.2 。矿区附近灰岩和沉积白云岩的 Sr, Ba 含量仅 $0.02\% \sim 0.07\%$, Sr/Ba = $0.2 \sim 0.4$ 。

白云岩由灰白到浅棕色, 以中细粒结构为主, 层状或条带状构造普遍, 块状和浸染状构造次之, 斑杂状和角砾构造稀少, 显滑动构造特征。蔡秀成 (1982) 将矿区方解石成因分为 5 种类型: 沉积-成岩型, 接触变质型, 交代蚀变型, 表生沉积型, 热液脉型。其中以沉积-成岩型分布最广。

3.3.2 铁矿上盘板岩特征

1) 层状含矿岩系上部板岩, 李毓英 (1959) 将其称为黑色致密状硅质板岩, 厚 300 多米, 板岩中夹有白云岩、灰岩和石英透镜体。铁矿上盘板岩除了少量泥质板岩、石英岩、白云岩和灰岩外, 主要为一套火山岩, 包括粗面岩、碱性玄武岩、英安岩、碱流岩及火山凝灰岩等。

2) 粗面岩类, 富钾板岩以东铁矿上盘最发育, $w(\text{K}_2\text{O}) = 7\% \sim 16\%$, 众数为 11% ; $w(\text{SiO}_2) = 58\% \sim 65\%$, 众数为 63% ; 多数 Al 高 Fe 低。岩石呈隐晶致密块状, 矿物平均粒径近于 $5 \mu\text{m}$, 微斜长石含量 $78\% \sim 88\%$ 。富钾板岩中铈-稀土矿化比铁矿体和白云岩弱, 且距铁矿体越远, 矿化越弱: $w(\text{Nb}_2\text{O}_5) = 0.003\% \sim 0.3\%$, 平均 0.03% ; $w(\text{RE}_2\text{O}_3) = 0.02\% \sim 0.92\%$, 平均 0.08% 。杨子元等 (1993) 研究, 富钾板岩中 $w(\text{BaO}) = 0.2\% \sim 2.8\%$, 微斜长石中 $w(\text{BaO}) = 2.86\% \sim 6.68\%$, 微斜长石中钡长石分子量 $5.5\% \sim 13.8\%$ 。Sr 同位素初始值为 0.7089 , 硅同位素呈负值: $0 \sim -0.6\text{‰}$, 平均 $\sim -0.33\text{‰}$ 。

3) 玄武岩类, 东矿以东的黑云母岩和菠萝头白云岩上盘的斜长角闪板岩是一套连续的暗色岩石, 长 2000 m , 宽 200 多米, 中间局部夹有白云岩、钙质板岩及钠闪石、霓石细脉。

4) 英安岩、碱流岩类, 岩石由晶屑、岩屑及基质组成。 $w(\text{SiO}_2) = 66\% \sim 74\%$, $w(\text{Na}_2\text{O} +$

$K_2O) = 6.0\% \sim 9.5\%$ 。

产于白云岩和富钾板岩之间的铁矿体，呈层状或透镜状，与白云岩和板岩产状一致，在西矿段且呈互层产出。

4 成矿机理

4.1 成矿时代

根据钐-钕法，钾-氩法和氩-氩法，铀-钍-铅法及铷-锶法和铯-钕法的测试结果（以钐-钕法为主）和各种含矿地质体的产状及相互关系，可以确定中元古代为富稀土的幔源矿汁喷溢沉积形成层状矿体和少量侵入交代形成碳酸盐脉和霓长岩脉的成矿期。这一成矿过程，从最初喷溢沉积微矿化白云岩开始，经过矿化白云岩、富稀土铁矿层、矿化钾长板岩到微矿化钾长板岩终止，整个沉积过程延续 200~300 Ma，形成了厚度大，分布广的复合型铁-钕-稀土矿床。层状矿体中后期侧分泌式细脉的形成时代属加里东期，花岗岩接触带附近的夕卡岩型和混合型钕-稀土矿体的形成时代属华力西期。

4.2 成矿地质热事件

1) 中元古代白云鄂博裂谷的断裂断陷，碱性、基性岩浆的喷溢沉积和局部贯入作用，裂谷式沉积建造的褶皱回返，均造成了长时期的热事件。

2) 区域上新元古代地质热事件包括聂凤军 (1994) 在地台外侧划出的 1 条紧邻中元古代褶皱带的新元古代褶皱带及在地台边部白云鄂博群分布的南侧有乌兰花等花岗岩基的侵入 (894 Ma)。矿区反映新元古代地质热事件的同位素年龄资料有镁铁钠闪石 600~800 Ma 的氩-氩年龄和钾-氩模式年龄，以及宽沟背斜两侧暗色板岩的铷-锶等时线年龄 (685.91~754 Ma)。

3) 在华北地台北缘，黄汲清先生很早就划出了 1 条加里东褶皱带，地台内发育有圪少图、花文洞等加里东期花岗闪长岩。层状矿体内后期含矿细脉的形成与加里东期地质热事件有关。

4) 华力西期是中亚—蒙古洋盆消失，中朝板块与西伯利亚板块碰撞拼合时期，也是白云鄂博矿区南北华力西期花岗岩大量侵入时期。花岗岩与白云岩和钾长板岩接触处还形成了夕卡岩型和钾长混合岩型钕-稀土矿石。矿区钾长板岩、黑云母岩、白云岩和夕卡岩内的钾长石、黑云母、白云母、金云母的钾-氩年龄均为华力西期。中科院地化所测得易解石的钍-铅等时线年龄也属华力西期。因此华力西期热事件对白云鄂博矿床有明显影响。

5 控矿条件及成因分析

白云鄂博钕-稀土-铁矿在华北地台北缘目前仅此一例。在此矿田中聚集着占世界稀土总储量 80% 的矿物资源，决非偶然。有大量资料表明，它是占有极其优越的大地构造部位和受着独特的区域构造和岩浆作用控制。

1) 大地构造位置属华北地台北缘中上元古代白云鄂博大陆坡的南缘。华北地台北缘发展到中元古代以后，地壳进入一个迅速拉张阶段，在古元古代基底上发育的 EW 向深断裂带 (F_5) 于此时急剧拉张下陷，形成大陆坡环境，出现白云鄂博群以碎屑岩为主的快速堆积。在整个白云鄂博群的沉积过程中，大陆坡的基底是不稳定的，基底中古老的 EW 向深断裂多次活跃，导致陆坡沉积物中出现同生沉积断裂 (F_2 及 F_3)。在白云鄂博群中形成 4 个沉积间断面，同时出现了滑塌角砾岩楔等特殊岩相建造，形成了“大盆套小盆”的沉积构造格局。于哈拉霍疙特组时期在 2 条同生断裂间造成了特殊的槽状潟湖环境，沉积了层状白云岩及铁质碳酸盐岩——原始的铁矿层。上述基底中的 EW 向断裂，在进入古生代后，又继续下切，直至下地壳，对碳酸岩岩浆的形成和上侵也起到重要作用 (图 3)。

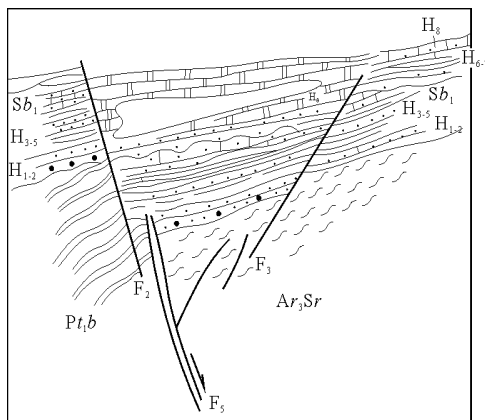


图 3 古元古代基底中的 EW 向压性深断裂 (F_5)，在中元古代地壳拉张作用下，重新活动转变为张性，产生了同生断裂 (F_2 及 F_3)

2) 古生代初，本矿区恰位于由白云鄂博群组成的向南凸出的白音宝力格台缘弧形构造的顶端，其北侧为加里东海。该处应力高度集中，使矿区处于 2 条深断裂的交会点上，其一条是矿区向斜轴部基底岩层中的古老 EW 向深断裂 (F_5)。进入加里东期后，由于北侧古生代增生地体向南的拼贴挤压，又再次活动下切加深；另一条是位于白云鄂博

“倒转”背斜轴部的 NE 向深断裂 (F_4), 处于上述白音宝力格弧形构造的弧顶偏东翼一侧。它是内蒙古中部地区一条极其重要的左行逆冲大断裂, 断面向 NW 倾斜, 水平移距达 18 km。该断裂发生于加里东期, 具有强大的逆冲力量。白云鄂博背斜轴部的色尔腾山如向 SW 方向斜冲, 使背斜南东翼原倾向 SE 的白云鄂博群 (从底部都拉哈拉组至上部呼吉尔图组) 在宽达 15 km 的范围内, 整体倒转, 形成向 N 倒倾的“单倾”构造。地层倾角 $40\sim 50^\circ$ 。此 NE 向断裂与 EW 向深断裂在矿区东部相交, 形成一个巨大的破碎构造。类似筒状 (图 4), 向深部切入中下地壳。NE 向断裂向 N 与加里东海沟通, 将海水引进地台北缘陆壳内。海水因地热转变为高温的热卤水。热卤水又作用于浅部白云鄂博群的沉积碳酸盐岩 (以白云岩为主), 成为富含钙镁碳酸盐的热卤水, 参与深部含有高丰度稀土元素的中古太古界 (以乌拉山群为主) 的重熔过程 (图 5), 使之形成一个比“围岩”密度小的含磁铁矿的碳酸岩岩浆房 (马杏垣, 1991)。

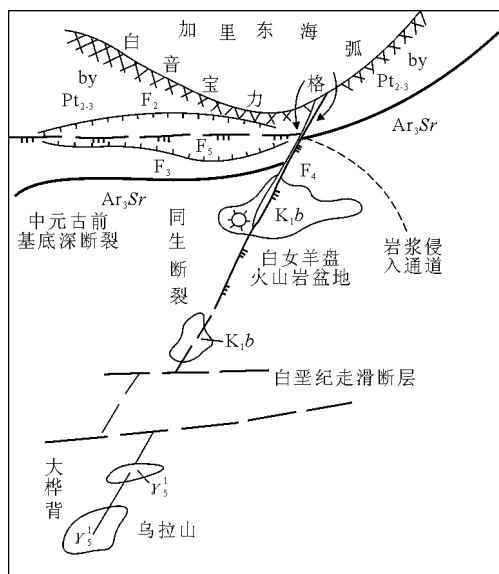


图 4 加里东期白云鄂博及周边地区的构造格架及其发展

3) 据对矿区岩浆碳酸岩的矿物温压测试资料,白云石及方解石具有 175~607 °C 的形成温度范围。 I_{Sr} 及硫化物的 $\delta^{34}S$ 测值,均表明碳酸岩岩浆来自深源。白云鄂博地区深部的低密度体埋深在 20~40 km 之间,相当于中下地壳。据内蒙古中部区域地层剖面资料,在克拉通内相当于该深度的岩石,应是太古宇的中下部。据对内蒙古中西部太古宇各群 15 条剖面系统取样 (461 件) 分析统计结果,稀土含量以千里山群、乌拉山群和色尔腾山群为最

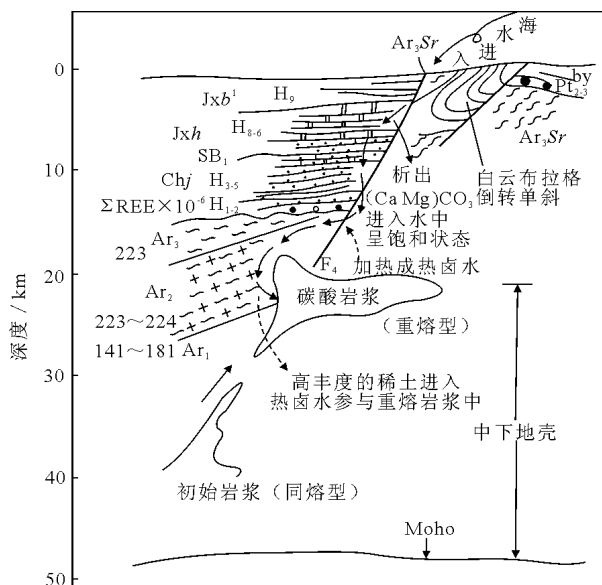


图 5 铌-稀土成矿作用模式图

高, ΣREE 分别为 249.35×10^{-6} 和 223.15×10^{-6} 。推测这与此 3 群含有大量的变质中性火山岩和变质深成侵入体有关。兴和群和集宁群的 ΣREE 分别为 140.66×10^{-6} 和 181.46×10^{-6} , 也均大于大陆地壳的 135.00×10^{-6} (泰勒, 1964)。上述 5 个群均位于贺兰山以东的内蒙古中部地区, 而分布于内蒙古西部的阿拉善群, 其 ΣREE 仅为 130.17×10^{-6} , 只相当于乌拉山群地区同层位的 0.59。由上述资料可知, 内蒙古中部太古宇是稀土元素高丰度层位, 尤以千里山群和乌拉山群、色尔腾山群为最高。元古宇各群的稀土含量迅速下降, 内蒙古迄今已发现太古宙成矿的含稀土磷灰石-透辉石-正长岩岩浆型产地, 均分布于中部地区。各产地的稀土含量一般为 $0.1\% \sim >1.1\%$, 也多以轻稀土富集为特点。可以认为, 分布于白云鄂博深部 $20 \sim 40 \text{ km}$ 的太古宇是含稀土碳酸岩岩浆的重要物源之一。在 2 组深断裂所产生的饱含碳酸盐热卤水的参与下, 形成富含稀土的较低密度的碳酸岩熔浆。毋庸置疑, 也可能有部分稀土元素来自更大的深度, 如上地幔, 或自超基性岩浆分异而来。

4) 白云鄂博铁矿的主体受哈拉霍疙特期同生断层所形成的槽状鸿湖的控制,属同生沉积层控矿床。它同南部相当时代坳拉槽中的渣尔泰群中的层控硫-多金属矿床在层位上相当,沉积古地理及构造条件也甚相似。渣尔泰群中的硫多金属矿床大多受着阿古鲁沟期同生断裂所造成的“坡底沟”深坳滞水盆地的控制。同生断裂亦造成增隆抬升,从而形成了增隆顶面的古风化壳及其与上覆阿古鲁沟组的沉积间断。上述南北2个海盆同生断裂的发生时

拉拉铜矿赋存于古元古界河口群（1 700～2 000 Ma）中。河口群为一套沉积变质岩和细碧角斑岩系，总厚度达 4 000 m。河口群自下而上划分

为大云山组（Pt₁d）、落函组（Pt₁l）、长冲组（Pt₁ch）3 个组。自下而上划分出 3 个沉积-火山喷溢旋回。矿区地层简表见表 1。

表 1 拉拉铜矿区古元古界河口群地层简表

组	段	代 号	厚度/m	岩 性
长冲组	上部火山变质岩段	Pt ₁ ch ²	>1 000	上部为钠角斑质熔岩；中部为碳质板岩夹石榴角闪黑云片岩；下部为钠角斑质熔岩
	下部沉积变质岩段	Pt ₁ ch ¹	761	上部为石榴黑云片岩、石榴角闪黑云片岩；下部为白云石英片岩夹白云石大理岩和碳质板岩透镜体；中部为钙质白云石英片岩
落函组	上部火山变质岩段	Pt ₁ l ²	545	上部为蚀变的碎裂-糜棱状钠长石，为主含铜层位；中部为角斑岩，含铁层位；下部为糜棱岩、石榴黑云（角闪）片岩，次含铜层位
	下部沉积变质岩段	Pt ₁ l ¹	646	上部为白云石英片岩夹绿泥绢云片岩；中部为石榴角闪黑云片岩、钙质白云片岩、碳质板岩；下部为钙质云母石英片岩夹大理岩、变砂岩
大营山组	上部火山变质岩段	Pt ₁ d ²	720	变钾角斑岩，局部夹角闪黑云钠长片岩、白云石英片岩、石榴白云片岩等
	下部沉积变质岩段	Pt ₁ d ¹	>618	上部为钠长质、角斑质糜棱岩；中部为白云石英片岩夹石榴二云片岩；下部为碳质板岩、绢云千枚岩，夹石榴黑云片岩及白云石大理岩

2 矿床地质特征

2.1 矿体产出特征

拉拉铜矿的主矿体——落函铜矿，东至四人抬桥，西至老鸦田沟，北起哨房柏棵子，南抵烂田湾 F₁ 断层。矿体东西长 1 960 m，南北宽 900 m，面积 1.76 km²。外围与其毗连的有老虎山矿体、老羊汗滩沟矿体、小厂矿体、新老厂矿体及东南角的石龙铜矿。总体上，主要矿体位于沿 F₁ 断裂（近 EW 向）侵位的钠长辉绿辉长岩体的两侧。

落函铜矿赋存于 Pt₁l²⁻³ 层位的碎裂糜棱岩化钠长质岩及其变质蚀变（交代）岩中，由 50 个矿体组成。其中 I—V 号矿体的规模较大（表 2），占全矿区储量的大部分。

表 2 落函矿区主要矿体产出状况

矿体号	矿体规模/m			w(Cu)/%
	沿走向	沿倾向	平均厚度	
I	1 960	525	12.27	0.89
II	1 040	200	26.47	0.90
III	1 360	372	16.79	0.96
IV	1 000	220	17.52	0.96
V	720	100	14.59	0.94

矿体一般呈不规则的似层状、透镜状（图 2），一般有膨缩分叉复合现象。矿体的产状受围岩片理控制，与片理产状基本一致。矿体总的走向为 NWW 或近 EW 向，倾向 S 或 SSW。较大的矿体不论沿走向或倾向往往赋存于不同岩性的岩石中，即可以由黑云片岩延至钠长质碎裂糜棱岩中。虽然岩性不一，但矿体仍然连续不断（图 3）。一般在

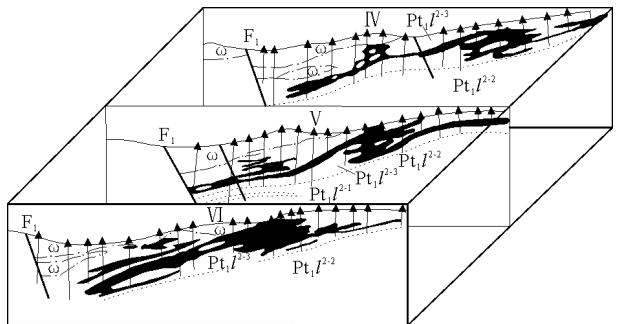


图 2 矿体剖面（形态）图

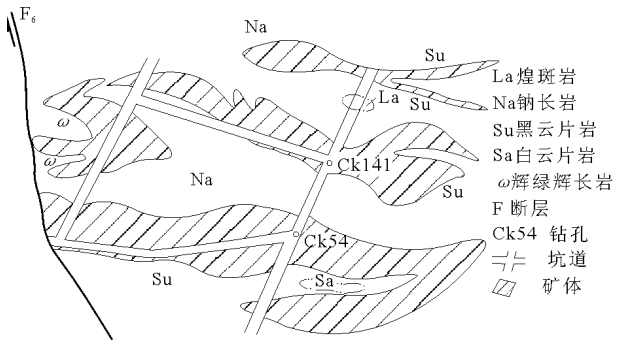


图 3 落函 2080 水平断面图

（石榴）黑云片岩中矿化均匀，矿化连续性较好；在钠长岩中矿体连续性差，变化较大。

2.2 矿石的物质组分

1) 矿石的矿物成分及矿石类型：矿石的主要矿物成分及矿石类型见表 3。

金属矿物的共生组合有黄铜矿-磁铁矿、黄铜矿-黄铁矿-磁铁矿（辉钼矿）、黄铜矿-赤铁矿（钛铁矿）-磁铁矿和黄铜矿-黄铁矿-磁铁矿-磁黄铁矿等。最常见的是黄铜矿-黄铁矿-磁铁矿组合。金属矿物中磁铁矿含量最高，占金属矿物总量的 50%～60%。不同类型矿石中主要矿物含量见表 4。

表 3 矿石中矿物成分及矿石类型

金属矿物		稀土	非金属	矿 石 类 型	
主要	次要	矿物	矿物	以构造划分	以含矿岩石划分
磁铁矿 黄铜矿 黄铁矿 斑铜矿 辉钼矿 磁黄铁矿 赤铁矿 钛铁矿	辉铜矿 铜 蓝 镜铁矿 辉钴矿 自然金 自然银 自然铜	氟碳铈矿 磷钇矿 独居石 褐帘石 (锆石)	钠长石 黑云母 白云母 钾长石 石英 铁白云石 方解石 石榴子石 磷灰石 萤石	1) 浸染状 黄铁矿-黄 铜矿矿石	1) 片岩型矿 石 2) 钠长岩型 矿石 3) 角砾岩型 矿石 4) 交代岩型 矿石 5) 致密块 状铜矿石
				2) 层纹状 黄铁矿-黄 铜矿矿石	
				3) 条纹-浸 染状矿石	
				4) 脉状-网 脉状黄铜 矿矿石	
				5) 致密块 状铜矿石	

2.3 矿石的结构

1) 自形—半自形粒状结构，如磁铁矿、黄铁矿以自形—半自形晶产出。2) 压碎结构，如磁铁矿、黄铁矿的压碎结构。3) 固溶体分离结构，又分格状结构（黄铜矿与斑铜矿呈格状排列）和叶片状结构（钛铁矿片晶定向嵌入赤铁矿中）。4) 穿插结构，如赤铁矿穿插磁铁矿；黄铁矿脉穿插磁铁矿，而黄铜矿细脉又穿插黄铁矿。5) 充填交代结构，如黄铜矿沿磁铁矿的裂隙充填交代；黄铜矿呈细脉充填于黄铁矿的裂隙中；黄铜矿呈脉状充填于磁铁矿的裂隙；斑铜矿-黄铜矿固溶体晶粒充填于磁铁矿不规则空隙中；黄铜矿沿非金属矿物的粒间

表 4 不同类型矿石主要矿物含量

石英钠长岩型浸染状铁矿-黄铜矿矿石			黑云母片岩型条纹-浸染状铜矿石		
矿物名称	占原矿石重量/g	质量分数/%	矿物名称	占原矿石重量/g	质量分数/%
磁铁矿	149.8	7.49	磁铁矿	85.0	4.25
黄铜矿	50.8	2.54	黄铜矿	37.0	1.85
黄铁矿	93.8	4.69	黄铁矿	9.4	0.47
磷灰石	77.2	3.86	辉钼矿	1.2	0.06
暗色矿物	327.6	16.38	黑云母	766.2	38.31
长英矿物	931.6	46.98	长英矿物	791.8	39.59
碳酸盐矿物	331.0	15.55	碳酸盐矿物	228.4	11.42
副矿物	38.2	1.91	磷灰石	63.4	3.17
合计(原矿石重量)	2 000	100	副矿物	17.6	0.88
			合计(原矿石重量)	2 000	100

充填交代。6) 交代残留结构，如黄铜矿熔蚀交代磁铁矿，后者呈卵圆形残留；黄铜矿交代磁铁矿，后者呈碎屑状残留。7) 镶边结构，如磁黄铁矿沿自形黄铁矿边缘交代，形成磁黄铁矿镶边。8) 文象结构，黄铜矿与钛铁矿呈文象状交生。

3 矿床地球化学特征

3.1 硫同位素地球化学特征

拉拉铜矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值列于表 5。表中所列样品采自不同矿体，大部分为落鹵矿区，还有老羊汗滩、老虎山、石龙、昌蒲箐等地，包含了不同的含矿层位；从含矿岩石看，既有片岩型，又有角斑质岩、

钠长质岩中的硫化物，又有碎裂糜棱岩中的硫化物；从矿石的构造看，有层纹状，又有浸染状，还有晚期细脉—网脉状及块状。因而所作样品有良好的代表性。

1) 硫同位素组成及其频率分布，从总体上看，多数样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 为较小的正值，仅有 7 件样品为负值（占 8.97%）；变化范围为 $-5.34\text{‰} \sim 9.04\text{‰}$ ，但多数样品为 $1\text{‰} \sim 3\text{‰}$ （占 64.1%）， $3\text{‰} \sim 5\text{‰}$ 的占 8.97%，大于 5‰ 的仅占 5.13%，因而塔式效应非常显著（图 4）。从不同的硫化矿物看，黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为 1.97‰；黄铜矿的平均值为 1.83‰，斑铜矿的为 1.11‰。拉拉与其他类似矿床硫化物的硫同位素组成对比于表 6。

表 5 拉拉铜矿床矿石硫同位素组成

序号	编号或样品号	位置或矿石类型	矿物名称	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	$w(^{32}\text{S})/w(^{34}\text{S})$
1	0	1 号矿体	黄铁矿	2.97	22.154
2	03	1 号矿体	黄铁矿	2.21	22.171
3	04	1 号矿体	黄铁矿	1.49	22.187
4	07	1 号矿体	黄铜矿	2.79	22.158
5	08	1 号矿体	黄铜矿	-1.22	22.247
6	02	2 号矿体	黄铁矿	2.30	22.169
7	09	2 号矿体	黄铜矿	1.40	22.189
8	06	3 号矿体	黄铜矿	2.88	22.156

续表

序号	编号或样品号	位置或矿石类型	矿物名称	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	$w(^{32}\text{S})/w(^{34}\text{S})$
9	11	3号矿体	斑铜矿	2.61	22.162
10	05	4号矿体	黄铁矿	1.40	22.189
11	12	5号矿体	斑铜矿	-0.40	22.229
12	80Jd19	小露天一台阶,条带状矿石	黄铁矿	0.18	22.216
13	80Jd20	小露天一台阶,条带状矿石	黄铁矿	0.00	22.220
14	80Jd22	小露天一台阶,条带状矿石	钠铁矿	0.90	22.200
15	80Jd21	小露天二台阶,块状矿石	黄铁矿	1.40	22.189
16	80Jd23	小露天三台阶,块状矿石	黄铁矿	1.49	22.187
17	80468	小露天采场	黄铜矿	3.87	
18	80472	小露天采场	黄铜矿	2.70	22.161
19	80470	小露天采场	黄铜矿	2.57	22.163
20	80473	小露天采场	黄铜矿	2.48	22.165
21	80471	小露天采场	黄铜矿	2.21	22.171
22	80469	小露天采场	黄铜矿	10.49	22.187
23	80474	小露天采场	黄铜矿	2.48	22.165
24	IV ZK8-20	层纹状二云石英片岩	黄铜矿	3.23	22.148
25	IV ZK8-22	浸染状钠长岩	黄铜矿	1.00	22.198
26	IV ZK8-26	层纹状石英二云片岩	黄铜矿	0.78	22.203
27	IV ZK8-27	浸染状角斑岩	黄铜矿	1.10	22.196
28	IV ZK8-29	浸染状黑云母磷灰石交代岩	黄铜矿	5.41	22.100
29	III ZK96-13	角砾状角斑岩	黄铜矿	6.33	22.080
30	IV ZK96-15	浸染状白云母钠长片岩	黄铜矿	-1.77	22.259
31	III ZK96-19	脉状白云钠长片岩	黄铜矿	1.21	22.193
32	III ZK96-21	致密块状蚀变交代岩	黄铜矿	2.74	22.159
33	III ZK96-22	脉状角斑岩	黄铜矿	1.25	22.192
34	III ZK8-15	细脉状淡色辉长岩	黄铜矿	2.29	22.271
35	III 8-21	网脉状含铜角砾岩	黄铜矿	0.66	22.205
36	III ZK8-23	浸染状含铜角斑岩	黄铜矿	6.90	22.068
37	CK465-45	细脉状富铜角砾岩	黄铜矿	0.58	22.207
38	CK465-54	细脉状铜矿石	黄铁矿	-0.31	22.226
39	III ZK-21	浸染状辉绿辉长岩	黄铜矿	-3.59	22.300
40	采-2	浸染状黑云钠长岩、交代岩	黄铜矿	1.52	22.186
41	老 24ZK3-7		黄铜矿	2.20	22.171
42	老 24ZK2-3		黄铜矿	1.55	22.186
43	老 24ZK3-9		黄铜矿	1.56	22.186
44	老-6		黄铜矿	2.70	22.160
45	落 11ZK2-17		黄铜矿	1.59	22.185
46	老 24ZK3-6	条纹条带状黄铁矿黄铜矿矿石	黄铁矿	2.11	22.173
47	石 9ZK5-8		黄铁矿	1.59	22.184
48	石 9ZK5-19		黄铁矿	1.45	22.187
49	石 9ZK5-11		黄铁矿	1.70	22.182
50	落 11ZK2-14		黄铁矿	1.31	22.191
51	落 11ZK2-14		黄铁矿	4.94	22.111
52	落 11ZK2-19		黄铁矿	2.17	22.172
53	Ch-2	黑云母片岩型铜矿石	黄铜矿	2.42	22.17
54	Ch-11	钠长岩型硫化矿脉	黄铜矿	0.29	22.21
55	Ch-16	钠长岩型富铜矿石	黄铜矿	1.52	22.19
56	Ch-17	片岩型富铜矿石	黄铜矿	2.19	22.17
57	Ch-18	黑云片岩型铜矿石	黄铜矿	1.78	22.18
58	Ch-21	片岩型富铜矿石	黄铜矿	0.60	22.20
59	Ch-22	致密块状黄铁矿石	黄铁矿	2.56	22.16
60	Ch-27	铁白云石—黄铁矿脉	黄铁矿	2.24	22.17
61	Ch-31	脉状黄铜矿石	黄铜矿	1.82	22.18
62	Ch-37	铁白云石—黄铁矿脉	黄铁矿	3.11	22.15
63	Lh-1	致密块状铜矿石	黄铜矿	1.00	22.20
64	Lh-3	稠密浸染状铜矿石	黄铜矿	2.15	2.17
65	Lh-6	脉状铜矿石	黄铜矿	1.81	22.18
66	Lh-11	钠长岩型铜矿石	黄铜矿	1.70	22.18
67	Lh-10	黄铜矿-黄铁矿石	黄铜矿	1.09	22.20
68	Lh-7	铜矿石	黄铜矿	1.91	22.18
69	24ZK3-7	黑云母化钠长岩型铜矿石	黄铜矿	9.04	22.02
70	L-1	含萤石交代岩型铜矿石	黄铜矿	-2.22	22.27
71	L-22	蚀变钠长岩型脉状矿石	黄铜矿	-5.34	22.34
72	1-G		黄铁矿	4.49	22.12
73			黄铜矿	3.17	22.15
74	3-6		黄铁矿	3.44	22.14
75			黄铜矿	2.77	22.16
76	4-3		黄铁矿	2.41	22.16
77			黄铜矿	1.98	22.17

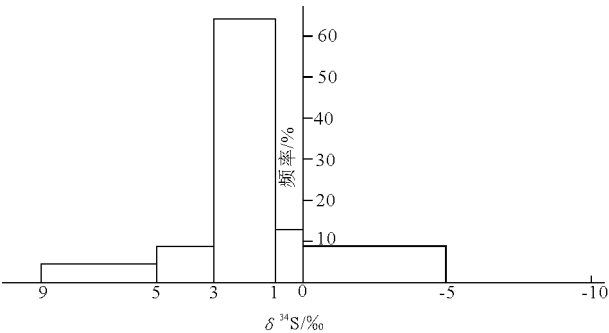


图 4 硫同位素组成频率分布图

表 7 拉拉与国内外一些铜矿床硫同位素组成比较

矿区名称	δ³⁴S/‰			离差	样品数
	变化范围	众值	平均值		
拉拉	-5.34~9.04	1~3	1.86	14.38	77
大红山	-3.40~12.41	5~8	4.10	15.81	52
小青山	3.83~6.88		5.55		3.05
李伍	5.2~9.8	7~8	7.73	4.60	48
白银厂	2.5~5.70	4 左右	4.12	3.20	33
西裘	-4~-4			8.0	
东川	-2.0~16.7	3~8	7.10	18.7	44
乌拉尔	-3.75~6.25			10.0	

表 6 拉拉及类似矿床硫化物硫同位素组成比较

矿区	矿物名称	样数	δ³⁴S/‰		离差	众值/‰
			变化范围	平均		
拉拉	黄铁矿	26	-0.31~4.94	1.97	5.23	1~3
	黄铜矿	50	-5.34~9.04	1.83	14.38	1~3
	斑铜矿	2	-0.4~2.61	1.11	3.01	
白银厂	黄铁矿	23	2.5~5.3	4.2	2.80	4 左右
	黄铜矿	10	3.8~5.7	4.5	1.90	4 左右
大红山	黄铁矿	12	-3.40~11.6	3.15	15.0	变化大无众值
	黄铜矿	40	-3.30~12.41	4.38	17.71	5~8
通安	黄铜矿	5	5.09~6.88	5.89	1.79	
小青山						
李伍	黄铁矿	25	5.3~9.7	7.69	4.4	7~8
	黄铜矿	23	5.2~10.1	7.77	4.8	7~8

特征。拉拉与小青山（通安）、李伍、白银厂相比，后者为较小的正值，而且离差较小；而拉拉有负值，离差较大；白银厂显示块状硫化物的特征，硫源来自海水硫酸盐；李伍变质较深，显均一化硫源。西裘虽有正值也有负值，但离差比拉拉小得多。 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值由大到小依次是李伍、白银厂、大红山、拉拉，拉拉最低，为 1.86‰；黄铜矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值由大到小次序为李伍、小青山、白银厂、大红山、拉拉，同样也是拉拉最低，平均为 1.97‰；从 $\delta^{34}\text{S}$ 的众值看，李伍最高，拉拉最低。通过上述的比较，说明拉拉铜矿的硫源自上地幔或深部地壳。

3.2 成矿温压条件

铁矿物爆裂温度列表 8。从中可看出磁铁矿的爆裂温度一般为 310~380℃，最高达 442℃，赤铁矿为 292℃。

硫化物的爆裂温度（据攀西大队，1984）：黄铁矿一般为 310~370℃，另一组温度为 250~260℃。黄铜矿为 250~270℃。

表 8 矿物爆裂温度

采样位置	矿物名称	爆裂温度/℃	采样位置	矿物名称	爆裂温度/℃
石龙	磁铁矿	332	石龙	赤铁矿	292
石龙	磁铁矿	350	石龙	磁铁矿	352
石龙	磁铁矿	392	石龙	赤铁矿	292
石龙	磁铁矿	374	石龙	角闪石	282
高家村	磁铁矿	310	岔河	菱铁矿	294
关地	磁铁矿	442	李家坟	磁铁矿	380
老羊汗滩沟	磁铁矿	430	老羊汗滩沟	磷灰石	460

矿物包裹体均一法测温结果为 190~300℃（表 9）。包裹体以液相为主，约占 85%，其中气液比多为 10%~15%。在液相中含高盐度的 NaCl 子矿物，盐度在 28%~36% 之间，成矿热液属高盐度。在气相中含甲烷，在液相中有液体 CO₂ 环绕气相呈环形分布。上述特征表明，本区成矿流体为

2) 硫源的判别，热液矿床中硫的来源是多种多样的，主要有①地幔硫：地幔是包括硫在内的许多重要成矿物质的源区，根据陨石及地幔来源的镁铁岩和超镁铁质岩硫同位素组成的研究，地幔 $\delta^{34}\text{S}$ 值接近于 0；②地壳硫：地壳物质是由地幔物质分异形成，由于沉积作用、变质作用、岩浆活动在反复改造过程中，尤其是表生作用中，受细菌还原硫酸盐的影响，原始硫同位素发生很大变化，使地壳岩石中硫同位素组成变化很大， $\delta^{34}\text{S}$ 可为正值，也可为负值；③混合硫：是由地幔岩在上升侵位过程中混染了地壳物质而形成的，如果混染了海水或海相硫酸盐硫，混合硫以富³⁴S 为特征；如果混染了生物成因硫，混合硫以富³²S 为特征。由表 5 可知，拉拉铜矿区 $\delta^{34}\text{S}$ 多数为 1‰~3‰，与陨石硫接近，少数负值，也靠近 0，因而属陨石型硫。根据上述硫的来源，推测拉拉铜矿硫来自上地幔或深部地壳，由火山喷发或火山气液作用带出。

3) 与某些类似矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 的比较：拉拉铜矿与某类似矿床硫同位素组成的比较见表 7。

由表 7 可知，拉拉与大红山有相似之处， $\delta^{34}\text{S}$ 值有正值，也有负值，而且离差近似。但拉拉 $\delta^{34}\text{S}$ 值的众值、平均值均比大红山低。拉拉 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为 1.86‰，与陨石型硫更接近，硫源具上地幔

以液态为主的气液混合流体。

3.3 成矿流体的组成

流体包裹体成分列于表 10。包裹体的主要成分

是 H₂O，其次是 CO₂，CH₄，Cl⁻，SO₄²⁻，HCO₃⁻等，F⁻ 含量甚微（仅为 0.001 × 10⁻⁴ ~ 0.009 × 10⁻⁴）阳离子有较多 Na⁺ 及少量 K⁺，Ca²⁺。

表 9 拉拉厂铜矿矿物包裹体测温结果							
样号	矿石类型	主矿物	包 裹 体			均一温度/℃	均一状态
			组合类型	大小/μm	分布特征		
L14	浸染状黄铜矿石	石 英	液体型	3~9	群 体	120~140	液 态
L22	细脉状黄铜矿石	石 英	液体型浅色包裹体	6~25	群 体	150~190	液 态
			液体型暗色包裹体	7~32	群 体	250~300	液 态
			含盐类子晶包裹体	4~25	散 点	KCl 溶解 70	气泡消失 120
L24	细脉状黄铜矿石	石 英	液体型	2~5	散点、群体	320~340	液 态
L27	浸染状黄铜矿石	石 英	液体型	2~19	散 点	90~14	液 态
L31	浸染状黄铜矿石	石 英	液体型	4~10	群体、散点	230~300	液 态
			含盐类子晶包裹体	2~15	散 点	KCl 溶解 90	气泡消失 230
			含盐类子晶包裹体	6~19	散 点	NaCl 溶解 310	气泡消失 370
			含盐类子晶包裹体	6~16	带状	NaCl 溶解 210	气泡消失 460
			含盐类子晶包裹体	7	散 点	NaCl 溶解 380	气泡消失 500
			含盐类子晶包裹体	12	散 点	NaCl 溶解 260	气泡消失 210
			含盐类子晶包裹体	6	散 点	NaCl 溶解 400	气泡消失 180
L39	浸染状黄铜矿石	石 英	液体型	2~12	散 点	170~250 320~390	液 态
L43	条纹状黄铜矿石	石 英	液体型	5~25	带状、群体	130~220	
				6~12		320~340	
L47	条带状黄铁矿-黄铜矿石	石 英	液体型	4~8 5	带状、群体	110~190 400	液 态
L122	石英-白云石脉	白云石	液体型	3	群 体 等轴、群体	300	液 态
				9~14		310~390	

表 10 气液包裹体的化学成分												w (B) /10 ⁻⁴	
样号	主矿物	H ₂ O	CO ₂	CH ₄	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	F ⁻	HCO ₃ ⁻	pH(水溶液)
S4	石 英	2.00	0.125	0.096	0.184	1.732	0.13	0.00	0.18	0.36	0.009	0.35	7.04
S5	石 英	1.50	0.125	5.250	0.125	2.412	0.01	0.00	0.15	0.40	0.002	0.28	7.04
S6	石 英	1.25	0.100	0.130	0.135	1.142	0.00	0.00	0.22	0.22	0.001	0.11	6.65
S7	石 英	1.25	1.125	0.282	0.174	1.173	0.08	0.00	0.22	0.36	0.001	0.11	6.53
S8	石 英	1.75	0.150	0.073	0.974	5.772	0.34	0.00	0.31	1.14	0.001	0.06	6.22
S9	钠长石	1.25	0.100	0.282	0.117	3.922	0.00	0.00	0.81	0.92	0.002		
S10	石 英	1.00	0.350	0.073	0.231	0.524	0.03	0.009	0.22	0.08	0.002		

4 变质变形与成矿

4.1 区域变质作用

由于新元古代末的晋宁运动（1 000~850 Ma），使地槽强烈褶皱回返过程中，河口群地层产生动热变质作用，从而形成了各类板岩、千枚岩、片岩、结晶大理岩、变质火山岩等。区内变质作用的主要形式有区域性片理化（近 EW 向）及岩石的重结晶作用。根据变质矿物的组合，本区属浅变质，一般为绿片岩相，局部达高绿片岩相或绿帘角闪岩的铁

铝榴石带。由攀西大队对河口群 25 件多硅白云母 b₀ 值的测定平均为 0.902 3 nm，变质作用压力属中偏高，他们根据白云母晶体化学式 Si⁴⁺ 离子数目（平均为 3.27），采用多硅白云母的稳定曲线（维尔德，1976），计算出压力为 3~8 kPa，温度梯度为 49 °C/kPa，即变质温度应在 150~400 °C 之间变化，矿物测温结果与上述温度近似，因而本区是一个低温—中压变质区。

4.2 韧-脆性剪切变形

伴随着前寒武纪的构造运动（小官河运动——

晋宁运动), 本区经历了 NWW 向剪切变形, 在时间上可能稍早于区域变质 (或两者近于同步)。Sibson (1977) 认为脆性与韧性剪切带的分界深度大约为 15 km。从拉拉地区的情况看, 在深部发生韧性剪切, 而后上升到浅部 (晋宁运动使地壳抬升), 再次发生脆性断裂叠加在韧性剪切带上。按 J.G. Ramsay (1980) 分类, 属韧-脆性剪切带, 岩石主体为脆性变形外, 还发现一些韧性变形。

本区韧-脆性剪切变形结构构造有以下几种。

1) 眼球状糜棱构造, 仅在镜下可以看到, 因而是显微眼球构造。其显微眼球的矿物有钠长石、微斜长石、角闪石、石英、石榴子石, 石榴子石的眼球构造石英包裹物呈反 S 形旋转, 还有串珠状眼球。上述皆为不对称眼球, 长英糜棱物及云母矿物呈流线形绕过眼球。眼球属 δ 碎斑系 (左旋), 发育有 S-C 组构, S-C 夹角一般为 30° 左右, 眼球粒径为 $0.8\sim 0.93\text{ mm}$, 基质粒径为 $0.02\sim 0.03\text{ mm}$ 。

2) 核幔结构, 微斜长石眼球 (碎斑) 周围被重结晶微斜长石和石英包裹, 并在其外围有重结晶的细小颗粒。

3) 石英透镜体的缝合线结构、拔丝构造 (剪切糜棱岩化过程中形成)。

4) 压力影, 角闪石眼球两端有拖尾状石英。

5) 碎裂结构是拉拉地区最主要脆性变形。钠长岩类在应力作用下碎裂, 其颗粒移动不远。落函矿区钠长岩型矿石, 基本上全为碎裂钠长岩。碎裂钠长岩型矿石常有金云母化。

6) 碎斑结构, 钠长岩碎裂后, 钠长石晶体构成碎斑结构。

7) 碎粒结构, 钠长岩经糜棱岩化形成大体等粒的糖粒状、钠长石颗粒或晶屑, 前人称钠长浅粒岩或糖粒状钠长岩。

8) 角砾化结构, 长英质糜棱岩沿着裂隙破碎成角砾, 角砾块体并无明显位移。

9) 金云母变形为云母鱼、金云母的扭折; 石英的缝合线结构、波状消光、变形条带。剪切作用形成宏观褶皱构造有鞘褶曲, 褶叠层, 揉折构造。

4.3 变质作用和韧-脆性剪切变形与成矿

在区域变质作用过程中, 原封存于沉积岩和火山沉积岩中各种水, 包括粒间水、结构水、吸附水、裂隙水, 以及挥发分等, 受热力和压力影响, 从岩石、矿物中析出, 发生活化转移并从流经的围岩中淋滤萃取成矿组分, 从而形成了变质热液; 片理和重结晶为矿液运移提供空间条件。

剪切变形, 对本区铜矿床的形成起到决定性的

作用。一般情况下, 韧性剪切带规模和延深都很大, 构造活动复杂。剪切作用可使深部的热液流向上运移。剪切带在浅部条件下, 温度降低。岩石可塑度大大降低, 受应力作用产生脆性变形, 从而形成脆变构造岩。从落函矿区看, 主要是脆性变形, 形成钠长质的碎裂岩和碎斑岩, 这就起到了扩容作用, 即岩石的孔隙度大大增加, 含矿热液的运移, 在有利部位沉淀成矿, 形成钠长岩型的浸染状矿石或脉状—网脉状矿石, 甚至交代岩型矿石。从整个拉拉铜矿看, 矿床形成最重要的还是含矿热液沿糜棱岩的剪切面理充填交代, 形成无数彼此平行的矿脉。事实上这种充填交代常与蚀变, 如金云母化等同时发生, 硫化物与金云母等紧密共生。如果这种矿液源源不断地沿面理充填交代, 糜棱岩可被彻底交代, 从而形成金云母岩型铜矿石。当然也有单独的硫化物沿剪切面理充填的, 从而形成条纹状矿石。

5 围岩蚀变与成矿

围岩蚀变与成矿密切相关, 特别是热液矿床更是如此。本区围岩的蚀变过程几乎与成矿作用过程是同步进行的, 因而蚀变既是成矿标志, 又可作找矿标志。对热液矿床来说, 只有产生蚀变的地段才会有矿, 富矿地段必然是多种蚀变较强的地段。但并非产生蚀变的地方都有矿, 也并非蚀变强度与成矿成正比。围岩之所以会产生蚀变, 是由于在漫长的地质作用过程中被地热增温或岩浆侵入加热的地下水溶液沿断裂带上升, 沿裂隙、片理、矿物之间的空隙渗透, 在漫长的化学反应过程中, 围岩就逐步产生蚀变, 即新生的矿物替代原有的矿物。围岩蚀变的另一个重要方面是岩浆侵入体的气液作用, 这种高温的气液同样会向围岩的构造裂隙扩散渗透, 同样也会使围岩产生蚀变。

就拉拉铜矿而言, 蚀变作用的热液主要是由剪切作用使深部的热液向上运移。其热液 (包括变质热液和岩浆热液) 以 H_2O 为主要成分, 并含有碱金属离子和多种易挥发 CO_2 , S , CH_4 , 还有 SO_4^{2-} , Cl^- 等, 及许多成矿元素, 这种热液沿剪切面理渗透交代, 使围岩产生蚀变的同时, 硫化物也在适合的条件沉淀成矿。

本区与成矿有关的主要蚀变有金云母化、铁白云石化、钾长石化、氟磷灰石化、萤石化、硅化、褐帘石化, 局部有钠长石化。蚀变组合有钾长石化-硅化, 金云母化-铁白云石化, 磷灰石化-碳酸盐

化,金云母化-钾长石化-硅化-(磷灰石化),铁白云石化-萤石化-磷灰石化,金云母化-萤石化-磷灰石化-褐帘石化,硅化-金云母化-萤石化-(铁白云石化),金云母化-碳酸盐化-磷灰石化-褐帘石化,硅化-褐帘石,磷灰石化-褐帘石化。

与成矿作用关系最密切的是金云母化(前人的黑云母化)和铁白云石化。金云母主要是沿剪切面理充填交代形成条纹带状钠长岩,蚀变强烈者形成金云母交代岩。还见有金云母沿角砾化糜棱岩交代,糜棱岩角砾呈残留体。

铁白云石化主要是沿碎裂的钠长石粒间充填交代,在钠长岩类岩中常见。铁白云石晚于金云母化(这2种蚀变在同一地出现时就看出来了)。在昌蒲箐铁白云化与铜矿化尤其明显。

磷灰石化、萤石化与后期富矿成矿作用关系密切。磷灰石可与硫化物形成脉,磷灰石-金云母-褐帘石-硫化物脉磷灰石交代岩或形成磷灰石型富矿石,硫化物胶结磷灰石或硫化物胶结磷灰石和褐帘石。萤石化是更晚的蚀变,常与碳酸盐化、金云母化等一起形成交代岩型稠密浸染状富矿石。这类萤石呈紫色,偶见淡绿色者与方解石呈脉状产出。

6 矿床成因及成矿模式

1) 含矿热液的来源,据 W.R. Henley (1973),划分为岩浆热液和地下水热液,它的热源可能是岩体侵入或局部的地热增温。本区是一个古老的变质岩地区,含矿热液的来源比上面提出的2种来源更复杂。首先是区域变质作用产生的变质热液;其二是地下水在岩体和地热增温作用下形成地下热卤水,它具有较强的溶解金属的能力,同样可从围岩中萃取成矿物质,形成含矿热液。其三,本区沿主断裂侵入钠长辉绿辉长岩体带来的岩浆热液。因此本区具有变质热液,地下水热液和岩浆热液3个热液来源。

2) 含矿(容矿)的岩石类型:由前述韧性剪切作用形成的钠长质-角斑质碎裂糜棱岩又经历了金云母化、铁白云石化、磷灰石化、钾长石化、硅化、萤石化等热液蚀变,因而本区容矿岩石为一套

蚀变的钠长质-角斑质碎裂糜棱岩。

3) 成矿作用机理:成矿物质大多以硫氢化物配合物、卤化物配合物、硫代硫酸盐配合物 $[\text{Me}(\text{S}_2\text{O}_3)]^-$ 、碳酸盐配合物等形式进行搬运。由前述已知铜矿床均一法测定的包裹体的温度为 $190\sim 300\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。由多硅向云母 b_0 值(平均为 9.034×10^{-10} m),并以白云母晶体化学式 Si^{4+} 离子数(平均为 3.27),采用多硅白云母的稳定曲线(维尔德,1976),计算出的成矿压力为 $3\sim 8\text{ kPa}$,温度梯度为 49°C/kPa 。pH 值为 $6.22\sim 7.04$,成矿环境为弱酸—弱碱性。剪切作用使深部的热液流体向上运移,含矿热液沿剪切面理充填交代、沉淀成矿,这是拉拉铜矿形成的最重要的途径。脆性变形形成钠长质碎裂岩—碎斑岩,使岩石孔隙度大大增加,有利矿液的运移和定位,形成浸染状或网脉状矿石。

由上面探讨矿床成因依据的论述,归纳起来拉拉铜矿的成矿作用过程经历了3个阶段:

1) 矿源层形成阶段:古元古代的海底火山喷发带来了成矿物质,即细碧角斑岩系的形成及次火山钠长岩类的侵入(也带来成矿物质),可作为本区的矿源层;

2) 矿源层(细碧角斑岩-钠长岩类)韧-脆性剪切变形和区域变质作用阶段:形成碎裂糜棱岩及变质热液;

3) 热液充填交代,硫化物定位阶段:变质热液、地下水热液、岩浆热液(基性岩体带来)沿剪切面理和碎裂构造充填、交代,从而形成动力变质热液型Cu矿床。拉拉铜矿的成矿模式综合成图5。

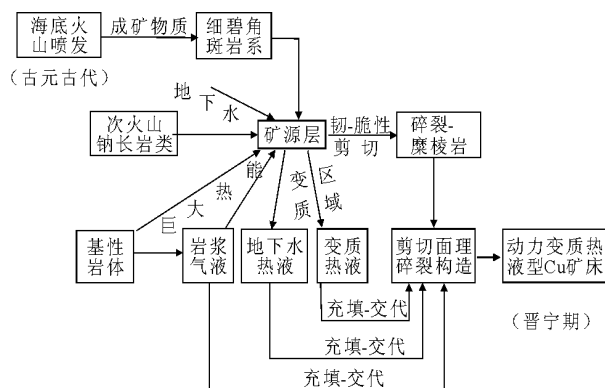


图5 拉拉铜矿成矿模式图解

铁氧化物型铜-金矿床研究

磁铁矿-磷灰石（基鲁纳型）矿床及铁氧化物型铜-金矿床构成了一个连续系统的终端成员。一般来说，在个别地区磁铁矿-磷灰石矿床比含铜的矿床形成时间早。在整个地质时期，磁铁矿-磷灰石矿床在所有区域内的蚀变和矿化类型均呈现出明显的相似性，而铁氧化物型铜-金矿床则更多表现为多样化，该族矿床发现于太古宙后期的古元古代至上新世的岩石内。大多数此类矿床的形成都可以用3种“终端成员”构造背景来解释：1）陆内造山坍塌作用；2）陆内非造山岩浆作用；3）沿与大陆边缘有关的俯冲带的拉伸作用。这些背景均存在重要的火山活动，这些火山活动可能与地幔底侵作用、高温流体流动及相对氧化的源岩〔地表玄武岩、沉积岩和（或）岩浆岩〕有关；一些地区还含蒸发岩。部分磁铁矿-磷灰石矿床表现出与特定的侵入作用有直接关系，而铁氧化物型铜-金矿床则

与特定侵入作用没有直接的空间联系。铁氧化物型铜-金矿床主要沿深大断裂周围的高—低角度分支断裂分布。铁氧化物-铜-金矿床可能在如下条件下形成：1）具有与形成磁铁矿-磷灰石矿床相似的一种流体的冷却作用；2）与形成磁铁矿-磷灰石矿床的含冷却剂，铜、金的富硫酸盐流体相似的一种流体相互作用；3）一种与形成磁铁矿-磷灰石矿床系统无关的流体，其温度更低，含硫酸盐，但具氧化性且含盐。这种矿物流体的巨大的可变性以及赋存矿床的各种岩石类型导致了矿床类型和矿物学上的多样性。

任胜译自 Porter T M. Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective. 2000, Australian Mineral Foundation, Adelaide, 9-25.
王美娟校

元古宙铁氧化物型铜-铀-金-稀土矿床 地质特征及构造背景

对澳大利亚南部奥林匹克坝铜-铀-金-银矿床、加拿大育空地区的 Wemecke 山角砾岩型矿床、瑞典 Kiruna 铁矿区、美国密苏里东南铁矿区的研究，及对已有的元古宙其他富铁矿物矿床文献的综合整理，发现这些矿床的产出特征构成了一种很特别的矿床类型：形成于张性条件，低钛、岩石中富铁的矿床。其他相同类型的矿床还有：加拿大西北部的 Great Bear 岩浆带中的矿床、中国的白云鄂博矿床和澳大利亚北部 Redbank 角砾岩筒带。把此类矿床称为元古宙铁氧化物型铜-铀-金-稀土矿床，并认为被称为“基鲁纳型”的矿床应为此类矿床的一个子类。这种类型矿床的突出特点主要有以下几个方面。

1) 年龄，已知的大多数矿床，尤其是大型矿床的围岩年龄集中在古—中元古代（1.1~1.8 Ga）。

2) 构造背景，矿床位于新元古代中晚期的克拉通或大陆边缘，许多情况下与张性构造存在着一定的空间和时间关系。大多数地区沿主构造带产出，许多矿床的走向与区域性构造走向平行。围岩

可能为火成岩或沉积岩；一些矿床赋存于非造山硅质到中性火成岩内。不过，在成矿构造层，一些矿床的成矿作用并不简单地与火成活动有关。

3) 矿物学特征，矿石主要以铁氧化物（磁铁矿或赤铁矿）为主。磁铁矿比赤铁矿赋存的要深。 CO_3^{2-} ，Ba，P 或 F 矿物很普遍且十分丰富。矿床的磷灰石或 REE 矿物相内含不规则的到具经济潜力的 REE 富集。

4) 围岩蚀变，围岩发生强烈蚀变。精确的蚀变矿物取决于主岩岩性及建造深度，但此类矿床的蚀变趋势为在较深地层为钠质蚀变，在过渡层到浅层为钾质蚀变，而在近地表则为绢云母化和硅化作用。另外，围岩局部发生了强烈的铁变质作用。

尽管存在这些相同点，但在不同地区或同一地区之间仍存在许多不同之处，尤其在矿床地貌上。不同于那些块状整合矿体，个别矿床的岩脉和角砾岩呈杂乱状产出。矿区地貌及矿化蚀变和矿化强度都受断层、剪切带及侵入接触带的渗透率控制，或受可渗透地层，如弱熔结凝灰岩控制。因此，地貌的不同可以按照围岩控制或构造控制来解释。同

样, 矿物学及地球化学的局部不同则大都归于围岩组成, 及与形成深度相关的 P , T 及 f_{O_2} 条件。

这些矿床最初形成于浅地壳环境 ($<4\sim6$ km), 这表明他们为被地壳深部构造释放的深部高挥发分岩浆热液系统。全球范围内该类矿床的产出时间约为 $1.8\sim1.4$ Ga, 说明有一种与全球断裂运

动有关的作用 (或许是元古宙超大陆的分离) 影响了大陆地壳。地球的长期冷却作用确保了随后的断裂及矿化作用能够形成相同类型但数量很少的矿床。

任胜译自 *Precambrian Research*, 1992, 58 (1—4), 王美娟校

交代型铁氧化物系统中硅酸盐和硫化物的氯含量及微量元素

为了比较不同热液系统中的矿物组成, 对世界范围内 24 个铁氧化物 (Cu-Au-REE) 矿床及相关系统中的一组硅酸盐和硫化物进行了分析。发现了一富氯的黑云辉闪岩的独特共生组合, 伴生矿物为含 Co (As) 的硫化物、褐帘石和 (或) 独居石、磁铁矿、REE 富集的磷灰石和榍石、钠柱石类方柱石、碱性长石和铁热臭石。含氯黑云母 [$w(Cl) = 5.6\%$] 和 (或) 含氯角闪石 [$w(Cl) = 2.9\%$] 在许多测试地点中均有发现。伴生矿物为含 Co 硫化物: 典型的为黄铁矿 [$w(Co) = 4\%$], 磁黄铁矿 [$w(Co) = 0.5\%$], 辉钴矿或斜方砷铁矿 [$w(Co) = 8\%$]。

大多数富氯的角闪石可划分为氯绿钠闪石到氯-钾氯钠闪石。虽然伴生的火成岩呈碱性, 但这些系统中的闪石类和辉石类通常表现出弱过碱性趋势。

原生和伴生硅酸盐的钪和钒含量均显著。闪石和绿帘石含 Sc 高达 550×10^{-6} [有 1 件角闪石 $w(Sc) = 1.5\%$]。还发现了富钒的绿帘石和透辉石 [$w(V) = 0.57\%$], 其中的 REE 富集现象也很明显。褐帘石在个别样品中为主要岩相。独居石普遍存在, 为磷灰石的侵入体。

总的来说, 微量元素、含氯硅酸盐、及富 Co (As) 的硫化物使交代铁氧化物拥有不同的产状。这与岩浆热液系统 (如斑岩系统) 的成矿环境及主要受较稀的外部流体控制的成矿环境 (如浅成热液和大多数 VMS 系统) 形成了鲜明对比。这可能是由于成矿流体的酸碱度和盐度发生变化形成, 并与非岩浆成因的超盐度卤水相适宜。

任胜译自 *GSA Annual Meeting*, November 5~8, 2001, 王美娟校

智利北部 Coastal Cordillera 岛弧 Cerro Negro Norte 铁氧化物型铜-金矿床特征

智利北部 Coastal Cordilleran 岛弧内与侵入有关的 Cerro Negro Norte (CNN) 铁氧化物型铜-金矿床赋存于早—中白垩世的安山岩和闪长岩中。板状和不规则状磁铁矿矿体分布于区域性 NEE 向 Atacama 断裂带 (AFZ) 的帚状断层和分支断裂上。该区的铁金属量约 100 Mt [$w(Fe) = 65\%$]。

与磁铁矿、磷灰石、黄铁矿及黄铜矿矿石伴生的早期 Na-Ca 质蚀变组合包括阳起石、钠柱石、方柱石、奥长石、榍石和绿帘石。Na-Ca 质蚀变在该地区广泛存在 (>4 km²), 且与花岗闪长岩岩脉局部共生。CNN 地区碱性蚀变和贫硫化物矿化以围岩 (安山岩和花岗岩) 与含卤水的热液流体之间的

主要、次要、微量元素之间的交代互换作用为特征。由于侵入作用而产生的热流体沿 AFZ 和岩墙会合, 流体可能来源于沉积岩内捕获的海水或蒸发水。晚期碳酸盐化 (白云岩) 蚀变也沿 NE 向断层分布。

叠覆热液组合如电气石-石英-绢云母 (角砾岩) 与花岗闪长岩岩脉伴生, 而绿泥石-方解石-电气石-石英组合则与黄铁矿-黄铜矿-赤铁矿及铜-金矿化密切相关。表生矿物包括针铁矿+铜的碳酸盐和铜的氧化物。据估计, 铜-金资源量约 1 Mt [$w(Au) = 1 \times 10^{-6}$, $w(Cu) = 0.25\%$]。晚期蚀变组合可能含岩浆卤水流体的成分, 该流体由二长闪

长岩-花岗闪长岩脉与深成岩体的侵位产生。

块状磁铁矿石和伴生的 Na-Ca 蚀变组合在高温下沉积 ($\approx 500\sim 600\text{ }^{\circ}\text{C}$), 岩浆侵入体为其提供了热量, 但并没有提供流体和金属。随后, 中-低温的铜-金矿化 (硫化物+氧化物) 替代了磁铁矿,

使 NW 向构造再次活动, 形成 NNE 向脆性断裂, 使磁铁矿流体、硫 ($\delta^{34}\text{S}$ 黄铁矿 $= -1\%$) 及金属的含量变高。

任胜译自 *GSA Annual Meeting*, November 5~8, 2001, 王美娟较

智利中部 El Espino 地区与钙质蚀变伴生的铁氧化物型铜-金 (IOCG) 矿化

El Espino 铁氧化物型铜-金矿远景区位于智利海岸山脉, 在智利其他已知的铁氧化物型铜-金矿床的南部。自 1990 年起该区就被确定为铁氧化物型铜-金矿床的远景区而被开发。区内地层为下白垩统沉积岩和火山岩的混合序列。蚀变和矿化主要赋存于沿区域性 SN 向断裂发育的沉积岩内。沉积岩包括火山碎屑粉砂岩、砂岩及除石灰石和石膏的集合体。沉积岩沉淀在一个大火山堆内的相对较小的海盆地内 (长 7 km)。在沉积岩和火山岩内局部发现有接触变质作用。区内具有复杂的构造历史, 几次蚀变作用及不同的矿化风格。蚀变和矿化主要集中于薄层粉砂岩内, 晚期以绿帘石为主的钙质蚀

变在其他系统内也有发现。以钠长石化为特点的钠质蚀变与硅交代作用共生。含钾长石的钾质蚀变较弱并叠加在钠质蚀变之上。钠质和钾质蚀变被晚期复杂的钙质蚀变叠加, 钙质蚀变由早期阳起石-绿泥石- (绿帘石) 蚀变和晚期绿帘石-方解石- (绿泥石) 蚀变组成。钙质蚀变中含有由镜铁矿及少量磁铁矿和磁铁矿组成的铁氧化物组合。黄铜矿和少量黄铁矿与铁氧化物局部交生。铁氧化物和硫化物矿化沿 NNE 至 NE 向断裂及 NW 向石英-方解石脉分布。

任胜译自 2004 *Denver Annual Meeting* (November 7~10, 2004), 王美娟校

智利 Candelaria-Punta del Cobre 铁氧化物型铜-金- (锌-银) 矿床

智利 Copiapó 沿海岸岩基东部边缘分布有几个富铁氧化物的铜-金- (锌-银) 矿床, 并形成了一个长约 20 km, 宽约 5 km 的矿带。该矿带包括 Punta del Cobre 地区的 Candelaria 大型矿山及其东北约 3 km 处的一些中小型矿山, 据估计, 该矿带的地质资源量为 700~800 Mt [$w(\text{Cu}) = 1.0\%$]。矿石以岩脉、角砾岩及细脉体以及与地层产状一致的交代矿体产出, 矿体主要赋存于 Punta del Cobre 建造的火山岩和火山碎屑岩中, 部分矿体赋存于插入到上覆早白垩世 Chañarcillo 组下部的火山碎屑夹层内。矿带内大部分大型矿体都位于 NW 向脆性断裂与块状火山岩及火山碎屑岩接触面的相接部位。NW 向断裂及 1 条 NE 向韧性剪切带控制了 Candelaria 矿床的主要矿石。

黄铜矿是其中惟一的深成含铜矿物。铜-金矿石以富含磁铁矿和 (或) 赤铁矿为特点, 并且 Ag, Zn, Mo 及轻稀土元素局部富集。Candelaria 矿床矿

石主要赋存于含黑云母-钾长石±钙质角闪石±绿帘石的蚀变带中, 在 Punta del Cobre 地区, 深部矿石具有类似的蚀变特征, 浅部矿石则赋存于含黑云母-钾长石或钠长石-绿泥石±方解石的蚀变带中。

矿石中有镜铁矿的形成证明了 Candelaria-Punta del Cobre 地区的矿化产生于相对氧化的条件。部分地区的铁氧化物主要形成期, 磁铁矿替代早期镜铁矿的假象表明成矿环境向还原性或高温条件演化。块状磁铁矿的形成温度 $500\sim 600\text{ }^{\circ}\text{C}$, 主要硫化物阶段的形成温度与黄铁矿和黄铜矿的形成温度一致 ($328\sim >470\text{ }^{\circ}\text{C}$)。随后, 磁铁矿形成的假象赤铁矿表明温度有所下降。晚期方解石内碱性流体包裹体的均一化温度为 $236\text{ }^{\circ}\text{C}$, 表明热液系统发生了冷却作用。

氧同位素及显微测温表明在主铜矿化作用期间, 与岩浆硅酸盐平衡的岩浆流体或非岩浆流体起到了主要作用。与晚期方解石平衡的流体中氧富集

轻同位素, 这表明其在热液活动晚期流体与非岩浆流体(例如盆地卤水或大气降水)进行了混合。Bronce, Candelaria, Las Pintadas, Santos 及 Socavón Rampa 矿床中黄铜矿、黄铁矿、雌黄铁矿及闪锌矿的硫同位素 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 值为 $-0.7\text{‰} \sim +3.1\text{‰}$, 与岩浆硫一致。Candelaria 矿床中硬石膏与黄铜矿共生。

硬石膏中流体包裹体的均一温度为 $340 \sim 470\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 值为 $14.5\text{‰} \sim 17.5\text{‰}$ 。与硬石膏和黄铜矿共存的矿石样品的硫酸盐-硫化物值为 13.4‰ , 与在 $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时的硫化物-硫酸盐分离作用相吻合。矿石铅同位素很均匀, 并与低级蚀变的赋存于火山岩中的岩石和附近的侵入岩的铅同位素特征相似。放射性同位素测试显示, Candelaria-Punta del Cobre

地区的铜-金矿化年龄为 115 Ma (包括 Candelaria 热液蚀变的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄)。这说明矿石成矿与岩基花岗岩类侵入作用为同一时期, 并伴有区域性抬升。这些进一步暗示了铜-金(锌-银)矿床形成于浅层地壳 ($<3\text{ km}$)。

稳定同位素资料、主要铜矿化期内超盐度富 CO_2 流体包裹体及成矿晚期方解石内盐水流体包裹体资料、第一次成矿流体的氧化特征以及与附近侵入活动同期的成矿作用等都与分布于热液系统内的岩浆流体特征相一致。

任胜译自 *Economic Geology*, 2001, 96 (8), 王美娟校

Re-Os 同位素测定智利 Candelaria 铁氧化物型铜-金矿床的矿化年龄及 Chilean 铁成矿带来源

利用 Re-Os 同位素测定智利 Candelaria 铁氧化物型铜-金的矿化年龄, 以期发现该区矿化与岩基侵入体之间的成因联系。辉钼矿 Re-Os 年龄为 114.2 ± 0.6 和 $(115.2 \pm 0.6)\text{ Ma}$, 代表了本区的矿化年龄, 这与已有的黑云母蚀变年龄 ($114 \sim 116\text{ Ma}$) 一致。

热液磁铁矿和硫化物的 Re/Os 值计算的等时线显示 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 值为 0.36 ± 0.10 。

Candelaria 矿体 Bronce 矿井中硫化物的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 初始值为 0.33 ± 0.01 。这与附近岩基岩内岩浆岩磁铁矿的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 初始值 ($0.20 \sim 0.41$) 相似。这种放射成因的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 初始值表明了矿石和岩基内壳幔成分的混合。矿石和岩浆氧化物具有相似的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 初始值表明 Candelaria 地区成矿金属元素可能来源于花岗质深成岩体。这与已有文献中提出的热液系统内岩浆流体成分相一致。

为建立成矿远景区, 对 Chilean 矿床中的其他铁氧化物 (Cu-U-Au-REE) 中的矿石矿物进行了分析。分析表明, Manto Verde 铁氧化物型铜-金矿床

中磁铁矿的 Os 和 Re 含量分别为 $11 \times 10^{-12} \sim 17 \times 10^{-12}$ 和 $4 \times 10^{-9} \sim 6 \times 10^{-9}$ 。 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 初始值近于 0.20 , 与 Candelaria 矿床中的矿石矿物和早白垩世岩基侵入体中的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 初始值类似, 这表明在 Manto Verde 和 Candelaria 的矿化具有相似的金属来源。

Chilean 铁矿化带中 3 个磁铁矿-磷灰石矿床中磁铁矿 Re 含量为 $0.8 \times 10^{-9} \sim 3 \times 10^{-9}$, Os 含量为 $11 \times 10^{-9} \sim 76 \times 10^{-9}$ 。计算出的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 初始值为 $1.2 \sim 8.4$, 与其他铁氧化物型铜-金矿床中的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 初始值不同。磁铁矿-磷灰石矿石中高放射特征的形成与它们形成过程中流体与周围沉积岩岩石的相互作用(如淋滤作用)有关。相对于铁氧化物型铜-金系统, 磁铁矿-磷灰石矿石中 Os 来源于沉积岩。这一证据表明, 磁铁矿-磷灰石矿床岩浆起源于自盆地的非岩浆卤水。

任胜译自 *Economic Geology*, 2002, 97 (1), 王美娟校

巴西太古宙 Carajás 铜-金矿带 Igarapé Bahia 铁氧化物型铜-金-(铀-稀土)矿床地质特征及 SHRIMP U-Pb 年龄

巴西 Carajás 地区的显著特点是为拥有一拥不同类型的铜-金矿床的聚集带。该矿带中铁氧化物型

铜-金-(铀-稀土)矿床的金属量 $>200\text{ Mt}$, 除了多种围岩和不同矿体形态外, 该矿床还具有以下特

征: 1) 具有强烈的铁变质作用, 从而形成铁闪石、铁橄榄石及铁氧化物 (磁铁矿或赤铁矿); 2) 强烈的碳酸盐蚀变 (主要是菱铁矿); 3) 贫硫化物矿物 (黄铜矿和斑铜矿); 4) 贫非金属矿物石英; 5) 极低的 REE 富集; 6) U 和 Co 富集。Igarapé Bahia 矿床也许是该区最好的铁氧化物型铜-金- (铀-稀土) 矿床, 资源量约 219 Mt, 其中 $w(\text{Cu}) = 14\%$ 和 $w(\text{Au}) = 0.86 \times 10^{-6}$ 。铜-金矿石由陡倾角砾岩矿体构成, 该矿体主要以热液蚀变变质火山沉积岩为主。

变质火山岩 (围岩) 的锆石 SHRIMP II 年龄测定 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 为 $(2\,748 \pm 34) \text{ Ma}$ 。这表明 Igarapé Bahia 火山沉积序列与 Grão Pará 火山岩存在相关性, 二者的生成年代约 2.75 Ga。

含矿磁铁矿角砾岩基质中的独居石的 SHRIMP 年龄测定 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 为 $(2\,575 \pm 12) \text{ Ma}$, 证明了矿化为表生成因, 发生在主火山-沉积序列堆积之后 (175 Ma)。Igarapé Bahia 矿床热液独居石的 SHRIMP

年龄 $[(2\,575 \pm 12) \text{ Ma}]$ 与 Carajás 地区太古宙 A 型花岗岩内锆石 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄几乎难以区分, 说明了 Igarapé Bahia 的矿化与太古宙 A 型花岗岩为同时发生的 Igarapé Bahia 矿床中碳酸盐的放射性 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值变化较大 ($0.714 \sim 0.755$) 表明地壳物质加入较多, 与岩浆-热液成因一致。辉绿岩中锆石包裹晶的 SHRIMP 年龄测定 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 值最大为 2 670 Ma, 与野外观察及围岩年龄一致, 但并不表示就是成矿年龄。

Igarapé Bahia 地区矿石的热液蚀变类型、矿物学特征、地球化学特征及已有的流体包裹体和稳定同位素数据, 证明该矿床与奥林匹克坝铁氧化物型铜-金- (铀-稀土) 矿床为同一类型。热液独居石的 SHRIMP 年龄 $[(2\,575 \pm 12) \text{ Ma}]$ 表明 Igarapé Bahia 矿床是为太古宙铁氧化物型铜-金- (铀-稀土) 矿床中的一员。

任胜译自 *Economic Geology*, 2005, 100 (1), 王美娟校

南美洲铁氧化物型铜-金矿床: 以智利 Candelaria 矿床和巴西 Sossego 矿床为例

中生代和新太古代—古元古代 (?) 的铁氧化物型铜-金矿床产于南美洲。白垩纪 Candelaria 矿床 $[470 \text{ Mt}, w(\text{Cu}) = 0.95\%, w(\text{Au}) = 0.22 \times 10^{-6}, w(\text{Ag}) = 3.1 \times 10^{-6}]$ 位于 Copiapó 南部的 Chilean Coastal 山脉中。矿体主要赋存于 Atacama 弧后盆地西部边缘尼奥科姆统海相石灰岩下部的火山岩和火山碎屑岩中。Candelaria 位于海岸岩基的接触变质带内, 该变质带暴露在矿床以西约 1 km 处。磁铁矿-黄铁矿-黄铜矿±少量闪锌矿±痕量辉钼矿矿化主要与具有黑云母-钾长石、闪石、石英±钠长石蚀变组合伴生。成矿产生于约 115 Ma, 与岩基就位及区域抬升作用同时。

Sossego 矿床 $[335 \text{ Mt}, w(\text{Cu}) = 1.1\%, w(\text{Au}) = 0.28 \times 10^{-6}]$ 位于巴西 Pará Sate 新太古代 Carajás 火山-沉积盆地南部。黄铜矿±磁铁矿±少

量黄铁矿±痕量辉钼矿与角闪石-绿帘石、钠长石、磷灰石、方解石、石英±少量黑云母等非金属紧密伴生。普遍钠长石化的花岗质侵入岩和闪长质-辉长质侵入岩形成了矿床上盘, 而叶状黑云母化火山岩则产于矿床下盘。角闪石的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄表明蚀变发生于 2.2~2.3 Ga。

尽管 2 个矿床存在成矿年龄和构造的差异, 但它们在蚀变类型、矿石和脉石矿物的分布 (分带) 上均显示出相似性。2 个矿床都形成于地壳浅层。他们的形成可以用岩浆与非岩浆流体的混合来解释。在 Candelaria 矿床, 可以发现一种重要的岩浆流体成分, 而 Sossego 矿床则代表非岩浆流体起主导作用的铁氧化物型铜-金系统的一部分。

任胜译自 *GSA Annual Meeting*, November 5~8, 2001, 王美娟校

加拿大魁北克 Kwyjibo 铜-稀土-铀-金-钼-氟矿床: Grenville 省东北部中元古界多金属铁氧化物矿床

Kwyjibo 矿床是 Grenville 省发现的众多铁氧化物-铜-金矿床中最重要的一个, 位于魁北克 Sept-

Îles 东北约 120 km 处, 是一个中元古界铜-稀土-钼-氟-铀-金-铁氧化物矿床。矿床由不同的磁铁矿和赤

铁矿矿化构造岩相组成, 赋存于 Canatiche 花岗杂岩体东南边。Canatiche 杂岩体中的残斑状浅色花岗岩和同期的火山岩地层为矿化的主要围岩。钙质硅酸盐岩和普通角闪黑云片麻岩(可能属于上地壳层的 Manitou 杂岩体) 赋存于矿床东南和南部两侧。磁铁矿普遍存在于 Canatiche 花岗岩类中, 通常以浸染状和细粒块状存在。矿床周围, 磁铁矿逐渐增多, 并形成细岩脉、岩脉、网状脉及假角砾岩, 最终形成铁氧化物矿化组合的主要类型——局部被角砾化的块状磁铁矿。镜铁矿以浸染状和细脉状形式存在。

Kwyjibo 矿床的矿化具复杂性和多相性, 可分为早期花岗岩化、磁铁矿化、主要多金属矿化以及镜铁矿矿化等阶段。主要多金属矿化由黄铜矿、黄

铁矿、辉钼矿、萤石及含稀土元素矿物构成, 叠加于早期富磁铁矿的岩石之上, 具很少的变形迹象。Kwyjibo 矿床与世界上其他多金属铁氧化物矿床有许多共同特点, 即都含板块内同源花岗岩围岩都具有多种构造岩相的铁氧化物矿化类型以及都含钠和钾蚀变。该矿床还具有与主要深成构造在空间上密切伴生的特点。

Greville 省位于一钙长石带之上, 为一世界级含钛的金属成矿省。元古代尤其是其非造山期是铁氧化物型铜-金矿床及以赋存于钙长石中的富钛的铁氧化物矿床的主要成矿年代。根据经验发现在这 2 类矿床之间存在可能的岩石成因关系。

任胜译自 *Economic Geology*, 2004, 99 (6), 王美娟校

加拿大地盾西北与 Great Bear 大陆岛弧 (1.86 Ga) 有关的铁氧化物 (铜-金) 系统

Great Bear 大陆岛弧内的铁氧化物(铜-金)系统在其岩浆演化过程中可能与特殊的火成活动有关。钙碱性岛弧发育于 Wopmay 造山运动晚期(1 880~1 840 Ma 以前), 它是大洋板块向东俯冲的结果, 该大洋板块位于古元古代 Hottah 岩层和东部太古宙 Slave 克拉通间碰撞带的下面。它的演化经历了 1) 丰富的火山运动(1 870~1 865 Ma 之前), 同期斑岩类和石英二长岩类深成岩的侵入; 2) 钙碱性花岗岩类岩基的就位(约 1 865 Ma); 3) 晚期钾质花岗岩就位(约 1 855 Ma)。

富含铁氧化物的单金属和多金属产状广泛分布于向北倾斜的岛弧内(面积 500 km²×100 km)。它们可以分为 4 个组。1) 层状块状磁铁矿岩床, 其中长英质凝灰岩内含浸染状黄铁矿、黄铜矿和沥青铀矿。2) 基鲁纳型磁铁矿-磷灰石-阳起石岩脉, 通常位于石英二长岩侵入体边缘和顶部, 还包括 Great Slave 湖周围岛弧东南部的岩盖。一些岩脉含黄铁矿、铜硫化物、沥青铀矿和镍钴砷化物。它们大多具有强烈的钠质蚀变。3) 奥林匹克坝型

赋存于角砾岩中的多金属矿床, 含丰富的赋存于火山岩内的磁铁矿和(或)赤铁矿基质。以 Sue-Dianne 矿床为典型, 经钻探, 该矿床推定资源量为 15 Mt [$w(\text{Cu})$ 平均 0.78%, $w(\text{Ag})$ 平均 3.2×10^{-6} , $w(\text{Au})$ 平均 0.02×10^{-6}]。角砾岩化是由于从深部长英质熔体中分离出的富含挥发分的矿化流体造成的。4) 较老的富铁氧化物的变质粉砂岩和硅质粘土岩中的 Cloncurry 型多金属热液成矿作用, 与上覆的岛弧长英质火山岩序列呈不整合。

这种组合在 Lou Lake (NICO) 矿床发育的最好, 该矿床的钻探推定资源量为 128 Mt [$w(\text{Au})$ 平均 0.54×10^{-6} , $w(\text{Co})$ 平均 0.07%, $w(\text{Bi})$ 平均 0.08%, $w(\text{Cu})$ 平均 0.05%, 并含大量钨]。主要矿石矿物为砷黄铁矿、黄铜矿和黄铁矿。它们形成了细脉状和浸染状矿化, 延伸穿过不整合地区。成矿与广泛的强烈钾的富集作用伴生, 认为其与晚期钾质花岗岩有关。

任胜译自 *GSA Annual Meeting*, November 5~8, 2001, 王美娟校

澳大利亚 Tennant Creek Inlier 地区还原性和氧化性铁氧化物型金-铜-铋矿床的综合地质特征和化学模型

Tennant Creek 金矿区与铁氧化物伴生的金-铜-铋矿床包括含磁铁矿-磁黄铁矿(还原型)富铜矿

床, 贫硫化物、富磁铁矿高品位 Au-Bi (f_{O_2} 中等)矿床及富赤铁矿的高品位 Au(氧化型)矿床组合。

矿石中赋存的不整合磁铁矿-赤铁矿-绿泥石-石英铁
矿石形成于 1 840~1 860 Ma 的 Barramundi 造山运动
中,形成温度为 350~400 °C,压力为 $2.5 \times 10^5 \sim 5 \times 10^5$ 。
铁矿石矿物沉积于 D_1 时由倒转剪切和倒转
褶皱产生的膨胀空间中。在 1 825~1 830 Ma (D_2)
或之前,一个单独的 Au-Cu-Bi 热液期叠加于铁矿
之上, D_1 时的构造和流体通道再次活动。

矿床呈现出从还原性到氧化性的范围表示成矿
化学条件的离散性,通过单个流体的活动并不能解
释其成因。我们已经对形成金-铜-铋矿床的还原性
和氧化性流体进行了鉴定。West Peko 矿床是还原
性端员,由氧化物-硅酸盐-硫化物的矿物组合稳定
性、流体包裹体及绿泥石热化学等条件表明,金-
铜-铋矿石在 300~340 °C 侵入到铁矿石中,此时流
体为还原性(雌黄铁矿稳定)、弱酸性、富硫及富
含 N_2-CH_4 的水流体(盐度 3%~10%)。这也表明

除相对氧化的变质沉积岩围岩外,还存在另一个矿
液来源。该区其他还原性的富铜和硫化物的矿床中
也有类似矿液存在。还原流体和铁矿石间的化学物
质转换模式及含水、含铋的杂岩体热力学性质都表
明,金和自然铋的沉淀主要与流体的脱硫作用和氧
化相关。而黄铜矿的沉淀主要和 pH 值增加有关。

Eldorado 矿床中的金-铋矿石为氧化的赤铁矿端
员矿物,参与了氧化性(赤铁矿稳定)Ca-Na-Cl 卤
水与中等 f_{O_2} , 低—中等盐度矿液的混合,及 2 种
流体与铁矿石间的水-岩作用。此外,物质转换模
式表明,贫铁矿石的还原性和氧化性流体的混合导
致高品位金矿床中缺乏铁氧化物,构成在 Tennant
Creek 地区很少引起注意的一个亚类。

任胜译自 *Economic Geology*, 2002, 97 (6), 王
美娟校

澳大利亚 Cloncurry 地区区域变质和铁氧化物型 铜-金矿化过程中的流体来源及水-岩作用

本文建立了 Cloncurry 地区矿石组合、围岩和
蚀变系统中 656 件样品的 $\delta^{18}O$ 及 $\delta^{13}C$ 数据库,用
以阐明该成矿区的交代流体来源及水-岩作用。Na-
(Ca) 蚀变中心的方解石同位素 $\delta^{18}O$ 多集中在
11‰, $\delta^{13}C$ 集中于 -7‰, 并且 $\delta^{18}O$ 值有向高、
 $\delta^{13}C$ 值向高或低移动的趋势,反映出不同主岩间的
相互作用。海相变质碳酸盐(方解石的 $\delta^{18}O$ 约
20.5‰, $\delta^{13}C$ 约 0.5‰)和石墨变质沉积岩(方解
石的 $\delta^{18}O$ 约 14‰, $\delta^{13}C$ 约 8‰)为该区域惟一重要
的碳储存层,两者都与 Na- (Ca) 质蚀变中心的同
位素表现为不平衡性。Cloncurry 地区结晶质深成岩
中含不可忽视的碳,这就使得其他来源的富 CO_2
的交代流体中 $\delta^{13}C$ 不能均一化。相反,结晶质深
成岩溶出了富 CO_2 -NaCl 的流体,代表了 Cloncurry
地区 Na- (Ca) 质蚀变的可能流体来源。铜-金矿石

组合中的碳酸盐 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 值变化范围大,反映
该区具有复杂的流体通道,这也表明这些同位素值
不能表示矿化信息。对少钾和铁的近源侵入体、似
夕卡岩的矿体(如 Mt Elliott)来说, $\delta^{18}O$ 集中在
11‰,说明与 Na- (Ca) 质蚀变具有相似的流体来
源,也说明水-岩作用在这些矿床的形成中并不是
十分必要的。相反,远源侵入体矿床(如: Ernest
Henry)具有富钾和铁的矿物组合,其 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$
值由围岩向矿体值发生变化,表明矿化前呈现出水
-岩平衡。低温、低盐度、低 $\delta^{18}O$ (<10‰)、贫
 CO_2 流体等在退变质交代组合中存在,但是这些流
体在晚期共生,并没有给铜-金矿化带来多大作用。

任胜译自 2003 *Seattle Annual Meeting* (November
2, 2003), 王美娟校

南部非洲 Lufilian 造山带铁氧化物型铜-金成矿系统

南部非洲的 Lufilian 褶皱带中赋存着赞比亚和
刚果的主要铜成矿带,它由在泛非造山作用期的一个
经历过造山坍塌的克拉通内裂谷盆地构成。岩浆
活动受到岛弧南部或内部的制约,该岛弧内在造山
运动晚期侵入了中性到长英质(Hook 花岗岩)的

岩浆,铁氧化物型铜-金系统赋存于 Hook 花岗岩周
围,以垂直的、构造控制的富赤铁矿角砾岩带为特
征,该带长达几 km,并伴随晚期黄铁矿和黄铜矿。

系统内的侵入岩和火山岩都经历了矿化前的钾
质蚀变(以钾质长石的形成作为特征)。钾质蚀变岩

被磁铁矿切割,磁铁矿在水解过程中(绢云母-绿泥石)被赤铁矿替代。硫化作用决定了黄铁矿和黄铜矿的沉淀。一些小型的磁铁矿矿床出现在赞比亚中部和北部地区,并伴有钠质和钠质-钙质蚀变。这些块状磁铁矿矿体与具有强烈钠质蚀变的镁铁质侵入体(闪长岩)岩株或岩床伴生,而正是由于强烈的钠质蚀变导致了钠长石-阳起石-方柱石组合的

形成。在 Lufilian 岛弧内部存在与强烈钠质蚀变伴生的铜-(钼-金)矿床(如 Kansanshi 矿床)。虽然 2 个矿床均缺乏有意义的铁氧化物,但强烈的钠质蚀变却与许多磁铁矿-磷灰石系统中发现的钠质蚀变有相似之处。

任胜译自 *GSA Annual Meeting*, 2001, November 5~8, 王美娟校

美国内华达 Yerington 区铁氧化物型铜-(金)矿床: 与区域钠-钙质蚀变和斑岩型铜矿床的联系

Yerington 地区内的 Fe-Cu-Au 的产出与北美西南部侏罗纪其他镁铁质-长英质有许多相同的特征(钠-钙质蚀变、分带、元素组合)。Fe-Cu-(Au) 矿石赋存于 Yerington 岩基和它的接触变质带内。岩浆热液流体产生了钾-硅酸盐、绢云母及高级泥质蚀变,在泥质蚀变中大量的 Cu-Fe 硫化物与斑岩岩墙伴生,代表了岩基演化的最后阶段。岩基中同期的钠-钙质蚀变由外部含蒸发岩的侏罗纪沉积地区的卤水中产生。

岩基/火山岩中的小型铁矿床覆盖了侏罗纪古地表约 3 km。岩脉/交代作用中含阳起石-石英-黄铜矿的磁铁矿-磷灰石组和位于 Blue Hill 和 Mac Arthur (Easter 远景区)斑岩附近的大面积($>1 \text{ km}^2$)钠-钙质蚀变带(奥长石-阳起石-榍石)之上。在 Blue Hill, 铁氧化物矿床位于深部的钠-钙质蚀变带和浅部的绿泥石-绿帘石、钾长石-绿泥石、绿泥石-绢云母及电气石-钠长石蚀变带之间。Fe, K 和 P 在钠-钙质蚀变期间通过热卤水而浸出,最后迁移至较浅部位并冷却沉淀。

其他脉矿(Blue Jay, Buckskin 矿山, Anaconda 远景区)由含磁铁矿-镜铁矿-石英-黄铁矿-绿泥石

的黄铜矿-金 [$w(\text{Cu}) \approx 1\%$, $w(\text{Au}) \approx 0.01 \times 10^{-6} \sim 10 \times 10^{-6}$] 及含绿泥石-绿帘石-镜铁矿-长石-阳起石组合的围岩蚀变构成。它们部分形成于与斑岩有关的高级泥质蚀变之后。

接触变质带内的大型磁铁矿-黄铜矿矿床形成于早期钙质-硅酸盐角闪岩(磁黄铁矿-黄铁矿的体积百分比为 $1\% \sim 3\%$)之后,并以夕卡岩角砾岩/岩脉填充物和碳酸盐替代物 [$>350 \text{ Mt}$, $w(\text{Fe}) \approx 31\%$, $w(\text{Cu}) = 0.61\%$, $w(\text{Au}) \approx 0.05 \times 10^{-6}$] 形式存在。钙铁榴石-黄铜矿-黄铁矿产生时间较早,然后是磁铁矿(镜铁矿之后)、阳起石、透辉石、绿泥石或方解石。大多数黄铜矿-黄铁矿-磁铁矿±磁黄铁矿相对较晚。Fe-Cu 夕卡岩与 Yerington 地区贫铁氧化物含 Cu 夕卡岩不同,以粗粒钙铁榴石-透辉石为特点,并与含硫化物斑岩伴生。和铁钙榴石的稳定性相比,Fe-Cu 夕卡岩的形成温度偏低,而钠-钙质流体则在深度 $1 \sim 2 \text{ km}$ 处退出岩基。

任胜译自 *GSA Annual Meeting*, November 5~8, 2001, 王美娟校

美国纽约州 Adirondack Mts 低钛铁氧化物 (REE-Au-U-Cu) 矿床的高温热液成因及钠质蚀变

Adirondack 地区含重要的基鲁纳型低钛铁氧化物 (REE-Au-U-Cu) 矿床。矿床赋存于浅色花岗状片麻岩 (LMG) 中或其附近。U-Pb 锆石年代表明 LMG 由 Ottawan 造山期 ($1090 \sim 1035 \text{ Ma}$) 就位的构造晚期—构造期后的花岗岩组成。岩石间的交切关系表明多数沉淀发生在 $1050 \sim 1030 \text{ Ma}$ 。矿石一般呈块状、未变形,含磷灰石和(或)霓辉石,通

常以平行于围岩构造的岩株或层状出现,大多呈整合状,部分有细微的切割。即使在强烈变形的围岩中矿石仍保持未变形。LMG 由 50% 石英-条纹长石, 20% 石英-钠长石, 25% 石英-反微纹长石组成,其余的 5% 为铁橄榄石花岗岩。伴生的岩相有榍石、磷灰岩、霓石-普通辉石及磁铁矿。

花岗岩类中的矿石层通常与粒度逐渐减小的浑

圆状长石相互交错,同时广泛存在的为受磁铁矿影响的未变形霓石-普通辉石。这表明磁铁矿也是未变形的,并且使围岩变形滞后。矿石和辉石类最可能的成因是热液流体流经断裂系统。氧同位素测温表明,与成矿热液流体与 LMG 的平衡温度 600~

675 °C,全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 与含地表衍生盆地水的含盐卤水一致。

任胜译自 *GSA Annual Meeting*, November 5~8, 2001, 王美娟校

Overview of Fennoscandian shield metallogeny and tectonic evolution with special emphasis on Fe-oxide-Cu-Au deposits

The Fennoscandian Shield, one of the major base metal provinces in Europe, is composed of an Archean nucleus, largely unmineralized, in the northeastern part of the Shield. This nucleus is bordered to the southwest by Paleoproterozoic rocks. At ca. 2.5~2.3 Ga sedimentary and volcanic rocks were deposited on the Archean basement during an extensional event. Further rifting of the continent at ca. 2.1 Ga gave rise to tholeiitic and komatiitic lavas and dikes. At the end of this extensional event MORB-type pillow lavas were erupted. At ca. 1.9 Ga the tectonic regime shifted to compressive and subduction related volcanic and sedimentary rocks were deposited in a terrestrial to shallow water environment. Southwest of these intracratonic complexes, 1.95~1.87 Ga old volcanic arcs were accreted towards the craton during the Svecof Karelian orogeny. This orogeny involved voluminous early calc-alkaline magmatism and ended with migmatization, S-type magmatism and large batholithic intrusions of A- to I-type granitoids.

Mineralization related to these Proterozoic early ex-

tensional and later compressional tectonic regimes include VMS (including Outokumpu Cu-Zn-Co±Ni type) to epithermal VMS, sediment-hosted Zn-Pb, porphyry style Cu, gold lode style deposits, BIF's, mafic and ultramafic Ni±Cu±PGE deposits as well as Kiruna type apatite-Fe deposits, epigenetic Cu-Au deposits and syngenetic Cu deposits. The latter three types of economic deposits are included in the diverse group of Fe-oxide-Cu-Au style mineralizations. The Kiruna type apatite iron ores are hosted by 1.88 Ga felsic alkaline porphyries emplaced during compressional tectonics. The epigenetic Cu-Au deposits is a diverse group of mineralizations including vein style structurally controlled Cu-Au, probably both 1.87 Ga and 1.77 Ga in age, and intrusive hosted, porphyry style Cu-Au±Fe, related to both calc-alkaline and alkaline magmatism in a compressional regime between 1.9~1.8 Ga. The syngenetic Cu±Zn deposits restricted to the ca. 2.1 Ga greenstones, formed during extensional tectonics in intracratonic rift basins.

GSA Annual Meeting, November 5~8, 2001

An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide-copper-gold (IOCG) provinces

Major Cu-Au deposits of iron oxide-copper-gold (IOCG) style are temporally associated with oxidized, potassic granitoids similar to those linked to major porphyry Cu-Au deposits. Stable and radiogenic isotope evidence indicates fluids and ore components were likely sourced from the intrusions. IOCG deposits form over a range of crustal levels because CO₂-rich fluids separate from the magmas at higher pressures than in CO₂-poor systems, thereby, promoting partitioning of H₂O, Cl and metals to the fluid phase. At deep levels, the magma-fluid system cannot generate sufficient mechanical energy to fracture

the host rocks as in porphyry systems and the IOCG deposits therefore form in a variety of fault-related structural traps where the magmatic fluids may mix with other fluids to promote ore formation. At shallow levels, the IOCG deposits form breccia and fracture-hosted mineralization styles similar to the hydrothermal intrusive breccias and sulphide vein systems that characterize many porphyry Cu-Au deposits. The fluids associated with IOCG deposits are typically H₂O-CO₂-salt fluids that evolve by unmixing of the carbonic phase and by mixing with fluids from other sources. In contrast, fluids in porphyry systems typically

evolve by boiling of moderate salinity fluid to produce high salinity brine and a vapor phase commonly with input of externally derived fluids. These different fluid compositions and mechanisms of evolution lead to different alteration types and parageneses in porphyry and IOCG deposits. Porphyry Cu-Au deposits typically evolve through potassic, sericitic and (intermediate and/or advanced) argillic stages, while IOCG deposits typically evolve through sodic (-calcic), potassic and carbonate-rich stages, and at deeper levels, generally lack sericitic and

argillic alteration. The common association of porphyry and IOCG Cu-Au deposits with potassic, oxidized intermediate to felsic granitoids, together with their contrasting fluid compositions, alteration styles and parageneses suggest that they should be considered as part of the broad family of intrusion-related systems but that they are typically not directly related to each other.

Mineralium Deposita, Published online: 28 March 2006

Modeling the role of sodic alteration in the genesis of iron oxide-copper-gold deposits, eastern Mount Isa Block, Australia

Liberation of iron and potassium by widespread post-metamorphic albitization of country rocks was one of the likely contributing processes in the formation of both barren and mineralized magnetite \pm chalcopyrite \pm biotite \pm gold \pm hematite \pm clinopyroxene \pm actinolite \pm apatite ironstones in the Cloncurry district of the Proterozoic Mount Isa block.

Whole-rock geochemical data indicate nearly immobile Al, Ga, \pm Ti, Zr during transformation of a variety of least altered rocks toward albitite. The data indicate that the addition of Na from a brine to the rock accompanied the loss of Fe, K, Ba, Rb \pm Ca, Sr, Co, V, Mn, Pb, and Zn from those altered rocks and enrichment in the brine, but that Cu was not systematically stripped from a variety of wall rocks during albitization. Conversely, the formation of metasomatic ironstones, the immediate hosts to some Cu-Au ores, involves addition of most of the same elements that were lost during albitization. The correlation between intensity of alteration, its distribution and timing (e.g., in breccias cored by ca. 1 530 \sim 1 500 Ma granitoids), and convergence of all rock types toward magmatic stable isotope values provides strong evidence for a substantial component of igneous-derived fluid.

Simulations of the albitization process were carried out isothermally at 550 $^{\circ}$ C and 350 MPa and polythermally from these conditions down to 400 $^{\circ}$ C and 200 MPa, using the Gibbs minimization method with HCh software and the UNITHERM database. Both simple fluid-rock mixing models and more complicated reactor-style algorithms used

a range of input fluids (from fluids equilibrated fluid with two-feldspar granite through to Na/K ratios consistent with fluid inclusion results) and geochemical data for initially unaltered wall rocks. The apparent paradox of widespread albitization resulting from fluid released by two-feldspar granites can be explained by relatively small shifts away from the K-feldspar-albite equilibrium curve, and even isothermal model fluids derived from two-feldspar granites produce albitites in calc-silicate rocks outboard of granite-proximal K-feldspar-clinopyroxene skarns, matching field patterns. Those models with fluid Na/K ratios similar to those of fluid inclusions produced the most realistic alteration assemblages, dominated by albite, for both isothermal conditions and decreasing temperature, which approximate those observed in the field. PIXE and microthermometric data on fluid inclusions from quartz in two-feldspar quartz monzonite and pegmatite at the top of the Mount Angelay pluton indicate bulk Na/K molar ratios in the fluid of between 10 and 20, considerably higher than our thermodynamically calculated values for fluid in equilibrium with two-feldspar granite of around 3 (at 550 $^{\circ}$ C, 350 MPa). Such shifts may have been attained by admixture of magmatic-hydrothermal fluid with small amounts of NaCl brines trapped along grain boundaries in scapolite-bearing calc-silicate wall rocks, by fluid immiscibility due to high initial CO₂ contents in the felsic intrusions, by contributions from mafic magmas, or from dissolution of salt-rich layers into the intrusions prior to crystallization and fluid release.

With increasing amounts of fluid-rock interaction in

the models, the fluids were enriched in K, Fe, and Ca, approaching compositions observed in fluid inclusions in the ore deposits. These fluids, reacted with pelitic rocks (which are common ore hosts), would produce magnetite-clinopyroxene \pm biotite-actinolite alteration at high temperature, similar to the proximal alteration around ore deposits. We infer that precipitation of sulfides in the Cu-Au

deposits was the result of mixing of Cu-bearing brine, of ultimately magmatic origin, but modified extensively via albitization, with sulfur-bearing fluids or reaction of the brine with sulfur-bearing rocks. When Cu was absent from the initial magmatic fluid, barren ironstones may have been the result.

Economic Geology, 2004, 99 (6)

Time-space relations of hydrothermal alteration and Fe-oxide-Cu-Au deposits in the Cloncurry and Curnamona regions, Australia

Clusters of iron oxide-rich Cu-Au deposits occur in the Curnamona Province (ca. 1 600 Ma mineralization; South Australia/New South Wales) and Cloncurry District (mostly 1 520~1 500 Ma; Queensland). In both cases mineralization broadly corresponded with compressional deformation, regional metamorphism and granitoid emplacement. Both regions contain large volumes of profoundly metasomatized rocks with multiphase sodic and sodic-calcic alteration assemblages, some of which pre-date the syn-ore deformation structures. The Fe-oxide-Cu-Au deposits are in deep-seated (brittle-ductile settings) and display close time-space relationships with distinct alteration styles. Common features amongst the ore systems include one or more phases of sodic-calcic alteration which was invariably succeeded by 300~500 °C. Fe-metasomatism in the immediate ore environments. Cu-Au- (Co) mineralization either overlapped with this Fe-stage or with later carbonate deposition. Some major differences be-

tween deposits include: substantial bulk chemical variations in the Fe-stage; relative timing and temperature of Cu-Au deposition; more and less complex paragenetic histories; and variable degrees of complexity of ore-stage element enrichments (in respect to F, Ni, Zn, As, Mo, Ag, Sn, Ba, LREE, W, Hg and U). Cu: Au ratios also vary and show a distinct relationship to the nature of the stable Fe-phases during mineralization (e.g. $T_{f_{O_2}}-f_{S_2}$ conditions). These features suggest the deposits can be regarded as a genuine class linked by a single fundamental genetic process but that there are variations reflecting different fluid inputs, host rock interactions, and mechanisms of metal precipitation. The general genetic model must account for, a) evolution from Na- to Fe-K metasomatism, b) source and cotransport of Fe, Cu, Co and Au, c) low S-content, and d) presence of carbonates.

GSA Annual Meeting, November 5~8, 2001

Mineralogical and chemical evolution of the Ernest Henry Fe-oxide-Cu-Au ore system, Cloncurry district, northwest Queensland, Australia

The Ernest Henry Cu-Au deposit was formed within a zoned, post-peak metamorphic hydrothermal system that overprinted metamorphosed dacite, andesite and diorite (ca 1 740~1 660 Ma). The Ernest Henry hydrothermal system was formed by two cycles of sodic and potassic alteration where biotite-magnetite alteration produced in the first cycle formed ca (1 514 \pm 24) Ma, whereas paragenetically later Na-Ca veining formed ca (1 529 \pm 11) Ma. These new U-Pb_{zircon} age dates support textural evidence for incursion of hydrothermal fluids after the metamorphic peak, and overlap with earlier estimates for the

timing of Cu-Au mineralization (ca 1 540~1 500 Ma). A distal to proximal potassic alteration zone correlates with a large (up to 1.5 km) K-Fe-Mn-Ba enriched alteration zone that overprints earlier sodic alteration.

Mass balance analysis indicates that K-Fe-Mn-Ba alteration—largely produced during pre-ore biotite- and magnetite-rich alteration—is associated with K-Rb-Cl-Ba-Fe-Mn and As enrichment and Na, Ca and Sr depletion. The aforementioned chemical exchange almost precisely counterbalances the mass changes associated with regional Na-Ca alteration. This initial transition from sodic to po-

tassic alteration may have been formed during the evolution of a single fluid that evolved via alkali exchange during progressive fluid-rock interaction. Cu-Au ore, dominated by co-precipitated magnetite, minor specular hematite, and chalcopyrite as breccia matrix, forms a pipe-like body at the core of a proximal alteration zone dominated by K-feldspar alteration. Both the core and K-feldspar alteration overprint Na-Ca alteration and biotite-magnetite (K-Fe) alteration. Ore was associated with the concentration of a diverse range of elements (e.g. Cu, Au, Fe, Mo, U, Sb, W, Sn, Bi, Ag, F, REE, K, S, As, Co, Ba and Ca). Mineralization also involved the deposition of significant barite, K (Ba)-feldspar, calcite, fluorite and complexly zoned pyrite. The complexly zoned pyrite and variable K (Ba)-feldspar versus barite associations are interpreted to indicate fluctuating sulphur and/or barium supply. Together with the alteration zonation geochem-

istry and overprinting criteria, these data are interpreted to indicate that Cu-Au mineralization occurred as a result of fluid mixing during dilation and brecciation, in the location of the most intense initial potassic alteration. A link between early alteration (Na-Ca and K-Fe) and the later K-feldspathization and the Cu-Au ore is possible. However, the ore-related enrichments in particular elements (especially Ba, Mn, As, Mo, Ag, U, Sb and Bi) are so extreme compared with earlier alteration that another fluid, possibly magmatic in origin, contributed the diverse element suite geochemically independently of the earlier stages. Structural focussing of successive stages produced the distinctive alteration zoning, providing a basis both for exploration for similar deposits, and for an understanding of ore genesis.

Mineralium Deposita, 2006, 40 (8)

Geology of the Raul-Condestable iron oxide-copper-gold deposit, Central Coast of Peru

The Raul-Condestable deposit, located at around 90 km south from Lima, has a cumulated production of >25 Mt with 1.7% Cu, 0.295×10^{-6} Au, and 0.194 0 Oz/t Ag. The ore consists in a chalcopyrite-pyrite-pyrrhotite-magnetite assemblage. Magnetite is often massive. A broad correlation exists between Cu, Ag, and Au grades. Associated minor elements include Co, Mo, Zn, and Pb. The country rock consists in a Lower Cretaceous shallow water volcano-sedimentary sequence, crosscut by Middle to Upper Cretaceous intrusions of the Peruvian Coastal Batholith. Previous workers interpreted the deposit as a volcanogenic massive sulfide, whereas others favored a skarn type mineralization. New field and laboratory evidences indicate that the Raul-Condestable deposit can be attributed to the iron oxide-Cu-Au class.

Mineralization is predated by andesite-dacite porphyritic dikes and sills followed by a small granodiorite stock which is cut by dolerite dikes in originally subvertical fractures that grossly follow the NNW Andean trend. Most of the ore replaces porous (tuffs, volcanic breccias) or chemically reactive (limestone) beds and was generated by hydrothermal fluids flowing laterally from NE and NW

trending veins.

Alteration and ore assemblages display the following sequence: 1) albite and scapolite (marialite); 2) Ca-amphiboles; 3) hematite-magnetite (\pm quartz-feldspar-sericite-chlorite), with widespread pseudomorphic replacement of hematite by magnetite; 4) main sulfide stage with chalcopyrite-pyrite-pyrrhotite (\pm molybdenite-sphalerite-galena-quartz-chlorite-sericite); 5) late minor carbonate-sulfide stage with calcite-pyrite-sphalerite-galena-marcasite-bravoite-chalcopyrite. Whole rock geochemistry on andesite-dacite porphyry samples shows that stage 1 is accompanied by Na-metasomatism (up to 8% Na_2O) and moderate MgO enrichment. Unlike in other iron oxide-Cu-Au deposits (e.g. Candelaria, Salobo), no strong K-metasomatism is recognized. Very saline fluid inclusions with halite and sylvite crystals occur in stages 3 and 4 quartz. Late stage calcite still display salinities up to 38 wt % NaCl eq., with most values around 13 wt % NaCl eq. Presence of vapor inclusions suggest boiling in this last stage. NE dextral wrench faults and subsequent tilting of 30° to 40° to the SW postdate mineralization.

GSA Annual Meeting, November 5~8, 2001

Controls on hydrothermal Fe-oxide-Cu-Au-Co mineralization at the Guelb Moghreïn deposit , Akjoujt area , Mauritania

The Guelb Moghreïn Fe-oxide-Cu-Au-Co deposit , with a total resource of 23.6 Mt at 1.88% Cu , 1.41×10^{-6} Au , and 143×10^{-6} Co , is hosted by an extensive metacarbonate body . However , it is restricted to up to 30 m wide tabular breccia zones developed parallel to discrete shear zones that transect the host metacarbonates . The Fe-Mg clinoamphibole-chlorite schists represent up to 1 m thick interlayer metasediments and localized viscous shearing in these shear zones . Siderite of the metacarbonate body was deformed into a breccia and was replaced by an ore and alteration assemblage comprised of Fe-Mg clinoamphibole , magnetite , pyrrhotite , chalcopyrite , graphite , Fe-Co-Ni arsenides , arsenopyrite , cobaltite , uraninite , and Bi-Au-Ag-Te minerals . In contact with wall rock amphibolites , the metacarbonate body is enveloped by an alteration halo up to 40 m wide , consisting of biotite , actinolite , grunerite , chlorite , calcite , albite , and quartz . The Guelb Moghreïn ore body is structurally controlled by shear zones that developed in the footwall of a regional thrust zone . This thrust separates greenschist facies quar-

tz-sericite schists and biotite-garnet-quartz schists of the Sainte Barbe volcanic unit in the hanging wall from amphibolite facies metavolcanic rocks , metacarbonates , and the Guelb Moghreïn ore body of the Akjoujt metabasalt unit in the footwall . Peak temperatures of the latter unit are estimated by hornblende-plagioclase thermometry at $(580 \pm 40)^\circ\text{C}$. Thrusting was retrograde for the Akjoujt metabasalt unit , but prograde for the Sainte Barbe volcanic unit at P - T conditions of about $(410 \pm 30)^\circ\text{C}$ and 2 ~ 3 kbar (garnet-biotite thermometry) . Structural and petrological evidences suggest that the ore fluids migrated along the shear zones and reacted with the siderite in the metacarbonate . This evolution and the setting of Guelb Moghreïn in the fold-and-thrust belt of the Pan-African to Variscan Mauritanides (Mauritania , West Africa) resemble Proterozoic Fe-oxide-Cu-Au-Co deposits such as examples from the Tennant Creek and Mount Isa Inliers , Australia .

Mineralium Deposita , Published online : 21 March 2006

Geology , geochemistry , fluid inclusion characteristics , and U-Pb age studies on iron oxide-Cu-Au deposits in the Kolari region , northern Finland

Several iron oxide-copper-gold deposits are known in the Kolari region , in the western part of the Central Lapland greenstone belt , northern Finland . They are hosted by clinopyroxene-dominated skarns that were formed near to contact zone between ca . 1 860 Ma Haparanda Suite intrusions and $> 2\,050$ Ma Savukoski Group supracrustal rocks . All deposits are located within or next to shear and fault zones forming parts of the major , NNE-trending , Kolari shear zone . Three of the Fe-Cu-Au deposits , Kuervitikko , Cu-Rautuvaara , and Laurinoja were studied ; all contain significant amounts of Cu (0.1% to 4.5%) and Au ($0.1 \times 10^{-6} \sim 6.6 \times 10^{-6}$) . At Laurinoja and Kuervitikko , Cu and Au are hosted by ironstone and skarn . At Cu-Rautuvaara , the host rock is a magnetite-disseminated albitite . The deposits have a distinct metal association of Fe-Cu-Au \pm Ag , Bi , Ba , Co , Mo , Sb , Se , Te , Th , U , LREE . The wall and host

rocks are intensely altered and display a deposit-scale zonal pattern . The distal alteration zone is characterised by albite \pm biotite , K-feldspar , and scapolite and the proximal zone by clinopyroxene-magnetite \pm amphibole , scapolite , calcite , and sulphides . Mass balance calculations indicate that Al_2O_3 , TiO_2 , and Zr were immobile during alteration . The calculations also indicate that significant quantities of Fe_2O_3 , CaO , CO_2 , S , Cu , Au , Bi , and Te were added to the proximal altered rocks . The main gains in the distal altered rocks are in Na_2O , K_2O , and Ba . Fluid inclusion data suggest that the fluids which circulated in the rocks during the main mineralisation event and subsequent brittle fracturing were highly saline (≤ 56 wt % NaCl) $\text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2$ fluids . The temperature during the main mineralisation event was between 450 and 550 $^\circ\text{C}$ and the pressure was 1.5 to 3.5 kbar .

Based on U-Pb age data of magmatic zircon from al-

tered hanging wall diorite and granite that brecciates the ore, the age of the deposits is between $1\,864 \pm 5$ and $(1\,766 \pm 5)$ Ma. The $(1\,797 \pm 5)$ Ma age of zircon in skarn, combined with the 1 810 to 1 780 Ma ages of the metamorphic titanite in altered wall rocks and skarn, suggest that the deposits were most likely formed ca. 1 800 Ma. This age has been interpreted to be broadly contemporaneous with the D_3 thrusting event in the Kolari region during which the Kolari shear zone was activated.

The data presented in this work are inconsistent with previously proposed models for the Kolari deposits that

they are metamorphosed syngenetic iron formations, or skarns related to ca. 1 860 Ma monzonite intrusions. Instead, we propose that the Kolari Fe-Cu-Au deposits are of metasomatic replacement-type, and are controlled by the Kolari shear zone structures related to post-peak metamorphic D_3 thrusting event in northern Finland. Our data suggest that the Kolari deposits best fit into the category of epigenetic iron oxide-copper-gold mineralisation.

Ore Geology Reviews, Published online: 19 January 2006

Regional-scale Proterozoic IOCG-mineralized breccia systems : examples from the Wernecke Mountains , Yukon , Canada

A large scale Proterozoic breccia system consisting of numerous individual breccia bodies, collectively known as Wernecke Breccia, occurs in north-central Yukon Territory, Canada. Breccias cut Early Proterozoic Wernecke Supergroup sedimentary rocks and occur throughout the approximately 13 km thick deformed and weakly metamorphosed sequence. Iron oxide-copper-gold \pm uranium \pm cobalt mineralization is associated with the breccia bodies and occurs as veins and disseminations within breccia and surrounding rocks and locally forms the breccia matrix. Extensive sodic and potassic metasomatic alteration occurs

within and around breccia bodies and is overprinted by pervasive calcite and dolomite/ankerite, and locally siderite, alteration, respectively. Multiple phases of brecciation, alteration and mineralization are evident. Breccia bodies are spatially associated with regional-scale faults and breccia emplacement made use of pre-existing crustal weaknesses and permeable zones. New evidence indicates the presence of metaevaporitic rocks in lower WSG that may be intimately related to breccia formation. No evidence of breccia-age magmatism has been found to date.

Mineralium Deposita, 2005, 40 (5)

Geophysical and petrophysical study of an iron oxide-copper-gold deposit in northern Sweden

A geophysical-petrophysical study has been performed in an area WSW of the city of Kiruna, northern Sweden. The sub-regional tectonic setting is dominated by two important shear zones, which define the boundary of a granitic body. Many Cu-Fe-occurrences are located in proximity of faults related to these major deformation zones. Particular attention has been given to the Tjårrojåkka iron oxide-copper-gold (IOCG) deposit. Here the bedrock is characterised by intermediate to mafic meta-volcanics, metamorphosed intermediate to mafic dykes, and gabbroic-dioritic intrusions of Svecofennian ages ($1.96 \sim 1.75$ Ga). The major Cu- and Fe-occurrences are hosted by the meta-andesites. The aim of the study is to put the deposits into a tectonic framework and test exist-

ing hypotheses for their occurrences.

Glacial deposits cover almost the entire area, leading to a scarcity of outcrops and inferring that geophysical data are fundamental for geological understanding. In addition to this, petrophysical analysis is vital for the interpretation of geophysical data (gravity, airborne magnetics and radiometrics, very low frequency) and for the definition of geophysical signatures of the deposits. The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) was also studied for the tectonic analysis. More than 150 oriented samples were collected in a number of outcrops along a profile intersecting the major structures in the Tjårrojåkka area.

From the airborne magnetic data, two major linear features are interpreted as deformation zones. The strike

of these deformation zones is approximately NW—SE and EW, respectively. The same trends have been defined from other geophysical data such as airborne VLF and ground gravity data. A third important structural trend striking SW—NE has been defined by K/Th data and ground magnetic data. Very good agreement has been found between geophysical lineaments and AMS directions. Magnetic foliations determined by AMS measurements confirm the existence of three major trends in the study area: SW—NE, EW and NW—SE. The major Fe-orebody shows approximately a SW—NE strike direction as defined from ground magnetic data. This is parallel to the strike of magnetic foliation determined in outcrops 1 km NW of the deposit. The epigenetic nature of the Cu and Fe occurrences in Tjäröjåkka and their spatial relationship with deformation zones suggest a connection between the formation of the deposits and a tectonic event.

A later tectonic episode resulted in EW trending deformation in the central area, affecting the orebodies themselves. Other, probable, compressive deformations have been indicated from petrophysical and geophysical analyses.

Thermomagnetic measurements indicate that Fe-oxides (Ti-magnetite) are common in the area, while Fe-sulphides are almost absent. Multi-domain magnetite has been identified as the most common Fe-oxide in different rock types, while an unstable magnetic mineral has been detected in metamorphosed volcanics. A good spatial correlation has been observed between Cu-deposits and high K/Th values from radiometric data, values that are expressions of potassic alteration.

Ore Geology Reviews, Published online: 12 September 2005

The Salobo iron oxide-copper-gold hydrothermal system , Carajás mineral province , Brazil

The Salobo iron oxide-copper-gold deposit (estimated reserves at 789 Mt @ 0.96% Cu, 0.52×10^{-6} Au; Souza & Angelim, 2000), northern Brazil, is hosted by the Archean Salobo Group. It is formed by a sequence of amphibolites, banded iron formations, metagraywackes, and quartzites, deposited in a trondhjemitic basement where a continental rift basin was developed. These rocks were affected by ductile-brittle shear zones between 2 581 and 2 551 Ma (Machado et al., 1991). Predominantly Fe-K hydrothermal alteration is associated with the ore stage. In host amphibolites, an intense alkali metasomatism is expressed by incipient Na-alteration with superposed K-alteration. K-feldspar, biotite, and oligoclase are the main alteration minerals. A significant increase in the FeO content (up to 35 wt%) accompanied the alkali metasomatism in amphibolites and was marked by the replacement of Ca-amphibole by Fe-Mg amphibole. The Salobo host “iron rocks” and metagraywackes also underwent important high temperature K-Fe alteration. Areas affected by strong K-Fe metasomatism host most of the copper-gold mineralization (Requia and Fontboté, 1999, 2000). Principal ore assemblages are magnetite-bornite-

chalcocite and magnetite-bornite-chalcopyrite, with magnetite dominant. The iron oxide copper-gold ore shows elevated concentrations of Ag, U, Co, As, Mo, F, and LREE. Trace and REE geochemistry shows fundamental differences between the magnetite-rich “iron rocks” and the barren banded iron formations. Fluid inclusion data for quartz veins and apatite associated with the copper-gold ore in iron-rich rocks indicate the involvement of high temperature, highly saline fluids in the deposit formation. Sulfur isotope analyses of chalcopyrite and bornite show $\delta^{34}\text{S}$ values ranging from 0.2‰ to 1.6‰. The calculated $\delta^{18}\text{O}$ of the ore-stage fluids at 485 °C (temperature from fluid inclusions, isotope ratios from magnetite) ranges from 6.6‰ to 12.1‰, with a strong mode at 7‰. These stable isotope data and the very saline fluid inclusions suggest an important magmatic component of the fluid. Preliminary results of Re-Os and Pb-Pb geochronology in sulfides (molybdenite, resp. chalcopyrite and bornite) and magnetite indicate an Archean age (around 2 550 Ma) for the Salobo mineralization (Requia et al.).

GSA Annual Meeting, November 5~8, 2001

编者按：到目前为止，国内已被地学界公认的铁氧化物型铜-金矿床只有四川会理拉拉矿床，所以编者将有关文章汇集，目的是使读者充分认识该类矿床的特征。

中国首例铁氧化物-铜-金-铀-稀土型矿床的厘定及其成矿演化

李泽琴¹，胡瑞忠²，王奖臻^{1,2}，刘家军²，李朝阳²，刘玉平²，叶霖²

(1. 成都理工大学，四川 成都 610059；2. 中国科学院地球化学研究所 矿床地球化学开放研究实验室，贵州 贵阳 550002)

铁氧化物-铜-金-铀-稀土型矿床是近年来国际上确立的一种新的矿床类型 (M.W.Hitzman)。由于其规模大、可利用的有用元素多，因此成为矿业界的研究热点和找矿勘探的重要目标。迄今在澳大利亚、巴西、加拿大、美国等国相继发现了这类矿床，但是我国仍未见有该类矿床的报道。

拉拉矿床以前被认为属于块状硫化物型铜矿床，铜总储量超过 100 万 t，规模居四川省之冠。最近笔者对该矿床进行了再研究，认为它应属铁氧化物-铜-金-铀-稀土型矿床，矿床的形成经历了火山喷发和变质热液叠加 2 个阶段。

1 拉拉矿床类型的归属

1992 年 Hitzman 等总结了包括澳大利亚的奥林匹克坝、加拿大的沃尔耐克山 (Wernecke Mountain) 和瑞典的基鲁纳铁矿在内的全球数十个大型铜 (铁) 矿床特征后，发现这些矿床具有以下共同的特性：1) 矿石中金属矿物以铁氧化物 (磁铁矿和/或赤铁矿) 为主，而铁硫化物的含量较低，一般为铁氧化物的 1/2~1/10，基本不含铅锌的硫化物；2) 除 Fe 和 Cu 外，矿床中富集的元素有 Au, Ag,

U, REE, Mo 和 Co 等；3) 矿石中常含磷灰石、萤石与菱铁矿等富含 P, F 和 CO₂ 的矿物；4) 矿石以浸染状构造为主；5) 伴随矿化作用发生强烈的碱交代，尤以钠交代为特征。

拉拉矿床位于扬子地台西缘，西临绿汁江大断裂，在古、中元古代属于大陆裂谷环境。围岩主要为元古宇河口群落组钠长石岩和石榴子石黑云母片岩，原岩为变质火山岩。矿石分为钠长岩型和黑云母片岩型，矿物含量分别为磁铁矿 7.49%，4.25%；黄铁矿 4.69%，0.47%；黄铜矿 2.54%，1.85%；辉钼矿 0.006%，0.06%；磷灰石 3.86%，3.17%；暗色矿物 18.29%，39.19%；浅色矿物为 63.13%，51.01% (以 2 000 g 样品统计；浅色矿物中含少量独居石)。矿化特征：金属矿物以磁铁矿为主，2 类矿石磁铁矿的含量都大于黄铁矿；出现大量碳酸盐矿物、萤石和磷灰石；除 Fe, Cu 矿化外，还伴生有 Au, Ag, REE, Mo, Co, P 和 F 矿化，其中 Au, Co, Mo 矿化达中型规模；围岩蚀变以钠长石化为主；矿石构造以浸染状和条纹状为主。由此可见拉拉矿床应属于铁氧化物-铜-金-铀-稀土型矿床，而不是块状硫化物矿床 (表 1)。

表 1 拉拉矿床与铁氧化物-铜-金-铀-稀土矿床和块状硫化物矿床特征对比

矿床类型	铁氧化物	铁的硫化物	铅锌硫化物	矿石构造	w (Cu) /%	伴生元素	蚀变类型
铁氧化物-铜-金-铀-稀土	主要金属矿物	少量—微量	微量	浸染状、角砾状	0.5~1.6	Au, Ag, REE, U, Mo, Co, Nb, P	钠化、钾化、碳酸盐化、萤石化
拉拉	磁铁矿为主要金属矿物 (> 10%)	少量 (平均 2%)	罕见	浸染状、条纹状	0.92	Au, Ag, REE, Mo, Co, P	钠长石化、黑云母化、萤石化、碳酸盐化
块状硫化物	少量，且仅局部出现	大量出现，主要金属矿物	主要经济矿物，可达 10%	块状、细脉状、网脉状	0.8~2.2	Pb, Zn, Ag, Se, Bi, Gd, Co, Ni	硅化、绢云母化、绿泥石化

2 矿床地质特征及成矿演化

拉拉矿床由落函、落东、李家村和石龙 4 个矿

段组成。磁铁矿-黄铜矿 (Mo, Co, Au, REE) 矿体呈似层状和透镜状；长数百米至千余米，最长 1 960 m；厚 5~10 m，最厚 26 m。矿体总体走向

NWW—EW，倾向 SSW—S，倾角 15~30°。矿体产状与围岩片理基本一致。矿石矿物以磁铁矿为主，其次有黄铁矿与黄铜矿，少量含稀土磷灰石、辉钼矿、斑铜矿以及微量的自然金、独居石、氟碳铈矿和赤铁矿。矿石构造以浸染状和条纹状为主。

磁铁矿早期为区域变质成因，晚期为热液成因。前者呈他形晶，分布于变质矿物之间或包裹于石榴子石变斑晶内；后者则呈八面体自形晶产于脉中，与黄铜矿等热液矿物共生。变质磷灰石呈他形或半自形，长轴平行岩石片理走向，稀土元素含量高，总量可达 7%，X 荧光下呈桔红色；热液磷灰石呈半自形六方柱状分布于热液矿脉中，与热液磁铁矿和硫化物共生，稀土含量一般不超过 1%，X 荧光下呈灰蓝色。区域变质成因的稀土矿物主要为独居石、磷钇矿和褐帘石，热液成因的为氟碳铈矿、氟碳钙铈矿及包裹于萤石中的针状磷钇矿。黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿等硫化物为热液成因。矿物生成顺序见图 1。

综上所述，拉拉矿床有 2 个形成期：第一期区域变质成矿期，形成磁铁矿和磷灰石，伴有稀土矿化；第二期热液成矿期，形成铜、钼、钴、金矿化与黄铁矿化，并发生磁铁矿和稀土矿物的改造再沉淀，伴随广泛的钠长石化、萤石化、黑云母化和碳酸盐化。热液作用期间伴随的强烈构造应力使热液以渗透交代为主要成矿方式，致使铜铁硫化物定向

排列，形成具条纹状和条带状构造的铜矿石。

上述 2 阶段成矿论还得到下列事实的支持。1) 磁铁矿-磷灰石矿化与黄铜矿-辉钼矿矿化在空间上分离。即除了在铜矿化带中有铁矿化外，区域上还有许多同期同层位的火山-变质型铁矿床，如李家坟磁铁矿床、官地磁铁矿床等。在拉拉矿带铁矿化的范围也比铜矿化大，且有“上铜下铁”的变化趋势。此外河口群变质火山岩中普遍含有尘点状与纹层状磁铁矿，含量（体积）一般为 10%~20%，铁丰度为克拉克值的 2~4 倍。但是这些岩石中铜的含量并不高，铜丰度为 140×10^{-6} ，仅为地壳克拉克值的 2 倍多。说明在河口群分布地区，火山喷发变质时主要富集铁，而铜成矿应属后期叠加。2) 4 个辉钼矿样品采自落鹵、落东以及石龙矿区，应用 Re-Os 法测得表面年龄分别为 $1\,005 \pm 1$ ， $1\,001 \pm 1$ ， 983 ± 1 和 (928 ± 1) Ma，表明铜-钼矿化年龄为 1 Ga 左右。而河口群原岩和变质时代分别为 1.6~1.7 和 1.2 Ga。可见铜矿化远比河口群原岩形成和变质晚，是一次独立的地质事件。3) 矿石多项分析表明，矿床中 Cu-Mo，Cu-Au，REE-P 呈显著正相关，而 Cu-REE 不具相关性（图 2）。且矿石中磁铁矿与黄铜矿含量互为消长；反映 Cu-Mo，Cu-Au 为同一期矿化，而 Fe-REE-P 为另一期矿化。

矿 物	区域变质期	热液作用期	
		阶段1	阶段2
白云母			
角闪石			
铁白云石			
钾长石			
钛铁矿			
磁黄铁矿			
钠长石			
磷灰石			
电气石			
磁铁矿			
石榴子石			
金红石			
独居石			
氟碳铈矿			
黑云母			
菱铁矿			
阳起石			
辉钼矿			
斑铜矿			
绢云母			
自然金			
自然银			
碲铋矿			
辉钴矿			
白云石			
萤石			
石英			
黄铜矿			
黄铁矿			
方解石			
绿泥石			

图 1 拉拉铁氧化物-铜-金-钼-稀土矿床矿物生成顺序

粗线为主要矿物，细线为次要矿物，虚线为微量矿物

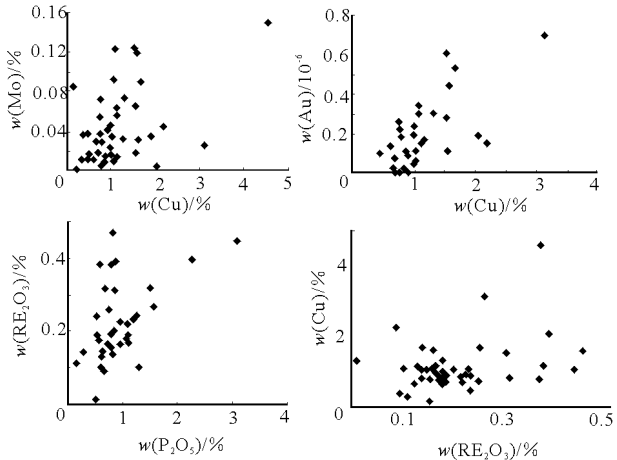


图 2 拉拉铁氧化物-铜-金-钼-稀土矿床 Cu-Mo，Cu-Au，RE₂O₃-P₂O₅，Cu-RE₂O₃ 相关图

综上所述，可以得出如下结论：1) 拉拉矿床的地质特征与铁氧化物-铜-金-钼-稀土矿床完全一致，而与块状硫化物型铜矿床的相差很大，因此它应归属于铁氧化物-铜-金-钼-稀土型矿床。2) 拉拉矿床至少经历了 2 期次的成矿作用。早期为区域变质成矿作用，晚期为热液成矿作用；早期形成 Fe-REE-P 矿化，晚期为 Cu-Mo-Au-Co-(U) 矿化。

摘自《矿物岩石地球化学通报》2002 年第 4 期

四川省拉拉铜矿床含金性及金的赋存状态研究

孙 燕¹, 李承德¹, 冯祖杰²

(1. 成都理工学院, 四川 成都 610059; 2. 河南地矿局第四地质队, 河南 南阳 450000)

拉拉铜矿床自 20 世纪 50 年代末期发现并建设投产以来, 至今已开采 30 余年。矿山除生产铜外, 还向国家提交了大量的铜、钼、铁等矿产品。在生产过程中早已发现矿床中伴生有许多贵金属, 如金、银等。但由于缺乏系统、仔细的研究, 对其分布规律以及赋存状态均不清楚, 以至造成金在生产过程中无法回收利用, 使其大量流失, 给矿山经济及资源造成严重损失。笔者通过对该矿床矿石组构特征及金的分布规律, 赋存状态研究, 基本搞清了自然金在矿床中的分布规律及赋存状态等特征。其研究成果将对矿山资源的综合利用, 经济发展扩大再生产起到重要的指导意义。

1 矿床地质概况

拉拉铜矿床位于康滇地轴中段西缘。矿区内出露的地层主要为古元古界会理群河口组, 为一套火山沉积变质岩系, 同时也是主要的含矿建造, 工业矿体主要赋存于含矿建造的中上部。该区经历了多次的构造运动, 褶皱、断裂发育, 主要构造线方向可分为 NW, SN 和 NE 向 3 组。SN, NE 向构造叠加于早期形成的 NW 向构造之上, 形成矿区内复杂的构造格局。岩浆活动主要表现为会理期 (1 700 Ma) 火山岩浆活动, 其产物是河口组地层的主要组成部分, 与矿床关系密切。矿体的产出明显受地层层位和岩性的控制, 形态以似层状为主, 矿体与围岩产状基本一致, 且与围岩呈渐变过渡的关系。

矿石构造常常是成矿地质作用的直接记录, 成矿作用的多期性、复杂性造成了矿石构造的多样化。矿石中以浸染状、条带状、脉状、网脉状构造为主, 部分矿石为块状、角砾状构造等。矿石结构主要可分为结晶作用形成的自形、半自形晶结构, 共边结构及交代作用形成的一系列交代残余结构。矿石成分以金属硫化物为主, 其次有铁、钛的氧化物, 金银自然元素及含铂族元素的碲化物。

2 矿床的含金性

2.1 不同类型岩石的含金性

矿区内各类型岩石普遍不同程度含金, 根据 36 件不同类型岩石样品组合分析, 其结果 (表 1) 表明, 片岩类岩石含金性较好, 金含量远高于变粒岩类岩石, 其中尤以各类黑云母片岩含金性稳定, 石榴子石黑云母片岩含金性较差。变粒岩类 14 件样品平均 $w(\text{Au})$ 为 0.238×10^{-6} , 且金含量的高低与岩石中金属矿物的含量有直接关系; 同时, 金矿化与岩石中黑云母化的强烈程度也密切相关, 随着蚀变程度的增强, 岩石中金的含量也相应增高。

表 1 各类岩石矿石含金性分析结果

类 型	样品数	$w(\text{Au})/10^{-6}$		测试单位
		变化范围	平均值	
黑云母片岩	9	0.31~1.48	0.482	成都理 工学院 中心实 验室
白云母石英片岩	2	0.095~0.14	0.117	
石榴子石黑云母片岩	3	0.069~0.093	0.085	
黑云母钠长片岩	4	0.10~8.39	2.275	
萤石化黑云母片岩	4	0.25~0.72	0.56	
磁铁石英钠长岩	3	0.066~0.45	0.245	
阳起石化钠长变粒岩	1	0.19	0.19	
石英钠长变粒岩	3	0.039~0.39	0.164	
层纹状石英钠长岩	4	0.053~0.94	0.388	
钠长变粒岩	3	0.094~0.24	0.124	
矿 石 类 型		$w(\text{Au})/10^{-6}$		测试单位
碳酸盐-石英-硫化物脉状矿石		0.41		拉拉铜矿 化实验室
碳酸盐-石英-硫化物脉状矿石		0.274		
黑云母-石英-硫化物脉状矿石		0.274		
黑云母-石英-硫化物脉状矿石		3.28		
块状黄铁矿矿石		0.274		
条带状萤石化硫化物矿石		0.411		
浸染状黄铜矿矿石		1.44		
块状黄铜矿矿石		2.06		
浸染状黄铁-黄铜矿矿石		0.206		
条带状硫化物矿石		0.343		
条纹浸染状黄铜矿矿石		0.206		

2.2 各类矿石的含金性

根据 11 件矿石组合样品含金性分析 (表 1) 可见, 金的含量波动较大, 矿化显示出明显的不均匀性, 表现出局部富集的特征。其中块状黄铜矿矿石、浸染状黄铜矿矿石、黑云母-石英-硫化物脉状矿石的金含量均大于 1×10^{-6} 。同时, 金矿化与成矿主元素铜的富集密切相关, 黄铜矿含量高的矿石, 金含量相应也高 (表 2)。

表 2 矿石化学成分分析结果

$w(B)/\%$

成分	浸染状 黄铁-黄铜矿石	浸染状 黄铁-黄铜矿石	条带状 黄铁-黄铜矿石	条带状 黄铁-黄铜矿石	条纹-浸染状 黄铜矿石	条纹-浸染状 黄铜矿石	浸染状 斑铜矿石
SiO ₂	34.82	55.96	32.49	38.30	39.91	49.48	30.32
TiO ₂	0.60	0.37	0.92	0.73	1.49	1.27	0.48
Al ₂ O ₃	7.35	8.06	6.67	6.96	8.95	11.00	6.11
TFe	13.09	12.14	25.21	17.35	19.66	14.72	14.62
CaO	13.17	4.60	2.29	7.32	4.67	3.16	24.12
MgO	2.39	0.64	1.16	1.58	2.11	1.70	1.92
Na ₂ O	2.51	3.76	1.14	0.30	0.16	0.48	2.94
K ₂ O	0.63	0.17	1.53	4.09	3.44	4.41	0.29
P ₂ O ₅	1.27	3.07	1.56	2.27	0.83	0.57	0.77
MnO	0.54	0.09	0.23	0.54	0.65	0.27	0.29
Cu	0.88	1.07	3.12	2.05	1.57	0.76	4.55
Co	0.052	0.055	0.165	0.056	0.029	0.011	0.002
Au ¹⁾	0.103	0.339	0.699	0.192	0.44	0.257	2.609
Ag ¹⁾	1.28	0.86	2.15	1.62	1.28	0.69	2.56
Mo	0.012	0.009	0.025	0.002	0.119	0.054	0.18
S	6.07	4.10	15.44	6.19	2.90	1.09	3.26
Se	0.03	0.005	0.01	0.04	0.01	0.03	0.06
Te	0.001				0.004		0.006
Ba	0.01	<0.01	0.03	0.07	0.04	0.12	0.01
As	0.013	0.008	0.028	0.012	0.016	0.002	0.002
V	0.004	0.004	0.005	0.005	0.01	0.003	0.007
Ni	0.024		0.044	0.039			
Zr	0.05	0.06	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03
F	0.17	0.25	0.27	0.31	1.29	0.15	1.40
Ga	0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.001	0.001	
Rb ¹⁾	0.041	0.032	0.071	0.014	0.033	0.17	0.99
U	0.001	0.001	0.001	0.000	0.006	0.003	0.002
ThO ₂	0.003	0.005	0.002	0.004	0.001	0.002	0.002
RE ₂ O ₃	0.24	0.45	0.27	0.40	0.47	0.38	0.38

资料来源：攀西地质大队，1983；1) $w(B)/10^{-6}$

3 自然金及载金矿物特征

3.1 自然金特征

通过大量矿石光片的镜下鉴定，结合电子探针分析，扫描电镜研究，得知矿石中的金主要以自然金或含银自然金形式产出。自然金的颗粒比较细小，粒径变化范围为 2~34 μm，按粒级分类属于显微金。形态以不规则状为主，呈他形粒状、片状、枝状及浑圆状等形态。镜下反射色为金黄色，均质性、低硬度且擦痕发育。

自然金的成分据电子探针分析（表 3），其成色变化范围为 873.66~994.40，平均成色为 924.44，金的成色较高，杂质含量低，这可能与金的形成经历了多次成矿作用有关。

3.2 载金矿物特征

通过研究查明矿床中主要的载金矿物有黄铜矿、黄铁矿、叶碲铋矿。为了对自然金在矿石中的赋存状态有进一步的了解，笔者对主要载金矿物的特征做了较为详细的工作。

表 3 自然金电子探针分析结果

样号	$w(B)/\%$		成色
	Au	Ag	
矿 14-4	99.43	0.56	994.40
矿 14-8	97.26	2.73	972.70
矿 14-7	96.44	3.54	964.59
M166-3	93.91	6.06	939.38
矿 14-2	92.12	7.86	921.38
矿 14-5	91.15	8.85	911.50
矿 14-35	90.07	8.95	909.61
矿 14-3	90.70	9.26	907.36
矿 14-9	90.13	9.85	901.48
矿光-4	90.06	9.92	900.78
矿 14-6	89.64	10.35	896.49
矿 14-1	87.34	12.63	873.66

注：由原地质矿产部综合利用研究所卢文全测试

3.2.1 黄铜矿 为矿区内主要的工业矿物，也是主要的载金矿物，有半自形晶粒状和他形粒状集合体 2 种类型。在碳酸盐、石英脉中的黄铜矿常呈半自形晶粒状产出，单矿物粒度一般为 0.1~0.3 cm，个别晶体可达 1 cm。在层状、似层状矿体中的黄铜矿多以他形粒状集合体产出，与非金属矿物构成浸

染状或条带状矿石，且黄铜矿常沿围岩片理方向定向排列，具拉长现象。

在扫描电子显微镜下（2 500×）对黄铜矿进行含金分布扫描观察，除了在自然金部位发现有 Au，Ag 密集显示外，其他部位均无 Au，Ag 富集现象，说明黄铜矿中自然金以包裹体金为主要赋存形式。笔者对黄铜矿成分进行了化学分析（表 4），黄铜矿单矿物中金含量也不高，从而也证实金在黄铜矿中

的其他赋存方式不多见，且分布不均匀。

3.2.2 黄铁矿 在各类型矿石中都非常普遍，除为重要的载金矿物外，也是区内主要含钴矿物。按自形程度、晶形及粒度大小可分 2 种类型：一种粒度为 0.2~2 mm，常呈自形立方体晶形，含金性较差，因脆性常具压碎现象，裂隙被后期硫化物所充填交代。另一种黄铁矿呈细粒，他形粒状，晶形为立方体和五角十二面体，含金性较好。

表 4 黄铜矿、黄铁矿的化学成分 w (B) /%

矿物名称	Co	Ni	Mn	Se	Zn	Pb	As	w (B)/10 ⁻⁶		Cu	Fe	S
								Au	Ag			
黄铜矿	0.01	0.014	0.004		0.019	0.002 5	0.001 2	2.80	18.75	37.508	29.130	32.495
	0.13	0.038	0.003		0.019	0.009	0.028 5	8.00	17.50	36.715	28.329	33.770
	0.03	0.013	0.004		0.019	0.000 9	0.000 8	3.16	13.63	35.523	39.155	33.928
	0.13	0.040	0.012		0.020	0.000 5	0.022 8	0.93	9.38	36.244	28.541	34.209
	0.03	0.022	0.005		0.021	0.001 1	0.000 0	5.08	2.75	35.940	27.032	35.768
	0.22	0.032	0.013		0.019	0.001 3	0.174 4	0.79	22.25	36.139	29.464	33.551
黄铁矿	0.02	0.020	0.006		0.010	0.000 5	0.004 0	2.76	2.63	35.364	30.366	32.956
	0.145	0.104		0.172	0.002	0.001	0.000	5.71	6.7	0.009	45.06	54.82
	1.145	0.353		0.206	0.000	0.001	0.312	0.00	0.1	0.795	42.89	53.17
	0.86	0.013		0.008	0.002	0.003	0.000	1.09	8.2	0.112	44.15	53.02
	1.443	0.000		0.136	0.036	0.003	0.108	0.10	0.2	0.000	45.30	53.16
	0.121	0.895		0.024	0.000	0.002	0.000	1.96	0.1	0.305	45.95	53.29
	0.159	0.002 5		0.000	0.029	0.001	0.033	3.38	0.4	0.000	44.95	53.95
	0.069	0.201		0.160	0.03	0.002	0.379	3.66	0.6	1.093	43.92	53.32
	2.44	0.000		0.013	0.000	0.001	0.000	1.03	0.6	2.512	42.14	53.60

资料来源：四川省地质矿产局 403 地质队

在 1 800 倍扫描电子显微镜下观察，自然金常与叶碲铋矿连生，被黄铁矿包裹。扫描观察黄铁矿光面，Au，Ag 除在自然金所在位置有密集显示外，其他位置均无显示，说明黄铁矿中金的赋存状态以显微包裹体金为主。同时根据黄铁矿的单矿物化学成分测定（表 4），其中金的含量也较低。说明黄铁矿中基本不存在金的其他赋存型式。

3.2.3 叶碲铋矿 是重要的载金矿物，同时也是主要的含银矿物。自然金常与叶碲铋矿连生，被叶碲铋矿所包裹。据扫描电子显微镜观察，银主要以自然银的形式分布在叶碲铋矿颗粒边缘或呈细小颗粒包裹于叶碲铋矿中。

4 金的赋存状态

拉拉铜矿床中自然金在矿石中的存在形式，据与其共生或伴生矿物间的关系，可分以下几种。

4.1 包裹体金

自然金呈细小的颗粒，被黄铜矿、黄铁矿、黑云母、石英等矿物所包裹。

黄铜矿中的包裹体金，自然金呈单体状或与叶

碲铋矿、碲银矿紧密共生，被黄铜矿所包裹。单体自然金成色为 900.78，与碲化物共生的自然金成色为 873.66，银含量相对较高。

黄铁矿中的包裹体金，多数自然金呈不规则的单体被黄铁矿包裹，少数金与叶碲铋矿连生，同时被黄铁矿包裹，金成色为 909.61。

造岩矿物中的包裹体金，含金的造岩矿物主要有石英、黑云母。石英中的包裹体金呈单体直接被石英所包裹，金成色测定为 939.38~994.40。黑云母中的自然金均呈单体，其形态呈长条状沿黑云母解理面或晶面分布，成色为 901.48。

包裹体金是矿床中金的主要存在形式，载金矿物种类较多，具体情况多样，主要特征见表 5。

表 5 包裹体金的特征

自然金特征	黄铜矿	黄铁矿	石 英	黑云母
形 态	长条状、浑圆状	角砾状、尖棱状	浑圆状、麦粒状、短柱状	树枝状、线状
颗粒大小/ μm	8~14	5~10	2~34	6.5~11
成 色	873.66~900.78	909.61	921.38~994.40	901.48
颗粒数	3	3	25	2
单体金数	2	2	23	2
连生矿物	叶碲铋矿、碲银矿	叶碲铋矿	黄铜矿	无

4.2 粒间金

指嵌布于同种或不同种矿物颗粒之间的自然金。其形态多为浑圆状,不规则状,平均成色 907.36。所发现的粒间金主要嵌布于石英与黑云母,黄铜矿与石英颗粒间。

4.3 裂隙金

有 2 种产出情况,一是自然金与黄铜矿一起沿早期形成的黄铁矿裂隙充填;另一情况是自然金呈细枝状沿造岩矿物的裂隙或裂纹充填。裂隙金的形态多为不规则状,其成色为 896.49~911.50。

5 结 论

1) 矿床中的金主要以自然金或含银自然金形式产出,金的成色较高 (873.66~994.40),这与

经历了多次成矿作用有关。

2) 自然金在矿石中的赋存状态有 3 种:包裹体金、粒间金和裂隙金,其中以包裹体金为主。其形态多样,粒度均较细小 ($2\sim 34\ \mu\text{m}$)。共生矿物组合为黄铜矿+黄铁矿+辉钼矿+自然金及黄铜矿+斑铜矿+辉铜矿+自然金。

3) 金的矿化极不均匀,矿石中金含量 $0.066\times 10^{-6}\sim 8.39\times 10^{-6}$,显示出局部富集的特点。各种类型岩石中,黑云母钠长片岩及萤石化黑云母片岩含金性最好,并且较稳定。

4) 金矿化与主元素 Cu, Mo 关系密切,与 Co 无关,同时自然金与碲化物常共生在一起,碲化物的发现对揭示矿床的成因具有重要的意义。

摘自《矿物岩石》1994 年第 2 期

拉拉铁氧化物-铜-金-钼-稀土矿床 Re-Os 同位素年龄及其地质意义

李泽琴¹, 王奖臻^{1,2}, 刘家军², 李朝阳², 杜安道³, 刘玉平², 叶琳²

(1. 成都理工大学, 四川 成都 610059; 2. 中国科学院地球化学研究所 矿床地球化学开放研究实验室, 贵州 贵阳 550002; 3. 中国地质科学院 岩矿测试技术研究所, 北京 100037)

拉拉铁氧化物-铜-金-钼-稀土矿床(王奖臻等, 2002; 前人称之为拉拉铜矿床)是我国西南地区久负盛名的铜-多金属矿床。鉴于其巨大的规模和独特的地质特征,曾引起人们广泛的兴趣。长期以来,有众多学者对其开展过多方面的研究。然而时至今日,有关矿床形成时代的认识仍众说纷纭,莫衷一是。归纳起来主要有 2 种观点:1) 认为矿床形成年龄约为 800 Ma (陈好寿等, 1992; 贺节明, 1980); 2) 认为矿床形成年龄约为 1 700 Ma; 笔者选择了矿床中常见的矿石矿物辉钼矿,采用 Re-Os 同位素法直接测定了矿床的形成年龄。

1 成矿地质背景

拉拉铁氧化物-铜-金-钼-稀土矿床(以下简称拉拉矿床)位于扬子地块西缘。矿区出露地层为中元古界河口群,以及三叠系白果湾组。工业矿体赋存于河口群上部的变质火山岩中。主要的含矿岩性为(磁铁矿)石榴黑云片岩、磁铁黑云片岩以及(磁铁矿)钠长变粒岩。矿区构造分为 NW, SN 和

NE 向 3 组。NW 向构造以 F₁ 断层为代表,它控制了矿带的展布方向。后 2 组构造分别以 F₂₇ 和 F₁₃ 为代表,它们构成了矿区的东西边界。矿区岩浆活动主要为晋宁期的基性岩浆侵入作用。拉拉矿床自西向东由落函、落东、李家村和石龙 4 个矿区组成。矿体呈似层状、透镜状以及脉状,产状与围岩片理基本一致。金属矿物以磁铁矿、黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿为主,其次有斑铜矿、辉铜矿、辉钴矿、赤铁矿等。非金属矿物有石英、黑云母、钠长石、萤石、方解石等。矿石的构造主要为浸染状和细脉状,以半自形晶粒状和交代结构为主。根据矿物共生组合及成生顺序可将成矿作用划分为 3 个阶段,即黑云母-磁铁矿阶段、石英-硫化物阶段和碳酸盐-硫化物阶段。辉钼矿主要形成于石英-硫化物阶段,并与黄铜矿等矿石矿物紧密共生。

2 Re-Os 同位素年龄

由于辉钼矿富含铼,几乎不含普通钼,其中的钼全部是由¹⁸⁷Re 衰变产生的¹⁸⁷Os,因此可根据辉钼

矿中铼、钨质量分数的准确测定计算其形成年龄。本次研究采集了4个辉钼矿样品,经人工双目镜下挑纯后,在中国地质科学院岩矿测试技术研究所铼钨同位素实验室用同位素稀释-等离子体质谱法,进行Re-Os同位素年龄测定。

2.1 分析方法

笔者采用碱熔法分解样品,该方法的优点在于可以防止分解过程中Os挥发损失,并使样品与稀释剂中的Re,Os同位素充分交换而达到平衡。

2.1.1 蒸馏Os 将分解好的样品溶液于105~110℃蒸馏50分钟,用10 mL水吸收蒸出的OsO₄。用等离子体质谱仪测定Os。实验表明,Os(Ⅷ)比其他低价Os的等离子体质谱测定的强度约增强50倍,从而更有利于Os的准确测定。

2.1.2 萃取Re 将蒸馏残液补加NaOH至5 mol/L,用丙酮萃取Re,弃掉水相,加入CHCl₃和水,反萃取Re到水相中,加热除去有机相,调解pH值为25,通过阳离子交换柱除去Na。流出液用于等离子体质谱仪测定Re。

采用上述流程,Re,Os回收率达90%以上,

Re和Os的空白值分别为0.07和0.01 ng。从质谱测定结果可以证实Re与Os均未发生同位素分馏。

2.1.3 质谱测定条件 测试分析在美国TJA公司生产的Plasma Quad等离子体质谱仪上进行。分辨率<0.6 μm,扫描质量范围:Re=184 191 μm,Os=183 194 μm。通道数512,每道停留时间100 μm/s,扫描次数500,每个样品测定5次。

2.2 分析结果

拉拉矿床的辉钼矿 $w(^{187}\text{Re})$ 和 $w(^{187}\text{Os})$ 及表面年龄列于表1。1)由Re-Os法所获得的矿床辉钼矿形成的Re-Os表面年龄为928~1 005 Ma,属于中元古代末期。2)单矿物辉钼矿中 $w(\text{Re})$ 和 $w(^{187}\text{Os})$ 较高,其变化范围分别为 $116 \times 10^{-6} \sim 126 \times 10^{-6}$ 和 $1 203 \times 10^{-9} \sim 1 229 \times 10^{-9}$ 。这些数值远高于斑岩钼矿床辉钼矿中 $w(\text{Re})$ 和 $w(^{187}\text{Os})$ 的平均值分别为 14×10^{-6} 和 22×10^{-9} ,而与碳酸盐脉型钼矿床的相近(分别为 152×10^{-6} 和 994×10^{-9})。由于Re为亲铜元素,Os为亲铁元素,因此辉钼矿中这2种元素的质量分数较高,反映了矿床的成矿物质来源于地球深部。

表1 拉拉铁氧化物-铜-金-钼-稀土矿床辉钼矿Re-Os同位素测试数据

样品编号	采 样 地 点	样品质量/g	$w(\text{B})/10^{-6}$		$w(^{187}\text{Os})/10^{-9}$	年龄/Ma ¹⁾
			Re	¹⁸⁷ Re		
La-21	落函露天采场 1085 平台	0.017 04	121.28(8) ²⁾	76.23(5)	1 282(1)	1 001(1)
La-59	落函露天采场 1085 平台	0.017 04	120.45(13)	75.71(8)	1 278(1)	1 005(1)
Ld-7	落东 1850 中段	0.015 40	115.88(13)	72.84(8)	1 203(1)	983(1)
Ld-14	落东 1850 中段	0.015 84	125.50(12)	78.88(8)	1 229(1)	928(1)

1) 年龄计算公式为 $T=1/\lambda [\ln(1+^{187}\text{Os}/^{187}\text{Re})]$, 其中¹⁸⁷Re的衰变常数 $\lambda=1.666 \times 10^{-11}$ 。2) 括号内数字为误差 σ , 包括质谱测定误差和稀释剂标定误差, 与最后一位数字或小数点最后一位数字对齐。

3 讨 论

3.1 成矿时代

利用Re-Os法定年,除了样品的化学处理方法正确外,其Re-Os必须是封闭体系,否则将会得出不真实的年龄数据。有关辉钼矿能否保持Re-Os同位素体系封闭的问题,目前尚存在争论。一些研究表明,辉钼矿的Re-Os同位素体系一般不受后期热事件和蚀变作用的影响;但也有一些研究者认为,如果辉钼矿经受了后期蚀变和(或)热事件的影响,可能会造成铼的丢失。鉴于此,笔者研究的辉钼矿都是采集新鲜的样品,并用X光粉晶衍射法确定了这些辉钼矿的多型均为2H型或2H+3R型,故可以认为其Re-Os为封闭体系。此外Re-Os年龄的可靠程度还取决于 $w(^{187}\text{Re})$ 和 $w(^{187}\text{Os})$ 的分析误差,当样品中 $w(^{187}\text{Os}) < 0.1 \times 10^{-9}$ 时,其

分析误差可达10%,由此可造成较大的年龄误差。由表1可见,参加测试的辉钼矿的 $w(^{187}\text{Os})$ 均 $> 1 000 \times 10^{-9}$,因此由分析误差所造成年龄误差很小。由此可见,笔者所获得的辉钼矿Re-Os年龄是可靠的,它可以代表辉钼矿的真实年龄,亦即矿床的形成时代。

3.2 矿床成因

前人有关拉拉铜矿床的成因主要有以下2种观点:1)认为成矿与中元古代早期的岩浆喷发活动有关,矿床属于受变质火山喷气-沉积矿床;2)主要依据矿床中黑云母的K-Ar年龄集中于800 Ma左右,以及矿床的蚀变特征等,提出矿床与晋宁期的基性岩浆热液具有直接关系。而最新研究成果表明,拉拉矿床具有明显的后生热液成矿特征,因此矿床的形成应该晚于河口群原岩的形成时代,即晚于中元古代。另外详细的野外地质调查表明,矿区

晋宁期基性岩浆侵入体错切矿体,因而矿床的成矿作用应早于晋宁期的岩浆活动。

本次研究所获得 Re-Os 同位素年龄 (928~1 005 Ma) 与河口群的变质年龄 [(1 006±60) Ma (Rb-Sr 等时线法)] 相一致,结合矿床具有明显的热液成矿特征,矿床的成矿物质主要来自河口群,成矿流体为变质热液等事实,初步认为拉拉矿床是在约 1 000 Ma 时,由变质热液所形成,中元古代早期即河口群形成时的岩浆喷发起到了使成矿物质初步富集的作用,而 800 Ma 时的基性岩浆侵入作用对矿床产生了一定程度的改造和破坏。

3.3 成矿作用

近年一些研究者通过同位素年代学和古地磁的研究,提出自中元古代末至新元古代扬子地块是 Rodinia 泛大陆的一个组成部分。目前已经知道, Rodinia 泛大陆的拼贴完成于约 1.0 Ga 时,从 0.8 Ga 左右开始裂解,至 0.7 Ga 完全解体。国内外的研究已经证实伴随 Rodinia 泛大陆的拼贴和裂解事件发生了强烈的矿化作用,并且在扬子地块西缘也已经发现与 Rodinia 泛大陆裂解有关的矿化事

件,即 800 Ma 左右的成矿作用。但是由于缺乏可靠的年龄数据,扬子地块是否存在与 Rodinia 泛大陆拼贴有关的矿化事件一直是个谜。拉拉矿床辉钼矿 Re-Os 年龄的获得,说明扬子地块发育与 Rodinia 大陆的拼贴事件有关的成矿作用。这对该区今后的找矿勘探工作的部署具有重要的指导意义。

4 结 论

1) 拉拉铁氧化物-铜-金-钼-稀土矿床辉钼矿的 Re-Os 同位素年龄测定结果表明,矿床的 Re-Os 表面年龄为 928~1 005 Ma。这一结果与矿床的地质事实相吻合,因此它代表了拉拉矿床的成矿时代。

2) 矿化年龄与河口群变质时代相同,矿床的成矿物质来自河口群,成矿流体为变质热液,因此拉拉矿床属于变质热液成因。

3) 拉拉矿床的矿化时间与 Rodinia 泛大陆的拼贴时限相当,表明 Rodinia 泛大陆拼贴事件对扬子地块的成矿作用产生了深刻的影响。

摘自《地质找矿论丛》2003 年第 1 期

拉拉铁氧化物-铜-金-钼-钽-稀土矿床 辉钼矿的多型及标型特征

王奖臻¹, 李泽琴¹, 刘家军², 李朝阳³

(1. 成都理工大学, 四川 成都 610059; 2. 中国地质大学 地球科学与资源学院, 北京 100083; 3. 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002)

铁氧化物-铜-金-(钼-钼-钽-稀土)矿床是世界上近年来确定的一种新的矿床类型。迄今已对该类矿床中的铜、金、钼以及稀土元素矿化进行了详细的研究,但是对该类矿床中钼元素的富集规律以及辉钼矿的矿物学特征等的研究仍是空白。拉拉铁氧化物-铜-金-(钼-钼-钽-稀土)矿床钼的富集极为突出,而且与铜的富集有密切的关系;同时该矿床钼的富集程度很高,储量超过 20 万 t,平均 $w(\text{Mo})=0.03\%$,具有极高的经济价值。

1 地质背景

拉拉矿床位于扬子地块西缘、康滇地轴中段,在早一中元古代为大陆裂谷环境。矿区出露的地层为元古宇河口群、会理群青山组和侏罗系。河口群

由一套偏碱性的变质火山岩和变质海相沉积岩所组成。岩石变质程度为高绿片岩相至角闪岩相,岩性为(磁铁)石榴黑云片岩、(磁铁矿)石英钠长岩、大理岩以及云母石英片岩。矿床的工业矿体均赋存于河口群地层中。矿区构造主要为 EW 和 SN 向。SN 向的 F_{29} 与 F_{13} 断层分别构成了矿区的东西边界。EW 向的 F_1 断层是一条多期活动的韧-脆性剪切带,它控制了矿体的延伸方向与空间展布。拉拉矿床的矿石可以分为 2 种主要类型,即石英钠长岩型和黑云片岩型。前者的矿物组合为磁铁矿+黄铁矿+辉钼矿+钠长石+石英,后者则为黄铁矿+黄铜矿+黑云母+辉钼矿+萤石。矿石的主要金属矿物为磁铁矿、黄铁矿、黄铜矿,其次为辉钼矿、斑铜矿、辉钽矿、赤铁矿,尚见少量磁黄铁矿、自然金、叶碲铋矿和碲银矿。常见矿石构造为伴随塑性变形而

形成的平行定向的带状、条纹状构造，伴随脆性变形所形成的网脉状、角砾状构造。矿床属热液成因，可以分为 3 个成矿阶段。

2 辉钼矿的多型

拉拉矿床辉钼矿广泛发育，它们呈稀疏浸染状、条带状和条纹状产出。辉钼矿一般呈他形鳞片状，结晶完好时呈自形六方板状，粒度多在 0.01~0.1 mm 之间；集合体呈放射状、束状等。

自然界辉钼矿有六方晶系二层型的 2H 以及三方晶系三层型的 3R 两种多型，此外，还常见 2H+3R 混合型。X 射线衍射分析结果，表明拉拉矿床的辉钼矿有 2H+3R 型以及 2H 型（图 1）。这 2 种辉钼矿的晶体结构有很大不同（表 1），而且 2H 型与 2H+3R 型辉钼矿形成于不同的成矿阶段。前者形成于第一成矿阶段，而后者形成于第二成矿阶段。它们的形成温度也有差别，2H 型的形成温度约为 500 ℃，而 2H+3R 型的形成温度为 280 ℃。这与实验研究结果：3R 型辉钼矿的形成温度一般

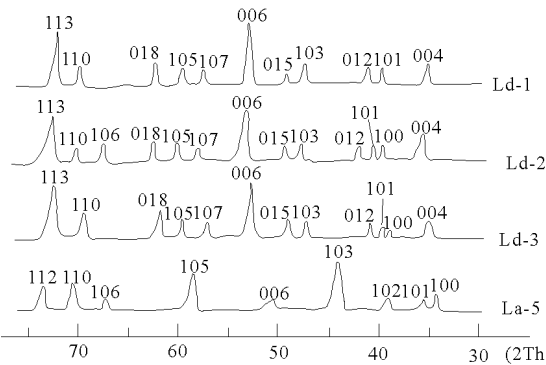


图 1 辉钼矿的 X 射线衍射图谱（由四川大学材料分析中心用 Philip X 射线衍射仪分析。前 3 个样为 2H+3R 型，最后 1 个样为 2H 型）

低于 350 ℃，而 2H 型的辉钼矿形成的温度比较高，多在 600 ℃以上是相吻合的。此外，矿床中 2 种多型辉钼矿的产状也不一样，2H 型主要产在石英钠长岩型矿石中，辉钼矿主要与磁铁矿紧密共生，常见其被磁铁矿包裹的现象。2H+3R 型主要产在黑云片岩型矿石中，其发育程度与萤石化关系密切，凡萤石化强烈的地方，这种多型的辉钼矿也就越发育。

表 1 拉拉矿床辉钼矿多型的晶体结构特征

多 型	晶 系	空 间 群	单位晶胞棱长(U)		X 射线强谱线(U)	形成温度/℃
			a_0	c_0		
2H 型	六方(二层型)	D46h-P63 mmC	3.612	12.251	6.10, 2.27, 1.101, 1.034	500
2H+3R 型	六方+三方(三层型)	C_{3v}^2 -R3m	3.164	12.245, 18.364	6.12, 2.714, 2.04, 1.531	280

3 辉钼矿的成分标型

笔者分析了 9 个辉钼矿单矿物的化学成分（表 2）。虽然矿床中不同多型辉钼矿的 Mo，S 以及 Fe 的质量分数基本相同，但是在微量元素质量分数方面却有很大差别。2H 型辉钼矿中 Cu，Se，Te 的质量分数较低，平均分别为 0.24%，0.05% 和

0.03%。而 2H+3R 混合型中这些元素的质量分数较高，平均分别为 0.39%，0.16% 和 0.06%。造成这种现象的原因可能是因为它们形成于不同的阶段，矿液的成分以及沉淀时的物理化学条件不同所致。2H 型形成较早，一方面矿液中的 Cu，Se，Te 浓度较低，另一方面成矿的温度较高不利于类质同像的进行，因而 2H 型辉钼矿中这些元素的值较低。相反 2H+3R 型辉钼矿形成较晚，由于其他元素的沉淀，矿液中的 Cu，Se，Te 浓度相对较高，加之温度的降低有利于类质同像的进行，因而形成的辉钼矿中 Cu，Se，Te 较高。成矿晚期有碲银矿等含 Te 矿物出现，佐证了成矿晚期阶段矿液中的 Se，Te 浓度较高的推断。

此外，笔者用 ICP-MS 方法测定了 2H+3R 型辉钼矿中的铼（表 3）。这些辉钼矿的 $w(Re)$ 十分接近，平均值为 112×10^{-6} 。这一数值比斑岩钼矿中辉钼矿的铼高出 1 倍多，但低于斑岩铜矿中的辉钼矿的铼，而与碳酸岩型钼矿中辉钼矿的铼的质

表 2 拉拉矿辉钼矿电子探针分析结果

		$w(B)\%$						
多 型	样品号	S	Mo	Fe	Cu	Se	Te	Σ
2H+3R 型	Op77-3	39.36	58.57	0.09	0.65	0.19	0.08	98.93
	La59-1	39.01	59.01	0.19	0.13	0.27	0.11	99.62
	La59-2	39.81	59.22	0.11	0.12	0.09	0.06	99.41
	D12-1	40.20	58.58	0.20	0.41	0.06	0.02	99.47
	D12-2	39.58	59.24	0.15	0.54	0.14	0.02	99.67
	La26	39.40	59.37	0.16	0.49	0.22	0.06	99.70
	La5-1	39.96	59.11	0.14	0.13	0.08	0.07	99.41
2H 型	La5-2	39.99	59.48	0.06	0.14	0.04	0.01	99.72
	SL-1	40.14	59.49	0.16	0.09	0.03	0.02	99.93

表 3 拉拉矿床 2H+3R 型辉钼矿的铼、钨分析

矿床类型		$w(\text{Re})/10^{-6}$	$w(\text{Os})/10^{-9}$
拉拉矿床 ¹⁾	La-1	121.28	1 282
	LD-1	120.45	1 278
	LD-2	111.88	1 203
	LD-3	121.50	1 229
斑岩钼矿		53	—
斑岩铜矿		720	—
碳酸岩型钼矿		152	487

1) 由中国地质科学院岩矿测试技术研究所杜安道分析。

量分数相近。一些研究表明,辉钼矿中的铼与成矿物质来源有关,碳酸岩型钼矿和斑岩铜矿的成矿物质有相当一部分来自地幔,其中的铼较高,因此形成的辉钼矿的铼也较高。反之主要由壳源热液形成的辉钼矿的铼质量分数很低。由此可以推断拉拉矿床的成矿物质至少部分来自地幔。

表 4 辉钼矿的硫、铅同位素分析结果

样品号	铅 同 位 素				$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$
	$w(^{206}\text{Pb})/w(^{204}\text{Pb})$	$w(^{207}\text{Pb})/w(^{204}\text{Pb})$	$w(^{208}\text{Pb})/w(^{204}\text{Pb})$	μ 值	
La-1	50.622 ± 0.01	17.719 ± 0.01	43.613 ± 0.01	20.78	2.25
LD-1	69.222 ± 0.01	18.953 ± 0.01	44.689 ± 0.01	30.14	2.13
LD-2	70.573 ± 0.01	19.100 ± 0.01	46.324 ± 0.01	30.82	1.84
LD-3	61.072 ± 0.02	18.348 ± 0.01	44.963 ± 0.03	26.04	1.82
黄铜矿平均值 ¹⁾	76.767 ± 0.04	19.760 ± 0.02	45.082 ± 0.04	—	1.80

注:由国土资源部宜昌地质矿产研究所同位素室分析;1)数据引自李复汉等,1988

的铅同位素组成与前人所测定的黄铜矿的铅同位素组成十分接近(表 4)。这说明辉钼矿与黄铜矿在成矿物质来源上有一致性,亦即铜、钼矿化具同源性。辉钼矿的硫同位素组成与黄铜矿亦十分接近(表 4)。由于辉钼矿和黄铜矿形成的温度大致相同,因此成矿过程中硫同位素的分异程度也相近,因此从二者硫同位素基本一致的事实可以推断二者的硫来源是一致的。

5 小 结

拉拉铁氧化物-铜-金-钼-钴-稀土矿床辉钼矿的

4 辉钼矿的同位素特征

笔者分析了 4 个辉钼矿的铅、硫同位素(表 4)。 $w(^{206}\text{Pb})/w(^{204}\text{Pb})$, $w(^{207}\text{Pb})/w(^{204}\text{Pb})$, $w(^{208}\text{Pb})/w(^{204}\text{Pb})$ 值分别为 50.622~70.573, 17.719~19.100, 43.613~46.324。可见放射成因铅特别高,源区 μ 值也很高。这表明铅来自含铀及钍都很高的上地壳岩石。从区域地质资料来看,河口群和下伏的康定群都富含铀、钍,因此推断矿床的铅可能主要来自河口群和康定群岩石。如果钼与铅同源,那么钼也应主要来源于这 2 套地层。

由表 4 还可见,辉钼矿的 $\delta^{34}\text{S}=1.82\text{‰}\sim2.25\text{‰}$,与陨石硫极为接近,而且变化范围很小,这表明形成辉钼矿的硫主要来自河口群形成时由火山物质从深部带来的硫,即地幔硫。此外,辉钼矿

常见多型为 2H+3R 型和 2H 型。辉钼矿多型的发育与其形成温度有关,高温条件下形成 2H 多型,而低温时则形成 2H+3R 多型。

不同多型的辉钼矿微量元素值有很大的不同。2H+3R 型辉钼矿含 Se, Te, Cu 较高,而 2H 型的 Se, Te, Cu 含量较低。2H+3R 型辉钼矿中的 $w(\text{Re})$ 较高,平均为 112×10^{-6} 。

拉拉矿床的辉钼矿的铅同位素以放射成因铅极高为特征,并且与其他硫化物的铅同位素组成一致。辉钼矿的硫同位素具陨石硫特征。矿床的辉钼矿与黄铜矿等硫化物具有相同的物质来源。

摘自《地质找矿论丛》2004 年第 2 期

拉拉铜矿矿床地质特征及其成因分析

李云峰

(凉山矿业股份有限公司, 四川 会理 615146)

1 地质背景

本区位于康滇地轴中段, 按板块构造观点, 属扬子古板块川滇岛弧带的西南缘; 按地质力学观点, 属南岭 EW 向构造带和川滇 SN 向构造带的复合部位。本区主要的地质构造有以下特点。

1) 前震旦纪早期发育一套较完整的海相优地槽火山沉积岩组合和晚期浅-滨海相冒地槽沉积组合的岩石建造——会理群。经过“会理运动”和晋宁运动, 结束了本区的地槽发展阶段。

2) 前震旦系的基底构造为 EW 和 SN 向 2 种构造作用叠加形成的基底构造格架。震旦纪以来 SN 向隆起继承和改造了早期构造。形成 SN 向断裂构造带, 具多期性和继承性的特点, 控制着本区岩浆活动、沉积建造和构造形变。

3) 区内岩浆活动时期有“会理”、晋宁、华力西、印支和燕山等 5 个时期。从侵入到喷出, 从超基性到中、酸性都有不同程度的发育。本区总的来说, 地质构造复杂, 岩浆活动频繁, 为各类矿床的形成提供了有利的时空和物质条件。出露的地层主要有前震旦纪会理群, 震旦纪, 下古生界, 二叠系, 中古生界和新生界。

2 矿区地质

2.1 含矿建造

区内发育的地层为一套下元古界河口组火山沉积变质岩, 该套地层是区内主要含矿建造, 据该建造特征, 分为 3 个不同的火山喷发沉积旋回, 含矿建造岩石组合及岩性特征如表 1 所示。

从表 1 看出, 含矿建造 3 个旋回中的火山喷发作用都表现出火山熔岩不及火山凝灰岩发育, 以及未见或不发育集块岩的特点, 表明区内的火山喷发是以较宁静的裂隙式喷溢为主, 同时也说明该建造属于稍远火山中心相的海底喷发集中堆积而成。

2.2 构造及岩浆岩

拉拉铜矿床位于前震旦系会理群组成的基底构造——河口复式背斜的南翼。区内经历了多期次构

表 1 矿区含矿建造岩石组合及特性	
岩段名称	岩石组合及岩性特征
上部火山变质岩段(Pt ₁ h ₆)	钠质角斑熔岩, 石榴角闪黑云片岩, 厚度大于 1 000 m
上部沉积变质岩段(Pt ₁ h ₅)	石榴黑云片岩、白云石英片岩、大理岩及碳质板岩, 厚度 716 m
中部火山变质岩段(Pt ₁ h ₄)	层纹状石英钠长岩、白云石英片岩、二云片岩、厚块状石英钠长岩, 厚度 545 m
中部沉积变质岩段(Pt ₁ h ₃)	白云石英片岩、绿泥绢云片岩、薄层大理岩、变砂岩、黑色绢云碳质板岩, 厚 646 m
下部火山变质岩段(Pt ₁ h ₂)	钾长石英变粒岩石、角闪黑云钠长片岩及斑状石英钠长岩, 厚 720 m
下部沉积变质岩段(Pt ₁ h ₁)	变凝灰质砂岩、粉砂岩; 碳质板岩、绢云千枚岩、透镜状白云大理岩, 厚 618 m

造活动, 构造发育。由于浮土层较厚, 构造复杂, 矿山在地质勘探期间对矿区构造认识不全面, 一直认为拉拉铜矿总体构造为一单斜构造。按照这一指导思路所圈定的矿体与矿山在实际生产开采过程中所揭露的矿体偏差较大, 尤其是在进入露天北部生产平台时经常出现矿岩交替现象, 严重影响了矿山的生产。2002 年, 矿山在地质编录过程中发现了一大型 EW 向倒转背斜, 该倒转背斜在采场 EW 两端均有出露, 东端位于 2 094 m 露天台阶东南端的边帮上, 轴面产状: 倾向 237°, 倾角 32°, 走向近 EW, 向 SW 倾斜。西端出露于采场 2 082 m 台阶西北端的边帮上, 轴面产状: 倾向 225°, 倾角 30°, 向 SW 倾斜, 走向近 EW, 两出露端之间的岩层倾向为倾向 N, 岩层近于直立, 而不是以前一直认为的向 S 倾。结合 2 082 m 平台 EW 两端所揭露的倒转背斜的产状及其出露端之间的边帮岩层产状分析, 可以推测拉拉铜矿床总体构造为一倒转背斜, 排除了以往对矿区单斜构造的认识, 同时也证明河口复背斜的南翼也是由次一级的倒转背斜所组成。按照这一认识对矿体重新圈定后, 避免了以前生产中经常出现的矿岩交替现象, 较好地把握了矿体的空间分布规律, 有效地控制了矿体的贫化损失, 取得了明显的经济效益。

区内出露的火山熔岩主要为钠质角斑岩、钠长岩，分布于矿区南部和北东部；侵入岩主要为辉长岩，分布于矿区南部和西部。此外，还有规模不等的煌斑岩呈岩枝或岩脉产出。

3 矿床地质

3.1 矿体特征

拉拉铜矿床主要赋存于 $Pt_1 h_4^3$ 层中下部，EW 长 1 960 m，SN 宽 900 m，由 32 个矿体组成，其中 1~5 号矿体规模大，占总储量的 97%。矿体呈似层状、层状、透镜状，以重叠-叠瓦状产出，膨缩现象明显，也有分叉、复合、尖灭再现等现象，矿体产状与围岩基本一致，严格受岩性和层位控制。矿体一般赋存于黑云片岩和钠长岩接触处或这些岩石交替出现部位，矿化较均匀，矿体稳定且连续性好。

3.2 矿石特征

3.2.1 自然类型 根据成矿岩石类型不同，将矿石划分为黑云片岩型和钠长岩型两大类。黑云片岩型包括：黑云母片岩型、黑云钠长岩型、石榴黑云片岩型、萤石化黑云母片岩型；钠长岩型包括：层纹状石英钠长岩型、磁铁石英钠长岩型、钠长浅粒型、石英钠长岩石型。其中黑云片岩类矿化明显较钠长岩类好。

3.2.2 矿物成分 根据前人的显微镜下观察及电子探针分析，扫描电镜研究，矿石中所发现的矿物如表 2 所示。

表 2 矿石矿物组成

矿物类别	主 要	次 要	少 量
金属	黄铜矿 黄铁矿 磁铁矿	辉钼矿,斑铜矿,辉铜矿,赤铁矿,自然金	硫(铁)镍钴矿,磁黄铁矿,碲钼镍矿,铋碲镍钼矿,自然银
非金属	黑云母 石英 钠长石	方解石,白云母,萤石,白云石,阳起石,绿泥石	角闪石,斜长石,磷灰石

金属矿物主要以黄铜矿、黄铁矿、磁铁矿为主；其次为辉钼矿、斑铜矿、辉铜矿、自然金、赤铁矿等。李承德等人首次发现碲钼镍矿、铋碲镍钼矿、碲化物及硫（铁）镍钴矿等钴矿物，大大丰富了矿床中的矿物种类。

主要非金属矿物：石英、黑云母、钠长石，此外，尚有白云母、萤石、绿帘石、角闪石、方解石等。

3.2.3 结构与构造 本区的矿石以晶粒状变晶结构为主。按晶体形态可分为自形粒状变晶、半自形粒状变晶和他形粒状变晶结构，次有交代残余、包含、压碎、固熔体分离及胶状结构等。矿区的矿石以浸染状、条带状和条纹状构造为主，次有角砾状、网脉状和蜂窝状构造等。主要金属矿物呈单体和粒状集合体或细小脉状形式沿脉石间隙、裂隙呈不规则的浸染分布，或岩石片理成层富集。

4 矿床成因

拉拉铜矿的矿床成因，自 1957 年开展地质工作以来，众说纷纭，至今没有形成统一认识，先后有“似层状受变质铜矿床”（H.N. 鲁登科），“中低温热液充填交代型铜-钴-钼-多金属矿床”（华北张家口中心实验室），“与辉长岩有关的接触交代型铜矿床”（103 地质队）等多种认识。笔者在总结前人成果、充分分析研究矿山 40 多年生产资料的基础上，结合多年在矿山工作的体会，认为矿床成因应属产于古元古界细碧角斑岩系变质火山岩中的海相火山沉积-热液改造型铜矿床。

4.1 原岩恢复

拉拉铜矿原岩的恢复，先后有长石石英砂岩、酸—碱性浅—超浅成火成岩、变钠质火山岩（熔岩）、变质流纹-粗面-安山岩类等多种认识。笔者在总结前人成果的基础上，结合大量的野外工作实践，认为矿区发育的一套变质火山岩应属“细碧角斑岩类”的一套岩石组合。

1) 化学成分，与正常系列的酸性火山岩或流纹粗面安山岩化学成分相比，本区这类岩石以富钠为特点，一般 $w(Na_2O)$ 为 4%~7%。

2) 矿物结构构造，细碧岩中见变余球粒结构及致密状结构，气孔、杏仁状构造。角斑岩及其部分浅成侵入体中普遍有变余、斑状结构等，局部有杏仁和气孔构造。而该套岩石组合具备这种结构构造。

3) 矿物组合，角斑岩类的矿物组合，以钠长石、钾长石为主，次为石英、云母、磁铁矿等；细碧岩类的矿物组合则以钠长石、绿泥石、角闪石、黑云母为主，次为绿帘石及方解石。该岩石矿物组合与之相似。

4) 产出条件，火山岩与正常沉积岩互层整合，呈“层状产出”，组成火山沉积旋回，构成会理群河口组，与细碧角斑岩类相似。

5) 大地构造环境为古板块火山岛弧带或前震

旦纪优地槽褶皱带，区域变质相属绿片岩—角闪岩相，与细碧角斑岩类吻合。

6) 稀土元素判别，成都矿产地质研究所 1986 年所做的矿床范围内岩石稀土元素资料及矿区外围

角斑岩稀土元素资料见表 3。从中可以看出，二者具有完全一致的稀土配分型式，反映出同源产物的特征，由此也说明含矿岩系原岩为一套细碧角斑岩类。

表 3 岩石稀土元素球粒陨石标准化结果

岩石名称	$w(B)/10^{-6}$														
	La	Ge	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
钠长黑云片岩	571.9	343.5	311.6	223.1	122	164.2	67	62.2	57.8	48.7	48.2	46.4	51.5	43.5	48.4
钠长岩	330.5	191.7	152.3	100.9	49	80.3	22.7	20.6	18.4	16	17.3	17.6	21.3	19.7	15.2
杏仁状角斑岩	55.7	32.4	29.9	22.6	15.1	23.7	9.6	8.6	12.2	9.5	7.5	7	8.1	5.8	7.6

资料来源：成都矿产地质研究所，1986

4.2 成矿物质及硫同位素特征

根据前人对矿区矿石大量光谱分析、单矿物分析和化学分析等结果来看，组成矿石的元素繁多且复杂，约有 49 种，其中可综合利用或可考虑综合利用的元素有 14 种之多。通过前人对矿区 1 号矿体不同类型中的硫同位素分析结果来看， $w(^{32}\text{S})/w(^{34}\text{S})=22.13\sim22.22$ ， $\delta^{34}\text{S}=3.9\text{‰}\sim0$ ，与国外的测试资料对比，可以看出矿区的硫接近于陨石硫，属于壳下物质。故推测本区的成矿物质来源于上地幔，是由于火山喷发作用上升带至地表的结果。

4.3 含矿建造

3 个旋回中的火山喷发作用都表现出火山熔岩不及火山凝灰岩发育，以及未见或不发育集块岩特点，表明区内的火山喷发是以较宁静的裂隙式喷溢为主，同时也说明该建造属于稍远火山中心相的海底喷发集中堆积而成。

4.4 其他特征

1) 矿体的形态和产状显示出受热液变质改造的特征。矿体呈层状、似层状、透镜状，与区域片理产状基本一致。矿化程度受围岩变质强弱控制。

2) 阿尔卑斯山小脉广泛发育，系热液所造成。其特征为厚度不大，形状多变，有囊状、羊肠状、透镜状等，多呈不规则外形。小脉成分与围岩相似，矿物有碳酸岩、石英、黑云母、黄铜矿等。

4.5 成矿作用

按照火山沉积热液改造铜矿床的成因观点，笔者对拉拉铜矿床的成矿作用进行了反演，并将成矿作用划分为 2 个不同的阶段。

1) 火山沉积阶段，矿床的含矿建造或矿源层是会理期海相的火山沉积建造。而与细碧角斑岩系的熔岩、火山碎屑岩、次火山岩以及与火山作用有关的火山喷气热液，应该是铜、钴-钼、稀有、稀土元素及矿化剂和碱金属等物质的来源和成矿的基

础。这些成矿元素是由细碧角斑岩的岩浆通过深大断裂(F₁ 断层)从上地幔喷溢到海底，它们在岩石中存在形式多种多样，含各种有用组分的矿物存在熔岩中和火山碎屑中。在熔岩喷溢流动过程中或火山碎屑物喷发后，形成的火山碎屑流、火山泥石流、火山浊流等靠海洋环流和冷热海水的对流作用，经搬运堆积到海底盆地或斜坡上。在火山搬运过程中，有部分成矿物质溶解在海水里呈真溶液或胶体状态形式搬运，在适当条件下富集成矿。但绝大部分成矿物质仍呈各种分散固体形式赋存在含矿建造或矿源层中，经历沉积-成岩作用。

2) 热液改造阶段，伴随着会理-晋宁造山运动，矿层的含矿建造或矿源层发生了广泛的区域变质作用，在区域热动力作用下，出现了与变质作用有关的气化热液活动，在它的参与作用下，含矿建造或矿源层中的成矿物质经过活化转移，富集成矿。在沉积成岩阶段富集成矿的硫化物矿体，在变质作用过程中同样受到变质热液的改造，使其形态、产状、结构发生重大变化，形成富矿体。同时，在区域热动力作用下引起的重结晶和变质热液、交代蚀变作用达到顶点时，发生造山带中期的褶皱变形，在此期间构造变形作用除了对含矿建造或矿源层中 有用组分活化富集有明显影响外，同时构造变形所产生的褶皱、断裂为变质热液的迁移提供了通道，并为有用元素提供了空间赋存场所，形成了一定形状、产状和规模的矿体和矿床。最后，在造山运动后期，地层和含矿层遭受剥蚀作用，由于温度和压力的降低，岩石发生退变质作用，部分硫化物因氧化和溶解，形成了矿体的氧化带。

从以上可以看出，拉拉铜矿床的形成经历了一个漫长而又复杂的地质过程，是多期次、多阶段、多种成矿作用相互叠加的结果。成矿金属物质主要来自于上地幔的火山岩浆，经海底火山喷发-沉积成岩成矿作用，一部分成矿物质发生聚集，富集成

矿;残留在火山建造中的大量成矿物质,在后期动力变质、区域变质过程中,为热液所活化,再次发生迁移富集,最终导致了矿床的形成。

5 结 论

拉拉铜矿的总体构造应为一倒转背斜,而不是

以前一直认为的单斜构造。笔者认为矿床成因是属产于古元古界细碧角斑岩系变质火山岩中的海相火山喷发沉积热液改造型。结合矿区多层次成矿特点,建议今后矿山的后续找矿应以深部找矿为主攻方向。

摘自《采矿技术》2004 年第 2 期

四川拉拉铜矿床成因研究

陈根文,夏 斌

(中国科学院 广州地球化学研究所,广东 广州 510640)

拉拉铜矿位于古扬子地台西南边缘、康滇地轴中段,包括落鹵、老羊汗滩、石龙 3 个矿段。矿区出露地层有古元古界河口群大营山组上段和落鹵组中下段,会理群通安组,上三叠统白果湾组和第四系。其中河口群由上下 2 个火山沉积旋回组成,大营山组为河口群下部火山沉积旋回,下部以细碧质、角斑质凝灰岩为主,夹少量砂泥质沉积岩,中部为泥砂质沉积岩,上部为角斑质火山岩和砂泥质碳酸盐沉积岩,具菱铁矿化。河口群上部火山旋回构成落鹵组,下段为砂泥质岩、碳质及碳酸盐岩,中部夹细碧质凝灰岩。中段为一套细碧角斑质火山熔岩与凝灰岩。拉拉铜矿产于河口群落鹵组中段。

1 岩石学特征

矿化围岩主要为细碧岩类、角斑岩类和喷气岩。细碧岩类包括细碧岩和细碧质凝灰岩。前者主要分布于河口群 2 次火山沉积旋回的下部,岩石呈层状,为灰绿或暗绿色,常见块状构造,局部见有枕状构造,枕状体长 0.1~0.5 m,以椭球体为主,部分为扁平长条状。单个枕状体可见双层壳状结构,外部为厚约 1 cm 的硅质或锰质硬壳,内核为碱性玄武岩,并含有硅质角砾,角砾大小不等,从小于 1~5 cm 均有,角砾棱角分明。枕状体上部还见有铁锰质的不规则地质体。玄武岩杏仁构造时有发生,杏仁体呈较规则的椭圆形,长约 1.5 mm,充填物包括绿泥石、石英、角闪石、钠长石、绿帘石、方解石等。细碧岩镜下呈变余显微间片、间粒、交织结构,斑晶较少。主要矿物有角闪石(35%~45%),钠长石(35%~40%),次为绿泥石、黑云母、磁铁矿、绿帘石及碳酸盐矿物。钠长

石为细长柱状晶体,偶见半定向排列,这似乎与岩浆的流动有关。纤维状角闪石、鳞片状绿泥石、粒状绿帘石不规则状分布于钠长石间,斑晶成分为钠长石。细碧质凝灰岩主要分布在中上部火山旋回中,呈灰—暗灰色,块状构造,鳞片状或粒状变晶结构以钠长石、黑云石、角闪石为主,次为石榴子石、白云母、碳酸盐矿物和绿帘石。碧质凝灰岩主要分布在中上部火山旋回中,呈灰—暗灰色,块状构造,鳞片状或粒状变晶结构。主要由岩屑和钠长石晶屑组成。胶结物为黑云母、角闪石、碳酸盐矿物和绿帘石。

角斑岩类主要分布在中上火山沉积旋回中,岩石呈灰、灰白色,显微粒状镶嵌、变余霏细、粗面及毛毡状结构,局部见变余斑状结构。块状构造,局部见条纹、流纹构造与杏仁构造。角斑质凝灰岩与角斑质熔岩分布层一致,岩石为灰略带红色,呈显微粒状变晶、鳞片状变晶构造,主要有钠长石、石英,次为黑云母、白云母、尘点状磁铁矿,偶尔可见钠长石、石英晶屑。变质后为层纹条纹状石英钠长岩、黑云石英钠长片岩、白云钠长岩等。

喷气岩有钠长岩条带、萤石化黑云母片岩与硅质岩。萤石化黑云母片岩产于火山角砾岩中,呈胶结物,萤石化在一号矿体中发育较好,与矿化关系密切。硅质岩多呈条带状及透镜状产于凝灰岩中。

2 矿床地质特征

拉拉铜矿已查明 30 多个矿体。矿体在平面上呈不规则的椭圆形,在剖面上呈多层产出,以似层状、透镜状为主,产状与围岩近于一致,并随围岩褶曲而褶皱。矿化与围岩呈渐变关系。金属矿物以

黄铁矿、黄铜矿与磁铁矿为主,次要矿物有辉钼矿、斑铜矿。另有少量黝铜矿、辉钴矿与自然金等。矿石以条纹状、条带状和浸染状构造为主,其次为角砾状构造。在采场中见矿石具有因重力滑动而形成的滑塌构造,条带状矿石局部被揉皱,并有黄铜矿条纹围绕火山角砾产出。矿石结构表现为自形—半自形晶、他形粒状、填隙及交代熔蚀结构及黄铁矿的胶状结构。此外还见交代残余结构,黄铁矿交代磁铁矿的骸晶、嵌边结构。在区域动力作用下,早期矿物常发生破碎、变形及重结晶,从而形成碎裂、斑状变晶结构等,部分重结晶的黄铁矿还可形成所谓的三结点结构。根据矿石结构构造,拉拉铜矿成矿作用可分为火山喷流-沉积期、变质热液期和表生期。

黄铁矿的标型特征特别是化学成分和微量元素组成特征具有较好的成因指示意义。黄铁矿化学组分相差不大,说明不论是早期火山喷气-沉积成因,或是后期变质热液成因的黄铁矿,其物质来源是相同的,而黄铁矿组分特点主要反映了早期矿石的成因。从分子式计算结果看,区内多数黄铁矿亏损硫,少数黄铁矿略富硫,一般认为内生矿中黄铁矿亏硫,而外生黄铁矿富硫。本区黄铁矿以内生为主,也有外生的特征,但更多的表现为两者过渡的特征。黄铁矿中微量元素含量是黄铁矿重要标型特征之一,它不仅表明矿床的特征,而且具有成因意义。这里借助黄铁矿的分析资料,综合分析评定区内黄铁矿的成因类型。本矿区黄铁矿中的 Co, Ni 含量及比值在不同成因的黄铁矿中含量有别。在一些典型的沉积矿床中 Co, Ni 在黄铁矿中的含量较低,且 $w(\text{Co})/w(\text{Ni}) < 1$, 大多小于 0.1; 而侵入岩、喷出岩有关的矿床中,黄铁矿 Co, Ni 含量较高, $w(\text{Co})/w(\text{Ni}) > 1$ 。在火山喷发物中黄铁矿富 Co, $w(\text{Co})/w(\text{Ni}) > 1$, 多数大于 5。黄铁矿中 Co, Ni 含量较高, $w(\text{Co})/w(\text{Ni}) > 1$, 大部分大于 10, 平均 18.17。与海相火山沉积型黄铁矿矿床中的黄铁矿相似。黄铁矿中 Se 含量为 $2.4 \times 10^{-6} \sim 206 \times 10^{-6}$, $w(\text{S})/w(\text{Se})$ 平均达 8 276, 也显示内生成矿的特征。

3 成矿机制

据杨应选等研究,本区铅同位素比值变化范围

较大, $w(^{206}\text{Pb})/w(^{204}\text{Pb})$ 为 18.103~22.184, $w(^{207}\text{Pb})/w(^{204}\text{Pb})$ 为 15.687~16.731, $w(^{208}\text{Pb})/w(^{204}\text{Pb})$ 为 37.674~45.522, 属异常铅。富 $w(^{208}\text{Pb})$ 和 $w(^{206}\text{Pb})$, 其原因可能是受到富铀、钍来源的放射成因铅的大量污染,或者是由于源区物质具较高的 $w(\text{U})/w(\text{Pb})$ 值。区域化探资料表明,河口群地层中含有高达 50×10^{-6} 的 U, 这从一个侧面反映出成矿物质来源于围岩。铅同位素的 μ 值为 9.51~10.38, 表明铅具有不同源区。这暗示赋存铅的黄铁矿、黄铜矿也具有不同的来源。一般认为具有高 μ 值的铅来源于上地壳, 具低 μ 值的铅来源于下地壳和上地幔。本区铅同位素的 μ 值高, 且变化大, 说明其主要来源于上地壳, 并有部分地幔铅加入。

根据笔者及前人资料,硫化物矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $-5.9\% \sim 5.41\%$ 。可分为 2 组: 一组分布范围较大, 与黑云母片岩的全岩同位素值相近, 其硫同位素值反映硫是由海水硫酸盐在高温下被还原而成。大部分硫同位素值具塔式分布特征, 其中 63% 的样品集中在 $1.5\% \sim 2.5\%$, 表明硫具较均一的来源, 且与钠长变粒岩中的硫同位素组成相似, 暗示二者中的硫均来自深部。与典型的块状硫化物矿床, 如别子矿床、塞浦路斯矿床及白银厂折腰山矿床具有相似的硫同位素组成。

综上所述,本矿床属火山喷流-沉积型。成矿作用发生在火山喷发作用的间隙期,海水沿火山机构向下运动,从火山岩中淋滤出有用金属,形成含矿溶液;它们在地下深处与深部来源的热液混合,并在热力作用下向上运动,形成对流热卤水。当含矿热液到达海底时,与海水混合,使温度压力下降,含矿溶液中金属元素及挥发分等的溶解度也随之降低,结晶出细小的硫化物颗粒。但由于溶液的盐度和温度高、密度低,成矿溶液上升喷发后将不易下沉,而与海水发生混合,使硫化物矿物只能缓慢沉淀形成分散的浸染状、条带状矿化。这是拉拉铜矿与典型火山喷流-沉积硫化物矿床的重要区别。在主矿化期后,本区于元古宙末发生晋宁运动,在区域地质作用下,一方面使矿体发生褶皱和错断,另一方面使早期矿物发生重结晶、破碎,同时使部分矿物中的有用元素被活化出来,形成变质热液,在有利部位形成变质期的脉状矿化。

摘自《矿物岩石地球化学通报》2001 年第 1 期

四川会理拉拉铜矿床流体特征及成矿条件研究

金明霞, 沈 苏

(国土资源部成都地质矿产研究所, 四川 成都 610082)

拉拉铜矿床位于四川省西南端会理县境内, 以金沙江为界, 与云南省接壤。大地构造位置处于康滇地轴中段, 是 EW 走向金沙江褶皱带与川滇经向构造带的交会部位。

铜矿的矿源层和容矿岩石为一套由古元古代海底火山喷发形成的细碧岩-角斑岩-钠长质岩石, 同位素年龄 2 Ga 左右。后经区域变质作用和强烈的剪切作用, 导致地球深部流体、变质流体、构造流体等汇合形成成矿流体, 在其迁移过程中, 不断地改变物理化学条件, 铜矿就是在打破了原有的平衡条件后 (包括温度、盐度、密度、压力等), 沿剪切面理和碎裂构造部位沉淀而成的。笔者利用流体包裹体作为各类地质流体 (包括岩浆和热液) 的样品, 论述拉拉铜矿床流体特征及其成矿条件。

1 世代和形成温度

不同世代的流体, 常有不同的温度、压力、盐度、成分和密度等, 而不同的成岩成矿阶段又与不同的流体世代紧密相关。在成岩、成矿过程中, 在不同阶段矿物中的包裹体则成功地记录了不同阶段、不同世代的流体特征, 因此, 研究流体世代有利于了解古流体特征、演化规律和划分成岩、成矿阶段。该区从岩浆-成岩-成矿-成矿期后阶段, 大致可将流体分为 5 个世代, 其中第一世代至第四世代都与成矿有关, 且其温度有从高到低的变化规律。

1.1 第一世代的流体——熔流体

这是由岩浆早期阶段形成的, 其流体包裹体是存在于磁铁矿石钠长岩的钠长石和石英中品质包裹体, 及其在上升演化过程中形成的熔融结晶包裹体和玻璃包裹体的总称。该世代流体呈熔流体状态迁移, 记录了深部岩浆的早期演化历史, 是成矿的重要物质基础。

1.2 第二世代的流体——深棕色气液体

这种流体包裹体存在于与铜矿紧密共生的石英、钠长石、白云母、黑云母、石榴子石等非金属矿物中。各类深棕色气泡的单相气体包裹体、富气体包裹体、CO₂ 包裹体、富液体包裹体等, 它们成

功地留下了第二世代成矿流体的印迹。本世代流体来源较深, 均含碳、氢气体, 大部分是在岩浆演化过程中分异出来的, 主要呈气液体状态迁移, 以深棕色气泡的单相气体包裹体、富气体包裹体、CO₂ 包裹体为主。气体包裹体的气液比为 70%~90%, 液体包裹体的气液比为 50%~40%, 表明本世代流体主要呈气相存在。它们含有大量的成矿元素, 尤其是 CO₂ 包裹体的出现, 为金属元素的迁移和富集提供了非常重要的有利条件。表现在矿石的贫富差异尤为明显, 气相呈深棕色高浓度的 CO₂ 包裹体主要出现在富矿部位; 而贫矿部位, CO₂ 包裹体出现的频率比富矿少得多。该类流体及其与之相伴的铜矿载体岩石, 多为石英黑云 (白云) 母片岩、石英钠长岩、石榴黑云石英片岩等。包裹体在 10~30 μm 之间, 往往一个包裹体横跨 2 颗矿物。显然, 它们是在成岩以后的成矿期间, 再次被圈闭在构造微裂隙中而形成的, 是主要的成矿流体之一。其均一温度范围在 427~375 °C 之间, 而最佳成矿温度是 420~410 °C (表 1)。

1.3 第三世代的流体——浅棕色气液体

基本情况与第二世代相同, 只是其中的各类包裹体中气相颜色变浅, 呈浅棕色。包裹体的气液比也有所下降。气体包裹体的气液比为 60%~80%, 而液体包裹体的气液比则为 30%~40%。表明流体中液相成分增加, 而气相成分减少。这是由于流体在迁移过程中加入了围岩孔隙水和地下水的缘故, 是混合流体。本世代流体亦是主要成矿流体之一。该世代包裹体的均一温度范围是 355~315 °C, 而最佳成矿温度则为 320~310 °C (表 1)。

1.4 第四世代的流体——浅色液液体

该世代流体也是成矿流体。这种流体包裹体主要以浅棕色气泡的液体包裹体和单相液体包裹体为主, 少量气体包裹体。其气液比比第二世代和第三世代的小得多, 液体包裹体的气液比一般为 10%~20%, 而气体包裹体的气液比则为 50%~55%。显然, 此阶段的流体也渗入了大量的围岩孔隙水和地下水, 使成矿温度大大下降。该世代包裹体的均一温度为 249~200 °C, 而最佳成矿温度则是 250~

表 1 四川会理拉拉铜矿床石英中包裹体均一法测温结果

取样深度/m	岩石(矿石)名称	原生包裹体均一温度/℃			次生包裹体均一温度/℃
		第二世代	第三世代	第四世代	
61.91	含铜石英钠长岩			216,215,210	
79.20	含铜黑云母石英片岩		320,315	247	
82.91	白云母石英钠长岩	385,375	333		
84.50	含铜黑云母石英片岩	415,400	355,350		135,85
95.00	含铜石英钠长岩	400,395,390	332,320		
105.00	含铜石英钠长岩	400	315	246	149,146
125.83	磁铁石英钠长白云母片岩	420,419,415	320	249	
299.00	黑云石英钠长岩(铜矿石)	427,425,420,380	315	220,200	
338.00	磁铁石英钠长岩(铜矿石)	415,385	315	248	150,148,145

240 ℃ (表 1)。

1.5 第五世代的流体——次生流体

这是成矿期后流体，这种流体包裹体是成岩、成矿后，沿次生裂隙分布的次生包裹体，它们的形成温度范围是 150~85 ℃ (表 1)。

上述表明，拉拉铜矿的形成具多世代的成矿特点。第一世代的流体主要是运载成矿元素。第二世代的流体驱使成矿元素逐步集中在合适的构造部位沉淀形成富矿。成矿元素在第三和第四世代的流体中继续沉淀成矿。第五世代的流体为成矿后的次生流体。

2 盐度及体系

成矿元素的沉淀与流体中的盐度密切相关。通过对该区 100 余件样品的显微镜观察研究，均未发现盐类子矿物多相包裹体。该事实表明，铜矿是在中—低盐度的流体中沉淀成矿。为获取该类流体的盐度，笔者采用了冷冻法。应用中国黑龙江 TRL-02 型冷热台，测得各件铜矿样品的初熔温度为 -20~-21 ℃，从而得知成矿流体属 NaCl-H₂O 体系。其冰点是 -9~-13 ℃，又获得成矿流体的 *w* (NaCl)为13%~17% (表2)。以上参数的获取

表 2 四川会理拉拉铜矿床冷冻法石英中包裹体成分结果

钻孔及样品编号	取样深度/m	岩石(矿石)名称	初熔温度/℃	冰点/℃	<i>w</i> (NaCl)/%	流体体系
IV ZK4-5	79.20	含铜黑云母石英片岩	-21	-13	17	NaCl-H ₂ O
IV ZK30-5	84.50	含铜黑云母石英片岩	-20	-9	13	NaCl-H ₂ O
IV ZK403-10	299.00	黑云母石英钠长岩(铜矿石)	-21	-13	17	NaCl-H ₂ O

是根据 Potter 等 1978 年的“NaCl 溶液的冰点与浓度关系”表中查得的。

3 密度及成矿压力

成矿流体的密度与成矿时介质的浓度和温度密切相关。对该区主要成矿阶段之一的第三世代和第四世代流体包裹体的冰点温度(盐度)及其相对应的均一温度用冷热台进行系统测定，并将其各值投影到 Ahmad 等 1980 年的 NaCl-H₂O 体系的 *t-w-ρ* 相关图上(图 1)，即获得第三世代成矿流体的密度值为 0.82~0.89 g/cm³；第四世代成矿流体的密度值为 0.94~0.97 g/cm³。

在第二世代的流体中发现了较多的 CO₂ 包裹体，笔者利用三相 CO₂ 包裹体，按 CO₂ 密度或比容等值线法，测得成矿压力为 20.0~42.5 MPa，表明拉拉铜矿床是在接近地表较浅的部位形成的。

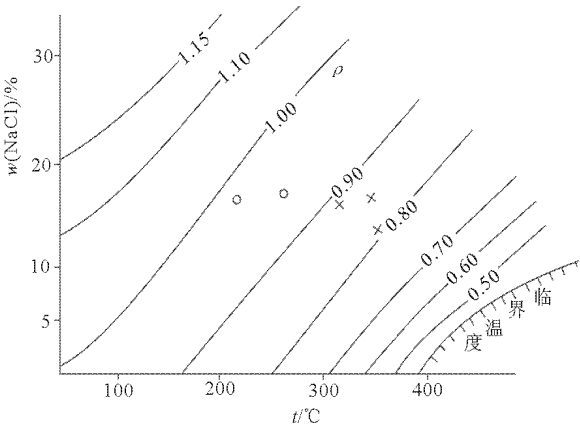


图 1 四川会理拉拉铜矿床主要成矿阶段流体的密度值(ρ) (据 Ahmad 等, 1980)

×代表第三世代成矿流体；○代表第四世代成矿流体

总之，拉拉式铜矿床的成矿模式特征：深源-浅成-多期动热改造的岩浆热液矿床。

摘自《地质科技情报》1998 年增刊

编者按：编者曾将内蒙古哈达门沟金矿归入造山型。李强之先生等通过单矿物金浸出实验研究认为，该矿床成矿流体富钾、高碱且氧化性强，矿石建造中铁氧化物含量高，矿床具铁氧化物型金矿床的特点。现将李先生等的研究成果节选，供参考。

内蒙古哈达门沟金矿床单矿物金浸出 实验研究及其地质意义

李强之^{1,2}，陈衍景¹，徐登科³，杨理勤³

(1. 北京大学 地质与空间科学学院，北京 100871；2. 武警黄金指挥部，北京 100102；3. 武警黄金地质研究所，河北 廊坊 065000)

铁氧化物型（铜）金矿床是最近才认识的一类后生矿床，它们一般形成于古元古代至中元古代的张性环境中（Meyer, 1988；Haauck, 1990；Hitzman 等, 1992；Davidson 等, 1998；Williams, 1998），典型矿床主要有：澳大利亚南部 Stuart Shelf 地区的奥林匹克坝，昆士兰 Cloncurry 地区的 Ernest Henry，巴西卡拉加斯地区的 Salobo 及 Igarape Bahia，智利 Atacama 地区的 Candelaria 等矿床。Kerrich 等人将铁氧化物型铜-金矿床作为 6 种重要金矿类型之一，并阐述了其特征、成因及地球动力学背景（Kerrich 等, 2001）。

哈达门沟大型金矿床产于华北克拉通北缘西段，赋矿岩石为前寒武纪一套高级变质岩系，近矿围岩蚀变以钾长石化为主，并构成主要的矿石类型。钾长石化蚀变岩型金矿石中的金属矿物除黄铁矿外，尚有较多磁（赤）铁矿，其成矿温度较高，

成矿流体高盐度、高氧逸度、偏碱性。另外该矿床与著名的白云鄂博稀土矿床产于同一地区（图 1），显示了张性构造背景对成矿的重要意义（聂凤军等, 1993）。这些特征均与 Kerrich 等人提出的铁氧化物型矿床的特征、成因及地球动力学背景相符合。本次研究过程中笔者对哈达门沟金矿不同类型矿石的黄铁矿及磁（赤）铁矿单矿物进行了浸取实验，发现磁（赤）铁矿中含金较高，磁（赤）铁矿中金的赋存状态主要为次显微金（胶体金、晶格金、吸附金等），同样给出哈达门沟金矿具铁氧化物型矿床特征的信息。鉴于 1）我国罕见关于铁氧化物型金矿的报道；2）我国学者对于铁氧化物型金矿床的地质特征了解较少；3）铁氧化物型金矿床往往储量巨大，具有重要的经济价值，因此，笔者拟报道哈达门沟金矿浸取试验研究中取得的初步结果。

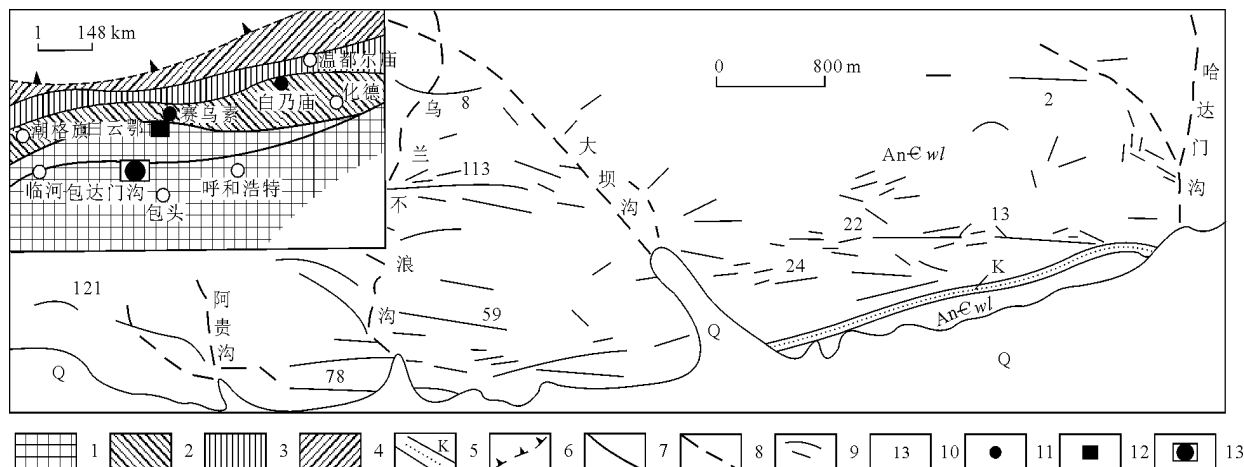


图 1 内蒙古自治区哈达门沟金矿区地质简图（据李强之等，1999 修改）

Q—第四系；AnEwl—前寒武系乌拉山群；1—太古宙—古元古代地层；2—中、新元古代地层；3—早古生代地层；4—晚古生代地层；5—钾长石化蚀变带；6—古大洋缝合带；7—区域性断裂；8—矿区内推测断裂；9—含金矿脉；10—矿脉群编号；11—中型金矿床；12—超大型稀土矿床；13—哈达门沟金矿区范围

1 区域地质和矿床地质概况 (略)

2 浸出实验介绍

对哈达门沟金矿含金石英脉 (样品号 DZ1)、钾长石化蚀变岩 (DZ2)、含金黄铁绢英岩化蚀变岩 (DZ3) 3 种矿化类型矿石粉碎后, 用双目镜挑选黄铁矿、磁 (赤) 铁矿单矿物, 并且采用化学法及电子探针对其进行测试, 证明挑选纯度均在 95% 以上。然后, 用玛瑙研钵将单矿物样品研磨至 160~200 目, 并对样品进行含金性测试。

1) 每件样品取样 1 g, 放于 100 mL 烧杯中, 加入王水 (1+3) 40 mL, 搅拌冷浸, 15 min 后将溶液过滤到 50 mL 容量瓶中。按照上述方法, 对残渣再重复实验 4 次。此过程每件样品各得到 40 mL 的溶液 5 份。2) 从上述得到的每份滤液中各取出 5 mL 置于 5 mL 比色管中, 用 J-A90-800 型 ICP 直读光谱仪上测定铁含量, 相对误差 10%。3) 将剩余滤液分别转移至 300 mL 三角瓶中, 加水至约 100 mL, 放入泡塑条 (0.5 cm×1 cm×3 cm), 盖上塞子后放在振荡器上振荡。4) 振荡 30 min 后取出泡塑条, 用蒸馏水冲洗泡塑条至冲洗液为中性, 将泡塑条挤干后放入预先加有 10 mL 浓度为 10 g/L 硫脲的 25 mL 比色管中, 经沸水浴 30 min 后取出泡塑条, 将溶液冷至室温后, 用日立 180-50 原子吸收仪测定金含量, 相对误差 5%。以上萃取实验和测试工作均在武警黄金指挥部测试中心完成, 测试结果列于表 1。

3 实验结果及其地质意义

3.1 金浸出曲线和金的赋存形式

研究表明, 金在矿物中的赋存状态有 3 种形式 (Boyle, 1979; 唐肖玫等, 1992): 1) 以颗粒状独立金矿物 (或互化物) 形式存在; 2) 以次显微胶体吸附状态不均匀分布在矿物中; 3) 以原子或离子形式占据晶格质点, 均匀分散在矿物中。金的赋存状态受 pH, Eh, 离子活度、矿物类型等多种因素的影响。例如, Simon 等 (1999) 对 Twin-Creeks 卡林型金矿的研究发现, 250 °C 以上缓慢结晶形成的自形—半自形砷黄铁矿或毒砂 [$w(\text{As})=0.33\%\sim0.85\%$] 矿物 [$w(\text{Au})=60\times10^{-6}$], 其 Au^0/Au^+ 可低至 0.052, 表明金主要以离子状态存在于砷黄铁矿或毒砂矿物中; 而 200~120 °C 快速结晶形成的非自形低砷黄铁矿的 $w(\text{Au})$ 可高

表 1 3 种金矿石中黄铁矿、磁 (赤) 铁矿浸取实验结果

t/min	$w(\text{Au})/10^{-6}$		$w(\text{Fe})/10^{-6}$		浸出率/%	
	溶液	残渣	溶液	残渣	金	铁
石英脉型矿石的黄铁矿 [$w(\text{Au})=129.75\times10^{-6}$]						
15	0.04	129.13	17.35	30.04	0.03	36.6
30	0.05	129.08	11.11	18.93	0.04	23.4
45	0.29	128.79	8.28	10.65	0.22	17.5
60	1.05	127.74	5.20	5.45	0.81	11.0
75	0.37	127.37	3.72	1.73	0.29	7.85
石英脉型矿石的铁氧化物 [$w(\text{Au})=117.48\times10^{-6}$]						
15	28.42	89.06	41.12	15.86	24.2	72.2
30	10.54	78.52	6.49	9.37	8.97	11.4
45	1.84	76.68	0.56	8.81	1.57	0.98
60	1.05	75.63	0.31	8.50	0.89	0.54
75	0.89	74.74	0.14	8.36	0.76	0.24
钾长石化蚀变岩型的黄铁矿 [$w(\text{Au})=254.05\times10^{-6}$]						
15	0.03	254.44	17.62	25.49	0.01	40.9
30	0.16	254.28	12.20	13.29	0.06	28.3
45	0.34	253.94	6.88	6.41	0.13	16.0
60	0.89	253.05	3.58	2.83	0.35	8.30
75	0.42	252.62	1.82	1.01	0.17	4.22
钾长石化蚀变岩型的铁氧化物 [$w(\text{Au})=197.37\times10^{-6}$]						
15	87.37	110	34.49	20.91	44.3	62.3
30	52.63	57.37	10.24	10.67	26.7	18.5
45	10.53	46.84	3.36	7.31	5.34	6.06
60	3.68	43.16	1.13	6.18	1.86	2.04
75	2.11	41.05	1.51	4.67	1.07	2.73
蚀变岩型矿石的黄铁矿 [$w(\text{Au})=283.18\times10^{-6}$]						
15	0.03	283.15	18.18	28.69	0.01	38.8
30	0.04	283.11	12.03	16.66	0.02	25.7
45	1.05	282.06	7.99	8.67	0.37	17.1
60	1.05	281.01	4.70	3.97	0.37	10.0
75	2.11	278.90	2.52	1.45	0.75	5.38
蚀变岩型矿石的铁氧化物 [$w(\text{Au})=166.94\times10^{-6}$]						
15	83.16	83.78	31.61	32.35	49.8	49.4
30	52.63	31.15	19.86	12.49	31.5	31.1
45	10.53	20.62	6.49	6.00	6.31	10.2
60	2.89	17.73	2.94	3.06	1.73	4.60
75	0.89	16.84	1.51	1.55	0.53	2.36

注: 溶液中的 Au 和 Fe 含量已分别被换算回 1 g 样品中, 并非测试溶液的浓度。浸出率=溶液中金或铁含量/样品中金或铁含量。

达 $595\times10^{-6}\sim1\,465\times10^{-6}$, 其 Au^0/Au^+ 升至 1.17~1.78, 表明 0 价自然金占据金含量的近 60% 以上。

从表 1 和图 2 可以看出, 黄铁矿和铁氧化物显示了明显不同的浸出曲线, 表现 1) 铁氧化物的 Au 和 Fe 浸出速率基本同步, 即金随着铁氧化物的分解而快速进入溶液; 黄铁矿的 Au 和 Fe 浸出速率差别较大, 即 Au 并没有随着黄铁矿的分解而溶解于王水溶液中; 2) 随着浸取时间的增长, 铁氧化物的 Au 浸出率逐渐降低, 而黄铁矿的 Au 浸出率逐渐升高。然而, 黄铁矿和铁氧化物的 Fe 浸出速率和曲线却基本相同; 3) 黄铁矿中, 金的浸出率与铁的浸出率相关性不明显 (表 1); 铁氧化物中,

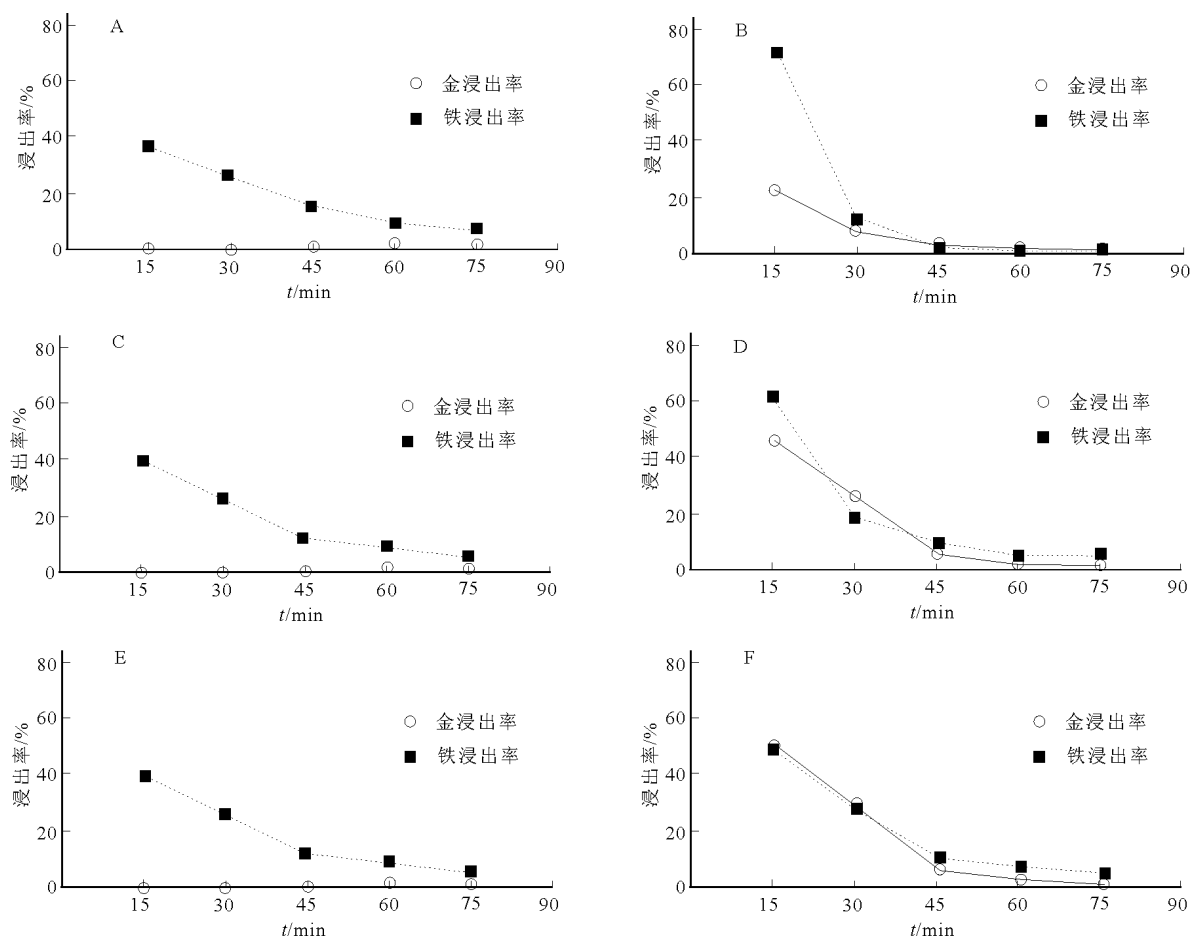


图2 3种类型矿石中黄铁矿及磁(赤)铁矿单矿物的金、铁浸取率曲线

图A和B分别为石英脉型矿石中的黄铁矿和磁(赤)铁矿; C和D分别为钾长石化蚀变岩型矿石中的黄铁矿和磁(赤)铁矿; E和F分别为蚀变岩型矿石中的黄铁矿和磁(赤)铁矿

金浸出率与铁浸出率正相关(表1)。以上事实表明,铁氧化物和黄铁矿都可以在王水溶液中快速分解,而金的浸出速率不同并不受溶液铁含量的高低所影响,因此只能考虑以下2个可能的影响因素:1)金在硫化物和氧化物的赋存状态不同;2)浸出过程中,溶液的物理化学性质存在差异。

如果金占据矿物晶格,或者以极为细小的颗粒被矿物吸附,在寄主矿物被分解时,金同时被解析出来,并以离子或微细胶体粒子的方式进入溶液,在这种情况下,金和寄主矿物可以呈现相同的解析或浸出曲线。因此,图2所示的铁氧化物中金与铁的不同步浸出曲线表明,金在哈达门沟金矿的铁氧化物中的赋存状态应为离子金或被铁氧化物吸附的微胶体金。

如果金作为较粗的颗粒金存在于寄主矿物的颗粒之间、裂隙或者内部缺陷中,金的溶解或分解则至少需要先后2个过程:首先是寄主矿物的分解或溶解,使金得以与溶剂接触;其次,颗粒金与溶剂接触后,逐步被溶解或分解。这种情况下,金的浸

出一定滞后于寄主矿物的分解和溶解,显示不同步的浸出曲线。因此,图2所示的黄铁矿与金浸出曲线不同步现象,尤其是Au浸出率在Fe浸出率大幅度衰减之后才逐渐增高的现象(表1),表明金在黄铁矿中主要是以颗粒金的方式存在的。事实上,光片显微镜观察也证明黄铁矿中确实存在粗粒状颗粒自然金。

但是,石英脉型和钾长石化蚀变岩型矿石中黄铁矿金浸出率的先升后降的现象(表1)表明,黄铁矿中可能还有部分离子金的存在。

当向黄铁矿试管中加入王水时,黄铁矿的溶解会逐渐降低系统的氧化性,并且系统仍然保持很强的酸性,即pH值较低。如此环境在理论上并不利于自然金的氧化,也就不利于金的溶解。最新的吸附实验(Widler等,2002)表明,金在黄铁矿-王水体系的溶解度是pH的函数(图3),即 $\text{pH} < 7$ 时,金不溶解,或者以 $[\text{AuSH}]^+$ 配合物的形式被黄铁矿吸附在黄铁矿的表面;相反,当 $\text{pH} > 7$ 时,金主要溶解在溶液中(主要形式仍然为 $[\text{AuSH}]^+$)。

显然,在王水溶解黄铁矿的过程中,酸性的环境和氧化性的降低不利于金的溶解,尤其不利于粗粒自然金的溶解。但是,石英脉型和钾长石化蚀变岩型矿石中黄铁矿金浸出率的先升后降的现象却难以用这种机制解释,似乎给出了离子金与颗粒金并存的信息,即浸出率的降低指示着离子金基本浸出完毕。

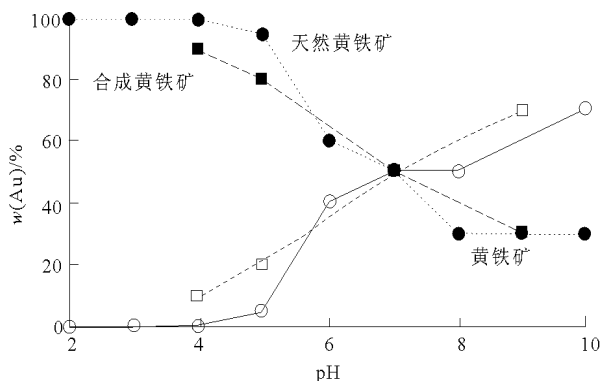


图3 黄铁矿对 $[\text{AuSH}]^0$ 配合物吸附性与 pH 值的关系 (25 °C) (Widler 等, 2002)

方框和圆圈分别表示合成黄铁矿和天然黄铁矿; 实心 and 空心符号分别表示金被吸附在黄铁矿表面和溶解在溶液中的百分比

当王水溶解铁氧化物时,溶液的氧化性能够保持,同时热液的酸性将会降低,即 pH 值逐渐升高。这种环境有利于金的进一步氧化和进一步溶解。此外,带正电荷的 Fe^{3+} 胶体溶液有利于吸附带负电荷的 $[\text{AuCl}_3]^-$ 和 $[\text{Au}(\text{SH})_3]^-$ 等配合物离子。因此,王水溶液很容易浸出铁氧化物中的离子金或微细粒吸附金。

综上所述,王水的浸出实验表明,铁氧化物中金主要以离子金或微细粒吸附金的形式赋存,有利于金浸出;黄铁矿中金主要以颗粒金形式存在,次为离子金或吸附金,因此不利于金的浸出。

3.2 地质意义

从实验前单矿物样品的金含量(表1)可以看出,黄铁矿及磁(赤)铁矿均有较高的金含量。并且,光片显微镜观察过程中也确实发现黄铁矿中含有颗粒金,磁(赤)铁矿中尚没有观察到颗粒自然金。尽管如此,这些数据和现象能够说明金的富集伴随于黄铁矿和铁氧化物(磁铁矿和赤铁矿)的形成。

金伴随黄铁矿沉淀而富集的现象是所有原生金矿共同具有的普遍规律,该规律已经被实验所证实,并且可以得到软硬酸碱理论的较好解释,即 Au 作为软酸,易于与 S^{2-} , HS^- , $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$, I^- , Br^-

等形成配阴离子,具有强烈的亲硫性(陈衍景等, 1992; 胡受奚等, 1998; Seward, 1989; Widler 等, 2002)。虽然铁氧化物富集金的现象也常见报道,但主要见于原生金矿和硫化物矿床的风化带中,原生金矿石的铁氧化物富集金的现象仅见于为数不多的铁氧化物型金矿床中。现在看来,大量富金的铁氧化物(磁铁矿、赤铁矿等)存在应是哈达门沟金矿非常重要的地质特征,因为这些铁氧化物中的相当一部分并非是成矿后的风化产物,而是在热液成矿过程中由高氧逸度的热流体作用形成,因此有时可见铁氧化物被硫化物交代的现象(中国人民武装警察部队黄金指挥部, 1995)。

据李强之等(1999)、中国人民武装警察部队黄金指挥部(1995)等研究,哈达门沟金矿的钾长石化现象十分强烈,矿石中磁铁矿、赤铁矿分布广泛且可见重晶石、钡天青石等氧化矿物的存在。钾长石化越强,金富集越强烈;成矿流体中钾含量较高、偏碱性、氧化性强;成矿系统的形成与碱性岩浆的侵入密切相关。这些特征被作为哈达门沟金矿的特征而区别于国内其他原生金矿床,而所有这些特征恰恰吻合于典型铁氧化物型金矿的成因标志(Kerrick 等, 2001)。此外,哈达门沟金矿床与著名的白云鄂博稀土-铌-钽-铁矿床产于同一构造单元,并分别位于华北克拉通北缘元古代盆地的南北边缘,区域内有较多不同时代的碱性岩浆(含碳酸岩岩浆)活动,指示深大断裂的存在和岩石圈张裂活动的发生,此构造环境对铁氧化物型矿床的形成具有特别重要的意义。

综上所述,哈达门沟金矿床在成矿地球动力学环境(张裂)、控矿地质因素(碱性岩浆岩)、成矿流体特征(富钾、高碱、高氧逸度)、矿石建造(富铁氧化物并被硫化物交代)、金矿化赋存形式等方面均可与典型铁氧化物型矿床相类比。由于该类矿床往往具有很大的储量,因此在今后的金矿床找矿评价过程中应给予重视,而铁氧化物的含金性也是重要的评价标志之一。

4 结 论

对哈达门沟金矿3种类型矿石中的黄铁矿、铁氧化物(磁铁矿和赤铁矿)单矿物进行金、铁浸取实验,结果表明:铁氧化物含金较高;黄铁矿金和铁的浸出曲线不同步,金浸出率与铁浸出率呈负相关,表明黄铁矿中的金主要以颗粒金形式存在;铁氧化物中金、铁同步浸出,浸出率为正相关,表明

铁氧化物中的金主要以晶格金和（或）胶体吸附金形式存在。结合哈达门沟金矿床形成于伸展构造背景，成矿流体富钾高碱且氧化性强，矿石建造中铁氧化物含量高，并且可见铁氧化物被硫化物交代的

现象等，表明哈达门沟金矿床具铁氧化物型金矿床的特点。

摘自《矿床地质》2003 年第 3 期

主要参考文献

- [1] 白鸽, 袁忠信, 吴澄宇, 等. 白云鄂博矿床地质特征和成因论证 [M]. 北京: 地质出版社, 1996.
- [2] 曹荣龙, 朱寿华, 王俊文. 白云鄂博铁-稀土矿床的物质来源和成因理论问题 [J]. 中国科学 (D 辑), 1994, 24 (12): 1 298-1 307.
- [3] 陈根文, 程德荣, 余孝伟. 四川拉拉铜矿黄铁矿标型特征研究 [J]. 矿物岩石, 1992, 12 (3): 85-91.
- [4] 陈好寿, 冉崇英, 刘卫华, 等. 康滇地轴铜矿床同位素地球化学 [M]. 北京: 地质出版社, 1992. 100.
- [5] 陈衍景, 刘丛强, 陈华勇, 等. 中国北方石墨矿床及赋矿孔达岩系碳同位素特征及有关问题讨论 [J]. 岩石学报, 2000, 16 (2): 233-244.
- [6] 杜安道, 何红蓼, 殷宁万, 等. 辉钼矿铼-钼同位素地质年龄测定方法研究 [J]. 地质学报, 1994, 68 (4): 339-347.
- [7] 贺节明. 川西会理拉拉钠交代岩及其原岩 [J]. 中国地质科学院报成都地质矿产研究所分刊, 1980, 1 (1): 59-77.
- [8] 侯宗林. 白云鄂博铁-钼-稀土矿床成矿模式及成矿作用 [J]. 地质与勘探, 1989, 25 (7): 1-5.
- [9] 胡受奚, 王鹤年, 王德滋, 等. 中国东部金矿地质学及地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 1998. 343.
- [10] 华仁民. 论昆阳拗拉谷 [J]. 地质学报, 1990, 64 (4): 289-301.
- [11] 黄典豪, 吴澄宇, 杜安道, 等. 东秦岭地区钼矿床的铼-钼同位素年龄及其意义 [J]. 矿床地质, 1994, 13 (3): 221-229.
- [12] 黄典豪. 东秦岭地区钼矿床中辉钼矿的铼含量及多型特征 [J]. 岩石矿物学杂志, 1992, 11 (1): 74-83.
- [13] 姜福芝. 我国海相火山铁铜矿床的成因类型及其某些成矿特征的讨论 [J]. 矿床地质, 1983, 2 (4): 11-18.
- [14] 金巍, 李树勋. 内蒙古大青山地区早元古造山带的岩石组成及特征 [A]. 钱祥麟, 王仁民. 华北北部麻粒岩带地质演化 [C]. 北京: 地震出版社, 1994. 32-42.
- [15] 李复汉, 覃嘉铭, 申玉莲, 等. 康滇地区的前震旦系 [M]. 重庆: 重庆出版社, 1988. 270-280.
- [16] 李强之, 朱成伟, 吴尚全, 等. 内蒙古自治区哈达门沟金矿床钾长石化蚀变特征及其成矿意义 [J]. 现代地质, 1999, 13 (3): 315-321.
- [17] 聂凤军, 裴荣富, 吴良士, 等. 内蒙古白乃庙地区岩浆活动与金属成矿作用 [M]. 北京: 北京科学技术出版社, 1993. 239.
- [18] 申屠保涌. 钠长岩类地质地球化学特征及变质变形与铜矿的形成——以四川会理拉拉铜矿床为例 [J]. 沉积与特提斯地质, 2000, 20 (3): 77-91.
- [19] 申屠保涌. 川西南拉拉铜矿含矿岩系特征及矿床成因探讨 [J]. 矿物岩石, 1986, 5 (2): 111-121.
- [20] 申屠保涌. 四川会理拉拉厂铜矿床动力变质-热液成矿模式 [J]. 矿床地质, 1998, 17 (增刊): 519-522.
- [21] 沈苏, 金明霞, 陆法元. 西昌—滇中地区主要矿产成矿规律及找矿方向 [M]. 重庆: 重庆出版社, 1988. 36-37.
- [22] 四川省地质局 403 地质队. 四川拉拉铜矿成矿地质特征 [A]. 铁铜矿产专集 [C]. 北京: 地质出版社, 1973. 84-96.
- [23] 孙燕, 李承德. 四川拉拉铜矿床成矿机制研究 [J]. 成都地质学院学报, 1990, (4).
- [24] 唐肖玫, 姚敬勋. 化学物相分析方法研究矿石中金的赋存状态 [J]. 岩矿测试, 1992, 11 (2): 162-167.
- [25] 王时麒. 内蒙古乌拉山石墨矿床碳同位素组成及成因分析 [A]. 钱祥麟, 王仁民. 华北北部麻粒岩带地质演化 [C]. 北京: 地震出版社, 1994. 210-217.
- [26] 王亚芬. 海相火山岩型黄铁矿中 Co/Ni 比值特征及意义 [J]. 地质与勘探, 1981, (8): 33-35.
- [27] 西南冶金地质局 603 地质队. 四川省会理县拉拉铜矿落洞矿区详细勘探地质报告 [R]. 成都: 西南冶金地质勘查局, 1982. 285.
- [28] 徐国风, 邵洁涟. 黄铁矿的标型特征及实际意义 [J]. 地质论评, 1980, 26 (6): 541-545.
- [29] 杨应选, 仇定茂, 阙梅英, 等. 西昌—滇中前寒武系层控铜矿 [M]. 重庆: 重庆出版社, 1988. 153-183.
- [30] 袁忠信, 白鸽, 吴澄宇, 等. 内蒙白云鄂博钼、稀土、铁矿床的成矿时代和矿床成因 [J]. 矿床地质, 1991, 10 (1): 59-70.
- [31] 中国地质科学院地质矿产所. 金属矿物显微镜鉴定 [M]. 北京: 地质出版社, 1978.
- [32] 中国人民武装警察部队黄金指挥部. 内蒙古自治区哈达门沟伟晶岩型金矿地质 [M]. 北京: 地震出版社, 1995. 227.
- [33] 中科院地化所. 白云鄂博矿床地球化学 [M]. 北京:

科学出版社, 1988.

- [34] Adshead N D, Voulgaris P, Muscio V N. Osborne copper-gold deposit [A]. Berkman D A, Mackenzie D H. *Geology of Australian and Papua New Guinean Mineral Deposits* [C]. Melbourne: The Australia IMM, 1998. 793-799.
- [35] Baker T, Laing W P. Eloise Cu-Au deposit, east Mt Isa Block: Structural environment and structural controls on ore [J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 1998, 45: 429-444.
- [36] Baker T. Alteration, mineralization and fluid flow evolution at the Eloise Cu-Au deposit, Cloncurry district Northwest Queensland, Australia: Filtering key components in exploration models [J]. *Economic Geology*, 1998, 93: 1 213-1 236.
- [37] Barton M D, Johnson D A. Alternative brine sources for Fe-Oxide (-Cu-Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals [A]. Porter T M. *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective* [C]. Adelaide: AMF, 2000. 43-60.
- [38] Barton M D, Johnson D A. Evaporitic-sourced model for igneous-related Fe-oxide- (REE-Cu-Au-U) mineralization [J]. *Geology*, 1996, 24: 259-262.
- [39] Boyle R W. The geochemistry of gold and its deposits [J]. *Geological Survey of Canada, Bulletin* 280: 1979, 584.
- [40] Craske T E. Geological aspects of the discovery of the Ernest Henry Cu-Au deposit, northwest Queensland [J]. *Australian Institute of Geosciences Bulletin*, 1995, 16: 95-109.
- [41] Davidson G J, Large R D. Proterozoic copper-gold deposits [J]. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 1998, 17: 105-113.
- [42] De Jong G, Williams P J. Giant metasomatic system formed during exhumation of midcrustal Proterozoic rocks in the vicinity of the Cloncurry Fault, NW Queensland [J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 1995, 42: 281-290.
- [43] Dilles J H, Einaudi M T. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada: A 6 km vertical reconstruction [J]. *Economic Geology*, 1992, 87: 1 963-2 001.
- [44] Espinoza S R, Veliz H G, Esquivel J L, et al. The cupriferous province of the Costal Range, northern Chile [A]. Camus E, Sillitoe R H, Peterson R. *Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralisation, Styles and Metallogeny* [C]. Society of Economic Geologists Special Publication No. 5, 1996. 19-32.
- [45] Fortowski D B, Mc Cracken S J A. Mount Elliot copper-gold deposit [A]. Berkman D A, Mackenzie D H. *Geology of Australian and Papua New Guinean Mineral Deposits* [C]. Melbourne: The Australia IMM, 1998. 775-782.
- [46] Frietsch R, Tuisku P, Martinsson O, et al. Early Proterozoic Cu (Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia [J]. *Ore Geology Reviews*, 1997, 12: 1-34.
- [47] Goad R E, et al. The NICO and Sue-Dianne Proterozoic iron-oxide-hosted, polymetallic deposits, NWT: Application of the Olympic Dam Model in exploration [J]. *Exploration and Mining Geology*, 2000, 9 (2): 123-140.
- [48] Gow P A, et al. Proterozoic iron-oxide (Cu-U-Au-REE) deposits, further evidence of hydrothermal origins [J]. *Geology*, 1994, 22: 633-636.
- [49] Groves D I, Vielreicher M N. The phalabowra (palabora) carbonatite-hosted magnetite-copper sulfide deposit, South Africa: an end-member of the iron-oxide copper-gold-rare earth element deposit group? [J]. *Mineralium Deposita*, 2001, 36: 189-194.
- [50] Guilbert J M. 2001 Jackling Lecture, Linkages among hydrothermal ore deposit types [J]. *Mining Engineering*, 2001, 53 (10): 29-37.
- [51] Harris N B W. The Petrogenesis of alkaline intrusives from Arabia and northeast Africa and their implications for within-plate magmatism [J]. *Tectonophysics*, 1982, 83: 243-258.
- [52] Hauck S A. Petrogenetic and tectonic setting of middle Proterozoic iron-oxide-rich deposits: An ore deposit model for Olympic Dam type mineralization [J]. *U. S. Geological Survey Bulletin*, 1990, (1932): 4-39.
- [53] Haynes D W, Cross K C, Bills R T, et al. Olympic Dam ore genesis: A fluid mixing model [J]. *Economic Geology*, 1995, 90: 281-307.
- [54] Haynes D W. Iron oxide copper (-gold) deposits: Their position in the ore deposits pectrum and modes of origin [A]. Porter T M. *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective* [C]. Adelaide: AMF, 2000. 71-90.
- [55] Hildebrand R S. Kiruna-type deposits: Their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear Magmatic Zone, northwest Canada [J]. *Economic Geology*, 1986, 81: 640-659.
- [56] Hitzman M W, Oreskes N, Einaudi M T. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposit [J]. *Precambrian Research*, 1992, 58: 241-287.
- [57] Hitzman M W. Iron oxide copper-gold deposits: What, where, when and why [A]. Porter T M. *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective* [C]. Adelaide: AMF, 2000. 9-25.
- [58] Holloway J R. Fluid in the evolution of granitic magmas: Consequences of finite CO₂ solubility [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1976, 87: 1 513-1 518.
- [59] Hopper D, Correa A. The Panulcillo and Teresa de Colmo

- copper deposits: Two contrasting examples of Fe-Ox Cu-Au mineralization from the Coastal Cordillera of Chile [A]. Porter T M. Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective [C]. Adelaide: AMF, 2000. 177-189.
- [60] Houston D L, Bolger C, Cozens G. A comparison of mineral deposits at the Gecko and White Devil deposits: Implications for ore genesis in the Tennant Creek District, Northern Territory, Australia [J]. *Economic Geology*, 1993, 88: 1 198-1 225.
- [61] Jan'ak M, O'Brien P J, Hurai V. Metamorphic evolution and fluid composition of garnet-clinopyroxene amphibolites from the Tatra Mountains, Western Carpathians [J]. *An International Journal of Mineralogy, Petrology, and Geochemistry, Lithos*. 1966, 39: 57-79
- [62] Jin Ming xia, Shen Su. Genesis and transport loci of Sn and W ore-forming fluid on the western margin of the Yangzi plate, China [M]. 30th International Geological Congress, Beijing, China, 1996. 143.
- [63] Jin Ming xia, Shen Su. Controls of ore localization and metallogenetic evolution of tin-tungsten deposits in the Mosuoying Region, Sichuan, China [J]. *Utkal University Special Publication Geology, B-Hubaneswar India*, 1994.
- [64] Keppler H, Wyllie P J. Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U and Th between melt and aqueous fluid in the systems haplogranite-H₂O-HCl and haplogranite-H₂O-HF [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1991, 109: 139-150.
- [65] Li Z X, Zhang L H, Powell C M. South China in Rodinia: A part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia? [J]. *Geology*, 1995, 23 (5): 407-410.
- [66] Lindblom S, Broman C, Martinsson O. Magmatic-hydrothermal fluids in the Pahtohavare Cu-Au deposits in greenstone at Kiruna, Sweden [J]. *Mineralium Deposita*, 1996, 31: 307-318.
- [67] Luck J K, Allegre C J. The study of molybdenites through the ¹⁸⁷Re-¹⁸⁷Os chronometer [J]. *Earth and Planet Science Letter*, 1982, 61: 291-296.
- [68] Mark G, Oliver N H S, Williams P J, et al. The evolution of the Ernest Henry Fe-Oxide (Cu-Au) hydrothermal system [A]. Porter T M. Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective [C]. Adelaide: AMF, 2000. 123-136.
- [69] Mark G. Albite formation by selective pervasive sodic alteration of tonalite plutons in the Cloncurry district, NW Queensland [J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 1998, 45: 765-774.
- [70] Marschik R, Fontbote L. Copper (-iron) mineralization and superposition of alteration events in the Puntadel Cobre belt, northern Chile [A]. Camus E, Sillitoe R H, Peterson R. Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralisation, Styles and Metallogeny [C]. Society of Economic Geologists Special Publication No. 5, 1996. 171-190.
- [71] Marschik R, Leveille R A, Martin W. La Candelaria and the Punta del Cobre District, Chile: Early Cretaceous iron-oxide Cu-Au (-Zn-Ag) mineralization [A]. Porter T M. Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective [C]. Adelaide: AMF, 2000. 163-175.
- [72] Mathur R, Marschik R, Ruit J, et al. Age of mineralization of the Cadelaria Fe oxide Cu-Au deposit and the origin of the Chilean iron belt, based on Re-Os isotopes [J]. *Economic Geology*, 2002, 97: 59-71.
- [73] Meyer C. Ore deposits as guides to geologic history of the Earth [J]. *Annual Reviews Earth and Planetary Science*, 1988, 16: 147-171.
- [74] Oreskes N, et al. Origin of REE-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, south Australia [J]. *Economic Geology*, 1990, 85: 1-28.
- [75] Page R W, Sun S-S. Aspects of geochronology and crustal evolution in the Eastern Fold Belt, Mt Isa Inlier [J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 1998, 45: 343-362.
- [76] Papageorge M. Iron oxide Cu-Au deposits: Separating fact from fantasy-short course [J]. *Geoscience Canada*, 2001, 28 (1): 31-36.
- [77] Perring C S, Pollard P J, Dong G, et al. The Lightning Creek sill complex, Cloncurry district, northwest Queensland: A source of fluids for Fe-oxide-Cu-Au mineralization and sodic-calcic alteration [J]. *Economic Geology*, 2000, 95: 1 067-1 089.
- [78] Pollard P J, Mark G, Mitchell L C. Geochemistry of post-1 540 Ma Granites in the Cloncurry District, northwest Queensland [J]. *Economic Geology*, 1998, 93: 1 330-1 344.
- [79] Pollard P J. Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-Oxide Cu-Au mineralisation [A]. Porter T M. Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective [C]. Adelaide: AMF, 2000. 27-41.
- [80] Pollard P J. Sodic-calcic alteration in Fe-oxide-Cu-Au districts: an origin via unmixing of magmatic H₂O-CO₂-NaCl ± CaCl₂-KCl fluids [J]. *Mineralium Deposita*, 2001, 36: 93-100.
- [81] Rath J G, Stein H J. Re-Os dating and sulfur isotope composition of molybdenite from tungsten deposits in western Namaqualand, South Africa: implication for ore genesis and the timing of metamorphism [J]. *Mineralium Deposita*, 2000, 35: 741-753.
- [82] Reeve J S, Cross K C, Smith R N, et al. Olympic Dam copper-uranium-gold-silver deposit [A]. Hughes F E. Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea [C]. Melbourne: The Aus IMM, 1990. 1 009-1 035.

- [83] Requia K, et al. Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajas mineral province, northern Brazil [J]. *Mineralium Deposita*, 2003, 38 (6): 727-738.
- [84] Reyes M. The Andacollo strata-bound gold deposit, Chile, and its position in a porphyry copper-gold system [J]. *Economic Geology*, 1991, 86: 1 301-1 316.
- [85] Reynolds L J. Geology of the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag-REE deposit [A]. Porter T M. Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective [C]. Adelaide: AMF, 2000. 93-104.
- [86] Ronze P C, Soares A D V, dos Santos M G S, et al. Alemao copper-gold (U-REE) deposit, Carajas, Brazil [A]. Porter T M. Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective [C]. Adelaide: AMF, 2000. 191-202.
- [87] Rotherham J F, Blake K L, Cartwright I, et al. Stable isotope evidence for the origin of the MesoProterozoic Starra Au-Cu deposit, Cloncurry district, northwest Queensland [J]. *Economic Geology*, 1998, 93: 1 435-1 449.
- [88] Rotherham J F. A metasomatic origin for the iron-oxide Au-Cu Starra orebodies, Eastern Fold Belt, Mount Isa Inlier [J]. *Mineralium Deposita*, 1997, 32: 205-218.
- [89] Rubenach M J, Barker A J. Metamorphic and metasomatic evolution of the Snake Creek Anticline, Eastern Succession, Mt Isa Inlier [J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 1998, 45: 363-372.
- [90] Ryan A J. Ernest Henry copper-gold deposit [A]. Berkman D A, Mackenzie D H. Geology of Australian and Papua New Guinean Mineral Deposits [C]. Melbourne: The Australian IMM, 1998. 759-768.
- [91] Ryan P J, Lawrence A L, Jenkins R A, et al. The Candelaria copper-gold deposit, Chile [J]. *Arizona Geological Society Digest*, 1995, 20: 625-645.
- [92] Selby D, Creaser R A. Re-Os geochronology and systematics in molybdenite from the Endako porphyry molybdenum deposit, British Columbia, Canada [J]. *Economic Geology*, 2001, 96: 197-204.
- [93] Seward T M. The hydrothermal chemistry of gold and its implications for ore formation: boiling and conductive cooling as examples [J]. *Economic Geology*, 1989, (Monograph 6): 398-404.
- [94] Sillitoe R H. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region [J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 1997, 44: 373-388.
- [95] Sillitoe R H. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view [J]. *Mineralium Deposita*, 2003, 38 (7): 787-812.
- [96] Simon G, Huang H, Penner-Hahn J E, et al. Oxidation state of gold and arsenic in gold-bearing arsenian pyrite [J]. *American Mineralogists*, 1999, 84: 1 071-1 079.
- [97] Skirrow P G. Proterozoic Cu-Au-Fe mineral systems in Australia: Filtering key components in exploration models [A]. Stanley C J, et al. Mineral deposits: processes to processing [C]. SGA-IAGOD joint Int'l meeting, Porceeding, 1999, 1 361-1 364.
- [98] Skirrow R G, et al. Reduced and oxidized Au-Cu-Bi iron oxide deposits of the Tennant Creek inlier, Australia: an integrated geologic and chemical model [J]. *Economic Geology*, 2002, 97 (6): 1 167-1 202.
- [99] Skirrow R G. Gold-copper-bismuth deposits of the Tennant Creek District, Australia: A reappraisal of diverse high-grade systems [A]. Porter T M. Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective [C]. Adelaide: AMF, 2000. 149-160.
- [100] Souza L H, Vieira E A P. Salobo 3 Alpha deposit: Geology and mineralisation [A]. Porter T M. Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective [C]. Adelaide: AMF, 2000. 213-224.
- [101] Stein H J, Sundblad K, Markey R J, et al. Re-Os ages for Archean molybdenite and pyrite, Kuittila, Finland and Proterozoic molybdenite, Kabeliai, Lithuania: A metamorphic and metasomatic test for the chronometer [J]. *Mineralium Deposita*, 1998, 33: 329-345.
- [102] Suzuki K, Kagi H, Nara M, et al. Experimental alteration of molybdenite of the Re-Os system, infrared spectroscopic profile and polytype [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2000, 64: 223-232.
- [103] Tassinari C C G, et al. Age and Origin of the Cu (Au-Mo-Ag) Salobo 3A ore deposit, Carajas mineral province, Amazonian craton, northern Brazil [J]. *Episodes*, 2002, 26 (1): 2-9.
- [104] Tazava E, de Oliveira C G. The Igarape Bahia Au-Cu (REE-U) deposit, Carajas mineral province, Northern Brazil [A]. Porter T M. Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective [C]. Adelaide: AMF, 2000. 203-212.
- [105] Ullrich T D, Clark A H. The Candelaria copper-gold deposit, Region III, Chile: Paragenesis, geochronology and fluid composition [A]. Stanley, et al. Mineral Deposits: Processes to Processing [C]. Rotterdam: Balkema, 1999. 201-204.
- [106] Vidal C E, Injoque-Espinoza J, Sidder G B, et al. Amphibolitic Cu-Fe skarn deposits in the central coast of Peru [J]. *Economic Geology*, 1990, 85: 1 447-1 461.
- [107] Vila T, Lindsay N, Zamora R. Geology of the Manto Verde copper deposit, Northern Chile: A specularite-rich, hydrothermal-tectonic breccia related to the Atacama Fault Zone

- [A]. Camus E, Sillitoe R H, Peterson R. Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralisation, Styles and Metallogeny [C]. Society of Economic Geologists Special Publication No. 5, 1996. 157-170.
- [108] Villas R N, et al. Gold deposits of the Carajas mineral province: deposit types and metallogenesis [J]. *Mineralium Deposita*, 2001, 36 (3-4): 300-331.
- [109] Wang S, Williams P J. Geochemistry and origin of Proterozoic skarns at the Mount Elliott Cu-Au (-Co-Ni) deposit, Cloncurry district, NW Queensland, Australia [J]. *Mineralium Deposita*, 2001, 36: 109-124.
- [110] Widler A M, Seward T M. The adsorption of gold (I) hydrosulfide complexes by iron sulphide surface [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002, 66 (3): 383-402.
- [111] Williams P J, et al. Geochemistry of hypersaline fluid inclusions from the Starra (Fe-oxide) -Au-Cu deposit, Cloncurry district, Queensland [J]. *Economic Geology*, 2001, 96 (4): 875-883.
- [112] Williams P J, Skirrow R G. Overview of iron oxide-copper-gold deposits in the Cumamona province and Cloncurry district (Eastern Mount Isa Block), Australia [A]. Porter T M. Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective [C]. Adelaide: AMF, 2000. 105-122.
- [113] Williams P J. Iron mobility during synmetasomorphism in the Selwyn Range area, NW Queensland: Implications for the origin of ironstone-hosted Au-Cu deposits [J]. *Mineralium Deposita*, 1994, 29: 250-260.
- [114] Williams P J. Metalliferous economic geology of the Mt Isa Eastern Succession, Queensland [J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 1998, 45: 329-342.