

# 西藏多不杂超大型富金斑岩铜矿的蚀变-矿化特征 及高氧化成矿流体初步研究\*

## Preliminary study on alteration and mineralization features and high-oxidated ore-forming fluids at Duobuza super-large Au-rich porphyry Cu deposit, western Tibet

李光明<sup>1</sup>, 李金祥<sup>1</sup>, 秦克章<sup>1</sup>, 张天平<sup>2</sup>, 肖波<sup>1</sup>

(1 中国科学院矿产资源重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;

2 西藏地质矿产勘查开发局第五地质大队, 西藏 格尔木 816000)

Li GuangMing<sup>1</sup>, LI JinXiang<sup>1</sup>, Qin KeZhang<sup>1</sup>, Zhang TianPing<sup>2</sup> and Xiao Bo<sup>1</sup>

(1 Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology & Geophysics, CAS, Beijing 100029, China;

2 No.5 Geological Party, Tibet Bureau of Geology and Exploration, Golmu 816000, Tibet, China)

**摘要** 多不杂富金斑岩铜矿位于斑公湖-怒江缝合带北侧的铁格山岩浆弧中。具 O 型埃达克岩特征的闪长玢岩、花岗闪长斑岩侵入于中侏罗统雁石坪群中。岩体内及其围岩中蚀变强烈, 分带明显, 各种细脉、细网脉特别发育, 矿化为细脉-浸染状, 含矿斑岩全岩矿化, 少量矿化产于围岩中, 矿化为铜-金组合。发育丰富的热液磁铁矿、赤铁矿、金红石等, 铜、金沉淀与热液磁铁矿的形成关系密切; 矿石矿物总体上为黄铜矿>斑铜矿>黄铁矿, 黄铁矿很少, 矿区内还发育丰富的石膏脉, 说明母岩浆是高氧化性的。流体包裹体岩相学和显微测温结果显示高温阶段气相和含子矿物包裹体普遍共存, 中高温阶段液相和气相包裹体共存, 暗示流体沸腾可能是主要的成矿机制, 成矿流体是直接从岩浆熔体中出溶(600~900°C)的具高氧化性、(超)高盐度的富含 Cu、Au、S 元素的岩浆流体。成岩成矿时代为早白垩世, 系古特提斯洋闭合俯冲增生阶段的产物。

**关键词** 班公湖岛弧带; 多不杂富金斑岩铜矿; 蚀变脉系; 热液磁铁矿; 流体包裹体; 高氧化岩浆-流体

多不杂富金斑岩铜矿区位于西藏改则县北西约 100 km 处, 是西藏地矿局地质五队于近年发现的一处具超大型远景的富金斑岩型矿床, 是西藏地矿局近年来最重要的找矿进展之一, 引起了地质、矿业界的广泛关注。已有的研究结果显示该矿床为燕山晚期(曲晓明等, 2006; 笔者未刊资料)特提斯洋闭合时俯冲作用阶段形成的产物。成矿时代及其成矿特征明显不同于藏东玉龙和冈底斯成矿带上所发现的新生代斑岩铜钼矿床(侯增谦等, 2003; 芮宗瑶等, 2003), 其形成与碰撞加厚下地壳熔融产生的 C 型埃达克质岩有关(Hou et al., 2004), 而多不杂斑岩铜矿以富金、富磁铁矿为特征。本文从含矿斑岩、热液蚀变、脉系类型、流体包裹体的研究对该矿床的基本特征进行了初步总结。

## 1 地质背景

多不杂富金斑岩铜矿位于羌塘地块最南缘、斑公湖—怒江缝合带北缘铁格山岩浆弧中。班公错—怒江缝合带呈狭长带状近东西向展布, 长达 2000 km。黄汲清等(1993)和 Kapp 等(2003)分别根据区域构造和缝合带沉积相分析, 指出班公湖—怒江洋盆打开时间发生在三叠纪, 早侏罗世扩张成深海洋盆, 晚侏罗世洋壳开始向北侧羌塘地块之下俯冲消减, 至侏罗纪末—白垩纪初洋盆闭合, 此后进入弧-陆碰撞演化阶段。根据近年研究进展, 我们可初步认为班公湖—怒江特提斯洋至少经历了晚三叠世—早侏罗世往北俯冲、中晚侏罗世早期—早白垩世向北、往南双向俯冲、中白垩世碰撞缝合 3 个俯冲消亡阶段,

\*由国家自然科学基金(40672068)和青藏 973 项目藏东-冈底斯斑岩铜矿成矿作用课题(编号 2002CB412605)资助

第一作者简介: 李光明, 男, 1964 年生, 博士, 主要从事金属矿床成矿作用及成矿预测研究, E-mail: liguangming0505@yahoo.com.cn

多不杂富金斑岩铜矿的形成与早期向北俯冲增生事件有关。

## 2 矿床地质

矿区产于长轴近东西、长约 30 km, 南北宽约 10 km 的铁格山隆起带大型环形构造的北西边缘上。矿区一带出露地层主要为中侏罗统雁石坪群滨海相碎屑岩夹火山岩建造和下白垩统美日切组 ( $K_1m$ ) 火山碎屑岩夹安山玢岩。花岗闪长岩、辉绿玢岩、闪长岩、石英闪长岩、石英闪长玢岩、花岗闪长斑岩等侵位于雁石坪群和美日切组地层中, 主要以岩株、岩脉、岩墙产出, 主要产于 EW 向和 NW 向构造交汇部位。

多不杂东矿区产于多不杂花岗闪长斑岩和石英闪长玢岩体内及其围岩中, 控制矿体南北宽 100~400 m, 东西长 1 400 m, 向 200°方向陡倾, 倾角 65~80°。铜矿体总体特征是规模大、含矿斑岩全岩矿化、铜品位较高、富金 (0.94% Cu, 0.21 g/t Au)。矿化主要产于钾硅化带、硅化泥化带及青磐岩化带 (或角岩化带) 内, 在垂向上显示一定的变化规律, 上部为细脉浸染状矿石; 向深部逐渐过渡为稀疏浸染状矿石, 铜含量略降低, 而且金和铜正相关。矿石以细脉浸染状构造为主。矿石中金属矿物主要为黄铜矿、磁铁矿, 次为黄铁矿、赤铁矿、金红石, 少量辉铜矿、斑铜矿、自然金等。脉石矿物: 钾长石、钠长石、石英、黑云母、绢云母、绿泥石、伊利石、水白云母、高龄土、碳酸盐、石膏等。

另外在多不杂矿区还具有次生氧化富集带, 厚度约 60~80 m, 铜平均品位 1.17%, 金平均品位 0.28 g/t。主要由铁锰氧化物、孔雀石、蓝铜矿、褐铁矿、辉铜矿、自然铜、赤铜矿等组成。

多不杂矿区的含矿斑岩主要为石英闪长玢岩和花岗闪长斑岩, 呈岩株产出, 出露于矿区北东部和南西部, 北东部的岩株呈不规则的纺锤形, 大小 200 × 1 000 m, 南西部的复式岩株呈椭圆形, 出露大小 300 × 200 m (本文未涉及)。斑岩蚀变强烈, 是本矿区的主要含矿斑岩体, 新鲜斑岩样品已难以见到。

石英闪长玢岩: 由于蚀变强烈, 表现为暗灰绿色, 斑状结构, 块状构造, 斑晶主要为斜长石 (60%)、角闪石 (5%)、黑云母 (5%) 及少量石英 (5%), 斑晶含量约占 50%, 粒径约 2~5 mm。其中斜长石、角闪石及黑云母均有不同程度的蚀变, 基质主要由斜长石、石英及暗色矿物组成。

花岗闪长斑岩: 由于蚀变较强, 表现为浅灰色、灰色, 斑状结构、块状构造, 斑晶主要为斜长石, 短柱状, 卡氏双晶, 少量具环带, 大部分已粘土化。其次为石英, 浑圆状, 含量 20%, 另有钾长石、角闪石和黑云母, 但后两者已绿泥石化, 基质由细粒石英和粘土矿物组成。

笔者对上述弱蚀变斑岩样品有限的岩石化学及微量稀土元素分析结果显示具俯冲板片熔融 O 型埃达克岩特征 (Defant et al., 1990), 而不是碰撞加厚背景 C 型埃达克岩特征 (曲晓明等, 2006)。

## 3 热液蚀变及脉系特征

由于斑岩体的侵位, 矿区范围内发育广泛的热液蚀变, 目前所识别出的蚀变类型主要有黑云母化、钾长石化、磁铁矿化、硅化、绿泥石化、绢云母化、伊利石-水白云母化、高龄土化、绿帘石化及碳酸盐化等。蚀变具有一定的分带性, 由含矿斑岩中心向外可划分出钾硅化带、中级泥化带、泥化带、伊利石-水白云母化-褐铁矿化带~角岩带或青磐岩化带 (当围岩是中基性火山岩时), 而绢英岩化带在该区内不发育, 只在局部地段见绢云母石英呈细脉状穿插于岩石中。从钾化带到围岩中的青磐岩化带或硅化伊利石水白云母化带, 微破裂裂隙十分发育, 含脉率普遍在 60~350 条/m 之间, 多在 95~350 条/m, 最高达 500 条/m, 远高于江西铜厂铜矿与冈底斯带上的厅宫铜矿, 形成十分发育的“网状”、“交错细脉状”构造, 其矿石品位也相应增高, 大致相当于玉龙铜矿。

根据热液蚀变组合、脉系的穿插关系, 成矿可分为六个阶段: ①钾化: 早期钾化以热液黑云母蚀变为特征, 并伴有大量的热液磁铁矿 (含量最高可达 15%), 晚期钾化以钾长石化为特征; ②中级泥化阶段: 以大量出现绿泥石为特征, 伴有伊利石化和硅化; ③泥化阶段; ④硅化-伊利石-水白云母化, 主要发育于长石石英砂岩为主的围岩中; ⑤石英-黄铁矿阶段; ⑥最后阶段是晚期的含辉钼矿、少量石英的石膏脉和白色石英-碳酸盐脉发育。最主要的铜金沉淀阶段是早期钾化阶段和泥化阶段。

微破裂裂隙发育的同时, 相应地发育一系列的细脉及细网脉: ①钾化带中主要发育黑云母脉 (EB)、钾长石-黑云母-黄铜矿-石英脉、磁铁矿-阳起石-钾长石脉、石英-黄铜矿-磁铁矿脉 (A)、石英-磁铁矿-黑云母-钾长石脉; ②中级泥化带中发育中心具黄铜矿线的石英-黄铜矿脉 (B), 丝状黄铜矿细网脉, 黄铜矿-石膏脉等; ③在泥化带中主要发育黄铜矿-黄铁矿-石英脉和黄铁矿-石英脉, 黄铜矿-石膏脉, 石英-石膏-辉钼矿-黄铜矿脉; ④在围岩中主要发育的脉系有石膏脉、石英- (辉钼矿)-黄铜矿脉、石英-黄铁矿脉、石膏-黄铜矿脉、钾长石细脉、碳酸盐脉、石英-磁铁矿脉等。各种脉系发育的丰富程度远高于冈底斯带上的典型斑岩铜矿, 如驱龙铜矿。铜矿化高峰期主要有两个, 即早期的钾硅酸盐阶段 (黑云母化、钾长石化) 和绿泥石化阶段。而识别出的金矿化主要产于早期的钾硅酸盐化阶段 (出现自然金)。

## 4 流体包裹体特征

包裹体显微测温是在本所流体包裹体实验室完成, 低于 $600^{\circ}\text{C}$ 的包裹体测试使用Linkan THM SG600 型冷热台, 温度控制范围为 $-196\sim 600^{\circ}\text{C}$ , 对富液相包裹体和气相包裹体尽量对同一包裹体进行加热和冷冻测定, 以获得相应的盐度和均一温度。高于 $600^{\circ}\text{C}$ 的包裹体测试在Linkan THM SG1500型热台上进行。

### 4.1 包裹体类型

多不杂富金斑岩铜矿含矿斑岩石英斑晶、各种石英脉系及围岩中的硅化石英中均含有丰富的流体包裹体。总体上, 从斑晶石英-细脉石英-围岩中的硅化石英, 包裹体丰度和类型在减少。包裹体大小多数为 $4\sim 20\ \mu\text{m}$ , 少数大于 $20\ \mu\text{m}$ , 形态以椭圆形和负晶形为主, 少数为不规则形。根据室温下的相组成和加热时的相变特征分为三个大的类型: 即气-液包裹体、富气相包裹体和多相包裹体, 另外, 在石英斑晶及早期的石英脉中还可观察到了脱玻化的熔融包裹体, 而 $\text{CO}_2$ 包裹无论是室温下或是冷冻过程中均未观察到。

(1) Type 1: 为气液包体, 根据包裹体中相组成又可分为 2 个亚类:

① Type 1a ( $\text{L}+\text{V}\rightarrow\text{L}$ ): 主要由气液两相组成, 气/液比一般小于 40, 大小一般为 $4\sim 10\ \mu\text{m}$ , 加热时均一到液相。分布较广泛, 在所测的各种脉系、石英斑晶中均有分布, 只是比例不同而已, 总体上有从斑岩到围岩逐渐增多的趋势。

② Type 1b ( $\text{L}+\text{V}\pm\text{Si}\pm\text{Op}\rightarrow\text{L}$ ): 主要由气液两相组成, 另外还含有透明硅酸盐子矿物或不透明的金属矿物, 气/液比一般小于 40, 大小一般为 $4\sim 10\ \mu\text{m}$ , 加热时均一到液相。相对来说, 在石英斑晶中分布较多。

(2) Type 2: 为富气相包裹体, 根据包裹体中的相组成可分为三个亚类:

① Type 2a ( $\text{V}+\text{L}\rightarrow\text{V}$ ): 椭圆形-负晶形, 由气液两相组成, 气/液比一般为 $70\sim 95$ , 甚至有的气相包体完全由气相组成, 大小 $4\sim 20\ \mu\text{m}$ , 加热时均一为气相。分布较广, 从斑晶石英到围岩中的石英脉均有分布, 但在斑晶石英及早期脉中分布较丰富。

② Type 2b ( $\text{V}+\text{L}+\text{Op}\rightarrow\text{V}$ ): 椭圆形, 大小 $6\sim 18\ \mu\text{m}$ , 气/液比 $80\sim 90$ , 其中含有一个不透明的金属子矿物, 加热时均一到气相。主要分布于石英斑晶及石英-磁铁矿-黄铜矿细脉、石英-黄铜矿脉及石英-石膏-黄铜矿脉中。

③ Type 2c ( $\text{V}+\text{L}+\text{H}\rightarrow\text{V}$ ): 椭圆形, 大小 $6\sim 10\ \mu\text{m}$ , 气/液比 $70\sim 80$ , 其中含有石盐子晶, 但加热时均一到气相。主要分布于石英斑晶、石英-黄铜矿脉、石英-磁铁矿-黄铜矿细脉及辉钼矿石英细脉中。

(3) Type 3 ( $\text{L}+\text{V}+\text{MS}\rightarrow\text{L}$ ): 为多相包裹体, 根据其中的相组成可分为五个亚类:

Type 3a ( $\text{L}+\text{V}+\text{H}\rightarrow\text{L}$ ): 椭圆形, 大小 $4\sim 10\ \mu\text{m}$ , 气/液比 $20\sim 40$ , 其中含有石盐子晶, 加热时均一到液相。分布较广, 几乎所有包裹体中均有分布。

Type 3b ( $\text{L}+\text{V}+\text{H}+\text{Op}$  或  $\text{Hem}\rightarrow\text{L}$ ): 椭圆形-长条形, 大小 $4\sim 10\ \mu\text{m}$ , 平均 6, 气/液比 $10\sim 40$ , 以其中含有不透明的子矿物或红色的赤铁矿为特征, 加热时均一到液相。分布较广。

Type 3c ( $\text{L}+\text{V}+\text{H}+\text{Si}\rightarrow\text{L}$ ): 椭圆形-负晶形, 大小 $4\sim 10\ \mu\text{m}$ , 平均 7, 气/液比 $10\sim 30$ , 除石盐子晶外, 其中还含有透明的子矿物, 形态由长条形到不规则形或圆形, 加热时部分均一到液相。分布较广。

Type 3d ( $\text{L}+\text{V}+\text{H}+\text{Op}$  或  $\text{Hem}+\text{Si}\pm\text{Gp}\rightarrow\text{L}$ ): 椭圆形-负晶形, 大小 $6\sim 10\ \mu\text{m}$ , 气/液比 $10\sim 20$ , 除石盐子晶和透明子矿物外, 还含有不透明子矿物或赤铁矿, 有时含有石膏等, 加热时部分均一到液相。主要分布于石英斑晶和早期石英脉中。

Type 3e ( $\text{L}+\text{V}+\text{H}+\text{S}\pm\text{Si}\pm\text{Op}\pm\text{Hem}\rightarrow\text{L}$ ): 椭圆形, 大小 $4\sim 14\ \mu\text{m}$ , 气/液比 $5\sim 20$ , 含子矿物有石盐、钾盐、透明矿物(硅酸盐熔体)、不透明矿物及赤铁矿等, 其组成较复杂。加热时部分均一到液相。主要分布于石英斑晶、次为早期石英脉中。

### 4.2 成矿温度、盐度及压力

余宏全等(2006)报道了多不杂矿区中低温流体包裹体的初步观测结果。我们对各蚀变带中的石英细脉、石英斑晶进行了系统测试, 共获得 700 余个数据。结果显示, 该矿床形成于较宽的温度范围(从 $130^{\circ}\text{C}$ 到约 $900^{\circ}\text{C}$ ), 大致可以分为 $600\sim 900^{\circ}\text{C}$ 、 $600\sim 550^{\circ}\text{C}$ 、 $450\sim 550^{\circ}\text{C}$ 、 $450\sim 350^{\circ}\text{C}$ 、 $350\sim 250^{\circ}\text{C}$ 、 $250\sim 130^{\circ}\text{C}$ 六个温度区间, 均一温度集中于 $250\sim 600^{\circ}\text{C}$ 之间,  $350^{\circ}\text{C}$ 以下以液相包裹体为主,  $350^{\circ}\text{C}\sim 600^{\circ}\text{C}$ 之间以气相和多相包裹体为主,  $600\sim 900^{\circ}\text{C}$ 之间以多相为主, 伴有少量气相包裹体。而在多相包裹体中的透明硅酸盐矿物或其他矿物的消失温度有两个区间:  $584\sim 610^{\circ}\text{C}$ 透明未知子矿物消失,  $815\sim 985^{\circ}\text{C}$ 时圆形硅酸盐消失,  $918\sim 1007^{\circ}\text{C}$ 时透明长条形子矿物, 而不透明金属矿物在 $1028^{\circ}\text{C}$ 时消失, 说明这些硅酸盐矿物或熔体及金属矿物是在岩浆阶段捕获的。根据冷冻的冰点融化温度或石盐及钾盐融化温度所获得的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 范围较宽, 从 $0.8\%\sim 80\%$ , 并且明显分为 3 个盐度区。盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 小于 20%的中低区域为液相和气相包裹体; 而中高盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 区主要在 $30\%\sim 50\%$ 之间, 为多相包裹体; 超高盐度盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 区位于 $50\%\sim 80\%$ 之间, 主要为含石盐和钾盐子晶的多相包裹体, 除石盐和钾盐外可能还含有其他子矿物。根据所获得的均一温度和盐度数据, 在 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 体系相图(Ulrich et al., 2001)上获得的压力在 $1400\ \text{bar}$ 到 $100\ \text{bar}$ 之间, 其形成深度可能从 $5000\ \text{m}$ 到 $300\ \text{m}$ 的范围内, 而矿床的主体可能形成于 $700\ \text{m}\sim 1400\ \text{m}$ 。

## 5 讨论

### 5.1 岩浆流体分离

在多不杂矿区的流体包裹体研究显示在 600~900℃之间以多相为主,伴有少量气相包裹体,多相包裹体中固相硅酸盐在 1 035℃时熔化,而富含不透明金属矿物和硅酸盐熔体的包裹体中气相消失的均一温度介于 600~850℃之间,含盐度盐度  $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$  介于 30%~50%,表明在 600~900℃温度区间,流体和岩浆间存在一个过渡阶段,在这一阶段从斑岩体原始岩浆房初始分离具中高盐度的富含成矿物质的流体(如 Type3b、Type3d 型包裹体),金、铜以硫复合物在超临界盐水中运移(Loucks et al., 1999)。在 600℃左右,这样的流体发生沸腾,分离出高盐度流体包裹体和富气相包裹体,随温度的进一步降低和分离出的流体包裹体的聚集,在 500~450℃之间又发生沸腾,并伴有铜、金的沉淀,实际上,多不杂铜矿的形成从 500℃左右开始,并延续到约 300℃左右,其形成机制主要是这种周期性的流体沸腾作用。野外所观察到的岩体内及其围岩中的微破裂裂隙及各种细脉、细网脉十分发育与流体包裹体研究结果是吻合的。

### 5.2 高氧化岩浆-流体对富金斑岩成矿的制约

在矿区范围内的蚀变带中发育丰富的磁铁矿和石膏,流体包裹体中普遍出现赤铁矿子矿物,说明其形成的环境是高氧化状态的岩浆-热液体系。而造成高氧化状态的岩浆-热液体系的机制有两种:一种是由氧化状态较高的岛弧岩浆演化而成(Takagi T et al., 1997; Qin et al., 1998);另一种则是正在冷凝的长英质岩浆受到玄武质岩浆的底垫作用所致(Hattori, 1993)。在氧化环境下 S 主要以  $\text{S}^{6+}$  形式存在,但是 Cu 沉淀所需的还原性 S 如何而来的?磁铁矿的结晶导致还原 S 产生的可能是原因之一, Sun 等(2004)的研究也表明磁铁矿结晶促使会聚板块边缘岩浆中含金流体的释放,这与 Cu、Au 矿化与磁铁矿密切共生的现象相符合。因此,成矿流体演化过程中氧逸度变化可能是铜、金沉淀的重要控制因素之一。

### 5.3 与其他斑岩铜矿的比较

目前在中国,类似多不杂这样的斑岩富金铜矿含有丰富的热液磁铁矿、少黄铁矿、超热岩浆、高温高盐高氧化流体形成的矿床目前还未见报道,与世界上的富金斑岩进行比较,可以与印尼的 Grasberg(卢焕章, 2000)、菲尼宾的 Dizon(Akira, 2005)、智利的 Zaldivar(Eduardo, 2005)、阿根廷的 Bajo de la Alumbrera(Ulrich et al., 2001)、大不列颠哥伦比亚的 Island(Arancibia, 1996)等富金斑岩铜矿特征比拟,而上述矿床均为世界级的富集斑岩铜矿,预示多不杂矿区亦具有形成世界级富金斑岩铜矿的潜力。

## 参 考 文 献

- 卢焕章. 2000. 高盐度、高温和高成矿金属的岩浆成矿流体——以格拉斯伯格 Cu-Au 矿为例. 岩石学报, 16(4): 465~472.
- 曲晓明, 辛洪波. 2006. 藏西公湖斑岩铜矿带的形成时代与成矿构造环境. 地质通报, 25: 792~799.
- 芮宗瑶, 侯增谦, 曲晓明, 张立生, 王龙生, 刘玉琳. 2003. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升. 矿床地质, 3: 218~225.
- 余宏全, 等. 2006. 西藏多不杂斑岩铜矿床高温高盐度流体包裹体及其成因意义. 地质学报, 80: 1434~1447.
- Akira Imai. 2005. Evolution of Hydrothermal system at the Dizon Porphyry Cu-Au Deposit, Philippines. Resource Geology, 55: 73~90.
- Eduardo A and Campos et al. 2005. Magmatic fluid inclusions from the Zaldivar deposit, North Chile: The role of early metal-bearing fluids in a porphyry copper system. Resource Geology, 56: 1~8.
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y and Mo X X. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene East-west extension in southern Tibet. Earth and Planetary Science Letters. 220: 139~155.
- Kapp, Paul et al. 2003. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet. Tectonics, 22(4): 10~29.
- Loucks R R, and Mavrogenes J A. 1999. Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluids inclusions. Science, 284: 2159~2163.
- Qin K Z and Ishihara S. 1998. On the possibility of porphyry copper mineralization Japanese Islands. International Geology Review, 40(6): 539~551.
- Sun W D, Arculus R J, Kamenetsky V S and Binns R. 2004. Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization. Nature, 431: 975~978.