

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

西藏雄村大型铜金矿床的特征、成因和动力学背景

徐文艺¹⁾, 曲晓明²⁾, 侯增谦³⁾, 杨竹森²⁾, 潘凤维⁴⁾, 崔艳合¹⁾, 陈伟十¹⁾, 杨丹¹⁾, 连玉¹⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所成矿作用与资源评价重点实验室, 北京, 100037

2) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037

3) 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037; 4) 西藏地质调查研究院, 拉萨, 850000

内容提要:详细的蚀变矿化特征剖析揭示, 雄村矿床的矿化样式可明显地区分为两种类型, 即早期的细脉浸染状 Cu-Au 矿化和晚期的脉型金(银)-多金属矿化。早期细脉浸染状矿化的蚀变组合为:(钠长石化)-钾硅酸盐蚀变(局部)-红柱石化-广泛的绢英岩化-绿泥石化(青磐岩化?);晚期脉型金(银)-多金属矿化蚀变组合为:强烈硅化-绿泥石化-高岭石化。蚀变矿化组合、流体包裹体测试结果及稳定同位素(H、O、S)组成揭示, 早期细脉浸染状 Cu-Au 矿化可能属于未发育成熟的斑岩型矿化, 晚期脉型金(银)-多金属矿化为介于高硫型与低硫型之间的过渡型浅成热液矿化。雄村矿床可能为一套生矿床, 是未发育成熟的斑岩型矿化与浅成热液型矿化套生的产物;成矿流体组成上的一致性, 表明套生的两期矿化可能属于同一热液体系的两个连续的矿化阶段, 只是在两个矿化阶段成矿环境发生了较大改变。热液绢云母⁴⁰Ar/³⁹Ar 测年和似伟晶岩脉中的钾长石 K-Ar 测年, 表明雄村成矿系统形成于 47.62 ± 0.7 Ma ~ 38.11 ± 0.9 Ma 间, 与喜马拉雅—青藏高原造山带 52~40 Ma 间歇性松弛或 N-S 向伸展有关;但雄村矿床的最终套生定位, 与造山带 40~38 Ma 间的强烈挤压隆升有关。

关键词:喜马拉雅—青藏高原造山带;雄村;套生矿床;⁴⁰Ar/³⁹Ar 测年

喜马拉雅—青藏高原造山带是世界上最典型的活大陆碰撞造山带(O'Brien, 2001;侯增谦等, 2006), 是研究陆—陆碰撞作用和大陆动力学的天然实验室(Yin et al., 2000;许志琴等, 2006), 其形成演化近 30 年来一直备受世界地质学家关注。喜马拉雅—青藏高原造山带的形成演化伴随着大规模的成矿作用, 以成矿规模大、成矿时代新、矿床类型多、保存条件好为特征, 被誉为研究大陆碰撞成矿作用的理想场所(侯增谦等, 2003a)。建立碰撞造山带成矿作用模型是当前区域成矿理论研究的一个重要前缘(Pirajno et al., 2005), 同时, 通过成矿作用研究约束造山带的形成演化过程也是现代大地构造研究的重要趋向。

西藏雄村大型铜金矿床位于喜马拉雅—青藏高原造山带南部、拉萨地体南缘冈底斯岩浆岩带中段(图 1)。该矿于 1993 年由西藏地质六队在江西地矿局物化探大队圈出的水系沉积物异常中发现, 并于 2003 年开展矿区普查。目前一家加拿大矿业公司(Continental Minerals Corporation)在雄村矿区正以

50 m × 50 m 网度实施钻探, 截至 2005 年底, 在约 0.1 km² 的钻探范围内, 获得 Cu 储量 > 30 万吨(以 Cu 品位 > 0.44% 圈定), Au 储量 > 45t(以 Au 品位 > 0.65g/t 圈定)(Continental Minerals Corporation, 2006)。初步研究表明, 雄村铜金矿床是产于青藏高原碰撞造山带中的、伴随着碰撞造山和地壳抬升而形成的一种特殊类型的大型铜金矿床(徐文艺等, 2005, 2006), 具有重要的理论研究意义。同时, 雄村式矿床、矿点和矿化大量发育于冈底斯带, 具有很大的找矿潜力, 但却尚未深入勘查, 因此, 对雄村矿床深入开展研究对于冈底斯地区同类矿床进一步深入勘查或寻找意义深远。本文通过剖析雄村矿床的蚀变矿化样式、厘定其成矿时代, 探讨其可能的成因类型, 并力图从中提取成矿时期碰撞造山带的地球动力学演化信息。

1 区域地质背景

青藏高原造山带由依次增生于亚洲大陆南缘的若干地体拼贴而成, 是印度与亚洲大陆强烈碰撞的

注:本文为科技部“973”计划项目(编号 2002CB412605)和国家自然科学基金项目(编号 40303008)联合资助成果。

收稿日期:2006-06-11;改回日期:2006-08-07;责任编辑:郝梓国、刘志强。

作者简介:徐文艺,男,1970年生。博士,研究员。主要从事矿床地球化学研究。通讯地址:100037,北京西城区百万庄大街26号,中国地质科学院矿产资源研究所;电话 010-68999506;Email: xu-wenyi@163.com。

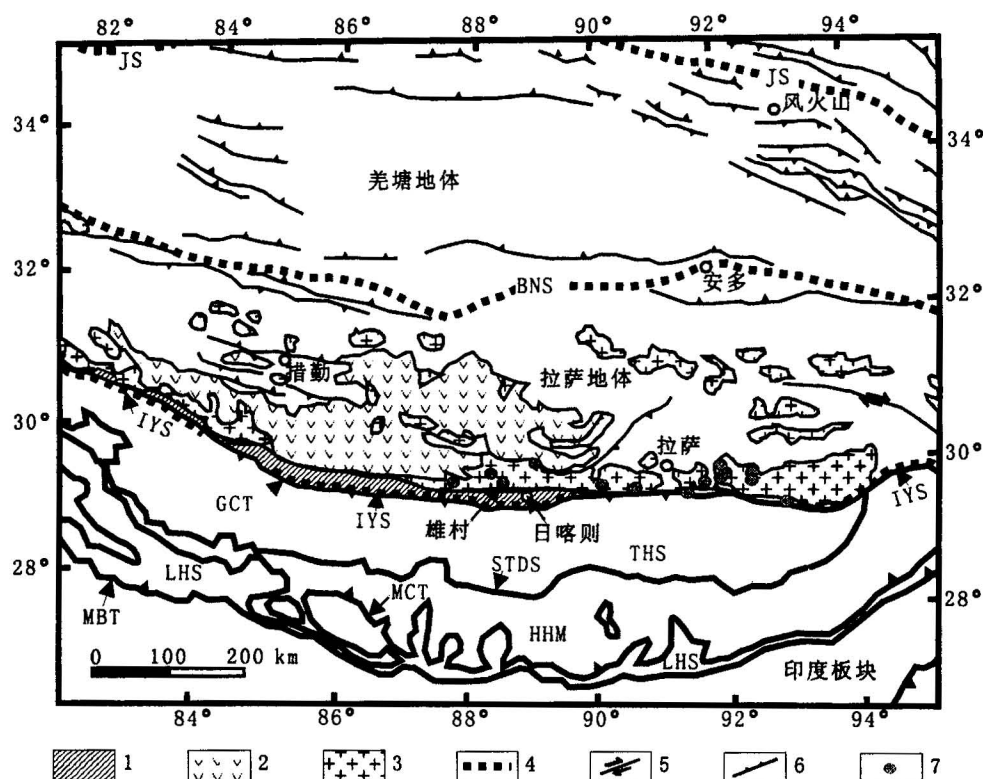


图1 青藏高原构造格架简图(据 Yin 等, 2000)

Fig. 1 Simplified tectonic map of the Himalayan-Tibetan Orogen (after Yin et al., 2000)

1—日喀则弧前盆地系列; 2—古近纪火山岩; 3—冈底斯花岗岩基; 4—缝合带; 5—走滑断层; 6—逆冲断层; 7—铜金矿床; LHS—低喜马拉雅变质沉积岩系; HHM—高喜马拉雅变质岩系; THS—特提斯喜马拉雅岩系; MBT—主边界逆冲断裂; MCT—主中央逆冲断裂; STDS—藏南拆离系; GCT—冈底斯中央逆冲断裂; IYS—印度河—雅鲁藏布江缝合带; BNS—班公湖—怒江缝合带; JS—金沙江缝合带

1—Xigaze forearc basin; 2—Early Tertiary volcanic rocks; 3—Gangdese batholith; 4—suture zone; 5—strike-slip fault; 6—thrust; 7—copper-gold deposit; LHS—low Himalayan meta-sedimentary sequences; HHM—high Himalayan metamorphic rocks; THS—Tethyan Himalayan sequences; MBT—main boundary thrust fault; MCT—main central thrust fault; STDS—south Tibetan detachment system; GCT—Gangdese central thrust; IYS—Indian river—Yaluzangbo suture zone; BNS—Bangonghu—Nujiang suture zone; JS—Jinshajiang suture zone

产物(Yin et al., 2000)。晚三叠世,拉萨地体开始从印度板块分离,新特提斯洋打开(Gaetani et al., 1991)。中白垩世期间,印度板块北部大洋岩石圈向北开始俯冲,导致了日喀则弧前盆地(Durr, 1996)和冈底斯地区安第斯型弧岩浆岩带的形成(Allegre et al., 1984; Harrison et al., 1992; Yin et al., 2000; 侯增谦等, 2003a)。晚白垩世晚期(约 70 Ma, Yin et al., 2000)或古新世(65 Ma 前后)(侯增谦等, 2006a),印度板块与亚洲板块沿印度河—雅鲁藏布江发生碰撞;此后,造山带经历了主碰撞阶段(65~41 Ma)、晚碰撞阶段(40~25 Ma)和后碰撞阶段(25~0 Ma),现在仍处于后碰撞伸展过程中(侯增谦等, 2006a)。

1.1 拉萨地体地质

拉萨地体的南北分别以印度河—雅鲁藏布江缝

合带和班公湖—怒江缝合带为界,主要沉积地层为奥陶系—石炭系—三叠系浅海碎屑沉积,基底为中元古代至早寒武世变质岩,以安多片麻岩为代表(Yin et al., 1988; Harris et al., 1988)。在拉萨地体南缘,古生界和中生界地层广泛地被白垩纪—新近纪冈底斯花岗岩岩基侵入,并伴有古近系(65~43 Ma)林子宗钙碱性-高钾钙碱性-钾玄岩系火山岩的大面积出露(莫宣学等, 2003; 周肃等, 2004)。林子宗钙碱性火山岩系不整合于强烈褶皱的奥陶系—白垩系地层之上,基本平铺的古新世—早始新世(65~43 Ma)火山岩,表明拉萨地体于此时没有发生显著的 SN 向缩短,尽管碰撞最终导致青藏高原造山带累计至少吸收了 1360km 地壳缩短(Yin et al., 2000)。

冈底斯岩基主体由岛弧花岗岩和碰撞期花岗岩

组成,时代变化于 120~24 Ma,集中于 55~45 Ma 和 30~24 Ma (Shares et al., 1984; Harrison et al., 1999),前者对应于印度—亚洲大陆大规模碰撞 (Beck et al., 1995; Lefort, 1996),后者与冈底斯逆冲断裂活动有关 (Yin et al., 1994; Yin and Harrison, 2000)。冈底斯花岗岩岩基多被后碰撞期花岗质斑岩体侵位 (20~10 Ma; Williams et al., 2001; 曲晓明等, 2003; Hou et al., 2004),构成了一条近东西向展布的花岗质斑岩带,发育著名的冈底斯斑岩铜矿 (侯增谦等, 2001, 2003b; 曲晓明等, 2001)。

1.2 拉萨地体构造

强烈褶皱的奥陶系—白垩系地层表明拉萨地体在碰撞早期处于强烈挤压环境。据侯增谦等 (2006b) 研究,印度大陆与亚洲大陆强烈碰撞期后

(52~41 Ma), 拉萨地体可能进入了一个间歇性松弛或 NS 向伸展阶段,其证据为:① 充填有镁铁质和长英质岩脉的系列东西向正断层 (55~50 Ma) (丁林, 2005, 私人交流);② 冈底斯岩浆岩带中长约 1500km 成对出现的幔壳混源正 ϵNd 花岗岩带 (52~41 Ma) 和闪长岩-辉长岩-辉石岩带 (52.5~47 Ma) (Scharer et al., 1984; Copeland et al., 1987; Mo et al., 2005),且与之伴生幔源玄武质次火山岩和辉绿岩脉 (42 Ma) (侯增谦等, 2006b; 高永丰等, 2006)。52~41 Ma 间歇性松弛或 N-S 向伸展可能与俯冲的洋壳板片断离有关 (Leech et al., 2005; 侯增谦等, 2006b)。由于俯冲前缘的洋壳板片断离,印度大陆俯冲板片因低密度而产生向上浮力,其结果使陡深俯冲变为平缓俯冲,于 40~38 Ma,拉萨地体再次进入挤压环境 (Chung et al., 2005; 侯增谦

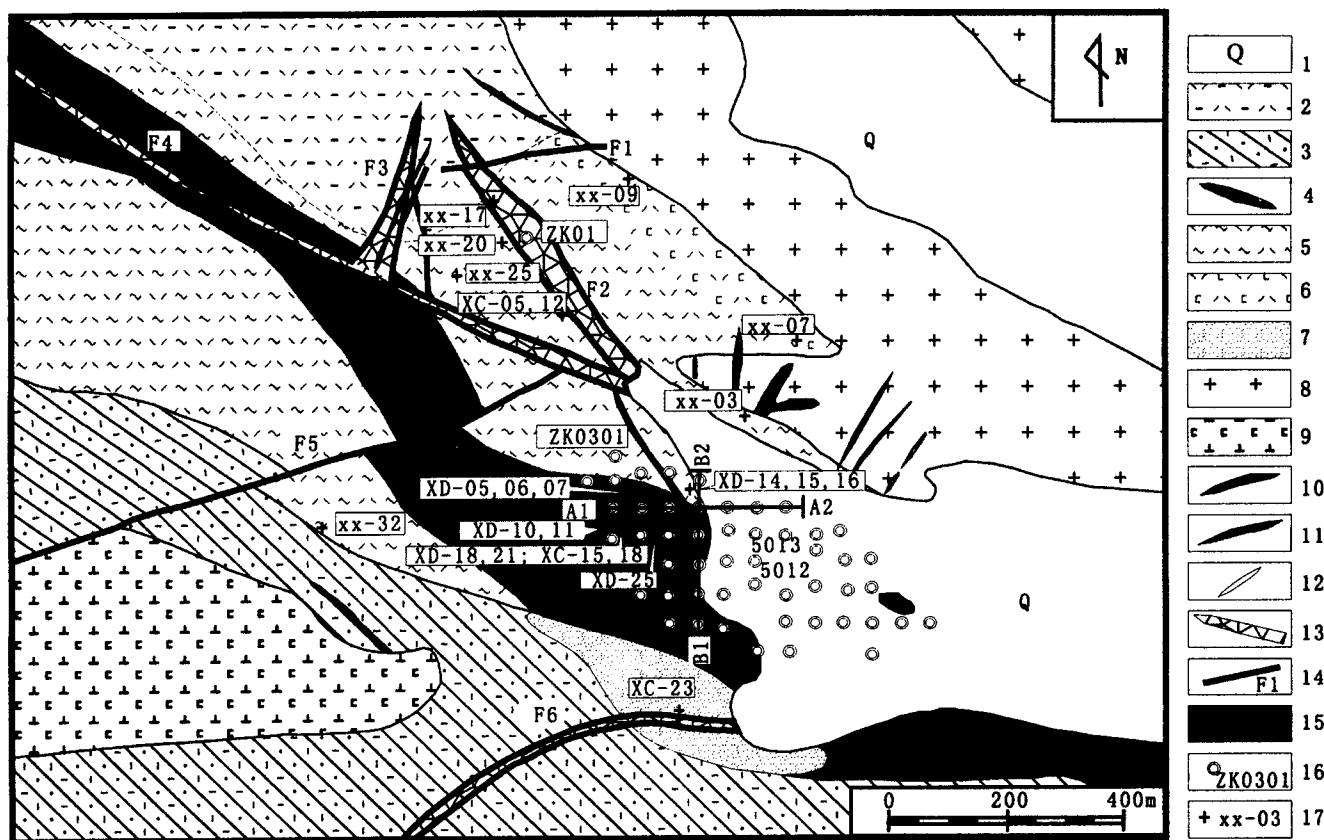


图 2 雄村铜金矿床地质图 (据西藏地质六队, 2003, 修改)

Fig. 2 Geological map of Xiongcu copper-gold deposit (revised from the sixth geological team of TBGMR, 2003)

1—第四系; 2—旦狮庭组晶屑岩屑凝灰岩; 3—弱硅化旦狮庭组凝灰质砂岩; 4—碳质板岩夹层; 5—绢英岩化叠加硅化蚀变带; 6—绿泥石化凝灰岩; 7—泥质蚀变带; 8—黑云母二长花岗岩; 9—青盘岩化闪长斑岩; 10—基性岩脉; 11—酸性岩脉; 12—孔雀石—石英脉; 13—硅化破碎带; 14—断层及编号; 15—矿体; 16—钻孔及编号; 17—取样位置及编号

1—Quaternary; 2—Crystal-lithic tuff of Danshiting Formation; 3—Weakly silicified tuffaceous sandstone of Danshiting Formation; 4—Carbonaceous slate intercalation; 5—phyllitic and silicified tuff; 6—chloritized tuff; 7—argillic alteration zone; 8—biotite monzogranite; 9—propylitic diorite porphyry; 10—basic dyke; 11—acidic dyke; 12—malachite-quartz vein; 13—silicified fracture zone; 14—fault and its number; 15—orebody; 16—drill hole and its number; 17—sampling location and sample number

等,2006b)。渐新世和中新世时期,拉萨地体先后经历了强烈挤压(30~24 Ma)(Yin et al., 1994; Yin et al., 2000)和强烈隆升(20~8 Ma)(Turner et al., 1993; Harrison et al., 1992; Ruddiman et al., 1989; 王成善等, 2000; Williams et al., 2001)和地壳伸展,最后发育大量的横切拉萨地体的NS向正断层系统(Coleman et al., 1995; Blisniuk et al., 2001)。

2 矿区地质

雄村矿区出露的主要地层为 K_2 — E_1 旦狮庭组火山碎屑岩和第四系更新统砾岩(图2)。区域上,旦狮庭组 Rb-Sr 年龄为 73.24 ± 18.54 Ma, K-Ar 年龄为 65.1 ± 2.6 Ma 和 52.8 ± 1.4 Ma (西藏地矿厅, 1996^①)。在雄村矿区,旦狮庭组是铜金矿床的容矿围岩,其岩性为一套强烈蚀变的英安质凝灰岩、凝灰质砂岩夹碳质板岩,其中英安质凝灰岩含大量晶屑(斜长石、石英等,多已蚀变)、玻屑和岩屑。

矿区内发育有多期岩浆岩,主要岩浆岩有黑云母二长花岗岩、石英闪长斑岩以及多种脉岩。黑云母二长花岗岩出露于矿区东北部,为矿区出露面积最大的岩体,属于矿区东北部的石英二长岩岩基的边缘相,其侵入时代为古新世(西藏地矿厅, 1996)。黑云母二长花岗(斑)岩呈中粒似斑状结构,斑晶主要为钾长石,基质为钾长石、斜长石、石英、黑云母和角闪石,副矿物主要有磁铁矿和锆石。黑云母二长花岗岩与围岩呈侵入接触关系,侵入接触带见有矽卡岩化,但岩体中目前未见矿化。

石英闪长斑岩(年龄目前未知)出露于矿区西南部,呈变余斑状结构,基质为变余微晶结构,岩石绿泥石化和绿帘石化强烈,偶见斜长石残斑,副矿物主要为榍石,岩石局部见有星点状黄铜矿。岩体边缘接触带发育有角岩化。

矿区脉岩有酸性脉岩和基性脉岩两类,前者有花岗细晶岩、花岗斑岩及似伟晶岩,后者有辉绿岩和煌斑岩。脉岩规模小,产状陡立,相互穿插,其中见有花岗斑岩脉贯入到铜金矿体中,并有矿化和蚀变。似伟晶岩脉由粗粒钾长石、白云母、电气石及自形黄铁矿组成,其钾长石 K-Ar 年龄为 47.62 ± 0.7 Ma(杨竹森,未刊数据)。

矿区断裂破碎带发育,并强烈硅化;其中 F2 呈 320° 方向从蚀变矿化带北侧穿过,破碎带宽 50~100 m; F4 断裂呈 290° 方向从蚀变矿化带中部穿过,破碎带宽 40~60 m。两断裂总体倾向均为北东,倾

角陡立且变化大。沿两断裂普遍分布有断层角砾岩和蚀变岩,并多已片理化,两断裂性质均表现为先张后压。F2 和 F4 断裂及其派生的北东向次级构造裂隙是矿区的主要控矿和容矿构造,矿区南部的硅化破碎带 F6 基本无矿化。此外,矿区还发育北东向断层 F1 和 F5,截穿矿体,时代较晚。

3 蚀变矿化特征

3.1 蚀变

雄村矿区岩石多已发生强烈蚀变,主要蚀变类型有黑云母化、钾长石化、白云母化、绢英岩化、硅化、绿泥石化、粘土化(高岭石化)、脉状碳酸盐(方解石和菱铁矿)化、重晶石化等;此外,还见有钠长石化、黝帘石化、石榴石(锰铝榴石)化、透辉石化、阳起石化、红柱石化和堇青石化。雄村矿区蚀变类型复杂且多期叠加,其中蚀变最为强烈且与铜-金矿化关系最为密切的蚀变类型为绢英岩化、硅化、绿泥石化和粘土化(高岭石化)。

黑云母化:黑云母化主要呈细粒(0.5~2 mm)团块状黑云母残留于蚀变矿化带中,时常伴有细粒的磁铁矿和黄铁矿,有时可见被绿泥石、黝帘石、红柱石(图版 I-1)和堇青石交代。电子探针分析显示(表1),Fe/(Fe+Mg)摩尔比为 0.37~0.42, Mg/(Mg+Fe+Mn) 摩尔比 0.57~0.62,属于镁黑云母,与常见的斑岩铜矿中的热液黑云母类似(徐文艺等,1997)。

钾长石化:钾长石化主要发育于蚀变矿化带的局部。电子探针分析显示(表2), Na_2O 含量为 0.62%~1.84%, $NaAlSi_3O_8$ 摩尔百分数为 5.59%~16.46%。采用 KBr 混合真空压片,在傅利叶变换近红外光谱仪(Bruker IFS-25)上分析显示,雄村矿区蚀变钾长石为正长石;根据 Кәңеліова(1971)提出的用波数 $600 \sim 650\text{ cm}^{-1}$ 区内 ν_1 和 $500 \sim 550\text{ cm}^{-1}$ 区内 ν_2 吸收带频率差值计算 Si-Al 红外有序度(θ)的方法,计算出其 θ 值为 0.52,属于 Si-Al 较为有序的正长石。雄村矿区蚀变钾长石的红外有序度(θ)远高于日本菱刈浅成热液金矿中的“沸腾”冰长石($\theta=0.15$)(Zhou et al., 2001),说明雄村矿区蚀变钾长石形成环境与典型浅成热液环境不同(Dong et al., 1995)。

绢英岩化:绢英岩化总体沿着矿区中部北西向断裂分布,构成长约 2 km、宽 100~400 m 绢英岩化带(图2、3);强烈绢英岩化凝灰岩除少量的碎屑石英和斜长石残留外,几乎完全由细粒石英和绢云母

组成,并伴有细脉—浸染状硫化物(图版 1-2、5)。

硅化:雄村矿区硅化蚀变广泛发育,强烈硅化主要沿矿区中部北西向断裂分布,叠加于绢英岩化带之上或穿插于绢英岩化带中(图 2、3),与高品位脉型 Cu-Au 矿化密切伴生;常见硅化沿着石英-硫化

物脉壁交代围岩(图版 1-6),与脉体呈渐变过渡关系;强烈硅化呈致密块状,由细粒结晶质石英组成。另外,在绢英岩化带南侧的凝灰质砂岩中也发育有广泛的硅化,但硅化程度相对较弱,仅伴有少量的硫化物矿化。

表 1 雄村矿区黑云母电子探针分析结果(%)及其化学式(O=11)

Table 1 Electron microprobe analyses (%) and formulas (O=11) the biotites from Xionggun deposit

样号	采样位置		SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^①	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	MnO	Cr ₂ O ₃	总量
XD-05	见图 2		38.63	17.07	15.52	11.80	10.34	0.13	2.16	0.43	0.02	96.09
XD-06	见图 2		42.53	21.50	11.32	10.88	9.87	0.16	0.60	0.51	0.02	97.39
XZ1-03	ZK01-144m		37.85	14.37	17.90	13.64	9.96	0.10	3.04	0.74	0.04	97.63
样号	Si	Al ^Ⅳ	Al ^Ⅵ	Fe	Mg	K	Na	Ti	Mn	Cr	$\frac{\text{Fe}^{\text{②}}}{(\text{Fe}+\text{Mg})}$	$\frac{\text{Mg}^{\text{②}}}{(\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Mg})}$
XD-05	2.864	1.136	0.356	0.962	1.304	0.978	0.019	0.120	0.027	0.001	0.425	0.569
XD-06	2.988	1.012	0.768	0.665	1.140	0.885	0.022	0.032	0.030	0.001	0.369	0.621
XZ1-03	2.811	1.189	0.069	1.112	1.510	0.944	0.014	0.170	0.047	0.002	0.424	0.566

注:①—FeO 为全铁;②—摩尔比。本文所有电子探针分析在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针实验室进行,仪器 JEOL JXA-EDS 8800R,加速电压 20kV,束流 2×10^{-8} A,束斑直径 5 μ m。

表 2 雄村矿区钾长石电子探针分析结果(%)及其化学式(O=8)

Table 2 Electron microprobe analyses (%) and formulas (O=8) of the K-feldspars from Xionggun deposit

样号	采样位置	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	FeO ^①	MgO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	P ₂ O ₅	总量
XZ1-04	Zk01-342m	64.61	18.57	1.84	14.67		0.19		0.01	0.01		0.1	99.99
XZ3-23	见图 2	64.41	18.03	0.62	16.54		0.01				0.02	0.04	99.67
XX-25(1)	见图 2	64.83	18.11	1.46	15.66		0.03	0.01	0.02			0.07	100.18
XX-25(2)	见图 2	64.59	18.6	1.72	14.41		0.07	0.02	0.05			0.05	99.50
样号	采样位置	Si	Al ^{IV}	Na	K	Ca	Fe	Mg	Ti	Cr	Mn		
XZ1-04	见图 2	2.981	1.010	0.165	0.864		0.007						
XZ3-23	见图 2	2.998	0.989	0.056	0.982						0.001		
XX-25	见图 2	2.995	0.986	0.131	0.923		0.001	0.001	0.001				
XX-25	见图 2	2.985	1.013	0.154	0.850	0.003	0.001	0.002					

注:①—FeO 为全铁。

表 3 雄村矿区绿泥石电子探针分析结果(%)及其化学式(O=14)

Table 3 Electron microprobe analyses (%) and formulas (O=14) of the chlorites from Xionggun deposit

样号	采样位置	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO ^①	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	总量
XD-18	见图 2	28.00	19.65	21.86	14.13	3.28	0.03	0.01	0.02	0.02			86.99
XD-18	见图 2	28.09	18.84	21.88	13.94	3.23	0.03	0.02	0.05	0.01			86.07
XD-18	见图 2	27.77	19.44	21.74	14.29	3.45	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	86.77	
XD-18	见图 2	28.01	18.72	22.10	13.01	3.22	0.02	0.02	0.04	0.04	0.02	0.01	85.20
XZ3-01	ZK01-144m	28.29	18.56	18.69	21.41	1.67	0.01	0.03	0.01		88.68		
样号	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Mg	Fe	Mn	Ca	Ti	Na	K	Cr	Fe/R ²⁺ ②	t(°C)
XD-18	2.840	1.160	1.189	3.306	1.199	0.282	0.002	0.002	0.006	0.001		0.250	298.018
XD-18	2.878	1.122	1.153	3.342	1.194	0.280	0.005	0.001	0.006	0.003		0.248	288.898
XD-18	2.831	1.169	1.167	3.305	1.218	0.298	0.003	0.002	0.004	0.003	0.001	0.253	300.124
XD-18	2.887	1.113	1.160	3.396	1.121	0.281	0.004	0.003	0.004	0.003	0.002	0.233	286.819
XZ3-01	2.899	1.101	1.141	2.856	1.835	0.145	0.001	0.002			0.001	0.379	283.799

注:①—FeO 为全铁;②—Fe/R²⁺=Fe/(Fe+Mg+Mn+Ca)摩尔比。

绿泥石化:雄村矿区绿泥石化有两种类型,一种呈面型广泛地分布于矿化带外围,伴有少量绿帘石、黝帘石、碳酸盐及磁铁矿和硫化物;另一种呈脉状产于矿化带中,或构成石英-绿泥石-硫化物脉,或沿石

英-硫化物脉壁交代围岩。前者类似于青磐岩化,后者可能晚于前者。与硫化物伴生的脉状绿泥石,镜下呈透明自形的片状,根据电子探针分析结果(表 3)和 D. Foster(1962)的绿泥石分类,属于斜绿泥石和

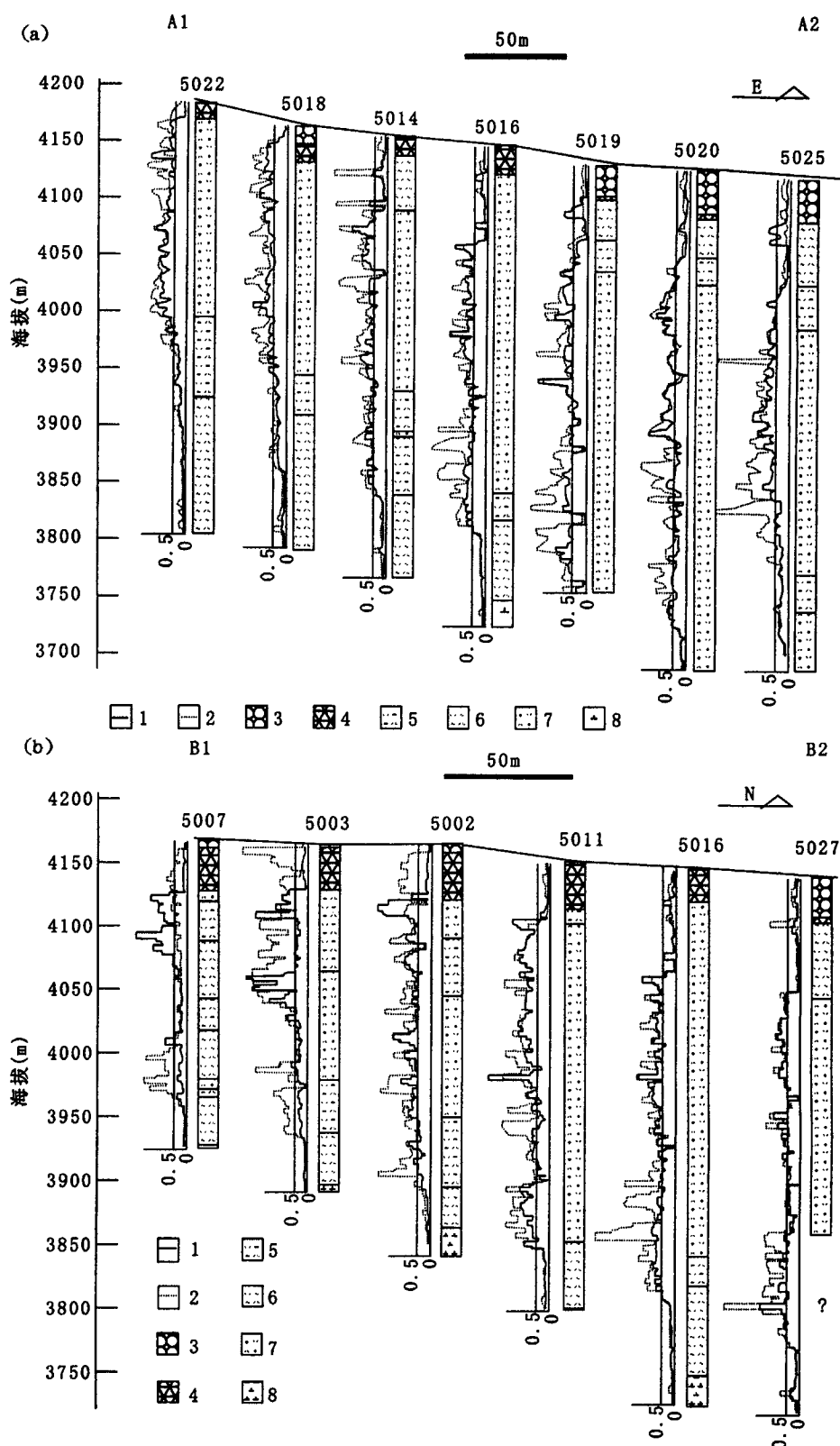
图3 雄村铜金矿钻孔剖面图

(据西藏地质六队和 Continental Minerals Corporation, 2005)

Fig. 3 Drill hole cross section of Xiongcun copper-gold deposit (revised from unpublished data of the sixth geological team of TBGMR and Continental Minerals Corporation, 2005)

1—铜品位(%); 2—金品位(g/t); 3—第四系; 4—氧化带; 5—绢英岩化凝灰岩; 6—弱绢英岩化凝灰岩; 7—硅化凝灰岩; 8—花岗闪长斑岩; A₁—A₂和B₁—B₂剖面位置见图2

1—Copper grade(%); 2—gold grade(g/t); 3—quaternary; 4—oxidized zone; 5—phyllitic tuff; 6—weakly phyllitic tuff; 7—silicified tuff; 8—granodiorite porphyry. locations of the sections A₁—A₂ and B₁—B₂ are labeled on Fig. 2.



铁镁绿泥石;根据绿泥石中四次配位 Al 离子数和 Cathelineau 等(1985)地质温度计,计算出绿泥石形成温度为 283.8~300.1℃。

泥质蚀变(高岭石化): 矿区高岭石化主要发育于矿化带的东南部、高品位金矿化的旁侧,构成泥质蚀变带(图2);泥化带中伴有硫化物,但尚未发现明矾石,达不到高级泥质蚀变。另外,在矿区中部矿化带中,还见有高岭石呈脉状产出,与脉型矿化伴生。

其他蚀变: 钻孔(如 ZK0301, 5012)岩心切片观察发现,雄村矿区深部发育有钠长石化,钠长石化岩石及其周围极少有硫化物。镜下还发现,矿化带局部还发育有红柱石和堇青石交代斜长石,有时交代热液黑云母。矿区碳酸盐化总体较弱,呈方解石脉和菱铁矿脉状穿插于矿体之中;重晶石化主要以重晶石-硫化物粗脉产出,脉中有时伴有高岭石。此外,矿区还

见有石榴石(锰铝榴石)化、透辉石化和阳起石化,主要发育于矿区东北部黑云母二长花岗岩与晶屑凝灰岩的接触带附近,在矿化带局部也见有透辉石和阳起石组成格架,其间充填有硫化物或被硫化物和白

云母、绢云母、绿泥石交代;石榴石化、透辉石化和阳起石化形成较早,可能与东北部岩体有关。

3.2 矿化

矿体产状:矿区铜金矿化受中部北西—南东向断裂破碎带控制,矿化带长约 2 km,宽 100~400 m。钻孔揭示,深部铜金矿化连续而且有良好的相关性,钻孔中矿化视厚度平均 225 m;钻孔剖面揭示(图 3)矿体呈扁透镜状或似板状,倾向北东,真厚度大于 150 m,目前矿体的四周延伸还没有被钻孔控制住(Continental Minerals Corporation, 2005)。

矿化样式:雄村矿区的矿化可明显地区分为两种样式,一种为细脉浸染状矿化,一种为脉型矿化,后者叠加于前者之上。

细脉浸染状矿化与绢英岩化密切伴生(图版 I-2、3、5),主要矿物组合为黄铁矿-黄铜矿-石英-绢云母,同时含有少量磁黄铁矿、磁铁矿、斑铜矿、闪锌矿及白云母、硬石膏。地球化学分析显示,主要成矿元素为低品位 Cu-Au(图 3, Continental Minerals Corporation, 2005)。

脉型矿化主要与硅化伴生,其次为绿泥石化和高岭石化。矿化脉通常较粗,脉宽从几厘米到大于 15 cm(图版 I-6、7),脉体不规则,时常由于脉壁强烈硅化而与蚀变围岩界线不清。脉型矿化以出现显微自然金和银金矿以及大量闪锌矿和方铅矿为特征;自然金和银金矿颗粒大小为 0.005~0.03 mm,产于黄铁矿晶体中,或与方铅矿一起充填黄铁矿裂隙(图版 I-4),电子探针分析显示自然金含

Au90.4%,银金矿含 Au57.38%。

根据矿物组合,脉型矿化可进一步分为 3 种类型:

(1)石英-黄铁矿-磁黄铁矿-闪锌矿-黄铜矿-方铅矿-自然金-银金矿组合,该组合中还出现有少量磁铁矿、赤铁矿、金红石、绿泥石、白云母、方解石和菱铁矿。

(2)重晶石-闪锌矿-黄铁矿-磁黄铁矿-方铅矿-自然金-银金矿-高岭石(少量)。

(3)石英-绿泥石-黄铜矿-黄铁矿-磁黄铁矿(少量)-方解石(少量)。

雄村矿区脉型矿化主要以组合(1)和组合(3)为主;组合(1)和组合(2)主要发育于浅部,组合(3)主要产于深部,显示出由深到浅,矿化元素由 Cu(Au?)→Au(Ag)-Zn-Cu-Pb 的矿化分带。

此外,雄村矿区局部还发育有角砾状矿化(图版 I-7),主要表现为石英、黄铜矿、黄铁矿及少量磁黄铁矿、绿泥石、方解石胶结具有细脉浸染状矿化的绢英岩化凝灰岩角砾。角砾不规则,从几毫米到大于 10 cm,表明角砾的形成可能与构造活动有关。根据角砾特征及胶结物矿物组合,雄村矿区的角砾状矿化可以归为脉型矿化。

磁黄铁矿是雄村矿区较为特征的广泛发育的硫化物之一,电子探针分析显示(表 4),磁黄铁矿的化学式为 $\text{Fe}_{0.858\sim 0.888}\text{S}$,其中 Fe 原子百分含量为 46.18% 到 47.03%,属于单斜磁黄铁矿,形成温度不超过 304℃(王濮等,1982)。

表 4 雄村矿区磁黄铁矿电子探针分析结果(%)

Table 4 Electron microprobe analyses (%) of the pyrrhotites from Xionggun deposit

样号	采样位置	Fe	S	As	Zn	Pb	Cu	Ni	Cd	Sb	Mn	Te	总量
XZ3-23	Zk0301-136m	60.26	39.29	0.02		0.02	0.01			0.02	0.02	0.01	99.65
XX-03	见图 2	60.39	39.76			0.04		0.08					100.27
XX-07	见图 2	59.78	39.64			0.03							99.46
XX-09	见图 2	59.88	39.15	0.02		0.01				0.05	0.07	0.01	99.18
XX-17	见图 2	60.59	39.18	0.02			0.03	0.01		0.01	0.01	0.01	99.85
XX-32	见图 2	59.36	39.74		0.06				0.02			0.01	99.18

表 5 雄村矿区闪锌矿电子探针分析结果(%)

Table 5 Electron microprobe analyses (%) of the sphalerites from Xionggun deposit

样号	采样位置	Zn	S	Fe	Cd	Mn	Pb	Cu	Bi	Ni	As	Sb	总量
XD-10	见图 2	55.64	33.18	6.74	0.60	0.06		3.12					99.34
XD-10	见图 2	61.87	32.91	3.29	0.60	0.03		0.83			0.02	0.01	99.54
XD-14	见图 2	57.23	33.48	7.78	0.52	0.17	0.03	0.11		0.03			99.35
XD-18	见图 2	60.13	33.43	4.06	0.37	0.99							98.98
XD-18	见图 2	62.99	32.60	2.59	0.33	0.78							99.29
XX-03	见图 2	58.20	33.16	7.89	0.07	0.05		0.16					99.52
XX-17	见图 2	56.78	33.87	8.30	0.04	0.18		0.02			0.02		99.21

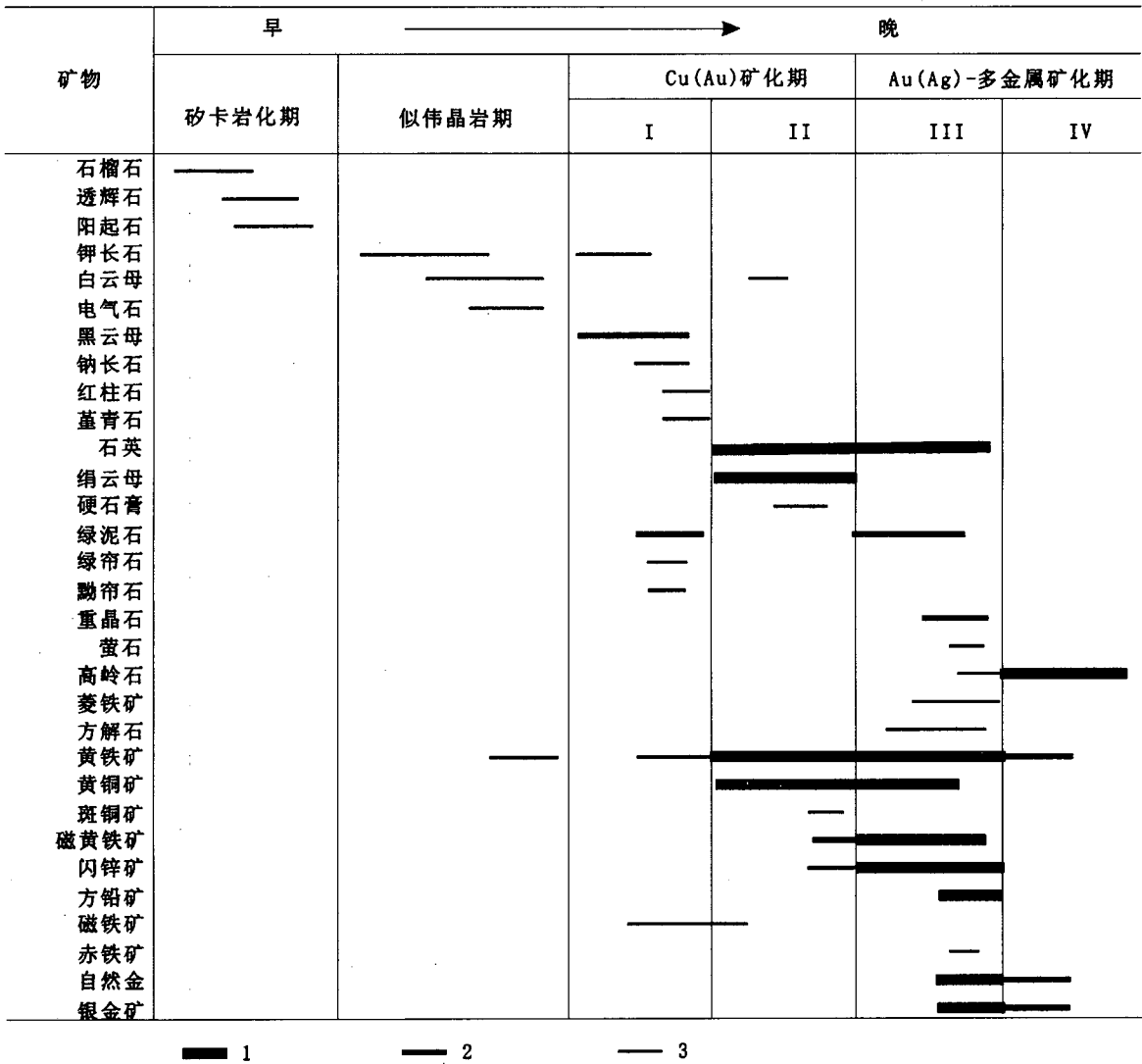


图 4 雄村矿床矿物共生顺序

Fig. 4 Paragenetic sequence of the alteration and ore minerals in Xiongcu deposit

1—强; 2—中; 3—弱; I—钾硅酸盐—磁铁矿—黄铁矿阶段; II—石英—绢云母—硫化物阶段; III—石英—绿泥石—Au(Ag)多金属硫化物阶段; IV—高岭石—硫化物阶段
1—Strong; 2—medium; 3—weak; I—K-silicate-magnetite-pyrite stage; II—quartz-sericite-sulfide stage; III—quartz-chlorite-Au(Ag)-polymetallic sulfide stage; IV—kaolinite-sulfide stage

闪锌矿是雄村矿区广泛发育矿石矿物之一, 粒度从<1 mm 到几厘米, 颜色变化从棕色到黑色。电子探针分析显示(表 5), 雄村矿区闪锌矿含 Fe 2.59%~8.30%、Cu 0.02%~3.12%、Cd 0.04%~0.60%、Mn 0.03%~0.99%, 富 Fe 和 Cu, FeS 摩尔百分数为 4.6%~14.1%。根据 250℃ 黄铁矿-磁黄铁矿-绿泥石-富铁闪锌矿(FeS >4 mol%)组合在 a_{S_2} - a_{O_2} 相图中的稳定区间(Heald et al., 1987), 雄村矿床成矿系统在 250℃ 条件下 $\lg a_{S_2} < -11.5$, $\lg a_{O_2} < -35$ 。

3.3 蚀变矿化阶段

根据脉体的穿插关系和镜下研究, 雄村矿床从早到晚总体上可分为四个主要蚀变矿化阶段:

钾硅酸盐-磁铁矿-黄铁矿阶段(I): 主要表现为脉状钾长石和细粒团块状黑云母-磁铁矿-黄铁矿组合。

石英-绢云母-硫化物阶段(II): 主要表现为绢英岩化伴生细脉浸染状硫化物。

石英-绿泥石-金(银)-多金属硫化物阶段(III): 主要表现为硅化、绿泥石化及少量高岭石化伴生的多金属硫化物脉。

高岭石-硫化物阶段(N):表现为强烈高岭石化伴有少量黄铁矿。

雄村矿区各蚀变矿化阶段主要矿物共生组合及生成顺序综合于图 4。

4 成矿时代

分析样品和分析方法:雄村矿区绢云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄测定在中国地质科学院地质研究所 K-Ar 同位素实验室完成。分析样品为石英-黄铁矿-黄铜矿-磁黄铁矿-闪锌矿脉(样号 XD-07)中的无色、细小鳞片状绢云母集合体。将绢云母集合体从脉体中分离出后,粉碎至 0.100~0.125 mm,经电磁选、浮选和重液初选出绢云母,然后在双目镜下手选出 62.20mg 纯净绢云母。将纯净绢云母用二次蒸馏水在超声波振荡条件下清洗 3 次,每次 3 分钟,以清除矿物表面和解理缝中的杂质,然后再用乙醇清洗 2 次,每次 3 分钟,以清除矿物表面有机质。清洗后纯净绢云母封存在石英瓶中,送入中国原子能科学研究院反应堆 H8 孔道接受中子照射,中子流密度为 $6 \times 10^{12} \text{ n} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,照射时间为 60h,积分中子通量为 $1.3 \times 10^{18} \text{ n} \cdot \text{cm}^{-2}$ 。样品阶段升温加热由电子轰击炉完成。质谱分析在 MM-1200B 质谱仪上完成。分析数据经质量歧视校正、大气氩校正、空白校正和干扰元素同位素校正。 ^{40}K 衰变常数取 $5.543 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$,不确定度以 2σ 表示。

分析结果:雄村矿区热液绢云母坪年龄(t_p)为 $38.11 \pm 0.9 \text{ Ma}$ (2σ) (表 6、图 5a),对应的 ^{39}Ar 析出量为 80.7%。 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 等时线年龄为 $38.2 \pm 2.4 \text{ Ma}$, $\text{MSWD}=0.23$,初始 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值为 287 ± 76 (图 5b),坪年龄与等时线年龄一致。根据 Lanphere 等 (1978) 及 Setterfield 等 (1992) 的判别标准,坪年龄 $38.11 \pm 0.9 \text{ Ma}$ 可以代表绢云母的形成年龄,因此揭示雄村铜金矿床成矿时代为始新世 (Eocene) 晚期,稍晚于拉萨地体南缘大范围碰撞期安第斯型钙碱性安山质火山岩岩浆活动 ($65 \sim 43 \text{ Ma}$) (Coulon et al., 1986; Pierce et al., 1988; 莫宣学等, 2003; 周肃等, 2004) 和冈底斯岩基第一个岩浆作用峰期 ($55 \sim 45 \text{ Ma}$) (Shares et al., 1984; Harrison et al., 1999)。绢云母视年龄坪 (图 5a) 同时还揭示出,雄村铜金矿床形成以后、在约 $25 \sim 10 \text{ Ma}$ (中新世) 受到了热扰动,这可能与冈底斯岩基第二个岩浆作用峰期 ($30 \sim 24 \text{ Ma}$) 和冈底斯岩基中大量 $20 \sim 10 \text{ Ma}$ 花岗质斑岩侵位 (曲晓明等, 2003; Williams et al., 2001) 有关。雄村矿床成矿时代早于冈底斯 Cu-

Au 矿带中已知的斑岩-矽卡岩矿床如南木铜矿、驱龙铜矿、厅宫铜矿等,后者 Re-Os 和 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄范围为 $20 \sim 14 \text{ Ma}$ (曲晓明等, 2001, 2003)。

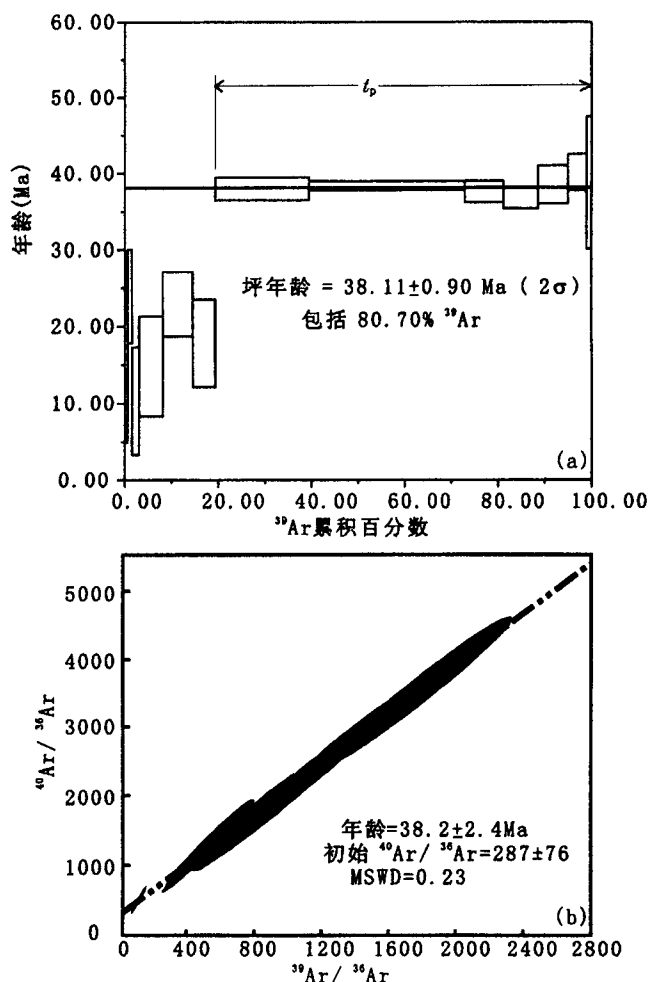


图 5 雄村矿床热液绢云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 分析年龄坪(a)及 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 等时线(b)

Fig. 5 Plateau age spectra (a) and $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ isochron (b) of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses of the sericite from Xiongcu copper-gold deposit

5 成矿流体特征

流体包裹体显微测温研究 (徐文艺等, 2005) 揭示:雄村矿床石英-绢云母-硫化物阶段均一温度范围为 $382 \sim 136^\circ\text{C}$, 均一压力范围为 $45.92 \sim 2.35 \text{ bar}$, 盐度范围为 $36.61\% \sim 1.23\% \text{ NaCleq.}$; 石英-绿泥石-金(银)-多金属硫化物阶段均一温度范围为 $229 \sim 121^\circ\text{C}$, 均一压力范围为 $19.09 \sim 1.94 \text{ bar}$, 盐度范围为 $10.86\% \sim 1.23\% \text{ NaCleq.}$ 。拉曼探针和气、液相色谱分析 (徐文艺等, 2006) 显示, 上述两阶段成矿流体, 除 CH_4/CO_2 摩尔比值在后

表 6 雄村铜金矿绢云母阶段加热氩同位素分析数据
Table 6 ^{40}Ar - ^{39}Ar step-heating data of sericite from Xiongcu copper-gold deposit

t (°C)	$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	F	^{39}Ar ($\times 10^{-14}\text{mol}$)	^{39}Ar (Cum, %)	年龄 (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
400	7.4544	0.0233	0.1211	0.0428	0.5785	13.90	0.56	12.10	7.20
500	4.0392	0.0098	0.0485	0.0158	1.1486	22.42	1.47	23.90	6.10
600	2.1770	0.0057	0.0755	0.0194	0.4910	38.16	3.01	10.30	7.00
700	1.6883	0.0033	0.0604	0.0138	0.7098	125.69	8.09	14.80	6.50
800	2.1070	0.0034	0.0546	0.0158	1.1009	158.01	14.47	22.90	4.20
900	2.2788	0.0048	0.0477	0.0170	0.8518	119.95	19.32	17.80	5.70
1000	2.2307	0.0013	0.0236	0.0135	1.8321	499.24	39.49	38.00	1.50
1100	2.0182	0.0006	0.0103	0.0131	1.8481	828.45	72.96	38.36	0.58
1180	2.0967	0.0010	0.0447	0.0175	1.8133	204.35	81.22	37.60	1.40
1230	2.3964	0.0021	0.0715	0.0190	1.7668	182.94	88.61	36.70	1.30
1280	2.4485	0.0020	0.0868	0.0159	1.8574	157.52	94.98	38.50	2.50
1330	2.4914	0.0019	0.1273	0.0167	1.9313	97.62	98.92	40.10	2.40
1400	4.3513	0.0090	2.6744	0.0382	1.8675	26.74	100.00	38.80	8.70

注:样号 XD-07; 样重 $W=62.20\text{mg}$; 照射参数 $J=0.011628$; 下标 m 表示样品中测定的同位素比值; $F=^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, 为放射性成因 ^{40}Ar 和 ^{39}Ar 比值; 总年龄 $=34.3\text{Ma}$ 。

一阶段显著增大外,在化学组成上基本类似,均为富 CO_2 、 N_2 和 CH_4 的 $\text{Na}^+ - \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+} - \text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-}$ 体系,表明两阶段成矿流体属于同一热液体系,在演化上存在连续性。两阶段成矿流体 Na^+/K^+ 摩尔比值范围为 $1.47 \sim 7.12$, $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ 摩尔比值范围为 $1.03 \sim 29.28$, 显著不同于海水 (Na^+/K^+ 摩尔比值 > 50) (Frape et al., 1987) 和现代海底热水 (如 California 湾的 Salton Sea, $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ 摩尔比值 > 10000) (Helgeson, 1968; McKibben et al., 1987)。

6 稳定同位素特征

氢、氧同位素分析 (徐文艺等, 2006) 显示: 雄村矿床石英-绢云母-硫化物阶段 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值范围为 $-4.7\text{‰} \sim +2.2\text{‰}$, $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}, \text{H}_2\text{O}}$ 值范围为 $-101\text{‰} \sim -82\text{‰}$; 盐度范围为 $36.61\text{‰} \sim 1.23\text{‰}$ NaCl eq. ; 石英-绿泥石-金(银)-多金属硫化物阶段 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 -3.6‰ , $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}, \text{H}_2\text{O}}$ 值为 -104‰ 。氢、氧同位素组成揭示雄村矿床成矿流体以大气水为主,但不能排除岩浆水的参与。

雄村矿区硫化物和硫酸盐单矿物硫同位素分析, 根据 Robinson 等 (1975) 方法制备 SO_2 , 在中国地质科学院矿产资源研究所稳定同位素实验室 Finnigan MAT-251EM 上进行, $\delta^{34}\text{S}$ 分析可重复性优于 $\pm 0.2\text{‰}$ 。分析 (表 7) 显示, 硫化物和重晶石 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值分别为 $-0.8\text{‰} \sim +0.1\text{‰}$ 和 $+13.7\text{‰}$ 。Qin 等 (2005) 分析雄村矿区硫化物 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值为 $0 \sim +1.4\text{‰}$, 另有一个黄铁矿为 -5.9‰ 。硫同位素分析揭示雄村矿区硫主要源于深部, 部分可能来源于地层。

根据氢、氧、硫同位素组成及成矿流体的高盐度特征推断, 尽管雄村成矿流体以大气水占主导, 但深源岩浆水对于成矿可能发挥了重要作用。

表 7 雄村矿区硫化物及硫酸盐硫同位素组成
Table 7 Sulfur isotopic compositions of the sulfide and sulfate from Xiongcu deposit

样号	矿物组合	分析矿物	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰)
XC-05	黄铁矿-黑云母	黄铁矿	-0.6
XC-12	钾长石-电气石-黄铁矿 (似伟晶岩脉)	黄铁矿	2.7
XC-15	黄铁矿-闪锌矿-重晶石	黄铁矿	-0.1
XC-15	黄铁矿-闪锌矿-重晶石	闪锌矿	-0.8
XC-15	黄铁矿-闪锌矿-重晶石	重晶石	13.7
XC-18	石英-黄铁矿-闪锌矿	黄铁矿	0.1
XC-23	高岭石-黄铁矿	黄铁矿	-0.4

注: 采用位置参见图 2。

7 讨论

7.1 可能的矿床成因

Qin 等 (2005) 提出雄村矿床为被晚期脉切割的中生代 VHMS 型矿床, 但雄村矿床的成矿年龄为 $38.11 \pm 0.9\text{Ma}$ 。雄村矿区或许存在中生代矿坯层, 但雄村矿床主体应形成于始新世末期陆内环境, 而且成矿流体的 Na/K 和 $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ 摩尔比值及 H_2O 同位素组成显著不同于海水和海底热水。有人提出雄村矿床为与矿区北部 10km 的谢通门-仁钦则剪切带有关的金矿 (西藏地矿厅, 1996), 但谢通门-仁钦则剪切带截穿了中新世二长花岗岩, 时代晚于雄村矿床, 而且雄村矿床细脉浸染状矿化和高的贱金属含量以及高的成矿流体盐度也区别于典型剪切带

型金矿(Kerrich et al., 2000)。

Continental Minerals Corporation (2004)把雄村矿床描述为似斑岩(porphyry-like) Cu-Au 矿床,芮宗瑶等(2004)认为雄村为一浅成热液矿床。雄村矿床兼具斑岩和浅成热液矿床的特征,如早期的钾硅酸盐蚀变、弱酸性的红柱石化蚀变、与强烈而广泛的绢英岩化密切伴生的细脉浸染状硫化物矿化(低品位 Cu, 伴有 Au)、外围广泛的绿泥石化(青磐岩化?)、岩浆水的参与、高盐度、深源 S、等等,这些特征类似于斑岩型矿化;如晚期与强烈硅化、绿泥石化、高岭石化伴生脉型金(银)-多金属硫化物矿化受断裂破碎带控制、成矿流体以大气水占主导、低均一温度和均一压力,等等,这些特征类似于浅成热液矿床。如前述,雄村矿床蚀变类型极其复杂,且表现出显著的多期蚀变矿化叠加特征,雄村矿床很可能为一晚期脉型金(银)-多金属矿化与早期似斑岩型 Cu-Au 矿化叠加的套生矿床(telescoping system)。

雄村矿区目前尚未识别出矿化有关的斑岩体,其似斑岩型矿化与典型斑岩 Cu(Au)矿床(Kerrich et al., 2000)也存在差别,如:①矿体受断裂破碎带控制,②Cu(Au)矿化与绢英岩化伴生而非与钾硅酸盐蚀变伴生,③成矿流体以大气水为主,④均一温度偏低(382~136℃)。这些差别反映出,雄村矿区似斑岩型矿化可能属于一未发育成熟的斑岩 Cu(Au)成矿体系(图 6),该体系受到构造作用的影响,地下水大量进入,成矿系统温度快速下降,未等钾硅酸盐蚀变发育成熟,就代之以广泛的绢英岩化蚀变,导致 Cu(Au)矿化与绢英岩化伴生,类似于新西兰的 Ohio Creek 矿床(Brathwaite et al., 2001)。

对于雄村矿区晚期脉型金(银)-多金属矿化,不出现强酸性蚀变矿物(如明矾石、氯黄晶、水铝石)或矿物结构(如晶洞状石英),而大量出现富铁闪锌矿-黄铁矿-磁黄铁矿-绿泥石组合,表明其 f_{O_2} 、 a_{S_2} 和 pH 值接近于低硫化系统或冰长石-绢云母体系(Heald et al., 1987),而且矿化受断层控制,矿体与围岩有较大的年龄差,也类似于冰长石-绢云母体系(Hayba et al., 1985)。但在雄村矿区不出现冰长石,也不出现玉髓,而大量出现结晶质细粒块状石英,不出现皮壳状、胶状、片状方解石等低温结构,As、Sb、Se 和 Mn 矿物少见,贱金属含量高(Cu-Pb-Zn),成矿流体盐度高(10.86%~1.23%NaCleq.),这些特征又不同于典型低硫化系统或冰长石-绢云母体系(Hayba et al., 1985; Heald et al., 1987; White et al., 1995; White, 1997; Hedenquist, 2000)。这些特征有

点类似于西南太平洋某些浅成热液矿床(Sillitoe et al., 1990),高的贱金属含量、高盐度以及 S 的深来源,表明雄村晚期脉型矿化与岩体有着紧密联系,雄村晚期脉型矿化可能属于介于高硫化与低硫化之间的过渡类型——“富硫化物的低硫化体系”(Sillitoe, 1993, 1995; Lehmann et al., 1999)。

总之,雄村矿床的矿化样式可以明显地区分为两种,早期为细脉浸染状似斑岩型 Cu-Au 矿化,其蚀变组合为钾硅酸盐蚀变(局部)-红柱石化-广泛的绢英岩化-绿泥石化(青磐岩化?),可能还包括深部的钠长石化;晚期为脉型金(银)-多金属矿化,其蚀变组合为强烈硅化、绿泥石化和高岭石化。雄村矿床可能为一套生矿床,是未发育成熟的斑岩型矿化与“富硫化物的低硫化型”浅成热液矿化二者套生的结果;成矿流体组成上的一致性,表明套生的两期矿化具有连续性和继承性,二者可能属于同一热液体系的两个连续的矿化阶段,只是在两个矿化阶段成矿环境发生了较大改变。两个连续矿化阶段的套生也不鲜见,如新西兰的 Ohio Creek 矿床(Brathwaite et al., 2001)和西藏玉龙斑岩铜矿(Hou et al., 2006)。

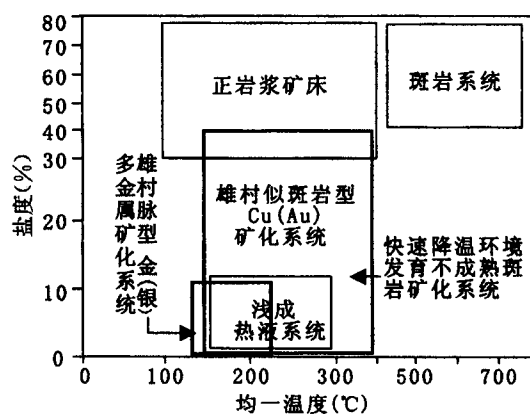


图 6 雄村矿床流体包裹体均一温度-盐度图

Fig. 6 Homogenization temperature versus salinity of the fluid inclusions from Xiongcun deposit

正岩浆矿床、斑岩系统、及浅成热液系统的分布范围据 Lattanzi(1991)

The Th-Salinity ranges of the orthomagmatic deposits, porphyry systems and epithermal systems are all from Lattanzi(1991)

7.2 成矿地球动力学环境

斑岩矿床与浅成热液矿床的套生在环太平洋地区较为普遍(Sillitoe, 1994),如菲律宾的 Far Southeast-Lepanto(Hedenquist et al., 1998),新西兰的 Ohio Creek (Brathwaite et al., 2001)等。Sillitoe (1994)认为套生是由于快速剥蚀或上覆火

山岩层部分塌陷导致古地表下降造成的。雄村矿床形成于碰撞造山环境,其套生可能与青藏高原快速隆升剥蚀(或崩塌)有关。隆升剥蚀(或崩塌)导致雄村矿床成矿体系温度迅速下降,钾硅酸盐蚀变未来得及广泛发育,绢英岩化蚀变即已开始。即使在绢英岩化阶段,流体包裹体数据也反映出成矿体系在不断变浅,如均一温度从 382℃ 降到 136℃,均一压力从 45.92 bar 降到 2.35 bar。隆升也导致表层岩石引张而发生断裂破碎,渗透性大大增强,地下水大量进入成矿体系,绢英岩化阶段流体盐度从 36.61% NaCl 降到 1.23% NaCl。在雄村矿床似斑岩型矿化后期,成矿体系可能即已处于浅成环境,随着后一阶段的热液脉动,雄村矿床在似斑岩型矿化的基础上又连续套生了浅成热液型脉状金(银)多金属矿化。

雄村矿床绢云母⁴⁰Ar/³⁹Ar 坪年龄为 38.11±0.9 Ma,但雄村矿区的热液活动可能早在 47 Ma 前后即已开始,因为雄村矿区钾长石-白云母-电气石-黄铁矿似伟晶岩脉中的钾长石 K-Ar 年龄为 47.62±0.7 Ma。雄村热液系统开始(47.6 Ma)到结束(38.1 Ma),经历了长达 9 Ma 演化,与之相应,雄村矿床的形成经历了初始的似斑岩矿化到晚期的浅成低温热液矿化的演化历程。这一漫长的热液-矿化系统演化出现于青藏高原造山带主碰撞(65~41 Ma)晚期的间歇性松弛(52~42 Ma)向晚碰撞地壳挤压抬升(40~38 Ma)转换阶段(侯增谦等,2006a),对应于新特提斯大洋板片断离(52~41 Ma)与印度大陆板片后续平缓俯冲(40~38 Ma)的深部动力学过程。大洋板片断离诱发热的软流圈上涌有关(Leech et al., 2005; 侯增谦等, 2006b),导致壳/幔混源的正 εNd 值花岗岩浆的侵位(侯增谦等, 2006b),岩浆活动的晚期发育了似斑岩-热液系统(47~42 Ma)。伴随着新特提斯大洋板片向地幔深部断离拆沉,继之俯冲的印度大陆板片由高角度俯冲变为低角度俯冲,其结果导致拉萨地体在 40~38 Ma 期间强烈挤压和初始抬升(侯增谦等, 2006b)。伴随着地壳抬升,似斑岩-热液系统被抬升至较浅的深度,并逐渐被浅成低温热液系统取代。因此,雄村矿床形成于主碰撞(65~41 Ma)向晚碰撞(40~25 Ma)转换阶段,主碰撞晚期的间歇性应力松弛(52~42 Ma)和晚碰撞早期的挤压抬升(40~38 Ma),导致了雄村矿床早期的斑岩型矿化发育不成熟和后期脉型矿化的空间套生。

喜马拉雅—青藏高原造山带可能经历了多期隆升,如 40~35 Ma (Chung et al., 1998), 20~14 Ma (Turner et al., 1993) 和 8 Ma (Harrison et al., 1992),雄村矿床的套生矿化样式与流体包裹体证据

可能反映了中冈底斯地区 40~35 Ma 间的强烈隆升。

8 结论

雄村矿床包括两种矿化样式,即:早期的细脉浸染状 Cu-Au 矿化和晚期的脉型金(银)-多金属矿化。早期细脉浸染状 Cu-Au 矿化可能属于未发育成熟的斑岩型矿化,其蚀变组合为(钠长石化)-钾硅酸盐蚀变(局部)-红柱石化-广泛的绢英岩化-绿泥石化(青磐岩化?)。晚期脉型金(银)-多金属矿化为介于高硫型与低硫型之间的过渡类型浅成热液矿化,其蚀变组合为强烈硅化、绿泥石化和高岭石化。雄村矿床可能为一套生矿床,是未发育成熟的斑岩型矿化与浅成热液型矿化套生的产物;成矿流体组成上的一致性,表明套生的两期矿化可能属于同一热液体系的两个连续的矿化阶段,只是在两个矿化阶段成矿环境发生了较大改变。热液绢云母⁴⁰Ar/³⁹Ar 测年和似伟晶岩脉中的钾长石 K-Ar 测年,表明雄村成矿系统形成于 47.62±0.7 Ma~38.11±0.9 Ma 间,发育于主碰撞晚期的间歇性松弛(52~41 Ma)向晚碰撞早期的挤压隆升(40~38 Ma)转换阶段,雄村矿床的最终套生定位形成于碰撞造山带的初始隆升过程之中。

注 释

① 西藏自治区地质矿产厅. 1996. 中华人民共和国区域地质调查报告. 1:200000 谢通门幅,南木林幅. 地质部分.

参 考 文 献

- 高永丰, 侯增谦, 魏瑞华, 等. 2006. 冈底斯带始新世基性次火山岩 Sr-Nd-Pb 同位素特征: 碰撞后岩浆地幔源区约束. 岩石学报, 22(3): 547~557.
- 侯增谦, 曲晓明, 黄卫. 2001. 冈底斯斑岩铜矿成矿带有望成为西藏第二条“玉龙”铜矿带. 中国地质, 28: 27~30.
- 侯增谦, 吕庆田, 王安建, 等. 2003a. 初论陆-陆碰撞与成矿作用—以青藏高原造山带为例. 矿床地质, 22(4): 319~333.
- 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 高永丰, 杜安道, 黄卫. 2003b. 西藏高原冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄: 成矿作用时限与动力学背景应用. 中国科学, 33: 509~618.
- 侯增谦, 杨竹森, 徐文艺, 等. 2006a. 青藏高原碰撞造山带: I. 主碰撞造山成矿作用. 矿床地质, 25(4): 337~358.
- 侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 等. 2006b. 印度大陆与亚洲大陆早期碰撞过程与动力学模型: 来自西藏冈底斯新生代火成岩证据. 地质学报, 80(9): 1233~1301.
- 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 等. 2003. 印度—亚洲大陆主碰撞过程与火山作用响应. 地学前缘, 10: 135~148.
- 曲晓明, 侯增谦, 黄卫. 2001. 冈底斯斑岩铜矿(化)带: 西藏第二条“玉龙”铜矿带. 矿床地质, 20(4): 355~366.
- 曲晓明, 侯增谦, 李振清. 2003. 冈底斯铜矿带含矿斑岩的⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄及地质意义. 地质学报, 77(2): 245~252.
- 芮宗瑶, 李光明, 王龙生. 2004. 青藏高原的金属矿产资源. 地质通报, 23(1): 20~23.
- 王成善, 刘志飞, 王国芝, 等. 2000. 新生代青藏高原三维古地形再

- 造. 成都理工学院学报, 27(1): 1~7.
- 王濮, 潘兆枢, 翁玲宝, 等编. 1982. 系统矿物学. 地质出版社, 上册: 274~281.
- 徐文艺, 傅斌, 任启江, 等. 1997. 安徽沙溪斑岩铜(金)矿有关岩体矿物学研究. 矿物学报, 17(1): 86~92.
- 徐文艺, 曲晓明, 侯增谦, 等. 2005. 西藏冈底斯中段雄村铜金矿床流体包裹体研究. 岩石矿物学杂志, 24(4): 301~310.
- 徐文艺, 曲晓明, 侯增谦, 等. 2006. 西藏冈底斯中段雄村铜金矿床成矿流体特征与成因探讨. 矿床地质, 25(3): 243~251.
- 周肃, 莫宣学, 董国臣, 等. 2004. 西藏林周盆地林子宗火山岩⁴⁰Ar/³⁹Ar年代格架. 科学通报, 49(20): 2095~2103.
- Allegre C J, Courtillot V, Tapponnier P, Hirn A, Mattauer M, Coulon C, Jaeger J J, Achache J, Scharer U, Marcoux J, Burg J P, Girardeau J, Armijo R, Gariépy C, Gopel C, Li T, Xiao X, Chang C, Li G, Lin B, Teng J, Wang N, Chen G, Han T, Wang X, Den W, Sheng H, Cao Y, Zhou J, Qiu H, Bao P, Wang S, Wang B, Zhou Y, and Xu R. 1984. Structure and evolution of the Himalayan-Tibet orogenic belt: *Nature*, 307, 17~22.
- Beck R A, Burbank D W, Sercombe W J, Riley G W, Barndt J K, Berry J R, Afzal J, Khan A M, Jurgen H, Metje J, Cheema A, Shafique N A, Lawrence R D, Khan M A. 1995. Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia: *Nature*, 373, 55~58.
- Brathwaite R, Simpson M, Faure K, Skinner D. 2001. Telescoped porphyry Cu-Mo-Au mineralisation, advanced argillic alteration and quartz-sulphide-gold-anhydrite veins in the Thames District, New Zealand: *Mineralium Deposita*, 36, 623~640.
- Cathelineau M, Nieva D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer; the Los Azufres (Mexico) geothermal system: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 235~244.
- Chung S L, Lo C C, Lee T Y, Zhang Y, Xie Y, Li X, Wang K L, Wang P L. 1998. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago: *Nature*, 394, 769~773.
- Coleman M, Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Ma ago from a new minimum age for east-west extension. *Nature*, 374, 49~52.
- Blisniuk P M, Hacker B, Glodny J, et al. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago. *Nature*, 412: 628~632.
- Continental Minerals Corporation. 2004. China Project Update: <http://www.hgold.com/>; News Releases, May 27.
- Continental Minerals Corporation. 2005. Multi-rig drilling rapidly expanding Xietongmen copper-gold deposit: <http://www.hgold.com/>; News Releases, Dec. 1.
- Continental Minerals Corporation. 2006. Initial Resource Estimate Shows Xietongmen Is A Significant High Grade Copper-Gold Deposit: <http://www.hgold.com/>; News Releases, Feb. 14.
- Copeland P H, Harrison T M, Kidd W S F, Xu R H, Zhang Y Q. 1987. Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gangdese belt, Xizang (southern Tibet), and its bearing on accommodation mechanisms of the India-Asia collision: *Earth and Planetary Science Letters*, 86, 240~25.
- Coulon C, Maluski H, Bollinger C, Wang S. 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating, petrological characteristics and geodynamical significance: *Earth and Planetary Science Letters*, 79, 281~302.
- Dong G, Morrison G W. 1995. Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state, and origin: *Mineralium Deposita*, 30, 11~19.
- Durr S B. 1996. Provenance of Xigaze fore-arc basin clastic rocks (Cretaceous, south Tibet): *Geological Society of America Bulletin*, 108, 669~684.
- Foster M D. 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites: U. S. Geological Survey Professor Paper, 414A, 1~33.
- Frape S K, Fritz P. 1987. Geochemical trends for groundwaters from the Canadian shield, in Fritz P and Frape S K, eds., *Saline water and gases in crystalline rocks*: Geological Association of Canada Special Paper, 33, 19~38.
- Gaetani M, Garzanti E. 1991. Multicyclic history of the northern India continental margin (Northwestern Himalaya): *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 75, 1427~1446.
- Gao Yongfeng, Hou Zengqian, Wei Ruihua, et al. 2006. The geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes of basaltic subvolcanics from the Gangdese: Constraints on depleted mantle source for post-collisional volcanisms in the Tibetan plateau. *Acta Petrologica Sinica*, 22, 547~557 (in Chinese with English abstract).
- Harris N B W, Xu R, Lewis C L, Hawkeworth C J, Zhang Y. 1988. Isotope geochemistry of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 327, 263~285.
- Harrison T M, Grove M, McKeegan K D, Coath C D, Lovera O M, Le Frot P. 1999. Origin and episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, Central Himalaya: *Journal of Petrology*, 40, 3~19.
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, Yin A. 1992. Raising Tibet: *Science*, 255, 1663~1670.
- Hayba D O, Bethke P M, Heald P, Foley N F. 1985. Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits: *Reviews in Economic Geology*, 2, 129~168.
- Heald P, Foley N K, Hayba D O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid sulphate and adularia-sericite types: *Economic Geology*, 82, 1~26.
- Hedenquist J W, Arribas A Jr, Reynolds T J. 1998. Evolution of intrusion-centred hydrothermal systems: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines: *Economic Geology*, 93, 373~404.
- Hedenquist J W, Arribas R A, Gonzalez-Urrien E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits, in Hagemann S G and Brown P E, eds., *Gold in 2000: Reviews in Economic Geology*, 13, 245~277.
- Helgeson H C. 1968. Geologic and thermodynamic characteristics of the Salton Sea geothermal system: *American Journal of Science*, 266, 129~166.
- Hou Z Q, Yang Z, Xu W, Mo X, Ding L, Li G, Jiang S, Zhao Z, Dong F, Meng X, Qu X, Pan F, Qin K. 2006a. The metallogensis of the Tibetan orogenic belt: I Mineralization in the main collisional orogenic setting: *Mineral Deposits*, (in Chinese, in press).
- Hou Z Q, Mo X X, Gao Y F, et al. 2006b. Early Processes and tectonic model for the Indian-Asian Continental Collision: Evidence from the Cenozoic Gangdese igneous rocks in Tibet. *Acta Geologica Sinica* (this volume) (in Chinese with English abs.).
- Hou Z Q, Xie Y L, Xu W Y, et al. 2006. Yulong deposit, East Tibet: A high-sulfidation Cu-Au porphyry copper deposit in the eastern Indo-Asian collision zone. *International Geology Reviews*, in press.
- Hou Z, Lu Q, Wang A, Li X, Wang Z, Wang E. 2003a. Continental collision and related metallogeny: A case study of mineralization in Tibetan orogen: *Mineral Deposits*, 22 (4), 319~333 (in Chinese with English abs.).

- Hou Z Q, Qu X M, Wang S X, Gao Y F, Du A D, Huang W. 2003b. Re-Os ages of molybdenite in the Gangdese porphyry copper belt in south Tibet: duration of mineralization and application of the dynamic setting. *Science in China*, 33, 509~618 (in Chinese).
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y, 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.
- Kerrick R, Goldfarb R, Groves D, Garwin S, Jia Y. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China (Series D)*, 43 (supp.), 1~68.
- Kuznechova L G. 1971. Using infrared spectroscopy to determine the ordering degree of K-Na feldspar. *Mineralogical Spornic*, 1(25): 18~26 (in Russian).
- Lanphere M A, Dalrymple G B. 1978. The use of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data in evaluation of disturbed K-Ar system; USGS, Open-File Report 78~701, 241~243.
- Lattanzi P. 1991. Applications of fluid inclusions in the study and exploration of mineral deposits. *European Journal of Mineralogy*, 3: 689~701.
- Leech M L, Singh S, Jain A K, Klemperer S L, Manickavasagam R M. 2005. The onset of India-Asia continental collision: early, steep subduction required by the timing of UHP metamorphism in the western Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, 234, 83~97.
- Le Fort P. 1996. Evolution of the Himalaya, in Yin A, Harrison T M, eds., *The Tectonics of Asia*; Cambridge University Press, New York, 95~106.
- Lehmann B, Heinhorst J, Hein U, Neumann M, Weisser J D, Fedesjev V. 1999. The Bereznyakovskoye gold trend, southern Urals, Russia; *Mineralium Deposita*, 34, 241~249.
- McKibben M A, Williams A E, Elders W A, Eldridge C S. 1987. Saline brines and metallogenesis in a modern sediment-filled rift: the Salton Sea geothermal system, California, U. S. A.; *Applied Geochemistry*, 2, 563~578.
- Mo X X, Dong G C, Zhao Z D, Guo T Y, Wang L L, Chen T. 2005. Timing of magma mixing in the Gangdese magmatic belt during the India-Asian collision: zircon SHRIMP U-Pb dating; *Acta Geologica Sinica*, 79, 66~76.
- Mo X X, Zhao Z D, Deng J F, Dong G C, Zhou S, Guo T Y, Zhang S Q, Wang L L. 2003. Response of volcanism to the India-Asian collision; *Earth Science Frontiers*, 10, 135~148 (in Chinese).
- O'Brien P J. 2001. Subduction followed by collision: Alpine and Himalayan examples; *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127, 277~291.
- Pierce J A, Mei H. 1988. Volcanic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse Lhasa to Golmud; *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 327, 203~213.
- Pirajno F, Chen Y. 2005. Hydrothermal ore systems associated with the extensional collapse of collision orogens, in Mao J, Bierlein F P, eds., *Mineral deposit research: meeting the global challenge*; Springer, 2, 1045~1048.
- Qin K, Li G, Li J, Ding K, Xie Y. 2005. The Xiongcu Cu-Zn-Au deposit in the western segment of the Gangdese, Tibet: a Mesozoic VHMS-type deposit cut by late veins, in Mao J and Bierlein F P, eds., *Mineral deposit research: meeting the global challenge*; Springer, 2, 1255~1258.
- Qu X, Hou Z, Huang W. 2001. Is Gangdese porphyry copper belt the second "Yulong" copper belt?; *Mineral Deposits*, 20(4), 355~366 (in Chinese).
- Qu X, Hou Z, Li Z. 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the ore-bearing porphyries of the Gangdese porphyry copper belt and their geological significances; *Acta Geologica Sinica*, 77 (2), 245~252 (in Chinese).
- Robinson B W, Kusakabe M. 1975. Quantitative preparation of sulfur dioxide for $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ analyses from sulphides by combustion with cuprous oxide; *Analytical Chemistry*, 47, 1179~1181.
- Ruddiman W F, Kutzbach J E. 1989. Forcing of Late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American West; *Journal of Geophysical Research*, 94 (D15), 18409~18427.
- Rui Z, Li G, Wang L. 2004. Metallic ore resources in Qinghai-Tibetan Plateau; *Geological Bulletin of China*, 23, 20~23 (in Chinese).
- Scharer U, Xu R H, Allegre C J. 1984. U-Pb geochronology of the Gangdese (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xigaze region, Tibet; *Earth and Planetary Science Letters*, 69, 311~320.
- Setterfield T N, Mussett A E, Oglethorpe R D J. 1992. Magmatism and associated hydrothermal activity during the evolution of the Tavua caldera: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the volcanic, intrusive, and hydrothermal events; *Economic Geology*, 87, 1130~1140.
- Sillitoe R H, Bonham H F. 1990. Sediment-hosted gold deposits-distal products of magmatic-hydrothermal systems; *Geology*, 18, 157~161.
- Sillitoe R H. 1993. Epithermal models: genetic types, geometrical controls and shallow features; *Geological Association of Canada, Special Volume*, 40, 403~417.
- Sillitoe R H. 1994. Erosion and collapse of volcanoes: causes of telescoping in intrusion-centered ore deposits; *Geology*, 22, 945~948.
- Sillitoe R H. 1995. Exploration and discovery of base- and precious-metal deposits in the circum-Pacific region during the last 25 years; *Resource Geology, Special Issue*, 19, 1~119.
- Turner S, Hawkesworth C J, Liu J, Rogers N, Kelly S, Van Calsteren, P. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by volcanic rocks; *Nature*, 364, 50~53.
- Wang C, Liu Z, Wang G, Miao F, Ma Z, Yi H, Li Y, Li X, Wei M, Liu S, Huang D. 2000. Three dimension paleotopographic reconstruction in Cenozoic Tibet plateau; *Journal of Chengdu University of Technology*, 27, 1~7 (in Chinese).
- Wang P, Pan Z, Weng L. 1982. *Systematic mineralogy*; Geological Publishing House, Beijing, 1, 274~281 (in Chinese).
- White N C, Hedenquist J W. 1995. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration; *Society of Economic Geology Newsletter* 23, 9~13.
- White N C. 1997. High sulfidation epithermal deposits: characteristics and a model for their origin, in high temperature acid fluids and associated alteration and mineralization; *Geological Survey of Japan, Report*, 277, 9~20.
- Williams H, Turner S, Kelley S, Harris N. 2001. Age and composition of dikes in southern Tibet: new constraints on the timing of east-west extension and its relationship to postcollisional volcanism; *Geology*, 29, 339~342.
- Xu Wenyi, Fu Bin, Ren Qijiang, Hu Wenxuan. 1997. Mineralogical study on the porphyries in Shaxi porphyry copper(gold) deposits, Anhui province. *Acta Mineralogica Sinica*, 17(1): 86~92. (in Chinese with English abstract)
- Xu W Y, Qu X M, Hou Z Q, et al. 2005. Fluid inclusion studies of the Xiongcu copper-gold deposit in central Gangdese, Tibet. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 24(4): 301~310 (in Chinese with English abstract)
- Xu W Y, Qu X M, Hou Z Q, et al. 2006. Ore-forming fluid

characteristics and genesis of Xiongcu copper-gold deposit in central Gangdese, Tibet. *Mineral Deposits*, 25(3): 243~251 (in Chinese with English abstract)

- Yin A, Harrison T M, Ryerson F J, Chen W, Kidd W S F. 1994. Tertiary structural evolution of the Gandese thrust system southeastern Tibet. *Journal of Geophysical Research*, 99, 18175~18201.
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 28, 211~280.
- Yin J, Xu J, Liu C, Li H. 1988. The Tibetan plateau: regional stratigraphic context and previous work. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 327, 5~52.
- Zhou L, Guo J, Liu B, Li L. 2001. Structural state of adularia from Hishikari, Japan. *Chinese Science Bulletin*, 46, 950~954.
- Zhou S, Mo X X, Dong G C, Zhao Z D, Qiu R Z, Wang L L, Guo T Y. 2004. ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology of Cenozoic Linzong volcanic rocks from Linzhou Basin, Tibet, China, and their geological implications. *Chinese Science Bulletin*, 49, 1970~1979

(in Chinese).

图版说明

- 1、2、3、4 为雄村矿床蚀变矿化显微照片。
1. 红柱石(And)交代斜长石(Pl)晶屑和黑云母(Bio); 样号 XZ1-04, 透射单偏光。
2. 绢英岩化蚀变, 细粒石英和绢云母(Ser)交代石英(Qz)晶屑, 伴生细脉浸染状硫化物; 样号 XZ3-29, 透射正交偏光。
3. 石英-硫化物脉中黄铁矿(Cp), 黄铁矿(Py) 和斑铜矿(Bn); 样号 XD-05, 反射光。
4. 自然金、银金矿及方铅矿(Ga)充填黄铁矿(Py)裂隙; 样号 XD-11, 反射光。
- 5、6、7 为雄村矿床典型矿石照片。
5. 绢英岩化凝灰岩伴生细脉浸染状黄铁矿、黄铜矿, XZ3-62 取自钻孔 XZ0301~357m, XC5012-3 取自钻孔 5012~87.3m。
6. 黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿脉及其旁侧强烈硅化; 取样位置见图 2。
7. XD-21 为硅化凝灰岩伴生的黄铁矿-磁黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿脉, 取样位置见图 2, XC5013-5 为绢英岩化凝灰岩角砾被石英、黄铁矿、黄铜矿胶结, 样品取自钻孔 XC5013~109m。

The Xiongcu Copper-gold Deposit in Tibet: Characteristics, Genesis, and Geodynamic Application

XU Wenyi¹⁾, QU Xiaoming²⁾, HOU Zengqian³⁾, YANG Zhusen²⁾, PAN Fengchu⁴⁾,
CUI Yanhe¹⁾, CHEN Weishi¹⁾, YANG Dan¹⁾, LIAN Yu¹⁾

1) Key Laboratory of Metallogenetics and Mineral Resource Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

2) Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

3) Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

4) Tibetan Academy of Geological Survey, Lhasa, 850000

Abstract

According to the alteration and mineralization assemblage, mineralizations in Xiongcu deposit can be obviously distinguished into two styles, i. e. early veinlet-disseminated Cu(Au) mineralization with associated albitization, local K-silicate alteration, andalusite alteration, extensive phyllic alteration and peripheral widespread propylitization, and late vein-style Au (Ag)-polymetallic mineralization with associated strong silicification, chloritization and kaolinization. The latter overprints the former. The H, O and S isotopic compositions and the high salinities of fluid inclusions indicate the magmatic contributions and the increasing contents of meteoric water in the mineralizing system from early to late. The early veinlet-disseminated Cu (Au) mineralization is similar to porphyry-type mineralization and maybe belongs to an immature porphyry system. The late vein-style Au (Ag)-polymetallic mineralization, characterized by high salinity and high base metal contents, belongs to the transitional system between end-member high- and low-sulfidation-type epithermal systems. Xiongcu deposit is a telescoping system of above two. Sericite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating reveals the ore-forming age of Xiongcu deposit is $38.11 \pm 0.9\text{Ma}$. K-feldspar K-Ar age of the K-feldspar-muscovite-tourmaline-pyrite pegmatoid dyke in Xiongcu is $47.62 \pm 0.7\text{Ma}$. These ages indicate that the mineralizing system in Xiongcu results from the intervallic relaxation (ca. 52~40 Ma) of the Himalayan-Tibetan orogen and the final telescoping from the proceeding rapid uplifting (40~38 Ma) of the orogen.

Key words: Himalayan-Tibetan orogen; Xiongcu; telescoping deposit; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating

