

文章编号: 0258-7106(2013)02-0353-14

西藏邦布石英脉型金矿床的成因: 流体包裹体 及氢-氧同位素证据*

孙清钟¹, 郑远川^{2*}, 侯增谦³, 杨竹森⁴, 李 为², 黄克贤², 张 松²

(1 江苏省地质调查研究院, 江苏 南京 210018; 2 中国地质大学, 北京 100083; 3 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 4 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

摘 要 西藏邦布石英脉型金矿床是产于印度-亚洲板块陆-陆造山主碰撞汇聚环境下、与大洋俯冲无关的新型造山型金矿床。该矿床位于雅鲁藏布江缝合带南侧朗杰学增生楔的东段南缘, 矿体受区域内 EW 向金地-鲁农复向斜和错古-折木朗壳型脆-韧性剪切带及其次级构造的控制。金矿化主要与石英脉密切相关, 并包裹于脉内细粒/粗粒硫化物中。矿区内主要分布有 3 期石英脉: 成矿前钩状石英脉、成矿期石英大脉和成矿后陡立状石英脉。文章对 3 期石英脉流体包裹体形态、形成温度、密度及 H-O 同位素等方面进行了详细的对比研究, 试图查明成矿流体来源以及金的沉淀机制等问题。研究表明, 钩状石英脉内包裹体主要为液相(L)包裹体, 成分主要为 H₂O 溶液, 其流体可能为早期区域变质的产物; 石英大脉内包裹体主要为含 CO₂ 气液(VL)两相包裹体, 体积较大, 成分主要为 H₂O + CO₂ + CH₄ ± N₂, 成矿流体为深源变质流体, 并与变质地层中的有机质发生强烈反应; 陡立状石英脉内包裹体主要为气液两相包裹体, 体积较小, 其主要成分为 H₂O + CO₂, 流体主要与后期区域变质事件有关, 为成矿后变质作用的产物。邦布金矿的主要成矿流体源自深部变质流体, 流体不混溶作用可能是导致金矿沉淀的主要原因。

关键字 地球化学; 流体包裹体; H-O 同位素; 碰撞造山; 邦布金矿; 西藏

中图分类号: P618.51

文献标志码: A

Genesis of Bangbu orogenic gold deposit in Tibet: Constraints from fluid inclusions and isotopic composition

SUN QingZhong¹, ZHENG YuanChuan², HOU ZengQian³, YANG ZhuSen⁴, LI Wei²,
HUANG KeXian² and ZHANG Song²

(1 Geological Survey of Jiangsu Province, Nanjing 210018, Jiangsu, China; 2 China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3 Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 4 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

The Bangbu quartz-vein type gold deposit is located in Jiacha County, southern Tibet, lying in the south-eastern segment of the Langjixue accretionary wedge on the south side of the Yarlung-Zangbo suture. Muscovite Ar/Ar geochronological study indicates that it was formed at (49.5 ± 0.5) Ma, consistent with the period of the onset of the Indo-Asian collision. The gold ore bodies are jointly controlled by the Jindi-Lunong synclinori-

* 本文得到国家重点基础研究发展计划(973 计划)青藏高原南部大陆聚合和成矿作用(2011CB403100)、中国地质调查局地质调查项目“青藏高原碰撞造山及成矿地质背景研究”(1212011121253)和国家自然科学基金“藏南北喜马拉雅中新世镁铁质岩浆活动及其对淡色花岗岩成因的约束”(41102033)的联合资助

第一作者简介 孙清钟,男,1986 年生,硕士,助理工程师,矿产普查与勘探专业。Email: sun-qz@126.com

** 通讯作者 郑远川,男,1982 年生,博士,长期从事内生金属矿床成矿作用研究。Email: zheng-yc@126.com

收稿日期 2012-02-17; 改回日期 2013-02-10。秦思婷编辑。

um and Cuogu-Zhemulang large-scale brittle-ductile shear zone as well as its secondary structures. The mineralization of gold was mainly associated with quartz veins in the mining area. According to the attitudes, the quartz veins can be divided into three types, namely, the pre-metallogenic hook-like veins, the metallogenic large quartz veins and the post-metallogenic NS-striking quartz veins. The authors made microthermometric measurement, laser Raman analysis of fluid inclusions and H-O isotopic analysis of the three types of the quartz veins. Microthermometric measurements indicate that the three types of fluid inclusions in the Bangbu gold deposit are characterized by low salinity, low temperature and low density. Laser Raman analysis indicates that the inclusions in the pre-metallogenic hook-like quartz veins are dominated mainly by liquid, and H-O isotope analyses of these quartz veins indicate that the fluids trapped in the quartz were derived from regional metamorphism in the early phase. Inclusions in the mineralized large quartz veins are mainly VL inclusions characterized by larger volume. Analysis indicates that these inclusions mainly contain $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$, and H-O isotopic data indicate that the ore-forming fluids were mainly derived from metamorphic fluids which were interacted with organic materials during their passing through the regional sedimentary strata. Fluid inclusions in the post-metallogenic quartz veins associated with STDS are chiefly VL inclusions in small volume and mainly contain $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, and H-O isotopes, suggesting that these fluids might have resulted from post-ore metamorphism. The main mineralizing fluid was derived from the deep metamorphic fluid, and the main factor responsible for the deposition of Au was probably the boiling process.

Key words: geochemistry, fluid inclusions, H-O isotope, collisional orogen, Bangbu gold deposit, Tibet

造山型金矿床最早由 Bohlk 于 1982 年提出,但直到上世纪末, Groves 等(1998)和 Goldfarb 等(2001)系统地阐述其概念及判别标准后,才引起国内外学者的广泛关注(Groves et al., 2000; 张德全等, 2001; Goldfarb et al., 2004; 丰成友等, 2004; Bierlein et al., 2001, 2006; 陈衍景等, 2007; 江思宏等, 2008)。基于太古代绿岩地体和较老克拉通地体上形成的造山型金矿床主要发育于增生造山环境中,人们对其能否在新生的碰撞造山环境下成矿的认识仍有较大分歧。以西方学者为代表的观点(Kerrick et al., 2001, 2005; Groves et al., 2007)认为,青藏高原大陆碰撞带的新生地壳规模有限,碰撞造山带断裂系统规模小,不利于造山型金矿床的形成。但青藏高原一系列大中型造山带型金矿床的相继发现,表明增生造山环境下建立的理论模型已无法涵盖青藏高原内众多造山型金矿床的成因机制。青藏高原腹地(西藏自治区)的邦布金矿是目前发现的唯一具有工业开采价值的大型岩金矿床。

邦布金矿床位于雅鲁藏布江缝合带南侧加查县境内,自 2003 年发现至今,对它的地质勘探工作从未间断(吕义鹏等, 2005),部分学者对其矿床地质和成因也进行了初步研究。孙晓明等(2010)对石英大脉内流体包裹体进行了初步研究,认为成矿流体为变质水;韦慧晓等(2010)对含金黄铁矿开展了惰性

气体研究,推测其为典型的造山型金矿,且幔源流体的贡献对矿床的形成尤为重要。前人的研究主要集中在成矿期石英脉上,而其只是矿区内众多期次石英脉体之一。因此,本文不仅对成矿期石英脉予以关注,还在详细的野外地质填图基础上,系统地厘定了各期石英脉与区域变形变质的关系,进行了系统的采样和分析。另外,笔者等对含矿石英脉内的蚀变白云母进行了 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 同位素定年,并获得了很好的 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 坪年龄,显示该矿床形成于 $(49.5 \pm 0.5)\text{Ma}$ (未发表数据),该成矿时代明显晚于印度-亚洲板块初始碰撞的时代(Yin et al., 2000; Chung et al., 2005; Mo et al., 2005),应形成于陆-陆碰撞造山环境,且处于主碰撞阶段(侯增谦等, 2003, 2006a; 2006b; Hou et al., 2009)。因此,本文不仅阐明了邦布金矿形成机制和环境,而且对造山型金矿床“登陆”问题的解决,对陆-陆碰撞造山型金矿床成因模型的建立都有重要意义。

1 区域地质背景

邦布金矿床位于西藏加查县南部,地处雅鲁藏布江缝合带朗杰学增生楔东段的南缘,朗杰学增生楔逆冲带位于特提斯喜马拉雅和拉萨地体之间,属于雅鲁藏布江构造缝合带东段南缘的重要组成部分。

分。雅鲁藏布江缝合带主要分为雅鲁藏布蛇绿混杂岩带、仲巴地块和朗杰学增生楔。其北界为达吉岭-昂仁仁布-墨脱断裂,南界为仲巴-拉孜-邛多江断裂带。缝合带在萨嘎以西分为两支,南支为拉昂错-牛库蛇绿混杂岩带,与北支的雅鲁藏布主缝合带之间夹持了仲巴晚古生代台地(潘桂棠等,2002;2006;2009)。雅鲁藏布江缝合带内蛇绿岩形成时代为侏罗纪—白垩纪,主体时代为晚侏罗世—早白垩世。邛多江-扎日混杂岩带属于雅鲁藏布江缝合带南界

断裂,其北侧主要出露朗杰学群,沿断裂出露一些小的超基性岩体,朗杰学群中含有玄武岩、玄武安山岩及少量蛇绿混杂岩(T_3)。朗杰学增生楔内主要出露蛇绿岩、蛇绿混杂岩、噶学群(J_3-K_1)次深-深海复理石、硅质岩及基性熔岩组成的构造岩片。邦布矿区位于朗杰学增生楔南端蛇绿混杂岩带中,构造上位于增生楔内错古-折木朗壳型脆-韧性剪切带中段,EW向金地-鲁农次级复向斜构造的北翼(图1)。该复式向斜轴线近EW向,轴面产状 $210^{\circ}\angle 85^{\circ}$,

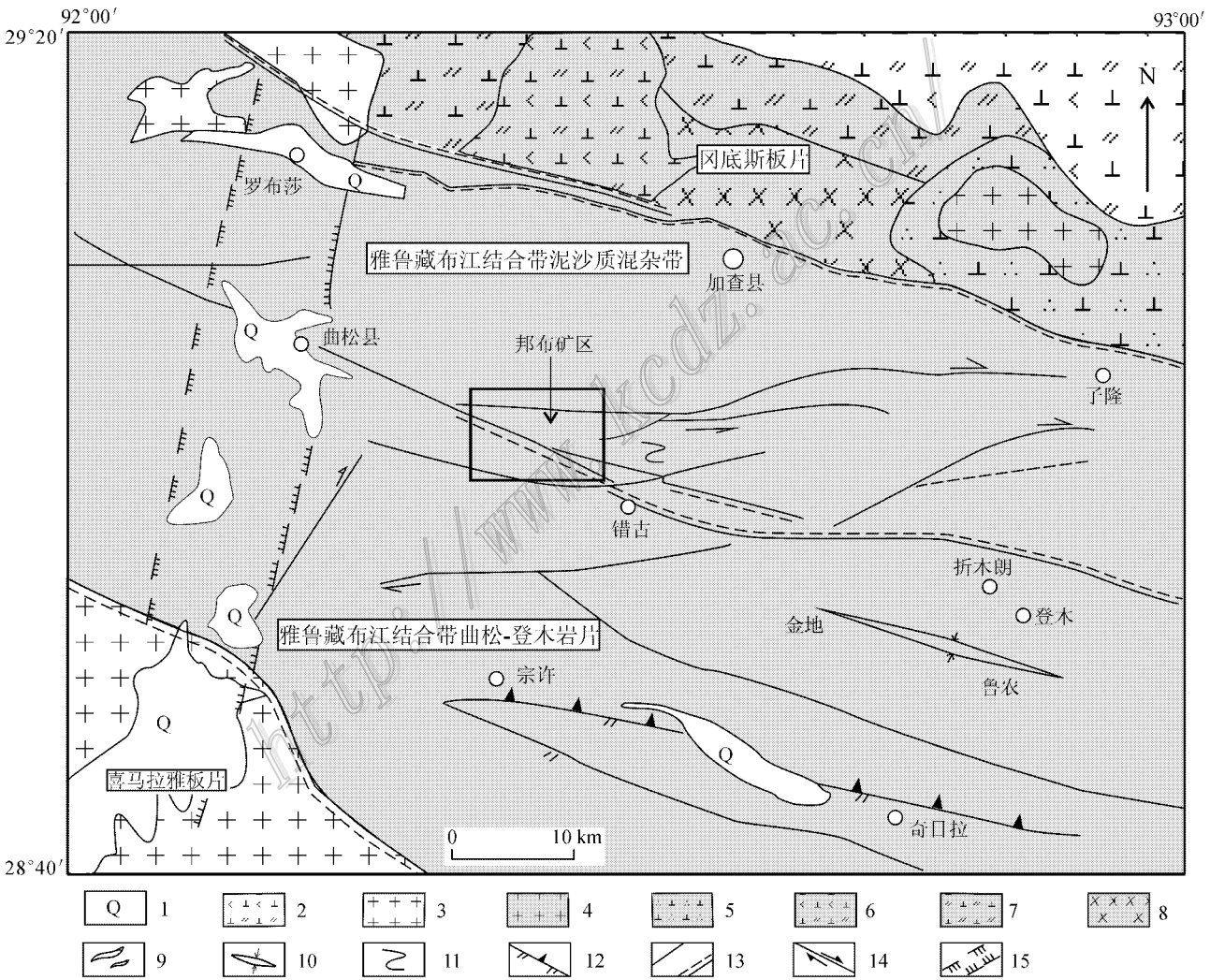


图 1 邦布金矿区域地质构造简图(据西藏自治区区域地质调查大队,2006 改编)

1—第四系河湖相堆积物;2—渐新世角闪二长花岗岩;3—渐新世花岗岩;4—始新世花岗岩;5—始新世石英闪长岩;6—始新世角闪二长花岗岩;7—早白垩世二长花岗岩;8—早白垩世辉绿岩;9—蛇绿岩性岩脉;10—向斜轴;11—叠加褶皱;12—走滑逆推构造带;13—脆性断裂/脆-韧性断裂;14—走滑剪切断裂;15—构造活动带

Fig.1 Simplified regional tectonic map of the Bangbu gold deposit(modified after Regional Geological Survey Party of Tibet,2006)

1—Quaternary sediments;2—Oligocene amphibole monzonitic granite;3—Oligocene granite;4—Eocene granite;5—Eocene quartz diorite;6—Eocene amphibole monzonitic granite;7—Early Crataceous adamellite;8—Early Crataceous diabase;9—Ophiolite like dike;10—Axis of syncline;11—Superposed fold;12—Thrust fault;13—Ductile shear zone/brittle-ductile shear zone;14—Strike-slip fault;15—Tectonic active zone

枢纽向西斜起,产状 $310^{\circ}/\angle 30^{\circ}$ 。曲松-错古-折木朗断裂为区内穿壳脆-韧性剪切带,NWW 向-SEE 向展布。沿断裂发育挤压破碎带,宽 20~100 m 不等。破碎带内挤压片理化、糜棱岩化、菱形构造块体及石英脉、褐铁矿化普遍,发育牵引褶皱。断裂面呈波状弯曲,倾向 SE-S 向,倾角 $25^{\circ}\sim 36^{\circ}$,南盘向北逆冲,为一逆断层。

区内主要构造方向为近 EW 向、NNW 向次级断裂交错成“X”形,次级构造发育。所在区域为雅鲁藏布江成矿区仲巴-朗县成矿带,乃东铬、金成矿远景区等多个资源评价区覆盖(西藏自治区地质调查院,2003)。区域上出露地层为上三叠统朗杰学群,为一套厚达 8276 m 以上之深海平原、浊积扇及少量浅海相组成的弧前盆地沉积浅变质岩系,根据岩性差异、岩石特征和化石组合,从下向上划分为:宋热组,岩性以灰黑色碳质绢云千枚岩为主,局部夹薄-中厚层状变细粒长石石英砂岩、杂砂岩、钠长绿片岩等;江雄组,岩性为长石石英砂岩、粉砂岩,含黄铁矿碳质绢云千枚岩夹钠长绿泥片岩;章村组,岩性为灰色层状含长岩屑石英砂岩夹粉砂质绢云板岩,其中见有玄武岩、安山玄武岩与之互层(云南省地质调查院,2004)。

区域上岩浆岩主要分布于雅鲁藏布江缝合带以北,朗杰学群分布区内岩浆活动不发育,一般仅有中酸性-中基性脉岩沿 EW 向断裂带侵入,且规模均较小,其岩性为花岗闪长岩脉、辉绿岩脉。

2 矿床地质特征

2.1 矿区地层

矿区出露地层主要为上三叠统朗杰学群宋热组第二、第三岩性段及第四系(图 2)。朗杰学群宋热组第二岩性段(T_3s^2),主要分布在矿区北部,岩性为灰黑色碳质绢云千枚岩夹中-薄层变细粒长石石英杂砂岩,变砂岩单层厚 5~20 cm 不等,占岩石比例的 25%~30%,发育顶厚褶皱。宋热组第三岩性段(T_3s^3)在矿区范围内大量分布,主要为灰色-灰黑色碳质绢云千枚岩夹砂质千枚岩、变长石石英细砂岩及变粉砂岩,砂岩占岩石的 15%~20%。宋热组第三岩性段(T_3s^3)又可划分为 3 个亚段:第一岩性亚段(T_3s^{3-1}),灰色-浅灰色硅化变长石石英细砂岩、粉砂岩夹含碳石英绢云千枚岩;第二岩性亚段(T_3s^{3-2}),

浅灰色含黄铁矿碳质绢云千枚岩夹变长石石英变砂岩、变粉砂岩、局部含钙质成分;第三岩性亚段(T_3s^{3-3}),灰黑色碳质绢云千枚岩夹含黄铁矿碳质绢云千枚岩,底部为浅灰色变长石石英细砂岩。赋矿围岩为宋热组第三岩性段第一亚段及第二亚段底部。

2.2 矿区构造

矿区位于雅鲁藏布江缝合带的曲松-错古-折木朗壳型脆-韧性剪切带中段,EW 向金地-鲁农次级复向斜构造的北翼,变质变形作用强烈,次级构造极为发育。矿区内主要发育 4 期变质变形作用:①近 EW 向挤压,发生近 SN 向褶皱;②近 SN 向挤压,发生近 EW 向褶皱;③近 SN 向挤压,近 EW 向膝折和逆冲;④近 EW 向宽缓褶皱及纵、横向断裂,早期褶皱枢纽沿本期褶皱轴面发生挠曲(孙清钟,2012;孙清钟等,2012)。各期变形作用年代学尚待进一步确定。

2.3 矿体特征

金矿化主要与矿区内石英脉有关。区内主要分布 3 期石英脉:钩状石英脉、石英大脉及陡立状石英脉。金矿化主要赋存于 NNW 向和 SW 向石英大脉中。

钩状石英脉 主要由乳白色石英组成,遍布于矿区上三叠统地层内。石英脉顺层贯入,呈细脉状、透镜状及不规则团块状,局部随地层发生褶皱,呈钩状、肠状、蠕虫状(图 3a),宽数 cm 至数十 cm,长数十 cm 至十余 m。虽然石英脉内零星可见少量自形黄铁矿颗粒,但其内并无金矿化。石英脉变形延伸方向与围岩变形方向一致,且与围岩一起被含金石英脉和后期陡立状石英脉穿切,表明其可能是矿区第一期变形作用的产物,即为成矿期前石英脉。

石英大脉 是矿区最重要的一期石英脉,为含金主要石英脉,脉体由白色石英组成,上部接近地表部分,有黄色、暗红色铁染。石英脉广布于邦布金矿区(图 3b),宽 10 cm 至数 m、长数十 m 至数百 m。石英脉内主要发育黄铁矿化及金矿化,同时含少量方铅矿、闪锌矿、黄铜矿及胶黄铁矿,局部发育绢云母、铁白云石、绿泥石。石英脉中夹有多组千枚岩薄层,千枚岩薄层与石英脉平行,且石英颗粒沿千枚岩薄层对壁生长(图 3c)。含金石英大脉按走向划分为 NNW 向(340°)和 SW 向($205^{\circ}\sim 230^{\circ}$)2 组,主要产状为 $230^{\circ}/\angle 30^{\circ}$ 及 $330^{\circ}/\angle 21^{\circ}$ 。

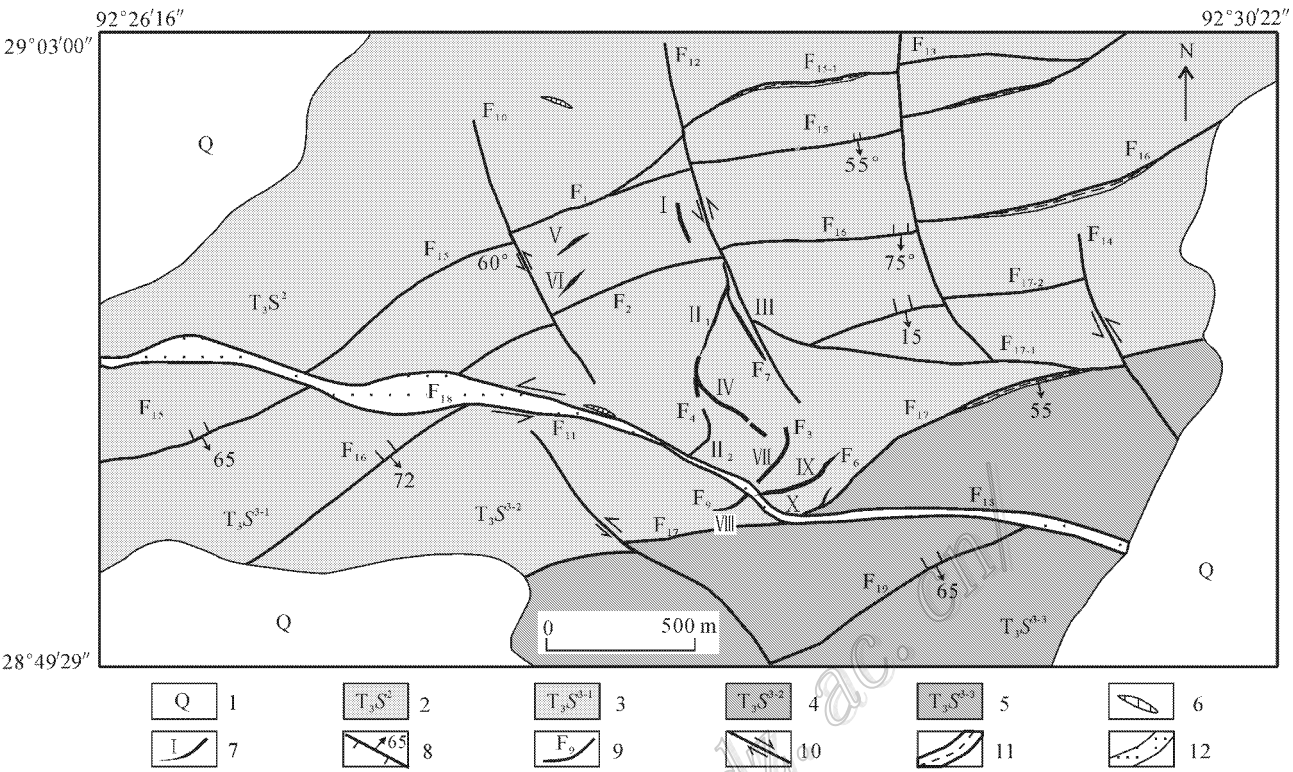


图 2 邦布金矿床地质略图(西藏自治区区域地质调查大队 2006 改编)

1—第四系沉积；2—宋热组第二岩性段地层；3—宋热组第三岩性段第一亚段地层；4—宋热组第三岩性段第二亚段地层；5—宋热组第三岩性段第三亚段地层；6—辉绿岩；7—矿体及编号；8—断层及产状；9—断层及编号；10—走滑断层；11—剪切带；12—破碎带

Fig. 2 Geological sketch map of the Bangbu gold deposit (modified after Regional Geological Survey Party of Tibet , 2006)

1—Quaternary sediments；2—No.2 lithologic member of Songre Formation；3—1st sub-member of No.3 lithologic member, Songre Formation；4—2nd sub-member of No.3 lithologic member, Songre Formation；5—3rd sub-member of No.3 lithologic member, Songre Formation；6—Diabase dyke；7—Ore body and its serial number；8—Faults and attitude；9—Fault and its serial number；10—Strike-slip fault；11—Shear zone；12—Schistosity zone

陡立状石英脉 该期石英脉同样由乳白色块状石英组成,发育晶洞构造,区域上普遍存在。走向 NS(100~160°),倾角较大(55~85°),沿张性裂隙贯入(图 3d),规模较小。石英脉中未见黄铁矿,且无金矿化。该期石英脉穿切钩状石英脉、石英大脉和变质围岩,显示其形成于金矿化之后,可能形成于矿区第四期变质变形活动。

2.4 金的赋存状态

金主要以游离态分布于石英颗粒及硫化物裂隙中,或包裹于硫化物中,且包裹金主要与细粒黄铁矿及黄铜矿成正相关关系,金沉淀与细粒黄铁矿形成时间相当或略晚于细粒黄铁矿形成时间(孙清钟等, 2012)。含金硫化物呈细粒团块状分布于石英脉上、下盘与变质围岩的接触部位,局部金品位最高可达 100 g/t 以上。

3 样品及分析方法

本次研究所用样品主要采自邦布矿区Ⅲ号矿体。样品的流体包裹体测温工作在中国地质科学院地质研究所 Linkam THMSG600 型冷热台上进行,仪器测定精度为±0.1℃,升降温度速率≤15℃/min,相转变点附近升降温度控制住≤2℃/min。VL相包裹体盐度利用 Hall 等(1988)公式求得,包裹体密度利用刘斌等(1987)公式求得,部分数据利用 Geokit 软件(路远发 2004)进行数据处理。

石英脉中单个包裹体激光拉曼成分分析在中国地质科学院矿产资源研究所的激光拉曼实验室完成。测试仪器为英国 Renishaw System-2000 型显微激光拉曼光谱仪,激光波长 514 nm,激光功率 20 mW,激

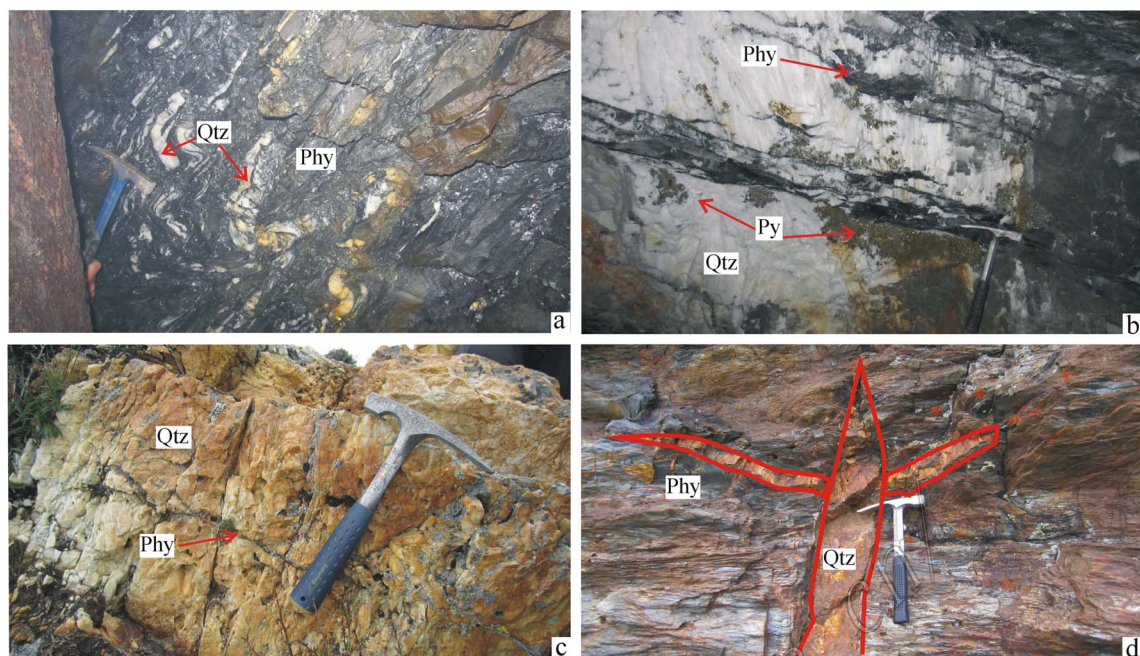


图 3 三期石英脉野外照片

a. 钩状石英脉; b. 石英大脉; c. 石英大脉; d. 陡立状石英脉

Qtz—石英; Phy—磁黄铁矿; Py—黄铁矿

Fig. 3 Field photos of three-stage quartz veins

a. Hook-like quartz veins; b. Large quartz veins; c. Large quartz veins; d. NS-striking quartz veins

Qtz—Quartz; Phy—Pyrrhotite; Py—Pyrite

光束斑最小直径 $1\ \mu\text{m}$, 光谱分辨率 $1\sim 2\ \text{cm}^{-1}$ 。

石英单矿物挑选在中国地质科学院地质研究所完成, 样品氢、氧同位素分析由中国地质科学院矿产资源研究所成矿作用和资源评价重点实验室完成。将样品碎至 $0.25\sim 0.5\ \text{mm}$ 粒级, 在双目镜下挑选, 使纯度大于 99% 的样品达 5 g。流体包裹体氢同位素采用爆裂法取水, 锌法制氢; 氧同位素用 BrF_5 法。氢、氧同位素采用 MAT251EM 质谱计测定, 氢、氧同位素标样采用 SMOW。氧同位素分析精度为 $\pm 0.2\text{‰}$, 氢同位素分析精度为 $\pm 2\text{‰}$ 。根据石英中流体包裹体的均一温度和矿物-水的氧同位素分馏方程, 计算出包裹体中水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值。流体的均一温度取其平均值, 石英与水的氧同位素平衡公式采用 Matsuhisa 等(1979)关于石英-水体系中氧同位素分馏公式 $1000\ \ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.34 \times 10^6/T^2 - 3.31$ 。

4 流体包裹体研究

4.1 流体包裹体岩相学

三期脉体内单颗粒石英中原生流体包裹体的特征总体相似, 均含有水溶液包裹体、含 CO_2 包裹体及

气相包裹体 3 类, 但 3 类包裹体在各期石英脉中的含量、形态及大小却有明显差异。

钩状石英脉中原生包裹体主要为水溶液包裹体: 常温下呈液相($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$)或气液两相($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{V}_{\text{H}_2\text{O}}$), 气相分数 $< 10\%$, 多呈长条形和椭圆形, 长 $5\sim 15\ \mu\text{m}$, 较其他两期石英脉中包裹体, 其体积明显偏小(图 4a)。

含金石英脉中原生包裹体主要为含 CO_2 包裹体(C型), 其气相(V)分数集中在 $5\%\sim 30\%$, 多呈长条形、椭圆形及不规则状, 部分包裹体有泄漏现象。根据相态可进一步分为 C1 和 C2 两个亚型: C1 亚型常温下呈两相($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{V}_{\text{CO}_2}$), 气相分数为 $10\%\sim 35\%$, 均一至液相, 长多为 $5\sim 20\ \mu\text{m}$, 个别可达 $50\ \mu\text{m}$ (图 4b); C2 亚型常温下呈三相($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{L}_{\text{CO}_2} + \text{V}_{\text{CO}_2}$), 气相分数为 $5\%\sim 25\%$, 均一到液相, 长径集中在 $10\sim 20\ \mu\text{m}$ (图 4c)。同时, 可见气相包裹体(VL), 室温下主要为气相(V)和少量液相(L)组成, 气相分数一般大于 70% , 大小介于 $5\sim 15\ \mu\text{m}$ 。

陡立状石英脉中原生包裹体与含金石英脉中原生包裹体主体类型相似, 主要为含 CO_2 包裹体。常

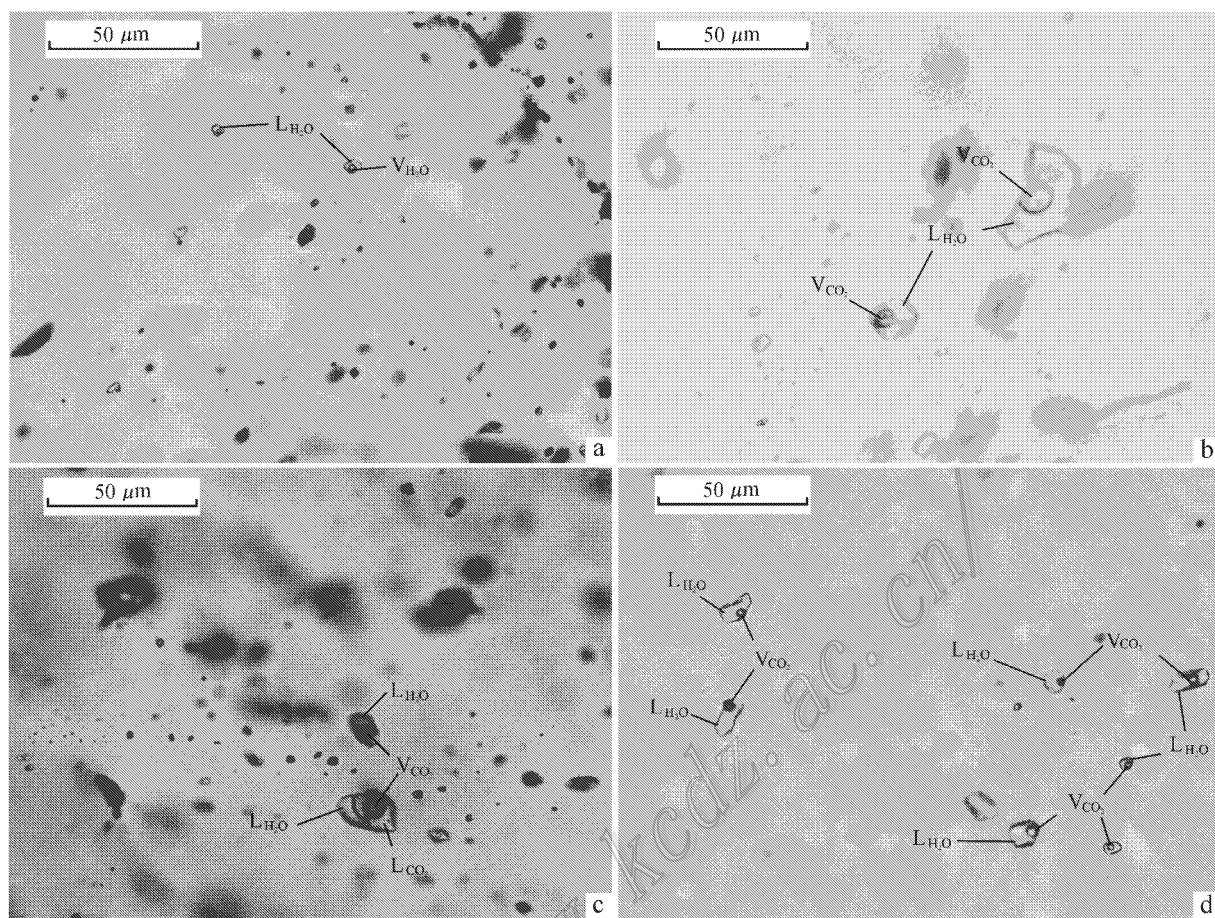


图 4 邦布金矿流体包裹体显微照片

Fig. 4 Microscope photos of fluid inclusions from the Bangbu gold deposit

温下呈两相 ($L_{H_2O} + V_{CO_2}$), 气相分数 10% ~ 30%, 均一至液相, 长为 5 ~ 20 μm , 其包裹体体积较钩状石英脉中包裹体大, 较含金石英脉偏小 (图 4d)。

在各期石英脉中均发育有多期次生包裹体和假次生包裹体。这些包裹体成线形排列, 同时发育具特定方向应力变形的包裹体, 呈长条形, 定向排列。此外, 样品中出现不少“卡脖子”状包裹体, 可能与石英结晶后遭应力作用有关。这些包裹体不能代表成矿流体特征 (卢焕章等 2004), 因此未对其开展研究。

4.2 均一温度和盐度

对三期石英脉中主要原生流体包裹体均进行了测温, 包裹体主要均一至液相, 具体数据见表 1。

钩状石英脉中原生流体包裹体的冰点温度介于 $-2.6 \sim -7.7^\circ C$ ($n = 66$), 平均冰点温度 $-3.6^\circ C$; $w(NaCl_{eq})$ 介于 4.24% ~ 11.34%, 平均 5.8%, 均一温度范围 $195.8 \sim 270.4^\circ C$, 峰值 $225 \sim 245^\circ C$, 平均 $230.5^\circ C$, 密度范围 $0.81 \sim 0.93 g/cm^3$, 峰值 $0.89 \sim$

$0.94 g/cm^3$, 平均 $0.87 g/cm^3$ 。

含石英大脉中原生流体包裹体的冰点温度介于 $-2.6 \sim -6.1^\circ C$ ($n = 97$), 平均冰点温度 $-3.8^\circ C$; $w(NaCl_{eq})$ 介于 4.34% ~ 9.34%, 平均 6.10%, 均一温度范围 $163.6 \sim 261.3^\circ C$, 峰值 $190 \sim 240^\circ C$, 平均 $211.3^\circ C$, 密度范围 $0.83 \sim 0.95 g/cm^3$, 峰值 $0.88 \sim 0.93 g/cm^3$, 平均 $0.90 g/cm^3$ 。

陡立状石英脉中原生流体包裹体的冰点温度介于 $-3.1^\circ C \sim -6.2^\circ C$ ($n = 55$), 平均冰点温度 $-3.9^\circ C$; $w(NaCl_{eq})$ 介于 5.11% ~ 9.47%, 平均 6.30%, 均一温度范围 $214.0 \sim 259.6^\circ C$, 峰值 $220 \sim 245^\circ C$, 平均 $223.7^\circ C$, 密度范围 $0.83 \sim 0.94 g/cm^3$, 峰值 $0.85 \sim 0.89 g/cm^3$, 平均 $0.86 g/cm^3$ 。

三期石英脉原生流体包裹体测温结果相近, 均为低温度、低盐度、低密度, 但成矿期石英脉中包裹体的均一温度稍低 (图 5)。三期石英脉中包裹体的均一温度与盐度均无明显的线性关系 (图 6)。

表 1 三期石英脉中流体包裹体测温结果

样号(测试点数)	冰点温度/℃	均一温度/℃	$\alpha(\text{NaCl}_{\text{eq}})\%$	密度/(g/cm^3)
成矿前钩状石英脉中流体包裹体				
BB-4($n=11$)	-7.7~-2.6	208.0~230.0	4.34~11.34	0.87~0.93
BB-8($n=11$)	-3.6~-2.6	225.9~245.8	4.24~5.86	0.84~0.87
BB-10-3($n=13$)	-4.7~-3.2	195.5~242.7	5.26~7.45	0.86~0.91
BB-10-5($n=16$)	-4.8~-2.6	210.7~270.4	4.34~7.59	0.81~0.91
BB-10-37($n=14$)	-4.7~-3	214.4~240.1	4.96~7.45	0.86~0.90
成矿期石英大脉中流体包裹体				
BB-10-1($n=9$)	-4.4~-2.6	183.3~233.2	4.34~7.02	0.86~0.93
BB-10-4($n=11$)	-4.8~-3.0	175.7~236.1	4.96~7.59	0.86~0.93
BB-10-8($n=13$)	-4.7~-3.2	176.9~261.3	5.26~7.45	0.84~0.93
BB-10-9($n=11$)	-5.3~-3.3	175.4~253.7	5.41~8.28	0.86~0.94
BB-10-14($n=12$)	-5.3~-3.4	163.6~259.6	5.56~8.28	0.83~0.95
BB-10-15($n=13$)	-6.1~-2.8	179.3~261.3	4.65~9.34	0.84~0.92
BB-10-19($n=6$)	-3.6~-2.9	215.1~247.6	4.80~5.86	0.85~0.89
BB-10-34($n=14$)	-4.8~-3.3	175.4~236.8	5.41~7.59	0.86~0.95
成矿后陡立状石英脉中流体包裹体				
BB-9($n=11$)	-6.2~-3.1	215.9~243.2	5.11~9.47	0.85~0.92
BB-10-6($n=14$)	-4.3~-3.3	214.3~259.6	5.41~6.88	0.83~0.90
BB-10-32($n=13$)	-6.2~-3.1	220.2~244.4	5.11~9.47	0.86~0.94
BB-10-41($n=9$)	-4.2~-3.3	222.9~246.2	5.41~6.74	0.85~0.89
BB-10-47($n=8$)	-4.8~-3.2	214.0~244.4	5.26~7.59	0.85~0.90

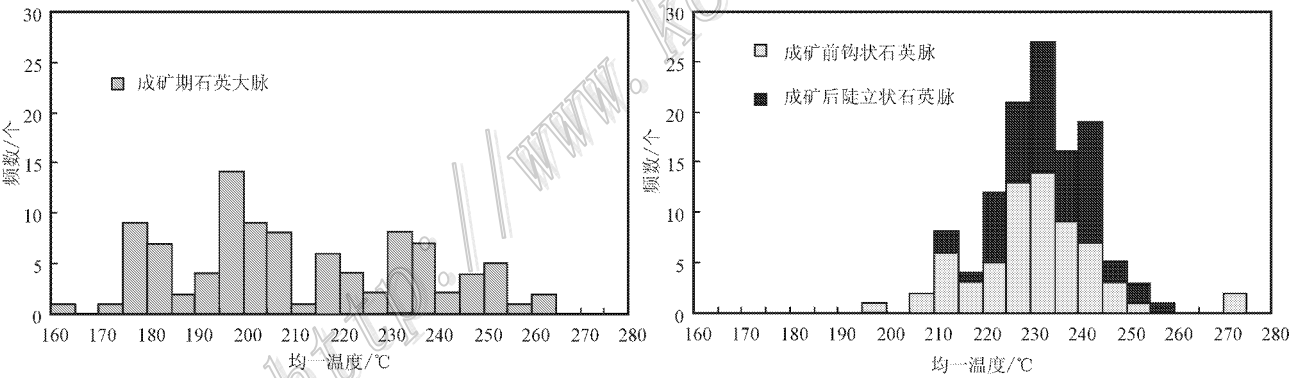


图 5 邦布金矿三期石英脉中流体包裹体均一温度直方图

Fig. 5 Homogenization temperature histogram of fluid inclusions for Bangbu gold deposit

4.3 激光拉曼测定

本次研究对三期石英脉分别进行了单个包裹体激光拉曼成分测试。

结果显示,钩状石英脉内原生流体包裹体中的液相成分在 3310~3610 cm^{-1} 出现较强宽峰,表明其主要由 H_2O 组成(图 7a);气相成分在 3310~3750 cm^{-1} 同样出现较强宽峰,表明其成分同样含有大量的水;虽然在 1386 cm^{-1} 附近出现微弱的单峰值,但无 1284 cm^{-1} 峰,因此不能简单地认为这些峰值指示了 CO_2 气体的存在,即使其代表了 CO_2 气体,含量

也是极少的。由此,钩状石英脉中原生流体包裹体主要为水溶液包裹体,而且气液两相主要成分均为 H_2O (图 7b)。

含金石英大脉中石英颗粒内流体包裹体的液相成分在 3310~3610 cm^{-1} 出现较强的宽峰,显示液体主要由 H_2O 溶液组成(图 7c)。气相成分在 1284 cm^{-1} 、1386 cm^{-1} 出显著的双峰值,指示其为 CO_2 气体;此外,部分包裹体中气相成分的激光拉曼波谱在 2329 cm^{-1} 和 2913 cm^{-1} 处存在明显峰值,分别表明包裹体内含有一定量的 N_2 气体和少量的 CH_4 。

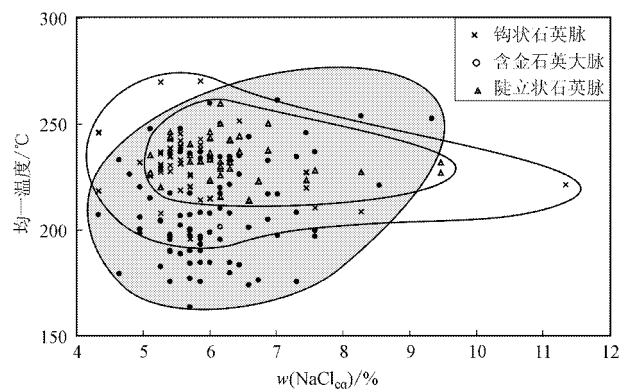


图 6 邦布金矿三期石英脉中流体包裹体盐度-均一温度图

Fig. 6 Salinity-homogenization temperature of fluid inclusions for the Bangbu gold deposit

气体。因此,含金石英大脉中流体包裹体的气相成分主要为 $\text{CO}_2\text{-N}_2\text{-CH}_4$ (图 7d)。

陡立状石英脉中包流体裹体液相在 $3310\sim 3610\text{ cm}^{-1}$ 出现较强宽峰,显示其液体主要成分为 H_2O (图 7e)。气体在 1284 cm^{-1} 、 1386 cm^{-1} 出现明显双峰值,较含金石英大脉峰值弱,说明气态中 CO_2 含量较少 (图 7f)。

三期石英脉石英颗粒中原生流体包裹体的液相成分相同,均为 H_2O ;气相成分有明显差异,钩状石英脉中包裹体内主要为 H_2O ,可能含少量的 CO_2 ,含金石英大脉中流体包裹体气相成分主要为 CO_2 ,含一定量的 N_2 、 CH_4 气体,陡立状石英脉中流体包裹体气相中的 CO_2 含量较前者明显减少。

5 氢、氧同位素

三期石英脉内石英单矿物的氢、氧稳定同位素分析结果见表 2。 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为直接测试石英中包裹体水的值,变化范围 $-45\text{‰}\sim -76\text{‰}$ ($n=11$)。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ 变化范围 $13.9\text{‰}\sim 16.2\text{‰}$ 。根据 Matsuhisa 等 (1979) 有关石英-水体系中氧同位素分馏公式 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.34 \times 10^6/T^2 - 3.31$,选用了三期石英脉内流体包裹体的均一温度为 t 值。其中,钩状石英脉中流体包裹体 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变化范围 $-45\text{‰}\sim -66\text{‰}$ ($n=4$),成矿流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3.96\text{‰}\sim 6.23\text{‰}$;含金石英大脉中流体包裹体 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变化范围 $-49\text{‰}\sim -76\text{‰}$,成矿流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 4.47\text{‰}\sim 4.96\text{‰}$;成矿后陡立状石英脉中流体包裹体 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 -52‰ ,成矿流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} =$

4.64‰ 。

$\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 同位素图 (图 8) 中显示,邦布金矿样品多落在变质水附近,且 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值较为集中,而三期石英脉的 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值具有明显差异,且含金石英大脉的 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 分布范围较另两期石英脉大。

6 讨 论

现有资料表明,青藏高原造山带内发育大量的大型-超大型矿床,厘定出矿床的形成与碰撞时限的关系,将有助于下一步找矿工作的开展。部分学者认为碰撞发生在 $70\sim 65\text{ Ma}$ 的软碰撞阶段 (Jaeger et al., 1989; Yin et al., 2000; Mo et al., 2002; 莫宣学等, 2003, 2007),另一些学者则认为碰撞发生在 $55\sim 50\text{ Ma}$ (Garzanti et al., 1987; Searle et al., 1987)。笔者结合定年 (49.5 ± 0.5) Ma, 未发表数据) 数据和野外构造判断,推测邦布金矿形成于印亚板块陆陆碰撞过程中。侯增谦 (2010) 和侯增谦等 (2006a; 2006b, 2006c) 通过对前人工作的详细总结,提出三阶段演化模型,并预测在高原主碰撞带的主碰撞阶段内应该发育有大量造山带型 Au 矿,而笔者的研究则显示邦布金矿形成于青藏高原陆陆碰撞的主碰撞阶段,印证了其预测。

6.1 成矿流体和成矿物质来源

三期石英脉活动分别对应了三期流体活动事件,钩状石英脉产生于早期区域变质时期,为早期围岩变质脱水流体沉淀的产物。钩状石英脉的产状与围岩的千枚理或片理相一致,显示其与围岩变质紧密相关;钩状石英脉中石英颗粒内原生流体包裹体形态及成分均较简单,石英的 H-O 同位素也较为集中,且落于变质水区域,流体包裹体温度、盐度都显示了变质水的特征,表明其原始流体成分单一,可能是在一种封闭体系下围岩变质脱水的产物,流体迁移距离较短。另外,流体包裹体均一温度为中低温范围 (峰值温度为 $225\sim 245^\circ\text{C}$),这与围岩的变质等级所指示的温压条件相一致,亦支持钩状石英脉为早期区域围岩变质产物的观点。研究证明, Au 元素从岩石发生活化的温度 (溶解度比较大的时候) 通常要达到角闪岩相 (Groves et al., 1998),而这一温压条件远高于矿区内含矿围岩的变质等级,因此,岩石中的 Au 元素无法在如此低的温压条件下发生迁移,同时又无外来流体加入,因此,该期石英脉并无明显矿化。

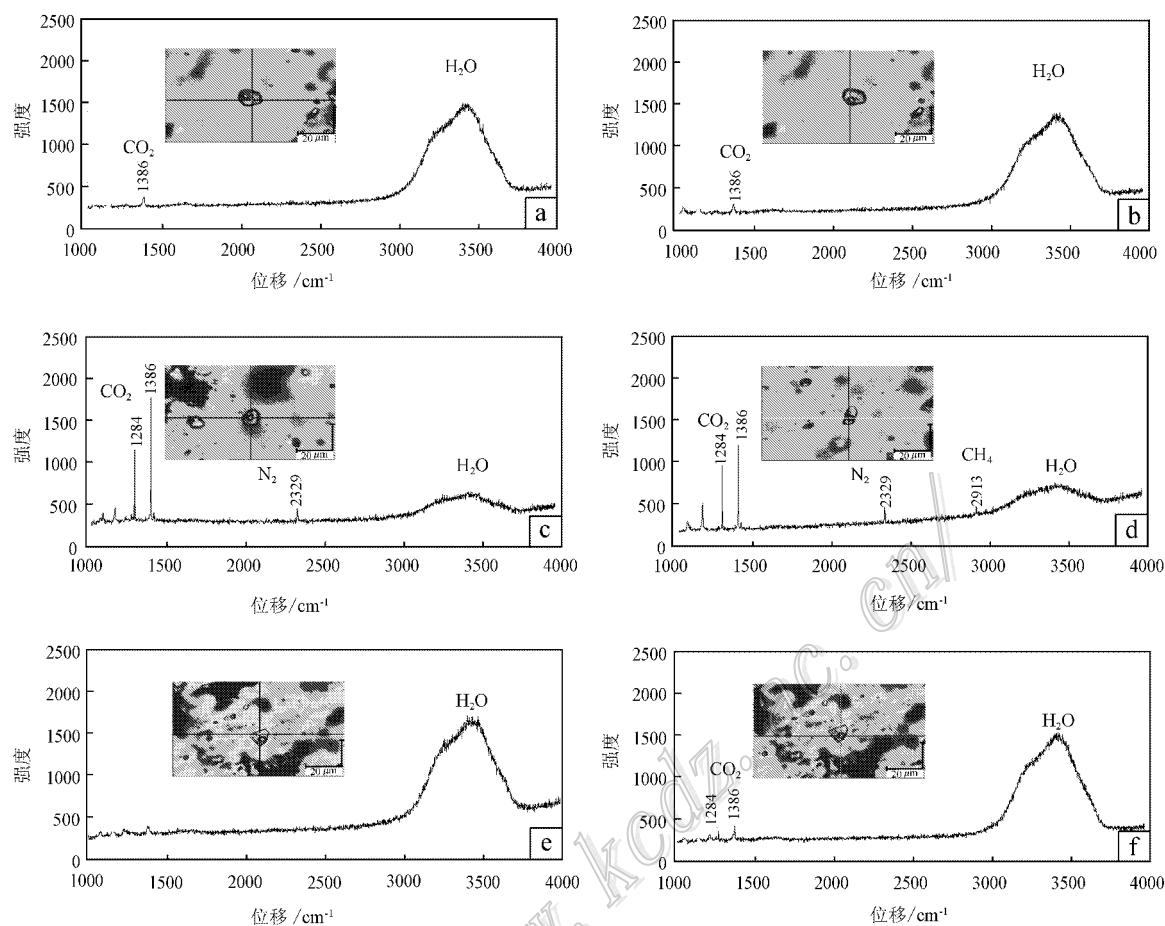


图 7 邦布金矿流体包裹体组分激光拉曼图谱

- a. 钩状石英脉流体包裹体激光拉曼分析液相成分: H_2O ; b. 钩状石英脉流体包裹体激光拉曼分析气相成分: H_2O , 可能含有少量的 CO_2 ;
c. 石英大脉流体包裹体气体激光拉曼分析液相成分主要成分: H_2O ; d. 石英大脉流体包裹体激光拉曼分析气相成分: CO_2 - N_2 - CH_4 ;
e. 陡立状石英中包流体包裹体激光拉曼分析液相成分: H_2O ; f. 陡立状石英中包流体包裹体激光拉曼分析气相成分: CO_2

Fig. 7 Laser Raman atlas of fluid inclusions for the Bangbu gold deposit

- a. Raman analyses of liquid phase components of inclusions in the pre-metallogenic hook-like veins: H_2O ; b. Raman analyses of gaseous phase components of inclusions in the pre-metallogenic hook-like veins: H_2O ; c. Raman analyses of liquid phase components of inclusions in the metallogenic large quartz veins: H_2O ; d. Raman analyses of gaseous phase components of inclusions in metallogenic large quartz veins: CO_2 - N_2 - CH_4 ; e. Raman analyses of liquid phase components of inclusions in post-metallogenic N-S quartz veins: H_2O ; f. Raman analyses of gaseous phase components of inclusions in post-metallogenic N-S quartz veins: CO_2

含金石英脉成矿流体的上端元 H_2O 同位素位于变质水之中,该端元值明显高于岩浆水组成,且其氧同位素组成均投影于岩浆水区域之外,因此,成矿流体应主要源自变质水,而非岩浆水。成矿流体的氧同位素却较为集中,并未发生较大的偏移,显示在成矿过程中大气降水的参与同样十分有限。H 同位素值向下发生了明显的偏移,其 H_2O 同位素值在变质水与有机水之间形成一条拟合较好的演化趋势线,显示有机水可能在成矿中起到重要作用(Kesler et al., 1997)。此外,与不成矿的早期钩状石英脉及晚期陡立状石英脉相比,含金石英大脉体内石英颗粒

中流体包裹体的成分更为丰富,并含有大量的 CO_2 、 CH_4 、 N_2 气体。矿区内的朗杰学群为一套海相沉积浅变质地层,内部发育大量有机质,但早期钩状石英脉和晚期陡立状石英脉中并无 CH_4 和 N_2 ,因而,含金石英脉中 CO_2 、 CH_4 、 N_2 的存在,表明成矿流体不可能直接来自围岩的变质脱水,而是来自深部变质流体与有机地层反应的结果。Goldfarb 等(1989)和 Groves 等(2003)指出,沉积地层中包含碳酸盐物质,发生水岩反应后,流体包裹体可以生成 CH_4 等碳氢化合物及 N_2 ,也可以解释沉积变质围岩中单一金成矿省中为何 CO_2 较富集。

表 2 邦布金矿三期石英氢、氧稳定同位素分析表

Table 2 δD-δ ¹⁸ O isotopic compositions of fluid inclusions in auriferous quartz veins from the Bangbu gold deposit					
期次	样品编号	采样位置	δ ¹⁸ O _{quartz} /‰(smow)	δD _{H₂O} /‰(smow)	δ ¹⁸ O _{H₂O} /‰(计算)
成矿前钩状石英脉	BB-4	Ⅲ号矿体 2 号平硐 16 线	13.9	-66	3.96
	BB-12	Ⅲ号矿体 4 号平硐 18 线	16.0	-45	6.03
	BB-8	Ⅲ号矿体 4 号平硐 20 线	14.6	-63	4.65
	BB-11	Ⅲ号矿体 4 号平硐 18 线	16.2	-53	6.23
成矿期含金石英大脉	BB-2	Ⅲ号矿体 2 号平硐 16 线	15.5	-76	4.47
	BB-6	Ⅲ号矿体 2 号平硐 14 线	16.0	-68	4.96
	BB-16	Ⅲ号矿体 4 号平硐 18 线	15.8	-57	4.77
	BB-18	Ⅲ号矿体 4 号平硐 16 线	15.5	-55	4.56
	BB-09-3-8	Ⅲ号矿体 4 号平硐硐口	15.8	-55	4.77
	BB-09-3-2	Ⅲ号矿体 4 号平硐硐口	15.6	-49	4.57
成矿后陡立状石英脉	BB-9	Ⅲ号矿体 4 号平硐 20 线	14.4	-52	4.64

注：成矿前钩状石英脉 δ¹⁸O 计算温度为 230.5℃，成矿期含金石英脉 δ¹⁸O 计算温度为 211.3℃，成矿后陡立状石英脉 δ¹⁸O 计算温度为 223.7℃。

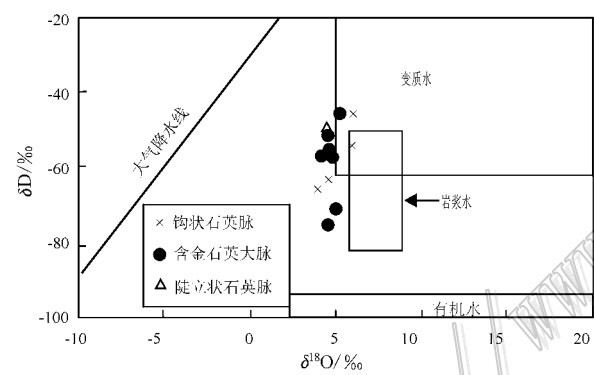


图 8 邦布金矿三期石英脉 δD-δ¹⁸O 同位素组成图
(据 Kesler et al., 1997)

Fig. 8 Plot of δD versus δ¹⁸O for fluids from three-stage quartz veins of the Bangbu gold deposit (after Kesler et al., 1997)

含金石英大脉内含有多组千枚岩薄层,且脉体厚度较大,指示流体可能经过多期次脉冲式涌入(池国祥等,2011),同时,见有石英颗粒沿千枚岩对壁生长,指示石英脉在张性环境中形成。因此,巨厚的含金石英脉并非一次形成,而是伴随着脉壁的多次张裂逐渐形成,脉壁的每次张裂,为流体的进入和矿物的沉淀提供了开放空间。这也是含金石英大脉中流体包裹体的均一温度范围较其他两期石英脉更宽的原因所在。

此外,含金石英脉的单颗粒石英中,在很小的范围内出现不同相态比例、不同大小的包裹体,说明流

体形成于非均质的流体介质中,可能发生流体不混溶作用(卢焕章等,2004)。压力的突然降低引起流体中H₂S进入气相,导致流体中总硫活动降低,引起金溶解度的降低,可能是金沉淀的主要原因。流体中大量的CO₂作为氧化剂消耗掉流体中的还原性硫,降低金络合物的稳定性,也可能造成金的大量沉淀。

陡立状石英脉中原生流体包裹体形态及成分均相对较简单,并且石英的H-O同位素也落于变质水区域,流体包裹体温度、盐度也显示了变质水的特征。该期石英脉走向SN,近垂向切割钩状石英脉及含金石英大脉,其产状与区域已有资料结合显示该期石英脉应形成于区域伸展阶段,陡立状石英脉的形成可能与中新世以来喜马拉雅带内强烈的变质或淡色花岗岩脱水有关(Hou et al., 2004)。淡色花岗岩的上升,释放巨大的能量驱动上部流体的循环,同时对上地壳进行烘烤,导致地层再次发生变质作用,变质流体沿SN向断裂充填形成陡立状石英脉。这次流体活动对成矿无太大贡献。

综上所述,总结邦布金矿具有如下特征:①低变质相赋矿围岩:围岩主要为朗杰学群上三叠统碳质绢云千枚岩,变质等级相当于低绿片岩相;②受挤压-扭压构造控制:邦布金矿位于雅鲁藏布江缝合带南侧的曲松-错古-折木朗大型剪切带的中段,矿区受到NNW向、EW向断裂和近EW向金地-鲁农次级向斜构造的控制,为典型的三级构造控矿;③矿

石金属矿物为低硫型:矿区内主要发育有黄铁矿和极少量的闪锌矿、方铅矿;④富 CO_2 、中低温、低 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 流体,邦布金矿的成矿流体为低温($163.6 \sim 261.3^\circ\text{C}$)、低 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ ($4.34\% \sim 9.34\%$)、低密度($0.83 \sim 0.95 \text{ g/cm}^3$)的富 CO_2 流体;⑤成矿流体(携矿流体)主要源自变质水(Kerrick et al., 2000)。这些特征都与典型的造山带型金矿基本符合,因此认为该矿床为造山型金矿床,而与传统模型不同的是,邦布金矿床形成于(49.5 ± 0.5) Ma,为印度板块向亚洲板块俯冲的产物。因此,邦布金矿应为发育在青藏高原主碰撞陆陆汇聚环境中的造山型金矿床。

6.2 矿床形成机制

由于印度板块不断地向亚洲板块俯冲,地壳加厚导致广泛的软流圈隆升,加厚地壳的热流值开始上升,导致大量富 CO_2 含矿流体沿雅鲁藏布江缝合带及曲松-错古-折木朗壳型脆-韧性剪切带不断上涌溢出。在绿片岩相和海相沉积岩中,硫化物和有机质较为常见,流体经过的地方产生强烈的围岩蚀变,如绢云母化和绿泥石化等。含硫富 CO_2 流体沿大型断裂运移,在通过复杂断裂网络时,可能淋滤通道中大量可携带金,同时,大型剪切带及其次级断裂具有良好贯通性,导致流体压力突然释放,发生流体不混溶作用,金在EW向金地-鲁农次级复向斜及剪切带次级断裂的低角度、产状较缓或较弯等变化频率较高的地段沉淀成矿。

邦布岩金矿的存在表明,青藏高原造山带断裂系统发育,具有良好的贯通性,具备发育造山型金矿的优越环境,同时,碰撞造山引起的地壳加厚,以及岩石圈剪切和地幔减薄引起的高热流和热流体,可能是导致发生大规模成矿的主要根源(侯增谦, 2010; 侯增谦等, 2006b)。

7 结 论

(1)邦布金矿区发育有钩状、石英大脉状和陡立状三期热液石英脉,金矿化主要与石英大脉有关。三期石英脉内石英中原生流体包裹体的特征总体相似,流体表现为低温度、低密度、低盐度的特征,但包裹体形态、大小及成分却有明显差异:钩状石英脉中以水溶液流体包裹体为主,含金石英大脉中以富 CO_2 流体包裹体为主,同时含有 CH_4 、 N_2 气体,陡立状石英脉中主要为含 CO_2 流体包裹体。

(2)同位素特征研究表明,钩状石英脉为早期变质流体产物,成矿流体主要为来自深部的变质流体,可能有有机质参与其中,陡立状石英脉受控于后期变质作用,与成矿无关。

(3)流体不混溶作用是金沉淀的主要机制。

(4)邦布金矿床为碰撞造山环境下的造山带型金矿床。青藏高原造山带断裂系统发育,应该具有良好的贯通性,成矿潜力巨大。

志 谢 野外工作得到西藏博盛矿业公司吕义鹏副总经理的大力支持,氢、氧同位素测试工作得到中国地质科学院矿产资源研究所田世洪研究员的支持,激光拉曼光谱分析得到中国地质学院矿产资源研究所徐文艺研究员、杨丹博士的大力协助,流体包裹体测试工作得到中国地质科学院地质研究所刘英超博士的指导,对以上专家表示衷心的感谢!对其他参与本工作的人员一并表示感谢!

参考文献/References

- 陈衍景,倪培,范宏瑞, Pirajno F, 赖勇, 苏文超, 张辉. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征[J]. 岩石学报, 23(09): 2085-2108.
- 池国祥, Jayanta G. 2011. 加拿大Abitibi绿岩带Donalda金矿近水平含金石英脉的显微构造分析及其对成矿流体动力学的指示[J]. 地质前缘, 18(5): 43-54.
- 丰成友, 张德全, 王富春, 余宏全, 李大新, 王彦. 2004. 青海东昆仑复合造山过程及典型造山型金矿地质[J]. 地球学报, 25(4): 415-422.
- 侯增谦, 吕庆田, 王建安, 李晓波, 王宗起, 王二七. 2003. 初论陆-陆碰撞与成矿作用[J]. 矿床地质, 22(4): 319-333.
- 侯增谦, 莫宣学, 杨志明, 王建安, 潘桂棠, 曲晓明, 聂凤军. 2006a. 青藏高原碰撞造山带成矿作用: 构造背景、时空分布和主要类型[J]. 中国地质, 33(2): 340-351.
- 侯增谦, 杨竹森, 徐文艺, 莫宣学, 丁林, 高永丰, 董方洙, 李光明, 曲晓明, 李光明, 赵志丹, 江思宏, 孟祥金, 李振清, 秦克章, 杨志明. 2006b. 青藏高原碰撞造山带: I. 主碰撞造山成矿作用[J]. 矿床地质, 25(4): 337-358.
- 侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 莫宣学, 田世洪, 孙晓明, 丁林, 王二七, 高永丰, 谢玉玲, 曾普胜, 秦克章, 曲晓明, 杨志明, 杨竹森, 费红彩, 孟祥金, 李振清. 2006c. 青藏高原碰撞造山带 II: 晚碰撞造山成矿作用[J]. 矿床地质, 25(05): 521-543.
- 侯增谦. 2010. 大陆碰撞成矿论[J]. 地质学报, 84(1): 30-58.
- 江思宏, 聂凤军, 刘翼飞. 2008. 西藏马攸木金矿床的矿床类型讨论[J]. 矿床地质, 27(2): 220-229.

- 刘斌,段光贤. 1987. $\text{Na-H}_2\text{O}$ 溶液包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 矿物学报, 7: 345-352.
- 卢焕章,范宏瑞,倪培,欧光习,沈昆,张文准. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社. 1-487.
- 路远发. 2004. GeoKit: 一种用 VBA 构建的地球化学工具软件包[J]. 地球化学, 33(5): 459-464.
- 吕义鹏,易建洲,夏抱本. 2005. 西藏邦布岩金地质特征[J]. 西藏地质, 23(2): 21-25.
- 莫宣学,赵志丹,邓晋福,董国臣,周肃,郭铁鹰,张双全,王亮亮. 2003. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应[J]. 地学前缘, 10(3): 136-147.
- 莫宣学,赵志丹,周肃,董国臣,廖忠礼. 2007. 印度-亚洲大陆碰撞的时限[J]. 地质通报, 26(10): 1240-1244.
- 潘桂棠,李兴振,王立全,丁俊,陈智梁. 2002. 青藏高原及邻区大地构造单元初步划分[J]. 地质通报, 21(11): 701-707.
- 潘桂棠,莫宣学,侯增谦,朱弟成,王立全,李光明,赵志丹,耿全如,廖忠礼. 2006. 冈底斯造山带的时空结构及演化[J]. 岩石学报, 22(03): 524-533.
- 潘桂棠,肖庆辉,陆松年,邓晋福,冯益民,张克信,张智勇,王方国,邢光福,郝国杰,冯艳芳. 2009. 中国大地构造单元划分[J]. 中国地质, 36(1): 1-28.
- 孙晓明,熊德信,王生伟,石贵勇,翟伟. 2006. 云南大坪金矿白钨矿惰性气体同位素组成特征及其成矿意义[J]. 岩石学报, 22(3): 725-732.
- 孙晓明,韦慧晓,翟伟,石贵勇,梁业恒,莫儒伟,韩墨香,张相国. 2010. 藏南邦布大型造山型金矿成矿流体地球化学和成矿机制[J]. 岩石学报, 26(6): 1672-1684.
- 孙清钟. 2012. 西藏邦布造山型金矿成矿作用研究(硕士论文)[D]. 导师: 侯增谦,郑远川. 抚州: 东华理工大学. 25 页.
- 孙清钟,郑远川,李为,黄克贤. 2012. 西藏邦布造山型金矿的赋存状态研究[J]. 东华理工大学学报(自然科学版), 9: 1-10.
- 韦慧晓,孙晓明,翟伟,石贵勇,梁业恒,莫儒伟,韩墨香,易建洲. 2010. 藏南邦布大型金矿成矿流体 He-Ar-S 同位素组成及其成矿意义[J]. 岩石学报, 26(6): 1685-1691.
- 西藏自治区地质调查院. 2003. 西藏自治区江孜-隆子金、锑多金属成矿带资源调查评估报告[R].
- 西藏自治区区域地质调查大队. 2006. 邦布矿区金矿普查报告[R].
- 云南省地质调查院. 2004. 1:25 万区域地质调查报告(隆子幅)[R].
- 张德全,丰成友,李大新,徐文艺,阎升好,余宏全,董英君,崔艳合. 2001. 柴北缘-东昆仑地区的造山型金矿床[J]. 矿床地质, 20(2): 137-146.
- Bierlein F P and Maher S. 2001. Orogenic disseminated gold in Phanerozoic fold belts-examples from Victoria, Australia and elsewhere[J]. Ore Geology Reviews, 18: 113-148.
- Bierlein F P, Groves D I, Goldfarb R J and Dubé B. 2006. Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits[J]. Mineralium Deposita, 40: 874-886.
- Bohlke J K. 1982. Orogenic (metamorphic-hosted) gold-quartz veins[J]. U.S. Geological Survey Open File Report, 795 10-76.
- Chung S L, Chu M F, Zhang Y Q, Xie Y W, Lo C H, Lee T Y, Lan C Y, Li X H, Zhang Q and Wang Y Z. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism[J]. Earth Science Reviews, 68: 173-196.
- Garzanti E, Baud A and Mascle G. 1987. Sedimentary record of the northward flight of India and its collision with Eurasia (Ladakh Himalaya, India)[J]. Geodinamica Acta (Paris), 1(4/5): 297-312.
- Goldfarb R J, Leach D L, Rose S C and Landis G P. 1989. Fluid inclusion geochemistry of gold-bearing quartz veins of the Juneau gold belt, southeastern Alaska: Implications for ore genesis[J]. Econ. Geol. Monograph, 6: 363-375.
- Goldfarb R J, Groves D I and Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis[J]. Ore Geology Reviews, 18: 1-75.
- Goldfarb R J, Ayuso R and Miller M L. 2004. The Late Cretaceous Donlin Creek gold deposit, Southwestern Alaska: Controls on epizonal ore formation[J]. Econ. Geol., 99(4): 643-671.
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam H, Hagemann S G and Robert F. 1998. Orogenic gold deposits-a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types[J]. Ore Geology Reviews, 13: 7-27.
- Groves D I, Goldfarb R J, Knox-Robinson C M, Ojala J, Gardoll S, Yun G and Holyland P. 2000. Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and significance for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn block, Western Australia[J]. Ore Geology Reviews, 17: 1-38.
- Groves D I, Goldfarb R J, Robert F and Hart C J R. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance[J]. Econ. Geol., 98: 1-29.
- Groves D I and Bierlein F P. 2007. Geodynamic settings of mineral deposit systems[J]. Journal of the Geological Society, London, 164: 19-30.
- Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of $\text{Na-H}_2\text{O}$ solutions[J]. Econ. Geol., 83: 197-202.
- 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[J]. Earth and Planetary Science Letters, 220: 139-155.
- Hou Z Q and Cook N J. 2009. Metallogenesis of the Tibetan collisional orogen: A review and introduction to the special issue[J]. Ore Geology Reviews, 36: 2-24.
- Jaeger J J, Courtillot V and Tapponnier P. 1989. Paleontological view of the ages of the Deccan Traps, the Cretaceous/Tertiary boundary, and the India-Asia collision[J]. Geology, 17: 316-319.
- Kesler S E, Vennemann T W, Frederick C, Breithaupt A, Vazquez R

- and Furman F C. 1997. Hydrogen and oxygen isotope evidence for origin of MVT-forming brines, southern Appalachians [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(7):1513-1523.
- Kerrick R, Goldfarb R, Groves D, Garwin S and Jia Y. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces [J]. *Science China Earth Sciences*, 43(S1): 1-68
- Kerrick R, Goldfarb R, Groves D and Garwin S. 2001. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces [J]. *Science in China*, 43 : 1-68.
- Kerrick R, Goldfarb R J and Richards J. 2005. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework [J]. *Econ. Geol.* 100th Anniversary Volume, 1097-1136.
- Matsuhisa Y, Goldsmith J R and Clayton R N. 1979. Oxygen isotope fractionation in the system quartz albite-anorthite-water [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43 :1131-1140.
- Mo X X, Zhao Z D, Zhou S, Dong G, Guo T and Wang L. 2002. Evidence for timing of the initiation of India-Asia collision from igneous rocks in Tibet [J]. *EOS Trans AGU*, 83(47), F1003, Fall Meeting Abstract : S62B-1201, San Francisco.
- Mo X X, Dong G C and Zhao Z D. 2005. Timing of magma mixing in the Gangdise magmatic belt during the India-Asia collision : Zircon SHIMPU-Pb dating [J]. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 79(1) 66-76.
- Searle M P, Windley B F and Cow M P. 1987. The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 98(6) 678-701.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen [J]. *Annual Review Earth Planet Sciences*, 28 : 211-280.

<http://www.kcdz.ac.cn/>