

西藏恰功铁矿岩浆演化序列及斑岩出溶流体特征

谢玉玲¹⁾, 李应棚¹⁾, Zhaoshan CHANG²⁾, David R. COOKE²⁾, Chris G. RYAN³⁾,
Jamie LAIRD³⁾, 白劲松¹⁾, 刘云飞¹⁾, 李光明⁴⁾, 张丽⁴⁾

1) 北京科技大学土木与环境工程学院资源工程系, 北京, 100083;

2) 塔斯马尼亚大学优秀矿床研究中心, TAS 7001, 澳大利亚;

3) 澳大利亚联邦科工组织(CSIRO)矿业勘查研究院, 墨尔本大学物理学院, VIC 3010, 澳大利亚;

4) 国土资源部成都地质矿产研究所矿产资源室, 成都, 610081

内容提要:冈底斯成矿带是碰撞造山过程形成的最重要的成矿带, 恰功矽卡岩铁(铜)矿床即位于冈底斯成矿带中部。本文在详细的野外地质填图和室内研究基础上确定了恰功铁矿与成矿有关的斑岩体为二长花岗斑岩, 锆石的 U-Pb 定年结果为 68.8 ± 2.2 Ma, 明显早于冈底斯东部与后碰撞伸展有关的斑岩型矿床和主碰撞期形成的矽卡岩型矿床, 其应代表了冈底斯一次尚未被充分认识到的成矿事件。通过对成矿斑岩的岩石学、岩石化学、岩浆出溶流体的包裹体岩相学、显微测温分析及包裹体成分的 LRM、LA-ICP-MS 和 PIXE 分析, 本文探讨了与该矽卡岩矿床有关的斑岩的岩浆起源、斑岩侵位机制及出溶流体特征。结果表明, 成矿斑岩为矿区最早的侵入岩单元, 具有壳幔源混源特征, 其常量元素组成与冈底斯东部斑岩铜矿带的埃达克质岩相近, 但稀土和微量元素组成与东部斑岩明显不同, 为地幔物质上涌并诱发角闪岩相下地壳熔融的产物, 岩体侵位深度大(>7 km)、剥蚀程度高。早期岩浆出溶的流体为高温、高压、高盐度流体, 其中富含 Fe、Pb、Zn、Cu 等成矿金属, 与世界其他斑岩铜矿床相比, 相对富铁、铅而贫铜。流体的沸腾作用发生于钾硅化阶段, 形成了一套富气、高盐、高固相和气液包裹体组合, 不同于早期出溶流体的包裹体组合。从岩浆起源和出溶流体性质可以看出, 该斑岩具有形成与斑岩有关的铁铅多金属矿床的成矿潜力, 但从该矿区地表出露的蚀变和包裹体测压结果可以看出, 该斑岩体目前剥蚀深度较大, 对斑岩型矿床保存不利, 对该斑岩体及与成矿关系的认识对理解该区内的矿床成因和指导区域找矿具有重要的指示意义。

关键词: 冈底斯成矿带; 恰功铁矿; 斑岩; 岩石化学; 流体包裹体; PIXE

从晚白垩世开始印度板块向欧亚板块俯冲碰撞, 在古近纪末新特提斯洋闭合, 进入陆-陆碰撞造山阶段(约起始于 65 Ma)。根据青藏高原碰撞造山带重要成矿事件的时空坐标和岩石圈结构与深部过程对成矿作用的控制(赵志丹等, 2003), 侯增谦等(2006a)将大陆碰撞成矿作用概括为 3 种主要作用, 即主碰撞成矿(约 65~41 Ma)、晚碰撞成矿(约 40~26 Ma)和后碰撞成矿(约 25~0 Ma)作用。在印度-亚洲大陆碰撞过程中在西藏、青海、云南、四川等地形成了多个重要的成矿带(矿集区), 如冈底斯成矿带、玉龙斑岩成矿带、四川冕宁-德昌稀土成矿带、云南腾冲 Sn-稀有金属矿集区等。

冈底斯成矿带是碰撞造山过程形成的最重要的

成矿带, 其东段研究与勘查程度相对较高, 已发现了一批有价值的斑岩型矿床和矽卡岩型矿床。中西段的研究程度相对较低, 虽然近年来也取得了重要的找矿突破, 已发现了一批有价值的矽卡岩型铁铜多金属矿床(如尼雄铁矿、恰功铁矿)、斑岩型铜矿(如日阿斑岩铜矿)和造山型金矿床(如雄村金矿), 但对其矿床成因、成矿模式和与成矿有关的岩浆岩研究明显薄弱, 仍存在一些认识上的分歧。

恰功铁矿位于冈底斯成矿带中段, 该矿床曾被认为是与区内大面积出露的花岗岩基有关, 产于黑云母二长花岗岩与围岩的接触带, 对矿区内和区域上的斑岩体、斑岩的侵位年代尚未见报道。笔者根据详细的野外地质调研和室内研究结果, 在矿区识别

注: 本文为“十一五”科技支撑计划项目(编号 2006BAB01A04)、国家自然科学基金重点项目(编号 40730419)和澳大利亚研究委员会优秀矿床研究中心项目(Australian Research Council's Centre of Excellence in Ore Deposit, CODES)资助成果。

收稿日期: 2009-10-20; 改回日期: 2009-11-05; 责任编辑: 周健。

作者简介: 谢玉玲, 女, 1963 年生。教授, 博士生导师。主要从事矿床学、矿床地球化学的教学和科研工作。Email: yulingxie@263.net。

出了一套与成矿有关的斑岩系统,并根据斑岩中内矽卡岩的发育、斑岩与矿化的关系、斑岩蚀变特征、斑岩出溶流体特征等确定了斑岩与成矿的关系。锆石 U-Pb 定年结果表明,二长花岗斑岩侵位时代为 68.8 ± 2.2 Ma,明显早于冈底斯东部与后碰撞伸展有关的斑岩型矿床(14~21 Ma,主要集中在 15 ± 1 Ma)和主碰撞期形成的矽卡岩矿床(41~47 Ma)(侯增谦等,2006a,2006b),其可能代表了冈底斯成矿带一次尚未被充分认识到的成矿事件。对该斑岩体的岩浆起源、侵位机制、出溶流体特征的研究对理解该矿床的成矿背景、矿床成因及建立成矿模式具有重要意义,同时对该地区的区域找矿具有指导意义。本文在野外地质填图和室内岩矿相分析基础上,确定了与成矿有关的斑岩类型及分布特征,在成矿斑岩的岩石学、岩石化学、岩浆出溶流体的包裹体记录等的详细研究基础上,探讨了与该矽卡岩矿床有关的斑岩的岩浆起源、侵位机制、出溶流体特征及斑岩的成矿潜力。

1 成矿地质背景

1.1 区域地质背景

恰功铁矿位于西藏日喀则地区谢通门县春哲乡境内,大地构造位置处于印度-亚洲陆陆碰撞带雅江

缝合带北部拉萨地体中(图 1),南冈底斯火山-岩浆弧带北侧,南距雅江缝合带约 120 km。成矿区划属特提斯成矿带东段的喜马拉雅成矿域,冈底斯成矿带中段。传统的冈底斯成矿带指雅鲁藏布江以北至冈底斯山脉主峰,东起墨竹工卡西至谢通门县,呈东西向延伸,约 400 km 长(曲晓明等,2001;侯增谦等,2001),即现在的冈底斯斑岩铜矿带。从区域大地构造演化角度看,介于北部班公湖-怒江和南部雅鲁藏布江两缝合带之间的冈底斯-拉萨地块应是一个统一的大地构造单元,具有相似的构造岩浆演化,冈底斯山脉作为其中的一部分,主脊从其中部靠南通过,完整的冈底斯成矿带也应包括整个冈底斯-拉萨地块(葛良胜等,2005)。沿冈底斯带航磁探测的结果显示出明显的东西向差异,中部航磁表现为负异常,而东西部表现为弱的正异常,分界线的位置大致在羊八井-亚东裂谷和塔口拉-隆格尔裂谷处;同时,上述界线切割的各段在构造变形以及侵入岩体岩石学特征上也存在差异:中段南北向裂谷发育,受向南逆冲构造改造的程度最浅,仍保留有弧前盆地,但近南北向的深大裂谷或断裂系在东段和西段均不发育,而分别发育逆冲和走滑断裂调节地体变形(侯增谦等,2006c);中新世的岩浆岩在东西段以及中段的的东西边界上发育,中段大部则仍然为林子宗火山

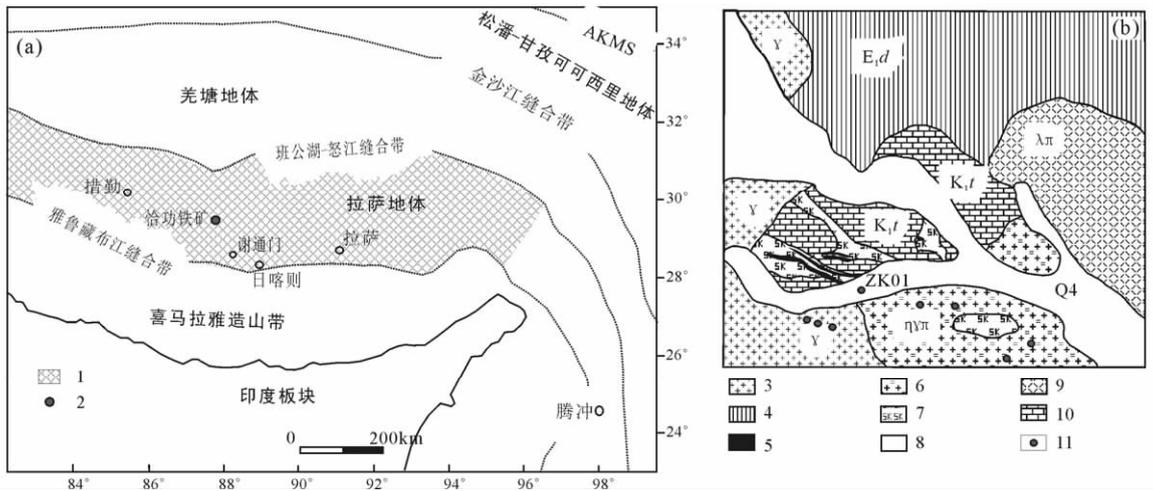


图 1 印度-亚洲大陆碰撞带大地构造分区图(a)及恰功铁矿矿区地质简图和采样位置(b)

(a 据 Yin 等,2000 和侯增谦等,2006a 修绘; b 据湖北地质调查院,2008^① 修绘)

Fig. 1 Geotectonic location map (a) and geological map (b) of the Qiaogong iron skarn with sample location

(a. after Yin et al., 2000 and Hou et al., 2006a; b. after Hubei Institute of Geological Survey, 2008^①)

1—冈底斯成矿带;2—矿床位置;3—花岗岩;4—古近系典中组;5—矿体;6—二长花岗斑岩;7—矽卡岩;8—第四系;9—石英斑岩;

10—白垩系塔克那组;11—采样位置;AKMS—阿尼马卿-昆仑-木兹塔格缝合带

1—Gangdese metallogenic belt;2—Qiaogong iron skarn;3—granite;4—Dianzhong Formation of Paleogene;5—ore bodies;

6—monzonite granite porphyry;7—skarn;8—Quaternary;9—quartz porphyry;10—Takena Formation of Cretaceous;

11—sampling locations; AKMS—Animaqing-Kunlun-Muzitage suture

岩系所覆盖(赵志丹等,2003)。侯增谦等(2006c)根据上述证据,进一步对冈底斯各段的岩浆岩做了岩石学研究,推测了俯冲碰撞深部构造的一种可能模式,即板片的撕裂和分段俯冲模式,并据此将冈底斯成矿带划分为 3 段:仁布(约 E90°)以东为东段,长约 400 km;仁布到萨嘎之间为中段,长约 360 km;萨嘎(约 E85°)以西的部分为西段,走向转入 NWW,长约 600 km。按此 3 段划分模式,恰功铁矿所处位置属冈底斯成矿带中段,矿床产出位置即处于南北向裂谷构造——申扎-定结裂谷中部。

区域内出露地层包括古生界石炭系永株组、上石炭统拉嘎组、昂杰组和下二叠统下拉组的灰岩和浅变质碎屑岩。中生界侏罗系林布宗组为碳质页岩、细粒砂岩,白垩系楚木龙组为含砾石英砂岩、粉砂岩,塔克那组及设兴组为灰岩、粉砂岩。晚白垩世以来的火山岩和火山碎屑岩包括下部的林子宗群和上部的乌郁群。林子宗群自下而上划分为 3 个组,即典中组、年波组和帕那组(董国臣等,2005)。

区域内主要构造线方向总体为近东西向,另发育了一系列近南北向、北东向、北西向的断裂构造。近东西向断裂发育时限较早,以逆冲断层为特征,反映出碰撞期地体强烈的南北向变形特征;近南北向的断裂发育于申扎裂谷形成所处的印度板块和亚洲板块陆陆碰撞的后碰撞伸展期(丁林等,2006),多为正断层,部分具有逆断层性质,并切割了早期形成的东西向断裂。另外,在南北向挤压和东西向伸展作用的影响下,还形成了一系列北东向和北西向的走滑断裂。申扎-定结大裂谷为区域内主要构造,呈 NNE 向展布。丁林等(2006)认为,该裂谷发育于后碰撞伸展期,主要活动时限为 23~13 Ma。

矿区地处南冈底斯火山岩弧北缘,其内广泛发育侏罗纪—白垩纪岛弧型火山岩、火山碎屑岩以及与俯冲、碰撞作用有关的重熔、同熔型钙碱性岩浆杂岩体(主要岩性有二长花岗岩、英云闪长岩、花岗闪长岩等),并有少量的新生代碰撞期后形成的浅成花岗岩、非造山 A 型花岗岩和与高原伸展剥离作用有关的淡色花岗岩侵入其中(莫宣学等,2005)。区域地质调查资料显示(西藏自治区地质矿产厅区域地质调查大队,1999),区域花岗岩呈现出 SiO₂ 含量逐渐上升的趋势,越晚年代的花岗岩越偏酸性的特点。

1.2 矿床地质特征

矿区内出露地层相对单一,包括上白垩统的塔克那组灰岩、泥质粉砂岩和粉砂岩;古近纪林子宗群火山岩底部层位的典中组安山质—英安质的火山

岩、火山碎屑岩。矿区构造以近东西向和北东、北西向的断裂构造为主,主体构造线方向与区域构造线方向一致,地层走向北西西。区内侵入岩广泛出露,以中粗粒黑云母二长花岗岩出露面积最大,表现为花岗岩基,主要出露于矿区西南部和矿区外围;二长花岗斑岩出露于矿区南部,另在矿区东部和矿区中部也有面积很小(<0.1 km²)的小岩枝出露。石英斑岩呈小岩株出露于矿区东侧,另在二长花岗斑岩和中粗粒花岗岩中均见有石英斑岩脉,该石英斑岩脉在花岗岩和二长花岗斑岩中常表现为细粒花岗岩或细晶岩脉。根据野外侵位关系和锆石定年结果,二长花岗斑岩为矿区最老的侵入岩岩石单元,其后为中粗粒—似斑岩黑云母二长花岗岩(已进行锆石的 U-Pb 定年,数据处理中),细晶岩(细粒花岗岩、石英斑岩)为最晚的侵入岩岩石单元。

恰功矽卡岩型铁铜多金属矿床的矿体分为铁(铜)矿体和(铜)铅锌(银)矿体。目前已查明的铁(铜)矿体产于二长花岗斑岩与塔克那组灰岩接触带之外矽卡岩带中,与石榴子石矽卡岩化密切相关,矿石矿物以磁铁矿为主,其次为赤铁矿,脉石矿物包括石英、石榴子石、方解石、绿帘石、透辉石、阳起石、绿泥石等。矿体呈似层状、透镜状或不规则状。平均品位 TFe 为 55%,推测储量为 50 Mt,(王方国等,2005)。钻孔取样结果表明,石榴子石矽卡岩中含铜 0.16%~0.28%(刘兴平,2007),铁精矿和尾矿中含铜分别为 0.2%和 0.3%,但对铁矿体中铜未进行系统评价和矿体圈定,因此储量不明。

铅锌(铜、银)矿体位于矿区东部,目前已查明的矿体由原生矿体和氧化矿体两部分组成,矿体呈脉状,走向北北东向,受构造控制明显。原生矿石主要为致密块状构造,有少量为浸染状、细脉浸染状;矿石矿物主要为方铅矿,有少量铁闪锌矿和黄铜矿,脉石矿物主要为萤石、方解石和石英。在矿区西侧的 1 号勘探线附近最近的硐探也发现了呈脉状产出的铜矿体(据金通矿业分司,未刊资料),但尚未进行详细评价。

矿区蚀变发育,以斑岩接触带围岩中的矽卡岩化最为强烈,主要分布于二长花岗斑岩与塔克那组灰岩接触部位,内矽卡岩带很窄,外矽卡岩带较宽。内矽卡岩只在矿区南部山坡斑岩中见有少量内矽卡岩残留,另在矿区中部的小斑岩株边部也见有少量内矽卡岩,其矿物组合为钙铁石榴子石、钙铁辉石等。外矽卡岩带矿物组成丰富,包括石榴子石、阳起石、绿帘石、绿泥石、石英、方解石、磁铁矿、赤铁矿、黄铁矿、黄

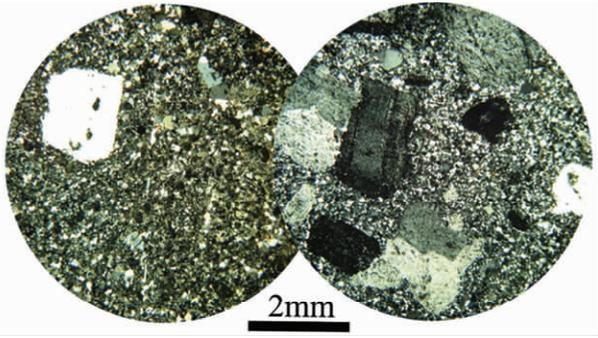


图 2 恰功二长花岗斑岩的显微镜下照片
(样号:QG-52,53;正交偏光)

Fig. 2 Photomicrograph of monzonite granite porphyry in Qiaogong (sample QG-52, 53; cross polarized light)

铜矿等。矿区内二长花岗斑岩体普遍发育钾硅化蚀变,总体蚀变较弱,局部发育强烈蚀变,表现为浸染状硅化、黑云母化及石英-角闪石-黑云母-磁铁矿脉;石英绢云母化不甚发育;青磐岩化在斑岩的围岩塔克那组粉砂质和凝灰质地层中较发育,斑岩中不发育,表现为绿帘石石英脉;矿区内未见粘土化蚀变。黑云母二长花岗岩和细晶岩岩石新鲜,无蚀变。

2 岩浆侵位序列、岩浆演化及源区特征

2.1 矿区岩浆岩的侵位序列和岩石学特征

矿区出露的侵入岩包括二长花岗斑岩、黑云母二长花岗岩、细晶岩(细粒花岗岩或石英斑岩)。二长花岗斑岩主体出露于矿区南部,面积约 2 km^2 ,最近的野外调查中在矿区中部也发现了面积很小的小岩株 ($<0.1 \text{ km}^2$),另在矿区东部原定名为花岗斑岩^①的小岩体,经野外和室内鉴定后与矿区南部斑岩体相同,也为二长花岗斑岩。野外和镜下观察表明,二长花岗斑岩具斑状结构(图 2)、块状构造,斑晶以长石斑晶为主,包括斜长石和钾长石斑晶,其次为石英斑晶,可见暗色包体(图 3c)。斑岩体内蚀变发育,以钾硅化蚀变为主,石英绢云母化蚀变发育较弱。钾硅化蚀变主要表现为浸染状石英、黑云母化和不规则状石英-黑云母细脉。局部蚀变强烈地段,原岩结构特征已基本破坏,岩相学研究表明,其主要由角闪石、黑云母、磁铁矿和石英组成,但镜下仍可见变余的斑状结构和强烈蚀变的长石斑晶,镜下估测磁铁矿含量可达 5%。该蚀变岩石肉眼观察呈暗绿色,外观似闪长玢岩。石英绢云母化不发育主要表现为钾长石斑晶的绢云母化。二长花岗斑岩与中粗粒花岗岩接触界线由于地表堆积物覆盖,未出露,但从近接触带处二长花岗斑岩蚀变增强,岩石明显呈肉红色,结合岩石定年结果,其与二长花岗岩呈侵位关系。

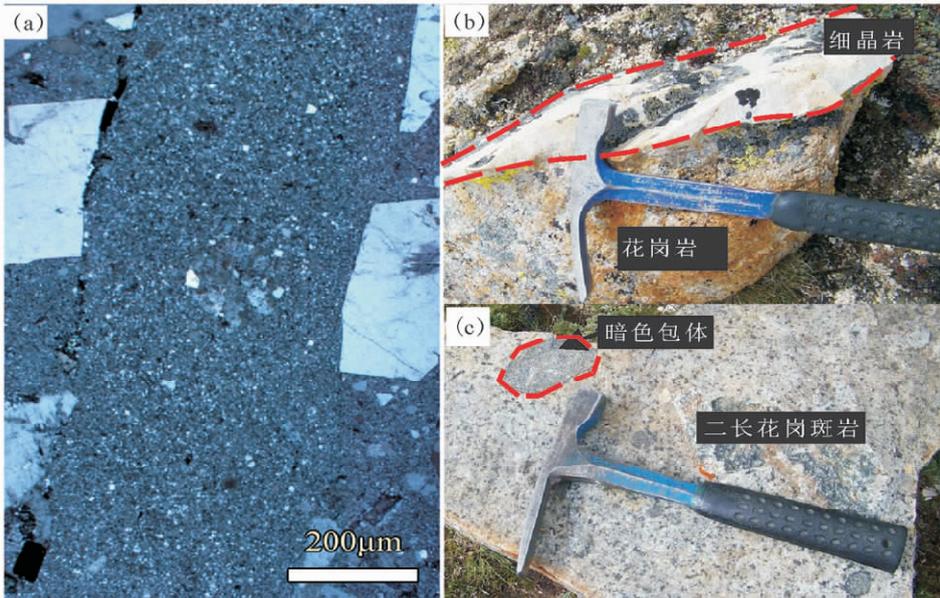


图 3 恰功岩体侵位顺序的野外和显微镜下照片

Fig. 3 Photos of hand specimen and micrography showing the relationship of intrusive rocks in Qiaogong

(a) 二长花岗斑岩中的细晶岩脉(显微镜下,正交偏光); (b) 粗粒黑云母二长花岗岩中的细晶岩脉(野外照片);

(c) 二长花岗斑岩中暗色包体(野外照片)

(a) Micrography of aplitite in monzonite granite porphyry (cross polarized light); (b) aplitite dike in coarse biotite monzonite granite;

(c) mafic enclave in monzonite granite porphyry

黑云母二长花岗岩出露于矿区南侧及矿区外围,呈大的岩基。岩石呈似斑状一中粗粒结构、块状构造,主要组成矿物为钾长石、斜长石、黑云母、角闪石、石英。岩石新鲜无蚀变,仅在矿区南侧山坡见有伟晶状钾长石石英脉穿插其中。

细晶岩(或细粒花岗岩、石英斑岩)呈脉状侵入于二长花岗岩和二长花岗斑岩中。在矿区东侧有一面积不大的小岩株。细晶岩脉内及接触围岩均无明显蚀变。镜下见一细晶岩脉切穿二长花岗斑岩现象,其中的长石石英斑晶被明显切断(图 3a),但脉体两侧无明显的蚀变和烘烤现象,表现为贫流体的冷侵入特征。

根据野外和室内岩相学研究,结合锆石定年结果,二长花岗斑岩为矿区最老的侵入岩,其被二长花岗岩侵入,而石英斑岩(可表现为细晶岩、细粒花岗岩)同时侵入了二长花岗斑岩及花岗岩(图 3)。斑岩发育全岩蚀变,而黑云母二长花岗岩和细晶岩新鲜,无蚀变。锆石 U-Pb 定年结果(李应栩等,待刊)表明,二长花岗斑岩其侵位年代(68.8 ± 2.2 Ma)明显早于该成矿带东部与主碰撞成矿事件有关的矽卡岩矿床(如浪达矽卡岩铜矿、冲木达矽卡岩铜矿等,侯增谦等,2006b),而二长花岗岩和细粒花岗岩的锆石定年结果分别在 56 Ma 和 50 Ma 左右(谢玉玲等,未刊资料)。

2.2 矿区侵入岩的常量元素地球化学

主量和微量元素含量以及 Sr-Nd-Pb 同位素比值测定由核工业北京地质研究院分析测试中心完成,主量元素测定采用飞利浦 PW2404 X 射线荧光光谱仪,测试方法依据 GB/T14506.28-93《硅酸盐岩石化学分析方法 X 射线荧光光谱法测定主、次元素量》。微量元素测定采用 Finnigan MAT 制造的 HR-ICP-MS (Element1),测试方法依据 DZ/T0223-2001《电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)方法通则》,测试时室温为 20℃,相对湿度 30%。Sr-Nd-Pb 同位素测定采用 ISOPROBE-T 热电离子质谱仪,测试方法依据 GB/T17672-1999《岩石中铅铋同位素测定方法》,测试时室温为 20℃,相对湿度 20%。

全岩主量元素分析结果表明,矿区 3 类侵入岩均具有较高的 SiO_2 含量,其中二长花岗斑岩最低,平均 69.73%;黑云母二长花岗岩平均 74.69%,细晶岩平均 72.54%。Ca、Ti、Mg 和 P 含量在 3 种岩石中均较低,但二长斑岩中相对高些。TFe 含量以二长花岗斑岩最高,平均为 2.58%,黑云母二长花岗岩为 1.39%,细晶岩为 1.19%。Mg# 值以二长

斑岩最高,绝大部分在 30~40,黑云二长花岗岩和细晶岩大部分均小于 5。 K_2O 含量以黑云母二长花岗岩中为最高,平均 5.38%,细晶岩次之,平均为 5.03%,二长花岗斑岩中最低,平均为 3.71%。 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 以最晚侵位的细晶岩最高,平均为 10.52%,黑云母二长花岗岩平均为 9.56%,最早侵位的二长花岗斑岩最低,平均为 8.28%。里特曼指数 δ ,二长花岗斑岩为 1.75~3.25,黑云母二长花岗岩为 2.14~3.76,细晶岩为 2.89~3.83。 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值在最早侵位的二长花岗斑岩中最低,大部分样品 < 1 ,平均为 0.83%,后期侵位的中粗粒黑云二长花岗岩和细晶质花岗岩大部分 > 1 。按照国际地科联火成岩分类学会委员会推荐的火成岩分类方案,3 种岩石均主要属于流纹岩范围。根据 Irvine 分类,花岗质细晶岩为过碱性,黑云二长花岗岩为弱过碱性-亚碱性,二长斑岩为亚碱性。

Al_2O_3 含量,二长花岗斑岩最高,平均 15.54%;黑云二长花岗岩平均为 13.17%;花岗质细晶岩平均为 14.57%。在铝质-准铝质花岗岩判别图上(图 4),花岗质细晶岩大部分落于准铝质区域,二长斑岩主要落入过铝质和准铝质范围,黑云二长花岗岩落入准铝质。表明二长斑岩为弱过碱质到准铝质,黑云母二长花岗岩和细晶岩为准铝质。

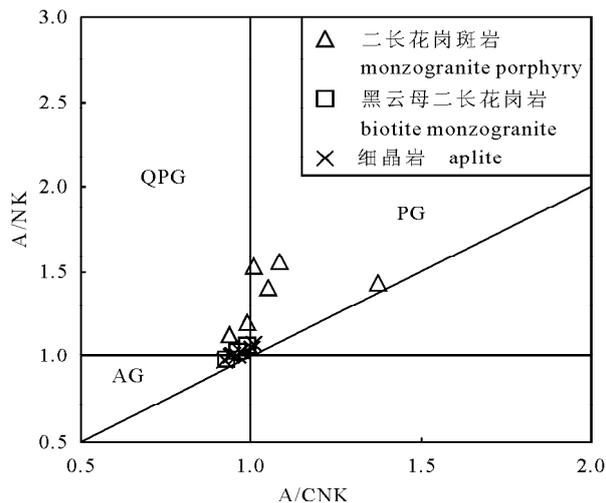


图 4 恰功主要侵入岩的铝质-准铝质 A/CNK-A/NK 图解

Fig. 4 A/CNK-A/NK diagram for intrusive rocks of Qiagong

A— Al_2O_3 ; C—CaO; N— Na_2O ; K— K_2O ; PG—过铝质花岗岩;
QPG—准铝质花岗岩; AG—过碱质花岗岩
A— Al_2O_3 ; C—CaO; N— Na_2O ; K— K_2O ; PG—peraluminous
granite; QPG—metaluminous granite; AG—alkali granite

综合主量元素分析结果,二长花岗斑岩为准铝质—弱过铝质高钾钙碱性花岗岩,与冈底斯东段与斑岩铜矿有关的成矿斑岩类似(侯增谦等,2006d),有别于岛弧或/和陆缘弧环境的含矿斑岩(Kerrick et al.,2000)。黑云母二长花岗岩为准铝质高钾钙碱性—钾玄岩,细晶岩为准铝质具钾玄岩性质的花岗岩。莫宣学等(2003)指出,钾玄岩的出现是陆内岩浆活动的标志。因此,黑云母二长花岗岩和细晶岩是陆内岩浆活动的产物,可能是对俯冲到冈底斯地体之下的印度板块拆沉(Leech et al.,2005)与前端撕裂活动(侯增谦等,2006c)的响应。

2.3 矿区侵入岩的微量元素地球化学

3类岩石均显示出Cs、Rb、Th、U、K和REE(除Eu外)等HFSE的强烈富集,有不同程度的Ba、Ta、Nb、Sr、P、Ti的亏损以及Zr的相对亏损,且越晚侵位的岩体Ba、Sr和P亏损越显著。Y含量在最早侵位的二长斑岩中最低,平均为17.47 $\mu\text{g/g}$,黑云母二长花岗岩和细晶岩较高,均 $>20 \mu\text{g/g}$ 。Sr含量在二长斑岩中最高,平均为249.67 $\mu\text{g/g}$,黑云母二长花岗岩和细晶岩很低,大部分都 $<20 \mu\text{g/g}$ 。Sr/Y值以最早侵位的二长斑岩为最高,在10.37~20.88范围内,平均15.0;黑云母二长花岗岩和细晶质花岗岩很低,均 <1 。3种岩石的Sr/Y值均远小于冈底斯东段斑岩铜矿带埃达克质岩石的82~196(Gao et al.,2007)。

2.4 矿区侵入岩的稀土元素地球化学

三类岩石均表现为LREE富集,二长花岗斑岩的轻重稀土分异程度相对较高, $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Yb}$ 值和 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值的绝大部分为8~10,黑云母二长花岗岩为5~7,花岗质细晶岩均小于5。表明侵位时间越晚,轻重稀土分异程度越低。 Y/Yb 值也具有相同的特征,显示轻重稀土分异程度降低,但整体均在10左右,暗示源区主要为角闪岩相部分熔融(Sisson,1994)。 ΣREE 含量在最早侵位的二长花岗斑岩最低,平均为123.54 $\mu\text{g/g}$;黑云母二长花岗岩和最后侵位的细晶岩接近,分别为164.09 $\mu\text{g/g}$ 和169.76 $\mu\text{g/g}$ 。 δEu ,二长花岗斑岩为1.07~0.58,显示弱的Eu负异常,黑云母二长花岗岩和细晶岩均在0.1左右,显示出强的Eu负异常。同时,在配分模式图上还显示出黑云二长花岗岩和花岗质细晶岩曲线末端有轻微的左倾,并且花岗质细晶岩倾斜程度强于黑云母二长花岗岩,显示这两种岩石重稀土富集程度增加。 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ - Yb_N 图解(图5)上,3种岩石均主要落入经典弧岩浆区域。

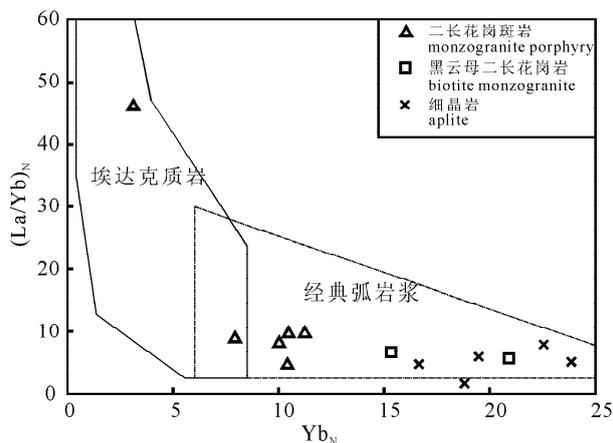


图5 恰功主要侵入岩的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ - Yb_N 图解
(球粒陨石标准化)

Fig. 5 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ - Yb_N diagram for intrusive rocks of Qiagong (chondrite normalized)

3 流体出溶记录的包裹体岩相学和显微测温分析

二长花岗斑岩为矿区成矿斑岩,通过对斑岩中石英斑晶、早期硅化石英脉中包裹体的岩相学观察,其中的包裹体类型及包裹体组合如下:

二长花岗斑岩石英斑晶:以发育熔体包裹体(M类,图6a)和含盐类子矿物(主要为石盐)的高盐度流体包裹体(ADV类,图6b,c)为特征。熔体包裹体形态一般为负晶形状或不规则状,其中含大量结晶质和暗色团块,可见磁铁矿晶体(图6a)。由于后期蚀变及包裹体内的结晶膨胀,常见熔体包裹体边部有明显裂隙,熔体包裹体边部常分布有大量高盐度流体包裹体。高盐度含子矿物流体包裹体(ADV类)形态以负晶形状为主,另有些为多边形或不规则状;包裹体个体较小,多在20 μm 以下,由一个石盐子矿物或一个石盐子矿物及一个小的钾盐子矿物或未知子矿物组成,石盐子矿物的体积百分比较为稳定,在20%左右。包裹体多显示原生和假次生的特征,分布于斑晶边部或斑晶内部,呈孤立分布或沿斑晶内部的愈合裂隙分布。当斑岩蚀变较弱时,斑晶中包裹体较为单一,以熔体包裹体和含石盐子矿物的多相包裹体为主(图6e,f),偶见富气相和纯气相包裹体,可见沿愈合裂隙分布的次生气液两相包裹体(图6b)。当斑岩蚀变较强时,斑晶中包裹体较为复杂,除ADV类外还发育气液两相包裹体(AV类)、富气相包裹体(V类,图6c)、高固相包裹体(HSV类)和包裹的石盐晶体,其中高固相包裹体中

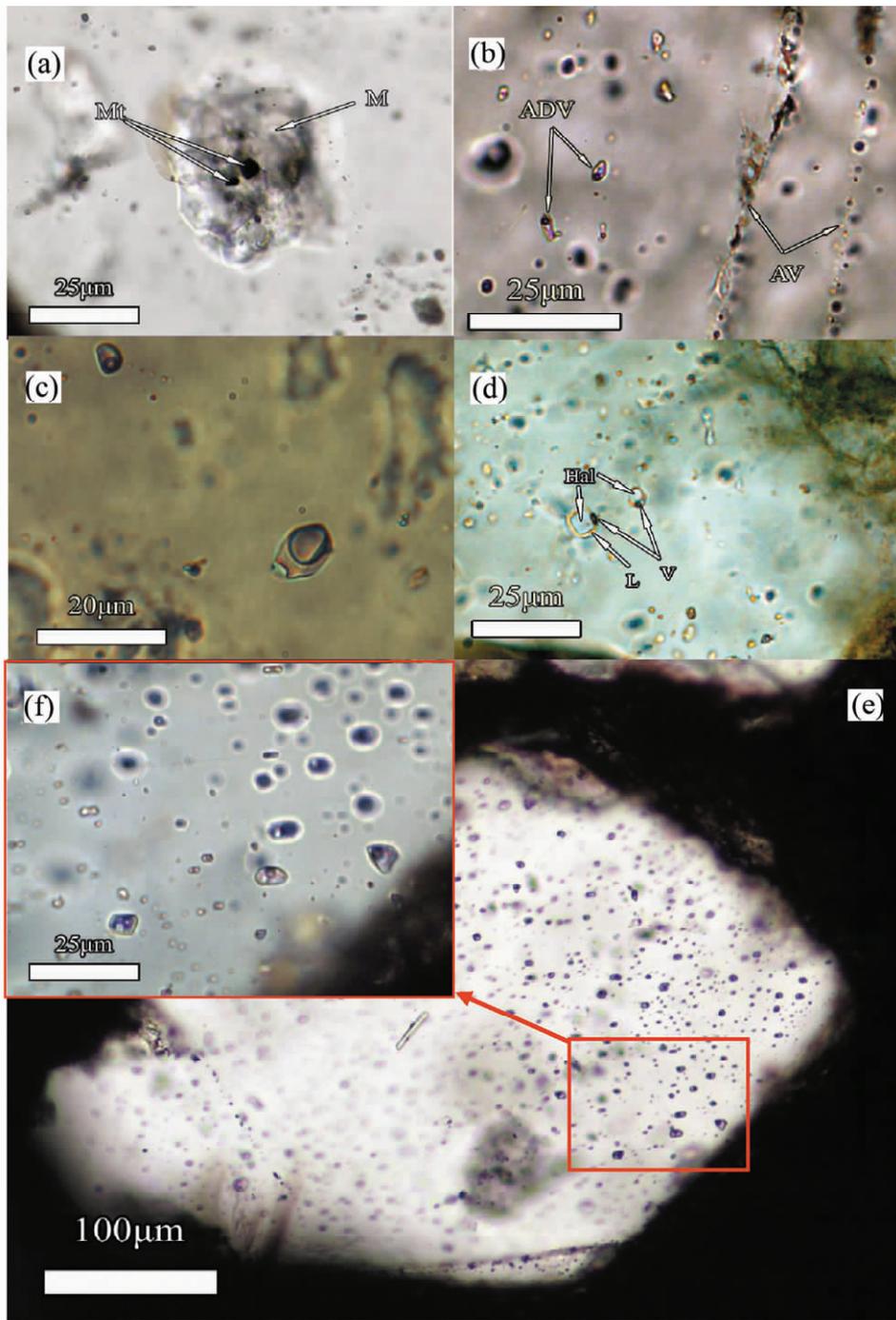


图 6 恰功二长花岗斑岩石英斑晶和硅化石英脉中流体包裹体的显微镜下照片

Fig. 6 Photomicrographs of melt and fluid inclusions hosted by quartz phenocrysts and quartz veins in monzonite granite porphyry of Qiagong

(a) 二长花岗斑岩石英斑晶中含磁铁矿的熔体包裹体; (b) 弱蚀变二长花岗斑岩石英斑晶中原生高盐度流体包裹体(ADV)及沿愈合裂隙分布的次生的气液两相包裹体(AV); (c) 一强钾硅化蚀变石英中含子矿物的富气相包裹体; (d) 一强蚀变石英斑晶中含石盐子矿物的高固相包裹体; (e) 一弱蚀变二长花岗斑岩石英斑晶中含石盐子矿物的高盐度包裹体(ADV)群; (f) (e)之局部放大; Hal—石盐; V—气相; L—液相; M—熔体玻璃(已结晶); Mt—磁铁矿

(a) Magnetite bearing melt inclusion in quartz phenocryst; (b) primary high salinity fluid inclusions (ADV) and secondary aqueous-vapor fluid inclusions (AV) in a quartz phenocryst in weakly altered granite porphyry; (c) daughter mineral bearing vapour-rich fluid inclusions (V) in quartz of quartz-hornblende-biotite-magnetite vein; (d) halite bearing fluid inclusions in quartz phenocrysts in a strongly altered granite porphyry; (e) high salinity fluid inclusions (ADV) in a quartz phenocryst from a weakly altered porphyry; (f) details of part of photo e; Hal—halite; V—vapor; L—liquid; M—melt; Mt—magnetite

的固相体积百分比常大于 60% (图 6d)。石英斑晶中沿愈合裂隙分布的次生气液两相包裹体群 (图 6b) 及微裂隙的发育, 表明斑晶形成后经历了多次热液条件下的破裂和包裹体的打开事件 (Roedder, 1971), 其记录了斑岩侵位后的流体活动特征。

二长花岗斑岩中早期硅化石英脉: 包裹体组合较斑晶中复杂, 与蚀变较强的斑晶中包裹体类型相似, 以发育 ADV 类、V 类和 HSV 类包裹体为特征, 并发现大量包裹的石盐和长柱状矿物; 包裹体较小, 多在几到十几个微米, 少数大于 20 μm 。

包裹体显微测温分析 (表 1) 表明, 多数高盐度包裹体的盐溶温度 (T_m) 高于气液相均一温度 ($T_{h,l-v}$) (以下称之为 ADV-1 类)。该类包裹体的盐溶温度在 300~500 $^{\circ}\text{C}$, 据盐溶温度估算的盐度为 37.8%~59.8% NaCl, 气液相均一温度在 179~292 $^{\circ}\text{C}$; 另有少量为子矿物溶化温度低于气液相均一温度 (以下称 ADV-2 类)。显微测温结果 (表 1) 表明, ADV-2 类包裹体的气液相均一温度和盐溶温度均低于 ADV-1 类包裹体, 其气液相均一温度为 185~242 $^{\circ}\text{C}$, 盐溶温度为 101~190 $^{\circ}\text{C}$, 据盐溶温度估算的盐度为 28.0%~31.4% NaCl。在显微测温过程中, 有些硅化石英脉包裹体的子矿物在加热至 580 $^{\circ}\text{C}$ 以上子矿物仍未有明显变化, 估计可能为硫酸盐或硅酸盐子矿物。镜下发现在二长花岗斑岩早期石英脉中有些包裹体中含柱状暗绿色子矿物, PIXE 结果显示其中含铁和其他金属元素很高, 可能为偶然捕获的含铁硅酸盐子矿物 (角闪石?)。

4 包裹体成分的 LRM、PIXE 及 LA-ICP-MS 分析

LRM 分析在核工业地质研究院进行, 测试仪器为法国 JY 公司生产的 LabRAM HR-800 型显微共焦激光拉曼光谱仪, 波长 633 nm。本次主要对石英斑晶中的高盐度含盐类子矿物包裹体的液相进行了成分分析, 由于包裹体较小未能获得气相部分成分。结果表明, 高盐度流体包裹体液相成分以水为主 (谱图见图 7), 未发现其他络阴离子存在。从包裹体中子矿物类型结合包裹体气液相成分的 LRM 分析结果 (由于包裹体太小未能准确测定低共溶点温度), 其应近似为 NaCl-H₂O 体系。但 PIXE 和 LA-ICP-MS 分析 (详后) 也表明, 除 K、Na 外, 包裹体中还含较高的 Fe、Mg、Mn、Ca、Pb、Zn 等。

PIXE (Proton Induced X-ray Emission) 是 20 世纪 80 年代发展起来的一种核分析技术, 具有高灵

表 1 恰功二长花岗斑岩石英斑晶及硅化石英脉中高盐度流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric results of high salinity fluid inclusions in quartz phenocryst and quartz vein of Qiagong

样号	矿物及产状	包裹体类型	T_m ($^{\circ}\text{C}$)	$T_{h,l-v}$ ($^{\circ}\text{C}$)	盐度 (% NaCl)
QG-30	斑晶石英	ADV-1	381	245	45.0
QG-30	斑晶石英	ADV-1	395	270	46.5
QG-30	斑晶石英	ADV-1	415	220	48.8
QG-30	斑晶石英	ADV-1	371	260	44.0
QG-105	斑晶石英	ADV-1	310	210	38.5
QG-105	斑晶石英	ADV-1	305	195	38.1
QG-105	斑晶石英	ADV-1	500	228	59.8
QG-105	斑晶石英	ADV-1	470	220	55.7
QG-105	斑晶石英	ADV-1	430	179	50.6
QG-105	斑晶石英	ADV-1	463	189	54.7
QG-105	斑晶石英	ADV-1	300	220	37.8
QG-105	斑晶石英	ADV-1	330	220	40.2
QG-105	斑晶石英	ADV-1	460	416	54.3
QG-105	斑晶石英	ADV-2	101	185	28.0
QG-105	斑晶石英	ADV-2	101	187	28.0
QG-105	斑晶石英	ADV-2	103	193	28.1
QG-105	斑晶石英	ADV-2	105	208	28.2
QG-105	斑晶石英	ADV-2	175	242	30.8
QG-77	石英脉	ADV-2	190	224	31.4
QG-77	石英脉	ADV-2	179	218	30.9
QG-77	石英脉	ADV-1	441	292	51.9

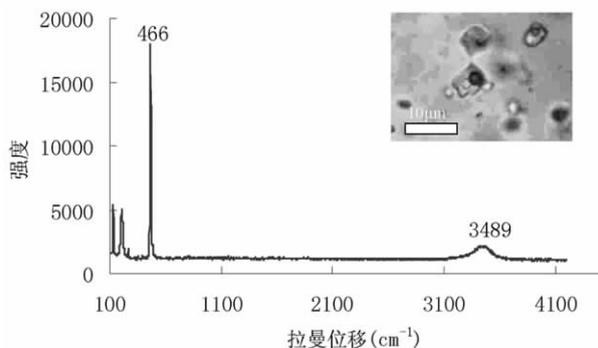


图 7 恰功二长花岗斑岩石英斑晶中高盐度包裹体液相成分的 LRM 谱图

Fig. 7 Laser Raman spectrum from a high salinity fluid inclusion hosted by a quartz phenocryst in monzonite granite porphyry of Qiagong

敏度、多元素同时分析、无损、快速等特点, 在材料科学、矿物学、矿床地球化学研究中得到广泛应用, 它即可对样品表面进行元素分布和含量分析, 同时也可对样品一定深度内的元素组成和分布进行分析, 因此成为一种快速、方便、准确和无损的流体包裹体分析手段。本次 PIXE 分析在澳大利亚墨尔本大学物理学院的 CSIRO 质子实验室进行, 数据处理采用

GeoPIXE 软件进行。图 8 为二长花岗斑岩石英斑晶中高盐度流体包裹体的显微照片和 PIXE 元素扫描结果,数据处理时包裹体形状采用椭圆模型进行。结果表明,高盐度包裹体中含较高的成矿金属含量,如 Fe、Mn、Cu、Zn、Pb 等,另外还含较高的 Sr、Rb、Br 等。从已获得的高盐度包裹体 PIXE 结果(表 2,部分结果仍在处理中)看,Zn 最高达 1.40%,Pb 最高 0.78%,Fe 最高达 1.7%,Cu 最高达 464×10^{-6} 。其铜含量明显低于 Harris 等(2003)(PIXE 结果)和 Ulrich 等(2001)(LA-ICP-MS 结果)报道的 Bajo de la Alumbrera 富金斑岩铜矿高盐度流体包裹体中铜的

含量。Harris 等(2003)给出 Bajo de la Alumbrera 富金斑岩铜矿岩浆初始高盐度流体中铜可高达 10%,而本次测得值最高只有 464×10^{-6} ,但铅、锌的值明显高于斑岩铜矿的值。测量的 3 个包裹体中,FI411 距离样品表面最浅,但运行时间较短,因此造成其总含量值偏低,FI406 和 FI408 运行时间相同,但 FI406 较 FI408 距样品表面浅因此数据较好,有代表性。3 个包裹体得到的 Pb/Zn 较为稳定,在 0.51~0.73。由于 Cl 的浓度受主矿物石英的厚度影响较大,因此用与 Br 的比值来近似反映 Pb/Cl 和 Zn/Cl,3 个样品的 Pb/Br 在 0.79~1.15,Zn/Br 在 1.41~1.78。

表 2 恰功二长花岗斑岩石英斑晶中高盐度流体包裹体的 PIXE 分析结果

Table 2 PIXE (proton-induced X-ray emission) results for high salinity fluid inclusions in phenocryst in monzonite granite porphyry of Qiagong

含量(%)	Cl	K	Ca	Mn	Fe	Cu($\times 10^{-6}$)	Zn	Br	Rb	Sr	Pb	Pb/Zn	Pb/Br	Zn/Br
FI411	4.75	0.208	2.01	3.35	0.076	12	0.06	0.035	0.003	0.026	0.031	0.51	0.90	1.78
FI406	63.8	5.06	44.6	6.46	1.73	464	1.4	0.99	0.16	0.89	0.78	0.56	0.79	1.41
FI408	3.86	0.66	13.7	3.84	0.67	/	1.06	0.67	0.17	0.66	0.77	0.73	1.15	1.58

LA-ICP-MS 在澳大利亚塔斯马尼亚大学矿床研究中心(CODES)进行,所用仪器为 UP-213 激光剥蚀系统配以 Agilent 4500 电感耦合等离子质谱仪。由于该斑岩系统中包裹体均很小,因此多数包裹体的 LA-ICP-MS 并不成功,但仅有的数据仍显示出高盐度流体包裹体中除 Cl、K、Na 外,还含一定的 Mg、Fe、Sr、Ba、Pb,但 Cu、Zn 均低于检出限,Pb 含量明显高于 Cu、Zn,在谱图(图 9)中 Pb 显示了明显的峰值。按 NaCl 浓度 40%NaCl 标定后,其中含 Mg 14.55%、K 12.69%、Fe 23.18%、Pb 10.12%,由此表明包裹体中含铁和铅非常高,而低铜,与斑岩铜矿床的结果明显不同(Ulrich, 2001)。若只取流体包裹体破裂时测得的液相成分(含气相)数据(点线框),则含 Cu 1.6%、Pb 0.42%、Zn 0.58%(均高于检出限),铜的含量明显高于包裹体的平均值,表明铜主要富集于流体相中,而铅明显与钾盐子矿物关系密切。

5 讨论

5.1 成矿斑岩的岩浆源区特征及岩浆序列

恰功二长花岗斑岩、黑云母二长花岗岩和细晶岩的 Sr-Nd-Pb 同位素分析结果显示,它们的²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 变化于 38.928~39.126,²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 变化于 15.633~15.656,²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 变化于 18.627~18.827,¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 为 0.5123~0.5125,变化较小,而⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 变化

较大(二长花岗斑岩为 0.7070~0.7075,黑云母二长花岗岩为 0.7364,细晶岩为 0.7382~0.7701),显示出地壳与富集地幔 EMII 混合的特征,表明 3 种岩石的岩浆均有冈底斯地体下部富集地幔物质的加入。同时,与成矿关系最为密切的二长花岗斑岩 Sr-Nd 同位素具有林子宗群火山岩向藏南钾质火山岩、与斑岩矿床有关的埃达克质岩向藏南超钾质岩过渡的特征;其 Pb 同位素具有林子宗群火山岩和冈底斯东段斑岩铜矿带埃达克质斑岩向冈底斯东部和羌塘钾质岩过渡的特征。林子宗群代表了陆陆碰撞主碰撞开始时已带有富集特征的幔源物质与地壳混合的特征,藏南钾质超钾质火山岩也被认为是具有高原下部岩石圈富集地幔特征的岩石。但主量和微量元素反映的地幔物质加入和岩浆上侵机制与林子宗群火山岩最底部的典中组以及冈底斯东段斑岩铜矿带埃达克质斑岩有一定区别。

在 R₁-R₂ 多阳离子图解(图 10)上,黑云母二长花岗岩和细晶岩主要分布在非造山区 A 型花岗岩靠近晚造山期花岗岩分界线附近,并向造山期后 A 型花岗岩过渡。但两种岩石并不高的 Ga 含量(均 <20 μg/g)说明他们并不具有典型 A 型花岗岩特征,但可能具有 A 型花岗岩形成机制上的一些特点。在黑云母二长花岗岩和花岗质细晶岩活动的 50 Ma 左右,冈底斯地体在 55~50 Ma 经历强烈陆陆碰撞后,内部有过短暂的松弛(侯增谦等,

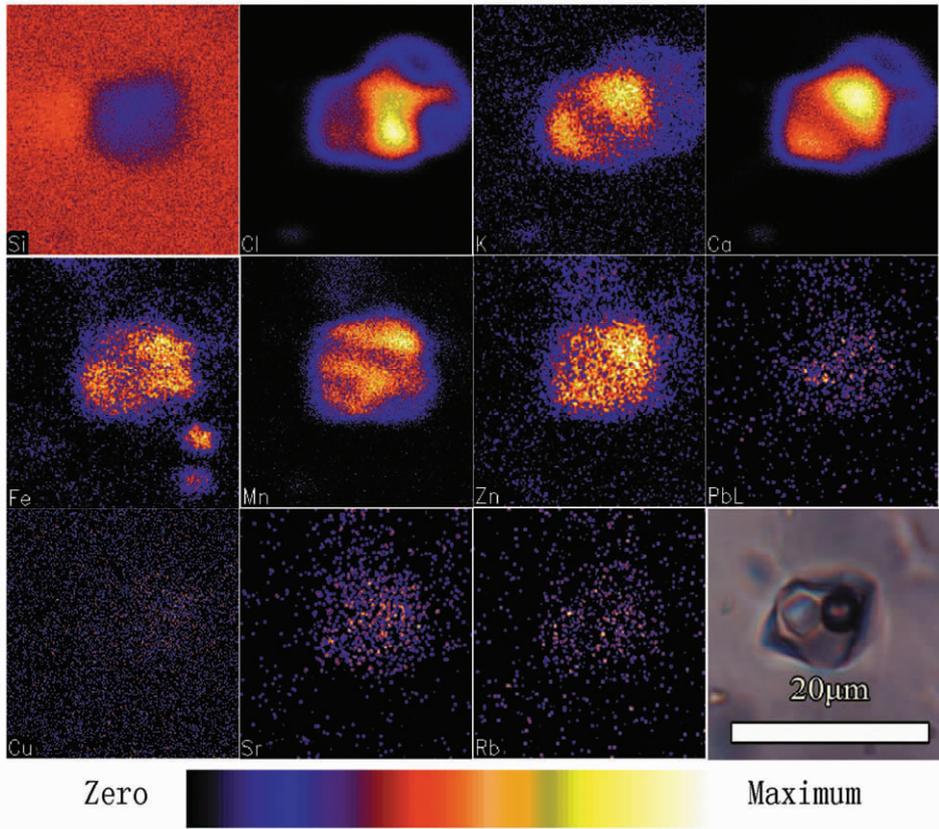


图 8 恰功二长花岗斑岩石英斑晶中高盐度包裹体的 PIXE 元素扫描图片及显微照片
 Fig. 8 PIXE (proton-induced X-ray emission) mapping and micrography of high salinity fluid inclusion hosted by a quartz phenocryst in monzonite granite porphyry of Qiagong

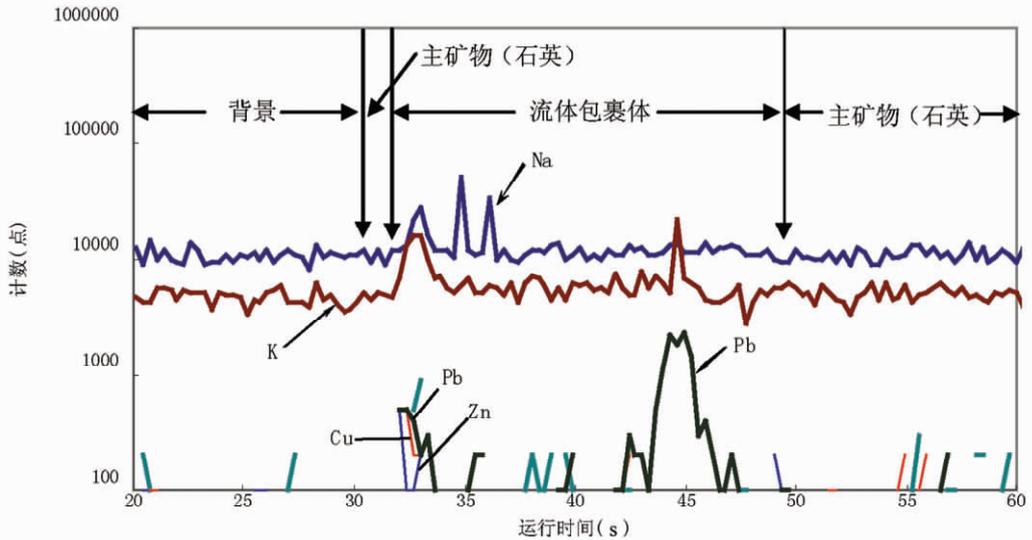


图 9 恰功二长花岗斑岩石英斑晶中高盐度流体包裹体的 LA-ICP-MS 谱图
 Fig. 9 LA-ICP-MS (laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry) spectrum of a high salinity fluid inclusion hosted by quartz phenocryst of monzonite granite porphyry of Qiagong

2006b)。同时,在俯冲板片拆沉 (Leech et al., 2005)与前端撕裂活动(侯增谦等,2006c)过程中可

能造成地幔物质的上涌,这就可能为地幔透过俯冲带以热点形式作用于冈底斯局部地区下地壳提供条

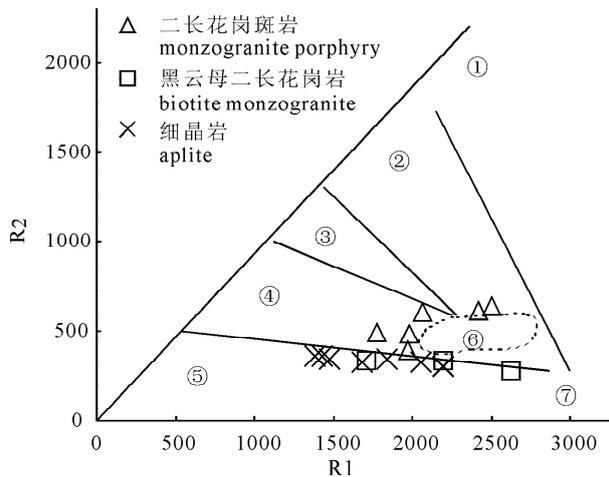


图 10 恰功主要侵入岩的 R1-R2 多阳离子构造环境图解(底图引自 Batchelor 等, 1985)

Fig. 10 Tectonic discrimination diagram for intrusive rocks from Qiagong (based on Batchelor et al., 1985)

①—地幔分异;②—板块碰撞前;③—后碰撞抬升;

④—晚造山;⑤—非造山;⑥—同碰撞;⑦—后造山

①—Mantle fractionates;②—pre-plate collision;

③—post collision uplift;④—late-orogenic;⑤—anorogenic;

⑥—sy-collision;⑦—post-orogenic

件。因此,黑云母二长花岗岩和细晶岩是具有陆缘弧岩浆特征的板内花岗岩。

二长斑岩在 R_1 - R_2 图解(图 10)上分布无规律,在破坏性活动板块边缘(板块碰撞前)花岗岩区域和晚造山期花岗岩区域均有分布,表明最早侵位并和成矿关系最为密切的二长斑岩的成因和源区并不能通过简单的构造图解投点进行有效解释。

在微量元素含量方面,3 种岩石均富集 LREE、高场强元素以及大离子亲石元素 K、Rb、Cs、LREE、Th、U,但却亏损 Nb、Ta、Ti, Ba 也有相对 Rb 和 Th 的亏损。Ti、Nb 和 Ta 的亏损过去通常解释为与俯冲作用有关的火成岩的特征(Turner et al., 1996),但最近的研究表明,在陆陆碰撞区发育的火成岩也具有这种特征,并且在青藏高原普遍发育这种特征的火山岩(莫宣学等, 2003)。这可能与这些环境下形成的火成岩源区也存在易于富集 Ta 和 Nb 的角闪石以及金红石(TiO_2)等含 Ti 矿物(Martin, 1999)难熔残余,造成与之平衡的熔体贫 Ta、Nb 和 Ti 有关(Rollison, 1993; 莫宣学等, 2003)。同样,岩浆侵位前金红石的结晶分异也会使熔体贫 Ta、Nb 和 Ti。

二长花岗斑岩在微量元素特征方面与时代相近的林子宗群典中组有一定的相似之处。在稀土元素方面,二长花岗斑岩的 ΣREE 以及 δEu 均与典中组相

近,但 $\Sigma Ce/\Sigma Yb$ 、 $(La/Yb)_N$ 较典中组低。在主要元素方面,二长花岗斑岩主要为高钾钙碱性偏铝质—过铝质岩石,其 K_2O 、 K_2O+Na_2O 和 SiO_2 含量以及 K_2O/Na_2O 值均比典中组高, Al 含量则比典中组低。这些都表明在冈底斯地体内部活动的二长斑岩具有与典中组火山岩不同的成因。莫宣学等(2003)的研究表明,典中组火山岩在原始地幔微量元素标准化蛛网图上显示出 Th 和 U 富集, Rb 峰+Ba 谷,有明显的 Nb-Ta 亏损槽和较明显的 Ti 亏损谷,但 P 和 Sr 亏损谷不显著,具有弧型火山岩的地球化学特征。侯增谦等(2005)根据 Tastumi(1986)的实验研究结果指出这些特征还反映岩浆源区相对含水,并受到了来自俯冲带组分的交代混染。而在富水环境下,金红石可以作为稳定相存在,其结晶分异直接造成了熔体的 Ti 亏损,并使熔体的 Ta 和 Nb 贫化。

侯增谦等(2006b, 2006c)指出,主碰撞期发育的林子宗群火山岩 Ba 和 Sr 含量明显偏低,暗示岩浆形成环境与岛弧或陆缘弧环境明显不同。同样矿区内主碰撞期侵位的 3 种岩体与典型的弧岩浆相比, Sr/Y 值更低, Ba 亏损随侵位时间推迟越来越明显。二长花岗斑岩比黑云母二长花岗岩和细晶岩的 Ba 和 Sr 亏损程度都低很多,表明二长花岗斑岩与另两种岩石的源区残留矿物或岩浆起源过程还存在一定区别。冈底斯地区 Ba 含量偏低的酸性岩浆很多,成因也有一定差别。高永丰等(2003)对冈底斯东段的埃达克质成矿斑岩地球化学特征进行研究后认为, Ba 相对 K 和 Nb 贫乏是岩浆熔体熔化金云母时形成的,即源区熔化矿物的含量差异造成的。王立全等(2006)在研究林周盆地与碰撞过程相关花岗斑岩(58.8 ± 1.1 Ma, SHRIMP)时认为, Ba 的相对亏损是反映的大陆地壳特征。本次研究发现,矿区 3 类侵入岩的岩石微量元素原始地幔标准化的结果显示出比之强烈得多的亏损,地壳标准化的结果不显示二长花岗斑岩 Ba 的相对亏损,但黑云母二长花岗岩和细晶岩依然有强烈的 Ba 相对亏损特征。因此 3 套岩体的 Ba、Sr 亏损不只是源区熔化矿物的含量变化造成的,也不与同化地壳物质有直接关系,岩浆的成因与林子宗群火山岩典中组和冈底斯东段埃达克质成矿斑岩有很大区别。

二长花岗斑岩相对黑云母二长花岗岩和细晶岩均缺乏强烈的 Eu 亏损。Eu 亏损通常都是岩浆中斜长石分异结晶的结果。而在斜长石分异结晶的过程中,还会造成熔体 Ba 和 Sr 的贫化。对 3 种岩石微量元素含量原始地幔标准化的结果显示, Ba、Sr 和 Eu

的亏损具有同步加大特征,这就表明3套岩体Ba、Sr亏损和Eu负异常均是由于在源区长石从熔体中分异结晶的结果。同时,由于长石的结晶分异,造成3种岩石随侵入时间推后,Al₂O₃含量降低。

在HFSE方面,二长花岗斑岩还具有较微弱的Zr和Hf亏损,且Zr亏损强度大于Hf,暗示在源区时锆石已经开始结晶并可能残留在源区,而在其内部还保存有核部年龄544 Ma的继承锆石(李应栩等,待刊)也直接表明源区还有难熔的锆石残余。

在(La/Sm)-La图解(图11)上,二长花岗斑岩投影在La/Sm值比较固定的一个范围内,整体表现为不随La含量变化而发生变化,显示出分异结晶作用的特点。王立全等(2006)对典中组及其周边略晚侵位斑岩的地球化学特征的对比研究结果则显示林子宗群典中组部分熔融平衡作用为主的源区特点。这就说明,二长斑岩成岩的主要作用是分异结晶,其岩浆是富集地幔物质快速上涌过程中混合地壳物质而形成的,与部分熔融成因的典中组岩浆成因存在很大差别。二长花岗斑岩Ba、Zr、Hf、Ti、P亏损主要是源于矿物的结晶分异,而源区熔融残余对部分元素在熔体中的贫化不起主导作用,且弱的Eu负异常以及Ba和Sr亏损特征也表明在其从深部上升的过程中长石结晶不起主要作用。而在细晶岩和黑云母二长花岗岩熔体形成阶段,长石在源区的结晶作用增强,造成了后来侵位的这两种岩石中Sr和Ba强烈的亏损以及强烈的Eu负异常。

以部分熔融成因为主的黑云母二长花岗岩和细晶岩,其稀土元素没有显示强烈的重稀土元素内部

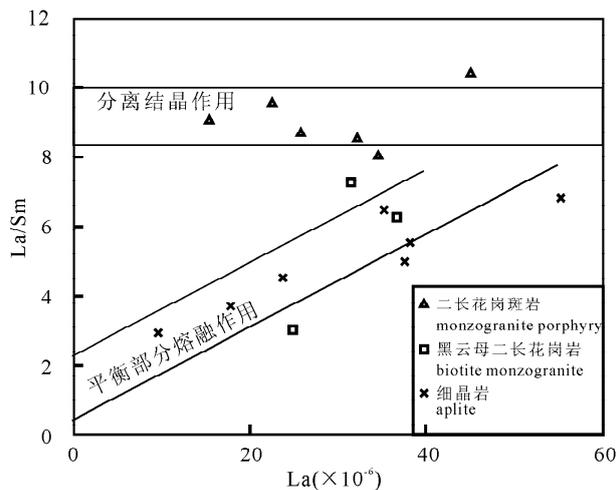


图11 恰功主要侵入岩的(La/Sm)-La图解
Fig. 11 (La/Sm)-La classification diagram for intrusive rocks from Qiagong

分异,表明源区易于富集重稀土元素的石榴子石难熔残余不起主要作用。他们均亏损Ti和P,表明源区含金红石和磷灰石难熔残余,也可能是3套岩体的原始岩浆在早期均发生了金红石的结晶。同时,角闪石和金红石均易富集Nb和Ta,造成了他们的Nb和Ta亏损。此外,角闪石对中稀土的分配系数较高,引起黑云二长花岗岩和花岗质细晶岩相对的中稀土亏损,造成其REE配分模式图重稀土部分曲线的左倾。

在Condie(2005)和Foley等(2002)实验获得的(Nb/Ta)-(Zr/Sm)图解上(图12),3种岩石均位于角闪岩和角闪石榴辉岩熔融区域,显示源区残留金红石的特征。在侯增谦等(2005)研究斑岩矿床成矿斑岩与成矿前后斑岩源区相变获得的(Zr/Sm)-Y和(Sm/Yb)-Y图解(图13)上,3种岩石的岩浆均落于角闪岩相区,显示清晰的上涌富集地幔物质在角闪岩相区熔融混合地壳物质的特征。

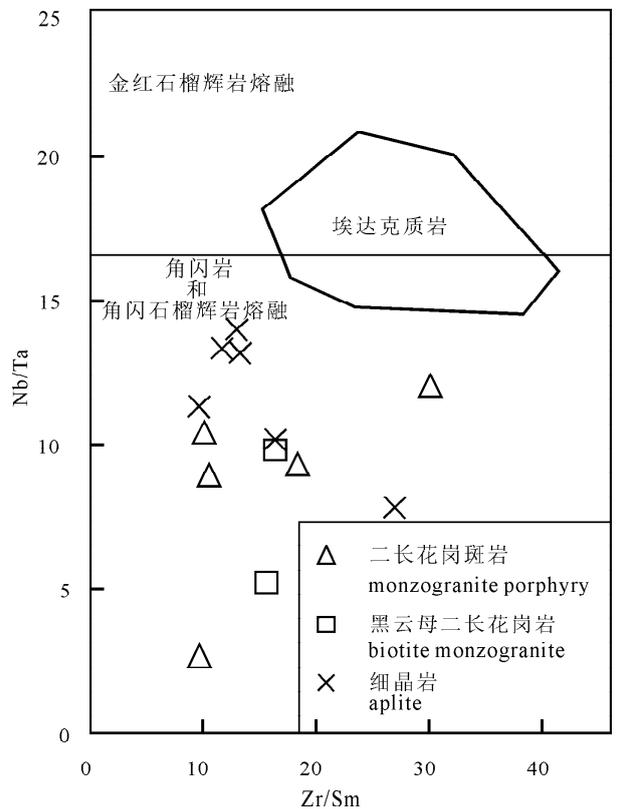


图12 恰功主要侵入岩(Nb/Ta)-(Zr/Sm)图解
(据Condie,2005;熔融区域据Foley等,2002)

Fig. 12 (Nb/Ta)-(Zr/Sm) classification diagram for intrusive rocks from Qiagong (after Condie,2005; melting fields from Foley et al.,2002)

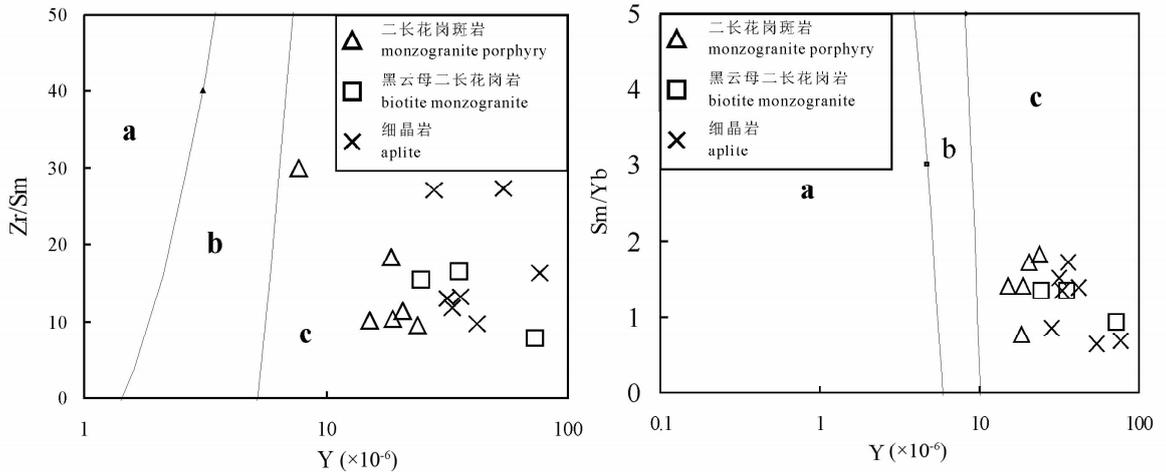


图 13 恰功主要侵入岩 (Zr/Sm)-Y 和 (Sm/Yb)-Y 图解 (据侯增谦等, 2005, 横坐标取对数)

Fig. 13 (Zr/Sm)-Y and (Sm/Yb)-Y diagrams for intrusive rocks from Qiaogong (based on Hou et al., 2005)

a—角闪辉岩; b—石榴角闪岩; c—角闪岩

a—Hornblende eclogite; b—garnet amphibolite; c—amphibolite

综合上述分析可知,二长花岗斑岩、黑云母二长花岗岩和花岗质细晶岩均是冈底斯地体下部富集地幔物质上涌并混合下地壳角闪岩相矿物的产物。但二长斑岩属于发生较早的在角闪岩相区熔融地壳物质后形成的岩浆快速上升侵位形成,其残留区除角闪石外主要为金红石,有少量的斜长石和锆石。黑云二长花岗岩和花岗质细晶岩为经历了较长时间与角闪岩相区平衡部分熔融混合地壳物质的岩浆,在主碰撞中期才上升侵位的,其残留区除角闪石和金红石外还有大量的斜长石和角闪石。与成矿关系最为密切的二长花岗斑岩显示出与林子宗群火山岩和冈底斯东段埃达克质斑岩均不相同的源区和演化特征,应是主碰撞初期成矿活动有关的一个以下地壳为主的壳幔混源岩浆序列。

5.2 代表岩浆早期出溶流体的包裹体

镜下观察表明,与成矿有关的二长花岗斑岩石英斑晶,特别是蚀变较弱的石英斑晶中包裹体组合有别于钾硅化石英脉、绿帘石石英脉中包裹体组合。弱蚀变二长花岗斑岩石英斑晶中包裹体组成相对单一,以发育含盐类子矿物的高盐度流体包裹体(ADV类)为特征,偶见富气相和纯气相流体包裹体。石盐子矿物的体积百分比较为稳定(20%左右)。高盐度包裹体在石英斑晶中的分布显示了原生和假次生包裹体的特征(孤立分布或沿斑晶内部的愈合裂隙发育,但裂隙只限于斑晶内部)。而当斑岩蚀变较强时斑晶中包裹体无论是从数量上,还是包裹体类型上都明显复杂,除ADV类外还发育富气相(V类)、气液两相(AV类)和高固相比的高盐

度流体包裹体(HSV类),及包裹矿物(由单一固相组成);而HSV+AV+V类包裹体组合与钾硅化石英脉中包裹体组合相似,代表了钾硅化流体的特征。AV类常沿愈合裂隙分布显示了次生包裹体的特征。从包裹体岩相学特征分析,弱蚀变二长花岗斑岩石英斑晶中含石盐子矿物的多相包裹体,特别是与熔体包裹体共生的高盐度包裹体应记录了早期出溶流体的特征,富气相不发育表明流体尚未发生大规模的沸腾作用。而蚀变较强斑晶中包裹体组合复杂,与钾硅化石英脉中包裹体组合类似,表明已有大量钾硅化阶段的流体包裹体叠加,这与大多数斑岩矿床(Roedder, 1984; Cline et al., 1994; Becker et al., 2008)的情况类似。由于这种叠加的普遍存在,因此,常造成显微测温数据分布范围较大。

5.3 斑岩出溶流体的物理化学性质

包裹体岩相学研究表明,弱蚀变斑岩石英斑晶中以发育含石盐子矿物的高盐度流体包裹体(ADV类)为特征,其代表了斑岩早期出溶流体的特征。该类包裹体中子矿物以石盐子矿物为主,另可见体积百分比较小的钾盐子矿物。LRM分析表明,高盐度含子矿物包裹体中除水外未发现其他络阴离子和其它挥发组份存在,因此可近似将其看为NaCl-H₂O体系进行显微测温数据解释。

显微测温结果表明,斑岩的石英斑晶中多数高盐度包裹体的盐溶温度高于气液相均一温度,以石盐的溶化而均一,部分以气相消失而均一。以石盐的溶化而均一的包裹体在斑岩系统中十分常见(Roedder, 1984; Cline et al., 1994; Becker et al.,

2008),在冈底斯成矿带东段的驱龙斑岩铜矿(杨志明等,2005,2006)、冲江斑岩铜矿(谢玉玲等,2006)等均已发现该类包裹体。该类包裹体可以通过捕获高压的均一流体获得,也可以通过不均一捕获、捕获后的“卡脖子”过程、包裹体形成后的伸展变形、包裹体中水的流失等形成(Becker et al., 2008)。另外,捕获了亚稳的过饱和流体的包裹体也可以此方式均一(谢玉玲等,2006),其原理应与 Becker 等(2008)描述的同时捕获了含石盐及石盐饱和溶液的包裹体相同,可视为非均一捕获的一种。若包裹体为非均一捕获的结果,则可有以下两种情况:①包裹体形成时体系中存在石盐和石盐饱和溶液;②包裹体形成时体系中存在石盐、石盐饱和溶液及气相。在第一种情况下非均一捕获可形成气液相均一温度相同而盐溶温度不同的高盐度包裹体群。第二种情况(高盐度包裹体经沸腾或不混溶后可出现此类情况)则更为复杂,可形成富气相(捕获的液相仍为饱和溶液,因此冷却后仍有小的石盐子矿物)、纯气相、以石盐溶化而均一的高盐度包裹体(同时捕获了盐和饱和溶液)、以气相消失而均一的高盐度包裹体(捕获了单一的石盐饱和溶液)、同时捕获了盐、饱和溶液和气相的复杂包裹体(其均一过程既可以是以石盐溶化而均一,也可以气相消失而均一,其均一过程取决于捕获的盐和气相在包裹体中的百分比)。由“卡脖子”形成的包裹体与非均一捕获类似,可出现上述各种情况。由于非均一捕获和“卡脖子”现象在斑岩系统中的普遍存在使得我们观察到的包裹体组合和

显微测温数据非常复杂,同时后期流体的改造也是造成包裹体类型复杂的重要原因。

本次研究中,笔者对比了弱蚀变斑岩的石英斑晶、强蚀变斑岩中石英斑晶和早期硅化石英脉中包裹体组合,弱蚀变石英斑晶中包裹体组合相对单一,以高盐度包裹体为主,石盐所占的体积百分比较为均匀,富气相包裹体不发育,表明流体尚未发生大规模的沸腾。而蚀变较强的斑岩石英斑晶中包裹体组合与钾硅化石英脉中类似,包裹体组成较复杂,多种包裹体共存,特别是高固相包裹体和富气相、纯气相包裹体大量发育,表明流体已发生明显的沸腾。但由于钾硅化阶段流体或多或少都会对石英斑晶中早期高盐度流体包裹体进行改造和叠加,因此即使是石英斑晶中测得的数据并不完全集中在一定范围。

对以盐溶化而均一的包裹体显微测温数据的解释,前人进行了不懈的努力(Roedder, 1984; Becker et al., 2008)。Becker 等(2008)在 Bodnar(1994)、Cline 等(1994)的基础上进一步补充了实验数据,对此类包裹体的成因、显微测温数据的解释等进行了进一步的阐述,并通过实验数据给出了 50~300 MPa 压力范围内的气液相均一温度-盐溶温度图解。图 14 是通过投点后得到的恰功铁矿斑岩系统中高盐度流体包裹体气液相均一温度-盐溶温度图解。从图中可以看出,高盐度包裹体分为以盐溶而均一的一组 and 以气相消失而均一的一组(尚有大量包裹体在未均一前破裂),以盐溶化而均一的包裹体其气液相均一温度集中在 179~270°C,而盐溶温度

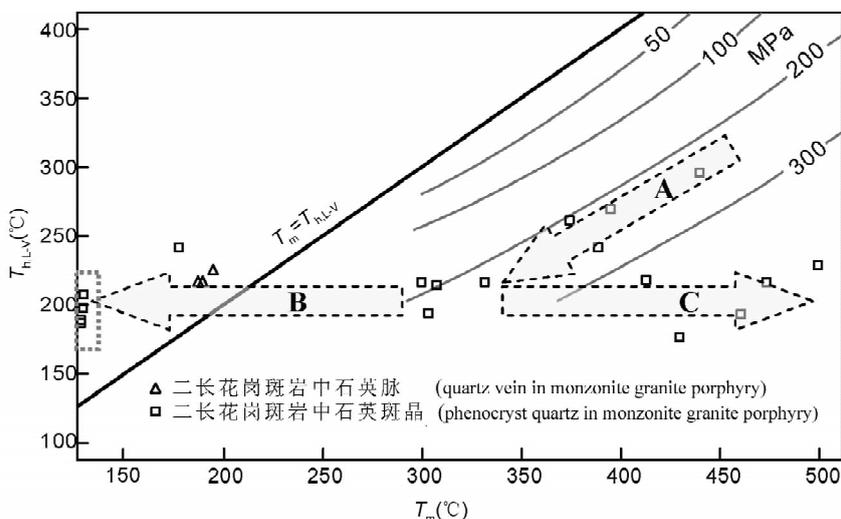


图 14 高盐度包裹体捕获温度-压力图解(方法和底图据 Becker 等,2008,数据见表 1)

Fig. 14 Halite dissolution temperatures (T_m) versus vapour homogenisation temperatures ($T_{h,l-v}$) for high salinity fluid inclusions from Qiagong (based on Becker et al., 2008. Data listed in Table 1)

分布范围较大,在 300~500℃。由于部分高盐度包裹体可能是钾硅化阶段不均一捕获或包裹体形成后“卡脖子”的结果,因此造成其均一温度和盐度分布范围较大,给包裹体捕获压力的估算带来困难。不均一捕获可发生在流体沸腾后,这已被广大学者认识到 (Roedder, 1984; Bodnar, 1994; Cline and Bodnar, 1994; Becker et al., 2008),此过程中非均一捕获可形成:①捕获了石盐和饱和溶液的包裹体,结果是造成盐溶温度的升高,而气液相均一温度不变;②捕获了气相和饱和溶液,结果是造成气液相均一温度升高,而盐溶温度不变;③同时捕获了盐、气相和饱和溶流,将造成气液相均一温度和盐溶温度同时升高;但对流体沸腾前的非均一捕获尚未引起足够的重视。

岩浆侵位后早期流体发生沸腾前应经历了一个等压降温的过程。即压力足够大,则流体不发生沸腾,但由于温度的降低会造成石盐的结晶和流体总体盐度的降低,在 $t-p$ 相图中沿等压线变化,温度和盐度都发生连续的变化,直至流体沸腾。若在此过程中捕获均一流体,其 T_h-T_m 相图中投影点应构成一条等压线,若为非均一捕获流体则会造成测得的盐溶温度升高,气液相均一温度随捕获时间而降低,在 T_h-T_m 图解中分布于等压线右侧。从图 14 中可以看出 3 种变化趋势(分别用 A、B、C 3 个箭头表示),A 代表等压降温的过程,B 代表盐溶温度降低的趋势,C 代表盐溶温度升高的趋势。A 沿等压线分布,代表的是流体沸腾前的出溶流体的温度、压力特征,由此得出早期出溶流体的温度在 440℃左右,压力在 250~180 MPa。B 和 C 分别代表了流体沸腾前和沸腾后的不均一捕获,而 B 的右侧端元代表了捕获了沸腾后均一流体的包裹体,线框内包裹体明显代表了流体包裹体捕获后的变化。捕获了流体沸腾后均一流体的高盐度包裹体均以气相消失而均一。从 A、B、C 3 种趋势可以看出,流体的沸腾发生在 300~350 度,压力 250~180 MPa。沸腾前流体按静岩压力估算,其深度在 6~7 km。该压力值明显高于冈底斯带东部与后碰撞伸展有关的斑岩矿床(如驱龙斑岩铜矿,杨志明等,2005)的值,同时也高于 Becker 等(2008)利用此方法对世界其他斑岩矿床估算的压力值,如 Bingham Canyon 斑岩铜矿和 Questa 斑岩钼矿,而与 Rusk 等(2008)报道的美国 Montana 的 Butte 斑岩钼矿深部钻孔中(位于主要的钼矿化下部)脉体中包裹体测压结果(200~250 MPa)相近。流体沸腾后,体系从封闭体系转为开放

体系,从静岩压力变为静水压力,其压力值应降至 60~80 MPa 左右,此压力值与前人对斑岩铜钼矿的研究结果相近(如 Questa 斑岩钼矿、Bingham Canyon 斑岩铜矿,Becker et al., 2008)。

本次包裹体压力估算结果与一般人们认为的斑岩侵位深度(0~3 km)相差甚远,但与斑岩钼矿深部钻孔包裹体测压结果(Rusk et al., 2008)相近,也与矿区的具体地质情况吻合。如前所述,该区斑岩为最老的侵入岩单元,其先后被似斑状一中粗粒黑云母二长花岗岩、细晶岩侵入。似斑状一中粗粒黑云母二长花岗岩呈大岩基在区域内大面积出露,岩石结晶粗大,必然是经过了大规模的降升和剥蚀的结果,其剥蚀量至少在数千米以上,而斑岩先于花岗岩侵位,因此必然也经历了大规模的剥蚀,因此该斑岩流体压力高一方面可能是斑岩本身侵位深度大,另一方面剥蚀深度大也是重要原因之一。地表出露的蚀变以钾硅化为主、石英绢云母化不发育,未见粘土化蚀变也表明剥蚀深度较大。

岩浆-热液矿床是世界铜、钼、钨、锡和铋的主要来源,也是金、银、铅、锌的重要来源,岩浆热液矿床证实了侵入体与成矿的密切关系及岩浆热液在矿质的迁移中的重要作用。前人通过矿化与矿化侵入体中出溶流体的成分分析表明,出溶流体中的成矿金属含量与相应的矿化具有明显的对应关系(Audet et al., 2008),表明岩浆出溶流体中可以富含高浓度的成矿金属。从斑岩石英斑晶中包裹体岩相学可以看出,该斑岩出溶流体为高盐度流体。对岩浆早期出溶流体的性质,目前尚存在不同的认识,Harris 等(2003)通过熔体包裹体淬火后得到含子盐和钾盐子矿物的不混溶流体相,表明出溶流体应为高盐度流体,但 Audetat 等(2008)则认为岩浆出溶的母流体应为低盐度(2%~13% NaCl)。从包裹体岩相学和显微测温结果可以看出,恰功斑岩代表早期出溶流体的包裹体为高温、高压、高盐度的流体包裹体,其以 NaCl-H₂O 体系为主。PIXE 和 LA-ICP-MS 结果表明,高盐度流体包裹体中除含 Cl、Na、K、Ca、Sr、Rb 等外,还含有较高的成矿金属含量,如铁、铅、锌、铜等,特别是铁和铅的含量明显高于前人得出的斑岩铜(金)矿的值,而铜的含量低于斑岩铜矿的值。本次高盐度流体包裹体的 LA-ICP-MS 结果表明,铜主要富集于流体相中(气相和/或液相),因此随流体温度、压力下降和石盐的结晶,流体中的铜应有进一步富集趋势。

5.4 斑岩的成矿潜力及保存条件

矿区侵入岩岩石化学研究表明,二长斑岩、黑云二长花岗岩和花岗质细晶岩均是冈底斯地体下部富集地幔物质上涌并混合下地壳角闪岩相矿物的产物。但二长花岗斑岩属于发生较早的,在角闪岩相区熔融地壳物质后形成的岩浆快速上升侵位形成,黑云二长花岗岩和花岗质细晶岩为经历了较长时间与角闪岩相下地壳平衡部分熔融,并在主碰撞中期上升侵位形成的,成矿斑岩显示了壳幔混源的特征。前人研究表明,无论是火山弧环境还是大陆碰撞环境斑岩型矿床,铜主要是来自地幔的贡献而铅锌主要来自下地壳的贡献。与成矿关系最为密切的二长花岗斑岩岩浆较二长花岗岩和细晶岩更多的表现了地幔源区的贡献,如相对高的镁指数(30%~40%)、更低的 Sr/Y。流体包裹体的 PIXE 和 LA-ICP-MS 结果表明,斑岩出溶流体具较高的成矿金属含量,如铁、铅、铜、锌等,但与斑岩铜矿相比,该斑岩出溶流体明显富铁、铅而贫铜,但铜在盐水和/或气相中仍有相当高的含量,前人(Audetat et al., 2008)研究结果表明,铜在斑岩流体演化过程中更多的富集于气相中,因此,该斑岩系统区仍有形成铜矿的潜力,但更有利于形成有潜力的铁、铅锌、多金属矿床。已获得的 3 个包裹体 PIXE 数据中 Pb 最高 0.78%, Fe 最高达 1.7%, 而 LA-ICP-MS 更获得了铁含量 23% 和铅含量在 10% 以上的流体包裹体成分数据。若以流体中含铁 20%、铅 10% 计算,按岩浆饱和挥发份时可达 2.5%, 斑岩出露面积 2 km², 延深 5 km 计算,则可形成铁 150 Mt、铅 75 Mt, 而深部岩体出露面积远大于地表出露面积(矿区中部小岩枝应是深部斑岩的一部分,因此推测深部面积至少在 4 km²), 因此其应具有形成规模矿床,特别是铁、铅锌多金属矿床的潜力。但包裹体测压结果、地表出露的斑岩蚀变类型及矿区大面积出露的晚于斑岩侵位的二长花岗岩基均指示了该区剥蚀深度较大,因此对斑岩型矿床的保存不利。

斑岩的岩石化学表明,该斑岩与斑岩铜矿相比,高铁、铅、锌而贫铜,与流体包裹体成分分析结果一致。铁在熔体/流体间的分配系数远大于铜,在熔体-流体演化过程中,铜、铅、锌主要集中在流体相中(Harris et al., 2003),特别是气相中(Audetat et al., 2008)。斑岩石英斑晶中熔体包裹体中磁铁矿的发现和钾硅化蚀变脉体(角闪石-黑云母-石英-磁铁矿脉)中大量磁铁矿的发育均表明,铁矿物可以在熔体阶段或早期钾硅化阶段沉淀成矿,而铜、铅主要

集中流体相中,因此该斑岩系统在围岩条件合适的条件下形成深部的规模铁矿体和远程的铜铅锌矿体还是有可能的。

6 结论

(1)恰功矽卡岩铁(铜)多金属矿为一与主碰撞初期或碰撞前(68.8 Ma)的二长花岗斑岩有关的矽卡岩型矿床,矿体产于二长花岗斑岩与白垩系塔克那组灰岩接触带的外矽卡岩带中。脉状铅锌(铜、银)矿体产于凝灰质、粉砂质围岩中,矿体产状受构造控制明显。

(2)二长花岗斑岩、黑云二长花岗岩和细晶岩均是冈底斯地体下部富集地幔物质上涌并混合下地壳角闪岩相矿物的产物。但二长花岗斑岩属于发生较早的在角闪岩相区熔融地壳物质后形成的岩浆快速上升侵位形成,黑云二长花岗岩和花岗质细晶岩为经历了较长时间与角闪岩相区平衡部分熔融混合地壳物质的岩浆在主碰撞中期上升侵位的。成矿斑岩具有壳幔混源的特征。

(3)包裹体显微测温 and 成分分析表明,斑岩初始出溶流体为具有高温、高压、高盐度特征,除 K、Na、Ca、Cl、Sr、Rb、Br 外还含有高的成矿金属含量,特别是 Fe、Pb 含量明显高于斑岩铜矿,而铜含量低于斑岩铜矿值。结合斑岩岩浆起源和出溶流体特征,该斑岩具有形成斑岩-热液型铁、铅锌、多金属矿床的潜力。

(4)从矿区岩浆岩的侵位序列、地表出露、斑岩蚀变特征及包裹体测压结果可以看出,斑岩侵位深度较大、剥蚀程度较高,不利于斑岩型矿床的保存,但仍存在形成深部铁矿体和远程铅锌矿体的可能;对该 NE 成矿带上的其他斑岩体,特别是出露面积小、剥蚀较浅的斑岩体仍有存在斑岩型矿床可能。

致谢:野外工作得到成都地质矿产研究所、西藏泰盛矿业公司赵洪昌总经理和帅国铭矿长、湖北地质调查院等的大力配合,在室内测试分析中得到澳大利亚塔斯马尼亚大学矿床研究中心的 Huayong Chen、Vadim Kamenetsky、Leonid Danyushevsky、Sarah Gilbert、Anthony Harris、Karsten Goemann、Sebastien Meffre、西北大学大陆动力学重点实验室、核工业地质研究院等的大力支持与帮助;中国地质科学院地质研究所侯增谦研究员对论文进行了评审并提出宝贵意见,在此一并致谢。

注 释

① 湖北地质调查院, 2008. 青藏沿线铁矿调查评价报告.

参 考 文 献

- 丁林,岳雅慧,蔡福龙,等. 2006 西藏拉萨地块高镁超钾质火山岩及对南北向裂谷形成时间和切割深度的制约. 地质学报, 80(9): 1252~1261.
- 董国臣,莫宣学,赵志丹,等. 2005. 拉萨北部林周盆地林子宗火山岩层序新议. 地质通报, 24(6): 549~557.
- 高永丰,侯增谦,魏瑞华. 2003. 冈底斯晚第三纪斑岩的岩石学、地球化学及其地球动力学意义. 岩石学报, 19(3): 418~428.
- 葛良胜,邓军,邹依林,等. 2005. 西藏冈底斯地块北缘甲岗雪山钨-钼-铋-铜-金多金属矿床地质特征及成因初步研究. 矿产与地质, 19(3): 253~259.
- 高永丰,侯增谦,魏瑞华. 2003. 冈底斯晚第三纪斑岩的岩石学、地球化学及其地球动力学意义. 岩石学报, 19(3): 418~428.
- 侯增谦,曲晓明,黄卫,等. 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(10): 27~29.
- 侯增谦,孟祥金,曲晓明,高永丰. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带埃达克质斑岩含矿性: 源岩相变及深部过程约束. 矿床地质, 24(2): 108~121.
- 侯增谦,莫宣学,杨志明,等. 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. 中国地质, 33(2): 340~351.
- 侯增谦,杨竹森,徐文艺,等. 2006b. 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,赵志丹,高永丰,等. 2006c. 印度大陆板片前缘撕裂与分段俯冲: 来自冈底斯新生代火山-岩浆作用证据. 岩石学报, 22(6): 761~774.
- 侯增谦,曲晓明,杨竹森,等. 2006d. 青藏高原碰撞造山带: III. 后碰撞伸展成矿作用. 矿床地质, 25(6): 629~651.
- 刘兴平. 2007. 西藏自治区谢通门县春哲铁矿地质特征及找矿潜力初步分析. 资源环境与工程, 21(4): 370~374.
- 莫宣学,赵志丹,邓晋福,等. 2003. 印度—亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应. 地学前缘, 10: 135~148.
- 莫宣学,董国臣,赵志丹,等. 2005. 西藏冈底斯带花岗岩的时空分布特征及地壳生长演化信息. 高校地质学报, 11(3): 281~290.
- 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): 356~366.
- 王方国,李光明,林方成. 2005. 西藏冈底斯地区矽卡岩型矿床资源潜力初析. 地质通报, 24(4): 378~385.
- 王立全,朱弟成,耿全如,廖忠礼,潘桂棠. 2006. 西藏冈底斯带林周盆地与碰撞过程相关花岗斑岩的形成时代及其意义. 科学通报, 51(16): 1920~1928.
- 西藏自治区地质矿产厅区域地质调查大队. 1999. 中华人民共和国地质图 1: 25 万, 谢通门幅.
- 谢玉玲,衣龙升,徐九华,等. 2006. 冈底斯斑岩铜矿带冲江铜矿含矿流体的形成和演化: 来自流体包裹体的证据. 岩石学报, 22(4): 1023~1030.
- 杨志明,谢玉玲,李光明,等. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带驱龙铜矿成矿流体特征及其演化. 地质与勘探, 41: 21~26.
- 杨志明,谢玉玲,李光明,等. 2006. 西藏冈底斯斑岩铜矿带成矿流体的扫描电镜(能谱)约束——以驱龙和厅官矿床为例. 矿床地质, 25(2): 147~154.
- 赵志丹,莫宣学,罗照华,等. 2003. 印度—亚洲俯冲带结构: 岩浆作用证据. 地学前缘, 10(3): 149~157.
- Audetat A, Pettke T, Heinrich C A, Bodnar R J. 2008. The composition of magmatic-hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions. *Economic Geology*, 103: 877~908.
- Batchelor R A, Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43~55.
- Becker S P, Fall A, Bodnar R J. 2008. Synthetic fluid inclusions: XVII. PVTX properties of high salinity H₂O-NaCl solutions (>30% NaCl): application to fluid inclusions that homogenize by halite disappearance from porphyry copper and other hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 103(3): 539~554.
- Bodnar R J. 1994. Synthetic fluid inclusions: XII. experimental determination of the liquidus and isochor for a 40 wt. % H₂O-NaCl solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 1053~1063.
- Cline J S, Bodnar R J. 1994. Direct evolution of brine from a crystallizing silicic melt at the Questa, New Mexico, Molybdenum Deposit. *Economic Geology*, 89: 1870~1802.
- Condie K C. 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 80: 33~44.
- Foley S, Tiepolo M, Vannucci R. 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417: 837~840.
- Gao Yongfeng, Hou Zengqian, Kamber B S, et al. 2007. Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 153: 105~120.
- Harris A C, Kamenetsky V S, White N C, et al. 2003. Melt inclusions in veins: linking magmas and porphyry Cu deposits. *Science*, 302(19): 2109~2111.
- Kerrick R, Goldfarb R, Groves D, et al. 2000. The characteristics, origins and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China (Ser. D)*, 43: 1~68.
- Leech M, Singh S, Jain A K, et al. 2005. The onset of India—Asia continental collision: Early, steep subduction required by the timing of UHP metamorphism in the western Himalaya. *Earth Planet Science Letters*, 234: 83~97.
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 46: 411~429.
- Roedder E. 1971. Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado. *Economic Geology*, 66: 98~120.
- Roedder E. 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, 1~644.
- Rollison H R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. London: Longman Group UK Ltd, published in US with John Wiley & Sons, Inc.
- Rusk B G, Reed M H, Dilles J H. 2008. Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana. *Economic Geology*, 103

(2):307~334.

Turner S, Arnaud N, Liu J, et al. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Petrology*, 37 (1):45~71.

Sisson T W. 1994. Hornblende-melt trace-element partitioning measured by ion microprobe. *Chemical Geology*, 117:331~334.

Tastumi Y. 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subduction lithosphere and origin of arc magma: evidence

from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29:293~309.

Ulrich T, Gunthor D, Heinrich C A. 2001. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology*, 96:1743~1774.

Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan Tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28:211~280.

Magmatic Evolution and Characteristics of Magmatic Fluid in the Qiagong Porphyry System

XIE Yuling¹⁾, LI Yingxu¹⁾, Zhaoshan CHANG²⁾, David R. COOKE²⁾, Chris G. RYAN³⁾
Jamie LAIRD³⁾, BAI Jinsong¹⁾, LIU Yunfei¹⁾, LI Guangming⁴⁾, ZHANG Li⁴⁾

1) *School of Civil and Environmental Engineering, University of Science
and Technology Beijing, Beijing, 100083, China;*

2) *CODES, University of Tasmania, TAS 7001, Australia;*

3) *CSIRO Exploration and Mining, School of Physics, University of Melbourne, VIC 3010, Australia*

4) *Chengdu Institute of Geology and Mineral Resource, Chengdu, 610082, China*

Abstract

Collision between the Indian and Asian plates has produced several metallogenic belts in the Tibet, Yunnan, Sichuan, and Qinghai provinces of China since ~65 Ma. Based on their contained resources, the Gangdese belt is the most important economically, and it is the host to the Qiagong iron skarn in the central part of the belt. The mineralising intrusions at Qiagong are monzonite granite porphyries, which were emplaced at 68.8 ± 2.2 Ma based on U-Pb (zircon) age determinations. Qiagong therefore formed at the start of the main collision stage, and is much older than porphyry copper and Cu-Au-Mo skarns in the eastern part of the Gangdese belt. New geological mapping, petrological and geochemical studies of chemistry of Qiagong have identified features typical of a porphyry copper system associated with the Fe skarn. Isotopic data are consisted with mixing of mantle and lower crustal material. Microthermometric, PIXE and LA-ICP-MS analyses of fluid inclusions related to the Qiagong porphyry system have identified high temperature, high pressure and high salinity magmatic-hydrothermal fluids that have high Fe (up to 23%), Pb (up to 10%) and Zn (up to 1.4%) and low Cu (up to 464×10^{-6}) concentrations compared to other porphyry copper systems. The porphyry system is inferred to have formed at depths of 6~7 km based on pressure estimation results, and has therefore been deeply eroded.

Key words: Gangdese belt; porphyry; fluid inclusion; PIXE; LA-ICP-MS; Qiagong iron deposit