

青海纳日贡玛斑岩钼(铜)矿床: 岩石成因及构造控制*

杨志明¹ 侯增谦¹ 杨竹森² 王淑贤³ 王贵仁⁴ 田世洪² 温德银⁴ 王召林¹ 刘英超²
YANG ZhiMing¹, HOU ZengQian¹, YANG ZhuShen², WANG ShuXian³, WANG GuiRen⁴, TIAN ShiHong², WEN DeYin³, WANG ZhaoLin¹ and LIU YingChao²

1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

2. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037

3. 国家地质实验测试中心, 北京 100037

4. 青海省地质调查院, 西宁 810012

1. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*

2. *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*

3. *National Research Center for Geoanalysis, Beijing 100037, China*

4. *Qinghai Geological Survey Institute, Xining 810012, China*

2007-10-30 收稿, 2008-02-20 改回.

Yang ZM, Hou ZQ, Yang ZS, Wang SX, Wang GR, Tian SH, Wen DY, Wang ZL and Liu YC. 2008. Genesis of porphyries and tectonic controls on the Narigongma porphyry Mo(-Cu) deposit, southern Qinghai. *Acta Petrologica Sinica*, 24(3):489–502

Abstract A large porphyry (-skarn) type mineralization belt, located at Southern Qinghai, is manifested by recent preliminary exploration. Narigongma porphyry Mo(-Cu) deposit is the most important deposit in the belt, so characteristics and origin of the porphyries related to the deposit, mainly composed of granite-diorite porphyry, is pivotal to understanding the relationship between the belt and the Yulong porphyry belt. For this purpose, detailed petrological, element geochemical, Sr-Nd-Pb isotopic and radioactive dating data were carried out for the porphyries. The SHRIMP U-Pb zircon dating result defines emplacement of the porphyries occurred at 43.3 Ma ago, which indicates that the deposit is the northern extension of Yulong copper belt. Geochemical data indicate that these ore-bearing porphyries are high K calc-alkaline, with highly evolutionary as shoshonitic, and exhibit calc-alkaline composition with high Sr/Y and La/Y coupled with low Y and HREE, showing some affinities with the adakite. Sr-Nd-Pb isotopic data indicates that the porphyries were derived by partial melting of crust-mantle transition belt at a depth between 50 and 80 km. In comparison with porphyries at the Yulong belt, porphyries at Narigongma are characterized by much lower K₂O content and more depleted Sr-Nd-Pb isotopic, reflecting more and more addition of the crust constituent in the source from northwest to southeast. Additionally, from Narigongma to Yulong, formation ages of ore-bearing porphyries decrease systematically with a duration of magmatism of about 7 Ma, which indicates that formation of the porphyries at Narigongman, as well at Yulong belt, was controlled by a uniform dynamic mechanism. An Eocene regional-scale dextral strike-slip fault system caused by the India-Asia continental collision may be the key factor triggered melting of the crust-mantle transition belt. Metal assemblages at Narigongma are dominated by Mo-Cu, which is different from Cu-Au assemblages at Yulong belt. This difference of metal assemblages may be caused by deep magma process, as well as shallow crystalline process. The later process is evident by more and more facts. If it is fact, Narigongma should be a deeply denudated deposit, and porphyry Mo and skarn type deposits should be focused in the next exploration in the area.

Key words Porphyry Mo(-Cu) deposit; Geochemistry; Geochronology; Genesis; Tectonic control; Narigongma; Northern Sanjiang; Southern Qinghai

摘 要 初步矿产普查评价成果表明,三江北段已初步显示出巨大的成矿潜力。在该区东部,以纳日贡玛-陆日格含矿斑岩体为中心的斑岩-矽卡岩大型成矿系统已初露端倪。纳日贡玛,作为该区的最具代表性的斑岩型矿床,了解其含矿斑岩的性

* 本文受国家科技支撑计划项目(编号: 2006BAB01A08)、国家重点基础发展规划项目(编号: 2002CB412600)项目及国家自然科学基金重点基金(编号: 40730419)联合资助。

第一作者简介: 杨志明, 男, 1978 年生, 博士研究生, 主要从事矿床学研究, E-mail: zm.yang@hotmail.com

质,查明斑岩的可能源区,厘定其与玉龙铜矿带的关系,具有重要的理论与现实意义。为此,本文对纳日贡玛矿区出露的主要斑岩体开展了详细的年代学、岩石地球化学及 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学研究,结果表明:纳日贡玛主含矿斑岩锆石 U-Pb 年龄为 43.3 ± 0.5 Ma,明显为玉龙斑岩铜矿带的北延;其主含矿斑岩为高钾钙碱性系列,高度演化的斑岩为钾玄岩系列,岩浆源区可能为 50~80 km 处壳幔过渡带,经历了明显的流体交代;与玉龙铜矿带含矿斑岩相比,纳日贡玛斑岩钾含量偏低, Sr-Nd-Pb 同位素组成更向亏损地幔靠拢,反映岩浆源区自 NW 至 SE 地壳组分逐渐增多和/或流体交代逐渐增强。自纳日贡玛至玉龙带,成矿斑岩的结晶年龄逐渐变新,说明斑岩的形成不仅具有统一的源区,可能受控于统一的动力学机制,因印度-亚洲大陆碰撞产生的始新世右行断裂系统,可能是控制区域岩浆上侵及时空分布的动力学机制。纳日贡玛带矿床矿化以 Mo 为主,显著不同于玉龙带的 Cu-Mo(-Au) 矿化组合,造成区域上矿化组合的差异即可因深部过程,也可因岩浆就位后的结晶分异过程,更多的证据显示可能受后者控制明显;因此,纳日贡玛矿床可能遭受了较强的剥蚀,区内应加强斑岩侵位较深时形成的斑岩钼矿及夕卡岩型矿床的寻找。

关键词 斑岩钼(铜)矿床;地球化学;地质年代学;岩石成因;构造控制;纳日贡玛;三江北段;青海南部

中图法分类号 P618.65; P618.41; P597.3

位于金沙江以南的“三江”北段成矿带,是我国著名的“三江”铜多金属巨型成矿带的北延部分,构造上属特提斯巨型成矿域的重要组成部分,是西部找矿最有可能实现突破的地区之一。长期以来,由于该区自然条件恶劣、交通不便,基础地质及矿产调查工作相对滞后,然而初步矿产普查评价成果表明,三江北段已初步显示出巨大的成矿潜力。在该区东部,以纳日贡玛-陆日格含矿斑岩体为中心的斑岩-矽卡岩型大型成矿系统已初露端倪。纳日贡玛钼(铜)矿床,其钼铜资源均达到大型矿床规模,是该区最具代表性的斑岩型矿床,了解该矿床主要含矿斑岩的性质,查明斑岩起源的可能源区,对比研究该处含矿斑岩与其南部玉龙铜矿带含矿斑岩地球化学特征及成因的异同,无疑会帮助我们理解纳日贡玛斑岩铜矿的成因,了解玉龙斑岩铜矿带向北延伸情况,并对该区正在开展的斑岩型矿床的普查工作进行有益的指导,具有重要的理论与现实意义。

1 区域地质背景

纳日贡玛铜(钼)矿床位于西南“三江”北段青海南部地区(图1),地处玉树藏族自治州杂多县境内。构造上产于金沙江缝合带与班公湖-怒江缝合带所夹持的羌塘地体之上,该区是吸纳和调节印度-亚洲大陆碰撞应力应变的构造转换带(Yin *et al.*, 2000),先后主要经历了晚古生代-中生代古特提斯洋盆扩张、俯冲造山作用及新生代大规模陆内变形。其晚古生代-中生代古特提斯洋扩张、俯冲造山主要表现为金沙江、澜沧江古特提斯洋盆的发育及其随后的俯冲消减和江达-维西弧发育(莫宣学等,1993),该系列事件基本奠定了区内一级地质框架,造就了区内地层主要为晚古生界(石炭系和二叠系)浅海相、三叠系-侏罗系浅海碳酸盐岩夹陆相碎屑和火山碎屑层建造的主体格架(刘增乾等,1988, Yin *et al.*, 2000);受印度-亚洲大陆斜向碰撞事件的影响,新生代该区构造变形异常复杂,至 51 Ma 以来,该区至少经历了两次逆冲和四次走滑事件(Spurlin *et al.*, 2005),从而形成了一系列 NW-SE 向的逆冲断裂系统、走滑断裂系统,以及由其引发的

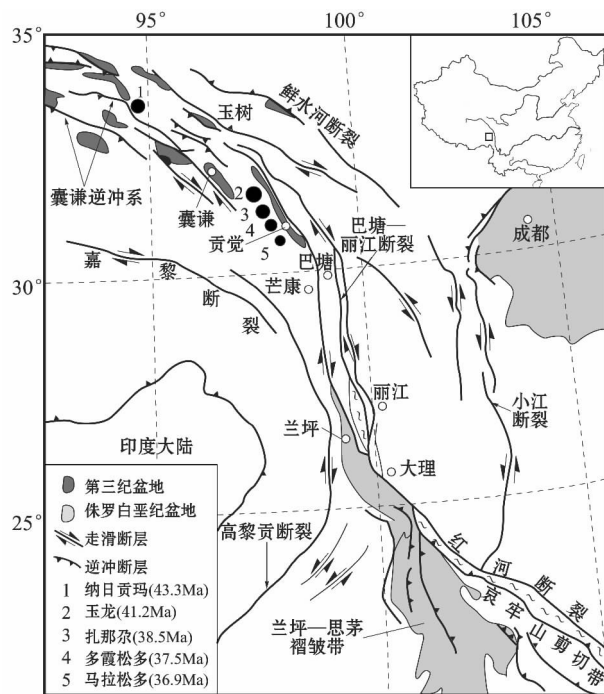


图1 纳日贡玛-玉龙斑岩铜矿带大地构造位置图(据侯增谦等,2004,玉龙带斑岩体年龄引自 Liang *et al.*, 2006)
Fig. 1 Simplified tectonic framework of Nari Gongma-Yulong porphyry copper belt (After Hou *et al.*, 2004; Age of porphyries in the Yulong porphyry copper belt from Liang *et al.*, 2006)

褶皱、走滑拉分盆地等,该系列事件基本奠定了区内现存的主体构造格架。自晚古生代以来,区内岩浆活动不同程度的发育,但以燕山期、喜山期岩浆活动为主体,且受区域构造控制明显(王富春,未刊资料)。而与铜钼矿化有关的主要为喜山期侵位的高钾钙碱性花岗斑岩,整体呈 NW-SE 向产出,受 NW-SE 向深大断裂控制明显。目前区内一条以纳日贡玛为中心,呈 NW-SE 向产出的斑岩铜钼矿带已初见雏形,从 NW 至 SE 依次为打古贡卡、纳日贡玛、陆日格、亨赛青等斑岩铜(钼)矿床或矿点。

2 矿区及矿床地质

2.1 矿区地质

矿区出露地层主要为下二叠统开心岭群中基性火山熔岩,其岩性主要为玄武岩,局部相变为安山玄武岩、玄武安山岩及安山岩等,为晚古生代古特提斯洋盆扩张期间海底岩浆喷发的产物(Mo *et al.*, 1994)。矿区构造较为发育,除 NW-SE 向主体构造外,矿区还发育一系列 NE、近 EW 及近 NS 向断裂系统。已有的研究及野外地质调查表明,纳日贡玛斑岩体呈岩枝状侵位于杂多复式背斜北翼的下二叠统开心岭群中基性火山岩中(鲁海峰等,2006),其深部可能受矿区南部的 NW-SE 向的格龙涌深大断裂控制,斑岩体的就位明显受 NE 向纳日贡玛断裂的控制。矿区岩浆主要以始新世的黑云母花岗斑岩,以及随后的侵位的浅色细粒花岗斑岩及石英闪长玢岩为主。其中,黑云母花岗斑岩在矿区内出露范围最大,约 0.7 km²,主体呈 NE 向展布,受 NE 向纳日贡玛断裂控制,长约 1.2 公里,宽变化较大,东北部约为 0.4 公里,西南部约为 0.8 公里,为一套复式岩体(图 2A),其岩性可从花岗斑岩局部相变为花岗闪长斑岩。浅色细粒花岗斑岩在矿区出露范围较小,除局部以小的岩枝产出外,多以走向 NE 的岩脉侵位于下二叠统玄武岩及略早侵位的黑云母花岗斑岩中,尤其以矿区西部地区出露密集(图 2A);黑云母花岗斑岩岩枝西部钻孔 ZK801 附近出露的该斑岩体,孔雀石化非常明显。石英闪长玢岩在矿区出露面积最小,在矿区东部主体以小体积的岩枝产出,而在矿区西侧主要以 NE、NNE 及少量近 NS 向的岩脉产出,且侵位于玄武岩及黑云母花岗斑岩中。截至目前,已有的工程尚未揭示出浅色花岗斑岩与石英闪长玢岩的穿插关系,但详细的钻孔编录表明,此两套岩体均发生了强烈泥化,说明这两套岩体侵位虽晚于黑云母花岗斑岩,但要早于泥化。为便于区分黑云母花岗斑岩与浅色细粒花岗斑岩,文中以后分别称之为 P1 斑岩和 P2 斑岩。

2.2 矿床地质

得益于青海省地调院及几个科研团队近几年的杰出工作,目前对于纳日贡玛斑岩铜(钼)矿床地质认识有了长足的进步。特别是最近 3 年,大量钻孔的相继完成,为人们建立矿化分布及蚀变分带的三维剖面提供了可能。

2.2.1 矿化特征

纳日贡玛铜钼矿化主体与黑云母花岗斑岩(P1 斑岩)有关,但铜钼在空间上的分布却具有很大的差异性。铜矿化主要以黄铜矿的形式存在,另可见少量以辉铜矿、蓝铜矿的产出者;黄铜矿等主要呈脉状-细脉状产于 P1 斑岩与玄武岩的内外接触带(图 2B),少量产于该斑岩体的顶部。目前矿区共圈出 22 条铜矿体,多呈条带状、透镜状(图 2B),铜金属量已达 25 万吨,平均品位为 0.33% (王贵仁等,未刊资料)。钼矿化主要以辉钼矿的形式多呈脉状-细脉状产于石英-绢云母

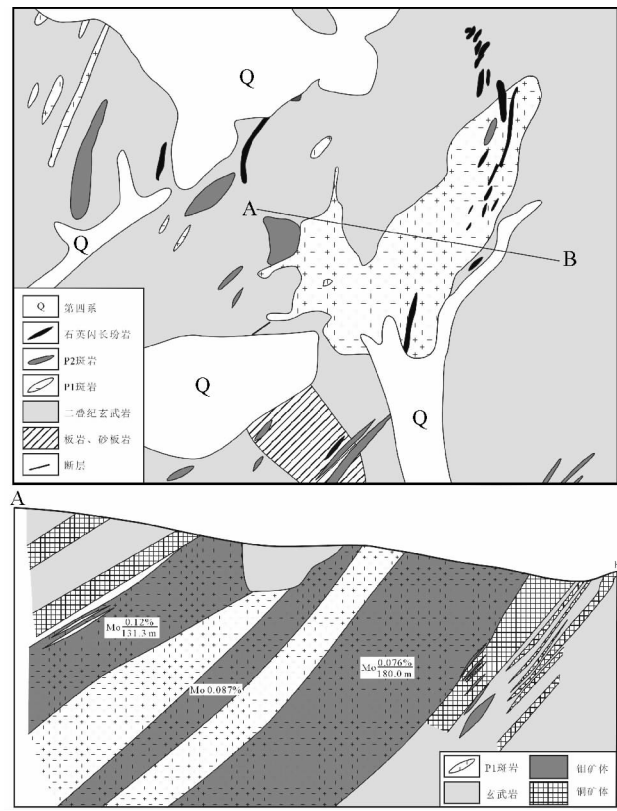


图 2 纳日贡玛斑岩铜(钼)矿床地质简图(A)及典型剖面图(B)
Fig.2 Geological (A) and typical section (B) map of the Narigongma porphyry molybdenite (-copper) deposit

化 P1 斑岩中,少量产于青磐岩化的玄武岩中;产于 P1 斑岩及其内接触带的钼矿体规模较大,表现出全岩矿化的特点,但品位变化较大,从 0.046% 至 0.12% 不等,且具有浅部、接触带品位较高,深部品位下降的趋势;产于玄武岩中的钼矿体规模较小,且成零星分布;受勘查程度的影响,钼矿体目前尚未得到很好的控制,但依据已有的钻孔资料推算,矿区钼金属量约 68 万吨,平均品位为 0.079% (王贵仁等,未刊资料)。整体来看,铜钼矿体均产于典型的 B 脉之中,该脉两壁清晰、平直,石英等透明矿物颗粒一般垂直于脉壁生长,硫化物多呈条带状沿脉体中心或边缘分布,代表着由静岩压力向静水压力转化时期形成的一组脉(Gustafson and Hunt, 1975)。

2.2.1 蚀变分带

与世界典型的斑岩铜矿类似(Lowell and Guilbert, 1970),纳日贡玛矿区平面上围岩蚀变也呈明显的环带分布特征,从内到外依次为石英-绢云母化与青磐岩化,钾硅酸盐化在地表没见出露,泥化局部呈脉状叠加在石英-绢云母化带内;其中,石英-绢云母化主要发生在 P1 斑岩内,以脉体蚀变晕的形式为主,也见有弥漫状蚀变,青磐岩化主要发生在玄武岩中,以弥漫状蚀变为主,见有少量脉状蚀变。剖面上,蚀变由深部到浅部依次为弱钾硅酸盐化、石英-绢云母化、青

磐岩化,泥化局部呈脉状主要叠加在石英-绢云母化带中。钾硅酸盐化主要以黑云母化为主,特别是玄武岩中的钾硅酸盐化,主要以团结状、细脉状黑云母化为主,同时可见少量以脉状产出的钾长石化。

3 样品及测试方法简介

3.1 样品描述

本次研究的样品主要为与成矿关系最为密切的 P1 斑岩(即黑云母花岗斑岩),以及少量的 P2 斑岩(浅色细粒花岗斑岩)及石英闪长玢岩脉。

P1 斑岩:具有典型的斑状结构,斑晶主要由钾长石、石英组成,另含少量斜长石,斑晶含量约为 20% ~ 35%,基质为微粒-显微花岗结构,主要由钾长石、石英、斜长石及少量角闪石等矿物组成。其中,P1 斑岩的西南部与东部、深部与浅部岩性略有变化。岩体东部及浅部,斑晶颗粒较大,斑晶主要以钾长石、斜长石为主,含一定量的石英斑晶(图 3A);钾长石斑晶大小一般在 0.5 ~ 2cm 之间,时常可见颗粒大于 5cm 的钾长石巨斑;石英斑晶颗粒一般变化与 0.5 ~ 1cm 之间。岩体西南部及岩体深部的 P1 斑岩,斑晶颗粒明显变细,斑晶以斜长石为主,含少量钾长石、石英(图 3B);斜长石及石英斑晶大小一般在 0.1 ~ 0.3cm 之间,斜长石具有明显的卡-钠复合双晶,钾长石斑晶略大,主体变化于 0.3 ~ 0.7cm 之间。为检查岩性略有差别的两套 P1 斑岩岩石地球化学及同位素地球化学特征是否相同,本次研究分别对之进行取样,同时,为了方便区分,后文把岩体东部及浅部地区的 P1 斑岩称之为粗粒 P1 斑岩,岩体西南部及岩体深部的 P1 斑岩称之为细粒 P1 斑岩。镜下观察发现,受矿区热液蚀变影响,手标本非常新鲜的 P1 斑岩均不同程度遭受热液蚀变,如粗粒 P1 斑岩多发生了弱石英-绢云母蚀变,细粒 P1 斑岩多发生了弱石英-绢云母-绿泥石蚀变。

P2 斑岩及石英闪长玢岩:P2 斑岩具有斑状-似斑状结构,斑晶主要以钾长石、黑云母、石英为主,含极少斜长石;基质为长英质,显微花岗结构(图 3C)。斑晶相对较小,一般在 0.2 ~ 0.4cm 之间。镜下观察发现,所采样品发生了较弱的石英-绢云母化蚀变。石英闪长玢具有典型的斑状结构,斑晶主要以斜长石为主,含少量的石英、钾长石,斑晶颗粒大小多变化于 0.2 ~ 0.6cm 之间(图 3D)。岩石发生了弱绢云母化,其内含有少量的浸染状黄铁矿。

3.2 测试方法简介

主、微量元素含量分析在国家地质测试中心完成,主量元素的分析是在荷兰帕纳科公司 Axios 波长色散 X 射线荧光光谱仪(XRF)上完成,微量元素的分析则在 ICP-MS 上完成。Sr-Nd-Pb 同位素测试在南京大学生成矿国家重点实验室同位素地球化学实验室完成,分析仪器为 Finnigan 公司的热电离子质谱仪。

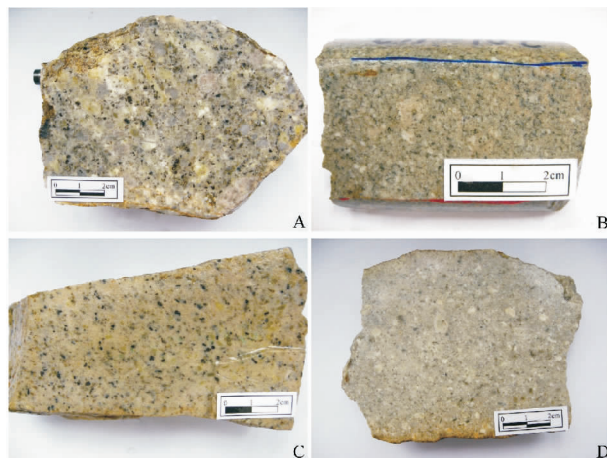


图3 纳日贡玛铜矿床始新世的各类斑岩体

A-粗粒 P1 斑岩; B-细粒 P1 斑岩; C-弱蚀变 P2 斑岩; D-石英闪长玢岩

Fig. 3 Eocene intrusive rocks of the Narigongma porphyry Mo(-Cu) deposit

Therein, A-coarse grain P1 porphyry; B-fine grain P1 porphyry; C-poorly altered P2 porphyry; D-quartz-diorite porphyry

4 地球化学特征

4.1 常量元素组成

纳日贡玛 P1 斑岩 SiO_2 含量变化于 67.1% ~ 72.3% 之间, $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 为 7.5% ~ 8.0%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 变化于 0.8 ~ 1.3(表 1),为高钾钙碱性系列(图 4B); Al_2O_3 含量为 13.3% ~ 15.4%,铝饱和指数 $A/\text{CNK} [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \text{ 的摩尔比值}]$ 的值介于 0.94 ~ 1.02 之间。其中,粗粒 P1 斑岩 SiO_2 含量变化于 69.6% ~ 72.3% 之间,平均为 70.8%; $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 为 7.5% ~ 8.0%; $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ 比值大于 1(1.1 ~ 1.3); Al_2O_3 含量为 13.3% ~ 14.2%,平均为 13.9%,铝饱和指数 A/CNK 为 0.97 ~ 1.02,介于偏铝与过铝之间。而细粒 P1 斑岩酸度则明显减弱,其 SiO_2 含量为 67.1% ~ 67.8% 之间,平均为 67.5%; $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 为 8.0% ~ 8.1%; $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ 比值小于 1 (~0.82); Al_2O_3 含量为 15.1% ~ 15.4%,平均为 15.3%,铝饱和指数 A/CNK 比值略低,变化于 0.94 ~ 0.97 之间,为轻微偏铝质。

P2 斑岩 SiO_2 含量变化于 75.7% ~ 76.3% 之间,平均为 76.0%; $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 为 8.2% ~ 8.7%,平均为 8.4%; $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ 比值大于 2(2.4 ~ 3.1,平均为 2.7),为钾玄岩系列(图 4B); Al_2O_3 含量为 12.0% ~ 12.6%,平均为 12.3%,铝饱和指数 A/CNK 为 0.99 ~ 1.03,介于偏铝与过铝之间。石英闪长玢岩地球化学特征与细粒 P1 斑岩类似, SiO_2 含量变化于 67.3% ~ 67.8% 之间, $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 为 7.2% ~ 7.3%, $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ 比值接近 1(0.9 ~ 0.99),也为高

表 1 纳日贡玛始新世斑岩的主量元素(%)和微量元素(×10⁻⁶)组成

Table 1 Major elements (%) and trace elements (×10⁻⁶) analyses of the Narigongma Eocene porphyries

岩性	P2 斑岩			石英闪长玢岩		细粒 P1 斑岩		粗粒 P1 斑岩				
Sample	801-1	801-4	T803-11	N013-1	T801-2-1	301-115	301-117	T803-4	T803-7	T1201-3	801-137	801-139
Na ₂ O	2.54	1.99	2.30	3.79	3.70	4.48	4.42	3.83	3.54	3.50	3.38	3.42
MgO	0.47	0.54	0.50	1.04	0.78	1.00	1.02	0.92	1.19	1.08	1.19	1.20
Al ₂ O ₃	12.6	12.2	12.0	14.9	15.2	15.4	15.1	14.1	13.3	13.8	14.0	14.2
SiO ₂	76.3	75.9	75.7	67.8	67.3	67.8	67.1	72.3	71.8	70.3	69.6	70.0
P ₂ O ₅	0.11	0.14	0.10	0.13	0.13	0.16	0.16	0.17	0.23	0.18	0.20	0.20
K ₂ O	6.18	6.23	5.91	3.40	3.66	3.66	3.61	4.21	4.00	4.04	4.56	4.57
CaO	0.88	1.21	0.83	2.67	2.86	2.51	2.66	1.58	1.77	2.01	2.16	2.20
TiO ₂	0.29	0.30	0.26	0.35	0.36	0.42	0.41	0.42	0.50	0.45	0.50	0.47
MnO	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.03
Fe ₂ O ₃	0.60	0.85	0.54	2.05	1.96	2.37	2.32	2.01	2.87	2.91	2.85	2.48
LOI	0.86	1.44	0.99	3.14	3.52	1.94	2.49	0.51	0.63	0.93	0.88	0.84
Total	100.8	100.7	99.2	99.3	99.5	99.8	99.4	100.0	99.8	99.2	99.4	99.6
Li	10.4	11.5	10.1	27.9	21.2	28.4	37.3	15.8	16.1	16.6	27.6	27.3
Be	3.88	3.92	3.25	1.73	1.77	2.36	2.38	3.76	4.18	3.44	4.08	3.63
Sc	3.66	3.95	3.42	5.27	4.94	5.51	5.36	5.25	6.57	6.59	6.16	6.22
Ti	1631	1844	1484	2092	2143	2547	2417	2468	2891	2970	2954	2818
V	18.7	26.7	21.8	41.6	40.8	45.0	42.6	39.1	45.6	51.0	50.2	51.7
Cr	4.50	4.34	5.94	10.2	11.6	9.20	6.20	9.53	10.4	12.6	11.4	10.2
Mn	39.5	61.7	32.2	205	209	253	237	112	231	126	220	203
Co	3.05	4.62	3.46	4.55	4.33	4.68	4.70	3.35	6.17	7.44	5.21	5.29
Ni	5.00	5.01	5.82	10.0	4.20	4.86	3.77	7.48	10.2	13.2	8.76	8.51
Cu	916	1294	1063	62.7	14.6	8.11	8.32	90.8	294	218	60.7	60.5
Zn	19.9	26.0	15.0	83.2	61.5	48.0	45.3	25.5	42.3	33.9	29.5	28.4
Ga	17.1	16.4	16.6	19.4	19.7	20.8	20.4	20.5	21.0	21.7	21.0	20.6
Ge	1.79	1.67	1.73	1.05	1.07	1.32	1.19	1.66	1.78	1.79	1.70	1.60
As	0.97	1.21	2.83	2.31	1.75	2.08	2.24	1.09	1.23	1.28	1.00	0.90
Rb	239	260	230	186	116	130	127	206	200	171	225	221
Sr	145	147	124	481	688	701	612	422	340	486	470	496
Zr	149	132	134	146	146	165	159	174	234	185	198	179
Nb	22.1	21.0	21.8	6.82	6.80	8.99	8.56	21.0	23.6	20.2	23.4	19.8
Mo	26.9	351	128	1.72	0.75	0.69	0.65	0.87	2.22	1.52	2.20	19.0
Cd	0.24	1.62	0.64	0.25	0.06	<0.05	0.05	<0.05	0.08	0.11	0.05	0.09
Sn	1.32	2.16	1.24	0.84	0.58	1.29	1.21	2.07	1.81	3.05	0.57	0.67
Sb	0.21	0.31	0.19	1.19	0.43	0.41	0.38	0.29	0.38	0.13	0.13	0.17
Cs	3.58	4.10	3.33	9.76	9.03	27.0	27.8	6.06	7.39	4.26	20.5	17.5
Ba	442	530	363	846	1010	832	842	357	281	482	600	693
Hf	4.09	3.43	3.66	3.35	3.33	3.86	3.69	4.45	5.62	4.58	4.78	4.31
Ta	1.66	1.58	1.66	0.49	0.47	0.69	0.65	1.49	1.61	1.45	1.62	1.49
W	12.0	26.1	11.0	1.86	3.15	1.41	1.97	12.1	5.31	12.8	0.82	1.30
Tl	1.07	1.23	1.04	1.16	0.81	0.69	0.65	0.96	0.85	0.99	1.04	0.98
Pb	10.4	11.8	9.48	18.7	13.9	13.4	12.7	9.26	8.44	7.35	7.32	7.52
Bi	0.30	0.22	0.23	0.15	0.10	0.08	0.09	0.36	1.10	1.17	0.06	0.05
Th	41.6	42.2	40.7	9.13	9.30	13.7	13.3	36.2	39.2	32.3	28.6	29.5
U	10.1	15.0	8.73	2.53	2.54	4.28	4.35	7.39	8.77	7.27	10.9	9.94
La	47.9	53.2	48.8	26.4	22.4	27.6	26.9	32.6	54.1	45.0	46.4	38.3
Ce	79.5	90.0	81.9	43.3	42.1	51.7	50.8	55.9	97.6	88.4	87.0	68.5
Pr	6.99	8.07	7.32	4.98	4.46	5.50	5.32	5.40	8.77	8.95	8.39	6.55
Nd	21.9	25.5	22.6	17.2	15.7	19.1	18.8	17.9	29.1	30.4	28.6	22.1
Sm	3.28	3.74	3.36	2.81	2.61	3.16	3.09	2.82	4.52	4.99	4.60	3.48
Eu	0.62	0.70	0.61	0.73	0.63	0.80	0.79	0.66	0.93	1.14	0.92	0.79
Gd	2.99	3.66	3.10	2.56	2.29	2.83	2.75	2.60	4.13	4.77	4.12	3.29
Tb	0.33	0.36	0.33	0.26	0.25	0.31	0.30	0.30	0.48	0.56	0.47	0.36
Dy	1.77	1.92	1.76	1.45	1.26	1.58	1.55	1.78	2.61	2.96	2.53	2.07
Ho	0.32	0.35	0.32	0.25	0.23	0.28	0.27	0.33	0.47	0.54	0.47	0.38
Er	1.02	1.09	0.99	0.72	0.65	0.83	0.79	1.04	1.43	1.63	1.42	1.19
Tm	0.14	0.15	0.14	0.09	0.09	0.11	0.10	0.15	0.20	0.22	0.20	0.16
Yb	1.03	1.06	0.99	0.60	0.58	0.75	0.72	1.07	1.39	1.49	1.31	1.13
Lu	0.17	0.16	0.16	0.09	0.09	0.12	0.10	0.17	0.22	0.22	0.20	0.18
Y	10.2	10.9	10.2	7.95	6.61	8.19	7.82	10.1	14.4	15.7	13.9	11.5

注：主、微量元素含量分析在国家地质测试中心完成。主量元素的分析是在荷兰帕纳科公司 Axios 波长色散 X 射线荧光光谱仪(XRF)上完成,分析精度好于5%；微量元素的分析则在 ICP-MS 上完成,分析精度好于10%。

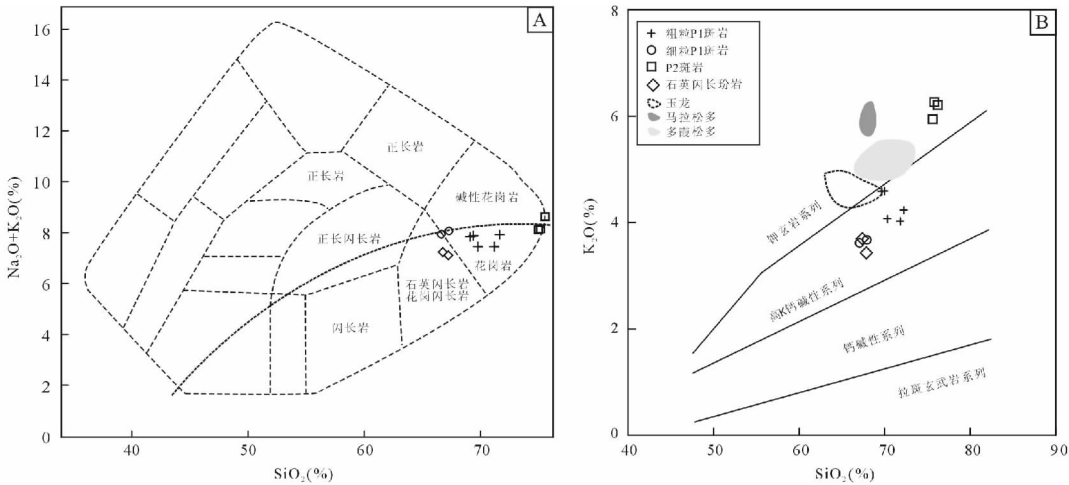


图4 纳日贡玛始新世斑岩 ($K_2O + Na_2O$)- SiO_2 图解(A)及 SiO_2 - K_2O 图解(B) (据侯增谦等,2004)

Fig.4 Plots of ($K_2O + Na_2O$) vs. SiO_2 (A) and K_2O vs. SiO_2 (B) for the Narigongma Eocene porphyries (after Hou *et al.* , 2004)

钾钙碱性系列(图4B); Al_2O_3 含量介于 14.9% ~ 15.2% ,铝饱和指数 A/CNK 为 1.00 ~ 1.01 ,为轻微过铝质。

依据 ($K_2O + Na_2O$) - SiO_2 图解对岩石进行分类(图4A),P1 斑岩明显分为两组,粗粒 P1 斑岩位于典型花岗岩区域,而细粒 P1 斑岩则介于花岗岩、碱性花岗岩与花岗闪长岩之间;P2 斑岩位于花岗岩、碱性花岗岩区域;石英闪长玢岩则位于花岗闪长岩、石英二长岩区域;这与野外手标本观察及薄片镜下鉴定结果一致。

上述四类岩体的 SiO_2 与某些氧化物存在不同程度的相关关系,粗粒 P1 斑岩与 P2 斑岩中的 SiO_2 与 TiO_2 、 Fe_2O_3 、 MgO 、 Al_2O_3 、 CaO 、 Na_2O 呈明显的负相关(图5),而与 K_2O 呈明显的正相关(图4B)。良好的线性关系说明上述两套斑岩具有相似的成因,两套岩石分别位于演化趋势线的不同端元,说明两套斑岩是深部岩浆房演化不同阶段的产物。由于 Al、Ca、Na 等元素主要赋存在斜长石中,Ti、Fe 等元素主要在 Fe-Ti 氧化物中,因此,上述两套斑岩所展示的成分变化可能与斜长石、Fe-Ti 氧化物的分离结晶有关。 K_2O 含量随分异程度的增强而升高,说明碱性长石的分离结晶的可能性不大。细粒 P1 斑岩在 Harker 图解中表现出与石英闪长玢岩相似的地球化学特征(图5),两套岩石中的 SiO_2 与 Al_2O_3 、 CaO 、 Na_2O 负相关(图5)、 SiO_2 与 K_2O 正相关明显(图4B),位于粗粒 P1 斑岩和 P2 斑岩对应的演化趋势线上,而 SiO_2 与 TiO_2 、 Fe_2O_3 、 MgO 却偏离粗粒 P1 斑岩和 P2 斑岩对应的演化趋势线,说明岩浆演化过程中,细粒 P1 斑岩-石英闪长玢岩与粗粒 P1 斑岩-P2 斑岩斜长石的分异结晶过程类似,而 Fe-Ti 氧化物的分离结晶过程却具有差异性。

4.2 微量元素组成

尽管略有差异性,纳日贡玛始新世各类斑岩表现为相似的微量元素特征,大离子亲石元素(LILE)相对于高场强

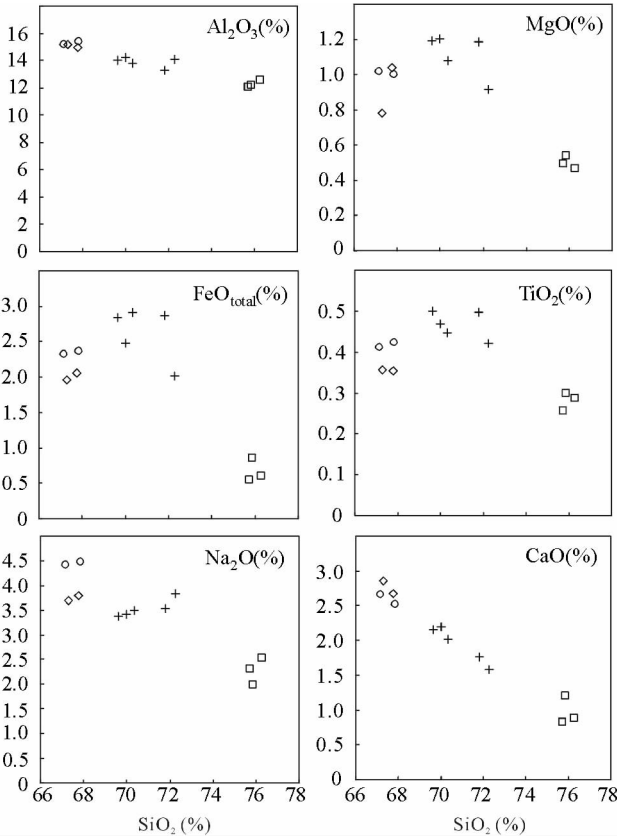


图5 纳日贡玛始新世斑岩主量元素 Harker 图解

Fig.5 Variations of major element with SiO_2 for the Narigongma porphyries

(HFSE)和轻稀土元素(LREE)明显富集(图6),整体上表现为 Rb、K、Th 等元素富集, Nb、Ta、Ti、P 等元素相对亏损(图6),显示出岩浆与俯冲有关的特点(Miller *et al.* , 1999; Wang *et al.* , 2001)。其中,细粒 P1 斑岩与粗粒 P1 斑岩相

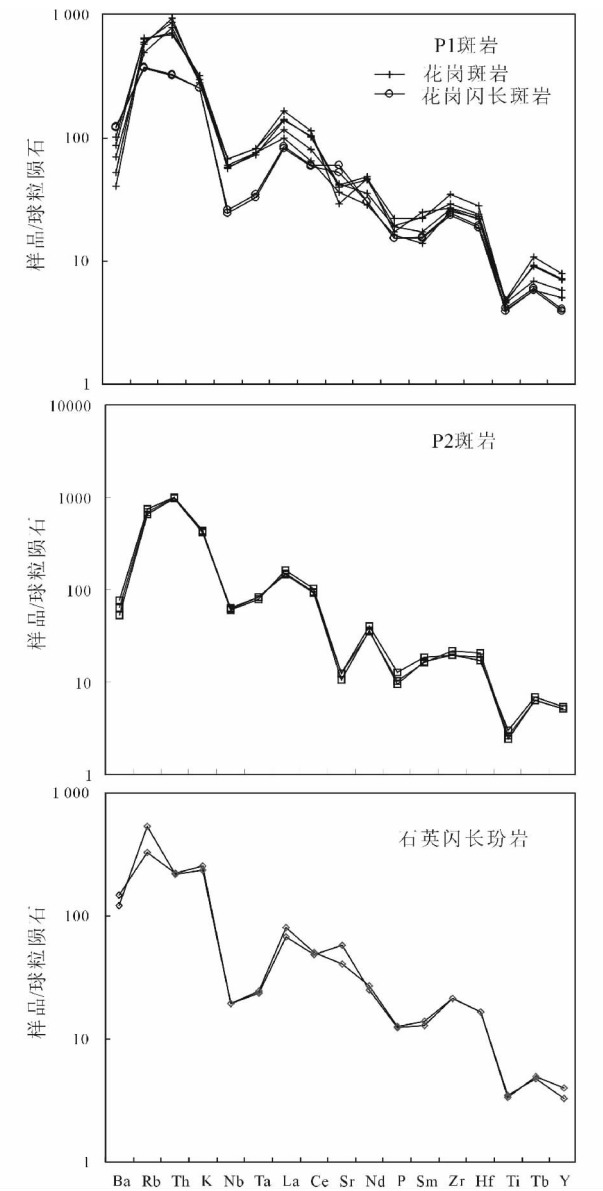


图6 纳日贡玛始新世斑岩微量元素成分特征(标准化数据引自 Sun and McDonough, 1989)。元素从左到右的排列顺序按照它们在地幔小程度熔体中的相容性增加的顺序
Fig. 6 Primitive mantle-normalized trace element spidergrams for Narigongma Eocene porphyries (normalized data from Sun and McDonough, 1989)

比,Nb,Ta 更加亏损,可能与金红石的分异结晶有关;P2 斑岩则出现明显的负 Sr 异常,结合明显富 Eu 异常的特征,可能由斜长石的分异结晶导致。另外,斑岩还显示出埃达克岩的某些地球化学特征,岩石亏损元素 Y 和 Yb,富集 Sr,具有较高的 Sr/Y 和 La/Yb 值。

纳日贡玛始新世各类斑岩稀土元素特征也比较类似,主要表现为 LREE 的明显富集(La:球粒陨石的 72~174 倍,平均为 124 倍)及 HREE 的轻微富集(Yb:球粒陨石的 2.9~7.1 倍,平均为 4.8 倍);另外,各斑岩显示出轻微的 Eu 负异

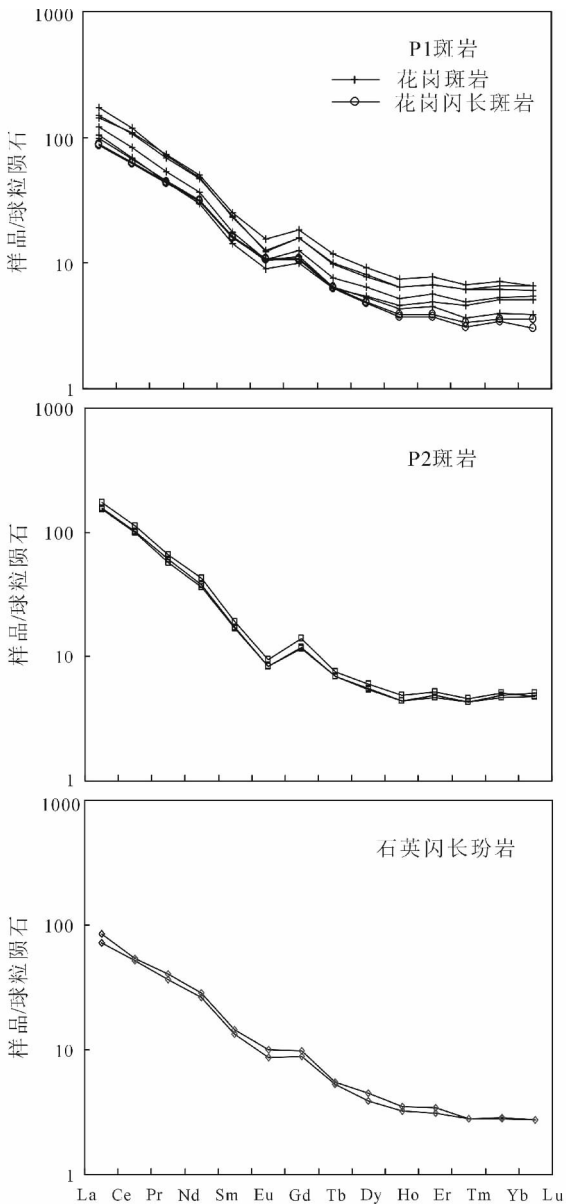


图7 纳日贡玛始新世斑岩稀土元素成分特征(标准化数据引自 Sun and McDonough, 1989)
Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns for Narigongma Eocene porphyries (normalized data from Sun and McDonough, 1989)

常(图6),与粗粒 P1 斑岩及 P2 斑岩相比,花岗闪长质的细粒P1 斑岩和石英闪长玢岩 Eu 负异常更不明显(图6)。

4.3 Sr-Nd-Pb 同位素组成

纳日贡玛不同斑岩 Sr-Nd 同位素组成较为一致,⁸⁷Sr/⁸⁶Sr初始值介于 0.7048~0.7052 之间,多数为 0.7050(表2,图8A);¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 初始值介于 0.5125~0.5126,多数为 0.5126, ϵ Nd(t)介于-0.9~0.7 之间,多数为正值,介于 0.4~0.7 之间(表2,图8A);Nd 同位素亏损地幔模式年龄

表 2 纳日贡玛始新世斑岩 Sr-Nd-Pb 同位素组成

Table 2 Sr-Nd-Pb isotopic compositions for Narigongma Eocene porphyries

样品号	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ε _{Nd} (<i>t</i>)	<i>t</i> _{DM} (MQ)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
801-4	5.1135	0.708168 ± 2	0.705001	0.0887	0.512629 ± 3	0.512604	0.4	637	19.147 ± 4	15.638 ± 4	39.205 ± 9
T803-11	5.3625	0.708158 ± 3	0.704837	0.0899	0.512641 ± 2	0.512615	0.7	629	19.018 ± 2	15.614 ± 2	39.383 ± 4
N013-1	1.1180	0.705619 ± 6	0.704957	0.0987	0.512639 ± 6	0.512612	0.5	680	18.410 ± 2	15.619 ± 2	38.577 ± 7
T801-2	0.4875	0.705291 ± 5	0.705002	0.1005	0.512616 ± 8	0.512589	0.1	721	18.592 ± 4	15.618 ± 3	38.723 ± 9
301-115	0.5362	0.705349 ± 2	0.705019	0.1000	0.512635 ± 7	0.512607	0.5	693	18.808 ± 4	15.669 ± 3	39.009 ± 7
301-117	0.6000	0.705364 ± 4	0.704995	0.0993	0.512642 ± 5	0.512614	0.6	680	18.755 ± 1	15.609 ± 1	38.809 ± 3
T1201-3	1.0172	0.705619 ± 6	0.704993	0.0992	0.512642 ± 1	0.512614	0.6	679	18.995 ± 5	15.625 ± 4	39.121 ± 11
404-81	2.2712	0.706638 ± 7	0.705241	0.0987	0.512564 ± 4	0.512536	-0.9	779	18.818 ± 2	15.616 ± 2	38.999 ± 4

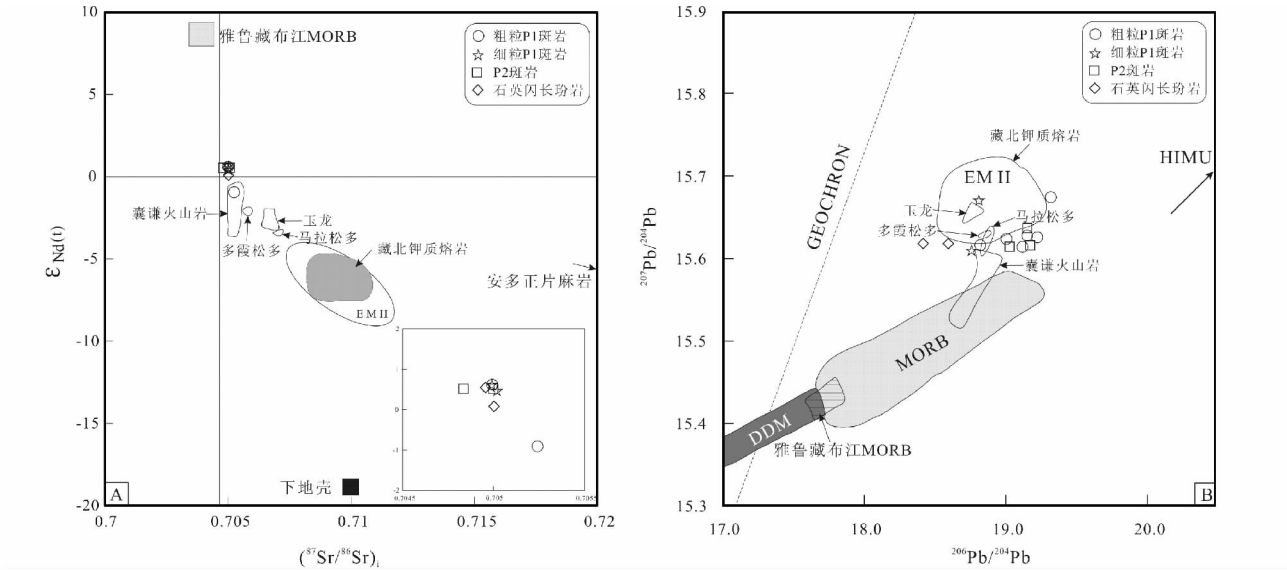


图 8 纳日贡玛始新世斑岩的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (A) (据侯增谦等, 2004) 及²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (B) (据侯增谦等, 2004)图解 (玉龙、多霞松多及马拉松多数据引自 Jiang *et al.*, 2006)

Fig. 8 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr versus ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd diagram (A) (after Hou *et al.*, 2004) and ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb versus ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (B) (after Hou *et al.*, 2004) showing the isotopic signatures for Narigongma Eocene porphyries (Data of Yulong, Duoxiasongduo, Malasongduo from Jiang *et al.*, 2006)

集中于 0.6 ~ 0.8Ga 之间, 平均为 0.7Ga (表 2)。近乎相同的 Sr-Nd 同位素组成表明, 纳日贡玛各类斑岩具有相同的源区; 与玉龙铜矿带相比, 纳日贡玛各类斑岩⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 初始值较低, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 初始值较高, 更向雅鲁藏布江 MORB 靠拢。

纳日贡玛各类斑岩富含放射性成因的铅成分, 其²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb、²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb、²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 分别介于 18.41 ~ 19.31、15.61 ~ 15.67、38.60 ~ 39.38 之间。与玉龙带斑岩相比, 其²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 变化范围相似, 但却具有较宽的²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 变化范围; 其中, 近似代表深部岩浆房成分的石英闪长玢岩²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 值最小, 细粒 P1 斑岩略有增大, 而酸性程度最高的粗粒 P1 斑岩及 P2 斑岩²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 值最大, 该变化规律表明: 深部岩浆房发生结晶分异的同时, 也发生了明显的地壳混染。如果用地壳混染程度最低的闪长玢岩近似代表纳日贡玛最原生的斑岩岩浆, 则与玉龙带斑岩相比, 纳日贡玛斑岩 Pb 同位素组成更向雅鲁藏布江 MORB 靠拢。

5 年代学研究

本次选取了与钼矿化关系密切的 P1 斑岩 (粗粒 P1 斑岩, 样品号 T1201) 进行了年代学研究, 锆石的分选采用常规重-磁选方法, 除去长石、石英、云母等轻比重矿物和磁铁矿、磁黄铁矿等磁性矿物, 最后在双目镜下挑取出锆石。分选出来的锆石多为无色透明, 长柱状自形晶体, 晶体形态及大小较为一致, 长宽比多介于 2 ~ 3 之间。锆石的制靶、光学显微镜照相、阴极发光图像分析 (CL) 及 U、Th 及 Pb 同位素组成分析均在中国地质科学院地质研究所北京北京离子探针中心完成。所用标准锆石为 TEMORA (年龄为 417Ma), 在进行 U、Th 及 Pb 同位素组成分析之前, 仔细对比锆石透射光、反射光及阴极发光图像, 确定测试位置, 尽量避免裂纹及包体。

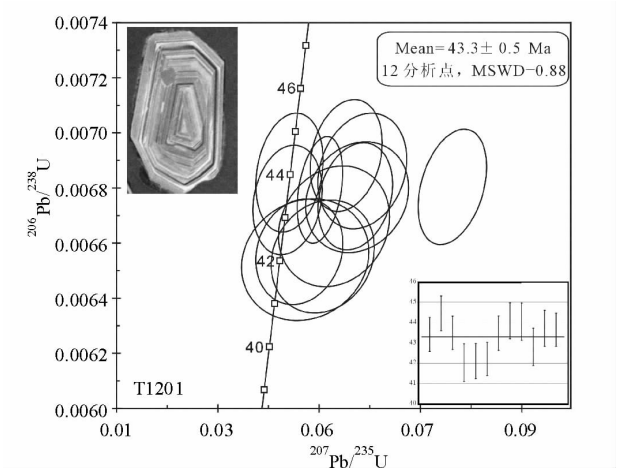


图9 纳日贡玛 P1 斑岩的 U-Pb 协和和年龄

Fig.9 U-Pb zircon Concordia plots for Narigongma Eocene porphyry

表3 纳日贡玛矿区 P1 斑岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分析结果

Table 3 SHRIMP U-Pb dating data of zircons from Narigongma P1 porphyry

点号	U (× 10 ⁻⁶)	Th (× 10 ⁻⁶)	²⁰⁶ Pb * (× 10 ⁻⁶)	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb * / ²³⁵ U	± %	²⁰⁶ Pb * / ²³⁸ U	± %	Err corr	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 年龄
T1201-1. 1	942	449	5. 57	0. 49	0. 0438	10	0. 00676	1. 9	. 188	43. 43 ± 0. 84
T1201-2. 1	890	418	5. 35	0. 49	0. 0554	8. 5	0. 00692	1. 9	. 228	44. 46 ± 0. 86
T1201-3. 1	1072	449	6. 28	0. 43	0. 0572	8. 5	0. 00677	1. 9	. 223	43. 50 ± 0. 82
T1201-4. 1	590	258	3. 41	0. 45	0. 0473	18	0. 00655	2. 2	. 126	42. 06 ± 0. 93
T1201-5. 1	709	329	4. 06	0. 48	0. 0507	13	0. 00656	2. 1	. 156	42. 12 ± 0. 87
T1201-6. 1	1053	399	6. 05	0. 39	0. 0461	12	0. 00657	1. 9	. 156	42. 23 ± 0. 81
T1201-7. 1	1005	322	5. 86	0. 33	0. 0575	12	0. 00677	2. 0	. 168	43. 48 ± 0. 85
T1201-8. 1	906	435	5. 37	0. 50	0. 0585	9. 9	0. 00686	2. 0	. 203	44. 09 ± 0. 89
T1201-9. 1	1207	858	7. 22	0. 73	0. 0442	9. 9	0. 00686	2. 1	. 209	44. 06 ± 0. 91
T1201-10. 1	1235	583	7. 10	0. 49	0. 0530	14	0. 00666	2. 2	. 158	42. 80 ± 0. 93
T1201-11. 1	719	320	4. 14	0. 46	0. 0763	5. 9	0. 00680	2. 0	. 346	43. 69 ± 0. 89
T1201-12. 1	1018	434	5. 97	0. 44	0. 0502	5. 9	0. 00679	1. 9	. 319	43. 65 ± 0. 82

6 讨论

6.1 岩石成因

对于理解纳日贡玛斑岩的成因,位于矿区南部研究程度较高的玉龙铜矿带含矿斑岩的诸多认识无疑具有重要的借鉴意义。关于玉龙富碱斑岩的成因,已提出多种模式,如壳/幔过渡带部分熔融模式(邓万明等,1998a, b; Wang *et al.* , 2001)、富集地幔部分熔融模式(张玉泉等,2000)、大陆板片沿红河断裂带向东俯冲模式(Wang *et al.* , 2001; Liang *et al.* , 2006)、大规模走滑诱发“岛弧型”地幔部分熔融模式(Hou *et al.* , 2003),以及最近提出的地幔中交代成因金云

同位素分析所用仪器为 SHRIMP II,其束斑直径约为 25μm;详细的实验流程和原理参考 Compston *et al.* , (1984)、Williams (1992) 和宋彪等(2002)。数据处理同 Williams (1998),采用实测²⁰⁴Pb 校正锆石中的普通铅。单个数据点的误差均为 1σ,采用年龄为²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄,其加权平均值为 95% 的置信度。

阴极发光结果显示,样品 T1201 中的锆石具有清楚的振荡环带结构(图 9),其 Th/U 比值均大于 0. 3,属典型的岩浆锆石。样品 T1201 的 12 个测点中(表 3,图 9),Th 的变化范围为 320 ~ 858 × 10⁻⁶,U 的变化范围为 590 ~ 1235 × 10⁻⁶;测点的表面年龄范围在 42. 06 ± 0. 93 ~ 44. 46 ± 0. 86Ma 之间,²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为 43. 3 ± 0. 5 (N = 12),MSWD = 0. 88,为岩浆的结晶年龄。样品的²⁰⁷Pb/²³⁵U 相对集中,仅一个点较为分散,这可能与²⁰⁷Pb 的分析精度有关。

母-石榴石-单斜辉石岩脉低程度熔融模式(Jiang *et al.* , 2006)。锆石 U-Pb SHRIMP 定年表明,纳日贡玛成矿斑岩的结晶年龄(43. 3 ± 0. 5Ma) 早于玉龙铜矿带各成矿斑岩(≤41. 2Ma, Liang *et al.* , 2006),从而在“三江”中、北段斑岩 Cu-Mo(-Au)成矿带显示出从 NW 至 SE 成岩年龄递减的规律性。所以,关于纳日贡玛斑岩成因的解释,不仅无法回避玉龙铜矿带含矿斑岩成因的多种已有模式,要说明纳日贡玛斑岩与玉龙铜矿带斑岩石学、地球化学特征的共性及差异性,同时还必须对“三江”中、北段斑岩 Cu-Mo(-Au)成矿带斑岩体 NW-SE 向的时空分布规律给出合理的解释。

6.1.1 埃达克质亲和性暗含的过程信息

纳日贡玛初始斑岩岩浆(石英闪长玢岩)Eu 负异常不明显,反映岩浆的源区基本不含斜长石,即使存在,量也很小,

并且不能在熔融中残留。纳日贡玛斑岩 HREE 相对于 LREE 明显亏损,暗示其源区位于石榴石稳定的区域;另外,斑岩中 Y 含量是判定其源区是否存在石榴石矿物相的重要标志,纳日贡玛斑岩中较低的 Y 含量 ($<16 \times 10^{-6}$) 及较高的 Sr/Y 比值,使其处于埃达克岩区域(图 10)。通常认为埃达克岩的形成与板片熔融或加厚的铁镁质下地壳熔融有关(Defant and Drummond, 1990; Xu *et al.*, 2001),其内较低的 Y 含量是因为富 Y 石榴石矿物相在部分熔融过程中得以稳定残留而致(Defant and Drummond, 1990)。最新的研究表明,幔源底侵岩浆的直接熔融、高压下玄武质岩浆的结晶分异、低压下玄武岩浆的结晶分异加上相关的岩浆混合过程(Castillo, 2006),以及经历了 MASH 或 AFC 过程的正常钙碱性岩浆(Richards and Kerrich, 2007),均可呈现出埃达克岩的亲性和;埃达克岩如今变得仅为—地球化学指标,其本身已没有任何过程暗示(Defant and Kepezhinskis, 2002)。特别需要指出的是,正常钙碱性岩浆的斑晶或副矿物的结晶分异也可使其残余岩浆呈现埃达克岩的特征,尤其当该岩浆富水时(岩浆富水可抑制斜长石的结晶分异,使岩浆不出现负 Eu 异常的现象;Castillo *et al.*, 1999)。因此,对纳日贡玛斑岩埃达克质特征的正确评价,显得尤为重要。反观纳日贡玛各斑岩体,近似代表深部岩浆房组分的石英闪长玢岩明显处于埃达克岩范围内,而晚期经历了结晶分异的酸性岩浆则更向正常弧花岗岩靠拢,如 P2 斑岩,已不在埃达克岩的范围内(图 10);该特点显著不同于因角闪石结晶分异而呈现埃达克岩亲和性的大多数陆缘弧岩浆(Richards and Kerrich, 2007),这是因为,由角闪石结晶分异而呈现埃达克质亲和性的岩浆,其埃达克质特征会随角闪石的结晶分异程度增高而

更加明显。因此,纳日贡玛斑岩所呈现的这种埃达克质亲和性,不是岩浆侵位后斑晶或副矿物相的结晶分异造成的,而可能与其源区及深部过程有关。虽然可由纳日贡玛斑岩的发育时限推断其形成可能与板片的熔融无关,然而因埃达克岩成因的复杂性,无法直接断定纳日贡玛斑岩形成与加厚下地壳的熔融,还是前已述及的其他途径。

6. 1. 2 源区发生过流体交代?

常量元素约束: 纳日贡玛主含矿斑岩常量元素约束: (P1 斑岩) SiO₂ 含量变化于 67.1% ~ 72.3% 之间,平均为 69.9%; (K₂O + Na₂O) 变化于 7.5% ~ 8.1% 之间,平均为 7.9%; (K₂O/Na₂O) 介于 0.82% ~ 1.35% 之间,平均为 1.1; K₂O 含量介于 3.6% ~ 4.6% 之间,平均为 4.1%。而玉龙斑岩铜矿带含矿斑岩 SiO₂ 含量介于 64.8% ~ 73.9% 之间,平均为 68.7%; (K₂O + Na₂O) 为 7.6% ~ 9.4%,平均为 8.5%; K₂O/Na₂O 变化于 1.1% ~ 2.8%,平均为 1.8%; K₂O 含量变化于 4.3% ~ 6.3% 之间,平均为 5.4% (Hou *et al.*, 2003)。相比之下,玉龙铜矿带斑岩虽然 SiO₂ 含量与纳日贡玛主含矿斑岩相当,但(K₂O + Na₂O)及 K₂O 含量明显偏高,使得玉龙铜矿带各含矿斑岩整体处于钾玄岩系列,而纳日贡玛主含矿斑岩整体处于高 K 钙碱性系列(图 4B)。另外,从图 4B 中还可以看出,由 NW 至 SE 方向,含矿斑岩 SiO₂ 含量变化不大,但 K₂O 含量却有递增的趋势,而这种规律性既可因沿 NW-SE 方向地壳组分对斑岩岩浆的贡献逐渐增大而致,也可因岩浆源区 K 含量越来越高所致;研究表明,上地幔中 K 含量的增高主要与俯冲组分的交代有关(Miller *et al.*, 1999),因此,含矿斑岩 K 含量的这种规律性变化也可能因俯冲组分交代程度的强弱不同而致。

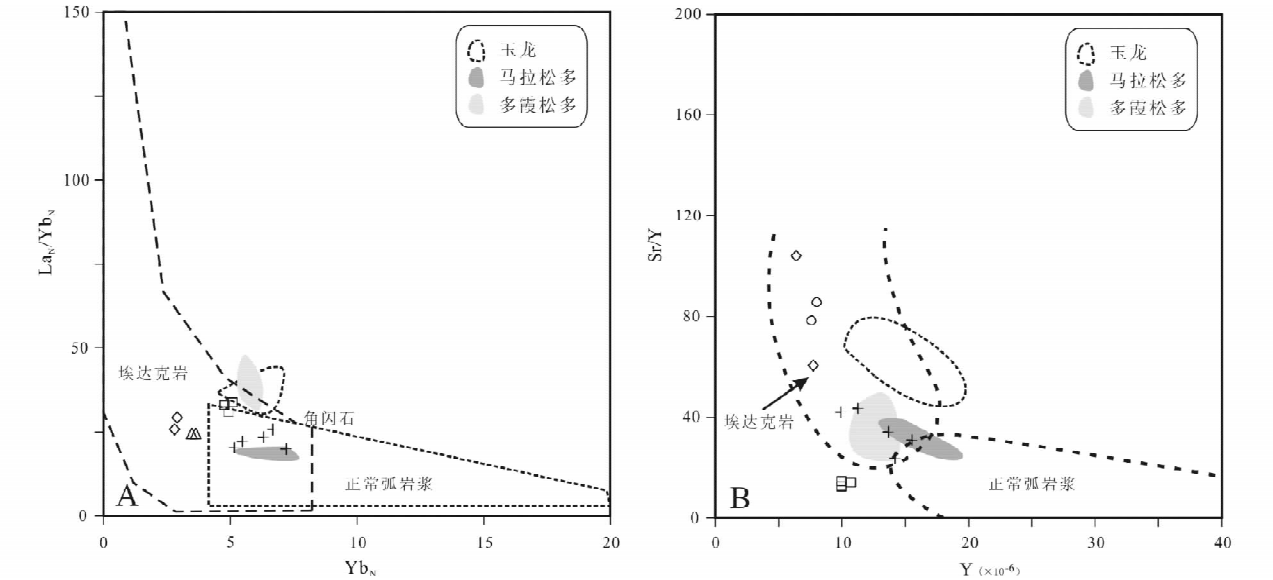


图 10 纳日贡玛始新世斑岩的 Yb_N - (La_N/Yb_N) 图解及 Y - (Sr/Y) 图解 (底图据侯增谦等, 2004; 玉龙、马拉松多及多霞松多数据引自 Jiang *et al.*, 2006), 图例同图 4
Fig. 10 Plots of Yb_N versus (La_N/Yb_N) (A) and Y versus (Sr/Y) (B) for the Narigongma Eocene porphyries, see Fig. 4 for legend (After from Hou *et al.*, 2004 and Jiang *et al.*, 2006)

微量元素约束: 纳日贡玛始新世各类斑岩表现为近乎相似的微量元素地球化学特征: 相对富集 LILE, 如 K、Rb、Ba、Sr, 相对亏损 HFSE, 如 Nb、Ta、Ti、P (图 6); LREE 明显富集, LREE 与 HREE 分馏强烈, 但 Eu 负异常不明显 (如闪长玢岩, 图 7), 这些特征与藏南 (Miller *et al.*, 1999) 及邻近矿区的玉树-囊谦地区 (Reger *et al.*, 2000; Wang *et al.*, 2001; Spurlin *et al.*, 2005) 的钾质火山岩及玉龙铜矿带斑岩 (Hou *et al.*, 2003; Jiang *et al.*, 2006) 的微量元素特征极为类似, 显示出岩浆与俯冲有关的特点 (Miller *et al.*, 1999; Wang *et al.*, 2001)。

已有的研究表明, LILE 相对富集、Nb、Ta、Ti 等 HFSE 相对亏损, 暗示岩浆源区可能曾经发生过俯冲板片流体的交代富集作用 (Miller *et al.*, 1999; Wang *et al.*, 2001; Hou *et al.*, 2003; 侯增谦等, 2004)。俯冲板片脱水形成的流体携带大量的活跃元素 (如 LILE), 其交代上覆岩石圈将使之高度富集 LILE (Tatsumi *et al.*, 1986); 含水条件下的部分熔融, 常使富含 Nb、Ta、Ti、P 的金红石等矿物相在源区稳定性

(Tatsumi *et al.*, 1986), 因此, 其岩浆熔体相对富集 LILE, 但强烈亏损 HFSE。另外, 纳日贡玛斑岩的 Nb/U 比值很低 (1.4 ~ 2.8, 平均为 2.0), 与俯冲带释放的流体中的 Nb/U 比值 (~0.22, Ayers, 1998) 相接近, 显著低于 MORB 和 OIB (47, Hofmann *et al.*, 1986), 也明显低于陆壳上地壳 (~9, Taylor and McLennan, 1985) 和全球平均俯冲沉积物 (~5, Plank and Langmuir, 1998) 的 Nb/U 比, 也表明岩浆源区曾经发生过俯冲板片流体的交代富集作用 (图 11)。区域上, 由 NW 至 SE 方向, Nb/U 值具有递减的趋势 (图 11), 表明沿 NW-SE 向对应岩浆源区受俯冲组分改造的程度越来越强, 这也与斑岩 K 含量区域上变化规律所暗示的结果一致; 同时, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i-(Nb/U) 图解所显示的纳日贡玛斑岩相对玉龙带斑岩向亏损岩石圈地幔靠拢的特征, 这也与 Sr-Nd-Pb 同位素结果一致。另外, 从图 11 中还可看出, 纳日贡玛含矿斑岩主要集中于同时代产出的囊谦钾质火山岩范围内, 表明两者源区被交代的程度相当, 这也与两者产出的时空关系相符; 同时该特征也暗示两者可能具有类似的源区。

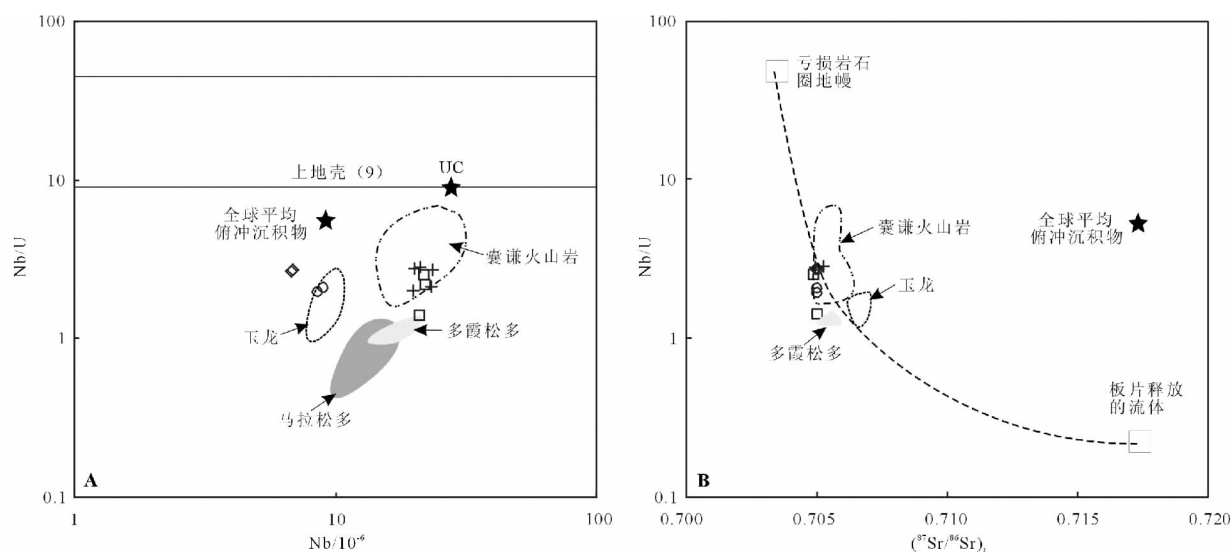


图 11 纳日贡玛始新世斑岩的 Nb-(Nb/U) (A) 及 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i-(Nb/U) (B) 图解

图例同图 4B (据 Jiang *et al.*, 2006 修改)

Fig. 11 plot of Nb versus (Nb/U) (A) and ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i versus (Nb/U) (B) for the Narigongma Eocene porphyries

(After Jiang *et al.*, 2006)

6.1.3 岩浆的可能源区

纳日贡玛斑岩初始的 Sr-Nd-Pb 同位素组成与玉龙带斑岩类似, 处于亏损地幔 (MORB) 与下地壳的混合线附近, 且更向亏损地幔靠拢。玉龙带斑岩的已有研究表明, 如不考虑上述各类岩浆产出的时空规律, 其源区既可为俯冲洋壳与上地幔物质混合-交代形成的 II 型富集地幔 (EM II), 岩浆源于 50 ~ 80km 处壳幔过渡带的部分熔融 (邓万明等, 1998a, b, 2001; 侯增谦等, 2004); 也可为流体交代形成的富集地幔, 岩浆源于至少 100km 处板片释放流体交代成因的金云

母-石榴石单斜辉石岩脉低程度熔融 (Jiang *et al.*, 2006)。显然, 纳日贡玛斑岩 Sr-Nd-Pb 同位素本身无法对上述模式进行取舍, 然而一个重要事实无法忽视, 即“三江”中、北段斑岩 Cu-Mo(-Au) 成矿带显示出从西北部的纳日贡玛带至东南部的玉龙带成岩、成矿年龄呈现了明显递减的规律性, 说明其形成不仅受控于统一的动力学机制, 更表明含矿斑岩具有类似的岩浆源区。因此, 对于区内任何单个斑岩铜矿床含矿斑岩岩浆源区的认识, 必须能够直接或略加修改的移植到其他斑岩矿床中去。诚然, Jiang *et al.*, (2006) 关于玉龙含矿斑岩

的成因模式能够很好的解释玉龙斑岩铜矿本身,但作为板片释放流体交代成因的云母-石榴石单斜辉石岩脉,空间上是不连续的,如果连续则就不是以脉状形态产出,而是以带状或层状产出,因此,该成因模式无法很好解释源区要求相对统一、连续的纳日贡玛-玉龙带斑岩岩浆的成因。相比之下,空间上连续的壳幔过渡带部分熔融模式(邓万明等, 1998a, b, 2001; 侯增谦等, 2004)对于解释区带上含矿岩浆的起源就容易得多。不过,关于壳幔过渡带的物质组成及其形成机制,尚存较大争议,俯冲洋壳与上地幔物质混合-交代、上涌软流圈物质底侵、地幔橄榄岩与地壳长英质岩石的机械混合及地壳分异作用(邓万明等, 1998a, b; 罗照华等, 2007)等过程均可形成壳幔过渡带。样品 T1201 中锆石的 Hf 同位素研究表明,其 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值介于 $+4.6 \sim +7.3$ 之间,平均 $+5.8$ (杨志明未刊数据),其亏损的 Hf 同位素组成特征,表明纳日贡玛含矿斑岩的源区要求有更多亏损地幔物质的参与,因此,被俯冲板片流体交代和软流圈物质注入而成的壳幔过渡带可能为纳日贡玛-玉龙带含矿斑岩的理想源区。另外,与东南部的玉龙带斑岩相比,纳日贡玛斑岩的 $Sr-Nd-Hf$ 同位素更向亏损地幔端员靠拢,这可能与软流圈物质注入量的多少有关。

6.2 构造控制

纳日贡玛-玉龙斑岩铜矿带成矿斑岩时空的规律性变化要求岩浆的侵位受控于统一的动力学背景。对此,前人在对玉龙铜矿带含矿斑岩研究时,也注意到了这一现象(Liang *et al.*, 2006),因考虑区内一级走滑断裂系统——红河-哀牢山走滑断裂系统始新世为左旋,无法解释玉龙含矿斑岩南北向结晶年龄的变化规律,便采用 Wang *et al.*, (2001)解释红河-哀牢山断裂带钾质火山岩形成的构造模型解释玉龙铜矿带斑岩形成的动力学机制,即大陆板片沿妥坝-芒康断裂带向东俯冲,导致陆壳卷入到上地幔之中,如果产生岩浆的热源固定(类似热点),则随着妥坝-芒康断裂的左旋走滑,会形成玉龙铜矿带含矿斑岩自北向南结晶年龄逐渐年轻的分布规律(Liang *et al.*, 2006)。且不考虑固定的热点是否存在,能否维持近 7Ma 的时间尺度,如果把纳日贡玛算入其中,要形成如此长的斑岩铜矿带(~400km),仅偏移量就需要 400km,且该偏移量还是在短短 7Ma 之内完成(最晚的马拉松多斑岩结晶年龄为 36.9Ma, Liang *et al.*, 2006)。这显然与已有的共识相矛盾, Tapponnier *et al.* (2001)在其著名的评述文章中指出,四条相对独立的证据一致的表明,红河-哀牢山左旋剪切带的偏移量约为 700 ± 200 km,且走滑主要发生在晚始新世(~35Ma)至早中新世(~25Ma)期间内,因此, Liang *et al.* (2006)改造的大陆板片沿妥坝-芒康剪切带向东俯冲,外加固定热点的模式并不是解释纳日贡玛-玉龙铜矿带斑岩形成的合理动力学机制。其实,解释该带含矿斑岩时空分布规律最简单的动力学机制就是右旋走滑断裂系统的存在与控制作用, Hou *et al.* (2003)在研究玉龙带斑岩铜矿时,便构建

了类似的动力学模型:古新世-始新世期间(70~60Ma)印度板片北东向的斜向碰撞,区内产生了右旋走滑断裂系统,随后因扬子板片的西向碰撞,产生了共轭的剪切系统,右行走滑断裂系统向共轭剪切系统转换的过程中,导致了应力的释放及走滑拉分盆地的形成,地壳尺度的走滑断裂因减压作用导致含水地幔的部分熔融并引发富挥发分的含矿斑岩上涌。不过,70~60Ma 的右行走滑也很难解释纳日贡玛-玉龙带斑岩的时空分布规律,另外,本区目前尚未发现该时期的右行走滑断裂系统。最近,详细的构造填图表明(Spurlin *et al.*, 2005),玉树-囊谦地区最早的走滑断裂系统发育于始新世,为右旋,经历了不太长的时间后转变为左旋,且该种状况可以向西延伸到纳日贡玛矿区所在地——杂多地区。如果控制玉龙带斑岩的温泉右旋走滑断裂与玉树-囊谦地区的最早发育的右行走滑断裂系统为同一断裂系统,那么,纳日贡玛-玉龙带斑岩时空分布规律便得以解决。始新世,因印度板片北东向的强烈斜向碰撞,为吸纳和调节应力应变,区内此时形成了右行走滑断裂系统,且该走滑系统从纳日贡玛地区开始启动,然后逐渐向 SE 方向扩展;因走滑过程中的减压作用,导致走滑经过的地区发生壳幔过渡带的部分熔融,并引发富挥发分的含矿斑岩上涌,从而形成了自 NW 至 SE 斑岩体年龄逐渐年轻的分布格局。因受扬子板块西向碰撞(侯增谦等, 2004)或欧亚板块的北向碰撞(Tapponnier *et al.*, 2001)的影响,控制斑岩源区熔融及含矿斑岩侵位的始新世右行走滑断裂很快转变为左行走滑断裂,该断裂系统在纳日贡玛矿床明显控制着斑岩体的就位(图 2)。

6.3 对区域斑岩型矿床勘探的启示

纳日贡玛矿床含矿斑岩的岩石地球化学及年代学研究表明,该矿床向 SE 可与玉龙铜矿带相连,为同一斑岩 Cu-Mo (-Au) 矿化带;该带长近 400km,在纳日贡玛与玉龙带之间,仍然存在寻找大型斑岩铜矿床的巨大潜力。不过,一个重要的事实不容忽视:纳日贡玛金属矿化以 Mo 为主, Cu 品位很低,且多产于斑岩体与围岩(玄武岩)的接触带(图 2), Cu 很可能来自玄武岩,而非斑岩体本身;而玉龙带斑岩矿床则主要以 Cu、Mo 为主,且含少量的 Au,与纳日贡玛矿床显然不同。岩石地球化学及 Sr-Nd-Pb 同位素组成研究表明,两者具有近似的源区,但受流体交代的程度却较为不同,受流体交代程度高的玉龙带,其源区必然会具有更高的氧逸度。已有的研究表明,在高氧逸度条件下,原本为相容元素的 Cu、Au 会转变为不相容元素(Richards, 2003),从而得以向熔体中富集,由上侵的岩浆带到地壳浅部而成矿;与 Cu、Au 元素相比, Mo 不相容性更强(Candela, 1997),受源区氧逸度影响不大,均向熔体中富集;因而源区受流体交代程度高的玉龙带形成了 Cu-Mo (-Au) 矿化组合,而源区受流体交代程度低的纳日贡玛地区形成了 Mo (-Cu) 组合。

另一方面,浅部侵位的岩浆结晶分异过程的不同也可解释纳日贡玛及玉龙带斑岩矿化组合的差异。由于 Cu(Au)、

Mo 元素不相容性的差异性,以致于两者在流体出溶过程中也表现为不一致的地球化学行为。通常情况下,熔体中富水挥发分发生饱和前,Cu、Au 常作为相容元素,优先向结晶相富集,以之相比,Mo 常更不相容,得以向流体相富集(Candela and Holland, 1986; Candela, 1989, 1997)。当含矿斑岩浅成侵位时($\leq 2\text{km}$),富水挥发分在岩浆结晶的早期阶段便发生饱和,结晶的矿物相并没有吸纳太多的 Cu、Au 元素,Cu (Au)、Mo 并未发生明显的分离,矿床常形成 Cu-Mo(-Au)矿化组合;而当岩浆较深成侵位时($\geq 2 \sim 3\text{km}$),富水挥发分的饱和和发生在岩浆结晶的晚期阶段,大量的 Cu、Au 分配到结晶相中,使得 Cu (Au)、Mo 发生了明显的分离,常使矿床呈现上铜下钼的矿化特征(Candela, 1992)。纳日贡玛矿床的矿化主要以 Mo 为主暗示其含矿斑岩中深成侵位的特点,因此可推测成矿后矿床发生了较强的剥蚀,其上部的富 Cu 矿体可能已剥蚀殆尽,与铜关系相对密切的 P2 斑岩可能是仅有的残余。这也从斑岩体的形态得以佐证:如果矿区剥蚀较浅,应该主含矿斑岩的顶部及周围看到很多因过冷淬火形成的细晶岩,如驱龙铜矿(杨志明等, 2008),而不应该以较大体积分的岩株产出。如果该推论属实,那么在纳日贡玛地区应该寻找斑岩钼矿或与该期斑岩有关的夕卡岩型矿床,毕竟区内发生了较为强烈的剥蚀。不过,在开展详细的矿床学研究之前,很难断定造成纳日贡玛矿床与玉龙带矿床矿化组合差异究竟是因深部过程所致,还是因浅部过程所为,希望上述的解释纳日贡玛与玉龙带矿床不同矿化组合的两个模型能在详细的矿床学研究或区内斑岩型矿床的勘探过程中得以验证和取舍。

7 结论

(1) 纳日贡玛主含矿斑岩锆石 U-Pb 年龄为 $43.3 \pm 0.5\text{Ma}$,明显为玉龙斑岩铜矿带的北延,两矿带之间仍有寻找大型斑岩型矿床的广阔空间;

(2) 常微量元素及 Sr-Nd-Pb 同位素分析结果显示,纳日贡玛为高钾钙碱性系列,高度演化的斑岩为钾玄岩系列,其源区经历了明显的流体交代,可能为 $50 \sim 80\text{km}$ 处壳幔过渡带;为与玉龙铜矿带含矿斑岩相比,纳日贡玛斑岩钾含量偏低,Sr-Nd-Pb 同位素组成更向亏损地幔靠拢,反映岩浆源区自 NW 至 SE 地壳组分逐渐增多和/或流体交代逐渐增强。

(3) 自纳日贡玛至玉龙带,成矿斑岩的结晶年龄逐渐变新,说明斑岩的形成不仅具有统一的源区,可能受控于统一的动力学机制,因印度-亚洲大陆碰撞产生的始新世右行断裂系统,可能是控制区域岩浆上侵及时空分布的动力学机制;

(4) 纳日贡玛带矿床矿化以 Mo 为主,显著不同于玉龙带的 Cu-Mo(-Au)矿化组合,造成区域上矿化组合的差异即可因深部过程,也可因岩浆就位后的结晶分异过程,更多的证据显示,纳日贡玛可能为一个剥蚀较强的矿床,因此,纳日贡玛地区应加强斑岩钼矿及夕卡岩型矿床的寻找。

致谢 野外过程中得到了青海地质调查院副院长张雪亭教授级高工、一分院院长王富春工程师及田永革工程师的大力支持与帮助,感谢中国地质科学院地质研究所宋彪老师及张维博士在锆石 U-Pb SHRIMP 分析、南京大学濮巍女士在 Sr-Nd-Pb 同位素分析中给予的帮助。中国地质大学(北京)罗照华教授、喻学惠教授审阅了本文,并提出了重要的修改意见,在此深表感谢。

References

- Ayers J. 1998. Trace element modeling of aqueous fluid-peridotite interaction in the Mantle wedge of subduction zone. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 132: 390–404
- Candela PA and Holland HD. 1986. A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems: the origin of porphyry-type ore deposits. *Economic Geology*, 81: 1–19
- Candela PA. 1989. Magmas, volatiles and metallogenesis. In: Naldrett A and Whitney J (eds.). *Ore deposition associated with magmas. Reviews in Economic Geology, Society of Economic Geologists*, 4: 223–233
- Candela PA. 1992. Controls on ore metal ratios in granite-related ore systems: An experimental and computational approach. *Transactions of the royal society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83: 317–326
- Candela PA. 1997. A review of shallow, ore-related granites: Textures, volatiles and ore metals. *Journal of Petrology*, 38: 1619–1633
- Castillo PR. 2006. An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51: 257–268
- Castillo PR, Janney PE and Solidum RU. 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 33–51
- Compton W, Williams IS and Mayer C. 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass resolution ion microprobe. *J. Geophys. Res.*, 89: 525–534
- Defant MJ and Drummond MS. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662–665
- Defant MJ and Kepezhinskas P. 2002. Reply to comment by Conrey R. [Adakites: A review of slab melting over the past decade and the case for a slab-melt component in arcs; EOS, Transactions, v. 82, p. 65–69]; EOS, Transactions, 83: 256–257
- Deng WM, Huang X and Zhong DL. 1998a. Alkali-rich porphyries in the northern segment of the Jinshajiang belt, western Yunnan, and their relations to intraplate deformation. *Sci. China (series D)*, 28: 111–117 (in Chinese)
- Deng WM, Huang X and Zhong DL. 1998b. Petrological characteristics and genesis of Cenozoic alkali-rich porphyries in eastern Yunnan. *Sci. Geol. Sin.*, 33: 412–425 (in Chinese with English abs.)
- Deng WM, Sun HJ and Zhang YQ. 2001. Petrogenesis of Cenozoic potassic volcanic rocks in Nangqian basin. *Chinese Journal of Geology*, 36: 304–318 (in Chinese with English abs.)
- Gustafson LB and Hunt JP. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70: 857–912
- Hofmann AW, Jochum K, Seufert M and White M. 1986. Nb and Pb in Oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79: 33–55
- Hou ZQ, Ma HW, Zaw K and Zhang YQ. 2003. The Yulong Porphyry Copper Belt: Product of Large-Scale Strike-Slip Faulting in Eastern Tibet. *Economic Geology*, 98: 125–145
- Hou ZQ, Zeng PS and Gao YF *et al.* 2006. Himalayan Cu-Mo-Au mineralization in the eastern Indo-Asian collision zone: constraints from Re-Os dating of molybdenite. *Mineralium Deposita*, 41: 33–45

- Hou ZQ, Zhong DL and Deng WM. 2004. A tectonic model for porphyry copper-molybdenum-gold metallogenic belts on the eastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau. *Geology in China*, 31: 1 – 16 (in Chinese with English abstract)
- Jiang YH, Jiang SY and Ling HF, *et al.* 2006. Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzogranite-porphyry, east Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 241: 617 – 633
- Liang HY, Campbell IH and Allen C *et al.* 2006. Zircon Ce^{4+}/Ce^{3+} ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet. *Mineralium Deposita*, 41: 152 – 159
- Liu ZQ. 1988. *Geologic Map of the Qinghai-Xizang Plateau and its Neighboring Regions (scale at 1:1,500,000)*. Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources. Beijing: Geologic Publishing House
- Lowell JD and Guilbert JM. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 65: 373 – 408
- Lu HF, Xue WW and Wang GR. 2006. Geological characteristics and genesis type of Narigongma porphyry Cu-Mo deposit. *Qin Hai Guotu Jinglue*, (3): 37 – 40 (in Chinese)
- Luo ZH, Xin HT, Chen BH, Ke S and Huang JX. 2007. On the crust-mantle transition layer and its implications in continental geodynamics. *Geoscience*, 21: 421 – 425 (in Chinese with English abstract)
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Frank W and Purtscher F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *Jour. Petrol.*, 40: 1399 – 1424
- Mo XX, Deng JF and Lu FX and 1994. Volcanism and the evolution of Tethys in Sanjiang area, southwestern China. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 9: 325 – 333
- Mo XX, Lu FX and Song SY *et al.* 1993. The Tethyan volcanism and mineralization in the Sanjiang Region. Beijing: Geol. Pub. House, 1 – 267 (in Chinese with English abstract)
- Plank T and Langmuir CH. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145: 325 – 394
- Reger F, Tapponnier P and Arnaud N *et al.* 2000. An Eocene magmatic belt across central Tibet: Mantle subduction triggered by the Indian collision? *Terra Nova*, 12, 102 – 108
- Richards JP and Kerrich R. 2007. Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology*, 102: 537 – 576
- Richards JP. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98: 1515 – 1533
- Song B, Zhang YH and Wan YS *et al.*, 2002. SHRIMP sampling, dating and issue on its relation. *Geological Review*, 48 (Supp.): 26 – 30 (in Chinese with English abstract)
- Spurlin MS, Yin A, Horton BK, Zhou JY and Wang JH. 2005. Structural evolution of the Yushu-Nangqian region and its relationship to syn-collisional igneous activity, east-central Tibet. *GSA Bulletin*, 117: 1293 – 1317
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and process. *Geological Society of London Special Publication*, 42: 313 – 345
- Tapponnier P, Xu ZQ, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G and Yang JS. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau. *Science*, 294: 1671 – 1677
- Tatsumi Y, Hamilton DL and Nesbitt RW. 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subduction lithosphere and origin of arc magma: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29: 293 – 309
- Taylor SR and McLennan SM. 1985. The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell Scientific, Oxford, 57 – 72
- Wang JH, Yin A and Harrison TM. 2001. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 199: 123 – 133
- Williams IS. 1992. Some observations on the use of zircon U-Pb geochronology in the study of granite rocks. *Trans. R. Soc. Edinburgh-Earth Sci.*, 83: 447 – 458
- Williams IS. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: Mckibben MA, Shanks WC and Ridley WL (eds). *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Review in Economic Geology*, 7: 1 – 35
- Xu JF, Shinjo J, Defant MJ, Wang Q and Rapp RP. 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 30: 1111 – 1114
- Yang ZM, Hou ZQ, Song YC, Li ZQ, Xia DX, Pan FC. 2008b. Qulong giant porphyry copper deposit: Geology, alteration and mineralization. *Mineral Deposits*, 27(3): (in press) (in Chinese with English abstract)
- Yin A and Harrison TM. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211 – 280
- Zhang YQ, Xie YW, Li XH, Qiu HN, Zhao ZH, Liang HY and Zhong SL. 2000. Isotope features of magmatic rocks of the shoshonitic series in the eastern Qinghai-Tibet Plateau: Origin of the rocks and their tectonic significance. *Science in China (Series D)*, 30: 493 – 498 (in Chinese)

附中文参考文献

- 邓万明, 黄萱, 钟大赉. 1998a. 滇西金沙江带北段的富碱斑岩及其与板内变形的关系. *中国科学(D辑)*, 28: 111 – 117
- 邓万明, 黄萱, 钟大赉. 1998b. 滇西新生代富碱斑岩的岩石特征与成因. *地质科学*, 33: 412 – 425
- 邓万明, 孙宏娟, 张玉泉. 2001. 囊谦盆地新生代钾质火山岩成因岩石学研究. *地质科学*, 36: 304 – 318
- 侯增谦, 钟大赉, 邓万明. 2004. 青藏高原东缘斑岩铜钼金成矿带的构造模式. *中国地质*, 31: 1 – 16
- 刘增乾. 1988. 青藏高原及邻区地质图(比例尺: 1:1,500,000). 成都地质矿产研究所. 北京: 地质出版社
- 鲁海峰, 薛万文, 王贵仁. 2006. 纳日贡玛铜钼矿床地质特征及成因类型探讨. *青海国土经略*, (3): 37 – 40
- 罗照华, 辛后田, 陈必河, 柯珊, 黄金香. 2007. 壳幔过渡层及其大陆动力学意义. *现代地质*, 21: 421 – 425
- 莫宣学, 路凤香, 沈上越等. 1993. 三江特提斯火山作用与成矿. 北京: 地质出版社, 1 – 267
- 宋彪, 张玉海, 万渝生等. 2002. 锆石 SHRIMP 样品制靶、年龄测定及有关现象讨论. *地质论评*, 48(增刊): 26 – 30
- 杨志明, 侯增谦, 宋玉财, 李振清, 夏代详, 潘凤雏. 2008. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床: 地质、蚀变与成矿. *矿床地质*, 27(3) (出版中)
- 张玉泉, 谢应雯, 李献华, 邱华宁, 赵振华, 梁华英, 钟孙霖. 2000. 青藏高原东部钾玄岩系岩浆岩同位素特征: 岩石成因及其构造意义. *中国科学(D辑)*, 30: 493 – 498