

冈底斯明则-程巴斑岩-夕卡岩型 Mo-Cu 矿床成矿时代与含矿岩石成因*

孙祥^{1,2} 郑有业¹ 吴松³ 游智敏³ 伍旭³ 李淼³ 周天成³ 董俊³

SUN Xiang^{1,2}, ZHENG YouYe¹, WU Song³, YOU ZhiMin³, WU Xu³, LI Miao³, ZHOU TianCheng³ and DONG Jun³

1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083
2. 中国科学院青藏高原研究所大陆碰撞与高原隆升重点实验室, 北京 100085
3. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083

1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083, China

2. Key Laboratory of Continental Collision and Plateau Uplift, Institute of Tibet Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100085, China

3. School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, China University of Geosciences, Beijing, 100083, China

2012-10-11 收稿, 2013-01-24 改回.

Sun X, Zheng YY, Wu S, You ZM, Wu X, Li M, Zhou TC and Dong J. 2013. Mineralization age and petrogenesis of associated intrusions in the Mingze-Chengba porphyry-skarn Mo-Cu deposit, Gangdese. *Acta Petrologica Sinica*, 29(4):1392-1406

Abstract The Kelu-Chongmuda metallogenic belt, different from the Gangdese Miocene porphyry-skarn Cu-Mo-Au belt, is characterized by Oligocene porphyry-skarn Mo-W-Cu mineralization. The types and petrogenesis of intrusions associated with Oligocene mineralization and the reason for the difference between the Kelu-Chongmuda and Gangdese mineralization remain topics of debate, which prevents the evaluation of resource potentiality. Therefore, we conducted the geochronological analysis and research on the petrogenesis of associated intrusions for the Chengba porphyry Mo deposit and Mingze skarn Cu deposit. The Mingze monzonite associated with skarn mineralization has zircon SHRIMP U-Pb age of 30.4 ± 0.6 Ma, indicating that the Mingze mineralization took place at ca. 30 Ma, which is consistent with the mineralization age of the Chengba porphyry Mo deposit. The Mingze monzonite are shoshonitic, with low SiO_2 (55% ~ 57%), high K_2O (2.7% ~ 5.0%), MgO (3.5% ~ 6.9%), $\text{Mg}^\#$ value (57.6 ~ 67.2), high abundances of compatible elements (e. g., $\text{Cr} = 34 \times 10^{-6} \sim 379 \times 10^{-6}$; $\text{Ni} = 48 \times 10^{-6} \sim 116 \times 10^{-6}$), and low Sr/Y ratios (24 ~ 49). The Chengba granodiorite, with the zircon SHRIMP U-Pb age of 28.7 ± 0.9 Ma, are high-K calc-alkaline, with high SiO_2 (65% ~ 67%), high K_2O (3.2% ~ 4.1%), MgO (1.7% ~ 2.1%), $\text{Mg}^\#$ value (49.5 ~ 51.1), low abundances of compatible elements (e. g., $\text{Cr} = 20 \times 10^{-6} \sim 39 \times 10^{-6}$; $\text{Ni} = 16 \times 10^{-6} \sim 25 \times 10^{-6}$), and low Sr/Y ratios (53 ~ 76). Both the monzonite and granodiorite display enriched LREE and LILE, depleted HSF, marked negative Nb-Ta-Ti anomalies, and slightly negative Eu anomalies. However, the monzonite have high abundances of REE than the granodiorite. They also have similar Hf isotopic compositions with $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = +2.8 \sim +6.8$ for the monzonite and $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = +4.2 \sim +6.1$ for the granodiorite. Our new data, together with previously published work, lead us to suggest that the parental magmas of the Mingze monzonite were most likely derived from enriched lithospheric mantle beneath southern Tibet and the Chengba granodiorites were derived from partial melting of a thickened juvenile lower crust. The magma mixing between the crust-derived and mantle-derived magmas is beneficial for the porphyry-skarn Cu-Mo mineralization in the Kelu-Chongmuda and Gangdese metallogenic belts. But due to the more intensive erosion in the Kelu-

* 本文受国家重点基础研究发展计划(973)项目(2009CB421008)、教育部长江学者和创新团队发展计划(IRT1083)、中国地质调查局综合研究项目(1212011220927)、大陆碰撞与高原隆升重点实验室开放基金项目(LCPU2010003)、教育部博士点基金项目、中央高校基本科研业务费专项和北京市优秀博士学位论文指导老师科研项目(20111141501)联合资助。

第一作者简介: 孙祥,男,1980年生,博士,副教授,主要从事岩浆作用与成矿作用研究及矿产资源评价工作, E-mail: sunxiang@cugb.edu.cn

Chongmuda than in the Gangdese, the upper Cu bodies were not preserved and the lower Mo bodies were present in the Chengba porphyry Mo deposit.

Key words Porphyry and Skarn deposit; Kelu-Chongmuda metallogenic belt; Magma mixing; Petrogenesis; Oligocene; Gangdese

摘要 冈底斯东南缘克鲁-冲木达矿带以发育渐新世斑岩-夕卡岩型 Mo-W-Cu 成矿作用而有别于冈底斯中新世斑岩-夕卡岩型 Cu-Mo-Au 矿带,但是对渐新世成矿岩石类型及成因以及渐新世与中新世斑岩成矿作用存在差异的原因尚不清楚,严重制约了该带矿产资源潜力评价。为此,本文选择矿带内程巴斑岩型 Mo 矿床及明则夕卡岩型 Cu 矿床开展了成岩与成矿年代学及含矿岩石成因研究。明则矿区与夕卡岩矿化有关的二长岩的结晶年龄为 30.4 ± 0.6 Ma,表明夕卡岩矿化时代约 30Ma,这与程巴斑岩型 Mo 矿床矿石中辉钼矿 Re-Os 同位素分析所揭示的约 30Ma 矿化时代一致。明则二长岩的 SiO_2 含量为 55% ~ 57%, K_2O 含量为 2.7% ~ 5.0%,属于钾玄岩,具有较高的 MgO 含量(3.5% ~ 6.9%)、 $\text{Mg}^\#$ 值(57.6 ~ 67.2)以及相容元素含量($\text{Cr} = 34 \times 10^{-6} \sim 379 \times 10^{-6}$; Ni 为 $48 \times 10^{-6} \sim 116 \times 10^{-6}$)。而程巴花岗岩闪长岩的 SiO_2 含量为 65% ~ 67%, K_2O 含量为 3.2% ~ 4.1%,属于高钾钙碱性岩,具有较低的 MgO 含量(1.7% ~ 2.1%)、 $\text{Mg}^\#$ 值(49.5 ~ 51.1)以及相容元素含量($\text{Cr} = 20 \times 10^{-6} \sim 39 \times 10^{-6}$; Ni 为 $16 \times 10^{-6} \sim 25 \times 10^{-6}$)。二长岩和花岗岩闪长岩均显示富集轻稀土元素与大离子亲石元素,亏损高场强元素,具有弱的 Eu 负异常,但二长岩的 REE 含量明显高于花岗岩闪长岩,且具有较低的 Sr/Y 比值(24 ~ 49),后者 Sr/Y 比值为 54 ~ 68。两种岩石均具有类似的 Hf 同位素组成,二长岩的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 +2.8 ~ +6.8,花岗岩闪长岩 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 +4.2 ~ +6.1。综合分析表明,二长岩是受大洋板片流体交代的富集岩石圈地幔部分熔融的产物,而花岗岩闪长岩是增厚的新生下地壳部分熔融的产物,二者在形成过程中可能发生了幔源镁铁质岩浆与壳源长英质岩浆的混合作用,这种壳幔相互作用导致区域斑岩-夕卡岩型 Cu-Mo 矿化,但由于该区隆升剥蚀强烈,上部的斑岩型 Cu 矿体基本被剥蚀而没有保存下来,因此现今表现为斑岩型 Mo 矿床。

关键词 斑岩型与夕卡岩型矿床; 克鲁-冲木达矿带; 岩浆混合; 岩石成因; 渐新世; 冈底斯

中图法分类号 P597.3; P611.13

1 引言

斑岩型矿床提供了世界上约 75% 金属 Cu、50% 金属 Mo、20% 金属 Au 以及 W、Sn、Pb、Zn 等金属 (Sillitoe *et al.*, 2010),其经济意义重大,因此也一直得到科学界的关注,并成为经久不衰的研究热点。近年来,我国地质学者在青藏高原及周边的斑岩型矿床成矿理论研究及矿产勘查方面取得了一系列创新成果及找矿突破,指导并发现了冈底斯 Cu-Mo 矿带、玉龙 Cu-Mo 矿带以及滇西 Cu-Au-Mo 矿带(芮宗瑶等, 2003; 侯增谦等, 2003; 郑有业等, 2004; 姜耀辉等, 2008; 邓军等, 2010, 2011, 2012; Deng *et al.*, 2010; 杨立强等, 2010),提出这些矿床形成于陆陆碰撞造山环境,而有别于环太平洋地区形成于岛弧及陆源弧环境的斑岩型矿床。冈底斯成矿带位于拉萨地块南缘,沿着雅鲁藏布缝合带北侧近东西向展布,东起工布江达,西至昂仁,长约 700km,包括我国最大的驱龙 Cu 矿床 (>10Mt) 以及甲玛、雄村、冲江、朱诺等一批超大型及大中型矿床(图 1)。研究表明,该成矿带斑岩型矿床按成矿环境可分为俯冲型及碰撞型两种类型,分别对应与新特提斯洋俯冲及印度-欧亚陆陆碰撞造山环境。冈底斯俯冲型斑岩矿床规模较小,目前仅发现雄村超大型 Cu-Au 矿床,成矿时代为 173 ~ 165Ma(唐菊兴等, 2010),而碰撞型斑岩矿床规模较大,成矿集中在 16 ~ 13Ma,形成了我国最大的驱龙 Cu-Mo 矿床 (>10Mt) 以及甲玛、达布、冲江、朱诺等一批超大型及大中型斑岩型 Cu-Mo 矿床(芮宗瑶等, 2003; Hou *et al.*,

2004)。由于中新世强烈的斑岩成矿作用,冈底斯斑岩成矿带通常也特指中新世斑岩型矿床的空间分带。然而,近年的研究表明,冈底斯还发育始新世及渐新世斑岩成矿作用,如吉如 Cu-Mo(49.2 ± 1.7Ma; 郑有业未刊数据)和沙让 Mo 矿床(51 ± 1.0Ma; 唐菊兴等, 2009),以及明则斑岩型 Mo 矿床(30.26 ± 0.69Ma; 闫学义等, 2010)、冲木达夕卡岩型 Cu-Au 矿床(40.5 ± 5.6Ma; 李光明等, 2006)、努日矽卡岩型 W-Cu-Mo 矿床(23.62 ± 0.97Ma; 闫学义等, 2010)。这些渐新世矿床位于冈底斯中新世斑岩成矿带的南部,集中分布在雅鲁藏布缝合带北侧的泽当-桑日一带,部分学者提出了克鲁-冲木达成矿带(闫学义等, 2010),以示区别冈底斯中新世成矿带。

冈底斯中新世斑岩成矿带研究程度较高,与斑岩成矿相关的岩石主要为二长花岗斑岩、花岗闪长斑岩、石英二长斑岩、花岗斑岩等,成岩时代集中在 18 ~ 12Ma,岩石具有高钾钙碱性-钾玄岩特征,且显示埃达克质岩石特征。但克鲁-冲木达成矿带研究程度相对较低,为什么该带发育斑岩型 Mo 矿化(如明则矿床),而很少出现类似冈底斯的斑岩型 Cu-Mo 矿化,该带与斑岩型 Mo 矿化有关的岩石类型及成因是否不同于冈底斯中新世斑岩 Cu-Mo 矿床。为此本文选择该成矿带内的程巴-明则斑岩型与夕卡岩型矿床的含矿岩石开展了岩石学、元素地球化学、锆石 SHRIMP U-Pb 定年与 Hf 同位素、以及辉钼矿 Re-Os 年代学研究。本研究将有助于深入分析克鲁-冲木达斑岩成矿系统的发育特征,并揭示冈底斯渐新世与中新世斑岩成矿作用的联系与区别。

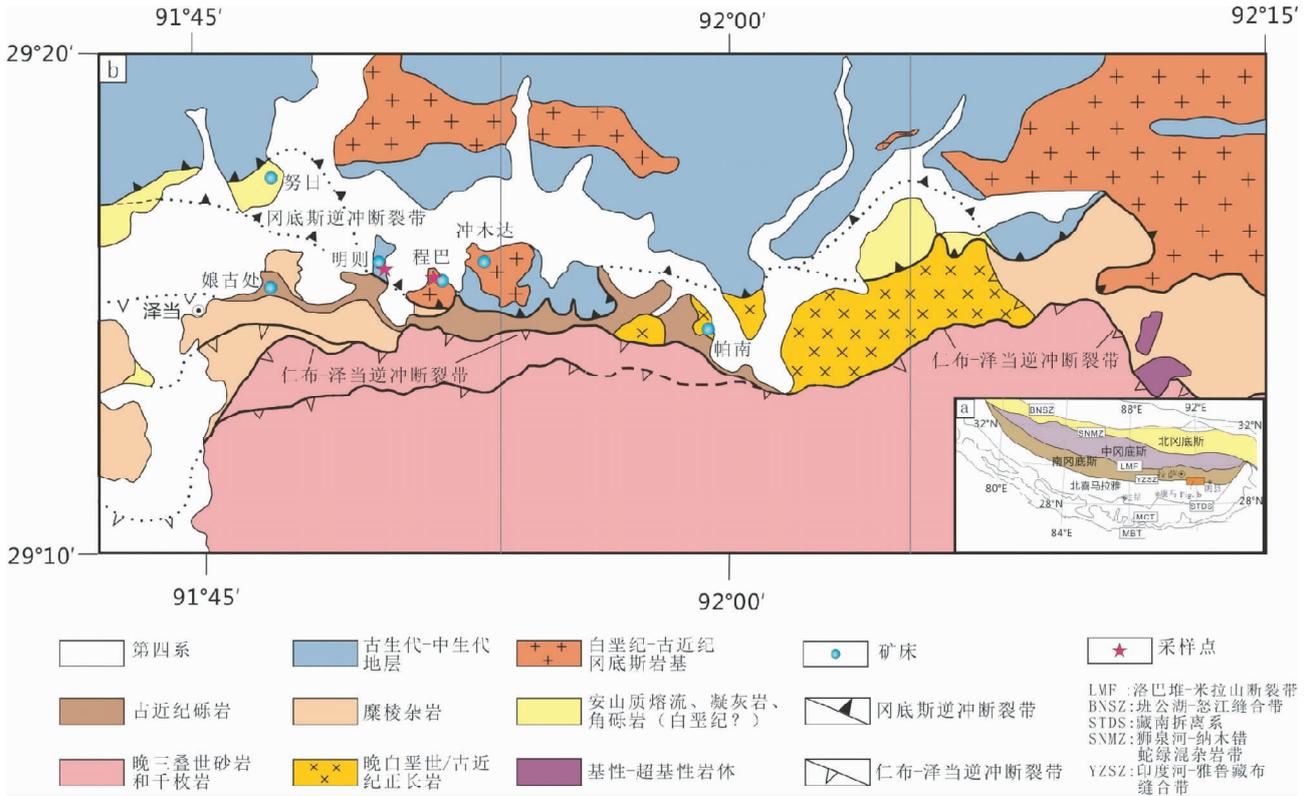


图1 青藏高原大地构造分区图(a, 据 Zhu *et al.*, 2011)和冈底斯东南缘泽当区域地质与矿床分布图(b, 据 Harrison *et al.* 2000 修改)

Fig. 1 Tectonic framework of the Tibetan Plateau (a, after Zhu *et al.*, 2011) and regional geological map showing the localities of major deposits in the Zedong area, southeastern Gangdese (b, modified after Harrison *et al.* 2000)

2 区域地质背景与矿床地质特征

冈底斯造山带位于印度河-雅鲁藏布江缝合带及班公湖-怒江缝合带之间,是一条近东西向延伸的构造-岩浆岩带,长约2500km,宽约150~300km,从腹地向东、西构造结两侧逐渐变窄,以其内部发育的洛巴堆-米拉山断裂和狮泉河-纳木错蛇绿混杂岩带为界,由南向北通常被划分为南冈底斯、中冈底斯及北冈底斯(潘桂棠等,2006)。研究表明,中冈底斯可能为一个古老的微陆块,具有前寒武纪(古元古代-太古代)结晶基底,上覆沉积盖层主要为石炭-二叠纪浅变质碎屑岩及早侏罗世-晚白垩世酸性火山岩和火山碎屑岩组成,侵入岩主要以早白垩世和晚三叠-早侏罗世为主;南冈底斯和北冈底斯则是由特提斯洋俯冲分别在中冈底斯的南、北两侧增生和拼贴而成(Zhu *et al.*, 2011)。但是,在南冈底斯东部的林芝岩群中发现的寒武纪花岗岩则表明局部地区可能存在类似与中部拉萨地块出露的前寒武纪结晶基底(Dong *et al.*, 2010)。

研究区主要位于南冈底斯南缘的泽当地区, Aitchison *et al.* (2000) 根据该地区发育的白垩纪拉斑玄武岩质弧玄武岩和玄武安山岩, 认为其为新特提斯大洋俯冲形成的洋内岛

弧, 伴随着特提斯洋的俯冲消亡及印度-欧亚陆陆碰撞而拼贴于拉萨地体南缘。该区出露的地层主要为三叠系姐德秀组碎屑岩-碳酸盐岩建造、白垩系麻木下组钙碱性岛弧火山岩及碳酸盐岩-碎屑岩建造以及白垩系比马组岛弧安山岩-英安岩-沉积岩系, 并被新近纪罗布莎岩群不整合覆盖。区域构造线主要为北部的北倾冈底斯逆冲断裂带和南部的南倾仁布-泽当逆冲断裂带, 冈底斯逆冲断裂带以北大面积出露古生代-中生代地层及侵入其中的白垩纪-第三纪冈底斯岩基, 仁布-泽当逆冲断裂带以南大面积出露晚三叠世砂岩和千枚岩, 两条逆冲断裂带之间分布着晚白垩世和第三纪正长岩、第三纪砾岩以及基性-超基性岩(图1)。

克鲁-冲木达成矿带位于冈底斯中新世斑岩成矿带南部, 距雅鲁藏布江缝合带最近处仅6km。明则、程巴、冲木达是该成矿带三个较典型的矿床, 其呈近东西向分布在西藏山南地区泽当镇东部。明则、程巴曾分别称为明则矿段和程巴矿段, 二者又合并称为明则矿床(韩逢杰, 2006), 并且一直被后续研究者统称为明则斑岩型 Mo 矿床(闫学义等, 2010; 侯增谦等, 2012), 实际上矿区斑岩型 Mo 矿化发育在程巴地区, 而明则地区发育的是夕卡岩型 Cu 矿化。并且近年来, 中国冶金地质勘察工程总局第二地质勘查院在山南地区开展了大量的勘查工作, 扩大了明则和程巴的资源量, 同时考虑到

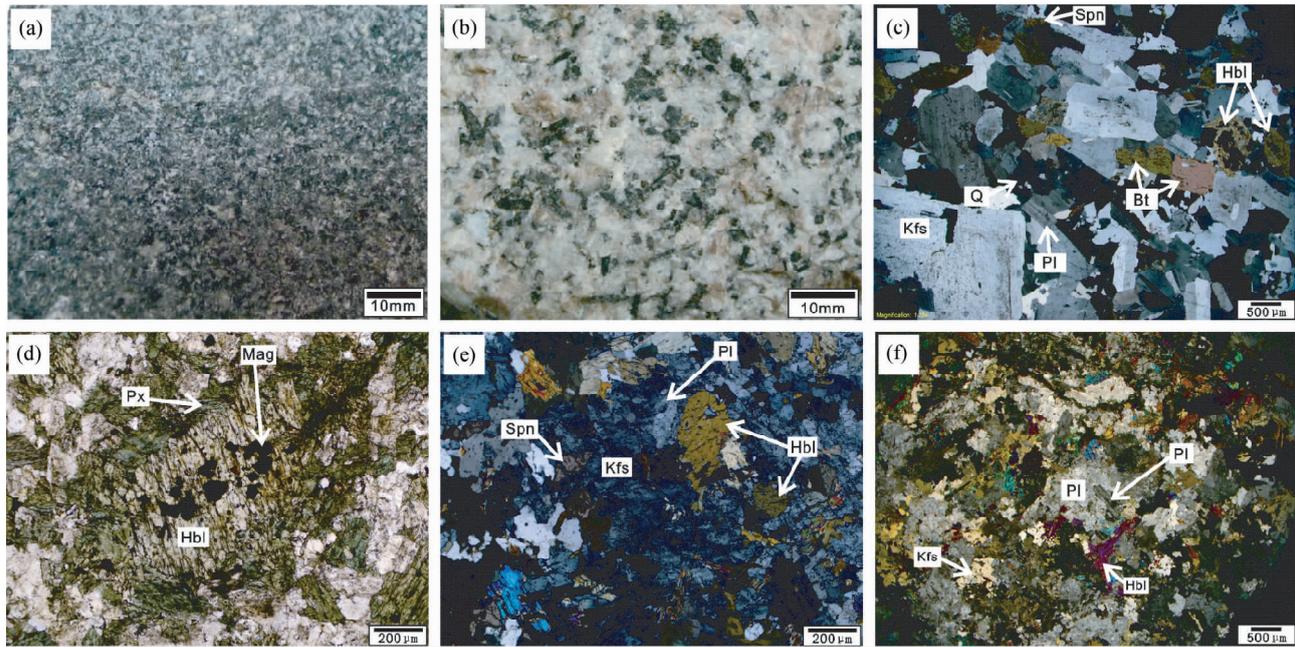


图2 野外及显微照片

(a)-明则二长岩;(b)-程巴花岗闪长岩;(c)-程巴花岗闪长岩显示花岗结构;(d)-明则二长岩中角闪石中包裹的磁铁矿,辉石显示角闪石溶蚀边结构;(e)-明则二长岩中钾长石晶体包含角闪石、斜长石、榎石,而呈现“筛状”结构;(f)-明则二长岩中早期的斜长石颗粒被晚期的斜长石穿插,并发育斜长石的溶蚀边结构。Q-石英;Kfs-钾长石;Pl-斜长石;Hbl-角闪石;Bt-黑云母;Spn-榎石;Px-辉石;Mag-磁铁矿

Fig. 2 Field photographs and microphotographs

(a)-Mingze monzonite, (b)-Chengba granodiorite, (c)-granitic texture for the Chengba granodiorite, (d)-magnetite emplaced in the hornblende which was rimmed by pyroxene for the Mingze monzonite, (e)-screening texture characterized by K-feldspar with inclusions of plagioclase, hornblende and sphene for the Mingze monzonite, (f)-late fine grained plagioclase intruded into early subhedral plagioclase and the resorption texture of plagioclase shown in the Mingze monzonite. Q-quartz; Kfs-K-feldspar; Pl-plagioclase; Hbl-hornblende; Bt-biotite; Spn-sphene; Px-pyroxene; Mag-magnetite

二者矿床类型不同,故本文分别称为明则夕卡岩型 Cu 矿床和程巴斑岩型 Mo 矿床。程巴矿床出露的地层主要为三叠系姐德秀组砂质板岩,花岗闪长岩和二长花岗岩呈岩基产出(矿区称之为陈坝岩体),含矿二长花岗斑岩呈岩株侵位其中。该矿床以斑岩型 Mo 矿化为主,伴生 Cu 矿化,矿石以石英细脉-网脉状和浸染状矿化为特征,矿石矿物主要为辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿。明则矿床位于程巴矿床西边,矿区出露的地层主要为白垩系比马组变质粉砂岩及三叠系姐德秀组砂质板岩,侵入体为始新世娘古处岩体,岩石类型为细粒黑云母花岗闪长岩,局部被晚期二长岩-石英二长闪长岩侵入。该矿区发育矽卡岩型 Cu-Mo 矿化,矿体受控于北倾逆冲断裂,在断裂带两侧依次发育石榴子石矽卡岩→绿帘石矽卡岩→黑云母角闪岩→浅变质粉砂岩蚀变分带,成矿过程可分为干矽卡岩阶段、湿矽卡岩阶段、氧化物阶段、石英-硫化物阶段和石英-碳酸盐阶段,类似经典的岩浆接触交代型(夕卡岩型)矿床,但夕卡岩矿化带两侧未见岩浆岩与围岩的侵入接触现象。矿化主要分布在绿帘石矽卡岩带,矿石矿物主要为黄铜矿、孔雀石及蓝铜矿。冲木达矿床位于程巴矿床东边,发育夕卡岩型 Cu-Au 矿化(李光明等,2006),矿化主要产在

比马组层纹状灰岩、微晶灰岩与似斑状花岗闪长岩-二长花岗岩中,矿石矿物主要有黄铜矿、辉铜矿、黝铜矿和斑铜矿,另有少量的磁铁矿、黄铁矿、辉钼矿等。

3 样品采集与分析方法

本文主要采集了明则矿区与夕卡岩矿化关系密切的二长岩开展了成岩年代学研究,以探讨夕卡岩成矿时代,同时开展了程巴矿区矿石中辉钼矿 Re-Os 定年及含矿花岗闪长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年,据此分析了明则和程巴斑岩型矿化与夕卡岩型矿化之间的成因联系。并且,本文还采集了明则二长岩和程巴花岗闪长岩(图2)开展了岩石地球化学及 Hf 同位素分析。明则二长岩呈半自形微细粒等粒结构,主要矿物为斜长石(35%~45%)、钾长石(25%~30%)、角闪石(15%~20%)、黑云母(5%~10%)、石英(2%~5%);程巴花岗闪长岩呈中粗粒花岗结构-似斑状结构,主要矿物为斜长石(40%~50%)、钾长石(15%~25%)、石英(20%~25%)、角闪石(5%)、黑云母(5%~10%)。

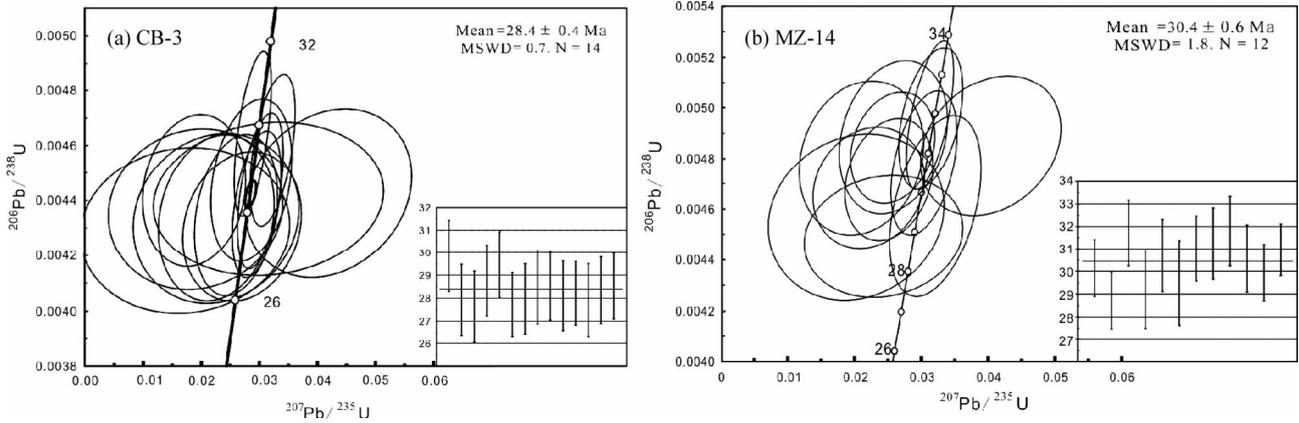


图3 程巴花岗闪长岩 (CB-3) 及明则二长岩 (MZ-14) 中锆石 U-Pb 年龄谱和图

Fig. 3 U-Pb concordia diagrams for zircons from Chengba granodiorite (CB-3) and Mingze monzonite (MZ-14)

锆石分选由河北省区域地质矿产调查研究所实验室完成,样品破碎过筛后通过重-磁分选后,最后在双目镜下挑出锆石。分选出来的锆石多为无色透明、长柱状自形-半自形晶体,少量发生了碎裂。程巴样品中锆石的平均晶体长约 $150 \sim 300 \mu\text{m}$,长宽比约 $1.5 : 1 \sim 3 : 1$;明则样品中锆石的平均晶体长约 $80 \sim 150 \mu\text{m}$,长宽比约 $1.5 : 1 \sim 2 : 1$ 。锆石制靶和阴极发光 (CL) 图像分析在中国科学院地质与地球物理研究所电子探针实验室完成,锆石光学显微照相在中国地质大学 (北京) 完成。U、Th 及 Pb 同位素组成分析在澳大利亚 Curtin 大学实验室完成,所用的锆石标样为 TEMORA (年龄为 417Ma),同位素分析所用的仪器为 SHRIMP II,测试程序及流程参见 Williams (1998),数据处理采用 Isoplot 软件 (Ludwig, 1999),普通 Pb 由实测的 ^{204}Pb 校正,所有测点误差均为 1σ ,所采用的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄具 95% 的置信度。锆石 Hf 同位素在中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室 (GPMR) 完成,测试仪器 Neptune Plus 型 MC-ICP-MS,采用 Geolas 2005 激光剥蚀系统进行剥蚀,激光束斑大小为 $44 \mu\text{m}$,分析的位置同锆石 SHRIMP U-Pb 定年的测点位置一致,所用的锆石标样为 91500,具体的测试程序及流程参见 Yuan *et al.* (2008)。辉钼矿 Re-Os 同位素分析在国家地质实验测试中心完成,样品从程巴矿区钻孔中不同深度的 4 件含辉钼矿脉的矿石中挑选,测试程序及流程参见 Du *et al.* (2004)。明则和程巴样品的主量、微量与稀土元素在河北省区域地质矿产调查研究所实验室测定,主量元素用 XRF 测定,微量与稀土元素用 ICP-MS 法测定,数据的质量优于 10%。

4 分析结果

4.1 锆石 U-Pb 年龄

锆石 U-Pb 年龄的分析结果见表 1 和图 3。程巴花岗闪长岩中锆石的 14 个分析样点的 U 和 Th 含量分别为 $303 \times$

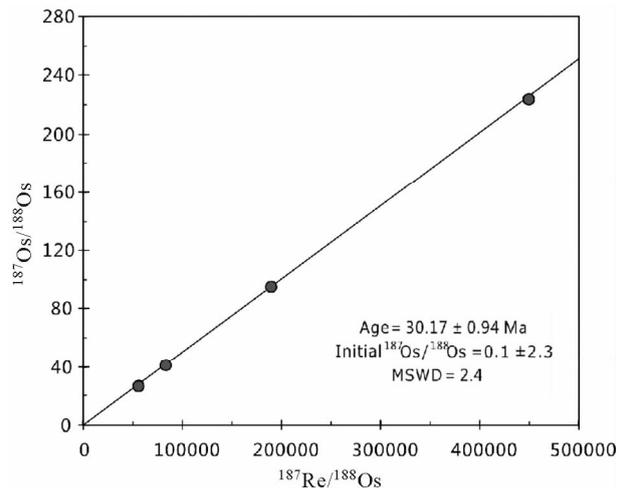


图4 程巴矿床辉钼矿 Re-Os 等时线年龄图

Fig. 4 Re-Os isochron age diagram for molybdenite samples from the Chengba porphyry Mo deposit

$10^{-6} \sim 2754 \times 10^{-6}$ 和 $148 \times 10^{-6} \sim 799 \times 10^{-6}$, Th/U 比值为 $0.26 \sim 0.92$,类似于岩浆锆石的比值 (Hoskin and Black, 2000)。这 14 个样点具有相似的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄,介于 $27.6 \sim 29.9\text{Ma}$,基本落入协和线上,其平均年龄为 $28.4 \pm 0.4\text{Ma}$ ($MSWD = 0.71$)。明则二长岩中锆石的 12 个分析样点的 U 和 Th 含量分别为 $512 \times 10^{-6} \sim 2305 \times 10^{-6}$ 和 $551 \times 10^{-6} \sim 2325 \times 10^{-6}$, Th/U 比值为 $0.34 \sim 1.87$, 12 个样点具有相似的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄,介于 $28.7 \sim 31.8\text{Ma}$,基本落入协和线上,平均年龄为 $30.4 \pm 0.6\text{Ma}$ ($MSWD = 1.8$)。

4.2 辉钼矿 Re-Os 年龄

程巴矿区 4 件辉钼矿 Re-Os 同位素分析结果见表 2 和图 4。辉钼矿 Re 含量较高,为 $86 \times 10^{-6} \sim 713 \times 10^{-6}$,所获得的 Re-Os 等时线年龄为 $30.2 \pm 0.9\text{Ma}$ ($MSWD = 2.4$)。

表 1 冈底斯程巴花岗闪长岩及明则二长岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学数据

Table 1 Zircon SHRIMP U-Pb data of the Chengba granodiorite and Mingze monzonite, Gangdese

Spot	$^{206}\text{Pb}_e$ (%)	U ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	$\frac{\text{Th}}{\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$ ($\times 10^{-6}$)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ (Ma)	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm \%$	Error correlation
程巴 (CB-3), 14 个测点, 加权平均年龄为 28.4 ± 0.4 Ma, MSWD = 0.71														
CB-1	0.95	595	395	0.66	2.22	27.9	0.8	0.0378	18	0.023	18	0.0043	2.8	0.16
CB-2	3.07	424	271	0.64	1.56	27.6	0.8	0.0292	42	0.017	42	0.0043	2.9	0.07
CB-3	0.00	401	336	0.84	1.54	28.8	0.8	0.0464	10	0.029	10	0.0045	2.7	0.27
CB-4	-	1628	787	0.48	6.41	29.5	0.7	0.0511	4	0.032	5	0.0046	2.5	0.50
CB-5	1.00	533	350	0.66	1.97	27.7	0.7	0.0456	15	0.027	15	0.0043	2.6	0.17
CB-6C	-	2754	713	0.26	10.99	29.9	0.8	0.0451	4	0.029	5	0.0046	2.6	0.59
CB-6R	0.00	303	148	0.49	1.13	28.0	0.8	0.0434	11	0.026	11	0.0043	2.8	0.25
CB-7R	-	359	226	0.63	1.36	28.5	0.8	0.0686	14	0.042	14	0.0044	2.8	0.20
CB-7C	-	1478	612	0.41	5.63	28.5	0.7	0.0494	5	0.030	5	0.0044	2.6	0.49
CB-8	2.23	455	276	0.61	1.71	28.1	0.8	0.0317	32	0.019	32	0.0044	2.7	0.09
CB-9	-	1126	439	0.39	4.24	28.2	0.7	0.0489	5	0.030	6	0.0044	2.5	0.43
CB-10	2.84	651	469	0.72	2.42	27.9	0.8	0.0378	26	0.023	26	0.0043	2.9	0.11
CB-11	0.69	360	203	0.56	1.36	28.3	0.7	0.0520	25	0.032	26	0.0044	2.6	0.10
CB-12	1.42	872	799	0.92	3.32	28.5	0.7	0.0308	19	0.019	19	0.0044	2.5	0.13
明则 (MZ-14), 14 个测点, 加权平均年龄为 30.4 ± 0.6 Ma, MSWD = 1.8														
MZ14-1	0.70	1250	1353	1.08	5.03	30.2	0.6	0.042	9	0.0269	9	0.0047	2.1	0.23
MZ14-2	1.42	665	778	1.17	2.55	28.7	0.6	0.042	17	0.0261	17	0.0045	2.2	0.13
MZ14-3	0.21	1607	1144	0.71	6.81	31.7	0.7	0.048	5	0.0326	6	0.0049	2.3	0.42
MZ14-4	1.55	665	574	0.86	2.59	29.2	0.9	0.036	22	0.0224	22	0.0045	2.9	0.13
MZ14-5	1.19	1053	634	0.60	4.32	30.7	0.8	0.035	15	0.0231	15	0.0048	2.6	0.17
MZ14-6	-	1108	736	0.66	4.36	29.5	0.9	0.053	7	0.0333	8	0.0046	3.2	0.41
MZ14-7	-	512	746	1.46	2.12	31.0	0.7	0.061	9	0.0408	10	0.0048	2.3	0.24
MZ14-8	0.99	1241	511	0.41	5.18	31.2	0.8	0.041	11	0.0274	11	0.0049	2.5	0.23
MZ14-9	-	1661	753	0.45	7.05	31.8	0.8	0.048	3	0.0325	4	0.0049	2.4	0.60
MZ14-10	0.00	718	838	1.17	2.93	30.6	0.7	0.048	5	0.0317	6	0.0048	2.4	0.41
MZ14-11	1.23	1241	2325	1.87	4.96	29.9	0.6	0.038	13	0.0241	13	0.0047	2.1	0.16
MZ14-12	0.67	2305	775	0.34	9.53	31.0	0.6	0.041	8	0.0274	9	0.0048	1.9	0.21

注: Pb_e 和 Pb^* 分别为普通铅和放射性成因铅, 误差为 1σ ; “-” 未检出

表 2 程巴斑岩型 Mo 矿床矿石中辉钼矿 Re-Os 同位素分析结果

Table 2 Molybdenite of Re-Os isotopic data of Chengba porphyry Mo deposit

样品号	样重(g)	$\text{Re}(\times 10^{-9})$		$\text{C}_{\text{普}}\text{Os}(\times 10^{-9})$		$^{187}\text{Re}(\times 10^{-9})$		$^{187}\text{Os}(\times 10^{-9})$		模式年龄(Ma)	
		测定值	$\pm 2\sigma$	测定值	$\pm 2\sigma$	测定值	$\pm 2\sigma$	测定值	$\pm 2\sigma$	测定值	$\pm 2\sigma$
MZ001-172	0.01006	86289	783	0.082	0.021	54234	492	27.02	0.23	29.90	0.44
MZ001-164	0.00046	129900	1063	0.049	0.166	81644	668	41.33	0.51	30.38	0.51
MZ004-320	0.01039	299792	2518	0.380	0.064	188425	1583	95.59	0.81	30.44	0.44
MZ004-321	0.00242	712964	6498	1.936	0.044	448112	4084	224.4	1.9	30.04	0.44

4.3 元素地球化学

程巴花岗闪长岩与明则二长岩样品的元素地球化学数据见表 3。程巴花岗闪长岩具有较高的 SiO_2 含量 (65% ~ 67%)、较低的 MgO 含量 (1.67% ~ 2.13%) 及 $\text{Mg}^\#$ 值 (49.5 ~ 51.1); K_2O 含量为 3.2% ~ 4.1%, 属于高钾钙碱性岩系; A/CNK 为 0.87 ~ 0.92, 属于准铝质岩系, 与 I 型花岗岩类似。而明则二长岩具有相对较低的 SiO_2 (55% ~ 57%)、较高的

MgO 含量 (3.5% ~ 6.9%) 和 $\text{Mg}^\#$ 值 (57.6 ~ 67.2); K_2O 含量为 2.7% ~ 5.0%, 总体属于钾玄岩系; A/CNK 为 0.65 ~ 0.79, 属于准铝质岩系 (图 5)。

尽管上述 2 类岩石类型不同, 但他们具有相似的稀土元素和微量元素特征 (图 6), 均显示轻稀土富集、弱的 Eu 负异常 ($\delta\text{Eu} = 0.71 \sim 0.86$)、富集大离子亲石元素 (LILE, 例如 Rb、Th、U、K) 和亏损高场强元素 (HSFE, 例如 Nb、Ta、Ti) 等特征。但相比较而言, 明则二长岩的 REE 含量明显高于程

表3 程巴花岗闪长岩和明则二长岩主量(wt%)和微量($\times 10^{-6}$)元素分析结果

样品号	CB-2	CB-4	CB-5	CB-6	CB-3	MZ-15	MZ-16	MZ-17	MZ-18	MZ-14
SiO ₂	66.79	65.96	65.38	65.48	66.68	57.23	56.14	55.11	54.96	55.84
Al ₂ O ₃	15.51	15.46	15.49	15.36	15.41	14.54	17.74	14.17	15.96	15.84
TiO ₂	0.44	0.48	0.52	0.53	0.44	0.65	0.85	0.76	0.67	0.74
Fe ₂ O ₃	1.96	1.83	2.08	2.06	1.63	3.17	2.46	2.57	3.47	2.81
FeO	1.27	1.60	1.80	1.84	1.68	2.78	2.01	3.70	2.90	3.62
CaO	3.23	3.47	3.93	3.75	3.26	7.23	6.26	6.76	7.20	6.87
MgO	1.67	1.91	2.13	2.07	1.75	5.34	3.47	6.89	5.30	4.66
K ₂ O	3.73	3.99	3.22	3.58	4.07	2.70	3.89	4.99	3.70	4.08
Na ₂ O	4.25	4.12	4.31	4.16	4.03	3.67	4.08	2.49	3.47	3.52
MnO	0.051	0.051	0.071	0.067	0.058	0.103	0.065	0.123	0.097	0.099
P ₂ O ₅	0.251	0.273	0.292	0.294	0.255	0.740	0.698	0.574	0.588	0.664
H ₂ O ⁺	0.18	0.10	0.17	0.03	0.24	0.62	0.92	0.82	0.86	0.57
H ₂ O ⁻	0.18	0.14	0.12	0.13	0.09	0.31	0.39	0.27	0.32	0.06
LOI	0.65	0.63	0.59	0.59	0.48	1.17	1.33	1.25	1.09	0.86
总量	99.81	99.78	99.82	99.78	99.74	99.32	99.01	99.39	99.40	99.59
Y	11.48	11.10	13.93	13.92	11.42	27.07	26.41	22.76	21.27	24.37
La	54.55	52.01	65.22	65.38	65.30	76.56	111.2	71.74	73.13	65.40
Ce	103.0	101.2	123.5	128.2	111.5	154.8	210.5	158.5	151.8	137.07
Pr	11.95	11.84	14.50	15.00	13.96	20.72	26.88	21.19	19.25	20.28
Nd	40.90	40.62	50.97	51.57	47.06	78.38	100.4	80.80	72.08	77.46
Sm	5.79	5.62	7.34	7.18	6.84	12.50	15.46	12.79	11.28	13.04
Eu	1.34	1.31	1.55	1.60	1.53	2.85	3.39	2.80	2.54	2.79
Gd	4.37	4.31	5.48	5.49	5.11	9.11	11.00	9.21	8.21	8.84
Tb	0.53	0.52	0.67	0.65	0.63	1.22	1.36	1.19	1.06	1.28
Dy	2.35	2.31	2.98	2.91	2.57	5.73	5.89	5.28	4.83	5.69
Ho	0.40	0.38	0.49	0.50	0.44	1.00	0.97	0.86	0.80	0.99
Er	1.13	1.12	1.39	1.43	1.32	2.85	2.71	2.38	2.22	2.82
Tm	0.18	0.18	0.22	0.21	0.19	0.44	0.38	0.35	0.33	0.41
Yb	1.24	1.28	1.59	1.63	1.18	3.07	2.70	2.46	2.19	2.59
Lu	0.18	0.17	0.22	0.22	0.18	0.46	0.37	0.36	0.34	0.34
W	0.98	1.00	4.51	1.39	1.23	1.32	2.08	0.92	1.13	1.95
Mo	1.21	1.14	1.32	1.09	0.78	2.25	1.66	0.60	0.97	0.82
Cu	22.41	20.62	17.03	23.27	63.66	4121	5662	1857	2014	252
Pb	26.42	32.23	29.79	31.56	36.14	10.46	13.90	13.09	12.25	13.63
Zn	52.18	44.16	2350	58.86	44.96	67.55	86.98	81.20	971.1	41.04
Co	9.32	9.60	11.68	12.00	11.89	27.18	22.29	26.10	26.68	22.15
Ni	16.30	16.28	19.50	18.84	25.46	57.73	67.90	115.45	82.07	47.52
Cd	0.04	0.06	0.11	0.04	0.03	0.07	0.32	0.10	0.10	0.04
Nb	18.46	16.90	20.50	20.56	19.57	22.02	26.20	29.23	22.42	18.07
Ta	2.34	1.91	2.22	2.37	1.48	2.09	1.79	2.08	1.85	1.43
Zr	166.6	171.6	183.5	181.5	169.6	231.0	330.9	254.2	224.8	105.5
Hf	10.91	10.86	12.04	11.63	9.85	15.05	17.43	17.81	14.41	5.49
Th	58.04	51.75	60.88	62.78	31.07	42.04	79.32	70.47	63.73	27.33
U	12.04	11.45	11.33	13.20	7.57	11.42	13.51	9.45	6.97	6.47
V	76.03	80.41	96.65	85.18	62.67	109.0	125.5	128.9	154.1	112.2
Cr	35.59	34.28	43.74	39.00	20.08	136.6	49.21	379.2	251.4	34.53
Rb	147.3	148.9	130.6	139.6	174.9	107.5	207.7	204.2	167.9	154.3
Sr	723	751	756	788	747	638	1117	975	1041	950
Ba	826	1045	652	945	1141	851	1561	1986	1599	1768
K ₂ O + Na ₂ O	5.40	5.90	5.35	5.65	5.83	8.04	7.36	11.88	9.00	8.73
K ₂ O / Na ₂ O	0.88	0.97	0.75	0.86	1.01	0.73	0.95	2.01	1.07	1.16
Mg [#]	49.51	51.14	50.88	49.96	49.88	62.44	62.04	65.31	60.97	61.93
A/CNK	0.92	0.89	0.87	0.87	0.91	0.66	0.79	0.65	0.70	0.70
ΣREE	227.9	222.9	276.2	281.9	257.8	369.7	493.2	369.9	350.1	339.0
LREE/HREE	20.94	20.72	20.17	20.62	21.19	14.48	18.43	15.74	16.51	13.77
(La/Yb) _N	31.53	29.17	29.37	28.84	39.55	17.91	29.49	20.90	23.97	18.14
Sr/Y	63.0	67.7	54.3	56.6	65.4	23.6	42.3	42.8	48.9	39.0
δEu	0.78	0.78	0.71	0.75	0.76	0.78	0.76	0.75	0.77	0.75

注: Mg[#] = Mg²⁺ / (Mg²⁺ + total Fe²⁺) (摩尔比), total FeO = FeO + 0.89 × Fe₂O₃; A/CNK = Al₂O₃ / (CaO + Na₂O + K₂O) (摩尔比); LOI-烧失量。
 δEu = 2 × Eu_N / (Sm_N + Gd_N), N 表示采用球粒陨石进行标准化 (Sun and McDonough, 1989)

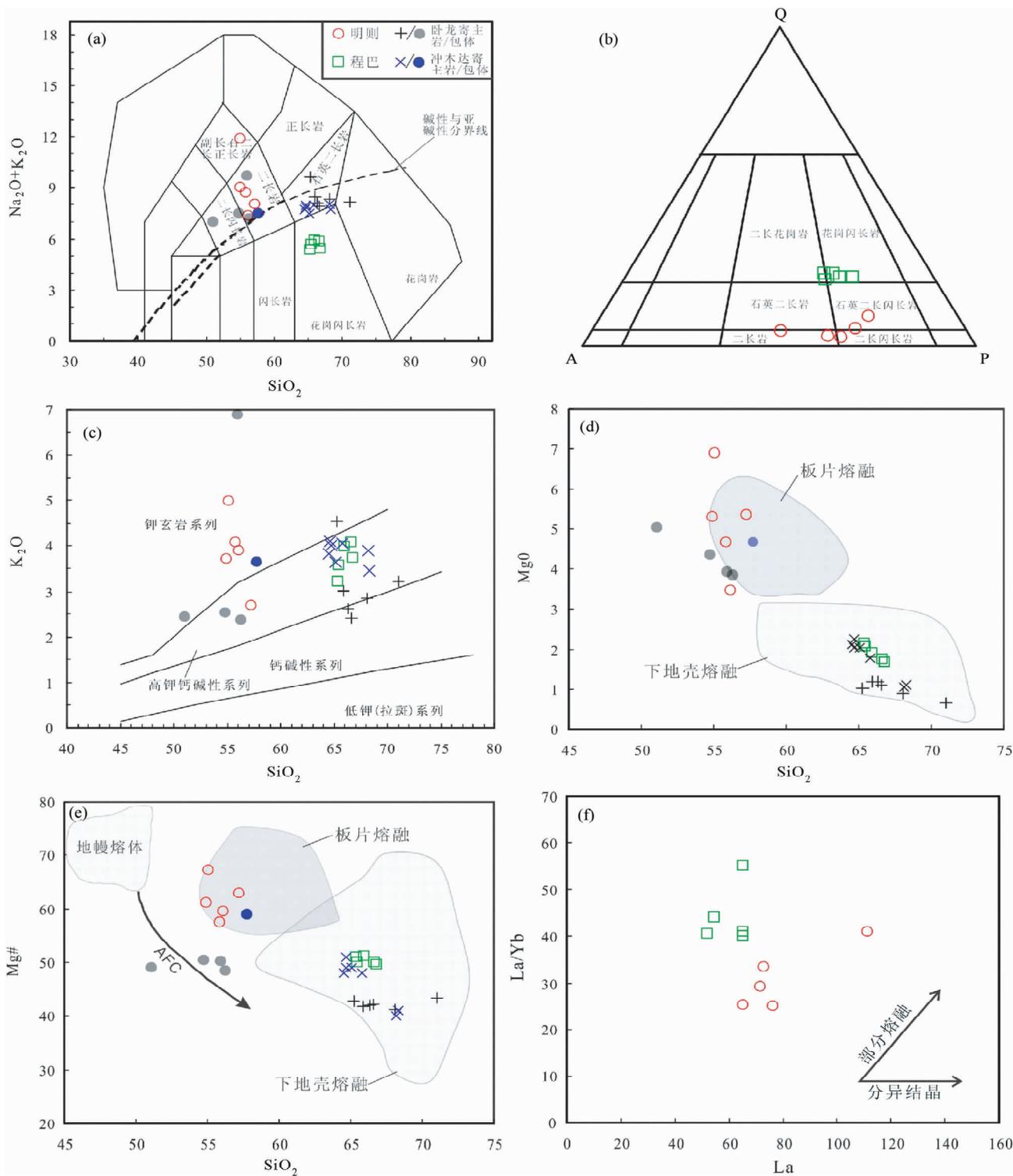


图5 程巴花岗闪长岩和明则二长岩主量及微量元素图解 (a)-硅碱图 (Middmost, 1994); (b)-QAP 图 (Bowden *et al.*, 1984); (c)-K₂O vs. SiO₂ 图 (Peccerillo and Taylor, 1976); (d)-MgO vs. SiO₂ 图; (e)-Mg# vs. SiO₂ 图; (f)-La/Yb vs. La 图。数据来源: 38Ma 卧龙寄主岩及包体 (Guan *et al.*, 2012); 30Ma 冲木达寄主岩及包体 (姜子琦等, 2011); 板片熔融 (Zhu *et al.*, 2009); 下地壳熔融 (Hou *et al.*, 2004; Guo *et al.*, 2007; Gao *et al.*, 2010); AFC-同化混染与分离结晶 (Stern and Kilian, 1996)

Fig. 5 Discrimination diagrams for the Mingze monzonite and Chengba granodiorite (a)-SiO₂ contents against K₂O + Na₂O (Middmost, 1994); (b)-Q-A-P (Bowden *et al.*, 1984); (c)-SiO₂ contents against K₂O (Peccerillo, 1976); (d)-SiO₂ contents against MgO; (e)-SiO₂ contents against Mg#; (f)-La/Yb ratios versus La contents. Data sources: 38Ma Wolong host granitoids and mafic enclaves (Guan *et al.*, 2012); 30Ma Chongmuda host granitoids and mafic enclaves (Jiang *et al.*, 2011); Slab melting (Zhu *et al.*, 2009); Lower-crustal melting (Hou *et al.*, 2004; Guo *et al.*, 2007; Gao *et al.*, 2010); Mantle melt and crustal Assimilation-fractional crystallization (AFC) (Stern and Kilian, 1996)

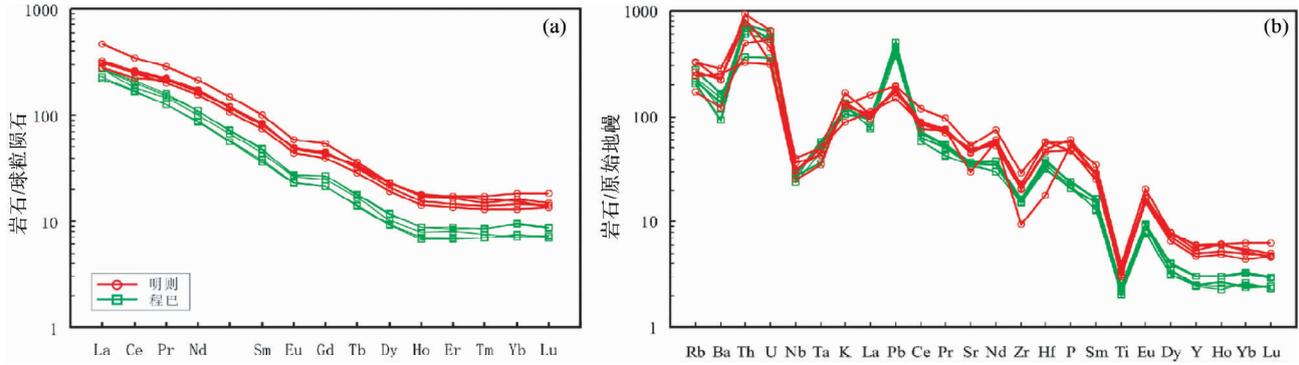


图6 明则二长岩与程巴花岗闪长岩稀土元素配分图(a)和微量元素蛛网图(b)(标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 6 Chondrite-normalized rare earth element patterns (a) and primitive-mantle-normalized trace element patterns (b) for the Mingze monzonite and Chengba granodiorite (normalization values after Sun and McDonough, 1989)

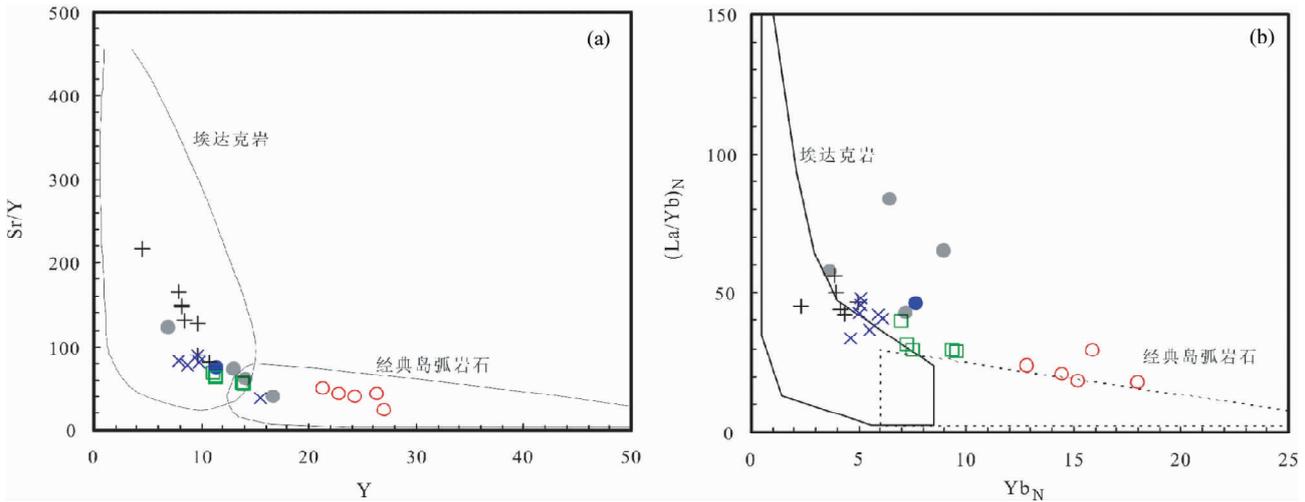


图7 明则二长岩与程巴花岗闪长岩 Sr/Y vs. Y 图(a)和 $(La/Yb)_N$ vs. Yb_N 图(b)

图例同图5

Fig. 7 Discrimination diagrams of Sr/Y ratios vs. Y contents (a) and $(La/Yb)_N$ ratios vs. Yb_N contents (b) for the Mingze monzonite and Chengba granodiorite

Symbols are same as those in Fig. 5

巴花岗闪长岩,而轻重稀土元素分异程度 [$(La/Yb)_N = 17.9 \sim 29.5$] 又低于后者 [$(La/Yb)_N = 29.2 \sim 39.6$]. 并且,二长岩相容元素含量较高, Cr 为 $34 \times 10^{-6} \sim 379 \times 10^{-6}$ (平均为 170×10^{-6}), Ni 为 $48 \times 10^{-6} \sim 116 \times 10^{-6}$ (平均为 74×10^{-6}); 而花岗闪长岩的相容元素含量较低, Cr 为 $20 \times 10^{-6} \sim 39 \times 10^{-6}$ (平均为 34×10^{-6}), Ni 为 $16 \times 10^{-6} \sim 25 \times 10^{-6}$ (平均为 19×10^{-6}). 此外,二长岩具有相对较高的 Y ($21.3 \times 10^{-6} \sim 27.1 \times 10^{-6}$) 和较低的 Sr/Y 比值 (24 ~ 49), 而花岗闪长岩具有较低的 Y ($11.1 \times 10^{-6} \sim 13.9 \times 10^{-6}$) 和较高的 Sr/Y 比值 (54 ~ 68), 二者分别落入岛弧型岩浆岩和埃达克质岩范围内(图7)。

4.4 Hf 同位素

Hf 同位素分析结果见表4。明则二长岩样品中锆石

的 $^{176}Yb/^{177}Hf$ 和 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 值分别为 $0.0196 \sim 0.0869$ 和 $0.0005 \sim 0.0022$, $\epsilon_{Hf}(t)$ 值为 $+2.8 \sim +6.8$, 模式年龄为 $446 \sim 593Ma$, 地壳模式年龄为 $673 \sim 928Ma$ 。程巴花岗闪长岩样品中锆石的 $^{176}Yb/^{177}Hf$ 和 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 值分别为 $0.0126 \sim 0.0331$ 和 $0.0004 \sim 0.0010$, $\epsilon_{Hf}(t)$ 值为 $+4.2 \sim +6.1$, 模式年龄为 $456 \sim 531Ma$, 地壳模式年龄为 $714 \sim 840Ma$ 。

5 讨论

5.1 成岩与成矿年代学

明则二长岩与矿区夕卡岩型 Cu 矿化关系密切,二长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $30.4 \pm 0.6Ma$ (MSWD = 1.8), 暗示明则夕卡岩 Cu 矿化时代约 30Ma。辉钼矿 Re-Os 同位

表4 程巴花岗闪长岩及明则二长岩锆石 Hf 同位素数据表

Table 4 Zircon Hf isotopic data of the Chengba granodiorite and Mingze monzonlite

样品号	Age (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	t_{DM}	t_{DM}^{C}	$f_{\text{Lu/Hf}}$
MZ14-1	30.2	0.033712	0.000883	0.282861	0.000010	3.13	3.78	554	866	-0.97
MZ14-2	28.7	0.042618	0.001075	0.282892	0.000013	4.23	4.84	512	797	-0.97
MZ14-3	31.7	0.040358	0.001085	0.282857	0.000009	3.00	3.67	562	874	-0.97
MZ14-4	29.2	0.044390	0.001129	0.282861	0.000011	3.14	3.76	557	866	-0.97
MZ14-5	30.7	0.025839	0.000691	0.282879	0.000010	3.79	4.45	525	824	-0.98
MZ14-6	29.5	0.030513	0.000800	0.282872	0.000010	3.53	4.16	537	841	-0.98
MZ14-7	31.0	0.035765	0.000930	0.282833	0.000011	2.15	2.81	594	928	-0.97
MZ14-8	31.2	0.026321	0.000723	0.282838	0.000011	2.34	3.01	583	916	-0.98
MZ14-9	31.8	0.019612	0.000535	0.282847	0.000010	2.64	3.32	568	896	-0.98
MZ14-10	30.6	0.085612	0.002139	0.282947	0.000015	6.17	6.80	447	673	-0.94
MZ14-11	29.9	0.086901	0.002188	0.282945	0.000011	6.12	6.73	450	677	-0.93
MZ14-12	31.0	0.023021	0.000639	0.282842	0.000013	2.49	3.16	576	906	-0.98
CB3-1	27.9	0.019563	0.000546	0.282874	0.000008	3.62	4.22	530	836	-0.98
CB3-2	27.6	0.019809	0.000564	0.282873	0.000008	3.56	4.16	532	840	-0.98
CB3-3	28.8	0.017145	0.000486	0.282874	0.000006	3.62	4.25	528	835	-0.99
CB3-4	29.5	0.023987	0.000748	0.282912	0.000008	4.95	5.59	479	750	-0.98
CB3-5	27.7	0.019695	0.000565	0.282884	0.000008	3.97	4.57	516	814	-0.98
CB3-6	29.9	0.021274	0.000673	0.282909	0.000009	4.83	5.47	483	757	-0.98
CB3-7	28.5	0.023425	0.000765	0.282928	0.000008	5.52	6.13	457	714	-0.98
CB3-8	28.1	0.019953	0.000584	0.282875	0.000007	3.62	4.23	530	835	-0.98
CB3-9	28.2	0.033119	0.001000	0.282900	0.000007	4.54	5.14	499	777	-0.97
CB3-10	27.9	0.021795	0.000610	0.282880	0.000008	3.83	4.43	522	822	-0.98
CB3-11	28.3	0.012566	0.000363	0.282889	0.000008	4.14	4.76	506	802	-0.99
CB3-12	28.5	0.025172	0.000737	0.282899	0.000008	4.50	5.11	497	780	-0.98

注： $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = 10000 \times \{ [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} \times (e^{\lambda t} - 1)] / [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1)] - 1 \}$ 。 $t_{\text{DM}} = 1/\lambda \times \ln \{ 1 + [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}] / [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}] \}$ 。 $t_{\text{DM}}^{\text{C}} = t_{\text{DM}} - (t_{\text{DM}} - t) \times [(f_{\text{cc}} - f_{\text{Lu/Hf}}) / (f_{\text{cc}} - f_{\text{DM}})]$ 。 $f_{\text{Lu/Hf}} = (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} - 1$ 。 where, $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{ year}^{-1}$ (Söderlund *et al.*, 2004); $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}}$ and $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}}$ are the measured values of the samples; $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.0332$ and $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} = 0.282772$ (Blichert-Toft and Albarède, 1997); $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.0384$ and $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.28325$ (Griffin *et al.*, 2000); $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{mean crust}} = 0.015$; $f_{\text{cc}} = [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{mean crust}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}] - 1$; $f_{\text{DM}} = [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}] - 1$; t = crystallization time of zircon

素年代学数据表明程巴斑岩型 Mo 矿化时代也是约 30Ma, 与明则夕卡岩 Cu 矿床几乎同时形成。

锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究表明, 程巴矿区含矿花岗闪长岩的侵位时代为 $28.4 \pm 0.4 \text{ Ma}$ (MSWD = 0.71), 该年龄与冲木达二长花岗岩的锆石 U-Pb 年龄基本一致 ($27.7 \pm 1.1 \text{ Ma}$; 莫济海等, 2008)。此外, 前人在该区新生代花岗岩体中还获得了一组约 30Ma 的年龄数据, 例如 Harrison 等 (2000) 获得程巴花岗闪长岩 1 个样品的锆石 U-Pb 年龄为 $30.4 \pm 0.4 \text{ Ma}$ (MSWD = 1.1), Chung 等 (2009) 获得程巴花岗闪长岩 2 个样品的锆石 U-Pb 年龄分别为 $30.3 \pm 0.6 \text{ Ma}$ (MSWD = 1.4) 和 $31.0 \pm 0.5 \text{ Ma}$ (MSWD = 5.2), 姜子琦等 (2011) 获得冲木达石英二长岩的锆石 U-Pb 年龄为 30.2 ± 0.7 (MSWD = 3.7)。这些数据表明程巴和冲木达岩体可能

属于同一个岩体, 其侵位时代为 28 ~ 31Ma。

5.2 岩石成因

5.2.1 明则二长岩

明则二长岩中显示辉石的角闪石溶蚀边结构以及钾长石巨晶中包含角闪石、斜长石而呈现的“筛状”结构 (图 2), 这些均是岩浆发生混合作用的重要显微岩相学证据 (王玉往等, 2012)。二长岩具有较低的 SiO_2 含量, 较高的 MgO 与相容元素 (Cr, Ni, Co, V) 含量及 $\text{Mg}^\#$ 值 (图 8), 其最初的成分可能为玄武质, 但由于与酸性岩浆的混合作用或镁铁质矿物的分离结晶作用而导致其地化特征偏离原生的玄武质岩浆而呈现闪长质特征。区域大面积出露的程巴与冲木达花岗闪长岩-二长花岗岩的成岩时代与二长岩基本一致, 表明该区

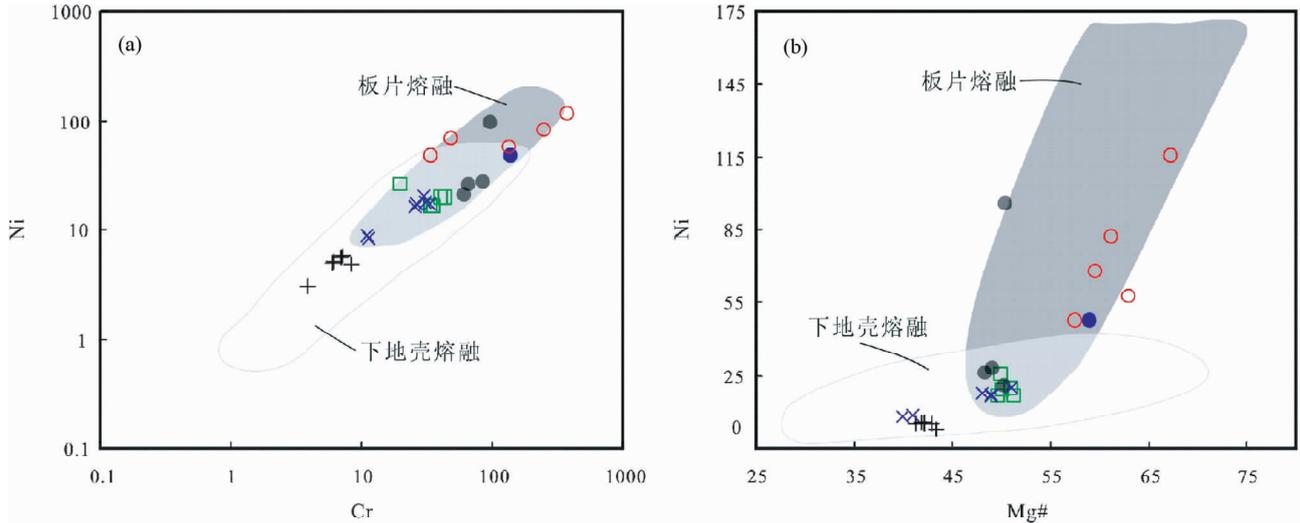


图8 明则二长岩与程巴花岗闪长岩 Cr vs. Ni 图(a)和 Ni vs. Mg[#]图(b)

数据来源:板片熔融和下地壳熔融范围据 Guan *et al.* (2012). 图例同图5

Fig. 8 Discrimination diagrams of Ni contents vs. Cr contents (a) and Ni contents vs. Mg[#] values (b) for the Mingze monzonite and Chengba granodiorite

Data sources: Slab melting and Lower-crustal melting (Guan *et al.*, 2012). Symbols are same as those in Fig. 5

可能发生了基性岩浆与酸性岩浆的混合作用,程巴与冲木达花岗岩体中大量出现的闪长质包体可能也是这个作用的产物。

二长岩的 Nb/U 和 Ce/Pb 比值分别为 1.9 ~ 3.2 和 10.1 ~ 15.1,类似于陆壳 (Nb/U = 6.2, Ce/Pb = 3.9; Rudnick and Fountain, 1995),而明显不同于洋中脊玄武岩 (MORB) 和洋岛玄武岩 (OIB) (Nb/U = 47, Ce/Pb = 27; Hofmann, *et al.*, 1986),表明二长岩的母岩浆不太可能是由软流圈地幔部分熔融形成。二长岩地化特征与冈底斯东段卧龙花岗岩中的 38Ma 的镁铁质包体具有相似的地球化学特征,后者被认为是富集岩石圈地幔部分熔融的结果 (Guan *et al.*, 2012)。此外,冲木达花岗闪长岩中也发现了 31Ma 的闪长质包体 (姜子琦等, 2011),其地球化学特征与明则二长岩类似。基于上述数据,明则二长岩很可能是岩石圈地幔部分熔融形成的熔体高度演化的产物。

明则二长岩显示较高的 K₂O 含量,可能与源区存在富钾矿物相(金云母、富钾角闪石和钾长石)。二长岩的 Eu 负异常不明显,表明钾长石不太可能是富钾矿物相。此外,与金云母平衡的熔体具有高的 Rb/Sr (> 0.1) 和低的 Ba/Rb (< 20) 比值,而与角闪石平衡的熔体具有低的 Rb/Sr (< 0.06) 和高的 Ba/Rb 比值 (> 20) (Furman and Graham, 1999),明则二长岩的 Rb/Sr 为 0.16 ~ 0.21, Ba/Rb 比值为 7.5 ~ 11.5,表明源区富钾矿物相主要为金云母。因此,冈底斯东段南缘岩石圈地幔可能存在金云母,这与藏东玉龙斑岩铜矿带深部含金云母的岩石圈地幔 (Jiang *et al.*, 2006) 以及辽东地区侏罗纪含角闪石、金云母的岩石圈地幔 (Jiang *et al.*, 2005) 等具有相似性。

5.2.2 程巴花岗闪长岩

程巴渐新世花岗闪长岩和冈底斯中新世含矿斑岩在地化特征方面具有很大的相似性,后者在一系列文献中被称为埃达克质岩。目前,部分国内外学者提出不能将斑岩矿区发育的这套钙碱性-高钾钙碱性花岗岩类全部论证为埃达克岩,而埃达克岩应特指那些与俯冲的年青大洋板片熔融有关的岩石 (Richards and Kerrich, 2007; Richards, 2009; 毛景文等, 2010)。并且,对于冈底斯中新世这套含矿斑岩的成因认识存在多种观点,包括增厚的下地壳 (Chung *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2004; Guo *et al.*, 2007; Guan *et al.*, 2012),俯冲或残留的新特提斯洋板片 (Qu *et al.*, 2004),以及俯冲板片熔体交代的上地幔 (Gao *et al.*, 2007, 2010) 的部分熔融。本文基于以下几点认为程巴渐新世花岗闪长岩与冈底斯中新世含矿斑岩可能具有相似的成因,主要为增厚的下地壳部分熔融的产物。

(1) 克鲁-冲木达成矿带渐新世花岗闪长岩-二长花岗岩大面积出露,而以明则二长岩为代表的中基性出露面积很小,因此,这些中酸性花岗岩体不太可能是明则母岩浆结晶分异的产物。La-La/Yb 相关图 (图 5f) 也不支持结晶分异作用,而显示部分熔融特征。

(2) 程巴花岗闪长岩具有较高的 K₂O 含量,较低的 MgO 含量及 Mg[#] 值,以及低含量的相容元素 (Cr、Ni、Co、V),明显不同于俯冲大洋板片脱水所释放流体交代上覆楔形地幔,并诱发软流圈地幔部分熔融而形成的钙碱性岩浆 (如拉萨地块南缘早白垩世俯冲型岩浆岩; Zhu *et al.*, 2009),而类似于冈底斯中新世含矿斑岩 (图 5)。考虑到新特提斯大洋板片在 ~ 50Ma 已发生断离 (Wen *et al.*, 2008; Lee *et al.*, 2009),而

程巴花岗闪长岩的侵位时代约为 30Ma, 因此该花岗闪长岩体的形成环境是大陆碰撞而不是洋陆俯冲环境。

(3) 程巴花岗闪长岩的岩浆源区也不太可能来自富集岩石圈地幔 (Gao *et al.*, 2007, 2010)。要形成花岗闪长岩这种高硅的长英质熔体, 需要富集岩石圈地幔发生比二长岩熔体更加低程度的部分熔融 (Jiang *et al.*, 2006), 这种过程通常会导致大量不相容元素进入长英质熔体。然而, 二长岩相对花岗闪长岩具有较高的不相容元素特征并不支持花岗闪长岩的岩浆源区和二长岩的源区相同 (图 6)。

(4) 程巴花岗闪长岩的岩浆锆石具有正的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (+4.0 ~ +6.1), 显示亏损地幔的特征。研究证明, 藏南新生的增厚下地壳具有亏损地幔特征, 其形成与镁铁质岩浆底侵作用有关 (Mo *et al.*, 2008; Chung *et al.*, 2009)。

5.3 壳幔相互作用与明则斑岩型 Mo 矿化的指示意义

上述研究表明, 明则二长岩的形成与富集岩石圈地幔部分熔融有关, 其钾玄岩特征可能归因于源区含有金云母。研究表明, 大洋板片流体 (或熔体) 与地幔橄榄岩反应可形成金云母辉石岩, 其部分熔融可以形成钾质岩浆 (Wyllie and Sekine, 1982; Turner *et al.*, 1996; Rogers *et al.*, 1998; Jiang *et al.*, 2006)。因此, 明则二长岩富集岩石圈地幔源区可能遭受新特提斯洋板片流体 (或熔体) 改造。洋壳板片本身富水, 在脱水过程能把大量的水、硫、卤素、金属, 以及亲流体的大离子亲石元素 (LILE) 输入到岩石圈地幔, 从而使其部分熔融形成的岩浆富水、富硫, 并具有较高的氧逸度, 在这种高氧逸度情况下, 硫主要以硫酸盐的形式溶解于岩浆之中, 导致通常优先向硫化物分配的 Cu、Au 等开始作为不相容元素向硅酸盐熔浆中富集, 从而使岩浆具有萃取和容纳 Cu、Au 等金属元素的能力 (Oyarzun *et al.*, 2001; Mungall, 2002)。本文的元素分析结果 (表 3) 也支持这一认识, 明则二长岩样品中 Cu 含量较高, 为 $252 \times 10^{-6} \sim 5662 \times 10^{-6}$ (平均值为 2781×10^{-6}), 而程巴花岗闪长岩样品中 Cu 含量仅为 $7.4 \times 10^{-6} \sim 63.7 \times 10^{-6}$, 表明来自受俯冲板片流体交代的富集地幔的幔源岩浆含矿能力较高。

明则二长岩与程巴-冲木达花岗闪长岩体中发育的闪长质包体在岩石地球化学及成因方面具有相似性 (图 5、图 7、图 8), 很可能属于富集岩石圈地幔部分熔融形成的同一套岩浆系统。这套岩浆不仅能够形成二长岩, 而且能与花岗闪长岩的原生岩浆发生岩浆混合作用, 从而部分还能以包体的形式发育在花岗闪长岩中。这与野外观察到的程巴和冲木达花岗闪长岩体中发育大量闪长质包体的现象一致。并且, 冈底斯中新世含矿斑岩中也发育大量的镁铁质包体, 包体中也证明含有大量岩浆成因的金属硫化物-氧化物 (黄铜矿、斑铜矿、磁铁矿) 产出 (杨志明等, 2008)。这种岩浆混合作用实质上代表了岩石圈地幔与下地壳之间的一种壳幔作用方式 (Sun *et al.*, 2010), 来自富集地幔的幔源岩浆不仅自身含有丰富的 Cu、S 和 H_2O , 而且在与长英质岩浆混合过程中向后

者提供了部分 Cu、S 和 H_2O 。这种壳幔相互作用对克鲁-冲木达矿带成矿带内斑岩-夕卡岩矿化具有重要的控制作用。

既然程巴渐新世花岗闪长岩与冈底斯中新世含矿斑岩具有相似的地球化学特征及 Hf 同位素特征, 且两个区域均发生了强烈的壳幔相互作用, 但为什么明则发育斑岩型 Mo 矿化, 而其北部的冈底斯发育斑岩型 Cu-Mo 矿化。一种合理的解释是, 程巴地区在渐新世发育的矿化实际上是斑岩型 Cu-Mo 矿化, 由于斑岩型 Cu-Mo 矿床一般在垂向上具有上 Cu 下 Mo 的分带特征, 成矿后由于该区发生了强烈的隆升与剥蚀, 导致上部的 Cu 矿体被剥蚀而现今仅保留 Mo 矿体, 这与笔者通过磷灰石裂变径迹分析获得的程巴地区剥蚀量大于北部冈底斯成矿带的剥蚀量 (笔者未刊数据) 具有较好的一致型。因此, 克鲁-冲木达矿带内斑岩型 Cu 矿资源潜力较弱。

6 结论

(1) 明则夕卡岩型 Cu 矿化与二长岩关系密切, 成矿时代与二长岩结晶时代应大致相同, 约为 30Ma。该年龄也与程巴斑岩型 Mo 矿化时代一致。

(2) 明则二长岩是富集岩石圈地幔部分熔融的产物, 程巴花岗闪长岩是增厚下地壳部分熔融的产物。

(3) 明则二长岩与程巴-冲木达花岗闪长岩中发育的暗色微粒包体可能具有相同的岩浆源区及成因, 并暗示区域发生了幔源镁铁质岩浆与壳源长英质岩浆的混合作用, 这种壳幔作用方式导致了克鲁-冲木达矿带斑岩型 Cu-Mo 矿化, 但由于该区隆升剥蚀强烈, 上部的斑岩型 Cu 矿体基本被剥蚀而没有保存下来, 因此现今表现为斑岩型 Mo 矿床。

References

- Aitchison JC, Zhu BD, Davis AM, Liu JB, Luo H, Malpas JG, McDeemind IRC, Wu HY, Zibrev SV and Zhou MF. 2000. Remnants of a Cretaceous intra-oceanic subduction system within the Yarlung-Zangbu suture (southern Tibet). *Earth and Planetary Science Letters*, 183(1-2): 231-244
- Blichert-Toft J and Albarède F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1-2): 243-258
- Bowden P, Batchelor RA, Chappell BW, Didier J and Lameyre J. 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: A discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35(1-3): 1-11
- Chung SL, Liu DY, Ji JQ, Chu MF, Lee HY, Wen DJ, Lo CH, Lee TY, Qian Q and Zhang Q. 2003. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31(11): 1021-1024
- Chung SL, Chu MF, Ji JQ, O'Reilly SY, Pearson NJ, Liu DY, Lee TY and Lo CH. 2009. The nature and timing of crustal thickening in Southern Tibet: Geochemical and zircon Hf isotopic constraints from post collisional adakites. *Tectonophysics*, 477(1-2): 36-48
- Deng J, Wang QF, Yang LQ, Wang YR, Gong QJ and Liu H. 2010.

- Delineation and explanation of geochemical anomalies using fractal models in the Heqing area, Yunnan Province, China. *Journal of Geochemical Exploration*, 105(3): 95–105
- Deng J, Yang LQ, Ge LS, Yuan SS, Wang QF, Zhang J, Gong QJ and Wang CM. 2010. Character and post-ore changes, modifications and preservation of Cenozoic alkali-rich porphyry gold metallogenic system in western Yunnan, China. *Acta Petrologica Sinica*, 26(6): 1633–1645 (in Chinese with English abstract)
- Deng J, Yang LQ and Wang CM. 2011. Research advances of superimposed orogenesis and metallogenesis in the Sanjiang Tethys. *Acta Petrologica Sinica*, 27(9): 2501–2509 (in Chinese with English abstract)
- Deng J, Wang CM and Li GJ. 2012. Style and process of the superimposed mineralization in the Sanjiang Tethys. *Acta Petrologica Sinica*, 28(5): 1349–1361 (in Chinese with English abstract)
- Dong X, Zhang ZM and Santosh M. 2010. Zircon U-Pb chronology of the Nyingtri Group, southern Lhasa Terrane, Tibetan Plateau: Implications for Grenvillian and Pan-African provenance and Mesozoic-Cenozoic metamorphism. *Journal of Geology*, 118(6): 677–690
- Du AD, Wu SQ, Sun DZ, Wang SX, Qu WQ, Markey R, Stain H, Morgan J and Malinovsky D. 2004. Preparation and certification of Re-Os dating reference materials: Molybdenites HLP and JDC. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(1): 41–52
- Furman T and Graham D. 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system; Geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos*, 48(1–4): 237–262
- Gao YF, Hou ZQ, Kamber BS, Wei RH, Meng XJ and Zhao RS. 2007. Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: Evidence for slab melt metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153(1): 105–120
- Gao YF, Yang ZS, Santosh M, Hou ZQ, Wei RH and Tian SH. 2010. Adakitic rocks from slab melt-modified mantle sources in the continental collision zone of southern Tibet. *Lithos*, 119(3–4): 651–663
- Griffin WL, Pearson NJ, Belousova E, Jackson SE, van Achterbergh E, O'Reilly SY and Shee SR. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1): 133–147
- Guan Q, Zhu DC, Zhao ZD, Dong GC, Zhang LL, Li XW, Liu M, Mo XX, Liu YS and Yuan HL. 2012. Crustal thickening prior to 38Ma in southern Tibet: Evidence from lower crust-derived adakitic magmatism in the Gangdese Batholith. *Gondwana Research*, 21: 88–99
- Guo ZF, Wilson M and Liu JQ. 2007. Post-collisional adakites in South Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust. *Lithos*, 96(1–2): 205–224
- Han FJ. 2006. Geological characteristics and ore-searching directions of Mingze porphyry copper deposit, Sangri County, Tibet. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 21 (Suppl.): 20–21 (in Chinese with English abstract)
- Harrison TM, Yin A, Grove M, Lovera OM, Ryerson FJ and Zhou XH. 2000. The Zedong Window: A record of superposed Tertiary convergence in southeastern Tibet. *Journal of Geophysical Research*, 105(B8): 19211–19230
- Hofmann AW, Jochum KP, Seufert M and White WM. 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79(1–2): 33–45
- Hoskin PWO and Black LP. 2000. Metamorphic zircon formation by solid state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(4): 423–439
- Hou ZQ, Qu XM, Wang SX, Gao YF, Du AD and Huang W. 2003. Re-Os ages of molybdenite in the Gangdese porphyry copper belt in south Tibet: Duration of mineralization and application of the dynamic setting. *Science in China (Series D)*, 33(7): 609–618 (in Chinese)
- Hou ZQ, Gao YF, Qu XM, Rui ZY and Mo XX. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during Mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1–2): 139–155
- Hou ZQ, Zheng YC, Yang ZM and Yang ZS. 2012. Metallogenesis of continental collision setting: Part I. Gangdese Cenozoic porphyry Cu-Mo systems in Tibet. *Mineral Deposits*, 31(4): 647–670 (in Chinese with English abstract)
- Jiang YH, Jiang SY, Zhao KD, Ni P, Ling HF and Liu DY. 2005. SHRIMP U-Pb zircon dating for lamprophyre from Liaodong Peninsula: Constraints on the initial time of Mesozoic lithosphere thinning beneath eastern China. *Chinese Science Bulletin*, 50(22): 2612–2620
- Jiang YH, Jiang SY, Ling HF and Dai BZ. 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(3–4): 617–633
- Jiang YH, Jiang SY, Dai BZ and Ling HF. 2008. Origin of Ore-bearing Porphyries in the Yulong Porphyry Copper Deposit, East Tibet. Beijing: Geological Publishing House, 1–122 (in Chinese)
- Jiang ZQ, Wang Q, Wyman DA, Tang GJ, Jia XH, Yang YH and Yu HX. 2011. Origin of ~30Ma Chongmuda adakitic intrusive rocks in the southern Gangdese region, southern Tibet: Partial melting of the northward subducted Indian continent crust? *Geochimica*, 40(2): 126–146 (in Chinese with English abstract)
- Lee HY, Chung SL, Lo CH, Ji JQ, Lee TY, Qian Q and Zhang Q. 2009. Eocene Neotethyan slab breakoff in southern Tibet inferred from the Linzizong volcanic record. *Tectonophysics*, 477(1–2): 20–35
- Li GM, Liu B, She HQ *et al.* 2006b. Early Himalayan mineralization on the southern margin of the Gangdise metallogenic belt, Tibet, China: Evidence from Re-Os ages of the Chongmuda skarn-type Cu-Au deposit. *Geological Bulletin of China*, 25(12): 1481–1486 (in Chinese with English abstract)
- Ludwig KR. 1999. Using Isoplot/Ex, Version 2.0: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1a: 1–47
- Mao JW, Zhang JD and Guo CL. 2010. Porphyry Cu, epithermal Ag-Pb-Zn, distal hydrothermal Au deposits: A new model of mineral deposit: Taking the Dexing area as an example. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 32(1): 1–14 (in Chinese with English abstract)
- Middlemost EAK. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–224
- Mo JH, Liang HY, Yu HX, Chen Y and Sun WD. 2008. Zircon U-Pb age of biotite hornblende monzonitic granite for Chongmuda Cu-Au (Mo) deposit in Gangdese belt, Xizang, China and its implications. *Geochimica*, 37(3): 207–212 (in Chinese with English abstract)
- Mo XX, Niu YL, Dong GC, Zhao ZD, Hou ZQ, Zhou S and Ke S. 2008. Contribution of syncollisional felsic magmatism to continental crust growth: A case study of the Paleogene Linzizong volcanic succession in southern Tibet. *Chemical Geology*, 250(1–4): 49–67
- Mungall JE. 2002. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology*, 30(10): 915–918
- Oyarzun R, Márquez A, Lillo J, López I and Rivera S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineralium Deposita*, 36(8): 794–798
- Pan GT, Mo XX, Hou ZQ, Zhu DC, Wang LQ, Li GM, Zhao ZD, Geng QR and Liao ZL. 2006. Spatial-temporal framework of the Gangdese

- Orogenic Belt and its evolution. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 521–533 (in Chinese with English abstract)
- Peccerillo R and Taylor SR. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63–81
- Qu XM, Hou ZQ and Li YG. 2004. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan Plateau. *Lithos*, 74(3–4): 131–148
- Richards JP and Kerrich R. 2007. Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology*, 102(4): 537–576
- Richards JP. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits; Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37(3): 247–250
- Rogers NW, James D, Kelley SP and De Mulder M. 1998. The generation of potassic lavas from the eastern Virunga province, Rwanda. *Journal of Petrology*, 39(6): 1223–1247
- Rudnick RL and Fountain DM. 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33(3): 267–309
- Rui ZY, Hou ZQ, Qu XM, Zhang LS, Wang LS and Liu YL. 2003. Metallogenic epoch of Gangdese porphyry copper belt and uplift of Qinghai-Tibet Plateau. *Mineral Deposits*, 22(30): 217–225 (in Chinese with English abstract)
- Söderlund U, Patchett PJ, Vervoort JD and Isachsen CE. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3–4): 311–324
- Stern CR and Kilian R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(3): 263–281
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publication, 42(1): 313–345
- Sun X, Deng J, Zhao ZY, Zhao ZH, Wang QF, Yang LQ, Gong QJ and Wang CM. 2010. Geochronology, petrogenesis and tectonic implications of granites from the Fuxin area, western Liaoning, NE China. *Gondwana Research*, 17(4): 642–652
- Tang JX, Chen YC, Wang DH, Wang CH, Xu YP, Qu WJ, Wang W and Huang Y. 2009. Re-Os dating of molybdenite from the Sharang porphyry molybdenum deposit in Gongbo'gyamda County, Tibet and its geological significance. *Acta Geologica Sinica*, 85(5): 698–704 (in Chinese with English abstract)
- Tang JX, Li FJ, Li ZJ, Zhang L, Tang XQ, Deng Q, Lang XH, Huang Y, Yao XF and Wang Y. 2010. Time limit for formation of main geological bodies in Xiongcu copper-gold deposit, Xietongmen County, Tibet: Evidence from zircon U-Pb ages and Re-Os age of molybdenite. *Mineral Deposits*, 29(3): 461–475 (in Chinese with English abstract)
- Turner S, Arnaud N, Liu J, Rogers N, Hawkesworth C, Harris N, Kelley S, Van Calsteren P and Deng W. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37(1): 45–71
- Wang YW, Wang JB, Long LL, Zou T, Tang PZ and Wang LJ. 2012. Type, indicator, mechanism, model and relationship with mineralization of magma mixing: A case study in North Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 28(8): 2317–2330 (in Chinese with English abstract)
- Wen DR, Chung SL, Song B, Iizuka Y, Yang HJ, Ji JQ, Liu DY and Gallet S. 2008. Late Cretaceous Gangdese intrusions of adakitic geochemical characteristics, SE Tibet: Petrogenesis and tectonic implications. *Lithos*, 105(1–2): 1–11
- Williams IS. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben MA, Shanks WC III and Ridley WI (eds.). *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*. *Reviews in Economic Geology*, 1–35
- Wyllie PJ and Sekine T. 1982. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contributions to Mineralogy And Petrology*, 79(4): 375–380
- Yan XY, Huang SF and Du AD. 2010. Re-Os ages of large tungsten, copper and molybdenum deposit in the Zetang orefield, Gangdise and marginal strike-slip transforming metallogenesis. *Acta Geologica Sinica*, 84(3): 398–406 (in Chinese with English abstract)
- Yang LQ, Liu HT, Zhang C, Wang QF, Ge LS, Wang ZL, Zhang J and Gong QJ. 2010. Superimposed orogenesis and metallogenesis: An example from the orogenic gold deposits in Ailaoshan gold belt, Southwest China. *Acta Petrologica Sinica*, 26(6): 1723–1739 (in Chinese with English abstract)
- Yang ZM, Hou ZQ, Song YC, Li ZQ, Xia DX and Pan FC. 2008. Qulong superlarge porphyry Cu deposit in Tibet: Geology, alteration and mineralization. *Mineral Deposits*, 27(3): 279–318 (in Chinese with English abstract)
- Yuan HL, Gao S, Dai MN, Zong CL, Günther D, Fontaine GH, Liu XM and Diwu CR. 2008. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS. *Chemical Geology*, 247(1–2): 100–118
- Zheng YY, Xue YX, Cheng LJ, Fan ZH and Gao SB. 2004. Finding, characteristics and significances of Qulong superlarge porphyry copper (molybdenum) deposit, Tibet. *Earth Science*, 29(1): 103–108 (in Chinese with English abstract)
- Zhu DC, Zhao ZD, Pan GT, Lee HY, Kang ZQ, Liao ZL, Wang LQ, Li GM, Dong GC and Liu B. 2009. Early cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt-peridotite interaction? *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(3): 298–309
- Zhu DC, Zhao ZD, Niu YL, Mo XX, Chung SL, Hou ZQ, Wang LQ and Wu FY. 2011. The Lhasa Terrane: Record of a microcontinent and its histories of drift and growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1–2): 241–255

附中文参考文献

- 邓军, 杨立强, 葛良胜, 袁士松, 王庆飞, 张静, 龚庆杰, 王长明. 2010. 滇西富碱斑岩型金成矿系统特征与变化保存. *岩石学报*, 26(6): 1633–1645
- 邓军, 杨立强, 王长明. 2011. 三江特提斯复合造山与成矿作用研究进展. *岩石学报*, 27(9): 2501–2509
- 邓军, 王长明, 李龚健. 2012. 三江特提斯叠加成矿作用样式及过程. *岩石学报*, 28(5): 1349–1361
- 韩逢杰. 2006. 西藏桑日县明则斑岩铜矿地质特征及找矿前景. *地质找矿论丛*, 21(增): 20–21
- 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 高永峰, 杜安道, 黄卫. 2003. 西藏高原冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄: 成矿作用时限与动力学背景应用. *中国科学 D 辑*, 33(7): 609–618
- 侯增谦, 郑远川, 杨志明, 杨竹森. 2012. 大陆碰撞成矿作用: I. 冈底斯新生代斑岩成矿系统. *矿床地质*, 31(4): 647–670
- 姜耀辉, 蒋少涌, 戴宝章, 凌洪飞. 2008. 玉龙斑岩铜矿含矿斑岩成因. 北京: 地质出版社, 1–122

- 姜子琦, 王强, Wyman DA, 唐功建, 贾小辉, 杨岳衡, 喻亨祥. 2011. 西藏冈底斯南缘冲木达约 30Ma 埃达克质侵入岩的成因: 向北俯冲的印度陆壳的熔融? 地球化学, 40(2): 126 - 146
- 李光明, 刘波, 余宏全等. 2006. 西藏冈底斯成矿带南缘喜马拉雅早期成矿作用——来自冲木达铜金矿床的 Re-Os 同位素年龄证据. 地质通报, 25(12): 1481 - 1486
- 毛景文, 张建东, 郭春丽. 2010. 斑岩铜矿-浅成低温热液银铅锌-远接触带热液金矿床模型: 一个新的矿床模型——以德兴地区为例. 地球科学与环境学报, 32(1): 1 - 14
- 莫济海, 梁华英, 喻亨祥, 陈勇, 孙卫东. 2008. 西藏冲木达铜-金(钼)矿床黑云角闪二长花岗岩锆石 U-Pb 年龄及其意义. 地球化学, 37(3): 207 - 212
- 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. 岩石学报, 22(3): 521 - 533
- 芮宗瑶, 侯增谦, 曲晓明, 张立生, 王龙生, 刘玉琳. 2003. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升. 矿床地质, 22(3): 217 - 225
- 唐菊兴, 陈毓川, 王登红, 王成辉, 许远平, 屈文俊, 黄卫, 黄勇. 2009. 西藏工布江达县沙让斑岩铜矿床辉钼矿铼-钨同位素年龄及其地质意义. 地质学报, 85(5): 698 - 704
- 唐菊兴, 黎风信, 李志军, 张丽, 唐晓倩, 邓起, 郎兴海, 黄勇, 姚晓峰, 王友. 2010. 西藏谢通门县雄村铜金矿主要地质体形成的时限: 锆石 U-Pb、辉钼矿 Re-Os 年龄的证据. 矿床地质, 29(3): 461 - 475
- 王玉往, 王京彬, 龙灵利, 邹滔, 唐萍芝, 王莉娟. 2012. 岩浆混合作用的类型、标志、机制、模式及其与成矿的关系——以新疆北部为例. 岩石学报, 28(8): 2317 - 2330
- 闫学义, 黄树峰, 杜安道. 2010. 冈底斯泽当大型钨铜钼矿 Re-Os 年龄及陆缘走滑转换成矿作用. 地质学报, 84(3): 398 - 406
- 杨立强, 刘江涛, 张闯, 王庆飞, 葛良胜, 王中亮, 张静, 龚庆杰. 2010. 哀牢山造山型金成矿系统: 复合造山构造演化与成矿作用初探. 岩石学报, 26(6): 1723 - 1739
- 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): 279 - 318
- 郑有业, 薛迎喜, 程力军, 樊子琛, 高顺宝. 2004. 西藏驱龙超大型斑岩铜(钼)矿床: 发现、特征及意义. 地球科学, 29(1): 103 - 108