

西藏拿若斑岩铜金矿床成矿斑岩年代学、 岩石化学特征及其成矿意义

祝向平^{1,2)}, 陈华安¹⁾, 刘鸿飞²⁾, 马东方¹⁾, 李光明¹⁾, 张红¹⁾, 刘朝强³⁾, 卫鲁杰²⁾

1) 成都地质矿产研究所, 成都, 610081; 2) 西藏自治区地质调查院, 拉萨, 850000;

3) 西藏地质矿产勘查开发局第五地质大队, 青海格尔木, 816000

内容提要:西藏拿若矿床位于西藏多龙矿集区北部, 是2010年新发现的一个斑岩铜矿。三期花岗闪长斑岩在拿若斑岩铜矿内侵位, 前两期花岗闪长斑岩是拿若矿床的主要成矿斑岩; 成矿前的闪长岩在拿若矿床东南侧侵位。本文开展了拿若矿床斑岩和闪长岩的锆石U-Pb年龄、全岩岩石地球化学和Sr-Nd-Hf同位素组成分析。锆石U-Pb测年结果显示, 三期花岗闪长斑岩在120 Ma集中侵位, 闪长岩略早于花岗闪长斑岩侵位(121 Ma)。三期花岗闪长斑岩具有相似的岩石化学特征, 均富集轻稀土、大离子亲石元素, 亏损重稀土、高场强元素, Eu异常不明显, 显示出岛弧岩浆岩的特征, 均具有高Sr低Y的特征, 可能表明三期花岗闪长斑岩形成于同一个岩浆房; 三期花岗闪长斑岩均具有高Al₂O₃、富钠、低镁和高Sr低Y的特征, 显示出埃达克岩的特征; 前两期花岗闪长斑岩的(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i值分别为0.7054~0.7058和0.7056~0.7057, ε_{Nd}(t)分别为-3.7~-2.9和-3.5~-3.2, ε_{Hf}(t)值分别变化于3.6~6.7和3.6~7.4, 表明前两期花岗闪长斑岩起源于新生的下地壳角闪岩相, 有较多幔源物质混入; 第三期花岗闪长斑岩具有较高ε_{Nd}(t)值(-1.3~1.6)和ε_{Hf}(t)值(5.1~8.1), 表明第三期花岗闪长斑岩也起源于下地壳, 但地壳物质混入较少。闪长岩也具有岛弧岩浆岩的特征, 具有与花岗闪长斑岩相似的(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i值(0.7052~0.7057)和略高的ε_{Nd}(t)值(0.2~3.3)与ε_{Hf}(t)值(1.2~9.5), 表明闪长岩也起源于新生的下地壳, 源区中壳源物质混入相对更少。闪长岩和成矿的花岗闪长斑岩铜背景值均较高, 可能表明成岩源区内Cu丰度较高。含矿斑岩中地壳物质混入较多, 可能表明成矿斑岩在侵位过程中从地壳中萃取了较多成矿元素。成矿晚期花岗闪长斑岩中Cu含量明显较低, 可能是末期岩浆在岩浆房中释放了较多成矿元素所致; 多期岩浆活动释放的成矿元素有利于成矿元素在成矿流体中持续富集成矿, 多期岩浆侵位是形成斑岩铜矿的必要因素。

关键词:西藏拿若斑岩铜矿; 多龙矿集区; 班公湖-怒江成矿带; 岩浆演化; 岩石化学

拿若矿床位于多龙矿集区北部, 是西藏地勘局第五地质大队于2010年新发现的一个斑岩型铜矿床。拿若斑岩铜矿位于多不杂斑岩铜矿北东方向约10 km, 是多龙矿集区内发现的第三个斑岩铜矿。多龙矿集区开展1:5万化探工作时发现拿若地区有铜金异常, 地表发现有花岗闪长斑岩露头, 伴生孔雀石化。西藏地质五队在花岗闪长斑岩露头施工探槽, 揭示出花岗闪长斑岩发育钾化、绢英岩化、磁铁矿化、黄铜矿和黄铁矿化, 断定拿若矿床具有斑岩型蚀变和矿化特征。通过施工钻孔逐步确定拿若矿床为斑岩型铜矿, 截至2013年初步控制拿若斑岩铜矿铜资源总量约137×10⁴ t, 伴生金资源总量55 t, 矿体Cu平均品位0.42%, 伴生金平均品位0.18 g/t,

达到大型矿床规模。前人极少对拿若斑岩铜矿进行报道, 本文开展了拿若矿床内三期花岗闪长斑岩及附近的闪长岩岩相学、年代学、岩石化学和全岩Sr、Nd、锆石Hf同位素分析, 研究各期岩石的岩石成因, 开展了含矿岩石和成矿前、成矿后期的侵入岩岩石化学特征对比, 初步总结含矿斑岩的成矿优势, 探讨拿若斑岩铜矿的成矿机制。

1 区域地质背景

中生代班公湖-怒江洋向南(潘桂棠等, 2004, 2006; 邱瑞照等, 2004; Zhu Dichen et al., 2009)和向北俯冲(Shi Rendeng, 2007; Shi Rendeng et al., 2008), 诱发了燕山期大规模岩浆作用, 形成了

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号41202049, 41272091, 41273047)、国家973项目“青藏高原南部大陆聚合与成矿作用”(2011CB403100)和中国地质调查局地质矿产调查评价专项(1212011086074, 12120114050401)联合资助成果。

收稿日期: 2014-02-28; 改回日期: 2014-05-23; 责任编辑: 黄敏

作者简介: 祝向平, 男, 1979年生, 博士, 高级工程师, 从事矿物学、岩石学、矿床学研究, E-mail: zhuxiangping3@hotmail.com。

大量同时期的铜、铁、金等矿床,构成了班公湖-怒江成矿带(图 1a)(曲晓明等,2006)。伴随班公湖-怒江洋侏罗纪向北俯冲(Shi Rendeng, 2007; Shi Rendeng et al., 2008),在南羌塘陆块南缘增生形成了楔形增生体(李光明等,2011),发育大量中酸性侵入体,构成了班公湖-怒江成矿带西段的构造-岩浆弧。多龙矿集区就位于班公湖-怒江成矿带西段的构造-岩浆弧中。

多龙矿集区内主要出露上三叠统日干配错组(T_{3r})碳酸盐岩、下侏罗统曲色组(J_{1q})、中侏罗统色哇组(J_{2s})和新近系中新统的康托组(N_{1k})砾岩,地表多有第四系残坡积物覆盖(图 1b)。下侏罗统曲色组(J_{1q})为浅变质泥质砂岩夹基性火山岩、硅质岩,基性火山岩的成岩年龄为 141~143 Ma (Li Jinxiang et al., 2013)。中侏罗统色哇组(J_{2s})主要为互层的粉砂岩与泥岩。下白垩统美日切错组(K_{1m})紫红色安山岩、英安岩,英安岩的锆石 SHRIMP 年龄为 111.1 ± 1.4 Ma (李光明等,2011)。多龙矿集区内先后发育四组逆断层,依次为

近东西向北倾逆断层、北东向逆断层、北西向逆断层和近东西向南倾逆断层(图 1b)。

多龙矿集区内发育多期侵入岩,依次为辉绿岩、闪长岩和花岗闪长斑岩。辉绿岩主要分布在多龙矿集区中部,呈近东西向岩脉状产出。闪长岩在矿区呈岩株状产出,总体分布较少,部分以较大规模侵入体发育。多龙矿集区内发育多个斑岩侵入体,多沿北东向和北西向逆断层呈岩株状侵位。已发现的多不杂、波龙、那顿、拿若等矿床(点)均沿北东向断层展布(图 1b),与沿北东向逆断层侵位的中酸性斑岩侵入体关系密切,表明北东向断层为多龙矿集区的控矿断层。

2 矿床地质特征

拿若矿床内出露的地层主要为下侏罗系曲色组(J_{1s})泥岩和长石石英砂岩,夹少量硅质岩(图 2)。矿床内发育两组断层,依次为北东向逆断层和北西向逆断层(图 2),其中北东向逆断层为隐伏断层,为拿若矿床的控岩断层。拿若矿床内有三期花岗闪长

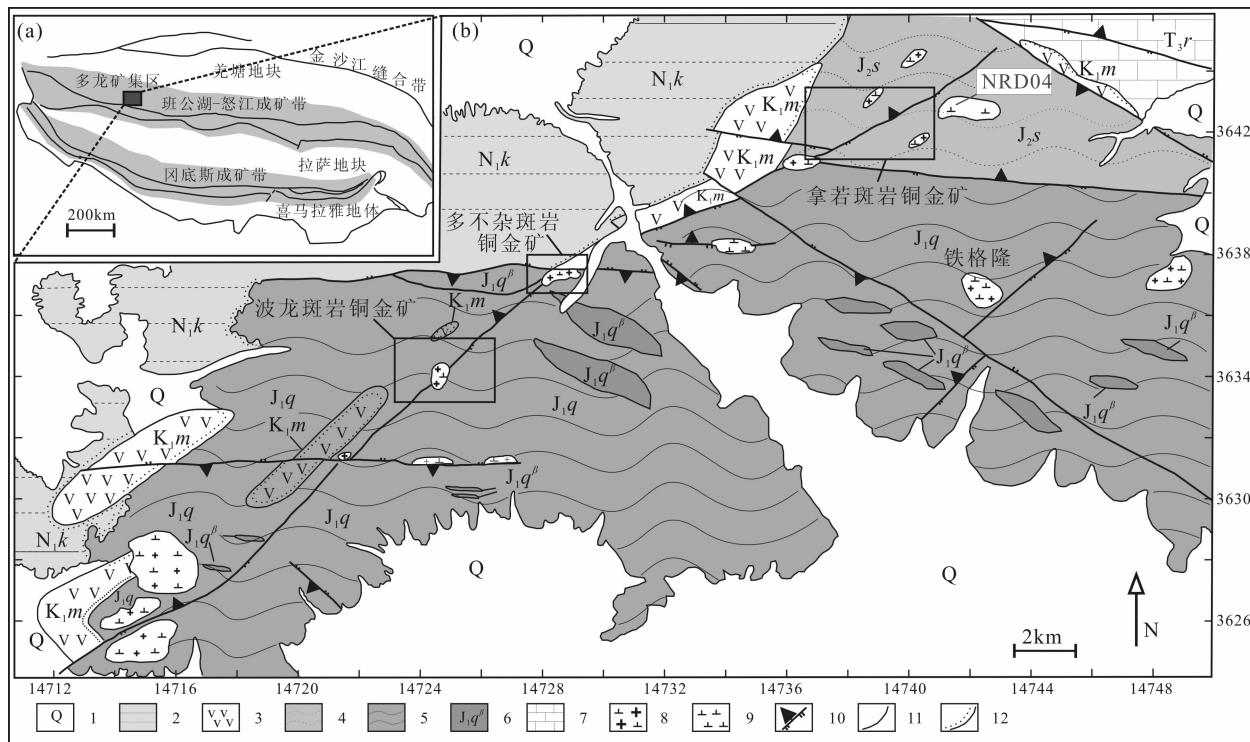


图 1 西藏多龙矿集区构造背景简图(a)和地质简图(b)

Fig. 1 Tectonic setting map (a) and geological schematic map (b) of Duolong metallogenic district

- 1—第四系沉积物;2—中新统康托组砾岩;3—下白垩统美日切错组火山岩;4—中侏罗统色哇组泥岩、砂岩;5—下侏罗统曲色组泥岩、砂岩;
6—下侏罗统曲色组玄武岩;7—上三叠统日干配错组灰岩;8—花岗闪长斑岩;9—闪长岩;10—逆断层;11—地质界线;12—不整合界线
1—Quaternary; 2—Miocene Kangtuo Formation; 3—Lower Cretaceous Meiriqiecuo Formation; 4—Middle Jurassic Sewa Formation; 5—Lower Jurassic Quse Formation; 6—Lower Jurassic basalt; 7—Upper Triassic Riganpeicuo Formation; 8—granodiorite porphyry; 9—diorite;
10—thrust faults; 11—geological boundary; 12—unconformity geological boundary

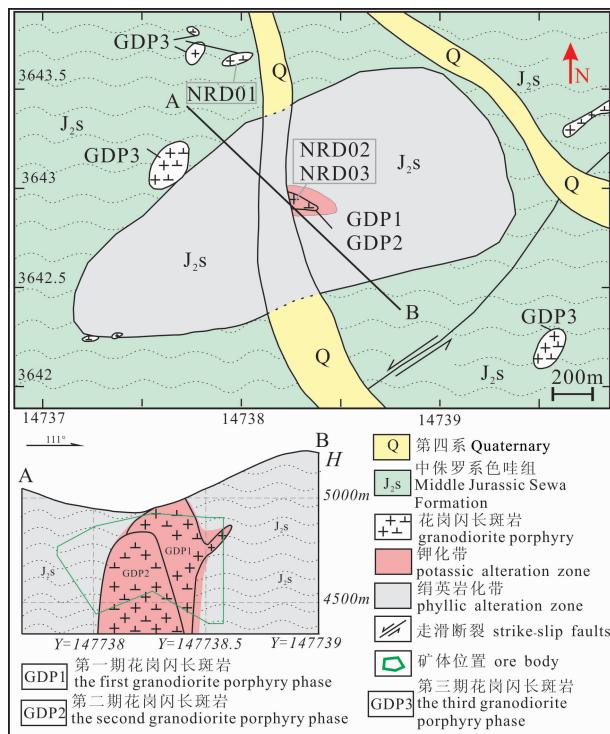


图2 西藏拿若斑岩铜矿床地质简图

Fig. 2 Geological schematic map and section A-B of the Naruo porphyry copper deposit, Tiet

斑岩侵入到下侏罗系曲色组(J_1s)变长石石英砂岩中(图2)。前两期花岗闪长斑岩在拿若矿床中部侵入(图2),早期花岗闪长斑岩(GDP1)以含角闪石大斑晶为特征,较晚期花岗闪长斑岩(GDP2)中斑晶相对较小,晚期花岗闪长斑岩中可见早期花岗闪长斑岩捕虏体,局部可见两期花岗闪长斑岩的侵入接触界线,两期花岗闪长斑岩均为拿若矿床的成矿斑岩。拿若矿床外围发育多个呈北东向长轴状侵位的花岗闪长斑岩体(GDP3)(图2),岩石无蚀变和矿化,表明为成矿后侵位的斑岩侵入体,是拿若矿床最晚侵位的花岗闪长斑岩。此外,在拿若斑岩铜矿东侧有闪长岩侵位(图1b)。

花岗闪长斑岩的斑晶主要成分均为斜长石、角闪石、石英、黑云母等(图3),基质为隐晶质。早期花岗闪长斑岩(GDP1,NRD02)中斑晶含量约40%,角闪石斑晶粒径5~15 mm,角闪石和黑云母含量相对较高(图3a);晚期的花岗闪长斑岩斑晶含量约20%~30%,暗色矿物较稀疏(GDP2,NRD03,图3b);两期花岗闪长斑岩均发育钾长石化、黑云母化,叠加绿泥石化、绢云母化,伴生较多浸染状磁铁矿化、黄铜矿化、黄铁矿化;较晚期花岗闪长斑岩侵入到早期花岗闪长斑岩中,形成冷凝边(图3e)。成矿末期花岗闪长斑岩(GDP3,NRD01)斑晶含量约

10%~15%,无明显矿化与蚀变(图3c)。闪长岩(NRD04)呈中粗粒粒状结构,主要矿物成分有斜长石、角闪石、黑云母、石英,在区域内呈较大规模的岩株发育,无明显矿化与蚀变(图3d)。

拿若矿床蚀变分带不明显,大致可以划分为钾化带和绢英岩化带(图2),钾化带位于拿若矿床中心,绢英岩化带环绕钾化带分布,部分叠加钾化带。以黑云母化、钾长石化为特征的钾化主要发育在前两期花岗闪长斑岩(GDP1和GDP2)中,伴生较多石英-磁铁矿-黄铜矿脉;在前两期花岗闪长斑岩与变长石石英砂岩内接触带局部可见以绿帘石、绿泥石为特征的绿帘石化;靠近前两期花岗闪长斑岩侵入体的变长石石英砂岩发育以硅化、绢云母化、黄铁矿化为特征的绢英岩化,伴生较多石英-黄铁矿-黄铜矿脉,局部有钾长石化和石英-磁铁矿脉发育。拿若矿床的矿化以黄铜矿化、黄铁矿化为主,其中黄铜矿矿化主要发育于前两期花岗闪长斑岩(GDP1和GDP2)侵入体及其与变长石石英砂岩接触带内,在花岗闪长斑岩体中主要以石英-磁铁矿-黄铜矿-黄铁矿脉和浸染状产出,在变长石石英砂岩中主要以石英-硫化物脉产出;局部偶见辉钼矿矿化,以石英-辉钼矿脉产出,在花岗闪长斑岩及变长石石英砂岩中均有产出。拿若矿床的铜矿体主要发育于两期花岗闪长斑岩(GDP1和GDP2)侵入体及其与变长石石英砂岩接触带内,金与铜密切伴生(图2)。拿若矿床的辉钼矿Re-Os等时线年龄为 118.8 ± 1.9 Ma(未发表数据)。

3 样品与测试方法

闪长岩采于拿若斑岩铜矿东侧的闪长岩侵入体内(图1b),花岗闪长斑岩均采于拿若斑岩铜矿地表,其中前两期花岗闪长斑岩采于拿若矿床中部,最晚期花岗闪长斑岩采于拿若矿床北部(图2)。花岗闪长斑岩和闪长岩样品相对较新鲜,前两期成矿的花岗闪长斑岩均发育较弱的钾化、绢英岩化和少量浸染状黄铜矿、黄铁矿、磁铁矿,闪长岩和最晚期的花岗闪长斑岩均无明显矿化和蚀变。

锆石是在河北廊坊物化勘察研究所采用浮选和电磁选方法完成的。锆石阴极发光(CL)显微照相是在西北大学电子探针实验室完成,工作电压为15 kV,电流为4 nA。锆石U-Pb同位素定年在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室(GPMR)利用LA-ICP-MS分析完成。激光剥蚀系统为GeoLas 2005, ICP-MS为Agilent 7500a。对

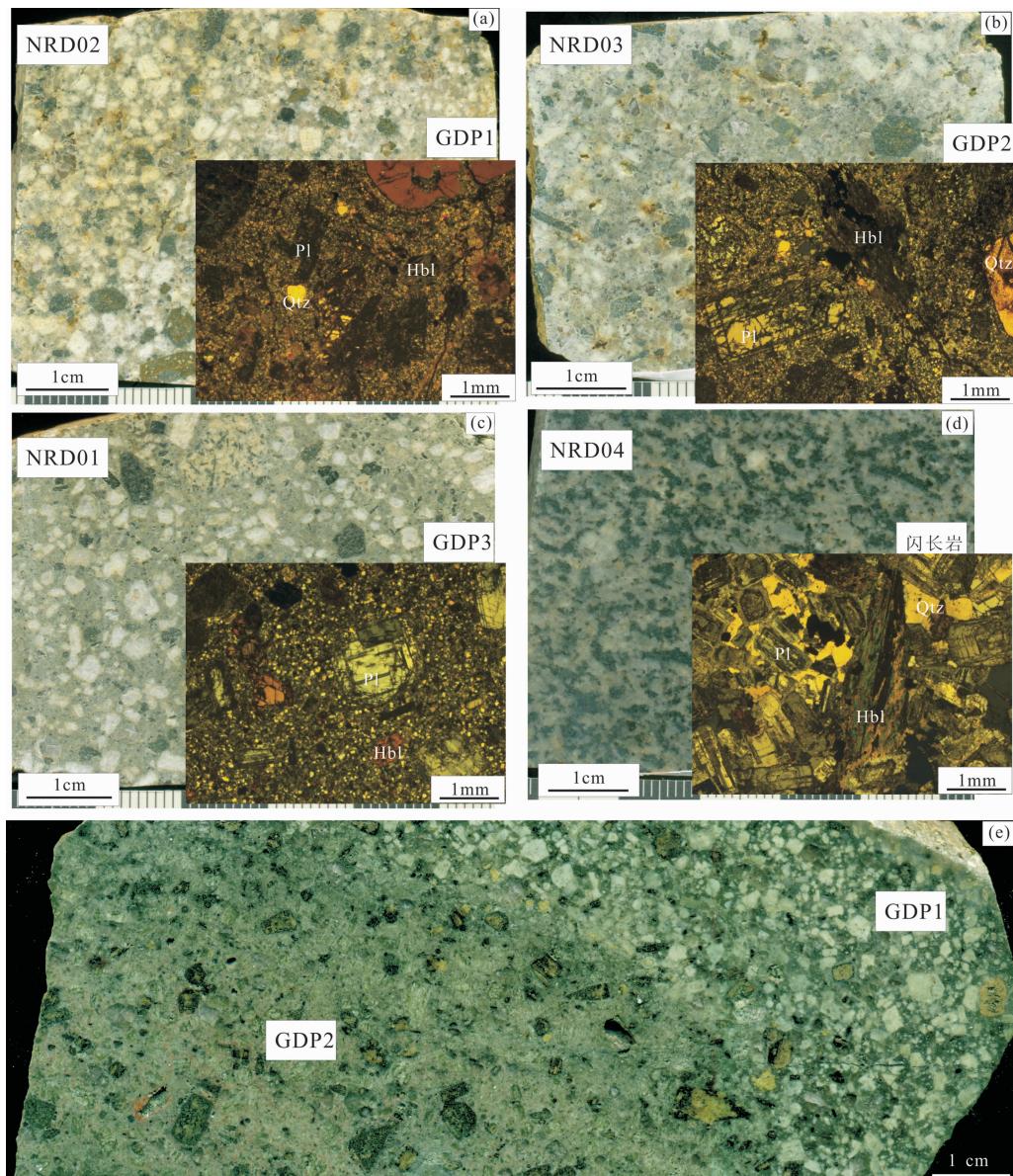


图 3 西藏拿若斑岩铜金矿床各期岩石照片、正交偏光照片[(a)~(d)]及前两期花岗闪长斑岩的接触界线照片(e)

Fig. 3 (a)~(d)—photographs and cross-polarized photographs of the diorite and granodiorite porphyries in the Naruo porphyry deposit, Tibet; (e)—the contact zone of the former two granodiorite porphyry phases
Hb—角闪石; Pl—斜长石; Qtz—石英; GDP1—第一期花岗闪长斑岩; GDP2—第二期花岗闪长斑岩; GDP3—第三期花岗闪长斑岩
Hb—Hornblende; Pl—plagioclase; Qtz—quartz; Py—pyrite; GDP1—the first granodiorite porphyry phase;
GDP2—the second granodiorite porphyry phase; GDP3—the third granodiorite porphyry phase

分析数据的离线处理(包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量及 U-Th-Pb 同位素比值和年龄计算)采用软件 ICPMSDataCal (Liu Yongsheng et al., 2008, 2010a)完成。详细的仪器操作条件和数据处理方法同 Liu Yongsheng 等 (2008, 2010a, 2010b)。

波龙矿床的各期斑岩岩石样品碎至 100 目, 采用化学滴定法测定 FeO 含量; 岩石样品碎至 200 目, 在成都地质矿产研究所实验室进行主量元素测

试, 在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室测定微量元素和 Sr-Nd 同位素组成。主量元素采用 XRF 法测试; 微量元素采用 Agilent7500a 等离子体质谱仪(ICP-MS)测定, 分析精度优于 5%~10%, 测试过程中每 10 个样品选取一个进行重复测定, 共测定 4 份标准样来监测测试精度: AGV-2, BHVO-2, BCR-2, GSR-1, 详细的测试方法和分析流程见 Gao Shan 等 (2002)。全岩 Sr、Nd 同位素分析在中国地质大学(武汉)地质过程

与矿产资源国家重点实验室采用 MAT261 仪器测试,分析流程见 Zhang Hongfei 等(2002),采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 分别对 Sr 和 Nd 同位素比值标准化,标样 LaJolla 的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值为 $0.511853 \pm 9(2\sigma)$, 标样 BCR-2 的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值为 $0.512638 \pm 5(2\sigma)$, Sr 和 Nd 空白值分别 $<1\text{ng}$ 和 $<50\text{pg}$ 。

锆石 Hf 同位素测试是在中国地质科学院矿产资源研究所国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室 Neptune 多接收等离子质谱和 Newwave UP213 紫外激光剥蚀系统(LA-MC-ICP-MS)上进行的,实验过程中采用 He 作为剥蚀物质载气,根据锆石大小,剥蚀直径采用 $55\mu\text{m}$, 测定时使用锆石国际标样 GJ1 和 Plesovice 作为参考物质,分析点与 U-Pb 定年分析点为同一位置。相关仪器运行条件及详细分析流程见侯可军(2007)。分析过程中锆石标准 GJ1 和 Plesovice 的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 测试加权平均值分别为 0.282007 ± 0.000007 (2σ , $n=36$) 和 0.282476 ± 0.000004 (2σ , $n=27$),与文献报道值(侯可军, 2007; Morel et al., 2006; Sláma et al., 2008)在误差范围内完全一致。

4 测试结果

4.1 锆石 U-Pb 年龄

闪长岩和三期花岗闪长斑岩样品粉碎和锆石分离之后,开展锆石样品的透射光、反射光和阴极发光分析,选择锆石颗粒形状规则、晶形完整、环带发育的岩浆成因锆石进行测试,LA-ICPMS 锆石 U-Pb 测年,分析结果见表 1 和图 4、图 5。

闪长岩和三期花岗闪长斑岩中锆石呈无色长柱状自形晶,长宽比 $2:1 \sim 3:1$,振荡环带环带发育, Th/U 比值集中于 $0.4 \sim 0.7$,表明各期岩石中锆石均为岩浆成因锆石(吴元保等, 2004)。

闪长岩(NRD04)样品中 25 颗锆石测点中 20 个测点的加权平均年龄为 $121.3 \pm 1.1\text{ Ma}(\text{MSWD}=1.1)$, 22 个测点位于谐和线附近。

早期花岗闪长斑岩(NRD02)样品中 25 锆石测点中有 23 个测点位于谐和线附近,23 个锆石测点的加权平均年来为 $120.2 \pm 1.4\text{ Ma}(\text{MSWD}=3.0)$ 。晚期花岗闪长斑岩(NRD03)25 锆石测点均位于谐和线附件,加权平均年龄为 $120.5 \pm 1.2\text{ Ma}(\text{MSWD}=1.9)$ 。

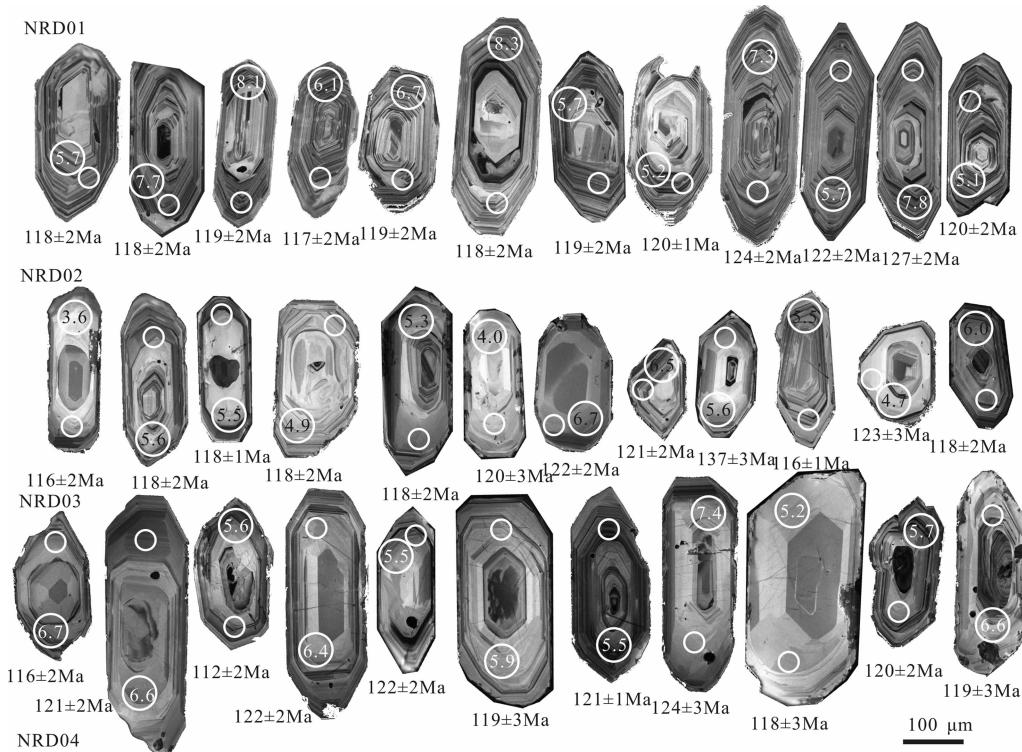


图 4 西藏拿若斑岩铜矿闪长岩和三期花岗闪长斑岩中锆石的阴极发光照相

Fig. 4 Cathodoluminescence (CL) images and testing ages for zircons from the diorite and granodiorite porphyries in the Naruo porphyry deposit, Tibet

续表 1

测点	Pb(× 10 ⁻⁶)	Th(× 10 ⁻⁶)	U(× 10 ⁻⁶)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
													(Ma)	1σ	(Ma)	1σ
NRD03-3	1.97	50.8	85.3	0.60	0.0888	0.0085	0.2039	0.0172	0.0180	0.0004	1399	183	188	15	115	3
NRD03-4	6.95	162	264	0.61	0.1201	0.0383	0.3108	0.0865	0.0189	0.0004	1958	598	275	67	121	2
NRD03-5	17.47	499	745	0.67	0.0438	0.0018	0.1083	0.0043	0.0181	0.0002	error	error	104	4	116	1
NRD03-6	4.51	87.6	189	0.46	0.0641	0.0046	0.1640	0.0109	0.0193	0.0004	746	151	154	10	123	3
NRD03-7	3.39	78.3	146	0.54	0.0756	0.0066	0.1811	0.0139	0.0186	0.0004	1084	175	169	12	119	3
NRD03-8	3.48	92.8	146	0.64	0.0775	0.0070	0.1897	0.0152	0.0187	0.0003	1144	179	176	13	120	2
NRD03-9	6.77	160	279	0.57	0.0487	0.0033	0.1315	0.0090	0.0196	0.0003	132	152	125	8	125	2
NRD03-10	6.79	154	297	0.52	0.0541	0.0033	0.1367	0.0082	0.0187	0.0003	372	137	130	7	119	2
NRD03-11	3.24	68.9	138	0.50	0.0599	0.0048	0.1569	0.0130	0.0194	0.0004	611	175	148	11	124	3
NRD03-12	4.07	104	167	0.62	0.0656	0.0053	0.1750	0.0142	0.0197	0.0004	794	168	164	12	126	2
NRD03-13	5.73	139	246	0.57	0.0507	0.0037	0.1301	0.0095	0.0189	0.0003	233	166	124	9	120	2
NRD03-14	3.67	88.9	154	0.58	0.0639	0.0045	0.1595	0.0103	0.0189	0.0004	739	148	150	9	120	2
NRD03-15	2.17	43.0	94.6	0.45	0.0759	0.0072	0.1824	0.0149	0.0185	0.0005	1094	186	170	13	118	3
NRD03-16	2.33	47.4	97.3	0.49	0.0673	0.0065	0.1696	0.0151	0.0194	0.0004	856	202	159	13	124	3
NRD03-17	12.02	386	476	0.81	0.0474	0.0027	0.1239	0.0070	0.0190	0.0002	77.9	120.4	119	6	121	1
NRD03-18	2.04	46.3	87.2	0.53	0.0784	0.0066	0.1969	0.0169	0.0187	0.0004	1167	164	182	14	119	3
NRD03-19	3.07	72.4	126	0.57	0.0633	0.0051	0.1660	0.0128	0.0191	0.0004	717	170	156	11	122	2
NRD03-20	4.79	131	199	0.66	0.0531	0.0040	0.1349	0.0094	0.0189	0.0003	345	172	129	8	120	2
NRD03-21	3.67	61.0	141	0.43	0.1178	0.0123	0.3505	0.0453	0.0191	0.0004	1924	188	305	34	122	3
NRD03-22	4.64	97.0	187	0.52	0.0641	0.0086	0.1732	0.0223	0.0197	0.0003	746	285	162	19	126	2
NRD03-23	4.60	100	196	0.51	0.0734	0.0088	0.1890	0.0216	0.0193	0.0003	1025	243	176	18	123	2
NRD03-24	4.71	105	203	0.52	0.0540	0.0033	0.1396	0.0082	0.0189	0.0003	372	137	133	7	121	2
NRD03-25	2.94	68.1	126	0.54	0.0721	0.0056	0.1777	0.0132	0.0186	0.0004	989	160	166	11	118	2
NRD04-01	2.78	63.1	117	0.54	0.0758	0.0049	0.1955	0.0113	0.0192	0.0004	1100	130	181	10	122	2
NRD04-02	3.13	86.9	132	0.66	0.0597	0.0060	0.1476	0.0134	0.0184	0.0004	591	214	140	12	118	3
NRD04-03	3.25	67.9	130	0.52	0.0806	0.0066	0.2090	0.0145	0.0198	0.0004	1213	161	193	12	126	2
NRD04-04	2.64	56.9	114	0.50	0.0700	0.0057	0.1705	0.0134	0.0187	0.0004	929	167	160	12	119	3
NRD04-05	10.50	75.7	192	0.39	0.0542	0.0045	0.2732	0.0195	0.0365	0.0017	389	182	245	16	231	11
NRD04-06	4.88	120	202	0.59	0.0515	0.0036	0.1361	0.0096	0.0190	0.0003	265	161	130	9	122	2
NRD04-07	7.17	110	181	0.61	0.0556	0.0031	0.2333	0.0130	0.0307	0.0004	439	129	213	11	195	3
NRD04-08	2.32	56.6	97	0.58	0.0703	0.0062	0.1803	0.0155	0.0191	0.0004	939	181	168	13	122	3
NRD04-09	5.68	200	218	0.92	0.0534	0.0043	0.1364	0.0096	0.0193	0.0004	346	183	130	9	123	2
NRD04-10	38.2	236	321	0.74	0.0637	0.0019	0.7329	0.0212	0.0837	0.0013	731	31	558	12	518	8
NRD04-11	2.62	57.5	111	0.52	0.0650	0.0062	0.1578	0.0135	0.0191	0.0004	776	199	149	12	122	2
NRD04-12	2.94	66.0	118	0.56	0.0811	0.0053	0.2136	0.0136	0.0194	0.0004	1233	124	197	11	124	2
NRD04-13	2.33	53.6	100	0.54	0.0714	0.0059	0.1772	0.0131	0.0185	0.0005	969	171	166	11	118	3
NRD04-14	4.05	100	169	0.59	0.0616	0.0049	0.1522	0.0112	0.0187	0.0004	657	173	144	10	120	2
NRD04-15	3.91	76.4	173	0.44	0.0586	0.0035	0.1492	0.0085	0.0190	0.0004	554	129	141	8	121	2
NRD04-16	3.04	69.7	134	0.52	0.0609	0.0047	0.1487	0.0104	0.0185	0.0003	635	167	141	9	118	2
NRD04-17	2.71	55.1	100	0.55	0.1020	0.0072	0.2659	0.0183	0.0194	0.0004	1661	131	239	15	124	3
NRD04-18	3.40	71.0	126	0.56	0.0982	0.0079	0.2577	0.0196	0.0195	0.0004	1591	150	233	16	124	2
NRD04-19	3.46	59.8	157	0.38	0.0502	0.0047	0.1263	0.0121	0.0186	0.0003	211	198	121	11	119	2
NRD04-20	2.08	46.8	90.7	0.52	0.0745	0.0077	0.1795	0.0153	0.0186	0.0004	1055	209	168	13	119	3
NRD04-21	2.76	53.1	99	0.54	0.0662	0.0051	0.1974	0.0153	0.0221	0.0006	813	162	183	13	141	4
NRD04-22	3.51	80.3	145	0.55	0.0607	0.0048	0.1527	0.0100	0.0195	0.0004	628	168	144	9	124	2
NRD04-23	3.40	71.5	147	0.49	0.0577	0.0042	0.1446	0.0104	0.0186	0.0004	517	163	137	9	119	2
NRD04-24	3.08	76.9	131	0.59	0.0617	0.0045	0.1564	0.0114	0.0187	0.0004	665	156	148	10	120	2
NRD04-25	4.21	81.9	150	0.55	0.0700	0.0048	0.2072	0.0145	0.0218	0.0005	929	141	191	12	139	3

成矿后花岗闪长斑岩(NRD01)25 锌石测点均位于谐和线附件,加权平均年龄为 119.8 ± 1.3 Ma ($\text{MSWD}=3.4$)。

4.2 岩石化学分析结果

闪长岩和三期花岗闪长斑岩的全岩岩石化学分析结果和 Sr-Nd 同位素组成见表 2。

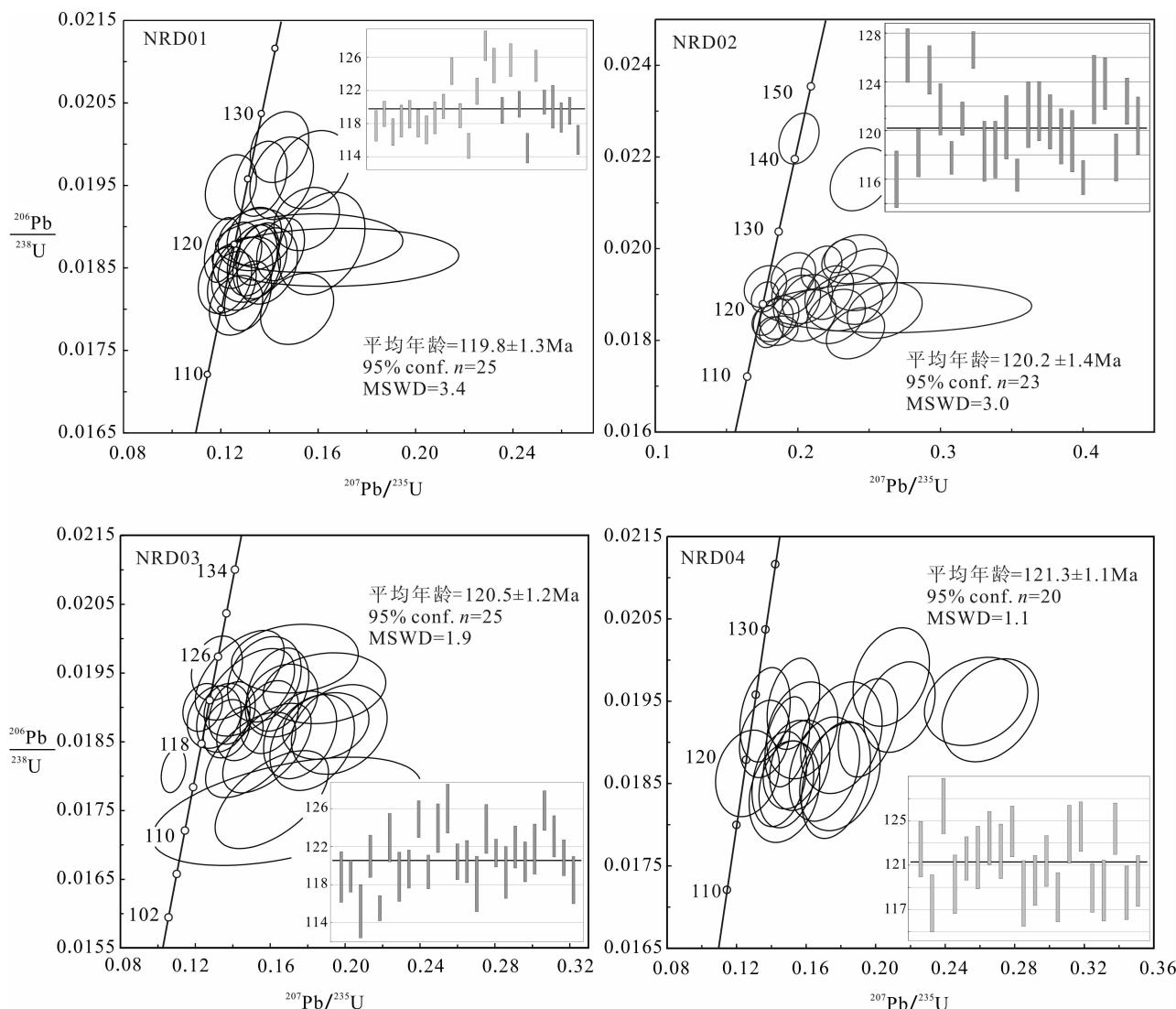


图 5 西藏拿若斑岩铜矿闪长岩和三期花岗闪长斑岩的锆石 LA-ICPMS U-Pb 年龄协和图与加权平均年龄

Fig. 5 Concordia diagrams and weighted ages for zircons from the diorite and ganodiorite porphyries in the Naruo porphyry deposit, Tibet

闪长岩的 SiO_2 含量为 56.99%~59.44%，铝含量为 16.61%~16.92%，镁含量为 2.54%~2.94%，具有高铝和低镁的特征；其 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 为 0.50~0.63，表明闪长岩为钠质岩石； $A/\text{CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 值为 0.78~0.91，表明闪长岩为准铝质岩石。岩石主量元素 TAS 投图结果位于闪长岩区域内(图 6a)，属于高钾系列岩石(图 6b)。

拿若斑岩铜矿两期成矿的花岗闪长斑岩 SiO_2 含量分别为 65.46%~65.68% 和 64.70%~65.26%，具有高铝(16.73%~16.92%、16.61%~16.85%)、低镁(1.55%~1.59%、1.70%~1.78%) 的特点，因成矿岩石伴生部分弱钾化，可能导致钾富

集，其 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值升高(0.91~1.29 和 0.95~0.98)，两期花岗闪长斑岩也应为富钠岩石。两期花岗闪长斑岩 TAS 投图位于花岗闪长岩区域内(图 6a)，为高钾系列岩石(图 6b)。

成矿后花岗闪长斑岩 $\text{SiO}_2 = 62.86\%~63.65\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16.55\%~16.89\%$ ，也具有低镁(1.70%~2.12%)和富钠($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.70~0.83$)的特征， $A/\text{CNK} = 0.97~1.07$ 。形成拿若矿床的花岗闪长斑岩的岩浆为于高钾钙碱性系列岩浆(图 6b)，TAS 投图结果显示也处于花岗闪长岩区域内(图 6a)。

闪长岩富集轻稀土、亏损重稀土，Eu 异常不明显；富集大离子亲石元素，亏损高场强元素(图 7)。闪长岩具有较高 $\text{Sr}(554 \times 10^{-6}~574 \times 10^{-6})$ 含量，

表2 西藏拿若斑岩铜矿的全岩岩石学数据

Table 2 Bulk-rock major, trace element and Sr-Nd isotopic composition of the diorite and three porphyry phases in the Naruo porphyry Cu deposit, Tibet

样品	成矿后花岗闪长斑岩					早期成矿花岗闪长斑岩				
	NRD01H1	NRD01H2	NRD01H3	NRD01H4	NRD01H5	NRD02H1	NRD02H2	NRD02H3	NRD02H4	NRD02H5
主量元素(%)										
SiO ₂	63.54	63.32	63.09	62.86	63.65	65.62	65.46	65.59	65.68	65.60
Al ₂ O ₃	16.69	16.82	16.77	16.55	16.85	16.92	16.77	16.76	16.73	16.89
Fe ₂ O ₃	3.72	3.78	4.64	3.31	4.01	3.48	4.1	4.36	2.98	2.38
FeO	1.46	1.32	0.68	1.97	1.11	1.30	0.69	0.56	1.75	2.30
CaO	3.81	3.91	3.95	4.2	3.79	1.10	1.92	2.37	1.60	1.34
MgO	1.83	1.74	1.88	2.12	1.7	1.63	1.55	1.56	1.59	1.56
K ₂ O	2.86	3.02	2.83	3.00	2.58	3.52	3.08	2.75	3.30	3.32
Na ₂ O	3.53	3.63	3.78	3.79	3.71	2.72	3.02	3.02	3.09	2.90
TiO ₂	0.47	0.47	0.48	0.49	0.47	0.41	0.39	0.41	0.39	0.39
P ₂ O ₅	0.17	0.16	0.18	0.18	0.18	0.14	0.14	0.14	0.13	0.14
MnO	0.14	0.12	0.13	0.14	0.11	0.066	0.058	0.059	0.056	0.064
LOI	1.50	1.43	1.39	1.08	1.60	2.84	2.63	2.27	2.39	2.74
K/ Na	0.81	0.83	0.75	0.79	0.70	1.29	1.02	0.91	1.07	1.14
A/CNK	1.05	1.03	1.02	0.97	1.07	1.64	1.42	1.37	1.45	1.56
Fe ₂ O ₃ / FeO	2.55	2.86	6.82	1.68	3.61	2.68	5.94	7.79	1.70	1.03
微量元素($\times 10^{-6}$)										
Li	20.51	16.48	14.38	17.69	17.18	28.03	29.68	28.18	29.84	29.58
Be	1.04	1.06	1.04	0.95	1.05	1.30	1.33	1.19	1.21	1.36
Sc	10.47	11.47	12.05	12.71	10.89	9.24	8.74	8.36	9.04	9.23
V	119.46	121.54	123.54	120.98	123.65	88.36	87.58	88.37	87.29	86.98
Cr	6.59	6.33	5.38	5.99	5.57	3.69	3.17	3.31	3.23	3.24
Co	10.89	9.71	10.64	11.34	10.14	8.65	8.26	7.82	8.45	8.30
Ni	4.59	4.50	3.95	4.37	4.21	5.35	6.74	10.12	6.69	5.51
Cu	30.83	18.61	73.53	37.18	30.75	262.39	254.28	245.79	256.72	268.11
Zn	83.30	76.96	68.61	79.14	75.02	93.99	82.21	81.20	85.06	95.09
Ga	16.32	16.17	16.23	15.91	16.44	17.23	17.06	16.48	17.11	17.46
Rb	95.66	97.01	97.05	101.56	94.10	142.82	109.02	91.23	125.72	138.01
Sr	526.24	518.00	539.75	537.99	534.33	383.45	457.72	472.64	454.14	438.64
Y	14.40	14.52	15.29	16.69	14.32	9.24	8.09	7.94	8.53	8.94
Zr	72.16	78.48	71.10	75.68	80.62	95.33	84.94	92.56	83.76	84.86
Nb	7.01	6.84	6.95	7.00	7.18	7.35	7.18	7.50	7.16	7.19
Mo	0.44	0.38	0.38	0.32	0.56	0.78	0.53	0.45	0.58	0.71
Sn	0.89	0.91	0.86	0.92	0.84	1.06	1.08	1.09	1.07	0.92
Cs	4.24	4.94	4.85	5.88	4.84	19.89	24.38	20.84	26.97	24.41
Ba	620.12	575.91	581.78	581.39	592.90	694.75	667.28	635.26	676.93	676.77
La	19.02	17.47	18.57	18.83	18.77	11.46	10.15	11.10	10.35	11.22
Ce	35.69	31.74	33.27	34.34	33.78	24.46	20.53	21.19	21.96	24.45
Pr	3.87	3.69	3.85	3.99	3.78	2.92	2.45	2.44	2.60	2.90
Nd	14.68	14.08	14.60	15.26	14.53	11.55	9.52	9.39	10.27	11.88
Sm	2.86	2.67	2.95	3.06	2.90	2.29	2.01	1.70	2.05	2.44
Eu	0.84	0.82	0.87	0.84	0.85	0.54	0.53	0.55	0.49	0.57
Gd	2.56	2.59	2.65	2.83	2.62	2.08	1.65	1.55	1.78	2.02
Tb	0.42	0.43	0.43	0.46	0.42	0.32	0.26	0.24	0.29	0.31
Dy	2.44	2.44	2.61	2.70	2.50	1.88	1.56	1.38	1.61	1.73
Ho	0.51	0.48	0.53	0.56	0.49	0.32	0.29	0.28	0.31	0.34
Er	1.44	1.49	1.52	1.66	1.44	0.94	0.84	0.84	0.87	0.97
Tm	0.24	0.23	0.24	0.26	0.23	0.15	0.14	0.14	0.14	0.15
Yb	1.65	1.56	1.63	1.77	1.63	1.03	0.94	0.99	0.97	1.04
Lu	0.26	0.26	0.27	0.28	0.26	0.17	0.15	0.16	0.15	0.15
Hf	2.25	2.30	2.19	2.29	2.41	2.68	2.46	2.69	2.43	2.44

续表 2

Ta	0.59	0.58	0.59	0.59	0.60	0.61	0.60	0.63	0.61	0.60
Tl	0.33	0.41	0.39	0.44	0.35	1.49	1.03	0.78	1.22	1.57
Pb	9.92	8.50	9.16	10.89	12.96	11.17	12.56	15.00	12.45	11.60
Th	7.54	7.12	7.15	7.28	7.09	7.46	7.41	7.95	7.48	7.56
U	0.99	0.92	0.81	0.92	0.93	0.86	0.92	1.08	0.84	0.84
($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) _m	0.54186	0.55826	0.53599	0.56273	0.52497	1.11027	0.71000	0.57539	0.82525	0.93788
($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _m	0.70602	0.70616	0.70612	0.70618	0.70600	0.70774	0.70679	0.70643	0.70715	0.70743
($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) _m	0.11771	0.11483	0.12211	0.12141	0.12076	0.12009	0.12777	0.10923	0.12049	0.12417
($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) _m	0.51266	0.51252	0.51252	0.51251	0.51252	0.51239	0.51240	0.51240	0.51243	0.51241
($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i	0.70510	0.70521	0.70520	0.70522	0.70510	0.70584	0.70558	0.70545	0.70574	0.70583
($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) _i	0.51257	0.51243	0.51242	0.51242	0.51243	0.51230	0.51230	0.51232	0.51234	0.51231
$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	0.4	-2.4	-2.3	-2.5	-2.2	-4.9	-4.6	-4.6	-4.0	-4.5
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	1.6	-1.1	-1.1	-1.3	-1.1	-3.7	-3.6	-3.3	-2.9	-3.4
T _{DM} (Ma)	781	980	1049	1058	1029	1241	1332	1093	1178	1268
T _{2DM} (Ma)	783	1008	1009	1024	1003	1217	1209	1182	1150	1195

样品	第二期成矿花岗闪长斑岩					闪长岩				
	NRD03H1	NRD03H2	NRD03H3	NRD03H4	NRD03H5	NRD04H1	NRD04H2	NRD04H3	NRD04H4	NRD04H5

主量元素(%)										
SiO ₂	65.01	64.70	65.06	65.26	64.99	59.44	56.99	58.82	58.02	57.98
Al ₂ O ₃	16.75	16.61	16.81	16.66	16.85	16.99	16.68	17.27	17.44	17.35
Fe ₂ O ₃	4.66	4.96	3.12	4.24	4.79	5.32	5.27	4.58	4.63	5.56
FeO	0.68	0.49	1.88	0.83	0.34	0.88	1.15	1.36	1.56	0.70
CaO	1.70	1.70	1.71	1.66	1.66	5.96	7.34	6.05	5.9	6.34
MgO	1.70	1.78	1.70	1.73	1.71	2.58	2.54	2.73	2.84	2.94
K ₂ O	2.98	2.95	2.85	2.91	3.00	1.88	1.85	1.99	2.27	1.94
Na ₂ O	3.04	3.05	3.01	3.04	3.1	3.48	3.67	3.80	3.63	3.5
TiO ₂	0.40	0.41	0.40	0.40	0.40	0.69	0.69	0.7	0.72	0.71
P ₂ O ₅	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.18	0.19	0.2	0.19	0.19
MnO	0.056	0.058	0.052	0.054	0.052	0.088	0.13	0.098	0.086	0.094
LOI	2.67	2.94	2.92	2.84	2.79	2.29	3.26	2.16	2.42	2.52
K/ Na	0.98	0.97	0.95	0.96	0.97	0.54	0.50	0.52	0.63	0.55
A/CNK	1.48	1.47	1.51	1.49	1.48	0.91	0.78	0.89	0.91	0.89
Fe ₂ O ₃ / FeO	6.85	10.12	1.66	5.11	14.09	6.05	4.58	3.37	2.97	7.94

微量元素($\times 10^{-6}$)										
Li	37.74	37.66	38.39	37.94	37.84	15.80	14.01	13.86	14.90	20.83
Be	1.41	1.43	1.39	1.37	1.39	0.99	0.97	0.94	1.00	1.09
Sc	9.17	9.85	8.86	8.75	8.88	12.39	12.40	12.60	13.33	13.07
V	90.88	92.43	90.35	88.38	89.36	136.29	138.83	138.09	148.61	142.80
Cr	4.34	3.73	4.14	3.53	3.67	6.42	10.41	6.12	6.30	6.15
Co	7.65	7.82	7.43	7.72	7.75	9.86	8.43	11.05	10.96	12.71
Ni	10.90	9.74	13.11	11.62	11.62	4.78	4.99	4.68	5.11	4.30
Cu	3507.2	5089.1	1819.4	1831.2	1827.2	75.29	55.84	119.71	178.95	243.89
Zn	109.24	112.29	104.95	105.16	99.59	30.20	34.78	34.55	30.53	30.63
Ga	17.01	17.20	16.84	16.84	17.00	17.51	17.52	17.36	17.87	17.57
Rb	102.90	101.99	98.67	102.35	104.50	64.34	60.61	71.09	89.10	75.94
Sr	438.03	440.25	424.01	439.22	440.95	554.50	578.07	570.46	574.10	556.15
Y	13.77	14.45	13.00	12.62	13.12	20.63	22.77	20.46	22.30	21.74
Zr	83.01	85.46	75.70	83.45	80.67	93.05	89.44	81.33	80.92	87.17
Nb	7.11	7.25	6.91	6.98	6.99	8.64	8.81	8.47	8.06	8.30
Mo	0.98	1.15	0.68	1.03	0.77	3.00	1.03	13.87	11.47	6.07
Sn	1.05	1.08	1.02	1.00	1.00	1.09	1.45	1.85	2.01	1.56
Cs	17.35	17.64	16.44	17.53	17.18	9.60	13.07	13.22	13.98	7.76
Ba	725.67	759.86	678.47	734.61	714.70	414.81	388.21	401.92	410.63	412.70
La	13.92	13.63	14.87	15.55	16.08	22.94	21.71	22.12	21.54	21.95
Ce	28.68	28.57	29.91	30.23	31.64	43.88	43.21	44.37	42.79	41.50
Pr	3.42	3.42	3.53	3.53	3.68	5.22	5.30	5.26	5.12	4.98

续表2

Nd	13.63	13.97	14.31	14.07	15.05	20.45	20.91	20.56	20.45	19.70
Sm	3.08	2.90	3.04	2.99	3.11	3.85	4.08	3.92	4.09	3.89
Eu	0.77	0.80	0.78	0.76	0.79	1.15	1.24	1.21	1.19	1.15
Gd	2.73	2.87	2.85	2.75	2.92	3.63	3.86	3.68	3.91	3.84
Tb	0.43	0.46	0.42	0.42	0.44	0.57	0.61	0.59	0.63	0.59
Dy	2.56	2.72	2.45	2.44	2.48	3.44	3.78	3.46	3.86	3.68
Ho	0.50	0.52	0.48	0.47	0.49	0.71	0.77	0.70	0.76	0.75
Er	1.44	1.57	1.37	1.39	1.40	2.17	2.33	2.13	2.29	2.25
Tm	0.22	0.24	0.20	0.21	0.20	0.34	0.36	0.34	0.34	0.34
Yb	1.46	1.55	1.40	1.44	1.43	2.25	2.39	2.23	2.35	2.27
Lu	0.23	0.25	0.22	0.23	0.22	0.37	0.40	0.36	0.37	0.35
Hf	2.51	2.46	2.27	2.45	2.34	2.70	2.62	2.45	2.34	2.54
Ta	0.57	0.59	0.59	0.59	0.58	0.68	0.68	0.63	0.61	0.61
Tl	1.03	1.00	1.01	1.06	1.05	0.23	0.24	0.32	0.38	0.30
Pb	42.95	43.73	41.92	51.28	47.14	4.68	4.42	4.35	4.06	4.43
Th	7.00	7.02	7.14	6.96	7.14	6.50	6.25	5.86	5.19	5.76
U	1.10	1.06	1.07	1.14	1.08	1.62	1.59	2.24	1.89	1.81
(⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr) _m	0.70031	0.69059	0.69368	0.69464	0.70645	0.34588	0.31256	0.37150	0.46263	0.40704
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _m	0.70690	0.70684	0.70689	0.70691	0.70690	0.70584	0.70626	0.70612	0.70630	0.70588
(¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd) _m	0.13642	0.12572	0.12860	0.12862	0.12484	0.11382	0.11796	0.11529	0.12099	0.11951
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _m	0.51241	0.51241	0.51242	0.51243	0.51242	0.51272	0.51272	0.51261	0.51259	0.51275
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.70570	0.70567	0.70571	0.70573	0.70570	0.70525	0.70573	0.70549	0.70552	0.70519
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	0.51230	0.51231	0.51232	0.51233	0.51232	0.51263	0.51262	0.51252	0.51249	0.51265
$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	-4.4	-4.4	-4.3	-4.1	-4.3	1.5	1.5	-0.6	-1.0	2.1
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	-3.5	-3.4	-3.3	-3.1	-3.2	2.8	2.7	0.7	0.2	3.3
$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$	1459	1284	1315	1295	1261	667	695	841	928	655
$T_{\text{2DM}}(\text{Ma})$	1202	1190	1183	1165	1180	691	696	861	903	647

注:同位素校正公式: $t = 120 \text{ Ma}$, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i = (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{样品} - ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr × (e^{λ1t} - 1), $λ_1 = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$, ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr = Rb/Sr × 2.981; (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i = (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{样品} + ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd × (e^{λ2t} - 1), ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = Sm/Nd × [0.531497 + 0.142521 × (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{样品}]]; $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = [(\text{Nd}/\text{Nd})_{\text{样品}} / (\text{Nd}/\text{Nd})_{\text{CHUR}}(t) - 1] \times 10^4$, (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{CHUR}(t) = 0.512638 - 0.1967 × (e^{λ2t} - 1); $T_{\text{DM}} = 1/\lambda_2 \times \ln \{1 + [((\text{Nd}/\text{Nd})_{\text{样品}} - 0.51315) / ((\text{Nd}/\text{Nd})_{\text{样品}} - 0.21317)]\}$, $\lambda_2 = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$; T_{2DM} 为二阶段模式年龄, 参数见 Keto et al. (1987)。

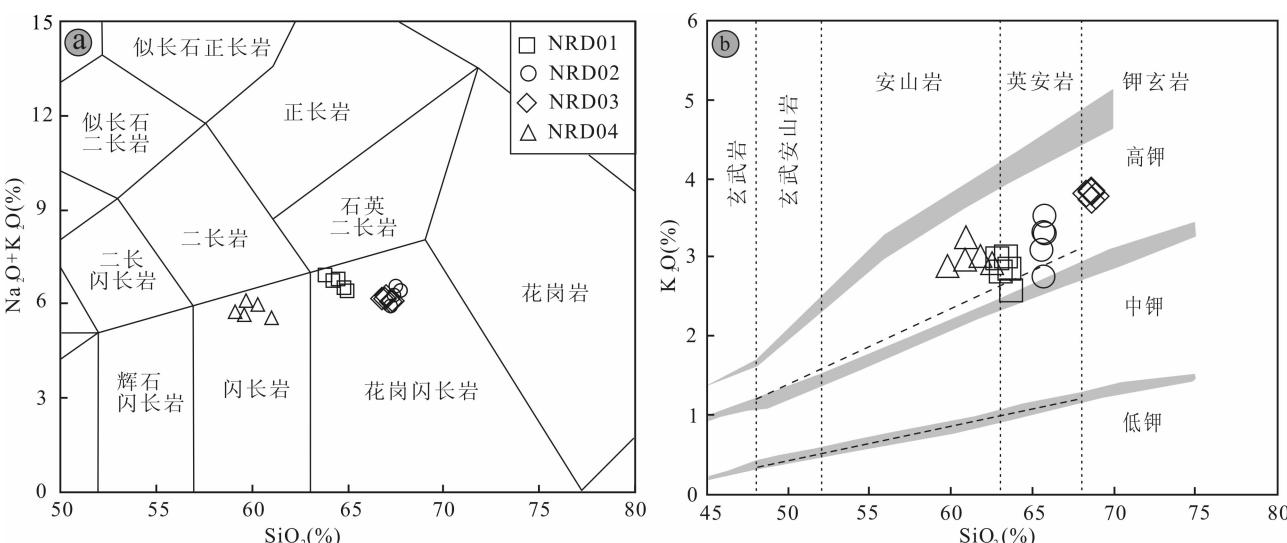


图6 西藏拿若斑岩铜矿闪长岩和三期花岗闪长斑岩的TAS图(a, 据 Middlemost, 1994)和SiO₂-K₂O图(b, 据 Peccerillo et al., 1976)

Fig. 6 (a) K₂O vs. SiO₂ diagram(after Middlemost, 1994)and (b) total alkalis vs. silica diagram (after Peccerillo et al., 1976) for the diorite and granodiorite porphyries in the Naruo porphyry copper deposit, Tibet

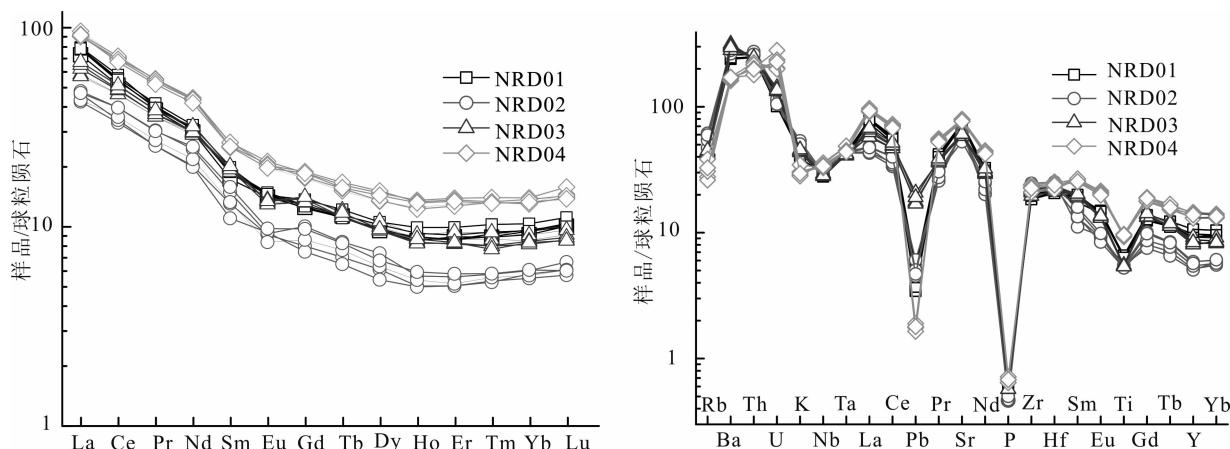


图 7 西藏拿若斑岩铜矿闪长岩和三期花岗闪长斑岩的稀土配分模式(a)和微量元素蛛网图

(b)(标准化数据引自 Sun et al. , 1989)

Fig. 7 Chondrite-normalized rare earth elements patterns (a) and trace element spidergrams (b) of the Naruo porphyry intrusions, Tibet (normalized data from Sun et al. , 1989)

Y($20.46 \times 10^{-6} \sim 22.77 \times 10^{-6}$) 和 Yb($2.23 \times 10^{-6} \sim 2.39 \times 10^{-6}$) 含量相对较高, 其 Cr、Ni 的含量较低, 分别为 $6.12 \times 10^{-6} \sim 10.41 \times 10^{-6}$ 和 $4.30 \times 10^{-6} \sim 5.11 \times 10^{-6}$ 。

成矿的两期花岗闪长斑岩富集轻稀土, 亏损重稀土(图 7), Eu 异常不明显, 分别为 $0.74 \sim 1.01$ 和 $0.76 \sim 0.83$; 球粒陨石标准化微量元素蛛网图(图 7)显示, 两期花岗闪长斑岩均富集大离子亲石元素(如 Rb, Ba, Th, U), 亏损 Nb、Ta、Ti、P 等高场强元素。两期花岗闪长斑岩具有较高的 Sr($383 \times 10^{-6} \sim 472 \times 10^{-6}$, $424 \times 10^{-6} \sim 440 \times 10^{-6}$) 和较低的 Y($<18 \times 10^{-6}$)、Yb($<1.5 \times 10^{-6}$) 含量, 不相容元素 Cr($3.17 \times 10^{-6} \sim 3.69 \times 10^{-6}$, $3.53 \times 10^{-6} \sim 4.34 \times 10^{-6}$)、Ni($5.35 \times 10^{-6} \sim 10.12 \times 10^{-6}$, $9.74 \times 10^{-6} \sim 13.11 \times 10^{-6}$) 含量也较低。

成矿后期花岗闪长斑岩也具有富集轻稀土、亏损重稀土的特征, 有较弱的 Eu 异常($0.86 \sim 0.94$) (图 6); 也具有富集大离子亲石元素、亏损高场强元素的特征。成矿后期花岗闪长斑岩的 Sr 含量为 $518 \times 10^{-6} \sim 539 \times 10^{-6}$, Y 含量为 $14.32 \times 10^{-6} \sim 16.69 \times 10^{-6}$, Yb 含量为 $1.56 \times 10^{-6} \sim 1.77 \times 10^{-6}$, 也具有高 Sr 低 Y 的特征。其 Cr、Ni 的含量分别为 $5.38 \times 10^{-6} \sim 6.59 \times 10^{-6}$ 和 $3.95 \times 10^{-6} \sim 4.59 \times 10^{-6}$ 。

4.3 Sr-Nd 同位素组成

闪长岩(NRD04)的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i值为 $0.7052 \sim 0.7057$, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i 值为 $0.51252 \sim 0.51265$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 0.2 \sim 3.3$, 其二阶模式年龄和一阶模式年

龄值相似, 均集中于 $0.6 \sim 0.9\text{ Ga}$ 。

早期成矿的花岗闪长斑岩(NRD02)的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值为 $0.7054 \sim 0.7058$, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i 值为 $0.51230 \sim 0.51236$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -3.7 \sim -2.9$; 其二阶模式年龄和一阶模式年龄值相似, 一阶模式年龄值集中于 $1.1 \sim 1.2\text{ Ga}$, 二阶模式年龄集中于 $1.1 \sim 1.3\text{ Ga}$ 。晚期成矿的花岗闪长斑岩(NRD03)的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值集中于 0.7057 , ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i 值为 $0.51230 \sim 0.51233$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -3.5 \sim -3.1$, 一阶模式年龄值集中于 $1.3 \sim 1.4\text{ Ga}$, 二阶模式年龄集中于 1.1 Ga 。

最晚期的成矿后的花岗闪长斑岩(NRD01)的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值为 $0.7051 \sim 0.7052$, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i 值为 $0.51243 \sim 0.51257$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -1.1 \sim 1.6$; 其二阶模式年龄和一阶模式年龄值相似, 均集中于 $0.7 \sim 1.0\text{ Ga}$ 。

4.4 锆石 Hf 同位素

闪长岩和三期花岗闪长斑岩的锆石 Hf 同位素测试结果见表 3 和图 8。

闪长岩(NRD04)14 个锆石测点 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 1.2 \sim 9.5$, 地壳模式年龄 $T_{\text{DMO}} = 569 \sim 1102\text{ Ma}$ 。

早期的花岗闪长斑岩(NRD02)15 个锆石测点 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 3.6 \sim 6.7$, 地壳模式年龄 $T_{\text{DMO}} = 753 \sim 948\text{ Ma}$; 晚期成矿的花岗闪长斑岩(NRD03)15 个锆石 Hf 同位素结果与早期的花岗闪长斑岩相似, $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 3.6 \sim 7.4$ 值范围相同, 地壳模式年龄 $T_{\text{DMO}} = 708 \sim 948\text{ Ma}$ 。

成矿后期花岗闪长斑岩(NRD01)15 个锆石测点 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 5.1 \sim 8.1$, 地壳模式年龄 $T_{\text{DMO}} = 660 \sim 853\text{ Ma}$ 。

表3 西藏拿若斑岩铜矿三期斑岩和闪长岩的锆石Hf同位素数据

Table 3 Zircons Hf isotopic data from the diorite and three granodiorite porphyry phases in the Naruo porphyry copper deposit, Tibet

	年龄 (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM} (Ma)	T_{DMO} (Ma)	$f_{\text{Lu/Hf}}$
NRD01-01	118	0.048891	0.000444	0.001296	0.000008	0.282864	0.000018	0.282861	3.3	5.7	555	811	-0.96
NRD01-02	118	0.058980	0.000455	0.001531	0.000017	0.282920	0.000020	0.282916	5.2	7.7	478	685	-0.95
NRD01-03	119	0.060080	0.001279	0.001623	0.000053	0.282931	0.000020	0.282927	5.6	8.1	463	660	-0.95
NRD01-04	117	0.061439	0.001103	0.001833	0.000046	0.282877	0.000017	0.282873	3.7	6.1	544	785	-0.94
NRD01-05	119	0.070287	0.000863	0.001720	0.000021	0.282892	0.000019	0.282889	4.3	6.7	520	748	-0.95
NRD01-06	118	0.044136	0.000764	0.001121	0.000017	0.282937	0.000018	0.282935	5.8	8.3	448	644	-0.97
NRD01-07	117	0.046800	0.001422	0.001194	0.000031	0.282886	0.000020	0.282883	4.0	6.5	523	762	-0.96
NRD01-08	119	0.044887	0.000316	0.001169	0.000019	0.282863	0.000017	0.282860	3.2	5.7	555	812	-0.96
NRD01-09	120	0.049436	0.000320	0.001276	0.000006	0.282847	0.000014	0.282844	2.6	5.2	579	849	-0.96
NRD01-10	124	0.062499	0.000946	0.001577	0.000028	0.282904	0.000019	0.282901	4.7	7.3	501	717	-0.95
NRD01-11	122	0.038489	0.000305	0.001001	0.000008	0.282860	0.000018	0.282858	3.1	5.7	556	816	-0.97
NRD01-12	127	0.045946	0.000247	0.001196	0.000004	0.282917	0.000017	0.282914	5.1	7.8	478	685	-0.96
NRD01-13	120	0.058440	0.000223	0.001509	0.000004	0.282846	0.000019	0.282842	2.6	5.1	585	853	-0.95
NRD01-14	120	0.061647	0.000588	0.001569	0.000017	0.282914	0.000018	0.282911	5.0	7.5	487	697	-0.95
NRD01-15	121	0.042935	0.000396	0.001105	0.000007	0.282857	0.000018	0.282855	3.0	5.6	562	823	-0.97
NRD02-01	116	0.028285	0.000201	0.000676	0.000003	0.282803	0.000021	0.282801	1.1	3.6	632	948	-0.98
NRD02-02	118	0.031057	0.000046	0.000768	0.000004	0.282859	0.000019	0.282857	3.1	5.6	554	820	-0.98
NRD02-03	122	0.040885	0.000745	0.000990	0.000015	0.282861	0.000021	0.282859	3.1	5.7	555	814	-0.97
NRD02-04	118	0.032214	0.000140	0.000786	0.000003	0.282857	0.000017	0.282855	3.0	5.5	558	825	-0.98
NRD02-05	118	0.023455	0.000359	0.000575	0.000010	0.282839	0.000022	0.282838	2.4	4.9	580	864	-0.98
NRD02-06	118	0.027317	0.000304	0.000648	0.000004	0.282849	0.000020	0.282847	2.7	5.3	567	842	-0.98
NRD02-07	120	0.023232	0.000327	0.000552	0.000005	0.282813	0.000024	0.282812	1.5	4.0	615	921	-0.98
NRD02-08	116	0.051335	0.000403	0.001195	0.000014	0.282831	0.000024	0.282828	2.1	4.5	601	887	-0.96
NRD02-09	122	0.025096	0.000109	0.000595	0.000002	0.282887	0.000023	0.282886	4.1	6.7	512	753	-0.98
NRD02-10	121	0.068685	0.003699	0.001531	0.000069	0.282883	0.000018	0.282880	3.9	6.5	531	767	-0.95
NRD02-11	120	0.019544	0.000218	0.000484	0.000003	0.282876	0.000019	0.282875	3.7	6.3	526	777	-0.99
NRD02-12	137	0.021972	0.000209	0.000538	0.000003	0.282847	0.000021	0.282846	2.7	5.6	567	833	-0.98
NRD02-13	116	0.038493	0.000295	0.000935	0.000004	0.282857	0.000020	0.282855	3.0	5.5	560	827	-0.97
NRD02-14	123	0.035348	0.000667	0.000882	0.000012	0.282831	0.000020	0.282829	2.1	4.7	596	881	-0.97
NRD02-15	118	0.044820	0.000642	0.001138	0.000021	0.282870	0.000021	0.282867	3.5	6.0	544	797	-0.97
NRD03-01	118	0.033446	0.000110	0.000847	0.000005	0.282891	0.000018	0.282889	4.2	6.7	510	747	-0.97
NRD03-02	121	0.021726	0.000088	0.000578	0.000002	0.282885	0.000020	0.282884	4.0	6.6	514	757	-0.98
NRD03-03	126	0.036914	0.000103	0.000988	0.000005	0.282854	0.000019	0.282852	2.9	5.6	565	827	-0.97
NRD03-04	122	0.020836	0.000110	0.000555	0.000002	0.282879	0.000020	0.282877	3.8	6.4	524	772	-0.98
NRD03-05	122	0.032479	0.000629	0.000827	0.000022	0.282853	0.000018	0.282851	2.9	5.5	564	831	-0.98
NRD03-06	119	0.029520	0.000342	0.000746	0.000005	0.282866	0.000017	0.282865	3.3	5.9	543	802	-0.98
NRD03-07	121	0.051538	0.000537	0.001275	0.000010	0.282855	0.000021	0.282852	2.9	5.5	568	830	-0.96
NRD03-08	124	0.032078	0.000298	0.000804	0.000011	0.282907	0.000021	0.282905	4.8	7.4	487	708	-0.98
NRD03-09	118	0.019546	0.000283	0.000480	0.000005	0.282847	0.000017	0.282846	2.7	5.2	567	845	-0.99
NRD03-10	120	0.049717	0.000472	0.001178	0.000020	0.282860	0.000020	0.282857	3.1	5.7	559	818	-0.96
NRD03-11	120	0.025096	0.000377	0.000594	0.000007	0.282881	0.000020	0.282879	3.8	6.4	521	768	-0.98
NRD03-12	124	0.021251	0.000089	0.000496	0.000001	0.282816	0.000018	0.282815	1.6	4.2	610	912	-0.99
NRD03-13	119	0.036204	0.000632	0.000881	0.000011	0.282888	0.000021	0.282886	4.1	6.6	515	754	-0.97
NRD03-14	119	0.024617	0.000054	0.000585	0.000002	0.282802	0.000018	0.282800	1.0	3.6	632	948	-0.98
NRD03-15	123	0.021007	0.000348	0.000519	0.000010	0.282839	0.000020	0.282838	2.4	5.0	578	860	-0.98
NRD04-01	120	0.034201	0.000182	0.000814	0.000005	0.282866	0.000021	0.282864	3.3	5.9	545	803	-0.98
NRD04-02	119	0.046590	0.000588	0.001187	0.000026	0.282929	0.000023	0.282927	5.6	8.1	460	661	-0.96
NRD04-03	119	0.069167	0.000262	0.001761	0.000005	0.282971	0.000027	0.282967	7.0	9.5	407	569	-0.95
NRD04-04	119	0.057538	0.001280	0.001384	0.000024	0.282735	0.000023	0.282732	-1.3	1.2	740	1102	-0.96
NRD04-05	121	0.060022	0.000364	0.001724	0.000034	0.282906	0.000026	0.282902	4.8	7.3	500	715	-0.95
NRD04-06	120	0.051530	0.001124	0.001270	0.000038	0.282910	0.000021	0.282907	4.9	7.4	489	705	-0.96
NRD04-07	118	0.040444	0.000354	0.000959	0.000004	0.282923	0.000026	0.282921	5.4	7.9	466	674	-0.97
NRD04-08	123	0.071503	0.002309	0.002130	0.000094	0.282917	0.000028	0.282912	5.1	7.7	490	692	-0.94

续表 3

	年龄 (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM} (Ma)	T_{DMO} (Ma)	$f_{\text{Lu/Hf}}$
NRD04-09	122	0.064008	0.002510	0.001760	0.000092	0.282860	0.000028	0.282856	3.1	5.6	568	820	-0.95
NRD04-10	122	0.055036	0.000971	0.001406	0.000044	0.282910	0.000026	0.282907	4.9	7.4	491	705	-0.96
NRD04-11	119	0.043271	0.001682	0.001183	0.000062	0.282865	0.000024	0.282863	3.3	5.8	551	806	-0.96
NRD04-12	126	0.046138	0.000433	0.001104	0.000007	0.282932	0.000027	0.282929	5.6	8.3	456	652	-0.97
NRD04-13	118	0.031652	0.000454	0.000772	0.000009	0.282850	0.000019	0.282848	2.8	5.3	567	840	-0.98
NRD04-14	122	0.037190	0.001249	0.000987	0.000046	0.282936	0.000032	0.282934	5.8	8.4	448	644	-0.97

注: $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 10000 \times [((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_S - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_S \times (e^{\lambda t} - 1)] / [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1)] - 1$; $T_{\text{DM}} = 1/\lambda \times \ln \{1 + [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_S - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}] / [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_S - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}]\}$; $T_{\text{DMO}} = T_{\text{DM}} - (T_{\text{DM}} - t) \times [(f_{\text{cc}} - f_s) / (f_{\text{cc}} - f_{\text{DM}})]$; $f_{\text{Lu/Hf}} = (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_S / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} - 1$ 。其中: $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} / \text{a}$ (Söderlund et al., 2004); $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_S$ 和 $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_S$ 为样品测量值; $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.0332$, $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} = 0.282772$ (Blichert-Toft et al., 1997); $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.0384$, $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.28325$ (Griffin et al., 2000); $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{平均地壳}} = 0.015$; $f_{\text{cc}} = [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{mean crust}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}] - 1$; $f_s = f_{\text{Lu/Hf}}$; $f_{\text{DM}} = [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}] - 1$; t 为锆石结晶年龄。

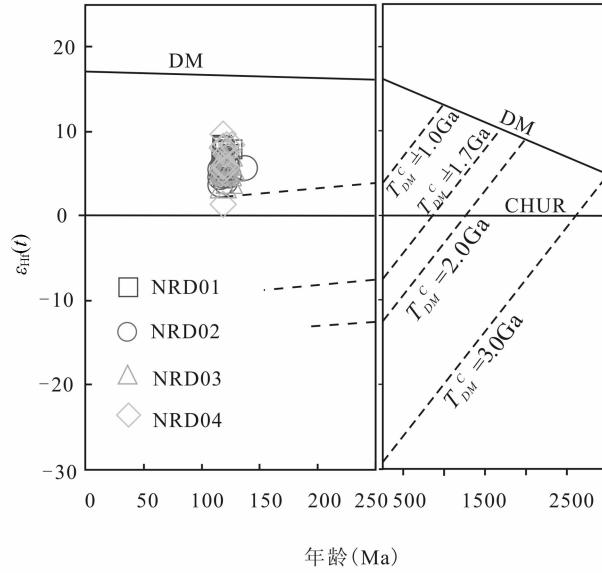
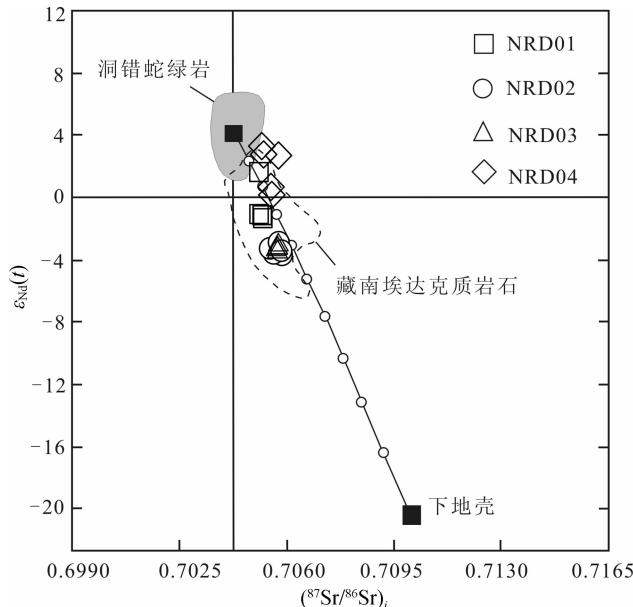


图 8 西藏拿若斑岩铜矿闪长岩和三期花岗闪长斑岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i-\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解

(a, 据 Wang Baodi et al., 2010) 和锆石年龄- $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 图解(b)

Fig. 8 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i-\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ diagram (a, after Wang Baodi et al., 2010) and age- $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ diagram (b) for zircons from diorite and porphyries of the Naruo porphyry deposit, Tibet

5 讨论

5.1 闪长岩和各期花岗闪长斑岩的成岩年龄

闪长岩和花岗闪长斑岩中的锆石均为岩浆锆石, 因此它们的锆石 U-Pb 年龄均能代表其成岩年龄。

闪长岩(NRD04)样品中的锆石的加权平均年龄为 121.3 ± 1.1 Ma (MSWD=1.1), 代表了拿若斑岩铜矿东侧闪长岩体的成岩年龄。该结果略低于李金祥(2008)所测得的锆石 U-Pb 年龄结果 ($125 \sim 126$ Ma), 略高于各期花岗闪长斑岩的成岩年龄。

两期成矿的花岗闪长斑岩样品中锆石 U-Pb 的加权平均年龄分别为 120.2 ± 1.4 Ma 和 $120.5 \pm$

1.2 Ma, 表明拿若斑岩铜矿的成矿斑岩集中于 120 Ma 侵位。

成矿后期花岗闪长斑岩的 U-Pb 的加权平均年龄为 119.8 ± 1.3 Ma, 代表了拿若斑岩铜矿最晚期花岗闪长斑岩的侵位年龄。

拿若斑岩铜矿的成岩、成矿年龄与波龙斑岩铜矿的成岩年龄($119 \sim 120$ Ma, 陈华安等, 2013)、成矿年龄(Re-Os 年龄 $118 \sim 119$ Ma, 祝向平等, 2011)和多不杂斑岩铜矿的成岩年龄($120 \sim 121$ Ma, Li Jinxiang et al., 2011)、成矿年龄($118 \sim 119$ Ma, 祝向平等, 2011, 2013)一致, 表明多龙矿集区内紧邻的拿若斑岩铜矿、波龙斑岩铜矿、多不杂斑岩铜矿的

成岩—成矿受控于相同的深部成矿动力学过程。

5.2 闪长岩和花岗闪长斑岩的岩石成因

闪长岩富集轻稀土和大离子亲石元素,亏损重稀土和Nb、Ta、Ti等高场强元素,显示出岛弧岩浆岩的特征(Tatsumi et al., 1986; Davidson, 1996; de Hoog et al., 2001; Richards, 2003,图7)。闪长岩富集轻稀土,亏损中稀土和重稀土,表明源区内有角闪石、石榴石和斜方辉石等残留(Davidson et al., 2007);闪长岩亏损Nb、Ta、Ti等元素,表明源区内有含角闪石或金红石等矿物残留(Foley et al., 1990, 2000; Castillo, 2012)。闪长岩具有低MgO特征, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值集中于0.705附近, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ 值为0.51252~0.51265, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为较小的正值,闪长岩Sr-Nd在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i-\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解(图8)中班公湖-怒江结合带洞错蛇绿岩(鲍佩声等,2007)与下地壳混合线附近,表明前闪长岩均起源于下地壳,可能有较多幔源物质混入;其二阶模式年龄和一阶模式年龄值相似,均集中于0.6~0.9Ga, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)=1.2\sim 9.5$,表明闪长岩起源于新生的下地壳,源区内可能有幔源物质混入(Zindler et al., 1986)。

拿若矿床内成矿的两期花岗闪长斑岩的微量元素地球化学特征也显示两期花岗闪长斑岩具有岛弧岩浆岩的特征(图7)。两期花岗闪长斑岩均具有高Sr、低Y和Yb、低MgO(<3%),显示出埃达克岩的亲和性(Defant et al., 1990; Castillo, 2012, 图9),但其La/Yb值较小,在La/Yb-Yb图解(图9)中位于埃达克岩区域下方,与世界诸多斑岩铜矿的成矿斑岩特征类似,属于类adakite岩(Richards et al., 2007);两期花岗闪长斑岩Cr、Ni含量均较低,其 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值集中于0.7054~0.7058, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值集中于-4~-3,在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i-\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解(图8a)中两期花岗闪长岩Sr-Nd同位素组成位于班公湖-怒江结合带洞错蛇绿岩(鲍佩声等,2007)与下地壳混合线附近,表明两期花岗闪长斑岩均起源于下地壳含石榴石的角闪岩相(Zindler et al., 1986; Richards, 2007; Castillo, 2012),可能有幔源物质混入。两期花岗闪长斑岩的 $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ 值均集中于3~7,Hf同位素地壳模式年龄为0.7~0.9Ga; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为较小的负值,Nd同位素的一阶模式年龄与二阶模式年龄相似,表明两期花岗闪长斑岩起源于新生的下地壳。因此,拿若矿床两期成矿的花岗闪长斑岩均起源于新生的下地壳含石榴石角闪岩相。

成矿后期花岗闪长斑岩与成矿的花岗闪长斑岩也具有富集轻稀土和大离子亲石元素、亏损重稀土

和高场强元素,Eu异常不明显,显示出岛弧岩浆岩的特征(Tatsumi et al., 1986; Davidson, 1996; de Hoog et al., 2001; Richards et al. 2003,图7)。成矿后期花岗闪长斑岩也具有高Sr、低Y和Yb、低MgO的特征,也属于类埃达克岩(Defant et al., 1990; Richards et al., 2007; Castillo, 2012, 图9)。成矿后期花岗闪长斑岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为-1.1~1.6,在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i-\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解(图8a)中该期花岗闪长岩Sr-Nd同位素组成位于洞错蛇绿岩(鲍佩声等,2007)与下地壳混合线附近,表明该期花岗闪长斑岩起源于下地壳含石榴石的角闪岩相(Zindler et al., 1986; Richards et al., 2007; Castillo, 2012),可能有幔源物质混入。Nd同位素的一阶模式年龄与二阶模式年龄基本一致,该花岗闪长斑岩的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值均集中于5.1~8.1,Hf同位素地壳模式年龄为0.6~0.8Ga,表明该期花岗闪长斑岩起源于新生的下地壳。后期花岗闪长斑岩与成矿的两期花岗闪长斑岩成岩年龄在误解范围内一致,主量和微量元素地球化学特征相似,可能表明三期花岗闪长斑岩来源于同一个岩浆房。

闪长岩和三期花岗闪长斑岩均富集大离子亲石元素,显示出岛弧岩浆岩的特征,表明其源区内有来源于俯冲洋壳的流体的交代(Tatsumi et al., 1986; Davidson, 1996; de Hoog et al., 2001; Richards, 2003,图7)。闪长岩和三期花岗闪长斑岩 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值均略高于0.705, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为较小的负值或较小的正值,但其MgO、Cr、Ni含量均较低,其Sr、Nd同位素组成均位于班公湖-怒江结合带洞错蛇绿岩(鲍佩声等,2007)与下地壳混合线附近,可能表明这些岩石均起源于下地壳,源区内有幔源物质的混入。俯冲洋壳携带的沉积物脱水形成的流体上涌,穿过地幔楔,在新生的下地壳角闪岩相诱发了新生下地壳部分熔融,形成了拿若矿床的闪长岩和三期花岗闪长斑岩。闪长岩MgO含量、 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ 值相对较高, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为较小的正值,可能表明闪长岩源区内有更多幔源物质混入或者闪长岩的成岩源区比三期花岗闪长斑岩成岩源区相对更深。

5.3 成矿岩石与非成矿岩石岩石化学特征对比

5.3.1 岩石主量元素对比

相比含矿花岗闪长斑岩,闪长岩SiO₂含量相对较低,MgO、Fe₂O₃和FeO含量相对较高,但Fe₂O₃/FeO值与成矿的花岗闪长斑岩类似,表明闪长岩和成矿的花岗闪长斑岩均具有较高的氧逸度(Blevin,

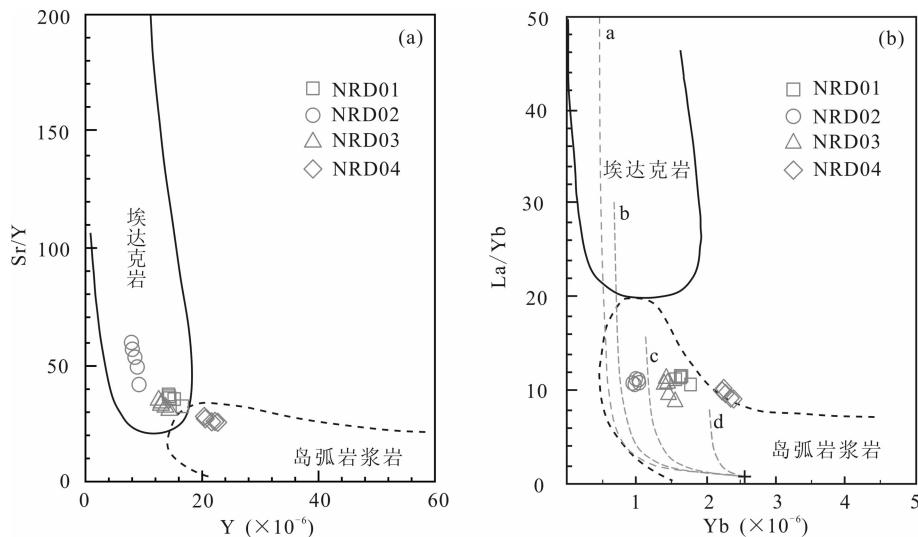


图 9 西藏拿若斑岩铜矿闪长岩和三期花岗闪长斑岩的 S/Y-Y 图解(a)和 La/Yb-Yb 图解(b)(据 Castillo, 2012)

Fig. 9 S/Y-Y diagram (a) and La/Yb-Yb diagram (b) for the dirite and porphyries of the Naruo porphyry deposit, Tibet (after Castillo, 2012)

(a)—榴辉岩(辉石 : 石榴石 = 50 : 50)部分熔融演化曲线; (b)—角闪岩含 25% 石榴石的部分熔融演化曲线;

(c)—角闪岩含 10% 石榴石的部分熔融演化曲线; (d)—角闪岩+N-MORB 物质部分熔融演化曲线

Partial melting trends of (a) eclogite (50 : 50 pyroxene:garnet), (b) 25% garnet amphibolite, (c) 10% garnet amphibolite, and (d) amphibolite, all with a starting normal-MORB bulk composition

2004)。含矿花岗闪长斑岩与成矿后期花岗闪长斑岩主量元素岩石化学特征相似,但其 K/Na 比值和 A/CNK 值较小,可能是含矿花岗闪长斑岩发生较弱钾化和绢英岩化所致。

5.3.2 岩石微量元素特征对比

闪长岩和三期花岗闪长斑岩均具有岛弧岩浆岩的特征。闪长岩也具有高 Sr 含量,但其 Y($>20 \times 10^{-6}$) 和 Yb($2.2 \times 10^{-6} \sim 2.3 \times 10^{-6}$) 相对较高,可能指示源区内含有辉石等 N-MORB 岩石中矿物(图 9),因此闪长岩源区可能相对较深或者源区内有较多幔源物质混入。三期花岗闪长斑岩均具有埃达克岩的部分岩石化学特性,表明三期花岗闪长斑岩均具有高含水量的特征,形成于成熟的弧环境(Richards et al., 2012)。

各种岩石的 Cu 含量(表 2)有明显的差异,闪长岩中 Cu 含量为 $56 \times 10^{-6} \sim 244 \times 10^{-6}$,最晚期花岗闪长斑岩的 Cu 含量为 $19 \times 10^{-6} \sim 74 \times 10^{-6}$,两期含矿花岗闪长斑岩中 Cu 含量均高于 250×10^{-6} ,部分样品 Cu 含量较高,为岩石样品中含 Cu 矿化所致。高 Sr/Y 的岩石因其高 H_2O 和 Cu 含量及高氧逸度具有形成斑岩铜矿的潜力(Chiaradia, 2012; Richards et al., 2012),Cu 含量明显较高,可能指示闪长岩形成的弧环境为较厚的弧环境(厚度 >

30km, Chiaradia, 2014),可能也具有形成斑岩铜矿的潜力。成矿后期花岗闪长斑岩 Cu 含量明显较低,且低于一般具有高 Sr/Y 比的岩石($\sim 100 \times 10^{-6}$, Chiaradia, 2012)。

5.3.3 Sr-Nd-Hf 同位素特征对比

闪长岩和三期花岗闪长岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值比较相近,闪长岩和成矿后期花岗闪长斑岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值相对偏小。虽然闪长岩和三期花岗闪长斑岩的 Sr-Nd 同位素结果投图在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解(图 8a)中均位于洞错蛇绿岩(鲍佩声, 2007)与下地壳混合线附近,但闪长岩和成矿后期花岗闪长斑岩的 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ 值和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值均较大,且两者的一阶和二阶模式年龄均较小,但其 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围相似,可能表明闪长岩和最晚的花岗闪长斑岩上侵过程中很少有中上地壳物质混入,而成矿的花岗闪长斑岩在上侵过程中有较多中上地壳物质混入。

5.3.4 拿若斑岩铜矿成矿岩石关键成矿要素分析

斑岩铜矿的成矿与斑岩侵位关系密切(Sillitoe, 2010),闪长岩和两期成矿的花岗闪长斑岩 Cu 含量均较高,可以表明在这些岩石的成岩源区内,即下地壳角闪岩相中局部富含 Cu(Lee et al., 2012)。形成闪长岩和形成花岗闪长斑岩的中酸性岩浆具有相似的源区、物理化学性质和形成背景,具有高氧逸度、含水、高 Cu 背景值等必要的成矿有利要素,但

形成花岗闪长斑岩的岩浆在有较多下地壳部物质混入,且具有多期上侵的特征,最终形成斑岩型矿床,因此,形成花岗闪长斑岩的岩浆持续活动,持续从下地壳萃取成矿元素,可能是拿若斑岩铜矿形成的一个关键过程。

拿若斑岩铜矿中三期花岗闪长斑岩具有相似的主量元素、微量元素组成,起源于相似的成岩源区,可能形成于同一个岩浆房,均为高氧逸度、含水、有利于形成斑岩铜矿的成矿母岩。三期花岗闪长含矿性有明显差异,成矿的两期花岗闪长岩可能在侵位过程中混入了部分中上地壳物质,而成矿后期花岗闪长斑岩中上地壳物质混入较少。两期花岗闪长斑岩含矿是因为 Cu 等成矿元素在两期花岗闪长斑岩中富集,但受 Cu 元素在中酸性岩浆中溶解度限制,形成两期花岗闪长斑岩的中酸性岩浆中携带的铜难以单独形成铜矿床。斑岩铜矿的成矿元素是通过含矿流体运移的,含矿流体是形成斑岩的中酸性岩浆侵位过程中分异出来的,流体在出熔过程中不仅萃取中酸性岩浆中的 Cu,而且也能与地壳物质发生反应,萃取围岩中的 Cu、S 等元素,形成含矿流体。含矿流体伴随中酸性岩浆侵位过程上涌,可以最终形成了石英-硫化物脉和浸染状铜矿化(Wilkinson, 2013)。成矿后期花岗闪长斑岩中 Cu 含量明显较低,可能表明形成该岩石的岩浆在上侵过程中释放的流体带走了岩浆中的大部分 Cu,致使该期岩石中 Cu 流失;岩浆释放的含矿流体向上运移,沿前两期花岗闪长斑岩固结形成的裂隙沉淀,可以增加两期含矿斑岩的铜含量。因此,多期岩浆侵位释放出成矿流体的成矿作用叠加应为拿若斑岩铜矿形成的有利要素。

5.4 拿若斑岩铜矿成矿动力学过程

侏罗纪至早白垩世班公湖-怒江洋持续向北俯冲(Shi Rending, 2007; Shi Rending et al., 2008),南羌塘地块持续增生,在其缘形成了楔形增生体(李光明等, 2011),并形成了系列逆断层,洋壳俯冲诱发的岩浆岩多沿这些逆断层产出,不仅有基性火山岩和侵入岩沿这些逆断层发育,还有中酸性侵入岩产出,形成了大量矿床。班公湖-怒江洋向北俯冲结束的时间尚存争议,目前基本认可班公湖-怒江洋的闭合是一个持续的过程,时间范围为 125~109 Ma (Kapp et al., 2007; Zhu Dicheng et al., 2013; 曲晓明等, 2012)。多龙矿集区内广泛发育玄武岩、辉绿岩、高 Nb 玄武岩(李金祥, 2008),玄武安山岩、安山岩(锆石 SHRIMP 年龄 111 ± 1.8 Ma, 李光明等, 2011)等,表明多龙矿集区处于弧环境(Stern, 2002;

邓晋福等, 2007)。拿若矿床的花岗闪长斑岩均具有高 Sr/Y 的特征,表明在早白垩世该区为成熟的弧环境(Richards et al., 2012),该区地壳被加厚。

班公湖-怒江洋向北俯冲末期,南羌塘地块和北冈底斯地块发生碰撞,多龙矿集区内构造应力机制发生转换,形成了系列走滑断裂。俯冲洋壳脱水形成的流体交代楔形地幔并诱发部分熔融,形成基性熔体;基性熔体上涌诱发了下地壳角闪岩相熔化(melting)、同化(assimilation)、存储(storage)和均一(homogenization)的 MASH 过程(Hildreth et al., 1988),萃取了下地壳中丰度较高的成矿元素,形成中酸性岩浆。部分岩浆上侵,在多龙矿集区内形成了闪长岩侵入体。部分岩浆在地壳浅部聚集,形成岩浆房,岩浆房内岩浆分异出成矿流体,成矿流体和中酸性岩浆共同与周围岩石发生反应,萃取围岩中的成矿元素,也有部分地壳物质同时混入岩浆中。受压力驱动,岩浆房内岩浆沿走滑断裂脉动侵位,在多龙矿集区内形成多个斑岩侵入体;同时,下地壳部分熔融形成的中酸性岩浆也不断脉冲供给进入岩浆房;持续供给的岩浆也携带了更多成矿流体和成矿元素,成矿流体携带成矿元素伴随岩浆侵位上涌,在构造有利部位形成了拿若等斑岩铜矿。拿若斑岩铜矿的成矿模式见图 10。

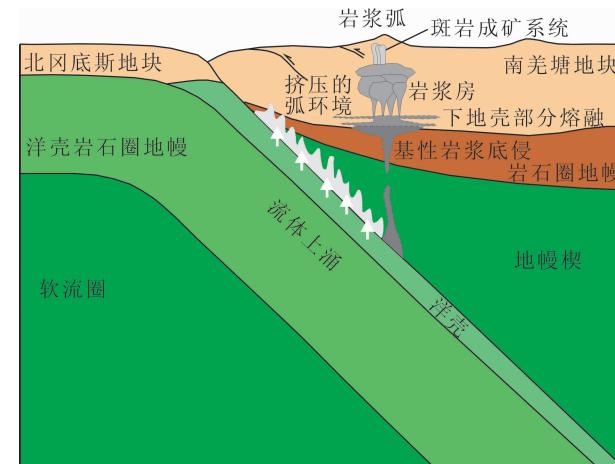


图 10 西藏拿若斑岩铜矿的成矿模式简图

(据 Richards, 2003; Wilkinson, 2013)

Fig. 10 Suprasubduction zone setting for the formation of the Naruo porphyry copper deposit, Tibet (after Richards, 2003; Wilkinson, 2013)

6 结论

拿若斑岩铜金矿床中发育三期斑岩,其中前两期花岗闪长斑岩是波龙矿床的主要成矿斑岩,成岩

年龄均集中于 119~120 Ma。

拿若斑岩铜金矿床三期花岗闪长斑岩均富集轻稀土、大离子亲石元素, 亏损重稀土和高场强元素, Eu 异常不明显, 具有高 Sr/Y、低 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i、低 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值和正 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 表明形成三期花岗闪长斑岩的岩浆起源于新生的下地壳角闪岩相。

形成含矿花岗闪长斑岩的岩浆中混入较多的地壳物质, 岩石源区铜背景值较高、岩浆上侵过程中在地壳浅部萃取成矿物质、多期岩浆活动等是拿若矿床形成的有利成矿要素。

参 考 文 献

- 鲍佩声, 肖序常, 苏犁, 王军. 2007. 西藏洞错蛇绿岩的构造环境: 岩石学、地球化学和年代学制约. 中国科学 D 辑: 地球科学, 37(3): 298~307.
- 陈华安, 祝向平, 马东方, 黄瀚霄, 李光明, 李玉彬, 李玉昌, 卫鲁杰, 刘朝强. 2013. 西藏波龙斑岩铜金矿床成矿斑岩年代学岩石化学特征及其成矿意义. 地质学报, 87(10): 1~19.
- 邓晋福, 肖庆辉, 苏尚国, 刘翠, 赵国春, 吴宗絮, 刘勇. 2007. 火成岩构造组合与环境: 讨论. 高校地质学报, 13(3): 392~402.
- 侯可军. 2007. LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素的分析方法及地质应用. 岩石学报, 23(10): 2595~2604.
- 李光明, 段志明, 刘波, 张晖, 董随亮, 张丽. 2011. 西藏班公湖—怒江结合带北缘多龙地区侏罗纪增生杂岩的识别及意义. 地质通报, 30(8): 1256~1260.
- 李金祥. 2008. 班公湖带多不杂超大型富金斑岩铜矿床的成岩成矿年代学、岩石学及高氧化岩浆一流体—成矿作用. 中国科学院研究生院博士学位论文.
- 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.
- 潘桂棠, 朱弟成, 王立全, 廖忠礼, 耿全如, 江新胜. 2004. 班公湖—怒江缝合带作为冈瓦纳大陆北界的地质地球物理证据. 地学前缘, 11(4): 371~382.
- 邱瑞照, 周肃, 邓晋福, 李金发, 肖庆辉, 蔡志勇. 2004. 西藏班公湖—怒江西段舍马拉沟蛇绿岩中辉长岩年龄测定—兼论班公湖—怒江蛇绿岩带形成时代. 中国地质, 31(3): 262~268.
- 曲晓明, 辛洪波. 2006. 藏西班牙公湖斑岩铜矿带的形成时代与成矿构造环境. 地质通报, 25(7): 792~799.
- 曲晓明, 辛洪波, 杜德道, 陈华. 2012. 西藏班公湖—怒江缝合带中段碰撞后 A—型花岗岩的时代及其对洋盆闭合时间的约束. 地球化学, 41(1): 1~4.
- 吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报, 49(16): 1589~1604.
- 祝向平, 陈华安, 马东方, 黄瀚霄, 李光明, 李玉彬, 李玉昌. 2011. 西藏波龙斑岩铜金矿床的 Re-Os 同位素年龄及其地质意义. 岩石学报, 27(7): 2159~2164.
- 祝向平, 陈华安, 马东方, 黄瀚霄, 李光明, 李玉彬, 李玉昌, 卫鲁杰, 刘朝强. 2013. 西藏波龙斑岩铜金矿钾长石和绢云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄值及其地质意义. 矿床地质, 32(7): 954~962.
- Bleven P L. 2004. Redox and compositional parameters for interpreting the granitoid metallogeny of Eastern Australia: Implication for gold-rich ore systems. Resource Geology, 54 (3): 241~252.
- Blichert-Toft J, Albarède F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. Earth and Planetary Science Letters, 148: 243~258.
- Castillo P R. 2012. Adakite petrogenesis. Lithos, 134~135: 304~316.
- Chiaradia M, Ulianov A, Kouzmanov K, Beate B. 2012. Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas? Scientific Reports, 2: 1~7.
- Chiaradia M. 2014. Copper enrichment in arc magmas controlled by overriding plate thickness. Nature Geoscience, 7: 43~46.
- Davidson J P. 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism. Geophysical Monograph, 96: 251~262.
- Davidson J, Turner S, Handley H, Macpherson C, Dosseto A. 2007. Amphibole “sponge” in arc crust? Geology, 35: 787~790.
- De Hoog J C M, Mason P R D, van Bergen M J. 2001. Sulfur and chalcophile elements in subduction zones: Constraints from a laser ablation ICP-MS study of melt inclusions from Galunggung Volcano, Indonesia. Geochimica et Cosmochimica Acta, 65: 3147~3164.
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 347: 662~665.
- Foley S F, Wheller G E. 1990. Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: The role of residual titanites. Chemical Geology, 85: 1~18.
- Foley S F, Barth M G, Jenner G A. 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64: 933~938.
- Gao Shan, Liu Xiaoming, Yuan Honglin, Hattendorf B, Gunther D, Chen Liang, Hu Shenhong. 2002. Determination of forty-two major and trace elements in USGS and NIST SRM glasses by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. Geostandards Newsletter-Journal of Geostandards and Geoanalysis, 26: 191~196.
- Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, Jackson S E, van Achterbergh E, O'Reilly S Y, Shee S R. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64: 133~147.
- Hildreth W and Moorbath S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology, 98: 455~489.
- Kapp P, DeCelles P G, Gehrels G E, Heizler M, Ding L. 2007. Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet. Geological Society of America Bulletin, 119: 917~933.

- Keto L S, Jacobsen S B. 1987. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans. *Earth and Planetary Science Letters*, 84: 27~41.
- Lee C T A, Luffi P, Chin E J, Bouchet R, Dasgupta R, Morton D M, Roux V L, Yin Qingzhu, Jin D. 2012. Copper systematics in arc magmas and implications for crust-mantle differentiation. *Science*, 336: 64~68.
- Li Jinxiang, Qin Kezhang, Li Guangming, Xiao Bo, Zhao Junxing, Chen Lei. 2011. Magmatic-hydrothermal evolution of the Cretaceous Duolong gold-rich porphyry copper deposit in the Bangongco metallogenic belt, Tibet: Evidence from U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41: 525~536.
- Li J X, Qin K Z, Li G M, Xiao B, Zhao J X, Cao M J, Chen L. 2013. Petrogenesis of ore-bearing porphyries from the Duolong porphyry Cu-Au deposit, central Tibet: Evidence from U-Pb geochronology, petrochemistry and Sr-Nd-Hf-O isotope characteristics. *Lithos*, 160~161: 216~227.
- Liu Yongsheng, Hu Zhaochu, Gao Shan, Günthe, D, Xu Juan, Gao Chaogui, Chen Haihong. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257: 34~43.
- Liu Yongsheng, Gao Shan, Hu Zhaochu, Gao Changgui, Zong Keqing, and Wang Dongbin. 2010a. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths. *Journal of Petrology*, 51: 537~571.
- Liu Yongsheng, Hu Zhaochu, Zong Keqing, Gao Changgui, Gao Shan, Xu Juan, Chen Haihong. 2010b. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55: 1535~1546.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37: 215~224.
- Morel M L A, Nebel O, Nebel-Jacobsen Y J, Miller J S, Vroon P Z. 2008. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 zircon reference material by solution and laser-ablation MC-ICPMS. *Chemical geology*, 255: 231~235.
- Peccerillo A, Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63~81.
- Richards J P, Kerrich R. 2007. Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology*, 102: 537~576.
- Richards J P, Spell T, Rameh E, Razique A, Fletcher T. 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au Potential: examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology*, 107: 295~332.
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98: 1515~1533.
- Shi Rendeng, Yang Jingsui, Xu Zhiqin, Qi Xuexiang. 2008. The Bangong Lake ophiolite (NW Tibet) and its bearing on the tectonic evolution of the Bangong-Nujiang suture zone. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32: 438~457.
- Shi Rendeng. 2007. SHRIMP dating of the Bangong Lake SSZ-type ophiolite: Constraints on the closure time of the ocean in the Bangong Lake-Nujiang River, northwestern Tibet. *Chinese Science Bulletin*, 52 (7): 936~941.
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105: 3~41.
- Sláma J, Kosler J, Condon D J, Crowley J L, Gerdes A, Hanchar J M, Horstwood M S A, Morris G A, Nasdala L, Norberg N, Schaltegger U, Schoene B, Tubrett M N and Whitehouse M J. 2008. Plesovice zircon—A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249: 1~35.
- Söderlund U, Patchett P J, Vervoort J D, Isachsen C E. 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: 311~324.
- Stern R J. 2002. Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40: 3~38.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London Special Publication* 42: 313~345.
- Tatsumi Y, Hamilton D L, Nesbitt R W. 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and the origin of arc magmas: Evidence from high pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29: 293~309.
- Wang Baodi, Chen Jianlin, Xu Jifeng, Wang Liquan, Zeng Qinggao, Dong Yanhui. 2010. Chronology and geochemistry of the Nadingcuo Volcanic rocks in the southern Qiangtang Region of the Tibet Plateau: Partial melting of the remnant Ocean crust along the Bangong-Nujiang suture. *Acta Geologica Sinica*, 84 (6): 1461~1473.
- Wilkinson J J. 2013. Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nature Geoscience*, 6: 917~925.
- Zhang Hongfei, Gao Shan, Zhong Zengqiu, Zhang Benren, Zhang Li, Hu Shenghong. 2002. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Cretaceous granitoids: constraints on tectonic framework and crustal structure of the Dabieshan ultrahigh pressure metamorphic belt, China. *Chemical Geology*, 186: 281~299.
- Zhu Dichen, Mo Xuanxue, Niu Yaoling, Zhao Zhidan, Wang Liquan, Liu Yongsheng and Wu Fuyuan. 2009. Geochemical investigation of Early Cretaceous igneous rocks along an east-west traverse throughout the central Lhasa Terrane, Tibet. *Chemical Geology*, 268: 298~312.
- Zhu Dichen, Zhao Zhidan, Niu Yaoling, Dilek Y, Hou Zengqian, Mo Xuanxue. 2013. The origin and pre-Cenozoic evolution of the Tibetan Plateau. *Gondwana Research*, 23(4): 1429~1454.
- Zindler A, Hart, S. 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14: 493~571.

Geochronology and Geochemistry of Porphyries from the Naruo Porphyry Copper Deposit, Tibet and Their Metallogenetic Significance

ZHU Xiangping^{1,2)}, CHEN Huaan¹⁾, LIU Hongfei²⁾, MA Dongfang¹⁾, LI Guangming¹⁾,
ZHANG Hong¹⁾, LIU Chaoqiang³⁾, WEI Lujie³⁾

1) Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu, 610081;

2) Tibet Institute of Geological Survey, Lasa, 850000;

3) No. 5 Geological Party, Tibet Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Golmud, Qinghai, 816000

Abstract

The Naruo deposit, which is located in the north of the Duolong metallogenic district, is the third newly discovered porphyry copper deposit in the middle of the Tibet plateau. Three granodiorite porphyry phases were emplaced in the Naruo porphyry deposit. The former two granodiorite porphyry phases are mineralized porphyries, while the last granodiorite porphyry phase is a late mineral porphyry and barren. An early diorite pluton intruded in the southeast to the Naruo porphyry copper deposit. Zircon U-Pb dating, bulk rock geochemical compositions and Sr-Nd-Hf isotopic compositions of these porphyries and diorite were analyzed. Zircon U-Pb dating results shows that the diorite intruded at 121 Ma and these granodiorite porphyries were emplaced at 120 Ma. Three granodiorite porphyry phases have similar ages and geochemical features, which might suggest that they were formed in a same magma chamber. These granodiorite porphyry phases are enriched in light rare earth elements and large ion lithophile elements, and depleted in heavy earth elements and high field-strength elements, with weak Eu anomalies, indicating that these granodiorite porphyries resemble arc magmas in composition. These granodiorite porphyries have high SiO₂ (63%~65%), Al₂O₃ (>16%), Na₂O (>3%) and low MgO (<2%) content, together with the high Sr and low Y content, showing the adakitic affinities. (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i values of the former two granodiorite porphyry phases are 0.7054~0.7058 and 0.7056~0.7057 respectively, with ε_{Nd}(t) ranges within -3.7~-2.9 and -3.5~-3.2, ε_{Hf}(t) varies within 3.6~6.7 and 3.6~7.4 respectively, suggesting that the former two granodiorite porphyry phases were derived from juvenile lower crust and some mantle-derived materials were mixed in the source region. The late mineral granodiorite porphyry also shows arc magma affinities in composition, its higher ε_{Nd}(t) (-0.7~-0.2) and ε_{Hf}(t) (1.3~12.2) might suggest that late mineral granodiorite porphyry was also generated from lower crust with more mantle-derived materials, but less middle or upper crust derived materials were involved into the magmas while pooled in the magmas chamber. The diorite also shows arc magma affinities in geochemical composition, and has the lower (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i values (0.7052~0.7057) and slightly higher ε_{Nd}(t) (0.2~3.3) and ε_{Hf}(t) (1.2~9.5) values, indicating that the diorite was also generated from lower crust but mixed with less crust-derived materials. The diorite and granodiorite porphyries are fertile and have high copper concentration, which imply that larger amounts of copper might be concentrated in their source region within the lower crust. Comparing with the late mineral granodiorite porphyry phase, mineralized granodiorite porphyry phases contain more crust-derived materials, suggesting that metals were extracted into the magma chamber within the upper or middle crust. The late mineral granodiorite porphyry phase has lower copper concentration, indicating that the late stage of magmas released metals within the magmas chamber and the former magmas were enriched, and multi-stages of magmatic activities is crucial for the formation of porphyry copper deposits.

Key words: porphyry deposit, the Duolong metallogenic district; the Bangonghu-Nujiang metallogenic belt; magmatic evolution; geochemistry; Naruo Tibet