

文章编号: 0258-7106(2014)03-0625-14

中冈底斯成矿带龙根铅锌矿床含矿斑岩 年代学与地球化学特征*

段志明¹, 李光明¹, 李应栩¹, 王保弟¹, 张 晖¹, 黄 勇¹, 郭 琳², 段瑶瑶³

(1 中国地质调查局成都地质矿产研究所, 四川 成都 610082; 2 西藏地勘局区域地质调查大队, 西藏 拉萨 851400;
3 中国地质大学, 北京 100083)

摘 要 龙根铅锌矿床是在西藏中冈底斯成矿带中段发现的一个矽卡岩型矿床。对该矿床含矿斑岩进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年, 主量、微量元素分析和 Sr-Nd-Hf 同位素组成研究, 首次获得中冈底斯成矿带中段铅锌银矿床的矿化时代。含矿斑岩锆石 U-Pb 年龄明显可分为 2 组, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄分别为 (70.5 ± 2.0) Ma 和 (61.4 ± 1.2) Ma, 前者记录了印-亚板块俯冲大陆边缘弧后伸展过程中的早期岩浆-流体成矿事件, 后者代表了印-亚板块主碰撞聚合中的主成矿期岩浆-流体成矿作用时代。斑岩具富硅、富钾, 贫钛、贫磷等特征, 铝饱和指数 (A/CNK) 为 1.11~1.16, 富集大离子亲石元素 Rb、Th、U, 亏损高场强元素 Zr、Nd、Sm 等, 与冈底斯成熟大陆地壳物质相比具相对高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 ($-6.42 \sim -6.05$) 和相对低的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 值 ($0.708\ 026 \sim 0.709\ 071$), 并具不均一的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 ($-3.34 \sim -1.12$) 以及古老的锆石 Hf 同位素地壳模式年龄 ($T_{\text{DM}}^{\text{C}} = 1.06 \sim 1.19$ Ga), 属于过铝质“S”型花岗岩类。笔者认为中冈底斯成矿带中段晚白垩世—古新世岩浆活动和成矿作用很可能是与雅鲁藏布江洋盆闭合之后的印-亚板块俯冲大陆边缘弧后伸展和主碰撞聚合诱发幔源岩浆底侵导致的冈底斯地体古老地壳物质部分熔融有关, 岩浆在上升过程中有不同程度的分离结晶。

关键词 地球化学; 锆石 U-Pb 定年; 俯冲晚期; 主碰撞; 龙根铅锌矿床; 中冈底斯成矿带
中图分类号 P618.42; P618.43 文献标志码 A

Geochronology and geochemical characteristics of ore-bearing porphyry in Longgen lead-zinc deposit of middle-Gangdese metallogenic belt, Tibet

DUAN ZhiMing¹, LI GuangMing¹, LI YingXu¹, WANG BaoDi¹, ZHANG Hui¹, HUANG Yong¹,
GUO Lin² and DUAN YaoYao³

(1 Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Chengdu 610082, China; 2 Regional Geological Surveying Party, Tibet Bureau of Geology and Exploration, Lhasa 851400, Tibet, China; 3 China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract

Located in the middle section of the middle-Gangdese metallogenic belt, the Longgen porphyry-skarn deposit is a recently-discovered deposit in Tibet. However, the high-precision chronologic data of porphyritic intrusion and deposit are absent. The zircon U-Pb ages are reported in this study. Based on whole rock major elements, trace elements and zircon Sr-Nd-Hf isotopic data of the ore-bearing rocks in the Longgen deposit, the authors obtained for the first time the ore-forming age of the middle section of the middle-Gangdese metallogenic

* 本文得到国家重点基础发展计划项目“青藏高原南部大陆聚合与成矿作用(编号:2011CB403106)”和中国地质调查局地质矿产调查评价专项“西藏铜铅锌国家级接替基地综合研究(编号:1212011121239)”项目共同资助

第一作者简介 段志明,男,1963年生,高级工程师,主要从事青藏高原区域地质与矿产地质研究。Email: duanzm2003@163.com
收稿日期 2013-03-27; 改回日期 2014-01-17。张绮玲编辑。

belt. Zircon U-Pb ages of the granitic porphyry are divided into two groups, ~ 70.5 Ma and ~ 61.4 Ma, with the former probably recording an earlier magmatic-fluid activity related to the initial collision of Indian-Asian continent, and the latter representing magmatic crystallization related to the extensional environment in the back-arc of the active continent. The ore-bearing porphyry of the Longgen deposit has high SiO_2 , K_2O , Rb, Th, and U content and low TiO_2 , P_2O_5 content as well as strong negative anomalies of Zr, Nd and Sm, variable $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ ($-3.34 \sim -1.12$) and ancient $T_{\text{DM}}^{\text{C}}(1.06 \sim 1.19 \text{ Ga})$. In comparison with Gangdise continental crust, the ore-bearing porphyry of the Longgen deposit has high $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ($-3.34 \sim -1.12$) and low ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$); ($0.708\ 026 \sim 0.709\ 071$). These geochemical features suggest that the samples from the Longgen deposit belong to the peraluminous S-type granite. The authors hold that the Late Cretaceous-Paleocene magmatism and mineralization in the middle section of the middle-Gangdese metallogenic belt might have been produced by partial melting of ancient crust materials of the Gangdese micro-continent accompanied by fractional crystallization, resulting probably from underplating of mantle-derived magmas in the epicontinental back-arc extensional environment and the main collision setting of the collision between Indian and Eurasia.

Key words: geochemistry, zircon U-Pb dating, initial collision, late stage of subduction, Longgen lead-zinc deposit, middle-Gangdese metallogenic belt

位于洛巴堆-米拉山断裂和扎日南木错-措麦断裂与永珠-纳木错-嘉黎蛇绿混杂岩带之间的中冈底斯成矿带(即冈底斯弧背断隆带+中冈底斯地体),是一个重要的斑岩+矽卡岩型和充填交代型铅锌银矿床富集区,是中国在“十二五”期间加大力度进行评价和研究的重点成矿区带之一。1999年至2009年的国土资源大调查和2011年以来的全国找矿突破战略行动以及商业性勘查,在该成矿带内发现了具有超大型潜力的铅锌银矿床1个,大型铅锌矿床12个,中型铅锌矿床5个(李光明等,2010)。到2010年底,已提交332+333+334铅锌资源量大于900多万吨,银资源量约15000吨(李光明等,2010);并在区域上构筑了亚贵拉-洞中拉-拉屋-昂张-蒙亚阿-龙马拉-帮浦-巴洛-勒青拉-新嘎果-则学-斯弄多等多个重要的大型铅锌多金属矿集区,为中国“十二五”期间在青藏铁路沿线地区建设国家级铜铅锌勘查-开发后备基地奠定了坚实的基础。

近年来,一些研究者在区域东段的亚贵拉铅锌银矿床的研究中,获得含矿岩体的LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄为68.6~65.8 Ma(李奋其等,2010;高一鸣等,2011),辉钼矿Re-Os年龄为(65.0±1.9) Ma(高一鸣等,2011),指示中冈底斯成矿带在印度-欧亚板块俯冲的晚期存在与强烈构造-岩浆活动有关的成矿作用。但是,该时期的成矿作用是孤立的成矿事件还是具有区域上的延展性?在中冈底斯成矿带中段是否存在俯冲晚期的成矿?它们与东段的亚贵拉-洞中拉铅锌矿集区之间的关系?对这些问

题目前还没有明确的认识。本文在研究龙根铅锌矿床含矿斑岩的成岩年龄的同时,系统研究了该矿床含矿斑岩的主量、微量元素及Sr-Nd-Hf同位素特征,进而讨论了矿床成因与成矿作用,为拓宽中冈底斯成矿带中段的找矿前景提供了新的约束。

1 区域地质背景与矿区地质特征

龙根铅锌矿床位于中冈底斯成矿带中段南缘(图1)地处查个勒大型斑岩+矽卡岩型铅锌多金属矿床的北西侧约4.5 km处。矿区出露地层较为简单,除沟谷分布有第四系冲洪积物与冰碛物外,主要为中二叠统下拉组二段(P_2x^2)变粗碎屑岩和三段(P_2x^3)变细碎屑岩夹碳酸盐岩,在矿区北东侧分布有林子宗群年波组(E_2n)流纹质及英安质熔结凝灰岩、凝灰岩夹流纹岩和英安岩,区内岩浆活动较为强烈,且明显受近东西向及北西向构造的控制,呈串珠状分布于矿区中南部和东北部,主要为酸性浅成侵入岩及火山岩(图2)。花岗斑岩是区内出露的主要岩石类型,呈岩株或岩脉产出,为浅灰-灰白色中-细粒二长花岗斑岩,斑状结构,块状构造;斑晶主要由石英(10%~20%)斜长石(10%~15%)钾长石(5%~10%)和黑(白)云母(<3%)等组成,石英呈浑圆状、熔蚀状的他形晶,长石和云母多呈板柱状与鳞片状的自形-半自形晶;基质成分主要为中-细粒长石及石英。岩石中局部见少量次生黄铁矿;副矿物主要有磷灰石、锆石、榍石和Fe-Ti氧化物等。

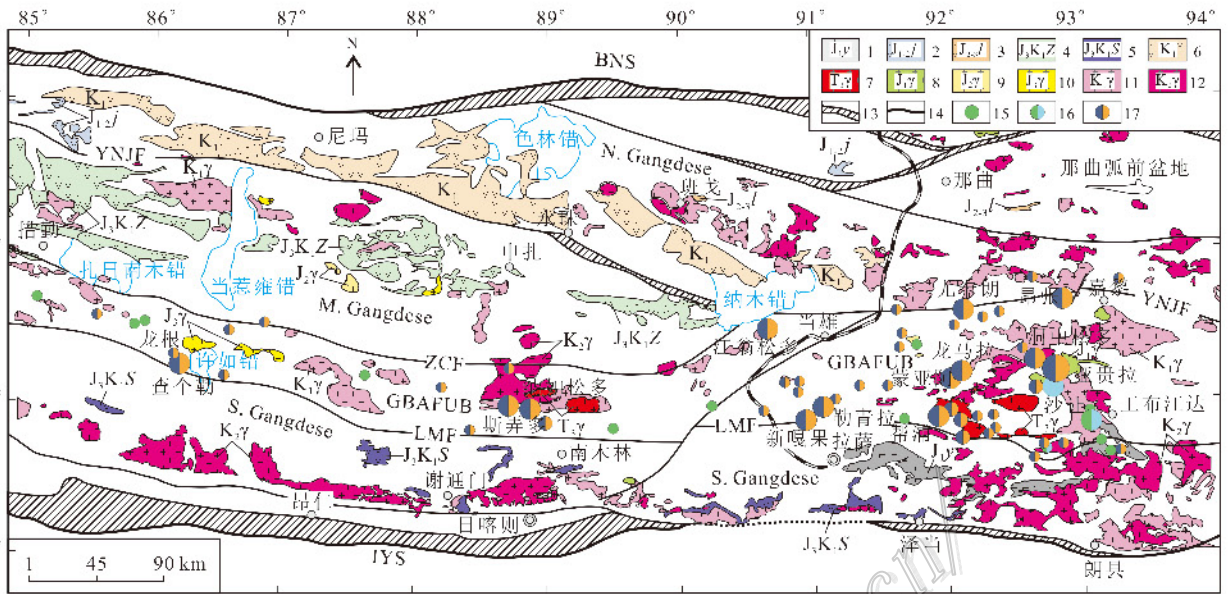


图1 西藏冈底斯成矿带划分及中冈底斯成矿带斑岩+砂卡岩型铅锌多金属矿床分布简图(据 Zhu et al., 2011 修改)

1—早侏罗世叶巴组岛弧火山沉积; 2—中-晚侏罗世接群岛弧火山沉积; 3—中-晚侏罗世拉贡塘组岛弧火山沉积; 4—晚侏罗世—早白垩世则弄群岛弧火山沉积; 5—晚侏罗世—早白垩世桑日群岛弧火山沉积; 6—早白垩世岛弧火山沉积; 7—晚三叠世花岗岩; 8—早侏罗世花岗岩; 9—中侏罗世花岗岩; 10—晚侏罗世花岗岩; 11—早白垩世花岗岩; 12—晚白垩世花岗岩; ; 13—缝合带; 14—断层; 15—铜矿床; 16—铜钼矿床; 17—铅锌矿床; IYS—雅鲁藏布江缝合带; BNS—班公错-怒江缝合带; LMF—洛巴堆-米拉山断裂带; ZCF—扎日南木错-措麦断裂带; YNJF—永珠-纳木错-嘉黎断裂带; GBAFUB—冈底斯弧背断隆带; S. Gangdese—南冈底斯; M. Gangdese—中冈底斯; N. Gangdese—北冈底斯

Fig. 1 Geological sketch map of the Gangdese metallogenic belt in the Tibetan Plateau and simplified distribution map of skarn-porphyry lead-zinc polymetallic deposits in the middle-Gangdese metallogenic belt(modified after Zhu et al., 2011)

1—Early Jurassic Yeba Formation; 2—Middle-Late Jurassic Jienu Group; 3—Middle-Late Jurassic Lagongtang Group; 4—Late Jurassic-Early Cretaceous Zenong Group; 5—Late Jurassic-Early Cretaceous Sangri Group; 6—Early Cretaceous island arc volcanic sedimentary strata; 7—Late Triassic granites; 8—Early Jurassic granite; 9—Medium Jurassic granite; 10—Late Jurassic granite; 11—Early Cretaceous granite; 12—Late Cretaceous granite; 13—Suture; 14—Fault; 15—Copper deposit; 16—Copper-molybdenum deposit; 17—Lead-zinc deposit; IYS—Indus-Tsangpo Suture Zone; BNS—Bangongcuo-Nujiang Suture Zone; LMF—Naropa-Mira Fault; ZCF—Zharinanmu Lake-Cuomai Fault; YNJF—Yongzhu-Namco-Jiali Fault; GBAFUB—Gangdese Arc-back Uplift Belt; S. Gangdese—South Gangdise; M. Gangdese—Middle Gangdese; N. Gangdese—North Gangdese

矿区目前已圈出不同规模的铅锌矿(化)体共5个(图2),单个矿(化)体厚0.8~11.8 m,地表延长60~260 m,呈脉状或囊状产出,近东西向展布;主要矿石矿物有方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等,次生氧化矿物有孔雀石、铜蓝、铅矾等。矿区内花岗斑岩与矿(化)体的形成关系密切,其中铅锌矿化或铜铅锌矿化产于花岗斑岩与中二叠统下拉组三段(P_2x^3)砂卡岩化灰岩的外接触带中,呈团块状、斑点状、细脉状和浸染状产出,具细粒结构和中-粗粒结构,Pb+Zn品位0.36%~12.83%;在槽探剖面上,其铅锌矿化与选择性顺层交代的石榴子石和透辉石砂卡岩密切相关,且二者呈正相关关系,矿体顶部和底部砂卡岩化铅锌矿品位较低(2%~8%),而中部砂卡岩化铅

锌矿品位较高(10%~15%)。属典型的砂卡岩型铅锌矿床(西藏地勘局区域地质调查大队,2009)。目前该矿床已列入青藏专项冈底斯成矿带地质矿产调查评价2013年启动的“铅锌矿勘查示范”项目。

2 采样位置及分析方法

用于锆石U-Pb定年及主量、微量元素分析的样品均采自Ⅲ号(Pb、Zn)与V号(Cu-Mo-Pb-Zn)矿(化)体间的二长花岗斑岩体中(图2)。锆石U-Pb定年样品采样位置:东经:86°11'32",北纬30°17'34",海拔5580 m。

LA-ICP-MS锆石U-Pb定年的样品,在河北省区

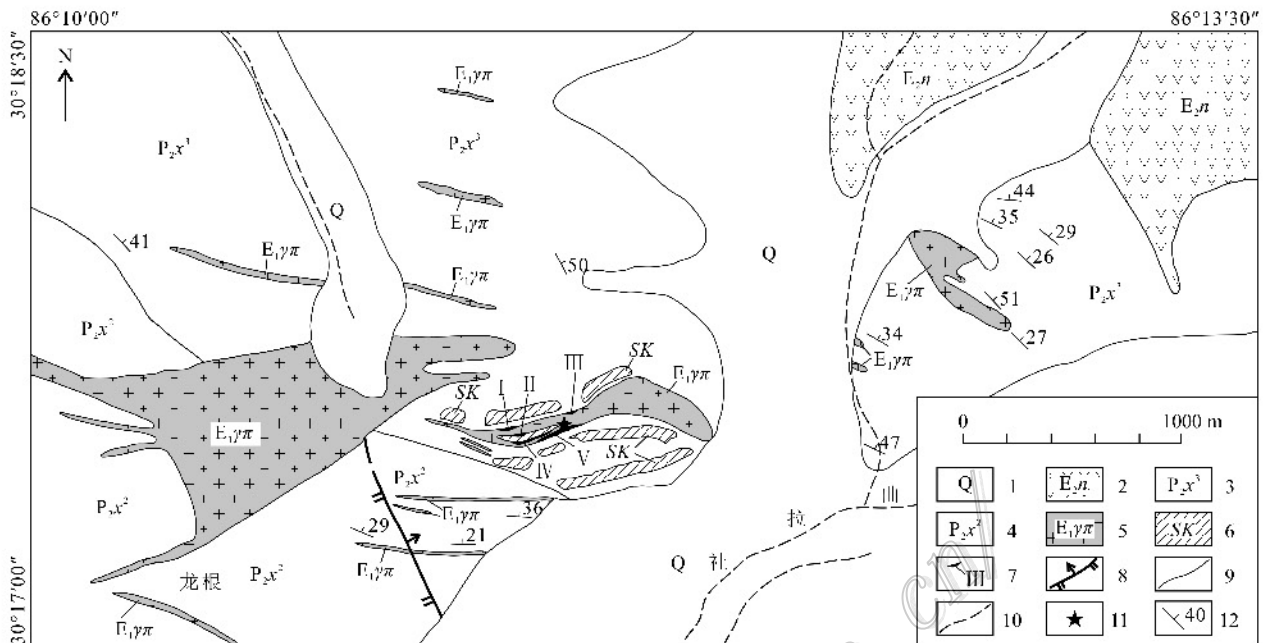


图2 西藏昂仁县龙根铅锌多金属矿区地质简图

- 1—第四系；2—始新统年波组流纹质及英安质熔结凝灰岩、凝灰岩夹流纹岩和英安岩；3—中二叠统下拉组三段变细碎屑岩夹碳酸盐岩；4—中二叠统下拉组二段变粗碎屑岩；5—古新世花岗岩斑岩；6—砂卡岩化分布区；7—矿体编号；8—逆断层；9—地质界线；10—水系；11—锆石 U-Pb 样品采样位置；12—地层产状及倾向

Fig. 2 Geological sketch map of the Longgen lead-zinc deposit in Ngamring County, Tibet(modified after Chen et al., 2009)
1—Quaternary; 2—Eocene Nianbo Formation rhyolitic and dacitic ignimbrite, rhyolite and dacite tuff; 3—3rd Segment of Mid-Permian Xiala Formation clastic and carbonates; 4—2nd Segment of Mid-Permian Xiala Formation coarse clastics; 5—Paleocene porphyry; 6—Skarn; 7—Serial number of orebody; 8—Reversed fault; 9—Geological boundary; 10—Water system; 11—Sampling site for zircon U-P dating; 12—Attitude and dip angle of strata

域地质调查研究所实验室利用标准技术对锆石进行分选和制靶。CL 图像在中国地质科学院国家地质实验室 FEI Quanta 400 FEG 扫描电子显微镜上完成。锆石 U-Pb 同位素、微量元素和原位 Lu-Hf 同位素、以及全岩 Sr、Nd 同位素和微量元素在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室(GPMR)分别利用 LA-ICP-MS 与 Nu Plasma 型 MC-ICP-MS、以及 MAT-261 和 Agilent 7500a ICP-MS 仪器完成。

锆石 U-Pb 同位素分析的激光剥蚀系统为 GeoLas 2005, ICP-MS 为 Agilent 7500a; 对分析数据的高线处理采用软件 ICPMSDataCal(Liu et al., 2008a; 2010a)完成, 采用 Andersen(2002)方法(ComPb-Corr[#]3-151)进行普通铅校正; 详细的仪器操作条件和数据处理方法见 Liu 等(2008a, 2010a; 2010b)文献; 锆石样品的 U-Pb 年龄谱和图绘制和年龄权重平均计算均采用 Isoplot/Ex-ver3(Ludwig, 2003)完成。锆石原位 Lu-Hf 同位素分析的激光剥蚀系统为配备

有 193 nm ArF 准分子激光器的 GeoLas 2005; 在已测定过年龄的锆石颗粒上选择相同区域进行 Hf 同位素测试, 激光束斑直径为 44 μm, 剥蚀频率为 10 Hz, 具体分析方法及仪器参数详见 Yuan 等(2008)。全岩 Sr、Nd 同位素分析流程见 Zhang 等(2002)。微量元素分析在成都地质矿产研究所采用 XRF(Rigaku RIX 2100 型)玻璃熔饼法完成, 分析精度优于 4%; 全岩微量元素分析详细的样品消解处理过程、分析精度和准确度同 Liu 等(2008b)。

3 分析结果

3.1 年代学

用于定年的锆石粒度约为 100~200 μm, 大多数锆石为柱状自形晶(长/宽=2~4), 锆石的 CL 阴极发光照片(图 3a、b、c)揭示大部分锆石具有清晰的岩浆振荡环带, 为典型的岩浆锆石。但锆石形态异常复杂, 主要有以下几种形态: ① 具有较好振荡环

带的短柱状锆石, 如 LGTW-11(图 3b); ② 具有平行生长带的长柱状锆石, 如 LGTW-03、LGTW-09(图 3a、b); ③ 核部生长带模糊的锆石, 如 LGTW-16(图 3c); ④ 含边界尖锐锆石核的复杂锆石, 锆石核具有

清楚的振荡环带, 如 LGTW-02(图 3a)。对上述样品不同结构的锆石都进行了测定, 分析结果见表 1。

LGTW7 样品共分析了 16 个测点, 从测试的年龄看, 概率图明显可以分为 2 组(图 3d): 第一组 4 个分

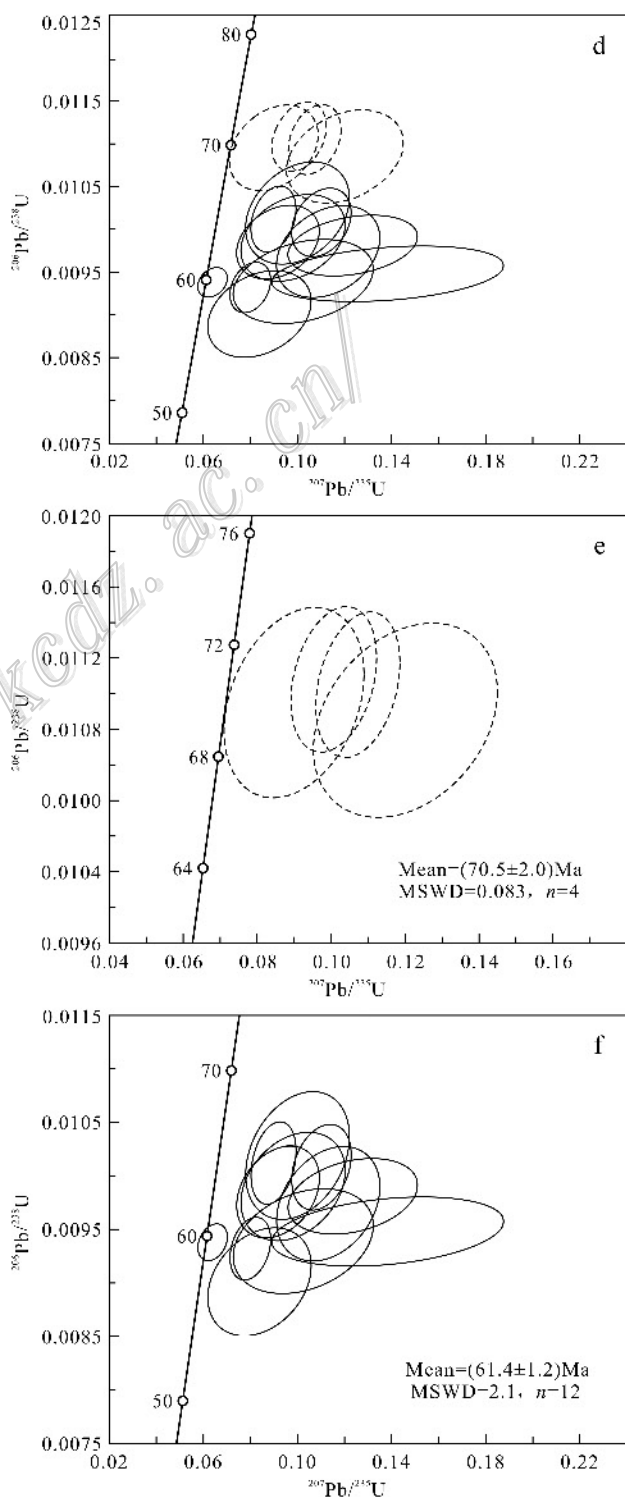
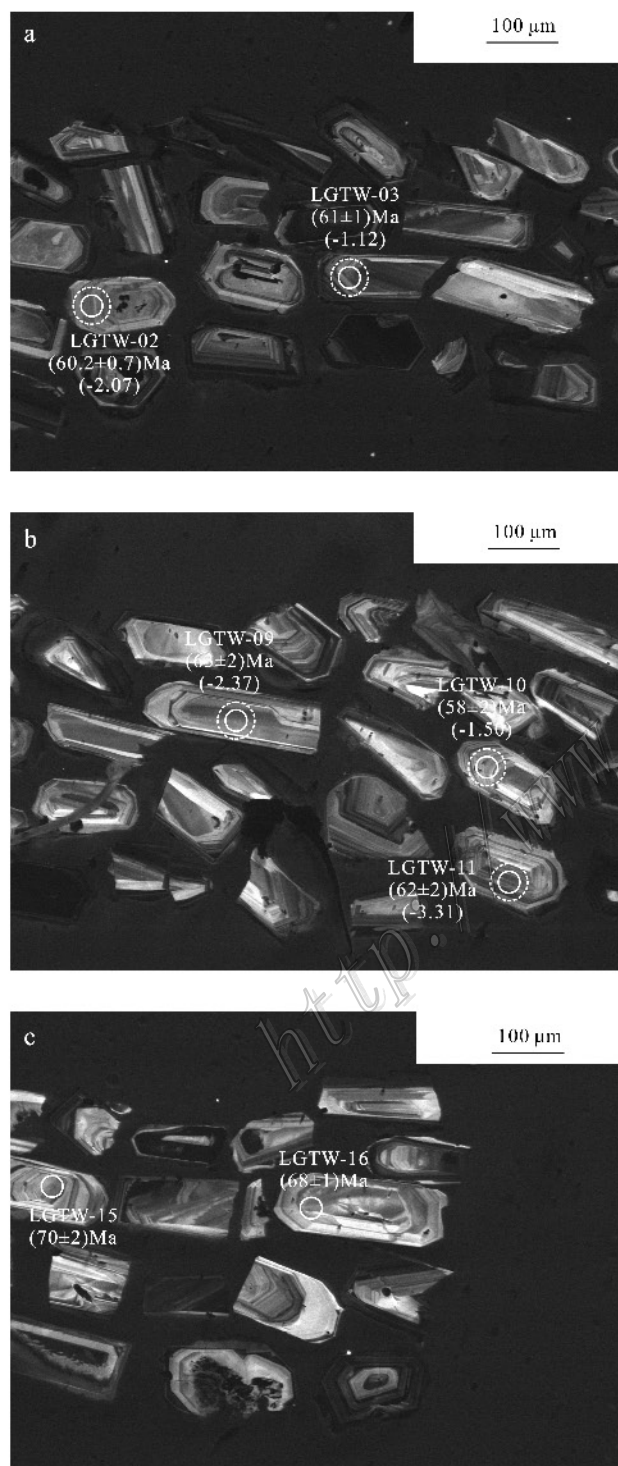


图 3 龙根含矿斑岩代表性锆石 CL 图像(a、b、c, 虚线圆圈为 HF 同位素点位)和锆石 U-Pb 年龄谱和图(d、e、f)

Fig. 3 CL images (a, b, c) and U-Pb concordia diagram(d, e, f) of zircons from ore-bearing porphyry in the Longgen deposit

表1 龙根铅锌矿床含矿流纹岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分析数据

Table 1 U-Pb zircon dating results of ore-bearing porphyry in the Longgen deposit

测点	$w(B)/10^{-6}$			Th/U			普通铅校正后的同位素比值						普通铅校正后的同位素年龄/Ma						备注	
	Pb	Th	U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		1σ
LGTW: 一组加权平均年龄 (70.5 ± 2.0) Ma(MSWD=0.083, $n=4$); 二组加权平均年龄 (61.4 ± 1.2) Ma(MSWD=2.1, $n=12$)																				
LGTW-01	11.9	227	334	0.68	0.08351	0.00579	0.11016	0.00817	0.01008	0.00026	1281	137	106	7	65	2	二组			
LGTW-02	10.2	199	346	0.57	0.04943	0.00277	0.0639	0.00396	0.00938	0.00011	168	125	63	4	60.2	0.7	二组			
LGTW-03	9.2	157	235	0.67	0.10752	0.02505	0.13832	0.03237	0.00948	0.00021	1758	495	132	29	61	1	二组			
LGTW-04	10.9	225	295	0.76	0.06358	0.0042	0.07995	0.00553	0.00932	0.00019	728	139	78	5	60	1	二组			
LGTW-05	12.7	164	307	0.53	0.07912	0.01391	0.10242	0.01947	0.00939	0.00032	1175	371	99	18	60	2	二组			
LGTW-06	6.15	118	200	0.59	0.07134	0.00510	0.10072	0.00761	0.01108	0.00027	967	145	97	7	71	2	一组			
LGTW-07	8.4	163	202	0.81	0.10513	0.01513	0.12348	0.018	0.00981	0.00023	1717	276	118	16	63	1	二组			
LGTW-08	8.5	170	280	0.61	0.07186	0.00902	0.09809	0.01444	0.00990	0.00033	982	265	95	13	64	2	二组			
LGTW-09	18.9	423	363	1.16	0.0675	0.00747	0.09170	0.01142	0.00985	0.00028	853	236	89	11	63	2	二组			
LGTW-10	7.07	148	292	0.51	0.06747	0.01014	0.08384	0.01434	0.00901	0.00033	852	324	82	13	58	2	二组			
LGTW-11	8.9	155	294	0.53	0.08418	0.00908	0.11304	0.01432	0.00974	0.00035	1297	215	109	13	62	2	二组			
LGTW-12	10.2	130	242	0.54	0.05956	0.00732	0.08991	0.01245	0.01095	0.00033	588	270	87	12	70	2	一组			
LGTW-13	19.7	478	599	0.80	0.06775	0.00433	0.08979	0.00615	0.01012	0.00025	861	132	87	6	65	2	二组			
LGTW-14	19.0	353	295	1.20	0.07115	0.00862	0.10000	0.01439	0.01019	0.00039	962	263	97	13	65	2	二组			
LGTW-15	13.7	310	333	0.93	0.08029	0.00961	0.12015	0.01642	0.01085	0.00036	1204	243	115	15	70	2	一组			
LGTW-16	9.4	191	305	0.63	0.07541	0.00491	0.10723	0.00746	0.01105	0.00027	1079	123	103	7	71	2	一组			

析点均具有明显残留核的锆石, 占总测点权重的 25%, 其 $\epsilon(U)$ 、 $\epsilon(Th)$ 分别为 $200 \times 10^{-6} \sim 333 \times 10^{-6}$ 、 $118 \times 10^{-6} \sim 310 \times 10^{-6}$, Th/U 比值均较高, 为 $0.54 \sim 0.93$ (表 1), 显示测定的锆石为岩浆成因 (Hoskin et al., 2000), 其锆石 4 个分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 $70 \sim 71$ Ma (表 1), 在一致曲线图中, 数据点成群分布 (图 3e), 其 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 (70.5 ± 2.0) Ma (MSWD=0.083, $n=4$); 第二组 12 个分析点均为自形程度高、显示结晶环带的锆石, 占总测点权重的 75%, 其 $\epsilon(U)$ 、 $\epsilon(Th)$ 分别为 $202 \times 10^{-6} \sim 599 \times 10^{-6}$ 、 $148 \times 10^{-6} \sim 478 \times 10^{-6}$, Th/U 比值均较高, 为 $0.51 \sim 1.20$ (表 1), 也为岩浆成因锆石, 其锆石 12 个分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 $58 \sim 65$ Ma (表 1), 在一致曲线图中, 数据点成群分布 (图 3f), 其 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 (61.4 ± 1.2) Ma (MSWD=2.1, $n=12$)。

从龙根花岗斑岩的测试结果, 及其相关的岩相学、复杂的锆石形态和 Th/U 比值来看, 本区可能存在 2 期以上的构造岩浆事件, 本文测出的 (70.5 ± 2.0) Ma 成岩成矿年龄, 其锆石 CL 图像大都具有明显的锆石残留核, 可能记录了印-亚板块俯冲大陆边缘弧后伸展过程中的早期岩浆-流体成矿事件; 而 (61.4 ± 1.2) Ma 的成岩成矿年龄, 则代表了印-亚板块主碰撞聚合过程中的主成矿期岩浆-流体成矿作用的年代。

3.2 岩石地球化学特征

对龙根铅锌矿床含矿斑岩主量、微量、稀土元素进行了分析, 分析数据 (表 2) 表明, 龙根含矿斑岩以富硅 ($76.74\% \sim 77.11\%$)、富钾 ($K_2O/Na_2O = 1.31 \sim 1.54$)、贫钛 ($0.069\% \sim 0.08\%$)、贫磷 ($0.012\% \sim 0.017\%$) 为特征, 主体属于高钾钙碱性系列岩石 (图 4a)。铝饱和指数 A/CNK 为 $1.11 \sim 1.16$, CIPW 标准矿物中皆出现了刚玉分子 ($1.27\% \sim 1.79\%$), 无透辉石, 属于过铝质岩石 (图 4b)。样品的 SiO_2 与 MgO 、 CaO 、 Fe_2O_3 、 TiO_2 、 P_2O_5 呈负相关。

龙根含矿斑岩以富集轻稀土元素 ($LREE/HREE = 5.01 \sim 5.50$)、轻重稀土元素分异较大 ($\sum Ce/\sum Y = 1.80 \sim 2.01$) 为特征。 δEu 为 $0.22 \sim 0.25$, 钕具有不同程度的负异常, 暗示岩浆源区有不同数量的斜长石残留。在稀土元素配分曲线 (图 5a) 中所有样品曲线近乎一致, 富集轻稀土元素, 并与上地壳曲线近似平行, Eu 不同程度的亏损。样品富集大离子亲石元素 (Rb 、 Th 、 U), 亏损高场强元素 (Zr 、 Nd 、 Sm), 同时相对于 Rb 和 Th , 亏损 Ba , 并具有明显的 Sr 负异常 (图 5b)。

3.3 Hf 同位素特征

本文对龙根含矿斑岩的锆石定年的同时, 还在同样的点位进行了 Hf 同位素分析。LGTW 样品 13 颗锆石的 $^{176}Yb/^{177}Hf$ 和 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值范围分别为 $0.021899 \sim 0.115115$ 和 $0.000655 \sim 0.002964$ (表

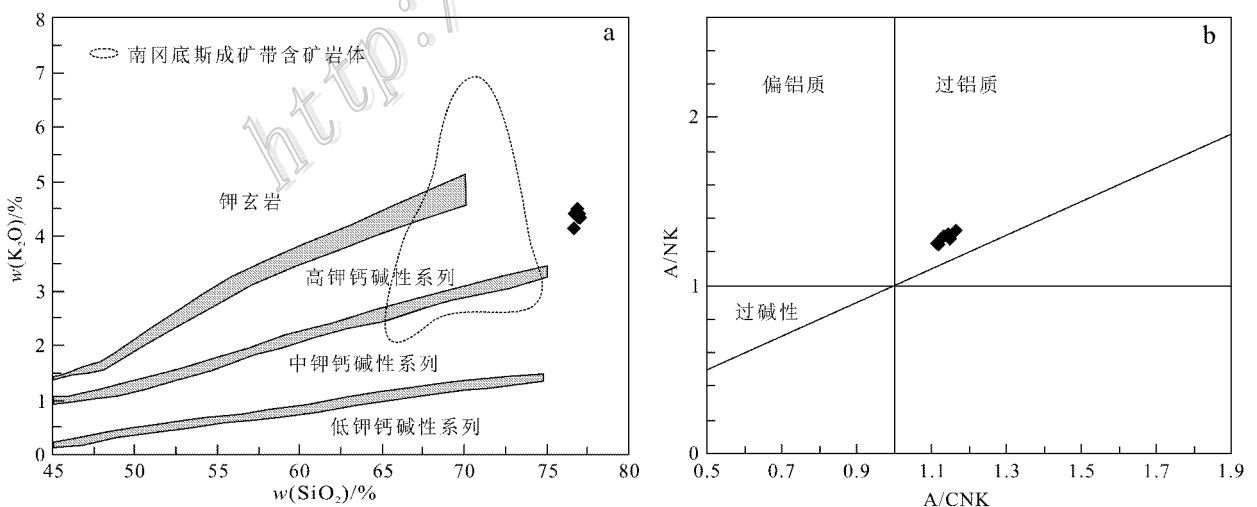


图 4 龙根含矿斑岩 $w(SiO_2)$ - $w(K_2O)$ (a), 南冈底斯成矿带含矿岩体数据来源于 Hou et al., 2004; 王保弟等, 2010; 侯增谦等, 2006b) 和 $ACNK$ - ANK (b) 图解

Fig. 4 $w(SiO_2)$ versus $w(K_2O)$ (a), Data of ore-bearing porphyry of South Gangdese after Hou et al., 2004; Wang et al., 2010; Hou et al., 2006b) and $ACNK$ versus ANK (b) diagrams of ore-bearing porphyry in the Longgen deposit

表2 龙根铅锌矿床含矿斑岩主量($w_B/\%$)、微量、稀土元素($w_B/10^{-6}$)分析结果Table 2 Major ($w_B/\%$), trace element and REE ($w_B/10^{-6}$) analytical results of ore-bearing porphyry in the Longgen deposit

组分	LG08	LG09	LG10	LG11	LG12	LG13
SiO ₂	77.08	76.96	76.82	77.01	76.74	77.11
Al ₂ O ₃	12.36	12.23	12.47	12.32	12.42	12.37
TiO ₂	0.074	0.069	0.071	0.074	0.08	0.072
Fe ₂ O ₃	0.52	0.87	0.75	1.13	0.71	0.72
FeO	0.71	0.38	0.47	0.18	0.61	0.53
MnO	0.039	0.034	0.033	0.034	0.035	0.038
MgO	0.21	0.23	0.25	0.24	0.23	0.24
CaO	0.59	0.65	0.69	0.58	0.73	0.71
Na ₂ O	3.18	3.01	2.86	3.04	3.15	2.96
K ₂ O	4.4	4.49	4.4	4.34	4.13	4.32
P ₂ O ₅	0.014	0.014	0.014	0.012	0.017	0.014
LOI	0.81	1	1.09	0.98	1.04	0.82
总和	99.99	99.94	99.92	99.94	99.89	99.90
K ₂ O/Na ₂ O	1.38	1.49	1.54	1.43	1.31	1.46
Mg [#]	15.13	16.51	17.92	16.70	15.55	16.93
A/CNK	1.12	1.11	1.16	1.15	1.13	1.14
La	21.0	20.6	20.9	20.9	22.2	21.2
Ce	45.3	42.6	44.0	42.9	47.4	43.2
Pr	4.72	4.68	4.75	4.67	4.96	4.84
Nd	16.6	16.3	16.5	16.2	17.4	16.9
Sm	3.51	3.57	3.50	3.45	3.77	3.65
Eu	0.28	.28	0.29	0.26	0.30	0.27
Gd	3.41	3.62	3.61	3.59	3.70	3.76
Tb	0.66	0.67	0.66	0.67	0.68	0.70
Dy	4.38	4.38	4.31	4.42	4.31	4.59
Ho	0.96	0.97	0.94	0.96	0.96	0.99
Er	3.01	3.03	2.94	3.08	3.01	3.17
Tm	0.57	0.57	0.56	0.56	0.55	0.57
Yb	3.56	3.59	3.53	3.65	3.66	3.63
Lu	0.58	0.56	0.56	0.59	0.58	0.58
Y	30.1	31.2	30.4	31.4	30.3	31.7
∑REE	138.58	136.72	137.52	137.26	143.76	139.82
∑Ce/∑Y	1.93	1.81	1.89	1.80	2.01	1.81
LREE/HREE	5.33	5.06	5.26	5.04	5.50	5.01
δEu	0.24	0.24	0.25	0.23	0.24	0.22
Li	8.40	8.53	7.67	8.52	8.44	7.64
Be	2.99	2.60	2.56	2.61	2.29	3.01
Sc	1.65	1.70	1.61	1.75	1.77	1.61
V	2.11	1.92	2.01	1.95	2.41	1.81
Cr	2.10	2.27	1.70	1.24	1.40	1.15
Co	0.58	0.54	0.54	0.52	0.66	0.48
Ni	0.53	0.65	1.05	0.45	1.40	0.31
Cu	2.58	3.42	3.51	2.76	9.04	2.08
Zn	28.3	35.5	48.2	51.0	50.9	28.5
Ga	15.0	14.4	14.7	14.5	15.5	14.8
Rb	224	232	218	230	209	228
Sr	51.4	63.2	61.0	62.6	76.4	53.0
Zr	92.6	94.2	91.8	100	98.2	93.2
Nb	9.98	10.1	10.1	10.4	10.5	10.4
Mo	0.18	0.22	0.19	0.18	0.27	0.20
Sn	3.60	5.52	3.87	5.66	4.13	3.99
Cs	2.60	3.00	3.92	2.97	2.97	2.64
Ba	133	140	141	139	148	133
Hf	3.51	3.54	3.52	3.77	3.63	3.48
Ta	1.48	1.48	1.48	1.54	1.48	1.52
Tl	1.29	1.36	1.30	1.33	1.30	1.37
Pb	25.6	19.3	35.2	19.1	21.4	23.2
Th	27.3	26.2	26.7	26.6	26.1	26.5
U	4.02	3.89	3.51	3.86	3.65	4.15

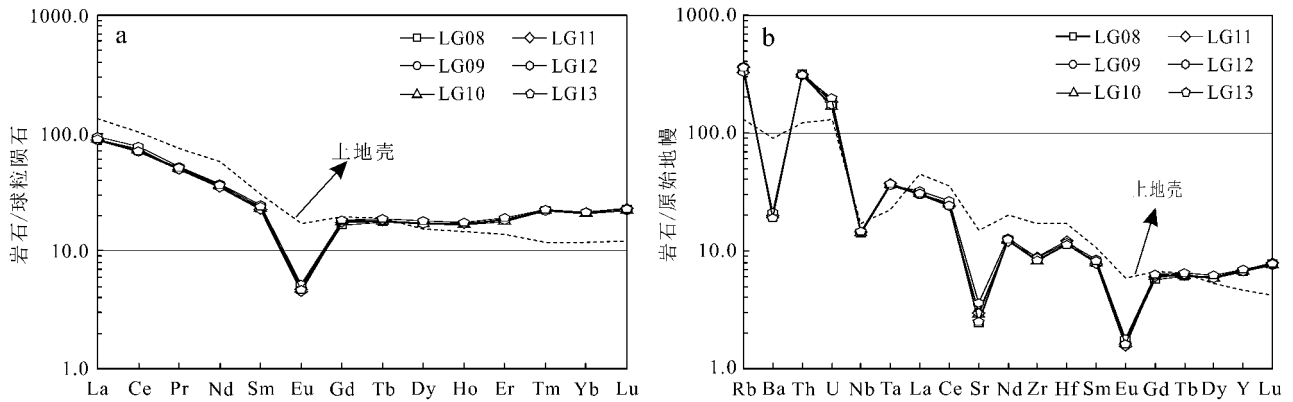


图 5 龙根含矿斑岩 REE 配分图(a)和微量元素蛛网图(b) 标准化数据引自 Sun et al. , 1989)

Fig. 5 REE distribution pattern(a) and spider diagram of trace element ratio(b) of ore-bearing porphyry in the Longgen deposit (normalization data after Sun et al. , 1989)

3) 其 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值非常接近或小于 0.002 表明这些锆石在形成以后,基本没有明显的放射性成因 Hf 的积累,所测定的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值基本可以代表其形成锆石时体系的 Hf 同位素组成(吴福元等, 2007)。从分析的结果看(表 3),两组年龄具有相似的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 和 Hf 同位素地壳模式年龄(T_{DM}^{C})。LGTW 样品 70.5 Ma 年龄段分别为 $-1.72 \sim -1.37$ 、 $1.08 \sim 1.10$ Ga, 61.4 Ma 年龄段分别为 $-3.34 \sim -1.12$ 、 $1.06 \sim 1.19$ Ga(图 6a),说明这两期的构造岩浆事件的源区是一致的。从图 6a 中还可以看出,龙根含矿斑岩具有比南冈底斯成矿带含矿岩体、林子宗群火山岩以及 80~120 Ma 的花岗岩低的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(Chu et al. , 2006; Zhu et al. , 2011; 李皓扬

等, 2007),说明它们具有不同的岩浆源区,而具有与中冈底斯成矿带 90~120 Ma 的花岗岩相似的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(Zhu et al. , 2011; 姜昕等, 2010),暗示它们可能具有相似的岩浆源区。

3.4 Sr-Nd 同位素组成

含矿斑岩的全岩 Sr-Nd 同位素结果显示,龙根含矿斑岩($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) 比值为 $0.512\ 227 \sim 0.512\ 246$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $-6.42 \sim -6.05$ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 比值为 $0.708\ 026 \sim 0.709\ 071$ (表 4),且随着($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)的增高($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) 却有着大致近似的比值。其亏损地幔 Nd 同位素二阶段模式年龄为 $1.52 \sim 1.56$ Ga,可能指示了研究区中元古代一次富集事件的最小年龄(Miller et al. , 1999)。在 Sr-Nd 同

表 3 龙根铅锌矿床含矿斑岩锆石 Hf 同位素分析结果

Table 3 Hf isotopic compositions of zircons from ore-bearing porphyry in the Longgen deposit

测点	t/Ma	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM1}/Ma	$T_{\text{DM1}}^{\text{C}}/\text{Ma}$	f_{Lw}/Hf
LGTW-01	65	0.282659	0.001488	0.051509	0.000008	-4.01	-2.64	851	1147	-0.96
LGTW-02	60.2	0.282677	0.000655	0.021899	0.000008	-3.36	-2.07	807	1112	-0.98
LGTW-03	61	0.282704	0.001093	0.036080	0.000008	-2.42	-1.12	779	1060	-0.97
LGTW-04	60	0.282696	0.001248	0.043959	0.000010	-2.69	-1.43	793	1076	-0.96
LGTW-05	60	0.282683	0.001162	0.040836	0.000009	-3.16	-1.89	810	1102	-0.97
LGTW-06	71	0.282681	0.001144	0.040518	0.000008	-3.22	-1.72	812	1100	-0.97
LGTW-07	63	0.282650	0.001247	0.043370	0.000008	-4.31	-2.98	858	1164	-0.96
LGTW-08	64	0.282661	0.001693	0.063301	0.000007	-3.93	-2.60	853	1144	-0.95
LGTW-09	63	0.282667	0.000675	0.023674	0.000007	-3.73	-2.37	822	1131	-0.98
LGTW-10	58	0.282696	0.002687	0.104595	0.000010	-2.67	-1.50	824	1078	-0.92
LGTW-11	62	0.282641	0.001126	0.043773	0.000009	-4.63	-3.31	868	1182	-0.97
LGTW-12	70	0.282694	0.002964	0.115115	0.000008	-2.77	-1.37	834	1081	-0.91
LGTW-13	65	0.282638	0.000916	0.035372	0.000007	-4.72	-3.34	867	1186	-0.97

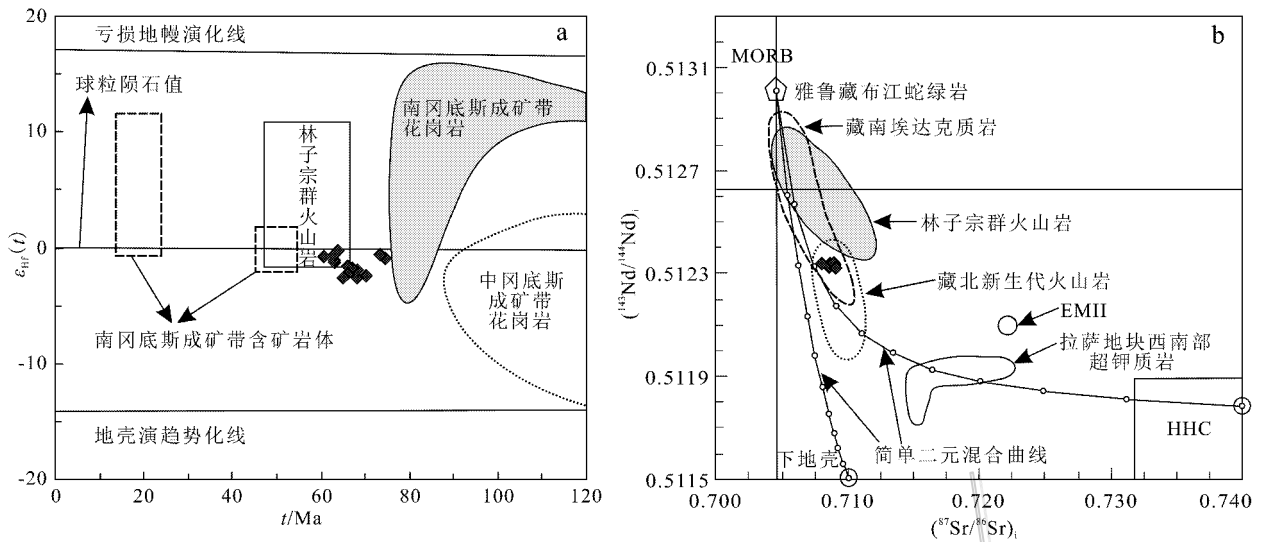


图6 龙根含矿斑岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - t 图(a)和 Sr-Nd 图(b)

数据来源: a. 南冈底斯成矿带含矿岩体 (Chu et al., 2006); 林子宗群火山岩 (李皓扬等, 2007); 中、南冈底斯成矿带花岗岩 (Zhu et al., 2011; 姜昕等, 2010); b. 雅鲁藏布江蛇绿岩 (Mahoney et al., 1998); 藏南埃达克质岩 (曲晓明等, 2003; Hou et al., 2004; 侯增谦等, 2004; 2005; 夏抱本等, 2007); 林子宗群火山岩 (Mo et al., 2007); 藏北新生代火山岩 (刘崇等, 2003); EMII 数据 (Rollison, 1993); 拉萨地块西南部超钾质岩 (王保弟等, 2008); 下地壳数据 (Miller et al., 1999); HHC (高喜马拉雅结晶岩石) (Ding et al., 2003)

Fig. 6 Plot of $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ -age (a) and $(^{187}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ - $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ (b) isotope diagram of ore-bearing porphyry in the Longgen deposit data source: a. ore-bearing porphyry of South Gangdese (after Chu et al., 2006); Linzizong Group (after Li et al., 2007); granite of Mid-south Gangdese (after Zhu et al., 2011; Jiang et al., 2010); b. ophiolite of IYS (after Mahoney et al., 1998); Adakitic granite of southern Tibet (after Qu et al., 2003; Hou et al., 2004; Hou et al., 2005; Xia et al., 2007); Linzizong Group (after Mo et al., 2007); Cenozoic volcanic rocks in northern Tibet (after Liu et al., 2003); EMII (after Rollison, 1993); ultra-potassic rocks in southwest Lhasa Block (after Wang et al., 2008); lower crust (after Miller et al., 1999); HHC (after Ding et al., 2003)

表4 龙根铅锌矿床含矿斑岩全岩 Sr-Nd 同位素测定结果

Table 4 Sr-Nd isotopic compositions of zircons from ore-bearing porphyry in the Longgen deposit

样号	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	T_{DM1}/Ga	T_{DM2}/Ga
LG08	12.618115	0.719409 ± 0.000006	0.708026	0.128541	0.512296 ± 0.000007	0.512243	-6.12	1.53	1.52
LG09	10.616006	0.718637 ± 0.000004	0.709060	0.133170	0.512295 ± 0.000007	0.512240	-6.18	1.62	1.54
LG10	10.333386	0.718019 ± 0.000004	0.708697	0.128756	0.512296 ± 0.000005	0.512243	-6.12	1.53	1.52
LG11	10.644827	0.718534 ± 0.000005	0.708931	0.129549	0.512300 ± 0.000007	0.512246	-6.05	1.54	1.52
LG12	7.904452	0.716202 ± 0.000007	0.709071	0.132158	0.512282 ± 0.000006	0.512227	-6.42	1.62	1.56
LG13	12.474330	0.719883 ± 0.000004	0.708630	0.131265	0.512285 ± 0.000006	0.512230	-6.36	1.60	1.55

位素图解中(图6b),明显不同于俯冲洋壳板片熔融形成的埃达克岩,也明显不同于藏北的新生代火山岩,而与前人研究的藏南埃达克质成矿斑岩具有相似性,总体上类似于新生玄武质下地壳熔融形成的林子宗群火山岩(Mo et al., 2007)。

4 讨论

4.1 中冈底斯成矿带的成岩成矿时代与成矿作用

对龙根花岗斑岩中的锆石颗粒的内部结构研究表明,锆石均具有宽窄不一的韵律环带结构(图3a、

b、c),Th/U 比值皆大于 0.3,具有明显的岩浆结晶锆石特征,说明锆石是在岩浆系统中结晶形成。样品具有 2 组明显的年龄谱,一组 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 (70.5 ± 2.0) Ma(图 3e),这组年龄的锆石大多具有残留核,对应于印-亚板块的俯冲消减晚期时代(Mao et al., 2014),可能记录了印-亚板块俯冲大陆边缘弧后伸展过程中的岩浆-流体成矿事件;另一组 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 (61.4 ± 1.2) Ma(图 3f),对应于印-亚板块的主碰撞时代(侯增谦等, 2006a),代表了印-亚板块主碰撞聚合过程中岩浆-流体成矿作用的时期。龙根矿床与查个勒矿床的铅锌

矿化或铜铅锌矿化均产于晚白垩世—古新世花岗斑岩与中二叠统下拉组砂卡岩化灰岩的外接触带中,不同的是龙根矿床的含矿斑岩为中-细粒结构,反映斑岩侵位相对较深,而查个勒矿床的含矿岩体为微-细粒结构,揭示岩体侵位较浅,二者具有相同的成矿地质背景和成矿条件;另据王保弟等(2012)对查个勒矿床含矿岩体获得的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分别为 72.2~70.1 Ma 和 65.2~64.4 Ma,辉钼矿 Re-Os 模式年龄为 70.9~72.8 Ma,加权平均年龄为 (71.5 ± 1.3) Ma;作者获得的查个勒铅锌矿床含矿斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 64.6~62.9 Ma,辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 (62.3 ± 1.4) Ma (数据另文发表);由此认为龙根矿区的铜铅锌矿与矿区南东侧相距约 4.5 km 处的查个勒铜铅锌矿的成矿作用的时间基本一致,它们应属于同一构造-岩浆事件的产物。

中冈底斯成矿带东段主要有亚贵拉、洞中拉、洞中松多、蒙亚阿、龙马拉、勒青拉、新嘎果等大型-超大型铅锌矿床,其中亚贵拉大型铅锌矿床是该带上研究程度相对较高的矿床之一,该矿床赋矿岩体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 68.6~65.8 Ma(李奋其等,2010;高一鸣等,2011),辉钼矿 Re-Os 年龄为 (65.0 ± 1.9) Ma(高一鸣等,2011),而本文与王保弟等(2012)在中冈底斯成矿带中段所获的成矿时代略早,结合区域林子宗群大规模火山活动(65~45 Ma)以及以亚贵拉铅锌矿床(68.6~65.0 Ma)和查个勒铅锌矿床(72.2~70.1 Ma 与 65.2~62.9 Ma)为代表的成矿作用,表明在印度与欧亚板块的俯冲晚期(Mao et al., 2014)和主碰撞(侯增谦等, 2006a)过程中均产生了不同规模的成矿作用。据此笔者认为中冈底斯成矿带中段不仅在印-亚板块的俯冲晚期伴有~70.5 Ma 的铜铅锌成矿作用,而且在印-亚大陆的主碰撞期还伴有~61.4 Ma 主成矿期的铜铅锌成矿作用。

4.2 岩浆源区与岩石成因

岩石化学分析数据(表 2)显示,龙根含矿斑岩属富硅过铝质花岗岩,样品 $w(\text{SiO}_2)$ 为 76.74%~77.11%, A/CNK 为 1.11~1.16, $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 很低,所有样品的 $w(\text{P}_2\text{O}_5) \leq 0.07\%$,并且与 SiO_2 没有明显的负相关关系,显示为“S”型花岗岩的演化趋势(Chappell, 1999)。同时具有较高含量的 Rb、Th、U 以及 HREE,亏损 Zr、Nd、Sm、Sr 和 Eu,在球粒陨石标准化图上,REE 呈“V”型的分布形式,表明岩石经

历了很高程度的分异演化和岩浆-流体相互作用。

在 Nb-Y 构造环境判别图解中(图 7)样品落入火山弧-同碰撞花岗岩区,表明龙根含矿斑岩主体具有碰撞花岗岩的特征。依据上述资料综合分析,龙根含矿斑岩属于过铝质钙碱性岩石系列,具典型的“S”型花岗岩地球化学特征,形成于印-亚板块俯冲晚期和主碰撞的地球动力学背景。

龙根含矿斑岩相对于冈底斯成熟大陆地壳物质具有低 $\text{Sr}(\text{ }^{87}\text{Sr}/\text{ }^{86}\text{Sr}) = 0.708\ 026 \sim 0.709\ 071$ 高 $\text{Nd}(\text{ }^{143}\text{Nd}/\text{ }^{144}\text{Nd}) = 0.512\ 227 \sim 0.512\ 246$ 的同位素组成及较小的变化范围,较均一的 Sr 和 Nd 同位素组成说明它们起源于共同的源区;在 Sr-Nd 同位素演化图上(图 6b),变化于新生下地壳熔融产生的林子宗群火山岩附近,明显反映出其源岩的地壳属性(侯增谦等, 2005);岩石具负的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值($-6.42 \sim -6.05$),Nd 同位素二阶段模式年龄 T_{DM2} 为 1.52~1.56 Ga(表 4),为成熟的下地壳物质直接熔融形成的花岗质岩浆(莫宣学等, 2005),这一认识后来得到朱弟成等(2009)、Zhu 等(2009a; 2009b; 2011)、姜昕等(2010)数据的支持。上述信息表明,中冈底斯成矿带存在未出露地表的前寒武纪结晶基底。

龙根矿床位于中冈底斯成矿带的南侧,其基底属于冈底斯地体的古老地壳(莫宣学等, 2005; Zhu et al., 2009a, 2011),因此,最可能的岩石成因就是古老地壳物质的部分熔融。龙根含矿斑岩稀土元素球粒

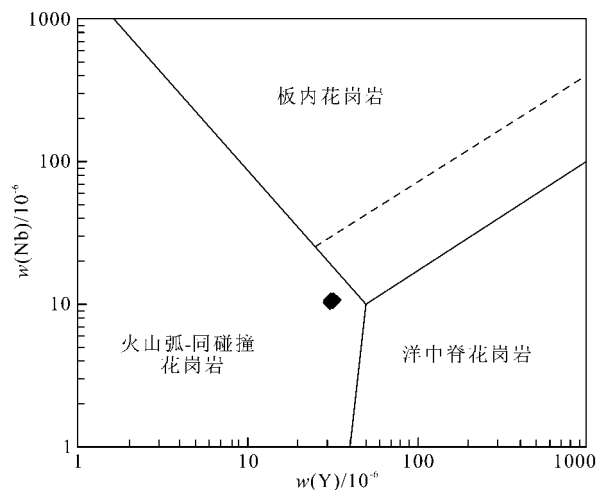


图 7 不同构造环境花岗岩的非活动性元素判别图 (据 Pearce, 1996)

Fig. 7 Different tectonic environments of non-active elements for granites (after Pearce, 1996)

陨石标准化曲线为 Eu 负异常明显的右倾型,轻稀土元素明显富集,并具有与上地壳相似的特征,以及负的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(图 6a),对应的地壳模式年龄 T_{DM}^{C} 为 $1.06 \sim 1.19 \text{ Ga}$ (表 4),这与 Nd 同位素二阶段模式年龄 $T_{\text{DM2}} = 1.52 \sim 1.56 \text{ Ga}$ 大致一致(表 3),也支持它们来源于古老地壳物质的深熔或重熔。但本文锆石 Hf 同位素具有不均一 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 $-3.34 \sim -1.12$,变化范围为 2.22 个 ϵ 单位,这就需要—个开放系统来引起熔体中 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值的变化(Kemp et al., 2007);由于锆石 Hf 同位素比值不会随部分熔融或分离结晶变化,因此锆石 Hf 同位素的不均一性很可能指示了更具放射性成因 Hf 的幔源和有较少放射性成因 Hf 的壳源这两种端员之间的相互作用(Bolhar et al., 2008)。同时样品还具有较高的 $\text{Mg}^\#$ 值($15.13 \sim 17.92$),这也反映其岩浆源区不可能是地壳物质直接部分熔融的结果,而很可能有幔源物质的贡献。由此本文认为龙根含矿斑岩中不均一的锆石 Hf 同位素组成以及地球化学性质可能是壳源和少量幔源两种不同性质岩浆混合作用的结果。

4.3 地球动力学过程

已有研究表明,雅鲁藏布江洋所代表的新特提斯洋壳可能在中三叠世打开,在早侏罗世($\sim 205 \text{ Ma}$)洋壳开始向北俯冲消减(Ji et al., 2009),一直持续到晚白垩世(Mao et al., 2014),印度与亚洲大陆的初始碰撞可能始于晚白垩世的 $70 \sim 65 \text{ Ma}$ (朱弟成等, 2004),并相继经历了主碰撞聚合($65 \sim 41 \text{ Ma}$)、晚碰撞转换($40 \sim 26 \text{ Ma}$)和后碰撞伸展($25 \sim 0 \text{ Ma}$)的演化历程(侯增谦等, 2006a),形成了全球最大的和最典型的青藏高原陆-陆碰撞造山带。伴随着碰撞造山过程的成矿作用,形成了南冈底斯成矿带的斑岩型铜多金属矿床和中冈底斯成矿带的斑岩+矽卡岩型和充填交代型 Cu-Mo-Pb(Zn)-Ag 多金属矿床富集区。龙根含矿斑岩的早期岩浆-流体成矿时代约为 70.5 Ma ,对应于印度与亚洲板块的俯冲消减时代(Mao et al., 2014),而含矿斑岩的主成矿期岩浆-流体成矿作用时代约为 61.4 Ma ,与印度与亚洲大陆的主碰撞时代相当(侯增谦等, 2006a),并与形成于俯冲晚期的查个勒矿床(王保弟等, 2012)及中冈底斯成矿带东段的亚贵拉矿床的时代大致一致(李奋其等, 2010; 高一鸣等, 2011)。这 2 个矿床处于同一构造环境,暗示着中冈底斯成矿带在印-亚板块的俯冲晚期和主碰撞时期均可产生不

同规模的成矿作用,揭示出中冈底斯成矿带东、中两段在印-亚板块的俯冲晚期和主碰撞时期具有较为相似的成矿条件。本文的 Sr-Nd-Hf 同位素数据以及岩石地球化学结果表明,幔源物质很可能在龙根含矿斑岩的形成过程中发挥了重要作用,其形成过程为:晚白垩世以来,由于印度洋的海底扩张,以雅鲁藏布江结合带为代表的新特提斯洋板块在俯冲过程中产生的幔源岩浆,不断上升汇聚在 Moho 面附近的陆壳底部,到印度与亚洲板块的俯冲晚期和主碰撞期,由于热动力作用,部分底侵的幔源岩浆被挤进冈底斯地体古老的地壳内部,形成“壳-幔混合层”(邓万明, 1994),通过拆沉作用和底侵作用(Butler et al., 1997; Patino Douce et al., 1998)以及沿“壳-幔混合层”的快速剥离或平流减薄作用(邓万明, 1994),进而导致软流圈物质的热扰动上涌,上涌的软流圈物质的伸展减压引起部分熔融,从而诱发了冈底斯地体的板内地幔柱岩浆活动(许志琴等, 1996),沿地壳拉伸减薄带脉动、涌动上侵,在中冈底斯成矿带中段形成 $\sim 70.5 \text{ Ma}$ 和 $\sim 61.4 \text{ Ma}$ 且兼具幔源特征的同碰撞“S”型龙根花岗斑岩,并伴随有较大规模的壳源型 Cu-Pb-Zn 成矿作用。

5 结 论

(1) 中冈底斯成矿带龙根铅锌矿床含矿斑岩明显有 2 组年龄, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄分别为 $(70.5 \pm 2.0) \text{ Ma}$ 和 $(61.4 \pm 1.2) \text{ Ma}$, 分别代表了印-亚板块俯冲大陆边缘弧后伸展和主碰撞过程中的早期与主成矿期岩浆-流体成矿作用的时期。

(2) 龙根含矿斑岩具富硅($76.74\% \sim 77.71\%$)、富钾($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.31 \sim 1.54$)、贫钛($0.069\% \sim 0.08\%$)、磷($0.012\% \sim 0.017\%$)的特征,铝饱和指数(A/CNK)为 $1.11 \sim 1.16$,岩石富集大离子亲石元素(Rb、Th、U 等),亏损高场强元素(Zr、Nd、Sm 等),属于过铝质“S”型花岗岩类;相对于冈底斯成熟大陆地壳物质具相对高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值($-6.42 \sim -6.05$)和相对低的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)值($0.708026 \sim 0.709071$),并具不均一的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值($-3.34 \sim -1.12$)以及古老的锆石 Hf 同位素地壳模式年龄($T_{\text{DM}}^{\text{C}} = 1.06 \sim 1.19 \text{ Ga}$),形成于主碰撞的构造背景。

(3) 中冈底斯成矿带中段晚白垩世—古新世岩浆活动和成矿作用形成于印度与欧亚板块的俯冲晚

期和主碰撞期,很可能为幔源岩浆底侵诱发冈底斯地体古老地壳物质部分熔融,并与少量幔源熔体混合形成母岩浆,再经高度分离结晶作用和接触交代作用而形成。

志谢 在野外工作期间得到西藏地勘局区域地质调查大队的大力支持和帮助,中国地质大学刘勇胜教授、周练教授、胡兆初教授在锆石 U-Pb 与 Sr-Nd-Hf 同位素分析过程中提供了大力帮助,在此一并志谢!

参考文献/References

邓万明. 1994. 青藏高原新生代岩浆活动与岩石圈演化[A]. 见: 藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文集[M]. 北京: 科学出版社. 288-295.

高一鸣, 陈毓川, 唐菊兴, 李超文, 李新法, 高明, 蔡志超. 2011. 西藏工布江达地区亚贵拉铅锌铜矿床 Re-Os 测年及其地质意义[J]. 地质通报, 30(7): 1027-1036.

侯增谦, 高永丰, 孟祥金, 曲晓明, 黄卫. 2004. 西藏冈底斯中新世斑岩铜矿带: 埃达克质斑岩成因与构造控制[J]. 岩石学报, 20(2): 239-248.

侯增谦, 孟祥金, 曲晓明, 高永丰. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带埃达克质斑岩含矿性: 源岩相变及深部过程约束[J]. 矿床地质, 24(2): 108-121.

侯增谦, 莫宣学, 杨志明, 王安建, 潘桂棠, 曲晓明, 聂凤军. 2006a. 青藏高原碰撞造山带成矿作用 构造背景、时空分布和主要类型[J]. 中国地质, 33(2): 340-351.

侯增谦, 由晓明, 杨竹森, 孟祥金, 李振清, 杨志明, 郑绵平, 郑有业, 聂凤军, 高永丰, 江思宏, 李光明. 2006b. 青藏高原碰撞造山带: III. 后碰撞伸展成矿作用[J]. 矿床地质, 25(6): 629-651.

姜昕, 赵志丹, 朱弟成, 张凤琴, 董国臣, 莫宣学, 郭铁鹰. 2010. 西藏冈底斯西部江巴、邦巴和雄巴岩体的锆石 U-Pb 年代学与 Hf 同位素地球化学[J]. 岩石学报, 26(7): 2155-2164.

李奋其, 高明, 唐文清, 梁婷. 2010. 西藏亚贵拉含矿岩体锆石 LA-ICP-MS 年龄和地质意义[J]. 中国地质, 37(6): 1566-1674.

李皓扬, 钟孙霖, 王彦斌, 朱弟成, 杨进辉, 宋彪, 刘敦一, 吴福元. 2007. 藏南林周盆地林子宗火山岩的时代, 成因及其地质意义: 锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素证据[J]. 岩石学报, 23(2): 493-500.

李光明, 唐菊兴, 郑有业, 等. 2010. 西藏矿产资源战略接续基地勘查[R]. 冈底斯成矿带铜多金属资源调查计划项目成果报告.

刘 攀, 胡瑞忠, 迟效国, 李 才, 冯彩霞, 王天武. 2003. 羌塘岩带碰撞后超钾质火山岩地球化学特征及成因探讨[J]. 大地构造与成矿学, 27(2): 167-175.

莫宣学, 董国臣, 赵志丹, 周 肃, 王亮亮, 邱瑞照, 张凤琴. 2005.

西藏冈底斯带花岗岩的时空分布特征及地壳生长演化信息[J]. 高校地质学报, 11(3): 281-290.

曲晓明, 侯增谦, 李振清. 2003. 冈底斯铜矿带含矿斑岩的⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄及地质意义[J]. 地质学报, 77(2): 245-252.

王保弟, 许继峰, 张兴国, 陈建林, 康志强, 董彦辉. 2008. 青藏高原西部赛利普中新世火山岩源区: 地球化学及 Sr-Nd 同位素制约[J]. 岩石学报, 24(2): 265-278.

王保弟, 许继峰, 陈建林, 张兴国, 王立全, 夏抱本. 2010. 冈底斯东段汤不拉斑岩 Mo-Cu 矿床成矿时代与成因研究[J]. 岩石学报, 26(6): 1820-1832.

王保弟, 郭琳, 王立全, 李 冰, 黄瀚霄, 陈富琦, 段志明, 曾庆高. 2012. 中冈底斯成矿带查个勒矿床含矿岩体的年代学及成因[J]. 岩石学报, 28(5): 1647-1662.

吴福元, 李献华, 郑永飞, 高山. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J]. 岩石学报, 23(2): 185-220.

西藏地勘局区域地质调查大队. 2009. 西藏自治区昂仁县龙根铅锌矿预查报告[R].

夏抱本, 夏斌, 王保弟, 赵守仁. 2007. 冈底斯中段达布埃达克质含矿斑岩: 增厚下地壳熔融与斑岩铜钼矿成因[J]. 地质科技情报, 26(4): 19-26.

许志琴, 姜枚, 杨经绥. 1996. 青藏高原北部隆升的深部构造物理作用——以“格尔木(唐古拉山)地质及地球物理综合剖面为例”[J]. 地质学报, 70(3): 195-206.

朱弟成, 潘桂棠, 莫宣学, 段丽萍, 廖忠礼. 2004. 印度大陆和欧亚大陆的碰撞时代[J]. 地球科学进展, 19(4): 564-571.

朱弟成, 莫宣学, 王立全, 赵志丹, 牛耀龄, 周长勇, 杨岳衡. 2009. 西藏冈底斯东部察隅高分异 I 型花岗岩的成因: 锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素约束[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 39(7): 833-848.

Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb[J]. Chemical Geology, 192(1-2): 59-79.

Bolhar R, Weaver S, Whitehouse M, Palin J, Woodhead J and Cole J. 2008. Sources and evolution of arc magmas inferred from coupled O and Hf isotope systematics of plutonic zircons from the Cretaceous Separation Point Suite (New Zealand)[J]. Earth and Planetary Science Letters, 268(3): 312-324.

Butler R W H, Harris N B W and Whittington A G. 1997. Interactions between deformation, magmatism and hydrathermal activity during active crustal thickening: A field example from Nanga Parbat, Pakistan Himalayas[J]. Mineralogical Magazine, 61: 37-52.

Chappell B. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites[J]. Lithos, 46(3): 535-551.

Chu M F, Chung S L, Song B, Liu D, O'Reilly S Y, Pearson N J, Ji J and Wen D J. 2006. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of southern Tibet[J]. Geology, 34(9): 745-748.

Ding L and Lai Q Z. 2003. New geological evidences of crust thickening in Gangdese block prior to the Indo-Asian collision[J]. Chinese Science Bulletin, 48: 836-842.

Douce A E P and McCarthy T C. 1998. Melting of crustal rocks during

- continental collision and subduction[A]. When continents collide : Geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks[M]. Netherlands : Springer. 27-55.
- Hoskin P W O and Black L P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(4): 423-439.
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y and Mo X X. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1-2): 139-155.
- Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, Li J X and Liu C Z. 2009. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Gangdese batholith, southern Tibet[J]. *Chemical Geology*, 262(3-4): 229-245.
- Kemp A, Hawkesworth C, Foster G, Paterson B, Woodhead J, Hergt J, Gray C and Whitehouse M. 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon [J]. *Science*, 315(5814): 980-983.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Günther D, Xu J, Gao C G and Chen H H. 2008a. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. *Chemical Geology*, 257(1-2): 34-43.
- Liu Y S, Zong K Q, Kelemen P B and Gao S. 2008b. Geochemistry and magmatic history of eclogites and ultramafic rocks from the Chinese continental scientific drill hole : Subduction and ultrahigh-pressure metamorphism of lower crustal cumulates[J]. *Chemical Geology*, 247(1-2): 133-153.
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, Gao C G, Zong K Q and Wang D B. 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[J]. *Journal of Petrology*, 51(1-2): 537-571.
- Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, Gao C G, Gao S, Xu J and Chen H H. 2010b. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS[J]. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535-1546.
- Ludwig K R. 2003. User's manual for Isoplot 3.00 : A geochronological toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 41-70.
- Mahoney J J, Frei R, Tejada M L G, Mo X X, Leat P T and Nagler T F. 1998. Tracing the Indian ocean mantle domain through time : Isotopic results from old West Indian, east Tethyan, and south Pacific seafloors[J]. *Journal of Petrology*, 39(7): 1285-1306.
- Mao J W, Pirajno F, Lehmann B, Luo M C and Berzina A. 2014. Distribution of porphyry deposits in the Eurasian continent and their corresponding tectonic settings[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 79 : 576-584.
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Mair V, Frank W and Purtscheller F. 1999. Post collisional potassic and ultra-potassic magmatism in SW Tibet : Geochemical, Sr, Nd, Pb, O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis[J]. *Journal of Petrology*, 83 : 5361-5375.
- Mo X X, Hou Z Q, Niu Y L, Dong G C, Qu X M, Zhao Z D. and Yang Z M. 2007. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision : Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet[J]. *Lithos*, 96(1-2): 225-242.
- Pearce J S. 1996. Sources and setting of granitic rocks[J]. *Episodes*, 19 : 120-125.
- Rollison H R. 1993. Using geochemical data : Evaluation, presentation, interpretation[M]. Pearson Education Limited.
- Sun S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : Implications for mantle composition and processes [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313-345.
- Yuan H L, Gao S, Dai M N, Zong C L, Günther D, Fontaine G H, Liu X M and Diwu C R. 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[J]. *Chemical Geology*, 247(1-2): 100-118.
- Zhang H F, Gao S, Zhong Z Q, Zhang B R, Zhang L and Hu S H. 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[J]. *Chemical Geology*, 186 : 281-299.
- Zhu D C, Mo X X, Wang L Q, Zhao Z D, Niu Y L, Zhou C Y and Yang Y H. 2009a. Petrogenesis of highly fractionated I-type granites in the Chayu area of eastern Gangdese, Tibet : Constraints from zircon U-Pb geochronology, geochemistry and Sr-Nd-Hf isotopes [J]. *Science in China : Earth Sciences*, 39(7): 833-848.
- Zhu D C, Mo X X, Niu Y L, Zhao Z D, Wang L Q, Liu Y and Wu F Y. 2009b. Geochemical investigation of Early Cretaceous igneous rocks along an east-west traverse throughout the central Lhasa Terrane, Tibet[J]. *Chemical Geology*, 268(3-4): 298-312.
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y, Mo X X, Chung S L, Hou Z Q, Wang L Q and Wu F Y. 2011. The Lhasa Terrane : Record of a microcontinent and its histories of drift and growth[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1-2): 241-255.