

编号: 0258-7106(2011)03-0420-15

西藏加多捕勒铁铜矿成矿岩体时代与成因： 锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素与稀土元素证据*

于玉帅¹ 杨竹森^{1**} 多吉² 侯增谦³ 田世洪¹ 孟祥金¹ 刘鸿飞⁴，
张金树⁴ 王海平¹ 刘英超³

(1 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, 北京 100037;
2 西藏自治区地质矿产勘查开发局, 西藏 拉萨 850000; 3 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;
4 西藏自治区地质调查院, 西藏 拉萨 850000)

摘要 西藏加多捕勒矽卡岩型铁铜矿床位于拉萨地块的中部, 矿体产于中粗粒黑云母二长花岗岩与中二叠统下拉组灰岩的接触带。黑云母二长花岗岩内的锆石具典型岩浆锆石的特征, 可分为4期, 其第IV期锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄为 $(50.9 \pm 1.8) \text{ Ma}$, 代表黑云母二长花岗岩的结晶年龄, 表明岩体形成于印度-亚洲大陆碰撞造山的主碰撞期。第IV期锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282\ 523 \sim 0.282\ 864$, $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -7.72 \sim +4.29$, 平均地壳模式年龄 $T_{\text{DM}}^{\text{C}} = 851 \sim 1\ 618 \text{ Ma}$, $\Sigma\text{REE} = 351 \sim 2\ 198 \mu\text{g/g}$ (Yb/Nd)_N = 11 ~ 506, $\delta\text{Ce} = 1.21 \sim 65.58$, $\delta\text{Eu} = 0.09 \sim 0.33$, 表明岩浆源区具有壳幔混源的特征, 其中的壳源岩浆是中元古代上地壳部分熔融的产物。上述结果显示, 在印度-亚洲大陆碰撞造山的主碰撞期, 于印度陆壳随同特提斯洋壳向拉萨地块陡深俯冲之后, 发生了印度陆壳与特提斯洋壳分离, 导致印度陆壳折返和软流圈地幔流体上涌, 引发了上覆地壳的侧向伸展和部分熔融, 发生了软流圈地幔流体与壳源岩浆的混合, 壳幔混源岩浆经岩浆房结晶分异后上侵而形成了黑云母二长花岗岩。

关键词 地球化学; 锆石 U-Pb 年龄; Hf 同位素; 稀土元素; 黑云母二长花岗岩; 加多捕勒铁铜矿床; 西藏

中图分类号: P618.31; P618.41

文献标志码: A

Age and petrogenesis of magmatic rocks from Jiaduobule skarn Fe-Cu deposit in Tibet: Evidence from zircon SHRIMP U-Pb dating, Hf isotope and REE

YU YuShuai¹, YANG ZhuSen¹, DUO Ji², HOU ZengQian³, TIAN ShiHong¹, MENG XiangJin¹,
LIU HongFei⁴, ZHANG JinShu⁴, WANG HaiPing¹ and LIU YingChao³

(1 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China;
2 Tibet Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Lhasa 850000, Tibet, China; 3 Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China; 4 Tibet Bureau of Geological Survey, Lhasa 850000, Tibet, China)

Abstract

Located in the central part of the Lhasa terrane, the Jiaduobule skarn Fe-Cu deposit occurs in the contact zone between a biotite monzogranitic body and the marble of Permian Xiala Formation. The zircons from biotite monzogranite are typical magmatic zircons, which can be divided into four groups based on their characteristics. SHRIMP U-Pb dating of the fourth group zircons yields the age of $(50.9 \pm 1.8) \text{ Ma}$, which represents the crys-

* 本文得到“十一五”国家科技支撑计划项目(编号:2006BAB01A04) 国家重点基础研究发展计划 973 项目(编号:2002CB412600, 2009CB421007, 2011CB403100) 地质调查计划项目(编号:1212010918014) 的联合资助

第一作者简介 于玉帅,男,1985年生,在读硕士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: shuaiyuyu1103@163.com

** 通讯作者 杨竹森,男,1964年生,博士,硕士生导师,主要从事矿床学和矿床地球化学研究。Email: yangzhusen@vip.sina.com

收稿日期 2010-12-04; 改回日期 2011-01-19。许德焕编辑。

tallization age of biotite monzogranite, showing that the rock was formed in the main collisional period of Indo-Asia continental collision process. The fourth group zircons have intermediate $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ of 0.282 523 ~ 0.282 864, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ of -7.72 ~ +4.29, model age of crust T_{DM}^{C} from 851 to 1 618 Ma, high ΣREE of 351 ~ 2 198 $\mu\text{g/g}$, varying $(\text{Yb}/\text{Nd})_{\text{CN}}$ from 11 to 506 and δCe of 1.21 ~ 65.58, and low δEu (0.09 ~ 0.33), indicating that the rock was formed from a mixed magma between the partial melting materials of the Mesoproterozoic upper crust of Indian continent and asthenospheric mantle. These data suggest that the magma was derived from a mixing process between the asthenospheric mantle fluid and the partial melting material of the upper crust, which was motivated by the asthenospheric mantle upwelling through the break-off of the Tethyan oceanic slab from the Indian continental crust after the steep and deep subduction of Indian continental crust with Tethyan oceanic slab into Lhasa terrane in the main collisional orogenic epoch of the Indo-Asia continental collision. The mixed magma produced fractional crystallization in the magma chamber and then intruded upward to form the biotite monzogranite.

Key words: geochemistry, zircon U-Pb age, Hf isotope, REE, biotite monzogranite, Jiaduobule Fe-Cu deposit, Tibet

新生代期间,印度-亚洲大陆碰撞过程形成了全球最年轻的青藏高原陆陆碰撞造山带,成为地学界广泛关注的焦点之一。这一过程经历了主碰撞期(65~41 Ma)印度陆壳的陡深俯冲与折返、晚碰撞期(40~26 Ma)印度陆壳的低角度俯冲和青藏高原地壳加厚以及后碰撞期(25~0 Ma)青藏高原岩石圈折沉和地壳伸展(Kay et al., 1994; Leech et al., 2005; 侯增谦等, 2006a; 2006b; 2006c; 2006d; 2006e), 并伴有大规模的火山活动、岩浆侵入和成矿作用(莫宣学等, 2003; 侯增谦等, 2003a; 2006a; 2006b; 2006c; 2006d; 2006e; 孟祥金等, 2003; 杨竹森等, 2006)。对后碰撞期形成的冈底斯斑岩铜矿带已进行了大量的岩浆-成矿作用研究(Hou et al., 2004b; 曲晓明等, 2001; 2003; 侯增谦等, 2003b; 2004a; 2005; 2006a; 2006d)。有关主碰撞期岩浆-成矿作用的研究,目前主要集中在岩浆活动特别是火山活动方面(莫宣学等, 2003; 朱弟成等, 2006; 周肃等, 2004; 李皓杨等, 2007),而对与成矿相关的岩浆活动的研究则报道较少,影响了对主碰撞期岩浆-成矿作用过程的深入认识。

近年来,杨竹森等在冈底斯成矿带,对提取的遥感蚀变信息进行野外检查时,在谢通门县春哲乡新发现了加多捕勒砂卡岩型铁铜矿床。对该矿床的地质特征和成岩成矿作用的研究表明,该矿床形成于印度-亚洲大陆碰撞造山的主碰撞期。本文依据该矿区中酸性侵入岩锆石的 U-Pb 年龄、Hf 同位素和稀土元素特征,探讨了与成矿相关的岩浆岩的成岩时代和成因。

1 区域及矿区地质概况

加多捕勒铁铜矿床位于拉萨地块中部隆格尔-工布江达弧背断隆带的南缘。带内出露的地层以石炭系和二叠系为主,其上不整合覆盖有中-新生代地层。石炭纪—二叠纪地层为冈瓦纳大陆北侧陆表浅海相碎屑岩-碳酸盐岩建造,局部夹岛弧型中-基性火山岩。中生代期间,受班公湖-怒江洋向南俯冲和雅鲁藏布洋向北俯冲的控制,局部接受三叠纪浅海相碎屑岩、中性火山岩和碳酸盐岩以及侏罗纪—白垩纪滨浅海相碎屑岩、碳酸盐岩和中-酸性火山岩的沉积,并广泛分布白垩纪与俯冲相关的中酸性岩株群。新生代期间,印度-亚洲大陆碰撞造山,引发了该带剧烈的构造-岩浆活动。在主碰撞期,印度陆壳随雅鲁藏布洋壳一起向北陡深俯冲,其后,与洋壳断离并折返(Leech et al., 2005),引发了大规模的岩浆侵入和喷发,在该带的南侧形成了古新世—始新世巨厚的林子宗火山岩系,并发育小规模的中-酸性侵入体。

加多捕勒铁铜矿床位于谢通门县春哲乡政府以北约 8 km 处。该矿区的西部,出露下二叠统昂杰组含砾砂岩、岩屑杂砂岩与薄层粉砂岩、极薄层粉砂质泥板岩互层,中二叠统下拉组厚层灰岩、生物碎屑灰岩夹薄层砂质板岩,其余大部分出露中-酸性侵入岩,矿区的南部为中粗粒黑云母二长花岗岩,北部为细粒石英二长闪长岩(图 1),两者构成一个总面积约 70 km² 的复合岩株。

细粒石英二长闪长岩呈深灰色,主要由斜长石

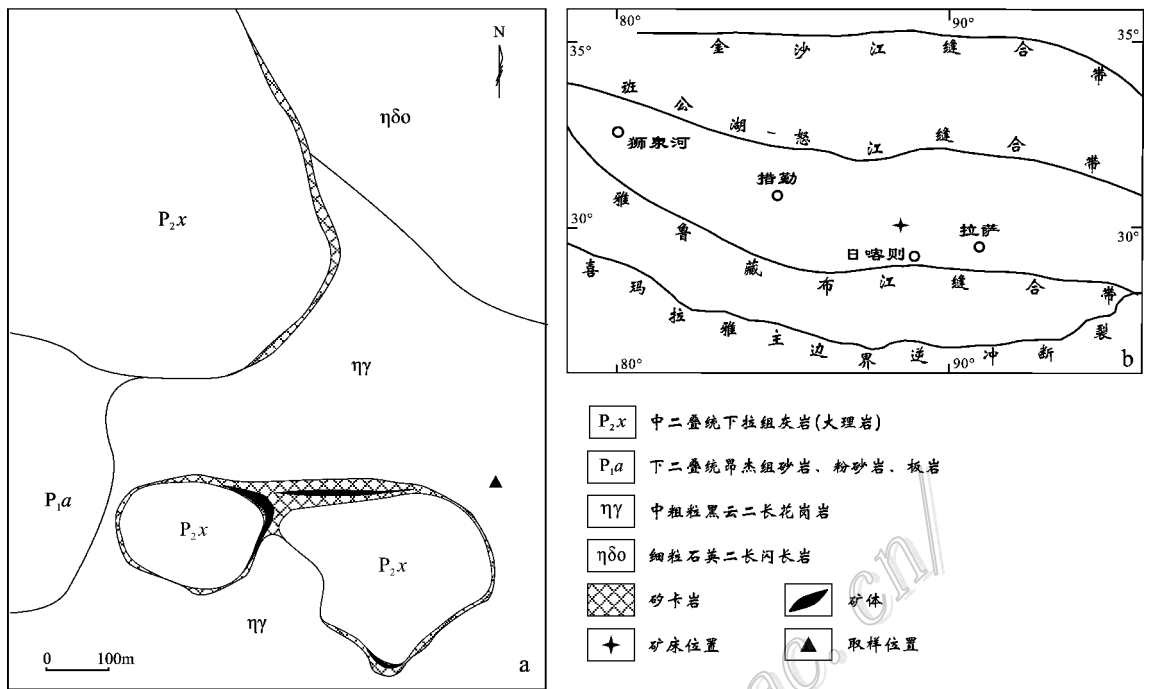


图 1 加多捕勒铁铜矿床地质简图

Fig. 1 Geological sketch map of the Jiaduobule Fe-Cu deposit

(约 40%) 正长石(约 20%) 石英(约 10%) 角闪石(约 15%) 和黑云母(约 15%) 组成, 矿物粒度为 1~2 mm。中粗粒黑云母二长花岗岩呈灰色、褐灰色, 主要由正长石(约 35%) 斜长石(约 30%) 石英(约 25%) 和黑云母(约 10%) 组成, 矿物粒度为 4~6 mm, 偶见直径达 1 cm 的正长石斑晶, 在岩体边部 10~20 cm 宽的范围内矿物粒度略有减小, 并见分枝岩脉穿入细粒石英二长闪长岩体内, 另外, 在岩体内有下拉组灰岩及古近系林子宗群英安岩、英安质凝灰岩、含火山角砾凝灰岩和玄武岩的捕虏体。该岩石一件样品的分析结果(质量分数, 下同)为: 主量元素($SiO_2 = 64.93\%$, $TiO_2 = 0.69\%$, $Al_2O_3 = 15.22\%$, $Fe_2O_3 = 4.84\%$, $MgO = 1.49\%$, $MnO = 0.08\%$, $CaO = 3.25\%$, $Na_2O = 3.12\%$, $K_2O = 4.89\%$, $P_2O_5 = 0.19\%$, $SO_3 = 0.01\%$, $H_2O^+ = 0.89\%$) 显示出岩石明显富 K, 属钾玄岩系列, 稀土元素($La = 49.2$, $Ce = 85.6$, $Pr = 12.4$, $Nd = 44.2$, $Sm = 8.6$, $Eu = 1.3$, $Gd = 7.5$, $Tb = 1.1$, $Dy = 6.3$, $Ho = 1.2$, $Er = 3.6$, $Tm = 0.5$, $Yb = 3.4$, $Lu = 0.5$, 单位为 10^{-6}) 显示出轻稀土元素富集, 重稀土元素亏损 ($La/Yb)_N = 9.8$, 具有弱的 Ce 正异常 ($\delta Ce = 0.84$) 和中等的 Eu 负异常 ($\delta Eu = 0.51$), 指示岩浆源区有残留的斜长石相, 或

岩浆经历了斜长石的分离结晶; 微量元素($Ba = 546.3$, $Rb = 226.6$, $Th = 58.7$, $K = 40594.2$, $Nb = 16.0$, $Ta = 8.1$, $La = 49.2$, $Ce = 85.6$, $Sr = 407.7$, $Nd = 44.2$, $P = 829.0$, $Sm = 8.6$, $Zr = 172.5$, $Hf = 4.8$, $Ti = 4136.6$, $Tb = 1.1$, $Y = 40.2$, $Tm = 0.5$, $Yb = 3.4$, 单位为 10^{-6}) 具有板内火山岩的原始地幔标准化配分模式。

在中粗粒黑云母二长花岗岩与下拉组灰岩的接触带附近发育有砂卡岩带。该带宽 2~40 m, 延长达 1000 m 以上(图 1), 主要由石榴子石、透辉石组成, 含少量透闪石、阳起石、硅灰石和绿帘石, 由岩体至围岩呈现透辉石化花岗岩-石榴子石砂卡岩-透辉石石榴子石砂卡岩-透辉石砂卡岩-中粗粒大理岩的分带特征。地表出露的东、西 2 个矿体均产于砂卡岩带内。东矿体为铁铜复合矿体, 呈似层状, 东西向延长约 300 m, 北倾, 倾角 58° 。其南侧为铁矿体, 矿石呈块状、稠密浸染状, 矿石矿物主要为磁铁矿, 有少量褐铁矿, 局部见黄铜矿、孔雀石和蓝铜矿; 北侧为铜矿体, 矿化较均匀, 矿石呈浸染状和斑团状, 矿石矿物以磁铁矿、黄铜矿、孔雀石、蓝铜矿为主, 有少量黄铁矿、斑铜矿和自然铜。西矿体为铁矿体, 呈向北东突出的弯月状, 沿接触带延长近 500 m, 地表矿石

呈块状、稠密浸染状和网脉状,矿石矿物主要为磁铁矿,局部见孔雀石和蓝铜矿。依据脉体穿切和矿物交代关系,可知成矿过程包括原生成矿期和表生氧化期。原生成矿期可分为:石榴子石+透辉石+硅灰石阶段,透闪石+阳起石+绿帘石阶段,磁铁矿+石英阶段,黄铜矿+斑铜矿+黄铁矿+石英+方解石阶段,表生氧化期有孔雀石+蓝铜矿+自然铜阶段。

2 样品制备和分析方法

本次研究的样品采自加多捕勒矿区东部的中粗粒黑云母二长花岗岩体。单矿物锆石的分选由河北省区域地质矿产调查研究所实验室完成。首先将样品破碎至100目以下,经淘洗后用电磁选和重液浮选方法选出重矿物,再在双目镜下挑选出无明显裂痕且晶形和透明度均较好的单颗粒锆石。在中国地质科学院北京离子探针中心,将挑选出的锆石样品及锆石标准样品分别均匀粘贴在环氧树脂表面,打磨抛光制成环氧树脂样品靶(宋彪等,2002),并进行透射光、反射光和阴极发光(CL)显微照相。根据透射光、反射光和CL图像来分析锆石颗粒内部的显微结构特征,选择锆石内部无包裹体、无裂纹、阴极发光图像结构均匀或生长环带规则的部位,进行SHRIMP U-Pb 年龄测定以及原位 Lu-Hf 同位素和稀土元素分析。

锆石 SHRIMP U-Pb 年龄测定在中国地质科学院北京离子探针中心的 SHRIMP II 离子探针仪上进行,详细的仪器参数和具体测试流程及数据分析过程等参见宋彪等(2006)和 Chu 等(2006)。测试过程中,采用锆石标样 91500(年龄 $(1\ 065.4 \pm 0.6)$ Ma, Wiedenbeck, 1995)进行同位素歧视校正,使用宝石级锆石标样 SL13(年龄 572 Ma, $w_U/238 \times 10^{-6}$)进行样品 U、Th、Pb 含量的标定。每完成 3 个数据点的测定,即对标准锆石 91500 进行测定,直至 15 个分析点完成测试。数据处理采用 SQUID1.03d 和 ISOPLOT 程序,年龄和同位素比值用 ^{204}Pb 校正。鉴于多数年龄比较年轻,故采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄。

锆石 LA-ICP-MS 原位 Hf 同位素组成和稀土元素的分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。测试仪器是英国 Nu Instruments 公司生产的 Nu Plasma HR MC-ICP-MS,装有 193 nm ArF 激光器,激光束斑直径 40 μm ,剥蚀频率 10 Hz,脉冲能量

为 80 mJ,剥蚀时间 50 s。原位稀土元素分析以锆石 SiO_2 含量为内部标准,NIST610 SiO_2 含量为内外部标准,具体实验流程等参见 Gao 等(2002)。Hf 同位素数据处理方法参见吴福元等(2007),其公式中的特定数值参见全球 Lu-Hf 同位素参考体系数值(Blichert-Toft et al., 1999;Griffin et al., 2000;Amelin et al., 1999;Vervoort et al., 1996;Scherer et al., 1997)。

3 测试结果

3.1 锆石特征

锆石阴极发光图像是反映其内部结构最有效和最常用的方法(Poller et al., 1997;吴元保等,2004)。加多捕勒矿区中粗粒黑云母二长花岗岩内的锆石多为自形和半自形晶,依据锆石形态和阴极发光图像所显示的内部结构,可将锆石群发育过程分为 4 期。

第 I 期锆石 呈浑圆状和不规则状,见于再生长大锆石的核部(图 2A、2B),其 Th、U 含量高(表 1),Th/U 比值为 0.37~0.85。

第 II 期锆石 呈长宽比大于 1:3 的长柱状自形晶,具有细密的生长环带,复四方双锥 {211} 晶面发育程度高于四方双锥 {101} 晶面(图 2C、2D),其 Th、U 含量中等(表 1),Th/U 比值为 0.42~0.58,该期锆石形成后曾发生破碎并被后期锆石所环绕(图 2C)。

第 III 期锆石 呈长宽比小于 1:3 的短柱状自形和半自形晶,或围绕第 II 期锆石生长(图 2C),具有较宽的生长环带(图 2E、2F),呈现 {101} 晶面快速生长的特征,最外侧的灰黑色环带的 Th、U 含量高,U 含量达到本次测试的最大值(表 1),Th/U 比值为 0.21~0.57,该期锆石形成后发生了溶蚀,在表面形成溶蚀坑,并使晶体角顶圆化、生长环带被切断(图 2C、2E、2F),之后,再被后期生长的锆石所环绕。

第 IV 期锆石 有早晚 2 个生长阶段。早阶段锆石呈长宽比小于 1:3 的短柱状自形和半自形晶(图 2G~L),或围绕前 3 期锆石生长(图 2A~2C、2E、2F),具明显的扇状环带特征(图 2G~L),{101} 晶面发育,个别颗粒具较小的 {211} 晶面(图 2H),Th、U 含量低(表 1),Th/U 比值为 0.78~1.50。晚阶段锆石环绕早阶段锆石的一侧生长(图 2K、2L),或嵌含早阶段锆石(图 2M),具较宽的灰黑色生长环带(图 2N),{101} 晶面发育,Th、U 含量高,Th/U 比值为 0.91~1.63。

表 1 加多捕勒铁铜矿床黑云母二长花岗岩内锆石 SHRIMP U-Pb 年龄

Table 1 Zircon SHRIMP U-Pb data of biotite monzogranite in the Jiaduobule Fe-Cu deposit

分析点号	锆石期次	$\omega_{\text{e}}(^{206}\text{Pb}_{\text{e}})$ /%	$\omega_{\text{e}}(\text{U})$ / 10^{-6}	$\omega_{\text{e}}(\text{Th})$ / 10^{-6}	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/10^{-6}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	1σ		
GDPL-3-1.1	I	0.06	1512	539	0.37	85.9	0.0578	2.1	0.5270	3.2	0.06610	2.4	412.8	9.6
GDPL-3-9.2	I	0.04	842	697	0.85	69.3	0.0587	3.4	0.7740	4.2	0.09570	2.4	589.4	13.6
GDPL-3-2.1	II	0.00	441	178	0.42	4.93	0.0562	4.7	0.1009	5.4	0.01302	2.6	83.4	2.2
GDPL-3-7.1	II	1.14	517	292	0.58	6.16	0.0485	17	0.0920	17	0.01371	3.2	87.8	2.8
GDPL-3-6.1	III	0.59	7487	1533	0.21	62.9	0.0452	3.9	0.0606	4.5	0.00972	2.4	62.4	1.5
GDPL-3-13.1	III	0.00	435	238	0.57	3.62	0.0583	5.3	0.0780	6.0	0.00970	2.7	62.2	1.7
GDPL-3-3.1	IV	0.00	100	107	1.11	0.740	0.0708	12	0.0840	12	0.00861	3.8	55.3	2.1
GDPL-3-4.1	IV	5.23	175	242	1.43	1.34	0.0340	53	0.0400	52	0.00851	3.8	54.6	2.1
GDPL-3-5.1	IV	1.08	2555	2258	0.91	16.8	0.0407	9.7	0.0426	10.0	0.00758	2.5	48.6	1.2
GDPL-3-8.1	IV	0.71	2764	3100	1.16	18.7	0.0443	4.9	0.0479	5.5	0.00784	2.4	50.3	1.2
GDPL-3-9.1	IV	8.66	138	132	0.99	1.03					0.00802	7.5	51.5	4.1
GDPL-3-10.1	IV	0.00	2440	3845	1.63	17.0	0.0516	2.9	0.0578	3.8	0.00813	2.5	52.2	1.3
GDPL-3-11.1	IV	8.10	143	208	1.50	0.986					0.00745	4.1	47.9	2.0
GDPL-3-12.1	IV	1.06	2130	2403	1.17	14.3	0.0380	6.8	0.0408	7.3	0.00776	2.5	49.9	1.2
GDPL-3-14.1	IV	0.00	269	203	0.78	1.93	0.0757	7.2	0.0873	7.8	0.00837	3.0	53.7	1.6

注: $^{206}\text{Pb}_{\text{e}}$ 和 $^{206}\text{Pb}^*$ 分别为普通铅和放射性成因铅; 年龄和同位素比值用 ^{204}Pb 校正。

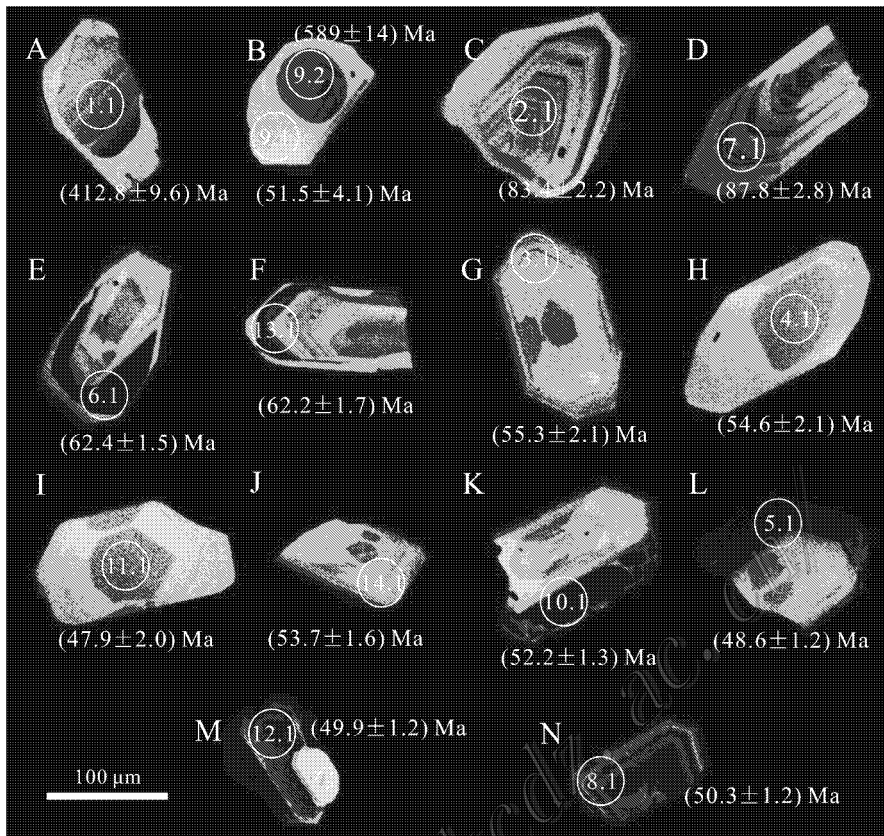


图 2 加多捕勒铁铜矿床黑云母二长花岗岩内锆石的阴极发光图像

A, B. 深灰色核部为第 I 期锆石, 灰白色外围为第 IV 期锆石; C. 内部的自形锆石碎块为第 II 期锆石, 具清晰的振荡环带, 中部的灰黑色环带为第 III 期锆石, 外边缘蚀化, 外部的灰白色环带为第 IV 期锆石; D. 第 II 期锆石, 具清晰的振荡环带; E, F. 第 III 期锆石, 具较宽的生长环带, 边缘发育溶蚀坑, 其外侧灰白色环带为第 IV 期锆石; G~J. 第 IV 期锆石, 具明显的扇形环带; K, L. 第 IV 期锆石, 具明显的扇形环带, 外部生长晚阶段的灰黑色不对称环带; M. 第 IV 期晚阶段锆石, 嵌含早期锆石; N. 第 IV 期晚阶段锆石, 具灰黑色环带

Fig. 2 Cathodoluminescent images of zircon grains from biotite monzogranite in the Jiaduobule Fe-Cu deposit

A, B. Dark gray core of the first group zircons in the gray second group zircons; C. Euhedral fragment of the second group zircon surrounded by the dark gray third group zircon and the fourth group zircon with oscillatory zone; D. The second group zircon with oscillatory zone; E, F. The third group zircon with wide growth zone and corroded pit on the edge, and the external gray zone of the fourth group zircon; G~J. The fourth group zircon with sector zone; K, L. The fourth group zircons with sector zone, and the last dark gray zone; M. Poikilotropic texture of the last stage dark gray zircon of the fourth group; N. Last stage dark gray zircon of the fourth group

3.2 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄

对中粗粒黑云母二长花岗岩内锆石群中 14 个颗粒的 15 个点进行了 SHRIMP 测试。测试结果(表 1)表明, 锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 与 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 具有较好的谐和性(图 3A), 指示锆石形成后 U-Pb 同位素体系基本封闭, 没有 U 或 Pb 同位素的明显丢失或加入, 测得的年龄可代表锆石的结晶年龄。

所测得的锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄可归纳为 4 期, 分别与上述 4 期锆石相对应。第 I 期 2 颗锆石的年龄为 (412.8 ± 9.6) Ma 和 (589.4 ± 13.6) Ma; 第 II 期 2 颗锆石的年龄为 (83.4 ± 2.2) Ma 和 $(87.7 \pm$

$2.8)$ Ma; 第 III 期 2 颗锆石的年龄为 (62.2 ± 1.7) Ma 和 (62.3 ± 1.6) Ma; 第 IV 期 9 颗锆石的年龄介于 (47.5 ± 2.0) Ma ~ (55.3 ± 2.1) Ma, 加权平均为 (50.9 ± 1.8) Ma (MSWD=2.3)(图 3B)。

3.3 锆石的 Hf 同位素特征

除 9 号颗粒外, 对其余 13 颗已定年的锆石进行了微区原位 Hf 同位素分析, 分析点与定年点临近且锆石的特征相同, 此外, 还补充分析了具第 IV 期锆石特征的 7 个颗粒。分析结果(表 2)显示, 所测锆石的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值介于 0.000 357~0.002 394 之间, 绝大部分小于 0.002, 说明锆石中的 ^{176}Lu 及其衰变

表 2 加多捕勒铁铜矿床黑云母二长花岗岩内锆石的 Lu-Hf 同位素分析结果

Table 2 Lu-Hf isotopic compositions of zircons from biotite monzogranite in the Jiaduohe Fe-Cu deposit

分析点号	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	年龄/Ma	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM}/Ma	$T_{\text{DM}}^{\text{C}}/\text{Ma}$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
GDPL-3-1.1	0.281917	0.000019	0.000357	0.000001	412.8	-30.23	-21.27	1845	2741	-0.9893
GDPL-3-2.1	0.282745	0.000018	0.000627	0.000005	83.4	-0.96	0.83	712	1098	-0.9811
GDPL-3-7.1	0.282930	0.000027	0.001021	0.000012	87.8	5.60	7.47	456	676	-0.9693
GDPL-3-6.1	0.282724	0.000018	0.001702	0.000067	62.4	-1.69	-0.39	762	1160	-0.9487
GDPL-3-13.1	0.282746	0.000039	0.001066	0.000005	62.2	-0.92	0.41	718	1109	-0.9679
GDPL-3-3.1	0.282713	0.000019	0.000596	0.000009	55.3	-2.10	-0.91	756	1187	-0.9821
GDPL-3-4.1	0.282724	0.000022	0.000508	0.000001	54.6	-1.70	-0.52	738	1162	-0.9847
GDPL-3-5.1	0.282740	0.000018	0.000492	0.000006	48.6	-1.15	-0.10	716	1130	-0.9852
GDPL-3-8.1	0.282864	0.000017	0.002394	0.000013	50.3	3.27	4.29	571	851	-0.9279
GDPL-3-09	0.282719	0.000018	0.000609	0.000004	50.9	-1.88	-0.79	748	1176	-0.9817
GDPL-3-10.1	0.282763	0.000023	0.000767	0.000010	52.2	-0.33	0.79	689	1077	-0.9769
GDPL-3-11.1	0.282727	0.000025	0.000580	0.000011	47.9	-1.57	-0.54	735	1158	-0.9825
GDPL-3-12.1	0.282719	0.000022	0.002194	0.000053	49.9	-1.86	-0.84	779	1179	-0.9339
GDPL-3-14.1	0.282729	0.000028	0.000751	0.000003	53.7	-1.54	-0.39	737	1153	-0.9774
GDPL-3-15	0.282732	0.000023	0.000633	0.000006	50.9	-1.42	-0.32	730	1147	-0.9809
GDPL-3-16	0.282699	0.000021	0.000461	0.000002	50.9	-2.60	-1.50	773	1221	-0.9861
GDPL-3-17	0.282741	0.000023	0.000565	0.000008	50.9	-1.11	-0.01	716	1127	-0.9830
GDPL-3-18	0.282703	0.000030	0.000508	0.000002	50.9	-2.44	-1.34	768	1212	-0.9847
GDPL-3-19	0.282523	0.000033	0.000750	0.000008	50.9	-8.82	-7.72	1025	1618	-0.9774
GDPL-3-20	0.282708	0.000030	0.000550	0.000013	50.9	-2.26	-1.16	761	1200	-0.9834

注: $\epsilon_{\text{Hf}}(0) = [({}^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} / ({}^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} - 1] \times 10\,000$; $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = \{ [({}^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - ({}^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}}] / [({}^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} - 1] \times 10\,000 - ({}^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} \times (e^{\lambda t} - 1) - 1\} \times 10\,000$; $T_{\text{DM}} = (1/\lambda) \times \ln \{ 1 + [({}^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - ({}^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}] / [({}^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - ({}^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}] \}$; $T_{\text{DM}}^{\text{C}} = T_{\text{DM}} - (T_{\text{DM}} - t) \times [(f_{\text{CC}} - f_{\text{S}}) / (f_{\text{CC}} - f_{\text{DM}})]$; $f_{\text{Lu/Hf}} = ({}^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} / ({}^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} - 1$; $({}^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}}$ 为样品测试值, $({}^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.282772$, $({}^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.0332$, $({}^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.28325$, $({}^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.0384$, $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$, t 是样品形成时间, f_{CC} , f_{S} , f_{DM} 分别为大陆地壳、样品、亏损地幔的 $f_{\text{Lu/Hf}}$ (吴福元等, 2007)。

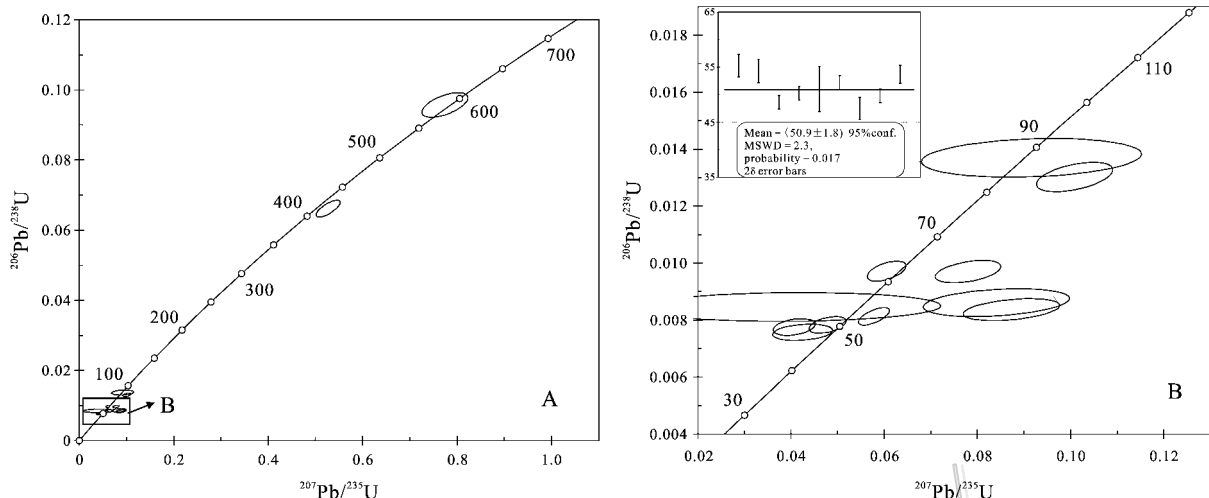


图 3 加多捕勒铁铜矿床黑云母二长花岗岩内锆石的 U-Pb 年龄谱和图

Fig. 3 SHRIMP U-Pb zircon concordia diagram of biotite monzogranite in the Jiaduobule Fe-Cu deposit

而成的¹⁷⁶Hf 的质量相对于¹⁷⁷Hf 的质量要低的多,分析获得的¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值可以近似代表锆石的原始¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值。利用所测得的年龄(补充测点利用第Ⅳ期锆石的加权平均年龄)计算的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分布范围较宽(表 2 图 4)。

第Ⅰ期锆石的¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值(0.281 917)和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-21.27)最小;第Ⅱ期锆石的¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf

比值(0.282 745 和 0.282 930)和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(0.83 和 7.47)相对较高;第Ⅲ期锆石的¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值(0.282 724 和 0.282 746)和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-0.39 和 0.41)中等;第Ⅳ期锆石的¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值(0.282 523~0.282 864)和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-7.72~+4.29)变化较大(图 4)。计算的亏损地幔模式年龄(T_{DM})和平均地壳模式年龄(T_{DM}^{C}),第Ⅰ期锆石分别为 1 845 Ma 和 2 741 Ma,第Ⅱ期锆石分别为 456~712 Ma 和 676~1 098 Ma,第Ⅲ期锆石分别为 718~762 Ma 和 1 109~1 160 Ma,第Ⅳ期锆石分别为 571~1 025 Ma 和 851~1 618 Ma。

3.4 锆石的稀土元素特征

锆石的稀土元素原位分析点与 Hf 同位素相同。分析结果(表 3)表明:第Ⅰ期锆石的 ΣREE 相对较低(292 $\mu\text{g/g}$),重稀土元素(HREE)强烈富集((Yb/Nd)_{CN} = 435)(图 5A),具有强 Ce 正异常($\delta\text{Ce} = 128.89$)和 Eu 负异常($\delta\text{Eu} = 0.12$);第Ⅱ期锆石的 ΣREE 中等(459~590 $\mu\text{g/g}$),HREE 富集更强烈((Yb/Nd)_{CN} = 754~810)(图 5A),具有强至中等 Ce 正异常($\delta\text{Ce} = 126.52 \sim 11.75$)和中等 Eu 负异常($\delta\text{Eu} = 0.47 \sim 0.53$);第Ⅲ期锆石的 ΣREE 高(783~1 388 $\mu\text{g/g}$),HREE 富集不强烈((Yb/Nd)_{CN} = 35~201)(图 5A),具有弱 Ce 正异常($\delta\text{Ce} = 1.34 \sim 2.45$)和强 Eu 负异常($\delta\text{Eu} = 0.12 \sim 0.21$);第Ⅳ期锆石的 ΣREE 中等至高(351~2 198 $\mu\text{g/g}$),HREE 富集程度变化大((Yb/Nd)_{CN} = 11~506)(图 5B),具有弱至中等 Ce 正异常($\delta\text{Ce} = 1.21 \sim 65.58$)和强

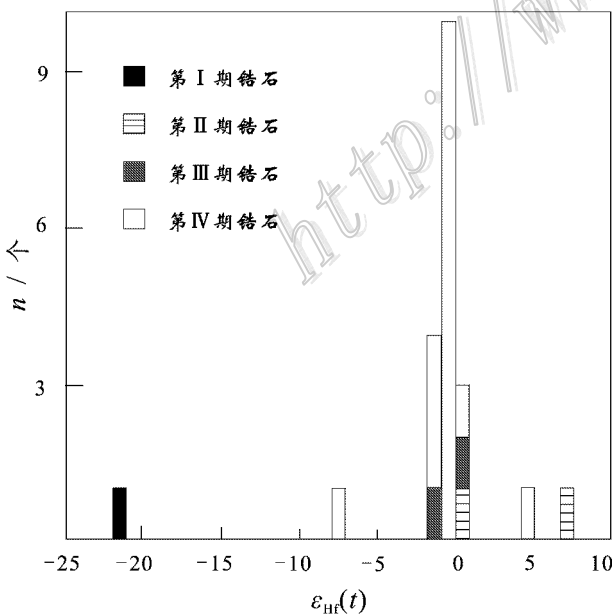


图 4 加多捕勒铁铜矿床黑云母二长花岗岩内锆石的 Hf 同位素组成

Fig. 4 Zircon Hf isotopic data of biotite monzogranite in the Jiaduobule Fe-Cu deposit

表3 加多捕勒铁铜矿床黑云母二长花岗岩内锆石的稀土元素分析结果
Table 3 REE compositions of zircons from biotite monzogranite in the Jiadobule Fe-Cu deposit

分析点号	$w(B)/10^{-6}$														$(Yb/Nd)_N$	δCe	δEu	$w(P)/10^{-6}$	
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu					ΣREE
GDPL-3-1.1	0.005	19.84	0.04	0.80	1.50	0.17	7.65	2.77	32.46	12.41	56.69	12.65	122.17	23.24	292	434.6	128.89	0.12	136.12
GDPL-3-2.1	0.023	17.72	0.03	0.71	2.04	1.10	11.98	4.32	49.74	19.05	86.99	19.73	203.13	42.12	459	809.8	126.52	0.53	119.09
GDPL-3-7.1	0.587	14.36	0.14	1.06	1.76	0.89	10.94	4.33	54.95	22.66	110.88	26.32	281.28	60.25	590	753.9	11.75	0.47	230.79
GDPL-3-6.1	30.940	97.82	9.93	46.62	13.21	0.77	28.98	9.93	122.34	50.14	240.66	55.80	565.86	114.71	1388	34.5	1.34	0.12	1357.07
GDPL-3-13.1	2.988	17.14	0.94	5.02	3.82	0.65	17.04	6.55	80.43	32.77	154.22	35.21	355.23	71.23	783	200.9	2.45	0.21	394.45
GDPL-3-3.1	32.090	89.12	9.65	44.40	11.17	1.07	19.29	5.08	52.45	18.66	80.84	17.39	167.71	33.16	582	10.7	1.21	0.22	2616.87
GDPL-3-4.1	0.031	13.87	0.07	1.02	2.11	0.50	10.27	3.54	41.27	15.76	70.04	15.17	148.60	29.23	351	413.5	53.03	0.27	164.13
GDPL-3-5.1	0.079	15.07	0.07	1.07	2.14	0.53	10.10	3.53	40.76	15.68	70.04	15.37	150.29	29.53	354	399.4	44.53	0.29	152.56
GDPL-3-8.1	0.259	93.57	0.33	5.16	11.02	0.97	57.82	22.14	264.05	101.83	454.17	98.00	918.98	169.84	2198	505.5	65.58	0.09	422.31
GDPL-3-09	5.670	39.46	1.65	7.86	3.49	0.66	12.23	4.22	48.30	18.98	86.46	19.18	192.40	37.89	478	69.5	3.07	0.27	443.56
GDPL-3-10.1	9.150	34.70	2.77	13.06	4.27	0.57	13.00	4.39	52.80	21.19	99.81	22.66	230.62	46.55	556	50.1	1.65	0.22	797.43
GDPL-3-11.1	0.014	13.67	0.11	1.85	3.19	0.72	13.97	4.63	51.26	18.83	82.06	17.56	169.49	32.83	410	260.1	35.93	0.28	185.32
GDPL-3-12.1	0.925	73.47	0.60	6.59	10.96	1.13	52.30	19.11	223.35	86.34	382.28	82.10	776.39	145.52	1861	334.4	23.09	0.12	419.68
GDPL-3-14.1	1.749	19.06	0.66	5.22	5.76	0.66	21.30	7.04	77.60	27.80	118.74	25.03	237.83	45.05	594	129.3	4.26	0.16	235.79
GDPL-3-15	14.560	47.09	4.24	20.63	7.33	1.07	18.32	5.46	58.08	21.36	91.53	19.52	188.36	36.69	534	25.9	1.43	0.27	1439.03
GDPL-3-16	15.160	47.34	4.16	18.87	5.62	0.67	12.08	3.67	38.96	14.39	63.09	13.78	134.03	26.39	398	20.2	1.41	0.24	1521.86
GDPL-3-17	0.018	13.74	0.07	1.26	2.40	0.67	10.99	3.72	42.79	16.25	72.51	15.97	156.81	31.33	369	352.1	56.60	0.33	199.65
GDPL-3-18	0.500	11.49	0.19	1.92	2.66	0.38	11.81	3.98	44.45	16.41	72.52	15.63	150.79	29.35	362	223.3	8.99	0.17	162.41
GDPL-3-19	3.125	24.82	0.92	5.26	4.29	0.76	18.68	6.38	73.20	27.61	122.07	25.80	248.12	47.73	609	133.9	3.48	0.22	347.81
GDPL-3-20	11.500	39.02	3.11	14.08	5.18	0.69	14.48	4.58	50.59	18.64	82.02	17.75	171.47	32.70	466	34.6	1.54	0.23	576.91

注: 球粒陨石标准化值采用 Taylor 等(1985)的值; $\delta Ce = 2(Ce)_N / (La + Pr)_N - \delta Eu = 2(Eu)_N / (Sm + Gd)_N$ 。

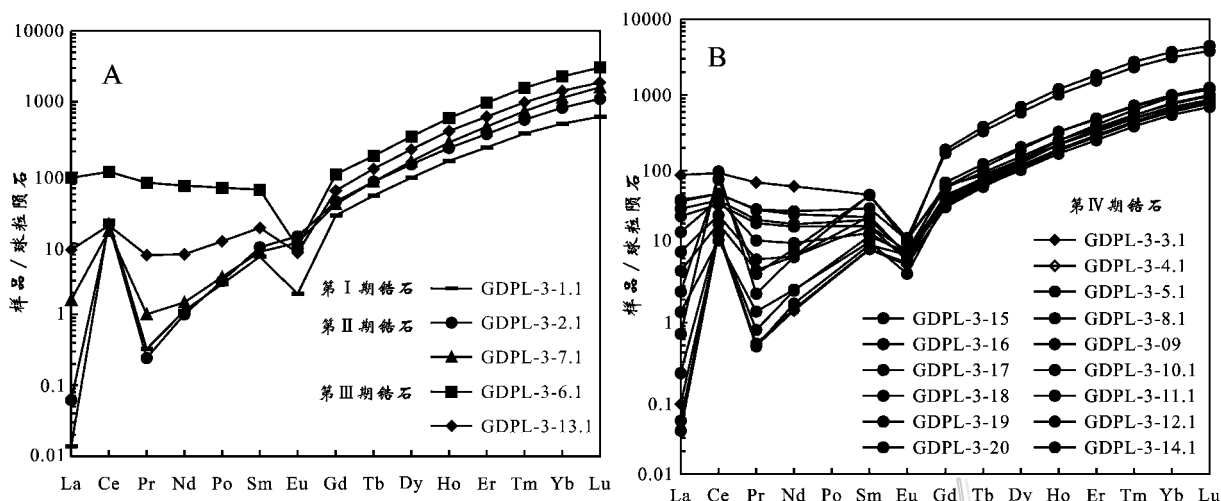


图5 加多捕勒铁铜矿床黑云母二长花岗岩内锆石的稀土元素配分模式图

A. 第Ⅰ期、第Ⅱ、第Ⅲ期锆石; B. 第Ⅳ期锆石

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of zircons from biotite monzogranite in the Jiaduobule Fe-Cu deposit

A. The first group, the second group and the third group zircons; B. The fourth group zircons

Eu 负异常 ($\delta\text{Eu} = 0.09 \sim 0.33$)。由此可见,第Ⅲ期和第Ⅳ期锆石具有相似的稀土元素特征,并出现 LREE 超量现象,即与锆石中因 Lu、Yb 等重稀土元素的分配系数是 La、Ce 等轻稀土元素的 100 多倍 (Watson, 1980),从而导致与 HREE 强烈富集规律不符合的现象,其原因与锆石中 $\text{P}^{5+} + \text{LREE}^{3+}$ 对 $\text{Si}^{4+} + \text{Zr}^{4+}$ 的类质同像替换有关。

4 讨论

4.1 成岩年龄

锆石以其广在性、物理化学性质的稳定性、普通 Pb 含量低、富含 U 和 Th 等特点,成为 U-Pb 法定年的最理想对象 (Poitrasson et al., 2002)。通过对锆石形态和内部结构的研究,在区分不同成因、不同期次锆石微区的基础上,利用高分辨率离子探针测试技术,可以获得锆石不同微区的精确 U-Pb 年龄。由于锆石中 Pb 的扩散封闭温度高达 900°C (Cherniak et al., 2000),是目前已知矿物同位素体系中封闭温度最高的,因此,锆石的 U-Pb 年龄可近似代表锆石的结晶年龄,也即岩浆岩的成岩年龄 (吴元保等, 2004)。

加多捕勒砂卡岩型铁铜矿床与成矿相关的中粗粒黑云母二长花岗岩内的锆石可分为 4 期,其 Th/U 比值均大于 0.1, Th、U 含量呈良好的正相关关系 (表 1),且后 3 期锆石具有规则的生长环带,与典型

的岩浆锆石特征 (Rubatto et al., 2000; Rubatto, 2002; Moeller et al., 2003) 相同,据此判断这 4 期锆石均属岩浆成因锆石。

第Ⅰ期锆石呈残留锆石包裹于第Ⅳ期锆石的核部 (图 2A、2B),显示其为被岩浆捕获的源区部分熔融过程中残留的锆石,其 U-Pb 年龄为 $(589.4 \pm 13.6)\text{Ma}$ 和 $(412.8 \pm 9.6)\text{Ma}$,与藏南泛非期花岗岩的年龄 (刘文灿等, 2004) 相当,应是源区残留的泛非期花岗岩的锆石。第Ⅱ期锆石呈具有典型岩浆锆石生长环带的长柱状自形晶,形成后发生破碎并被后期锆石所包裹 (图 2C),其 U-Pb 年龄为 $(83.4 \pm 2.2)\text{Ma}$ 和 $(87.7 \pm 2.8)\text{Ma}$,与该矿区北部的细粒石英二长闪长岩中锆石的 U-Pb 年龄 $[(85.2 \pm 1.2)\text{Ma}]$ 相当,应是岩浆活动过程中捕获的燕山期岩浆岩围岩的锆石。第Ⅲ期锆石呈具有较宽生长环带的半自形和自形晶,表面圆化并发育溶蚀坑 (图 2E、2F),其外围普遍被第Ⅳ期锆石所包裹,其 U-Pb 年龄为 $(62.2 \pm 1.7)\text{Ma}$ 和 $(62.3 \pm 1.6)\text{Ma}$,与林周地区林子宗群典中组火山岩的年龄 $(64.43 \sim 60.0\text{Ma})$ (莫宣学等, 2003; 周肃等, 2004; 李皓扬等, 2007) 相当,是岩浆活动过程中捕获的林子宗群典中组火山岩的锆石。第Ⅳ期早阶段锆石呈具扇状环带的短柱状自形晶,晚阶段锆石围绕早阶段锆石的一侧生长,或嵌含早阶段锆石 (图 2K~M),说明早阶段锆石形成后其一侧被岩浆中已结晶的矿物所围限,仅在仍处于岩浆中的另一侧生长出晚阶段锆石,因此,该期锆石与岩浆

结晶过程相伴,是岩浆侵位后结晶形成的,其 U-Pb 年龄为 $(47.5 \pm 2.0) \text{ Ma} \sim (55.3 \pm 2.1) \text{ Ma}$,可近似代表中粗粒黑云母二长花岗岩的结晶时限,其平均值为 $(50.9 \pm 1.8) \text{ Ma}$,是岩体成岩的平均年龄,介于林子宗群年波组下部火山岩的年龄 $(56.4 \sim 54.07 \text{ Ma})$;周肃等,2004;李皓扬等,2007)与帕那组火山岩的年龄 $(48.73 \sim 43.93 \text{ Ma})$;周肃等,2004)之间,属始新世早期岩浆活动的产物。

4.2 岩浆源区

锆石具有高的 Hf 含量和极低的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值(小于 0.01),由 ^{176}Lu 衰变形成的 ^{176}Hf 比例非常低,对锆石形成后的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 影响甚微,加之,锆石性质稳定并具有很高的 Hf 同位素封闭温度,故而,锆石的 Hf 同位素组成基本代表了锆石结晶时体系的 Hf 同位素组成(吴福元等,2007),结合锆石 U-Pb 定年,可以利用 Lu-Hf 同位素体系示踪和判别岩浆源区以及揭示地壳演化过程(Vervoort et al., 1996; Scherer et al., 2000; 吴福元等,2007)。此外,岩浆锆石的微量元素特征能反映出母岩浆的源区性质、成分、演化和起源等信息,可用来判断其寄主岩石的类型(Hinton et al., 1991; Rubatto, 2002)。因此,锆石 Lu-Hf 同位素和微量元素的分析为岩石成因研究提供了新的途径。

加多捕勒黑云母二长花岗岩内第 IV 期锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为 $0.282\ 523 \sim 0.282\ 864$, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 $-7.72 \sim +4.29$,在 $t-\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 图(图 6)上,投点于亏损地幔与地壳演化线之间,主要位于球粒陨石演化线附近,且多数点位于球粒陨石演化线之下。这一特征既与具有高 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值的亏损地幔源岩浆锆石(Peter et al., 2003)不同,也与具有低 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值的壳源岩浆锆石(Peter et al., 2003)不同,而与壳幔混源岩浆锆石(Griffin et al., 2002; Chu et al., 2006; 吴福元等,2007)或富集地幔的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(Salters et al., 1991)相似,反映出该期锆石结晶于壳幔混源岩浆或富集地幔来源岩浆。由第 IV 期锆石的 Hf 同位素平均地壳模式年龄 $(851 \sim 1\ 618 \text{ Ma})$ 可见,其接近于当雄地区来源于高度亏损地幔源区的土那基性片麻岩 $(988 \sim 1\ 766 \text{ Ma})$,反映了壳源岩浆主要来自与当雄中元古界片麻岩相当的地壳物质的部分熔融。此外,

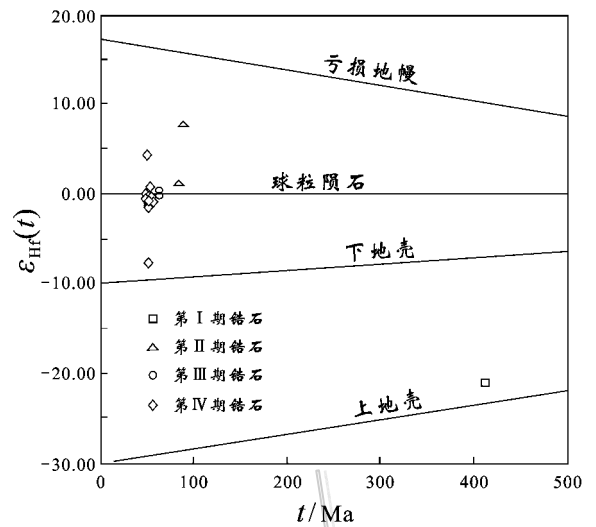


图 6 加多捕勒矿区黑云母二长花岗岩内锆石的 $t-\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 图解

(据 Amelin et al., 1999; Griffin et al., 2000; 2002; 吴福元等, 2007 修改)

Fig. 6 Zircon $t-\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ diagram of biotite monzogranite in the Jiaduobule Fe-Cu deposit (modified after Amelin et al., 1999; Griffin et al., 2000; 2002; Wu et al., 2007)

该矿区黑云母二长花岗岩所捕获的第 I 期锆石具有很低的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值(0.281917)和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (-21.27) ,显示出上地壳的 Hf 同位素特征(图 6),同样说明壳源岩浆源自上地壳物质的部分熔融。与壳源岩浆混合的幔源岩浆应当具有比所测锆石更高的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值,也即幔源岩浆来自亏损地幔,并可能有富集地幔源岩浆的加入。这一推测可以从林周盆地典中组和年波组下部火山岩内锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(分别为 $+9.0 \sim +0.5$ 和 $+11.0 \sim +4.8$;李皓扬等,2007)得到佐证,并与下述结论相吻合:林周盆地的基性岩脉 (52.9 Ma) 源于软流圈地幔流体与先前被俯冲带流体交代过的上覆岩石圈地幔的部分熔融产物相混合(岳雅慧等,2006)。

加多捕勒黑云母二长花岗岩内的第 IV 期锆石具有较高且变化范围较宽的 ΣREE $(351 \sim 2\ 198 \mu\text{g/g})$ 和强 Eu 负异常 $(\delta\text{Eu} = 0.09 \sim 0.33)$,并具有 LREE 超量现象,与壳源岩浆锆石的稀土元素特征(Belousova et al., 1998; Li et al., 2000; Hoskin et al., 2000)相似;其弱至中等的 Ce 正异常 $(\delta\text{Ce} = 1.21 \sim$

65.58), 介于幔源岩浆锆石无或弱 Ce 正异常(Belousova et al., 1998)与壳源岩浆锆石显著 Ce 正异常(Li et al., 2000)之间, 同样反映出壳幔混源岩浆的特征。由于 LREE 在角闪石、黑云母、斜长石(Eu 除外)及正长石中的分配系数小于 1(陈德潜等, 1990), 壳幔混源岩浆在岩浆房中发生结晶分异, 导致岩浆中 LREE 不断富集, 从而加剧了锆石中的 LREE 超量现象, 并使 Eu 负异常更趋强烈。

4.3 成岩成矿的地球动力学背景

众所周知, 青藏高原是新生代印度-亚洲大陆汇聚-碰撞所形成的巨型碰撞造山带(Yin et al., 2000; 侯增谦等, 2006c)。这一碰撞过程始于 65 Ma(Rowley, 1996; 莫宣学等, 2003; 王成善等, 2003; 侯增谦等, 2006a)经历了主碰撞期(65~41 Ma)印度陆壳的陡深俯冲与折返、晚碰撞期(40~26 Ma)印度陆壳的低角度俯冲和青藏高原的地壳加厚以及后碰撞期(25~0 Ma)青藏高原的岩石圈折沉和地壳伸展(Kay et al., 1994; Leech et al., 2005; 侯增谦等, 2006a, 2006b, 2006c, 2006d, 2006e), 并在主碰撞期形成了广泛分布的林子宗群火山岩(包括典中组、年波组和帕那组)(董国臣等, 2005)。

加多捕勒黑云母二长花岗岩成岩于(50.9 ± 1.8)Ma, 属于印度-亚洲大陆碰撞造山主碰撞期岩浆活动的产物, 其锆石的 Hf 同位素和稀土元素特征显示出, 其岩浆源区具有亏损地幔源与壳源岩浆混合的特征, 与林子宗群典中组和年波组下部的火山岩明显不同, 后者具有亏损地幔源(李皓扬等, 2007)及与富集岛弧型楔形地幔源岩浆混合的特征(莫宣学等, 2003; 岳雅慧等, 2006), 这指示出主碰撞期的地球动力学状态曾经发生过明显的转变。Leech 等(2005)对西喜马拉雅超高压变质岩的研究表明, 在 53.3 Ma 之前, 印度陆壳随同特提斯洋壳一同向拉萨地块之下发生陡深俯冲, 并在 53.3 Ma 达到 ≥90 km 的深度, 之后, 发生了印度陆壳超高压变质带的折返, 在 50.0 Ma 和 47.5 Ma 时, 分别处于 ≤66 km 和 ≤43 km 的深度。据此可将主碰撞期的地球动力学演化过程分为早、晚 2 个阶段。早期阶段(65~53 Ma), 印度陆壳在密度较大的已俯冲的特提斯洋壳的拖曳下向拉萨地块之下陡深俯冲, 造成了更多的陆源沉积物通过俯冲过程释放流体并交代上覆地幔楔, 形成了典中组安山岩的富集岛弧型楔形地幔源区。晚期阶段(52~41 Ma), 发生了印度陆壳与特提斯洋壳的脱离, 导致印度陆壳的折返和软流圈地幔

流体的上涌, 引发了造山带内地壳的侧向伸展和部分熔融, 发生了软流圈地幔流体与上覆壳源岩浆的混合, 形成了壳幔混源的与加多捕勒黑云母二长花岗岩有关的原始岩浆, 再经岩浆房内结晶分异后上侵成岩。

综上所述, 加多捕勒黑云母二长花岗岩是在印度-亚洲大陆碰撞造山主碰撞期晚阶段, 形成于由印度陆壳与特提斯洋壳脱离和软流圈地幔流体上涌所引发的伸展背景, 源于软流圈地幔流体与上覆岩石圈地幔和上地壳部分熔融产物的混合。此种壳幔混源岩浆通常具有较高的 Fe 和 Cu 丰度, 是加多捕勒矿区内黑云母二长花岗岩能够形成矽卡岩型铁铜矿床的主导因素。

5 结 论

通过对加多捕勒矿区与成矿有关的黑云母二长花岗岩内锆石的 SHRIMP U-Pb 定年、Hf 同位素和稀土元素分析, 可以得出如下结论:

(1) 加多捕勒黑云母二长花岗岩的结晶年龄为(50.9 ± 1.8)Ma, 属于印度-亚洲大陆碰撞造山主碰撞期晚阶段岩浆活动的产物。

(2) 该黑云母二长花岗岩的岩浆源区具有壳幔混源的特征, 是软流圈地幔流体与上覆中元古界上地壳部分熔融产物的混合, 这一特征是该岩体能够形成矽卡岩型铁铜矿床的主导因素。

(3) 该黑云母二长花岗岩形成于印度陆壳随特提斯洋壳陡深俯冲之后, 在由印度陆壳与特提斯洋壳脱离导致软流圈地幔流体上涌而引发的造山带地壳侧向伸展背景之下。

志 谢 本文样品的 SHRIMP U-Pb 定年及 Hf 同位素和稀土元素分析分别在中国地质科学院北京离子探针中心和西北大学大陆动力学国家重点实验室相关人员的协助下得以完成, 在此致以衷心的感谢!

References

- Amelin Y, Lee D C, Halliday A N and Pidgeon R T. 1999. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons[J]. *Nature*, 399: 252-255.
- Belousova E A, Griffin W L and Pearson N J. 1998. Trace element composition and cathodoluminescence properties of southern African

- kimberlitic zircon[J]. *Mineral Mag.*, 62: 355-366.
- Blichert-Toft J and Albarede F. 1999. Hf isotopic compositions of the Hawaii Scientific Drilling Project core and the source mineralogy of Hawaiian basalts[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 26: 935-938.
- Cherniak D J and Watson E B. 2000. Pb diffusion in zircon[J]. *Chemical Geology*, 172: 5-24.
- Chen D Q and Chen G. 1990. Rare earth element geochemistry[M]. Beijing: Metallurgical Industry Press. 198-209 (in Chinese).
- Chu M F, Chung S L, Song B, Liu D Y, O'Reilly S Y, Pearson N J, Ji J Q and Wen D J. 2006. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of southern Tibet [P]. *Geology*, 34: 745-748.
- Dong G C, Mo X X, Zhao Z D, Wang L L and Zhou S. 2005. A new understanding of the stratigraphic successions of the Linzizong volcanic rocks in the Linzhou basin, northern Lhasa, Tibet, China [J]. *Geological Bulletin of China*, 24: 549-557 (in Chinese with English abstract).
- Gao S, Liu X M, Yuan H L, Harttendorf B, Gunther D and Hu S H. 2002. Determination of forty-two major and trace elements in US-GS and NIST SRM glasses by Laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry[J]. *Journal of Geostandards and Geoanalysis*[J]. 26(2): 181-196.
- Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, Jackson S E, Van Acherbergh E, O'Reilly S Y and Shee S R. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64: 133-147.
- Griffin W L, Wang X, Jackson S E, Pearson S E, O'Reilly S Y, Xu X S and Zhou X M. 2002. Zircon chemistry and Mantle genesis, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and igneous complexes[J]. *Lithos*, 61: 237-269.
- Hinton R W and Upton B G J. 1991. The chemistry of zircon: Variation within and between large crystals from syenite and alkali basenoliths[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55(11): 3287-3302.
- Hoskin P and Ireland T. 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator[J]. *Geology*, 28(7): 627-630.
- Hou Z Q, Lü Q T, Wang A J, Li X B, Wang Z Q and Wang E Q. 2003a. Continental collision and related metallogeny: A case study of mineralization in Tibetan orogen[J]. *Mineral Deposits*, 22(4): 319-333 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Qu X M, Wang S X, Gao Y F, Du A D and Huang W. 2003b. Re-Os ages of molybdenite in the Gangdese porphyry copper belt in south Tibet: Duration of mineralization and application of the dynamic setting[J]. *Sci. in China (Series D)*, 33: 509-618 (in Chinese).
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y and Mo X X. 2004a. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet[J]. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 220: 139-155.
- Hou Z Q, Gao Y F, Meng X J, Qu X M and Huang W. 2004b. Genesis of adakitic porphyry and tectonic controls on the Gangdese Miocene porphyry copper belt in the Tibetan orogen[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 239-248 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Meng X J, Qu X M and Gao Y F. 2005. Copper ore potential of adakitic intrusives in Gangdese porphyry copper belt: Constrains from rock phase and deep process[J]. *Mineral Deposits*, 24: 108-121 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Mo X X, Yang Z M, Wang A J, Pan G T, Qu X M and Nie F J. 2006a. Metallogenesis in the Tibetan collision orogenic belt: Tectonic setting, metallogenic epoch and deposit type[J]. *Geol. in China*, 33: 348-359 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Yang Z S, Xu W Y, Mo X X, Ding L, Gao Y F, Dong F L, Li G M, Qu X M, Zhao Z D, Jiang S H, Meng X J, Li Z Q and Qin K Z. 2006b. The Tibetan collisional orogenic belt: I. Metallogenesis in main-collisional epoch[J]. *Mineral Deposits*, 25(4): 521-543 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Pan G T, Wang A J, Mo X X, Tian S H, Sun X M, Ding L, Wang E Q, Gao Y F, Xie Y L, Zeng P S, Qin K Z, Xu J F, Qu X M, Yang Z M, Yang Z S, Fei H C, Meng X J and Li Z Q. 2006c. The Tibetan collisional orogenic belt: II. Metallogenesis in late-collisional epoch[J]. *Mineral Deposits*, 25(5): 337-358 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Qu X M, Yang Z S, Meng X J, Li Z Q, Yang Z M, Zheng M P, Zheng Y Y, Nie F J, Gao Y F, Jiang S H and Li G M. 2006d. Metallogenesis in Tibetan collisional orogenic belt: III. Mineralization in post-collisional extension setting[J]. *Mineral Deposits*, 25(6): 629-651 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Zhao Z D, Gao Y F, Yang Z M and Jiang W. 2006e. Tearing and dischronal subduction of the Indian continental slab: Evidence from Cenozoic Gangdese volcano-magmatic rocks in south Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22: 761-774 (in Chinese with English abstract).
- Kay R W and Kay S M. 1994. Delamination and delamination magmatism[J]. *Tectonophysics*, 219: 177-189.
- Lee H Y. 2006. The Linzizong volcanic successions, southern Tibet: Ages, geochemical characteristics and geodynamic significance (dissertation for doctor degree) [D]. Taipei: Department of Geosciences, National Taiwan University.
- Lee H Y, Zhong S L, Wang Y B, Zhu D C, Yang J H, Song B, Liu D Y and Wu F Y. 2007. Age, petrogenesis and geological significance of the Linzizong volcanic successions in the Linzhou basin, southern Tibet: Evidence from zircon U-Pb dates and Hf isotopes[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 493-500 (in Chinese with English abstract).
- Leech M, Singh S, Jain A K, Klemperer S L and Manickavasagam R M. 2005. The onset of India-Asia continental collision: Early, steep subduction required by the timing of UHP metamorphism in the western Himalaya[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 234: 83-97.
- Li X H, Liang X R, Sun M, Liu Y and Tu X G. 2000. Geochronology and geochemistry of single-grain zircons: Simultaneous in-situ analysis of U-Pb age and trace elements by LAM-ICP-MS[J]. *Eur. J. Mineral*, 12: 1015-1024.

- Liu W C, Wang Y, Zhang X X, Li H M, Zhou Z G and Zhao X G. 2004. The rock types and isotope dating of the Kangmar gneissic dome in southern Tibet [J]. *Earth Science Frontiers*, 11(4): 491-501 (in Chinese with English abstract).
- Meng X J, Hou Z Q, Gao Y F, Huang W, Qu X M and Qu W J. 2003. Development of porphyry copper-molybdenum-lead-zinc ore-forming system in East Gangdese belt, Tibet: Evidence from Re-Os age of molybdenite in Bangpu copper polymetallic deposit [J]. *Mineral Deposits*, 22(3): 246-252 (in Chinese with English abstract).
- Mo X X, Zhao Z D, Deng J F, Dong G C, Zhou S, Gao T Y, Zhang S Q and Wang L L. 2003. Response of volcanism to the India-Asia collision [J]. *Earth Science Frontiers*, 10: 135-148 (in Chinese with English abstract).
- Moeller A, O'Brien P J, Kennedy A, et al. 2003. Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: An example from the ultrahigh-temperature granulites of Rogaland, SW Norway [J]. *Geol. Soc. Spe. Publ.*, 220: 65-81.
- Peter D K and Roland M. 2003. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 327-341.
- Poitras F, Hancher J M and Schaltegger U. 2002. The current state of accessory mineral research [J]. *Chemical Geology*, 191: 3-24.
- Poller U, Huth J, Hoppe P, et al. 1997. REE, U, Th and Hf distribution in zircon from western Carpathian Variscan granitoids: A combined cathodoluminescence and ion microprobe study [J]. *American Sci.*, 301: 858-876.
- Qu X M, Hou Z Q and Huang W. 2001. Is Gangdese porphyry copper belt the second "Yulong" copper belt [J]? *Mineral Deposits*, 20(4): 355-366 (in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Hou Z Q and Li Z Q. 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the ore-bearing porphyries of the Gangdese porphyry copper belt and their geological significance [J]. *Acta Geologica Sinica*, 77(2): 245-252 (in Chinese with English abstract).
- Rowley D B. 1996. Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69: 311-320.
- Rubatto D and Gebauer D. 2000. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: Some examples from the western Alps [A]. In: *Cathodoluminescence in Geoscience* [M]. Berlin, Heidelberg, Germany: Springer-Verlag. 373-400.
- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb age and metamorphism [J]. *Chemical Geology*, 184: 123-138.
- Salters V J and Hart S R. 1991. The mantle sources of ocean ridges, islands and arcs: The Hf-isotope connection [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 364-80.
- Scherer E E, Cameron K L, Johnson C M, Beard B L, Barovich K M and Collerson K D. 1997. Lu-Hf geochronology applied to dating Cenozoic events affecting lower crustal xenoliths from Kilbourne Hole, New Mexico [J]. *Chem. Geol.*, 142: 63-78.
- Scherer E E, Cameron K L and Blichert-Toft J. 2000. Lu-Hf garnet geochronology: Closure temperature relative to the Sm-Nd system and the effects of trace mineral inclusions [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64: 3413-3432.
- Song B, Zhang Y H and Wan Y S. 2002. Mount making and procedure of the SHRIMP dating [J]. *Geological Review*, 48(Suppl): 26-30 (in Chinese).
- Song B, Zhang S H, Wang Y B and Zhao Y. 2006. Avoidance of systematic bias of SHRIMP zircon U-Pb dating: Necessity of staged calibration [J]. *Rock and Mineral Analysis*, (1): 9-14 (in Chinese with English abstract).
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. *The continental crust: Its composition and evolution* [J]. Blackwell Scientific, Oxford, 57-72.
- Vervoort J D and Patchett P J. 1996. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: Constraints from Precambrian crustally derived granites [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60: 3717-3733.
- Wang C S, Li X H and Hu X M. 2003. Age of initial collision of India with Asia: Review and constraints from sediments in Southern Tibet [J]. *Acta Geologica Sinica*, 77(1): 16-24 (in Chinese with English abstract).
- Watson E B. 1980. Some experimentally determined zircon/liquid partition coefficients for the rare earth elements [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44: 895-897.
- Wiedenbeck P, Alle F and Corfu W L. 1995. Three natural zircon standards for Y-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses [J]. *Geostand. Newslett.*, 19: 1-23.
- Wu F Y, Li X H, Zheng Y F and Gao S. 2007. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 185-220 (in Chinese with English abstract).
- Mu Y B and Zheng Y F. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age [J]. *Chinese Science Bulletin*, 49(16): 1589-1604 (in Chinese).
- Yang Z S, Hou Z Q, Gao W, Wang H P, Li Z Q, Meng X J and Qu X M. 2006. Metallogenic characteristics and genetic of antimony and gold deposits in south Tibetan detachment system [J]. *Acta Geologica Sinica*, 80: 1377-1391 (in Chinese with English abstract).
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of Himalayan-Tibetan orogen [J]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, 28: 211-280.
- Yue Y H and Ding L. 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, geochemical characteristics and genesis of the Linzhou basic dikes, Tibet [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 855-866 (in Chinese with English abstract).
- Zhou S, Mo X X, Dong G C, Zhao Z D, Qiu R Z, Wang L L and Guo T Y. 2004. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Cenozoic Linzizong volcanic rocks from Linzhou basin, Tibet, China, and their geological implications [J]. *Chinese Science Bulletin*, 49(18): 1970-1979 (in Chinese with English abstract).
- Zhu D C, Pan G T, Mo X X, Wang L Q, Liao Z L, Zhao Z D, Dong G C and Zhou C Y. 2006. Late Jurassic-early Cretaceous geodynamic setting in middle-northern Gangdese: New insights from volcanic rock [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 534-546 (in Chinese

with English abstract).

附中文参考文献

- 陈德潜, 陈刚. 1990. 实用稀土元素地球化学[M]. 北京: 冶金工业出版社. 198-209.
- 董国臣, 莫宣学, 赵志丹, 王亮亮, 周肃. 2005. 拉萨北部林周盆地林子宗火山岩层序新议[J]. 地质通报, 24: 549-557.
- 侯增谦, 吕庆田, 王安建, 李晓波, 王宗起, 王二七. 2003a. 试论大陆碰撞与成矿作用——以青藏高原造山带为例[J]. 矿床地质, 22: 319-334.
- 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 高永丰, 杜安道, 黄卫. 2003b. 西藏高原冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄: 成矿作用时限与动力学背景应用[J]. 中国科学, 33: 509-618.
- 侯增谦, 高永丰, 孟祥金, 曲晓明, 黄卫. 2004b. 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: 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: 348-359.
- 侯增谦, 杨竹森, 徐文艺, 莫宣学, 丁林, 高永丰, 董方浏, 李光明, 曲晓明, 李光明, 赵志丹, 江思宏, 孟祥金, 李振清, 秦克章. 2006b. 青藏高原碰撞造山带: I. 主碰撞造山成矿作用[J]. 矿床地质, 25(4): 337-358.
- 侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 莫宣学, 田世洪, 孙晓明, 丁林, 王二七, 高永丰, 谢玉玲, 曾普胜, 秦克章, 许继峰, 曲晓明, 杨志明, 杨竹森, 费红彩, 孟祥金, 李振清. 2006c. 青藏高原碰撞造山带: II. 晚碰撞转换成矿作用[J]. 矿床地质, 25(5): 521-543.
- 侯增谦, 曲晓明, 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. 2006d. 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.
- 侯增谦, 赵志丹, 高永丰, 杨志明, 江万. 2006e. 印度大陆板片前缘撕裂与分段俯冲: 来自冈底斯新生代火山-岩浆作用证据[J]. 岩石学报, 22: 761-774.
- 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: 493-500.
- 刘文灿, 王瑜, 张祥信, 李惠民, 周志广, 赵兴国. 2004. 西藏南部康马岩体岩石类型及其同位素测年[J]. 地学前缘, 11(4): 491-501.
- 孟祥金, 侯增谦, 高永丰, 黄卫, 曲晓明, 屈文俊. 2003. 西藏冈底斯东段斑岩铜矿铅锌成矿系统的发育时限: 帮浦铜多金属矿床辉钼矿 Re-Os 年龄证据[J]. 矿床地质, 22(3): 246-252.
- 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 董国臣, 周肃, 郭铁鹰, 张双全, 王亮亮. 2003. 印度—亚洲大陆主碰撞过程与火山作用响应[J]. 地学前缘, 10: 135~148.
- 曲晓明, 侯增谦, 黄卫. 2001. 冈底斯斑岩铜矿(化)带: 西藏的第二条玉龙铜矿带[J]. 矿床地质, 20: 355-366.
- 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): 246-252.
- 宋彪, 张玉海, 万渝生. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论[J]. 地质论评, 48(增刊): 26-30.
- 宋彪, 张拴宏, 王彦斌, 赵越. 2006. 锆石 SHRIMP 年龄测定数据处理是系统偏差的避免-标准锆石分段校正的必要性[J]. 岩矿测试, 25(1): 9-14.
- 王成善, 李祥辉, 胡修棉. 2003. 再论印度-亚洲大陆碰撞的启动时间[J]. 地质学报, 77(1): 16-24.
- 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.
- 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[J]. 科学通报, 49(16): 1589-1604.
- 杨竹森, 侯增谦, 高伟, 王海平, 李振清, 孟祥金, 曲晓明. 2006. 藏南拆离系锑金成矿特征与成因模式[J]. 地质学报, 80: 1377-1391.
- 岳雅慧, 丁林. 2006. 西藏林周基性岩脉的⁴⁰Ar/³⁹Ar 年代学、地球化学及其成因[J]. 岩石学报, 22(4): 855-866.
- 周肃, 莫宣学, 董国臣, 赵志丹, 邱瑞照, 王亮亮, 郭铁鹰. 2004. 西藏林周盆地林子宗火山岩⁴⁰Ar/³⁹Ar 年代格架[J]. 科学通报, 49: 2095-2103.
- 朱弟成, 潘桂棠, 莫宣学, 王立全, 廖忠礼, 赵志丹, 董国臣, 周长勇. 2006. 冈底斯中北部晚侏罗世-早白垩世地球动力学环境: 火山岩约束[J]. 岩石学报, 22(3): 534-546.