新疆准噶尔北缘加玛特金铜矿区辉长岩锆石 U-Pb 年龄、岩石地球化学特征及地质意义

李远友[1]，刘国仁[2,3]，于秀斌[4]，李 彦[5]，祁世军[3]，李 强[6]，金建斌[3]

（1. 山东省第四地质矿产勘查院，山东 潍坊 261021；2. 中国科学院 新疆生态与地理研究所，新疆 乌鲁木齐 830011；
3. 新疆维吾尔自治区地质矿产研究所，新疆 乌鲁木齐 830001；
4. 中国冶金地质总局 第一地质勘查院，河北 三河 065201；5. 河北省地矿局探矿技术研究院，河北 三河 065201；
6. 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）

摘要：加玛特金铜矿位于准噶尔北缘，矿体赋存于辉长岩与北塔山组玄武岩接触带、石英闪长岩及其接触带，矿体呈脉状和透镜状，成矿与辉长岩和石英闪长岩有关。围岩蚀变主要有绿帘石化、黑云母化、绿泥石化、碳酸盐化、磁铁矿化。获得辉长岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 380 Ma，限定金铜矿化略晚于 380 Ma。辉长岩的 Th、Nb、Ta、Ti、Nd 和 Zr 呈负异常，Rb、K、Pb 和 P 为正异常，LREE 表现为相对富集的右倾型分布模式和弱负铕异常到无铕异常，表明辉长岩为中泥盆世俯冲消减环境的产物，形成于岛弧环境。原始岩浆来源于受俯冲物质交代的地幔楔和软流圈的混合体，岩浆经历了一定程度的演化，并受到弱的地壳物质混染。

关键词：辉长岩；地球化学；锆石 U-Pb 年龄；加玛特矿区；新疆准噶尔北缘

中图分类号：P588.12 **文献标志码**：A **文章编号**：1000－8527(2017)04－0651－11

Zircon U-Pb Age and Geochemistry of Gabbro from Jiamate Au-Cu Ore District in Northern Junggar, China and Their Geological Significance

LI Yuanyou[1], LIU Guoren[2,3], YU Xiubin[4], LI Yan[5], QI Shijun[3], LI Qiang[6], JIN Jianbin[3]

(1. *The No.* 4 *Institute of Geology and Mineral Exploration of Shandong Province*, *Weifang*, *Shandong* 261021, *China*;
2. *Xinjiang Institute of Ecology and Geography*, *Chinese Academy of Sciences*, *Urumqi*, *Xinjiang* 830011, *China*;
3. *Xinjiang Uygur Autonomous Region Institute of Geology for Mineral Resources*, *Urumqi*, *Xinjiang* 830001, *China*;
4. *The First Geological Institute of China Metallurgical Geology Bureau*, *Sanhe*, *Hebei* 065201, *China*;
5. *Institute of Prospecting Technology Research of Hebei Bureau of Geology*, *Sanhe*, *Hebei* 065201, *China*;
6. *Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment of Ministry of Land and Resources*, *Institute of Mineral Resources*, *Chinese Academy of Geological Sciences*, *Beijing* 100037, *China*)

Abstract: Jiamate Cu-Au deposit is located in the northern margin of Junggar. The orebodies are hosted in the contact zone of gabbro and basalt of the Beitashan Formation, as well as within the quartz diorite and contact zone. Orebodies occur as vein and lenticular shape, and mineralization are related to quartz diorite and gabbro. The main wall rock alterations include epidotization, biotitization, chloritization, carbonatization, and magnetite mineralization. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of gabbro yields the age of 380 Ma, which constrains the age of Cu-Au mineralization later than 380 Ma. The gabbro samples show negative anomalies of Th, Nb, Ta, Ti, Nd and Zr, as well as positive anomalies of Rb, K, Pb and P. Combined with the enrichment of LREE and slightly

收稿日期：2016－05－22；**改回日期**：2016－12－28；**责任编辑**：戚开静。

基金项目：新疆维吾尔自治区天山英才培养工程项目；新疆维吾尔自治区2014年国家高层次人才特殊支持计划项目；国土资源公益性行业科研专项经费项目(201211073)。

作者简介：李远友，男，高级工程师，1963年出生，矿产普查与勘探专业，从事矿产勘查及区域地质研究工作。Emai：liyuanyou2008@163.com。

通信作者：刘国仁，男，教授级高级工程师，博士，1965年出生，矿产普查与勘探专业，从事矿产勘查及成矿预测研究。Email：467355307@qq.com。

negative to zero Eu anomalies, we propose the gabbro is related to subduction process and was formed in an island arc setting. The primitive magma originated from a mixture of mantle wedge that was modified by the subduction material and the asthenosphere. The magma was evolved and had experienced weak crustal contaminations.

Key words: gabbro; geochemistry; zircon U-Pb age; Jiamate ore district; Northern Junggar, Xinjiang

0 引 言

新疆准噶尔北缘位于西伯利亚板块和哈萨克斯坦—准噶尔板块的结合部位，是中亚造山带的组成部分，经历了复杂的构造演化和多期次岩浆活动，是铜、镍、钼、金、铁成矿的有利地段。已发现了喀拉通克大型铜镍矿、哈腊苏中型铜矿、玉勒肯哈腊苏中型铜(钼)矿、索尔库都克中型铜钼矿、希勒库都克小型铜钼矿、乔夏哈拉小型铁铜金矿、老山口小型铁铜金矿、加玛特小型金铜矿、科克库都克小型金矿、阿克塔斯小型金矿、萨尔布拉克中型金矿等。矿床类型主要有岩浆型、矽卡岩型、斑岩型和造山型。加玛特金铜矿位于老山口铁铜金矿区托斯巴斯套南矿段南东 130°方位约 4 km 处，位于青河县城南西 218°方位约 31 km 处，行政区划属青河县。该矿床赋存于中泥盆统北塔山组中，矿体分布于辉长岩与北塔山组玄武岩接触带、石英闪长岩及其接触带，矿体呈脉状和透镜状。杜超辉等[1]描述了矿床地质特征，总结了找矿标志。该矿区矿体与侵入岩的关系、侵入岩地球化学特征、成岩成矿时代、矿床成因和成矿构造环境等问题至今尚未解决，影响了矿床模型构建。本文在野外地质调查基础上，对与成矿有密切关系的辉长岩进行了锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄测定，对其主量元素、稀土元素和微量元素进行研究，探讨了成岩成矿时代、岩浆来源和形成的构造环境，以期为进一步研究加玛特铜金矿的成因和成矿过程、区域成矿规律总结提供依据。

1 地质背景及矿床特征

加玛特金铜矿床位于新疆青河县境内，紧邻卡拉先格尔断裂，大地构造上位于哈萨克斯坦—准噶尔板块的准噶尔北缘活动陆缘中的萨吾尔晚古生代岛弧带[2]。

区域出露地层主要为奥陶系，下泥盆统托让格库都克组，中泥盆统北塔山组、蕴都喀拉组，上泥盆统卡希翁组，下石炭统姜巴斯套组，上石炭统哈尔加乌组(图 1)。中—上奥陶统为碳酸盐岩建造。托让格库都克组为一套浅海相火山碎屑夹少量陆源碎屑沉积建造。北塔山组以基性－中基性火山岩、火山碎屑岩为主，火山碎屑沉积岩次之，夹少量超基性火山岩、碳酸盐岩建造。第一段以玄武安山质凝灰岩、沉凝灰岩和玄武安山岩为主，夹少量安山岩；第二段是区内主要的含矿层位，以玄武岩、橄榄玄武岩、辉斑玄武岩及玄武质、玄武安山质凝灰岩为主，局部发育苦橄岩[3-4]。蕴都喀拉组为中酸性火山岩夹火山碎屑岩。上泥盆统卡希翁组为滨－浅海相夹陆相火山碎屑沉积，局部有陆相玄武岩、流纹岩。姜巴斯套组以酸性火山碎屑沉积岩为主，夹正常沉积岩和少量火山碎屑岩建造。上石炭统哈尔加乌组为砾岩、砂砾岩夹英安岩、凝灰岩。二叠系为陆内河湖相磨拉石沉积建造。

区域侵入岩分布广泛，以酸性岩为主，主要岩石类型有闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、钾长花岗岩、正长岩等。岩浆侵入活动的时代主要为中泥盆世、晚石炭世和早二叠世[5]。

矿区出露地层为中泥盆统北塔山组第二段(图 2)，整体呈北西向条带状分布，为一套基性火山熔岩、火山碎屑岩及火山碎屑沉积岩，主要岩性为玄武岩、安山质玄武岩、辉斑玄武岩、晶屑凝灰岩、岩屑晶屑凝灰岩等；局部见有凝灰质砂岩、凝灰质粉砂岩、凝灰质岩屑砂岩、凝灰质砾岩，安山岩呈不规则条带状、透镜体分布。

矿区紧邻区域性大断裂，断裂贯穿矿区，其南侧北西向、北北西向次级断裂是区内主要控矿构造。北西向次级断裂规模较大，走向长一般超过 2 km，断裂破碎带宽几米至 10 余米；北北西向次级断裂规模较小，延长 300 m 左右，破碎带宽 10 ~ 50 m。

矿区内侵入岩以中酸性侵入岩为主，次为基性岩。岩性主要为二长闪长岩、二长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、花岗斑岩、辉长岩等。矿区内与金、铜矿化关系密切的侵入岩

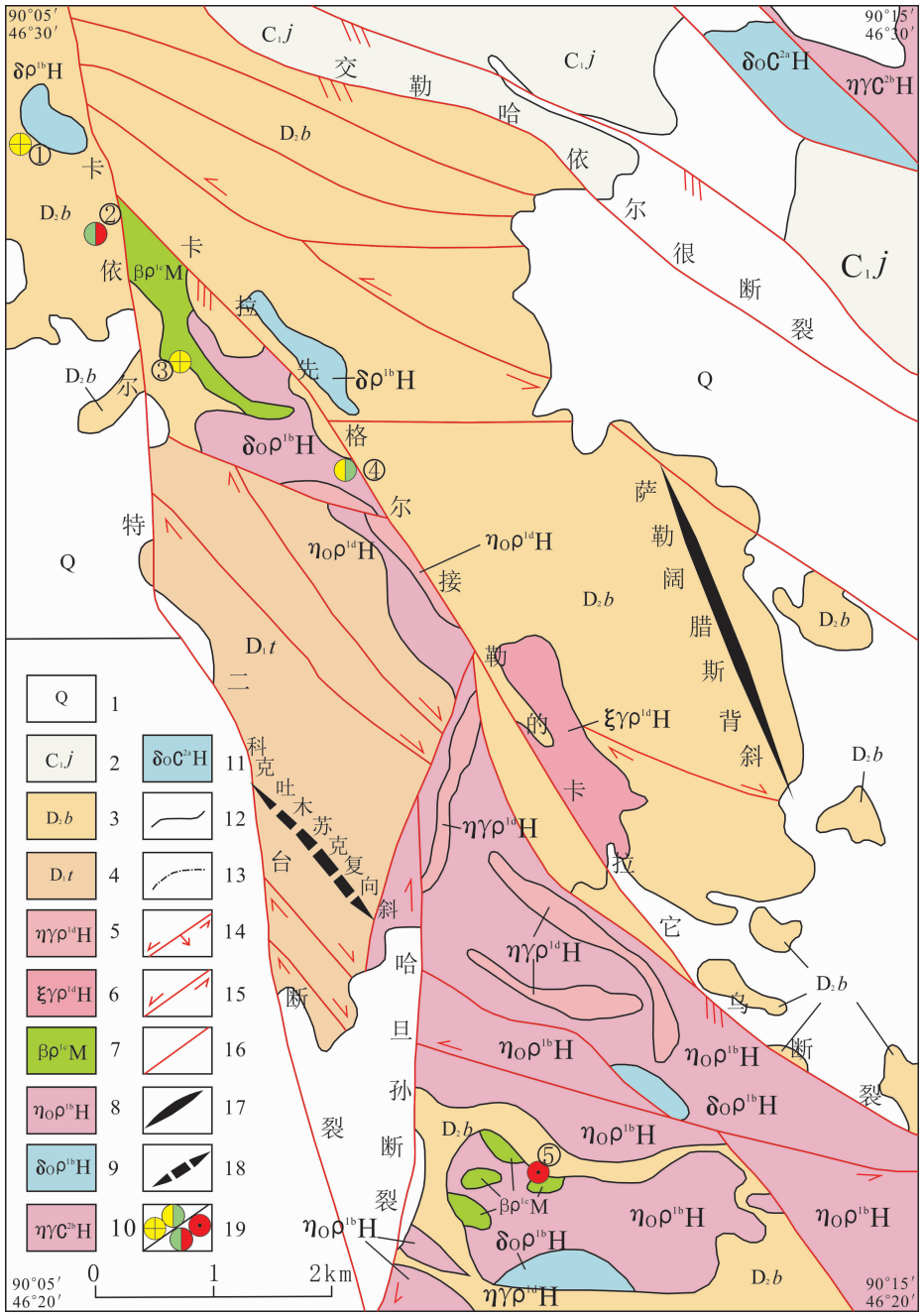


图 1　加玛特金铜矿区域地质矿产图

（据新疆地质矿产勘查与开发局第四地质大队资料修改）

Fig. 1　Regional geologic and mineral map of the Jiamate Cu-Au deposit

1. 第四系；2. 下石炭统姜巴斯套组；3. 中泥盆统北塔山组；4. 下泥盆统托让格库都克组；5. 二长花岗岩；6. 钾长花岗岩；7. 辉长岩；8. 石英二长岩；9. 石英闪长岩；10. 晚石炭世二长花岗岩；11. 晚石炭世石英闪长岩；12. 地质界线；13. 岩相界线；14. 压扭性断裂；15. 平移断裂；16. 性质不明断裂；17. 背斜；18. 复式向斜；19. 矿床(点)及编号：①托库特拜金矿床；②托斯巴斯套铁铜矿床；③托斯巴斯套南金矿点；④加玛特金铜矿床；⑤哈旦孙铁矿床

为辉长岩和闪长岩类，侵位于中泥盆统北塔山组中，呈岩株、岩脉、岩枝状，规模变化较大，一般宽 90 ~ 1 000 m，长 800 ~ 3 500 m，走向北西，与矿化关系密切。

矿体主要分布于辉长岩与玄武岩接触带、石英闪长岩及其接触带。矿区共圈定 5 个工业金(铜)矿体、12 个低品位矿体及多个矿化体(图 2)，矿体呈脉状、似层状、透镜状。1 号金铜矿体产于辉长岩脉与玄武岩的外接触带，容矿岩石为绿帘石化含磁铁矿玄武岩，长约 80 m，推断垂直延深

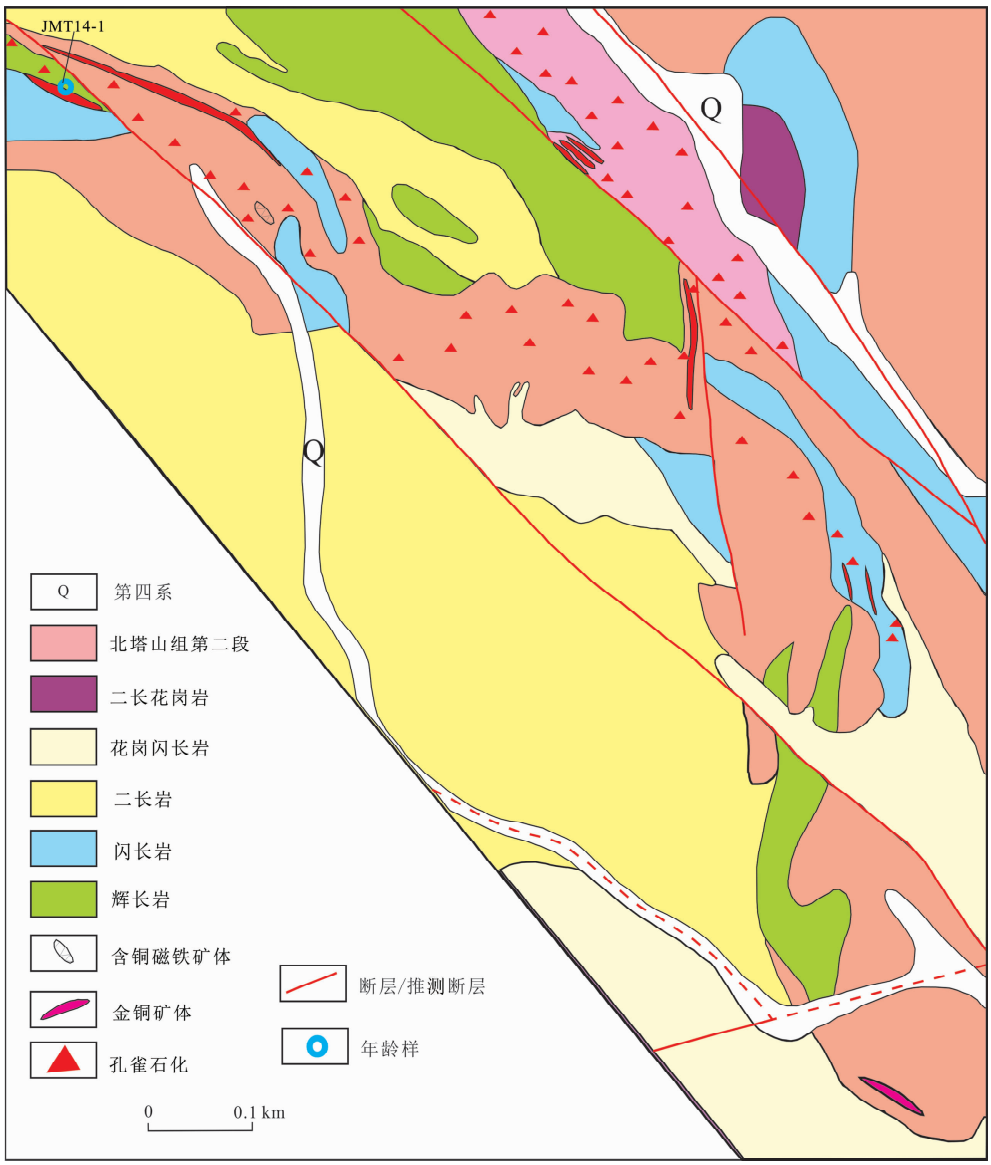


图 2 加玛特金铜矿区地质略图(据新疆地质矿产勘查开发局第四地质大队资料修改，2014)

Fig. 2 Simplified geologic map of the Jiamate Cu-Au deposit

100 m，平均视厚度为 4.58 m。15－2 号金铜矿体为隐伏矿体，矿体长约 80 m，推断垂直延深 80 m，平均视厚度为 3.99 m。12 个低品位矿体为陡倾矿体，矿体多为单工程控制，推断长度 25～125 m，推断垂直延深 25～100 m。

矿石构造主要为细粒浸染状、团块状，局部钻孔中见稠密浸染－致密块状及脉状构造，脉宽 0.5～2 cm。矿石结构主要为它形粒状结构，它形－半自形粒状结构较少。矿石中金属矿物主要为黄铁矿、黄铜矿、磁铁矿、孔雀石，次为褐铁矿。矿石中非金属矿物主要有石英、斜长石、角闪石、辉石、绿帘石、黑云母、绿泥石、方解石。工业矿体中 Cu 平均品位 0.26%～0.95%，金平均品位为 1.51～10.27 g/t，矿体中伴生银品位一般为 2.7～3.9 g/t。低品位矿体中金品位为 0.80～1.56 g/t、铜品位为 0.20%～0.46%。少量矿体伴生磁铁矿化。围岩热液蚀变主要有绿帘石化、黑云母化、绿泥石化、碳酸盐化、磁铁矿化。

2 样品特征及测试方法

2.1 测年样品及测试方法

在地表采集了 1 件与成矿有关的辉长岩样品进行锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄测定，坐标为东经 90°08′01″，北纬 46°26′54″。

JMT14-1 辉长岩呈黑绿色，块状构造，半自形粒状结构。主要由角闪石(10%～15%)、单斜辉

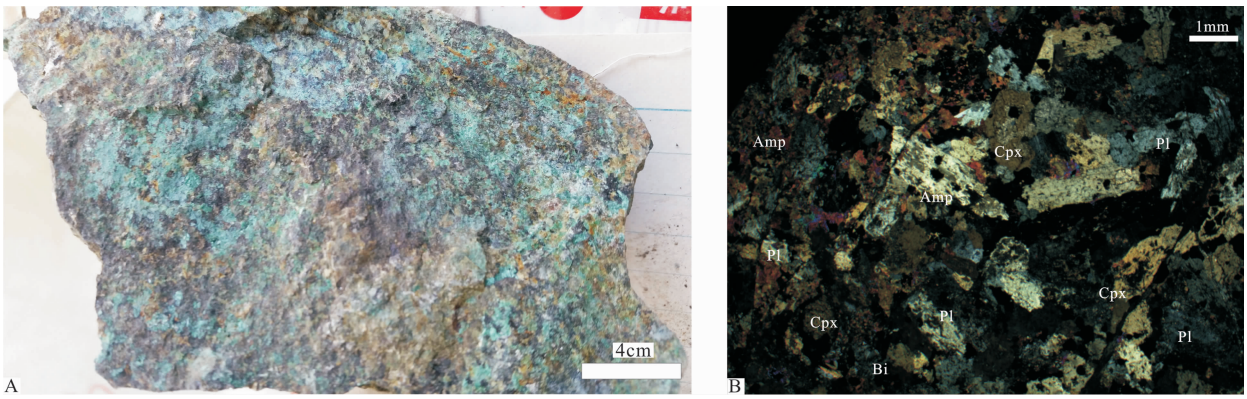


图 3　金铜矿化及辉长岩显微照片

Fig. 3　Photomicrographs of the gold-copper mineralization and gabbro

A. 金铜矿化；B. 辉长岩；Amp. 角闪石；Cpx. 普通辉石；Pl. 斜长石；Bi. 黑云母

石(30% ~35%)、斜长石(50% ~55%)，少量黑云母(3%)及副矿物(2%)等组成。其中辉石呈半自形短柱状，大小(0.5 ~1) mm ×(1 ~1.5) mm，边缘、裂隙及解理缝均已发生绿泥石及滑石化蚀变，仅在中心保留新鲜辉石，少量辉石中可见褐红色角闪石；角闪石呈半自形长柱状，少数为自形的六边形及菱形，大小悬殊，大者可达 0.5 mm ×1.5 mm，小者仅 0.2 mm ×0.3 mm，多已蚀变为绿泥石，偶见呈辉石反应边；斜长石呈半自形长板状，大小多为 0.5 mm ×1.5 mm，均已发生绢云母化、高岭土化和黝帘石化蚀变，部分仍保留晶形(图 3)。

采集辉长岩测年样品约 30 kg，首先用水将样品表面清洗并晾干、粉碎至 80 目，然后经过用水粗淘、强磁分选、电磁分选和用酒精细淘之后，在实体显微镜下手工挑选出锆石。锆石分选工作在河北省廊坊区域地质调查所实验室完成。在实体显微镜下挑选裂隙相对少、表面尽量洁净、透明度相对较高的锆石制作环氧树脂样品靶，经过打磨和抛光后，拍摄锆石反射光和透射光、阴极荧光(CL)图像。锆石样品靶的制作和锆石阴极发光照相由北京锆年领航科技有限公司完成。

锆石 U-Pb 定年在中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室完成，所用仪器为 Finnigan Neptune 型 MC-ICP-MS 及与之配套的 Newwave UP 213 激光剥蚀系统。锆石定年激光剥蚀所用斑束直径为 25 μm，频率为 10 Hz，能量密度约为 2.5 J/cm^2，以 He 为载气。信号较小的^{207}Pb、^{206}Pb、^{204}Pb(+^{204}Hg)和^{202}Hg 用离子计数器接收，^{208}Pb、^{232}Th、^{238}U 信号用法拉第杯接收，实现了所有目标同位素信号的同时接收，且不同质量数的峰基本上都是平坦的，进而可以获得高精度的数据，均匀锆石颗粒^{207}Pb/^{206}Pb、^{206}Pb/^{238}U、^{207}Pb/^{235}U 的测试精度均为 2%(2σ)左右，对锆石标准的定年精度和准确度在 1%(2σ)左右。LA-MC-ICP-MS 激光剥蚀采样采用单点剥蚀的方式，锆石 U-Pb 定年以锆石 GJ-1 为外标，U、Th 含量以锆石 M127(U 923 ×10^{-6}、Th 439 ×10^{-6}、Th/U 0.475[6])为外标进行校正。在测试过程中每测定 10 个样品点后，前后重复测定 3 个锆石标样(2 个 GJ-1 和 1 个 Plesovice)进行校正。数据处理采用 ICPMADataCa 4.3 程序，测试过程中绝大多数分析点^{206}Pb/^{204}Pb > 1 000，未进行普通铅校正，^{204}Pb 由离子计数器检测，^{204}Pb 含量异常高的分析点可能受包体等普通铅的影响，对^{204}Pb 含量异常高的分析点在计算时剔除，锆石年龄谐和图用 Isoplot 3.0 程序获得，表达式中所列单个数据点的误差均为 1σ，谐和年龄具 95% 的置信度。详细实验测试过程可参见侯可军等[7]。

2.2　地球化学样品及测试方法

在地表采集较新鲜的 5 件与成矿有关的辉长岩样品进行主量元素、微量元素和稀土元素分析。

岩石地球化学样品无污染及破碎，所有样品测试均由澳实分析检测(广州)有限公司测试中心测定完成。主量元素分析采用等离子光谱仪定量分析，检测元素范围 0.01% ~100%；微量元素和稀土元素分析仪器为等离子体质谱仪，采用硼酸锂熔融。主量元素测试采用 X 射线荧光法(XRF)(国家标准 ME-XRF26 监控)在 X 荧光光谱仪(2100)上完成，其中 FeO 采用容量滴定法(国家标准 Fe-VOL05 监控)，烧失量(LOI)用重量法(国家标准 ME-GRA05 标准监控)分析。微量和稀土元

素测试在等离子光谱仪(IRIS)(JY/T015 – 1996 准监控)和等离子质谱仪(X-series)和 DZ/T0223 – 2001 标准监控，FeO 和烧失量(LOI)采用标准湿化学方法分析，稀土和微量元素含量采用等离子质谱 X-series 测定，并经过标准 DZ/T 0223—2001 监控，含量 $>10\times10^{-6}$ 的元素分析精度优于 5%，含量 $<10\times10^{-6}$ 的元素分析精度优于 10%。

3 测试结果

3.1 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄

辉长岩中锆石多数为不规则状，少数锆石颗粒为半自形晶的短柱状，长度变化于 40 ~ 150 μm，宽度介于 30 ~ 120 μm。在阴极发光图像中，振荡环带结构较发育(图 4)。锆石的 U、Th 含量变化较大(表 1)，U 介于 174×10^{-6} ~ 765×10^{-6}，Th 介于 78×10^{-6} ~ 871×10^{-6}，Th/U 比值介于 0.33 ~ 1.59，大于 0.1，表明了锆石为岩浆成因[8]。

对辉长岩 20 粒锆石进行了 20 次 LA-ICP-MS U-Pb 年龄测定。20 粒锆石在误差范围内有较一致的 $^{207}Pb/^{206}Pb$、$^{207}Pb/^{235}U$ 和 $^{206}Pb/^{238}U$ 比值，$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄变化于 372 ~ 388 Ma。在谐和图上基本上成群集中分布在谐和线上及附近(图 4)，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄的加权平均值为(379.6 ± 2.9) Ma (MSWD = 0.4)，与谐和年龄(380.1 ± 4.0) Ma (MSWD = 30)在误差范围内一致，380 Ma 可代表辉长岩侵位年龄。

3.2 主量元素

辉长岩 SiO_2 含量较低(39.5% ~ 46.6%)，Al_2O_3 变化较大(8.77% ~ 17.50%)，CaO 变化于 10.40% ~ 15.45%，MgO 为 3.72% ~ 8.82%，TiO_2 介于 0.95% ~ 1.45%，P_2O_5 为 0.65% ~ 1.02%。全碱含量较低($K_2O + Na_2O$ = 1.05% ~ 4.91%)，总体富钠(3 件样品 Na_2O/K_2O = 1.84 ~ 1.91；2 件样品 Na_2O/K_2O = 0.59 ~ 0.63)(表 2)。$Mg^{\#}$ 变化于 29.46% ~ 36.34%。在硅 – 碱图解上落入碱性范围，碱性和亚碱性分界线上，1 个样品落入亚碱性范围(图 5)。

3.3 稀土及微量元素

辉长岩稀土元素总量较高，介于 223.06×10^{-6} ~ 380.00×10^{-6}，轻稀土相对富集，LREE/

表 1 加玛特金铜矿区辉长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测定结果

Table 1 LA-ICP-MS U-Pb data of zircons from the gabbro in the Jiamate Au-Cu ore district

测点	$w_B/10^{-6}$			$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb/^{238}U$		$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{235}U$		年龄/Ma					
	Pb	^{232}Th	^{238}U								$^{206}Pb/^{238}U$		$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{235}U$	
					测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ
1	22.44	166.87	347.78	0.48	0.060 20	0.000 84	0.055 99	0.001 75	0.464 12	0.013 21	376.9	5.1	453.8	65.7	387.1	9.2
2	49.95	871.34	635.07	1.37	0.061 07	0.000 88	0.055 82	0.001 62	0.474 34	0.014 53	382.2	5.4	455.6	60.2	394.2	10.0
3	17.12	179.97	253.20	0.71	0.059 45	0.001 14	0.060 79	0.002 97	0.492 23	0.019 98	372.3	7.0	631.5	110.2	406.4	13.6
4	12.04	135.29	173.63	0.78	0.061 26	0.001 32	0.058 16	0.003 35	0.486 16	0.025 54	383.3	8.0	600.0	125.9	402.3	17.5
5	47.14	252.09	765.02	0.33	0.060 15	0.000 71	0.054 61	0.001 31	0.455 23	0.010 68	376.6	4.3	398.2	53.7	380.9	7.5
6	27.17	209.75	421.50	0.50	0.060 39	0.000 77	0.053 61	0.001 67	0.447 93	0.013 75	378.0	4.7	353.8	75.0	375.8	9.6
7	17.89	197.89	258.04	0.77	0.060 64	0.001 06	0.060 12	0.002 52	0.500 39	0.020 31	379.5	6.4	609.3	86.1	412.0	13.7
8	52.65	485.91	787.46	0.62	0.060 06	0.001 21	0.058 31	0.001 78	0.483 39	0.015 06	376.0	7.3	542.6	66.7	400.4	10.3
9	37.05	391.43	524.76	0.75	0.062 02	0.001 39	0.054 59	0.002 06	0.466 24	0.017 34	387.9	8.5	394.5	85.2	388.6	12.0
10	17.30	203.37	257.58	0.79	0.060 00	0.001 67	0.059 56	0.003 29	0.478 11	0.024 57	375.6	10.2	587.1	119.3	396.8	16.9
11	39.06	419.22	566.42	0.74	0.062 02	0.001 15	0.052 91	0.001 72	0.458 36	0.017 78	387.9	7.0	324.1	74.1	383.1	12.4
12	17.16	100.93	270.48	0.37	0.060 64	0.001 09	0.058 09	0.002 22	0.477 11	0.016 83	379.5	6.6	531.5	78.7	396.1	11.6
13	27.60	265.89	407.64	0.65	0.060 56	0.001 08	0.053 36	0.001 92	0.442 87	0.015 27	379.0	6.6	342.7	86.1	372.3	10.7
14	42.18	773.01	487.15	1.59	0.061 53	0.001 62	0.058 80	0.003 22	0.495 11	0.027 14	384.9	9.8	561.1	120.4	408.4	18.4
15	13.19	78.14	208.59	0.37	0.060 04	0.001 22	0.055 66	0.002 60	0.460 95	0.022 28	375.8	7.4	438.9	103.7	384.9	15.5
16	51.81	383.75	774.30	0.50	0.061 94	0.001 14	0.059 48	0.001 79	0.507 36	0.014 54	387.4	6.9	583.4	66.7	416.7	9.8
17	15.13	114.75	232.06	0.49	0.060 51	0.001 50	0.060 46	0.003 79	0.500 86	0.029 27	378.7	9.1	620.4	135.2	412.3	19.8
18	26.77	352.57	363.82	0.97	0.061 15	0.001 10	0.057 33	0.001 99	0.483 20	0.016 86	382.6	6.7	505.6	77.8	400.3	11.5
19	23.29	244.18	346.07	0.71	0.060 30	0.001 37	0.054 73	0.002 04	0.450 02	0.016 67	377.5	8.3	466.7	80.5	377.3	11.7
20	17.66	150.21	271.52	0.55	0.060 77	0.001 03	0.057 65	0.002 09	0.480 75	0.017 54	380.3	6.2	516.7	79.6	398.6	12.0

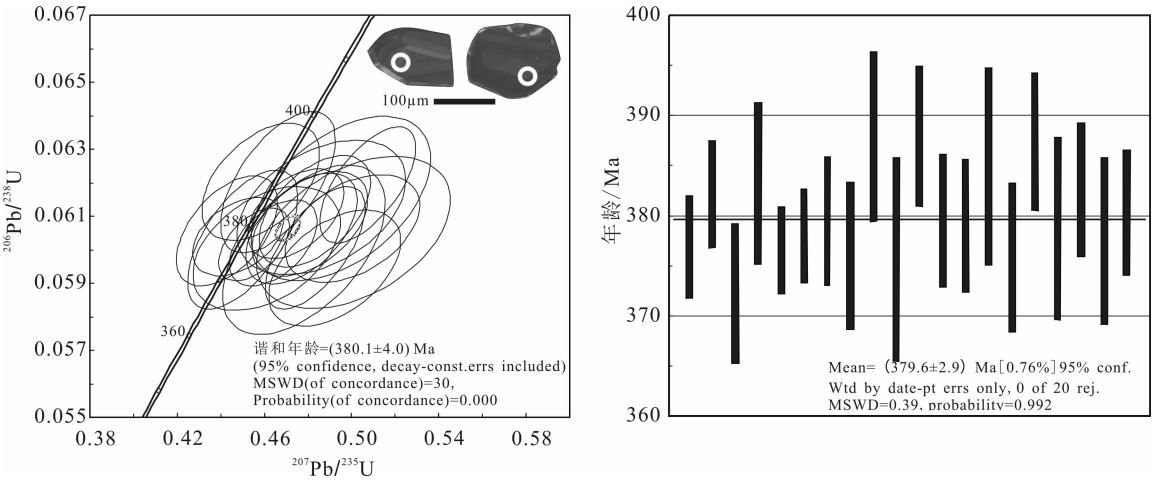


图 4　加玛特金铜矿区辉长岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄

Fig. 4　Zircon LA-ICP-MS U-Pb age of the gabbro in the Jiamate Au-Cu ore district

表 2　加玛特矿区辉长岩主量元素(%)、稀土元素(10^{-6})和微量元素(10^{-6})化学成分

Table 2　Chemical compositions of major elements (%), trace elements (10^{-6}) and rare earth elements (10^{-6}) of the gabbro from the Jiamate ore district

样品号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	$Fe_2O_3^T$	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	烧失量	总量	K_2O+Na_2O	Na_2O/K_2O	$Mg^{\#}$	La	Ce
JMT14-2	46.6	0.95	17.50	4.79	12.32	0.13	10.40	3.72	1.69	3.22	0.65	1.85	99.03	4.91	1.91	29.50	8.9	19.1
JMT14-3	42.9	1.04	15.35	6.52	15.00	0.22	10.85	6.41	2.61	1.64	0.69	1.93	99.64	4.25	0.63	37.19	8.0	18.5
JMT14-4	39.5	1.45	8.77	8.61	21.08	0.31	15.45	8.82	0.37	0.68	1.02	2.11	99.56	1.05	1.84	36.70	10.9	26.7
JMT14-5	42.4	1.14	14.00	7.10	16.52	0.25	11.75	7.01	2.41	1.42	0.77	2.12	99.79	3.83	0.59	37.02	9.5	23.2
JMT14-6	39.9	1.40	9.70	8.15	20.62	0.31	14.90	8.49	0.42	0.79	0.99	2.03	99.55	1.21	1.88	36.33	10.9	25.9

样品号	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	∑REE	LREE/HREE	$(La/Sm)_N$	$(Gd/Yb)_N$	$(La/Yb)_N$	δEu
JMT14-2	2.38	10.4	2.52	0.94	2.99	0.42	2.32	0.51	1.30	0.18	1.29	0.20	223.06	2.00	2.28	1.92	4.95	1.05
JMT14-3	2.62	12.2	3.23	1.09	3.75	0.61	3.38	0.65	1.94	0.25	1.63	0.22	256.72	1.59	1.60	1.90	3.52	0.96
JMT14-4	3.81	17.7	5.18	1.47	5.79	0.86	5.16	1.04	3.04	0.41	2.57	0.40	382.00	1.46	1.36	1.86	3.04	0.82
JMT14-5	3.24	15.9	4.56	1.32	4.94	0.74	4.52	0.88	2.65	0.32	2.18	0.32	329.86	1.52	1.34	1.87	3.13	0.85
JMT14-6	3.79	18.0	5.20	1.40	6.08	0.90	5.31	1.08	2.83	0.41	2.54	0.35	380.41	1.45	1.35	1.98	3.08	0.76

样品号	Y	Sr	Rb	Ba	Th	U	Cr	Ta	Nb	Zr	Hf	Cu	Pb	Zn	V	Ni	Co	Ga	Sc
JMT14-2	13.1	712	43.5	347	1.32	0.64	40	0.2	2.2	50	1.4	69.8	4.5	62	417	28.1	32	7.18	20.7
JMT14-2	13.1	712	43.5	347	1.32	0.64	40	0.2	2.2	50	1.4	69.8	4.5	62	417	28.1	32	7.18	20.7
JMT14-4	27	451	6.1	66.6	0.94	0.5	50	0.1	2.6	45	1.5	77.6	4.2	108	788	27.8	62.4	10.25	57.1
JMT14-5	23.4	684	84.8	533	0.54	0.27	40	0.1	2.1	31	1.2	101	4.7	97	662	21.3	49	7.92	40.9
JMT14-6	27.1	530	8.3	106	0.92	0.42	50	0.1	2.6	43	1.6	49.5	4.4	107	784	25.6	61.2	9.93	54.3

HREE = 1.45 ~ 2.00，$(La/Yb)_N$ = 3.04 ~ 4.95。轻稀土和重稀土内部分馏程度相近，$(La/Sm)_N$ = 1.34 ~ 2.28，$(Gd/Yb)_N$ = 1.86 ~ 1.98。在稀土配分模式图(图 6)上，所有样品均向右倾，轻稀土富集，重稀土亏损，弱负铕异常到无铕异常(δEu = 0.76 ~ 1.05)。

辉长岩中 Ta 为 0.1×10^{-6} ~ 0.2×10^{-6}，Nb 为 1.6×10^{-6} ~ 2.6×10^{-6}，具有高 Sr(451×10^{-6} ~ 713×10^{-6})、低 Y(13.1×10^{-6} ~ 27.1×10^{-6})特征(Sr/Y 为 16.7 ~ 54.4)。在原始地幔标准化蛛网图中(图 7)，辉长岩表现为 Th、Nb、Ta、Ti 和 Zr 呈明显的负异常，Rb、K、Pb 和 P 为正异常。

4　讨　论

4.1　岩体侵入及成矿时代

加玛特金铜矿区侵入岩发育，呈岩株、岩脉

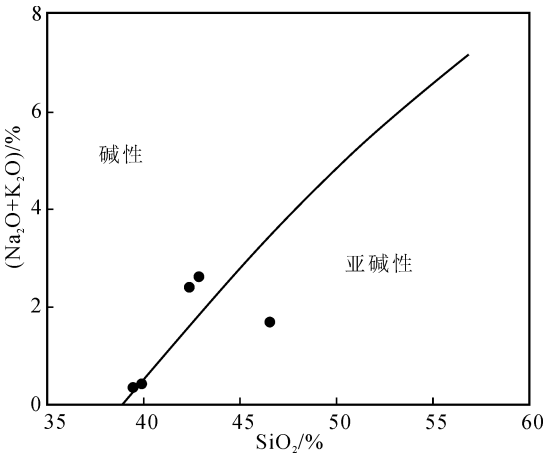


图 5 加玛特矿区辉长岩硅－碱图解(底图据 WILSON[9])

Fig. 5 SiO_2-(Na_2O + K_2O) diagram for gabbro in the Jiamate ore district (Base map after WILSON[9])

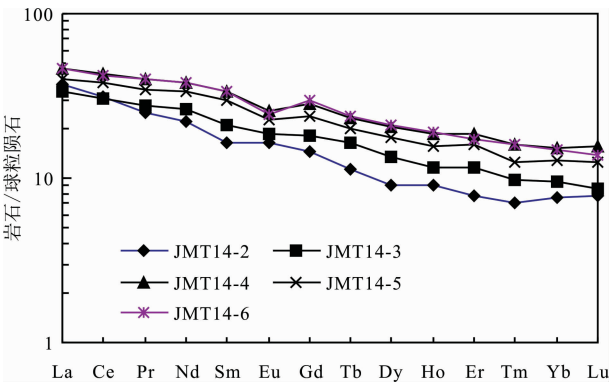


图 6 加玛特矿区辉长岩稀土元素球粒陨石标准化曲线(球粒陨石数据据 Sun 和 McDonough[10])

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of the gabbro from the Jiamate ore district (Chondrite content from Sun and McDonough[10])

状，与中泥盆世北塔山组火山岩系呈侵入关系，岩石类型主要有花岗斑岩、二长花岗岩、花岗闪长岩、角闪石英二长岩、辉石二长岩、(石英)闪长岩、二长闪长岩、辉长岩，规模最大的是二长岩类，其中(石英)闪长岩和辉长岩与铜金成矿有关。矿区侵入岩时代不清楚，1∶20 万二台幅地质图上将加玛特矿区的侵入岩划为石炭纪黑云母花岗岩、浅色花岗岩，1∶5 万哈依尔很幅地质图上划分为早二叠世石英二长岩。本次获得辉长岩锆石 LA-ICP-MS $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄的加权平均值为(379.6 ±2.9) Ma(MSWD = 0.4)，谐和年龄为(380.1 ± 4.0) Ma(MSWD = 30)，380 Ma 可代表辉长岩侵位年龄。与加玛特矿区相距 3.5 ~ 4.5 km 的老山口铁铜金矿区(包括托斯巴斯套铁铜金矿、托斯巴斯套南金矿)赋存于中泥盆世北塔山组火山沉积岩系

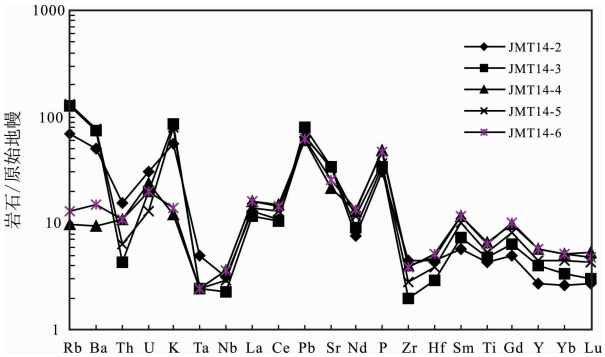


图 7 加玛特矿区辉长岩微量元素蛛网图

(原始地幔数据取自 Sun 和 McDonough[10])

Fig. 7 Primitive mantle-normalized trace element spider diagrams of the gabbro from the Jiamate ore district (Primitive mantle data after Sun and McDonough[10])

中，矿区侵入岩发育，中粒闪长岩、正长岩、黑云母闪长岩和闪长玢岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 分别为(353.8 ± 1.9) Ma、(366.3 ± 1.9) Ma、(379.3 ± 2.3) Ma 和(379.7 ± 3) Ma，表明矿区存在 3 期岩浆活动[5]。其中黑云母闪长岩和闪长玢岩的年龄在误差范围内一致，与加玛特矿区辉长岩年龄一致，表明两个矿区的辉长岩和闪长岩类为中泥盆世同源岩浆演化的产物。老山口矿区北塔山组辉石玄武岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为(380.5 ± 2.1) Ma[11]，与两个矿区辉长岩和闪长岩类年龄一致，表明辉长岩和闪长岩类与辉石玄武岩属同期岩浆活动的产物。

加玛特金铜矿体主要分布于辉长岩与玄武岩接触带、二长花岗岩外接触带、石英闪长岩及其接触带。老山口矿区获得的黑云母闪长岩和闪长玢岩年龄与加玛特矿区辉长岩一致，推断加玛特矿区的石英闪长岩与辉长岩也属同期岩浆活动形成的不同侵入体。金铜矿化与辉长岩、石英闪长岩有密切的空间和成因关系，380 Ma 的辉长岩侵位年龄是金铜成矿的下限，即加玛特金铜矿化略晚于 380 Ma。老山口铁铜金矿 6 件辉钼矿样品采自老山口铁铜金矿石和闪长玢岩中，Re-Os 同位素模式年龄较接近，为(381.0 ± 6.2) ~ (384.5 ± 5.2) Ma，加权平均年龄为(383.2 ± 4.5) Ma (MSWD = 0.06)，等时线年龄为(383 ± 26) Ma (MSWD = 0.11)，模式年龄和加权平均年龄比较接近，在误差范围内基本一致。铁铜金矿化与黑云母闪长岩和闪长玢岩有密切的空间及成因关系，辉钼矿年龄结合岩体年龄(379.3 ± 2.3) Ma 和(379.7 ± 3) Ma 及考虑不同方法的误差，限定老

山口铁铜金成矿时代在 380 Ma 左右[12]，与加玛特铜金成矿时代一致，两个矿区属同期岩浆成矿事件。

4.2　岩浆来源

加玛特矿区辉长岩 $Mg^{\#}$变化于 29.46 ~ 36.34，根据原生岩浆的 $Mg^{\#}$值(65 ~ 73)及相容元素 Sc、Co、Ni 含量的判别原则，加玛特辉长岩不是由原生岩浆直接结晶的，而是岩浆演化的产物。岩石发育辉长结构、反应边结构、嵌晶结构和包含结构等，反映了岩浆在演化过程中发生了非平衡的分离结晶作用。$Mg^{\#}$变化于 29.46 ~ 36.34，具有轻稀土富集型配分曲线模式，表明辉长岩不是由超镁铁质岩浆结晶形成。

各岩类的大离子亲石元素及轻稀土元素富集，暗示可能是亏损地幔的岩浆受到了地壳物质混染或者是来自富集的岩石圈地幔。Kullerud 等[13] 2006 年和 Pearce[14] 在 2008 年指出地壳混染能够导致低的 Nb/La、Nb/Th 和高的 Th/Yb 比值。Zhang 等[15]认为这些强不相容元素比值也可以指示辉长岩母岩浆的地壳混染过程。加玛特辉长岩 Nb/La 值介于 0.20 ~ 0.25，小于原始地幔的相应值(1.04)[10]，Th/Yb 值变化范围(0.23 ~ 1.02)大于原始地幔的相应值(0.17)[10]，Sr 含量(451×10^{-6} ~ 713×10^{-6}，平均为 618×10^{-6})明显高于大陆地壳岩石 Sr 含量(325×10^{-6})，表明岩体受到一定程度地壳物质的混染。幔源岩浆经历地壳混染后，会导致 Th 和 LREE 的富集以及 Nb 的负异常，加玛特辉长岩的 Th 含量较低(0.37 ~ 1.32)，排除了岩浆受上地壳物质(Th 平均含量为 10.7×10^{-6})[16] 大量混染的可能性。加玛特辉长岩的 Nb/Ta 比值(11 ~ 26，平均为 20)远大于大陆地壳和原始地幔的相应值(13 和 17)[10,17]。加玛特矿区辉长岩具有高 Pb 含量(4.2×10^{-6} ~ 5.6×10^{-6})和低 Ce/Pb 比值(主要为 3.3 ~ 6.4)，表明俯冲作用的影响[18-19]。因此，加玛特辉长岩的母岩浆可能来源于软流圈地幔和受俯冲板片熔体和流体交代的地幔楔的混合熔体。

辉长岩中 Nb 为负异常，与尖晶石在岩浆中的分离结晶有关，P 呈正异常，与磷灰石的堆晶有关。Nb、Ta 和 Zr 主要富集于富钛矿物中，尤其是 Ta 在钛铁矿、钛磁铁矿和榍石中明显高于一般造岩矿物。辉长岩中 Nb 为 1.6×10^{-6} ~ 2.6×10^{-6}，Ta 为 0.1×10^{-6} ~ 0.2×10^{-6}，Zr 为 22×10^{-6} ~ 50×10^{-6}，3 个元素含量总体不高，与岩石中 Fe - Ti 氧化物含量不高有关。辉长岩主要有单斜辉石和斜长石组成，副矿物主要为少量磁铁矿。辉长岩较高的 Al_2O_3(8.77% ~ 17.50%)和 CaO(10.40% ~ 15.45%)含量表明存在单斜辉石和斜长石的堆晶作用。弱负铕异常到无铕异常($\delta Eu = 0.76 \sim 1.05$)，表明母岩浆在演化过程中斜长石的分离结晶作用弱甚至没有。综上所述，推测加玛特辉长岩母岩浆来源于受俯冲物质交代的地幔楔和软流圈的混合体，该玄武质母岩浆上升过程中，经历了一定程度的演化过程，并受到弱的地壳物质混染。

4.3　辉长岩形成的构造环境

前人对东准噶尔地区大地构造环境进行了大量的研究[20-27]，认为东准噶尔地区古生代经历了大洋扩张、板块俯冲、碰撞和后碰撞过程。对于准噶尔古大洋的闭合时限、古大洋俯冲的方向存有争议，但是该区在中泥盆世时期处于俯冲消减环境已达成共识[20-23]。

辉长岩样品表现出富集 LREE 和大离子亲石元素(LILE)，明显亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素(HFSE)，与俯冲作用相关的岩石非常类似，与板内的低 K/Ti - 高 Ti 钾质岩石的特征明显不同[28]。泥盆纪东准噶尔北缘地区出现造山带特有的钙碱性岩浆岩 - 高钾钙碱性岩浆岩 - 碱性岩浆岩组合。中泥盆世北塔山组在东准噶尔广泛分布，苦橄岩和辉石玄武岩地质地球化学特征表明北塔山组火山岩形成于岛弧环境[4,11]。加玛特矿区辉长岩轻稀土相对富集的配分模式不同于轻稀土亏损的 N - MORB，也没有 OIB 和 E - MORB 的轻稀土富集程度强烈，可以排除形成于洋中脊玄武岩和洋岛玄武岩的可能性。辉长岩所有样品的 $Yb < 3 \times 10^{-6}$，Ta 小于 0.2×10^{-6}，Ta/Yb < 0.2，显示与俯冲作用有关的火山弧环境岩石的特点[29-31]。本次研究的加玛特矿区辉长岩，与邻区老山口铁铜金矿的黑云母闪长岩、闪长玢岩均形成于 380 Ma 左右，具有相同的构造环境。在 Rb - (Y + Nb)、Nb - Y 和 Rb - (Yb + Ta)图解(图 8)中 3 种岩体均投在火山弧花岗岩区。矿区北部的卡拉先格尔一带为斑岩铜矿带，哈腊苏矿区与成矿有关的花岗闪长斑岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 381 Ma 和 375 Ma[23,32]，辉钼矿 Re - Os 年龄为 376.9 Ma 和 378.3 Ma[32-33]；玉勒肯哈腊苏矿区石英闪长岩、与成矿有关的闪长玢岩和似斑状石英二长岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄分别为 382 Ma、379 Ma 和

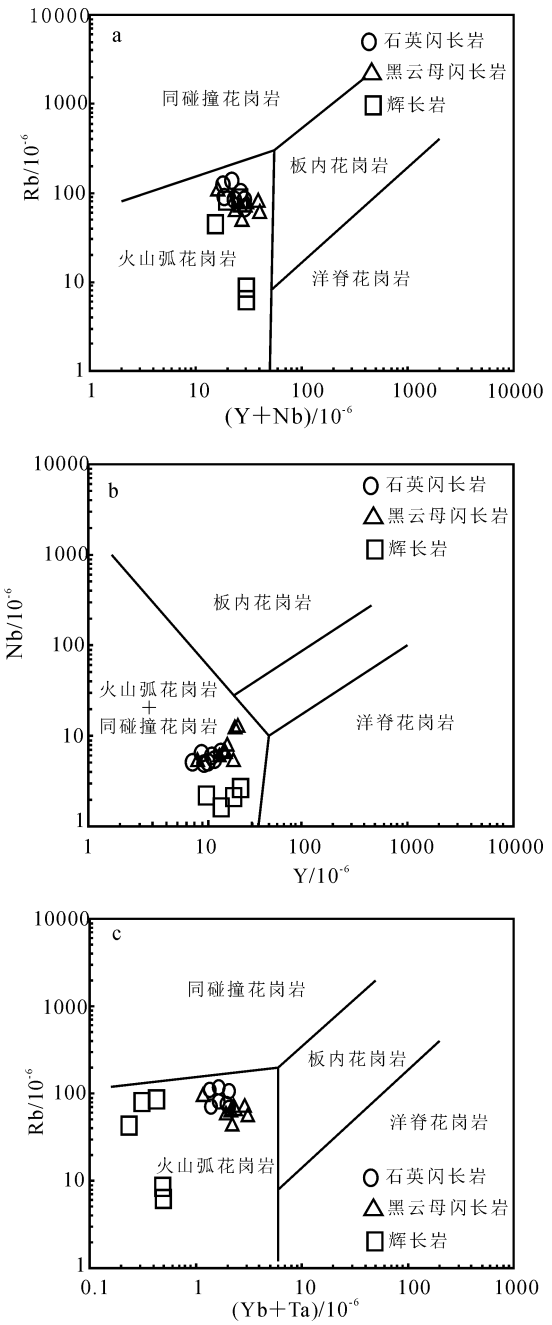


图 8 加玛特辉长岩和老山口矿区侵入岩的 Rb－(Y＋Nb)、Nb－Y 和 Rb－(Yb＋Ta)图解(底图据 Pearce 等[31]；老山口数据据吕书君等[5])

Fig. 8 Rb-(Y＋Nb), Nb-Y and Rb-(Yb＋Ta) diagrams of the gabbro from Jiamate and intrusive rocks from Laoshankou ore district(base map after Pearce et al.[31]; Data of the Laoshankou from Lü et al.[5])

375～374 Ma，辉钼矿 Re－Os 年龄为 373.9 Ma[34]。哈腊苏和玉勒肯哈腊苏矿区侵入岩组合和地球化学特征表明，斑岩及铜矿形成于岛弧环境[23,34]。

综上所述，结合北塔山组火山岩特征、卡拉先格尔斑岩铜矿带斑岩体特征和老山口矿区闪长岩类特征，认为加玛特矿区辉长岩及相关的金铜矿形成于岛弧环境。中泥盆世准噶尔洋向北俯冲到西伯利亚板块之下，在准噶尔北缘形成岛弧火山岩的同时，在卡拉先格尔一带形成斑岩铜(金)矿带(哈腊苏、玉勒肯哈腊苏、墩克尔曼、哈腊苏Ⅲ号等)，在乔夏哈拉—加玛特一带形成矽卡岩型铁铜金矿(乔夏哈拉、老山口和加玛特)。

5 结 论

(1)加玛特金铜矿体赋存于辉长岩与中泥盆世北塔山组玄武岩接触带、石英闪长岩及其接触带，成矿与辉长岩和石英闪长岩有关。辉长岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 380 Ma，限定金铜矿化略晚于 380 Ma，与邻区老山口铁铜金成矿时代一致。

(2)辉长岩总体属碱性系列，具有 Th、Nb、Ta、Ti、Nd 和 Zr 呈明显的负异常，Rb、K、Pb 和 P 为正异常，显示为 LREE 相对富集的右倾型分布模式和弱负铕异常到无铕异常，表明辉长岩为中泥盆世俯冲消减环境的产物，原始岩浆来源于受俯冲物质交代的地幔楔和软流圈的混合体，岩浆经历了一定程度的演化过程，并受到弱的地壳物质混染。

(3)加玛特矿区辉长岩、老山口矿区黑云母闪长岩和闪长玢岩、卡拉先格尔斑岩铜矿和北塔山组辉石玄武岩和苦橄岩地质地球化学特征表明准噶尔北缘中泥盆世处于岛弧环境。

致谢：参加野外工作、分析测试和数据处理等工作的还有王雯、杨俊杰、任宇晨；数据分析在中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室和澳实分析检测(广州)有限公司测试中心进行，在此一并致以衷心的感谢。

参考文献：

[1] 杜超辉，赵华，刘国仁，等. 新疆青河县加玛特金铜矿床地质特征及找矿标志[J]. 新疆有色金属，2015(2)：44－45，48.

[2] 何国琦，成守德，徐新，等. 中国新疆及邻区大地构造图(1∶2500000)说明书[M]. 北京：地质出版社，2004：1－65.

[3] 陈毓川，刘德权，王登红，等. 新疆北准噶尔苦橄岩的发现及其地质意义[J]. 地质通报，2004，23(11)：1059－1065.

[4] ZHANG Z C, CAI J H, YAN S H, et al. A discussion on the low Ca olivine phenocrysts in Middle Devonian picritic lavas on the southern margin of the Altay Mountains [J]. Acta Petrologica et

Mineralogica, 2008, 27(3): 171-176.

[5] 吕书君, 杨富全, 柴凤梅, 等. 东准噶尔北缘老山口铁铜金矿区侵入岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及地质意义 [J]. 地质论评, 2012, 58(1): 149-164.

[6] NASDALA L, NORBERG N, SCHALTEGGER U. Plesovice zircon — A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis [J]. Chemical Geology, 2008, 249: 1-35.

[7] 侯可军, 李延河, 田有荣. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术 [J]. 矿床地质, 2009, 28(4): 481 – 492.

[8] BELOUSOVA E A, GRIFFIN W L, OREILLY S Y, et al. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2002, 143: 602 – 622.

[9] WILSON M. Igneous Petrogenesis [M]. London: Kluwer Academic Publishers, 2001: 1 – 100.

[10] SUN S S, MCDONOUGH W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [J]. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42: 313-345.

[11] 柴凤梅, 杨富全, 刘锋, 等. 新疆准噶尔北缘北塔山组火山岩年龄及岩石成因 [J]. 岩石学报, 2012, 28(7): 2183 – 2198.

[12] LI Qiang, LÜ Shujun, YANG Fuquan, et al. Geological characteristics and genesis of the Laoshankou Fe-Cu-Au deposit in Junggar, Xinjiang, Central Asian Orogenic belt [J]. Ore Geology Reviews, 2015, 68: 59-78.

[13] KULLERUD K, SKJERLIE K P, CORFU F, et al. The 2.4 Ga Ringvassoy mafic dykes, West Trom Basement complex, Norway: The concluding act of Early Palaeoproterozoic continental breakup [J]. Precambrian Research, 2006, 150(3/4): 183-200.

[14] PEARCE J A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classfication and the search for Archean oceanic crust [J]. Lithos, 2008, 100(1/4): 14-48.

[15] ZHANG C L, ZOU H B, YAO C Y, et al. Origin of Permian gabbroic intrusions in the southern margin of the Altai Orogenic belt: A possible link to the Permian Tarim mantle plume? [J]. Lithos, 2014, 204: 112-124.

[16] 李献华, 周汉文, 韦刚健, 等. 滇西新生代超钾质煌斑岩的元素和 Sr – Nd 同位素特征及其对岩石圈地幔组成的制约 [J]. 地球化学, 2002, 31(1): 26-34.

[17] HOFMANN A W, JOCHUM K P, SEUFER METAL. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1986, 79(1/2): 33-45.

[18] SEGHEDI I, DOWNES H, VASELLI O. Post-collisional Tertiary-Quaternary mafic alkalic magmatism in the Carpathian-Pannonian region: a review [J]. Tectonophysics, 2004, 393: 43-62.

[19] 柴凤梅, 张招崇, 董连慧, 等. 新疆中天山白石泉含铜镍矿镁铁-超镁铁岩体地球化学特征与岩石成因 [J]. 岩石学报, 2007, 23(10): 2366 – 2378.

[20] 许继峰, 梅厚钧, 于学元, 等. 准噶尔北缘晚古生代岛弧中与俯冲作用有关的 adakite 火山岩: 消减板片部分熔融的产物 [J]. 科学通报, 2001, 46(8): 684-688.

[21] 张海祥, 牛贺才, HIROAKI Sato, 等. 新疆北部晚古生代埃达克岩、富铌玄武岩组合: 古亚洲洋板块南向俯冲的证据 [J]. 高校地质学报, 2004, 10(1): 106-113.

[22] 李锦轶, 何国琦, 徐新, 等. 新疆北部及邻区地壳构造格架及其形成过程的初步探讨 [J]. 地质学报, 2006, 80(1): 148 – 165.

[23] ZHANG Z C, YAN S H, CHEN B L, et al. SHRIMP zircon U-Pb dating for subduction-related granitic rocks in the northern part of east Junggar, Xinjiang [J]. Chinese Science Bulletin, 2006, 51(8): 952 – 962.

[24] 周刚, 张招崇, 谷高中, 等. 新疆东准噶尔北部青格里河下游花岗岩类的时代及地质意义 [J]. 现代地质, 2006, 20(1): 141 – 150.

[25] 刘国仁, 秦纪华, 赵忠合, 等. 新疆阿尔泰额尔齐斯构造带片麻岩的锆石 U-Pb SHRIMP 定年及其地质意义 [J]. 现代地质, 2008, 22(2): 190 – 196.

[26] 耿新霞, 左文喆, 陈风河, 等. 新疆准噶尔北缘索尔库都克铜钼矿氦 – 氩同位素组成及地质意义 [J]. 现代地质, 2014, 28(2): 331 – 338.

[27] 陈宏强, 马生明, 岑况, 等. 新疆东准噶尔拉伊克勒克斑岩型铜矿床岩石地球化学勘查及成矿预测 [J]. 现代地质, 2016, 30(2): 331 – 338.

[28] ROGERS N W. Potassic magmatism as a key to trace element enrichment processes in the upper mantle [J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1992, 50: 85 – 99.

[29] CONDIE K C. Geochemistry and tectonic setting of Early Proterozoic supracrustal rocks in the southwestern United States [J]. The Journal of Geology, 1986, 94(6): 845 – 864.

[30] MANIAR P D, PICCOLI P M. Tectonic discrimination of granitoids [J]. Geological Society of America Bulletin, 1989, 101(5): 635 – 643.

[31] PEARCE J A, HARRIS N B L, TINDLE A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. Journal of Petrology, 1984, 25: 956 – 983.

[32] 吴淦国, 董连慧, 薛春纪, 等. 新疆北部主要斑岩铜矿带 [M]. 北京: 地质出版社, 2008: 1 – 345.

[33] 杨富全, 闫升好, 屈文俊, 等. 新疆哈腊苏铜矿床 I 号矿化带流体包裹体和碳氢氧同位素地球化学 [J]. 地学前缘, 2010, 17(2): 359 – 374.

[34] YANG Fuquan, CHAI Fengmei, ZHANG Zhixin, et al. Zircon U-Pb geochronology, geochemistry, and Sr-Nd-Hf isotopes of granitoids in the Yulekenhalasu copper ore district, northern Junggar, China: Petrogenesis and tectonic implications [J]. Lithos, 2014, 190/191: 85 – 103.