



引文格式: 许康康, 谢薇, 刘晓阳, 等. 坦桑尼亚乌本迪带内基性-酸性岩类的锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及地质意义[J]. 西北地质, 2024, 57(3): 209-222. DOI: 10.12401/j.nwg.2023147

Citation: XU Kangkang, XIE Wei, LIU Xiaoyang, et al. Zircon U-Pb Age, Geochemistry and Geological Significance of the Basic-Acidic Rocks in the Ubendian Belt, Tanzania[J]. Northwestern Geology, 2024, 57(3): 209-222. DOI: 10.12401/j.nwg.2023147

# 坦桑尼亚乌本迪带内基性-酸性岩类的锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及地质意义

许康康<sup>1</sup>, 谢薇<sup>2,\*</sup>, 刘晓阳<sup>1</sup>, 赵晓博<sup>2</sup>, 顾延景<sup>3</sup>

(1. 中国地质调查局天津地质调查中心/华北地质科技创新中心, 天津 300170; 2. 天津市地质矿产测试中心, 天津 300191; 3. 中国冶金地质总局山东正元地质勘查院, 山东 济南 250013)

**摘要:** 乌本迪带位于坦桑尼亚西南缘, 具有多阶段的构造演化历史。相比其他演化阶段, 有关中元古代的岩浆作用研究相对较少, 从而制约了乌本迪带中元古代构造演化历史的研究。基于此, 笔者选择坦桑尼亚姆贝亚 (Mbeya) 地区发现的中元古代辉长岩和正长花岗岩进行岩石学、地质年代学和地球化学研究。结果表明, 辉长岩和正长花岗岩的锆石结晶年龄分别为 (1433±9) Ma 和 (1428±11) Ma, 为中元古代岩浆活动的产物。辉长岩具有高的 TiO<sub>2</sub> 含量 (最高可达 2.6%) 和 Ti/Y 值 (最高可达 601), 轻稀土元素 (LREE) 富集, (La/Yb)<sub>N</sub> 值为 4.85; Eu 具轻微正异常, δEu 值为 1.02; 富集大离子亲石元素 (LILEs, 如 Rb、Ba、Sr、K), 亏损高场强元素 (HFSEs, 如 Nb、Ta、Zr), 其微量元素组成与大陆溢流玄武岩 (CFB) 类似, 推测为富集大陆岩石圈地幔发生低程度部分熔融的产物。正长花岗岩具有高的 SiO<sub>2</sub> 含量 (71.59%~75.08%) 和 Ga/Al 值 (Ga/Al×10<sup>4</sup> 值为 2.98~3.11), Zr+Nb+Ce+Y 远大于 350×10<sup>-6</sup>; LREE 富集, (La/Yb)<sub>N</sub> 值为 22.86~28.51; Eu 具明显负异常, δEu 值为 0.12~0.34, 显示 A 型花岗岩特征, 较低的 Mg<sup>#</sup> 值 (6~10) 和 Sr/Y 值 (0.17~0.65), 表明其可能为中-下地壳基性岩石部分熔融的产物。辉长岩和正长花岗岩的构造环境研究显示, 两者均形成于板内拉张环境, 与全球该时期构造演化体制相吻合, 为 Columbia 超大陆裂解事件的岩浆产物。

**关键词:** 锆石 U-Pb 年龄; 地球化学; 辉长岩; 正长花岗岩; 乌本迪带

中图分类号: P584; P597

文献标志码: A

文章编号: 1009-6248(2024)03-0209-14

## Zircon U-Pb Age, Geochemistry and Geological Significance of the Basic-Acidic Rocks in the Ubendian Belt, Tanzania

XU Kangkang<sup>1</sup>, XIE Wei<sup>2,\*</sup>, LIU Xiaoyang<sup>1</sup>, ZHAO Xiaobo<sup>2</sup>, GU Yanjing<sup>3</sup>

(1. China Geological Survey, Tianjin Centre/North China Center for Geoscience Innovation, Tianjin 300170, China; 2. Tianjin Geological Mineral Testing Center, Tianjin 300191, China; 3. Geological Exploration Institute of Shandong Zhengyuan, China Metallurgical Geology Bureau, Jinan 250013, Shandong, China)

收稿日期: 2023-04-03; 修回日期: 2023-07-24; 责任编辑: 贾晓丹

基金项目: 国家重点研发计划课题“辽东/胶东矿集区深部矿产勘查与增储示范”(2018YFC0603805)和中国地质调查局项目(DD20160108; DD20190439; DD20551801)联合资助。

作者简介: 许康康(1986-), 男, 高级工程师, 主要从事地质矿产勘查与研究工作。E-mail: xukang06@163.com。

\* 通讯作者: 谢薇(1987-), 女, 高级工程师, 主要从事环境地球化学研究。E-mail: Chinav2012@163.com。

**Abstract:** The Ubendian Belt, which is situated on Tanzania's southwest border, has undergone a multi-stage tectonic evolution history. Compared with other stages, there has been comparatively little research on the Mesoproterozoic Magmatism, which restricts the study on the Mesoproterozoic tectonic evolution history of Ubendian Belt. Based on this, the Mesoproterozoic gabbro and syenite are selected for petrological, geochronology and geochemistry studies. The results show that the crystallization ages of the gabbro and syenogranite are  $(1433 \pm 9)$  Ma and  $(1428 \pm 11)$  Ma, respectively, indicating they are Mesoproterozoic. The gabbro is characterized by high content of  $\text{TiO}_2$  (2.6%) and Ti/Y ratio (601), enriched in LREE with  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  of 4.85, and slightly positive Eu anomaly ( $\delta\text{Eu}=1.02$ ). The LILEs (Rb, Ba, Sr, K) are enriched and HFSEs (Nb, Ta, Zr) are depleted, the geochemical features of the gabbro are consistent with continental flood basalts (CFB), indicating that it may be the production of a low degree partial melting of the enriched continental lithospheric mantle. The syenites have high contents of  $\text{SiO}_2$  (71.59%~75.08%), they are characterized by enrichment in LREE with  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  of 22.86~28.51, significant negative Eu anomaly ( $\delta\text{Eu}=0.12\sim 0.34$ ). Their values of Ga/Al are high ( $\text{Ga}/\text{Al} \times 10^4=2.98\sim 3.11$ ) and the content of  $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$  is much larger than  $350 \times 10^{-6}$ , indicating that they are A-type granites. The lower  $\text{Mg}^\#$  values (6~10) and Sr/Y ratios (0.17~0.65), indicating that they are the production of partial melting of basaltic rocks in the middle-lower crust. Both of the gabbro and syenite originated within an intra-plate rifting environment, which is consistent with the global tectonic regime of the Columbia Supercontinent rifting event.

**Keywords:** zircon U-Pb age; Geochemistry; gabbro; syenogranite; Ubendian Belt

乌本迪带位于坦桑尼亚西南缘,走向NW—SE,长约500 km,宽约150 km,是非洲南部地区重要的构造岩浆活动带。早期的地质年代学数据测得带内所有的岩浆活动都为古元古代时期,从而认为该带为一条古元古代活动带,具有单一的构造演化历史(McConnell, 1950; Sutton et al., 1954)。后期太古宙地质体(Manya, 2006; Lawley et al., 2013; Kazimoto et al., 2014; 孙凯等, 2023)、古元古代榴辉岩(Boniface et al., 2012a)、新元古代碱性花岗岩类(Theunissen et al., 1992; Lenoir et al., 1994; Stendal et al., 2004)和榴辉岩(Boniface et al., 2012a, 2012b)的先后发现,表明乌本迪带经历了太古宙基底形成和古—新元古代板块俯冲和碰撞后伸展作用等多阶段的构造演化历史。然而,与其他地质时期相比,有关中元古代的构造岩浆作用研究相对较少,且已有的研究大多局限于碎屑岩和酸性岩浆岩的地质年代学方面,如Boniface等(2014)在乌本迪带的Wakole地体内发现有核部年龄约为1.4 Ga的碎屑锆石,Thomas等(2019)在Lupa地体内发现有约为1407 Ma的奇马拉(Chimala)花岗岩岩浆作用,鲜有其他岩浆类型的研究,并且缺乏构造背景和岩石学成因等方面的讨论,从而制约了乌本迪带中元古代构造演化历史的研究程度。

基于此,笔者选取坦桑尼亚西南部姆贝亚地区奇

马拉花岗岩体及有关的辉长岩体进行岩相学、地质年代学及地球化学研究,并结合前人研究资料,分析不同岩浆作用类型的岩石成因和构造背景,并进一步讨论乌本迪带在中元古代的构造演化过程。

## 1 区域地质背景

乌本迪带大地构造位置上位于太古宙坦桑尼亚克拉通和古元古代班韦卢地块之间,其北西部为近南北向的中元古代基巴拉带,东南部为近北东向的乌萨加蓝带(Usagaran Belt),东部为近南北向的新元古代东非造山带(East African Orogen)(McConnell, 1950; Sutton et al., 1954; Lenoir et al., 1994; 王杰等, 2022)。Daly等(1985)和Daly(1988)基于不同的构造和岩石单元,将乌本迪带分为8个地质体,分别命名为Ubende、Wakole、Katuma、Ufipa、Mbozi、Lupa、Upagwa和Nyika地质体(图1a)。不同构造块体之间以断层或韧性剪切带接触,内部多发育NW-SE向延伸的面理,其面理的形成可能受右旋剪切作用的控制(Sutton et al., 1954; Theunissen et al., 1992)。详细的构造单元划分及相应的地质特征见表1。

Katuma地体位于乌本迪带的东北部,主要岩石类型可以划分为两组,即Katuma群正片麻岩和Ikulu群

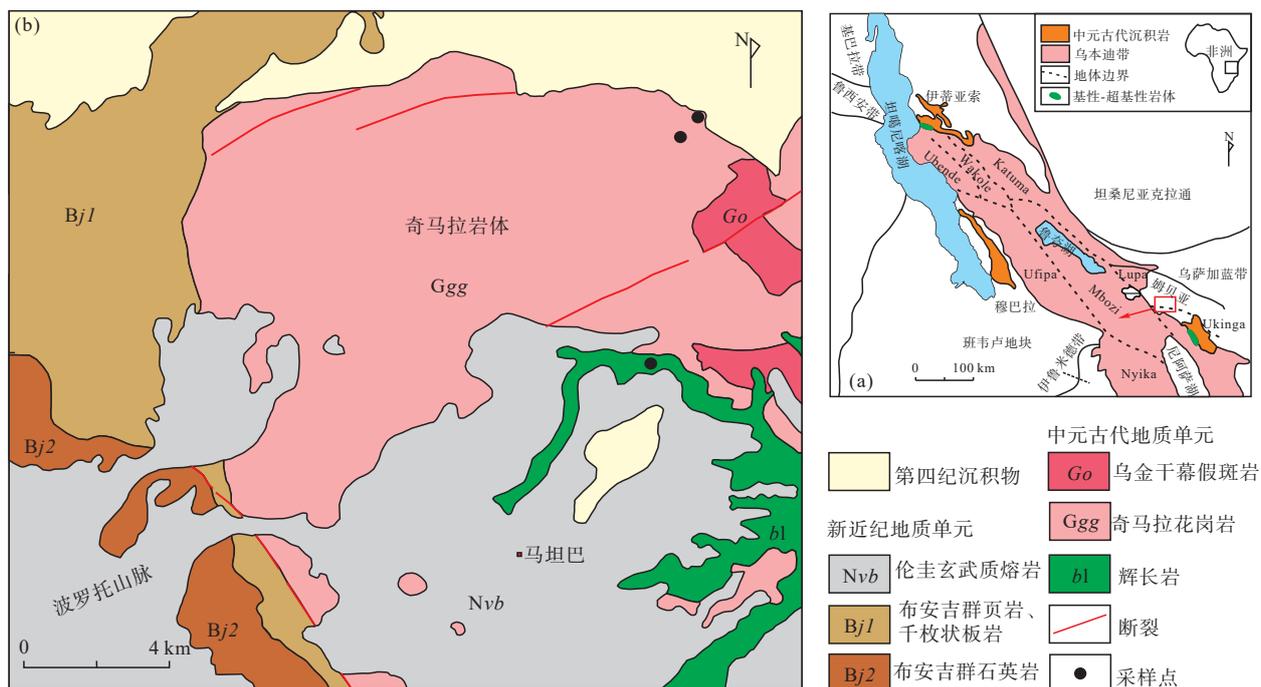


图 1 坦桑尼亚姆贝亚地区地质简图 (a) 及乌本迪带地质简图 (b) (据 Boniface et al., 2014)

Fig. 1 (a) Simplified geological maps of Mbeya, Tanzania and (b) the Ubendian Belt

表 1 乌本迪带地质体特征 (据 Daly, 1988; Boniface et al., 2017)

Tab. 1 Geological characteristics of the Ubendian terranes

地体名称	地质年龄 (Ma)		岩性	线理走向
	岩浆作用	变质作用		
Ubende		1 890~1 860 Ma (榴辉岩 U-Pb 锆石)	角闪岩、榴辉岩、片麻岩和变质基性岩	ENE—WSW
		1 170 Ma (变质泥岩 U-Th-Pb 独居石)		
		600 Ma (变质泥岩 U-Th-Pb 独居石)		
Wakole		1 170~1 000 Ma (变质泥岩 U-Pb 锆石)	富铝硅酸岩质片岩	NW—SE
Katuma		1 960 Ma (变质泥岩 U-Th-Pb 独居石)	变质基性岩	NW—SE
		1 940 Ma (变质泥岩 U-Th-Pb 独居石)		
Ufipa		(1 847 ± 37) Ma (花岗岩 U-Pb 锆石)	花岗质片麻岩	NW—SE
		(1 864 ± 32) Ma (花岗岩 U-Pb 锆石)		
Mbozi		(2 084 ± 8) Ma (片麻岩 U-Pb 锆石)	片麻岩、混合岩、石英岩 ± 麻粒岩 ± 变质基性岩	NW—SE
		2 760 Ma (花岗岩 U-Pb 金红石)		
Lupa		(1 943 ± 32) Ma (玄武质安山岩 U-Pb 锆石)	变质火山岩、花岗岩和花岗质片麻岩	NW—SE
		(1 878 ± 15) Ma (花岗岩 U-Pb 锆石)		
		(2 084 ± 86) Ma (花岗岩 U-Pb 锆石)		
Upangwa		1 880~1 850 Ma (石英闪长岩 U-Pb 锆石)	变质斜长岩	NW—SE
		(724 ± 6) Ma (花岗岩 U-Pb 锆石)		
Nyika		1 990~1 930 Ma (花岗岩 U-Pb 锆石)	堇青石麻粒岩	E—W
		(1 010 ± 22) Ma (榴辉岩 U-Pb 锆石)		

变质沉积岩(Biyashev et al., 1977), 上覆沉积盖层包括中-新元古代布科巴超群和新生代沉积盖层, 与下伏基底岩石不整合接触。Katuma 地体内变质基性岩和正片麻岩的锆石核部年龄为 2 640~2 710 Ma, Ikulu 组碎屑锆石年龄约为 2.64 Ga(Kazimoto et al., 2014), 表明乌本迪带部分地区早期可能为坦桑尼亚克拉通的一部分或为坦桑尼亚克拉通地壳再次熔融的产物。

Lupa 地体位于乌本迪带的东部, 主要由大量花岗岩类组成, 岩性包括辉长岩、闪长岩、花岗闪长岩和富钾花岗岩, 另外还有少量的花岗片麻岩和变质火山岩(Manya et al., 2006), Tulibonywa 等(2017)测得地体内花岗岩和斑状英安岩的锆石 U-Pb 年龄为(1878±15) Ma 和(1871±5) Ma。Ubende 地体位于乌本迪带的西北部, 在地势上为一个洼地, 主要的岩石类型为角闪石片岩、糜棱岩化榴辉岩, 另外还有少量的石榴子石-单斜辉石麻粒岩和石英岩等(Lenoir et al., 1994; Boniface et al., 2014), 其中, 榴辉岩内变质锆石的年龄为(1 886±16) Ma 和(1 866±14) Ma。Mbozi 地体位于乌本迪带的中部, 岩石组成与 Ubende 地体类似, 主要由变质基性岩和少量石英岩、酸性片麻岩组成(Boven et al., 1999)。Upangwa 地体位于乌本迪带的东南部, 发育一系列块状变质火成岩, 主要岩石类型为变质浅色辉长岩、变质浅色苏长岩、变质辉长岩和变质苏长岩, 以及少量的变质超基性岩, 如变质辉石岩和变质纯橄岩等, 地体内发育的少量花岗岩锆石 U-Pb 年龄为(2 084±86) Ma(Lenoir et al., 1994)。Nyika 地体则位于乌本迪带的南部地区, 与伊鲁米德带呈断层接触, 岩性主要为遭受麻粒岩相变质作用的片麻岩、堇青石-石榴子石麻粒岩、花岗岩、变泥质岩和混合岩等(Ring et al., 1997), 其中, 变质泥岩内独居石变质边缘的 U-Th-Pb 年龄为(1 813±13) Ma(Boniface et al., 2017)。不同地体内大量古元古代岩浆作用、变质作用及榴辉岩的地质年代学数据表明乌本迪带在古元古代发生了大规模的洋壳俯冲作用。

Wakole 地体位于乌本迪带的北部地区, 为断层作用形成的地垒, 内部发生强烈的糜棱岩化变形(Smirnov et al., 1973), 主要的岩石类型为黑云母-石榴子石-蓝晶石片岩, 此外也发育石英岩和含石榴子石的角闪石片麻岩(McConnell, 1950)。Boniface 等(2014)研究发现, Wakole 地体内最老锆石核部年龄约为 1.4 Ga, 推测该地体为中元古代形成的, 同时测得变质泥岩内独居石核部和边部年龄分别为(1 170±10) Ma 和(1 016±10) Ma, 推测中元古代晚期发生了至少两期的

变质作用。

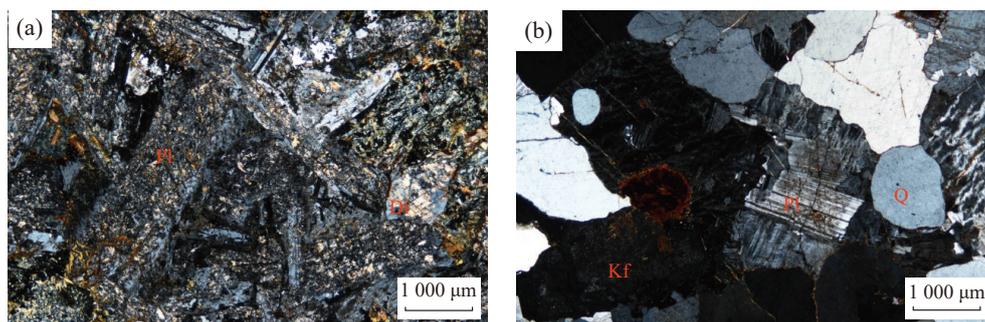
Ufipa 地体位于乌本迪带的西南地区, 为一长条形区域, 主要由黑云母花岗质片麻岩构成, 内部发育的变质泥岩具有分带性, 北部为含榴辉岩的石榴子石-黑云母-蓝晶石片麻岩, 南部则为石榴子石-黑云母-夕线石±堇青石片麻岩(Boniface et al., 2012b)。Stendal 等(2004)在该地体内发现有 720 Ma 的碳酸岩杂岩体, Boniface 等(2012)测得榴辉岩的锆石 U-Pb 年龄为(593±20) Ma 和(524±12) Ma, 表明乌本迪带在新元古代时期先后经历了伸展作用和洋壳俯冲作用。

## 2 岩石学特征

样品采集于坦桑尼亚西南部姆贝亚市东部约 60 km 处, 为地表出露岩石。区域上发育的地层单元主要为布安吉(Buanji)群石英岩、页岩和千枚状板岩(图 1b), 该群早期被认为沉积于新元古代, 而最新的研究表明其沉积年龄为中元古代(~1 675 Ma)(Thomas et al., 2019)。本次研究的奇马拉正长花岗岩和辉长岩与该群地层呈侵入接触关系, 其中, 采集的正长花岗岩样品地理坐标为 E 33°59'46", S 8°51'45" (D6218) 和 E 34°0.07'0", S 8°51'28" (D6205)。辉长岩样品采集于奇马拉岩体南部发育的小规模基性岩体内, 地理坐标为 E 33°59'27", S 8°55'20" (D6214), 样品的具体特征如下:

变质辉长岩, 辉长结构, 块状构造。主要由基性斜长石(52%)和透辉石(45%)及少量副矿物(3%)组成。基性斜长石呈半自形板状, 粒径为 0.55~3.70 mm, 常见聚片双晶发育, 表面发育绢云母化。透辉石呈他形粒状, 粒径为 0.48~1.90 mm, 晶内裂纹发育明显, 发育二级干涉色。少数透辉石发育绿泥石化, 另外见个别透辉石发育简单双晶(图 2a)。

正长花岗岩, 似斑状结构、块状构造, 斑晶主要为斜长石(10%)、钾长石(32%)及石英(30%), 基质主要为钾长石(10%)、石英(14%)和少量黑云母(4%), 副矿物主要为不透明金属矿物和磷灰石等。钾长石斑晶呈他形板状, 粒径为 1.10~3.75 mm, 条纹结构明显, 晶内常见包含有小颗粒石英或斜长石, 形成包含结构。斜长石斑晶呈半自形-他形板状, 粒径为 1.05~3.56 mm, 最大者约为 5.50 mm, 聚片双晶及卡钠复合双晶发育, 个别斜长石隐约环带结构发育, 且晶内碎裂明显。石英斑晶呈他形粒状, 粒径为 1.04~3.87 mm, 晶内裂纹



Pl.斜长石; Di.透辉石; Kf.钾长石; Q.石英

图2 乌本迪带内辉长岩(a)和正长花岗岩(b)显微照片

Fig. 2 (a) Microscope photographs of the gabbro and (b) syenogranite in Ubendian Belt

发育普遍,具平行消光。基质呈细粒结构,其中钾长石呈他形板状,粒径为0.28~1.00 mm;石英他形粒状,粒径约为0.21~0.90 mm;黑云母呈半自形-他形片状,粒径约为0.24~0.95 mm,具浅褐-深褐色极强多色性,干涉色被自身颜色所替代,边部常见析出有不透明铁质组分(图2b)。

### 3 分析方法

#### 3.1 锆石 U-Pb 年代学

锆石分选在河北省廊坊市区域地质调查研究所完成,采用常规粉碎、浮选和电磁选方法进行分选,制靶、阴极发光显微照相、透射光及反射光照相工作在北京铀年领航科技有限公司完成。锆石 U-Pb 同位素测年在中国地质调查局天津地质调查中心实验室利用 LA-MC-ICP-MS 方法测定,所用仪器为 Thermo Fisher 公司制造的 Neptune 多接收电感耦合等离子体质谱仪及与之配套的 New wave UP 193 nm 激光剥蚀系统。利用 193 nm FX 激光器对锆石进行剥蚀,激光剥蚀的斑束为 35 μm,激光剥蚀样品的深度为 20~40 μm。锆石年龄计算采用国际标准锆石 91500 作为外标,元素含量采用人工合成硅酸盐玻璃 NIST SRM610 作为外标,<sup>29</sup>Si 作为内标元素进行校正。数据处理采用 ICP MS Data Cal 程序 (Liu et al., 2008) 和 Isoplot 程序 (Ludwig, 2003) 进行加权平均年龄计算。

#### 3.2 全岩地球化学

岩石地球化学样品粉碎(200目)在河北省廊坊市宇能岩矿公司加工完成。主量元素、稀土元素及微量元素测试分析均在中国地质调查局天津地质调查中心实验室完成。主量元素采用 X 射线荧光光谱仪

(XRF)测定,FeO 采用氢氟酸、硫酸溶样、重铬酸钾滴定容量法,分析精度优于 2%。稀土元素和微量元素采用电感耦合等离子体质谱仪(TJA-PQExCell ICP-MS)测定,分析精度优于 5%。

## 4 分析结果

#### 4.1 锆石 U-Pb 年代学

两个样品的 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果见表 2。

辉长岩样品(D6214)的锆石呈不规则状-半自形,少部分为自形,粒径 30~120 μm,少数达 180 μm,长宽比值为 1:1~2:1(图 3a)。阴极发光(CL)图显示锆石多为灰黑色,少部分为灰白色,多数可见明显的岩浆振荡环带,Th/U 值为 0.44~1.72,为岩浆锆石类型 (Belousova et al., 2002; 吴元保等, 2004)。本次共获得 31 个有效数据,在 <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U-<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U 谐和图上构成不一致线,上交点年龄为(1 435±9)Ma(MSWD=0.61),位于谐和线上的 26 个测试点的 <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb 加权平均年龄(1 434±9)Ma(MSWD=0.63)(图 3b),代表了辉长岩的结晶年龄。

正长花岗岩样品(D6218)的锆石呈半自形-自形,粒径 80~180 μm,长宽比值为 2:1~3:1(图 3c)。阴极发光(CL)图显示锆石多呈灰黑色,发育明显的岩浆振荡环带,Th/U 值为 0.42~1.71,为岩浆锆石类型。本次共测得 23 个有效数据,其中 3 个点的 <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb 年龄为(1 733±25)Ma~(1 886±24) Ma,与乌本迪带内古元古代岩浆构造事件一致,可能为捕获的锆石类型。剩余 20 个点在 <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U-<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U 谐和图上构成不一致线,上交点年龄为(1 430±12)Ma(MSWD=0.61),位于谐和线上的 16 个测试点的 <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb 加权平均年龄(1 428±11)Ma(MSWD=0.32)(图 3d),代表了正长花岗

表2 乌本迪带内不同岩体的LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年数据

Tab. 2 LA-MC-ICP-MS Zircons U-Pb isotopic data from different rocks in the Ubendian Belt

样品 编号	元素含量 ( $10^{-6}$ )			Th/U	同位素比值						年龄 (Ma)					
	Pb	U	Th		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$
变质辉长岩 (D6214)																
1	81	256	311	1.21	0.2449	0.0028	3.1028	0.0439	0.0919	0.0010	1412	16	1433	20	1465	21
2	33	98	146	1.49	0.2452	0.0026	3.1168	0.0436	0.0922	0.0011	1414	15	1437	20	1471	23
3	27	85	95	1.11	0.2471	0.0028	3.0677	0.0451	0.0900	0.0011	1423	16	1425	21	1426	23
4	51	155	237	1.53	0.2434	0.0026	3.0831	0.0433	0.0919	0.0011	1404	15	1429	20	1465	22
5	60	191	225	1.18	0.2459	0.0026	3.0710	0.0419	0.0906	0.0010	1417	15	1425	19	1438	22
6	55	190	163	0.86	0.2446	0.0026	3.0973	0.0433	0.0919	0.0011	1410	15	1432	20	1464	22
7	66	212	250	1.18	0.2462	0.0026	3.0653	0.0412	0.0903	0.0010	1419	15	1424	19	1432	22
8	28	92	117	1.27	0.2444	0.0024	3.0474	0.0489	0.0904	0.0014	1409	14	1420	23	1435	29
9	81	262	337	1.29	0.2445	0.0024	3.0482	0.0394	0.0904	0.0010	1410	14	1420	18	1434	21
10	45	158	136	0.86	0.2439	0.0025	3.0336	0.0413	0.0902	0.0011	1407	14	1416	19	1430	22
11	57	193	204	1.06	0.2483	0.0025	3.0826	0.0406	0.0900	0.0010	1430	14	1428	19	1426	22
12	38	116	167	1.44	0.2470	0.0026	3.0634	0.0418	0.0900	0.0010	1423	15	1424	19	1424	22
13	41	120	205	1.71	0.2475	0.0024	3.0561	0.0408	0.0895	0.0010	1426	14	1422	19	1416	22
14	33	119	84	0.71	0.2478	0.0025	3.0698	0.0417	0.0898	0.0010	1427	15	1425	19	1422	22
15	19	76	88	1.15	0.1984	0.0021	2.4408	0.0416	0.0892	0.0014	1167	12	1255	21	1409	31
16	8	31	30	0.97	0.2078	0.0021	2.5473	0.0514	0.0889	0.0017	1217	12	1286	26	1402	36
17	37	113	178	1.57	0.2478	0.0026	3.0450	0.0417	0.0891	0.0010	1427	15	1419	19	1407	22
18	49	154	238	1.54	0.2461	0.0024	3.0114	0.0395	0.0888	0.0010	1418	14	1411	18	1399	22
19	62	196	280	1.43	0.2452	0.0026	3.0551	0.0415	0.0904	0.0010	1414	15	1422	19	1433	22
20	32	178	82	0.46	0.1688	0.0017	2.0587	0.0277	0.0885	0.0010	1005	10	1135	15	1392	23
21	42	145	208	1.44	0.2175	0.0023	2.7131	0.0363	0.0905	0.0010	1269	13	1332	18	1435	22
22	170	518	792	1.53	0.2464	0.0027	3.0674	0.0420	0.0903	0.0010	1420	16	1425	20	1432	21
23	54	199	123	0.62	0.2448	0.0024	3.0399	0.0397	0.0901	0.0010	1411	14	1418	19	1427	21
24	43	146	155	1.06	0.2447	0.0025	3.0466	0.0415	0.0903	0.0010	1411	14	1419	19	1432	22
25	30	100	123	1.23	0.2451	0.0026	3.0616	0.0424	0.0906	0.0011	1413	15	1423	20	1438	22
26	30	92	144	1.56	0.2439	0.0025	3.0525	0.0426	0.0908	0.0011	1407	14	1421	20	1442	23
27	28	84	136	1.63	0.2449	0.0025	3.0651	0.0425	0.0908	0.0011	1412	15	1424	20	1442	23
28	55	164	282	1.72	0.2426	0.0026	3.0312	0.0409	0.0906	0.0010	1400	15	1416	19	1438	22
29	50	156	238	1.53	0.2445	0.0024	3.0347	0.0399	0.0900	0.0010	1410	14	1416	19	1426	22
30	32	102	143	1.4	0.2450	0.0026	3.0167	0.0442	0.0893	0.0011	1413	15	1412	21	1411	24
31	41	150	149	1	0.2293	0.0023	2.8626	0.0382	0.0906	0.0010	1331	13	1372	18	1437	22
正长花岗岩 (D6218)																
1	21	70	80	1.14	0.2447	0.0024	3.0566	0.0440	0.0906	0.0012	1411	14	1422	20	1438	25
2	48	171	138	0.8	0.2455	0.0025	3.0741	0.0403	0.0908	0.0010	1415	14	1426	19	1443	22
3	48	181	152	0.84	0.2469	0.0025	3.0251	0.0403	0.0889	0.0010	1422	14	1414	19	1401	22
4	16	56	50	0.89	0.2369	0.0023	3.7693	0.0582	0.1154	0.0016	1371	14	1586	24	1886	24
5	19	71	97	1.36	0.2093	0.0022	2.5915	0.0502	0.0898	0.0016	1225	13	1298	25	1421	34
6	11	47	47	1	0.1944	0.0024	2.3910	0.0522	0.0892	0.0019	1145	14	1240	27	1408	42
7	13	41	66	1.61	0.2443	0.0026	3.0670	0.0549	0.0911	0.0015	1409	15	1424	26	1448	31
8	38	141	104	0.74	0.2453	0.0024	3.0311	0.0414	0.0896	0.0011	1414	14	1415	19	1417	23
9	46	154	164	1.06	0.2465	0.0026	3.0549	0.0419	0.0899	0.0010	1420	15	1421	19	1423	22
10	18	58	57	0.98	0.2466	0.0026	3.6642	0.0586	0.1078	0.0015	1421	15	1564	25	1762	25
11	40	133	154	1.16	0.2451	0.0025	3.0328	0.0407	0.0898	0.0010	1413	15	1416	19	1420	22
12	52	185	152	0.82	0.2449	0.0026	3.0415	0.0413	0.0901	0.0010	1412	15	1418	19	1427	22
13	46	140	224	1.6	0.2453	0.0026	3.0277	0.0397	0.0895	0.0010	1414	15	1415	19	1416	22
14	69	256	148	0.58	0.2453	0.0025	3.0404	0.0395	0.0899	0.0010	1414	14	1418	18	1424	21
15	44	135	231	1.71	0.2437	0.0025	3.0466	0.0456	0.0907	0.0012	1406	15	1419	21	1440	25
16	104	392	206	0.52	0.2461	0.0026	3.0597	0.0409	0.0902	0.0010	1418	15	1423	19	1429	21
17	48	176	163	0.93	0.2216	0.0023	2.7455	0.0402	0.0899	0.0011	1290	14	1341	20	1422	24
18	14	45	53	1.17	0.2445	0.0025	3.0407	0.0560	0.0902	0.0015	1410	14	1418	26	1430	32
19	24	80	96	1.2	0.2284	0.0023	3.3401	0.0513	0.1061	0.0014	1326	14	1490	23	1733	25
20	29	89	133	1.5	0.2432	0.0024	3.0648	0.0434	0.0914	0.0011	1404	14	1424	20	1455	23
21	18	55	88	1.61	0.2460	0.0028	3.0551	0.0505	0.0901	0.0013	1418	16	1422	24	1427	28
22	30	124	53	0.42	0.2305	0.0022	2.9343	0.0382	0.0923	0.0011	1337	13	1391	18	1474	22
23	33	116	102	0.87	0.2447	0.0024	3.0376	0.0412	0.0900	0.0011	1411	14	1417	19	1426	22

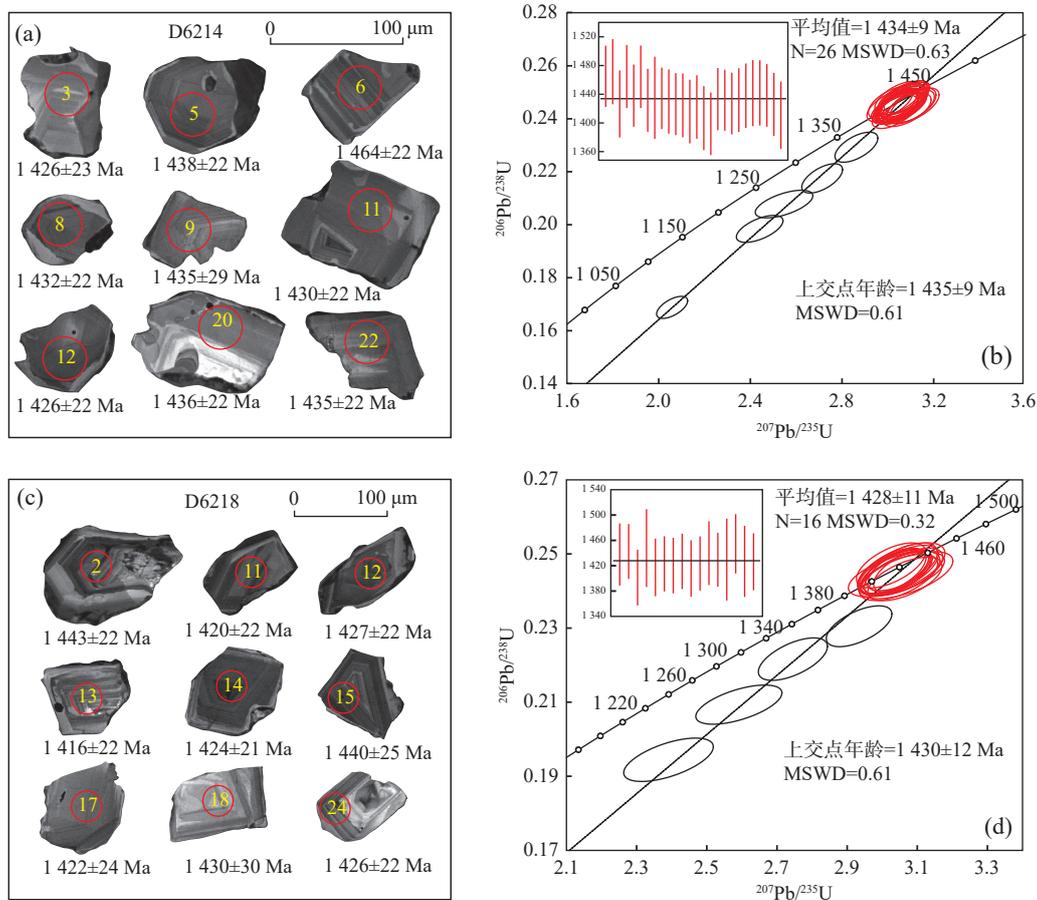


图3 辉长岩和正长花岗岩代表性锆石 CL 图像 (a, c) 和锆石 U-Pb 年龄谐和图 (b, d)

Fig. 3 (a, c) Cathodoluminescence (CL) images and (b, d) U-Pb concordia diagrams for representative zircons from gabbro and syenogranite

表 3 乌本迪带不同岩体的主量元素 (%) 和微量元素 (10<sup>-6</sup>) 分析结果

Tab. 3 Major element (%) and trace element compositions (10<sup>-6</sup>) for different rocks in the Ubendian Belt

样品号	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	灼失	Cu
D6205	75.08	12.33	1.01	1.37	0.46	0.14	5.28	3.28	0.25	0.019	0.03	0.61	2.16
D6218	71.59	13.13	2.22	1.4	0.78	0.13	5.79	3.75	0.38	0.034	0.09	0.54	4.14
D6214	47.27	15.78	4.32	8.73	9.22	4.41	1.67	3.05	2.6	0.23	0.19	1.55	109
样品号	Pb	Zn	Cr	Ni	Co	Rb	Sr	Ba	V	Sc	Nb	Ta	Zr
D6205	9.74	38.7	32.9	21.4	0.84	212	11.5	289	0.94	1.54	71.3	4.22	463
D6218	31.1	133	4.05	2.26	0.64	147	49	1030	1.29	2.51	50.5	2.4	864
D6214	3.53	121	69.2	35.8	42.2	54.7	500	595	462	42.5	9.54	0.65	143
样品号	Hf	Be	Ga	U	Th	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
D6205	15.4	4.4	20.3	3.35	46.8	255	386	45.1	159	24.9	0.96	21.4	3.05
D6218	23.4	2.21	20.7	2.2	29.7	259	370	45.4	161	25.1	2.7	22.3	3.25
D6214	4.11	0.82	23.7	0.29	1.82	18.4	31.8	5.61	25	5.71	1.94	5.85	0.94
样品号	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	∑REE	(La/Yb) <sub>N</sub>	δEu	MF指数		
D6205	15	2.71	7.05	0.96	6.03	0.89	67.3	928.05	28.51	0.12	94.44		
D6218	16.9	3.2	8.53	1.17	7.63	1.24	75.9	927.42	22.89	0.34	96.53		
D6214	5.39	1.02	2.72	0.39	2.56	0.38	25.9	107.71	4.85	1.02	74.74		

注: MF=100\*(FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)/(FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO)

岩的结晶年龄。

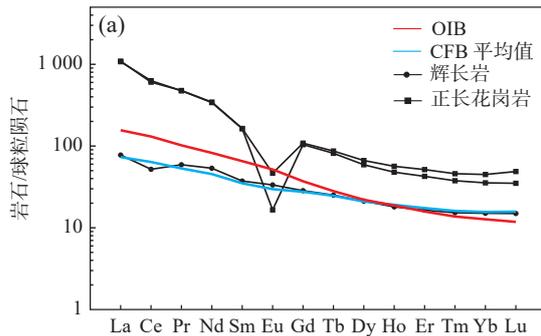
## 4.2 岩石地球化学

3件样品的岩石元素地球化学分析结果见表3。

### 4.2.1 辉长岩

辉长岩样品的  $\text{SiO}_2$  含量为 47.27%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量为 15.78%,  $\text{FeO}$  含量为 10.88%,  $\text{CaO}$  含量为 9.22%,  $\text{P}_2\text{O}_5$  含量为 0.23%,  $\text{MgO}$  含量为 4.62%,  $\text{Mg}^\#$  为 38, 镁铁指数为 74.74, 反映了较高的岩浆结晶分异程度。岩体的  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=4.72$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  为 0.55, 在 TAS 图解上位于碱性辉长岩区域(图 4)。另外, 辉长岩样品的  $\text{TiO}_2$  含量为 2.6%,  $\text{Ti}/\text{Y}$  值为 601。

辉长岩稀土元素总量( $\sum\text{REE}$ )为  $107.71\times 10^{-6}$ , 在球粒陨石标准化稀土元素配分模式图中, 轻稀土(LREE)相对富集( $(\text{La}/\text{Yb})_N=4.85$ ), 重稀土(HREE)相对平坦( $(\text{Gd}/\text{Yb})_N=1.84$ ), 岩石具有轻微的 Eu 正异常( $\delta\text{Eu}=1.02$ )(图 5a)。在原始地幔标准化微量元素蛛网



OIB 数据引自 Sun 等(1989); 大陆溢流玄武岩数据引自 Elburg 等(2000)和 Kampunzu 等(2003)

图5 乌本迪带内不同岩体的球粒陨石标准化稀土元素配分图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)

Fig. 5 (a) Chondrite-normalized REE patterns and (b) primitive mantle-normalized trace element spider diagram for different rocks in the Ubendian Belt

### 4.2.2 正长花岗岩

正长花岗岩样品的  $\text{SiO}_2$  含量为 71.59%~75.08%,  $\text{CaO}$  为 0.46%~0.78%、 $\text{MgO}$  为 0.13%~0.14%、 $\text{FeO}$  为 2.28%~3.40%, 岩体的  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  为 8.56%~9.54%, 在 TAS 图解上位于碱性花岗岩的区域内(图 4)。样品的  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量为 12.33%~13.13%,  $\text{A}/\text{CNK}$  值为 0.95~1.03, 显示偏铝质-弱过铝质性质。

正长花岗岩具有较高的稀土元素总量( $\sum\text{REE}$  为  $927.42\times 10^{-6}$ ~ $928.05\times 10^{-6}$ ), 在球粒陨石标准化稀土元素配分模式图上, LREE 富集( $(\text{La}/\text{Yb})_N=22.86$ ~ $28.51$ ), HREE 相对平坦( $(\text{Gd}/\text{Yb})_N=2.36$ ~ $2.86$ ), 具有明显的 Eu 负异常( $\delta\text{Eu}=0.12$ ~ $0.34$ ), 整体呈“右倾”

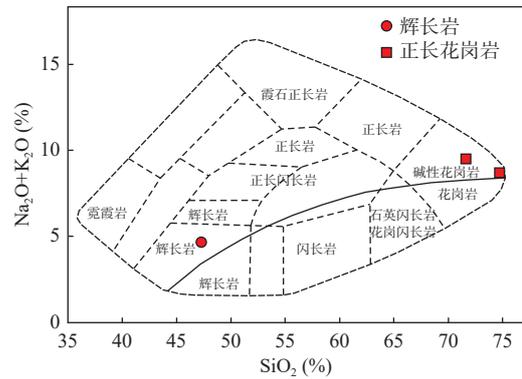
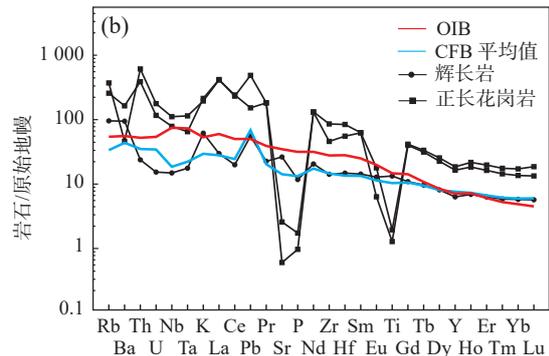


图4 乌本迪带内不同岩体的 TAS 图解(据 Wilson, 1989)

Fig. 4 TAS classification diagram for the different rocks in the Ubendian Belt

图中, 富集大离子亲石元素(LILEs, 如 Rb、Ba、Sr、K), 亏损高场强元素(HFSEs, 如 Nb、Ta 和 Zr), 但 Hf、Ti 略微富集, 整体显示与大陆溢流玄武岩(CFB)相似的微量元素配分样式(图 5b)。



的海鸥型分布样式(图 5a)。在原始地幔标准化微量元素蛛网图中, 大离子亲石元素 Rb、Th 富集, 而 Ba、Sr 亏损, 高场强元素 Nb、Ta、Zr 略亏损, Hf 略富集(图 5b)。另外, 岩体具有较高的  $\text{Ga}/\text{Al}$  值( $\text{Ga}/\text{Al}\times 10^4$  为 2.98~3.11),  $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$  远大于  $350\times 10^{-6}$ , 为 A 型花岗岩类型(Whalen et al., 1987)。

## 5 讨论

### 5.1 蚀变作用影响及分离结晶过程

辉长岩的烧失量(LOI)为 1.55%, 正长花岗岩的 LOI 为 0.54%~0.61%, 岩体的 LOI 较低, 暗示后期的

蚀变作用程度较弱。高场强元素 Th、Ti、Nb、Ta、Zr、Hf、Y 和 REEs 等元素在蚀变和风化作用过程中通常保持相对稳定(Barnes et al., 1985; Wang et al., 2013), 通常能够代表原始组分(Cai et al., 2015), 因此, 后面内容主要依据稳定元素含量进行讨论。

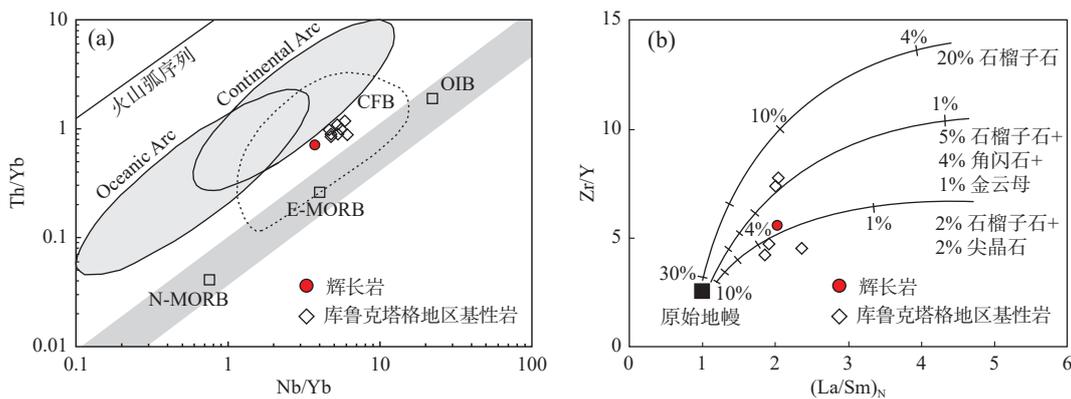
由于样品数据较少, 本次未能够通过元素的双变量图解来分析岩浆的分离结晶作用。然而, 辉长岩的  $Mg^{\#}$  为 38, 镁铁指数为 74.74, 表明岩浆经历了一定程度的分离结晶作用。另外, 辉长岩具有轻微的 Eu 正异常( $\delta Eu=1.02$ )和 Sr 富集特征, 表明岩浆可能发生了一定的斜长石堆晶作用。正长花岗岩的镁铁指数为 94~96, 表明岩浆发生了较高分离结晶作用(Frost et al., 2001)。同时, 岩体具有明显的 Eu 负异常( $\delta Eu=0.12\sim 0.34$ )和 Sr 亏损特征, 表明岩浆发生了明显的斜长石分离结晶作用。

## 5.2 岩石成因

### 5.2.1 辉长岩

大陆溢流玄武岩(CFB)通常与岩石圈拉伸、大陆裂开及地幔柱活动有关(Morgan, 1971; Griffiths et al., 1990; 张招崇等, 2001)。根据  $TiO_2$  含量和 Ti/Y 值, 可以将 CFB 分为高钛( $TiO_2 > 2.5\%$ ,  $Ti/Y > 500$ )和低钛( $TiO_2 < 2.5\%$ ,  $Ti/Y < 500$ )两种类型, 分别如峨眉山玄武岩和桂西那坡基性岩(Xu et al., 2001; 张招崇等,

2001; Zhou et al., 2006; 徐义刚等, 2013; 陈雪峰等, 2016)。高钛类型的 CFB 通常具有与 OIB 类似的地球化学特征, 但通常具有较为明显的 Nb 和 Ta 亏损, 反映了两者在熔融程度和源区成分上的差异(Zhou et al., 2006; Wu et al., 2014; 陈雪峰等, 2016; 张健等, 2018; Wang et al., 2018)。地球化学特征表明辉长岩具有 CFB 性质(图 5), 其  $TiO_2$  含量为 2.6%, Ti/Y 值为 601, 为高钛玄武岩类型。在 Th/Yb-Nb/Yb 图解上, 辉长岩位于 OIB 与 E-MORB 之间的 CFB 区域(图 6a), 与中国塔里木库鲁克塔格地区基性岩具有相似的地球化学性质, 暗示辉长岩同样可能为被交代的大陆岩石圈地幔部分熔融的产物(张健等, 2018)。辉长岩具有较高的 Nb 值( $9.54 \times 10^{-6}$ )和 Ti/Y 值(601, 远大于大陆地壳平均值 160), Zr/Hf 值(34)与球粒陨石值(约 37)相近, 暗示辉长岩受地壳混染的程度较低。实验岩石学表明 LREE(La-Sm)的分馏程度与岩浆熔融程度呈负相关, 而 HREE(Gd-Lu)的分馏程度与熔融深度呈正相关(张健等, 2018), 变质辉长岩的  $(La/Sm)_N$  值和  $(Gd/Yb)_N$  值分别为 2.03 和 1.84, 介于 E-MORB(1.6 和 3)和 OIB(2.4 和 1)之间(Sun et al., 1989), 在 Zr/Y-(La/Sm)<sub>N</sub> 图解上, 辉长岩位于石榴子石+尖晶石岩石圈地幔 2%~4% 熔融区域(图 6b), 表明辉长岩为大陆岩石圈地幔发生较低程度部分熔融的产物。



库鲁克塔格地区基性岩数据引自 Wang 等(2018)、张健等(2018)

图6 乌本迪带内基性岩 Nb/Yb-Th/Yb (a) 和 Zr/Y-(La/Sm)<sub>N</sub> (b) 图解(据 Pearce, 2014)

Fig. 6 (a) Nb/Yb vs. Th/Yb and (b) Zr/Y vs. (La/Sm)<sub>N</sub> diagrams for the mafic rocks in the Ubendian Belt

### 5.2.2 正长花岗岩

正长花岗岩具有“右倾”的海鸥型稀土元素分布样式(图 5a), 较高的 Ga/Al 值( $Ga/Al \times 10^4$  分别为 3.11 和 2.98, 均大于 2.6), Zr+Nb+Ce+Y 远远大于  $350 \times 10^{-6}$ , 在  $10000 \times Ga/Al-Nb$  和  $10000 \times Ga/Al-Zr$  图解上位于 A 型花岗岩区域, 表明正长花岗岩为 A 型花岗岩

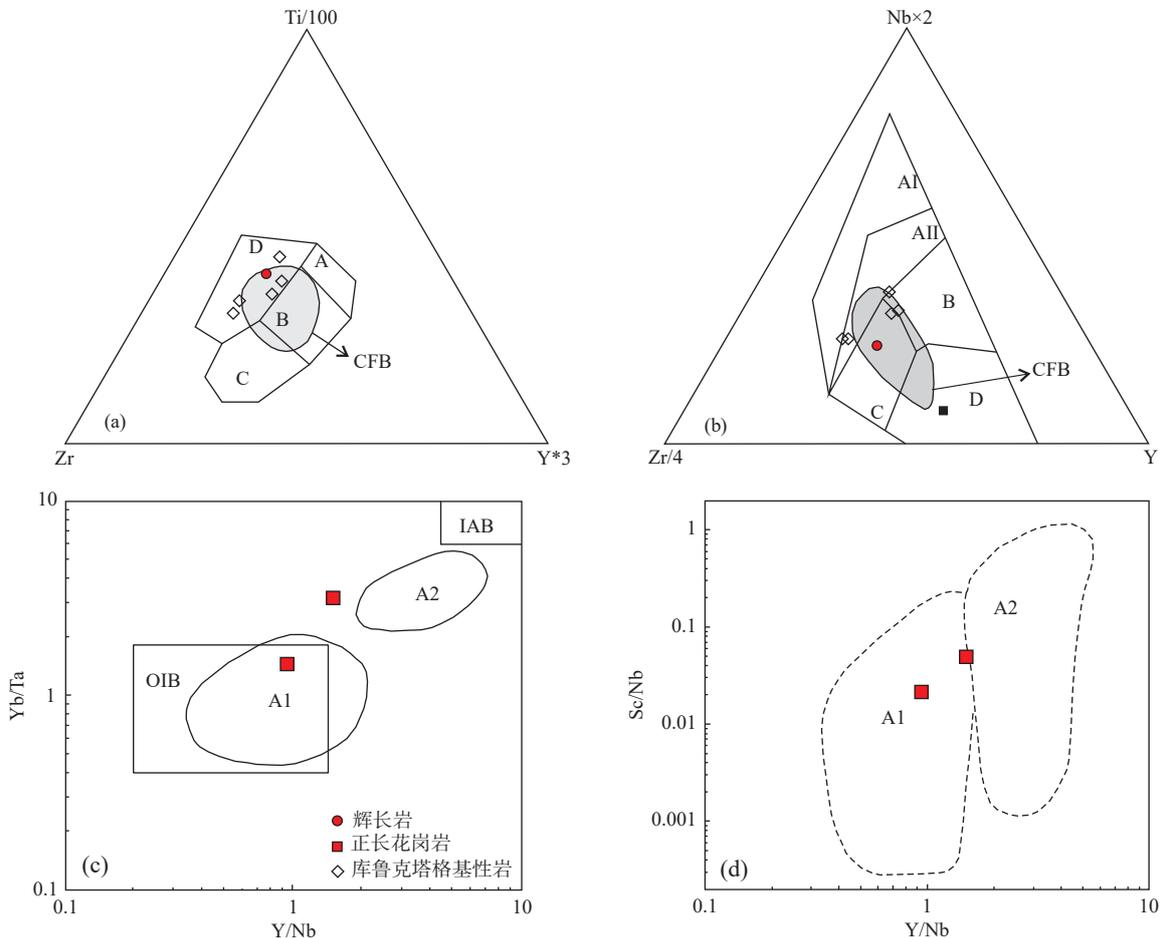
(Whalen et al., 1987)。关于 A 型花岗岩的来源和成因通常包括: 地壳和地幔源区的部分熔融, 或者玄武质岩浆的分离结晶作用叠加地壳岩石混染作用(Whalen et al., 1987; Sylvester, 1989; Eby, 1992; King et al., 1997; Wu et al., 2002; 周佐民等, 2023)。奇马拉地区正长花岗岩具有高硅、富钾、贫镁的特征, 且周边岩石圈地

幔来源的辉长岩规模较小,因此不可能来源于地幔的直接分异作用。另外,正长花岗岩体具有较低的  $Mg^{\#}$  值(6~10),明显低于幔源熔体(>40, Rapp et al., 1995),因此,正长花岗岩熔体很可能来源于地壳岩石的部分熔融。Thomas等(2019)曾对该岩体锆石的 Lu-Hf 同位素进行了研究,发现锆石的  $\epsilon_{Hf}(t)$  值为 -4.59~-1.38,  $T_{DM2}=2.41\sim 2.66$  Ga, 推测该岩体为~2.7 Ga 地壳基性岩石部分熔融的产物,与本次结论一致。另外,正长花岗岩的 LREE 富集( $(La/Yb)_N=22.86\sim 28.51$ ), HREE 相对平坦( $(Gd/Yb)_N=2.36\sim 2.86$ ), 较低的 Sr/Y 值(0.17~0.65), 亏损 Sr 及明显的 Eu 负异常( $\delta Eu=0.12\sim 0.34$ ), 暗示熔融源区深度相对较浅,存在

斜长石而缺失石榴子石,压力范围可能对应中-下地壳层位(Patiño Douce et al., 1995; Watkins et al., 2007)。因此,正长花岗岩可能为中-下地壳基性岩石部分熔融的产物。

### 5.3 构造背景及地质意义

不同元素比值、不同元素组合是示踪岩浆源区、判别不同构造环境最有效的判别因子(Dilek et al., 2011; Pearce, 2014)。在 Ti/100-Zr-3Y 和 2Nb-Zr/4-Y 构造判别图解上,辉长岩位于板内溢流玄武岩区域,与代表中元古代 Columbia 超大陆裂解期间形成的塔里木库鲁克塔格地区基性岩构造环境相似(图 7a、图 7b),表明辉长岩形成于板内拉张环境。A 型花岗岩普遍



图(a)中: A.岛弧拉板玄武岩; B.MORB、岛弧拉板玄武岩和钙碱性玄武岩; C.岛弧钙碱性玄武岩; D.板内玄武岩; 图(b)中: A I.板内碱性玄武岩; A II.板内碱性玄武岩和板内拉板玄武岩; B.E-MORB; C.板内拉板玄武岩和火山弧玄武岩; D.火山弧玄武岩和 N-MORB; 图(c、d)中: A1.非造山 A 型花岗岩; A2.造山后 A 型花岗岩; 库鲁克塔格地区基性岩数据引自张健等(2018); 大陆溢流玄武岩(CFB)数据引自 Elburg 等(2000)、Kampunzu 等(2003)和 Wang 等(2018)

图7 乌本迪带辉长岩和正长花岗岩的 Ti/100-Zr-3Y(a)、2Nb-Zr/4-Y(b)、Yb/Ta-Y/Nb(c)和 Sc/Nb-Y/Nb(d)构造判别图解(据 Eby, 1992; Chusi et al., 2015)

Fig. 7 (a) Ti/100-Zr-3Y, (b) 2Nb-Zr/4-Y, (c) Yb/Ta-Y/Nb and (d) Sc/Nb-Y/Nb tectonic discrimination diagrams for the gabbro and syenogranites in the Ubendian Belt

产于伸展的构造背景,包括板内裂谷环境、造山晚期和造山后期等多种与俯冲有关的构造环境(Loiselle et al., 1979; Eby, 1992)。在 Nb-Ta-Y/Ta 和 Sc/Nb-Y/Nb 构造判别图解中,正长花岗岩通常位于 A1 区域(图 7c、图 7d),代表了裂谷作用期间与热点或地幔柱环境有关的 A 型花岗岩(Eby, 1992)。可见,辉长岩与正长花岗岩的形成环境一致,都为裂谷作用期间形成的岩石类型。

最新研究表明乌本迪带存在中元古代的构造岩浆事件(Boniface et al., 2014; Thomas et al., 2019),但关于该时期的构造属性却没有一个清晰的论述。近年, Boniface 等(2014)在乌本迪带的 Wakole 地体内发现有核部年龄~1.4 Ga 的碎屑锆石,并且基于相邻中元古代基巴拉带的大陆裂解模型(Tack et al., 2010),认为乌本迪带在~1.4 Ga 存在小规模的陆内盆地沉积,该盆地的形成可能与裂谷作用有关。然而,有关中元古代基巴拉带的构造演化模型本身还存在争议性,如陆内造山作用(Klerkx et al., 1987)和洋壳俯冲作用(Kokonyangi et al., 2005)等,因此,基于该带大陆裂解模型来讨论乌本迪带的构造演化环境并不能令人信服。

本次测得正长花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为(1 428±11)Ma,与 Tomas 等(2019)测得的岩体年龄(~1 407 Ma)在误差范围内一致,表明乌本迪带存在中元古代的岩浆作用,Wakole 地体内~1.4 Ga 的碎屑锆石很可能来源于盆地内该时期岩浆岩的风化剥蚀作用。另外,辉长岩的锆石 U-Pb 年龄为(1 434±9) Ma,与花岗质岩浆作用在时间和空间上具有密切联系,可能代表了大陆裂谷带的双峰式岩浆类型(Tack et al., 2010)。同时,构造环境判别显示辉长岩和正长花岗岩为板内拉张环境的产物,因此笔者可以确定中元古代时期乌本迪带处于陆内裂谷阶段,与全球 Columbia 超大陆裂解的构造演化格局一致(1.8~1.2 Ga, Hoffman, 1988; Rogers et al., 2000)。

研究表明基性和酸性岩浆通常与地幔和地壳的部分熔融有关(Huppert et al., 1988; DePaolo et al., 2000; Niu et al., 2003; Niu, 2008)。地球化学数据表明乌本迪带内辉长岩为大陆岩石圈地幔发生较低程度部分熔融的产物,而正长花岗岩为中-下地壳基性岩石部分熔融的产物。结合构造环境分析,我们认为中元古代时期乌本迪带大陆岩石圈伸展导致地幔部分熔融形成基性岩浆,基性岩浆底侵到地壳层位形成辉长岩体,

并且在底侵过程中加热中-下地壳基性岩石,导致部分熔融形成正长花岗岩。

## 6 结论

(1)乌本迪带内辉长岩和正长花岗岩的锆石 U-Pb 年龄分别为(1 433±9) Ma 和(1 428±11) Ma,为中元古代岩浆作用类型。

(2)辉长岩具有高的 TiO<sub>2</sub> 含量(2.6%)和 Ti/Y 值(601),地球化学特征与高钛的大陆溢流玄武岩相似,代表了大陆岩石圈地幔低程度部分熔融的产物。正长花岗岩具有 A 型花岗岩高 Ga/Al 值(Ga/Al×10<sup>4</sup>=2.98~3.11)、Zr+Nb+Ce+Y 含量和“右倾”的海鸥型稀土元素分布样式,为中-下地壳基性岩石部分熔融的产物。

(3)构造环境判别显示乌本迪带在中元古代时期(~1.4 Ga)处于大陆裂谷作用阶段,与全球构造演化格局一致,该带内发育的辉长岩和正长花岗岩为全球 Columbia 超大陆裂解事件的岩浆产物。

## 参考文献(References):

- 陈雪峰,刘希军,许继峰,等.桂西那坡基性岩地球化学:峨眉山幔柱与古特提斯俯冲相互作用的证据[J].大地构造与成矿学,2016,40(3):545-562.
- CHEN Xuefeng, LIU Xijun, XU Jifeng, et al. Geochemistry of Mafic Rocks in the Napo Area, Western Guangxi, South China: Evidence for Interaction Between the Emeishan Mantle Plume and Paleotethyan Subduction[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2016, 40(3): 545-562.
- 孙凯,刘晓阳,何胜飞,等.坦桑尼亚水系沉积物地球化学特征及金资源前景[J].地质通报,2023,42(8):1258-1275.
- SUN Kai, LIU Xiaoyang, HE Shengfei, et al. Geochemical characteristics of stream sediment in Tanzania and prospective analysis of gold resources[J]. Geological Bulletin of China, 2023, 42(8): 1258-1275.
- 王杰,刘晓阳,任军平,等.坦桑尼亚前寒武纪成矿作用[J].华北地质,2022,45(1):101-110.
- WANG Jie, LIU Xiaoyang, REN Junping, et al. Precambrian mineralization in Tanzania[J]. North China Geology, 2022, 45(1): 101-110.
- 吴元保,郑永飞.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,2004,49(16):1589-1604.
- WU Yuanbao, ZHENG Yongfei. Genetic mineralogy of zircons and its constraints to the age of U-Pb geochronology[J]. Chinese

- Science Bulletin*, 2004, 49(16): 1589–1604.
- 徐义刚, 王焰, 位荀, 等. 与地幔柱有关的成矿作用及其主控因素[J]. *岩石学报*, 2013, 29(10): 3307–3322.
- XU Yigang, WANG Yan, WEI Xun, et al. Mantle plume-related mineralization and their principal controlling factors[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2013, 29(10): 3307–3322.
- 张健, 李怀坤, 张传林, 等. 塔里木克拉通东北缘 Columbia 超大陆裂解事件: 库鲁克塔格地区辉绿岩床的地球化学, 锆石 U-Pb 年代学和 Hf-O 同位素证据[J]. *地学前缘*, 2018, 25(6): 106–123.
- ZHANG Jian, LI Huaikun, ZHANG Chuanlin, et al. New evidence for the breakup of the Columbia supercontinent from the northeastern margin of Tarim Craton: rock geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Hf-O isotopic compositions of the ca. 1.55 Ga diabase sills in the Kuruktag area[J]. *Earth Science Frontier*, 2018, 25(6): 106–123.
- 张招崇, 王福生, 范蔚茗, 等. 峨眉山玄武岩研究中的一些问题的讨论[J]. *岩石矿物学杂志*, 2001, 20(3): 239–246.
- ZHANG Zhaochong, WANG Fusheng, FAN Weiming, et al. A Discussion on Some Problems Concerning the Study of the Emeishan Basalts[J]. *Acta Petrologica ET Mineralogica*, 2001, 20(3): 239–246.
- 周佐民, 李勇, 刘晓阳, 等. 苏丹红海州新元古代 A 型花岗岩的地球化学特征及构造意义[J]. *华北地质*, 2023, 46(1): 71–86.
- ZHOU Zuomin, LI Yong, LIU Xiaoyang, et al. Geochemical characteristics and tectonic implications of the Neoproterozoic A-type granites in Red Sea State, Sudan[J]. *North China Geology*, 2023, 46(1): 71–86.
- Barnes S J, Naldrett A J, Gorton M P. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas[J]. *Chemical Geology*, 1985, 53(3-4): 303–323.
- Belousova E, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type[J]. *Contributions to mineralogy and petrology*, 2002, 143(5): 602–622.
- Biyashev M, Pentelkov V, Emelyanov S, et al. Sitalike: Geological Map Quarter Degree Sheet 170[M]. Geological Survey of Tanzania, Dodoma, 1977.
- Boniface N, Schenk V, Appel P. Paleoproterozoic eclogites of MORB-type chemistry and three Proterozoic orogenic cycles in the Ubendian Belt (Tanzania): Evidence from monazite and zircon geochronology, and geochemistry[J]. *Precambrian Research*, 2012a, 192: 16–33.
- Boniface N, Schenk V. Neoproterozoic eclogites in the Paleoproterozoic Ubendian Belt of Tanzania: evidence for a Pan-African suture between the Bangweulu Block and the Tanzania Craton[J]. *Precambrian Research*, 2012b, 208: 72–89.
- Boniface N, Schenk V, Appel P. Mesoproterozoic high-grade metamorphism in pelitic rocks of the northwestern Ubendian Belt: Implication for the extension of the Kibaran intra-continental basins to Tanzania[J]. *Precambrian Research*, 2014, 249: 215–228.
- Boniface N, Appel P. Stenian-Tonian and Ediacaran metamorphic imprints in the southern Paleoproterozoic Ubendian Belt, Tanzania: Constraints from in situ monazite ages[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 2017, 133: 25–35.
- Boven A, Theunissen K, Skylarov E, et al. Timing of exhumation of a high-pressure mafic granulite terrane of the Paleoproterozoic Ubende belt (West Tanzania)[J]. *Precambrian Research*, 1999, 93: 119–137.
- Cai Y, Wang Y, Cawood P A, et al. Neoproterozoic crustal growth of the Southern Yangtze Block: Geochemical and zircon U-Pb geochronological and Lu-Hf isotopic evidence of Neoproterozoic diorite from the Ailaoshan zone[J]. *Precambrian Research*, 2015, 266: 137–149.
- Chusi L, Nicholas T A, Tang Q Y, et al. Trace element indiscriminate diagrams[J]. *Lithos*, 2015, 232: 76–83.
- Daly M C, Klerkx J, Nanyaro J T. Early Proterozoic terranes and strike-slip accretion in the Ubendian Belt of southwest Tanzania[J]. *Terra Cognita*, 1985, 5: 257.
- Daly M C. Crustal shear zones in Central Africa: a kinematic approach to Proterozoic Tectonics[J]. *Episodes*, 1988, 11(1): 5–11.
- DePaolo D J, Daley E E. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension[J]. *Chemical Geology*, 2000, 169(1-2): 157–185.
- Dilek Y, Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere[J]. *Bulletin*, 2011, 123(3-4): 387–411.
- Eby G N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications[J]. *Geology*, 1992, 20: 641–644.
- Elburg M, Goldberg A. Age and geochemistry of Karoo dolerite dykes from northeast Botswana[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 2000, 31(3-4): 539–554.
- Frost B R, Barnes C G, Collins W J, et al. A geochemical classification for granitic rocks[J]. *Journal of petrology*, 2001, 42(11): 2033–2048.
- Griffiths R W, Campbell I H. Stirring and structure in mantle starting plumes[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990, 99(1-2): 66–78.
- Hoffman P F. United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1988, 16(1): 543–603.
- Huppert H E, Sparks R S J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust[J]. *Jour Petrol*, 1988,

- 29(3): 599–624.
- Kampunzu A B, Tombale A R, Zhai M, et al. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoproterozoic continental active margin in the Zimbabwe craton[J]. *Lithos*, 2003, 71(2-4): 431–460.
- Kazimoto E O, Schenk V, Berndt J. Neoproterozoic and Paleoproterozoic crust formation in the Ubendian Belt of Tanzania: Insights from zircon geochronology and geochemistry[J]. *Precambrian Research*, 2014, 252: 119–144.
- King P L, White A J R, Chappell B W, et al. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia[J]. *Journal of Petrology*. 1997, 38, 371–391.
- Klerkx J, Liégeois J P, Lavreau J, et al. Crustal evolution of the northern Kibaran Belt, eastern and central Africa. *Proterozoic Lithospheric Evolution*, 1987, 17: 217–233.
- Kokonyangi J, Kampunzu, A B, Poujol M, et al. Petrology and geochronology of Mesoproterozoic mafic-intermediate plutonic rocks from Mitwaba (DR Congo): implications for the evolution of the Kibaran Belt in central Africa[J]. *Geological Magazine*, 2005, 142(1): 109–130.
- Lawley C J M, Selby D, Condon D J, et al. Litho-geochemistry, geochronology and geodynamic setting of the Lupa Terrane, Tanzania: implications for the extent of the Archean Tanzanian Craton[J]. *Precambrian Research*, 2013, 231: 174–193.
- Lenoir J L, Liégeois J P, Theunissen K, et al. The Palaeoproterozoic Ubendian shear belt in Tanzania: geochronology and structure[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 1994, 19(3): 169–184.
- Liu S, Hu R Z, Gao S, et al. U-Pb zircon age, geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints on age and origin of alkaline intrusions and associated mafic dikes from Sulu orogenic belt, Eastern China[J]. *Lithos*, 2008, 106: 365–379.
- Loiselle M C, Wones D R. Characteristics and origin of anorogenic granites[J]. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 1979, 11(7): 468.
- Ludwig K R. User's Manual for Isoplot 3.00, a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel[M]. Geochronological Center, Special Publication No. 4, Berkeley, 2003, 25–32.
- Manya S, Kobayashi K, Maboko M A H, et al. Ion microprobe zircon U–Pb dating of the late Archean metavolcanics and associated granites of the Musoma-Mara Greenstone Belt, Northeast Tanzania: Implications for the geological evolution of the Tanzania Craton[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 2006, 45(3): 355–366.
- McConnell R B. Outline of the geology of Ufipa and Ubende[M]. Tanganyika Geological Survey, Dodoma, 1950, 1–62.
- Morgan W J. Convection plumes in the lower mantle[J]. *Nature*, 1971, 230(5288): 42–43.
- Niu Y, O'Hara M J. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108(B4): 1–18.
- Niu Y L. The origin of alkaline lavas[J]. *Science*, 2008, 320(5878): 883–884.
- Patiño Douce A E, Beard J S. Dehydration-melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 kbar[J]. *Journal of Petrology*, 1995, 36: 707–738.
- Pearce J A. Immobile element fingerprinting of ophiolites[J]. *Elements*, 2014, 10(2): 101–108.
- Rapp R P, Watson E B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling[J]. *Journal of Petrology*, 1995, 36(4): 891–931.
- Ring U, Kröner A, Toulkeridis T. Palaeoproterozoic granulite-facies metamorphism and granitoid intrusions in the Ubendian-Utagaran Orogen of northern Malawi, east-central Africa[J]. *Precambrian Research*, 1997, 85(1-2): 27–51.
- Rogers J J W, Santosh M, Yoshida A M. Mesoproterozoic Supercontinent (Call for papers)[J]. *Gondwana Research*, 2000, (4): 590–591.
- Smirnov V, Pentelkov V, Tolochko V, et al. Geology and Minerals of the Central Part of the Western Resource Division, Dodoma, Tanzania[R]. Unpublished report of the geological mapping, 1973, 1–333.
- Stendal H, Frei R, Muhongo S, et al. Gold potential of the Mpanda Mineral Field, SW Tanzania: evaluation based on geological, lead isotopic and aeromagnetic data[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 2004, 38(5): 437–447.
- 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(1): 313–345.
- Sutton J, Watson J, James T C. A study of the metamorphic rocks of Karema and Kungwe Bay, Western Tanganyika[M]. Tanganyika Geological Survey, Bulletin, 1954, 22.
- Sylvester P J. Post-collisional alkaline granites[J]. *The Journal of Geology*, 1989, 97: 261–280.
- Tack L, Wingate M T D, De Waele B, et al. The 1375Ma “Kibaran event” in Central Africa: Prominent emplacement of bimodal magmatism under extensional regime. *Precambrian Research*, 2010, 180(1-2): 63–84.
- Theunissen K, Lenoir J L, Liégeois J P, et al. Major Pan-African imprint in the Ubendian Belt of SW Tanzania: U-Pb zircon geochronology and structural context[J]. *Comptes-rendus del Académie des Sciences de Paris*, 1992, 314: 1355–1362.
- Thomas R, Jacobs J, Aelburg M, et al. New U-Pb-Hf zircon isotope

- data for the Paleoproterozoic Ubendian belt in the Chimala area, SW Tanzania[J]. *Geoscience Frontiers*, 2019, 10(6): 1993–2006.
- Tulibonywa T, Manyasa S, Torssander P, et al. Geochemistry of the Palaeoproterozoic volcanic and associated potassic granitic rocks of the Ngualla area of the Ubendian Belt, SW Tanzania[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 2017, 129: 291–306.
- Wang X, Lv X, Cao X, et al. Palaeo-Mesoproterozoic magmatic and metamorphic events from the Kuluketage block, northeast Tarim Craton: geochronology, geochemistry and implications for evolution of Columbia[J]. *Geological Journal*, 2018, 53(1): 120–138.
- Wang Y J, Zhang A M, Fan W M, et al. Origin of paleosubduction-modified mantle for Silurian gabbro in the Cathaysia block: geochronological and geochemical evidence[J]. *Lithos*, 2013, 160: 37–54.
- Watkins J, Clemens J, Treloar P. Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2007, 154: 91–110.
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. *Contributions to mineralogy and petrology*, 1987, 95(4): 407–419.
- Wilson M. *Igneous Petrogenesis*[M]. Springer Netherlands, London, 1989, 22.
- Wu C Z, Santosh M, Chen Y J, et al. Geochronology and geochemistry of Early Mesoproterozoic meta-diorite sills from Qurqutagh in the northeastern Tarim Craton: implications for break-up of the Columbia supercontinent[J]. *Precambrian Research*, 2014, 241: 29–43.
- Wu F Y, Sun D Y, Li H M, et al. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis[J]. *Chemical Geology*, 2002, 187: 143–173.
- Xu Y, Chung S L, Jahn B, M, et al. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos*, 2001, 58(3–4): 145–168.
- Zhou M F, Zhao J H, Qi L, et al. Zircon U-Pb geochronology and elemental and Sr–Nd isotope geochemistry of Permian mafic rocks in the Funing area, SW China[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2006, 151(1): 1–19.