非洲中部基巴拉带的地质及构造演化特征

许康康,刘晓阳,何胜飞,孙凯,龚鹏辉 中国地质调查局天津地质调查中心,天津,300170

内容提要:基巴拉带(Kibara Belt)是位于非洲中部的一条中元古代构造带,该带对于重建哥伦比亚和罗迪尼亚超大陆具有重要的地质意义。以古元古代的 Ubendian—Rusizi 带为界,基巴拉带可分为两部分:北部 Karagwe—Ankole 带(KAB)和南部 Kibaride 带(KIB)。其中 Karagwe—Ankole 带又被 Kabanga—Musongati(KM)基性—超基性线性杂岩体分为东部区域(ED)和西部区域(WD),其内分别沉积有 Kagera 超群和 Akanyaru 超群,而南部 Kibaride 带内沉积有 Kibaran 超群。所有地层开始沉积于乌本迪造山作用之后,且碎屑物主要来源于坦桑尼亚克拉通及周边古元 古代的活动带。基巴拉带内发育有不同成因的基性—超基性岩浆作用,年龄为 1375~1400 Ma 左右,早于或近同期 于最早期的花岗质岩浆作用。带内发育的花岗质岩浆从早到晚分为4期:D1 期、A型、D2 期及含锡花岗岩浆作用,除 A型花岗质岩浆作用可能来源于亏损地幔外,其他3期都为变质沉积岩局部熔融的产物。根据地层序列及岩浆活动期次,可以将整个基巴拉带的构造演化划分为:① 俯冲作用前沉积阶段:1780 Ma 左右的东部区域沉积和 1420 Ma 左右的西部区域和/或 Kibaride 带内沉积作用;② 俯冲作用阶段:1400~1375 Ma 左右的基性—超基性岩浆作用、 1375 Ma 左右的 D1 期花岗质岩浆作用和 1200 Ma 左右的含锡花岗质岩浆作用和之后的 Itombwe 超群沉积。

关键词:地层;基性一超基性岩浆作用;花岗质岩浆作用;构造演化;基巴拉带;非洲

非洲中部的基巴拉带(Kibara Belt)最早于 1930 年被识别出来,其长约 1500 km, 走向 NE 到 NNE 向,从南部的刚果民主共和国经布隆迪、卢旺达和坦 桑尼亚西北部一直延伸到乌干达西南部,大地构造 位置上主要位于太古—元古宙刚果克拉通和坦桑尼 亚—班韦卢克拉通之间(图1)(Cahen et al., 1984),是一条重要的中元古代活动带。众所周知, 中元古代是哥伦比亚(Columbia)超大陆裂解、罗迪 尼亚(Rodinia)超大陆汇聚的主要时期(Hoffman, 1988; Rogers, 1996; Rogers et al., 2000),因此关于 基巴拉带的研究对于超大陆的重建具有重要的意义 (Kampunzu, 1998)。然而,由于基巴拉带所处地理 位置及中元古代构造作用的多期次性等原因,导致 该构造带的研究程度较低,且许多研究成果具有争 议性 (Track et al., 2010; Debruyne et al., 2015; Kokonyangi et al., 2002, 2004, 2005)

最新的研究成果及卫星影像图显示基巴拉带主

要分为两个部分:北部为 Karagwe—Ankole 带 (KAB), 南部为 Kibaride 带(KIB)(Track et al., 2010),两者被古元古代 NW 向的 Ubendian—Rusizi 带分割(Lepersonne, 1974; Lavreau, 1983; Klerkx et al., 1987; Theunissen et al., 1996), 是先存构造带 地壳尺度再活化的结果(Klerkx et al., 1998)。前人 对 KAB 和 KIB 内的地层、基性—超基性岩浆作用、 花岗质岩浆作用及构造演化等方面做过一定程度的 研究 (Track et al., 2010; Kampunzu, 1998; Kokonyangi et al., 2002, 2004, 2005; Fernandez-Alonso et al., 2012),但缺乏系统的对比性研究,以 致造成南北两带构造演化模型的不确定性。笔者等 在执行地质大调查期间,对 KAB 和 KIB 内沉积地层 特征、基性---超基性岩浆作用和花岗质岩浆作用特 征进行了系统的收集整理并进行了详细的对比,详 细阐明了基巴拉带的地质特征和构造演化历史,以 期为研究前寒武纪地壳演化历史提供详实的资料。

注:本文为中国地质调查局项目(编号:DD20190439)的成果。

收稿日期:2019-01-15;改回日期:2019-06-14;责任编辑:章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2019.04.015

作者简介:许康康,男,1986年生,2012年毕业于中国地质大学(北京),硕士学位,工程师,主要从事地质矿产勘查与研究; Email: xukang06@163.com。



图1非洲基巴拉带地质简图



Fig. 1 Simplified geological map of the Kibara Belt, Afirica (modified from Debruyne et al., 2015)

1 地层

基巴拉带延伸广泛,带内地层序列横向和垂向 变化频繁,且层序间缺乏明显的标志层,后期又叠加 有接触变质、褶皱和断层作用的影响,导致不同国家 间地层层序对比研究程度较低。早期学者将整个造 山带分为:KAB内的 Rwandian 超群、Burundian 超 群、Karagwe—Ankolean 超群、KIB内的 Kibaran 超群 及一些独立地质单元(Cahen et al., 1984),最新的 划分方案则是将 KAB 重新划分为两个盆地沉积:西 部区域(WD)和东部区域(ED)(Tack et al., 1994), 现分别简单介绍如下:

1.1 早期划分方案

1.1.1 Burundian 超群

该超群位于布隆迪东部地区,主要为一些泥岩 和砂屑岩,同时部分地区还发育有长英质火山岩 (Navez and Karayenga, 1990; Tack et al., 1992), Waleffe(1965)最早将该超群划分为下、中和上3个 单元,其中局部地区可观测到下 Burundian 单元不 整合覆盖在太古宙坦桑尼亚克拉通之上。该超群不 存在正式地层柱,仅给出一个大致地层关系且缺乏 对比性。

1.1.2 Karagwe—Ankolean 超群

该超群位于坦桑尼亚和乌干达境内,岩性主要 为泥质和砂质变质沉积岩,缺乏灰岩层且粗粒碎屑 沉积物主要位于地层的底部(Van Straaten, 1984)。 坦桑尼亚内该超群不整合覆盖在太古宙坦桑尼亚克 拉通之上,碎屑物粒度显示从东向西的古水流方向, 由太古宙坦桑尼亚克拉通向 KAB 内盆地 (Fernandez-Alonso et al., 2012)。乌干达北部该超 群覆盖在古元古代鲁文佐里褶皱带的 Buganda— Toro 超群之上(Cahen et al., 1984; Master et al., 2008)。

1.1.3 Rwandian 超群

该超群位于卢旺达东北部,变形样式与布隆迪 相似(Cahen, 1952; Peeters, 1956),从底到顶主要 包括4个群:Gikoro、Pindura、Cyohoha和 Rugezi群 (Baudet et al., 1988; Theunissen et al., 1991),岩性 主要为硅质碎屑岩类,另外还发育有长英质火山岩, 后期又沉积有黑色页岩和碳酸盐岩透镜体。沉积构 造显示古水流方向在北部为从北向南,在东部为从 东向西,在西南部则从西南向北东(Baudet et al., 1988)。

1.1.4 Kibaran 超群

该超群位于刚果东南部,主要出露于 Mitwaba、 Mwanza 和 Bukama 等地区,通过区域地层序列的对 比研究,可以将该超群(变质)沉积岩序列分为4个 主要的岩石单元:Kiaora 群、Nzilo 群、Hakansson 群 和 Lubudi 群 (Mortelmans, 1951; Van de Steen, 1959; Cahen et al., 1984)。

Kiaora 群不整合覆盖在刚果克拉通太古宙和古 元古代岩石之上,底部为基底砾岩,上覆具火山—沉 积岩夹层的变质泥岩,沉积环境为湖泊和/或浅海环 境(Kokonyangi et al., 2006);Nzilo 群不整合覆盖在 Kiaora 群之上,底部砾岩向上渐变为以石英质岩石 为主,人字形构造和波痕显示地层沉积于潮汐环境



图 2 非洲 KAB 和 KIB 内岩石地层单元(据 Fernandez-Alonso et al., 2012; Kokonyangi et al., 2006 修改) Fig. 2 Lithostratigraphic units in KAB and KIB, Africa (after Fernandez-Alonso et al., 2012; Kokonyangi et al., 2006) (Kokonyangi et al., 2007);Hakansson 群整合覆盖在 Nzilo 群之上,以变质泥岩为主(Cahen et al., 1984; Kokonyangi et al., 2007);Lubudi 群包含有一系列的 钙—硅质岩、黑色片岩和暗色石英岩,局部含有叠层 石,可能为海洋沉积环境(Kokonyangi et al., 2006)。

1.1.5 其他地质单元

基巴拉带内许多地层层序由于早期缺乏野外研 究和地质年龄数据限制,导致其层位存在争议性,后 期随着研究程度的提高,这些地层单独建立了地层 层序,主要分布在以下3个地区:

布隆迪境内 Nkoma 和 Kavumwe 单元,早期被认 为是新元古代 Malagarazi 超群的一部分(Cahen et al., 1984),而坦桑尼亚境内的 Bukoba 砂岩被认为 是相同时代 Bukoban 系的一部分(Tack, 1995),后 期的野外研究、地球化学和基性岩体的⁴⁰ Ar/³⁹ Ar 年 龄等数据显示 Nkoma 单元和 Kavumwe—Bukoba 砂 岩为 KAB 的一部分。卫星遥感显示刚果境内 Kivu—Maniema 地区的地层单元与卢旺达西部和布 隆迪西北部的地层具有构造连续性(Fernandez-Alonso et al., 2012),同样属于 KAB 的一部分, Villeneuve (1980)将该地区地层划分为两部分:上 部 Nya-Ngezie 单元和下部 Bugarama 单元,两者呈不 整合接触关系,且上部单元底部的碎屑锆石定年为 1222±28 Ma(Villeneuve et al., 2004)),代表了新一 期的沉积作用事件。

1.2 KAB 新划分方案

最新的划分方案主要基于地球物理等数据,数据显示 KAB 包含有两个不同的构造区域:西部区域(WD)和东部区域(ED),两者分界线为 Kabanga—Musongati(KM)基性—超基性线性岩体 (Fernandez-Alonso et al., 2012),两部分岩石地层之间没有明确的对应关系,各地层层序在独立的沉积 盆地内沉积。

1.2.1 东部区域内地层序列

东部区域主要包括布隆迪东部、坦桑尼亚西北 部和乌干达西南部地层(图2),并统一命名为 Kagera 超群,其底部砾岩不整合覆盖在坦桑尼亚克 拉通片麻质基底或古元古代鲁文佐里褶皱带之上, 变质和变形程度弱于西部区域(Tack et al., 1994), 不发育 S 型花岗岩和有价值的矿化作用。

Kagera 超群可细分为两个相邻的亚盆地沉积地 层层序(图 2),亚盆地之间为断层分割,其中:① 西 部亚盆地包括 Muyaga 群和 Ruvubu 群,也即早期的 Burundian 超群下部单元和新元古代 Nkoma 单元 (Waleffe, 1965; Tack et al., 1992; Tack, 1995);② 东部亚盆地为 Bukoba 群,即早期的 Bukoba 砂岩和 Kavumwe 单元(Waleffe, 1965; Tack, 1995)。

1.2.2 西部区域内地层层序

西部区域主要包括卢旺达、布隆迪西部和乌干 达西部地区地层(图3),并统一命名为 Akanyaru 超 群,在卢旺达境内可见变质地层覆盖在古元古代基 底之上(Fernandez-Alonsoet al., 1998; Tack et al., 2010),变质变形强烈,显示与东部区域不同的构造 地质背景。

Akanyaru 超群地层以 Rwandian 超群地层序列 为主体,沿南北走向与研究程度较低的布隆迪西部 和乌干达西南部地层相对应,超群内各个群名称延 用 Rwandian 超群名称,从底到顶分别为:Gikoro、 Pindura、Cyohoha 和 Rugezi 群(图 2),该超群被新元 古代的 Itombwe 超群覆盖。



1.3 地层内变形事件

KAB 内主要发育有 3 期变形事件: D1、D2 和 D3(Fernandez-Alonso et al., 1998, Tack et al., 2010; Fernandez-Alonso et al., 2012)。其中, D1 期变形表 现为与层理近平行的组构,仅发育于西部区域内的 Gikoro—Pindura 群内; D2 期变形表现为与褶皱和挤 压有关的组构,在西部区域和东部区域内都广泛发 育,影响所有的地层单元; D3 期变形表现为一系列 晚期的共轭剪切带,仅发育在西部区域内。Tack 等 (2010)认为 D1 期变形与基巴拉构造事件期间的区 域伸展构造有关, D2 期变形与伊鲁米德造山作用期 间的远场应力有关, 而 D3 期变形则与泛非碰撞期 间的远场应力有关。

KIB 内主要发育有 2 期变形事件: D1'和 D2' (Van de Steen, 1959; Kampunzu et al., 1986; Kokonyangi, 2001; Kokonyangi et al., 2002, 2004, 2005)。其中, D1'期变形事件主要表现为 ENE 向不 对称褶皱和 N—NNW 向的挤压构造,该变形仅发育 在 Kiaora 群内(Kokonyangi et al., 2006); D2'变形事 件主要表现为 NW 向的微观、宏观等斜褶皱及逆断 层,发育于所有的地质单元内。Kokonyangi 等 (2006)认为 D1'期变形与基巴拉造山作用增生阶段 有关, 而 D2'期变形则与陆—陆碰撞有关, 代表了基 巴拉变形作用的高峰。

根据变形构造发育的地层层位及沉积地层年龄,可以推测 D1 和 D1', D2 和 D2'可能为 KAB 和 KIB 构造演化相对应阶段的产物,两者在时间和空间上可能具有一致性。

1.4 沉积地层年龄

关于基巴拉带内沉积地层的年龄限制,主要通 过测定侵入其内的岩体年龄和碎屑锆石年龄来确 定,前人对于 KAB 内地层年龄研究比 KIB 内更加详 实。

东部地区 Kagera 超群下部的 Muyaga 群内长英 质凝灰岩的锆石 U-Pb 年龄为 1780±9 Ma,其下伏的 石英岩样品内最年轻的碎屑锆石年龄为 1846±5 Ma,表明 1780 Ma 左右东部盆地已发生沉积作用 (Fernandez-Alonso et al., 2012)。西部地区侵入到 Akanyaru 超群底部 Gikoro—Pindura 群内的 S 型花 岗岩和少量基性岩体的锆石 U-Pb 年龄约为 1375 Ma(Tack et al., 2010),而 Gikoro 群石英岩样品内最 年轻的碎屑锆石年龄为 1421±37 Ma 和 1412±21 Ma (Fernandez-Alonso et al., 2012),表明 Akanyaru 超 群开始沉积的时间要晚于 1421 Ma,但要早于 1375 Ma_{\circ}

KIB 内关于地层沉积序列的限制程度较低,在 刚果 Mitwaba 地区,侵入到 Kibaran 超群底部 Kiaora 群内的角闪岩单颗粒锆石年龄为 1376 ± 13 Ma (Kokonyangi et al., 2005);侵入地层内的花岗质片 麻岩锆石 U-Pb 年龄有: 1386 ± 8 Ma(Kisele 二长花岗 质片麻岩)、 1386 ± 7 Ma(Kabonvia 花岗闪长质片麻 岩)和 1384 ± 5 Ma(Nyangwa 二长花岗岩) (Kokonyangi et al., 2004),这些年龄数据表明 Kibaran 超群的沉积时间要早于 1375 Ma,而最早的 沉积年龄无法确定,但一定晚于 1800 Ma 的乌本迪 造山运动。

通过地层年龄数据可知,在1780 Ma 左右东部 地区盆地内发生最早的碎屑沉积作用,随后沉积中 心从东向西偏移,在1421 Ma 左右西部地区盆地内 开始沉积,而南部 KIB 内开始沉积时间无法确定。

1.5 碎屑物质来源

沉积序列内的碎屑锆石不仅可以用来测定沉积 岩的年龄下限,还可以通过其与周边地质体年龄对 比及形态学研究,来大致判断沉积碎屑物的源区。 基巴拉带内关于碎屑物质来源的研究主要集中在 KAB内,KIB内鲜有研究。

KAB的东部区域内 Kagera 超群底部的 Muyaga 群石英岩不整合覆盖在太古宙坦桑尼亚克拉通之 上,其内碎屑锆石显示两个主要的年龄区间:2.67~ 2.40 Ga 和 2.02~1.85 Ga(图 3)。碎屑锆石具有同 心环带样式,且较老的锆石具有中等到较好的磨圆 度,而较年轻碎屑锆石通常呈半自形到自形 (Fernandez-Alonso et al., 2012; Koegelenberg et al., 2015),表明 Kagera 超群碎屑沉积物主要来源于近 端的岩浆岩。西部区域 Gikoro 群内石英岩样品的 碎屑锆石年龄主要为:2.79~2.48 Ga 和 2.14~1.83 Ga,碎屑锆石同样大多发育有同心环带结构,且较 老锆石呈次圆状到棱角状,较年轻锆石呈次圆状到 棱角状,常含有自形晶体,据此表明 Kagera 超群碎 屑沉积物同样主要来源于近端岩浆岩。

通过碎屑锆石的年龄区间及物源分析可知, KAB内碎屑锆石具有太古宙和古元古代年龄,其中 太古宙的碎屑年龄与附近太古宙坦桑尼亚克拉通内 的花岗岩类年龄一致,而古元古代的碎屑年龄可能 对应于周围的 Ubendian—Rusizi 带和鲁文佐里带和 甚至更远的班韦卢地块的花岗岩类和片麻岩年龄 (De Waele et al., 2006, 2008),这些地块可能是锆 石的主要来源。另外,西部区域内古元古代碎屑组 分的大量出现,可能反映了西部区域直接覆盖在古元古代基底之上,这在卢旺达西南部的 Butare 地区已被证实(Tack et al., 2010)。

2 基性—超基性岩浆作用

KAB和KIB内发育有大规模的基性—超基性 岩浆作用,且带内岩浆具有完全迥异的地质特征,通 过对其地球化学和地质年龄研究,可以很好的了解 前寒武纪该时期岩浆就位的地质构造背景(Polat et al., 1998; Puchtel et al.1998)。

2.1 KAB 内基性---超基性岩浆岩

KAB 内基性一超基性岩浆岩主要包括:长约400 km 的 KM 层状线性岩体、北部的拱形维多利亚 湖岩墙群(LVDS)及少量的基性岩体。基性岩墙 群、层状侵入体及双峰式火山岩套通常被认为是大 陆裂谷带的主要火成岩组合,因此 KAB 带通常被认 为是大陆裂解的产物(Tack et al., 2010)。

KM 带内多个岩体的 Sr 和 Nd 同位素特征显示 岩浆具有两种来源:富集地幔和亏损地幔来源(图 4),其中前者可能来源于老的大陆下岩石圈地幔, 而后者可能为前者演化的产物(Duchesne et al., 2004; Tacket al., 2010),LVDS 同样具有富集地幔 来源特征,可能与地幔柱活动有关(Makitie et al., 2014)。在 Agrawal 等(2008)多元变量构造判别图 解上,KM 岩体落入洋中脊玄武岩区域(图 5),与前 人认为的基巴拉带为大陆裂解产物结论一致(Tack et al., 2010);而 LVDS 落入岛弧玄武岩区域(图



Fig. 4 Sr and Nd isotopic compositions of the KM and GMB Complexes (after Tack et al., 1994)

5),并位于亏损地幔来源的 KM 岩体与南部富集地 幔来源基性岩体之间,可能与成岩过程中大陆岩石 圈的混染有关(Makitie et al., 2014)或者为增生构 造(KIB)和伸展或增生构造(KAB)向碰撞背景过渡 的原因(Debruyne et al., 2015)。



图 5 KAB 和 KIB 内基性—超基性岩体基于 La—Sm— Yb—Th—Nb 比例的多元素图解(据 Agrawal et al., 2008)

Fig. 5 Multivariate discrimination diagram based on La— Sm—Yb—Th—Nb ratios for mafics and ultra-mafic rocks in KAB and KIB (after Agrawal et al., 2008)

 $DF1\!=\!0.3305$ ln (La/Th)+0.3484 ln (Sm/Th)-

 $0.9562 \ln (Yb/Th) + 2.0777 \ln (Nb/Th) - 4.5628$ DF2 = -0.1928 ln (La/Th) - 1.1989 ln (Sm/Th) + 1.7531 ln (Yb/Th) + 0.6607 ln (Nb/Th) - 0.4384

2.2 KIB 内基性—超基性岩体

KIB 内的基性岩体空间上与花岗质深成岩体密 切相关(Van de Steen, 1959; Kampunzu et al., 1986; Kokonyangi et al., 2004, 2005),岩性主要为 辉长岩到闪长岩系列,侵入到 Kibaran 超群下部的 Kiaora 群沉积岩内,并发育有 D1 和 D2 变形组构 (Kokonyangi et al., 2001)。

KIB 内基性岩体通常具有较高的 Th/Ta 比例, 低的 TiO₂和 Nb 组分,这些通常为基性弧岩浆的特征(Ormerod et al., 1988),在球粒陨石标准化稀土 元素图解上显示 LREE 富集,HREE 平坦的曲线样 式,且具有负 Eu 异常。在原始地幔标准化微量元 素图解上富集不相容元素 K、Rb、Ba 和 LREE,亏损 高场强元素 Ti、Y、Nb 和 Ta,与现代弧玄武岩浆类似 (Kelemen et al., 2003)。在 Th—Ta—Yb 构造判别 图解中(Pearce,1983),所有的基性岩类都落入活动 大陆边缘区域(图 6),在 Zr—TiO₂图解(Pharaoh et al., 1984)中则落入弧玄武岩的区域内(图 7),反映了 KIB 该时期的俯冲地质背景。



图 6 KIB 内基性岩体的 Th/Yb 对 Ta/Yb 图解 (据 Kokonyangi et al., 2005)

Fig. 6 Th/Yb vs. Ta/Yb discrimination diagram for KIB mafic rocks (after Kokonyangi et al., 2005) DM—亏损地幔;EM—富集地幔;IPB—板内玄武岩; ACM—活动大陆边缘;MORB—大洋中脊玄武岩

DM—Depleted mantle; EM—Enriched mantle; IPB—Ocean island arcs; ACM—Active continental margins; MORB—Mid oceanic ridge basalts

2.3 岩浆岩年龄

KM 基性—超基性杂岩体的锆石 U-Pb 年龄为 1403±14 Ma 和 1374±14 Ma (Maier et al., 2007; Mäkitie et al., 2014; Tack et al., 2010),北部 LVDS 的矿物 Sm-Nd 等时线年龄为 1368±41 Ma、1374±42 Ma (Mäkitie et al., 2014),位于 KM 的年龄区间内。 KIB 内 Mitwaba 地区绿片岩相深成岩体的锆石 U-Pb 年龄为 1372±10 Ma (Kokonyangi et al., 2004),角闪 岩相杂岩体的锆石 U-Pb 年龄为 1417±2 Ma (Kokonyangi et al., 2005)。可见,KAB 和 KIB 内基 性—超基性岩体的年龄基本一致。

基性一超基性岩体的地球化学特征表明,KAB和 KIB 内岩浆作用具有伸展和俯冲两种完全迥异



的地球化学特征,这也导致了整个基巴拉带成因的 多解性;地质年龄表明岩浆作用开始活动的时间为 1400 Ma 左右,且具有多期次性。

3 花岗质岩浆作用

KAB 和 KIB 内发育有大小不同规模的花岗质 岩浆作用,岩性主要有花岗闪长岩、二长花岗岩和石 英闪长岩等,部分地区变质为片麻岩类(Kokonyangi et al., 2004),花岗质岩体通常呈岩床、岩脉或穹隆 状侵入到变质沉积岩围岩内,研究显示岩浆作用的 就位 深度 为 5~10 km (Fernandez-Alonso et al., 1986; Fernandez-Alonso et al., 1998)。

根据花岗质岩体内发育的构造组构类型、侵入的地层层位及岩体年龄,可以将 KAB 和 KIB 内岩浆 作用从老到新分为4期:① D1 期岩浆作用;② A 型 花岗岩浆作用;③ D2 期岩浆作用;④ 与石英-伟晶 岩和云英岩岩体有关的含锡花岗岩浆作用(Tack et al., 1994, 2010; Debruyne et al., 2015; Fernandez-Alonso et al., 2012; Kokonyangi et al., 2006)。

3.1 D1 期岩浆作用

该时期花岗岩浆作用在 KAB 和 KIB 内发育广 泛,且 KAB 内主要分布于西部区域内,东部区域内 不发育(Tack et al., 1994)。KAB 内岩浆侵入层位 为 Gikoro—Pindura 群,而 KIB 内为 Kiaora 群,岩体 内发育有 D1 期和 D2 期变形组构,表明岩浆作用的 时期要早于或同 D1 期变形作用,为基巴拉构造作 用最早期花岗质岩浆作用。

3.1.1 地球化学特征

KAB 和 KIB 内该时期花岗岩类具有相似的地

球化学特征,通常为钾质、过铝质的S型花岗岩 (Debruyne et al., 2015; Fernandez-Alonso et al., 2012; Kokonyangi et al., 2006)。岩体内常含有变质 沉积岩包体,在Al₂O₃/(MgO+FeOt)—CaO/(MgO+ TFeO)值图解上,主要落入变质沉积岩区域内(图 8),表明岩体可能为变质沉积岩局部熔融的产物 (Kokonyangi et al., 2006),或者混有不同比例的结 晶基底局部熔融岩浆(Tack et al., 2010),其化学组 分和氧化物比值与Lachlan和Hercynian带内变质 沉积岩原岩局部熔融产生的SP花岗岩类相似 (Chappell and White, 1992; Sylvester, 1998)。



图 8 KAB 和 KIB 内花岗岩 $n(Al_2O_3)/[n(MgO) + n(FeO_1)]$ vs. $n(CaO)/[n(MgO) + n(FeO_1)]$ 图解(据 Altherr et al., 2000 修改)

Fig. 8 $n(Al_2O_3)/[n(MgO) + n(FeO_t)]$ vs. $n(CaO)/[n(MgO) + n(FeO_t)]$ discrimination diagram for KAB and KIB granites(after Altherr et al., 2000)

微量元素方面,南部 KIB 内岩体的平均 Th/U 值为 3.7, 与地壳平均值 3.8 接近 (Taylor and McLennan, 1985), Rh/Th(>20), $Rb/Hf(26 \sim 38)$, Rb/Y(3.2~12)及Ta/Nb(0.19~1.15)等比值表明 该类岩体为 S 型花岗岩 (Harris and Inger, 1992)。 在原始地幔标准化微量元素图解上,Ba、Nb、Sr 和 Ti 等高场强元素显示具有负异常,这通常为地壳来源 火成岩的特征(Tarney and Jones, 1994); 球粒陨石 标准化稀土元素图解上,显示强烈的分异趋势,具有 负 Eu 异常,中等 LREE 富集和平坦的 HREE 样式, 为全球典型的过铝质岩浆作用(Chappell and White, 1974; White and Chappell, 1988)。在 Nb-Y 构造判 别图解上,岩体通常位于火山弧、同碰撞花岗岩及板 块内花岗岩的边界处(图9),导致构造判别图解的 不确定性,但其与 Lachlan 褶皱带(LFB)内 S 型花岗 岩平均组分相重合,表明两者的相似构造背景。俯 冲带内形成 S 型长英质岩浆在现代造山带内较为常 见(Pichavant et al., 1988),同样,KIB内S型花岗岩

被认为是基性弧岩浆侵入地壳引起变质沉积岩熔融 形成的,并混有少量基性弧岩浆(Kokonyangi et al., 2004)。另外,KAB内花岗岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为-20.1~ -23.1,KIB花岗岩类的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为-7~-11,与区域 上变质沉积岩接近,同样反映了地壳为主的来源特 征,可能混有少量地幔物质(Debruyne et al., 2015; Buchwaldt et al., 2008)。

3.1.2 地质年龄

早期学者利用 Rb-Sr、全岩锆石等方法测得 KAB 内花岗岩的年龄为 970~1330 Ma 之间(Klerkx et al., 1987; Cahen et al., 1984),后期锆石 U-Pb 测 年发现这些岩体的年龄为 1379±10 Ma、1380±12 Ma 和 1371±7 Ma,为相同时期的岩浆作用(Tack et al., 2010)。

KIB 内花岗质片麻岩的锆石 U-Pb 年龄有:1386 ±8 Ma(Kisele 二长花岗质片麻岩)、1386±7 Ma (Kabonvia 花岗闪长质片麻岩)、1383±5 Ma (Nyangwa 二长花岗岩)、1377±10 Ma(Kungwe— Kalumengongo 二长花岗岩)和 1372±10 Ma(Fwifwi 叶理化浅色二长花岗岩)(Kokonyangi et al., 2004), 与 KAB 内约 1375 Ma 的岩浆作用时代相同。

可见, KAB 和 KIB 内 D1 期岩浆作用主要来源 于早期变质沉积岩的局部熔融, 且成岩时代基本相



同,都为1375 Ma左右。而关于变质沉积岩局部熔融的热源问题, Debruyne 等(2015)认为与区域基性--超基性岩浆作用有关。

3.2 A 型花岗质岩浆作用

A型花岗质岩浆作用仅在 KAB 内局部发育,布 隆迪境内从南向北依次分布有 Gitega—Makebuko— Bukirasazi(GMB)3个线性体,岩性主要为花岗岩和 少量正长岩,空间上与基性岩体密切相关(Tack et al., 1994)。

3.2.1 地球化学特征

该类花岗岩通常为亚碱性、钾质,位于偏铝质和 过铝质界线附近,具有低 Mg/(Mg+Fe)值(0.01~ 0.2),高 Ga/Al 值($3 \times 10^{-4} \sim 4 \times 10^{-4}$),富集 Zr、Hf、 Nb、Ta、Y 和 REE,在 Whalen 等(1987)和 Sylvester (1989)的分类图解上,所有的花岗岩类都为 A 型花 岗岩。GMB 线性体的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值通常位于-1.4 到 0.2之间(图 4),反映了岩浆可能来源于亏损地幔, 并混染有少量的地壳物质,可能与 KM 带内亏损地 幔岩浆来源相同(Duchesne et al., 2004; Tacket al., 2010)。

3.2.3 地质年龄

早期 Tack 等(1994)测得 GMB 线性体的锆石 U-Pb 年龄为 1249 Ma 左右,后期又测得岩体内锆石 的²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 和²⁰⁶Pb/²³⁸U 平均年龄分别为 1205± 19 Ma 和 1205±11 Ma,并认为后者代表了 A 型花岗 岩的精确结晶年龄(Tack et al., 2010)。

A 型花岗岩通常形成于板内伸展作用背景, KAB 内该类型岩体空间上与 KM 基性岩体密切相 关,且岩浆可能具有相同来源,反映了 KAB 该时期 的伸展作用特征。

3.3 D2 期岩浆作用

该时期岩浆作用仅在 KIB 内局部分布,主要侵入到 Nzilo 群内,岩体内仅发育 D2 期组构,表明岩浆发育时间为 D1 变形作用之后,同或晚于 D2 期变形作用(Kokonyangi et al., 2004)。

3.3.1 地球化学特征

该时期岩体同样具有钾质、过铝质特征,其高 K、Rb,低 Ca、Sr 和 Ba 与变质泥岩脱水熔融作用一 致(Kokonyangi et al., 2004),在 Al₂O₃/(MgO + FeO₁)—CaO/(MgO+FeO₁)值图解上,主要落入变质 沉积岩区域内(图 8)。原始地幔标准化微量元素图 解与 D1 期岩浆岩相似且 PAAS 标准化稀土元素图 解显示平坦样式(Debruyne et al., 2015),这些特征 表明 D2 期岩浆作用同样为变质沉积岩局部熔融的 产物,岩体内的富云母团块和变质沉积岩包体进一步支持了该结论(Kokonyangiet al., 2004)。在 Y—Nb 构造判别图解上,D2 期岩浆岩同样位于火山弧岩浆和板块内花岗岩的边界处(图 9),具有不确定性。另外,该时期岩浆的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为-9 到-15 之间,反映了地壳为主的来源特征。

3.3.2 地质年龄

关于 D2 期岩浆作用的年龄数据较少,主要有 Mandwe 花岗质片麻岩内钛钇钍矿(yttrocrasite)的 U-Pb 年龄为 1050±50 Ma(Ebenhardt et al., 1956); Fwifwi 浅色二长花岗岩的锆石 U-Pb 年龄约为 1030 Ma(Cahen and Snelling, 1966)。另外强烈变形的 Kisele 二长花岗质片麻岩中锆石变质增生边的 U-Pb 年龄为 1079±14 Ma,被认为代表了 D2 期变形事 件年龄(Kokonyangi et al., 2004)。

Kampunzu 等(1986, 1998)认为基巴拉造山事件包括 1.25~1.4 Ga 的活动大陆边缘演化阶段和约 1.0~1.25 Ga 的陆陆碰撞事件,因此,D2 期岩浆作用可能为陆陆碰撞作用阶段变质沉积岩局部熔融的产物。

3.4 含锡花岗岩浆作用

该期岩浆作用贯穿整个 KAB 和 KIB 带,且侵入 到所有的沉积地层和早期岩体内,为最晚期的岩浆 作用,该时期岩浆作用与带内的 Au、W、Sn、Nb 和 Ta 等金属成矿密切相关(Pohl et al., 2013; Cahen et al., 1984; De waele et al., 2008)。

3.4.1 地球化学特征

关于该时期岩浆作用的地球化学数据较少,但 与 D1 和 D2 期岩浆作用类似,同样为钾质、过铝质 的 S 型花岗岩(Kokonyangi et al., 2004; Debruyne et al., 2015),且来源于变质沉积岩的局部熔融作用 (Vidal et al., 1982; Noble et al., 1984; Miller, 1985)。与该时期花岗岩有关的伟晶岩具有类似的 岩石地球化学特征,可能为单一母岩浆演化的产物 (Ngulube, 1994)。在 Rb—(Yb+Ta)构造判别图解 上,该类花岗岩及相关伟晶岩落入同碰撞和碰撞后 花岗岩区域内(Kokonyangiet al., 2006)。

3.4.2 地质年龄

该时期岩浆作用与钨锡矿化密切相关,伟晶岩内 Sn—Nb 矿物给出的 Rb-Sr 冷却年龄位于 977±18 Ma 和 912±30 Ma 之间(Cahen et al., 1984; Melcher et al., 2015),与 KAB 内伟晶岩的锆石 U-Pb 年龄 975±8 Ma 相近(Dewaele et al., 2011)。

通过上述总结,可以发现除 A 型花岗质岩浆作

用外,D1、D2 和含锡花岗岩在地球化学特征方面具 有相似性,都为变质沉积岩局部熔融的产物。其中, D1 期花岗质岩浆与基性—超基性岩体空间上密切 相关,且年龄要晚于或近同期于基性—超基性岩体 的侵入时间,反映了基性—超基性岩浆可能为形成 D1 期花岗质岩浆的热源;D2 期岩浆作用代表了 陆—陆碰撞阶段变形作用的高峰,且与后期的含锡 花岗岩具有相似的地球化学特征,反映了陆—陆碰 撞及碰撞后岩浆作用特征。

4 构造演化特征

关于基巴拉带的成因模式,早期主要分为两种 观点:① 基于 KIB 内富集地幔来源特征的基性岩体 地球化学特征,认为整个基巴拉带形成于板块汇聚 期间,沿着刚果克拉通(NW)和坦桑—班韦卢克拉 通(SE)之间的活动大陆边缘形成(Kampunzu et al., 1986; Kokonyangi et al., 2004, 2005);② 基于 KAB 内 KM 基性一超基性岩体及 LVDS 岩墙群等,认为 基巴拉带为陆内造山带,早期的基巴拉岩浆作用为 伸展裂谷背景下的产物(Klerkx et al., 1987; Fernandez-Alonso et al., 1988; Tacket al., 2010) 然而,两种模型都不能很好地解释整个基巴拉带内 的岩石成因,因此许多学者在第一种模型之下,引入 了岩石圈拆沉及地幔柱的概念(Buchwaldt et al., 2008; Mäkitie et al., 2014; Debruyne et al., 2015), 认为整个基巴拉带为俯冲加地幔柱活动的结果。该 模型可以很好的契合整个基巴拉带的岩石成因,但 仍然存在许多争议性。

结合最新的地质模型及本次对 KAB 和 KIB 内 地层、基性—超基性岩体及花岗岩体的地质特征整 理,综合区域地质构造特征,可以较好地阐述整个基 巴拉带的构造演化历史(图 10):

(1)1780 Ma 左右,乌本迪造山作用后的稳定沉积阶段,东部区域内盆地发育并开始沉积有 Kagera 超群,班韦卢地块和乌本迪带内发育有近同时期的 穆瓦超群沉积岩(Andersen and Unrug, 1984; De Waele et al., 2006)。

(2)1420 Ma 左右, KAB 内随着沉积中心向西 偏移, 西部区域内盆地发育并沉积有 Akanyaru 超 群, 而 KIB 盆地内沉积有 Kibaran 超群, 在相邻的乌 本迪带内发育有同时期的 Wakole 盆地沉积作用, 反 映了该时期的伸展作用环境(Boniface et al., 2014), 与哥伦比亚超大陆的裂解背景相一致。

(3)1400 Ma 左右, 刚果克拉通俯冲到坦桑尼

亚一班韦卢克拉通之下,在 KAB 内可能由于岩石圈 拆沉作用导致软流圈上涌,沿着地壳深大断裂形成 KM 基性—超基性层状岩体;在 KIB 内地幔楔部分 熔融形成富集地幔来源性质的基性岩体。

(4)1375 Ma 左右, KAB 内可能持续发生岩石 圈拆沉作用, 软流圈上涌沿地壳深大断裂形成 LVDS。同时 KAB 和 KIB 内早期形成的基性—超基 性岩浆加热下地壳岩石,导致变质沉积岩局部熔融 形成大量的 D1 期花岗岩。

(5)1200 Ma 左右,可能由于板块的折返作用, KAB 内处于伸展作用背景,形成与 KM 亏损地幔岩 浆可能同源的 A 型花岗质岩浆岩,同时西部区域内 开始沉积 Cyohoha—Rugezi 群。

(6)1100 Ma 左右,刚果克拉通与坦桑尼亚—班 韦卢克拉通发生陆陆碰撞作用,变质作用达到高峰 且由于地壳的垂向增生加厚作用导致变质沉积岩再 次局部熔融,形成少量的 D2 期花岗岩浆作用,反映 了罗迪尼亚超大陆的汇聚作用。

(7)980 Ma 左右,碰撞晚阶段和碰撞后阶段,发 生造山带的去根/垮塌作用,形成晚期的含锡花岗岩 浆作用,980 Ma 之后,西部区域盆地内开始沉积有 Itombwe 超群。

5 存在问题及未来展望

基巴拉带作为非洲中部一条重要的中元古代活动带和成矿带,区域整体研究程度较低,许多地质问题亟待解决,且早期的许多结论仍然存在争议性,需要进一步的研究工作,本次主要梳理出以下3点:

(1)基巴拉带地层沉积时代缺乏同位素年龄数据,造成多数地层的沉积年龄下限无法精确确定,也 无法进行层与层之间的对比研究。

(2)北部 LVDS、KM 线性岩体和花岗质岩体的 拱形构造特征成因,早期被认为与两期造山运动有 关,即主体东西向的缩短作用叠加有次级的南北向 缩短分量;后期则被认为与 KAB 前陆的构造楔作用 及反向逆冲断层作用有关。由于两种观点所依据的 地质构造背景迥异(~1375 Ma 左右)以及早期同位 素定年欠精确性等原因,导致变形事件的绝对年龄 无法确定。

(3) KAB 和 KIB 内都未发现与俯冲有关的蛇绿 岩套、造山期安山岩和闪长岩以及双变质带等,导致 基巴拉带的俯冲作用模型缺乏直接证据。另外,虽 然将俯冲作用加岩石圈拆沉及地幔柱理论应用于 KAB 的构造演化,但在构造带尺度内同时存在上述



地质作用背景的可能性 仍然值得商榷。

6 总结

通 过 综 合 整 理 Karagwe—Ankole 带 和 Kibaride 带 内 地 层、基 性—超基性岩浆作用及 花岗质岩浆作用特征,我 们可以得出以下结论:

(1)基巴拉带可以分为 Karagwe—Ankole 带和 Kibaride 带两部分, Karagwe—Ankole 带又分为东部和西部两个区域, 其内分别沉积有 Kagera 超群和 Akanyaru 超群,而 Kibaride 带内沉积有 Kibaran 超群。地层开始 沉积的时代为1400~ 1800 Ma,其碎屑物主要 来源于坦桑尼亚克拉通 及周边的古元古代活动 带。

(2) Karagwe— Ankole 带内发育有 Kabanga—Musongati 基 性一超基性岩体及北部 的拱形维多利亚湖岩墙 群,可能与俯冲背景下岩 石圈拆沉或地幔柱活动 有关;而 Kibaride 带内大 规模的基性岩体则与俯 冲带地幔楔部分熔融有 关,基性—超基性岩体的 年龄为 1375~1400 Ma,

图 10 KAB 和 KIB 构造演 化图(据 Debruyne et al., 2015 修改)

Fig. 10 The tectonic evolution of the KAB and KIB (after Debruyne et al., 2015) 早于或近同期于 D1 期的花岗质岩浆作用。

(3)花岗质岩浆作用从早到晚分为4期:D1期 岩浆作用、A型花岗岩浆作用、D2期岩浆作用和与 石英-伟晶岩和云英岩岩体有关的含锡花岗岩浆作 用。其中,D1期、D2期和含锡花岗岩为变质沉积岩 局部熔融的产物,而A型花岗岩浆作用可能与 Kabanga—Musongati线性岩体的亏损地幔同源。

(4)整个基巴拉带的构造演化可以分为:① 俯 冲作用前沉积阶段:1780 Ma 左右的东部区域沉积 和 1420 Ma 左右的西部区域和/或 Kibaride 带内沉 积作用;② 俯冲作用阶段:1400~1375 Ma 左右的基 性—超基性岩浆作用、1375 Ma 左右的 D1 期花岗质 岩浆作用和 1200 Ma 左右的 A 型花岗质岩浆作用; ③ 陆陆碰撞阶段:1100 Ma 左右的 D2 期岩浆作用; ④ 碰撞晚期和碰撞后阶段:980 Ma 左右的含锡花岗 质岩浆作用和之后的 Itombwe 超群沉积。

参考文献 / References

- Agrawal S, Guevara M, Verma S P. 2008. Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. International Geology Review, 50 (12): 1057~1079.
- Altherr R, Holl A, Hegner E, Langer C, Kreuzer H. 2000. Highpotassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). Lithos, 50(1~3): 51~73.
- Andersen L S and Unrug R. 1984. Geodynamic evolution of the Bangweulu Block, northern Zambia. Precambrian Research, 25(1~ 3): 187~212.
- Baudet D, Hanon M, Lemonne E, Theunissen K, Buyagu S, Dehandschutter J, Tahon A. 1988. Lithostratigraphie du domaine sédimentaire de la chaine Kibarienne au Rwanda. Annales de la Société Géologique de Belgique, 112: 225~246.
- Boniface N, Schenk V, Appel P. 2014. Mesoproterozoic high-grade metamorphism in pelitic rocks of the northwestern Ubendian Belt: Implication for the extension of the Kibaran intra-continental basins to Tanzania.Precambrian Research, 249: 215~228.
- Buchwaldt R, Toulkeridis T, Todt W, Ucakuwun E K. 2008. Crustal age domains in the KibaranBelt of SW-Uganda: combined zircon geochronology and Sm-Nd isotopic investigation. Journal of African Earth Sciences, 51(1): 4~20.
- Cahen L. 1952. Les groupes de l'Urundi, du Kibaliet de la Ruzizi au Congo Oriental et Nord – Oriental. Annales Société Géologique de Belgique, 75(Mémoires): 3~71.
- Cahen L, Snelling N J. 1966. The Geochronology of Equatorial Africa. North-Holland Publishing Company: 1~195.
- Cahen L, Snelling N J, Delhal J, Vail J R, Bonhomme M, Ledent D. 1984. The Geochronology and Evolution of Africa. Oxford: Oxford University Press: 1~512.
- Chappell B W and White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 83(1~2): 1~26.
- Chappell B W, White A J. 2001. Two contrasting granite types: 25 years

later. Australian Journal of Earth Sciences, 48(4): 489~499.

- Debruyne D, Hulsbosch N, Van Wilderode J, Balcaen L, Vanhaecke F, Muchez P. 2015. Regional geodynamic context for the Mesoproterozoic Kibara Belt (KIB) and the Karagwe—Ankole Belt: Evidence from geochemistry and isotopes in the KIB. Precambrian Research, 264: 82~97.
- De Waele B, Kampunzu A B, Mapani B, Tembo F. 2006. The Mesoproterozoic Irumide Belt of Zambia. Journal of African Earth Sciences, 46: 36~70.
- De Waele B, Johnson S P, Pisarevski S A. 2008. Palaeoproterozoic to Neoproterozoic growth and evolution of the eastern Congo Craton: its role in the Rodinia puzzle. Precambrian Research, 160: 127~141.
- Dewaele S, Henjes-Kunst F, Melcher F, Sitnikova M, Burgess R, Gerdes A, Lehmann B. 2011. Late Neoproterozoic overprinting of the cassiterite and columbite—tantalite bearing pegmatites of the Gatumba area, Rwanda (Central Africa). Journal of African Earth Sciences, 61(1): 10~26.
- Duchesne J C, Liégeois J P, Deblond A, Tack L. 2004. Petrogenesis of the Kabanga—Musongati layered mafic—ultramafic intrusions in Burundi (Kibaran Belt): geochemical, Sr-Nd isotopic constraints and Cr—Ni behaviour. Journal of African Earth Sciences, 39(3~ 5): 133~145.
- Eberhardt P, Geiss J, Von Gunten H, Houtermans F G, Signer P. 1956. Mésure de l'âge de l'yttrocrasite de Mitwaba (Katanga) par la méthode de plomb. II: Mesures isotopiques. Bull. Soc. Belg. Géol, 65: 251~255.
- Fernandez-Alonso M, Lavreau J, Klerkx J. 1986. Geochemistry and geochronology of the Kibaran granites in Burundi, Central Africa: Implications for the Kibaran orogeny. Chemical Geology, 57(1~2): 217~234.
- Fernandez-Alonso M, Theunissen K. 1998. Airborne geophysics and geochemistry provide new insights in the intracontinental evolution of the Mesoproterozoic Kibaran Belt (Central Africa). Geological Magazine, 135(2): 203~216.
- Fernandez-Alonso M, Cutten H, De Waele B, Tack L, Tahon A, Baudet D, Barritt S D. 2012. The Mesoproterozoic Karagwe—Ankole Belt (formerly the NE Kibara Belt): The result of prolonged extensional intracratonic basin development punctuated by two short-lived far-field compressional events. Precambrian Research, 216: 63~86.
- Harris N B W, Inger S. 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 110(1): 46 ~ 56.
- Hoffman P F. 1988. United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 16(1): 543~603.
- Kampunzu A B, Rumvegeri B T, Kapenda D, Lubala R T, Caron J P H. 1986. Les Kibarides d'Afrique centraleet orientale: une chaîne de collision. UNESCO, Geol. Econ. Dev., Newslett, 5: 125~137.
- Kampunzu A B. 1998. The Mesoproterozoic Kibaran Belt System in Africa: A key for the reconstruction of Rodinia Supercontinent. Gondwana Research, 1: 412~414.
- Kelemen P B, Hanghøj K, Greene A R. 2003. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. Treatise on Geochemistry, 3: 659
- Klerkx J, Liégeois J P, Lavreau J, Claessens W. 1987. Crustal evolution of the northern KibaranBelt, eastern and central Africa. Proterozic Lithospheric Evolution, 17: 217~233.
- Klerkx J, Theunissen K, Delvaux D. 1998. Persistent fault controlled basin formation since the Proterozoic along the Western Branch of the

East African Rift. Journal of African Earth Sciences, 26(3): 347~361.

- Kokonyangi J. 2001. Geological fieldwork in the Kibaran-type region, Mitwaba district, Congo (former Zaire), Central Africa. Gondwana Research, 4: 255~259.
- Koegelenberg C, KistersA F M, Kramers J D, Frei D. 2015. U-Pb detrital zircon and ³⁹Ar-⁴⁰Ar muscovite ages from the eastern parts of the Karagwe—Ankole Belt: Tracking Paleoproterozoic basin formation and Mesoproterozoic crustal amalgamation along the western margin of the Tanzania Craton. Precambrian Research, 269: 147 ~ 161.
- Kokonyangi J, Armstrong R, Kampunzu A B, Yoshida M, Okudaira T. 2002. Magmatic evolution of the Kibarides Belt (Katanga, Congo) and implications for Rodinia reconstruction: field observations, U-Pb SHRIMP geochronology and geochemistry of granites. In Extended Abstracts, 11th Quadrennial IAGOD Symposium and Geocongress. 22~26.
- Kokonyangi J, Armstrong R, Kampunzu A B, Yoshida M, Okudaira T. 2004. U-Pb zircon geochronology and petrology of granitoids from Mitwaba (Katanga, Congo): implications for the evolution of the Mesoproterozoic Kibaran Belt. Precambrian Research, 132(1~2): 79~106.
- Kokonyangi J, Kampunzu A B, Poujol M, Okudaira T, Yoshida M, Shabeer K P. 2005. Petrology and geochronology of Mesoproterozoic mafic—intermediate plutonic rocks from Mitwaba (DR Congo): implications for the evolution of the Kibaran Belt in central Africa. Geological Magazine, 142(1): 109~130.
- Kokonyangi J W, Kampunzu A B, Armstrong R, Yoshida M, Okudaira T, Arima M, Ngulube D A. 2006. The Mesoproterozoic KibarideBelt (Katanga, SE DR Congo). Journal of African Earth Sciences, 46(1 ~2): 1~35.
- Kokonyangi J W, Kampunzu A B, Armstrong R, Arima M, Yoshida M, Okudaira T. 2007. U-Pb SHRIMP dating of detrital zircons from the Nzilo Group (Kibaran Belt): Implications for the source of sediments and Mesoproterozoic evolution of central Africa. The Journal of Geology, 115(1): 99~113.
- Lavreau J. 1983. Le groupe de la Rusizi (Rusizien du Zaire, Rwandaet Burundi) à la lumière des connaissances actuelles. Musée Royal de l'Afrique centrale, Département Géologie et Minéralogie, Rapport annuel: 111~119.
- Lepersonne J. 1974. Carte géologique du Zair au 1/2000000 et notice explicative de la carte: Direction de la Géologie. Department des Mines, Tervuren, Musée Royal de l'Afrique Centrale, Bruxelles, 1: 1~67.
- Maier W D, Peltonen P, Livesey T. 2007. The ages of the Kabanga North and Kapalagulu intrusions, western Tanzania: A reconnaissance study. Economic Geology, 102(1): 147~154.
- Mäkitie H, Data G, Isabirye E, Mänttäri I, Huhma H, Klausen M B, Virransalo P. 2014. Petrology, geochronology and emplacement model of the giant 1.37 Ga arcuate Lake Victoria Dyke Swarm on the margin of a large igneous province in eastern Africa. Journal of African Earth Sciences, 97: 273~296.
- Master S, Bekker A, Karhu J A. 2008. Palaeoproterozoic high delta13 carb marbles from the Ruwenzori Mountains, Uganda, and implications for the age of the Buganda—Toro Supergroup. In 22nd Colloquium of African Geology, Hammamet, Tunisia: 90.
- Miller C F. 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? The Journal of Geology, 93(6): 673~689.
- Mortelmans G. 1951. Stratigraphieet tectonique des Monts de Kibara dans la région Mitwaba—Kina. Bull. Soc. Belg. Géol.Paleontol. Hydrol,

59: 359~382.

- Navez J, Karayenga D. 1990. Geochemistry of sedimentary rocks from the Burundi Supergroup. IGCP 255, Bulletin/Newsletter: 109.
- Ngulube A. 1994. La pegmatite de Manonoet sa place dans la me' tallogenie Kibarienne. Ph. D. Thesis, University of Nancy I, France, 199.
- Noble D C, Vogel T A, Peterson P S, Landis G P, Grant N K, Jezek P A, McKee E H. 1984. Rare-element enriched, S-type ash-flow tuffs containing phenocrysts of muscovite, and ausite, and sillimanite, southeastern Peru. Geology, 12(1): 35~39.
- Ormerod D S, Hawkesworth C J, Rogers N W, Leeman W P, Menzies M A. 1988. Tectonic and magmatic transitions in the Western Great Basin, USA. Nature, 333(6171): 349.
- Pearce J A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C J and Norry M J. eds. Continental Basalts and Mantle Xenoliths: 230~249.
- Peeters L. 1956. Contribution à la géologie des terrains anciens du Ruanda—Urundiet du Kivu Annales Musée oyal du Congo belge, Tervuren (Belgique), Série in-8°. Sciences Géologiques 16: 197.
- Pharaoh T C, Pearce J A. 1984. Geochemical evidence for the geotectonic setting of early Proterozoic metavolcanic sequences in Lapland. Precambrian Research, 25(1~3): 283~308.
- Pichavant M, Kontak D J, Briqueu L, Herrera J V, Clark A H. 1988. The Miocene—Pliocene Macusani volcanics, SE Peru. Contributions to Mineralogy and Petrology, 100(3): 325~338.
- Pohl W L, Biryabarema M, Lehmann B. 2013. Early Neoproterozoic rare metal (Sn, Ta, W) and gold metallogeny of the Central Africa Region: a review. Applied Earth Science, 122(2): 66~82.
- Polat A, Kerrich R, Wyman D A. 1998. The late Archean Schreiber— Hemlo and White River—Dayohessarah greenstone belts, Superior Province: collages of oceanic plateaus, oceanic arcs, and subduction—accretion complexes. Tectonophysics, 289(4): 295 ~ 326.
- Puchtel I S, Hofmann A W, Mezger K, Jochum K P, Shchipansky A A, Samsonov A V. 1998. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. Earth and Planetary Science Letters, 155(1): 57~74.
- Rogers J J W. 1996. A history of continents in the past three billion years. The Journal of Geology, 104(1):91~107.
- Rogers J J W, Santosh M, Yoshida A M. 2000. Mesoproterozoic Supercontinent (Call for papers). Gondwana Research, (4): 590~ 591.
- Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos, 45(1~4): 29~44.
- Tack L, Sindayihebura A, Cimpaye D. 1992. The Nkoma (SE Burundi): an episodically reactivated lower Burundian (Middle Proterozoic) siliciclastic sequence, locally overlain by a Malagarasian (Upper Proterozoic) sedimentary breccia. IGCP Newsl, 255(4): 3143.
- Tack L, Liégeois J P, Deblond A, Duchesne J C. 1994. Kibaran A-type granitoids and mafic rocks generated by two mantle sources in a late orogenic setting (Burundi). Precambrian Research, 68(3~4): 323 ~356.
- Tack L. 1995. The Neoproterozoic Malagarazi Supergroup of SE Burundi and its equivalent Bukoban System in NW Tanzania: a current review. In annales-musee royal de l Afrique centrale serie in 8vo sciences geologiques. Royal Museum of Central Africa, 121~130.
- Tack L, Wingate M T D, De Waele B, Meert J, Belousova E, Griffin B, Tahon A, Fernandez-Alonso M. 2010. The 1375Ma "Kibaran event"

in Central Africa: Prominent emplacement of bimodal magmatism under extensional regime. Precambrian Research, $180(1 \sim 2): 63 \sim 84$.

- Tarney J, Jones C E. 1994. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. Journal of the Geological Society, 151(5): 855~868.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. United States, Blackwell Scientific Publications: 1~ 328.
- Theunissen K, Hanon M, Fernandez-Alonso M. 1991. Carte Géologique du Rwanda, 1 : 200.000. Service Géologique, Ministère de l' Industrieet de l'Artisanat, République Rwandaise.
- Theunissen K, Klerkx J, Melnikov A, Mruma A. 1996. Mechanisms of inheritance of rift faulting in the western branch of the East African Rift, Tanzania. Tectonics, 15(4): 776~790.
- Van de Steen J. 1959. Le système de Kibara. Bulletin de Géologie du Congo-Belge et du Rwanda-Urundi: 8~22.
- Van Straaten P. 1984.Contributions to the geology of the Kibaran Belt in northwest Tanzania. UNESCO Geology for Development,

Newsletters, 3: 59~68.

- Vidal P, Cocherie A, Le Fort P. 1982. Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). Geochimicaet Cosmochimica Acta, 46(11): 2279~2292.
- Villeneuve M. 1980. Les formations précambriennes antérieures ou rattachées au Supergroupe de l'Itombwe au Kivu orientalet méridional (Zaïre). Bulletin Société belge de Géologie, 89(4): 301 ~308.
- Villeneuve M, Chorowicz J. 2004. Les sillons plissés du Burundien supérieur dans la chaine Kibarienne d'Afrique centrale. Comptes Rendus Geoscience, 336(9): 807~814.
- Waleffe A. 1965. Quelques précisions sur la position stratigraphique du Nkoma dans le Malagarasien du Burundi. Mus. roy. Afr. centr., Tervuren (Belg), Dépt. Géol. Min., Rapp. ann: 82~84.
- White A J R and Chappell B W. 1988. Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 79(2~3): 169~ 181.

Geological and tectonic evolution characteristics of the Kibara Belt in central Africa

XU Kangkang, LIU Xiaoyang, HE Shengfei, SUN Kai, GONG Penghui Tianjin Centre, China Geological Survey, Tianjin, 300170

Abstract: The Kibara Belt is an important Mesoproterozoic tectonic belt in central Africa, which is of great significance for the reconstruction of the Colombia and Rodinia supercontinents. The Kibara Belt can be divided into two parts: the Karagwe—Ankole Belt (KAB) in the north and the Kibaride Belt (KIB) in the south, and the boundary between them is Paleoproterozoic Ubendian—Rusizi Belt. The KAB can be further divided into Western Domain (WD) and Eastern Domain (ED) by Kabanga—Musongati mafic—ultramafic intrusions, in which Kagera Supergroup and Akanyaru Supergroup deposited respectively, whereas the Kibraran Supergroup deposited in KIB. All the lithostratigraphic units began to deposit after the Ubendian orogeny and the debris was mainly derived from the Tanzania Craton and the surrounding Palaeoproterozoic belts. There are mafic and ultra-mafic magmatism of about 1375~1400 Ma in KAB and KIB which have different genesis. The granitic magma is mainly divided into four stages from early to late: D1, A-type granite, D2 tin-granite. The A-type granite may be related to the depleted mantle and the others are the product of partial melting of metamorphic sedimentary rocks. Based on the stratigraphic sequence and the ages of the magma, the tectonic evolution of the Kibara Belt can be divided into:

(1) Pre-subduction sedimentary stage: deposition in ED at about 1780 Ma and in WD and/or KIB at about 1420 Ma.

(2) Subduction stage: mafic and ultra-mafic magmatism from about 1400 Ma to 1375 Ma, D1 granitic magmatism at about 1375 Ma and A-type magmatism at about 1200 Ma.

(3) Continental collision stage: D2 magmatism at about 1100 Ma.

(4) Late and post-collision stage: tin-granitic magmatism at about 980 Ma and Itombwe Supergroup deposited later.

Keywords: stratigraphic units; mafic—ultramafic magmatism; granitic magmagtism; tectonic evolution; Kibara Belt; Africa

Acknowledgements: This article is jointly funded by the project from China Geological Survey (No. DD20190439).

Corresponding author: XU Kangkang, male, junior engineer, born in 1986; Email: xukang06@163.com Manuscript received on: 2019-01-15; Accepted on: 2019-06-14; Edited by: ZHANG Yuxu Doi: 10.16509/j.georeview.2019.04.015