

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

印度大陆与亚洲大陆早期碰撞过程与动力学模型 ——来自西藏冈底斯新生代火成岩证据

侯增谦¹⁾, 莫宣学²⁾, 高永丰³⁾, 杨志明¹⁾, 董国臣²⁾, 丁林⁴⁾

1) 中国地质科学地质研究所, 北京, 100037; 2) 中国地质大学, 北京, 100083

3) 石家庄经济学院, 050031; 4) 中国科学院青藏高原研究所, 北京, 100085

内容提要:为了揭示青藏高原的形成演化及其隆升历史, 本文主要立足于西藏冈底斯带新生代岩浆岩, 研究了印度—亚洲大陆碰撞早期阶段的关键岩石记录、详细碰撞过程和深部动力机制。西藏新生代火山—岩浆活动贯穿于主碰撞造山过程的始终, 形成规模巨大的冈底斯火成岩带, 其中, 火山活动形成著名的林子宗第三纪火山岩系(64~43 Ma), 岩浆作用则形成3个时间连续、但组合不同的岩浆序列, 即: ①壳源花岗岩组合(65~50 Ma)、②正 ϵ_{Nd} 花岗岩—辉长岩组合(52~47 Ma)和③幔源玄武质次火山岩—辉绿岩组合(53~42 Ma)。林子宗第三纪火山岩系形成于印度—亚洲大陆对接碰撞之后(~65 Ma), 不整合覆盖于中生代褶皱构造层之上, 中下部钙碱性—高钾钙碱性火山岩显示岛弧/陆缘弧地球化学特征, 主要来自于洋壳板片流体交代的地幔楔形区, 上部钾玄岩系火山岩则更多地显示壳源特征。壳源花岗岩主要侵位于冈底斯东段腾冲地区, 成因类型为白云母过铝花岗岩和富钾钙碱性花岗岩, 其高($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i > 0.710$)和低 ϵ_{Nd} (< -7)同位素组成反映其源于碰撞加厚的砂泥质地壳的深熔作用。正 ϵ_{Nd} 值(+2~+5)花岗岩和辉长岩沿冈底斯带成对侵位, 花岗岩具有埃达克岩与弧花岗岩过渡特征, 其形成有较多的幔源物质贡献; 辉长岩正 ϵ_{Nd} 值特征(+2.5~+7.0)、REE平坦型或弱富集型以及亏损大部分不相容元素(Nb, P, Ti, U, Th, LREE)特征, 反映软流圈地幔对岩浆形成产生重要贡献。幔源玄武质次火山岩主要为钙碱性岩系, REE平坦型, 低($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i < 0.7060$)、高 ϵ_{Nd} (高达+4.3), 同位素组成接近于MORB, 证明其来源于亏损的软流圈地幔。根据这些构造—岩浆事件的时空分布、岩石组合特征、岩石地球化学以及岩浆演变序列, 提出了一个青藏高原大陆碰撞的四阶段演化模式。这个模式强调了①70~60 Ma, 新特提斯洋板片回转, 印度大陆与亚洲大陆发生碰撞(≥ 65 Ma), 并导致加厚地壳深熔; ②60~54 Ma, 印度大陆板片向北陡俯冲, 下地壳缩短加厚, 地壳深熔作用持续; ③53~41 Ma, 新特提斯洋板片发生断裂, 并向下折沉。软流圈物质透过板片断裂窗上涌, 诱发地幔楔、上覆加厚的镁铁质地壳熔岩; ④陡深俯冲的印度大陆板片因特提斯洋板片断裂而发生折返, 开始低角度俯冲(< 40 Ma), 导致高原内部的陆内俯冲、走滑剪切与地壳缩短, 造成冈底斯岩浆间断(40~26 Ma)和拉萨地体初始抬升。因此, 在青藏高原碰撞造山过程中, 主碰撞期造山(65~41 Ma)的动力机制主要是印度大陆板片的陡角度俯冲和特提斯洋板片断裂, 晚碰撞期造山(40~26 Ma)的动力机制主要为印度大陆板片的低角度俯冲。

关键词:印度—亚洲大陆碰撞; 冈底斯岩浆岩; 岩石地球化学; 大陆俯冲与板片断裂; 青藏高原

印度—亚洲大陆碰撞而成的青藏高原是一个相继经历主碰撞(65~41 Ma)、晚碰撞(40~26 Ma)和后碰撞过程(25~0 Ma), 目前仍处于活动状态的全球最典型的大陆碰撞造山带(侯增谦等, 2006a)。要深刻揭示青藏高原的形成演化及其隆升历史, 关键在于深入研究大陆碰撞不同阶段的详细碰撞过程、关键地质记录、深部作用过程及其动力学机制。然而, 由于多幕式的陆间(或/和陆内)碰撞造山及其多期次叠加改造, 处于后碰撞伸展阶段的青藏高原, 现

今地表所展示出的现代构造变形以及地球物理数据所揭示的深部壳幔结构, 往往不能完整地反映印度—亚洲大陆主碰撞期(65~41 Ma)的总体特征, 因此, 涉及印度—亚洲大陆主碰撞期的若干重要科学问题仍存较大争议。这些问题包括: 印度—亚洲大陆主碰撞的起止时间(Yin et al., 2000)、印度大陆板片平缓俯冲抑或陡深俯冲(Zhao et al., 1993; Owens et al., 1997; Leech et al., 2005)、印度大陆板片持续性俯冲抑或阶段性断裂(Ding et al.,

注: 本文为国家“973”计划项目“印度与欧亚大陆主碰撞带及其成矿响应”(编号 2002CB412601)和国家杰出青年基金项目资助的成果。

收稿日期: 2006-05-03; 改回日期: 2006-08-06; 责任编辑: 郝梓国、刘志强。

作者简介: 侯增谦, 男, 1961年生。研究员。矿物岩石矿床专业, 长期从事大陆和海底成矿作用研究。通讯地址: 100037, 北京市西城区百万庄大街26号, 中国地质科学院地质研究所; 电话: 010-68990617; Email: houzengqian@126.com。

2003; Chung et al., 2005)、主碰撞带持续强烈挤压抑或晚期松弛伸展等(侯增谦等, 2006b; 岳雅惠等, 2006)。这些问题的解决, 在很大程度上需要通过主碰撞期的火成岩(莫宣学等, 2003)和超高压变质岩(Leech et al., 2005)的系统研究来予以约束。

印度—亚洲大陆主碰撞期的火山-岩浆活动, 贯穿于主碰撞造山过程的始终, 在西藏冈底斯带形成规模巨大的火成岩浆岩带(图 1), 其中, 火山活动形成著名的林子宗第三纪火山岩系(莫宣学等, 2003), 岩浆作用则形成 3 个时间连续、但组合不同的岩浆序列, 即: ① 壳源花岗岩组合(66~50 Ma)、② 壳/幔混源花岗岩-辉长岩组合(52~47 Ma)和③ 幔源玄武质次火山岩-辉绿岩脉组合(53~42 Ma)(侯增谦等, 2006b)。它们清楚地记录了印度—亚洲大陆主碰撞期的构造-岩浆历史和详细碰撞过程, 并对其深部作用过程及其动力学机制提供了重要约束。

本文将在前人研究基础上, 通过对主碰撞期冈底斯带 3 个构造-岩浆组合及其岩石地球化学研究,

了解其起源演化, 揭示其深部过程和动力学机制, 对印度—亚洲大陆的早期碰撞过程给予约束。

1 地质背景与碰撞事件

东西长达 1500 km 冈底斯构造-岩浆带, 南以雅鲁藏布江缝合带(IYS)为限, 北以斑公湖—怒江缝合带(BNS)为界, 东西延伸部分分别与东西喜马拉雅构造结相连(图 1)。其南侧为特提斯喜马拉雅, 由 3 个构造岩片构成, 分别以主边界断裂(MBT)、主中央逆冲断裂(MCT)和藏南拆离系(STD)为边界, 它们作为喜马拉雅被动大陆边缘组成部分, 于印度—亚洲大陆碰撞期卷入造山过程, 发生强烈逆冲和地壳缩短(Yin et al., 2000)。其中, 特提斯喜马拉雅逆冲断裂带始于 50 Ma, 持续至 17 Ma(Ratschbacher et al., 1994), 而 MBT、MCT 和 STD 则主要活动于中新世(Yin et al., 2000)。其北侧为羌塘地体, 主要发育羌塘变质岩系和晚古生界海相沉积, 于碰撞期发育了两个大型新生代收缩系统, 即向南逆冲的狮

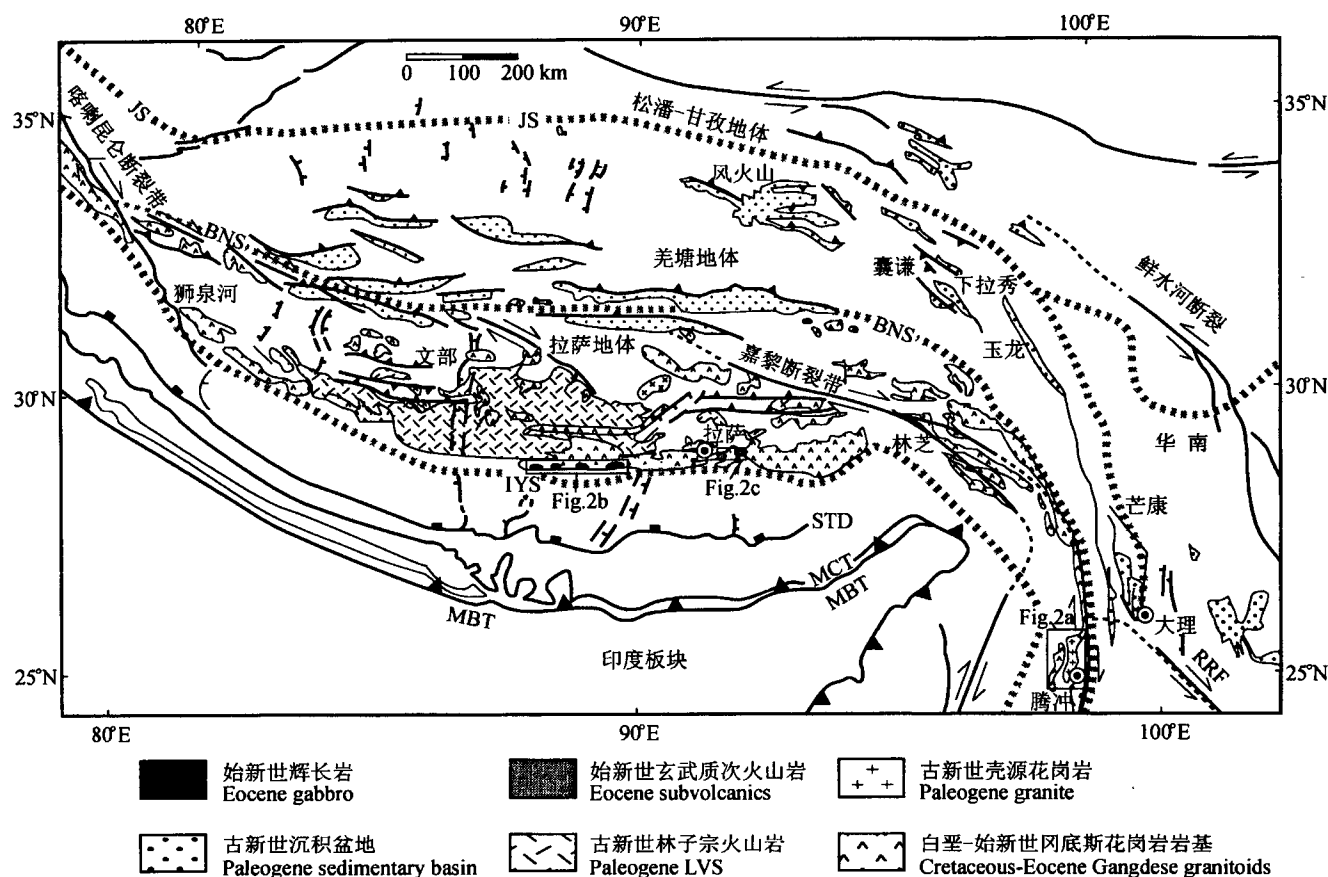


图 1 青藏高原碰撞造山带构造格架与岩浆岩分布图(据 Yin 等, 2000 修改)

Fig. 1 Tectonic framework of the Tibetan orogenic belt and distribution of major igneous rocks in the Gangdese tectono-magmatic belt (modified from Yin et al., 2000)

山—囊谦褶皱和逆冲断裂带,形成藏北陆内褶皱-逆冲带(图1)(Yin et al., 2000)。

泉河—改则—安多逆冲断裂带和风火山冈底斯构造-岩浆带建筑于中生代安第斯型冈底斯弧之上。横跨冈底斯岩浆弧,IYS、日喀则弧前盆地(Durr, 1996)和冈底斯弧花岗岩基(120~70 Ma)(Scharer et al., 1984; Harrison et al., 1999)自南而北依次展布,证实新特提斯(Neo-Tethys)大洋板片于白垩纪向北俯冲消减(肖序常等,1981; Allegre et al., 1984)。IYS于大陆碰撞期分别被南倾的大反向逆冲断裂系(GCT)和北倾的冈底斯逆冲断裂系(GC)改造,前者使印度北部的被动大陆边缘沉积叠覆于混杂岩带之上,后者引起上盘冈底斯弧花岗岩基大面积剥露。伴随着印—亚大陆的强烈碰撞,在冈底斯还出现两种重要的地壳形变,即大规模剪切带和近EW向展布的正断层的发育。大规模剪切带发育于冈底斯带的南缘,主要表现为向北陡倾的NEE向左行韧性剪切带和NEE、NW向脆性断裂系统(侯增谦等,2006b);近EW向正断层主要被长英质脉岩

或岩墙所贯入,同位素定年资料表明正断层可能形成于55~50 Ma(丁林,私人通信),反映主碰撞的中晚期阶段,碰撞造山带曾出现短暂的应力松弛或NS向伸展(侯增谦等,2006b)。

2 主碰撞期岩浆活动与时空分布

伴随印度—亚洲大陆碰撞,火山活动在冈底斯带形成著名的林子宗第三纪火山岩系,岩浆作用则形成3个时间连续、但组合不同的岩浆序列,即:①壳源花岗岩组合(66~52 Ma)、②壳/幔混源花岗岩-辉长岩组合(52~47 Ma)和③幔源玄武质次火山岩-辉绿岩脉组合(53~42 Ma)(侯增谦等,2006b),形成巨型规模的冈底斯碰撞期火山-岩浆带(图1)。

林子宗火山岩系:厚达~5000 m,呈近水平、面积性分布,区域不整合地覆盖整个冈底斯二叠—白垩系地层之上,但因后期抬升和剥蚀,仅在若干火山盆地出露。该火山岩系可划分为3个岩性组,即典中组、年波组和帕那组,分别以安山质、英安质和流纹质火山岩为主体。精细测年资料表明,在林周盆地,

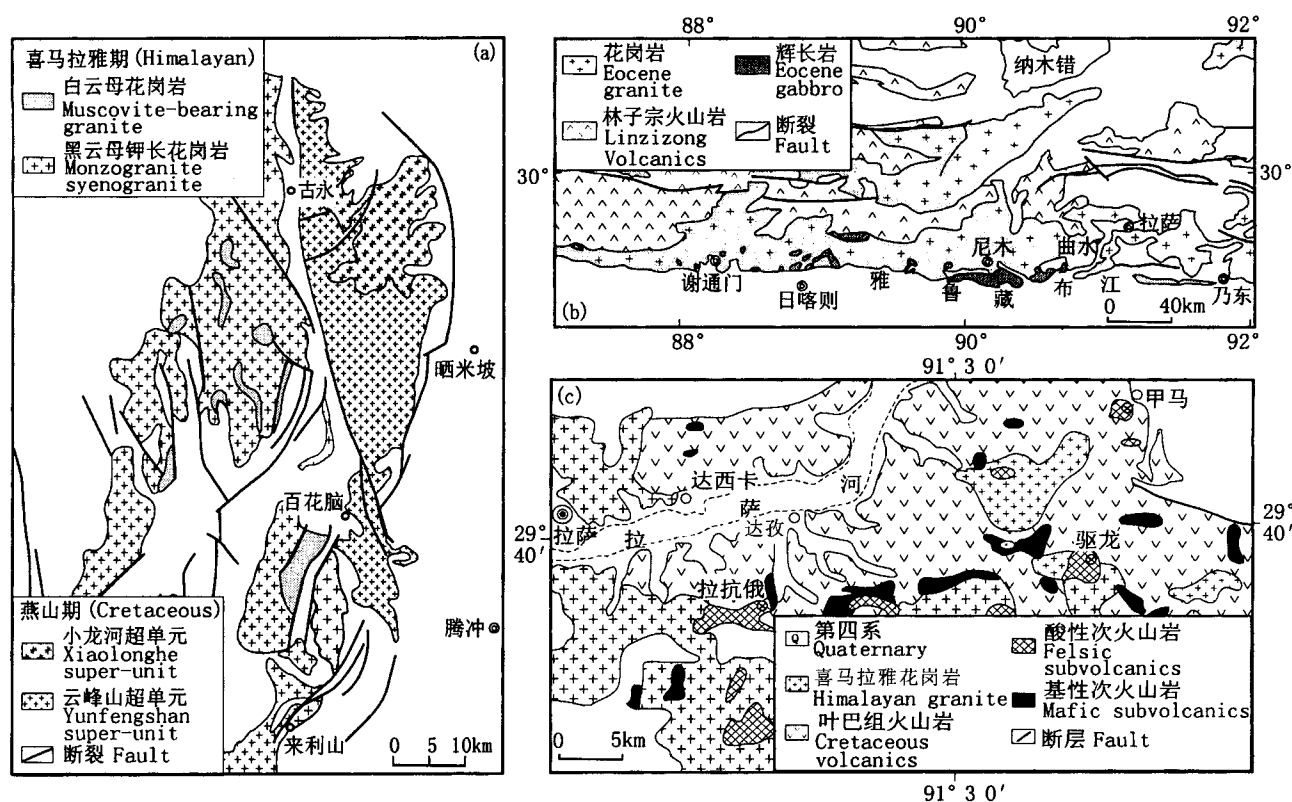


图2 西藏冈底斯构造-岩浆带不同地段的简要地质图

Fig. 2 Simplified geological maps of the three segments of the Gangdese tectono-magmatic belt

(a)—冈底斯东段腾冲地区新生代花岗岩地质图;(b)—冈底斯中段花岗岩-辉长岩地质图;(c)—冈底斯中段玄武质次火山地质图

(a)—Geological map of the Tengchong granitoids in eastern Gangdese belt; (b)—geological map of the Eocene granitoid-gabbro intrusions in the middle Gangdese belt; (c)—geological map of basaltic subvolcanic district in the middle Gangdese belt

3 个岩性组的火山岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄分别为 64.5~60.0 Ma, 56.5 Ma 和 53.5~43.9 Ma (周肃等, 2001; 莫宣学等, 2003)。壳源花岗岩 (66~50 Ma): 主要发育于冈底斯巨型岩浆带东段的藏东波密—滇西腾冲地区 (图 1)。碰撞期壳源花岗岩与碰撞前燕山期花岗岩带相依分布 (图 2a), 主要发育两类花岗岩, 即: ① 二长花岗岩和正长花岗岩, 呈复式岩体产出, 与 Sn 矿化有关, ② 含白云母花岗岩, 呈小岩床或小岩枝产出, 与稀有元素矿化有关 (侯增谦等, 2006b)。早期侵位的含白云母花岗岩和少量二长花岗岩, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄介于 66~58 Ma, 而晚期侵位的正长花岗岩和二长花岗岩的年龄主要集中于 54~52 Ma (董方浏等, 2006)。壳/幔混源花岗岩-辉长岩 (52~41 Ma): 主要发育于冈底斯巨型岩浆带内 (图 2b), 其中, 壳/幔混源花岗岩类就位于冈底斯弧花岗岩基内部, 呈复式岩体断续分布, 东西延伸 1500 km。辉长岩体除零星分布于壳/幔混源花岗岩体内部外, 主体发育于其南缘, 构成与之平行展布的闪长岩-辉长岩-辉石岩带 (图 2b)。同位素测年资料表明, 壳/幔混源花岗岩形成年龄介于 41~52 Ma, 集中于 41~46 Ma 之间 (Scharer et al., 1984; Copeland et al., 1987; Mo et al., 2005)。6 个不同

辉长岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 定年也给出了相当一致的结晶年龄 (47.0~52.5 Ma) (Mo et al., 2005; Dong et al., 2006), 证实花岗岩带与辉长岩带不仅空间上成对出现, 而且成因上密切相关。

幔源玄武质次火山岩-辉绿岩 (53~42 Ma): 在甲马—达孜地区最为发育, 主要呈小岩体成片产于冈底斯巨型岩浆带内, 侵位于白垩纪叶巴组火山岩系及新生代花岗岩体内 (图 2c)。辉绿岩脉主要见于林子宗火山岩系内部, 总体上切穿整个岩系, 局部顺层侵入, 在 3 个岩组均有发现 (莫宣学等, 2003), 其中在帕那组常顺层产出镁铁质脉岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为 53 Ma (岳雅惠等, 2006)。玄武质次火山岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为 42 Ma (高永丰等, 2006), 表明玄武质岩浆活动作为主碰撞期岩浆序列的最晚产物, 与上述两个岩浆序列相依分布, EW 向展布。

总之, 主碰撞期岩浆活动高峰在冈底斯显示明显的三段性: 早期 (66~58 Ma) 主要为安山质火山岩和白云母花岗岩, 中期 (56~53 Ma) 主要为英安岩和正长 (二长) 花岗岩, 晚期 (52~42 Ma) 主要为镁铁质岩 (辉长岩+玄武岩) 和长英质岩 (流纹岩+花岗岩类), 显示“类双峰”岩石组合特征。这些不同的构造-岩浆组合与印度—亚洲大陆不同的汇聚速

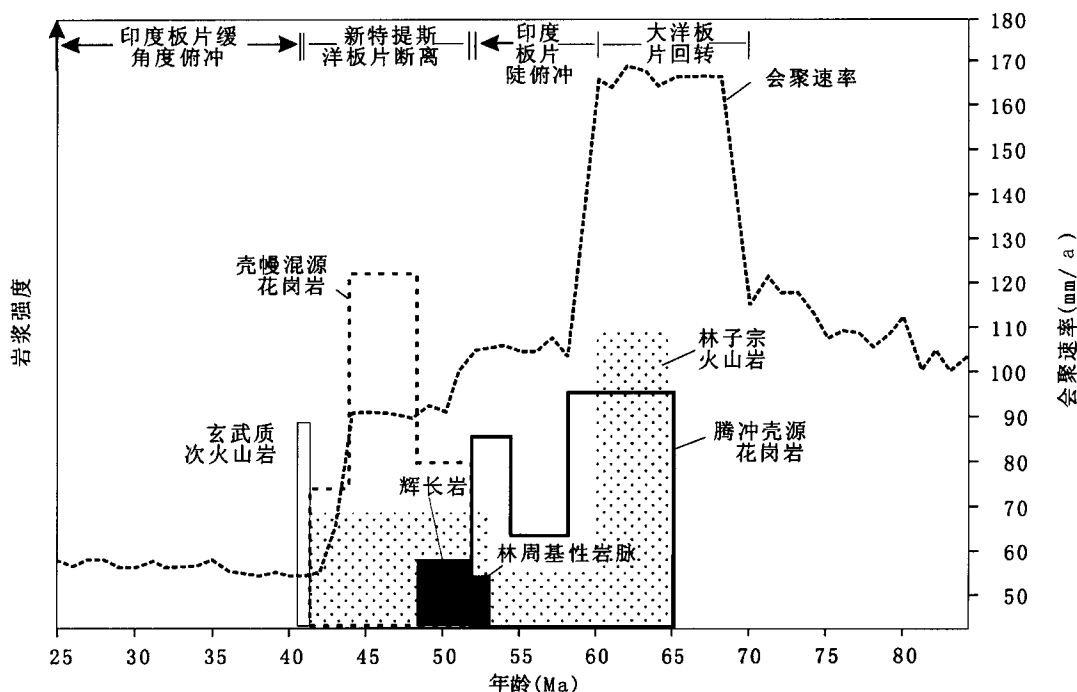


图 3 印度—亚洲大陆主碰撞期岩浆事件序列 (印度板块运动速度和运动方向随时间的变化资料来源于 Lee 等, 1995)

Fig. 3 Major tectono-magmatic events and geodynamic processes inferred from the Paleocene—Eocene igneous rocks in the Gangdese belt (variation in velocity and direction of movement of the Indian plate determined from paleomagnetic data (Lee et al., 1995) was shown in this diagram)

度有着明显的对应,暗示着不同的构造-岩浆组合受控于不同的动力学机制。

3 碰撞期岩浆岩的岩石地球化学

3.1 林子宗火山岩

林子宗火山岩已由莫宣学等(2003)详细研究,其主要特征简述于下。林子宗火山岩总体属钙碱性

系列,但自火山岩系底部至顶部,岩石系列呈现由钙碱性经高钾钙碱性向钾玄岩系列演变趋势(图4)。底部典中组火山岩以安山岩系为主,中部年波组以英安岩系为主,而顶部帕那组则以流纹岩为主体。尽管每个岩性组均发育流纹岩,但其 K_2O 含量自典中组(1.5%)经年波组(2.6%)到帕那组(4.8%)系统增加。

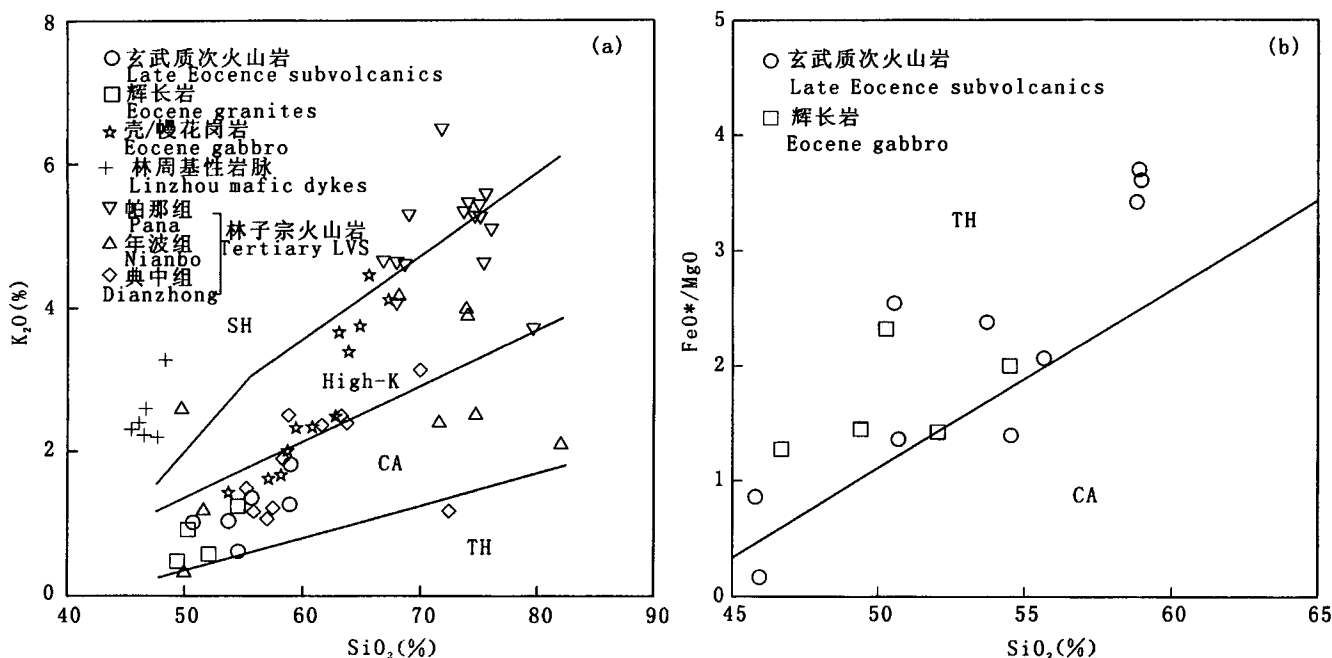


图4 西藏冈底斯新生代岩浆岩的 SiO_2 - K_2O 图

Fig. 4 SiO_2 versus K_2O plots for the Cenozoic igneous rocks in the Gangdese belt (Tibet)

地球化学研究表明,林子宗火山岩均具有 LREE 富集型配分型式, La_N/Yb_N 变化于 7~24 之间(图 5a),其中,典中组火山岩 La_N/Yb_N 为 7~15, La/Sm 值为 3.8~6.2,具弱负 Eu 异常。年波组具类似的 REE 配分型式,但帕那组流纹岩产生较高的 $(La/Yb)_N$ (10~21) 和较低的 La/Sm 比值(5.2~6.5)以及明显的负 Eu 异常,反映了斜长石的分离结晶。林子宗火山岩不同程度地亏损高场强元素(HFSE),如 Nb, Ta, Ti, P 等,相对富集大离子不相容元素(LILE),如 Rb, K, Th 等,具有弧型火山岩的地球化学特征(图 6a)(莫宣学等,2003),反映岩浆源区相对含水,受到了来自俯冲带组分的交代混染(Tastumi, 1986)。所有岩石均相对高 Y ($>15 \times 10^{-6}$) 和 Yb ($>1.6 \times 10^{-6}$),低 La_N/Yb_N (7~24) 和 Sr/Y (<30),显著区别于中新世埃达克岩(Gao et al., 2003; Hou et al., 2004),显示岛弧安山岩-英安岩-流纹岩组合特征。然而,与典型的岛弧或陆

缘弧环境的钙碱性火山岩相比,林子宗火山岩系,特别是帕那和年波组火山岩, Ba 和 Sr 含量明显偏低,有别于陆缘弧环境火山岩。

林子宗火山岩 Sr-Nd-Pb 同位素系统以较宽的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (0.704955~0.708316) 和 $\epsilon_{Nd}(t)$ (+3.29~-3.96) 变化范围为特征(莫宣学等,2003),但大部分岩石的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 集中于 0.705~0.706 之间, $\epsilon_{Nd}(t)$ 集中于 +1~-2 之间,处于雅鲁藏布江 MORB 与下地壳以及 MORB 与上地壳(安多正片麻岩)混合线附近(图 7),表明典中组安山岩的岩浆源区具有交代富集的岛弧型楔形地幔源特征,年波组英安岩的岩浆源区与之类似,但岩浆不同程度地遭受上地壳物质的混染,而顶部帕那组的岩浆可能系岛弧型岩浆与壳源岩浆的均一混合产物(莫宣学等,2003; Mo et al., 2006)。这些地质-地球化学特征反映,林子宗火山岩产出于印度-亚洲大陆碰撞环境,岩浆起源过程与俯冲带流体交代以及

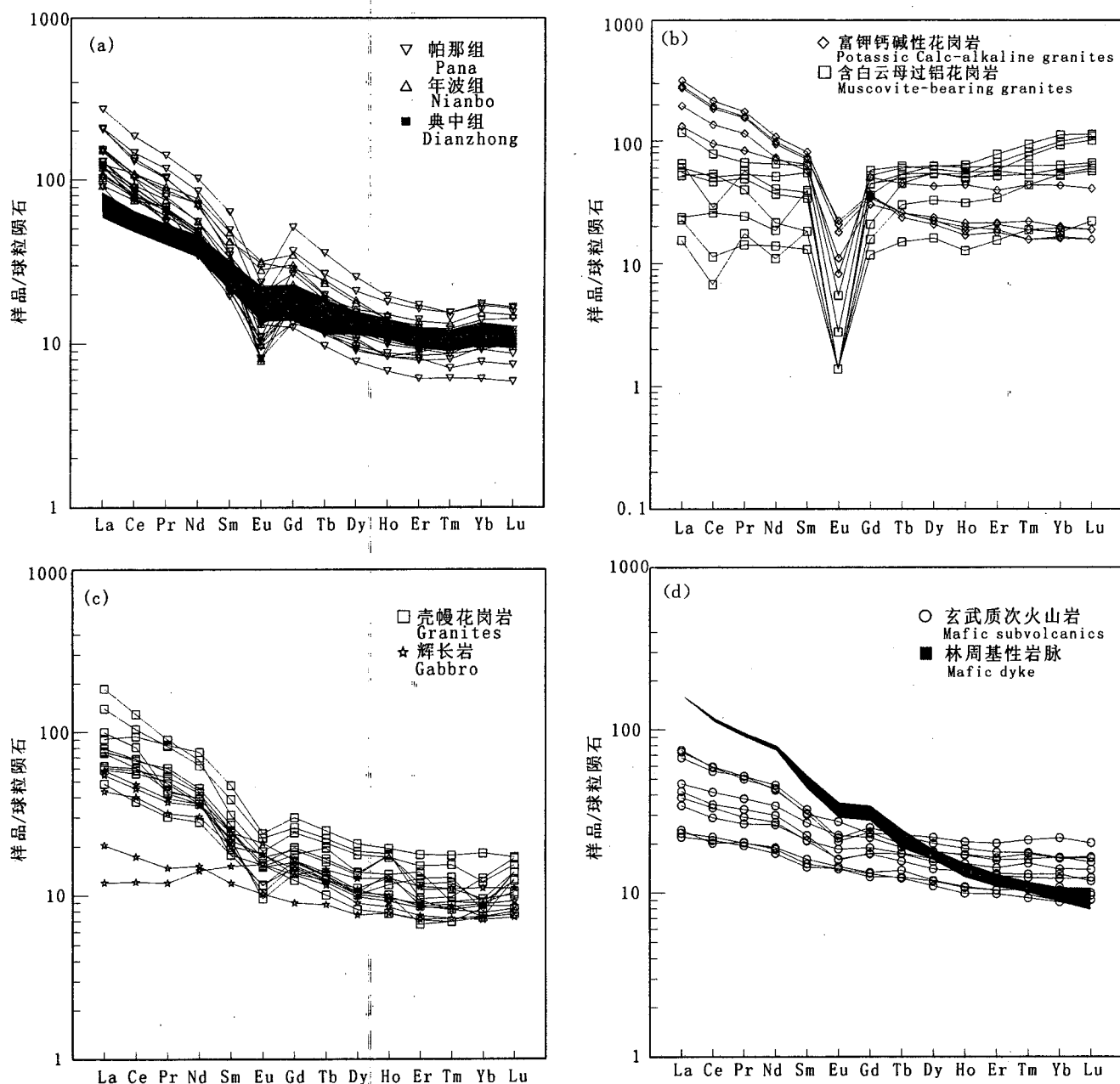


图5 西藏冈底斯新生代岩浆岩的REE配分型式

Fig. 5 REE patterns for the Cenozoic igneous rocks in the Gangdese belt (Tibet)

印度大陆板片随后的向北俯冲有关,火山活动记录了由新特提斯俯冲末期向印度—亚洲大陆碰撞转化的重要信息(莫宣学等,2003)。

3.2 壳源花岗岩

侵位于冈底斯东段腾冲地区的壳源花岗岩(66~52 Ma),主要包括二长花岗岩、正长花岗岩和含白云母花岗岩。二长花岗岩与正长花岗岩通常显示似斑状和斑状结构,除丰富的黑云母外,尚含少量的角闪石和屑石、褐帘石、锆石、磁铁矿和钛铁矿。二长

花岗岩的 SiO_2 含量较低,变化于67.3%~69.1%间,为该区酸性程度最低的新生代花岗岩,但碱度较高, K_2O 含量变化于5.5%~5.7%间,通常 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 变化于1.99~2.04, $\text{FeO}_1/(\text{FeO}_1+\text{MgO})$ 变化于0.81~0.93间。 Al_2O_3 含量变化于14.29%~14.96%间,铝饱和指数 $\text{ASI}[(n\text{Al}_2\text{O}_3)/(n\text{K}_2\text{O}+n\text{Na}_2\text{O}+n\text{CaO})]$ 变化于0.96~0.98间,通常 ≤ 1 ,属于偏铝花岗岩。正长花岗岩主要元素化学与二长花岗岩具有过渡性特征,但偏酸性, SiO_2 含量集中

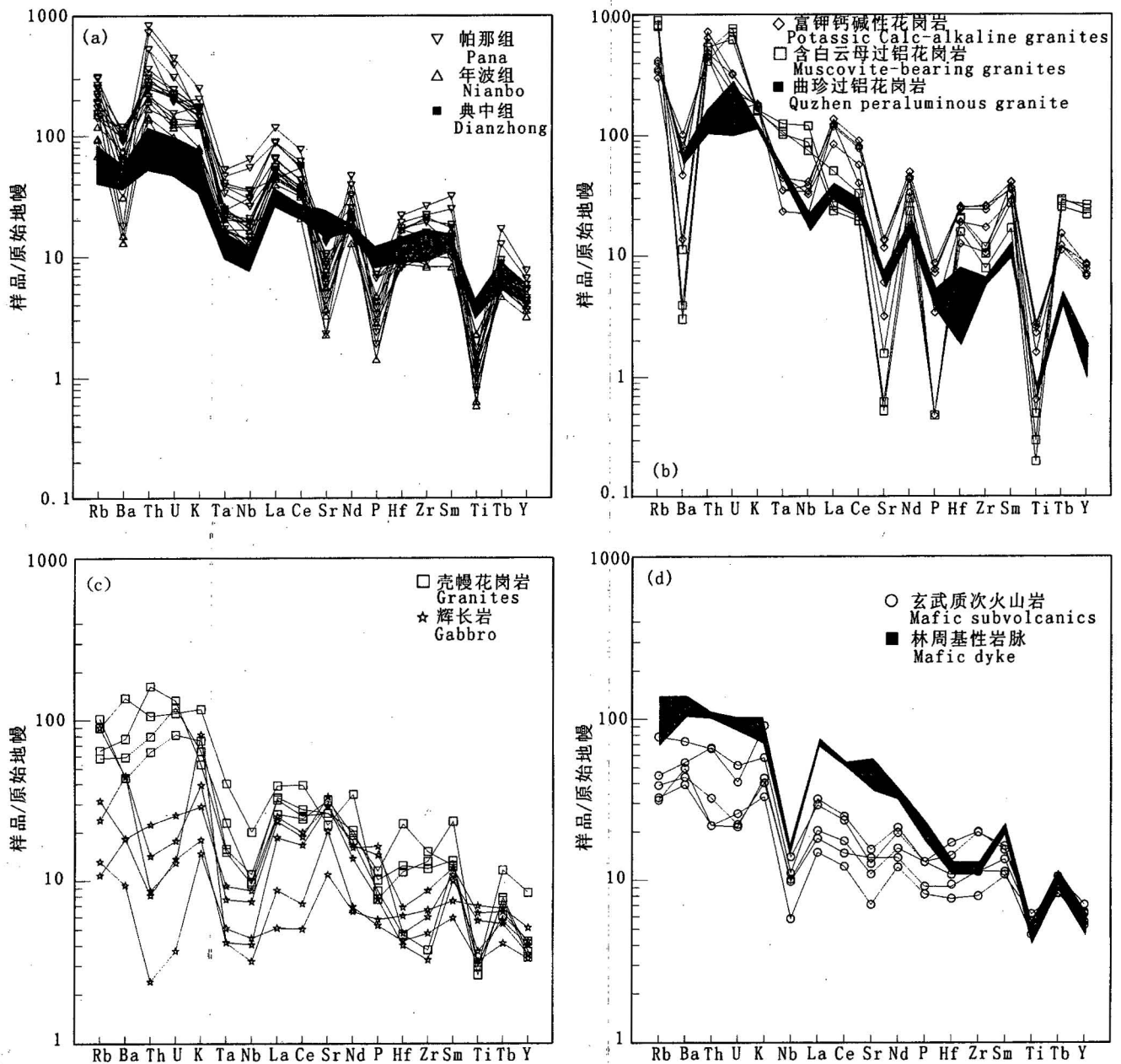


图6 西藏冈底斯新生代岩浆岩的微量元素标准化配分型式

Fig. 6 Trace element abundance patterns normalized by primitive mantle for the Cenozoic igneous rocks in the Gangdese belt (Tibet)

于73.2%~76.9%之间, K_2O/Na_2O 变化于1.49~2.02, 铝饱和指数 ASI 主要集中于1(0.99~1.03)左右, 介于偏铝与过铝之间。按 Barbarin (1999) 的花岗岩成因分类, 二长花岗岩和正长花岗岩属于富钾及钾长石斑状钙碱性花岗岩类(KCG), 其作为一种特殊的岩石类型, 通常产于构造体制转换阶段(Barbarin, 1999)。

含白云母花岗岩以含不等量的原生白云母和异常高的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 为其主要特征。这些岩石除含磷

灰石和锆石外, 尚含有少量的独居石、石榴子石、电气石和钛铁矿, 具有含白云母过铝花岗岩的整体特征(Barbarin, 1999)。地球化学上, 它们多为过铝质和强过铝质, ASI 通常大于1, 变化于1.03~2.63间, 并显示过铝花岗岩类(MPG)特有的过铝性随岩浆分异大大增强的演变趋势(Barbarin, 1999)。与典型的 MPG, 如高喜马拉雅 Manaslu 淡色花岗岩相比, 这些淡色花岗岩通常在复式岩体内侵位, 并呈小岩株或岩脉产出。岩石虽含白云母, 但含量通常不小

于 5%，暗示了腾冲小体积淡色花岗岩形成环境的独特性。

腾冲壳源花岗岩均相对富 Rb、Th、U、Nb、Ta、Y 等，相对亏损 Zr、Hf、Ba、Sr 等(图 6b)，反映其具有大陆碰撞花岗岩的地球化学特征。富钾钙碱性花岗岩(二长和正长花岗岩) Rb/Sr 变化于 1.0~3.6 之间，Rb/Ba 变化于 0.4~2.5 之间(董方浏等，2006)，反映其源岩为贫粘土的变质砂岩源岩；白云母过铝花岗岩的 Rb/Sr 为 257~404，Rb/Ba 为 13~40(董方浏等，2006)，反映其源岩更多地显示富粘土的泥岩特征(Sylvester, 1998)。富钾钙碱性花岗岩的 REE 配分型式具有右倾的 LREE 富集型，负 Eu 异常明显(图 5b)，而白云母过铝花岗岩则具“燕式”REE 配分特征(图 5b)，反映两类花岗岩具有不尽相同的岩浆源岩或熔融机制。

富钾钙碱性花岗岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 变化于 0.7116

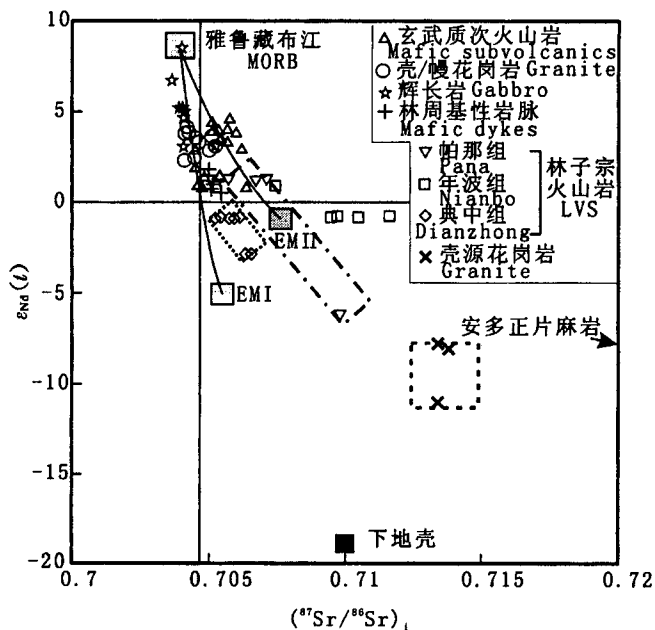


图 7 西藏冈底斯新生代岩浆岩的 Sr-Nd 同位素组成

Fig. 7 Sr-Nd isotopic compositions of the Cenozoic igneous rocks in the Gangdese belt (Tibet)

资料来源：林子宗火山岩来自莫宣学等(2003)；辉长岩-花岗岩组合来自董国臣等(2006)；腾冲花岗岩来自侯增谦未刊资料；镁铁质次火山岩和脉岩来自高永峰等(2006)和岳雅惠等(2006)。EMI 和 EMII 来自 Zindle 等(1986) Data source: Linzizone rocks (LVS) from Mo et al. (2003); the Eocene gabbro-granitoids from Dong G C et al. (2006); Tengchong granitoids from Dong F L et al. (2006); mafic subvolcanics and dyke from Gao et al. (2006) and Yue et al. (2006). EMI and EMII after Zindle et al. (1986)

~0.7138, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 变化于 -8.68~-9.66，证实此套花岗岩起源于地壳环境(图 7)，属碰撞加厚地壳的深熔产物。由于测试样品中 Rb 的矿化含量较高，没能得到白云母花岗岩的可靠 Sr-Nd 同位素值，但构造环境分析表明，66~58 Ma 侵位的白云母花岗岩和少量二长花岗岩理应同富钾钙碱性花岗岩一样，属地壳深熔的产物。前者主体(54~53 Ma)作为地球动力学机制发生转变的标志性产物(Barbarin, 1990, 1999)，形成于碰撞高峰之后的应力松弛阶段(董方浏等，2006)；后者产生于大陆碰撞引起的地壳加厚部位(邓晋福等，1996)，主要沿切割加厚地壳的剪切逆冲带集中产出(Barbarin, 1990, 1999)。

3.3 壳/幔混源花岗岩-辉长岩

壳/幔混源花岗岩主要岩相包括花岗岩、二长花岗岩、花岗闪长岩和石英闪长岩，岩石 SiO_2 含量变化于 53.7%~67.3% 之间， $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 变化于 0.4~1.3，属钙碱性系列(图 4)。铝饱和指数 ASI 通常 <1.0，反映岩石主要为亚铝质类型(江万等，1999)。壳/幔混源花岗岩类岩石相对富集 Cs、Rb、K、Th，但相对亏损 HFSE(Nb, Ta, Ti, P)(图 6c)，除相对亏损 Ba 外，总体类似陆缘弧花岗岩，暗示其源区也有可能遭受洋壳板片流体的交代。岩石的 Y 变化于 $14 \times 10^{-6} \sim 25 \times 10^{-6}$ 之间，相应的 Sr/Y 比值变化于 17~61 之间，在图 8a 中，多数样品落入 Adakite (Defant et al., 1990) 与弧岩浆岩过渡区。岩石 REE 配分具 LREE 富集型， La_N/Yb_N 变化于 5~15 之间，不同程度的 Eu 负异常(图 5c)，在图 8b 中，也落入 Adakite 与弧岩浆岩过渡区。壳/幔混源花岗岩同位素以正 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(+2~+5)、低 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (<0.707) 和低 $\delta^{18}\text{O}$ (2.3~4.5‰) 为特征(江万等，1998；董国臣等，2006)，显著区别于腾冲壳源深熔花岗岩(图 7)，总体处于地幔阵列中。花岗岩的这种正 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值和低 $\delta^{18}\text{O}$ 比值，反映岩浆具有较大的幔源物质贡献(洪大卫等，2000)。

辉长岩类岩相以辉长岩和辉长闪长岩为主，辉石岩和角闪辉石伟晶岩次之。岩石主要是拉斑玄武质的(图 4b)，其 REE 型式为平坦型或 LREE 富集型，不存在明显的负 Eu 异常(图 5c)。原始地幔标准化的微量元素配分型式显示，不仅 HFSE(Nb, Ta, Ti) 显著亏损，而且 U、Th 也强烈亏损(图 6c)，区别于典型的岛弧岩石(如典中组安山岩)，Rb、K、Ba 虽有富集，但程度远低于岛弧岩石。辉长岩 Sr-Nd 同位素组成与亏损地幔相当，在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$

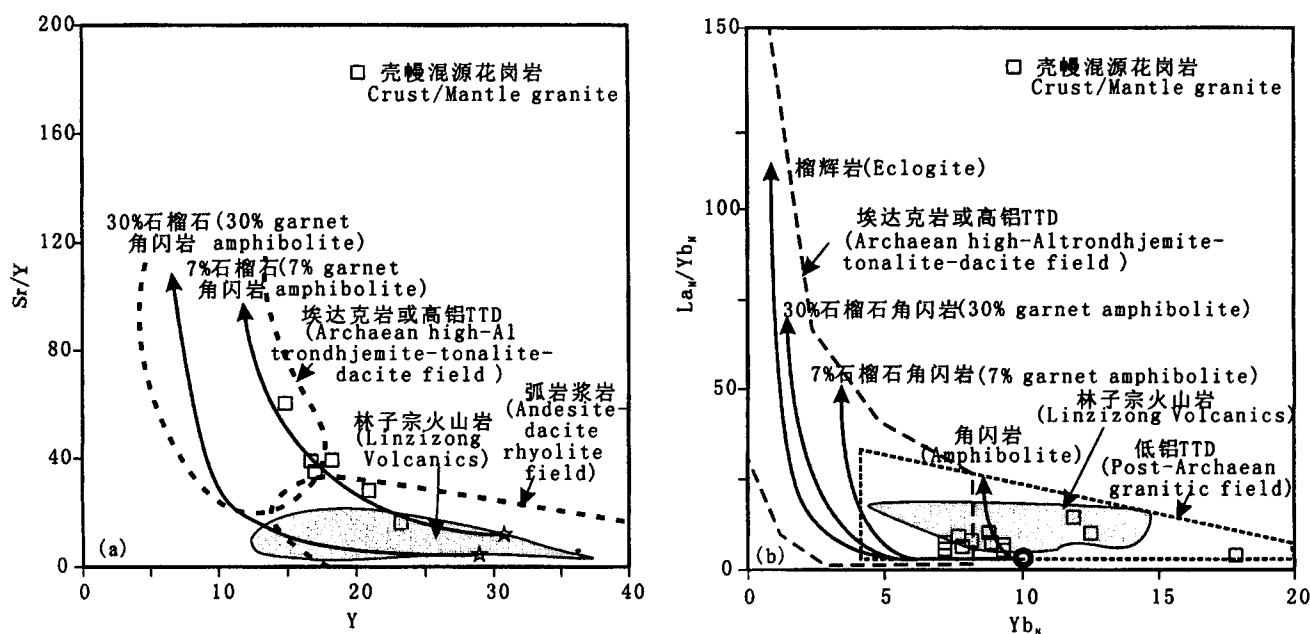


图8 西藏冈底斯壳/幔混源花岗岩类的 Sr/Y - Y (a) 和 La_N/Yb_N - Yb_N 图(b) (据 Defant 等, 1990)

Fig. 8 Y versus Sr/Y plot (a) and Y versus La_N/Yb_N plot (b) for the Cenozoic igneous rocks in the Gangdese belt (Tibet) (after Defant et al., 1990)

图上(图7),与花岗岩类岩石构成统一的地幔演化阵列,反映两种不同的岩浆曾发生岩浆混合均一过程(董国臣等,2006)。

3.4 玄武质次火山岩和脉岩

玄武质次火山岩 SiO_2 变化于 45.8%~59.0% 之间, K_2O 变化于 0.6%~1.8% 之间,属拉斑玄武系列(图4b)。其中,进化程度最低的岩石, $Mg^\#$ 为 0.6~0.75, Cr 含量为 $400 \times 10^{-6} \sim 750 \times 10^{-6}$, V 含量为 $220 \times 10^{-6} \sim 320 \times 10^{-6}$,显示典型的原生玄武岩浆特征。绝大多数岩石的 Cr 、 Ni 、 V 、 Ba 、 REE 与 $Mg^\#$ 呈良好的相关关系(高永丰等,2006),反映原生玄武岩浆曾发生结晶分异作用。玄武质脉岩, SiO_2 变化于 45.4%~47.7% 之间, K_2O 变化于 2.2%~3.3% 之间,属典型的钾玄岩系列。岩石 $Mg^\#$ 明显偏低, Cr ($< 38 \times 10^{-6}$) 和 V ($< 223 \times 10^{-6}$) 含量显著减低,反映岩浆发生强烈的结晶分异。拉斑玄武质次火山岩的 REE 配分呈 LREE 弱富集型或平坦型 ($La_N/Yb_N = 2.5 \sim 4.1$), 钾玄岩系岩石则具有 LREE 富集型 ($La_N/Yb_N = 14.2 \sim 18.1$), 但两者 HREE 基本一致(图5d),反映两者可能具有同一源岩不同程度的部分熔融关系。然而,两组岩石均有不同的 Sr - Nd 同位素组成,前者 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 变化于 0.7045~0.7065, ϵ_{Nd} 变化于 -0.36~+4.31 之间,位于 MORB 与 EMII 和 EMI“三角区”内,后者 $^{87}Sr/^{86}Sr$

变化于 0.7049~0.7054, ϵ_{Nd} 变化于 +1.0~+1.8 之间,也位于“三角区”内,但 ϵ_{Nd} 值略低(图7),反映两者具有不尽相同的地幔来源。两组岩石的原始地幔标准化的微量元素配分型式总体上类似于辉长岩, HFSE (Nb , Ta , Ti) 明显亏损,但 P 却未见异常, LILE (K , Rb , Ba) 相对富集,但富集程度差别巨大(图6d),地球化学特征总体上有别于大洋板片俯冲形成的岛弧玄武岩。

4 讨论

4.1 印度—亚洲大陆初始碰撞的时间(≥ 65 Ma)

印度与亚洲大陆强烈碰撞的时限常被限定在 55~50 Ma (Besse et al., 1984; Beck et al., 1995; Rowley, 1996), 主要约束证据来自板块运动学、古地磁学和地层古生物学 (Patiriat et al., 1984; Klootwijk et al., 1992), 然而, 正如 Yin 等 (2000) 所评述, 这些证据仅仅约束了大陆碰撞的年龄下限, 其最初碰撞可能要早于 60 Ma (Jaeger et al., 1989), 甚至可能始于白垩纪末期 (70 Ma)。最近, Leech 等 (2005) 根据西喜马拉雅超高压变质作用时代 (53 Ma) 推断印度—亚洲大陆初始碰撞时间为 56~58 Ma。莫宣学等 (2003) 根据林子宗火山岩系的精细测年资料推断, 印度—亚洲大陆初始碰撞发生在 65 Ma。王成善等 (2003) 和 Ding et al. (2005) 根据

西藏白垩纪—始新世海相沉积序列分析也证实,印度—亚洲大陆初始碰撞发生在 65 Ma。冈底斯岩基虽不能准确限定初始碰撞时间(Yin et al., 2000),但其东段发育的含白云母花岗岩和二长花岗岩为限定初始碰撞提供了独立证据。林子宗下部典中组火山岩(~ 65 Ma)虽具有较典型的陆缘弧钙碱性岩属性,但其广泛地不整合于下覆的二叠-白垩纪构造层之上,证明拉萨地体在 65 Ma 前就因大陆碰撞而发生强烈的地壳褶皱变形。而含白云母花岗岩(65 Ma)和二长花岗岩(66 Ma)的发育,则反映了大陆碰撞导致地壳缩短加厚和强烈深熔过程。两类花岗岩的结晶年龄与典中组火山喷发年龄的高度一致性,再次印证印度—亚洲大陆初始碰撞发生在 65 Ma 前。

过去流行观点认为,在西喜马拉雅,碰撞发生在 52~55 Ma,在东喜马拉雅,碰撞发生在 50~41 Ma (Rowley, 1996; DeCelles et al., 2004),因此,印度—亚洲大陆碰撞从西而东开始的(见: Rowley, 1996)。现有资料表明,这种碰撞时间演变可能是不存在的,至少初始碰撞是同步的。如前所述,在西喜马拉雅,56~58 Ma 年龄是根据俯冲到 100 km 深处的 UHP 变质岩的年龄和很陡的俯冲角度(41°)估算的 (Leech et al., 2005),因此,这个年龄只能代表初始碰撞的年龄下限。在东喜马拉雅,腾冲含白云母花岗岩标志着初始碰撞年龄为 65 Ma。而在介于喜马拉雅东西构造结之间的广大地段,大面积分布的林子宗火山岩系也标定初始碰撞年龄为 65 Ma (莫宣学等, 2003)。这种大区域一致性碰撞年龄具有重要的地球动力学意义。

4.2 印度大陆板片的俯冲(65~54 Ma)

在 65~54 Ma 时段,导致构造-岩浆活动的深部动力学机制是大洋板片俯冲(回转)还是大陆板片俯冲尚有不同认识。Chung 等(2005)最近提出,俯冲的新特提斯大洋岩石圈在 70~60 Ma 期间发生回卷(Roll-Back),导致林子宗火山岩系的发育。我们基本接受这种认识,因为大洋俯冲板片发生回转,将使大陆板片向下俯冲到较深位置,同时,这种板片回转将导致陆-陆汇聚速率加快。在 70~60 Ma 时段,印度—亚洲大陆陆汇聚速率达到最大(170mm/a) (Lee et al., 1995)也证明了这个推论。然而,自 60 Ma 直至 54 Ma,板片回转过程已被印度大陆板片的陡深俯冲所取代,很可能,导致构造-岩浆活动的深部动力学机制是印度大陆板片的深俯冲而不是大洋板片俯冲(图 9a)。

在西喜马拉雅,初始碰撞后向北俯冲的印度大陆前缘于 53 Ma 已抵达 100 km 深度,形成含柯石英榴辉岩,并随后折返 (Leech et al., 2005),这意味着,处于印度大陆板片前缘的新特提斯大洋板片于 53 Ma 可能已处于 100~200 km 深处。在西藏冈底斯,林子宗典中组(65~60 Ma)和年波组(56.5~54 Ma)火山岩具有陆缘弧火山岩地球化学亲和性,反映其岩浆源区曾遭受来自俯冲大洋板片流体的交代 (Tastumi, 1986),但这并不意味着,在 65~54 Ma 时,处于楔形地幔源区之下的俯冲板块仍是新特提斯大洋岩石圈,也有可能是俯冲的印度大陆板片前缘。因为俯冲的大洋板片流体交代地幔楔,并降低其初熔温度,可以导致其熔融产生弧岩浆;同样,俯冲的大陆板片因巨大的摩擦热向上覆交代富集的地幔楔传递,也可以导致其熔融,产生具有岛弧地球化学特征的岩浆。如果在 65~54 Ma 期间,导致地幔源区部分熔融的动力机制仍是新特提斯大洋岩石圈的俯冲作用,那么,与俯冲相关的陆缘弧花岗岩不应只限于 130~70 Ma,应该延续至 65~54 Ma,类似于美洲安第斯陆缘弧。然而,在 65~54 Ma 时段产出的花岗岩不是陆缘弧花岗岩,而是一套与碰撞有关的腾冲含白云母花岗岩(65 Ma)和二长花岗岩(66~52 Ma)。虽然俯冲的大洋板块回卷扰动岩石圈地幔,为林子宗火山岩系的形成提供了合理的热机制,然而,这种扰动的岩石圈发生对流,不可能引起亚洲大陆地壳的巨大加厚。大量研究表明,白云母过铝花岗岩主要定位于两个大陆岩石圈汇聚使地壳加厚的部位,即大陆碰撞地壳加厚区,并沿着横切加厚地壳的剪切逆冲带集中产出,而钾质钙碱性花岗岩作为一种特殊的岩石类型,则标志着构造体制转换 (Barbarin, 1999)。因此,我们认为,腾冲含白云母花岗岩和二长花岗岩的产出,标志着大洋俯冲体制向大陆碰撞体制的转换(~ 65 Ma),导致加厚地壳发生深熔作用的主导机制,似乎不是新特提斯大洋板片的俯冲,而是印度大陆板片的楔入。如果印度大陆的俯冲确实不存在东西差异的话,那么,可以推测,在 53 Ma 前后,印度大陆向拉萨地体之下俯冲的板片前缘可能也抵达 100 km,而新特提斯大洋岩石圈则潜没于大陆岩石圈地幔深处(图 9b)。

4.3 大陆板片与洋壳板片间的断离(53~41 Ma)

板片断离(break-off)模式已被许多作者提出,用于解释大陆板片晚期低角度俯冲 (Kohn and Parkinson, 2002)、UHP 折返 (Leech et al., 2005)、幔源岩浆活动 (Ding et al., 2003; 岳雅惠和丁林,

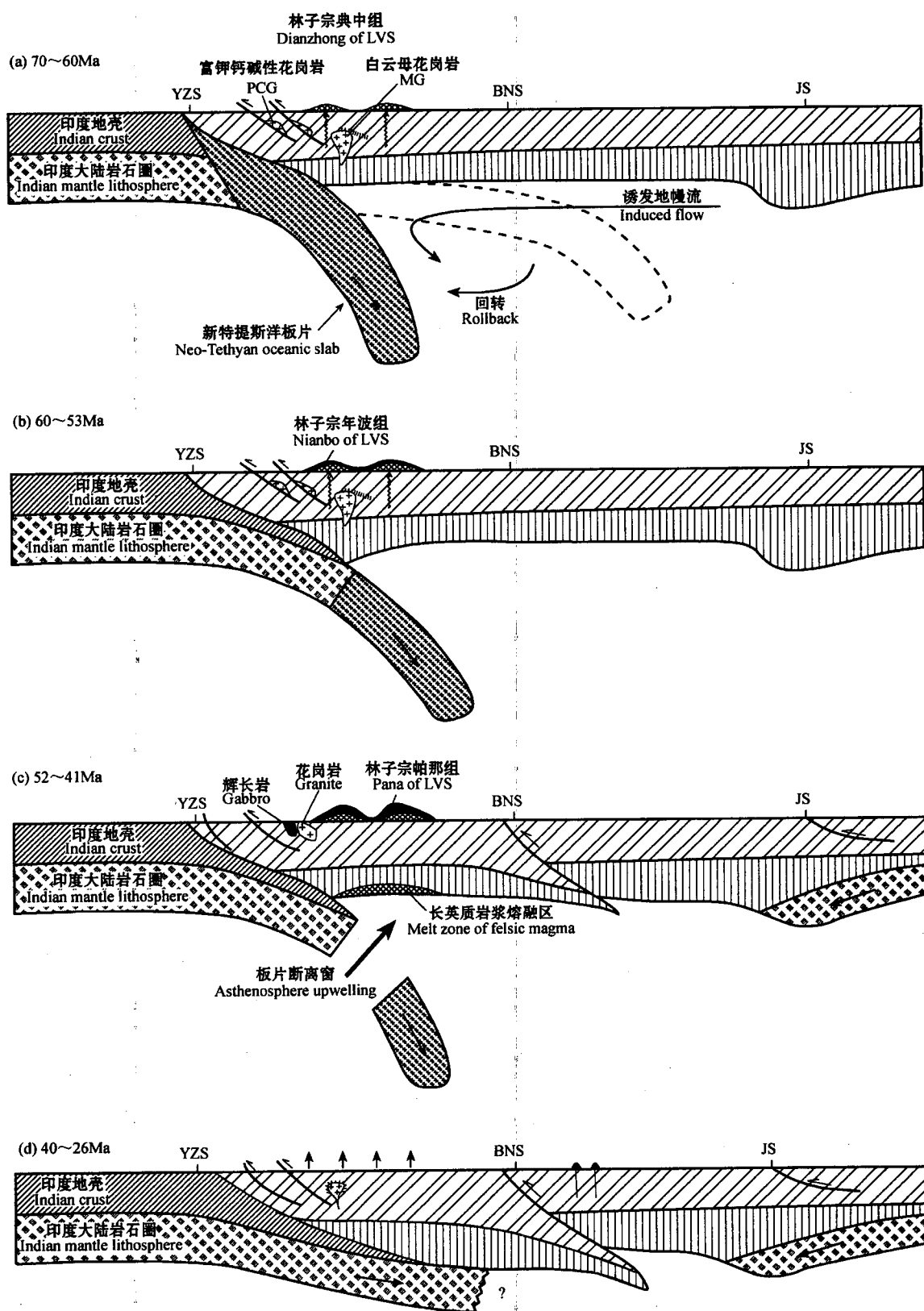


图 9 印度与亚洲大陆早期碰撞演化模式图

Fig. 9 A tectonic model for the early collisional orogenic processes and magmatisms in the Tibetan plateau

2006;侯增谦等,2006b)和冈底斯岩浆活动间断及藏南初始抬升(Chung et al., 2005)。然而,板片究竟在什么时段、什么部位发生断离,尚存在较大争议。Kohn 等(2002)和 Leech 等(2005)提出,在西喜马拉雅地区,俯冲的新特提斯洋板片在 46 Ma 发生断离,结果导致 UHP 折返和印度大陆板片俯冲角度由陡变缓。Chung 等(2005)认为新特提斯大洋板片在 45~30 Ma 发生断离,并由此导致冈底斯弧岩浆活动中断(45~30 Ma)、拉萨地体下部岩石圈加厚和藏南初始抬升。岳雅惠和丁林(2006)最近根据林周盆地幔源钾玄质基性脉岩的空间展布、地球化学特征和 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄(~53 Ma),推断俯冲板片在 55~50 Ma 发生断离。我们的新资料将板片断离时限较为精确地限定在~52 Ma,将断离部位厘定为大陆板片与大洋板片的接合部位(图 9c)。

正 ϵ_{Nd} 花岗岩证据:冈底斯 52~41 Ma 花岗岩均以正 ϵ_{Nd} 为特征(图 7),十分类似于中国北方中亚造山带广泛产出的花岗岩,反映了地幔物质对花岗岩岩浆及其地壳生长的贡献(洪大卫等,2001)。俯冲的洋壳底垫于正常的地壳之下,或者幔源物质底侵于地壳之下,均可以演变成垂向增生的、镁铁质新生下地壳,成为正 ϵ_{Nd} 花岗岩的潜在源区(洪大卫等,2001),然而,冈底斯正 ϵ_{Nd} 花岗岩不是由其熔融形成的,这是因为,虽然部分正 ϵ_{Nd} 花岗岩以中等的 Y 和 Yb 介于埃达克岩与弧岩浆岩之间(图 8),但部分正 ϵ_{Nd} 花岗岩则以较高的 Y 和 Yb 丰度以及 LILE 相对富集和 HFSE 相对亏损而具有弧花岗岩地球化学亲和性。对此,有两种可能的解释,其一是来源于俯冲板片流体交代的地幔楔形区的弧岩浆,在下地壳底部发生底侵和结晶,并导致加厚的镁铁质新生下地壳的部分熔融,两者或独立上升侵位,或发生混合后再侵位,从而出现埃达克质岩与陆缘弧花岗岩共存现象;其二是向地幔深处拆沉的新特提斯洋壳与上覆交代富集地幔之间的过渡区,发生熔融产生正 ϵ_{Nd} 花岗岩。在冈底斯带,与辉长岩伴生的部分辉石岩—堆晶岩的发育(Mo et al., 2005),支持楔形地幔来源的岩浆熔体在下地壳的广泛分离结晶并与壳源岩浆混合形成 ϵ_{Nd} 花岗岩的解释。拆沉的新特提斯洋壳虽然可能熔融产生埃达克熔体(Defant et al., 1990),但是,起源于深度>100 km 的埃达克质熔体必然要与周围地幔发生相互作用,引起熔体的 $\text{Mg}^\#$ 值增高,而这种高 $\text{Mg}^\#$ 值在低 Y(Yb)花岗岩中并没发现(图 8)。结合 ϵ_{Nd} 花岗岩与幔源辉长岩之间的时空和成因联系以及所含大量镁铁质包体事

实,我们认为,在印度—亚洲大陆碰撞后,引起楔形地幔部分熔融的热源,应由透过板片断离窗上涌的软流圈来提供。

辉长岩证据:侵位于正 ϵ_{Nd} 花岗岩带南侧的辉长岩—辉长闪长岩体,以 52~47 Ma 的结晶年龄,与正 ϵ_{Nd} 花岗岩带呈同步成对产出特征。寄主于正 ϵ_{Nd} 花岗岩中的大量微粒镁铁质包体,不论是形成年龄还是地球化学特征,均与成对出现的花岗岩—辉长岩相类似(Mo et al., 2005; Dong et al., 2006),证实三者之间存在密切的成因关系。这套辉长岩的正 ϵ_{Nd} 值特征(图 7)、REE 平坦型或弱富集型配分形式(图 5c)、以及非特征的弧地幔地球化学特征(富 LILE、贫 HFSE)(图 6c),均证明其主要来源于亏损的软流圈地幔(图 7)。它与正 ϵ_{Nd} 花岗岩的时空及成因关系,证明它们受控于统一的深部动力学过程—软流圈高热物质透过板片断离窗的上涌与熔融。

玄武质次火山岩—脉岩证据:玄武质次火山岩—脉岩与花岗岩—辉长岩几乎同时产出(53~42 Ma)。虽然这套岩石组合的规模尚难以准确估定,但却代表了一次重要的地幔岩浆作用事件。其中,玄武质次火山岩高 $\text{Mg}^\#$ 和富集 Cr、Ni、V 的特征表明,其为进化程度很低的原生幔源岩浆。它们均以低 LILE 和 HFSE 丰度为特征,显著不同于岛弧钙碱性玄武岩。其 Sr-Nd-Pb 同位素特征与 MORB 类似或接近,表明其主要来源于软流圈地幔(高永丰等,2006)。

总之,从 53 Ma 到 42 Ma,冈底斯带发育一个连续的岩浆活动序列,从花岗岩+辉长岩、基性岩脉开始,到玄武质次火山岩结束。伴随岩浆序列的时间演变,大陆地幔的贡献减少,而软流圈物质贡献逐渐增大。岩浆起源受控于统一的动力学机制,与通过板片断离窗不断向上的软流圈上涌和熔融过程有关。据此,我们认为,俯冲板片的断离始于 53 Ma,并持续至 41 Ma,断离部位应为大陆板片与大洋板片的接合带。

4.4 印度大陆缓角度俯冲(40~26 Ma)

理论上讲,向下俯冲的高密度洋壳板片一旦发生断离,将使持续俯冲的大陆板片失去向下的拖曳力,同时,大陆俯冲板片因具有低密度而产生向上浮力,其综合结果将导致大陆俯冲板片由陡角度俯冲向缓角度俯冲转变,并伴随 UHP 折返。在青藏高原,真正的低角度俯冲,可能发生于 40~26 Ma 之间(图 9d)。侯增谦等(2006c)将其划归为晚碰撞造山阶段。指示印度大陆板片缓角度俯冲的主要证据来自块体运动学、地磁学和岩浆作用。

陆内俯冲与大规模走滑: 因印度大陆板片缓角度俯冲产生的巨大阻力, 使陆-陆会聚速度由 53~41 Ma 的约 90 mm/a 骤减到 40~26 Ma 的约 60 mm/a (Lee et al., 1995) (图 3), 其结果主要导致陆块间的相对运动 (陆内俯冲、走滑剪切) 和块体旋转 (图 3)。陆内俯冲主要表现在拉萨地体向羌塘地体的俯冲, 导致 40~30 Ma 的钾质火山岩在藏北广泛发育 (邓万明等, 1998; Ding et al., 2003; 许继峰等, 2003; 迟效国等, 2005)。大规模走滑剪切和块体旋转主要发生在青藏高原东缘, 形成一系列走滑断裂系统, 并伴随强烈的钾质岩浆活动, 峰期年龄集中于 35 Ma (侯增谦等, 2006c)。在拉萨地体, 主要发育一系列逆冲断裂系统, IYS 被南倾的大反向逆冲断裂系 (GCT) 和北倾的冈底斯逆冲断裂系 (GC) 改造, 沿冈底斯带发育 EW 走向的逆冲推覆构造系统 (Yin et al., 2000)。

岩浆活动间断与地体初始抬升: 印度大陆板片缓角度俯冲还导致了冈底斯带在 40~26 Ma 期间出现明显的岩浆活动间断 (图 3)。这种缓角度俯冲, 可能将印度大陆板片楔入拉萨地体下地壳之下, 使高原地壳双倍于正常地壳厚度。同时, 低角度俯冲还可能导致新生镁铁质下地壳变质为榴辉岩或角闪榴辉岩, 为中新世埃达克岩 (25~13 Ma) 的形成提供了源区条件 (Hou et al., 2004; 侯增谦等, 2005)。此外, 印度大陆的缓角度俯冲, 还导致了藏南及拉萨地体初始抬升 (Chung et al., 2005), 但初始抬升可能与逆冲断裂系统的发育密切相关。

4.5 主碰撞与晚碰撞问题

古老造山带的碰撞造山过程, 常被两分为碰撞和后碰撞两个阶段。按照 Leigeois (1998) 的“两分法”概念, 碰撞系指两个大陆的初始对接碰撞, 以主逆冲作用和高压变质作用为特征, 而后碰撞始于大陆碰撞之后的陆内环境, 以陆内块体 (地体) 之间沿巨型剪切带发生大规模水平运动为特征, 因此, 后碰撞包括许多重要地质事件, 如斜向碰撞 (Oblique collision)、块体运动 (逆冲、走滑)、岩石圈拆沉 (Delamination)、小洋片俯冲和裂谷作用等 (Leigeois, 1998)。然而, 这些重要地质事件往往出现于碰撞造山过程的不同时段, 受控于不同的深部过程, 这在青藏高原表现十分明显 (图 3), 因此, 我们建议将青藏高原的碰撞过程分为主碰撞、晚碰撞和后碰撞 (侯增谦等, 2006a)。主碰撞 (Main-collision) 缘于大陆与大陆的初始对接、强烈碰撞和陡深俯冲。晚碰撞 (Late-collision) 缘于大陆俯冲, 发

育于强烈的挤压和会聚动力学背景之下, 以大陆持续汇聚、陆块相对运动和地壳强烈缩短为特征, 发育斜向碰撞、陆内俯冲、逆冲推覆和大规模走滑等重要地质事件。后碰撞 (Post-collision) 通常与岩石圈拆沉作用或岩石圈地幔减薄等深部过程有关, 主要以连续性或幕次式伸展动力学背景为特征, 发育钾质—超钾质岩浆岩、淡色花岗岩、双峰岩石组合以及正断层系统和裂谷—裂陷等地质事件 (侯增谦等, 2006c)。

在我们所限定的主碰撞 (65~41 Ma) 与晚碰撞 (40~26 Ma) 期内, 印度—亚洲大陆汇聚速率出现 2 次明显骤变 (图 3)。第一次骤减大约出现在 60 Ma, 汇聚速率由 ~170 mm/a 骤减为 90~110 mm/a, 并延续至 42 Ma 左右。第二次骤减出现于 41 Ma 左右, 汇聚速率由 90 mm/a 骤减为 60 mm/a, 并延续至 23 Ma。值得注意的是, 在 60~42 Ma 之间, 汇聚速率还发生一次较小规模的变化, 汇聚速率由 110 mm/a 减小到 90 mm/a, 相应地, 印度与亚洲板块间的相对速度则从 15~25 cm/a 迅速衰减到 13~18 cm/a (Patriat et al., 1984), 变化点处于约 50 Ma 前后 (图 3)。这些板块运动学和古地磁学数值变化, 与我们所建立的印度—亚洲大陆碰撞过程及深部机制完好对应。

第一次汇聚速率骤减与印度—亚洲大陆初始对接碰撞及随后深俯冲相对应, 有人将随后的过程 (65~45 Ma) 解释其为印度—亚洲大陆软碰撞 (Lee et al., 1995; Chung et al., 2005), 有人解释为弧-陆碰撞 (Lee et al., 1995), 我们则统称其为主碰撞 (65~41 Ma)。在 65~41 Ma 期间, 主碰撞造山主要缘于印度大陆与亚洲大陆的对接碰撞 (65 Ma) 和随后的印度大陆岩石圈俯冲。在此时段内的汇聚速率的小幅变化, 则可能与新特提斯板片的断离过程有关, 即在 60~54 Ma, 主要表现为印度大陆的陡角度俯冲, 在 53~42 Ma, 俯冲大陆前缘处发生断离, 高密度的新特提斯大洋板片向下拆沉。失去向下拖拽力的印度大陆板片, 因此可能减缓了深俯冲速度。

值得说明的是, 第一次汇聚速率骤减的时间 (60 Ma) 与印度—亚洲大陆初始碰撞时间 (65 Ma) 存在 5 Ma 时差。其可能的原因是, 始于白垩纪的新特提斯大洋岩石圈在 130~70 Ma 间是缓角度俯冲的 (Ding et al., 2003; Chung et al., 2005)。在 70~60 Ma 期间, 大洋岩石圈板片发生回卷 (rollback) 过程, 其结果导致板块汇聚速率增高 (约 170 mm/a) 和印度—亚洲大陆初始碰撞 (65 Ma)。大致在 60~54 Ma, 大洋岩石圈板片发生回卷 (rollback) 机制被印

度大陆的陡深俯冲过程所取代,其结果导致板块汇聚速率出现骤减,导致林子宗年波组火山喷发和腾冲壳源花岗岩大量侵入。

第二次汇聚速率骤减及随后缓慢汇聚(40~22 Ma),被一些研究者归结为印度—亚洲大陆硬碰撞(Lee et al., 1995; Chung et al., 2005)和随后会聚缩短(Lee et al., 1995)。我们认为,这种汇聚速率变化标志着青藏高原由主碰撞阶段进入晚碰撞阶段。其区别于主碰撞期的最大特征,是印度大陆板片以低缓角度向亚洲大陆俯冲。在40~22 Ma期间,汇聚速率保持稳定,暗示着缓角度俯冲的印度大陆岩石圈没有发生明显的角度变化或破裂断离。其结果导致冈底斯岩浆活动间断、地壳双倍增厚和晚期初始抬升。

因此,在青藏高原碰撞造山过程中,主碰撞期造山的动力机制主要是印度大陆板片的陡角度俯冲和前缘断离,晚碰撞造山的动力机制主要是印度大陆板片的缓角度俯冲。

参 考 文 献

- 迟效国,李才,金巍. 2005. 藏北羌塘地区新生代火山作用与岩石圈构造演化. 中国科学, D辑, 35(5): 399~410.
- 邓万明,黄莹,钟大赉. 1998a. 滇西金沙江带北段的富碱斑岩及其与板内变形的关系. 中国科学, 28: 111~117.
- 董方浏,侯增谦,高永丰,曾普胜,蒋成兴. 2006. 滇西腾冲新生代花岗岩:成因类型与构造应用. 岩石学报 22(4): 927~937.
- 董国臣,莫宣学,赵志丹,王亮亮,陈涛. 2006. 印度—亚洲碰撞过程中的壳—幔岩浆混合作用:来自冈底斯岩带岩带的证据. 岩石学报, 22(4): 835~844.
- 高永丰,侯增谦,魏瑞华,等. 2006. 冈底斯带始新世基性次火山岩 Sr-Nd-Pb 同位素特征:碰撞后岩浆地幔源区约束. 岩石学报, 22(3): 547~557.
- 洪大卫,王式洸,谢锡林,张季生. 2000. 兴蒙造山带正 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值花岗岩的成因和大陆地壳生长. 地学前缘, 7(2): 441~456.
- 侯增谦,莫宣学,杨志明,王安建,潘桂棠,曲晓明,聂凤军. 2006a. 青藏高原碰撞造山带成矿作用:构造背景、时空分布和主要类型. 中国地质, 33: 348~359.
- 侯增谦,杨竹森,徐文艺,等. 2006b. 青藏高原碰撞造山带:I. 主碰撞造山成矿作用. 矿床地质, 25(4): 337~358.
- 侯增谦,潘桂棠,王安建,莫宣学,田世洪,孙晓明,丁林,王二七,高永丰,谢玉玲,曾普胜,秦克章,许继峰,曲晓明,杨志明,杨竹森,费红彩,孟祥金,李振清. 2006c. 青藏高原碰撞造山带:II. 晚碰撞转换成矿作用. 矿床地质, 35(5)(出版中).
- 侯增谦,孟祥金,曲晓明,高永丰. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带埃达克质斑岩含矿型:源岩相变及深部过程约束. 矿床地质, 24: 108~121.
- 江万,莫宣学,赵崇贺,郭铁鹰,张双全. 1999. 青藏高原冈底斯带中段花岗岩类及其中铁镁质微粒包体地球化学特征. 岩石学报, 15: 89~97.
- 莫宣学,赵志丹,邓晋福,等. 2003. 印度—亚洲大陆主碰撞过程与火山作用响应. 地学前缘, 10: 135~148.
- 王成善,李祥辉,胡修棉. 2003. 再论印度—亚洲大陆碰撞的启动时间. 地质学报, 77(1): 16~24.
- 肖序常,高延林. 1981. 西藏雅鲁藏布江缝合带中段高压低温变质带的新认识. 喜马拉雅地质 II, 北京:地质出版社, 1~18.
- 许继峰,王强. 2003. Adakitic 火成岩对大陆地壳增厚过程的指示:以青藏北部火山岩为例. 地学前缘, 10(4): 401~406.
- 岳雅惠,丁林. 2006. 西藏林周基性岩脉的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学、地球化学及其成因. 岩石学报, 22: 855~866.
- 周肃,方念乔,董国臣,赵志丹,刘秀明. 2001. 西藏林子宗群火山岩的氩-氩同位素测定. 岩石矿物学杂志, 20: 317~319.
- Allegre C J and 34 others. 1984. Structure and evolution of the Himalaya—Tibet orogenic belt. Nature, 307: 17~22.
- Barbarin B. 1990. Granitoids: main petrogenetic classification in relation to origin and tectonic setting. Geol. Jour., 25: 227~238.
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos, 46: 605~626.
- Beck R A, Burbank D W, Sercombe W J, Riley G W, Barndt J K, Shafique N A, Lawrence R D, Khan M A. 1995. Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia. Nature, 373: 55~58.
- Besse J, Courtillot V, Pessi J P, Westphal M and Zhou X Y. 1984. Paleomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangbo suture. Nature, 311: 621~626.
- Chi X G, Li C, Jin W. 2005. Cenozoic volcanism and lithospheric tectonic evolution in Qiangtang area, northern Qinghai—Tibet Plateau. Science in China (D series), 35(5): 399~410. (in Chinese).
- Copeland P H, Harrison T M, Kidd W S F, Xu R H, Zhang Y Q. 1987. Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gangdese belt, Xizang (southern Tibet), and its bearing on accommodation mechanisms of the India—Asia collision. Earth Planet. Sci. Lett., 86: 240~25.
- DeCelles P G, Gehrels G E, Najman Y, Martin A, Carter A, Garzanti E. 2004. Detrital geochronology and geochemistry of Cretaceous—early Miocene strata of Nepal: implications for timing and diachroneity of initial Himalayan orogenies. Earth Planet. Sci. Lett., 227: 313~330.
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 34: 662~665.
- Deng W M, Huang X, Zhong D L. 1998. Alkali-rich porphyries in the northern segment of the Jinshajiang belt, western Yunnan, and their relations to intraplate deformation. Sci. China, 28: 111~117 (in Chinese).
- Ding L, Kapp P, Zhong D, Deng W. 2005. Paleocene—Eocene record of ophiolite obduction and initial India—Asian collision, south central Tibet. Tectonics, 24: 1~18.
- Ding L, Kapp P, Zhong D L, Deng W M. 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction. Journal of Petrology, 44: 1835~1865.
- Dong F L, Hou Z Q, Gao Y F, Zeng P S, Jiang C X. 2006. Cenozoic granitoids in Tengchong, western Yunnan: Genesis and implication for tectonics. Acta Petrologica Sinica, 22: 927~937 (in Chinese with English abstract).
- Dong G C, Mo X X, Zhao Z D, Wang L L, Chen T. 2006. Underplating of mantle-derived magma: Evidence from gabbro-pyroxenite in the Gangdese magmatic belt. Lithos(in review).
- Dong G C, Mo X X, Zhao Z D, Wang L L, Chen T. 2006. Magma mixing of mantle and crust source during India—Eurasian continental collision: Evidences from Gangdise magma belt. Acta Petrologica Sinica, 22: 835~844 (in Chinese with English abstract).
- Durr S B. 1996. Provenance of Xizang fore-arc basin clastic rocks (Cretaceous, south Tibet). Geol. Soc. Am. Bull., 108: 669~

- 684.
- Gaetani M, Gaetani E. 1991. Multicyclic history of the north India continental margin (northwestern Himalaya). *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 75: 1427~1446.
- Gao, Yongfeng, Hou Zengqian, Wei Ruihua, et al. 2006. The geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes of basaltic subvolcanics from the Gangdese: Constraints on depleted mantle source for post-collisional volcanisms in the Tibetan plateau. *Acta Petrologica Sinica*, 22: 547~557 (in Chinese with English abstract).
- Gao Y F, Hou Z Q, Wei R H. 2003. Post-collisional adakitic porphyries in Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on partial melting of oceanic lithosphere and crust-mantle interaction. *Sinica Geologica Acta*, 77: 123~135.
- Harrison T M, Grove M, McKeegan K D, Coath C D, Lovera O M, Le Fort P. 1999. Origin and episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, central Himalaya. *Jour. Petrol.*, 40: 3~19.
- Hong D W, Wang S G, Xie X L, Zhang J S. 2000. Genesis of positive ??? d?? t?? granitoids in the Da Hinggan Mts. -Mongolia orogenic belt and growth continental crust. *Earth Science Frontiers*, 7(2): 441~456 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z. Q., Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y, Mo X X. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 220: 139~155.
- Hou Z Q, Mo X X, Yang Z M, et al. 2006a. Metallogensis in the Tibetan collision orogenic belt: tectonic setting, tempo-spatial distribution and ore deposit type. *Geology in China*, 33: 348~359 (in Chinese with English abs.).
- Hou Z Q, Yang Z S, Xu W Y, et al. 2006b. The Metallogensis of the Tibetan collisional orogenic belt: I Mineralization in main-collisional setting. *Mineral Deposits* (in Chinese with English abs.).
- Hou Z Q, Pan G T, Mo X X, et al. 2006c. The Metallogensis of the Tibetan collisional orogenic belt: I Mineralization in the late-collisional setting. *Mineral Deposits* (in Chinese with English abs.).
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y, Mo X X. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 220: 139~155.
- Liégeois J P. 1998. Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, 45: ix-xii.
- Jaeger J J, Courtillot V, Tapponnier P. 1989. Paleontological view of the age of the Deccan traps, the Cretaceous/Tertiary boundary and India-Asia collision. *Geology*, 17: 316~319.
- Jiang W, Mo X X, Zhao C H, Guo T Y, Zhang S Q. 1999. Geochemistry of granitoid and its mafic microgranular enclave in Gangdese belt, Qinghai-Xizang plateau. *Acta Petrologica Sinica*, 15: 89~97 (in Chinese with English abstract).
- Klootwijk C T, Gee J S, Peirce J W, Smith G M, McFadden P L. 1992. An early India-Asia contact: paleomagnetic constraints from Ninetyeast Ridge, ODP Leg 121. *Geology*, 20: 395~398.
- Kohn M J, Parkinson C D. 2002. Petrologic case for Eocene slab break-off during the Indo-Asian collision. *Geology*, 30: 591~594.
- Lee T Y, Lawver L A. 1994. Cenozoic plate reconstruction of the South China Sea region. *Tectonophysics*, 251: 85~138.
- Leech M, Singh S, Jain A K, Klempner S L, Manickavasagam R M. 2005. The onset of India-Asia continental collision: early, steep subduction required by the timing of UHP metamorphism in the western Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 234: 83~97.
- Mo X X, Dong G C, Zhao Z D, Guo T Y, Wang L L, Chen T. 2005. Timing of magma mixing in the Gangdese magmatic belt during the India-Asian collision: zircon SHRIMP U-Pb dating. *Acta Geologica Sinica*, 79: 66~76.
- Mo X X, Hou Z Q, Dong G C, Qu X M, Yang Z M. 2006. Possible Contribution of Magma Underplating at 65~45 Ma to Crustal Thickening in south Tibet: Evidence from the Cenozoic Igneous Rocks. *Lithos* (in press).
- Mo X X, Zhao Z D, Deng J F, Dong G C, Zhou S. 2003. Response of volcanism to the India-Asia collision. *Earth Science Frontiers*, 10: 135~148 (in Chinese with English abstract).
- Owens T J, Zandt G. 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution. *Nature*, 387: 37~43.
- Patriat P, Achache J. 1984. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of pates. *Nature*, 311: 615~621.
- Ratschbacher L, Frisch W, Liu G, et al. 1994. Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the India-Asia collision. *J. Geophys. Res.*, 99: 19817~19945.
- Rowley D B. 1996. Age of initiation of collision between India and Asia: a review of stratigraphic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 145: 1~13.
- Schärer E, Xu R H, Allegre C J. 1984. U-Pb geochronology of the Gangdese (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xizang region, Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69: 311~320.
- Tatsumi Y. 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subduction lithosphere and origin of arc magma: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Jour. Volcano. Geotherm. Res.*, 29: 293~309.
- Wang C S, Li X H, Hu X M. 2003. Age of initial collision of India with Asia: Review and constraints from sediments in southern Tibet. *Acta Geologica Sinica*, 77: 16~24 (in Chinese with English abstract).
- Xiao X C, Gao Y L. 1981. The melanges and their tectonic significance in the southern Tibet. *Himalayan geology II*. Beijing: Geological Publishing House, 1~18 (in Chinese with English abstract).
- Xu J F, Wang Q. 2003. Tracing the thickening process of continental crust through studying Adakitic rocks: Evidence from volcanic rocks in the north Tibet. *Earth Science Frontiers*, 10(4): 401~406 (in Chinese with English abs.).
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211~280.
- Yue Yahui, Ding Lin. 2006. Ar. Ar geochronology, geochemical characteristics and genesis of the Linzhou basic dikes, Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 22: 855~866 (in Chinese with English abstract).
- Zhao W J, Nelson K D, Project INDEPTH Team. 1993. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. *Nature*, 366: 557~559.
- Zindle A., Hart S R. 1986. Chemical geodynamics, *Annual Review Earth Planetary Sciences*, 14: 493~573.
- Zhou S, Fang N Q, Dong G C, Zhao Z D, Liu X M. 2001. Argon dating on the volcanic rocks of the Linzizong group, Tibet. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20: 317~319 (in Chinese with English abstract).

Early Processes and Tectonic Model for the Indian—Asian Continental Collision: Evidence from the Cenozoic Gangdese Igneous Rocks in Tibet

HOU Zengqian¹⁾, MO Xuanxue²⁾, GAO Yongfeng³⁾, YANG Zhiming¹⁾, DONG Guochen²⁾, DING Lin⁴⁾

1) *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;*

2) *China University of Geosciences, Beijing, 100083;* 3) *Shijiazhuang College of Economy, Shijiazhuang, 050031;*

4) *Institute of Qinghai—Tibetan Plateau, China Academy of Science, Beijing, 100085*

Abstract

The Tibetan plateau is characterized by the thickest continental crust on Earth (60~80 km) with a hot and soft lower crust, due to Indo—Asian continental collision since Paleocene. However, when and how this continental collision happened has long been a subject of debates. Three suites of the Paleocene—Eocene igneous rocks developed along the Gangdese belt in Tibet provide new constraints on them. These three igneous suites include (1) about 5000m thick, Linzizong volcanic successions (LVS), unconformably covering the Cretaceous sedimentary sequences, and syn-collisional crust-derived granites near the eastern Himalayan syntax, (2) gabbro and granitoid intrusions, both formed two parallel belts along the Gangdese, and (3) basaltic subvolcanic districts associated with LVS. The LVS rocks are calc-alkaline and shoshonitic, andesite-dacite-rhyolite, with depletion in HFSE (Nb, Ta, Hf, Zr, P) and enrichment in LREE and LILE (K, Rb), but low-abundance of Ba and Sr. Sr-Nd-Pb systematics suggest a wedge mantle source metamorphosed by fluids from the Neo-Tethyan oceanic-slab subduction, with minor lower-crustal contribution. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating yielded a range of erupting age of 65~44 Ma for the LVS. The syn-collisional granites are composed of muscovite granite with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of 65~58 Ma and monzogranite and syenitic granites with peaking at 53 Ma and 42 Ma, respectively. The muscovite granites have high ASI (1.02~2.63) and high Rb/Sr (257~404) and Rb/Ba ratios (13~40), and high $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i (>0.710)$ and low $\epsilon_{\text{Nd}} (<-7)$, suggesting a crustal anatexis related to Indo—Asian collision at ~65 Ma. The monzogranite and syenitic granites are potassic calc-alkaline, according to Barbarin (1990), reflecting a stress regime transformed from compression (65~54 Ma) to relaxation (53~42 Ma). The gabbro and granitoid plutons intruded the Gangdese arc granite batholiths, along which they extend in EW for 1500 km. Available dating data gave an age range of 41~52 Ma for granitoid plutons, whereas SHRIMP U-Pb age of zircons from six gabbro intrusions yielded an identical, but narrower range of 47.0~52.5 Ma, than that of associated granitoid. The granitoid is characterized by hosted numerous MME similar to gabbro in compositions and positive ϵ_{Nd} values (2~5), whereas gabbros have similar Sr-Nd signature to MORB. The granitoids are transitional between adakite and arc granites geochemically, suggesting a large contribution of mantle components. While, gabbros do not exhibit arc geochemical characteristics, such as depletion in HFSE and enrichment in LILE, suggesting a subcontinental lithospheric mantle source for the mafic magmas. They are interpreted by the break-off of the subducted Indian slab at about 53 Ma; the latter also resulted in UHP rocks and exhumation in the NW Himalaya (Leech et al., 2005). Although no enough data define spatial distribution of the basaltic subvolcanic rocks in the Gangdese belt, an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of 42 Ma indicates that these mafic rocks are the last-epoch products, and mark the end of the Indo—Asian main collision. These rocks are tholeiitic and calc-alkaline, a few of them have high $\text{Mg}^\#$ values (0.6~0.75) with high Cr ($400\times 10^{-6}\sim 750\times 10^{-6}$) and V ($220\times 10^{-6}\sim 320\times 10^{-6}$), with flat REE patterns, a typical feature of primary basaltic magmas. Trace element abundance patterns normalized by primitive mantle show strongly depletion in LILE (K, Rb, Ba). $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (0.7045~0.7065) and ϵ_{Nd} (0.0~+4.8), similar to those of MORB, suggest that these basaltic magmas were derived from depleted upper mantle. A plausible interpretation is upwelling of the asthenospheric materials through slab-window, accompanying the delamination of the Indian slab at about 42 Ma, which in turn led to initiation of low-angle subduction by the end of the main-collision between Indian and Asian continents (65~41 Ma).

Key words: Indo—Asian continental collision; Gangdese igneous rocks; petrology and geochemistry; subduction of continent; slab break-off; Tibetan Plateau