

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

青藏高原中部中生代 OIB 型玄武岩的识别： 年代学、地球化学及其构造环境

朱弟成¹⁾, 潘桂棠¹⁾, 莫宣学²⁾, 王立全¹⁾, 赵志丹²⁾, 廖忠礼¹⁾, 耿全如¹⁾, 董国臣²⁾

1) 国土资源部成都地质矿产研究所, 成都, 610082

2) 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京, 100083

内容提要: 目前对青藏高原中部的蛇绿岩类型、形成环境及其深部地幔源区特征还缺乏很好的约束。在区域地质调查基础上, 本文展示了青藏高原中部龙木错—双湖缝合带嘎错玄武岩、班公湖—怒江缝合带多玛、塔仁本玄武岩及那曲盆地西侧中生代玄武岩的单斜辉石 Ar-Ar 测年、锆石 SHRIMP 定年和地球化学及 Sr, Nd, Pb 同位素数据, 以约束形成这些玄武岩的时代、构造环境和地幔源区特征。目前的数据表明: ①羌塘双湖嘎错枕状玄武岩单斜辉石的中温坪年龄为 232.5 ± 2.4 Ma, 可能指示嘎错玄武岩浆活动发生于中三叠世晚期, 班公湖—怒江缝合带多玛枕状玄武岩、塔仁本玄武岩浆活动时代大约在早白垩世中晚期(110 Ma 左右); ②在这些蛇绿混杂岩带中的玄武岩显示 OIB 而不是 MORB 型地球化学特征, 双湖嘎错玄武岩的地球化学特征介于峨眉山高 Ti 玄武岩与夏威夷碱性玄武岩之间; 中晚三叠世那曲嘎加组玄武岩的地球化学特征非常类似于夏威夷碱性玄武岩; 班公湖—怒江缝合带内的早白垩世多玛玄武岩和塔仁本玄武岩的地球化学特征在很大程度上可比于夏威夷碱性玄武岩; ③双湖嘎错 OIB 型玄武岩可能形成于以增生楔为基底的裂谷环境而不是以洋壳为基底的大洋板内环境, 那曲嘎加组 OIB 型玄武岩很可能形成于以弧内—弧前沉积物为基底的陆棚—陆坡环境下的裂谷背景, 塔仁本和多玛 OIB 型玄武岩形成于以洋壳为基底的洋岛环境, 这表明班公湖—怒江洋壳在大约 110 Ma 时尚未彻底消亡, 可能暗示班公湖—怒江洋盆的关闭时间明显晚于晚侏罗世—早白垩世早期闭合的早期认识; ④地球化学指标显示青藏高原中部中生代玄武岩未受到地壳物质或很少受到陆下岩石圈物质改造, 一些相对新鲜样品的 Nd, Pb 组成似乎可以用来代表其地幔源区的成分特点, 其高 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值 (> 18.5) 指示羌塘双湖中晚三叠世嘎错玄武岩、班公湖—怒江缝合带早白垩世洋岛玄武岩所代表的中生代特提斯地幔很可能不具“Dupal”异常。然而, 由于研究程度的限制和缺乏更多的可靠数据, 这种观察还需要进一步确认。

关键词: 年代学; 地球化学; 构造环境; 中生代 OIB 型玄武岩; Dupal 异常; 青藏高原中部

呈近东西向展布于青藏高原中南部的几条蛇绿混杂岩带中(图 1a), 南部的雅鲁藏布江蛇绿岩得到了广泛研究, 积累了大量年代学、地球化学和同位素资料(Mahoney et al., 1998; Zhang et al., 2005)。相对而言, 青藏高原中部的班公湖—怒江缝合带和龙木错—双湖混杂岩带的研究程度非常低, 仅仅只有少数学者对相关的基性-超基性岩进行过岩石学、岩相学和初步的地球化学工作(李才等, 1995; 邓万明等, 1996; 翟庆国等, 2004), 至今没有系统的岩石地球化学和同位素地球化学研究成果(李才等, 2005)。故目前对青藏高中部相关蛇绿岩的类型、形成环境及其深部地幔特征还缺乏约束。

众所周知, 印度洋域 MORB 具有独特的同位素组成, 被称为南半球“Dupal”异常(Dupré and Allègre, 1983; Hamelin and Allegre, 1985; Dosso et al., 1988; Mahoney et al., 1998)。其成因一直是国际地学界关注的热点课题之一(Xu et al., 2002, 2004)。由于秦岭勉略、川西哀牢山双沟、金沙江及西藏雅鲁藏布江日喀则等蛇绿岩具有与印度洋型 MORB 相似的同位素指标, 一些研究者提出了现代的印度洋洋下地幔很可能来源于古特提斯和新特提斯软流圈的“继承模式”(Xu et al., 2004; Zhang et al., 2005)。因此, 在这种背景下, 值得关注的问题是, 同属于特提斯构造域并与雅鲁藏布江蛇绿岩毗

注: 本文为国家“973”项目(编号 2002CB412609)、国土资源部百名优秀青年科技人才计划、国家自然科学基金项目(编号 40503005, 40572051, 40473020)、中国地质调查局“青藏高原南部空白区基础地质综合研究”项目(编号 200313000025)共同资助成果。

收稿日期: 2006-04-07; 改回日期: 2006-07-11; 责任编辑: 郝梓国、刘志强。

作者简介: 朱弟成, 男, 1972 年生。博士, 副研究员。主要从事青藏高原南部岩浆作用与地球动力学和特提斯地质研究。通讯地址: 610082, 成都市一环路北三段新 82 号; 电话: 028-83227311; 传真: 028-83222657; Email: dchengzhu@163.com。

邻的青藏高原中部中生代玄武岩提供了什么样的地幔源区信息,它们是否与雅鲁藏布江蛇绿岩一样也具有“Dupal”异常?

本文拟在 1:25 万区域地质调查基础上,展示我们获得的青藏高原中部龙木错—双湖缝合带嘎错玄武岩、班公湖—怒江缝合带多玛、塔仁本玄武岩及那曲盆地西侧中晚三叠世嘎加组玄武岩(图 1a)的

单斜辉石 Ar-Ar 测年、锆石 SHRIMP 定年和地球化学及 Sr, Nd, Pb 同位素测试数据,讨论这些中生代玄武岩的性质和构造环境,约束其地幔源区特征,并试图通过与其它特提斯蛇绿岩的对比,初步分析其地幔源区是否具有与南半球“Dupal”异常相似的同位素组成。

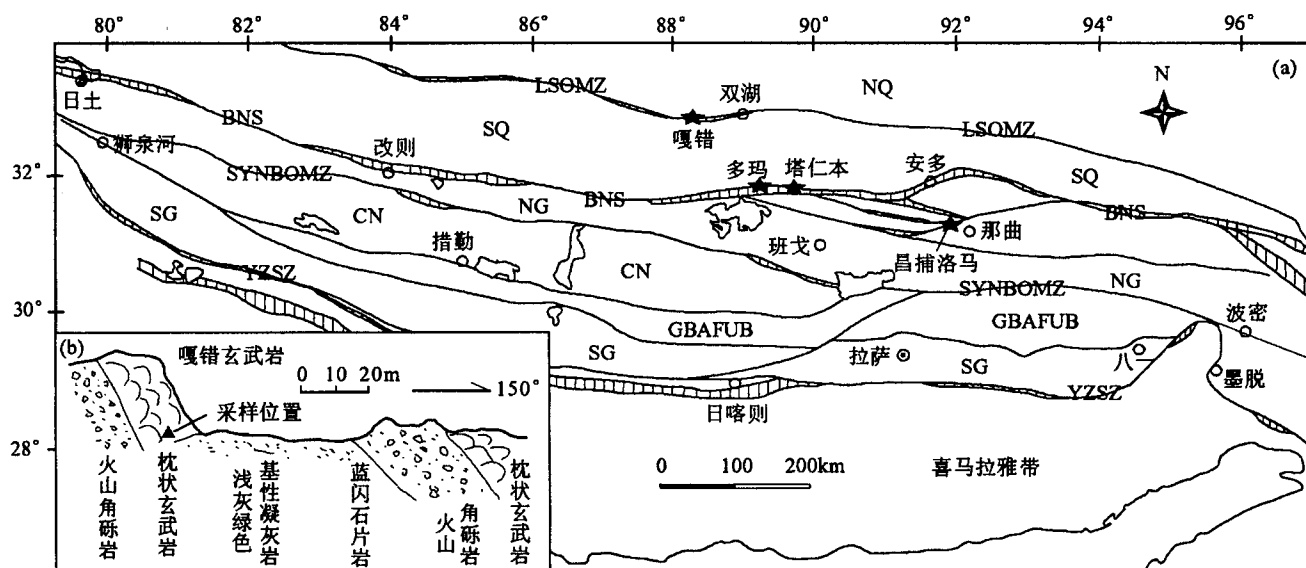


图 1 青藏高原南部构造分区图及采样位置图

Fig. 1 Tectonic subdivision of southern Qinghai-Tibetan Plateau and sampled locations

(a)—青藏高原南部构造划分图(潘桂棠等, 2006; 朱弟成等, 2006)和采样位置; (b)—双湖嘎错枕状玄武岩剖面素描。NQ—北羌塘; LSOMZ—龙木错—双湖蛇绿混杂岩带; SQ—南羌塘; BNS—班公湖—怒江缝合带; NG—北冈底斯; SYNBOMZ—狮泉河—永珠—纳木错—波密蛇绿混杂岩带; CN—中冈底斯; GBAFUB—冈底斯弧背断隆带; SG—南冈底斯; YZSZ—雅鲁藏布江缝合带; ★—采样地点

(a)—Tectonic subdivision of southern Qinghai-Tibetan Plateau (Pan et al., 2006; Zhu et al., 2006) and sampled locations; (b)—sketchy profile of pillow basalt from Gaco village in Shuanghu. NQ—Northern Qiangtang; LSOMZ—Longmu Co-Shuanghu Ophiolitic Mélange Zone; SQ—Southern Qiangtang; BNS—Bangong Co-Nujiang Suture Zone; NG—Northern Gangdese; SYNBOMZ—Shiquanhe-Yongzhu-Namco-Bomi Ophiolitic Mélange Zone; CN—Central Gangdese; BAFUB—Gangdese Back-Arc Fault Uplift Belt; SG—Southern Gangdese; YZSZ—Yarlung Zangbo Suture Zone; ★—sampled locations

1 地质背景和样品

青藏高原中部的班公湖—怒江缝合带和龙木错—双湖混杂岩带是青藏高原地区非常重要的地质构造和地貌分界线,通常以它们为界,将青藏高原中部分为北羌塘、南羌塘和冈底斯带三大构造单元(图 1a)。早期研究多显示班公湖—怒江缝合带所代表的特提斯洋开启于晚三叠世—早侏罗世、关闭于侏罗纪晚期—早白垩世早期(潘桂棠等, 1983; 王希斌等, 1987; 西藏自治区地质矿产局, 1993),但新发现的晚三叠世地层呈角度不整合于具有蛇绿岩特征的超镁铁质岩体之上的事实(陈玉禄等, 2005)对早期观点

提出了修正(潘桂棠等, 2006)。龙木错—双湖混杂岩带位于羌塘中部,曾被称之为“羌塘中央隆起带”,在该带角木日地区报道有中二叠世蛇绿岩(翟庆国等, 2004),早二叠世和晚三叠世火山岩分布较为广泛(邓万明等, 1996)。最新研究表明,该带东西长达 600 km,南北宽约 120 km,由蛇绿岩、蛇绿混杂岩、洋岛消减增生楔及以蓝片岩、榴辉岩为代表的高压—超高压变质带组成(李才等, 1995, 2006),很可能是古特提斯大洋自北向南后退式俯冲的消减增生杂岩带。在 1:25 万江爱达日那幅、昂达尔错幅及那曲幅等图幅中工作过同志的帮助下,笔者调研了青藏高原中部双湖蛇绿混杂岩带东南侧的嘎错玄武岩

和班公湖—怒江缝合带北亚带的多玛、塔仁本玄武岩以及班公湖—怒江缝合带南侧那曲昌捕洛马的中晚三叠世嘎加组玄武岩(图 1a),对其年代学、地球化学及其构造环境进行了深入研究。

1.1 嘎错玄武岩

嘎错玄武岩位于龙木错—双湖混杂岩带东南侧,双湖县城西约 100 km 的嘎错乡(图 1a, N33°13.213', E88°17.959'),呈岩块产出,与周围的绿片岩和蓝片岩一起构成双湖混杂岩带的重要组成部分。嘎错乡出露的火山岩包括枕状玄武岩、基性火山角砾岩、凝灰岩和集块岩等(图 1b),角砾和基质主要为玄武质,基质中还含较多钙质。玄武岩具斑状结构(样品号:S03-b66),基质具粒状—纤维状变晶结构,岩石发育气孔杏仁构造。斑晶主要为单斜辉石,含量约 15%,部分发生绿泥石化和绿帘石化,另见少量普通角闪石斑晶。基质主要为斜长石和单斜辉石。副矿物主要有钛铁矿和磁铁矿等。

1.2 多玛玄武岩

多玛玄武岩位于班公湖—怒江缝合带中段(图 1a, N32°12.615', E89°16.093'),呈岩块产出。区域上,它与二叠纪灰岩岩块、硅质岩岩块和超镁铁质岩岩块一起构成了该缝合带的北亚带。露头上,玄武岩呈枕状构造产出,枕体形态各异,长轴 1.0~0.3 m,枕间充填物以灰岩为主,也见基性凝灰岩、硅质岩,岩枕中发育气孔、杏仁构造,多数被方解石充填。岩石具斑状结构,基质具间粒—间隙结构(样品号:S03-b47)。斑晶主要为普通辉石,含量约 5%,气孔被碳酸盐和绿泥石充填。基质主要由斜长石、单斜辉石组成,部分发生了绿泥石化、绿帘石化和碳酸盐化。副矿物

主要有钛铁矿和磁铁矿。

1.3 塔仁本玄武岩

塔仁本玄武岩位于西藏班公湖—怒江缝合带中段,赞宗错东南 10 km 扎加藏布北岸的塔仁本一带(图 1a, N32°09.254', E89°42.948'),呈岩块产出。露头上,塔仁本玄武岩有与周围地层均呈断层接触,也可见火山角砾岩、灰岩和枕状玄武岩整合接触关系,角砾成分为玄武玻璃、玄武岩,发育气孔杏仁状构造。在枕状玄武岩层间及枕间空隙中见以夹层出现的粉红色灰岩(图 2a)和紫红色硅质岩(图 2b),除此之外,还可见与枕状玄武岩整合接触的点礁状生物礁灰岩(王忠恒等,2005)。岩石为无斑粗玄结构(样品号:S03-b52),主要矿物包括普通辉石和斜长石。普通辉石呈长柱状、粒状,横断面呈八边形,含量约 25%。斜长石部分或全部发生绿泥石化、绿帘石化,含量约 30%。副矿物主要有钛铁矿和磁铁矿。

1.4 那曲昌捕洛马嘎加组玄武岩

嘎加组(T_{2-3g})分布于班公湖—怒江缝合带南缘,以断块或断片状出露于那曲县城以西,嘎加村以南,出露面积约 310 km²,顶、底不全(1:25 万那曲幅^①)。该组岩性为长石石英砂岩、粉砂岩、生物碎屑灰岩及大量硅质岩,在硅质岩中含大量放射虫。嘎加组火山岩(T_{2-3g})呈夹层主要出露于那曲县嘎加村和昌捕洛马等地(图 1a)。在嘎加村(E91°49.083', N31°33.150'),顶部见灰黑色气孔状蚀变安山岩(>17m),中部见灰黑色蚀变橄榄玄武岩(33m),这里的火山岩夹于长石石英砂岩及粉砂岩中。在昌捕洛马,火山岩夹于放射虫硅质岩中,岩石类型由下到上包括枕状玄武岩、火山角砾岩和玄武岩,灰黑色蚀变

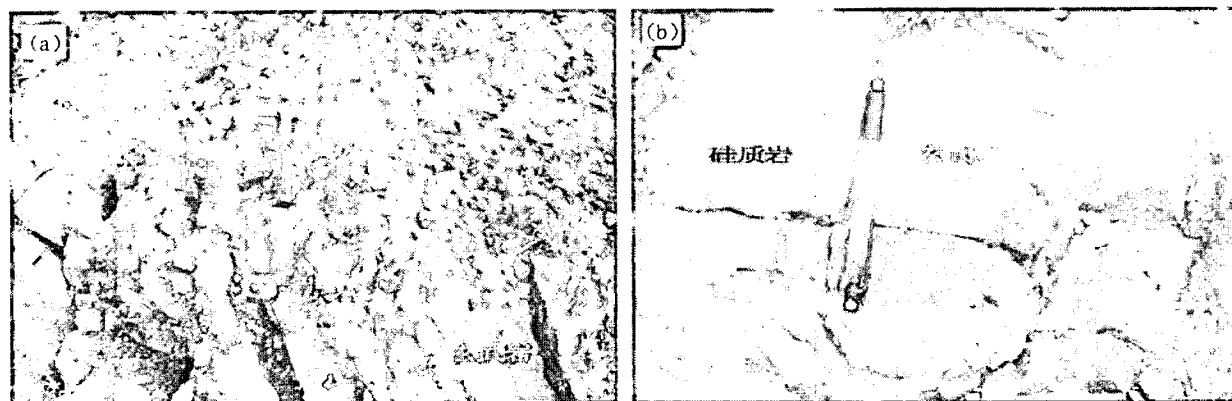


图 2 班公湖—怒江缝合带塔仁本玄武岩露头

Fig. 2 Basalt exposures from Tarenben village in Bangong Co-Nujiang suture zone

(a)—玄武岩与灰岩互层;(b)—玄武岩与硅质岩的整合接触关系

(a)—Interbedded basalts and limestone; (b)—concordant contact between basalts and siliceous rock

玄武岩,累计厚度约 190 m。在硅质岩中产丰富的中晚三叠世放射虫 *Tritoris* sp., *Triassocampe* sp., *Pseudostylo sphaera* sp., *Muelleritortis* sp., *Annulotriassocampe* sp., *Canoptum* sp., *Crucella* sp., *Praemosos atutnalis* sp., 时代很可能为拉丁期 (237~228 Ma, 1:25 万那曲幅^①)。笔者在昌捕洛马采集了 2 件蚀变火山岩样品 (S03-b82, S03-b83)。岩石具斑状结构,气孔—杏仁状构造。斑晶主要为蚀变斜长石 (15%±) 和橄榄石 (10%±), 斜长石自形柱状,发生了明显的碳酸盐化,橄榄石仅保存其晶体假像。基质具间隐结构,主要由蚀变更长石 (45%±) 组成,间隙被绿泥石充填。气孔中充填有方解石、绿泥石。副矿物有磷灰石和钛铁矿等。

2 分析方法

在薄片观察基础上,从多玛、嘎错玄武岩中挑选相对新鲜的单斜辉石进行 Ar-Ar 年龄测试,从塔仁本玄武岩中挑选出了 8 颗锆石,尝试进行了锆石 SHRIMP U-Pb 定年。另外,选择相对新鲜的玄武岩样品进行了主量元素、微量元素及 Sr, Nd, Pb 同位素配套测试。

2.1 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 阶段升温测年

单斜辉石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 阶段升温测年在中国地质科学院地质所同位素地质研究室进行。实验时,首先用超声波清洗选纯的单斜辉石 (纯度 > 99%), 然后将其封进石英瓶中进行核反应中子照射,照射总时间为 2883 分钟,积分中子通量为 $1.04 \times 10^{18} \text{ n/cm}^2$ 。同期接受中子照射的还有 ZBH-25 黑云母国内标样,其标准年龄为 132.7 Ma, K 含量为 7.6%。

样品的阶段升温加热使用电子轰击炉,每一阶段加热 30 分钟,净化 30 分钟。质谱分析是在 MM-1200B 质谱计上进行的,每个峰值均采集 8 组数据。所有的数据在回归到时间零点值后再进行质量歧视校正、大气氩校正、空白校正和干扰元素同位素校正。系统空白水平: $\text{m/e} = 40, 39, 37, 36$, 分别小于 $6 \times 10^{-15} \text{ mol}$, $4 \times 10^{-16} \text{ mol}$, $8 \times 10^{-17} \text{ mol}$ 和 $2 \times 10^{-17} \text{ mol}$ 。中子照射过程中所产生的干扰同位素校正系数通过分析照射过的 K_2SO_4 和 CaF_2 来获得,其值为: $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}_o)_{\text{Ca}} = 0.0002389$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.004782$, $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}_o)_{\text{Ca}} = 0.000806$ 。 ^{37}Ar 经过放射性衰变校正; ^{40}K 衰变常数为 $5.543 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, 坪年龄误差以 2σ 给出。用 ISOPLOT 程序计算正、反等时线,详细实验流程见有关文章 (陈文等, 2002)。年

龄测试结果见表 1 和图 3。

2.2 锆石 SHRIMP U-Pb 测年

锆石分选采用常规重力分选和镜下手工挑选的方法进行,然后将其与标准锆石 (TEM, 417 Ma) 一起粘贴,制成环氧树脂样品靶,打磨抛光并使其露出中心部位,进行反射光、透射光和阴极发光显微照相,阴极发光在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针室完成。锆石 SHRIMP U-Pb 同位素分析在中国地质科学院地质研究所 SHRIMP-II 离子探针仪上进行。束斑平均大小为 $30 \mu\text{m}$, 为了尽量降低锆石表面普通 Pb 和镀金过程中的污染,测定过程中先将束斑在 $120 \mu\text{m}$ 范围内扫描 5 分钟,具体测试条件及流程见宋彪等 (2002)。应用实测 ^{204}Pb 校正普通铅,测试结果见表 2 和图 3。单个测试数据误差和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值误差均为 1σ , 对年轻的岩浆锆石,采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄。测试结果列于表 2 和图 4。

2.3 地球化学测试

主元素由国土资源部成都地质矿产研究所分析测试中心采用原子吸收分光光度法测试,分析精度优于 1%; 其中 FeO 用容量法分析,烧失量足将样品加热到 1000°C 时获得。微量元素由国家地质实验测试中心分析,测试时,首先采用酸溶方法对样品进行预处理,然后再利用 ICP-MS 法测定,具体处理和分析方法见文献 (刘颖等, 1996), 分析精度优于 5%。测试结果列于表 3。

Sr-Nd 同位素由中国科学院地质与地球物理研究所同位素分析测试中心利用 MAT262 仪器测试,用瑞利法则进行分馏校正, Rb, Sr, Sm, Nd 丰度用同位素稀释法测定, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 标准化。该仪器测定的标样 BCR-1 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704979 \pm 11$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512555 \pm 10$ 。详细分析流程和方法见 Chen et al. (2002)。分析和校正结果见表 4。

Pb 同位素比值由国家地质实验测试中心利用 MAT-261 质谱仪分析,粉末样品用 $\text{HF} + \text{HNO}_3$ 溶解,用离子交换柱分离 Pb。仪器用 NBS981 校准。该仪器对 $1 \mu\text{g}$ Pb 的测量精度: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 0.05%, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 为 0.005%; 对国标 NBS981 测试结果为: $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.162189$ (误差 0.0027%), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.913626$ (误差 0.0059%), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.891607$ (误差 0.015%)。分析和校正结果见表 4。

表 1 青藏高原中部中生代玄武岩中单斜辉石⁴⁰Ar/³⁹Ar 逐步加热分析结果

Table 1 Ar-Ar dating results by stepwise heating for clinopyroxene of the Mesozoic basalts from central Qinghai-Tibetan Plateau

温度 (℃)	Ca/K	(⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar) _m	(³⁶ Ar/ ³⁹ Ar) _m	(³⁷ Ar/ ³⁹ Ar) _m	(³⁸ Ar/ ³⁹ Ar) _m	F	³⁹ Ar (×10 ⁻¹² mol)	³⁹ Ar (Cum.)(%)	Age (±1σMa)
双湖缝合带嘎错枕状玄武岩(S03-b66):单斜辉石, W=298.55 mg, J=0.010026, 坪年龄 = 232.5±2.4 Ma									
400	2.786	22.6174	0.0521	1.4429	0.0395	7.3312	0.6473	1.94	128.0±7.8
500	2.424	15.7065	0.0285	1.2555	0.0452	7.3769	0.3220	2.91	128.7±7.4
600	2.834	9.9242	0.0130	1.4678	0.0214	6.1843	1.6036	7.72	108.5±3.6
700	1.901	12.7393	0.0144	0.9846	0.0208	8.5614	1.5195	12.28	148.6±6.7
780	1.199	15.1931	0.0099	0.6211	0.0170	12.3252	1.4696	16.69	210.2±2.8
860	0.969	16.0376	0.0078	0.5020	0.0146	13.7618	2.8205	25.15	233.2±2.7
910	0.855	14.7734	0.0031	0.4429	0.0137	13.9016	2.7885	33.52	235.4±2.4
960	1.048	14.6525	0.0027	0.5430	0.0130	13.8861	3.1720	43.04	235.1±3.4
1010	0.99	14.4462	0.0033	0.5128	0.0132	13.5066	4.3620	56.13	229.1±3.1
1060	1.945	14.7070	0.0042	1.0077	0.0140	13.5290	6.9143	76.88	229.5±2.6
1100	9.380	13.3540	0.0064	4.8589	0.0162	11.8557	2.1545	83.34	202.6±2.2
1150	8.105	12.9587	0.0060	4.1984	0.0153	11.5312	3.3942	93.53	197.4±2.5
1200	12.296	12.2522	0.0098	6.3691	0.0199	9.8674	1.2895	97.39	170.2±4.8
1300	161.508	13.4080	0.0405	83.6600	0.0267	7.8933	0.8683	100.00	137.4±5.8
班公湖—怒江缝合带多玛枕状玄武岩(S03-b47):单斜辉石, W=303.18 mg, J=0.01165, Total age=115.4 Ma									
400	6.918	33.2024	0.0932	3.5835	0.0634	5.9287	0.6566	3.70	120.5±7.1
500	7.766	10.1859	0.0222	4.0230	0.0299	3.9199	0.5235	6.65	80.6±5.5
600	9.399	8.6727	0.0143	4.8689	0.0241	4.7970	1.3035	14.00	98.1±3.4
700	20.530	12.0215	0.0219	10.6344	0.0595	6.3430	0.7706	18.34	128.6±7.9
800	35.949	13.6415	0.0312	18.6216	0.0736	5.8190	0.8882	23.35	118.0±12
900	28.944	9.3797	0.0165	14.9928	0.0257	5.6337	1.2120	30.18	114.7±5.8
1000	16.039	11.2804	0.0185	8.3081	0.0270	6.4393	1.1390	36.60	130.5±6.2
1100	56.588	12.6049	0.0291	29.3124	0.0247	6.2217	1.6849	46.10	126.2±2.6
1180	52.368	7.2097	0.0133	27.1269	0.0196	5.3093	2.6484	61.03	108.3±2.4
1250	31.800	7.5381	0.0107	16.4722	0.0203	5.6225	3.5019	80.77	114.5±1.9
1300	104.803	9.9947	0.0279	54.2879	0.0200	5.8617	2.8469	96.82	119.2±2.3
1350	1072.025	18.2336	0.1840	555.3093	0.0555	5.7911	0.5647	100.00	118.0±11

注:表中下标 m 代表样品中测定的同位素比值;F=⁴⁰Ar/³⁹Ar, 为放射性⁴⁰Ar 与³⁹Ar 的比值。

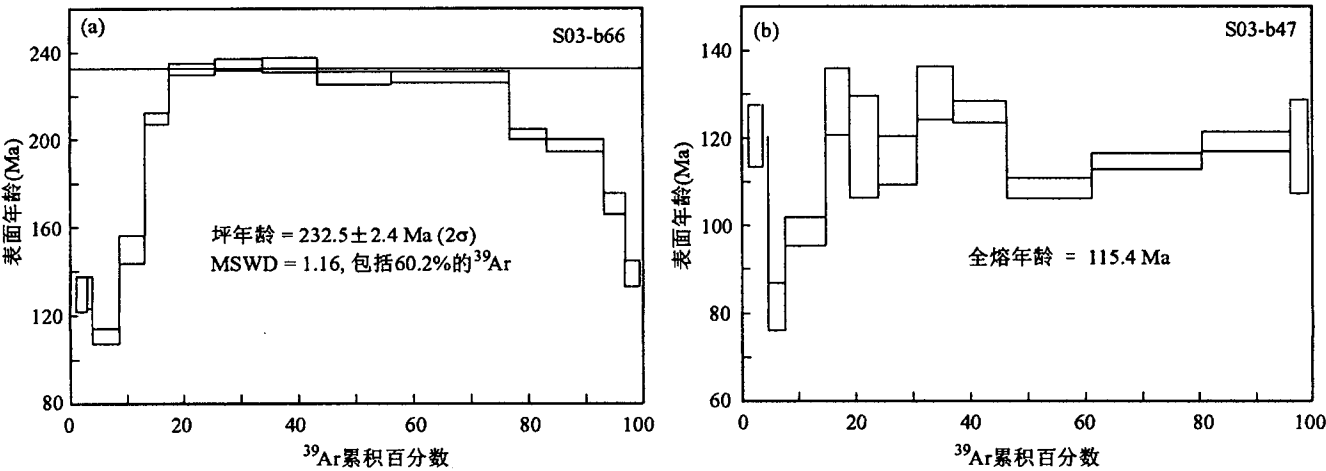


图 3 青藏高原中部中生代玄武岩中单斜辉石表面年龄坪谱

Fig. 3 Exposure age spectra of clinopyroxene of the Mesozoic basalts from central Qinghai-Tibetan Plateau

(a) —双湖缝合带嘎错枕状玄武岩(样品 S03-b66);(b) —班公湖—怒江缝合带多玛枕状玄武岩(样品 S03-b47)

(a) —Pillow basalt from Gaco village in Shuanghu(样品 S03-b66);(b) —pillow basalts from Duoma village in Bangong Co-Nujiang suture zone(样品 S03-b47)

表 2 班公湖—怒江缝合带塔仁本洋岛玄武岩(S03-b52)锆石 SHRIMP 分析结果
Table 2 Zircon SHRIMP results of oceanic island basalt (S03-b52) from Tarenben village
in Bangong Co-Nujiang suture zone

Spot	$^{206}\text{Pb}_c$ (%)	U ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ ($\times 10^{-6}$)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ($0 \pm 1\sigma$)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{P}$ ($\pm 1\sigma$)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$
S03-b52-1	2.59	162	59	0.364	4.15	185.0 ± 5.3	129 ± 230	0.0486	9.9	0.195	10	0.02911	2.9
S03-b52-2	2.72	224	88	0.393	6.22	199.4 ± 6.1	-86 ± 380	0.0444	15	0.192	16	0.03141	3.1
S03-b52-3	0.26	138	40	0.290	33.7	$1,611 \pm 39$	$1,715 \pm 25$	0.1050	1.4	4.11	3.0	0.2839	2.7
S03-b52-4	1.27	425	277	0.652	6.29	108.6 ± 3.0	322 ± 200	0.0528	8.7	0.124	9.1	0.01699	2.8
S03-b52-5	1.91	510	159	0.312	8.20	117.3 ± 3.3	348 ± 150	0.0534	6.6	0.1353	7.2	0.01837	2.8
S03-b52-6	2.45	841	257	0.306	11.8	102.1 ± 2.8	-258 ± 280	0.0415	11	0.091	11	0.01596	2.8
S03-b52-7	1.34	536	337	0.629	8.22	112.5 ± 3.1	262 ± 200	0.0515	8.7	0.125	9.1	0.01760	2.8
S03-b52-8	1.40	814	758	0.931	11.3	102.1 ± 2.7	-88 ± 230	0.0444	9.2	0.0977	9.6	0.01597	2.7

注: Pb_c , Pb^* 分别代表普通铅和放射性成因铅百分数, 普通铅使用 ^{204}Pb 校正。

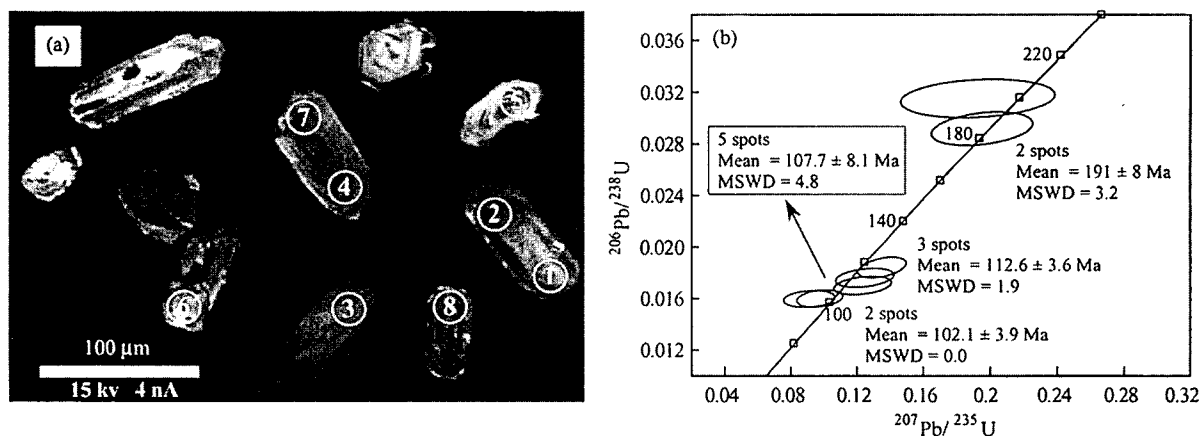


图 4 班公湖—怒江缝合带塔仁本洋岛玄武岩锆石阴极发光图像和 SHRIMP 年龄谐和图

Fig. 4 Cathodoluminescence (CL) images and concordia plots of zircon SHRIMP dating for the oceanic island basalt (S03-b52) from Tarenben village in Bangong Co-Nujiang suture zone

3 分析结果

3.1 年代学

对辉绿岩中的辉石研究发现,在加热 8 小时,温度达到 700°C 时,也没有发现放射成因的氩丢失,并具有较高的活化能(达 73.5 千卡/克原子氩,李志昌等, 2004),这些现象表明辉石对放射成因氩有较强保存能力。桑海清等(1996)研究表明辉石的封闭温度可达 620°C 。

表 1 和图 3a 显示,嘎错枕状玄武岩单斜辉石的低温与高温阶段表面年龄低,表明样品中不存在过剩氩;同时由于辉石的封闭温度高于嘎错地区蓝片岩的变质温度($410\sim 460^{\circ}\text{C}$, 鲍佩声等, 1999),因而可能不存在氩丢失现象。所以,我们获得的嘎错枕状玄武岩单斜辉石的中温坪年龄(232.5 ± 2.4 Ma)可能代表了单斜辉石的结晶年龄,亦即嘎错玄武岩浆

活动的时代为中三叠世晚期。

表 1 和图 3b 显示,多玛枕状玄武岩单斜辉石的测年效果较差,没有得到坪年龄。但根据不同温度阶段年龄以误差为权重进行计算,得到了 115.4 Ma 的加权平均年龄,提供了早白垩世岩浆活动的年龄信息,与邻近的塔仁本玄武岩浆活动的时代(下文)是基本一致的。

通常高的 Th/U 比值(>0.4)和韵律环带被认为是岩浆成因锆石的特征,而无环带或弱环带和低的 Th/U 比值(<0.1)被认为是变质成因锆石的特征(Hoskin, 2000)。表 2 和图 4 显示,塔仁本玄武岩用于 SHRIMP 定年的 4 颗锆石具有环带结构,并且其 4~8 测点的 Th/U 比值介于 $0.31\sim 0.93$ 之间,明显大于 0.1 ,表明这几颗锆石为岩浆成因,5 个测点的加权平均年龄(107.7 ± 8.1 Ma, $\text{MSWD}=4.8$)基本可以代表矿物结晶年龄。结合在该套玄武岩中

的生物礁灰岩夹层中采获 *Isastraea helianthoides* (Goldfuss)、*Ovalatrea caryophylloides* (Goldfuss) 等晚侏罗世—早白垩世珊瑚化石(王忠恒等, 2005), 有

理由相信塔仁本玄武岩浆活动的时代为早白垩世中晚期。

表 3 青藏高原中部中生代玄武岩岩石化学成分(主量元素: %; 微量元素: $\times 10^{-6}$)

Table 3 Chemical compositions of the Mesozoic basalt in central Qinghai-Tibetan Plateau
(units: major %; trace element: $\times 10^{-6}$)

地点	多玛枕状玄武岩				塔仁本洋岛玄武岩		双湖嘎错枕状玄武岩			那曲玄武岩	
样号	S03-b42	S03-b44	S03-b46	S03-b47	S03-b57	S03-b58	S03-b64	S03-b65	S03-b67	S03-b82	S03-b83
SiO ₂	48.0	47.48	47.94	47.76	45.78	46.46	47.26	47.5	45.68	34.44	41.52
TiO ₂	1.81	2.03	2.11	2.28	1.26	2.05	3.18	3.83	4.12	2.58	2.78
Al ₂ O ₃	13.16	12.62	13.05	13.02	15.68	13.65	10.36	10.50	10.32	11.86	14.22
Fe ₂ O ₃	5.91	5.63	6.74	4.61	4.87	7.13	6.03	6.55	6.64	3.72	2.71
FeO	4.05	4.82	3.98	4.81	6.72	4.74	6.54	5.96	6.47	6.77	9.42
MnO	0.14	0.16	0.42	0.14	0.17	0.16	0.15	0.15	0.18	0.10	0.11
MgO	5.06	5.57	5.14	6.82	6.22	3.89	8.51	7.86	8.6	2.39	2.54
CaO	10.56	10.89	10.16	9.64	8.56	9.54	9.56	9.12	9.34	16.85	10.21
Na ₂ O	4.15	4.21	4.51	4.14	3.91	4.72	2.83	3.37	3.00	2.83	4.27
K ₂ O	1.84	1.26	0.98	1.19	0.54	1.86	2.20	2.13	1.84	1.63	0.56
P ₂ O ₅	0.38	0.38	0.47	0.45	0.25	0.61	0.49	0.55	0.56	0.81	0.68
烧失量	4.69	4.94	4.18	4.40	5.65	5.33	2.55	2.52	3.34	15.49	10.81
总量	99.75	99.99	99.69	99.25	99.61	100.13	99.65	100.04	100.08	99.47	99.83
Mg [#]	49.30	50.34	47.93	57.82	50.22	38.55	56.16	54.42	55.43	29.83	27.83
Sc	27.6	27.1	26.3	26.6	25.8	14.2	25	25.7	27	16.3	23.5
V	242	224	243	268	247	158	292	303	347	246	116
Cr	67.2	65.8	63	176	115	174	450	423	422	35.3	98.3
Ni	85.8	89.4	69.3	155	77.1	151	275	225	243	43.7	75
Co	47.9	52.3	54	51.5	42.4	38	54	46.6	51.1	26.9	35.4
Rb	19	12.1	11.4	16.1	6.69	16.6	52.5	48.8	42.1	13.2	21.4
Sr	1000	676	538	593	340	418	116	142	162	578	773
Y	23.3	21.1	21.5	23.7	24.8	27	28.65	31.3	31.1	34.2	36.8
Zr	128	110	110	141	103	189	199	233	250	203	169
Nb	35.1	33.4	35.6	38.2	20.5	58.9	39.75	43.3	48.8	46.7	43
Ba	457	345	215	327	144	592	358	360	443	860	149
La	28.6	26.1	25.9	35.9	13.2	40.5	30.8	42.8	42.2	30.2	32.4
Ce	59.6	54.3	54.3	74.7	28.7	78.2	72.9	96.6	95.9	68.8	60.5
Pr	7.3	6.6	6.6	9.0	3.8	9.2	9.7	12.5	12.4	8.9	8.3
Nd	29.4	27.4	26.9	37.1	16.9	36.3	41.2	52.5	53.6	38.9	35.0
Sm	6.0	5.6	5.8	7.4	4.4	7.1	9.4	11.4	11.6	9.1	7.6
Eu	2.0	1.9	1.8	2.3	1.5	2.3	3.0	3.4	3.4	3.1	2.5
Gd	5.6	5.1	5.3	6.3	4.5	6.0	8.1	9.3	9.6	8.3	7.0
Tb	0.9	0.8	0.8	1.0	0.8	0.9	1.2	1.3	1.4	1.3	1.1
Dy	5.0	4.5	4.7	5.2	4.8	5.4	6.6	7.1	7.4	7.2	6.3
Ho	0.9	0.8	0.9	1.0	1.0	1.0	1.2	1.3	1.3	1.3	1.2
Er	2.4	2.3	2.3	2.5	2.7	2.8	2.9	3.2	3.1	3.4	3.1
Tm	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Yb	1.9	1.7	1.8	1.8	2.2	2.5	2.2	2.3	2.2	2.6	2.3
Lu	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3
Hf	4.1	3.5	3.6	4.6	3.2	5.7	6.7	7.5	7.9	6.1	5.2
Ta	1.8	1.6	1.7	1.7	1.0	3.3	2.2	2.5	2.6	2.1	2.2
Pb	4.4	4.5	3.7	5.2	9.5	6.2	4.6	5.2	6.3	4.76	8.62
Th	2.2	2.1	2.0	2.9	1.5	4.8	4.2	4.2	4.4	2.6	2.3
U	1.2	0.7	0.7	0.8	0.4	1.1	0.8	0.9	0.9	0.7	0.5
Nb/Nb*	1.51	1.53	1.68	1.27	1.55	1.43	1.19	1.09	1.22	1.78	1.71
(Th/Ta) _{PM}	0.57	0.65	0.57	0.81	0.71	0.70	0.94	0.83	0.82	0.60	0.49
(La/Nb) _{PM}	0.85	0.81	0.76	0.98	0.67	0.71	0.80	1.03	0.90	0.67	0.78

注: $Mg^{\#} = 100 \times Mg^{2+} / (Mg^{2+} + TFe^{2+})$, $TFeO^* = FeO + 0.9 \times Fe_2O_3$; $Nb/Nb^* = Nb_{PM} / (Th_{PM} \cdot La_{PM})^{1/2}$; 标 PM 表示原始地幔标准化。

表 4 青藏高原中部中生代玄武岩的 Sr-Nd-Pb 同位素组成

Table 4 Sr, Nd and Pb isotopic compositions of the Mesozoic basalts in central Qinghai-Tibetan Plateau

样品编号	S03-b42	S03-b44	S03-b57	S03-b58	S03-b65	S03-b67	S03-b82	S03-b83
校正年龄	$t=115.4\text{ Ma}$		$t=107.7\text{ Ma}$		$t=232.5\text{ Ma}$		$t=230\text{ Ma}$	
Sr isotopic compositions:								
Sr($\times 10^{-6}$)	778.7	742.9	567.9		129.0	133.5	397.6	560.8
Rb($\times 10^{-6}$)	8.2	12.5	13.9		48.3	41.7	13.38	19.40
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.0303	0.0488	0.0704		1.0739	0.8950	0.0964	0.0993
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{m}}$	0.706988	0.705826	0.705812		0.708602	0.708242	0.711915	0.712062
$\pm 2\sigma$	± 14	± 11	± 14		± 10	± 13	± 10	± 11
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{T}}$	0.70694	0.70575	0.70570		0.70505	0.70528	0.711599	0.711737
Nd isotopic compositions:								
Sm($\times 10^{-6}$)	6.2	6.0	4.5	7.1	11.8	12.3	8.1	8.3
Nd($\times 10^{-6}$)	29.8	28.7	17.4	36.2	55.0	59.3	35.6	37.9
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1257	0.1269	0.1566	0.1184	0.1303	0.1259	0.1369	0.1319
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{N})_{\text{m}}$	0.512628	0.512628	0.512794	0.512766	0.512574	0.512576	0.512706	0.512664
$\pm 2\sigma$	± 10	± 11	± 11	± 9	± 11	± 12	± 9	± 11
$\epsilon\text{Nd}(t)$	0.9	0.8	3.6	3.6	0.7	0.9	3.1	2.4
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{N})_{\text{T}}$	0.512533	0.512532	0.512684	0.512682	0.512376	0.512384	0.512500	0.512465
Pb isotopic compositions:								
$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{P})_{\text{m}}$	19.81	19.45	18.59	19.05	18.99	18.81	19.08	18.64
$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{m}}$	15.72	15.70	15.63	15.66	15.67	15.68	15.69	15.66
$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{m}}$	39.48	39.59	38.74	39.35	39.37	39.19	39.32	38.92
$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{P})_{\text{T}}$	19.78	19.43	18.58	19.02	18.94	18.77	18.65	18.49
$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}}$	15.72	15.70	15.63	15.66	15.66	15.68	15.67	15.65
$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{P})_{\text{T}}$	39.47	39.57	38.74	39.32	39.30	39.13	38.85	38.70

注: Rb, Sr, Sm 和 Nd 丰度用同位素稀释法测定。m 代表测量值; T 代表经过年龄校正的初始值。同位素校正公式如下: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{T}} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{m}} + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}(e^{\lambda T} - 1)$, $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$; $\epsilon\text{Nd}(t) = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}(T) - 1] \times 10^4$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}(T) = 0.512638 \sim 0.1967 \times (e^{\lambda T} - 1)$, $(= 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1})$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{T}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}} + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}} \times (e^{\lambda T} - 1)$, $(= 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1})$; $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{m}} + ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} \times (e^{\lambda_1 T} - 1)$, $(1 = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1})$; $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{m}} + ^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb} \times (e^{\lambda_2 T} - 1)$, $(2 = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1})$; $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}} = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{m}} + ^{232}\text{U}/^{204}\text{Pb} \times (e^{\lambda_3 T} - 1)$, $(3 = 0.49475 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1})$ 。

3.2 地球化学

3.2.1 嘎错玄武岩

嘎错火山岩 SiO_2 含量变化于 45.68%~47.5%, 在成分上属玄武岩, 其较高的 TiO_2 含量 (3.18%~4.12%, 平均 3.71%) 与峨眉山高 Ti 玄武岩相当 (25 件样品范围在 2.37%~4.66%, 平均 3.71%, Xu et al., 2001; Xiao et al., 2004), 略高于 10 件夏威夷碱性玄武岩的平均值 (平均 3.22%)。嘎错火山岩 MgO 含量较低, 介于 7.86%~8.6%, $\text{Mg}^\#$ 范围在 54.42~56.16 之间, 相容元素 Ni、Cr 含量都较高 (分别为 225×10^{-6} 、 275×10^{-6} 和 422×10^{-6} ~ 450×10^{-6}), 接近原生玄武岩浆范围 ($\text{Ni} = 300 \times 10^{-6}$ ~ 400×10^{-6} , $\text{Cr} = 300 \times 10^{-6}$ ~ 500×10^{-6} ; Frey et al., 1978; Hess, 1992)。这些特征表明嘎错火山岩没有经历显著的橄榄石、单斜辉石等镁铁质矿物的分离结晶。采用被认为是非常有效的蚀变火山岩分类图解 ($\text{Nb}/\text{Y}-\text{Zr}/\text{TiO}_2$ 图解) 进行判断, 嘎错火山岩属碱性玄武岩 (图 5)。

嘎错玄武岩无 Eu 异常 ($\delta\text{Eu} = 0.97 \sim 1.01$) 表

明没有发生明显的斜长石分离结晶作用。其轻稀土元素明显富集 [$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 10.2 \sim 13.6$], 球粒陨石标准化 REE 曲线介于峨眉山高 Ti 玄武岩与夏威夷碱性玄武岩之间 (图 6a)。在原始地幔标准化蛛网图上 (图 6b), 嘎错玄武岩明显富集 Nb、Ta 等元素, 如 Nb 异常指数 (Nb/Nb^*) 介于 1.09~1.22 (表 3)。总体上, 嘎错玄武岩具有与代表性 OIB (Sun et al., 1989) 相似的蛛网图型式, 与夏威夷碱性玄武岩相比, 嘎错玄武岩更富集 Nb、Ta、La、Ce、Nd、Sm 和 Eu 等元素 (图 6b)。

2 件嘎错玄武岩样品的初始 Sr 同位素分别为 0.70505、0.70528, ($\text{Nd}(t)$) 分别为 0.7、0.9, 初始 Pb 同位素分别为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.77 \sim 18.94$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.66 \sim 15.68$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39.13 \sim 39.30$ 。在 Sr-Nd 同位素相关图上, 嘎错玄武岩投点位于第一象限的地幔排列之内 (图 7a)。在 Nd-Pb 同位素相关图上 (图 7b), 嘎错玄武岩投点于特提斯玄武岩和印度洋 MORB (Mahoney et al., 1998; Zhang et al., 2005) 范围之外, 并且明显远离勉略北部蛇绿

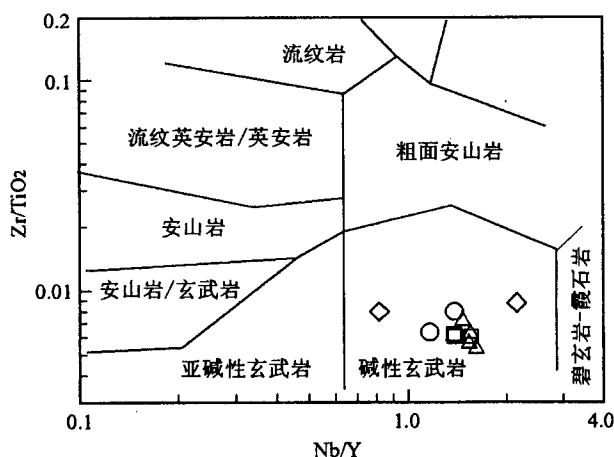


图 5 青藏高原中部中生代玄武 Nb/Y-Zr/TiO₂ 图解
(据 Winchester et al., 1977)

Fig. 5 Nb/Y-Zr/TiO₂ diagram of the Mesozoic basalt in central Qinghai-Tibetan Plateau (after Winchester et al., 1977)

□—嘎错; △—多玛; ◇—塔仁本; ○—昌捕洛马
□—Gaco; △—Duoma; ◇—Tarenben; ○—Changbuluoma

岩、金沙江玄武岩 (Xu et al., 2002, 2004) 和日喀则蛇绿岩 (Mahoney et al., 1998; Zhang et al., 2005)。在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 相关图上 (图 7c, 7d), 嘎错玄武岩以其高的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值而位于西印度洋 MORB 之外。

3.2.2 多玛玄武岩

多玛火山岩 SiO₂ 含量变化于 47.48%~48.0%, 位于玄武岩成分范围内, 其 TiO₂ 含量 (1.81%~2.28%, 平均 2.06%) 明显低于峨眉山高 Ti 玄武岩相当和夏威夷碱性玄武岩。多玛火山岩 MgO 含量低, 介于 5.06%~6.82%, Mg[#] 范围在 47.93%~57.82 之间, 相容元素 Cr、Ni 含量都很低 (分别为 63×10^{-6} ~ 176×10^{-6} 和 69.3×10^{-6} ~ 155×10^{-6}), 明显低于原生玄武岩浆范围。这些特征表明多玛火山岩经历了明显的橄榄石、单斜辉石等镁铁质矿物的分离结晶。Nb/Y-Zr/TiO₂ 图解显示多玛火山岩属碱性玄武岩 (图 5)。

多玛玄武岩显示轻微的正 Eu 异常 ($\text{Eu}=0.98 \sim 1.06$), 表明斜长石分离结晶作用不明显。多玛玄武岩一个最重要特征是 HREE 含量很低 ($\text{Yb}=1.7 \times 10^{-6}$ 、 1.9×10^{-6}), 暗示岩浆源区残留有石榴石。多玛玄武岩明显富集 LREE, 其 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 变化于 10.2~14.0, 虽然 REE 绝对丰度偏低, 但其球粒陨石标准化 REE 曲线与夏威夷碱性玄武岩大致平行 (图 6a)。多玛玄武岩 Th 含量很低 (2.0×10^{-6} 、 2.9×10^{-6}), 明显富集 Nb、Ta 等元素, 如 Nb 异常指数

(Nb/Nb*) 介于 1.27~1.68 (表 3)。在原始地幔标准化蛛网图上 (图 6b), 与代表性 OIB 和夏威夷碱性玄武岩相比, 尽管多玛玄武岩的微量元素绝对丰度偏低, 但总体上与夏威夷碱性玄武岩在高场强元素段 (Nd→Lu) 近似平行, 以其更低的 Nb、Ta、Nd、Zr、Hf 而不同于代表性 OIB 和峨眉山高 Ti 玄武岩 (图 6b)。

两件多玛玄武岩样品的初始 Sr 同位素分别为 0.70575、0.70694, $\epsilon\text{Nd}(t)$ 均为 0.8, 初始 Pb 同位素分别为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=19.43 \sim 19.78$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.70 \sim 15.72$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=39.47 \sim 39.57$ 。在 Sr-Nd 同位素相关图上, 多玛玄武岩投点位于偏于地幔排列的第一象限之内 (图 7a), 样品 S03-b42 升高的初始 Sr 同位素比值可能与蚀变作用有关。在 Nd-Pb 同位素相关图上 (图 7b), 多玛玄武岩因其更高的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值而投点于特提斯玄武岩和印度洋 MORB 范围之外, 明显远离古生代勉略北部蛇绿岩、金沙江玄武岩和早白垩世日喀则蛇绿岩, 这种特点也表现在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 相关图上 (图 7c, 7d)。

3.2.3 塔仁本玄武岩

王忠恒等 (2005) 首次报道了塔仁本玄武岩的 OIB 型地球化学特征, 这里再展示笔者获得的两套地球化学数据。这两件塔仁本火山岩 SiO₂ 含量变化于 45.78%~46.46%, 属玄武岩成分, 其 TiO₂ 含量 (1.26%~2.05%) 与多玛玄武岩相当, 均明显低于峨眉山高 Ti 玄武岩和夏威夷碱性玄武岩。塔仁本火山岩 MgO 含量低且变化范围大, 介于 3.89%~6.22%, Mg[#] 变化于 38.55~50.22, 相容元素 Cr、Ni 含量都很低 (分别为 115×10^{-6} ~ 174×10^{-6} 和 77.13×10^{-6} ~ 151×10^{-6}) 并与多玛玄武岩近似, 同样指示塔仁本火山岩经历了明显的橄榄石、单斜辉石等镁铁质矿物的分离结晶。Nb/Y-Zr/TiO₂ 图解进一步指示塔仁本火山岩属碱性玄武岩 (图 5)。

虽然笔者获得的 2 件塔仁本玄武岩样品显示了不同的微量元素组成, 如样品 S03-b58 明显富集轻稀土元素 [$(\text{La}/\text{Yb})_N=11.8$], 样品 S03-b57 的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值仅为 4.2, 但它们均具有一个共同特点, 即在原始地幔标准化蛛网图上 (图 6b), 都富集 Nb、Ta 等高场强元素, 都显示不相容元素富集的单峰隆起形态, 前者除了更富集 Nb、Ta 及 LREE 外, 在很大程度上可比于夏威夷碱性玄武岩, 后者以低的微量元素丰度为特征, 与前者不平行的曲线型式表明这种差异不能归因于部分熔融程度的不同, 我们认为很可能与其岩浆源区中混入了数量更多的亏损微量元素的地幔物质组分有关 (见后文讨论)。

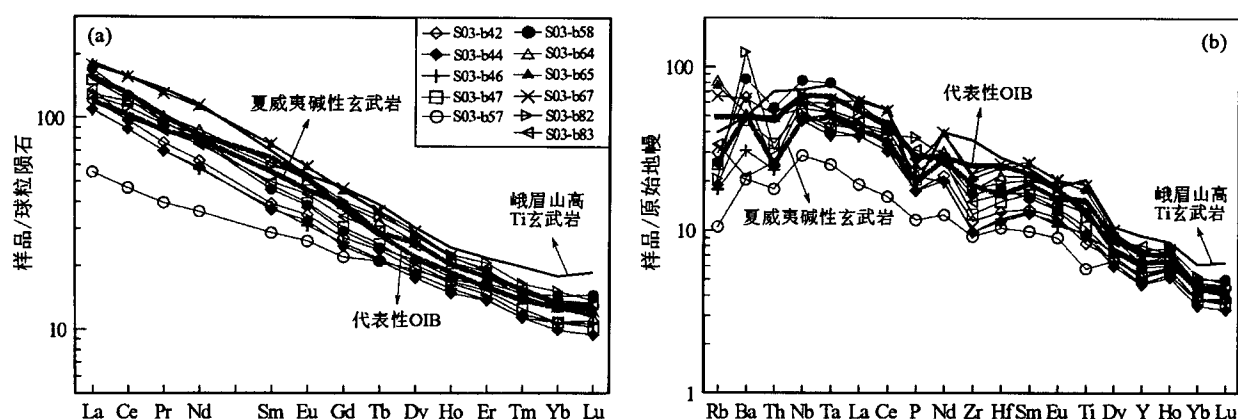


图6 青藏高原中部中生代玄武岩稀土元素配分模式图和微量元素蛛网图

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle-normalized trace element spectra for the Mesozoic basalt in central Qinghai-Tibetan Plateau.

球粒陨石、原始地幔标准化值和蛛网图元素顺序以及代表性 OIB 数值(Sun et al., 1989);峨眉山高 Ti 玄武岩

(Xu et al., 2001; Xiao et al., 2004);夏威夷碱性玄武岩^⑥)

Data for chondrite and primitive mantle-normalized values and plotting order, representative OIB data are from Sun et al. (1989).

Emeishan high-Ti basalt (Xu et al., 2001; Xiao et al., 2004). Hawaiian alkaline basalt^⑥

笔者分析了2件塔仁本玄武岩的Sr-Nd-Pb同位素组成,样品S03-b57的初始Sr同位素比值为0.7057,而样品S03-b58未能成功获得Sr同位素比值。2件样品的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 均为3.6,初始 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 同位素比值分别为18.58、15.63、38.74和19.02、15.66、39.32(表4)。在Sr-Nd同位素相关图上,样品S03-b57投点位于偏于地幔排列的第一象限之内(图7a)。在Nd-Pb同位素相关图上(图7b),样品S03-b57投点于特提斯玄武岩和古老的西印度洋MORB范围内,样品S03-b58位于古老的西印度洋MORB范围之外,它们均明显远离古生代勉略北部蛇绿岩、金沙江玄武岩和早白垩世日喀则蛇绿岩成分区,在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 相关图上(图7c, 7d)也观察到类似现象。

3.2.4 昌捕洛马嘎加组玄武岩

昌捕洛马放射虫硅质岩中采集的2件嘎加组(T_{2-3g})火山岩样品,蚀变程度非常高(烧失量分别为10.81、15.49%),从而导致其显示低的 SiO_2 含量(表4)。这里的玄武岩仍然以较高的 TiO_2 含量(2.58%~2.78%)为特征。另外一个特点是它们的MgO含量很低(分别为2.39、2.54%), $\text{Mg}^\#$ 分别为27.8和29.8,相容元素Cr、Ni含量也很低(分别为 35.3×10^{-6} ~ 98.3×10^{-6} 和 43.6×10^{-6} ~ 75×10^{-6})。这些特征表明嘎加组火山岩发生了显著的橄

榄石、单斜辉石等镁铁质矿物的分离结晶。在Nb/Y-Zr/TiO₂图解中,嘎加组火山岩属碱性玄武岩(图5)。

两件嘎加组玄武岩样品的稀土元素丰度较高,La分别为 30.2×10^{-6} 和 32.4×10^{-6} ,富集LREE [$(\text{La}/\text{Yb})_N = 8.4 \sim 9.9$],其轻微的正Eu异常($\delta\text{Eu} = 1.06 \sim 1.09$)表明在镁铁质矿物分离过程中不存在斜长石的分离结晶或斜长石的分离结晶作用不明显,其REE曲线型式非常类似于夏威夷碱性玄武岩(图7a),轻重稀土元素分馏程度低于代表性OIB [$(\text{La}/\text{Yb})_N = 12.3$;Sun and McDough, 1989],稀土元素绝对丰度也低于峨眉山高Ti玄武岩。在原始地幔标准化蛛网图上(图7b),它们均富集高场强元素,如Nb异常参数为1.71~1.78(表3),曲线型式与夏威夷碱性玄武岩非常一致,以较低的Zr、Hf丰度而不同于代表性的洋岛玄武岩(Sun and McDough, 1989)和峨眉山Ti玄武岩。

两件嘎加组玄武岩的初始Sr同位素比值很高,分别为0.711599、0.711737, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 分别为3.1和2.4(表3),其高Sr同位素比值很可能与海水蚀变或碳酸盐壳的混染有关(Yogodzinski et al., 1996),因为它们除了具有很高的烧失量外,还具有高CaO含量(分别为16.85、10.21%)。2件样品的初始 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 同位素比值分别为18.65、15.67、38.85和18.49、15.65、

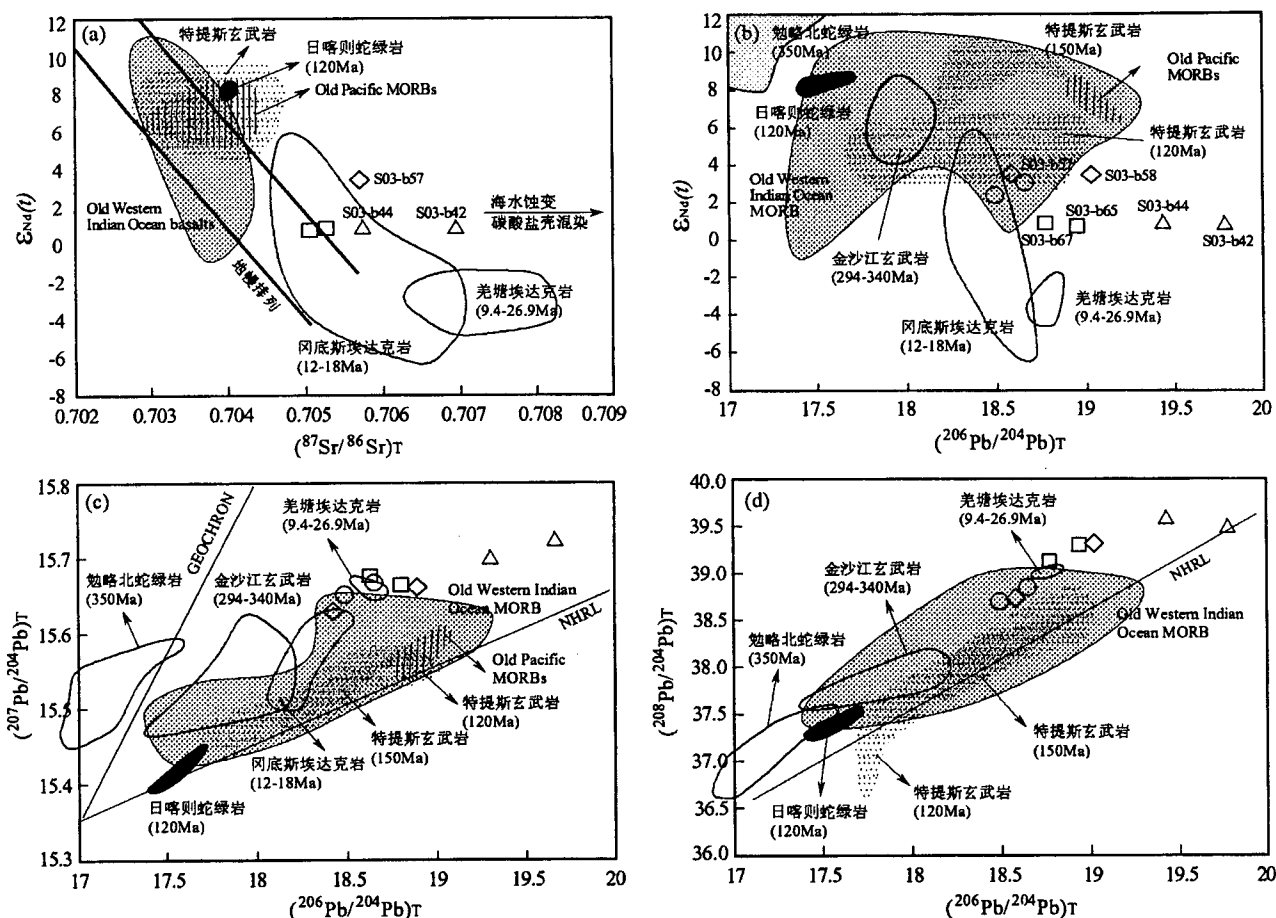


图 7 青藏高原中部中生代玄武岩 Sr, Nd, Pb 同位素相关图

Fig. 7 Sr, Nd and Pb isotopic correlation diagrams for the Mesozoic basalt in central Qinghai-Tibetan Plateau.

数据来源: Old Western Indian Ocean MORB, Old Pacific MORB, 特提斯玄武岩和雅鲁藏布江日喀则蛇绿岩 (Mahoney et al., 1998); 勉略北蛇绿岩, 金沙江玄武岩 (Xu et al., 2002, 2004); 冈底斯埃达克岩 (Hou et al., 2004); 羌塘埃达克岩 (赖绍聪, 2003). 样品符号同图 5
Data sources: Old Western Indian Ocean MORB, Old Pacific MORB Tethyan basalts and Yarlung Zangbo basalts (Mahoney et al., 1998); Mian-Lue north ophiolite, Jinshajiang basalt (Xu et al., 2002, 2004); Gangdese adakite (Hou et al., 2004); Qiantang adakite (Lai, 2003). Sample symbols as in Fig. 5

38.70(表 4)。由于海水蚀变或碳酸盐壳的混染,其 Sr-Pb 同位素可能不具有岩石成因意义。

4 讨论

4.1 岩浆形成的构造背景及意义

在岩石学研究中,利用地球化学指标来推论古老岩石的地球动力学环境已经具有非常悠久的历史 (Pearce et al., 1973; Floyd et al., 1975),虽然一些研究产生了争议性结果,但岩石学界的一个普遍共识是,如果所调查的岩石产于现代式样的构造环境之中,那么其形成的构造环境是可以通过一系列合适的构造判别图解识别出来 (Rollinson, 1993; Helo et al., 2006)。基于这种认识,我们这里主要采用对蚀变火山岩有效的地球化学判别图解如 $2 \times \text{Nb-Zr/}$

$4\text{-Y, Ti/100-Zr-Y} \times 3, \text{Nb/Th-Nb}$ 和 La/Nb-La 图解 (图 8) 等并结合火山岩产出的沉积背景,来分析本文涉及的青藏高原中部中生代玄武岩浆形成的构造背景。

已有研究表明, $2 \times \text{Nb-Zr/4-Y}$ 三角图解可以识别出板内玄武岩、E-MORB 以及火山弧玄武岩 (Meschede, 1986),而 $\text{Ti/100-Zr-Y} \times 3$ 三角图解可以有效地区分板内玄武岩和其它类型的玄武岩 (Pearce et al., 1973; Rollinson, 1993)。李曙光 (1993) 的研究也表明,岛弧玄武岩、洋中脊玄武岩和洋岛玄武岩可以很好地利用 Nb/Th-Nb 和 La/Nb-La 图解识别出来。

前面地球化学分析表明,在青藏高原中部,无论是中晚三叠世双湖嘎错玄武岩和那曲嘎加组玄武

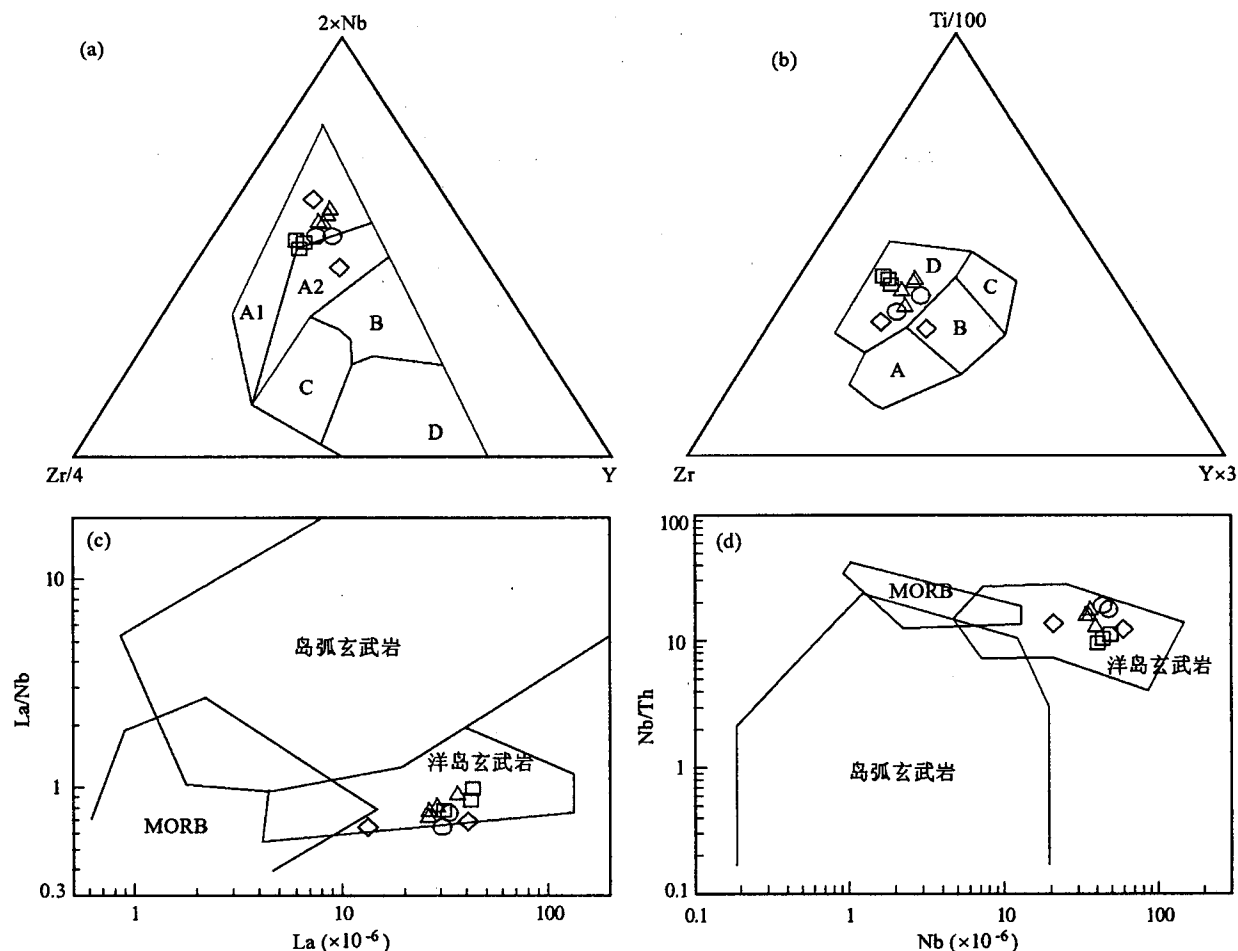


图 8 青藏高原中部中生代玄武岩不活动微量元素的构造环境判别图解

Fig. 8 Tectonic discrimination diagram based on immobile trace elements for the Mesozoic basalt in central Qinghai-Tibetan Plateau

在图 8a (Meschede, 1986) 中: A1—板内碱性玄武岩; A2—板内碱性玄武岩+板内拉斑玄武岩; B. E—MORB; C—板内拉斑玄武岩+火山弧玄武岩; D—火山弧玄武岩+N—MORB. 在图 8b (Pearce et al., 1973) 中: A. 钙碱性玄武岩; B. MORB+岛弧拉斑玄武岩+钙碱性玄武岩; C—岛弧拉斑玄武岩; D—板内玄武岩. 图 8c 和图 8d (Li, 1993). 这些图解显示, 本文报道的青藏高原中部中生代玄武岩具有强烈的洋岛玄武岩亲缘性. 样品符号同图 5

In Fig. 8a (Meschede, 1986): A1—within-plate alkaline basalt, A2—within-plate alkaline basalt + within-plate tholeiite; B. E—MORB; C. within-plate tholeiite + volcanic arc basalt; D. volcanic arc basalt + N—MORB. In Fig. 8b (Pearce and Cann, 1973): A—calc-alkali basalts; B—MORB + island-arc tholeiites + calc-alkali basalts; C—volcanic arc tholeiites; D—within-plate basalts. Fig. 8c and Fig. 8d (Li, 1993). These diagrams illustrate that the Mesozoic basalt in central Qinghai-Tibetan Plateau analyzed in present paper have strong affinities with OIB. Sample symbols as in Fig. 5

岩, 还是早白垩世多玛玄武岩和塔仁本玄武岩, 其地球化学特征或与峨眉山高 Ti 玄武岩相似, 或与夏威夷碱性玄武岩相似, 或介于两者之间, 这种地球化学对比研究结果很可能暗示它们与俯冲背景无关。实际上, 无论是在 $2 \times \text{Nb}-\text{Zr}/4-\text{Y}$ 图解上 (图 8a) 还是在 $\text{Ti}/100-\text{Zr}-\text{Y} \times 3$ 图解上 (图 8b) 或在 $\text{Nb}/\text{Th}-\text{Nb}$ 和 $\text{La}/\text{Nb}-\text{La}$ 图解上 (图 8c, 8d), 这些中生代玄武岩都主要显示了与洋岛玄武岩类似的板内构造背景。

邓万明等 (1996) 对羌塘茶布一双湖地区的早二

叠世和晚三叠世火山岩研究表明, 这些火山岩的地球化学属性与 MORB 存在本质差别, 火山活动发生在以陆壳为基底的初始拉张的板内裂谷环境。我们这里报道的中三叠世晚期双湖嘎错玄武岩, 其地球化学性质与此类似。众所周知, 峨眉山高 Ti 玄武岩很可能与地幔柱—岩石圈相互作用有关 (Xu et al., 2001; Xiao et al., 2004), 而夏威夷下面没有陆下岩石圈。因此, 我们认为在地球化学上, 中三叠世晚期双湖嘎错玄武岩与峨眉山高 Ti 玄武岩之间的相似性及其与夏威夷碱性玄武岩之间的差异性, 暗示其

玄武岩浆中叠加有岩石圈组分(后文证实这种组分可能来自下地壳),这种情况可能发生在弧前陆坡坡折带隆起区的拉裂环境或以早期增生楔为基底的裂谷环境,而不是以洋壳为基底的大洋板内环境。由此看来,龙木错—双湖混杂岩带可能并不是一条简单的缝合带,因为迄今在该带仅发现为数不多的代表洋脊扩张的典型洋中脊型玄武岩(N-MORB)而代之以普遍出现的洋岛型(OIB 型)玄武岩。

那曲昌捕洛马地区嘎加组主要由放射虫硅质岩、枕状玄武岩和薄层状粉砂岩组成,在那曲嘎加村嘎加组的岩石类型主要包括长石石英砂岩夹薄层泥质粉砂岩构成的泥砂质浊积岩以及生物碎屑灰岩和生物砂屑灰岩等(1:25 万那曲幅^①),这种岩石组合明显不同于洋岛环境下由底部洋岛玄武岩和上部泥质沉积物(如碳酸盐和硅质岩)组成的二元结构特点,暗示嘎加组玄武岩虽然具有 OIB 型地球化学特征,但可能并非形成于洋岛环境。基本层序分析表明,嘎加组为一套形成于陆棚—弧前陆坡环境的快速堆积^②。据此我们倾向性地认为,那曲嘎加组 OIB 型玄武岩很可能形成于以弧内—弧前沉积物为基底的陆棚—陆坡环境下的裂谷背景中,其与夏威夷碱性玄武岩的相似性很可能暗示,中晚三叠世时这里的陆壳已经变得很薄,其进一步伸展裂陷可能最终导致班公湖—怒江缝合带南支以那曲盆地西侧桂牙—觉翁蛇绿混杂岩带(潘桂棠等,2006)所代表的洋盆开启。

野外观察表明,塔仁本地区岩类比较复杂,包括枕状玄武岩、玄武岩、放射虫硅质岩、粉晶灰岩、由玄武岩砾石和灰岩砾石组成的简单成分砾岩及生物礁灰岩等,但岩性非常单调,主要由玄武岩和泥质沉积物(如灰岩和硅质岩)两种成分组成,并且露头上可见玄武岩、硅质岩和灰岩呈互层产出(图 2a, 2b),枕状玄武岩与点礁状生物礁灰岩整合接触(王忠恒等,2005)表明其不可能喷溢于不利于生物礁生长的深水裂谷环境。在多玛地区,也未发现陆源碎屑岩而代之以硅质岩和 OIB 型玄武岩。因此,我们认为,塔仁本玄武岩和多玛玄武岩不同于峨眉山高 Ti 玄武岩而类似于夏威夷碱性玄武岩的地球化学特点及 OIB 型玄武岩 + 单调的泥质沉积物组合,很可能暗示其形成于以洋壳为基底的洋岛环境。班公湖—怒江缝合带内早白垩世中晚期(大约 110Ma)塔仁本和多玛洋岛玄武岩的进一步确认,表明那时班公湖—怒江洋壳尚未彻底消亡,可能暗示班公湖—怒江洋盆的关闭时间明显晚于晚侏罗世—早白垩世早期闭

合的早期认识(常承法等,1973;潘桂棠等,1983,1997;肖序常等,2000;Yin et al.,2000)。

4.2 源区性质及意义

OIB 型玄武岩的形成和演化,涉及到来自地幔柱、软流圈、岩石圈地幔和地壳等不同端员组分的贡献(徐义刚,2002)。因此,要分析青藏高原中部中生代玄武岩的地幔源区性质,有必要首先考察地壳物质的影响。Neal et al. (2002)认为,起源于地幔热柱的玄武岩,其 $(Th/Ta)_{PM}$ 、 $(La/Nb)_{PM}$ 比值均小于 1。从图 9a 也可以看出,没有或很少受到岩石圈地幔或地壳物质混染的丽江苦橄岩和丽江玄武岩(张招崇等,2004)、夏威夷碱性玄武岩和拉斑玄武岩主体投点均位于 $(Th/Ta)_{PM} < 1$ 和 $(La/Nb)_{PM} < 1$ 的范围内,而一部分受到地壳混染的 Rajmahal 玄武岩(Kent et al.,2000)则明显靠近中上地壳,表明这两个比值可以较为有效地识别玄武岩中地壳物质的贡献。本文涉及到的那曲嘎加组、多玛及塔仁本 OIB 型玄武岩,均具有 $(Th/Ta)_{PM}$ 、 $(La/Nb)_{PM}$ 比值小于 1 的特点(表 3),其数据点均位于未受到大陆地壳物质混染区域(图 9a),表明这些玄武岩没有遭受地壳混染;而双湖嘎错 OIB 型玄武岩却具有相对更高的 $(La/Nb)_{PM}$ 比值(0.9~1.03),暗示其可能遭受了一定程度下地壳物质的混染。

虽然 $(Th/Ta)_{PM}-(La/Nb)_{PM}$ 图解可以有效地识别幔源岩浆中是否存在混染的地壳物质,但对识别陆下岩石圈地幔(SCLM)组分却无能为力。为此,我们进一步利用 Nb/Th-Ti/Yb 图解进行分析,因为这两个比值对幔源岩浆是否受到地壳混染非常敏感,能够有效地识别出玄武岩中的地壳物质和陆下岩石圈地幔物质的贡献(Li et al.,2002;Zhu et al.,in press)。从图 9b 可以看出,双湖嘎错玄武岩投点靠近峨眉山高 Ti 玄武岩区,并定义了一种很好的朝向下地壳物质加入的趋势,进一步证明双湖嘎错玄武岩很可能受到了一定程度下地壳物质的混染。这种情况与峨眉山高 Ti 玄武岩非常类似,张招崇等(2003)也在其中识别出了下地壳物质。与双湖嘎错玄武岩定义的趋势明显不同的是,那曲嘎加组、班公湖—怒江缝合带多玛及塔仁本 OIB 型玄武岩具有相对恒定的 Nb/Th 比值,其投点位于夏威夷碱性玄武岩和 MORB 成分点之间(图 9b),并没有显示陆下岩石圈地幔物质加入的趋势。这种现象表明:①陆下岩石圈物质在这些玄武岩成因中的作用不明显,或根本就不存在陆下岩石圈,这与前面构造环境的认识是一致的;②这些玄武岩的成因似乎可以用

地幔柱/热点与软流圈的相互作用来解释,塔仁本洋岛玄武岩成分点更靠近软流圈组分(以 MORB 为代表),很可能暗示地幔柱/热点在上升过程中捕获了数量更多的软流圈地幔物质,这与其更亏损 Nd 同位素、部分样品具有更低的微量元素丰度的特点是一致的;③这些未受到地壳物质或很少受到陆下岩石圈物质改造的玄武岩成分似乎可以用来代表青藏高原中部中生代时地幔源区的成分特点。

前文分析表明,那曲盆地中晚三叠世嘎加组玄武岩、多玛玄武岩(S03-b42)很可能发生了蚀变作用和/或碳酸盐壳的混染作用,其 Pb 同位素组成不能用来代表其源区特征。与此相反,双湖嘎错玄武岩和其它早白垩世洋岛玄武岩的烧失量(表 3)可比于川西金沙江玄武岩和日喀则蛇绿岩(Xu et al., 2004),表明它们的 Pb 同位素组成在相似条件下具有可比性。已有古地磁资料表明(董学斌等,1998):中晚三叠世时,羌塘地区位于纬 7° 左右;早白垩世时,冈底斯位于北纬 8.6° ,虽然羌塘地区没有早白垩世古纬度数据,但利用中侏罗世(北纬 14.5°)和晚白垩世(北纬 19.7°)的古纬度数据(董学斌等,1998),可以

推测班公湖—怒江缝合带早白垩世时应该位于北纬 $15^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 之间。这表明,无论是中晚三叠世的羌塘地区还是早白垩世的班公湖—怒江缝合带,都明显远离现代印度洋的“Dupal”异常区。如果这种观察是正确的,那么很可能意味着羌塘地区和班公湖—怒江缝合带的中生代特提斯地幔不具有“Dupal”异常。本文获得的可利用数据显示,青藏高原中部相对新鲜的地幔柱或热点成因的中晚三叠世双湖嘎错玄武岩和早白垩世班公湖—怒江缝合带洋岛玄武岩均以高 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为特征(≥ 18.5 ,表 4),在所有 Nd-Pb、Pb-Pb 同位素相关图上,它们不但远离古生代秦岭勉略北部蛇绿岩、川西金沙江玄武岩和早白垩世日喀则蛇绿岩,而且也多位于古老的西印度洋 MORB 范围之外,很可能暗示这些中生代玄武岩所代表的特提斯地幔不具备南半球“Dupal”异常,这种结果正好与古地磁重建位置吻合。

早期研究表明,特提斯洋脊/洋岛型玄武岩、辉长岩、辉绿岩及其地幔源区在同位素上与现今印度洋扩张中心与热点岩浆及其地幔源区非常相似,也就是说,现今印度洋地幔的“Dupal”异常很可能继承

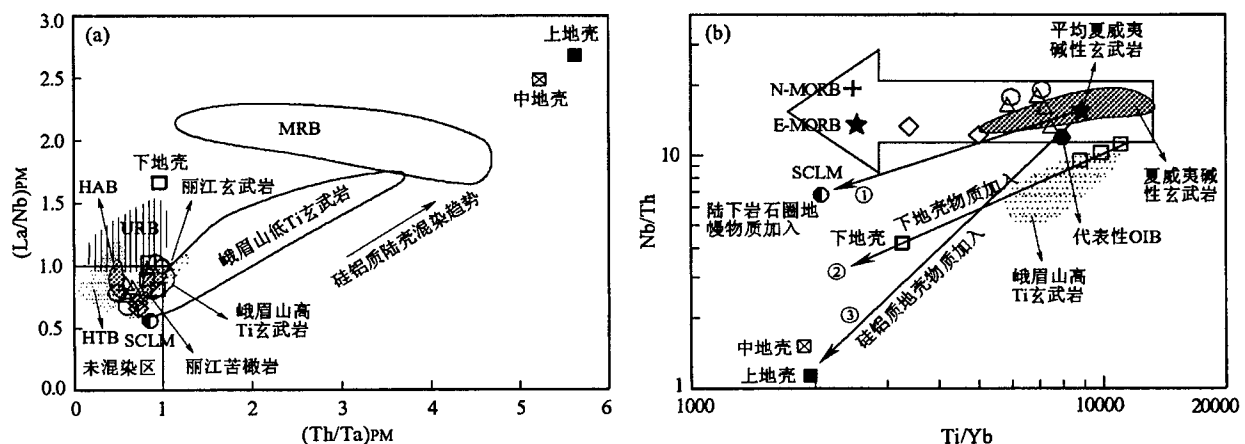


图9 青藏高原中部中生代玄武岩地壳混染判别图解

Fig. 9 Discrimination diagrams of crustal contamination for the Mesozoic basalt in central Qinghai-Tibetan Plateau (a)—(Th/Nb)PM vs (La/Nb)PM 图解,该图解显示,青藏高原中部中生代玄武岩投点主要位于未混染区;(b)—Nb/Th vs. Ti/Yb 图解,该图显示双湖嘎错玄武岩投点靠近峨眉山高 Ti 玄武岩,并定义了一种很好的朝向地壳趋势,而那曲嘎加组玄武岩投点靠近夏威夷碱性玄武岩,而早白垩世多玛玄武岩和塔仁本玄武岩投点位于夏威夷碱性玄武岩与 MORB 之间。数据来源:原始地幔 (PM, Sun et al., 1989); 岩石圈地幔 (SCLM, McDonough, 1990); N-MORB, N-MORB (Sun et al., 1989); UC、MC、LC 分别代表上部、中部和下部地壳 (Rudnick et al., 2003); 未受地壳混染 (URB) 的和受地壳混染 (MRB) 的 Rajmahal 玄武岩 (Kent et al., 2000); 峨眉山高 Ti、低 Ti 玄武岩 (Xu et al., 2001; Xiao et al., 2004); 夏威夷拉斑玄武岩 (HTB) 和夏威夷碱性玄武岩 (HAB) 暗色岩*。样品符号同图 5

(a)—(Th/Nb)PM vs (La/Nb)PM diagram, showing that the analyzed samples plot within the uncontaminated field. (b)—Nb/Th vs. Ti/Yb diagram, illustrating that the basalts from Gaco village plot within or close to the field defined by Emeishan high-Ti basalts, and a well-defined linear trend towards lower crust is noticed, and that the Gajia Formation basalts from western Nagqu basin plot close to the field of Hawaiian alkaline basalts while the Early Cretaceous basalts from Duoma, Tarenben villages plot between Hawaiian alkaline basalts and MORB. Data sources: Primitive mantle (PM, Sun et al., 1989); Lithosphere mantle (SCLM, McDonough, 1990); N-MORB, N-MORB (Sun et al., 1989); Upper crust (UC), middle crust (MC) and lower crust (LC) (Rudnick et al., 2003); Unmodified (URB) and modified (MRB) Rajmahal basalts (Kent et al., 2000); Emeishan high-Ti, low-Ti basalts (Xu et al., 2001; Xiao et al., 2004); Hawaiian tholeiites (HTB), Hawaiian alkaline basalts (HAB) and Deccan Traps data*. Sample symbols as in Fig. 5

于早石炭世古特提斯洋及侏罗纪及早白垩世新特提斯洋地幔(Xu et al., 2002, 2004; 莫宜学等, 2004; Zhang et al., 2005)。本文的数据初步表明,与雅鲁藏布蛇绿岩毗邻的青藏高原中部羌塘洋岛玄武岩及班公湖—怒江缝合带洋岛玄武岩所代表的中生代特提斯地幔很可能不具“Dupal”异常特点。如果这种观察是可靠的,是否就意味着需要对“Dupal”异常的“继承模式”赋予一个约束条件,即现今印度洋特提斯的“Dupal”异常很可能继承于古地磁重建图上位于南半球的古生代、中生代特提斯,而不是那时的全部特提斯地幔域。由于目前研究程度的限制和缺乏更多的可靠数据,对这些问题值得进一步探讨。

5 初步认识

(1) 羌塘双湖嘎错枕状玄武岩单斜辉石的中温坪年龄为 232.5 ± 2.4 Ma,可能指示嘎错玄武岩浆活动发生于中三叠世晚期,班公湖—怒江缝合带多玛枕状玄武岩、塔仁本玄武岩浆活动时代大约在早白垩世中晚期(110 Ma 左右)。

(2) 在这些蛇绿混杂岩带中的玄武岩显示 OIB 而不是 MORB 型地球化学特征,双湖嘎错玄武岩的地球化学特征介于峨眉山高 Ti 玄武岩与夏威夷碱性玄武岩之间;中晚三叠世那曲嘎加组玄武岩的地球化学特征与夏威夷碱性玄武岩一致;班公湖—怒江缝合带内的早白垩世多玛玄武岩和塔仁本玄武岩地球化学特征在很大程度上可比于夏威夷碱性玄武岩。

(3) 双湖嘎错玄武岩可能形成于以增生楔为基底的裂谷环境而不是以洋壳为基底的大洋板内环境,那曲嘎加组 OIB 型玄武岩很可能形成于以弧内—弧前沉积物为基底的陆棚—陆坡环境下的裂谷背景,塔仁本玄武岩和多玛玄武岩形成于以洋壳为基底的洋岛环境,表明班公湖—怒江洋壳在大约 110 Ma 时尚未彻底消亡。

(4) 羌塘双湖中晚三叠世嘎错玄武岩、班公湖—怒江缝合带早白垩世洋岛玄武岩所代表的中生代特提斯地幔很可能不具“Dupal”异常。

致谢: 特别感谢在 1:25 万江爱达日那幅工作过的李宗亮、林仕良、张启跃高工,在玛依岗日幅工作过的李才教授,在昂达尔错幅工作过的曲永贵、王永胜高工及在那曲幅工作过的尼玛次仁高工等在野外调研过程中提供的热情帮助。感谢陈文研究员在 Ar-Ar 定年、石玉若、李振清博士在 SHRIMP 定年以及储著银、李潮峰工程师在 Sr-Nd 同位素测试过

程中提供的帮助。第一作者能够顺利完成此文,还得益于台湾大学地质科学系钟孙霖教授提供的访问研究机会。

注 释

- ① 尼玛次仁, 谢尧武, 沙昭礼, 西洛朗杰, 强巴扎西, 彭道平, 格桑索朗, 洛松占堆. 2004. 中华人民共和国 1:25 万区域地质调查报告那曲县幅.
- ② <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/Entry.html>.
- ③ <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/Entry.html>

参 考 文 献

- 鲍佩声, 肖序常, 王军, 李才, 胡克. 1999. 西藏中北部双湖地区蓝片岩带及其构造涵义. 地质学报, 73(4): 302~315.
- 常承法, 郑锡澜. 1973. 中国西藏南部珠穆朗玛地区地质构造特征及其青藏高原东西向诸山系形成的探讨. 中国科学(D辑), 2: 190~201.
- 陈文, 刘新宇, 张思红. 2002. 连续激光阶段升温⁴⁰Ar/³⁹Ar地质年代测定方法研究. 地质评论, 48(增刊): 127~134.
- 陈玉禄, 张宽忠, 李关清, 尼玛次仁, 赵守仁, 陈国荣. 2005. 班公湖—怒江结合带中段上三叠统确哈拉群与下伏岩系角度不整合关系的发现及意义. 地质通报, 24(7): 621~624.
- 邓万明, 尹集祥, 冯中平. 1996. 羌塘茶布—双湖地区基性超基性岩火山岩研究. 中国科学(D辑), 26(4): 296~301.
- 董学斌, 杨惠心, 程立人, 王忠民. 1998. 亚东—格尔木岩石圈地学断面综合研究: 青藏高原地体构造的古地磁研究. 中华人民共和国地质矿产部地质专报(五). 北京: 地质出版社, 1~87.
- 赖绍聪. 2003. 青藏高原新生代埃达克质岩的厘定及其意义. 地学前缘, 10(4): 407~415.
- 李才, 程立人, 胡克. 1995. 西藏龙木错—双湖古特提斯缝合带研究. 北京: 地质出版社, 1~131.
- 李才, 翟庆国, 程立人, 徐峰, 黄小鹏. 2005. 青藏高原羌塘地区几个关键地质问题的思考. 地质通报, 24(4): 295~301.
- 李才, 翟庆国, 董永胜, 黄小鹏. 2006. 青藏高原羌塘中部榴辉岩的发现及其意义. 科学通报, 51(1): 70~74.
- 李曙光. 1993. 蛇绿岩生成构造环境的 Ba-Th-Nb-La 判别图. 岩石学报, 9(2): 146~157.
- 李志昌, 路远发, 黄圭成. 2004. 放射性同位素地质学方法与进展. 武汉: 中国地质大学出版社, 1~276.
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. 地球化学, 25(6): 552~558.
- 莫宜学, 赵志丹, 邓晋福, 罗照华, 喻学惠, 郭铁鹰, 周素, 董国臣. 2004. 青藏高原新生代火成岩的深部探针意义: 若干新成果与新认识. 见: 陈运泰等主编, 中国大陆地震学与地球内部物理学研究进展. 北京: 地震出版社, 449~461.
- 潘桂棠, 陈智梁, 李兴振, 颜仰基, 许效松, 徐强, 江新胜, 吴应林, 罗建宁, 朱同兴, 彭勇民. 1997. 东特提斯地质构造形成演化. 北京: 地质出版社, 1~218.
- 潘桂棠, 莫宜学, 侯增谦, 朱弟成, 王立全, 李光明, 赵志丹, 耿全如, 廖忠礼. 2006. 冈底斯造山带的时空结构及演化. 岩石学报, 22(3): 521~533.
- 潘桂棠, 郑海洋, 徐耀荣. 1983. 初论班公湖—怒江结合带. 见: 青藏高原地质文集(12). 北京: 地质出版社, 229~242.
- 桑海清, 王松山, 裘冀. 1996. 冀东太平寨麻粒岩中的辉石, 角闪石, 斜长石的⁴⁰Ar/³⁹Ar年龄及其地质意义. 岩石学报, 2(3): 390~400.
- 宋彪, 张玉海, 万渝生, 简平. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作, 年龄测定及有关现象讨论. 地质评论, 2002, 48(增刊): 26~30.
- 王希斌, 鲍佩声, 邓万明. 1987. 西藏蛇绿岩. 北京: 地质出版社, 1

- ~137.
- 王忠恒, 王永胜, 谢元和, 孙忠纲, 鲁宗林, 曲永贵, 李存直, 姜雪飞. 2005. 西藏班公湖—怒江缝合带中段塔仁本洋岛型玄武岩的发现及地质意义, 25(1~2): 153~162.
- 西藏自治区地质矿产局. 1993. 西藏自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 1~450.
- 肖序常, 李廷栋. 2000. 青藏高原的构造演化与隆升机制. 广州: 广东科技出版社, 239~268.
- 徐义刚. 2002. 地幔柱构造、大火成岩省及其地质效应. 地学前缘, 9(4): 341~353.
- 翟庆国, 李才, 程立人, 张以春. 2004. 西藏羌塘角木日地区二叠纪蛇纹岩的地质特征及构造意义. 地质通报, 23(12): 1228~1230.
- 张招崇, 王福生, 郝艳丽, Mahoney J J. 2004. 峨眉山大火成岩省中苦橄岩与其共生岩石的地球化学特征及其对源区的约束. 地质学报, 78(2): 171~180.
- 张招崇, 王福生. 2003. 峨眉山玄武岩 Sr, Nd, Pb 同位素特征及其物源探讨. 地球科学: 中国地质大学学报, 28(4): 431~439.
- 朱弟成, 潘桂棠, 莫宜学, 王立全, 廖忠礼, 赵志丹, 董国臣, 周长勇. 冈底斯中北部晚侏罗世—早白垩世地球动力学环境: 火山岩约束. 岩石学报, 22(3): 534~546.
- Chen F, Siebel W, Satir M, Terzioglu N and Saka K. 2002. Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the Istanbul zone. International Journal of Earth Sciences, 91: 469~481.
- Dosso L, Bougault H, Beuzart P, Calvez J Y, Joron J J. 1988. The geochemical structure of the South—East Indian Ridge. Earth and Planetary Science Letters, 88: 47~59.
- Dupré B, Allègre C J. 1983. Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. Nature, 303: 142~146.
- Floyd P A, Winchester J A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth and Planetary Science Letters, 27: 211~218.
- Frey F A, Green D H, Roy S D. 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. Journal of Petrology, 19: 463~513.
- Hamelin B, Dupré B, Allègre C J. 1985/1986. Pb-Sr-Nd isotopic data of Indian Ocean ridges; new evidence for large-scale mapping of mantle heterogeneities. Earth and Planetary Science Letters, 76: 288~298.
- Helo C, Hegner E, Kröner A, Badarch G, Tomurtogoo O, Windley B F, Dulski P. 2006. Geochemical signature of Paleozoic accretionary complexes of the Central Asian Orogenic Belt in south Mongolia; constraints on arc environments and crustal growth. Chemical Geology, 227: 236~257.
- Hess P C. 1992. Phase equilibria constraints on the origin of ocean floor basalts. In: Morgan J P, Blackman D K, Sinton J M (eds.), Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges. Geophysical Monograph 71, American Geophysical Union, 67~102.
- Hoskin P W O, Black L P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid—state recrystallization of protolith igneous zircon. Journal of Metamorphic Geology, 18: 423~439.
- 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(1~2): 139~155.
- Kent W, Saunders A D, Kempton P D, Ghose N C. 2000. Rajmahal Basalts, eastern India: mantle sources and melt distribution at a volcanic rifted margin. In: Mahoney J J, Coffin M F (eds.), Large igneous provinces; continental, oceanic, and planetary flood volcanism, Washington D C, American Geophysical Union Monograph 100, 145~182.
- Li X H, Li Z X, Zhou H W, Liu Y, Kinny P D. 2002. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China; implications for the initial rifting of Rodinia. Precambrian Research, 113: 135~154.
- Mahoney J J, Frei R, Tejada M L G, Mo X X, Leat P T, Nöelker T F. 1998. Tracing the Indian Ocean mantle domain through time; isotope results from old West Indian, East Tethyan, and South Pacific seafloor. Journal of Petrology, 39: 1285~1306.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, 56: 207~218.
- Neal C R, Mahoney J J, Chazey W J. 2002. Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge LIP: results from ODP Leg 183. Journal of Petrology, 43: 1177~1205.
- Pearce J A, Cann J R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19: 290~300.
- Rollinson H R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Ltd, New York, 1~352.
- Rudnick R L, Gao S. 2003. The Composition of the Continental Crust, 1~64. In: The Crust (ed. Rudnick R L.) Vol. 3, Treatise on Geochemistry (eds. Holland H D, Turekian K K), Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Sun S S, McDougall W F. 1989. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D (eds.), Magmatism in ocean Basins. Geological Society Publication, 42: 313~345.
- Winchester J A, Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20: 325~342.
- Xiao L, Xu Y G, Mei H J, Zheng Y F, He B, Franco Pirajno. 2004. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: implications for plume-lithosphere interaction. Earth and Planetary Science Letters, 228: 525~546.
- Xu J F, Castillo P R, Li X H, Yu X Y, Zhang B R, Han Y W. 2002. MORB-type rocks from the Paleo-Tethyan Mian-Lueyang northern ophiolite in the Qinling Mountains, central China: implications for the source of the low $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ and high $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{N}$ mantle component in the Indian Ocean. Earth and Planetary Science Letters, 198: 323~337.
- Xu J F, Castillo P R. 2004. Geochemical and Nd-Pb isotopic characteristics of the Tethyan asthenosphere; implications for the origin of the Indian Ocean mantle domain. Tectonophysics, 393: 9~27.
- Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, Wu G Y. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. Lithos, 58: 145~168.
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic Evolution of the Himalayan—Tibetan orogen. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 28: 211~280.
- Yogodzinski G M, Naumann T R, Smith E I, Bradshaw T K, Walker J D. 1996. Evolution of a mafic volcanic field in the central Great Basin, south-central Nevada. Journal of Geophysical

Research, 101: 17425~17445.

Zhang S Q, Mahoney J J, Mo X X, Ghazi A M, Milani L, Crawford A J, Guo T Y, Zhao Z D. 2005. Evidence for a Widespread Tethyan Upper Mantle with Indian-Ocean-Type Isotopic Characteristics. *Journal of Petrology*, 46: 829~858.

Zhu D C, Pan G T, Mo X X, Liao Z L, Jiang X S, Wang L Q, Zhao Z D. in press. Petrogenesis of volcanic rocks in the Sangxiu Formation, central segment of Tethyan Himalaya: A probable example of plume-lithosphere interaction. *Journal of Asian Earth Sciences*.

Identification for the Mesozoic OIB-type Basalts in Central Qinghai-Tibetan Plateau: Geochronology, Geochemistry and Their Tectonic Setting

ZHU Dicheng¹⁾, PAN Guitang¹⁾, MO Xuanxue²⁾, WANG Liqun¹⁾, ZHAO Zhidan²⁾, LIAO Zhongli¹⁾, GENG Quanru¹⁾, DONG Guochen²⁾

1) *Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Ministry of Land and Resources, Chengdu, 610082*

2) *School of the Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083*

Abstract

Rock-type, tectonic setting and nature of mantle source region for the “so-called” ophiolite in central Qinghai-Tibetan Plateau is poorly understood at present. We present Ar-Ar dating of clinopyroxene, SHRIMP zircon dating, geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic results for the basalts from Gaco village in Longmu Co-Shuanghu ophiolitic mélange zone, Duoma and Tarenben villages from Bangong Co-Nujiang suture zone and western Nagqu basin in central Qinghai-Tibetan Plateau in order to constrain their age, tectonic setting and nature of mantle source region. Present data show that the basaltic magmatism in Gaco village, Shuanghu occurred in the Mid-Late Triassic (232.5 Ma) as indicated by the Ar-Ar dating of clinopyroxene in the basalt, and that the basaltic magmatism in Duoma, Tarenben villages in Bangong Co-Nujiang suture zone may occurred in the late of Early Cretaceous (~110 Ma) indicated by the SHRIMP zircon and Ar-Ar age, which is consistent with the fossil constraint. The Mesozoic basalts exposed in different ophiolitic mélange zones have OIB affinities rather than MORB-type in composition, in which the geochemical features of Gaco basalts are transitional between Emeishan high-Ti basalt and Hawaiian alkaline basalt, the Mid-Late Triassic basalts in Gajia Formation from western Nagqu basin are closely geochemically similar to Hawaiian alkaline basalt and the Early Cretaceous basalts in Duoma, Tarenben villages from Bangong Co-Nujiang suture zone are largely comparable to those of Hawaiian alkaline basalt. With consideration of geochemical constraint and sedimentary sequence, we propose that Gaco OIB-type basalts may form at a rift setting constructed on accretionary wedge rather than an intra-plate on oceanic crust, and that Gajia Formation basalts are probably erupted at a rift setting on continental shelf-slope floored by intra- and fore-arc basin sediments. Duoma and Tarenben basalts in Bangong Co-Nujiang suture zone are interpreted to have formed in an oceanic island setting, which may indicate that the Bangong Co-Nujiang oceanic crust is still presented at about 110 Ma, implying that the closure time of this ocean is considerably lag behind the Late Jurassic-Early Cretaceous proposed by previous works. Geochemical signatures indicate that crust contamination and sub-continental lithospheric mantle material played insignificant role in the generation of the Mesozoic basalts in central Qinghai-Tibetan Plateau, it is therefore possible that the Nd, Pb isotopic compositions of some relative fresh samples can be used to represent the characteristics of mantle source region for the Mesozoic basalts in central Qinghai-Tibetan Plateau. The present available data show that “Dupal” anomaly is likely not presented in the Mesozoic Tethyan mantle beneath central Qinghai-Tibetan Plateau at that time according to the high $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ ratios (>18.5). However, this observation should be further confirmed when more data are available.

Key words: geochronology; geochemistry; tectonic setting; Mesozoic OIB-type basalts; Dupal anomaly; Central Qinghai-Tibetan Plateau