

西藏南部冈底斯岩基花岗岩时代与岩石成因

纪伟强^{①②}, 吴福元^{①*}, 鍾孙霖^③, 刘传周^①

① 中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049;

③ 台湾大学地质科学系, 台北 106

* 联系人, E-mail: wufuyuan@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2009-03-17; 接受日期: 2009-06-15

中国科学院知识创新工程项目(编号: KZCX2-YW-Q09-06)和国家自然科学基金(批准号: 40721062)资助

摘要 冈底斯岩基花岗岩的岩石组合、岩石地球化学、全岩 Sr-Nd 同位素地球化学、锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素等特征表明: (1) 冈底斯岩基中生代时期发育了连续的岩浆活动, 存在晚侏罗世和早白垩世两个岩浆作用峰期, 该时期岩浆活动为新特提斯洋板片连续向北斜向俯冲造成的; (2) 古新世-始新世是本地区岩浆活动最为发育的时期, 该时期岩浆作用为新特提斯洋板片继续俯冲、板片回转和板片断离等多个地球动力学过程的反映; (3) 渐新世-中新世岩浆活动为碰撞后东西向伸展环境下, 增厚岩石圈发生对流减薄的产物; (4) 拉萨地块南缘冈底斯岩基源区可能是一个晚古生代时期拼贴的岛弧地体, 其具有明显不同于古老拉萨地块(冈底斯弧背断隆和中冈底斯地区)的基底特征; (5) 冈底斯岩基花岗岩的年代学格架和锆石 Hf 同位素特征, 明显不同于邻区的花岗岩, 可作为区域构造隆升-剥蚀过程示踪研究的有效手段。

关键词

西藏
冈底斯岩基
花岗岩
年代学
岩石成因

花岗岩是大陆地壳的重要组成部分, 其作为区域构造岩浆演化的产物保留了丰富的地质信息, 对研究大陆地壳的形成、演化过程具有重要意义。青藏高原花岗岩分布广泛, 尤其是沿印度河-雅鲁藏布缝合带北侧, 分布着一条巨型岩浆岩带^[1]。它自西往东从巴基斯坦西北部科希斯坦(Kohistan)-印度北部拉达克(Ladakh), 经过我国西藏南部、云南西部(滇西), 向西南延伸到缅甸(Burma)境内, 全长超过 3000 km, 其规模可以与美洲西海岸的安第斯(Andes)岩基和/或科迪勒拉(Cordillera)岩基相媲美。该岩基带自西向东可分为 3 部分, 分别是西部的科希斯坦-拉达克岩基, 西藏南部的冈底斯岩基, 及东南部的察隅-滇西-缅甸岩基, 它们有时又统称为“广义”冈底斯岩基或 Trans-

Himalayan 岩基(图 1)。很显然, 对这一巨型花岗岩带进行深入研究不仅对阐明青藏高原南部造山带的形成演化具有重要意义, 而且对花岗岩岩浆活动与地壳形成演化关系的理论研究也具有重要学术价值。本文以西藏南部冈底斯岩基花岗岩为重点, 综合归纳国内外相关研究成果, 尤其是最近几年获得的高质量锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素数据, 厘定了西藏南部冈底斯岩基岩浆作用的时空格架, 探讨了其岩浆源区和性质, 反演了拉萨地块南缘中生代以来的构造岩浆演化历史。

1 地质背景

青藏高原由一系列性质不同的块体南北向拼贴

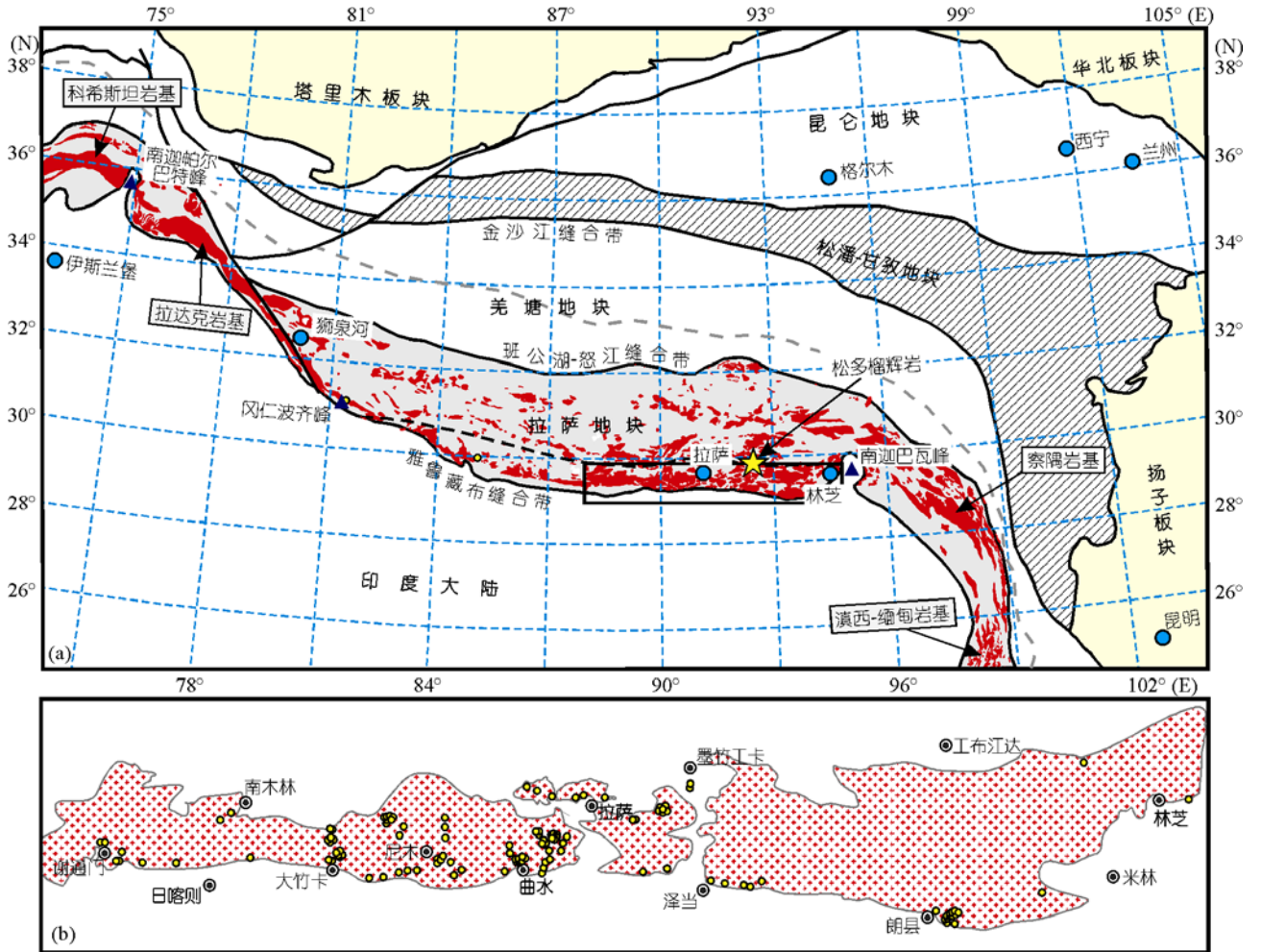


图 1 冈底斯岩基花岗岩分布图

形成, 以雅鲁藏布缝合带、班公湖-怒江缝合带和金沙江缝合带为界, 由南向北分成印度大陆、拉萨地块、羌塘地块和松潘-甘孜地块^[2]。其中拉萨地块又称为冈底斯造山带^[3-5], 是一条近东西向延伸的构造-岩浆岩带, 长约 2500 km, 宽约 150~300 km, 从中间往东西两侧 (东、西构造结方向) 逐渐变窄。拉萨地块内部东西向断裂和次一级地质构造广泛发育, 据此又将其细分为多个次级的岩浆岩带^[3-6], Chu等^[7]和Wen等^[8]则根据拉萨地块南缘和北部地区花岗岩岩石类型差异, 分成冈底斯岩基 (主要为I型花岗岩) 和拉萨地块北部花岗岩带 (发育S型花岗岩)。特别是最近在拉萨地块内部松多地区发现了大洋俯冲型的榴辉岩^[9,10], 使得拉萨地块需要进一步解体^[11,12]。此外, 朱弟成等^[5]认为拉萨地块应该解体为南冈底斯、冈底

斯弧背断隆、中冈底斯和北冈底斯 4 个部分; 其中南冈底斯和北冈底斯具有新元古代地壳, 而冈底斯弧背断隆带和中冈底斯具有古元古代-中元古代基底。

本文研究的冈底斯岩基, 指位于拉萨地块南缘, 沿着雅鲁藏布缝合带北侧近东西向展布的一条狭长花岗岩带, 与Chu等^[7]和Wen等^[8]含义相同, 相当于朱弟成^[5,6]等所指的南冈底斯带花岗岩; 其西端起始于冈仁波齐峰地区, 以喀喇昆仑断裂为界与科希斯坦-拉达克岩基断开, 东侧延伸到林芝地区。该岩基是一条主要由闪长岩和I型花岗岩组成的侵入杂岩带^[13,14]。在拉萨地块南部与冈底斯岩基并行展布的还有中生代、新生代火山岩和沉积地层, 如中侏罗统-下侏罗统叶巴组^[15-18]、上侏罗统-下白垩统桑日群^[19-21]、古近纪林子宗群^[22-27], 在日喀则及以西地区

分布有日喀则弧前复理石建造(日喀则群)^{[28,29,1)}。

2 冈底斯岩基研究历史

冈底斯岩基较有规模的研究始于 20 世纪 60 年代, 中国科学院组织了西藏科学考察, 研究了冈底斯岩基的分布状况、岩石组合及 K-Ar 年代学, 并根据局部地区花岗岩被晚白垩世日喀则群不整合覆盖, 得出存在燕山期花岗岩的认识^[30,31]。20 世纪 70~80 年代国内研究逐渐兴起, 研究区域主要集中在冈底斯岩基中段, 尤其是曲水岩基。研究内容涉及到花岗岩的时空分布、岩石组合、岩石地球化学、微量元素地球化学、Sr-Pb-O 同位素地球化学、源区特征、岩浆演化和成因机制等各个方面^[32~39]。以上研究查明, 冈底斯岩基为由辉长岩、辉长闪长岩、闪长岩、英云闪长岩、花岗闪长岩、花岗岩和部分片麻状花岗岩组成的大型复式岩基; 对部分样品进行了 Rb-Sr 等时线年龄测定, 得到的年龄范围为古生代末期到新生代。早期的 Rb-Sr 同位素研究还表明, 冈底斯岩基花岗岩总体具有较低的 Sr 同位素比值, 并且岩浆形成过程中存在分离结晶和同化混染作用。此外, 该时期还对冈底斯岩基及邻区花岗岩进行了系统的 K-Ar 年龄测定^[40,41], 所得结果与现在研究结果相差不大。

20 世纪 80 年代初开始的中法合作项目(1980~1982 年), 第一次全面推动了青藏高原的地质研究, 使西藏研究走向了国际化^[42~46]。该研究获得了冈底斯岩基第一批高质量锆石 U-Pb 年代学数据 (94~41 Ma)^[45], 研究表明其岩浆活动发生于晚白垩世-始新世。通过对相关资料的分析与综合, 提出这些花岗岩是新特提斯洋俯冲成因, 随后的印度-欧亚大陆碰撞发生在 41 Ma 之后。Scharer 等^[45]的年代学资料奠定了后来区域构造演化研究的基础, 只是现在认识到冈底斯岩基岩浆活动历史比最初认识的要复杂得多。另一项关于冈底斯岩基花岗岩的研究中, Debon 等^[13]系统研究了包括冈底斯岩基在内的藏南花岗岩和喜马拉雅地区花岗岩, 研究内容包括岩石学、主量-微量元素地球化学、Sr-O 同位素地球化学及 Rb-Sr 同位素年龄, 研究表明冈底斯岩基主要由白垩纪 (113~82 Ma) 和古新世-始新世(60~40 Ma)花岗岩组成, 分别

是由于板片俯冲和印度-欧亚碰撞形成的, 花岗岩 Sr-O 同位素反映了一种亏损组分受富集组分混合或混染的成因模式。此外, 在中法合作项目中, 还得到了一批冈底斯岩基花岗岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄数据, 其主要集中在白垩纪中期^[43]。该时期得到的年龄与现在测年方法所得结果一致^[8,47], 其得到的年代学格架在之后很长时间内都得到了证实^[48~54]。

随后, 1985 年进行的中英联合考察进一步丰富了冈底斯岩基的研究成果。Harris 等^[44]系统研究了冈底斯岩基的主量、微量元素, 认为冈底斯岩基为一个钙碱性的复式岩基, 基性岩浆来源于含石榴石的地幔, 之后经历分离结晶和地壳混染形成中酸性花岗岩; 冈底斯岩基始新世花岗岩形成于印度-拉萨大陆碰撞前活动陆缘的俯冲环境; Harris 等^[44]认为念青唐古拉山也属于冈底斯岩基, 并且是冈底斯岩基深部地壳层位的出露。通过研究花岗岩 Sr-Nd 同位素, Harris 等^[55]认为冈底斯岩基形成过程包括中元古代基底的地壳深熔作用, 和地幔来源熔体的地壳混染作用。Harris 等^[55]最早对冈底斯岩基和念青唐古拉山花岗岩进行了 Nd 同位素研究, 拉萨地块南缘的冈底斯岩基花岗岩具有正的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(+3.1~+3.5) 和年轻的模式年龄(305~481 Ma), 明显不同于念青唐古拉山花岗岩 ($\epsilon_{\text{Nd}}(t)$: -6.9~-6.2; T_{DM} : 1040~1382 Ma)。

20 世纪 90 年代, 冈底斯花岗岩研究继续发展^[56], 并有多本相关专著问世^[57~59]。进入 21 世纪, 随着新一轮地质调查工作的开展, 冈底斯花岗岩研究进入了新的蓬勃发展的时期, 在多个方面取得了重要进展: (1) 进一步查明了花岗岩的时空分布特征^[3,5,8,47,60]; (2) 确定冈底斯峰期岩浆活动时期 (50 Ma 左右) 存在着重要的岩浆底侵和岩浆混合作用^[50,51,61]; (3) 中新世埃达克质岩浆活动与成矿作用方面有重要发现^[62~65]。

3 冈底斯岩基岩浆作用年代学格架

年代学研究是花岗岩研究的前提和基础, 花岗岩同位素定年可以采用 K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr, U-Pb 等多种方法, 包括对其中单矿物进行直接同位素年龄测定或利用不同矿物及全岩构筑等时线。锆石 U-Pb 体

1) Wu F Y, Ji W Q, Liu C Z, et al. Detrital zircon U-Pb and Hf isotopic constraints from the Xigaze fore-arc basin, southern Tibet on the source provenance and Transhimalaya magmatic evolution. *J Geophys Res*, 2009, in revision

系因具有高的封闭温度而能得出最接近岩体侵位结晶的年龄, 尤其是近年来发展起来的锆石微区原位定年技术, 可以方便、快捷的对锆石年龄进行测定, 使得锆石 U-Pb 定年成为花岗岩定年方法的首选. 本文全面总结了目前发表的有关冈底斯岩基花岗岩的锆石 U-Pb 年龄结果, 包括 TIMS, SHRIMP, CAMECA IMS, LA ICP-MS 等多种锆石 U-Pb 定年方法. 根据目前发表的地表花岗岩年龄数据, 将冈底斯岩基岩浆活动分为 205~152, 109~80, 65~41, 33~13 Ma 4 个阶段(图 2).

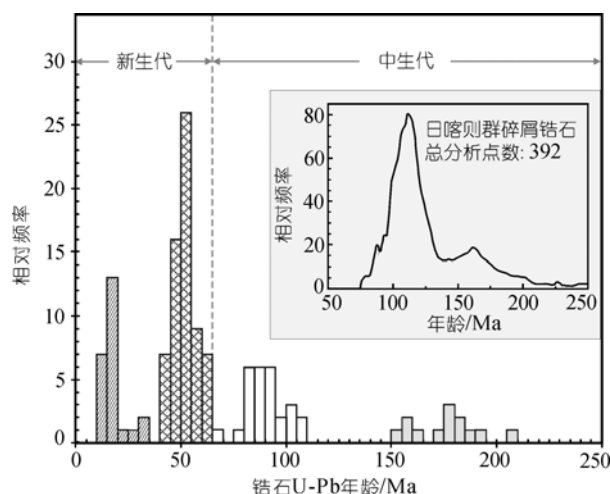


图 2 冈底斯岩基花岗岩年代学格架

年龄资料据文献[7, 8, 45, 47~54, 62~64, 66~73]. 所有数据均为锆石 U-Pb 方法测试, 共计 129 个, 其中 TIMS 数据 4 个, CAMECA IMS 1270 数据 18 个, LA ICP-MS 数据 53 个, SHRIMP 数据 54 个

3.1 晚三叠世-侏罗纪花岗岩(205~152 Ma)

该期花岗岩主要发现于南木林县奴玛乡附近、尼木县尼木大桥附近、日喀则市西北部谢通门县雄村铜金矿床、墨竹工卡县驱龙铜矿等少数地区. Chu等^[7]率先在乌郁盆地发现早侏罗世黑云母花岗岩, 其 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 (188.1 ± 1.4) Ma. Ji等^[47]在南木林县奴玛乡附近发现了多期侏罗纪花岗岩, 其 LA ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果介于 151.8~194.0 Ma 之间; 并发现了晚三叠世花岗岩(205.3 Ma), 但该花岗岩片理化较强, 准确定名为二长花岗质片麻岩, 这也是目前报道的冈底斯岩基中最老的花岗岩. 张宏飞等^[71]在尼木大桥附近的变形花岗岩中得到了 178 Ma 的锆石 U-Pb 年龄; 曲晓明等^[72]对谢通门县东南部雄村矿

区花岗闪长斑岩得出了 179 和 175 Ma 的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄; 杨志明等^[73]在驱龙铜矿西部斑岩中测得了 182.3 Ma 的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄. 目前发现的晚三叠世-侏罗纪侵入岩包括辉长岩、英云闪长岩、花岗闪长岩和花岗岩等, 其中以偏酸性的花岗岩为主. 此外, 冈底斯地区还发育有同期的叶巴组火山岩(174~190 Ma)^[17,18], 晚三叠世-早侏罗世岩浆活动已经在冈底斯岩基中段长达 400 km 带状区域内多处被发现, 相信随着研究的深入, 将会有更多中生代早期花岗岩被发现.

3.2 白垩纪花岗岩(109~80 Ma)

冈底斯岩基早白垩世花岗岩发现较少, 只报道了 5 个早白垩世锆石 U-Pb 年龄, 分布于以下几个地方: 朗县 (108~101 Ma)、曲水-尼木之间 (102.2 Ma)、大竹卡北部 (108.6 Ma)^[8,47,66]. 然而晚白垩世花岗岩出露比较广泛, 也是最早识别出的岩浆活动之一^[45], 最近在冈底斯岩基中段地区(米林-日喀则之间)发现较多晚白垩世花岗岩^[8,47,66,67]. 冈底斯地区发现的白垩纪侵入岩包括辉长岩、辉长闪长岩、闪长岩、英云闪长岩、花岗闪长岩和花岗岩等. 最近, 我们在冈底斯岩基东部地区发现了早白垩世中期(~120 Ma) 和晚白垩世 (72~79 Ma) 的花岗岩. 与本期花岗岩相对应的是, 冈底斯地区发育了早白垩世桑日群火山岩 (136.5 Ma)^[21].

3.3 古新世-始新世花岗岩(65~41 Ma)

Scharer等^[45]的早期年代学数据就已确定, 古新世-始新世是冈底斯岩基活动最为剧烈的时期, 该期花岗岩构成冈底斯岩基的主体. 如本文收集的 129 个年龄数据中, 有 65 个年龄介于该时期, 占一半以上, 并在 50 Ma 左右达到岩浆活动的顶峰^[8,47](图 2), 而且在岩浆作用峰期发生了大规模的基性岩浆作用^[50,51]. 与此对应, 该时期岩石类型也复杂多样, 包括辉长岩、辉长闪长岩、二长闪长岩、二长岩、石英二长岩、闪长岩、英云闪长岩、花岗闪长岩、花岗岩等各种类型. 与该期岩浆侵入活动相伴随的火山喷发作用也非常剧烈, 在拉萨地块南缘形成了著名的林子宗火山岩, 该火山作用的起止时间(65~41 Ma)与古新世-始新世冈底斯花岗质岩浆活动时代完全一致^[23,24,26,27].

3.4 渐新世-中新世花岗岩(33~13 Ma)

渐新世-中新世是冈底斯岩浆活动的另一个重要时期, 与其伴生的是散布于冈底斯岩基中的斑岩铜(金)矿带, 其中著名的有洞嘎、冲江、厅宫、驱龙和甲马等大型-超大型斑岩铜矿^[64,65]. 因此, 该期花岗岩的年代学研究程度也较高^[47,62-64,68-70]

Harrison等^[48]最早在泽当东北部发现了 30.4 Ma 的程巴 (Yaja) 花岗岩, Chung等^[62]发现该期花岗岩具有埃达克岩地球化学性质, 认为其属于碰撞型埃达克岩, 并划分出晚渐新世-中新世这期碰撞后岩浆作用 (26~10 Ma)^[62]. Hou等^[63]总结了冈底斯斑岩铜矿带几个矿区的中新世岩浆活动, 认为其主体形成于 18~10 Ma. Ji等^[47]在尼木县东南部曲林附近发现了 32.5 Ma 的似斑状二长花岗岩, 将该期岩浆作用的起始时间提前到渐新世早期. 目前发现的渐新世-中新世花岗岩主要由中酸性岩石组成, 包括二长岩、石英二长岩、花岗闪长岩和花岗岩, 其中以花岗闪长岩为主.

鉴于以上年代学研究仅限于地表出露岩浆岩样品的局限性, 我们结合了日喀则群碎屑锆石的研究结果¹⁾, 来反演冈底斯岩浆作用历史(图 2). 在拉萨地块南缘, 冈底斯岩基与雅鲁藏布缝合带之间发育了一套白垩纪中期-白垩纪末的复理石沉积, 称为日喀则群; 其作为中生代冈底斯弧的弧前盆地, 沉积了主要源于北部大陆邻区的巨厚陆缘碎屑沉积, 包括冈底斯岩基和同期火山岩. 日喀则群碎屑锆石研究结果表明, 整个中生代不同时期锆石年龄都有发现, 并出现晚侏罗世 (170~150 Ma) 和早白垩世 (130~100 Ma) 两个明显的年龄峰; 这些锆石多具有高的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值、正的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值和年轻的模式年龄¹⁾, 与冈底斯岩基花岗岩的锆石 Hf 同位素组成类似^[47]. 这表明中生代时期冈底斯岩基岩浆作用产物已经被强烈剥蚀成为日喀则弧前沉积的物源^[28,29].¹⁾

结合日喀则群碎屑锆石年龄组成特征和冈底斯岩基地表花岗岩的年代学格架, 可以发现冈底斯岩基岩浆活动可分为以下几个时期: (1) 中生代时期(晚三叠世-白垩纪)末发育了比较连续的岩浆活动, 可分为晚侏罗世和早白垩世两个峰期; (2) 古新世-始

新世(65~41 Ma)岩浆活动, 也是冈底斯岩基岩浆活动最为剧烈的时期; (3) 渐新世-中新世(33~13 Ma)岩浆活动.

4 冈底斯岩基花岗岩地球化学特征

冈底斯岩基是一个由多种类型侵入岩组成的大型复式岩基, 从基性的辉长岩到酸性的花岗岩都有发现^[33,45]. 本文总结了冈底斯岩基具有精确锆石 U-Pb 年龄花岗岩的地球化学数据, 以期查明不同时期侵入岩的岩石组合、岩石地球化学、微量元素地球化学特征和岩浆作用性质.

4.1 岩石地球化学特征

根据图 3(a)中 Irvine等^[74]的划分方法, 冈底斯岩基花岗岩主要落在亚碱性系列范围内; 进一步根据 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 协变图解 (图 3(b))^[75], 冈底斯岩基花岗岩整体表现为中钾和高钾钙碱性系列, 中新世甲马矿区的几个样品由于具有很高的钾含量, 落入钾玄岩系列范围内^[63]. 中生代花岗岩中, 除驱龙铜矿西部斑岩等具有高度演化特征的个别样品外^[73], 其他样品多具有较低的钾含量, 属于中钾钙碱性系列, 尤其是白垩纪样品 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值介于 1.24~3.13 之间, 多在 2.0 以上, 具有明显富钠的特征. 新生代古新世-始新世花岗岩钾含量整体趋势比中生代花岗岩偏高, 但较渐新世-中新世花岗岩偏低. 中新世花岗斑岩普遍具有较高的钾含量, 主要落入高钾钙碱性系列, 甚至部分样品落入钾玄岩系列, 但 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值主要介于 0.5~2.0 之间, 大部分样品的 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值高于 1.0, 相对富钠. 总之, 冈底斯岩基花岗岩具有随时间变新, 其钾含量逐渐增加的趋势, 但总体具有相对富钠的特点.

在 A/CNK-A/NK 图解中可以看出 (图 4), 冈底斯岩基花岗岩主要属于偏铝质和弱过铝质, 部分样品落入强过铝质范围内 ($\text{A}/\text{CNK}>1.1$), 但这些花岗岩均为含有角闪石的石英二长岩或花岗闪长岩, 显然不是 S 型花岗岩, 而是 I 型花岗岩^[13,79]; 部分样品 A/CNK 值很高, 可能是数据质量差的原因造成的. 此外, 从图 4 中可以发现, 不同时期花岗岩也表现出一定差异. 晚三叠世-侏罗纪和白垩纪花岗岩全部落

1) 见 851 页脚注 1)

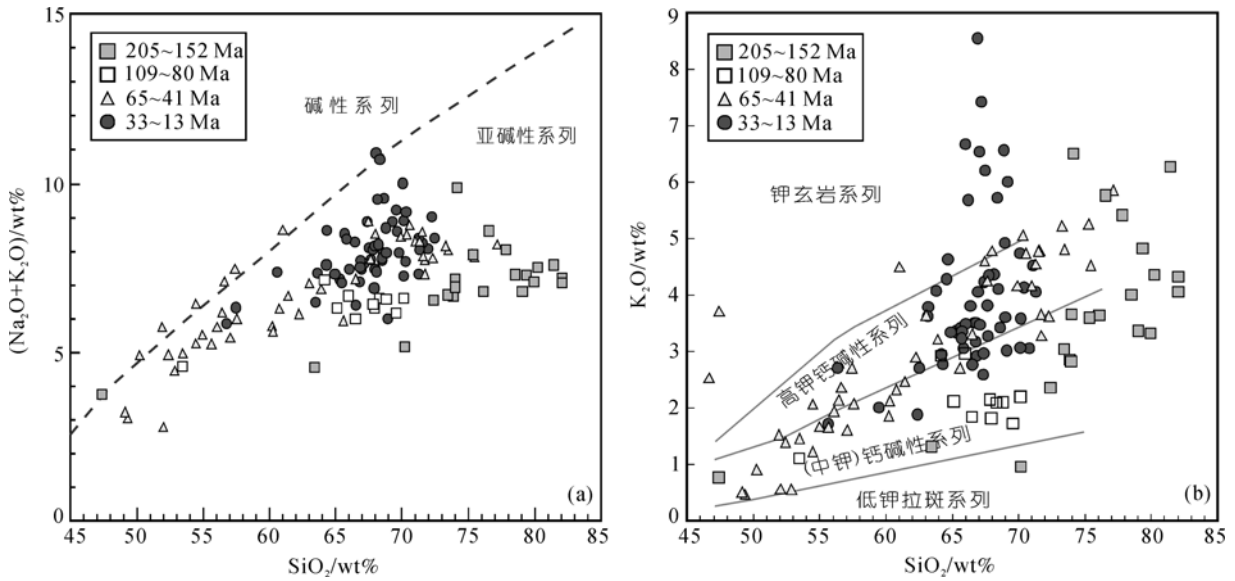


图3 冈底斯岩基花岗岩TAS系列划分图解^[74]和Si₂O-K₂O协变图解^[75]
 主量元素资料据文献[7, 48, 61~63, 67, 71, 73, 76~78]及作者未发表数据

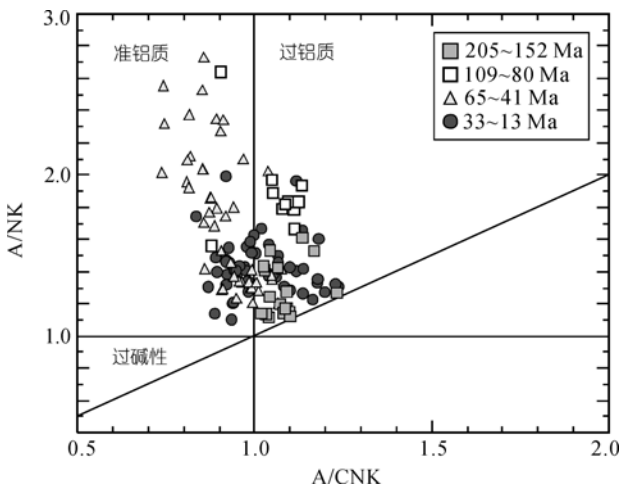


图4 冈底斯岩基花岗岩 A/CNK-A/NK 图解
 A/CNK, Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) 分子个数比; A/NK, Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) 分子个数比. 数据来源同图3

入过铝质范围内, 古新世-始新世花岗岩则主要落入偏铝质范围内, 渐新世-中新世花岗岩则均匀分配到两个区域; 这与各时期花岗岩的演化程度有关, 岩浆结晶过程中随着角闪石等矿物的结晶分离都会向铝含量增高的方向演化.

4.2 微量及稀土元素地球化学特征

冈底斯岩基不同时代花岗岩的稀土和微量元素

配分形式如图5所示. 从整体上看, 冈底斯岩基花岗岩普遍具有弧岩浆岩的微量元素特征. 此外, 前人研究表明冈底斯岩基多期花岗岩表现出类似埃达克的性质. Chung等^[62]最早发现冈底斯岩基中新世花岗岩斑岩具有埃达克岩性质, 并被后来研究所证实^[63,76,77]. 最近Wen等^[67]又发现了晚白垩世(83~80 Ma)的埃达克质花岗闪长岩. 因此, 不同时期岩石的微量和稀土元素特征既有相似性又存在一定差异, 具体特征描述如下:

(1) 晚三叠世-侏罗纪侵入岩具有中等的稀土元素含量和轻、重稀土分异程度, 除了Eu异常不同外, 该时期花岗岩具有一致的稀土元素配分形式(图5(a-1)). 部分具有明显负Eu异常的样品主要来自驱龙铜矿西部斑岩^[73]; 而尼木大桥附近^[71]和大竹卡北部地区^[71]样品(作者未发表资料)具有弱的负Eu异常或正Eu异常. 该时期花岗岩富集Rb, Ba, Th, U, K等大离子亲石元素和La, Ce等轻稀土元素, 相对亏损Nb, Ta, Ti等高场强元素(图5(b-1)), 表现出弧型钙碱性岩浆作用的性质. 此外, 高度演化的样品还具有明显的Sr, P和Eu负异常(低谷), Sr和Eu的亏损受斜长石分离结晶或源区残留的影响, P则主要受磷灰石等矿物行为的制约.

(2) 目前, 白垩纪花岗岩的地球化学数据发表较

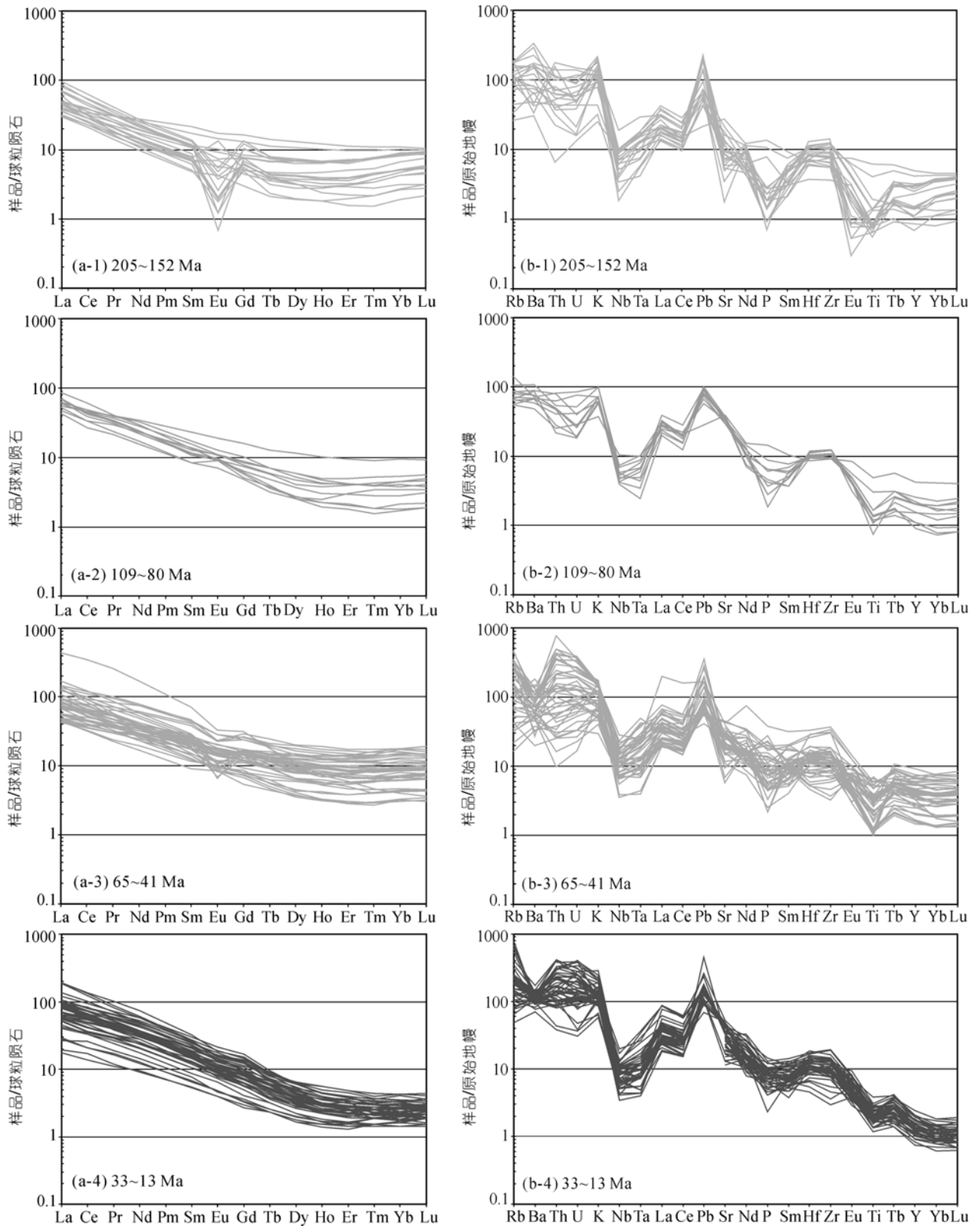


图 5 冈底斯岩基花岗岩稀土元素球粒陨石标准化配分图解(a)和微量元素蛛网图解(b)

球粒陨石标准化数值据文献[80]; 原始地幔标准化数值据文献[81]; 数据来源同图 3

少. 最近Wen等^[67]报道了朗县-里龙之间形成于约 80 Ma年的花岗闪长岩具有埃达克岩的地球化学特征. Ji等^[47]发现早白垩世角闪闪长岩 (06FW170, 108.6 Ma) 和晚白垩世花岗闪长岩 (06FW114, 86.4 Ma). 该角闪闪长岩样品稀土元素分异程度低, 具有较高的重稀土含量, 而花岗闪长岩样品具有高的轻、重稀土分异程度和低的重稀土含量, 与Wen等^[67]报道的埃达克质花岗闪长岩类似. 在微量元素蛛网图中(图 5(b-2)), 这些样品均具有明显富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 亏损Nb, Ta, Ti等高场强元素和重稀土元素的特征, 并且那些埃达克质花岗岩样品的重稀土(如Yb, Lu) 和Y含量更低. 此外, 白垩纪样品均没有Sr和Eu的负异常, 而且P的负异常也相对较弱.

(3) 古新世-始新世侵入岩岩石组合多样, 微量元素化学成分也差别较大, 但该期侵入岩具有相似的稀土元素配分形式, 部分样品具有弱的负Eu异常(图 5(a-3)); 该时期样品整体具有相对富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 亏损高场强元素的特征, 在微量元素蛛网图中都具有明显的Nb, Ta, Ti低谷和清楚的Pb正异常(图 5(b-3)).

(4) 渐新世-中新世侵入岩微量元素地球化学研究程度较高, 该期岩石总体具有类似于埃达克岩的地球化学特征, 如强烈的轻、重稀土分异程度和极低的重稀土含量(图 5(a-4)); 明显富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 亏损Nb, Ta, Ti等高场强元素和重稀土元素(Yb, Lu和Y)(图 5(b-4)); 高的Sr/Y和La/Yb比值. 该期岩浆作用最早开始时间是 32.5 Ma (06FW157)^[47], 该 32.5 Ma的似斑状二长花岗岩已经具有埃达克岩的性质(作者未发表资料). 该期埃达克质样品相互之间Eu异常差别较小, 整体具有弱的负Eu异常或正的Eu异常, 但是样品间微量元素特征具有比较明显的差别, 如Sr含量和稀土元素含量^[64,77].

4.3 各期次岩浆作用性质

通过对冈底斯岩基侵入岩岩石地球化学特征的分析, 可以得出: (1) 中生代侵入岩包括从基性辉长岩到酸性花岗岩等各种岩石组合, 而不是前人认为的只有高度演化的花岗岩^[3]; 这些岩石具有活动陆缘钙碱性岩石的岩石组合特征和微量元素地球化学特

征, 属于弧岩浆作用范畴; 其中白垩纪部分岩石具有类似埃达克岩的地球化学特征; (2) 古新世-始新世侵入岩具有基性-中性-酸性各种岩石类型, 属于中钾-高钾钙碱性系列, 也具有弧型岩浆作用的岩石组合和地球化学特征; (3) 渐新世-中新世侵入岩多为中酸性岩石, 属于中钾-高钾钙碱性系列, 并有部分样品具有明显高的钾含量, 属于钾玄岩系列, 总体具有类似埃达克岩的地球化学性质. 此外, Kay和Kay^[82]和Mantle和Collins^[83]研究表明, 岩浆岩的轻、重稀土分异程度, 可以反映岩浆的来源深度, 也即反映了花岗岩形成时的地壳厚度. 根据Xiong^[84]实验岩石学结果, 弧岩浆岩中Nb和Ta亏损等特征要求源区必须有金红石残留, 形成深度要大于~50 km. 冈底斯岩基不同时期花岗岩微量元素特征及Nb, Ta亏损程度对比研究表明, 中生代从晚三叠世至白垩纪, 地壳厚度有增大的趋势, 而到古新世-始新世时期, 地壳厚度有所减薄, 之后到中新世又经历了大规模地壳加厚.

5 冈底斯岩基花岗岩的源区特征

5.1 Sr-Nd 同位素证据

Rb-Sr和Sm-Nd同位素体系是示踪花岗岩岩浆源区特征的常用方法, 古老地壳物质一般具有高的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比值、低的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd比值和古老的钨模式年龄; 而低的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比值、高的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd比值和年轻的模式年龄则代表了新增生地壳性质^[85]. Sr和Nd同位素具有的这种反相关关系, 使Sr-Nd同位素联合示踪成为研究岩浆岩源区和地壳演化的有效手段.

冈底斯岩基的Sr-Nd同位素研究开始于 20 世纪 80 年代, 早期主要是花岗岩的Rb-Sr同位素研究^[13,38,39,86-88], 研究包括了曲水岩基和拉萨岩体的辉长岩、闪长岩、花岗闪长岩、花岗岩等不同类型岩石. 研究表明冈底斯岩基花岗岩具有很低且稳定的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比值, 与岩石的SiO₂含量没有明显的相关关系, 这表明冈底斯岩基岩浆源区以新生地壳物质为主. 近年来冈底斯岩基的Sr-Nd同位素研究有了新的稳定发展, 但发表的Sr-Nd同位素数据仍很有限. 莫宣学等^[3]曾系统总结拉萨地块不同地区花岗岩的Sr-Nd同位素资料, 研究表明冈底斯岩基花岗岩具有正的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(+1.64~+5.21)和年轻的模式年龄(<500 Ma).

根据目前发表的冈底斯岩基 Sr-Nd 同位素数据,

绘制了冈底斯岩基花岗岩的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i (初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值)- $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解(图 6), 并与冈底斯南缘中生代、新生代火山岩的 Sr-Nd 同位素特征进行对比. 这些有限数据反映出:

(1) 冈底斯岩基中生代花岗岩 Sr-Nd 同位素组成 [7,67] 较为均一, 具有低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 介于 0.7041~0.7048 之间; 正的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值介于 0.9~5.5 之间, 和年轻的两阶段模式年龄 (520~810 Ma); 显示出新生地壳的特征.

(2) 古新世-始新世花岗岩 [7,55,56,61] 具有亏损源区的特征, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 介于 0.7035~0.7049 之间, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 介于 2.4~8.5 之间, 其 Sr-Nd 同位素组成与中生代花岗岩相比范围增大.

(3) 渐新世-中新世花岗岩, 具有很大的 Sr-Nd 同位素变化范围: ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i = 0.7047~0.7090, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ = -9.4~+5.5 [63,77]; 大部分地区岩石 Sr-Nd 同位素特征与原始地幔接近, 而西部地区 (日喀则以西) 和东部甲马矿区 Sr-Nd 同位素更为富集, 表明该时期冈底斯岩基岩浆源区存在区域上不均一性或岩浆形成后受到不同程度古老地壳物质的混染.

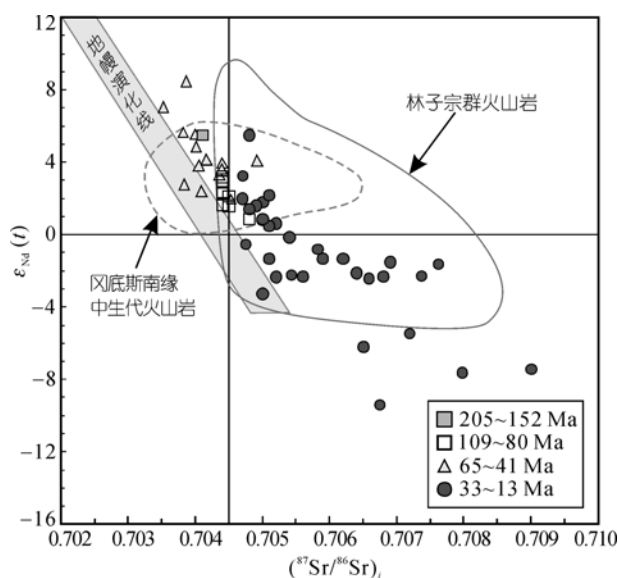


图 6 冈底斯岩基 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i- $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解

冈底斯岩基花岗岩 Sr-Nd 同位素资料据文献 [7, 55, 56, 61, 63, 67, 77]; 中生代火山岩数据引自文献 [15, 18, 21]; 林子宗群火山岩数据引自文献 [23, 26, 89~91]

冈底斯南缘分布着大面积的中生代、新生代火山

岩, 如中生代叶巴组和桑日群, 及新生代林子宗群. 这些火山岩的 Sr-Nd 同位素已有较多研究 [18,21,23,26,89~91]. 拉萨东部达孜地区广泛发育的叶巴组火山岩具有亏损的源区特征, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i = 0.7034~0.7064, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ = 0.3~4.4 [15,18]; 泽当地区桑日群麻木下组火山岩 Sr-Nd 同位素特征与其相似, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i = 0.7041~0.7051, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ = 3.7~5.8 [21]. 这些中生代火山岩与冈底斯岩基中生代花岗岩具有相似的源区特征 [7,67]. 古新世-始新世林子宗群火山岩 (65~40 Ma) 的 Sr-Nd 同位素 [23,26,89,91] 具有较大的变化范围: ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值 (0.7046~0.7083) 和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (-4.0~+9.2), 比同期古新世-始新世 (65~41 Ma) 花岗岩的变化范围偏大, 而与中新世埃达克岩相近 (图 6).

冈底斯南缘中生代、新生代花岗岩和火山岩 Sr-Nd 同位素组成整体反映了亏损的源区特征, 但中生代时期岩浆源区具有更为均一的 Sr-Nd 同位素组成; 而新生代岩浆岩源区 Sr-Nd 同位素组成变化较大, 向更亏损和更富集两个方向均有增大, 反映了岩浆源区或岩浆演化过程中可能既有更加亏损地幔物质的贡献、又有古老地壳物质涉入.

5.2 锆石 Hf 同位素证据

Lu-Hf 同位素体系是近年来应用越来越广的一种同位素体系, 该体系与 Sm-Nd 同位素体系具有很大的相似性, 其示踪的基本原理也与 Nd 同位素相同 [92]. 此外, Lu-Hf 同位素体系适于锆石等矿物原位分析的特点, 使其应用范围大大拓宽. 锆石是岩浆岩中的常见矿物, 而且具有高的 Hf 含量、低 Lu 含量和 Lu/Hf 比值, 锆石形成后没有明显的放射性成因 Hf 的积累, 所测定的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值基本代表了其形成时体系的 Hf 同位素组成 [93]. 此外, 锆石还具有极度抗风化、高的 Hf 同位素体系封闭温度、可以进行原位 Hf 同位素分析等一系列优势, 使其在示踪岩浆成因、演化和岩浆源区方面得到广泛的应用 [47,94~96].

Chu 等 [7] 和张宏飞等 [71] 最早对冈底斯岩基侏罗纪花岗岩的 Hf 同位素特征进行了研究; Ji 等 [47] 对拉萨-大竹卡之间的冈底斯岩基晚三叠世-中新世各时期花岗岩进行了系统的锆石 Hf 同位素分析, 总结了冈底斯岩基现有的 Hf 同位素资料, 并与邻区花岗岩的 Hf 同位素特征进行了对比.

图 7 中总结了冈底斯岩基目前发表的 Hf 同位素资料, 并与冈底斯南缘中生代、新生代火山岩的 Hf 同位素特征进行了对比. 研究发现冈底斯岩基 Hf 同位素具有如下特点:

(1) 冈底斯岩基总体具有高的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值、正的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和年轻的模式年龄(1000~300 Ma), 反映了亏损的源区性质^[47]; 其中中生代花岗岩源区 Hf 同位素组成更为均一($\epsilon_{\text{Hf}}(t)$: +17.6~+10.2), 新生代花岗岩的 Hf 同位素组成变化较大 ($\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为+13.4~+0.6).

(2) 晚三叠世-侏罗纪和白垩纪的花岗岩均具有极高的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(+17.6~+10.2), 与亏损地幔接近, 表明拉萨地块南缘在古新世 (约 50 Ma) 基性岩浆作用^[51,61]之前就存在亏损的岩浆源区, 至少晚三叠世以前就已经存在.

(3) 冈底斯岩基中段南缘的辉长-闪长岩带广泛发育暗色微粒包体、岩脉和岩浆混合现象. 这些基性包体和寄主花岗岩、基性和酸性岩脉与被穿切的花岗岩都具有相近的年龄和 Hf 同位素特征; 同时期发育的不同岩性的岩石, 如辉长岩和花岗岩等, Hf 同位素特征都比较相似. 以上证据表明冈底斯岩基幔源辉长岩和闪长岩与壳源花岗岩具有相同或相似的亏损源区.

(4) 冈底斯岩基岩浆源区存在明显的 Hf 同位素空间不均一性. 冈底斯岩基中段南缘辉长岩-闪长岩带和大竹卡北部辉长岩-闪长岩带的岩浆岩, 包括基性辉长岩和酸性花岗岩均具有高 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(+18~+10); 而岩基中心部位花岗岩的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值稍低, 如南木和冲江矿区, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于+9~+4.5 之间; 此外, 曲水东部新拉萨河大桥南北两侧 50~40 Ma 间形成的花岗岩具有很富集的 Hf 同位素组成, 锆石单点的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值出现负值, 岩石整体 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于+3~0 之间, 是整个冈底斯岩基中 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值最低的地段.

此外, 近年来部分学者对冈底斯南缘的中生代、新生代火山岩也进行了锆石 Hf 同位素研究工作^[21,25]. 这些数据显示: (1) 泽当地区早白垩世桑日群麻木下组安山岩 (136.5 Ma) 具有很高的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 +15.5~+11.0^[21], 显示了亏损源区的特征, 与中生代花岗岩的 Hf 同位素特征相近(+17.6~+10.2)^[7,47,71]; (2) 林周盆地古新世林子宗群典中组和年波组火山岩锆石的

$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分别为+9.0~+0.5 (62.5 Ma)和+11.0~+4.8 (56.4 Ma)^[25], 也与古新世-始新世 (65~41 Ma) 花岗岩 Hf 同位素变化特征(+13.4~+0.6)^[47]相一致.

因此, 冈底斯岩基地区中、新生代花岗岩和火山岩岩浆源区均具有亏损的 Hf 同位素组成, 其中中生代岩浆岩的源区组成更为亏损和均一, 新生代岩浆源区变得较为复杂, 岩浆形成过程中有古老地壳物质的贡献, 我们推测为俯冲下插的印度陆壳物质^[47].

5.3 冈底斯岩基岩浆源区与地壳演化

花岗岩的 Sr-Nd 同位素特征和锆石 Hf 同位素特征研究表明, 冈底斯岩基岩浆源区总体具有亏损性质, 但中、新生代岩浆岩的源区组成也存在一定差异 (图 6, 7).

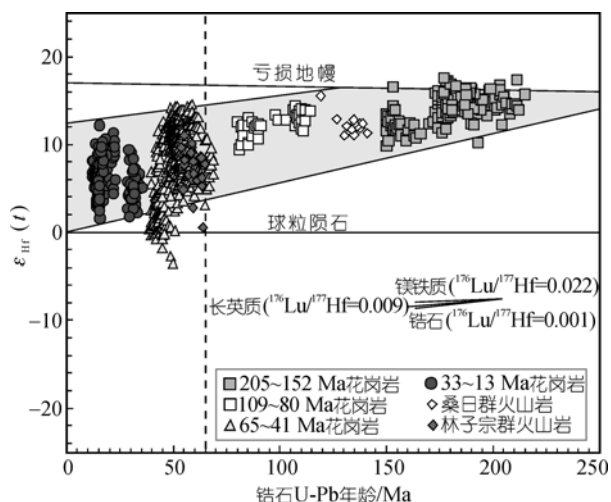


图 7 冈底斯岩基花岗岩锆石 Hf 同位素特征
冈底斯岩基数据引自文献[7, 47, 67]和 Chung 等^[1]; 桑日群火山岩数据引自文献[21]; 林子宗群火山岩数据引自文献[25]

中生代花岗岩及火山岩的 Sr-Nd 同位素特征比新生代更为亏损和均一, 尽管初始 Sr 同位素组成有所变化, 但 Nd 同位素变化不大, 不具有与古老地壳物质混合的趋势 (图 6). 新生代岩浆岩的 Sr-Nd 同位素组成变化较大, 远远超过中生代的变化范围. 古新

1) Chung S L, Chu M F, Ji J Q, et al. The nature and timing of crustal thickening in southern Tibet: Geochemical and zircon Hf isotopic constraints from postcollisional adakites. *Tectonophysics*, 2009, in revision

世-始新世林子宗群火山岩和渐新世-中新世埃达克质花岗岩的 Sr-Nd 同位素组成变化范围的明显增大, 表明可能从新生代早期开始岩浆源区便开始有古老地壳物质的贡献, 这些古老物质的信息目前在中生代岩浆岩中未被发现。

中生代、新生代岩浆岩的 Hf 同位素研究结果也得出了类似结论, 并且 Hf 同位素反映出更多的地壳演化信息. 中生代花岗岩具有极高的 Hf 同位素比值, 其 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值高达 +17.6~+10.2, 与亏损地幔相当, 而且具有很年轻的两阶段 Hf 同位素模式年龄 746~55 Ma. 中生代岩浆岩高度亏损而且集中的 Hf 同位素组成也表明中生代时期冈底斯岩基岩浆源区物质组成单一, 也排除了岩浆形成和后期演化过程中大规模古老陆壳物质混染的可能. 因此中生代时期拉萨地块南缘陆壳主体 (包括地壳深部和浅部) 应该均由新生地壳物质组成, 这种地壳物质与亏损地幔同位素特征类似. 新生代花岗岩的 Hf 同位素变化范围与中生代相比明显增大, 但除局部地区 50~40 Ma 花岗岩具有明显古老陆壳物质混染的特征外, 中生代、新生代花岗岩整体 Hf 同位素特征符合地壳演化趋势 (图 7). 根据数据投点的演化趋势, 上交点与亏损地幔演化线交于 300~200 Ma 之间, 这反映冈底斯岩基花岗岩具有年轻的岩浆源区, 可能形成于古生代。

6 冈底斯岩基各阶段花岗岩岩石成因

6.1 印度-欧亚大陆初始碰撞时间

印度-欧亚大陆初始碰撞时间的确定, 是解释冈底斯岩基各阶段花岗岩成因的基础. 关于印度-欧亚大陆的初始碰撞时间不同学科 (包括古地磁学、古生物学、构造地质学、沉积岩石学、岩浆岩岩石学和变质岩石学等) 给出了自己的判别标志, 但由于不同学科甚至同一学科的不同学者对初始碰撞的认识不同, 有关该问题的分歧很大 (70~34 Ma)^[12,97].

古地磁学方面, 根据印度板块相对欧亚大陆运动速度突然变慢的时间, 所确定的初始碰撞时间范围是 >55~50 Ma^[98-100]; 而利用两个大陆古地磁极位置开始重合时间确定的初始碰撞时间为 65~55

Ma^[101,102]. 根据古生物资料, 如陆生生物迁移和孢粉证据, 确定的碰撞时限界于白垩纪晚期到 60~50 Ma; 但 Clift^[103] 认为该方法的不确定性较大. 构造地质学上, 利用俯冲盘的逆冲变形时间确定的时限为晚白垩世末期到 55 Ma^[104-107], 然而部分学者对该方法持怀疑态度^[108,109]; 利用林子宗火山岩与下伏地层的区域不整合界线确定的碰撞时间为 65 Ma 左右^[23]. 沉积岩石学方面, 利用沉积相变化确定的碰撞时限在 70~40 Ma 之间^[110-115]; 然而其以最高海相地层消失时间代表大陆板块碰撞时间是不合理的, 因为大陆板块碰撞后, 洋壳虽然消失, 但残留海的存在会使海相沉积继续发育, 因此海相沉积消失的时间不能代表板块碰撞的时间^[12]. 此外, 利用雅鲁藏布缝合带南侧桑单林组地层最早出现冈底斯岩基锆石的时间, 限定了碰撞发生在 56 Ma 以前^[12]. 岩浆岩石学方面, 传统上以冈底斯岩基弧型岩浆作用结束的时间作为大洋板片俯冲停止和大陆碰撞的时间^[1,116,117], 认为印度-欧亚大陆碰撞发生在 40 Ma 左右^[45]; 冈底斯岩基中新世花岗岩的发现说明这一方法不尽合理. 变质岩石学方面, 利用西构造结陆壳俯冲成因超高压榴辉岩的变质年龄来约束的大陆碰撞发生于 50 Ma 以前^[118-123], 并得到印度磨拉石沉积年代学的支持^[95]; 东构造结早期榴辉岩变质作用发生时间与西构造结相似^[124]; 东西构造结给出一致的碰撞年龄限制 (均为 50 Ma 以前).

通过对各学科资料的对比分析, 可以得出印度-欧亚大陆碰撞时间集中在 (55±5) Ma 左右. 然而, Aitchison 等^[125-129] 的研究集体坚持认为印度-欧亚大陆碰撞发生在始新世末 (约 35 Ma), 尽管其做出各种假设来支持其模型, 但其模型仍存在很多不合理之处, 并且证据也不够确凿^[12,130].

6.2 中生代岩浆作用

目前, 冈底斯岩基发现的中生代花岗岩主要集中在晚三叠世-侏罗纪 (205~152 Ma) 和白垩纪 (109~80 Ma), 白垩纪早期 (109 Ma 以前) 花岗岩在拉萨地块南缘还没有报道. 而拉萨地块北部花岗岩带发现了大量早白垩世花岗岩^[7,14,46,131-133], 这使部分学者认为

北部白垩纪花岗岩为新特提斯板片低角度俯冲形成

1) 见 851 页脚注 1)

碎屑锆石研究结果表明, 整个中生代时期的锆石都有发现, 并出现 170~150 和 130~100 Ma 两个明显的年龄峰; 这些锆石多具有高的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值、正的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值和年轻的模式年龄, 具有冈底斯岩基花岗岩的锆石 Hf 同位素特征^[47], 表明白垩纪时期冈底斯岩基为日喀则弧前盆地的重要剥蚀源区, 而大量冈底斯岩基中生代岩浆作用产物已经被剥蚀并充填于日喀则弧前盆地中^[28,29]; 冈底斯南缘除拉萨-林周等地区外, 普遍缺失白垩纪沉积地层, 也证明该时期拉萨地块南缘遭受了强烈的隆升剥蚀^[133]. 白垩纪及以前的花岗岩很少发现, 也与此有关. 最近 Zhu 等^[21]报道了早白垩世早期 (136.5 Ma) 的桑日群火山岩, 结合我们发现早白垩世中期 (~120 Ma) 和晚白垩世 (79~72 Ma) 的花岗岩 (作者未发表资料), 可以说冈底斯岩基地区中生代时期曾发育连续的岩浆活动, 从晚三叠世持续到白垩纪末.

冈底斯岩基中生代花岗岩普遍富集 Rb, Ba, Th, U, K 等大离子亲石元素和 La, Ce 等轻稀土元素, 相对亏损 Nb, Ta, Ti 等高场强元素 (图 5(b-1), (b-2)), 表现出弧型岩浆岩的性质. 冈底斯岩基白垩纪花岗岩的成因已经达成共识, 即新特提斯洋板片的北向俯冲形成的^[8,45,134]. 对于中生代早期花岗岩的成因则仍然存在分歧, 目前主要有两种认识: (1) 新特提斯洋板片的早期北向俯冲成因^[7,47,71]; (2) 班公湖-怒江洋板片的南向俯冲成因^[4,16].

根据目前发现的中生代岩浆岩的时空分布特征^[5], 我们认为中生代早期的岩浆活动作用南侧新特提斯洋板片的北向俯冲来解释更为合理. 目前拉萨地块发现的最早的中生代岩浆岩为晚三叠世花岗岩: (1) 南木林罗扎地区巨斑状花岗闪长岩 (锆石 TIMS U-Pb 方法: 217 Ma)^[137], 罗扎地区二云母花岗岩 (205 Ma) 和花岗闪长岩 (202 Ma) (锆石 LA ICP-MS U-Pb 方法)^[138]; (2) 门巴地区黑云母二长花岗岩 (锆石 SHRIMP U-Pb 年龄 207.5 Ma) 和仲达黑云角闪花岗岩 (角闪石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄 215.2 Ma)^[139]; (3) 我们在南木林北部地区花岗岩中也得到多个晚三叠世锆石 LA ICP-MS U-Pb 年龄 (200~220 Ma, 未发表

的^[134-136]. 最近, Wu 等¹⁾对日喀则弧前盆地复理石中

资料). 这些晚三叠世花岗岩都分布在冈底斯弧背断隆带的南缘, 距离雅鲁藏布缝合带 100~150 km, 而距离北部的班公湖-怒江缝合带 200~250 km, 考虑到中生代、新生代的地壳缩短影响, 其距离北部缝合带更远, 明显受新特提斯洋板片北向俯冲的影响更强. 再则, 拉萨地块南缘冈底斯岩基还发现多处晚三叠世-早侏罗世花岗岩^[7,47,73,138], 以及同期的叶巴组火山岩 (190~174 Ma)^[17,18]; 早侏罗纪、中侏罗纪岩浆岩主要发育在拉萨地块南部和中部, 而拉萨地块北缘则很少发现, 北缘发育的多为中晚侏罗世和早白垩世的岩浆活动^[5]. 此外, 日喀则群碎屑锆石组成表明拉萨地块南缘冈底斯岩基也曾发育中生代早期的岩浆岩¹⁾.

综上所述, 拉萨地块岩浆岩时空分布具有从南往北, 岩浆活动由老变新的趋势, 这与活动陆缘岩浆岩从俯冲带往陆内岩浆活动逐渐变新的趋势相一致; 因此, 中生代岩浆岩的时空分布特征表明冈底斯岩基中生代时期岩浆活动是受新特提斯洋板片北向俯冲影响的产物.

6.3 古新世-始新世岩浆作用

古新世-始新世花岗岩 (65~41 Ma) 是冈底斯岩基的主体^[8,47], 该时期岩石组合特征和地球化学特征与中生代俯冲成因弧型花岗岩相似, 因此部分学者认为该套岩石是新特提斯板片持续俯冲成因^[1,45]. 然而通过对近年来关于印度-欧亚板块碰撞时间相关资料的分析, 印度-欧亚板块在西藏西部和中部的碰撞时间大致在 (55±5) Ma 左右. 冈底斯带广泛发育的中新世花岗斑岩也具有类似弧型岩浆岩的特征, 但其显然不能表明俯冲作用一直持续到中新世; 因此, 具有弧型特征的岩浆作用并不能代表俯冲作用. 由于古新世-始新世岩浆作用与印度-欧亚板块碰撞发生在同一时期, 现在多数学者认为该期岩浆作用是与大陆碰撞密切相关的, 主要有两种观点: (1) 莫宣学等^[23]通过对同期 (65~41 Ma) 的林子宗火山岩研究, 认为该时期为同碰撞环境, 并认为 65~45 Ma 间的冈底斯岩基花岗岩为同碰撞花岗岩^[3,26]; (2) 另一种观点认为, 该期岩浆作用为一复杂地质过程的产物, 包括新

特提斯洋板片继续俯冲、板片回转/后旋(rollback)和

大洋板片断离等一系列过程^[8,25].

1) 见 851 页脚注 1)

拉萨地块中生代早期岩浆岩的时空分布很好地符合新特提斯洋板片北向俯冲的影响. 拉萨地块北缘中生代岩浆活动以早白垩世 (130~110 Ma) 为主, 110 Ma 左右最为剧烈, 早白垩世末期则基本结束^[5,140,141]; 最近, 康志强等^[142,143]在拉萨地块中北部地区大面积分布的火山岩——则弄群 (113.6 Ma) 和多尼组 (115~116 Ma) 中获得了早白垩世中期的锆石 U-Pb 年龄结果. 根据目前发表的年代学资料, 拉萨地块中北部地区很少有晚白垩世岩浆活动发育, 此后岩浆活动分布有南移的趋势, 白垩纪中后期则主要发育在冈底斯南缘^[8,47]. 一般随着板块俯冲作用的进行至少发生两种作用: (1) 板片逐渐脱水, 含水量逐渐降低, 最后不能再引起上部地幔楔的岩浆作用; (2) 随着俯冲深度增加压力增大, 板片岩石的岩性和矿物相发生转变; 最终结果是板片密度增大, 浮力减小使板片逐渐下沉, 这种作用在俯冲板块前端最为明显, 从而使板片俯冲角度逐渐变陡. 以上这两种作用都会阻碍俯冲远端岩浆作用的发生. 这一过程也与拉萨地块岩浆活动规律相符合. Lee 等^[27]根据区域上火山作用的分布规律, 也认为存在板片回转/后旋作用, 导致岩浆作用南移. Chung 等^[60]和 Wen 等^[8]也有一致的看法, 但是他们强调约 80~65 Ma 时存在岩浆活动的间歇期.

新特提斯洋板片的回转会改变软流圈在楔形区的对流状态, 使上部地幔楔的岩浆作用逐渐增强并向海沟方向逐渐集中. 古新世-始新世冈底斯岩基岩浆侵入作用和同期的林子宗群火山作用都非常剧烈而且只局限在拉萨地块南缘这一狭长地带, 也验证了这一点. 随着印度-欧亚板块的碰撞, 俯冲下插的大洋板片由于重力拖拽作用会与下插的大陆板块脱离, 造成软流圈上涌. 巨大热量的烘烤使岩浆源区发生大规模的部分熔融作用, 并且也会引起岩石圈地幔甚至地壳发生熔融, 多元组分的参与往往产生岩石化学和同位素组成多样的岩浆产物^[144,145]. 冈底斯岩基岩浆作用和林子宗火山活动在 50 Ma 达到顶峰^[8,25,27,47], 并且同期的林子宗群帕那组显示出明显岩石类型和 Sr-Nd 同位素组成的变化^[25]. 冈底斯岩基

50~40 Ma 间的花岗岩具有明显增大的 Hf 同位素变化范围, 并在局部地区花岗岩锆石中出现了负的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值^[7,47,91] (图 7), 也反映出岩浆源区发生了大规模的熔融事件, 熔融过程中有古老陆壳物质涉入. 但有一点需要指出, 冈底斯岩基的地壳和地幔具有一致并且亏损的 Hf 同位素组成^[47] (前文论述), 即便壳幔都参与熔融, 也不应该出现 Hf 同位素组成的明显变化, 更不会出现负的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值; 因此这种古老的陆壳物质只能来自俯冲下插的印度陆壳, 并可以以此限定印度-欧亚板块碰撞发生在 50 Ma 以前^[47].

6.4 渐新世-中新世岩浆作用

渐新世-中新世发生了冈底斯岩基最年轻的一期岩浆作用, 在碰撞后环境形成了具有埃达克岩性质的花岗斑岩^[62,63,76,77,146~150]. 该时期花岗岩总体为一套偏酸性的岩石, 包括英云闪长岩、花岗闪长岩、石英二长岩和花岗岩等, 具有高度演化的特征; 并具有明显偏大的 K_2O 含量变化范围, 从中钾钙碱性系列一直变化到钾玄岩系列 (图 4); 较大的 Sr-Nd 同位素变化范围, 尤其是冈底斯岩基日喀则以西地区和东部的甲马矿区, 具有富集端元混染的趋势; 该期花岗岩的 Hf 同位素变化范围相对较小, 可能与缺失日喀则以西和甲马矿区的资料有关. 这套埃达克质花岗斑岩表现出受富集而且高钾物质混染的趋势, 这种趋势在西部地区表现更为明显; 而冈底斯带超钾质岩石也多发育在西部地区^[151]. 这似乎表明: 渐新世-中新世花岗斑岩是以冈底斯岩基源区 (亏损源区) 物质为主, 并有不同程度富集岩石圈地幔物质 (印度大陆) 参与熔融形成的.

关于渐新世-中新世岩浆作用的成因, 首先要考虑两方面因素, 即岩浆源区物质来源和岩浆熔融过程的热量来源. 根据该期岩浆岩具有的地球化学特征, 部分学者强调岩浆源区经受过俯冲交代作用^[76,77]. 对于热量来源机制, 可以有以下几种不同的途径: (1) 板片断离^[144], (2) 碰撞加厚岩石圈的拆沉^[152]或对流减薄^[153].

部分学者曾讨论渐新世-中新世岩浆作用受新特

提斯洋板片断离影响的可能^[154,155]。然而, 渐新世-中新世是一种碰撞后环境, 印度-欧亚大陆碰撞时新特提斯洋板片俯冲已经结束, 大洋板片应该早已发生了断离, 所以新特提斯洋板片断离成因模式难以成立。此外, 板片断离是一种灾变事件, 会引起短期内的大规模岩浆活动, 并且岩浆作用局限于沿俯冲带的狭长区域^[142], 比如 50 Ma 左右新特提斯洋板片断离伴随着同期剧烈的冈底斯岩基侵入活动和林子宗群火山作用; 青藏高原碰撞后岩浆作用的特点, 排除了渐新世-中新世以来大洋或大陆板块断离的可能。碰撞加厚岩石圈的拆沉或对流减薄是该期岩浆事件成因解释的常用机制^[60,62,144-147,156], 但岩石圈拆沉也通常属于一种灾变性事件, 往往在短时期内产生大规模的岩浆活动; 考虑到渐新世-中新世岩浆活动具有分布范围广泛, 但岩浆产物规模较小, 而且岩浆活动持续时间较长等几个特点, 更适于用对流减薄模式来解释^[144-147,153]。它可以满足: (1) 加厚下地壳高压下可以产生埃达克岩的微量、稀土等地球化学性质; (2) 冈底斯岩基源区具有亏损的同位素性质。只要深部来源印度富集岩石圈地幔熔融成的钾质-超钾质岩浆提供热源、部分的钾及富集组分就可以满足花岗斑岩的主量和同位素特征。Maheo等^[157]认为对流减薄或拆沉模式不适合来解释该期花岗斑岩带状分布的特点。我们认为渐新世-中新世钾质-超钾质岩与同期冈底斯成带分布的花岗斑岩都形成于碰撞后的伸展环境, 只是因为不同区域源区的差异, 造成了岩浆产物的不同。冈底斯带部分埃达克质斑岩与钾质-超钾质岩石具有过渡的性质^[76], 也说明了这一点。而渐新世-中新世埃达克质花岗斑岩的空间分布状态则反映了冈底斯岩基具有亏损特征岩浆源区的范围, 也即拼贴在拉萨地块南缘的年轻岛弧地体的轮廓。

7 冈底斯岩基花岗岩的研究意义

7.1 新特提斯洋演化历史及大洋板片俯冲

最早人们认为新特提斯洋俯冲从白垩纪开始^[45], 近几年Chu等^[7]发现了侏罗纪早期弧型花岗岩 (188.1 Ma), 将新特提斯洋俯冲开始的时间提前到早侏罗世。最近Ji等^[47]发现大竹卡北部存在多期侏罗纪花岗岩, 并存在晚三叠世的花岗岩 (205.3 Ma); 晚三叠世-早侏罗世为连续的岩浆事件, 发育一套具有弧型岩浆

岩性质的I型花岗岩。因此, 新特提斯洋俯冲开始时间可能在晚三叠世 205 Ma 以前。近几年, 在雅鲁藏布缝合带中发现了含中三叠世、晚三叠世放射虫动物群的硅质岩, 反映新特提斯洋在中三叠世时期已经完全打开, 存在深水环境^[158,159]; 并发现了晚三叠世的蛇绿岩^[160]; 这也为新特提斯洋晚三叠世俯冲提供了可能。此外, 南木林县北部存在一套晚三叠世花岗岩, 尽管存在部分强过铝质的二云母花岗岩, 但整体上看为一套I型花岗岩组合, 包括花岗闪长岩和二长花岗岩等^[137,138]; 结合该期花岗岩东西向带状展布特点和距离雅鲁藏布缝合带较近的位置, 其可能为新特提斯洋俯冲成因。以上证据表明, 新特提斯洋俯冲开始的时间可能在晚三叠世以前。

晚三叠世-白垩世(205~80 Ma)拉萨地块南缘发育了连续的岩浆活动(前文已述), 包括冈底斯岩基岩浆活动和同期的火山作用。期间早白垩世 136.5 Ma^[21]和晚白垩世 83~80 Ma^[67]分别发育了具有埃达克岩性质的桑日群马门安山岩和朗县-里龙花岗闪长岩。Zhu等^[21]认为早白垩世马门安山岩是斜向俯冲的新特提斯洋板片与俯冲沉积物及流体共同熔融的熔体, 经地幔楔橄榄岩混染形成的; Wen等^[67]则认为晚白垩世埃达克质花岗闪长岩是板片水平俯冲成因, 并强调由于平板俯冲使其后 80~68 Ma 间冈底斯岩基停止了岩浆活动^[8,67]。前人研究表明平板俯冲会挤出软流圈地幔楔, 在俯冲板片的前缘形成埃达克岩, 中间部位形成隔热层而不能产生弧型岩浆作用^[161]。由于是平板俯冲, 所以产生埃达克岩的板片前缘距俯冲带会很远, 与海沟距离在 200 km 以上 (如厄瓜多尔和智利中部)^[161]; 而朗县-里龙地区是紧邻俯冲带的, 与板片前缘位置相差甚远, 即使存在平板俯冲也位于不能发生岩浆活动的区域。再者, Wen等^[8]认为约 100~85 Ma 间板片为稳定俯冲 (斜向俯冲), 83~80 Ma 间为平板俯冲, 之后约 60 Ma 前后板片发生回转 (俯冲角度变陡), 最后断离。这虽然解释了他们观察到的各种现象, 但俯冲角度的反复变化显然是很难实现的; 而且这也与板片俯冲演化模式不一致, 一般平板俯冲过后岩浆活动便会终止^[162]。此外, 根据前文论述, 冈底斯岩基中生代时期发育了连续的岩浆活动¹⁾(作者未发表资料), 并不存在岩浆宁静期(80~68 Ma)。因此, 平板俯冲模式的最有力证据是靠不住的。

结合前文论述和未发表资料, 我们认为晚三叠

世-白垩纪新特提斯洋板片为稳定的斜向俯冲, 并引

1) 见 851 页脚注 1)

发了冈底斯岩基的连续岩浆活动; 从早白垩世中后期 (~110 Ma) 开始由于板片俯冲角度逐渐增加, 使拉萨地块北部的岩浆活动停止, 岩浆活动持续南移, 并逐渐增强. 进入新生代, 由于板片俯冲角度变陡, 岩浆活动主要集中在拉萨地块南缘; 随着印度-欧亚板块碰撞而在 50 Ma 左右发生断离. 这就是整个新特提斯洋板片的俯冲历史(图 8).

冈底斯岩基及邻区处于碰撞后东西向伸展环境, 碰撞加厚的岩石圈地幔发生大面积对流减薄, 形成了碰撞型埃达克岩, 和同期的钾质-超钾质岩浆作用

7.2 弧型岩浆作用判别

弧型或安第斯型岩浆岩最早发现于环太平洋的俯冲带, 这些钙碱性岩石一般具有富集 Rb, Ba, Th, U, K 等大离子亲石元素和 La, Ce 等轻稀土元素, 相对亏损 Nb, Ta, Ti 等高场强元素的特征. 俯冲带一般熔融过程是, 随着洋壳俯冲大洋板片和其携带的沉积物脱水和其他流体, 交代上覆地幔楔, 发生部分熔融, 形成岛弧和活动陆缘的钙碱性岩浆岩系列. 由于板片和俯冲沉积物来源的流体富集 Rb, Ba, Th, U, Sr, Pb 等大离子亲石元素和轻稀土元素, 相对亏损高场强元素, 所以造成了弧型岩浆岩特征的微量元素组成. 从图 5 中可以看出, 冈底斯不同时期花岗岩均富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 相对亏损高场强元素, 即各时期花岗岩均具有弧岩浆岩的特征. 因此传统观点认为, 冈底斯岩基不同时期均为岩浆弧, 而弧型岩浆作用则代表了新特提斯洋板片的俯冲 [44,163,164], 并以其结束的时间来制约大洋岩石圈的消失和大陆板块碰撞 [1,114,115]; 于是早期研究认为, 新特提斯洋俯冲一直持续到始新世 (约 40 Ma) [45,46]. 如果按照这一看法, 中新世花岗斑岩地球化学特征也符合弧型岩浆岩的特征表明新特提斯洋俯冲直到中新世还在继续, 显然是不合理的.

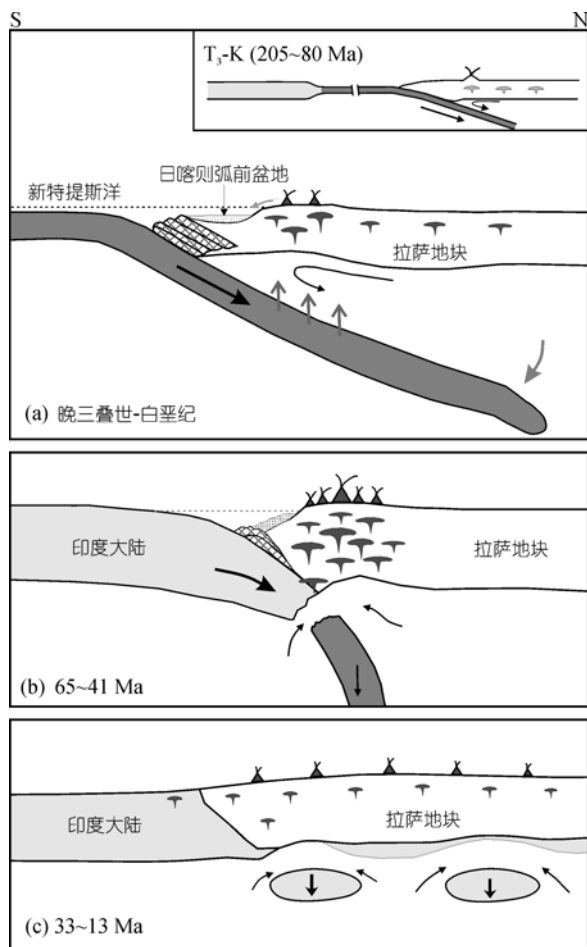


图 8 研究区构造演化示意图

(a) 晚三叠世-白垩纪新特提斯洋板片为连续的斜向俯冲, 形成了冈底斯岩基中生代花岗岩; 从白垩纪中期开始拉萨地块南缘隆升剥蚀, 冈底斯岩基被剥蚀下来的物质大量进入弧前盆地, 形成日喀则群弧前沉积; (b) 新生代早期(65~41 Ma), 新特提斯洋板片继续斜向俯冲, 由于印度-欧亚大陆碰撞, 使大洋板片俯冲角度迅速变陡, 并发生浅部断离, 引发了 50 Ma 左右冈底斯岩基剧烈岩浆活动和同期的林子宗群火山作用; (c) 渐新世-中新世(33~13 Ma)

如图 9(a), (b)所示为花岗岩构造环境判别图解, 该 (Y+Nb)-Rb图解和 Yb-Ta图解 [165] 一直是划分洋脊花岗岩、板内花岗岩、火山弧花岗岩和同碰撞花岗岩的常用有效判据, 其一大优势是能够区分火山弧花岗岩和同碰撞花岗岩 [166]. 然而, 冈底斯岩基花岗岩几乎全部落入火山弧花岗岩区域, 该图解显然无法区分冈底斯中生代火山弧花岗岩、和新生代同碰撞及碰撞后花岗岩. 因此, Pearce等 [165] 的判别图解并不能作为区分不同类型花岗岩的有效手段.

因此, 冈底斯岩基花岗岩研究表明不能简单以具有弧型特征的岩浆岩来代表板块俯冲的进行. 而岩浆岩的弧型特征可以形成在不同的地质背景下,

只要在合适条件下源区熔融过程中残留金红石、钛铁矿等富含高场强元素 (Nb, Ta, Ti 等) 矿物, 就会使岩浆亏损这些高场强元素, 具有弧型岩浆岩的特征。

这一认识对其他地区花岗岩的研究也具有重要的启示意义。

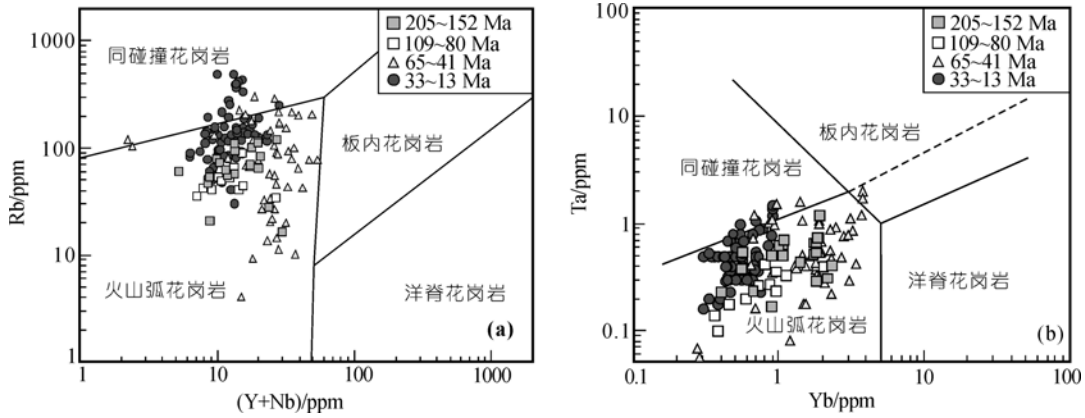


图9 冈底斯岩基花岗岩构造环境判别图解

据文献[165]; 资料来源同图3

7.3 冈底斯岩基岩浆源区与古老拉萨地块的基底性质对比

本文总结的Sr-Nd-Hf同位素资料表明, 拉萨地块南缘冈底斯岩基源区具有亏损的Sr-Nd-Hf同位素特征; 而目前报道的拉萨地块北部花岗岩带的同位素资料表明, 北部岩浆岩具有明显古老和富集的源区特征, 明显不同于南缘的冈底斯岩基. 并且这两个性质不同的岩浆岩带之间, 存在源区同位素组成的突变, 已经在多个地方识别出这个突变界线, 其大致沿着麦拉-洛巴堆-米拉山断裂带[5.6], 将拉萨地块分为南北两个部分. 例如, 大竹卡北部乌郁盆地冈底斯侏罗纪花岗岩具有高 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(+17.6 ~ +10.2), $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(+5.5)和显生宙的模式年龄, 而紧邻的北部花岗岩带的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-3.9~-13.7)和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-9.3~-9.4)明显偏低, 且以早元古代、中元古代模式年龄为主[7]; 南木林地区从南部的冈底斯岩基到北部花岗岩带, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值从+13.7~+9.7变化到-3.0~-10.6, 也发生突变(作者未发表资料). 此外, 拉萨地块北部花岗岩带东侧班戈岩体和嘎扎岩体、西部的江巴和帮巴岩体、念青唐古拉花岗岩和片麻岩, 均具有负的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-3.4~-17.3)和老的模式年龄(2.5~1.0 Ga)[3.55,57,167].

最新研究资料表明, 拉萨地块北缘(北冈底斯)发现了部分具有正的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和新元古代模式年龄的岩浆岩, 表明北冈底斯具有比拉萨地块中部地区(包

括冈底斯弧背断隆和中冈底斯)明显年轻的基底[44]; 该研究包括了拉萨地块南北向剖面上岩浆岩的锆石U-Pb年龄和Hf同位素特征, 进一步确定了冈底斯岩基与北部花岗岩带性质的突变, 而北冈底斯与中冈底斯之间为一种渐变关系[44]. 因此, 包括冈底斯弧背断隆和中冈底斯在内的古老拉萨地块普遍具有古元古代-中元古代古老基底.

最近, 松多地区发现了具有洋壳性质的榴辉岩(~262 Ma)[11], 据1:20万下巴淌(沃卡)幅区调报告, 该榴辉岩带南侧出露有可能代表古蛇绿岩残片的超基性残片, 北侧发现了二叠纪具有活动陆缘弧性质的火山岩组合[168,169], 因此松多附近可能存在一个向北俯冲的古老缝合带. 该古老的缝合带可能沿着麦拉-洛巴堆-米拉山断裂带展布[5.6], 将拉萨地块解体, 以该带为界线南、北两侧所发育岩浆岩的源区性质发生突变. 因此, 拉萨地块中北部地区(包括冈底斯弧背断隆和中冈底斯)为具有古元古代-中元古代基底的古老陆块[3,141]; 而拉萨地块南缘冈底斯岩基岩浆源区可能为一个晚古生代时期形成的年轻岛弧地体[47]. 该地体于二叠纪与拉萨地块中北部的古老陆块拼贴(以松多榴辉岩形成时间为代表), 形成了现今的拉萨地块, 并在中、新生代成为了冈底斯岩基的岩浆源区.

拉萨地块南缘许多地质特征也都支持岛弧拼贴模式: (1) 拉萨地块南缘只发育中生代的地层, 而稍

微往北跨过麦拉-洛巴堆-米拉山断裂带, 古生代地层广泛发育; (2) 冈底斯岩基花岗岩中不存在反映古老基底的同位素信息, 也很少发现古生代以前的继承锆石, 而紧邻的北部花岗岩带普遍含有泛非期或元古代的继承锆石; (3) 冈底斯岩基壳源花岗岩和幔源基性岩石具有一致亏损的 Hf 同位素组成^[47], 反映了拉萨地块南缘具有年轻的岛弧地体性质, 中生代、新生代岩浆岩锆石 Hf 同位素的演化趋势则暗示这个岛弧地体的年龄为晚古生代, 明显不同于具有早、中元古代性质的拉萨地块; (4) 渐新世-中新世时期, 包括拉萨和羌塘在内的广大地区都发育了钾质-超钾质火山岩, 只在拉萨地块南缘冈底斯带发育了碰撞型埃达克岩, 这也与源区特征和构造属性差别有关; 而埃达克岩的空间分布特征也反映了这一岛弧地体的大致形态。

7.4 冈底斯岩基花岗岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素特征与沉积物示踪

图 10 中汇总了冈底斯岩基及邻区花岗岩的年龄和 Hf 同位素特征. 从中可以看出, 冈底斯岩基整体具有正的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 只有部分 40~50 Ma 的锆石表现出富集特征, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值在零附近. 冈底斯岩基花岗岩锆石 Hf 同位素特征与西部的科希斯坦-拉达克岩基相似, 而明显不同于拉萨地块北部花岗岩带和察隅-滇西-缅

冈底斯岩基数据引自文献[6, 47, 71]及脚注 2); 科希斯坦-拉达克岩基数据引自文献[170~172]; 察隅-滇西-缅甸岩基数据引自文献[173, 174]; 拉萨地块北部花岗岩带数据引自文献[7]和作者未发表资料

甸岩基的花岗岩, 后两者具有明显富集的 Hf 同位素组成. 此外, 冈底斯岩基的年代学格架又和西部的科希斯坦-拉达克岩基存在差异. 近来, 冈底斯岩基花岗岩与众不同的年龄和 Hf 同位素特征已经在沉积物源区判别方面得到应用. Wu 等^[95]利用锆石年龄和 Hf 同位素特征, 研究了印度河磨拉石中沉积物的来源, 并根据不同层位岩石中碎屑锆石特征变化, 反演了西构造结地区印度与亚洲板块的碰撞时间及区域构造演化. Liang 等^[173]研究了缅甸第三纪盆地上中新世砂岩中的碎屑锆石, 利用其识别出的具有“冈底斯岩基特征”的锆石, 研究了东喜马拉雅地区河流袭夺的历史. 冈底斯岩基花岗岩所具有的独特年龄和 Hf 同位素组成特征, 可以很好地示踪青藏高原的构造隆升与剥蚀历史^[95,173].¹⁾

8 结论

通过对冈底斯岩基花岗岩的总结研究, 本文得出以下几点认识:

(1) 冈底斯岩基岩浆活动具有极为复杂的历史, 可分为中生代 (晚三叠世到白垩纪末)、古新世-始新世(65~41 Ma)、渐新世-中新世(33~13 Ma) 3 个时期, 其中中生代岩浆活动比较连续, 存在晚侏罗世和早白垩世两个峰期.

(2) 中生代岩浆活动受控于新特提斯洋板片的北向俯冲; 古新世-始新世岩浆活动, 是新生代时期新特提斯洋板片俯冲-回转-断离这一连续动力学过程的产物; 渐新世-中新世岩浆活动是碰撞后东西向伸展背景下, 增厚岩石圈对流减薄的产物.

(3) 拉萨地块南缘冈底斯岩基源区为一个晚古生代拼贴的岛弧地体, 其具有明显不同于古老拉萨地块(冈底斯弧背断隆和中冈底斯地区) 的基底特征.

(4) 冈底斯岩基花岗岩具有独特的年代学格架和锆石 Hf 同位素特征, 不同于邻区的花岗岩, 该特征可以作为示踪区域隆升-剥蚀的有效手段.

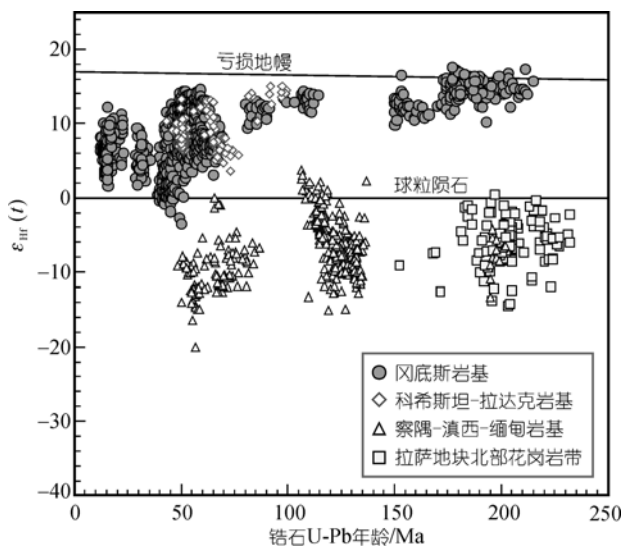


图 10 冈底斯岩基及邻区花岗岩 Hf 同位素特征对比

- 1) 见 851 页脚注 1)
- 2) 见 858 页脚注 1)

致谢 中国科学院地质与地球物理研究所 MC ICP-MS 实验室人员在锆石分析过程中所给予帮助, 李献华研究员热情约稿, 评审专家提出建设性意见, 在此表示感谢。

参考文献

- 1 Searle M P, Windley B F, Coward M P, et al. The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya. *Geol Soc Am Bull*, 1987, 98(6): 678—701[[doi](#)]
- 2 Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2000, 28: 211—280[[doi](#)]
- 3 莫宣学, 董国臣, 赵志丹, 等. 西藏冈底斯带花岗岩的时空分布特征及地壳生长演化信息. *高校地质学报*, 2005, 11(3): 281—290
- 4 潘桂棠, 莫宣学, 侯增谦, 等. 冈底斯造山带的时空结构及演化. *岩石学报*, 2006, 22(3): 521—533
- 5 朱弟成, 潘桂棠, 王立全, 等. 西藏冈底斯带中生代岩浆岩的时空分布和相关问题的讨论. *地质通报*, 2008, 27(9): 1535—1550
- 6 朱弟成, 潘桂棠, 莫宣学, 等. 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*, 2006, 22(3): 534—546
- 7 Chu M F, Chung S L, Song B, et al. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of Southern Tibet. *Geology*, 2006, 34(9): 745—748[[doi](#)]
- 8 Wen D R, Liu D Y, Chung S L, et al. Zircon SHRIMP U-Pb ages of the Gangdese batholith and implications for Neotethyan subduction in southern Tibet. *Chem Geol*, 2008, 252: 191—201[[doi](#)]
- 9 杨经绥, 许志琴, 耿全如, 等. 中国境内可能存在一条新的高压/超高压(?)变质带——青藏高原拉萨地体中发现榴辉岩带. *地质学报*, 2006, 80(12): 1787—1792
- 10 杨经绥, 许志琴, 李天福, 等. 青藏高原拉萨地块中的大洋俯冲型榴辉岩: 古特提斯洋盆的残留? *地质通报*, 2007, 26(10): 1277—1287
- 11 Yang J S, Xu Z Q, Li Z L, et al. Discovery of an eclogite belt in the Lhasa block, Tibet: a new border for Paleo-Tethys? *J Asian Earth Sci*, 2009, 34: 76—89[[doi](#)]
- 12 吴福元, 黄宝春, 叶凯, 等. 青藏高原造山带的垮塌与高原隆升. *岩石学报*, 2008, 24(1): 1—30
- 13 Debon F, Le Fort P, Sheppard S M, et al. The four plutonic belts of the Transhimalaya-Himalaya: a chemical, mineralogical, isotopic, and chronological synthesis along a Tibet-Nepal section. *J Petrol*, 1986, 27: 219—250
- 14 Harris N B W, Xu R H, Lewis C L, et al. Plutonic Rocks of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud. *Phil Trans R Soc Lond*, 1988, A327(1594): 145—146
- 15 耿全如, 潘桂棠, 金振民, 等. 西藏冈底斯带叶巴组火山岩地球化学及成因. *地球科学——中国地质大学学报*, 2005, 30(6): 747—760
- 16 耿全如, 潘桂棠, 王立全, 等. 西藏冈底斯带叶巴组火山岩同位素地质年代. *沉积与特提斯地质*, 2006, 26(1): 1—7
- 17 董彦辉, 许继峰, 曾庆高, 等. 存在比桑日群弧火山岩更早的新特提斯洋俯冲记录么? *岩石学报*, 2006, 22(3): 661—668
- 18 Zhu D C, Pan G T, Chung S L, et al. SHRIMP zircon age and geochemical constraints on the origin of Early Jurassic volcanic rocks from the Yeba Formation, southern Gangdese in south Tibet. *Inter Geol Rev*, 2008, 50: 442—471[[doi](#)]
- 19 李海平, 张满社. 西藏桑日地区桑日群火山岩地球化学特征. *西藏地质*, 1995, (1): 84—92
- 20 姚鹏, 李金高, 王全海, 等. 西藏冈底斯南缘火山-岩浆弧带中桑日群 adakite 的发现及其意义. *岩石学报*, 2006, 22(3): 612—620
- 21 Zhu D C, Zhao Z D, Pan G D, et al. Early Cretaceous subduction-related adakite-like rocks in the Gangdese belt, southern Tibet: products of slab melting and subsequent melt-peridotite interaction? *J Asian Earth Sci*, 2009, 34: 298—309[[doi](#)]
- 22 刘鸿飞. 拉萨地区林子宗火山岩系的划分和时代归属. *西藏地质*, 1993, (2): 15—24
- 23 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 等. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应. *地学前缘*, 2003, 10(3): 135—148
- 24 周肃, 莫宣学, 董国臣, 等. 西藏林周盆地林子宗火山岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代格架. *科学通报*, 2004, 49(20): 2095—2103
- 25 李皓扬, 鍾孙霖, 王彦斌, 等. 藏南林周盆地林子宗火山岩的时代、成因及其地质意义: 锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素证. *岩石学报*, 2007, 23(20): 493—500
- 26 Mo X X, Niu Y L, Dong G C, et al. Contribution of syn-collisional felsic magmatism to continental crust growth: a case study of the Paleogene Linzizong volcanic succession in southern Tibet. *Chem Geol*, 2008, 250: 49—67[[doi](#)]

- 27 Lee H Y, Chung S L, Lo C H, et al. Eocene Neotethyan slab breakoff in southern Tibet inferred from the Linzizong volcanic record. *Tectonophysics*, 2009[[doi](#)]
- 28 Einsele G, Liu B, Durr S, et al. The Xigaze forearc basin: evolution and facies architecture (Cretaceous, Tibet). *Sedi Geol*, 1994, 90: 1—32[[doi](#)]
- 29 Durr S B. Provenance of Xigaze fore-arc basin clastic rocks (Cretaceous, south Tibet). *Geol Soc Am Bull*, 1996, 108: 669—684[[doi](#)]
- 30 常承法, 郑锡瀾. 中国西藏南部珠穆朗玛峰地区地质构造特征. *地质科学*, 1973, (1): 1—12
- 31 常承法, 郑锡瀾. 中国西藏南部珠穆朗玛峰地区地质构造特征以及青藏高原东西向诸山系形成的探讨. *中国科学 A 辑*, 1973, 16(2): 190—201
- 32 金成伟, 周云生. 喜马拉雅和冈底斯弧形山系中的岩浆岩带及其成因模式. *地质科学*, 1978, 13(4): 297—312
- 33 涂光炽, 张玉泉, 赵振华, 等. 西藏南部花岗岩类的特征和演化. *地球化学*, 1981, 10(1): 1—7
- 34 张玉泉, 戴樟谟, 洪阿实. 西藏高原南部花岗岩类同位素地质年代学. *地球化学*, 1981, 10(1): 8—18
- 35 王中刚, 张玉泉, 赵惠兰. 西藏南部花岗岩类的岩石化学研究. *地球化学*, 1981, 10(1): 19—25
- 36 赵振华, 王一先, 钱志鑫, 等. 西藏南部花岗岩类稀土元素地球化学. *地球化学*, 1981, 10(1): 26—35
- 37 王一先, 赵振华, 王中刚. 西藏南部花岗岩类中微量元素的某些地球化学特征. *地球化学*, 1981, 10(1): 49—56
- 38 王俊文, 成忠礼, 桂训唐, 等. 西藏南部某些中酸性岩体的铷-锶同位素研究. *地球化学*, 1981, 10(3): 242—246
- 39 桂训唐, 成忠礼, 王俊文. 西藏拉萨冈底斯岩带中酸性岩类的 Rb-Sr 同位素研究. *地球化学*, 1982, 11(3): 217—225
- 40 中国科学院地质研究所同位素钾-氩年龄组. 西藏南部同位素地质年龄的测定与喜马拉雅运动的分期. *地质科学*, 1979, (1): 13—21
- 41 刘荣谟, 赵定华. 西藏东部中酸性侵入岩同位素年龄讨论. *地质论评*, 1981, 27(4): 326—332
- 42 Tapponnier P, Mercier J L, Armijo R, et al. Field evidence for active normal faulting in Tibet. *Nature*, 1981, 294: 410—414[[doi](#)]
- 43 Maluski H, Proust F, Xiao X C. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating of the trans-Himalayan calc-alkaline magmatism of southern Tibet. *Nature*, 1982, 298: 152—154[[doi](#)]
- 44 Allegre C J, Courtillot V, Tapponnier P, et al. Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt. *Nature*, 1984, 307: 17—22[[doi](#)]
- 45 Schärer U, Xu R H, Allegre C J. U-Pb geochronology of Gangdese (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xigaze region, Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 1984, 69: 311—320[[doi](#)]
- 46 Xu R H, Schärer U, Allegre C J. Magmatism and metamorphism in the Lhasa block (Tibet): a geochronological study. *J Geol*, 1985, 93: 41—57
- 47 Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, et al. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Gangdese batholith, southern Tibet. *Chem Geol*, 2009, 262: 229—245[[doi](#)]
- 48 Harrison T M, Yin A, Grove M, et al. The Zedong Window: a record of superposed Tertiary convergence in southeastern Tibet. *J Geophys Res*, 2000, 105: 19211—19230[[doi](#)]
- 49 McDermid I R C, Aitchison J C, Davis A M, et al. The Zedong terrane: a Late Jurassic intra-oceanic magmatic arc within the Yarlung-Tsangpo suture zone, southeastern Tibet. *Chem Geol*, 2002, 187: 267—277[[doi](#)]
- 50 Mo X X, Dong G C, Zhao Z D, et al. Timing of magma mixing in Gangdise magmatic belt during the India-Asia collision: zircon SHRIMP U-Pb dating. *Acta Geol Sin*, 2005, 79(1): 66—76
- 51 Dong G C, Mo X X, Zhao Z D, et al. Geochronologic constraints on the magmatic underplating of the Gangdese belt in the India-Eurasia collision: evidence of SHRIMP II zircon U-Pb dating. *Acta Geol Sin*, 2005, 79(6): 787—794
- 52 夏斌, 韦振权, 张玉泉, 等. 西藏西部冈仁波齐花岗岩闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义. *地质通报*, 2007, 26(8): 1014—1017
- 53 夏斌, 徐力峰, 张玉泉, 等. 西藏南部谢通门花岗岩闪长岩锆石 SHRIMP 定年及其地质意义. *大地构造与成矿学*, 2008, 32(2): 238—242
- 54 张刚阳, 郑有业, 龚福志, 等. 西藏吉如斑岩铜矿: 与陆陆碰撞过程相关的斑岩成矿时代约束. *岩石学报*, 2008, 24(3): 473—479
- 55 Harris N B W, Xu R H, Lewis C L, et al. Isotope geochemistry of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud. *Phil Trans R Soc Lond*, 1988, A327(1594): 263—285[[doi](#)]
- 56 江万, 莫宣学, 赵崇贺, 等. 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*, 1999, 15(1): 89—97
- 57 许荣华. 花岗岩类和变质岩的年代学和同位素研究. 见: 刘国惠, 金成伟, 王富宝, 等, 主编. 西藏变质岩及火成岩. *地质专报(三): 喜马拉雅岩石圈构造演化*. 北京: 地质出版社, 1990. 287—321
- 58 黄怀曾, 王松平, 黄路桥, 等. 亚东-格尔木岩石圈地质断面综合研究——青藏高原岩浆活动及岩石圈演化. 北京: 地质出版社, 1993

- 59 刘振声, 王洁民. 青藏高原南部花岗岩地质地球化学. 成都: 四川科学技术出版社, 1994
- 60 Chung S L, Chu M F, Zhang Y Q, et al. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth Sci Rev*, 2005, 68: 173—196[[doi](#)]
- 61 董国臣, 莫宣学, 赵志丹, 等. 西藏冈底斯南带辉长岩及其所反映的壳幔作用信息. *岩石学报*, 2008, 24(2): 203—210
- 62 Chung S L, Liu D Y, Ji J Q, et al. Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 2003, 31(11): 1021—1024[[doi](#)]
- 63 Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, et al. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 220: 139—155[[doi](#)]
- 64 芮宗瑶, 李光明, 张立生, 等. 西藏斑岩铜矿对重大地质事件的响应. *地学前缘*, 2004, 11(1): 145—152
- 65 侯增谦, 曲晓明, 杨竹森, 等. 青藏高原碰撞造山带: III. 后碰撞伸展成矿作用. *矿床地质*, 2006, 25(6): 629—651
- 66 Quidelleur X, Grove M, Lovera O M, et al. Thermal evolution and slip history of the Renbu Zedong Thrust, southeastern Tibet. *J Geophys Res*, 1997, 102(B2): 2659—2679
- 67 Wen D R, Chung S L, Song B, et al. Late Cretaceous Gangdese intrusions of adakitic geochemical characteristics, SE Tibet: petrogenesis and tectonic implications. *Lithos*, 2008, 105: 1—11[[doi](#)]
- 68 林武, 梁华英, 张玉泉, 等. 冈底斯铜矿带冲江含矿斑岩的岩石化学及锆石 SHRIMP 年龄特征. *地球化学*, 2004, 33(6): 585—592
- 69 王亮亮, 莫宣学, 李冰, 等. 西藏驱龙斑岩铜矿含矿斑岩的年代学与地球化学. *岩石学报*, 2006, 22(4): 1001—1008
- 70 莫济海, 梁华英, 喻亨祥, 等. 冈底斯斑岩铜矿带冲江及驱龙含矿斑岩体锆石 ELA-ICP-MS 及 SHRIMP 定年对比研究. *大地构造与成矿学*, 2006, 30(4): 504—509
- 71 张宏飞, 徐旺春, 郭建秋, 等. 冈底斯南缘变形花岗岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成: 新特提斯洋早侏罗世俯冲作用的证据. *岩石学报*, 2007, 23(6): 1347—1353
- 72 曲晓明, 辛洪波, 徐文艺. 三个锆石 U-Pb SHRIMP 年龄对雄村特大型铜金矿床容矿火成岩时代的重新厘定. *矿床地质*, 2007, 26(5): 512—518
- 73 杨志明, 侯增谦, 夏代详, 等. 西藏驱龙铜矿西部斑岩与成矿关系的厘定: 对矿床未来勘探方向的重要启示. *矿床地质*, 2008, 27(1): 28—36
- 74 Irvine T N, Baragar W R A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad J Earth Sci*, 1971, 8: 523—548
- 75 Rickwood P C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 1989, 22: 247—263[[doi](#)]
- 76 Gao Y F, Hou Z Q, Kamber B S, et al. Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism. *Contrib Mineral Petrol*, 2007, 153: 105—120[[doi](#)]
- 77 Guo Z F, Wilson M, Liu J Q, et al. Post-collisional, adakites in south Tibet: products of partial melting of subduction-modified lower crust. *Lithos*, 2007, 96: 205—224[[doi](#)]
- 78 董国臣, 莫宣学, 赵志丹, 等. 冈底斯岩基岩中段岩浆混合作用: 来自花冈杂岩的证据. *岩石学报*, 2006, 22(4): 835—844
- 79 Chappell B W, White A J R. Two contrasting granite types. *Pacific Geol*, 1974, 8: 173—174
- 80 Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P, ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1984. 63—114
- 81 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, ed. *Magmatism in Ocean Basins*. London: Geological Society Publication, 1989. 313—345
- 82 Kay R W, Kay S M. Andean adakites: three ways to make them. *Acta Petrol Sin*, 2002, 18(3): 303—311
- 83 Mantle G W, Collins W J. Quantifying crustal thickness variations in evolving orogens: correlation between arc basalt composition and Moho depth. *Geology*, 2008, 36(1): 87—90[[doi](#)]
- 84 Xiong X L. Trace element evidence for growth of early continental crust by melting of rutile-bearing hydrous eclogite. *Geology*, 2006, 34(11): 945—948[[doi](#)]
- 85 Jahn B M, Wu F Y, Hong D W. Important crustal growth in the Phanerozoic: isotopic evidence of granitoids from East-Central Asia. *Proc Indian Acad Sci (Earth Planet Sci)*, 2000, 109: 5—20
- 86 许荣华, 金成伟. 西藏曲水岩基的时代研究. *地质科学*, 1984, (4): 414—422
- 87 李献华, 桂训唐, 刘菊英. 西藏曲水岩基的 Pb、Sr 同位素组成及其三元混成成因模式. *地球化学*, 1987, (1): 60—66
- 88 胡瑞忠, 于津生, 桂训唐. 西藏曲水岩基成因的 Sr、O 同位素制约. *科学通报*, 1991, 36(15): 1169—1171
- 89 Mo X X, Hou Z Q, Niu Y L, et al. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision: evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet. *Lithos*, 2007, 96: 225—242[[doi](#)]
- 90 张双全. 西藏冈底斯中段拉萨地区中新世代火山岩特征及反演的青藏高原岩石圈演化的深部信息. 博士学位论文. 北京: 中国地质大学, 1996

- 91 董国臣. 西藏林周盆地林子宗火山岩及其反演的印度-欧亚大陆碰撞过程. 博士学位论文. 北京: 中国地质大学, 2002
- 92 吴福元, 李献华, 郑永飞, 等. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用. 岩石学报, 2007, 23(2): 185—220
- 93 Kinny P D, Maas R. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. In: Hanchar J M, Hoskin P W O, eds. Zircon. Rev Mineral Geochem, 2003, 53(1): 327—341[[doi](#)]
- 94 Kemp A I S, Hawkesworth C J, Paterson B A, et al. Episodic growth of the Gondwana supercontinent from hafnium and oxygen in zircon. Nature, 2006, 439: 580—583[[doi](#)]
- 95 Wu F Y, Clift P D, Yang J H. Zircon Hf isotopic constraints on the sources of the Indus Molasse, Ladakh Himalaya, India. Tectonics, 2007, 26: TC2014[[doi](#)]
- 96 Yang J H, Wu F Y, Wilde S A, et al. Tracing magma mixing in granite genesis: *in situ* U-Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons. Contrib Mineral Petrol, 2007, 153: 177—190[[doi](#)]
- 97 Najman Y. The detrital record of orogenesis: a review of approaches and techniques used in the Himalayan sedimentary basins. Earth Sci Rev, 2006, 74: 1—72
- 98 Klootwijk C T, Gee J S, Peirce J W, et al. An early India-Asia contact: paleomagnetic constraints from Ninetyeast Ridge, ODP Leg 121. Geology, 1992, 20: 395—398[[doi](#)]
- 99 Patriat P, Achache J. Indian-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. Nature, 1984, 311: 615—621[[doi](#)]
- 100 Klootwijk C T, Conaghan P J, Nazirullah R, et al. Further palaeomagnetic data from Chitral (Eastern Hindukush): evidence for an early India-Asia contact. Tectonophysics, 1994, 237: 1—25[[doi](#)]
- 101 Klootwijk C T, Peirce J W. India's and Australia's pole path since the late Mesozoic and the India-Asia collision. Nature, 1979, 282: 605—607[[doi](#)]
- 102 Patzelt A, Li H M, Wang J D, et al. Paleomagnetism of Cretaceous to Tertiary sediments from southern Tibet: evidence for the extent of the northern margin of India prior to the collision with Eurasia. Tectonophysics, 1996, 259: 259—284[[doi](#)]
- 103 Clift P D. Comment on 'Palynological evidence for the Palaeocene evolution of the forearc basin, Indus Suture Zone, Ladakh, India' by R. Upadhyay, Ram-Awatar, R. K. Kar and A. K. Sinha. Terra Nova, 2005, 17: 196—200[[doi](#)]
- 104 Searle M P, Cooper D J W, Rex A J. Collision tectonics of the Ladakh-Zaskar Himalaya. Phil Trans R Soc London, 1988, 326(A): 117—150[[doi](#)]
- 105 Le Fort P. The Himalayan orogenic segment. In: Sengor A M C, ed. Tectonic Evolution of the Tethyan Region. Berlin: Kluwer Academic Publisher, 1989. 289—386
- 106 Beck R A, Burbank D W, Sercombe W J, et al. Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia. Nature, 1995, 373: 55—58[[doi](#)]
- 107 Ding L, Kapp P, Wan X Q. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south central Tibet. Tectonic, 2005, 24: TC3001[[doi](#)]
- 108 Searle M P, Noble S R, Cottle J M, et al. Structure of the North Indian continental margin in the Ladakh-Zaskar Himalayas: implications for the timing of obduction of the Spontang ophiolite, India-Asia collision and deformation events in the Himalaya. Geol Mag, 1997, 134: 297—316[[doi](#)]
- 109 Corfield R I, Watts A B, Searle M P. Subsidence history of the north Indian continental margin, Zaskar-Ladakh Himalaya, NW India. J Geol Soc London, 2005, 162: 135—146[[doi](#)]
- 110 Gaetani M, Garzanti E. Multicyclic history of the northern India continental margin (northwestern Himalaya). Am Assoc Pet Geol Bull, 1991, 75: 1427—1446
- 111 Rowley D. Age of initiation of collision between India and Asia: a review of stratigraphic data. Earth Planet Sci Lett, 1996, 145: 1—13[[doi](#)]
- 112 Rowley D. Minimum age of initiation of collision between India and Asia north of Everest based on the subsidence history of the Zhepure Mountain section. J Geol, 1998, 106: 229—235
- 113 Willems H, Zhou Z, Zhang B, et al. Stratigraphy of the upper Cretaceous and Lower Tertiary strata in the Tethyan Himalayas of Tibet (Tingri area, China). Geol Rundsch, 1996, 85: 723—754[[doi](#)]
- 114 Wan X, Ding L. Discovery of the latest Cretaceous planktonic foraminifera from Gyirong of southern Tibet and its chronostratigraphic significance. Acta Palaeontol Sin, 2002, 41: 89—95
- 115 Zhu B, Kidd W S F, Rowley D, et al. Age of initiation of the India-Asia collision in the east-central Himalaya. J Geol, 2005, 113: 265—285[[doi](#)]
- 116 Dewey J F, Cande S, Pitman III W C. Tectonic evolution of the India/Eurasia collision zone. Eclogae Geol Helv, 1989, 82: 717—734
- 117 Le Fort P. Evolution of the Himalaya. In: Yin A, Harrison T M, eds. The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge: Cambridge University Press, 1996. 95—109

- 118 Tonarini S, Villa I, Oberli F, et al. Eocene age of eclogite metamorphism in the Pakistan Himalaya: implications for India-Eurasian collision. *Terra Nova*, 1993, 5: 13—20[[doi](#)]
- 119 de Sigoyer J, Chavagnac V, Blichert-Toft J, et al. Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: multichronology of the Tso Moriri eclogites. *Geology*, 2000, 28: 487—490[[doi](#)]
- 120 Ducea M N, Lutkov V, Minaev V T, et al. Building the Pamirs: the view from the underside. *Geology*, 2003, 21: 849—852[[doi](#)]
- 121 Kaneko Y, Katayama I, Yamamoto H, et al. Timing of Himalayan ultrahigh-pressure metamorphism: sinking rate and subduction angle of the Indian continental crust beneath Asia. *J Metamorph Geol*, 2003, 21: 589—599[[doi](#)]
- 122 Leech M L, Singh S, Jain A K, et al. 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*, 2005, 234: 83—97[[doi](#)]
- 123 Parrish R R, Gough S J, Searle M P, et al. Plate velocity exhumation of ultrahigh-pressure eclogites in the Pakistan Himalaya. *Geology*, 2006, 34: 989—992[[doi](#)]
- 124 Ding L, Zhong D L, Yin A, et al. Cenozoic structural and metamorphic evolution of the eastern Himalaya syntaxis (Namche Barwa). *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 192: 423—438[[doi](#)]
- 125 Aitchison J C, Ba D Z, Davis A M, et al. Remnants of a Cretaceous intra-oceanic subduction system within the Yarlung-Zangbo suture (southern Tibet). *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 183: 231—244[[doi](#)]
- 126 Aitchison J C, Abrajevitch A, Ali J R, et al. New insights into the evolution of the Yarlung Tsangpo suture zone, Xizang (Tibet), China. *Episodes*, 2002, 25: 90—94
- 127 Aitchison J C, Davis A M, Ali J R, et al. Stratigraphic and sedimentological constraints on the age and tectonic evolution of the Neotethyan ophiolites along the Yarlung Tsangpo suture zone, Tibet. In: Dilek Y, Robinson R T, eds. *Ophiolites in Earth History*. *Geol Soc Spec Publ*, 2003, 218: 147—164[[doi](#)]
- 128 Aitchison J C, Ali J R, Davis A M. When and where did India and Asia collide? *J Geophys Res*, 2007, 112: B05423[[doi](#)]
- 129 Aitchison J C, Davis A M. Evidence for the multiphase nature of the India-Asia collision from the Yarlung Tsangpo suture zone, Tibet. In: Malpas J G, Fletcher C J N, Ali J R, et al, eds. *Aspects of the Tectonic Evolution of China*. *Geol Soc London Spec Publ*, 2004, 226: 217—233[[doi](#)]
- 130 Garzanti, E. Comment on “When and where did India and Asia collide?” by Jonathan C. Aitchison, Jason R. Ali, and Aileen M. Davis. *J Geophys Res*, 2008, 113: B04411[[doi](#)]
- 131 Murphy M A, Yin A, Durr S B. Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau? *Geology*, 1997, 25(8): 719—722[[doi](#)]
- 132 Kapp P, DeCelles P G, Gehrels G E, et al. Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet. *GSA Bull*, 2007, 119(7-8): 917—932[[doi](#)]
- 133 丁林, 来庆州. 冈底斯地壳碰撞前增厚及隆升的地质证据: 岛弧拼贴对青藏高原隆升及扩展历史的制约. *科学通报*, 2003, 48(8): 836—842
- 134 Coulon C, Maluski H, Bollinger C, et al. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating, petrological characteristics and geodynamical significance. *Earth Planet Sci Lett*, 1986, 79: 281—302[[doi](#)]
- 135 Zhang K J, Xia B D, Wang G M, et al. Early Cretaceous stratigraphy, depositional environments, sandstone provenance, and tectonic setting of central Tibet, western China. *GSA Bull*, 2004, 116(9-10): 1202—1222[[doi](#)]
- 136 Kapp P, Yin A, Harrison, T M, et al. Cretaceous-Tertiary shortening, basin development, and volcanism in central Tibet. *GSA Bull*, 2005, 117(7-8): 865—878[[doi](#)]
- 137 李才, 王天武, 李惠民, 等. 冈底斯地区发现印支期巨斑花岗岩闪长岩——古冈底斯造山的存在证据. *地质通报*, 2003, 22(5): 364—366
- 138 张宏飞, 徐旺春, 郭建秋, 等. 冈底斯印支期造山事件: 花岗岩类锆石 U-Pb 年代学和岩石成因证据. *地球科学——中国地质大学学报*, 2007, 32(2): 155—166
- 139 和钟铨, 杨德明, 郑长青, 等. 冈底斯带门巴花岗岩同位素测年及其对新特提斯洋俯冲时代的约束. *地质论评*, 2006, 52(1): 100—106
- 140 朱弟成, 莫宣学, 赵志丹, 等. 西藏冈底斯带措勤地区则弄群火山岩锆石 U-Pb 年代学格架及构造意义. *岩石学报*, 2008, 24(3): 401—412
- 141 朱弟成, 莫宣学, 赵志丹, 等. 西藏南部二叠纪和早白垩世构造岩浆作用与特提斯演化: 新观点. *地学前缘*, 2009, 16(2): 1—20
- 142 康志强, 许继峰, 董彦辉, 等. 拉萨地块中北部白垩纪则弄群火山岩: Slainajap 洋南向俯冲的产物? *岩石学报*, 2008, 24(2): 303—314
- 143 康志强, 许继峰, 王保弟, 等. 拉萨地块北部白垩纪多尼组火山岩的地球化学: 形成的构造环境. *地球科学*, 2009, 34(1): 89—104
- 144 Davies J H, von Blanckenburg F. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planet Sci Lett*, 1995, 129: 85—102[[doi](#)]

- 145 van de Zedde D M A, Wortel M J R. Shallow slab detachment as a transient source of heat at midlithospheric depths. *Tectonics*, 2001, 20(6): 868—882[[doi](#)]
- 146 Turner S, Hawkesworth C, Liu J, et al. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 1993, 364: 50—54[[doi](#)]
- 147 Turner S, Arnaud N, Liu J, et al. Postcollision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *J Petrol*, 1996, 37: 45—71[[doi](#)]
- 148 Williams H M, Turner S, Kelley S, et al. Age and composition of dikes in Southern Tibet: new constraints on the timing of east-west extension and its relationship to postcollisional volcanism. *Geology*, 2001, 29: 339—342[[doi](#)]
- 149 Williams H M, Turner S, Pearce G A, et al. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse element modeling. *J Petrol*, 2004, 45: 555—607[[doi](#)]
- 150 Ding L, Kapp P, Zhong D, et al. Cenozoic volcanism in Tibet: evidence for a transition from oceanic to continental subduction. *J Petrol*, 2003, 44(10): 1833—1865[[doi](#)]
- 151 赵志丹, 莫宣学, Sebastien N, 等. 青藏高原拉萨地块碰撞后超钾质岩石的时空分布及其意义. *岩石学报*, 2006, 22(4): 787—794
- 152 Bird P. Continental delamination and the Colorado Plateau. *J Geophys Res*, 1979, 84: 7561—7571
- 153 Houseman G A, McKenzie D P, Molnar P. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *J Geophys Res*, 1981, 86(B7): 6115—6132[[doi](#)]
- 154 Miller C, Schuster R, Klotzli U, et al. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *J Petrol*, 1999, 40(9): 1399—1424[[doi](#)]
- 155 Kohn M, Parkinson C D. Petrologic case for Eocene slab breakoff during the Indo-Asian collision. *Geology*, 2002, 30: 591—594[[doi](#)]
- 156 DeCelles P G, Robinson D M, Zandt G. Implications of shortening in the Himalayan fold-thrust belt for uplift of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 2002, 21(6): 1062[[doi](#)]
- 157 Maheo G, Guillot S, Blichert-Toft J, et al. A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of South Karakorum and South Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 195: 45—58[[doi](#)]
- 158 朱杰, 刘早学, 杜远生, 等. 拉孜县幅地质调查新成果及主要进展. *地质通报*, 2004, 23(5-6): 471—474
- 159 朱杰, 杜远生, 刘早学, 等. 西藏雅鲁藏布江缝合带中段中生代放射虫硅质岩成因及其大地构造意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2005, 35(12): 1131—1139
- 160 郝来林, 廖光宇, 耿全如, 等. 墨脱县幅地质调查新成果及主要进展. *地质通报*, 2004, 23(5-6): 458—462
- 161 Gutscher M A, Maury R, Eissen J P, et al. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, 2000, 28(6): 535—538[[doi](#)]
- 162 Kay S M, Abbruzzi J M. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean “flat-slab” between 30°S and 32°S. *Tectonophysics*, 1996, 259(1-3): 15—28[[doi](#)]
- 163 Dewey J F, Shackelton R M, Chang C F, et al. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. *Phil Trans R Soc Lond*, 1988, A327: 379—413[[doi](#)]
- 164 Pearce J A, Mei H. Volcanic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse Lhasa to Golmud. *Phil Trans R Soc Lond*, 1988, A327: 203—213[[doi](#)]
- 165 Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrol*, 1984, 25(4): 956—983
- 166 杨学明, 杨晓勇, 陈双喜. 岩石地球化学. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 2000
- 167 邱瑞照, 邓晋福, 周肃, 等. 青藏高原中生代花岗岩 Sr, Nd 同位素研究. *地球学报*, 2003, 24(6): 611—617
- 168 耿全如. 西藏冈底斯晚古生代火山岩岩石学、地球化学及其大地构造意义. 博士学位论文. 北京: 中国地质大学, 2007
- 169 王立全, 潘桂堂, 朱弟成, 等. 西藏冈底斯带石炭纪-二叠纪岛弧造山作用: 火山岩和地球化学证据. *地质通报*, 2008, 27(9): 1509—1534
- 170 Schaltegger U, Zeilinger G, Frank M, et al. Multiple mantle sources during island arc magmatism: U-Pb and Hf isotopic evidence from the Kohistan arc complex, Pakistan. *Terra Nova*, 2002, 14: 461—468[[doi](#)]
- 171 Heuberger S, Schaltegger U, Burg J P, et al. Age and isotopic constraints on magmatism along the Karakoram-Kohistan Suture Zone, NW Pakistan: evidence for subduction and continued convergence after India-Asia collision. *Swiss J Geosci*, 2007, 100: 85—107[[doi](#)]
- 172 Ravikant V, Wu F Y, Ji W Q. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Cretaceous-Tertiary granites in eastern Karakoram and Ladakh, India. *Lithos*, 2009, 110: 153—166[[doi](#)]
- 173 Liang Y H, Chung S L, Liu D Y, et al. Detrital zircon evidence from Burma for reorganization of the eastern Himalaya river system. *Am J Sci*, 2008, 308: 618—638[[doi](#)]
- 174 Chiu H Y, Chung S L, Wu F Y, et al. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints from eastern Transhimalayan batholiths on the precollisional magmatic and tectonic evolution in southern Tibet. *Tectonophysics*, 2009[[doi](#)]