

藏北白垩纪构造演化与铜金成矿作用

柏佳伟¹, 范建军^{1*}, 侯鑫雨¹, 张博川¹, 孙思霖¹, 王洋¹, 吕峻浦¹

¹ 吉林大学地球科学学院, 吉林长春 130061

摘要: 藏北白垩纪构造演化存在较大争议, 严重制约了高原隆升和藏北世界级规模铜金资源成矿背景的准确认识。为重建藏北白垩纪演化, 本文对藏北西部吉普三队、松西和日土岩浆岩开展了综合研究。结果显示, 吉普三队和松西岩浆岩分别形成于~120 和~110 Ma, 均为 I 型高钾钙碱性花岗岩, 经历了复杂的熔融、同化、储存、均一化过程, 是中特提斯洋俯冲作用的产物。日土岩浆岩形成于~90 Ma, 为富 Nb 型辉长岩和 A 型花岗岩组成的双峰式岩浆作用, 是造山后伸展事件的产物。从 120–110 Ma 至~90 Ma, 藏北西部经历了由俯冲向碰撞转变的洋陆转换过程。利用壳源岩浆岩反演其形成时的地壳厚度和壳源物质贡献度的结果表明, 藏北西部在 160–100 Ma 具有正常的陆壳厚度 (~30 km), 但~100 Ma 之后, 地壳明显增厚, ~90 Ma 时, 地壳厚度 (~60 km) 已超现今伊朗高原。~110 Ma 时, 地壳物质贡献度达到峰值, 预示着初始碰撞。综合上述研究, 结合区域晚白垩世磨拉石和混杂岩资料, 本文提出中特提斯洋在白垩纪经历了从东向西的穿时洋陆转换, 其中藏北西部洋陆转换发生在 110–96 Ma。中特提斯洋闭合后, 拉萨-羌塘碰撞导致了藏北显著的地壳加厚和地表隆升, 其隆升规模至少堪比现今的伊朗高原。穿时洋陆转换及造山过程促使岩浆熔体氧逸度的升高, 为藏北巨量铜金资源富集成矿创造了有利条件。本研究从岩浆岩角度重建了藏北白垩纪洋陆转换与造山过程, 为造山带形成演化和成矿作用研究提供了经典实例。

关键词 藏北; 班公湖-怒江缝合带; 白垩纪构造演化; 拉萨-羌塘碰撞; 铜金成矿作用

中图分类号: P548

收稿日期: 2025-09-22

Cretaceous Tectonic Evolution and Cu–Au Metallogensis in Northern Tibet

BAI Jia-Wei¹, FAN Jian-Jun^{1*}, HOU Xin-Yu¹, ZHANG Bo-Chuan¹, SUN Si-Lin¹, WANG Yang¹, LV Jun-Pu¹

¹College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun, Jilin 130061, China

Abstract: The Cretaceous tectonic evolution of northern Tibet remains highly controversial, significantly constraining our understanding of plateau uplift and the metallogenic background of world-class Cu–Au resources in this region. To reconstruct the Cretaceous evolution of northern Tibet, we conducted an integrated study on magmatic rocks from Jipusandui, Songxi, and Rutog in western Northern Tibet. Results indicate that the Jipusandui (~120 Ma) and Songxi (~110 Ma) intrusions are I-type high-K calc-alkaline granites that underwent complex processes of melting, assimilation, storage, and homogenization, representing products of Meso-Tethys Ocean subduction. The Rutog magmatic rocks (~90 Ma) is characterized by a bimodal volcanic association composed

基金项目: 国家自然科学基金 (No. 42572261)、中央引导地方科技发展资金项目 (No. XZ202401YD0006) 和吉林大学研究生创新基金资助项目 (No. 2025CX228)。

第一作者简介: 柏佳伟 (1996–), 男, 博士研究生, 地质学专业, 主要从事青藏高原中特提斯洋构造演化研究; ORCID: 0009-0004-0299-9265; E-mail: bjwcc259@163.com

***通讯作者:** 范建军, ORCID: 0000-0001-5298-7562; E-mail: fanjj03@163.com

of Nb-enriched gabbro and A-type granite, reflecting post-orogenic extensional tectonics. From 120–110 Ma to ~90 Ma, western Northern Tibet experienced an ocean–continent transition from subduction to collision. Inversion of crustal thickness and crustal contributions based on crust-derived magmas reveals that the crust of western Northern Tibet maintained a normal thickness (~30 km) during 160–100 Ma, but significantly thickened after ~100 Ma, reaching ~60 km by ~90 Ma—exceeding the present-day Iranian Plateau. The peak contribution of crustal materials at ~110 Ma suggests the onset of initial collision. Synthesizing results with regional Late Cretaceous molasse and *mélange* records, we propose that the Meso-Tethys Ocean underwent a diachronous ocean–continent transition from east to west during the Cretaceous, with the transition in western Northern Tibet occurring between 110 and 96 Ma. Following the closure of the Meso-Tethys Ocean, the Lhasa–Qiangtang collision resulted in pronounced crustal thickening and surface uplift, with an uplift magnitude at least comparable to that of the modern Iranian Plateau. This diachronous ocean–continent transition and subsequent orogenesis elevated the oxygen fugacity of magmatic systems, thereby creating favorable conditions for the enrichment and metallogenesis of giant Cu–Au resources in northern Tibet. From the perspective of magmatic records, this study reconstructs the Cretaceous ocean–continent transition and orogenic processes in northern Tibet, providing a representative case study for understanding the orogenesis and metallogenesis in collisional orogens.

藏北班公湖-怒江缝合带, 作为特提斯构造域中地质记录保存最复杂的缝合带之一, 记录了中特提斯洋形成、演化及消亡的整个过程(Yin and Harrison, 2000; Fan *et al.*, 2021, 2024a; Hao *et al.*, 2025)。近年来, 在藏北班公湖-怒江缝合带及两侧新发现了大量不同类型的白垩纪岩浆岩(李世民, 2018; Li *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2020), 厘定了多套白垩纪不同沉积环境的沉积岩和不同构造属性的沉积不整合(陈国荣等, 2004; Kapp *et al.*, 2007; 刘文等, 2019; 吴建亮等, 2021; Luo *et al.*, 2021, 2022; Fan *et al.*, 2024a, b; Ma *et al.*, 2024), 勘查了大量成矿期为白垩纪、成矿潜力巨大的铜金等多金属矿产资源(如早白垩世多龙超大型铜金矿集区、晚白垩世尕尔穷和嘎拉勒大型-超大型铜金矿床等; Zhang *et al.*, 2015; 唐菊兴等, 2017, 2024; 张志等, 2017; Lin *et al.*, 2019; Wang *et al.*, 2019; Liu *et al.*, 2024), 使得藏北白垩纪构造演化的研究成为了青藏高原, 乃至整个东特提斯构造域研究的热点之一。对藏北白垩纪构造演化开展深入研究, 不但可以探讨不同类型岩浆岩和沉积岩的成因与大地构造联系, 丰富和发展岩石成因理论, 还可以验证和新建成矿模型, 指导区域找矿。

关于藏北白垩纪构造演化, 前人提出了多种模型, 主要包括(1)陆陆碰撞模型: 自20世纪80年代以来, 东巧上侏罗统-下白垩统沙木罗组和东巧组等与蛇绿岩和木嘎岗日岩群之间不整合(陈国荣等, 2004; Zhu *et al.*, 2016; 宋博文等, 2025)等的发现、少量早白垩世早期增厚地壳来源的岩浆岩等的报道(Allègre *et al.*, 1984)以及尼玛地区早白垩世海相地层向非海相地层的转变等(Kapp *et al.*, 2007), 使得人们普遍认为中特提斯洋在晚侏罗世-早白垩世早期以前已经消亡(Allègre *et al.*, 1984; 陈国荣等, 2004; Kapp *et al.*, 2007; Zhu *et al.*, 2016; 曲晓明等, 2012; Hu *et al.*, 2017b, 2022; Wang *et al.*, 2020), 甚至有的学者提出, 中特提斯洋可能在中侏罗世已经关闭(王建平, 2003; Ma *et al.*, 2017; Sun *et al.*, 2019), 藏北班公湖-怒江缝合带及两侧在白垩纪处于大洋闭合后陆-陆造山阶段。(2)洋陆转换(指由大洋俯冲向大陆碰撞转换)模型: 随着早白垩世洋岛型岩石组合的陆续发现并被解释为古洋岛残片或古洋底高原(朱弟成等, 2006; 张硕等, 2014; Fan *et al.*, 2018, 2021, 2024b; Hao *et al.*, 2019), 以及复理石沉积(Fan *et al.*, 2015; 曾禹人等, 2016; Luo *et al.*, 2020, 2021, 2022)、蛇绿岩(Liu *et al.*, 2014; Bai *et al.*, 2024a)和少量早白垩世硅质岩(刘庆宏等, 2004)等的报道, 有的学者提出中特提斯洋持续演化至早白垩世早-中期, 并在早白垩世晚期-晚白垩世处于洋陆转换阶段(朱弟成等, 2006; 张硕等, 2014; Liu *et al.*, 2014; Fan *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2016; Hao *et al.*, 2016; Liu *et al.*, 2018; Wu *et al.*, 2019; 吴浩等, 2024; 周高宇等, 2024; Xiao *et al.*, 2025)。

藏北白垩纪构造演化的争议, 不仅制约了对青藏高原中生代构造演化, 尤其是中特提斯洋闭合后, 拉萨-羌塘碰撞造成的白垩纪初始高原隆升过程的准确认识, 同时也阻碍了藏北世界级规模铜金等矿产资源成矿地质背景、成矿规律及下一步找矿工作的深入研究。白垩纪岩浆岩在藏北广泛分布, 是中特提斯洋俯冲、闭合和陆陆碰撞过程的忠实记录者(Zhu *et al.*, 2016; Li *et al.*, 2018; Hu *et al.*, 2022; Bai *et al.*, 2024b; Fan *et al.*, 2024a; Sun *et al.*, 2025), 尤其是在藏北西部, 连续分布着多期次白垩纪岩浆岩, 是揭示和重建藏北白垩纪构造演化的

“关键窗口”。本文基于藏北西部吉普三队、松西和日土地区识别的~120 和~110 Ma 花岗闪长岩、~90 Ma 辉长岩与花岗闪长岩详细的岩石学、全岩地球化学、锆石 U-Pb 和 Sr-Nd-Hf 同位素分析, 结合沉积-岩浆岩资料, 重建了藏北白垩纪从大洋俯冲到大陆碰撞过程, 并分析了该过程对区域巨量铜金矿产资源富集成矿的影响。本研究多角度证实了藏北白垩纪洋陆转换模型, 对恢复中特提斯洋汇聚消亡过程、揭示其对资源效应的影响、以及解析青藏高原早期隆升历史具有重要意义。

1. 地质背景

西藏位于特提斯构造域东段, 经历了古、中和新等多阶段特提斯洋的形成演化 (Yin and Harrison, 2000)。不同阶段特提斯洋的闭合在西藏上形成了金沙江缝合带、龙木措-双湖-澜沧江缝合带、班公湖-怒江缝合带和雅鲁藏布江缝合带 (图 1; Zhu *et al.*, 2011, 2016; Fan *et al.*, 2023, 2024a, b; Zhang *et al.*, 2023; Sun *et al.*, 2025; 张克信等, 2025), 其中班公湖-怒江缝合带位于西藏北部, 夹持于拉萨地体和南羌塘地体之间 (Fan *et al.*, 2018, 2024b), 主要由蛇绿岩、洋岛残片和木嘎岗日岩群复理石建造组成 (Li *et al.*, 2019; Fan *et al.*, 2024a; 范建军等, 2025)。侏罗-白垩纪岩浆岩广泛分布于班公湖-怒江缝合带及其两侧, 依据时代, 这些岩浆岩可进一步划分为中晚侏罗世和白垩纪两个主要形成期, 二者存在 150~130 Ma 的岩浆间歇 (Li *et al.*, 2018; Hu *et al.*, 2022)。

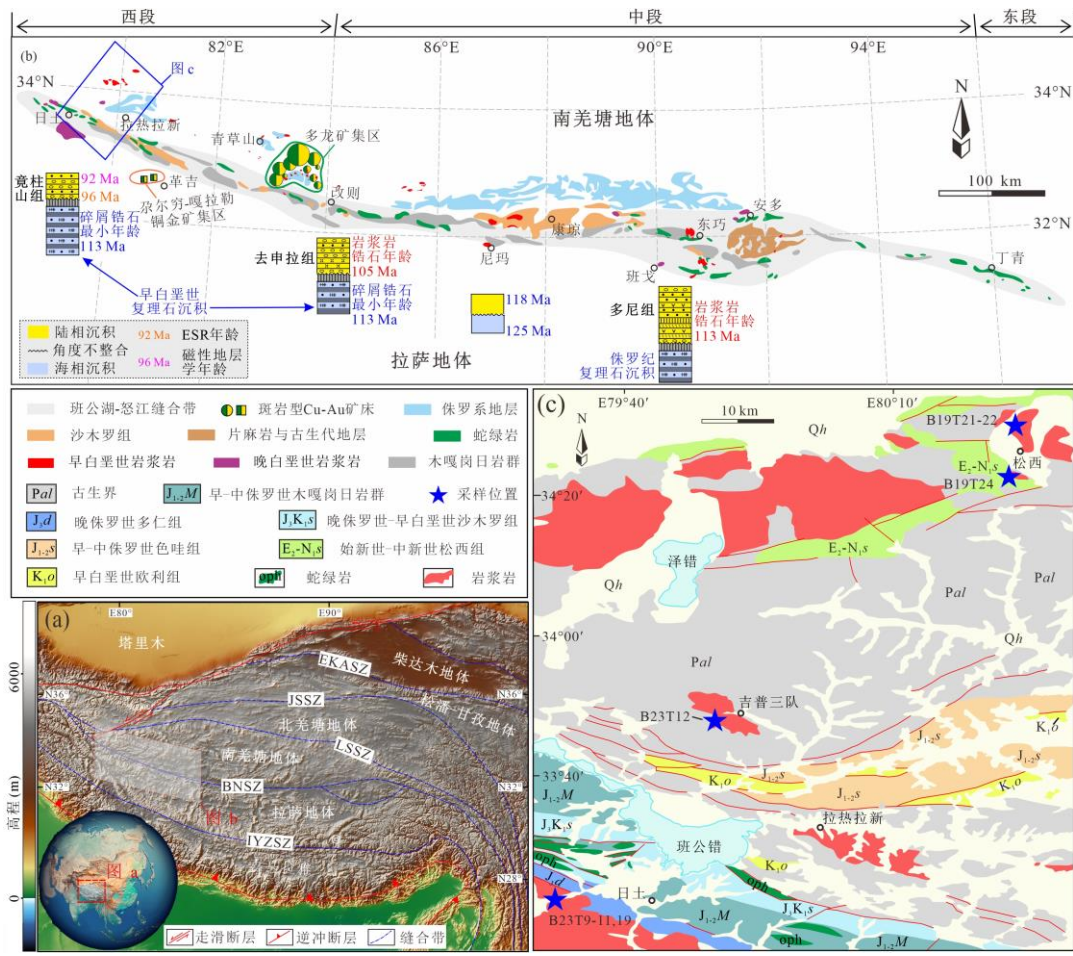


图 1 (a) 西藏及邻区构造格架简图 (修改自 Fan *et al.* 2024a), (b) 藏北西部地质简图 (修改自 Hu *et al.*,

Fig. 1 (a) Tectonic framework of the Tibet, modified after Fan *et al.*(2024a). (b) Simplified geological map of the western segment of the Bangong-Nujiang Suture Zone in northern Tibet(revised from Hu *et al.*, 2022 and Zhang *et al.*, 2023). (c) Simplified geological map of the studied area, Songxi, Jipusandui and Rutog area.

研究区位于藏北西部日土-松西一带，横跨拉萨地体、班公湖-怒江缝合带和南羌塘地体三个大地构造单元。研究区中生代岩浆-沉积岩广泛发育，其中中生代沉积岩包括拉萨地体上侏罗统滨浅海相多仁组的细粒石英砂岩（欧阳克贵等，2005；谢国刚等，2010；张克信等，2025），班公湖-怒江缝合带侏罗系半深海-深海相木嘎岗日岩群的薄层砂页岩互层沉积、上侏罗-下白垩统半深海-滨浅海相沙木罗组钙质砂页岩和灰岩（陈国荣等，2004；Luo *et al.*, 2020, 2022；罗安波等，2022），南羌塘地体上中侏罗统半深海-浅海相色哇组砂页岩和灰岩、下白垩统海陆过渡相欧利组砂泥岩和灰岩（谢国刚等，2010；崔玉良等，2016；张克信等，2025）。

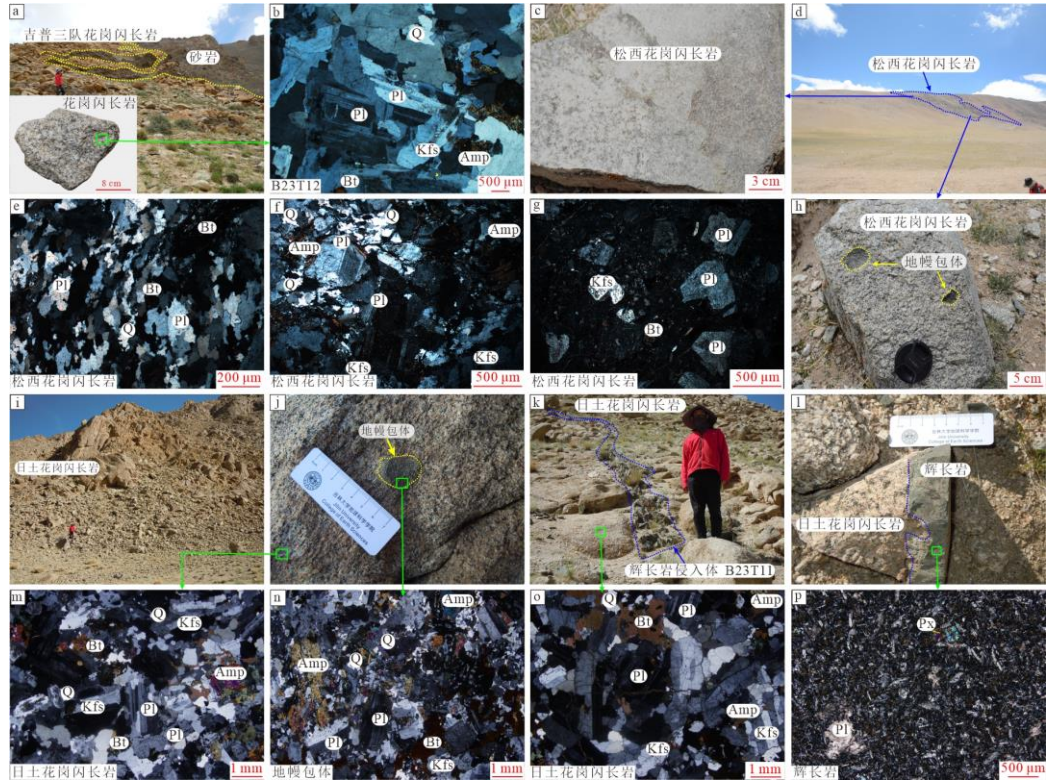


图2 松西、吉普三队和日土地区岩浆岩野外照片和显微照片（正交偏光）

Fig. 2 Representative field photographs and photomicrographs of various magmatic samples from the Songxi, Jipusandui and Rutog area

Pl=斜长石, Kfs=钾长石, Q=石英, Px=辉石, Amp=角闪石, Bt=黑云母

研究区岩浆岩主要分布在拉热拉新-吉普三队、日土县城周边及松西地区，其中拉热拉新-吉普三队地区岩浆岩岩石类型包括黑云母花岗岩、角闪黑云二长花岗岩和花岗闪长岩。本文研究的花岗闪长岩具有似斑状结构，主要矿物为斜长石（45–50%）、碱性长石（10–15%）、和角闪石（10–12%），含少量黑云母（~3%）（图 2b）。松西地区岩浆岩岩石类型主要为二长花岗岩和花岗闪长岩。本文研究的花岗闪长岩具有中-粗粒结构，主要由斜长石（55–60%）、

石英（15–20%）、钾长石（10–15%）组成，含少量角闪石和黑云母等暗色矿物（图 2e–g）。此外，该花岗闪长岩中含有较多暗色包体（图 2e–g）。日土岩浆岩岩石类型主要包括花岗闪长岩、斜长花岗斑岩和辉长岩侵入岩脉。本文研究的花岗闪长岩主要由斜长石（50–55%）、石英（15–20%）、钾长石（10–15%）、角闪石（10–12%）和黑云母（5–8%）组成（图 2m, o），其内含有较多暗色包体（图 2i–p）。这些暗色包体矿物组成与寄主岩石接近，但是暗色矿物中角闪石（20–25%）和黑云母（10–15%）比例较高（图 2n）。日土辉长岩具有辉长结构，蚀变较为明显，主要矿物为斜长石（45–50%）和单斜辉石（40–45%）（图 2p）。

2 测试方法

2.1 锆石 U-Pb 同位素测年

锆石的分离、挑选与制靶，以及阴极发光（CL）图像的获取，均在河北省宇恒（宇能）矿岩技术服务有限公司完成。其中，锆石分离采用重液法与磁选法。锆石 U-Pb 定年在吉林大学自然资源部东北亚矿产资源评价重点实验室开展，实验所用仪器为配备 193 nm COMPEX Pro 激光剥蚀系统（LA）的 Agilent 7500 型电感耦合等离子体质谱仪（ICP-MS）。实验过程中，激光剥蚀束斑直径设定为 32 μm ，激光重复频率为 7 Hz，激光能量为 4–6 J/cm²；载气采用氦气，补偿气采用氩气。实验以锆石标准物质 91500 作为外标，用于校正同位素分馏效应；以 NIST610（²⁹Si）玻璃作为内标；同时测定清湖（Qinghu）作为补充锆石标准物质，以实现分析质量监控。分析流程参照 Yuan *et al.*（2004）的方法执行。锆石 U-Pb 定年的同位素数据采用 GLITTER 软件（4.4 版本）处理，采用 Andersen（2002）的方法对结果进行普通铅校正，年龄计算及协和图绘制采用 Isoplot 软件（4.15 版本）（Ludwig, 2003）。标准锆石 91500 的协和年龄为 1062 $\pm$ 24 Ma（2SE），清湖锆石的协和年龄为 159.7 $\pm$ 1.7 Ma（2SE），二者在误差范围内均与推荐一致（Wiedenbeck *et al.*, 1995）。从统计角度出发，本研究将调谐度 < 10% 且偏离 1:1 等时线的锆石年龄判定为有效数据（Spencer *et al.*, 2016）。

2.2 全岩地球化学分析

样品去除风化层后进行粉碎的工作在河北省宇恒（宇能）矿岩技术服务有限公司无污染实验室中完成，粉碎至 200 目左右。主微量元素组成分析在吉林大学自然资源部东北亚矿产资源评价重点实验室完成。主量元素分析仪器为日本理学公司生产的 ZSXPrimus II 型 X 射线荧光光谱仪（XRF），主量元素的分析误差 < 1%。微量元素组成采用美国 Agilent 科技有限公司生产的等离子体质谱仪（ICP-MS，型号 7500a）分析。微量元素分析过程中使用标准物质为 AGV-2（美国地质调查局标准物质）和 GSR-3（中国国家地质标准物质）进行质量监测。分析误差：Li、P、K < 15%，Ti、Ni、V、Co、Cr、Sc、Mn < 10%，其他元素 < 5%，且标准物质的分析结果与推荐吻合良好（Govindaraju, 1994）。

2.3 全岩 Sr-Nd 同位素分析

全岩 Sr-Nd 同位素分析在北京科荟测试技术有限公司完成，所用仪器为 Neptune(Plus) 型多接收电感耦合等离子体质谱仪（MC-ICP-MS）。分析前，样品均采用含 HF、HNO₃ 溶液

溶解进行初步提纯；随后采用 Sr-Spec 树脂（Triskem 品牌，粒径 100–150 μm ）对 Sr 元素进行提纯，采用阳离子交换树脂（AG50W-X12 型号，粒径 200–400 目）与 LN 树脂（Triskem 品牌，粒径 100–150 μm ）对 Nd 元素进行联合提纯。测定的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值分别采用固定比值（ $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 、 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ ）进行质量分馏内校正。实验采用岩石标准物质 BCR-2 评估 Sr、Nd 的分离提纯流程，结果显示：BCR-2 的加权平均 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.705019，加权平均 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值为 0.512637，均与已有报道值吻合良好（Liu *et al.*, 2020）。实验同步分析了 NBS 987 Sr 标准物质与 GSB Nd 标准物质，共同监控数据采集期间的分析质量，结果如下：NBS 987 Sr 的加权平均 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.710248 ± 14 （2SE），GSB Nd 的加权平均 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值为 0.512196 ± 9 （2SE），二者亦与已有报道值一致（Weis *et al.*, 2005）。

2.4 锆石原位 Lu-Hf 同位素分析

锆石原位 Lu-Hf 同位素分析在北京科荟测试技术有限公司完成，实验采用 Neptune(Plus) 型多接收电感耦合等离子体质谱仪（MC-ICP-MS），并搭配 New Wave 213 nm 固体激光剥蚀系统。实验过程中，激光剥蚀束斑直径设定为 55 μm ，激光重复频率为 10 Hz，激光能量控制在 10–11 J/cm²，载气为氦气，仪器工作条件及数据采集流程的详细信息可参见 Zhang *et al.*（2023）的研究。同位素数据校正与计算遵循标准： $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值以 $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$ 为基准进行归一化校正，Hf 同位素数据则采用 ^{176}Lu 衰变常数（ $1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ）进行年龄校正；其中 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值的计算参照 Bouvier *et al.*（2008）的方法，Hf 模式年龄的计算参照 Griffin *et al.*（2002）的方法。为保证分析准确性，实验对锆石标准物质 GJ1 进行补充测试，结果显示其 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值为 0.282012 ± 34 （2SE），该结果推荐值 0.281998 ± 7 （2SE）在误差范围内一致（Gerdes and Zeh, 2006）。

3 测试结果

3.1 锆石 U-Pb 同位素测年结果

本论文对藏北西部 8 件岩浆岩样品进行了锆石 U-Pb 测年，分析结果见表 1。所有锆石均呈现岩浆振荡环带，且具有高 Th/U 比值（大于 0.1），显示出岩浆成因特征（图 3；Hoskin and Black, 2000）。

测试结果显示，吉普三队花岗闪长岩（B23T12）的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 119.4 ± 1.3 Ma（MSWD = 0.41）（图 3a），松西花岗闪长岩（B19T21–22, 24）的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄区间为 110–109 Ma（图 3b–d），日土花岗闪长岩的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄区间为 91–89 Ma（图 3g–i），日土辉长岩（B23T11） $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 90.1 ± 1.3 Ma（MSWD = 0.58）（图 3j）。

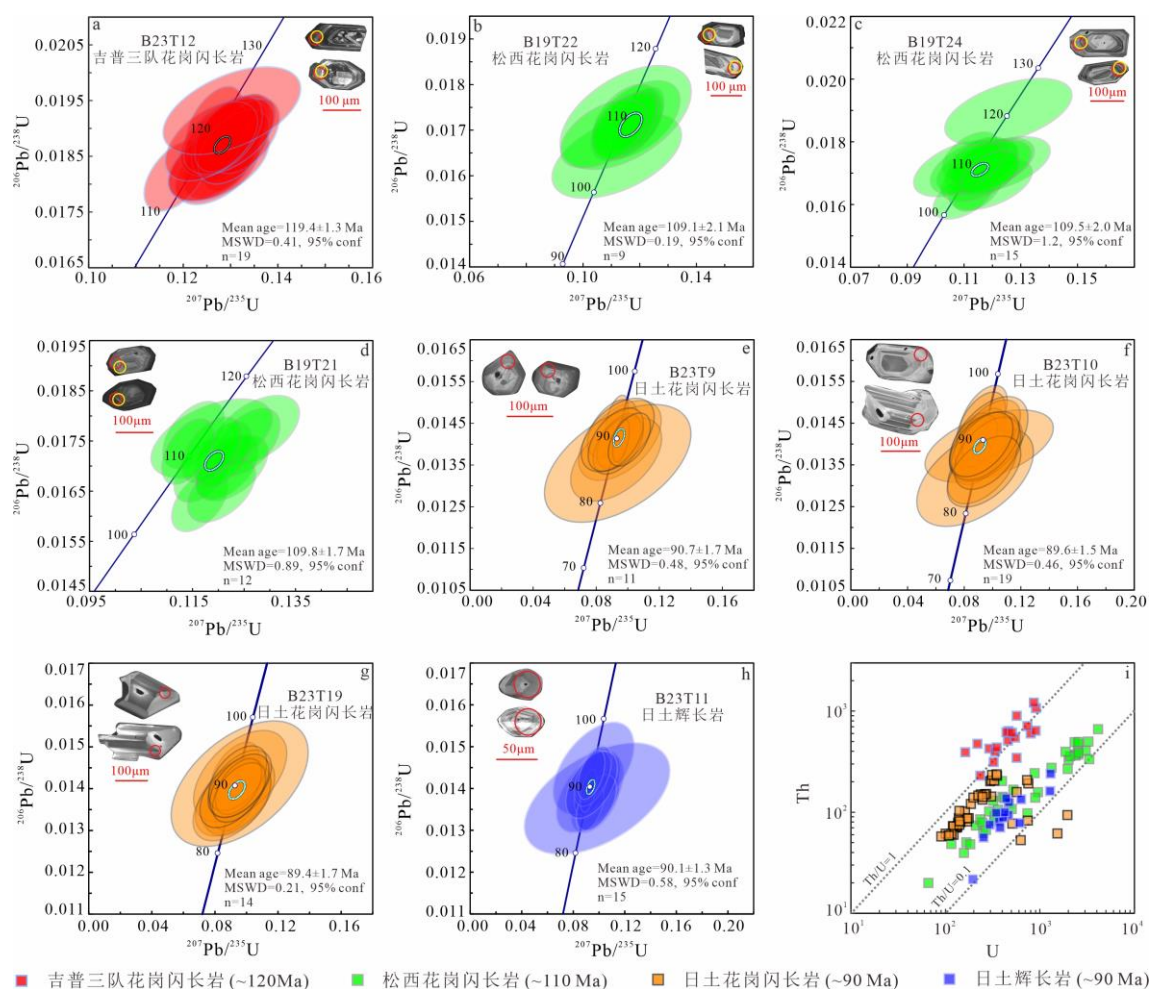


图 3 藏北日土-松西地区岩浆岩锆石阴极发光照片、U-Pb 年龄谐和图和锆石微量 Th-U 图解

Fig.3 Cathodoluminescence images, zircon U-Pb concordia and Th-U plots of zircon grains for magmatic rocks from the Rutog-Songxi area, northern Tibet

红色圆圈与黄色圆圈分别代表锆石 U-Pb 定年分析点和 Lu-Hf 同位素分析点

表 1 藏北日土-松西地区岩浆岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results of magmatic rocks from the Rutog-Songxi area, northern Tibet

编号	Th	U	Pb	Th/U	同位素比值 ($\pm 1\sigma$)						同位素年龄 ($\pm 1\sigma$)					
	ppm	ppm	ppm		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
B23T12-01	820	1463	36.2	0.56	0.049480	0.001460	0.128150	0.003930	0.018790	0.000420	171	34	122	4	120	3
B23T12-02	584	2395	55.3	0.24	0.050960	0.001480	0.130040	0.003920	0.018510	0.000420	239	33	124	4	118	3
B23T12-03	165	870	19.5	0.19	0.049930	0.002020	0.128730	0.005250	0.018700	0.000440	192	53	123	5	119	3
B23T12-04	239	453	10.7	0.53	0.049740	0.002360	0.125960	0.005980	0.018370	0.000440	183	67	120	5	117	3
B23T12-05	758	1794	44.8	0.42	0.048060	0.001440	0.126570	0.003940	0.019100	0.000430	102	35	121	4	122	3
B23T12-06	934	2955	72.4	0.32	0.050360	0.001970	0.127620	0.005060	0.018380	0.000430	212	50	122	5	117	3
B23T12-07	297	959	22.7	0.31	0.050270	0.002060	0.131110	0.005440	0.018920	0.000450	207	54	125	5	121	3
B23T12-08	581	744	21.1	0.78	0.050410	0.002310	0.127170	0.005860	0.018300	0.000440	214	63	122	5	117	3
B23T12-09	887	3452	77.6	0.26	0.050480	0.001540	0.131950	0.004180	0.018960	0.000430	217	36	126	4	121	3
B23T12-10	927	1580	35.3	0.59	0.047330	0.001730	0.118440	0.004440	0.018150	0.000420	66	46	114	4	116	3
B23T12-11	343	883	24.4	0.39	0.049480	0.002320	0.128540	0.006060	0.018840	0.000460	171	65	123	5	120	3
B23T12-12	359	991	21.3	0.36	0.050290	0.002770	0.127470	0.007020	0.018390	0.000460	208	82	122	6	117	3
B23T12-13	478	1566	37.6	0.31	0.051160	0.001790	0.133040	0.004800	0.018860	0.000440	248	43	127	4	120	3
B23T12-14	469	1203	48.3	0.39	0.049250	0.001440	0.127660	0.003940	0.018800	0.000430	160	34	122	4	120	3
B23T12-15	223	1100	23.4	0.20	0.050780	0.001890	0.130680	0.004980	0.018670	0.000440	231	47	125	4	119	3
B23T12-16	558	1304	28.9	0.43	0.049860	0.002390	0.129650	0.006300	0.018860	0.000450	188	69	124	6	120	3
B23T12-17	453	1514	35.0	0.30	0.049730	0.001750	0.129560	0.004710	0.018900	0.000450	182	43	124	4	121	3
B23T12-18	518	1496	31.1	0.35	0.048690	0.002480	0.125960	0.006440	0.018770	0.000470	133	73	120	6	120	3
B23T12-19	332	662	14.7	0.50	0.048920	0.003630	0.130270	0.009610	0.019320	0.000520	144	116	124	9	123	3
B19T21-01	1089	2612	50.6	0.42	0.051810	0.001460	0.116380	0.003590	0.016300	0.000400	277	32	112	3	104	3
B19T21-02	907	3153	60.1	0.29	0.050200	0.001460	0.117040	0.003710	0.016920	0.000420	204	34	112	3	108	3
B19T21-03	820	2460	45.9	0.33	0.052030	0.001560	0.121740	0.003950	0.016980	0.000420	287	35	117	4	109	3
B19T21-04	545	2034	39.9	0.27	0.047420	0.001510	0.115180	0.003910	0.017620	0.000440	70	38	111	4	113	3
B19T21-05	710	2076	44.7	0.34	0.052170	0.002220	0.127350	0.005540	0.017710	0.000460	293	54	122	5	113	3
B19T21-06	814	2628	52.8	0.31	0.052470	0.001860	0.122670	0.004570	0.016960	0.000430	306	42	117	4	108	3
B19T21-07	791	2451	44.7	0.32	0.052130	0.001620	0.125620	0.004180	0.017480	0.000440	291	36	120	4	112	3
B19T21-08	716	3443	72.9	0.21	0.052960	0.001810	0.120630	0.004340	0.016520	0.000420	327	40	116	4	106	3
B19T21-09	1151	2409	49.8	0.48	0.050900	0.001380	0.120930	0.003620	0.017230	0.000430	236	31	116	3	110	3
B19T21-10	486	904	20.1	0.54	0.049020	0.003240	0.118690	0.007760	0.017550	0.000520	149	95	114	7	112	3

续表 1

编号	Th	U	Pb	Th/U	同位素比值 ($\pm 1\sigma$)						同位素年龄 ($\pm 1\sigma$)					
	ppm	ppm	ppm		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
B19T21-11	1168	3383	59.1	0.35	0.049660	0.001470	0.118650	0.003800	0.017320	0.000430	179	35	114	3	111	3
B19T21-12	858	2648	50.4	0.32	0.047840	0.001250	0.114060	0.003310	0.017290	0.000430	91	31	110	3	111	3
B19T22-01	71	169	3.29	0.42	0.049960	0.004380	0.118690	0.010210	0.017230	0.000560	193	134	114	9	110	4
B19T22-02	253	411	8.56	0.62	0.050060	0.002600	0.118600	0.006200	0.017180	0.000470	198	72	114	6	110	3
B19T22-03	246	919	17.4	0.27	0.050830	0.002000	0.121060	0.004920	0.017270	0.000440	233	49	116	4	110	3
B19T22-04	68	117	2.32	0.58	0.049410	0.006760	0.111920	0.015070	0.016430	0.000610	167	230	108	14	105	4
B19T22-05	113	214	4.24	0.53	0.048920	0.003520	0.115210	0.008210	0.017080	0.000500	144	107	111	7	109	3
B19T22-06	23	67	1.31	0.34	0.048290	0.006590	0.115080	0.015240	0.017280	0.000750	114	212	111	14	110	5
B19T22-07	391	405	9.15	0.96	0.048260	0.003180	0.114830	0.007500	0.017260	0.000490	112	95	110	7	110	3
B19T22-08	307	537	9.90	0.57	0.048720	0.003140	0.114790	0.007350	0.017090	0.000480	134	94	110	7	109	3
B19T22-09	168	297	5.94	0.57	0.046020	0.004330	0.107390	0.010060	0.016920	0.000490	-1	152	104	9	108	3
B19T24-01	135	238	4.90	0.57	0.046370	0.002690	0.112270	0.006480	0.017560	0.000490	17	73	108	6	112	3
B19T24-02	148	395	7.70	0.37	0.049760	0.002780	0.118740	0.006620	0.017300	0.000480	184	79	114	6	111	3
B19T24-03	160	757	13.97	0.21	0.048220	0.001810	0.115210	0.004490	0.017330	0.000440	110	47	111	4	111	3
B19T24-04	242	430	8.35	0.56	0.050530	0.002420	0.114700	0.005540	0.016460	0.000440	219	64	110	5	105	3
B19T24-05	177	369	7.30	0.48	0.051230	0.005210	0.121950	0.012160	0.017270	0.000590	251	162	117	11	110	4
B19T24-06	226	328	6.86	0.69	0.052000	0.004310	0.119300	0.009700	0.016640	0.000530	285	127	114	9	106	3
B19T24-07	148	340	6.88	0.44	0.050410	0.004080	0.120200	0.009580	0.017290	0.000540	214	124	115	9	111	3
B19T24-08	53	160	3.13	0.33	0.047880	0.004400	0.113630	0.010180	0.017210	0.000590	93	135	109	9	110	4
B19T24-09	123	251	4.90	0.49	0.048980	0.003150	0.109740	0.006970	0.016250	0.000470	147	92	106	6	104	3
B19T24-10	209	481	9.58	0.43	0.049600	0.003940	0.115560	0.008990	0.016900	0.000530	176	119	111	8	108	3
B19T24-11	179	515	10.4	0.35	0.047980	0.002930	0.115160	0.006970	0.017410	0.000490	98	85	111	6	111	3
B19T24-12	92	257	5.03	0.36	0.049370	0.004710	0.117020	0.010940	0.017190	0.000570	165	148	112	10	110	4
B19T24-13	67	186	3.64	0.36	0.045680	0.004500	0.108000	0.010390	0.017150	0.000590	-19	147	104	10	110	4
B19T24-14	131	335	6.63	0.39	0.050850	0.002910	0.119160	0.006780	0.017000	0.000470	234	81	114	6	109	3
B19T24-15	100	274	6.02	0.37	0.048050	0.005780	0.125640	0.014800	0.018960	0.000700	102	194	120	13	121	4
B23T9-01	254	312	5.91	0.81	0.048910	0.009060	0.095010	0.017270	0.014090	0.000630	144	287	92	16	90	4
B23T9-02	167	164	3.13	1.02	0.049240	0.010300	0.092640	0.019010	0.013640	0.000660	159	309	90	18	87	4
B23T9-03	130	765	12.6	0.17	0.046180	0.002380	0.093020	0.004840	0.014610	0.000370	7	65	90	4	94	2
B23T9-04	152	2017	32.2	0.08	0.045450	0.005270	0.090060	0.010310	0.014370	0.000460	-31	187	88	10	92	3

续表 1

编号	Th	U	Pb	Th/U	同位素比值 ($\pm 1\sigma$)						同位素年龄 ($\pm 1\sigma$)					
	ppm	ppm	ppm		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
B23T9-05	108	136	2.52	0.79	0.050150	0.016720	0.093620	0.030630	0.013540	0.000930	202	473	91	28	87	6
B23T9-06	233	251	5.02	0.93	0.048560	0.004770	0.094310	0.009150	0.014080	0.000430	127	159	92	8	90	3
B23T9-07	288	581	10.1	0.50	0.048740	0.005520	0.093940	0.010470	0.013980	0.000460	135	188	91	10	89	3
B23T9-08	76	643	10.5	0.12	0.047780	0.007930	0.093660	0.015270	0.014220	0.000580	88	257	91	14	91	4
B23T9-09	91	1595	25.1	0.06	0.049240	0.001710	0.095700	0.003470	0.014090	0.000340	159	43	93	3	90	2
B23T9-10	120	523	8.56	0.23	0.047500	0.006040	0.092420	0.011560	0.014110	0.000500	74	210	90	11	90	3
B23T9-11	365	776	13.8	0.47	0.051920	0.004600	0.101000	0.008830	0.014110	0.000420	282	144	98	8	90	3
B23T10-01	401	750	12.3	0.53	0.047640	0.004000	0.090220	0.007500	0.013730	0.000400	81	130	88	7	88	3
B23T10-02	107	132	2.40	0.81	0.050750	0.015600	0.097630	0.029850	0.013950	0.000570	229	479	95	28	89	4
B23T10-03	123	139	2.70	0.89	0.046300	0.005550	0.093630	0.011060	0.014660	0.000490	13	195	91	10	94	3
B23T10-04	88	124	2.20	0.71	0.048150	0.015110	0.087700	0.027140	0.013210	0.000780	107	435	85	25	85	5
B23T10-05	112	134	2.46	0.83	0.050970	0.008510	0.096950	0.015880	0.013790	0.000580	239	281	94	15	88	4
B23T10-06	111	122	2.35	0.91	0.046050	0.005810	0.091940	0.011380	0.014470	0.000510		199	89	11	93	3
B23T10-07	87	109	1.96	0.80	0.043120	0.004640	0.082860	0.008750	0.013930	0.000460	-117	154	81	8	89	3
B23T10-08	127	173	3.09	0.73	0.050380	0.006610	0.096650	0.012420	0.013910	0.000520	213	220	94	11	89	3
B23T10-09	125	147	2.85	0.85	0.047850	0.005550	0.093360	0.010640	0.014140	0.000470	92	192	91	10	91	3
B23T10-10	139	180	3.28	0.77	0.048090	0.006390	0.091390	0.011930	0.013770	0.000490	104	222	89	11	88	3
B23T10-11	139	141	2.69	0.99	0.049960	0.008850	0.092720	0.016120	0.013450	0.000580	193	285	90	15	86	4
B23T10-12	112	124	2.38	0.90	0.044540	0.004580	0.086490	0.008740	0.014080	0.000440	-43	162	84	8	90	3
B23T10-13	90	118	2.29	0.77	0.050000	0.007010	0.098840	0.013680	0.014330	0.000480	195	245	96	13	92	3
B23T10-14	138	173	3.27	0.80	0.046840	0.004260	0.090890	0.008160	0.014070	0.000410	41	143	88	8	90	3
B23T10-15	171	143	3.01	1.19	0.049950	0.009580	0.097280	0.018250	0.014120	0.000670	193	297	94	17	90	4
B23T10-16	90	102	1.98	0.89	0.050830	0.008250	0.096570	0.015360	0.013780	0.000570	233	275	94	14	88	4
B23T10-17	84	92	1.84	0.91	0.049320	0.008320	0.094930	0.015760	0.013960	0.000540	163	272	92	15	89	3
B23T10-18	116	143	2.66	0.81	0.051110	0.009470	0.093990	0.017130	0.013340	0.000560	246	302	91	16	85	4
B23T10-19	86	110	2.15	0.78	0.047790	0.007710	0.092210	0.014660	0.013990	0.000510	89	256	90	14	90	3
B23T19-01	388	305	6.32	1.27	0.049210	0.007760	0.093530	0.014440	0.013780	0.000560	158	255	91	13	88	4
B23T19-02	398	314	6.72	1.27	0.050120	0.007410	0.094470	0.013710	0.013670	0.000520	201	252	92	13	88	3
B23T19-03	273	276	5.65	0.99	0.046710	0.005160	0.092800	0.010090	0.014410	0.000460	34	182	90	9	92	3
B23T19-04	394	335	6.69	1.18	0.049510	0.004800	0.093050	0.008870	0.013630	0.000420	172	157	90	8	87	3
B23T19-05	128	143	2.80	0.89	0.048700	0.010090	0.095990	0.019460	0.014300	0.000720	133	300	93	18	92	5

续表 1

编号	Th	U	Pb	Th/U	同位素比值 ($\pm 1\sigma$)						同位素年龄 ($\pm 1\sigma$)					
	ppm	ppm	ppm		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
B23T19-06	207	189	4.11	1.09	0.048700	0.008880	0.092740	0.016560	0.013810	0.000620	133	280	90	15	88	4
B23T19-07	270	266	4.69	1.01	0.048180	0.008810	0.090850	0.016270	0.013680	0.000610	108	281	88	15	88	4
B23T19-08	270	241	4.87	1.12	0.049170	0.015060	0.095700	0.028650	0.014120	0.000990	156	417	93	27	90	6
B23T19-09	463	319	7.05	1.45	0.047550	0.007250	0.091160	0.013620	0.013900	0.000550	77	238	89	13	89	3
B23T19-10	453	360	7.01	1.26	0.049170	0.006940	0.095730	0.013240	0.014120	0.000530	156	237	93	12	90	3
B23T19-11	247	201	4.14	1.22	0.048060	0.006300	0.094430	0.012160	0.014250	0.000510	102	218	92	11	91	3
B23T19-12	470	356	7.61	1.32	0.049020	0.005080	0.094970	0.009680	0.014050	0.000440	149	170	92	9	90	3
B23T19-13	261	227	4.63	1.15	0.049730	0.005910	0.095340	0.011130	0.013910	0.000470	182	200	92	10	89	3
B23T19-14	257	249	5.06	1.03	0.049250	0.006500	0.095540	0.012370	0.014070	0.000500	160	221	93	11	90	3
B23T11-01	127	378	6.35	0.34	0.048550	0.009140	0.092980	0.017160	0.013890	0.000620	126	292	90	16	89	4
B23T11-02	153	475	7.98	0.32	0.051400	0.006730	0.097010	0.012450	0.013690	0.000490	259	223	94	12	88	3
B23T11-03	107	387	6.63	0.28	0.049010	0.007450	0.095130	0.014180	0.014080	0.000540	148	251	92	13	90	3
B23T11-04	116	300	5.50	0.39	0.047990	0.010570	0.095780	0.020660	0.014480	0.000730	99	316	93	19	93	5
B23T11-05	26	199	3.23	0.13	0.051920	0.019880	0.098540	0.037280	0.013760	0.000880	282	569	95	34	88	6
B23T11-06	217	481	8.39	0.45	0.048480	0.004360	0.093350	0.008270	0.013960	0.000400	123	145	91	8	89	3
B23T11-07	122	625	9.94	0.19	0.049800	0.003840	0.092960	0.007070	0.013530	0.000370	186	122	90	7	87	2
B23T11-08	479	1338	22.8	0.36	0.046980	0.002970	0.092800	0.005820	0.014320	0.000370	48	89	90	5	92	2
B23T11-09	141	417	7.09	0.34	0.048310	0.003620	0.095830	0.007090	0.014380	0.000390	114	115	93	7	92	2
B23T11-10	235	650	10.7	0.36	0.051980	0.005550	0.097970	0.010260	0.013660	0.000440	285	177	95	9	87	3
B23T11-11	242	450	8.07	0.54	0.048270	0.004890	0.095540	0.009510	0.014350	0.000440	113	164	93	9	92	3
B23T11-12	295	1322	20.8	0.22	0.047710	0.002160	0.091800	0.004180	0.013950	0.000340	85	60	89	4	89	2
B23T11-13	166	433	7.31	0.38	0.048250	0.004850	0.094740	0.009370	0.014240	0.000440	112	162	92	9	91	3
B23T11-14	86	249	4.17	0.34	0.048460	0.006920	0.094190	0.013170	0.014090	0.000530	122	237	91	12	90	3
B23T11-15	162	358	6.10	0.45	0.047590	0.003570	0.094010	0.006980	0.014330	0.000390	79	113	91	6	92	2

3.2 全岩地球化学分析结果

本文对藏北西部 22 件岩浆岩样品进行了全岩地球化学分析, 分析结果见表 2, 其中主量元素去除烧失量后标准化至 100%.

3.2.1 吉普三队花岗闪长岩

吉普三队花岗岩具有较低的烧失量 (0.40–0.90%) 和较高的 SiO_2 (72.5–78.8%)、 K_2O (3.97–4.42%) 和 Na_2O (2.60–3.86%) 含量, 以及较高的 $\text{Mg}^\#$ 值 (39.2–43.2)。在 SiO_2 - $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \times 0.0001$ 图中, 它们落入流纹岩区域 (图 4a); 在 K_2O - SiO_2 图解中, 样品表现出高钾钙碱性特征 (图 4c–d); 在 A/NK - A/CNK 图中, 落入弱过铝质岩石区域 ($\text{A}/\text{CNK}=1.02$ – 1.06 , 图 4e)。在原始地幔标准化多元素蛛网图中, 所有样品富集 Th、U、Pb, 亏损 Nb、Sr (图 5)。在球粒陨石标准化稀土元素配分曲线上, 它们富集轻稀土元素, 亏损重稀土元素 ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=3.74$ – 7.24 , 图 4f), 并且具有显著的 Eu 负异常 ($\text{Eu}^* = 0.42$ – 0.72) (图 5)。

3.2.2 松西花岗闪长岩

松西花岗岩 (B19T21–22, 24) 的烧失量较低 (1.52–5.22%, 平均 2.41%)。 SiO_2 含量介于 59.9–71.2%, $\text{Mg}^\#$ 值介于 32.5–55.5 (图 4b), 具有较高的 K_2O (2.30–4.77%) 和 Na_2O (3.05–3.91%) 含量。在 SiO_2 - $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \times 0.0001$ 图中, 样品落在流纹英安岩/英安岩区域 (图 4a)。在 K_2O - SiO_2 图解中, 样品表现出高钾钙碱性特征 (图 4c–d); 在 A/NK - A/CNK 图中, 落入过铝质岩石区域 ($\text{A}/\text{CNK}=0.94$ – 1.18 , 图 4e)。在原始地幔标准化多元素蛛网图中, 所有样品富集 Th、U、Pb, 亏损 Nb、Ta (图 5)。在球粒陨石标准化稀土元素配分曲线上, 它们富集轻稀土元素, 亏损重稀土元素, 轻重稀土分异显著 ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=12.9$ – 53.8 , 图 4f), 并且具有轻微的 Eu 负异常 ($\text{Eu}^* = 0.67$ – 0.92) (图 5)。

3.2.3 日土双峰式火山岩

日土辉长岩烧失量较高 (4.02–4.83%), 这表明其发生了含水蚀变。鉴于含水蚀变会导致岩石大离子亲石元素 (K、Rb、Sr、Ba 等) 发生流失, 使其不能够代表原岩含量 (Polat and Hofmann, 2003)。因此, 本文关于辉长岩的成因讨论将不使用大离子亲石元素, 而是使用受含水蚀变影响较小的元素, 例如主量元素、高场强元素和稀土元素 (Polat *et al.*, 2002)。辉长岩的 SiO_2 含量介于 55.1–55.7%, 具有较高的 $\text{Fe}_2\text{O}_3^\text{T}$ (8.75–9.03%) 和 MgO (5.64–5.99%) 含量, $\text{Mg}^\#$ 值介于 60.0–61.3 (图 4b)。在 K_2O - SiO_2 和 $\text{Fe}_2\text{O}_3^\text{T}/\text{MgO}$ - SiO_2 图解中, 样品表现出中钾钙碱性特征 (图 4c–d); 在原始地幔标准化多元素蛛网图中, 辉长岩富集 Rb、Th、U、Pb、Sr, 亏损 Nb、Ta (图 5)。在球粒陨石标准化稀土元素配分曲线上, 样品富集轻稀土元素, 亏损重稀土元素, 轻重稀土分异较为显著 ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=6.23$ – 6.79 , 图 4f), 无 Eu 异常 ($\text{Eu}^* = 0.96$ – 0.98) (图 5)。

表 2 藏北日土-松西地区岩浆岩主量元素（%）和微量元素（ppm）分析结果

Table 2 Analytical results of major (%) and trace elements (ppm) of magmatic rocks from the Rutog-Songxi area, northern Tibet

编号	B23T	B23T1	B23T1	B19T2	B19T2	B19T2	B19T2	B19T2	B19T2	B19T2	B19T2	B23T9	B23T9	B23T9	B23T1	B23T1	B23T1	B23T1	B23T1	B23T1	B23T1	B23T1		
	12H1	2H2	2H3	1H1	1H2	1H3	2H1	2H2	4H1	4H2	4H3	H1	H2	H3	0H1	0H2	0H3	9H1	9H2	1H1	1H2	1H3		
岩性	吉普三队花岗闪长岩						松西花岗闪长岩						日土花岗闪长岩						地幔包体			辉长岩		
SiO ₂	76.59	78.34	71.66	68.81	69.78	70.22	63.99	57.30	69.46	69.96	69.17	67.64	66.11	65.89	64.98	63.99	64.70	60.55	60.81	52.79	52.55	53.02		
TiO ₂	0.30	0.22	0.31	0.39	0.34	0.38	0.67	0.64	0.31	0.33	0.30	0.76	0.84	0.87	0.89	0.92	0.89	1.02	1.00	1.02	1.04	1.03		
Al ₂ O ₃	11.57	10.91	14.36	15.68	15.47	14.40	15.68	16.33	15.40	15.40	15.47	14.28	14.77	15.03	15.15	15.27	15.29	16.31	16.38	15.67	15.87	15.76		
Fe ₂ O ₃ ^T	2.10	1.48	2.10	2.99	2.51	2.88	5.38	6.46	2.71	2.80	2.66	3.62	3.99	3.99	4.25	4.61	4.29	5.10	5.02	8.29	8.62	8.44		
MnO	0.06	0.04	0.06	0.06	0.04	0.07	0.10	0.15	0.02	0.02	0.02	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.15	0.15	0.14		
MgO	0.58	0.43	0.68	1.30	1.08	1.25	2.88	3.26	0.56	0.58	0.57	1.98	2.42	2.16	2.61	2.87	2.61	3.49	3.45	5.35	5.69	5.73		
CaO	1.26	0.90	1.42	2.52	2.50	2.70	3.88	4.76	1.50	1.27	1.48	3.08	3.63	3.71	4.06	4.30	4.12	5.16	5.17	5.73	5.66	5.88		
Na ₂ O	2.85	2.58	3.81	3.52	3.82	3.24	3.42	2.92	3.53	3.50	3.84	3.56	3.90	3.88	3.78	4.03	3.83	4.46	4.44	3.86	3.78	3.64		
K ₂ O	3.94	4.39	4.36	3.13	3.17	3.25	2.28	3.53	4.63	4.57	4.69	4.26	3.43	3.54	3.61	2.77	3.65	2.62	2.76	1.77	1.86	1.78		
P ₂ O ₅	0.08	0.06	0.10	0.26	0.19	0.25	0.52	0.27	0.09	0.09	0.08	0.22	0.23	0.24	0.25	0.27	0.25	0.29	0.28	0.22	0.22	0.23		
LOI	0.40	0.41	0.90	1.73	1.61	1.88	1.52	5.22	2.52	2.44	2.39	0.48	0.39	0.25	0.29	0.43	0.30	0.48	0.39	4.83	4.31	4.02		
Total	99.73	99.76	99.76	100.40	100.51	100.53	100.32	100.84	100.75	100.96	100.67	99.95	99.77	99.61	99.92	99.51	99.99	99.56	99.78	99.67	99.76	99.66		
Li	31.21	25.28	41.46	66.54	61.93	54.93	118.04	78.70	29.75	30.53	-	39.48	57.39	45.06	42.06	54.92	45.17	36.35	35.04	106.50	101.50	115.30		
Be	3.41	3.51	4.24	7.07	6.43	7.28	5.96	3.15	2.82	3.03	-	3.10	2.73	2.43	2.38	2.59	2.35	1.87	1.99	1.41	1.27	1.24		
Sc	2.68	2.60	3.71	5.98	5.32	5.85	11.32	14.94	6.56	7.08	-	7.95	7.59	5.33	5.56	5.65	6.09	9.04	6.01	17.42	12.21	15.45		
V	25.63	18.74	28.69	47.27	39.27	45.29	91.49	140.66	45.52	46.32	-	94.69	105.1	101.0	104.8	117.8	103.6	130.1	129.0	231.6	228.2	245.7		
Cr	10.39	16.72	25.79	18.67	16.74	17.00	58.70	30.05	14.48	15.23	-	58.01	240.5	62.56	48.95	55.91	58.19	42.74	41.14	77.98	74.23	80.02		
Co	3.20	2.40	3.90	6.21	5.30	5.93	11.19	15.16	3.73	3.78	-	11.40	15.86	12.73	12.68	15.31	13.93	19.02	19.01	25.83	26.83	27.56		
Ni	3.09	5.75	11.79	7.40	8.08	8.92	24.22	10.81	4.61	4.17	-	43.91	127.9	51.59	42.15	50.12	46.86	61.34	60.51	16.42	14.16	14.35		
Cu	1.20	1.36	3.06	7.51	6.43	10.54	11.78	22.31	4.68	4.59	-	11.18	49.78	35.50	28.05	43.21	27.19	5.56	5.91	30.41	32.64	31.58		
Zn	27.01	20.01	23.58	74.00	41.26	49.18	87.71	200.19	37.32	40.08	-	33.99	36.55	34.36	32.67	39.52	35.68	38.04	40.39	54.44	57.90	57.14		
Ga	14.77	13.21	19.11	22.05	21.36	20.92	22.48	18.01	16.35	17.17	-	17.11	18.48	16.03	16.81	19.01	18.96	18.62	16.79	16.52	16.65	17.98		
Rb	186.1	205.1	160.3	113.1	138.8	147.0	190.6	193.4	175.8	179.3	-	125.2	102.9	63.31	42.97	53.34	87.69	74.55	21.15	115.6	103.9	104.5		
Sr	130.6	101.0	310.7	985.3	928.7	881.8	976.3	578.6	283.2	283.0	-	343.6	409.3	393.0	385.9	364.7	388.8	559.2	495.5	659.2	671.0	701.5		
Y	17.92	23.45	21.98	15.44	12.41	15.42	22.01	19.35	17.83	18.77	-	26.58	19.87	18.04	19.00	18.87	19.37	18.25	17.67	21.44	19.26	20.53		
Zr	155.2	123.6	167.2	177.4	171.5	180.5	273.8	170.8	180.4	191.1	-	338.6	336.9	337.2	349.3	378.6	320.3	272.8	249.5	150.0	145.7	154.1		
Nb	25.12	29.82	25.50	20.64	17.59	19.80	28.13	12.14	13.96	14.47	-	31.41	25.96	24.73	25.19	23.85	25.71	20.35	20.16	8.91	8.51	9.06		
Ba	243.5	243.0	615.0	1797.7	1325.8	1373.2	866.0	857.8	998.3	967.5	-	298.4	270.7	197.6	159.8	109.2	194.0	269.5	82.25	248.7	209.9	239.1		

续表 2																						
编号	B23T	B23T1	B23T1	B19T2	B19T2	B19T2	B19T2	B19T2	B19T2	B19T2	B19T2	B23T9	B23T9	B23T9	B23T1	B23T1	B23T1	B23T1	B23T1	B23T1	B23T1	B23T1
	12H1	2H2	2H3	1H1	1H2	1H3	2H1	2H2	4H1	4H2	4H3	H1	H2	H3	0H1	0H2	0H3	9H1	9H2	1H1	1H2	1H3
La	15.79	15.16	23.24	77.23	76.71	65.84	149.90	41.16	46.19	46.75	-	50.53	49.88	42.58	39.68	46.26	40.99	38.50	34.60	19.29	17.06	18.48
Ce	30.83	30.38	42.19	125.6	125.9	107.3	243.6	78.46	86.30	88.14	-	104.3	99.57	84.93	86.34	93.47	83.62	75.24	71.87	42.07	38.65	41.41
Pr	3.50	3.36	4.69	11.46	11.39	10.14	24.84	8.39	8.71	8.87	-	11.13	10.48	9.22	8.89	10.03	9.06	8.17	7.87	5.07	4.65	4.93
Nd	13.03	12.21	16.72	41.25	40.23	36.47	84.25	32.77	32.24	32.55	-	37.40	35.50	31.71	31.07	34.31	31.53	29.46	28.42	20.64	19.10	20.11
Sm	2.89	2.87	3.47	6.91	6.22	6.20	12.67	6.49	5.96	6.05	-	6.43	5.93	5.34	5.33	5.61	5.41	5.07	5.00	4.27	4.00	4.19
Eu	0.48	0.42	0.83	1.61	1.50	1.44	2.53	1.58	1.20	1.20	-	1.17	1.25	1.24	1.25	1.25	1.30	1.51	1.45	1.41	1.28	1.36
Gd	2.97	3.20	3.60	4.88	4.03	4.44	8.23	5.44	4.77	4.88	-	5.94	5.28	4.76	4.90	5.07	4.96	4.75	4.62	4.55	4.12	4.34
Tb	0.48	0.57	0.57	0.66	0.53	0.62	1.02	0.75	0.70	0.72	-	0.84	0.69	0.63	0.67	0.67	0.66	0.63	0.62	0.65	0.61	0.65
Dy	2.95	3.82	3.62	3.44	2.64	3.30	5.33	4.16	3.83	4.01	-	4.81	3.80	3.46	3.70	3.60	3.62	3.44	3.46	3.86	3.66	3.85
Ho	0.60	0.80	0.74	0.64	0.49	0.62	0.96	0.83	0.77	0.81	-	0.93	0.73	0.65	0.69	0.68	0.70	0.65	0.64	0.79	0.74	0.76
Er	1.82	2.58	2.20	1.66	1.33	1.69	2.38	2.30	2.22	2.30	-	2.75	2.02	1.82	1.99	1.92	1.97	1.81	1.80	2.23	2.12	2.18
Tm	0.29	0.42	0.34	0.25	0.21	0.26	0.33	0.36	0.34	0.36	-	0.40	0.28	0.26	0.28	0.28	0.28	0.26	0.25	0.31	0.30	0.32
Yb	1.98	2.91	2.30	1.57	1.33	1.58	2.00	2.29	2.24	2.31	-	2.74	1.81	1.66	1.80	1.77	1.80	1.57	1.58	2.04	1.96	2.08
Lu	0.31	0.43	0.34	0.23	0.20	0.23	0.28	0.36	0.35	0.36	-	0.40	0.26	0.25	0.27	0.26	0.26	0.23	0.23	0.31	0.29	0.32
Hf	4.07	3.66	4.11	5.10	4.99	5.17	7.65	4.88	5.43	5.75	-	7.67	7.44	7.24	7.38	7.89	6.74	5.48	5.19	3.23	3.12	3.25
Ta	2.59	4.25	2.43	1.56	1.35	1.33	1.49	0.87	1.26	1.21	-	2.79	1.73	1.69	1.77	1.53	1.72	1.23	1.23	0.49	0.46	0.49
Pb	24.50	26.35	26.24	61.02	34.96	36.40	24.21	53.53	27.30	27.50	-	15.06	10.86	8.27	6.36	5.12	8.88	10.73	4.54	5.55	4.18	5.56
Th	21.00	19.76	19.20	38.90	38.48	41.57	72.28	13.15	21.78	22.40	-	44.66	38.06	30.03	28.51	35.98	28.10	14.68	18.39	3.19	2.48	2.85
U	3.62	5.06	2.00	2.62	3.30	3.22	5.22	3.18	4.19	4.27	-	9.58	4.01	3.33	3.07	4.25	4.57	2.76	2.50	0.81	0.73	0.73
Eu*	0.50	0.42	0.72	0.85	0.92	0.84	0.76	0.81	0.69	0.67	-	0.58	0.68	0.75	0.75	0.72	0.77	0.94	0.92	0.98	0.96	0.97
Mg [#]	39.18	40.65	43.23	50.38	50.12	50.35	55.50	54.04	32.46	32.63	33.48	55.99	58.56	55.81	58.84	59.18	58.69	61.46	61.56	60.04	60.62	61.29
(La/Yb) _N	5.72	3.74	7.24	35.39	41.37	29.95	53.83	12.89	14.81	14.50		13.25	19.72	18.44	15.81	18.79	16.38	17.59	15.71	6.79	6.23	6.37
A/CNK	1.03	1.02	1.06	1.14	1.09	1.05	1.04	0.94	1.14	1.18	1.10	0.89	0.88	0.89	0.87	0.88	0.86	0.83	0.83	0.84	0.86	0.85

Mg[#]= (MgO/40.31)/(MgO/40.31+Fe₂O₃^T*0.8998/71.85*0.85)*100； Eu^{*}= Eu/SQRT(Sm*Gd)； (La/Yb)_N， N=球粒陨石标准化， 标准化数据来自 Sun and McDonough （1989）

日土花岗闪长岩 (B23T9-10) 与其内包体 (B23T19) 具有较低的烧失量 (0.25–0.48%), 两者岩石学和地球化学特征相似 (图 2、4), 本文将其合并讨论。样品的 SiO_2 含量介于 61.1–68.0%, 在 $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2 \cdot 0.0001$ 图中, 样品主体则落在流纹英安岩/英安岩区域, 与其岩性特征一致 (图 4a)。样品具有较高的 K_2O (2.65–4.29%) 和 Na_2O (3.58–4.50%) 含量, 和较高的 $\text{Mg}^\#$ 值 (55.8–61.6, 图 4b)。在 $\text{K}_2\text{O-SiO}_2$ 图解中, 样品表现出高钾钙碱性特征 (图 4c–d); 在 A/NK-A/CNK 图中, 样品落在准铝质岩石区域 ($\text{A/CNK}=0.83\text{--}0.89$, 图 4e)。在原始地幔标准化多元素蛛网图中, 吉普三队花岗闪长岩富集 Th、U、Pb, 亏损 Nb、Ta (图 5)。样品富集轻稀土元素, 亏损重稀土元素, 轻重稀土分异显著 ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=13.3\text{--}19.7$, 图 4f), 并且具有较为明显的 Eu 负异常 ($\text{Eu}^*=0.58\text{--}0.94$, 平均 0.76) (图 5)。

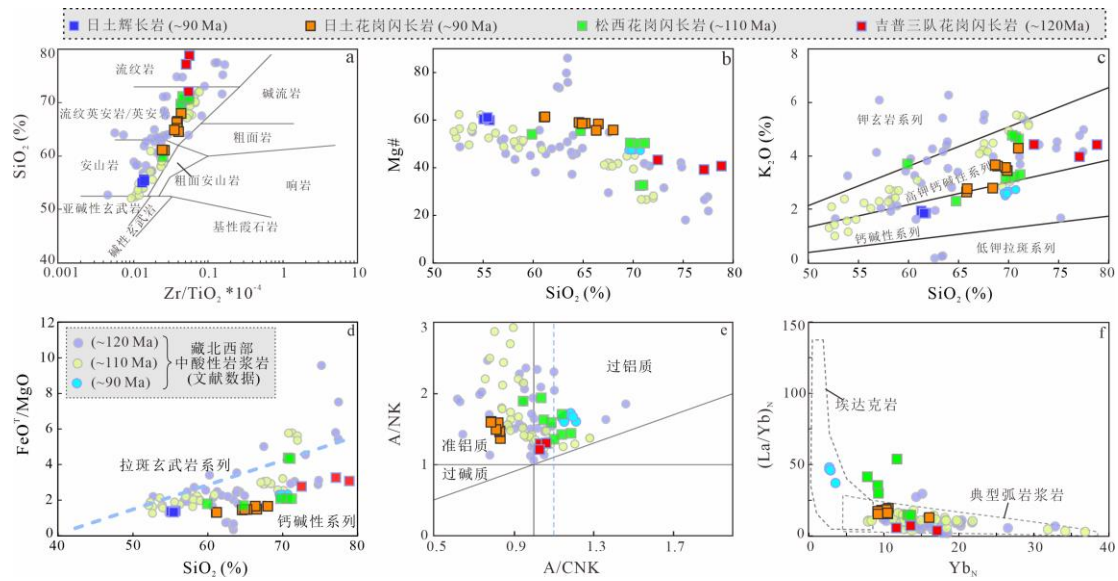


图 4. (a) SiO_2 vs. $\text{Zr/TiO}_2 \cdot 0.0001$ 图解; (b) $\text{Mg}^\#$ vs. SiO_2 图解; (c) K_2O vs. SiO_2 图解; (d) $\text{FeO}^\text{T}/\text{MgO}$ vs. SiO_2 图解; (e) A/NK vs. A/CNK 图解; (f) $(\text{La}/\text{Yb})_\text{N}$ vs. Yb_N 图解

Fig. 4 Diagram of (a) SiO_2 vs. $\text{Zr/TiO}_2 \cdot 0.0001$; (b) $\text{Mg}^\#$ vs. SiO_2 ; (c) K_2O vs. SiO_2 ; (d) $\text{FeO}^\text{T}/\text{MgO}$ vs. SiO_2 ; (e) A/NK vs. A/CNK ; (f) $(\text{La}/\text{Yb})_\text{N}$ vs. Yb_N

$\text{A/NK} = (\text{Al}_2\text{O}_3/101.94)/[(\text{Na}_2\text{O}/61.982) + (\text{K}_2\text{O}/94.2)]$. $\text{A/CNK} = (\text{Al}_2\text{O}_3/101.94)/[(\text{CaO}/56.08) + (\text{Na}_2\text{O}/61.982) + (\text{K}_2\text{O}/94.2)]$. 藏北西部 (120, 110 和 90 Ma) 中酸性岩浆岩数据 (Li *et al.*, 2018; Lei *et al.*, 2020; Hu *et al.*, 2022; Bai *et al.*, 2024b; Gong *et al.*, 2024 及其中的参考文献)

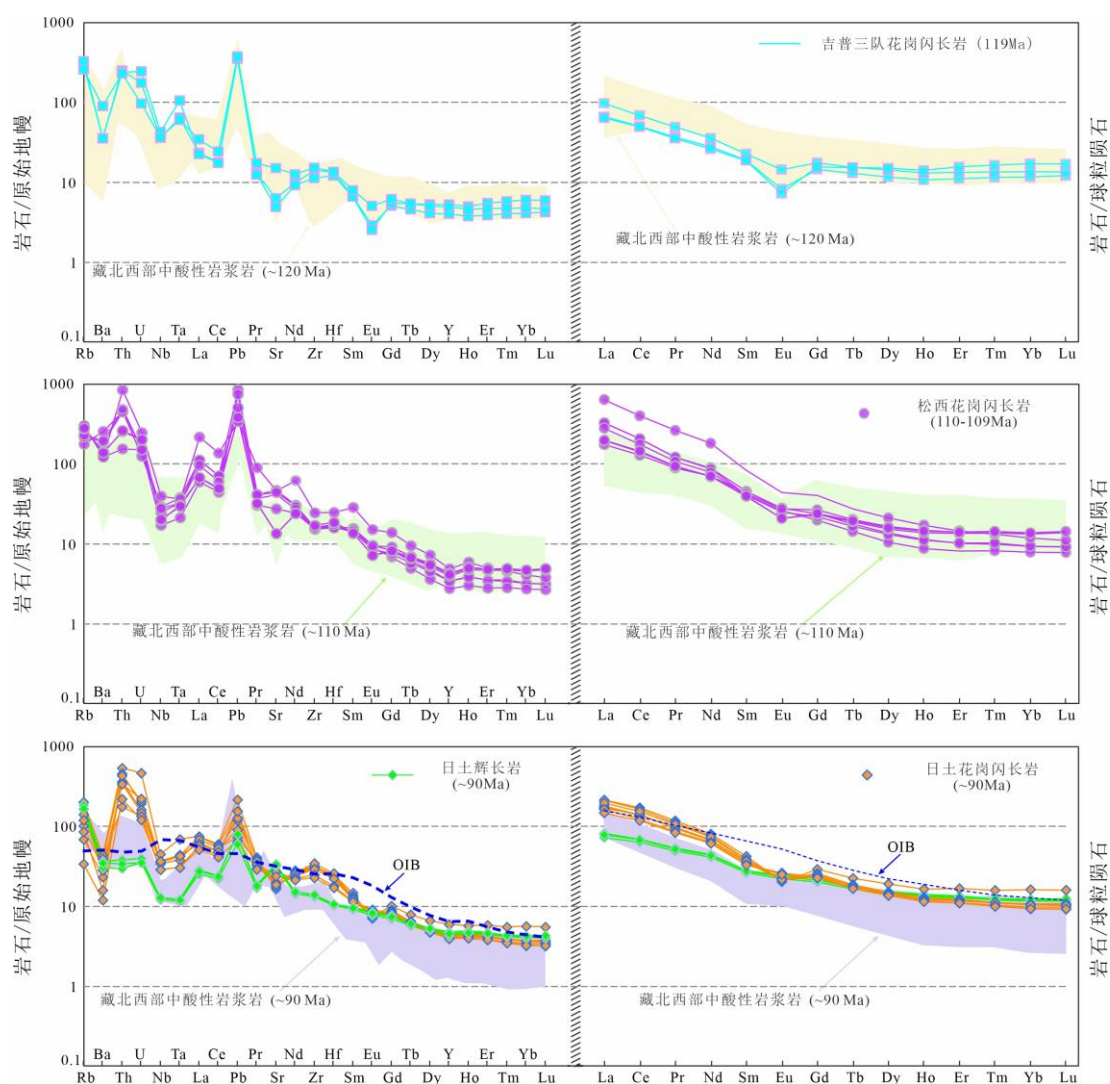


图 5. 藏北日土-松西地区岩浆岩原始地幔标准化多元素蛛网图与球粒陨石标准化稀土元素配分图

Fig. 5 Primitive-normalized multi-element spider diagram and chondrite-normalized REE diagram for magmatic rocks from the Rutog-Songxi area, northern Tibet

藏北西部 (120, 110 和 90 Ma) 中酸性岩浆岩数据来源同图 4

3.3 全岩 Sr-Nd 和锆石原位 Lu-Hf 同位素结果

本研究对 5 件花岗闪长岩样品 (B23T9H1、B23T10H1、B23T19H2 及 B23T12H1-H2) 和 2 件辉长岩样品 (B23T11H2-H3) 进行了全岩 Sr-Nd 同位素测定, 结果列于表 3。吉普三队花岗闪长岩初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.706085–0.707183, 计算的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值和二阶段模式年龄分别为 –6.95 至 –6.91 和 1474–1476 Ma (图 6a)。日土花岗闪长岩初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.705259–0.705700, 计算的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 0.78–2.40 (图 6a), 二阶段模式年龄 (827–694 Ma) 较年轻。日土辉长岩初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.704486–0.704683, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 0.57–0.61 (图 6a), 一阶段模式年龄为 917–899 Ma。

此外, 对 4 件花岗闪长岩样品 (B23T12、B19T21、B19T22 及 B19T24) 进行了锆石原位 Lu-Hf 同位素分析, 结果列于表 4。吉普三队花岗闪长岩锆石表现出均一的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值 (0.282399–0.282572), 对应 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 –10.8 至 –4.59, 古老二阶段模式年龄 (T_{DM}^{C}) 为 1468–

1858 Ma (图 6b)。松西花岗闪长岩锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值为 0.282253–0.282459, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于 -16.1 至 -8.75, T_{DM}^{C} 为 1724–2185 Ma (图 6b)。

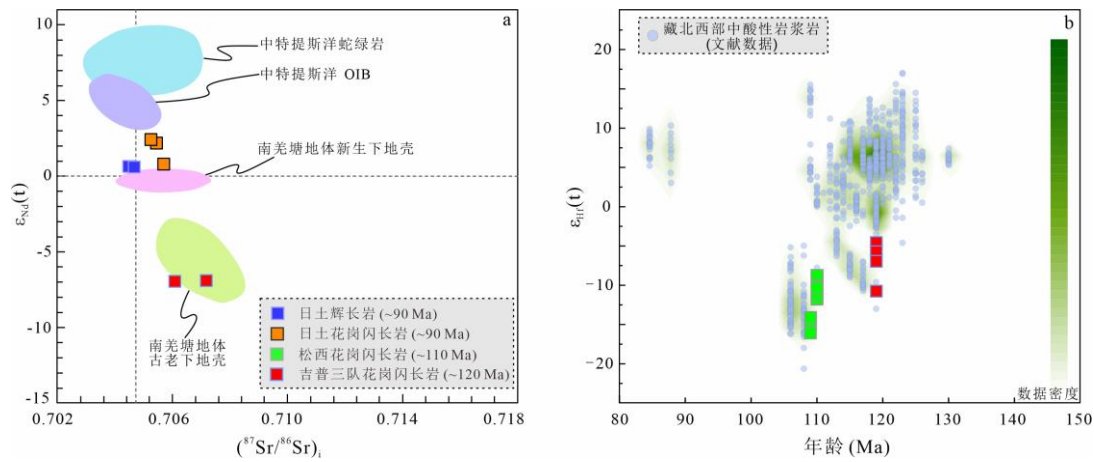


图 6 藏北日土-松西地区岩浆岩全岩 Sr-Nd 同位素和锆石 Lu-Hf 同位素图解

Fig. 6 (a) $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ and (b) $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ versus Age diagram for magmatic rocks from the Rutog-Songxi area, northern Tibet

数据来源：中特提斯洋蛇绿岩数据 (Tang *et al.*, 2020; Wang *et al.*, 2016); 中特提斯洋 OIB 数据 (Fan *et al.*, 2021; Wang *et al.*, 2016); 南羌塘新生和古老下地壳数据 (Hao *et al.*, 2016); 藏北西部 (120, 110 和 90 Ma) 中酸性岩浆岩数据来源同图 4

表 3 藏北日土-松西地区岩浆岩全岩 Sr-Nd 同位素分析结果

Table 3 Whole-rock Sr-Nd isotope analysis results of magmatic rocks in the Rutog-Songxi area, northern Tibet

编号	年龄 (Ma)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$	$T_{2\text{DM}}(\text{Ma})$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$
B23T9H1	90	1.054143	0.706804	0.000013	0.705456	0.103973	0.512694	0.000005	2.16	634	714	-0.47
B23T10H1	90	0.322114	0.706112	0.000014	0.705700	0.103691	0.512623	0.000005	0.78	731	827	-0.47
B23T11H2	90	0.507245	0.705135	0.000014	0.704486	0.124983	0.512627	0.000005	0.61	899	840	-0.36
B23T11H3	90	0.447894	0.705256	0.000012	0.704683	0.126577	0.512626	0.000005	0.57	917	843	-0.36
B23T19H2	90	0.123469	0.705417	0.000018	0.705259	0.106449	0.512708	0.000006	2.40	629	694	-0.46
B23T12H1	119	4.125381	0.714160	0.000016	0.707183	0.134169	0.512235	0.000005	-6.91	1749	1474	-0.32
B23T12H2	119	5.880098	0.716030	0.000017	0.706085	0.141942	0.512239	0.000006	-6.95	1929	1476	-0.28

表 4 藏北日土-松西地区岩浆岩锆石 Lu-Hf 同位素分析结果

Table 4 Zircon Lu-Hf isotope analysis results of magmatic rocks in the Rutog-Songxi area, northern Tibet

编号	年龄 (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	2σ	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$	$T_{\text{DM}}^{\text{C}}(\text{Ma})$	$f_{(\text{Lu}/\text{Hf})}$
B23T12-1	119	0.063454	0.000227	0.002106	0.000008	0.282567	0.000022	-7.2	-4.80	0.8	999	1480	-0.94
B23T12-2	119	0.064496	0.000713	0.002254	0.000029	0.282399	0.000028	-13.2	-10.77	1.0	1248	1858	-0.93
B23T12-3	119	0.051307	0.000589	0.001755	0.000021	0.282572	0.000025	-7.1	-4.59	0.9	983	1468	-0.95
B23T12-4	119	0.082331	0.003998	0.002633	0.000114	0.282542	0.000021	-8.1	-5.75	0.7	1052	1541	-0.92
B23T12-5	119	0.051922	0.000853	0.001828	0.000021	0.282506	0.000027	-9.4	-6.96	1.0	1080	1617	-0.94
B19T21-1	110	0.025318	0.000297	0.000889	0.000014	0.282446	0.000015	-11.5	-9.2	0.5	1137	1752	-0.97
B19T21-2	110	0.029006	0.000287	0.001025	0.000008	0.282450	0.000014	-11.4	-9.1	0.5	1136	1744	-0.97
B19T21-3	110	0.037515	0.000262	0.001293	0.000007	0.282459	0.000016	-11.1	-8.8	0.6	1132	1725	-0.96
B19T21-4	110	0.030468	0.000188	0.001088	0.000005	0.282440	0.000013	-11.7	-9.4	0.4	1151	1766	-0.97
B19T21-5	110	0.042463	0.000633	0.001415	0.000017	0.282459	0.000018	-11.1	-8.7	0.6	1134	1724	-0.96
B19T22-1	109	0.016941	0.000196	0.000592	0.000008	0.282280	0.000016	-17.4	-15.0	0.6	1358	2121	-0.98
B19T22-2	109	0.030525	0.000340	0.001115	0.000009	0.282308	0.000018	-16.4	-14.1	0.7	1338	2062	-0.97
B19T22-3	109	0.043274	0.001176	0.001451	0.000040	0.282253	0.000015	-18.3	-16.1	0.5	1427	2185	-0.96
B19T22-4	109	0.021696	0.000078	0.000798	0.000003	0.282307	0.000019	-16.5	-14.1	0.7	1329	2063	-0.98
B19T22-5	109	0.026829	0.000606	0.000987	0.000019	0.282308	0.000018	-16.4	-14.1	0.6	1334	2062	-0.97
B19T24-1	110	0.028216	0.000296	0.001057	0.000008	0.282422	0.000021	-12.4	-10.1	0.7	1176	1807	-0.97
B19T24-2	110	0.026138	0.000221	0.000941	0.000007	0.282380	0.000018	-13.9	-11.5	0.6	1231	1899	-0.97
B19T24-3	110	0.045867	0.000824	0.001623	0.000029	0.282374	0.000018	-14.1	-11.8	0.6	1262	1915	-0.95
B19T24-4	110	0.026023	0.000440	0.000927	0.000014	0.282389	0.000018	-13.6	-11.2	0.6	1218	1880	-0.97
B19T24-5	110	0.042094	0.000584	0.001458	0.000018	0.282416	0.000017	-12.6	-10.3	0.6	1197	1822	-0.96

4 讨论

4.1 岩石成因

4.1.1 早白垩世花岗岩岩石

花岗岩类通常可分为 I、S、A 和 M 型 (Whalen *et al.*, 1987; Chappell *et al.*, 2012)。吉普三队和松西花岗闪长岩的 MnO 含量 (0.02%–0.16%, 平均 0.06%) 远低于 M 型花岗岩的平均值 (0.11%, Whalen *et al.*, 1987), 且吉普三队花岗闪长岩具有负的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (图 6b), 与源自新生下地幔源物质的 M 型花岗岩明显不同 (Whalen *et al.*, 1987)。样品不含钠闪石、钠铁闪石、霓石、方柱石等碱性暗色矿物, 且具有较低的锆石 Ti 温度 (560–849°C, 平均 673°C), 与 A 型花岗岩明显不同。此外, 它们的 $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ 值和 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ 比值均低于 A 型花岗岩的相应含量 (图 7a), 在 $\text{Zr}/10000\text{Ga}/\text{Al}$ 判别图解中都位于 I 型和 S 型花岗岩区域 (图 7b), 上述特征排除了它们属于 A 型花岗岩的可能。样品中暗色矿物主要是黑云母和角闪石, 其 A/CNK 值为 0.94–1.18 (图 4e), Na_2O 含量为 2.60–3.91%, 表现出富钠、准铝质的特点, 与 I 型花岗岩相符, 而不同于强过铝质特征的 S 型花岗岩 ($\text{A}/\text{CNK} > 1.10$)。此外, 在 Al_2O_3 、 P_2O_5 与 SiO_2 图解中, 样品均呈现 I 型花岗岩的趋势 (图 7c–d)。因此, 本研究得出, 吉普三队和松西花岗闪长岩为弱过铝质 I 型花岗岩。

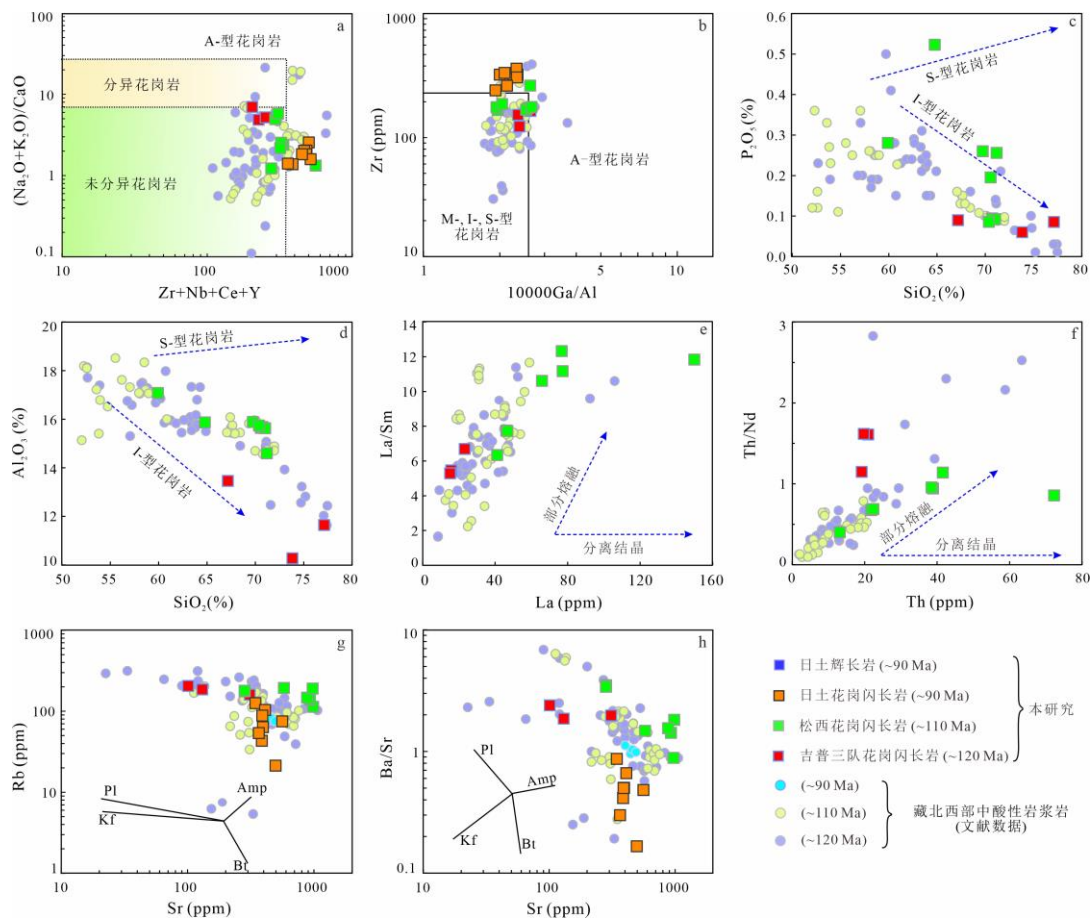


图 7 (a) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ vs. $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ 图解; (b) TiO_2/MgO vs. SiO_2 图解; (c) P_2O_5 vs. SiO_2 图解; (d)

Al_2O_3 vs. SiO_2 图解; (e) La/Sm vs. La 图解; (f) Th/Nd vs. Th 图解; (g) Rb vs. Sr 图解; (h) Ba/Sr vs. Sr 图解

Fig. 7 Diagram of (a) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ vs. $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$; (b) TiO_2/MgO vs. SiO_2 ; (c) P_2O_5 vs. SiO_2 ; (d)

Al_2O_3 vs. SiO_2 ; (e) La/Sm vs. La ; (f) Th/Nd vs. Th ; (g) Rb vs. Sr ; (h) Ba/Sr vs. Sr

藏北西部 (120, 110 和 90 Ma) 中酸性岩浆岩数据来源见图 4, 矿物缩写: Amp = 角闪石, Bt = 黑云母, Kf = 钾长石, Pl = 斜长石

吉普三队与松西花岗闪长岩的大部分样品在 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ 图解上落于未分异花岗岩区域 (图 7a), 表明它们并非是基性岩浆分离结晶形成的。在 La/Sm - La 和 Th/Nd - Th 图解中, 样品表现出部分熔融的趋势 (图 7e, f)。这些特征, 结合样品高的 SiO_2 含量 (59.92–73.83%)、低的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (-16.1~4.6) 和古老的二阶段模式年龄 (2.19–1.47 Ga), 表明它们是由古老地壳物质部分熔融产生的 (Zhu *et al.*, 2011)。但这些样品具有较高的 $\text{Mg}^\#$ 值 (32.46–55.50, 平均为 43.82), 略高于地壳熔融形成的熔体 (通常 <40) (Rapp *et al.*, 1999), 指示在它们形成过程中, 有幔源物质的加入。此外, 这些样品中具有变化较大的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (>7 个 ε 单位), 也进一步支持了上述推论。

吉普三队与松西花岗闪长岩样品显示出轻稀土富集, 重稀土相对平坦的特征 (图 5), 具有弱负 Eu 异常 ($\text{Eu}^* = 0.42\text{--}0.92$), 且 Nb、Sr 元素亏损, 表明角闪石和长石在岩浆演化过程中发生了分离结晶。在 Ba -Sr 和 Ba/Sr -Sr 图中, 吉普三队和松西花岗闪长岩样品也表现出角闪石和长石的分离结晶趋势 (图 7g-h), 进一步证实了上述推论。

综上所述, 本研究得出吉普三队和松西花岗闪长岩来自于古老下地壳的部分熔融, 且经历了一定程度的壳幔混合作用, 在它们上升过程中, 发生了角闪石和斜长石等矿物的分离结晶, 符合俯冲背景下 MASH 模型 (熔融-同化-储存-均一化) 特征。

4.1.2 晚白垩世双峰式岩浆岩

~90 Ma 日土辉长岩与花岗闪长岩在 SiO_2 含量上存在明显的 Daly 间断 (分别为 52.55–53.02%, 60.55–67.64%), 为典型的双峰式火山岩。辉长岩具有较高的 Nb (8.51–9.06 ppm) 含量和 Nb/U (10.9–12.5) 比值, 表现出富 Nb 玄武岩 (NEBs) 的亲缘性 (图 8a, Hastie *et al.*, 2011)。富 Nb 玄武岩常见的成因有两种, (1) 富集或 OIB 型地幔组分与亏损的 MORB 型上地幔物质的混合 (Castillo *et al.*, 2007), (2) 来源于俯冲板片熔体交代的地幔楔 (Hastie *et al.*, 2011)。这种混合成因的岩浆岩往往具有变化较大的全岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (Yang *et al.*, 2006)。然而, 日土辉长岩的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值比较均一 (图 7), 并不支持地幔岩浆混合成因。Hofmann *et al.* (1986) 指出, OIB 和 MORB 的 Nb/U 和 Ce/Pb 比率较为相似, 分别为 47 ± 10 和 25 ± 5 。日土辉长岩的 Nb/U 和 Ce/Pb 比值低, 分别为 10.9–12.5 和 7.45–9.25, 这进一步排除了它们是富集或 OIB 型地幔组分与亏损地幔混合成因的可能。日土辉长岩具有高 Zr 含量 (146–154 ppm) 和 Zr/Y 比值 (>7.51) 的大陆玄武岩特征, 且具有较高的 Ti/V 比值 (26.3–28.7), 明显高于岛弧玄武岩 (<20)。在 Zr/Y-Zr 判别图中, 所有样品均落入板内玄武岩区域 (图 8b)。这些特征表明日土辉长岩的成因可能与板内岩浆作用有关, 而非弧岩浆作用中俯冲板片熔体交代地幔楔的成因 (Sun and McDonough, 1989; 图 9b)。在 Th/Hf-Ta/Hf 图解中, 样品落入大陆伸展带/初始裂谷玄武岩区域 (图 8c), 说明日土辉长岩板内伸展背景下岩浆活动的产物。

此外，在样品微量元素稀土配分图解中，辉长岩具有与 OIB 相似的曲线（图 5）。因此，本研究认为辉长岩有可能是伸展背景下软流圈上涌形成的。此类幔源岩浆上升过程中，通常会受到不同程度的地壳混染。辉长岩具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.705135–0.705256) 和较低的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ (+0.57~+0.61)（图 6a），不同于典型的 OIB 型岩浆岩，而是更加接近陆壳组成，而且在 $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}-(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ 图中，辉长岩样品呈现出混染陆壳的趋势（图 8d）。因此，本研究得出，日土辉长岩是伸展背景下软流圈地幔上涌发生熔融并混染陆壳所形成。

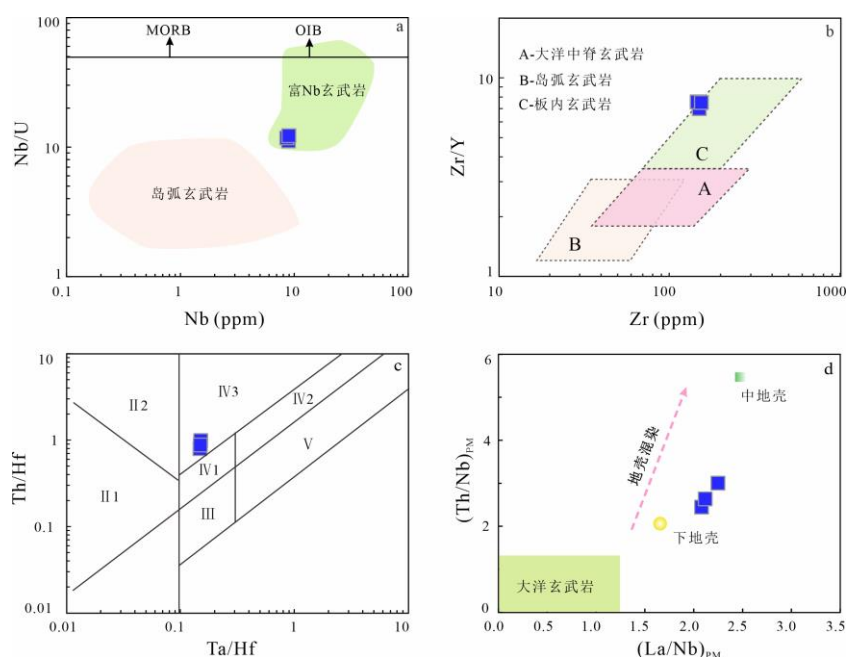


图 8 (a) Nb/U vs. Nb 图解；(b) Zr/Y vs. Zr 图解；(c) Th/Hf vs. Ta/Hf 图解；(d) $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ vs. $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ 图解

Fig. 8 (a) Nb/U vs. Nb; (b) Zr/Y vs. Zr diagram, (c) $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ vs. $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}}$, (d) Th/Hf vs. Ta/Hf diagram.

II2-大陆边缘岛弧+大陆边缘火山弧；IV1-陆内裂谷+大陆边缘裂谷拉斑玄武岩；IV2-陆内裂谷碱性玄武岩；IV3-大陆伸展带/初始裂谷玄武岩；原始地幔的标准化数据来源于 Sun and McDonough (1989)。中地壳与下地壳的数据来源于 Rudnick and Gao (2014)

日土花岗闪长岩具有较高的 Zr 含量(250–379 ppm)和 $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ 值(359–515 ppm)，与未分异的 A 型花岗岩特征相似（图 7a, b）。较低的 Rb 含量 (21.2–125, <270 ppm) 说明它们不是高硅 I 型花岗岩分异形成的 (Condie, 1989)。此外，它们的锆石饱和温度为 659–859°C，平均 789°C，与高温条件下形成的 A 型花岗岩一致 (Patiño Douce, 1997)。因此，日土花岗闪长岩具有准铝质 A 型花岗岩的亲缘性。

关于 A 型花岗岩的成因，目前模型较多，包括：(1)地壳的部分熔融 (Skjerlie and Johnston, 1993; Landenberger and Collins, 1996; Frost *et al.*, 2011)；(2)幔源岩浆同化-分离结晶 (AFC) 或单纯分离结晶 (FC) (Boztug *et al.*, 2007; Zhang *et al.*, 2023)；(3)幔源与壳源岩浆混合 (Yang *et al.*, 2006)；(4)底侵玄武质下地壳部分熔融 (Wu *et al.*, 2002; Shen *et al.*, 2011)。实验岩石学表明，浅层地壳中英云闪长岩或花岗闪长岩低压脱水熔融形成的岩浆岩通常具有较高的 SiO_2 (>70%) 和锆石饱和温度 (>900°C)、较低的 FeO^T (<2.5%) (Skjerlie and Johnston,

1993), 但日土花岗闪长岩 SiO_2 (61.11–68.00%) 和锆石饱和温度均相对较低 (659–859°C, 平均 789°C), FeO^T 较高 (3.28–4.64%), 与浅层地壳低压脱水熔融形成的岩浆特征不符。此外, 样品其较高的 FeO^T 含量和 $\text{FeO}^T/(\text{FeO}^T+\text{MgO})$ (0.57–0.62) 明显不同于富 F-Cl 下地壳麻粒岩残留相部分熔融形成的 A 型花岗岩 (Shen *et al.*, 2011)。因此, 排除地壳部分熔融成因。岩浆同化-分离结晶 (AFC) 或单纯分离结晶 (FC) 形成的 A 型花岗岩通常伴随大量基性岩浆岩 (Wu *et al.*, 2002; Shen *et al.*, 2011), 但藏北西部晚白垩世基性岩浆岩仅少量出露, 与本成因特征不符。由壳幔混合形成的 A 型岩浆岩通常具有针状磷灰石、地幔包体和变化范围较大的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 、 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (Yang *et al.*, 2006), 然而日土花岗闪长岩样品除含有地幔包体外, 其他特征均没有出现, 这表明花岗闪长岩也不太可能是壳幔混合成因。据此, 本研究提出, 日土花岗闪长岩更有可能是底侵玄武质下地壳部分熔融的产物。它们富含 Rb、Th、Pb 等 LILEs, 而且 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (0.705456–0.705700) 和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (+0.78~+2.40) 与南羌塘地体新生下地壳特征相似 (图 6a), 且具有较年轻的二阶段模式年龄 (827–694 Ma), 均支持上述推论。

4.2 构造背景: 对藏北白垩纪构造演化的制约

本文研究的藏北日土–松西地区白垩纪岩浆岩可进一步划分为~120, ~110 和~90 Ma 三期, 其中前两期为钙碱性岩浆岩, 来源于古老下地壳的部分熔融, 且经历了一定程度的壳幔混合作用, 并显示出大陆弧岩浆岩的亲缘性。古地磁资料研究表明, 藏北西部的南羌塘地体和拉萨地体在 120–115 Ma 期间仍相距 $\sim 825 \pm 600$ km (Cao *et al.*, 2020), 进一步证实了该期间中特提斯洋洋盆的存在, 说明这些岩浆岩形成于俯冲背景。藏北西部~90 Ma 岩浆岩为双峰式岩浆岩, 其中酸性端元为 A 型花岗岩, 基性端元为富 Nb 辉长岩, 结合区域同时期陆相磨拉石沉积, 指示了造山后岩石圈拆沉背景的伸展环境 (Dini *et al.*, 2002; Allen, 2010)。因此, 从日土–松西地区白垩纪岩浆岩特征来看, 藏北西部中特提斯洋在白垩纪应处于洋陆转换阶段, 即早期岩浆岩记录了中特提斯洋的俯冲, 晚期岩浆岩记录了中特提斯洋闭合后的陆陆碰撞。

为了进一步精确约束藏北西部中特提斯洋的洋陆转换过程, 本研究统计分析了日土–松西地区侏罗–白垩纪岩浆岩形成时的地壳厚度、白垩纪岩浆岩形成时的地壳物质贡献程度以及班公湖–怒江缝合带侏罗–白垩纪沉积层序 (图 9)。

在深部地壳环境 (压力 $> \sim 1.0$ GPa) 的岩浆分馏与分异作用过程中, Y 和 Yb 元素会优先堆晶石榴子石或角闪石中, 但 Sr、La 元素会进入液相, 导致深部岩浆 Sr/Y 和 La/Yb 比值较高。相比之下, 在浅层地壳环境 (压力 $< \sim 1.0$ GPa) 中, Sr 元素会优先分配至斜长石中, 而 Y、Yb 元素则进入液相, 导致浅层岩浆 Sr/Y 和 La/Yb 比值较低 (Chapman *et al.*, 2015), 因此岩浆岩中 Sr/Y 和 La/Yb 比值可以有效地评估地壳厚度, 该方法对俯冲带系统和碰撞造山带等背景均适用 (Hu *et al.*, 2017a, 2020)。本文统计了日土–松西地区侏罗–白垩纪岩浆岩数据, 利用 Chapman *et al.* (2015) 和 Hu *et al.* (2017a) 方法进行了筛选和地壳厚度估算。结果显示, (1) 藏北地区在 160–100 Ma 地壳厚度基本没有变化 (图 9b), 维持在~30 km 的

大陆平均地壳厚度，指示了俯冲和洋陆转换背景。(2) 在~100 Ma 以后，地壳显著增厚，最终在~90 Ma 达到峰值 (~60 Km) (图 9b)，指示了同碰撞环境；(3) ~90 Ma 以后，地壳明显减薄，指示了造山后伸展背景。这种变化规律亦支持了前文推论，即藏北西部~120 和~110 Ma 岩浆岩形成于中特提斯洋的俯冲背景，~90 Ma 岩浆岩形成于造山后岩石圈拆沉背景下的伸展环境。

由于 Th, La, Nb 在不同圈层中配分行为、迁移能力与源区丰度的差异，可用作示踪壳源组分参与程度的地球化学指标 (Pietruszka *et al.*, 2009; Jung *et al.*, 2023)。本文利用壳幔两端元混合模拟估算了藏北西部白垩纪岩浆岩形成时的壳源贡献比例。结果表明，壳源物质贡献比例在~110 Ma 时达到峰值 (图 9e)，与印度-欧亚大陆初始碰撞阶段由于壳源熔融增强所表现出的高 Th/La、Th/Nb 特征相似 (Chung *et al.*, 2003; Mo *et al.*, 2007)。因此本研究推测中特提斯洋西段拉萨-南羌塘地体的初始碰撞时间应该在~110 Ma。

在沉积层序上，藏北西部下白垩统沉积以半深海-深海复理石沉积建造、沙木罗组下部半深海-浅海的类复理石沉积-碳酸盐岩和碎屑岩建造、沙木罗组上部三角洲相的中厚层砂岩为主 (图 9a; 刘文等, 2019; Luo *et al.*, 2020, 2022)，整体为显著的海退层序，记录了中特提斯洋晚期洋盆和洋陆转换过程。至~96 Ma 以后，全区隆升成陆，发育陆相磨拉石建造及其与蛇绿混杂岩的不整合 (图 9a, Liu *et al.*, 2014; 李华亮等, 2016)，表明至少在此时，中特提斯洋西段洋陆转换结束，陆陆碰撞已经开始。

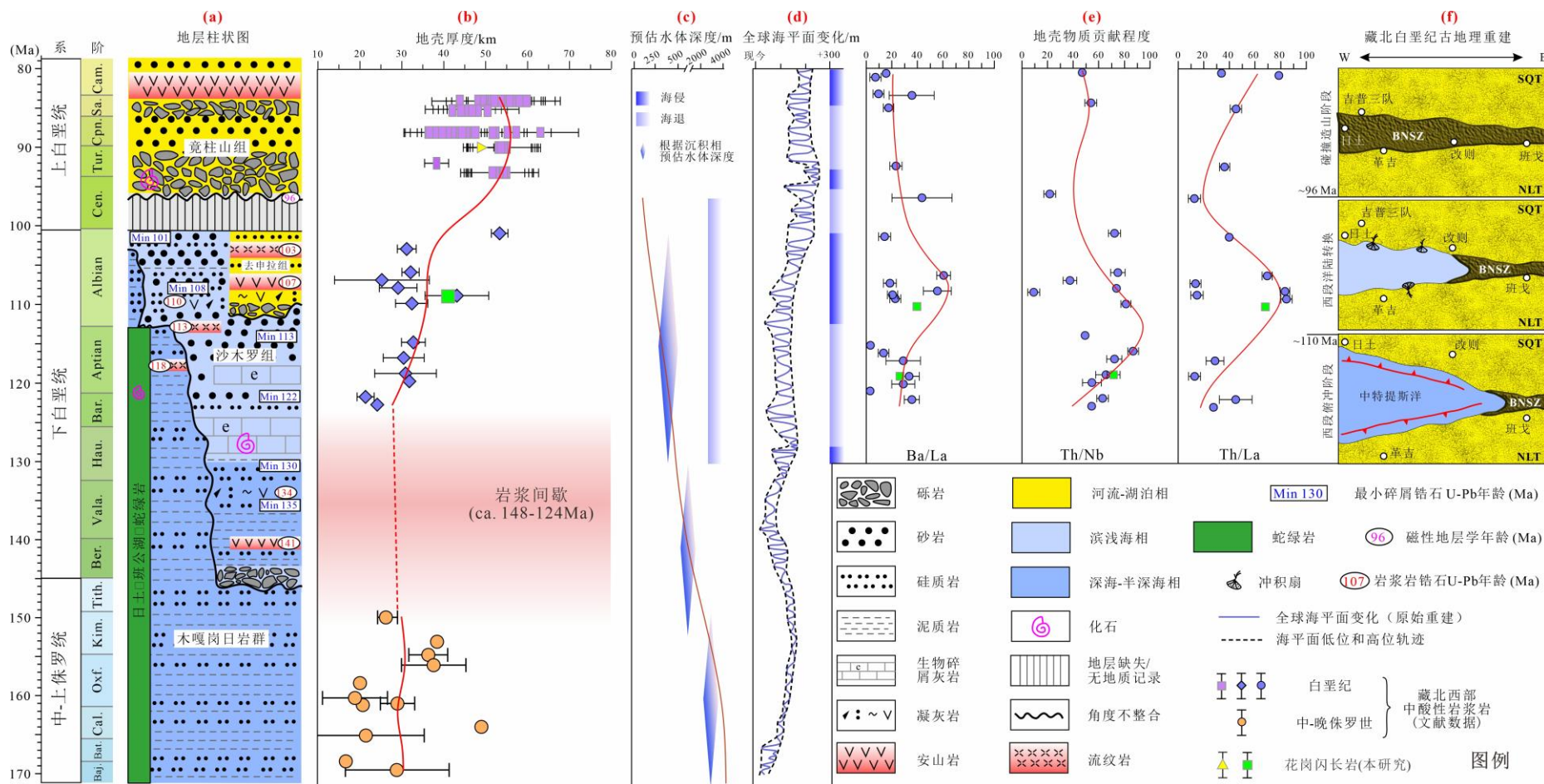


图 9 藏北西部洋陆过度多元综合表征示意图。(a) 班公湖-怒江缝合带 (BNSZ) 中晚侏罗世-白垩纪地层柱状图; (b) 藏北西部中晚侏罗世-白垩纪中酸性岩浆岩的地壳厚度-年龄关系图, 地壳厚度计算方法参考 (Hu *et al.*, 2017a, 2020); (c) 基于沉积相环境预估水体深度图; (d) 中晚侏罗世-白垩纪全球海平面演化图 (参考 Ruban, 2015); (e) 利用藏北西部白垩纪岩浆岩中 Ba/La、Th/Nb 及 Th/La 元素, 通过壳幔端元二元混合模拟估算的地壳贡献比例变化趋势图, 选取的地壳端元 (Ba=628 ppm, La=31.0 ppm, Th=10.5 ppm, Nb=12 ppm) 及地幔端元数据 (Ba=29.2 ppm, La=5.21 ppm, Th=0.404 ppm, Nb=5.24 ppm) 分别参考 Rudnick and Gao, 2014 和 Gale *et al.*,

2013; (f) 中特提斯洋西段白垩纪古地理重建示意图

Fig. 9 Schematic diagram showing the multi-element comprehensive characterization of ocean-continent transition processes in the northern Tibet. (a) Stratigraphic column of the Middle-Late Jurassic-Cretaceous in the Bangong-Nujiang suture zone (BNSZ); (b) Plot of the crustal thickness versus age for the Mid-Late Jurassic-Cretaceous intermediate-felsic magmatic rocks in the western segment of the northern Tibet, the crustal thickness was calculated with the method referred to (Hu *et al.*, 2017a, 2020); (c) Water depth estimated based on sedimentary facies environments; (d) Global sea-level evolution history (refer to Ruban, 2015); (e) Trend of crustal contribution proportion estimated by binary mixing simulation of crust-mantle end-members using Ba/La, Th/Nb and Th/La elements in the Cretaceous magmatic rocks from the western segment of the northern Tibet. The selected crustal end-member compositions (Ba = 628 ppm, La = 31.0 ppm, Th = 10.5 ppm, Nb = 12 ppm) and mantle end-member compositions (Ba = 29.2 ppm, La = 5.21 ppm, Th = 0.404 ppm, Nb = 5.24 ppm) are taken from Rudnick and Gao (2014) and Gale *et al.* (2013), respectively; (f) Schematic diagram of Cretaceous paleogeographic reconstruction of the western segment of

Meso-Tethys Ocean

数据来源于同图 4。缩写：BNSZ：班公湖-怒江缝合带，SQT：南羌塘地体，NLT：北拉萨地体

4.3 藏北白垩纪洋陆转换与造山过程

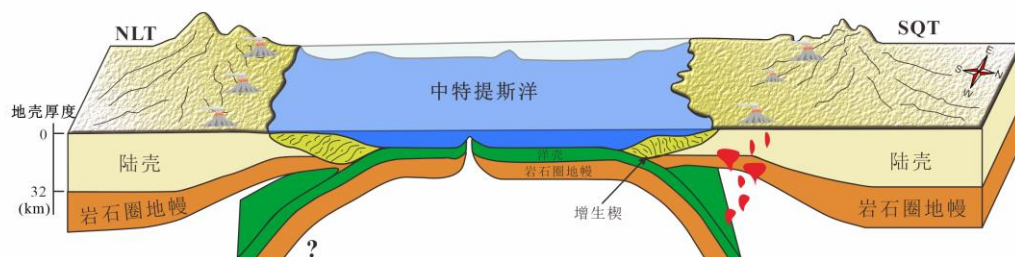
基于藏北西部白垩纪沉积-岩浆岩的综合对比, 本文认为中特提斯洋西段在~110 Ma 发生了初始碰撞, 随后发生了复杂的洋陆转换, 到~96 Ma 中特提斯洋完全闭合, 陆陆碰撞导致地壳逐渐加厚, 至~90 Ma, 造山作用进入巅峰期, 陆壳增厚至最大, 随后开始伸展减薄, 形成日土地区~90 Ma 双峰式岩浆岩。因此, 本文岩浆岩资料支持藏北西部在白垩纪整体处于洋陆转换阶段, 而非陆陆碰撞造山阶段。但前人研究表明, 在藏北东部班戈-丁青一带, 最晚期蛇绿岩和复理石沉积等混杂岩时代为晚侏罗世 (~147 Ma; Zhong *et al.*, 2017; Zhu *et al.*, 2019; Tang *et al.*, 2020), 而混杂岩之上不整合覆盖着晚侏罗世-早白垩世东巧组、早白垩世陆相磨拉石沉积等 (Zhu *et al.*, 2019; Ma *et al.*, 2017, 2024)。这样的岩石序列提供了可靠证据表明该区域在晚侏罗世-早白垩世早期 (~147–120 Ma) 处于洋陆转换, 并至少在~120 Ma 以后, 已经发生陆陆碰撞。在藏北中部改则一带, 远离大陆边缘的仲岗洋岛形成于 145–132 Ma (Fan *et al.*, 2021, 2024a, 2024b), 最年轻的海沟盆地复理石沉积时代为~113 Ma (Luo *et al.*, 2020, 2022), 表明该区域中特提斯洋持续演化至早白垩世晚期。藏北中部~105 Ma 去申拉组陆相洪积岩及其与下伏混杂岩的不整合接触, 表明该区域洋盆的消亡 (吴浩等, 2014; Luo *et al.*, 2020; 罗安波, 2022)。从上述资料不难看出, 藏北白垩纪构造演化是极其复杂的, 在该时期中特提斯洋正在经历从东向西的穿时洋陆转换和陆陆碰撞, 导致了同一时期不同区域造山作用、洋陆转换和俯冲作用的并存。

综合上述资料, 本研究重建的藏北白垩纪演化过程 (图 10) 如下:

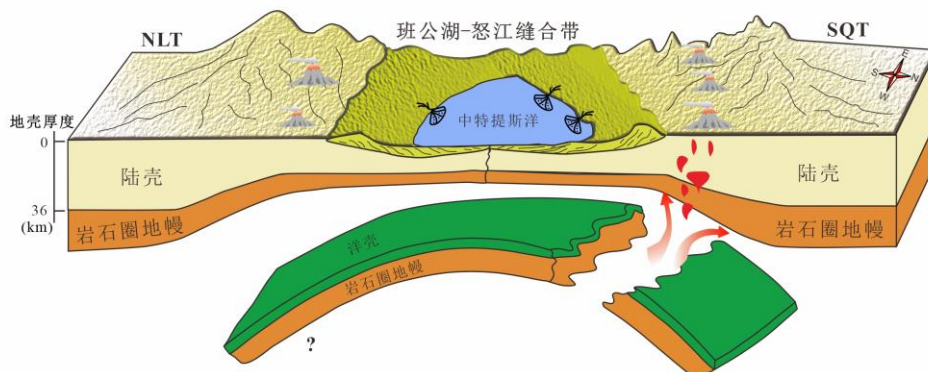
(1) 147–96 Ma, 中特提斯洋自西向东穿时洋陆转换阶段: 藏北东部在 147–120 Ma 期间已经开始洋陆转换, 并至少在~120 Ma 进入碰撞造山, 形成大范围的陆相磨拉石沉积 (Zhu *et al.*, 2019) 和造山后岩浆岩 (Hu *et al.*, 2017b), 但此时, 藏北中西部仍处于俯冲背景下的海相环境, 形成了广泛的复理石沉积 (~126–113 Ma; Luo *et al.*, 2020, 2021)。至~96 Ma, 中特提斯洋全域完成洋陆转换, 进入陆陆碰撞阶段。

(2) <96 Ma, 陆陆碰撞阶段: 随着拉萨-南羌塘地体的碰撞, 地壳在~90 Ma 加厚至最大规模, 该时期藏北西部地壳厚度可达 50–60 Km。该厚度虽然没有达到青藏高原现今的地壳厚度 (中部平均~70–90 km, Murodov *et al.*, 2022), 但已超过伊朗高原的地壳厚度 (平均~40–50 km, Tunini *et al.*, 2014)。~90 Ma 以后, 加厚的岩石圈开始拆沉或分层减薄, 形成区域上大量的 A 型花岗岩、双峰式火山岩、OIB 型辉长岩、埃达克质岩石等特殊类型的岩浆岩 (Wu *et al.*, 2019; 吴浩等, 2024; 周高宇等, 2024; Xiao *et al.*, 2025)。

(a) Ca. >147Ma 俯冲阶段



(b) Ca. 147-96Ma 洋陆转换阶段



(c) Ca. <96Ma 造山阶段

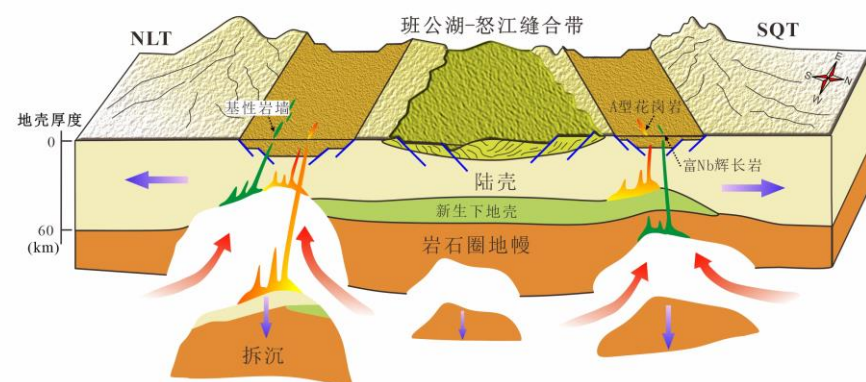


图 10 中晚侏罗世-白垩纪中特提斯洋洋陆转换与造山过程演化示意图

Fig. 10 Schematic diagram of ocean-continent transition and orogenic process evolution of the Meso-Tethys Ocean during the Middle-Late Jurassic-Cretaceous

缩写: SQT: 南羌塘地体, NLT: 北拉萨地体

4.4 藏北白垩纪洋陆转换和碰撞造山对巨量铜金富集成矿的贡献

藏北班公湖-怒江缝合带及周缘是青藏高原,乃至我国最为重要的成矿带之一(耿全如等, 2012),已实现铜、金、铅、锌等多金属矿产的找矿突破,发现矿床(点)600余处,其中尤以铜金矿的找矿成果最为显著(图1;唐菊兴等, 2017, 2024; Liu *et al.*, 2024)。该区域已勘查的铜金矿床主要形成于早白垩世和晚白垩世两期,分别以超大型的多龙铜金矿集区(122–115 Ma, 耿全如等, 2012; 唐菊兴等, 2017, 2024; Liu *et al.*, 2024)和尕尔穷-嘎拉勒铜金矿集区(89–87 Ma, Zhang *et al.*, 2015; 张志等, 2017)为代表。关于藏北白垩纪两期铜金富集机制和成矿地质背景,目前争议较大。根据本文对藏北白垩纪构造演化的恢复,

提出早白垩世中特提斯洋穿时洋陆转换和晚白垩世造山后伸展促进了藏北白垩纪两期铜金矿床的形成。

(1) 中特提斯洋洋陆转换提升了岩浆岩氧逸度, 为藏北早白垩世铜金富集创造了有利条件。通常来说, 洋陆转换阶段, 随着大洋逐渐闭合, 大陆边缘的巨厚沉积楔(包括大陆剥蚀下来的物质)被大规模刮削并带入俯冲系统, 会向上部增生楔释放流体/熔体(含硫氧化态、硫酸盐、氧化铁等)。这些流体或熔体含有较高的氧化性组分, 有助于提高岩浆熔体的平均氧化态(Kelley and Cottrell, 2009)。本研究根据 Trail *et al.* (2011) 方法估算的氧逸度结果亦支持这一认识, 吉普三队花岗闪长岩(120 Ma)的 $\lg(fO_2)$ 值为-29.4~-9.66, 平均-19.8, 相比之下松西花岗闪长岩(110 Ma)的 $\lg(fO_2)$ 值为-27.4~-12.5, 平均-18.8, 整体呈现更高的氧化程度。此外, 洋陆转换过程往往造成地壳初步增厚, 岩浆在穿过增厚地壳时发生滞留和停留, 形成中下地壳岩浆房, 经历了更广泛的结晶分异和同化混染作用(Farner and Lee, 2017)。在分异过程中, 一些还原性的矿物(如橄榄石、辉石、Fe-Ti 氧化物)会优先结晶并从熔体中分离, 使得残留熔体相对富集挥发分和氧化性组分(如 Fe^{3+}), 岩浆整体氧逸度进一步提高(Brounce *et al.*, 2014)。这类氧化的岩浆会延缓硫化物结晶, 为 Cu、Au 等金属在流体中富集、迁移与沉淀成矿创造有利条件(Richards, 2015)。智利安第斯的 El Teniente 斑岩铜矿就是洋-陆转换背景下, 高 fO_2 岩浆促成世界级矿床形成的典型案例(Richards, 2011)。

(2) 碰撞后伸展作用和先存的新生下地壳共同促使了藏北晚白垩世铜金的富集成矿。陆陆碰撞引发地壳增厚和随后的岩石圈拆沉, 增厚下地壳的拆沉会引发软流圈地幔的大规模垂直上涌或者小规模对流循环(Kaislaniemi *et al.*, 2014)。软流圈上涌不仅提供了热能, 还可能引入富含挥发分和金属的流体, 这些流体在岩石圈地幔中发生交代作用, 形成了富含金属的岩石圈地幔, 为成矿提供了物质基础(Griffin *et al.*, 2013)。此外北拉萨地体上具有较高 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值的新生下地壳, 与底侵的高氧化态岩浆共同作用, 能够有效抑制岩浆硫化物的形成, 从而进一步促使 Cu、Au 得以在后期集中富集并随岩浆浅成侵位而成矿(Hou *et al.*, 2015; 侯增谦等, 2025), 这很有可能就是尕尔穷-嘎拉勒地区铜金资源巨量富集的原因。

5 结论

古洋盆演化晚期往往是巨量构造-岩浆-成矿作用的集中形成期, 对该阶段历史开展深入研究, 不但可以丰富和发展板块构造理论, 还可以寻找更多矿产资源, 服务国民经济。然而, 由于该阶段演化历史极其复杂, 如果准确进行恢复是地质学研究的难点之一。本文基于藏北西部多期次岩浆岩-沉积岩的综合研究, 并结合区域地质资料, 重建了中特提斯洋演化晚期的洋陆转换和随后的陆陆碰撞造山过程, 并探讨了它们与区域巨量铜金资源超常富集成矿的耦合关系和机制。本文取得主要结论如下:

(1) 本文报道了吉普三队和松西地区的 I 型花岗岩(分别是 119 Ma 和 110 Ma), 以及日土地区由富 Nb 辉长岩和 A 型花岗岩组成的双峰式火山岩(90 Ma); 前者是经历了复杂的 MASH 过程形成的, 后者则是增厚下地壳拆沉引发软流圈地幔上涌, 促使新生下地壳部分熔融形成的。

(2) 在 147–96 Ma 期间，中特提斯洋自西向东穿时闭合，其中西段洋陆转换过程发生在 110–96 Ma，并随后进入陆陆碰撞阶段，引起地壳显著增厚。在~90 Ma 时，地壳已增厚至 50~60 Km，超过现今伊朗高原的地壳厚度（平均~40–50 km），预示着显著的地表隆升。因此，中特提斯洋闭合后拉萨-羌塘地体的陆陆碰撞引发了白垩纪初始高原的形成，它为青藏高原最终的隆升奠定了物质基础。~90 Ma 以后，增厚的下地壳发生拆沉，白垩纪“初始高原”进入造山后伸展阶段。

(3) 藏北早白垩世洋陆转换阶段过程中大陆边缘的巨厚沉积楔进入俯冲系统、以及地壳加厚等地质过程促使了岩浆熔体氧逸度的升高，为 Cu、Au 等金属富集成矿创造了有利条件。晚白垩世造山后伸展和拉萨地体新生下地壳不但导致了幔源物质上涌，并抑制了岩浆硫化物的形成，最终促使 Cu、Au 集中富集并随岩浆浅成侵位而成矿。

Reference

- Allègre, C.J., Courtillot, V., Tapponnier, P., et al., 1984. Structure and Evolution of the Himalaya–Tibet Orogenic Belt. *Nature*, 307: 17–22. <https://doi.org/10.1038/307017a0>
- Allen, C.M., 2010. Evolution of a Post-Batholith Dike Swarm in Central Coastal Queensland, Australia: Arc-Front to Backarc? *Lithos*, 51 (4): 331–349. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00068-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00068-7)
- Bai, J.W., Fan, J.J., Hao, Y.J., et al., 2024a. Late Jurassic–Early Cretaceous Rebangco Ophiolite, Tibet: Constraints on the Meso-Tethys Ocean Tectonic Evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 268: 106173. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2024.106173>
- Bai, J.W., Fan, J.J., Zhan, Y., et al., 2024b. Hotspot–Subduction Zone Interactions and Their Resource Effects at ~120 Ma on the Central Tibetan Plateau. *Lithos*, 482–483: 107721. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107721>
- Boztug, D., Harlavan, Y., Arehart, G., et al., 2007. K-Ar Age, Whole-Rock and Isotope Geochemistry of A-Type Granitoids in the Divrigi-Sivas Region, Eastern-Central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 97: 193–218. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.014>
- Brounce, M.N., Kelley, K.A., Cottrell, E., 2014. Variations in $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ of Mariana Arc Basalts and Mantle Wedge fO_2 . *Journal of Petrology*, 55 (12): 2513–2536. <https://doi.org/10.1093/petrology/egu065>
- Cao, Y., Sun, Z., Li, H., et al., 2020. Paleomagnetism and U-Pb Geochronology of Early Cretaceous Volcanic Rocks from the Qiangtang Block, Tibetan Plateau: Implications for the Qiangtang–Lhasa Collision. *Tectonophysics*, 789: 228500. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228500>
- Castillo, P.R., Rigby, S.J., Solidum, R.U., 2007. Origin of High Field Strength Element Enrichment in Volcanic Arcs: Geochemical Evidence from the Sulu Arc, Southern Philippines. *Lithos*, 97: 271–288. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.012>
- Chappell, B.W., Bryant, C.J., Wyborn, D., 2012. Peraluminous I-Type Granites. *Lithos*, 153: 142–153. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.07.008>
- Chapman, J.B., Ducea, M.N., Profeta, L., et al., 2015. Tracking Changes in Crustal Thickness During Orogenic Evolution with Sr/Y; An Example from the Western U.S. Cordillera. *Geology*, 43: 919–923. <https://doi.org/10.1130/G36996.1>
- Chung, S.L., Liu, D., Ji, J., et al., 2003. Adakites from Continental Collision Zones: Melting of Thickened Lower Crust Beneath Southern Tibet. *Geology*, 31 (11): 1021–1024. <https://doi.org/10.1130/G19796.1>
- Condie, K.C., 1989. Geochemical Changes in Basalts and Andesites Across the Archean–Proterozoic Boundary: Identification and Significance. *Lithos*, 23 (1–2): 1–18. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(89\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90020-0)

- Dini, A., Innocenti, F., Rocchi, S., et al., 2002. The Magmatic Evolution of the Late Miocene Laccolith–Pluton–Dyke Granitic Complex of Elba Island, Italy. *Geological Magazine*, 139(3), 257–279. <https://doi.org/10.1017/S0016756802006556>
- Fan, J.J., Li, C., Liu, Y.M., et al., 2015. Age and Nature of the Late Early Cretaceous Zhaga Formation, Northern Tibet: Constraints on When the Bangong–Nujiang Neo-Tethys Ocean Closed. *International Geology Review*, 57(3), 342–353. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1006695>
- Fan, J.J., Li, C., Wang, M., et al., 2018. Reconstructing in Space and Time the Closure of the Middle and Western Segments of the Bangong–Nujiang Tethyan Ocean in the Tibetan Plateau. *International Journal of Earth Sciences*, 107, 231–249. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1487-4>
- Fan, J.J., Niu, Y.L., Liu, Y.M., et al., 2021. Timing of Closure of the Meso-Tethys Ocean: Constraints from Remnants of a 141–135 Ma Ocean Island Within the Bangong–Nujiang Suture Zone, Tibetan Plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 133(9–10), 1875–1889. <https://doi.org/10.1130/B35896.1>
- Fan, J.J., Zhang, B.C., Niu, Y.L., et al., 2023. Tracing the Sedimentary Response to the Rifting and Opening of the Meso-Tethys Ocean. *Sedimentology*. <https://doi.org/10.1111/sed.13126>
- Fan, J.J., Zhang, B.C., Niu, Y.L., et al., 2024a. The Meso-Tethys Ocean: The Nature, Extension and Spatial-Temporal Evolution. *Earth-Science Reviews*, 255, 104839. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2024.104839>
- Fan, J.J., Zhang, B.C., Niu, Y.L., et al., 2024b. Resolving the Nature and Evolution of the Bangong–Nujiang Tethyan Ocean: New Perspectives from the Intraplate Oceanic-Island Fragments Preserved in Northern Tibet. *Geological Society of America Bulletin*. <https://doi.org/10.1130/B37044.1>
- Farner, M.J., and Lee, C.T.A., 2017. Effects of Crustal Thickness on Magmatic Differentiation in Subduction Zone Volcanism: A Global Study. *Earth and Planetary Science Letters*, 470, 96–107. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.04.025>
- Frost, C.D., and Frost, B.R., 2011. On Ferroan (A-Type) Granitoids: Their Compositional Variability and Modes of Origin. *Journal of Petrology*, 52, 39–53. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq070>
- Gale, A., Dalton, C.A., Langmuir, C.H., et al., 2013. The Mean Composition of Ocean Ridge Basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3), 489–518.
- Gerdes, A., and Zeh, A., 2006. Combined U-Pb and Hf Isotope LA-(MC-)ICP-MS Analyses of Detrital Zircons: Comparison with SHRIMP and New Constraints for the Provenance and Age of an Armorican Metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science*

- Letters*, 249, 47–61. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.039>
- Gong, N., Zhang, S.Q., Qi, H., et al., 2024. Two-Stage Mesozoic Oceanic Subduction and Related Mantle Metasomatism Beneath the South Qiangtang Terrane with Implications for Post-Collisional Magmatism. *Gondwana Research*, 136, 219–235. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2024.09.001>
- Govindaraju, K., 1994. Compilation of Working Values and Sample Description for 383 Geostandards. *Geostandards Newsletter*, 18, 1–158. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2494.1998.53202081.x-i1>
- Griffin, W.L., Begg, G.C., O'Reilly, S.Y., 2013. Continental-Root Control on the Genesis of Magmatic Ore Deposits. *Nature Geoscience*, 6(11), 905–910. <https://doi.org/10.1038/ngeo1954>
- Hanson, G.N., 1978. The Application of Trace Elements to the Petrogenesis of Igneous Rocks of Granitic Composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 38, 26–43. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90124-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90124-3)
- Hao, L.L., Wang, Q., Wyman, D.A., et al., 2016. Andesitic Crustal Growth via Mélange Partial Melting: Evidence from Early Cretaceous Arc Dioritic/Andesitic Rocks in Southern Qiangtang, Central Tibet. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17, 1641–1659. <https://doi.org/10.1002/2016GC006248>
- Hao, L.L., Wang, Q., Zhang, C.F., et al., 2019. Oceanic Plateau Subduction During Closure of the Bangong-Nujiang Tethyan Ocean: Insights from Central Tibetan Volcanic Rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 131(5–6), 864–880. <https://doi.org/10.1130/B32045.1>
- Hao, L.L., Hu, W.L., Wang, Q., et al., 2025. Bangong-Nujiang Neo-Tethyan Ocean (Central Tibet): Geodynamics, Crustal Evolution, Metallogeny, and Linkages to the “Yanshan Movement.” *Earth-Science Reviews*, 105119. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2025.105119>
- Hastie, A.R., Mitchell, S.F., Kerr, A.C., et al., 2011. Geochemistry of Rare High-Nb Basalt Lavas: Are They Derived from a Mantle Wedge Metasomatised by Slab Melts? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 5049–5072. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.06.018>
- Hoskin, P.W.O., and Black, L.P., 2000. Metamorphic Zircon Formation by Solid-State Recrystallization of Protolith Igneous Zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 423–439. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00266.x>
- Hou, Z.Q., Yang, Z.M., Lu, Y.J., et al., 2015. A Genetic Linkage Between Subduction- and Collision-Related Porphyry Cu Deposits in Continental Collision Zones. *Geology*, 43(3), 247–250. <https://doi.org/10.1130/G36362.1>
- Hu, F.Y., Ducea, M.N., Liu, S.W., et al., 2017a. Quantifying Crustal Thickness in Continental Collisional Belts: Global Perspective and a Geologic Application. *Scientific Reports*, 7(1),

7058. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-07849-7>

- Hu, F.Y., Wu, F.Y., Chapman, J.B., et al., 2020. Quantitatively Tracking the Elevation of the Tibetan Plateau Since the Cretaceous: Insights from Whole-Rock Sr/Y and La/Yb Ratios. *Geophysical Research Letters*, 47(15), e2020GL089202. <https://doi.org/10.1029/2020GL089202>
- Hu, P.Y., Zhai, Q.G., Jahn, B.M., et al., 2017b. Late Early Cretaceous Magmatic Rocks (118–113 Ma) in the Middle Segment of the Bangong–Nujiang Suture Zone, Tibetan Plateau: Evidence of Lithospheric Delamination. *Gondwana Research*, 44, 116–138. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.12.005>
- Hu, X.M., Ma, A.L., Xue, W.W., et al., 2022. Exploring a Lost Ocean in the Tibetan Plateau: Birth, Growth, and Demise of the Bangong–Nujiang Ocean. *Earth-Science Reviews*, 229, 104031. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104031>
- Jung, S., Pfänder, J.A., Nebel, O., et al., 2023. High-K Andesites as Witnesses of a Continental Arc System in the Western Alps, Italy: Constraints from HFSE and Hf-Nd-Sr-Pb-O Isotope Systematics. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 178, 12. <https://doi.org/10.1007/s00410-022-01983-w>
- Kaislaniemi, L., Van Hunen, J., Allen, M.B., et al., 2014. Sublithospheric Small-Scale Convection—a Mechanism for Collision Zone Magmatism. *Geology*, 42(4), 291–294. <https://doi.org/10.1130/G35288.1>
- Kapp, P., DeCelles, P.G., Gehrels, G.E., et al., 2007. Geological Records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian Collisions in the Nima Area of Central Tibet. *Geological Society of America Bulletin*, 119(7–8), 917–933. <https://doi.org/10.1130/B26033.1>
- Kelley, K.A., and Cottrell, E., 2009. Water and the Oxidation State of Subduction Zone Magmas. *Science*, 325(5940), 605–607. <https://doi.org/10.1126/science.1174156>
- Landenberger, B., and Collins, W.J., 1996. Derivation of A-Type Granites from a Dehydrated Charnockitic Lower Crust: Evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia. *Journal of Petrology*, 37, 145–170. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.145>
- Lei, M., Chen, J.L., Xu, J.F., et al., 2020. Late Cretaceous Magmatism in the NW Lhasa Terrane, Southern Tibet: Implications for Crustal Thickening and Initial Surface Uplift. *Geological Society of America Bulletin*, 132(1–2), 334–352. <https://doi.org/10.1130/B31915.1>
- Li, X.K., Chen, J., Wang, R.C., et al., 2018. Temporal and Spatial Variations of Late Mesozoic Granitoids in the SW Qiangtang, Tibet: Implications for Crustal Architecture, Meso-Tethyan Evolution and Regional Mineralization. *Earth-Science Reviews*, 185, 374–396. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.04.005>
- Li, X.K., Chen, J., Wang, R.C., et al., 2019. Early Cretaceous Tectono-Magmatic Evolution and

- Basin Development of Western Bangong–Nujiang Suture: A Complete History of Soft Collision. *Lithos*, 344, 360–373. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.030>
- Lin, B., Tang, J.X., Chen, Y., et al., 2019. Geology and Geochronology of Naruo Large Porphyry-Breccia Cu Deposit in the Duolong District, Tibet. *Gondwana Research*, 66, 168–182. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.07.009>
- Liu, D.L., Shi, R.D., Ding, L., et al., 2018. Late Cretaceous Transition from Subduction to Collision Along the Bangong–Nujiang Tethys: New Volcanic Constraints from Central Tibet. *Lithos*, 296, 452–470. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.012>
- Liu, J., Li, W.C., Zhou, Q., et al., 2024. Major Types, Spatio-Temporal Distribution, and Metallogenesis of Magmatism-Related Polymetallic Deposits in the Bangonghu–Nujiang Metallogenic Belt, Tibet. *Ore Geology Reviews*, 105983. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.105983>
- Liu, W.G., Wei, S., Zhang, J., et al., 2020. An Improved Separation Scheme for Sr through Fluoride Coprecipitation Combined with a Cation-Exchange Resin from Geological Samples with High Rb/Sr Ratios for High-Precision Determination of Sr Isotope Ratios. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 35, 953–960. <https://doi.org/10.1039/D0JA00035C>
- Liu, W.L., Xia, B., Zhong, Y., et al., 2014. Age and Composition of the Rebang Co and Julu Ophiolites, Central Tibet: Implications for the Evolution of the Bangong Meso-Tethys. *International Geology Review*, 56(4), 430–447. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.873356>
- Ludwig, K.R., 2003. ISOPLOT 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Special Publication No. 4, Berkeley Geochronology Center.
- Luo, A.B., Fan, J.J., Hao, Y.J., et al., 2020. Aptian Flysch in Central Tibet: Constraints on the Timing of Closure of the Bangong–Nujiang Tethyan Ocean. *Tectonics*, 39, e2020TC006198. <https://doi.org/10.1029/2020TC006198>
- Luo, A.B., Fan, J.J., Zhang, B.C., et al., 2021. From Arc-Continent Collision to Ocean Closure: Lower Cretaceous Shamuluo Formation in the Western Segment of the Bangong–Nujiang Suture Zone, Central Tibet. *Geoscience Frontiers*, 12(5), 101207. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101207>
- Luo, A.B., Fan, J.J., Zhang, B.C., et al., 2022. Cretaceous Uplift History of the Tibetan Plateau: Insights from the Transition of Marine to Terrestrial Facies in Central Tibet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 601, 111103. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111103>
- Ma, A.L., Hu, X.M., Garzanti, E., et al., 2017. Sedimentary and Tectonic Evolution of the Southern Qiangtang Basin: Implications for the Lhasa–Qiangtang Collision Timing. *Journal*

- of Geophysical Research: Solid Earth*, 122, 4790–4813.
<https://doi.org/10.1002/2017JB014211>
- Ma, A.L., Hu, X.M., Garzanti, E., et al., 2024. Diachronous Cretaceous Closure of the Bangong-Nujiang-Shyok Ocean (Westernmost Central Tibet). *Tectonics*, 43(12), e2024TC008280.
<https://doi.org/10.1029/2024TC008280>
- Mo, X.X., Hou, Z.Q., Niu, Y.L., et al., 2007. Mantle Contributions to Crustal Thickening During Continental Collision: Evidence from Cenozoic Igneous Rocks in Southern Tibet. *Lithos*, 96(1–2), 225–242. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.10.005>
- Murodov, D., Mi, W., Murodov, A., et al., 2022. Deep Crustal Structure Beneath the Pamir–Tibetan Plateau: Insights from the Moho Depth and Vp/Vs Ratio Variation. *Frontiers in Earth Science*, 10, 821497. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.821497>
- Patino Douce, A.E.P., 1997. Generation of Metaluminous A-Type Granites by Low-Pressure Melting of Calc-Alkaline Granitoids. *Geology*, 25, 743–746. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0743:GOMATG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0743:GOMATG>2.3.CO;2)
- Pietruszka, A.J., Hauri, E.H., Blichert-Toft, J., et al., 2009. Crustal Contamination of Mantle-Derived Magmas Within Piton de la Fournaise Volcano, Réunion Island. *Journal of Petrology*, 50(4), 661–684. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp016>
- Polat, A., and Hofmann, A.W., 2003. Alteration and Geochemical Patterns in the 3.7–3.8 Ga Isua Greenstone Belt, West Greenland. *Precambrian Research*, 126, 197–218.
[https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00095-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00095-0)
- Polat, A., Hofmann, A.W., Rosing, M.T., 2002. Boninite-Like Volcanic Rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua Greenstone Belt, West Greenland: Geochemical Evidence for Intra-Oceanic Subduction Zone Processes in the Early Earth. *Chemical Geology*, 184, 231–254.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00363-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00363-1)
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., et al., 1999. Reaction Between Slab-Derived Melts and Peridotite in the Mantle Wedge: Experimental Constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160(4), 335–356. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00106-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00106-0)
- Richards, J.P., 2011. Magmatic to Hydrothermal Metal Fluxes in Convergent and Collided Margins. *Ore Geology Reviews*, 40(1), 1–26. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.05.006>
- Richards, J.P., 2015. The Oxidation State, and Sulfur and Cu Contents of Arc Magmas: Implications for Metallogeny. *Lithos*, 233, 27–45. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.12.011>
- Ruban, D.A., 2015. Mesozoic Long-Term Eustatic Cycles and Their Uncertain Hierarchy. *Geoscience Frontiers*, 6(4), 503–511. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2014.06.001>
- Rudnick, R.L., and Gao, S., 2014. Composition of the Continental Crust. In: Holland HD, Turekian KK, editors. *Treatise on Geochemistry (2nd ed)*. Oxford: Elsevier, 1–51.

<https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6>

- Shen, X.M., Zhang, H.X., Wang, Q., et al., 2011. Late Devonian–Early Permian A-Type Granites in the Southern Altay Range, Northwest China: Petrogenesis and Implications for Tectonic Setting of “A2-Type” Granites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42(5), 986–1007. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.10.004>
- Skjerlie, K.P., and Johnston, A.D., 1993. Vapor-Absent Melting at 10 kbar of a Biotite- and Amphibole-Bearing Tonalitic Gneiss: Implications for the Generation of A-Type Granites. *Geology*, 20, 263–266. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0263:VAMAKO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0263:VAMAKO>2.3.CO;2)
- Spencer, C.J., Kirkland, C.L., Taylor, R.J.M., 2016. Strategies Towards Statistically Robust Interpretations of In Situ U-Pb Zircon Geochronology. *Geoscience Frontiers*, 7(4), 581–589. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.11.006>
- Sun, G.Y., Hu, X.M., Xu, Y.W., et al., 2019. Discovery of Middle Jurassic Trench Deposits in the Bangong-Nujiang Suture Zone: Implications for the Timing of Lhasa-Qiangtang Initial Collision. *Tectonophysics*, 750, 344–358. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.12.001>
- Sun, H., Song, Y., Wilkinson, J.J., et al., 2025. Petrogenesis of Early Cretaceous Duorenlieqian Igneous Rocks (113~117 Ma) in the Western Bangong-Nujiang Metallogenic Belt, Tibet, China: Implications for Tectono-Magmatic Evolution and Porphyry Cu-Au Mineralization. *Ore Geology Reviews*, 182, 106650. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2025.106650>
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42, 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tang, Y., Zhai, Q.G., Chung, S.L., et al., 2020. First Mid-Ocean Ridge-Type Ophiolite from the Meso-Tethys Suture Zone in the North-Central Tibetan Plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 132(9–10). <https://doi.org/10.1130/B35500.1>
- Trail, D., Watson, E.B., Tailby, N.D., 2011. The Oxidation State of Hadean Magmas and Implications for Early Earth’s Atmosphere. *Nature*, 480(7375), 79–82. <https://doi.org/10.1038/nature10655>
- Tunini, L., Jiménez-Munt, I., Fernandez, M., et al., 2014. Lithospheric Mantle Heterogeneities Beneath the Zagros Mountains and the Iranian Plateau: A Petrological-Geophysical Study. *Geophysical Journal International*, 200(1), 596–614. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu418>
- Wang, B.D., Wang, L.Q., Chung, S.L., et al., 2016. Evolution of the Bangong-Nujiang Tethyan Ocean: Insights from the Geochronology and Geochemistry of Mafic Rocks Within Ophiolites. *Lithos*, 245, 18–33. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.07.016>
- Wang, W., Wang, M., Zhai, Q.G., et al., 2020. Transition from Oceanic Subduction to Continental

- Collision Recorded in the Bangong-Nujiang Suture Zone: Insights from Early Cretaceous Magmatic Rocks in North-Central Tibet. *Gondwana Research*, 78, 77–91.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.09.008>
- Wang, Y., Tang, J.X., Wang, L.Q., et al., 2019. Magmatism and Metallogenic Mechanism of the Ga'erqiong and Galale Cu-Au Deposits in the West Central Lhasa Subterranean, Tibet: Constraints from Geochronology, Geochemistry, and Sr-Nd-Pb-Hf Isotopes. *Ore Geology Reviews*, 105, 616–635. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.01.015>
- Weis, D., Kieffer, B., Maerschalk, C., et al., 2005. High-Precision Pb-Sr-Nd-Hf Isotopic Characterization of USGS BHVO-1 and BHVO-2 Reference Materials. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(02). <https://doi.org/10.1029/2004GC000852>
- Whalen, J.B., Currie, K., Chappell, B.W., 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., et al., 1995. Three Natural Zircon Standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, Trace Element and REE Analyses. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 19(01), 1–23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- Wu, F.Y., Sun, D.Y., Li, H., et al., 2002. A-Type Granites in Northeastern China: Age and Geochemical Constraints on Their Petrogenesis. *Chemical Geology*, 187(1–2), 143–173. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00018-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00018-9)
- Wu, H., Chen, J.W., Wang, Q., et al., 2019. Spatial and Temporal Variations in the Geochemistry of Cretaceous High-Sr/Y Rocks in Central Tibet. *American Journal of Science*, 319(2), 105–121. <https://doi.org/10.2475/02.2019.02>
- Xiao, Y., Liu, X.J., Wu, H., et al., 2025. Late Cretaceous Extensional Collapse Driven by Delamination in Central Tibet Prior to India-Asia Collision. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 26(7), e2025GC012305. <https://doi.org/10.1029/2025GC012305>
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Chung, S.L., et al., 2006. A Hybrid Origin for the Qianshan A-Type Granite, Northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf Isotopic Evidence. *Lithos*, 89, 89–106. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.10.002>
- Yin, A., and Harrison, T., 2000. Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28, 211–280. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.28.1.211>
- Zhang, B.C., Fan, J.J., Luo, A.B., 2023. Genetic Pattern of the Albian Volcanic Rocks in the Ziruco Area, Northern Tibet: Implications for A-Type Granites. *Lithos*, 436, 106970. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106970>
- Zhang, Z., Yao, X.F., Tang, J.X., et al., 2015. Lithogeochemical, Re-Os and U-Pb

Geochronological, Hf–Lu and S–Pb Isotope Data of the Ga'erqiong–Galale Cu–Au Ore-Concentrated Area: Evidence for the Late Cretaceous Magmatism and Metallogenic Event in the Bangong–Nujiang Suture Zone, Northwestern Tibet, China. *Resource Geology*, 65, 76–102. <https://doi.org/10.1111/rge.12090>

Zhong, Y., Liu, W.L., Xia, B., et al., 2017. Geochemistry and Geochronology of the Mesozoic Lanong Ophiolitic Mélange, Northern Tibet: Implications for Petrogenesis and Tectonic Evolution. *Lithos*, 292–293, 111–131. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.09.003>

Zhu, D.C., Zhao, Z.D., Niu, Y.L., et al., 2011. The Lhasa Terrane: Record of a Microcontinent and Its Histories of Drift and Growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1–2), 241–255. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.005>

Zhu, D.C., Li, S.M., Cawood, P.A., et al., 2016. Assembly of the Lhasa and Qiangtang Terranes in Central Tibet by Divergent Double Subduction. *Lithos*, 245, 7–17. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.023>

Zhu, Z.C., Zhai, Q.G., Hu, P.Y., et al., 2019. Closure of the Bangong–Nujiang Tethyan Ocean in the Central Tibet: Results from the Provenance of the Duoni Formation. *Journal of Sedimentary Research*, 89(10), 1039–1054. <https://doi.org/10.2110/jsr.2019.55>

中文参考文献

陈国荣, 刘鸿飞, 蒋光武, 等, 2004. 西藏班公湖—怒江结合带中段沙木罗组的发现. 地质通报, 23(02): 193–194.

崔玉良, 王根厚, 郎欣欣, 等, 2016. 西藏南羌塘侏罗系色哇组构造变形特征及其构造意义. 地质科学, 51(03): 748–762.

范建军, 张丽强, 张博川, 2025. 从造山带洋岛(海山)揭示古洋盆演化:以藏北中特提斯为例 [J]. 吉林大学学报(地球科学版), 1–19.

耿全如, 彭智敏, 张璋, 等, 2012. 班公湖—怒江成矿带及邻区特提斯演化与成矿地质背景. 北京: 地质出版社.

侯增谦, 杨志明, 张洪瑞, 等, 2025. 大陆碰撞成矿作用: 新认识与新进展. 地学前缘, 1–3.

李华亮, 高成, 李正汉, 等, 2016. 西藏班公湖地区竟柱山组时代及其构造意义. 大地构造与成矿学, 40(04): 663–673.

李世民, 2018. 西藏班公湖—怒江特提斯洋的俯冲极性和过程: 岩浆岩和碎屑锆石记录. 中国地质大学(北京).

刘文, 吴建亮, 雷传扬, 等, 2019. 西藏革吉地区沙木罗组碎屑锆石年代学研究:物源及其对班公湖-怒江特提斯洋西段闭合时限的制约. 岩石学报, 35(06): 1738–1756.

刘庆宏, 肖志坚, 曹圣华, 等, 2004. 班公湖-怒江结合带西段多岛弧盆系时空结构初步分析. 沉积与特提斯地质, (03): 15–21.

罗安波, 2022. 班公湖-怒江洋消亡时限和过程 (博士学位论文). 长春: 吉林大学.

- 欧阳克贵, 谢国刚, 肖志坚, 等, 2005. 西藏西部日松地区多仁组、日松组的建立及其地质意义. 地质通报, (07): 642–647.
- 曲晓明, 辛洪波, 杜德道, 等, 2012. 西藏班公湖-怒江缝合带中段碰撞后 A 型花岗岩的时代及其对洋盆闭合时间的约束. 地球化学, 41(01): 1–14.
- 宋博文, 柯学, 何卫红, 等, 2025. 青藏特提斯造山系晚古生代-中生代洋板块构造-地层分区及地层格架. 地球科学, 50(09): 3651–3678.
- 唐菊兴, 王勤, 杨欢欢, 等, 2017. 西藏斑岩-矽卡岩-浅成低温热液铜多金属矿成矿作用、勘查方向与资源潜力. 地球学报, 38(05): 571–613.
- 唐菊兴, 林彬, 杨欢欢, 等, 2024. 西藏斑岩-矽卡岩-浅成低温热液型矿床地质特征及找矿方向. 矿床地质, 43(06): 1223–1265+1–16.
- 王建平, 2003. 西藏东部特提斯地质. 北京: 科学出版社.
- 吴浩, 李才, 胡培远, 等, 2014. 藏北班公湖—怒江缝合带早白垩世双峰式火山岩的确定及其地质意义. 地质通报, 33(11): 1804–1814.
- 吴浩, 杨晨, 吴彦旺, 等, 2024. 藏北中仓地区晚白垩世岩浆岩成因及其对高原早期隆升的指示. 地学前缘, 31(06): 261–281.
- 吴建亮, 刘文, 尹显科, 等, 2021. 藏北班公湖-怒江缝合带西段沙木罗组火山岩年代学、Hf 同位素及地球化学特征. 地球科学, 46(02): 444–459.
- 谢国刚, 肖志坚, 欧阳克贵, 等, 2010. 西藏 1: 25 万喀纳幅、日土县幅区域地质调查报告. 北京: 地质出版社.
- 曾禹人, 黄建国, 马德胜, 等, 2016. 西藏班公湖-怒江结合带木嘎岗日岩群时代上限的新证据——来自恐弄拉地区早白垩世早期孢粉化石的报道. 地质通报, 35(12): 2027–2032.
- 张克信, 宋博文, 何卫红, 等, 2025. 青藏中-南部特提斯洋板块地层分布与演化. 地球科学, 50(03): 1162–1200.
- 张硕, 史洪峰, 郝海健, 等, 2014. 青藏高原班公湖地区晚白垩世埃达克岩年代学、地球化学及构造意义. 地球科学, 39(05): 509–524.
- 张志, 宋俊龙, 唐菊兴, 等, 2017. 西藏嘎拉勒铜金矿床的成岩成矿时代与岩石成因: 锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素组成及辉钼矿 Re-Os 定年. 地球科学, 42(06): 862–880.
- 周高宇, 祁诚雪, 万牧钦, 等, 2024. 藏北盐湖地区晚白垩世辉长岩:对班公湖-怒江缝合带碰撞后拆沉作用的指示. 大地构造与成矿学, 48(04): 866–878.
- 朱弟成, 潘桂棠, 莫宣学, 等, 2006. 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. 地质学报, (09): 1312–1328.