

雅鲁藏布江岩浆岩带地壳三维架构：来自磁力反演的启示

刘定美^{1,2}, 郭良辉^{1,2,3*}, 韩梅^{1,2}

1. 陆内火山与地震教育部重点实验室(中国地质大学, 北京), 北京 100083

2. 中国地质大学(北京)地球物理与信息技术学院, 北京 100083

3. 地质过程与成矿预测全国重点实验室(中国地质大学), 北京 100083

* 通讯作者, E-mail: guolh@cugb.edu.cn

2025-06-03收稿, 2025-11-29修回, 2026-01-10接受, 2026-03-12网络版发表

国家科技重大专项项目(2024ZD1001100)和国家自然科学基金项目(41974101)资助

摘要 雅鲁藏布江岩浆岩带的形成与板块碰撞、陆壳增生、地壳伸展等地质作用密切相关, 揭示其深部展布对理解青藏高原形成演化、岩浆活动和资源效应具有重要意义。我们基于高分辨率航磁异常数据, 以深反射地震剖面为深度参考, 采用磁力混合 L_p 范数正则化反演技术, 获得雅鲁藏布江岩浆岩带的地壳磁化率三维精细结构, 揭示出岩浆岩带的三维架构特征。研究结果表明: (1) 南高磁异常带集中分布在雅鲁藏布江缝合带南侧中段, 呈现为东西向连续展布的高磁条带, 对应日喀则基性-超基性蛇绿岩; 北高磁异常带位于雅鲁藏布江缝合带北侧, 呈现为横贯缝合带东西端的高磁条带, 主要由南冈底斯带隐伏中-基性岩浆岩引起; (2) 雅鲁藏布江岩浆岩带呈现“南北分带、东西分段”的特征, 南带日喀则蛇绿岩规模小, 分布在20 km以浅的上地壳; 北带南冈底斯岩浆岩带规模大, 分布在30 km以浅的上地壳; 且北带因板块俯冲角度差异和南北向裂谷系切割呈东西分段特征; (3) 推测雅鲁藏布江岩浆岩带为新特提斯洋北向俯冲的产物, 印度板块俯冲前缘已达南冈底斯带之下。

关键词 雅鲁藏布江缝合带, 双高磁异常带, 岩浆岩三维展布, 混合 L_p 范数正则化反演

1 引言

雅鲁藏布江缝合带位于青藏高原南部(图1), 是印度板块与欧亚板块碰撞的标志, 代表了新特提斯洋的上覆残余(Ding等, 2005)。因其独特的构造位置和较新的形成年代, 备受科学界瞩目, 被誉为大地构造学研究的天然实验室。雅鲁藏布江缝合带内的蛇绿岩带与拉萨块体南部的南冈底斯岩浆岩带共同构成了研究新特提斯洋演化、板块间相互作用以及青藏高原地质演化的关键区域。喜马拉雅造山运动后期, 印度板块持续向北挤压欧亚板块, 拉萨块体受到强烈的构造应力作用, 致使块体内部岩石圈发生伸展变形, 形成一系列南北向的大型裂谷。这些裂谷不仅是现今浅源地震的活跃区域(贺日政和高锐, 2003), 而且是晚新生代岩浆活动的集中地带, 与金属矿床的形成密切相关(侯增谦等, 2004), 且展现出与

南冈底斯岩浆岩带相似的分段特征。目前, 印度地壳俯冲前缘位置仍存在争议(侯增谦和李振清, 2004; Ná-bělek等, 2009; Xie等, 2016, 2017; 武振波等, 2020; Jin等, 2022; Klemperer等, 2022; 高锐等, 2022; 郭晓玉等, 2023; Ma等, 2025), 雅鲁藏布江双高磁异常带地质起源及其对应岩浆岩的深部展布仍不明确, 南北向裂谷系与南冈底斯岩浆岩带二者在分段性上的关联性仍需进一步探讨。

地球物理学是揭示地球内部结构和动力学过程的必要手段, 通过数据采集和反演可以了解地球内部的物理特性(滕吉文等, 2019)。国内外学者围绕青藏高原碰撞隆升机制、构造演化模式等关键问题, 在雅鲁藏布江地区开展了大量地球物理探测, 部分剖面位置在图1B中标示。依据宽角反射/折射地震探测剖面的研究结果, 雅鲁藏布江缝合带以北地区地壳厚度为70–75 km(Teng,

中文引用格式: 刘定美, 郭良辉, 韩梅. 2026. 雅鲁藏布江岩浆岩带地壳三维架构: 来自磁力反演的启示. 中国科学: 地球科学, 56(4): 1576–1589, doi: 10.1360/SSTe-2025-0160

英文引用格式: Liu D, Guo L, Han M. 2026. Crustal three-dimensional architecture of the Yarlung Zangbo magmatic belt: Insights from magnetic inversion. Science China Earth Sciences, 69(4): 1539–1552, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1834-0>

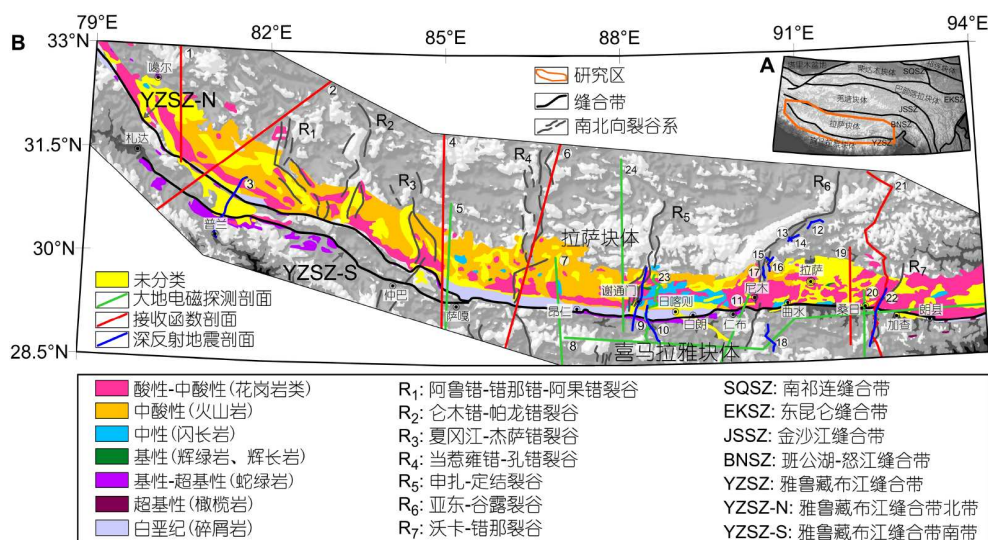


图1 研究区地质构造图。(A) 青藏高原构造图；(B) 雅鲁藏布江及周边地质略图，底图是地形图，地质略图修改自任纪舜等(2013)。剖面来源：①&②, Gilligan等(2015)；③, Gao等(2016)；④, Nábělek等(2009)；⑤, ⑪, ②⑩, 谭捍东等(2004)；⑥, Xu等(2014)；⑦&⑧, 魏文博等(2009)；⑨&⑩, Guo等(2017)；⑫-⑬, Ross等(2004)；⑭, 徐啸等(2023)；⑮, Shi等(2015)；⑯, Dong X Y等(2020)；⑰, 徐新学等(2020)；⑱, Jin等(2022)

1987; Teng等, 2013), 南部喜马拉雅地区地壳厚度为45–68 km, 并向南翘起(滕吉文等, 1980), 下地壳中存在约10 km厚的低速层(滕吉文等, 2019)。INDEPTH剖面揭示了雅鲁藏布江缝合带下方约20 km处的强反射带(MHT和CYR), 该强反射带从雅鲁藏布江缝合带以南约20 km处向北延伸至雅鲁藏布江缝合带以北的冈底斯岩基下约30 km处(Zhao等, 1993, 1997; Makovsky等, 1999)。SinoProbe-02深反射地震剖面首次在喜马拉雅西缘探测到雅鲁藏布江缝合带之下的反射Moho面深度在70–75 km, 且可连续追踪(Gao等, 2016; 卢占武等, 2022)。谢通门附近的两条深反射地震剖面显示, 雅鲁藏布江中段日喀则蛇绿岩底界面为12–15 km, 北部冈底斯岩基底界面为18–24 km(Guo等, 2017, 2018)。印度地壳以高角度向北俯冲至冈底斯岩基下方, 其前缘位置距离雅鲁藏布江缝合带北界约45 km, 深度约80 km(高锐等, 2022)。接收函数成像揭示了雅鲁藏布江缝合带从南到北均存在部分熔融的中地壳层(Kind等, 1996; Nelson等, 1996; Shi等, 2015; Gilligan等, 2015), 而靠近雅鲁藏布江缝合带的喜马拉雅块体下的低速带厚度可超过25 km(Xu等, 2013), 印度地壳可能沿MHT向北延伸至31°N附近(Nábělek等, 2009)。地震层析成像结果显示, 自西向东, 印度岩石圈向北俯冲的距离呈现出逐渐减小的趋势, 而俯冲角度却逐渐增大(Li等, 2008)。南北向裂谷系下方存在与板片撕裂(Chen等, 2015)相关的“板片窗”, 热的软流圈物质沿板片窗上涌, 可能推动了裂谷的发育

(Tian等, 2015)。

大地电磁探测结果表明印度地壳俯冲前缘超过30°N(Xie等, 2016, 2017), 藏南浅部为高阻区, 中下地壳广泛分布部分熔融的低阻层(Unsworth等, 2005; Spratt等, 2005; Dong H等, 2020; Xie等, 2021), 与南北向深断裂相关(魏文博等, 2009)。在印度板块向北俯冲所产生的南北向主应力作用下, 拉萨块体软弱下地壳因弱流变性可能引发区域东西向伸展, 进而促进了青藏高原中部南北向“裂谷带”的形成(Dong H等, 2020)。拉萨块体内广泛分布的高导层, 推测由深部幔源物质底侵地壳所形成。值得注意的是, 部分高导层延伸穿过雅鲁藏布江缝合带, 而该缝合带或可作为青藏高原内部物质调整的重要通道(Jin等, 2022)。雅鲁藏布江主缝合带表现为陡倾喇叭状低阻通道, 可能是印度板块向北俯冲的证据。而日喀则蛇绿岩和冈底斯花岗岩体均表现为高阻体, 二者与中间缝合带的低阻通道形成“两高夹一低”的电性结构特征, 这与缝合带的航磁异常特征保持一致(谭捍东等, 2004; 徐新学等, 2020)。

青藏高原腹地岩石圈地壳结构呈现显著的东西走向与南北分带特征, 而深部岩石圈地幔的南北分带性则相对较弱; 高原腹地的负重力异常与密度异常则呈现东西分块、南北走向的分布特征(Li J等, 2024)。此外, 青藏高原岩石圈中下地壳层具有显著的低密度属性, 这一现象可能与岩石部分熔融后, 在重力分异作用下发生成分改变相关, 而连续展布的低密度异常带为青藏高原下地

壳流的存在提供了关键证据(宛家宽等, 2025)。区域重力研究表明雅鲁藏布江缝合带处于重力梯级带上(薛典军, 2003; 汪兴旺, 2008; Zhong等, 2022; He等, 2023)。在航磁总场异常图2A中, 清晰地展示了沿着雅鲁藏布江缝合带分布着南北两条近乎平行的线性高磁异常带。南高磁异常带的地质起源普遍归因于蛇绿岩(姚正煦等, 2001; 薛典军, 2003; 汪兴旺, 2008; 姜枚等, 2016; Wang等, 2020), 而北高磁异常带的地质成因则有不同的观点, 包括深部隐伏蛇绿岩(姚正煦等, 2002; 薛典军, 2003; 汪兴旺, 2008; 姜枚等, 2016; 熊盛青等, 2024)、出露的辉长岩带(董国臣等, 2008)以及强磁性镁铁质冈底斯花岗岩(Wang等, 2020)三种解释。不同方法揭示的南北高磁异常带对应的岩浆岩在深部展布上存在差异。

尽管上述研究对理解印度板块与欧亚板块俯冲碰撞的模式以及认识雅鲁藏布江缝合带下方的物性结构做出了重要贡献, 但对雅鲁藏布江缝合带的认识仍存在差异。因此, 有必要对雅鲁藏布江双高磁异常带的地质起源及其深部展布做深入的推断和研究。

地磁学是研究岩浆岩空间分布的有效手段。我们针对前述科学问题, 利用高分辨率的航空化极磁异常数据, 以深反射地震剖面揭示的深部构造信息为参考, 采用磁力混合 L_p 范数正则化反演方法构建了精细的雅鲁藏布江岩浆岩带的地壳三维磁化率模型。基于该模型, 我们分析了雅鲁藏布江双高磁异常带的地质成因及其对应的岩浆岩的立体架构特征, 探讨了印度板块俯冲地壳的前缘位置, 并分析了南北向裂谷系与南冈底斯岩浆岩带在分段性上的关联性。本文研究将为深入理解印度板块与欧亚板块俯冲碰撞的动力学过程、岩浆活动和资源效应提供地磁学证据。

2 地质背景

青藏高原(图1A)由众多块体和缝合带组成(许志琴等, 2006a, 2006b), 其中, 雅鲁藏布江缝合带和班公湖-怒江缝合带最具代表性。关于这两条巨型缝合带的构造属性, 学术界存在两类代表性假说: (1) 独立阶段假说: 班公湖-怒江缝合带代表中特提斯洋残余, 雅鲁藏布江缝合带代表新特提斯洋, 二者分属特提斯演化的不同阶段(Tang等, 2020); (2) 新特提斯双分支假说: 两条缝合带均在中二叠世之前打开, 可能是新特提斯洋的两个分支(Xing等, 2025)。

2.1 雅鲁藏布江缝合带

如图1B所示, 雅鲁藏布江缝合带是青藏高原最南端

且最年轻的缝合带, 北侧为拉萨块体, 南侧为特提斯喜马拉雅块体。显生宙以来, 它一直是冈瓦纳大陆的被动陆缘, 发育了稳定的碎屑岩-碳酸岩建造(吴福元等, 2020)。该缝合带沿走向分为西段、中段和东段。西段可进一步细分为南带、北带和仲巴微块体; 东段可分为南带、北带和仁布-曲松褶冲带, 但在雅鲁藏布江大拐弯处显著变窄, 南带与北带挤压在一起; 中段呈现两分性, 分为南带与北带(潘桂棠等, 2013; 张鑫全等, 2020)。我们关注的雅鲁藏布江岩浆岩带包括位于雅鲁藏布江缝合带北侧的南冈底斯岩浆岩带和雅鲁藏布江缝合带内的蛇绿岩带。

2.2 南冈底斯岩浆岩带

冈底斯带地处东特提斯构造域中段, 青藏高原南部, 介于班公湖-怒江缝合带与雅鲁藏布江缝合带之间, 呈东西约2500 km、南北宽150–300 km的巨型构造-岩浆带(潘桂棠等, 2006)。自南向北分为四个部分(朱弟成等, 2008a), 我们重点关注南冈底斯区域。其岩浆岩源于新特提斯洋俯冲和印度-亚洲板块碰撞, 新特提斯洋演化历经四个阶段(孟元库等, 2022), 各阶段板块运动模式和强度差异显著。冈底斯岩基岩浆活动分为四期, 65–41 Ma最显著(Ji等, 2009)。南冈底斯岩浆岩带由白垩纪-古近纪冈底斯岩基和古新世-始新世林子宗火山岩组成, 后者是新特提斯洋壳北向俯冲和印度-欧亚碰撞的直接产物(莫宣学等, 2003)。冈底斯岩基在50 Ma左右发生了大规模的岩浆混合作用(Mo等, 2005), 加剧了南冈底斯地区岩石类型的多样性。如图1A所示, 包括酸性-中酸性花岗岩类(艳粉色)、中酸性火山岩(深黄色)、中性闪长岩(天蓝色)、基性辉长岩和辉绿岩(深绿色)等。该区域以强磁性岛弧型花岗岩为主(朱弟成等, 2008b), 记录了板块汇聚、碰撞和演化的关键信息。

2.3 雅鲁藏布江蛇绿岩带

雅鲁藏布江蛇绿岩带是新特提斯洋壳向欧亚大陆俯冲主导形成的岩浆-构造活动产物(王成善等, 2005), 代表印度与亚洲间消失的新特提斯洋(Hébert等, 2012; 吴福元等, 2014; Liu等, 2022)。该带东西延伸约2000 km, 西起狮泉河南, 经日喀则、郎县至东构造结附近, 走向与雅鲁藏布江一致, 分东、中、西三段, 西段出露规模最大。东段(曲水-米林)长约500 km, 近东西向展布, 于多地出露, 呈长条状或透镜状, 与三叠系、白垩系地层呈断层接触且多侵位于其间, 形成于中晚侏罗世。中段(仁布-桑桑)长约400 km, 近东西向展布, 岩体众多且规模大(张万平等, 2011), 日喀则-白朗地区发育

最佳, 被称为日喀则蛇绿岩(吴福元等, 2014), 出露达 1000 km^2 , 形态多样, 侵位于三叠系、白垩系, 伴有构造混杂岩且普遍蛇纹石化, 形成于晚侏罗-早白垩世, 侵位于晚白垩世到古近纪。西段(萨嘎以西)分南北两支, 北支规模较小, 呈长条状或透镜状, 侵位于三叠系-侏罗系地层; 南支长约 400 km , 宽 $10\text{--}35 \text{ km}$, 呈北西西向展布, 由多岩体组成, 多与侏罗系-白垩系呈断层接触, 主要形成于晚侏罗世-早白垩世。雅鲁藏布江蛇绿岩带仅中段日喀则和东段罗布莎层序完整, 余区剖面遭破坏(张万平等, 2011)。

2.4 南北向裂谷系

自中新世起, 拉萨块体内发育了众多南北走向的裂谷系(图1B中 $R_1\text{--}R_7$)。裂谷系的形成时间约为 $8\text{--}23 \text{ Ma}$, 除亚东-谷露裂谷系(R_6)活动时间较晚($8\text{--}10 \text{ Ma}$)外, 其他裂谷的活动时间都较早, 约 13 Ma (才巴央增和赵俊猛, 2018), 表现出自西向东逐渐变年轻的趋势(卞爽等, 2021)。它们以一定间隔排列, 走向大致为 10° , 边界断裂断距为 $2\text{--}4 \text{ km}$, 出露地表的断层倾角为 $60^\circ\text{--}70^\circ$, 裂谷宽度为 $10\text{--}20 \text{ km}$ 。这些正断层呈铲状, 深部倾角可能大于 $40^\circ\text{--}45^\circ$ (Tapponnier等, 1986)。裂谷走向以 87°E 为界, 西部为NNW向, 东部为NNE向(张佳伟等, 2020)。这些

裂谷系标志着青藏高原动力学机制从南北向挤压向东西向伸展的转变(曾令森等, 2024), 可能表明高原已进入垮塌阶段(Li D D等, 2024)。

3 数据和方法

3.1 航磁异常数据

我们从中国及毗邻海区航磁系列图(熊盛青等, 2022)矢量化了研究区的高分辨率航磁异常, 数据网格间距为 $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ 。如图2A所示, 研究区覆盖范围为 $79^\circ\text{E}\text{--}94^\circ\text{E}$, $28.5^\circ\text{N}\text{--}33^\circ\text{N}$, 位于中低纬度地带, 磁异常受到斜磁化作用影响, 导致其形态与地下真实磁性体的位置存在偏差, 难以准确反映地下真实磁性体的实际情况。为了消除斜磁化的影响, 我们利用变倾角化极方法(Guo等, 2013)对研究区的航磁异常数据进行化极处理, 将磁异常转换至垂直磁化方向上, 以提高反演结果和解释的准确性。根据研究目标, 为获取反映地下约 40 km 深度到地表的磁性异常体产生的磁异常场, 我们对化极磁异常数据进行了截止波长为 300 km 的高通滤波处理, 得到剩余化极磁异常(图2B), 磁异常值范围为 $-181.1\text{--}+405.3 \text{ nT}$ 。

研究区正负磁异常伴生, 磁异常形态、规模各异。以雅鲁藏布江缝合带为界, 剩余化极磁异常呈现出南北

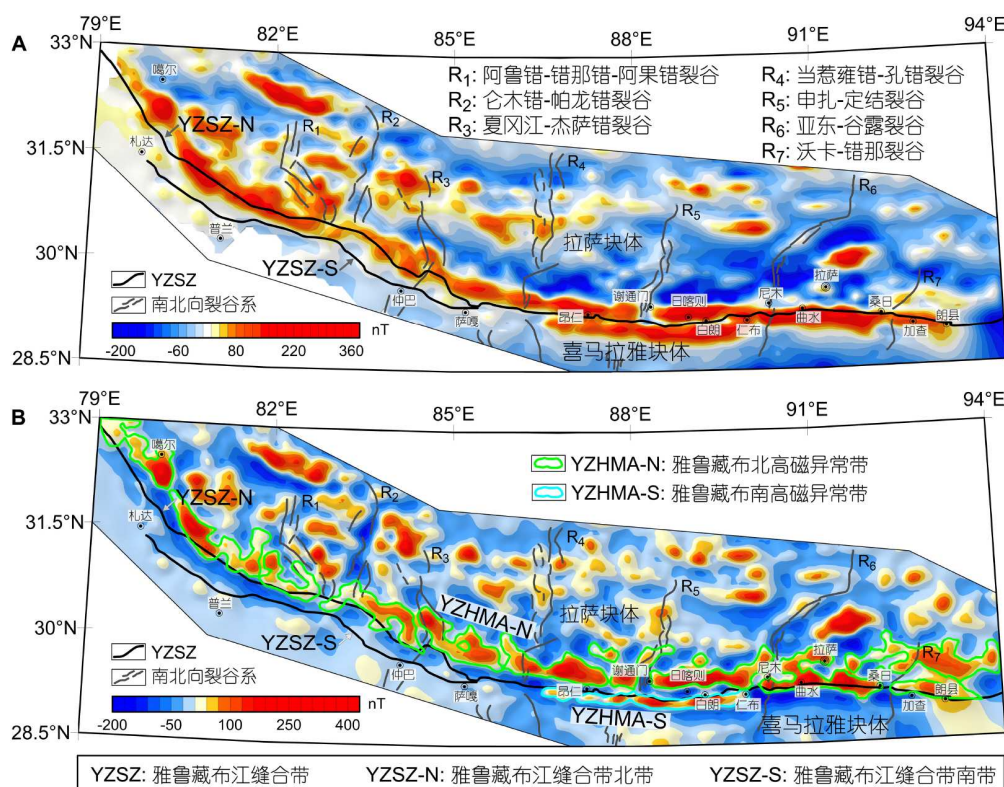


图2 雅鲁藏布江航磁异常图。(A) 航磁总场异常; (B) 剩余化极磁异常

两条差异显著的狭长高磁异常带。北高磁异常带由西向东呈北西向至近东西向展布, 规模庞大, 异常边缘不规则, 贯穿东西呈断续分布。北高磁异常带以北, 还分布着众多形态、规模不等的狭长状或等轴状高磁异常。南高磁异常带近东西向展布, 规模较小, 集中分布在雅鲁藏布江缝合带中部, 异常边缘平滑, 连续性较好。

3.2 岩石磁化率特征

岩、矿石的物理属性差异是地球物理探测研究的前提。充分掌握研究区域内不同岩、矿石的物性参数, 对于地球物理异常场的反演、解释以及推断工作而言, 具有极为关键的意义。我们整合了熊盛青等(2001)、夏祥标等(2011)与何兰芳等(2014)的物性资料(表1), 展示了雅鲁藏布江主要岩石的磁化率, 为后续推测双高磁异常带的地质成因以及约束三维反演磁化率范围提供了重要的参考依据。

3.3 磁力混合 L_p 范数正则化反演方法

Fournier和Oldenburg(2019)提出使用混合 L_p 范数和Lawson算法(Lawson, 1961)来改善地球物理反演问题的不适定性。一般地, 反演目标函数 ϕ_m 具有以下形式:

$$\min_m \phi(m) = \phi_d + \beta \phi_m \quad (1)$$

其最小化是通过使用迭代重加权最小二乘法(IRLS)(Gorodnitsky和Rao, 1997)实现的。在使用IRLS的过程中, 通过调整Tikhonov参数 β 来平衡数据拟合项和模型正则化项, 以此来控制模型的平滑度进而改善模型的最终解。

公式(1)中, ϕ_d 表示数据拟合项:

$$\phi_d = \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i^{\text{pred}} - d_i^{\text{obs}}}{\sigma_i} \right)^2 \quad (2)$$

用于衡量模型预测值 d_i^{pred} 与实际观测数据 d_i^{obs} 的差异, σ_i 表示 d_i^{pred} 与 d_i^{obs} 之间的不确定性。

ϕ_m 代表模型正则化项:

$$\phi_m = \sum_{j=s,x,y,z} \alpha_j \int_V |f_j(m)|^{p_j} dV \quad (3)$$

函数 f_j 定义为

$$f_s = m, f_x = \frac{dm}{dx}, f_y = \frac{dm}{dy}, f_z = \frac{dm}{dz} \quad (4)$$

分量 f_s 表示模型 m 的大小, f_x 、 f_y 和 f_z 表示三维空间中沿三个正交坐标方向(x 、 y 、 z)的模型特征的平滑度分量。参数 p_j 指定了可以应用于每个分量的 L_p 范数($0 \leq p \leq 2$)的值, 它们的选择控制了最终的模型特征。权重参数 α_j 用于调整

表1 雅鲁藏布江主要岩石的磁化率

岩性	样品数量	磁化率($\times 10^{-5}$ SI)
铬铁矿	13	228-537
石英闪长岩	62	110-360
凝灰岩	31	620-1900
蛇纹岩	30	110-2000
钾长花岗岩	62	250-2790
斜辉辉橄岩	1176	33-2935
纯橄岩	228	50-3072
闪长岩	34	1710-3260
花岗闪长岩	160	350-4600
超基性岩	142	50-5270
二长花岗岩	62	30-5660
辉长岩	31	1270-8740
蛇纹石化岩芯	139	409-32021

正则化函数中各个分量的相对影响。若 $p_j=2$, 即使用 L_2 范数, 则方程(3)的离散形式为

$$\phi_m = \alpha_s \|\mathbf{V}_s \mathbf{m}\|_2^2 + \sum_{j=x,y,z} \alpha_j \|\mathbf{V}_j \mathbf{G}_j \mathbf{m}\|_2^2 \quad (5)$$

其中, $\mathbf{V}_s$ 、 $\mathbf{V}_x$ 、 $\mathbf{V}_y$ 和 $\mathbf{V}_z$ 是与离散化问题时使用的单元体积相关的对角矩阵, $\mathbf{G}_x$ 、 $\mathbf{G}_y$ 和 $\mathbf{G}_z$ 是离散梯度算子, $\mathbf{m}$ 是模型向量。

混合 L_p 范数可以作为稀疏范数(L_0 范数和 L_1 范数或其变体)使用, 以促进模型的稀疏性。然而, 稀疏范数在反演中面临两个主要问题: 边界依赖和阶梯效应。边界依赖指的是反演得到的异常值依赖于设定的上下界, 而阶梯效应则表现为反演得到的异常体具有水平或垂直边界, 与实际地质结构的倾斜情况和角度特征不符, 限制了稀疏反演方法在解释位场数据时的准确性。

Sun和Wei(2021)在Fournier和Oldenburg(2019)的工作基础上发展了混合 L_p 范数正则化策略。其反演目标函数中的正则化项由以下四个部分组成:

$$\phi_m = \alpha_s \int |f_s(m)|^p dv + \sum_{j=x,y,z} \alpha_j \int |f_j(m)|^q dv \quad (6)$$

f_j 的定义同方程式(4)。 p 和 q 分别决定了对分量 f_s 和三个平滑度分量 f_x 、 f_y 和 f_z 施加的范数。当 $p=q=2$ 时, 等同于传统的 L_2 范数正则化。同样地, Wei和Sun(2021)将方程(6)进行离散化:

$$\phi_m^{pq} = \alpha_s \|\mathbf{W}_s \mathbf{m}^p\| + \sum_{j=x,y,z} \alpha_j \|\mathbf{W}_j \mathbf{m}^q\| \quad (7)$$

其中, 分量 f_s 的对角加权矩阵 $\mathbf{W}_s$ 包含体积信息和深度加权。分量 f_x 、 f_y 和 f_z 的对角加权矩阵 $\mathbf{W}_j$ 包含空间结构信息。具体而言, $\mathbf{W}_j = \mathbf{V}_j \mathbf{D}_j \mathbf{Z}$, 其中, $\mathbf{V}_j$ 是具有每个单元的体积信息的对角矩阵, $\mathbf{D}_j$ 是有限差分矩阵, $\mathbf{Z}$ 是模拟场衰减的深度加权函数, 用于避免恢复的模型集中在浅层表面。

通过深度加权策略赋予深部信号更大的权重，以增强反演结果的深度分辨率。深度加权函数的形式为

$$W(z_j) = (z_j + z_0)^{-\frac{\nu}{2}} \quad (8)$$

其中， z_j 是第 j 个反演模型单元体的深度， z_0 设定为观测面高度， ν 是深度加权幂次。

实际应用该正则化方案时，采用不同的深度加权参数会对模型反演结果产生较大影响，我们在三维反演时使用的深度加权函数为

$$W(z_j) = \left(\frac{z_j + z_0}{z_{\max} + z_0} \right)^{-\frac{\nu}{2}} \quad (9)$$

$z_{\max}$ 代表反演模型单元体最大层深度。

Sun和Wei(2021)将 L_0 范数应用于模型向量 $\mathbf{m}$ ，将 L_2 范数应用于模型梯度 $\nabla \mathbf{m}$ ，即使用 L_{02} 范数(即 $p=0$ ， $q=2$)正则化可以避免稀疏反演中存在的边界依赖和阶梯效应问题。混合 L_p 正则化反演方法使用 p 和 q 两种范数能有效改善常规反演的边界模糊问题，提供更为可靠、精细的地下三维物性模型。但该方法主要通过提升异常聚焦性以优化反演效果，无法完全消除地球物理反演固有的非唯一性。

为系统评估混合 L_p 范数正则化反演方法在磁力三维建模中的适用性与优势，本文于实际数据反演之前，将其与传统 L_2 范数正则化反演方法进行对比分析。详见网络版补充材料。

4 双高磁异常带特征及地质因素

4.1 双高磁异常带特征

在航磁总场异常图2A中，沿着雅鲁藏布江缝合带清晰呈现南、北两条平行排列，近东西向展布的线性磁异常带，两带宽度接近。走向自西向东由北西向转为北西向西向再至东西向，两带间距约25–30 km，延伸全长约1500 km(熊盛青等，2024)。北带位于雅鲁藏布江缝合带北侧的南冈底斯带，以正负伴生的规则异常为特征，延伸比南带长，向西延伸至境外。依据航磁异常带的分布特征，北带进一步细分为东、中、西三段。南带位于相对平稳的负背景场中，主要分布在86°E–90°E之间，连续性较好，形态规则，沿已出露的基性-超基性蛇绿岩带分布。北带中段呈东西向与南带平行展布，无论在异常形态、规模还是强度上，都与南带极为相似。值得注意的是，在谢通门附近，北带磁异常出现了一个较大的间断，导致异常明显不连续。

相较于化极前，化极后的双高磁异常带仍有突出反映，保持了线性异常带的形态和分布特征。北高磁异常

带(图2B中绿色线条圈定区域)和南高磁异常带(图2B中青色线条圈定区域)的位置都整体向北偏移了一定距离，且两带之间的间距也进一步增大。化极结果揭示了南、北两高磁异常带的差异，化极后的北高磁异常带变得更窄，异常的边缘变得不规则；化极后的南高磁异常带变得很窄，异常的边缘更为光滑。雅鲁藏布江双高磁异常带的上述特征变化表明两带各自独立存在，这为雅鲁藏布江缝合带的研究提供了详尽的磁场信息。

4.2 双高磁异常带地质成因

磁异常的形成常与岩石磁性(受温度、矿物成分控制)、地质构造活动(如地热活动伴随的岩浆活动、断裂带等)密切相关(王婕等，2024；Zhang等，2025)。高温地热环境可促使地壳强磁性矿物蚀变、分解或转化为弱磁性矿物，导致区域磁异常强度降低并形成低值区(胡智龙等，2022；Jiao等，2025)。在雅鲁藏布江缝合带浅部地热活动较弱区域，超基性岩可保持强磁性并形成局部磁异常(如中段的线性强磁异常；Wang等，2020)；深部地热活动强烈区域，高温会导致超基性岩磁性矿物失磁，或因部分熔融被改造，难以形成稳定强磁性体(Jiao等，2025)。而裂谷岩浆活动通过带入富磁性矿物或改造原有岩石矿物组成，提升岩石磁性：基性岩浆富含铁镁矿物，磁性较强，导致火山岩覆盖区正磁异常显著(Jian等，2025)；中酸性侵入岩(如南冈底斯地区晚白垩世侵入岩)通过热接触变质等作用，增强围岩磁性，形成局部高磁异常(贾正元等，2023)。岩浆活动微弱或无岩浆活动区域，因缺乏磁性岩体输入及岩石磁性改造，磁异常特征不明显，多表现为平缓的负背景值或弱异常(王婕等，2024)。

为深入研究雅鲁藏布江双高磁异常带的深部结构，我们首先将雅鲁藏布江剩余化极磁异常图与地质略图进行叠加对比(图3)，并结合表1的物性资料分析双高磁异常带与地质岩性的关联性。其中，南高磁异常带(图3中道奇蓝色实线圈定区域)与基性-超基性蛇绿岩(霓虹紫色)对应关系十分明显，且有研究表明，蛇绿岩中的橄榄岩在蛇纹石化过程中会析出磁铁矿，进而促使蛇绿岩出现高磁异常(何兰芳等，2014)。因此，有充分的理由推断南高磁异常带的形成与蛇绿岩密切相关，这一推断与前人的研究结果(姚正煦等，2001；薛典军，2003；汪兴旺，2008；姜枚等，2016；Wang等，2020)相吻合。此外，南高磁异常带主要集中分布在中段，而东段和西段蛇绿岩大部分被肢解(张万平等，2011)，磁异常表现并不显著。

北高磁异常带(图3中春绿色实线圈定区域)所对应的

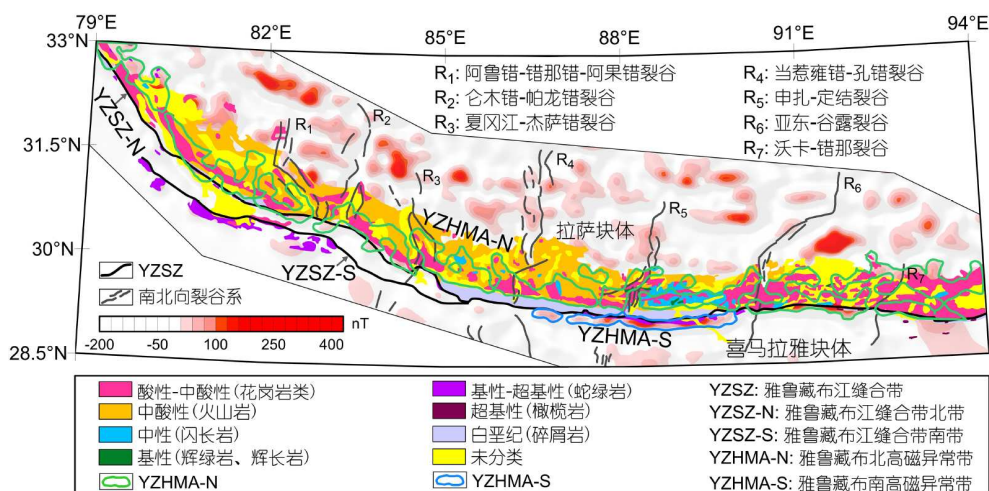


图3 雅鲁藏布江剩余化极磁异常与地质略图叠合。地质略图修改自任纪舜等(2013)

岩浆岩类型为何? 观察可知, 仅有北带西段零星分布有基性-超基性蛇绿岩(霓虹紫色), 且其规模远远小于南带的蛇绿岩范围, 无法形成大规模的高磁异常。基性辉长岩、辉绿岩(深绿色)在高磁异常区小范围出露。且在中段, 中性闪长岩(天蓝色)与高磁异常区域显示出较高的吻合性, 东段和西段也有中性闪长岩零散分布在高磁异常区内。尽管部分中酸性火山岩(深黄色)与高磁异常相对应, 但更多地对应于磁异常较弱的区域。因此, 火山岩覆盖的高磁异常可能具有其他成因。酸性-中酸性花岗岩类(艳粉色)虽与高磁异常有较好的对应关系, 但地表露头采集的标本磁性较弱, 不足以引起大范围的高磁异常, 且亦有花岗岩对应于磁异常低的区域, 因此排除酸性岩浆岩作为北高磁异常带直接成因的可能性。综合物性、地质资料以及剩余化极磁异常, 我们初步推断北高磁异常带是由南冈底斯带内的中-基性岩浆岩引起的, 该类岩体埋藏于中酸性、酸性岩浆岩之下, 其岩性与地表出露的古近纪中-基性岩浆岩一致, 可能是这些古近纪中-基性岩浆岩的根部, 但是具体岩性需要结合地质背景和其他资料的约束进一步确定。

深部岩体磁异常成因研究受限于磁化率显著降低(居里点深度以下磁性结构无法通过反演直接获取, Jiao等, 2025)及数据分辨率, 相关深入论述需后续依托大比例尺磁测(勘探尺度)与岩石磁学分析(严加永等, 2014)开展专题研究。

5 磁力反演结果和讨论

5.1 反演结果

磁力三维反演的多解性较强, 引入约束条件能够有

效改善反演结果。前文提到的多条深反射地震剖面(Zhao等, 1993, 1997; Makovsky等, 1999; Gao等, 2016; Guo等, 2017, 2018; 卢占武等, 2022)揭示的雅鲁藏布江缝合带地壳尺度内的深浅结构为三维反演提供了深度参考, 我们将深反射地震剖面的走时信息(地壳平均速度取6 km/s)转化为深度信息, 作为反演的深度参考。综合考量, 我们将反演深度设置为0–40 km, 以提高地质解释的可靠性。依据磁化率统计结果(表1), 磁化率范围约束为0–0.1 SI。对雅鲁藏布江剩余化极磁异常进行三维反演, 将地下空间剖分为 $297 \times 111 \times 21$ 的网格模型, 网格大小为5 km $\times$ 5 km $\times$ 2 km。在混合 L_p 范数正则化反演中, 范数设定为: $p=0$, $q=2$, 进而构建了雅鲁藏布江岩浆岩带的地壳三维磁化率模型。反演模型预测磁异常及残差分布如图4所示, 预测磁异常值的范围为–206.2–+391.1 nT; 残差值的范围为–1.7–+0.9 nT, 均方根(RMS)为0.09 nT, 表明反演模型的预测磁异常与剩余化极磁异常之间具有较高的拟合度。

如图5所示, 在我们的三维磁化率模型(磁化率=0.01 SI的等值面)中, 雅鲁藏布江岩浆岩具有“南北分带、东西分段”的特点, 岩体主要分布在上地壳中, 底界面埋深小于30 km。南冈底斯岩浆岩比日喀则岩浆岩规模更大, 埋深也更深, 南冈底斯岩浆岩的间断位置与南北向裂谷系位置密切相关。南冈底斯带北部零散分布岩浆岩, 与地表地质调查的岩浆岩分布(图1B)大致相符。

5.2 岩浆岩带三维架构特征

在第4节中, 我们已经讨论了双高磁异常带的地质成因, 北高磁异常带由隐伏的中-基性岩浆岩引起, 南高磁异常带由基性-超基性蛇绿岩引起。为了验证模型的可靠

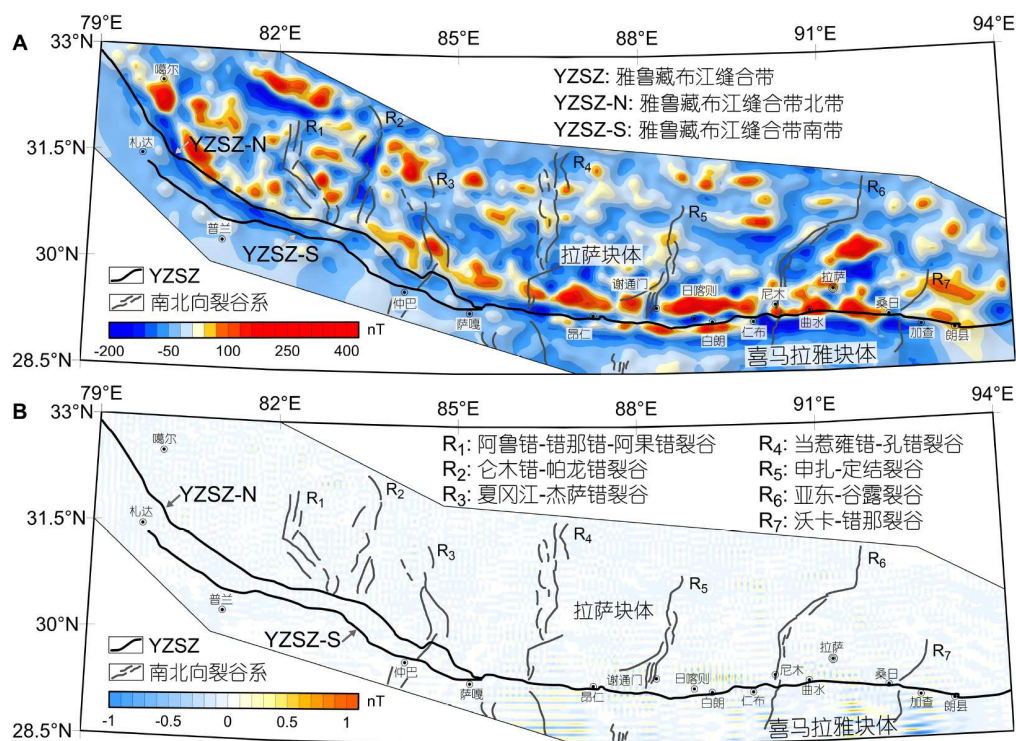


图4 反演模型预测磁异常及残差分布。(A) 反演模型的预测磁异常；(B) 剩余化磁异常与预测磁异常之间的残差

性，我们提取磁化率剖面并分别与Guo等(2017)的深反射地震剖面(图1A中的⑨号线)和Jin等(2022)的大地电磁测深剖面(图1A中的⑭号线)进行对比，并进一步分析岩浆岩的三维架构特征。

将我们的模型与Guo等(2017)的深反射地震剖面叠合，如图6所示，在该剖面上存在3个呈南北走向，扁豆状的高磁性体(磁化率 ≥ 0.005 SI)。根据地质略图(图1B)，该剖面由南向北依次穿过基性-超基性蛇绿岩、雅鲁藏布江缝合带、日喀则弧前盆地、中性岩浆岩、酸性-中酸性岩浆岩、基性岩浆岩、酸性-中酸性岩浆岩。因此，位于雅鲁藏布江缝合带以南的高磁性体H1应对应基性-超基性蛇绿岩，雅鲁藏布江缝合带以北的南冈底斯岩基内的高磁性体H2应对应中-基性岩浆岩，而高磁性体H3应对应中酸性岩浆岩。我们的模型在该剖面上展示的高磁性体(底界面埋深最大为20.5 km)与Guo等(2017)的深反射地震剖面揭示的日喀则蛇绿岩(底界面埋深为12–15 km)和冈底斯岩基(底界面埋深为18–24 km)具有良好的一致性，这也验证了我们反演的场源深度的可靠性。

如图7所示，我们在雅鲁藏布江缝合带与班公湖-怒江缝合带之间识别出三个规模较大、空间独立的高磁化率异常体(K1、K2、K3)，其空间分布与Jin等(2022)界定的高电阻率区域(垂向延伸深度10–40 km)高度重合，经综合分析被解释为拉萨块体南冈底斯岩基的直接反映，

指示拉萨块体南部地壳具有“冷、干、刚性”的属性。这不仅为印度板块俯冲浅部几何形态提供直接磁性证据，也为阐释地壳物质分异及深浅部变形解耦机制(上地壳脆性变形与中下地壳韧性流动差异)奠定关键地球物理基础。由于岩石磁化率与电阻率通常会因熔融作用或流体改造而降低(Unsworth等, 2005; 张红杰等, 2005; 王祖坤等, 2024)，上述高磁化率与高电阻率特征的耦合进一步指示该区域未经历大规模熔融或流体改造。

综上所述，我们通过磁化率模型与深反射地震及大地电磁剖面的叠合对比，实现了不同物探方法的交叉验证，不仅进一步支持了拉萨块体南部地壳“冷、干、刚性”的属性认知，更为印度板块俯冲动力学过程及区域构造演化的地质解释提供了更为稳健的地球物理约束。

为明确阐述高磁性体的空间分布特征，我们自西向东选取了近南北走向的多条不同剖面进行深入分析，图8展示了剖面P₁–P₁₂的具体位置(以洋红色实线标示，箭头指示剖面方向由南向北)以及磁化率的空间分布情况。图8A呈现了模型在12 km深度的水平切片，揭示了高磁化率体的分布特征，主要由中性到超基性岩浆岩组成。图8B的垂直剖面图揭示了雅鲁藏布江缝合带南北两侧高磁性体的不同深度和规模上的差异性特征。综合分析表明，南北两侧高磁性体独立存在，主要分布在上地壳内，走向均为南北向，形状似扁豆状，底界面埋深小于

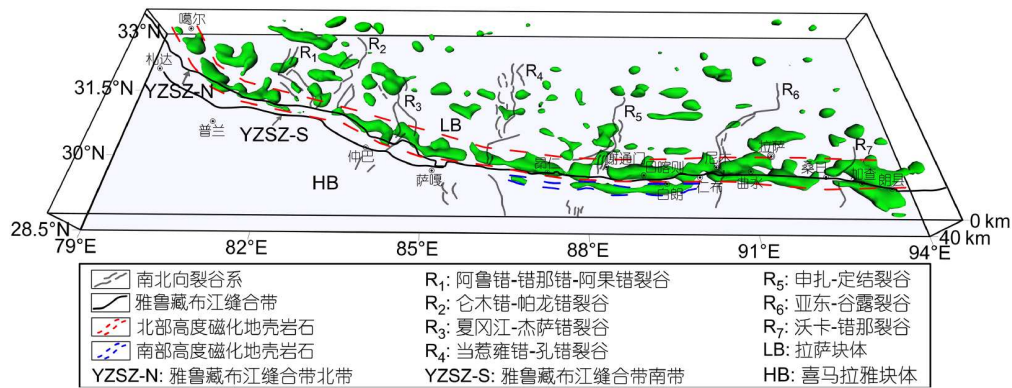


图5 雅鲁藏布江地壳岩浆岩带三维透视图(磁化率=0.01 SI的等值面)

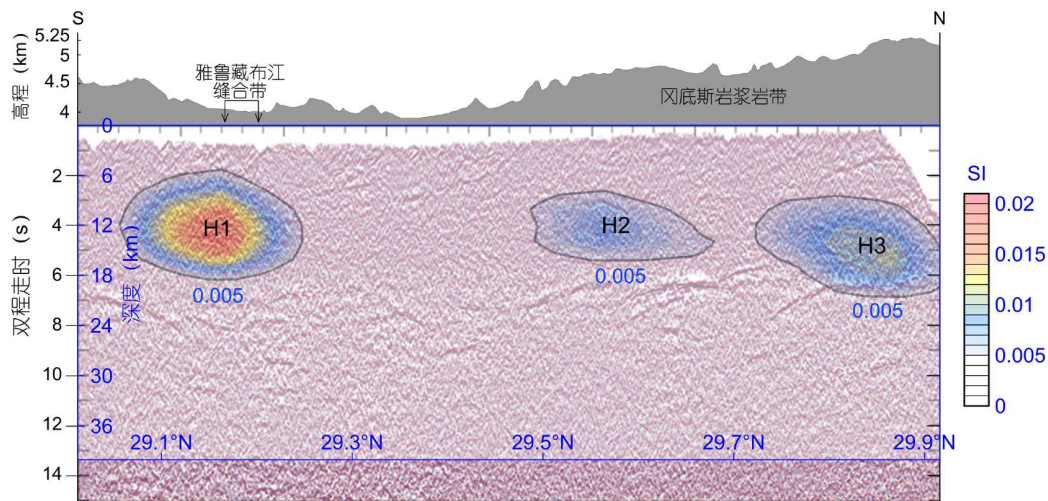


图6 磁化率剖面与深反射地震剖面叠加。剖面为图1A中的⑨号线，灰色曲线为磁化率等于0.005 SI的等值线，深反射地震剖面修改自Guo等(2017)

30 km。北侧高磁性体埋深大于南侧高磁性体，且规模更为庞大。自西向东，西段(P₁-P₅)高磁性体埋深相对较浅，规模较小；中段(P₆-P₁₀)高磁性体埋深加深，规模也相应增大；而东段(P₁₁-P₁₂)高磁性体埋深变浅，规模也随之减小。

为直观呈现地下场源分布情况，可将磁异常场源以高磁化率单元的集合表示。图5用磁化率为0.01 SI的等值面来呈现我们的反演结果，以揭示雅鲁藏布江岩浆岩带三维展布特征。北部高度磁化地壳岩石以红色虚线圈出，对应于前文推断的隐伏的中-基性岩浆岩。南部高度磁化地壳岩石以蓝色虚线圈出，对应于前文推断的基性-超基性蛇绿岩。南部和北部高磁性体被雅鲁藏布江缝合带隔开。北带高磁性体与其北部零散分布的高磁性体形成鲜明对比，由西向东呈北西向至近东西向展布，以形状不规则、规模巨大、贯穿东西断续分布为主要特征。南带高磁性体近东西向展布，形状规则，规模较小，集中分

布在当惹雍错-孔错裂谷(R₄)和亚东-谷露裂谷(R₆)之间，且连续性较好。我们认为，印度板块与欧亚板块在俯冲碰撞过程中伴随的强烈的岩浆活动，以及后续在应力场作用下触发的南北走向裂谷系活动，在很大程度上塑造了现今雅鲁藏布江岩浆岩带的三维展布特征。

5.3 岩浆岩带构造成因

前文推测北高磁异常带可能由南冈底斯岩基之下隐伏的中-基性岩浆岩引起，而南高磁异常带由基性-超基性蛇绿岩引起。基于我们的反演结果，磁化率为0.01 SI的等值面(图5)能够较为完整地勾勒出雅鲁藏布江地壳岩浆岩的分布。雅鲁藏布江隐伏的中-基性岩浆岩(图5红色虚线圈定范围)主要分布在南冈底斯带地区，基性-超基性岩浆岩(图5蓝色虚线圈定范围)主要分布在日喀则蛇绿岩地区，而东段和西段蛇绿岩由于被肢解(张万平等，2011)，在0.01 SI的等值面中并无响应。中-基性岩浆岩与

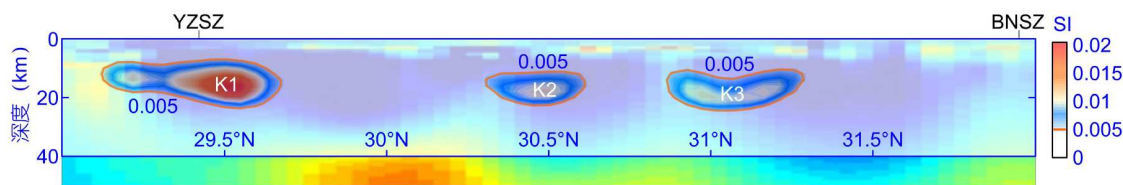


图7 磁化率剖面与电阻率剖面叠加。剖面为图1A中的②号线，橙色曲线为磁化率等于0.005 SI的等值线。电阻率剖面修改自Jin等(2022)，蓝色区域代表高电阻率，红色区域代表低电阻率

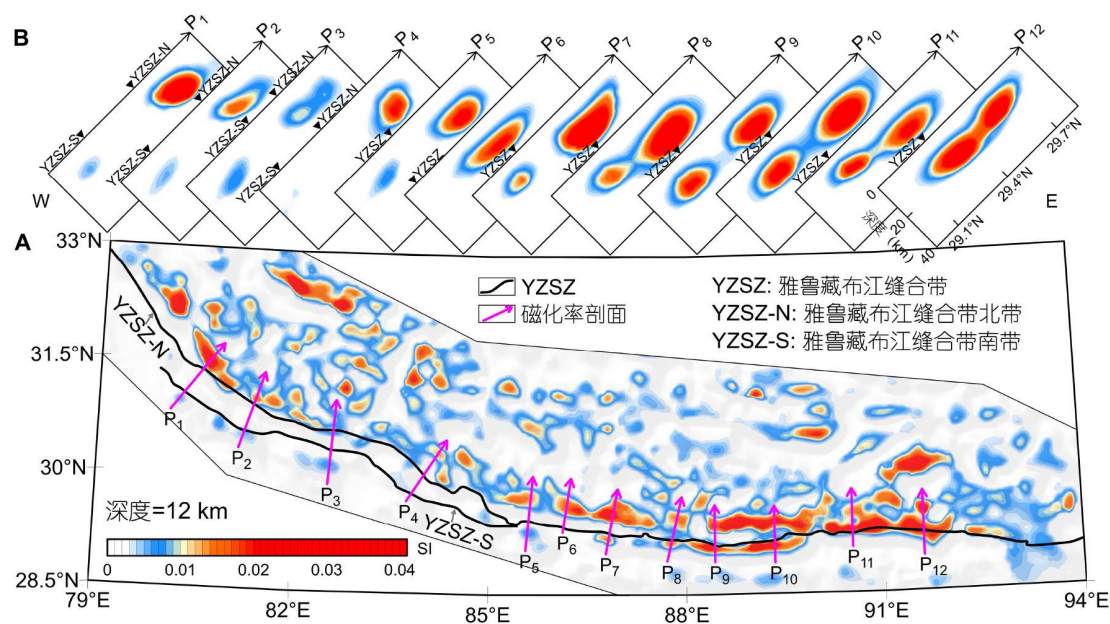


图8 反演的磁化率模型。(A) 深度为12 km的水平切片；(B) 垂直切片，剖面位置标注在图8A中

基性-超基性岩浆岩之间被雅鲁藏布江缝合带隔开，这与地表地质调查的岩浆岩分布(图1B)大致吻合。熊盛青等(2024)推断北高磁异常带为印度板块和欧亚板块汇聚的边界。结合我们的研究结果，磁化率为0.01 SI的等值面不仅能代表南冈底斯岩浆岩带的分布，又能反映日喀则蛇绿岩的特征，因此，我们推断南冈底斯岩浆岩带与日喀则蛇绿岩的地质起源存在关联性。印度板块和欧亚板块的碰撞前缘到达日喀则蛇绿岩后继续向北推进，直至抵达拉萨块体南部的南冈底斯带，甚至更远。这与深反射地震剖面认为的俯冲印度地壳前缘到达雅鲁藏布江缝合带以北的冈底斯岩基之下(Gao等, 2016; 高锐等, 2022)的结论一致。

冈底斯岩浆岩带位于班公湖-怒江缝合带与雅鲁藏布江缝合带之间。冈底斯中生代岩浆岩活动是班公湖-怒江洋壳和新特提斯洋壳的双向剪刀式俯冲的结果(朱弟成等, 2008b)。晚泥盆世至晚二叠世期间，以班公湖-怒江特提斯泛大洋向南俯冲消减造弧作用为主，而早三叠世

至始新世以班公湖-怒江特提斯泛大洋向南和雅鲁藏布江特提斯洋强烈扩张及向北双向俯冲消减碰撞共同造弧作用为特征(张鑫全等, 2020)。此外，晚白垩世晚期，新特提斯洋向北俯冲至欧亚大陆南缘，特提斯喜马拉雅与印度次大陆分裂。至早始新世，印度与欧亚大陆发生碰撞，致使雅鲁藏布江洋闭合，新特提斯洋消失(朱日祥等, 2022)。

结合上述观点，我们认为日喀则蛇绿岩与南冈底斯中-基性岩浆岩属于新特提斯洋在不同地质时期北向俯冲的产物。我们推测南冈底斯地区早期经历了班公湖-怒江洋壳和新特提斯洋壳向南的俯冲作用，导致该区域受到挤压。后期，南冈底斯地区受到雅鲁藏布江洋壳及新特提斯洋壳向北的多期次俯冲作用的影响，这些复杂的地质过程导致了南冈底斯岩浆岩带的多样性和规模的显著增大，其规模远远超过日喀则蛇绿岩。但作为确定古板块边界的重要证据，蛇绿岩是在时间和空间上存在联系的一套超镁铁质、镁铁质和长英质岩石组合(Dilek和

Furnes, 2014; 何兰芳等, 2025)。而在印度-欧亚大陆的俯冲碰撞过程中, 冈底斯带形成的岩石类型主要为中酸性花岗岩类、中性闪长岩和基性辉长岩(朱弟成等, 2025), 不具备构成蛇绿岩套的条件, 目前并没有直接的地质和地球化学证据可以证明南冈底斯岩基中的中-基性岩浆岩属于蛇绿岩。

日喀则蛇绿岩作为雅鲁藏布江蛇绿岩带保存最完整的一段, 其部分剖面展现了连续且完整的蛇绿岩层序。岩石类型由南向北依次包括地幔橄榄岩、辉长岩、辉绿岩以及玄武岩(田廉荣, 2022)。日喀则蛇绿岩的构造成因与新特提斯洋的俯冲作用紧密相关, 然而, 其代表的构造环境存在不同的学术观点, 主要分为以下三种类型: (1) 洋中脊型(MOR)(王希斌等, 1984; 张旗, 2015; 鲍佩声等, 2015); (2) 俯冲带型(SSZ)(陈根文等, 2003; Hébert等, 2012; 李文霞, 2013); (3) 早期形成于洋中脊环境, 后期受到俯冲流体改造(刘宁璟, 2023)。目前, 日喀则蛇绿岩的构造环境仍需深入探讨。

5.4 岩浆岩带分段性成因

南冈底斯岩浆岩带的间断位置与南北走向裂谷系位置密切相关。Wang等(2020)认为北带岩浆岩的间断可能是地下场源发生构造破坏的体现。正如第2.2节所述, 南冈底斯带的岩浆活动具有复杂而长期的历史, 这导致了岩浆活动的性质、规模和分布区域存在差异, 在区域上已存在一定的岩浆活动差异性。印度板块与欧亚板块碰撞使青藏高原地壳变形强烈, 区域构造变形由近南北向挤压转变为近东西向伸展(Li D D等, 2024), 藏南南北向裂谷系(8–23 Ma)是该转变后的产物(曾令森等, 2024)。最近的研究认为, 裂谷作用由板块撕裂诱发形成, 裂谷沿高热流通道的韧-脆性转换边界发育(Hou等, 2023)。横向展布的中地壳低速层表明, 韧性中地壳的东西向伸展使脆性上地壳发生破裂, 从而引发裂谷形成及后续岩浆活动。而从地表延伸至中地壳的孤立垂向低速异常带说明, 该区域地壳经历了岩浆侵入和局部破坏, 进而促进后期大型裂谷的形成(Li D D等, 2024)。

青藏高原南部裂谷的形成机制存在显著差异。如仑木错-帕龙错裂谷与阿鲁错-错那错-阿果错裂谷的发育, 受印度板块低角度平俯冲过程控制——该俯冲作用导致中地壳局部弱化, 进而促进区域东西向伸展, 最终引发脆性上地壳破裂, 形成南北向裂谷; 而对于夏冈江-杰萨错裂谷, 印度板块高角度俯冲则可能诱发软流圈物质上涌, 驱动更深层次的构造活动, 从而促成裂谷的发育。藏南裂谷并非由单一机制控制, 而是受控于印度板块俯冲模式及其引发的深部动力学过程(Liu等, 2025)。在这

些过程中, 不同地段所受应力的大小、方向及作用时间存在差异, 导致南北向裂谷系出现分段特征。南冈底斯岩浆岩带和南北向裂谷系均处于印度板块与欧亚板块碰撞所造就的复杂大地构造背景之下, 二者的分段具有一致性。据此, 我们推测, 南冈底斯岩浆岩带的分段性主要是南北向裂谷系切割改造的结果, 裂谷的形成过程伴随着地壳的变形和破裂, 这些地质活动可能会影响岩浆的运移和分布, 导致岩浆岩带出现间断, 而先存构造仅提供了次要的薄弱带背景。裂谷活动不仅分割了先存岩浆岩带, 还通过诱发新的岩浆活动加剧了分段差异, 形成了现今多处间断的分布状态。不过, 这还需要更多的研究和证据来证实。

综上所述, 雅鲁藏布江地壳岩浆岩带不仅揭示了印度板块和欧亚板块碰撞汇聚的前缘位置, 还反映了新特提斯洋的构造演化过程, 同时刻画了南冈底斯岩浆岩带与南北向裂谷系的東西分段特征在空间分布上的一致性。

6 结论

本文以深反射地震剖面资料为参考, 基于高分辨率航磁异常数据, 通过磁力混合 L_p 范数正则化方法构建了雅鲁藏布江及周边地壳三维磁化率结构模型, 系统揭示了雅鲁藏布江岩浆岩带的三维分布规律。研究结果表明:

(1) 雅鲁藏布江双高磁异常带具有独立地质成因, 且与深部岩性分布严格对应。南高磁异常带的地质成因归因于日喀则蛇绿岩带, 蛇纹石化过程中析出的磁铁矿是其高磁性的核心原因, 仅中段因蛇绿岩层序保存完整呈连续显著异常, 东、西段蛇绿岩受构造破坏, 异常微弱; 北高磁异常带为南冈底斯带隐伏的中-基性岩浆岩所致, 是古近纪地表同类岩浆岩的深部延伸, 排除酸性岩浆岩的成因可能。

(2) 雅鲁藏布江岩浆岩带呈清晰的三维分带与分段特征, 受板块俯冲和区域构造共同控制。垂向上, 岩浆岩集中于上地壳浅部, 南北向以雅鲁藏布江缝合带为界分带: 南侧蛇绿岩磁性体规模小、埋深浅(<20 km); 北侧南冈底斯中-基性岩浆岩磁性体规模大、埋深更深(<30 km); 东西向上自西向东呈“浅小-深大-浅小”展布, 与印度板块俯冲角度西低东高导致的软流圈物质上涌差异相关。

(3) 南北向裂谷系是南冈底斯岩浆岩带分段性的主因, 反映了青藏高原动力学机制的转变。裂谷系是应力场由南北向挤压转为东西向伸展的产物, 其发育伴随的地壳破裂直接切割先存岩浆岩带, 同时诱发局部岩浆活动加剧分段差异, 先存构造仅提供次要薄弱带条件。

(4) 日喀则蛇绿岩与南冈底斯中-基性岩浆岩均为新

特提斯洋北向俯冲的产物，证实印度板块俯冲前缘已延伸向南冈底斯带之下，为青藏高原板块动力学研究与区域矿产勘探提供关键地磁学依据。

致谢 感谢责任编辑和两位匿名审稿专家提出的宝贵意见和建议。

补充材料 补充材料为作者提供的原始数据，作者对其学术质量和内容负责，详见网络版(<http://earthcn.scichina.com>)。

参考文献

- 鲍佩声, 苏犁, 王军, 等. 2015. 雅鲁藏布江蛇绿岩. 北京: 地质出版社
- 卞爽, 于志泉, 龚俊峰, 等. 2021. 青藏高原近南北向裂谷的时空分布特征及动力学机制. 地质力学学报, 27: 178–194
- 才巴央增, 赵俊猛. 2018. 藏南裂谷系的研究综述. 地震研究, 41: 14–21
- 曾令森, 高利娥, 胡古月, 等. 2024. 西藏南部新生代东西向伸展作用的深部岩浆作用响应. 地球学报, 45: 871–881
- 陈根文, 夏斌, 钟志洪, 等. 2003. 西藏得几蛇绿岩体中玻安岩的地球化学特征及其地质意义. 矿物学报, 23: 91–96
- 董国臣, 莫宣学, 赵志丹, 等. 2008. 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, 24: 203–210
- 高锐, 周卉, 卢占武, 等. 2022. 深地震反射剖面揭露青藏高原陆-陆碰撞与地壳生长的深部过程. 地学前缘, 29: 14–27
- 郭晓玉, 罗旭聪, 高锐, 等. 2023. 印度-欧亚板块主碰撞带全地壳尺度相互作用关系研究. 地学前缘, 2023, 30: 1–17
- 何兰芳, 胡修棉, 查亚兵, 等. 2014. 藏南罗布莎蛇绿岩高磁异常分布特征与成因. 科学通报, 59: 960–969
- 何兰芳, 王绪本, 熊发挥, 等. 2025. 蛇绿岩内部结构. 岩石学报, 41: 657–668
- 贺日政, 高锐. 2003. 青藏高原南北向裂谷研究意义. 地球物理学进展, 18: 35–43
- 侯增谦, 李振清. 2004. 印度大陆俯冲前缘的可能位置: 来自藏南和藏东活动热泉气体He同位素约束. 地质学报, 4: 482–493
- 侯增谦, 杨岳清, 曲晓明, 等. 2004. 三江地区义敦岛弧造山带演化和成矿系统. 地质学报, 78: 109–120
- 胡智龙, 吴招才, 韩喜彬, 等. 2022. 超基性岩热液硫化物矿床磁性物质来源和磁异常特征. 地球物理学进展, 37: 1405–1413
- 贾正元, 王凤刚, 索奎, 等. 2023. 内蒙古东南部双尖子山矿区三维磁性结构及地质构造特征. 现代地质, 37: 48–57
- 姜枚, 杨经绥, 张立树, 等. 2016. 沿雅鲁藏布江缝合带东坡、日喀则等蛇绿岩体磁异常特征及其找矿标志. 中国地质, 43: 1666–1678
- 李文霞. 2013. 西藏日喀则地区雅鲁藏布蛇绿岩地球化学及构造环境研究. 博士学位论文. 北京: 中国地质大学(北京). 1–117
- 刘宁璟. 2023. 日喀则地区洋陆转换的岩石学记录. 硕士学位论文. 北京: 中国地质大学(北京). 1–104
- 卢占武, 高锐, Klempner S, 等. 2022. 喜马拉雅西部雅鲁藏布江缝合带地壳尺度的构造叠置. 地学前缘, 29: 210–217
- 孟元库, 袁昊岐, 魏友卿, 等. 2022. 藏南冈底斯岩浆带研究进展与展望. 高校地质学报, 28: 1–31
- 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 等. 2003. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应. 地学前缘, 10: 135–148
- 潘桂棠, 莫宣学, 侯增谦, 等. 2006. 冈底斯造山带的时空结构及演化. 岩石学报, 22: 521–533
- 潘桂棠, 王立全, 张万平, 等. 2013. 青藏高原及邻区大地构造图及说明书(1:150万). 北京: 地质出版社. 24–105
- 任纪舜, 牛宝贵, 王军, 等. 2013. 1:500万国际亚洲地质图. 北京: 地质出版社
- 谭捍东, 魏文博, Unsworth M, 等. 2004. 西藏高原南部雅鲁藏布江缝合带地区地壳电性结构研究. 地球物理学报, 47: 685–690
- 滕吉文, 王绍舟, 姚振兴, 等. 1980. 青藏高原及其邻近地区的地球物理场特征与大陆板块构造. 地球物理学报, 23: 254–268
- 滕吉文, 杨顶辉, 田小波, 等. 2019. 青藏高原深部地球物理探测70年. 中国科学: 地球科学, 49: 1546–1564
- 田廉荣. 2022. 西藏日喀则蛇绿岩所揭示的大洋壳幔过渡带的组成结构及演化过程. 博士学位论文. 北京: 中国地质大学(北京). 1–173
- 宛家宽, 罗志才, 吴云龙. 2025. 重震联合反演青藏高原岩石圈密度结构. 地球物理学报, 68: 470–482
- 汪兴旺. 2008. 青藏高原航磁双磁异常带与负磁异常区地质意义研究. 博士学位论文. 成都: 成都理工大学. 1–137
- 王成善, 李亚林, 刘志飞, 等. 2005. 雅鲁藏布江蛇绿岩再研究: 从地质调查到矿物记录. 地质学报, 79: 323–330
- 王婕, 杨艳艳, 纪飞, 等. 2024. 岩石圈长波长磁异常及其地质意义. 地球与行星物理论评, 55: 668–680
- 王希斌, 曹佑功, 郑海翔. 1984. 西藏雅鲁藏布江(中段)蛇绿岩组合层序及特提斯洋演化的模式“中法喜马拉雅考察成果(1980)”. 北京: 地质出版社
- 王祖坤, 宋雷, 王启睿, 等. 2024. 含随机分布裂隙岩石饱和状态下电阻率数值计算研究. 地球物理学进展, 39: 1141–1151
- 魏文博, 金胜, 叶高峰, 等. 2009. 藏南岩石圈电性结构与流变性-超宽频带大地电磁测深研究结果. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 1591–1606
- 吴福元, 刘传周, 张亮亮, 等. 2014. 雅鲁藏布蛇绿岩-事实与臆想. 岩石学报, 30: 293–325
- 吴福元, 万博, 赵亮, 等. 2020. 特提斯地球动力学. 岩石学报, 36: 1627–1674
- 武振波, 唐国彬, 徐涛, 等. 2020. 印度板块下地壳北向俯冲与榴辉岩化的地震学证据: 接收函数成像结果. 地球物理学报, 63: 3996–4011
- 夏祥标, 郑来林, 李军敏, 等. 2011. 西藏谢通门县普达亚地区高精度磁测成果及找矿方向. 地球学报, 32: 69–79
- 熊盛青, 周伏洪, 姚正煦, 等. 2001. 青藏高原中西部航磁调查. 北京: 地质出版社
- 熊盛青, 范正国, 杨雪, 等. 2022. 中国及毗邻海区航磁系列图(1:500万含说明书). 北京: 地质出版社
- 熊盛青, 杨海, 范振宇, 等. 2024. 基于航磁资料的中国蛇绿岩带与铬铁矿找矿方向研究. 地质学报, 98: 1–33
- 徐啸, 余嘉豪, 向波, 等. 2023. 拉萨地体东南缘地壳深部结构. 地学前缘, 30: 221–232
- 徐新学, 陈宇坤, 高武平, 等. 2020. 基于大地电磁测深的藏南雅鲁藏布江缝合带电性结构研究. 地震学报, 42: 406–418
- 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 等. 2006a. 青藏高原与大陆动力学-地体拼合、碰撞造山及高原隆升的深部驱动力. 中国地质, 33: 221–238
- 许志琴, 杨经绥, 戚学祥, 等. 2006b. 印度/亚洲碰撞-南北向和东西向拆离构造与现代喜马拉雅造山机制再讨论. 地质通报, 25: 1–14
- 薛典军. 2003. 青藏高原航磁测量及雅鲁藏布江双航磁异常带的性质研究. 博士学位论文. 北京: 中国地质大学(北京). 1–92
- 严加永, 吕庆田, 陈向斌, 等. 2014. 基于重磁反演的三维岩性填图试验——以安徽庐枞矿集区为例. 岩石学报, 30: 1041–1053
- 姚正煦, 周伏洪, 薛典军, 等. 2001. 雅鲁藏布江航磁异常带性质及其意义. 物探与化探, 25: 241–252
- 姚正煦, 周伏洪, 薛典军, 等. 2002. 青藏高原中西部板块缝合带航磁特征. 物探与化探, 26: 165–170
- 张红杰, 潘和平, 骆森, 等. 2005. 中国大陆科学钻探主孔100–2000 m测井磁化率和磁三分量分析. 现代地质, 4: 608–614
- 张佳伟, 李汉叔, 张会平, 等. 2020. 青藏高原新生代南北走向裂谷研究进展. 地球科学进展, 35: 848–862
- 张旗. 2015. 日喀则蛇绿岩研究中的几个问题. 岩石学报, 31: 37–46
- 张万平, 袁四化, 刘伟. 2011. 青藏高原南部雅鲁藏布江蛇绿岩带的时空分布特征及地质意义. 西北地质, 44: 1–9

- 张鑫全, 张振利, 王金贵, 等. 2020. 对雅鲁藏布江结合带形成演化的再探讨. *中国地质*, 47: 944–970
- 朱弟成, 潘桂棠, 王立全, 等. 2008a. 西藏冈底斯带侏罗纪岩浆作用的时空分布及构造环境. *地质通报*, 27: 458–468
- 朱弟成, 潘桂棠, 王立全, 等. 2008b. 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*, 27: 1535–1550
- 朱弟成, 王青, 李世民, 等. 2025. 大陆碰撞带岩浆成因与地壳演化. *中国科学: 地球科学*, 55: 1398–1423
- 朱日祥, 赵盼, 赵亮. 2022. 新特提斯洋演化与动力过程. *中国科学: 地球科学*, 52: 1–25
- Chen Y, Li W, Yuan X H, et al. 2015. Tearing of the Indian lithospheric slab beneath southern Tibet revealed by SKS-wave splitting measurements. *Earth Planet Sci Lett*, 413: 13–24
- Dilek Y, Furnes H. 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, 10: 93–100
- Ding L, Kapp P, Wan X Q. 2005. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south central Tibet. *Tectonics*, 24: TC3001
- Dong H, Wei W B, Jin S, et al. 2020. Shaping the surface deformation of central and south Tibetan Plateau: Insights from magnetotelluric array data. *J Geophys Res-Solid Earth*, 125: e2019JB019206
- Dong X Y, Li W H, Lu Z W, et al. 2020. Seismic reflection imaging of crustal deformation within the eastern Yarlung-Zangbo suture zone. *Tectonophysics*, 780: 228395
- Fournier D, Oldenburg D W. 2019. Inversion using spatially variable mixed Lp norms. *Geophys J Int*, 218: 268–282
- Gao R, Lu Z W, Klemperer S L, et al. 2016. Crustal-scale duplexing beneath the Yarlung Zangbo suture in the western Himalaya. *Nat Geosci*, 9: 555–560
- Gilligan A, Priestley K F, Roecker S W, et al. 2015. The crustal structure of the western Himalayas and Tibet. *J Geophys Res-Solid Earth*, 120: 3946–3964
- Gorodnitsky I F, Rao B D. 1997. Sparse signal reconstruction from limited data using FOCUSS: A re-weighted minimum norm algorithm. *IEEE Trans Signal Process*, 45: 600–616
- Guo L H, Shi L, Meng X H. 2013. The antisymmetric factor method for magnetic reduction to the pole at low latitudes. *J Appl Geophys*, 92: 103–109
- Guo X Y, Li W H, Gao R, et al. 2017. Nonuniform subduction of the Indian crust beneath the Himalayas. *Sci Rep*, 7: 12497
- Guo X Y, Gao R, Zhao J M, et al. 2018. Deep-seated lithospheric geometry in revealing collapse of the Tibetan Plateau. *Earth-Sci Rev*, 185: 751–762
- He H Y, Fang J, Sun H P, et al. 2023. Moho depth inversion in the Tibetan Plateau from high-precision gravity data. *Earth Planet Phys*, 7: 487–498
- Hébert R, Bezard R, Guilmette C, et al. 2012. The Indus-Yarlung Zangbo ophiolites from Nanga Parbat to Namche Barwa syntaxes, southern Tibet: First synthesis of petrology, geochemistry, and geochronology with incidences on geodynamic reconstructions of Neo-Tethys. *Gondwana Res*, 22: 377–397
- Hou Z Q, Wang R, Zhang H J, et al. 2023. Formation of giant copper deposits in Tibet driven by tearing of the subducted Indian plate. *Earth-Sci Rev*, 243: 104482
- Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, et al. 2009. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Gangdese batholith, southern Tibet. *Chem Geol*, 262: 229–245
- Jian C, Li J, Xu Z W, et al. 2025. Magnetic characteristics of deep-seated “Panzhihua-type” vanadium-titanium magnetite based on 3-D aeromagnetic inversion. *IEEE Geosci Remote Sens Lett*, 22: 1–5
- Jiao L G, Tu J Y, Lei Y, et al. 2025. Crustal magnetic structure and implications for the Eastern Himalayan Syntaxis revealed by EMAG2-v3. *Tectonophysics*, 896: 230608
- Jin S, Sheng Y, Comeau M J, et al. 2022. Relationship of the crustal structure, rheology, and tectonic dynamics beneath the Lhasa-Gangdese terrane (southern Tibet) based on a 3-D electrical model. *J Geophys Res-Solid Earth*, 127: e2022JB024318
- Kind R, Ni J, Zhao W J, et al. 1996. Evidence from earthquake data for a partially molten crustal layer in southern Tibet. *Science*, 274: 1692–1694
- Klemperer S L, Zhao P, Whyte C J, et al. 2022. Limited underthrusting of India below Tibet: $^3\text{He}/^4\text{He}$ analysis of thermal springs locates the mantle suture in continental collision. *Proc Natl Acad Sci USA*, 119: e2113877119
- Lawson C L. 1961. Contribution to the theory of linear least maximum approximation. Doctoral Dissertation. Los Angeles: University of California
- Li C, van der Hilst R D, Meltzer A S, et al. 2008. Subduction of the Indian lithosphere beneath the Tibetan Plateau and Burma. *Earth Planet Sci Lett*, 274: 157–168
- Li D D, Tian X B, Liang X F, et al. 2024. Different formation modes of the North-South-trending rifts in southern Tibet: Implications from ambient noise tomography. *Geophys Res Lett*, 51: e2024GL108254
- Li J, Li J X, Li W L, et al. 2024. Lithospheric structure beneath Tibet based on gravity data from World Gravity Map 2012. *J Asian Earth Sci*, 278: 106411
- Liu C Z, Wu F Y, Liu T, et al. 2022. An origin of ultraslow spreading ridges for the Yarlung-Tsangpo ophiolites. *Fundamental Res*, 2: 74–83
- Liu Z H, Dong H, Jin S, et al. 2025. Shedding light on rift formation in the southern Tibetan Plateau: Insights from 3D magnetotelluric modeling. *Earth Planets Space*, 77: 101
- Ma J C, Song X D, Bunge H P, et al. 2025. Wholesale flat subduction of the Indian slab and northward mantle convective flow: Plateau growth and driving force of the India-Asia collision. *Proc Natl Acad Sci USA*, 122: e2411776122
- Makovsky Y, Klemperer S L, Ratschbacher L, et al. 1999. Midcrustal reflector on INDEPTH wide-angle profiles: An ophiolitic slab beneath the India-Asia suture in southern Tibet? *Tectonics*, 18: 793–808
- Mo X X, Dong G C, Zhao Z D, et al. 2005. Timing of magma mixing in the Gangdisê magmatic belt during the India-Asia collision: Zircon SHRIMP U-Pb dating. *Acta Geol Sin-Engl Ed*, 79: 66–76
- Nábělek J, Hetényi G, Vergne J, et al. 2009. Underplating in the Himalaya-Tibet collision zone revealed by the Hi-CLIMB experiment. *Science*, 325: 1371–1374
- Nelson K D, Zhao W J, Brown L D, et al. 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of project INDEPTH results. *Science*, 274: 1684–1688
- Ross A R, Brown L D, Pananont P, et al. 2004. Deep reflection surveying in central Tibet: Lower-crustal layering and crustal flow. *Geophys J Int*, 156: 115–128
- Shi D N, Wu Z H, Klemperer S L, et al. 2015. Receiver function imaging of crustal suture, steep subduction, and mantle wedge in the eastern India-Tibet continental collision zone. *Earth Planet Sci Lett*, 414: 6–15
- Spratt J E, Jones A G, Nelson K D, et al. 2005. Crustal structure of the India-Asia collision zone, southern Tibet, from INDEPTH MT investigations. *Phys Earth Planet Inter*, 150: 227–237
- Sun J J, Wei X L. 2021. Research Note: Recovering sparse models in 3D potential-field inversion without bound dependence or staircasing problems using a mixed Lp norm regularization. *Geophys Prospect*, 69: 901–910
- 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. *GSA Bull*, 132: 2202–2220
- Tapponnier P, Peltzer G, Armijo R. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 19: 113–157
- Teng J W. 1987. Explosion study of the structure and seismic velocity

- distribution of the crust and upper mantle under the Xizang (Tibet) Plateau. *Geophys J Int*, 89: 405–414
- Teng J W, Zhang Z J, Zhang X K, et al. 2013. Investigation of the Moho discontinuity beneath the Chinese mainland using deep seismic sounding profiles. *Tectonophysics*, 609: 202–216
- Tian X B, Chen Y, Tseng T L, et al. 2015. Weakly coupled lithospheric extension in southern Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 430: 171–177
- Unsworth M J, Jones A G, Wei W, et al. 2005. Crustal rheology of the Himalaya and southern Tibet inferred from magnetotelluric data. *Nature*, 438: 78–81
- Wang J, Yao C L, Li Z L. 2020. Aeromagnetic anomalies in central Yarlung-Zangbo suture zone (southern Tibet) and their geological origins. *J Geophys Res-Solid Earth*, 125: e2019JB017351
- Wei X L, Sun J J. 2021. Uncertainty analysis of 3D potential-field deterministic inversion using mixed Lp norms. *Geophysics*, 86: G133–G158
- Xie C L, Jin S, Wei W B, et al. 2016. Crustal electrical structures and deep processes of the Eastern Lhasa Terrane in the south Tibetan Plateau as revealed by magnetotelluric data. *Tectonophysics*, 675: 168–180
- Xie C L, Jin S, Wei W B, et al. 2017. Varying Indian crustal front in the southern Tibetan Plateau as revealed by magnetotelluric data. *Earth Planets Space*, 69: 147
- Xie C L, Jin S, Wei W B, et al. 2021. Middle crustal partial melting triggered since the mid-Miocene in southern Tibet: Insights from magnetotelluric data. *J Geophys Res-Solid Earth*, 126: e2021JB022435
- Xing L Y, Cheng X, Domeier M, et al. 2025. Was the Lhasa block at low latitudes in the middle Permian? Insights from new paleomagnetic and geochronological data. *Geophys Res Lett*, 52: e2024GL114347
- Xu Q, Zhao J M, Yuan X H, et al. 2014. Mapping crustal structure beneath southern Tibet: Seismic evidence for continental crustal underthrusting. *Gondwana Res*, 27: 1487–1493
- Xu Z J, Song X D, Zhu L P. 2013. Crustal and uppermost mantle S velocity structure under Hi-CLIMB seismic array in central Tibetan Plateau from joint inversion of surface wave dispersion and receiver function data. *Tectonophysics*, 584: 209–220
- Zhang Y Z, Jiang Z X, Su K, et al. 2025. Magnetic characteristics of highly serpentinized peridotite in the Iberia Abyssal plain and implications for marine magnetic anomalies. *Geochem Geophys Geosyst*, 26: e2024GC012035
- Zhao W J, Nelson K D, Che J, et al. 1993. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. *Nature*, 366: 557–559
- Zhao W, Mechie J, Guo J, et al. 1997. Seismic mapping of crustal structures beneath the Indus-Yarlung Suture, Tibet. *Terra Nova*, 9: 42–46
- Zhong Y Y, Ren Z Y, Tang J T, et al. 2022. Constrained gravity inversion with adaptive inversion grid refinement in spherical coordinates and its application to mantle structure beneath Tibetan Plateau. *J Geophys Res-Solid Earth*, 127: e2021JB022916

(责任编辑：万博)