第42卷第2期	沉积与特提斯地质	Sedimentary Geology and Tethyan Geology	Vol. 42 No. 2
2022 年 6 月			Jun. 2022

#### DOI:10.19826/j. cnki. 1009-3850. 2022. 04004

曹华文,李光明,张林奎,张向飞,喻晓,陈勇,林彬,裴秋明,唐利,邹灏,2022.喜马拉雅淡色花岗岩成因与稀有金属成矿潜力. 沉积与特提斯地质,42(2):189-211. DOI:10.19826/j. cnki. 1009-3850. 2022. 04004.

CAO H W, LI G M, ZHANG L K, ZHANG X F, YU X, CHEN Y, LIN B, PEI Q M, TANG L, ZOU H, 2022. Genesis of Himalayan leucogranite and its potentiality of rare-metal mineralization. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 42 (2): 189-211. DOI: 10. 19826/j. cnki. 1009-3850. 2022.04004.

# 喜马拉雅淡色花岗岩成因与稀有金属成矿潜力

# 曹华文<sup>1</sup>,李光明<sup>1</sup>,张林奎<sup>1</sup>,张向飞<sup>1</sup>,喻 晓<sup>2</sup>,陈 勇<sup>2</sup>,林 彬<sup>3</sup>, 裴秋明<sup>4</sup>,唐 利<sup>5</sup>,邹 灏<sup>6</sup>

(1.中国地质调查局成都地质调查中心,四川 成都 610081; 2.中国地质调查局应用地质研究中心,四川 成都 610036; 3.中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037; 4.西南交通大学地球科学与环境工程学院,四川 成都 611756; 5.中国地质大学(北京)地球科学与资源学院,北京 100083;
6.成都理工大学地球科学学院,四川 成都 610059)

摘要:喜马拉雅淡色花岗岩世界瞩目,具有重要的理论研究和找矿意义,但是其成因争议较大。本文统计了两千余件样品的 全岩主微量地球化学、Sr-Nd-Pb-Hf 同位素、锆石/独居石/磷钇矿等副矿物原位 U-Pb 年龄和锆石 Hf 同位素等,试图全面地总 结喜马拉雅淡色花岗岩的研究进展和现状。喜马拉雅淡色花岗岩分为南北两带,北带花岗岩主要出露于特提斯喜马拉雅和 片麻岩穹隆中,而南带花岗岩主要发育在高喜马拉雅顶部和东 – 西构造结中。从北往南,成岩时代逐渐变新;南北两带均以 二云母花岗岩和(石榴石 – 电气石)白云母花岗岩为主,两期(始新世和中新世)中 – 基性岩脉和埃达克质岩主要在北带中发 育。新生代岩浆活动分为5个阶段:49~40 Ma、39~29 Ma、28~15 Ma、14~7 Ma、6~0.7 Ma,分别主要与新特提斯洋壳板片 断离、印度陆壳板片的低角度俯冲、断离或回撤、南北向撕裂(裂谷)和东西构造结的快速隆升有关。喜马拉雅淡色花岗岩起 源于高喜马拉雅杂岩系的不一致(不平衡)部分熔融,并经历了矿物分离结晶的高分异演化。淡色花岗岩属于强过铝质岩石, 具有高 Si、K、Na,低 Ca、Fe、Mg、Ti、Mn,高的 Rb/Sr、Y/Ho 值,低的 Th/U、Nb/Ta、Zr/Hf、K/Rb 值,稀土元素总量较低,负 Eu 异 常明显的地球化学特征。随着成岩时代变新,Sr-Nd-Pb-Hf 等同位素都指示岩浆源区中古老地壳物质的占比逐步增加。喜马 拉雅淡色花岗岩/伟晶岩中 Li、Be、W、Sn、Ta、Cs 和 Rb 等稀有元素的富集系数大于 10,伟晶岩属于典型的 LCT 型伟晶岩。喜 马拉雅新生代淡色花岗岩带有望成为一条新的世界级的 Li-Be-Sn-W-Ta 稀有金属成矿带。

关键 词:淡色花岗岩;高分异花岗岩;新生代;稀有金属成矿;喜马拉雅

中图分类号:P581 文献标识码:A

## Genesis of Himalayan leucogranite and its potentiality of rare-metal mineralization

CAO Huawen<sup>1</sup>, LI Guangming<sup>1</sup>, ZHANG Linkui<sup>1</sup>, ZHANG Xiangfei<sup>1</sup>, YU Xiao<sup>2</sup>, CHEN Yong<sup>2</sup>, LIN Bin<sup>3</sup>, PEI Qiuming<sup>4</sup>, TANG Li<sup>5</sup>, ZOU Hao<sup>6</sup>

 Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081, China; 2. Research Center of Applied Geology, China Geological Survey, Chengdu 610036, China; 3. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 4. Faculty of Geosciences and Environmental Engineering, Southwest

收稿日期: 2022-02-20; 改回日期: 2022-04-10; 责任编辑: 黄春梅; 科学编辑: 刘洪

作者简介: 曹华文(1988—), 男, 博士, 副研究员, 主要从事矿产普查与勘探工作。E-mail: caohuawen1988@126. com

**资助项目:**中国地质调查局项目(DD20221690、DD20221910、ZD20220407、ZD20220408),国家自然科学基金项目 (41802095)

Jiaotong University, Chengdu 611756, China; 5. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 6. College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

Abstract: The Himalayan leucogranite attracts the attention of the world and has important theoretical and prospecting significances, but its genesis is controversial. In this paper, the geochemistry of whole rock main and trace elements, Sr-Nd-Pb-Hf isotopes, in-situ U-Pb ages of zircon/monazite/xenotime and other accessory minerals, and zircon Hf isotopes of secondary minerals from more than 2000 samples have been reviewed, in order to comprehensively summarize the research progresses and status of Himalayan leucogranites. The Himalayan leucogranites are divided into two zones. The northern zone is mainly exposed in the Tethyan Himalayas and gneiss dome, and the southern zone is mainly developed in the top of the Great Himalayan Copmlex and the Western-Eastern Himalayan Syntaxis. From north to south, the petrogenetic ages become younger gradually. There are twomica granites and (garnet-tournaline) muscovite granites in the northern and southern zones, and two stages (Eocene and Miocene) intermediate-basic dikes and adakite rocks are mainly developed in the northern zone. The Cenozoic magmatic activity can be divided into five stages: 49-40 Ma, 39-29 Ma, 28-15 Ma, 14-7 Ma and 6-0.7 Ma, which are mainly related to the separation of the New Tethyan oceanic plate, the low angle subduction, detachment or retraction, the north-south tearing (north-south-trending rift) of the Indian continental plate, and the rapid uplift of the Himalayan syntaxes, respectively. The Himalayan leucogranites originated from the incongruent (disequilibrium) partial melting of the Great Himalayan Complex and underwent highly differentiated evolution of mineral separation crystallization. The leucogranites are characterized by high Si, K, Na, low Ca, Fe, Mg, Ti, Mn, strong peraluminite, low total rare earth elements, obvious negative Eu anomaly, high Rb/Sr, Y/Ho values, and low Th/U, Nb/Ta, Zr/Hf, K/Rb values. As the petrogenetic ages become younger, the Sr-Nd-Pb-Hf isotopes show that the proportion of older crustal material in the magmatic source area increases gradually. The enrichment coefficients of rare elements such as Li, Be, W, Sn, Ta, Cs and Rb in the Himalayan leucogranite are greater than 10 relative to the total crustal value, and they belong to LCT-type pegmatite. The Cenozoic leucogranite belt of the Himalayas is expected to be a new world-class Li-Be-Sn-W-Ta rare metal metallogenic belt. Key words: leucogranite; highly fractionated granite; Cenozoic; rare-metal mineralization; Himalaya

# 0 引言

淡色花岗岩是指以浅色矿物(石英、碱性长石、 斜长石)为主要成分的花岗岩,颜色指数(M')范围 为10~35,岩石类型一般包括二云母花岗岩和白云 母花岗岩(Le Maitre, 2002)。喜马拉雅淡色花岗岩 被认为是陆-陆碰撞后的壳源过铝质S型花岗岩的 典型代表(涂光炽等, 1981; Sylvester, 1998; Barbarin, 1999; Nabelek, 2020),东西向延伸超过 2200km,备受世界瞩目。对其研究不仅对深化全球 花岗岩成因研究具有重要意义(Inger and Harris, 1993; Jacob et al., 2021),同时在地壳深熔变质 (Weinberg, 2016; 曾令森和高利娥, 2017; 张泽明 等, 2018b)、大地构造背景判别(Pearce et al., 1984; Maniar and Piccoli, 1989)和岩浆高分异演化 与成矿过程(Černy et al., 2005; Xie et al., 2020)等 方面都有无可替代的重要研究价值。

20世纪80年代初期,中国科学家从年代学(陈 毓蔚和许荣华, 1981; 王俊文等, 1981; 张玉泉等, 1981a)、地球化学(王一先等, 1981; 王中刚等, 1981;赵振华等, 1981)、矿物学(潘晶铭等, 1981; 谢应雯等, 1981)和实验岩石学(李统锦等, 1981) 等方面对喜马拉雅淡色花岗岩进行了较为详细的 研究,一致认为其起源于地壳物质的重熔(张玉泉 等, 1981b)。近年来随着研究的不断深入,发现喜 马拉雅新生代岩浆岩不只有淡色花岗岩(Zhang et al., 2004; Guo and Wilson, 2012),还有偏中-基性 的煌斑岩(Liu et al., 2021)、辉长岩(Ji et al., 2016)、闪长岩(Zhang et al., 2017)和埃达克质岩 (Lin et al., 2021)等。这就导致越来越多的学者对 "喜马拉雅花岗岩起源于纯地壳沉积岩系部分熔 融"的模型(Hopkinson et al., 2017)提出了质疑(吴 福元等, 2015; Ji et al., 2020a; Wu et al., 2020)。

在花岗岩与成矿方面,喜马拉雅除发育与新生

代岩浆岩密切相关的锑金铅锌银矿产外(Cao et al., 2019), Mitchell(1979) 最早对喜马拉雅花岗岩的锡 成矿潜力做了论述;随后 Joshi (1988)调查了喜马 拉雅地区尼泊尔境内的锡矿化地质特征。喜马拉 雅地区有大量的淡色花岗岩和碳酸盐岩, Meinert et al. (2005) 推测在喜马拉雅花岗岩与碳酸盐岩的接 触带应该发育砂卡岩型矿床。不过, Romer and Kroner(2016)认为喜马拉雅花岗岩属于低温花岗 岩,且缺少幔源物质的加入,其 Sn-W 成矿潜力差。 近期,随着"关键金属"成矿理论及找矿勘查的深入 开展,喜马拉雅地区的稀有金属矿产取得了重大的 找矿突破(王汝成等, 2017; 吴福元等, 2021), 先后 发现了错那洞大型锡钨铍多金属矿床(Cao et al., 2021;李光明等,2021)和珠穆朗玛峰地区的普士 拉-琼嘉岗伟晶岩型锂矿床等(刘晨等, 2021; 秦 克章等,2021)。

淡色花岗岩的锆石中 U 含量较高,且富含继承 锆石,而新生锆石较少,因此相比于其他岩浆岩,锆 石 U-Pb 定年在准确厘定淡色花岗岩的成岩时代上 有较大的限制(陈毓蔚和许荣华,1981;吴福元等, 2015)。近年来,得益于 LA-ICP-MS 定年技术的发 展,独居石、磷灰石、磷钇矿、铌钽铁矿和锡石等矿 物的原位 U-Pb 定年能够对淡色花岗岩成岩-成矿时 代精确测定(Liu X C et al., 2016; Cottle et al., 2019; Xie et al., 2020)。因此,在喜马拉雅获得了 一批高质量的年龄数据(如 Liu et al., 2017; Cao et al., 2020)。喜马拉雅新生代淡色花岗岩的时空分 布通常受区域构造的控制,其成岩时空格架不仅对 岩浆起源和成矿过程可以起到重要的限定,在构造 演化研究方面也能提供重要的依据(Jessup et al., 2019; Chen S et al., 2022)。

喜马拉雅淡色花岗岩的研究一直是地学界的 热点领域,尤其在稀有金属成矿方面表现出巨大潜 力。近年来,喜马拉雅淡色花岗岩研究的新发现、 新观点和新进展不断涌现,有必要对其进行较为全 面的梳理和论述,以期深化淡色花岗岩的成因认 识,并指导下一步的稀有金属找矿勘查工作。此 外,淡色花岗岩与其他中 - 酸性和中 - 基性岩之间 有密切的成因联系,因此本文除重点关注新生代淡 色花岗岩外,也兼顾了新生代其他岩浆岩(埃达克 质岩、辉绿岩和辉长岩等)。本文统计了喜马拉雅 新生代岩浆岩文献中的 1675 件样品的全岩主微量 地球化学和 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素、538 件样品的锆 石/独居石/磷钇矿等副矿物的原位 U-Pb 年龄、2022 件样品的锆石 Hf 同位素等数据。基于以上数据的 综合统计分析,本文主要从岩石类型、时空分布规 律、地球化学特征和岩石成因等方面展开,最后论 证喜马拉雅淡色花岗岩带的稀有金属成矿潜力。

## 1 区域地质背景

从北到南,青藏高原由松潘-甘孜,北羌塘、南 羌塘、拉萨和喜马拉雅(印度板块)组成(Pan et al., 2012)。这些板块之间分别由金沙江、龙木错-双 湖、班公湖-怒江和印度河-雅鲁藏布江缝合带分 割(Yin, 2006)。其中,印度河-雅鲁藏布江缝合带 代表印度和拉萨板块之间的中生代新特提斯大洋 (Metcalfe, 2021)。喜马拉雅造山带北侧与拉萨板 块之间由印度河-雅鲁藏布江缝合带分割,南侧与 印度板块(克拉通)之间由主前峰逆冲断裂分割(图 1)。喜马拉雅地体由北往南划分为四个主要构造 单元:特提斯喜马拉雅、高喜马拉雅、低喜马拉雅和 次喜马拉雅;分别被藏南拆离系、主中央逆冲断层 和主边界逆冲断层所分隔(Goscombe et al., 2018)。

特提斯喜马拉雅古生界—中生界为印度板块 被动大陆边缘沉积环境,包含一套低级变质(低角 闪岩相)的碎屑岩和碳酸盐岩(Cao et al., 2018)。 高喜马拉雅代表喜马拉雅造山带的核部,由元古 字—下古生界沉积岩系和岩浆岩组成,普遍经历了 麻粒岩相到榴辉岩相变质,形成一套包含片岩、副 片麻岩、正片麻岩、斜长角闪岩、大理岩、钙硅酸盐 岩、混合岩和麻粒岩的结晶杂岩系(Kohn, 2014)。 高喜马拉雅杂岩系在新生代由中—下地壳折返到 近地表(Webb et al., 2017)。低喜马拉雅主要由元 古宇和少量古生界—中生界沉积岩系和岩浆岩组 成,变质程度较低,为绿片岩相到角闪岩相(Martin, 2017)。

喜马拉雅的岩浆岩形成时代主要包括古元古 代(~1800Ma,Imayama et al., 2019)、新元古代(~ 820Ma,Zhang et al., 2021)、早古生代(~500Ma, Zhang et al., 2019)、二叠纪(290~260Ma,田怡红 等, 2021)、晚三叠世(230~220Ma,Huang et al., 2018)、晚侏罗世—早白垩世(150~120Ma,Chen S S et al., 2021)和新生代(45~5Ma,Burg and Bouilhol, 2019)等。其中,元古宙和早古生代岩浆岩普遍发 生了中-高级变质作用,形成正片麻岩,主要出露 于低喜马拉雅和高喜马拉雅变质岩中。晚古生代 和中生代岩浆岩主要分布于特提斯喜马拉雅。二 叠纪和三叠纪岩浆岩分别代表中特提斯洋和新特 提斯洋的打开(Shellnutt, 2018; Lin et al., 2020b)。 晚侏罗世一早白垩世的措美大火成岩省与 Kerguelen 地幔柱有关(Zhu et al., 2009),代表印度 板块与澳大利亚板块裂解开始向北漂移,新特提斯 洋逐步缩小,在始新世早期闭合(Yang et al., 2015)。在新生代古新世晚期—始新世早期(55±5 Ma),新特提斯洋壳完全俯冲到拉萨板块之下,标志 着印度板块与拉萨板块发生陆-陆碰撞(Hu et al., 2016; Searle, 2019),并随后发生了印度陆壳板片的 持续向北俯冲于拉萨板块之下。新生代岩浆岩主 要以陆-陆碰撞后的淡色花岗岩为主(Kumar and Pundir, 2021),是本文的研究重点,下文将详细 论述。



特提斯喜马拉雅片麻岩穹隆和新生代花岗岩:1. Zanskar (Gianbul-Gumburanjun); 2. Tso Morari; 3. Leo Pargil; 4. 札达; 5. Grula Mandhata-Xiao Gurla; 6. 仲巴马攸木; 7. Mustang-Dlou-Mugu; 8. 萨嘎曲康义; 9. 纽库; 10. 昌果; 11. 恰足翁(Kung Tang); 12. 错布 – 马拉山 – 佩枯 错; 13. 夏如; 14. 琐作 – 定日 – 扎日诗种; 15. 日玛那 – 定结-Ama Drime; 16. 拉轨岗日; 17. 麻迦 – 萨迦 – 苦堆; 18. 康巴; 19. 康马; 20. 然巴; 21. 浪卡子 – 哲古错 – 哈翁 – 措美; 22. 洛扎 – 拉隆; 23. 雅拉香波 – 达拉; 24. 隆子 – 列麦 – 日当 – 确当; 25. 错那洞; 26. 空布岗。 高喜马拉雅新生代花岗岩: 27. Sutlej; 28. Garhwal – Gangotri; 29. Shivling; 30. Malari; 31. Bura Buri; 32. 道拉吉利 – 安纳普尔纳 – Thakkhola; 33. 马纳斯鲁; 34. 吉隆 – 蓝塘; 35. 希夏邦马; 36. 聂拉木; 37. 珠穆朗玛 – 洛子 – 绒布 – 普士拉; 38. 马卡鲁; 39. 干城章嘉 – 锡金; 40. 亚 东 – 顶嘎 – 告乌; 41. Lingshi – Jomolhari; 42. Wagya La – 冲巴; 43. Masang Kang-Paro; 44. 库拉岗日 – 洛扎 – 拉隆; 45. 拉康 – 库局; 46. 错 那 – 亚马荣 – 勒布沟 – 达旺; 47. 西构造结 – 南迦帕尔巴特; 48. 东构造结 – 南迦巴瓦

图 1 喜马拉雅地质构造简图和淡色花岗岩分布(据 Cao et al., 2021 修改)

Fig. 1 Diagram of geological structure and distribution of Cenozoic granite of the Himalaya (Modified from Cao et al., 2021)

# 2 淡色花岗岩岩石类型与分布特征

喜马拉雅新生代淡色花岗岩岩石类型主要包括二云母花岗岩、白云母花岗岩、石榴石白云母花 岗岩和电气石白云母花岗岩等。主要矿物组成包括石英(25%~35%)、钾长石(25%~40%)、斜长 石(25%~35%)、白云母(3%~8%)、黑云母(0~ 5%)、电气石(0~5%)和石榴石(0~5%)等,副矿 物包括锆石、独居石、磷灰石、磷钇矿和钛铁矿等 (Guo and Wilson, 2012)。其典型特征是暗色矿物 (黑云母)含量偏低(一般<5%),灰白色,中-细粒 花岗结构,块状构造。喜马拉雅淡色花岗岩主要沿 两条带分布(图1):其一是在北侧特提斯喜马拉雅 带中的片麻岩穹隆核部;其二是在高喜马拉雅上 部,即藏南拆离系下部(Hodges, 2000)。

北喜马拉雅穹隆从西往东主要包括 Gianbul-Gumburanjun (Horton et al., 2015), Leo Pargil (Lederer et al., 2013), Grula Mandhata-Xiao Gurla (Cheng et al., 2020)、昌果 - 恰足翁(Kung Tang) (Larson et al., 2010)、马拉山 – 佩枯错(Gao et al., 2021)、夏如(谢磊等, 2021)、日玛那 - 定结 - Ama Drime(Zhanget al., 2021)、拉轨岗日(He et al., 2021)、麻迦 - 萨迦 - 苦堆(King et al., 2011)、康巴 (Lin et al., 2020a)、康马(Wang Y et al., 2022)、然 巴(Chen S et al., 2022)、拉隆(付建刚等, 2021)、雅 拉香波(Gao et al., 2021a)和错那洞(Gao et al., 2022)等十余个穹隆。各片麻岩穹隆的地质特征类 似,分为下构造层(核)、中构造层(幔)和上构造层 (边)三部分;分别被下拆离断层和上拆离断层分 割。核部主要由正片麻岩和淡色花岗岩组成,幔部 为强变形的古生代片岩、副片麻岩、大理岩以及少 量新生代淡色花岗岩等,边部为中生代浅变质(火 山)碎屑岩、碳酸盐岩和基性岩脉等(Jessup et al., 2019)。除康马穹隆核部尚未发现新生代淡色花岗 岩外,其余穹隆核部和幔部均发育大量的淡色花岗 岩。此外,特提斯喜马拉雅在穹隆外的部分区域也 侵入少量的基性 - 中性 - 酸性岩浆岩,比如仲巴马 攸木花岗闪长斑岩(Lin et al., 2021)、定日琐作淡 色花岗岩(Fan Y et al., 2021)、江孜朗山辉长岩(Ji et al., 2016)、浪卡子哈翁花岗闪长斑岩(Ji et al., 2020b)和隆子恰噶斑状淡色花岗岩岩脉(Gao et al., 2021b)等。南北两带均以二云母花岗岩和白云母 花岗岩为主,但中-基性岩脉和埃达克质二云母花 岗岩主要在北带中发育。

高喜马拉雅的南北分别由主中央逆冲断裂和 藏南拆离系断裂围限。高喜马拉雅下部和上部分 别是一套倒转和正常的中 - 高压变质带。高喜马 拉雅顶部(即特提斯喜马拉雅底部)的岩石组合为 早古生代正片麻岩、大理岩和片岩,中新世淡色花 岗岩侵入其中(Hopkinson et al., 2020)。研究较多 的岩体包括: Garhwal-Gangotri (Sen et al., 2022)、 Shivling (Searle et al., 1999), Bura Buri (Carosi et al., 2013)、道拉吉利 - 安纳普尔纳 - Thakkhola (Brubacher et al., 2021)、马纳斯鲁(Cottle et al., 2019)、吉隆 - 蓝塘(Gao et al., 2017)、希夏邦马 (Searle et al., 1997)、聂拉木(Yang et al., 2019)、珠 穆朗玛 - 洛子 - 绒布 - 普士拉 - 马卡鲁(Liu et al., 2020; Larson et al., 2022)、亚东 - 顶嘎 - 告乌(Gou et al., 2016)、Wagya La - 冲巴(李开玉等, 2020)、 Masang Kang-Paro(Hopkinson et al., 2017)、库拉岗 日 - 洛扎(Huang et al., 2017)、拉康 - 库局(Zhang et al., 2020)、错那 - 亚马荣 - 勒布沟 - 达旺 (Aikman et al., 2012b; Ji et al., 2022)等。此外,在 高喜马拉雅混合岩中还发育大量的浅色体,比如加 德满都飞来峰(Khanal et al., 2021)、锡金构造窗 (Harris et al., 2004), Garhwal (Prince et al., 2001) 和聂拉木(Yang et al., 2019)等。喜马拉雅东 - 西 构造结的南迦巴瓦和南迦帕尔巴特地区是喜马拉 雅地区构造活动最强烈的地区(Butler, 2019),发育 大量的晚中新世一上新世一更新世淡色花岗岩和 浅色体(Crowley et al., 2009; Zeng et al., 2012)。

## 3 花岗岩形成时代与构造背景

### 3.1 淡色花岗岩形成时代

锆石、独居石和磷钇矿等含U副矿物的原位U-Pb年龄揭示特提斯喜马拉雅中的新生代花岗岩分 为四个阶段:始新世早期(49~40 Ma),始新世晚 期—渐新世早期(37~32 Ma),渐新世晚期—中新 世中期(29~15 Ma)以及中新世晚期(14~7 Ma); 高喜马拉雅中划分为两个阶段:渐新世晚期—中新 世中期(27~9 Ma)和中新世晚期—更新世(6~0.7 Ma)。目前始新世岩浆岩仅在北侧的特提斯喜马拉 雅出露,而晚中新世—更新世岩浆岩只在东构造结 和西构造结中发育,因此,从特提斯喜马拉雅往南 到高喜马拉雅,成岩时代大致有逐渐变新的趋势 (图2)。 始新世早期(49~40 Ma) 岩浆岩只在特提斯喜 马拉雅带发育, 年龄峰值为44 Ma(曹华文等, 2020)。拉轨岗日穹隆(He et al., 2021)、然巴穹隆 (Liu et al., 2014)和雅拉香波穹隆(Zeng et al., 2015)内发育始新世淡色花岗岩和二云母花岗岩。 浪卡子县的绒波、隆子县的达拉、确当和列麦等地 区的岩性以埃达克质二云母花岗岩为主,且含有暗 色包体(Hou et al., 2012); 浪卡子县的哈翁(Ji et al., 2020b)、江孜县的朗山(Ji et al., 2016)和措美 县的哲古错(边千韬和丁林, 2006)分别为中基性的 花岗闪长岩、辉长岩和高镁闪长岩。

始新世晚期一渐新世早期(37~32 Ma)岩浆岩 不发育,仅在特提斯喜马拉雅带的片麻岩穹隆中出 露,峰值为 35 Ma,包括昌果穹隆(Larson et al., 2010)、夏如穹隆(Liu Z C et al., 2016)、拉轨岗日穹 隆(He et al., 2021)、雅拉香波穹隆(Zeng et al., 2009)、错那洞穹隆(张志等, 2020),岩性以淡色花 岗岩为主。

渐新世晚期—中新世晚期(29~7 Ma)是喜马 拉雅淡色花岗岩形成的主要时期,包含461件年龄 样品,占本次统计的年龄总样品数(538件)的 85.7%。这时期的淡色花岗岩在特提斯喜马拉雅和 高喜马拉雅中均发育,以25~15 Ma为主,但是年龄 峰值在18.5 Ma有一个明显的低谷,可能代表一次 构造转折期。特提斯喜马拉雅的 Leo Pargil 穹隆 (Lederer et al., 2013)、马拉山 – 佩枯错穹隆(Gou et al., 2019)、麻迦 - 萨迦 - 苦堆穹隆 (Lee and Whitehouse, 2007)和错那洞穹隆(Chen X et al., 2021)等,高喜马拉雅的珠穆朗玛峰(Visonà and Lombardo, 2002)、马纳斯鲁(Cottle et al., 2019)、聂 拉木 (Leloup et al., 2015)、吉隆 (Wang et al., 2013)、亚东(Liu et al., 2017)、不丹北部(Hopkinson et al., 2017)和错那 - 达旺地区(Aikman et al., 2012a)等皆发育大量 25~15Ma 的淡色花岗岩。该 时期的淡色花岗岩部分受穹隆拆离断裂、藏南拆离 系和南北向裂谷的影响而发生韧性变形(Zhang et al., 2020),结合 Ar-Ar、U-Th-He 和裂变径迹年龄 等,可以限定这些构造的活动时间,进而反演高喜 马拉雅和穹隆的折返机制(Jessup et al., 2019; Kellett et al., 2019).

中新世晚期—更新世(6~0.7 Ma)淡色花岗岩 和浅色体主要在东-西构造结中发育(Crowley et al., 2009; 郝光明等, 2021),这与晚新生代的快速





Fig. 2 U-Pb age histogram of secondary minerals (zircon/ monazite/xenotime) from Cenozoic magmatic rocks in the Himalayas

隆升和剥蚀构造密切相关。

相比于早期的整颗副矿物的全颗粒溶解后 U-Pb同位素的测试分析方法(Schärer et al., 1986), 原位激光剥蚀和离子探针测试有效地避免了继承 矿物、包裹体和裂隙等对矿物 U-Pb 体系的影响,极 大地提高了空间分辨率(Harrison et al., 1995)。尽 管喜马拉雅淡色花岗岩的成岩时代研究取得了飞 速发展,但是还有一个突出的问题存在:U-Pb 年龄 数据比较分散(Gou et al., 2016)。大部分学者认为 锆石 U-Pb 年龄数据分散是高 U 含量脱晶化导致 的,但是独居石和磷钇矿也同样具有分散的年龄 (Cottle et al., 2019)。这就表明高离散的年龄结果 不是测试分析造成的,而与淡色花岗岩自身的成因 密切相关。并且通常在一个小的地区或者穹隆内 发育多期的岩浆活动,例如,拉轨岗日穹隆内发育 始新世中期(42~40 Ma)、始新世晚期(36 Ma)、渐 新世(26 Ma)和中新世(16~13 Ma)四期淡色花岗 岩(He et al., 2021)。

因此,Zhang et al. (2018)认为喜马拉雅淡色花 岗岩经历了长期的或者多期次的部分熔融和岩浆 结晶过程。高喜马拉雅杂岩的变质年龄也有这个 特征:离散、连续和较大的变化范围(Zhang et al., 2017; Ding et al., 2021)。不过,Harris et al. (2000) 从矿物中元素扩散和模拟的研究认为喜马拉雅淡 色花岗岩的熔体从与源区分离到结晶成岩,发生在 极短的时间内(小于1万年),这可能也是不平衡部 分熔融的成因之一(Harris et al., 1995)。喜马拉雅 淡色花岗岩副矿物 U-Pb 年龄数据分散的特点,也 导致对其地质意义出现了许多不同的解释(Yang et al., 2009; Wang et al., 2013)。

### 3.2 区域构造演化过程

Hodges(2000)将喜马拉雅的构造演化过程划 分为原喜马拉雅、始喜马拉雅和新喜马拉雅三个阶 段。原喜马拉雅(白垩纪—始新世早期)代表印度 和拉萨板块陆-陆碰撞前的构造演化;始喜马拉雅 (始新世中期—渐新世晚期)代表陆-陆碰撞到南 北向伸展之间的构造演化,以挤压背景为主;新喜 马拉雅(中新世—现在)包括特提斯喜马拉雅南侧 的藏南拆离系(南北向伸展)、北侧的大反转逆冲断 裂系(南北向挤压)、主中央、主边界和主前锋逆冲断 裂系(南北向挤压)、南北向裂谷(东西向伸展)、走 滑断裂(走滑挤压)、高喜马拉雅和穹隆的折返(伸 展构造)等。Wu et al. (2020)在此基础上,根据南 北向裂谷的启动时间(约14 Ma)对最后一个阶段进 行了细分,把喜马拉雅淡色花岗岩划分为三个阶 段:始喜马拉雅(46~25 Ma)、新喜马拉雅(25~14 Ma)和后喜马拉雅阶段(14 Ma~至今)。

始新世早期(约45 Ma)和始新世晚期(约35Ma)的岩浆岩类型和产状具有较大的差异,其构造背景不一致,本文认为应该将其区分出来。因此,本文将喜马拉雅淡色花岗岩划分为5个阶段:始新世早期(49~40 Ma)、始新世晚期—渐新世早期(39~29 Ma)、渐新世晚期—中新世中期(28~15 Ma)、中新世晚期(14~7 Ma)和中新世晚期—上新世—更新世(6~0.7 Ma)(图2)。

(1) 始新世早期(50~45 Ma) 印度陆壳前缘向 北俯冲于拉萨板块下发生高压 - 超高压蓝片岩相 - 榴辉岩相进变质(O'Brien, 2019; Ur Rehman, 2019; 张泽明等, 2019), 中-下地壳的高喜马拉雅 杂岩发生中压 - 高压的巴罗型(Barrovian)角闪岩相 - 麻粒岩相 - 榴辉岩相进变质 (Jessup et al., 2016):但上地壳的特提斯喜马拉雅沿藏南逆冲推 覆断裂(藏南拆离系的前身)向南发生逆冲(Zhang et al., 2020),发生浅变质并形成喜马拉雅断褶带 (Montomoli et al., 2017),整个喜马拉雅地壳发生缩 短加厚。此外,始新世中期(约45 Ma)新特提斯洋 壳与印度陆壳之间发生断离,软流圈地幔上涌,在 特提斯喜马拉雅爆发第一期岩浆活动;形成始新 世---渐新世(49~40 Ma)中-基性岩脉(Ji et al., 2016)、埃达克质岩(本文中指代酸性的埃达克质二 云母花岗岩)(Hou et al., 2012; Dai et al., 2020)和 淡色花岗岩(Zeng et al., 2015; 曹华文等, 2020)等。

(2)始新世晚期—渐新世早期(39~29 Ma)印 度陆壳低角度平板俯冲于拉萨板块之下,喜马拉雅 以持续的地壳加厚为主(Kapp and Decelles, 2019), 整体为挤压背景,岩浆活动较弱。不过,此时期在 高喜马拉雅中发育少量的退变质和减压部分熔融 (Štípská et al., 2020; Kawabata et al., 2021),这表 明存在短暂的构造应力的调节。据此,部分研究者 认为渐新世早期的淡色花岗岩代表伸展背景,藏南 拆离系已经开始活动(Yang et al., 2009; Lin et al., 2020a)。这些少量的始新世晚期—渐新世早期(39 ~29 Ma)的淡色花岗岩是否能够代表藏南拆离系 启动的时间,尚需仅有一步的论证,但是,更多的研 究表明藏南拆离系的启动发生在晚渐新世--早中 新世(28~20Ma)(Leloup et al., 2010; Iaccarino et al., 2017; Webb et al., 2017; Goscombe et al., 2018)。或许东西延伸2200千米的喜马拉雅发生的

南北向伸展在空间上是不连续的,在时间上是间歇 性的,因此,整个喜马拉雅的藏南拆离系并没有统 一的启动时间。

(3)晚渐新世(28~26 Ma)时期,俯冲于拉萨板 块之下的印度陆壳板片发生断离或者回转(张泽明 等,2018a; Ji et al., 2020a),高喜马拉雅和特提斯 喜马拉雅以拉张的伸展背景为主。高喜马拉雅北 侧的藏南拆离系向北拆离,南侧的主中央逆冲断裂 向南逆冲,夹于其中的高喜马拉雅发生折返,并在 始新世进变质作用上叠加巴肯型(Buchan)中压 -低压的角闪岩相 - 麻粒岩相退变质(Kellett et al., 2019; Ji et al., 2021)。伴随高喜马拉雅的折返和 北喜马拉雅片麻岩穹隆的形成,特提斯喜马拉雅发 生南北向伸展,在高喜马拉雅的顶部和穹隆中形成 大规模的渐新世晚期—中新世中期(28~15 Ma)淡 色花岗岩(Webb et al., 2017; Carosi et al., 2018)。

(4)中新世中—晚期(14 Ma)喜马拉雅发生东 西向伸展,形成南北向裂谷(Zhang et al., 2012; Wang R et al., 2022),部分中新世晚期(14~7 Ma) 的淡色花岗岩的产状受南北向裂谷的控制和影响 (Wu et al., 2020),比如 Gurla Mandhata 穹隆边部的 淡色花岗岩(Murphy et al., 2002),受亚东 - 谷露裂 谷影响的然巴穹隆淡色花岗岩(Chen S et al., 2022)和 Wagye La 淡色花岗岩(Warren et al., 2011),受申扎 - 定结裂谷影响的 Ama Drime 淡色 花岗岩(Leloup et al., 2010)和麻迦 - 萨迦 - 苦堆穹 隆的英安岩 - 流纹岩 - 安粗岩 - 淡色花岗岩等 (King et al., 2007; King et al., 2011)。不过与藏南 拆离系类似,南北向裂谷构造的成因和启动时间还 没有统一的认识(卞爽等, 2021; Wang S et al., 2022)。值得注意的是,在中新世中期(18~12 Ma) 喜马拉雅还发育一套中 - 酸性和中 - 基性的花岗 闪长斑岩和煌斑岩,以及富含暗色包体的淡色花岗 岩;这些幔源岩浆岩的构造背景还有较大的争议, 如板片断离、板片撕裂、地幔拆沉和岩石圈减薄等 (Zheng et al., 2016; Lin et al., 2021; Liu et al., 2021) 。

(5)中新世晚期—上新世—更新世(6~0.7 Ma)的岩浆活动主要发育在喜马拉雅东-西构造结 的南迦巴瓦和南迦帕尔巴特地区。这两个地区拥 有极端起伏的地形、高侵蚀率、长期的深熔作用和 活跃的新生代构造活动(Crowley et al., 2009)。东、 西构造结是青藏高原隆升最快的区域,甚至到了第 四纪,其折返剥蚀的速度加快(Yang et al., 2021)。

绝大多数研究者认为喜马拉雅淡色花岗岩的 形成时间与主要区域性断裂一致(涂光炽等, 1981)。基于此观点,通过对淡色花岗岩成岩时代 和成因的研究,可以间接限定藏南拆离系(Zhang et al., 2020)、南北向裂谷(Zhang et al., 2012)和片麻 岩穹隆(Jessup et al., 2019)等构造的活动时间等。 这就至少引入了两个不确定性因素:成岩时代能否 精确测定,以及花岗岩变形与哪期构造活动相关。 其结果就是导致研究者们对这些构造活动的时间 一直争论不休。突出的典型案例是对珠穆朗玛峰 地区藏南拆离系活动时间的研究。首先是关于淡 色花岗岩成岩时代的争论(Copeland et al., 1988; Hodges et al., 1992; Hodges et al., 1998),其次是关 于藏南拆离系与变形和不变形淡色花岗岩之间构 造关系的认识有分歧(Murphy and Harrison, 1999; Cottle et al., 2015)。尽管珠峰地区研究程度很高, 地质学家对珠峰地区构造活动的研究依旧没有形 成共识(Larson et al., 2022)。

## 4 淡色花岗岩地球化学特征

#### 4.1 主量元素特征

中-基性岩脉和埃达克质岩的主量元素变化 较大,但是淡色花岗岩的主量元素变化较小。与总 地壳和上地壳平均值(Rudnick and Gao, 2014)相 比,喜马拉雅淡色花岗岩具有明显的高 Si、K、Na,低 Ca、Fe、Mg、Ti、Mn,相似的 Al 和 P 元素含量。喜马 拉雅淡色花岗岩 w(P2O5) 介于 0.05% ~ 0.25% 之 间,与地壳平均值接近,w(Al,O<sub>3</sub>)集中在14%~ 16%之间,与上地壳平均值(15.4%)接近。但是淡 色花岗岩具有较高的 w(SiO<sub>2</sub>),主要集中在 70% ~ 76%之间,远高于总地壳和上地壳的平均值 (60.6%和66.6%)。w(Na,O)和w(K,O)都集中 在 3%~4.6%, 其中 w(Na, 0) 略高于总地壳和上地 壳平均值(3.07%和3.27%),但是w(K,0)普遍高 于总地壳和上地壳的平均值(1.81%和2.8%)。 w(CaO)极低,集中在0.2%~1.8%之间(平均值仅 为0.9%),远远低于总地壳和上地壳的平均值 (6.41%和3.59%)。

喜马拉雅淡色花岗岩 w (TiO<sub>2</sub>)、w (MnO)、 w(FeO<sup>T</sup>)和w(MgO)普遍低于总地壳平均值,分别 集中在 0.03% ~ 0.3%、0.02% ~ 0.08%、0.3% ~ 2%和 0.05% ~ 0.9%之间,尤其是w(FeO<sup>T</sup>)和 w(MgO)远低于总地壳平均值(6.71%和4.66%)。 喜马拉雅淡色花岗岩具有高的A/CNK值(铝饱和 指数 = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O + CaO)分子摩尔数比 值),主要集中在1.05~1.35之间(图3);与总地壳 的A/CNK值相比(0.9),喜马拉雅淡色花岗岩过铝 质-强过铝质的特征来源于其极低的CaO含量。 喜马拉雅淡色花岗岩具有比总地壳高的Na和K含 量,导致其A/NK(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)分子摩尔数 比值)值(1.1~1.7)低于总地壳平均值(2.3),但是 淡色花岗岩并不具有过碱性质特征。

## 4.2 稀土和微量元素特征

随着岩石酸性程度和分异程度的提高,从二云 母花岗岩、白云母花岗岩到伟晶岩,稀土元素总量 逐步降低(图4)。中-基性岩脉和埃达克质岩富集 轻稀土元素(LREE),高于总地壳平均值,亏损重稀 土元素(HREE),稀土元素总量(ΣREE)平均值为



a. SiO<sub>2</sub>-Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O 分类命名图(据 Le Maitre, 2002 修改); b. A/CNK-A/NK 分类命名图(据 Maniar and Piccoli, 1989; Le Maitre, 2002 修改); c 和 d. Al-(K + Na + 2Ca)-Fe + Mg + Ti 分类命名图(据 Debon and Le Fort, 1983 修改); e. Sr/Y-Y 分类命名图(据 Defant and Drummond, 1990 修改); f. (La/Yb)<sub>N</sub>-Yb<sub>N</sub>分类命名(据 Drummond and Defant, 1990 修改)。N 代表球粒陨石标准化(据 Sun and McDonough, 1989)

图 3 喜马拉雅新生代岩浆岩主量和微量元素关系图





图 4 喜马拉雅新生代岩浆岩稀土元素和微量元素标准化蛛网图(球粒陨石和原始地幔值分别引用自 Sun and McDonough, 1989 和 McDonough and Sun, 1995)



138×10<sup>6</sup>,具弱或无 Eu 异常(δEu 平均值为 0.9), 轻稀土元素与重稀土元素比值(LREE/HREE)介于 10~20之间,具有明显的右倾模式。伟晶岩稀土元 素总量最低,其 ΣREE 平均值仅为 21×10<sup>6</sup>,具有明 显的负 Eu 异常,δEu 平均值为 0.5;以及显著的四 分组效应和"海鸥型"稀土分布模式(He et al., 2021)。浅色体的稀土元素含量变化较大,但总体 具有较低的稀土元素总量(平均值 84.5×10<sup>6</sup>), δEu 介于 0.2~2.6之间(平均值为 1.1),LREE/ HREE 平均值为 7.8。淡色花岗岩通常具有较低的 稀土元素总含量,主要介于 20×10<sup>6</sup>~160×10<sup>6</sup>,平 均值 68.3×10<sup>6</sup>,低于总地壳平均值(106.2×10<sup>6</sup>); LREE/HREE 主要介于 3~12之间,平均值为 6.8; 具有较为明显的负 Eu 异常,δEu 主要介于 0.1~ 0.8,平均值为 0.5。

始新世和中新世埃达克质岩石的 Sr/Y 平均值 分别为 52.5 和 77.9,与埃达克岩的地球化学特征 一致(Dai et al., 2020),而淡色花岗岩和伟晶岩的 Sr/Y 平均值较低,分别为 8.1 和 15.4(图 3)。与总 地壳平均值对比,喜马拉雅淡色花岗岩明显富集 Rb、Cs、U、Ta、Pb、K,亏损 Ba、Sr、Nd、Zr、Hf、Ti、Y、Ho 等元素,导致其具有高的 Rb/Sr(平均值 8.4)和 Y/Ho(平均值 31.3),低的 Nb/Ta(平均值 6.7)、 Zr/Hf(平均值 25.2)、Th/U(平均值 2.2)和 K/Rb (平均值 128.1)比值。Wu et al. (2020)认为这些元 素对的比值偏离总地壳平均值,呈现出非 CHARAC (CHarge-And-RAdius-Controlled:受离子电价和半径 控制的等价元素对的比值)的行为(Bau, 1996),这 些特征代表岩浆岩演化过程中的矿物分离结晶。 喜马拉雅埃达克质岩、淡色花岗岩和伟晶岩的 Rb/Sr值平均值分别为 0.4、8.4、62.7,表明随着岩 浆分异程度的提高,Rb/Sr值升高。与此同时,随着 Rb/Sr值从接近总地壳平均值的 0.2 到伟晶岩的 120,喜马拉雅新生代岩浆岩的 U、Nb、Ta、K 元素和 Y/Ho值升高,而 Th、Zr、Hf、Y、Ho 元素和Th/U、 Nb/Ta、Zr/Hf、K/Rb值降低。因此,正如前人研究结 果,这些元素对之间通常发生协同变化(Ballouard et al., 2016;刘志超等, 2020a),那么它们的受控机制 是类似的,都能指示岩浆岩的分异程度。

综上所述,如果以 Rb/Sr 值表示喜马拉雅淡色 花岗岩的分异程度,那么随着分异程度的提高 (Rb/Sr值增高),Li、Be、W、Sn、U、Nb、Ta、Ga、Cs、 Rb、K 等元素升高,且高于总地壳平均值,而 Sc、V、 Cr、Co、Ni、Cu、Th、Zr、Hf、Y、Ho、Ba 等元素降低,且 低于总地壳平均值(图4)。Pb 和 Zn 元素变化不明 显。在稀土元素方面,随着 Rb/Sr 值的升高,ΣREE、 LREE、LREE/HREE 和 δEu 明显降低。值得注意的 是 Rb 和 Sr 分别与 CaO 呈现负相关和正相关协同 变化趋势,即 Rb/Sr 与 CaO 呈现出负相关性,这可 能表明随着岩浆分异,CaO 也逐渐降低。

淡色花岗岩全岩 Zr 元素和稀土元素计算的饱和温度结果相类似,集中于 660 ~ 750℃,平均值为 697℃,不过,这明显低于锆石 Ti 温度计校正后得到 的岩浆结晶温度(850℃,Gao et al., 2021a)。尽管

喜马拉雅淡色花岗岩含有丰富的继承锆石,但是全 岩 Zr含量集中在 20×10<sup>6</sup>~90×10<sup>6</sup>(平均值为 53 ×10<sup>6</sup>),远远低于总地壳平均值(132×10<sup>6</sup>)。这可 能是熔体快速从源区分离导致的不平衡部分熔融, 即,尽管有丰富的继承锆石,但是熔体中的 Zr含量 不饱和。那么全岩 Zr 元素饱和温度计给出的结果 为初始岩浆温度的下限(Watson and Harrison, 1983),即岩浆温度高于 697℃。

#### 4.3 同位素特征

喜马拉雅淡色花岗岩以具有极高的<sup>87</sup> Rb/<sup>86</sup> Sr 和<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr 值为特征(Hamet and Alleègre, 1976; Allègre and Othman, 1980),且变化范围较大, <sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr值主要分布于0.71~0.89 之间(平均值为 0.76)(图5)。始新世、渐新世、中新世和上新世淡 色花岗岩<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr (20Ma)平均值分别为0.723、 0.793、0.753 和0.888。始新世和中新世的中 - 基 性岩和埃达克质岩<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr (20Ma)平均值分别为 0.717 和0.711。

淡色花岗岩 Sm/Nd 比值低,具有低的放射性成 因<sup>143</sup>Nd,因此,<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (20Ma)值总体较低,主要 介于0.5118~0.5121之间,平均值为0.5119。始新 世、渐新世、中新世和上新世淡色花岗岩 $\varepsilon_{Nd}$ (20Ma) 平均值分别为 – 12.1、– 11.3、– 13.9、– 23.7,始新 世和中新世的中 – 基性岩和埃达克质岩 $\varepsilon_{Nd}$ (20Ma) 平均值分别为 – 11.8、– 7.5。始新世、渐新世、中新 世和上新世淡色花岗岩全岩的 Nd 同位素二阶段模 式年龄( $T_{DM2}$ )平均值分别为 1.84 Ga、1.75 Ga、1.96 Ga 和 2.76 Ga。始新世和中新世的中 – 基性岩和埃 达克质岩的 Nd 同位素 T<sub>DM2</sub> 分别为 1.79 Ga 和 1.44 Ga。

全岩 Sr-Nd 同位素特征反映,随着成岩时代的 变年轻,从始新世、渐新世、中新世到上新世,淡色 花岗岩的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (20Ma)和ε<sub>Nd</sub>(20Ma)值有分别增 高和降低的趋势,反映岩浆源区更古老地壳物质的 比例在增加,尤其体现在上新世西构造结的淡色花 岗岩中(Whittington et al., 2000)。而中-基性岩和 埃达克质岩的同位素表明有两次(始新世早期和中 新世中期)明显的幔源物质的加入(Zheng et al., 2016; Ji et al., 2020b)。

喜马拉雅淡色花岗岩的 Pb 同位素数据较少, 有限的 Pb 同位素数据表明始新世和中新世的中 – 基性岩 – 埃达克质岩的放射性 Pb 较低,<sup>206</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb (20Ma)和<sup>207</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb (20Ma)、<sup>208</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb (20Ma) 平均值分别为 18.78、15.70、39.20,而中新世淡色 花岗岩的放射性 Pb 同位素含量较高<sup>206</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb (20Ma)、<sup>207</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb (20Ma)和<sup>208</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb (20Ma) 平均值分别为 18.93、15.78 和 39.39。

喜马拉雅新生代岩浆岩全岩 Hf 同位素数据也 较少,仅有的 Hf 同位素数据特征与 Nd 同位素的结 果类似。始新世花岗闪长斑岩和二云母花岗岩的  $\varepsilon_{\rm Hf}(20Ma)$ 平均值为 – 11. 1, $T_{DM2}$ 平均值为 1. 79 Ga, 渐新世淡色花岗岩的 $\varepsilon_{\rm Hf}(20Ma)$ 平均值为 – 5. 3,  $T_{DM2}$ 平均值为 1. 41 Ga,中新世淡色花岗岩的  $\varepsilon_{\rm Hf}(20Ma)$ 平均值为 – 10. 9, $T_{DM2}$ 平均值为 1. 79 Ga, 中新世埃达克质花岗斑岩的 $\varepsilon_{\rm Hf}(20Ma)$ 平均值为 3. 0, $T_{DM2}$ 平均值为 0. 91 Ga。在全岩 $\varepsilon_{\rm Hf}(20Ma)$ 和





Fig. 5 Sr-Nd isotopes of whole rocks of Cenozoic magmatic rocks in the Himalayas

 $\varepsilon_{Nd}(20Ma)$ 图中,喜马拉雅淡色花岗岩数据偏离地 球 Hf-Nd 同位素演化曲线, $\varepsilon_{Hf}(20Ma)$ 值更高或者  $\varepsilon_{Nd}(20Ma)$ 更低,这表明源区发生了不平衡部分熔 融及其导致的 Hf 和 Nd 同位素演化的解耦 (Hammerli and Kemp, 2021)。

相较于全岩 Hf 同位素,喜马拉雅淡色花岗岩锆 石原位 Hf 同位素数据较丰富(Hopkinson et al., 2017),并含有大量继承锆石,导致这些继承锆石的 年龄和 Hf 同位素能提供更多岩浆源区的信息(Gao et al., 2022)。始新世、渐新世、中新世淡色花岗岩 锆石的ε<sub>щ</sub>(20Ma)值平均值为-7.9、-9.4、-12.4, 如果将中新世淡色花岗岩再细分,以18.5Ma为界, 可以分为中新世早期和中新世中---晚期,其 ε<sub>HF</sub>(20Ma)值平均值分别为-10.8和-13.6。始新 世和中新世的埃达克质岩的锆石ε<sub>щ</sub>(20Ma)分别为 -6.9 和 -4.8。始新世、渐新世、中新世淡色花岗 岩锆石的 T<sub>DM2</sub>值平均值为 1.61 Ga、1.70 Ga、1.88 Ga,始新世和中新世的埃达克质岩锆石的 T<sub>DM</sub>分别 为1.56 Ga 和1.40 Ga。全岩 Hf 同位素数据较少, 而锆石 Hf 同位素数据反映的特征与全岩 Sr-Nd 同 位素的特征类似,即随着成岩时代变年轻, ε<sub>Hf</sub>(20Ma)值和 T<sub>DM2</sub>值分别逐渐减少和增加;放射 性<sup>176</sup>Hf 同位素越来越少,即岩浆岩源区更古老地壳 物质的比例逐步增加,尤其是中新世(缺失上新世 锆石 Hf 同位素数据)。喜马拉雅造山带中的早古 生代、新元古代和古元古代正片麻岩的锆石 Hf 同位 素的 T<sub>DM2</sub> 平均值分别为 1.72 Ga、1.89 Ga 和 2.84 Ga。喜马拉雅淡色花岗岩中含有丰富的早古生代 和新元古代的继承锆石,并且新生代锆石与早古生 代—新元古代锆石的 Hf 同位素的 T<sub>DM2</sub>值基本一致, 暗示早古生代和新元古代正片麻岩(及其风化的沉 积岩)是新生代淡色花岗岩岩浆源区的主要物质组 成。但是新生代锆石却与古元古代正片麻岩的锆 石 Hf 同位素特征相差较大,古元古代岩浆岩(及其 风化的沉积岩)可能不是新生代岩浆岩的主要源 岩。但是,这个解释的基础没有考虑不平衡部分熔 融对同位素的影响(Ayres and Harris, 1997; Harris and Ayres, 1998; Neogi et al., 2014).

## 5 淡色花岗岩成因

#### 5.1 部分熔融

Le Fort(1973)最早将淡色花岗岩的概念引入 喜马拉雅新生代花岗岩的研究,早期中外科学家都 将淡色花岗岩的形成与南侧的主中央 - 主边界逆 冲挤压断裂的活动联系起来(张玉泉等, 1981b, Le Fort et al., 1987)。其成岩模型简述如下:随着主中 央挤压逆冲断裂的活动,热的中 - 高级变质的高喜 马拉雅杂岩向南逆冲叠置到冷的中 - 低级变质的 低喜马拉雅之上(Windley, 1988),低喜马拉雅岩石 受热后发生脱水和脱二氧化碳作用释放出 H<sub>2</sub>O 和 CO<sub>2</sub>。富挥发分的流体往上迁移,高喜马拉雅发生 部分熔融,形成具低共熔点的熔体。淡色花岗岩呈 网脉状向高喜马拉雅顶部的浅表构造带内汇聚,形 成大规模的淡色花岗岩体(Le Fort, 1981; Le Fort et al., 1987)。加上成岩时代的不准确性,这可能是早 期部分研究者认为喜马拉雅淡色花岗岩属于同碰 撞型花岗岩的原因(Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986)。

然而,后来的地质调查发现部分淡色花岗岩发 生了非共轴的向北伸展的韧性剪切变形(Burg et al., 1984; Burchfiel and Royden, 1985),这与淡色花 岗岩形成于逆冲挤压背景相反。Harris et al. (1993)等认为大部分的淡色花岗岩起源于高喜马 拉雅杂岩系的不一致部分熔融(云母减压脱水熔 融)(Zeitler and Chamberlain, 1991),而不是水致部 分熔融。因此,结合高喜马拉雅顶部藏南拆离系的 发现(Burchfiel et al., 1992),地质学家认为喜马拉 雅淡色花岗岩的形成主要与伸展活动有关,是碰撞 后强过铝质花岗岩的代表(Sylvester, 1998)。从这 种观点出发,部分研究者就应用淡色花岗岩的年龄 探讨区域性伸展活动的时间,比如认为藏南拆离系 活动的时间为 36~35Ma(Yang et al., 2009; Zeng et al., 2009; Lin et al., 2020a)。不过尚未解决的问题 是伸展减压和部分熔融之间的成因关系(Harris and Massey, 1994),到底是伸展减压促使部分熔融,还 是部分熔融降低了岩石强度导致加厚地壳伸展,抑 或是两者互为正反馈机制(Ding et al., 2021)。

以上这两种模型也可以归结于部分熔融与淡 色花岗岩的形成是发生在进变质的挤压阶段,还是 退变质的伸展阶段的争论(张泽明等,2018b)。此 外,不同的学者还对部分熔融方式、变质 P-T-H<sub>2</sub>O 条件、源区岩石类型、源区地质体/地层单元、浅色 体与淡色花岗岩之间的关系、变质的热源、深部构 造背景以及是否有幔源物质的加入等有较大的 争议。

(1)除通常认为的低温阶段(650~700℃)白云

母脱水部分熔融外(Harris et al., 1993; Dyck et al., 2020),黑云母(King et al., 2011; Groppo et al., 2012) 和角闪石 (Hou et al., 2012; Zhang et al., 2022)等含水矿物在更高温度下(750~900℃),也 可以发生脱水部分熔融。当然,岩浆源区可能发生 多种矿物同时或者依次发生部分熔融, Gou et al. (2016)就认为高喜马拉雅岩系在进变质阶段依次 发生白云母和黑云母脱水熔融。(2)不仅可以发生 脱水部分熔融,水致部分熔融也是一个不可忽视的 过程(Weinberg and Hasalová, 2015; Meng et al., 2021),当然这就牵涉到水致部分熔融过程中水的 来源问题(Gao and Zeng, 2014)。(3)早期认为变 泥质岩(片岩)是淡色花岗岩的主要源区岩石类型 (Harris and Massey, 1994),但是正片麻岩(Chen H et al., 2022)、斜长角闪岩(Zeng et al., 2015)和变杂 砂岩(Ji et al., 2022)等都可能发生部分熔融。(4) 元素地球化学和同位素地球化学均指示高喜马拉 雅杂岩系最有可能是淡色花岗岩的部分熔融源区 物质组成(Ji et al., 2022)。但是低喜马拉雅 (Hopkinson et al., 2020)和特提斯喜马拉雅(Gao et al., 2021c)岩石的成分在淡色花岗岩中也有反映。 源区是否有拉萨/亚洲板块物质的加入也存在疑问 (King et al., 2007; Liu et al., 2014)。(5) 喜马拉雅 新生代中-基性岩的发现,表明新生代岩浆岩中有 幔源物质的加入,这促使部分研究者认为喜马拉雅 部分淡色花岗岩可能不是纯地壳重熔来源(Wu et al., 2020), 而是高分异的 I 型花岗岩(Ji et al., 2020a)。(6) Neogi et al. (1998) 认为当熔体没有从 部分熔融源区分离就结晶形成原位的浅色体,而当 熔体迁移出源区就形成淡色花岗岩,这暗示浅色体 和淡色花岗岩之间存在紧密的成因联系。但是, Harris and Massey(1994)指出高喜马拉雅混合岩化 与淡色花岗岩形成机制不一样。现在较为统一的 观点是混合岩化中的浅色体主要来自于稍浅部高 喜马拉雅的水致部分熔融(Pognante, 1992; Prince et al., 2001; Yang et al., 2019), 而淡色花岗岩来自 于更深部的脱水部分熔融(Barbey et al., 1996; Meng et al., 2021)。因此高喜马拉雅混合岩中的浅 色体很可能不是淡色花岗岩的母体。高喜马拉雅 混合岩的石榴石中保留了部分熔融过程中的熔体 包裹体(纳米花岗岩/微粒熔体)(Carosi et al., 2015; Bartoli et al., 2019),结合微粒熔体包裹体、浅 色体和淡色花岗岩等多方面地质信息,综合探讨部 分熔融与淡色花岗岩之间的成因联系,可能是未来 花岗岩成因研究的一个重要方向。(7)部分熔融是 一个消耗热的过程,地壳加厚(Wang et al., 2021)、 放射性元素生热(Nábělek and Nábělek, 2014)、剪 切应变生热(Ding et al., 2021)和地幔物质上涌 (Bird, 1978)均可为花岗岩的形成提供热源 (Nábělek and Liu, 2004)。(8)深部俯冲的印度岩 石圈地幔板片的断离(Hou et al., 2012)、回撤/陡俯 冲(Guo and Wilson, 2012)和板片撕裂(Wang R et al., 2022)等被认为是喜马拉雅淡色花岗岩形成的 大地构造背景(Gao et al., 2021a)。

#### 5.2 分离结晶

上述的淡色花岗岩的成因研究主要针对的是 部分熔融阶段,较少关注岩浆岩的矿物分离结晶演 化过程。Harris et al. (1993)认为花岗岩中长石等 矿物的分离结晶证据不充分,将淡色花岗岩的高 Rb 和 Rb/Sr 值,低 Sr 和 Ba 值解释为岩浆源区脱水部 分熔融过程的反映(Inger and Harris, 1993)。Gao et al. (2017)在此基础上,进一步认为这些元素特征的 变化可以反映部分熔融阶段是水致部分熔还是脱 水部分熔融。但是从本文统计的数据来看,中新世 淡色花岗岩在 Rb/Sr-Ba 和其他元素对的关系图上 没有出现明确的两类,与Gao et al. (2017)和曾令森 和高利娥(2017)的认识不一致。

Scaillet et al. (1990)和 Liu et al. (2014)认为同 期侵入的二云母花岗岩、白云母花岗岩和伟晶岩之 间,地球化学元素的变化可以用分离结晶的模式解 释。Gao et al. (2021c)用分离结晶模式反演了始新 世二云母花岗岩(堆晶体)和始新世淡色花岗岩(熔 体)之间的分异演化过程。除了元素地球化学特征 外,支持分离结晶高分异演化模型的证据还包括: (1)淡色花岗岩周围发育近同期的更偏基性端员的 花岗闪长岩,以及更偏酸性端员的伟晶岩、细晶岩 和钠长石花岗岩(Ji et al., 2020a);(2)富稀有元素 成分的矿物的富集,比如绿柱石、铌钽铁矿、烧绿石 和锡石等(Wang et al., 2017);(3) 喜马拉雅淡色岩 形成于高温环境,其结晶温度为850℃(Gao et al., 2021a),大于高喜马拉雅的部分熔融温度,而高温 熔体的黏度低,有利于矿物分离结晶;(4) Mg-Zn-B-Mo-Ba 等同位素的分馏过程也更符合分离结晶演化 模式(Wang et al., 2020; Fan JJ et al., 2021; Huang et al., 2021)

淡色花岗岩来自于低程度部分熔融还是高分

异的分离结晶过程,这一争论很大程度上来源于对 元素地球化学特征不同的解释,尤其是 Rb/Sr、 Y/Ho、Nb/Ta、Zr/Hf、Th/U、K/Rb 值,以及稀土元素 的四分组效应等(刘志超等, 2020b; Shuai et al., 2021)。这些元素地球化学特征是岩浆源区部分熔 融阶段的反映(曾令森和高利娥, 2017),还是岩浆 熔体中的矿物分离结晶的结果(吴福元等, 2015), 目前没有统一的认识。比如,副矿物是微量(稀土) 元素的重要载体,"部分熔融"的观点认为这些副矿 物难溶解,导致变质熔体中微量元素含量低(Harris et al., 1995); 而"分离结晶"的观点认为这些副矿 物在岩浆熔体迁移过程中发生分离,导致高分异岩 浆熔体中微量元素持续降低(Wu et al., 2017)。此 外,这些元素地球化学的特征还受流体出溶和岩浆 - 热液相互作用的影响(Ballouard et al., 2016)。因 此岩石地球化学能够在多大的程度上反映成岩的 早期过程(Shi et al., 2021),尚不能完全确定。要解 答以上争议,可能还需要实验岩石学、热力学模拟 计算和野外地质证据等多维度信息的支撑。

目前大部分对淡色花岗岩地球化学研究的理 论基础是花岗岩的元素特征能直接反映岩浆源区 的特征,尤其体现在早期研究对 Sr-Nd 同位素的解 释。但是,近期越来越多的研究表明,在地壳物质 部分熔融形成淡色花岗岩的过程中,通常发生的是 不一致部分熔融(即不平衡部分熔融)(Ayres and Harris, 1997; Harris and Ayres, 1998; Wolf et al., 2019),因此熔体的成分和地球化学含量不能简单 等同于岩浆源区特征;并且熔体在与残留难熔体分 离过程中还会夹带/混入/裹挟部分转熔相矿物,甚 至难熔相矿物(比如大量的继承锆石)(Clemens and Stevens, 2012),这就更进一步增加了熔体及岩体地 球化学特征的复杂性和多解性。

上述争论的焦点,在很大程度上都取决于对副 矿物在部分熔融过程中溶解(Harris and Inger, 1992)、在熔体迁移过程中分离结晶(Liu et al., 2019)和热液流体交代过程中分解 – 沉淀(Liu et al., 2020)行为的认识。因此,应该加强锆石、独居 石、磷灰石、磷钇矿、榍石、石榴石、电气石等副矿物 的原位元素地球化学和同位素地球化学的成因分 析研究(Hammerli and Kemp, 2021; Gao et al., 2022; Xia et al., 2022)。此外,喜马拉雅淡色花岗 岩实验岩石学研究较少(Scaillet et al., 1995; Patiño Douce and Harris, 1998; Yang et al., 2001; Chen et al., 2018),建议加强此类研究,并把岩石地球化学的正演和反演模拟相结合(Harris et al., 1995; Meng et al., 2021; Ji et al., 2022)。尤其需要注意的是,结合花岗岩成岩年龄和地质特征的基础上,再讨论其地球化学元素的变化,可能更符合野外实际情况。比如,岩浆的高分异演化是发生在同源同期的岩体间(Gao et al., 2016),二云母花岗岩不一定早于白云母花岗岩(Gou et al., 2016)。

# 6 稀有金属成矿潜力

早期研究发现,喜马拉雅地区主要发育一系列 新生代的铅锌银锑金矿产,可以分为始新世造山型 金矿床和中新世热液脉型铅锌银锑金矿床两类 (Cao et al., 2019)。始新世造山型金矿床主要受东 西走向的断裂和剪切带控制,重要的矿床有马攸 木、邦布、念扎、故穷和折木朗等矿床,成矿时代为 始新世早期(约44 Ma)。中新世热液脉型铅锌银锑 金矿床的矿体大部分受南北走向的断裂控制,少部 分受东西走向的断裂控制,典型矿床有扎西康、柯 月、吉松、西午、拉琼、明赛、姐纳各普、查拉普和沙 拉岗等,成矿时代集中在中新世早期(约20~14 Ma)。尽管中新世的铅锌银锑金矿床成因分歧较 大,但是大部分学者都赞同中新世淡色花岗岩的侵 入引起的岩浆热液活动是主要的成矿因素之一 (Cao et al., 2020; Cao et al., 2021)。

淡色花岗岩通常与 W-Sn-Li-Be-Nb-Ta-Rb-U 等 稀有金属矿产密切相关(Karimzadeh Somarin and Ashley, 2004; Černy et al., 2005)。这些元素的共 同特征是在主要的造岩矿物中相容性较低,属于不 相容元素,因此在部分熔融过程中优先熔解到熔体 中,在岩浆矿物分离结晶过程中易富集在最晚期熔 体中,最终富集形成与晚期高分异花岗岩/伟晶岩 相关的矿床(Romer and Pichavant, 2021)。目前,在 错那洞穹隆内发现了 W-Sn-Be-萤石矿化(李光明 等, 2017), 在夏如穹隆中发现了 Nb-Ta-W 矿化(谢 磊等, 2021),在珠穆朗玛峰地区发现了普士拉-琼 嘉岗伟晶岩型 Li 矿化(Liu et al., 2020),在错那库 局地区发现了 Li-Be-Nb-Ta 矿化(周起凤等, 2021), 在亚东和吉隆等地区发现了 Sn-Cs-Tl 矿化(高利娥 等, 2021)。近年来矿产地质调查成果(Wang et al., 2017)表明喜马拉雅淡色花岗岩带是一条具有大型 -超大型规模成矿潜力的稀有金属成矿带(吴福元 等,2021)。



中国大地构造图引用自张克信等,2015 修改,中国地球化学图引用自谢学锦等,2017 修改 图 6 中国大地构造单元划分及稀有元素地球化学图 Fig. 6 Division of tectonic units and geochemical map of rare elements in China

统计发现,随着喜马拉雅淡色花岗岩 Rb/Sr 值 的升高(指示岩浆分异程度提高),Li、Be、W、Sn、U、 Nb、Ta、Ga、Cs、Rb、K 等元素升高,且高于总地壳平 均值。例如,喜马拉雅 347 件淡色花岗岩样品 w(Li)的平均值是 136.3 × 10<sup>-6</sup>,43 件伟晶岩样品的 平均值为 2445.0 × 10<sup>-6</sup>,远大于总地壳平均值 16 × 10<sup>-6</sup>。488 件淡色花岗岩样品 w(Be)的平均值是 14.8 × 10<sup>-6</sup>,45 件伟晶岩样品的平均值为 84.8 × 10<sup>6</sup>,也大于总地壳平均值  $1.9 \times 10^{6}$ 。561 件淡色花 岗岩样品 w(Sn) 的平均值是  $18.0 \times 10^{6}$ ,42 件样品 的伟晶岩平均值为  $29.4 \times 10^{6}$ ,同样大于总地壳平 均值  $1.7 \times 10^{6}$ 。花岗岩中 w(Sn)大于  $15 \times 10^{6}$ ,称 为含锡花岗岩(Lehmann and Harmanto, 1990),喜马 拉雅淡色花岗岩和伟晶岩中有 37% 的样品(223 件)的 w(Sn)大于  $15 \times 10^{6}$ ,因此喜马拉雅淡色花岗 岩明显具有较强的锡成矿潜力(Cao et al., 2020)。

伟晶岩中 Li、Be 和 Sn 元素的平均值相对于总 地壳平均值的富集系数分别为 152.8、44.6 和 17.3。伟晶岩中的 Ta、Cs 和 Rb 元素平均值的富集 系数为 20.1、30.4 和 13.2,属于典型的 LCT 型伟晶 岩(Černy et al., 2005)。虽然伟晶岩中 W、U、Nb 和 Ga元素也有明显的富集,但是富集系数较低,介于 2~5之间。值得注意的是,W 在淡色花岗岩中的富 集系数平均值为11.8,大于其在伟晶岩中的富集系 数(2.5),反映从淡色花岗岩到伟晶岩分异演化过 程中,₩可能聚集在花岗岩中,或者进入流体相中 (Schmidt et al., 2020),而不是在岩浆晚期的伟晶岩 中富集。与上述特征相反的是,在中-基性岩和埃 达克质二云母花岗岩中,这些稀有元素的富集系数 为0.5~4之间,表现为富集不明显或者亏损。中国 华南是世界级的稀有金属成矿带,从全国的地球化 学图上可以清晰地看出喜马拉雅地区拥有与华南 和川西松潘-甘孜地区相似的地球化学异常值(图 6)。矿产地质调查和花岗岩稀有元素含量均表明 喜马拉雅淡色花岗岩/伟晶岩在Li、Be、W、Sn、Ta、Cs 和 Rb 稀有元素具有较大的找矿潜力。随着该区稀 有金属矿的成因理论研究和矿产勘查工作的进一 步开展,喜马拉雅淡色花岗岩带有望成为一条新的 世界级的稀有金属成矿带。

## 7 结语

(1)喜马拉雅淡色花岗岩可以分为5个阶段: 始新世早期(49~40 Ma)、始新世晚期—渐新世早 期(39~29 Ma)、渐新世晚期—中新世中期(28~15 Ma)、中新世晚期(14~7 Ma)和中新世晚期—上新 世—更新世(6~0.7 Ma)。5期岩浆活动分别主要 与新特提斯洋壳板片断离、印度陆壳板片的低角度 平板俯冲、印度陆壳板片断离或者回撤、南北向板 片撕裂(裂谷)和东西构造结的持续挤压隆升有关。 从特提斯喜马拉雅淡色花岗岩带往南到高喜马拉 雅淡色花岗岩带,成岩时代有逐渐变新的趋势。

(2)喜马拉雅淡色花岗岩主要起源于高喜马拉 雅杂岩系的部分熔融,并经历了矿物分离结晶的高 分异演化。主量元素具有明显的高 Si、K、Na,低 Ca、Fe、Mg、Ti、Mn,强过铝质特征。稀土元素总体较 低,常具有负 Eu 异常。具有高的 Rb/Sr 和 Y/Ho 值,低的 Th/U、Nb/Ta、Zr/Hf 和 K/Rb 值。随着岩 浆分异程度的提高,Li、Be、W、Sn、U、Nb、Ta、Ga、Cs、 Rb 和 K 等元素升高,而 Sc、V、Cr、Co、Ni、Cu、Th、Zr、 Hf、Y、Ho 和 Ba 等元素降低。即随着成岩时代变年 轻,Sr-Nd-Pb-Hf 等同位素都指示岩浆源区更古老地 壳物质的比例逐步增加。

(3)喜马拉雅淡色花岗岩/伟晶岩中 Li、Be、W、 Sn、Ta、Cs 和 Rb 稀有元素平均值相对于总地壳平均 值的富集系数大于10,伟晶岩中 Li 的富集系数高达 152.8。因此,喜马拉雅淡色花岗岩/伟晶岩的稀有 元素具有较大的成矿潜力。随着矿床成因研究和 矿产勘查工作的进一步开展,喜马拉雅淡色花岗岩 带有望成为一条新的世界级的稀有金属成矿带。

致谢:喜马拉雅地区是地球科学研究的热点, 关于淡色花岗岩成因发表了大量的文献,并取得了 许多重要的成果。由于篇幅限制,没有列出所有的 参考文献;并且作者水平能力有限,文中遗漏和错 误在所难免,敬请批评和指正。成都理工大学刘行 和李阳在数据统计过程中作出了大量工作,三位匿 名审稿人和编辑部提出了宝贵的修改意见,在此一 并感谢。最后,祝贺成都地质调查中心成立六十 周年!

#### 参考文献(References):

- Aikman A B, Harrison T M, Hermann J, 2012a. Age and thermal history of Eo-and Neohimalayan granitoids, eastern Himalaya [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 51: 85-97.
- Aikman A B, Harrison T M, Hermann J, 2012b. The origin of EoandNeo-himalayan granitoids, Eastern Tibet [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 58: 143 – 157.
- Allègre C, Othman D, 1980. Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis[J]. Nature, 286: 335-342.
- Ayres M, Harris N, 1997. REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: constraints from Himalayan leucogranites[J]. Chemical Geology, 139(1): 249 – 269.
- Ballouard C, Poujol M, Boulvais P, et al., 2016. Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition[J]. Geology, 44(3): 231-234.
- Barbarin B, 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments [J]. Lithos, 46 (3): 605-626.
- Barbey P, Brouand M, Le Fort P, et al., 1996. Granite-migmatite genetic link: the example of the Manaslu granite and Tibetan Slab migmatites in central Nepal[J]. Lithos, 38(1): 63-79.
- Bartoli O, Acosta-Vigil A, Cesare B, et al., 2019. Geochemistry of Eocene-Early Oligocene low-temperature crustal melts from Greater Himalayan Sequence (Nepal): a nanogranitoid perspective [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 174(10): 82.
- Bau M, 1996. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 123(3): 323 – 333.

- Bird P, 1978. Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 83 (B10): 4975 - 4987.
- Brubacher A D, Larson K P, Cottle J M, et al., 2021. Progressive development of E-W extension across the Tibetan plateau: A case study of the Thakkhola graben, west-central Nepal[J]. International Geology Review, 63(15): 1900 – 1919.
- Burchfiel B C, Chen Z, Hodges K V, et al., 1992. The South Tibetan detachment system, Himalayan orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt [J]. Geological Society of America Special Papers, 269: 1-41.
- Burchfiel B C, Royden L H, 1985. North-south extension within the convergent Himalayan region [J]. Geology, 13(10): 679-682.
- Burg J P, Bouilhol P, 2019. Timeline of the South-Tibet-Himalayan belt: the geochronological record of subduction, collision, and underthrusting from zircon and monazite U-Pb ages [J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 56(12): 1318 - 1332.
- Burg J P, Brunel M, Gapais D, et al., 1984. Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China)[J]. Journal of Structural Geology, 6(5): 535-542.
- Butler R W H, 2019. Tectonic evolution of the Himalayan syntaxes: the view from Nanga Parbat [J]. Geological Society, London, Special Publications, 483: 215 – 254.
- Cao H W, Huang Y, Li G M, et al., 2018. Late Triassic sedimentary records in the northern Tethyan Himalaya: tectonic link with Greater India[J]. Geoscience Frontiers, 9(1): 273 – 291.
- Cao H W, Li G M, Zhang R Q, et al., 2021. Genesis of the Cuonadong tin polymetallic deposit in the Tethyan Himalaya: Evidence from geology, geochronology, fluid inclusions and multiple isotopes [J]. Gondwana Research, 92: 72 - 101.
- Cao H W, Li G M, Zhang Z, et al., 2020. Miocene Sn polymetallic mineralization in the Tethyan Himalaya, southeastern Tibet: A case study of the Cuonadong deposit [ J ]. Ore Geology Reviews, 119: 103403.
- Cao H W, Zou H, Bagas L, et al., 2019. The Laqiong Sb-Au deposit: Implications for polymetallic mineral systems in the Tethys-Himalayan zone of southern Tibet, China[J]. Gondwana Research, 72: 83-96.
- Carosi R, Montomoli C, Iaccarino S, 2018. 20 years of geological mapping of the metamorphic core across Central and Eastern Himalayas[J]. Earth-Science Reviews, 177: 124-138.
- Carosi R, Montomoli C, Langone A, et al., 2015. Eocene partial melting recorded in peritectic garnets from kyanite-gneiss, Greater Himalayan Sequence, central Nepal [J]. Geological Society, London, Special Publications, 412: 111 – 129.
- Carosi R, Montomoli C, Rubatto D, et al., 2013. Leucogranite intruding the South Tibetan Detachment in western Nepal: implications for exhumation models in the Himalayas[J]. Terra Nova, 25(6): 478 -489.
- Černy P, Blevin P L, Cuney M, et al., 2005. Granite-Related Ore Deposits [C]//One Hundredth Anniversary Volume, Society of Economic Geologists. 337 – 370.
- Chen H, Hu G Y, Zeng L S, et al., 2022. Miocene crustal anatexis of Paleozoic orthogneiss in the Zhada area, western Himalaya [ J ].

Acta Geologica Sinica-English Edition. https://doi.org/10.1111/ 1755 - 6724.14897

- Chen J, Gaillard F, Villaros A, et al., 2018. Melting conditions in the modern Tibetan crust since the Miocene [ J ]. Nature Communications, 9(1): 3515.
- Chen S S, Fan W M, Shi R D, et al., 2021. The Tethyan Himalaya igneous province: Early melting products of the Kerguelen mantle plume[J]. Journal of Petrology, 62(11): egab069.
- Chen S, Zhang B, Zhang J, et al., 2022. Tectonic transformation from orogen-perpendicular to orogen-parallel extension in the North Himalayan Gneiss Domes: Evidence from a structural, kinematic, and geochronological investigation of the Ramba gneiss dome [J]. Journal of Structural Geology, 155: 104527.
- Chen X, Zhang G, Gao R, et al., 2021. Petrogenesis of highly fractionated leucogranite in the Himalayas: The Early Miocene Cuonadong example[J]. Geological Journal, 56(7): 3791 – 3807.
- Cheng L, Zhang C, Yang X, 2020. Petrogenesis of deformed tourmaline leucogranite in the Gurla Mandhata metamorphic core complex, Southwestern Tibet[J]. Lithos, 364 – 365: 105533.
- Clemens J D, Stevens G, 2012. What controls chemical variation in granitic magmas? [J]. Lithos, 134 135: 317 329.
- Copeland P, Parrish R R, Harrison T M, 1988. Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U-Pb systematics[J]. Nature, 333: 760.
- Cottle J, Lederer G, Larson K, 2019. The Monazite Record of Pluton Assembly: Mapping Manaslu Using Petrochronology [J]. Chemical Geology, 530: 119309.
- Cottle J M, Searle M P, Jessup M J, et al., 2015. Rongbuk re-visited: Geochronology of leucogranites in the footwall of the South Tibetan Detachment System, Everest Region, Southern Tibet [J]. Lithos, 227: 94 – 106.
- Crowley J L, Waters D J, Searle M P, et al., 2009. Pleistocene melting and rapid exhumation of the Nanga Parbat massif, Pakistan: Age and P-T conditions of accessory mineral growth in migmatite and leucogranite[J]. Earth and Planetary Science Letters, 288(3-4): 408-420.
- Dai Z, Dong L, Li G, et al., 2020. Crustal thickening prior to 43 Ma in the Himalaya: Evidence from lower crust-derived adakitic magmatism in Dala, eastern Tethyan Himalaya, Tibet [J]. Geological Journal, 55(5): 4021-4046.
- Debon F, Le Fort P, 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations [J]. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 73(3): 135 – 149.
- Defant M J, Drummond M S, 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. Nature, 347 (6294): 662-665.
- Ding H, Kohn M J, Zhang Z, 2021. Long-lived (ca. 22 24 Myr) partial melts in the eastern Himalaya: Petrochronologic constraints and tectonic implications[J]. Earth and Planetary Science Letters, 558: 116764.
- Drummond M S, Defant M J, 1990. A model for Trondhjemite-Tonalite-Dacite Genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 95(B13): 21503 – 21521.

- Dyck B, Waters D J, St-Onge M R, et al., 2020. Muscovite dehydration melting: Reaction mechanisms, microstructures, and implications for anatexis[J]. Journal of Metamorphic Geology, 38(1): 29 – 52.
- Fan J J, Wang Q, Li J, et al., 2021. Boron and molybdenum isotopic fractionation during crustal anatexis: Constraints from the Conadong leucogranites in the Himalayan Block, South Tibet[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 297: 120 – 142.
- Fan Y, Zhang J, Lin C, et al., 2021. The Miocene granitic magmatism constrains the early E-W extension in the Himalayan Orogen: A case study of Kung Co leucogranite[J]. Lithos: 106295.
- Gao L E, Zeng L, Zhao L, et al., 2021. Geochemical behavior of rare metals and high field strength elements during granitic magma differentiation: A recordfrom the Borong and Malashan Gneiss Domes, Tethyan Himalaya, southern Tibet [J]. Lithos, 398 – 399: 106344.
- Gao L E, Zeng L S, 2014. Fluxed melting of metapelite and the formation of Miocene high-CaO two-mica granites in the Malashan gneiss dome, southern Tibet [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 130: 136 – 155.
- Gao L E, Zeng L S, Asimow P D, 2017. Contrasting geochemical signatures of fluid-absent versus fluid-fluxed melting of muscovite in metasedimentary sources: The Himalayan leucogranites [J]. Geology, 45: 39 – 42.
- Gao L E, Zeng L S, Gao J H, et al., 2016. Oligocene crustal anatexis in the Tethyan Himalaya, southern Tibet [J]. Lithos, 264: 201 -209.
- Gao P, Yakymchuk C, Zhang J, et al., 2022. Preferential dissolution of uranium-rich zircon can bias the hafnium isotope compositions of granites [J]. Geology, 50:336 - 340.
- Gao P, Zheng Y F, Mayne M J, et al., 2021a. Miocene hightemperature leucogranite magmatism in the Himalayan orogen [J]. GSA Bulletin, 133(3-4): 679-690.
- Gao P, Zheng Y F, Yakymchuk C, et al., 2021b. The effects of source mixing and fractional crystallization on the composition of Eocene granites in the Himalayan orogen[J]. Journal of Petrology, 62(7): egab037.
- Gao P, Zheng Y F, Zhao Z F, et al., 2021c. Source diversity in controlling the compositional diversity of the Cenozoic granites in the Tethyan Himalaya[J]. Lithos, 388 – 389: 106072.
- Goscombe B, Gray D, Foster D A, 2018. Metamorphic response to collision in the Central Himalayan Orogen[J]. Gondwana Research, 57: 191 – 265.
- Gou Z, Dong X, Wang B, 2019. Petrogenesis and Tectonic Implications of the Paiku Leucogranites, Northern Himalaya [J]. Journal of Earth Science, 30(3): 525 – 534.
- Gou Z B, Zhang Z M, Dong X, et al., 2016. Petrogenesis and tectonic implications of the Yadong leucogranites, southern Himalaya [J]. Lithos, 256 – 257: 300 – 310.
- Groppo C, Rolfo F, Indares A, 2012. Partial melting in the higher himalayan crystallines of eastern Nepal: the effect of decompression and implications for the 'channel flow ' Model [ J ]. Journal of Petrology, 53(5): 1057 - 1088.
- Guo Z, Wilson M, 2012. The Himalayan leucogranites: Constraints on the nature of their crustal source region and geodynamic setting[J].

Gondwana Research, 22:360-376.

- Hamet J, Alleègre C J, 1976. Rb-Sr systematics in granite from central Nepal (Manaslu): Significance of the Oligocene age and high <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratio in Himalayan orogeny [J]. Geology, 4(8): 470 -472.
- Hammerli J, Kemp A I S, 2021. Combined Hf and Nd isotope microanalysis of co-existing zircon and REE-rich accessory minerals: High resolution insights into crustal processes [J]. Chemical Geology, 581: 120393.
- Harris N, Ayres M, 1998. The implications of Sr-isotope disequilibrium for rates of prograde metamorphism and melt extraction in anatectic terrains[J]. Geological Society, London, Special Publications, 138 (1): 171 – 182.
- Harris N, Ayres M, Massey J, 1995. Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite: Implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 100(B8): 15767 - 15777.
- Harris N, Massey J, 1994. Decompression and anatexis of Himalayan metapelites [J]. Tectonics, 13(6): 1537-1546.
- Harris N, Massey J, Inger S, 1993. The role of fluids in the formation of High Himalayan leucogranites [J]. Geological Society, London, Special Publications, 74(1): 391-400.
- Harris N, Vance D, Ayres M, 2000. From sediment to granite: timescales of anatexis in the upper crust [J]. Chemical Geology, 162(2): 155-167.
- Harris N B W, Caddick M, Kosler J, et al., 2004. The pressuretemperature-timepath of migmatites from the Sikkim Himalaya [J]. Journal of Metamorphic Geology, 22(3): 249 – 264.
- Harris N B W, Inger S, 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 110(1): 46-56.
- Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G, 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism[J]. Geological Society, London, Special Publications, 19(1): 67-81.
- Harrison T M, McKeegan K D, Le Fort P, 1995. Detection of inherited monazite in the Manaslu leucogranite by <sup>208</sup> Pb/<sup>232</sup> Th ion microprobe dating: Crystallization age and tectonic implications[J]. Earth and Planetary Science Letters, 133(3): 271-282.
- He S X, Liu X C, Yang L, et al., 2021. Multistage magmatism recorded in a single gneiss dome: Insights from the Lhagoi Kangri leucogranites, Himalayan orogen [J]. Lithos, (398 – 399): 106222.
- Hodges K, Bowring S, Davidek K, et al., 1998. Evidence for rapid displacement on Himalayan normal faults and the importance of tectonic denudation in the evolution of mountain ranges [J]. Geology, 26(6): 483-486.
- Hodges K V, 2000. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives [J]. Geological Society of America Bulletin, 112 (3): 324 - 350.
- Hodges K V, Parrish R R, Housh T B, et al., 1992. Simultaneous Miocene extension and shortening in the Himalayan orogen [J]. Science, 258(5087): 1466 – 1470.
- Hopkinson T, Harris N, Roberts N, et al., 2020. Evolution of the melt source during protracted crustal anatexis; an example from the

Bhutan Himalaya [J]. Geology, 48(1): 87-91.

- Hopkinson T N, Harris N B W, Warren C J, et al., 2017. The identification and significance of pure sediment-derived granites[J]. Earth and Planetary Science Letters, 467: 57-63.
- Horton F, Lee J, Hacker B, et al., 2015. Himalayan gneiss dome formation in the middle crust and exhumation by normal faulting: New geochronology of Gianbul dome, northwestern India [J]. Geological Society of America Bulletin, 127(1-2): 162-180.
- Hou Z Q, Zheng Y C, Zeng L S, et al., 2012. Eocene-Oligocene granitoids in southern Tibet: Constraints on crustal anatexis and tectonic evolution of the Himalayan orogen[J]. Earth and Planetary Science Letters, 349 – 350: 38 – 52.
- Hu X M, Garzanti E, Wang J G, et al., 2016. The timing of India-Asia collision onset-facts, theories, controversies [J]. Earth-Science Reviews, 160: 264 – 299.
- Huang C, Zhao Z, Li G, et al., 2017. Leucogranites in Lhozag, southern Tibet: Implications for the tectonic evolution of the eastern Himalaya[J]. Lithos, 294 - 295: 246 - 262.
- Huang F, Bai R, Deng G, et al., 2021. Barium isotope evidence for the role of magmatic fluids in the origin of Himalayan leucogranites[J]. Science Bulletin, 66: 2329 – 2336.
- Huang Y, Cao H W, Li G M, et al., 2018. Middle-late Triassic bimodal intrusive rocks from the Tethyan Himalaya in South Tibet: Geochronology, petrogenesis and tectonic implications [J]. Lithos, 318-319:78-90.
- Iaccarino S, Montomoli C, Carosi R, et al., 2017. Pressure-temperaturedeformation-time constraints on the South Tibetan Detachment System in the Garhwal Himalaya (NW India) [J]. Tectonics, 36 (11): 2281 – 2304.
- Imayama T, Arita K, Fukuyama M, et al., 2019. 1. 74 Ga crustal melting after rifting at the northern Indian margin: investigation of mylonitic orthogneisses in the Kathmandu area, central Nepal[J]. International Geology Review, 61(10): 1207 - 1221.
- Inger S, Harris N, 1993. Geochemical Constraints on Leucogranite Magmatism in the Langtang Valley, NepalHimalaya[J]. Journal of Petrology, 34(2): 345 – 368.
- Jacob J B, Moyen J F, Fiannacca P, et al., 2021. Crustal melting vs. fractionation ofbasaltic magmas: Part 2, Attempting to quantify mantle and crustal contributions in granitoids [J]. Lithos, 402 – 403: 106292.
- Jessup M J, Langille J M, Cottle J M, et al., 2016. Crustal thickening, Barrovian metamorphism, and exhumation of mid - crustal rocksduring doming and extrusion: Insights from the Himalaya, NW India[J]. Tectonics, 35(1): 160 – 186.
- Jessup M J, Langille J M, Diedesch T F, et al., 2019. Gneiss Dome Formation in the Himalaya and southern Tibet [J]. Geological Society, London, Special Publications, 483: 401 – 422.
- Ji M, Gao X Y, Zheng Y F, 2022. Geochemical evidence for partial melting of progressively varied crustal sources for leucogranites during the Oligocene-Miocene in the Himalayan orogen [J]. Chemical Geology, 589: 120674.
- Ji M, Gao X Y, Zheng Y F, et al., 2021. Metapelites record two episodes of decompressional metamorphism in the Himalayan orogen [J]. Lithos: 106183.

- Ji W Q, Wu F Y, Liu X C, et al., 2020a. Pervasive Miocene melting of thickened crust from the Lhasa terrane to Himalaya, southern Tibet and its constraint on generation of Himalayan leucogranite [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 278: 137 – 156.
- Ji W Q, Wu F Y, Wang J M, et al., 2020b. Early evolution of Himalayan orogenic belt and generation of Middle Eocene magmatism: constraint from haweng granodiorite porphyry in the Tethyan Himalaya[J]. Frontiers in Earth Science, 8: 1-17.
- Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, et al., 2016. Eocene Neo-Tethyan slab breakoff constrained by 45 Ma oceanic island basalt-type magmatism in southern Tibet[J]. Geology, 44(4): 283 – 286.
- Joshi P R, 1988. Geology and Exploration for Tin-Mineralization in the Himalyas of Nepal, in Geology of Tin Deposits in Asia and the Pacific [M]. Springer: Berlin, Heidelberg, 617 - 626.
- Kapp P, Decelles P G, 2019. Mesozoic-Cenozoic geologicalevolution of the Himalayan-Tibetan orogen and working tectonic hypotheses[J]. American Journal of Science, 319: 159 – 254.
- Karimzadeh Somarin A, Ashley P, 2004. Hydrothermal alteration and mineralisation of the Glen Eden Mo-W-Sn deposit: a leucograniterelated hydrothermal system, Southern New England Orogen, NSW, Australia[J]. Mineralium Deposita, 39(3): 282 - 300.
- Kawabata R, Imayama T, Bose N, et al., 2021. Tectonic discontinuity, partial melting and exhumation in the Garhwal Himalaya (Northwest India): Constrains from spatial and temporal pressure-temperature conditions along the Bhagirathi valley[J]. Lithos: 106488.
- Kellett D A, Cottle J M, Larson K P, 2019. The South Tibetan Detachment System: history, advances, definition and future directions[J]. Geological Society, London, Special Publications, 483: 377 - 400.
- Khanal G P, Wang J M, Larson K P, et al., 2021. Eocene Metamorphism and Anatexis in the Kathmandu Klippe, central Nepal: Implications for early crustal thickening and initial rise of the Himalaya[J]. Tectonics, 40(4): e2020TC006532.
- King J, Harris N, Argles T, et al., 2007. First field evidence of southward ductile flow of Asian crust beneath southern Tibet [J]. Geology, 35(8): 727 - 730.
- King J, Harris N, Argles T, et al., 2011. Contribution of crustal anatexis to the tectonic evolution of Indian crust beneath southern Tibet[J]. Geological Society of America Bulletin, 123(1/2): 218 -239.
- Kohn M J, 2014. Himalayan metamorphism and its tectonic implications [J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 42(1): 381 -419.
- Kumar S, Pundir S, 2021. Tectono-magmatic evolution of granitoids in the Himalaya and Trans-Himalaya [J]. Himalayan Geology, 42: 213-246.
- Larson K P, Cottle J M, Camacho A, et al., 2022. Miocene anatexis, cooling and exhumation in the Khumbu Himal, Nepal [ J ]. International Geology Review: 1 – 26.
- Larson K P, Godin L, Davis W J, et al., 2010. Out-of-sequence deformation and expansion of the Himalayan orogenic wedge: Insight from the Changgo culmination, south central Tibet[J]. Tectonics, 29(4): TC4013.
- Le Fort P, 1973. Les leucogranites a tourmaline de l'Himalaya sur l'

exemple du granite du Manaslu (Nepal central) [J]. Bulletin de la Société Géologique de France, S7-XV(5-6): 555-561.

- Le Fort P, 1981. Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya: a model for its genesis and emplacement[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 86(B11): 10545 - 10568.
- Le Fort P, Cuney M, Deniel C, et al., 1987. Crustal generation of the Himalayan leucogranites[J]. Tectonophysics, 134(1): 39-57.
- Le Maitre R W, 2002. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms[M]. Cambridge University Press.
- Lederer G W, Cottle J M, Jessup M J, et al., 2013. Timescales of partial melting in the Himalayan middle crust: insight from the Leo Pargil dome, northwest India [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 166(5): 1415 - 1441.
- Lee J, Whitehouse M J, 2007. Onset of mid-crustal extensional flow in southern Tibet: Evidence from U/Pb zircon ages[J]. Geology, 35 (1): 45-48.
- Lehmann B, Harmanto, 1990. Large-scale tin depletion in the Tanjungpandan tin granite, Belitung Island, Indonesia [J]. Economic Geology, 85(1): 99 – 111.
- Leloup P H, Liu X, Mahéo G, et al., 2015. New constraints on the timing of partial melting and deformation along the Nyalam section (central Himalaya): implications for extrusion models [J]. Geological Society, London, Special Publications, 412: 131-175.
- Leloup P H, Mahéo G, Arnaud N, et al., 2010. The South Tibet detachment shear zone in the Dinggye area: Time constraints on extrusion models of the Himalayas[J]. Earth and Planetary Science Letters, 292(1): 1-16.
- Lin C, Zhang J, Wang X, et al., 2021. Himalayan Miocene adaktic rocks, a case study of the Mayum pluton: Insights into geodynamic processes within the subducted Indian continentallithosphere and Himalayan mid-Miocene tectonic regime transition [J]. GSA Bulletin, 133(3-4): 591-611.
- Lin C, Zhang J, Wang X, et al., 2020a. Oligocene initiation of the South Tibetan Detachment System: Constraints from syn-tectonic leucogranites in the Kampa Dome, Northern Himalaya[J]. Lithos, 354-355: 105332.
- Lin C, Zhang J, Wang X, et al., 2020b. Late triassic back-arc spreading and initial opening of the Neo-Tethyan Ocean in the northern margin of Gondwana: Evidences from Late Triassic BABBtype basaltsin the Tethyan Himalaya, Southern Tibet [J]. Lithos, 358 - 359: 105408.
- Liu C, Wang R C, Wu F Y, et al., 2020. Spodumene pegmatites from the Pusila pluton in the higher Himalaya, South Tibet: Lithium mineralization in a highly fractionated leucogranite batholith [J]. Lithos, 358 - 359; 105421.
- Liu X C, Wu F Y, Yu L J, et al., 2016a. Emplacement age of leucogranite in the Kampa Dome, southern Tibet [ J ]. Tectonophysics, 667: 163 - 175.
- Liu Z C, Wang J G, Liu X C, et al., 2021. Middle Miocene ultrapotassic magmatism in the Himalaya: A response to mantle unrooting process beneath the orogen[J]. Terra Nova, 33(3): 240 -251.
- Liu Z C, Wu F Y, Liu X C, et al., 2019. Mineralogical evidence for fractionation processes in the Himalayan leucogranites of the Ramba

Dome, southern  $\mathrm{Tibet}[\,J\,].$  Lithos,  $340-341:\,71-86.$ 

- Liu Z C, Wu F Y, Ding L, et al., 2016. Highly fractionated Late Eocene (~ 35 Ma) leucogranite in the Xiaru Dome, Tethyan Himalaya, South Tibet[J]. Lithos, 240-243: 337-354.
- Liu Z C, Wu F Y, Ji W Q, et al., 2014. Petrogenesis of the Ramba leucogranite in the Tethyan Himalaya and constraints on the channel flow model[J]. Lithos, 208 – 209: 118 – 136.
- Liu Z C, Wu F Y, Qiu Z L, et al., 2017. Leucogranite geochronological constraints on the termination of the South Tibetan Detachment in eastern Himalaya[J]. Tectonophysics, 721: 106 – 122.
- Maniar P D, Piccoli P M, 1989. Tectonic discrimination of granitoids [J]. Geological Society of America Bulletin, 101(5): 635-643.
- Martin A J, 2017. A review of Himalayan stratigraphy, magmatism, and structure[J]. Gondwana Research, 49: 42-80.
- McDonough W F, Sun S S, 1995. The composition of the Earth [J]. Chemical Geology, 120(3-4): 223-253.
- Meinert L D, Dipple G M, Nicolescu S, et al., 2005. World Skarn Deposits [C]//One Hundredth Anniversary Volume, Society of Economic Geologists. 299 – 336.
- Meng Z Y, Gao X Y, Chen R X, et al., 2021. Fluid-present and fluidabsent melting of muscovite in migmatites in the Himalayan orogen: Constraints from major and trace element zoning and phase equilibrium relationships[J]. Lithos, 388 – 389: 106071.
- Metcalfe I, 2021. Multiple Tethyan Ocean basins and orogenic belts in Asia[J]. Gondwana Research, 100: 87-130.
- Mitchell A H G, 1979. Rift-, Subduction-and Collision-Related Tin Belts[J]. Bulletin of the Geological Society of Malaysia, 11: 81 -102.
- Montomoli C, Iaccarino S, Antolin B, et al., 2017. Tectonometamorphic evolution of the Tethyan Sedimentary Sequence (Himalayas, SE Tibet) [J]. Italian Journal of Geosciences, 136 (1): 73-88.
- Murphy M A, Harrison T M, 1999. Relationship between leucogranites and the Qomolangma detachment in the Rongbuk Valley, south Tibet [J]. Geology, 27(9): 831-834.
- Murphy M A, Yin A, Kapp P, et al., 2002. Structural evolution of the Gurla Mandhata detachment system, southwest Tibet: Implications for the eastward extent of the Karakoram fault system[J]. Geological Society of America Bulletin, 114(4); 428 – 447.
- Nabelek P I, 2020. Petrogenesis of leucogranites in collisional orogens [J]. Geological Society, London, Special Publications, 491: 179 - 207.
- Núbělek P I, Liu M, 2004. Petrologic and thermal constraints on the origin of leucogranites in collisional orogens [J]. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 95(1-2): 73-85.
- Núbělek P I, Núbělek J L, 2014. Thermal characteristics of the Main Himalaya Thrust and the Indian lower crust with implications for crustal rheology and partial melting in the Himalaya orogen [J]. Earth and Planetary Science Letters, 395: 116 – 123.
- Neogi S, Bolton E W, Chakraborty S, 2014. Timescales of disequilibrium melting in the crust: constraints from modelling the distribution of multiple trace elements and a case study from the Lesser Himalayan rocks of Sikkim[J]. Contributions to Mineralogy

209

and Petrology, 168(2): 1020.

- Neogi S, Dasgupta S, Fukuoka M, 1998. High P-T polymetamorphism, dehydration melting, and generation of migmatites and granites in the higher himalayan crystalline complex, Sikkim, India [J]. Journal of Petrology, 39(1): 61-99.
- O'Brien P J, 2019. Eclogites and other high-pressure rocks in the Himalaya: a review [J]. Geological Society, London, Special Publications, 483: 183 - 213.
- Pan G T, Wang L Q, Li R S, et al., 2012. Tectonic evolution of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 53: 3 -14.
- Patiño Douce A E, Harris N, 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis[J]. Journal of Petrology, 39(4): 689-710.
- Pearce J A, Harris N B, Tindle A G, 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Journal of petrology, 25(4): 956 - 983.
- Pognante U, 1992. Migmatites and Leucogranites of tertiary age from the high Himalayan Crystallines of Zanskar (NW India): a case history of anatexis of Palaeozoic orthogneisses [J]. Mineralogy and Petrology, 46(4): 291-313.
- Prince C, Harris N, Vance D, 2001. Fluid-enhanced melting during prograde metamorphism[J]. Journal of the Geological Society, 158 (2): 233-241.
- Romer R L, Kroner U, 2016. Phanerozoic tin and tungsten mineralization—Tectonic controls on the distribution of enriched protoliths and heat sources for crustal melting [J]. Gondwana Research, 31: 60-95.
- Romer R L, Pichavant M, 2021. Rare metal granites and pegmatites, in encyclopedia of geology (Second Edition) [M]. Academic Press: Oxford. 840 – 846.
- Rudnick R L, Gao S, 2014. Composition of the continental crust, in treatise on geochemistry (Second Edition) [M], Elsevier: Oxford. 1-51.
- Scaillet B, France-Lanord C, Le Fort P, 1990. Badrinath-Gangotri plutons (Garhwal, India): petrological and geochemical evidence for fractionation processes in a highHimalayan leucogranite [J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 44 (1): 163 - 188.
- Scaillet B, Pichavant M, Roux J, 1995. Experimental crystallization of leucogranite magmas[J]. Journal of Petrology, 36(3): 663-705.
- Schärer U, Xu R H, Allègre C J, 1986. U-(Th)-Pb systematics and ages of Himalayan leucogranites, South Tibet [J]. Earth and Planetary Science Letters, 77(1): 35-48.
- Schmidt C, Romer R L, Wohlgemuth-Ueberwasser C C, et al., 2020. Partitioning of Sn and W between granitic melt and aqueous fluid [J]. Ore Geology Reviews, 117: 103263.
- Searle M P, 2019. Timing of subduction initiation, arc formation, ophiolite obduction and India – Asia collision in the Himalaya[J]. Geological Society, London, Special Publications, 483: 19–37.
- Searle M P, Noble S R, Hurford A J, et al., 1999. Age of crustal melting, emplacement and exhumation history of the Shivling leucogranite, Garhwal Himalaya [J]. Geological Magazine, 136 (5): 513-525.
- Searle M P, Parrish R R, Hodges K V, et al., 1997. Shisha Pangma

leucogranite, South Tibetan Himalaya; field relations, geochemistry, age, origin, and emplacement [J]. Journal of Geology, 105(3): 295-317.

- Sen A, Sen K, Chatterjee A, et al., 2022. Understanding pre-and synorogenic tectonic evolution in western Himalaya through age and petrogenesis of Palaeozoic and Cenozoic granites from upper structural levels of Bhagirathi Valley, NW India [J]. Geological Magazine, 159(1): 97-123.
- Shellnutt J G, 2018. The panjal traps, in large igneous provinces from Gondwana and adjacent regions[M], Sensarma S., Storey B. C., Editors, Geological Society, London, Special Publications. 59 -86.
- Shi Q, He Y, Zhao Z, et al., 2021. Petrogenesis of Himalayan leucogranites: perspective from a combined elemental and Fe-Sr-Nd isotope study [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 126(8): e2021JB021839.
- Shuai X, Li S M, Zhu D C, et al., 2021. Tetrad effect of rare earth elements caused by fractional crystallization in high-silica granites: An example from Central Tibet[J]. Lithos, 384 – 385: 105968.
- Štípská P, Závada P, Collett S, et al., 2020. Eocene migmatite formation and diachronous burial revealed by petrochronology in NW Himalaya, Zanskar[J]. Journal of Metamorphic Geology, 38(6): 655-691.
- Sun S S, McDonough W F, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [J]. Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313-345.
- Sylvester P J, 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites [J]. Lithos, 45(1-4): 29 – 44.
- Ur Rehman H, 2019. Geochronological enigma of the HP-UHP rocks in the Himalayan orogen [J]. Geological Society, London, Special Publications, 474: 183 – 207.
- Visonà D, Lombardo B, 2002. Two-mica and tourmaline leucogranites from the Everest-Makalu region (Nepal-Tibet). Himalayan leucogranite genesis by isobaric heating? [J]. Lithos, 62(3-4): 125-150.
- Wang J M, Lanari P, Wu F Y, et al., 2021. First evidence of eclogites overprinted by ultrahigh temperature metamorphism in Everest East, Himalaya: Implications for collisional tectonics on early Earth[J]. Earth and Planetary Science Letters, 558: 116760.
- Wang R, Weinberg R F, Zhu D C, et al., 2022. The impact of a tear in the subducted Indian plate on the Miocene geology of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. Geological Society of America Bulletin, 134(3 -4):681-690.
- Wang R C, Wu F Y, Xie L, et al., 2017. A preliminary study of raremetal mineralization in the Himalayan leucogranite belts, South Tibet[J]. Science China Earth Sciences, 60(9): 1655 – 1663.
- Wang S, Replumaz A, Chevalier M L, et al., 2022b. Decoupling between upper crustal deformation of southern Tibet and underthrusting of Indian lithosphere[J]. Terra Nova, 34(1): 62 – 71.
- Wang X X, Zhang J J, Liu J, et al., 2013. Middle-Miocene transformation of tectonic regime in the Himalayan orogen [J]. Chinese Science Bulletin, 58(1): 108 – 117.

- Wang Y, Zeng L, Gao L E, et al., 2022. Eocene thickening without extra heat in a collisional orogenic belt: A record from Eocene metamorphism in mafic dike swarms within the Tethyan Himalaya, southern Tibet[J]. GSA Bulletin:134(5-6):1217-1230.
- Wang Z Z, Liu S A, Liu Z C, et al., 2020. Extreme Mg and Zn isotope fractionation recorded in the Himalayan leucogranites [ J ]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 278: 305 – 321.
- Warren C J, Grujic D, Kellett D A, et al., 2011. Probing the depths of the India-Asia collision: U-Th-Pb monazite chronology of granulites from NW Bhutan[J]. Tectonics, 30(2): TC2004.
- Watson E B, Harrison T M, 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types[J]. Earth and Planetary Science Letters, 64(2): 295 – 304.
- Webb A A G, Guo H, Clift P D, et al., 2017. The Himalaya in 3D: Slab dynamics controlled mountain building and monsoon intensification [J]. Lithosphere, 9(4): 637-651.
- Weinberg R F, 2016. Himalayan leucogranites and migmatites: nature, timing and duration of anatexis [ J ]. Journal of Metamorphic Geology, 34: 821-843.
- Weinberg R F, Hasalová P, 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review [J]. Lithos, 212 – 215: 158 – 188.
- Whittington A, Harris N BW, Ayres M W, et al., 2000. Tracing the origins of the western Himalaya: an isotopic comparison of the Nanga Parbat massif and Zanskar Himalaya [J]. Geological Society, London, Special Publications, 170(1): 201 – 218.
- Windley B F, 1988. Tectonic framework of the Himalaya, Karakoram and Tibet, and problems of their evolution [J]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, 326(1589): 3 – 16.
- Wolf M, Romer R L, Glodny J, 2019. Isotope disequilibrium during partial melting of metasedimentary rocks [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 257: 163 – 183.
- Wu F Y, Liu X C, Ji W Q, et al., 2017. Highly fractionated granites: Recognition and research [J]. Science China Earth Sciences, 60 (7): 1201 – 1219.
- Wu F Y, Liu X C, Liu Z C, et al., 2020. Highly fractionated Himalayan leucogranites and associated rare-metal mineralization [J]. Lithos, 352 – 353: 105319.
- Xia Q X, Chen Y X, Chen R X, et al., 2022. Elevation of zircon Hf isotope ratios during crustal anatexis: Evidence from migmatites close to the eastern Himalayan syntaxis in southeastern Tibet [J]. Lithos, 412 - 413: 106592.
- Xie L, Tao X, Wang R, et al., 2020. Highly fractionated leucogranites in the eastern Himalayan Cuonadong dome and related magmatic Be-Nb-Ta and hydrothermal Be-W-Sn mineralization [J]. Lithos, 354 - 355: 105286.
- Yang L, Liu X C, Wang J M, et al., 2019. Is Himalayan leucogranite a product by in situ partial melting of the Greater Himalayan Crystalline? A comparative study of leucosome and leucogranite from Nyalam, southern Tibet[J]. Lithos, 342 – 343: 542 – 556.
- Yang R, Herman F, Liu T, et al., 2021. Enhanced Quaternary exhumation in the Namche Barwa syntaxis, eastern Himalaya [J]. Geology, 49(8): 958-962.

Yang T, Ma Y, Bian W, et al., 2015. Paleomagnetic results from the

Early Cretaceous Lakang Formation lavas: Constraints on the paleolatitude of the Tethyan Himalaya and the India-Asia collision [J]. Earth and Planetary Science Letters, 428: 120 – 133.

- Yang X, Jin Z, Ernst H, et al., 2001. Experimental study on dehydration melting of natural biotite-plagioclase gneiss from High Himalayas and implications for Himalayan crust anatexis [J]. Chinese Science Bulletin, 46(1001-6538): 867-872.
- Yang X Y, Zhang J J, Qi G W, et al., 2009. Structure and deformation around the Gyirong basin, north Himalaya, and onset of the south Tibetan detachment system[J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 52(8): 1046 - 1058.
- Yin A, 2006. Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by along-strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation [J]. Earth-Science Reviews, 76(1-2): 1-131.
- Zeitler P K, Chamberlain C P, 1991. Petrogenetic and tectonic significance of young leucogranites from the northwestern Himalaya, Pakistan[J]. Tectonics, 10(4): 729-741.
- Zeng L S, Liu J, Gao L E, et al., 2009. Early Oligocene anatexis in the Yardoi gneiss dome, southern Tibet and geological implications[J]. Chinese Science Bulletin, 54(1): 104 – 112.
- Zeng L, Gao L E, Dong C, et al., 2012. High-pressure melting of metapelite and the formation of Ca-rich granitic melts in the Namche Barwa Massif, southern Tibet [J]. Gondwana Research, 21(1): 138-151.
- Zeng L S, Gao L E, Tang S H, et al., 2015. Eocene magmatism in the Tethyan Himalaya, southern Tibet[J]. Geological Society, London, Special Publications, 412: 287 – 316.
- Zhang G, Wang J, Webb A A G, et al., 2021. The protoliths of central Himalayan eclogites[J]. GSA Bulletin, DOI: https://doi.org/10.1130/B36080.1
- Zhang H, Harris N, Parrish R, et al., 2004. Causes and consequences of protracted melting of the mid-crust exposed in the North Himalayan antiform [J]. Earth and Planetary Science Letters, 228 (1-2): 195-212.
- Zhang J J, Santosh M, Wang X X, et al., 2012. Tectonics of the northern Himalaya since the India-Asia collision [J]. Gondwana Research, 21: 939 – 960.
- Zhang L K, Li G M, Santosh M, et al., 2019. Cambrian magmatism in the Tethys Himalaya and implications for the evolution of the Proto-Tethys along the northern Gondwana margin: A case study and overview[J]. Geological Journal, 54(4): 2545 - 2565.
- Zhang L K, Li G M, Cao H W, et al., 2020. Activity of the south Tibetan detachment system: Constraints from leucogranite ages in the eastern Himalayas[J]. Geological Journal, 55(5): 5540 – 5573.
- Zhang Z, Ding H, Palin R M, et al., 2022. On the origin of highpressure mafic granulite in the Eastern Himalayan Syntaxis: implications for the tectonic evolution of the Himalayan orogen[J]. Gondwana Research, 104:4 – 22.
- Zhang Z, Li G M, Zhang L K, et al., 2021. Neoproterozoic bimodal magmatism in the eastern Himalayan orogen: Tectonic implications for the Rodinia supercontinent evolution [J]. Gondwana Research, 94: 87-105.
- Zhang Z M, Xiang H, Ding H X, et al., 2017. Miocene orbicular diorite

in east-central Himalaya: Anatexis, melt mixing, and fractional crystallization of the Greater Himalayan Sequence [J]. Geological Society of America Bulletin, 129(7-8): 869-885.

- Zhang Z M, Ding H X, Dong X, et al., 2018. High-temperature metamorphism, anataxis and tectonic evolution of a mafic granulite from the eastern Himalayan orogen[J]. Journal of Earth Science, 29 (5): 1010 - 1025.
- Zheng Y C, Hou Z Q, Fu Q, et al., 2016. Mantle inputs to Himalayan anatexis: Insights from petrogenesis of the Miocene Langkazi leucogranite and its dioritic enclaves[J]. Lithos, 264: 125-140.
- Zhu D C, Chung S L, Mo X X, et al., 2009. The 132 Ma Comei-Bunbury large igneous province: Remnants identified in present-day southeastern Tibet and southwestern Australia [J]. Geology, 37 (7): 583-586.
- 边千韬,丁林,2006. 特提斯喜马拉雅带东段哲古错含金(砷)细粒 石英闪长岩的发现及其意义[J]. 岩石学报,22(4):977 -988.
- 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[J]. 地质力学学报,27(2):178-194.
- 曹华文,李光明,张林奎,等,2020. 西藏山南列麦始新世花岗岩独 居石 U-Th-Pb 年龄及地质意义[J]. 沉积与特提斯地质,40 (2):31-42.
- 曾令森,高利娥,2017. 喜马拉雅碰撞造山带新生代地壳深熔作用 与淡色花岗岩[J]. 岩石学报,33(5):1420-1444.
- 陈毓蔚, 许荣华, 1981. 西藏南部中酸性岩中锆石铀 铅计时讨论 [J]. 地球化学, 10(2): 128 - 135.
- 付建刚,李光明,王根厚,等,2021. 西藏拉隆穹窿地质特征和 Be-Nb-Ta 稀有金属矿化的厘定及其战略意义[J]. 大地构造与成 矿学,45(5):913-933.
- 高利娥,曾令森,严立龙,等,2021. 喜马拉雅淡色花岗岩——关键 金属 Sn-Cs-Tl 的富集机制[J]. 岩石学报,37(10):2923 -2943.
- 郝光明,曾令森,赵令浩,2021. 西藏南部南迦巴瓦地区中新世一 上新世地壳深熔作用[J]. 岩石学报,37(11):3501-3512.
- 李光明,张林奎,焦彦杰,等,2017.西藏喜马拉雅成矿带错那洞超 大型铍锡钨多金属矿床的发现及意义[J].矿床地质,36(4): 1003-1008.
- 李光明,张林奎,张志,等,2021. 青藏高原南部的主要战略性矿 产:勘查进展、资源潜力与找矿方向[J]. 沉积与特提斯地质, 41(2):351-360.
- 李开玉, Marie-Luce C, 李海兵, 等, 2020. 藏南冲巴雍错淡色花岗 岩体热年代学及其对藏南拆离系和亚东裂谷构造活动时限的 制约[J]. 岩石学报, 36(10): 3097-3116.
- 李统锦,赵斌,张玉泉,等,1981. 西藏南部花岗岩类熔化实验的初步研究[J]. 地球化学,(3):261-267.
- 刘晨,王汝成,吴福元,等,2021. 珠峰地区锂成矿作用:喜马拉雅 淡色花岗岩带首个锂电气石-锂云母型伟晶岩[J]. 岩石学报, 37(11): 3287-3300.
- 刘志超,刘小驰,俞良军,等,2020a. 喜马拉雅康巴淡色花岗岩的 高分异成因及岩浆-热液演化特征[J].南京大学学报(自然科 学),56(6):800-814.
- 刘志超,吴福元,刘小驰,等,2020b. 喜马拉雅淡色花岗岩结晶分

异机制概述[J]. 岩石学报, 36(12): 3551-3571.

- 潘晶铭,张玉泉,洪文兴,1981. 西藏南部花岗岩类副成分矿物特征[J]. 地球化学,10(1):42-48.
- 秦克章,赵俊兴,何畅通,等,2021. 喜马拉雅琼嘉岗超大型伟晶岩 型锂矿的发现及意义[J]. 岩石学报,37(11):3277-3286.
- 田怡红,曾令森,高利娥,等,2021. 藏南特提斯喜马拉雅晚二叠世 酸性岩浆作用及其构造意义[J]. 岩石学报,37(10):3035 -3047.
- 涂光炽,张玉泉,赵振华,等,1981.西藏南部花岗岩类的特征和演 化[J].地球化学,10(1):1-7.
- 王俊文,成忠礼,桂训唐,等,1981. 西藏南部某些中酸性岩体的铷
   锶同位素研究[J]. 地球化学,10(3):242-246.
- 王汝成,吴福元,谢磊,等,2017.藏南喜马拉雅淡色花岗岩稀有金 属成矿作用初步研究[J].中国科学:地球科学,47(8):871 -880.
- 王一先,赵振华,王中刚,1981. 西藏南部花岗岩类中微量元素的 某些地球化学特征[J]. 地球化学,10(1):49-56.
- 王中刚,张玉泉,赵惠兰,1981. 西藏南部花岗岩类的岩石化学研究[J].地球化学,10(1):19-25.
- 吴福元,刘志超,刘小驰,等,2015. 喜马拉雅淡色花岗岩[J]. 岩石学报,31(1):1-36.
- 吴福元,王汝成,刘小驰,等,2021. 喜马拉雅稀有金属成矿作用研 究的新突破[J]. 岩石学报,37(11):3261-3276.
- 谢磊,王汝成,田恩农,等,2021. 喜马拉雅夏如渐新世淡色花岗岩 铌钽钨成矿作用[J]. 科学通报,66(35):4574-4591.
- 谢学锦,任天祥,孙焕振,2017.中国地球化学图集[M].北京:地 质出版社.
- 谢应雯, 张玉泉, 邓秉均, 1981. 西藏花岗岩类中长石的特征与花 岗岩类的演化[J]. 地球化学, 10(1): 36-41.
- 张克信,潘桂棠,何卫红,等,2015.中国构造-地层大区划分新方案[J].地球科学(中国地质大学学报),40(2):206-233.
- 张玉泉, 戴橦谟, 洪阿实, 1981a. 西藏高原南部花岗岩类同位素地 质年代学[J]. 地球化学, 10(1): 8-18.
- 张玉泉, 王中刚, 赵振华, 等, 1981b. 从中酸性的岩浆活动论西藏 高原地壳运动特征[J]. 地球化学, 10(2): 136-141.
- 张泽明,丁慧霞,董昕,等,2018a. 冈底斯弧的岩浆作用:从新特提 斯俯冲到印度亚洲碰撞[J]. 地学前缘,25(6):78-91.
- 张泽明,康东艳,丁慧霞,等,2018b. 喜马拉雅造山带的部分熔融 与淡色花岗岩成因机制[J].地球科学(中国地质大学学报), 43(1):82-98.
- 张泽明,丁慧霞,董昕,等,2019. 喜马拉雅造山带两种不同类型榴 辉岩与印度大陆差异性俯冲[J]. 地球科学,44(5):1602 -1619.
- 张志,李光明,张林奎,等,2020.藏南错那洞穹隆早渐新世含绿柱 石花岗伟晶岩的成因机制及其地质意义[J].沉积与特提斯地 质,40(2):14-30.
- 赵振华, 王一先, 钱志鑫, 等, 1981. 西藏南部花岗岩类稀土元素地 球化学[J]. 地球化学, 10(1): 26-35.
- 周起凤,秦克章,何畅通,等,2021. 喜马拉雅东段库曲岩体锂、铍 和铌钽稀有金属矿物研究及指示意义[J]. 岩石学报,37(11): 3305-3324.