

doi:10.3799/dqkx.2016.082

北喜马拉雅佩枯花岗岩年代学、成因机制及其构造意义

王晓先^{1,2,3,4}, 张进江^{3,4}, 王佳敏^{3,4}

1. 中国地震局地壳应力研究所, 北京 100085
2. 中国地震局地壳动力学重点实验室, 北京 100085
3. 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871
4. 北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871

摘要: 北喜马拉雅花岗岩位于特提斯喜马拉雅的中部, 对其研究不仅有助于认识和理解碰撞造山过程中地壳物质的熔融行为和机制, 而且对探讨部分熔融作用与相关构造的关系也具有重要意义. 通过对北喜马拉雅佩枯花岗岩开展系统的 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学和地球化学研究, 结果表明佩枯花岗岩的结晶时间较长, 从 23.9 Ma 持续到 16.5 Ma, 并记录了 22.3±0.6 Ma 和 17.3±0.3 Ma 两期深熔作用. 全岩地球化学分析结果显示, 佩枯花岗岩具有高含量的 SiO₂ (71.87%~75.56%)、Al₂O₃ (13.57%~15.49%) 和 K₂O (3.34%~4.59%), 以及高的 K₂O/Na₂O 比值 (1.02~1.39) 和 A/CNK 值 (1.21~1.23), 属于高钾钙碱性过铝质花岗岩. 岩石强烈富集大离子亲石元素 Rb 和放射性生热元素 Th、U, 亏损 Ba、Nb、Sr、Zr 等元素; 轻重稀土元素分馏较强 ((La/Yb)_N = 10.76~16.60), 几乎无或弱的负 Eu 异常 (δEu = 0.76~0.97). 样品的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 值和 ε_{Nd}(t) 值变化范围分别为 0.736184~0.741258 和 -14.6~-14.3, 与大喜马拉雅变质沉积岩的 Sr-Nd 同位素组成一致, 表明其源岩可能为大喜马拉雅变质沉积岩. 样品 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 值较低而 Sr 浓度较高, 且随着 Ba 浓度的增加, Rb/Sr 比值基本不变, 与水致白云母部分熔融的特征和趋势一致, 表明佩枯花岗岩是水致白云母部分熔融的产物, 部分熔融作用可能与藏南拆离系的活动密切相关.

关键词: 北喜马拉雅; 佩枯花岗岩; 年代学; 地球化学; Sr-Nd 同位素; 成因机制.

中图分类号: P54

文章编号: 1000-2383(2016)06-0982-17

收稿日期: 2015-12-16

Geochronology and Formation Mechanism of the Paiku Granite in the Northern Himalaya, and Its Tectonic Implications

Wang Xiaoxian^{1,2,3,4}, Zhang Jinjiang^{3,4}, Wang Jiamin^{3,4}

1. Institute of Crustal Dynamics, China Earthquake Administration, Beijing 100085, China
2. Key Laboratory of Crustal Dynamics, China Earthquake Administration, Beijing 100085, China
3. School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China
4. Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution of the Ministry of Education, Peking University, Beijing 100871, China

Abstract: Situated in the middle of Tethyan Himalaya, northern Himalayan granites not only better our understanding of melting behaviors and mechanism of the crust during the collisional orogenic processes, but also facilitate the investigation and evaluation of tectonic-magmatic evolution of the Himalayan orogen. In this paper, we present geochronological, geochemical and Sr-Nd isotopic data of the Paiku granites in the northern Himalaya. LA-MC-ICP-MS zircon U-Pb dating reveals that Paiku granites were crystallized from 23.9 Ma to 16.5 Ma and have experienced at least two episodes of anatexis at 22.3±0.6 Ma and 17.3±0.3 Ma, respectively. The age of 17.3±0.3 Ma probably represents the final crystallized timing. Bulk-rock major and trace elements analyses indicate that Paiku granites were characterized by high SiO₂ (71.87% to 75.56%), Al₂O₃ (13.57% to 15.49%), K₂O (3.34% to 4.59%), and high values of K₂O/Na₂O (1.02 to 1.39), A/CNK (1.21 to 1.23), and enrichment in

基金项目: 国家自然科学基金项目 (Nos. 41402175, 41172176); 中国地震局地壳应力研究所中央级公益性科研院所基本科研业务专项项目 (No. ZDJ2014-09).

作者简介: 王晓先 (1986-), 男, 助理研究员, 博士, 从事构造地质研究. E-mail: xiaoxianwang@pku.edu.cn

引用格式: 王晓先, 张进江, 王佳敏, 2016. 北喜马拉雅佩枯花岗岩年代学、成因机制及其构造意义. 地球科学, 41(6): 982-998.

Rb, Th, U, depletion in Ba, Nb, Sr, Zr and no or weak negative Eu anomalies ($(La/Yb)_N=10.76-16.60$), and strong fractionation between LREE and HREE ($\delta Eu=0.76-0.97$). These features demonstrate that Paiku granites belong to high potassium Calc-alkaline and peraluminous granites. The values of $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ and $\epsilon_{Nd}(t)$ range from 0.736 184 to 0.741 258 and from -14.6 to -14.3 , and can compare well with the metasedimentary rock in the Greater Himalaya Crystalline complex (GHC). It is inferred that the Paiku granites were generated from partial melting of the GHC metasedimentary rocks. The granites show relatively high Sr, but low Rb and Rb/Sr which are nearly constant relative to large variations in Ba concentrations. These features are concordant with the trend of fluxed muscovite partial melting. Based on above evidences, we suggest the Paiku granites were derived from fluxed partial melting of the GHC metasedimentary rock, possibly related closely with the structural activity along the South Tibet detachment system (STDS).

Key words: the northern Himalaya; Paiku granites; geochronology; geochemistry; Sr-Nd isotopes; formation mechanism.

喜马拉雅造山带是新生代印度—欧亚大陆碰撞—汇聚的产物,在碰撞的中晚期(晚始新世—中新世)地壳物质发生强烈的深熔作用(Le Fort, 1975; Searle *et al.*, 1997; Harrison *et al.*, 1999; Searle and Godin, 2003; Lee *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2004; Zeng *et al.*, 2009, 2011, 2014; 高利娥等, 2013; Gao and Zeng, 2014; Liu *et al.*, 2014; 吴福元等, 2015),形成了两条延伸数千公里的花岗岩带,即北喜马拉雅花岗岩带和大喜马拉雅淡色花岗岩带,这些花岗岩/淡色花岗岩主要沿碰撞造山过程形成的伸展构造分布(Harrison *et al.*, 1997; Searle *et al.*, 2003; Annen *et al.*, 2006; Cottle *et al.*, 2007; Lee and Whitehouse, 2007; Yang *et al.*, 2009; Kellett *et al.*, 2010; Larson *et al.*, 2010; Leloup *et al.*, 2010; Sachan *et al.*, 2010; Chambers *et al.*, 2011; Liu *et al.*, 2012; Yan *et al.*, 2012),并与造山带的演化过程关系密切,是研究造山作用中晚期深部构造—岩浆活动的重要“岩石探针”(莫宣学等, 2003)。

北喜马拉雅花岗岩带位于特提斯喜马拉雅(THS)的中部,由一系列出露于北喜马拉雅片麻岩穹窿(NHGD)核部的不连续分布的花岗岩体组成,自西向东包括昌果、佩枯错、麻布迦、萨迦、拉轨岗日、然巴、雅拉香波等岩体。近年来,许多学者对这些岩体进行了大量的年代学研究发现,北喜马拉雅花岗岩形成时间跨度较大,如东部的雅拉香波穹窿中二云母花岗岩年龄可达 $44\sim 43$ Ma(Zeng *et al.*, 2009),而然巴穹窿中淡色花岗岩的年龄仅为 7.6 Ma(Liu *et al.*, 2014),但绝大多数岩体的年龄集中于 $26\sim 13$ Ma(Harrison *et al.*, 1997; Zhang *et al.*, 2004; Aoya *et al.*, 2005; Lee *et al.*, 2006; Kawakami *et al.*, 2007; Lee and Whitehouse, 2007; Larson *et al.*, 2010; Leloup *et al.*, 2010; Mitsuishi *et al.*, 2012; Yan *et al.*, 2012; 高利娥

等, 2013; Gao *et al.*, 2013; Lederer *et al.*, 2013; Gao and Zeng, 2014)。虽然对于北喜马拉雅花岗岩的形成时代已经有了较为准确的厘定,但有关花岗岩的成因问题仍然存在不少的争议。目前,争议的焦点集中在以下两方面。(1)花岗岩的源区。绝大部分学者认为花岗岩来自大喜马拉雅结晶杂岩(GHC)中变质沉积岩的部分熔融(Zhang *et al.*, 2004; 张宏飞等, 2005; Gao *et al.*, 2013; Gao and Zeng, 2014);而 Zeng *et al.* (2009)基于对雅拉香波穹窿中花岗岩的 Sr-Nd 同位素研究,认为其源区为增厚地壳中的角闪岩,并有少量变质泥岩参与;谢克家等(2010)通过对打拉淡色花岗岩的研究,认为其可能是下地壳基性物质部分熔融的产物。(2)花岗岩的形成机制。大多数的喜马拉雅花岗岩主要来自白云母部分熔融这一结论已基本无异议(Harris *et al.*, 1995; Harrison *et al.*, 1997, 1998; Patiño Douce and Harris, 1998),但导致白云母部分熔融的触发因素还具有较大的争议,如 Le Fort *et al.* (1987)认为水等流体的加入可能是导致部分熔融的主要因素,但是 Harris and Inger(1992)通过实验岩石学研究发现,在无外来流体的情况下,部分熔融也可以发生;而 Harris and Massey(1994)和 Davidson *et al.* (1997)认为造山过程中相关的伸展构造发生活动导致的构造减压是部分熔融的主要触发因素;后期 Visonà and Lombardo(2002)提出断裂活动过程中的剪切摩擦生热和放射性同位素生热可以导致部分熔融,但理论计算表明,单纯的剪切摩擦生热和地壳放射性生热元素生热很难产生大规模的岩浆作用(Nabelek and Liu, 2004)。由此可见,北喜马拉雅花岗岩的成因问题仍然需要进一步的研究,尤其是来自岩石学、地球化学、同位素地球化学等方面的约束。

本次研究采集喜马拉雅造山带中段的佩枯花岗岩样品,在进行精确的 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb

年代学分析的基础上,开展全岩主量元素、微量元素和 Sr-Nd 同位素地球化学分析,从而厘定花岗岩的结晶年龄,并探讨其源区和源岩、成因机制以及构造意义.

1 地质概况及样品描述

狭义的喜马拉雅造山带指雅鲁藏布江缝合带与主前锋逆冲断裂(MFT)之间、由新生代印度-欧亚大陆碰撞形成的强烈变形、变质带.造山带自北向南发育一系列北倾的断裂,包括藏南拆离系(STDS)、主中央逆冲断裂(MCT)、主边界逆冲断裂(MBT)和 MFT;被这些断裂分隔的岩石-构造单元自北向南依次为 THS、GHC、LHS 和西瓦里克前陆盆地沉积(SS)(图 1).其中,最北部的 THS 主要由早古生代到始新世的、经历极低级变质的碎屑岩和碳酸盐岩组成(Brookfield, 1993; 张克信等, 2015),在其中部自西向东分布一系列片麻岩穹窿——NHGD,是北喜马拉雅伸展构造的重要组成部分(张进江, 2007),其核部多出露新生代淡色花岗岩或二云母花岗岩,称为北喜马拉雅花岗岩带(Yin, 2006);GHC

位于 STDS 和 MCT 之间,为中高级变质结晶杂岩(Aikman *et al.*, 2008),其上部靠近 STDS 处发育大量的淡色花岗岩体,形成延伸数千公里的花岗岩带,即大喜马拉雅淡色花岗岩带(Yin, 2006, 图 1);LHS 位于 MCT 和 MBT 之间,由碎屑沉积岩和低级变质岩组成(Brookfield, 1993);SS 位于 MBT 和 MFT 之间,主要为中新世-早更新世的海相和陆相沉积.

佩枯错穹窿位于 THS 中部的吉隆地区(图 1),详细的野外地质填图结果表明,佩枯错穹窿由分布于佩枯错湖两侧的东、西两部分组成,并出露与其他典型穹窿(如雅拉香波穹窿和然巴穹窿)(张进江等, 2007;Guo *et al.*, 2008)相似的构造-岩石组成.本文研究区聚焦于湖西侧部分,根据出露岩石的变质-变形程度可将穹窿划分为核-幔-边 3 个构造层(图 2),其中核部主要由斑状花岗岩(图 3a, 3b)和糜棱岩化二云母花岗岩(图 3c, 3d)组成,靠近岩体的局部地区发育砂卡岩和钙质片岩,且有后期的淡色花岗岩脉侵入钙质片岩中;幔部主要由中级变质沉积岩组成,如十字石-石榴石二云母片岩、红柱石-十字石二云母片岩等;边部为低级变质和未变质的 THS,主要岩石类型包括千枚岩、板岩、灰岩、泥页岩等.

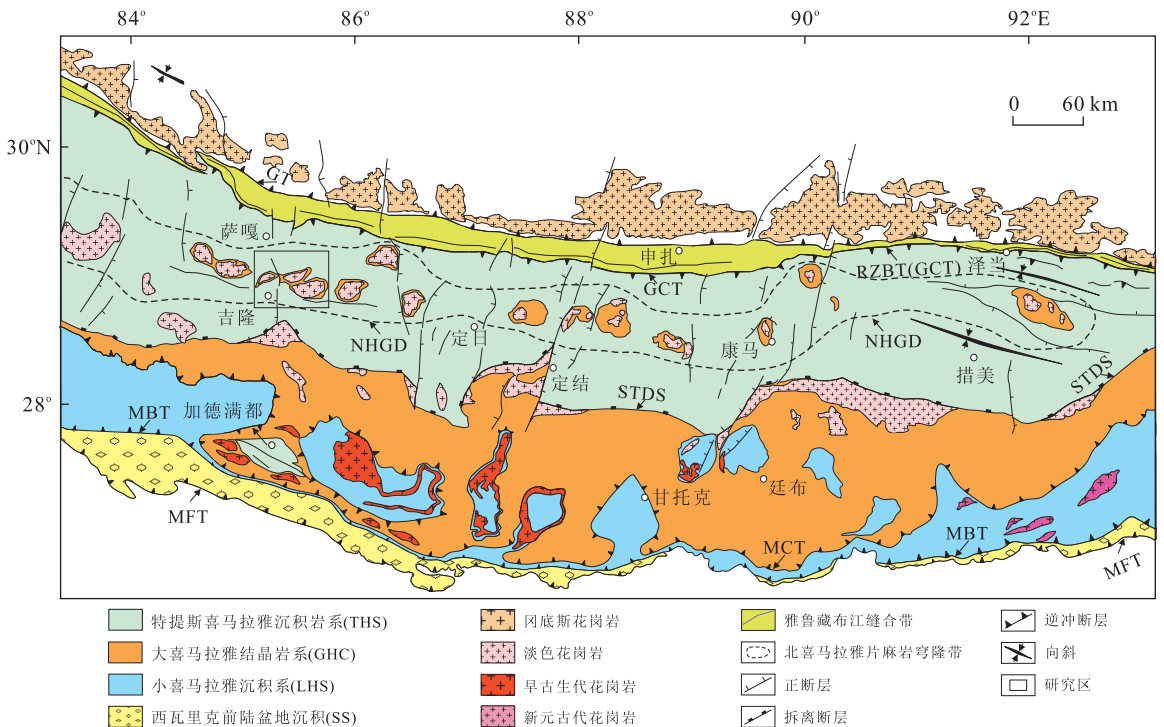


图 1 喜马拉雅造山带中东段地质简图

Fig. 1 Geological sketch of the central and eastern Himalayan orogen

GT. 冈底斯逆冲断裂;RZBT. 仁布-泽当反冲断层;GCT. 大反冲断层;YGR. 亚东-谷露裂谷;STDS. 藏南拆离系;MCT. 主中央逆冲断裂;MBT. 主边界逆冲断裂;MFT. 主前锋逆冲断裂;NHGD. 北喜马拉雅片麻岩穹窿;据王晓先等(2015)修改

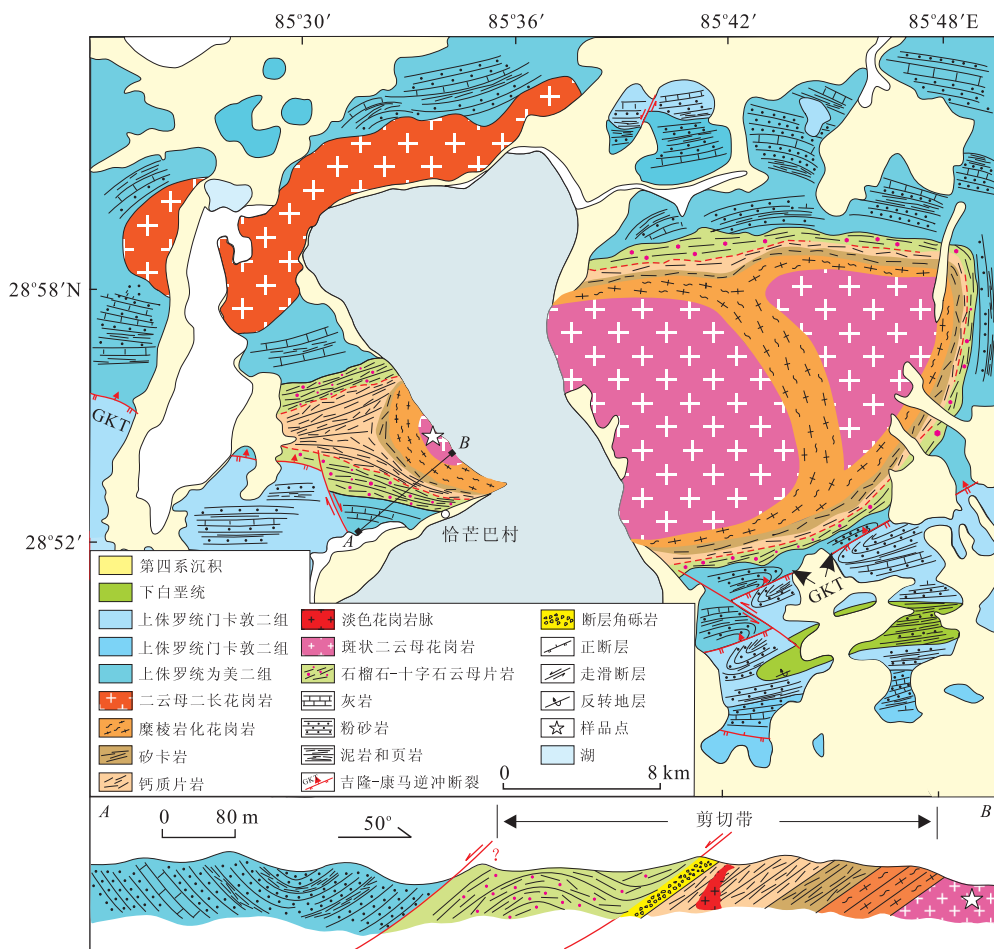


图 2 北喜马拉雅佩枯穹窿地质图

Fig. 2 Geological sketch of the Paiku Co dome in northern Himalaya

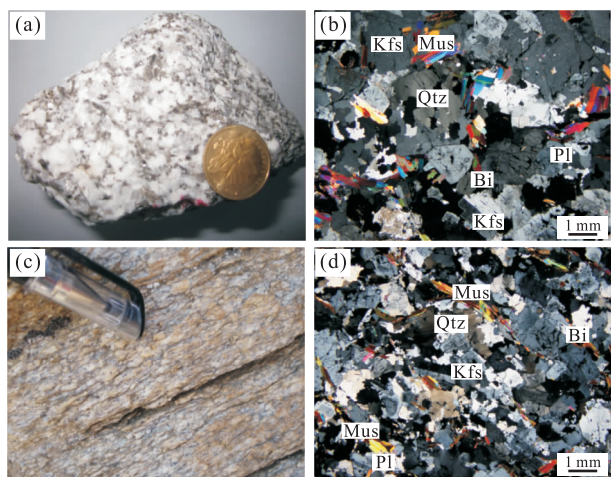


图 3 佩枯穹窿核部花岗岩野外和显微照片

Fig. 3 Photographs and photomicrographs of the granites in the core of Paiku Co dome

a. 斑状花岗岩手标本照片; b. 斑状花岗岩矿物组合, 正交偏光; c. 糜棱岩化二云母花岗岩露头照片; d. 糜棱岩化二云母花岗岩矿物组合; Qtz, 石英; Kfs, 钾长石; Pl, 斜长石; Bi, 黑云母; Mus, 白云母, 正交偏光

本次研究中进行锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Sr-Nd 同位素分析的样品均采集自穹窿核部的斑状花岗岩体中(图 2). 岩石整体呈灰白色, 中粗粒斑状结构, 斑晶为粗大的钾长石, 粒径为 3~8 mm (图 3a); 显微镜下观察主要矿物包括石英(40%)、钾长石(35%)、斜长石(10%)、白云母(10%)和少量的黑云母(5%)(图 3b).

2 分析方法

2.1 锆石 U-Pb 定年

从样品 PKC-21 中笔者挑选出锆石单矿物, 对其进行 LA-MC-ICP-MS U-Pb 定年. 锆石用常规方法分选, 并在双目镜下挑纯. 将锆石置于环氧树脂中, 然后磨制约一半暴露出锆石内部, 用于阴极发光研究及随后的 LA-MC-ICP-MS U-Pb 分析. 锆石阴极荧光照相(CL 图像)在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室的扫描电镜室完成. 锆石 LA-

MC-ICP-MS U-Pb 同位素测试在天津地质矿产研究所同位素实验室进行,所用仪器为 Thermo Fisher 公司生产的 Neptune 型多接收器等离子体质谱仪 (MC-ICP-MS),并结合美国 ESL 公司生产的 UP193-FX ArF 准分子激光器,激光剥蚀束斑直径为 $35\ \mu\text{m}$,激光能量密度为 $2.5\ \text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$,频率为 $10\ \text{Hz}$,激光剥蚀物质以 He 为载气送入 Neptune 的电感耦合等离子体。GJ-1 作为外部锆石年龄标准进行 U-Pb 同位素分馏校正 (Black *et al.*, 2003; Jackson *et al.*, 2004)。在测试过程中,每测定 7 个样品点前后重复测试两次锆石标样 GJ-1。数据的离线处理采用 ICPMSDataCal 程序 (Liu *et al.*, 2010) 完成,锆石年龄谐和图用 Isoplot/Ex(3.0) 程序 (Ludwig, 2003) 获得。

2.2 主量元素和微量元素

野外采集样品经挑选较新鲜、无蚀变的部分碎至 200 目,在加拿大 ACME 实验室完成全岩主量元素和微量元素测定。主量元素采用电感耦合等离子体发射光谱仪 (ICP-ES) 测定,分析精度优于 5%;微量元素采用 Agilent 7500a 型电感耦合等离子体质谱 (ICP-MS) 测定,分析精度优于 5%~10%。

2.3 Sr-Nd 同位素

Rb、Sr、Sm 和 Nd 同位素的分离和提纯在北京

大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成, Sr、Nd 同位素比值的测定在天津地质矿产研究所热电质谱仪 TRITON 上完成。同位素比值测试过程中, 90° 扇形磁分析器的有效半径为 $81\ \text{cm}$,加速电压为 $10\ \text{kV}$ 时分析质量数为 $3\sim 320\ \text{u}$,分辨率大于 450 (10%峰谷定义);灵敏度大于 $3\ \text{ion}/100\ \mu\text{mol}$ 或 $1/500$,丰度灵敏度 $\leq 10\times 10^{-9}$,具体实验原理和流程见濮巍等 (2004)。在样品测试过程中,所测定的 JNDI Nd 同位素标样和 NBS-987 Sr 标样的 Nd-Sr 同位素值分别为 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512\ 107\pm 0.000\ 004(2\sigma)$ 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710\ 265\pm 0.000\ 004(2\sigma)$ 。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 定年

佩枯斑状花岗岩样品 PKC-21 的锆石阴极发光图像 (图 4) 显示,锆石颗粒呈自形一半自形,长柱状,棱角清晰,粒径为 $150\sim 250\ \mu\text{m}$,长宽比为 $2:1\sim 3:1$ 。多数锆石具有核-幔一边结构,核部和幔部为继承锆石,其中核部较小,色调灰暗;幔部形状不规则,色调灰白,多数发育岩浆震荡环带,少数锆石幔部色调不均一;边部宽度为 $40\sim 60\ \mu\text{m}$,色调黑暗

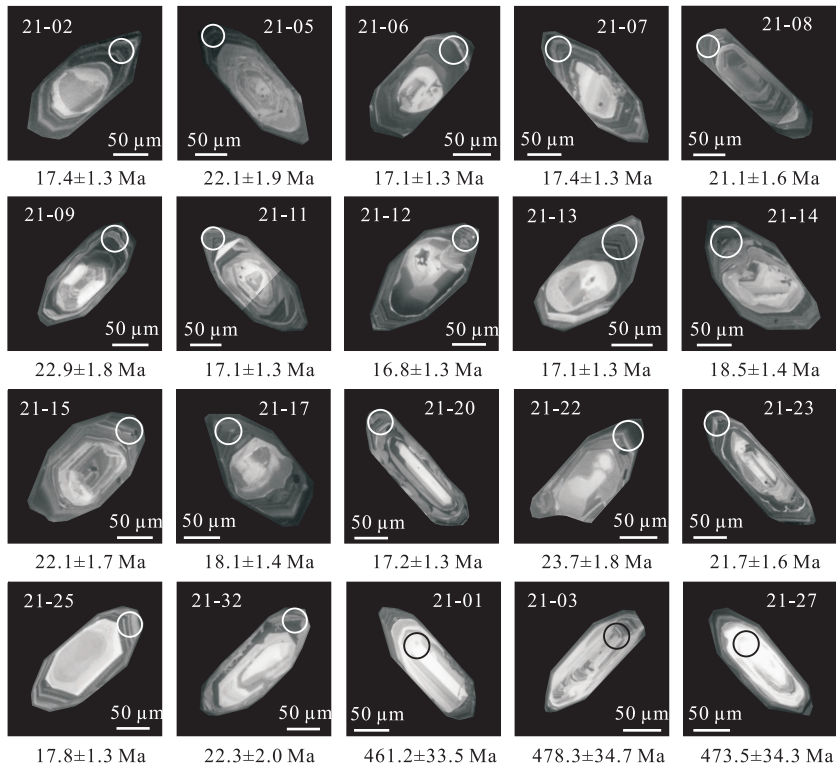


图 4 佩枯花岗岩样品代表性锆石 CL 图像

Fig. 4 Representative CL images of the zircons from Paiku granite

表 1 佩枯花岗岩 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年分析数据
Table 1 Zircon LA-MC-ICP-MS U-Pb analytical data of the Paiku granite

分析点号	Th (10 ⁻⁶)	U (10 ⁻⁶)	Th/U	同位素比值				表观年龄(Ma)							
				²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1σ
PKC-21-01	131.3	527.9	0.25	0.597 30	0.052 95	0.074 17	0.005 58	0.018 23	0.002 51	475.5	33.7	461.2	33.5	365.1	49.9
PKC-21-02	19.1	850.3	0.02	0.018 03	0.001 48	0.002 70	0.000 20	0.000 88	0.000 31	18.1	1.5	17.4	1.3	17.9	6.2
PKC-21-03	297.6	371.1	0.80	0.600 38	0.046 91	0.077 03	0.005 80	0.017 12	0.002 03	477.5	29.8	478.3	34.7	343.1	40.3
PKC-21-04	43.6	533.8	0.08	0.021 69	0.002 13	0.003 06	0.000 24	0.001 00	0.000 19	21.8	2.1	19.7	1.5	20.3	3.7
PKC-21-05	62.7	803.9	0.08	0.022 32	0.002 86	0.003 43	0.000 29	0.001 01	0.000 40	22.4	2.8	22.1	1.9	20.4	8.1
PKC-21-06	54.9	814.8	0.07	0.017 53	0.001 51	0.002 66	0.000 20	0.000 87	0.000 23	17.6	1.5	17.1	1.3	17.6	4.6
PKC-21-07	34.2	834.7	0.04	0.017 19	0.002 73	0.002 70	0.000 20	0.001 79	0.000 91	17.3	2.7	17.4	1.3	36.2	18.3
PKC-21-08	17.1	850.0	0.02	0.020 95	0.004 89	0.003 28	0.000 25	0.000 95	0.001 19	21.1	4.9	21.1	1.6	19.2	24.1
PKC-21-09	11.1	855.1	0.01	0.022 95	0.001 89	0.003 55	0.000 27	0.000 66	0.000 63	23.0	1.9	22.9	1.8	13.3	12.7
PKC-21-10	310.0	318.6	0.97	0.892 43	0.070 70	0.100 70	0.007 80	0.023 09	0.003 59	647.7	38.0	618.5	45.7	461.4	70.9
PKC-21-11	70.5	962.3	0.07	0.017 64	0.001 40	0.002 65	0.000 20	0.000 56	0.000 07	17.8	1.4	17.1	1.3	11.2	1.5
PKC-21-12	100.3	1 069.2	0.09	0.017 52	0.001 43	0.002 62	0.000 20	0.000 83	0.000 11	17.6	1.4	16.8	1.3	16.7	2.2
PKC-21-13	50.9	819.0	0.06	0.016 63	0.001 49	0.002 66	0.000 20	0.000 54	0.000 17	16.7	1.5	17.1	1.3	10.8	3.5
PKC-21-14	130.4	1 523.6	0.09	0.018 08	0.001 72	0.002 87	0.000 22	0.000 54	0.000 07	18.2	1.7	18.5	1.4	10.9	1.4
PKC-21-15	9.7	456.4	0.02	0.022 42	0.001 91	0.003 44	0.000 26	0.003 89	0.000 71	22.5	1.9	22.1	1.7	78.5	14.2
PKC-21-16	20.6	844.9	0.02	0.024 41	0.002 11	0.003 71	0.000 29	0.001 35	0.000 30	24.5	2.1	23.9	1.9	27.2	6.2
PKC-21-17	24.6	844.5	0.03	0.017 75	0.001 50	0.002 81	0.000 22	0.000 87	0.000 21	17.9	1.5	18.1	1.4	17.5	4.3
PKC-21-18	80.6	889.1	0.09	0.017 29	0.001 37	0.002 65	0.000 20	0.000 70	0.000 08	17.4	1.4	17.1	1.3	14.1	1.7
PKC-21-19	55.3	814.6	0.07	0.017 02	0.001 42	0.002 63	0.000 20	0.000 50	0.000 09	17.1	1.4	16.9	1.3	10.1	1.9
PKC-21-20	30.9	837.7	0.04	0.016 84	0.002 70	0.002 68	0.000 20	0.003 09	0.000 56	17.0	2.7	17.2	1.3	62.3	11.3
PKC-21-21	30.3	839.5	0.04	0.016 29	0.001 70	0.002 56	0.000 19	0.001 28	0.000 31	16.4	1.7	16.5	1.2	25.9	6.4
PKC-21-22	23.8	840.6	0.03	0.023 83	0.003 70	0.003 68	0.000 28	0.005 20	0.000 95	23.9	3.7	23.7	1.8	104.8	19.0
PKC-21-23	25.8	841.0	0.03	0.022 54	0.002 44	0.003 37	0.000 25	0.001 04	0.000 59	22.6	2.4	21.7	1.6	20.9	11.9
PKC-21-24	61.3	808.2	0.08	0.017 60	0.001 60	0.002 70	0.000 20	0.000 85	0.000 13	17.7	1.6	17.4	1.3	17.1	2.6
PKC-21-25	106.6	1 362.3	0.08	0.017 09	0.001 42	0.002 76	0.000 21	0.001 27	0.000 13	17.2	1.4	17.8	1.3	25.7	2.6
PKC-21-26	180.8	1 904.5	0.09	0.018 05	0.001 52	0.002 82	0.000 21	0.001 28	0.000 20	18.2	1.5	18.2	1.4	25.9	4.1
PKC-21-27	145.4	515.9	0.28	0.595 98	0.045 46	0.076 22	0.005 72	0.021 50	0.001 74	474.7	28.9	473.5	34.3	430.0	34.4
PKC-21-28	86.7	742.1	0.12	0.102 78	0.007 96	0.013 48	0.001 04	0.004 96	0.000 41	99.3	7.3	86.3	6.6	100.1	8.2
PKC-21-29	92.3	740.1	0.12	0.105 88	0.008 54	0.013 50	0.001 07	0.001 93	0.000 19	102.2	7.8	86.4	6.8	38.9	3.9
PKC-21-30	35.6	830.4	0.04	0.023 28	0.003 09	0.003 34	0.000 26	0.003 15	0.000 67	23.4	3.1	21.5	1.6	63.6	13.5
PKC-21-31	140.6	759.9	0.19	0.175 33	0.013 99	0.025 45	0.001 99	0.000 53	0.000 45	164.0	12.1	162.0	12.5	10.6	9.1
PKC-21-32	42.3	823.8	0.05	0.021 95	0.002 97	0.003 47	0.000 31	0.002 71	0.000 79	22.0	3.0	22.3	2.0	54.7	15.9

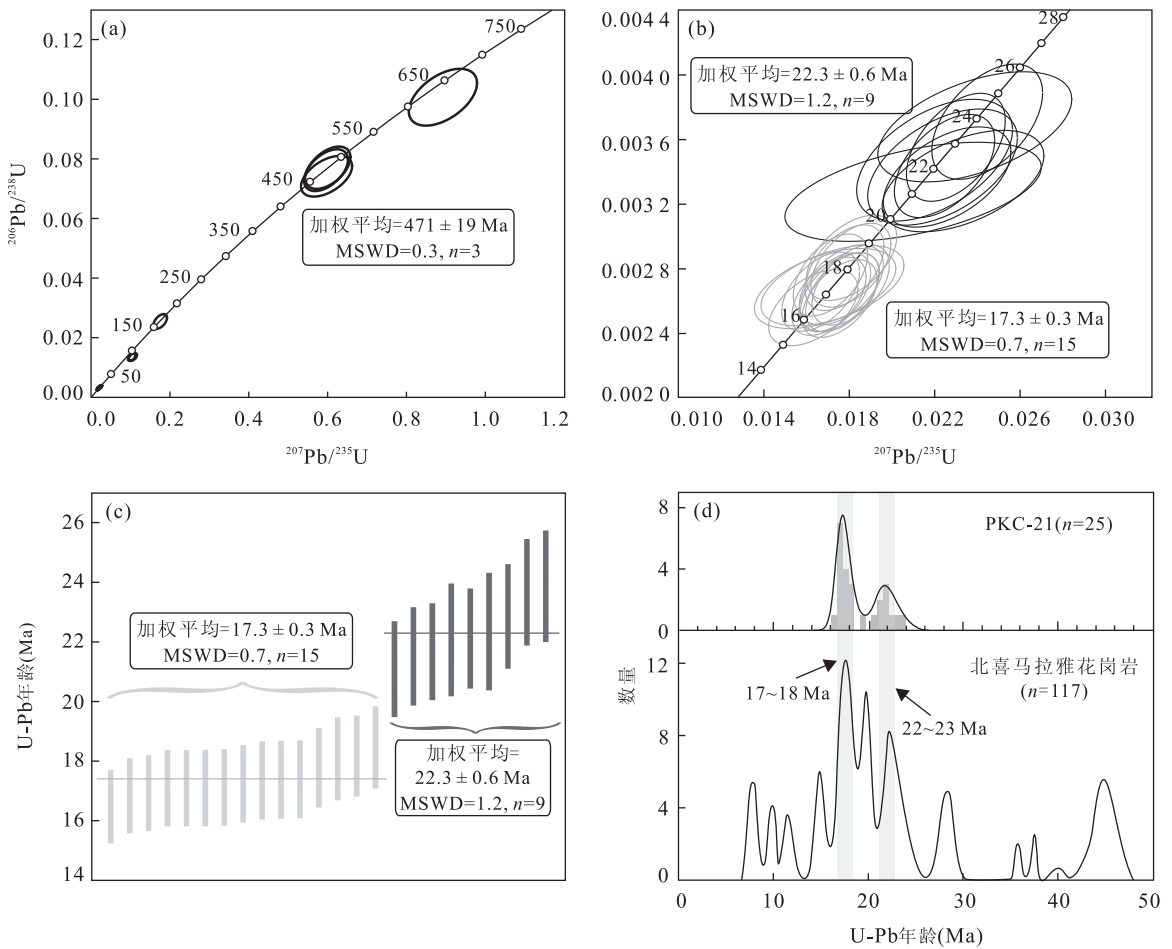


图 5 佩枯花岗岩锆石 U-Pb 年龄谐和图(a,b)、分布(c)及北喜马拉雅花岗岩年龄统计(d)

Fig. 5 Zircon U-Pb concordia diagram (a, b), distribution (c) of the Paiku granite, and statistics of U-Pb ages of the northern Himalayan granites (d)

并发育密集的韵律生长环带(图 4), 表明为岩浆成因。少数锆石仅发育核一边结构, 核部色调较亮, 可见微弱的震荡环带(图 4)。本次研究选择锆石边部色调较暗的韵律生长环带进行 LA-MC-ICP-MS U-Pb 同位素测定。

笔者对样品 PKC-11 共进行了 32 个点位分析, 其中 28 个分析点位于锆石边部的韵律环带上, 另外 4 个分析点位于锆石幔部的震荡环带上, 测试数据列于表 1。位于锆石幔部的 4 个分析点其 U 和 Th 含量分别为 $318.6 \times 10^{-6} \sim 527.9 \times 10^{-6}$ 和 $131.3 \times 10^{-6} \sim 310.0 \times 10^{-6}$, Th/U 比值较高, 为 0.25 ~ 0.97, 在 U-Pb 年龄谐和图中, 3 个分析点位于谐和线上且年龄较集中, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表观年龄为 478.3 ~ 461.2 Ma, 加权平均年龄为 471 ± 19 Ma (MSWD=0.3), 与喜马拉雅造山带中早古生代花岗岩年龄(王晓先等, 2011; Wang *et al.*, 2012) 以及 GHC 变质沉积岩中碎屑锆石的峰值年龄(Zhu *et*

al., 2011) 一致, 笔者推测继承锆石来自早古生代的花岗岩, 经风化剥蚀作用而沉积于 GHC 变质沉积岩内, 最终通过深熔作用进入新生代花岗岩。边部 28 个分析点的 U 和 Th 含量分别为 $456.4 \times 10^{-6} \sim 1904.5 \times 10^{-6}$ 和 $9.7 \times 10^{-6} \sim 180.8 \times 10^{-6}$, Th/U 比值为 0.01 ~ 0.19, 剔除 3 个 Th/U 比值大于 0.10 的分析点, 其余 25 点 Th/U 比值均不大于 0.10, 且发育暗色的韵律生长环带, 属于典型深熔作用成因的锆石(Wu and Zheng, 2004)。在 U-Pb 年龄谐和图中, 24 个分析点位于谐和线上, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表观年龄为 23.9 ~ 16.5 Ma(图 5), 暗示较长时间的深熔作用, 24 个分析点可分为两组(图 5b, 5c): 第一组共 9 个分析点, 其年龄为 23.9 ~ 21.1 Ma, 加权平均年龄为 22.3 ± 0.6 Ma (MSWD=1.2); 第二组共 15 个分析点, 其年龄范围为 18.5 ~ 16.5 Ma, 加权平均年龄为 17.3 ± 0.3 Ma (MSWD=0.7)。两组年龄记录了两期深熔作用, 而 17.3 ± 0.3 Ma (MSWD=0.7) 代

表 2 佩枯花岗岩全岩主量元素、微量元素和 Sr-Nd 同位素分析数据

Table 2 Whole-rock major elements, trace elements and Sr-Nd isotopes of the Paiku granites

样品号	PKC-15	PKC-16	PKC-17	PKC-18	PKC-19	PKC-20
SiO ₂	71.87	72.53	73.58	74.94	75.04	75.51
Al ₂ O ₃	15.49	15.22	14.69	13.85	13.78	13.57
Fe ₂ O ₃	1.39	1.45	1.39	1.33	1.32	1.25
CaO	1.18	1.28	1.27	1.16	1.29	1.21
MgO	0.46	0.49	0.47	0.45	0.43	0.42
K ₂ O	4.59	3.95	3.70	3.84	3.34	3.41
Na ₂ O	3.30	3.51	3.49	3.07	3.28	3.18
TiO ₂	0.18	0.19	0.18	0.17	0.17	0.17
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.09
MnO	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02
LOI	1.30	1.20	1.10	1.00	1.20	1.10
Sum	99.89	99.92	99.93	99.92	99.93	99.92
A/NK	1.49	1.51	1.51	1.50	1.53	1.52
A/CNK	1.23	1.23	1.22	1.22	1.21	1.22
CaO/Na ₂ O	0.36	0.36	0.36	0.38	0.39	0.38
K ₂ O/Na ₂ O	1.39	1.13	1.06	1.25	1.02	1.07
Be	9.0	4.0	6.0	4.0	5.0	4.0
Sc	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0
V	20.0	21.0	15.0	13.0	15.0	16.0
Ba	764.0	558.0	429.0	518.0	377.0	419.0
Co	3.0	2.6	2.2	2.2	2.1	2.1
Cs	7.2	7.2	8.5	8.4	8.2	8.3
Ga	16.2	17.3	16.0	15.2	14.6	15.6
Hf	2.4	2.1	2.1	2.7	2.5	2.8
Nb	4.5	5.6	3.7	3.2	4.8	4.1
Rb	193.0	183.2	166.7	174.2	161.7	159.4
Sr	202.4	182.7	160.2	165.9	168.3	166.5
Ta	0.4	0.5	0.7	0.6	0.6	0.4
Th	9.6	8.6	7.4	8.0	8.8	8.4
U	1.8	1.9	1.3	2.0	1.7	1.5
Zr	79.3	75.4	67.3	78.6	78.5	78.2
Pb	4.0	3.6	3.7	4.3	3.3	2.9
Zn	39.0	44.0	42.0	40.0	41.0	39.0
Y	11.6	14.2	10.3	11.5	11.2	12.9
La	20.30	20.70	17.60	19.90	20.60	19.50
Ce	43.10	44.00	35.80	39.10	40.50	40.30
Pr	4.88	4.75	4.23	4.50	4.58	4.71
Nd	16.50	20.90	17.30	15.20	17.70	15.70
Sm	3.97	3.99	3.50	3.64	3.85	3.78
Eu	1.17	0.99	0.85	0.90	0.84	0.94
Gd	3.20	3.14	2.64	2.80	2.67	3.07
Tb	0.49	0.49	0.42	0.41	0.40	0.48
Dy	2.62	2.62	1.87	2.67	2.28	2.64
Ho	0.41	0.48	0.45	0.38	0.42	0.47
Er	1.38	1.49	0.96	0.98	1.04	1.30
Tm	0.18	0.22	0.14	0.16	0.15	0.19
Yb	0.97	1.04	1.06	0.86	1.03	1.30
Lu	0.13	0.17	0.17	0.13	0.15	0.19
Rb/Sr	0.95	1.00	1.04	1.05	0.96	0.96
LREE	89.92	95.33	79.28	83.24	88.07	84.93
HREE	9.38	9.65	7.71	8.39	8.14	9.64
TREE	99.30	104.98	86.99	91.63	96.21	94.57
(La/Sm) _N	3.30	3.35	3.25	3.53	3.45	3.33
(Gd/Yb) _N	2.73	2.50	2.06	2.69	2.14	1.95
(La/Yb) _N	15.01	14.28	11.91	16.60	14.35	10.76
δEu	0.97	0.83	0.82	0.83	0.76	0.82
T _{Zr}	742	739	730	745	744	745
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	2.69	2.83			2.71	2.70
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.737 396	0.736 868			0.741 913	0.741 426
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.736 746	0.736 184			0.741 258	0.740 773
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.15	0.12			0.14	0.15
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.511 900	0.511 893			0.511 889	0.511 884
ε _{Nd} (t)	-14.3	-14.4			-14.5	-14.6
t _{DM2}	1 982	1 996			2 002	2 007

注:主量元素单位为%,微量元素单位为 10⁻⁶;LOI 为烧失量,单位为%;T_{Zr}单位为℃;t_{DM2}单位为 Ma;A/NK=摩尔 Al₂O₃/(Na₂O+K₂O),A/CNK=摩尔 Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O);δEu=2Eu_N/(Sm_N+Gd_N),其中 N 为球粒陨石标准化值(据 Sun and McDonough, 1989)。T_{Zr}={12 900/[ln(496 000/M_{Zr})+0.85M+2.95]}-273.15,其中 M_{Zr}为熔体中 Zr 含量,令 Si+Al+Fe+Mg+Ca+Na+K+P=1(原子分数),M=(2Ca+K+Na)/(Si+Al)(Watson and Harrison, 1983)。⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 和¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd 通过 ICP-MS 测试的微量元素 Rb, Sr, Sm 和 Nd 计算所得,计算公式为⁸⁷Rb/⁸⁶Sr=⁸⁷Rb/⁸⁶Sr × 2.981,¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=Sm/Nd × [0.531 497+0.142 521 × (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_s],(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i=(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_s+(⁸⁷Rb/⁸⁶Sr)(e^{λt}-1),(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i=(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_s+(¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)(e^{λt}-1);ε_{Nd}(t)=[(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_s/(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{CHUR}-1] × 10⁴,f_{Sm/Nd}=(¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{CHUR}-1, (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{CHUR}=0.512 638, (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{CHUR}=0.196 7, (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{DM}=0.513 15, (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{DM}=0.213 7;λ_{Rb}=1.42 × 10⁻¹²/a(Steiger and Jäger, 1977),λ_{Sm}=6.54 × 10⁻¹²/a(Lugmair and Marti, 1978);下标 s 代表样品实测值;二阶段模式年龄 t_{DM2}的计算见 Jahn *et al.* (1999)。

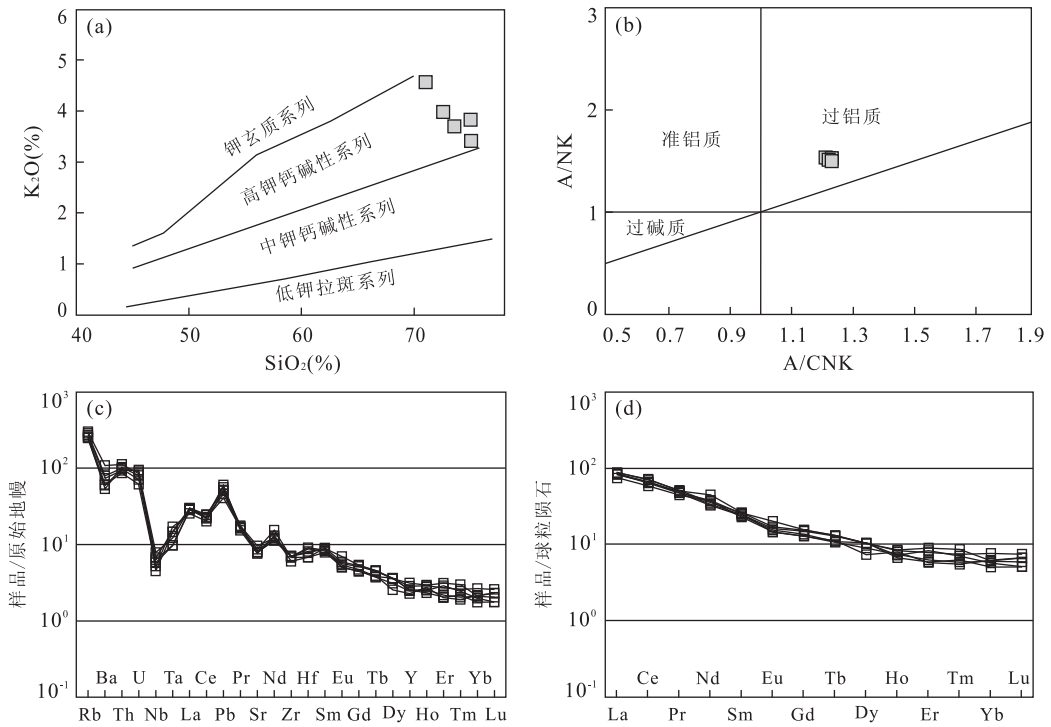


图 6 佩枯花岗岩的 K_2O-SiO_2 (a)、 $A/NK-A/CNK$ (b) 关系及原始地幔标准化蛛网图 (c) 和球粒陨石标准化稀土元素配分模式 (d)

Fig. 6 The K_2O-SiO_2 relations (a), $A/NK-A/CNK$ relations (b), Chondrite-normalized REE patterns (c) and primitive mantle-normalized trace element spider diagram (d) of the Paiku granites

原始地幔和球粒陨石标准化值据 Sun and McDoug(1989)

表示了佩枯花岗岩最终的结晶年龄。

3.2 主量元素和微量元素

佩枯花岗岩具有较高的 SiO_2 (71.87% ~ 75.51%)、 Al_2O_3 (13.57% ~ 15.49%) 和 K_2O (3.34% ~ 4.59%) 含量; 样品的 K_2O/Na_2O 比值较高, 为 1.02 ~ 1.39 (表 2), 在 K_2O-SiO_2 图解中, 样品落在高钾钙碱性系列中 (图 6a); 样品 A/CNK 值为 1.21 ~ 1.23, 均大于 1.10, 在 $A/NK-A/CNK$ 图解中, 全部位于过铝质区域中 (图 6b)。总体来看, 佩枯花岗岩属于高钾钙碱性过铝质花岗岩。

在原始地幔标准化微量元素蛛网图中, 佩枯花岗岩显示 Rb、Th 和 U 的正异常以及 Ba、Nb、Sr 和 Zr 的负异常 (图 6c)。样品稀土元素总量 (TREE) 为 $86.99 \times 10^{-6} \sim 104.98 \times 10^{-6}$, 相对富集轻稀土元素 (LREE), 亏损重稀土元素 (HREE), $(La/Yb)_N$ 值为 10.76 ~ 16.60, 表明轻、重稀土元素分馏程度较强; 在球粒陨石标准化的稀土元素配分模式图中 (图 6d), 显示为右倾型的稀土分布曲线, 几乎无或较弱的负 Eu 异常, δEu 值为 0.76 ~ 0.97。

3.3 Sr-Nd 同位素

样品全岩 Sr 和 Nd 同位素测试结果列于表 2。

经过 $t = 17.3$ Ma 年龄校正后的 4 件样品的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值较高, 为 0.736 184 ~ 0.741 258; $\epsilon_{Nd}(t)$ 值较低, 为 -14.6 ~ -14.3, Sr-Nd 同位素初始比值变化不大。Nd 同位素二阶段亏损地幔模式年龄为 2 007 ~ 1 982 Ma, 暗示佩枯花岗岩可能来自于古老地壳的重熔。

4 讨论

4.1 北喜马拉雅花岗岩的时代

北喜马拉雅花岗岩的形成时代一直是喜马拉雅造山带新生代岩浆作用研究的焦点和热点。早期的年代学研究表明花岗岩结晶年龄主要集中于晚渐新世一早中新世 (26 ~ 13 Ma) (Harrison *et al.*, 1997; Zhang *et al.*, 2004; Aoya *et al.*, 2005; Lee *et al.*, 2006; Kawakami *et al.*, 2007; Lee and Whitehouse, 2007; Larson *et al.*, 2010; Leloup *et al.*, 2010; Mitsuishi *et al.*, 2012; Yan *et al.*, 2012; 高利娥等, 2013; Gao *et al.*, 2013; Lederer *et al.*, 2013; Gao and Zeng, 2014)。然而, 近几年随着测年技术的提升, 大量高质量的年代学数据被相继报道,

如在 THS 东部,前人获得的雅拉香波一打拉一确当花岗岩的年龄为 44~43 Ma (Aikman *et al.*, 2008; 戚学祥等, 2008; Zeng *et al.*, 2009); 在中部的麻布迦穹窿中淡色花岗岩年龄为 10 Ma (Kali *et al.*, 2010); 在然巴穹窿中, Liu *et al.* (2014) 获得的迄今为止最小的花岗岩年龄为 7.6 Ma. 这些年龄数据不断地改写淡色花岗岩的年龄跨度, 随着更多高精度的年代学数据的发表, 北喜马拉雅花岗岩的时代需要重新评估. 本文佩枯花岗岩中锆石 U-Pb 年龄分布在 23.9~16.5 Ma, 此年龄范围与近年来发表的北喜马拉雅花岗岩的年龄数据十分吻合, 且相对集中的 2 个年龄区间 (23.9~21.1 Ma 和 18.5~16.5 Ma) 也与吴福元等 (2015) 统计所获得的北喜马拉雅花岗岩的年龄峰一致 (图 5d), 暗示研究区存在较长时间的、多期次的深熔作用.

4.2 佩枯花岗岩的源区和源岩

北喜马拉雅花岗岩的源区和源岩是目前争议较大的话题, 现有的研究表明, 多数岩体为复合岩体 (Gao *et al.*, 2013), 由不同类型的花岗岩组成, 它们在 Sr-Nd 同位素组成上表现出的差异, 源自源岩部分熔融过程中发生不同的熔融反应 (Patiño Douce and Harris, 1998; Knesel and Davidson, 2002), 或岩浆不同演化程度的产物 (吴福元等, 2015), 但岩浆均来自同一源区. 总体来看, 喜马拉雅花岗岩可能的源区包括 GHC 变质沉积岩 (Daniel *et al.*, 1987; Harris and Inger, 1992; Harris and Massey, 1994; Harrison *et al.*, 1999)、LHS 变质沉积岩 (Le Fort *et al.*, 1987)、THS 角闪岩或基性岩 (Zeng *et al.*, 2009; 谢克家等, 2010) 等. 佩枯花岗岩主要的矿物组成为石英、钾长石、斜长石、白云母和黑云母, 且云母的含量较高, 在地球化学特征上表现为较高的 SiO_2 和 Al_2O_3 含量, 相对富集大离子亲石元素 Rb 及放射性生热元素 Th 和 U, 亏损 Ba、Nb、Sr、Zr 等元素, A/CNK 值均大于 1.1, 显示过铝质的特征, 这些特征表明佩枯花岗岩为壳源 S 型花岗岩. 另外, 样品具有较高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值 (0.736 184~0.741 258) 和较低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (-14.6~-14.3), Nd 同位素二阶段亏损地幔模式年龄 $t_{\text{DM}2}$ 为 2 007~1 982 Ma, 暗示岩浆来自古老大陆地壳的重熔. 为进一步探讨花岗岩可能的源岩, 笔者将佩枯花岗岩样品的 Sr、Nd 同位素成分与可能的源岩包括 GHC 变质沉积岩、LHS 变质沉积岩和 THS 片麻岩, 以及北喜马拉雅花岗岩样品进行综合对比 ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值统一以 $t =$

17 Ma 计算), 并表示在图 7 中. 对比结果显示, 4 件样品的 Sr、Nd 同位素成分均落入 GHC 变质沉积岩区域中, 且其 Nd 同位素二阶段亏损地幔模式年龄 (2 007~1 982 Ma) 与 GHC 变质沉积岩中碎屑锆石 2 000 Ma 的峰值年龄一致 (Ahmad *et al.*, 2000; Miller *et al.*, 2001; Richards *et al.*, 2005). 结合地球化学特征, 笔者推测岩浆可能来自 GHC 变质沉积岩的部分熔融, 但要准确限定其源岩, 仍然需要更多的来自实验岩石学和地球化学方面的证据.

4.3 佩枯花岗岩成因机制探讨

喜马拉雅造山带内 26~13 Ma 的花岗岩为典型的 S 型花岗岩, 多数是源岩通过白云母脱水熔融产生的 (Harris *et al.*, 1995; Harrison *et al.*, 1997, 1998; Patiño Douce and Harris, 1998; Zhang *et al.*, 2004; King *et al.*, 2011). 与白云母脱水熔融形成的花岗岩相比, 佩枯花岗岩具有完全不同的地球化学组成, 其 Sr 含量较高, 而 Rb/Sr 比值和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值相对较低, 造成这一结果的可能因素包括熔体形成时部分熔融机制的差异或熔体侵入过程中围岩的混染作用, 但考虑到样品 Sr、Nd 同位素相对均一, 不随 Rb、Sr 含量的变化而变化, 因此可以排除围岩混染的影响.

Knesel and Davidson (2002) 对 GHC 变质沉积岩进行部分熔融实验研究发现, 源岩早期在无水条件下发生白云母脱水熔融, 形成一套低 Sr、高 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值的淡色花岗岩; 后期随着含水流体的加入, 源岩发生水致部分熔融, 形成一套高 Sr、低

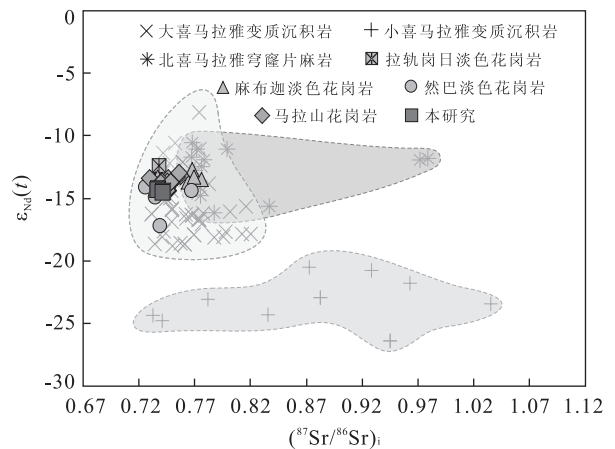


图 7 佩枯花岗岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 关系

Fig. 7 Relations of $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ from the Paiku granites. Sr-Nd 同位素数据来自 Ahmad *et al.* (2000)、Miller *et al.* (2001)、Richards *et al.* (2005)、张宏飞等 (2005)、Zeng *et al.* (2011)、Guo and Wilson (2012) 和 Gao and Zeng (2014)

($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值的花岗岩. 笔者搜集已经发表的分布于不同地区的花岗岩的 Sr 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 数据 (Harrison *et al.*, 1999; 张宏飞等, 2005; Guo and Wilson, 2012; Gao and Zeng, 2014), 统一以 $t = 17$ Ma 进行重新计算并绘制于图 8a 中. 从图 8a 中可以看出, 不同地区的花岗岩样品分布在 a_1 和 a_2 两个截然不同的区域中, 其中 a_1 区域内花岗岩具有低的 Sr 含量 ($10 \times 10^{-6} \sim 80 \times 10^{-6}$) 和高的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值 (> 0.75), 对应于部分熔融实验中无水条件下白云母脱水熔融形成的熔体; 而 a_2 区域中花岗岩具有高的 Sr 含量 ($> 50 \times 10^{-6}$) 和低的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值 (< 0.75), 对应于部分熔融实验中水致部分熔融形成的熔体 (图 8a). 佩枯花岗岩具有高的 Sr 含量 ($160.2 \times 10^{-6} \sim 202.4 \times 10^{-6}$) 和相对较低的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值 ($0.736184 \sim 0.741258$), 在 Sr-($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 图中落入水致部分熔融的 a_2 区域内 (图 8a), 笔者推测其可能是源岩水致部分熔融的产物.

实验岩石学研究 (Patiño Douce and Harris, 1998; Knesel and Davidson, 2002) 和理论计算 (Zeng *et al.*, 2005, 2011) 表明, 随着温压条件和含水量的变化, 变质沉积岩在无水或含水条件下发生从白云母到黑云母的递进部分熔融, 形成性质各异、具有复杂 Rb-Sr 成分的花岗质熔体 (Harris and Massey, 1994). 因此, 人们可以利用熔体 Rb-Sr 系统关系来探讨部分熔融类型. 佩枯花岗岩样品显示较高的 Sr 含量、较低的 Rb 含量和 Rb/Sr 比值 (< 1.1), 在图 8b 中, 表现为与其他地区花岗岩 (萨迦淡色花岗岩除外) 截然不同的变化趋势: 随着 Ba 浓度的增加, 样品的 Rb/Sr 比值基本保持不变, 这一特征与水致

白云母部分熔融的趋势线相吻合 (Inger and Harris, 1993). 在变质沉积岩中, Rb 主要赋存于云母中, 而 Sr 主要赋存于长石中, 且云母具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素组成和 Rb/Sr 比值, 与白云母脱水熔融相比, 水致部分熔融会将残余相中长石带入熔体, 形成的熔体具有较高的 Ca、Sr 含量, 较低的 Rb 含量和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值, 由于大量长石参与部分熔融, 导致熔体中 Eu 负异常不明显; 除此之外, 相对于白云母脱水熔融 ($720 \sim 770^\circ\text{C}$), 水致部分熔融可以在较低的温度下 ($< 750^\circ\text{C}$) 进行 (Inger and Harris, 1993). 佩枯花岗岩显示出较高的 CaO ($1.18\% \sim 1.29\%$)、Sr ($160.2 \times 10^{-6} \sim 202.4 \times 10^{-6}$) 含量, 较低的 Rb 含量 ($159.4 \times 10^{-6} \sim 193.0 \times 10^{-6}$)、Rb/Sr 比值 ($0.95 \sim 1.05$)、($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值 ($0.736184 \sim 0.741258$), 几乎无或弱的负 Eu 异常 ($\delta\text{Eu} = 0.76 \sim 0.97$), 与水致白云母部分熔融形成的熔体的地球化学特征吻合. 另外, 锆石是花岗质岩浆体系中较早结晶的副矿物, 且锆石中 Zr 的分配系数对温度极其敏感, 而其他因素对其没有明显影响 (Miller *et al.*, 2003), 因而锆石饱和温度可近似代表熔体温度. 笔者经计算, 佩枯花岗岩样品的锆石饱和温度为 $730 \sim 745^\circ\text{C}$, 与水致白云母部分熔融形成的熔体温度一致. 基于以上对佩枯花岗岩地球化学特征和熔体温度的分析, 笔者推测其可能的熔融机制为水致白云母部分熔融.

4.4 构造意义

喜马拉雅造山带发育年龄跨度较大、类型多样的花岗岩组合, 它们的形成与印度-欧亚大陆碰撞之后的不同陆内构造过程相联系, 反映了不同的构

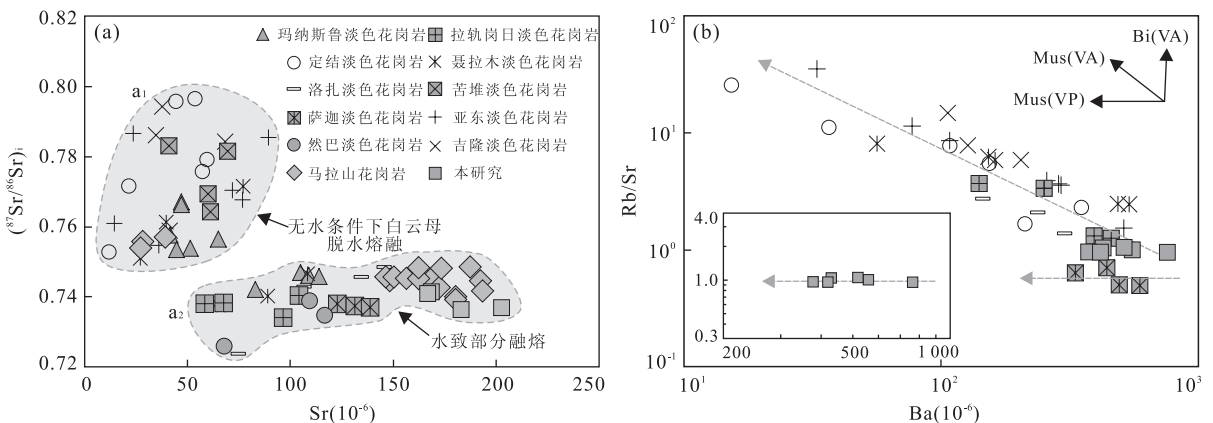


图 8 佩枯花岗岩和喜马拉雅造山带内花岗岩的 Sr-($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i (a) 和 Ba-Rb/Sr (b) 关系

Fig. 8 Relations of Sr-($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i (a) and Ba-Rb/Sr (b) from the Paiku granites

Sr 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 数据来自 Harrison *et al.* (1999)、张宏飞等 (2005)、Guo and Wilson (2012) 和 Gao and Zeng (2014); Mus(VP). 饱和蒸汽相的白云母熔融蚀变; Mus(VA). 缺乏蒸汽相的白云母熔融蚀变; Bi(VA). 缺乏蒸汽相的黑云母熔融蚀变

造背景和动力学过程. 其中,始新世—渐新世的二云母花岗岩/淡色花岗岩主要出露于 NHGD,如雅拉香波穹窿(43 Ma, Zeng *et al.*, 2011)、麻布迦穹窿(35 Ma; Lee and Whitehouse, 2007)、萨迦穹窿(28.1 Ma; King *et al.*, 2011)、然巴穹窿(44 Ma 和 28 Ma; Liu *et al.*, 2014)等,这些花岗岩的结晶时代与喜马拉雅变质岩进变质时代(Catlos *et al.*, 2002; Cottle *et al.*, 2009)相同,是逆冲增厚条件下地壳深熔作用的产物(Aikman *et al.*, 2008; Zeng *et al.*, 2011, 2014),熔体的产生导致地壳弱化,并强烈影响着与 STDS 相关的中下地壳的伸展拆离,被认为是触发 STDS 启动的重要因素(Yang *et al.*, 2009). 另一类为中新世(26~13 Ma)的淡色花岗岩(吴福元等, 2015),其在 THS 和 GHC 均有分布,且沿相关的拆离断层(如 STDS)或 NHGD 内剪切带出露,其结晶时代与喜马拉雅峰期变质时代一致,这类淡色花岗岩与碰撞后地壳伸展背景下大喜马拉雅构造楔的迅速折返/快速隆升导致的减压熔融有关(Harris and Massey, 1994; Yang *et al.*, 2001). 在 13 Ma 之后,喜马拉雅地区还发育一期花岗岩,其年龄集中于 13~7 Ma(Edwards and Harrison, 1997; Wu *et al.*, 1998; Kali *et al.*, 2010; Liu *et al.*, 2014),这类花岗岩的共同特点是发育在 NSTR 的下盘,其形成和侵位可能与 NSTR 活动有关(Kali *et al.*, 2010; Mitsuishi *et al.*, 2012; 吴中海等, 2015).

喜马拉雅花岗岩源自含水矿物(如白云母)分解导致的部分熔融,温度和压力在这一过程中是主要的控制因素. 理论计算表明佩枯花岗岩的锆石饱和温度为 730~745 °C,属于低温部分熔融温度的范畴,地壳物质要发生低温部分熔融,压力减小是必要条件,而 STDS 的启动不仅可以使深部压力减小,还为岩浆提供了良好的上侵通道,因此,花岗岩的形成可能与其密切相关. 前人研究表明,STDS 向北向下延伸并以拆离断层或剪切带形式在 NHGD 中出露(Lee *et al.*, 2000, 2004; 张进江等, 2007),因此 STDS 剪切带内和 NHGD 内的深熔作用和变形作用在时代上应该是一致的. 本文研究区南部的吉隆地区 STDS 剪切带内同构造淡色花岗岩记录了 36 Ma 的深熔作用(Yang *et al.*, 2009),在佩枯穹窿, Gao *et al.* (2013) 也获得了 33.6 Ma 的深熔作用年龄,在吉隆地区, 36.0~33.6 Ma 的深熔作用可能是导致地壳构造体制由逆冲增厚转化为伸展减薄的重要因素,并开启了 STDS 的活动(Yang *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2012),随着 STDS 的持续伸

展,深部物质快速折返,导致后期更大规模的减压熔融. 有证据表明吉隆地区 STDS 在 18.7 Ma 之后仍在继续活动(Wang *et al.*, 2013),而本文佩枯花岗岩的最终结晶年龄为 17.3 ± 0.3 Ma (MSWD = 0.7),与南部 STDS 活动时代基本一致. 野外填图结果表明,佩枯花岗岩体边缘遭受变形作用改造,发育与围岩产状一致的糜棱面理或片麻理,宏—微观构造均指示向北伸展拆离的特征,与 STDS 的运动学性质吻合. 此外,整个岩体形态呈椭圆形(图 2),明显受近 EW 向的剪切带控制和约束. 基于上述分析,笔者认为佩枯花岗岩的形成与 STDS 有关,STDS 的活动不但导致了初始的构造减压熔融,而且为同时期其他地质作用过程形成的流体(如变质作用脱水和部分熔融脱水)渗入源区提供运输通道,进而触发大规模的水致部分熔融和岩浆侵位,最终形成佩枯花岗岩.

5 结论

(1) 佩枯花岗岩锆石 U-Pb 年龄为 23.9~16.5 Ma,较集中的两组加权平均年龄分别为 22.3 ± 0.6 Ma (MSWD = 1.2) 和 17.3 ± 0.3 Ma (MSWD = 0.7),其暗示了较长时间的、多期次的深熔作用.

(2) 佩枯花岗岩为高钾钙碱性过铝质花岗岩,岩石强烈富集大离子亲石元素 Rb 及放射性生热元素 Th 和 U,亏损 Ba、Nb、Sr、Zr 等元素,轻重稀土元素分异较强,几乎无或弱的负 Eu 异常; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值分别为 0.736 184~0.741 258 和 -14.6~-14.3, Nd 同位素二阶段亏损地幔模式年龄 t_{DM2} 为 2 007~1 982 Ma.

(3) 佩枯花岗岩的源岩为 GHC 变质沉积岩,是源岩发生水致白云母部分熔融的产物,部分熔融作用可能与 STDS 伸展拆离导致的构造减压密切相关.

致谢:样品前处理得到北京大学地球与空间科学学院朱文萍工程师的帮助,锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 测年和全岩 Sr-Nd 同位素测试得到天津地质矿产研究所耿建珍工程师和崔玉荣工程师的指导和帮助,审稿专家对本文进行了细致审阅并提出宝贵的修改意见,在此一并感谢.

References

Ahmad, T., Harris, N., Bickle, M., et al., 2000. Isotopic

- Constraints on the Structural Relationships between the Lesser Himalayan Series and the High Himalayan Crystalline Series, Garhwal Himalaya. *Geological Society of America Bulletin*, 112(3):467–477. doi:10.1130/0016-7606(2000)112<467:ICOTSR>2.0.CO;2
- Aikman, A. B., Harrison, T. M., Ding, L., 2008. Evidence for Early (>44 Ma) Himalayan Crustal Thickening, Tethyan Himalaya, Southeastern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 274(1–2):14–23. doi:10.1016/j.epsl.2008.06.038
- Annen, C., Scaillet, B., Sparks, R. S. J., 2006. Thermal Constraints on the Emplacement Rate of a Large Intrusive Complex; The Manaslu Leucogranite, Nepal Himalaya. *Journal of Petrology*, 47(1):71–95. doi:10.1093/pe-trology/egi068
- Aoya, M., Wallis, S. R., Terada, K., et al., 2005. North-South Extension in the Tibetan Crust Triggered by Granite Emplacement. *Geology*, 33(11):853–856. doi:10.1130/G21806.1
- Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., et al., 2003. TEMORA 1: A New Zircon Standard for Phanerozoic U-Pb Geochronology. *Chemical Geology*, 200(1–2):155–170. doi:10.1016/S0009-2541(03)00165-7
- Brookfield, M. E., 1993. The Himalayan Passive Margin from Precambrian to Cretaceous Times. *Sedimentary Geology*, 84(1–4):1–35. doi:10.1016/0037-0738(93)90042-4
- Catlos, E. J., Harrison, T. M., Manning, C. E., et al., 2002. Records of the Evolution of the Himalayan Orogen from in Situ Th-Pb Ion Microprobe Dating of Monazite: Eastern Nepal and Western Garhwal. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20(5):459–479. doi:10.1016/S1367-9120(01)00039-6
- Chambers, J., Parrish, R., Argles, T., et al., 2011. A Short-Duration Pulse of Ductile Normal Shear on the Outer South Tibetan Detachment in Bhutan; Alternating Channel Flow and Critical Taper Mechanics of the Eastern Himalaya. *Tectonics*, 30(2):TC2005–1–12. doi:10.1029/2010TC002784.
- Cottle, J. M., Jessup, M. J., Newell, D. L., et al., 2007. Structural Insights into the Early Stages of Exhumation along an Orogen-Scale Detachment; The South Tibetan Detachment System, Dzaka Chu Section, Eastern Himalaya. *Journal of Structural Geology*, 29(11):1781–1797. doi:10.1016/j.jsg.2007.08.007
- Cottle, J. M., Jessup, M. J., Newell, D. L., et al., 2009. Geochronology of Granulitized Eclogite from the Ama Drime Massif; Implications for the Tectonic Evolution of the South Tibetan Himalaya. *Tectonics*, 28(1):TC1002–1–25. doi:10.1029/2008TC002256.
- Daniel, C., Vidal, P., Fernandez, A., et al., 1987. Isotopic Study of the Manaslu Granite (Himalaya, Nepal): Inferences on the Age and Source of Himalayan Leucogranites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96(1):78–92. doi:10.1007/BF00375529
- Davidson, C., Grujic, D. E., Hollister, L. S., et al., 1997. Metamorphic Reactions Related to Decompression and Synkinematic Intrusion of Leucogranite, High Himalayan Crystallines, Bhutan. *Journal of Metamorphic Geology*, 15(5):593–612. doi:10.1111/j.1525-1314.1997.tb00638.x
- Edwards, M. A., Harrison, T. M., 1997. When Did the Roof Collapse? Late Miocene North-South Extension in the High Himalaya Revealed by Th-Pb Monazite Dating of the Khula Kangri Granite. *Geology*, 25(6):543–546. doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0543:WDTRCL>2.3.CO;2
- 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 130:136–155. doi:10.1016/j.gca.2014.01.003
- Gao, L. E., Zeng, L. S., Hou, K. J., et al., 2013. Episodic Crustal Anatexis and the Formation of Paiku Composite Leucogranitic Pluton in the Malashan Gneiss Dome, Southern Tibet. *Chinese Science Bulletin*, 58(28–29):3546–3563. doi:10.1007/s11434-013-5792-4
- Gao, L. E., Zeng, L. S., Wang, L., et al., 2013. Age and Formation Mechanism of the Malashan High-Ca Two-Mica Granite within the Northern Himalayan Gneiss Domes, Southern Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 29(6):1995–2012 (in Chinese with English abstract).
- Guo, L., Zhang, J. J., Zhang, B., 2008. Structures, Kinematics, Thermochronology and Tectonic Evolution of the Ramba Gneiss Dome in the Northern Himalaya. *Progress in Natural Science*, 18(7):851–860. doi:10.1016/j.pnsc.2008.01.016
- Guo, Z. F., Wilson, M., 2012. The Himalayan Leucogranites: Constraints on the Nature of Their Crustal Source Region and Geodynamic Setting. *Gondwana Research*, 22(2):360–376. doi:10.1016/j.gr.2011.07.027
- Harris, N. B. W., Ayres, M., Massey, J., 1995. Geochemistry of Granitic Melts Produced during the Incongruent Melting of Muscovite; Implications for the Extraction of Himalayan Leucogranite Magmas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B8):15767–15777.

- doi:10.1029/94JB02623
- Harris, N. B. W., Massey, J., 1994. Decompression and Anatexis of Himalayan Metapelites. *Tectonics*, 13(6): 1537—1546. doi:10.1029/94TC01611
- Harris, N. B. W., Inger, S., 1992. Trace Element Modelling of Pelite-Derived Granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(1): 46—56. doi:10.1007/BF00310881
- Harrison, M. T., Grove, M., McKeegan, K. D., et al., 1999. Origin and Episodic Emplacement of the Manaslu Intrusive Complex, Central Himalaya. *Journal of Petrology*, 40(1): 3—19. doi:org/10.1093/ptro/40.1.3
- Harrison, T. M., Grove, M., Lovera, O. M., et al., 1998. A Model for the Origin of Himalayan Anatexis and Inverted Metamorphism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B11): 27017—27032. doi:10.1029/98JB02468
- Harrison, T. M., Lovera, O. M., Grove, M., 1997. New Insights into the Origin of Two Contrasting Himalayan Granite Belts. *Geology*, 25(10): 899—902. doi:10.1130/0091—7613(1997)025<0899:NIITOO>2.3.CO;2
- Inger, S., Harris, N., 1993. Geochemical Constraints on Leucogranite Magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. *Journal of Petrology*, 34(2): 345—368. doi:10.1093/ptrology/34.2.345
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., et al., 2004. The Application of Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry to in Situ U-Pb Zircon Geochronology. *Chemical Geology*, 211(1—2): 47—69. doi:10.1016/j.chemgeo.2004.06.017
- Jahn, B. M., Wu, F. Y., Lo, C. H., et al., 1999. Crust-Mantle Interaction Induced by Deep Subduction of the Continental Crust: Geochemical and Sr-Nd Isotopic Evidence from Post-Collisional Mafic-Ultramafic Intrusions of the Northern Dabie Complex, Central China. *Chemical Geology*, 157(1—2): 119—146. doi:10.1016/S0009—2541(98)00197—1
- Kali, E., Leloup, P. H., Arnaud, N., et al., 2010. Exhumation History of the Deepest Central Himalayan Rocks, Ama Drime Range; Key Pressure-Temperature-Deformation-Time Constraints on Orogenic Models. *Tectonics*, 29(2). doi:10.1029/2009TC002551
- Kawakami, T., Aoya, M., Wallis, S. R., et al., 2007. Contact Metamorphism in the Malashan Dome, North Himalayan Gneiss Domes, Southern Tibet: An Example of Shallow Extensional Tectonics in the Tethys Himalaya. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(8): 831—853. doi:10.1111/j.1525—1314.2007.00731.x
- Kellett, D. A., Grujic, D., Warren, C., et al., 2010. Metamorphic History of a Syn-Convergent Orogen-Parallel Detachment; The South Tibetan Detachment System, Bhutan Himalaya. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(8): 785—808. doi:10.1111/j.1525—1314.2010.00893.x
- King, J., Harris, N., Argles, T., et al., 2011. Contribution of Crustal Anatexis to the Tectonic Evolution of Indian Crust Beneath Southern Tibet. *Geological Society of America Bulletin*, 123(1—2): 218—239. doi:10.1130/B30085.1
- Knesel, K. M., Davidson, J. P., 2002. Insights into Collisional Magmatism from Isotopic Fingerprints of Melting Reactions. *Science*, 296(5576): 2206—2208. doi:10.1126/science.1070622
- 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. *Tectonics*, 29(4). doi:10.1029/2008TC002393
- Le Fort, P., Cuney, M., Deniel, C., et al., 1987. Crustal Generation of the Himalayan Leucogranites. *Tectonophysics*, 134(1—3): 39—57. doi:10.1016/0040—1951(87)90248—4
- Le Fort, P., 1975. Himalayas; the Collided Range. Present Knowledge of the Continental Arc. In: Rodgers, J., ed., *Tectonics and Mountain Ranges*. Highwire Press, Redwood City, 1—44.
- 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(5): 1415—1441. doi:10.1007/s00410—013—0935—9
- Lee, J., Hacker, B., Wang, Y., 2004. Evolution of North Himalayan Gneiss Domes; Structural and Metamorphic Studies in Mabja Dome, Southern Tibet. *Journal of Structural Geology*, 26(12): 2297—2316. doi:10.1016/j.jsg.2004.02.013
- Lee, J., Hacker, B. R., Dinklage, W. S., et al., 2000. Evolution of the Kangmar Dome, Southern Tibet; Structural, Petrologic, and Thermochronologic Constraints. *Tectonics*, 19(5): 872—895. doi:10.1029/1999TC001147
- Lee, J., McClelland, W., Wang, Y., et al., 2006. Oligocene-Miocene Crustal Flow Southern Tibet; Geochronology of Mabja Dome. *Geological Society, London, Special Publications*, 268: 445—469. doi:10.1144/GSL.SP.2006.268.01.21

- Lee, J. , Whitehouse, M. J. , 2007. Onset of Mid-Crustal Extensional Flow in Southern Tibet: Evidence from U/Pb Zircon Ages. *Geology*, 35 (1): 45 – 48. doi: 10. 1130/G22842A. 1
- 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. *Earth and Planetary Science Letters*, 292(1–2): 1–16. doi:10. 1016/j. epsl. 2009. 12. 035
- Liu, X. B. , Liu, X. H. , Leloup, P. H. , et al. , 2012. Ductile Deformation within Upper Himalaya Crystalline Sequence and Geological Implications, in Nyalam Area, Southern Tibet. *Chinese Science Bulletin*, 57 (26): 3469–3481. doi:10. 1007/s11434–012–5228–6
- Liu, Y. S. , Gao, S. , Hu, Z. C. , et al. , 2010. Continental and Oceanic Crust Recycling-Induced Melt-Peridotite Interactions in the Trans-North China Orogen U-Pb Dating, Hf Isotopes and Trace Elements in Zircons from Mantle Xenoliths. *Journal of Petrology*, 51(1–2): 537–571. doi:10. 1093/petrology/egp082
- 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. *Lithos*, 208–209: 118–136. doi:10. 1016/j. lithos. 2014. 08. 022
- Ludwig, K. R. , 2003. User's Manual for Isoplot 3. 00; A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Centre, Berkeley.
- Lugmair, G. W. , Marti, K. , 1978. Lunar Initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential Evolution of the Lunar Crust and Mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 39(3): 349–357. doi:10. 1016/0012–821X(78)90021–3
- Miller, C. , Thöni, M. , Frank, W. , et al. , 2001. The Early Palaeozoic Magmatic Event in the Northwest Himalaya, India: Source, Tectonic Setting and Age of Emplacement. *Geological Magazine*, 138(3): 237–251. doi:10. 1017/S0016756801005283
- Miller, C. F. , McDowell, S. M. , Mapes, R. W. , 2003. Hot and Cold Granites? Implications of Zircon Saturation Temperatures and Preservation of Inheritance. *Geology*, 31(6): 529–532. doi: 10. 1130/0091–7613 (2003) 031<0529;HACGIO>2. 0. CO;2
- Mitsuishi, M. , Wallis, S. R. , Aoya, M. , et al. , 2012. E-W Extension at 19 Ma in the Kung Co Area, S. Tibet: Evidence for Contemporaneous E-W and N-S Extension in the Himalayan Orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 325–326: 10–20. doi:10. 1016/j. epsl. 2011. 11. 013
- Mo, X. X. , Zhao, Z. D. , Deng, J. F. , et al. , 2003. Response of Volcanism to the India-Asia Collision. *Earth Science Frontiers*, 10(3): 135–148 (in Chinese with English abstract).
- Nabelek, P. I. , Liu, M. , 2004. Petrologic and Thermal Constraints on the Origin of Leucogranites in Collisional Orogens. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 95 (1–2): 73–85. doi: 10. 1130/0–8137–2389–2. 73
- Patiño Douce, A. E. , Harris, N. , 1998. Experimental Constraints on Himalayan Anatexis. *Journal of Petrology*, 39(4): 689–710. doi:10. 1093/pej/39. 4. 689
- Pu, W. , Zhao, K. D. , Ling, H. F. , et al. , 2004. High Precision Nd Isotope Measurement by Triton TI Mass Spectrometry. *Acta Geoscientica Sinica*, 25(2): 271–374 (in Chinese with English abstract).
- Qi, X. X. , Zeng, L. S. , Meng, X. J. , et al. , 2008. Zircon SHRIMP U-Pb Dating for Dala Granite in the Tethyan Himalaya and Its Geological Implication. *Acta Petrologica Sinica*, 24(7): 1501–1508 (in Chinese with English abstract).
- Richards, A. , Argles, T. , Harris, N. , et al. , 2005. Himalayan Architecture Constrained by Isotopic Tracers from Clastic Sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(3–4): 773–796. doi:10. 1016/j. epsl. 2005. 05. 034
- Sachan, H. K. , Kohn, M. J. , Saxena, A. , et al. , 2010. The Malari Leucogranite, Garhwal Himalaya, Northern India: Chemistry, Age, and Tectonic Implications. *Geological Society of America Bulletin*, 122(11–12): 1865–1876. doi:10. 1130/B30153. 1
- Searle, M. P. , Godin, L. , 2003. The South Tibetan Detachment and the Manaslu Leucogranite: A Structural Reinterpretation and Restoration of the Annapurna-Manaslu Himalaya, Nepal. *The Journal of Geology*, 111(5): 505–523. doi:10. 1086/376763
- Searle, M. P. , Parrish, R. R. , Hodges, K. V. , 1997. Shisha Pangma Leucogranite, South Tibetan Himalaya: Field Relations, Geochemistry, Age, Origin, and Emplacement. *The Journal of Geology*, 105(3): 295–318. doi: 10. 1086/515924
- Searle, M. P. , Simpson, R. L. , Law, R. D. , et al. , 2003. The Structural Geometry, Metamorphic and Magmatic Evolution of the Everest Massif, High Himalaya of Nepal-South Tibet. *Journal of the Geological Society*, 160 (3): 345–366. doi:10. 1144/0016–764902–126
- Steiger, R. H. , Jäger, E. , 1977. Subcommission on Geochronology: Convention on the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. *Earth and Planetary Sci-*

- ence Letters, 36 (3): 359 — 362. doi: 10. 1016/0012 — 821X(77)90060—7
- Sun, S. S. , McDonough, W. F. , 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts; Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42: 313 — 345. doi: 10. 1144/ GSL. SP. 1989. 042. 01. 19
- Visonà, D. , Lombardo, B. , 2002. Two-Mica and Tourmaline Leucogranites from the Everest-Makalu Region (Nepal-Tibet): Himalayan Leucogranite Genesis by Isobaric Heating? *Lithos*, 62 (3 — 4): 125 — 150. doi: 10. 1016/ S0024—4937(02)00112—3
- Wang, X. X. , Zhang, J. J. , Liu, J. , et al. , 2013. Middle-Miocene Transformation of Tectonic Regime in the Himalayan Orogen. *Chinese Science Bulletin*, 58(1): 108—117. doi: 10. 1007/s11434—012—5414—6
- Wang, X. X. , Zhang, J. J. , Santosh, M. , et al. , 2012. Andean-Type Orogeny in the Himalayas of South Tibet; Implications for Early Paleozoic Tectonics along the Indian Margin of Gondwana. *Lithos*, 154: 248 — 262. doi: 10. 1016/j. lithos. 2012. 07. 011
- Wang, X. X. , Zhang, J. J. , Yan, S. Y. , et al. , 2015. Structural Characteristics and Active Time of the Kangmar Detachment, Southern Tibet. *Geotectonica et Metallogenia*, 39(2): 250—259 (in Chinese with English abstract).
- Wang, X. X. , Zhang, J. J. , Yang, X. Y. , et al. , 2011. Zircon SHRIMP U-Pb Ages, Hf Isotopic Features and Their Geological Significance of the Greater Himalayan Crystalline Complex Augen Gneiss in Gyirong Area, South Tibet. *Earth Science Frontiers (China University of Geosciences (Beijing); Peking University)*, 18 (2): 127—139 (in Chinese with English abstract).
- Watson, E. B. , Harrison, T. M. , 1983. Zircon Saturation Revisited: Temperature and Composition Effects in a Variety of Crustal Magma Types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64 (2): 295 — 304. doi: 10. 1016/0012 — 821X(83)90211—X
- Wu, C. , Nelson, K. D. , Wortman, G. , et al. , 1998. Yadong Cross Structure and South Tibetan Detachment in the East Central Himalaya (89°—90°E). *Tectonics*, 17(1): 28—45. doi: 10. 1029/97TC03386
- Wu, F. Y. , Liu, Z. C. , Liu, X. C. , et al. , 2015. Himalayan Leucogranite: Petrogenesis and Implications to Orogenesis and Plateau Uplift. *Acta Petrologica Sinica*, 31 (1): 1—36 (in Chinese with English abstract).
- Wu, Y. B. , Zheng, Y. F. , 2004. Genesis of Zircon and Its Constraints on Interpretation of U-Pb Age. *Chinese Science Bulletin*, 49 (15): 1554 — 1569. doi: 10. 1007/ BF03184122
- Wu, Z. H. , Ye, P. S. , Wang, C. M. , et al. , 2015. The Relics, Ages and Significance of Prehistoric Large Earthquakes in the Angang Graben in South Tibet. *Earth Science*, 40 (10): 1621—1642 (in Chinese with English abstract).
- Xie, K. J. , Zeng, L. S. , Liu, J. , et al. , 2010. Late-Eocene Dala Adakitic Granite, Southern Tibet and Geological Implications. *Acta Petrologica Sinica*, 26 (4): 1016 — 1026 (in Chinese with English abstract).
- Yan, D. P. , Zhou, M. F. , Robinson, P. T. , et al. , 2012. Constraining the Mid-Crustal Channel Flow beneath the Tibetan Plateau: Data from the Nielaxiongbo Gneiss Dome, SE Tibet. *International Geology Review*, 54(6): 615—632. doi: 10. 1080/00206814. 2010. 548153
- Yang, X. S. , Jin, Z. M. , Ernst, E. , et al. , 2001. Experimental Study on Dehydration Melting of Natural Biotite-Plagioclase Gneiss from High Himalayas and Implications for Himalayan Crust Anatexis. *Chinese Science Bulletin*, 46 (10): 867—871. doi: 10. 1007/BF02900441
- 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. *Science in China (Series D)*, 52 (8): 1046 — 1058. doi: 10. 1007/s11430—009—0111—2
- Yin, A. , 2006. Cenozoic Tectonic Evolution of the Himalayan Orogen as Constrained by along-Strike Variation of Structural Geometry, Exhumation History, and Foreland Sedimentation. *Earth-Science Reviews*, 76 (1—2): 1—131. doi: 10. 1016/j. earscirev. 2005. 05. 004
- Zeng, L. S. , Asimow, P. D. , Saleeby, J. B. , 2005. Coupling of Anatectic Reactions and Dissolution of Accessory Phases and the Sr and Nd Isotope Systematics of Anatectic Melts from a Metasedimentary Source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(14): 3671—3682. doi: 10. 1016/ j. gca. 2005. 02. 035
- Zeng, L. S. , Gao, L. E. , Tang, S. H. , et al. , 2014. Eocene Magmatism in the Tethyan Himalaya, Southern Tibet. *Geological Society, London, Special Publications*, 412: 287—316. doi: 10. 1144/SP412. 8
- Zeng, L. S. , Gao, L. E. , Xie, K. J. , et al. , 2011. Mid-Eocene High Sr/Y Granites in the Northern Himalayan Gneiss Domes; Melting Thickened Lower Continental Crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 303(3—4): 251—266. doi: 10. 1016/j. epsl. 2011. 01. 005
- Zeng, L. S. , Liu, J. , Gao, L. E. , et al. , 2009. Early Oligocene Anatexis in the Yardoi Gneiss Dome, Southern Tibet and Geological Implications. *Chinese Science Bulletin*, 54(1): 104—112. doi: 10. 1007/s11434—008—0362—x

- Zhang, H. F., Harris, N., Parrish, R., et al., 2004. Causes and Consequences of Protracted Melting of the Mid-Crust Exposed in the North Himalayan Antiform. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(1-2): 195-212. doi:10.1016/j.epsl.2004.09.031
- Zhang, H. F., Harris, N., Parrish, R., et al., 2005. Geochemistry of North Himalayan Leucogranites: Regional Comparison, Petrogenesis and Tectonic Implications. *Earth Science*, 30(3): 275-288 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, J. J., 2007. A Review on the Extensional Structures in the Northern Himalaya and Southern Tibet. *Geological Bulletin of China*, 26(6): 639-649 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, J. J., Guo, L., Zhang, B., 2007. Structure and Kinematics of the Yalashangbo Dome in the Northern Himalayan Dome Belt, China. *Chinese Journal of Geology*, 42(1): 16-30 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, J. J., Santosh, M., Wang, X. X., et al., 2012. Tectonics of the Northern Himalaya since the India-Asia Collision. *Gondwana Research*, 21(4): 939-960. doi:10.1016/j.gr.2011.11.004
- Zhang, K. X., Pan, G. T., He, W. H., et al., 2015. New Division of Tectonic-Strata Superregion in China. *Earth Science*, 40(2): 206-233 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, D. C., Zhao, Z. D., Niu, Y. L., et al., 2011. Lhasa Terrane in Southern Tibet Came from Australia. *Geology*, 39(8): 727-730. doi:10.1130/G31895.1
- 1995-2012.
- 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(3): 135-148.
- 濮巍, 赵葵东, 凌洪飞, 等, 2004. 新一代高精度高灵敏度的表面热电质谱仪(Triton TI)的Nd同位素测定. *地球学报*, 25(2): 271-374.
- 戚学祥, 曾令森, 孟祥金, 等, 2008. 特提斯喜马拉雅打拉花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义. *岩石学报*, 24(7): 1501-1508.
- 王晓先, 张进江, 闫淑玉, 等, 2015. 藏南康马拆离断层的构造特征及其活动时代. *大地构造与成矿学*, 39(2): 250-259.
- 王晓先, 张进江, 杨雄英, 等, 2011. 藏南吉隆地区早古生代大喜马拉雅片麻岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及其地质意义. *地学前缘*, 18(2): 127-139.
- 吴福元, 刘志超, 刘小驰, 等, 2015. 喜马拉雅淡色花岗岩. *岩石学报*, 31(1): 1-36.
- 吴中海, 叶培盛, 王成敏, 等, 2015. 藏南安岗地堑的史前大地震遗迹、年龄及其地质意义. *地球科学*, 40(10): 1621-1642.
- 谢克家, 曾令森, 刘静, 等, 2010. 西藏南部晚始新世打拉埃达克质花岗岩及其构造动力学意义. *岩石学报*, 26(4): 1016-1026.
- 张宏飞, Harris N, Parrish R, 等, 2005. 北喜马拉雅淡色花岗岩地球化学: 区域对比、岩石成因及构造意义. *地球科学*, 30(3): 275-288.
- 张进江, 2007. 北喜马拉雅及藏南伸展构造综述. *地质通报*, 26(6): 639-649.
- 张进江, 郭磊, 张波, 2007. 北喜马拉雅穹隆带雅拉香波穹隆的构造组成和运动学特征. *地质科学*, 42(1): 16-30.
- 张克信, 潘桂堂, 何卫红, 等, 2015. 中国构造-地层大区划分新方案. *地球科学*, 40(2): 206-233.

附中文参考文献

- 高利娥, 曾令森, 王莉, 等, 2013. 藏南马拉山高钙二云母花岗岩的年代学特征及其形成机制. *岩石学报*, 29(6):