科学通报 2011 年 第 56 卷 第 10 期：765 ~ 773
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

雅鲁藏布大峡谷气候因素引起地壳剥蚀冷却的证据

于祥江[①], 季建清[①*], 龚俊峰[①], 孙东霞[①], 庆建春[①], 王丽宁[①], 钟大赉[②], 张志诚[①]

① 北京大学地球与空间科学学院, 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871;
② 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029
* 联系人, E-mail: grsange@pku.edu.cn

2010-09-25 收稿, 2011-01-26 接受
国家自然科学基金面上项目(40872149, 40472100)和青年科学基金项目(41002067)资助

摘要 雅鲁藏布大峡谷处于东喜马拉雅构造结, 是全球气候和构造作用最为强烈的地区, 也是地貌演化最为迅速的区域, 因此成为了研究气候构造两者相互作用的良好野外实验室. 在这一地区利用磷灰石裂变径迹的方法, 对多雄拉-背崩剖面上海拔高程分布在 4210~710 m 之间 11 个基岩样品进行测试. 该剖面是一个综合的气候、构造因素的多元梯度带, 具有降雨量、地形高程、变质程度、热史年龄等方面的梯度变化, 为进行气候-构造因素相互作用的研究提供了途径. 测试的结果显示, 样品的磷灰石裂变径迹年龄分布在(4.6±0.6)~(1.7±0.3) Ma 之间, 裂变径迹长度分布在 11.0~12.4 μm(标准偏差为 2.0~2.7 μm). 在这一剖面上, 磷灰石裂变径迹年龄与高程大致呈正相关, 随着海拔高度的降低, 样品冷却速率呈增加的趋势, 这与同一剖面上用黑云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年代学方法获得的冷却速率随高程的变化趋势不同. 东喜马拉雅构造地区磷灰石裂变径迹年龄的分布, 与区域降水量的分布存在着明显的空间耦合, 指示剖面内岩体的剥蚀冷却速率与降水量之间具有密切的联系. 热史模拟结果一致显示了多雄拉-背崩剖面开始加速剥蚀冷却的转折时间为 1.0~0.5 Ma, 与前人获得的大峡谷水汽通道开始发挥作用的时间相一致. 这些证据都显示了以降水为主的气候因素在雅鲁藏布大峡谷最新的快速地壳剥蚀冷却过程中占据了主导的地位.

关键词
裂变径迹
热史演化
气候
雅鲁藏布大峡谷
$^{40}Ar/^{39}Ar$ 测年

地表作用是流体圈层(外动力地质作用)和固体圈层(内动力地质作用)相互作用的结果. 现今地球上万千变化的地貌景观都是内外动力地质作用共同作用产生的. 其中, 内动力地质作用集中表现在构造作用上, 外动力地质作用集中表现在气候作用上. 在一个具体的地表过程中, 气候作用和构造作用是怎样对地貌形态进行塑造, 二者谁起主导作用, 一直是地球系统科学中的核心问题. 但是, 在有关气候与构造相互作用的研究中, 有两个科学问题长期困扰着研究者: 一是气候作用和构造作用的时间尺度问题, 由地球内动力产生的构造作用的时间尺度通常在几个到几十个百万年以上, 一旦涉及时间尺度在几个百万年以内的问题, 或者由于方法的不适应, 或者由于理论模型的不匹配, 难以取得突破性的进展, 而另一方面, 由地球外动力产生的气候作用的时间尺度通常以几天到几个百万年为主; 二是目前似乎没有合适的方法和技术能清楚地区分气候作用和构造作用, 或者没有办法区分究竟是哪一个因素在地表过程中起主导作用. 研究者自然而然地将受气候和构造双重影响的剥蚀作用作为研究的突破口, 并取得了一系列的认识. 例如, Whipple 等人[1,2]提出地貌响应时间域的概念来解析气候和构造之间的相互作用, Montgomery 等人[3~5]通过研究冰川和河流侵蚀等外动力地质作用在山谷形态演化中所起的作用, 对地

英文版见: Yu X J, Ji J Q, Gong J F, et al. Evidences of rapid erosion driven by climate in the Yarlung Zangbo (Tsangpo) Great Canyon, the eastern Himalayan syntaxis. Chinese Sci Bull, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-011-4419-x

貌形态的形成机制进行了探讨. Zeitler 等人[6,7]通过对东西喜马拉雅两个构造结的研究, 提出剥蚀作用会对碰撞造山带的演化产生重要的影响.

喜马拉雅山作为全球气候与构造相互作用最为强烈的地区, 成为了厘定气候和构造两大作用之间相互关系最理想的野外实验室, 前人利用多种手段试图对该地区的地貌演化过程进行解析[8~11], 特别是利用热史研究的方法, 对这一地区气候变化和地貌发育的耦合关系进行了探索[12~16]. 本文就是选择喜马拉雅山脉东端的雅鲁藏布大峡谷地区, 综合前人在这一地区所进行的地质、地理和气候等多方面的研究成果, 利用磷灰石裂变径迹的方法, 对雅鲁藏布大峡谷地区多雄拉-背崩剖面的热史演化进行详细的刻画, 试图厘定东喜马拉雅构造结形成过程中的内外动力因素以及各自所起的作用, 并以此为例, 解析气候和构造两大因素在山地剥蚀隆升过程中各自所发挥的作用.

1 区域地质背景

研究剖面位于东喜马拉雅构造结的核心区域, 是印度板块和欧亚板块碰撞交汇的东北犄角, 也是这两个板块碰撞作用最为强烈的地区之一, 内动力地质作用强烈. 雅鲁藏布江围绕其深切, 形成举世闻名的雅鲁藏布大峡谷. 这里山高谷深, 最大切割深度超过 6000 m, 是世界上地形起伏最大的地区. 来自印度洋的暖湿气流沿着雅鲁藏布大峡谷进入这里, 形成的水汽通道给这一地区带来了丰沛的降水, 成为全球降水量最大的地区之一, 外动力地质作用也异常活跃.

本次进行样品采集的多雄拉-背崩剖面, 在地形、地貌和气候方面具有多重梯度的特征: (1) 从剖面起点多雄拉到终点背崩, 海拔逐步降低, 由 4210 m 下降至 710 m; (2) 剖面处于迎风坡, 年平均降水量在剖面的不同位置有着显著的差别, 多雄拉附近不足 1000 mm, 而拉格附近和地东以南可达 2500 mm 以上[17]; (3) 从多雄拉到背崩, 变质程度逐步降低, 由高角闪岩相的片麻岩, 转变为变质程度较低的片岩、片麻岩和糜棱岩, 再转变为由沉积岩变质的千枚岩、板岩等; (4) 从多雄拉到背崩, 利用 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年代学方法获得的年龄结果总体上呈现增大的趋势, 反映了该地块在约 4 Ma 以来发生了西部升高东部降低的掀斜运动[18].

2 磷灰石裂变径迹(AFT)样品的采集和分析结果

2.1 裂变径迹测试样品的采集

本次进行测试的裂变径迹样品采集于西藏自治区东南部的南迦巴瓦峰地区, 全部样品都采集于多雄拉以东(图 1). 采集过程中利用 GPS 定位系统记录了采样点的位置和高程, 采样的最高点处于多雄拉附近, 为 4210 m, 最低点在背崩以南, 为 710 m, 一共采集了 11 个样品, 海拔依次递减.

2.2 磷灰石裂变径迹样品的分析

裂变径迹样品的分析和测试在北京大学地球与空间科学学院造山带与地壳演化重点实验室完成. 实验流程与年龄计算基本原理采用常规方法[19], 与孙东霞等人[20]的论述基本一致, 年龄计算采用 IUGS 推荐的 Zeta 经验参数法[21]. 采用 Durango 和 Fish Canyon 磷灰石标样标定的个人 Zeta 参数值为 404.56±25.51.

测试结果显示, 除 DXL-17 之外, 单颗粒磷灰石裂变径迹年龄均通过 $P\chi^2$ 检验[22]. $P\chi^2$ 值是用来检验样品中的磷灰石颗粒是否属于同一年龄组分的. 如果通过 $P\chi^2$ 检验($P\chi^2$>5%), 认为测试的磷灰石颗粒是来源于同一年龄组分; 如果没有通过 $P\chi^2$ 检验($P\chi^2$<5%), 则认为测试的磷灰石颗粒不是来源于同一年龄组分, 而是来自不同的物源区[23]. 对于基岩样品, 尤其是如本文所测试的这种年龄年轻、热史演化简单的样品, $P\chi^2$ 一般都比较大, 但测试得到的 DXL-17 的 $P\chi^2$ 值却为 0, 显示这一测试结果存在着异常. 从实际测试过程来看, DXL-17 中存在着磷灰石颗粒质量极差、颗粒小、表面污浊等缺点, 导致这一样品可供选择的磷灰石颗粒极少, 测试结果不准确. 综上所述, DXL-17 的测试结果是不可靠的. 在下面对实验数据的分析中, 应予以剔除. 同时, 由于本次测试样品异常年轻, 具有自发径迹少的特征, 在封闭径迹长度测量中, DXL-12 和 DXL-17 没有得到有效的长度值.

测试得到的磷灰石裂变径迹中值年龄分布在(1.7±0.3)~(4.6±0.6) Ma 之间, 封闭径迹长度分布在 11.0~12.4 μm 之间, 标准偏差分布在 2.0~2.7 μm 之间(如表 1).

2.3 热史模拟

由于磷灰石裂变径迹的产生和退火缩短是时间

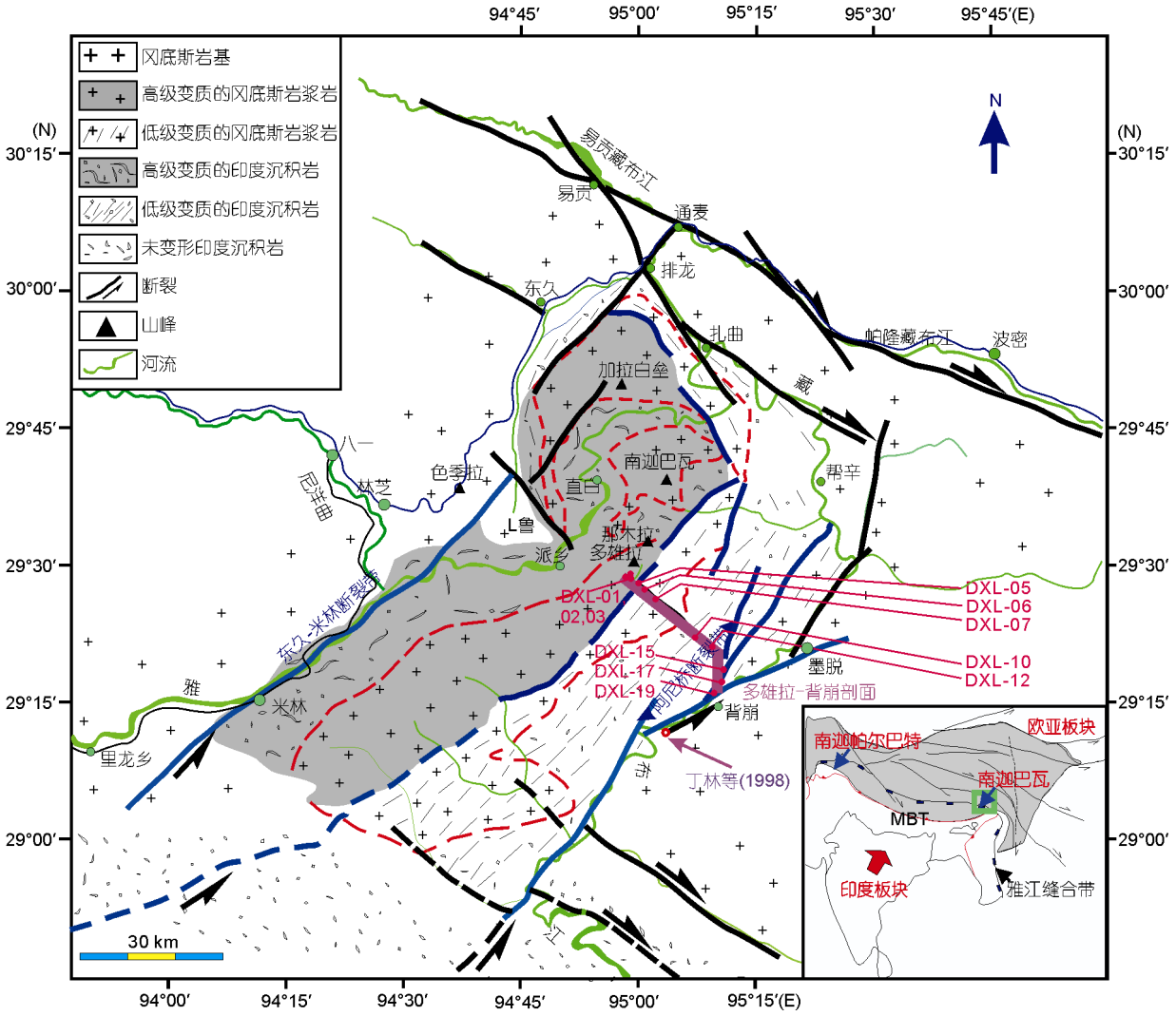

图 1　雅鲁藏布大峡谷地质简图及采样分布

和温度的函数，样品的封闭径迹长度提供了其所经历温度的记录. 利用 Laslett 等人[24]给出的裂变径迹退火模型在地质时间尺度外推的方法，可以预测样品在低温(<110℃±10℃)条件下的温度-时间演化曲线. 本文利用 AFTsolve 程序[25,26]反演该地区的低温热史演化历程. 热史模拟的主要边界条件包括: (1) 林振耀等人[17]给出的南峰地区年平均气温分布图显示，多雄拉-背崩剖面的地表温度大致分布在 5~15℃之间，本文简化处理统一取 10℃左右作为现今地表温度; (2) 该剖面得到 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄[18]和本文测试到的 AFT 年龄都反映该地区所经历低温热史演化的时间较为年轻，故设定 10 Ma 为样品进行模拟的起始年龄; (3) 在所研究的时间内，假定样品处于由剥蚀引起的单边冷却的热史演化过程中.

本文对获得较多封闭径迹长度的样品进行模拟(DXL-01, DXL-03, DXL-05, DXL-06, DXL-07, DXL-10, DXL-15 和 DXL-19). 每一个模拟样品均计算了 10000 次随机产生的温度历史条件下的裂变径迹年龄和长度，模拟结果如图 2 所示. 8 件样品的模拟结果具有相似的特征，都显示了在 1 Ma 以来发生了异常快速的冷却事件，冷却速率加速的转折时间发生在 1.0~0.5 Ma 之间.

3　讨论

磷灰石裂变径迹的封闭温度一般为 110~70℃，由于样品比较年轻，在这里取封闭温度上限 110℃; 并如前所述，简化假定地表温度均为 10℃，则有冷却速率=(110–10)/t(℃/Ma)，其中 t 为测试得到的裂变

表 1 多雄拉-背崩剖面磷灰石裂变径迹分析数据 a)

样品号	高度(m)	样品位置	颗粒数	RhoS(10^5/cm^2) (Ns)	RhoI(10^5/cm^2) (Ni)	RhoD(10^5/cm^2) (Nd)	$P\chi^2$ (%)	年龄±1σ (Ma)	L(μm) (N)
DXL-01	4210	29°29′18″N 94°56′54″E	25	0.324 (110)	28.676 (9723)	15.68 (9476)	98.03	3.6±0.4	11.1±2.4 (52)
DXL-02	4106	29°29′25″N 94°57′20″E	24	0.376 (50)	30.2 (4011)	15.5648 (9476)	99.97	3.9±0.6	12.0±2.7 (13)
DXL-03	4014	29°29′08″N 94°57′23″E	24	0.354 (78)	23.975 (5282)	15.4496 (9476)	95.2	4.6±0.6	12.2±2.4 (26)
DXL-05	3575	29°28′31″N 94°58′46″E	24	0.275 (80)	26.434 (7699)	15.3344 (9476)	76.52	3.2±0.4	12.0±2.6 (36)
DXL-06	3276	29°28′14″N 95°00′00″E	21	0.412 (87)	45.293 (9554)	15.2192 (9476)	94.54	2.8±0.4	11.2±2.1 (50)
DXL-07	3042	29°27′02″N 95°01′12″E	22	0.177 (44)	20.404 (5069)	15.104 (9476)	82.64	2.7±0.4	11.0±2.3 (40)
DXL-10	2190	29°22′04″N 95°07′37″E	23	0.163 (29)	28.272 (5036)	14.9888 (9476)	64.49	1.7±0.3	11.8±2.4 (32)
DXL-12	1784	29°21′09″N 95°09′12″E	22	0.182 (27)	22.925 (3403)	14.8736 (9476)	94.71	2.4±0.5	–
DXL-15	944	29°18′30″N 95°10′36″E	26	0.14 (27)	17.321 (3337)	13.3597 (8241)	100.0	2.2±0.4	11.4±2.0 (32)
DXL-17*	862	29°17′01″N 95°10′09″E	23	0.11 (29)	3.912 (1027)	14.7584 (9476)	0.0	10.4±2.3	-
DXL-19	710	29°14′51″N 95°09′52″E	25	0.113 (34)	19.319 (5826)	14.6432 (9476)	99.66	1.7±0.3	12.4±2.2 (27)

a) Ns, 自发径迹数; RhoS, 自发径迹密度(×10^5/cm^2); Ni, 诱发径迹数; RhoI, 外部探测器中的诱发径迹密度(×10^5/cm^2); Nd, 标准玻璃径迹数; RhoD, 标准玻璃径迹密度(×10^5/cm^2); P(%): χ^2 概率[22]; 年龄±1σ为样品的中值年龄, 置信区间为 1σ; L 为平均封闭径迹长度, ±后为标准差; N 为封闭径迹数. *, DXL-17 年龄数据不可靠, DXL-12 和 DXL-17 未测试到有效数目的封闭径迹长度

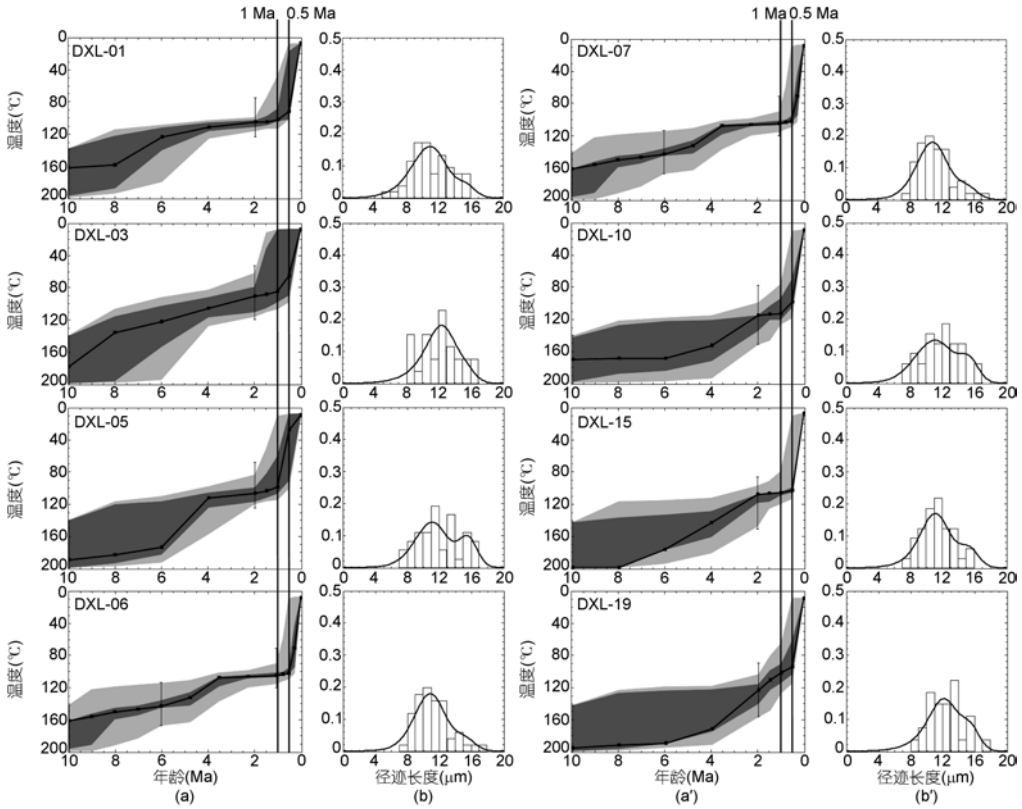

图 2 DXL-01, DXL-03, DXL-05, DXL-06, DXL-07, DXL-10, DXL-15, DXL-19 热史模拟温度(T)-年龄(t)曲线图

采用 Laslett 等人[24]给出的退火模型, (a)(a′)为热史模拟温度(T)-年龄(t)曲线, 其中浅灰色为可接受的模拟结果, 深灰色为符合良好的模拟结果, 黑线为符合最好的温度(T)-年龄(t)曲线, 竖直线段为约束条件; (b)(b′)为裂变径迹长度的概率密度直方图, 竖直轴为概率, 单位为 1

径迹年龄. 在所研究的历史中, 若地温梯度保持不变, 则剥蚀速率=冷却速率/地温梯度. 本文基于王均等人[27]和 Craw 等人[28]对南迦巴瓦峰地区高热流状态的详细论述, 在这里采用 45℃/km 的地温梯度值. 由此计算得到, 该剖面上冷却和剥蚀速率最慢的样品为 DXL-03, 在 4.6 Ma 以来的平均冷却和剥蚀速率分别为 22℃/Ma 和 0.48 mm/a, 冷却和剥蚀速率最快的样品为 DXL-10 和 DXL-19, 在 1.7 Ma 以来的平均冷却和剥蚀速率分别为 59℃/Ma 和 1.31 mm/a.

图 3 是多雄拉-地东剖面磷灰石裂变径迹年龄-高程关系示意图, 拟合得到的直线方程为

$$\text{Elevation} = -591+1170\ \text{Age}.$$

其中, R=0.856, 相关系数较好, 显示在多雄拉以东, 裂变径迹年龄和高程大体上成正相关. 进一步地, 可以 DXL-07 为界, 划分为两段. DXL-07 之上, 属于山顶区, 裂变径迹年龄大, 变化范围也大, 高程变化小, 直线斜率小, 冷却和剥蚀速率较小; DXL-07 之下, 属于山谷区, 裂变径迹年龄小, 变化范围也小, 高程变化大, 直线斜率大, 冷却和剥蚀速率较大.

前人对雅鲁藏布大峡谷地区的热史演化已经有一定的研究基础, 主要是采用裂变径迹, K-Ar, ^{40}Ar/^{39}Ar 和(U-Th)/He 等方法进行研究. 最早, 章振根等人[29]对这一地区变质岩样品进行测试所得到的 K-Ar 年龄集中分布在 1.23~141.70 Ma 之间. 丁林等人[30,31]在这一地区测试得到的磷灰石裂变径迹年龄可大致分为 25~17, 13~8, 3 Ma 以来 3 组, 并指出 3 Ma 以来是这一地区抬升速率发生变化的转折时期. Burg 等人[32,33]在多雄拉背斜核部所得到的 2 个样品的锆

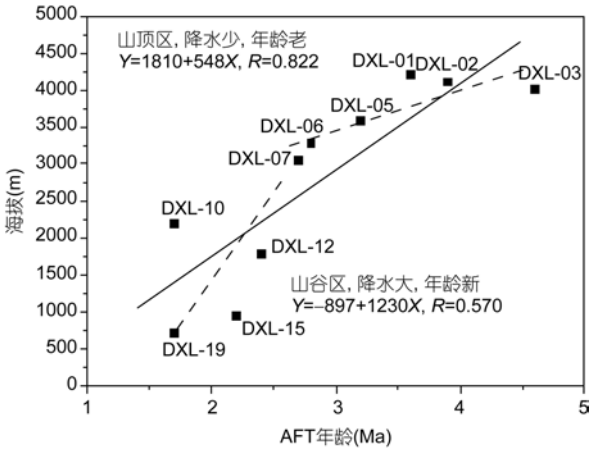

图 3 多雄拉-背崩剖面磷灰石裂变径迹年龄-高程关系示意图

石裂变径迹年龄为 2.5~2.6 Ma, 3 个磷灰石裂变径迹年龄为 0.9~1.1 Ma. 雷永良等人[34]在那木拉剖面获得的 10 个片麻岩样品的磷灰石裂变径迹年龄在 0.64~1.58 Ma 之间, 并且这一剖面上的裂变径迹年龄和高程之间没有明显的相关性. 以上两者的测试样品都采集于多雄拉以西, 而本文采集于多雄拉以东的样品获得的磷灰石裂变径迹年龄与之相比要老一些. 从 Stewart 等人[35]和 Finnegan 等人[15]对这一地区黑云母 ^{40}Ar/^{39}Ar 和锆石(U-Th)/He 方法测试结果的总结中, 也显示了相似的年龄分布特征. 类似的现象龚俊峰[18]也有所提及, 其在多雄拉以西获得的 ^{40}Ar/^{39}Ar 坪年龄为 2.4 Ma, 在多雄拉以东获得的 ^{40}Ar/^{39}Ar 坪年龄为 4.0 Ma. 对于多雄拉东西热史演化上存在的差异, 龚俊峰[18]用掀斜构造对此进行了解释, 而 Finnegan 等人[15]则从河流侵蚀的角度进行了分析, 也有可能与多雄拉以西广泛分布着的剥蚀能力更强的海洋性冰川有关. 龚俊峰等人[36]对雅鲁藏布大峡谷地区的基岩样品用 ^{40}Ar/^{39}Ar 方法进行测试, 获得了 1.3 和 2.5 Ma 两个年龄峰值. 孙东霞等人[20]对地东附近河床岩屑进行了磷灰石裂变径迹测试, 也获得了 2.5 Ma 左右年龄峰值. 而在本次测试结果中, 2.2~2.8 Ma 左右的年龄分布较广, 恰好可以与以上两者同时得到的 2.5 Ma 左右的年龄峰值进行比对.

特别是龚俊峰对同一剖面用黑云母 ^{40}Ar/^{39}Ar 法进行了测试, 其年龄分布呈现从多雄拉到背崩变老的趋势[18], 与本文获得的磷灰石裂变径迹年龄的分布特征恰好相反. 因此, 由这两种年龄计算得到的冷却速率也呈现不同的变化趋势(图 4).

那么, 本次测试中通过磷灰石裂变径迹方法获得的与黑云母 ^{40}Ar/^{39}Ar 法获得的相反的年龄分布特征, 究竟是由什么因素引起的呢? 这主要与两种年龄的封闭温度不同有关. 对于黑云母 ^{40}Ar/^{39}Ar 年龄, 其封闭温度为 320~350℃, 对应深度为 7~8 km 左右, 这一深度受到地表作用的影响较弱, 因此黑云母 ^{40}Ar/^{39}Ar 年龄更多记录了深部的热史过程, 主要反映了内动力地质作用的特征. 例如, 龚俊峰[18]就用掀斜构造解释了这一地区黑云母 ^{40}Ar/^{39}Ar 年龄分布趋势. 而对于磷灰石裂变径迹年龄, 其封闭温度为 70~110℃, 对应的深度仅为 2~3 km 左右, 很容易受到地表作用的影响, 因此更多地反映了外动力地质作用的特征.

具体地, 对多雄拉-背崩剖面来讲, 结合丁林等

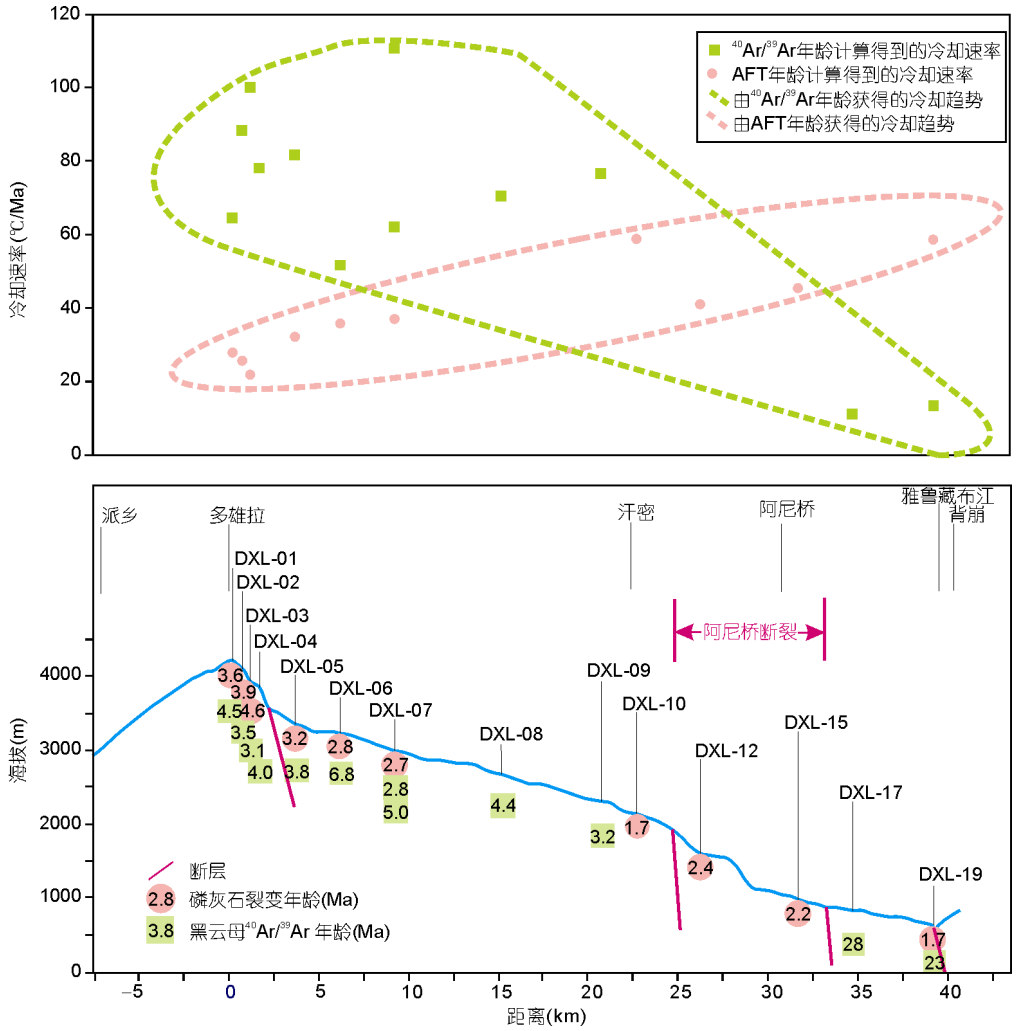

图 4 多雄拉-背崩剖面磷灰石裂变径迹法和黑云母 ^{40}Ar-^{39}Ar 法获得的冷却速率比较

负值表示距多雄拉峰西侧的距离. 黑云母 ^{40}Ar/^{39}Ar 年龄数据引自文献[18]

人[31]在地东以南获得的一个年龄数据, 将测试结果投绘在该地区的降水量分布图上(图 5), 可以发现, 在多雄拉-背崩剖面, 磷灰石裂变径迹年龄和降水量之间存在着显著的相关性. 年平均降水量在 800~1000 mm, 裂变径迹年龄分布在 4.6~3.2 Ma; 年平均降水量在 1000~1500 mm, 裂变径迹年龄分布在 2.8 Ma 左右; 年平均降水量在 1500~2000 mm, 裂变径迹年龄在 2.7 Ma 左右; 年平均降水量在 2000~2500 mm, 裂变径迹年龄分布在 2.4~1.7 Ma; 年平均降水量大于 2500 mm, 裂变径迹年龄在 1.3 Ma 左右. 也就是说, 在这一剖面上, 存在着随降水量的增加, 裂变径迹年龄变年轻的趋势.

降水量的增加会从多个角度增强区域的剥蚀作用. 一是降水量越大, 由雨水降落直接产生的剥蚀作用越强. 二是这一地区的降水具有明显季节性的特征, 大量降水常常以暴雨的形式降落[17], 容易发生泥石流等强剥蚀过程. 第三, 由区域降水产生的径流, 在向山下的方向因汇水面积增大, 引起河流径流量的显著增大, 也会导致这一方向上剥蚀作用的增强. 本文所选取的多雄拉-背崩剖面, 属于多雄曲(白马西路河)流域, 剖面内的所有径流, 都是来源于区域降水, 并无上游来水. 气候变化引起降水量的增加, 会直接引起这一地区径流量增加, 进而增强流水产生剥蚀作用. 综上所述, 在这一地区, 降水量的增加会引起剥蚀作用的显著增强, 并总体呈现从山顶至山脚递增的趋势. 磷灰石裂变径迹年龄的封闭温度低,

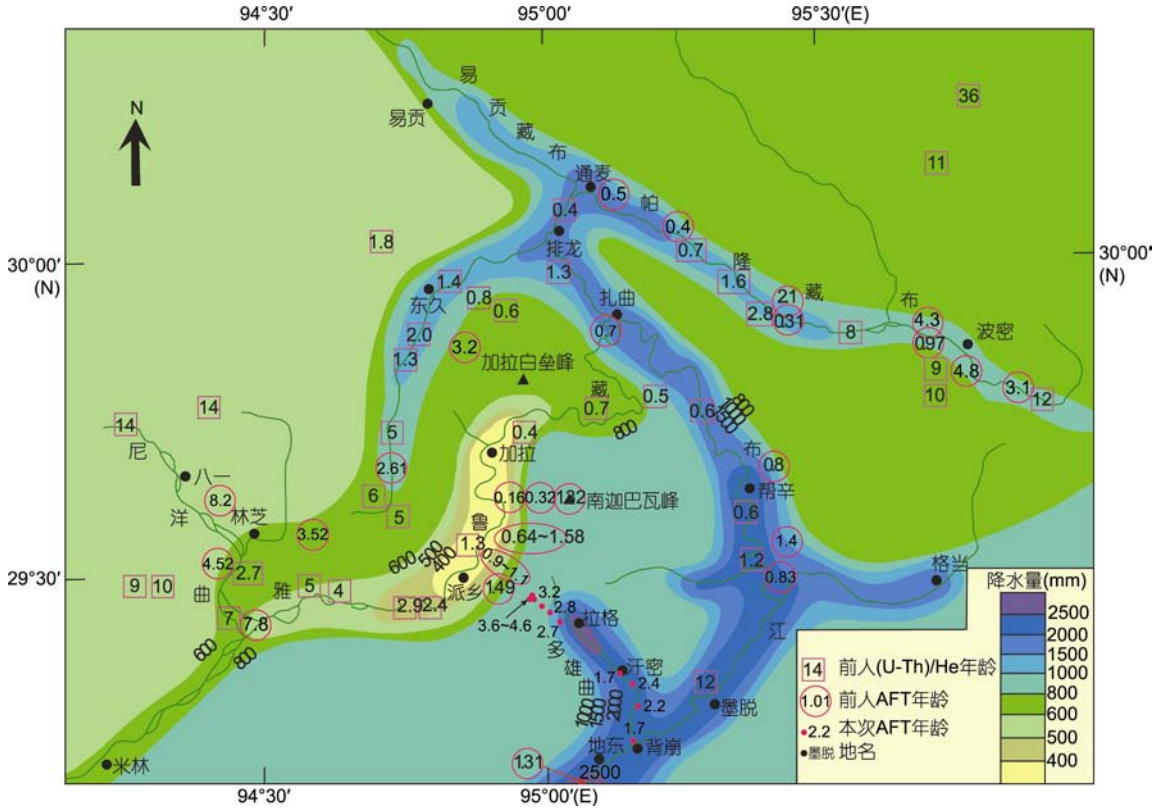

图 5　南迦巴瓦峰地区裂变径迹年龄和降水量分布图

降水量等值线据文献[17], 前人磷灰石裂变径迹年龄数据引自[30~34,37], (U-Th)/He 数据引自文献[35], 图中年龄单位均为 Ma

对应的深度浅, 容易受到地表作用的影响, 因此, 其年龄分布呈现总体年轻, 且越向山下方向裂变径迹年龄越年轻的特征. 而在同一剖面的测试到的黑云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄, 由于封闭温度高, 对应深度大, 受地表作用的影响弱, 更多地反映了早期构造作用的影响, 故呈现相反的变化趋势.

同样, 图 5 所展示的前人获得裂变径迹年龄的测试结果中, 在这一区域的东北部和西北部, 也存在着类似的现象. 从林芝到东久, 年平均降水量从 600 mm 增加到 1000 mm, 磷灰石裂变径迹年龄由 8.2 Ma 降至 2.6 Ma; 从波密到通麦, 年平均降水量由 800 mm 左右增加到 1500 mm, 磷灰石裂变径迹年龄由 3~4 Ma 降至 0.4~0.5 Ma. 与磷灰石裂变径迹年龄指示意义相近的 (U-Th)/He 年龄也呈现相似的特征: 如从波密到通麦, 降水量从 800 mm 左右增加到 1500 mm 以上, (U-Th)/He 年龄则从 12 Ma 单边下降到 0.4 Ma. 与此同时, 这一剖面背景 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄都处在 11~16 Ma 之间, 没有随降水量的变化而发生显著的变化[35].

诚然, 以上的这些讨论, 所基于的年平均降水量分布图是现今的气象资料, 并不能完全反映地质历史时期的降水量分布状况. 但是, 正如杨逸畴[38]根据中更新世大冰期的大量冰盖堆积遗迹等证据指出, 大峡谷水汽通道所产生的效应, 在中更新世就已经达到高原内部了, 也就是说, 这一地区现今的降水分布特征, 已经存在了相当长的时间, 足以对这一地区极年轻的裂变径迹年龄的分布产生显著影响. 本文获得的热史模拟结果显示, 这一剖面开始加速剥蚀冷却的转折时间为 1.0~0.5 Ma. 如果大峡谷地区裂变径迹年龄与降水量之间显著的空间耦合, 能够说明最新的快速剥蚀冷却事件是由降雨这个气候因素所引起的, 那么, 热史模拟结果所显示的大约 1 Ma 以来贯穿了整个剖面的快速冷却时限, 也就是气候因素开始发挥作用的时间. 这一时间大致与前人研究中给出的大峡谷水汽通道开始发挥作用的时限[38]相一致. 这种时间上的耦合性从另一个角度证明了降水在这一地区的快速剥蚀冷却过程中起到了关键性的作用.

前人对喜马拉雅山系其他区域的研究, 也得出了近期的快速地貌演化是受到气候等外动力地质作

用显著影响的结论. 例如, Grujic 等人[12]发现喜马拉雅山不丹段东西两侧磷灰石裂变径迹年龄和降水量之间存在着显著的关联性, 进而提出这一地区的地貌演化是受到气候因素的影响. 前人通过对喜马拉雅山中尼泊尔段进行详细的地貌解析和热史演化研究, 认为这一地区在 0.9~2.5 Ma 之间发生了剥蚀速率显著增加的事件, 这一时间框架与北半球大规模冰期的出现和亚洲季风显著增强而引起气候扰动的时间相一致[11,13]. Thiede 等人[14]通过对西北印度地区喜马拉雅山所进行详细的磷灰石裂变径迹研究发现, 这一地区磷灰石裂变径迹的年龄分布几乎不受构造带分割的影响, 而与降水量之间存在着明显的耦合性. Zeilter 等人[7]综合在南迦帕尔巴特峰地区微地震层析成像、大地电磁、地球年代学、岩石学、构造分析和地貌等资料, 提出西喜马拉雅构造结的强变质变形是印度河强烈切割剥蚀的结果, 显示了区域构造作用和剥蚀作用之间存着密切的联系. 这些研究成果都与本文在东喜马拉雅构造结获得的结论相类似. 由此可见, 喜马拉雅山最新的快速剥蚀冷却事件, 在区域上是可以对比的, 并且都是受到了气候因素占主导作用的影响.

4 结论

(1) 本文利用磷灰石裂变径迹的方法, 对多雄拉-背崩剖面上高程在4210~710 m范围内采集的11个基岩样品进行了测试, 得到的裂变径迹中值年龄分布在 4.6~1.7 Ma 之间, 由此估计的冷却速率分布在 22~59℃/Ma之间, 剥蚀速率分布在0.48~1.31 mm/a之间.

(2) 以 DXL-07 为界, 可以将本次测试得到磷灰石裂变径迹年龄划分为两段. 在 DXL-07 之上, 属于山顶区, 降水少、裂变径迹年龄老、变化范围大、高程变化小、剥蚀速率较慢. 在 DXL-07 之下, 属于山谷区, 降水大、裂变径迹年龄新、变化范围小、高程变化大、剥蚀速率较快.

(3) 8 个样品的热史模拟结果具有相似的特征, 都显示了1 Ma以来发生异常了快速的剥蚀冷却事件, 加速转折时间在 0.5~1.0 Ma 之间, 这与前人论证的大峡谷水汽通道开始发生作用的时间相吻合.

(4) 这一地区的降水量和磷灰石裂变径迹年龄存在着明显的空间耦合性, 证明了降雨(气候因素)是引起多雄拉-背崩地区最新快速剥蚀和冷却事件的关键因素, 显示气候因素对大峡谷的地貌和水文体系演化产生了显著的影响.

(5) 综合前人对喜马拉雅山脉其他地区的热史研究, 在雅鲁藏布大峡谷地区观察到的最新的快速剥蚀冷却事件是可以在整个喜马拉雅山系进行对比的, 并且一致显示了气候占主导作用的影响.

参考文献

1 Whipple K X, Kirby E, Brocklehurst S H. Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. Nature, 1999, 401: 39–43
2 Whipple K X. Fluvial landscape response time: How plausible is steady-state denudations? Am J Sci, 2001, 301: 313–325
3 Montgomery D R. Valley formation by fluvial and glacial erosion. Geology, 2002, 30: 1047–1050
4 Koppes M N, Montgomery D R. The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales. Nat Geosci, 2009, 2: 644–647
5 Anders A M, Roe G H, Montgomery D R, et al. Influence of precipitation phase on the form of mountain ranges. Geology, 2008, 36: 479–482
6 Zeitler P K, Meltzer A S, Koons P O, et al. Erosion, Himalayan, geodynamics and the geomorphology of metamorphism. GSA Today, 2001, 11: 4–9
7 Zeitler P K, Koons P O, Bishop M P, et al. Crustal reworking at Nanga Parbat, Pakistan: Metamorphical coupling facilitated by erosion. Tectonics, 2001, 20: 712–728
8 Korup O, Montgomery D R. Tibetan plateau river incision inhibited by glacial stabilization of the Tsangpo gorge. Nature, 2008, 455: 786–789
9 Finlayson D R, Montgomery D R, Hallet B. Spatial coincidence of rapid inferred erosion with young metamorphic massifs in the Himalayas. Geology, 2002, 30: 219–222
10 Bookhagen B, Thiede R C, Strecker M R. Abnormal monsoon year and their control on erosion and sediment flux in the high, arid northwest Himalaya. Earth Plant Sci Lett, 2005, 231: 131–146
11 Hodges K V, Wobus C, Ruhl K, et al. Quaternary deformation, river steepening, and heavy precipitation at the front of the Higher Himalayan ranges. Earth Plant Sci Lett, 2004, 220: 379–389

12 Grujic D, Coutand I, Bookhagen B, et al. Climatic forcing of erosion, landscape, and tectonics in the Bhutan Himalayas. Geology, 2006, 34: 801–804
13 Huntington K W, Blythe A E, Hodges K V. Climate change and Late Pliocene acceleration of erosion in the Himalaya. Earth Plant Sci Lett, 2006, 252: 107–118
14 Thiede R C, Bookhagen B, Arrowsmith J R, et al. Climate control on rapid exhumation along the Southern Himalayan Front. Earth Plant Sci Lett, 2004, 222: 791–806
15 Finnegan N J, Hallet B, Montgomery D R, et al. Coupling of rock uplift and river incision in the Namche Barwa-Gyala Peri massif Tibet. Geol Soc Am, 2008, 120: 142–155
16 Burbank D W, Blythe A E, Putkonen J, et al. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas. Nature, 2003, 426: 652–655
17 林振耀, 吴祥定. 气候基本特征. 见: 彭补拙, 杨逸畴, 编. 南迦巴瓦峰地区自然资源与自然地理. 北京: 科学出版社, 1996. 135–147
18 龚俊峰. 喜马拉雅中东段 ^{40}Ar-^{39}Ar 年代学及热史演化研究. 博士学位论文. 北京: 北京大学, 2009. 1–141
19 康铁笙, 王世成. 地质热历史研究的裂变径迹法. 北京: 科学出版社, 1991. 1–112
20 孙东霞, 季建清, 张志诚, 等. 雅鲁藏布江中下游流域地貌差异演化的岩屑磷灰石裂变径迹证据. 科学通报, 2009, 54: 3738–3747
21 Hurford A J. Standardization of fission-track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the IUGS Subcommission on Geochronology. Chem Geol, 1990, 80: 171–178
22 Green P F, Duddy I R, Laslett G M, et al. Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. Chem Geol, 1989, 79: 155–182
23 张志诚, 王雪松. 裂变径迹定年资料应用中的问题及其地质意义. 北京大学学报, 2004, 40: 898–905
24 Laslett G M, Green P F, Duddy I R, et al. Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. Chem Geol, 1987, 65: 1–13
25 Ketcham R A, Donelick R A, Donelick M B. AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. Geol Mater Res, 2000, 2: 1–32
26 Ketcham R A, Donelick R A, Carlson W D. Variability of apatite fission-track annealing kinetics Ⅲ: Extrapolation to geological time scales. Am Mineral, 1999, 84: 1235–1255
27 王钧, 黄尚瑶, 黄歌山, 等. 中国地温分布的基本特征. 北京: 地震出版社, 1990. 30–39
28 Craw D, Koons P O, Zeitler P K, et al. Fluid evolution and thermal structure in the rapidly exhuming gneiss complex of Namche Barwa-Gyala Peri, eastern Himalayan syntaxis. J Metamorph Geol, 2005, 23: 829–845
29 章振根, 刘玉海, 王天武, 等. 南迦巴瓦峰地区地质. 北京: 科学出版社, 1992. 1–185
30 丁林, 钟大赉, 潘裕生, 等. 东喜马拉雅构造结上新世以来快速抬升的裂变径迹证据. 科学通报. 1995, 40: 1497–1500
31 丁林, 钟大赉. 高原的隆升阶段——以东喜马拉雅构造结为例. 见: 潘裕生, 孔祥儒, 编. 青藏高原岩石圈结构演化和动力学. 广州: 广东科技出版社, 1998. 380–400
32 Burg J-P, Nievergelt P, Oberli F, et al. The Namche Barwa syntaxis: Evidence for exhumation related to compressional crustal folding. J Asian Earth Sci, 1998, 16: 239–252
33 Burg J-P, Davy P, Nievergelt P, et al. Exhumation during crustal folding in the Namche-Barwa syntaxis. Terra Nova, 1997, 9: 53–56
34 雷永良, 钟大赉, 季建清, 等. 东喜马拉雅构造结更新世两期抬升-剥露事件的裂变径迹证据. 第四纪研究, 2008, 28: 584–590
35 Stewart R J, Hallet B, Zeitler P K, et al. Brahmaputra sediment flux dominated by highly localized rapid erosion from the easternmost Himalaya. Geology, 2008, 36: 711–714
36 龚俊峰, 季建清, 陈建军, 等. 东喜马拉雅构造结岩体冷却的 ^{40}Ar/^{39}Ar 年代学研究. 岩石学报, 2008, 24: 2252–2272
37 Seward D, Burg J-P. Growth of the Namche Barwa Syntaxis and associated evolution of the Tsangpo Gorge: Constraints from structural and thermochronological data. Tectonophyiscs, 2008, 451: 282–289
38 杨逸畴. 地貌. 见: 彭补拙, 杨逸畴, 编. 南迦巴瓦峰地区自然资源与自然地理. 北京: 科学出版社, 1996. 11–30