

文章编号: 1009-3850(2006)01-0097-06

晚新生代以来青藏高原东缘的剥蚀过程: 来自裂变径迹的证据

张毅¹, 李勇¹, 周荣军², A. L. Densmore³, N. J. Richardson³

(1. 成都理工大学 油气藏及开发工程国家重点实验室, 四川 成都 610059; 2. 四川省地震局 工程地震研究所, 四川 成都 610041; 3. Institute of Geology, Department of Earth Sciences, ETH Zentrum, CH-8092 Zürich Switzerland)

摘要: 本文以青藏高原东缘的三级地貌(川西高原、龙门山和四川盆地)单元为基础, 利用裂变径迹定年数据分区块研究了该地区的晚新生代以来的剥蚀速率。研究结果表明, 晚白垩世以来青藏高原东缘经历了一个由平缓到突然加速的剥蚀过程, 其转折点为中新世。在整个时间段内的平均剥蚀速率, 川西高原为0.26mm/yr, 龙门山为0.72mm/yr, 四川盆地为0.20mm/yr。龙门山的剥蚀速率大约是川西高原的2.8倍, 间接反映边缘山脉的隆升并不等同于高原内部的隆升, 边缘山脉的隆升可能是构造隆升和剥蚀隆升相叠加的结果。

关键词: 青藏高原东缘; 晚新生代; 裂变径迹; 剥蚀速率; 隆升

中图分类号: P631.6⁺21

文献标识码: A

1 引言

裂变径迹定年法是一种通过确定含铀矿物的自发裂变径迹密度对诱发裂变径迹密度的比率来计算地质体年龄的同位素年龄测定方法, 在构造区的剥蚀和隆升速率的计算、沉积盆地的热年代学、断层的活动年龄以及恢复构造史上有着广泛的应用^[1, 2]。

青藏高原的形成被认为对全球的气候产生过显著的影响^[3], 然而人们对其隆升机制和形成年代仍然存在争议。在青藏高原东缘的龙门山地区, 传统上主要依据沉积相、地貌等外部环境变化记录来推算青藏高原的隆升, 而从地球内部过程来研究高原的隆升, 比如用裂变径迹测定岩体所含矿物通过封闭温度时的年龄, 并据此计算岩体的剥蚀速率, 从而

反演高原的隆升机制的研究进行得并不充分^[4]。

笔者综合已公开或未公开发表的同类成果, 对该地区的剥蚀问题进行综合分析, 为青藏高原隆升机制以及由此产生的晚新生代以来全球气候变化问题提供一个新的切入点。

2 区域构造背景

Burchfiel 等(1995)归纳了青藏高原东缘总的地质概况^[5], 李勇等(1995)对该地区的沉积与构造进行了详细的总结^[6]。笔者据此将川西地区分为3个构造区(图1, 图2), 从西到东分别是川西高原、龙门山和四川盆地。

川西高原位于龙门山西北侧, 为高应变带, 构造线方向以北东为主, 主要有志留系—上三叠统西康群浅变质岩构成, 其前缘断裂为茂汶断裂。

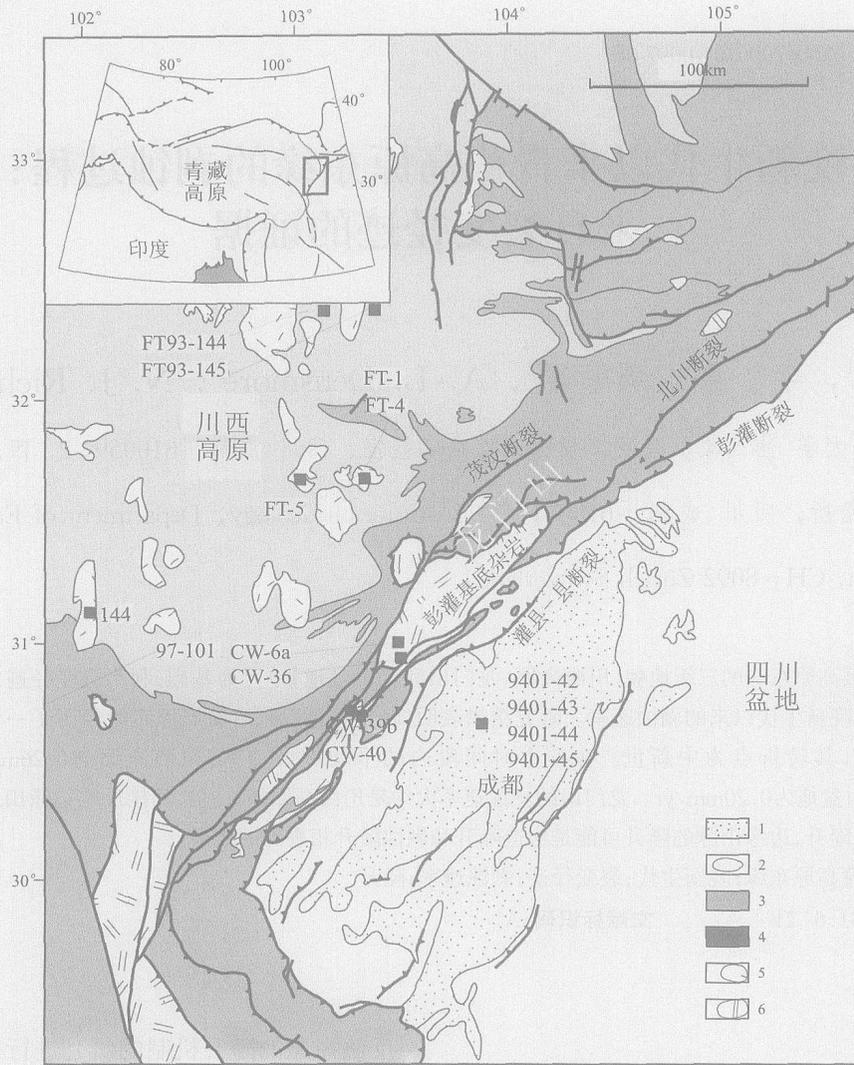


图 1 青藏高原东缘地质示意图(修改自 Kirby, 2000)

1. 新生代; 2. 四川盆地中生代岩体; 3. 松潘-甘孜杂岩体; 4. 新元古界-二叠系; 5. 中生代深成岩体; 6. 元古宇; 7. 采样位置及编号

Fig. 1 Regional geological map along the eastern margin of the Qinghai-Xizang Plateau (modified from Kirby, 2000)

1= Cenozoic; 2= Mesozoic rocks in the Sichuan Basin; 3= Songpan-Garze complex; 4= Neoproterozoic-Permian; 5= Mesozoic pluton; 6= Proterozoic; 7= sampling site and its number

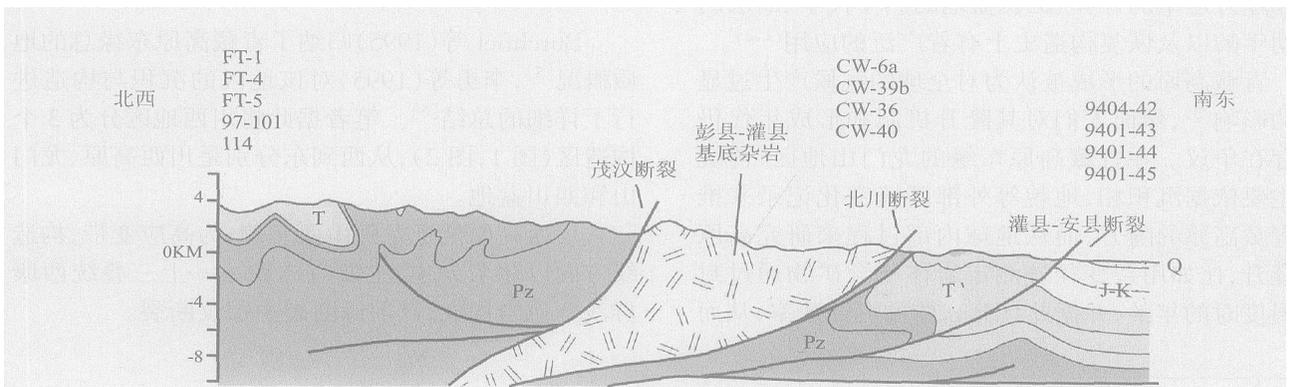


图 2 青藏高原东缘地质剖面示意图(修改自 Kirby, 2000)

Fig. 2 Simplified geological section along the eastern margin of the Qinghai-Xizang Plateau (modified from Kirby, 2000)

龙门山位于川西高原与扬子准地台的接合部位,既是青藏高原的东界,又是四川盆与大巴山冲断带相交处,南西与康滇地轴相截,由一系列大致平行的叠瓦状冲断带构成,具典型的叠覆构造特征。

四川盆地处于龙门山以东,盆地的西部是成都平原,中部是丘陵地带,东部是一系列平行的山脊和峡谷。盆地面积为190,000km²,充填6~12km厚的从海相到陆相演替的沉积物,几乎包含了从震旦纪以来的每个时期的地层。

3 原理和方法

裂变径迹法可以给出地质体的表观年龄,而径迹退火作用一方面让年龄的计算更加困难,另一方面又在地质体中记录了丰富的热历史信息,从而让裂变径迹年龄本身更具有解释的意义。依据径迹长度的分布图和对研究区域已有的地质历史的掌握可以描绘出样品的冷却曲线图^[4]。

用裂变径迹法揭示造山带的剥蚀历史采取方法可以分为两大类:一是利用蚀源区基岩矿物热年代计,包括矿物对封闭温度年龄法、不同高程单矿物地形高差法和单矿物封闭温度年龄法;二是利用造山带相邻盆地的沉积信息,由于盆地是蚀源区长期演化的综合产物,记录了蚀源区的剥蚀过程,因此来自造山带的沉积物成为极为重要的研究对象。

3.1 蚀源区剥蚀速率的计算方法

1. 矿物对封闭温度法

由于磷灰石、锆石和楔石裂变径迹的封闭温度不同,同一个样品中的两种不同矿物通过各自温度的时间差计算出岩石的冷却速度。矿物对封闭温度法就是利用已知研究区的地热梯度,计算岩石的抬升速率。此种方法依赖于矿物的裂变径迹封闭温度和研究区的地热梯度。

由于不同的矿物同位素年代测定的“封闭温度”不同,因而地质体在其被抬升冷却过程中通过其封闭温度面的时间也不相同。锆石、楔石等较高,矿物通过封闭温面必然较早,故较早计时;而磷灰石封闭温度较低,通过等温面较晚,计时较晚。据此可估算出冷却速率(V_c)。设两矿物封闭温度年龄差为 Δt ,封闭温度差为 ΔT_c ,则冷却速率 $V_c = \Delta T / \Delta t$,假设冷却是由于剥蚀引起的,地温梯度设为 $\Delta T_c / \Delta h$,则剥蚀速率(V_e)可求出: $V_e = V_c / (\Delta T / \Delta h)$, $V_e = (\Delta T / \Delta t) / (\Delta T_c / \Delta h)$ 。

2. 地形高差法

不同高程单矿物地形高差法可以不考虑地温梯

度,由于磷灰石、锆石或者楔石的年龄随着海拔高度变化而变化,因此笔者在不同的海拔高度取样,由不同的裂变径迹年值就可以计算采样地区的剥蚀速率: $V = \Delta E / \Delta t$,式中 ΔE 为高程差, Δt 为年龄差。

3. 单矿物封闭温度年龄法

它采用造山带剥露于地表的基岩样品(主要是侵入岩和变质岩)进行裂变径迹测年来估算剥蚀速率,一般假定一个线性地热梯度,并根据试验获得的经验数据值给出特定的裂变径迹封闭温度,平均剥蚀速率可通过下式求得: $V = [(T_c - T_s) / G] / \Delta t$,式中 Δt 为剥露时间, T_c 为封闭温度, T_s 为地表温度, G 为地热梯度。

3.2 沉积盆地剥蚀速率的计算方法

相对于川西高原和龙门山基岩区样品(主要是花岗岩)的裂变径迹年龄给出的是样品点通过封闭温度等温面以来的单一年龄值,在四川盆地沉积岩样品具有不同隆升冷却历史的蚀源区的不同岩石风化剥蚀后的混剥蚀合物,因此矿物的裂变径迹年龄就不能采取加权平均的办法来计算,通常做法是将沉积物中的单一颗粒年龄用高斯拟合和二项式拟合获得最佳的颗粒年龄分布。本文生成时间温度曲线应用的是 Monte Trax 专业分析软件^[7,8]。与之相关的理论与实践需要较长的篇幅来介绍,本文仅仅应用了其结论。

4 样品的分析结果

前人根据其研究目的和地理条件的限制在该区域选取并测定了近60个样品的径迹年龄和时间温度曲线,这些样品的位置比较分散。本文为按区块计算剥蚀厚度和速率而选择的样品全部是花岗岩和结晶岩,它们大体上沿图1和图2所示的剖面呈北西南东向展布,涵盖了从川西高原经龙门山到四川盆地的三级地貌单元。这些样品数据包括刘树根(1993)、Xu Gangqing(2000)和Ame等(1997)公开发表的遍布整个龙门山及川西高原的21个磷灰石和锆石采样点的资料^[9,10]和Xu Ganqing(1997)博士论文中分析的四川盆地西部边缘编号为125的钻井分析数据^[7]。其中川西高原的选取的采样点有12个,都是印支期花岗岩,FT-1、FT-4、FT-5、97、98、99、100、101和114采样点包含磷灰石和楔石两种年龄(表1);在龙门山区域选取的采样点有4个,即CW-6a、CW-39b、CW-36和CW-40,全部是磷灰石年龄分别为4.8±3.0Ma、4.3±1.4Ma、8.9±8.0Ma和11.0±7.0Ma;在四川盆地选取的是钻井在不同深

度的4个岩屑样品9401-42、9401-43、9401-44和9401-45,其层位从上而下依次是上白垩统、上中侏罗统和中侏罗统沉积物,裂变径迹年龄分别为 $96.1 \pm 5.9\text{Ma}$ 、 $105.3 \pm 6.4\text{Ma}$ 、 $68.6 \pm 5.0\text{Ma}$ 和 $35.1 \pm 4.8\text{Ma}$ 。

5 剥蚀速率的计算

5.1 川西高原的剥蚀速率

样品 FT-1、FT-4、FT-5、97、98、99、100、101、和114位于汶川-茂汶断裂以西的川西高原,岩石单元为花岗岩且包含磷灰石和锆石两种年龄。根据表1的年龄数据,运用公式 $e = (\Delta T / \Delta t) / (\Delta T_c / \Delta h)$,并且约定磷灰石和锆石的封闭温度的下界分别为 110°C 和 255°C ,地温梯度为 $20^\circ\text{C}/\text{km}^{[11]}$,参照每个样品的年龄值得到相应的剥蚀速率(表1)。而 FT93-144和 FT93-145则利用地形高差法公式 $V = \Delta E / \Delta t$,其平均剥蚀速率为 $0.25\text{mm}/\text{yr}$ 。而综合其它10个采样点的分析结果,川西高原地表自早白垩纪以来可能经历过一个逐渐加大的剥蚀过程,其中从早白垩纪到中新世剥蚀过程缓慢,从中新世末期开始剥蚀作用加速,这个过程一致持续到近代,其平均剥蚀速率为 $0.26\text{mm}/\text{yr}$ (表1,图3)

5.2 龙门山的剥蚀速率

样品 CW-39b、CW-36、CW-40和 CW-6a 位于龙门山中段,磷灰石裂变径迹年龄分别为 $4.3 \pm 1.4\text{Ma}$ 、 $8.9 \pm 8.0\text{Ma}$ 、 $11.0 \pm 7.0\text{Ma}$ 和 $4.8 \pm 3.0\text{Ma}$ 。约定地温梯度 $20^\circ\text{C}/\text{km}$,地表温度 $20^\circ\text{C}^{[1]}$,根据单矿物地温梯度法和矿物对法得到每个样品的在不同时间段的相应的剥蚀速率(表1,图3)。龙门山自中新

世早期以来经历了一个极快的剥蚀过程,平均剥蚀速率高达 $0.72\text{mm}/\text{yr}$ 。

5.3 四川盆地的剥蚀速率

位于四川盆地的9401系列的样品分别由三叠系—白垩系砂岩和泥岩组成。9401-42和9401-43是上白垩统沉积物,它们的径迹年龄比同一水平位置的上白垩统沉积物要小(图4)。盆地内退火作用表现在样品趋向于一个峰值,平均为 $12.4 \pm 0.16\mu\text{m}$ 和 $12.81 \pm 0.20\mu\text{m}$ 的径迹长度在合理的长度范围之内。这些径迹参数综合在一起指示 $70 \sim 80^\circ\text{C}$ 范围的古地温曾经在样品9401-42和9401-43的同一水平层位上出现过。样品9401-44是上侏罗统砂岩,然而它的裂变径迹年龄是 $68.6 \pm 5.0\text{Ma}$,所在地层明显经历过高温,原始年龄已经被抹掉了。高温过程也表现在更短的裂变径迹长度($11.45 \pm 0.73\mu\text{m}$)和短径迹($3 \sim 9\mu\text{m}$)在长度分布上的百分比。样品9401-45是更老的侏罗系砂岩,它的裂变径迹年龄是 $35.1 \pm 4.8\text{Ma}$ 。这些估算值是以平均径迹长度值 $10.35 \pm 0.61\mu\text{m}$ 和包含了径迹长度 $3\mu\text{m}$ 的径迹分布特征为依据的,暗示了它们的古地温是大于 100°C 的。

基于3个样品的地层年代,隆升和侵蚀($30 \sim 25\text{Ma}$)的初始年代,每个地层单元的厚度和最大冷却量,运用 Monte Trax 专业分析软件估算出从三叠纪到晚白垩纪有至少 3.6km 的地层被沉积下来。从那以后有 $2 \sim 3\text{km}$ 的沉积地层被依次剥蚀,平均剥蚀速率为 $0.17\text{mm}/\text{yr}$ 。

6 分析与讨论

整个研究区域自晚白垩世以来经历了从平缓到突然加速的剥蚀过程,中新世为其加速剥蚀的转折点,剥蚀速率分布图上可以明显分辨出从 15Ma 左右开始川西高原和龙门山剥蚀速率的变化。

据计算平均剥蚀速率,川西高原是 $0.26\text{mm}/\text{yr}$,龙门山是 $0.72\text{mm}/\text{yr}$,四川盆地是 $0.17\text{mm}/\text{yr}$ 。龙门山的剥蚀速率大约是川西高原的2.8倍。

根据业已提出的3种青藏高原边缘造山带的成山模式^[9],即与构造缩短相关的成山模式,与剥蚀相关的均衡成山模式,前两种机制的结合,而晚新生代以来龙门山断裂以右行走滑作用为主^[7],构造缩短相关的成山模式不太适用于青藏高原边缘的龙门山;另据裂变径迹分析龙门山单元中新世以来不仅剥蚀作用强烈,而且与临近川西高原的剥蚀速率存在明显的差异,推测正是剥蚀作用驱动了晚新生代以来龙门山的显著隆升。

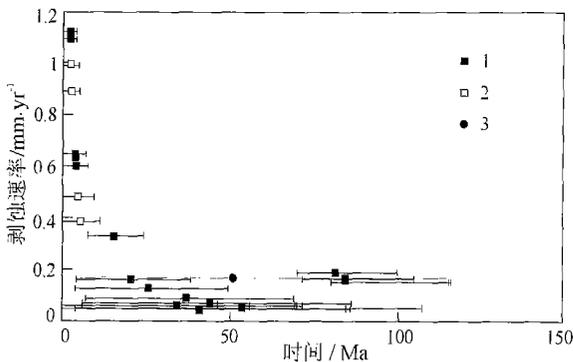


图3 青藏高原东缘裂变径迹样品的剥蚀速率分布图

1. 川西高原; 2. 龙门山; 3. 四川盆地

Fig. 3 Distribution of the denudation rates along the eastern margin of the Qinghai-Xizang Plateau

1= western Sichuan plateau; 2= Longmen Mountains 3= Sichuan Basin

表 1 裂变径迹分析结果(据文献^[9])

Table 1 Fission track age determinations (after Arne et al., 1997)

样品号	高程或深度 / m	磷灰石裂变径迹年龄 / Ma	锆石裂变径迹年龄 / Ma	年龄段 / Ma	地形高差法	矿物对法(地表)			矿物对法(AP-SP)				
						封闭温度差	地温梯度 / °C·km ⁻¹	时段差 / 年	封闭温度差	地温梯度 / °C·km ⁻¹	时段差 / 年		
FT93-144	1450	72.0±7.0		72~73	0.25								
FT93-145	1200	73.0±14.0											
FT-1	3950	6.6±2.0		6.6~今		85	20	6.6	0.64393939				
FT-1	3950		68.0±8.0	68~6.6						110	20	61.4	0.089576547
FT-4	2750	3.9±1.2		3.9~今		85	20	3.9	1.08974359				
FT-4	2750		49.0±14.0	49~3.9						110	20	44.1	0.124716553
FT-5	2400	3.8±2.6		3.8~今		85	20	3.8	1.11842105				
FT-5	2400		38.0±4.0	38~3.8						110	20	34.2	0.160818713
97	3730		103.9±3.0	71~今		85	20	71	0.05985915				
97	3730	71.0±4.2		103.9~71						110	20	32.9	0.167173252
98	3730		105.1±2.9	69.6~今		85	20	69.6	0.06106322				
98	3730	69.6±4.3		105.1~69.6						110	20	35.5	0.154929577
99	3720		107.6±3.8	84~今		85	20	84	0.05059524				
99	3720	84.0±7.0		107.6~3.8						110	20	103.8	0.052986513
100	3665		98.8±11.9	69~今		85	20	69	0.0615942				
100	3665	69.3±7.0		98.8~69.3						110	20	29.5	0.186440678
101	3660		5.7±0.4	85.4~今		85	20	85.4	0.04976581				
101	3660	85.4±6.1		85.4~5.7						110	20	79.7	0.069008783
114	2240		23.7±1.3	7.1~今		85	20	7.1	0.59859155				
114	2240	7.1±1.5		23.7~7.1						110	20	16.6	0.331325301
CW-6a	1150	4.8±3.0		4.8~今		85	20	4.8	0.88541667				
CW-39b	N/A	4.3±1.4		4.3~今		85	20	4.3	0.98837209				
CW-36	1250	8.9±8.0		8.9~今		85	20	8.9	0.47752809				
CW-40	N/A	11.0±7.0		11~今		85	20	11	0.38636364				
9401-42	30~72	96.1±5.9		105.3									
9401-43	76~100	105.3±6.4											
9401-44	700~800	68.6±5.0											
9401-45	2866~2912	35.1±4.8											

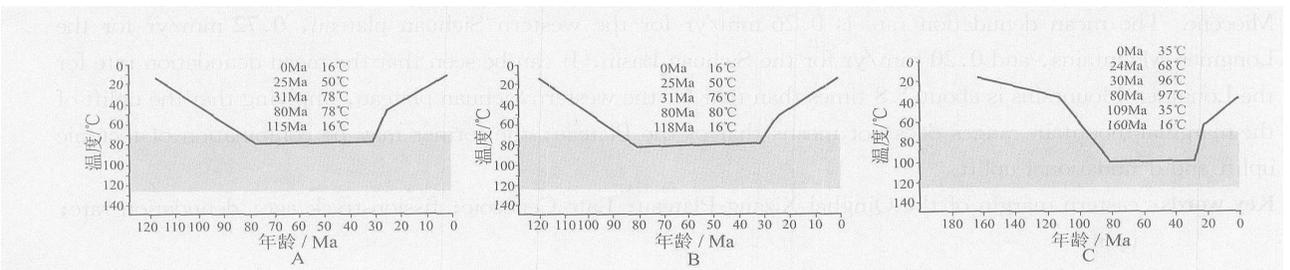


图 4 四川盆地 9401 号样品温度曲线图(据文献^[12])

A. 样品 9401-42; B. 样品 9401-43; C. 样品 9401-44

Fig. 4 Time-temperature plot for the sample 9401 from the Sichuan Basin (after Xu, 1997)

A. Sample 9401-42; B. Sample 9401-43; C. Sample 9401-44

参考文献:

参考文献

- [1] 康铁笙, 王世成. 地质热历史研究的裂变径迹法[M]. 北京: 科学出版社, 1991. 9—109.
- [2] 李勇, 曾允孚, 伊海生. 龙门山前陆盆地沉积及构造演化[M]. 成都: 成都科技大学出版社, 1995. 1—91.
- [3] 刘树根. 龙门山冲断带与川西前陆盆地的形成演化[M]. 成都: 成都科技大学出版社, 1993. 65—102.
- [4] 施雅风, 李吉均, 李炳元. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化[M]. 广州: 广东科技出版社, 1998. 3—13.
- [5] J. G. 丹尼斯. 国际构造地质词典(英语术语)[M]. 北京: 地质出版社, 1983. 238.
- [6] ARNE D, WORLEY B, WILSON C et al. Differential exhumation in response to episodic thrusting along the eastern margin of the Tibetan Plateau [J]. *Tectonophysics*, 1997, 280(3—4): 239—256.
- [7] BURCHFIEL B C et al. Tectonics of the Longmen Shan and ad-

acent regions, Central China [J]. *International Geology Review*, 1995, 37(8): 661—735.

- [8] CHEN S F, WILSON C J L. Emplacement of the Longmen Shan Thrust Nappe Belt along the eastern margin of the Tibetan Plateau [J]. *Journal of Structural Geology*, 1996, 18(4): 413—430.
- [9] GREEN P F, DUDDY I R, GLEADOW A J W et al. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 1. A qualitative description. *Chemical Geology*, 1986, 59(4): 237—253.
- [10] KIRBY E, REINERS P W, KROL M A et al. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau; Inferences from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/He thermochronology [J]. *Tectonics*, 2002, 21(1): 1—20.
- [11] LI Y, ALLEN P A, DENSMORE, A L, QIANG X. Evolution of the Longmen Shan Foreland Basin (Western Sichuan, China) during the Late Triassic Indosinian Orogeny [J]. *Basin Research*, 2003, 15(1): 117—138.
- [12] XU G. Thermo-tectonic history of eastern Tibetan Plateau and western Sichuan Basin, China, assessed by fission track thermochronology [D]. Hamilton, New Zealand: University of Waikato, 1997.

The denudation of the eastern margin of the Qinghai-Xizang Plateau since the Late Cenozoic: Evidence from the fission-track ages

ZHANG Yi¹, LI Yong¹, ZHOU Rong-jun², A. L. Densmore³, N. J. Richardson³

(1. Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 2. Sichuan Seismological Bureau, Chengdu 610041, Sichuan, China; 3. Institute of Geology, Department of Earth Sciences, ETH Zentrum, CH-8092 Zurich Switzerland)

Abstract: The denudation rates of the eastern margin of the Qinghai-Xizang Plateau since the Late Cenozoic are examined for the third-order geomorphological units (western Sichuan plateau, Longmen Mountains and Sichuan Basin) on the basis of the fission-track ages for the samples from different blocks in the study area. The findings show that there are gradations of denudation from slow processes before the Miocene to rapid ones after the Miocene. The mean denudation rate is 0.26 mm/yr for the western Sichuan plateau, 0.72 mm/yr for the Longmen Mountains, and 0.20 mm/yr for the Sichuan Basin. It can be seen that the mean denudation rate for the Longmen Mountains is about 2.8 times than that for the western Sichuan plateau, implying that the uplift of the marginal mountain ranges does not mean that of the Plateau; the former may be combination of tectonic uplift and denudational uplift.

Key words: eastern margin of the Qinghai-Xizang Plateau; Late Cenozoic; fission-track age; denudation rate; uplift