

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

# 青藏高原东缘龙门山晚新生代剥蚀厚度 与弹性挠曲模拟

李勇<sup>1)</sup>, A L DENSMORE<sup>2)</sup>, 周荣军<sup>3)</sup>, M A ELLIS<sup>4)</sup>

1) 成都理工大学油气藏及开发工程国家重点实验室, 610059; 2) Institute of Geology, Department of Earth Sciences, ETH Zentrum, CH-8092 Zürich, Switzerland; 3) 四川省地震局工程地震研究所, 成都, 610041; 4) Center for Earthquake Research and Information, University of Memphis, 3890 Central Avenue, Memphis, TN 38152

**内容提要:** 龙门山是青藏高原东缘边界山脉, 具有青藏高原地貌、龙门山高山地貌和山前冲积平原三个一级地貌单元。利用数字高程模式图像和裂变径迹年代测定方法研究和计算龙门山晚新生代剥蚀厚度与剥蚀速率, 结果表明: 3.6 Ma 以来龙门山的剥蚀厚度介于1.91~2.16 km 之间, 剥蚀速率介于0.53~0.60 mm/a 之间。在此基础上, 开展了该地区岩石圈的弹性挠曲模拟, 结果表明龙门山的隆升机制具有以构造缩短隆升和剥蚀卸载隆升相叠合的特点。3.6 Ma 之前, 龙门山的隆升与逆冲推覆构造负载有关, 以构造缩短驱动的构造隆升为特色; 3.6 Ma 之后, 龙门山的隆升与剥蚀卸载驱动的抬升有关, 并以剥蚀卸载隆升为特色, 进而提出了龙门山晚新生代以来的隆升机制以剥蚀成山作用为主要的认识。

**关键词:** 数字高程模式; 裂变径迹; 剥蚀厚度; 剥蚀速率; 剥蚀卸载隆升; 构造缩短隆升; 弹性挠曲模拟; 晚新生代; 龙门山; 青藏高原东缘

众所周知, 自板块构造理论提出后, 板块间的碰撞和构造缩短一直是山脉形成的主要机制和统治流派, 构造驱动的山脉成因说影响了近30年来人们对山脉的研究, 加之受 Davis(1889)的地理旋回或地貌旋回理论的影响, 人们一般认为山脉经构造作用形成后, 在剥蚀作用的影响下, 山脉被剥蚀夷平, 直至最终消失。但是近年来的研究表明, 剥蚀和气候对山脉形成具有重要的控制作用, 大量的剥蚀作用并未使山峰降低, 反而使山峰在不断的增高, 逐渐形成了与剥蚀相关的均衡成山理论(Beaumont et al., 1992; Pinter et al., 1997)。目前在国际上业已提出了三种青藏高原边缘造山带的成山模式, 即: ① 与构造缩短相关的构造成山模式; ② 与剥蚀相关的均衡成山模式; ③ 第一、二种机制相结合的成山模式。这些研究成果反映人们对山脉成因的新认识。此外, 在山脉的隆升与剥蚀作用的研究方法上新技术和新方法不断出现, 磷灰石裂变径迹法、宇宙核素法和高精度数字高程资料已被成功地应用到山脉的隆升作

用和剥蚀作用的研究之中, 其中高精度数字高程资料 and 磷灰石裂变径迹法是当前最富有探索性的领域, 并将在未来成为最为常规的研究方法。

在这些研究成果的基础上, 本文选择了龙门山作为研究青藏高原东缘剥蚀成山作用的典型地区, 利用数字高程模式图像和裂变径迹年代测定方法研究和计算龙门山长周期剥蚀厚度和剥蚀速率, 并通过剥蚀卸载作用的弹性挠曲模拟, 为建立龙门山晚新生代以来剥蚀成山作用的模式提供定量依据。

## 1 青藏高原东缘地质、地貌背景

龙门山是青藏高原东缘边界山脉, 位于青藏高原和四川盆地之间, 处于中国西部地质、地貌、气候的陡变带, 具有青藏高原地貌、龙门山高山地貌和山前冲积平原三个一级地貌单元, 是中国西部最重要的生态屏障, 同时该地区也是研究青藏高原边缘山脉隆升剥蚀所造成的自然地理效应最明显和最典型的地区之一。龙门山北起广元, 南至天全, 呈北东一

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 40372084)、教育部优秀青年教师资助计划项目和四川省重点学科建设项目(编号 SZD0408)资助的成果。

收稿日期: 2004-10-18; 改回日期: 2005-06-27; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 李勇, 男, 1963年生。博士, 教授, 博士生导师。从事沉积盆地与造山带研究。通讯地址, 610059, 四川省成都市二仙桥, 成都理工大学图书馆; Email: liy@cdut.edu.cn。

南西向展布,北东与大巴山相交,南西被鲜水河断裂相截。该边缘山脉长约500 km,宽约30 km,面积约为15000 km<sup>2</sup>。青藏高原东缘是研究青藏高原隆升与变形过程的理想地区,其原因在于该地区地质过程仍处于活动状态,变形显著,露头极好,地貌和水系是青藏高原碰撞作用和隆升过程的地质纪录,但是龙门山也是国际地学界争论的焦点地区之一(刘树根等,1993,2003;李勇,1994,1995,1998; Chen et al., 1994; 陈社发等,1995; Burchfiel et al., 1995; 陈智梁等,1998; Clark et al., 2000; Li Yong et al., 2002, 2003; Kirby et al., 2000, 2002),争论的问题包括龙门山形成的时间、机制、过程及其与印度板块与欧亚板块碰撞的关系等。

关于晚新生代龙门山崛起的时间问题是争论的焦点之一。近年来我们试图利用龙门山前陆地区的沉积纪录来标定龙门山崛起的时间(李勇等,2001,2005; Li Yong et al., 2004)。成都平原西部地表的露头剖面和盆地内的钻井剖面均揭示大邑砾岩是成都盆地中充填的最古老的岷江冲积砾石层(何银武,1987;李勇等,1995,2002),在不同地区分别覆盖于侏罗纪、白垩纪和古近纪不同时代的地层之上,并与下伏地层呈不整合接触。许多研究者对成都盆地西缘的大邑砾岩开展了详细的年代学研究,李吉均等(2001)通过 ESR 年龄测定提出其沉积始于2.6~2.4 Ma BP。近年来,笔者等(王凤林等,2002;李勇等,2002,2005; Li Yong et al., 2004)对10个大邑砾岩剖面的下部砂岩开展了电子自旋共振测年研究,目前已获得11个 ESR 年龄值,显示大邑砾岩形成的时间介于2.3~3.6 Ma 之间。我们选取了其中最古老的年龄3.6 Ma 作为标定青藏高原东缘强烈隆升时间的依据,这一时间值的地质含义在于成都盆地岷江冲积扇形成的时间早于3.6 Ma。此外,根据阶地计算的形成岷江最大切割深度所需的时间为3.48 Ma(Li Yong et al., 2004; 李勇等,2005)。据此我们推测岷江形成的时间和青藏高原东缘龙门山河流剥蚀作用的时间也应早于3.6 Ma。值得指出的是,该时期与青藏高原东北缘临夏盆地反映的3.6 Ma 的强烈隆升和青藏运动(李吉均等,2001)基本相当,也与亚洲季风开始的时期(李吉均等,2001)基本相当。

关于晚新生代龙门山形成的成因机制问题是争论的焦点之二。龙门山是中国最典型的推覆构造带,具有约42%~43%的构造缩短率,形成的主要时期为印支期和燕山期(李勇,1994,1995,1998; 陈社发等,1995; Burchiel et al., 1995; 陈智梁等,1998; Li

Yong et al., 2002, 2003),沿彭灌—江油脆性冲断推覆构造带或前陆滑脱带分布有一系列的飞来峰群,它们形成于10 Ma 左右(吴山等,1999),显然龙门山推覆构造主要是中生代的产物。以上成果显示了构造缩短成山机制可能不是晚新生代龙门山的形成机制。此外,近年来在龙门山发现了与造山带平行的走滑作用,为研究龙门山的形成机制提供了新的依据。Li Yong、M Ellis 和 A L Densmore 等(Li Yong et al., 2000, 2001)对青藏高原东缘活动构造的研究表明晚新生代龙门山以北北东向的右行剪切为特征,以走滑作用为主,并伴随少量的逆冲分量,显示了晚新生代以来龙门山缺乏构造缩短驱动的构造隆升作用,换言之,现今的龙门山不是由于构造缩短形成的。这一研究成果也得到了古地磁(Enkin et al., 1991; 古地磁表明四川盆地在晚新生代以来逆时针旋转了10°)、GPS 测量成果(陈智梁等,1998; Chen Zhiliang et al., 2001)和龙门山前缘缺乏新生代前陆盆地(Burchfiel et al., 1995; Li Yong et al., 2002)等研究成果的支持。以上研究成果业已表明与构造缩短相关的构造成山模式不适合于现今青藏高原东缘的龙门山。

## 2 晚新生代以来龙门山剥蚀厚度的定量计算

### 2.1 青藏高原东缘的数字高程模式及其对龙门山剥蚀厚度的约束

数字高程模式(Digital elevation models, DEM)是用数字显示地球表面地形变化,通常是用三维网格形式来展示地形在空间上的高程变化。最新的数字高程模式是通过遥感方法建立的,其使用的基础数据包括卫星图像、激光高程数据和雷达卫星数据。近年来,科学家将数字高程模式应用于地形分析和构造研究,并已成为研究大尺度构造地貌的重要方法(Mayer, 2000)。本文使用的青藏高原东缘区域的数字高程模式图像的原始数据资料是美国地质调查所(US Geological Survey)建立的 Hydrolk 数字高程模式(图1),精度为1 km。我们利用 ENVI 软件对青藏高原东缘数字高程模式图像的原始数据进行了处理,制作了青藏高原东缘的区域性数字高程地形剖面(图2a),刻画了青藏高原东缘大尺度地貌特征和高程变化。具体计算方法为:在数字高程模式图(图1)上选取一条横切青藏高原东缘地区的北西—南东向的矩形区域,宽度为250km,长度为1700km,



图1 青藏高原东缘地区的数字高程模式图

Fig. 1 Digital elevation model cross the eastern margin of Tibetan plateau

其与青藏高原东缘山脉和构造走向垂直。在这个矩形框内,沿着长轴,我们按每1 km 为间隔,分别统计了每一个分割线上的最高海拔高程点、平均高程点和最低海拔高程点,从而获得了该矩形区域内三个数值剖面(图2a),即:最高海拔高程点剖面图( $h_{max}$ )、最低海拔高程点剖面图( $h_{min}$ )和平均海拔高程剖面图( $h_{mean}$ )。其中最高海拔高程点剖面图显示了该矩形区域内剥蚀残留的最高峰顶面的海拔高程剖面;最低海拔高程点剖面图显示了该矩形区域内的剥蚀残留的最低面的海拔高程;平均海拔高程点剖面图显示了青藏高原东缘平均海拔高程及其变化规律。

青藏高原东缘的最高海拔数字高程地形剖面显示了该区自西向东由四个一级地貌单元构成,即:青藏高原地貌区、龙门山高山地貌区、山前冲积平原区(成都平原)和四川盆地东部隆起区。青藏高原东缘的最大剥蚀深度应为残留的最高峰顶面的海拔高程剖面与残留的最低面的海拔高程剖面之间的高差,而平均剥蚀深度则表现为最高海拔高程剖面与平均海拔高程剖面之间的高差,并可以用来约束该区的平均剥蚀厚度和卸载量。

因此,数字高程模式图像可提供山区切割深度,其表现为最高海拔高程点剖面与平均海拔高程剖面之间的高差,即可用两个剖面之间的高差估计剥蚀切割的深度,并用其来约束剥蚀厚度和卸载量。从图2中我们可以认识到剥蚀厚度在青藏高原地貌区、龙门山高山地貌区、山前冲积平原区(成都平原)和四

川盆地东部隆起区的表现均不相同,显示了剥蚀厚度在四个一级地貌单元上存在差异性,地面愈高,剥蚀厚度愈大,剥蚀厚度与青藏高原东缘四个一级地貌单元的表面隆升的幅度存在正相关的线性关系。在青藏高原地貌区( $X=0\sim 500$  km),表面剥蚀厚度为1 km 左右;在龙门山高山地貌区( $X=700\sim 835$  km),表面剥蚀厚度为1~2 km 之间;在山前冲积平原区(成都平原),表面剥蚀厚度为0.1~0.25 km 之间;在四川盆地东部隆起区,表面剥蚀厚度为0.9 km 左右。

为了能够较确切地估算龙门山地区的剥蚀厚度,我们对高原边缘( $X=700\sim 835$  km)的龙门山高山地貌区的剥蚀厚度按5 km 一格进行了取值,共获得27个厚度值,并进行了算术平均,获得龙门山高山地貌区的平均剥蚀厚度为1.91 km。

据此,我们计算了龙门山晚新生代以来的剥蚀速率,即:

$$V_e = K_1 \cdot H_e \div T_d = 1 \times 1.91 \text{ km} \div 3.6 \text{ Ma} = 0.53 \text{ mm/a} \quad (1)$$

其中  $H_e$  为剥蚀厚度,单位为 km;  $T_d$  为 3.6 Ma (利用成都盆地中最老的大邑砾岩的沉积年龄作为龙门山剥蚀作用的起始时间);  $V_e$  为剥蚀速率;单位换算系数  $K_1$  为 1。

## 2.2 裂变径迹测定对龙门山长周期剥蚀厚度和剥蚀速率的约束

裂变径迹年代测定是计算长周期剥蚀速率的一

种有效方法(Andrew et al., 2000; Burbank et al., 2001)。裂变径迹年代测定可给出冷却温度和冷却时间,根据地温梯度和连贯封闭温度系统之间被消除的岩石深度可以计算出侵蚀速率(Andrew et al., 2000; Burbank et al., 2001)。

刘树根(1993)测定了龙门山4个磷灰石裂变径迹年龄,分别为 $6.5 \pm 2.4$  Ma、 $4.8 \pm 3.0$  Ma、 $8.7 \pm 5.6$  Ma、 $10.5 \pm 7.2$  Ma(均为彭灌杂岩和宝兴杂岩的地表样品),并进行了计算机模拟,结果表明龙门山中新生代以来的平均剥蚀速率  $V_e$  为  $0.6$  mm/a。

据此,我们计算了龙门山晚新生代以来的剥蚀厚度,即:

$$H_e = K_1 \cdot V_e \cdot T_d = 1 \times 0.6 \text{ mm/a} \times 3.6 \text{ Ma} = 2.16 \text{ km} \quad (2)$$

其中  $H_e$  为剥蚀厚度,单位为 km;  $T_d$  为  $3.6$  Ma(利用成都盆地中最老的大邑砾岩的沉积年龄作为龙门山剥蚀作用的起始时间);  $V_e$  为剥蚀速率;单位换算系数  $K_1$  为 1。

### 2.3 计算结果的对比分析

通过对前面两种方法的定量计算结果的对比,表明两种计算结果不仅在同一个数量级上,而且十分相近,显示了计算结果具有一定的可信度。

(1) 剥蚀厚度相近,其中根据数字高程模式计算得到的剥蚀厚度  $1.91$  km,与根据裂变径迹测量计算得到的剥蚀厚度  $2.16$  km 相近,表明晚新生代  $3.6$  Ma 以来青藏高原东缘龙门山的剥蚀厚度应介于  $1.91 \sim 2.16$  km 之间。

(2) 剥蚀速率相近,其中根据数字高程模式计算得到的剥蚀速率  $0.53$  mm/a 与通过裂变径迹测量得到的剥蚀速率  $0.6$  mm/a 十分相近,并且在同一个数量级上,表明晚新生代  $3.6$  Ma 以来青藏高原东缘龙门山的剥蚀速率应介于  $0.53 \sim 0.6$

mm/a 之间。

### 3 龙门山剥蚀卸载作用的弹性挠曲模拟及其对龙门山成山机制的约束

前文的计算结果表明,晚新生代青藏高原东缘龙门山的剥蚀厚度应介于  $1.91 \sim 2.16$  km 之间,但是现今的龙门山与山前地区的高差大于  $5$  km,地形

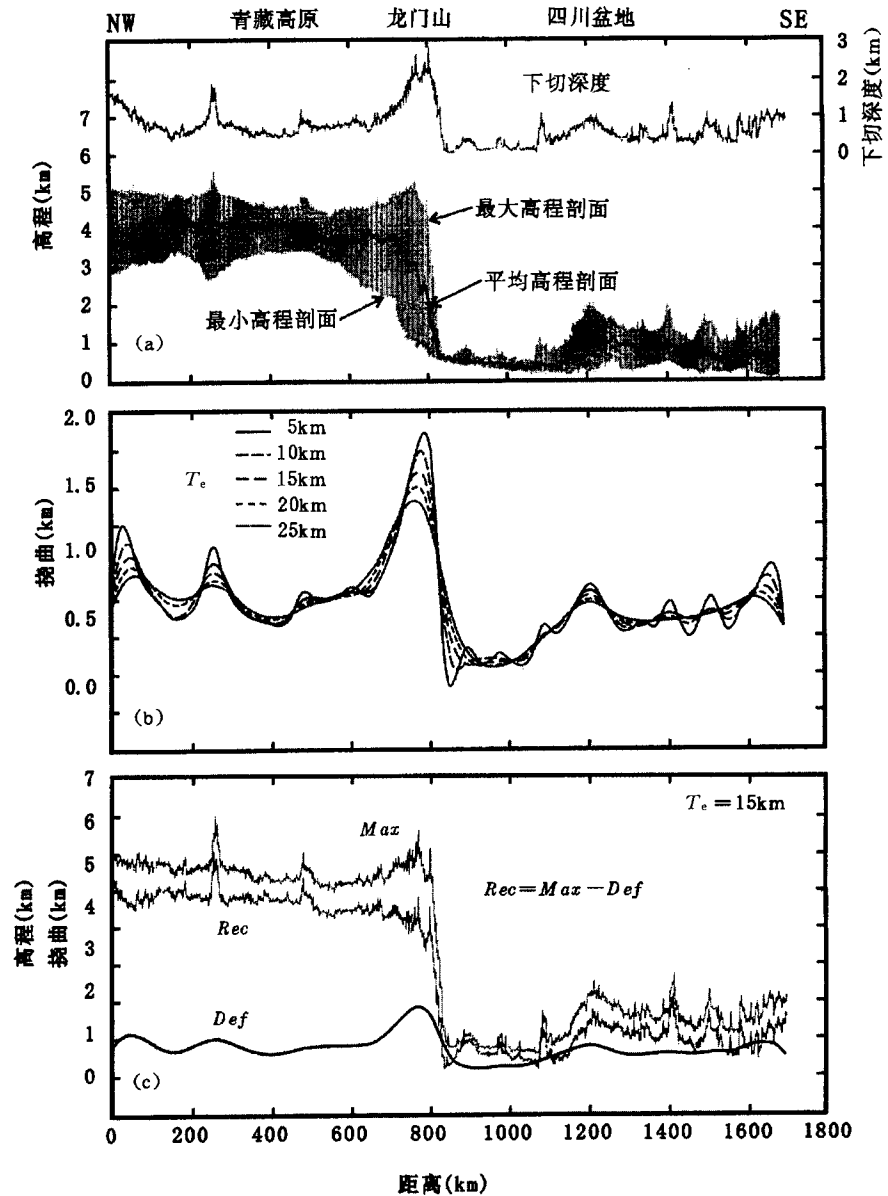


图 2 青藏高原东缘地区的数字高程剖面与弹性挠曲模拟

Fig. 2 Digital elevation model's profiles cross the eastern margin of Tibetan plateau (a)—数字高程剖面图; (b)—利用不同  $T_e$  值计算的挠曲剖面图; (c)—重建的剥蚀前的地形剖面图;  $Rec$ —剥蚀前的地形剖面;  $Max$ —现今最大高程剖面;  $Def$ —在  $T_e = 15$  km 时的挠曲剖面 (a)—Map of digital elevation section; (b)—map of flexural deflection section in different  $T_e$  value; (c)—map of modal geographical section in front of erosion;  $Rec$ —geographical section in front of erosion;  $Max$ —today maximum elevation section;  $Def$ —flexural deflection section in  $T_e = 15$  km

陡度变化的宽度仅为20~30 km,其地形陡度比青藏高原南缘的喜马拉雅山脉的地形陡度变化还要大,显示了龙门山是青藏高原边缘山脉中陡度变化最大的地区。显然,已产生如此巨大剥蚀厚度的剥蚀作用并未使龙门山降低,反而使龙门山处于不断地增高过程;因此,我们认为晚新生代龙门山的崛起与剥蚀相关的均衡成山理论相关。

### 3.1 模拟参数的确定

从理论上讲,剥蚀作用使得地壳岩石逐步被剥离地表,原来的岩石所占据的空间被空气所替代,从而导致岩石圈上产生了负负载。假设现今青藏高原东缘的地形高差主要是在龙门山剥蚀卸载隆升之前就已存在的原始低起伏地貌的基础上,由剥蚀作用而形成,那么,我们可用剥蚀厚度来约束剥蚀卸载量,即以龙门山的剥蚀厚度1.91~2.16 km作为剥蚀卸载量,并将其作为弹性挠曲模拟的第一个参数。此外我们也考虑到在成都盆地中充填的最大厚度为540 m的晚新生代沉积物所产生的正向沉积负载,并将其作为弹性挠曲模拟的第二个参数。

### 3.2 挠曲模型的确定

目前,岩石圈挠曲模型主要有两种,一种为弹性挠曲模型(Fleming et al., 1981, 1990);另外一种为粘弹性挠曲模型(Beaumont et al., 1984, 1988),考虑到我们曾采用弹性挠曲模型模拟了晚三叠世龙门山前陆盆地的沉积及构造演化,并取得了很好效果(Li Yong et al., 2003),本次我们将继续采用弹性挠曲模型作为模拟晚新生代龙门山岩石圈挠曲的模型。

笔者将青藏高原东缘地区的岩石圈模拟为位于粘性下垫层之上的具有特定的密度和有效弹性厚度( $T_e$ )的一个弹性板片。假定在粘性下垫层上的偏移应力在卸载过程中被短期释放了,我们采用能够表达线性负载的常规弹性方程(Hetenyi, 1974)计算青藏高原东缘地区的弹性挠曲过程:

$$\omega = \frac{H}{2\alpha(\rho_m - \rho_a)g} \exp\left(-\frac{\chi}{\alpha}\right) \left[ \cos \frac{\chi}{\alpha} + \sin \frac{\chi}{\alpha} \right] \quad (3)$$

其中 $\omega$ 为弹性挠曲, $H$ 为负载量(单位长度上受力程度), $\rho_m$ 为地幔密度(3300 kg/m<sup>3</sup>), $\rho_a$ 为空气密度(1 kg/m<sup>3</sup>), $g$ 为重力梯度(9.8 m/s<sup>2</sup>), $\chi$ 为远离负载的距离, $\alpha$ 为弹性常数,以 $T_e$ 为代表。

### 3.3 弹性挠曲模拟的结果

为了能够对所选择的 $T_e$ 进行约束,我们分别计算了 $T_e$ 为5至25 km之间的挠曲剖面(图2b)。其中负载量由剥蚀厚度(切割深度)和少量的晚新生代沉

积负载(介于 $X=835\sim 906$  km)构成。利用不同的 $T_e$ 值所计算的挠曲剖面均显示了相似的长波模式,而且在青藏高原边缘具有最大的挠曲幅度(图2b)。从模拟的图中显示,随着 $T_e$ 值的增大,高原边缘挠曲的最大区域和最小区域均向远离高原的方向偏移,我们将模拟的地形剖面与现今青藏高原东缘地区的地貌剖面进行了对比,结果表明 $T_e=15$  km时,其模拟的地形剖面与现今青藏高原东缘地区的地貌剖面基本一致,显示了 $T_e=15$  km是青藏高原东缘地区的理想的弹性厚度。

在此基础上,我们重建了青藏高原东缘地区剥蚀前的地形剖面(图2c中地形剖面 $Rec$ ),重建的方法是从现今的最大高程剖面( $Max$ )减去 $T_e=15$  km的挠曲剖面( $Def$ ),即在青藏高原东缘地区现今的最大高程剖面上扣除由于剥蚀而产生的挠曲隆升幅度。值得注意的是,与青藏高原东缘现今的最大高程剖面相比,这个重建的剥蚀前地形剖面在地形高度和地形梯度等方面均明显降低,其坡度变化比现在从青藏高原到四川盆地的变化要平缓得多。同时,我们也认识到重建的成都盆地的形态类似于一个典型的前陆盆地,在龙门山的前缘具有一个前渊和一个前缘隆起,前缘隆起位于高原边缘以东75 km的区域( $X=910$  km)(图2c),相当于现今的龙泉山,介于龙门山与前缘隆起之间的前渊即为成都盆地,反映了在3.6 Ma之前成都盆地的弯曲下沉主要与龙门山的逆冲推覆构造负载有关,盆地较窄,即该时期龙门山以构造缩短驱动的构造缩短隆升为特色。因此,我们认为这个重建的地形剖面是继承的剥蚀前构造缩短隆升的产物,是与印度板块与欧亚板块碰撞相关的构造缩短隆升的产物。

在3.6 Ma之后,剥蚀卸载驱动的抬升不仅导致了龙门山的隆升,而且导致了前渊地区的抬升,使盆地变得宽浅,并将其向南东方向掀斜,进而导致了从青藏高原边缘剥蚀的物质被直接搬运出了前陆盆地,同时掀斜作用也导致了成都盆地西缘的新近纪大砾岩向南东倾斜。黎兵等(2004)以成都盆地的47个钻孔数据为基础,利用Sufer软件计算了成都盆地沉积通量,并将其与岷江的输沙量进行了对比,结果表明成都盆地沉积通量仅占输入沉积总量的3.59%,证实了绝大部分由河流从青藏高原边缘剥蚀的物质被古岷江搬运至古长江。以上特征表明,该时期龙门山的隆升以剥蚀卸载驱动的剥蚀卸载隆升为特色,缺乏构造缩短和逆冲构造,应以大型走滑作用为主,这一推论与我们对青藏高原东缘活动构造

研究的结果相一致(Li Yong et al., 2000, 2001),即晚新生代龙门山以北北东向的右行走滑作用为主。

综上所述,详细的挠曲剖面资料和模拟结果不仅为我们提供了一些可检验的结论和推断,而且所获得这些结论对龙门山地区弹性厚度  $T_e$  的选择也具有约束。在  $T_e$  值较大时,四川盆地中最小挠曲的位置向东迁移,远离青藏高原边缘。由于河流对坡度的变化非常敏感,因此,最小挠曲的位置可以进一步根据地貌形态和河流阶地的掀斜来确定,这也为我们今后研究成都盆地的活动构造提供了新的启示。

#### 4 结论与讨论

本文以青藏高原东缘数字高程地形剖面 and 裂变径迹测量数据作为切入点,定量计算了青藏高原东缘山脉的剥蚀厚度,并在此基础上开展了青藏高原东缘地区岩石圈的弹性挠曲模拟,结果表明青藏高原东缘的龙门山以构造缩短隆升和剥蚀卸载隆升相叠合为特征。

在3.6 Ma之前,龙门山的隆升与逆冲推覆构造负载有关,以构造缩短驱动的构造隆升为特色。显然,重建的剥蚀前的古地形形成只能用地壳加厚或下部地壳流来解释。根据弹性挠曲模拟的结果,我们认为这个重建的地形剖面是继承剥蚀前构造缩短隆升的产物,是与印度板块与欧亚板块碰撞相关的构造缩短的产物。

在3.6 Ma之后,剥蚀卸载驱动了龙门山的隆升,也导致青藏高原前缘的前渊发生抬升,盆地变得宽浅,并将其向南东方向掀斜。该时期青藏高原东缘地区所发育的以走滑作用为主的断层与 England 等(1990)提出的地壳增厚构造模式在青藏高原东缘表现为大尺度南北向右旋剪切作用的推论相吻合,而与侧向挤出模式(Avouac et al., 1993)的以逆冲作用为主的推论不吻合。

因此,我们认为晚新生代以来龙门山地区的剥蚀卸载作用所导致挠曲隆升不仅驱动了青藏高原东缘龙门山的显著隆升,而且也有效地加强了早期构造缩短山脉的继承性隆升,导致了龙门山的隆升是由于快速地壳缩短的假象。

#### 参 考 文 献

- 陈智梁,刘宇平,张选阳,等. 1998. 全球定位系统测量与青藏高原东部流变构造. 第四纪研究, 2: 262~270.
- 何银武. 1987. 试论成都盆地(平原)的形成. 中国区域地质, 2: 169~175.
- 刘树根,罗志立,赵锡奎,等. 2003. 中国西部盆山系统的耦合关系及

其动力学模式——以龙门山造山带—川西前陆盆地系统为例. 地质学报, 77(2): 177~186.

- 李勇,曾允孚,伊海生. 1995. 龙门山前陆盆地沉积及构造演化. 成都:成都科技大学出版社, 1~91.
- 李勇,侯中健,司光影,等. 2002a. 青藏高原东缘新生代构造层序与构造事件. 中国地质, 29(1): 30~35.
- 李勇,李永昭,周荣军,等. 2002b. 成都平原第四纪化石冰楔的发现及古气候意义. 地质力学学报, 8(4): 341~346.
- 李勇,曹叔尤,周荣军,等. 2005. 晚新生代岷江下蚀速率及其对青藏高原东缘山脉隆升机制和形成时限的定量约束. 地质学报, 79(1): 28~37.
- 李吉均,方小敏,潘保田,等. 2001. 新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响. 第四纪研究, 21(5): 381~392.
- 黎兵,李勇,张毅,等. 2004. 用 Sufer 7 计算成都盆地的沉积通量及其地质意义. 四川师范大学学报, 27: 144~147.
- 刘树根. 1993. 龙门山冲断带与川西前陆盆地形成演化. 成都:成都科技大学出版社, 17~117.
- 刘树根,罗志立,戴苏兰,等. 1995. 龙门山冲断带的隆升和川西前陆盆地的沉降. 地质学报, 69(3): 204~214.
- 施雅风,李吉均,李炳元. 1998. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州:广东出版社, 1~74.
- 唐荣昌,韩渭宾. 1993. 四川活动断裂与地震. 北京:地震出版社, 1~192.
- 王凤林,李勇,李永昭,等. 2003. 成都盆地新生代大邑砾岩的沉积特征. 成都理工大学学报(自然科学版), 30(20): 139~146.

#### References

- Andrew J W, Gleadow, Roderick W Brown. 2000. Fission-track thermochronology and the long-term denudational response to tectonics. In: Summerfield M, ed. Geomorphology and Global Tectonics, John Wiley and Sons Ltd, 57~73.
- Avouac J P, Tapponnier P. 1993. Kinematic model of active deformation in central Asia. Geophysical Research Letters, 20: 895~898.
- Burbank D W, Anderson R S. 2001. Tectonic Geomorphology. Blackwell Science, 131~159.
- Burchfiel B C, Chen Z, Lin Y, et al. 1995. Tectonics of the Longmenshan and adjacent regions, central China. International Geology Review, 37: 661~735.
- Chen Z, et al. 2001. Global positioning system measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. Journal of Geophysical Research, 105(B7): 16215~16227.
- Chen Zhiliang, Liu Yuping, Zhang Xuanyang, et al. 1998. GPS survey and the rheologic structures with in the eastern Tibetan plateau. Quaternary Science, 2: 262~270 (in Chinese with English abstract).
- Chen S F, Wilson C J L, Deng Q D, et al. 1994. Active faulting and block movement associated with large earthquakes in the Min Shan and Longmen Mountains, northeastern Tibetan Plateau. Journal of Geophysical Research, 99: 24025~24038.
- Clark M K, Royden L H. 2000. Topographic ooze: building the eastern



- margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 28:703~706.
- England P C, Molnar P. 1990. Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet. *Nature*, 344: 140~142.
- Enkin R J. 1991. The stationary Cretaceous paleomagnetic pole of Sichuan(south China block). *Tectonic*, 10(3):547~559.
- He Yinwu. 1987. On the formation of Chengdu Basin. *Regional Geology of China*, 2:169~175(in Chinese).
- Hetenyi R. 1974. Beams on elastic foundation. Ann Arbor, University of Michigan Press, 255.
- Kirby E, Whipple K X, Burchfiel B C, et al. 2000. Neotectonics of the Min Shan, China: Implications for mechanisms driving Quaternary deformation along the eastern margin of the Tibetan Plateau. *GSA Bulletin*, 112(3):375~393.
- Kirby E, Reiners P W, Krol M A, et al. 2002. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau: inference from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics*, 21(1):1~19.
- Li Yong, Zeng Yufu, Yi Haisheng. 1995. Sedimentary and tectonic evolution of the Longmenshan foreland basin, western Sichuan, China. Chengdu: Press of Chengdu University of Science and Technology, 1~91 (in Chinese with English abstract).
- Li Yong, Ellis M, Densmore A, et al. 2000. Active tectonics in the Longmen Shan region, eastern Tibetan Plateau. *EOS Transactions of American Geophysical Union*, 81(48):1109.
- Li Yong, Ellis M, Densmore A, et al. 2001a. Evidence for active strike-slip faults in the Longmen Shan, eastern margin of Tibet. *EOS Transactions of American Geophysical Union*, 82(47): 1104.
- Li Yong, Alexander L Densmore, Philip A Allen, Xu Qiang. 2001b. Sedimentary responses to thrusting and strike-slipping of Longmen Shan along eastern margin of Tibetan Plateau, and their implication of Cimmerian continents and India/Eurasia collision. *Scientia Geologica Sinica*, 10(4):223~243.
- Li Yong, Hou Zhongjian, Si Guangying, et al. 2002a. Cenozoic tectonic sequence and event of the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Geology of China*, 29(1): 30~35 (in Chinese with English abstract).
- Li Yong, Li Yongzhao, Zhou Rongjun, et al. 2002b. The discovery of the Quaternary fossil ice-wedges in Chengdu plain. *Journal of Geomechanics*, 8(4): 341~346 (in Chinese with English abstract).
- Li Yong, Philip A Allen, Alexander L Densmore, et al. 2003. Geological evolution of the Longmen Shan foreland basin (western Sichuan, China) during the Late Triassic Indosinian Orogeny. *Basin Research*, 15:117~136.
- Li Yong, Cao Shuyou, Zhou Rongjun, et al. 2004. Field studies of Late Cenozoic Minjiang River incision rate and its constraint on morphology of the eastern margin of the Tibetan plateau. *Environmental Hydraulics and Sustainable Water Management*. A. A. Balkema Publishers, 2091~2097.
- Li Yong, Cao Shuyou, Zhou Rongjun, et al. 2005. Late Cenozoic Minjiang incision rate and its constraint on the uplift of the eastern margin of the Tibetan plateau. *Acta Geologica Sinica*, 79(1):28~37 (in Chinese with English abstract).
- Li Jijun, Fang Xiaomin, Pan Baotian, et al. 2001. Late Cenozoic intensive uplift of Qinghai-Xizang plateau and its impacts on environments in surrounding area. *Quaternary Science*, 21(5):381~392(in Chinese with English abstract).
- Li Bing, Li Yong, Zhang Yi, et al. 2004. Computing sediment flux of Chengdu Basin using Sufer 7 software and its geological significance. *Journal of Sichuan Normal University*, 27:144~147 (in Chinese with English abstract).
- Liu Shugen. 1993. The formation and evolution of Longmenshan thrust zone and western Sichuan, China. Chengdu: Press of Chengdu University of Science and Technology, 17~117(in Chinese with English abstract).
- Liu Shugen, Luo Zhili, Dai Sulan, et al. 1995. The uplift of the Longmenshan thrust belt and subsidence of the western Sichuan foreland basin. *Acta Geologica Sinica*, 69(3): 204~214 (in Chinese with English abstract).
- Liu Shugen, Luo Zhili, Zhao Xikui, et al. 2003. Coupling relationships of sedimentary basin-orogenic belt systems and their dynamic models in west China. *Acta Geologica Sinica*, 77(2):177~186 (in Chinese with English abstract).
- Masek J G, et al. 1994. Erosion and tectonic at the margins of continental plateaus. *Journal of Geophysical Research*, 99:13941~139956.
- Mayer L. 2000. Application of digital elevation models to macroscale tectonic geomorphology. In: Summerfield M, ed. *Geomorphology and Global Tectonics*, John Wiley and Sons Ltd, 15~28.
- Ollier C, Pain C. 2000. *The Origin of Mountain*. Routledge, 1~343.
- Pinter N, Brandon M T. 1997. How erosion builds mountains. *Scientific American*, 276(4):74~79.
- Summerfield M. 2000. *Geomorphology and Global Tectonics*. Blackwell Science.
- Shi Yafeng, Li Jijun, Li Bingyuan. 1998. Uplift and environmental changes of Qinghai-Xizang (Tibetan) plateau in the Late Cenozoic. Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press, 1~74(in Chinese with English abstract).
- Wilson C J L, Li Yong, et al. 2000. Field Guidebook for the Eastern Margin of Qinghai-Tibet Plateau, China. 15th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop, Chengdu, China, 1~50.
- Wang Fenglin, Li Yong, Li Yongzhao, et al. 2003. Sedimentary characteristic of the Cenozoic Dayi conglomerate in Chengdu basin. *Journal of Chengdu University of Technology (Science and Technology Edition)*, 30(2):139~146 (in Chinese with English abstract).

## Late Cenozoic Erosional Thickness and Flexural Deflection along the Eastern Margin of the Tibetan Plateau

LI Yong<sup>1)</sup>, A L DENSMORE<sup>2)</sup>, ZHOU Rongjun<sup>3)</sup>, M A ELLIS<sup>4)</sup>

1) *National Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059*; 2) *Institute of Geology, Department of Earth Sciences, ETH Zentrum, CH-8092 Zürich, Switzerland*; 3) *Institute of Earthquake Engineering, Seismological Bureau of Sichuan Province, 610041*; 4) *Center for Earthquake Research and Information, University of Memphis, 3890 Central Avenue, Memphis, TN 38152*

### Abstract

The large-scale morphology of the eastern margin of the Tibetan plateau can be divided into three zones, the Tibetan Plateau, Longmenshan and Sichuan Basin. To assess the large-scale erosional thickness and erosional rate of the region, we use digital elevation models (DEM) and fission-track thermochronology to calculate the erosional thickness across the margin. We calculated the erosional rate of Longmenshan in the last 3.6 Myr (ESR), and the results indicate that the erosional thickness of Longmenshan is 1.91~2.16 km, and the erosional rate of Longmenshan is 0.53~0.60 mm/a. Based on results of simulation by flexural deflection, we inferred that the mountain building model of Longmenshan would have been constrained to both erosionally-driven uplift and tectonic shortening-driven uplift. Before 3.6 Ma, the uplift of Longmenshan is driven by tectonic shortening related to the India-Asia collision, and after 3.6 Ma the uplift of Longmenshan is driven by erosional unloading.

**Key words:** digital elevation model; fission-track thermochronology; erosional thickness; erosional rate; erosional unloading-driven uplift; tectonic shortening-driven uplift; flexural deflection; Late Cenozoic; Longmenshan; eastern margin of Tibetan plateau