

国外新构造研究进展述评

程绍平 杨桂枝

(中国地震局地质研究所, 北京 100029)

摘 要 过去 10 多年间,新构造学的研究前沿集中在地表过程和地壳过程相互作用的理论模型和实际观察方面。文中从造山带构造、地表侵蚀过程和气候的相互作用,大陆裂谷带中裂谷段的相互作用,横向水系和夷平面等 4 个方面介绍了国外的最新研究进展并给予评述。作者认为:在地球动力学模型中包括了地表过程是认识造山带和裂开边缘发育的明显进步;横向水系和夷平面成因的地貌学经典概念依然具有生命力。

关键词 新构造 地表过程和地壳过程 造山带 裂谷段 横向水系 夷平面

中图分类号: P315.2

文献标识码: A

文章编号: 0253-4967(2008)01-0031-13

0 引言

“新构造”术语是 1948 年由前苏联 V. 奥勃鲁契夫引进到地质学和地貌学中,指新近纪末到第四纪前半期地球上最年轻的地壳运动 (Embleton, 1987)。20 世纪 80 年代末至 90 年代初,对新构造的定义、时间尺度和性质曾有过讨论,集中在 3 个方面: 1) 新构造具有较宽范围的定义和时间尺度。一种意见强调新构造的模型应该联系第四纪气候和海平面变化、地震和火山活动、冰盖的生长和衰退等全球变化因素 (Owen *et al.*, 1993)。第 2 种意见提出新构造活动性专指新近纪期间的变形 (Summerfield, 1987),以区别更新世乃至全新世的活动性 (Vita-Finzi, 1986)。第 3 种意见认为,新构造变形时期为整个晚新生代 (Embleton, 1987; Panizza *et al.*, 1987; Goudie, 1995),因为新构造活动性最强烈的表现形式——地震就发生在现今时代。最后一种意见反对将新构造的构造形成时间设限为新近纪或第四纪,认为现今板块边界和运动学图像的建成是新构造活动性最合适的标志,新构造变形期的开始是一个地区现代应力场的建立 (Hancock *et al.*, 1986)。新构造的定义和时间尺度依然没有定论,但赞同以特定地区的研究成果来设置新构造的界限。2) 新构造与活动构造 (active tectonics)、古地震 (palaeoseismology) 和现代地壳运动 (recent crustal movement) 等术语具有广泛的重叠性。3) 新构造学和地貌学之间具有密切的关系,包括:评价地壳变形在地貌成因中的作用;利用地貌证据、地球物理和地质资料,鉴定构造活动性的位置、类型和速度。这些也是地貌构造学 (Morphotectonics) 或构造地貌学 (tectonic geomorphology) 的研究范围。

自 20 世纪 90 年代以来,新构造学的前沿集中在地表过程和地壳过程相互作用的理论模型

收稿日期] 2008-01-22 收稿, 2008-02-11 改回。

基金项目] 国家自然科学基金 (40372100) 资助。

和实际观察方面。本文从造山带构造、地表侵蚀过程和气候的相互作用,大陆裂谷带中裂谷段的相互作用,横向水系和夷平面等 4 个方面介绍国外的最新研究进展并给予评述。我们之所以选择这样 4 个题目,一方面是由于造山带和裂开边缘是地球上两个最基本的新构造环境,其中横向水系和夷平面是与新构造活动性密切相关的两个重要的地貌特征。另一方面,由于除横向水系以外,其他 3 个题目曾由美国地球物理联合会、美国地质协会、伦敦地质协会和法国自然地理学实验室分别召开过专门研讨会,并出版了专题论文集。

邓起东院士长期身体力行推动中国活动构造学发展,成绩斐然。同时,他还对新构造学研究给予关注和支持。今年正值邓院士 70 华诞,谨以此文恭贺。

1 造山带构造、地表侵蚀过程和气候的相互作用

1.1 反馈机制

反馈机制是造山带构造、侵蚀和气候之间相互作用的物理学基础和动力学依据。Willett 等 (2006) 归纳出造山带构造、地表侵蚀过程和气候之间相互作用的诸多反馈路径,如图 1 所示。

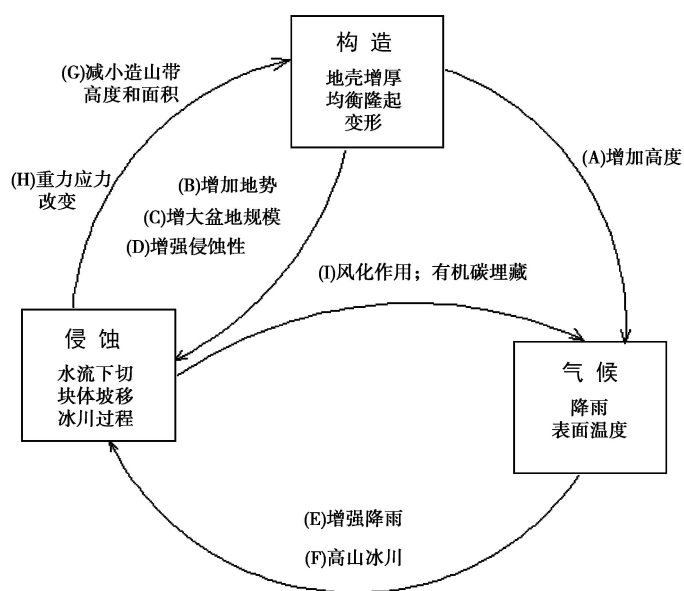


图 1 构造、气候和侵蚀过程的相互作用与反馈路径 (据 Willett *et al.*, 2006)

Fig 1 Interactions and feedback pathways for tectonics, climate, and erosional processes

(after Willett *et al.*, 2006).

构造过程通过均衡对造山带地壳增厚的响应来抬高地表区域 (路径 A)。同样,构造通过均衡隆起、断层作用和褶皱作用增加地势 (路径 B)。增加高程也就增加了河流的河道比降和侵蚀速度,增强了局部的地形性降水。河道下切增加,加强了山坡的破坏和对河道的沉积物供应。构造能够以短的时间尺度直接影响侵蚀速度 (路径 D),构造区域的扩大能够增加侵蚀和沉积物量 (路径 C)。

气候一方面通过降水和地形力,另一方面通过高山冰川把隆起和侵蚀速度联系起来 (分别

为路径 E和 F)。

构造过程受到重力的强烈影响,质量在地表的重新分布影响重力应力,也就影响构造变形(路径 H)。构造对于侵蚀的普遍响应是减小造山带的高度和面积(路径 G)。侵蚀通过碳循环影响全球气候(路径 I)。

1.2 气候对地形和构造的影响

20世纪 90年代初期,多从构造隆起激发气候变化这个方面来考虑造山带上升和气候之间的成因联系。但是,最近几年则从相反的方向考虑,即气候导致地形和构造的改变。下面介绍一些国外的最新研究成果。

Bonne^t等(2003)的实验室侵蚀模拟研究表明,隆起速度增加或由于气候变化导致侵蚀速度减小均能引起地面隆起(surface up lift)。仅以平均高度的演化不能区分地面隆起的构造或气候成因。但是,气候和构造变化引起明显的沉积物通量响应的差异,与沉积物通量减少或增加有关的地面隆起分别具有气候或构造成因。

W illett(1999)的会聚造山带构造变形和地表侵蚀之间耦合的数值模型研究显示,当区域气候表现出一个主导风向和造山带一侧地形性降雨增强时,如果主导风在消减板块的运动方向上,该模型预测出一个宽阔的剥露带,且在造山带内部剥露最大。美国华盛顿州的奥林匹克山卡斯卡迪亚增生楔的深层剥露显示出拱曲型式,与地形性降水相一致。如果主导风方向与消减板块运动方向相反,该模型则预测出造山带边缘一个集中的剥露带。新西兰的南阿尔卑斯山风的方向与板块运动方向相反,以气候和剥露的不对称为特点。

Montgomery等(2001)认为,南半球带状的大气环流产生了强烈的纬向降水梯度,并预测出沿着和横过安弟斯山强烈的侵蚀速度梯度。这些纬向梯度与地壳增厚和构造缩短相对应,地形特征与气候状况相一致。因此,由巨大尺度的气候型式导致的不均一侵蚀像构造一样,是安弟斯山地形演化的第一级控制因素。

Lamb等(2003)从南美洲板块中力的平衡考虑,提出安弟斯山的高度和构造,强烈地受控于消减带中板块界面的剪切应力和海沟与高地之间的浮力差。消减带中的剪切应力取决于消减的沉积物量,最终受到气候的控制。中部南美洲气候控制的沉积物不足可能造成高剪切应力,板块边界应力集中,支持高安弟斯山。

最近,Wobus等(2005)根据短期(宇宙成因核素 ^{10}Be)和长期($^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$)侵蚀速度的不连续在空间上的一致性推断,在尼泊尔中部高喜马拉雅与低喜马拉雅的地形过渡带中的 2km 距离内,存在着一条新的逆掩断层。这条断层的成因可能与尼泊尔中部喜马拉雅山存在着强烈的降雨梯度密切相关,高喜马拉雅山麓新断层作用发生的部位长期经受深剥露作用。因此,他们认为,气候、侵蚀和构造之间强烈的动力学相互作用,正好位于喜马拉雅变形前锋的活动变形焦点。

1.3 河流河道对构造的调整

Kirby等(2001)根据尼泊尔中部锡瓦利克山活动背斜中全新世阶地系统的空间变化,论证了岩石隆起(rock up lift)对于基岩河流剖面上凹度(concavity of bedrock river profiles)的影响。当河道横穿活动的断层-弯曲褶皱(fault-bend fold)时,河道上凹度取决于其变形速度垂直梯度的位置和方向。

Kirby等(2003)利用河道陡度指标(channel steepness index)揭示出青藏高原东缘一个陡峻

的河道带,反映了该地区和前陆之间差异性的活动岩石隆起。

Whittaker等(2007)以河道形态的详细资料检验河流对于活动正断层作用的响应,面对构造隆起,河道变窄是流水系统增强对构造响应的固有方式,而且,河流下切速度急剧加快。

Lav等(2001)以主要河流的阶地和河道形态资料分析了尼泊尔中部喜马拉雅山的流水下切型式。在喜马拉雅前缘褶皱带,流水下切强烈;向北在小喜马拉雅,下切量很小;再向北,在高喜马拉雅,下切最为强烈。他们认为,高喜马拉雅的陡峻地势和高隆起速度是地壳中逆冲作用的对冲结果,不是对晚新生代气候变化导致青藏高原重新下切的均衡响应,也不是晚中新世中央逆冲带的重新活动。

1.4 构造和气候相互影响的相对重要性的认识和思考:评论

1.4.1 认识

我们对于构造和气候影响的相对重要性提供两点认识:

(1)构造对地形的影响是直接的,然而,气候对构造和地形的影响是间接的。全球尺度山脉的存在和缺失是由板块边界的位置和类型决定的,而且,大河的定位受到古老构造的控制。断层作用、褶皱作用、火山和地震活动是发生在地球内部的短暂、快速和强烈的构造事件。构造作用直接抬升高度、增大地势、增强局部的地形性降水以及增加河流比降和侵蚀速度。相反,气候对于构造和地形影响的间接性,一方面在地球表面通过降水和温度效应实现,另一方面在地球内部通过管道流(channel flow)的运行实现。

(2)构造是“本”,侵蚀是“末”。一个最基本的事实是,流水系统依靠势能行使侵蚀作用,势能由地势和坡度产生,最终归因于构造。没有地势和坡度,气候变化导致的降雨无法成为地表径流,不能流动,死水一潭,何以发挥侵蚀作用?可以说,在构造、侵蚀和气候的反馈环扣中,无论何时何处侵蚀无不依附于构造,构造是本。没有地势和坡度,侵蚀成了无本之木。侵蚀和坡度也如同“毛”和“皮”的关系,“皮之不存,毛将焉附”?而且,侵蚀速度的空间型式是复杂的,在影响侵蚀效应的诸多因素中,如构造、岩性、植被等,构造仍然排在第一位。

1.4.2 思考

(1)流水对于构造的响应是永恒的。长期的大陆对大陆碰撞造成地壳缩短的造山带,通常把侵蚀速度作为岩石隆起速度的代替(Burbank, 2005)。因此,本文所提及的Lav等(2001)利用流水下切型式分析,有效地推断了高喜马拉雅高地势和高隆起速度的构造成因。而且,河道几何形态是河流对气候、岩性、构造和周围山坡的沉积物供应等许多外来因素调整的结果。在所有这些变量中,河流比降在表现河流搬运沉积物和侵蚀基岩的能力方面最具代表性,因而用来发现活动隆起带。在Hack(1973)发展的河流比降指标(stream-gradient index)的基础上,正如本文所援引的,Kirby等(2001)和Kirby等(2003)分别利用河道上凹度和河道陡度指标,成功地揭示了喜马拉雅造山带的岩石隆起。

(2)沉积物通量鉴别造山带地面隆起的成因。从以往的研究可知,仅凭平均高度的变化不能区分地面隆起的构造或气候成因。本文提及的实验室侵蚀研究(Bonnet *et al*, 2003)很有意义,与沉积物通量的减少或增加有关的地面隆起分别具有构造或气候成因,这一重要认识能够提供“地表隆起解释的指南”(Bonnet *et al*, 2003),为造山带前陆盆地的磨拉石沉积物的同造山成因再添一份理论依据。

(3)气候产生断层。正如本文介绍的,Wobus等(2005)在喜马拉雅山发现了一条由气候成

因的新断层,这条断层距喜马拉雅逆掩带以北约 100km,并在主中央逆掩带以南 23km (Wobus *et al.*, 2005),它并不属于这两个逆掩带序列,是一条序列外的活动逆掩断层 (active out-of-sequence thrust fault) (Wobus *et al.*, 2005)。尽管它的侧向延伸与深部地壳管道作用的关系尚待探索,但它毕竟为造山带内由季风降雨导致的定位侵蚀,最终产生新断层这种成因机制带来新的思考。

2 大陆裂谷带中裂谷段的相互作用

2.1 两种类型的相互作用

裂开边缘的地球动力学研究已经把长期的注意重点从盆地分析转移到裂谷段的相互作用方面。最近,Acocella等 (2005)指出,裂谷段的相互作用可以发育成中转斜坡 (relay ramp)或调整带 (accommodation zone),由拉张构造间广阔的塑性应变区组成,构成了常见的“软连接 (soft linkage)”。也可以发育成一条转移断层 (transfer fault),为近于直立的扭张型断层 (transpressive fault),构成了常见的“硬连接 (hard linkage)”。

两种类型的相互作用不仅控制着裂谷带的形状和连续性,而且,在相邻的裂谷段间传递应变 (Faulds *et al.*, 1998),包括断层滑动 (McClay *et al.*, 1998)、不均一拉张 (Tari *et al.*, 1992)和构造不对称性 (Versfelt *et al.*, 1989)。

初始孤立的裂谷段呈线性或雁行松散关系分布,它们经过相互作用、连接和传播成为一个连续的裂谷系,产生多种裂谷几何形态,包括分叉、空区、通道和巨大尺度的转移带 (Nelson *et al.*, 1992)。

2.2 新构造意义

2.2.1 大陆拉张运动学和裂谷作用的传播机制

Willemse (1997)的三维正断层力学模型研究表明,正断层列 (normal fault array)的力学相互作用通过应力场的局部扰动发生,不需要走滑运动分量。因此,裂谷段相互作用地区的边界和内部断层,它们的倾向方向、跨覆 (overstep)量、重叠 (overlap)或未重叠 (underlap)程度、以及邻近断层段的位移特征 (Gawthorne *et al.*, 1993),一条断层强加在邻近断层上的应力降 (Scholz *et al.*, 2000)和裂谷的差异性拉张作用 (Acocella *et al.*, 2005)影响着相互作用的程度和方式。

Bosworth (1985)认为,在地壳深部拉张始发地点,相反方向的低角度滑脱正断层随机集结,一个方向的滑脱带强烈活动,而另一个方向的滑脱带可能闭锁。活动的滑脱带沿裂谷传播,并偏离裂谷的总体走向去追踪一个新的滑脱系,在地表的相互作用区与新的滑脱系连接起来,地表裂谷段相互作用区成为滑脱断层以不同的结构型式进行重叠、归并、分叉和错开的地点 (Bosworth, 1985; Nelson *et al.*, 1992)。

2.2.2 流水沉积物和新生代火山熔岩的沉积效应

裂谷段相互作用的地区是主要水系进入裂谷盆地的入口、流水沉积物的通道和扇或三角洲的沉积地点 (Faulds *et al.*, 1998; Trudgill, 2002)。中转斜坡影响着盆地尺度的地层学,然而,转移断层则控制着局部的岩相分布 (Gawthorne *et al.*, 1993)。水系型式不但能够确定裂谷段相互作用的相对发生时间 (Leeder *et al.*, 1993),而且,由断层生长造成的水系变形能够揭示断层列的位移演化 (Commings *et al.*, 2005)。

同时,裂谷段相互作用的地带往往成为岩浆活动的通道,岩浆构造带能够阻碍正断层的侧

向传播,而且,新生代火山熔岩能够提供放射性测定的年龄信息 (Faulds *et al*, 1998)。

2.2.3 地震危险性分析

Scholz等(2000)认为,断层相互作用的地震危险分析涉及到两个关键问题。第1个问题是评价未来地震是限定在单独的断层上,还是跳跃到邻近断层上。一个地震从一条断层跳跃到另一条断层上的可能性随着两条断层间应力相互作用的程度而增加,可依据雁行正断层对的分离和重叠作为相互作用程度的数据进行计算。第2个问题是在不同断层上由较早地震所诱发地震的危险性。由早期地震诱发的地震危险性不同于常规的余震,随着资料的快速获取,有可能对诱发事件的短期危险性作出评价。

2.3 中转斜坡的重要性:评论

相对于以单一断层为代表的“硬连接”来说,以中转斜坡为代表的“软连接”的裂谷段相互作用更具重要性。

(1)从力学上看,局部应力场扰动或应力降导致中转斜坡边界断层间的相互作用,可以在一个巨大面积内发生。例如,格陵兰东北一个中转斜坡的边界断层具有数千米尺度的落差,应力至少能在100km范围内起作用,是世界上最大的中转斜坡 (Peacock *et al*, 2000)。

(2)从断层运动学上来看,边界断层上的位移转移往往通过中转斜坡断块的掀斜作用实现 (Peacock *et al*, 2000; Cheng *et al*, 2003; Sren *et al*, 2006)。中转斜坡的掀斜作用改变了坡度比降和坡度长度,影响了侵蚀和沉积状态 (Leeder *et al*, 1993),因此,提供了掀斜作用的地貌证据。

(3)从地震危险性分析来看,中转斜坡具有两重性。一方面由于位移亏损,断层破裂能在中转斜坡处终止,它成为破裂传播的障碍;另一方面,由于位移转移、断层生长和连接,它又是潜在地震危险的地点。

3 横向水系 (transverse drainage)

3.1 横向水系:指示河流与褶皱构造的成因关系

先成河 (antecedent river)和叠置河 (superimposed river)是两种基本的显示河流与褶皱构造成因关系的水系型式。

Oberlander(1985)提出了扎格罗斯褶皱带横向水系的两种成因机制。首先,在不同年龄的褶皱区,有些水系是早期背斜的顺向河 (consequent river),先成于后期的褶皱构造。短促的先成河段与受到构造控制的较大的河流连接,导致褶皱带河流方向的相继变化。其次,该褶皱带的中-上新世抗蚀的灰岩地层中夹有易于侵蚀的复理石地层单位,它们之间的不谐和褶皱作用 (disharmonic folding)导致河流能从复理石地层表面的沉积不整合面往下侵蚀,横过了褶皱的灰岩地层。

Alvarez(1999)对于亚平宁褶皱-逆冲带的深峡谷横向水系的解释是,在褶皱形成以前,该地区低于海平面,简单的先成河不能解释这些横向峡谷。而且,该褶皱带太过年轻,没有平位的覆盖层让这些河流叠置。因此,他认为亚平宁褶皱山脊应该逐次从海中浮露,由每一个褶皱山脊侵蚀下来的碎屑物倚靠着下一个山脊堆积,逐渐把海岸平原向海延伸。因此,靠近每一初始背斜的新海岸平原提供了平坦的面,让新加长的河流横过褶皱。随着褶皱的生长,这样定位的河流切出了峡谷。Alvarez(1999)还进一步指出,当海岸线推进时,以沉积作用为主,形成横向水

系;当隆起占优势时,形成纵向水系,褶皱岛屿在滨外浮露。

3.2 喜马拉雅褶皱带河流背斜 (river anticline) 的成因

最近几年,喜马拉雅河流背斜成为河流侵蚀与褶皱构造成因关系研究的焦点。喜马拉雅的大河平行于局部的背斜轴并从背斜中流过,而这些背斜横过该山脉的基本走向,形成了“河流背斜”(Montgomery *et al*, 2006)。针对这一不协调水系 (discordant drainage) 的现象,许多研究者 (Koons, 1998; Zeitler *et al*, 2001; Montgomery *et al*, 2006) 认为,喜马拉雅褶皱带河流与构造的这种密切关系可能不是所预期的由河流叠置在先存构造上引起的,因为喜马拉雅褶皱带内不存在形成河流叠置的地质和构造条件。尤其是,这些河流流经的背斜变质地块经测定,变质岩年龄为 1~3Ma,代表着喜马拉雅造山带中最年轻一幕变质作用 (Zeitler *et al*, 2001)。而且,这些河流背斜横亘在该造山带内,同造山带盛行的应力状态极不一致 (Montgomery *et al*, 2006)。

Zeitler等 (2001) 提出了构造瘤 (tectonic aneurysm) 模型来解释这些河流背斜的形成。他们认为,侵蚀在碰撞造山带动力学中起到整体作用,不仅能影响地壳增厚和拉伸沉陷,调整地壳会聚以及变形和变质相的发育和分布,而且还能局部地促进高变质级的变质作用和熔融作用。喜马拉雅褶皱带东、西构造结 (syntaxis) 背斜变质地块的产生,归因于巨大量级的河流 (在东、西构造结分别为雅鲁藏布江和印度河) 快速的聚焦基岩下切 (focused bedrock incision) 的结果。聚焦基岩下切使地壳的软弱部分变形,下地壳物质流入该地区,产生“构造瘤”,导致地表局部的巨型山脉的发育。

对于喜马拉雅褶皱带河流背斜的成因, Koons (1998) 提出了另外的热-力学-侵蚀耦合模型。在变形造山带中,局部的流变学改变是由河流的快速深下切引起的,由于侵蚀作用使坚硬的上部地壳从上面被剥离,热的岩石的快速隆起从下面导致与地热局部变陡有关的地壳弱化,下部地壳物质以低粘滞度的管道流形式 (Beaumont *et al*, 2001) 平流向软弱带集中。连续有效的侵蚀作用发育了正向反馈:进入到软弱带中的物质流保持地表局部的高度和地势,增强了集中的剥露作用 (concentrated exhumation), 并增强了高温的下地壳岩石被等温减压造成的构造叠覆作用 (structural overprinting), 同时,导致坐落在热的软弱地壳之上局部巨型山脉的发育。

Montgomery等 (2006) 也提出了差异性均衡隆起模型认为,喜马拉雅山脉的河流背斜是聚焦岩石隆起 (focused rock uplift) 对主要河流与其周围地区之间巨大差异性侵蚀的响应,而且,形成河流背斜的主要河流,它们的侵蚀速度应该超过背景岩石隆起速度和周围地区的侵蚀速度,才能产生差异性均衡隆起。

3.3 河流下切在增强新构造变形中的作用

Simpson (2004) 的地表过程三维力学耦合数值模型研究证实,河流侵蚀过程能够导致河流附近局部变形加强。如果在河流下切发生的同时,地壳正以塑性变形响应区域挤压的话,那么,河流下切以相对较小的尺度增大背景变形,产生两端倾伏式背斜 (doubly plunging anticline) 褶皱,河流下切与褶隆区 (culmination) 保持一致。在缺少区域变形的情况下,地壳对于河流下切的响应很小,受到比较刚硬的弹性地壳弯曲均衡的控制。因此,河流是否能对局部变形产生影响,关键取决于河流下切和区域变形之间的发生时间。

3.4 河流与褶皱构造的成因关系:评论

从经典地貌学概念来看,河流与褶皱构造的成因关系实际上是河流与构造发生时间的关系。一般而言,先成河形成于褶皱变形之前,然而,叠置河则发生在褶皱变形之后。但是,上述

亚平宁的例子表明,褶皱作用、上覆沉积盖层和河流下游段均在同一时间发育。

喜马拉雅河流背斜成因的最新研究成果表明,聚焦基岩侵蚀能够产生最新的背斜构造。这就意味着造山带中的大河侵蚀作用已经成为构造变形的驱动力之一,从而改变了河流只是被动地适应构造的传统认识,这也是新构造学和构造地貌学最新发展的一个重要方面。

不过,需要指出的是,在上述喜马拉雅河流背斜成因的解释模型中,一个前提条件是要有强有力的大河产生聚焦基岩下切。没有先成的大河何以能在该造山带中产生最年轻的背斜变质地块,但是,大多数研究者在他们的模型中并没有明说喜马拉雅的大河是先成河,惟有 Koons (1998)在他的热-力学-侵蚀耦合模型中指出,“具有足够河流功率(stream power)的大河在造山隆起期间保持着它们的稳态剖面是应变集中的诱发因素”。显然,喜马拉雅褶皱带中大河的先成地位并没有改变。

4 夷平面(planation surface)

4.1 不同新构造背景的夷平面发育

夷平面是一个老的研究题目,最近重提夷平面的研究是因为:1)它是裂开边缘或造山带地区由地表过程和地壳过程相互作用产生的巨大尺度的一种地貌特征;2)它在揭示新构造变形、复原景观和环境变化历史及设计地球动力学模型方面具有重要作用。我们首先介绍在新的观察结果和资料分析基础上,不同新构造背景下夷平面或侵蚀面(erosion surface)的研究报道,以了解有关夷平面成因的最新进展。

(1)活动造山带和其它新构造背景的夷平面。在玻璃维利中央安第斯造山带,海拔2 000~4 000m的新生代2级夷平面是在低比降宽谷的山麓侵蚀面基础上发育的(Kennan *et al*, 1997)。在斯洛伐克中部中欧阿尔卑斯造山带,4级新近纪夷平面的成因是火山作用和夷平作用交替发生的结果(Lacika, 1997)。在努比亚-索马里-阿拉伯板块三联点西侧的埃塞俄比亚北部高地,早古生代-古近纪4级夷平面归因于差异性侵蚀导致沉积或火山覆盖层下面老的夷平面或不整合面剥露,以及幕式隆起的介入(Colorti *et al*, 2007)。在西班牙东北的伊比利亚山地垒-地堑区,1 000m高度以上普遍保存4级新近纪夷平面,与半干旱气候下的夷平作用过程有关(Gutiérrez-Eloza *et al*, 1997)。

(2)被动边缘的夷平面。印度西部德干高原存在着2级夷平面,较高、较老的夷平面为晚白垩纪-古近纪的熔岩平原古面残余,较低、较年轻的夷平面是由新近纪海岸山麓侵蚀平原发育的(Widdowson, 1997)。在西格陵兰被动边缘,2级新近纪夷平面由流水系统侵蚀形成(Bonow *et al*, 2006)。

以上资料表明,无论是在活动造山带或被动大陆边缘,准平原作用(peneplanation)和山麓夷平作用(pediplanation)是夷平面的主要成因机制。

但是,在印度南部古老的克拉通内部,夷平面的形成则以刻蚀夷平作用(etchplanation)过程占主导,在那里,较低、较年轻的2级夷平面是由刻蚀和剥离作用发育的(Gunnell, 1997)。

特别要提出的是,Babault等(2005)认为,欧洲比利牛斯造山带上的夷平面是通过加积夷平作用(applanation)消除了地势,并不需要高度降低,高高度、低地势的夷平面并不意味着后构造隆起。他们向发育在海平面附近的准平原后被构造隆起的传统观念提出了挑战。

4.2 新构造和地球动力学意义

4.2.1 夷平面的新构造变形分析

夷平面的重要意义之一是作为标志层和时间层用于分析局部尺度的新构造变形。Bonow等(2006)把夷平面与河谷联系起来,根据它们现今的高程计算古基准面的隆起量。Costa等(1999)从夷平面区的包络古地形面(enveloping palaeotopographic surface)上发现夷平面变形断块,并计算变形量。Kennan等(1997)利用水系比降向下游方向的投影,获得峰顶夷平面相对于前陆的地面隆起,避免了用植物学资料解释古高度的误解,并有利于与其它构造模型的隆起计算值比较。Gutiérrez-Ebrza等(1997)制作了研究区的夷平面构造地貌图,分析夷平面变形的几何形态。

4.2.2 被动边缘夷平面变形、剥蚀和隆起模型

Widdowson(1997)的研究表明,印度西部德干高原古近纪与新近纪2级夷平面的发育、演化和变形为该大陆边缘地球动力学模型的建立提供了一个理想的选择。边缘悬崖后退移走了1~1.5km厚的玄武岩,出露低位夷平面。侵蚀的物质沉积在滨外,组成滨外大陆边缘和大陆坡。岸上去荷作用和滨外加荷作用的结果,一方面在内陆形成一个隆起轴与海岸平行;另一方面导致大陆边缘及相关的海岸平原巨大尺度的向海挠曲均衡响应。这两个效应明显地导致高位夷平面的背斜-单斜式变形和低位夷平面的向海倾斜。

4.2.3 构造增生楔和侵蚀面动力学模型

Amato等(1999)根据意大利南部亚平宁山链构造增生楔建造与侵蚀面发育的关系,设计了一个精妙的动力学模型。在该弧形增生楔构造的前锋,逆冲作用增加推覆体单位;然而,在它的尾部,弧后盆地的张开作用沉陷和失去推覆体单位,整个山链随着前陆不断后退而迁移。当推覆体单位进入构造楔后不久,每一代侵蚀面发育在前渊盆地海岸线附近。随着前陆的增生,推覆体成为一个载体,携带侵蚀面逐渐向山链内部推进,在弧后盆地拉张作用下,侵蚀面沉陷到海底。这个动力学模型较完美地解释了亚平宁山链上侵蚀面的空间分布和年龄,以及侵蚀面与构造和同构造地层的关系。

4.3 夷平面的成因和意义:评论

(1)准平原作用和山麓夷平作用与刻蚀夷平作用的比较。准平原作用和山麓夷平作用发生在温带湿润气候或半干旱气候下,它们分别以地表侵蚀和悬崖后退作为主要夷平作用过程。阶梯式夷平面景观是由一系列构造隆起事件产生的,隆起打破了老的夷平作用过程,导致新的夷平作用过程在低部位发生。每一个新的夷平作用旋迴产生回春(rejuvenation),向源侵蚀使得上部较老的夷平面在面积上收缩。然而,刻蚀夷平作用则在炎热潮湿气候下以风化作用发生。风化锋(weathering front)在风化层(regolith)底部往下刻蚀,风化层在表面被剥离。尤其是在构造长期稳定的克拉通内部,刻蚀夷平作用使得克拉通面随时间逐渐降低。

(2)加积夷平作用消除造山带地势的困难性。虽然侵蚀作用和沉积作用均能导致景观变平,但是,倘若摒弃构造隆起,惟独以加积夷平作用解释比利牛斯造山带的高高程、低地势的夷平面(Babault *et al*, 2005),显然面临造山带活动性以及加积夷平作用的物质来源、发生尺度和发生方式等诸多困难。事实上,研究报道(Coney *et al*, 1996; Gonzalez *et al*, 1997; Fitzgerald *et al*, 1999)表明,这些问题也正是该地区地质学和构造学中存在的争议。

(3)悬崖后退是被动边缘演化的关键因素。多种因素决定着被动边缘的发育,包括热驱动

的隆起和沉降,与剥蚀去荷有关的均衡隆起,与剥蚀加荷有关的均衡沉降,与均衡隆起和沉降有关的边缘挠曲变形,以及与幕式回春和构造控制有关的悬崖后退。在这些影响因素中,悬崖后退形成夷平面,导致岸上去荷和滨外加荷,驱动均衡隆起、沉积和挠曲变形,并在岸上隆起和剥蚀与滨外沉降和沉积之间形成密切的耦合关系。因此,悬崖后退在被动边缘构造、沉积和景观演化中起关键作用。

5 结论

(1)在地球动力学模型中包括了地表过程是认识造山带和裂开边缘发育的明显进步。地表过程和地壳过程相互作用的研究把新构造学的发展提升到一个新的高度。造山带构造、侵蚀和气候之间多路径的反馈机制以及大陆裂谷带浅-深构造的结合,无不体现出地表过程和地壳过程的相互作用。横向水系能够发挥它们确定水系型式和构造相对发生时间的功能,夷平面能够起到鉴定构造变形的标志层和时间层的作用,更重要的是,它们已经卷进了造山带和裂开边缘动力学演化的更深层面。地球科学领域内各分支学科的携手合作,把地壳过程、地表过程和气候变化的最新认识综合在一起,发展全方位的地球动力学模型的帷幕正在拉开。

(2)有关横向水系和夷平面成因的地貌学经典概念依然具有生命力。尽管喜马拉雅造山带的大河能够通过聚焦侵蚀产生局部尺度的背斜隆起,但是,它们的先成河地位并没有改变。形成于低位置的准平原经构造隆起,成为现今山脉带中高高程、低地势的夷平面残余,这些地貌学的经典概念,在当前地表过程和地壳过程相互作用的研究风暴中并未动摇,它们仍然具有生命力。

参 考 文 献

- Acocella V, Morvillo P, Funiciello R. 2005. What controls relay ramps and transfer faults within rift zones? Insights from analogue models [J]. *Journal of Structural Geology*, 27(3): 397—408.
- Alvarez W. 1999. Drainage on evolving fold-thrust belts: A study of transverse canyons in the Apennines [J]. *Basin Research*, 11(3): 267—284.
- Amato A, Cinque A. 1999. Erosional landsurfaces of the Campano-Lucano Apennines (S Italy): genesis, evolution, and tectonic implications [J]. *Tectonophysics*, 315(1—4): 251—267.
- Babault J, Van Den Driessch J, Bonnet S. 2005. Origin of the highly elevated Pyrenean penepplain [J]. *Tectonics*, 24(TC2010): 1—19.
- Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M N, *et al*. 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation [J]. *Nature*, 414: 738—742.
- Bonnet S, Crave A. 2003. Landscape response to climate change: Insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography [J]. *Geology*, 31(2): 123—126.
- Bonow J M, Tapen P, Lidmar-Bergström K, *et al*. 2006. Cenozoic uplift of Nuussuaq and Disko, West Greenland—elevated erosion surfaces as uplift markers of a passive margin [J]. *Geomorphology*, 80(3—4): 325—337.
- Bosworth W. 1985. Geometry of propagating continental rifts [J]. *Nature*, 316: 625—627.
- Burbank D W. 2005. Cracking the Himalaya [J]. *Nature*, 434: 963—964.
- Cheng S, Yang G. 2003. Fault growth, displacement transfer and evolution of the Jiugongkou fault overlap zone on the southern marginal fault zone of the Guangling-Yuxian Basin, North China [J]. *Australian Journal of Earth*

- Sciences, 50(1): 1—8
- Coltorti M, Dramis F, Ollier C D. 2007. Planation surfaces in Northern Ethiopia [J]. *Geomorphology*, 89(3—4): 287—296
- Commings D, Gupta S, Cartwright J. 2005. Deformed streams reveal growth and linkage of a normal fault array in the Canyonland graben, Utah [J]. *Geology*, 33(8): 645—648
- Coney P J, Muñoz J A, McClay K R, *et al* 1996. Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt [J]. *Journal of the Geological Society*, 153(1): 9—16
- Costa C H, Giaccardi A D, González Díaz E F. 1999. Palaeoland surfaces and neotectonic analysis in the southern Sierras Pampeanas, Argentina [A]. In: Smith B J, Whalley W B, Warke P A (eds). *Uplift, Erosion and Stability: Perspective on Long-term Landscape Development*. The Geological Society of London, Special Publications 162, 229—238.
- Embleton C. 1987. Neotectonics and morphotectonic research [J]. *Z. Geomorph. N. F. Supplement*, 63: 1—7.
- Faulds J E, Varga R J. 1998. The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes [A]. In: Faulds J E, Stewart J H (eds). *Accommodation Zones and Transfer Zones: The Regional Segmentation of the Basin and Range Province*. The Geological Society of America, Special Paper 323, 1—45.
- Fitzgerald P G, Muñoz J A, Coney P J, *et al* 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: Implications for the tectonic evolution of a collisional orogen [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 173(3): 157—170.
- Gawthorpe R L, Hurst J M. 1993. Transfer zones in extensional basins: Their structural style and influence on drainage development and stratigraphy [J]. *Journal of the Geological Society*, 150(6): 1137—1152.
- Gonzalez A, Arenas C, Pardo G, *et al* 1997. Discussion on syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt [J]. *Journal of the Geological Society*, 154(3): 361—365.
- Goudie A. 1995. *The Changing Earth: Rates of Geomorphological Processes* [A]. Blackwell, Oxford, 302pp.
- Gunnell Y. 1997. Topography, palaeosurfaces and denudation over the Karnataka Upland, southern India [A]. In: Widdowson M (ed). *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation*. The Geological Society of London, Special Publication 120, 249—267.
- Gutiérrez-Elorza M, Gracia F J. 1997. Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain) [A]. In: Widdowson M (ed). *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation*. The Geological Society of London, Special Publication 120, 147—158.
- Hack J T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index [J]. *Jour. Research U. S. Geol. Survey*, 1(4): 421—429.
- Hancock P L. 1988. Neotectonics [J]. *Geology Today*, 4(2): 57—67.
- Hancock P L, Williams G D. 1986. Neotectonics [J]. *Journal of the Geological Society*, 143(2): 325—326.
- Kennan L, Lamb S H, Hoke L. 1997. High-altitude palaeosurfaces in the Bolivian Andes: evidence for late Cenozoic surface uplift [A]. In: Widdowson M (ed). *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation*. The Geological Society of London, Special Publication 120, 307—323.
- Kirby E, Whipple K. 2001. Quantifying differential rock-uplift rates [J]. *Geology*, 29(5): 415—418.
- Kirby E, Whipple K X, Tang W, *et al* 2003. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles [J]. *Journal of Geophysical Research*, 108(B4): 2217.
- Koons P O. 1998. Big mountains, big rivers and hot rocks: Beyond isostasy [J]. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 1998 Fall Meeting, F908.

- Lacika J. 1997. Neogene palaeosurfaces in the volcanic area of Central Slovakia [A]. In: Widdowson M (ed). Palaeosurfaces: Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation. The Geological Society of London, Special Publication 120, 203—219.
- Lamb S, Davis P. 2003. Cenozoic climate change as possible cause for the rise of the Andes [J]. *Nature*, 425: 792—797.
- Leeder M R, Jackson J A. 1993. The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with example from the United States and central Greece [J]. *Basin Research*, 5(1): 79—102.
- Lavé J, Avouac J P. 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal [J]. *Journal of Geophysical Research*, 106(B11): 26561—26591.
- McClay K, Khalil S. 1998. Extensional hard linkages, eastern Gulf of Suez, Egypt [J]. *Geology*, 26(6): 563—566.
- Montgomery D R, Balco G, Willett S D. 2001. Climate, tectonics, and the morphology [J]. *Geology*, 29(7): 579—582.
- Montgomery D R, Stolar D B. 2006. Reconsidering Himalayan river anticlines [J]. *Geomorphology*, 82(1—2): 4—15.
- Nelson R A, Patton T L, Morley C K. 1992. Rift-segment interaction and its relation to hydrocarbon exploration in continental rift systems [J]. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 76(8): 1153—1169.
- Oberlander, T M. 1985. Origin of drainage transverse to structures in orogens [A]. In: Morisawa M, Hack J T (eds). *Tectonic Geomorphology*. Allen and Unwin, Boston. 155—182.
- Owen L A, Stewart I, Vita-Finzi C. 1993. Neotectonics: Recent advance [A]. In: *Quaternary Research Association*, Cambridge. 122pp.
- Panizza M, Castaldini D. 1987. Neotectonic research in applied geomorphological studies [J]. *Z. Geomorph. N. F. Supplementband*, 63: 173—211.
- Peacock D C P, Price S P, Whitham A G, *et al*. 2000. The world's biggest relay ramp: Hold with Hope, N E Greenland [J]. *Journal of Structural Geology*, 22(7): 843—850.
- Scholz C H, Gupta A. 2000. Fault interactions and seismic hazard [J]. *Journal of Geodynamics*, 29(3): 459—467.
- Simpson G. 2004. Role of river incision in enhancing deformation [J]. *Geology*, 32(4): 341—344.
- Summerfield M A. 1987. Neotectonics and landform genesis [J]. *Progress in Physical Geography*, 11(3): 384—397.
- Süzen M L, Toprak V, Rojay B. 2006. High-altitude Plio-Quaternary fluvial deposits and their implication on the tilt of a horst, western Anatolia, Turkey [J]. *Geomorphology*, 74(1—4): 80—99.
- Tari G, Horvath F, Rumpel J. 1992. Styles of extension in the Pannonian Basin [J]. *Tectonophysics*, 208(1—3): 203—219.
- Trudgill B C. 2002. Structural controls on drainage development in the Canyonland grabens of southeast Utah [J]. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86(6): 1095—1112.
- Versfelt J, Rosendahl B R. 1989. Relationships between pre-rift structure and rift architecture in Lake Tanganyika and Malawi, East Africa [J]. *Nature*, 337: 354—357.
- Vita-Finzi C. 1986. Recent Earth Movements: An introduction to neotectonics [M]. Academic Press, London. pp226.
- Whittaker A C, Cowie P A, Attal M, *et al*. 2007. Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: Implications for predicting river incision rates [J]. *Geology*, 35(2): 103—106.
- Widdowson M. 1997. The geomorphological and geological importance of palaeosurfaces [A]. In: Widdowson M (ed). Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation. The Geological Society, London, Special Publication 120, 1—12.

- W illemse E J M. 1997. Segmented normal faults: Correspondence between three-dimensional mechanical models and field data [J]. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B1): 675—692.
- W illett S D. 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts [J]. *Journal of Geophysical Research*, 104 (B12): 28957—28981.
- W illett S D, Hovius N, Brandon M T, *et al* 2006. Tectonics, climate, and landscape evolution: Introduction [A]. In: W illett S D, Hovius N, Brandon M T, *et al* (eds). *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution* The Geological Society of America, Special Paper 398: —.
- Wobus C, Heimsath A, Whipple K, *et al* 2005. Active out-of-sequence thrust faulting in the central Nepalese Himalaya [J]. *Nature*, 434: 1008—1011.
- Zeitler P K, Meltzer A S, Koons P O, *et al* 2001. Erosion, Himalayan geodynamics, and geomorphology of metamorphism [J]. *GSA Today*, 11 (1): 4—9.

CURRENT ADVANCE OF OVERSEAS RESEARCH ON NEOTECTONICS: A REVIEW AND COMMENTS

CHENG Shao-ping YANG Gui-zhi

(*Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China*)

Abstract

During the past more than ten years, the research front on neotectonics concentrated on the field observations and theoretical models of the interaction between surface and crustal processes. This paper reviews for and comments on the current advance of overseas research on neotectonics in terms of four aspects: interaction between tectonics, surface erosion processes, and climate in orogens, interaction between rift segments in continental rift zones, transverse drainages, and planation surfaces. The including of surface processes in geodynamic models is a remarkable progress in understanding the development of orogens and rifted margins. The classical geomorphological concepts on the genesis of transverse drainages and planation surfaces still have their vitality.

Key words neotectonics, surface process and crustal process, orogen, rift segment, transverse drainage, planation surface

作者简介 程绍平,男,1943年生,1966年毕业于华东师范大学地质与地理系,研究员,长期从事地貌构造学、新构造学和活动构造学研究,电话:010-62009127, E-mail: chengshaop@yahoo.com.