非均衡山脉的河流水力侵蚀模型

陈彦杰^① 宋国城^{②*} 陈昭男^③

(^①高雄师范大学环境教育暨安全卫生中心, 802 高雄市苓雅区和平一路 116 号, 高雄; ^②清云科技大学土木与防灾研究所, 320 桃园县中坜市健行路 229 号, 桃园; ^③稻江科技暨管理学院休闲游憩管理学系, 613 嘉义县朴子市学府路二段 51 号, 嘉义.)

* 联系人, E-mail: sungqc@nknuc.nknu.edu.tw

摘要 河流水力侵蚀模型(stream-power incision model)常被用来分析山脉地形是否达到均衡. 蓬莱运动的弧陆斜碰撞使得台湾岛造山带的山脉呈现成长的前均衡(南部)、均衡(中部)、崩塌的后均衡(北部)等三个不同演育阶段的地形. 利用基岩河道的坡度(S)与集水面积(A)的关系来分析台湾岛造山带的河流可得到此三种状态的山脉地形特征. 分析结果发现, 台湾岛中央山脉东西两侧的 S - A 图呈现直线型态, 显示基岩河道的河床高程不随时间改变($dz/dt = 0$), S - A 直线的斜率与其截距分别与均衡地形发育的时间和地体抬升率的大小有关. 而台湾岛造山带的南部与北部之 S - A 图则分别呈现上凸与下凹的型态, 显示基岩河道的河床高程分别随时间成长($dz/dt > 0$)与降低($dz/dt < 0$), 它们的切线截距仍可反映地体的抬升率.

关键词 台湾岛山脉 均衡山脉 河流水力侵蚀模型

基岩河道(bedrock channel)的高度通常决定了山脉地形的坡度与棱线的高度. 当地形达到均衡的条件下^[1-3], 基岩河道中河床高程不随时间改变($dz/dt = 0$), 此即均衡河道剖面(steady-state channel profile). 利用河流水力侵蚀模型来描述^[4-9], 则其方程式如下:

$$dz/dt = U - E = U - KA^m S^n,$$

当 $dz/dt=0$ 时,

$$U - KA^m S^n = 0, \text{ 则}$$

$$S = (U/K)^{1/n} A^{-m/n}, \quad (1)$$

令 $\theta = m/n$, $k_s = (U/K)^{1/n}$, 则

$$S = k_s A^{-\theta}, \Rightarrow \log(S) = -\theta \times \log(A) + \log(k_s), \quad (2)$$

其中 U 为基盘岩层抬升率, E 为河流的下切侵蚀率, K 为同时反应岩层抗蚀强度、河流侵蚀能力与河道几何的有因次侵蚀系数(dimensional coefficient), A 为河段上游(upstream)集水盆地面积, S 为河段坡度, m 与 n 为正值常数(positive constants), 指数 θ 为均衡河道纵剖面下凹程度指标(the concavity index), 而参数 k_s 则为均衡河道纵剖面陡峭程度指标(the steepness index). 可是在成长中的山脉, 基盘岩层的抬升率大于河流的下切侵蚀率, 亦即其基岩河道的河床高程随时间的变化应为正值($dz/dt > 0$), 此时称之为前均衡山脉(pre-steady-state mountain range); 相反的, 在崩塌中的山脉, 基盘岩层的抬升率小于河流的下切侵蚀率, 亦即其基岩河道的河床高程随时间的变化应为负值($dz/dt < 0$), 此时称之为后均衡山脉(post-

steady-state mountain range). 其方程式如下:

$$dz/dt > 0 \Rightarrow S < k_s A^{-\theta}, \quad (3)$$

$$\Rightarrow \log(S) < -\theta \times \log(A) + \log(k_s),$$

$$dz/dt < 0 \Rightarrow S > k_s A^{-\theta}, \quad (4)$$

$$\Rightarrow \log(S) > -\theta \times \log(A) + \log(k_s).$$

利用 S - A (Slope-Area)的双对数坐标图(log-log plot)来图解以上三个方程式(图 1), 若(2)式的图解为图中的直线, 其斜率为 $-\theta$, 则(3)与(4)式之解的位置分别落在此直线下方与上方的区域. 至于(3)与(4)式两个不等式的图解为何种形式则未见报道.

图 1 前均衡($dz/dt > 0$)、均衡($dz/dt = 0$)与后均衡($dz/dt < 0$)山脉地形的河流水力侵蚀模型 S - A 图图解

台湾岛造山带源自约五百万年前吕宋岛弧(Luzon arc)与中国大陆边缘斜向碰撞^[10-13], 由于碰撞

的时序是由北向南进行,因此台湾岛山脉的形成亦是由北部先抬升然后逐渐向南发展,其扩展速率大约是 90 km/Ma ^[14]. 因此,空间上由台湾岛山脉南端向北推移 90 km ,相当于时间上回溯一百万年的造山历程. 利用此时空对等(time-space equivalence)关系,由台湾岛南端为起点向北检视,山脉的高度不断上升,约在 $120\sim 290 \text{ km}$ (相当于 $1.33\sim 3.22 \text{ Ma}$)之区段的中央山脉,造山所造成的物质增加率与剥蚀所造成的物质流失率达到平衡,即处于均衡山脉(steady-state range)的状态. 而由于冲绳海槽(Okinawa trough)的弧后扩张,使得造山的作用在台湾岛北部已减弱或甚至停止^[15-17],而南部的碰撞才刚开始^[18-20]. 因此,位于台湾岛南部(约 $0\sim 120 \text{ km}$,相当于 $0\sim 1.33 \text{ Ma}$)的山脉应属于抬升大于剥蚀的成长山脉(growing range)状态^[18],而北部(约 $290\sim 370 \text{ km}$,相当于 $3.22\sim 4.11 \text{ Ma}$)的山脉则属于剥蚀大于抬升的崩塌山脉(decaying range)状态^[16,17]. 长期以来,中央山脉东部被认为是利用河流水力侵蚀模型来研究均衡地形的良好范例之一^[21-26],至于台湾岛山脉南、北端的前均衡与后均衡地形特征,则没有任何研究.

虽然从河流水力侵蚀模型的数学方程式与 $S-A$ 图上可得知,均衡地形的 $S-A$ 关系会呈现直线的型态以及前、后均衡地形的图解位于何处(图 1),但是目前尚无法进一步直接推导或图解得知前、后均衡地形之 $S-A$ 图的型态究竟为何? 而台湾岛造山带特殊的地体演育架构,正好提供了一个可同时定性探讨前、后均衡地形之 $S-A$ 图型态的良好范例. 因此本研究即首先以整个台湾岛造山带为对象,利用河流水力侵蚀模型进行分析,并进一步探讨前、后均衡地形的河流水力侵蚀模型特征.

台湾岛山脉的基岩河道范围,约从上游集水盆地面积(A) $10^5\sim 10^6 \text{ m}^2$ 之间开始^[3,27],到下游地形等高线 200 m 左右为止^[14,28]. 本研究选取 25 条穿越台湾岛山脉地区的主要河流进行 $S-A$ 图分析(图 2, 表 1). 样点的量算是从基岩河道的最下游河段开始,依照河级(stream order)由大到小向上游量算 $\log(A)$ 与 $\log(S)$. 结果大致可将其分成四个地形区(图 2): a. 中央山脉东侧、b. 中央山脉西侧、c. 南部的大武山山脉、d. 北部的雪山山脉北部. 中央山脉不论是东侧或西侧,其 $S-A$ 图皆呈现直线的型态(图 3(a), (b)), 是为典型的均衡地形; 而大武山山脉与雪山山脉北部,其 $S-A$ 图则分别呈现系统性上凸与下凹的型态(图 3(c), (d)),

应是反应了非均衡的地形.

台湾岛山脉的地层分布呈南北走向,中央山脉东侧主要为先第三纪变质杂岩出露,而西侧则为一系列坚硬或是经过轻度变质的第三纪巨厚沉积岩. 从中央山脉西侧仍呈现良好直线型态的结果来看(图 3(b)), 渐变的岩性对 $S-A$ 分析的影响不大. 此外,当均衡河道的侵蚀与抗蚀达动态平衡,其向下游渐小的河床质(bed material)粒径亦反应了河流侵蚀能力向下游递减的现象^[29,26],此时 K 应为常数.

图2 台湾岛造山带 25 条主要河流的基岩河道分布. 实心黑点下的数据为利用核飞迹(fission-track, FT)数据^[31]所推估出的抬升率
其单位为 mm/a

在中央山脉东侧, θ 值的变化大致上与山脉碰撞年龄^[14]之间呈现一正相关的趋势(图 4), 说明了均衡地形发育愈久, 其均衡河道剖面下凹的程度也愈大. 此外, 相关研究指出, 当一地区各集水盆地的 θ 值接近一致时, 该地体抬升率较高的集水盆地, 其 $\log k_s$

表 1 台湾岛山脉 25 条主要河流的 S-A 图分析^{a)}

区域	河名	S-A 关系图	θ	$\log k_s$	碰撞年龄/Ma	区域	河名	S-A 关系图	θ	$\log k_s$	碰撞年龄/Ma
a. 中央山脉东侧	兰阳溪(a1)	直线	0.54	2.95	3.4	c. 大武山山脉	卑南溪(c1)	上凸	**	**	1.5
	立雾溪(a2)	直线	0.47	2.50	2.9		鹿野溪(c2)	上凸	**	**	1.2
	木瓜溪(a3)	直线	0.46	2.48	2.6		利嘉溪(c3)	上凸	**	**	1.1
	寿丰溪(a4)	直线	0.50	2.59	2.4		知本溪(c4)	上凸	**	**	1.0
	万里溪(a5)	直线	0.52	2.89	2.3		麻里溪(c5)	上凸	**	**	0.8
	马鞍溪(a6)	直线	0.31	1.28	2.3		金仑溪(c6)	上凸	**	**	0.7
	丰坪溪(a7)	直线	0.26	0.93	2.0		隘寮溪(c7)	上凸	**	**	**
	乐乐溪(a8)	直线	0.26	1.03	1.8	d. 雪山山脉北部	基隆河(d1)	下凹	**	**	4.0
b. 中央山脉西侧	大安溪(b1)	直线	0.47	2.29	**		北势溪(d2)	下凹	**	**	3.8
	大甲溪(b2)	直线	0.45	2.02	**		新店溪(d3)	下凹	**	**	3.7
	乌溪(b3)	直线	0.45	2.13	**		油罗溪(d4)	下凹	**	**	**
	浊水溪(b4)	直线	0.53	2.68	**						
	曾文溪(b5)	直线	0.44	2.02	**						
	荖浓溪(b6)	直线	0.41	1.94	**						

a) 碰撞年龄整理自文献[14]

图 3 台湾岛山脉地形区(a)中央山脉东侧、(b)中央山脉西侧、(c)大武山山脉以及(d)雪山山脉北部的 S-A 图

斜率(slope) = $-\theta$

值亦会较高^[30]. 在台湾岛造山带, 若比较 θ 值相近, 但分别位于中央山脉东、西二侧的集水盆地, 例如: 立雾溪(a2)与大安溪(b1)、木瓜溪(a3)与大甲溪(b2)、万里溪(a5)与浊水溪(b4)(表1), 皆可发现各组的 $\log k_s$ 值呈现东侧大于西侧的现象. 由于菲律宾海板块的挤压碰撞, 中央山脉东侧受到由东向西传递的应力影响, 使得其抬升率较西侧来得大, 核飞迹的资料^[31]亦指出东侧的抬升率较西侧为快(图2), 由此可知在 θ 值相近的条件之下, $\log k_s$ 值确可反应地体抬升率的差异.

图4 河道剖面下凹程度指标(θ 值)与台湾岛山脉碰撞年龄^[41]关系图

黑色空心箭头代表 θ 值与碰撞年龄^[41]的正相关趋势

图5为综合图3中各均衡状态的 S - A 图及其平均 S - A 图, 同属均衡山脉的中央山脉东、西侧, 其平均 S - A 图大致平行, 表示其平均 θ 值相近, 但平均 $\log k_s$

值不同, 东侧的平均 $\log k_s$ 值大于西侧, 反应的亦是中央山脉地体抬升率东侧大于西侧的差异.

大武山山脉的平均 S - A 图(图5(b))呈上凸曲线落在中央山脉东、西侧的平均 S - A 图之间, 上凸曲线表示 θ 值并非定值, 其变化是随着 A 的增加而增加. 当 $\log(A)$ 为中尺度大小($= 10.0 \text{ km}^2$)时, 中央山脉东侧的平均 S - A 图已成为其切线(tangential lines), 显示大武山山脉的地体抬升率与中央山脉相当, 但因基岩河道的下切率较低, 其高度变化仍为正值($dz/dt > 0$).

雪山山脉北部的平均 S - A 图均呈下凹曲线且完全落于大武山山脉与中央山脉的平均 S - A 图下方(图5(b)). 在其下方作一平行于中央山脉的 S - A 图之切线(如图5(b)中的黑色虚线所示), 则发现其 $\log k_s$ 值远低于中央山脉的 $\log k_s$ 值, 显示雪山山脉北部的地体抬升率较低, 而核飞迹的资料^[31]亦显示此地形区的抬升率是较低的($< 1.9 \pm 0.78 \text{ mm/a}$)(图2). 下凹曲线表示 θ 值的变化随着 A 的增加而递减, 其基岩河道的高度变化为负值($dz/dt < 0$).

从利用河流水力侵蚀模型分析台湾岛造山带的经验中发现, θ 与 $\log k_s$ 值分别与均衡地形发育的时间以及地体抬升率的差异有关. 而在 S - A 图中, 除呈现代表均衡地形的直线型态外, 前、后均衡地形的 S - A 图分别呈现上凸与下凹的型态(图5(c)), 此一定性的曲线型态, 相信应可在未来直接利用河流水力侵蚀模型进一步推导前、后均衡地形的数学模型时, 提供

图5 台湾岛造山带各集水盆地的(a) S - A 图分布与(b)平均 S - A 图示意图(黑色与灰色直线分别代表均衡的中央山脉东、西侧集水盆地, 红色上凸曲线代表前均衡的大武山山脉, 绿色下凹曲线代表后均衡的雪山山脉北部, 黑色虚线为平行于其他 S - A 直线所作的切线), 以及(c)三种均衡山脉地形的河流水力侵蚀经验模型

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb2006-51-7-865>

重要的概念模型参考。

参 考 文 献

- 1 Flint J J. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, 1974, 10: 969—973
- 2 Willgoose G R, Bras R L, Rodriguez-Iturbe I. A model of river basin evolution. *Eos (Transaction, American Geophysical Union)*, 1990, 71: 1806—1807
- 3 Tarboton D G, Bras R L, Rodriguez-Iturbe I. On the extraction of channel networks from digital elevation data. *Hydrological Processes*, 1991, 5: 81—100
- 4 Howard A D, Kerby G. Channel changes in badlands. *Geological Society of America Bulletin*, 1983, 94: 739—752 [DOI]
- 5 Anderson R S. The growth and decay of the Santa Cruz Mountains. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99: 20161—20180 [DOI]
- 6 Howard A D. A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resources Research*, 1994, 30: 2261—2285 [DOI]
- 7 Howard A D, Seidl M A, Dietrich W E. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99: 13971—13986 [DOI]
- 8 Whipple K X, Tucker G E. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104: 17661—17674 [DOI]
- 9 Whipple K X, Hancock G S, Anderson R A. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geological Society of America Bulletin*, 2000, 112: 490—503 [DOI]
- 10 Seno T. The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate. *Tectonophysics*, 1977, 42: 209—206
- 11 Ho C S. A synthesis of the geologic evolution of Taiwan. *Tectonophysics*, 1986, 125: 1—16 [DOI]
- 12 Teng L S. Stratigraphy records of the late Cenozoic Penglai orogeny of Taiwan. *Acta Geol Taiwan*, 1987, 25: 205—224
- 13 Teng L S. Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan. *Tectonophysics*, 1990, 183: 57—76 [DOI]
- 14 Suppe J. Mechanics of mountain-building and metamorphism in Taiwan. *Mem Geol Soc China*, 1981, 4: 67—90
- 15 Lee C T. Methods of stress analysis and paleostress changes in northern Taiwan due to arc-continent collision. Taipei: Ph.D thesis, Institute of Geosciences, Taiwan University, 1986. 370
- 16 Teng L S, Lee C T, Peng C H, et al. Origin and geological evolution of the Taipei Basin northern Taiwan. *Western Pacific Earth Sciences*, 2001, 1: 115—142
- 17 Teng L S. Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt. *Geology*, 1996, 24: 945—952 [DOI]
- 18 Stark C P, Hovius N. Evolution of a mountain belt toward steady state: analysis of the Central Range, Taiwan. *EOS (Transactions of the American Geophysical Union)*, 1998, 79: 357
- 19 Suppe J. Kinematics of arc-continent collision, Flipping of subduction, and back-arc spreading near Taiwan. *Mem Geol Soc China*, 1984, 6: 21—33
- 20 Suppe J. The Active Mountain Belt, in *The Anatomy of Mountain Ranges*, In: Schaer S P, Rodgers J, eds. New Jersey: Princeton University Press, 1987, 277—293
- 21 Hovius N, Stark C P, Chu H T, et al. Supply and Removal of Sediment in a Landslide-Dominated Mountain Belt: Central Range, Taiwan. *The Journal of Geology*, 2000, 108: 73—89 [DOI]
- 22 Stark C P, Stark G J. A Channelization Model of Landscape Evolution. *American Journal of Science*, 2001, 301: 486—512
- 23 Willett S D, Brandon M T. On steady states in mountain belts. *Geology*, 2002, 30(2): 175—178 [DOI]
- 24 Whipple K X. Fluvial Landscape Response Time: How Plausible is Steady-State Denudation? *American Journal of Science*, 2001, 301: 313—325
- 25 Willett S D, Slingerland R, Hovius N. Uplift, Shortening, and Steady-State Topography in Active Mountain Belts. *American Journal of Science*, 2001, 301: 455—485
- 26 Chen Y C. Morphotectonic Features of Taiwan Mountain Belt Based on Hypsometric Integral, Topographic Fractals and SL Index. Tainan: Ph.D thesis, Institute of Earth Sciences, National Cheng Kung University, 2004. 129
- 27 Montgomery D R, Foufoula-Georgiou E. Channel network source presentation using digital elevation models. *Water Resources Res*, 1993, 29(12): 3925—34 [DOI]
- 28 Ohmori H. Change in the mathematical function type describing the longitudinal profile of a river through an evolutionary process. *J Geol*, 1991, 99: 97—110
- 29 Hack J T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *US Geol Surv Jour Res*, 1973, 1: 421—429
- 30 Snyder N, Whipple K, Tucker G, et al. Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 2000, 112: 1250—1263 [DOI]
- 31 Liu T K, Hsieh S, Chen Y G, et al. Thermo-kinematic evolution of the Taiwan oblique-collision mountain belt as revealed by zircon fission track dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 186: 45—56 [DOI]

(2006-02-08 收稿, 2006-03-10 接受)