

文章编号: 1008-2786-(2006)3-320-07

# 流域特征曲线与泥石流活动

李泳, 陈晓清, 胡凯衡, 韦方强

(中国科学院水利部成都山地灾害与环境研究所, 四川 成都 610041)

**摘要:** 小流域是最活跃的地貌单元, 泥石流是小流域演化中最剧烈的过程, 是沟谷物质输移的最极端形式。以积分形式重新定义沟谷的比降, 则比降曲线的变化直观反映了流域物质通过沟谷的改变。而流域的变化可以通过 Strahler 的流域的面积-高程曲线来表示。比降曲线与面积-高程曲线的自然联系, 将泥石流活动问题与流域演化问题自然联系起来。以云南东川蒋家沟源地小流域面积-高程曲线为基础, 具体讨论了流域可能发生泥石流的曲线形态和演化趋势。这样, 有可能通过流域的形态特征来认识泥石流的长期演化。

**关键词:** 小流域; 面积-高程曲线; 比降曲线; 泥石流

**中图分类号:** P642.23

**文献标识码:** A

小流域演化是地貌演化中活跃的一幕, 而流域坡面的滑坡、崩塌和沟谷的泥石流, 又是其最显著的表现。在许多小流域, 滑坡、崩塌产生的物质往往通过沟谷, 以泥石流的形式输移到流域的外面, 因而小流域实际上是一个坡-谷耦合系统, 泥石流是耦合作用的一种小时间尺度的表现。实际上, 在大的时间尺度上, 流域也表现了自组织系统的基本特征 (如 Rodriguez-Iturbe et al, 1992)<sup>[1]</sup>。在大尺度上, 自组织的根据是地质构造的抬升作用与各种地表侵蚀作用的平衡 (Willgoose et al, 1991; Willgoose 1994)<sup>[2-3]</sup>; 在小尺度上, 则表现为坡面过程与沟谷过程的平衡。有趣的是, 大规模的物质输移过程往往是小时空尺度的, 而且发生在小尺度的流域。根据在云南东川蒋家沟的观察, 多数泥石流是从不同级别的分支沟谷——Strahler (1952) 意义上的级别<sup>[4]</sup>: 流域内没有别的支流汇入的最小分枝为一级——的小规模活动开始的, 在流域源区的某些点形成, 只与此点以上的流域形态和坡谷活动有关。对于这样的活动, 流域的局部特征具有更重要的影响。

Marcus (1980) 曾讨论过源区的一级小流域<sup>[5]</sup>。他把每一个这样的小流域划分为两个区域: 沟源区 (valleyhead) 和沟道区 (channelway), 从名字不难看出其意义。Peatross (1986) 用过一种很特别的技巧来判别流域的稳定性<sup>[6]</sup>。随机地用网格选取研究区域的一级流域, 然后根据流向上的平均边坡 (他称之为水平曲率), 将流域划分为稳定的、过度的、不稳定的。据他的结果, 稳定的条件是: 比降  $< 0.252$ , 曲率  $< 0.058$ 。如果把那些流域活动的启动者, 叫一个活动单元。这样, 泥石流就是若干活动单元共同 (或单独) 发生作用的结果。

在流域源地, 沟与坡很难截然分开。不同形态的坡面 (如凸形坡面与凹形坡面) 具有不同的水文过程 (Kirby, 1985)<sup>[7]</sup>, 不同形态的小沟 (如毛沟、细沟、冲沟等原初沟谷) 也有不同的水文过程 (Schumm, 1954)<sup>[8]</sup>。更重要的是, 上游流域与下游流域有不同的过程线 (Calver et al, 1972)<sup>[9]</sup>。具体说, 在同一降雨作用下, 上游流域会很快达到最大洪峰流量, 而下游流域的洪峰过程缓慢得多, 峰值也小

收稿日期 (Received date): 2006-02-30; 改回日期 (Accepted): 2006-04-05。

基金项目 (Foundation item): 国家自然科学基金项目 (No. 40501008 和 No. 40101001); 中国科学院知识创新项目 (KZCX3-SW-352)。[The National Science Foundation Grant No. D40101001 and No. 40501008; and the Knowledge Innovation Project of Chinese Academy of Sciences KZCX3-SW-352, and the Frontier Project of Institute of Mountain Hazard and Environment CAS. No. C3-200307.]

作者简介 (Biography): 李泳 (1967-), 男, 副研, 当前的主要兴趣在泥石流的系统动力学方面。E-mail: yli@imde.ac.cn [Li Yong (1967-), Associate professor, currently interesting in the possible system dynamics of debris flow and basin evolution.]

得多。

本文根据蒋家沟源地小流域的面积—高程曲线和沟谷比降曲线的特征,从流域演化的角度讨论了泥石流的发生条件。

## 1 比降与沟谷物质输移

流域最大相对高差体现了流域可能的最大势能条件。但是它与流域特征的关系是很不明确的,根据我们的统计,同样高差的流域可以具有任意的特征。流域的地势比 (relief ratio  $R = H/L$ , 即最大高差 ( $H$ ) / 最大沟长 ( $L$ )) (Schumm, 1956) 是一个更有代表性的因子<sup>[10]</sup>, 在滑坡研究中, 类似的参数代表一个有效摩擦系数 (Heim, 1932, 见 Hsu, 1975)<sup>[11, 12]</sup>。流域的年平均泥沙输移量也与它有着明显的关系 (Schumm, 1954)<sup>[8]</sup>。从某种意义上说, 沟谷比降实际上也是一个等效的“摩擦系数”。实际上这个地势比与比降 (或沟床坡度) 有着直接的关系。我们也许当然地认为, 平均比降就是逐段地势比的加权平均

$$J = (\sum J_i(s_i) / (\sum \Delta s_i)) \quad (1)$$

$s_i$  为逐段沟长。化为积分形式, 即

$$J = \xi H / L \quad (2)$$

这里,  $\xi^2 = (1 + \int^2(\xi_1 \xi) / (1 + \int^2(\xi_2))$  为积分系数, 由某两点  $\xi_1, \xi_2$  的比降决定。实际通用的水文学计算中的比降还考虑了沟谷的形态, 可以通过纵剖曲线下的面积 ( $S$ ) 来计算

$$J = 2S/L^2 \quad (3)$$

它也可以表示为

$$J = \zeta H / L \quad (4)$$

这里的系数则由某一点的高度来决定:  $\zeta = 2H(\zeta) / H$ 。从形式上看, 这个定义更简单, 仅由高程决定。根据我们对数千个泥石流流域的统计, 系数 (大体呈正态分布 (图 1), 约 83% 集中在 0.5~1.0 间, 即在多数情况下  $H(\zeta) < H/2$ , 这意味着泥石流沟的平均比降小于相应的地势比。

实际上, (3) 式的有趣在于它直观的几何意义。如果分别将长度和高度单位规范化, 即以无量纲的相对数值来表示, 那么, 所有沟谷的纵剖线都将落在一个单位正方形里 (不妨称之为“比降正方形”)。根据上面的统计结果, 沟谷曲线基本处在对角线的下面, 而下限曲线在正方形中所包围的面积大约为 1/4。比降正方形直接反映了沟谷在纵坡方向的冲

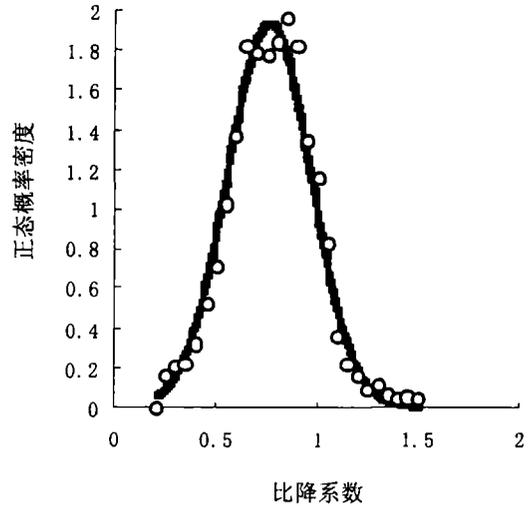


图 1 泥石流沟谷比降系数分布

Fig 1 Coefficient distribution for the gradient

淤。沟谷纵坡曲线在比降正方形中的面积差, 就是单位宽度沟谷的物质输移量。这样, 从长远看, 沟谷比降的改变反映了沟谷的冲淤情况。但是在短时间内, 冲淤是平衡的, 比降没有改变。从比降曲线看, 沟谷形态可能改变, 而曲线积分可以不变。因此, 我们可以说, 沟谷存在某个稳定阶段, 演化主要表现为形态的变化, 而不是数量的变化。这样, 沟谷输运出去的物质只能来自流域的坡面。

可以表示为沟谷物质输移率的一个泛函积分

$$\delta J = \int Q(x, t) dt \quad (5)$$

式中  $Q(x, t)$  是沟谷随时随地发生的物质迁移函数。在我们考察的时间尺度内, 流域界限不会有大的变化, 所以比降的改变主要是物质输移的结果, 而流域的延伸可以忽略 (沟谷的延伸其实已经包含在定义中了, “沟长”就是从沟口到分水岭的最远距离)。在一定的时期, 沟谷可能处于某种均衡状态, 如上游物质迁移到下游, 尽管局部的比降在变化, 沟谷曲线的积分仍然可以保持不变。在许多情况下, 输移物质主要来源于坡面 (特别是源地的坡面), 方程 (5) 应该包含若干坡面活动, 沟谷的活动需要坡面物质来平衡, 这大概是坡—谷耦合的基本原则。这样, 沟谷的均衡实际上是  $\delta J = 0$  的一个变分问题, 需要我们进一步去研究。

## 2 流域的面积曲线与坡面过程

现在我们考虑坡面物质过程。如果说比降图从

线的角度表现了沟谷的演化,那么 Strahler(1952, 1964)的面积-高程曲线提供了同样直观的流域的“面”的变化<sup>[4, 13]</sup>;如果说比降是沟谷剖面的二维形态特征的概化,那么面积-高程曲线则是流域三维整体的概化。单位规范化以后,面积-高程曲线  $h = h(a)$  ( $a$ 为高程  $h$ 以上的流域面积)也落在一个单位正方形里,其形态大体上可以用如下形式的幂函数来表示

$$h^{1/n} = k(1 - x) / (x + k) \quad (6)$$

式中  $k$ 为参数,  $x$ 为无量纲面积,指数  $n$ 往往不是整数。从  $h$ 相对于  $k$ 和  $n$ 的导数不难发现,  $h$ 是  $n$ 的减函数,是  $k$ 的增函数,图 2说明了曲线如何随参数和指数而变化。

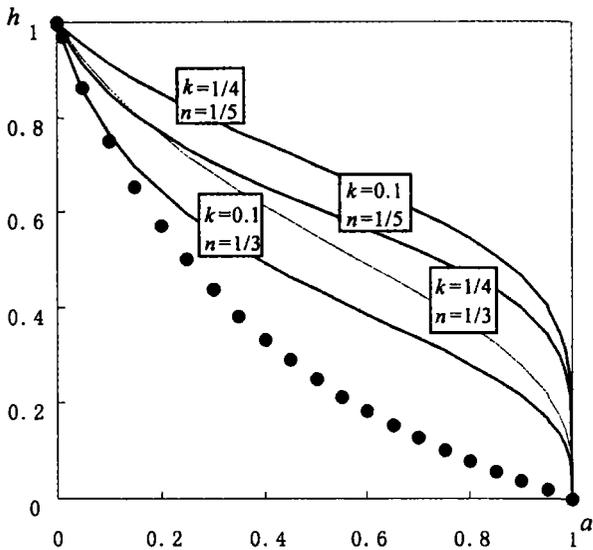


图 2 不同参数的面积-高程曲线

Fig 2 Variation of hypsometric curves with parameters

显然,面积曲线的积分是流域在沟口海拔以上的物质总量,对流域来说,曲线(6)的积分值一般在 0.2~0.8 间,而多数在 0.4~0.6 间(Strahler 1952)<sup>[4]</sup>。以蒋家沟为例,我们在源区随机选择了若干小流域,其面积-高程曲线都属于 Strahler(1964)所谓的成熟沟谷或 Willgoose(1994)说的沟谷演化的终结状态<sup>[3, 13]</sup>。曲线几乎落在两条模拟曲线之间。

拟合曲线的参数 ( $k, n$ )分别为 (0.05, 0.33) 和 (0.25, 0.20),而 (0.05, 0.33)几乎处在它们中间。(如图 3,为清楚起见,图中只画了几条作代表,中央的粗虚线即蒋家沟主流曲线。)

曲线的坡度图(一阶导数)反映了物质分布随

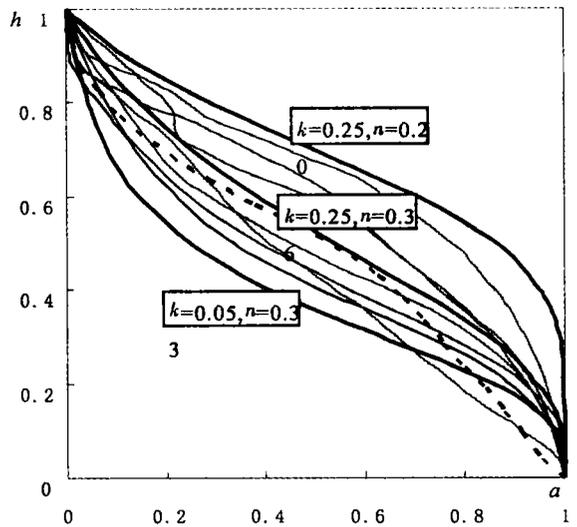


图 3 蒋家沟上游若干小流域的面积-高程曲线

Fig 3 Hypsometric curves of small basins in the sources of Jiangjiagou Gully

高度的变化(图 4)。在顶点(即原面积曲线的拐点)上游(大约  $a < 0.4$ ),曲线的变化差别较大,而在下游,曲线趋势几乎与参数无关。这一点可以理解为,流域下游的侵蚀过程是相似的,而在上游(即流域的源地)则会表现出各自不同的特点。正如我们在野外实际看到的,在下游,沟谷主要是泥石流的流经路线,坡面以普通侵蚀为主;在上游,不同形态的坡面或沟谷则发生着不同的过程,有的是泥石流活动的来源,有的则不是。

流域物质从上游向下游迁移,相应的面积曲线的变化趋势是上游下沉,下游上升,中间部分趋于平缓。就是说,物质迁移的结果直观表现为拐点从上游移向下游。于是,曲线的拐点反映了流域过程的基本特征。换句话说,拐点越在上游的流域,活动性可能越强,物质迁移越多,泥石流越可能发生。因此,我们重点关注曲线拐点在上游的那些流域。容易计算,面积曲线拐点的位置为只要  $n < 1$ ,在  $x < 1$  的范围内拐点总是存在的(所以模拟曲线需要  $n < 1$  的限制)。  $k$ 很小时,拐点位置趋近  $(1 + n)/2$ ;对于一定的  $k, n$ 越大,拐点越向下游;  $n$ 一定时,  $k$ 随越大,曲线越高(所包围的面积越大)。因此我们可以说,  $k$ 是流域的物质指数,  $n$ 是流域的形态指数。流域变化主要由形态指数来刻画。以这样的曲线来模拟,流域将向着形态指数增大的方向演化:曲线积分减小,拐点自然下降。当  $n \rightarrow 1$ 时,曲线趋向于双曲线。

$$x = (1 + n)(1 + k) / 2 - k \quad (7)$$

与拐点相应的, 还有一个特征点, 文献称为“高程指数 (hypsonometric index)”, 即平分流域面积的高程点:  $h = (k / (2k + 1))$ 。对我们关心的上游情形, 高程指数  $> 1/2$ 。这同拐点条件一起确定了  $n$  的取值范围:  $k/1 + k < n < \ln 2 / \ln (2 + 1/k)$ 。以  $k = 0.25$  为例, 对应的  $n = 0.20 \sim 0.38$ 。

这样假定的曲线有没有意义呢? 对比图 3 的蒋家沟源区的情况, 可以看到这两条线正好相应于主沟曲线上的小流域区间, 因此这样的假想曲线能找到现实的原型, 而且, 根据我们对蒋家沟源地的考察, 可以认为泥石流来源就是曲线  $(0.25, 0.2)$ 、 $(0.25, 0.36)$  之间的源地小流域。这些曲线实际上也为区别不同流域的活动特征提供了一个依据。更进一步, 曲线对应的积分 (即流域物质总量) 约为  $0.50 \sim 0.65$ , 似乎意味着一个小流域大约有 15% 的物质通过像泥石流那样的剧烈过程输移出去。

还可以从能量的角度来考虑这个问题。流域物质的重力势能由如下的积分确定

$$U = \rho_g \int a(h) h dh \quad (8)$$

势能随高程的改变为  $dU/dh = \rho_g a(h) h$ 。忽略常数  $\rho_g$  (单位体积的重力), 可以画出流域势能的变化曲线 (图 5)。从这里可以看到, “质量参数”  $k$  决定曲线顶点的高度, 而指数  $n$  决定顶点的位置。顶点随指数增大而向下游移动, 与上面讨论的流域演化方向是一致的。对重力过程来说, 势能梯度最大的地方就是动力最强的地方。上面几条曲线的极大值 (顶点) 都出现在上游, 这是那些流域活动的能量根据。

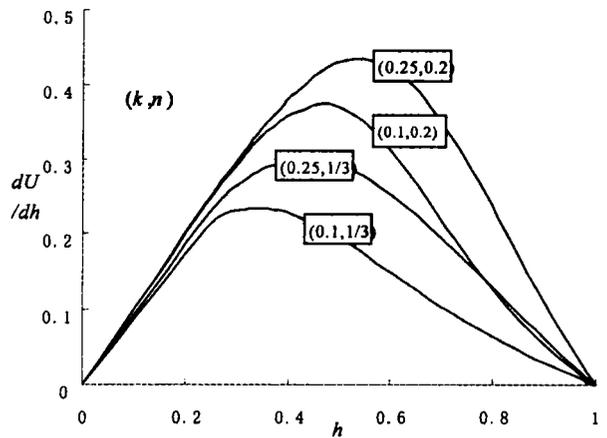


图 5 流域重力势能变化曲线

Fig 5 Variation of gravitational potential of basins with different hypsometry

由此我们认为, 泥石流发生在成熟的流域, 其无量纲流域面积 (即曲线积分)  $> 1/2$ 。简单地说, 成熟的流域就是形态相对稳定的流域, 不会产生新的分水岭, 不会改变“流域面积” (即平面投影面积)。那么, 流域发展的自然方式就是坡面与沟谷的“自我”调节。泥石流便是这种调节过程的一种形式。

### 3 比降曲线与面积曲线

流域演化就是坡面过程与沟谷过程的相互作用。上面的分析说明, 小流域具有不同的稳定性, 因而发生不同的坡面过程。物质输移到流域外面, 意味着面积曲线积分的减小 (曲线形式也因而发生改变); 而沟谷比降曲线却可能保持不变——从坡面进入沟谷的所有物质都被输送出去了, 或者沟谷达到了冲淤平衡。这在一定的相当长的时期内是可能的, 例如, 滇东北的小江虽然局部冲淤可达 20 m, 但近几十年来纵剖面几乎没有变化。我们相信确实存在这种平衡状态。这是一个流域物质输移频繁而沟谷相对稳定的时期, 也是泥石流活跃的时期。

剧烈的泥石流活动实际上是流域坡面稳定性历经破坏的表现, 是无数“沉默的”坡面过程累计到一定程度的暴发。因此, 沟谷的泥石流在小尺度上表现了流域的演化。

还是考察流域的上游。人们早就发现, 从直线或上凸型的坡面纵剖形态向下凹型的沟谷形态的演化, 代表着坡谷过程作用方式的改变 (如 Kibby, 1971)<sup>[14]</sup>。从面积曲线的坡度 (切线) 可以看到, 不

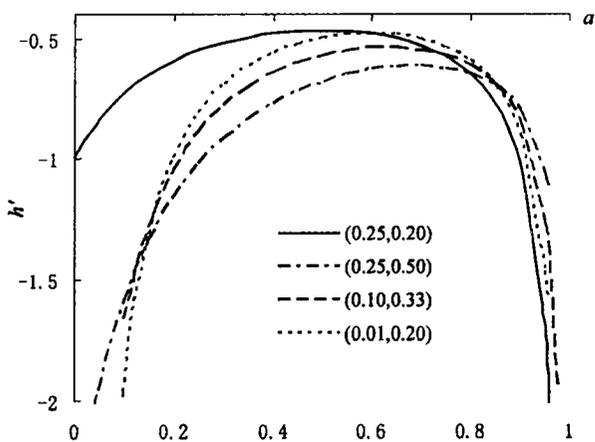


图 4 面积曲线的坡度

Fig 4 Slope of the area curve

同的流域在上游的势能分布是相似的,尽管下游可能大不同。但是另一方面,物质的输移路线却各有不同。这是决定动力学过程(即流域的侵蚀活动)的基本因素。我们通过比降随高程的改变来说明。

根据 6 000 多个泥石流流域的统计,面积—比降点几乎都随机落在一条负幂曲线下,但在平均水平上存在确定的负幂关系  $j \sim a^{-r}$ , 指数  $r = 0.24$  (图 6)。

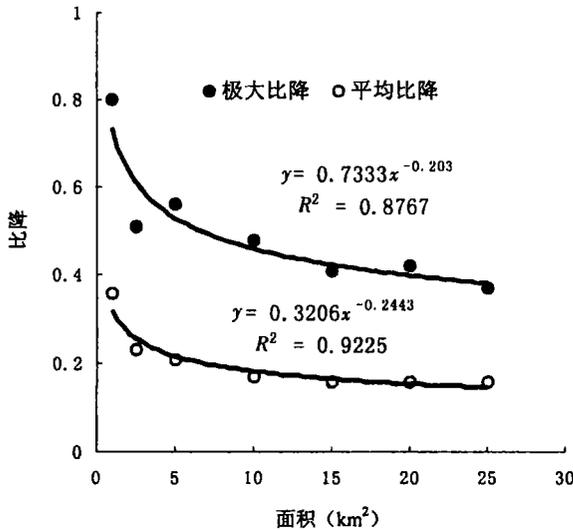


图 6 平均意义的比降—面积关系

Fig 6 Gradient-area relations in averaging sense

这种统计平均的结果代表着一种可能的现实,在统计上同样具有实在的意义。我们就以这种理论上的可能性作为一个例子来说明上游沟谷的纵坡形态。根据这里的关系和面积曲线(6),可得比降随高度的变化曲线

$$j = (k + h^\beta)^r / k^r (1 - h^\beta)^r \quad (10)$$

$dj/dr = -j$  意味着在比降较大的上游,随着指数的减小,比降增长越快。于是,比降—高程曲线在上游某处陡然上升(图 7)。图中所列数组为  $(r, k, n)$ , 可以看到,尽管曲线的基本形态不随指数而变化,但是比降陡变的位置却对指数很敏感。这个位置可能决定了某些侵蚀过程的特征。根据上面的讨论,流域向着指数  $n$  增大的方向演化,即图中的曲线趋向于上面那条更平缓的线 ( $n = 0.5$ ),这是符合我们的直觉的。

这是从面积—高程曲线“导出”的曲线,我们没有必要实际去测量它。比降—面积关系最重要的意义在于它决定了流域的侵蚀行为的特征。

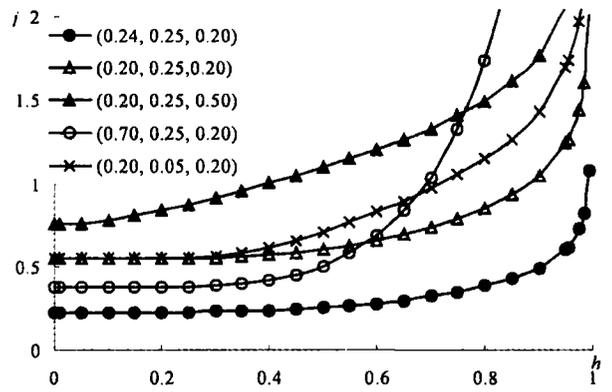


图 7 比降随高程和指数的改变

Fig 7 Variation of stream gradient with hypsometry and exponent

一般的比降—面积关系

$$j = Ca^{-r} \quad (8)$$

正是滑坡过程超过一般侵蚀过程应满足的临界条件 (Tucker and Bras 1998)<sup>[15]</sup>; 因而间接说来,也是泥石流产生的条件,因为泥石流的激发正是这样的滑坡(小规模的不稳定突变行为)。这里,  $r (> 0)$  是经验指数,  $C$  取决于具体侵蚀过程的特征。可见, 沟谷形态的指数关联着流域侵蚀过程。经验表明, 侵蚀速率  $R$  与比降之间存在着幂函数关系 (Carson and Kirkby, 1972; Band, 1985; Mathier et al, 1989; Bradford and Huang 1993; Mathier and Roy, 1996)<sup>[16-20]</sup>

$$R \sim Kj^m \quad (9)$$

系数与流量有关,  $K \sim Q \sim a^q$ , 后面这个关系是流域径流的一个经典经验公式 (如 Jarvis 1936; Alexander 1972; Willgoose et al, 2000)。于是,  $R \sim j^{m+q/r}$ 。  $R-j$  关系实际上是曼宁公式在侵蚀过程的推广。指数  $m$  变化较大, 如 Band (1985) 为 0.84, Mathier 为 0.9 (Mathier et al 1989), Fox 的实验结果为 0.33~0.62 (Fox and Bryan, 1999)。在理论上, 不同的指数最终可能产生不同的演化结果。这些作者研究的都是坡面在一般降水条件下的侵蚀过程, 是一种持续渐变的过程。然而, 当侵蚀率超过一定程度时, 泥石流可能就会发生了。我们假定那个临界条件是  $R > R_c$ ; 那么, 在其他条件一定时, 比降应满足特殊的要求, 就是说, 指数  $(m + q/r)$  也存在某个临界值, 不过它涉及 3 个指数, 还不能在理论上简单确定。

## 4 讨论

流域的面积—高程曲线直观反映了流域的演化。流域演化是通过坡面过程与沟谷过程的相互耦合而实现的。在一定的阶段,流域演化主要是坡面的演化,坡面物质通过沟谷运出流域,就表现为泥石流。如果没有坡面的过程,泥石流是不可能长期存在的。比曲线决定了流域物质的输移过程,也就决定了泥石流的发生条件。

通过两种地貌曲线的分析,我们可以在没有更多野外资料的情况下,很好分析一个流域的泥石流活动状态和演化趋势。例如,结合详细的野外工作,可以确定曲线形态和参数与泥石流活动的关系,建立一个标准曲线序列,作为判别未知地区流域泥石流活动的依据。

## 参考文献 (References)

- [1] Rodriguez-Iturbe I., Ijjasz-Vasquez E. J., Bras R. L., and Tarboton D. G. Power law distributions of discharge mass and energy in river basins [J]. *Water Resource Research* 1992, 28 (4): 1089~1093
- [2] Willgoose G., Bras R. L., and Rodriguez-Iturbe I. A coupled channel network growth and hillslope evolution model<sup>1</sup> Theory [J]. *Water Resources Research* 1991, 27 (6): 1671~1684
- [3] Willgoose G. A physical explanation for an observed area-slope-elevation relationship for catchments with declining relief [J]. *Water Resources Research* 1994, 30 (2): 151~159
- [4] Strahler A. N. Hypsometric (area—altitude) analysis of erosional topography [J]. *Geol Soc Amer Bull* 1952, 63: 1117~1142
- [5] Marcus A. First-order drainage basin morphology definition and distribution [J]. *Earth Surface Processes* 1980, 5: 389~398
- [6] Peatross J. L. A morphometric study of slope stability controls in central Virginia [D]. Masters Thesis University of Virginia 1986. 150
- [7] Kirkby M. J. Hillslope hydrology. In: *Hydrological Forecasting* (Ed. M. G. Anderson and T. P. Burt) [C]. John Wiley & Sons Ltd. 1985. 37~75
- [8] Schumm S. A. The relation of drainage basin relief to sediment loss [J]. *Internat Assoc Sci Hyd. Pub* 1954, 36: 216~219
- [9] Calver A., Kirkby M. J., and Weyman D. R., Modeling hillslope and channel flows [C]. In: *Spatial Analysis in Geomorphology* (Ed. Chorley R. J.), Methuen 1972. 197~220
- [10] Schumm S. A. The evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy New Jersey [J]. *Geol Soc Amer Bull* 1956, 67: 597~646
- [11] Hein A. *Bergsturz und Menschenleben* [M]: Zurich Fretz & Wasmuth Verlag 1932. 218
- [12] Hs. K. J. catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rockfalls [J]. *Geol Soc Amer Bull* 1975, 86: 129~140
- [13] Strahler A. N. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks [A]. In: *Handbook of Applied Hydrology* (V. T. Chow, ed.) [C], McGraw-Hill New York 1964. 4-40-4-74
- [14] Kirkby M. J. Hillslope process-response models based on the continuity equation in Slopes Form and Process Spec [R]. Publ 3, Institute of British Geographers London 1971. 15~30
- [15] Tucker G. E., Bras R. L. Hillslope processes drainage density and landscape morphology [J]. *Water Resource Research* 1998, 34 (10): 2751~2764
- [16] Carson M. A., Kirkby M. J. *Hillslope Form and Process* [M]. Cambridge Univ. Press UK. 1972.
- [17] Band L. Field parameterization of an empirical sheetwash transport equation [J]. *Catena* 1985, 12: 281~290
- [18] Mathier L., Roy A., Pare J. The effect of slope gradient and length on the parameters of a sediment transport equation for sheetwash [J]. *Catena* 1989, 16: 545~558
- [19] Bradford J. M., Huang C. Comparison of interrill soil loss for laboratory and field procedures [J]. *Soil Technology* 1993, 6: 145~156
- [20] Mathier L., Roy A. A study on the effect of spatial scale on the parameters of a sediment transport equation for sheetwash [J]. *Catena* 1996, 26: 161~169
- [21] Jarvis C. S. Flood in the United States. *Geol Surv Water Supply Pap. (U. S.)* [R]. 1936, 771, 1~479.
- [22] Alexander G. N. Effect of catchment area on flood magnitude [J]. *J. Hydrol* 1972, 16, 225~240
- [23] Fox D. M. and Bryan R. B. The relationship of soil loss by interrill erosion to slope gradient [J]. *Catena* 1999, 38: 211~222

# Characteristic Curves and Debris Flow Activity of a Valley

LI Yong HU Kaiheng CHEN Xiaoqing WEI Fangqiang

(Institute of Mountain Hazards and Environment Chinese Academy of Sciences & Ministry of Water Conservancy Chengdu 610041, China)

**Abstract** Small valley is the most active agent in landscape evolution, and debris flow in it takes the most energetic role in mass transportation. In this paper we have systematically studied altitude-area (hypso metric) curve (in the sense of Strahler) and gradient curve (first proposed here) and their implication in debris flow. We propose an integral form to define the gradient index, the gradient can be determined by the double ratio of the area of the curve triangle bounded by the mainstream profile curve and the coordinate axes (with origin at the outlet) to the square of the horizontal length of the profile:  $J = 2S/L^2$ . In such a form, the gradient difference intuitively represents the mass off the valley through the streambed. Furthermore, this integral reduces the slope-channel equilibrium to a variation problem  $\delta J = 0$ . On the other hand, integral of the hypso metric curve represents the total mass, and the variation reflects the mass transition of the whole valley. Thus the variation of gradient curve responds to variation of hypso metric curve. And relation between these two curves puts debris flow, the dramatic process of mass transport up to the evolving phase of the valley. Fitted by a function in form of  $h^{1/n} = k^{(1-x)/(x+k)}$ , hypso metric curve and hence its variation can be characterized by a parameter pair  $(k, n)$  with standing for the mass of valley and the shape of curve. And we have analyzed the gravity potential energy of the valley mass in terms of the curve and found that evolution must be more sensible to the variation of which would intend to increase as the valley evolves. In a case study, source tributaries of Jiangjia Gully present various hypso metric curves falling into the  $(k, n)$  range between  $(0.25, 0.20)$  and  $(0.05, 0.33)$ . And debris flow seems come from tributaries of parameters of  $(0.25, 0.2)$  and  $(0.25, 0.36)$ . This makes distinguishing between different source areas and might as well lead to the understanding of debris flow revolution from characteristic curves of a basin.

**Key words** valley; gradient curve; hypso metric curve; index parameter; debris flow activity