

流域演化与泥石流的系统性

——以云南东川蒋家沟为例

李泳^{1,2}, 胡凯衡^{1,2}, 苏凤环^{1,2}, 苏鹏程^{1,2}

(1. 中国科学院山地灾害与地表过程重点实验室, 四川 成都 610041;

2. 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: 以典型的云南东川蒋家沟为例, 根据 Strahler 面积-高程曲线的积分将其分区, 揭示了流域的演化差异, 证明了泥石流发生在特定的演化区域, 并具有特定的物质组成。通过概率模型, 定性说明了泥石流在流域的形成和扩张, 其结果就表现为间歇性的阵流。阵流的时空特征反过来证明了泥石流的系统性。统计还表明, 阵流的流量分布和衰减取决于最大流量; 最大流量序列很好继承了作为流域系统行为的动力学特征。最后, 可以根据单沟泥石流的过程系统考察区域泥石流活动。泥石流在大尺度水系的分布, 从概率过程看, 完全等同于泥石流源地小分支在单个流域的分布, 而且满足相似的分布特征。

关键词: 流域演化; 流域分区; 泥石流; 概率分布; 蒋家沟

中图分类号: P642.23

文献标识码: A

泥石流是小流域过程, 绝大多数泥石流发生在 10 km^2 以下的山地小流域。它既是流域演化的结果, 也是流域演化的方式。相同环境下的不同流域有着截然不同的泥石流活动特点, 这个事实本身就说明小尺度上的流域差别对泥石流活动起着决定性的作用。即使在同一个流域, 泥石流的活动也受演化差异的影响。从物质方面看, 泥石流可以认为是洪水(或暴雨)加滑坡和崩塌的结果。但泥石流活动的时空特征既不像滑坡, 也不像洪水。滑坡是典型的“点”过程, 发生在一个确定的位置和时刻。洪水则是流域的降水都参与的“面”过程。但泥石流既包括坡面活动, 也包括沟谷活动, 不但与源地有关, 还与汇流路径有关。它其实是流域的局部活动, 在局部产生, 也在局部终结。泥石流的间歇性阵流就是这种局域时空过程的结果。从流域结构来看, 泥石流的很多特征可以归结为流域系统的行为特征, 例如汇流路径、汇流时间及其同步性, 都取决于

流域的拓扑结构, 而泥石流“突现为”流域的一种整体行为 (Boccalini *et al.*, 2006)^[1]。

最能体现流域结构特征的现象, 是泥石流的阵流形式。据中国科学院东川泥石流研究观测站近几十年的观测和对泥石流发生原地的跟踪考察, 可以认为阵流来自不同的分支, 因为物质供给的中断或汇流的延时而形成阵流的时间间歇和空间分离。如果说流体特性是泥石流的物质性决定的, 那么阵流的间歇才是泥石流作为流域活动的更本质的方面。于是, 泥石流活动与流域的演化和结构有着密切的关系, 而阵流就是这种关系的表现。

阵流并非云南东川蒋家沟泥石流特有的现象, 它也是粘性泥石流的普遍运动形式。在美国、墨西哥、巴基斯坦、日本和韩国很多地方, 不论火山地区还是一般山地, 都记录过泥石流的阵流运动^[2-7]。幸运的是, 蒋家沟泥石流展现了最为丰富多彩的阵流活动形态。几乎每场泥石流都由几十至几百个阵

收稿日期 (Received date): 2009-03-27。

基金项目 (Foundation item): 国家自然科学基金资助项目 (40771010); 中科院成都山地所创新项目 (ARPI100001062)。[This research is supported by the Chinese Natural Science Foundation, Grant No. 40771010 and the Innovation of Knowledge Project of MHE, ARPI100001062.]

作者简介 (Biography): 李泳 (1967-), 主要从事泥石流和地貌过程的理论研究。[Li Yong Prof. of MHE, CAS, current research is focused on the system dynamics of debris flow.] E-mail: yli@imde.ac.cn

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

流组成,一场泥石流实际上就是一个阵流序列。如果说每一个阵流是一个完整的泥石流活动单元,那么阵流的序列自然令人把它与某种系统行为联系起来。可以推测,阵流序列的时空特征隐含着泥石流作为流域活动的系统性。

本文先讨论蒋家沟的演化分区和不同区域的主体颗粒特征,说明泥石流来自流域内特殊演化阶段的区域,并取决于流域分支的几何结构。然后以一个概化的模型说明泥石流在流域的形成和发展过程,将其转化为一般的多层次系统的行为,将阵流序列的时空特征归结为系统演化的结果,从而揭示阵流序列的整体性,即泥石流的系统性。最后,以单个流域的泥石流过程为基础,以概率的观点解释区域泥石流活动的分布特征。

1 蒋家沟的演化分区与泥石流活动

Strahler(1952, 1957, 1964)^[8-10]的面积-高程曲线直观描述了流域的演化。曲线表达为流域投影面积(a)作为高程(以出口为零) h 的函数,一般的曲线可以用如下函数来拟合

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

曲线由参数组(k, n)确定。蒋家沟不同小流域分支的曲线落在(0.05, 0.33)和(0.25, 0.20)之间(李泳等, 2006)^[11]。更重要的是,曲线的积分就是流域在沟口海拔以上的物质总量(即流域侵蚀

剩余的物质)。曲线积分值一般在0.2~0.8间。

蒋家沟流域面积约49 km²,在数字地形图上将其划分为1 000余个小流域,分别计算各小流域的面积-高程曲线,然后根据曲线积分值将分支分为A, B, C, D 4个类型,分别 ≤ 0.45 (A), (0.45, 0.55) (B), (0.55, 0.65) (C), > 0.65 (D)。

相同类型合并,就得到图1的分区结果。根据蒋家沟多年的实地观测,泥石流主要来自圆圈的区域,即C类分支,其侵蚀量在35%到45%之间,大致处于演化的壮年时期。从这个数字可以推测两个重要事实:1)泥石流最可能发生在物质总量在60%左右的“壮年”小流域;2)流域以泥石流方式侵蚀的物质质量大约为10%。对很小的泥石流流域(如1 km²以下),这个比例可以用来估计可能的泥石流规模或潜在的泥石流趋势。

分区的结果与野外观测一致,也弥补了野外观测的不足,因为野外考察通常只能获得局部和表面的地貌信息,而不能得到全流域(甚至一个小分支)的演化信息。地貌参数(如坡度)的分布也不能代表不同的演化区域,因为不同的区域可以有相同的坡度分布。更重要的是分区定量确定了小分支的物质总量,揭示了不同分支的演化状态。

分区的意义还在于,它全面揭示了流域演化的不均匀性和不均匀的分布状态。例如蒋家沟南北两个分支就截然不同,浅色的南支沟(多照沟)主要是B类小分支组成的,其侵蚀物质超过了50%,演化阶

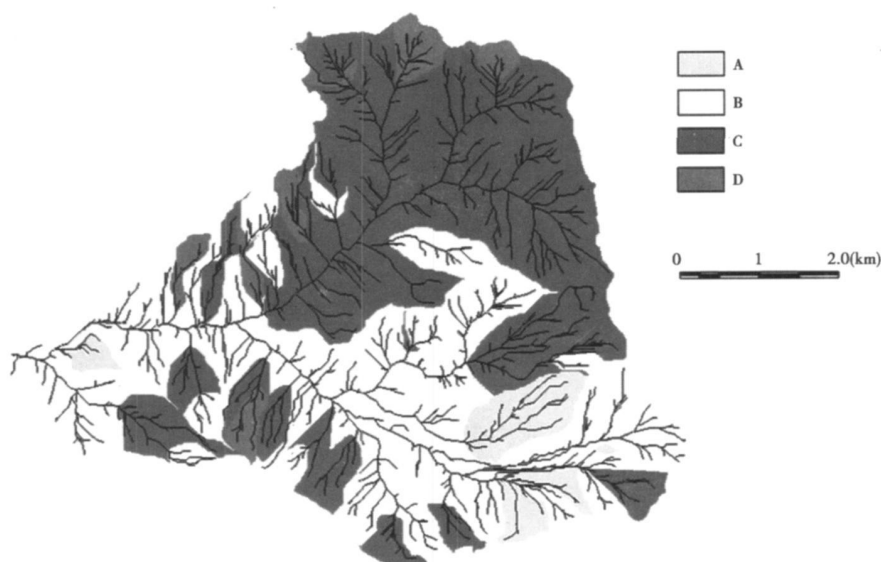


图1 蒋家沟流域演化分区

Fig. 1 Evolutionary division of Jiangjagou Gully (JIG)

段老于 C 类的北支沟 (门前沟)。可以推测, 南支沟的泥石流时期已经基本结束了。而蒋家沟泥石流之多发, 是因为 C 类分支所占比例很大, 而且集中连成一片, 因而单个小支沟的泥石流活动容易扩张到下游, 形成全流域的泥石流。假如泥石流源区是零散而且分离的, 不同分支的泥石流就不容易汇合起来, 它们可能形成局部的泥石流活动, 但未必能扩张到下游。即使在蒋家沟, 也能随处看到许多上游沟谷停积着未能向下游扩展的泥石流。

演化的不均匀性是物质差异决定的, 所以演化

分区也反映了物质的分区。分别在南北两个区域的源地的植被坡面取土样 (这种土样更能代表母体物质的特征), 就能看出它们的区别。图 2 是两个土样群的颗分累计曲线 (图中 $P(D)$ 是颗粒大于 D 的百分比), 其中样本 E 群来自南沟, F 群来自北沟 (位置见图 1)。可以看到, 两沟土体颗粒组成明显不同。更重要的是, F 表现了分布的一致性, 所有样本都满足同一条指数曲线, 而这正是泥石流土体的特征 (Li *et al.*, 2005)^[12]。

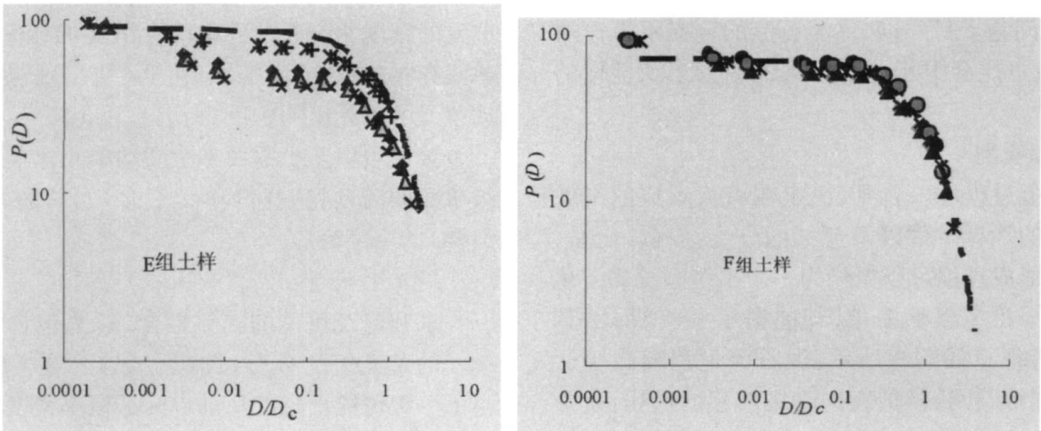


图 2 蒋家沟不同分支的土体颗粒组成分布

Fig 2 Grain size distributions for soils from the south and north tributaries of JJG

可见, 流域的不同演化区域具有不同的泥石流活动基础, 而蒋家沟泥石流的活动正好反映了这种演化背景的特征。更大尺度的泥石流活动, 也间接证明了这一点: 一个区域的泥石流其实都是一个大水系的不同分支 (例如四川的泥石流沟几乎都是长江的支沟), 而它们的存在正是大流域演化不均匀的结果。在任何具体的小流域中, 当然也存在着这种不均匀性, 因而不同分支具有不同的泥石流活动性, 这应该是所有泥石流流域共有的特征。

2 泥石流形成的概率模型

2.1 泥石流的形成过程

根据对蒋家沟泥石流的跟踪考察和源地泥石流启动实验, 泥石流的形成可以分为以下三个过程:

2.1.1 坡面土体活动

多数泥石流是从坡面活动开始的。坡面的土体活动, 如崩塌、滑坡等, 可以归结为坡面从不稳定状态向稳定状态的转移。大致说来, 当局部坡度超过

一定值 (如土体的内摩擦角) 时, 就发生崩塌甚至滑坡。一般的稳定性条件也可以用一个临界角度来描述。稳定的坡面经过扰动后, 产生新的不稳定状态——例如降水或渗流改变了土体的摩擦角, 从而改变了临界角——接着产生新的崩塌或滑坡。在降雨期间, 坡面就不断循环着这种状态的调整过程。这个过程抽象地看, 正是沙堆模型所描述的自组织临界现象^[13-14]。因为调整状态需要时间, 所以坡面过程是间歇性的。

2.1.2 沟谷过程

坡面的土体滑动或在滑动过程中液化而转化为流动, 进入沟道, 就形成支沟的泥石流。当支沟泥石流超过一定规模 (流量大于一定数值) 时, 就能持续向下游流动。其关键在于一个临界值: 支沟泥石流的临界流量。临界流量也等价于局部的流动条件。以 Bingham 体模型为例, 泥石流的启动条件是^[15-16-17]

$$\tau = \rho g h \quad (2)$$

式中 τ 为土体的剪切力, ρ 为密度, g 为重力加速

度, j 为沟谷比降。为了满足这个条件, 流动的土体可能会“等待”更多的物质 (坡面来的或沟谷补充的)。因此, 从本质上说, 沟道泥石流的活动与坡面土体的活动, 都是间歇性的临界现象。

2.1.3 汇流

不同支沟的泥石流进入更高级的沟道, 就汇流成下游泥石流。如此过程的重复、叠加, 就形成流出沟口的泥石流——从流域外看, 就像是整个流域的泥石流。显然, 这个汇流过程的实现取决于两个因素: 支沟泥石流的同步性和沟道的连通性。不同支沟的泥石流不一定同时到达下一级沟道, 这里又出现“等待”问题。另外, 如果泥石流的分支不是连通的, 则汇流可能会中断, 或者不能形成足够大流量的泥石流。

2.2 概率模型

从以上过程可以看到, 决定泥石流形成的是坡面和沟道的临界条件以及流域的分支结构。于是, 泥石流的形成过程可以概化为一个多级系统的演化过程。这个模型虽然简单, 却能揭示一些“看不见的”系统特征。如图 3 所示, 泥石流过程相当于活动单元 (图中圆圈) 从低级向高级转移的过程: 自下而上, 第 $i+1$ 级的每个单元, 由上一级 (第 i 级) 的 3 个相关单元决定。任何一个单元可能有两种状态: 稳定的和不稳定的 (即活动的)。3 个单元的可能组合将决定下级单元的活动性。例如, 如果 3 个单元都是活动的, 那么可以认为它多半能产生一个更高级的活动单元。一个活动单元相应于一个不稳定的流域源地小分支。稳定的单元组合不会产生泥石流, 而活动的单元组合是泥石流的来源。泥石流的发生过程在系统中表现为低级的活动单元组合激发产生高级活动单元。阵流可以认为是这种转移过程的“中断”产生的。

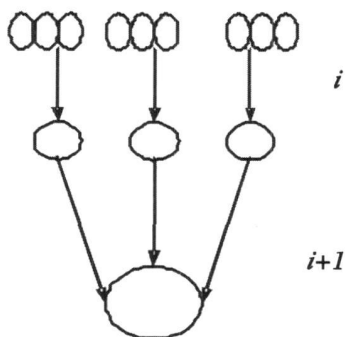


图 3 概化的泥石流发生模型

系统活动取决于两个因素: 活动单元的数目和活动强度。即使每个单元都是活动的, 如果强度不够, 也不能影响下一级的单元; 即使只有一个活动单元, 如果强度够了, 也可能使下级单元活动。如果若干单元的强度都能发生作用, 那么下级单元的活动将是多个单元联合作用的结果。一个单元组 (在分支为 3 的系统中, 每一个单元组包含 3 个单元, 而每一级的单元组的数目却可以是任意的) 只有在满足一定条件时才可能激发下级单元的活动。这相当于不同支沟的泥石流及其组合 (汇流)。

考虑单元是否活动的概率。假定第 i 级的活动单元的密度为 p_i (即活动单元出现的概率, 或活动单元存在的数密度) 那么, 在第 i 级出现包含 k 个活动单元的单元组的密度为 $p_i^k (1 - p_i)^{n-k}$ 。假如在一个单元组里至少需要 k 个活动单元才能引发下级单元的活动, 这样的单元组合 (可以称之为临界组合) 的密度为

$$f(p_i) = \sum A_k p_i^k (1 - p_i)^{n-k} \quad (3)$$

求和遍及可能的临界组合, A_k 为包含 k 个活动单元的单元组的数目 (即组合数)。这个密度也就是下一级可能出现的活动单元的概率密度

$$p_{i+1} = f(p_i) \quad (4)$$

这就是系统的活动单元概率从第 i 级向第 $i+1$ 级的转换。根据重正化群方法 (Wilson and Kogut 1974, Vicsek 1989), 转移函数 $f(p_i)$ 的性态将完全决定系统的行为。

系统演化的结果主要表现在事件的大小与频率的关系, 即活动单元的频率与系统级别的关系。根据初始活动概率和转移函数的不同, 系统的活动行为也不同。这种系统在物理学中有过大量研究, 它也是一种自组织临界系统, 产生的规模频率关系通常是幂函数的, 但也可能是指数形式的。这些结论虽然不能作为泥石流的定量结果, 但足以作为对泥石流系统活动的定性描述。特别是, 泥石流通过阵流的活动, 确实表现了这种系统所具有的一些特征。

蒋家沟泥石流平均每年暴发 10 场。“一场”泥石流是指一定时间内发生的一系列阵流的“集合”。每一场泥石流通常包含几十甚至几百个阵流。不同的阵流有着不同的物质、流速、流量和总量, 阵流的持续时间和间歇时间也长短不一, 多数在 30 s 到 200 s 之间。另外还有一个显著特点是, 若干大流量的典型泥石流阵流之间总会出现一个或多个小流量的非典型泥石流, 其密度小于 1.6, 甚至接近高含沙

水流(密度 1.4 t/m^3 左右), 即“稳定的、黄色的浊流”(Johnson, 1984)^[16]。这些非典型的“长流水”是泥石流间歇期间的沟谷洪水。由此可见, 流域的洪水过程与泥石流过程是分离的, 所以不能简单地将泥石流看作洪水与泥沙和大量固体物质的混合。换句话说, 泥石流不是洪水携带泥沙的被动过程, 而是不稳定土体在水作用(或激发)下的主动输移过程。这从另一个方面说明了泥石流是流域的“自发行为”, 是一种演化方式。

3 阵流的间歇和波动

3.1 间歇时间的概率分布

既然阵流是“主动”行为, 因而其时间间歇最能代表系统的活动特征, 直观地说, 它们源于物质补给的间断、源地坡面土体崩塌的间歇以及分支汇流的非同步性。总之, 阵流间歇源于流域结构和流域物质的活动。间歇分布可能隐含过程的信息。假如时间间歇呈指数分布, 则是 Poisson 过程, 意味着事件是相互独立的。对阵流来说, 间歇时间在 100 s 左右存在概率峰值, 因而不满足指数分布, 阵流之间不是相互独立的。用不同的概率分布来拟合, 可以发现一般极值分布(GED)是最佳的(如图 4 其中虚线即概率拟合曲线)。GED 的意义还在于, 它是独立同分布变量序列的极大值的极限分布。这就为分布提供了一种自然的解释: 阵流的间歇时间就是等待下一个阵流所需要的时间, 而等待的过程就是前面所述坡面土体活动的过程和分支沟道泥石流等待的过程。换句话说, 间歇时间就是孕育新阵流的最大可能时间。

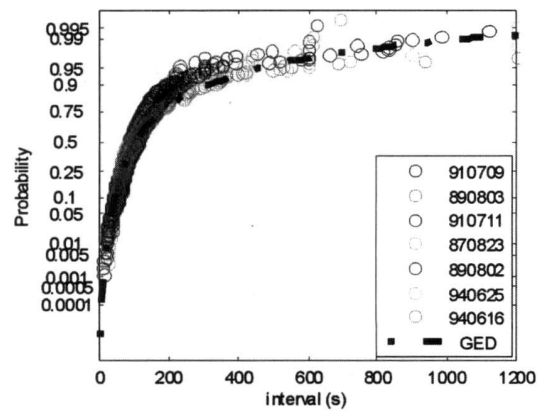


图 4 间歇时间的概率分布

Fig 4 Probability distribution of the intervals between surges

3.2 流量分布与衰减

上述泥石流形成过程通常是不可能看到的。我们能观测的只是下游泥石流的运动参数, 如流量、流速等。一个有趣的问题是, 从阵流反过来看它所“继承”的形成特征。阵流是众多坡面过程和沟道过程叠加的结果, 叠加改变了原来规模频率关系。统计表明, 蒋家沟阵流流量的分布是指数式的

$$P(Q) \sim \exp(-kQ) \quad (5)$$

如果令 $Q_c = 1/k$ 并以它为单位重新标度流量, 则不同序列的流量分布落在几乎同一条指数曲线上(图 5)。 Q_c 可以认为是序列的特征流量, 而根据大量观测数据的统计, 它几乎就是序列的最大流量^[18, 19], 这意味着最大流量在一个序列中的主导作用。因此, 阵流序列是大流量主导下的过程。其中的小流量阵流主要是非典型泥石流的浊流或高含沙水流。正如前面说的, 两种阵流的机制是不同的。典型泥石流是流域的系统行为, 而其他阵流可以认为是随机行为。于是, 泥石流阵流形成一个随机扰动的动力学系统, 而指数分布也许就是随机扰动的结果——在纯粹的动力学条件下, 可以设想流量分布应该是负幂函数形式的, 那就完全“继承”了流域系统的自组织临界特征。

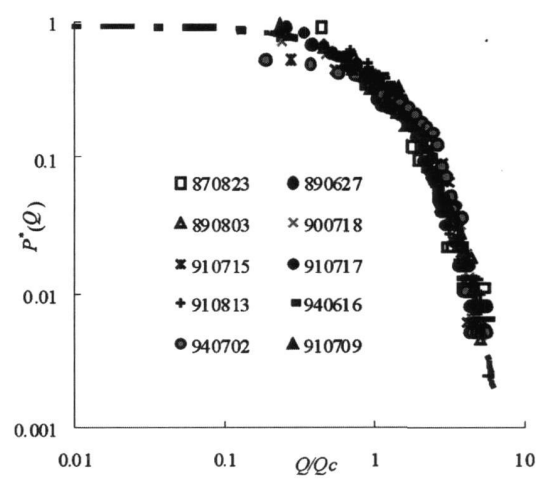


图 5 以最大流量标度的阵流流量分布

Fig. 5 Exponential distribution of the rescaled discharges of the surge sequence

如果只考虑“大”流量的阵流, 则其分布趋于“回归”负幂函数。由于单个事件中的大流量阵流不多, 不能达到良好的统计结果, 所以我们考虑几十年来所观测的所有阵流。如果不考虑时间因素, 不妨认为它们是在同一个流域连续不断的发生的, 因

此可以放在一起统计。图 6 比较了流量大于平均值 (约 $150 \text{ m}^3/\text{s}$) 的阵流和大于 20% 最大流量 (约 $530 \text{ m}^3/\text{s}$) 的阵流, 可见超过一定流量的阵流分布的确是负幂形式的。(当然, 目前还不能确定“大”流量的标准, 它在系统的动力学行为中应该起着某种临界值的作用。)

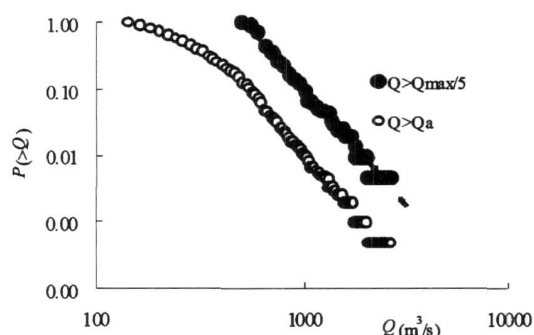


图 6 大流量阵流的分布

Fig. 6 Distribution of surges with bigger discharges

阵流序列不像一般的随机变量, 它没有确定的均值和方差, 为描述其统计特征量, 可以定义随阵次 (时间) 变化的均值 Q_n

$$Q_n = (Q_1 + Q_2 + \dots + Q_n) / n \quad (6)$$

所有泥石流事件都表现出了一致的衰减, 即在一定阵次后, 均值随阵次以幂函数形式减小:

$$Q_n \sim n^{-a} \quad (7)$$

衰减指数 a 在 0.20 和 0.80 之间, 而且最大指数出现在具有最大流量的序列。即序列的最大流量越大, 序列的衰减越快。而对阵次多的长序列, 衰减较为缓慢——也许正因为这种持续性, 才产生那么长的序列。在观测到的事件中, 最长序列达 400 余阵, 而其最大流量约 $650 \text{ m}^3/\text{s}$ 仅为所观测的最大流量的四分之一。当然, 序列的长短可能是随机的, 尚不能说明它与动力学的最大流量有什么关系。但是, 大流量决定序列衰减的趋势, 是可以肯定的。

3.3 最大流量的意义

就阵流序列表现而言, 最大流量决定了流量的分布和衰减。另一方面, 阵流的多样性表明, 一场泥石流不是取决于流域的“通常状态” (即环境因子所描述的常态), 而是取决于其“临时”状态。临时状态可以认为就是泥石流发生的临界条件, 它涉及局部的土体活动性、活动分支的分布等。(降雨当然也是重要因素, 但在这里的讨论中, 我们将其列为外

在条件, 不予讨论。)在不同的时刻, 坡面和分支的活动性都是不同的。最大流量实际上反映了它们在临阵时的活动性。遗憾的是, 不可能根据土体的活动性来确定某一场泥石流的最大流量。我们能决定的只是阵流的集体行为, 即序列的特征。

图 7 是 1961 年以来蒋家沟泥石流逐年最大流量 (其间有几年的观测缺失), 多年平均最大流量 ($1480 \text{ m}^3/\text{s}$) 远小于特殊年份的最大流量 ($4687 \text{ m}^3/\text{s}$ 出现在 1983-06-14)。但不能认为这个最大流量就是 50 a 左右的周期, 因为序列的过去和未来都是不确定的。另一方面, 我们可以探讨年最大流量序列的统计特征。几十个年最大流量数据仍然体现了负幂形式的规模-频率关系, 与序列的大流量分布是一致的。这意味着从长远看来泥石流活动是流域的一种临界自组织现象。其分布规律与时间的长度无关, 而决定于流域本身的特征。

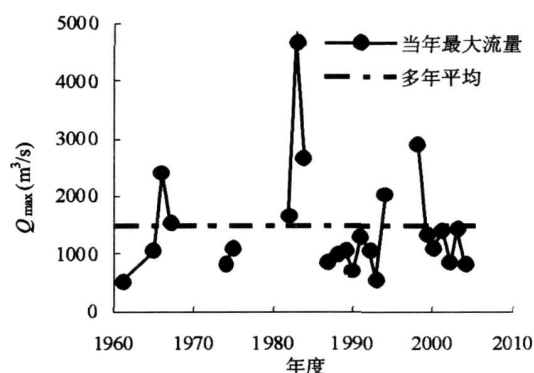


图 7 蒋家沟逐年泥石流最大流量变化

Fig. 7 Variation of the annual peak discharges in JIG since 1961

最大流量的意义还在于它是工程设计标准的重要依据。当前的设计流量往往是根据暴雨的规模和频率估算的, 而没有考虑流域本身的特点, 特别是流域的泥石流源地分支的演化特点。但暴雨是天气因素决定的, 与流域局部特征决定的泥石流是两个截然不同的过程, 所以这种算法对典型的流域性泥石流是不适合的。

4 从单沟泥石流看区域泥石流

从泥石流在流域的形成过程来看 (如图 3 的模型), 它是一个概率事件。很多支沟泥石流不一定能扩张到下游。在下游的固定断面 (如沟口) 观测到的泥石流数量, 肯定小于上游实际发生的数量, 即

泥石流的频率随流域级别的增大而减小。加拿大大学者 Gardner 发现, 在印度喜马拉雅地区的 Kullu 河谷, 一级、二级和更高级流域的泥石流频率分别是 $1/4$ 、 $1/10$ 和 $1/50$, 大体上呈指数递减。¹⁾ 根据前面的讨论, 很容易理解这一点, 它其实就是图 3 所示的系统演化的必然结果。

现在从大尺度的水系来看这个过程的表现。我们考察和统计一个水系 (或区域) 的泥石流时, 是 (随机地) 以某个级别的小流域为单位的。这些泥石流支沟相对其主流来说, 与蒋家沟源地分支相对于主沟是一样的。蒋家沟泥石流源地分支的分布, 也就相当于一个区域的泥石流分布。所以, 大小尺度的泥石流在水系演化的意义上没有本质的区别。因此, 单沟泥石流的形成过程可以“移植”到区域上来。

图 8 是泥石流在不同尺度的分布, 包括蒋家沟源地分支 (1、2、4 级) 的面积分布, 小江流域的泥石流分布以及云南省的泥石流流域分布。为了比较, 其中流域面积 a 以 $\langle a^2 \rangle / \langle a \rangle$ 进行了规范化, 即 $a^* = \langle a^2 \rangle / \langle a \rangle$ 。它们的分布形式相同, 只是分布指数不同。但在大尺度上, 分布趋于一致 (如小江与云南)。更多的统计表明, 不同地区的泥石流的分布都是一致的, 满足 Weibull 分布。这种分布可以更一般地表达为

$$P(a, a^*) = a^{-\mu} F(a^*) \quad (8)$$

这是流域演化的普遍结果 (Rodriguez-Iturbe and Rinaldo 1997)^[20], 但对泥石流流域来说, 其指数明显不同。而图 8 表明, 对极小的泥石流分支来说, 分布几乎退化为简单的负幂形式, 而随着尺度的增大, 显现出一致的标度特征。因此, 泥石流流域的分布证明它们不同于一般的流域, 而不同区域的泥石流流域处于相似的演化阶段。这也间接证明了根据蒋家沟概括的流域演化特征和泥石流形成过程, 具有普遍的意义。

5 结论和讨论

本文主要证明流域性泥石流是流域的演化特征决定的。流域的演化阶段、物质组成和分支结构, 是泥石流的先决条件。当然, 这并不否认具体的一场泥石流还取决于环境的随机因素, 特别是降水作用。具体说来, 可以做出如下几个结论:

1. 流域的不同分支具有不同的演化程度, 泥石

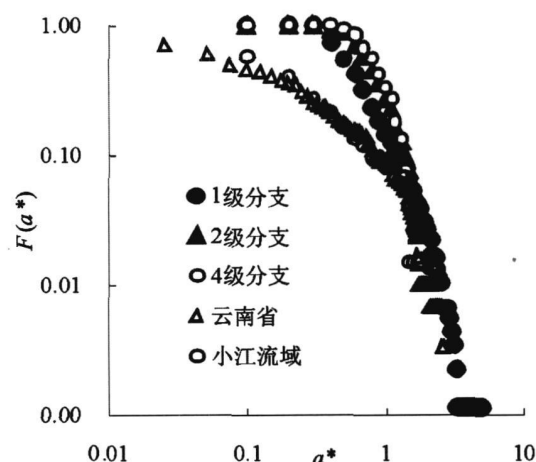


图 8 泥石流在不同尺度的分布

Fig. 8 Debris flow distribution in different scales

流来源于流域源地的某些处于特殊演化阶段的分支小流域, 其面积-高程曲线积分大约在 $0.55 \sim 0.65$ 之间。即一个小流域参与泥石流活动的物质总量大约为 10%。

2. 流域源地的坡面土体活动 (如滑坡、崩塌) 和支沟的局部泥石流活动, 是形成间歇性阵流的根本原因, 阵流的间歇时间代表了阵流形成的系统活动的时间。

3. 流域的分支结构和泥石流分支的分布, 决定了上游泥石流是否能成功汇流到流域下游。即流域的几何特征决定了泥石流的形成过程。

4. 区域泥石流的分布其实就是特殊的小流域在大水系尺度上的分布, 相当于源地小分支在单个流域的分布。不同区域的分布的相似性证明了泥石流流域具有相同的演化特征。

从流域演化可以认识泥石流行为的系统特征, 能认识其概率特征和非线性本质。但要到个别泥石流事件的发生和规模进行评估或预测, 还需要更具体的模型。

参考文献 (References)

- [1] Boccaletti S., Latora V., Moreno Y., Chavez M., Hwang D.-U. Complex networks: Structure and dynamics [J]. *Physics Reports*, 2006, 424: 175 ~ 308
- [2] Sharp R. P., Nobles L. H. Mudflow of 1941 at Wrightwood southern California [J]. *Geol. Soc. Am. Bull.* 1953, 64: 547 ~ 560
- [3] Pierson T. C. Erosion and deposition by debris flows at Mt. Thomas North Canterbury, New Zealand [J]. *Earth Surface Processes*

1) 2001年 Gardner 教授访问成都山地所学术报告时对本文作者提问的回答。

- 1980, 5: 227~ 247
- [4] Pierson T. C. Flow behavior of channelized debris flows, Mount St Helens Washington [C]. In A. D. Abrahams Ed Hillslope Processes (The Bingham ton Symposia in Geomorphology International Series No 16), Allen and Unwin Inc., 1986: 269~ 296
- [5] Segerstrom, K. Erosion studies at Parícutin, State of Michoacan, Mexico [J]. *U. S. Geol. Survey Bull.*, 1950 965A: 164
- [6] Young Kwan Sohn, ChulWoo Rhee, and Bok Chul Kim. Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, Northwestern Part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea [J]. *The Journal of Geology*, 1999, 107: 111~ 132
- [7] Takahashi T. Debris Flow [M]. IAHR/ARH Monography Series A. A. Balkman, Rotterdam, 1991: 2
- [8] Strahler A. N. Hypsometric (Area-Altitude) analysis of erosional topography [J]. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1952, 63: 1117~ 1142
- [9] Strahler A. N. Quantitative Analysis of watershed geomorphology [J]. *Am. Geophys. Union Trans.* 1957, 38: 913~ 920
- [10] Strahler A. N. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks [M]. In *Handbook of Applied Hydrology* (V. T. Chow, ed.), McGraw-Hill, New York, 4-40~ 4-74, 1964
- [11] Li Yong, Chen Xiaoqing, Hu Kaiheng *et al*. Characteristic curves and the debris flow behavior [J]. *Journal of Mountain Science*, 2006, 24(3): 320~ 326 [李泳, 陈晓清, 胡凯衡, 等. 流域特征曲线与泥石流活动 [J]. 山地学报, 2006, 24(3): 320~ 326]
- [12] Li Yong, Chen Xiaoqing, Hu Kaiheng *et al*. Fractality of grain composition of debris flow [J]. *Journal of Geographical Science*, 2005, 15(3): 353~ 359
- [13] Bak, P., Tang, C., Wiesenfeld, K. Self-organized criticality [J]. *Physical Review A*, 1988, 38: 364~ 374
- [14] Hergarten S. Self-organized criticality in earth systems [M]. Berlin: Springer-Verlag, 2002: 272
- [15] Johnson A. M. Physical Process in Geology [M]. Freeman Cooper & Company, 1970: 450~ 458
- [16] Johnson A. M., and Rodine J. R. Debris flow [M]. In Brunsden, D., and Prior D. B., eds. Slope Instability. John Wiley & Sons Ltd., 1984: 257~ 361
- [17] Sohn, Y. K. Coarse-grained debris-flow deposits in the Miocene fan deltas, SE Korea: a scaling analysis [J]. *Sedimentary Geology*, 2000, 130: 45~ 64
- [18] Liu J. J., Li Y., Su P. C., Cheng Z. L. Magnitude-frequency relations in debris flows [J]. *Environ. Geol.* 2008, 55: 1345~ 1354
- [19] Liu J. J., Li Y., Su P. C., *et al*. Temporal variation of intermittent surges of debris flow [J]. *Journal of Hydrology*, 2008, 365 (3-4): 322~ 328
- [20] Rodriguez-Iturbe I., Rinaldo R. R. Fractal River Basins: Chance and Self-Organization [M]. New York: Cambridge University Press, 1997

Debris Flow Viewed from the Basin Evolution

——A Case Study of Jiangjia Gulley, Yunnan

LI Yong^{1, 2}, HU Kaiheng^{1, 2}, SU Fenghuan^{1, 2}, SU Pengcheng^{1, 2}

(1. Key Laboratory of Mountain Hazards and Surface Process, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041, China;

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

Abstract Based on the Strahler Hypsometric (Area-Altitude) curve, the Jiangjia Gully of Yunnan is divided into four types of sub-regions, showing that debris flows are likely to develop in the subregions that stay in the special evolutionary episode featured by the hypsometric integral between 0.55 and 0.65. Also favoring debris flow in this subregion is the soil that assumes scaling property in grain size distribution. A simplified hierarchical model is introduced to illustrate the formation and extension of debris flow under the control of the self-similarity of the valley structure and the distribution of tributary flows. Then debris flow reduces to the behavior of a hierarchy system; and the surges separated in time can be interpreted as the result of the systemic evolution. In particular, the exponential distribution of the surge discharge provides a sign of the system dynamics in the same way the power-law frequency-magnitude relation signs the SOC feature. It is also notable that the exponent is related to the peak discharge by a power-law relationship. Therefore the peak discharge plays a significant role in governing the systematic behavior of debris flow. These findings provide a new framework for addressing problems in the field of debris flow study. Finally, the scenario for the debris flow of Jiangjia Gully can be extended to the large scale. The debris flows in a large river system satisfy the same distribution similar to the distribution of tributaries in a single valley. This provides a probability picture for the debris flow activities in regional scale.

Key words valley evolution; hypsometric division; debris flow; probability distribution; Jiangjia Gully