

颗粒组成的整体性与泥石流冲淤的平衡

李泳, 刘晶晶, 陈晓清, 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: 宽粒径范围的颗粒组成是泥石流的物质特性。以西藏泥石流样本的颗粒分布曲线为例, 结合蒋家沟的泥石流现象, 说明了粘性(高密度)泥石流的颗粒分布曲线在总体上具有指数曲线形式, 且指数范围反映了显著的区域性差异。根据颗粒分布的整体曲线, 讨论了泥石流的冲淤平衡, 说明颗粒特征对泥石流与沟床的相互作用和沟床的临界特征, 也起着重要作用。

关键词: 粘性泥石流; 颗粒分布; 分形

中图分类号: P642.23

文献标识码: A

泥石流(特别是高密度的粘性泥石流)是典型的宽粒径分布的固体颗粒集合, 粒径悬殊可达 6 个数量级($10^{-6} \sim 1$ m), 而且相当的大颗粒参与了流体结构。^[1, 2] 因此, 泥石流组成应考虑所有尺度的颗粒。在以往的研究中, 颗粒组成分析仅用来说明不同粒径的成分含量, 而忽略了颗粒组成的整体特征。通过大量泥石流样本的分析, 特别是云南东川蒋家沟泥石流现场观测和取样实验, 我们发现了颗粒分布的整体性特征。^[3] 本文即以西藏的若干泥石流土样来定量说明这一点, 并进一步讨论这种特征在泥石流物质平衡中的作用。

1 泥石流的颗粒组成

1.1 宏观现象

我们在蒋家沟发现两个基本事实: 首先, 绝大多数泥石流(以阵流为单位)都是高密度的。高密度泥石流的发生频率比其他密度的泥石流高得多。根据几千个阵流序列的观测和统计, 阵流频率在密度 $1.9 \sim 2.2$ g/cm^3 间有若干峰值(图 1), 而密度在

1.8 g/cm^3 以下的阵流显然少得多。而这些高密度泥石流的颗粒组成都相似, 而且几乎与物源组成相同。

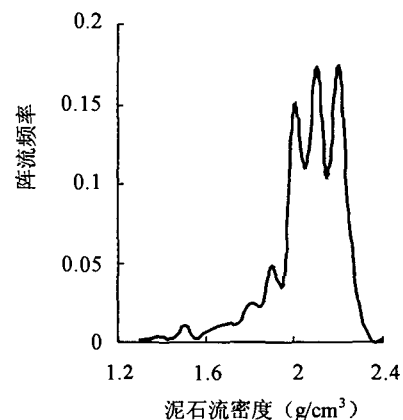


图 1 泥石流频率与密度

Fig. 1 Frequency vs density of debris flow in JJG

其次, 泥石流密度取决于泥石流的颗粒组成。通常以中间粒径(颗粒累积百分比为 50% 所对应的粒径) D_{50} 来代表颗粒分布, 在蒋家沟, D_{50} 与密度

收稿日期(Received date): 2006 - 06 - 17; 改回日期(Accepted): 2006 - 08 - 27。

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]

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: ylie@imde.ac.cn [Li Yong (1967 -), Associate professor, currently interesting in the possible system dynamics of debris flow and basin evolution.]

(P_s)有着很好的对应关系

$$D_{50} \sim \exp(9.1504(\rho_s)) \quad (1)$$

选择其他粒径,如 $D^* = (D_{16} + D_{84})/2$,也同样能代表颗粒的分布特征。例如在蒋家沟, $D^* = 2.90 D_{50}^{0.24}$ ($R^2 = 0.9829$),在浑水沟, $D^* = 2.10 D_{50}^{1.03}$ ($R^2 = 0.9836$)。因此,密度由颗粒分布决定,而颗粒分布的粒径不是随机的,有着相互的定量关系。这意味着颗粒分布存在整体的特征。

1.2 颗粒分布累积曲线的整体特征

通常情况下,颗粒分布曲线是不规则的,可以具体反映每个粒径成分的含量,却很难用一个特征量来刻画。图2是典型的粘性泥石流的“双峰型”颗粒分曲线,即颗粒分别集中在两个粒径附近(这里为40 mm,0.5 mm)。其实,在泥石流中,多峰和单峰的颗粒分曲线也是常见的。问题在于,我们不知道峰的多少与泥石流的宏观表现有什么具体的关系。

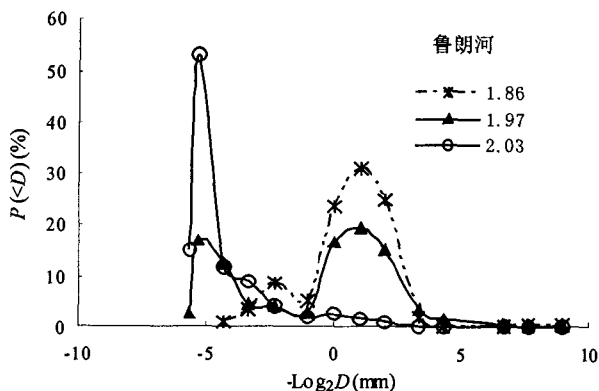


图2 西藏鲁朗河不同密度泥石流颗粒分布曲线
Fig.2 Grain composition of debris flows with different densities in Lulang River, Tibet

另一方面,累积曲线却表现了良好的性态(图3),可以用指数函数来拟合

$$F(\varphi) \sim \exp(-k\varphi) \quad (2)$$

式中 $\varphi = -\text{Log}_2 D$ 。

米堆沟和鲁郎河若干样本的数据(表1),很好说明了拟合结果的合理性。

大量泥石流样本的统计表明其他流域的泥石流颗粒分布也有类似规律,但其指数明显不同。因此,指数所在区间很好代表了区域性差别(表2),分布曲线的局部特征是很难反映这一点的。

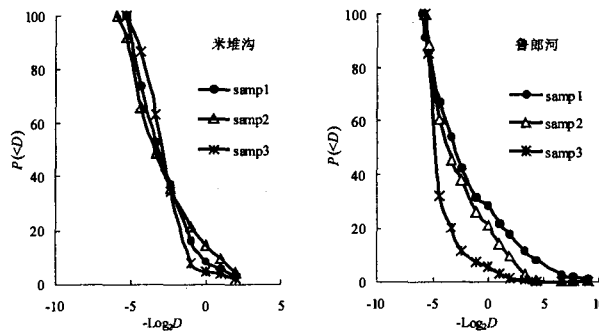


图3 西藏泥石流颗粒分布累积曲线
(左:米堆沟;右:鲁郎河)

Fig.3 Cumulative curves of grain composition of debris flow in Tibet (Left: Midui Gully; Right: Lulang River)

表1 若干流域典型泥石流颗粒分布曲线的指数拟合

Table 1 Exponential fitting for grain composition curve of debris flow

流域	米堆沟			鲁郎河		
	样本1	样本2	样本3	样本1	样本2	样本3
k	0.4847	0.3802	0.5817	0.2937	0.4898	0.6022
R^2	0.9871	0.9776	0.9607	0.9636	0.9448	0.9816

表2 不同流域泥石流的指数

Table 2 Indices of debris flows from gullies

流域	指数区间
西藏鲁朗河	0.30 ~ 0.60
西藏米堆沟	0.38 ~ 0.58
北京科太沟	0.28 ~ 0.36
甘肃火烧沟	0.19 ~ 0.22
云南蒋家沟	0.16 ~ 0.20

这些差异也表现在泥石流的活动上。例如,蒋家沟和火烧沟的指数值最小,指数的变化范围也最小,而这两个流域的泥石流活动比其他流域频繁得多。这似乎说明两点:第一,泥石流倾向于小指数;第二,泥石流颗粒组成的变化范围很小。这就为泥石流的物质组成提供了定量的特征参数。

2 泥石流结构的颗粒范围

如果说颗粒分布(累积曲线)的指数形式区分了整体特征,但具体样本还有不同的局部形态。我们已经指出,泥石流颗粒组成在一定颗粒区间具有分形结构,决定了形成泥石流结构的颗粒范围^[3]。就涉及的样本说,这个区间大约为(0.1 ~ 2.0 mm)。

更细的颗粒显然属于泥浆的结构。一般认为 0.02 ~ 0.05 mm 为泥浆颗粒界限(费祥俊等, 1991)^[2], 由于测量精度的关系, 我们不能从图中区别 0.1 mm 以下的曲线。但存在这样的区间是确定无疑的了。另外, 图中最上面的曲线是一个密度相对较低的泥石流样本($\rho_d = 1.86\text{g/cm}^3$), 它的分形区间似乎是泥浆的自然延伸, 没有显著的颗粒结构区间。可见, 分形区间也为区别泥石流的可能密度提供了一个方法。就是说, 当我们面对泥石流遗迹时, 可以从颗粒结构的曲线特征来推测它可能的泥石流密度。

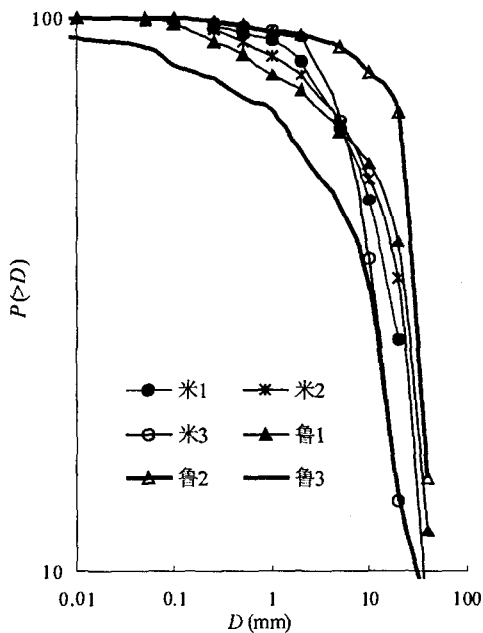


图4 不同密度泥石流颗粒的标度区间
Fig.4 Scaling regions of grain size for debris flows of different densities

3 从颗粒组成看泥石流的冲淤平衡

在一般情形, 不考虑颗粒的具体分布, 泥石流密度可以简单地用“两相”来表示

$$\rho_d = C\rho_s + (1 - C)\rho_w = \Psi_w\rho_w + \Psi_s\rho_s \quad (4)$$

式中 C 为固体颗粒体积百分含量, ρ 和 Ψ 分别是密度和组分的体积比, 下标 d, w, s 分别代表泥石流、水和碎屑颗粒。考虑上面讨论的颗粒组成, 其中的固体密度可以更具体地表示为

$$\rho_s = \sum \Psi_i \rho_i \quad (5)$$

式中 i 代表不同粒径的颗粒组分。粒径分布几乎可以看成连续的, 可以写成积分形式

$$\rho_s = \int \rho_s f(\varphi) d\varphi \quad (6)$$

式中 函数 $f(\varphi)$ 就是图 2 的分布曲线。由积分中值定理, 小于一定粒径 D (即大于某个 φ) 的颗粒集合的密度可以表示为

$$\rho_s \varphi > \rho_c \int f(\varphi) d\varphi = \rho_c F(\varphi) \quad (7)$$

式中 ρ_c 为曲线决定的某个“中值”密度, $F(\varphi)$ 即如图 3 的颗粒累积曲线。这样, 泥石流的密度变化直观反映在颗粒曲线的变化, 密度改变可以表达为 $\delta\rho_s = \rho_c \delta F(\varphi)$ 。

泥石流冲淤时, 部分“旧”物质在途中淤积, 同时也吸纳“新”物质, 新旧物质组成总会有差别, 于是产生局部的密度梯度, 从而产生扩散。为简单起见, 考虑沿密度减小方向的质量通量 m (White, 1974)^[4]

$$dm/dt = -D\rho_c \nabla F(\varphi) \quad (8)$$

由于 $dm/dt = \rho_\varphi v$, 因此

$$v = -D\nabla \ln F(\varphi) \quad (9)$$

式中 v 是流体速度矢量。于是, 颗粒曲线的梯度决定了扩散过程中单位质量流体的能量损耗。在分布 $F(\varphi)$ 中考虑空间变化, 如垂直方向的变化可以假定

$$F(\varphi) = G \exp(-K(z)\varphi) \quad (10)$$

于是, 垂向的扩散速度大小

$$v \sim D \partial K(z) / \partial z \quad (11)$$

相应的能量耗散也就由分布函数的变化决定。变化越小, 能量耗散越小。根据观测断面的样本, 不同深度的颗粒组成是不同的, $\partial K(z) / \partial z$ 不会为零。过程的瞬间变化不可能在泥石流活动过程中定量观测, 但它引发的现象是明显存在的。图 5 是蒋家沟测量的泥石流在若干断面的冲淤情况, 很好说明了总体的冲淤平衡。尽管图 5 表现的是多个泥石流事件作用的综合结果, 而不是一个事件的瞬时观测, 但我们可以想象, 在同一场泥石流中, 也存在这样的平衡。实际上, 泥石流为了实现长距离物质输移, 必须“调节”不同来源的物质, 冲淤过程就是这样的物质交换和调节过程。而且, 根据这里的讨论, 颗粒组成越接近, 物质交换和平衡最容易实现, 因为能量损失最小。日本学者 Egashira 进行了系列理论和实验研究, 考察沟谷物质加入泥石流的临界条件 (Egashira et al., 2001)^[5]。他定义沟谷的相对侵蚀率为 E/E_0 , 随相对粒径 D/D_0 的增大而单调减小。其中, E 为粒径为 D 的沟床物质的侵蚀率, E_0 为与泥石流粒径相同 (D_0) 的沟床物质的侵蚀率。虽然实验所用的是均匀的单粒径颗粒, 但在定性上也说明, 如果沟

床物质与泥石流物质粒径差异大(D/D_0 大,因为沟床的天然聚集颗粒一般不会比泥石流颗粒更小),则侵蚀率会减小,沟床物质就不容易加入泥石流,泥石流也就不容易产生冲淤。

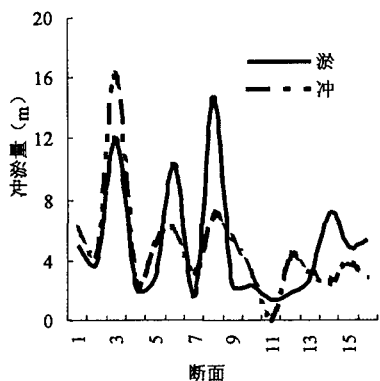


图5 蒋家沟泥石流的冲淤变化

Fig.5 Washing-out and deposits of debris flow in JJC

4 泥石流与临界沟床

以上讨论说明了泥石流本身的颗粒组成对其发生和运动的作用,是从泥石流主体说的;另一方面,泥石流在沟谷运动,在淤积和冲刷的同时也改造了沟谷形态。既然泥石流“喜欢”和它组成接近的物质,那么它与沟谷之间也将达成某种平衡,我们现在讨论这种平衡。

河流演化总是趋向某个临界状态(如 Talling, 2000)^[6],泥石流沟也不应该例外。在水流情形,河床的这种状态通过无量纲剪切应力(Parker, 1978; Jorgenson, 1998)^[7, 8]来描述;现在,我们改用泥石流的剪切应力

$$\tau = \rho_a ghj / (\rho_s - \rho_d) g D_{50} \quad (12)$$

式中 h, j, D_{50} 分别为沟床深度、比降和沟床物质的中间粒径。这其实是流体作用的应力与颗粒有效重力(本身重力减去浮力)之比,也就是 Shields 引入的“迁移数”(mobility number)(Church *et al.*, 1998)。在蒋家沟,沟床物质的颗粒组成与高密度泥石流的颗粒组成相同,中间粒径变化范围在 1 ~ 10 mm 间,上式给出的无量纲剪切应力 $\tau = 0.03 \sim 0.3$, 与许多河流是一致的(Buffington and Montgomery, 1997; Dade and Friend, 1998; Talling, 2000)^[6, 10, 11]。更重要的是,不同密度的泥石流需要的沟床物质也不同,如果我们根据前面的讨论,假定与它发生交换的沟床物质具有相似的颗粒组成,

那么其中间颗粒粒径也随密度而改变;另外,根据我们的观测,相同密度的泥石流,其流深变化是非常频繁的,即一般情况下不存在与密度(或粒径)对应的流深,因此先考虑单位流深的应力,即

$$\tau^* = j\rho_d / (\rho_s - \rho_d) D \quad (13)$$

根据不同泥石流密度,可以得到单位流深的无量纲应力 τ^* 随泥石流密度增大而指数式地减小(图 6)

$$\tau^* \sim \exp(-7.3568\rho_d) \quad (14)$$

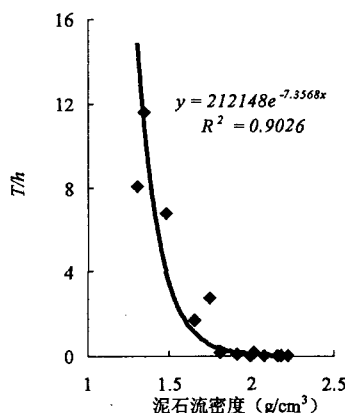


图6 应力与密度的关系

Fig.6 Relation between stress and density

对沟床物质来说,这里的密度应理解为相应中间粒径所对应的颗粒组成的泥石流密度。因此,泥石流密度越大,其作用的沟床物质的迁移数越小,也就越容易启动。

另一方面,通过对几千个阵流的观测数据的统计,我们发现,流深与密度在平均意义上存在指数关系(图 7)

$$k_h \sim \exp(2.1294\rho_d) \quad (15)$$

于是,根据流深和粒径随密度的指数关系,即方程(1)和(15),并由(12)式的定义,我们得到无量纲应力

$$\tau \sim \exp((k_h - k_D)(\rho_d)) \quad (16)$$

式中 系数 k_h 和 k_D 分别代表流深和粒径随密度变化的指数系数。而且,关系(1)和(15)的系数,给出 $k_h - k_D = -7.0210$, 与独立统计结果(14)的系数一致,说明指数关系在泥石流活动中是普遍存在的。而在一般的河流,从诸多文献提供的数据的分散来看(如 Talling, 2000)^[6], 不大可能出现这样的关系。

有趣的是,两个系数 k_h 和 k_D 分别代表了泥石流的运动(流深)和沟床的颗粒组成,体现了二者的

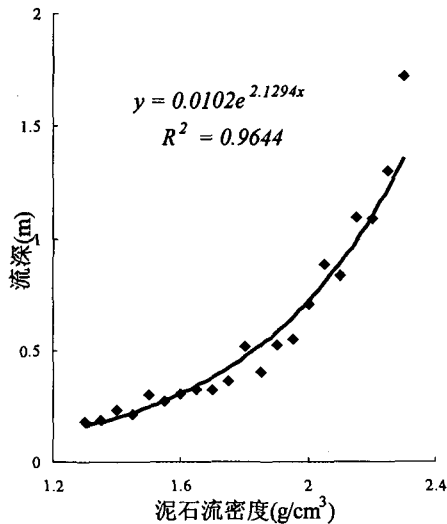


图7 流深与密度的关系

Fig. 7 Relation between flow depth and density

“竞争”(符号相反)作用:流深越大,流体的作用越强;颗粒越粗,沟床物质的抵抗力越强。泥石流就是在二者的相互作用下运动发展的。

5 结论与讨论

本文根据西藏和云南的泥石流(高密度粘性)样本颗粒分布曲线,讨论了颗粒组成的整体性特征及其在泥石流物质平衡中的作用,得到以下几点结论:

1. 高密度泥石流的颗粒组成累积曲线具有指数函数形式,而且指数差别代表了区域性差别。泥石流发生在一定的指数区间。另一方面,指数的分区从宏观现象看,泥石流颗粒接近源地土体的颗粒,这样,泥石流在物质交换过程中消耗的能量最小,因而也是最可能发生的泥石流;

2. 泥石流颗粒具有分形结构,它决定着颗粒集合的液化和运动,从而决定泥石流的发生。泥石流应该发生在一定的分形区间(参与结构的颗粒范围),这个结果可以认为是经典的均匀颗粒流理论的某些结果的推广;

3. 泥石流与沟床物质达到一种动态平衡,这种平衡可以通过一个指数形式的无量纲应力来表达。

根据这些结论,我们形成几点新的认识:

1. 泥石流的发生主要是物质特性决定的,而水以及其他所谓“激发因素”的作用是第二位的;更重要的是,这意味着泥石流是流域物质转移的自然方

式,是主动的物质活动,而不是水“激发”的;水只是这种活动的一个必须的参与者。换句话说,泥石流是流域系统的演化方式。

2. 泥石流过程是通过与沟谷的物质交换来维持的一种物质输运过程,因而它与沟谷会达成一种动态平衡,这可能在一定程度上决定着—个流域的泥石流的频率、规模和阶段性演化。就是说,从物质输运过程来看泥石流,它不但是流域系统演化的结果,也是系统演化的一个原因。

另外,本文的一些结果和方法,启发我们做进一步的研究。例如,如果能获得一个完整阵流序列的泥石流活动与对应的颗粒曲线,有可能定量确定颗粒组成与其他运动参数的关系。我们看到,颗粒曲线实际上代表着颗粒浓度,这样,浓度的变化有了一个自然的数学表达形式,为研究泥石流土体的本构关系,提供了新的途径。

总之,颗粒特征是流域物质特性所决定的,而泥石流正是“顺应”这种特征而形成的一种流域物质输运现象,从而使一个流域的演化区别于其他的流域。这从一个侧面反映了,泥石流是流域系统演化过程的一种作用形式。根据我们正在进行的研究,它的具体行为体现着更多的系统特征。

参考文献(References)

- [1] Fei Xiangjun, Shu Anping, Dynamics and Hazard Mitigation of Debris Flow [M]. Beijing: Tsinghua University Pres. 2004. [费祥俊、舒安平. 泥石流运动机理与灾害防治. 北京:清华大学出版社, 2004.]
- [2] Fei Xiangjun, Kang Zhicheng, Wang Yuyi. Impact of slurry on the motion of debris flow [J]. *Mountain Research*. 1991(3): 143 ~ 152 [费祥俊,康志成,王裕宜. 细颗粒浆体、泥石流浆体对泥石流运动的作用. 山地研究(现山地学报), 1991(3): 143 ~ 152]
- [3] Li Yong, Hu Kaiheng, Chen Xiaoqing, et al. Fractality of grain composition of debris flow [J]. *Acta Geographica Sinica*. 2005, 15 (3): 353 ~ 359
- [4] White, F. M., Viscous Fluid Flow [M]. McGraw-Hill Book Company 1974.
- [5] Egashira, S., Honda, N., Itoh, T. Experimental study on the entrainment of bed material into debris flow [J]. *Phys. Chem. Earth (C)*, 2000, 26(9): 645 ~ 650
- [6] Talling, P. J. Self-organization of river networks to threshold states [J]. *Water Resources Research*, 2000, 36(4): 1119 ~ 1128
- [7] Parker, G. Self-formed straight rivers with equilibrium banks and a mobile bed, Part 2, the gravel river [J]. *J. Fluid Mech.*, 1978; 127 ~ 146
- [8] Jorgenson, D. W. Dynamic equilibrium between an active uplift and the Sevier River, Utah [J]. *J. Geol.* 1998, 106: 181 ~ 194

- [9] Church, M., Hassan, M. A., *et al.* Stabilizing self-organized structures in gravel-bed stream channels: Field and experimental observations[J]. *Water Resources Research*, 1998, 34(11): 3169 ~ 3179
- [10] Buffington J. M., Montgomery D. R. A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers[J]. *Water Resources Research*, 1997, 33(8): 1993 ~ 2029
- [11] Dade W. B., Friend P. F. Grain-size constraints for channel shape and sediment flux in alluvial rivers[J]. *J. Geol.* 1998, 106: 661 ~ 675

Integrity of Grain Composition and Dynamical Equilibrium of Debris Flow

LI Yong, LIU Jingjing, CHEN Xiaoqing, WEI Fangqiang

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

Abstract: Debris flow consists of grains of size ranging from 10^{-6} m ~ 1 m. Distribution of grain composition has been discussed in details for debris flows in Tibet, i. e., the Lulang River and the Midui Gully. The cumulative curves have been found to be fitted well by exponential functions with exponents varying with regions and gullies. In particular, it falls in the domain (0.30, 0.60) for the case of Tibet, in contrast with the domain (0.16, 0.20) of Jiangjia Gully. At last, grain composition is related to bed sediment composition of channel and a dynamical equilibrium is found to be achieved through an exponential relation between grain composition and nondimensional shear stress.

Key words: debris flow; grain composition; fractality