

泥石流特征值的计算问题

Б. С. Стспанов

在山地地貌的形成过程中,泥石流起着重大的作用。水流和泥石流把受物理化学风化作用的基岩所形成的松碎岩块冲往山前区。在冰川期,这种作用由冰川完成。因为最后的冰川期已经过去了数千年,所以能很有把握地说,山区河谷的现代形状是由水流和泥石流的活动所塑造的。估计各种各样的流动对固体物质冲积过程中所起的作用,有助于分析形成冲积锥沉积物的粒度成分。

泥石流流量、泥石流混合物的成分以及固体组分的粒度成分在时间和空间上的不断变化,是泥石流过程的重要特征。

当有关于泥石流运动路程上*i*河段过程的经过史和地形测量的资料时,就可计算给定的(*i*+1)断面上泥石流的特征值。综合这些数据就能计算泥石流混合物存在的临界条件。将这些临界条件与*i*河段处运动产生的条件进行比较,根据比较的结果,可用来计算*i*河段出口处泥石流的特征值或泥石流中固体组分富集的模型,或泥石流混合物局部分解或停止的模型。

1. 高容重泥石流混合物存在的临界条件

由水流与松碎岩块的相互作用而形成的高容重泥石流混合物可用两种模式来描述。

1. 水流对松碎岩块(松碎岩块被完全淹没时,其粘结力近似为0)的重力和动力作用的合力使得松碎岩块移动并与水混合。

Виноградов 将这种过程称为滑动-侵蚀型泥石流过程^[1],以后又改称为滑动-搬运型泥石流过程^[2]。产生这种过程的条件是,“当流体的流量超过临界流量时,位于坡度角 $\alpha < \alpha_1$ 下的岩块就会获得独立的大规模雪崩式运动的可能性;岩块与水一起移动,并混合起来,最后形成高容重的泥石流体……”^[2]。

2. 水流冲刷松碎岩块,有效粒径 $d < d_{kp}$ (d_{kp} 为临界有效粒径)的颗粒悬浮起来,粒径大于 d_{kp} 的碎石则以滚动方式移动。这样形成泥石流混合物的过程可称为侵蚀-滑动型泥石流过程。按照俄语的规则,术语侵蚀-滑动强调了固体组分在加入泥石流形成过程中侵蚀所起的决定性作用。

现在来更详细地讨论按上述两种模式形成泥石流的临界条件。第一临界角度值 α_1 由下式确定^[2]:

$$\operatorname{tg} \alpha_1 = \operatorname{tg} \left[\frac{(\rho - \rho_0)(1 - \varepsilon)}{\rho(1 - \varepsilon) + \rho_0 \varepsilon} \right] + \operatorname{tg} \varphi_M^* \quad (1)$$

式中 ρ, ρ_0 分别为松碎岩块和水的容重; ε 为碎岩块的孔隙率; φ_M^* 为湿岩块的内部动摩擦角。

用方程(1)可确定固体组分移动的条件,这时尚未清楚的问题是泥石流混合物的容重。

混合物的容重不仅与固相的瞬时浓度值有关,而且与固、液相运动的相对速度有关。

从能量观点看,确定泥石流混合物的临界容重值,最简单的是把它作为坡度的函数。回忆一下 Виноградов 的观点,库仑摩擦力阻碍固相的运动。我们用简单的概念说明两层物质的二相流动:接触河底而厚度为 H_T 的固体层和位于固体层之上厚度为 H_0 的液体层。设流动沿着与水平面成 α 角的表面运动,岩体中内部动摩擦角为 φ_M^* 。

如果固体组分相对于河床的平均运动速度为 V_T ,而水的流动相对于固相的平均速度为 V_0 ,则单位体积的泥石流混合物运动的能量方程如下:

$$\rho_0 g V_T H_0 \sin \alpha + \rho_T g V_T H_T \sin \alpha = (\rho_T - \rho_0) g H_T \cos \alpha V_T \operatorname{tg} \varphi_M^* \quad (2)$$

对 H_T 来解上式,得到

$$H_T = \frac{\rho_0 H_0 \sin \alpha}{(\rho_T - \rho_0) \cos \alpha \operatorname{tg} \varphi_M^* - \rho_T \sin \alpha} \quad (3)$$

水流以速度 V_0 流动时的功率为

$$N_0 = \rho_0 g H_0 V_0 \sin \alpha \quad (4)$$

方程(2)中未包括此功率,因为水流运动时所做的功实际上完全消耗于将水加热了。

因为水流的绝对速度为

$$V = V_0 + V_T \quad (5)$$

所以形成泥石流混合物的容重,经过某些变换后可由下式确定:

$$\rho_c = \left(\frac{V_T}{V_0 + V_T} \rho_T H_T + \rho_0 H_0 \right) / \left(\frac{V_T}{V_0 + V_T} H_T + H_0 \right) \quad (6)$$

用方程(3)和(6)得出的泥石流混合物临界容重与坡度的关系示于图1(曲线1),条件是 $V_0 = V_T$, $\rho_T = 2650 \text{ kg/m}^3$, $\operatorname{tg} \varphi_M^* = 0.67$ 。不难看出,所得到的函数关系是单调单值的。因而在泥石流形成模型中,流体的运动阻力决定于库仑摩擦力,这种模型不容许较小坡度上有高容重泥石流存在的可能性。

回过头再来看方程(6)。当 $(H_T - H_0) \rightarrow H_T$ 时,有 $\rho_c \rightarrow \rho_T$,但这只有在下述两种情况下才有可能:1. 水层的厚度 $H_0 \rightarrow 0$; 2. 固体层的厚度 $H_T \gg H_0$ 。

因为 $V \gg 0$,所以在两种情况下都不难得出一个有根本性重要的结论:如果浓稠泥石流混合物的内摩擦具有库仑性质,则它们的形成和运动只有当坡度超过 20° 时才有可能。然而情况是,具有最大实际意义的泥石流,可以在 $2-3^\circ$ 的坡度上不停止和不分解地运动,这证明库仑摩擦在浓稠泥石流混合物的一般运动阻力中只起次要作用。

自然界能否出现 Виноградов 提出的那种简单模式所说明的条件呢?答案是肯定的。因为松碎岩块中实际上并不含有细粒土,而形成泥石流的发源地的坡度却超过 $20-25^\circ$ 。

如果我们讨论的不是水的流动,而是容重为 ρ_s 的不分解的悬浮体流动,则可能发生泥石流过程的坡度值可大大减小。当由于泥石流混合物在较小坡度上局部分解而形成的悬浮体进入坡度比较大的河床段(泥石流发源地)时,可以观察到这种现象,也可能以其他方法形

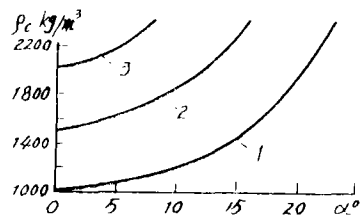


图1 泥石流混合物临界容重与河床坡度的关系

- 1 水的流动
- 2 容重为 1500 kg/m^3 的悬浮体
- 3 容重为 2000 kg/m^3 的悬浮体

成悬浮体，如细粒土形成的泥土由于各种原因而稀释，下暴雨时因坡面侵蚀而形成浓稠的悬浮体。

根据以上所讨论的模式，可能加入运动的固体层的厚度为

$$H_T = \rho_s H_s \sin \alpha / [(\rho_T - \rho_s) \cos \alpha \operatorname{tg} \varphi_M^* - \rho_T \sin \alpha] \quad (7)$$

这时形成的泥石流混合物的容重为

$$\rho_C = \left(\frac{V_T}{V_s + V_T} \rho_T H_T + \rho_s H_s \right) / \left(\frac{V_T}{V_s + V_T} H_T + H_0 \right) \quad (8)$$

图 1 中的曲线 2 和 3 示出对于各种容重的悬浮体，泥石流混合物的容重与坡度的相互关系。

流动中悬浮着部分固体组分的情况对泥石流形成过程极为有利。这一方面使得作用于靠近河底的碎石上的阿基米德力增大，另一方面由于靠近河底的碎石减少，摩擦力减小。

在这种情况下，泥石流混合物运动的能量方程取如下形式：

$$\rho_0 g V_T H_0 \sin \alpha + \rho_T g V_T H_T \sin \alpha = (\rho_T - \rho_s) g (H_T - H_{T_s}) \cos \alpha \operatorname{tg} \varphi_M^* V_T \quad (9)$$

式中 H_{T_s} 是容重为 ρ_s 的悬浮体分解时形成的固体层厚度，

$$H_{T_s} = H_T P \quad (10)$$

式中， P 是泥石流固相中悬浮粒级的相对含量（以小数字计）。

由下式确定悬浮体的容重：

$$\rho_s' = \left(\frac{V_T}{V_0 + V_T} \rho_T H_T P + \rho_0 H_0 \right) / \left(\frac{V_T}{V_0 + V_T} H_T P + H_0 \right) \quad (11)$$

把式 (9) 变换后得到

$$H_T = (-B - \sqrt{B^2 - 4AC}) / 2A \quad (12)$$

式中

$$A = k \rho_T P \sin \alpha, \quad C = \rho_0 H_0^2 \sin \alpha, \quad k = V_T / (V_0 + V_T) \\ B = H_0 [\sin \alpha (k \rho_0 P + \rho_T) - (\rho_T - \rho_0) (1 - P) \cos \alpha \operatorname{tg} \varphi_M^*]$$

虽然以上所述的混合物形成过程出现的概率比方程 (2)，(3) 所模拟的要大，但它固有的特点是（其实正如上面所述全部过程那样）排除了长时间形成泥石流的可能性。问题在于，悬浮物质的移动速度接近流动上层的平均速度，可是，由接触河底颗粒所组成的下层，其移动速度与上层相比，实际上总是相当小的。上层为下层移动创造条件的作用越大，这种差别也就越大，也就是说，这种差别随坡度的减小而增大。在各层中固相的移动速度差，不可避免地导致固相粒度成分的重新分布。较小的颗粒会从上体中冲刷出来悬浮着，被带往流动的上层，可是，下层大颗粒的浓度却随时间而增大。易于得出如下的结论：在小坡度和泥石流深度不大的条件下，泥石流与河床的界面上粒度成分的变化将大得会形成自动铺石层，该铺石层由于泥石流过程的停止而排除了泥石流对松碎岩块发生侵蚀作用的可能性。如果切向应力（泥石流所引起的）大到能使由大颗粒组成的那一层移动，那么，大颗粒层的屏蔽作用将急剧地减小固体组分加入泥石流形成过程的强度。

因此，我们得出了高容重泥石流混合物形成和运动的物理解释特别重要的结论。水流与松碎岩块的相互作用导致形成稳态的泥石流过程，即在满足以下列举的条件之一时，泥石流（泥石流混合物）在空间各固定点处的特征值是恒定的：

1. 形成的混合物在滑移和运动中的决定性作用属于重力对泥石流固相的作用。水流的影响则表现为作用在固体颗粒上的阿基米德力出现, 表现为颗粒之间的粘结力减弱。

就其实质来说, 在现在这种情况下, 我们涉及的是滑动型泥石流过程^[3], 它并不取决于土体是否具有粘结力。

2. 由于流动中的湍流混合作用, 有效粒径 $d < d_{kp}$ 的颗粒悬浮了起来。这时泥石流形成的发源地的坡度应满足如下条件: 颗粒的有效粒径大于或等于 d_{kp} ; 颗粒在完全(部分)被淹没时, 如果其速度 $V \gg V_{cp}$, 则它们在重力作用下以滚动方式移动, 这里的 V_{cp} 是水和悬浮颗粒的混合物的平均运动速度。

只有在以上这些条件下, 泥石流混合物的固相粒度成分才与形成泥石流的那些岩块是相同的。

II. 关于临界流量

水流流量的日常值大于其临界值, 是形成高容重泥石流混合物的重要条件。按 Виноградов 的观点, 临界流量“……可认为是保证使潜在泥石流流体(PCM)的各个组元, 包括最大石块和漂砾在内的实际上全部移动的水流量”^[2]。由此定义可以得出结论: 水流量越大, 对泥石流形成的条件就越有利。但是, 在形成泥石流混合物时(满足第2个条件时), 根据所有的情形判断, 自然界给出了限制水流量的上限。水流量的极限值是潜在泥石流流体中岩块的粒度成分和泥石流形成的发源地地形测量特征值二者的函数。原来, 泥石流过程有可能加强稳态的性质, 这只要水流的水位高程不超过上临界值

$$H_{0kp} = KD_{\alpha\phi} \quad (13)$$

式中 $K = K(\Gamma)$ 是一个与形成泥石流的岩块粒度成分有关的系数; $D_{\alpha\phi}$ 是范围为 $d_{kp} - d_{max}$ 的有效粒径; d_{max} 是参与泥石流过程的最大颗粒的粒径。

上述界限的物理意义如下: 泥石流混合物的容重, 应该在以滚动方式移动的颗粒具有的浓度大到使颗粒(由于彼此直接接触)丧失转动的可能性之前达到一定的值。的确, 如果 $H_0 \gg D_{\alpha\phi}$, 则当大颗粒(以滚动方式移动)铺盖住全部河床表面时, 水与悬浮颗粒二者混合物的容重, 比水的容重大不了多少。

在 H_0 与 d_{max} 差不多大小的条件下, 滚动颗粒浓度的增大发生于泥石流混合物的容重和与其相联系的阿基米德力大大增大的背景之下。阿基米德力加大泥石流的悬浮能力, 无疑会影响 d_{kp} 值。而 d_{kp} 值的增大又会导致阿基米德力的增大和滚动颗粒浓度的减小, 如此下去, 一直到粘塑性介质中大颗粒的滚动式移动不再要求消耗的能量比悬浮状态运动甚至是滑移式运动所要求的还大时为止。

以上所说的是否意味着, 流动的高程超过临界值时就不能形成高容重的泥石流混合物呢? 不是! 当河床(泥石流发源地)上有足够多的小颗粒时, 这些小颗粒随着泥石流运动而能够悬浮起来, 并把自己搬运到上层, 形成浓稠的泥石流混合物。但是, 这种混合物的固体组分将使与形成泥石流的岩块的粒度成分相比为大的粒度组分贫化。随着时间的推移, 由于河道中大颗粒浓度的加大, 小颗粒加入运动的强度将会逐渐减弱, 而当泥石流形成的发源地的长度不大时, 泥石流混合物的容重变小。在此情况下我们就会碰到非稳态的泥石流过程。

III. 再论泥石流混合物存在的模型

在苏联文献中, Мостков 最全面地研究过水流与松散岩块相互作用下泥石流混合物的

形成问题^[6]。他描述了第二类泥石流（湍流型泥石流）的运动；将这类泥石流理解为在其中“……观察到固体物质的运动速度滞后……”，认为“……固体物质的加入……”“……既可以用沿河底滚动的方式，也可以用在泥石流中悬浮的方式……”发生。他研究了伴随二相流运动的能量转换，认为可以只限于考虑能量消耗在：①固体相似跳跃运动和滚动方式移动；②把泥沙维持在悬浮状态；③处于悬浮状态的碎石块的互撞。

他所作的分析得出了描述二相流中固相临界体积浓度 C_V 与河床坡度的关系式

$$C_V = 1.21 \sin \alpha / (1 - 2 \sin \alpha) \quad (14)$$

上述泥石流形成模型的一个重要结论是，在超过 18° 的斜坡上，形成的混合物达到流动性极限以前，水流具有饱含固体物质的潜在可能性。

尽管 МОСТРОВ 假定过“……从湍流型泥石流向结构型（或层流型）泥石流……”转换的可能性^[6]，而对于后者，在所引用的著作中认为可能在大于 $0.04-0.06$ 的坡度上产生运动，但这种情况在他所得到的状态方程中没有反映，尤其是所描述的方程（14）是单调函数。

我们哈萨克地区科学研究所（Каз НИИ）最近几年来完成的研究表明，泥石流所形成的上体的多分散性粒度成分（这是苏联大部分泥石流危险地区都具有的特点）在大于 $12-14^\circ$ 坡度上的一定的水文情况下，可以产生二相流，此二相流中固相移动的平均速度等于其中液相的速度。固相的大部分以悬浮状态移动，最大的粒级颗粒则沿河底滚动，而且其运动速度在某些个别时刻甚至超过液相的速度。因此，在较大的坡度上，这些大颗粒的运动不仅不需要消耗来自泥石流的能量，甚至还能把自己的部分能量传递给泥石流。

МОСТРОВ 在研究泥石流的形成模式中，采用了颗粒水力粗度 ω 与颗粒浓度无关的公式，这是该模式最严重的缺点。现在已很清楚，在可以忽略初始剪应力 τ_0 的条件下，给定特征值的泥石流混合物是可能在泥石流能量平衡条件下存在的，泥石流可以将能量消耗于悬浮作用，这也就是将固体物质保持在悬浮状态所必需的能量。

应该注意，非常高的泥石流效率（此效率可理解为泥石流可能消耗于悬浮作用的能量与泥石流全部能量之比）首先受泥石流与河床糙率单元的相互作用所制约。这时，泥石流流速场的运动学结构具有决定论的特点，随机特性则夹杂着湍动性以及大颗粒（这些大颗粒决定着泥石流中混合物的特征值）河床中时间上和空间上的随机状态。

二相流运动时，视其流量、混合物的相成分、固体组分的矿物成分和粒度成分以及河床的地形测量值等而定，固相（平均地看）可能以液相组分的平均速度或以落后于或甚至超过液相组分的平均速度来移动。固相落后于液相是搬运型泥石流过程的特征，在此过程中，相当大部分的固体组分被水流所搬运。它们是以颗粒悬浮和滚动的方式进行搬运。发源地（河床）的坡度增大时，泥石流可能提供的能量也相应地变化，因而以悬浮状态移动的颗粒粒径增大；与此同时能量减小，泥石流将能量消耗于大颗粒的搬运。最后，当坡度角 $\alpha > \alpha_{kp}$ 时，固相运动的平均速度为与液体组分的流动速度相等。在此情况下已经没有什么东西搅拌泥石流了，泥石流饱含的固相已达到最大可能的浓度值，该浓度值由形成的混合物的流变特性、泥石流的参数和泥石流形成的发源地地形条件所决定。

在 $\alpha > \alpha_{kp}$ 的坡度上，搬运型过程转变为侵蚀-滑动型过程。如果在发源地进口端的水流深度超过潜在泥石流大颗粒粒级的尺寸，则 α_{kp} 值接近于 12° 。而如果在泥石流形成的发源

地, 泥石流混合物的容重 $\rho > \rho_{kp}$, 则 α_{kp} 的值可能大大小于 12° 。

泥石流混合物容重与泥石流在河床(发源地)上运动时泥石流混合物不分解(停止)的最小河床(发源地)坡度之间的关系, 是能解释泥石流过程的特点和预报其流动的重要关系式。

因为泥石流混合物存在的动力学理论的深入研究还处于初期阶段, 所以为了实用目的所需的关系式只可能用分析泥石流能量过程的方法得到。

当流深为 H 的泥石流在坡度为 α 的坡面上流动时, 单位体积泥石流混合物容重为 ρ_c 产生的功率为

$$N = \rho_c g V \sin \alpha \quad (15)$$

式中 V 为泥石流的平均速度。

在湍流状态下泥石流的速度值由下式确定:

$$V = (2.1H/l)\sqrt{H \sin \alpha} \quad (16)$$

式中 l 为湍动尺度, 由下式确定:

$$l = \sqrt{(C\bar{d}_{80})^2 + (\kappa H)^2} / \left[3 \left(\frac{H}{\Delta} \right)^{1/8} - \left(\frac{\Delta}{H} \right)^{1/8} + 0.3 \right] \quad (17)$$

式中 C 为固相的体积浓度; \bar{d}_{80} 为形成泥石流的碎岩块的整个粒度成分曲线上 80% 保证率的颗粒粒径; Δ 为糙率突起高度; 卡门参数为^[6]

$$\kappa = 0.4[1 + C(\rho_T/\rho_0 - 1)]/(1 + 2.5C) \quad (18)$$

按第一近似值可以认为, 泥石流全部能量中消耗于使固体组分悬浮起来的那部分能量为

$$N_1 = k_1[3.6(\Delta/H)^2 + 0.1]N, \quad \Delta \leq 0.5H \quad (19)$$

但是使固体组分悬浮(这是苏联大部分山区固相粒度成分的特点)所必需的功率与浓度(单位体积中)的关系式如下:

$$N_2 = k_2 C^{3/2} (1 - C)^2 (\rho_T - \rho_0) \quad (20)$$

式中 k_2 是由试验确定的系数。

于是固相的体积浓度与泥石流混合物在其上将不分解的最小坡度之间的关系式可用下式描述:

$$(\sin \alpha)^{3/2} = \frac{k_2(\rho_T - \rho_0)C^{3/2}(1 - C)^2 \sqrt{(C\bar{d}_{80})^2 + (\kappa H)^2}}{6.7k_1g[\rho_T C + \rho_0(1 - C)]H^{3/2}[3.6(\Delta/H)^2 + 0.1][\left(\frac{H}{\Delta}\right)^{1/8} - \left(\frac{\Delta}{H}\right)^{1/8} + 0.3]} \quad (21)$$

由公式(21)计算的结果示于图2。

方程(21)描述的是 $ABCD$ 曲线的 ABC 段(图2)。其中 AB 分支表示搬运型泥流过程, 其特点是泥石流形成的发源地的坡度与泥石流中固相浓度的关系为单值的线性关系。负坡分支 BC 表示超过固体颗粒浓度临界值 C_{kp} 时, 使固相悬浮所需功率值的减小(功率由计及阿基米德力时固相的重力与功率减小时平均速度的乘积来确定)(图3)。一直到颗粒的制约沉降速度与颗粒的自由沉降速度之差不大时为止, 功率都随固相浓度的加大而加大。浓度的增加将使颗粒沉降条件成为制约沉降, 这时颗粒沉降的平均速度比固相数量的增加要减小得快得多, 因此, 功率值将随着泥石流混合物容重的增加而下降。

尽管使固相悬浮所需的功率与固相浓度的关系的特征是单模态的(粉质粘土粒级和固体颗粒粒度成分的矿物性质仅对函数的极值状态有影响), 但负坡度的分支 BC (图2)并不

经常发生。在自然界，对于典型的泥石流形成岩块来说，这种条件只有当泥石流流深接近于0.5m时才出现。

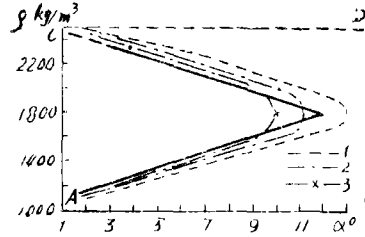


图2 泥石流混合物容重与泥石流在其上不发生分解的河床坡度之间的关系
1 $H=1\text{m}$ 2 $H=1.5\text{m}$ 3 $H=2.5\text{m}$

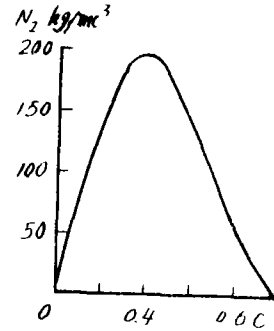


图3 使固体组分悬浮所必须消耗的功率与固体组分浓度的关系

从分析描述泥石流混合物存在的临界条件(21)可以得出结论。随着泥石流流深的增加，转折点附近比值 $\Delta\alpha/\Delta\rho$ 的符号改变，转折点往左边移动。但是曾错误地认为，泥石流形成的临界角度会相应地改变。根据现有资料判断， 12° 的坡度是最小的坡度。在完全淹没的条件下，大颗粒粒级可以在这样的 12° 坡度上在重力作用下以接近于泥石流平均速度的速度移动，其流深则与大颗粒的尺寸相当。按公式(21)算出的包络曲线族即实线折线ABC以上面所说的方法画出，并且在实用计算时可以用来预报泥石流过程的进程。

具有位于紧贴CD线附近区域内的参数 (ρ_c, α) 的泥石流运动用粘塑性模型来描述。由于塑性的出现，这种泥石流中泥石流混合物固体组分的大部分保持在悬浮状态。最大颗粒沉降到泥石流的下层并且或以悬浮状态移动，或在重力作用下滑动。[7]中描述的这些颗粒悬浮的最可能机理之一，是由于大颗粒与河床糙率单元作用的结果使大颗粒改变了空间位置。如果大颗粒粒级缺乏悬浮的条件，则这种库仑力的增加对泥石流的运动特征值的影响不大。分析描述阻碍颗粒运动的力和试图使之运动的力的平衡条件的方程

$$\tau_0 = g d [(\rho_T - \rho_C) \cos \alpha \lg \varphi - \rho_T \sin \alpha] / 6 \quad (22)$$

后可以看出，坡度已接近 3° ，库仑摩擦力实际上完全可以由重力作用来补偿，其原因是阿基米德力的作用使得法向压力值急剧减小。

曲线CD(图2)是表征泥石流混合物停止条件的曲线族之一。

可借助于以下几个方程求出使泥石流混合物停止下来的坡度值^[4]：

1. 如果把泥石流近似地用粘塑性体运动模型处理，则

$$\sin \alpha_1 = \tau_{01} / \rho_C g H \quad (23)$$

式中 α_1 为河床坡度； τ_{01} 为泥石流混合物的临界剪切应力。

2. 把泥石流近似地用粘塑性体运动模型处理，当接触河底的大颗粒粒径小于泥石流流深时，考虑阿基米德力和库仑摩擦力，有

$$\sin \alpha_2 = \frac{\tau_{02}}{[\rho_C(1 - C_d) + \rho_T C_d] g H} + \frac{f(\rho_T - \rho_C) C_d}{\rho_C(1 - C_d) + \rho_T C_d} \quad (24)$$

式中 τ_{02} 为泥石流悬浮体的临界剪切应力； f 为河床底大颗粒粒级的摩擦系数；河床坡度

α_2 很小时可认为 $\cos\alpha \approx 1$ 而得出式 (24)。

3. 把泥石流近似地用粘塑性模型运动处理, 考虑库仑摩擦力只作用于漂石被浸没的部分时, 有

$$\sin\alpha_3 = \frac{\tau_{02}}{[\rho_C(1-C_d) + \rho_T C_d]gH} + \frac{(\rho_T - \rho_C K_d)C_d f}{\rho_C(1-C_d) + \rho_T C_d} \quad (25)$$

式中 K_d 为被浸没漂石体积与其全部体值的比值。可以看出, 当 $K_d = 1$ 时, 式(25)变为式(24)。¹⁾

图 4 中的包络线 ABCD 是哈萨克地区科学研究所的实验观测资料^[8] 和泥石流特征值的资料。理论和实验资料吻合得较好。由此可以得出这样的结论: 所提出的模型正确地描述了泥石流混合物的基本规律。方程 (21) 和 (23)~(25) 可用来作 (用以作为泥石流和泥石流混合物特征值的原始输入数据) 泥石流运动路程的地形测量和预报泥石流过程的进程。这些方程起到选择器的作用, 有了这种选择器, 就有可能有根据地选择描述泥石流富含固体组分的模型, 选择与混合物的分解有关或与混合物的停止有关的泥石流过程衰减模型。

IV. 泥石流特征值的变化

根据泥石流的形成条件, 泥石流的规模可区分为几个等级。从相对高的位势高程向较低处输送固体物质, 是泥石流过程联合的开始。各个泥石流过程规模的不同, 使得固体物质的发生移动是分阶段的; 而在一个过程之内, 泥石流过程的规模越大, 固体物质远距离移动的概率也越大。通常, 较小规模泥石流的沉积, 是较大规模泥石流的补给源。具有小坡度(2—3°)的河谷把其中由于水流、山崩、滑坡、暴雨和泥石流等提供而聚集起来的松散物质加以排放, 是由强大的泥石流过程来进行的, 在此情况下, 岩块被冲到山前区而冲成冲积锥, 冲积锥的体积可达10亿立方米。

分析山区河谷的地质地貌特征, 可以有把握地说, 发生在现代的泥石流过程的规模, 不仅有实质上在不间断的泥石流中间期进入河谷的冲积物质, 而且有古代冰川活动而积聚在该处的物质。

泥石流是复杂的多方面的过程。用过程曲线图(图 4)来作其进程的预报。根据泥石流的参数 (ρ_C, α) 位于何区(I区还是II区), 或者借助泥石流混合物富集固体组分(I区)的模型和“铺床”模型, 或者借助混合物局部分解(II区)的模型, 来计算泥石流特征值的变化。

泥石流的多面性尤其表现在泥石流运动的同一河段上, 除了土体加入泥石流之外, 实际上总是发生泥石流混合物的沉积。只有当过程的特点是状态参数 (ρ_C, α) 位于II区时, 泥石流才不富集固体组分。

对泥石流运动路程的 i 河段出口处泥石流特征值的计算, 可以化成以下的模式(假定满

1) 方程 (23)~(25) 这三段原文论述不很清楚, 现参照原作者另一书《泥石流与泥石流体的基本特性及其测量方法》(孟河清译, 科技文献出版社重庆分社1986年9月第1版, 154—155页)作了补充。——译者

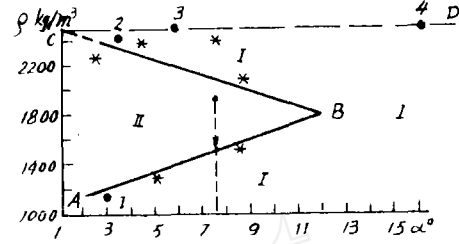


图 4 泥石流混合物存在的临界条件的实验数据和野外观测数据

* 实验数据

1 Медвежий 冰川湖的溃决

2 小Алматипка河 (1975, 1977) 及 Каскелеп河 (1980) 泥石流

3 大Алматипка河 (1975, 1977年) 泥石流

4 Каскелеп河 (1980年) 泥石流

足形成泥石流的临界条件)：

根据泥石流流量、泥石流混合物容重、泥石流固相的矿物成分和粒度成分、 i 河段的地形测量特征值等资料，可以确定表征过程状态的区域，泥石流混合物的粒度和初始剪应力，以及泥石流的高程。

如果泥石流过程用 I 区的参数来表征，则 i 河段出口处泥石流流量可以从下式求得：

$$Q_{Ci} = [1 + 0.007(1 - \varepsilon + \theta) \sin \alpha_i l_i (\Theta_i / Y_i)] Q_{i-1}$$

式中 ε 为土体孔隙率，以小数计； θ 为岩块单位体积含水率； α_i 为 i 河段的坡度角； l_i 为 i 河段的长度； Θ_i 为容重为 ρ_{Ci} 的泥石流混合物的侵蚀能力； Y_i 为土体抗侵蚀稳定性； Q_{i-1} 为上游河段泥石流的计算流量。

计算河段长度 l_i 的选择是使 Θ 和 Q_C 不发生重大变化。

过程结束时，沉积在 i 河段泥石流混合物的体积，由该河段平均横断面形状、泥石流高程、泥石流混合物特征值等数据确定；在最简单的情况即式 (23) 下，此体积由下式求得：

$$W_{Ci} = \frac{\tau_0 l_i}{\rho_{Ci} g} \sum_{j=1}^m \frac{b_j}{\sin \gamma_{ij}}$$

式中 b_j 为用来对 i 河段横断面 (图 5) 进行近似处理的一段长度； γ_{ij} 为对 i 河段进行近似处理的断面积的合成坡度：

$$\gamma_{ij} = \arctg \sqrt{\text{tg}^2 \alpha_i + \text{tg}^2 \beta_j}$$

式中 β_j 为 b_j 与水平面之间的夹角。

不难看出，沉积物的体积决定于沉积厚度与沉积物面积的乘积。因此，沉积物的体积在很大程度上取决于泥石流运动路程上的地形特征值、泥石流的流量和流动速度。如果泥石流的流量和速度使得泥石流完全归入河槽，则泥石流的冲出距离可以是非常非常之大；否则，泥石流就不会归槽，而不得不沿河谷流动。在此情况下，由于沉积面积大大增大，所以沉积物在单位河长上的体积可能大大增大，这导致泥石流的冲出距离相应地减小 (当泥石流体积相同时)。

当泥石流过程的特征是状态坐标 (ρ_c, α) 位于 II 区时，计算就更加复杂了。在此情况下，泥石流混合物的容重力图减小到纵坐标点所确定的位于 AB 线上的值和对应于横坐标 α_i 的值 (图 4)。随着泥石流运动而沉积于河道中的固体物质的分布特征取决于许多因素。目前还不存在这个问题的严格的解。

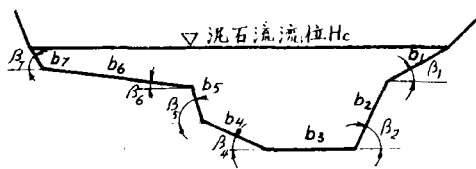


图 5 河道横断面的近似示意图

参 考 文 献

1. 王恩元, 孙恩, 王. 泥石流运动过程的特征 — 沈阳地质研究所, 1976, 11, 114—122.
2. 王恩元, 孙恩, 王. 泥石流运动过程的特征 — 沈阳地质研究所, 1980, 11, 4—11.
3. 王恩元, 孙恩, 王. 泥石流运动过程的特征 — 沈阳地质研究所, 1982, 11, 2—11.
4. 王恩元, 孙恩, 王. 泥石流运动过程的特征 — 沈阳地质研究所, 1984, 11, 2—11.
5. 王恩元, 孙恩, 王. 泥石流运动过程的特征 — 沈阳地质研究所, 1986, 11, 2—11.
6. 王恩元, 孙恩, 王. 泥石流运动过程的特征 — 沈阳地质研究所, 1988, 11, 2—11.
7. 王恩元, 孙恩, 王. 泥石流运动过程的特征 — 沈阳地质研究所, 1990, 11, 2—11.

孟河清译自：Селевые потоки, сб. 8, Казахский региональный научно-исследовательский институт, Госкомгидромета (1984); 3—17, (董务民校)