

泥石流沉积中逆向粒级的成因

刘希林

逆向粒级通常包括：a. 碎屑（砂、砾、石块等）含量向上递增；b. 碎屑粒径向上加大、最大碎屑向上增多（图1）。任何泥石流沉积中逆向粒级的成因解释都必须包括这两项内容，并且还应与下面所述的泥石流基本理论相一致。

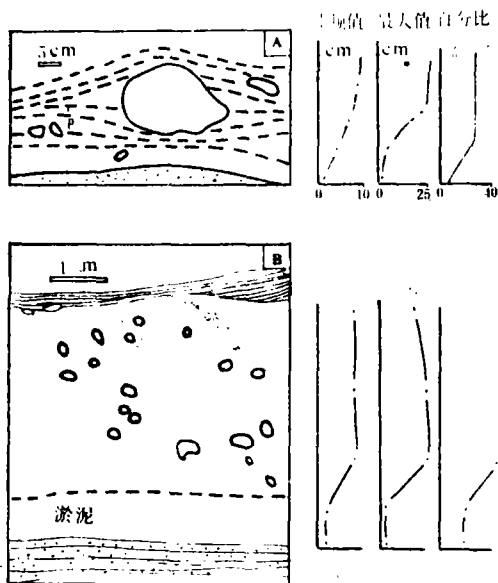


图1 亚平宁亚山泥石流沉积中的两个典型逆向粒级。在B中，顶部有少量正常粒级，底部由于沉积物同化作用而缺少碎屑，全为淤泥（据内勒，1980）。

米德尔顿等（1973）研究认为，泥石流的起动条件必须是内部剪切应力 T_{int} 克服以下三种阻力：a. 浆体内聚力；b. 库仑摩擦力；c. 浆体粘滞力。

$$T_{int} \geq C + \sigma_n \tan \phi + \eta \epsilon \quad (1)$$

因摩擦阻力 $\sigma_n \tan \phi$ 在给定的流动面上为定值，故：

$$T_{int} \geq K + \eta \epsilon \quad (2)$$

式中 K 为屈服应力，是浆体所含水分和粘粒的

函数。式（2）的一个著名推论是当 $T_{int} < K$ 时，流体中将存在刚性栓（Rigid Plug），即不流动的堵塞物（图2）。

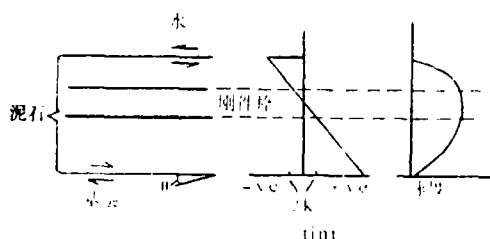


图2 泥石流内部剪切应力 T_{int} 和速度分布示意图。刚性栓处 $T_{int} < K$ 。图中夸大了泥石流界面处的 T_{int} 值（据内勒，1980）。

汉普顿（1975）实验得出了泥石流输移能力（泥石流所能携带的最大球形碎屑直径） D 的近似计算公式为：

$$D = \frac{8.8K}{g(\rho_s - \rho_m)} \quad (3)$$

式中 ρ_s 、 ρ_m 分别为碎屑和浆体的比重

逆向粒级形成机理的早期解释

分散应力(Dispersive Pressure) 拜格诺（1954）认为，在非粘性流动状态下，碎屑之间的碰撞所产生的分散应力 P 与沉积的碎屑粒径 D 和剪切速度梯度 du/dy 有关，即：

$$P \propto D^2 (du/dy)^2 \quad (4)$$

因此，当不同粒径的碎屑混杂一起在剪切应力作用下流动时，较大碎屑会漂浮到较小剪切应力带（即流体顶部的自由表面），较小碎屑将下沉到较大剪切应力带（即流体底部）。问题的另一方面却是，浆体的内聚力和粘滞力常常使碎屑之间无法碰撞，分散应力并未产生，碎屑支撑也未形成，因此，分散应力观点尚不足以解

释泥石流沉积中逆向粒级的成因。在许多情况下,泥石流都可能处于粘性流动状态,分散应力与碎屑粒径无关,它不可能形成碎屑的逆向分级。

运动筛分(Kinetic Sieving) 米德尔顿(1970)提出了解释泥石流沉积中逆向粒级的运动筛分机理。他认为,在泥石流流动过程中,较小的碎屑会透过较大碎屑之间的空隙而下沉,从而使较大碎屑相对地出现在流体上部而形成逆向粒级。但这种解释仅仅适用于非粘泥石流,因而不具有普遍意义。

流体边界(Flow Boundary Effects) 莫德等(1956)提出,泥石流流体中有许多“硬墙”(Solid walls)即粗大碎屑,笔者注:存在,流体边缘的碎屑将具有较大的可能与“硬墙”发生碰撞并反弹到流体中心,从而使碎屑远离流体边缘而下沉,粗大碎屑则相对产生上浮,从而形成逆向粒级。菲希尔等(1968)对此观点持有异议,但布哈特彻利(1967)却引用它解释侵入岩的晶体离析,索瑟德(1970)用实验证明了菲希尔反驳流体边界效应的伯努利压力在此失效。尽管如此,实际上弹离“硬墙”的力是很小的,而且并非总是与重力相反。更重要的是许多泥石流并未满足流体产生边界效应的各项条件:如“硬墙”是弹性材料、具有光滑的反弹面、流体处在低粘性状态、碎屑浓度小于1%等。因此,这一解释尚有着明显的局限性。

逆向粒级形成机理的最新解释

粘土形变的灵敏性(Sensitivity) 湿软粘土,特别是蒙脱石,在应力作用下最容易发生形变,这是由于粘粒之间的脆弱弯曲带发生破裂的结果。施加的峰值应力 K_{max} 和所剩的残余应力 K' 之比称为粘土形变的灵敏性。

在一定范围内,粘土的下沉取决于总形变(图3a),因为泥石流流体中有刚性栓存在,所以浆体的剪切应力在栓以下较小,在栓以上较大,在刚性栓处达到最大(图3b)。在形变最大之处,剪切应力趋向两个定值,即底部附近的 K' 和刚性栓处的 K_{max} ,因此,剪切层中较大的粘土碎屑将出现在流体的上部,较小的粘土碎屑将出现在流体下部从而形成逆向粒级。

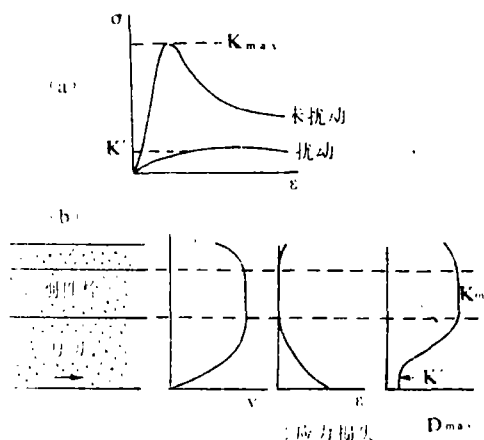


图3 (a) 应力 σ 和粘土应变 ϵ , K_{max} 和 K' 分别表示扰动和未扰动时的峰值应力; (b) 泥石流速度的垂直剖面,应力损失和最大碎屑粒径在最底层, ϵ 很大, $K=K'$ 。在刚性栓处, $K=K_{max}$ (据内勒,1980)。

汉普顿(1975)也认为剪切应力(即输移能力)的变化可在栓界以下形成逆向粒级,在栓界以上仍为正常粒级。他的实验采用的是含水淤泥,灵敏度较小,故得出的碎屑粒径上下变化不大。从理论上来说,碎屑粒径变化应是不连续的,但栓界的垂直位移将使粒径的变化模糊不清。理论推断剪切常常在流体底部和顶部,也就是说,即可在底部形成逆向粒级又可在顶部形成正常粒级。但实际上,在泥石—气或泥石—水接触面的上部,剪切带通常很薄,要在流体顶部见到这种机理形成的正常粒级是比较困难的。

浮力的减小(Reduced Buoyancy) 剪切致密沉积物必须使碎屑间的空隙大到足以互相通过,因此浆体的浓度就必须降低,从而使底部剪切带的剪切应力比上部小,也即所能输移的碎屑的粒径比上部小,从而产生逆向粒级(图2),但这种现象在泥质浆体的泥石流中很少见,它主要出现在沙质浆体的泥石流中。

悬浮沉积物(Suspension Sedimentation) 据恩瓦布利充等(1980)报道,在小规模(厚1—5厘米)的逆向粒级中,底部的较小碎屑可能是洪水沉积而非泥石流所成。洪水可以诱发形成源地产生泥石流,或在大量碎屑的掺合下发展成为泥石流。这种观点支持了

山坡积雪径流模拟

A. Osman Akan

本文提出了有物理基础的春季山坡积雪径流数学模型。模型同时考虑了积雪层中的液态水,热传导和水汽扩散过程。用两组观测资料检验模型,从而论证了具有物理基础的途径。也将这个模型用于假设的积雪场,结果表明:春季的日变化不限于近积雪表面的薄层,而可能影响到整个湿雪层的范围内。

绪言 为多目标如洪水预报,供水预报和调节水利工程设计与运行,需要准确的根据山坡积雪估算逐日的春汛径流量和过程。任一由山坡积雪得到可靠径流过程的模型能够容易地与河槽洪水演算方法相结合来处理下游预测的需要。

和降雨径流过程不同,在文献中很少报导

洪水快于泥石流的设想,并且与前期为洪水、后期为泥石流的发生过程相吻合。泥石流与洪水相比能够携带更多的碎屑,因此,洪水沉积在下,泥石流沉积在上,整个剖面呈现出上粗下细的逆向粒级。泥石流碎屑有时会陷落到下部洪水沉积中,从而使最初的明显边界变得模糊不清,这就需要在野外观察时细心辨别。

含有粘粒浆体的其它沉积重力流。据汉普顿(1975)研究,浆体中粘粒含量达2%时能支撑细砂,达19%时能支撑粗砂。这种流变机理可解释以下三类沉积中的逆向粒级:a.比重不同的颗粒流,流动介质必须是粘粒和水的混合物(洛厄,1976);b.粘性泥石流(施密克,1967);c.其它(如滑动浊流、火山泥石流)。

沉积物同化作用(Sediment Assimilation) 内勒(1978)提出,某些类型的泥石流具有沉积物同化作用,即能够“吸收”底部的碎屑,从而使底部碎屑含量减少而顶部碎屑相对增多,形成逆向粒级。汉普顿(1975)亦认为,随着水分含量的增加,湿软沉积物的同化作用可以使底层变薄。但“吸收”的具体机制如何,目前尚未弄清。

灵敏性机理要求流体是多层的,因而不会破坏原始层理。碎屑的形状、构造和没有侵蚀等种种迹象都证实了该论点。这就意味着泥石流沉积中的逆向粒级是由原始碎屑层发展而来的,即陆上泥石流沉积中的逆向粒级来源于残积层和坡积层;水下泥石流沉积中的逆向粒级来源于构造破碎带和坍塌堆积物(约翰逊,1970;内勒,1978;思瓦布利克,1980)。反之,如果碎屑和粘土在流动之前就已混合,那么这种混合将大大扰动粘土而使它在流动中不可能进一步弱化,因此将不会出现逆向粒级。

原始层理(Initial Stratification) 据戴杰拉德等(1965)研究,某些类型的逆向粒级可能是原始层理的一部分,如从坍塌区滑移而成的泥石流沉积以及许多水下泥石流沉积等。内勒(1978)报道的北亚平宁亚山的泥石流沉积物来源于风化残积物和坍塌堆积物,这些残、坡积物中通常有底泥层出露,从而表现出粗大碎屑叠加在细粒泥层之上的现象,即逆向粒级。同样,上部碎屑的陷落也会模糊碎屑与底泥的界面。

灵敏性机理表明,浆体较少的粗糙沉积层通常以分级(或不分级)的形式滞后出现在逆向粒级层的上部,从而为寻找泥石流沉积中的逆向粒级和检验灵敏性机理提供了有用的启示。

逆向粒级常出现在粘性泥石流中,可能由多种机理所成,特别是关于粘土流变的机理不仅可以用于陆上和水下泥石流,而且还能用于

灵敏性机理给出的泥石流沉积序列是:无分级或正常粒级(近似的)——逆向粒级(顶端)。这一结论对重建沉积相模式和沉积环境、确定古流向、区别水下泥石流和浊流等具有重要的实际意义。