

文章编号: 0375-5444 (2000) 03-0354-10

# 黄土丘陵沟壑区流域系统侵蚀与产沙关系

陈 浩

(中国科学院地理研究所, 北京 100101)

摘要: 从长期来看流域系统的侵蚀与产沙基本可以达到平衡, 泥沙输移比约等于 1。但次降雨或分年度泥沙输移比有相当大的变幅, 在短期内会经常存在泥沙的滞留和滞留的泥沙被重新侵蚀搬运, 而出现泥沙输移比小于 1 和大于 1 的情况。这主要与降雨的空间分布和洪峰增减幅度及径流深度增减幅度密切相关。流域系统次降雨泥沙输移比及各级沟道含沙水流的挟沙能力变化可用单位面积上洪峰增减幅度变化时暴雨洪水的剪切力的转化机制来描述。

关 键 词: 泥沙输移比; 水力与地貌特征的交互作用; 暴雨洪水动力机制

中图分类号: P931.3 文献标识码: A

对泥沙输移比的研究, 60 年代主要注重自然地理环境因素的影响, 流域面积、沟道比降、水道密度等因素常被作为影响泥沙输移比变化的特征函数<sup>[1~3]</sup>。70 年代以来, 人们开始重视泥沙输移机理及流域水系内泥沙的滞留和再移动的研究, 并根据定性指标分析了泥沙输移比的区域分异规律<sup>[4~12]</sup>。近十几年来蔡强国等人认为年度和次降雨泥沙输移比存在侵蚀与产沙的暂时的不平衡, 沟道存在短期的泥沙滞留与再侵蚀搬运的现象<sup>[13]</sup>。张胜利等人也认为, 对于一定的流域, 从多年平均情况看, 泥沙输移比是一个比较稳定的值, 但系列较短时, 其值则不稳定<sup>[14]</sup>。

本文根据黄河中游大理河流域水文测验资料, 研究了以下问题: 在次暴雨条件下大中小流域侵蚀与产沙关系; 径流的作用及影响流域系统泥沙输移比变化的动力机制; 水力与地貌特征及水流挟沙能力对泥沙输移比的综合影响。这些问题的研究有助于揭示流域系统的泥沙侵蚀、搬运和沉积规律及制定水土保持治理决策。

泥沙输移比 ( $D_r$ ) 是指流域某一断面的输沙量 ( $Y$ ) 与断面以上流域总侵蚀量 ( $T$ ) 之比:  $D_r = Y/T$ 。由于地貌条件的差异, 计算泥沙输移比的最大困难是大尺度流域的总侵蚀量 ( $T$ ) 难以得到。沟道流域是黄土地区侵蚀产沙的基本单元, 这些单元小流域的地貌、植被、土地利用方式和侵蚀方式等特征具有明显的相似性<sup>[15~17]</sup>。牟金泽等人把黄土丘陵沟壑区单元小流域 (小于  $1.0 \text{ km}^2$ ) 作为泥沙的产源地, 将其它大小流域面积的中小流域输沙模数与单元小流域侵蚀模数之比定义为泥沙输移比<sup>[9]</sup>, 本文的泥沙输移比的计算采用此定义。

收稿日期: 2000-02-29; 修订日期: 2000-03-12

基金项目: 国家自然科学基金项目 (49871015); 国家自然科学基金委和水利部联合资助重大基金项目 (59890200) [ **Foundation Item:** National Natural Science Foundation of China, No. 49871015; the Major Program of Water Conservancy Ministry and National Science Foundation of China, No. 59890200]

作者简介: 陈浩 (1954-), 男, 副研究员。主要从事土壤侵蚀、流水地貌的研究。出版专著二部, 发表论文

1 泥沙输移比的时空变化特征

从理论上讲, 同期输沙量总是应小于或等于侵蚀量。但是, 就次降雨而言, 流量较小时粗颗粒泥沙会发生落淤、雨前发生的重力侵蚀和雨中不能被水流全部搬运走的重力侵蚀滞留在沟道的泥沙, 会被下次挟沙能力较大的降雨径流重新侵蚀搬运。受降雨特性及雨型、雨量空间分布的影响, 沟道先产流时将滞留的泥沙搬运走而会出现泥沙输移比大于 1 的情况。

由表 1 看出, 流域系统多年平均泥沙输移比在 1 左右, 变幅不大。流域面积约在 50 ~ 200 km<sup>2</sup> 区域有一个稍大于 1 的峰值区。在小于和大于峰值区的流域输沙模数已小于单元沟道小流域, 而出现部分泥沙的沉积。只不过是淤积量较小, 有近 80% 的泥沙被输移出去。由表 2 所示, 泥沙输移比的年际变化有很大的变幅, 变化幅度在 0. 1 ~ 18 之间, 并有如下几个特点。

表 1 大理河流域系统的多年平均泥沙输移比\*

Tab. 1 Average value of sediment delivery ratio of more annual rainfall in Dali He basin system

断面名称	流域面积 / km <sup>2</sup>	沟道密度 / km · km <sup>-2</sup>	年均径流深 / mm	泥沙输移比	沟道类型
团山沟	0. 18			1	毛沟
蛇家沟	4. 26	0. 78	55. 6	0. 83	支沟
三川口	21	0. 79	52. 3	0. 75	支沟
西 庄	49	1. 01	58. 4	1. 19	干沟
杜家沟	96. 1	1. 06	66. 7	1. 38	干沟
曹 坪	187	1. 05	56. 8	1. 1	干沟
李家河	807	0. 82	44. 2	0. 75	大理河支流
绥 德	3893	0. 88	50. 2	0. 89	大理河出口站

\* 资料年限: 1961 ~ 1969; 沟道密度引自文献 [ 9]。

表 2 不同年度年泥沙输移比

Tab. 2 Sediment delivery ratio of different years in Da Li He basin system

断面名称	年平均雨量/mm			年径流深/mm			年泥沙输移比		
	1965	1966	1967	1965	1966	1967	1965	1966	1967
蛇家沟	192. 9	458. 3	468. 9	26. 7	114. 6	58. 1	0. 164	0. 82	0. 96
三川口	212. 2	460. 6	481. 9	26. 6	96	43. 6	3. 1	0. 73	0. 76
西 庄	209. 2	484. 3	502. 7	28. 1	145. 6	55. 3	7. 77	1. 32	1. 59
杜家沟	215. 7	484. 7	507. 6	29. 2	143. 7	70. 3	17. 67	1. 27	2. 03
曹 坪	213. 5	472. 9	503. 2	27	117. 4	59. 2	9. 81	0. 99	1. 54
李家河	164	350. 3	466	22. 1	63. 9	50. 9	6. 79	0. 46	1. 32
绥 德	192. 8	423. 1	497. 2	23. 4	56		8. 74	0. 35	

(1) 流域系统年度泥沙输移比的变化与年降雨量、年径流深和沟道密度的变化有关。年泥沙输移比与多年平均泥沙输移比在流域空间上的分布相一致, 在汇水面积约在 50 ~ 200 km<sup>2</sup> 区域存在峰值区。年内或年际间的泥沙滞留和前期滞留的泥沙又被侵蚀搬运的现象普遍存在。平水年 (1966 年) 峰值区间与多年平均时较为接近, 而下降幅度明显增大, 峰值区之后随流域面积的增大存在大量泥沙的滞留, 滞留的泥沙可达侵蚀量的 65%。而枯水年 (1965 年) 与丰水年 (1967 年) 相比峰值区之后, 随流域面积的增大均能形成较大的泥沙输移比, 枯水年的变幅大, 丰水年变幅较小。年度泥沙输移比的最大值出现在枯水年。年际间径流深、降雨量相对比, 尤其是枯水年与平水年和丰水年相比, 较小的降雨量和径流深却有较大的泥沙输移比, 因此年际间泥沙输移比的变化与年降雨量和年径流深无关。

(2) 年泥沙输移比与年输沙总量无关, 较大的泥沙输移比并不一定输沙总量就大。例如杜家沟岔断面, 1965 年泥沙输移比是 17. 67, 产沙量为 36. 51 × 10<sup>4</sup> t。而 1966 年泥沙输移比为 1. 27, 产沙量则达到 877. 4 × 10<sup>4</sup> t。

(3) 由于流域侵蚀产沙的变化主要与年内的几场暴雨有关, 如 1965 年团山沟 8 次的流域产流降雨中岔巴沟全流域系统各个断面都观测到洪水记录的暴雨只有一次。次暴雨洪水的侵蚀产沙量占全年产沙量的 23. 9%。年内局部产流为主有利于泥沙的滞留, 而当全流域形成洪水时有利于形成较大的泥沙输移比。

由表 3 所示, 除多年平均次或年侵蚀与产沙基本达到平衡外, 不同年份和次降雨基本上均未达到平衡。此外, 多年平均次暴雨和次暴雨年泥沙输移比和多年平均各类降雨年泥沙输移比在流域空间上的变化是一致的。说明不论是多年平均或是年际泥沙输移比的变化实际是次暴雨洪水泥沙输移比的综合体现。

表 3 次和年暴雨洪水泥沙输移比的时空变化特征

Tab. 3 Space-time change characteristics of sediment delivery ratio for single event or annual rainfall

项 目		流 域 名 称				
		蛇家沟	三川口	西 庄	杜家沟	曹 坪
最大	年	2. 09	3. 79	6. 9	16. 78	9. 32
	次	3. 97	10. 09	6. 4	6. 89	9. 29
平均	年	0. 82	0. 78	0. 9	1. 18	1. 0
	次	0. 84	0. 88	1. 1	1. 21	0. 88
最小	年	0. 16	0. 46	0. 3	0. 4	0. 53
	次	0. 17	0. 09	0. 1	0. 14	0. 06

2 影响因素分析

2. 1 地貌和水流动力特征指标的综合影响与相互作用

流域的侵蚀产沙与地貌形态特征存在较密切的关系<sup>[12]</sup>。黄土高原的各级沟谷正处于壮年期发育的阶段<sup>[11]</sup>。流域系统的泥沙滞留主要与降雨径流的时空分布有关, 小范围降雨时粗颗粒泥沙的落淤及雨后的退水都可能造成泥沙的滞留。前期滞留的泥沙会由下次的较强挟沙水流重新搬运而形成泥沙输移比大于 1 的情况。在峰值区多年平均泥沙输移比大于 1 主要是主沟道汇流和挟沙能力较强, 可将不同侵蚀方式产生的泥沙搬运走。根据实测资料

(表 1), 在峰值区的沟道密度和多年平均径流深均与泥沙输移比有很好的对应性。此外, 沟道密度和单位面积上径流能力的增大是多年平均泥沙输移比稍大于 1 的重要原因。经过分析, 可以得到大理河流域系统表征多年平均径流深  $H$  (mm) 和沟道密度  $G_m$  ( $\text{km}/\text{km}^2$ ) 对多年平均泥沙输移比  $D_r$  综合影响的回归方程:

$$D_r = 0.031G_m^{1.08}H^{0.887}$$
$$r = 0.985$$

(2-1)

并可得到大理河流域系统在水力与地貌特征影响下不同流域尺度多年平均泥沙输移比的预报模型:

$$D_r = 0.657A^{-0.014}G_m^{0.962}H^{0.152}$$
$$r = 0.999$$

(2-2)

式中  $A$  为流域面积, 单位是  $\text{km}^2$ 。

为了定量的分析现代地貌条件下水力与地貌特征对泥沙输移比的综合影响与交互作用, 由式 (2-2) 确定的特征值的变化进行多项式回归分析, 经  $F$  检验保留显著项, 得到最优二元正交多项式回归方程:

$$D_r = 0.0033 - 0.00128H + 0.121G_m + 0.0188HG_m$$

(2-3)

式 (2-3) 各项偏回归均达到  $\alpha = 0.01$  的显著水平。由  $H$ 、 $G_m$  和  $HG_m$  的  $F$  检验值分别为: 49 396、43 103 和 1 428, 可以看出  $H$  对  $D_r$  的影响已大于  $G_m$ , 已是影响泥沙输移比长期变化的不可忽略的重要因素。由于存在交互作用项  $HG_m$ , 因此, 当  $H$  或  $G_m$  取值水平一定时,  $D_r$  与  $H$  或  $D_r$  与  $G_m$  呈递增的直线关系变化 (图 1)。由图 1 所示, 当  $H$  或  $G_m$  取值水平增加时,  $D_r$  随  $G_m$  或  $H$  变化关系直线速率 (斜率) 而增大。

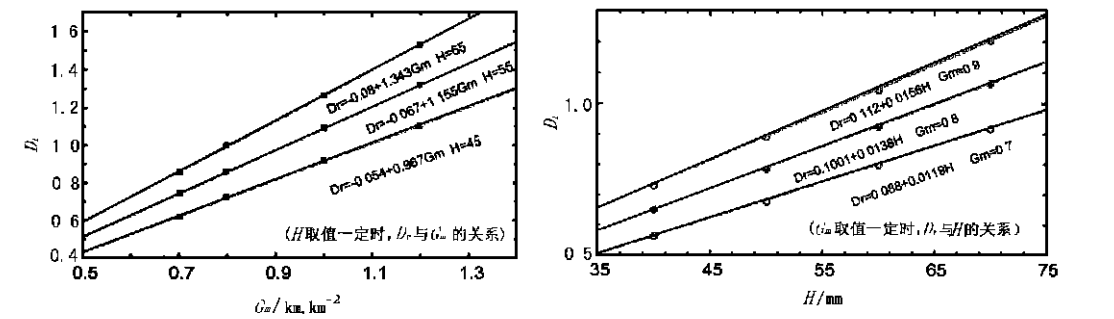


图 1  $H$  与  $G_m$  对  $D_r$  影响的交互作用

Fig. 1 Interactions of  $H$  and  $G_m$  with delivery ratio  $D_r$

2.2 次暴雨洪水的影响

影响暴雨洪水次降雨泥沙输移比变化的因素主要是降雨径流特性与沟道系统的汇流能力及相应的含沙水流的侵蚀、搬运与沉积的能量变化, 以及泥沙特性对水流挟沙能力的变化等。据研究<sup>[15]</sup>, 来自坡面的含沙水流进入沟道后, 由于比降较小, 如果流量不是很大, 则一部分粗颗粒泥沙会在沟床落淤。流量加大后, 水流流速及挟沙能力增大使粗颗粒泥沙的沉速大幅度降低。水流冲刷沟床, 由此所补充的泥沙都是前期小流量时落淤的粗颗粒泥沙, 使水流的含沙量继续增加, 组成物质不断变粗。降雨量不同的暴雨空间覆盖分布的范围差

异较大并有很大的随机性, 仅以 1983-7-26 和 1982-9-21 二场暴雨在大理河流域覆盖面积的变化为例, 约 50~8 mm 与 40~8 mm 平均雨量的范围, 中心雨量仅差 10 mm 的变化, 而两次暴雨 20 mm 等雨量线在流域空间的分布范围分别可以达到 4 700 km<sup>2</sup> 和 1 900 km<sup>2</sup> 的暴雨覆盖面积, 相差约 2.5 倍 (梁季阳, 1997)。

为此, 采用雨量分布比 ( $P_b$ )、洪峰增幅比 ( $H_f$ ) 和径流深度比 ( $H_b$ ) 来分析流域系统降雨径流的空间变化及影响次降雨泥沙输移比的暴雨洪水特征变化。所谓雨量分布比、洪峰增幅比和径流深度比是指不同尺度流域在同次降雨条件下平均雨量、最大洪峰流量和径流深分别与单元沟道小流域降雨量、最大流量和径流深之比。洪峰增幅比是沟道系统洪峰增减幅度的比值变化。并具有以下特征, 当  $P_b$  和  $H_b$  约为 1 时, 降雨径流分布均衡; 当  $P_b$  或  $H_b$  大于 1 时, 流域系统中某级流域平均雨量大于单元沟道小流域、各级沟道的洪峰和单位面积上径流能力增大; 反之, 当  $P_b$  或  $H_b$  小于 1 时流域系统某级流域平均雨量小于单元沟道小流域、单位面积上径流能力减小。

根据实测资料, 次暴雨洪水流域系统径流深度比 ( $H_b$ )、沟道系统的洪峰增幅比 ( $H_f$ ) 与流域空间雨量分布比 ( $P_b$ ) 存在密切的关系 (表 4)。根据岔巴沟流域系统次降雨泥沙输移比与径流深度增幅比和洪峰增幅比的变化 (图 2、图 3), 当  $H_b > 1$  时, 沟道系统单位面积上径流幅度增大, 侵蚀能力随水流动能增加而增大, 泥沙输移比大于 1;  $H_b < 1$  时, 沟道系统的单位面积上径流能力减少, 增加水流的入渗损失和能量的衰退有利于泥沙的滞留, 泥沙输移比小于 1。当  $H_b = 1$  时, 降雨分布均匀, 侵蚀与产沙易于

达到平衡。因此, 次降雨径流深度增幅比是判别各级流域侵蚀与产沙能否达到平衡的单位面积上水流能量特征指标。将大理河两条干沟李家河、青阳岔及至无定河支流大理河绥德站与团山沟单元沟道小流域在同次暴雨条件下的  $D_r$  与  $H_b$  的关系一并点绘于图 2, 青阳岔位于河源区, 但由于与同期 (1960~1970 年) 绥德站多年平均侵蚀模数相近, 在缺乏河源区单元沟道小流域观测资料时也用团山沟的资料代替。由图 2 可以看出不同尺度流域的  $H_b$  与  $D_r$  相关显著性。

由岔巴沟沟道系统次降雨洪峰增幅比的变化也可看出 (图 3), 泥沙输移比随洪峰增幅比的增加而增大, 并当洪峰增幅比大于某个数值时, 也存在影响侵蚀与产沙平衡的洪峰增幅比的临界值。在泥沙输移比相同的条件下, 流域面积越大所需的洪峰增幅比越大。泥沙输移比为 1 时达到洪峰增幅比临界值, 蛇家沟在 10 左右, 三川口增至 30 左右, 而曹坪约增至 80。上述沟道系统洪峰增幅比达到临界值时, 流域的侵蚀与产沙达到平衡, 泥沙输移比等于 1, 小于临界值为淤积; 大于临界值为冲刷。流域面积越大泥沙输移比随洪峰增幅比增加的速率就越小。

表 4 雨量分布比 ( $P_b$ ) 与径流深度增幅比 ( $H_b$ )、洪峰增幅比 ( $H_f$ ) 的关系

Tab 4 Relation among $H_b$ and $H_f$ with $P_b$			
名称	方程式	相关系数/ $r$	样本数/ $n$
蛇家沟	$H_b = 1 / (1.89 - 1.09P_b)$	0.655	31
	$H_f = P_b / (0.179 - 0.109P_b)$	0.699	
三川口	$H_b = 1 / (1.086 - 0.344P_b)$	0.715	25
	$H_f = 1 / (0.037 - 0.01P_b)$	0.713	
西 庄	$H_b = P_b / (1.37 - 0.616P_b)$	0.853	18
	$H_f = P_b / (1.345 - 0.216P_b)$	0.971	
杜家沟	$H_b = P_b / (0.511 - 0.015P_b)$	0.631	20
	$H_f = P_b / (0.01 - 0.001P_b)$	0.619	
曹 坪	$H_b = P_b / (0.907 - 0.342P_b)$	0.698	29
	$H_f = 1 / (0.019 - 0.012P_b)$	0.728	

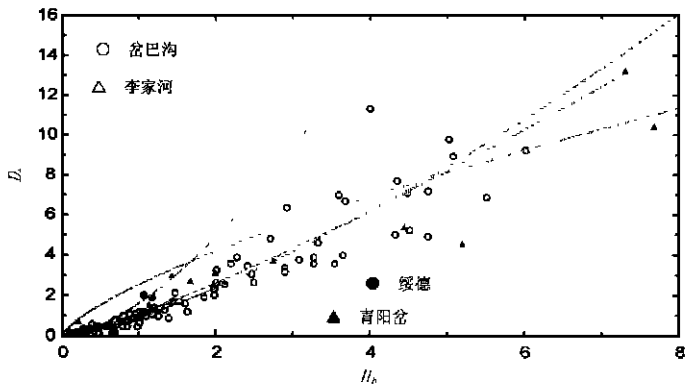


图 2 次降雨径流深度增幅比 ( $H_b$ ) 与泥沙输移比 ( $D_r$ ) 的关系

Fig. 2 Relationship between runoff depth ratio ( $H_b$ ) and delivery ratio ( $D_r$ ) for a single event rainfall

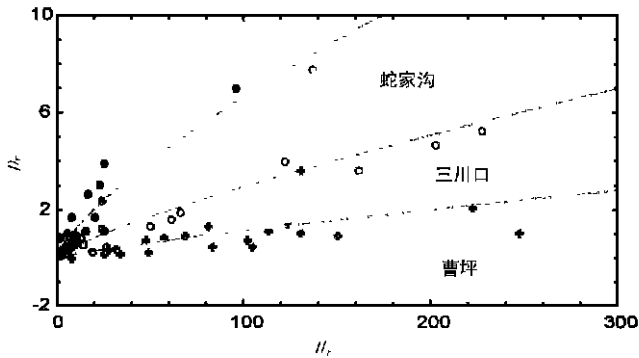


图 3 泥沙输移比 ( $D_r$ ) 与洪峰增幅比 ( $H_f$ ) 的关系

Fig. 3 Relationship of between delivery ratio  $D_r$  and change amplitude of peak flood ratio  $H_f$

1965 年团山沟 8 次产流降雨中只有在 1 次岔巴沟所有断面产生洪水, 次暴雨产沙量占全年产沙量的 23.9%, 余下的 7 次降雨为局部产流, 从直接接纳单元沟道的蛇家沟站 1965 年侵蚀与产沙的变化可以得到清楚的反应, 输移比只达到 0.164。根据回归分析可以得到黄土丘陵沟壑区大理河岔巴沟流域系统描述次降雨径流对泥沙输移比综合影响的预报模型:

$$D_r = 0.403P_b^{0.37}H_b^{1.066}H_f^{0.191}$$
$$r = 0.996 \quad n = 125$$

(2-4)

次降雨泥沙输移比与侵蚀量和产沙量的转化关系可由下式得到:

$$T = Y/D_r$$

(2-5)

式中  $T$  为次降雨泥沙输移比,  $Y$  为侵蚀量,  $D_r$  为产沙量。

2.3 水流挟沙能力的影响

在次降雨条件下, 各级沟道含沙水流的挟沙能力变化可用下式定量得到

$$H_n = H_{so} - H_{si}$$

(2-6)

式中  $H_n$  为单位水体产沙增量 ( $\text{kg}/\text{m}^3$ );  $H_{so}$  为各级沟道输出平均含沙量 ( $\text{kg}/\text{m}^3$ );  $H_{si}$  为单元沟道小流域输出平均含沙量 ( $\text{kg}/\text{m}^3$ )。

实测资料表明, 沟道水流的挟沙能力变化与流域单位面积上径流增减幅度密切相关 (图 4), 因此, 流域系统泥沙输移比与各级沟道水流挟沙能力的增与减、沟床上的冲与淤存在密切的对应关系 (表 5)。由此可以看出, 含沙水流动能增加时, 挟沙能力和产沙增量增大, 泥沙输移比大于 1; 流域系统的各级沟道与单元沟道小流域挟沙能力相同时, 泥沙输移比等于 1; 含沙水流的动能减弱时, 泥沙易于沉积, 泥沙输移比小于 1。

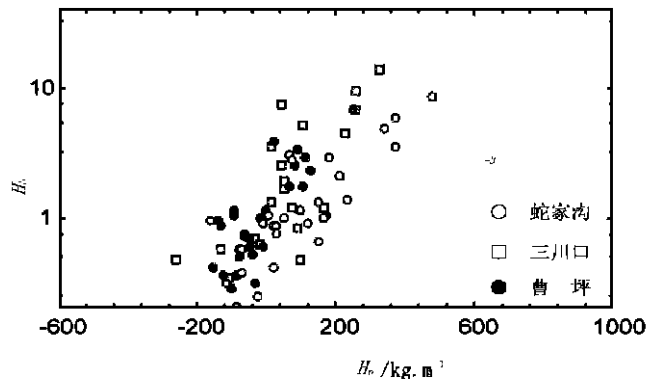


图 4 径流深度比  $H_b$  与单位水体产沙增量  $H_n$  的关系

Fig.4 Relationship between runoff depth ratio  $H_b$  and silt content increment  $H_n$

表 5 泥沙输移比  $D_r$  与各级沟道单位水体产沙增量  $H_n$  的关系

Tab.5 Equations indicating relationship between runoff depth ratio  $H_b$  and silt content increment  $H_n$

站名	关系式	相关系数 $r$	样本数 $n$
蛇家沟	$H_n = -25.71 + 92.8 \lg D_r$	0.76	31
三川口	$H_n = 29.58 + 67.01 \lg D_r$	0.688	23
西庄	$H_n = 61.002 + 122.1 \lg D_r$	0.73	19
杜家沟岔	$H_n = 61.7 + 93.59 \lg D_r$	0.777	20
曹坪	$H_n = 58.64 + 114.89 \lg D_r$	0.917	30

3 次降雨泥沙输移比的暴雨洪水能量转化机制

流域面上的水流切应力 ( $\tau$ ) 可用下式表示:

$$\tau = \gamma_m h J = \rho g h J = \rho u_*^2 \tag{3-1}$$

影响流域面上泥沙起动的摩擦流速 ( $u_*$ ) 为:

$$u_* = (ghJ)^{1/2} = (\tau/\rho)^{1/2} \tag{3-2}$$

式中  $\gamma_m$  为水的容重;  $h$  为水深 (径流深, mm);  $J$  为能坡 (流域坡降, ‰);  $\rho$  为水的密度;  $g$  为重力加速度。

式 (3-1) 表示了水流切应力的综合水力条件; 含沙水流的挟沙能力可用流域沟道系统不同过水断面的含沙量的变化来表示。在暴雨条件下, 高含沙水流是流域系统从坡面至各级沟道普遍存在的现象。表 6 是根据岔巴沟流域系统实测 3 场暴雨平均、最大含沙量浑水容重 ( $\gamma_m$ ) 与团山沟沟道小流域平均、最大含沙量浑水容重 ( $\gamma_m$ ) 的比例关系变化, 可以看出尽管这 3 场降雨在时间和空间上泥沙输移比有相当大的变幅, 但是, 平均和最大含沙量

容重的比例数值变化幅度却很小, 均接近于 1。由岔巴沟流域系统不同尺度流域多年次降雨水流最大、最小和平均含沙量与对应的浑水容重的变化也可以看出 (表 7), 流域汇水面积变化时与单元沟道小流域含沙量浑水容重相比变化不大。

表 6 不同尺度流域与单元沟道小流域水流平均、最大含沙量的容重之比\*

Tab. 6 Ratio of average and maximum silt content apparent density for basins of varying scales to unit small catchment						
名称	日期	岔巴沟流域系统				
		蛇家沟	三川口	西庄	杜家沟	曹坪
输移比	1961-9-27	1. 78	0. 71	0. 65	0. 99	1. 17
	1964-9-11	0. 7	0. 35	0. 3	0. 33	0. 5
	1966-8-28	0. 29	3. 64	0. 93	5. 075	3. 19
径流深度比	1961-9-27	1. 51	0. 79	0. 59	1. 01	1. 04
	1964-9-11	0. 76	0. 45	0. 39	0. 43	0. 59
	1966-8-28	0. 33	3. 53	0. 87	4. 3	2. 87
最大含沙量 容重比	1961-9-27	1. 03	1. 34	1. 08	1. 17	1. 17
	1964-9-11	1. 02	0. 97	0. 88	0. 93	0. 96
	1966-8-28	0. 95	0. 95	0. 94	0. 98	0. 98
平均含沙量 容重比	1961-9-27	1. 03	0. 98	1. 02	0. 997	1. 02
	1964-9-11	1. 05	0. 95	0. 94	0. 94	0. 96
	1966-8-28	0. 95	1	1. 09	1. 04	1. 03

\* 泥沙比重取  $\gamma_s=2\ 650\text{ kg/m}^3$ 。

表 7 大理河各级沟道最大、平均和最小含沙量与团山沟含沙量浑水容重比

Tab. 7 Ratio of average, minimum and maximum silt content apparent density for basins of varying scales to unit small catchment						
站名	最大含沙量	平均含沙量	最小含沙量	最大容重比	平均容重比	最小容重比
蛇家沟	953	714	107	0. 99	0. 996	0. 84
三川口	993	801	500	1. 01	1. 04	0. 99
西庄	1160	840	405	1. 18	1. 06	1. 16
杜家沟岔	1070	851	503	1. 17	1. 06	1. 16
曹坪	1220	841	537	1. 15	1. 05	1. 07

因此, 就某个流域单元而言, 次暴雨洪水的容重  $\gamma_m$  和能坡  $J$  的影响较小, 而影响含沙水流切应力  $\tau$  和泥沙起动摩擦流速大小主要受水深 (径流深)  $h$  变化的影响。描述流域系统不同尺度流域泥沙输移比变化的次降雨水流切应力 ( $\tau$ ) 可用下式表示:

$$\tau = \gamma_m (H_b) h J$$

(3-4)

式中  $H_b$  为次降雨径流深度比,  $H_b = h/h_g$ ;  $h$  为不同尺度流域径流深;  $h_g$  为单元沟道小流域径流深。

当流域汇水面积增加时, 流域面上径流深度与单元沟道小流域径流深存在如下关系:

$$\tau = \gamma_m (1 + F_b) h_g J$$

(3-5)

式中  $F_b$  为径流深增减幅度 (%),  $F_b = (h - h_g) / h_g$  (%)。



大理河岔巴沟流域系统次降雨沟道小流域至各级流域径流深  $h$  (mm) 的增与减的幅度  $F_b$  (%) 与泥沙输移比之间的关系:

$$D_r = 0.996 + 0.02F_b \quad r = 0.92 \quad n = 132 \quad (3-6)$$

由式 (3-6) 可以看出, 当流域面积增加时径流深度增减幅度的变化对泥沙输移比的影响及相应的水流切应力的变化, 径流深度比 ( $H_b$ ) 等于 1 时, 流域面上的径流深增减幅度为 0, 水流的切力不变, 侵蚀与产沙平衡; 当  $H_b$  小于 1 时, 增减幅度为负, 水流发生衰退切力减小, 泥沙发生滞留; 当  $H_b$  大于 1 时, 增减幅度大于 1。

## 参考文献 (References)

- [1] Roehl J E. Sediment source areas, delivery ratios and influencing morphological factors. Publication 59. International Association of Hydrological Sciences[M], Wallingford, England, 1962. 202~13.
- [2] Mutchler C K, Bowie A J. Effect of land use on sediment delivery ratio[A]. In: Proceedings Third federal Interagency Sedimentation Conference[C], 1976. 1-11-4-21.
- [3] Williams J R. Sediment routing for agricultural watersheds[J]. *Water Resources Bulletin*, 1975, **11**: 965~974.
- [4] Wolman M G. Changing needs and opportunities in sediment field[J]. *Water Resources Res.*, 1977, **117**: 50~54.
- [5] McElroy A D, Chiu S Y, Nebgen J W et al. Loading functions for assessment of water pollution from nonpoint sources[M]. EPA-600-2-761151, U.S. Envir. Protection Agency, Washington, D. C., 1976. 144.
- [6] Novotny V. Delivery of suspended sediment and pollutants from nonpoint sources during overland flow[J]. *Water Resources Bull.*, 1980, **11**: 965~974.
- [7] Walling D E. The sediment delivery problem[J]. *Journal of Hydrology*, 1983, **65**: 209~237.
- [8] Gong Shiyang, Xong Geishu. The origin and transport of sediment of the Yellow River[A]. In: Proceedings of International Conference on River Sediment[C]. Beijing: Guang Hua Press, 1981. 43~52. (In Chinese) [龚时, 熊贵枢. 黄河泥沙来源和输移[A]. 见: 河流泥沙国际学术论文集[C]. 北京: 光华出版社, 1981. 43~52.]
- [9] Mu Jinze, Meng Qingmei. Sediment delivery ratio as used in the computation of the watershed sediment yield[J]. *Journal of Sediment Research*, 1982(2): 223~230. (In Chinese) [牟金泽, 孟庆枚. 论流域产沙量计算中的泥沙输移比[J]. 泥沙研究, 1982(2): 223~230.]
- [10] Jing Ke, Lu Jinfa, Liang Jiyang et al. Erosion environment character and change direction in middle reach of Huanghe River[M]. Zhengzhou: Huanghe water conservancy Press, 1997. 75~92, 34~40. (in Chinese) [景科, 卢金发, 梁季阳等. 黄河中游侵蚀环境特征和变化趋势[M]. 郑州: 黄河水利出版社, 1997. 75~92, 34~40.]
- [11] Lu Zhongchen, Jia Shaofeng, Huan Kexing et al. Geomorphic systems of drainage basin[M]. Da Lian: DaLian Press, 1991. 63~66, 342~345. (In Chinese) [陆中臣, 贾绍凤, 黄克新等. 流域地貌系统[M]. 大连: 大连出版社, 1991. 63~66, 342~345.]
- [12] Yin Guokang. Geomorphic systems of drainage basin[M]. Nanjing: Nanjing University Press, 1991. 117~152. (In Chinese) [尹国康. 流域地貌系统[M]. 南京大学出版社, 1991. 117~152.]
- [13] Cai Qanguo, Wang Guiping, Chen Jongzong. Erosion process and simulate of small basins in Loess Plateau[M]. Beijing: Science Press, 1998. 172~187, 3~5. (In Chinese) [蔡强国, 王贵平, 陈永宗. 黄土高原小流域侵蚀产沙过程与模拟[M]. 北京: 科学出版社, 1998. 172~187, 3~5.]
- [14] Zhang Shengli, Yu Yiming, Yao Wenyi. Calculate method of decrease water and silt domino effect on water and soil conservation[M]. Beijing: China Environment Science Press, 1994. 40~43. (In Chinese) [张胜利, 于一鸣, 姚文艺. 水土保持减水减沙效应计算方法[M]. 北京: 中国环境科学出版社, 1994. 40~43.]
- [15] Wang Xingkui, Qian Ning, Hu Weide. The Formation and process of confluence of the flow with hyperconcentration in the gully-hilly loess areas of the Yellow River basin[J]. *Journal of Water conservancy*, 1982(7): 26~35. (In Chinese) [王兴奎, 钱宁, 胡维德. 黄土丘陵沟壑区高含沙水流的形成及汇流过程[J]. 水利学报, 1982(7): 26~35.]
- [16] Cheng Jicheng, Jiang Meiqiu. Mathematics model of drainage basin geomorphic[M]. Beijing: Science Press, 1988. 156~162. (in Chinese) [承继成, 姜美球. 流域地貌数学模型[M]. 北京: 科学出版社, 1988. 156~162.]
- [17] Lei Alin, Tang Keli. Discussion on choosing prototypes in simulated test of soil erosion[J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 1995, **9**(3): 60~65. (In Chinese) [雷阿林, 唐克丽. 土壤侵蚀模型试验的原型选定问题[J]. 水土保持学报, 1995, **9**(3): 60~65.]

[18] Chen Yongzong. Development of loess landform and its relationship to recent erosion in the loess plateau[A]. In: Chen yongzong ed. Resource of Coarse silt and Mechanism of sediment Yield[C]. Beijing: Meteorological Press, 1989. 65~74. (In Chinese) [ 陈永宗. 黄土高原黄土地貌发育历史及其与现代侵蚀的关系[ A]. 见: 陈永宗 主编. 黄河粗泥沙来源及侵蚀产沙机理研究文集[ C]. 北京: 气象出版社, 1989. 65~74. ]

# Relationship between Erosion and Sediment Yield in Drainage Basins of Loess Gully-Hilly Areas

CHEN Hao

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101)

**Abstract:** The relationships between erosion and sediment yield, and the effect of rainfall runoff and silt-laden runoff on sediment delivery ratio of drainage systems in the loess gully-hilly areas are discussed based on data of Dali He drainage basin system. The characteristics of space-time distributoin of delivery ratio in the basins of various scales and the power mechanism of single rainstorm event with flood due to increase and decrease of flood peak or runoff depth are illustrated by analyzing more annual single rainfall events. The results are as follows:

(1) that the delivery ratio is close to 1 for long term (average value of more annual rainfall) while that estimated to be > 1 or < 1 for short term (single enent or annual rainfall) for various events in Dali He drainage basin. This phenomenon will frequently occur as a result of sediment retaining as well as re-erosion and delivery of the retained sediment in a short period of time.

(2) Sediment delivery ratio is closely related to the spatial distribution of rainfall magnitude of rise and fall of peak flood and that of runoff depth in the basin system. Changes of mechanism of delivery ratio ( $D_r$ ) can be explained by runoff depth ratio ( $H_b$ ) or rise of flow shear force ( $\tau$ ) with falling of runoff depth in the basin system. The flow shear force can be described as:

$$\begin{aligned} \tau &= \gamma_m h J && \text{as a unit drainage basin} \\ \tau &= \gamma_m (H_b) h J && \text{or as accretion of basin areas} \end{aligned}$$

(3) Delivery ratio ( $D_r$ ) is closely related with runoff depth ratio ( $H_b$ ), single event rainfall distributing ratio ( $P_b$ ) and change amplitude of peak flood ratio ( $H_f$ ) in the basin system. The interrelation can be expressed as:

$$D_r = 0.403 P_b^{0.37} H_b^{1.066} H_f^{0.191} \quad r = 0.996 \quad n = 125 \quad \text{in Chabegou}$$

(4) Delivery ratio is close to 1 as  $H_b$  is 1 due to even distribution of rainfall runoff;  $D_r$  is > 1 as  $H_b > 1$  for flow kinetic energy increase and  $D_r$  is < 1 as  $H_b < 1$  for flow kinetic energy decay.