

一种新的流域水沙关系模型及其 在年际时间尺度的应用

郑明国^{1,2,3}, 蔡强国^{1,2}, 程琴娟^{1,2,3}

(1 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101;

2 中国科学院陆地水循环和地表过程实验室, 北京 100101; 3 中国科学院研究生院, 北京 100039)

摘要: 根据陕西子洲试验站 9 个流域和山西离石试验站 3 个流域的观测数据, 研究了黄土丘陵沟壑区次暴雨径流和产沙的关系。结果表明: 在研究区, 当流量超过某一临界值后, 含沙量保持稳定, 且次洪平均含沙量主要取决于大流量时段, 故对于较大的洪水事件, 其平均含沙量也趋于稳定, 次暴雨和次暴雨过程两个时间尺度的水沙关系表现出很好的相似性。因此可用正比关系式来拟合较大洪水次暴雨径流深和产沙模数之间的关系。由于极端事件对研究区水土流失的重要性, 使得该模型有很好的实用性。模型在年际时间尺度上的应用结果表明, 对仅在次暴雨期间产流的地区, 该模型可以很好地预测年产沙量, 而对于常年流水的流域, 在丰水年根据汛期径流量该模型也有较好的计算精度。

关键词: 水沙关系; 流域产沙; 时间尺度; 黄土丘陵沟壑区

文章编号: 1000-0585(2007)04-0745-10

1 引言

流域产沙是一个复杂的物理过程。影响土壤侵蚀和泥沙输移的所有因素, 如气候、地形地貌、土壤、植被、土地利用等^[1,2], 都会对流域产沙量产生影响^[3,4]。目前存在的许多产沙模型^[2,4-7], 可能出于实用的需要, 一方面希望模型能够在较大的空间范围内适用, 因此模型中必须考虑许多的变量。另一方面, 这些模型考虑的是多年平均产沙而不是次暴雨产沙, 这样由于空间和时间平均的结果, 难以揭示流域产沙时空变异的真正原因。故对小流域次暴雨的研究可能会更容易理解流域产沙过程。小流域尺度的研究对理解大流域侵蚀过程和泥沙输移过程之间的联系尤其重要^[4,7], 而目前对小流域的水文过程还缺乏详尽的研究, 这限制了对其水文过程模拟的水平^[8]。对一个特定的小流域, 许多在大的空间尺度上影响产沙的重要因素, 如气候、地质、植被等因素, 基本可视为常量, 径流可以被认为是影响次暴雨流域产沙的最重要因素。例如, 在黄土丘陵沟壑区, 许多流域都存在较好的水沙关系^[9], 次暴雨总水量和总沙量的拟合采用幂函数^[10]或线性函数形式^[11,12]都有很好的拟合效果, 决定系数经常接近 0.9, 这表明次暴雨产沙变异的 90% 可以用径流因素来解释。但实际上这种水沙关系究竟是何种关系, 甚至是线性还是非线性目前都没有确切的

收稿日期: 2006-08-09; 修订日期: 2006-12-20

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(40635027); 国家重点基础研究发展计划 973 项目(2007CB407207); 中科院地理科学与资源研究所知识创新工程项目(CXI0G-A04-10)

作者简介: 郑明国(1971-), 男, 湖北钟祥人, 讲师, 博士生。主要研究遥感和地理信息系统的应用以及侵蚀产沙建模。E-mail: zhengmg_04b@igsrr.ac.cn

答案。次暴雨总水总沙的关系可以认为是次暴雨 (inter-event) 时间尺度的水沙关系, 同样, 流量含沙量以及流量输沙率关系可以认为是次暴雨过程 (intra-event) 时间尺度的水沙关系, 显然这两种不同时间尺度水沙关系之间存在某种联系。黄土高原水沙关系的研究已取得大量成果^[13-16], 但这些研究主要在次暴雨过程时间尺度上展开, 对次暴雨时间尺度和这两种时间尺度水沙关系之间的联系尚缺乏应有的研究, 这也许是目前流域产沙模型实用性较差的一个重要原因。本文根据黄土丘陵沟壑区的岔巴沟和王家沟流域的观测数据, 以已有的次暴雨过程时间尺度的水沙关系的研究成果为基础, 研究了流域次暴雨时间尺度的水沙关系特性, 并提出一种新的特定流域的产沙模型。

2 研究区及数据简介

为对黄土高原的侵蚀产沙过程进行研究, 黄河水利委员会和各省的水土保持部门先后建立了若干野外试验流域, 其中资料比较完整的是位于岔巴沟流域的陕西子洲试验站和位于王家沟流域的山西离石试验站等站^[17]。两个试验站均位于黄土丘陵沟壑区, 除特别说明外, 文中所用数据均来自这两个试验站, 与原始记录数据比, 数据分析选用的洪水数据仅删除了径流深为 0 或产沙模数为 0 的记录。选择水文站数据及流域基本情况见表 1。

表 1 流域特性及观测数据情况

Tab 1 Some basic information on gauging station and data collection

子洲试验站										王家沟试验站		
河道沟谷	水旺沟	黑矾沟	团山沟	蛇家沟	驼耳巷沟	刘家沟	岔巴沟	岔巴沟	岔巴沟	王家沟	羊道沟	插财主沟
站名	水旺沟	黑矾沟	团山沟	蛇家沟	驼耳巷	三川口	西庄	杜家沟岔	曹坪	王家沟	羊道沟	插财主沟
面积 (km ²)	0 107	0 133	0 18	4 26	5 74	21	49	96 1	187	9 1	0 206	0 193
观测年限	1959-67	1959-67	1961-69	1960-69	1960-67	1959-69	1959-67	1959-67	1959-69	1955-70 1977-81	1956-70	1956-70
洪水记录 次数	55	59	93	40	36	52	45	47	62	134	114	89

岔巴沟流域在黄河一级支流无定河流域的西南部与无定河的支流大理河相汇, 流域面积 205 平方公里, 年降水量约为 450mm, 70% 集中于 7 月和 8 月, 土壤侵蚀严重, 1954 ~ 1958 年观测平均产沙模数高达 15780t/km²·a。选择子洲试验站次暴雨记录较多的 9 个站点进行数据分析, 包括三个毛沟流域、三个支沟流域、三个干沟流域。除黑矾沟外, 其余流域都未有大规模治理措施。团山沟九号径流场数据也被采用, 其观测年限为 1963~1969 年, 删除径流或产沙模数为 0 的记录后, 共 40 场暴雨资料, 该径流场属自然全坡面, 包括峁顶、峁坡和沟坡, 地形特性在黄土丘陵沟壑区具有代表性。

王家沟是黄河一级支流三川河的一条支沟, 流域面积 9.1km², 多年平均降雨量 505.7mm, 汛期(5~9 月)降雨量占全年的 80.6%, 流域地形破碎, 沟壑纵横, 土质疏松, 植被缺乏, 水土流失严重, 自 1955 年来开展水土保持综合治理, 治理措施包括各种坡面及沟道措施。羊道沟和插财主沟是王家沟流域上游的两个毗邻小流域, 其中插财主沟是治理沟, 治理措施包括梯田、地埂、草田轮作及造林、封禁等坡面措施, 无沟道措施。

3 流量含沙量关系

在黄土丘陵沟壑区, 洪水涨峰初期流量和含沙量均较小; 当流量迅速变大时, 含沙量迅速增加(图 1)。落峰时流量迅速变小, 但含沙量减小很慢, 使得同流量下落峰时的含沙

量高于涨峰时期, 因此流域沟道出口具有洪水陡涨陡落, 而相应沙峰陡涨缓落的特性^[18]。

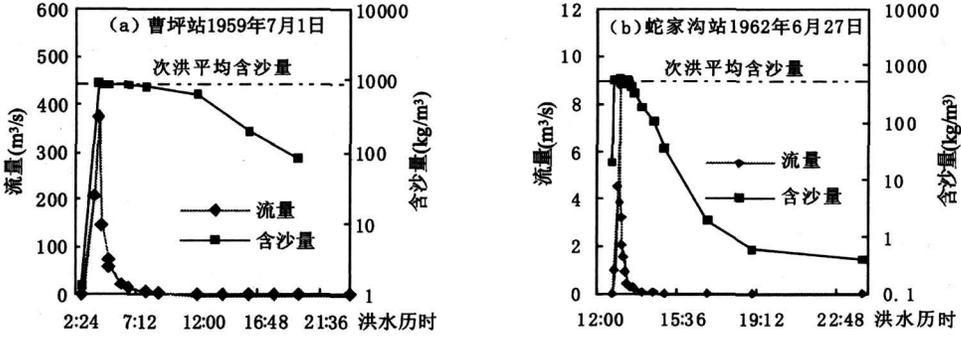


图 1 两次洪水流量含沙量过程线

Fig 1 Observed hydrographs of water discharge, sediment concentration for two flood events

图 1 表明, 在退水阶段, 即使流量很小的时候, 含沙量仍然可保持很高水平。高含沙水流是造成这一现象的主要原因。高含沙水流是黄土高原地区一种普遍的水流现象, 通过雨滴溅蚀即可形成, 故从坡面、浅沟、切沟到河道, 整个侵蚀产沙过程都是在高含沙水流的作用下进行的^[19]。高含沙水流具有许多与非高含沙水流不同的特性, 进入高含沙水流的范畴后, 含沙量的进一步增大不但不要求水流强度的增大, 反而只要更弱的水流强度即可维持平衡输沙^[19], 因此低的水流强度并不一定对应低的输沙能力。这样来自流域最上游的高含沙水流就可以在很低的流量情况下输送很长距离到达流域出口, 使得流域出口在

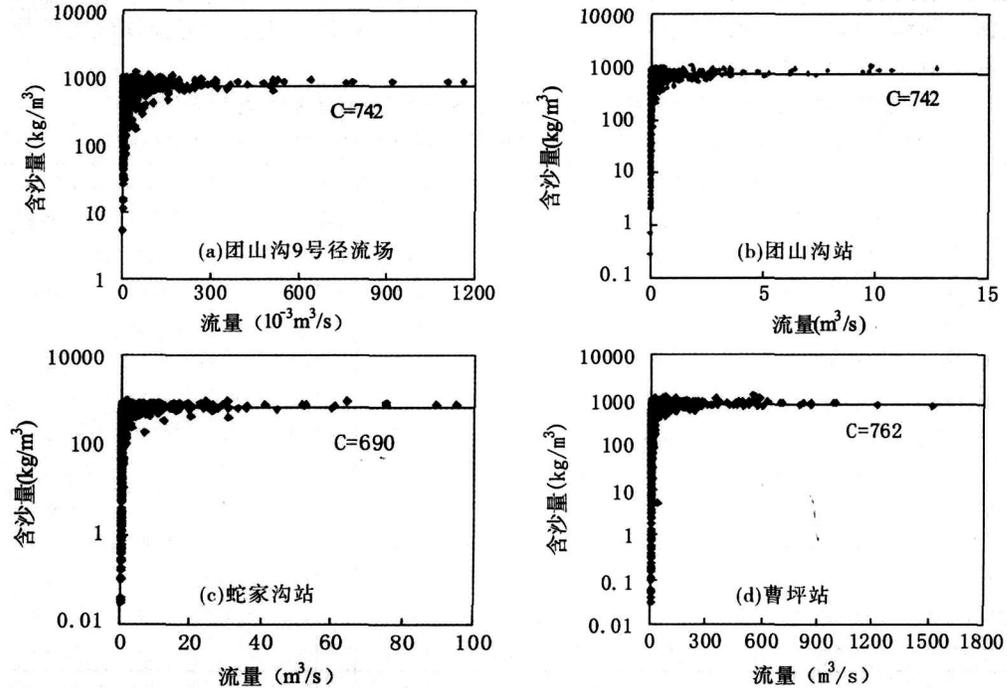


图 2 流量含沙量关系

Fig 2 Relation of water discharge to sediment concentration

洪水流量接近于 0 的时候, 其含沙量甚至和洪水过程中的最大含沙量差别不大。

众多研究表明, 本区不同尺度流域都具有一个共同的输沙特点, 即当流量小于某一临界值时, 同流量下的含沙量变幅极大, 当流量超过该临界值时, 含沙量的变幅明显缩小, 趋于一个稳定值 (图 2), 从而使得输沙率接近与流量的一次方成正比^[13, 14]。事实上不仅流域尺度水沙关系有这样的特点, 全坡面也具有同样的流量含沙量关系, 如团山沟 9 号径流场 (图 2a)。但并非所有的洪水都具有这样的流量含沙量关系, 一些小量级的洪水事件, 如大部分径流深小于 1mm 的洪水, 洪峰流量都有可能图 2 中的临界流量之下, 含沙量过程线不会表现出大流量时含沙量稳定的特性。

由于黄土物质十分疏松, 极易被水流冲刷和雨滴溅蚀, 且垂直节理发育, 很容易发生滑坡、崩塌等重力侵蚀, 因而侵蚀分离速率很大, 泥沙来源充沛, 故产沙强度可以认为是由水流的输沙能力所决定^[20]。可以认为, 绝大部分情况下水流都可以达到其输沙能力, 图 2 中的含沙量可认为反映了水流的输沙能力, 因此图 2 中的流量含沙量关系又可解释为: 当水流流量较小时, 水流的输沙能力随流量变大而变大, 随流量进一步增大, 水流的输沙能力就达到了流域特定地形、泥沙特性等因素限制条件下的最大输沙能力或极限含沙量, 不再随流量增大而继续增加。

4 模型建立及机理

如前所述, 黄土丘陵沟壑区通常存在较好的水沙关系。对研究区的次暴雨径流深 h (mm) 和产沙模数 (t/km^2) 幂函数或线性函数回归分析也有类似结果 (表 2), 但所有流域线性函数的决定系数均高于幂函数, 且回归结果表明, 次暴雨径流深越大, 幂函数的拟合值偏大的程度越明显, 而线性函数仍有很好的拟合效果, 因此至少对径流深较大的次暴雨, 幂函数并不符合其水沙关系的实际。

表 2 研究区流域次暴雨径流深(h , mm) 和输沙模数(M , t/km^2) 的回归结果

Tab 2 Regression expression of runoff depth(h , mm) and sediment yield (M , t/km^2)

站名	$Y = ax^b$ 形式回归结果		$Y = ax + b$ 形式回归结果		$Y = ax$ 形式回归结果	
	方程	决定系数	方程	决定系数	方程	决定系数
水旺沟	$M = 171.3h^{1.64}$	0.914	$M = 735.2h - 276.2$	0.988	$M = 722.2h$	0.986
黑矾沟	$M = 230.3h^{1.55}$	0.866	$M = 588.0h - 162.4$	0.987	$M = 575.8h$	0.984
团山沟	$M = 225.8h^{1.69}$	0.915	$M = 756.9h - 234.3$	0.978	$M = 742.2h$	0.976
蛇家沟	$M = 227.5h^{1.58}$	0.837	$M = 710.5h - 299.5$	0.977	$M = 690.5h$	0.975
驼耳巷	$M = 195.4h^{1.65}$	0.937	$M = 748.9h - 532.9$	0.966	$M = 722.2h$	0.961
三川口	$M = 411.2h^{1.28}$	0.887	$M = 722.2h - 110.7$	0.930	$M = 714.1h$	0.929
西庄	$M = 470.6h^{1.22}$	0.919	$M = 826.2h - 447.9$	0.992	$M = 803h$	0.989
杜家沟岔	$M = 576.7h^{1.09}$	0.941	$M = 802.1h - 499.6$	0.987	$M = 774.4h$	0.984
曹坪	$M = 488.9h^{1.23}$	0.917	$M = 782.8h - 248.4$	0.981	$M = 762.2h$	0.979
羊道沟	$M = 195.7h^{1.49}$	0.833	$M = 621.83h - 259.63$	0.961	$M = 611h$	0.959
插财主沟	$M = 245.7h^{1.40}$	0.819	$M = 567.41h - 116.15$	0.957	$M = 558.5h$	0.956
王家沟	$M = 205.9h^{1.42}$	0.864	$M = 481.46h - 136.72$	0.985	$M = 475.9h$	0.984

对一次洪水过程来说, 其平均含沙量应该主要是由大流量时的挟沙情况所决定, 涨水初期和落水后段的小流量时段的径流含沙量对次洪的平均含沙量应该影响很小。而由上文所述, 一次洪水过程中的大流量时段含沙量是稳定的, 所以历次洪水的平均含沙量应该相

差不多, 且和图 2 中的稳定含沙量接近。如图 1 所示, 由于洪水陡涨陡落, 大流量时段持续时间尽管很短, 但洪水的平均含沙量和该次暴雨大流量时段的稳定含沙量非常接近。正是由于这一原因, 上述线性函数对次暴雨水沙关系的拟合效果要好于幂函数。若历次洪水的平均含沙量相差不多, 则对特定流域, 次暴雨径流深 h 和输沙模数 M 的关系可以用正比关系式来进行拟合:

$$M = Ch \tag{1}$$

研究区所有流域都有如图 3 所示的次洪径流深与平均含沙量的关系。可以看出, 当洪水径流深较小时, 次洪平均含沙量变幅很大, 随次洪径流深变大, 次洪平均含沙量便逐渐趋于稳定。与图 2 比, 两个时间尺度的水沙关系表现出很好的相似性。甚至一部分径流深小于 1mm 的洪水的平均含沙量也达到了这一稳定值, 其原因是这些小洪水洪峰流量超过了达到稳定含沙量所需要的临界流量。正是这一原因保证了式(1)对次暴雨时间尺度的水沙关系可以有非常好的拟合精度。

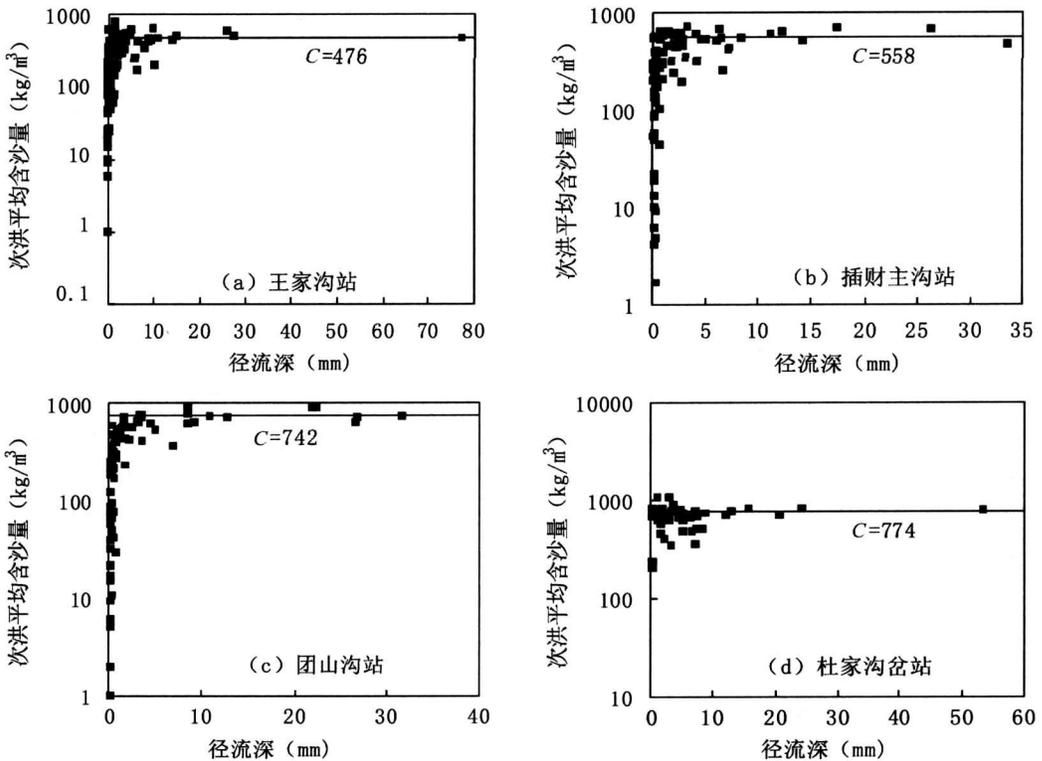


图 3 次洪径流深和平均含沙量之间的关系

Fig. 3 Mean sediment concentration of single flow events varying with runoff depth

表 3 统计了岔巴沟各流域径流深大于 1mm 的洪水的径流深和平均含沙量的统计特性, 尽管不同暴雨的产流量相差可达几十倍, 但相对于径流的变化而言, 次洪平均含沙量的变幅很小, 因此可以认为历次洪水的产沙不同主要是由于产流量的差异引起的。各流域次洪平均含沙量的变幅有 80% 左右的场次小于历次洪水平均含沙量的 30%, 即用式(1)来表示径流输沙关系会有 80% 的场次误差小于 30%; 离差系数在 20% 左右, 表明用式(1)表示径流输沙关系对于径流深大于 1mm 的降雨, 平均误差在 20% 左右。随次洪径流深的变大, 次洪平均含沙量的变幅将进一步较小, 用式(1)来计算大洪水的流域产沙误差将更小。

表 3 径流深大于 1mm 的次暴雨径流和平均含沙量统计特性

Tab 3 Characteristic statistics of runoff depth and mean sediment concentration for single flow events with runoff depth greater than 1mm

站名	径流深的 离差系数	max h/ min h	平均含沙量的 离差系数	max c/ min c	10%	20%	30%
水旺沟	1.2	36.9	0.30	17.7	41.7%	54.2%	79.2%
黑矾沟	1.33	25.60	0.32	4.22	23.5%	52.9%	70.6%
团山沟	1.1	27.8	0.22	3.9	31.3%	59.4%	81.3%
蛇家沟	1.1	31.3	0.19	2.6	38.2%	67.6%	91.2%
驼耳巷	1.4	39.0	0.27	4.1	39.1%	56.5%	73.9%
三川口	1.1	38.1	0.27	5.6	36.8%	57.9%	76.3%
西庄	1.5	48.0	0.21	3.2	56.4%	74.4%	79.5%
杜家沟岔	1.3	53.4	0.22	3.2	52.4%	69.0%	78.6%
曹坪	1.1	27.8	0.19	2.8	50.9%	67.3%	85.5%

注: 上表中 max h/ min h 表示次洪最大最小径流深的比值, max c/ min c 表示次洪最大最小平均含沙量的比值, 10%、20%、30% 列分别表示与历次洪水的平均含沙量相比, 次洪平均含沙量变幅小于 10%、20%、30% 的记录暴雨次数占径流深大于 1mm 的次暴雨总数的百分比。历次洪水的平均含沙量用所有记录洪水的产模数总和除以径流深的总和求得。

按式(1)对各流域的径流深和产沙模数进行回归, 结果好于幂函数形式, 决定系数和 $y = ax + b$ 形式几乎完全相同(表 2)。和上文分析结果一致, C 值和图 2 中的稳定含沙量、图 3 中次洪平均含沙量的稳定值都很接近。从物理意义上讲, $y = ax + b$ 形式完全是黑箱模型, 无法解释径流深为 0 时仍有产沙或产沙为负的情况。从算法上说, 用最小二乘法进行回归计算时, $y = ax$ 形式强制常数项为 0, 拟合结果的误差平方和肯定大于 $y = ax + b$ 形式, 两种形式的拟合结果接近说明了 $y = ax$ 形式的模型结构对水沙规律的正确反映。

如前所述, 在研究区, 洪水期间的绝大部分水流都可以达到其输沙能力, 因此式(1)中的 C 值实际上也表示洪水期间流域单位径流的输沙能力。影响水流输沙能力的因素除流量外, 还有坡降、断面形态以及泥沙特性等诸多因素^[21]。若一次洪水过程中大部分流量都没有达到稳定含沙量所需要的临界流量, 一般而言, 这些洪水径流深都很小, 则洪水过程中水流输沙能力随流量变化而变化, 同时随水流输沙能力的不同, 不同次洪输送的泥沙粒径也不同。径流深较小的洪水, 土壤表层松散物质占次洪输沙的相当一部分, 若降雨前期土壤表层松散物质积累较多, 则洪水由于能量损耗小, 可能形成很高的平均含沙量; 若降雨前期土壤表层松散物质积累较少, 则次洪平均含沙量可能较低, 因此即使完全相同的洪水过程, 由于降雨前期下垫面情况不同, 也会有不同的平均含沙量。总之, 对于径流深较小的洪水, 影响水流输沙能力的各种因素都会对其平均含沙量产生影响, 同时也受到降雨前期下垫面条件以及其它随机因素的影响, 这些都使径流深较小的洪水平均含沙量变异极大。对研究区水流输沙能力的研究表明, 小流量时水流输沙能力随流量变大而变大, 但流量增大到一定程度时, 流量对输沙能力影响很小^[21]。小流量时, 随着流量变大, 搬运的泥沙颗粒逐渐变粗, 但当流量增加到某一临界之后, 所有粒径的泥沙颗粒都应该能被水流搬运, 径流输送的泥沙性质接近。在岔巴沟流域, 当降雨强度大于 0.3mm/min 后, 地面的各级泥沙都能被雨滴溅起并随水流向外输移^[14, 17]。黄河中游的支流都是属于窄深河段, 宽深比小^[22], 对于小流域, 沟道宽深比应更小, 这样的断面形态对高含沙水流的挟沙能力的影响不随水深改变而改变^[21]。所以对于大部分流量都超过临界流量的洪水,

其流量大小、泥沙性质、河床断面形状都对平均含沙量影响很小; 同时由于输沙量大, 降雨前期土壤表层松散物质的积累量对总输沙量的影响也较小; 尽管洪水过程中也有部分流量在临界流量以下, 但其径流和输沙总量都较小, 对次洪平均含沙量影响不大, 因此对特定流域, 当次洪径流深较大时, 平均含沙量便逐渐趋于稳定。

5 模型在年际时间尺度上的应用及检验

5.1 王家沟流域

若式(1)正确反映了次洪水沙关系, 则根据年径流深和式(1)回归计算所获得的 C 值, 可以求出年产沙模数。由于式(1)仅反映次暴雨期间的水沙关系, 对于次暴雨之间的基流时期, 径流和产沙的关系不能够用式(1)表示。因此对于常年流水的沟道流域, 式(1)并不能很好地运用在年际时间尺度, 而对于仅在暴雨期间产流的流域, 式(1)应该能够较好地预测流域的年输沙模数。

王家沟沟内无常流水, 仅在汛期产生间断性水流^[23], 因此大部分径流为暴雨期间来自坡面的含沙水流。根据王家沟、羊道沟、插财主沟站点的年径流观测数据的计算结果, 除若干枯水年份例外, 计算误差基本都在 100% 以内, 当年径流深大于 10mm 后, 计算误差在 20% 以内, 计算误差随径流深增大而减小, 这是因为径流深大的年份, 大暴雨较多, 会有更多径流超过临界流量而达到沟道的最大输沙能力。

5.2 岔巴沟流域

由于基流流量小, 输沙能力有限, 若对基流流量占一定比例的流域, 直接使用年径流深来计算年产沙量, 结果肯定会偏大很多。处在黄土高原的流域一般仅在汛期产沙, 因此可用汛期的径流来估算年输沙模数。设汛期径流占年径流的比例为 a , 年径流深和产沙模数分别为 h_a 和 M_a , 若汛期的绝大部分径流含沙量都能够达到式(1)中的 C 值, 则有: $M_a = aCh_a$ 。对年度径流和产沙数据记录次数较多的蛇家沟、驼耳巷、三川口、西庄、杜家沟岔、曹坪 6 个站点, 选取具有同期记录的 1962、1963、1965、1966、1967 五个年度进行研究, 这些流域即使非汛期也有基流存在。岔巴沟流域输沙绝大部分在 6、7、8 三个月, 首先按式 $a = M_a / Ch_a$ 计算五个年度这三个月径流总量占年径流的平均百分比, M_a 和 h_a 取五年的平均值, C 值由表 2 获得。表 4 是计算值与实测值的比较。表中实测值总是大于计算值, 是由于即使汛期两次暴雨之间也有基流存在, 因此用次暴雨期间的输沙能力 C 作为整个汛期的平均含沙量肯定偏大, 导致计算的汛期径流百分比偏小。但总的来说误差并不大, 可以认为在多年平均时间尺度, 汛期的径流绝大部分都能够达到沟道最大输沙能力, 因此次暴雨时间尺度的总水和总沙关系, 可用式(1)形式进行拟合。

表 4 1962~1967 五个年度 6、7、8 月径流总量占年径流总量的比例计算值与观测值

Tab 4 Comparison between predicted and measured values for the ratio of the total amount of runoff volume from June to August to the annual value for five years

站名	蛇家沟	驼耳巷	三川口	西庄	杜家沟岔	曹坪
计算值	43.2%	50.6%	46.8%	57.2%	58.7%	55.2%
实测值	58.2%	62.6%	56.2%	64.4%	68.2%	59.3%

表 5 根据 $M_a = aCh_a$ 计算了五个年度的产沙模数, a 值这里取流域主要输沙月份的径流百分比 (不一定总是 6、7、8 三月)。由于基流的存在, 表 5 的计算精度比王家沟流域差。枯水年的基流占的比例大于丰水年, 故枯水年的计算精度差于丰水年。随着年径流深

增大，汛期中的径流绝大部分都是来自降雨形成的坡面径流，故计算误差表现出随年径流深增大而减小的趋势。特别对径流深最大的 1966 年，大部分流域的计算误差在 10% 以内，排除暴雨之间的基流后，可以认为次暴雨期间相当部分的径流含沙量都可以用按式 (1) 回归计算所获得的 C 值来表示。

表 5 年产沙模数的计算误差

Tab 5 Calculation error of annual sediment yield

站名	1962	1963	1965	1966	1967
蛇家沟	98.9%	78.3%	5234.4%	10.8%	51.5%
驼耳巷	110.2%	-17.5%	64.8%	25.7%	50.1%
三川口	51.0%	10.1%	731.7%	4.0%	76.3%
西庄	56.5%	45.7%	266.3%	6.2%	53.9%
杜家沟岔	43.2%	29.6%	106.7%	2.5%	47.9%
曹坪	61.9%	16.8%	176.7%	4.2%	56.1%

6 模型的适用条件

显然，对于许多小洪水，利用式 (1) 来计算产沙模数会有很大的偏差。但在黄土高原，流域年产沙往往决定于几次高强度的暴雨事件^[24]，这保证了模型的实用性。如团山沟流域在 1964 年共记录有 50 次暴雨事件（其中 40 次产流太少因此径流深记录为 0），其中的 5 次暴雨产沙就占据了年产沙的 99% 以上。这 5 次暴雨，径流深最小为 2mm，最大为 12.8mm，其平均含沙量（最小为 525kg/m³，最大为 713kg/m³）、甚至洪水过程中的最大含沙量（最小为 649kg/m³，最大为 828kg/m³）相对变异均较小^[17]，尽管对其余事件式 (1) 计算误差均较大，但这 5 次事件，式 (1) 的计算结果与观测值比，误差范围为 4% ~ 42%，平均误差为 25.4%，其中该年度径流深最大的一次洪水，计算误差仅为 4%。

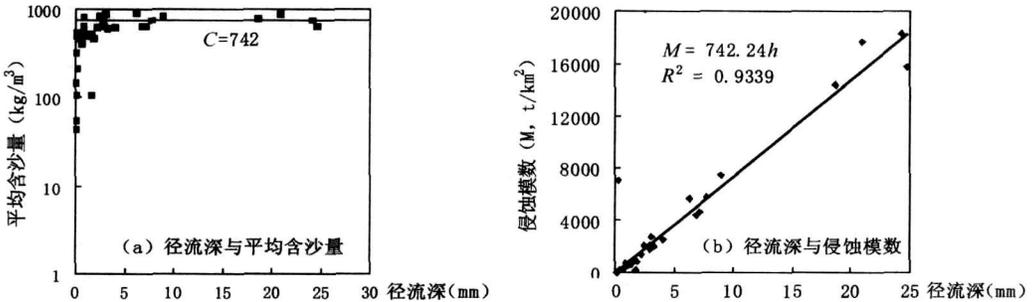


图 4 9 号径流场次暴雨时间尺度水沙关系

Fig 4 Runoff-sediment relationship at inter-event timescale for No.9 runoff experiment plot in Tuanshangou watershed

显然，对某一特定的自然地理条件，最大含沙量或极限含沙量应该存在，这样当水流含沙量达到该极限后，流量进一步增加不会导致含沙量的继续增长。若泥沙来源充沛，则次暴雨过程时间尺度的水沙关系即流量含沙量关系很可能具有如图 2 所示的特点。这样对较大的洪水，其平均含沙量有可能趋于稳定，在次暴雨时间尺度表现出如图 3 所示的特点，因此次暴雨径流产沙关系可用式 (1) 来表示。图 4 是团山沟 9 号全坡面次暴雨时间尺度的水沙关系，可见由于其在次暴雨过程时间尺度具有与研究区流域相同的流量含沙量关系(图 2a)，因此次洪平均含沙量随径流深的变化与图 3 完全相同，从而径流深和产沙模数之间的关系也可以用式 (1) 很好拟合。

和黄土高原类似，美国的 Walnut 流域土壤极易被侵蚀，泥沙来源充沛，产沙量也主要取决于径流的输沙能力，该流域次暴雨径流和产沙幂函数回归结果指数为 1.07，也非

常接近于 $1^{[8]}$ 。因此可以预计该流域的流量含沙量关系也有研究区类似的特点。

7 结论与讨论

由于在次暴雨过程时间尺度, 当流量超过某一临界值后, 含沙量保持稳定, 且次洪平均含沙量主要取决于大流量时段的径流含沙量, 因此在次暴雨时间尺度, 对较大的洪水其平均含沙量趋于稳定, 两个时间尺度的水沙关系表现出很好的相似性。

运用 $y = ax$ 形式进行回归分析时, 回归系数的值主要取决于较大的自变量, 因此式(1)主要反映了较大洪水的水沙关系, 对较大的洪水事件有较好的精度。对一些非常小的洪水, 如果其洪峰流量都没有超过达到稳定含沙量所需要的临界流量, 则利用该模型计算产沙模数会有很大的偏差。但是由于高强度事件对流域水沙关系影响的权重也大, 流域的水沙关系主要由较大的洪水事件决定, 因此可以认为该模型很好地反映了流域的水沙关系。另外由于黄土高原的水土流失往往取决于几次大的暴雨, 这使得该模型有很好的实用性。

文中分析流域包括黑矾沟、王家沟和插财主沟三个治理流域, 其中黑矾沟和王家沟流域的治理既包括了坡面措施, 也包括了沟道措施, 尽管沟道治理造成了沟道地形的改变, 但其次暴雨水沙关系仍然可以用式(1)表示。

式(1)中的 C 值含有丰富的物理意义, 既表示次暴雨过程时间尺度的稳定含沙量, 也表示次暴雨时间尺度趋于稳定的洪水平均含沙量, 同时也表示次洪期间平均每单位径流的输沙量。由于洪水过程中水流基本都会达到输沙能力, 故 C 值也表示流域平均单位径流的输沙能力。若已知次暴雨过程时间尺度的流量和含沙量关系, 则可以知道流域次暴雨时间尺度总水和总沙的关系, 从这个意义上说, 本研究可以认为是一个时间尺度转换的案例研究。

参考文献:

- [1] 陈永宗. 黄土高原沟道流域产沙过程的初步分析. 地理研究, 1983, 2(1): 35~ 45
- [2] Dendy F E, Boiltion G C. Sediment yield-run-off-drainage area relationships in the United States. J Soil Wat. Conserv., 1976, 32: 264~ 266
- [3] Langbein W B, Schumm S A. Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. Transactions, American Geophysical Union, 1958, 39: 1076~ 1084
- [4] Verstraeten G, Poesen J. Factors controlling sediment yield from small intensively cultivated catchments in a temperate humid climate. Geomorphology, 2001, 40: 123~ 144
- [5] Rompaey A J, Bazzoffi P, Jones, R J A, *et al.* Modeling sediment yields in Italian catchments. Geomorphology, 2005, 65: 157~ 169
- [6] Verstraeten G, Poesen J, de Vente J. Sediment yield variability in Spain: A quantitative and semi-qualitative analysis using reservoir sedimentation rates. Geomorphology, 2003, 50: 327~ 348
- [7] Restrepo J D, Kjerfve B, Hermelin M, *et al.* Factors controlling sediment yield in a major South American drainage basin: The Magdalena River, Colombia. Journal of Hydrology, 2006, 316: 213~ 232
- [8] Lane L J, Hernandez M, Nichols M. Processes controlling sediment yield from watersheds as functions of spatial scale. Environmental Modeling and Software, 1997, 12(4): 355~ 369
- [9] 江忠善, 宋文经. 黄河中游黄土丘陵沟壑区小流域产沙量计算. 见: 第一次河流泥沙国际学术讨论会论文集. 北京: 光华出版社, 1980. 63~ 72.
- [10] 牟金泽, 孟庆枚. 陕北中小流域年产沙量计算. 见: 黄土高原水土流失综合治理科学讨论会资料汇编. 陕西: 中国科学院西北水土保持研究所, 1981. 251~ 253
- [11] 蔡强国, 刘纪根, 刘前进. 岔巴沟流域次暴雨产沙统计模型. 地理研究, 2004, 23(4): 433~ 439.

- [12] 王孟楼, 张仁. 陕北岔巴河流域次暴雨产沙模型的研究. 水土保持学报, 1990, 4(1): 11~ 18
- [13] 龚时扬, 蒋德麒. 黄河中游黄土丘陵沟壑区沟道小流域的水土流失及治理. 中国科学, 1978, (6): 671~ 678
- [14] 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. 水利学报, 1982, (7): 26~ 35
- [15] 许炯心. 黄河中游支流悬移质粒度与含沙量流量间的复杂关系. 地理研究, 2003, 22(1): 877~ 886
- [16] 陈浩, 王开章. 黄河中游小流域坡沟侵蚀关系研究. 地理研究, 1999, 18(4): 363~ 372
- [17] Xu J X. Hyperconcentrated flows in the slope-channel systems in gullied hilly areas on the loess plateau, China. Geogr. Ann., 2004, 86 A(4): 349~ 366
- [18] 秦毅, 曹如轩, 樊尔兰. 用线性系统模拟小流域悬沙输沙率过程初探. 人民黄河, 1990, (5): 54~ 58
- [19] 许炯心. 黄土高原的高含沙水流侵蚀研究. 土壤与水土保持学报, 1999, 5(1): 27~ 45
- [20] 许炯心. 黄河中游多沙粗沙区高含沙水流的粒度组成及其地貌学意义. 泥沙研究, 1999, (5): 13~ 17
- [21] 费翔俊, 邵学军. 泥沙源区沟道输沙能力的计算方法. 泥沙研究, 2004, (1): 1~ 8
- [22] 景可, 陈永宗, 李凤新. 黄河泥沙与环境. 北京: 科学出版社, 1993 161
- [23] 胡文生. 黄土丘陵沟壑区典型小流域沟谷时空变化及土壤侵蚀研究. 北京: 中国科学院地理科学与资源研究所博士学位论文, 2005 29
- [24] 蔡强国, 王贵平, 陈永宗. 黄土高原侵蚀小流域侵蚀产沙过程与模拟. 北京: 科学出版社, 1998. 188

One new sediment yield model for single storm events and its application at annual time scale

ZHENG Ming-guo^{1,2,3}, CAI Qiang-guo^{1,2}, CHENG Qin-juan^{1,2,3}

(1 Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China;

2 Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China;

3 Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

Abstract: The loess gullied-hilly area of the Loess Plateau in North China is one of the most severely eroded regions in the world with a mean annual soil loss rate exceeding 10000t/km². Based on the observed data here from two stations, the relationship between runoff and sediment yield is examined for single storm events. In the study area, sediment concentration keeps stable when flow discharges are in excess of some critical values, and mean sediment concentration for single flood events mainly depends on the heavy-discharge stage in flood duration. Thus, the mean sediment concentration also keeps stable for heavy flood events. Therefore, one new runoff-sediment relationship model is established for specific watershed: $M = Ch$, where M is area-specific sediment yield, h is runoff depth. Furthermore, this model has excellent applicability due to the importance of extreme events for soil loss in the study area. The results of the model applied to the annual timescale showed that the model can predict the annual sediment yield very well for the watershed without base flow; and for the watershed where base flow exists, the model can also obtain a good estimation in wet year using the total runoff volume occurred in flood season.

Key words: runoff-sediment relationship; sediment yield; model; Loess Gullied hilly Area