

DOI: 10.16198/j.cnki.1009-640X.2017.03.003

秦毅, 李子文, 刘强, 等. 黄河内蒙段泥沙组成与力学运动特征[J]. 水利水运工程学报, 2017(3): 16-24. (QIN Yi, LI Ziwen, LIU Qiang, et al. Sediment fraction and its mechanic movement characteristics in Inner Mongolia reach of Yellow River[J]. Hydro-Science and Engineering, 2017(3): 16-24. (in Chinese))

黄河内蒙段泥沙组成与力学运动特征

秦毅, 李子文, 刘强, 李时, 陈星星

(西安理工大学 西北旱区生态水利工程国家重点实验室(培育基地), 陕西 西安 710048)

摘要: 泥沙在水与河床演变中起到纽带作用,因粒径不同,其运动形态、运动规律以及对河床的作用等不尽相同。因此,研究河床演变就不能轻视泥沙的运动特性,尤其是黄河内蒙河段这种水沙异源的河道。根据实测和实际钻探采样资料,分析了该河段悬移质和河床质的泥沙组成。并以此为基础,从起动扬动、悬浮高度、挟沙能力等角度探讨了主要粒径泥沙在一定水流条件下的运动形态与规律。通过能量和功率方程求得黄河内蒙河段的推移质输沙率。结果表明,内蒙河段悬移质基本上由粒径小于 0.080 mm 的泥沙组成,而河床质主要粒径为 0.100~0.500 mm,其中粒径为 0.100~0.250 mm 的泥沙活跃于冲淤过程。推移质输沙率的分析表明,来自黄河内蒙古河段上部的粗颗粒泥沙不易被水流长距离挟带,大部分淤积在三湖河口上游。

关键词: 泥沙组成; 运动特点; 黄河内蒙河段; 推移质

中图分类号: TV142

文献标志码: A

文章编号: 1009-640X(2017)03-0016-09

动床挟沙水流是一种复杂的两相流运动,泥沙在水流作用下发生运动,泥沙的存在又反过来通过河床演变影响水流运动,两者相互制约,相互影响。在水与河床演变中起到纽带作用的泥沙,因粒径不同,其运动规律、能量来源、对河床作用等都不相同。因此,研究河床演变就不能轻视泥沙的运动特性。

黄河内蒙河段自石嘴山至河曲长 780 km (见图 1)。该河段水沙异源,其水量主要来自上游干流,天然情况下,汛期 7—10 月的径流量约占全年的 60%。洪水以上游干流为主,区间支流洪水量不大,历时短且陡涨陡落。而泥沙以当地产沙为主,主要来源于当地多泥沙支流及风成沙,泥沙粒径偏粗。乌海至三盛公河段(邻近乌兰布和沙漠)的风沙活跃,是风沙入黄的主要来源区。根据杨根生^[1]的研究,每年风沙从库布齐沙漠进入十大孔兑(毛不浪孔兑沟口—呼斯太河沟口)的泥沙量是 0.158 9 亿 t,这些泥沙再以洪水挟沙方式向黄河输送 0.238 1 亿 t,且输送沙量随年代递增,同时乌兰布和沙漠由风沙流带入黄河 0.177 9 亿 t 泥沙量。在这些入黄泥沙中,63% 以上的泥沙粒径大于 0.1 mm。

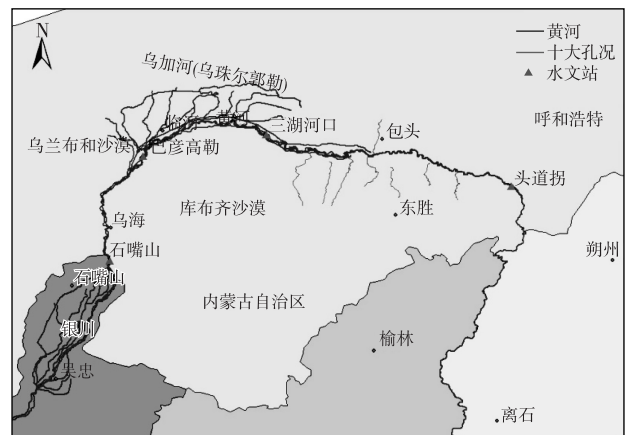


图1 黄河内蒙河段

Fig. 1 Inner-Mongolia reach of Yellow River

许炯心的研究^[2]也表明,兰州以上来水和十大孔兑的产沙是影响兰州至头道拐河段悬移质冲淤的主要因

收稿日期: 2016-08-09

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(973 计划)资助项目(2011CB403305)

作者简介: 秦毅(1959—),女,江苏常州人,教授,博士,主要从事水文水资源及河流泥沙研究。

E-mail: cennhysxm@126.com

素。李婷等^[3-5]分析了输沙量及悬移质组成的沿程变化,认为悬移质主要由细沙组成,粒径大于0.1 mm的粗沙较少。细沙对河床冲淤演变产生的作用是暂态的,推悬交换的泥沙和推移质造成的河床冲淤相对深远^[6]。然而,对黄河内蒙河段粗沙运动特征的研究却较少。因此从泥沙运动力学角度研究内蒙河段泥沙级配组成,探索各组泥沙的运动特点,对于认识宁蒙河道的冲淤变化必不可少。

1 泥沙组成

从1960—1965年泥沙级配观测资料(图2)来看,悬移质主要粒径范围为0.100~0.050 mm,河床质主要粒径范围为0.050~0.500 mm,其中河段上下游河床质主要粒径范围明显不同。上游石嘴山—巴彦高勒河段,河床质主要粒径范围为0.100~0.500 mm,且0.100~0.250 mm的泥沙最多,所占比例约为55%,0.100 mm以下的泥沙不到10%,尽管粒径沿程略有调整,但河床质粒径级分布相差无几;下游头道拐站,河床质主要粒径范围则为0.050~0.250 mm,其中0.100~0.250 mm的泥沙从上游的55%提高到68%,0.100 mm以下泥沙增大到29%,河床质粒径明显细化。从整个河段而言,河床质中大于0.100 mm的粗泥沙集中度高;上游均匀系数为0.58,下游为0.60,沿程集中程度增加。

若泥沙来自内蒙河段上游,随着上游刘家峡和龙羊峡水库等的建成运行,来沙中较粗的部分会被水库拦截,水库下游河段的泥沙组成会细化^[7]。然而2012年三湖河口洪水过程中水流动力区的泥沙实测资料(图2)与20世纪60年代石嘴山、巴彦高勒和头道拐的泥沙实测资料对比可见,内蒙河段床沙组成基本符合以往规律。这种现象表明该河段泥沙主要来自河段周边。

2 泥沙运动形态

2.1 泥沙起动特征

泥沙在水流中的运动方式有两种:①悬移运动,泥沙悬浮于水中,与水流基本无相对运动;②推移运动,此时泥沙的跟随性较差,基本在河床底部跳动、滚动、层移。泥沙运动呈现何种方式与水流的挟动流速有关,即起动流速 V_k 、挟动流速 V_s 和止动流速 V_h 。根据沙玉清的研究^[8],挟动流速之间关系如图3所示,不难发现内蒙河道河床质主要粒径泥沙(0.050~0.500 mm,平均0.250 mm)处于起动流速最低区,即最容易起动的泥沙粒径,但起动流速与止动流速很接近,一旦流速发生微小变化,这些泥沙便很容易由运动状态进入静止状态。因此河床质主体是易冲易淤的泥沙。图3表明在洪水期流量为2 000 m³/s左右、多年平均流速 $V=1.78$ m/s的条件下,河床质主体部分基本处于可挟动状态。

同时从图3可见,粒径小于0.080 mm的泥沙挟动流速小于起动流速,这表明泥沙一旦起动便会进入悬移状态。这就是洪水过程中粒径小于0.080 mm的泥沙占悬移质泥沙重量百分比平均大于82%的原因,各流量下悬移质颗分曲线见图4。

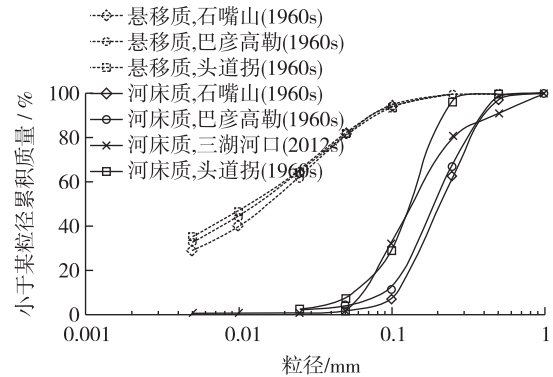


图2 内蒙河段泥沙颗粒级配曲线

Fig. 2 Gradation curves of suspended sediment and bed loads in the reach from Shizuishan to Toudaoguai

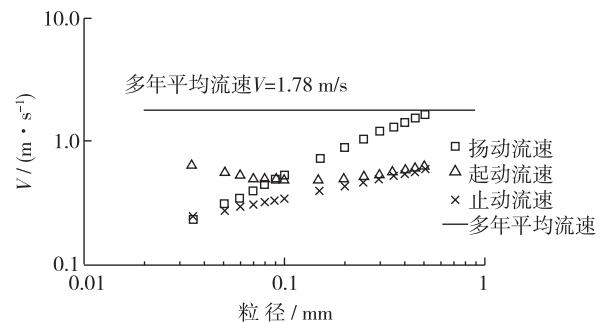


图3 起动流速与挟动流速的关系

Fig. 3 Relationships between incipient velocities and stirring-up velocities

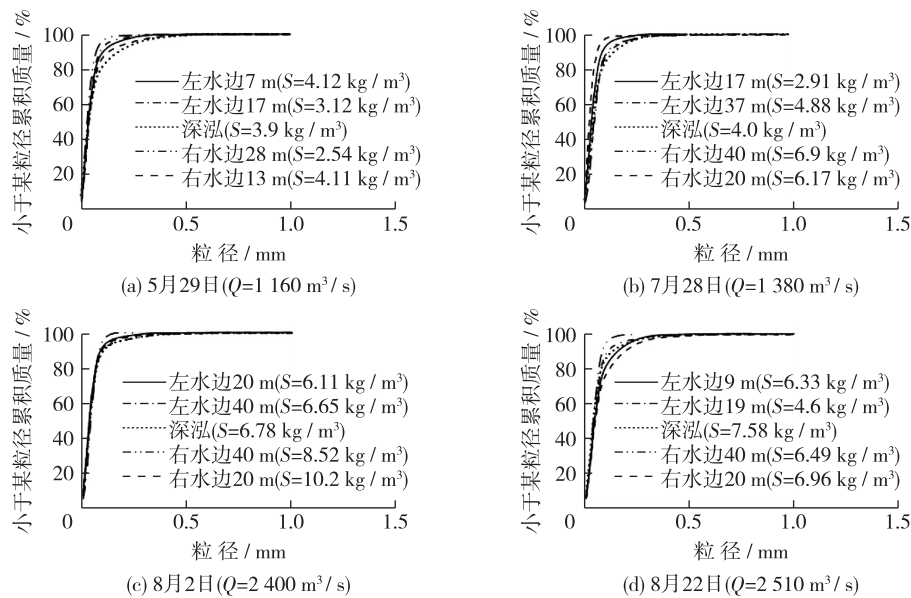


图4 2012年洪水过程中悬移质颗粒级配曲线

Fig. 4 Gradation curves of suspended load during flood process in 2012

2.2 泥沙悬浮和推移

河槽冲淤变化是水流携带泥沙运动的结果,一般用来判断河床发生冲淤的指标是水流的挟沙能力,因此水流挟沙能力的大小反映了大量泥沙运动的趋向性。实测资料表明,冲积河流的水流饱和挟沙力是多值函数,一般为双值:河床上静止的泥沙要起动变成推移质运动,就要满足 $V > V_k$ (V_k 为起动流速),要扬起悬浮于水中,必须满足 $V > V_s$ (V_s 为扬动流速),此时存在临冲挟沙力;水流中运动的泥沙要落淤河床上, $V < V_h$ (V_h 为止动流速),此时存在临淤挟沙力。因此用有效流速 $V - V_0$ 建立挟沙力的表达式才能符合上述物理概念,所以水流挟沙力公式可写为^[9]:

$$S_* = K \frac{\gamma_m}{\gamma_s - \gamma_m} \frac{(V - V_0)^3}{gR\omega} \quad (1)$$

式中: V 为平均流速 (m/s); V_0 为挟动流速 (m/s)。当泥沙由静止转为运动时, V_0 由起动流速 V_k 计算;当泥沙扬起悬浮在水中时, V_0 由扬动流速 V_s 计算;当水流中悬浮的泥沙落淤床面,则 V_0 由止动流速 V_h 计算。 γ_m 和 γ_s 分别为浑水和泥沙的重度 (N/m^3); R 为水力半径 (m); ω 为沉速 (m/s)。从式(1)可见 $(V - V_0)$ 与粒径大小(反映在沉速中)均对挟沙能力有影响,相比较而言, $(V - V_0)$ 对挟沙能力呈3次方的影响,作用更大。

因此, $(V - V_0)$ 可以反映水流对某一粒径级泥沙的挟带能力。若由扬动流速 V_s 计算的 $(V - V_0) < 0$, 则表明水流无法使泥沙扬起做悬移运动;若 $(V - V_0) > 0$, 则泥沙可以扬动悬浮,但它们的运动是否属于对河床冲淤有意义的悬浮运动,则取决于悬浮的高度和数量。如果大量泥沙悬浮高度高,则其可以被水流带走引起河床冲刷,可以认为是有意义的悬浮;否则,水流条件的变化会使泥沙随时在短时间内落回床面,悬浮意义不大而归结为推移运动。因此结合 $(V - V_0)$ 和悬浮指标,可以判断一定水流条件下不同粒径级泥沙的运动形态。

利用1976—2012年实测资料统计出三湖河口和头道拐水文站洪水期水动力特征的多年平均值,见表1。以此作为考察泥沙运动形态的水力条件,计算各粒径级泥沙的 $(V - V_0)$, 结果见表2,从而判断各粒径级泥沙的运动状态。

表1 三湖河口和头道拐洪水期水动力特征多年平均值

Tab.1 Multiannual mean values of hydrodynamic characteristics given by Sanhuhekou and Toudaoguai stations during flood

流量/ (m ³ ·s ⁻¹)	三湖河口		头道拐		流量/ (m ³ ·s ⁻¹)	三湖河口		头道拐	
	水深/m	流速/(m·s ⁻¹)	水深/m	流速/(m·s ⁻¹)		水深/m	流速/(m·s ⁻¹)	水深/m	流速/(m·s ⁻¹)
500	2.55	0.95	1.98	1.19	2 000	3.02	1.81	2.95	2.42
1 000	3	1.35	2.31	1.82	3 000	3.69	1.91	3.54	2.54

表2 不同流量级洪水下泥沙起动与悬浮

Tab.2 Incipient motion and suspension of sediment under different flow discharges (m·s⁻¹)

站名	d/mm	判断起动(V-V _k)				判断悬浮(V-V _s)			
		500	1 000	2 000	3 000	500	1 000	2 000	3 000
三湖河口	0.500	0.32	0.7	1.16	1.23	-0.71	-0.36	0.09	0.12
	0.300	0.41	0.79	1.25	1.32	-0.25	0.11	0.57	0.62
	0.250	0.43	0.81	1.27	1.35	-0.11	0.25	0.71	0.77
	0.175	0.46	0.84	1.3	1.38	0.12	0.49	0.95	1.01
	0.125	0.47	0.85	1.31	1.39	0.29	0.67	1.13	1.20
	0.100	0.46	0.84	1.3	1.38	0.39	0.77	1.23	1.31
	0.080					0.48	0.86	1.32	1.40
	0.075					0.50	0.88	1.34	1.42
	0.050					0.62	1.01	1.47	1.56
头道拐	0.500	0.59	1.20	1.77	1.87	-0.39	0.19	0.71	0.77
	0.300	0.67	1.29	1.86	1.96	0.05	0.65	1.19	1.26
	0.250	0.69	1.31	1.88	1.98	0.18	0.78	1.33	1.41
	0.175	0.72	1.34	1.91	2.01	0.40	1.00	1.56	1.65
	0.125	0.73	1.34	1.92	2.02	0.56	1.17	1.74	1.84
	0.100	0.72	1.34	1.91	2.02	0.66	1.27	1.84	1.94
	0.080					0.74	1.36	1.93	2.03
	0.075					0.76	1.38	1.96	2.06
	0.050					0.88	1.50	2.08	2.19

从表2计算结果可以看出,在各种水流条件下,所有粒径的泥沙均可起动。 $d \leq 0.080$ mm的泥沙一旦起动就会悬浮; $d > 0.500$ mm的泥沙在小流量下($V - V_s$)均为负值,表明此时该粒径的泥沙不能悬移运动,大流量时可悬浮;而粒径0.100~0.300 mm的泥沙可推可悬,运动形态还需借助悬浮指标来判定。悬浮指标定义为:

$$z = \omega / (ku_*) \tag{2}$$

式中: u_* 为摩阻流速(m/s); k 为卡门常数。悬浮指标的大小决定了水流中泥沙在垂线分布上的均匀程度。 z 越小,泥沙在垂线上分布越均匀,表明泥沙悬浮高度越高。经验表明,当 $z < 0.06$ 时泥沙为冲泻质,可以全部悬浮至水面; $0.10 < z < 3.00$ 时泥沙为悬移质; $z > 3.00$ 时,90%泥沙的悬浮高度不超过水深的10%,泥沙只能在临河底处做推移运动,即为推移质。

根据内蒙河段水文站实测资料,计算了代表年不同粒径的悬浮指标,表3中展示了 $d = 0.250$ mm泥沙的悬浮指标计算结果。

由于悬浮指标随流量变化而随机变化,无法直接判断表中 z 与经验判数的差异,因此需要进行显著性检验,取显著性水平 $\alpha = 0.05$ 。检验结果(见表4)表明粒径 $d \geq 0.300$ mm的泥沙悬浮指标与推悬临界悬浮指

标无差异, $d \leq 0.125$ mm 的泥沙差异显著。这意味着 $d \geq 0.300$ mm 的泥沙在内蒙河段基本做推移运动。

根据 Bagnold^[10] 的分析方法, 采用三湖河口洪水期实测资料建立无量纲单宽输沙率 (Φ) 与无量纲水流拖曳力 (θ^*) 的关系 (图 5), 可得出类似结论: 洪水期粒径 $d \geq 0.500$ mm 的泥沙做推移运动; 0.100 mm $\leq d \leq 0.250$ mm 的泥沙是推悬交换的主体; 而 $d \leq 0.075$ mm 的泥沙主要做悬移运动。

表 3 巴彦高勒、三湖河口和头道拐水文站汛期悬浮指标 (以 $d=0.250$ mm 为例, 水温 $19 \sim 22$ °C)

Tab. 3 Suspension index of Bayangaole, Sanhuhekou and Toudaoguai gauging stations in flood season (take $d=0.250$ mm for example and water temperature is between 19 and 22 °C)

站名	水情	年份	流量范围/($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	z	z 平均	站名	水情	年份	流量范围/($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	z	z 平均
巴彦高勒	丰水	1981	303~5 290	2.94	2.50	三湖河口	枯水	1957	179~1 517	3.07	3.02
		1983	181~3 630	2.06				1956	244~1 726	2.97	
	枯水	1987	95~1 350	3.12	头道拐	丰水	1981	157~5 130	2.50		
		1988	106~1 660	3.58			1983	476~3 460	1.87	2.59	
		1955	182~3 348	2.17			1964	413~4 510	3.41		
三湖河口	丰水	1981	141~5 400	1.20	1.83	枯水	1957	195~1 280	4.71	4.88	
		1983	325~3 680	2.12	1987		26~488	5.04			

表 4 悬浮指标 $z \leq 3.00$ 的检验

Tab. 4 Test results during suspension index $z \leq 3.00$

粒径/mm	$H_0(z \leq 3.00)$			粒径/mm	$H_0(z \leq 3.00)$		
	统计量 T	临界值 $t_{\alpha}(n-1)$	判断		统计量 T	临界值 $t_{\alpha}(n-1)$	判断
0.080	-93.080 0	1.658	接受	0.175	-11.428 8	1.658	接受
0.100	-55.876 5	1.658	接受	0.250	-0.312 5	1.658	接受
0.125	-32.063 1	1.658	接受	0.300	2.910 7	1.658	拒绝

假设垂线上各水深处含沙量相等, 则从表 5 实测数据也可看到粒径为 $0.100 \sim 0.250$ mm 泥沙中 78% 悬浮高度小于 0.53 m, 随着粒径加大, 这个比例会提高到 90% 以上。

以上分析结果表明, $0.100 \sim 0.250$ mm 泥沙不易被水流挟带悬浮, 因此这些泥沙在河床质中的比例大于 55%, 而在多年平均悬移质级配中所占份量不高, 与汪宏芳最新的研究结果^[11] 一致。应用张洪武的公式^[12], 也可得到三湖河口站粗沙粒径为 0.129 mm。寒旱所钻孔探测成果^[13] 表明河心滩的泥沙组成绝大部分大于 0.080 mm, 也证明了水流不能将粒径大于 0.100 mm 的泥沙大量扬起冲刷带走, 而是推悬交换中被搬运到河心滩。而粒径小于 0.080 mm 的泥沙, 无论从悬浮指标还是实测结果看, 基本都为悬移质运动形态, 属于冲泻质。

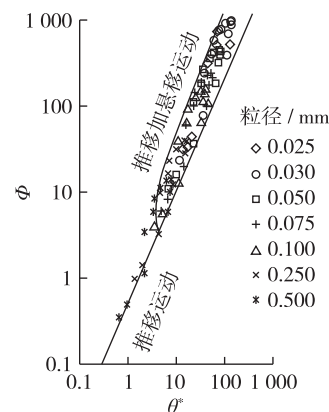


图 5 Bagnold 方法分析给出的三湖河口河段泥沙运动规律

Fig. 5 Sediment movement rule in Sanhuhekou channel analyzed by Bagnold's method

表5 2012年9月大洪水过程中三湖河口断面水流动力区实测泥沙组成

Tab. 5 Measured sediment composition obtained from Sanhuhekou gauging station during flood in September 2012

粒径级/mm	悬移质			床沙	
	相对水深 0.6	相对水深 0.8	相对水深 0.9	河底	河床质
<0.005	8.32	7.94	9.16	2.33	0.29
0.005~0.010	5.76	5.33	6.05	1.52	0.21
0.010~0.025	19.23	18.52	18.73	6.85	0.75
0.025~0.050	31.60	33.23	29.91	20.54	6.84
0.050~0.100	24.82	26.67	24.52	30.69	28.69
0.100~0.250	7.84	7.09	9.30	31.70	45.03
0.250~0.500	1.84	1.06	2.07	6.13	9.96
0.500~1.000	0.59	0.16	0.26	0.23	8.24

注:相对水深0.6,0.8,0.9的测点,距离河底高度分别为2.11,1.06,0.53 m;平均流量为2 210 m³/s,垂线平均流速1.85 m/s,平均含沙量为6.91 kg/m³,垂线平均水深为5.28 m。

3 粗泥沙输移

3.1 粗泥沙悬浮高度

为了进一步探讨0.100 mm ≤ d ≤ 0.250 mm的泥沙中各粒径级的悬浮程度,根据实测资料计算出的悬浮指标,采用汛期($\bar{Q}=1\,500\text{ m}^3/\text{s}$, $\bar{h}=3.3\text{ m}$)和洪水期($\bar{Q}=2\,000\text{ m}^3/\text{s}$, $\bar{h}=4.5\text{ m}$)多年平均条件按照式(3)分别计算不同粒径泥沙的扬起高度,见表6。

$$\frac{S_v}{S_{va}} = \left(\frac{h-y}{y} \frac{a}{h-a} \right)^z \quad (3)$$

式中: S_v , S_{va} 分别为水深 y 处和距河底以上相对水深为 $a/h=0.05$ 处的体积比含沙量; h 为水深, a 为离开河底的参考高度,一般取 $a/h=0.05$ 。

表6 给定相对悬浮高度下各粒径级的体积沙量比 S_v/S_{va}

Tab. 6 Ratios of sediment volume concentration having different particle sizes at given relative water depth

相对水深	体积沙量比 S_v/S_{va}			
	粒径级 0.250 mm	粒径级 0.125 mm	粒径级 0.100 mm	粒径级 0.080 mm
汛期	0.1	0.90	0.43	0.30
	0.2	0.99	0.69	0.53
洪水期	0.1	0.58	0.20	0.13
	0.2	0.84	0.36	0.25

由计算结果(表6)可知,汛期多年平均条件下绝大多数(占比约为90%)粒径为0.250 mm的泥沙悬浮高度不会超过相对水深0.1,即水深不足0.33 m范围内;大部分(占比约为53%)粒径为0.100 mm的泥沙悬浮高度不超过距河底0.66 m的高度。而洪水期泥沙扬起高度明显增加,粒径0.125 mm的泥沙64%以上扬起高度超过相对水深0.2,即水深0.9 m。即使粒径为0.250 mm、原本做推移运动的泥沙,也有16%超过该高度,约42%可以在相对水深0.1~0.2处(即0.45~0.90 m水深)内悬移运动。以上结果说明,0.100~0.250 mm的泥沙可在临河底处(相对水深不超过0.2)运动,大洪水期更是如此。这部分泥沙是否会引起河床冲淤变化,主要取决于近底水流挟沙能力。

由实测资料和试验资料获得的系数,式(1)呈现如下形式:

$$S_* = 0.53 \frac{\gamma_m}{\gamma_s - \gamma_m} \frac{(\gamma - \gamma_0)^3}{gR\omega} \quad (4)$$

其中计算近底挟沙能力时取 $R=y_0$ 结果(见表7)表明,汛期和洪水期多年平均情况下,距河床0.1相对水深处,水流挟带粒径大于0.150 mm的泥沙量分别小于0.032和0.205 kg/m³。历史上曾观测的推移质含沙量为0.01~0.03 kg/m³,结合两者可得到这样的认识:①在大洪水条件下,粒径为0.150 mm左右的泥沙可以悬浮使河床呈现冲刷状态,而中常洪水时则只能近底做推移运动;②由于近河底处的挟沙能力并不大,因此粒径大于0.100 mm的泥沙很容易从悬浮状态落回床面做推移运动。

表7 近河底挟沙力

Tab.7 Sediment carrying capacity near river bed (kg·m⁻³)

水情	条件	挟沙力			
		粒径0.250 mm	粒径0.200 mm	粒径0.150 mm	粒径0.100 mm
大洪水	$H=4.5, V=1.81$	0.009 4	0.048 0	0.204 6	0.830 3
汛期多年平均	$H=3.3, V=1.33$	0	0.001 9	0.031 7	1.285 6

3.2 粗泥沙沿程输移

水流为维持泥沙处于推移状态,必须要消耗一部分有效能量。将单位床面推移质输沙功率与水流功率中使泥沙发生推移运动的部分能量联解^[14],得到推移质单位床面输沙强度和输沙率计算式:

$$\begin{cases} \frac{\gamma_s - \gamma_0}{\gamma_s} \Phi = 0.01 \frac{1}{\tan\alpha} \left[Fr(\theta - \theta_c) \frac{v}{u_*} \right]^{\frac{3}{2}} \\ \theta = \frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma)D} \\ \theta_c = \frac{\tau_c}{(\gamma_s - \gamma)D} \end{cases} \quad (5)$$

$$g_b = \Phi B r_s D \sqrt{\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} g D} \quad (6)$$

式中: γ 为清水重度(N/m³); Φ 为推移质强度(kg/sL); $\tan\alpha$ 是摩擦系数; Fr 为水流弗劳德数; θ 和 θ_c 为水流强度参数; v 为流速(m/s); u_* 为摩阻流速(m/s); τ_0 为水流作用于床面剪切力(N); τ_c 为起动拖曳力(N); D 为推移质中值粒径(mm); g_b 为单宽推移质输沙率(kg/s/m); B 为床面宽度(m)。

借助式(5)和(6)分别计算了1968年、1983年和2005年3月推移质中值粒径为0.200 mm的5日输沙量分别为:巴彦高勒0.84,0.78,5.55万t;三湖河口1.5,0.74,2.88万t;头道拐站2.7,1.25,3.29万t。可见,三湖河口的推移质输沙率最小,这也意味着来源于上游的推移质不能全部通过三湖河口,将会在三湖河口上游河段发生淤积。寒旱所的钻孔资料也表明,巴彦高勒粒径大于0.100 mm的粗颗粒泥沙含量为73.4%,而到达头道拐时减少为40%。2008年8月12—19日寒旱所采集了三湖河口—河口镇河段部分地点的岸边淤积物样品进行测定,发现头道拐附近河道岸边淤积物组成主要是0.025~0.075 mm的泥沙,尤以0.050 mm的居多;而三湖河口及孔兑周围河段粒径大于0.100 mm的泥沙占80%以上。这些都证明了三湖河口的推移质输沙率小。

20世纪60年代,头道拐站持续6年用顿式采样器实测了推移质输沙率。根据此资料,推求出推移质输沙率与流量关系:

$$G_b = 0.000 5 Q^{1.455} \quad (7)$$

式中: G_b 为断面推移质输沙率(kg/s)。从式(7)可以看出,推移质输沙量与流量的高次方成正比,流量的微量增加就可以使推移质输沙率增加较多。

4 结 语

黄河内蒙河段悬移质基本由小于0.080 mm的泥沙组成,而河床质主要粒径为0.100~0.500 mm,其中粒径大于0.300 mm的泥沙基本做推移运动,在洪水流量大时可悬浮。粒径为0.100~0.250 mm的泥沙易起动,运动范围集中在水流底层,运动形态取决于水沙条件。流速大时这部分泥沙可以被扬起悬浮,使河床呈现冲刷,但对流速变化敏感,很容易回落床面转为推移运动,是活跃于冲淤过程的床沙质主要成分,造成河道快速冲淤变形。推移质输沙率的分析表明,来自内蒙古河段上游的粗颗粒泥沙不易被水流长距离挟带,大部分淤积在三湖河口上游。

另外,水文测验采用的一点法,即0.5相对水深处取沙样进行颗粒级配分析,不易监测到大洪水期在距河底0.2相对水深处悬移的相当数量的粗泥沙($0.100\text{ mm} \leq d < 0.250\text{ mm}$),因而不易准确表现河流的泥沙特性。

参 考 文 献:

- [1] 杨根生. 河道淤积泥沙来源分析及治理对策:黄河石嘴山—河口镇段[M]. 北京:海洋出版社,2002:1-14. (YANG Gensheng. Sediment sources and control measures about sediment deposit in Yellow River reach from Shizuishan to Hekouzhen [M]. Beijing: China Ocean Press, 2002: 1-14. (in Chinese))
- [2] 许炯心. 异源水沙对黄河上游兰州至头道拐河段悬移质泥沙冲淤的影响[J]. 泥沙研究,2014(5):1-10. (XU Jiongxin. Channel sedimentation in the Lanzhou-Toudaoguai reach of the upper Yellow River influenced by runoff and sediment from different source areas[J]. Journal of Sediment Research, 2014(5): 1-10. (in Chinese))
- [3] 李婷,侯素珍,王平. 黄河内蒙古河段来沙组成对河道淤积影响研究[J]. 泥沙研究,2013(4):41-49. (LI Ting, HOU Suzhen, WANG Ping. Impact of incoming sediment grain sizes on channel sedimentation in Inner Mongolia Reach of Upper Yellow River[J]. Journal of Sediment Research, 2013(4): 41-49. (in Chinese))
- [4] 李学春,杨峰,李瑞. 黄河内蒙古段不同粒径泥沙输移能力变化分析[J]. 人民黄河,2015,37(12):9-11. (LI Xuechun, YANG Feng, LI Rui. Variation of sediment carrying capacity of various particle sizes in Inner Mongolia Reach of the Yellow River [J]. Yellow River, 2015, 37(12): 9-11. (in Chinese))
- [5] 孙维婷,穆兴民,赵广举,等. 黄河干流悬移质泥沙粒径构成变化分析[J]. 人民黄河,2015,37(5):4-9. (SUN Weiting, MU Xingmin, ZHAO Guangju, et al. Analysis of grain size composition of suspended sediment of the Yellow River[J]. Yellow River, 2015, 37(5): 4-9. (in Chinese))
- [6] 李子文,秦毅,陈星星,等. 2012年洪水对黄河内蒙古段冲淤影响[J]. 水科学进展,2016,27(5):543-551. (LI Ziwen, QIN Yi, CHEN Xingxing, et al. Effects of the coarse sediment movement in the flood on Inner Mongolia Reach of Yellow River in 2012[J]. Advances in Water Science, 2016, 27(5): 543-551. (in Chinese))
- [7] 张绪进,何进朝,母德伟. 上游来水来沙变化及对重庆河段泥沙淤积的影响[J]. 水利水运工程学报,2010(1):23-29. (ZHANG Xujin, HE Jinchao, MU Dewei. Impact of incoming runoff and sediment on sediment deposition along the Chongqing reach[J]. Hydro-Science and Engineering, 2010(1): 23-29. (in Chinese))
- [8] 沙玉清. 泥沙运动学引论[M]. 西安:陕西科学技术出版社,1996. (SHA Yuqing. Introduction of sediment kinematics[M]. Xi'an: Shaanxi Science and Technology Press, 1996. (in Chinese))
- [9] 邓贤艺,曹如轩,钱善琪. 水流挟沙力双值关系研究[J]. 水利水电技术,2000,31(9):6-8. (DENG Xianyi, CAO Ruxuan, QIAN Shanqi. Study on two-value silt carrying capacity of water flow [J]. Water Resources and Hydropower Engineering, 2000, 31(9): 6-8. (in Chinese))
- [10] BAGNOLD R A. The flow of cohesionless grains in fluids[J]. Philo Trans Royal Soc(SerA), 1956, 249: 235-297.
- [11] 汪宏芳,贾晓鹏,王海兵. 黄河内蒙古段淤积泥沙洪水冲刷效应[J]. 中国沙漠,2014,34(4):1143-1149. (WANG Hongfang, JIA Xiaopeng, WANG Haibing. Effect of flood scouring channel deposits in Inner Mongolia reach of the Yellow River [J]. Journal of Desert Research, 2014, 34(4): 1143-1149. (in Chinese))
- [12] 张洪武,张俊华,吴腾. 基于河流动力学的黄河“粗泥沙”的界定[J]. 人民黄河,2008,30(3):24-27. (ZHANG Hongwu, ZHANG Junhua, WU Teng. Definition of “coarse sand” of the Yellow River based on river dynamics[J]. Yellow

- River, 2008, 30(3): 24-27. (in Chinese))
- [13] 拓万全. 黄河宁蒙河道泥沙来源与淤积变化过程研究[R]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2009: 12-27. (TA Wanquan. Study on sediment sources and variation of sediment accumulation in Inner-Mongolia reach[R]. Lanzhou: Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, 2009: 12-27. (in Chinese))
- [14] 高建恩. 推移质输沙规律的再探讨[J]. 水利学报, 1993(4): 62-69. (GAO Jian'en. Further probing into law of sediment transport of bed load[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 1993(4): 62-69. (in Chinese))

Sediment fraction and its mechanic movement characteristics in Inner Mongolia reach of Yellow River

QIN Yi, LI Ziwen, LIU Qiang, LI Shi, CHEN Xingxing

(State Key Laboratory Base of Eco-hydraulic Engineering in Arid Area, Xi'an University of Technology, Xi'an 710048, China)

Abstract: The combination of water and sediment prompts the riverbed evolution. The movement forms, movement rules and the effects on riverbed having different sediment grain sizes are various. Thus, the studies of the riverbed evolution can not despise the sediment fraction and movement characteristics, particularly the studies of the Inner Mongolia reach of the Yellow River, of which water and sediment come from different areas. On the basis of the observed data from the hydrometric stations and by drilling samples, this paper shows the sediment fraction of the suspended material and bed load. Based upon these, the movement forms and rules of the main sediment fraction under certain hydrodynamic conditions are discussed, from the angles of starting velocities, suspended height and silt carrying capacity. The sediment transport rule of the bed load is found by an energy and power equation. The research results show that in the Inner Mongolia reach, the suspended material is mainly composed of the sediment whose grain size is less than 0.08 mm. And the primary partial size of the bed load is from 0.1 mm to 0.5 mm, especially the sediment with partial size between 0.1 mm and 0.25 mm is active during the erosion and deposition of riverbed. The analysis of the bed load transport rate indicates that the most of coarse particle silt, which comes from the upper reach of the Inner Mongolia reach, is too difficult to be carried downstream and will deposit on the riverbed of the upstream of Sanhuhekou.

Key words: sediment composition; sediment movement characteristics; Inner Mongolia reach; bed load