

美国内布拉斯加州埃尔克霍恩河河床沉积物渗透系数深度变化特征

宋进喜^{①②}, CHEN XunHong^{②③}, CHENG Cheng^②, WANG DeMing^②, 王文科^③

① 西北大学城市与环境学院, 西安 710127;

② School of Natural Resources, University of Nebraska-Lincoln, Lincoln, NE 68583-0996, USA;

③ 长安大学环境科学与工程学院, 西安 710054

E-mail: jinxisong@gmail.com

2009-03-20 收稿, 2009-08-07 接受

美国内布拉斯加州自然资源部和内布拉斯加州埃尔克霍恩河上下游自然资源区资助项目和教育部长江学者与创新团队发展计划(批准号: IRT0811)资助项目

摘要 准确计算河床沉积物渗透系数对于河流-地下水相互关系及其流域生态系统分析具有十分重要的作用. 采用水头下降竖管渗透试验法对美国内布拉斯加州埃尔克霍恩河(Elkhorn River)8个不同地点、共60个试验点位上的河床上、下两层沉积物垂向渗透系数(K_v)做了试验研究. 结果表明: 上层沉积物 K_v 值普遍高于下层沉积物的. 从所有测试点来看, 上层沉积物中 K_v 测试值在 2.7~104.9 m/d 之间, 其平均值为 26.6 m/d; 而下层沉积物 K_v 测试值在 0.4~73.4 m/d 之间, 其平均值为 16.1 m/d. 河床沉积物 K_v 值随深度增加而减小这一现象主要是由于河流-地下水交错带水文过程引起的. 交错带中水流流出和流入的交换作用增加了河床孔隙度从而增加了沉积物渗透性. 此外, 生物扰动作用能够有效地破坏河床表面细小沉积物形成的淤塞层, 在沉积物中产生新的孔隙空间, 从而增大了河床表层沉积物渗透系数.

关键词

河床沉积物垂向渗透系数

渗透试验

沉积物深度

河流-地下水交错带生物扰动作用

河床沉积物垂向渗透系数(K_v)是河流-地下水相互作用以及河流生态系统分析中一个非常重要的参数^[1,2]. 一般来说, 渗透系数代表孔隙介质传送水量的能力^[3]. 准确估算河床沉积物 K_v 值有助于了解地下水和河流之间水量交换以及水质运移的程度, 并能解决一系列相关的水文地质问题^[4-8]. 河床表面常常会出现一层由细小沉积物形成的淤塞层^[9]. 淤塞沉积物具有致密的结构, 低孔隙度以及降低河流下渗

能力的特征, 因此, 河床淤塞能够减小河床上层沉积物的渗透系数, 从而阻碍河流和地下水的相互作用^[9,10]. 一般的看法是, 由于淤塞的影响, 河床上层沉积物的 K_v 值要比下层的小. 但是, 研究表明河流与地下水水量交换的交错带普遍存在河床表层^[11-15]. Nogaro 等人^[16]通过试验发现无脊椎动物的生物扰动对沉积物淤塞具有很大的抑制作用, 从而能增大沉积物的渗透系数. 在美国内布拉斯加州的普拉特河

(Platte River)和布卢河(Blue River)的试验结果表明,河床上层沉积物的 K_v 值比下层的大^[8,17]. 本文将通过美国内布拉斯加州埃尔克霍恩河(Elkhorn River)河床沉积物垂向渗透系数试验研究来揭示该河流是否存在表层沉积物 K_v 值较大这一现象. 同时,也对生物扰动作用做观测研究,并对生物扰动影响河床表层沉积物 K_v 值做以分析.

1 研究区域与方法

1.1 研究区域

埃尔克霍恩河位于美国内布拉斯加州的中东部,从西北往东南方向流动,并且与普拉特河在格雷特纳(Gretna)交汇. 整个埃尔克霍恩河流域面积约 18135 km². 埃尔克霍恩河流速平稳,大多河段河道窄而且陡. 河流流量取决于雪融量,降雨量以及灌溉需水量,因此在不同的河段流量变化较大. 埃尔克霍恩河流域的水文地质条件比较复杂,河床沉积物呈现出从西部的风成沉积演化到东部的冰川沉积,而流域内冰川沉积占到 40%. 该流域内的主要含水层包括河谷冲积含水层以及第三纪的奥加拉拉(Ogallala)组含水层,次要含水层主要由基岩含水层组成. 主含水层的厚度在 0~235 m 之间. 埃尔克霍恩河流域西部和中部河流和地下水的连通有起伏变化,但是在东部地区由于冰川沉积物的存在,河流和地下水一般不连通. 地下水一般由高地流向河谷地区,埃尔克霍恩河流量也相应地受到来自地下水的基流补给和降水供给(http://www.dnr.ne.gov/LB962/Annual-Report_2006/ElkhornReport.pdf).

试验研究选择在车辆易于通行并且能开展试验操作的 8 个地点,其中 6 个在干流上,2 个在支流上(见图 1). 从 A 点到 H 点平均河流比降为 0.98 m/km. 在每个研究点,沿着河水方向布设 5~9 个测试点位. 河床沉积物主要由沙和砾石组成,并含有极少量的淤泥及黏土. 试验期间,从点 A 到点 H,河流平均水深分别为 0.24, 0.15, 0.20, 0.15, 0.22, 0.32, 0.26 和 0.49 m,在 C 点附近有一个美国地质调查局的水文观测站 USGS 06797500,可以供 A~E 点流量参考,试验期间该观测站的平均流量为 0.89 m³/s; 距离 F 点下游 27.5 km 处有另一个水文观测站 USGS 0679900,试验期间该站点平均流量为 15.25 m³/s,在距离 G 点上游 17 km 处有一个水文观测站 USGS 06799100,试验期间该站点平均流量是 1.61 m³/s; 在 H 点附近有一个

水文观测站 USGS 06799350,试验期间该站点平均流量为 37.63 m³/s. 试验时间和测试数目列在表 1 中.

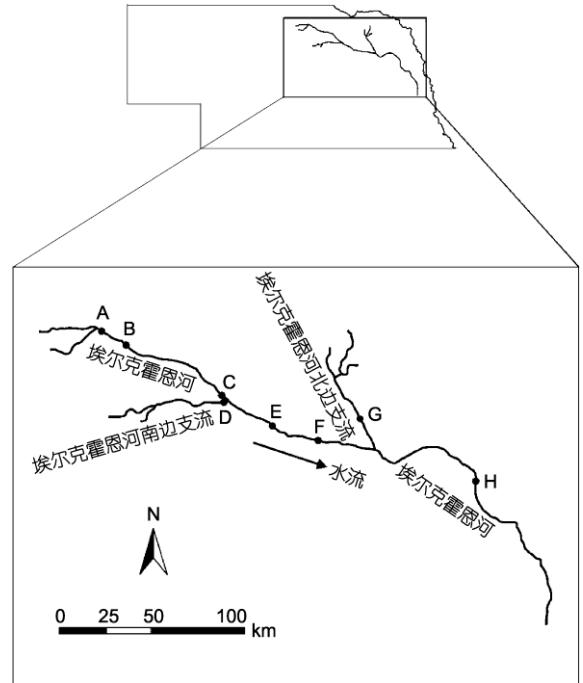


图 1 测试河床沉积物 K_v 值的试验点布设

1.2 垂向渗透系数测试方法

采用 Chen^[1,18]提出的水头下降竖管渗透试验法来测试河床沉积物渗透系数. 首先,一根长 147 cm、内径为 5.1 cm 的透明塑料管被垂直插入河床沉积物 50~70 cm 深处,这样塑料管中会形成厚度为 L_1 的沉积物. 从塑料管上端开口处加入水,然后记录水头下降过程中不同时刻管子中水头的位置,记录数据用来计算 K_v 值. 上层测试结束后,管子被继续插入到河床沉积物中 90 cm 左右的更深处,这时塑料管中的沉积物厚度视为 L ,接着对这一 L 深度的沉积物进行同样的渗透试验(见图 2). 全部试验测试结束后,对所有测试的沉积物 K_v 值进行计算,其计算公式如下^[19]:

$$K_v = \frac{\pi D}{11m} \frac{L_v}{(t_2 - t_1)} \ln(h_1 / h_2), \quad (1)$$

式中 L_v 为管子中沉积物的厚度; h_1 和 h_2 分别为 t_1 和 t_2 时刻管子中的水位; D 为管子的直径; $m = \sqrt{K_h / K_v}$, K_h 为河床沉积物水平向渗透系数. 在计算中, K_h 是未知数,依据 Chen^[1]研究结果, K_h 值对水头 h 影响不大.

当 $L_v/D > 10$, 取 $m=1$ 或 $m=10$, 两者所计算的 K_v 误差值 $< 2.5\%$. $m=1$ 代表各向同性沉积物; $m=10$ 代表异常各向异性沉积物. 在本研究中, 上层沉积物平均厚度为 60 cm, $L_v/D \approx 12$, 计算中, m 取值为 10, 由此可能引起的误差值小于 2%.

此外, 河床下层沉积物的 K_v 值可以通过下面的公式^[20]来计算:

$$K_{v2} = L_2 / (L/K_v - L_1/K_{v1}), \quad (2)$$

式中 K_{v2} 是河床下层厚度为 L_2 的沉积物垂向渗透系数; K_{v1} 是河床上层厚度为 L_1 的沉积物垂向渗透系数; K_v 是厚度为 L 的河床沉积物垂向渗透系数 (见图 2).

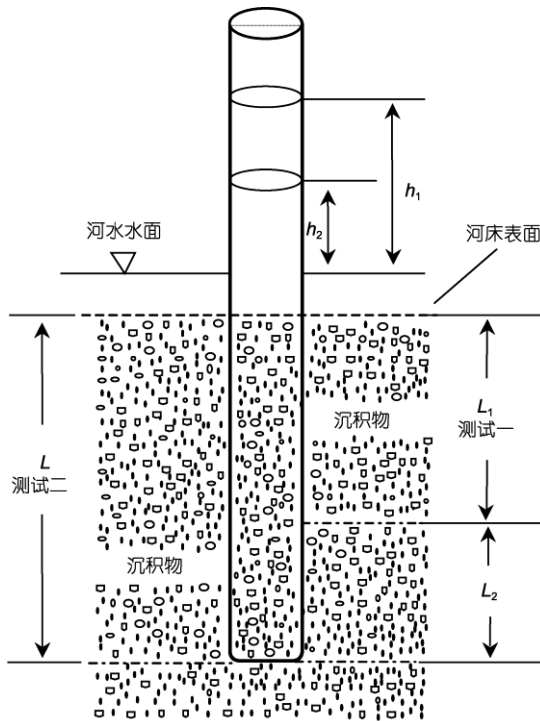


图2 河床上、下两层相连沉积物 K_v 试验测试示意图

但是, 试验点 B8 和 G8 河床下层的沉积物中均含有黏土, 这些物质的存在使得测试过程中管子中的水头下降非常慢, 水头差难以测量, 因此, 这两个点位上的下层沉积物 K_v 值没有计算, 在本研究中未考虑点 B8 和 G8.

1.3 河床沉积物取样及粒度分析

在每个试验点, 当 K_v 测试结束后, 采集管中的沉积物样品, 具体过程如下: 先用一个橡胶软盖盖住

管子上端开口, 以此阻断其与大气的接触, 然后将管子从河床中拔出. 按照 L_1 和 L_2 长度, 将管内沉积物柱样分离, 并分别装入不同的样品袋中. 样品被送到内布拉斯加大学土壤实验室进行粒度分析. 在粒度分析过程中, 用筛分法将沉积物样品分成 13 个不同的等级, 其中最小的粒径是 0.075 cm, 而最大的粒径是 9.5 cm. 粒径 < 0.075 cm 的被归为粉沙和黏土; 粒径在 0.075~2 cm 的被归为沙; 而粒径 > 2 cm 的被归为砾石^[21].

2 结果与讨论

表 1 给出了每一个试验点试管中沉积物厚度及所测量的 K_v 值. 在从上游到下游的 8 个地点上共做了 60 个原位测试. 所测试的上层沉积物厚度在 50.2~72.4 cm 之间, 平均厚度为 59.5 cm; 下层沉积物厚度在 12.4~40.0 cm 之间, 平均厚度为 29.3 cm. 不同点位上、下两层沉积物厚度详见图 3. 从所有测试结果来看 (见表 1), 上层沉积物 K_v 在 2.7~104.9 m/d 之间, 平均值为 26.6 m/d, 下层沉积物 K_v 在 0.4~73.4 m/d 之间, 平均值为 16.1 m/d. 除在 A4, D7 和 H1 点, 下层沉积物 K_v 值比上层较大之外, 其余 57 个点位上, 都是上层沉积物 K_v 较下层的大 (见图 4). 图 5 为所有试验点位上、下两层沉积物 K_v 值的直方图. 对这 60 个测试点位而言, 单个测试点上层沉积物 K_v 值与下层沉积物 K_v 值之比在 0.2~82.9 之间; 对 8 个研究点而言, 每一研究点所测试的上层沉积物 K_v 平均值与下层沉积物 K_v 平均值之比在 1.0~2.2 之间; 所有 60 个测试点上层沉积物 K_v 平均值与下层沉积物 K_v 平均值之比为 1.7 (见表 2). 在 8 个研究地点中, B 点上、下两层沉积物 K_v 平均值均较大于其他各点.

河床沉积物 K_v 值随深度增加而降低这一研究结果与 Song 等人^[17]、Chen 等人^[8]报道的研究结果相似. 一般认为, 河床沉积物渗透系数主要由颗粒大小来决定. 在本研究中, 上、下两层沉积物粒度分布基本相似 (见图 6). 在颗粒组成中, 粉沙与黏土相较于沉积物总重量的累计百分比均小于 0.1%. 但在有些研究点 (如点 B, E, F 和 H), 下层沉积物样品中砾石和粗砂的平均重量累计百分比略大于上层沉积物的 (见图 6). 这说明河床沉积物 K_v 值随深度增加而降低并不完全是由沉积物粒度分布上的不同而引起的. 可是, B 点沉积物颗粒粒径较粗于其他 7 个点 (见图 6), 这可能是引起 B 点 K_v 值最大的原因之一.

表 1 测试沉积物厚度及相应的 K_v 测算值

研究点	测试的沉积物厚度/cm				K_v 测算值/ $m d^{-1}$						测试点 位数量	试验时间
	上层 L_1		下层 L_2		上层 L_1		下层 L_2					
	范围	均值	范围	均值	范围	均值	标准偏差	范围	均值	标准偏差		
A	51.8~56.0	53.6	33.3~37.9	35.3	2.7~19.7	11.0	6.3	6.3~17.7	11.2	4.8	5	2007-08-01
B	57.3~63.7	59.1	18.3~35.3	28.7	7.8~104.9	55.7	30.6	3.1~47.4	24.7	17.5	7	2007-07-31
C	60.3~72.4	66.7	20.1~30.5	25.3	7.3~36.1	26.5	8.2	3.6~22.0	15.4	7.3	9	2007-08-06
D	50.2~60.2	56.1	28.1~40.0	35.0	16.3~22.3	19.4	2.2	9.0~21.5	14.8	4.3	8	2007-07-30
E	61.0~68.6	63.3	22.4~28.6	26.3	24.2~31.2	28.1	2.8	13.0~27.4	18.3	5.0	8	2007-08-06
F	53.2~59.1	56.0	30.5~38.3	33.5	17.6~32.1	27.9	4.8	0.4~23.8	14.2	7.6	8	2007-08-21
G	54.0~60.0	57.1	13.7~39.7	29.6	6.9~27.2	20.8	7.1	0.9~17.0	10.1	5.3	7	2007-08-20
H	52.1~67.6	60.6	12.4~37.8	23.3	14.1~29.0	20.7	4.9	4.4~73.4	18.5	22.5	8	2007-08-16
全部	50.2~72.4	59.5	12.4~40.0	29.3	2.7~104.9	26.6	16.0	0.4~73.4	16.1	11.5	60	

表 2 上层沉积物 K_v 值与相应的下层沉积物 K_v 值之比

研究点	A	B	C	D	E	F	G	H	全部
单个试验点比值变化范围	0.2~1.9	1.3~5.4	1.1~10.1	1.0~2.1	1.1~2.3	1.2~82.9	1.1~7.3	0.2~4.9	0.2~82.9
所有试验点比值平均值	1.0	2.2	1.7	1.3	1.5	2.0	2.1	1.1	1.7

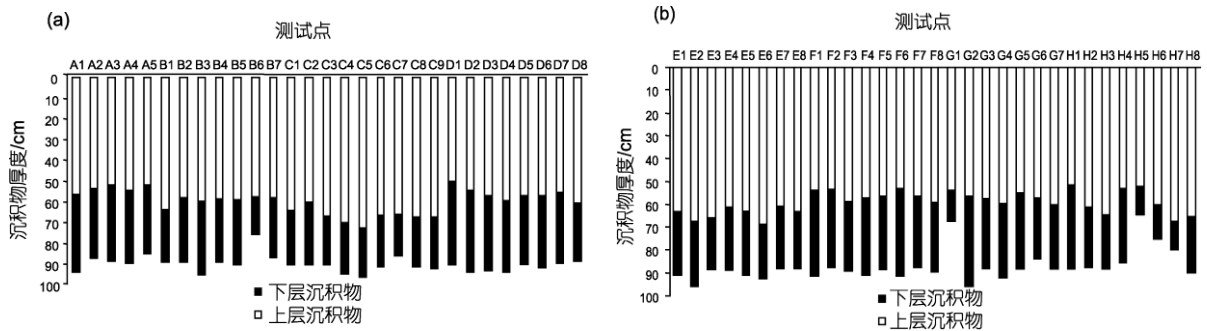


图 3 试验点上、下两层测试沉积物厚度

(a) 研究点 A, B, C 和 D; (b) 研究点 E, F, G 和 H

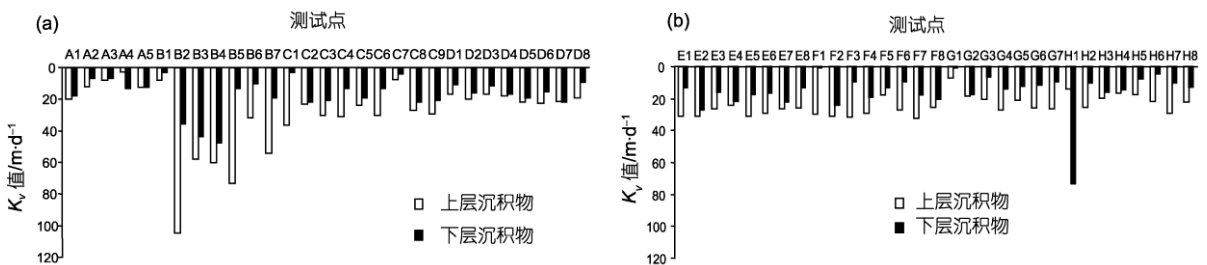


图 4 试验点上、下两层测试沉积物 K_v 值比较

(a) 研究点 A, B, C 和 D; (b) 研究点 E, F, G 和 H

河流-地下水交错带水文过程能增加河床沉积物孔隙度从而使上层沉积物 K_v 增大^[17]。河流与地下水交错带中发生着水量交换过程,交错带存在上升流和下降流,河水与地下水相互作用的流量流入与流出分别在这两个区内进行,河水在下降流中进入到河床与地下水交换而在上升流中返回到河流中(如图

7 所示)^[11,22]。交错带水文过程促进了河水与地下水之间的水量交换,提高了河床沉积物的孔隙度和渗透性,从而增大了河床沉积物渗透系数^[17]。生物扰动作用也是引起河床沉积物表层渗透系数值较大的影响因子之一。生物扰动作用可以破坏河床表层沉积物淤塞而提高渗透系数^[16]。研究中,我们发现在

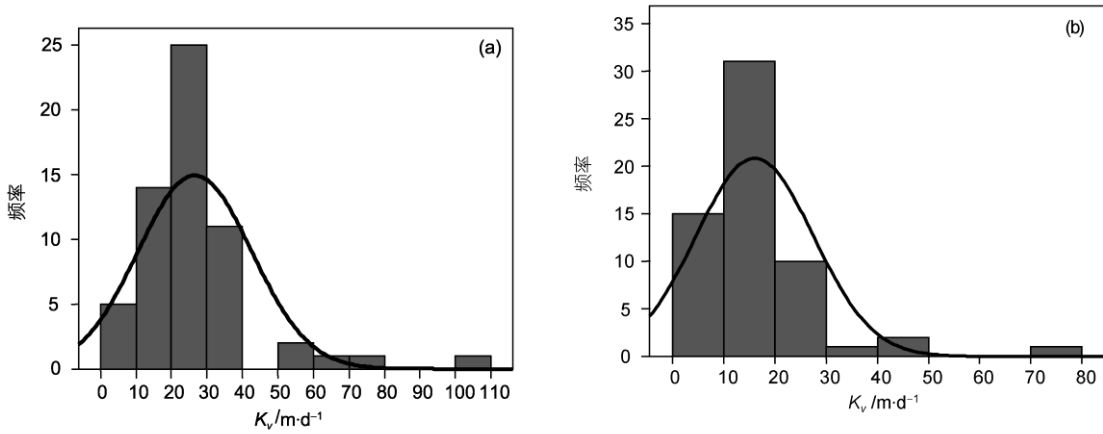


图5 60个试验点所测试的沉积物 K_v 值直方图

(a) 上层沉积物 K_v 值, K_v 值大多出现在 10~40 m/d 之间, 其中最大分布频率出现在 20~30 m/d 间; (b) 下层沉积物 K_v 值, K_v 值大多出现在 0~30 m/d 之间, 其中最大分布频率出现在 10~20 m/d 间

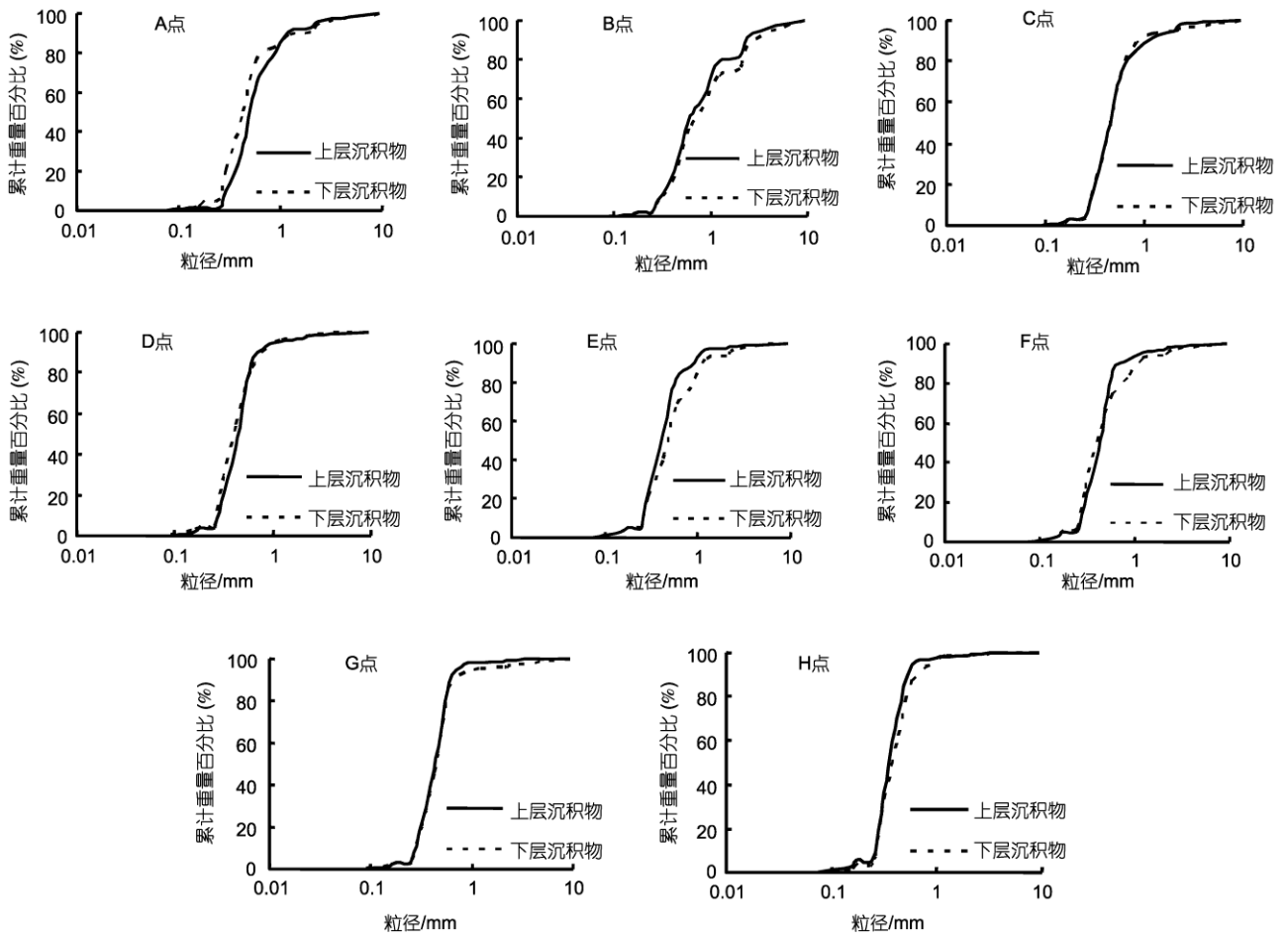


图6 每一个研究点所测试沉积物样品平均粒度分布, 在 E 点, 共做 8 个原位测试, 由于在做沉积物样品筛分分析时, 2 个点位样品标记出错, 在 E 点沉积物粒度分布只考虑了其余 6 个点位的分析结果

邻近河水的出露河床上分布着零星的泥沙淤塞层,而在河水淹没的河床上没有淤塞层.一般常见的情况是,细小的颗粒物由较大的洪水从上游挟带下来而在河水相对静止或者水流较小的河段淤积,从而形成淤塞.随着河水水位的继续下降,部分淹没的河床露出水面,一些虫子和昆虫很快出现在出露的河床上.在试验观测中发现,一些花色甲虫(*Neoheterocerus sp.*)不断地通过挖洞破坏河床表层沉

积物淤塞层.显然,这些挖出来的洞孔能促进河流与地下水的水量交换(见图 8).当河水水位上涨时,原来出露的河床又被河水淹没,这些被破坏掉的淤塞层通常会被河水挟带到下游去,从而使河床沉积物表层渗透系数有所提高.除此之外,下层沉积物由于沉积时间长且受上层压力作用而使其更致密,这也可以导致下层沉积物渗透性相对于比较松散的上层要小.

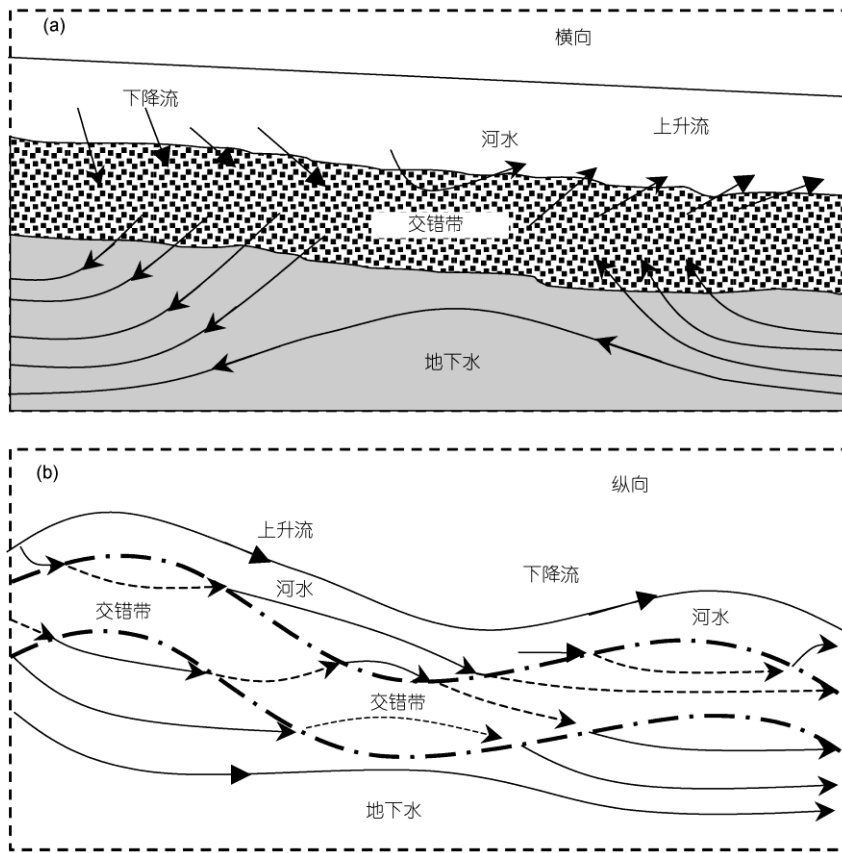


图 7 河流-地下水交错带水量交换过程示意图

(a) 垂直于河水方向; (b) 沿着河水方向

3 结论

采用水头下降竖管渗透试验法对美国内布拉斯加州埃尔克霍恩河 8 个研究点、共 60 个试验点位上的河床上、下两层沉积物垂向渗透系数做了试验研究.河床沉积物主要由沙砾组成,并含有极少量的粉沙和粘土.在每一个研究点,试验点位沿着河水方向布设.研究表明,除了 3 个试验点上层沉积物 K_v 值较下层小之外,其余 57 个点位上的表层沉积物 K_v 值

均较下层大.这种沉积物 K_v 值随深度增加而降低的现象和已有的在美国普拉特河、大小布卢河研究结果相同^[8,17].从这 8 个研究点来看, B 点上、下两层的 K_v 值均较其他各点高,上层 K_v 值为 55.7 m/d, 下层 K_v 值 24.7 m/d. 所测试的 60 个点位上层沉积物 K_v 平均值与下层 K_v 平均值之比为 1.7. 河床表层沉积物 K_v 值较大可能是由河流-地下水交错带水文过程和生物扰动作用引起的.交错带水文过程能提高河水与地下

水交换频率, 增加河床沉积物孔隙度和渗透性, 从而使河床沉积物 K_v 值增大. 同时, 细小沉积物在河床表层淤积形成的淤塞层可以被生物扰动作用而破坏掉.

这些破碎的淤塞层可以被后来较大的水流冲走, 而原来出露的河床又被河水淹没, 这种作用过程可以产生新的空隙从而使河床表层沉积物 K_v 值增加.

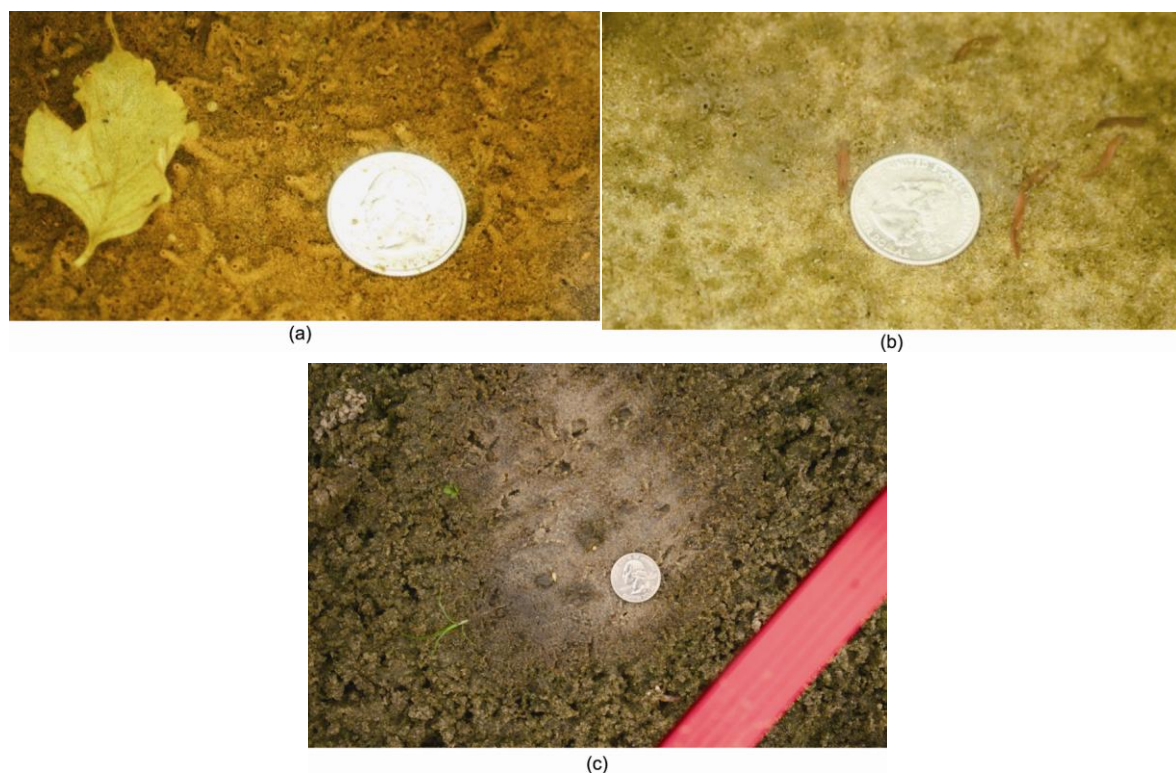


图8 在E点河床上观测到的生物扰动作用

(a) 虫管(比例尺参照物: 25美分硬币(直径2.4 cm)); (b) 虫子洞口(比例尺参照物: 25美分硬币); (c) 沙丘(比例尺参照物: 25美分硬币), 在此图片的中间位置, 可以看到细沙淤积层已被人为刮去, 浅色的中等粗细的沙粒出露并且可见虫迹, 其中能看到的白点为昆虫幼虫

参考文献

- 1 Chen X H. Streambed hydraulic conductivity for rivers in south-central Nebraska. *J Am Water Resour Assoc*, 2004, 40: 561—573[doi]
- 2 Chen X H, Shu L. Stream-aquifer interactions: Evaluation of depletion volume and residual effects from ground water pumping. *Ground Water*, 2002, 40: 284—290[doi]
- 3 Alyamani M S, Sen Z. Determination of hydraulic conductivity from complete grain-size distribution curves. *Ground Water*, 1993, 31: 551—555[doi]
- 4 Boadu F K. Hydraulic conductivity of soils from grain-size distribution: New models. *J Geotech Geoenviron Engrg*, 2000, 126: 739—746[doi]
- 5 Landon M K, Rus D L, Harvey F E. Comparison of instream methods for measuring hydraulic conductivity in sandy streambeds. *Ground Water*, 2001, 39: 870—885[doi]
- 6 Conant Jr B, Cherry J A, Gillham R W. A PCE groundwater plume discharging to a river: Influence of the streambed and near-river zone on contaminant distribution. *J Contam Hydrol*, 2004, 73: 249—279[doi]
- 7 Kennedy C D, Genereux D P, Corbett D R, et al. Design of a light-oil piezomanometer for measurement of hydraulic head differences and collection of groundwater samples. *Water Resour Res*, 2007, 43 [doi]
- 8 Chen X H, Burach M, Cheng C. Electrical and hydraulic vertical variability in channel sediments and its effects on streamflow depletion due to groundwater extraction. *J Hydrol*, 2008, 352: 250—266
- 9 Blaschke A P, Steiner K H, Schmalfluss R, et al. Clogging processes in hyporheic interstices of an impounded river, the Danube at

- Vienna, Austria. *Int Rev Hydrobiol*, 2003, 88: 397—413[[doi](#)]
- 10 Brunke M, Gonser T. The ecological significance of exchange processes between river and groundwater. *Freshwater Biol*, 1997, 37: 1—33[[doi](#)]
- 11 Boulton A J, Findlay S, Marmonier P, et al. The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers. *Ann Rev Ecol Syst*, 1998, 29: 59—81[[doi](#)]
- 12 Bencala K E. Hyporheic zone hydrological processes. *Hydrol Process*, 2000, 14: 2797—2798[[doi](#)]
- 13 Sophocleous M. Interactions between groundwater and surface water: The state of the science. *Hydrogeol J*, 2002, 10: 52—67[[doi](#)]
- 14 Arntzen E V, Geist D R, Dresel P E. Effects of fluctuating river flow on groundwater/surface water mixing in the hyporheic zone of a regulated, large cobble bed river. *River Res Appl*, 2006, 22: 937—946[[doi](#)]
- 15 Schmidt S I, Hellweg J, Hahn H J, et al. Does groundwater influence the sediment fauna beneath a small, sandy stream? *Limnologica-Ecol Manage Inland Waters*, 2007, 37: 208—225[[doi](#)]
- 16 Nogaro G, Mermillod-Blondin F, Francois-Carcaillet F, et al. Invertebrate bioturbation can reduce the clogging of sediment: An experimental study using infiltration sediment columns. *Freshwater Biol*, 2006, 51: 1458—1473[[doi](#)]
- 17 Song J X, Chen X H, Cheng C, et al. Effects of hyporheic processes on streambed vertical hydraulic conductivity in three rivers of Nebraska. *Geophys Res Lett*, 2007, 34 [[doi](#)]
- 18 Chen X H. Measurement of streambed hydraulic conductivity and its anisotropy. *Environ Geol*, 2000, 39: 1317—1324[[doi](#)]
- 19 Hvorslev M J. Time lag and soil permeability in ground-water observations, U.S. Army Corps of Engineers. *Waterways Experiment Station Bull*, 1951, 36:1—50
- 20 Freeze R A, Cherry J A. *Groundwater*. New Jersey: Prentice-Hall Inc., 1979
- 21 Davis R A. *Depositional Systems*. New Jersey: Prentice-Hall, Inc., 1983
- 22 Chen X H. Hydrologic connections of a stream-aquifer-vegetation zone in south-central Platte River Valley, Nebraska. *J Hydrol*, 2007, 333: 554—568[[doi](#)]