

均匀渗透流场中地下水运动差异性沙槽试验研究

高宗军,王世臣,李佳佳,朱喜,郑秋霞,董红志,付青,许传杰

(山东科技大学,山东 青岛 266590)

摘要:地下水在渗透介质中的流动是连续的,但却由于补给与排泄条件的变化,地下水的运动处处存在着差异。通过地下水流系统理论形成、发展历史的回顾,简要总结了由沙槽试验获得的地下水在均匀流场中的差异性运动特征。作者对其原因或机制进行了分析,并利用不同直径“类达西试验装置”进行了试验。结果显示,渗透过水断面不同,所获得的渗透系数值不同;且过水断面越大,所测得的渗透系数的值越大。

关键词:地下水;均匀流场;差异性运动;过水断面;渗透系数;试验

中图分类号:TV131 文献标识码:A 文章编号:1000-0852(2014)01-0014-06

1 概述

通常,饱水带中地下水在渗透介质中的运动是一种连续运动。其运动的形式,传统的观点认为是以水平运动为主的,即地下水(特别是潜水)得到降水或地表水补给后,就沿着水面降低的方向做水平运动;即便是承压水,在得到外部的补充后,也会沿着含水层发生以水平运动为主的运动。但事实上却并非如此:大量的事实说明,自然界地下水在接受大气降水或地表水的补给以后,首先在重力作用下以垂向或近于垂向向下运动(不仅在包气带中是这样的运动,而且到达饱水带后,地下水运动的方向起初都是如此),之后再在横向水头差作用下发生横向或者称为水平的运动;更多的,地下水是在上述两种作用下做向下和向侧向的“斜向”运动的;之后,地下水再在总水头差驱使下做以水平运动为主的运动,最后做出向上的“排泄”运动。

2 地下水流系统理论的发展

关于地下水流运动的问题,可以追溯到1899年,美国人 King^[1]当时提出了重力驱动地下水的概念,并绘制了地下水流动的剖面图(见图1)。

之后美国人 Hubbert^[2](1940)提出了地下流体势的概念,分析了区域地下水流的特点,给出了河间地块的

流网(见图2)。这种观念,当时并未被人们所普遍接受。

从1963年开始,以约瑟夫·托特(József Tóth)为代表,付丽泽(R. A. Freeze)、恩格伦(G. B. Engelen)、威瑟斯潘(P. A. Witherspoon)等人先后对地下水运动理论做了多种尝试性探索,并逐步得到发展。托特(Tóth)^[3](1963)利用上部边界水头为线性函数与正弦

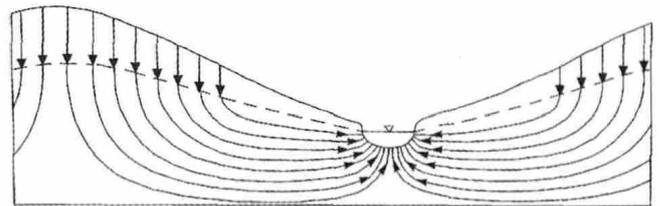


图1 King于1899年绘制的重力驱动地下水流的剖面图
Fig.1 The cross-section drawn of the gravity-driven groundwater flow painted by King in 1899

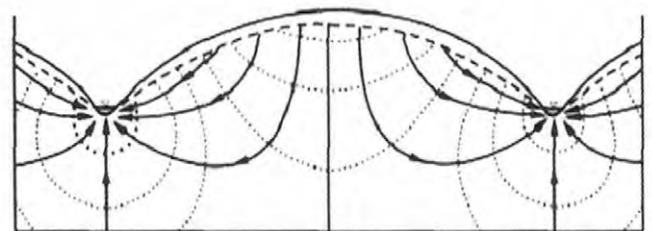


图2 Hubbert于1940年绘制的河间地块的地下水流网图
Fig.2 The groundwater flow net diagram of rivers block painted by Hubbert in 1940

函数叠加模式,求解 Laplace 方程,得出了首张在理论地形势影响下的地下水流动形态剖面图(见图 3)。

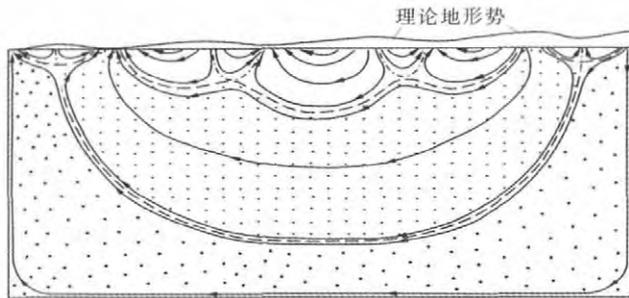


图3 Tóth 于 1963 年利用上部边界水头为线性函数与正弦函数叠加条件下模拟的地下水流场
 Fig.3 The use of upper head boundary for linear function and sine function superimposed conditions to conduct simulated groundwater flow field by Tóth in 1963

20 年后的 1980 年,托特^[4,5]提出了近于完美的地下水流动的模式图(见图 4),可称之为托特模式图。在这张图中,全面阐释了在地形势的驱动下,形成的不同级别的地下水流动形态,同时还给出了地下水流动过程中的温度及化学变化。同时指出,在不同(级别)的地下水流动系统之间,地下水流存在准滞流带及水动力圈闭区(随地下水迁移的物质及热量的收敛、聚集处)。

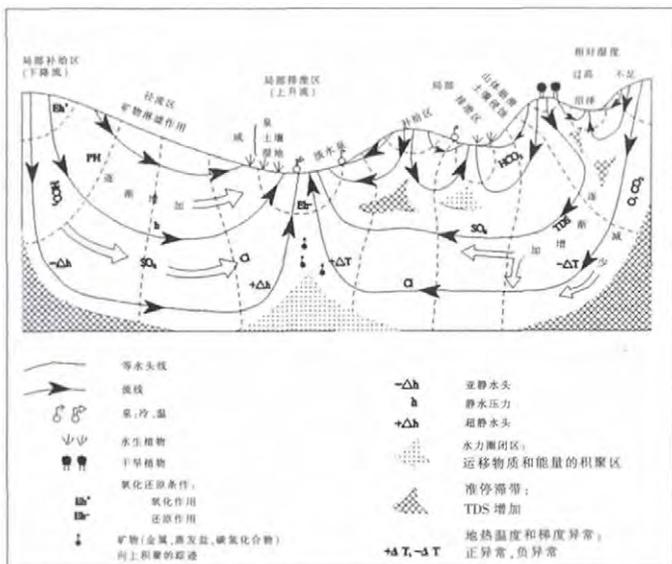


图4 Tóth 提出的地形势控制下地下水系统与地温场和化学场变化情况模式图

Fig4 Ideograph about ground situation to control groundwater flow system, geothermal field and chemical field changes composed by Tóth after 1980

这种理论很快得到了认可和发展,并在诸如美国地质调查局网站上,以科普的形式展现出来,向人们揭示地下水的运动特点^[6]。

国内对此的研究起步较晚,直到 1980 年代中后期

才引起了人们的注意。鲁静最早于 1985 年运用了水流系统的概念^[7],张人权于 1987 年在《水文地质学发展的若干趋向》一文中,首次引入地下水流动理论的概念^[8]。直到 1990 年代初期,关于地下水流动系统或地下水流动系统的研究开始活跃,先后由李文鹏^[9](1991)、戴振学^[10](1992)、武选民^[11]等(1993)、仵彦卿^[12](1994)等于 1995 年底以前针对不同问题对地下水流动系统概念或理论进行了论述。再之后,相关文献越来越多地见诸报端,有关这项研究逐渐得到了加温,尤其是梁杏、万力等研究团队,在各自的条件下分别开展了相应的、卓有成效的研究^[13-15]。万力等在地下水流动系统的理论研究方面多有建树;2008~2011 年间开始,梁杏等进行了不同降水强度的砂槽物理模拟实验研究,并取得了重要进展^[13-14]。

由于自然界的复杂性,故地下水流动的方式及方向是千变万化的。在地下的某个空间,某个单元水体与相邻某个单元水体的运动方向,并非总是一致的,很多时候会出现“分道扬镳”,形成各自特殊归属(独立排泄点)的运动。即地下水的运动,即使在均匀渗透流场中,也会发生差异性,笔者称之为地下水流动分异或简称为地下水分流。经过地下水的分流作用,地下水就会形成多个地下水流动系统,它们互为前提、相互依赖,通过能量或力的守恒与分配进行干涉和影响,但是多不发生水体的交换。

作者分别于 1991 年和 1993 年在盐卤水运动的研究中,提出过重力作用可以使地下水在垂向上发生运动的理念,并认为这种运动是可以穿透弱透水层或隔水岩系而进行的^[16-17]。于 2012 年利用简易沙槽完成地下水流动分异试验^[18-19]。

3 均匀渗透流场中地下水运动的差异性分析

3.1 试验结果

3.1.1 模拟降水及地势差异情况下的实验结果

梁杏等利用自行设计的地下水流动系统演示仪,直观地展现了多级次的地下水流动系统(见图 5)——局部的、中间的和区域的水流系统^[14]。

根据梁杏等所做的试验证实,沿着局部流动系统边界,地下水由补给区到排泄区的时间约为 6.5~32.3min,沿着中间流动系统的边界,地下水由补给区到排泄区的时间约为 110.5min,而沿着区域流动系统边界,地下水由补给区到排泄区的时间约为 260.6min。

根据这组数据,可以求出水流的实际流动速度 u

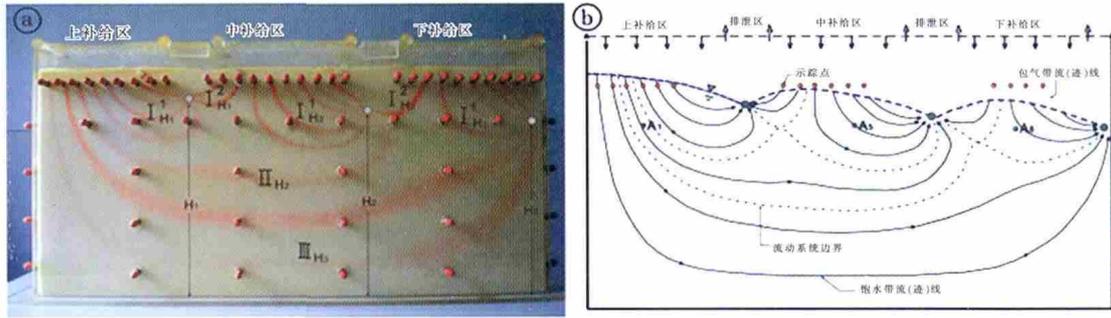


图5 不同降水强度情况下三级地下水系统模拟试验结果(梁杏,2010)^[14]:(a)实验图像;(b)所观测到的流动系统的阐释
Fig.5 Three level groundwater flow system simulated test results in the case of different precipitation intensity: (a) Picture of the experiment; (b) interpretation of the observed flow system

值(见表1):

$$u = \frac{L}{t} \quad (1)$$

式中: L 为水流经过时间 t 渗透的距离。

大家知道,对于渗透水流,其渗透速度 V 与其实际流动速度 u 之间的关系^[20-21]为:

$$V = n_e u \quad (2)$$

式中: n_e 为渗透介质的有效孔隙度。对于均质各向同性渗透介质而言,该值是常数,因而在均质各向同性渗透介质中,渗透流速与实际水流速度之间具有线性关系。

由达西定律表达式^[20-21]

$$V = KJ = K \frac{H_1 - H_2}{L} = K \frac{\Delta H}{L} \quad (3)$$

整理得

$$K = V \cdot \frac{L}{\Delta H} \quad (4)$$

由此可得到所谓的渗透系数 K 的值(见表1)。显然,利用这些公式和实验数据求出的不同流线(迹线)处的渗透系数 K 的值是不等的!与均匀渗透介质的属性处处相同的理念是相矛盾的。因而下文将把这个计算求得的值称之为 K 值,不再称之为“渗透系数 K

值”。3.1.2 等水头补给条件下实验结果

(1) 试验材料与试验过程

作者于2012年设计了类似砂槽试验。砂槽规格如图6所示。试验用砂为山东省胶南市灵山卫镇海岸砂,其渗透系数为148.5m/d;作为弱透水层的细砂为山东省青岛市黄岛区金沙滩景区砂,渗透系数为23.4m/d;相对隔水体则是自制的沙土,实测其渗透系数接近于1m/d(见表2)。试验初期采用人工喷洒模拟降水,但是局部降水强度难以控制达到统一,致使沙槽内形成的红色迹线方向及循环深度发生变化。为消除因降水强度所引起的流线变化,后期试验采用定水头自由水体补给、不同排泄水点的方式,在补给处(上部)注射红色墨水,观察其径流形态。采用此种方式不仅保证补给强度稳定,而且使得补给边界处的补给强度处处相等,沙槽内红色水流迹线更容易稳定,便于观察与记录相关数据。

表2 试验砂土类型及其来源位置
Table 2 The test sandy soil type and their source position

试验砂土	粗砂	细砂	砂土
渗透系数/m·d ⁻¹	148.5	23.4	<1.0
来源	青岛金沙滩	胶南海滩	自制

表1 依照式(4)及实验数据求出的 K 值在均匀渗流场中的差异性
Table1 The differences of permeability coefficient value calculated by formula (4) and experimental data in uniform seepage field

项目	局部水流系统	中间水流系统	区域水流系统
水交替时间 t /min	6.5~32.3	110.5	260.6
水头差 ΔH /cm	5	8	10
水流运行距离 L /cm	10~30	85	150
水流实际运行速度 u /cm·min ⁻¹	1.54~0.93	0.77	0.58
$K = V \cdot (L/\Delta H)$	$3.08n_e \sim 5.58n_e$	$8.18n_e$	$8.7n_e$

注:(1)表中的 n_e 表示该渗透介质的有效孔隙度,在均质各向同性介质中是常数;(2)表中水头差及水流运行距离的值均由图示中文量得出,可能存在误差。

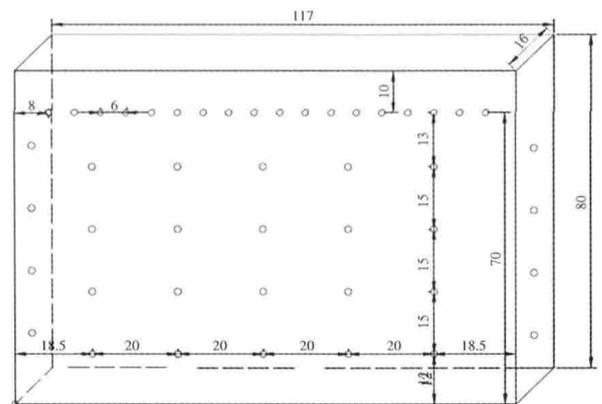


图6 试验装置示意图(cm)
Fig.6 Experimental apparatus schematic diagram(cm)

(2) 均匀介质定水头补给边界单排泄点情况下试验结果

在均质各向同性的渗透介质中,保持定水头上边界自由水体补给条件,在试验沙槽右下部设置单个排泄点(见图7),由此产生不同流线(迹线)且其流速大相径庭。同样地可以利用上述公式得到表3的结果。

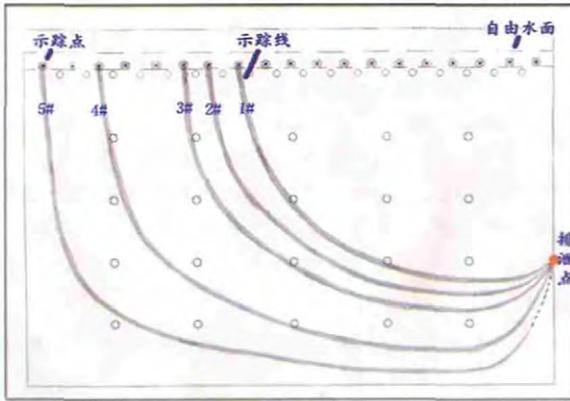


图7 等水头补给及单个排泄点条件下均匀渗流场中流线(迹线)的分布

Fig.7 The streamline distribution under equivalent water head Supplies and single discharge point conditions in uniform seepage field

表3 等水头补给条件下均匀渗流场中不同迹线依据达西定律求出的K值
Table 3 The hydraulic conductivities which are calculated (according to Darcy's law) from the different trace lines under the condition of the same head recharge in the homogeneous seepage field

迹线号码	水头差 $\Delta H/cm$	渗透距离 L/cm	渗透时间 t/min	实际流速 $u/cm \cdot min^{-1}$	渗透速度 $V/cm \cdot min^{-1}$	$K/cm \cdot min^{-1}$
1#	45	92.46	50	1.85	1.85	3.80
2#	45	102.49	75	1.37	1.37	3.11
3#	45	113.36	90	1.26	1.26	3.17
4#	45	147.80	160	0.92	0.92	3.03
5#	45	159.15	190	0.84	0.84	2.96

(3) 均匀介质定水头补给边界及双排泄点情况下试验结果

定水头补给边界情况下,多排泄点时会出现地下水系统分异的现象。在此,以双排泄点为例,当渗透场中存在弱透水体或隔水体时,则会出现诸如图8~11的情况。

可以看出,当多个排泄点同时出现时,水流分异就会出现,流线(迹线)的分布呈现疏密不均的情况(见图8)。特别是,当存在弱透水体时,一方面出现了折射现象,另一方面,则在弱透水体的边缘处出现密集的水流(见图9);当存在隔水体时,整个渗流场似乎因此向右下方倾斜,并于其角边缘处,更明显地出现了流线被挤压、聚集的情况(见图10)。当隔水体位于这个流场的靠下部分时,流场又呈现另外一幅景象(见图11)。水流密度在隔水体的下方及上角边缘分别得到了加强。

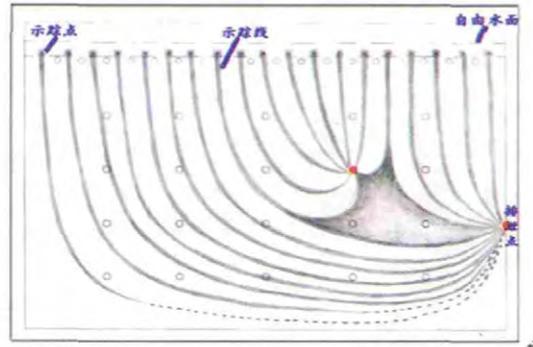


图8 均匀介质定水头补给双排泄点水流分布
Fig.8 The low distribution in homogeneous medium in constant head supply and double drain point situation

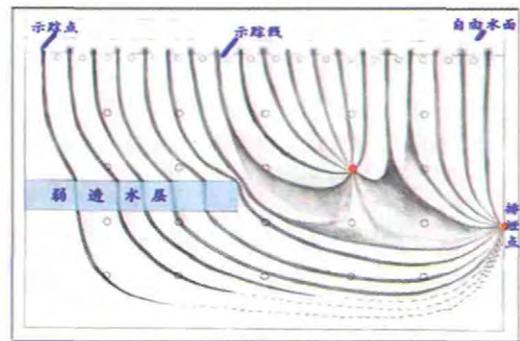


图9 渗透水流在弱透水界面上的折射
Fig.9 The refraction of permeating stream in weakly permeable interface

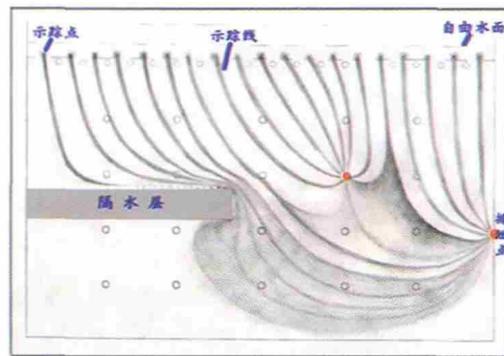


图10 存在横向隔水体时的水流分布形态
Fig.10 The flow field morphology when presenting the transverse impermeable body

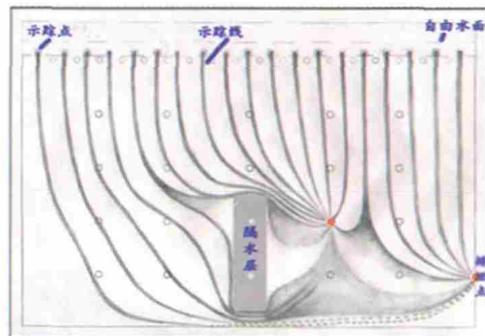


图11 存在竖向隔水体(墙)时水流分布形态
Fig.11 The flow field morphology when presenting the vertical impermeable body

3.2 均匀渗透流场中地下水运动的差异性分析

由上可以得出,均匀流场,在补给或排泄条件变化时,都会出现地下水流的分异现象,随之在流场空间范围内,水流就出现疏密不均的情形。当渗透流场中出现弱透水体或隔水体时,围绕弱透水体或隔水体,水绕流情况特别明显,说明在渗透流场中靠近弱透水体或隔水体处的强径流带是客观存在的。试验中还发现,当补给边界被隔水体覆盖时,靠近隔水体的示踪色出现“上漂”现象(见图12),说明在靠近隔水体边缘存在“依赖”或“依附”水流。分析以为,当水流在重力作用下向下运动时,靠近隔水体的局域流场中的水会被“疏干”而出现“真空”,必须要由新的水流补充,因而就出现水流上压的“上漂”现象。

通过以上试验的结果可以看出,水在渗透介质场中的流动,总是向着能量递减的方向发展。随着补给与排泄强度及方式的改变,水运动速度及方向都会随之发生改变。水运动驱动力是重力和水压力的综合。地下水的任意质点所受的力达到均衡时,则保持静止状态;地下水的任意质点所受的力不均衡时,将向着受力减小的方向运动。地下水的补给与排泄都能够改变地下水的流场,多个排泄点情况下,即使补给条件是固定的,也会围绕各个排泄点出现多个具有大小分级的水流系统。渗流场中在垂直于流向的剖面上,其单位面积上的水流强度是不等的,即存在所谓的“强径流带”;径流强度(径流速度)随着远离补给-排泄主轴线而逐渐变小。在差别不大的两个渗透介质之间存在渗流的折射现象,并遵从折射定律。在差别较大的两个渗透介质之间,一般不进行水的交换。特别的,水流具有向隔水体或弱透水体边缘靠近的趋势,本文称之为“依赖”水流或绕流。

由此可以得出初步的结论:在均匀渗透流场(均值各向同性)中,不同水流系统依据其具有的不同水流运

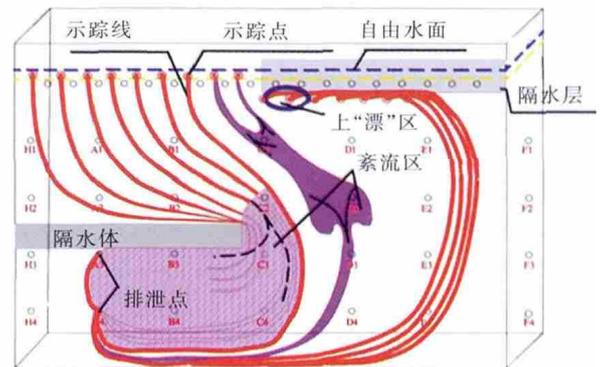


图12 靠近隔水体的“依赖”水流

Fig.12 In the near impermeable body existing "dependent" flow

移距离计算所得渗透系数是不同的,这与之前我们所熟知的达西理论不同,即影响渗透系数的因素仅与介质及流体物性有关。非均质渗流场中,在两介质交界面处水流往往受介质影响而产生不规则流动。

4 不同过水断面的渗透性差异验证

4.1 试验验证

鉴于上述结论,作者进一步思考后以为,在渗透过水断面不同的情况下,即使同样的渗透介质,都会得出不同的渗透系数 K 值。

为此,特设计不同直径“类达西试验装置”进行了试验。装置是自行设计制造的,结构、构造、原理均与传统的达西试验装置一样,只是把过水断面的直径做成了不同的大小(见表4),所进行的试验过程,与传统的达西试验过程相同。

该试验由作者与其学生李佳佳,朱喜,王世臣等共同完成。试验结果显示(见表4),同样的渗透介质,当渗透过水断面不同时,所获得的“渗透系数” K 值不同;且过水断面越大,所测得 K 值越大。

表4 利用试验数据及式(4)求得的“渗透系数” K 值

Table 4 The permeability coefficient values calculated with experimental data and formula (4)

过水断面直径	$\Delta H/cm$	径流距离 L/cm	水力坡度 $I=\Delta H/L$	过水断面半径 r/cm	时间 $t/s \cdot (100ml)^{-1}$	渗透速度 V	渗透系数 K	K 均值
						$/cm \cdot s^{-1}$	$/cm \cdot s^{-1}$	
内径 ϕ 3.7cm	3.45	17.55	0.20	1.85	1223.3	0.008	0.039	0.038
	3.31	17.55	0.19	1.85	1303.5	0.007	0.038	
内径 ϕ 6cm	2.10	16.10	0.13	3.00	654.0	0.005	0.042	0.041
	4.68	16.10	0.29	3.00	296.0	0.012	0.041	
内径 ϕ 7.155cm	3.69	16.10	0.23	3.00	380.0	0.009	0.041	0.044
	4.53	17.10	0.26	3.578	262.0	0.009	0.036	
	8.00	17.10	0.47	3.578	109.0	0.023	0.049	
内径 ϕ 10.48cm	6.40	17.10	0.37	3.578	144.6	0.017	0.046	0.052
	6.34	16.35	0.39	5.24	50.2	0.023	0.060	
	3.16	16.35	0.19	5.24	116.8	0.010	0.051	
	15.28	16.35	0.93	5.24	27.7	0.042	0.045	

4.2 讨论

对于这样的结果,既出人意料,也合乎逻辑。经过分析认为,能够形成这种结果的原因有以下几种:

首先是从正面来考虑,即这样的结果是正确的,那么其原因就很可能是:由于水具有粘滞性,试验器皿的内壁对运动的水流具有阻碍作用,如同水渠或流水管道的固定壁一样。随着内径的加大,这种内壁的影响逐渐减小,从而呈现出 K 值逐渐增大的现象。

其次,从另一个角度来看,即这样的结果是错误的,那么其原因大概有三:一是试验器皿不规范,造成了实验结果的失误;二是一次偶然的結果,不足为据;三是由观测误差造成的。若是如此,作者愿意接受批评。

不管怎样,这种结果与前人及作者的渗流槽地下水分子试验数据表明的渗透流场中速度分布不均、存在强径流带的结果是不矛盾的,且与其机理的分析是相吻合的,因此作者仍然愿意呈现出来,希望得到大家的重视。在以后的地下水理论研究中,针对此现象开展更加深入的探讨与广泛的交流,若能够得到验证,则能鼓励人们去努力寻找造成这种现象的原因,以推动地下水科学的发展。

参考文献:

- [1] King FH (1899). Principles and conditions of the movement of ground water: U.S. geological survey 19th annual report, part 2,(59-294) [EB/OL]. <http://pubs.er.usgs.gov/usgspubs/ar/ar19>, 2008-05-17.
- [2] Hubbert MK. The theory of ground-water motion [J]. Journal of Geology, 1940, 48:785-944.
- [3] Tóth J. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins[J]. Journal of Geophysical Research, 1963,68(16):4795-4812.
- [4] Tóth J. Cross-formational gravity-flow of groundwater: a mechanism of the transport and accumulation of petroleum (the generalized hydraulic theory of petroleum migration) [A]. W. H. Roberts III, R. J. Cordell. Problems of Petroleum Migration [C]. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, 1980, (10):121-167.
- [5] Tóth J. Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes, and manifestations[J]. Hydrogeology Journal, 1999,7(1):1-14.
- [6] Winter TC, Harvey JW, Fanke OL, Alley WM. Ground Water and Surface Water - A Single Resource[M]. Denver, Colorado, U.S.A.: U. S. Geological Survey Circular, 1998:1139.
- [7] 鲁静. 上兰泉与晋祠泉的泉域划分及水流系统[J]. 河北地质学院学报, 1985,(4):15-20. (LU Jing. A division of the extents of Shanglan spring and Jinchi spring and their groundwater stream system [J]. Journal of Hebei University of Geology, 1985,(4):15-20. (in Chinese))
- [8] 张入权. 水文地质学发展的若干趋向 [J]. 水文地质工程地质, 1987,14 (2):1-2. (ZHANG Renquan. Several trends of the development of hydrogeology [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 1987,14(2):1-2. (in Chinese))
- [9] 李文鹏. 甘肃省民勤盆地深层淡水及表层咸水成因 [J]. 地质论评, 1991,37(6):546-554. (LI Wenpeng. Origin of deep fresh groundwater and shallow saline groundwater in the Minqin basin, Gansu province[J]. Geological Review, 1991,37(6):546-554. (in Chinese))
- [10] 戴振学. 地下水流系统概念模型研究 [J]. 水文地质工程地质, 1992,19(2):8-10. (DAI Zhenxue. Research on conceptual model of groundwater flow system [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 1992,19(2):8-10. (in Chinese))
- [11] 武选民,王树棕,方长生,等. 红碱淖-沟盆地区地下水流系统研究[J]. 水文地质工程地质, 1993,20(6):30-34. (WU Xuanmin, WANG Shuzong, FANG Changsheng, et al. A study on groundwater flow systems in Hongjiannao-Goucha area of Northern Shanxi [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 1993,20(6):30-34. (in Chinese))
- [12] 仵彦卿. 地下水流系统参数估计方法研究[J]. 勘查科学技术, 1994, (1):40-44. (WU Yanqing. Study on the method to estimate the parameters of groundwater flow system[J]. Investigation Science and Technology, 1994,(1):40-44. (in Chinese))
- [13] 刘彦,梁杏,权董杰,等. 改变入渗强度的地下水流模式实验[J]. 地学前缘, 2010,17 (6):111-116. (LIU Yan, LIANG Xing, QUAN Dongjie, et al. Experiments of groundwater flow patterns under changes of infiltration intensity [J]. Earth Science Frontiers, 2010, 17(6): 111-116. (in Chinese))
- [14] Xing Liang, Yu Liu, Menggui Jin, et al. 2010. Direct observation of complex Tóthian groundwater flow systems in the laboratory [J]. Hydrological Process, 2010,24:3568-3573.
- [15] 蒋小伟,万力,王旭升,等. 盆地地下水年龄空间分布规律[J]. 水文地质工程地质, 2012,39 (4):1-6. (JIANG Xiaowei, WAN Li, WANG Xusheng, et al. Distribution of groundwater age in drainage basins[J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 2012,39(4):1-6. (in Chinese))
- [16] 高宗军. 中国底部地区白垩-第三系含盐盆地(咸)卤水水化学特征[J]. 水文地质工程地质, 1991,18(5):38-40,43. (GAO Zongjun. Hydrochemistry of (SALINE) brine in cretaceous-tertiary basins of eastern China[J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 1991,18 (5):38-40,43. (in Chinese))
- [17] 高宗军,宋满升,李平兰. 江汉盆地第三系钾盐矿床的水化学特征及其演化规律[J]. 地质地球化学, 1993,(4):69-73. (GAO Zongjun, SONG Mansheng, LI Lanping. Potash deposit third hydrochemical characteristics and evolution laws [J]. Geology-Geochemistry, 1993, (4):69-73. (in Chinese))
- [18] 高宗军. 均匀连续渗透流场中的“达西悖论”[J]. 地下水, 2013,35 (1):9-11. (GAO Zongjun. 'Darcy paradox' in uniform seepage flow field [J]. Ground Water, 2013,35(1):9-11. (in Chinese))
- [19] 高宗军. 地下水流系统分异的试验演示及其意义 [J]. 山东科技大学学报(自然科学版), 2013,32(2):17-24. (GAO Zongjun. The experimental demonstration and significance of groundwater flow system differentiation[J]. Journal of Shandong University of Science and Technology(Natural Science), 2013,32(2):17-24. (in Chinese))

于 EPWM 法在 P- 型分布中的研究。因此,在今后的研究中,应重点研究估计偏差以及 EPWM 法在 P-型分布参数估计中的应用研究。

参考文献:

- [1] 周武光, 史培军. 洪水风险管理研究进展与中国洪水风险管理模式初步探讨[J]. 自然灾害学报, 1999,8(4):62-71. (ZHOU Wuguang, SHI Peijun. The progress of flood risk management research and preliminary discussion of China flood risk management mode [J]. Journal of Natural Disasters, 1999,8(4):62-71. (in Chinese))
- [2] 费永法. 历史特大洪水对设计洪水频率曲线参数及设计值的影响[J]. 水力发电学报, 1999,(4):1-7. (FEI Yongfa. The effect of historical flood events on design flood [J]. Journal of Hydroelectric Engineering, 1999,(4):1-7. (in Chinese))
- [3] Ti mothy. A. Cohn, William. L. Lane. An algorithm for computing moments-based flood quantile estimates when historical flood information is available [J]. Water Resources Research, 1997, 33(9):2089-2096.
- [4] William L.Lane, Timothy. A. Cohn. Expected moment algorithm for flood frequency analysis [A]. Chenchayya Bathala. The North American Water Environment Congress & Destructive Water [C]. USA, 1996,6:2185-2190.
- [5] Jong -June Jeon, Young -Oh Kim, Yongdai Kim. Expected probability weighted moment estimator for censored flood data [J]. Advance in Water Resources, 2011(34):933-945.
- [6] Wang Q J. Unbiased estimation probability weighted moments and partial probability weighted moments from systematic and historical flood information and their application to estimating the distribution[J]. Hydrological Sciences Journal, 1990, 120:115-24.
- [7] Bhattarai, K. P. Partial L-moments for the analysis of censored flood samples [J]. Hydrological Sciences Journal, 2004, 49(5): 855-868.

Study on Statistical Test of Expected Probability Weighted Moments Method for Parameter Estimation Considering Historical Flood Information

WANG Junzhen, SONG Songbai

(College of Water Resources and Architectural Engineering, Northwest A&F University, Yangling 712100, China)

Abstract: In order to make better use of historical flood information and improve the parameter estimation precision, this paper studied the expected probability weighted moments method for general extreme value distribution when historical flood information is presented. The statistical performance of the expected probability weighted moments for estimation of population parameters by Monte-Carlo method was performed, and the method of the partial probability weighted moments was compared. The results show that the expected probability weighted moments ha stable statistical characteristics, and it is a simple, stable and effective method when historical flood information is available, and can be extended to other hydrological fields.

Key words: parameters estimation; expected probability weighted moment; historical flood information; general extreme value distribution

(上接第 19 页)

- [20] 薛禹群, 朱学愚. 地下水动力学 [M]. 北京: 地质出版社, 1979. (XUE Yuqun, ZHU Xueyu. Groundwater Dynamics [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1979. (in Chinese))
- [21] 薛禹群. 地下水动力学[M].北京: 地质出版社, 1997. (XUE Yuqun. Groundwater Dynamics (Second Edition) [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1997. (in Chinese))

Study on Difference of Groundwater Movement in Seepage Flow Field Based on Experiment Sand Tank

GAO Zongjun, WANG Shichen, LI Jiajia, ZHU Xi, ZHENG Qiuxia, DONG Hongzhi, FU Qing, XU Chuanjie

(Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266590, China)

Abstract: The movement of groundwater in the permeable medium is successive. However, owing to the variation of the supply and drainage conditions, the movement of groundwater in distinct region is different. According to the formation and developing history of the groundwater system theory, this paper briefly described the characteristics of the differential movement of groundwater in uniform flow field obtained from sand tank experiments. This paper analyzed the reasons and mechanisms, and made experiments or tests by using ‘resembling Darcy experiment device’ with different diameters. The results show that the hydraulic conductivity varies with cross-section of infiltration. The larger the cross section, the greater the hydraulic conductivity.

Key words: groundwater; uniform flow field; differential movement; cross-section; hydraulic conductivity; test