

大克泊湖床垂向渗透系数试验研究

尹立河, 王晓勇, 黄金廷, 陶正平, 崔旭东, 董佳秋
(西安地质矿产研究所, 陕西 西安 710054)

摘 要: 湖床渗透系数是地下水与湖水关系研究中的重要参数之一, 是评价湖水与地下水定量转化关系的基础。以鄂尔多斯盆地大克泊湖为例, 首先分析了湖床沉积物的颗粒组成, 然后利用现场渗透试验技术进行了野外试验, 计算了湖床的垂向渗透系数。计算结果表明, 各测点的平均垂向渗透系数介于 $2.02 \times 10^{-1} \sim 1.103 \text{ cm/d}$ 最大值是最小值的 4 倍, 表明大克泊湖床的垂向渗透性能在空间具有非均质性。湖床沉积物垂向渗透系数的数量级表明, 湖水很难和地下水直接发生交换, 地下水主要以溢流的形式补给湖水。因此, 在枯水季节, 地下水无法补给湖水, 导致大克泊湖的面积在蒸发作用下萎缩迅速。颗粒分析结果表明, 湖床沉积物以粘土为主, 根据湖区的地层岩性分析, 其主要来自环河组中泥岩的风化。

关键词: 大克泊湖; 湖床; 垂向渗透系数; 现场测试
中图分类号: P343.3 文献标识码: A 文章编号: 1008-858X(2011)01-0001-08

前 言

鄂尔多斯高原蕴藏着丰富的矿产资源, 如天然气、石油和盐岩等, 是国家级的能源化工基地。随着能源化工基地的建设, 地下水开采量不断增加。鄂尔多斯高原湖泊众多, 据统计大大小小的湖泊共有 853 个, 其中湖泊面积超过 1 km^2 就有 139 个, 这些湖泊与地下水有着密切的联系, 是地下水的主要排泄地^[1-2]。在生态环境脆弱的鄂尔多斯荒地, 地下水的开发是否会对鄂尔多斯盆地重要的生态系统——湖泊生态系统造成显著影响, 是大规模地下水开发利用前必须要回答的问题。地下水与湖水之间的补排通过湖床进行, 因此, 计算地下水对湖水的补给量必须要查明湖床的渗透系数。

湖床的垂向渗透系数是地下水与湖水水力关系研究中的重要参数之一, 是定量评价地下水与湖水转化关系的基础。在生产实践和科学

研究中, 国内外的学者提出了多种湖床垂向渗透系数的测试方法, 常用的方法有数值模拟方法^[3]、Slug 测试方法^[4-6]、现场渗透试验^[7-10]、化学示踪方法^[11-12]和颗粒分析方法^[13]。但是, 这些方法的实用性、准确性和花费具有一定的差异, 数值模拟方法和化学示踪方法需要花费大量的人力和物力; 沉积物粒径分析方法本身具有一定的缺陷; Slug 测试方法对测试层的扰动太大, 不能代表真实值。Landron 等^[14]对常用的几种测试方法进行了对比研究, 结果表明现场渗透试验方法具有快速、经济和结果可靠的特点, 是目前最为广泛使用的测定湖床渗透系数的一种方法。湖水与地下水的定量转化关系研究是鄂尔多斯盆地北部地下水循环研究的组成部分, 本研究以位于鄂尔多斯盆地北部的大克泊湖为例 (图 1), 野外测定大克泊湖湖床的垂向渗透系数, 用来确定湖水与地下水在垂向上的交换量, 为定量研究地下水与湖水的转化关系奠定基础。

收稿日期: 2010-07-19
基金项目: 中国地质调查局地质调查项目“鄂尔多斯盆地北部地下水循环与合理开发利用研究”(1212010634204)资助。
作者简介: 尹立河 (1977-), 男, 高级工程师, 主要从事地下水勘查和资源评价方面的研究。E-mail: xalyih@163.com
(C)1994-2021 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

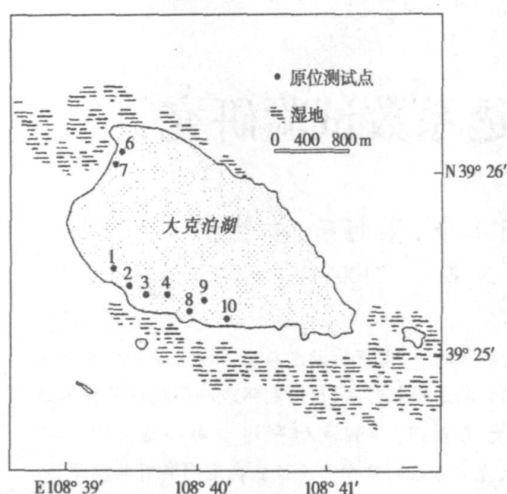


图 1 大克泊湖地理位置及原位测试点分布图

Fig 1 Location of the permeameter test sites in Habor Lake

1 研究区概况

大克泊湖位于鄂尔多斯盆地北部的内蒙古鄂托克旗境内,距鄂托克旗县城约 30 km,湖名为蒙语的音译,意为“翻着泥浆的湖眼”。根据鄂托克旗气象站近 50 年的气象资料,研究区内多年平均气温为 $-10.1 \sim 13.6^{\circ}\text{C}$,年平均降水量为 267 mm,降水主要集中在夏季的 7~9 月,约占全年降水量的 70%。而蒸发量则大大高于降水量,高达 2 500 mm,因此,本区是典型的干旱一半干旱地区。大克泊湖是一个封闭的湖泊,四周为地势较高的梁地,局部分布有半活动的沙丘。湖滩上的植物有芦苇、碱草和沙蒿,夏季湖区有大量的水鸟栖息。湖水深度较小,2008 年 8 月利用测量标尺对湖水深度的测量,共测量了 42 个点的水深。利用测量结果绘制了湖水等深图(图 2)。大克泊湖床总体较为平坦,湖水最大深度为 34 m。湖床沉积物为互层的中细砂和淤泥,其下为白垩系环河组砂岩^[15]。

大克泊湖面面积变化较大,从 4 月开始,随着蒸发量的增大,湖面面积不断减小,至 7~8 月份到达最小值。根据湖床的形态及湖水的动态资料计算得出,2008 年湖水面积的最大值出现在 4 月 15 日,面积为 4.09 km²,最小面积出现在 7 月 24 日,面积为 2.02 km²。9 月以后,随

着蒸发量的减小,湖水面积逐渐增大。尽管在雨季(7~9 月)每次降雨后湖面面积有所增大,但在 2007~2008 年的野外调查中发现,雨季的最大面积均小于当年 4 月的湖面面积。

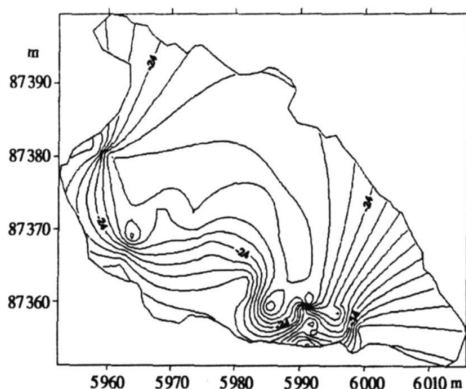


图 2 大克泊湖水深图(单位为 m)

Fig 2 Bathymetric contours in centimeter of the Habor lake

除了地表径流、大气降水补给湖水外,地下水也是大克泊湖湖水的补给源之一。初步研究表明,在夏季由于地下水水位下降,地下水对湖水的补给强度减弱;冬春季时,水位上升,除在湖床补给湖水外,在湖滩上形成地下水溢出带补给湖水,补给强度增大。由于湖区地下水水位埋深小,湖的周围有大面积的湿地分布。

2 原位渗透试验原理

现场渗透实验方法主要包括两大类,一类是降落水头法;一类是定水头法。对测试数据的解译方法主要有达西定律方法和 Hvorslev 方法。本文采用 Hvorslev 降落水头渗透方法。Landon 等人^[14]对测定湖床渗透系数的各种物理方法进行了对比,发现 Hvorslev 降落水头渗透方法(Hvorslev falling head permeameter test)是最有效的原位测试方法。图 3 是这种方法的示意图。

湖床垂向渗透系数可以利用 Hvorslev 公式^[14]求解,

$$K = \frac{\pi D}{\left(\frac{1}{f} - \frac{1}{f_0}\right) \ln(h_1/h_2)} + L_v \quad (1)$$

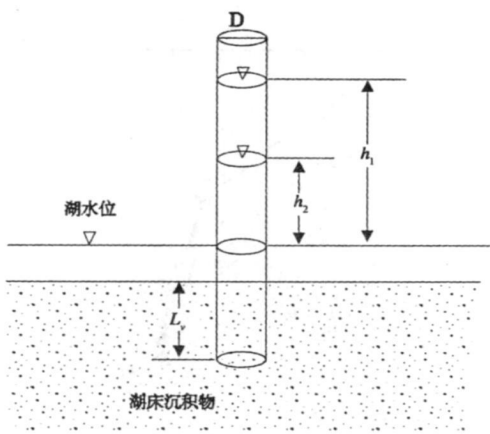


图 3 原位降落水头渗透方法示意图
Fig 3 Schematic diagram for the falling head permeameter test

式中 K_v 是湖床的垂向渗透系数 (cm/d); D 是测试管的内径 (cm); L_s 是测试管中湖床沉积物的长度 (cm); h_1 (cm) 和 h_2 (cm) 分别是 t 和 t_1 时刻内测试管中水柱高度; $m = \sqrt{K_h/K_v}$ 是均质系数, 其中 K_h 代表水平渗透系数。通常情况下, m 的值是未知数, 在大多数情况下假定为 1。由于湖床的水平 and 垂向渗透系数一般不相等, 因此, 这种假定会带来一定的误差, 为了克服这一问题, Chen^[17] 提出了一种简化的计算方法,

$$K_v = \frac{L_s}{(t_1 - t)} \ln(h_1/h_2).$$

(2)

表 1 大克泊湖湖床测试试验结果表
Table 1 Results of the permeameter tests

测试点	管内沉积物长度 / cm	测试时间 / h	垂向渗透系数的变化范围 / (cm/d)	平均垂向渗透系数 / (cm/d)
1	30	126	0.23~0.46	0.333
2	30	144	0.42~1.32	0.911
3	30	95	0.46~1.29	1.103
4	30	102	0.38~0.96	0.603
6	26	73	0.35~0.67	0.438
7	25	52	0.15~0.39	0.238
8	30	51	0.11~0.41	0.202
9	30	113	0.12~0.32	0.230
10	30	113	0.18~0.47	0.284

这种简化的实质就是假定 m 值很大, 即湖床沉积物高度非均质, 因此, 它会低估湖床的渗透性能。为了评估这种方法的准确性, 作者对 $1 < m < 10$ 的范围内, 方程 2 和方程 1 误差进行了评估。评估方法为 $(K_{\text{方程2}} - K_{\text{方程1}}) \times 100\% / K_{\text{方程1}}$, 计算结果见图 4 表明当 L_s/D 的比值大于 5 时 (即测管中的湖床沉积物长度与测管直径之比大于 5 时), 对于任何非均质的湖床, 利用 2 式计算的垂向渗透系数的误差均小于 5%。

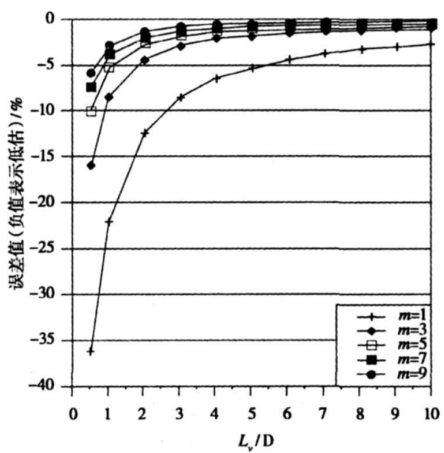


图 4 方程 2 误差图
Fig 4 Errors Produced by Equa. 2

3 数据采集与试验结果

为了测定大克泊湖湖床的垂向渗透系数,

在湖床上布置了 9 个原位测试点 (图 1), 这些原位测试点主要集中在湖岸边。国内外的学者研究表明, 湖水与地下水的交换主要是集中在岸边, 向湖心方向两者的交换量呈指数衰

减^[18-21]。测试管为长度 150 mm PVC管, 内径为 5 mm; 首先将测试管插入湖床沉积中一定深度, 为了满足 (2) 式的求解精度, 在本次试验中大部分的管内沉积物为 30 mm 长, 仅第 6 和第 7 号测管的管内沉积物长度略小, 但都满足 (2) 式的计算要求 (表 1)。然后向测试管中注水至高度 h_1 。由于大克泊湖床的垂向渗透系数低, 测试管内的水位下降缓慢, 测试时间较长, 其中最长观测时间为 7 d 最短观测时间为 2 d (表 1), 每天利用万用表人工观测管内的水位 h_2 , 为了减小人工观测误差, 每次读数重复 3 次, 然后利用 3 次读数的平均值作为最终的观测值。为了确定每个测点上湖床沉积物的类型, 在部分测点上采取了湖床沉积物。样品采集后首先进行烘干, 取烘干后的样品 300 g 利用比重计进行测量, 试验过程按《土工试验规范》进行操作。试验结果和颗粒级配曲线见图

5 和表 2。

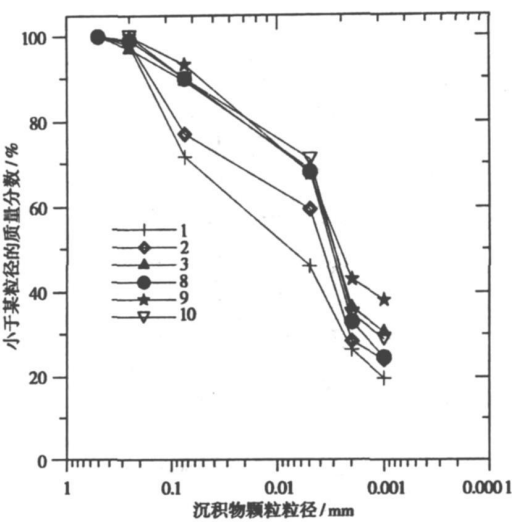


图 5 湖床沉积物颗粒级配曲线
Fig 5 Grading curves of lakebed sediments

表 2 测点沉积物颗粒分析结果
Table 2 Results of grain size analysis

编号	粒径范围 /mm						土壤类型
	2~0.5	0.5~0.25	0.25~0.075	0.075~0.005	0.005~0.002	0.002	
1	2.1	26.3	25.5	19.8	6.8	19.5	粉砂
2	1.4	21.7	17.5	31.1	4.4	23.9	粉质粘土
3	2.9	7.6	20.7	32.4	5.8	30.5	粘土
8		9.1	21.9	35.2	8.4	24.5	粘土
9		6.7	25.7	24.6	4.9	38.1	粘土
10		10.0	19.0	36.3	5.9	28.8	粘土

从表 2 可以看出湖床沉积物的颗粒比较细, 土壤类型以粘土为主。其中 1、2 号测点的湖床沉积物较其他几组要粗。级配曲线以粒径为横轴, 取对数坐标, 纵轴为小于某粒径的沉积物质量百分比。从级配曲线上看, 3、8、9 和 10 号测点相互重叠, 表明他们的颗粒组成非常相似。

据各测管观测的水位, 利用 (2) 式计算了湖床的垂向渗透系数。从观测的水位来看, 每个测试管水位的下降速度差异很大, 第 2 号测试管的平均下降速率最大, 为 1.38 mm/d 第 8 号测试管的平均下降速率最小, 为 0.56 mm/d (图 6)。由 (2) 式可知, 对于测试管中测得的任意两个水位, 就可以计算出一个湖床的垂向渗透系数。对每一个测试管进行了一系列计

算, 最多的一个测管计算的垂向渗透系数达 28 个, 然后对所有计算的垂向渗透系数求平均值, 作为每个测试点上的湖床垂向渗透系数, 每个测管内的沉积物的垂向渗透系数的变化范围和平均值见表 1。

从表 1 中可以看出, 由于湖床沉积物中存在泥和有机物, 大克泊湖湖床的垂向渗透系数很低。平均垂向渗透系数为 1.103 ~ 0.202 mm/d 同时, 从表 1 中可以看出, 在不同地点, 垂向渗透系数变化较大, 表明湖床的渗透系数在空间上具有非均质性。测试结果可以分为 3 组, 第 1 组包括测点 1~4 第 2 组包括测点 6 和 7 其余的为第 3 组。其中第 1 组的垂向渗透系数最大, 表明在大克泊湖的西南侧, 湖床沉积物的渗透系数最大。第 3 组的渗透系数最

小, 表明这段湖床的沉积物结构致密。

国内外的学者利用相同或类似的办法测量了其他河床或是湖床的渗透系数, 但是这些研究大多是对砂质河(湖)床进行的测试, 如 Cheh^[17] 利用相同的方法计算出美国内布拉斯加州 Republican 河河床的垂向渗透系数的平均值为 18.8 m/d 王万杰等^[13] 利用粒径分析方法计算出黄河花园口段河床的渗透系数为 1.08 m/d 这些计算结果都远大于大克泊湖湖床的渗透系数, 主要是因为河床的沉积物以砂为主, 渗透系数大。迟宝明等^[15] 对张家港暨阳湖的湖床垂向渗透系数进行了测定, 暨阳湖为一人工湖, 湖床泥质含量高, 与大克泊的湖床性质类似, 计算结果为平均垂向渗透系数为 0.024 m/d 与大克泊湖 8 9 和 10 号测点的最小值比较接近。

由于测点主要是分布在湖床边缘, 地表径流所携带的粗粒物质首先在湖床的边缘沉淀, 因此, 湖床沉积物砂质含量要比湖心高, 本次所测得的湖床的垂向渗透系数可能会偏高。利用本次研究成果计算出的地下水与湖水的交换量应视为两者间最大的可能交换量。

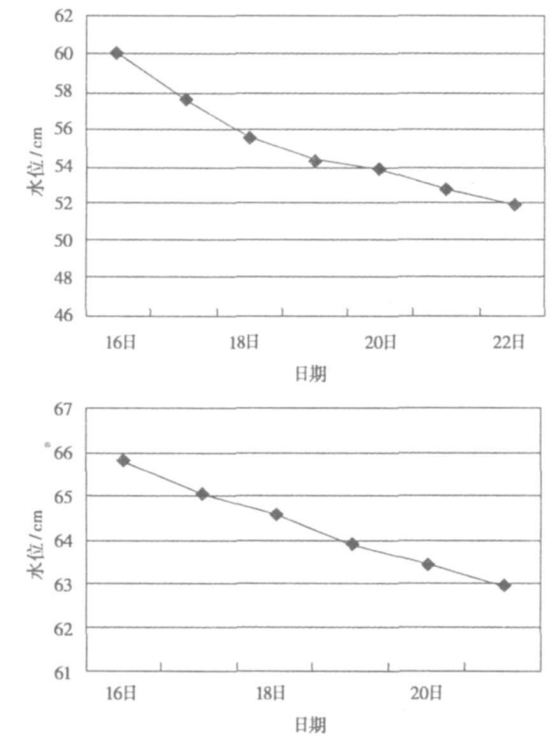


图 6 第 2 号和 8 号试管内观测的水位
Fig 6 Head recorded in the No. 2 and 8 site

4 讨 论

大克泊湖代表了鄂尔多斯高原的一类湖泊, 这些湖泊分布于区域地下水系统的补给区, 他们有着类似的湖床结构和水文地质条件 (如湖周围都有湖眼存在)。对于这些湖泊, 还有很多问题没有查清, 包括湖水与地下水的关系、湖床沉积物的物源、湖水动态与面积变化剧烈的原因以及湖眼的形成机理等。本次湖床垂向渗透系数试验和湖床沉积物颗粒分析的结果有助于解决以上问题, 为下一步的科学探索提供方向和研究思路。在本次研究的基础上, 对上述问题进行了分析。

4.1 湖水与地下水的关系

W inte 等^[22] 总结出 3 种湖水与地下水的关系模式 (图 7)。模式 A 地下水从两侧补给湖

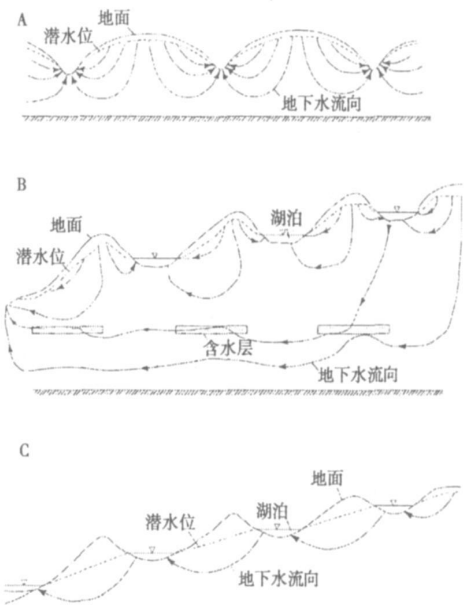


图 7 湖水与地下水关系模式图
Fig 7 Patterns of groundwater and lake water interaction

泊; 模式 B 地下水从两侧补给湖泊而湖泊从中间部分补给地下水; 模式 C 地下水从一侧补给湖泊而从另一侧排泄湖水。大克泊湖床沉积物的颗粒分析结果及垂向渗透系数表明, 湖床沉

积物非常致密, 渗透性能极差, 因此, 湖水与其下的地下水联系非常弱。所以湖水不可能像模式 B 和模式 C 那样, 通过湖床沉积物与其下的地下水发生联系。由于湖床致密, 也不会像模式 A 那样, 地下水通过湖床沉积物补给湖水。因此, 大克泊湖水与地下水的关系是一种新的模式, 即地下水向湖区运动, 在湖滩地区受到渗透性差的湖床沉积物的阻挡, 溢出补给湖水。也就是说, 地下水对湖水的补给方式不是通过湖床沉积进行的, 而是以地下水溢出带的形式补给湖水。因此, 地下水对湖水的补给主要发生在地下水水位较高的时期, 即在当年的 10 月至次年的 4 月间。

4.2 湖床沉积物物源分析

大克泊湖湖床沉积物的颗粒分析结果表明, 沉积物以粘土为主, 与其周围的湖泊(小克泊湖、达拉图鲁湖等)有着类似的湖床沉积物。这些湖泊主要位于区域地下水系统的补给区, 同位于径流区和排泄区的湖泊不同(如乞盖淖、苏贝淖等), 它们的湖床沉积物以砂为主^[23]。大克泊湖区的地表为较纯的风积砂, 不可能提供湖床中的粘土成分, 因此, 湖床沉积物的物源应来自湖区基岩的风化, 即白垩系环河组的风化。在大克泊地区, 白垩系环河组为还原环境下形成的青灰色砂岩夹薄层泥岩, 其中的泥岩风化后形成细粒物质, 在地表径流的搬运下, 最后在湖床沉积, 形成了大克泊湖以粘土为主的湖床沉积物。而在径流区和排泄区, 环河组为氧化环境下形成的红色的砂岩, 质地纯, 因此, 在这些地区的湖床沉积物以砂为主。

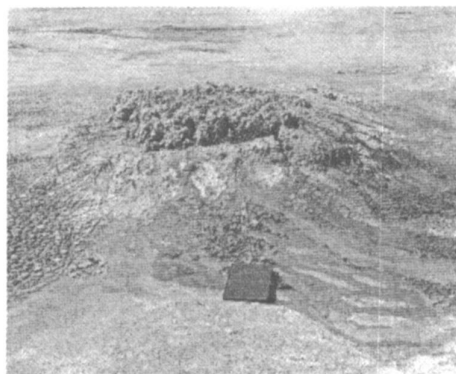
4.3 湖水动态与面积变化剧烈的原因分析

大克泊湖的湖水动态与面积变化剧烈, 最大面积是最小面积的 2 倍。而位于径流区和排泄区的以砂为湖床沉积的湖泊的面积变化较小, 以位于径流区的乞盖淖为例, 面积的变幅小于最大面积的 10%。主要原因是大克泊湖床以粘土为主, 地下水通过溢流的方式补给湖水, 因此, 枯水季节(4 月至 7 月), 由于地下水水位下降, 难以形成溢流补给湖水, 湖水面积在蒸发作用下持续萎缩。而对于径流区和排泄区的湖

泊而言, 他们可以得到地下水的持续补给, 因此, 湖水面积的萎缩速度较补给区的湖泊要慢。

4.4 湖眼形成机理的初步分析

在大克泊湖的湖滩上分布有众多的湖眼, 对其形成的原因一直无法得到很好的解释。本次研究的成果表明, 湖床沉积物渗透性能极差, 在地质历史时间, 由于湖水的进退, 在湖滩地区形成了砂泥互层的沉积地层。也就是说, 在现今的湖滩地区, 在干旱的历史时期, 形成了砂层, 在湿润的历史时间, 湖水淹没现今的湖滩, 形成了粘土沉积, 粘土沉积物形成了隔水层, 由于其下的砂层中含有的地下水具有承压性, 在粘土沉积物较薄的地方, 地下水冲破粘土层, 并将粘土沉积物带至地表, 形成了湖眼(照片 1)。



照片 1 大克泊湖眼

Photo 1 Earth mounds around the Habor lake

5 结 论

本文以鄂尔多斯盆地北部的大克泊湖为例, 利用 Hvorslev 降落水头渗透方法野外测试了大克泊湖床的垂向渗透系数。结果表明, 大克泊湖床的垂向的渗透系数介于 $2.02 \times 10^{-1} \sim 1.103 \text{ m/d}$ 之间, 表明湖床在空间上具有非均质性, 这项研究为定量评价大克泊湖区地下水与湖水的转化关系提供了基础。从以上结果可以看出, 不论是在湖床沉积物颗粒组成上, 还是在垂向渗透系数上, 在空间上都具有非均质性。因此, 在进行湖水与地下水定量关系研究中, 不能简单的应用某一点上测得的垂向渗透

系数来计算两者的补排量,而是应将湖床分为几个部分来计算。根据本次计算的结果,建议以湖心为中心,以湖心与 2 号、4 号点的连线为边界,将湖区分为两个区。根据本次研究计算的湖床渗透系数,2~4 号点的区域湖床垂向渗透系数取值为 0.87 m/d 其他地区取值为 0.29 m/d

以本次试验的结果为基础,分析了大克泊湖水与地下水的关系、湖床沉积物的物源、湖水动态与面积变化剧烈的原因及湖眼的形成机理。分析结果表明,在大克泊湖地区,地下水主要以溢流的形式补给;湖床沉积物中的细粒物质来源于白垩系环河组中泥岩的风化物;湖水动态与面积变化剧烈的原因是在枯水季节,地下水不能补给湖水;湖眼形成的原因是粘土沉积物形成了隔水层,因此其下的砂层中含有的地下水具有承压性,在粘土沉积物较薄的地方,地下水冲破粘土层,并将粘土沉积物带至地表,形成了湖眼。

致谢:西安地质矿产所的侯光才教授级高级工程师对野外和室内分析工作给予了指导,龚蓓高级工程师绘制了文中的部分插图,作者对他们表示感谢。

参考文献:

[1] 尹立河,李瑛,窦妍,等. 乞盖淖湖湖床垂向渗透系数试验研究[J]. 盐湖研究, 2009, 17(3): 23—29.

[2] Yin L H, Hou G C, Tao Z P, et al. Origin and recharge estimates of groundwater in the Ordos Plateau, People's Republic of China[J]. Environ. Earth Sci., 2010, 60(8): 1731—1738.

[3] Yager R M. Estimation of hydraulic conductivity of a river bed and aquifers system on the Susquehanna River in Broome County, New York Rj. Reston: USGS Geological Survey Water Supply Paper 2387, 1993.

[4] Cey E E, Rudolph D L, Parkin G W, et al. Quantifying groundwater discharge to a small perennial stream in southern Ontario, Canada[J]. Journal of Hydrology, 1999, 210(1—4): 31—37.

[5] Springer A E, Peterson W D, Semmens B A. Spatial and temporal variability of hydraulic conductivity in active reachment bars of the Colorado River, Grand Canyon[J]. Ground Water, 1999, 37(3): 338—344.

[6] Rus D L, McGuire V L, Zurbuchen B R, et al. Vertical Pro-

files of Streambed Hydraulic Conductivity Determined Using Slug Tests in Central and Western Nebraska Rj. Reston: U S Geological Survey Water Resources Investigation Report 01—4212, 2001.

[7] Ryan J R, Boufadel M C. Evaluation of streambed hydraulic conductivity heterogeneity in an urban watershed[J]. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 2007, 21(4): 309—316.

[8] 李伟,束龙仓. 湖区地层垂向渗透系数概率分布特征分析[J]. 水利水电科技进展, 2005, 25(2): 20—22.

[9] 束龙仓,李伟. 北塘水库库底地层渗透系数的随机特性分析[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2007, 38(2): 216—220.

[10] 温忠辉,束龙仓,李伟. 测管特性对湖底地层渗透系数测定值的影响[J]. 水利水电科技进展, 2004, 24(2): 19—20.

[11] Harvey J W, Benclala K E. The Effect of Streambed Topography on Surface Subsurface Water Exchange in Mountain Catchments[J]. Water Resour. Res., 1993, 29(1): 89—98.

[12] Hart D R, Mulholland P J, Marzoff E R, et al. Relationships between hydraulic parameters in a small stream under varying flow and seasonal conditions[J]. Hydrologic Processes, 1999, 13(10): 1497—1510.

[13] 王万杰,束龙仓,王志华. 河床沉积物渗透系数试验研究[J]. 中国农村水利水电, 2007(2): 136—138.

[14] Landon M K, Rus D L, Harvey E E. Comparison of In-stream Methods for Measuring Hydraulic Conductivity in Sandy Streambeds[J]. Ground Water, 2001, 39(6): 870—885.

[15] Yin L H, Hou G C, Dou Y, et al. Hydrogeochemical and isopic study of groundwater in the Habor Lake Basin of the Ordos Plateau, NW China[J]. Environ. Earth Sci., 2009, DOI:10. 1007/s12665-009-0383-z.

[16] Hvorslev M J. Time lag and soil permeability in groundwater observation[R]. //US Army Bull 36. Vicksburg Waterways Experiment Station, Corps of Engineers, 1951.

[17] Chen X H. Streambed hydraulic conductivity for rivers in south central Nebraska[J]. Journal of the American Water Resources Association (JAWRA), 2004, 40(3): 561—573.

[18] 李勇,王超. 典型潜水含水层通过缓坡湖底的渗流量计算[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2005, 33(4): 14—17.

[19] Fukuo Y, Kashiwagi I. A theoretical analysis of seepage flow of confined groundwater into the lake bottom with a gentle slope[J]. Water Resources Research, 1988, 24(11): 1949—1953.

[20] Shaw R D, Prepas E E. Groundwater and lake interactions. I. Accuracy of seepage meter estimates of lakes

see page [J. Journal of Hydrology 1990 119 (1—4), 105—120

[21] 迟宝明, 束龙仓. 张家港暨阳湖湖底沉积物渗透系数的现场测定[J. 吉林大学学报 (地球科学版), 2003 33 (4): 539—541.

[22] Winter T C, Rosenberry D Q, LaBaugh W. Where does the ground water in small watersheds come from? [J. Groundwater 2003, 41(7): 989—1000

[23] 尹立河, 陶正平, 李瑛, 等. 鄂尔多斯高原台盖地下水与湖水动态补排关系研究[J. 盐湖研究, 2010 18(1): 33—38

Estimation of Lakebed Vertical Hydraulic Conductivity through
In situ Experiments for Habor Lake

YN Li-hé, WANG Xiao-yong, HUANG Jin-tíng, TAO Zheng-píng,
CUI Xu-dong, DONG Jia-qí
(1. Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, Xi'an, 710054, China)

Abstract: The lakebed hydraulic conductivity is a vital parameter to study the lake/ground water interaction and is the basis for the quantitative assessment of lake water/groundwater transformation. In this paper, the authors present hydraulic conductivity of lakebed measured in Habor lake in the Ordos basin through size distribution determination of the lakebed sediments and in situ permeability test to evaluate the vertical hydraulic conductivity (K_v). The average K_v values have a variation of over four times, varying from 0.202 to 1.103 cm/d, indicated the K_v is heterogeneous in space. The magnitude of K_v indicates that groundwater can't recharge lake water directly and the major recharge is the overflow. Therefore, the groundwater can not recharge lake water in dry seasons that make the area of lake surface shrink sharply. The grain size analysis shows that the sediments are mainly clay which may originate from the weathering of the mudstone of Huanhe group.

Key words: Habor Lake; Lakebed; Vertical hydraulic conductivity; In situ test