

doi:10.3799/dqkx.2017.064

江汉平原第四系弱透水层渗透系数求算方法

张婧玮¹, 梁杏^{1,2*}, 葛勤¹, 李惠¹, 朱波¹

1. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学盆地水文过程与湿地生态恢复学术创新基地, 湖北武汉 430074

摘要: 弱透水层的渗透系数是区域地下水流系统划分和关键带水-土-生作用的重要参数。结合江汉平原关键带调查采集1:5万杨林尾-陆溪口图幅钻孔52组不同深度、不同岩性的原状土样, 利用改进的渗透仪进行室内渗透实验, 对粘性土样的渗透系数和粒度特征参数进行经验公式修正。发现研究区沉积物渗透系数与含水岩组埋深和岩性有关。浅层孔隙潜水含水岩组以粉质粘土、粘土为主, 沉积环境稳定, 渗透系数约 10^{-9} m/s, 变异系数为1.56; 中深层承压含水岩组夹有多层粘土和粉砂, 呈现多旋回分布的典型河湖交互作用的沉积环境, 渗透系数为 $10^{-10} \sim 10^{-6}$ m/s, 变异系数为2.04, 变异性较大。利用有效孔隙比 e_w 与黏粒含量 P 的显著二项式关系, 修正预测粘性土渗透系数的太沙基经验公式, 预测值与室内实测数据基本吻合, 二者比值均小于10, 验证了太沙基修正公式在河湖相平原区的适用性。

关键词: 江汉平原; 渗透系数; 粘性土; 太沙基经验公式; 地下水; 水文地质。

中图分类号: P641

文章编号: 1000-2383(2017)05-0761-10

收稿日期: 2016-12-27

Calculation Method about Hydraulic Conductivity of Quaternary Aquitard in Jianghan Plain

Zhang Jingwei¹, Liang Xing^{1,2*}, Ge Qin¹, Li Hui¹, Zhu Bo¹

1. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Laboratory of Basin Hydrology and Wetland Eco-Restoration, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

Abstract: The hydraulic conductivity of aquitard is an important parameter for the regional groundwater flow system and the effect of water-soil-biology in critical zone. Taking the 1:50 000 Yanglinwei-Luxikou in Jianghan plain as typical study area combining with the investigation of critical zone, 52 sediment samples from different depth and lithology were collected to conduct the laboratorial penetration test with improved permeameter, and amend the empirical formula of clay with K and granularity characteristic parameters. The results show that: the hydraulic conductivity of sediments related to lithology and large variability, range from 10^{-10} to 10^{-6} m/s; pore phreatic aquifer group mainly consists of silty clay and clay, hydraulic conductivity and variability is small, sedimentary environment is relatively stable; artesian aquifer group due to the continuous distribution of clay and silt, leading to large hydraulic conductivity and variability, present multicycle sedimentary environment of typical river-lake interaction. Utilize the significant binomial relation with effective pore ratio (e_w) and clay content (P), amend Terzaghi's empirical formula, and predicted data and experimental data are coincided basically, the range of specific value is less than an order of magnitude, validating the feasibility of amended Terzaghi's formula in river-lake plain.

Key words: Jianghan plain; hydraulic conductivity; clay; Terzaghi's empirical formula; groundwater; hydrogeology.

基金项目: 中国地质调查局项目(Nos.12120114069301, DD20160255); 国家自然科学基金项目(No.41272258).

作者简介: 张婧玮(1992-), 女, 硕士, 主要从事水文-环境地质方面的研究工作. ORCID:0000-0002-3051-944X. E-mail: zjw273724004@163.com

* **通讯作者:** 梁杏, ORCID:0000-0001-9838-5161. E-mail: xliang@cug.edu.cn

引用格式: 张婧玮, 梁杏, 葛勤, 等, 2017. 江汉平原第四系弱透水层渗透系数求算方法. 地球科学, 42(5): 761-770.

0 引言

渗透系数也称水力传导系数,是表征流体通过多孔介质难易程度的度量参数,也是评价含水层富水性的基本水文地质参数之一(Bagarello *et al.*, 2006;程春龙等,2011).粘性土作为一种低渗透介质,是控制区域地下水流动的重要因素,同时也是地面沉降、含水层越流以及污染物迁移转化的主要场所(Kang and Shackelford,2009).近年来探讨弱透水层中饱和渗透系数的相关问题已逐渐成为热点,王秀艳和刘长礼(2003)利用室内实验分析饱和粘性土渗透系数的影响因素并探究其渗流规律;针对同一黏粒含量的重塑粘土,渗透系数的对数形式与孔隙比有良好的线性关系(Taylor, 1948; Zhang *et al.*, 2015).粘性土渗透性的研究也是低渗透介质孔隙水流动模式、释水性能及溶质运移的重要参考标准(Kellon *et al.*, 2001;曾玲玲等,2012).

渗透系数的获取主要有现场原位测试和室内实验两种方法.含水层的渗透系数常采用现场原位测试方法,原位抽水(注水)试验能够反映地层结构和天然应力状态下的渗透系数,观测尺度较大,但也存在成本高、参数获取局限等缺点.室内实验可系统获取不同层位、不同岩性的渗透系数,但测试周期较长并存在操作误差(叶正强等,1999).因而,改进渗透实验方法和建立渗透系数经验计算公式是一个亟待解决的问题.国内外对渗透系数的公式推导已有一些研究(程春龙等,2011;Rosas *et al.*, 2013),尤其针对粗粒介质前人已给出许多经验公式如:达西渗透系数公式、太沙基渗透系数公式、柯森-卡门渗透公式以及斯托克斯孔隙渗流公式等(毛昶熙, 2003;Chapuis and Aubertin, 2003;文章等, 2015).针对粘性土渗透系数定量表达式的研究表明,大多数公式中参数难以用简单的实验方法获取,实用性仍需提高(Bojana, 2009;党发宁等, 2015).刘海伟等(2015)和党发宁等(2015)利用粘性土稠度界限指标法对砂性土渗透系数经验公式进行修正,提出适用于粘性土的太沙基渗透系数经验公式,但对粒度成分和结构复杂的自然粘土,文中并未详细修正.朱崇辉等(2005)在研究粗粒土渗透系数与粒度特征参数线性相关的基础上,修正了太沙基公式,使之与级配特征相对应,实用性更强.

江汉平原是由长江和汉江冲积而成的典型河湖积平原(邓娅敏等,2015),第四系沉积地层岩性复杂多变,含水层及弱透水层交替分布,这种宏观的非均质性对

地下水流系统分布和地下水溶质运移产生了较大影响(Jiang *et al.*, 2009;万力等,2010).江汉平原第四系沉积物垂向上分布多层稳定、连续的粘土,它不仅是下伏含水层的天然保护屏障也可能是相邻含水层的污染源.因此,探究粘性土的渗流规律并能准确预测其渗透系数,对江汉平原粘性土的渗透性研究提供了便利,并有益于污染物迁移转化的机理性研究.

本文选取江汉平原腹地 1:5 万杨林尾—陆溪口图幅区的钻孔岩心,共采集 52 组不同深度、砂层与粘土层的沉积物样品进行室内渗透实验,系统探究了第四系沉积物渗透系数的空间分布规律;在此基础上,重点探讨粘性土渗透系数的计算方法,通过对室内粘性土样品的粒度特征分析,引入有效孔隙比的概念,利用较易获得的常规土壤参数修正适用于粘性土的太沙基渗透系数经验公式,旨在为研究区渗透系数预测提供便利的计算方法,为江汉平原关键带的水文—环境地质研究提供基础参数.

1 研究区概况

江汉平原位于长江中游、湖北省中南部,三面环山,一面傍水,由长江和汉江冲积而成,面积近 40 000 km²,是中国海拔最低的平原之一.自燕山运动以来,江汉盆地逐渐下降并沉积了较厚的第四系,为一套岩相复杂多变的内陆河湖相沉积,厚度由盆地中心的 200 余米过渡到盆地边缘的 100 m 左右.岩性主要由粘土、粉砂、细砂及砂砾石组成,由于砂类、砂砾石类沉积物颗粒较粗,渗透性较好,故平原区第四系分布多组孔隙含水岩组;第四系下伏白垩纪—新近纪的巨厚层碎屑岩,是控制第四系盆地含水系统的基底.江汉平原地下水主要通过平原区降水入渗、周边山区基岩裂隙水侧向流入和河流湖泊渗漏等方式接受补给,受区域地形控制地下水总体由西和西北向东径流,在地势低洼的湖泊和河流排泄,最终通过河(渠)网流向汉江和长江(图 1).

1:5 万杨林尾—陆溪口图幅区位于江汉平原东南部,北以东荆河为界、南以长江为界,地理坐标为北纬 29°50′~30°30′,东经 113°30′~113°45′,涵盖杨林尾幅和陆溪口幅两个 1:5 万标准图幅.研究区属亚热带季风区,全年气候温和,雨量充沛,多年平均气温 16.8℃,降水丰富,多年平均降水量 1 208 mm,主要集中在 5~8 月份,约占全年总降水的 50%,年平均蒸发量约 1 379 mm,主要集中于 6~8 月份.

图幅区的含水岩组分为孔隙潜水含水岩组、中

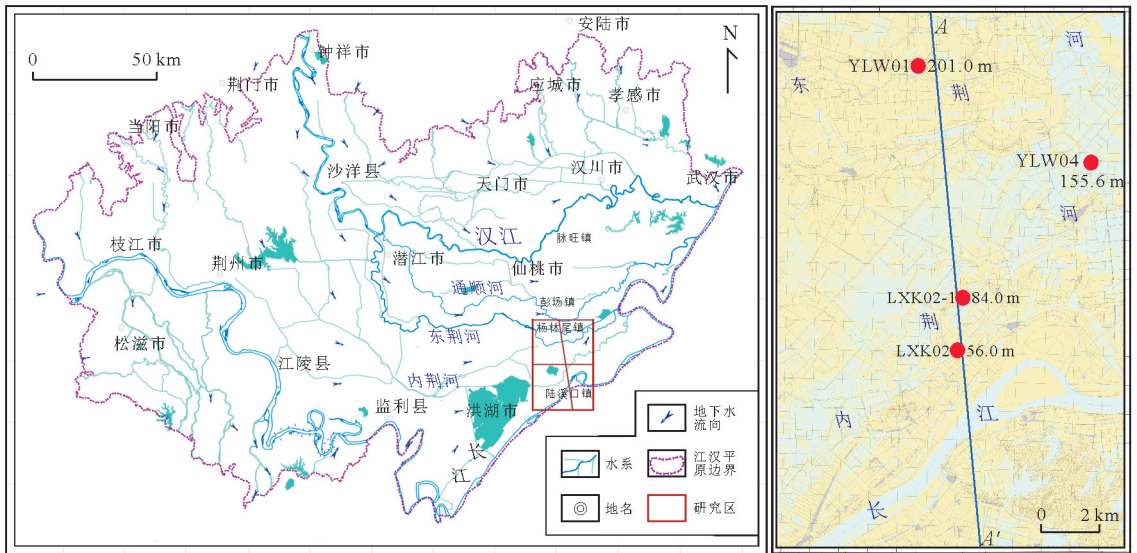


图 1 研究区位置和钻孔分布

Fig.1 Location and boreholes distribution of the study area in the Jianghan plain

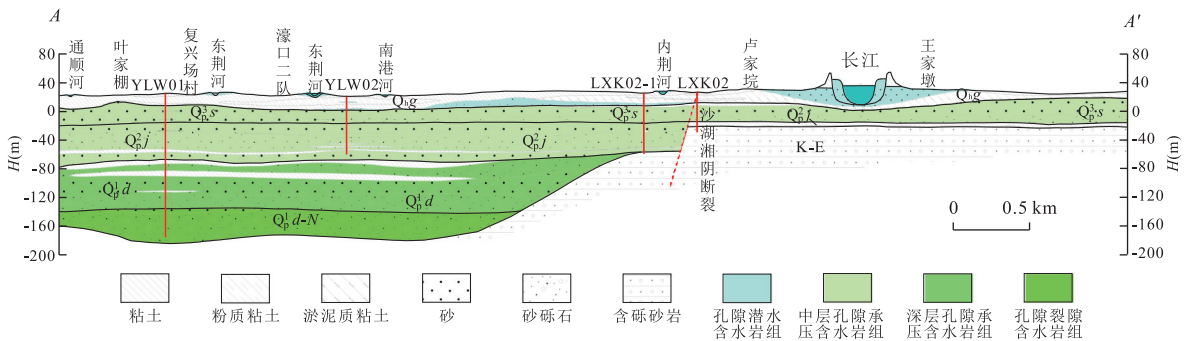


图 2 研究区 A-A' 水文地质剖面

Fig.2 Geological profile along line A-A' of Quaternary aquifers the study area

层孔隙承压含水岩组、深层孔隙承压含水岩组和孔隙裂隙含水岩组(图 2)。孔隙潜水含水岩组主要由全新统($Q_{h,g}$)冲湖积物组成,深度范围约 0~20 m,粉土、粉砂及粉质粘土构成厚度约 10 m 的含水层,粘土和淤泥质粘土构成相对弱透土层;中层孔隙承压含水岩组主要由上、中更新统(Q_{p^2j} - Q_{p^2s})组成,深度范围 20~100 m,上覆有稳定的隔水顶板,细砂、砂砾石和砾石构成的含水层也为本区主要开采层,其中夹有多层 5~10 m 的弱透土层,岩性主要为粉质粘土和粘土;深层孔隙承压含水岩组主要由下更新统(Q_{p^1d})组成,深度范围为 100~170 m,垂向上又可分为两段,上段主要由东荆河组上段($Q_{p^1d^2}$)的细砂、砂砾石和粘土组成,含水层厚度约 25 m,上覆稳定连续的粘土形成相对隔水层,下段主要由东荆河组下段($Q_{p^1d^1}$)组成,由于沉积环境动荡,使得岩性在垂向上变化较大,含水介质主要为粉砂、细

砂、粗砂和砂砾石组成,厚度约 30 m,上部有稳定连续的粘土层,该层为集中供水的开采层,由北至南厚度明显减小,沙湖湘阴断裂以南缺失;新近系(Q_{p^1d-N})碎屑岩为半胶结—胶结的砂岩、砂砾岩组成,上部粘性土层,形成较好的封存条件,也是第四系孔隙含水岩组的隔水底板。

2 样品采集与实验方法

2.1 样品采集

笔者选取江汉平原 1:5 万杨林尾—陆溪口图幅区的 YLW01(深度 201.0 m)、YLW04(深度 155.6 m)、LXXK02(深度 56.0 m)和 LXXK02-1(深度 84.0 m)4 个钻孔(图 1),根据研究需求采集第四系沉积物样品共 52 组。作为系统研究第四系沉积物渗透系数分布特征的 YLW01、YLW04 两个钻孔,根

据岩性变化每隔 10~15 m 截取一段 15 cm 的砂性原状样,粘性土相对集中的地层每隔 2~3 m 截取一段 15 cm 的粘性土原状样;位于江汉盆地边缘的 L XK02、L XK02-1 钻孔第四系沉积物厚度较小,只采集粘性土原状样.为防止原状样膨胀变形和水分蒸发,用保鲜膜包裹后放入铁皮桶缠绕胶带、纱布,再用石蜡密封.

样品孔隙比的获取按照室内标准土样含水率测定规范,将做完渗透实验的饱水土样进行称量,在 105 °C 温度下烘干 24 h 以上后再次进行称量,自由水和吸附在固体骨架上的结合水均被烘干,实验测定总孔隙比.样品粒度特征分析(颗粒分析)采用 LS13320 全自动激光粒度分析仪,由中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质国家重点实验室完成测定,检测范围为 0.04~2 000.00 μm .

2.2 渗透实验方法

2.2.1 改进的渗透实验仪 原状粘性土和砂性土样的渗透系数的求取采用改进的渗透实验仪进行测试,通过控制进气压力来提高测定粘性土渗透系数的实验效率.实验采用自主研发的饱和和低渗透介质高压 TST-55 型渗透仪完成粘性土样的渗透系数测定,砂性土则在非加压情况下完成.实验装置如图 3 所示,主要有渗透容器、特制高压供水瓶、精密压力表、精密调压阀、空压机、干燥装置、进水管、进气管

以及温度计等组成.渗透容器包括套环、底座、上盖、特制环刀、两个透水石、O 型圈和垫圈.

改进后的渗透仪采用气压增大进水的水头值,通过增大实验的渗透速度来提高实验效率,渗透实验过程假定渗流满足达西公式.测定粘土渗透系数时,采用一定的稳定气压作用于供水瓶的液面,由于粘土渗透流量较低,一定时间间隔内供水瓶的水位变化相对空压机提供的气压较小,可忽略不计,粘性土的渗透实验可近似看作定水头实验,砂性土在非加压情况下的实验为变水头实验.同时假定饱和和粘性土样在实验过程中结构不发生变化,土体与水体不可压缩.渗透仪的压力表范围为 0~1 MPa,精度达 4×10^{-3} MPa,调压阀范围为 0.05~0.80 MPa,精度达 2×10^{-3} MPa.

2.2.2 渗透实验原理 笔者依据土工实验方法标准(GB/T 50123-1999),采用特制环刀(内壁涂抹薄层凡士林)竖向切取样品,保证土样紧贴环刀内壁,避免较大缝隙,O 型圈套在环刀边缘并放入套环;依次在土样上下放入滤纸、垫圈和透水石,用螺母固定好上盖,避免漏气、漏水;供水瓶中注入无气去离子水,与渗透容器连通好并打开止水夹,排除底座空气直至水中无夹杂的气泡,封闭排水孔;调节精密调压阀至合适压力,待出水口有水流出时记录供水瓶内起始水头值和起始时间,一定时间间隔后记录供水

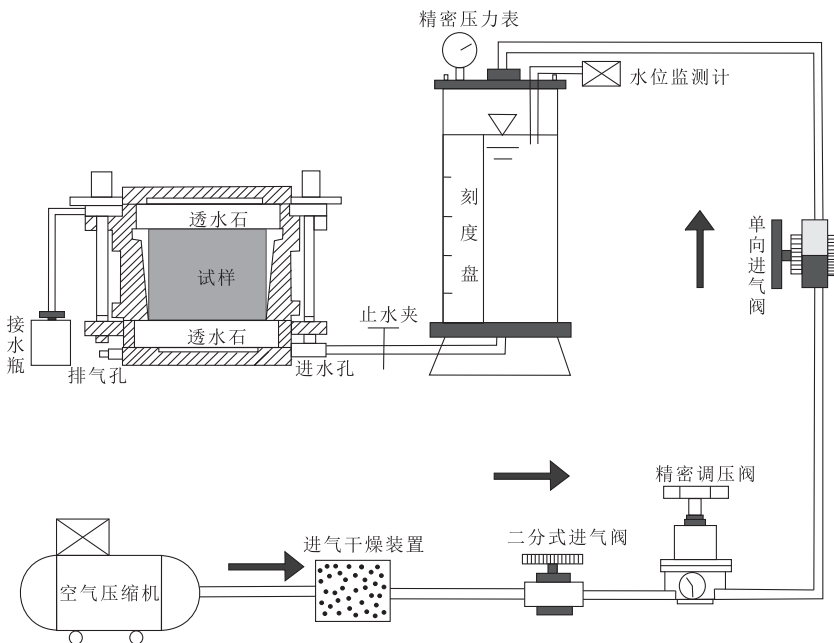


图 3 改进的饱和和低渗透介质渗透系数测定装置

Fig.3 Device of measuring saturated clay hydraulic conductivity

据葛勤等(2015)

瓶的水量变化并称量排水量,当进水量等于排水量时可认为实验达到稳定状态;在实验的始末记录出水口水温,计算渗透系数时需将水温为 T 的渗透系数 K_T 转换成水温为 $20\text{ }^\circ\text{C}$ 的标准渗透系数 K_{20} ,换算公式如下。

$$k_{20} = k_T \cdot \frac{\eta_T}{\eta_{20}}, \quad (1)$$

式中: k_T 、 k_{20} 为水温 T 、 $20\text{ }^\circ\text{C}$ 时土样的渗透系数, cm/s ; η_T 、 η_{20} 为水温 T 、 $20\text{ }^\circ\text{C}$ 时水的动力粘滞性系数, $\text{kPa} \cdot \text{s}(10^{-6})$ 。

假定实验过程中任一时刻 t 作用于土样的水头为 H_1 (m), 经过 dt 时间间隔后, 刻度管(横截面积为 a , 单位为 m^2) 的水位下降 dh , 对应的水头值为 H_2 , 则在 dt 时间的间隔内流入土样的水量 dQ 为:

$$dQ_{\text{in}} = -a \cdot dh, \quad (2)$$

式中: 负号代表进水量 Q (m^3) 随水头 h (m) 的降低而增加。

根据达西定律(陈崇希和林敏, 1999; Fernando, 2008), dt 时间内流出土样的渗流量为:

$$dQ_{\text{out}} = k \cdot i \cdot A \cdot dt = k \cdot A \cdot \frac{h(t)}{L} \cdot dt, \quad (3)$$

式中: k 为渗透系数 (m/s); i 为水力梯度; A 为土样横截面积 (m^2); t 为时间 (s); L 为土样高度 (m)。

根据水均衡原理 $dQ_{\text{in}} = dQ_{\text{out}}$ 可得:

$$dt = \frac{-a \cdot L}{k \cdot A \cdot h} \cdot dh. \quad (4)$$

设开始时时间为 t_1 , 作用在土样上的水压值为 $H_1 = h_1 + P/(\rho_w \cdot g)$; 结束时间为 t_2 , 水压值为 $H_2 = h_2 + P/(\rho_w \cdot g)$, 方程两边进行积分可得:

$$\int_{t_1}^{t_2} dt = \int_{H_1}^{H_2} \frac{-a \cdot L}{k \cdot A \cdot h} \cdot dh. \quad (5)$$

用常用对数表示渗透系数, 表达式为:

$$k = 2.3 \cdot \frac{a \cdot L}{A \cdot (t_2 - t_1)} \cdot \lg \frac{H_1}{H_2}. \quad (6)$$

室内实验方法测试周期长, 多数渗透系数经验公式中参数不易获取, 结合土壤基本特征参数探究渗透系数的计算方法对研究区渗透系数的预测具有较大意义, 重点在 3.2 节进行讨论。

3 结果与讨论

3.1 钻孔土样的渗透系数及其变化特征

笔者选取 YLW01 (深度 201.0 m) 和 YLW04

(深度 155.6 m) 两个钻孔的连续原状土样进行室内渗透实验, 通过对比钻孔岩性与渗透系数变化规律, 系统探讨研究区渗透系数的空间分布特征。渗透系数变化规律与岩性有关, 研究区垂向上分布几层稳定连续的粘土层, 相应的渗透系数较小, 为 $10^{-10} \sim 10^{-9} \text{ m/s}$, 含水砂层渗透系数普遍较大, 为 $10^{-7} \sim 10^{-6} \text{ m/s}$ 。由于地层岩性的非均质性导致垂向上渗透系数的变异性较大, YLW01 钻孔渗透系数的最大值为 $6.60 \times 10^{-6} \text{ m/s}$, 最小值为 $2.47 \times 10^{-10} \text{ m/s}$, 变异系数为 2.64; YLW04 钻孔渗透系数的最大值为 $2.24 \times 10^{-6} \text{ m/s}$, 最小值为 $1.41 \times 10^{-10} \text{ m/s}$, 变异系数为 2.32 (表 1); 整体上最大值是最小值的 10^4 倍, 波动幅度较大, YLW04 钻孔的粘性土的渗透系数比 YLW01 钻孔的渗透系数略小 (图 4)。

孔隙比为土体中空隙体积与固体颗粒体积的比值, 是表征土体受荷载后孔径分布的一个宏观指标 (邓永锋等, 2011)。将粘性土与砂性土放在同一个标准下对比渗透系数与孔隙比的变化规律显示: 孔隙比变化范围为 $0.5 \sim 1.5$, 整体上渗透系数与孔隙比在深度变化上呈负相关性, 砂性土渗透系数大、孔隙比小, 粘性土渗透系数小、孔隙比反而大 (图 4), 原因在于相对粘性土来说, 砂性土孔隙比较小但孔隙的平均直径大, 有效的渗流路径多, 渗透系数大。随着颗粒直径的减小, 孔隙比和粘土颗粒比表面积急剧升高, 结合水膜 (不流动) 占据的孔隙份额变大, 相应参与渗流的有效孔隙呈下降趋势, 导致粘性土渗透系数很小。

整体上, 渗透系数空间变异性较大, 与孔隙比呈负相关性。结合钻孔沉积物含水岩组的划分, 表层孔隙潜水含水岩组的渗透系数较小, 约 10^{-9} m/s , 变异系数为 1.56, 反映由粘土、粉质粘土构成的稳定沉积环境; 由于垂向上分布多层粘土和粉砂交互分布的透镜体, 导致中深层承压含水岩组的渗透系数变异性较大, 为 $10^{-10} \sim 10^{-6} \text{ m/s}$, 变异系数为 2.04, 说明研究区

表 1 渗透系数 (m/s) 数据统计结果

Table 1 Statistical results of the measured hydraulic conductivity (m/s)

钻孔编号	YLW01	YLW04
样品数	21	19
最大值	6.60×10^{-6}	2.24×10^{-6}
最小值	2.47×10^{-10}	1.41×10^{-10}
均值	5.79×10^{-7}	2.56×10^{-7}
标准差	1.53×10^{-6}	5.95×10^{-7}
变异系数	2.64	2.32

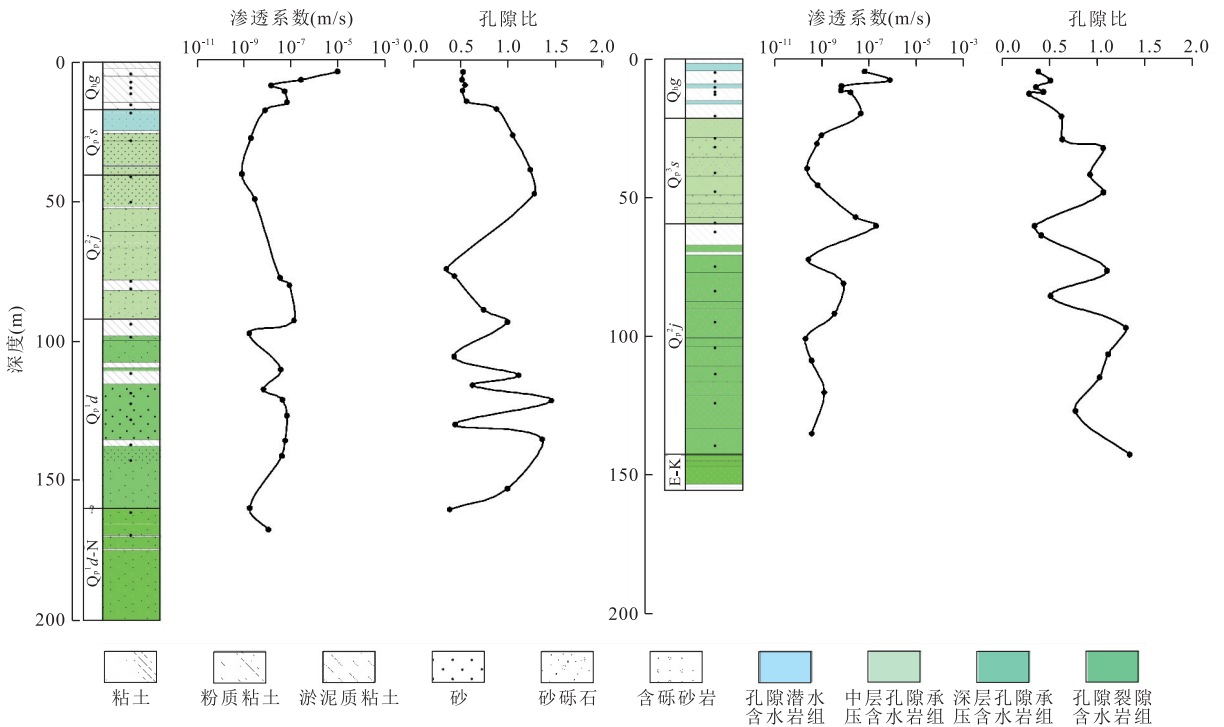


图 4 研究区渗透系数的空间分布

Fig.4 Spatial distribution of hydraulic conductivity in study area

所处岩性复杂且呈多旋回分布的典型河湖交互作用的第四系沉积环境(李红梅等,2015)。

3.2 粘性土渗透系数的修正计算方法

求取粘性土渗透系数的实验方法相对耗时费力,在此基础上修正适用于粘性土渗透系数的经验公式可以为研究区粘性土渗透系数的估算提供便利。目前,计算砂性土渗透系数的经验公式已有较多研究,而粘性土渗透系数的经验公式研究多数针对重塑粘土或相应公式中的参数无法用简单的实验方法获取,对修正公式实用性和土样天然性的把握仍需提高(朱熹文等,2014;Zhang *et al.*,2015)。笔者选取 YLW01、LXK02 和 LXK02-1 共 3 个钻孔的粘性土样品进行室内渗透实验,结合粒度特征参数,引入实际影响粘土渗流的有效孔隙比,修正物理意义明确、参数较易获取的太沙基渗透系数经验公式,最后通过对 YLW04 钻孔及江汉平原其他钻孔部分粘土样品进行室内渗透系数和粒度参数分析,验证修正太沙基经验公式的可行性,为研究区粘性土渗透系数的估算提供另一个途径。

3.2.1 有效孔隙比的获取 粘性土颗粒细小、孔隙比大,但吸附在固体颗粒上的结合水膜使其有效渗流路径减少,渗透系数较小,基于评价粘性土渗流特性的重要参考指标——有效孔隙比,以此修正的粘性土

表 2 修正公式的土样参数

Table 2 The formula parameters of clay

样品编号	$K(10^{-9} \text{ m/s})$	e	$d_{10}(10^{-3} \text{ mm})$	e_u	黏粒含量 $P(\%)$
Y01-1	1.27	1.49	1.74	0.14	25.34
Y01-2	1.15	1.10	1.28	0.19	25.12
Y01-3	1.54	0.79	1.88	0.15	22.74
Y01-4	1.21	0.93	2.17	1.13	51.19
Y01-5	1.74	0.96	5.35	0.55	39.00
Y01-13	0.54	0.98	1.64	0.10	22.32
Y01-15	9.17	1.03	3.70	0.18	22.42
Y01-17	0.52	0.89	2.67	0.06	17.17
Y01-19	3.10	0.91	4.60	0.09	14.21
Y01-21	0.59	0.94	4.84	0.04	17.08
Y01-24	0.35	0.76	4.83	0.03	8.94
L02-3	6.82	0.92	3.12	0.19	24.89
L02-1-1	0.13	1.21	3.21	0.03	20.28
L02-1-2	3.71	0.81	1.94	0.22	30.03
L02-1-3	2.02	0.90	3.74	0.09	16.45
L02-1-5	0.41	0.96	5.30	0.03	9.44

渗透系数经验公式具有重要的理论意义。

1995 年太沙基(Terzaghi)提出的渗透系数公式(7)被广泛应用于粗颗粒的砂性土(毛昶熙,2003),其中孔隙比是公式中的重要参数,而自然粘性土粒度成分和结构复杂,结合水所占的无效孔隙较多,用孔隙比(e)代替影响实际渗流的有效孔隙比(e_u)必然会引起较大误差。

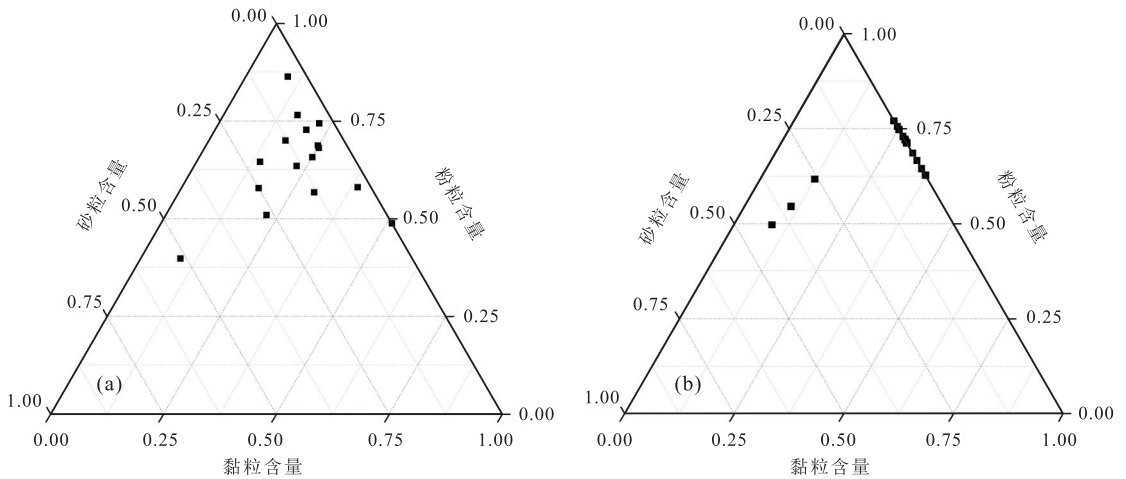


图 5 公式修正与预测的粘性土样品粒度成分

Fig.5 The granulosity composition of clay for amendment and prediction of formula

a.修正公式的土样粒度成分;b.预测的土样粒度成分

$$K = 2 \cdot e^2 \cdot d_{10}^2 \quad (7)$$

式中: K 为渗透系数(cm/s), e 为孔隙比, d_{10} 为土样颗粒的有效粒径(mm),是粒度分布曲线上累计含量为 10%对应的颗粒直径.

引入粘性土的有效孔隙比 e_u 对太沙基经验公式进行修正,避免由于无效孔隙对粘性土渗流特性的影响,将 e_u 代入公式(7)得出粘性土渗透系数 K 的太沙基修正公式:

$$K = 2 \cdot e_u^2 \cdot d_{10}^2 \quad (8)$$

研究表明, e_u 的获取手段相对复杂(党发宁等, 2015),能否利用较易获取的常规土壤参数得出与 e_u 的相关关系式,是本文值得探讨的问题.利用室内实验得出的 K 和 d_{10} 代入公式(8),反推出满足太沙基经验公式条件下的 e_u (表 2).

3.2.2 粘性土太沙基渗透系数公式的修正 室内渗透实验的土样为粘土或粉质粘土,用于修正经验公式的土样粒度成分含量见图 5a.由于黏粒含量 (P)是影响低渗透含水介质孔隙大小、多少和连通程度的重要因素,从而控制着其渗透系数的大小,为进一步探究 e_u 与 P 的关系,并重新修正太沙基 K 的定量表达式,笔者将 e_u 和 P 进行数学拟合分析,获取结合颗粒级配特征下适用于粘土的太沙基经验公式.结果表明,有效孔隙比 e_u 与黏粒含量 P 的二项式拟合关系最为显著,相关系数达 98.5%(图 6).

e_u 与 P 的拟合方程如下所示:

$$e_u = 6.93 \cdot 10^{-4} \cdot P^2 - 1.61 \cdot 10^{-2} \cdot P + 0.133 \quad (9)$$

将公式(9)代入公式(8)可得适用于粘土的太沙

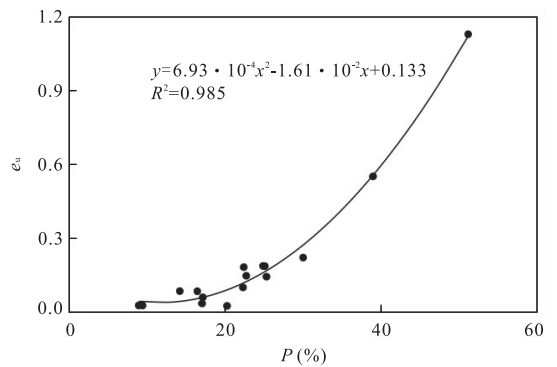


图 6 e_u 与 P 的拟合关系

Fig.6 The fitting relationship diagram of e_u and P

基渗透系数修正公式为:

$$K = 2 \cdot (6.93 \cdot 10^{-4} \cdot P^2 - 1.61 \cdot 10^{-2} \cdot P + 0.133)^2 \cdot d_{10}^2 \quad (10)$$

引入 e_u ,利用数学拟合法求出 P 与 e_u 的定量表达式,并代入原太沙基经验方程即得适用于粘性土的修正公式.该方程获取参数相对较少且物理意义明确,只需获得土壤基本粒度特征参数 d_{10} 与 P 即可求得 K ,为预测研究区 K 提供了便利.

3.2.3 修正公式的实例验证 通过对 YLW04 及江汉平原 2014 年其他钻孔 14 组粘土样品进行室内渗透实验和粒度特征参数分析,依据所测得的土样参数代入修正后的太沙基渗透系数经验公式(10),相关土壤参数、实测 K 及预测 K 如表 3 所示.结果表明渗透系数的预测值与实测值比值范围的上、下限分别为 6.36 和 0.15,均小于 10,参照土体渗透系数测试规范的执行标准(平行测定允许的相对误差在

表 3 修正公式的验证结果

Table 3 The verification result of amendment formula

样品编号	$P(\%)$	$d_{10}(10^{-3} \text{ mm})$	$K_{\text{实测}}(10^{-9} \text{ m/s})$	$K_{\text{预测}}(10^{-9} \text{ m/s})$	$K_{\text{预测}}/K_{\text{实测}}$	相对误差
Y04-1	27.10	1.58	0.35	2.12	6.06	5.06
Y04-2	37.30	1.30	1.36	8.38	6.16	5.16
Y04-3	28.83	1.37	0.82	2.25	2.76	1.76
Y04-4	35.56	1.29	3.46	6.31	1.82	0.82
Y04-5	28.58	1.45	3.17	2.39	0.75	-0.25
Y04-13	27.95	1.32	1.13	1.76	1.56	0.56
JH01-69	12.59	1.82	0.28	0.11	0.39	-0.61
JH01-72	8.84	2.47	0.36	0.25	0.69	-0.31
JH01-73	10.73	2.01	0.06	0.13	2.17	1.17
JH04-22	33.47	1.35	5.10	5.00	0.98	-0.02
JH08-01	22.92	1.74	6.77	0.99	0.15	-0.85
JH10-17	24.49	1.67	1.68	1.33	0.79	-0.21
JH10-23	31.45	1.38	0.58	3.69	6.36	5.36
JH10-69	25.27	1.64	0.57	1.53	2.67	1.67

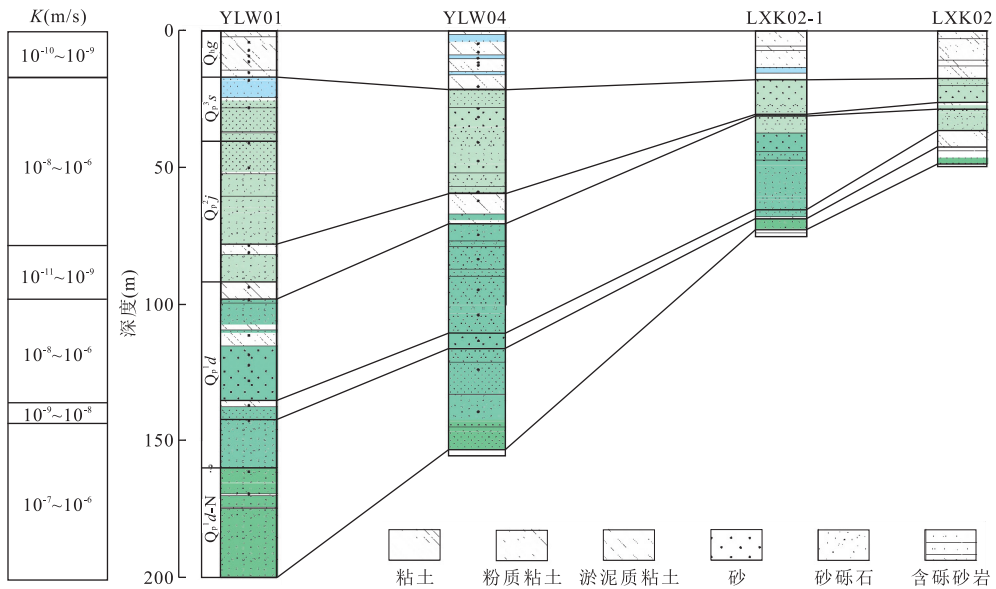


图 7 研究区渗透系数划分概念模式

Fig.7 Conceptual schema of the partition of hydraulic conductivity in study area

±2 以内), $K_{\text{预测}}$ 与 $K_{\text{实测}}$ 的比值范围为 0.15~2.76 时(相对误差在 ±2 以内), 累计概率约为 79%, 整体上相互吻合. 江汉平原的粘性土渗透系数相对较小, 基本为 $10^{-10} \sim 10^{-9} \text{ m/s}$, 可视为相对隔水层. 由于实验中的系统误差以及土体本身存在不稳定因素, 若将 $K_{\text{预测}}$ 与 $K_{\text{实测}}$ 的比值控制在 10 以内, 对于河湖积平原区的自然粘土来说误差可被接受, 证明了太沙基渗透系数修正公式的可行性, 也为渗透系数的简单计算提供了便利的方法.

综上所述, 研究区第四系沉积物主要以砂层、砂砾石层构成, 其中分布多层连续稳定的薄层粘性土, 导致渗透系数变异性较大, 反映出研究区岩性复杂

且呈多旋回分布的典型河湖交互作用的沉积环境. 利用实验方法获取的渗透系数结合土壤粒度特征参数修正适用粘性土的太沙基经验公式, 为研究区粘性土渗透系数预测提供了便利的计算方法. 笔者基于室内实验 4 个钻孔的渗透系数剖面分布, 简单绘制区域渗透系数划分概念模式图, 旨在为研究区的地下水流系统的模型建立提供参考(图 7).

4 结论

(1) 研究区渗透系数的变化规律与岩性有关, 区域上稳定连续分布的粘土, 其渗透系数较小, 为

$10^{-10} \sim 10^{-9}$ m/s,含水岩组砂层的渗透系数普遍较大,为 $10^{-7} \sim 10^{-6}$ m/s.由于地层岩性的非均质性,垂向上渗透系数的变异性较大.研究区孔隙潜水含水岩组以粉质粘土、粘土为主,渗透系数较小约 10^{-9} m/s,变异性不大,沉积环境稳定;中深层承压含水岩组分布多层稳定连续的粘土、粉砂导致渗透系数变异性较大,呈现多旋回分布的典型河湖交互作用的沉积环境.

(2)通过对 YLW01 钻孔 16 组原状粘性土室内渗透实验数据和粒度特征参数进行分析,利用太沙基渗透系数公式反推出的 e_u 与 P 呈二项式显著相关,修正了物理意义明确、参数较易获取的粘性土太沙基经验公式.选取 YLW04 及江汉平原其他钻孔 14 组粘性土样品的粒度特征参数和渗透数据,通过修正后的太沙基经验公式计算得出的 $K_{\text{预测}}$ 与 $K_{\text{实测}}$ 进行对比,比值为 $0.15 \sim 6.36$,均小于 10,整体上基本吻合,验证了太沙基修正公式的可行性,为江汉平原关键带的渗透系数预测提供便利的计算方法.

(3)江汉平原第四系沉积物具有典型河湖交替演变的岩相特征,厚层的河床相砂、砂砾石与薄层的河流泛滥相和湖沼相粘土、粉质粘土交替沉积,第四系不同年代和地貌类型,其沉积环境存在差异,弱透水层的粒度特征也会有所区别.本研究探讨了垂直河流方向上沉积环境的弱透水层渗透系数的求算方法,沿河流纵向上沉积环境与地貌特征变化相对较大,求算方法有待后续进一步研究.

References

Bagarello, V., Elrick, D. E., Iovino, M., et al., 2006. A Laboratory Analysis of Falling Head Infiltration Procedures for Estimating the Hydraulic Conductivity of Soils. *Geoderma*, 135: 322—334. doi:10.1016/j.geoderma.2005.12.008

Bojana, D., 2009. Predicting the Hydraulic Conductivity of Saturated Clays Using Plasticity-Value Correlations. *Applied Clay Science*, 45: 90—94. doi:10.1016/j.clay.2009.04.001

Chapuis, R. P., Aubertin, M., 2003. On the Use of the Kozeny Carman Equation to Predict the Hydraulic Conductivity of Soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 40(3): 616—628. doi:10.1139/t03-013

Chen, C. X., Lin, M., 1999. Dynamics of Groundwater. China University of Geosciences Press, Wuhan, 7—9 (in Chinese).

Cheng, C. L., Shu, L. C., Wang, M. M., et al., 2011. Experimental Study on Permeability Coefficient of Streambed Sediment of Yangtze River in Jiangsu Province. *Water Re-*

sources and Power, 29(11): 64—66, 211 (in Chinese with English abstract).

Dang, F. N., Liu, H. W., Wang, X. W., et al., 2015. Empirical Formulas of Permeability of Clay Based on Effective Pore Ratio. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*, 34(9): 1909—1917 (in Chinese with English abstract).

Deng, Y. F., Liu, S. Y., Zhang, D. W., et al., 2011. Comparison among Some Relationships between Permeability and Void Ratio. *Northwestern Seismological Journal*, 33(Suppl.): 64—66, 76 (in Chinese with English abstract).

Deng, Y. M., Wang, Y. X., Li, H. J., et al., 2015. Seasonal Variation of Arsenic Speciation in Shallow Groundwater from Endemic Arsenicosis Area in Jiangnan Plain. *Earth Science*, 40(11): 1876—1886 (in Chinese with English abstract).

Fernando, J., 2008. Determination of Coefficient of Permeability from Soil Percolation Test. The 12th International Conference of International Association for Computer Methods and Advances in Geomechanics (IACMAG), Goa.

Ge, Q., Gong, X. L., Liang, X., et al., 2015. The Permeability Apparatus about a Low Permeability of Saturated Clay. 2015104824344. 2016.8.16, Chinese Patent (in Chinese).

Jiang, X. W., Wan, L., Wang, X. S., et al., 2009. Effect of Exponential Decay in Hydraulic Conductivity with Depth on Regional Groundwater Flow. *Geophysical Research Letters*, 36(24): 1—4. doi:10.1029/2009gl041251

Kang, J. B., Shackelford, C. D., 2009. Clay Membrane Testing Using a Flexible-Wall Cell under Closed-System Boundary Conditions. *Applied Clay Science*, 44(1—2): 43—58. doi:10.1016/j.clay.2009.01.006

Kellon, C. J., Wassenaar, L. I., Hendry, M. J., 2001. Stable Isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of Pore Waters in Clay-Rich Aquitards: A Comparison and Evaluation of Measurement Techniques. *Groundwater Monitoring & Remediation*, 21(2): 108—116.

Li, H. M., Deng, Y. M., Luo, L. W., et al., 2015. Geochemistry of High Arsenic Shallow Aquifers Sediment of the Jiangnan Plain. *Geological Science and Technology Information*, (3): 178—184 (in Chinese with English abstract).

Liu, H. W., Dang, F. N., Wang, X. W., et al., 2015. Method of Using Consistency Index Estimating the Permeability Coefficient of Clay. *Journal of Sichuan University (Engineering Science Edition)*, 47(Suppl. 1): 48—52 (in Chinese with English abstract).

Mao, C. X., 2003. Seepage Computation Analysis & Control. China Water & Power Press, Beijing, 4—8 (in Chinese).

Ministry of Housing and Urban-Rural Development of the

- People's Republic of China, 1999. Standard for Soil Test Method. China Planning Press, Beijing (in Chinese).
- Rosas, J., Lopez, O., Missimer, T. M., et al., 2013. Determination of Hydraulic Conductivity from Grain-Size Distribution for Different Depositional Environments. *Groundwater*, 52(3): 399–413. doi:10.1111/gwat.12078
- Taylor, D. W., 1948. Fundamentals of Soil Mechanics. Soil Science Press, New York, 161.
- Wan, L., Jiang, X. W., Wang, X. S., 2010. A Common Regularity of Aquifers: The Decay in Hydraulic Conductivity with Depth. *Geological Journal of China Universities*, 16(1): 7–12 (in Chinese with English abstract).
- Wang, X. Y., Liu, C. L., 2003. New Understanding of the Regularity of Water Seepage in Cohesive Soil. *Acta Geoscientia Sinica*, 24(1): 91–95 (in Chinese with English abstract).
- Ye, Z. Q., Li, A. Q., Yang, G. H., et al., 1999. Study of Permeability for Cohesive Soil. *Journal of Southeast University*, 29(5): 121–125 (in Chinese with English abstract).
- Zeng, L. L., Hong, Z. S., Chen, F. Q., 2012. A Law of Change in Permeability Coefficient during Compression of Remolded Clays. *Rock and Soil Mechanics*, 33(5): 1286–1292 (in Chinese with English abstract).
- Wen, Z., Liu, K., Chen, X. L., 2015. Approximate Analytical Solutions for Two-Region Non-Darcian Flow to a Partially Penetrating Well. *Earth Science*, 40(5): 918–924 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, M. X., Zhu, X. W., Yu, G. L., et al., 2015. Permeability of Muddy Clay and Settlement Simulation. *Ocean Engineering*, 104: 521–529. doi:10.1016/j.oceaneng.2015.05.031
- Zhu, C. H., Liu, J. M., Wang Z. H., 2005. The Influence Law of the Grain Composition of Coarse-Grained Soil to Hydraulic Conductivity. *Yellow River*, 27(12): 79–81 (in Chinese).
- Zhu, X. W., Yan, J. M., Wang, X. B., et al., 2014. Laboratory Investigation of the Permeability of Saturated Muddy Clays. *Water Resources and Hydropower Engineering*, 45(9): 107–111 (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 陈崇希, 林敏, 1999. 地下水动力学. 武汉: 中国地质大学出版社, 7–9.
- 程春龙, 束龙仓, 王茂枚, 等, 2011. 长江江苏段河床沉积物渗透系数试验研究. 水电能源科学, 29(11): 64–66, 211.
- 党发宁, 刘海伟, 王学武, 等, 2015. 基于有效孔隙比的黏性土渗透系数经验公式研究. 岩石力学与工程学报, 34(9): 1909–1917.
- 邓永锋, 刘松玉, 章定文, 等, 2011. 几种孔隙比与渗透系数关系的对比. 西北地震学报, 33(增刊): 64–66, 76.
- 邓娅敏, 王焰新, 李慧娟, 等, 2015. 江汉平原中中毒病区地下水水形态季节性变化特征. 地球科学, 40(11): 1876–1886.
- 葛勤, 龚绪龙, 梁杏, 等, 2015. 一种低渗透饱和粘土渗透测定仪: 2015104824344. 2016. 8. 16, 中国专利.
- 李红梅, 邓娅敏, 罗莉威, 等, 2015. 江汉平原高砂含水层沉积物地球化学特征. 地质科技情报, (3): 178–184.
- 刘海伟, 党发宁, 王学武, 等, 2015. 利用稠度指标估算黏土渗透系数的方法研究. 四川大学学报: 工程科学版, 47(增刊 1): 48–52.
- 毛昶熙, 2003. 渗流计算分析与控制. 北京: 水利水电出版社.
- 万力, 蒋小伟, 王旭升, 2010. 含水层的一种普遍规律: 渗透系数随深度衰减. 高校地质学报, 16(1): 7–12.
- 王秀艳, 刘长礼, 2003. 对粘性土孔隙水渗流规律本质的新认识. 地球学报, 24(1): 91–95.
- 叶正强, 李爱群, 杨国华, 等, 1999. 粘性土的渗透规律性研究. 东南大学学报, 29(5): 121–125.
- 曾玲玲, 洪振舜, 陈福全, 2012. 压缩过程中重塑黏土渗透系数的变化规律. 岩土力学, 33(5): 1286–1292.
- 文章, 刘凯, 陈晓恋, 2015. 承压含水层中非完整井附近“非达西—达西”两区渗流模型近似解析解. 地球科学, 40(5): 918–924.
- 中华人民共和国住房和城乡建设部, 1999. 土工试验方法标准, GB/T50123-1999. 北京: 中国计划出版社.
- 朱崇辉, 刘俊民, 王增红, 2005. 粗粒土的颗粒级配对渗透系数的影响规律研究. 人民黄河, 27(12): 79–81.
- 朱熹文, 严建明, 王贤奔, 等, 2014. 淤泥质饱和土渗透系数的室内实验研究. 水利水电技术, 45(9): 107–111.