https://doi.org/10.3799/dqkx.2020.268



含水层非均质性不同刻画方法对地下 水流和溶质运移预测的影响

蒋立群,孙蓉琳*,梁 杏

中国地质大学环境学院,湖北武汉 430078

摘 要:为探讨含水层非均质性不同刻画方法对地下水流和溶质运移预测的影响,基于非均质含水层砂箱实验,分别用 传统等效均质模型、克立金插值和水力层析刻画含水层渗透系数场,并探讨了先验信息对水力层析结果的影响.将不同 方法估算的渗透系数场用以预测地下水流和溶质运移过程,以此判断不同方法估算结果的优劣,分析含水层非均质性对 地下水流和溶质运移的影响.结果表明:与克立金插值法相比,水力层析法可以更好地刻画含水层非均质性,较准确地预 测地下水流和溶质运移过程;钻孔岩心渗透系数样本值作为先验信息可以提高水力层析法估算结果的精度;传统等效均 质模型无法准确预测地下水流和溶质运移过程.含水层非均质性的增强将导致溶质污染羽分布形态和运移路径的空间 变异性增强,并且优势通道直接决定溶质的分布及运移路径.

关键词:水力层析;克立金插值;传统等效均质模型;非均质性;渗透系数;溶质运移;水文地质.
中图分类号: P641
文章编号: 1000-2383(2021)11-4150-11
收稿日期:2020-07-23

Predicting Groundwater Flow and Transport in Heterogeneous Aquifer Sandbox Using Different Parameter Estimation Methods

Jiang Liqun, Sun Ronglin*, Liang Xing

School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430078, China

Abstract: In order to investigate the effect of different hydraulic parameter estimation methods of the heterogenous aquifer on predicting groundwater flow and solute transport simulation, based on the laboratory heterogeneous aquifer sandbox, conventional equivalent homogeneous model, kriging and hydraulic tomography are used to characterize heterogeneity of the sandbox aquifer. The role of priori information on improving hydraulic tomography inversion is discussed. The *K* estimated by different methods are used to predict the process of steady-state groundwater flow and solute transport, which evaluates the merits and demerits of different *K* estimation methods. Afterwards, we investigate the effect of aquifer heterogeneity on groundwater flow and solute transport. The results reveal that compared with kriging, hydraulic tomography can get higher precision to characterize aquifer heterogeneity and predict the process of groundwater flow and solute transport. The *K* values from 40 core samples are used as prior information of hydraulic tomography can promote the accuracy of *K* estimates. The conventional equivalent homogeneous model cannot accurately predict the process of groundwater flow and solute transport in heterogeneous aquifer. The enhancement of aquifer heterogeneity will lead to the enhancement of the spatial variability of tracer distribution and migration path, and the dominant channel directly determines the migration path and tracer distribution.

引用格式:蒋立群,孙蓉琳,梁杏,2021.含水层非均质性不同刻画方法对地下水流和溶质运移预测的影响.地球科学,46(11):4150-4160.

基金项目:国家自然科学基金项目(Nos.41772268, 41102155);中国地质调查局计划项目(No.121201001000150121).

作者简介:蒋立群(1990-),男,博士研究生,主要从事地下水流系统、水文地质参数反演等研究.ORCID:0000-0002-8257-8644. E-mail: jiangliqun@cug.edu.cn

^{*} 通讯作者:孙蓉琳, ORCID:0000-0001-5523-198X. E-mail:sunronglin@cug.edu.cn

Key words: hydraulic tomography; kriging; conventional equivalent homogeneous model; heterogeneity; hydraulic conductivity; solute transport; hydrogeology.

0 引言

含水层非均质性控制着地下水流和溶质迁移 特性(Tsang, 2000).渗透系数是表征含水层非均质 特性的最重要参数,也是地下水流和溶质运移模拟 中最重要的参数之一.在影响地下水流的所有不确 定因素中,含水层渗透系数的非均质性是造成污染 物运移不确定性的重要原因(施小清等, 2005).

解析法和数值法是目前最常用的在抽水实 验基础上评价含水层参数的方法(肖明贵等, 2003;陈晓恋等,2016).但其在计算水文地质参 数时假设含水层为均质介质,所给出的是一个代 表整个含水层的水力参数,求出的参数可以满足 一般工程项目需求,但对于需要详细刻画渗透系 数具体分布的科研或生产,传统方法已经无法满 足需求(Butler and Liu, 1993).寻求一种尽可能 利用有限的实测资料对未知位置的含水层参数 进行合理估值的方法,是目前地下水流和污染物 质运移模拟的关键问题(宋刚等,2005).

近几十年,国内外一些学者采用克立金插值 法来刻画非均质含水层渗透系数的空间分布特 征(施小清等,2009,2012;Illman et al.,2010). 克立金插值法是基于各种野外或室内实验获取 的大量空间点上的渗透系数样本估算整个含水 层的渗透系数场,对于临近采样点的小尺度区 域内估算精度较高.但是对于缺乏采样点的含 水介质非均质性刻画精度不高.另一方面,为求 取渗透系数和储水系数而实施的传统抽水实验 钻孔和水位数据并没有得到充分利用.

水力层析(Hydraulic Tomography,简称HT) 是新近发展起来刻画含水层非均质性的抽水实验 方法(Yeh and Liu, 2000).水力层析法采用止水 器将同一井孔分割为许多垂直井段,在其中一个 井段进行抽水(或注水),同时对含水层在其他井 段的水头响应进行监测,得出一组抽水量(注水 量)/水位响应数据.按顺序在该井和其他井孔的 不同井段抽水(或注水),并在其他井段监测水位 响应,就可以得到连续系列的交叉孔抽水量(注水 量)/水位响应数据.最后,利用反演模型(例如本 文第2.2.2节介绍的水力层析反演模型)处理这些 水位数据,得到含水层渗透系数的空间分布.

近年来,很多学者分别通过数值模拟(Zhu and Yeh, 2006; Xiang et al, 2009)、可控砂箱实验 (Liu, 2007; Illman et al., 2010; Zhao et al., 2015; 蒋立群等, 2017)和野外场地实验(Bohling et al., 2007; Illman et al., 2009; Berg and Illman, 2015)验 证了水力层析法能准确刻画含水层非均质结构.由 于水力层析法考虑了水头与含水层参数之间的非 线性关系,因此在刻画含水层非均质性方面具有更 大的优势.水力层析法利用抽水实验的水位数据 可以高精度刻画含水层非均质结构,然而用于抽水 实验的水文地质钻孔资料并未得到充分利用,尤 其是岩心采样点的渗透系数样本值不仅可以用 于克立金插值以获得参数分布,也可以作为先验 地质信息提高水力层析抽水实验的估算精度.

尽管一些学者通过传统求参方法与水力层析 法对比,验证了水力层析法估算结果的可靠性,但 主要是将不同方法估算的参数场用于预测地下水 流过程,来判定估算结果的优劣.由于含水层非均 质性对地下水流的影响小于对溶质运移的影响,因 此不同方法估算的渗透系数场用以预测溶质运移 过程更能反映估算结果的优劣.蒋立群等(2017)通 过小尺度砂箱实验(长为100 cm,高为50 cm),研究 了水力层析抽水实验和克立金插值刻画含水层非 均质性的优劣,但并未进行溶质运移的模拟预测; 加之砂箱尺度较小,实验及人为误差导致边界水位 波动较大,造成结果的不确定性较大.鉴于此,本文 构建了非均质性更强,尺度更大的砂箱含水层,研 究传统等效均质模型、克立金插值法和水力层析抽 水实验刻画含水层非均质性的优劣,并将估算的渗 透系数场用以预测地下水流和溶质运移过程,来分 析含水层非均质性对地下水流和溶质运移的影响, 便于更好地指导野外地下水资源管理和污染修复.

1 非均质含水层砂箱实验

1.1 实验砂箱

本文设计了一个剖面二维非均质潜水含水层 砂箱(图1a).砂箱长为200 cm、宽为10 cm、高为 100 cm.砂箱左右两侧离边界10 cm处为有孔PVC



Fig.1 Laboratory sandbox and the synthetic heterogeneous aquifer a.砂箱概化图及水平井编号;b.非均质含水层砂箱正面及砂层编号;c.非均质含水层砂箱背面及水平井编号

板,有孔PVC板和砂箱两侧边界之间为水槽,水槽 内充满水,可作为砂箱含水层的定水头边界(图 1b).两侧水槽分别与溢水箱连接,用于调节两侧边 界水头值.砂箱两侧的溢水箱与一个较大的稳水 箱连接,用于降低实验室供水管道水压不稳定对含 水层边界水头的影响.砂箱布置5口井,每口井垂 向上分为8个井段,共40个井段(图1a,1c).每个井 段为直径1 cm、长8 cm的水平井,相邻水平井之间 的水平距离为30 cm,垂直间距为10 cm.每个水平 井通过塑料接嘴既可以与压力传感器相连作为观 测井,也可与蠕动泵相连作为抽水井(或注水井), 通过调整蠕动泵转速可调节抽水量(或注水量).

1.2 非均质含水层

砂箱左、右水槽之间长180 cm、宽10 cm、高 90 cm的范围为非均质含水层,共由19层组成,由5 种不同粒径范围、不同透水能力的河砂装填而成 (图1b,表1).填装之前首先通过不同规格的筛网筛 选出设计粒径范围的砂样,人工洗砂之后,将不同 粒径范围的砂样按照图1b设计的形状进行填砂,完 成非均质含水层的制作.利用非稳定流达西实验测 出各粒径砂样的渗透系数(陈崇希等,2011),利用 土柱饱水实验测出各砂样的孔隙度(表1).

砂箱非均质含水层的形状设计遵循以下几个原则:(1)根据沉积学原理,含水层介质沉积

表1 非稳定流达西实验渗透系数计算结果

Table 1 The results of hydraulic conductivity by Darcy experiments of unsteady-state flow

砂样粒径	渗透系数	さ む �� 由	孙昆护卫
(mm)	(cm/s)	芯孔际及	砂压细亏
0.10~0.25	0.018 0	0.389 2	4,14
$0.25 \sim 0.40$	0.078 8	0.377 0	1,7,10,15,17
0.30~0.60	0.139 5	0.371 2	3, 6, 8, 13, 16, 18
$0.60 \sim 1.00$	0.335 3	0.373 7	2, 5, 11, 19
1.00~4.00	0.852 7	0.378 8	9,12

水平方向上的相关尺度远大于垂直方向;(2)根 据砂样渗透系数的大小,合理安排填充的位置 和形状,保证抽水条件下定水头边界能够对其 进行充分补给;(3)砂箱含水层的左、右两边界 和顶部的定水头边界附近渗透系数不宜过小, 避免抽水过程中出现浮砂或管涌现象.

1.3 抽水实验

抽水实验采用单井定流量抽水以获得观测水 位.实验期间,含水层左、右和上边界为定水头边 界,水头值为95 cm;底部为隔水边界.实验之前,先 进行初始水位数据采集,采集时间至少1h,目的是 对压力传感器、数据采集器进行预热处理,降低仪 器误差.在所有压力传感器采集的初始水位数据随 着时间处于稳定状态后,利用蠕动泵对含水层中40



Fig.2 Drawdown time curves and contour plot of steady-state observed head of the pumping test at the No.20 well a. 降深时间曲线; b. 稳定时刻观测水位等值线图. 黑色点表示观测井, 白色点表示抽水井

个水平井段依次进行单井定流量抽水,除井段11、19、 23、31的抽水流量为9.168 mL/s,其他井段的抽水流 量均为18.336 mL/s.每次抽水实验时,其他39个井 段进行水位观测,直到各观测孔水位稳定后停止抽 水,待各观测孔水位恢复至初始状态停止数据采集.

在室内砂箱抽水实验过程中,蠕动泵转动产生 的脉冲噪音与传感器工作时周围环境的随机噪音, 使得采集的观测降深数据存在测量误差.王江思 (2013)分别运用均值滤波(王科俊等, 2010)、中值 滤波(龚声蓉等,2006)、小波分析(唐晓初,2006)、 Kalman 滤波(Kalman, 1960)消除观测水位噪音,并 选择稳定时刻观测水位估算渗透系数,发现滤波方 法处理后的水位数据估算渗透系数效果略优于原 始数据估算效果,但提升幅度不大,且不同滤波方 法处理后水位数据估算渗透系数结果没有差异.究 其原因,是因为砂箱抽水实验的噪音主要来自抽水 装置蠕动泵的脉冲噪音,距离抽水孔近的观测孔噪 音大,距离远的观测孔噪音小.总的来说,本次实验 抽水流量大,信噪比高,因此采用不同滤波方法处 理的结果相似.本文采用均值滤波方法对抽水实验 观测数据进行了噪音消除处理.利用消噪处理后的 观测数据画出20号井抽水过程的降深时间曲线和 抽水实验稳定时刻的观测水位分布(图2).

1.4 溶质运移实验

实验选择用自来水稀释后的办公用红墨水 作为示踪剂,红墨水吸附性非常小,不会附着在 砂粒上,易于清洗干净;实验过程中可以透过有 机玻璃,直观地观察红墨水的运移路径.

砂箱溶质运移实验前期准备工作与抽水实验 准备工作相同,实验步骤为:(1)15号井段作为注 水井,注水流量为8.665 mL/s;27号井段作为抽水 井,抽水流量为8.665 mL/s.注水井和抽水井起始 时间保持同步;(2)15号注水井段在0~10 min内 持续注入无色的自来水,此时通过各观测井处的 压力传感器发现地下水流场已达到稳定状态.第 10 min时将自来水迅速换成配好的加红墨水的 自来水,有颜色的示踪剂持续注入 20 min后,再 迅速换回无色的自来水;(3)相机固定位置,每 2 min拍照,采集不同时刻示踪剂运移路径图像. 本文选用第 30(红墨水注入结束的时刻)和 60 (红墨水分布范围较大且视觉上显示较清晰的时 刻) min的示踪剂运移路径图像作为参考标准.

2 计算方法

2.1 水流和溶质运移控制方程

2.1.1 地下水流控制方程 假设地下水流为剖面 二维非均质饱和孔隙介质稳定流,地下水流动控 制方程为:

 $\nabla \cdot [K(x) \nabla H] + Q(x) = 0, \qquad (1)$ 边界条件为:

$$H\Big|_{\Gamma_1} = H_1; \left[K(x)\nabla H\right] \cdot n\Big|_{\Gamma_2} = q, \qquad (2)$$

在 方 程 (1) 中, x 表示 空 间 坐 标 ($x = \{x, z\}$, (cm)); K(x) 表示饱和渗透系数(cm/s); H 表示 总水头(cm); Q(x) 表示点 x 处的源汇项(1/s). 在 方程(2) 中, H_1 表示第一类边界 Γ_1 的已知总水头 值(cm); n 表示第二类边界 Γ_2 上的法向量; q 表示 第二类边界 Γ_2 的单位流量(mL/s).

2.1.2 溶质运移控制方程在饱和孔隙介质中, 地下水中溶质输送是由对流-弥散方程控制 (王焰新,2007):

$$\theta \frac{\partial \rho_{\scriptscriptstyle B}}{\partial t} = \nabla \left[\rho \theta D(\boldsymbol{x}) \nabla \left(\frac{\rho_{\scriptscriptstyle B}}{\rho} \right) \right] - \nabla \left(\theta \rho_{\scriptscriptstyle B} \boldsymbol{u} \right) + I_{\scriptscriptstyle A}(3)$$

边界条件为:

$$\rho_{B}|_{\Gamma_{D}} = \rho_{B1}; \left[D(\boldsymbol{x}) \nabla \left(\frac{\rho_{B}}{\rho} \right) \right] \cdot \boldsymbol{n}|_{\Gamma_{N}} = q_{c}, \qquad (4)$$

初始条件为:

$$\rho_B\Big|_{t=0} = \rho_{B\,0},\tag{5}$$

其中水动力弥散张量D(x)的计算方程为 (Bear, 1979):

$$D_{ij}(x) = \left[\alpha_L(x) - \alpha_T(x)\right] \frac{u_i u_j}{\overline{u}} + D_0(x), i, j = 1, 3, \qquad (6)$$

在方程(3)中,x表示空间坐标($x = \{x, z\}, (cm)$); $\theta = \theta(x,z)$ 表示含水介质的孔隙度(量纲为1); $\rho_B =$ $\rho_B(x,z,t)$ 表示溶质质量浓度 (g/mL); $\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial z}\right); \rho = \rho(x, z, t) \& = \bar{\kappa} \& B \otimes B(g/mL); t$ 表征时间(s); $D(x) = \{D_{ij}(x)\}_{a > a}$ 表示水动力弥散 系数张量(cm²/s); $u = (u_x, u_z)$ 表示地下水的平均孔 隙渗流速度(cm/s);I表示溶质的源汇项(g/(mL• s)). 在方程(4)中, ρ_{B1} 表示在第一类边界 Γ_{D} 上的溶 质质量浓度(g/mL); q_{c} 表示在第二类边界 Γ_{N} 上的 弥散流量(g/(cm²•s));n 表示 Γ_N 边界上的法向量. 在方程(5)中,ρ_{B0}表示在整个研究区每个位置初始 时刻的溶质质量浓度 (g/mL). 在方程 (6) 中, $D_{ii}(x) = D_{ii}(x, z, u_x, u_z)(i, j = 1, 3)$ 为水动力弥散 系数张量的分量(cm²/s),它可以随地点和地下水 的平均孔隙渗流速度而变化; $\alpha_{l}(x)$ 表示纵向弥散 度(cm); $\alpha_T(x)$ 表示横向弥散度(cm); u_i 和 u_i 表示不 同方向的平均孔隙渗流速度(cm/s), $\overline{u} = \sqrt{u_i \cdot u_i}$; $D_0(x)$ 表示有效分子扩散系数(cm²/s).

2.2 参数设置及数值模型

2.2.1 克立金插值法参数设置 克立金插值法需 要大量关于砂箱非均质含水层的渗透系数样本.首 先,采集40个水平井段岩心(每个井段岩心揭露砂 层的位置见图3a),通过非稳定流达西实验共得到 40个岩心渗透系数值,对其进行统计分析,可知渗 透系数均值为0.22 cm/s(作为传统等效均质模型渗 透系数取值),渗透系数自然对数的方差值为1.5.将 渗透系数单位由 cm/s统一转换成 m/d,并对渗透系 数取自然对数;再利用 Surfer12 软件分析区域化变 量 lnK的变异函数.通过分析,Surfer12 中克立金插 值法球状模型拟合效果最优,其中变程为50 cm,拱 高为0.99,块金效应值为0.01,基台值为1,各向异 性比为2.5.对室内非均质含水层渗透系数的对数值 进行二维插值,插值时按 2 cm×2 cm 进行网格剖 分,共产生 4 050 个单元格.导出 lnK 插值结果, 并将 lnK(ln(m/d))统一换算成 K(cm/s),得到 4 050 个网格的渗透系数值,结果见图 3b.

2.2.2 水力层析抽水实验反演模型 采用美国亚利桑那大学 Tian-chyi Jim Yeh 的二维有限差分模拟软件 VSAFT2 (Variably Saturated Aquifer Flow and Transport in two dimensions),用以水力层析抽水实验的渗透系数反演,以及地下水流和溶质运移过程的数值模拟.

VSAFT2软件中水力层析抽水实验的渗透系 数反演采用 SimSLE 算法 .SimSLE 算法将每个水 文地质参数的自然对数值作为一个随机过程,该 随机过程用初始参数场的均值、方差、指数协方差 函数、相关长度等参数来描述.参数估计时,该算 法从一个带有权重的线性估计开始,首先使用初 始参数场和不同位置实测水头数据的加权线性组 合求得参数的初始估计值,通过水头在时空上的 协方差以及水头与渗透系数的交叉协方差可以求 得权重值;在这个估计过程中,参数的协方差也会 被更新,这个不断更新的协方差被称作条件协方 差或者剩余协方差,它代表估计的不确定性.这 个初始估计实际上就是协同克立格法(Cokriging). 随后, 不同位置水头估计值被带入水流方 程中,运用计算值与观测值之间的误差,来不断 地提高估计的精度;最后,正演计算和参数估计 计算不断迭代,直到精度不能明显提高为止. Xiang et al. (2009) 对该算法进行了详细介绍.

水力层析抽水实验反演模型水平长为180 cm,垂直高为90 cm.按2 cm×2 cm进行网格剖 分,共产生4050个单元格,4186个节点.抽水 井与观测井均设置在网格节点上.根据互易定 律(Bruggeman,1972)和蒋立群等(2017)砂箱 实验结果,采用6组抽水实验稳定时刻水位数 据已经可以得到比较好的反演结果,再增加抽 水实验次数,精度不会显著增加.此次研究采 用图1a中3、6、19、22、35和38号井段单井抽水 实验稳定时刻的水位数据来反演渗透系数场.

参数反演前,模型需要设定初始渗透系数场的 均值、方差和相关长度等参数.其中,相关长度是根 据砂箱含水层中19个砂层在水平方向上的平均长 度和垂直方向上的平均厚度确定:水平方向相关长 度约为90 cm,垂直方向上相关长度约为10 cm.根



Fig.3 The true *K* distributions and the estimated *K* fields

a.砂箱"真实"渗透系数分区场;b.克立金插值法估算场;c.水力层析反演场;d.有先验信息后的水力层析反演场.黑色点表示观测井,白色点表示抽水井

据上文40个渗透系数样本值的统计结果可知, 渗透系数均值为0.22 cm/s,渗透系数自然对数 的方差值为1.5.最大迭代步长设为100步.模型 满足下列至少一个标准时,迭代停止:相邻两 次迭代之间的水头变化值小于0.001 cm;相邻 两次迭代之间的渗透系数自然对数方差变化值 小于0.001,无先验信息(只有水位数据)的水力 层析抽水实验估算结果见图 3c.

在上文 2.2.1 节中,用于克立金插值法的 40 个水平井岩心的渗透系数样本可以作为水力层 析抽水实验反演模型的先验信息来提高估算渗 透系数场的精度.具体操作如下:在本节水力 层析抽水实验反演模型基础上,增加 40 个水平 井岩心样本值的坐标及渗透系数值,其他参数 设置完全一样,估算结果见图 3d.

2.2.3 地下水流和溶质运移正演模型 本文将分别利用传统等效均质模型、克立金插值法和水力层析反演的渗透系数场预测其他井孔抽水实验的地下水流场以及抽-注条件下的红墨水迁移路径,分析渗透系数的非均质性对地下水流和溶质运移的影响.

地下水流和溶质运移正演数值模型与水力 层析反演数值模型一致,不同的是正演模型的 渗透系数场为前述不同方法估算结果.根据1.4 节实验可知,溶质运移过程是在地下水流场稳 定基础上开展的,因此我们选择稳定地下水流 模型和非稳定溶质运移模型.由于砂箱含水层 在被填装之前,所用河砂均被清洗,淤泥或粉土 等杂质已被去除,分选很好;而且溶质运移实验 时,抽、注水井流量较大,导致在整个溶质运移 实验过程中,地下水流场流速较大,对流起主导 作用,弥散对溶质运移影响很小,因此本文所 有溶质运移数值模型不考虑弥散,有效孔隙度 设为0.34.因本文没有测量注水孔红墨水的初 始浓度以及监测观测点处的浓度变化,而是仅 仅获得红墨水不同时刻的运移路径,为模拟方 便,本文假设红墨水的初始浓度为1g/L.

2.3 不同方法估算结果评价标准

为了评价传统等效均质模型,克立金插值法和 水力层析法估算非均质含水层渗透系数场的精度, 主要采用3个方法进行评价:(1)将估算得到的渗透 系数场与真实渗透系数场概化的可视化图进行视 觉对比;(2)把不同方法估算的渗透系数场作为地 下水流模型的初始参数场进行正演模拟,预测图1a 中12、13、20、21、28和29号井段的抽水实验过程, 将稳定时刻的预测降深与实测降深进行拟合对比; (3)将不同方法估算得到的渗透系数场用来模拟预 测溶质运移抽-注实验中不同时刻的红墨水迁移路 径,模拟结果与采集的运移图片对比.

对于第2种评价标准的对比,详细步骤如下:



Fig.4 Scatter plots of the simulated and the measured drawdown based on the different estimated *K* fields a. 传统等效均质模型;b. 克立金插值法估算场;c. 水力层析反演场;d. 有先验信息后的水力层析反演场

(1)选取没有用于反演渗透系数场的另外 6 个验证并段抽水实验稳定时刻的 234 个实测降深值作为模型验证的标准(每次抽水实验包括 39 个稳定时刻的实测降深值);(2)分别将不同方法估算获取的渗透系数场作为地下水流数值模型的已知渗透系数场,模拟预测 6 个并段的稳定流抽水过程,得到相应的 234 个模拟降深值;(3)计算模拟降深值与实测降深的平均绝对误差 L_1 和均方差 $L_2.L_1$ 和 L_2 值越小,证明参数估算效果越好;(4)绘制模拟降深值与实测降深值的散点图,计算相关系数 R^2 .散点图越接近 45°线, R^2 越接近 1,表明估算效果越好 L_1, L_2 和R的计算公式为:

$$L_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} |s_i - s_i^*|, \qquad (7)$$

$$L_{2} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (s_{i} - s_{i}^{*})^{2}, \qquad (8)$$

$$R = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (s_i - \mu_s) (s_i^* - \mu_{s^*})}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (s_i - \mu_s)^2 \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (s_i^* - \mu_{s^*})^2}},$$
(9)

式中:n为降深 s 或 s^{*}的数量,这里为 234; s_i和 s^{*}_i 分别为第 i 个实测降深和模拟预测降深.µ_s和 µ_s^{*} 分别为实测降深和模拟预测降深的均值.

3 结果讨论

3.1 渗透系数反演结果可视化图

为直观对比砂箱非均质含水层各层的估算效 果,将含水层根据实际情况进行渗透系数概化分区. 从图 3a分析可知,实际砂箱含水层的非均质结构是 不规则形状的,且水平延伸长度要大于垂向上的厚 度.砂箱非均质含水层的第4和9层是低渗区,第9 和12层是高渗区.图 3b显示,对于渗透系数取样点 附近的小尺度区域,克立金插值法可以准确刻画出 其位置与取值,但取样点之外的层位估值较差.因 此克立金插值法需要足够多的采样点才可以精确 刻画含水层非均质性.从图 3c可知,水力层析法可 以较好地刻画砂箱非均质含水层的总体轮廓,尤其 可以精确刻画第1、3、7、8、11 和 19 层的位置与取





a.实测运移路径照片;b."真实"渗透系数模型;c.传统等效均质模型;d.克立金插值法估算场;e.水力层析反演场;f.有先验信息后的水力层析 反演场.黑色点表示注水井,白色点表示抽水井,白色带箭头的线表示地下水流线

值;其他层位得到较好的结果,如第4层部分区域取 值及第2、5、9、10和12层的位置,但第2、5、9和12 层的渗透系数估计值偏大,第10层估计值偏小.

水力层析法相比克立金插值法能够更好地刻 画砂箱非均质含水层的形状.然而,前者估算得到 的个别层位的渗透系数有偏差,克立金插值法对于 有取样点的区域可以得到很好的结果,因此,可以 利用克立金插值法中所用到的40个渗透系数样本 值来校正水力层析抽水实验估算的结果.将40个渗 透系数样本值作为水力层析抽水实验反演模型的 先验信息,估算结果如图3d所示.可以发现,水力层 析反演场的结果得到纠正,如低渗区的第4和14 层、高渗区的第9和12层,以及第6、13、16和18层, 其位置、形状和估算值均得到纠正.因此,对于野外 场地,可以采用岩心样本点的渗透系数与水力层析 抽水实验相结合的方式得到最优的估算结果.

3.2 地下水流过程预测

把不同方法估算的渗透系数场作为地下水流 模型的已知渗透系数场进行稳定流模型正演模拟, 得到模拟验证井段抽水实验过程中稳定时刻的模 拟降深.本文分别计算不同方法估算的渗透系数场 的模拟降深与实测降深的平均绝对误差L₁,均方差 L₂,相关系数R²,并绘制散点图(图4).从图4整体来 看,传统等效均质模型的散点图最发散,结果最差 (图4a);有先验信息后的水力层析反演场的散点图 最收敛,结果最优(图4d).对比4种结果的L₁、L₂、 R²,可以发现:水力层析反演场的L₁和L₂明显比克 立金插值法估算场的L₁和L₂要小,同时水力层析反 演场的R²明显比克立金插值法估算场的R²大,并且 水力层析反演场的模拟降深与实测降深散点图均 勾分布在45°线附近,而相比之下,克立金插值法估 算场的模拟降深与实测降深散点图比较发散.因 此,水力层析法比克立金插值法估算的渗透系数场 效果好.先验信息后的水力层析反演场:R²从 0.9879增加到0.9911、L₁从0.0887降低到0.0759、 L₂从0.0149降低到0.0118.估算结果得到改善.

3.3 溶质运移路径预测

不同方法估算得到的渗透系数场模拟预测第 30 min和第60 min的溶质运移路径结果见图5和图 6.比较模拟示踪剂运移路径与采集的示踪剂运移路 径照片差异越小,预测效果越好,以此判断不同方 法刻画含水层渗透系数场的优劣,研究含水层非均



Fig.6 Concentration distributions from tracer transport experiment and simulation at *t*=60 min a.实测运移路径照片;b."真实"渗透系数模型;c.传统等效均质模型;d.克立金插值法估算场;e.水力层析反演场;f.有先验信息后的水力层析反演场.黑色点表示注水井,白色点表示抽水井,白色带箭头的线表示地下水流线

质性对溶质运移的影响.考虑到溶质运移实验中红 墨水被稀释后,通过砂箱有机玻璃观察其运移路径 会与真实情况有差异,本文增加砂箱非均质含水层 "真实"渗透系数概化分区模拟结果作为对比.

从图5与图6可知,由于含水层非均质性的影 响,红墨水在含水层中浓度分布不均匀,表现出极强 的差异性.红墨水优先沿着渗透系数相对较大的 第2层(K=0.3353 cm/s)和9层(K=0.8527 cm/ s)运移,在渗透系数最小的第4层(K=0.0180 cm/ s)的运移速度很慢,表现出优势通道快速流,低渗 区绕流的现象.估算的渗透系数场的优劣直接决 定溶质运移预测的准确度.对比图5和图6发现: 先验信息后的水力层析反演场预测结果与实测红 墨水运移路径和参数概化分区模拟结果差异最小, 结果最优;水力层析反演场预测结果次之;克立金 插值法估算场预测结果较差;传统等效均值模型 $(K_{eff}=0.22 \text{ cm/s})$ 模拟结果无法刻画示踪剂的不 均匀分布以及优势通道快速流以及低渗区的绕 流现象.因此,水力层析抽水实验在刻画含水层 非均质性表现出很强的优越性.含水层非均质 性的增强将导致示踪剂污染羽分布形态和运移路径的空间变异性增强,并且优势通道直接决定示踪剂的运移路径以及污染羽的分布.

4 结论

基于室内非均质含水层砂箱实验,对比传统 等效均质模型、克立金插值法和水力层析抽水实 验刻画非均质含水层渗透系数场的优劣,研究含 水层非均质性对地下水流和溶质运移的影响,研 究结果表明:(1)与克立金插值法相比,水力层析 抽水实验不仅可以更好地刻画非均质含水层渗 透系数场,还可以更高精度地预测地下水流和溶 质运移过程,克立金插值法效果稍次;传统等效 均质模型预测地下水流和溶质运移过程效果最 差.(2)含水层非均质性的增强会导致优势通道 出现的概率增大,同时也将导致示踪剂污染羽分 布形态和运移路径的空间变异性增强.优势通道 对示踪剂运移路径有着重要的影响,直接决定示 踪剂的运移路径以及污染羽的分布.(3)岩心渗 透系数的先验信息对水力层析抽水实验反演渗 透系数场具有促进作用,可以提高估算精度,可 以更好地预测地下水流和溶质运移过程.

References

- Bear, J., 1979. Hydraulics of Groundwater. McGraw Hill, New York.
- Berg, S. J., Illman, W. A., 2015. Comparison of Hydraulic Tomography with Traditional Methods at a Highly Heterogeneous Site. *Groundwater*, 53(1):71-89. https:// doi.org/10.1111/gwat.12159
- Bohling, G. C., Butler, J. J. Jr., Zhan, X., et al., 2007. A Field Assessment of the Value of Steady Shape Hydraulic Tomography for Characterization of Aquifer Heterogeneities. *Water Resources Research*, 43: W05430. https://doi.org/10.1029/2006WR004932
- Bruggeman, G. A., 1972. The Reciprocity Principle in Flow through Heterogeneous Porous Media. Developments in Soil Science, 2(2): 136-149. https://doi.org/10.1016/ S0166-2481(08)70535-X
- Butler, J. J. Jr., Liu, W. Z., 1993. Pumping Tests in Nonuniform Aquifers: The Radially Asymmetric Case. Water Resources Research, 29(2): 259-269. https://doi.org/ 10.1029/92WR02128
- Chen, C. X., Lin, M., Cheng, J. M., 2011. Groundwater Dynamics. China University of Geosciences Press, Wuhan (in Chinese).
- Chen, X. L., Wen, Z., Hu, J. S., et al., 2016. Application of Numerical Simulation and Analytical Methods to Estimate Hydraulic Parameters of Foundation Pit in Hydropower Stations. *Earth Science*, 41(4): 701-710 (in Chinese with English abstract).
- Gong, S. R., Liu, C. P., Wang, Q., 2006. Digital Image Processing and Analysis. Tsinghua University Press, Beijing (in Chinese).
- Illman, W. A., Liu, X., Takeuchi, S., et al., 2009. Hydraulic Tomography in Fractured Granite: Mizunami Underground Research Site, Japan. Water Resources Research, 45: W01406. https://doi.org/10.1029/2007WR006715
- Illman, W. A., Zhu, J., Craig, A. J., et al., 2010. Comparison of Aquifer Characterization Approaches through Steady State Groundwater Model Validation: A Controlled Laboratory Sandbox Study. *Water Resources Research*, 46: W04502. https://doi. org/10.1029/ 2009WR007745
- Jiang, L. Q., Sun, R. L., Wang, W. M., et al., 2017. Comparison of Hydraulic Tomography and Kriging for Estimating Hydraulic Conductivity of a Heterogeneous Aquifer. *Earth Science*, 42(2): 307-314 (in Chinese with

English abstract).

- Kalman, R. E., 1960. A New Approach to Linear Filtering and Prediction Problems. *Journal of Basic Engineering*, 82(1): 35-45.
- Liu, X., Illman, W. A., Craig, A. J., et al., 2007. Laboratory Sandbox Validation of Transient Hydraulic Tomography. *Water Resources Research*, 43: W05404. https:// doi.org/10.1029/2006WR005144
- Shi, X. Q., Jiang, B. L., Bian, J. Y., et al., 2009. Geological Statistics for Estimating the Spatial Variability of Hydraulic Conductivity in the Third Confined Aquifer of Shanghai City. *Geotechnical Investigation & Surveying*, 37(1):36-41 (in Chinese with English abstract).
- Shi, X. Q., Wu, J. C., Wu, J. F., et al., 2012. Effects of the Heterogeneity of Multiple Correlated Random Parameters on Solute Tansport. Advances in Water Science, 23(4):509-515 (in Chinese with English abstract).
- Shi, X. Q., Wu, J. C., Yuan, Y. S., et al., 2005. Study on the Spatial Variability of Hydraulic Conductivity. Advances in Water Science, (2): 210-215 (in Chinese with English abstract).
- Song, G., Wan, L., Hu, F. S., et al., 2005. Indicator Kriging of Spatial Distribution of Permeability of Aquifer. *Earth Science Frontiers*, 12(Suppl.): 146-151 (in Chinese with English abstract).
- Tang, X. C., 2006. Wavelet Analysis and Application. Chongqing University Press, Chongqing (in Chinese).
- Tsang, C. F., 2000. Simulation of Groundwater Flow and Solute Transport in Heterogeneous Media—Problems and Challenges. *Earth Science*, 25(5): 443-450 (in Chinese with English abstract).
- Wang, J. S., 2013. The Effect of Model Uncertainty on the Characterization of Hydraulic Parameters Using Hydraulic Tomography (Dissertation). China University of Geosciences, Wuhan (in Chinese with English abstract).
- Wang, K. J., Xiong, X. Y., Ren, Z., 2010. Highly Efficientmean Filtering Algorithm. Application Research of Computer, 27(2): 434-438 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y. X., 2007. Groundwater Contamination. Higher Education Press, Beijing (in Chinese).
- Xiang, J., Yeh, T.C. J., Lee, C.H., et al., 2009. A Simultaneous Successive Linear Estimator and a Guide for Hydraulic Tomography Analysis. Water Resources Research, 45: W02432. https://doi. org/10.1029/ 2008WR007180
- Xiao, M. G., Chen, X. J., Liu, B. C., 2003. Hydrogeology Parameter Calculation in Water Gushing Test of Constant Drawdown Yield in Infinite Confined Aquifer

Where Gushing in the Main Hole is Observed from Several Other Holes. *Earth Science*, 28(5): 575-578 (in Chinese with English abstract).

- Yeh, T.C. J., Liu, S., 2000. Hydraulic Tomography: Development of a New Aquifer Test Method. Water Resources Research, 36(8): 2095-2105. https://doi. org/ 10.1029/2000WR900114
- Zhao, Z., Illman, W. A., Yeh, T. C. J., et al., 2015. Validation of Hydraulic Tomography in an Unconfined Aquifer: A Controlled Sandbox Study. *Water Resources Research*, 51: 4137-4155. https://doi. org/10.1002/ 2015WR016910
- Zhu, J., Yeh, T. C. J., 2006. Analysis of Hydraulic Tomography Using Temporal Moments of Drawdown Recovery Data. Water Resources Research, 42: W02403. https://doi.org/10.1029/2005WR004309

附中文参考文献

- 陈崇希,林敏,成建梅,2011.地下水动力学.武汉:中国地质 大学出版社.
- 陈晓恋,文章,胡金山,等,2016. 解析法与数值法在水电站防 渗墙效果评价中的运用. 地球科学,41(4):701-710.
- 龚声蓉,刘纯平,王强,2006.数字图像处理与分析.北京:清 华大学出版社.

- 蒋立群,孙蓉琳,王文梅,等,2017.水力层析法与克立金法估 算非均质含水层渗透系数场比较.地球科学,42(2): 307-314.
- 施小清,姜蓓蕾,卞锦宇,等,2009.以地质统计方法推估上海 第三承压含水层渗透系数的分布.工程勘察,37(1): 36-41.
- 施小清,吴吉春,吴剑锋,等,2012. 多个相关随机参数的空间 变异性对溶质运移的影响.水科学进展,23(4): 509-515.
- 施小清,吴吉春,袁永生,2005. 渗透系数空间变异性研究. 水科学进展,(2):210-215.
- 宋刚,万力,胡伏生,等,2005.含水层渗透性空间分布的指示 克里格估值.地学前缘,12(Suppl.):146-151.
- 唐晓初,2006.小波分析及其应用.重庆:重庆大学出版社.
- Tsang, C. F., 2000. 非均质介质中地下水流动与溶质运移模 拟——问题与挑战. 地球科学, 25(5): 443-450.
- 王江思,2013. 模型不确定性对水力层析法刻画含水层非均 质性的影响研究(硕士学位论文). 武汉:中国地质大学.
- 王科俊,熊新炎,任桢,2010. 高效均值滤波算法. 计算机应用研究,27(2):434-438.
- 王焰新,2007.地下水污染与防治.北京:高等教育出版社.
- 肖明贵,陈学军,刘宝臣,2003.无限承压含水层中主孔涌水 多孔观测定降深井流试验水文地质参数计算.地球科 学,28(5):575-578.