

DOI:10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.2019.03.06

基于砂槽模型研究不同水流密度下盆地地下水流系统

易磊, 漆继红, 许模, 吴明亮, 李潇, 岑鑫雨

(成都理工大学地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室, 四川 成都 610059)

摘要: 在干旱半干旱地区, 沉积盆地是人类生产、生活用水的主要载体, 为查明在水流自身密度改变条件下盆地地下水流系统的变化特征, 需在变密度条件下对盆地地下水流系统进行模拟研究。本文采用砂槽物理模型, 在改变区域性水流密度条件下模拟研究地下水流系统的变化规律。试验结果显示: 随着区域性水流密度的增加, 区域水流系统的渗流速度和循环量均减少, 且流线径流距离和径流深度也随之减小; 而局部水流系统的渗流速度和循环量均增加。结果表明区域性水流密度的增加会抑制区域水流系统的发育, 对局部水流系统有一定增强作用。本研究着重强调了区域性水流自身密度变化对盆地地下水流系统所产生的影响, 并通过物理试验模拟得出在改变区域性水流密度条件下盆地地下水流系统的变化规律。

关键词: 变密度; 盆地; 地下水流系统; 砂槽模型

中图分类号: P641.2

文献标识码: A

文章编号: 1000-3665(2019)03-0040-07

A study of the characteristics of groundwater flow system of a basin under variable density condition based on a physical sand box model

YI Lei, QI Jihong, XU Mo, WU Mingliang, LI Xiao, CEN Xinyu

(State Key Laboratory of Geological Disaster Prevention and Geological Environmental Protection,
Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan 610059, China)

Abstract: In arid and semi-arid areas, sedimentary basins are the main carriers for water-supply of production and living of human being. In order to find out the change characteristics of groundwater flow systems in a basin under the condition of the change in the water flow density, it is necessary to simulate the groundwater flow systems in the basin under the condition of variable density of water. In this paper, a sand box physical model is used to simulate the change characteristics of groundwater flow systems under the condition of changing regional water density. The results show that with the increasing regional flow density, the flow velocity and circulation of the regional flow system decreases, and the streamline distance and the runoff depth also decrease, while the flow velocity and circulation of the local flow system increase. The results also show that the increasing regional water density will inhibit the development of the regional groundwater system and enhance the local flow system. This study places its emphases on the influence of the change in regional water flow density on the groundwater flow system in the basin, and obtains the variation law of the groundwater flow system in the basin under the condition of changing regional water flow density through the physical experiment simulation.

Keywords: variable density; basin; groundwater flow system; sand box model

收稿日期: 2018-08-10; 修订日期: 2018-09-19

基金项目: 国家自然科学基金项目(41402223)

第一作者: 易磊(1994-), 男, 硕士研究生, 研究方向为地下水科学与工程。E-mail: 766680499@ qq.com

通讯作者: 漆继红(1975-), 女, 讲师, 博士, 主要从事水文地质与工程地质教学与研究工作。E-mail: qijihong@ cdut.cn

在我国干旱半干旱地区,地下水是主要的、甚至是唯一的供水水源。人们不仅需要开采浅层地下水作为生活饮用水,还需要开采深层地下卤水以满足生活及生产需求,如何对地下水资源进行合理开发利用已成为我国亟需解决的问题之一^[1-3]。作为地下水的存储空间,沉积盆地在一定程度上控制着地下水的流动特征。例如,在重力作用下,盆地内可形成不同级次的水流系统,而不同水流系统有着相对独立的水化学及水动力学特征^[4]。通过大量实际资料的统计分析发现,我国诸多盆地,如塔里木盆地、柴达木盆地、鄂尔多斯盆地、羌塘盆地等,盆地内的地下水在平面上表现出从盆地四周向盆地中心部位水流密度、溶解性总固体逐渐升高的特征;在剖面上表现出随埋深的增加水流密度、溶解性总固体逐渐升高的特征^[5-7]。因此,为深入认识盆地地下水水循环特征,尤其是区域性水流的循环特征,需在盆地尺度开展变密度条件下地下水水流系统的模拟研究。

自 Tóth 提出地下水流系统理论以来,诸多学者通过数值模拟、物理试验对盆地地下水流系统进行了研究。梁杏等利用砂槽模型使得多级水流系统可视化^[8-10];刘彦等通过控制入渗补给强度分别实现了不同的水流模式,之后结合控制单一因素的通量上边界的数值模拟,探讨地下水流模式的转化规律,且在数值模拟结果基础上,计算不同条件下盆地不同水流模式的水力梯度系数,从水流能耗率的角度探讨地下水流模式变化的机理^[11-12];权董杰运用 MODFLOW 数值模拟求解 Tóth 盆地模型,进一步分析 Tóth 模型方法对地下水流模式形成、转化和控制因素的规律^[13];高宗军以简易试验沙槽模拟为研究手段,GMS 软件模拟为辅助验证,研究排泄条件、介质结构、局部热源对地下水流系统的影响^[14-15]。前人从多个方面研究了影响盆地地下水流系统的因素,但是忽略了区域性水流自身密度对水流系统产生的影响。虽然重力势能差异是地下水运动的主要驱动力,地下水由补给区到排泄区运动的过程也就是消耗重力势能以克服黏滞性摩擦的过程。在不考虑流体自身密度的情况下,重力势能差异只和位置差异有关。但当流体自身密度变化较大时,特别是当排泄区流体密度变化较大时,重力势能差将会被明显弱化,地下水的流动也必将受到影响。因此,需要考虑到水流自身密度变化对盆地地下水流系统的影响。

郝奇琛运用数值模拟得出流体密度对重力驱动的地下水流系统影响显著。盆地中部流体密度的增加将

抑制区域水流系统的发育,区域水流系统循环量进一步减小,对局部水流系统有一定增强作用^[16]。郝奇琛虽然在数值模拟中考虑了流体密度对地下水流系统的影响,但缺乏物理试验进行对比验证。

综上所述,目前很多学者对盆地地下水流动特征做了深入研究,分析得出了影响地下水运动的多个因素,如降雨入渗强度、盆地势汇、介质特征以及盆地形态^[4]。但实际情况下也应将流体本身的物体特性,如流体密度和黏滞系数等纳入影响因素中。因此,本文以砂槽模型为载体,通过改变区域性补给水流 NaCl 浓度来模拟研究区域性水流自身密度改变对盆地地下水流系统的影响。

1 砂槽物理模型

试验装置包括主体砂槽模型、降水模拟装置和测压装置 3 部分,见图 1。

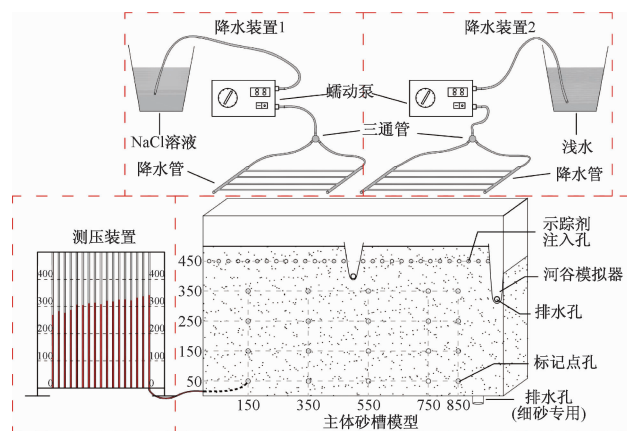


图1 试验砂槽装置示意图

Fig.1 Diagram showing the sand-box structure

主体砂槽由透明有机玻璃制成,长 100 cm,宽 10 cm,高 60 cm。内部渗流介质为粒径 40 目、60 目、80 目的石英砂按质量比 1:2:1 进行混合填装,填装高度为 50 cm,经常水头实验测得渗透系数为 26.69 m/d。砂槽正面按一定间距开设 30 个示踪剂注入孔和 20 个标记点孔(孔径 0.5 cm),砂槽背面也按一定间距开设 16 个测压孔(孔径 0.5 cm)和 9 个排水孔(孔径 0.8 cm),槽体底部设有便于清洗槽体的排水孔(孔径 2 cm)。在槽体中间和右侧分别安装了宽 10 cm、厚 3 mm 的用于模拟局部和区域性排泄河谷的模拟器,模拟器的最低点与排泄孔持平,分别距离上覆渗流介质表面 15 cm 和 20 cm。降水模拟装置是由供水桶、蠕动泵、降水管和三通管,通过胶管连接而成,在试验过程中蠕动泵以恒定的速率进行供水。测压装置

采用 U 型管原理,测压管连接槽体背面测压孔测量对应位置的水头,在试验过程中作为判断水流系统是否达到稳定的依据之一。

2 物理试验方案

试验开始前,依次按照浓度为 0 g/L、146 g/L、204 g/L、292 g/L 配制若干 NaCl 溶液备用;调试蠕动泵,使得降水装置 1、2 的蠕动泵分别以转速 45rpm、41rpm 恒定供水,满足降水入渗强度为 3 857 mm/d 的原则。

(1) 开始试验时,依次改变降水装置 1 中 NaCl 溶液浓度,降水装置 2 始终保持淡水补给,记录开始时刻 T_1 ;

(2) 试验开始 4 h 后,每间隔 20 min 测量测压管

高度以及两排泄孔处排泄量,当相邻两次测量数据基本无变化时,认为地下水流系统已基本稳定;

(3) 在相应示踪剂注入孔处依次注入胭脂红示踪剂,记录注入时刻 T_2 ;

(4) 观察示踪剂的流动趋势、路径,按照一定时间间隔拍照记录;

(5) 当 1 号点的示踪剂颜色到达区域性排泄河谷模拟器时,试验结束,记录结束时刻 T_3 ,并拍照记录。

需要注意的是,试验目的在于研究区域性水流自身密度改变对盆地地下水流系统的影响,局部水流密度的变化相对于区域水流很小,可以忽略不计,因此在试验中仅改变了降水装置 1 中水流的 NaCl 浓度,而降水装置 2 始终保持淡水补给。

一次完整试验过程记录如图 2 所示。

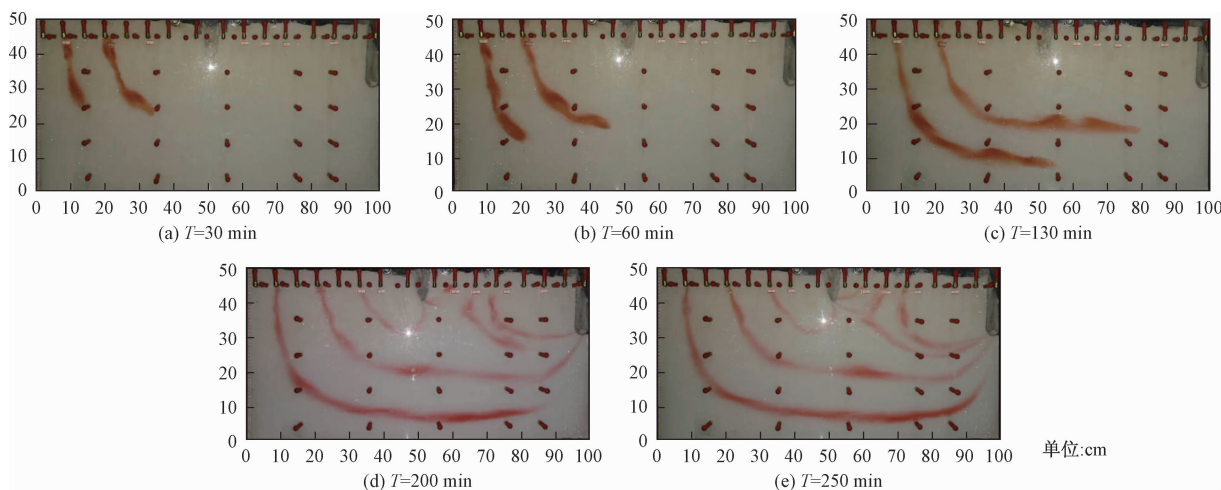


图 2 一次完整试验过程(以 204 g/L NaCl 溶液补给试验为例)

Fig. 2 A complete experiment process (Taking the recharge test with NaCl solution of 204 g/L as an example)

3 试验结果及其分析

3.1 图像处理

为了降低人为因素对试验结果的影响,本试验所得图像均采用 Photoshop 软件进行灰度处理、去噪处理,处理后的图像再遵循“趋势点优先、取灰度值小的点、符合流线特征”的原则进行流线刻画,刻画后的流线如图 3 所示。

根据地下水流系统的定义,在所得试验结果中划分出地下水流系统的关键在于地下水流线,只有当相邻的两条流线在整个流动范围内一直保持相邻,并且具有相同的源和汇,这两条流线才属于相同的水流系统,否则属于不同的水流系统。因此,从图 3 可以看出,试验形成了区域水流系统和局部水流系统,而局部

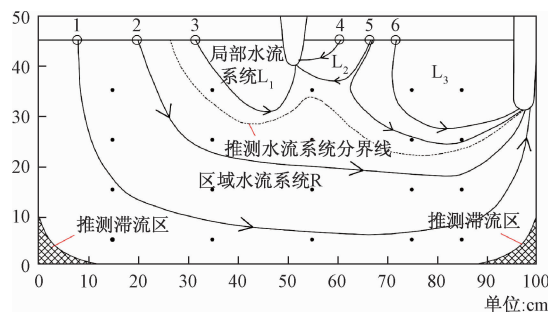


图 3 图像处理结果(以 204 g/L NaCl 溶液补给试验为例)

Fig. 3 Result of image processing(Taking the recharge test with NaCl solution of 204 g/L as an example)

水流系统又分为三个次级局部水流系统;实验中发现水流质点在两底角处无明显运移痕迹,故推测在砂槽底部可能还存在两个滞流区,在滞流区内渗流水流的

流速缓慢。

3.2 流线

四组试验所得的图像经处理后,将变化明显的流线(1、2 号)在同一坐标系中进行叠加,观察比较流线相对位置的变化情况,叠加后如图 4 所示。除 292 g/L NaCl 浓度补给条件下的 1 号流线外,其他流线均呈现出向下一水平一向上往排泄区运移的流动模式。292 g/L NaCl 浓度补给条件下的 1 号流线之所以出现不再往排泄区运移的现象,是由于 NaCl 浓度过高,在重力势能的作用下流线有继续往深部运移的趋势,然而在砂槽模型规格的限制下其无法继续向下移动;加之砂槽模型右下角滞流区以及滞流区上部盐水的影响,使得水流质点在砂槽底部难以向排泄区移动,此时示踪剂在砂槽底部停滞不前,并产生了一定的弥散现象。随着时间的推移,示踪剂的弥散现象逐渐增强,无法继续指示水流质点的运移过程,故出现了流线“中断”的现象。

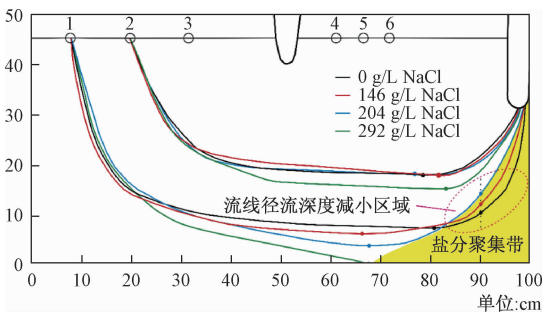


图 4 区域性流线的叠加
Fig. 4 Superposition of the regional streamlines

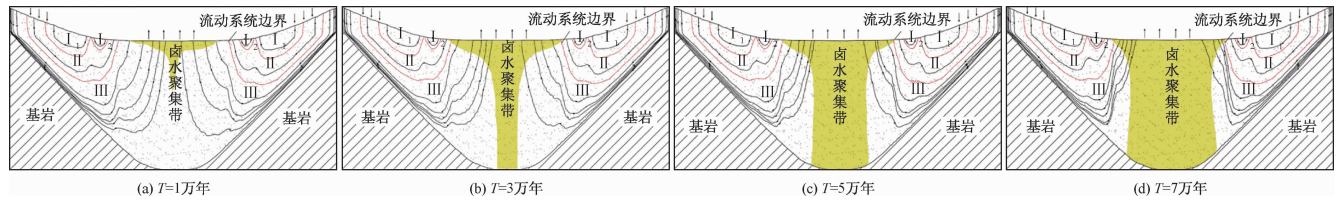


图 5 盆地流线变化过程示意图^[10]
Fig. 5 Schematic diagram showing the change process of streamline in the basin^[10]

在实际的盆地剖面中,盆地中部地下水一直处于浓缩富集的阶段。刚开始,在蒸发作用下溢出带首先表现出浓缩现象,出现咸水和微咸水;随着时间的推移,盆地中部地下水由最初的微咸水逐渐转换为咸水,再转化为盐水,最后以溶解性总固体很高的卤水为主。随着盆地中部水流盐度的增加,以及高浓度卤水分布范围的增大,区域水流系统在现有的补排模式下已经不可能从盆地中部向上径流排泄,故区域水流系统流

从图 4 可以看出,随着区域性水流 NaCl 浓度的升高,代表深部区域水流系统的 1 号流线逐渐向下移动,直到到达砂槽底部;而代表浅部区域水流系统的 2 号流线在前三组试验中变化不大,直到浓度到达 292 g/L 时才明显下移。流线最低点位置变化情况见表 1。2 号流线之所以出现上述现象,是因为 2 号流线靠近淡水补给的局部水流系统,在弥散作用下,流线附近形成 NaCl 浓度过渡带,只有浓度达到一定值后流线才会克服弥散作用的影响而向下迁移。

表 1 流线最低点深度变化

浓度/(g·L ⁻¹)	0	146	204	292
1 号流线/cm	37.9	39.1	41.4	45
2 号流线/cm	27.3	27.3	27.1	29.4

然而,随着水流 NaCl 浓度的增加,1 号流线在区域性排泄点下方表现出径流深度减小的现象(图 4)。出现这种现象的原因在于随着 NaCl 浓度的升高,区域性排泄点下方的盐分聚集带范围逐渐增大,导致区域性 1 号流线逐渐向局部水流系统靠拢,故出现了径流深度随水流密度的增加而减小的现象。

结合区域流线长度随水流密度的增加而减小的现象(表 2),可以看出水流密度增加对区域水流系统流线的影 响还是以盆地中部径流深度的减小为主。表明随着水流密度的增加,对区域水流系统的抑制作用不仅体现在径流距离的缩短上,还体现在区域水流系统流线在盆地中部径流深度的减少上。试验所反映的实际盆地中的流线变化情况可由图 5 表示。

线逐渐向中间水流系统靠拢,表现为区域水流系统流线径流距离和径流深度的减小。

3.3 渗流速度

由于本试验目的在于模拟盆地中区域性地下水在其运移过程中,与围岩发生水岩相互作用而产生的流体密度变化对地下水流系统产生的影响,但由于试验条件限制,无法真实模拟出地下水从补给区到排泄区水流密度逐渐增加的过程,所以试验采用改变区域性

水流补给浓度来分段模拟实际盆地中地下水密度的变化过程。因此,在比较渗流速度变化情况之前,需要将试验所得的区域性 1 号和 2 号流线进行处理,即按 NaCl 浓度从小到大的顺序,将各浓度条件下的流线与其前后相邻的流线进行对比,选取各浓度条件下最能反映该浓度条件流线变化趋势的流线段,然后根据选取的流线段拟合出一条能反映在水流密度变化条件下流线变化趋势的拟合曲线见图 6。

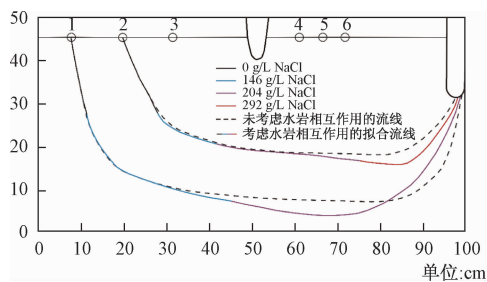


图 6 区域性流线拟合图

Fig. 6 Fitting diagram of the regional streamlines

但需要注意的是,在 292 g/L NaCl 浓度补给条件下的 1 号流线由于砂槽模型的限制未能反映出排泄区的流线特征,故只对前三组浓度条件的 1 号流线进行了拟合。

通过测量 4 组试验中区域性水流流线的长度以及其从补给区到达排泄区所用时间,可得到区域系统内水流的渗透速度值(表 2):

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

式中: L ——水流经过时间 t 渗透的距离。

为便于直观比较区域性流线的变化情况,将试验所得数据进行处理,处理后的图像见图 7。从图 7 可以看出,随着密度的增加,1、2 号流线上质点的渗流速度均逐渐减小。1 号流线流速由 0.557 cm/min 降到 0.334 cm/min;2 号流线流速由 0.644 cm/min 降到 0.430 cm/min。

表 2 改变 NaCl 浓度情况下渗流速度变化

Table 2 Change in seepage velocity under the condition of the changing concentration of NaCl

NaCl 浓度/ (g·L ⁻¹)	流线长度 L /cm		到达排泄点所 需时间 t /min		渗流速度 u / (cm·min ⁻¹)	
	1 号流线	2 号流线	1 号流线	2 号流线	1 号流线	2 号流线
0	128.6	96.6	230	150	0.557	0.644
146	127.8	97.3	244	155	0.523	0.628
204	126.7	97.9	280	170	0.452	0.576
292	83.6	107.4	250	250	0.334	0.430

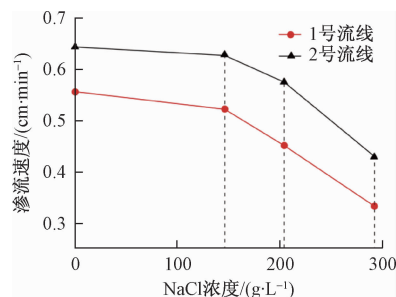


图 7 渗流速度变化情况

Fig. 7 Change in seepage velocity

在得到各流线的渗流速度后,可以用渗流速度的减小程度(即因水流密度差异所造成的渗流速度的减小量与淡水条件下的渗流速度的比值)反映密度对系统的抑制程度(图 7):

$$\alpha = \frac{V - V'}{V} \times 100\% \quad (2)$$

式中: V ——淡水条件下水流的渗流速度/(cm·min⁻¹);

V' ——改变水流 NaCl 浓度条件下水流的渗透流速/(cm·min⁻¹)。

从图 8 的曲线变化规律可以看出,随着水流密度的增加,区域水流系统受到的抑制程度逐渐加强;相比之下,位置上处于深部的区域流线比其上部的区域流线受到的抑制作用更加强烈。

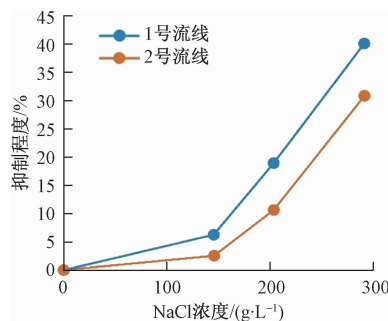


图 8 区域性流线所受抑制程度与 NaCl 浓度的关系

Fig. 8 Relationship between the degree of inhibition of regional streamlines and the concentration of NaCl

郝奇琛通过单独建立区域水流系统的概念模型,结合数值模拟的结果得出抑制程度与卤水和淡水密度差呈线性关系^[10]。然而,由于砂槽规格的限制以及物理试验存在一定的误差,本文通过物理试验所得试验数据未能得出这种线性关系。

3.4 循环量

通过前面的分析可以看出,地下水流密度的增加对区域水流系统的发育有明显的抑制作用,那么区域

水流系统的循环量也必定受到影响,因此本文归纳总结了不同水流密度情况下各水流系统的循环量的变化情况。在总补给量一定的情况下,总排泄量也不会发生变化,如果区域水流系统受到抑制,那么必然导致区域水流系统循环量的减少以及其他水流系统循环量的增加。循环量的具体情况可以通过各排泄点的排泄量表示(表 3)。

表 3 局部、区域排泄点排泄量变化
Table 3 Change in discharge of the local and regional excretory points

NaCl 浓度/ ($\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	Q_{JP} $/(\text{mL}\cdot\text{min}^{-1})$	Q_{QP} $/(\text{mL}\cdot\text{min}^{-1})$	Q_{JP} 占比 $/\%$	Q_{QP} 占比 $/\%$	总排泄 流量 S $/(\text{mL}\cdot\text{min}^{-1})$	理论排泄 总流量 S_{L} $/(\text{mL}\cdot\text{min}^{-1})$
0	189.5	63.1	75.02	24.98	252.6	254.9
146	191.5	59.5	76.295	23.705	251.0	
204	201.5	48.1	80.729	19.271	249.6	
292	234.5	21.5	91.602	8.398	256.0	

注: Q_{JP} 代表局部排泄点流量; Q_{QP} 代表区域排泄点流量

由表 3 可知,随着区域性水流密度的升高,局部排泄点的排泄量由最初占比 75.02% 逐渐增加到 91.602%,相应的区域排泄点的排泄量占比从 24.89% 下降到 8.395%。通过局部、区域排泄点排泄量数据可以得出各水流系统循环量的变化情况(图 9)。

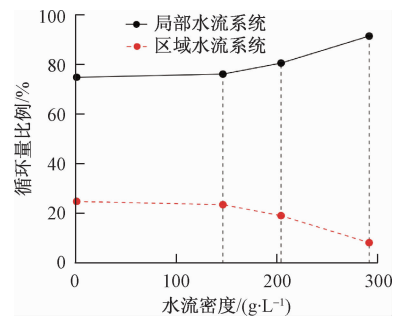


图 9 各系统循环量比例变化情况

Fig. 9 Change in the circulation proportion in each system

从图 9 中可以看出,随着水流密度的增加,区域水流系统的循环量明显减少,从最初的 24.89% 减小到 8.395%,减小了 16.495%;局部水流系统的循环量从最初的 75.020% 增加到 91.602%,增加了 16.582%。

说明,随着水流密度的增加,区域水流系统的循环量将继续减少,而局部水流系统的循环量将继续增加;在这种理想模型的补排模式不发生改变的情况下,区域水流系统可能会完全消失。

4 结论

(1)区域性水流密度的增加,会抑制区域水流系统的发育,而增强局部水流系统的发育。试验得出的结论与郝奇琛通过数值模拟所得出的结论相匹配。

(2)区域水流系统受到抑制主要表现在系统内水质点的平均渗流速度降低、系统循环量比例从 24.89% 下降到 8.395%;而局部水流系统的增强主要表现在系统循环量比例从 75.02% 逐渐增加到 91.602%。

然而,由于试验所用砂槽模型规格有限,无法按一定比例模拟出一个完整的盆地剖面,加之试验采用定浓度溶液补给,故未能直接模拟出盆地地下水从补给区到排泄区水流密度逐渐变化的过程,与实际的盆地地质现象还有一定差异。因此,在本文试验的基础上,还需对物理砂槽模型进行改进,以弥补此试验所存在的不足。

参考文献:

[1] 周训. 深层地下卤水的基本特征与资源量分类[J]. 水文地质工程地质, 2013, 40(5): 4-10. [ZHOU X. Basic characteristics and resource classification of subsurface brines in deep-seated aquifers[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2013, 40(5): 4-10. (in Chinese)]

[2] 张戡齐, 周训, 刘海生, 等. 云南兰坪—思茅盆地红层中温泉和盐泉的水文地质特征[J]. 水文地质工程地质, 2018, 45(3): 46-54. [ZHANG Y Q, ZHOU X, LIU H S, et al. Hydrogeological characteristics of the hot springs and salty springs occurring in the redbeds in the Lanping-Simao Basin of Yunnan[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2018, 45(3): 46-54. (in Chinese)]

[3] 尹菲. 四川盆地西南地区地下卤水水化学研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2016. [YIN F. A study of the hydrochemistry of the subsurface brines in the southwestern Sichuan Basin[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2016. (in Chinese)]

[4] 蒋小伟, 万力, 王旭升. 区域地下水流理论进展[M]. 北京: 地质出版社, 2013. [JIANG X W, WAN L, WANG X S. Advances in the theory of regional groundwater flow[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2013. (in Chinese)]

[5] 王恒. 基于水化学演化规律的盆地地下水循环研

- 究[D]. 北京:中国地质大学,2016. [WANG H. A methodological study on the hydrogeochemical characterization of hierarchically nested groundwater flow systems [D]. Beijing: China University of Geosciences, 2016. (in Chinese)]
- [6] 伯英,刘成林,焦鹏程,等. 塔里木盆地西南部和北部盐泉水化学特征及找钾指标探讨[J]. 地球学报, 2013, 34(5): 594 – 602. [BO Y, LIU C L, JIAO P C, *et al.* Saline spring hydrochemical characteristics and indicators for potassium exploration in southwestern and northern Tarim basin, Xinjiang [J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 2013, 34(5): 594 – 602. (in Chinese)]
- [7] 韩佳君,周训,姜长龙,等. 柴达木盆地西部地下卤水水化学特征及其起源演化[J]. 现代地质, 2013, 27(6): 1454 – 1464. [HAN J J, ZHOU X, JIANG C L, *et al.* Hydrochemical characteristics, origin and evolution of the subsurface brines in western Qaidam Basin [J]. *Geoscience*, 2013, 27(6): 1454 – 1464. (in Chinese)]
- [8] XING L, YU L, JIN M G, *et al.* Direct observation of complex Tóthian groundwater flow systems in the laboratory [J]. *Hydrological Processes*, 2010, 24(24): 3568 – 3573.
- [9] 梁杏,沈仲智,刘宇,等. 一种多级次地下水流动系统演示仪: 中国, CN201181543 [P]. 2009 – 01 – 14. [LIANG X, SHENG Z Z, LIU Y, *et al.* A demonstration instrument for multistage groundwater flow system: China, CN201181543 [P]. 2009 – 01 – 14. (in Chinese)]
- [10] 梁杏,牛宏,张人权,等. 盆地地下水流模式及其转化与控制因素分析[J]. 地球科学:中国地质大学学报, 2012, 37(2): 269 – 275. [LIANG X, NIU H, ZHANG R Q, *et al.* Basinal groundwater flow patterns and their transformation and dominant factors [J]. *Earth Science: Journal of China University of Geosciences*, 2012, 37(2): 269 – 275. (in Chinese)]
- [11] 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 Y, LIANG X, QUAN D J, *et al.* Experiments of groundwater flow patterns under changes of infiltration intensity [J]. *Earth Science Frontiers*, 2010, 17(6): 111 – 116. (in Chinese)]
- [12] 刘彦. 控制入渗强度的盆地地下水流模拟及水动力特征分析[D]. 武汉:中国地质大学,2012. [LIU Y. Simulation and hydrodynamic characteristics of groundwater flow under controlling infiltration intensity [D]. Wuhan: China University of Geosciences, 2012. (in Chinese)]
- [13] 权董杰. 二维盆地地下水流模式与转化规律分析[D]. 武汉:中国地质大学,2011. [QUAN D J. Analysis of two-dimension groundwater flow patterns and transformation rules [D]. Wuhan: China University of Geosciences, 2011. (in Chinese)]
- [14] 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 Z J. Experimental demonstration and significance of groundwater flow system differentiation [J]. *Journal of Shandong University of Science & Technology*, 2013, 32(2): 17 – 24. (in Chinese)]
- [15] 高宗军. 排泄点对地下水流分异的控制作用[J]. 水文地质工程地质, 2014, 41(4): 6 – 10. [GAO Z J. A study of the discharge controlling the differentiation of groundwater flow systems [J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2014, 41(4): 6 – 10. (in Chinese)]
- [16] 郝奇琛. 中国内陆盆地地下水流与水盐运移耦合模拟研究[D]. 北京:中国地质大学(北京), 2015. [HAO Q C. Coupled modeling of salt movement and groundwater flow in inland basin-a case study in Qaidam basin, China [D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2015. (in Chinese)]

编辑:张若琳