

华北平原深层承压水演变规律与保护修复

赵 勇, 吴 初, 刘 蓉, 马 蒙, 陆垂裕

(中国水利水电科学研究院 流域水循环与水安全全国重点实验室, 100038, 北京)

摘要: 经过持续10年综合治理, 华北平原浅层和深层地下水水位整体呈现显著回升的趋势, 但深层承压水超采依然存在, 诱发地面沉降、海(咸)水入侵等地质环境问题, 已经成为当前地下水超采治理修复的焦点和难点。基于系统调查监测、室内外试验、模拟分析、治理措施研究与实践总结, 本文阐释了华北平原深层承压水埋深变化规律, 揭示了承压水超采导致的地面沉降和咸水层变化, 识别了深层承压水侧向补给通量, 提出华北平原深层承压水可采量、可恢复超采量和地下水水位健康阈值, 初步验证井灌回补对咸淡水界面抬升的有效性, 并从高效性、持久性和经济性角度提出自然回补的水文地质优势通道, 以及浅层微咸水置换利用、加大外调水置换等需要加强的措施, 以期华北平原深层承压水管理与保护修复提供参考。

关键词: 华北平原; 地下水; 深层承压水; 演变规律; 水位阈值; 超采治理; 井灌回补

Evolution patterns, protection, and restoration of deep confined aquifer in the North China Plain

ZHAO Yong, WU Chu, LIU Rong, MA Meng, LU Chuiyu

(State Key Laboratory of Basin Water Cycle and Water Security, China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100038, China)

Abstract: After ten years of constant comprehensive management, aquifer levels in the North China Plain generally show the trend of significant recovery. However, the over-exploitation of deep confined aquifers remains ongoing, causing geological and environmental problems such as land subsidence and saltwater intrusion, which have become a focus and challenge in the current control and restoration of groundwater over-exploitation. Based on systematic investigation and monitoring, laboratory and field experiments, simulation analysis, as well as the research and practical summary of control measures, this study investigates the variations in the deep confined aquifer in the North China Plain, reveals the land subsidence and saline aquifer variations caused by confined water over-exploitation, and identifies the lateral recharge flux of deep confined water. Meanwhile, it proposes the exploitable amount, recoverable over-exploited amount, and healthy groundwater level thresholds for deep confined aquifers in the North China Plain, with the effectiveness of well irrigation recharge in lifting the saltwater-freshwater interface preliminarily verified. Additionally, from the perspectives of efficiency, durability, and economy, the study puts forward the hydrogeological dominant channels for natural recharge, as well as the measures to be strengthened, including the alternative utilization of shallow brackish water and greater efforts in external water diversion. This study aims to support the management, protection, and restoration of deep confined

收稿日期: 2025-10-10 修回日期: 2025-12-15

作者简介: 赵勇, 正高级工程师, 主要从事水文水资源研究。

通信作者: 刘蓉, 工程师, 主要从事地下水资源管理与模拟评价研究。E-mail: liurong@iwhr.com

基金项目: 流域水循环与水安全全国重点实验室资助课题(SKL2025RCPY06、SKL2025KYQD07); 国家重点研发计划项目(2021YFC3200204); 国家杰出青年科学基金项目(52025093)。

water in the North China Plain.

Keywords: the North China Plain; groundwater; deep confined aquifer; evolution pattern; water level threshold; over-exploitation control; well irrigation recharge

中图分类号: TV213+P641.8 文献标识码: A 文章编号: 1000-1123(2026)02-0019-10
DOI:10.3969/j.issn.1000-1123.2026.02.03

华北平原是典型的资源型缺水地区,水资源禀赋与经济社会刚性需求的结构性矛盾长期存在,引发地下水持续超采等问题。2014年国家开始实施华北地区地下水超采综合治理,历经10年,浅层和深层地下水水位均呈现大面积止降回升的趋势。与2020年相比,2025年年底华北地下水超采治理区浅层和深层地下水水位分别回升了3.76 m和7.65 m。华北平原深层承压水主要开采层为第Ⅲ含水层组,底界埋深250~350 m,受弱透土层阻隔,水流速度极为缓慢,更新能力弱。虽然深层承压水水位回升幅度明显大于浅层,但由于修复难度大、超采危害深等原因,深层承压水逐步成为治理修复的焦点和难点。研究团队长期致力于华北地下水超采治理修复研究与实践支撑应用,围绕深层地下水循环规律、超采治理、人工回补等开展了系统监测、试验研究、模拟分析和措施优化,在此基础上总结提出10点规律与认识,以期为新形势下华北平原深层承压水治理修复提供决策参考。

一、华北平原深层承压水埋深演变规律

根据《华北平原地下水可持续利用图集》《河北地下水》等资料记载,在20世纪70年代大规模深层承压水开发利用以前,华北平原深层承压水平均埋深为5 m左右,大部分区域埋深为0~10 m,衡水、沧州、天津等局部区域埋深为15~30 m(见图1)。20世纪70年代起,经济社会用水需求快速增长,打井技术日渐成熟,开始大规模开采深层承压水。根据京津冀水资源公报数据,实施华北地下水超采治理以前,2005—2014年深层承压水年平均开采量为45.5亿 m^3 。实施超采治理之后,深层承压水开采量迅速下降,2023年下降到9.3亿 m^3 。

基于《中国地质环境监测地下水位年鉴》发布的华北平原800多个深层承压水水位监测点位数据,评估华北平原深层承压水水位变化(见图2),发现随着开采量变化,不同历史阶段深层承压水水位变化差异显著:1970—1980年,华北平原地下水水位平均下降

速率为0.65 m/a,天津滨海地区地下水水位降速最大为2~4 m/a,“沧州—衡水”一带水位降速为1~2 m/a,其余区域为0~1 m/a,“天津—沧州—衡水”一带深层地下水漏斗初步形成并逐渐扩大,漏斗区地下水埋深为20~60 m。1981—2000年,深层承压水水位整体处于快速下降状态,其中华北平原中东部的衡水、沧州等下降速度最快,高达3~4 m/a,其他区域下降速度为1~2 m/a。2000年,深层承压水最大埋深为79.1 m,平均埋深40.7 m,已形成非常明显的漏斗区,漏斗区的埋深为50~80 m。2001—2014年,地下水下降速率空间差异明显:华北平原中东部受农业灌溉取水的影响,地下水水位仍持续快速下降,水位降速达到2~4 m/a,形成“南宫”“冀枣衡”“天津”等超级复合漏斗群,最大复合漏斗面积高达2.4万 km^2 ,漏斗边界地下水埋深集中在50~70 m。沧州等部分城市为了控制地面沉降,自2005年开始实施关停自备井措施,逐步限制深层承压水开采,“天津—沧州”一带地下水水位下降速度明显减缓。2014年,国家在河北省实施了地下水超采综合治理试点,2019年进一步拓展实施华北地区地下水超采综合治理行动,围绕“一增、一减”,采取“节、引、调、补、蓄、管”的综合治理措施,严格控制深层承压水开采,促进地下水水位回升。

二、深层承压水超采引发的地面沉降

时序InSAR是一种基于多时相遥感观测数据反演地面沉降的技术,研究采用2014年发射的Sentinel-1A卫星干涉宽幅模式的SAR数据,基于PS-InSAR技术,解译了地面沉降严重区河北平原2016—2022年地面沉降速率。结果显示,2016—2022年平均地面沉降速率为21.2 mm/a,见图3(a),沉降速率大于100 mm/a的高风险区主要集中在邢台市南宫市、邯郸市临漳县与衡水市饶阳县等地,其中邢台市南宫市地面沉降最快,最高沉降速率可达115 mm/a。结合《中国地面沉降现状图》发布的2015年前累计地面沉降量,统计得到截至2022年河北平原累计地面沉降量分布,如图3(b)所示。累

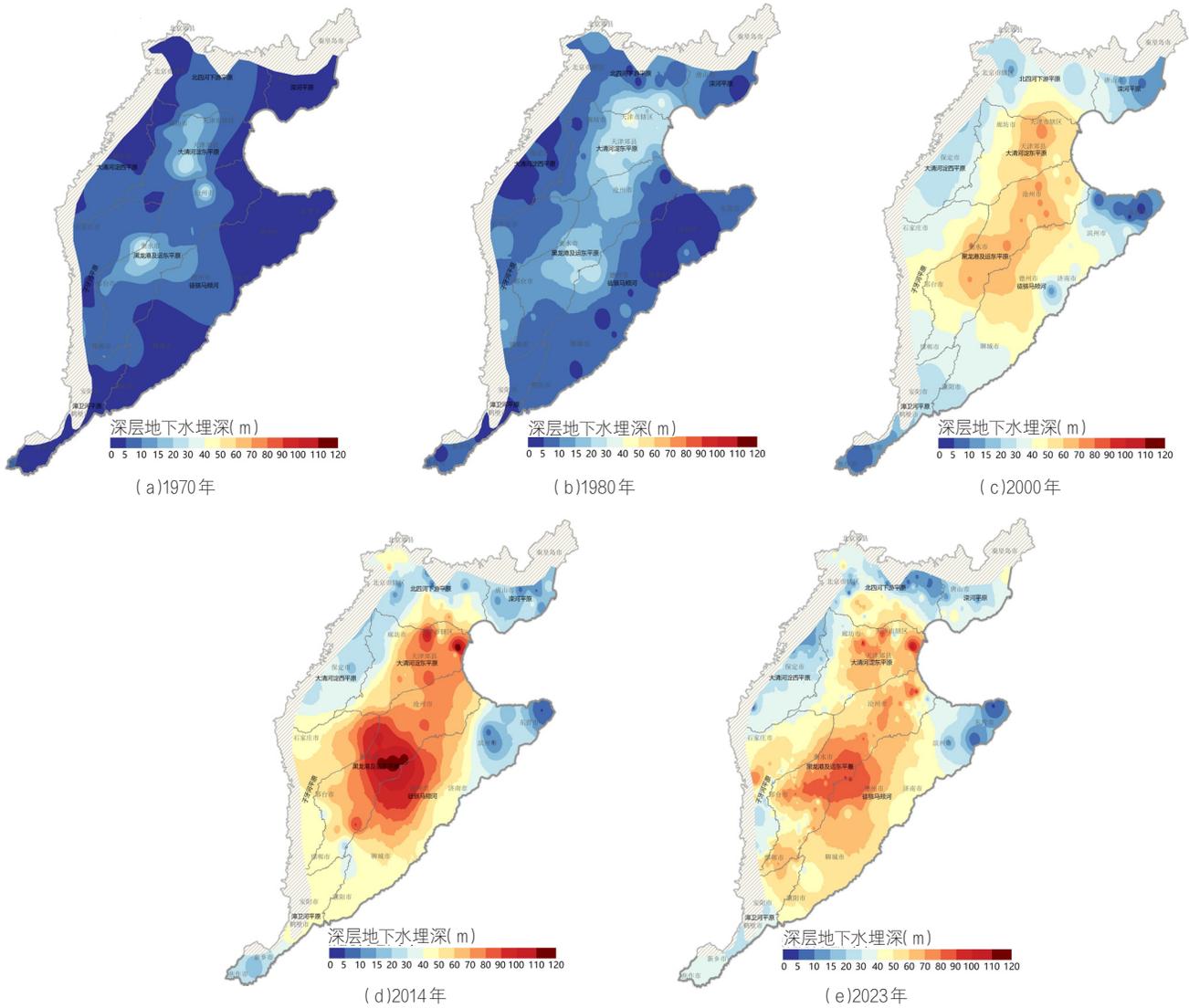


图1 华北平原第Ⅲ含水层组不同时期深层承压水埋深分布

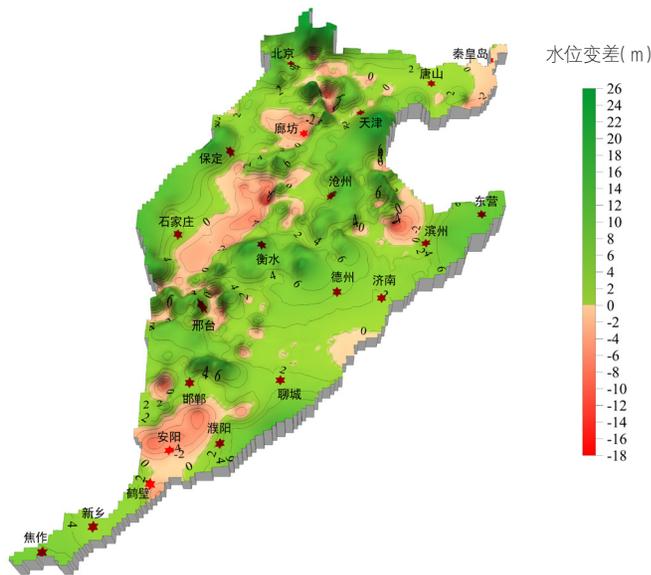
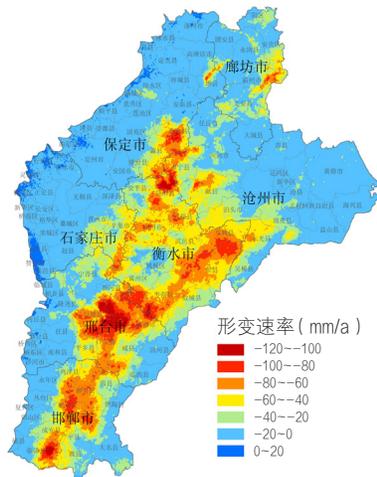


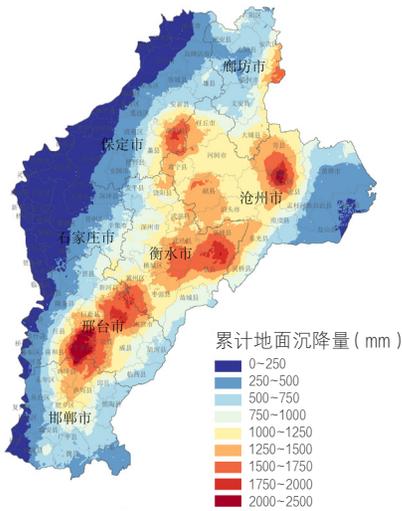
图2 2018—2023年华北平原深层承压水埋深变差值分布

计地面沉降量大于1750 mm地区主要集中在邢台市平乡县与南宫市、沧州市运河区与新华区、衡水市景县等地,其中沧州市辖区和邢台市平乡县累计地面沉降量最大,两个地区沉降中心点的累计地面沉降量分别为2150 mm和2245 mm。

由于水文地质构造以及含水层系统先期固结压力的差异,不同区域地面沉降对承压水水位下降的响应特征也迥然不同。本研究将单位深层承压水水位变化引起的地面沉降量定义为沉降强度。近50年来(深层承压水水位大面积恢复以前),河北平原平均沉降强度为12.6 mm/m(如图4所示)。其中,保定市高阳县和邢台市平乡县沉降强度最大,超过20 mm/m;华北平原中部其余地区普遍处于10~20 mm/m。2016—2022年间,在深层承压水水位持续下降区域,平均地面沉降强



(a) 2016—2022年年均地面沉降速率



(b) 截至2022年累计地面沉降量

图3 河北平原地面沉降情况

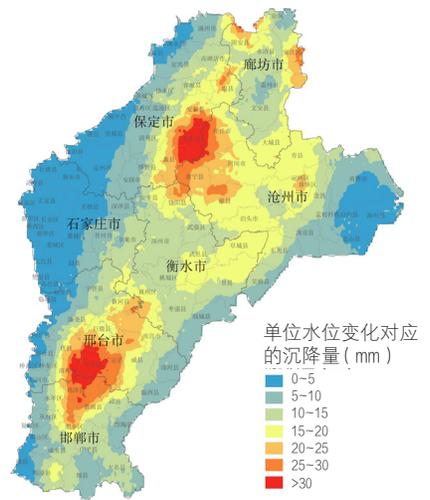


图4 1970—2015年河北平原地面沉降强度

度为29.3 mm/m，沉降强度大于15 mm/m的区域占比达39%，蠡县—肃宁、深州、阜城等部分区域沉降强度甚至超过50 mm/m，表明地面沉降总体上仍处于较高水平，需要严格控制深层承压水开采，遏制地面沉降进一步发展。

三、深层承压水超采引发的咸水分布时空变化

咸淡水界面运移是指由于地下水动力条件或水文地质条件发生变化，引起咸水与淡水界面发生垂向或水平向移动，咸水向淡水含水层运移而发生的水体侵入过程和现象。华北平原咸淡水界面（以矿化度2 g/L为咸淡水分界标准）的变化主要表现为东移、下移与西移3种趋势。

1. 东移：天然地下水动力场主导的缓慢迁移

东移主要发生在华北平原地下水系统的天然排泄区。该区域持续接受来自西部山前补给区的侧向径流，同时浅层咸水在上覆降水入渗的长期稀释作用下发生淡化，形成缓慢而持续的自然“冲刷”过程。在这种水动力与水化学共同作用下，咸淡水界线向东或东南方向推进。多个典型区域1976—2020年的地下水矿化度监测表明，咸淡水界线表现出明显的东移趋势。其中，永清县咸淡水界线向东迁移10.5 km，高阳县东移22 km，饶阳县则向东南方向迁移了14 km。

2. 下移：深层承压水超采引发咸淡水界面下移

咸淡水界面下移是深层承压水过度开采直接导致的结果。大规模开采使深层承压水水头持续下降，

与上覆咸水层之间形成显著的水头压力差，破坏了含水层系统原有的竖向力学平衡。在此条件下，发生自上而下的越流补给，浅层咸水向下穿透弱透水层，侵入淡水含水层，造成咸水底界面不断下移。根据1975年以来的监测资料，河北平原不同区域咸水底界面下移幅度与速率存在较大差异：中东部地区下移量最大达50~60 m，年均速率在1.2~1.4 m/a，显示出强烈的超采响应；衡水市整体下移20~30 m，年均速率介于0.7~1.0 m/a；沧州中西部地区平均下移约20 m，年均速率约为0.5 m/a。此外，冀东平原沿海地区普遍下移约20 m，其中乐亭县因地质结构缺乏稳定隔水层，下移幅度较大，局部甚至超过50 m。

3. 西移：浅层淡水超采引起局部流场逆转与咸水入侵

咸淡水界线以西地区，因淡水含水层开采强度过大，导致天然地下水流场发生逆转，咸水朝开采形成的负压区反向运移，引发咸淡水界面西移。与东移不同，西移并非区域水动力背景下的自然过程，而是人类开采干预流场的直接结果。例如，邯郸馆陶监测段资料显示，咸淡水界线西移13 km，反映出在强烈开采条件下咸水对淡水含水层的入侵过程，这类变化往往对局部供水安全构成更直接和急迫的威胁。

综上，华北平原咸淡水界面的运移是多因素驱动下的复杂结果，其东移体现自然水文地质过程，而下移和西移则反映出人类活动对地下水系统的显著干预。准确识别不同模式的成因与规模，是合理制定地下水资源保护的重要科学基础。

四、华北平原深层承压水侧向补给通量

为深入研究华北平原山前冲洪积扇区深层地下水的侧向运动特征,精确评估侧向补给通量,研究团队依托国家地下水监测工程一期深层监测井,在华北平原山前冲洪积扇区单一结构、微承压结构、承压结构和隐伏岩溶深层含水层开展地下水流速流向观测研究。结合地质结构、地层岩性、深层承压水水位监测数据等,解析区域深层承压水运动特征,评估山前深层承压水侧向补给量。

研究利用显微成像与图像识别技术,对监测井滤水管层水中天然存在的胶体粒子进行连续追踪,通过重建其运动轨迹来直接表征地下水流动方向和实际流速,结合含水层厚度和岩层有效孔隙度等参数,对不同结构含水层单元的侧向补给量和单位补给量进行评估。结果表明:山前冲洪积扇观测区南北向400 km区域,深层承压水侧向补给量约为15.5亿m³/a,单位长度补给量为10.3 m³/d。第四系单一结构和微承压结构含水层是深层承压水侧向补给的主导通道,年累计补给量占补给总量的64.5%。第四系微承压结构含水层年平均补给量最高,为5.8亿m³,其次是单一结构含水层,年平均补给量为4.1亿m³。第四系承压结构含水层平均补给量为3.1亿m³/a,奥陶系隐伏灰岩结构含水层平均补给量为2.3亿m³/a。研究表明山前区深层承压水侧向补给量主要受地层结构控制,自然条件下深层承压水具有一定更新性,该类型区域可作为深层水回补重点区域。

同时,为识别山前区深层承压水补给优势通道,在沙河区域沿山前至中东部布设观测点,开展东西向流向流速观测试验,监测点布设方案和典型监测站监测结果如图5所示。结果显示,整体平均地下水流速为2 m/d,平均流向为东南向118°,从山前往中东部方向地下水流速呈下降趋势。北部山前一中部东西向(点位1和2)整体平均流速为1.5 m/d,流向集中在ESE方向,其中,地下水流速在保定市清风店监测站最大,为1.9 m/d,到保定市庄窠头村监测站下降至1.2 m/d。南部山前一中部东西向(点位3和4)整体流速较大,平均流速为2.5 m/d,其中东赵庄监测站地下水流速为3.5 m/d,高蓬镇监测站地下水流速为2.1 m/d。

五、华北平原深层承压水可开采量评估

学术界对深层承压水是否可开采仍然存在争议,有观点认为,从水量平衡的角度,若深层承压水有稳定的补给来源,且开采不引起水位持续性下降和地质环境问题,区域又无其他替代水源可用,深层承压水是可以开采的,可以评价开采量阈值。相反,有学者认为深层承压水的补给更新机制十分复杂,现有地质勘察资料、监测能力、试验数据和研究手段尚达不到支撑定量揭示其运动转化规律的程度,很难可靠定量评估可开采量阈值,且深层承压水超采引发的地质环境问题往往是不可逆的,因此在机制不明晰和风险并存的情况下,为安全起见,深层承压水不宜常态开采,只宜作为应急水源和战略储备水源。

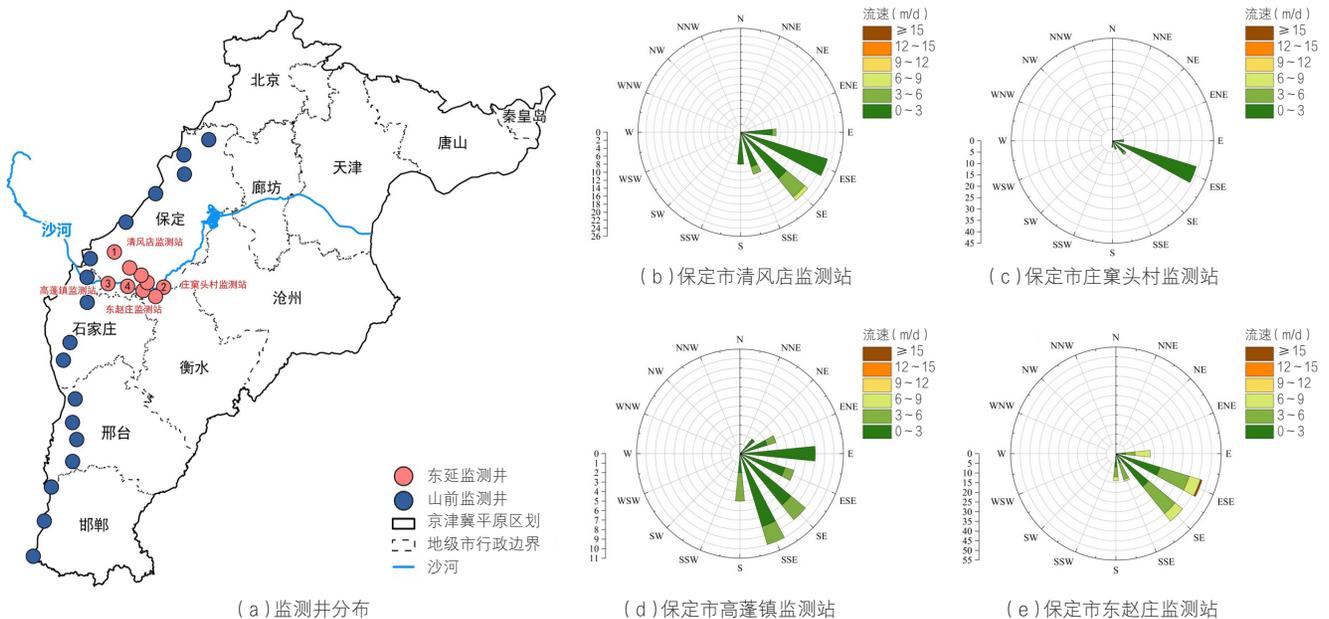


图5 沙河深层承压水流速流向风玫瑰图

2021年国务院颁布的《地下水管理条例》中规定,除个别情形,禁止开采难以更新的地下水。条例还对“难以更新的地下水”进行解释,其指与大气降水和地表水体没有密切水力联系,无法补给或者补给非常缓慢的地下水。因此,深层承压水是否可以开采,就转变成深层承压水是否具有可更新量这一问题。研究团队前期研究已经证实了深层承压水是可更新的地下水资源(参见陆垂裕等,2024),华北平原中东部地区农业灌溉需求短期内难以实现其他水源完全替代,迫切需要科学评估深层承压水可开采量阈值,完善区域地下水管控工作。

基于承压含水层水量平衡理论,研究团队提出深层承压水可开采量为不引起含水层压密释水时的开采量,可定义为评价期内深层承压水水头变幅等于0时的开采量。需要说明的是,若以整个平原区含水层为研究对象,则只有自然的侧向补给是严格意义上来自系统外的可更新量,由于开采激发的侧向补给是袭夺了相邻地区的水资源量,越流补给则是袭夺了上覆含水层的水资源量,弹性/非弹性释水是本地净储量的释放。

对于某个深层承压含水层评价单元,越流补给袭夺了上覆含水层的水资源量,造成浅层地下水水位下降,在实际工作中被计算为浅层超采量,在深层超采量中不再做重复计算。因此,从水量平衡的角度,当深层承压水的水头处于长时期持续性下降时,表明含水层开采量大于含水层侧向补给量与越流补给量之和,含水层处于压密释水状态(储量减少),压密释水量即深层承压水的超采量。承压含水层系统的压密释水引发地面沉降,对于地面沉降主要由地下水开采引起的区域,其地面沉降体积约等于深层承压含水层系统压密释水量体积,因此深层承压水的超采量可由地面沉降体积进行估算。

本文评估的深层承压水可开采量为不引起含水层压密释水时的开采量,以实际开采量减去超采量来评价。以河北平原深层承压水超采区为例,基于承压水水位、地面沉降量、实际开采量等数据,评价得到河北平原深层地下水超采区的深层承压水可开采量约为11.09亿 m^3 ,其中邯郸市可开采量为2.30亿 m^3 ,唐山市为2.07亿 m^3 ,沧州市为1.67亿 m^3 ,邢台市为1.34亿 m^3 ,衡水市为1.23亿 m^3 (见图6)。

六、华北平原深层承压水可恢复超采量

地下水超采是指在一定时段内,地下水开采量超过区域的天然补给能力,从而引起地下水水位持续下降,并可能引发生态退化、地面沉降等一系列地质环境问

题。因此,地下水超采量可定义为开采量中超出地下水自然补给量的部分。就深层承压水而言,其开采量主要由浅层越流补给、侧向径流补给、弹性压密释水与非弹性压密释水4部分组成。其中,浅层越流补给和侧向径流补给属于可更新的自然补给,而弹性压密释水与非弹性压密释水则是通过承压含水层及弱透土层在有效应力作用下发生压缩所释放的地下水储量。由此可见,深层地下水超采量应界定为承压含水层系统因压缩而释放的弹性与非弹性压密释水量。值得注意的是,这部分历史储量的释放往往伴随地面沉降的发生,据此,可通过监测地面沉降量反演估算深层地下水储量的累计亏空量,从而实现对深层地下水超采量的定量表征。

深层承压水开采过程中,含水层系统压密释水包括两部分:一部分为承压含水层(主要由砂性土构成)的弹性压密释水,另一部分为弱透土层(黏土夹层)的非弹性压密释水。弱透土层主要发生不可恢复的塑性形变,即使地下水水位回升,弱透土层的非弹性压密释水量依然难以恢复。为了查明华北平原大规模地面沉降影响下深层承压水可恢复储量,研究建立了非线性压密释水数值模型,将华北平原按照2 km \times 2 km网格剖分,以承压水水位差和上覆荷载变化作为控制,模拟1970年以来含水层系统压密释水过程。研究发现,深层承压水开采中不可恢复的非弹性压密释水高达557.5亿 m^3 ,地面沉降导致平原区非弹性释水系数累计减小 3.6×10^{-3} ,见图7,相当于地下水水位每下降1 m,可开采水资源量将永久性减少3.9亿 m^3 。这意味着,深层承压水储量及储水能力中已有相当部分因非弹性压缩而损失,难以通过水位回升实现恢复。根据地面沉降监测数据,综合测算华北平原深层承压水超采造成的储量累计亏空量为756亿 m^3 ,即便未来地下水水位回升至自然状态,华北

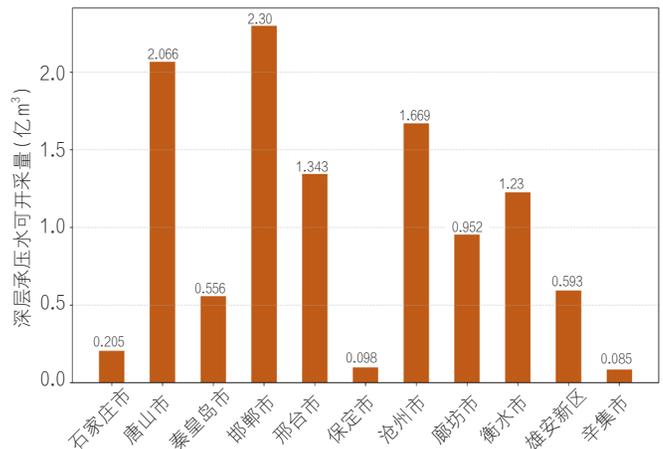


图6 河北平原深层地下水超采区各地市深层承压水可开采量

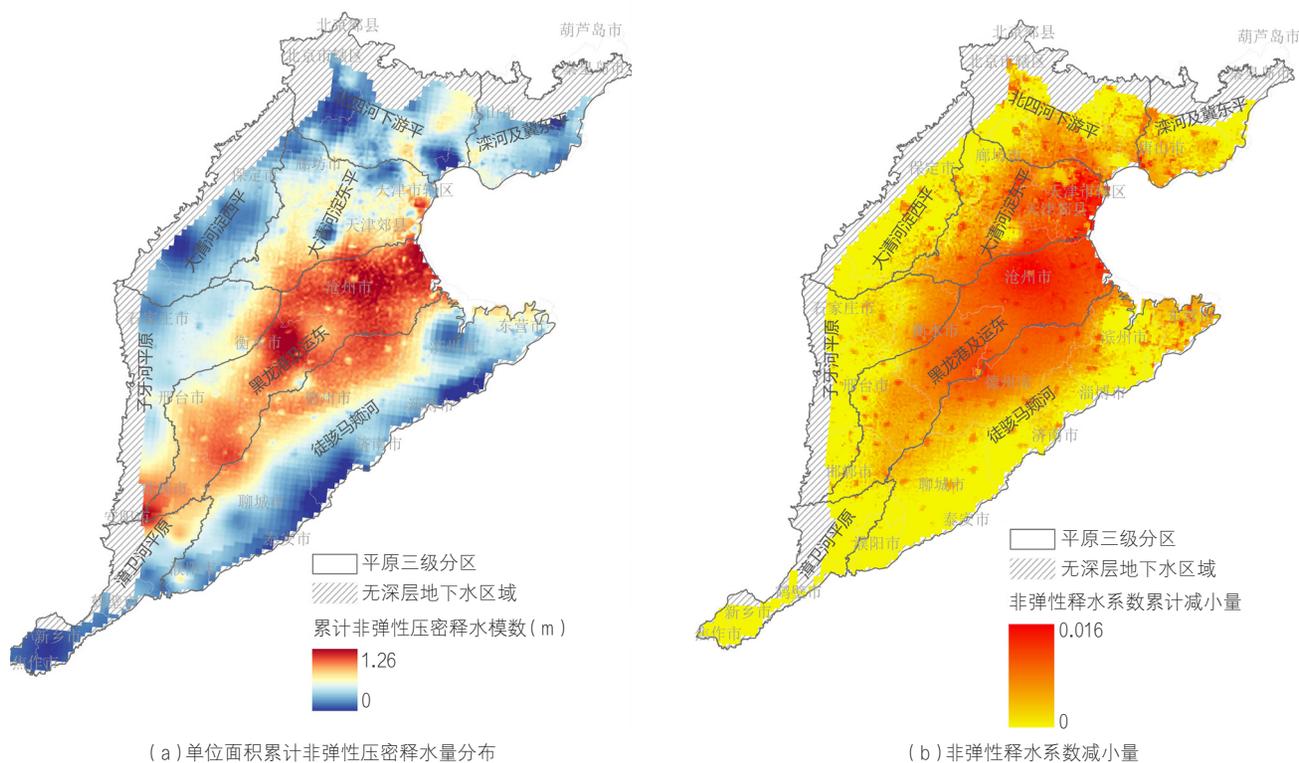


图7 华北平原深层承压水储量和释水能力损失

平原可恢复的深层承压水储量仍仅为198亿 m^3 ，不可恢复的储量损失高达557.5亿 m^3 。

七、深层承压水水位健康阈值

虽然深层承压水开采可能引发地面沉降和咸淡水界面下移等地质环境风险，但部分区域水资源总量匮乏，替代水源不足，导致短期内难以实现全面禁采。因此，在不得不继续开采的情况下，必须实施分阶段、风险可控的可持续管理策略。当前阶段应以控制地面沉降为核心目标，通过严格限制开采量与动态调控深层承压水水位，坚决遏制地面沉降进一步发展。在此基础上，逐步推动地下水水位回升，以减缓咸淡水界面下移趋势，并最终实现承压水水位恢复至自然情况，保障地下水系统采补平衡与良性循环。

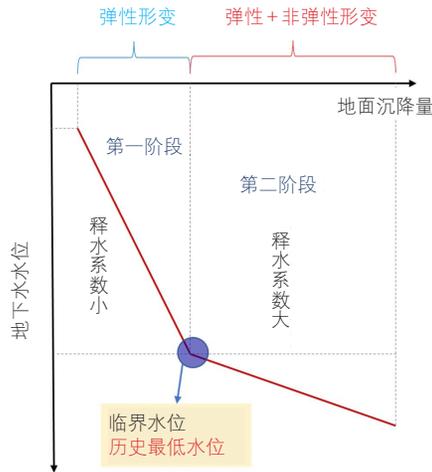
1. 控制地面沉降的水位警戒红线

确定控制地面沉降的深层承压水水位警戒红线，需识别地面沉降与地下水水位之间的相关性。研究利用InSAR反演获取地面沉降变化规律，结合长时间序列地下水水位监测数据，进行深层承压水水位年内变化特征分析。结果显示，累计沉降量和沉降速率不同的区域，地下水水位年内变幅差异巨大，年内最高变幅可达43 m，而最小仅为1.3 m。明确了压密释水在抽

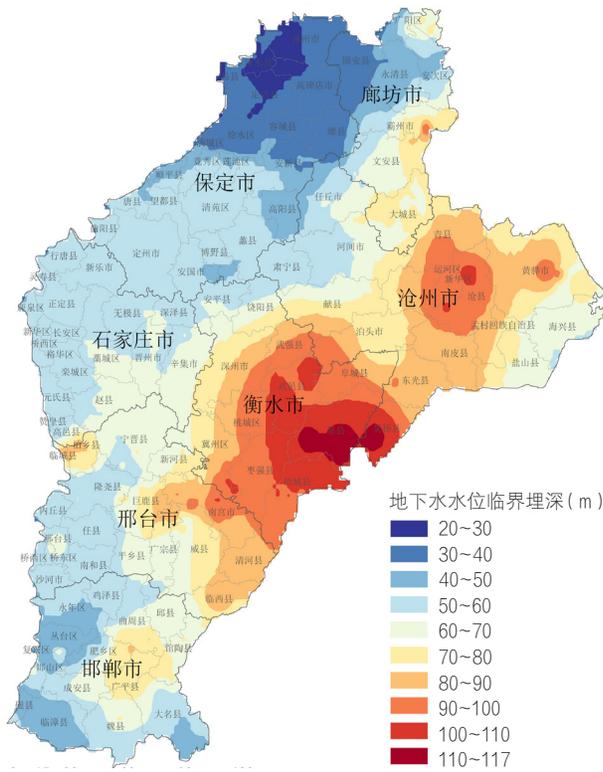
水期呈现先弹性变化后塑性变化的两阶段发展过程及特征，见图8(a)，基于先期固结压力理论，将历史最低水位确定为两阶段转变的临界水位，并以此作为控制地面沉降的地下水水位阈值。基于河北平原2000—2022年历史最大埋深，研究绘制了现阶段控制地面沉降的深层承压水临界埋深分布，如图8(b)所示，可以看出，临界埋深自中东部平原向山前平原逐渐减小。

2. 控制咸水下移的理想水位

深层承压水开采引发的地面沉降风险虽然显著，但可通过调控地下水水位在较短时间内实现控制。相比之下，咸水下移则是一个漫长且易被忽视的过程。目前，中东部平原咸水层最大下移量达到50~60 m，其对深层淡水水质的影响虽然尚未完全显现，但若按照沧州等局部区域1.2~1.4 m/a的下移速度估算，20~50年后咸水将入侵深层淡水层，一定会造成不可逆的污染。咸水下移的根本原因在于深层承压水水头不断下降，与上覆的咸水形成水头差，导致咸水界面下移并侵入深层淡水。如果深层承压水水头回升至潜水位以上，则该水头差就会消失，咸水层下移也会停止。因此，控制咸水下移的理想水位应设定为潜水位，而要实现深层承压水水头回升至潜水位以上，将是一个长期且艰巨的过程。



(a) 抽水期内地下水水位变化特征



(b) 地下水水位临界阈值

图8 河北平原控制地面沉降的地下水水位阈值分布

八、深层承压水井灌回补实践

海(咸)水入侵是地下水超采引发的重大生态环境问题之一。当前,在自然径流冲刷、降雨淋洗以及浅层地下水水位止跌回升综合作用下,海水入侵界线整体呈现向海岸方向迁移趋势,海(咸)水水平向入侵防控紧迫性有所降低。然而,海(咸)水垂向入侵(咸水下移)仍是华北平原尚未根本解决的重大生态问题,必将对未来供用水安全构成严重威胁。以唐山市乐亭县

为例,比较2023年海水入侵监测数据与1982年冀东平原水文地质勘察结果发现,海水入侵界线整体向海岸线方向南移0.8~3.0 km,且这一趋势仍在持续。相比之下,咸水垂向入侵形势严峻,1982年至今40余年间,乐亭县沿海区域咸水底板下移量达40~70 m,最大可达95 m,且在深浅层水头差持续作用下仍保持下移态势。

2024年唐山市乐亭县建设了深层承压水回补防治海(咸)水入侵试验场,试验场位于浩淼水务有限公司净水厂院内,距海岸线3 km,布设与海岸线平行的回补管线,新建回补井4眼、监测井5眼,配备回补和回扬设施,回补水源来自乐亭新区供水三期工程。试验目的是研究防治海(咸)水入侵的地下水压力帷幕的形成与变化,为全面推进沿海地区海(咸)水入侵防治提供技术依据和经验借鉴。具体试验任务包括4项:①测定单井和井群的最大回补能力;②优化回补井群布设方式;③揭示地下水压力帷幕的形成与演变机制;④评估回补对咸淡水界面运移的影响。

2024年回补试验于7月14日至11月20日进行,累计回补水量7.1万 m³,得到的初步结果有:一是试验场单井最大回补能力为25 m³/h,井群中单井最大回补能力为20 m³/h;二是当井群以单井20 m³/h持续回补时,周边水位抬升5 m 以上的影响半径为120 m,抬升0.5 m 以上的影响半径达700 m(垂直海岸线方向),最远影响范围超过1000 m,回补井周边形成约10 m 的水压力帷幕;三是采用音频大地电磁法对试验场及周边咸淡水界面变化进行跟踪监测,结果显示试验场注水点附近咸淡水界面抬升幅度在3~8 m,初步验证了回补对咸淡水界面抬升的有效性(见图9)。

九、深层承压水优势回补通道

目前华北平原深层承压水主要采用人工井灌方式回补,面临回补井易堵塞、效率低、水质污染风险等问题,从高效性、持久性和经济性角度考虑应加强深层承压水的自然回补,确定自然回补的水文地质构造优势通道就成为关键。围绕这一问题,研究团队开展了山前冲洪积扇区优势通道勘察、深浅层地下水水力联系分析和流速流向观测等研究。前文已经探讨了深层承压水山前区侧向补给特征,在山前微承压和承压结构含水层,深浅层间具有一定厚度的隔水层,地表水难以直接回补深层承压含水层,且含水层承压性和异质性导致深层水流向分散不集中。而山前单一结构含水层深浅层水力联系密切,深层水流向集中、流速稳定、

侧向补给量大,是地表水补给深层承压水的优势通道,如滹沱河、沙河、唐河冲洪积扇区。

沙河地处冲洪积扇轴部地带,上部包气带厚度大部分区域为5~10 m,冲洪积扇上游至下游、轴部至两翼的岩性呈由粗变细的规律性变化。在入渗条件方面,沙河河道南水北调中线工程以西、轴部至两翼范围内上部有薄层粉土覆盖层,下部为厚层粗砂、卵砾石入渗层,含水层连通性好,易于地下水径流扩散;南水北调中线工程以东、轴部至两翼2 km范围内上部无覆盖层,直接为17.5 m中砂、砾石入渗层。在深浅层地下水水力联系方面,沙河定州市以西河段区域浅层含水层岩性以卵石、粗砂为主,深层含水层岩性以卵石为主,上下含水层之间无稳定隔水层,可视为统一含水层,接受河道入渗补给条件好,与下游含水层连通性好。该区域新乐市城关监测站深浅层地下水观测井的水位埋深动态变化趋势显著性较高(见图10), Pearson相关性达0.93,表明两者之间水力联系较密切。

为了确定优势补给通道区的侧向径流量,研究团队开展了唐河至沙河山前—中部区域东西向深层承压水流向流速观测试验。从山前至中东部方向,深层承压水流速呈下降趋势,北部区域山前—中部东西向整体流速较小,而南部区域山前—中部东西向整体流速较大,如图5所示。南部区域(沙河)深层承压水流速分布跨度较为接近,从西往东地下水流速较为稳定,地下水流向分散度较小,流向较为集中。

因此,综合含水层结构、地层岩性、深浅层水力联系和深层水流速流向等条件,沙河冲积扇区山前—中部东西向具有较好的优势通道条件,可优先在这一区域开展山前河道型深层承压水重力回补试验与示范研究。

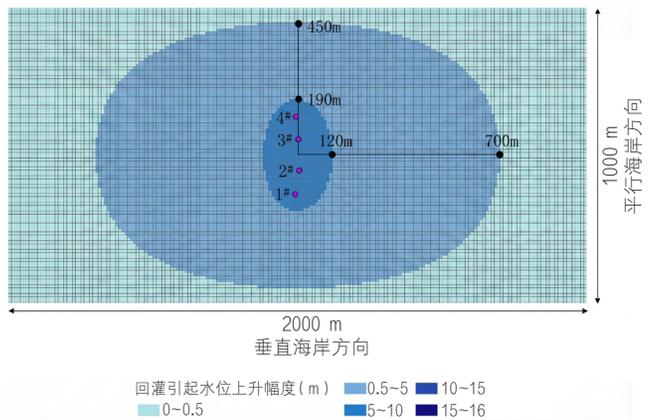
十、对深层承压水超采治理的思考

华北平原深层承压水超采问题依然突出,治理修复难度越来越大,需要“自然恢复+人工修复”双轮驱动,在精确识别深层承压水循环规律、严格落实水资源刚性约束制度、持续推进节水压采的基础上,还需要加强以下几个方面工作。

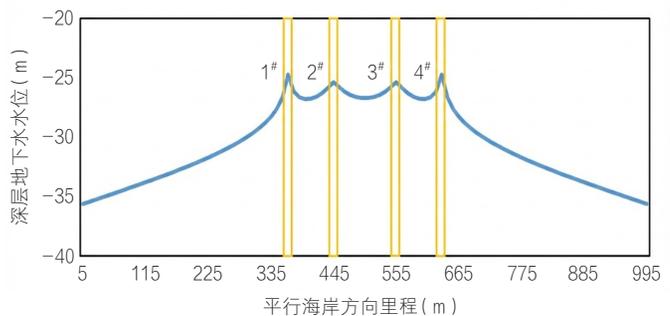
1. 浅层微咸水置换利用

华北平原深层承压水超采区浅层广泛分布微咸水,合理开发利用既可以替代深层水资源,又可以增强浅部含水层调蓄能力,是控制地面沉降的有效措施。但是浅层微咸水含水层富水性差,直接用于农业灌溉会影响农作物产量,一直未得到大面积推广利用。笔

者团队利用“十三五”重点研发计划等项目,开展了浅层微咸水规模化利用技术研究,研发了出水量大、成本低、易于操作、便于推广的成井方法与工艺,揭示了土壤降盐和作物耐盐机制及灌溉用水矿化度阈值,创建了微咸水安全利用技术,破解了微咸水规模化开发利用难题。建议综合南水北调东线引江水、本地地表水和引黄水,加强微咸水与地表水资源联合利用,实现浅层微咸水规模化利用,既可以加大浅层咸水循环强度,有效增加地下水资源量,也可为深层承压水超采治理增加替代水源。



(a) 水位抬升影响半径



(b) 最大回灌能力下的水压力帷幕

图9 试验场自然回补运行对周边水位抬升影响半径和形成的水压力帷幕



图10 新乐市城关监测站深浅层地下水埋深动态变化趋势

2. 加大外调水置换利用

尽管深层地下水超采区实施了大量地下水超采综合治理措施,但仍然存在较大规模难以置换的承压水开采量,加大引黄水和南水北调东线引江水利用是超采治理修复的重要措施。引黄水价格相对较低,但引用时效与灌溉时间不匹配,平原区水资源调蓄空间有限,建议增强引黄水的时空调蓄能力,提高引黄水利用规模。同时,充分利用南水北调东线一期工程北延应急供水工程,置换农业深层承压水开采,既能缓解深层承压水超采状况,又能够促进东线工程供水消纳。

3. 完善深层承压水回补方式

华北平原已在地面沉降和海(咸)水入侵严重区建设了数个深层承压水回补试验场,开展回补试验场点研究工作,但针对深层承压水井灌回补效率低、易堵塞、水价高等诸多问题仍需加强技术攻关和机制创新。如乐亭县海(咸)水入侵区深层地下水回补一期试验场回补单井自然稳定回补能力约 $20\text{ m}^3/\text{h}$,地面沉降区深层稳定回补能力约 $30\sim 40\text{ m}^3/\text{h}$ 。回补能力主要受深层承压水水头、成井工艺、回补层地层岩性等因素影响,但大部分深层水井抽水能力达 $60\text{ m}^3/\text{h}$,回补效率明显低于抽取效率。另外对于地表水源直接回补深层承压水,因两种水源具有不同的环境属性(氧化-还原性),回补井滤水管位置极易发生化学-生物反应而堵塞。因此,在山前冲洪积扇区单一含水层,利用河道直接或间接入渗补给深层承压水,无论是回补效率、水质保障、经济效益还是可持续性等方面都更有优势,建议加强河道型深层承压水重力回补的适宜性评价与试点示范,持续推进优势通道回补工作。

参考文献:

- [1] WU C, ZHOU H, LU C, et al. Groundwater nitrate responses to extreme rainfall in alluvial-diluvial plain aquifers: Evidence from hydrogeochemistry and isotopes[J]. *Journal of Contaminant Hydrology*, 2025, 273.
- [2] WU H, LIU R, LU C, et al. Predicting Groundwater Level Dynamics and Evaluating the Impact of the South-to-North Water Diversion Project Using Stacking Ensemble Learning[J]. *Sustainability*, 2025, 17(13):6120.
- [3] 严聆嘉, 陆垂裕, 孙青言, 等. 南水北调中线工程对京津冀水量平衡的影响[J/OL]. *水科学进展*, 1-14 (2025-10-20) [2025-12-15]. <https://link.cnki.net/urlid/32.1309.P.20251020.1514.004>.
- [4] 陆垂裕, 吴委尘, 陆文, 等. 地下水数值模拟模型 SkyCoMuS 的研发与算例分析[J/OL]. *中国水利水电科学研究院学报(中英文)*, 1-15(2025-12-11) [2025-12-15]. <https://doi.org/10.13244/j.cnki.jiwhr.20250188>.
- [5] WU C, TANG K, LU C, et al. Resource and environmental risk assessment of groundwater well fields in the Beijing-Tianjin-Hebei region[J]. *Groundwater for Sustainable Development*, 2024, 26: 101235.
- [6] LU C, LU W, SUN Q, et al. Simulation of drying-rewetting processes in numerical groundwater models using a new picard iteration-based method[J]. *Water Resources Research*, 2024, 60(4).
- [7] 陆垂裕, 赵勇, 刘蓉, 等. 华北平原深层承压水可更新性与水位管控探讨[J]. *中国水利*, 2024(7):22-27.
- [8] 马蒙, 吴初, 曹文庚, 等. 深层地下水人工回补的国际经验及对我国的启示[J]. *中国水利*, 2024(7):34-39.
- [9] 陆文, 陆垂裕, 何鑫, 等. 处理地下水模型单元疏干-湿润的两种算法对比研究[J]. *水文地质工程地质*, 2024, 51(5):22-34.
- [10] 赵勇, 陆垂裕, 何鑫, 等. 华北地区地下水超采治理十问——地下水, 河湖复苏下的涌动[J]. *中国水利*, 2023(4):19-25.
- [11] LIU R, ZHAO Y, CAO G, et al. Threat of land subsidence to the groundwater supply capacity of a multi-layer aquifer system[J]. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 2022(44):101240.
- [12] 刘蓉, 赵勇, 何鑫, 等. 海河平原区地下水累计可恢复超采量评价[J]. *水利学报*, 2022, 53(11):1336-1349.
- [13] 赵勇, 王庆明, 王浩, 等. 京津冀地区水安全挑战与应对战略研究[J]. *中国工程科学*, 2022, 24(5):8-18.
- [14] 刘蓉, 赵勇, 王庆明, 等. 海河平原区浅层地下水位健康修复目标研究[J]. *水利学报*, 2022, 53(9): 1105-1115.
- [15] 陆垂裕, 吴初, 何鑫, 等. 浅议地下水模型对地下水管理和保护的技术支撑[J]. *中国水利*, 2022(7):45-47+44.
- [16] 王建华, 陆垂裕. 华北地区地下水超采综合治理技术支撑体系探析[J]. *中国水利*, 2020(13):19-21+25.
- [17] 刘蓉, 曹国亮, 赵勇, 等. 地面沉降对含水层参数及给水能力的影响研究[J]. *水文地质工程地质*, 2019, 46(3):47-54.

责任编辑 吕彩霞