

保定平原地下水均衡要素变化解析

井江楠, 王文科, 段磊, 马嘉骏, 马稚桐, 石涵月

An analysis of the changes in groundwater balance elements of the Baoding Plain

JING Jiangnan, WANG Wenke, DUAN Lei, MA Jiajun, MA Zhitong, and SHI Hanyue

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.202208083>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

保定平原区地下水生态水位阈值的探讨

Discussion on ecological water level threshold of groundwater in Baoding Plain area

靳博文, 王文科, 段磊, 马稚桐, 王一, 黄鑫慧 水文地质工程地质. 2022, 49(5): 166-175

霍城县地下水资源构成变化及驱动力分析

An analysis of groundwater resources composition and driving force in Huocheng county

霍世璐, 王文科, 段磊, 李璞, 张琛, 刘明明, 曾磊 水文地质工程地质. 2020, 47(2): 51-59

三江平原地下水流场演化趋势及影响因素

An analysis of the evolution trend and influencing factors of the groundwater flow field in the Sanjiang Plain

刘伟朋, 崔虎群, 刘伟坡, 程旭学, 李志红 水文地质工程地质. 2021, 48(1): 10-17

华北平原地下水位驱动下的地面沉降现状与研究展望

Present situation and research prospects of the land subsidence driven by groundwater levels in the North China Plain

郭海朋, 李文鹏, 王丽亚, 陈晔, 臧西胜, 王云龙, 朱菊艳, 卞跃跃 水文地质工程地质. 2021, 48(3): 162-171

鄱阳湖平原地下水重金属含量特征与健康风险评估

Health risk assessment of groundwater heavy metal pollution in the Poyang Lake Plain

饶志, 储小东, 吴代赦, 颜春, 陈婷, 何景媛 水文地质工程地质. 2019, 46(5): 31-37

西北内陆盆地降水入渗补给季节性变化——以新疆昌吉地下水均衡试验场为例

Seasonal variation in recharge of infiltration from precipitation for the inland basins of northwestern China: taking the Changji groundwater balance test station in Xinjiang as an example

齐子萱, 周金龙, 季彦桢, 孙英, 王新中, 郑玉莲 水文地质工程地质. 2020, 47(5): 12-20



关注微信公众号, 获得更多资讯信息

DOI: 10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.202208083

井江楠, 王文科, 段磊, 等. 保定平原地下水均衡要素变化解析 [J]. 水文地质工程地质, 2023, 50(4): 115-126.

JING Jiangnan, WANG Wenke, DUAN Lei, *et al.* An analysis of the changes in groundwater balance elements of the Baoding Plain[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2023, 50(4): 115-126.

保定平原地下水均衡要素变化解析

井江楠^{1,2}, 王文科^{1,2}, 段磊^{1,2}, 马嘉骏^{1,2}, 马稚桐^{1,2}, 石涵月^{1,2}

(1. 长安大学水利与环境学院, 陕西 西安 710061; 2. 教育部旱区地下水与生态效应教育部重点实验室, 陕西 西安 710061)

摘要: 随着南水北调工程的实施及地下水压采工作的落实, 华北平原局部地下水水位逐步回升, 然而地下水均衡要素变化趋势及其对生态环境的影响缺乏系统研究。以华北平原典型区域南水北调受水区保定平原为例, 采用水均衡法计算地下水补给项和排泄项, 应用因子分析法分析 1975—2019 年地下水均衡要素变化的原因, 根据最优开采系数法计算地下水可采资源量和压采资源量, 为研究区地下水资源的开发利用与调控奠定基础。结果表明: 近 40 a 来, 保定平原地下水补给量小于排泄量, 总体呈负均衡状态, 主要发生变化的地下水均衡要素有渠灌入渗、渠系渗漏、井灌回归、河道渗漏、降水入渗和人工开采; 人类活动是影响地下水均衡要素变化的主要原因, 其贡献率为 77.20%; 2011—2019 年地下水储水量逐渐增多, 此时地下水水位埋深增加速率减小、地下水水位降落漏斗面积逐渐减小、白洋淀湿地面积逐步恢复; 保定平原地下水资源的最优开采系数为 0.64, 地下水可开采资源量和压采量的范围分别为 $8.89 \times 10^8 \sim 11.35 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 和 $2.68 \times 10^8 \sim 5.14 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。研究成果可为相似地区地下水资源和生态环境可持续发展提供科学依据。

关键词: 保定平原; 地下水均衡要素; 变化特征; 驱动力; 开采系数

中图分类号: P641.8

文献标志码: A

文章编号: 1000-3665(2023)04-0115-12

An analysis of the changes in groundwater balance elements of the Baoding Plain

JING Jiangnan^{1,2}, WANG Wenke^{1,2}, DUAN Lei^{1,2}, MA Jiajun^{1,2}, MA Zhitong^{1,2}, SHI Hanyue^{1,2}

(1. School of Water and Environment, Chang'an University, Xi'an, Shaanxi 710061, China; 2. Key Laboratory of the Ministry of Education on Groundwater and Ecological Effects in Arid Areas, Ministry of Education, Xi'an, Shaanxi 710061, China)

Abstract: With the implementation of the South-North Water Diversion Project and the implementation of groundwater suppression, the local groundwater levels in the North China Plain have gradually rebounded. However, there is a lack of systematic studies of the trends of groundwater balance elements and their impacts on the ecological environment. This paper takes the Baoding Plain, a typical area in the North China Plain, as an example, and uses the water balance method to calculate the groundwater recharge and discharge terms, applies the factor analysis method to analyze the causes of the changes in groundwater balance elements from 1975 to 2019, and calculates the amount of recoverable and suppressed groundwater resources by using the optimal

收稿日期: 2022-08-31; 修订日期: 2022-09-22

投稿网址: www.swdzgcdz.com

基金项目: 国家重点研发计划项目(2018YFC0406504); 国家自然科学基金重点项目(42130710)

第一作者: 井江楠(1998-), 女, 硕士研究生, 主要从事旱区地下水文过程与生态效应研究。E-mail: 2020129007@chd.edu.cn

通讯作者: 王文科(1962-), 男, 博士, 教授, 博士生导师, 主要从事旱区地下水文过程与生态效应研究。E-mail: [wengkew@chd.edu.cn](mailto:wenkew@chd.edu.cn)

exploitation coefficient method, which provides a basis for the development and utilization of groundwater resources in the study area. The results show that in the past 40 years, the groundwater recharge term was smaller than the discharge term in the Baoding Plain, which is in a negative equilibrium state, and the main change elements are canal irrigation infiltration, canal system seepage, well irrigation return, river seepage, rainfall infiltration and artificial exploitation. The main factor affecting the change of groundwater equilibrium elements is human activity, with a contribution rate of 77.2%. After the groundwater recharge and discharge imbalance is slowed down, the increase of groundwater level burial depth becomes smaller, the area of groundwater level depression cone gradually decreases, and the area of the Baiyangdian wetland gradually recovers. The optimal exploitation coefficient of groundwater resources in the Baoding Plain is determined to be 0.64, the exploitable groundwater resources range from 8.89×10^8 to 11.35×10^8 m^3/a , and the amount of compression exploitation ranges from 2.68×10^8 to 5.14×10^8 m^3/a . The research results can provide a scientific basis for the sustainable development of groundwater resources and ecological environment in similar areas.

Keywords: Baoding Plain; groundwater balancing elements; change characteristics; driving force; exploitation coefficient

在干旱半干旱地区,地下水是淡水资源的主要来源^[1-2],约 43% 的消耗性灌溉用水来自于地下水^[3]。此外,地下水供应全球约 50% 的饮用水和 40% 的工业用水,保障了许多地区经济社会的发展^[4]。近些年来,受极端气候和人类活动的影响,地下水资源构成发生变化^[5-6],导致地下水补排失衡,造成了地下水位持续下降、地下水水位降落漏斗增加、含水层疏干等问题^[7-8]。

地下水均衡要素分为补给项和排泄项,二者之间的数量关系影响着地下水资源储量,表现为地下水水位的动态变化。自 20 世纪 70 年代以来,已有学者对地下水水位动态演变进行了系列研究,Wang 等^[9]研究发现,关中盆地降水量的减少和人工开采量的增加导致地下水水位持续下降。近几年,大量学者定量分析了气候变化和人类活动影响下地下水均衡要素的演变趋势^[10-15],结果表明,地下水均衡要素的变化主要受气候和人类活动的共同作用,其变化幅度因水文地质条件的差异而不同^[16-18]。针对地下水均衡要素多元性和演化的复杂性,解析典型地区地下水均衡要素演化机制与驱动力显得尤为重要。

华北平原是我国最大的地下水水位降落漏斗区,地下水开采量较大,前人对该地区地下水的研究大多聚焦于地下水水位演变^[19]、地下水水位动态特征类型^[20-21],以及水位变化所引起的地质环境问题^[22]。如赵玉峰等^[23]通过主成分分析法揭示了产业产值、耕地面积、有效灌溉面积等社会经济因素是京津冀西北地区地下水资源变化的主要原因;张福洋等^[24]通过灰色关联分析法研究发现 1975—2010 年保定平原区的地下水水位总体为下降趋势,其主要影响因素是地下水

开采;杨会峰等^[19]在研究华北平原近 40 a 来的地下水水位变化特征的基础上,提出长期采补失衡形成的地下水水位降落漏斗仍需实施相关治理及修复措施;赵瑞科^[25]研究发现由于近年来人类大量开采地下水,保定平原大部分地区的地下水资源承载力已接近饱和值;靳博文等^[26]在分析地下水生态环境问题的基础上,提出了保定平原地下水生态水位埋深阈值,即从山前地带拒马河冲洪积扇群与漕河—瀑河冲洪积扇群、唐河—大沙河冲洪积扇群、冲积平原、冲湖积平原的地下水生态水位埋深范围分别为 10~15 m、5~10 m、3~5 m、小于 3 m。然而,针对华北平原地下水超采区综合治理后的地下水均衡要素变化解析研究比较薄弱。

因此,本文选择南水北调的受水区保定平原为研究对象,分析 1975—2019 年的地下水均衡要素变化特征及其生态效应,计算该区域地下水可开采资源量和压采量,为华北平原地下水资源开发利用和环境保护提供科学依据。

1 研究区概况

研究区位于河北省保定平原,面积约 10 994.6 km^2 ;区内主要河流有漕河、府河、清水河、唐河等,根据研究区地貌单元及水文地质条件不同,划分了水文地质亚区,见图 1。研究区属于温带半湿润半干旱大陆性季风气候^[27],多年平均气温为 12.6 $^{\circ}C$,多年平均降水量为 550.9 mm,多年平均蒸发量为 1 728 mm,多年平均水资源总量为 17.66×10^8 m^3 ,其中,地下水资源量为 16.13×10^8 m^3 ^[27],占水资源总量的 91.34%。

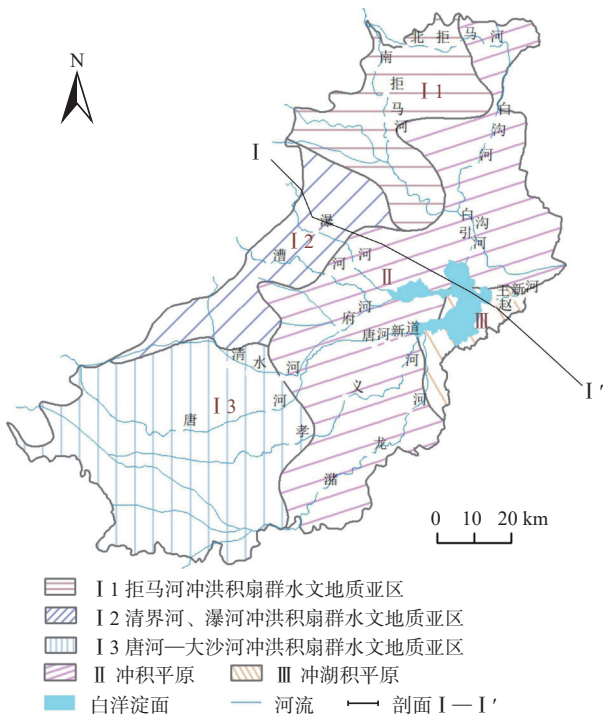


图 1 研究区水文地质分区及河流水系图
 Fig. 1 Hydrogeological zoning and river systems in the study area

研究区山前地带第四系沉积物较薄, 含水层岩性以粗砂和卵砾石为主, 有利于大气降水入渗以及地下水的侧向径流。从山前到白洋淀, 以粗颗粒为主的含水层岩性逐渐变细, 具体岩性特征如图 2 所示。研究区松散沉积物自上而下划分为 4 个含水岩组, 由于第 I 含水岩组厚度较小, 多未单独开采, 且第 I 含水岩组与第 II 含水岩组之间水力联系密切, 为统一的含水

体, 故浅层地下水主要由第 II 含水岩组构成; 第 III、IV 含水岩组划分为深层地下水, 其中第 III 含水岩组为本区深层地下水的主要开采层, 第 IV 含水岩组因水文地质条件差, 且层位相对较深, 开采强度不大。

地下水补给以降水入渗为主, 其他补给来源有侧向流入、井灌回归、渠灌入渗、渠系渗漏、河道渗漏和白洋淀渗漏; 地下水排泄以人工开采为主。本文中的地下水均衡要素是指与当地降水和地表水体有直接水力联系、参与水循环且可以逐年更新的浅层地下水资源。

2 数据来源与研究方法

2.1 数据来源及数据处理

2.1.1 数据来源

气象水文资料、地下水资源实际开采量等数据来源于保定市水资源公报。文中计算各均衡要素所涉及的降水入渗系数、灌溉回归系数、河道渗漏系数、含水层渗透系数来源于课题组的野外原位水文地质参数试验。水文地质参数分区主要参考了前人的研究成果^[27]。耕地面积、节水灌溉面积等数据源自于保定市统计年鉴。

2.1.2 数据处理

选取资料较全的年份 (1975、1985、2006、2011、2019 年), 根据已知年份的气象水文资料、农业用水资料和水文地质参数^[27-28], 采用均衡要素计算公式^[27], 分别计算得到研究区的降水入渗补给量、井灌回归量、渠灌入渗量、渠系渗漏量、河道渗漏量、白洋淀渗

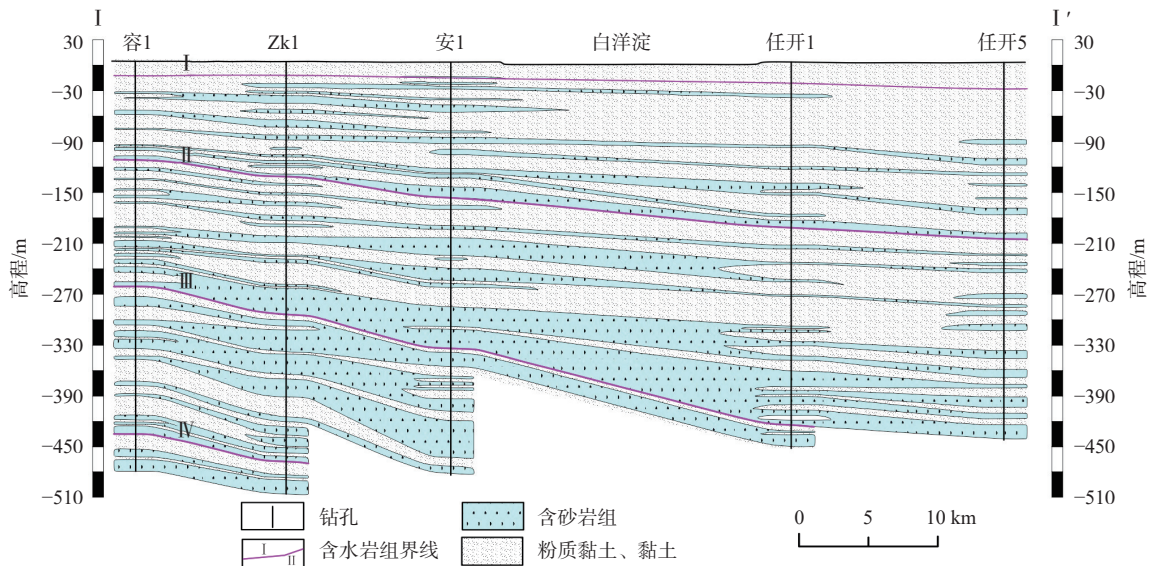


图 2 典型剖面岩性变化图
 Fig. 2 Lithology in the typical profile

漏量、侧向流入量、侧向流出量、潜水蒸发量, 计算结果如表 1 所示。

表 1 研究区浅层地下水均衡要素及其占比
Table 1 Shallow groundwater balance elements and percentage in the study area

均衡要素	1975年		1985年		2006年		2011年		2019年		
	数量 /(10 ⁸ m ³)	占比 /%	数量 /(10 ⁸ m ³)	占比 /%	数量 /(10 ⁸ m ³)	占比 /%	数量 /(10 ⁸ m ³)	占比 /%	数量 /(10 ⁸ m ³)	占比 /%	
补给项	降水入渗	14.66	72.87	16.95	78.69	9.13	67.35	13.56	69.96	10.83	76.33
	井灌回归	2.49	12.38	2.06	9.56	1.66	12.22	1.59	8.22	0.47	3.31
	渠灌入渗	0.18	0.89	0.15	0.70	0.22	1.62	0.10	0.49	0.02	0.14
	渠系渗漏	0.46	2.29	0.39	1.81	0.55	4.03	0.26	1.32	0.05	0.35
	河道渗漏	0.57	2.83	0.45	2.09	0.42	3.10	1.79	9.26	0.50	3.52
	白洋淀渗漏	0.22	1.09	0.00	0.00	0.04	0.31	0.01	0.06	0.25	1.76
	侧向流入	1.54	7.65	1.54	7.15	1.54	11.37	2.07	10.69	2.07	14.59
合计	20.12	100	21.54	100	13.56	100	19.38	100	14.19	100	
排泄项	侧向流出	0.35	1.65	0.35	1.28	1.61	5.13	1.35	5.18	1.35	8.78
	人工开采	20.70	97.36	27.10	98.02	29.74	94.87	24.71	94.82	14.03	91.22
	潜水蒸发	0.21	0.99	0.19	0.70						
	合计	21.26	100	27.65	100	31.35	100	26.06	100	15.38	100
地下水储存量的变化量	-1.14		-6.11		-17.79		-6.68		-1.19		

注: 表中空白表示未测, 其余表中空白同此解释。

2.2 研究方法

2.2.1 水均衡法

根据已知地下水均衡要素数据, 利用水均衡法计算地下水储存量的变化量, 分析不同年份地下水均衡要素的变化。

$$\Delta Q = Q_{\text{补}} - Q_{\text{排}} \quad (1)$$

$$Q_{\text{补}} = Q_{\text{降水入渗}} + Q_{\text{井灌回归}} + Q_{\text{渠灌入渗}} + Q_{\text{渠系渗漏}} + Q_{\text{河道渗漏}} + Q_{\text{白洋淀渗漏}} + Q_{\text{侧向流入}} \quad (2)$$

$$Q_{\text{排}} = Q_{\text{人工开采}} + Q_{\text{侧向流出}} + Q_{\text{潜水蒸发}} \quad (3)$$

其中, ΔQ 为地下水储存量的变化量, 式中所涉及的水均衡要素的单位均为 $10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ 。

2.2.2 主因子分析法

主因子分析是在众多的因素中, 从原始变量相关矩阵内部的依赖关系出发, 把一些具有错综复杂关系的变量表示成少数的公共因子和仅对某一个变量有作用的特殊因子的线性组合。研究的关键是从数据中提取对变量起解释作用的少数公共因子^[29], 具体步骤为:

(1) 采用标准差法对 1975、1985、2006、2011、2019 年的数据进行标准化处理。

(2) 对标准化的数据进行处理, 得出其相关系数矩阵 R , 进行 KMO(Kaiser-Meyer-Okin) 和 Bartlett 球形统计量检验, 当 2 组数据的 KMO 值小于等于 0.5 时, 对其进行剔除, 当检验 2 组数据 KMO 值均大于 0.5, 可进行因子分析。

(3) 计算主成分特征值 λ_i , 方差贡献率 $e_i = \lambda_i / \sum \lambda_i$ 及累积贡献率 $E_m = \sum e_i$ 。累积贡献率反映的是前 n 个主成分总的贡献率, E_m 越大表明综合信息的能力越强。选取累积贡献率大于 85% 或者特征值大于 1 的因子作为主成分。

(4) 计算出 1975—2019 年的主因子载荷矩阵, 根据主因子载荷矩阵确定出前 n 个主成分, 根据特征向量及专业知识对其进行合理解释。

2.2.3 开采系数法

为了确定研究区地下水资源的压采量范围, 根据水量平衡原理, 地下水的压采量可表示为:

$$Q_{\text{压采}} = Q_{\text{实际开采}} - Q_{\text{可采资源}} \quad (4)$$

式中: $Q_{\text{压采}}$ ——地下水资源的压采量/($10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$);

$Q_{\text{实际开采}}$ ——地下水资源的实际开采量/($10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$);

$Q_{\text{可采资源}}$ ——生态约束下的地下水可开采资源量/($10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$)。

地下水的实际开采量已知, 需要确定地下水可开采资源量。假设将地下水位控制在一个合理的区间, 在这个区间内可达到地下水资源开发利用与生态环境协调发展, 将该区间内的地下水水位设为生态水位, 其对应的天然补给量为生态水位下的天然补给量。为了计算地下水可开采资源量, 引入参数 α 值, 本文认为历史平均开采量与生态水位下的平均天然补给量的比值为开采系数 α :

$$\alpha = \frac{Q_{\text{历史平均开采量}}}{Q_{\text{生态水位下的平均天然补给量}}} \quad (5)$$

式中: $Q_{\text{历史平均开采量}}$ ——历史多年平均地下水开采资源量/ (10^8 m^3) , 取 1959—1982 年多年平均值;

$Q_{\text{生态水位下的平均天然补给量}}$ ——历史多年平均地下水天然补给量/ (10^8 m^3) 。

当 $\alpha \geq 1$, 表示天然补给量全部被开采; 当 $\alpha = 0$, 表示天然补给量没有被开采; 当 $0 < \alpha < 1$, 表示部分天然补给量被开采。

根据水均衡原理, 地下水可采资源量为:

$$Q_{\text{可采资源}} = \Delta Q_{\text{补}} + \Delta Q_{\text{排}} + \mu F \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (6)$$

式中: $\mu F \frac{\Delta h}{\Delta t}$ ——含水层储存量的变化量/ $(10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1})$ 。

其中, $\Delta Q_{\text{补}}$ 是开采时袭夺的各种额外补给量, 研究区内的 $\Delta Q_{\text{补}}$ 很小, 不予考虑; $\Delta Q_{\text{排}}$ 是含水系统因开采而减少的天然排泄量, 也称为开采截取量, 这部分水量的最大极限等于天然排泄量, 在多年平均意义上接近于天然补给量^[30]。

因此, 地下水资源可开采量可表示为:

$$\begin{aligned} Q_{\text{可采资源}} &= \Delta Q_{\text{排}} + \mu F \frac{\Delta h}{\Delta t} = Q_{\text{生态水位下的平均天然补给量的减少量}} + \mu F \frac{\Delta h}{\Delta t} \\ &= \alpha Q'_{\text{生态水位下的天然补给量}} + \mu F \frac{\Delta h}{\Delta t} \end{aligned} \quad (7)$$

式中: $Q'_{\text{生态水位下的天然补给量}}$ ——多年平均地下水资源天然补给量/ (10^8 m^3) , 取 1975—2019 年多年平均值。

3 结果

3.1 地下水均衡要素变化特征

根据水均衡法计算结果, 典型年份 1975 年(枯水年)、1985 年(丰水年)、2006 年(枯水年)、2011 年(丰水年)、2019 年(平水年)研究区地下水储存变化量分别为 -1.14×10^8 , -6.11×10^8 , -17.79×10^8 , -6.68×10^8 , $-1.19 \times 10^8 \text{ m}^3$, 均为负均衡状态。

从地下水资源补排项要素动态变化分析, 补给量的整体变化趋势为先下降后上升, 排泄量的总体变化趋势则为先上升后下降。各均衡要素情况如表 1 和表 2 所示, 在补给项中, 降水入渗、井灌回归和侧向流入的占比较大。1975—2019 年, 降水入渗呈现先上升后下降的变化趋势; 井灌回归量持续下降, 2019 年相较于 2011 年, 减小幅度最大, 为 70.50%; 侧向流入量先增加后减少, 2006 年相较于 1985 年、2011 年相

于 2006 年, 增加幅度分别为 0.13%、34.36%; 其他各补给项要素变幅如表 2 所示。在排泄项中, 人工开采占比最多, 整体变化呈先上升后下降的趋势, 1985 年相较于 1975 年、2006 年相较于 1985 年, 人工开采量分别上升 30.92%、9.74%, 其中, 2006 年的人工开采量达到最大值($29.74 \times 10^8 \text{ m}^3$); 2011 年相对于 2006 年、2019 年相对于 2011 年人工开采量分别下降 16.91%、43.22%。

表 2 研究区浅层地下水均衡要素变化
Table 2 Changes of groundwater balance elements of the shallow groundwater in the study area

均衡要素	变幅/%				
	1975—1985	1985—2006	2006—2011	2011—2019	
补给项	降水入渗	15.62	-46.14	48.53	-20.14
	井灌回归	-17.27	-19.54	-3.86	-70.50
	渠灌入渗	-16.67	46.67	-56.73	-78.99
	渠系渗漏	-15.22	40.00	-53.21	-80.43
	河道渗漏	-21.05	-6.67	327.34	-72.14
	白洋淀渗漏	-100.00		-72.00	2 000.84
	侧向流入	0.00	0.13	34.36	-0.09
排泄项	侧向流出	1.29	353.99	-16.06	-0.07
	人工开采	30.92	9.74	-16.91	-43.22
	潜水蒸发	-7.90	-100.00		

3.2 均衡要素变化的驱动力识别

采用因子分析法分析地下水均衡要素变化的主导要素, 1975—2019 年影响补给项的主要驱动因子的特征值及贡献率如表 3 所示, 主要驱动因子对应的载荷矩阵见表 4。

表 3 补给项主要驱动因子特征
Table 3 Initial eigenvalue, contribution rate and cumulative contribution rate of the main driving factors of recharge items

成分	初始特征值	贡献率/%	累积贡献率/%
成分1	3.818	54.54	54.54
成分2	1.587	22.66	77.20
成分3	1.162	16.60	93.80

表 4 补给项主要驱动因子载荷矩阵
Table 4 Load matrix of the main driving factors of recharge items

均衡要素	成分1	成分2	成分3
降水入渗	0.348	-0.064	0.935
井灌回归	0.906	-0.011	0.295
渠灌入渗	0.957	0.063	-0.309
渠系渗漏	0.957	0.068	-0.277
河道渗漏	-0.131	0.940	-0.039
白洋淀渗漏	-0.448	-0.751	-0.127
侧向流入	-0.919	0.355	0.105

根据表 3 和表 4 可知,在地下水的补给项中,初始特征值大于 1 的有 3 个因子。第 1 个因子与井灌回归、渠灌入渗和渠系渗漏呈明显正相关,这些均衡要素均与农田灌溉密切相关,故该因子为农田灌溉因子,贡献率为 54.54%。第 2 主因子为河道渗漏,贡献率为 22.66%,即河道径流入渗量也是地下水补给量发生变化的关键要素。第 3 主因子是降水入渗,贡献率为 16.60%,尽管降水入渗是地下水补给的重要来源,但近几十年来研究区大气降水基本稳定^[31-32],故该因子对地下水补给量变化的影响相对较小。3 个因子累积贡献率达到 93.80%。排泄项的要素只有 3 个,无需采用因子分析法,根据地下水排泄项变化的结果可得人工开采为主要因素。

4 讨论

4.1 地下水均衡要素变化的水文生态效应

4.1.1 局部水循环加快

保定平原地下水均衡要素变化的正效应为局部水循环变快。降水入渗通过包气带补给地下水,参与大气水-土壤水-地下水“三水”转化过程^[33],除了入渗补给地下水的水量外,还有一部分形成了地表径流,通过河道渗漏补给地下水。受人类活动影响,当适量开采地下水时,会释放储水空间,加快包气带的入渗速率,从而加快整个水循环过程。

4.1.2 地下水水位埋深加大

1975—2019 年,地下水各均衡要素变化的直接结果是地下水的总补给量不断减少,总排泄量不断增加,导致地下水水位埋深变大,地下水水位下降,如图 3 所示。如 1975 年整个研究区平均地下水水位埋深为 5.02 m,1975—1985 年地下水水位埋深增加的速率为 0.494 m/a,到 1985 年,较原来的水位埋深增加 98.4%;1985—2006 年地下水水位埋深增速为 0.539 m/a,增加的幅度为 131.52%;2006—2011 年,水位埋深增速为

0.502 m/a,增幅变为 11.8%,呈现出缓慢加大的状态;2011—2019 年,水位埋深增加速率为 0.328 m/a,增幅为 11%,增加幅度持续变小。

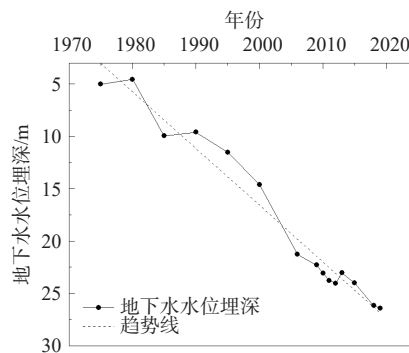


图 3 保定平原 1975—1985 年地下水水位埋深变化

Fig. 3 Variation of groundwater levels in the Baoding Plain from 1975 to 1985

4.1.3 地下水水位降落漏斗

1975 年研究区内地下水水位埋深大多介于 0~20 m 之间,研究区内形成了一亩泉漏斗和保定漏斗^[17,34],漏斗面积分别为 50.0, 43.5 km²;到 2006 年,研究区内多数区域地下水水位埋深为 10~30 m,少数区域为 40~50 m,白洋淀附近埋深较浅(5~10 m),每亩泉漏斗面积增加到 180 km²。2006—2011 年,研究区内各区域地下水水位埋深持续增加,大多数区域地下水水位埋深为 20~30 m,最大地下水水位埋深达到 40~50 m,白洋淀附近的地下水水位埋深也增加到 10~15 m,每亩泉漏斗面积增加了 28 km²(图 4)。同时,从 2000 年开始,上游各大水库开始引水入市,2000—2006 年年均引水量为 1.14×10⁸ m³;到 2006 年,人工开采地下水量减少 2.04×10⁸ m³,保定漏斗面积减小为 25.25 km²;2006—2011 年又减小了 14.45 km²^[35]。由于外调水源生态补水,研究区内地下水水位有小幅回升趋势,但区域内最大地下水水位埋深仍介于 30~40 m 之间,地下水水位降落漏斗依然存在。

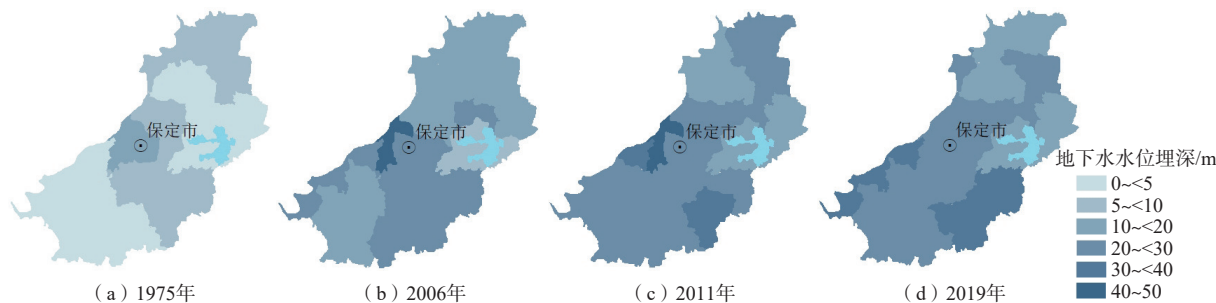


图 4 保定平原 1975、2006、2011、2019 年地下水水位埋深空间变化

Fig. 4 Spatial variation of groundwater levels in the Baoding Plain in 1975, 2006, 2011 and 2019

4.1.4 白洋淀湿地面积逐步恢复

受地下水开采量变化的影响,当地下水开采量逐渐增大时,地下水位不断下降,白洋淀湖水位开始高于地下水位,白洋淀渗漏补给地下水,导致湖面面积减少和水位下降。1970—2019年白洋淀湿地面积及湖水位变化如图5所示,整体呈先急剧下降后缓慢上升的趋势,湿地面积整体萎缩了2.42%,湖面水位下降了1.28 m,降幅为16.39%。1970—1989年,地下水开采量不断增加,白洋淀湿地面积不断萎缩,湖水位逐渐下降,1980—1989年间甚至出现了干淀期,湿地面积萎缩了83.96%,水位下降了3.34 m,降幅为42.77%;1980—1989年湿地面积平均为16.2 km²,湖面水位标高平均为4.47 m;1990年后,随着白洋淀生态补水工程的实施,湿地面积逐步增加,水位也呈现回升趋势,2018年白洋淀湿地面积已经达到140 km²,水位上升到7.4 m。

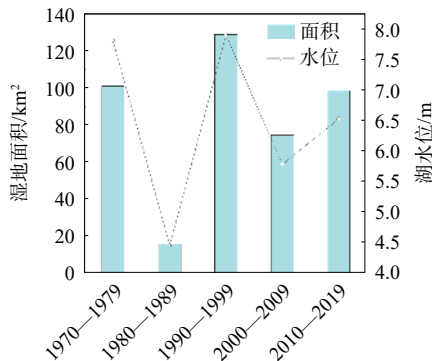


图5 白洋淀湖泊湿地面积和湖水位变化

Fig. 5 Water level change of the Baiyangdian Lake wetland area

4.2 地下水均衡要素演变驱动力分析

由主因子分析结果可知,影响保定平原地下水均衡变化的主要要素是井灌回归、渠系渗漏、河道渗漏、降水入渗和人工开采,根据各成分贡献率可知,人类活动的贡献率为77.20%,气候变化的贡献率为16.60%,人类活动的影响大于气候变化,这与前人对华北平原的研究结果相吻合^[33,36-37]。前人对新疆玛纳斯地区地下水动态变化的研究表明,引起地下水均衡变化的主要要素是渠系渗漏、田间灌溉入渗、河道渗漏和地下水开采^[10-12],这些要素受人类活动主导。相似的研究结果说明,近些年在地下水均衡变化的过程中,人类活动为影响地下水均衡变化的主要诱因。

4.2.1 人类活动驱动下的地下水均衡要素演变分析

(1) 渠道引水和防渗对渠系渗漏量的影响

1983—1987年白洋淀处于干淀期,为了缓解白

洋淀干淀危机^[38-39],开始从山区内各大水库向白洋淀实施引水工程,经过多个干渠汇入白洋淀^[40],渠首引水量变化如图6所示,1981年引水量较少,为 $0.13 \times 10^8 \text{ m}^3$,1981年以后,引水量不断加大。1985—2006年,渠首引水量增加 $1.00 \times 10^8 \text{ m}^3$,渠系渗漏量增加 $0.16 \times 10^8 \text{ m}^3$;2006—2011年,渠首引水量减少 $0.53 \times 10^8 \text{ m}^3$,渠系渗漏量减少 $0.29 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。2014年南水北调引水工程建成投入使用,虽然引水量增加为 $1.19 \times 10^8 \text{ m}^3$,但随着渠道防渗技术的提高,以及对渠道维护的加强,渠系水利用系数提高,渠道渗漏能力下降,渗漏补给地下水减少为 $0.21 \times 10^8 \text{ m}^3$,渠系渗漏量的变化受渠首引水和渠道防渗的共同驱动。

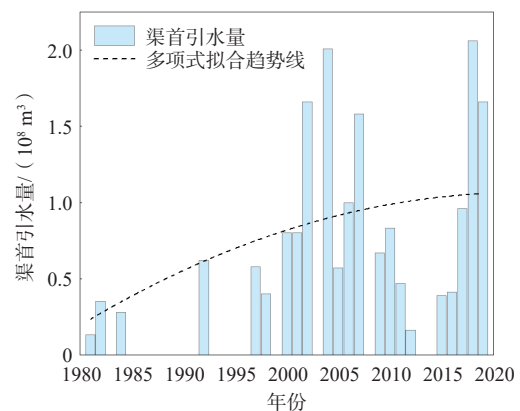


图6 1980—2019年研究区内渠首引水量变化

Fig. 6 Changes of water diversion volume of the canal head in the study area from 1975 to 2019

(2) 河流径流变化对河道渗漏量的影响

不同水文站点的径流量变化趋势相同,整体均呈下降趋势,如图7所示。1975年各个水文站的径流量最大,新盖房水文站的年径流量达到了 $7.03 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。1975—1985年,地方政府开始加固和扩建研究区上游各大、中型水库,导致上游来水量减少,各个水文站年径流量平均减少 $3.1 \times 10^8 \text{ m}^3$,河道年渗漏量减少 $0.12 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。1990年后,白洋淀附近的主要河道开展整治工作,河道硬质化现象突出,多条河流出现了断流现象,各个水文站年径流量平均减少 $1.38 \times 10^8 \text{ m}^3$,河道年渗漏量减少 $0.03 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。2010年以后,受白洋淀补水工程影响,上游来水量变大,河道径流量增加 $1.33 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,河道渗漏量增加 $0.08 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。

(3) 耕地面积和节水灌溉面积对地下水开采量的影响

保定平原农业灌溉地下水水源占地下水开采量的80%以上,由图8、9可知,农业灌溉地下水开采量

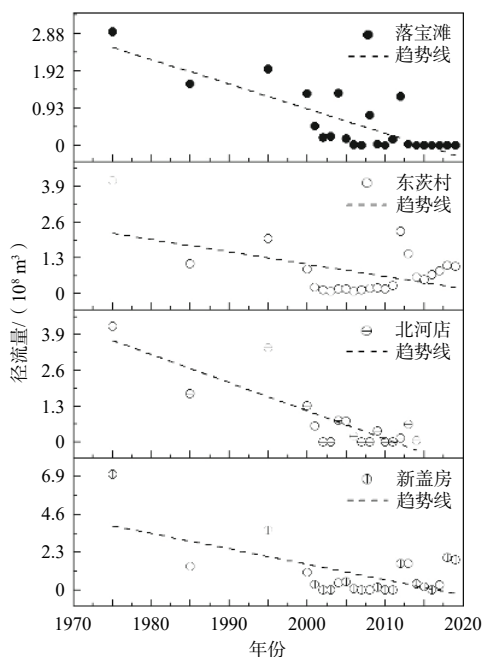


图 7 1975—2019 年研究区内不同水文站径流量变化

Fig. 7 Runoff variations of different hydrological stations in the study area from 1975 to 2019

呈先上升后下降的趋势,耕地面积和节水灌溉面积变化趋势与地下水开采量具有较好的相关关系。1975—2019 年耕地面积和节水灌溉面积变化如图 8、图 9 所示,耕地面积整体呈现先上升后下降的趋势,1975 年研究区内耕地面积为 8 447.71 km²,1975—1985、1985—2006 年耕地面积分别增加 379.57、36.33 km²,增幅分别

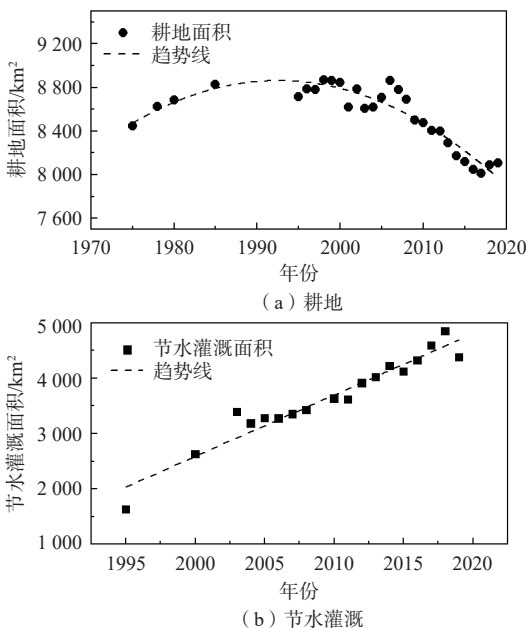


图 8 研究区内耕地面积变化和节水灌溉面积变化

Fig. 8 Changes in arable land area and water-saving irrigation area in the study area

为 4.49%、0.41%。地下水开采量在 1975—2006 年也持续增加,增加幅度与耕地面积增幅相差不大,两者变幅基本一致。2006—2011 和 2011—2019 年耕地面积分别减少 457.69、299.25 km²,减小幅度分别为 5.16%、3.56%。20 世纪 90 年代开始逐渐引入喷滴灌、低压灌溉、渠道防渗等节水灌溉技术^[4],节水灌溉面积不断增加。2006—2011、2011—2019 年节水灌溉面积分别增加 341.19、761.8 km²,增加幅度分别为 10.43%、21.09%。因此 20 世纪 90 年代后,耕地面积减少和节水灌溉面积增加共同驱动地下水开采量的演变。

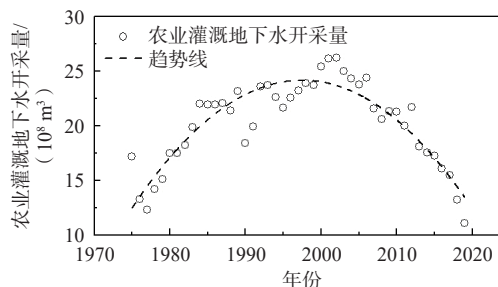


图 9 1975—2019 年研究区内农业灌溉地下水开采量变化

Fig. 9 Changes in groundwater extraction for agricultural irrigation in the study area from 1975 to 2019

4.2.2 降水变化驱动下的地下水均衡要素演变分析

由 1975—2019 年降水量可知,降水量整体呈下降趋势,但变幅不明显,如图 10 所示。1975—1985 年降水量增加 225.6 mm,降水入渗量增加 2.29×10⁸ m³。1995—2000 年期间出现了干旱年份^[32],降水量开始减少。1985—2006 年降水量减少 225.5 mm,降水入渗补给地下水水量减少 7.82×10⁸ m³。2006—2011 年降水量增加 281.1 mm,降水入渗补给量增加 4.43×10⁸ m³。2011—2019 年降水量减少 127.3 mm,降水入渗补给量减少 2.73×10⁸ m³。受人工开采地下水的影响,地下水水位大幅度下降,包气带水分截流能力增强,导致降水入渗补给量变少。

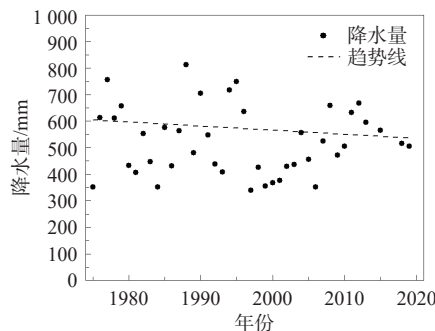


图 10 1975—2019 年研究区降水量变化

Fig. 10 Rainfall variation of the study area from 1975 to 2019

4.3 基于生态的地下水资源开采调控

在自然因素和人为因素的共同作用下,地下水均衡要素发生了变化,引起了一系列的水文生态负效应,需对地下水开采进行合理调控。

1959—1982年间,地下水开采量较小、采补平衡,地下水与河水和白洋淀之间的转化关系基本保持天然状态;在此期间地下水开采量对研究区的地下水环境影响很小,生态格局未发生大的变化,地下水流场基本维持天然状态^[26]。因此认为该时间段内的地下水水位为生态水位。

生态水位下的地下水开采资源量多年平均为 $9.94 \times 10^8 \text{ m}^3$ (1959—1982年),地下水资源天然补给量多年平均为 $15.53 \times 10^8 \text{ m}^3$ (1959—1982年)。利用式(5)计算得到开采系数 α 为0.64。1959—1982年期间地下水开采量对研究区的地下水环境影响很小,因此,在此期间地下水流场基本维持天然状态^[26],故认为该开采系数为维持保定平原地下水生态水位的最优开采系数。地下水资源天然补给量为 $9.94 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ (1975—2019年),结合式(7)得到研究区的可开采资源量为 $8.89 \times 10^8 \sim 11.35 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,即为生态约束下的地下水可开采量。2004年,保定市第二次水资源评价中计算得到的保定平原的地下水可开采量为 $15.34 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。与前人评价结果相比,生态水位约束下的地下水可开采量偏小。

在地下水开采比较严重的区域,已形成较大的地下水水位降落漏斗,为了恢复该区域稳定的生态格局,地下水可采资源量只能达到计算结果的最小值;对于受人类活动影响较小且地下水资源较为丰富的区域,在维持生态格局稳定的前提下,地下水可采资源量可以达到计算结果的最大值。

2019年研究区实际开采量为 $14.03 \times 10^8 \text{ m}^3$,在实际开采情况的基础上,压采量为 $2.68 \times 10^8 \sim 5.14 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。根据各行政区的多年平均(1975—2019年)地下水天然补给量,利用式(7)计算得到各行政区的地下水资源量可开采范围,对比2019年各行政区的实际地下水开采量,通过式(4)计算得到各行政区的地下水压采量。计算结果如图11所示,定兴、清苑、定州是最需要进行地下水压采的地区,地下水资源的压采量为 $4\,000 \times 10^4 \sim 5\,000 \times 10^4 \text{ m}^3$;其次是涿州;压采量较小的地区主要位于太行山前,压采量为 $500 \times 10^4 \sim 1\,000 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。

对于农灌区,通过优化灌溉方式,压采地下水资源量,如在白洋淀附近地下水水位相对较高的地区,采

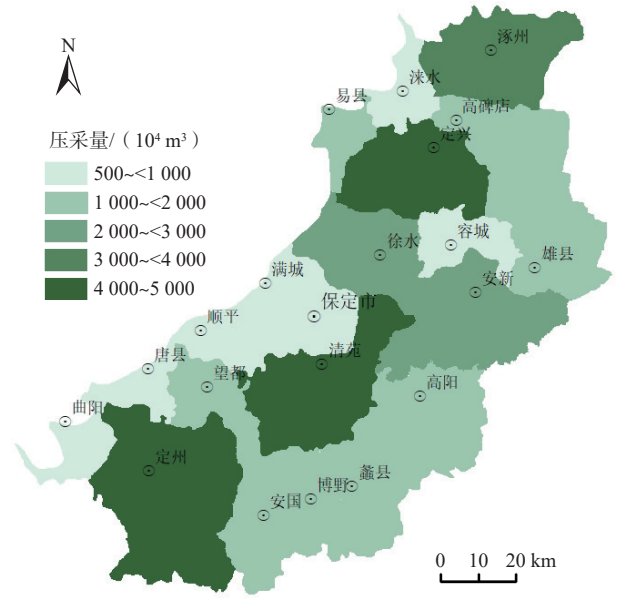


图 11 研究区内各行政区地下水压采范围

Fig. 11 Groundwater compression exploitation scope of each administrative region in the study area

用先进的节水技术可合理利用地下水进行灌溉。对于地下水开采量接近可开采量的区域,或者开采地下水可能引发地质灾害或者生态损害的区域,划定地下水限采区^[42];根据水利部划定的禁采区,对于已发生严重的地面沉降、地裂缝等地质灾害区域,应当划为地下水禁采区,并杜绝利用地下水进行灌溉,可采用地表水以大水漫灌的方式进行灌溉,以促进地下水水位的恢复,涵养地下水源。

5 结论

(1)自1975年以来,保定平原的地下水补给量小于排泄量,属于负均衡状态,地下水水位变化呈先急剧下降后缓慢上升趋势。通过因子分析法分析了1975—2019年补给项的变化,得出井灌回归、渠灌入渗和渠系渗漏的贡献率为54.54%,河道渗漏的贡献率为22.66%,降水入渗的贡献率为16.60%。排泄项的主要变化要素是人工开采。地下水均衡要素的变化造成研究区的地下水水位埋深持续增加,形成地下水水位降落漏斗。白洋淀湿地面积整体萎缩2.42%、水位整体下降1.28 m。

(2)生态补水工程的实施以及渠道防渗技术的提高使得1985—2019年的渠系渗漏量先增加后减少。河道以及上游水库的加固和维护导致1975—2006年的河道渗漏量不断减少。白洋淀生态补水工程实施后,2006—2019年的河道渗漏量逐渐增加。耕地面积

的增加使得 1975—2006 年的地下水开采量不断增加。1990 年以后,耕地面积的减少和节水灌溉面积的增加驱动地下水开采量不断变小。

(3)生态水位约束下的多年平均地下水可开采资源量为 $8.89 \times 10^8 \sim 11.35 \times 10^8 \text{ m}^3$,在现有地下水资源量开采基础上,2019 年的地下水资源压采量为 $2.68 \times 10^8 \sim 5.14 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

参考文献 (References) :

- [1] WADA Y, VAN BEEK L P H, VAN KEMPEN C M, et al. Global depletion of groundwater resources[J]. *Geophysical Research Letters*, 2010, 37(20): 1 – 5.
- [2] TAYLOR R G, SCANLON B, DÖLL P, et al. Groundwater and climate change[J]. *Nature Climate Change*, 2013, 3(4): 322 – 329.
- [3] SIEBERT S, BURKE J, FAURES J M, et al. Groundwater use for irrigation: A global inventory[J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(10): 1863-1880.
- [4] ALLEY W M, HEALY R W, LABAUGH J W, et al. Flow and storage in groundwater systems[J]. *Science*, 2002, 296(5575): 1985 – 1990.
- [5] 陈飞,徐翔宇,羊艳,等.中国地下水资源演变趋势及影响因素分析[J].*水科学进展*, 2020, 31(6): 811 – 819. [CHEN Fei, XU Xiangyu, YANG Yan, et al. Investigation on the evolution trends and influencing factors of groundwater resources in China[J]. *Advances in Water Science*, 2020, 31(6): 811 – 819. (in Chinese with English abstract)]
- [6] 刘昶,郑明霞,孙源媛,等.河道硬化对傍河地下水源补给结构及范围的影响[J].*环境科学研究*, 2020, 33(12): 2820 – 2828. [LIU Chang, ZHENG Mingxia, SUN Yuanyuan, et al. Effects of river hardening on recharging structure and range of riverside groundwater source field[J]. *Research of Environmental Sciences*, 2020, 33(12): 2820 – 2828. (in Chinese with English abstract)]
- [7] 柴政,玉米提·哈力克,苟新华,等.新疆柴窝堡水源地地下水超采引发的环境问题[J].*水土保持研究*, 2008, 15(5): 132 – 135. [CHAI Zheng, UMUT Halik, GOU Xinhua, et al. Environmental problems caused by excessive exploitation of groundwater at chaiwopu source in Xinjiang[J]. *Research of Soil and Water Conservation*, 2008, 15(5): 132 – 135. (in Chinese with English abstract)]
- [8] 郭晓东,王晓光,刘强,等.松花江—辽河流域地下水资源及其生态环境问题[J].*中国地质*, 2021, 48(4): 1062 – 1074. [GUO Xiaodong, WANG Xiaoguang, LIU Qiang, et al. Groundwater resources and ecological environment in Songhua River-Liaohe River Basin[J]. *Geology in China*, 2021, 48(4): 1062 – 1074. (in Chinese with English abstract)]
- [9] WANG Wenke, ZHANG Zaiyong, DUAN Lei, et al. Response of the groundwater system in the Guanzhong Basin (central China) to climate change and human activities[J]. *Hydrogeology Journal*, 2018, 26(5): 1429 – 1441.
- [10] 管春兴,张虹波,王战,等.玛纳斯河流域山前平原区地下水资源动态变化分析[J].*水利水电技术*, 2019, 50(3): 1 – 9. [GUAN Chunxing, ZHANG Hongbo, WANG Zhan, et al. Dynamic change analysis on groundwater resources in piedmont plain of Manas River Basin[J]. *Water Resources and Hydropower Engineering*, 2019, 50(3): 1 – 9. (in Chinese with English abstract)]
- [11] 丁启振,周金龙,杜明亮,等.新疆石河子—昌吉地区 2016—2020 年地下水水位动态特征分析[J].*灌溉排水学报*, 2022, 41(2): 109 – 117. [DING Qizhen, ZHOU Jinlong, DU Mingliang, et al. Spatiotemporal variation of groundwater table from 2016 to 2020 in Shihezi-Changji of Xinjiang[J]. *Journal of Irrigation and Drainage*, 2022, 41(2): 109 – 117. (in Chinese with English abstract)]
- [12] 霍世璐,王文科,段磊,等.霍城县地下水资源构成变化及驱动力分析[J].*水文地质工程地质*, 2020, 47(2): 51 – 59. [HUO Shilu, WANG Wenke, DUAN Lei, et al. An analysis of groundwater resources composition and driving force in Huocheng County[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2020, 47(2): 51 – 59. (in Chinese with English abstract)]
- [13] 费宇红,张兆吉,张凤娥,等.华北平原地下水水位动态变化影响因素分析[J].*河海大学学报(自然科学版)*, 2005, 33(5): 538 – 541. [FEI Yuhong, ZHANG Zhaoji, ZHANG Fenge, et al. Factors affecting dynamic variation of groundwater level in North China Plain[J]. *Journal of Hohai University(Natural Sciences)*, 2005, 33(5): 538 – 541. (in Chinese with English abstract)]
- [14] 张光辉,费宇红,刘春华,等.华北平原灌溉用水强度与地下水承载力适应性状况[J].*农业工程学报*, 2013, 29(1): 1 – 10. [ZHANG Guanghui, FEI Yuhong, LIU Chunhua, et al. Adaptation between irrigation intensity and groundwater carrying capacity in North China Plain[J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 2013, 29(1): 1 – 10. (in Chinese with English abstract)]

- [15] SHIMA N, HOSSEIN A, ALI N Z. Determination of water balance equation components in irrigated agricultural watersheds using SWAT and MODFLOW models: A case study of Samalqan plain in Iran[J]. *Journal of Groundwater Science and Engineering*, 2022, 10(1): 44 – 56.
- [16] 吴彬,杜明亮,穆振侠,等. 1956—2016年新疆平原区地下水资源量变化及其影响因素分析[J]. *水科学进展*, 2021, 32(5): 659 – 669. [WU Bin, DU Mingliang, MU Zhenxia, et al. Analysis on the variation of groundwater resources and influencing factors in Xinjiang plain area from 1956 to 2016[J]. *Advances in Water Science*, 2021, 32(5): 659 – 669. (in Chinese with English abstract)]
- [17] 沈蕊蕊,吕树萍,杜明亮,等. 新疆奎屯河流域平原区地下水资源量演变情势[J]. *干旱区研究*, 2020, 37(4): 839 – 846. [SHEN Ruixin, LYU Shuping, DU Mingliang, et al. Analysis of groundwater resources evolution in the Plains of Kuytun River Basin[J]. *Arid Zone Research*, 2020, 37(4): 839 – 846. (in Chinese with English abstract)]
- [18] 张文鸽,侯胜玲,殷会娟. 内蒙古河套灌区地下水埋深时空变化及其驱动因素[J]. *节水灌溉*, 2020(7): 36 – 40. [ZHANG Wenge, HOU Shengling, YIN Huijuan. Spatial and temporal variation of groundwater depth and its driving factors in Hetao irrigation district of Inner Mongolia[J]. *Water Saving Irrigation*, 2020(7): 36 – 40. (in Chinese with English abstract)]
- [19] 杨会峰,曹文庚,支传顺,等. 近40年来华北平原地下水位演变研究及其超采治理建议[J]. *中国地质*, 2021, 48(4): 1142 – 1155. [YANG Hui Feng, CAO Wengeng, ZHI Chuanshun, et al. Evolution of groundwater level in the North China Plain in the past 40 years and suggestions on its overexploitation treatment[J]. *Geology in China*, 2021, 48(4): 1142 – 1155. (in Chinese with English abstract)]
- [20] WANG Shiqin, SONG Xianfang, WANG Qinxue, et al. Shallow groundwater dynamics in North China Plain[J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2009, 19(2): 175 – 188.
- [21] 王仕琴,宋献方,王勤学,等. 华北平原地下水位微动态变化周期特征分析[J]. *水文地质工程地质*, 2014, 41(3): 6 – 12. [WANG Shiqin, SONG Xianfang, WANG Qinxue, et al. An analysis of period features of groundwater micro-dynamics in the North China Plain[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2014, 41(3): 6 – 12. (in Chinese with English abstract)]
- [22] 郭海朋,李文鹏,王丽亚,等. 华北平原地下水位驱动下的地面沉降现状与研究展望[J]. *水文地质工程地质*, 2021, 48(3): 162 – 171. [GUO Haipeng, LI Wenpeng, WANG Liya, et al. Present situation and research prospects of the land subsidence driven by groundwater levels in the North China Plain[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2021, 48(3): 162 – 171. (in Chinese with English abstract)]
- [23] 赵玉峰,罗专溪,于亚军,等. 京津冀西北典型区域地下水位时空演变及驱动因素[J]. *自然资源学报*, 2020, 35(6): 1301 – 1313. [ZHAO Yufeng, LUO Zhuanxi, YU Yajun, et al. Spatio-temporal changes of groundwater level and its driving factors in a typical region of Beijing-Tianjin-Hebei region, China[J]. *Journal of Natural Resources*, 2020, 35(6): 1301 – 1313. (in Chinese with English abstract)]
- [24] 张福洋,程伍群,冉红达. 保定市平原区地下水位变化规律及影响因素分析[J]. *水电能源科学*, 2017, 35(8): 128 – 132. [ZHANG Fuyang, CHENG Wuqun, RAN Hongda. Variation of groundwater level and its influencing factors analysis in plain area of Baoding City[J]. *Water Resources and Power*, 2017, 35(8): 128 – 132. (in Chinese with English abstract)]
- [25] 赵瑞科. 基于生态约束的保定市平原区地下水资源承载力研究[D]. 郑州: 华北水利水电大学, 2018. [ZHAO Ruike. Study on groundwater resource carrying capacity in plain area of Baoding City based on ecological constraints[D]. Zhengzhou: North China University of Water Resources and Electric Power, 2018. (in Chinese with English abstract)]
- [26] 靳博文,王文科,段磊,等. 保定平原区地下水生态水位阈值的探讨[J]. *水文地质工程地质*, 2022, 49(5): 166 – 175. [JIN Bowen, WANG Wenke, DUAN Lei, et al. Discussion on ecological water level threshold of groundwater in Baoding Plain area[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2022, 49(5): 166 – 175. (in Chinese with English abstract)]
- [27] 田晓华,冯创业,张增勤,等. 京津冀协同发展(保定市平原区)地质环境保护调查评价[R]. 石家庄: 河北省地矿局水文地质勘察院, 2017. [TIAN Xiaohua, FENG Chuangye, ZHANG Zengqin, et al. Investigation and evaluation of geological environment guarantee for the coordinated development of Beijing, Tianjin and Hebei (plain area of Baoding City)[R]. Shijiazhuang: Hydrogeological Survey Institute of Hebei Bureau of Geology and Mineral Resources, 2017. (in Chinese)]

- [28] 孟素花, 费宇红, 张兆吉, 等. 50年来华北平原降水入渗补给量时空分布特征研究[J]. 地球科学进展, 2013, 28(8): 923 - 929. [MENG Suhua, FEI Yuhong, ZHANG Zhaoji, et al. Research on spatial and temporal distribution of the precipitation infiltration amount over the past 50 years in North China plain[J]. Advances in Earth Science, 2013, 28(8): 923 - 929. (in Chinese with English abstract)]
- [29] 潘恒健. 小清河济南段水质主因子分析[J]. 济南大学学报(自然科学版), 2008, 22(1): 107 - 109. [PAN Hengjian. Characteristics of water quality by principal factor analysis[J]. Journal of University of Jinan (Science and Technology), 2008, 22(1): 107 - 109. (in Chinese with English abstract)]
- [30] 梁秀娟, 迟宝明, 王文科, 等. 专门水文地质学[M]. 北京: 科学出版社, 2016. [LIANG Xiujunan, CHI Baoming, WANG Wenke, et al. Special hydrogeology[M]. Beijing: Science Press, 2016. (in Chinese)]
- [31] 李苗, 严思睿, 刘强, 等. 白洋淀流域径流过程对极端气象干旱的响应分析[J]. 环境工程, 2020, 38(10): 14 - 20. [LI Miao, YAN Sirui, LIU Qiang, et al. Analysis on streamflow processes response to extreme meteorological drought in the Baiyangdian Basin, China[J]. Environmental Engineering, 2020, 38(10): 14 - 20. (in Chinese with English abstract)]
- [32] 徐俏, 程伍群, 孙童, 等. 气候因素对白洋淀上游主要河流径流的影响[J]. 河北农业大学学报, 2019, 42(2): 110 - 115. [XU Qiao, CHENG Wuqun, SUN Tong, et al. The influence of climate factors on runoff of major rivers in upper reaches of Baiyangdian Lake[J]. Journal of Hebei Agricultural University, 2019, 42(2): 110 - 115. (in Chinese with English abstract)]
- [33] 王政友. 降水入渗补给地下水滞后时间分析探讨[J]. 水文, 2011, 31(2): 42 - 45. [WANG Zhengyou. Discussion on lag time of rainfall penetration recharge to groundwater[J]. Journal of China Hydrology, 2011, 31(2): 42 - 45. (in Chinese with English abstract)]
- [34] LI Xi, YAN Li, LU Lijun, et al. Adjacent-track InSAR processing for large-scale land subsidence monitoring in the Hebei plain[J]. Remote Sensing, 2021, 13(4): 795.
- [35] FEI Yuhong, ZHANG Zhaoji, QIAN Yong, et al. Assessment on leading factors for dropping of shallow ground water level[C]//2011 International Symposium on Water Resource and Environmental Protection. Xi'an: IEEE, 2011: 227 - 232.
- [36] 赖冬蓉, 陈益平, 秦欢欢, 等. 变化环境对华北平原地下水可持续利用的影响研究[J]. 水资源与水工程学报, 2021, 32(5): 48 - 55. [LAI Dongrong, CHEN Yiping, QIN Huanhuan, et al. Impacts of changing environment on sustainable utilization of groundwater in the North China Plain[J]. Journal of Water Resources and Water Engineering, 2021, 32(5): 48 - 55. (in Chinese with English abstract)]
- [37] 费宇红, 张兆吉, 张凤娥, 等. 气候变化和人类活动对华北平原水资源影响分析[J]. 地球学报, 2007, 28(6): 567 - 571. [FEI Yuhong, ZHANG Zhaoji, ZHANG Feng'e, et al. An analysis of the influence of human activity and climate change on water resources of the North China plain[J]. Acta Geoscientia Sinica, 2007, 28(6): 567 - 571. (in Chinese with English abstract)]
- [38] ZHUANG Changwei, OUYANG Zhiyun, XU Weihua, et al. Impacts of human activities on the hydrology of Baiyangdian Lake, China[J]. Environmental Earth Sciences, 2011, 62(7): 1343 - 1350.
- [39] 王朝华, 王子璐, 乔光建. 跨流域调水对恢复白洋淀生态环境重要性分析[J]. 南水北调与水利科技, 2011, 9(3): 138 - 141. [WANG Zhaohua, WANG Zilu, QIAO Guangjian. Analysis of importance of inter-basin water diversion to restoration of ecological environment of Baiyangdian Lake[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2011, 9(3): 138 - 141. (in Chinese with English abstract)]
- [40] HU Shanshan, LIU Changming, ZHENG Hongxing, et al. Assessing the impacts of climate variability and human activities on streamflow in the water source area of Baiyangdian Lake[J]. Journal of Geographical Sciences, 2012, 22(5): 895 - 905.
- [41] MOIWO J P, YANG Yonghui, LI Huilong, et al. Impact of water resource exploitation on the hydrology and water storage in Baiyangdian Lake[J]. Hydrological Processes, 2010, 24(21): 3026 - 3039.
- [42] 陈晓磊, 王慧群, 陈萌, 等. 国务院政策例行吹风会聚焦《地下水管理条例》[N]. 中国水利报, 2021-11-23(002). [CHEN Xiaolei, WANG Huiqun, CHEN Meng, et al. State council policy briefing focuses on groundwater management regulations[N]. China Water Resources News, 2021-11-23(002). (in Chinese)]

编辑: 张若琳