

基于同位素技术的江苏常州市地下水可更新能力研究

苏东^{1,2}, 龚绪龙^{1,2}, 杨磊^{1,2}, 许书刚^{1,2}, 张岩^{1,2}, 吕航³, 补建伟⁴, 龚亚兵^{1,2}, 顾春生^{1,2}

(1. 江苏省地质调查研究院, 江苏 南京 210049; 2. 自然资源部地裂缝地质灾害重点实验室, 江苏 南京 210049; 3. 吉林大学新能源与环境学院, 吉林 长春 130021; 4. 中国地质大学(武汉)环境学院, 湖北 武汉 430074)

提要:【研究目的】常州市是长三角地区典型的工业化城市, 区域地下水经历了超采-禁采的周期性历史过程, 地下水动力场发生了较大程度变化, 地下水的可更新能力亟待深入研究。【研究方法】在地下水赋存条件分析的基础上, 采用同位素技术, 系统分析了常州市地下水的补径排条件和地下水年龄特征, 评价了地下水可更新能力。【研究结果】结果表明, 区域浅层地下水的¹⁸O和D较深层地下水更为富集, 在一定程度上受到蒸发作用影响, 深层地下水补给时间较早, 赋存环境相对封闭。浅层地下水基本受到了现代水入渗补给的影响, 现代水积极循环带的深度达到了40m; 深层地下水年龄<2000~25000年不等, 以古水为主。【结论】区内浅层地下水更新速率普遍大于0.1%/a, 地下水的更新受赋存条件、地表水补给、人类活动等因素控制, 地下水更新能力在中等及以上; 深层地下水更新速率普遍小于0.05%/a, 地下水的更新受古河道展布、人类开采利用等因素控制, 地下水更新能力处于较弱和弱的级别。研究成果可为常州市及长江三角洲其他地区地下水资源的保护和利用提供科学依据。

关键词: 地下水; 同位素; 地下水年龄; 可更新能力; 超采; 禁采; 水文地质调查工程; 常州市, 江苏省

创新点: 系统总结了长江三角洲典型平原区浅层和深层地下水的稳定同位素和放射性同位素特征, 分析了人类超采-禁采活动影响下区域地下水可更新能力的现状特点。

Renewability of groundwater in Changzhou, Jiangsu Province: Based on isotopic technology

SU Dong^{1,2}, GONG Xulong^{1,2}, YANG Lei^{1,2}, XU Shugang^{1,2}, ZHANG Yan^{1,2}, LÜ Hang³, BU Jianwei⁴,
GONG Yabing^{1,2}, GU Chunsheng^{1,2}

(1. Geological Survey of Jiangsu Province, Nanjing 210049, Jiangsu, China; 2. Key Laboratory of Earth Fissure Geological Disaster, Ministry of Natural Resources, Nanjing 210049, Jiangsu, China; 3. College of New Energy and Environment, Jilin University, Changchun 130021, Jilin, China; 4. School of Environmental Studies, China University of Geosciences[Wuhan], Wuhan 430074, Hubei, China)

Abstract: This paper is the result of hydrogeological survey engineering.

[Object] Changzhou is a typical industrialized city in the Yangtze River Delta. The regional groundwater there had experienced a periodic historical process of overdrafts and prohibitions of mining, resulting in a greatly change in the groundwater dynamic field. Thus, it is necessary to conduct a further study on the renewable capacity of the groundwater of Changzhou. **[Methods]** Based on the analysis of the existing hydrogeology conditions, the recharge, runoff and discharge conditions of groundwater and the characteristics of groundwater ages are systematically analyzed to evaluate the renewable capacity of groundwater using isotope technology. **[Results]** The results showed that, ¹⁸O and D of the shallow groundwater are more abundant than the deep groundwater due to the evaporation to a certain extent. The recharge time of the deep groundwater with relatively closed storage environment is earlier than that in the shallow groundwater. The shallow groundwater, basically affected by infiltration recharge of modern water, has an active circulation zone of modern water reached to a depth of 40m. As for the ages of the deep groundwater, it varies from less than 2000 to 25000 years, indicating that it is mainly composed of ancient water. **[Conclusion]** The renewal rate of the shallow groundwater is generally higher than 0.1%/a, and controlled by the storage conditions, surface water recharge and human activities, etc. Weakly, the renewal rate of the deep groundwater is generally less than 0.05%/a, and controlled by the distribution of river ancient channel, exploitation and utilization of human beings, etc. These results can provide scientific basis for protection and utilization the groundwater in Changzhou and other areas in the Yangtze River Delta.

Keywords: Groundwater; Isotope; Groundwater age; Renewability; Over-mining; no-mining; Hydrogeological survey engineering; Changzhou City, Jiangsu Province

基金项目: 江苏省地质勘查基金项目“苏锡常都市圈西部环境地质调查”(苏财建[2017]160号); 部省合作项目“苏南现代化建设示范区综合地质调查(苏财建[2016]140号)”项目共同资助。

作者简介: 苏东, 男, 1993年生, 硕士, 工程师, 主要从事同位素水文地质研究工作; E-mail: sudong1993@126.com。

Highlights: The characteristics of stable isotopes and radioisotopes of the shallow and deep groundwater in the typical plain area of the Yangtze River Delta are systematically summarized, the current characteristics of the renewable capacity of the regional groundwater under the influence of human overdraft and prohibition of mining are analyzed.

About the first author: SU Dong, male, born in 1993, engineer, mainly engaged in the study of isotope hydrogeology; E-mail: sudong1993@126.com.

Fund support: Supported by the Geological Exploration Fund of Jiangsu Province: Environmental geological survey in the West of Suzhou Wuxi Changzhou Metropolitan Area (NO [2017]160) and Ministerial and Provincial Cooperation Projects: Comprehensive geological survey of modern construction demonstration area in southern Jiangsu (NO [2016]140).

1 引言

地下水作为水资源的重要组成部分,对于社会经济具有至关重要的作用。地下水可更新能力体现了地下水在水循环过程中不断得到补充和循环利用的能力,是在一定时空尺度上地下水系统获得外界水源补给及其对水分传输能力的综合反映,也是合理开发利用地下水资源的重要依据(翟远征等,2013)。自然资源部中国地质调查局2020年发布的《全国地下水资源评价技术要求》(试行稿)中,提出了地下水“可更新储存量”和“不可更新储存量”的概念,将地下水储存量按照这两种量计算汇总,体现了地下水可更新性对于地下水资源调查评价的重要性。国务院2021年颁布的《地下水管理条例》中,将“难以更新的地下水”定义为: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,并明确提出,除部分情形外,禁止开采难以更新的地下水。上述文件均将地下水的更新性作为地下水资源评价、管理的一种重要指标,地下水可更新能力的重要性可见一斑。

同位素技术为求解现代水资源问题提供了现代化的精确手段(王东升,1989),国外学者早在上世纪九十年代便应用同位素开展了地下水更新性研究(IAEA,1996;1999;2001a;2001b;2002a;2002b),内容包括半干旱区、缺水地区地下水资源的调查与利用、城市群的含水层系统评估等工作。2001年,La Galle Salle等提出了利用 ^3H 和 ^{14}C 建立同位素数学物理模型计算地下水更新速率的方法,我国学者在此基础上,相继开展了包头平原(苏小四等,2003)、鄂尔多斯盆地(万玉玉等,2010)、华北平原(翟远征等,2012)、三江平原(张兵等,2014;苏晨等,2019)、黑河流域(阮云峰等,2015)、银川盆地(Zhong et al., 2019)等典型地区的地下水更新能力评价工作,但上述工作主要集中于我国北方地下水开采利用区。陆徐荣(2006)、姜月华(2008)等人对苏州-无锡-常州地区地下水同位素组成和地下水循环机制开展系统研究,揭示了区域地下水补径排条件和年龄特征,但未对地下水更新性做深入分析。

常州市位于长江三角洲腹地,地处江苏省南部,北临长江,南接太湖,是长三角地区典型的工业城市。区域历史上长期开采地下水,出现了大面积降落漏斗(于军等,2006);2005年,地区深层地下水实现全面禁采,地下水位逐步回升(胡建平,2011)。在超采-禁采的人为活动干扰影响下,区域浅层和深层地下水补径排条件均受到一定影响,水动力场发生了较大程度变化,地下水的可更新能力亟需深入研究。

在此背景下,本次以历史上地下水受人类活动影响强烈的长三角典型平原区—常州市为研究区,采集不同层位地下水样品,开展同位素指标测试,分析地下水的赋存特征和补径排条件,计算地下水年龄,评价可更新能力,以为当地及长江三角洲其他地区地下水资源的保护和利用提供科学依据。

2 研究区概况

2.1 自然地理与地形地貌

研究区位于长江三角洲太湖平原西北缘,地处江苏省南部,北临长江,南接太湖,地理坐标为东经 $119^{\circ}39'54.3''\sim 120^{\circ}11'43.4''$,北纬 $31^{\circ}20'06.3''\sim 32^{\circ}03'41.7''$,面积 1862 km^2 。

研究区处于北亚热带湿润季风气候区,雨热同期、四季分明。多年平均气温 16.3°C ,一月份平均气温 2.4°C ,七月份平均气温 28.2°C 。多年平均降水量为 1135.9mm ,降水时空分布不均匀,年际变化大。降水量年内变化也非常明显,汛期6~9月的降雨集中期多年平均降水 616.4mm ,约占全年降水量的54.2%。研究区河道纵横交叉,水系十分发达,全区按流域水系可分为湖区水系和长江干流水系。长江流经常州市境内约 16km ,江面宽度 $2\sim 4\text{km}$,水深 $30\sim 40\text{m}$ 。区内地形平坦广阔,大部分地区高程 $5\sim 10\text{m}$,地貌单元主要为冲湖积平原和长江漫滩平原,在长三角地区具有很好的代表性。

2.2 地质与水文地质

研究区大面积出露第四系地层，以薛家-青龙-郑陆镇为界，可划分为长江三角洲地层小区和太湖地层小区，两侧沉积受横山桥一带基岩山、苏锡常断裂和孟河一带基岩山隔控制，显示出不同特征。长江三角洲地层小区地表以现代漫滩冲积物或全新世冲海积粉细砂为主，第四纪地层厚度 80~200m，总体自北向南变浅，在新桥镇一带形成沉降中心。太湖地层小区地表以晚更新世湖沼积或冲湖积沉积物为主，第四纪厚度 40~140m，自南向北、自西向东有增厚趋势。第四纪地层自上而下划分为全新世如东组、晚更新世晚期滆湖组、晚更新世早期昆山组、中更新世启东组、早更新世海门组、中新世-上新世盐城组。

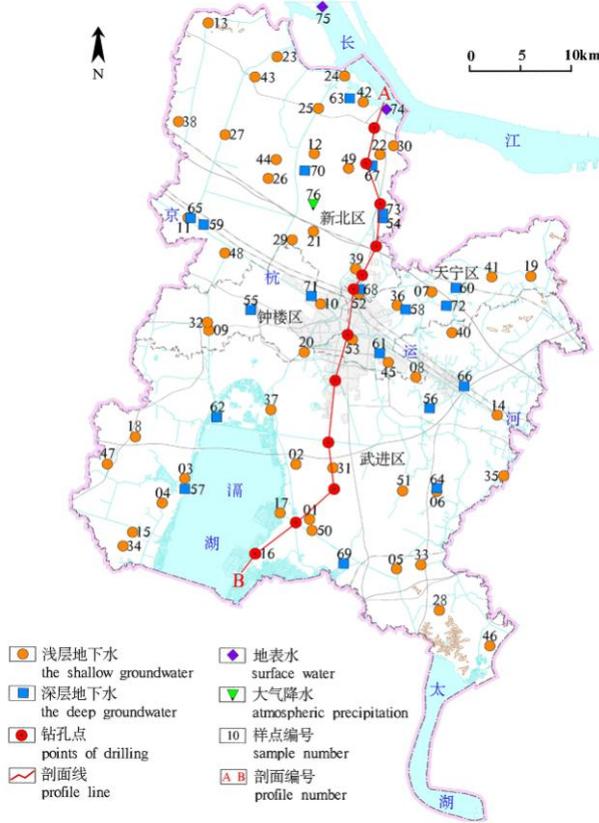


图 1 研究区水文地质剖面位置及地下水采样点分布图

Fig.1 Location of hydrogeological profile and the distribution of the groundwater sampling points in the study area

研究区地下水类型齐全，分布松散岩类孔隙水、碳酸盐岩类岩溶水和基岩裂隙水，含水层发育特征受历史时期海侵海退、构造活动影响，随地形地貌差异性较大。松散岩类孔隙水是本次重点研究对象，在长江三角洲和太湖沉积地层分布甚广，且在垂向上多层叠置，由地表向下，相继发育浅层（潜水和第 I 承压水）和深层（第 II、III 承压水）地下水。

浅层含水层底板埋深 40m 以浅，厚度 0~35m，赋存浅层地下水，含水层受晚更新世和全新世冲湖积相、滨海相沉积影响，平面上变化复杂且不稳定，多呈夹层状或透镜状不连续分布。浅层地下水与外界水力联系密切，常年受大气降水、地表水入渗补给；地下水径流受地形影响，整体呈现出由北部临江地区向南、由南部剥蚀残丘区向北的流动特征，同时受微地貌和人类活动影响，在区内形成多个局部水流系统；地下水以蒸发、人工开采和侧向径流的方式排泄。地下水位高程-2.0~6.0m 不等，沿长江地区水位高程普遍大于 3m；TDS（Total dissolved solids，溶解性固体总量）含量 0.4~1.0g/L，水化学类型为 $\text{HCO}_3\text{-Na Ca}$ 型、 $\text{HCO}_3\text{-Ca Mg}$ 型和 $\text{HCO}_3\text{ Cl}$ 型。

深层含水层底板埋深 250m 以浅，厚度 20~100m 不等，赋存深层地下水，含水层受早、中更新世区域性古河道和海水顶托控制，在平面展布上具分支多、连续性好的特征，含水层厚度、富水性沿古河道呈现出清晰的规律性，层间一般有厚度比较稳定的黏土、淤泥质亚黏土层。深层地下水赋存环境相对封闭，侧向径流为主要补给来源；区域历史上曾大幅度开发利用深层地下水，研究区东南部的礼嘉、洛阳一带曾形成大面积降落漏斗，至 2018 年 12 月漏斗中心水位高程仍低于-30m。地下水位呈现出北高、东南低的特征，地下水位高程-5~-35m 不等，沿长江地区高程大于-10m。历史大规模开采激发了深层地下水向漏斗中心的侧向径流补给，整体自北部临江地区向东南武进区径流；目前地下水主要以侧向径流方式排泄，同时存在少量制水制药等企业限量开采深层地下水。TDS(Total dissolved solids，溶解性固体总量)含量普遍小于 0.5g/L，水化学类型主要为 $\text{HCO}_3\text{-Na Ca}$ 型和 $\text{HCO}_3\text{ Ca}$ 型。

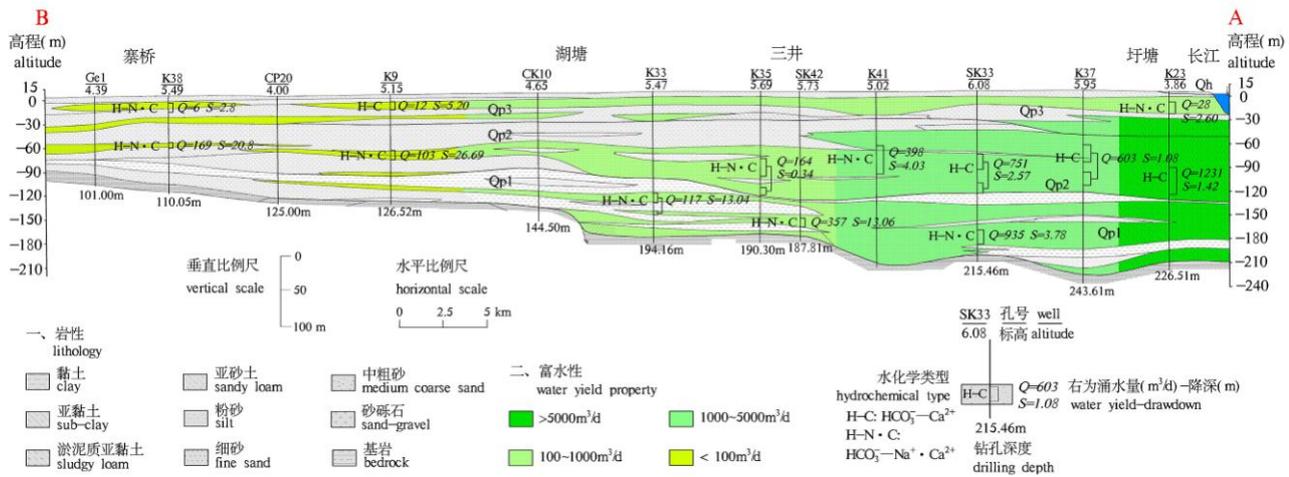


图2 研究区水文地质剖面示意图
Fig.2 Hydrogeological profile of the study area

表1 同位素取样点测试结果

Table1 The isotope test results of the sampling points

样点编号	$\delta^{18}\text{O}$	δD	^3H	^{14}C	样点类型	样点编号	$\delta^{18}\text{O}$	δD	^3H	^{14}C	样点类型
单位	‰	‰	TU	pmC		单位	‰	‰	TU	pmC	
01	-7.0	-42	/	/	浅层地下水	39	-7.5	-56	/	/	浅层地下水
02	-6.2	-37	/	/	浅层地下水	40	-7.7	-52	/	/	浅层地下水
03	-6.5	-44	/	/	浅层地下水	41	-6.3	-43	2.6	/	浅层地下水
04	-6.6	-41	/	/	浅层地下水	42	-8.4	-58	3.6	/	浅层地下水
05	-5.7	-38	/	/	浅层地下水	43	-8.4	-56	2.7	/	浅层地下水
06	-5.7	-40	/	/	浅层地下水	44	-7.2	-50	2.9	/	浅层地下水
07	-5.5	-41	/	/	浅层地下水	45	-7.1	-48	2.6	/	浅层地下水
08	-5.9	-42	/	/	浅层地下水	46	-5.2	-36	0.9	/	浅层地下水
09	-6.1	-42	/	/	浅层地下水	47	-5.3	-38	2.4	/	浅层地下水
10	-7.0	-46	/	/	浅层地下水	48	-6.0	-44	1.5	/	浅层地下水
11	-6.8	-47	/	/	浅层地下水	49	-6.8	-44	3.4	/	浅层地下水
12	-6.8	-47	/	/	浅层地下水	50	-6.7	-41	0.9	/	浅层地下水
13	-7.0	-46	/	/	浅层地下水	51	-6.6	-44	1.3	/	浅层地下水
14	-8.4	-56	/	/	浅层地下水	52	-7.7	-51	3.2	/	浅层地下水
15	-7.0	-51	/	/	浅层地下水	53	/	/	3.0	/	浅层地下水
16	-4.9	-37	/	/	浅层地下水	54	-7.4	-52	/	/	深层地下水
17	-6.0	-43	0.8	/	浅层地下水	55	-6.6	-46	/	/	深层地下水
18	-6.8	-44	1.3	/	浅层地下水	56	-7.5	-52	/	/	深层地下水
19	-5.2	-38	3.2	/	浅层地下水	57	-6.2	-40	/	/	深层地下水
20	-4.1	-33	3.0	/	浅层地下水	58	-7.6	-53	/	/	深层地下水
21	-5.8	-40	3.2	/	浅层地下水	59	-6.8	-47	/	/	深层地下水
22	-6.2	-41	3.6	/	浅层地下水	60	-7.4	-49	/	/	深层地下水
23	-7.7	-53	3.3	/	浅层地下水	61	-7.2	-50	/	19.1	深层地下水
24	-7.8	-53	4.0	/	浅层地下水	62	-6.6	-48	/	6.7	深层地下水
25	-7.5	-49	3.0	/	浅层地下水	63	-8.1	-56	/	50.0	深层地下水

样点编号	$\delta^{18}\text{O}$	δD	^3H	^{14}C	样点类型	样点编号	$\delta^{18}\text{O}$	δD	^3H	^{14}C	样点类型
单位	‰	‰	TU	pmC		单位	‰	‰	TU	pmC	
26	-6.3	-43	2.3	/	浅层地下水	64	-7.4	-51	/	4.4	深层地下水
27	-7.5	-48	3.1	/	浅层地下水	65	-7.8	-53	/	18.9	深层地下水
28	-7.5	-47	1.1	/	浅层地下水	66	-8.0	-54	ND	2.9	深层地下水
29	-7.1	-46	/	/	浅层地下水	67	-6.2	-42	ND	54.9	深层地下水
30	-8.5	-56	/	/	浅层地下水	68	-8.0	-56	/	41.4	深层地下水
31	-5.8	-43	/	/	浅层地下水	69	-6.8	-50	/	5.3	深层地下水
32	-5.7	-40	/	/	浅层地下水	70	-7.1	-48	/	63.0	深层地下水
33	-5.2	-35	/	/	浅层地下水	71	-8.3	-55	/	31.2	深层地下水
34	-4.7	-33	/	/	浅层地下水	72	/	/	/	14.8	深层地下水
35	-6.7	-47	/	/	浅层地下水	73	-7.6	-53	/	3.7	深层地下水
36	-5.9	-40	/	/	浅层地下水	74	-9.8	-70	/	/	地表水
37	-7.0	-47	/	/	浅层地下水	75	-9.8	-70	/	/	地表水
38	-5.7	-39	/	/	浅层地下水	76	-5.0	-26	/	/	大气降水

* δD 值测试误差为 $\pm 0.5\%$ ， $\delta^{18}\text{O}$ 值测试误差为 $\pm 0.1\%$ ； ^3H 测试误差为 0.1TU； ^{14}C 测试误差为 $\pm 0.001\sim 0.004$ Fraction Modern；ND 表示低于检出限。

3 研究方法

3.1 样品采集与测试

本次研究于 2018 年 12 月共采集 76 组水样，其中氢氧同位素水样 74 组（含浅层地下水 52 组，深层地下水 19 组、地表水 2 组，大气降水 1 组）、 ^3H 同位素水样 27 组（含浅层地下水 25 组，深层地下水 2 组）、 ^{14}C 同位素水样 13 组（深层地下水），样品相对均匀地分布整个研究区。水样采集前，进行了 0.5~2h 的抽水洗井工作，确保排出井管 3 倍以上体积的地下水。采集时通过 0.45 μm 微孔滤膜对水样进行过滤，去除样品中悬浮物。抽滤后的水样装入 100mL 的聚氯乙烯瓶中，送往中国地质大学（武汉）进行 D、 ^{18}O 同位素测试。另采集原样地下水分别置于 1L 和 250mL 聚氯乙烯瓶中，用于 ^3H 和 ^{14}C 同位素测试， ^3H 送至自然资源部第三海洋研究所检测， ^{14}C 样品送至美国 Beta 实验室检测。

3.2 数据分析与处理

本文运用 SPSS 21.0 软件进行研究区地下水同位素指标的描述性统计分析，运用 CoreIDRAW、Origin 2018 软件绘制箱线图、散点图等相关图件，运用 FLOWPC 3.2 软件进行地下水年龄数理统计计算，运用 Mapgis 6.7 专业地质学软件绘制要素平面分布图件。

4 结果与分析

4.1 氢氧稳定同位素特征

氢氧稳定同位素技术已广泛应用于大气降水组成、水汽来源、地表水-地下水相互作用等方面的研究（杨艳林等，2022）。本次选择毗邻区域的全球大气降水同位素监测网（IAEA-GNIP）南京站的大气降水氢氧稳定同位素监测数据，建立区域当地大气降水线（LMWL）：

$$\delta\text{D}=8.49 \delta^{18}\text{O}+17.71\text{‰ VSMOW}$$

全球大气降水线（GMWL）关系式为：

$$\delta\text{D}=8.17(\pm 0.06) \delta^{18}\text{O}+10.56(\pm 0.65)\text{‰ VSMOW}$$

图 3 显示，地表水和地下水的 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值普遍落在 LMWL 右下方，表明其均受到大气降水补给（王忠亮等，2021）。浅层地下水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值-8.5‰~-4.2‰， δD 值-58‰~-33‰， δ 值变化范围较大， $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 均值分别为-6.6‰和-44‰，二者关系线斜率为 5.87 ($R^2=0.88$, $n=52$)，小于 GMWL 和 LMWL，表明浅层地下水受到蒸发作用的影响（钱康等，2022）。在北部临江地区，样点的 δ 值整体偏低， $\delta^{18}\text{O}$ 值小于-8‰、 δD 值小于-50‰，更趋近于长江水的同位素特征。

深层地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 值-8.3‰~-6.2‰， δD 值-56‰~-40‰， δ 值变化范围较浅层地下水小，表明深层地下水的赋存环境相对封闭。 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 均值分别为-7.3‰和-50‰，较上覆含水层均值偏低，重同位素亏损，指示深层地下水的补给时间更早，且补给温度低于上覆的浅层地下水。 $\delta\text{D}\sim\delta^{18}\text{O}$ 关系线斜率为 6.31 ($R^2=0.89$, $n=19$)，大于浅

层地下水的斜率值。由于含水层埋深较深，该层地下水难以受到蒸发作用的影响。上述规律与陆徐荣（2006）、姜月华（2008）等人在苏锡常地区研究取得的认识相一致。

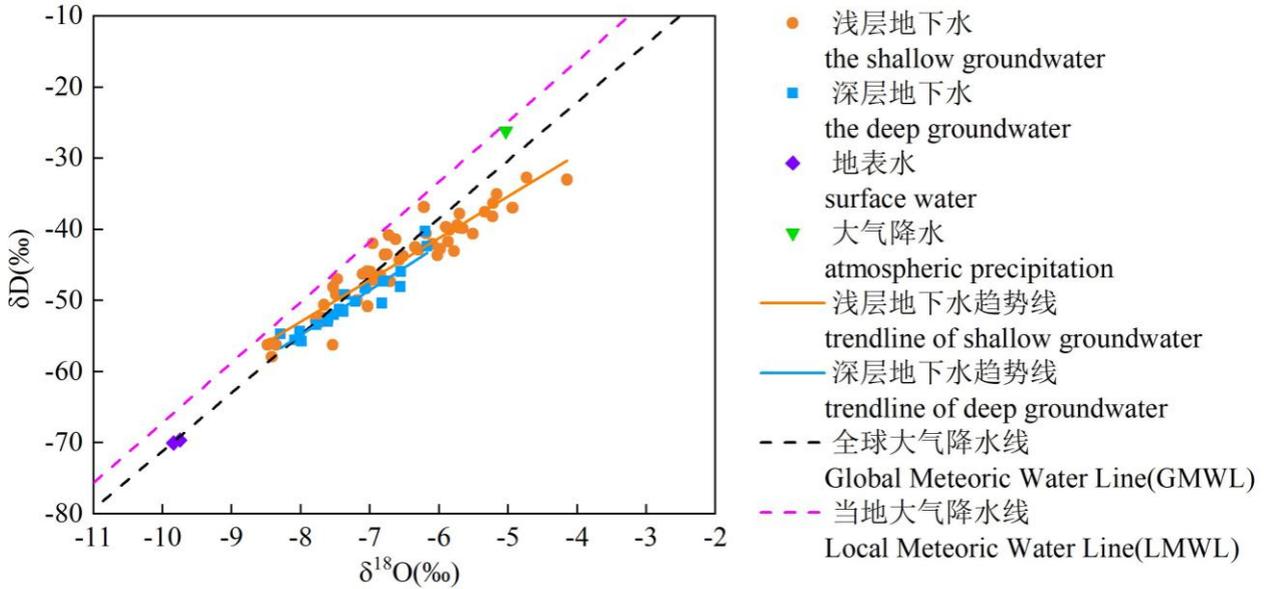


图3 地表水与地下水中 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 关系图

Fig.3 $\delta^{18}\text{O}$ - δD relationship of the surface water and the groundwater

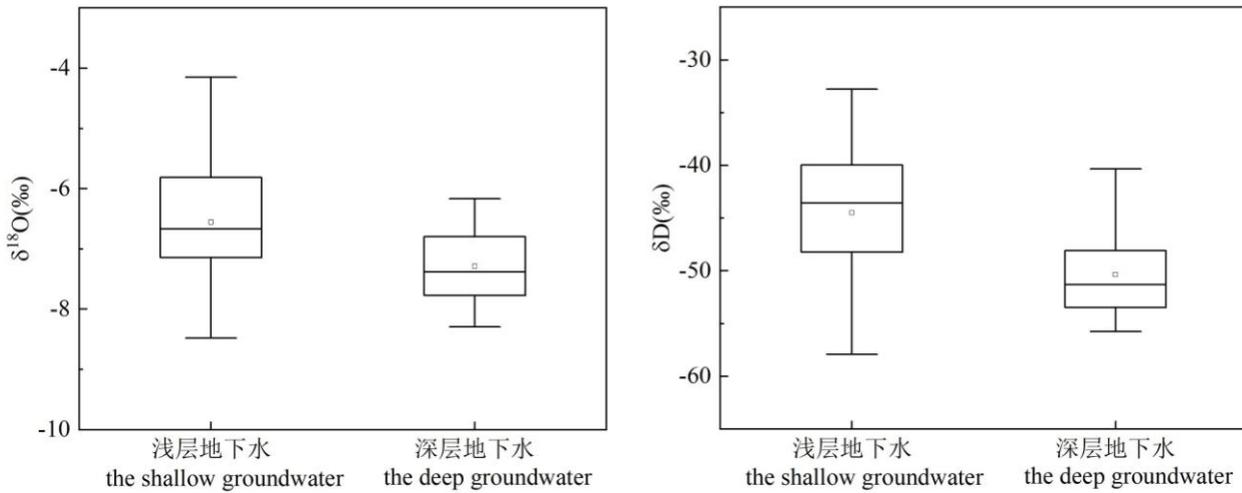


图4 地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 箱线图

Fig.4 $\delta^{18}\text{O}$ and δD boxplots of the groundwater

4.2 放射性同位素特征

4.2.1 ^3H 同位素

浅层地下水 ^3H 浓度 0.9~4.0TU，均值为 2.5TU，采样点埋深分布在地下 5~40m，随深度增加，地下水 ^3H 浓度均值逐渐降低。在埋深 40m 处，仍出现了 ^3H 浓度为 1.5TU 的地下水，未达到零氚线 (Tritium-Null-Line) (Seiler et al.,1995)，表明区内现代水积极循环带的深度达到了 40m，浅层地下水基本受到了现代水入渗补给的影响。结合取样点位置进一步分析， ^3H 浓度大于 3.0TU 的样点基本位于研究区中北部，且越近临江，地下水中的 ^3H 浓度值越高，最高值达 4.0TU； ^3H 浓度小于 2.0TU 的样点大多位于研究区南部，浓度值基本为 1.0TU。两组深层地下水 ^3H 浓度值均低于检出限。

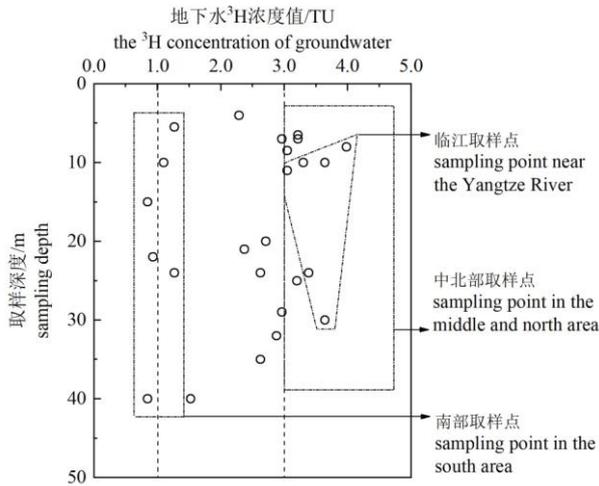


图5 地下水 ³H 浓度与埋深关系图

Fig.5 Relationship between ³H concentration and the depth of groundwater

4.2.2 ¹⁴C 同位素

地下水 ¹⁴C 浓度一般是指地下水中总溶解无机碳 (DIC) 的 ¹⁴C 含量, 在封闭的地下水系统中, 按衰变规律衰减:

$$A_{nd} = A_0 e^{-\lambda t}$$

经过对数变换, 即得到地下水年龄计算表达式:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{A_0}{A_{nd}} = 8267 \ln \frac{A_0}{A_{nd}}$$

式中: A_0 —地下水初始 ¹⁴C 浓度 (输入浓度); A_{nd} —实测样品的 ¹⁴C 浓度 (输出浓度); t —样品的 ¹⁴C 年龄 (年); λ —¹⁴C 的衰变常数, 表示单位时间内每个原子核的衰变几率, 值为 0.00012。

此外, DIC 的 ¹⁴C 浓度也受到碳酸盐矿物溶解稀释、同位素交换等水文地球化学过程的影响而发生非放射性衰变引起的变化, 使得 ¹⁴C 浓度降低, 导致利用公式计算得到的年龄 (视年龄) 通常大于地下水的真实年龄。因此, 本次研究采用 Vogel 的统计 (STAT) 模型 (Vogel, 1970)、Tamers 的碱度 (ALK) 模型 (Tarmers, 1975)、Pearson 的同位素混合 ($\delta^{13}C$) 模型 (Pearson, 1965) 对深层地下水的初始 ¹⁴C 浓度进行校正, 并计算校正后的地下水年龄。综合校正结果, 采用 Tamers 的碱度 (ALK) 模型和 Pearson 的同位素混合 ($\delta^{13}C$) 模型计算的年龄均值, 作为该点位处地下水的年龄。

研究区深层地下水的 ¹⁴C 浓度值 2.9~63.0pmC, 均值为 24.3pmC, 地下水年龄 <2000~25000 年不等, 年龄小于 2000 年的点位数量占比 23%, 2000~10000 年点位数量占比 31%, 大于 10000 年的点位数量占比 46%。计算结果表明, 研究区深层地下水以古水为主, 部分地区补径排条件较好, 受现代水补给较大, 地下水年龄较年轻。

表2 深层地下水年龄计算结果

Table2 The calculation results of the deep groundwater ages

样点编号	计算年龄(aB.P)				地下水年龄(aB.P)
	视年龄	Vogel(STKT)	Tamers(ALK)	Pearson($\delta^{13}C$)	
61	13686	12342	7956	5773	6865
62	22346	21003	16616	19495	18056
63	5550	4207	<2000	<2000	<2000
64	25823	24479	20092	20353	20222
65	13773	12429	8043	10591	9317
66	29269	27925	23539	22631	23085
67	4957	3614	<2000	4545	<2000
68	7291	5947	<2000	4912	3236
69	24284	22940	18554	19372	18963
70	3820	2476	<2000	<2000	<2000
71	9629	8285	3899	2613	3256

72	15794	14451	10064	12528	11296
73	22346	21003	16616	18275	17445

5 讨论

5.1 地下水更新速率

地下水更新速率 (R) 是表征地下水可更新能力的重要指标, 可综合反映地下水补径排能力, 常通过单位时间内地下水系统中补给水体积与总储存体积之比来表示 (陈宗宇等, 2006)。

$$R = \frac{V_i}{V_t} = \frac{A_t - A_b}{A_i - A_b}$$

式中: A_i —地下水同位素输入浓度, 即进入地下水系统的同位素浓度;

A_t —补给后地下水中同位素浓度;

A_b —补给前地下水中同位素浓度;

V_i —地下水补给量;

V_t —地下水总储存量。

A_t 可通过实测地下水水样获得, A_i 可根据大气降水监测资料 (或同位素历史系列恢复) 获得, A_b 可根据地下水系统特征, 采用合适的同位素数学物理模型求出 (愈发康, 2007)。

本次采用全混合模型计算地下水更新速率, 其可反映地下水系统中发生的典型过程 (Leduc et al., 2000; Le Gal La Salle et al., 2001)。该模型假定不同年份补给的地下水在系统中完全混合, 并考虑放射性衰变:

$$A_{gi} = (1 - R_i)A_{gi-1}e^{-\lambda} + R_iA_{oi}$$

式中: A_{gi} —第 i 年地下水中同位素浓度;

A_{gi-1} —第 $i-1$ 年地下水中同位素浓度;

A_{oi} —第 i 年输入的同位素浓度;

λ —放射性同位素的衰变常数;

i —计算年, 对于 ^{14}C , $i=113\sim 0$ (对应于 1905—2018 年); 对于 ^3H , $i=65\sim 0$ (对应于 1953—2018 年);

R_i —第 i 年地下水更新速率, 可根据多年平均更新速率 (R) 通过降水量加权得到, 即 $R_i = R \frac{P_i}{P_m}$, P_i 为年降水量, P_m 为多年平均降水量。

一般认为, 1905 年以前大气 ^{14}C 浓度和 1953 年以前的大气降水 ^3H 浓度都基本保持稳定, ^{14}C 浓度约为 100pmC, ^3H 浓度约为 10Tu; 而 1905 年以后由于人类活动的影响, 特别是五六十年代受核爆影响, 大气 ^{14}C 浓度起伏变化较大, 1953 年以来的大气降水 ^3H 浓度也变化较大。因此, 对于 1905 年以来的 ^{14}C 和 1953 年以来的 ^3H 可按照上式计算。而对 1905 年以前 ^{14}C 和 1953 年的 ^3H , 依据年龄分配函数 (Zuber, 1986; 王恒纯, 1994) 和同位素输入-输出质量守恒, 推得到如下公式:

$$A_{gi} = \frac{A_0}{\left(\frac{\lambda}{R_i} + 1\right)}$$

式中: A_0 —地下水同位素浓度输入浓度, 1905 年以前的 ^{14}C 输入浓度为 $A_0=100\text{pmC}$, 1953 年以前的 ^3H 输入浓度为 $A_0=10\text{Tu}$;

采用上式计算 1905 年以前地下水的 ^{14}C 浓度和 1953 年地下水的 ^3H 浓度。

5.2 大气降水浓度恢复

常用的大气降水 ^3H 浓度的恢复方法主要有关秉钧法 (关秉钧, 1986)、双参考曲线法 (苏小四, 2002)、三角形插值法 (王凤生, 1998) 等, 但均有一定的时空局限性。1992 年, Doney 等提出将因子分析法应用于全球大气降水平均 ^3H 浓度的恢复。在此基础上, 章艳红等对 Doney 模型进行了改进, 并建立了 1960—2005 年的大气降水年平均 ^3H 浓度恢复模型。

全球任一站点的年平均氚浓度 $c_p(t)$ (未经过标准化处理) 认为是两个公共因子 $c_p(t,1)$ 和 $c_p(t,2)$ 的线性组合, 即:

$$c_p(t) = b + f_1c_p(t,1) + f_2c_p(t,2) + \varepsilon$$

式中: b —常数项;

f_1 、 f_2 —公共因子 $c_p(t,1)$ 、 $c_p(t,2)$ 的回归系数, 其物理意义可对比因子载荷;

ε —随机误差。该式即为应用因子分析方法建立的全球大气降水中年平均氚浓度恢复模型。式中公共因子 $c_p(t,1)$ 和 $c_p(t,2)$ 的取值可查询获取，参数 b 、 f_1 、 f_2 则采用最小二乘法原理进行求解。

采用上述方法可恢复 1960—2005 年南京站的大气降水 ^3H 浓度。在此基础上，对于 1953—1959 年和 2006—2018 年的大气降水 ^3H 浓度，采用相关关系法进行识别恢复。已有研究证实，世界各地与监测系列资料较为齐全的渥太华 (Ottawa) 站大气降水 ^3H 浓度相关系数一般都大于 0.9 (石旭飞等, 2017)，因此利用上一步计算得出的研究区 1960—2005 年大气降水 ^3H 浓度系列数据和渥太华站 1960—2005 年大气降水 ^3H 浓度系列数据建立相关方程，并利用该相关方程和渥太华站大气降水 ^3H 浓度监测数据 (1953—2018 年)，计算得到研究区 1953—1959 年和 2006—2018 年大气降水 ^3H 浓度系列数据，最终获取到研究区 1953—2018 年的大气降水 ^3H 浓度值。

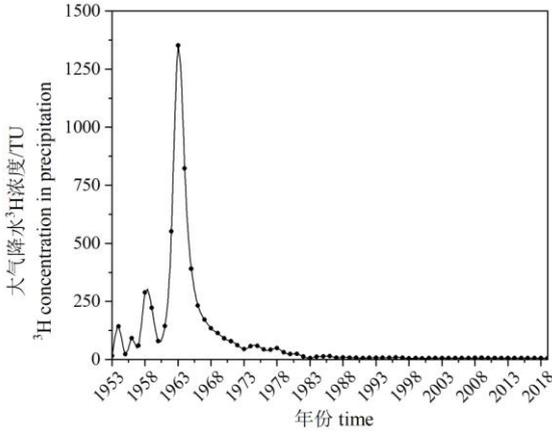


图 6 研究区大气降水 ^3H 浓度恢复曲线 (1953~2018)

Fig.6 Recovery curve of ^3H historical concentration in precipitation in the study area

由于大气中的 CO_2 在全球范围分布比较均匀 (Stuiver et al., 1991)，因此，北半球测得的大气 ^{14}C 浓度变化资料可以用于本区研究。在 1905 年之前，大气 ^{14}C 浓度变化不大，一般在 100pmC 左右 (Seuss et al., 1971)。1905—1950 年间，化石燃料的燃烧导致大气中 ^{14}C 浓度略有减少，在 97.5~99.5pmC (Tarmers, 1975)；1953—1963 年，受大气核爆试验影响，大气降水 ^{14}C 浓度显著升高，达到 200pmC 左右。在此基础上，参考前人成果 (Fontes, 1984；王骞迎, 2020)，选用 1959—1996 年德国 Schauinsland 站和奥地利的 Vermunt 站大气降水 ^{14}C 浓度值，并依据衰减指数计算 1997—2018 年 ^{14}C 浓度值。综合利用上述大气降水 ^{14}C 浓度值序列值，运用全混合模型计算得到 2018 年地下水更新速率和地下水 ^{14}C 浓度关系曲线，采用配线法获取不同 ^{14}C 浓度对应的地下水更新速率。

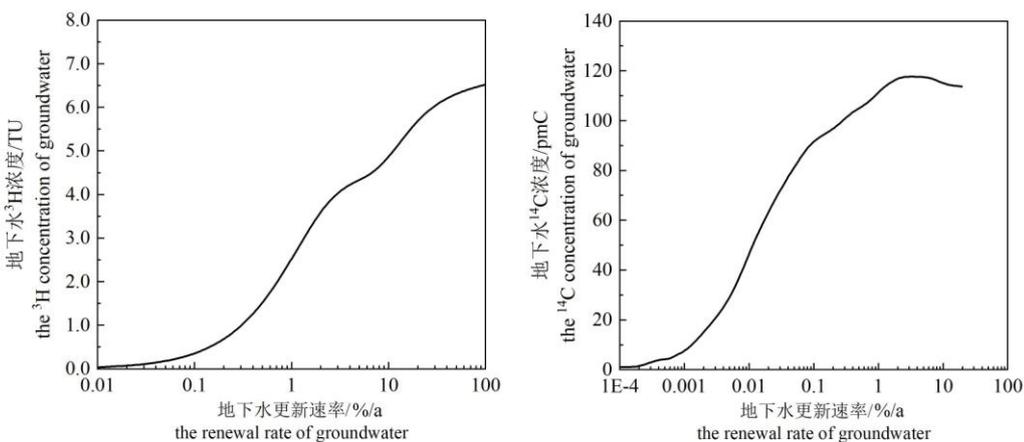


图 7 地下水 ^3H 和 ^{14}C 浓度与更新速率对应关系曲线

Fig.7 Correlation curves between ^3H and ^{14}C concentrations and the corresponding renewal rates of groundwater

表 3 地下水更新速率计算结果

Table3 Calculation results of groundwater renewal rates

样点编号	含水层位	更新速率/%a	样点编号	含水层位	更新速率/%a	样点编号	含水层位	更新速率/%a
17	浅层	0.2322	41	浅层	1.0755	61	深层	0.0027
18	浅层	0.4307	42	浅层	2.0572	62	深层	0.0008
19	浅层	1.5752	43	浅层	1.1608	63	深层	0.0122
20	浅层	1.3653	44	浅层	1.2413	64	深层	0.0005
21	浅层	1.5752	45	浅层	1.0755	65	深层	0.0025
22	浅层	2.0572	46	浅层	0.2781	66	深层	0.0002
23	浅层	1.6522	47	浅层	0.9323	67	深层	0.0139
24	浅层	2.9913	48	浅层	0.5064	68	深层	0.0082
25	浅层	1.4048	49	浅层	1.7167	69	深层	0.0006
26	浅层	0.8887	50	浅层	0.2322	70	深层	0.0200
27	浅层	1.3186	51	浅层	0.4307	71	深层	0.0054
28	浅层	0.3527	52	浅层	1.5752	72	深层	0.0018
			53	浅层	1.3653	73	深层	0.0004

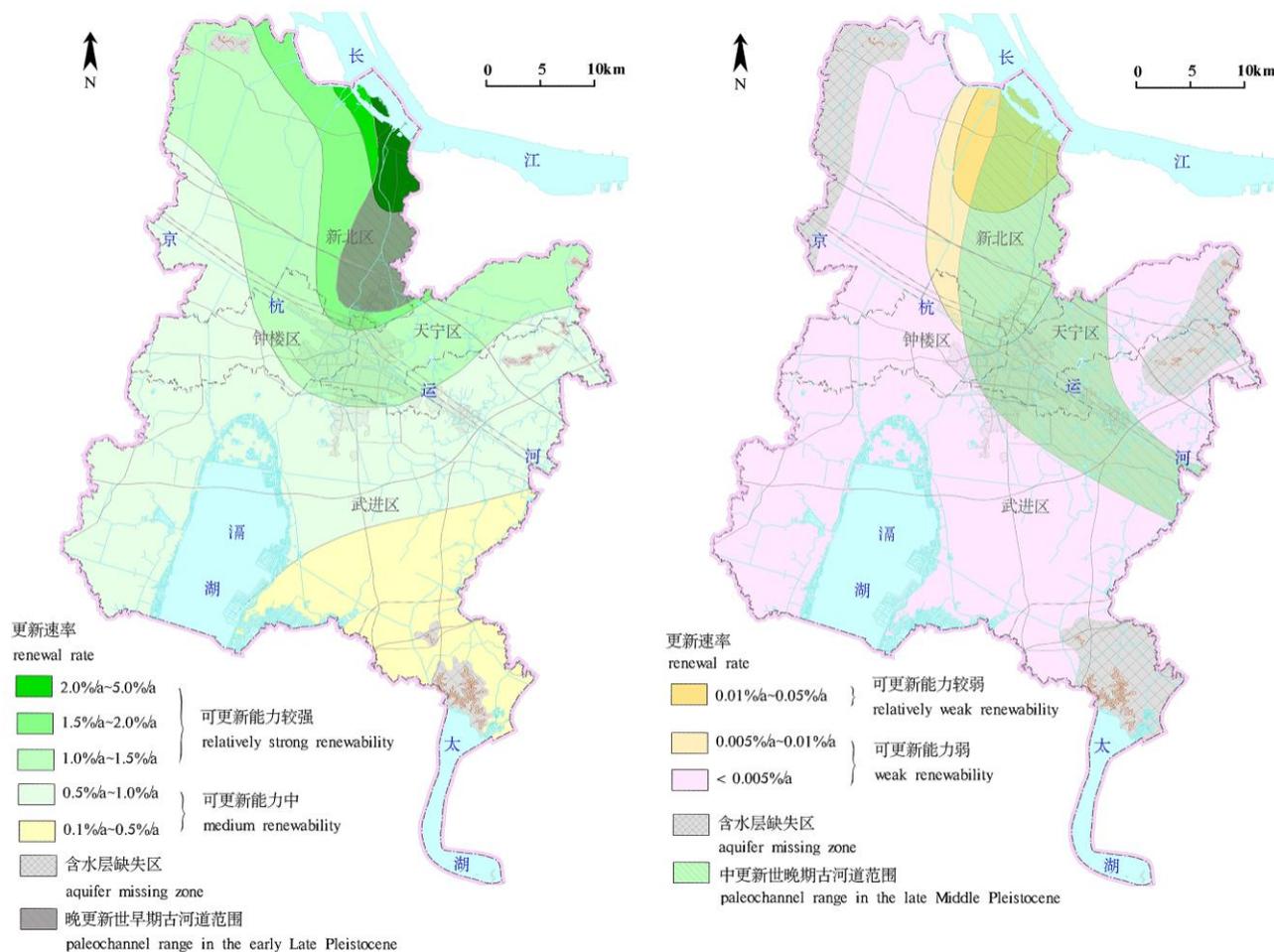


图8 浅层（左）和深层（右）地下水可更新能力图

Fig.8 Renewable capacity diagrams of the shallow (Left) and deep (Right) groundwater

5.3 地下水可更新能力

根据前人相关研究成果和研究区实际情况，按地下水更新速率（ R ） $\geq 10\%/a$ 、 $1\%/a \sim 10\%/a$ 、 $0.1\%/a \sim 1\%/a$ 、 $0.01\%/a \sim 0.1\%/a$ 和 $< 0.01\%/a$ ，将研究区地下水划分为可更新能力强、较强、中、较弱和弱 5 个等级，并绘制出浅层和深层地下水的更新速率分区图。

浅层地下水更新速率 $0.2322\%/a \sim 2.9913\%/a$ ，处于中等和较强级别。浅层地下水与外界水力联系密切，受地表水、大气降水等外来水源和人类活动影响显著，整体可更新能力较好，但自北向南，仍呈现出更新速率由快变慢的特点。在新北区沿江地区，长江切割浅层地下水含水层，且有小面积晚更新世古河道展布，地下水受到长江水的侧向径流补给强烈，地下水 3H 浓度值普遍大于 $3TU$ ，更新速率 $1\%/a \sim 5\%/a$ ，该区域地下水可更新能力较强。

自北部向中部和南部,地层沉积环境由长江三角洲向太湖沉积过渡,岩性颗粒变细,弱透水层岩性也逐渐向亚黏土和黏土过渡,地下水的侧向径流补给相对不畅,使得这部分区域的地下水更新速率普遍小于 1%/a。在南部前黄镇、雪堰镇,更新速率值小于 0.5%/a,地下水更新能力处中等级别。

表 4 地下水更新速率与可更新能力对应关系

Table4 Correlation between the groundwater renewal rates and the renewable capacity

地下水更新速率 (R)	地下水可更新能力
<0.01%/a	弱
0.01%/a ~0.1%/a	较弱
0.1%/a ~1%/a	中
1%/a ~10%/a	较强
≥10%/a	强

深层地下水更新速率 0.0002%/a~0.0200%/a,自北向南,呈现出更新速率逐渐变慢的空间分布规律。在新北区沿江地区,受中更新世区域性古河道影响,地下水侧向补给较强,地下水年龄小于 2000 年,更新速率 0.01%/a~0.05%/a,地下水更新能力处于较弱级别。向南至新桥镇、龙虎塘街道,侧向径流的补给路径变长,现代水混合比例降低,地下水年龄在 3000 年左右,更新速率小于 0.01%/a。在中部、南部和其他地区,地下水年龄普遍在 5000~25000 年,地下水更新速率小于 0.05%/a。特别是南部礼嘉镇、洛阳镇和东部遥观镇,由于自北部向东南的侧向径流缓慢,现代水的补给暂未影响至漏斗中心区,地下水年龄在 20000 年左右,仍为古水特征。

6 结论

(1) 浅层地下水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 -8.5‰~-4.2‰, δD 值 -58‰~-33‰, δ 值变化范围较大,在一定程度上受到蒸发作用影响;深层地下水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 -8.3‰~-6.2‰, δD 值 -56‰~-40‰, δ 值变化范围较浅层地下水小,地下水补给时间较早,赋存环境相对封闭。

(2) 浅层地下水的 ^3H 浓度 0.9~4.6TU,现代水积极循环带的深度达到了 40m,浅层地下水基本受到了现代水入渗补给的影响;深层地下水的 ^{14}C 浓度值 2.9~63.0pmC,地下水年龄 <2000~25000 年不等,以古水为主。

(3) 浅层地下水更新速率普遍大于 0.1%/a,地下水的更新受赋存条件、地表水补给、人类活动等因素控制,地下水更新能力在中等及以上;深层地下水更新速率普遍小于 0.05%/a,地下水的更新受古河道展布、人类开采利用等因素控制,地下水更新能力处于较弱和弱的级别。

References

- Chen Zongyu, Chen Jingsheng, Fei Yuhong, Zhang Zhaoji, Zhang Cuiyun. 2006. Estimation of groundwater renewal rate by tritium in the piedmont plain of the Taihang Mountains[J]. Nuclear Techniques, (6):426-431 (in Chinese with English abstract).
- Doney S C, Glover D M, Jenkins W J. 1992. A model function of the global tritium distribution in precipitation,1960-1986[J]. Journal of Geophysical Research, 97(C4):5481-5492.
- Fontes J Ch.1984.Dating of groundwater[C]//Gridencebook on nuclear techniques in hydrology. Vienna: Intl Atomic Energy Agency.
- Guan Bingjun. 1986. The restoration of Tritium concentration in precipitation in China. Hydrogeology & Engineering Geology, 13(4):38-41 (in Chinese).
- Hu Jianping. 2011. A Study on the Land Subsidence Effect after Prohibiting Extraction of Groundwater in Suzhou-Wuxi-Changzhou Area[D]. Nanjing University (in Chinese with English abstract).
- IAEA.1996. Manual on mathematical models in isotope hydrogeology, IAEA-TECDOC-910, Austria.
- IAEA.1999. Isotope Techniques in Water Resources Development and Management. IAEA-CSP2/C, Vienna.
- IAEA.2001a. Isotope techniques in water resource investigations in arid and semi-arid regions, IAEA-TECDOC-1207, Austria.
- IAEA.2001b. Isotope based assessment of groundwater renewal in water scarce regions, IAEA-TECDOC-1246, Austria.
- IAEA.2002a. Use of isotopes for analyses of flow and transport dynamics in groundwater systems, IAEA, Ausria.
- IAEA.2002b. The application of isotope techniques to the assessment of aquifer systems in major urban areas,IAEA- TECDOC-1298, Austria.
- Jiang Yuehua, Jia Junyuan, Xu Naizheng, Wang Jingdong, Kang Xiaojun. 2008. Isotopic composition characteristics and significance of

- groundwater in Suzhou Wuxi Changzhou area[J].Scientia Sinica(Terrae),(4):493-500 (in Chinese).
- Le Gal La Salle C, Marlin C, Leduc C, Taupin J D, Massault M, Favreau G. 2001. Renewal rate estimation of groundwater based on radioactive tracers(^3H , ^{14}C)in an unconfined aquifer in a semi-arid area, lullemeden Basin, Niger[J]. Journal of Hydrology, 254:145-156.
- Leduc C, Favreau G, Marlin C. 2000. Comparison of recharge estimates for the two largest aquifers in Niger, based on hydrodynamic and isotopic data, IAHS Publ, 262:391-399.
- Lu Xurong, Zhu Jinqi, Wang Caihui, Huang Jingjun, Ji Keqi. 2006.Circulation mechanism of shallow ground water in Suzhou-Wuxi-Changzhou area interpreted using isotope techniques[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, (4):52-55 (in Chinese with English abstract).
- Ogunkoya O O, Jenkins A. 1991. Analysis of runoff pathways and flow contributions using deuterium and stream chemistry [J]. Hydrological Processes, 5(3):271-282.
- Pearson, F J.1965. Use of C-13/C-12 ratios to correct radiocarbon ages of material initially diluted by limestone [R]. In the Proceedings of the 6th International Conference on Radiocarbon and Tritium Dating, Pulman, Washinton, 357.
- Qian Kang, Zhang Ji, Chen Peng, Pu Wenbin, Chen Beibei, Wei Liangshuai. 2022. Hydrochemical and isotopic characteristics of groundwater in Panhe area of Wumeng Mountain, Yunnan. Geological Bulletin of China, 41(7):1291-1299 (in Chinese with English abstract).
- Ruan Yunfeng, Zhao Liangju, Xiao Honglang, Zhou Maoxian, Cheng Guodong. 2015. The groundwater in the Heihe River basin: isotope age and renewability[J].Journal of Glaciology and Geocryology, 37(3):767-782 (in Chinese with English abstract).
- Seiler K. 1995. Near surface and deep groundwater. Journal of Hydrology,165:33-44.
- Seuss H E. 1971. Climatic changes and the atmospheric radiocarbon level[J]. Palaeogeogr, Paleoclimatol, Placoccol, 10:199-202.
- Shi Xufei, Zhao Haiqing, Guo Xiaodong. 2017. Study on Renewability of Shallow Groundwater in Hunchun Basin Based on Isotope Technology[J]. Journal of China Hydrology, 37(4):40-44 (in Chinese with English abstract).
- Shu Longcang, Gong Rong, Luan Jiawen, Gong Jianshi, Tao Xiaohu, Zhao Guizhang, Tao Yuezan. 2022. A integrated method to quantify flow exchanges between surface water and groundwater: take Suzhou section of the Xinbian River as an example[J]. Advances in Water Science, 33(1):57-67 (in Chinese with English abstract).
- Stuiver M, Braziunas T F, Becker B. 1991. Climatic solar,occanic and geomagnetic influences on the late-glacial and Holocene at atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ change[J].Quaternary Research, 35:1-24.
- Su Chen, Cheng Zhongshuang, Zheng Zhaoxian, Chen Zongyu. 2019. Groundwater age and renewability in the north of Muling-Xingkai plain[J].Geology in China, 46(2):328-336 (in Chinese with English abstract).
- Su Xiaosi, Lin Xueyu. 2003 Application of Isotope Techniques in the Research of the Groundwater Circulation Model and Renewbility in Baotou Plain[J].Journal of Jilin University(Earth Science Edition), (4):503-508+529 (in Chinese with English abstract).
- Su Xiaosi. 2002. Application of isotope techniques in the research of groundwater renewability in the typical areas of the Yellow River Basin: examples from Yinchuan Plain and Baotou Plain [D]. Changchun: Jilin University (in Chinese with English abstract).
- Tarmers M A. 1975. The validity of radiocarbon dates on groundwater[J]. Geophysical Survey, 2:217-239.
- Vogel J C. 1970. Carbon-14 dating of groundwater isotope hydrology[R]. Vienna: IAEA.
- Wan Yuyu, Su Xiaosi, Dong Weihong, HOU Guang cai. 2010. Evaluation of Groundwater Renewal Ability in the Ordos Cretaceous Groundwater Basin[J]. Journal of Jilin University(Earth Science Edition), 40(3):623-630 (in Chinese with English abstract).
- Wang Dongsheng. 1989. Modern water resources science and isotope technology[J]. Geology in China, 16(8):27-28 (in Chinese).
- Wang Fengsheng. 1998. The regional recovery model of tritium concentration for meteoric water in Jilin province[J]. Jilin Geology, 17(3):75-80 (in Chinese with English abstract).
- Wang Hengchun. 1994. Introduction to Isotopic Hydrogeology[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Wang Qianying. 2020. Study on Groundwater Circulation Patterns and Renewability in the Western Plain of Ili River Valley, Xinjiang[D]. Jilin University (in Chinese with English abstract).
- Wang Zhongliang. Guo Chunyan. Zhang Yanpeng. 2021. Characteristics of hydrogen and oxygen isotopes in the groundwater and formation mode of the Beihai springs in the northern Laiyuan Basin[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 48(1):27-35 (in Chinese with English abstract).
- Yang Yanlin, Jing Jing, Zhao Yongbo, He Jun, Du Xiaofeng. 2022. Conversion relationship between surface water and groundwater based on stable isotopes of D and ^{18}O of new town in the northern Wuhan, Hubei[J]. Geology in China, 49(3):706-715 (in Chinese with English abstract).

- Yu Fakang. 2007. The study of groundwater renewability in the northern area of Ordos Cretaceous Basin[D]. Jilin University (in Chinese with English abstract).
- Yu Jun, Wang Xiaomei, Wu Jianqiang, Xie Jianbao.2006. Characteristics of Land Subsidence and Its Remedial Proposal in Suzhou-Wuxi-Changzhou Area[J]. Geological Journal of China Universities, (2):179-184 (in Chinese with English abstract).
- Zhai Yuanzheng, Wang Jinsheng, Huan Huan, TengYanguo. 2012.Groundwater Dynamic Equilibrium Evidence for Changes of Renewability of G roundwater in Beijing Plain[J].Journal of Jilin University(Earth Science Edition), 42(1):198-205 (in Chinese with English abstract).
- Zhai Yuanzheng, Wang Jinsheng, Teng Yanguo, ZuoRui. 2013.Humble opinion on assessment indices for groundwater renew ability: Applicability of renewal period and recharge rate[J].Advances in Water Science, 24(1):56-61 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Bing, Song Xianfang, Zhang Yinghua, Han Dongmei, Yang Lihu, Tang Changyuan. 2014. Estimation of Groundwater Renewal Rate by Tritium and Chlorofluorocarbons in Sanjiang Plain[J].Journal of Natural Resources, 29(11):1859-1868 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Yanhong, Ye Shujun, Wu Jichun. 2011. A Global Model of Recovering the Annual Mean Tritium Concentration in Atmospheric Precipitation[J]. Geological Review, 57(3):409-418 (in Chinese with English abstract).
- Zhong Chenghao, Yang Qingchun, Ma Hongyun, Bian Jianmin, Zhang Sihong, Lu Xiaoguang. 2019. Application of Environmental Isotopes to identify Recharge Source, Age and Renewability of Phreatic Water in Yinchuan Basin[J]. Hydrological Processes, 33:2166-2173.
- Zuber. A.1986.Mathematical models for the interpretation of environmental radio isotopes in groundwater systems. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol.2, Part B (Eds. P. Fritz and J. Ch. Fontes), Elsevier, Amsterdam:1-59.

附中文参考文献

- 陈宗宇, 陈京生, 费宇红, 张兆吉, 张翠云.2006.利用氡估算太行山前地下水更新速率[J].核技术, (6):426-431.
- 关秉钧.1986.我国大气降水水中氡的数值推算[J].水文地质工程地质, 13(4) :38 -41.
- 胡建平.2011.苏锡常地区地下水禁采后的地面沉降效应研究[D].南京大学.
- 姜月华, 贾军元, 许乃政, 王敬东, 康晓钧.2008.苏锡常地区地下水同位素组成特征及其意义[J].中国科学(D 辑:地球科学), (4):493-500.
- 陆徐荣, 朱锦旗, 王彩会, 黄敬军, 季克其.2006.同位素技术解释苏锡常地区浅层地下水水循环机制[J].水文地质工程地质, (4):52-55.
- 钱康, 张继, 陈鹏, 蒲文斌, 陈贝贝, 魏良帅.2022.云南乌蒙山盘河地区地下水水化学及同位素特征[J].地质通报, 41(7):1291-1299.
- 阮云峰, 赵良菊, 肖洪浪, 周茅先, 程国栋.2015.黑河流域地下水同位素年龄及可更新能力研究[J].冰川冻土, 37(3):767-782.
- 石旭飞, 赵海卿, 郭晓东.2017.基于同位素技术的珲春盆地浅层地下水可更新能力研究[J].水文, 37(4):40-44.
- 束龙仓, 宫荣, 栾佳文, 龚建师, 陶小虎, 赵贵章, 陶月赞.2022.地下水与地表水水量交换识别及交换量计算—以新汴河宿州段为例[J].水科学进展, 33(1):57-67.
- 苏晨, 程中双, 郑昭贤, 陈宗宇.2019.穆兴平原北部地下水年龄及更新性[J].中国地质, 46(2):328-336.
- 苏小四, 林学钰.2003.包头平原地下水水循环模式及其可更新能力的同位素研究[J].吉林大学学报(地球科学版), (4):503-508+529.
- 苏小四.2002.同位素技术在黄河流域典型地区地下水可更新能力研究中的应用—以银川平原和包头平原为例[D].长春:吉林大学.
- 万玉玉, 苏小四, 董维红, 侯光才.2010.鄂尔多斯白垩系地下水盆地中深层地下水可更新速率[J].吉林大学学报(地球科学版), 40(3):623-630.
- 王东升.1989.现代水资源学与同位素技术[J].中国地质, (8):27-28.
- 王凤生.1998.吉林省大气降水氡浓度恢复的区域模型探讨[J].吉林地质, 17 (3):75-80.
- 王恒纯.1991.同位素水文地质概论[M].北京:地质出版社.
- 王骞迎.2020.伊犁河谷西部平原区地下水循环模式与可更新速率研究[D].吉林大学.
- 王忠亮, 郭春艳, 张彦鹏.2021.涇源北盆地地下水氢氧同位素特征及北海泉形成模式[J].水文地质工程地质, 48(1):27-35.
- 杨艳林, 靖晶, 赵永波, 何军, 杜小锋.2022.基于氢氧稳定同位素的武汉北部新城地表水-地下水转换关系研究[J].中国地质, 49(3):706-715.
- 于军, 王晓梅, 武健强, 谢建宝.2006.苏锡常地区地面沉降特征及其防治建议[J].高校地质学报, (2):179-184.
- 俞发康.2007.鄂尔多斯白垩系盆地北区地下水可更新能力研究[D].吉林大学.
- 翟远征, 王金生, 郇环, 滕彦国.2012.北京市平原区地下水更新能力变化的动态均衡证据[J].吉林大学学报(地球科学版), 42(1):198-205.
- 翟远征, 王金生, 滕彦国, 左锐.2013.地下水更新能力评价指标问题刍议——更新周期和补给速率的适用性[J].水科学进展,

24(1):56-61.

张兵, 宋献方, 张应华, 韩冬梅, 杨丽虎, 唐常源.2014.基于氡和 CFCs 的三江平原浅层地下水更新能力估算[J].自然资源学报, 29(11):1859-1868.

章艳红, 叶淑君, 吴吉春.2011.全球大气降水中年平均氡浓度的恢复模型[J].地质论评,57(3):409-418.