

DOI:10.13476/j.cnki.nsbdtk.2022.0004

杨会峰,白华,程彦培,等.基于氯离子示踪法深厚包气带地区地下水补给特征[J].南水北调与水利科技(中英文),2022,20(1):30-39. YANG H F, BAI H, CHENG Y P, et al. Characteristics of groundwater replenishment in deep and thick unsaturated zone based on chloride tracer method[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2022, 20(1): 30-39. (in Chinese)

基于氯离子示踪法深厚包气带地区地下水补给特征

杨会峰^{1,2},白华^{1,2},程彦培¹,孟瑞芳^{1,2},曹文庚^{1,2},南天^{1,2}

(1. 中国地质科学院水文地质环境地质研究所,石家庄 050061;

2. 河北沧州平原区地下水与地面沉降国家野外科学观测研究站,石家庄 050061)

摘要:针对包气带增厚条件下降水入渗变化问题,在华北山前平原滹沱河冲洪积扇典型包气带增厚区实施地质钻孔,通过采样钻杆前端特制的内置环刀取样器,采用无循环液压入法获取原状土样,测试深厚包气带剖面土体结构参数、含水量和氯离子质量浓度;利用氯离子示踪方法研究厚达45 m包气带的水分运移规律,重建深厚包气带地区降水补给历史,评价降水补给强度。结果表明:45 m包气带剖面记录的降水补给年龄为72.12 a,平均入渗补给强度为0.096 m/a,降水入渗补给量占多年平均降水量的18.1%。深厚包气带地区水分运移非常缓慢,水分在多次降水叠加驱动下不断形成新的脉冲逐步向深部运移,降水补给到地下水需要一个长期的过程。研究成果对深厚包气带地区土壤水分运移研究和降水入渗补给评价都具有重要借鉴意义。

关键词:深厚包气带;原状土样;氯离子;示踪;降水入渗;地下水补给

中图分类号:TV138;P641 文献标志码:A 开放科学(资源服务)标志码(OSID):



我国北方地区90%的城市以地下水作为主要供水水源,近几十年来地下水开采量日益增加,水位不断下降导致包气带厚度显著增大,如华北平原,地下水约占总供水量的70%,由于水资源极度短缺,地下水长期超采,区域地下水位下降问题日益突出^[1-3]。据2019年地下水位统测成果,近60年来华北山前平原地区浅层地下水累计下降50~90 m^[4],地下水位下降导致包气带显著增厚,山前平原包气带厚度由10 m左右增大到30~50 m以上^[5-6]。随着包气带厚度增加,包气带水分运移规律必然发生变化,这一变化对地下水补给产生什么影响,如何科学界定降水入渗补给量,这些问题已成为水资源评价研究的焦点。许多学者开展了相关研究,总体可分为3类:一是通过野外原位监测试验和室内试验研究包气带增厚条件下降水入渗变化问题,如:张光辉等^[7]利用6.8 m野外水分运移监

测剖面 and 室内模拟研究了降水补给地下水过程,发现包气带厚度在小于潜水蒸发极限深度时,包气带增厚导致入渗速率和地下水入渗补给量减小,当大于潜水蒸发极限深度时,入渗速率趋于稳定;尹立河等^[8]基于2 m试验池的观测数据发现干旱区植被覆盖度增加包气带水分运移过程,导致降水入渗补给量大幅度减少;李娜等^[9]基于9.6 m包气带剖面的水力参数试验数据,利用数值模拟研究了降水入渗过程,探讨了利用浅层包气带水流入渗通量间接估计深层水分入渗补给量的方法;林丹等^[10]采用压力膜仪法对厚包气带原状土样进行水分特征曲线试验测试,发现包气带厚度增加导致原来饱水带的水力特性发生变化,影响垂向入渗补给过程。二是利用示踪方法研究降水入渗特征和入渗补给量,如:庞忠和等^[11]、赵文智等^[12]认为同位素和化学物质示踪技术为干旱区土壤水分

收稿日期:2021-05-16 修回日期:2021-10-09 网络出版时间:2021-10-18

网络出版地址:https://kns.cnki.net/kcms/detail/13.1430.tv.20211015.1404.002.html

基金项目:中国地质科学院科研业务费项目(YYWF201630);国家自然科学基金项目(41372243);中国地质调查局地质调查项目(DD20190336)

作者简介:杨会峰(1976—),男,陕西西安人,高级工程师,博士,主要从事水文地质与水资源研究。E-mail: yanghui Feng06@163.com

运移研究提供了理想的方法;聂振龙等^[13]基于 9 m 钻孔岩心的土壤水氯离子和 D-¹⁸O 同位素数据,利用氯离子示踪法评估了张掖盆地降水入渗速率;谭秀翠等^[14]、汪丙国等^[15]采用 4 m 以浅包气带剖面的氯、溴离子示踪试验评价了华北平原降水入渗补给量。三是利用零通量面法或相关分析方法研究降水入渗规律,如:范琦等^[16]利用零通量法分析了 4 m 以浅包气带的水分运移特征和降水入渗规律;任永强等^[17]利用交叉相关法研究了北京怀柔水源地包气带增厚引起的降水入渗补给滞后问题。尽管已有研究取得了丰硕的成果,但监测和试验深度基本都在 7~10 m 以浅,主要是利用包气带浅部的水分运移原位监测或示踪试验结果来推测深部的水分运移状况,缺少深部的水分运移监测和试验数据,无法直接反映深部水分运移变化规律,包气带增厚条件下深部水分运移对上界面输入的响应机制、深部水分运移的滞后效应、降水入渗补给过程变化等一系列问题尚未得到很好解决。针对上述问题,本文在地下水位埋深 45 m 的典型包气带增厚地区,根据全剖面氯离子示踪试验分析降水入渗补给特征,重建深厚包气带补给历史,评价降水对地下水的补给强度。研究成果对深厚包气带地区土壤水分运移研究、降水入渗补给分析和地下水资源评价都具有重要的借鉴意义。

1 研究区概况

研究区位于华北山前平原滹沱河冲洪积扇,见图 1。该地区浅层含水岩组由全新统和上更新统地层组成,含水岩组底板埋深在西部山前地区一般 20 m 左右,向东埋深增加到约 160 m,岩性以砂砾石、砂卵石、中粗砂夹砂质黏土为主。深层含水岩组由中更新统和下更新统地层组成:上段含水岩组(中更新统)底界埋深在山前地区一般 60~70 m,向东埋深增加到约 300 m,岩性以砾卵石、砂砾夹砂质黏土为主;下段含水岩组(下更新统)在山前地区底界埋深 140 m 左右,向东增加到约 500 m,岩性主要为黏土夹中粗砂,由西向东砂层逐渐变厚。研究区地下水补给来源主要为大气降水,其次是山前径流和地表水入渗等,主要以开采方式排泄。地下水位随降水量和开采量变化而波动。滹沱河冲洪积扇由于地下水长期超采,包气带厚度由 10 m 左右增加到约 40 m,是典型的深厚包气带地区。本文采样点位于滹沱河冲洪积扇中上部,其降水入渗补给研究在华北平原具有代表意义。



图 1 研究区位置

Fig. 1 Regional location of the study area

2 研究方法与样品采集测试

2.1 研究方法

采用氯离子示踪法研究深厚包气带降水入渗补给规律。该方法基于氯质量平衡原理(chloride mass balance, CMB),是干旱-半干旱区研究降水入渗的有效方法,尤其适用于包气带厚度大、补给周期长的地区。CMB 方法由 Eriksson^[18]于 1969 年首次提出,其后 1978 年 Allison 等^[19]、1996 年 Murphy 等^[20]对氯质量平衡法进行了改进。

氯离子示踪法基于氯离子本身的惰性特征,依据质量平衡原理提出在包气带中氯离子的输入、输出过程维持质量均衡^[21]。基本假设是:包气带中的氯离子仅来源于降水输入,在计算时间尺度内氯离子的输入通量和包气带上界面的水流和边界条件保持恒定;水分运移主要以垂向一维流活塞式入渗为主^[22];包气带厚度较大,能够记录较长补给时期降水输入的氯离子质量浓度信息。该方法认为包气带中降水入渗形成的氯离子质量浓度与降水中的溶解的氯离子质量浓度同步变化。在稳定的条件下,根据质量守恒定律,降水对地下水的多年平均补给强度与降水量、降水输入的氯离子质量浓度以及土壤水氯离子质量浓度的关系为

$$R = \frac{\rho(\text{Cl}_p)}{\rho(\text{Cl}_{sw})} P \quad (1)$$

式中: R 为多年平均补给强度,mm/a; P 为多年平均降水量,mm/a; $\rho(\text{Cl}_p)$ 为降水输入中的多年平均氯离子质量浓度,mg/L; $\rho(\text{Cl}_{sw})$ 为蒸发影响层之下土

壤剖面上某一部分的平均氯离子质量浓度或土壤水中某点氯离子质量浓度, mg/L。

土壤剖面任意一点 Z 的土壤水年龄 $T(Z)$ 等于到 Z 点的累积氯离子质量浓度与氯离子年沉降量的比值, $T(Z)$ 与土壤含水量、土壤水氯离子质量浓度、降水量、降水输入的氯离子质量浓度有如下关系:

$$T(Z) = \int_0^H \theta \cdot \rho(\text{Cl}_{\text{sw}}) dH / [P \cdot \rho(\text{Cl}_p)] \quad (2)$$

式中: H 为 Z 点的埋深, m; θ 为体积含水量。

通常 $T(Z)$ 也可以通过包气带各取样段样品累积氯离子质量浓度和氯离子年沉降量比值求取

$$T(Z) \approx \sum_i \omega(\text{Cl}_i) Z_i r_i / [P \cdot \rho(\text{Cl}_p)] \quad (3)$$

式中: Z_i 为第 i 个样品长度, m; r_i 为样品密度, g/m^3 ; $\omega(\text{Cl}_i)$ 为第 i 个样品氯离子质量分数; $\sum_i \omega(\text{Cl}_i) Z_i r_i$ 为到第 i 个样品深度的总氯质量, g/m^2 。

2.2 样品采集和测试分析

采样区位于中国地质科学院水文地质环境地质研究所正定包气带水分运移试验场, 该试验场地处滹沱河冲积扇中上部, 包气带厚度大, 为天然植被覆盖区, 无人工灌溉影响, 降水是地下水主要的补给来源, 是氯离子示踪法研究降水入渗的理想场所。采样区包气带厚度 45.6 m, 岩性主要由第四系冲洪积物构成, 粗、细粒地层相间分布, 结构复杂, 其中: 0~5.10 m 为粉土; 5.10~9.70 m 为粉砂; 9.70~12.90 m 为粉质黏土; 12.90~18.95 m 为中粗砂; 18.95~21.99 m 为粉质黏土、粉土; 21.99~30.24 m 为中粗砂; 30.24~41.32 m 主要为黏土; 41.32~45.00 m 为中细砂。详见图 2。

原状土采集与测试是深厚包气带地区氯离子示踪研究的关键技术环节。在正定包气带水分运移试验场院内实施 80 m 地质钻孔, 在采样钻杆前端安置特制的内置环刀取样器, 严格采用无循环液压入法将环刀压入土体中, 通过旋转钻杆使底部土体断开, 确保在不破坏土体结构和干扰自然含水状况下获取原状土样, 测试含水率、干密度等关键参数。土壤含水率采用烘干法测定, 在 80 °C 下烘干 48 h, 测定质量含水率和体积含水率。在钻孔原状土样中采集氯离子样品, 采样深度为 1.52~47.02 m, 综合考虑地层岩性差异和样品代表性, 采样间隔 0.6~1.2 m 不等, 并在岩性分界加密采样, 共采集样品 59 组(图 2), 送至河北省地质实验测试中心, 测定氯离子质量浓度和水溶盐含量。土壤氯离子的萃取采用 500 mL 蒸馏水溶液溶解 100 g 样品, 放置 24 h, 通过离心过滤测试溶液中氯离子质量浓度。计算公式为

$$\rho(\text{Cl}_{\text{sw}}) = \frac{\rho(\text{Cl}_{\text{ex}}) m_w / m_s}{W} \quad (4)$$

式中: $\rho(\text{Cl}_{\text{ex}})$ 为萃取的氯离子质量浓度, mg/L; m_w 为蒸馏水质量, g; m_s 为土样质量, g; W 为土样的质量含水率, %。

层底埋深/m	层厚/m	地层岩性及采样位置	岩性
2.80	2.80	采样点	粉土
3.77	0.97		粉砂
5.10	1.33		粉土
8.00	2.90		粉砂
9.70	1.70		粗砂
10.50	0.80		粉质黏土
11.15	0.65		泥质粉砂
12.90	1.75		粉质黏土
18.95	6.05		中粗砂
20.19	1.24		粉质黏土
21.50	1.31		含泥中砂
21.99	0.49		粉土
30.24	8.25		中粗砂
37.10	6.86		黏土
38.46	1.36		细砂
40.48	2.02		黏土
41.32	0.84		粉土
46.09	4.77		中细砂

图 2 钻孔地层岩性及氯离子取样位置

Fig. 2 Lithology of borehole and sampling position of chloride ion

3 结果与分析

3.1 氯离子输入通量确定

氯离子输入通量是应用氯离子示踪法评价降水入渗的关键参数, 该值的选取直接影响计算结果的

准确性。通常认为在自然条件下进入包气带中的氯离子有两个来源:一是降水中溶解的氯离子(湿沉降);二是非雨季大气尘埃中的氯离子在地表积累被雨季的降水带入包气带(干沉降)。采样区远离海洋,包气带为第四系陆相沉积,不含海相起源的氯离子,处于天然植被区,不受农业灌溉影响,包气带中氯离子主要来源于降水。

很多学者开展过华北平原氯离子输入通量研究,如:陈宗宇等^[23]利用京津冀及山东省等气象台站采集的降水样品,测定降水中氯离子年均输入量为 3.0 g/m^2 ;刘君等^[24]根据华北山前平原正定县降水的水化学数据,计算出1955—2016年降水中氯离子年均输入量为 3.6 g/m^2 ,同时利用该地区钻孔样品的氡示踪峰值所对应的氯含量,反算出包括干、湿沉降两部分的氯离子输入通量为 $4.056\text{ g}/(\text{m}^2\cdot\text{a})$ 。本次研究在采集氯离子样品的钻孔中也同时采集了核爆形成的 ^{36}Cl 样品,由于包气带中天然来源 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 同位素原子比值非常低,核试验形成的 ^{36}Cl 被降水带入包气带中,成为示踪包气带水分运移的理想示踪剂,深厚包气带地区 ^{36}Cl 的示踪效果更为突出^[25-26]。本次 ^{36}Cl 样品测试结果反映 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 同位素原子峰值出现在 $36\sim 42\text{ m}$,以1960年为核爆 ^{36}Cl 的输入时间,通过示踪法评价了降水入渗速率,再依据钻孔样品的氯离子质量浓度,计算出氯离子输入通量为 $4.380\text{ g}/(\text{m}^2\cdot\text{a})$,该输入通量包括干、湿沉降两部分。分析 ^{36}Cl 示踪法和刘君等^[24]氡示踪法计算结果,两者都是基于示踪法的客观评价,且采样区位置接近,包气带结构和降水输入基本一致,同一地区降水输入的不同物质在包气带中迁移和积累的计算结果可互相印证。因此,采用两者均值 $4.218\text{ g}/(\text{m}^2\cdot\text{a})$ 作为氯离子输入通量。该输入通量很好地代表了研究区实际的干、湿沉降氯输入状况,有效提高了氯离子示踪法评价降水入渗的精度。

3.2 深厚包气带剖面土壤含水量及土壤水氯离子质量浓度变化分析

3.2.1 包气带剖面土壤含水量变化分析

利用不同深度采集的59组原状土样的含水量测试数据,分析深厚包气带剖面水分变化特征。从图3(a)可见,采样区包气带剖面含水量与气象、包气带岩性及地层埋深相关。包气带剖面 9 m 以浅,岩性主要为粉质黏土和粉砂,受地表蒸发影响,土壤含水量低至 $6.8\%\sim 10.2\%$;包气带剖面 $9.0\sim 30.0\text{ m}$,土壤含水量在多次降水叠加影响下,呈现规律性变化,在粉质黏土、粉土等岩性较细层位,含水量明显增高,达 $20.1\%\sim 26.0\%$,在中粗砂等岩

性较粗层位,含水量显著减小,仅为 $3.0\%\sim 4.8\%$;包气带剖面 $30.0\sim 46.0\text{ m}$,岩性以细颗粒黏土和中细砂为主,整体含水量较大,达 $13.0\%\sim 25.3\%$ 。

3.2.2 包气带剖面土壤水氯离子质量浓度变化分析

利用不同深度采集的59组原状土样的水溶氯离子测试数据,分析深厚包气带剖面氯离子质量浓度变化特征。从图3(b)可见,采样区土壤水氯离子质量浓度在包气带不同深度有显著差异,且与包气带含水量呈显著负相关:包气带含水量较大的层段,土壤水氯离子质量浓度较低;含水量较小的层段,土壤水氯离子质量浓度较高。包气带剖面 2.5 m 以浅,受降水淋滤的影响,土壤水氯离子含量低;降水淋滤带以下,土壤水氯离子质量浓度显著增大,包气带剖面 $5.5\sim 6.7\text{ m}$ 深度出现第一个氯离子峰值,质量浓度达 $230\sim 290\text{ mg/L}$,这一峰值主要是受干旱-半干旱区蒸发积盐的影响,蒸发作用导致水去盐留,土壤水氯离子质量浓度增加,这也反映出研究区的蒸发极限深度在 7 m 左右。

包气带剖面 $10\sim 30\text{ m}$ 深度出现第二、第三个氯离子峰值[图3(b)],氯离子峰值形成与降水入渗条件和包气带岩性结构直接相关。其中,包气带剖面 $14.35\sim 18.95\text{ m}$ 深度出现第二个氯离子峰值,土壤水氯离子质量浓度达 $149.6\sim 202.2\text{ mg/L}$ 。这一深度地层岩性以中粗砂为主,其下部为近 3 m 厚细粒粉质黏土、粉土层,当水分从粗粒向细粒地层运移时,由于细粒地层的阻水作用,水分运移滞缓,水分带来的氯离子在细粒层之上的粗粒层中逐渐积累,导致氯离子质量浓度增高,形成峰值;水分在经过较长时间运移过细粒层后,运移速率增大,细粒层的氯离子随水分向下迁移,导致细粒层的氯离子质量浓度降低。包气带剖面 $25.45\sim 28.25\text{ m}$ 深度出现第三个氯离子峰值,土壤水氯离子质量浓度达 $181.9\sim 211.5\text{ mg/L}$,这一深度地层岩性主要为中粗砂,其下部为 6.36 m 厚的黏土层,与第二个氯离子峰值形成原因相似,也是上粗下细的地层结构,导致水分带来的氯离子在细粒层之上的粗粒层中不断积累,氯离子质量浓度显著增高形成峰值。可见,在深厚包气带地区地层的岩性结构对水分运移和溶质迁移具有直接的控制作用^[27-30]。上粗下细的地层结构,水分运移滞缓,离子组分在地层交接处积累较多,从粗粒层向细粒层过渡段土壤水氯离子质量浓度显著增高;上细下粗的地层结构,水分运移相对较快,离子组分在地层交接处积累较少,从细粒层向粗粒层过渡段土壤水氯离子质量浓度较低。

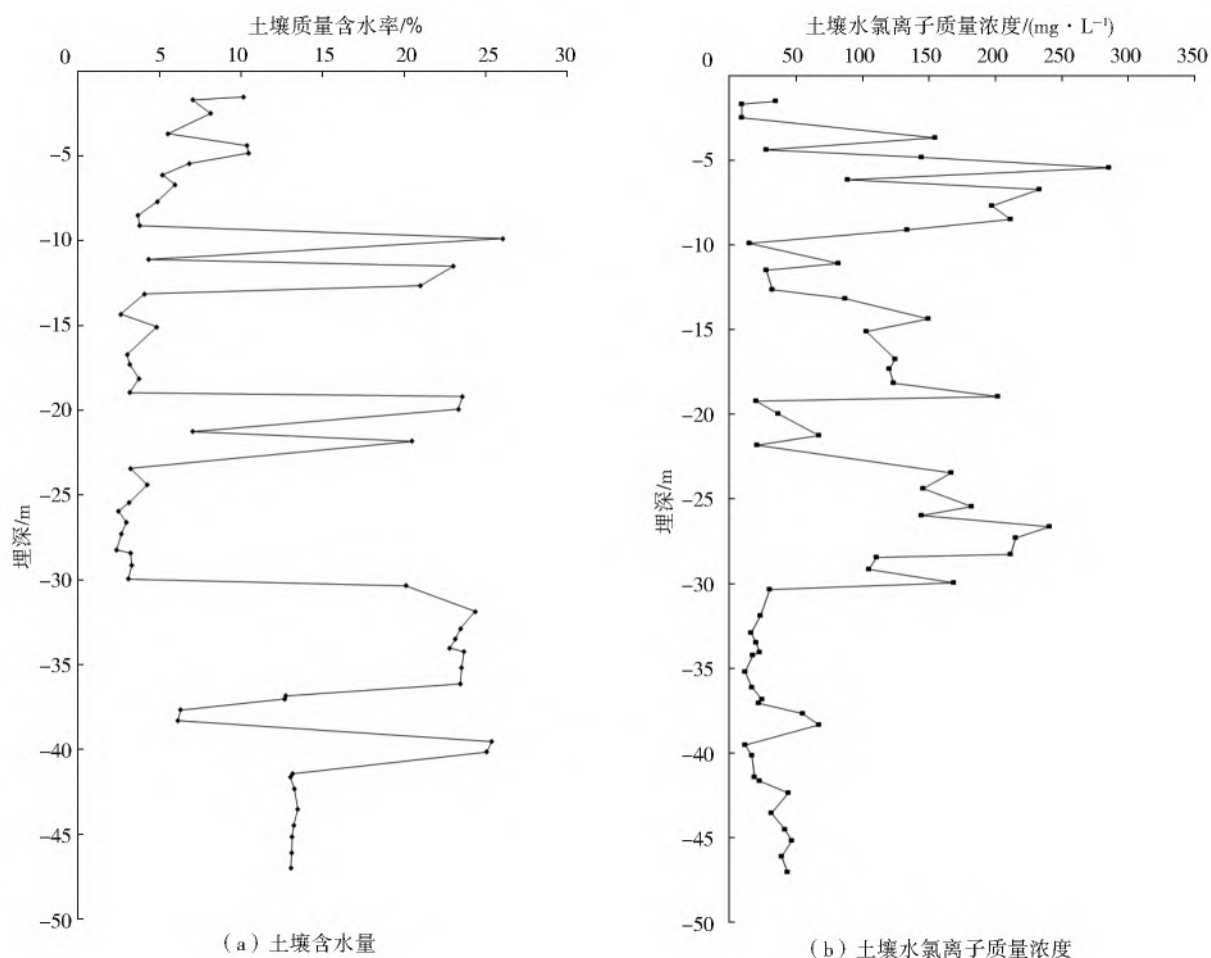


图 3 包气带土壤质量含水量及土壤水氯离子质量浓度

Fig. 3 Soil moisture and chlorine ion mass concentration in unsaturated zone

此外,包气带剖面土壤水氯离子质量浓度也反映了不同补给时期气候的干湿变化:气候较干时期,土壤含水率较小,氯离子质量浓度增大;气候较湿润时期,土壤含水率增大,氯离子质量浓度减小。包气带剖面 10~30 m 深度出现的两个氯离子峰值,反映出在补给过程中有两个较干的补给时期,这与下文距采样时间 49.31~39.43 a、26.66~21.12 a 存在两个补给速率小的阶段相吻合。总之,深厚包气带地区水分运动是在长时间系列多次降水叠加驱动下不断形成新的脉冲,逐步向深部缓慢运移,运移速率受地层结构和补给时期的气候干湿条件控制。

3.3 深厚包气带剖面补给历史重建

土壤水年龄是降水补给时间的直接反映,不同深度的土壤水年龄分布可以直观表示包气带剖面补给时间的变化特征。根据氯离子示踪结果,采用式(3)计算包气带剖面不同深度的土壤水年龄(表 1),重建了深厚包气带的补给历史(图 4)。研究结果:包气带剖面 6.12 m 处记录的补给历史为 2.82 a, 12.65 m 处记录的补给历史为 18.70 a, 21.82 m 处记录的补给历史为 34.80 a, 30.35 m 记录补给历史

为 50.10 a, 45.18 m 记录的补给历史为 72.12 a, 反映出该深度土壤水来源于 20 世纪 40 年代左右的降水补给。华北平原以往的降水入渗研究,包气带试验监测深度多在 7~10 m 以浅,深厚包气带的研究成果很少,其中有代表性的是刘君等^[24]在滹沱河冲洪积扇根据 18.5 m 地质钻孔采用氯离子示踪法评价出该深度补给历史为 27 a,本次研究在钻孔 18.95 m 深度计算出的补给历史为 28.18 a,两者研究成果接近,有较好的对比性。本次系统研究了厚达 45.18 m 包气带记录的补给历史,结果反映出华北山前平原深厚包气带地区水分运移非常缓慢,是长时间序列多次降水叠加驱动下不断形成新的脉冲,逐步向深部运移,降水补给到地下水需要 70 a 左右。

3.4 深厚包气带剖面补给强度评价

氯离子示踪法主要是通过包气带剖面的水分含量和氯离子质量浓度研究降水垂向入渗补给特征,不涉及含水层样品,采用该方法可消除山前侧向补给对研究结果的影响。采用式(1)计算包气带剖面不同深度的补给强度,研究发现:多年平均补给强度与气象、包气带岩性和地层深度等要素相关。包气

带剖面 0~2.80 m 深度,接受降水补给强烈,平均补给强度达 328 mm/a;包气带剖面 5.10~41.32 m 深度,受多次降水叠加影响,剖面记录的补给强度呈现规律性变化,在岩性较细层位(如 9.70~12.90 m 粉质黏土层和 18.95~21.99 m 粉质黏土、粉土层),平均补给强度较大,达 142~148 mm/a,在岩性较粗层位(如 12.90~18.95 m、21.99~30.24 m 中粗砂层),平均补给强度显著减小,仅为 26~38 mm/a;包气带剖面 41.32~45.00 m 深度,岩性主要为中细砂,且该深度接近地下水位,平均补给强度较大,达 132 mm/a。根据包气带各段的补给强度,计算出深厚包气带剖面降水对地下水的多年平均补给强度为 96 mm/a,占多年平均降水量的 18.1%。华北

山前平原地下水补给强度研究成果较多,如石建省等^[2]、谭秀翠等^[14]、Wang 等^[31]、马斌等^[32]利用天然同位素和人工示踪方法,孟素花等^[33]利用水均衡方法,评价出石家庄市的降水对地下水的多年平均补给强度为 109~131 mm/a;李娜等^[9]利用数值模拟方法计算出北京市降水对地下水的多年平均补给强度为 131 mm/a。对比以往研究成果,本次基于氯离子示踪法计算的多年平均补给强度较以往结果略偏小,这与包气带厚度大直接相关。包气带记录的补给年龄达 70 a 左右,反映出随着包气带增厚,降水入渗补给时间显著增加,但受多年降水叠加驱动影响,水分不断向深部缓慢运移,入渗补给量没有明显减小,入渗补给量与地下水位埋深不再呈显著负相关。

表 1 包气带剖面不同深度补给强度和补给历史

Tab. 1 Intensity and time of rainfall infiltration recharge in different depth of unsaturated zone profile

埋深/m	$\rho(\text{Cl}_{\text{sw}})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$R/$ ($\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$)	$\Sigma m_{\text{Cl}}/$ ($\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$)	$T(Z)$	埋深/m	$\rho(\text{Cl}_{\text{sw}})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$R/$ ($\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$)	$\Sigma m_{\text{Cl}}/$ ($\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$)	$T(Z)$
-1.52	34.98	121			-25.45	181.99	23	175.519	41.612
-1.68	9.07	465			-25.96	144.49	29	178.993	42.436
-2.48	9.59	440			-26.62	240.82	18	184.184	43.666
-3.69	154.64	27			-27.30	215.21	20	190.599	45.187
-4.38	28.05	150			-28.25	211.54	20	198.063	46.957
-4.83	144.64	29			-28.43	110.63	38	199.194	47.225
-5.45	285.29	15			-29.15	105.20	40	202.916	48.107
-6.12	89.32	47	11.889	2.819	-29.95	168.95	25	208.016	49.316
-6.70	233.11	18	19.779	4.689	-30.35	30.30	139	211.343	50.105
-7.70	197.31	21	35.969	8.528	-31.89	23.24	181	224.705	53.273
-8.50	211.23	20	45.765	10.850	-32.90	16.29	259	231.776	54.949
-9.10	133.87	32	51.184	12.135	-33.50	19.90	212	235.507	55.834
-9.88	14.94	282	56.273	13.341	-34.05	22.40	188	239.447	56.768
-11.10	82.13	51	63.751	15.114	-34.25	17.34	243	240.806	57.090
-11.50	27.83	152	66.910	15.863	-35.20	12.04	350	245.668	58.243
-12.65	32.03	132	78.897	18.705	-36.15	16.90	250	250.431	59.372
-13.15	87.41	48	82.622	19.588	-36.85	24.69	171	254.529	60.344
-14.35	149.62	28	89.096	21.123	-37.05	21.82	193	255.502	60.574
-15.10	103.13	41	93.910	22.264	-37.68	55.43	76	258.265	61.229
-16.72	125.00	34	104.144	24.690	-38.32	67.21	63	261.676	62.038
-17.30	120.00	35	107.315	25.442	-39.55	11.72	360	268.098	63.560
-18.15	123.66	34	112.487	26.668	-40.16	16.69	253	271.319	64.324
-18.95	202.22	21	118.860	28.179	-41.45	18.87	223	277.566	65.805
-19.20	19.83	213	120.903	28.664	-41.65	22.83	185	278.358	65.993
-19.95	36.71	115	128.251	30.406	-42.35	44.30	95	282.858	67.060
-21.25	67.62	62	142.632	33.815	-43.55	31.60	133	291.688	69.153
-21.82	20.77	203	146.663	34.771	-44.50	41.75	101	298.437	70.753
-23.45	166.88	25	158.238	37.515	-45.18	47.02	90	304.212	72.122
-24.40	145.97	29	166.328	39.433					

注: Σm_{Cl} 表示土壤剖面某一埋深的总氯质量。

利用包气带剖面的累积土壤含水率和累积土壤水氯离子质量数据,结合包气带剖面记录的补给历史,分析不同补给时期补给强度的变化规律。从图

5 可见,累积土壤含水率和累积土壤水氯离子质量由多个不同斜率的直线段组成,每一个直线段代表一个相对稳定的补给时期,不同的斜率反映不同的补给环

境,斜率越大,反映输入的氯通量越多,表明降水量越大,根据图中不同直线段的含水率、土壤水氯离子质量及所代表的补给历史,计算出各稳定时期的补给强度,重建了深厚包气带剖面的降水对地下水的多年平均补给强度。

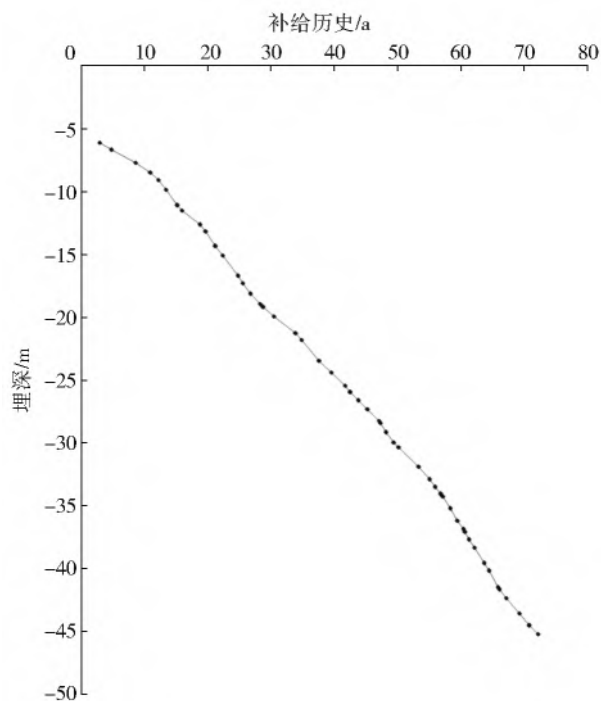


图 4 包气带剖面不同埋深记录补给历史

Fig. 4 Groundwater recharge process and time in different depth of unsaturated zone profile

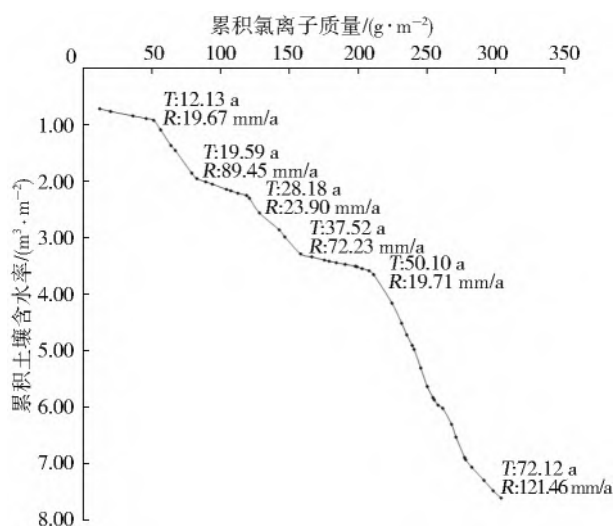


图 5 不同时期补给速率(T; 补给历史;R: 平均补给强度)

Fig. 5 Recharge rate on different stages(T: period of precipitation recharge; R: average intensity of precipitation recharge)

在包气带剖面记录的 72.12 a 补给历史(图 5)中,距采样时间(2016 年)72.12~50.10 a(1944—1966 年)、37.52~28.18 a(1978—1988 年)、12.13~19.59 a(1996—2004 年) 3 个时期平均补给强度大,达 72.32~121.46 mm/a;距采样时间 49.31~39.43 a(1967—1977 年)、26.66~21.12 a(1989—1995 年)、

10.85~2.82 a(2005—2013 年)平均补给强度小,仅为 20 mm/a 左右,平均补给强度的变化反映出自 20 世纪 40 年代以来,降水经历了 3 次高低波动,气候经历了 3 个相对干、湿变化过程。根据国家气象站长系列的监测数据,采样点所在的石家庄市多年平均降水量为 531.7 mm,近 60 年来降水总体呈波动状态,但在 1963—1964 年和 1996 年出现两次强降水周期,年均降水量达 1 046.8 mm 和 1 097.1 mm。另外 1976—1977 年也为降水量较大的年份,年均降水量达 703.2 mm,本文通过氯离子示踪法评价出 3 个平均补给强度较大的时段,与这 3 个强降水时期基本一致,也反映出氯离子示踪法在深厚包气带地区降水入渗研究中具有较好的应用和推广意义。

氯离子输入通量是计算包气带氯离子质量浓度和土壤水年龄的关键参数,氯离子输入通量的准确性直接影响着评价结果是否客观。本文基于核爆 ^{36}Cl 和氡示踪法互相印证,确定的氯离子输入通量更为可靠。通过研究发现地层岩性结构对包气带的水分和溶质运移有着重要的控制作用,细粒地层包气带含水量大,氯离子质量浓度小,粗粒地层包气带含水量小,氯离子质量浓度大,氯离子质量浓度与含水量呈显著负相关。造成这一现象的原因是上粗下细的地层结构导致水分运移滞缓,离子组分在细粒层之上的粗粒层不断积累,当水分经过较长时间运移过细粒层后,上细下粗的地层结构又会导致水分运移速率显著增大,离子组分水向下迁移,在地层交接处积累较少。本文计算出华北山前平原降水对地下水的平均补给强度为 96 mm/a,与以往研究结果较为接近,但整个包气带剖面记录的补给年龄却高达 72 a,反映出深厚包气带地区降水对地下水的多年平均补给强度并非随着包气带厚度增加而一直减小,当包气带厚度增加超过潜水极限蒸发深度时,降水对地下水的多年平均补给强度会逐渐趋于一个相对稳定的值。但降水入渗补给时间会随着包气带厚度增大而显著增加,包气带厚度增大并非是减小了降水入渗系数,而是增加了降水入渗补给时间,深厚包气带地区水分运移非常缓慢,水分在多次降水叠加驱动下不断形成新的脉冲,逐步向深部运移,降水补给到地下水需要一个长期的过程。

4 结 论

在华北山前平原典型包气带增厚地区实施地质钻孔,获取原状土样,分析了深厚包气带剖面土体结构、含水量和氯离子质量浓度变化特征,利用氯离子示踪法研究了降水入渗补给规律,得出如下结论:

华北山前平原 45.18 m 典型深厚包气带剖面 5.50~6.70 m、14.35~18.95 m 和 25.45~28.25 m 出现 3 个氯离子峰值,其形成与降水、蒸发条件以及包气带岩性结构直接相关。

采用氯离子示踪法计算出华北山前平原典型深厚包气带剖面平均补给强度为 96 mm/a,降水入渗补给量占多年平均降水量的 18.1%。

典型包气带剖面记录到的补给年龄为 72.12 a,反映出华北山前平原深厚包气带水分运移非常缓慢,水分在多次降水叠加驱动下不断形成新的脉冲,逐步向深部运移,降水补给到地下水需要一个长期的过程。

地层岩性结构,尤其是细粒地层的分布对水分和溶质运移具有直接的控制作用:当水分从粗粒向细粒地层运移时,由于细粒地层的阻水作用,上粗下细的地层结构导致水分运移滞缓,离子组分积累;当水分在经过较长时间运移过细粒层后,上细下粗的地层结构使得水分运移相对较快,离子组分在地层交接处积累较少。

氯离子示踪法在包气带增厚地区土壤水分运移和降水入渗补给研究等方面具有较好的应用和推广意义。

参考文献(References):

[1] 张宗祜,沈照理,薛雨群,等. 华北平原地下水环境演化[M]. 北京:地质出版社,2000. (ZHANG Z H, SHEN Z L, XUE Y Q, et al. Evolution of groundwater environment in North China Plain[M]. Beijing: Geological Publishing Press, 2000. (in Chinese))

[2] 石建省,李国敏,梁杏,等. 华北平原地下水演变机制与调控[J]. 地球学报,2014,35(5):527-534. (SHI J S, LI G M, LIANG X, et al. Evolution mechanism and control of groundwater in the North China Plain[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2014, 35 (5): 527-534. (in Chinese)) DOI:10.3975/cagsb.2014.05.01.

[3] 吴爱民,李长青,徐彦泽,等. 华北平原地下水可持续利用的主要问题及对策建议[J]. 南水北调与水利科技,2010,8(6):110-113,128. (WU A M, LI C Q, XU Y Z, et al. Key issues influencing sustainable groundwater utilization and its countermeasures in North China Plain[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2010, 8(6): 110-113, 128. (in Chinese)) DOI:10.3724/SP.J.1201.2010.06110.

[4] 李文鹏,王龙凤,杨会峰,等. 华北平原地下水超采状况与治理对策建议[J]. 中国水利,2020,895(13):26-30. (LI W P, WANG L F, YANG H F, et al. The groundwater overexploitation status and countermeasure suggestions of the North China Plain[J]. China Water Resources, 2020, 895(13): 26-30. (in Chinese)) DOI:10.3969/j.issn.1000-1123.2020.13.017.

[5] 张光辉,费宇红,刘春华,等. 华北滹沱平原地下水水位下

降与灌溉农业关系[J]. 水科学进展,2013,24(2):228-233. (ZHANG G H, FEI Y H, LIU C H, et al. Relationship between decline of shallow groundwater levels and irrigated agriculture on Hufu Plain of North China [J]. Advances in Water Science, 2013, 24(2): 228-233. (in Chinese)) DOI:10.14042/j.cnki.32.1309.2013.02.016.

[6] 刘中培,王富强,于福荣. 石家庄平原区浅层地下水位变化研究[J]. 南水北调与水利科技,2012,10(5):124-127. (LIU Z P, WANG F Q, YU F R. Variation of shallow groundwater level in Shijiazhuang Plain[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2012, 10(5): 124-127. (in Chinese)) DOI:10.3724/SP.J.1201.2012.05124.

[7] 张光辉,费宇红,申建梅,等. 降水补给地下水过程中包气带变化对入渗的影响[J]. 水利学报,2007,38(5):611-616. (ZHANG G H, FEI Y H, SHEN J M, et al. Influence of unsaturated zone thickness on precipitation infiltration for recharge of groundwater[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2007, 38(5): 611-616. (in Chinese)) DOI:10.3321/j.issn:0559-9350.2007.05.016.

[8] 尹立河,王晓勇,黄金廷,等. 干旱区植被盖度增加对降水入渗补给地下水的影响[J]. 地质通报,2015,34(11):2066-2072. (YIN L H, WANG X Y, HUANG J T, et al. The impact of vegetation coverage increase on ground water recharge in the arid regions[J]. Experimental and Numerical Study, 2015, 34(11): 2066-2072. (in Chinese)) DOI:10.3969/j.issn.1671-2552.2015.11.011.

[9] 李娜,任理,唐泽军. 降雨入渗条件下厚包气带土壤水流通量的模拟与分析[J]. 农业工程学报,2013,29(12):94-99. (LI N, REN L, TANG Z J. Modeling and analyzing water flow in a thick unsaturated zone during precipitation and infiltration[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2013, 29(12): 94-99. (in Chinese)) DOI:10.3969/j.issn.1002-6819.2013.12.013.

[10] 林丹,靳孟贵,马斌,等. 包气带增厚区土壤水力参数及其对入渗补给的影响[J]. 地球科学-中国地质大学学报,2014,39(6):760-767. (LIN D, JIN M G, MA B, et al. Characteristics of infiltration recharge at thickening vadose zone using soil hydraulic parameters[J]. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 2014, 39 (6): 760-767. (in Chinese)) DOI:10.3799/dqkx.2014.071.

[11] 庞忠和,黄天明,杨硕,等. 包气带在干旱半干旱地区地下水补给研究中的应用[J]. 工程地质学报,2018,26(1):51-60. (PANG Z H, HUANG T M, YANG S, et al. The potential of the unsaturated zone in groundwater recharge in arid and semiarid areas[J]. Journal of Engineering Geology, 2018, 26(1): 51-60. (in Chinese)) DOI:10.13544/j.cnki.jeg.2018.01.006.

[12] 赵文智,周宏,刘鹤. 干旱区包气带土壤水分运移及其

- 对地下水补给研究进展[J]. 地球科学进展, 2017, 32(9): 908-913. (ZHAO W Z, ZHOU H, LIU H. Advances in moisture migration in vadose zone of dry land and recharge effects on groundwater dynamics [J]. Advances in Earth Science, 2017, 32(9): 908-913. (in Chinese)) DOI: 0. 11867/j. issn. 1001-8166. 2017. 09. 0908.
- [13] 聂振龙, 连英立, 段宝谦, 等. 利用包气带环境示踪剂评估张掖盆地降水入渗速率[J]. 地球学报, 2011, 32(1): 117-122. (NIE Z L, LIAN Y L, DUAN B Q, et al. Application of unsaturated zone environmental tracers to the estimation of rainfall infiltrating rate in the Zhangye basin[J]. Northwestern China Acta Geoscientica Sinica, 2011, 32(1): 117-122. (in Chinese)) DOI: 10. 3975/cagsb. 2011. 01. 15.
- [14] 谭秀翠, 杨金忠, 宋雪航, 等. 华北平原地下水补给量计算分析[J]. 水科学进展, 2014, 24(1): 73-80. (TAN X C, YANG J Z, SONG X H, et al. Estimation of groundwater recharge in North China Plain[J]. Advances in Water Science, 2014, 24(1): 73-80. (in Chinese)) DOI: 32. 1309. P. 20121217. 2025. 021.
- [15] 汪丙国, 靳孟贵, 王文峰, 等. 氯离子示踪法在河北平原地下水垂向入渗补给量评价中的应用[J]. 节水灌溉, 2006(3): 16-21. (WANG B G, JIN M G, WANG W F, et al. Application of chloride ion tracer method in estimation of vertical infiltration recharge of groundwater in Hebei Plain[J]. Water Saving Irrigation, 2006(3): 16-21. (in Chinese)) DOI: 10. 3969/j. issn1007-4929. 2006. 03. 006.
- [16] 范琦, 王骥, 蔺文静, 等. 包气带增厚条件下地下水补给规律研究[J]. 水文地质工程地质, 2006(3): 21-23. (FAN Q, WANG J, LIN W J, et al. The groundwater recharge rule study in the condition of aeration zone incassation[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2006(3): 21-23. (in Chinese)) DOI: 10. 3969/j. issn. 1000-3665. 2006. 03. 005.
- [17] 任永强, 宫辉力, 潘云. 北京怀柔应急地下水源地降水入渗补给时滞性分析[J]. 南水北调与水利科技. 2012. 10(6): 93-96. (REN Y Q, GONG H L, PAN Y. Analysis of rainfall infiltration lag time of emergency groundwater source field in Huairou of Beijing[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2012, 10(6): 93-96. (in Chinese)) DOI: 10. 3724/SP. J. 1201. 2012. 06093.
- [18] ERIKSSON E, KHUNAKASEM V. Chloride concentration in groundwater recharge rate and rate of deposition of chloride in Israel coastal plain[J]. Journal of Hydrology, 1969, 7(2): 178-197. DOI: 10. 1016/0022-1694(69)90055-9.
- [19] ALLISON G B, HUGHES M W. The use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge to an unsaturated aquifer[J]. Australian Journal of Soil Research, 1978, 16(2): 181-195. DOI: 10. 1071/sr9780181.
- [20] MURPHY E M, GINN T R, PHILLIPS J L. Geochemical estimates of paleorecharge in the Pasco basin: Evaluation of the chloride mass balance technique[J]. Water Resources Research, 1996, 32(9): 2853-2868. DOI: 10. 1029/96WR01529.
- [21] 袁瑞强, 龙西亭, 王鹏, 等. 氯离子质量平衡法应用问题刍议[J]. 水文, 2015, 35(4): 7-12. (YUAN R Q, LONG X T, WANG P, et al. Discussion on application of chloride mass balance method[J]. Journal of China Hydrology, 2015, 35(4): 7-12. (in Chinese)) DOI: 10. 3969/j. issn. 1000-0852. 2015. 04. 002.
- [22] 李杰彪, 苏锐, 周志超, 等. 基于环境示踪剂氯的北山地区浅部地下水补给研究[J]. 干旱区地理, 2020, 43(1): 135-141. (LI J B, SUI R, ZHOU Z C, et al. Estimation of shallow groundwater recharge using the environmental tracer chloride method in Beishan area[J]. Arid Land Geography, 2020, 43(1): 135-141. (in Chinese)) DOI: 12118/j. issn. 1000-6060. 2020. 01. 16.
- [23] 陈宗宇, 毕二平, 聂振龙, 等. 包气带剖面中古水文-气候信息的初步研究[J]. 地球学报, 2001, 22(4): 335-339. (CHEN Z Y, BI E P, NIE Z L, et al. A tentative discussion on paleohydrological and paleoclimatical information from unsaturated zone profile [J]. Acta Geoscientica Sinica, 2001, 22(4): 335-339. (in Chinese)) DOI: CNKI: SUN: DQXB. 0. 2001-04-011.
- [24] 刘君, 陈宗宇, 张兆吉, 等. 利用环境示踪剂估算滹沱河冲洪积扇地下水天然补给[J]. 地质科技情报, 2009, 28(6): 114-117. (LIU J, CHEN Z Y, ZHANG Z J, et al. Estimation of natural groundwater recharge in the Hutuo River alluvial-proluvial fan using environmental tracers[J]. Geological Science and Technology Information, 2009, 28(6): 114-117. (in Chinese)) DOI: 10. 3969/j. issn. 1000-7849. 2009. 06. 018.
- [25] 刘莉, 马东升. 应用³⁶Cl核爆脉冲峰测量包气带水补给[J]. 东华理工学院学报, 2007, 30(2): 144-147. (LIU L, MA D S. Apply the nuclear bomb pulse of ³⁶Cl to quantify groundwater recharge[J]. Journal of East China Institute of Technology, 2007, 30(2): 144-147. (in Chinese)) DOI: CNKI: SUN: HDDZ. 0. 2007-02-008.
- [26] BOUCHEZ C, DESCHAMPS P, GONCALVES J, et al. Water transit time and active recharge in the Sahel inferred by bomb-produced ³⁶Cl. [J]. Scientific Reports, 2019, 9(1): 1-8. DOI: 10. 1038/s41598-019-43514-x.
- [27] 虞佩媛, 王文科, 王周锋, 等. 包气带岩性结构对降雨入渗能力的影响[J]. 水利水电技术. 2019, 50(3): 25-33. (YU P Y, WANG W K, WANG Z F, et al. Influence of lithologic structure of vadose zone on rainfall infiltration capacity[J]. Water Resources and Hydropower Engineering, 2019, 50(3): 25-33. (in Chinese)) DOI: 10. 13928/j. cnki. wrahe. 2019. 03. 004.
- [28] 徐远志, 赵贵章, 母霓莎, 等. 包气带水分运移过程的

- 影响因素综述[J]. 华北水利水电大学学报(自然科学版),2019,40(2):37-41. (XU Y Z,ZHAO G Z,MU N S, et al. Review on factors affecting the process of water movement in vadose zone[J]. Journal of North China University of Water Resources and Electric Power (Natural Science Edition),2019,40(2):37-41. (in Chinese)) DOI:10.19760/j.ncwu.zk.2019019.
- [29] 谭秀翠,王刚,王华敬. 地下水补给量计算及包气带岩性影响分析[J]. 灌溉排水学报,2016,35(1):76-79. (TAN X C,WANG G,WANG H J. Calculations of groundwater recharge and impact analysis of vadose lithology[J]. Journal of Irrigation and Drainage,2016,35(1):76-79. (in Chinese)) DOI:10.13522/j.cnki.ggps.2016.06.015.
- [30] 霍思远,靳孟贵,梁杏. 包气带弱渗透性黏土透镜体对降雨入渗补给影响的数值模拟[J]. 吉林大学学报(地球科学版),2013,43(5):1579-1586. (HUO S Y,JIN M G,LIANG X. Impacts of low-permeability clay lens in vadose zone onto rainfall infiltration and groundwater recharge using numerical simulation of variably saturated flow[J]. Journal of Jilin University(Earth Science Edition),2013,43(5):1579-1586. (in Chinese)) DOI:10.1007/978-3-662-46356-7.
- [31] WANG B,JIN M,NIMMO J R, et al. Estimating groundwater recharge in Hebei Plain, China under varying land use practices using tritium and bromide tracers[J]. Journal of Hydrology, 2008, 356 (1/2): 2020-222. DOI:10.1016/j.jhydrol.2008.04.011.
- [32] 马斌,梁杏,林丹,等. 应用²H、¹⁸O同位素示踪华北平原石家庄包气带土壤水入渗补给及年补给量确定[J]. 地质科技情报,2014,33(3):163-168. (MA B,LIANG X,LIN D, et al. Tracing infiltration and recharge of the unsaturated zone using ²H,¹⁸O isotopes in Shijiazhuang, North China Plain[J]. Geological Science and Technology Information, 2014, 33 (3): 163-168. (in Chinese)) DOI:CNKI;SUN;DZKQ.0.2014-03-023.
- [33] 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):923-928. (MENG S H,FEI Y H,ZHANG Z J, 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):923-928. (in Chinese)) DOI:10.11867/j.issn.1001-8166.2013.08.0923.

Characteristics of groundwater replenishment in deep and thick unsaturated zone based on chloride tracer method

YANG Huifeng^{1,2}, BAI Hua^{1,2}, CHENG Yanpei¹, MENG Ruifang^{1,2}, CAO Wengeng^{1,2}, NAN Tian^{1,2}
(1. Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Shijiazhuang 050061, China; 2. Hebei Cangzhou Groundwater and Land Subsidence National Observation and Research Station, Shijiazhuang 050061, China)

Abstract: The continuous decline of groundwater level in northern China, the thickness of vadose zone continued to increase, so the law of water movement in the vadose zone has changed significantly. The maximum depth of previous experiments and researches on the vadose zone was mostly 7-10 m. Due to the lack of research on the law of water movement and precipitation recharge in the deep vadose zone, lag effect of deep water movement and the process of groundwater recharge problems have not been well solved.

A significant research has been carried out on geological drilling in the typical deep vadose zone of the piedmont plain of North China. During drilling, a built-in ring knife sampler was installed at the front of the sampling drill pipe, and a built-in ring knife was pressed into the soil by a non-circulating hydraulic method. The rotary drill pipe disconnected the bottom soil mass and the built-in ring knife sampler simultaneously consolidated the soil sample during sampling to obtain deep undisturbed soil samples with high integrity. The soil structure parameters, water content, and chloride concentration of undisturbed soil samples were tested, and the chloride ion tracing method was used to study the law of water movement in the 45m thick vadose zone. At the same time, the history of precipitation recharge in the deep vadose zone was reconstructed and the intensity of precipitation recharge was evaluated.

The results show that: (1) At different depths of vadose zone profile, the chlorine content in soil water is significantly different, and negatively correlated with water content. (2) There are three chloride ion peaks in the depth range of 5.50-28.25 m at the profile of the vadose zone. The first chloride ion peak was affected by evapotranspiration in the semi-arid area. The formation of the second and third chloride ion peaks was related to precipitation and the lithologic structure of the vadose zone, which reflected two dry precipitation periods in the recharge history, and the peak mainly occurred in the transition section from coarse-grained stratum to fine-grained stratum. (3) The total age of precipitation recharge recorded in the 45 m vadose zone section was 72.12 years. During this period, the recharge intensity experienced three high and low fluctuations, reflected three relatively dry and wet climate processes. Meanwhile, the average infiltration recharge intensity was 0.096 m/a, and the precipitation infiltration recharge accounted for 18.1% of the average annual precipitation.

The vertical infiltration law of water in the deep vadose zone was multiple pulses under the superposition of precipitation and gradually move to the deep, so it need a long-term process to recharge groundwater. When the upper part of the vadose zone was coarse and the lower part was fine, the water migration was hindered and the ion components were accumulated. On the contrary, the water migration was faster and the accumulation of ionic components was less.

Key words: deep and thick unsaturated zone; undisturbed soil sample; chloride; tracer; precipitation infiltration; groundwater replenishment