

DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdkj.2020.0084

王骞迎,张艺武,苏小四,等. 伊犁河谷西部平原多级次地下水循环模式[J]. 南水北调与水利科技(中英文), 2020, 18(4): 167-177. WANG Q Y, ZHANG Y W, SU X S, et al. Study on multi-level groundwater cycle pattern in the western plain of Yili River valley[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2020, 18(4): 167-177. (in Chinese)

伊犁河谷西部平原多级次地下水循环模式

王骞迎^{1,3}, 张艺武^{1,3}, 苏小四^{1,2}, 杨峰田^{1,3}, 任婉立^{1,2}, 赵振宏⁴

(1. 吉林大学 水资源与环境研究所, 长春 130021; 2. 吉林大学 建设工程学院, 长春 130021;
3. 吉林大学 新能源与环境学院, 长春 130021; 4. 中国地质调查局西安地质调查中心, 西安 710054)

摘要:分析伊犁河谷西部平原区地质条件与水文地质条件,结合2017、2018年研究区内采集的220组地表水及地下水样品的水化学、D、¹⁸O、³H及CFCs等指标测试结果,以伊犁河南北岸2个典型剖面为重点,分析了区域地下水环境同位素和水化学的空间分布特征。伊犁河谷西部平原区地下水主要接受山区降水补给,地形地貌和含水层岩性变化是控制区内地下水循环最主要的影响因素,区内地下水循环表现为多级次的循环演化特点,以伊犁河为界,伊犁河谷西部平原区南北两侧地下水水流系统可划分为局部、中间和区域等3个级次的地下水水流系统。不同级次的地下水水流系统在循环范围和深度上存在一定差异。

关键词:地下水;环境同位素;CFCs;循环模式;伊犁河谷

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



Study on multi-level groundwater cycle pattern in the western plain of Yili River valley

WANG Qianying^{1,3}, ZHANG Yiwu^{1,3}, SU Xiaosi^{1,2}, YANG Fengtian^{1,3}, REN Wanli^{1,2}, ZHAO Zhenhong⁴

(1. Institute of Water Resources and Environment, Jilin University, Changchun 130021, China;
2. Construction Engineering College, Jilin University, Changchun 130021, China;
3. New Energy and Environment College, Jilin University, Changchun 130021, China;
4. Xi'an Center of China Geological Survey, Xi'an 710054, China)

Abstract: The spatial distribution characteristics of environmental isotopes and hydrochemistry in the regional groundwater were analyzed based on the analysis of geological and hydrogeological conditions, combined with the results of hydrochemistry, D, ¹⁸O, ³H, ¹⁴C and CFCs of 220 sets of surface water and groundwater samples collected in 2017 and 2018 at the western plain of the Yili River and two typical sections in the north and south banks of Yili River valley. Groundwater in the western plain of Yili River valley was mainly supplied by precipitation from mountain areas. The change of topography, geomorphology and aquifer structure was the most important factor to control groundwater circulation. The groundwater circulation showed multi-level cyclic evolution characteristics. The groundwater flow systems on the north and south sides of the western plain of Yili River valley can be divided into local, intermediate and regional groundwater flow systems. There are some differences in the circulation range and depth of different groundwater flow systems.

Key words: groundwater; environmental isotope; CFCs; circulation model; Yili River valley

收稿日期: 2019-11-13 修回日期: 2020-02-28 网络出版时间: 2020-03-05

网络出版地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/13.1334.TV.20200305.1242.002.html>

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(121201011000150021)

作者简介: 王骞迎(1994—),女,吉林长春人,主要从事地下水资源评价方向的研究。E-mail: wangqy8503@foxmail.com

通信作者: 苏小四(1971—),男,安徽巢湖人,教授,博士生导师,博士后,主要从事地下水资源评价与管理 and 同位素水文地球化学的研究。
E-mail: suxiaosi@jlu.edu.cn

地下水是水循环的一个重要环节,在全球供水总量中占有举足轻重的地位^[1]。地下水循环演化受控于区域地形、地貌、气象、水文、地质及水文地质等条件,反映了区域地下水补给、径流、排泄特征。深刻理解区域地下水循环规律,对于科学评价区域地下水资源和合理开发地下水具有重要意义。地下水循环演化的研究方法主要有水文地质条件分析法、数值模拟方法、水化学法、环境同位素示踪等方法^[2]。地下水化学组分的形成和演化往往与区域地下水循环密切相关,利用地下水水化学组分的空间分布规律可有效揭示区域地下水循环演化模式,环境同位素方法是近年来研究地下水循环过程的一种重要方法^[3-6]。水化学方法与同位素方法常被综合运用于定性定量地解释地下水循环机理和刻画区域地下水循环模式^[7]。苏小四等^[8-9]、柳富田等^[10]利用多元环境同位素方法刻画了包头平原、银川平原、鄂尔多斯白垩系盆地的地下水循环模式,并定量评价了上述地区地下水的更新能力。³H 作为一种衰变周期较短的放射同位素,被较广泛应用于确定年轻地下水年龄,但受大气降水³H 质量浓度历史背景数据缺乏和水文地质条件复杂等因素影响,³H 年龄往往存在多解性。氟利昂(CFCs)作为一种人工合成有机物,在大气降水中质量浓度空间差异性相对较小,成为确定年轻地下水年龄的一种极具潜力的示踪剂。秦大军等^[11]利用 CFCs 和氩同位素确定了陕西关中盆地浅层地下水补给年龄,揭示区域地下水循环模式。¹⁴C 由于衰变周期较长,常被应用于确定古老地下水年龄。

伊犁哈萨克自治州位于新疆维吾尔自治区西部。凭借得天独厚区位优势,伊犁已成为新疆乃至全国向西开放的最前沿,成为我国“一带一路”战略中丝绸之路经济带上的重要枢纽,有着十分重要的战略地位^[12]。伊犁河谷西部平原区地下水资源丰富,但由于该地区地貌类型多样,受区域地质及水文地质条件控制,区域地下水循环模式十分复杂。

建国以来,在伊犁河谷相继开展 1:10 万、1:20 万、1:50 万等不同精度的水文地质测绘工作,基本查明了区域地下水的补、径、排等条件^[13-14],对伊犁河谷地区的地下水流系统及地下水循环模式也开展了研究^[15-16]。近年来由于自然条件和人类因素影响,伊犁河谷地区地下水补、径、排等条件已与前人获得数据有很大差别,且以往主要根据地下水水化学和稳定同位素质量浓度分布特征划分地下水流系统,缺少地下水年龄证据,无法刻画区域地下水

循环模式多级次的特点。在整理分析前人工作成果基础上,以伊犁河谷西部平原为研究区,调查和分析伊犁河谷西部平原区地质和水文地质条件,选取伊犁河南北两侧的重点剖面,综合分析地下水水化学组分、CFCs 及环境同位素组成空间分布特征,划分不同尺度地下水流系统,揭示区域不同级次地下水循环模式,为合理开发利用伊犁河谷西部平原区地下水资源、提高区域水资源评价精度提供科学依据。

1 研究区概况

研究区位于新疆伊犁河谷平原区西部,在地势上南北两侧高、中央低,东部高、西部低,伊犁河自东向西径流。河谷南部和北部的山前平原均由多个洪积扇组成,地势总体由南北两侧向中央的伊犁河方向倾斜。研究区属于中温带大陆性气候。降雨集中在每年 4—6 月,多年平均降水量 218.9 mm 左右,多年平均蒸发量 1 401.1 mm。研究区内河流纵横,均属伊犁河水系。伊犁河多年平均流量 350.0 m³/s,多年平均径流总量 110.4 亿 m³。伊犁河谷两侧支流发育,大小支流 120 多条,多呈南北向:伊犁河北侧由北向南的主要支流有萨尔布拉克、果子沟、大东沟、大西沟和格干沟;伊犁河南侧由南向北的支流主要有加格斯台河和洪海沟。高山冰雪消融水、大气降水和地下水是研究区地表水系的主要补给水源。

伊犁河谷为天山山脉西段构造拉分式断陷谷地,谷地边界受多条近东西向的断裂控制。伊犁河谷西部平原地区第四系松散沉积层发育,厚度一般为 300~500 m,赋存较丰富的松散岩类孔隙水。受控于地层岩性与厚度的显著变化,区内地下水富水性与导水性等在不同位置差异明显。综合伊犁河谷西部平原地区地貌、含水层岩性和地下水埋藏条件,从两岸山前至伊犁河,研究区可划分为山前砾质平原区、含砾细土冲积平原区和冲洪积细土平原区等 3 个水文地质分区。

山前砾质平原区:含水层岩性主要为中更新统洪积卵石、砂砾石、含砾中粗砂,构成单一结构的潜水含水层。含水层厚度大于 100 m,富水性强,渗透系数为 15~30 m/d。

含砾细土冲积平原区:含水层岩性主要为上更新统-中更新统的冲洪积中粗砂、中细砂、粉细砂,发育多层结构的含水层。该区富水性稍弱,各层渗透系数为 2~10 m/d。

冲洪积细土平原区:含水层岩性主要为全新

统冲积砂砾石、含砾中粗砂,发育多层结构的含水层。含水层富水性相对较强,各层渗透系数为10~20 m/d。

地形地貌、水文、岩性及构造对区内地下水循环起到重要控制作用。研究区地下水补给以面状和线状入渗补给为主,补给方式主要有降雨入渗、河流和渠系入渗、出山沟谷潜流侧向补给,还有农田灌溉入渗和水库渗漏等。地下水排泄途径主要为蒸发蒸腾、转化为地表水和人工开采。平原区地下水和地

表水之间存在多次转化,尤其是在不同水文地质分区的接触地带,受第四系基底隆起、岩性和断裂控制,存在地下水溢出现象,形成泉集河。

2 样品采集与测试

为查明研究区地下水循环模式,选取伊犁河南北两侧,与区域地下水流方向近似一致、水文地质控制程度相对较高的 A3-A3'(大东沟)和 B-B'(洪海沟)剖面作为重点研究剖面(图 1)。

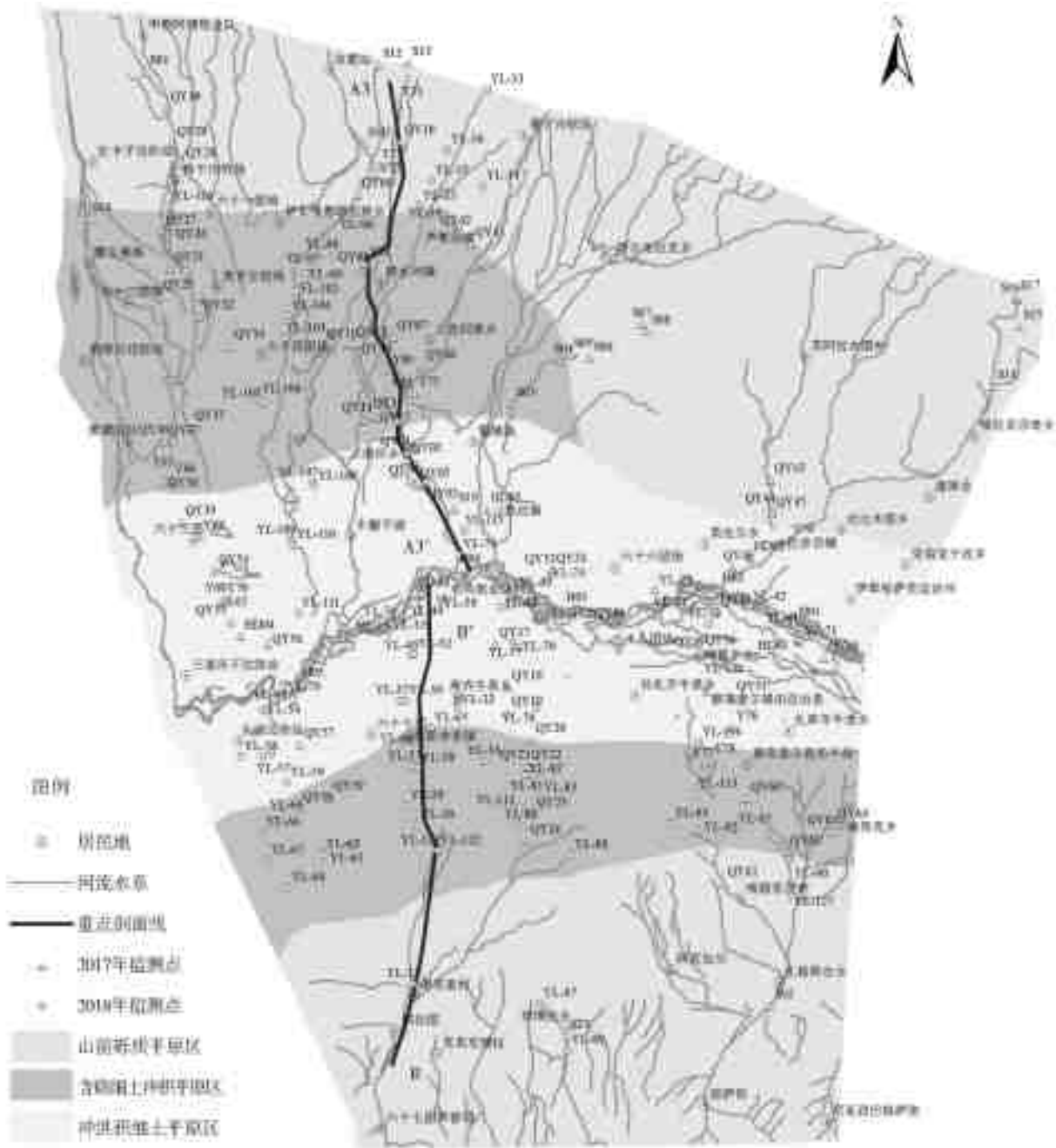


图 1 取样点分布

Fig. 1 Distribution of sampling points

2017、2018 年在研究区内系统采集了大气降水、河水和地下水的同位素(包括 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 、 ^3H 和

^{14}C)、CFCs 和水化学样品。其中,沿伊犁河以及主要支流、沟谷采集 48 件地表水样品。沿区域地下水

流向,共采集伊犁河南北两侧的河谷平原区地下水样品 170 件,包括不同深度的勘查孔、部分民井和泉水。同时,在区内采集 4 件大气降水样品。采样过程中,水化学测试样品和环境同位素样品采用 500 mL 厚壁聚乙烯瓶储存,用待采样品润洗采样容器 3 次以上,采样后快速使用封口膜密封以防污染。CFCs 样品采用瓶盖有金属衬垫的 50 mL 玻璃瓶采集,采样时将空玻璃瓶与瓶盖放在大金属桶中,用金属管一端插入瓶底,另一端与出水管连接,向瓶内注水。采样后快速用胶带固定瓶盖与取样瓶防止瓶盖松动。水样环境指标使用 HannaHI98301 水质分析仪进行现场测试。常规水化学离子于吉林大学水资源与环境研究所使用 Shimadzu AA-6300CF 型原子吸收分光光度计和 MMetrohm881 Compact IC Pro 离子色谱仪进行测试。大气降水、河水及地下水氢氧稳定同位素由中国地质调查局西安地质调查中心使用 Isoprime-100 同位素质谱仪进行测试,测试结果以相对维也纳标准平均海水(VSMOW)的千分之偏差表示,其测试误差分别为:±0.60‰(δD)、±0.09‰(δ¹⁸O)。放射性同位素³H 在吉林大学地下水资源与环境教育部重点实验室使用低本底液体闪烁仪测试,检测精度为 5TU 以上。放射性同位素¹⁴C 由美国 Beta 实验室的利用 AMS 加速质谱仪测试,测试结果以现代碳的百分比表示,测试误差为±0.3pMC。CFCs 样品委托中国科学院地质与地球物理研究所使用 GC-2014 气相色谱及富集和自动控制系统进行测试,检出限为 ppt 级(10-12)。

3 地下水氢氧稳定同位素特征

根据 2017 年和 2018 年夏季伊犁河谷西部平原区 4 期大气降水的同位素数据,得到研究区平原区大气降水线方程为:δD= 5.672 5 δ¹⁸O-3.296 4‰。根据西北师范大学王圣杰等^[17]在研究区山区观测得到的大气降水同位素数据,得到研究区山区降水线方程为:δD=8.131 6δ¹⁸O+10.577‰。

由伊犁河谷西部平原区地表水和地下水δ¹⁸O和δD关系图(图 2)可以看出:研究区内地下水、伊犁河及支流河水样品集中分布在当地山区大气降水线与平原区大气降水线之间,略靠近山区降水线,反映出研究区内地下水、伊犁河及其支流主要接受山区大气降水补给。研究区内伊犁河及其支流河水的δ¹⁸O与δD值与浅层地下水(埋藏深度≤100 m)较为接近,而明显高于中深层地下水(埋藏深度>100 m),表明伊犁河及其支流河水和浅层地下水之间存在较

密切水力联系。

从伊犁河北岸河谷平原区浅层地下水δ¹⁸O值沿着地下水流方向的变化图(图 3)可以看出:浅层地下水δ¹⁸O值变化范围为-12.64‰~-10.80‰,从山区-含砾细土冲积平原区-冲洪积细土平原区,浅层地下水δ¹⁸O值的平均值由-12.07‰增大到-11.20‰;中深层地下水δ¹⁸O值变化范围为-12.78‰~-11.50‰,不同水文地质分区中深层地下水的δ¹⁸O值差别较小。

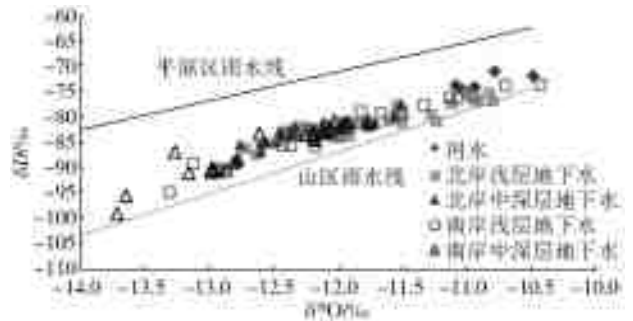


图 2 伊犁河谷西部平原区地表水和地下水δ¹⁸O和δD值关系
Fig. 2 Relation chart of δ¹⁸O and δD in groundwater and surface water in western plain of the Yili River valley

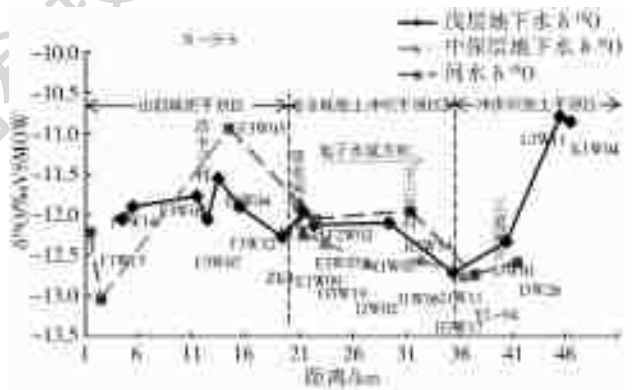


图 3 A3-A3'剖面河水和周边地下水δ¹⁸O值沿程变化
Fig. 3 Change of river and groundwater δ¹⁸O along the hydrogeological section A3-A3'

沿北侧主要支流——大东沟,从山前到清水河镇,支流河水δ¹⁸O值下降,到清水河镇处,河水δ¹⁸O值(F2W02 样的-12.06‰)与周边地下水(E3W07 样的-12.13‰)接近。山前砾质平原区,地下水主要接受高山大气降水补给,地下水具有较低δ¹⁸O值。在山前砾质平原区与含砾细土冲积平原区交界处(清水河镇),地下水溢出补给北部伊犁河支流,使河水δ¹⁸O值降低,从而在山前到清水河镇间构成 1 个局部地下水水流循环系统。与此相类似,从下三宫村到三道河乡附近,支流河水的δ¹⁸O值下降(从H3W14 样的-11.96‰下降至 I3W10 样的-12.59‰),表明这段受到低δ¹⁸O值地下水(I1W11 样的-12.72‰)补给,从下三宫村到三道

河乡同样存在一个局部地下水水流循环系统。在冲洪积细土平原区,地下水的埋深较上游水文地质单元变浅,一般为2~8 m,浅层地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显升高,反映受到蒸发作用影响。

从伊犁河南岸河谷平原区浅层地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 值沿着地下水流方向的变化图(图4)可以看出:伊犁河南岸浅层地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围为-14.29‰~-8.11‰,从山区-含砾细土冲积平原区-冲洪积细土平原区,沿地下水径流方向,浅层地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 值的平均值由-13.10‰增大到-10.60‰;中深层地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围为-12.40‰~-11.46‰,不同水文地质单元的中深层地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 值相差不大。相对于北侧,伊犁河南岸支流流量较小、流速较慢,地表水在径流过程中,所受的蒸发作用更加强烈,使南岸支流河水 $\delta^{18}\text{O}$ 值更为富集。需要指出,沿地下水流向,从山前到爱新舍里镇,伊犁河支流河水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值下降($\delta^{18}\text{O}$ 值由YL-122样的-9.71‰变为YL-37样的-11.03‰),主要原因是 $\delta^{18}\text{O}$ 值较低的地下水在含砾细土冲积平原区和冲洪积细土平原区交界处(爱新舍里镇)溢出补给地表水。靠近伊犁河,受到强烈蒸发作用影响,河水与埋藏深度较浅的浅层地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 值不断升高。

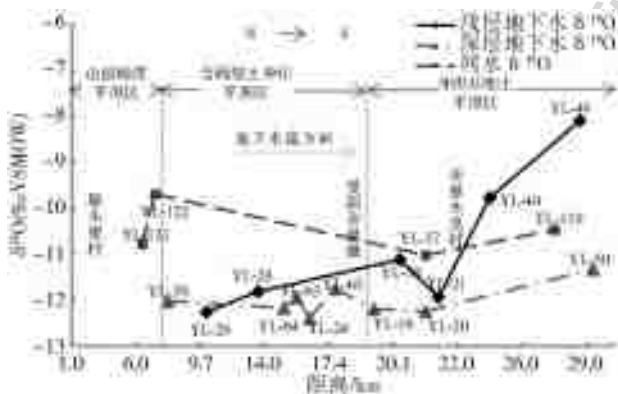


图4 B-B'剖面河水和周边地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 值沿程变化
Fig. 4 Change of river and groundwater $\delta^{18}\text{O}$ along the hydrogeological section B-B'

4 地下水水化学分布特征

地下水水化学分布特征与地下水循环模式有密切联系^[18-20]。从山前到河谷中心,沿地下水流路径伊犁河南岸平原区浅层地下水水化学类型由 HCO_3^- 型逐渐转化为 $\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3^-$ 型,中深层地下水的水化学类型主要为 HCO_3^- 型。伊犁河南岸平原区地下水TDS质量浓度均沿区域地下水流路径逐渐增加,其中:北岸浅层地下水TDS值由0.27 g/L逐渐增加到0.52 g/L,中深层地下水TDS值由0.23 g/L缓慢增加到0.49 g/L;南岸平原区,浅层地下水的TDS

值由0.25 g/L逐渐增加到0.82 g/L,中深层地下水TDS值由0.13 g/L逐渐增加到0.19 g/L。从主要离子沿程变化(表1)看,地下水中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ 和 Cl^- 质量浓度沿水流路径逐渐增加,浅层地下水中主要离子富集程度明显高于中深层地下水。相比于山前砾质平原区,含砾细土冲积平原区及冲洪积细土平原区内浅层地下水中的 SO_4^{2-} 质量浓度明显增高,这主要与这些地区农业活动有关。

在山前砾质平原区与含砾细土冲积平原区,地下水流动速度较快,更新迅速,TDS值较低,水化学组分主要受到溶滤作用影响。到冲洪积细土平原区,地形较为平缓,地下水流动速度较慢,岩性颗粒较细,潜水埋藏深度较浅,水化学组分主要受蒸发作用影响。

同时,由表1可知:在伊犁河北岸,山前砾质平原区的浅层、深层地下水的水化学组成相似,位于山前砾质平原区与含砾细土冲积平原区交界处(西卡子村)的溢出泉(YL-03样)水化学组成与周边浅层地下水(YL-36样)接近,指示了从山前到西卡子村附近存在局部水流循环系统;在含砾细土冲积平原区和冲洪积细土平原区交界处(下三宫村),溢出泉(S-20样)的水化学组成与含砾细土冲积平原区内浅层地下水(YL-103样)、中层地下水(YL-104样)的水化学组成相似或位于两者之间,泉水可能为浅、中两层地下水相混合后溢出,反映从上游至下三宫村附近存在中间水流循环系统;在冲洪积细土平原区,三道河乡附近浅层地下水(YL-107样)与伊犁河支流河水(YL-94样)水化学组成相近,表明伊犁河北岸近岸区域存在局部水流系统。

在伊犁河南岸,在山前砾质平原区与含砾细土冲积平原区交界处的溢出泉(Y-63样)水化学组成与山前砾质平原区浅层地下水(YL-90样)水化学组成相近,指示从山前到Y-63溢出泉附近存在局部水流循环系统;在含砾细土冲积平原区和冲洪积细土平原区交界处(爱新舍里镇),伊犁河支流洪海沟接受地下水补给,河水(YL-27样)的水化学组成与含砾细土冲积平原区浅层地下水(YL-29样)、中层地下水(YL-126样)的水化学组成相似或位于两者之间,河水可能为浅、中两层地下水相混合后溢出补给,反映上游至爱新舍里镇附近存在中间水流循环系统;在冲洪积细土平原区,舍里木克村附近浅层地下水(Y-17样)与伊犁河河水(YL-53样)水化学组成相似,表明伊犁河南岸近岸区域同样存在局部水流循环系统。

表 1 重点剖面地下水水化学指标测试结果

Tab. 1 Test results of main chemical indexes in groundwater along the major hydrogeological sections

剖面	样品号	位置	类型	水化学类型	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
北 侧 剖 面	Y-71	北 I 区	深层地下水	HCO ₃ 型	1.33	8.68	67.28	23.80	8.72	39.06	265.53
	YL-36	北 I 区	浅层地下水	HCO ₃ 型	0.82	5.45	58.32	21.50	3.57	13.20	235.93
	YL-03	北 I-Ⅱ区交界	泉水	HCO ₃ 型	0.82	9.45	57.43	20.58	6.89	27.57	223.09
	Y-74	北Ⅱ区	深层地下水	HCO ₃ 型	0.44	4.65	40.48	15.46	2.64	22.77	185.18
	YL-104	北Ⅱ区	中层地下水	HCO ₃ 型	1.51	31.33	74.95	30.03	16.83	74.39	264.81
	YL-103	北Ⅱ区	浅层地下水	HCO ₃ 型	1.74	84.65	102.88	58.37	17.13	113.97	536.03
	S-20	北Ⅱ-Ⅲ区交界	泉水	HCO ₃ 型	1.55	23.55	84.84	36.34	18.28	90.18	329.00
	YL-94	北Ⅱ-Ⅲ区交界	河水	HCO ₃ 型	1.63	26.10	82.89	45.32	19.14	82.77	333.73
	YL-108	北Ⅲ区	深层地下水	HCO ₃ 型	1.46	8.00	45.39	17.71	7.05	28.99	179.00
	YL-107	北Ⅲ区	浅层地下水	SO ₄ ·HCO ₃ 型	1.82	41.21	78.48	42.72	31.05	146.21	252.88
	YL-75	北Ⅲ区	河水	SO ₄ ·HCO ₃ 型	6.43	63.04	100.76	48.46	38.38	140.95	363.41
	南 侧 剖 面	YL-127	南 I 区	深层地下水	HCO ₃ 型	1.20	10.13	78.88	12.98	7.05	53.38
YL-90		南 I 区	浅层地下水	HCO ₃ 型	0.99	10.09	76.15	13.53	8.93	52.89	194.89
Y-63		南 I-Ⅱ区交界	泉水	HCO ₃ 型	1.03	7.91	46.68	10.48	7.16	57.63	140.33
YL-126		南Ⅱ区	中层地下水	HCO ₃ 型	1.14	12.35	67.90	10.25	7.23	47.90	188.99
YL-29		南Ⅱ区	浅层地下水	HCO ₃ 型	0.80	6.91	64.37	10.27	4.95	28.28	188.03
YL-27		南Ⅱ-Ⅲ区交界	河水	HCO ₃ 型	0.84	11.09	86.87	16.26	10.14	68.18	231.99
YL-63		南Ⅲ区	中层地下水	HCO ₃ 型	0.86	10.65	53.04	7.53	4.89	21.58	163.58
Y-17		南Ⅲ区	浅层地下水	SO ₄ ·HCO ₃ 型	6.75	62.52	63.48	40.68	29.11	156.83	242.10
YL-53		南Ⅲ区	河水	SO ₄ ·HCO ₃ 型	2.46	36.77	86.45	27.05	27.73	147.68	228.47

注:表中浓度以 mg/L 计, I 区为山前砾质平原区, II 区为含砾细土冲积平原区, III 区为冲洪积细土平原区。

5 浅层地下水放射性同位素 (³H 和 ¹⁴C) 及 CFCs 分布特征

5.1 浅层地下水中 ³H、CFCs 质量浓度分布特征

伊犁河谷西部平原区浅层地下水 ³H 质量浓度变化范围为 1.50~23.12 TU, 大多数点位 ³H 质量浓度大于 15TU。区内中深层地下水 ³H 质量浓度值较集中, ³H 质量浓度变化范围为 0.50~8.97 TU, 大多数地下水样品 ³H 质量浓度小于 5 TU。伊犁河谷西部平原区浅层地下水中 CFC-11、CFC-12、CFC-113 质量浓度分别为 0.25~4.2、0.06~4.35、0.03~0.18 pmol/L, 其平均值分别为 1.46、1.09、0.09 pmol/L。其中有 4 组样品(YL-20 样、YL-126 样、YL-127 样、YL-128 样)未检测到 CFC-13 值, 说明这些样品至少形成于 20 世纪 70 年代早期以前。使用活塞流模型^[21-24]估算地下水氡模型年龄和 CFCs 模型年龄。

伊犁河北岸平原区:山前砾质平原区、含砾细土冲积平原区和冲洪积细土平原区浅层地下水氡平均质量浓度分别为 6.16~12.45 U、6.54~14.96 U、2.66~23.12 TU(图 5)。在山前倾斜平原区, 含水

层岩性颗粒大, 水力梯度较大, 地下水更新速率相对较快, 浅层地下水平均氡模型年龄为 20 a, 明显年轻于中深层地下水(CFCs 模型年龄为 47 a)。沿水流路径, 从山前倾斜平原区至冲洪积细土平原区, 浅层与中深层地下水年龄均逐渐增加, 但中深层地下水年龄增加速度更快, 而浅层地下水年龄变化较小, 反映出:浅层地下水受地表地形和地貌影响, 循环范围较窄, 表现为典型的局部循环特点; 中深层地下水受此影响较弱, 循环范围较宽, 表现出一定区域尺度特点。在含砾细土冲积平原区, 含水介质颗粒变细, 浅层地下水受地下水开采和灌溉回渗等影响, 地下水氡质量浓度与近年来降雨中氡质量浓度接近, 其更新速率较快, 反映了现代水积极参与浅层地下水循环。需指出, 在山前砾质平原区和含砾细土冲积平原区接触的地下水溢出带附近(清水河镇, Y-08 样, 地下水埋深 40 m), 地下水氡年龄较大, 与中深层地下水年龄接近, 该处底部基岩隆起, 使得中深层地下水向上流动与浅层地下水混合, 推测从山前到清水河镇发育局部水流系统。在含砾细土冲积平原区和冲洪积细土平原区接触地下水溢出带附近(下三宫村, YL-129 样, 地下水埋深 28 m), 地下水 CFCs 模型年

龄为 48 a,说明在下三宫村附近浅层地下水与中深层地下水有较好水力联系。在三道河乡附近(Y-03 样,地下水埋深 130 m),地下水氡模型年龄为 30 a,与浅层地下水年龄接近,因其靠近河流,河水与地下水相互交换作用强烈,地下水受到河水影响较为明显。

伊犁河南岸平原区:山前砾质平原区、含砾细土冲积平原区和冲洪积细土平原区浅层地下水氡和 CFC-11 平均质量浓度为 13.12 TU 和 1.21 pmol/L、5.60~16.24 TU 和 2.25 pmol/L、12.72~20.60 TU 和 1.18 pmol/L(图 6)。在山前砾质平原区,含水层

岩性颗粒大,水力梯度较大,地下水更新速率较快,地下水年龄在区内最为年轻。沿地下水水流路径方向,浅层地下水年龄逐渐增加,从出山口到爱新舍里镇,浅层地下水氡模型年龄从 CX04W02 样的 12 a 增加到 CX06 样的 30 a,浅层地下水年龄明显年轻于中深层地下水(CFCs 模型年龄均大于 60 a)。在含砾细土冲积平原区与冲洪积平原区内沿地下水水流路径,浅层地下水氡模型年龄和 CFCs 模型年龄均表现出逐渐增加的变化特点,反映了上述水文地质分区中均发育局部水流系统。

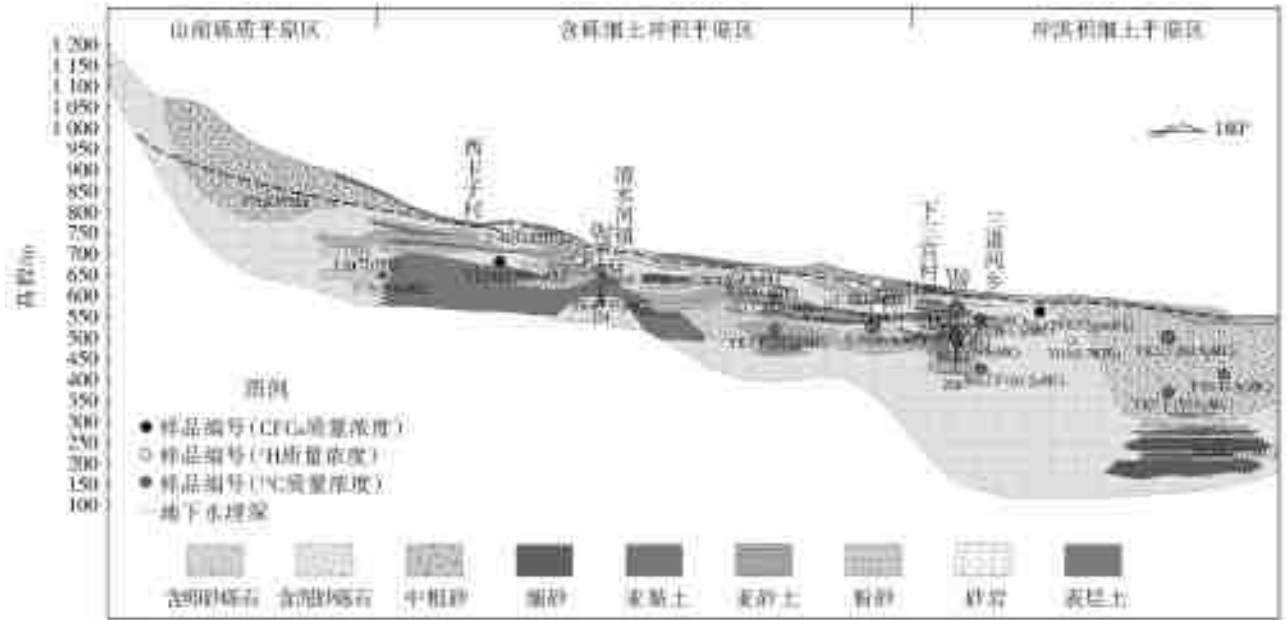


图 5 伊犁河北岸平原区 A3-A3'剖面 CFCs、 ^3H 和 ^{14}C 质量浓度分布

Fig. 5 Mass concentration distribution of CFCs, ^3H and ^{14}C in the A3-A3' section of the north bank plain of the Yili River

5.2 中深层地下水中 ^{14}C 质量浓度分布特征

伊犁河谷西部平原区中深层地下水 ^{14}C 质量浓度变化范围为 13.1~105.8 pMC,大多数点位 ^{14}C 质量浓度大于 50 pMC。使用 Vogel 模型与 Tamers 模型^[25-27]估算地下水 ^{14}C 模型年龄。

伊犁河北岸平原区:沿地下水水流方向,中深层地下水 ^{14}C 质量浓度呈现出降低的趋势, ^{14}C 质量浓度由 65 pMC 降低至 40 pMC(图 5)。山前砾质平原区内,地下水接受出山口河流入渗与降水补给,埋深为 50~100 m 的地下水 ^{14}C 年龄小于 2 000 a,是区内最年轻的水。进入含砾细土冲积平原区,浅层地下水(埋深 50 m 左右) ^{14}C 年龄为 449~2 436 a,中深层地下水(埋深 200 m 左右) ^{14}C 年龄为 1 090~2 907 a,可见浅层与中深层地下水 ^{14}C 年龄较相近,表明浅层与中深层地下水交互频繁,水力联系较为密切。冲洪积细土平原区,中层地下水(Y-55 样,地下水埋深 110 m) ^{14}C 年龄为 5 557 a,深层地下水

(ZK3 样,地下水埋深 210 m) ^{14}C 年龄为 20 000 a 左右,为区内地下水最老年龄,指示了从山前砾质平原区到冲洪积细土平原区发育有区域水流系统,伊犁河是区域深层地下水排泄基准面。

伊犁河南岸平原区:与北岸相类似,沿地下水水流方向,中深层地下水 ^{14}C 质量浓度呈现出降低趋势, ^{14}C 质量浓度由 60 pMC 降低至 30 pMC(图 6)。山前砾质平原区内,从扎格斯台乡到爱新舍里镇,沿地下水水流方向中深层地下水 ^{14}C 年龄从(YL-68 样,地下水埋深 230 m)1 000 a 增加至(CX02W04 样,地下水埋深 120 m)2 000 a。在山前砾质平原区与含砾细土冲积平原区的交界处,中层地下水(YK11-1 样,地下水埋深 100 m) ^{14}C 年龄为 2 000 a 左右,深层地下水(YL-85 样,地下水埋深 500 m) ^{14}C 年龄为 12 000 a,浅、中和深层地下水 ^{14}C 年龄差别较大,说明浅层地下水和中深层地下水之间水力联系极小。到冲洪积细土平原区,浅层地下水 ^{14}C

年龄均小于 1 000 a, 而中深层地下水(埋深介于 50~380 m)¹⁴C 年龄大约为 5 000 a, 指示了从山前

砾质平原区到冲洪积细土平原区发育有区域水流系统, 伊犁河是区域深层地下水排泄基准面。

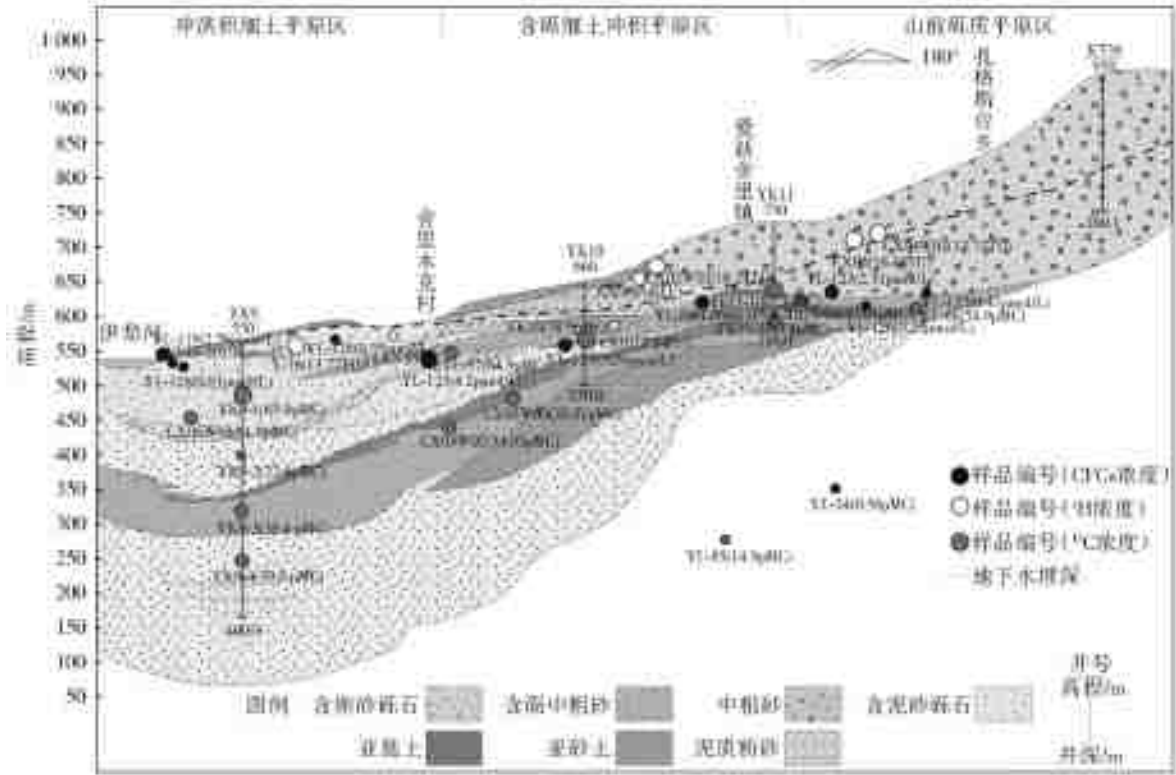


图 6 伊犁河南岸平原区 B-B' 剖面 CFCs、³H 和 ¹⁴C 质量浓度分布

Fig. 6 Mass concentration distribution of CFCs, ³H and ¹⁴C in the B-B' section of the south bank plain of the Yili River

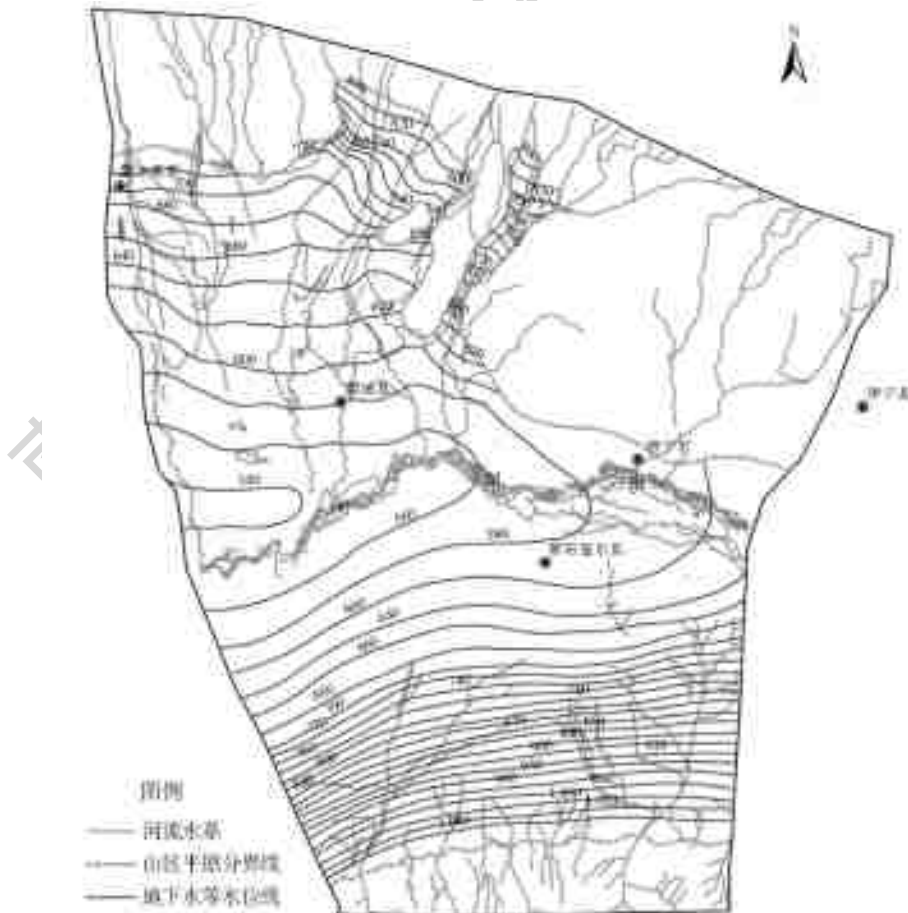


图 7 2018 年研究区地下水等水位线

Fig. 7 Groundwater contour map of the study area in 2018

6 地下水循环模式规律

受伊犁河谷南北两侧高中间低的地形控制,伊犁河谷西部平原区地下水自两侧山前向伊犁河方向径流(图7)。伊犁河谷西部平原区山前普遍发育较厚山前砾质平原,含水层岩性较均一,结构稳定连续,岩性颗粒较粗,富水性强,地下水埋深较大。地下水补给来源主要是冰川融水与河流入渗,受地形条件与含水层底板影响,地下水向伊犁河径流。沿地下水水流路径,含水层结构由相对均一稳

定的单一结构逐渐转变为多层含水层结构。由于地势影响,地下水从地势高的地区接受山区补给,经过不同层位、不同尺度的循环,最终向区域地势最低的伊犁河排泄。

由于伊犁河谷平原区南北两侧地质构造及岩性的差别,地下水在径流过程中形成了不同深度的多级水流路径。两岸地下水系统级次性有所不同。根据地下水补给、径流、排泄条件及水化学场、水动力场、同位素数据的差异,将区域地下水系统分为局部、中间、区域等3类水流系统(图8、9)。

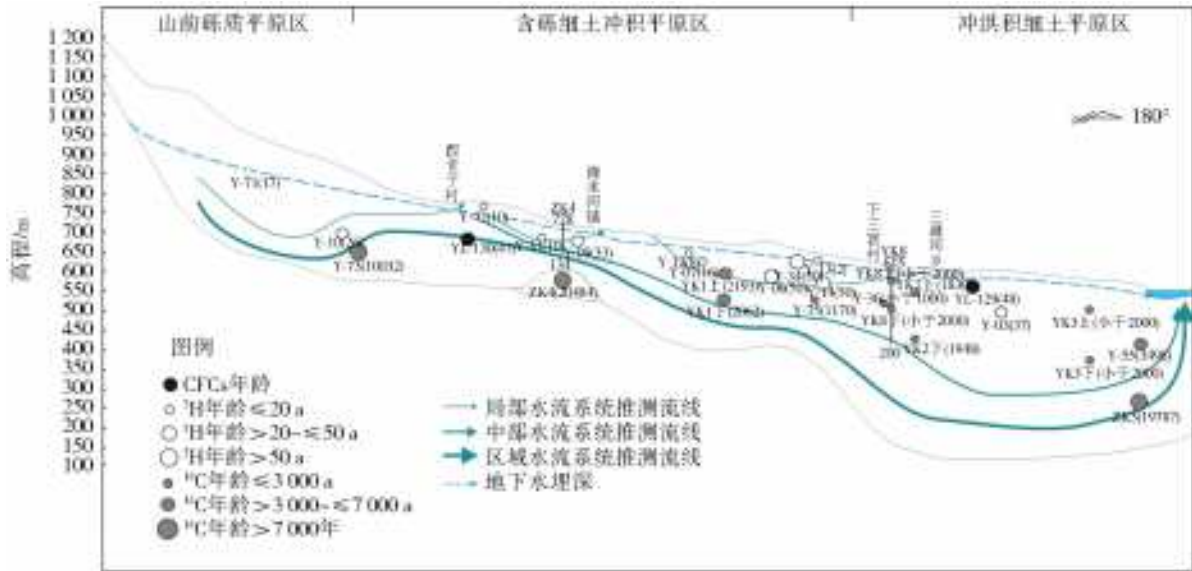


图8 A3-A3'剖面地下水水流系统示意图

Fig.8 Schematic diagram of groundwater flow system of hydrogeological section A3-A3'

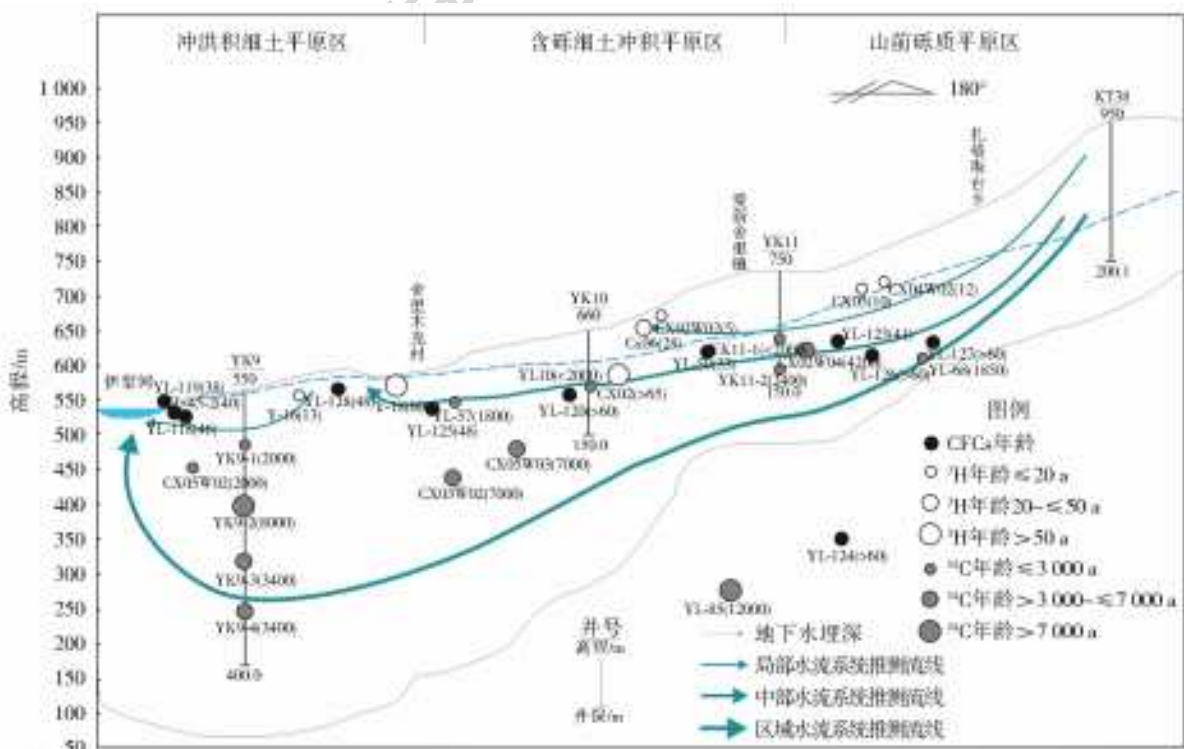


图9 B-B'剖面地下水水流系统示意图

Fig.9 Schematic diagram of groundwater flow system of hydrogeological section B-B'

局部水流系统:主要分布在山前砾质平原区、含砾细土冲积平原区和冲洪积细土平原区内,主要受地形地貌、含水层岩性的影响。从出山口到冲洪积细土平原,地表水与地下水在浅部频繁发生水量交换,形成局部水流系统。在局部水流系统内,浅层地下水径流过程中由于含水介质颗粒变细而引起地下水以泉的形式排泄至地表,或者由于河流切割,地下水向地表水排泄,沿着地下水流方向,主要离子质量浓度和 TDS 值随水流路径均增加,地下水年龄普遍在 30~50 a,地下水循环路径短,更新速率快。该水流系统中地下水更新能力较强,循环深度为 30~100 m,容易受到人类活动与自然因素影响,伊犁河北岸 A3-A3'剖面山前到西卡子村-清水河镇溢出带、清水河镇到下三宫村、下三宫村到三道河乡存在多个局部水流系统。伊犁河南岸 B-B'剖面山前到爱新舍里镇、舍里木克村到伊犁河边存在多个局部水流系统。

中间水流系统:主要发育于山前砾质平原区至含砾细土冲积平原区范围内的第四系承压水中,受地层与岩性控制较为明显,地下水在细土平原至伊犁河段间部分溢出成泉。由于中间地下水循环模式中地下水循环路径较长,地下水径流速度较弱,溶滤作用较强烈,地下水 TDS 质量浓度较高。该水流系统循环深度约在 100~200 m,地下水年龄多为 1 000~2 000 a,其与局部水流系统有部分水力联系。较局部水流系统而言,地下水径流速度相对较弱,受到自然因素影响变弱。

区域水流系统:伊犁河谷南北两侧从山前至伊犁河谷分别构成区域水流系统,主要控制深层地下水,其地下水径流速度极慢,与其它层位地下水水力联系不密切,更新交换能力差,¹⁴C 年龄多在一万年以上。伊犁河北岸 A3-A3'剖面的区域水流系统循环深度为 200~350 m,伊犁河南岸 B-B'剖面的区域水流系统循环深度为 100~420 m。

7 结 论

(1) 伊犁河谷西部平原区地下水主要接受山区降水补给,地形地貌和含水层岩性变化是控制区内地下水循环最主要的影响因素,区内地下水循环表现为多级次的循环演化特点,地下水和地表水转化频繁。

(2) 综合分析水动力条件、水化学、环境同位素与 CFCs 特征,以伊犁河为界,伊犁河谷西部平原区南北两侧地下水水流系统可划分为局部、中间和区域 3 个级次的地下水水流系统。

(3) 伊犁河谷西部平原区北侧发育有 3 个局部水流系统、1 个中间水流系统以及 1 个区域水流系

统:局部水流系统平均长度 15 km,循环深度为 30~100 m;中间水流系统长度为 18 km,循环深度为 100~200 m;区域水流系统发育长度约为 56 km,循环深度为 200~350 m。

(4) 伊犁河谷西部平原区南侧发育有 2 个局部水流系统、1 个中间水流系统以及 1 个区域水流系统:局部地下水水流系统平均长度为 13 km,循环深度为 30~100 m;中间水流系统发育长度为 38 km,循环深度为 50~150 m;区域水流系统长度为 27 km,循环深度为 100~420 m。

参考文献:

- [1] 高淑琴. 河南平原第四系地下水循环模式及其可更新能力评价[D]. 长春:吉林大学,2008.
- [2] 刘美乐. 地下水循环研究进展[C]. 中国煤炭学会钻探工程专业委员会 2017 年钻探工程学术研讨会论文集. 中国煤炭学会钻探工程专业委员会:中国煤炭学会,2017.
- [3] 王帅,饶文波,金可,等. 阿拉善地区降水同位素特征与水汽来源[J]. 河海大学学报(自然科学版),2019,47(5):411-419. DOI:10.3876/j.issn.1000-1980.2019.05.003.
- [4] 马洪云,李成柱,王化齐,等. 银川盆地水体氢氧稳定同位素特征分析[J]. 西北地质,2019,52(2):218-226. DOI:10.19751/j.cnki.61-1149/p.2019.02.023.
- [5] QUINODOZ F B, BLARASIN M, PANARELLO H, et al. Assessing interactions between groundwater and surface water in a Pampean stream[J]. Hydrology Research,2017,48(4). DOI:10.2166/nh.2016.100.
- [6] YANG L, SONG X, ZHANG Y, et al. Characterizing interactions between surface water and groundwater in the Jialu River basin using major ion chemistry and stable isotopes[J]. Hydrology & Earth System Sciences,2012,16(11):5955-5981.
- [7] 顾慰祖. 同位素水文学[M]. 北京:科学出版社,2011.
- [8] 苏小四,林学钰. 银川平原地下水循环及其可更新能力评价的同位素证据[J]. 资源科学,2004,26(2):29-35.
- [9] 苏小四,林学钰. 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),2003,33(4):501-508.
- [10] 柳富田,苏小四,董维红,等. 同位素技术在地下水循环深度确定中的应用[J]. 人民黄河,2008,30(4):52-54.
- [11] 秦大军. 利用 CFCs 和 ³H 确定陕西关中盆地浅层地下水循环[A]. 中国地球物理学会. 中国地球物理. 2003——中国地球物理学会第十九届年会论文集[C]. 中国地球物理学会:中国地球物理学会,2003:1.
- [12] 云霞. 乘“一带一路”东风建设“美好伊犁”—访伊犁哈

- 萨克自治州州长库尔玛什·斯尔江[J]. 中国国情国力, 2018(9): 6-9. DOI: 10. 13561/j. cnki. zggqgl. 2018. 09. 002.
- [13] 新疆地质矿产局第一水文地质工程地质大队. 新疆伊犁地区区域水文地质普查报告[R]. 乌鲁木齐: 新疆地质矿产局第一水文地质工程地质大队, 1985.
- [14] 新疆地质矿产局第一水文地质工程地质大队. 巩留-新源地区区域水文地质普查报告[R]. 乌鲁木齐: 新疆地质矿产局第一水文地质工程地质大队, 1984.
- [15] 靳书贺, 姜纪沂, 迟宝明, 等. 基于环境同位素与水化学的霍城县平原区地下水循环模式[J]. 水文地质工程地质, 2016, 43(4): 43-51. DOI: 10. 16030/j. cnki. issn. 1000-3665. 2016. 04. 08.
- [16] 姜海宁. 新疆伊犁芦草沟盆地地下水循环模式研究[D]. 北京: 防灾科技学院, 2017.
- [17] WANG S, ZHANG M, HUGHES C E, et al. Factors controlling stable isotope composition of precipitation in arid conditions: an observation network in the Tianshan Mountains, central Asia [J]. *Tellus Series B-chemical & Physical Meteorology*, 2016, 68(sup1): 289-299. DOI: 10. 3402/tellusb. v68. 26206. DOI: 10. 3402/tellusb. v68. 26206.
- [18] 王明君. 双辽市地表水与地下水转化研究[D]. 长春: 吉林大学, 2019.
- [19] 管春兴. 玛纳斯河流域地表水-地下水转化的水化学及同位素证据[D]. 西安: 长安大学, 2019.
- [20] 杨闪. 干旱地区水循环过程中的地下水化学特征研究: 以蒙古国前巴音铝矿水源地为例[J]. 地下水, 2018, 40(6): 40-42. DOI: 10. 3969/j. issn. 1004-1184. 2018. 06. 012.
- [21] 程中双, 李英, 陈宗宇, 等. 银川平原潜水氟分布特征与年龄[J]. 干旱区资源与环境, 2019, 33(2): 139-145. DOI: CNKI; SUN; GHZH. 0. 2019-02-021.
- [22] 张敏. 同位素技术刻画安阳河流域地表水与地下水相互作用[D]. 郑州: 郑州大学, 2019.
- [23] 张兵, 宋献方, 张应华等. 基于氟和 CFCs 的三江平原浅层地下水更新能力估算[J]. 自然资源学报, 2014, 29(11): 1859-1868. DOI: 10. 11849/zrzyxb. 2014. 11. 005.
- [24] CHAMBERS L A, GOODDY D C, BINLEY A M. Use and application of CFC-11, CFC-12, CFC-113 and SF₆ as environmental tracers of groundwater residence time: A review[J]. *Geoscience Frontiers*, 2019, 10(5): 1643-1652. DOI: 10. 1016/j. gsf. 2018. 02. 017.
- [25] LV H, WANG Y, SU X S, et al. Combined ¹⁴C and ^{δ¹³C} analysis of petroleum biodegradation in a shallow contaminated aquifer[J]. *Environmental Earth Sciences*, 2015, 74(1): 431-438. DOI: 10. 1007/s12665-015-4049-8.
- [26] 肖勇. 柴达木盆地南缘地下水循环演化模式及其变化趋势研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2018.
- [27] 王琳. 卫宁平原地下水资源及地下水循环研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2017.

(上接第 166 页)

- [17] 武明鑫, 江汇, 张楚汉. 高混凝土坝蓄水河谷-库坝变形规律[J]. 水力发电学报, 2019, 38(8): 1-14.
- [18] 刘明, 黄润秋, 严明, 等. 锦屏一级左岸垫座以下坝基地质缺陷初步评价[J]. 工程地质学报, 2010, 18(6): 933-939. DOI: 10. 3969/j. issn. 1004-9665. 2010. 06. 019.
- [19] 荣冠, 朱焕春, 王思敬. 锦屏一级水电站左岸边坡深部裂缝成因初探[J]. 岩石力学与工程学报, 2008(S1): 2855-2863.
- [20] 黄志鹏, 董燕军, 廖年春, 等. 锦屏一级水电站左岸开挖高边坡变形监测分析[J]. 岩土力学, 2012, 33(S2): 235-242.
- [21] 王继敏, 段绍辉, 胡书红. 锦屏一级水电站左岸坝肩复杂地质条件高陡边坡处理[J]. 岩石力学与工程学报, 2012, 31(8): 1597-1605.
- [22] 卢书强, 张国栋, 易庆林, 等. 三峡库区白家包阶跃型滑坡动态变形特征与机理[J]. 南水北调与水利科技, 2016, 14(3): 144-149. DOI: 10. 13476/j. cnki. nsbdqk. 2016. 03. 025.
- [23] 张登项. 锦屏一级水电站坝址区左岸高边坡稳定性分析及失稳破坏预警研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2008.
- [24] 吴超凡, 邱占林, 肖树焯, 等. 雅砻江右岸某巨型滑坡变形机理及稳定性分析[J]. 南水北调与水利科技, 2013, 11(6): 110-113, 119. DOI: 10. 3724/sp. J. 1201. 2013. 06110.
- [25] 宋胜武, 向柏宇, 杨静熙, 等. 锦屏一级水电站复杂地质条件下坝肩高陡边坡稳定性分析及其加固设计[J]. 岩石力学与工程学报, 2010, 29(3): 442-458.