

DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdtk.2019.0121

崔小顺,郑昭贤,程中双,等.塔城盆地北区承压地下水化学特征及其形成机制[J].南水北调与水利科技,2019,17(5):148-155. CUI X S, ZHENG Z X, CHENG Z S, et al. Hydrochemical characteristics and evolution mechanism of confined groundwater in the north Tacheng basin[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2019, 17(5): 148-155. (in Chinese)

# 塔城盆地北区承压地下水化学特征及其形成机制

崔小顺<sup>1,2</sup>, 郑昭贤<sup>3,4</sup>, 程中双<sup>3</sup>, 苏晨<sup>3</sup>, 陈宗宇<sup>3</sup>

(1. 吉林大学 新能源与环境学院, 长春 130021; 2. 吉林大学 水资源与环境研究所, 长春 130021;  
3. 中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 石家庄 050061; 4. 中国地质大学(北京), 北京 100083)

**摘要:**基于2015年8月在研究区采集的81个地下水化学和同位素数据,分析了塔城盆地北区承压水化学类型分布特征,并结合研究区水文地质条件,采用背景比拟法、Gibbs图、氡盈余模型、离子比值法、氯碱指数及钠吸附比等水化学分析方法,分析了地下水化学形成作用及其演化机制。结果表明:承压含水层普遍赋存水质较好的淡水,水化学类型以HCO<sub>3</sub>-Ca型(Ca·Mg型、Ca·Na型)水为主。随地下水径流方向,承压水TDS及水化学类型呈较好的水平分带规律,即从承压水的上游区,沿区域地下水流向,地下水TDS逐渐升高,水化学类型由HCO<sub>3</sub>-Ca型水,演化为SO<sub>4</sub>·HCO<sub>3</sub>-Ca·Na型和SO<sub>4</sub>-Ca·Na型水。承压水化学特征,主要受水岩作用控制,蒸发作用对其影响有限,而且基本未受人类活动影响。整体上,在上游区,承压水化学组成主要受碳酸盐矿物和正阳离子交替吸附作用的影响,而在中、下游区主要受石膏溶解影响。在个别径流路径上,正阳离子交替吸附作用对地下水化学组成的影响超过矿物溶滤作用。

**关键词:**溶解性总固体;水化学类型;水化学特征;水化学形成机制;塔城盆地

中图分类号:P426.2 文献标志码:A 开放科学(资源服务)标识码(OSID):



## Hydrochemical characteristics and evolution mechanism of confined groundwater in the north Tacheng basin

CUI Xiaoshun<sup>1,2</sup>, ZHENG Zhaoxian<sup>3,4</sup>, CHENG Zhongshuang<sup>3</sup>, SU Chen<sup>3</sup>, CHEN Zongyu<sup>3</sup>

(1. College of New Energy and Environment, Jilin University, Changchun 130021, China;

2. Institute of Water Resources and Environment, Jilin University, Changchun 130021, China;

3. Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Science, Shijiazhuang 050061, China; 4. China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China)

**Abstract:** Based on 81 samplings in August 2015, the characteristics in distribution of total dissolved solids (TDS) and hydrochemical types of confined groundwater in the north Tacheng basin are identified, and the evolution mechanisms explored from the perspective of evaporation, leaching and ion exchange by applying the hydrochemical analysis methods such as analogue method, Gibbs plot, excess deuterium model, ion ratios, chloro alkaline index and sodium adsorption ratio (SAR). The results show that the confined groundwater with TDS less than 1.0 g/L and HCO<sub>3</sub>-Ca type water (or HCO<sub>3</sub>-Ca·Mg type water, HCO<sub>3</sub>-Ca·Na type water) are widely distributed in the study area. The TDS and hydrochemical types of confined groundwater

收稿日期:2018-11-18 修回日期:2019-05-06 网络出版时间:2019-05-09

网络出版地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/13.1334.TV.20190507.1608.004.html>

基金项目:中国地质调查局地质调查项目(12120115047801);国家自然科学基金(41302192);河北省自然科学基金(D2018504011)

作者简介:崔小顺(1985—),女(朝鲜族),吉林汪清人,工程师,主要从事水文地球化学方面的研究。E-mail: cxsh109@126.com

通信作者:郑昭贤(1986—),男(朝鲜族),吉林延吉人,助理研究员,主要从事水文地球化学方面的研究。E-mail: aslangyeah@126.com

present horizontal zonation in the direction of groundwater runoff. From recharge area to discharge area of the confined groundwater, the TDS gradually increases, and the hydrochemical type successively transfers from  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  type water to  $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}\cdot\text{Na}$  type water and  $\text{SO}_4\text{-Ca}\cdot\text{Na}$  type water. Hydrochemical composition of the confined groundwater mainly depends upon leaching and ion exchange. In upstream areas, hydrochemical composition of the confined groundwater is mainly affected by dissolution of carbonate mineral and positive cation exchange, while in the midstream and downstream areas, mainly affected by gypsum dissolution. In individual runoff paths, effect of the positive cation exchange on the hydrochemical composition of groundwater is more significant than that of leaching.

**Key words:** total dissolved solids; hydrochemical type; characteristics of hydrochemistry; evolution mechanism of hydrochemistry; Tacheng Basin

地下水化学特征不仅反映了区域地下水循环和水化学演化,而且对科学管理、合理开发地下水资源具有重要实际意义,是地下水资源评价的重要内容<sup>[1-2]</sup>。地下水是塔城盆地水资源的重要组成部分,在保障供水、促进地区社会经济发展以及推动生态文明建设方面具有举足轻重的作用。长期以来,关于塔城盆地的地下水化学特征及水质方面的研究较少,只有为数不多的早期区域水文地质测绘和供水水文地质勘察工作涉及地下水化学内容。1965年,芦叶林等<sup>[3]</sup>首次系统地开展了1/200000塔城盆地地质-水文地质综合测绘,掌握了该区详实的水文地质条件,但受当时钻探数量及测试条件的限制,未对区域地下水化学分布规律及形成作用深入研究;1975年,李庆年等<sup>[4]</sup>在原有调查成果基础上,进一步研究了盆地尺度潜水水化学特征;1987年,张汉国等<sup>[5]</sup>开展了该区个别建设兵团的地下水资源评价工作,分析了局部尺度的地下水化学分布规律。这些研究成果为塔城盆地地下水化学的后续研究提供了良好的基础,但目前仍缺乏对该盆地地下水化学分布规律及形成机制的系统研究,从地下水系统角度出发,以盆地地下水循环条件为基础,随径流路径分区进行水化学演化规律的研究则更为少见,这也是今后区域尺度地下水资源可持续开发利用及保护过程中仍需重点研究的内容之一<sup>[6]</sup>。

塔城盆地北区地下水系统是该盆地内一个完整的一级地下水子系统<sup>[7]</sup>。分布于盆地北区的承压水水量丰富、水质较好,且开采成本较低,是塔城盆地最主要的开采水源<sup>[4]</sup>。但还未见北区承压水化学特征及其形成机制的相关研究。而且近30年兴修水利,垦荒种田,使山区地表水入渗补给量逐渐下降,而地下水开采量逐年上升,导致承压水位下降,有可能引发潜水与承压水补排关系的转换,以及区域上承压水循环交替的改变,进而直接或间接地影响承压水水质的正常演化进程,甚至明显改变水化学成

分,影响其可利用性<sup>[7,8]</sup>。对此,本研究在前人成果基础上,结合塔城盆地水文地质条件,基于2015年采集的81个第四系承压地下水样品的水化学数据,分析盆地北区承压水化学特征,探讨其主要形成作用及演化机制,这对该区承压水的可利用性评价、地下水资源保护及可持续利用具有重要现实意义。

## 1 研究区概况

塔城盆地北区东起萨尔也穆勒河,西到中哈国境线,北依塔尔巴哈台山,南濒额敏河,行政区隶属塔城地区。该盆地气候属“寒温带半干旱半荒漠草原气候类型”,呈现冬长夏短及气温月变化较大等气候特征<sup>[9]</sup>。该盆地多年平均降水量为270~300 mm,降水在全年分配上较均匀,多年平均蒸发量为900~1700 mm,4—9月蒸发量占全年80%以上<sup>[9]</sup>。

额敏河是盆地内最大河流,从东向西贯穿盆地中央,其两侧为宽广的额敏河冲积平原。盆地北区周边为山前冰水台地和洪积倾斜平原,地势由盆地北、东两侧山麓向额敏河冲积平原倾斜(图1)。盆地北区承压水,主要分布在洪积平原尾缘、黄土岗地以及冲积平原的广大地区,地下水类型主要为第四系松散岩类孔隙水(图1)。承压含水层主要由上更新统洪积砂砾石及含土砾石层,上更新统冲积含土砾石层和部分全新统冲积砾质砂、含砾亚砂土层组成<sup>[7]</sup>。承压水主要接受洪积平原地下水的侧向径流补给,总体由东北向西南流向额敏河,其主要排泄方式为人工开采(以村镇集中生活用水为主,农业用水为辅)、构造上升泉越流排泄至潜水和侧向流出至额敏河<sup>[5]</sup>。

## 2 样品采集和测试

2015年8月(丰水期),对研究区不同地貌单元及第四系地层布置取样点,共采集81个承压水样品(图1),其中包括:主要分布于新构造运动带的5个

上升泉和广泛分布于冲积、洪积平原及黄土岗地的 76 个机民井。样品均在地下水现场理化指标 (pH 值、电导率等) 达到稳定后开始采集, 并冷藏储存于聚乙烯瓶。 $\text{HCO}_3^-$  采用滴定法测定;  $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{NO}_3^-$  采用离子色谱仪 (IC) 测定;  $\text{K}^+$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、

$\text{Mg}^{2+}$  采用电感耦合等离子体发射光谱仪 (ICP-OES) 测定; 硝酸盐和氨氮采用比色法测定;  $\delta\text{D}-\text{H}_2\text{O}$ 、 $\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$  由激光同位素光谱仪测定。本次水化学测试结果的电荷平衡误差均小于 5%; 氢、氧稳定同位素的测试误差分别为  $\pm 0.1\%$ 、 $\pm 0.025\%$ 。



图 1 研究区地貌概况、取样点分布及承压水 TDS 等值线

Fig. 1 The topography of the study area, distribution of sampling site and contour line of TDS in confined groundwater

### 3 结果与讨论

#### 3.1 地下水溶解性总固体分布特征

TDS 是地下水中主要离子的集中体现, 也是研究地下水化学特征的重要指标<sup>[10]</sup>。从承压水 TDS 等值线图 (图 1) 可知, 承压含水层广泛分布  $\text{TDS} < 1.0 \text{ g/L}$  的淡水, 仅在个别点位 (3 个水样) 分布  $\text{TDS} \geq 1.0 \text{ g/L}$  的微咸水。其中,  $\text{TDS} < 0.4 \text{ g/L}$ 、 $0.4 \leq \text{TDS} < 1.0 \text{ g/L}$  及  $\text{TDS} \geq 1.0 \text{ g/L}$  的承压水分别占含水层总面积的 49.1%、46.3% 和 4.6%, 分别带状或点状分布在喀拉哈巴克乡—恰夏乡沿线的黄土岗地和巴克图口岸—塔城市—额敏县沿线的洪积平原、额敏河二级阶地和部分一级阶地、窝依加依劳农场和额敏县西部的额敏河一级阶地。

由此可见, 随地下水径流方向, 承压水 TDS 呈较好的水平分带规律, 即承压水在接受侧向流入补给的黄土岗地北部及洪积平原南缘, 均为 TDS 较低的淡水, 愈向盆地中心, TDS 升高, 水质逐渐变差, 到额敏河下游一级阶地, 原本 TDS 小于  $1.0 \text{ g/L}$  的淡水经过复杂的地下水化学作用转变为 TDS 大于  $1.0 \text{ g/L}$  的微咸水。

#### 3.2 地下水化学类型分布特征

本文采用舒卡列夫分类法, 探索承压水化学类型的空间分布规律。

赋存于黄土岗地以南洪积弱倾斜平原的承压

水, 由北向南从  $\text{HCO}_3-\text{Ca}$  型水依次过渡为  $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4-\text{Ca}$  型水和  $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4-\text{Ca} \cdot \text{Mg}$  型水; 承压水径流至冲积平原, 局部地区出现  $\text{SO}_4-\text{Ca} \cdot \text{Na}$  型水、 $\text{SO}_4-\text{Na} \cdot \text{Ca}$  型水和  $\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3-\text{Na}$  型水, 并与 TDS 高值区基本重叠。

赋存于黄土岗地的承压水, 自成一个具备补、径、排条件的承压水系统, 主要接受岗地以北洪积强倾斜平原的潜水补给, 向岗地以南洪积弱倾斜平原的单一潜水含水层排泄。在构造抬升活动较强烈的黄土岗地中部、中西部主要由  $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4-\text{Ca}$  型水和  $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4-\text{Ca} \cdot \text{Na}$  型水组成, 而黄土沉积厚度较大的东部及东南部主要由  $\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3-\text{Ca} \cdot \text{Na}$  型水和  $\text{SO}_4-\text{Ca} \cdot \text{Na}$  型水组成。

从承压水 Piper 三线图 (图 2) 可知, TDS 与水化学类型较好的对应关系, 即  $\text{TDS} < 0.4 \text{ g/L}$  的地下水以  $\text{HCO}_3-\text{Ca}$  型水为主;  $0.4 \leq \text{TDS} < 0.8 \text{ g/L}$  的地下水以  $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4-\text{Ca} \cdot \text{Na}$  型水为主;  $\text{TDS} \geq 0.8 \text{ g/L}$  的地下水为  $\text{SO}_4-\text{Na} \cdot \text{Ca}$  (或  $\text{Na}$ ) 型水。这表明承压水化学类型与 TDS 相似, 同样呈现水平分带规律, 即从承压水的侧向径流补给区 (洪积平原尾缘及黄土岗地北部), 沿区域地下水流向, 经地下水化学作用, 水中硫酸根和钠离子的毫克当量百分比逐渐增加, 水质变差, 承压水由补给区的  $\text{HCO}_3-\text{Ca}$  型水, 逐渐演变为排泄区的  $\text{SO}_4-\text{Na} \cdot \text{Ca}$  型水和  $\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3-\text{Na}$  型水。

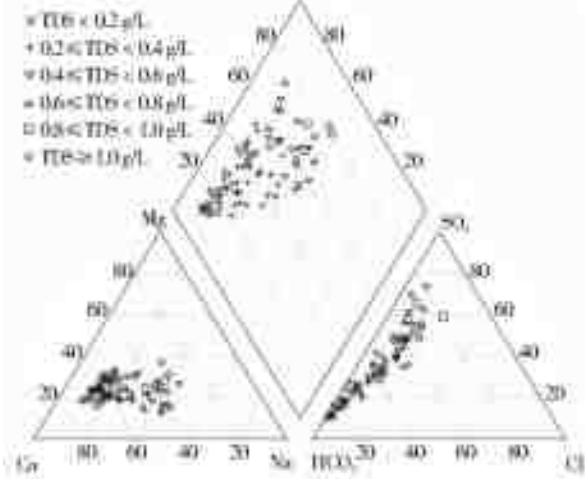


图2 承压地下水 Piper 三线图

Fig. 2 The Piper plot of confined groundwater

### 3.3 地下水化学特征形成机制

#### 3.3.1 人类活动对承压水化学的影响

塔城地区主要发展农牧业,没有重工业,轻工业寥寥无几。因此,平原区潜水,除了受强烈的蒸发浓缩作用之外,还受生活污水、垃圾渗滤液、牲畜粪便和农业化肥的污染,使其成为三氮和 COD 质量浓度严重超标的高 TDS 咸水或盐水<sup>[8]</sup>。近几十年,平原区承压水的开采、山区水库工程及截伏流,导致承压水位下降,有可能引发潜水与承压水补排关系的转换,使劣变的潜水下渗污染承压水,影响其可利用性,有必要首先研究人类活动对承压水化学形成的影响。研究区承压水 COD 质量浓度普遍较低,仅有 18 个水样(水样总计 81 个)检出 COD,其中仅有 1 个水样大于 1.0 mg/L,表明承压水几乎不受生活污水、垃圾渗滤液等人为污染物和畜牧业排放物的影响。除此之外,仅有 3 个水样检出氨氮或亚硝酸盐,而且现状硝酸盐氮质量浓度(0.3~5.1 mg/L,平均值 3.2 mg/L)相比背景值(0.3~3.6 mg/L,平均值 1.5 mg/L;背景值由 1965 年采集的 23 个承压水样求出)只有小幅上升,表明农业活动对承压水的影响有限。不仅如此,承压水 TDS 及地下水化学类型呈水平分带规律,未见强烈开采条件下局部 TDS 及水化学类型变异现象。因此,人类活动还尚未明显改变承压水的补径排条件,也未显著影响承压水化学形成及演化。

#### 3.3.2 水文地球化学作用对承压水化学的影响

本文结合承压水补、径、排条件和水化学特征,依据不同 TDS 阈值为界,在整个地下水径流路径上,将承压水分为上游区(TDS<0.4 g/L)、中游区(0.4≤TDS<0.8 g/L)和下游区(TDS≥0.8 g/L),分别分析承压水经历的水文地球化学作用,揭示承

压水化学形成及演化机制。

Gibbs 图可定性反映天然条件下地下水化学形成机制(大气降水、水岩作用和蒸发沉淀)<sup>[11-12]</sup>。从 Gibbs 图(图 3)可知,大多数上游区和中游区地下水化学受单一水岩作用控制,仅有 TDS 较大的部分中游区和下游区地下水化学受蒸发沉淀作用和水岩作用的共同影响。值得注意的是,上、中、下游地下水 Na/(Na+Ca)比值与 TDS 相关性较差,分布范围较广且重叠,反映整个径流路径上普遍发生正向阳离子交替吸附作用(正向交换指水中钙、镁离子与吸附于黏土矿物的钠离子交换)。除此之外,大部分水点 Cl/(Cl+HCO<sub>3</sub>)比值较低,只有在下游区个别水点出现高值,表明整个径流路径上地下水化学受盐岩矿物溶解的影响有限。不仅如此,承压水 Cl/(Cl+HCO<sub>3</sub>)比值与 TDS 呈现较好的正相关性,反映承压水化学受一定程度的蒸发作用影响。

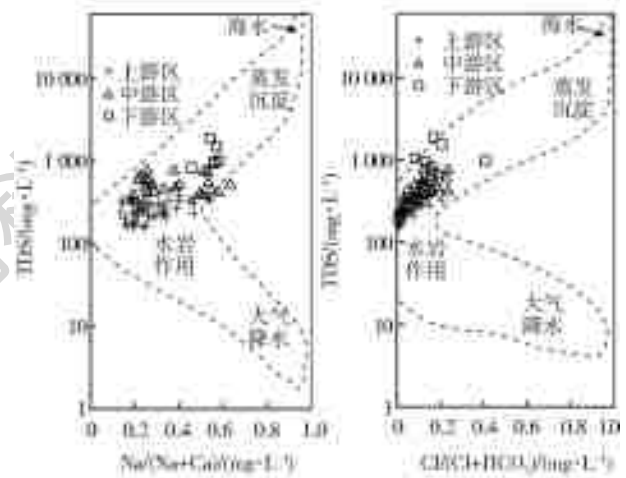


图3 承压水 Gibbs 图

Fig. 3 Gibbs plot of confined groundwater

#### (1) 蒸发作用

研究区承压含水层与上覆潜水含水层间分布不连续的隔水层<sup>[7]</sup>,使承压水在径流路径上受潜在蒸发作用影响。地下水中 TDS 的升高,主要由蒸发和溶滤作用引起,而以钙、钠离子交换为主的阳离子交替吸附作用对 TDS 影响有限。因此,有必要首先评估蒸发作用对承压水化学组成的影响程度。

地下水氘盈余可表征水岩作用及蒸发作用中引起的同位素交换<sup>[13]</sup>。据前人研究发现,我国西北地区第四系孔隙水和含水介质间氢氧稳定同位素交换有限,可忽略水岩作用引起的同位素交换<sup>[14]</sup>。因此,地下水中氘盈余可反映研究区承压受蒸发作用的强度。从承压水氘盈余和 TDS 相关性(图 4(a))可知,上游区水点的分布斜率接近由地表水点绘制的蒸发线,但 TDS 超过 400 mg/L 之后,大部分水点

基本沿矿物溶解线的斜率分布,这表明上游区承压水相比中、下游区承压水普遍受蒸发作用的影响。上游区承压含水层主要分布在地貌界线处(洪积强倾斜平原与黄土岗地界线、洪积弱倾斜平原与冲积平原界线),新构造运动对此处地层的扰动相对较大<sup>[5]</sup>,切割原本含水层间稳定分布的弱透土层,形成以透镜体为主的隔水层系,使承压水受蒸发作用影响。

为进一步定量评估蒸发作用对承压水的影响,本文采用大气降水(盆地地下水主要补给来源)的平均氘氧同位素比值(-13.3‰、-92.5‰;  $n=131$ )、

区域大气降水线( $y=7.2x+3.2$ ;  $n=131$ ,  $R^2=0.98$ )、塔城地区年平均湿度(50%)以及地下水年平均温度(13℃)<sup>[15,9]</sup>,根据瑞利分馏方程推导的定量蒸发模型<sup>[16-17]</sup>,计算出每一个水样的蒸发度(经蒸发后,现状承压水与初始大气降水的体积比)。从承压水蒸发度与 TDS 相关性图(图 4(b))可知,上、中、下游区平均蒸发度分别为 94.5%、92.8% 和 91.1%,表明整个径流路径上,承压水的蒸发程度较低,而且随径流路径加长,承压水的蒸发程度进一步减少,反映蒸发作用对承压水化学形成及演化的影响有限。

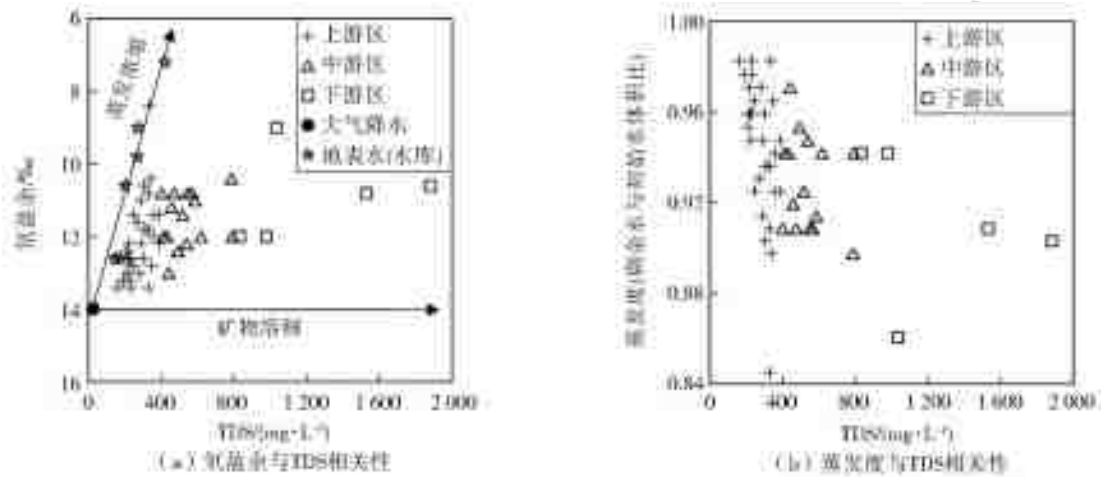


图 4 承压水氘盈余、蒸发度与 TDS 相关性

Fig. 4 Correlation of excess deuterium and evaporation ratio with TDS in confined groundwater

(2) 溶滤作用

因水体受到蒸发、稀释等多种作用的共同影响,分析单一离子浓度无法判别其物质来源,而可溶矿物组分的离子组合比值,能消除上述影响,可揭示含水层中发生的溶滤作用<sup>[18]</sup>。

从承压水  $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$  和  $\gamma(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$  相关性(图 5(a))可知,大部分上、中、下游区水点  $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/\gamma(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$  比值接近于 1,表明承压水中毫克当量百分比较高的  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{SO}_4^{2-}$  主要来自碳酸盐矿物(方解石、白云石)和石膏溶解;不仅如此,随着承压水径流路径的加长,水点与 1:1 线相距增大,到下游区,所有水点均呈现较大浓度的钙、镁离子衰减,推测整个径流路径上普遍发生阳离子交替吸附作用,并随径流路径,其作用对下游地下水化学组成的影响不断累积。

从承压水  $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$  和  $\gamma(\text{HCO}_3^-)$  相关性(图 5(a))进一步可知,上游区水点落在碳酸盐溶解线(1:1 线)周边,但随径流路径加长,水点与 1:1 线相距逐渐增加,表明上游区含水层主要发生

碳酸盐矿物溶解,但随径流路径加长,石膏溶解成为含水层中主要溶滤作用。长石类矿物的不全等溶解也产生  $\text{HCO}_3^-$ <sup>[19]</sup>,从图 5(b)可知,以碳酸岩矿物溶解为主的上游区,水点始终在 1:1 线以下,并未形成  $\text{HCO}_3^-$  富集现象,表明上游区并未发生明显的钠(钾)长石溶解。除此之外,前段分析指出承压含水层普遍发生正阳离子交替吸附作用,但从图 5(b)可知,所有水点均落在 1:1 线以下,表明离子交换对地下水中钙、镁离子的影响不及矿物溶滤作用。

$\gamma(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$  和  $\gamma(\text{Cl}^-)$  的相互关系可反映含水层中盐岩、长石类矿物的溶解,以及外源氯离子的混入<sup>[20]</sup>。从承压水  $\gamma(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$  和  $\gamma(\text{Cl}^-)$  相关性(图 5(c))可知,在整个径流路径上,所有水点均在盐岩溶解线(1:1 线)以下,而且氯离子含量也较重碳酸根和硫酸根含量较低(图 5(a)、5(b)和图 5(c)),表明含水层中并未发生形成高盐度的盐岩溶解。相比于  $\text{Cl}^-$  富集的  $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$  可能源自长石类硅酸盐矿物的溶解或阳离子交替吸附作用。但从前段分析可知,含水层中长石溶解有限,表明正阳离子交替吸附作用导致  $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$  的相对富集。

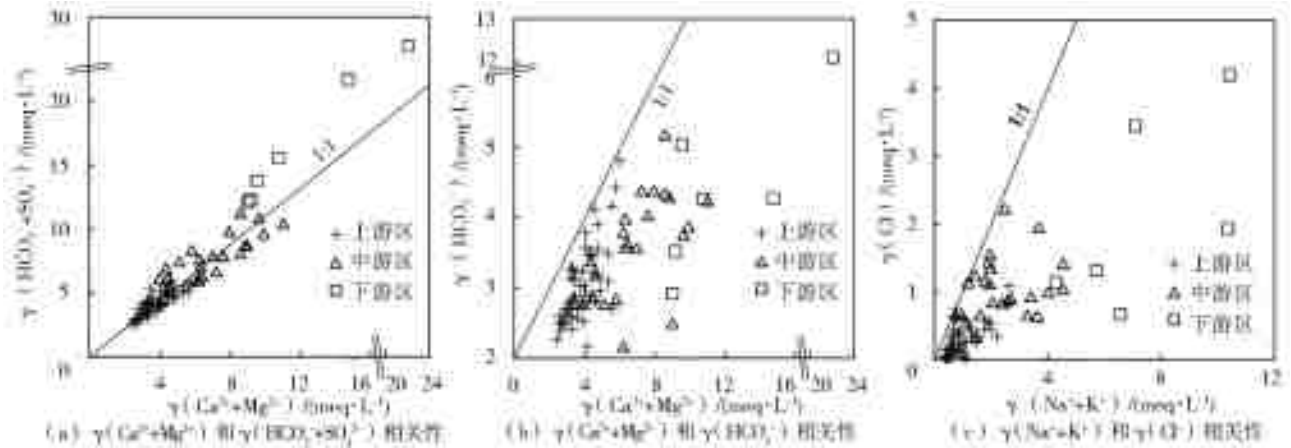


图5 承压水离子比值

Fig. 5 Correlation between main ion components in confined groundwater

(3) 阳离子交替吸附作用

阳离子交替吸附作用也是地下水化学形成和演变的一个重要过程。Schoeller<sup>[21]</sup> 提出氯碱指数 (CAI=(Cl<sup>-</sup> - Na<sup>+</sup> - K<sup>+</sup>)/Cl<sup>-</sup>) (meq/L), 作为阳离子交替吸附作用发生方向的判定指标。从 CAI 与 TDS 关系(图 6(a))可知, 所有承压水点 CAI 值均小于 0, 表明整个径流路径上产生正向离子交换, 与上节采用离子比值法分析的结论相符。不仅如此, CAI 绝对值随 TDS 增加逐渐减小, 表明阳离子交替吸附作用对水化学组成的影响, 也随径流路径逐渐减弱。

地下水钠吸附比(SAR)可反映地下水与含水介质发生阳离子交替吸附作用的程度<sup>[22]</sup>。在塔城盆地, 承压水 SAR 总体沿地下水流向不断变大(图

6(b)), 说明承压水在整个径流过程中发生阳离子交替吸附作用, 但其强度在不同水流路径上有所区别。从图 6(b)可知, 上、中、下游区部分水点  $\gamma(\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}) > 1$ , 说明在这些水点连接形成的水流路径上, 产生较明显的 Na<sup>+</sup> 富集, Ca<sup>2+</sup> 缺失现象。通常情况下, 地下水中 Na<sup>+</sup> 富集、Ca<sup>2+</sup> 缺失主要由岩盐溶解、蒸发沉淀或阳离子交替吸附作用形成。研究区承压水蒸发作用有限, 加之  $\gamma(\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}) > 1$  水样的阴离子水化学类型均为 SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> 型水或 HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> 型水, 不含 Cl 型水, 表明这些水点的 Na<sup>+</sup> 富集、Ca<sup>2+</sup> 缺失, 主要由阳离子交替吸附作用导致, 而非盐岩溶解。  $\gamma(\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}) < 1$  的地下水中同样发生阳离子交替吸附作用, 但地下水化学形成的主要作用仍为含钙矿物的溶滤作用。

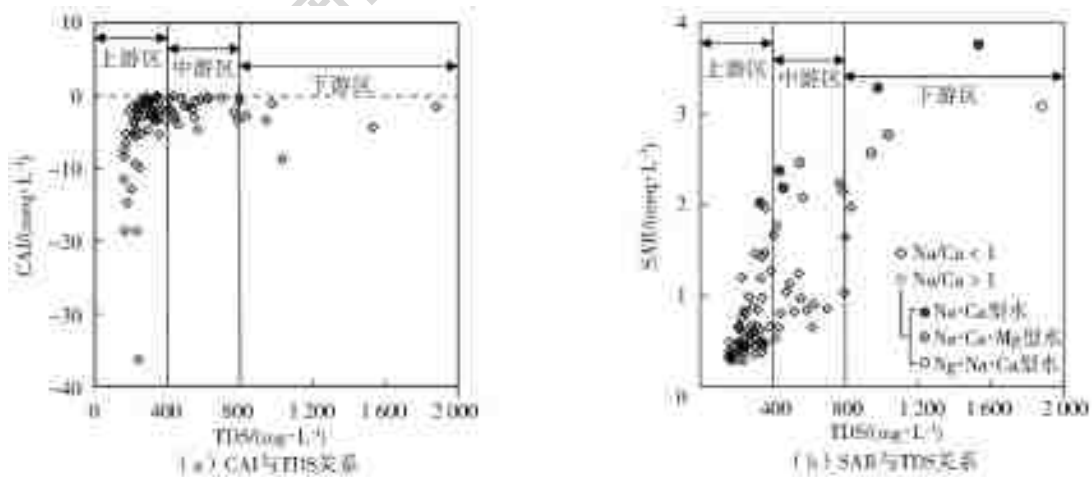


图6 承压水 CAI、SAR 与 TDS 散点关系

Fig. 6 Correlation of CAI and SAR with TDS in confined groundwater

4 结 论

(1) 虽然平原区承压水开采、山区水利工程和截伏流, 导致了承压水水位下降, 但现阶段, 还未产生潜水与承压水补排关系的明显转换。在研究区现状

水利工程及承压水开采条件下, 未见受农业和畜牧业影响较大的潜水污染承压水现象, 但有必要持续监测承压水化学动态变化特征, 构建人类活动对承压水化学的响应关系, 合理开发利用承压水资源, 保护承压水免受污染。

(2)研究区承压水化学特征,主要受矿物溶滤作用控制,其次受阳离子交替吸附作用的影响,蒸发作用对其影响较小。在上游区,碳酸盐矿物(方解石和白云石)的溶解控制着承压水化学组成,而到中、下游区,石膏溶解对水化学组成的影响逐渐超过碳酸盐矿物溶解,成为主要溶滤作用。这种多个溶滤作用交替控制径流路径不同区段的现象,使承压水 TDS 及水化学类型在水平上呈递增及分带特征。除此之外,在整个径流路径上,普遍发生正向阳离子交替吸附作用,但整体上,随径流路径,其对地下水化学组成的影响逐渐减小。值得注意的是,在个别径流路径上,阳离子交替吸附作用对地下水化学组成的影响超过矿物溶滤作用。

#### 参考文献(References):

- [1] 张人权,梁杏,勒孟贵,等.水文地质学基础[M].北京:地质出版社,2011:52-70.(ZHANG R Q,LIANG X,LE M G, et al. Foundation of hydrogeology [M]. Beijing: Geological Press, 2011: 52-70. (in Chinese))
- [2] 崔小顺,郑昭贤,程中双,等.穆兴平原北区浅层地下水水化学分布特征及其形成机理[J].南水北调与水利科技,2018,16(4):146-153.(CUI X S,ZHENG Z X,CHENG Z S, et al. Hydrochemical distribution characteristic and formation mechanism of shallow groundwater in the north of Muling-Xingkai Plain[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2018, 16(4): 146-153. (in Chinese)) DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdqk.2018.0108.
- [3] 芦叶林,王德厚,张连仲,等.新疆塔城盆地综合地质、水文地质测量报告书[R].乌鲁木齐:新疆地质局水文地质大队,1965:87-101.(LU Y L,WANG D H,ZHANG L Z, et al. Comprehensive geological and hydrogeological survey report of Tacheng Basin in Xinjiang [R]. Urumqi: The hydrogeological team of Xinjiang geological survey, 1979: 87-101. (in Chinese))
- [4] 李庆年,陈瑞祥.新疆塔城盆地 L-44-11 L-44-12 L-44-17 L-44-18 L-45-7 L-45-13 1/20 万水文地质图说明书[R].乌鲁木齐:新疆局第 1 水文地质工程队,1979:45-50.(LI Q N, CHEN R X. Manual of 1/200000 hydrogeological maps (L-44-11 L-44-12 L-44-17 L-44-18 L-45-7 L-45-13) of Tacheng basin in Xinjiang Province [R]. Urumqi: The first hydrogeological engineering team of Xinjiang geological survey, 1979: 45-50. (in Chinese))
- [5] 张汉国,丁华成,李凡碧.农九师一六二团地下水资源评价与井灌规划报告[R].额敏:新疆兵团勘察设计院地质勘查大队,1987:13-20.(ZHAN H G,DING H C, LI F B. Groundwater resources evaluation and well irrigation planning report of 162 regiment, nine farming division [R]. Emin: Geological exploration team of survey and design institute of xinjiang corps, 1987: 13-20. (in Chinese))
- [6] 滕彦国,左瑞,王金生,等.区域地下水演化的地球化学研究进展[J].水科学进展,2010,21(1):127-136.(TENG Y G,ZUO R,WANG J S, et al. Progress in geochemistry of regional groundwater evolution [J]. Advances in Water Science, 2010, 21(1): 127-136. (in Chinese)) DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2010.01.002.
- [7] 陈宗宇,苏晨,郑昭贤,等.我国重点跨界含水层水文地质调查报告:塔城盆地[R].石家庄:中国地质科学院水文地质环境地质研究所,2016:62-104.(CHEN Z Y,SU C,ZHENG Z X, et al. Report of hydrogeological survey on key transboundary aquifer in China: Tacheng basin [R]. Shijiazhuang: Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Science, 2016: 62-104. (in Chinese))
- [8] 陈宗宇,苏晨,郑昭贤,等.我国重点跨界含水层水文地质调查报告:塔城盆地[R].石家庄:中国地质科学院水文地质环境地质研究所,2016:128-190.(CHEN Z Y,SU C,ZHENG Z X, et al. Report of hydrogeological survey on key transboundary aquifer in China: Tacheng basin [R]. Shijiazhuang: Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Science, 2016: 128-190. (in Chinese))
- [9] 陈宗宇,苏晨,郑昭贤,等.我国重点跨界含水层水文地质调查报告:塔城盆地[R].石家庄:中国地质科学院水文地质环境地质研究所,2016:18-37.(CHEN Z Y,SU C,ZHENG Z X, et al. Report of hydrogeological survey on key transboundary aquifer in China: Tacheng basin [R]. Shijiazhuang: Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Science, 2016: 18-37. (in Chinese))
- [10] FU C C, LI X Q, MA J F, et al. A hydrochemistry and multi-isotopic study of groundwater origin and hydrochemical evolution in the middle reaches of the Kuye River basin [J]. Applied Geochemistry, 2018 (98): 82-93. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2018.08.030.
- [11] MARANDI A, SHAND P. Groundwater chemistry and the Gibbs Diagram [J]. Applied Geochemistry, 2018 (97): 209-212. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2018.07.009.
- [12] WANTY R B, VERPLANCK P L, SANJUAN C A, et al. Geochemistry of surface water in Alpine catchments in central Colorado, USA: resolving host-rock effects at different spatial scales [J]. Applied geochemistry, 2009, 24 (4): 600-610. DOI: 10.1016/j.apgeochem.

- 2008, 12, 012.
- [13] YANG Q, XIAO H L, ZHAO L J, et al. Hydrological and isotopic characterization of river water, groundwater, and groundwater recharge in the Heihe River basin, northwestern China [J]. *Hydrological Processes*, 2011, 25(8):1271-1283. DOI:10.1002/hyp.7896.
- [14] 郝爱兵,李文鹏,梁志强. 利用 TDS 和  $\delta^{18}\text{O}$  确定蒸发和溶滤作用对内陆干旱区地下水咸化贡献的一种方法[J]. *水文地质工程地质*, 2000, 27(1):4-6. (HAO A B, LI W P, LIANG Z Q. Using TDS and  $\delta^{18}\text{O}$  to determine contribution of evaporation and dissolution to the salinization of inland arid area[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2000, 27(1):4-6. (in Chinese)) DOI:10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.2000.01.002.
- [15] 陈宗宇,苏晨,郑昭贤,等. 我国重点跨界含水层水文地质调查报告:塔城盆地[R]. 石家庄:中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 2016:105-127. (CHEN Z Y, SU C, ZHENG Z X, et al. Report of hydrogeological survey on key transboundary aquifer in China: Tacheng basin[R]. Shijiazhuang, Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Science, 2016:105-127. (in Chinese))
- [16] HUANG T M, PANG Z H. The role of deuterium excess in determining the water salinization mechanism: a case study of the arid Tarim River basin, NW China [J]. *Applied Geochemistry*, 2012, 27(12):2382-2388. DOI:10.1016/j.apgeochem.2012.08.015.
- [17] 王雨山,郭媛. 干旱区地下水咸化机制的区域氘盈余解析[J]. *水文地质工程地质*, 2015, 42(6):29-35. (WANG Y S, GUO Y. A study of groundwater salinization mechanism in arid areas using regional deuterium excess[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2015, 42(6):29-35. (in Chinese)) DOI:10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.2015.06.05.
- [18] ZHENG Z X, ZHANG H D, CHEN Z Y, et al. Hydrogeochemical and isotopic indicators of hydraulic fracturing flowback fluids in shallow groundwater and stream Water, derived from Dameigou shale gas extraction in the northern Qaidam basin [J]. *Environmental Science & Technology*, 2017, 51:5889-5898. DOI:10.1021/acs.est.6b04269.
- [19] 沈照理. 水文地球化学基础[M]. 北京:地质出版社, 1990:71-74. (SHEN Z L. *Hydrogeochemistry Basis* [M]. Beijing: Geological Press, 1990:71-74. (in Chinese))
- [20] LIU J, CHEN Z Y, WANG L J, et al. Chemical and isotopic constrains on the origin of brine and saline groundwater in Hetao plain, Inner Mongolia [J]. *Environmental Science pollution Research*, 2016, 23:15003-15014. DOI:10.1007/s11356-016-6617-1.
- [21] SCHOELLER H. Qualitative Evaluation of Ground Water Resources [M]. In: Schoeller, H., Ed., *Methods and Techniques of Groundwater Investigation and Development*, Water Resource Series No. 33, UNESCO, Paris, 1967:44-52.
- [22] 王晓曦,王文科,王周锋,等. 滦河下游河水及沿岸地下水水化学特征及其形成作用[J]. *水文地质工程地质*, 2014, 41(1):25-33, 73. (WANG X X, WANG W K, WANG Z F, et al. Hydrochemical characteristics and formation mechanism of river water and groundwater along the downstream Luanhe River, northwestern China[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2014, 41(1):25-33, 73. (in Chinese)) DOI:10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.2014.01.005.

(上接第 147 页)

- [22] 王恒纯. 同位素水文地质概论[M]. 北京:地质出版社, 1991:46-50. (WANG H C. *Introduction to isotope Hydrogeology* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1991:46-50. (in Chinese))
- [23] 李婷. 地下热水中天然放射性镭-226 和氡-222 测定及分析评价[D]. 北京:中国地质大学(北京), 2013:1-67. (LI T. *Measurement and analysis of natural radioactive elements Ra-226 and Rn-222 in the groundwater* [D]. China University of Geosciences (Beijing), 2013:1-67. (in Chinese))
- [24] FOURNIER R O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. *Geothermics*, 1977, 5(1/4):41-50. DOI:10.1016/0375-6505(77)90007-4.
- [25] GIGGENBACH W F. Geothermal solute equilibrium, derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1988, 52:2749-2765. DOI:10.1016/0016-7037(88)90143-3.
- [26] 袁玉松,马永生,胡圣标,等. 中国南方现今地热特征[J]. *地球物理学报*, 2006, 49(4):1118-1126. (YUAN Y S, MA Y S, HU S B, et al. Present-day geothermal characteristics in South China[J]. *Chinese Journal of Geophysics* 2006, 49(4):1118-1126. (in Chinese)) DOI:10.3321/j.issn:0001-5733.2006.04.025.