

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2019.261>



华北平原与大同盆地原生高碘地下水 赋存主控因素的异同

王雨婷¹, 李俊霞^{1,2,3*}, 薛肖斌^{1,2}, 田小伟⁴, 迟秀成⁴

1. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430074
2. 中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室, 湖北武汉 430074
3. 中国地质大学盆地水文学与湿地生态恢复实验室, 湖北武汉 430074
4. 河北省地矿局第四水文工程地质大队, 河北沧州 061000

摘要: 原生高碘地下水在我国有广泛分布, 为查明不同区域地下水碘赋存机理的异同, 通过选取我国大同盆地以及华北平原为代表性区域, 完成区域地下水样品系统性采集及水化学、碘形态测试工作, 对区域地下水水环境及其演化特征完成详细刻画。结果表明: 大同盆地地下水总碘含量为 2.86~1 286 $\mu\text{g/L}$, 华北平原地下水总碘含量为 2.40~1 106 $\mu\text{g/L}$, 分别约有 50.0% 及 49.5% 地下水碘含量超过 (GB19380-2016)《水源性高碘地区和高碘病区的划定》中界定的 100 $\mu\text{g/L}$ 国家标准。地下水水环境特征表明, 在大同盆地, 第四纪河湖相沉积所形成的, 富含有机质、偏碱性、还原性、 Na-HCO_3 型水环境, 利于赋存于固相介质上的碘以碘离子的形式进入地下水中, 沿地下水流向, 富集于盆地中心排泄区; 在华北平原, 由第四纪 6 次海侵形成的冲湖积、海积松散沉积物中富含 Na、Cl、I 等元素, 其偏碱性、还原性、 Na-Cl 型水环境及低水力坡度的平缓地形利于赋存在固相介质上的碘以碘离子的形式进入地下水, 沿地下水流向富集于沿海排泄区。控制两个地区高碘地下水形成的相同因素是偏碱性及偏还原的地下水环境, 且该环境下碘的主要赋存形态均为碘离子, 但大同盆地高碘地下水形成主要受富有机质环境影响, 而华北平原高碘地下水形成的主要受富碘的海相沉积控制。

关键词: 碘; 大同盆地; 华北平原; 地下水; 控制因素; 环境地质。

中图分类号: P641.1

文章编号: 1000-2383(2021)01-308-13

收稿日期: 2019-10-22

Similarities and Differences of Main Controlling Factors of Natural High Iodine Groundwater between North China Plain and Datong Basin

Wang Yuting¹, Li Junxia^{1,2,3*}, Xue Xiaobin^{1,2}, Tian Xiaowei⁴, Chi Xiucheng⁴

1. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
2. State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
3. Laboratory of Basin Hydrology and Wetland Eco-Restoration, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
4. The Fourth Team of Hydrogeological and Engineering Geology, Hebei Bureau of Geo-Exploration, Cangzhou 061000, China

Abstract: Natural high iodine groundwater is widely distributed in China. In order to find out the similarities and differences of mechanism of iodine occurrence in groundwater, the Datong basin and the North China Plain (NCP) were selected as representative areas in this study. Groundwater sampling and the analysis of hydrochemistry and iodine species were performed to

基金项目: 国家自然科学基金项目 (No. 41502230).

作者简介: 王雨婷 (1996-), 女, 硕士研究生, 主要从事地下水污染与防治方面的研究工作. ORCID: 0000-0002-9462-9736. E-mail: cugw-
yt@cug.edu.cn

***通讯作者:** 李俊霞, ORCID: 0000-0001-5191-3166. E-mail: jxli@cug.edu.cn

引用格式: 王雨婷, 李俊霞, 薛肖斌, 等, 2021. 华北平原与大同盆地原生高碘地下水赋存主控因素的异同. 地球科学, 46(1): 308-320.

understand the groundwater environment and hydrochemical evolution. The results showed that total iodine concentration in groundwater from Datong basin was $2.86\text{--}1\,286\ \mu\text{g/L}$, and that in NCP was $2.40\text{--}1\,106\ \mu\text{g/L}$. Approximately 50.0% and 49.5% of groundwater iodine from Datong basin and North China Plain exceed the national standard of $100\ \mu\text{g/L}$ (GB19380-2016), respectively. At the Datong basin, the groundwater environment was characterized by organic matter-rich, alkaline, weak reducing and Na-HCO_3 type water, which was formed by Quaternary fluvial and lacustrine deposits. Under this environment, the sediment iodine was prone to be released into groundwater in the form of iodide and further enrich in the discharge area along the groundwater flow direction. At the NCP, the six transgressions in the Quaternary leads to the alluvial-lacustrine and marine loose sediments rich in Na, Cl and I. At the coastal area, the alkaline and weak reducing conditions in combination with low hydraulic gradient were favorable for iodine release from aquifer matrix to groundwater. The main species of iodine in groundwater was also iodide. The differences between two areas was that high iodine groundwater at Datong basin was mainly influenced by enriched organic matter in groundwater system, while that at NCP was mainly controlled by iodine-rich marine sediments.

Key words: iodine; Datong basin; North China Plain; groundwater; controlling factors; environmental geology.

碘是人体必不可少的微量元素,成年人的甲状腺每日吸收约 $52\ \mu\text{g}$ 碘以维持平衡.碘摄入不足会引起地方性克汀病等疾病,碘摄入过量同样会引发甲状腺疾病,如碘性甲亢、甲状腺功能减退等(Burgi, 2010).随着食盐加碘的实施,碘缺乏问题已得到较好的改善,1995年至2011年开展的6次全国碘缺乏病病情监控结果表明,8~10岁儿童甲状腺肿大(甲肿)率逐年下降,B超法甲肿率由1997年的10.9%降至2011年的2.4%(申红梅, 2015).随着碘缺乏症及居民生活条件的改善,部分地区碘摄入量过高的问题逐渐凸显,2005年,全国范围高水碘地区调查结果表明,山东、河北、河南、江苏、安徽、山西、天津及北京等省市地区均有高水碘分布(申红梅等, 2007).中华人民共和国国家卫生和计划生育委员会2016年发布调整后的(GB19380-2016)《水源性高碘地区和高碘病区的划定》,将原标准(GB/T10380-2003)《水源性高碘地区和地方性高碘甲状腺肿病区的划定》中高碘地区划分技术指标“居民饮用水碘含量超过 $150\ \mu\text{g/L}$ ”调整为“居民饮用水碘中位数大于 $100\ \mu\text{g/L}$ 的地区即为水源性高碘地区”.由于水碘含量超过 $150\ \mu\text{g/L}$ 的地区居民碘营养过量(郭晓尉等, 2007a, 2007b),当对水碘含量超过 $90\ \mu\text{g/L}$ 的地区停供碘盐后并不会造成碘缺乏(王培桦等, 2009),同时当水碘含量大于 $100\ \mu\text{g/L}$ 时孕妇碘营养充足(Liu *et al.*, 2014),因此新标准采取水碘含量大于 $100\ \mu\text{g/L}$ 作为高碘地区划分依据(贾清珍和张向东, 2017).

碘不易富集形成矿物,多以痕量分散于岩石与土壤中,易与有机质形成络合物,河湖相富有机质的沉积环境、淤泥质粘土或粘土层为碘的富集创造基础条件(曾昭华, 1999; 韩颖等, 2017).碘在地下水中主要以碘离子(I^-)、碘酸根(IO_3^-)以及有机碘

(OI)的形式存在,弱碱性的pH以及偏还原的环境能促进碘从沉积物向地下水中释放(吴飞等, 2017),同时氧化还原环境也会影响碘在地下水中赋存的形态,在偏还原的地下水环境中,活性最强的 I^- 更具优势(Li *et al.*, 2013).地下水径流条件会影响地下水中碘的迁移富集,地形坡度平缓、地势低洼的地区,利于碘在地下水中的富集,而山前地区、地势陡峭的地区水力坡度大,地下水交替强烈,利于地下水中碘的迁移.此外,有研究发现,蒸发浓缩作用(牛喜贵和王荫兴, 1991; 徐芬等, 2012)、有机质降解作用(徐芬等, 2012)、海侵作用(Li *et al.*, 2017)等过程均可促使不同碘形态在水体发生富集,但不同沉积条件下高碘地下水的形成主控因素却不尽相同.

前期研究发现,我国大同盆地及华北平原均分布有高碘地下水,但二者地下水水化学演化主控过程却明显不同.因此,为深入探究两个区域高碘地下水形成主控过程的异同,本研究针对大同盆地与华北平原高碘地下水完成地下水样品采集,借用高效液相色谱-电感耦合等离子体质谱(HPLC-ICP-MS)分析液相碘形态赋存特征,同时,利用因子分析以及参数聚类分析方法,提取大同盆地及华北平原高碘地下水成因主控因素,揭示不同碘源以及不同主控水文地球化学过程对地下水系统碘迁移富集的影响,旨在明确高碘地下水微观形成机制,并对区域后续高碘地下水的防治提供一定科学理论依据.

1 研究区概况

大同盆地位于山西北部,北纬 $39^\circ 22'\sim 39^\circ 37'$,东经 $112^\circ 42'\sim 113^\circ 17'$,面积约为 $6\,000\ \text{km}^2$,为温带

大陆性气候,年均气温约 6.5℃,年降水量 225~400 mm,年蒸发量约 2 000 mm(Li *et al.*, 2014). 区域主要地表水体为桑干河及其支流,地形主要受其西北部的洪涛山以及东南部的恒山控制(Qian *et al.*, 2017),形成西南—东北向展布的狭长地形(图 1). 大同盆地是山西断陷系新生界断陷盆地的主要组成之一,区域裂谷作用始于晚新生代并在第四纪得到进一步发展,盆地的新生代沉积物厚度约 2 000 m,其中第四系厚度达数百米(程绍平等, 2004). 研究区地层由老至新可分为上新统、早更新统、中更新统、晚更新统以及全新统(图 2a),在更新世早期(Q_1),盆地内湖泊发育,该阶段地壳不断下沉,湖泊内接受大量沉积物,更新世中期(Q_2)地壳运动频繁,湖泊逐渐消亡过程中产生局部小湖泊,桑干河开始发育,更新世晚期(Q_3)火山继续喷发逐渐形成

本区地貌. 盆地内从山前洪积、坡积倾斜平原到中部的冲湖积平原,沉积物粒径逐渐减小,地下水依次经历了补给区、径流区和排泄区,其中在补给区,补给来源主要是地表径流以及降雨入渗,地下水以溶滤作用为主,径流区以离子交换作用为主,排泄区以蒸发浓缩作用、离子交换作用以及沉淀作用为主(苏春利和王焰新, 2008). 按沉积物岩性以及含水层系统可将本区含水层划分为 3 段: (1)潜水层,该层深度小于 50 m,由全新世沉积物与晚更新世沉积物互层而成; (2)中部承压含水层深度约为 50~160 m,由早—中更新世沉积物构成,为湖相砂层与粘土互层,区内分布广泛; (3)深层承压含水层,深度大于 160 m,由早更新世沉积物构成,含水介质为冲湖积相粉砂层(杨景春, 1961; Li *et al.*, 2016).

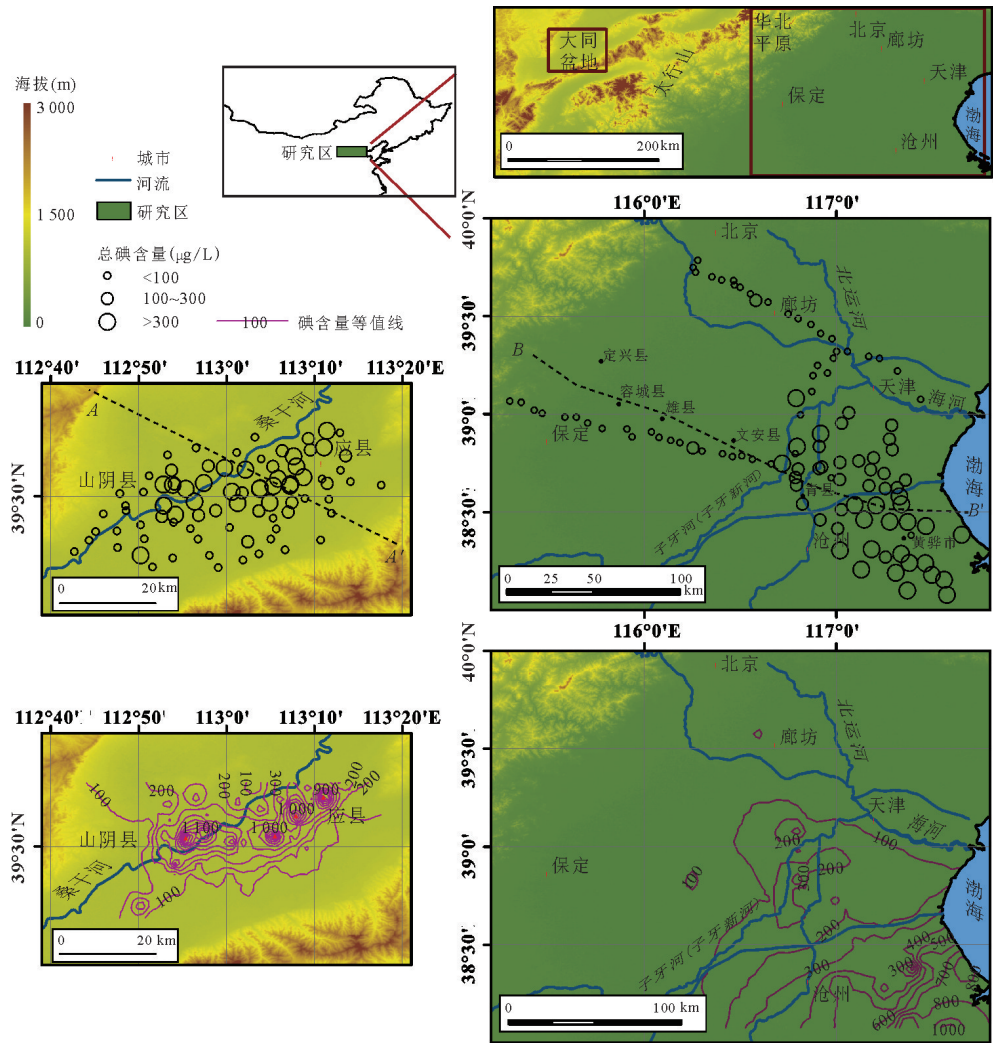


图 1 研究区及采样点分布
Fig.1 Location of the study area and sampling sites

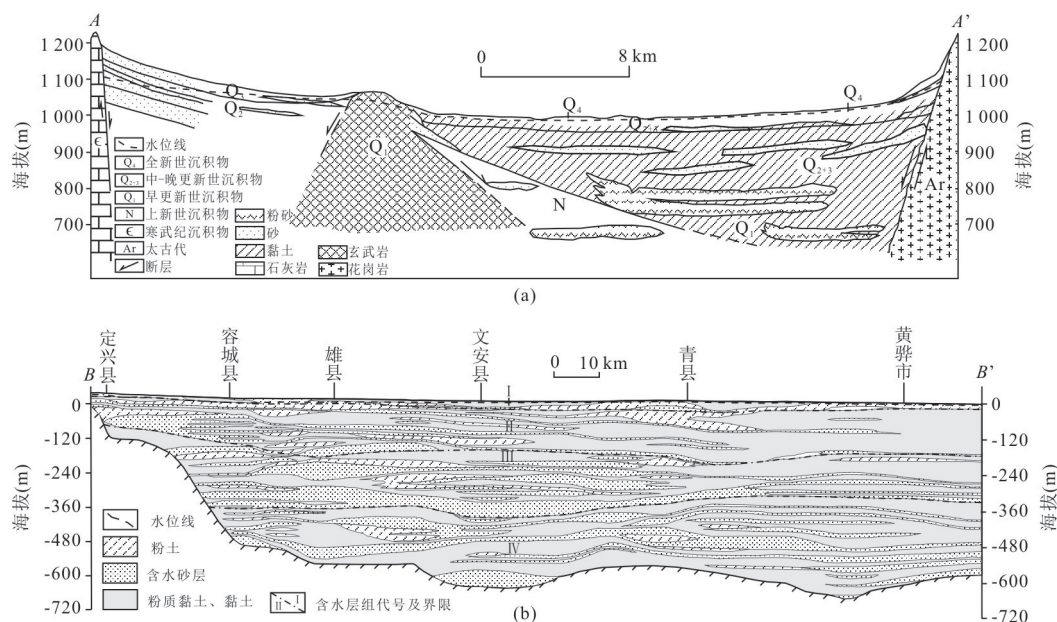


图2 大同盆地A-A'水文地质剖面(a)和华北平原B-B'水文地质剖面(b)

Fig.2 Hydrogeological cross-section along the A-A' line of Datong basin (a) and B-B' line of NCP (b)

a. 引自 Guo and Wang (2005); b. 引自张兆吉和费宇红 (2009)

华北平原位于燕山以南,大别山以北,西侧为太行山,东临渤海和黄海,为暖温带季风气候,夏季高温多雨,冬季寒冷干燥,四季分明,年均气温8~15℃,年降水量400~1200 mm,主要降水集中在7~8月,夏季易形成洪涝灾害.华北平原多地表河流及水库,如永定河、海河、北大港水库等.第四纪以来,本区在以构造沉降为主的动力作用下,自西向东堆积了厚度300~500 m的冲洪积、河湖积、海积等为主的多种成因类型的松散沉积物,其间的孔隙水不断由潜水形式演替为层间水的形式.中更新世以来华北平原共经历了6次海侵,分别为中更新世早期海兴海进,中更新世晚期黄骅海进,晚更新世早期沧州海进,晚更新世晚期渤海海侵I,晚更新世晚期献县海进以及全新世天津海进(徐钦琦和林和茂,1993).晚更新世晚期,海平面持续下降,平原内堆积Q₃地层,在干旱气候条件下,蒸发累盐,末次冰消期,海平面急剧上升,海水再次涌入渤海湾,晚全新世海水逐步撤退,在滨海地区形成了新的海积平原(张春山等,1995;张宗祜等,2000).华北平原地下水在平面上呈现明显的分带规律,从山前到滨海依次为山前冲洪积倾斜平原补给区、中部冲积湖积平原缓慢径流区和东部冲积海积滨海平原排泄区.燕山和太行山的山前平原区是华北平原区域地下水主要入渗补给区,地下储水介质具有强渗透能力,补给来源主要是降雨入

渗,地下水通过汇入渤海以及蒸发浓缩作用排泄.在垂直方向上自上而下划分为4个含水层组(图2b):第I含水层组底界面埋深10~50 m,是地下水积极循环交替层;第II含水层组底界面埋深120~210 m,属于微承压、半承压地下水,地下水循环交替能力较强,是该区农业用水主要的地下水开采层;第III含水层组底界面埋深250~310 m,是目前深层承压地下水主要开采层;第IV含水层组底界为第四系基底(邢丽娜等,2012).

2 材料与方法

2.1 样品采集及现场测试

2012年8月在大同盆地采集地下水样82件,采样深度为5~120 m,主要集中于浅层地下水,为当地居民家庭用水.2015年7月在华北平原采集地下水样96件,采样深度为30~800 m,所采30~200 m水样分布于山前地区及中部平原地区,所采200~600 m深层承压水样分布于中部平原地区及沿海地区,属于第III、IV含水层组的混合地下水,且为当地地下水主要开采层位.采样瓶为500 mL聚乙烯瓶,采样前先用去离子水清洗3次,再用待采水样润洗3次,采样时,确保每个样品瓶内充满待测水样,所有样品均用0.45 μm滤膜过滤,用于测定金属离子的样品加入1:1 HNO₃酸化至pH<2.水温(T)、总溶

解固体(TDS)、氧化还原电位(Eh)、pH于现场采用 HACH 便携式测定仪测定,总铁($\text{Fe}_{\text{总}}$)、亚铁(Fe^{2+})于采样现场使用 HACH DR2800 便携式分光光度计测定,其中 $\text{Fe}_{\text{总}}$ 与 Fe^{2+} 测试浓度范围均为 0.02~3.00 mg/L. 碱度 24 h 内采用滴定法完成测定.

2.2 室内化学分析

主要阳离子浓度采用 IRIS Intrepid II XSP 型 ICP-AES 进行分析,主要阴离子浓度采用瑞士万通 761 Compact IC 进行分析, I^- 、 IO_3^- 通过高效液相色谱与 Agilent 7900 ICP-MS 联用(HPLC-ICP-MS)进行分离测定,阴阳离子分析误差均控制在 5% 以内. 采用高温催化燃烧法(TOC-V, Shimadzu)测定 TOC 浓度,标准偏差为 2%. 以上分析中 ICP-AES 在教育部长江三峡库区地质灾害研究中心完成,总碘及碘形态在中国地质大学(武汉)盆地水文过程与湿地生态恢复学术创新基地完成,其余均在中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质国家重点实验室完成. 分析地下水样时,质量控制采用加 5% 的重复样,所有重复样品的误差小于 5%.

2.3 数据分析

2.3.1 因子分析 因子分析是多元分析中降维的一种方法,根据相关性大小将变量分组,使得同组内的变量之间相关性较高,不同组的相关性较低,每组变量代表一个基本结构,用一个不可观测的综合变量表示,即公共因子. 因子模型为:

$$\begin{cases} x_1 = a_{11}F_1 + a_{12}F_2 + \cdots + a_{1m}F_m + \varepsilon_1 \\ x_2 = a_{21}F_1 + a_{22}F_2 + \cdots + a_{2m}F_m + \varepsilon_2 \\ \vdots \\ x_p = a_{p1}F_1 + a_{p2}F_2 + \cdots + a_{pm}F_m + \varepsilon_m \end{cases}$$

式中: F_m 为公共因子; a_{ij} 为因子载荷; ε 为特殊因子; a_{ij} 绝对值越大表明 x_p 与 F_m 的相依程度越大. 本研究使用主成分法对因子载荷矩阵进行求解并使用最大方差法进行因子旋转,以得到合适的公共因子.

2.3.2 聚类分析 聚类分析是建立一种分类方法,将一批样品或变量按照它们在性质上的亲疏程度进行分类. 系统聚类法基本思想是将 n 个样品各自看成一类,然后按照选定的方法计算每两类之间的统计量确定亲疏程度,将关系最密切的两类并为一类,其余不变,得 $n-1$ 类,再按选定的方法继续计算,循环往复直至所有样品归为一类. 本研究使用系统聚类分析中的 Ward 聚类方法,采取平方 Euclidean 距离对标准化后的数据进行聚类,反映样品各指标之间的关系.

本文的因子分析及聚类分析均在 SPSS 20

中完成.

3 结果

3.1 水化学组成特征

3.1.1 大同盆地 大同盆地地下水样的水化学组成见表 1,样品 pH 为 6.90~9.73,地下水呈中性至弱碱性,主要阳离子为 Na^+ ,含量为 10.57~2 208 mg/L,其次是 Mg^{2+} 和 Ca^{2+} ;主要阴离子为 HCO_3^- ,含量为 181.3~1 842 mg/L,其次是 SO_4^{2-} 和 Cl^- . 水化学类型主要包括 Na- HCO_3 、Na-Cl 以及 Ca- HCO_3 ,其中, Ca- HCO_3 型水零星分布于盆地边缘, Na-Cl 型水分布于桑干河两岸,地下水主体以 Na- HCO_3 型水为主. 地下水样品 TDS 含量为 373.2~8 533 mg/L,根据地下水 TDS 分类(Robinove *et al.*, 1958),淡水(TDS<1 000 mg/L)、微咸水(TDS: 1 000~3 000 mg/L)、中等咸度水(TDS: 3 000~10 000 mg/L)的比例分别为 40.79%、32.89%、26.32%. 大同盆地地下水 Cl/Br 摩尔比范围为 171.3~3 725,变化范围较大. 由于盆地内主要为河湖相沉积物,地下水中富含有机质,水样中 TOC 最高达到 92.14 mg/L.

大同盆地地下水 Eh 范围为 -189.0~224.0 mV,地下水中 $\text{Fe}_{\text{总}}$ 含量为 <0.01~3.47 mg/L,其中 Fe^{2+} 含量为 <0.01~0.45 mg/L,部分样品中 $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}_{\text{总}}$ 比值为 1.00,大同盆地地下水呈偏还原环境.

地下水样品中 $\text{I}_{\text{总}}$ 浓度为 2.86~1 286 $\mu\text{g/L}$,中间值为 105.6 $\mu\text{g/L}$,50.00% 的地下水样品超出了我国饮用水的标准限定值 100 $\mu\text{g/L}$. 从盆地边缘至盆地中心,碘含量呈上升趋势,高碘地下水主要分布于盆地中心、桑干河两岸. I^- 浓度为 1.28~1 157 $\mu\text{g/L}$,中值为 50.89 $\mu\text{g/L}$, IO_3^- 浓度为 <0.01~999.3 $\mu\text{g/L}$,中值为 5.72 $\mu\text{g/L}$. 样品中碘含量与主要阴阳离子关系如图 3,高碘地下水主要分布于高 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 区域, $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 浓度越高,碘含量越高.

在垂向上,将大同盆地地下水样按采样深度及含水层类型分为 3 类:(1)潜水(采样深度<50 m);(2)混合水(采样深度 $\geq$ 50 m 且为潜水与承压水的混合水);(3)承压水(采样深度 $\geq$ 50 m 仅含承压水). 潜水 pH 为 6.90~8.54,其主要阳离子为 Na^+ ,含量为 10.57~2 208 mg/L,主要阴离子为 HCO_3^- ,含量为 248.0~1 842 mg/L,以 Na- HCO_3 型水为主,少量分布有 Na-Cl 及 Ca- HCO_3 型水, TDS 含量为 373.2~8 533 mg/L,均值为 2 834 mg/L,变化范围

表 1 研究区地下水化学组分

Table 1 Chemical composition of groundwater samples from study area

参数	大同盆地(n=82)				华北平原(n=96)			
	最小值	最大值	中间值	均值	最小值	最大值	中间值	均值
TDS (mg/L)	373.2	8 533.0	1 337.0	2 383.0	370.9	7 590.0	1 060.0	1 240.0
TOC (mg/L)	<0.01	92.14	5.45	2.65	0.13	37.90	0.86	2.23
Eh (mV)	-189.0	224.0	112.0	83.06	-228.50	139.60	34.40	9.79
pH	6.90	9.73	7.82	7.91	6.46	8.79	8.00	7.89
K ⁺ (mg/L)	0.49	79.37	2.70	4.55	0.13	8.12	1.05	1.40
Na ⁺ (mg/L)	10.57	2 208.00	259.20	506.70	8.57	1 953.00	282.80	344.30
Ca ²⁺ (mg/L)	3.86	442.80	38.34	56.77	<0.01	393.90	17.85	42.47
Mg ²⁺ (mg/L)	13.26	498.90	42.10	92.35	0.83	522.40	14.75	34.35
HCO ₃ ⁻ (mg/L)	181.3	1 842.0	519.8	615.1	142.7	916.8	366.0	387.5
Cl ⁻ (mg/L)	8.57	3 214.00	155.90	509.40	9.16	1 874.00	151.10	251.80
Br ⁻ (μg/L)	22.48	3 611.00	423.00	801.00	16.46	4 035.00	381.20	609.60
SO ₄ ²⁻ (mg/L)	3.63	2 395.00	196.40	523.10	<0.01	2 159.00	84.45	178.50
Cl/Br(摩尔比)	171.30	3 725.00	1 042.00	1 230.00	147.00	5 637.00	937.00	1 143.00
Fe _总 (mg/L)	<0.01	3.47	0.06	0.18	<0.01	3.46	0.09	0.30
Fe ²⁺ (mg/L)	<0.01	0.45	0.05	0.08	<0.01	0.56	0.01	0.02
I _总 (μg/L)	2.86	1 286.00	105.60	230.40	2.40	1 106.00	93.82	198.10
I ⁻ (μg/L)	1.28	1 157.00	50.89	168.30	<0.01	854.00	63.40	164.70
IO ₃ ⁻ (μg/L)	<0.01	999.30	5.720	46.08	<0.01	292.80	0.66	20.38

较大,Eh 范围为-140~214 mV,I_总含量为 11.20~1 187 μg/L,均值为 215.6 μg/L.混合水 pH 为 7.51~8.55,主要阳离子为 Na⁺,含量为 14.45~1 438 mg/L,主要阴离子为 HCO₃⁻,含量为 276.5~1 009 mg/L,以 Na-HCO₃型水为主,TDS 含量为 477.4~7 106 mg/L,均值为 1 796 mg/L,Eh 范围为-81~224 mV,I_总含量为 4.43~876.8 μg/L,均值为 259.6 μg/L.承压水 pH 为 7.68~9.73,主要阳离子同样为 Na⁺,含量为 14.43~567.5 mg/L,主要阴离子为 HCO₃⁻,含量为 181.3~918.3 mg/L,以 Na-HCO₃型水为主,TDS 含量为 425.2~1 957 mg/L,均值为 978.1 mg/L,Eh 范围为-189~204 mV,I_总含量为 2.86~1 286 μg/L,均值为 250.4 μg/L.

可以看出,大同盆地不同深度地下水水化学类型均以 Na-HCO₃型水为主.TDS 含量呈现出潜水>混合水>承压水的变化趋势,潜水与混合水的氧化还原电位相近,承压水氧化还原电位较之更低,说明承压水更偏还原性.不同深度地下水中均发生有高碘地下水.

3.1.2 华北平原 华北平原地下水组成见表 1,pH 为 6.46~8.79,呈中性至弱碱性,阳离子以 Na⁺为主,含量为 8.57~1 953 mg/L,其次为 Ca²⁺与 Mg²⁺;阴离子主要为 HCO₃⁻与 Cl⁻,含量分别为 142.7~

916.8 mg/L 与 9.16~1 874 mg/L,其次为 SO₄²⁻;从山前地区到沿海地区,水化学类型由 Na-HCO₃及 Ca-HCO₃逐渐变成以 Na-Cl 型水为主,TDS 含量为 370.9~7 590 mg/L,中值为 1 060 mg/L,淡水(TDS<1 000 mg/L)、微咸水(TDS:1 000~3 000 mg/L)、中等咸水(TDS:3 000~10 000 mg/L)的比例分别为 56.93%、40.15%、2.92%,其中淡水以及微咸水比例均高于大同盆地,而中等咸水比例低于大同盆地.地下水样中 Cl/Br 摩尔比范围为 147~5 637,中间值及均值分别为 937 及 1 143,与大同盆地相比,华北平原 Cl/Br 摩尔比中间值及均值较低.TOC 含量为 0.13~37.90 mg/L,中值为 0.86 mg/L,华北平原地下水 TOC 低于大同盆地地下水 TOC.

Eh 为-228.5~139.6 mV,地下水 Fe_总含量与大同盆地相当,为<0.01~3.46 mg/L,Fe²⁺含量较大同盆地略高,为<0.01~0.56 mg/L,华北平原地下水偏还原环境.

华北平原地下水中 I_总含量为 2.40~1 106 μg/L,中间值为 93.82 μg/L,均值为 198.1 μg/L,北京地区、保定地区、天津地区地下水总碘含量中间值分别为 40.14、43.79、124.40 μg/L,沧州地区地下水总碘含量中间值为 465.1 μg/L,且 95.45% 水样超过我国饮用水的标准限定值 100 μg/L,从山前地区至沿

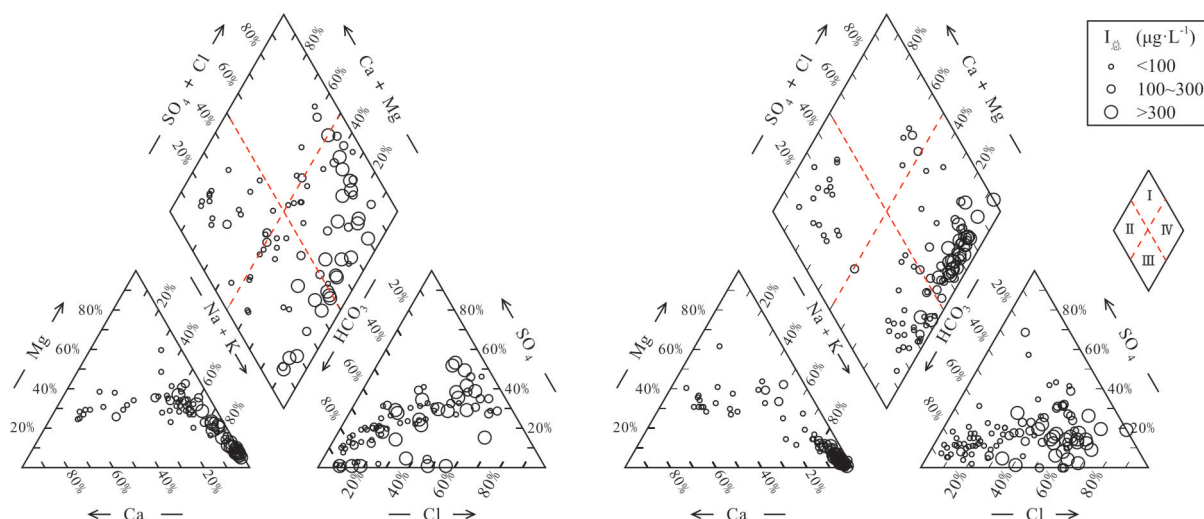


图3 大同盆地(左)及华北平原(右)地下水样piper三线图

Fig.3 Piper diagram of groundwater samples from Datong basin (left) and NCP (right)

海地下水碘含量呈上升趋势,至沧州地区地下水样品碘含量达到最高 $1106 \mu\text{g/L}$ 。华北平原高碘地下水水化学类型主要为 Na-Cl 型(图 3),从低 Na^+ 、 Cl^- 向高 Na^+ 、 Cl^- 区域地下水碘含量依次为 $<100 \mu\text{g/L}$ 、 $100\sim 300 \mu\text{g/L}$ 以及 $>300 \mu\text{g/L}$,呈现出良好的水平分带性。地下水样品中 I^- 含量为 $<0.01\sim 854.0 \mu\text{g/L}$,中值为 $63.40 \mu\text{g/L}$, IO_3^- 浓度为 $<0.01\sim 292.8 \mu\text{g/L}$,中值为 $0.66 \mu\text{g/L}$,华北平原地下水中碘形态主要以 I^- 为主。

3.2 因子分析

3.2.1 大同盆地 在因子分析中,初始特征值共有 16 个(表 2),经过主成分分析提取共提取 3 个公共因子,分别为 F_1 、 F_2 、 F_3 ,累计贡献率达到 75.9%,能够较好地代表原变量。

F_1 贡献率为 38.1%,其中 TDS、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 Br^- 、 Cl/Br 摩尔比以及 SO_4^{2-} 因子载荷较高,且与 F_1 呈正相关,在地下水不断蒸发的条件下,水分散失时盐分逐渐富集,使地下水中阴阳离子浓度及 TDS 值上升,因此 F_1 可指示大同盆地浅层水经历强烈的蒸发浓缩作用。

F_2 贡献率为 24.8%,因子载荷较高的是 Br^- 、 I^- 、 HCO_3^- 、TOC、pH,与 F_2 均呈正相关关系, I^- 与 I^- 同在因子 F_2 中,表明大同盆地地下水中碘主要以 I^- 形式赋存,同时地下水中 I^- 、 I^- 含量与 HCO_3^- 及 TOC 含量之间存在正相关关系,表明大同盆地高碘地下水的形成受地下水中 HCO_3^- 及 TOC 含量较高的影响,可认为因子 F_2 指示地下水高 I^- 及高 I^- 形成因素。

F_3 贡献率为 13.0%,因子载荷较高的为 Eh、

$\text{Fe}_{\text{总}}$ 以及 IO_3^- ,其中 Eh 及 IO_3^- 与 F_3 呈正相关, $\text{Fe}_{\text{总}}$ 与 F_3 呈负相关,当地下水中氧化还原电位越低,偏还原环境时,地下水中总铁含量越高,而 IO_3^- 含量越低,说明地下水氧化还原环境影响地下水中的铁含量以及碘酸根的赋存形态,碘酸根的赋存更倾向于出现偏氧化的环境中。

3.2.2 华北平原 华北平原因子分析初始特征值共 16 个(表 3),经主成分分析提取得到 5 个公共因子,分别是 F_1 、 F_2 、 F_3 、 F_4 、 F_5 ,累计贡献率达到 80.6%,同样能较好地代表原变量。

F_1 贡献率为 25.4%,其中 I^- 、 I^- 、Eh、 Na^+ 、 Cl^- 、 $\text{Fe}_{\text{总}}$ 以及 Br^- 因子载荷较高,除 Eh 外均与 F_1 呈正相关, Na^+ 、 Cl^- 、 Br^- 均与海水入侵有关。华北平原地下水中碘同样以 I^- 的形式赋存,但与大同盆地不同的是, I^- 、 I^- 含量与 Na^+ 、 Cl^- 浓度呈正相关,说明华北平原的 I^- 形态受 Na^+ 、 Cl^- 控制,因子 F_1 代表海侵因素。

F_2 贡献率为 24.9%,因子载荷较高的是 TDS、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 Br^- 、 SO_4^{2-} ,均与 F_2 呈正相关,因子 F_2 代表地下水与沉积物之间的水化学作用,同时 TDS 与 F_2 呈正相关表明该因子指示较强烈的蒸发浓缩作用。

F_3 贡献率为 12.3%, HCO_3^- 与 TOC 因子载荷较高。 F_4 贡献率为 10.0%,因子载荷较高的是 Cl/Br 摩尔比与 pH,其中 pH 与 F_3 呈负相关, Cl/Br 摩尔比与 F_4 呈正相关,pH 越近中性, Cl/Br 摩尔比越高,该因子表示地下水溶滤作用。 F_5 贡献率为 8.0%,因子载荷较高的是 IO_3^- 。

表 2 大同盆地与华北平原旋转因子载荷矩阵

Table 2 Matrix of rotated factor loadings of Datong basin and NCP

因子	大同盆地			华北平原				
	F_1	F_2	F_3	F_1	F_2	F_3	F_4	F_5
TDS	0.937	0.307	0.091	0.420	0.873	0.154	−0.018	0.129
Na ⁺	0.820	0.481	0.142	0.736	0.477	−0.178	−0.203	0.265
Ca ²⁺	0.793	−0.347	−0.214	−0.204	0.709	0.463	0.344	−0.144
Mg ²⁺	0.955	−0.079	−0.044	−0.149	0.829	0.373	0.180	−0.124
Cl [−]	0.958	0.149	−0.040	0.621	0.610	−0.133	−0.090	0.253
Br [−]	0.704	0.527	−0.205	0.569	0.605	−0.100	−0.337	0.108
Cl/Br摩尔比	0.696	−0.246	0.278	−0.042	−0.051	0.018	0.919	0.091
SO ₄ ^{2−}	0.921	0.139	0.090	0.008	0.926	0.063	0.009	−0.040
HCO ₃ [−]	0.180	0.842	0.194	0.100	0.230	0.769	0.126	0.020
TOC	0.037	0.825	0.205	−0.041	0.045	0.858	0.020	−0.052
pH	−0.449	0.546	−0.078	0.083	−0.386	−0.420	−0.640	0.114
I _总	0.112	0.850	−0.294	0.891	0.004	−0.014	−0.029	0.166
I [−]	0.055	0.796	−0.415	0.913	−0.002	−0.021	−0.027	−0.038
Eh	0.047	−0.108	0.700	−0.738	−0.020	0.064	−0.070	0.371
Fe _总	0.074	0.177	−0.814	0.620	−0.015	0.150	−0.048	−0.053
IO ₃ [−]	0.085	0.225	0.615	−0.019	−0.015	−0.051	0.047	0.939
特征值	6.102	3.970	2.080	4.069	3.984	1.973	1.596	1.275
贡献率(%)	38.1	24.8	13.0	25.4	24.9	12.3	10.0	8.0
累计贡献率(%)	38.1	63.0	75.9	25.4	50.3	62.7	72.6	80.6

注:黑体数字表示较高因子载荷.

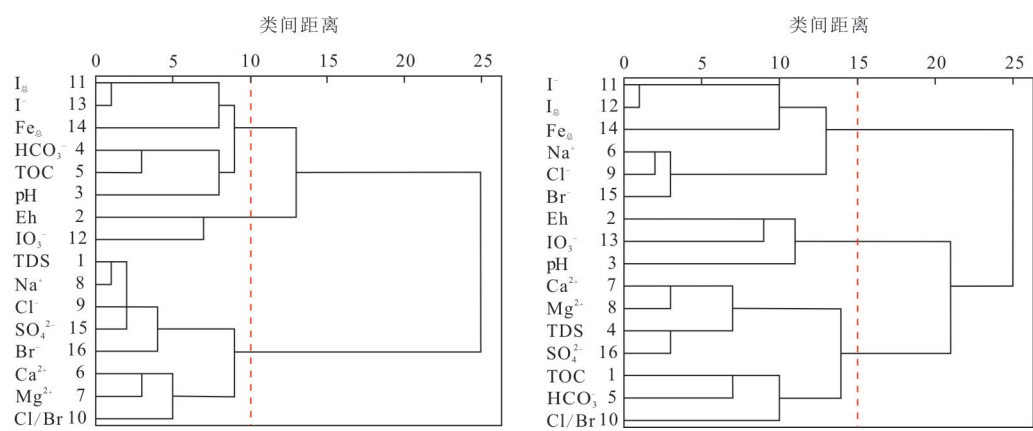


图 4 大同盆地(左)及华北平原(右)聚类分析树状图

Fig.4 Parameters clustering analysis of Datong basin (left) and NCP (right)

3.3 聚类分析

3.3.1 大同盆地 由聚类分析树状图(图 4)可知,当类间距离<10时,聚类效果较好.聚类结果分为 3 类,第 1 类:I_总、I[−]、Fe_总、TOC、HCO₃[−]及 pH;第 2 类:Eh、IO₃[−];第 3 类:TDS、Na⁺、Cl[−]、SO₄^{2−}、Br[−]、Ca²⁺、Mg²⁺、Cl/Br 摩尔比.第 1 类中大同盆地地下水 I_总与 I[−]关系最亲近,类间距离最小,同时大同盆地地下水中碘含量及碘形态与 TOC、HCO₃[−]在同

一类中,第 1 类为控制碘含量及碘形态的主要因素.第 2 类中 IO₃[−]与 Eh 距离较近,说明 IO₃[−]与地下水氧化还原电位有关.第 3 类为地下水中主要阴阳离子以及 TDS,为地下水水化学过程聚类.与大同盆地因子分析结果一致.

3.3.2 华北平原 据聚类分析树状图(图 4),当类间距离<15 时,可将 16 个指标分为 3 类,第 1 类:I[−]、I_总、Fe_总、Cl[−]、Br[−]、Na⁺;第 2 类:Eh、IO₃[−]、pH;第 3

类: Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、TDS、 SO_4^{2-} 、TOC、 HCO_3^- 、Cl/Br 摩尔比. 其中第一类中类间距离最小的是 I^- 与 $\text{I}_{\text{总}}$, 表明华北平原地下水中 $\text{I}_{\text{总}}$ 与 I^- 相关程度高, 该结果与华北平原因子分析中因子 F_1 结果基本一致, 第一类包含影响华北平原地下水碘含量的因素. 第三类为地下水中的主要阴阳离子以及 TOC、TDS, 反映地下水水化学过程.

4 讨论

4.1 地下水系统碘源识别

大同盆地自更新世开始湖泊广泛发育, 其内沉积厚层的湖相沉积物, 湖相沉积物内富含腐殖质. 由于生物化学作用, 湖泊内的水生生物体内富集碘, 在湖泊逐渐消亡的过程中, 其内的水生生物随之死亡, 这些富碘水生生物埋藏于泥沙之中并形成了现今富碘富有机质的层位(徐芬等, 2012). 沉积物主要以细砂、粉砂以及粘土为主, 在垂向上, 富碘沉积物均以富含有机质的粘土沉积物为主而砂质含水层沉积物中碘含量较低. 周海玲等(2017)研究表明大同盆地沉积物中总碘含量为 0~1.78 $\mu\text{g/g}$, 平均含量为 0.29 $\mu\text{g/g}$. Cl/Br 摩尔比可以反映出地下水对岩盐的溶滤作用的强度, 地下水对岩盐的溶滤作用越强, 则其 Cl/Br 摩尔比越大, 地下水对岩盐溶滤作用越弱, 则其 Cl/Br 摩尔比越小(Cartwright *et al.*, 2006). 在水平方向上, 盆地山前地区为地下水补给区, 地下水以溶滤作用为主, 地下水 Cl/Br 摩尔比波动较大, 且最高达到 3 726(图 5), 强烈的溶滤作用使固相中的碘不断进入地下水并随水流方向运移, 因此山前地区碘含量较低($\text{I}_{\text{总}} < 100 \mu\text{g/L}$), 至盆地中心排泄区, 地下水溶滤作用减弱, 地下水 Cl/Br 摩尔比较山前地区低且波动范围缩小, 蒸发浓缩作用增强, 利于地下水中碘于排泄区累积, 因此盆地中心碘含量升高, 最高达 1 286 $\mu\text{g/L}$. 在垂向上, Cl/Br 摩尔比随采样深度加深而降低, 表明浅层地下水较深层地下水溶滤作用更加强烈, 浅层水具有较强的交换能力, 同时地下水 TDS 含量也随采样深度降低, 表明浅层地下水蒸发浓缩作用更强.

华北平原在地质历史时期经历多次海进海退, 滨海地区为海积平原. 在第 2、第 3 次海侵期间, 波及京津以南河北平原东部地区, 在大陆盐化的背景下, 滨海地区地下水含水系统受到海水浸染, 化学组分场中累加了 Na^+ 、 Cl^- , 又增加了 I、Br 等元素

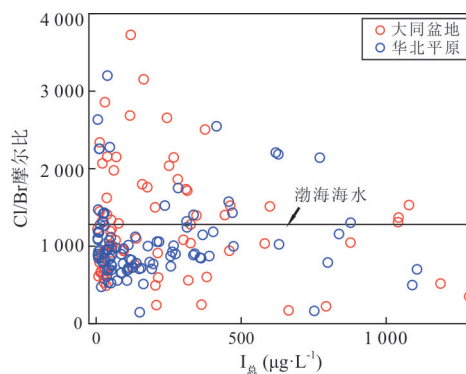


图 5 大同盆地与华北平原总碘含量与 Cl/Br 摩尔比关系
Fig.5 Iodine concentration vs. Cl/Br molar ratio of groundwater samples from Datong basin and NCP

(张宗祜, 2000). 沧州市沧县 110~410 m 钻孔 (CZ16) 沉积物中总碘含量为 0.03~2.54 $\mu\text{g/g}$, 中间值为 0.25 $\mu\text{g/g}$ (Xue *et al.*, 2019). 华北平原山前地区系统循环交替效果良好, 循环方式有降雨入渗、水平径流、蒸发排泄, 山前地区地下水中总碘含量均低于 100 $\mu\text{g/L}$, 在 piper 三线图中主要分布于 I、II、III 区(图 3), 水化学类型主要以 Na-HCO_3 与 Ca-HCO_3 为主, Cl/Br 摩尔比波动较大, 最高可达 3 201(图 5), 表明山前地区地下水溶滤作用强烈; 至滨海地区, 由于地势平坦, 水力坡度一般低于 0.3‰(张宗祜, 2000), 径流不畅, 因此主要以降雨入渗及蒸发排泄作用为主, 但蒸发作用仅存在于浅层地下水中, 本文中于滨海地区采集样品均为第 III、IV 含水层组地下水, 属于深层地下水, 深层地下水主要在冰期或间冰期较湿润的古气候条件下补给, 且几乎未受蒸发过程影响(Xing *et al.*, 2013). 地下水总碘含量由山前至滨海不断升高, 最高可达 1 106 $\mu\text{g/L}$, piper 三线图表明(图 3), $\text{I}_{\text{总}} > 100 \mu\text{g/L}$ 的地下水主要集中于 IV 区, 水化学类型主要以 Na-Cl 型为主, 但 Cl/Br 摩尔比波动较山前地区减缓, 为 147.0~2 547, 据薛肖斌等(2018)测得渤海海水的 Cl/Br 摩尔比为 1 280, 渤海海水碘含量为 51.1 $\mu\text{g/L}$ (Li *et al.*, 2017), 说明滨海地区地下水同时发生了岩盐溶解过程以及海相混合过程. 地质历史时期多次海侵蒸发累盐使得滨海地区沉积物中 Na、Cl、Br 含量不断上升, 同时, 海水中的碘搭载至滨海地区沉积物中, 因子分析结果(表 2)表明华北平原地下水中 $\text{I}_{\text{总}}$ 及 I^- 与 Na、Cl、Br 同在因子 F_1 中且与 F_1 呈正相关, 参数聚类分析(图 4)结果中 $\text{I}_{\text{总}}$ 、 I^- 与 Na、Cl、Br 五个参数同样在一类中, 说明华北平原沿海地区承压水高碘含量的形成是海侵作用主控的结

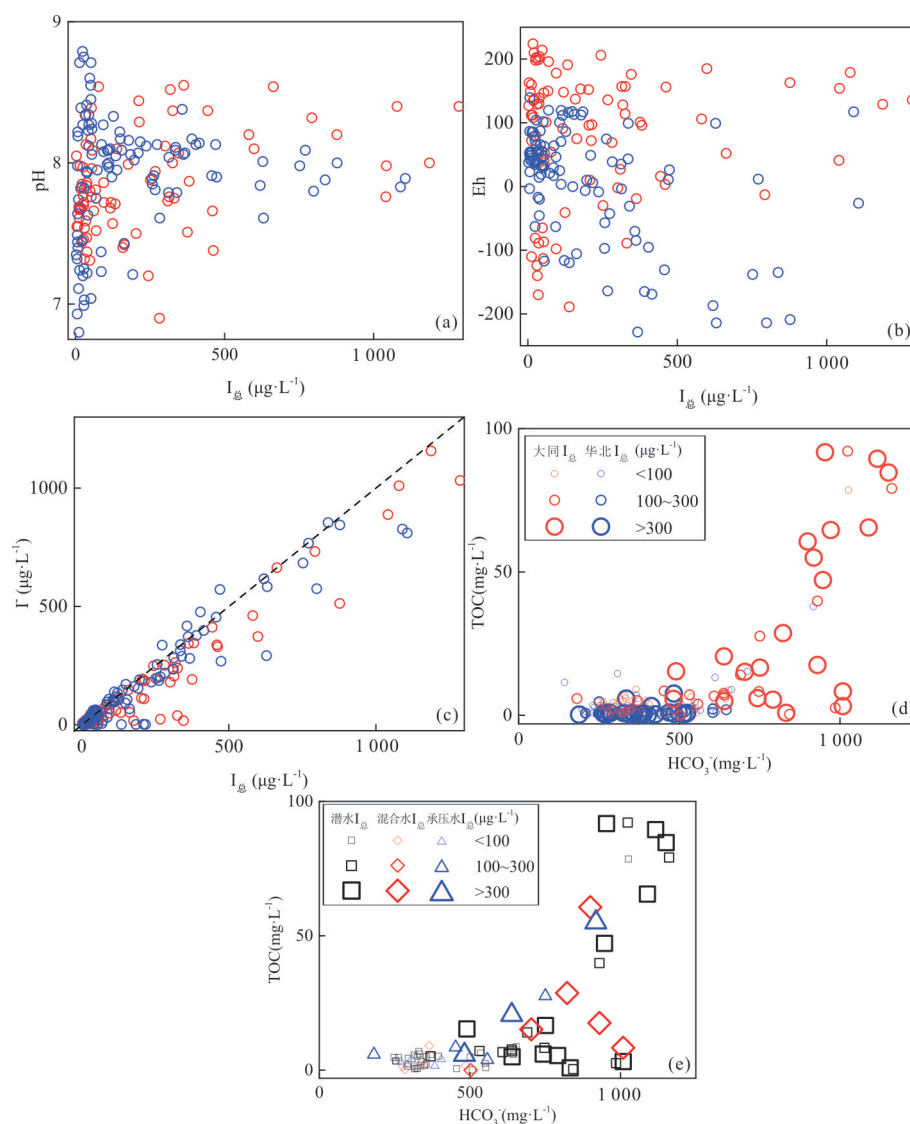


图6 大同盆地与华北平原地下水 pH (a)、Eh(b)、 I^{-} (c)含量与 I_{Σ} 含量关系图;(d)大同盆地与华北平原地下水总碘与 TOC 及 HCO_3^{-} 含量关系图;(e)大同盆地三类地下水样总碘与 TOC 及 HCO_3^{-} 含量关系图

Fig.6 The relationship between iodine and pH(a), Eh(b), I^{-} (c) of groundwater from Datong basin and NCP; (d) variation of TOC with HCO_3^{-} with different iodine concentration; (e) relationships of total iodine with TOC and HCO_3^{-} contents in three kinds of groundwater samples in Datong basin

果,在偏碱性的还原环境下,沉积物中富集的碘向地下水中释放,使得滨海地区承压地下水中碘含量升高,在溶滤作用及海相混合作用下形成滨海地区 Na-Cl 型地下水。

4.2 地下水系统有机质的主控作用

据研究区水化学成分分析,大同盆地地下水 pH 为 6.90~9.73,华北平原地下水 pH 为 6.46~8.79(表 1),二者均偏碱性,且高碘地下水 pH 更趋向于 8.00(图 6a),大同盆地因子分析结果(表 2)显示地下水总碘与 pH 均在因子 F_2 中且与因子 F_2 呈正相关,大同盆地参数聚类分析结果(图 4)

同样表明 pH 与总碘在同一类中,周海玲(2017)等研究也表明,大同盆地沉积物呈弱碱性,pH 的变化范围为 7.18~9.60,其偏碱性的地下水环境使固相对碘的吸附能力降低,从而利于碘从固相释放迁移至地下水中。

大同盆地地下水 Eh 为 -189.0~224.0 mV,华北平原地下水 Eh 为 -228.5~139.6 mV(表 1),二者均为偏还原的地下水环境,华北平原地下水比大同盆地还原性更强(图 6b),华北平原因子分析结果(表 2)表明,地下水总碘与 Eh 呈负相关,即还原性地下水环境中总碘含量越高.大同盆地与华北平原

地下水中总碘与碘离子含量均呈正比例关系(图 6c),样品分布于 $I^- = I_{\text{总}}$ 线附近,即碘的赋存形态均以 I^- 为主,大同盆地与华北平原因子分析结果(表 2)表明, $I_{\text{总}}$ 与 I^- 均在同一因子中,且因子载荷高,参数聚类分析结果(图 4)也显示 $I_{\text{总}}$ 与 I^- 在同一类中,说明碘在地下水中的赋存形态与 Eh 有关,且在偏还原环境中,碘更倾向于以 I^- 的形态存在。

大同盆地地下水中 HCO_3^- 含量为 181.3~1 842 mg/L, TOC 含量为 <0.01~92.14 mg/L(表 1),总碘含量与 HCO_3^- 及 TOC 含量均呈正相关关系(图 6d)。由古湖泊演变而来的大同盆地沉积物中富含有机质,在封闭偏还原的环境下,粘土沉积物中的有机质逐渐分解并以 HCO_3^- 的形式存在于地下水中,导致地下水中 HCO_3^- 含量上升。而土壤中总碘水平与土壤有机质的含量具有直接相关性(Sheppard and Thibault, 1992),在沉积物中有机质分解形成 HCO_3^- 的过程中伴随着搭载在有机质上的碘的释放,使地下水中总碘含量随地下水中有机质以及 HCO_3^- 含量升高而升高,因子分析结果(表 2)表明,大同盆地地下水中 $I_{\text{总}}$ 与 TOC 及 HCO_3^- 同在因子 F_2 中且三者与因子 F_2 呈正相关关系,参数聚类分析(图 4)也表明 $I_{\text{总}}$ 、TOC 与 HCO_3^- 同在第一类中,以上结果均说明大同盆地高碘地下水主要受 TOC 控制。在垂向上,大同盆地 3 种类型地下水(潜水,混合水以及承压水)中总碘含量均与 TOC 及 HCO_3^- 存在正相关关系(图 6e),当 TOC 及 HCO_3^- 含量上升时,地下水中总碘含量也上升,潜水、混合水及承压水虽深度不同,但控制高碘地下水形成的因素相同。华北平原地下水中 HCO_3^- 含量为 142.7~916.8 mg/L, TOC 含量为 0.13~37.90 mg/L(表 1),与大同盆地相比,华北平原地下水中 HCO_3^- 含量以及有机质含量较低(图 6d),高碘地下水中 TOC 含量均低于 7.60 mg/L 且多集中于 2.50 mg/L 之内, HCO_3^- 含量均低于 650.0 mg/L,总碘与 HCO_3^- 无显著相关性,与 TOC 也无显著相关性,说明华北平原地下水碘含量增加与地下水中有机质无关。

5 结论

本文选取大同盆地与华北平原作为研究区,重点分析对比控制二者高碘地下水形成的因素,研究表明:(1)根据二者经历的地质历史事件可知,大同盆地由内陆湖消亡形成,其富含有机质的河湖积地

层为碘的富集提供了良好的地质条件;华北平原自第四纪来经历的六次海侵使得地层中富集碘、钠、氯等元素,为高碘地下水形成的主要碘源;(2)根据水化学特征可知,二者均为偏碱性、偏还原的地下水环境,碘在地下水中均以碘离子形式赋存,但大同盆地高碘地下水以 Na-HCO_3 型水为主,华北平原高碘地下水以 Na-Cl 型水为主;(3)综合分析可知,大同盆地高碘地下水的形成受地下水有机质控制,而华北平原高碘地下水中的碘主要由海相地层提供。

References

- Burgi, H., 2010. Iodine Excess. *Best Practice & Research Clinical Endocrinology & Metabolism*, 24(1):107–115. <https://doi.org/10.1016/j.beem.2009.08.010>
- Cartwright, I., Weaver, T. R., Fifield, L. K., 2006. Cl/Br Ratios and Environmental Isotopes as Indicators of Recharge Variability and Groundwater Flow: An Example from the Southeast Murray Basin, Australia. *Chemical Geology*, 231(1–2): 38–56. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.12.009>
- Cheng, S. P., Li, C. Y., Yang, G. Z., et al., 2004. Distinction Between Late Quaternary Fluvial Incision Induced by Faulting and by Climate: A Case Study of the Sanggan River. *Seismology and Geology*, 26(2): 169–188(in Chinese with English abstract).
- Guo, H. M., Wang, Y. X., 2005. Geochemical Characteristics of Shallow Groundwater in Datong Basin, Northwestern China. *Journal of Geochemical Exploration*, 87(3): 109–120. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2005.08.002>
- Guo, X. W., Qin, Q. L., Chen, Z. P., 2007a. Iodine Nutrition Status of Population in the Areas with Different Iodine Concentrations of Drinking Water. *Acta Nutrimenta Sinica*, 29(6): 526–534 (in Chinese with English abstract).
- Guo, X. W., Qin, Q. L., Liu, C. J., et al., 2007b. Study on Iodine Nutritional Status of Target Population due to Different Iodine Concentrations in Drinking Water after Stopped Iodized Salt. *Journal of Hygiene Research*, 36(4): 427–431 (in Chinese with English abstract).
- Han, Y., Zhang, H. M., Zhang, Y. F., et al., 2017. Distribution Regularity, Origin and Quality Division of High Arsenic, Fluorine and Iodine Contents in Groundwater in Datong Basin. *Geological Survey of China*, 4(1): 57–68 (in Chinese with English abstract).
- Jia, Q. Z., Zhang, X. D., 2017. An Interpretation of the Newly Revised Standard on "Definition and Demarcation

- of Water-Borne Iodine-Excess Areas and Iodine-Excess Endemic Areas". *Chinese Journal of Endemiology*, 36(3): 226—229 (in Chinese with English abstract).
- Li, J. X., Wang, Y. X., Guo, W., et al., 2013. Factors Controlling Spatial Variation of Iodine Species in Groundwater of the Datong Basin, Northern China. *Procedia Earth and Planetary Science*, 7: 483—486. <https://doi.org/10.1016/j.proeps.2013.03.054>
- Li, J. X., Wang, Y. X., Guo, W., et al., 2014. Iodine Mobilization in Groundwater System at Datong Basin, China: Evidence from Hydrochemistry and Fluorescence Characteristics. *Science of The Total Environment*, 468—469: 738—745. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.08.092>
- Li, J. X., Wang, Y. X., Xie, X. J., 2016. Cl/Br Ratios and Chlorine Isotope Evidences for Groundwater Salinization and its Impact on Groundwater Arsenic, Fluoride and Iodine Enrichment in the Datong Basin, China. *Science of The Total Environment*, 544: 158—167. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.08.144>
- Li, J. X., Zhou, H. L., Qian, K., et al., 2017. Fluoride and Iodine Enrichment in Groundwater of North China Plain: Evidences from Speciation Analysis and Geochemical Modeling. *Science of The Total Environment*, 598: 239—248. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.04.158>
- Liu, P., Liu, L. X., Shen, H. M., et al., 2014. The Standard, Intervention Measures and Health Risk for High Water Iodine Areas. *PLoS ONE*, 9(2): e89608. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0089608>
- Niu, X. G., Wang, Y. X., 1991. Genetic Analysis of Shallow High Iodine Groundwater in the Eastern Plain of Handan. *Groundwater*, (2): 108—110 (in Chinese with English abstract).
- Qian, K., Li, J. X., Xie, X. J., et al., 2017. Organic and Inorganic Colloids Impacting Total Iodine Behavior in Groundwater from the Datong Basin, China. *Science of The Total Environment*, 601—602: 380—390. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.05.127>
- Robinove, C. J., Langford, R. H., Brookhart, J. W., 1958. Saline-Water Resources of North Dakota. U. S. Government Printing Office, Washington, D.C. 1428. <https://doi.org/10.3133/wsp1428>
- Shen, H. M., 2015. Progress and Prospect of Iodine Deficiency Disease Prevention and Control in 20 Years of Popularizing Salt Iodization in China. *Chinese Journal of Endemiology*, 34(9): 628—631 (in Chinese with English abstract).
- Shen, H. M., Zhang, S. B., Liu, S. J., et al., 2007. Study on the Geographic Distribution of National High Water Iodine Areas and the Contours of Water Iodine in High Iodine Areas. *Chinese Journal of Endemiology*, 26(6): 658—661 (in Chinese with English abstract).
- Sheppard, M. I., Thibault, D. H., 1992. Chemical Behaviour of Iodine in Organic and Mineral Soils. *Applied Geochemistry*, 7(3): 265—272. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(92\)90042-2](https://doi.org/10.1016/0883-2927(92)90042-2)
- Su, C. L., Wang, Y. X., 2008. A Study of Zonality of Hydrochemistry of Groundwater in Unconsolidated Sediments in Datong Basin. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 35(1): 83—89. <https://doi.org/10.3969/j.issn.1000-3665.2008.01.019>
- Wang, P. H., Zhang, Q. L., Zhou, Y. L., et al., 2009. Investigation of Water-Borne Iodine-Excess Areas and Identification of Iodine-Excess Areas in Jiangsu Province. *Chinese Journal of Endemiology*, 28(6): 697 (in Chinese with English abstract).
- Wu, F., Wang, Z. Q., Tong, X. J., et al., 2017. The Distribution Characteristics and Storage Environments of Rich Iodine in Shallow Groundwater of Typical Areas in China. *Journal of Water Resources and Water Engineering*, 28(2): 99—104 (in Chinese with English abstract).
- Xing, L. N., Guo, H. M., Wei, L., et al., 2012. Evolution Feature and Genesis of Fluoride Groundwater in Shallow Aquifer from North China Plain. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 34(4): 57—67 (in Chinese with English abstract).
- Xing, L. N., Guo, H. M., Zhan, Y. H., 2013. Groundwater Hydrochemical Characteristics and Processes along Flow Paths in the North China Plain. *Journal of Asian Earth Sciences*, 70—71: 250—264. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.03.017>
- Xu, F., Ma, T., Shi, L., et al., 2012. Hydrogeochemical Characteristics of High Iodine Groundwater in the Hetao Plain, Inner Mongolia. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 39(5): 8—15 (in Chinese with English abstract).
- Xu, Q. Q., Lin, H. M., 1993. An Astroclimatological Explanation of Six Marine Transgressions in Eastern China Since Middle Pleistocene. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 13(1): 11—20 (in Chinese with English abstract).
- Xue, X. B., Li, J. X., Qian, K., et al., 2018. Spatial Distribution and Mobilization of Iodine in Groundwater System of North China Plain: Taking Hydrogeological Section from Shijiazhuang, Hengshui to Cangzhou as an Example. *Earth Science*, 43(3): 910—921 (in Chinese with English abstract).

English abstract).

- Xue, X. B., Li, J. X., Xie, X. J., et al., 2019. Effects of Depositional Environment and Organic Matter Degradation on the Enrichment and Mobilization of Iodine in the Groundwater of the North China Plain. *Science of The Total Environment*, 686: 50–62. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.05.391>
- Yang, J. C., 1961. Geomorphology and Quaternary Geology in the Eastern Datong Basin. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, (1): 87–100 (in Chinese with English abstract).
- Zeng, Z. H., 1999. The Formation of Iand Its Control Factors. *Jilin Geology*, 18(2): 30–33 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, C. S., Zhang, Y. C., Hu, J. J., 1995. Evolution of Geological Environment in North Huabei Plain in Historic Times. *Journal of Geological Hazards and Environment Preservation*, 6(2): 12–19 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Z. H., Shen, Z. L., Xue, Y. Q., et al., 2000. The Environment Evolution of Groundwater in the North China Plain. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Z. J., Fei, Y. H., 2009. Atlas of Groundwater Sustainable Utilization in North China Plain. China Cartographic Publishing House, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Zhou, H. L., Su, C. L., Li, J. X., et al., 2017. Characteristics of Rare Earth Elements in the Sediments of the Datong Basin and Its Indication to the Iodine Enrichment. *Earth Science*, 42(2): 298–306 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 程绍平, 李传友, 杨桂枝, 等, 2004. 区分晚第四纪断层作用驱动的和气候引起的流水下切—以桑干河大同盆地河段为例. *地震地质*, 26(2): 169–188.
- 郭晓尉, 秦启亮, 陈祖培, 2007a. 不同地区饮用水碘水平居民碘营养状况调查研究. *营养学报*, 29(6): 526–534.
- 郭晓尉, 秦启亮, 刘传蛟, 等, 2007b. 不同水碘地区重点人群碘营养水平及其干预效果研究. *卫生研究*, 36(4): 427–431.
- 韩颖, 张宏民, 张永峰, 等, 2017. 大同盆地地下水高砷、氟、

碘分布规律与成因分析及质量区划. *中国地质调查*, 4(1): 57–68.

- 贾清珍, 张向东, 2017. 对新修订的《水源性高碘地区和高碘病区的划定》标准的解读. *中华地方病学杂志*, 36(3): 226–229.
- 牛喜贵, 王荫兴, 1991. 邯郸东部平原浅层高碘地下水成因分析. *地下水*, (2): 108–110.
- 申红梅, 2015. 中国普及食盐加碘 20 年后碘缺乏病防治历程及展望. *中华地方病学杂志*, 34(9): 628–631.
- 申红梅, 张树彬, 刘守军, 等, 2007. 全国高水碘地区地理分布及高碘地区水碘等值线研究. *中华地方病学杂志*, 26(6): 658–661.
- 苏春利, 王焰新, 2008. 大同盆地孔隙地下水化学场的分带规律性研究. *水文地质工程地质*, (1): 83–89.
- 王培桦, 张庆兰, 周永林, 等, 2009. 江苏省水源性高碘地区调查和高碘病区确认. *中华地方病学杂志*, 28(6): 697.
- 吴飞, 王曾祺, 童秀娟, 等, 2017. 我国典型地区浅层高碘地下水分布特征及其赋存环境. *水资源与水工程学报*, 28(2): 99–104.
- 邢丽娜, 郭华明, 魏亮, 等, 2012. 华北平原浅层含氟地下水演化特点及成因. *地球科学与环境学报*, 34(4): 57–67.
- 徐芬, 马腾, 石柳, 等, 2012. 内蒙古河套平原高碘地下水的水文地球化学特征. *水文地质工程地质*, 39(5): 8–15.
- 徐钦琦, 林和茂, 1993. 中更新世以来中国东部六次海侵及其天文气候学的解释. *海洋地质与第四纪地质*, 13(1): 11–20.
- 薛肖斌, 李俊霞, 钱坤, 等, 2018. 华北平原原生富碘地下水系统中碘的迁移富集规律: 以石家庄—衡水—沧州剖面为例. *地球科学*, 43(3): 910–921.
- 杨景春, 1961. 大同盆地东部地貌与第四纪地质. *北京大学学报(自然科学)*, (1): 87–100.
- 曾昭华, 1999. 地下水中碘的形成及其控制因素. *吉林地质*, 18(2): 30–33.
- 张春山, 张业成, 胡景江, 1995. 华北平原北部历史时期地质环境演化. *地质灾害与环境*, 6(2): 12–19.
- 张宗祜, 沈照理, 薛禹群, 等, 2000. 华北平原地下水环境演化. 北京: 地质出版社.
- 张兆吉, 费宇红, 2009. 华北平原地下水可持续利用图集. 北京: 中国地图出版社.
- 周海玲, 苏春利, 李俊霞, 等, 2017. 大同盆地沉积物 REE 分布特征及其对碘富集的指示. *地球科学*, 42(2): 298–306.