

北京平原区永定河冲洪积扇地下水水化学特征与演化规律

郇环^{1,2)}, 王金生^{1,2)}, 翟远征^{1,2)}, 郑洁琼^{1,2)}

1) 北京师范大学水科学研究院, 北京 100875;

2) 地下水污染控制与修复教育部工程研究中心, 北京 100875

摘要: 本文以北京市平原区永定河冲洪积扇地下水化学场的演化机理及地下水水循环规律为研究目的, 根据水化学特征的水平分布及典型剖面上的演化过程研究, 得到以下结论: 1) 从永定河冲洪积扇顶部补给区到扇缘排泄区, 地下水水化学类型呈现水平分带性, 潜水水化学类型由 $\text{Ca}\cdot\text{HCO}_3$ 过渡到 $\text{Ca}\cdot\text{Mg}\cdot\text{HCO}_3$ 、 $\text{Mg}\cdot\text{Na}\cdot\text{SO}_4$, 局部因人类活动影响出现 $\text{Ca}\cdot\text{Na}\cdot\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4$ 、 $\text{Na}\cdot\text{Ca}\cdot\text{Cl}$ 或 $\text{Ca}\cdot\text{Mg}\cdot\text{SO}_4$ 型水; 中深层承压水水化学类型由 $\text{Ca}\cdot\text{Mg}\cdot\text{Na}\cdot\text{HCO}_3$ 或 $\text{Ca}\cdot\text{Na}\cdot\text{HCO}_3$ 过渡到 $\text{Na}\cdot\text{HCO}_3$ 或 $\text{Na}\cdot\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4$ 。2) 永定河冲洪积扇上不同深度的地下水化学场受到了水岩相互作用影响, 从冲洪积扇顶端到冲洪积扇扇缘的径流过程中主要发生了硫酸盐、硅酸盐和碳酸盐的溶滤作用和 $\text{Na}\cdot\text{Mg}$ 和 $\text{Na}\cdot\text{Ca}$ 离子交换作用。3) 地下水流速从扇顶补给区向扇缘排泄区逐渐减小, 硅酸盐、碳酸盐、硫酸盐和岩盐的水岩相互作用强度逐渐增强, 地下水更新速度减慢。

关键词: 永定河冲洪积扇; 地下水水化学类型分带; 水-岩相互作用

中图分类号: P641.3; P641.13 **文献标志码:** A **doi:** 10.3975/cagsb.2011.03.11

Chemical Characteristics and Evolution of Groundwater in the Yongding River Alluvial Fan of Beijing Plain

HUAN Huan^{1,2)}, WANG Jin-sheng^{1,2)}, ZHAI Yuan-zheng^{1,2)}, ZHENG Jie-qiong^{1,2)}

1) College of Water Sciences, Beijing Normal University, Beijing 100875;

2) Engineering Research Center for Groundwater Pollution Control and Remediation, Ministry of Education, Beijing 100875

Abstract: This study intends to find out the evolutionary mechanism of groundwater geochemical field and groundwater cycle in the Yongding River alluvial fan of Beijing. Based on the horizontal distribution of geochemical characteristics and groundwater evolutionary process in typical profiles, the authors have reached the following conclusions: 1) From the recharge area to the discharge area of Yongding River alluvial fan, different zones of groundwater chemical types can be recognized. The chemical type of phreatic groundwater changes from $\text{Ca}\cdot\text{HCO}_3$ to $\text{Ca}\cdot\text{Mg}\cdot\text{HCO}_3$ and $\text{Mg}\cdot\text{Na}\cdot\text{SO}_4$ while the type of deep groundwater changes from $\text{Ca}\cdot\text{Mg}\cdot\text{Na}\cdot\text{HCO}_3$ and $\text{Ca}\cdot\text{Na}\cdot\text{HCO}_3$ to $\text{Na}\cdot\text{HCO}_3$ and $\text{Na}\cdot\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4$. Groundwater with chemical types of $\text{Ca}\cdot\text{Na}\cdot\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4$, $\text{Na}\cdot\text{Ca}\cdot\text{Cl}$ or $\text{Ca}\cdot\text{Mg}\cdot\text{SO}_4$ in the recharge area have been affected by human activities. In general, the distribution of groundwater chemical zones is consistent with that of groundwater flow zones, especially in the unconfined and moderate-deep confined aquifer. 2) The groundwater chemical field in different depths is affected by water-rock interaction, which includes the dissolution/deposition of sulfate, silicate, carbonate and halite and the cation exchange of $\text{Ca}\cdot\text{Na}$ and $\text{Ca}\cdot\text{Mg}$. 3) From the recharge areas to the downstream discharge areas of the Yongding River alluvial fan, the groundwater velocity decreases gradually while the amount of dissolution/deposition for silicate, carbonate, sulfate and halite grows gradually. Therefore, the renewable velocity of groundwater decreases.

本文由北京市重大科技项目(编号: D07050601510000)资助。

收稿日期: 2011-02-22; 改回日期: 2011-04-07。责任编辑: 魏乐军。

第一作者简介: 郇环, 女, 1984年生。博士研究生。主要从事地下水污染控制方面的研究。通讯地址: 100875, 北京师范大学水科学研究院。Email: huanxiaohuan0825@yahoo.cn。

Key words: Yongding River alluvial fan; zones of groundwater chemical types; water-rock interaction

地球化学过程通过对含水层孔隙和渗透性的影响进而影响地下水的溶质运移;反过来,地下水流动能够影响地球化学过程的速率(郭清海, 2005)。因此,利用水化学资料可以很好地研究地下水的赋存环境、径流途径及能量质量交换等重要信息,从而揭示地下水的循环规律(沈照理等, 2002; 张人权, 2005)。水-岩相互作用是研究地下水水化学的时空变异特征、地球化学演化规律、环境污染防治的主要基础理论。水文地球化学模拟可以通过处理水岩相互作用系统中水和矿物间及水本身在不同环境条件下所发生的各种地球化学作用,精确刻画地下水与环境的相互作用机制(Garrel, 1962)。其中反向地球化学模拟大量应用于研究地下水的地球化学演化规律(Lee et al., 1988; Kenoyer et al., 1992; Dai et al., 2006; Samper et al., 2008; Federico et al., 2008; Sharif et al., 2008; 张宗祜等, 1997; 王焰新等, 1998; 徐中华等, 2009; 王丽等, 2004; 刘志明等, 2006; 苏小四等, 2007; 董维红等, 2010)。

北京市地下水开采量占全市供水量的 2/3 左右,是国际上为数不多的以地下水作为供水水源的大都市之一。自 1999 年以来北京连续干旱,地表水资源严重短缺,地下水的重要性日益显著(北京地质矿产勘查开发局等, 2008),但与此同时,因城市快速发展而产生的人为污染和超量开采改变了地下水环境:水质污染的面积逐年增加,水质超标的范围不断扩大,且污染有向深层地下水扩展的趋势(姜体胜等, 2010);一些井泉干涸,地下水水位持续下降并产生地面沉降和地裂缝等环境地质问题,地下水的资源功能难以可持续利用,这对于以开采地下水为主的灌溉农业生产用水难有安全保障(张光辉等, 2010)。总的来说,作为自然环境因子和水循环组成要素的地下水的补给和演化条件发生了变化,因此重新判定区域地下水的水化学特征和演化规律十分必要,这不仅有助于分析地下水循环规律,还可以为首都地下水水质保护、地下水资源合理开发利用提供理论依据。

本文通过采样分析和反向水文地球化学模拟,研究了北京市平原区永定河冲洪积扇地下水的化学特征空间分布规律。

1 研究区概况

北京地区属于典型的暖温带半湿润大陆性季风

气候区,多年(1949—2008)平均降水量约 600 mm(宋献方等, 2007)。地跨山区和平原两大地理区,东南部属于山前冲洪积平原。永定河是流经北京地区的最大河流,自西北流向东南,最后经海河汇入渤海。永定河冲洪积平原属永定河水系,是不同时期的多期冲洪积扇的复合体,包括城近郊、大兴及通州区南部(见图 1)。

永定河流域地层以太古宇、上古生界二叠系、中生界侏罗系和第四系分布最广。其中第四系除山前分布有少量的残坡积层外,大都为冲洪积层,由松散的砂、砾石层、粘土层互层组成,厚度由西向东逐渐加厚,但局部变化显著,主要受古地形及地质构造影响,在八宝山以北,局部沉积厚度在 200 m 以上。含水层系统由西向东,岩性由粗变细,层次由少变多,西部地区以单一砂卵砾石层组成,东郊地区岩性以砂砾石与粘性土互层,渐变为以粘性土为主,层次由一层逐渐增多到数层,以至数十层(见图 2)。地下水补给来源有大气降水、河水入渗、农业灌溉水入渗回归、山前侧向径流补给、地表水库渗漏补给等。地下水排泄以人工开采为主,有侧向流出和少量潜水蒸发。其中浅层地下水主要受地表大气降水的垂直入渗补给,并普遍存在入渗补给深层水的越流现象(刘锋等, 2008)。

2 研究区地下水水化学空间分布特征

2.1 采样与分析

2009 年 5—8 月,沿研究区的山前—扇中—扇缘共采集 34 个地下水水样(图 1),均来自饮用水井和农灌用井。所采地下水样的类型包括第四系潜水含水层与中上更新统承压含水层。

在现场用 GPS 对采样点进行定位(经纬度、井口高程),并对水样的温度、pH 值、TDS(总溶解固体)、EC(电导率)和 ORP(氧化还原电位)等进行检测。所采水样在北京师范大学分析测试中心进行了八大离子、 F^- 、 Al^{3+} 、可溶性 SiO_2 和游离 CO_2 等项目的测定。其中 Na^+ 和 K^+ 的测试方法为火焰原子吸收分光光度法(GFU-202);可溶性 SiO_2 的测试方法为 UV1100 型分光光度计; Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 Al^{3+} 的测试方法为 EDTA 滴定法; F^- 、 Cl^- 和 SO_4^{2-} 的测试方法为离子色谱法(HLC-601);游离 CO_2 、 HCO_3^- 的测试方法为酸碱滴定法。部分测试项目的统计值见表 1。

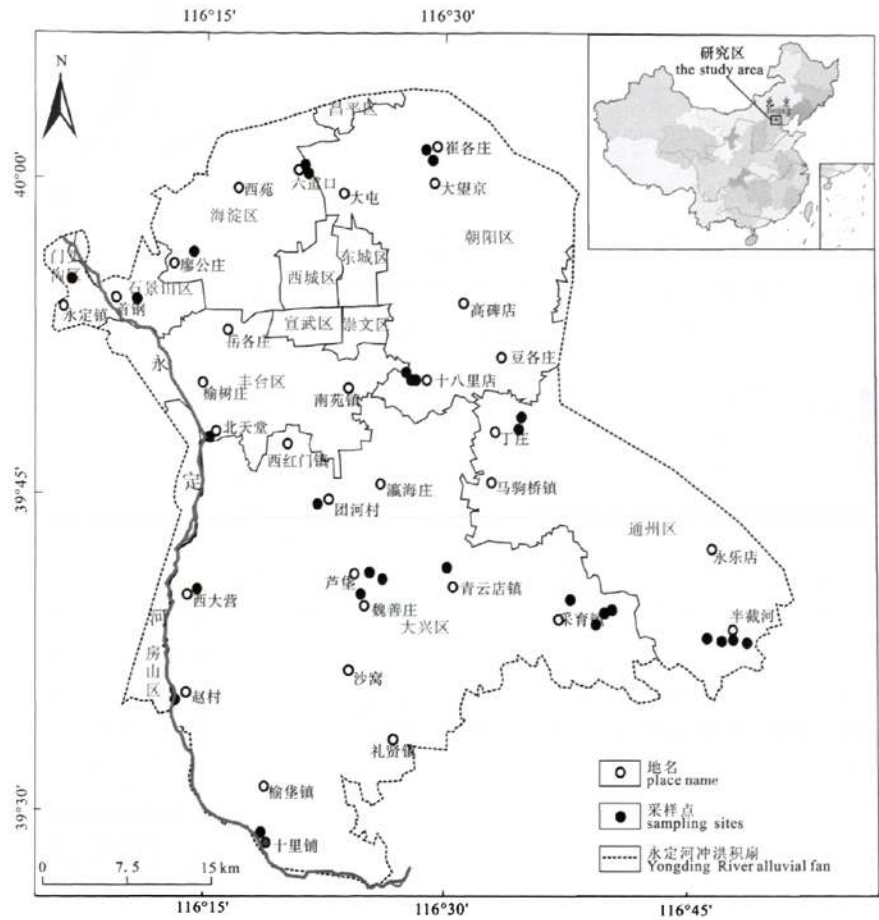


图 1 研究区位置和采样点
Fig. 1 Location of the study area and distribution of sampling sites

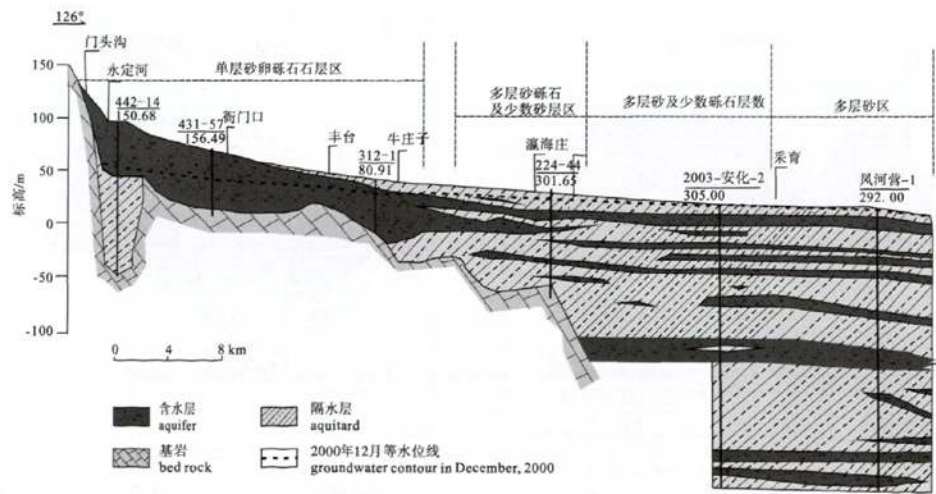


图 2 永定河冲洪积扇地区水文地质剖面图
Fig. 2 Hydrogeological profile in the Yongding River alluvial fan

表 1 地下水样测试项目统计信息
Table 1 Statistical information of tested items of groundwater samples

测试项目	TDS	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻
测试范围	24~2304	0.01~6.44	4.16~375.00	19.6~187.00	0.50~158.00	12.20~518.70
均值	739	1.43	82.33	78.36	42.24	357.82
测试项目	Al ³⁺	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	F ⁻	SiO ₂	CO ₂
测试范围	0.001~0.35	1.40~833.30	4.3~340	0.05~3.3	2.02~30.3	0~4.4
均值	0.17	114.94	79.12	0.65	16.67	1.61

2.2 地下水水化学空间分布特征分析

文中将埋藏深度在 100~200 m 和 200 m 以上的承压水分别称为中层承压水和深层承压水。根据测试结果绘制出潜水和中深层承压水的水化学类型分区图(图 3 和图 4), 从中可知永定河冲洪积扇顶部至冲洪积扇扇缘水体的化学空间变化表现出分带性, 西部山前地区地下水位差大, 易于接受大气降雨和地表水补给, 调蓄能力强, 是地下水的补给区, 地下水矿化度较低, 潜水和中深层承压水均为 HCO₃ 型水, 水化学类型依次为 Ca-HCO₃、Ca•Mg•Na-HCO₃ 或 Ca•Na-HCO₃。由于石景山部分城区地下水因受到工业、城市生活污水排放等原因影响而发生变化, 形成 Ca•Na-HCO₃•SO₄、Na•Ca-Cl 或 Ca•Mg•SO₄ 型水。径流区位于洪积扇中上部二至三层结构的砂卵石含水层与粘土层互层地区, 地势平缓, 地下水流

动相对滞缓, 地下水水化学类型为 Ca•Mg-HCO₃ 或 Ca•Mg•Na-HCO₃。排泄区位于冲洪积扇中下部至扇缘地带, 含水层结构过渡为多层结构, 地下水基本上处于滞留状态, 其中潜流水水化学类型为 Mg•Ca-HCO₃、Mg•Na-HCO₃ 或 Mg•Na-SO₄, 中深层承压水为 Ca•Mg•Na-HCO₃、Mg•Ca•Na-HCO₃、Na-HCO₃ 或 Na-HCO₃•SO₄ 型水。

电导率(EC)一定程度上反映了水分在流域水循环过程中的径流路径与滞留时间的长短(于静洁等, 2007), 总溶解固体(TDS)代表了水中溶解物杂质含量, 一般说来, 流程越长, EC、TDS 值越大(于静洁等, 2007; 王水献等, 2007)。从冲洪积扇扇顶的补给区到下游扇缘处的排泄区, 潜水 TDS 沿地下水流向由 1.07 g/L 上升到 2.3 g/L, EC 由 808 μs/cm 上升到 3140 μs/cm; 中层承压水 TDS 由 0.58 g/L 上升到 0.95

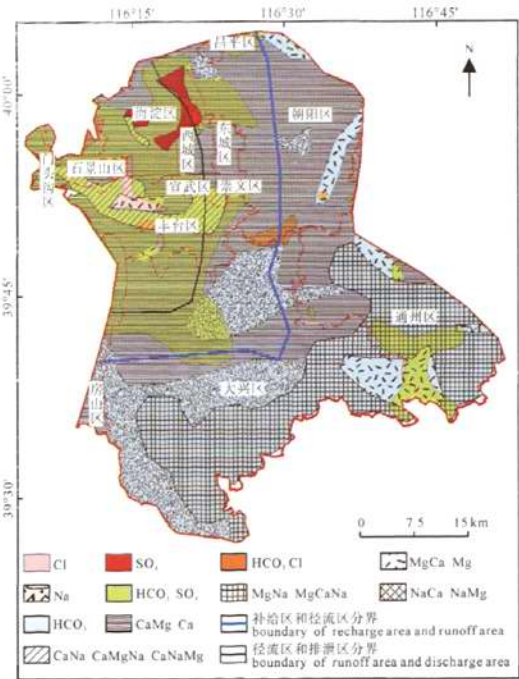


图 3 潜流水化学类型分区
Fig. 3 Chemical subareas of phreatic groundwater

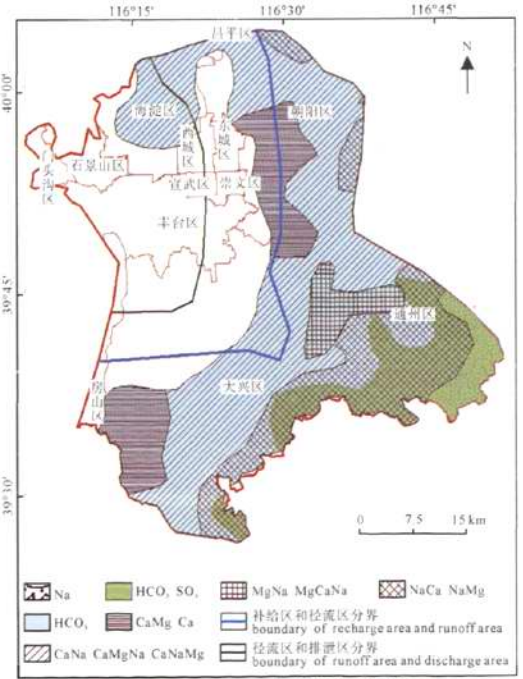


图 4 中深层承压水水化学类型分区
Fig. 4 Chemical subareas of moderate and deep groundwater

g/L, EC 由 722 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 上升到 1279 $\mu\text{S}/\text{cm}$; 深层承压水 TDS、EC 变化幅度较小。

3 不同深度地下水的地球化学演化规律

研究采用水-岩相互作用揭示规律说明地球化学演化过程, 然后将地下水流动速度与不同深度的水岩相互作用强度进行对比分析地球化学演化成因。本文用可能矿物相的质量转移量表征水岩相互作用强度。为了解地下水化学演化的路径, 采用 PHREEQC 软件, 根据获得的水化学资料来计算水化学组分沿水流路径演化时所发生的质量转移

(Hnkotagu, 1996)。
3.1 水岩相互作用的反向地球化学模拟
根据地下水水流场图和采样点位置, 沿垂直或近似垂直于地下水等水位线方向, 从冲洪积扇顶部的补给区到冲积扇下游排泄区, 选定 3 条典型路径作为模拟路径, 分别为: ①109-121-120-115-67, 位于潜水含水层; ②119-68, 位于中层承压含水层; ③117-112-116-66, 位于深层承压含水层(图 5)。为方便对比分析, 将各区段用字母 A-J 表示, 模拟获得的不同地球化学作用过程用 1、2 表示(表 2)。

根据北京廖公庄均衡试验场资料, 当潜水水位

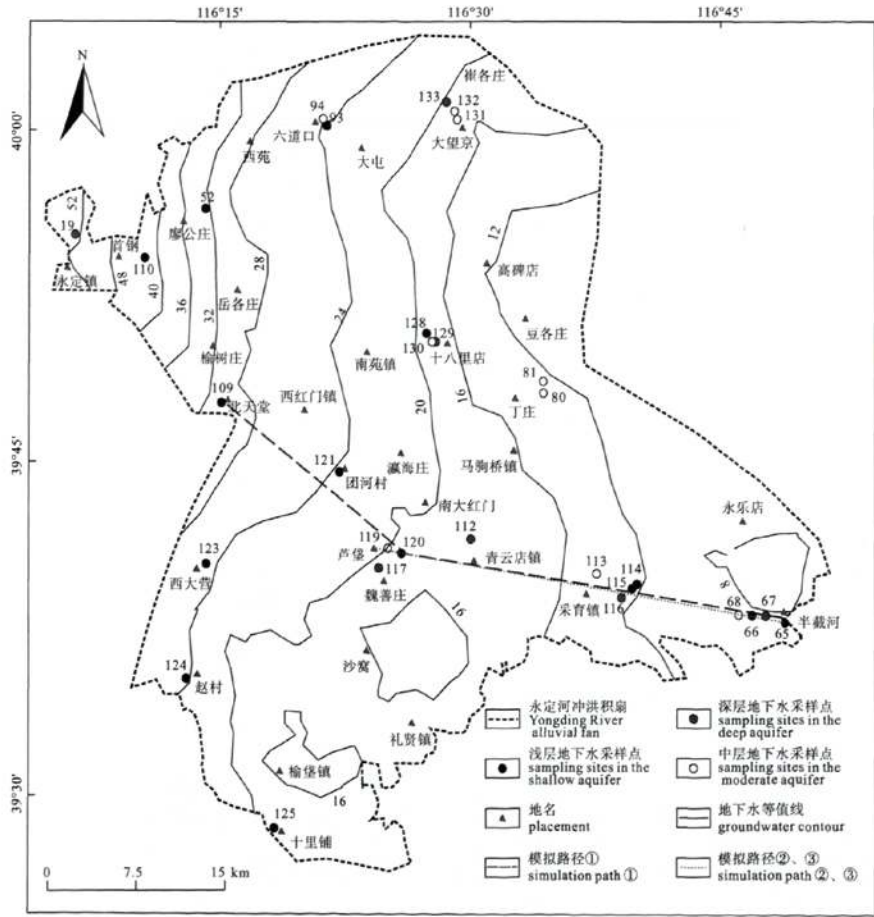


图 5 地下水水流模拟路径
Fig. 5 Modeling paths of groundwater flow

表 2 不同模拟区段所处位置表
Table 2 Location of different simulation sections

位置	补给区	径流区	排泄区
浅层(100 m 内)	A(109-121)	B(121-120)	D(120-115), E(115-67)
中层(100 ~ 200 m)			F(119-113), G(113-68)
深层(大于 200 m)		C(117-112)	H(112-116), I(116-66)

埋深大于 4 m 时, 潜水蒸发几乎停止, 而本次进行反应路径模拟所用的水化学和同位素样品的采集深度远大于 4 m, 因此不考虑蒸发浓缩作用的影响。平原区第四系含水层砂砾石、中-粗砂、粉细砂为主, 属以铝硅酸盐为主的地层。除此以外, 碳酸盐、硫酸盐也是研究区内砂岩含水介质中重要矿物, 因此地下水化学成分的演化可能受到碳酸盐岩、硫酸盐岩以及硅酸盐岩溶滤作用的影响。阳离子交换作用对硬度升高的作用不可忽视, 在 Na^+ 浓度较高时(大于 $3.5 \text{ meq}\cdot\text{L}^{-1}$), 这种离子交换作用对硬度的影响特别明显, 特别是 Na^+ 与粘土矿物中的可交换性 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 之间发生的离子交换反应。

本次研究通过对比地下水水流路径起、终点水的化学成分、矿物饱和状态, 结合含水层矿物测定结果、地下水赋存条件和岩层古地理条件分析, 为浅层地下水中的模拟路径选定钾长石、斜长石、天青石、萤石、石膏、白云石、方解石、钾云母、石英、岩盐、 CO_2 和阳离子交换共 12 项作为可能矿物相, 将除 CO_2 外的 11 项作为中深层承压含水层中可能矿物相, 根据剖面上水化学测定结果确定 K、Na、Ca、Mg、C、S、Al、F、Si 为 3 个剖面上的约束变量。

利用 PHREEQC 软件, 通过质量平衡反应模型计算不同水流路径上的地球化学反应结果见表 3。

根据反向地球化学模拟的结果, 从模拟路径的起点到终点, 天青石和萤石的溶滤作用致使地下水溶液中 Sr^{2+} 和 F 离子浓度发生变化。萤石在大兴区

魏善庄镇马坊村到通州区永乐店排泄区的水岩相互作用强度明显高于补给和径流区, 这与天然氟化物超标区域相吻合。天青石和石膏的溶滤作用共同导致 SO_4^{2-} 浓度变化。4 种硅酸盐(斜长石、钾长石、石英和钾云母)导致地下水中 Al^{3+} 浓度变化。斜长石和岩盐的溶滤作用以及水溶液中的 Na^+ 与沿途经过的岩石介质中的 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 进行离子交换作用, 使 Na^+ 浓度发生变化。在斜长石、石膏和碳酸盐的溶滤作用以及 Na-Ca 离子交换作用的共同影响下使得 Ca^{2+} 浓度变化。浅层地下水中发生较强的 CO_2 溶滤作用。

从冲洪积扇顶端到冲积扇扇缘, 地下水在不同径流阶段与岩石发生的水岩相互作用强度不同, 硅酸盐、碳酸盐、硫酸盐、岩盐、萤石和 Na-Mg、Na-Ca 阳离子交换作用的质量转移量从地下水补给区到地下水排泄区逐渐增加。

排泄区的潜水和中深层承压水中的水岩相互作用强度也不相同: 在大兴区魏善庄—大兴区采育区段, 硅酸盐、碳酸盐的水岩相互作用强度和阳离子交换程度随地下水埋藏深度增大而增强; 在大兴区采育镇—通州区永乐店区段, 硅酸盐水岩相互作用强度在不同深度的地下水系统中近似, 但岩盐和石膏的水岩相互作用强度随地下水埋藏深度增大而增强。

3.2 地球化学演化成因分析

对不同深度的地下水系统在不同水平路径上的流速运用达西公式($V=KI$)进行了计算(表 4)。总的来说, 补给区的地下水流速度高于径流排泄区, 径流排泄区

表 3 不同模拟区段上不同模型的各种可能矿物相质量交换计算结果
Table 3 Mass balance calculation results of different models on different simulation sections

			钾长石	斜长石	石膏	白云石	方解石	钾云母	石英	岩盐	CO ₂ (g)	NaX	MgX ₂	CaX ₂	天青石	萤石
109-121	①	A	0.02	0.06	0.26	0.35	-	-0.03	-	1.46	10.59	-1.67	0.35	0.48	0.0028	-0.0079
	②		0.02	0.06	0.26	-	0.70	-0.03	-	1.46	10.59	-1.67	0.70	0.13	0.0028	-0.0079
121-120	①	B	-	0.04	-1.16	-1.09	0.46	-0.02	-0.01	-1.88	-6.88	-0.03	0.02	-	-0.0049	0.0037
	②		-	0.04	-1.16	-1.07	0.43	-0.02	-0.01	-1.88	-6.88	-0.03	-	0.02	-0.0049	0.0037
117-112	①	C	11.52	16.69	-0.09	-5.38	-0.82	-11.52	-43.74	0.04	-	-10.62	5.31	0.00	0.0003	-0.0053
	②		11.52	16.69	-0.09	-0.07	-11.45	-11.52	-43.74	0.04	-	-10.62	-	5.31	0.0003	-0.0053
120-115	①	D	-	0.06	0.37	3.14	-4.59	-0.02	-0.14	0.04	1.59	5.26	-2.63	-	0.0026	0.0253
	②		-	0.06	0.37	0.51	0.67	-0.02	-0.14	0.04	1.59	5.26	-	-2.63	0.0026	0.0253
115-67	①	E	3.29	4.74	7.58	3.95	-11.59	-3.28	-12.55	7.87	-	-1.43	0.72	-	0.0142	0.0085
	②		3.29	4.74	7.58	4.66	-13.02	-3.28	-12.55	7.87	-	-1.43	-	0.72	0.0142	0.0085
119-113	F		3.19	4.69	0.29	1.02	-4.11	-3.22	-12.25	0.94	-	-0.73	-	0.37	0.0033	0.0279
113-68	①	G	-4.61	-6.69	0.69	2.16	-0.45	4.61	17.42	1.16	-	6.34	-3.17	-	-0.0050	-0.0042
	②		-4.61	-6.69	0.69	-1.01	5.89	4.61	17.42	1.16	-	6.34	-	-3.17	-0.0050	-0.0042
112-116	①	H	12.87	18.70	0.46	-5.48	-2.59	-12.89	-49.00	0.50	-	-10.19	5.10	-	-0.0005	0.0007
	②		12.87	18.70	0.46	-0.38	-12.78	-12.89	-49.00	0.50	-	-10.19	-	5.10	-0.0005	0.0007
116-66	①	I	2.57	3.73	0.03	-0.92	-0.69	-2.57	-9.83	0.32	-	-1.48	0.74	-	0.0047	-0.0016
	②		2.57	3.73	0.03	-0.18	-2.17	-2.57	-9.83	0.32	-	-1.48	-	0.74	0.0047	-0.0016

注: 表中矿物相中正值表示该矿物相发生溶解作用, 负值表示可能矿物相在地下水中沉淀, 单位为 mmol/L.H₂O; “-”表示矿物相未参加反应。

表 4 不同模拟区段地下水平均流速
Table 4 Average groundwater velocity in different simulation sections

层位	路径	代号	v(m/d)	V'(m/d)	位置
潜水含水层	109-121	A	0.023	0.023	补给
	121-120	B	0.0172	0.017	径流
	120-115	C	0.007	0.0088	排泄
	115-67	D	0.0107		排泄
中层承压含水层	119-113	E	0.0098	0.0091	排泄
	113-68	F	0.0085		排泄
	117-112	G	0.0121	0.012	径流
深层承压含水层	112-116	H	0.0085	0.0067	排泄
	116-66	I	0.005		排泄

的潜水水流速度高于中深层承压水水流速度。

将地下水流速和各可能矿物相的质量转移量(见图 6-图 9)进行对比发现:

①补给区的地下水流速度高于径流排泄区,而补给区的硅酸盐、碳酸盐的质量转移量和 Na-Mg 和 Na-Ca 阳离子交换作用强度明显小于径流排泄区。

②径流排泄区的潜水流速度高于中深层承压水水流速度,同时潜水中硅酸盐、碳酸盐的质量转移量和 Na-Mg 和 Na-Ca 阳离子交换作用强度小于中深层承压水。

以上两点说明,补给区地下水水力梯度较大,地下水流速迅速,径流区区内地势平缓,地下水位

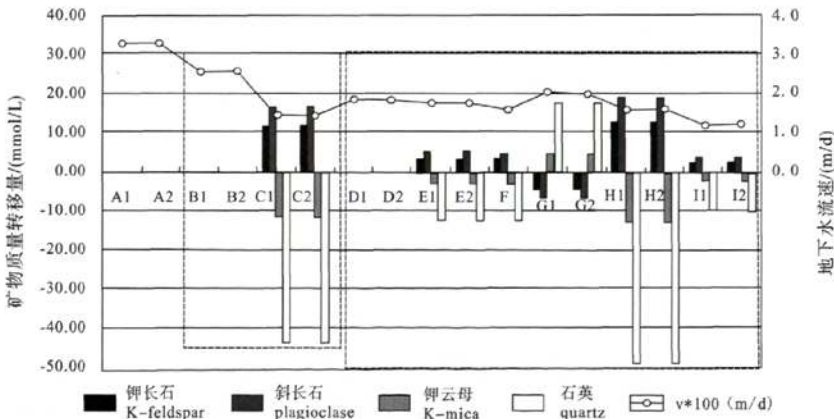


图 6 硅酸盐质量转移量和地下水流速关系

Fig. 6 The relationship between silicate transfer mass and groundwater velocity

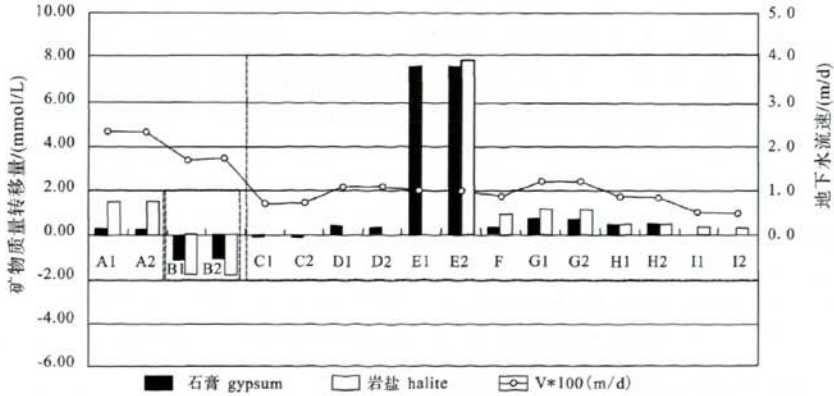


图 7 石膏、岩盐质量转移量和地下水流速关系

Fig. 7 The relationship between gypsum, halite transfer mass and groundwater velocity

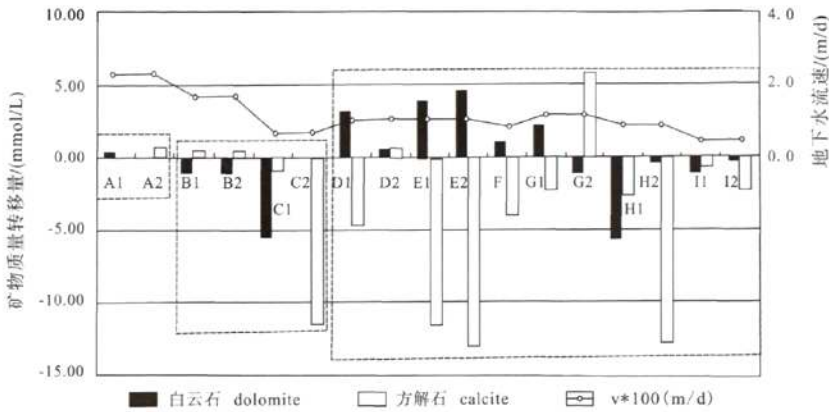


图 8 碳酸盐质量转移量和地下水流速关系

Fig. 8 The relationship between carbonate transfer mass and groundwater velocity

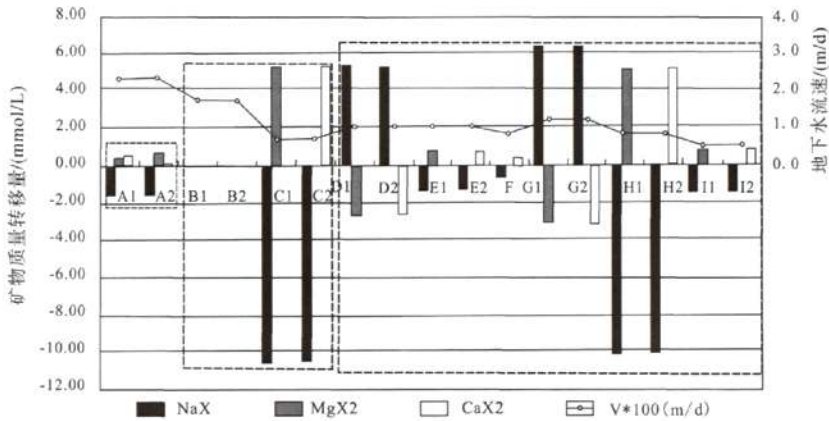


图 9 阳离子交换质量转移量和地下水流速关系

Fig. 9 The relationship between cation exchange transfer mass and groundwater velocity

相差不大,地下水流动相对滞缓,地下水化学组分处于迁移-富集过程,排泄区透水性变差,地下水水力梯度变小,地下水基本上处于滞流状态,地下水化学组分处于富集过程。地下水流速越大,地下水和岩石矿物的反应接触时间越短,地下水溶液和岩石介质之间的矿物质量转移量越小,因此水岩相互作用强度越低。反之亦然。

③浅层含水层中补给区和径流区的石膏和岩盐的质量转移量接近,大于其在排泄区(除 115-67 段)的转移量,这与以上得到的地下水流速越大,矿物质量转移量越小的结论正好相反。说明石膏和岩盐在浅层地下水中发生的溶滤作用和地下水水动力条件关系不大,其水岩相互作用强度可能受到含水层系统所处的温度压力等条件以及含水层介质的成分和物化性质有关。

4 结论

通过本次研究,得到以下结论:

1)从永定河冲洪积扇顶部补给区向下游扇缘地下水排泄区,地下水水化学类型呈现水平分带性,潜水水化学类型由 $\text{Ca}\cdot\text{HCO}_3$ 过渡到 $\text{Ca}\cdot\text{Mg}\cdot\text{HCO}_3$ 、 $\text{Mg}\cdot\text{Na}\cdot\text{SO}_4$,在山前的石景山区和部分城区因人类活动的影响而出现 $\text{Ca}\cdot\text{Na}\cdot\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4$ 、 $\text{Na}\cdot\text{Ca}\cdot\text{Cl}$ 或 $\text{Ca}\cdot\text{Mg}\cdot\text{SO}_4$ 型水。中深层承压水水化学类型由 $\text{Ca}\cdot\text{Mg}\cdot\text{Na}\cdot\text{HCO}_3$ 或 $\text{Ca}\cdot\text{Na}\cdot\text{HCO}_3$ 过渡到 $\text{Na}\cdot\text{HCO}_3$ 或 $\text{Na}\cdot\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4$ 。

2)永定河冲洪积扇上不同深度的地下水化学场形成受到了水岩相互作用影响,从冲洪积扇顶端到冲积扇扇缘的径流过程中,沿途主要发生了硫酸盐、硅酸盐和碳酸盐的溶滤作用和 $\text{Na}\cdot\text{Mg}$ 和 $\text{Na}\cdot\text{Ca}$ 离子交换作用。地下水在不同的循环阶段与岩石介质发生的水岩相互作用程度不同,硅酸盐、碳酸盐、天青石、石膏和岩盐的水岩相互作用强度从冲洪积扇顶部的补给区向扇缘边界的地下水排泄区均增强。

3)从冲洪积扇顶部单层砂卵砾石到冲洪积扇扇缘的含水层结构多层交叠,地下水流速从地下水补给区向排泄区逐渐减小,地下水在单位流程上的滞留时间就相对增长,地下水和岩石矿物的反应接触时间越长,水岩相互作用越充分,地球化学过程使含水层孔隙和渗透性变小进而影响地下水水流流动,因此地下水更新速度越慢。

参考文献:

- 北京地质矿产勘查开发局,北京水文地质工程地质大队. 2008. 北京地下水[M]. 北京: 中国大地出版社.
- 董维红, 苏小四, 谢渊, 侯光才, 柳富田. 2010. 鄂尔多斯白垩系盆地地下水-岩反应的锶同位素证据[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 40(2): 342-348.
- 郭清海. 2005. 山西太原盆地孔隙地下水系统演化与相关环境问题成因分析[D]. 武汉: 中国地质大学.
- 姜体胜, 杨忠山, 黄振芳, 史俊杰, 蔡乐. 2010. 北京郊区浅层地下水总硬度变化趋势及其机理浅析[J]. 水文地质工程地质, 37(4): 33-37.
- 刘锋, 李延河, 林建. 2008. 北京永定河流域地下水氢氧同位素研究及环境意义[J]. 地球学报, 29(2): 161-166.
- 刘志明, 刘少玉, 王贵玲. 2006. 新疆玛纳斯河流域平原地下水水-岩作用模拟[J]. 地质学报, 80(6): 885-892.
- 沈照理, 王焰新. 2002. 水-岩相互作用研究的回顾与展望[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 27(2): 127-133.
- 宋献方, 李发东, 于静洁, 唐常源, 杨聪, 刘相超, 佐仓保夫, 近藤昭彦. 2007. 基于氢氧同位素与水化学的潮白河流域地下水水循环特征[J]. 地理研究, 26(1): 1-21.
- 苏小四, 林学钰, 董维红, 王玉玉. 2007. 反向地球化学模拟技术在地下水 ^{14}C 年龄校正中应用的进展与思考[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 37(2): 271-277.
- 王丽, 王金生, 林学钰. 2004. 运城盆地漏斗区水文地球化学演化规律研究[J]. 资源科学, 26(2): 23-28.
- 王水献, 王智智, 董新光. 2007. 焉耆盆地浅层地下水埋深与 TDS 时空变异及水化学的演化特征[J]. 灌溉排水学报, 26(5): 90-93.
- 王焰新, 马腾, 罗朝晖, 李永敏. 1998. 山西柳林泉域水-岩相互作用地球化学模拟[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 23(5): 519-522.
- 徐中华, 李云峰, 侯光才. 2009. 鄂尔多斯盆地洛河组地下水地球化学模拟——以陕西省长武——彬县地区为例[J]. 干旱区资源与环境, 23(10): 143-148.
- 于静洁, 宋献方, 刘相超, 杨聪, 唐常源, 李发东, 佐仓保夫, 近藤昭彦. 2007. 基于 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 及水化学的永定河流域地下水水循环特征解析[J]. 自然资源学报, 22(3): 415-423.
- 张光辉, 刘中培, 费宇红, 连英立, 严明疆, 王金哲. 2010. 华北平原区域水资源特征与作物布局结构适应性研究[J]. 地球学报, 31(1): 17-22.
- 张人权, 梁杏, 靳孟贵, 周爱国, 孙蓉琳. 2005. 当代水文地质学发展趋势与对策[J]. 水文地质工程地质, 32(1): 51-56.
- 张宗祜, 施德鸿, 沈照理, 薛禹群. 1997. 人类活动影响下华北平原地下水环境的演化与发展[J]. 地球学报, 18(4): 337-344.

References:

- Beijing Geology and Mineral Resources Prospecting and Developing Bureau, Beijing hydrogeology and engineering geology team. 2008. Groundwater in Beijing[M]. Beijing: China land press(in Chinese).
- DAI Z X, SAMPER J. 2006. Inverse modeling of water flow and multicomponent reactive transport in coastal aquifer systems[J]. Journal of Hydrology, 327: 447-461.
- DONG Wei-hong, SU Xiao-si, XIE Yuan, HOU Guang-cai, LIU Fu-tian. 2010. Groundwater-Rock Interaction in the Ordos Cretaceous Groundwater Basin: Strontium Isotope Evidence[J]. Journal of Jilin University(Earth Science Edition), 40(2): 342-348(in Chinese with English abstract).
- FEDERICO C, PIZZINO L, CINTI D, GREGORIO S D, FAVARA R, GALLI G, GIUDICE G, GURRIERI S, QUATTROCCHI F, VOLTATTORNI N. 2008. Inverse and forward modelling of groundwater circulation in a seismically active area(Monferrato, Piedmont, NW Italy): Insights into stress-induced variations in water chemistry[J]. Chemical Geology, 24(8): 14-39.
- GARREL, THOMPSON. 1962. A chemical model for sea water at 25°C and one atmosphere total pressure[J]. American Journal of Science, 60: 57-66.
- GUO Qing-hai. 2005. Groundwater system evolution and genesis of relevant environmental Problems: A Case Study at Taiyuan Basin, Shanxi Province, China[D]. Wuhan: China university of Geosciences(in Chinese with English abstract).
- HINKOTAGU. 1996. The groundwater geochemistry in a semi-arid fractured crystalline basement area of Dodoma, Tanzania[J]. Journal of American Earth Sciences, 23(4): 593-605.
- JIANG Ti-sheng, YANG Zhong-shan, HUANG Zhen-fang, SHI Jun-jie, CAI Le. 2010. Tendency and mechanism analysis of total hardness in shallow groundwater in the suburb of Beijing[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 37(4): 33-37(in Chinese with English abstract).
- KENOYER G J, BOWSER C J. 1992. Groundwater evolution in a sandy silicate aquifer in Northern Wisconsin 2 Reaction modeling[J]. Water Resour. Res., 28: 591-600.
- LEE R W, STRICKALAND D J. 1988. Geochemistry of groundwater in Tertiary and Cretaceous sediments of the Southeastern Coastal Plain in Eastern Georgia, South Carolina, and Southeastern North Carolina[J]. Water Resour. Res., 24: 291-303.
- LIU Feng, LI Yan-he, LIN Jian. 2008. A Hydrogen and Oxygen Isotope Study of Groundwater in the Yongding River Drainage of Beijing and Its Environmental Significance[J]. Acta Geoscientica Sinica, 29(2): 161-166(in Chinese with English abstract).
- LIU Zhi-ming, LIU Shao-yu, WANG Gui-ling. 2006. Water-rock Interaction Simulation of Groundwater in the Plain of Manasi River Basin, Xinjiang[J]. Acta Geologica Sinica, 80(6): 1005-1012.

- 885-892(in Chinese with English abstract).
- SAMPER J, LIANGE Z, FEMANDEZ A M, MONTENGRO L. 2008. Inverse modeling of multicomponent reactive transport through single and dual porosity media[J]. *Journal of Contaminant Hydrology*, 98: 115-127.
- SHARIF M U, DAVIS R K, STEELE K F, KIM B, KRESSE T M. 2008. Inverse geochemical modeling of groundwater evolution with emphasis on arsenic in the Mississippi River Valley alluvial aquifer, Arkansas(USA)[J]. *Journal of Hydrology*, 350(1-2): 41-55.
- SHEN Zhao-li, WANG Yan-xin. 2002. Review and outlook of water-rock interaction studies[J]. *Earth science-Journal of China university of Geosciences*, 27(2): 127-133(in Chinese with English abstract).
- SONG Xian-fang, LI Fa-dong, YU Jing-jie, TANG Chang-yuan, YANG Cong, LIU Xiang-chao, YASUO S, AKIHIKO K. 2007. Characteristics of groundwater cycle using deuterium, oxygen-18 and hydrochemistry in Chaobai River Basin[J]. *Geographical Research*, 26(1): 1-21(in Chinese with English abstract).
- SU Xiao-si, LIN Xue-yu, DONG Wei-hong, WAN Yu-yu. 2007. Application of Inverse Geochemical Modeling in the Correction of Groundwater ^{14}C Dating: advances and Thoughts[J]. *Journal of Jilin University(Earth Science Edition)*, 37(2): 271-277(in Chinese with English abstract).
- WANG Li, WANG Jin-sheng, LIN Xue-yu. 2004. Geochemical Evolution of Groundwater Filler in Yuncheng Basin of Shanxi Province[J]. *Resources science*, 26(2): 23-28(in Chinese English abstract).
- WANG Shui-xian, WANG Yun-zhi, DONG Xin-guang. 2007. The spatio-temporal variation of shallow groundwater TDS, depth and it's evolvement characteristic of water chemistry in Yanqi basin[J]. *Journal of Irrigation and Drainage*, 26(5): 90-93(in Chinese with English abstract).
- WANG Yan-xin, MA Teng, LUO Zhao-hui, LI Yong-min. 1998. Geochemical modeling of water-rock interaction in the Liulin karst system, Shanxi province[J]. *Earth science-Journal of China university of Geosciences*, 23(5): 519-522(in Chinese with English abstract).
- XU Zhong-hua, LI Yun-feng, HOU Guang-cai. 2009. Geochemical modeling of Luohe water-bearing layers in Ordos Basin in Changwu-Bin county area[J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 23(10): 143-148(in Chinese with English abstract).
- YU Jing-jie, SONG Xian-fang, LIU Xiang-chao, YANG Cong, TANG Chang-yuan, LI Fa-dong, YASUO S, AKIHIKO K. 2007. A Study of Groundwater Cycle in Yongding River Basin by Using δD , $\delta^{18}\text{O}$ and Hydrochemical Data[J]. *Journal of Natural Resources*, 22(3): 415-423(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Guang-hui, LIU Zhong-pei, FEI Yu-hong, LIAN Ying-li, YAN Ming-jiang, WANG Jin-zhe. 2010. The Relationship between the Distribution of Irrigated Crops and the Supply Capability of Regional Water Resources in North China Plain[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 31(1): 17-22(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Ren-quan, LIANG Xing, JIN Meng-gui, ZHOU Ai-guo, SUN Rong-lin. 2005. The trends in contemporary hydrogeology[J]. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 32(1): 51-56(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Zong-hu, SHI De-hong, SHEN Zhao-li, XUE Yu-qun. 1997. Evolution and Development of groundwater environmental in North China Plain under human activities[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 18(4): 337-344(in Chinese with English abstract).