

文章编号:1000-5641(2015)04-0132-12

地下淡水驱替咸水过程中水文地球化学作用的试验研究

邢立亭¹, 王立艳², 李常锁³, 徐旻天¹

(1. 济南大学 资源与环境学院, 济南 250022; 2. 山东正元建设工程有限责任公司, 济南 250100;
3. 山东省地矿工程勘察院, 济南 250014)

摘要: 选取鲁北地区浅层粉土、浅层地下咸水及大气降水为供试材料, 进行室内淡水驱替咸水试验, 分析地下淡水驱替咸水过程中水化学成分形成、演化过程, 探讨内陆浅层咸水区地下淡水驱替咸水过程中发生的水文地球化学过程. 试验结果表明: ① 驱替过程中, 含水介质粘土矿物含量高, 电导率 ≤ 0.83 ms/cm, 粘土矿物“膜效应”使离子组分发生浓缩现象. ② 驱替过程中, 白云石处于沉淀状态, 岩盐处于溶解状态; 电导率 > 1.00 ms/cm, 方解石处于沉淀状态; 电导率 ≥ 6.22 ms/cm, 石膏处于平衡状态. 临界离子强度为 $0.20 \sim 0.25$ mol/L, Mg/Ca-Na 阳离子交换作用显著. 电导率 > 12.00 ms/cm, 离子交换吸附作用显著. 研究表明, 内陆浅层咸水区淡水驱替咸水过程中发生复杂的水化学作用, 主要包括吸附作用、离子交换作用、溶滤作用、脱白云岩化作用及混合作用.

关键词: 浅层咸水; 水化学特征; 水文地球化学作用; 驱替试验; 内陆地区

中图分类号: TV213.4 **文献标识码:** A **DOI:**10.3969/j.issn.1000-5641.2015.04.014

Experimental study on hydrogeochemistry action in the process of freshwater displacing saltwater

XING Li-ting¹, WANG Li-yan², LI Chang-suo³, XU Min-tian¹

(1. Resource and Environment College, Jinan University, Jinan 250022, China;
2. Shandong Zhengyuan Construction Engineering Co. Ltd, Jinan 250100, China;
3. Shandong Provincial Geo-mineral Engineering Exploration Institute, Jinan 250014, China)

Abstract: Based on test materials, including of silt, shallow salt groundwater and atmospheric precipitation which were got in northwestern Shandong geochemistry action in the process of freshwater displacing saltwater were studied. The results indicated that (1) When content of clay was high in aquifer medium, and specific conductivity of exudate was less than or equal to 0.83 ms/cm in the process of freshwater displacing saltwater, clay played a role of film effect in concentrating ion components. (2) Dolomite still kept precipitation with water, and halite still kept dissolution in the process of freshwater displacing saltwater. Calite precipitated when specific

收稿日期:2014-7

基金项目:国家自然科学基金(41172222,41472216)

第一作者:邢立亭,男,博士,教授、研究员.研究方向为地下水环境演化. E-mail:xlting596@163.com.

conductivity of exudate was more than 1.00 ms/cm; Gypsum balanced with water when specific conductivity of exudate was more than or equal to 6.22 ms/cm. Mg/Ca-Na exchange interaction was remarkable with critical ion strength being in 0.20~0.25 mol/L. Adsorption was remarkable while specific conductivity of exudate was more than 12.00 ms/cm. Displacement experiment showed that hydrogeochemistry actions were happened in the process of freshwater displacing saltwater with adsorption, exchange interaction, lixiviation, dolomitization and mixing action.

Key words: shallow salt groundwater; water chemical characteristics; hydrogeochemistry action; displacement experiment; inland region

0 引言

受气候、地下水动力条件和古沉积环境的影响,地下咸水主要分布在干旱、半干旱地区和沿海地带,如干旱的西北地区内陆盆地广泛分布微咸—咸水($\text{TDS} > 2 \text{ g/L}$)^[1]. 沿海地区浅层咸水多以海成盐化咸水为主,内陆咸水多以大陆盐化咸水为主. 关于地下咸水的成因有多种认识^[2]: ①原生说,即咸水形成于封闭、半封闭的海相—泻湖相沉积环境,认为地下咸水受海相高含盐量地层控制; ②次生说,即河间洼地地下径流不畅,蒸发浓缩、盐分集聚,长期演化形成; ③海水入侵说,即滨海地带来源于海水的入侵形成浅层地下咸水. 然而对于内陆咸水形成也有不同成因类型,如水-岩作用、蒸发浓缩作用、人类活动的影响等^[3-9]. 干旱地区的浅层咸水多与蒸发浓缩作用有关,如以色列 Negev 地区咸水、我国西北内陆盆地咸水及吉林省西部苦咸水的形成均与强烈的蒸发浓缩作用密切相关^[10-12]; Texas 北部沙漠地带及纳米比亚沙漠北部 Cl-Na 型地下水的演化过程也受到蒸发作用及水岩作用的影响^[13,14].

与内陆咸水相比,国内外对海水入侵的研究相对成熟^[15,16]. 黄河以北华北平原(North China Plain)面积约 $139\,238 \text{ km}^2$ ^[17],广泛 $\text{TDS} > 2 \text{ g/L}$ 的咸水/微咸水^[18],独特的水循环特征造成咸水成因类型复杂,既有原生海相成因咸水也有次生成因咸水^[19],大陆盐渍化成因类型咸水遍布于整个咸水区^[19]. 因此,本文选取济阳县典型咸水区的水样和土样为供试材料,通过室内咸淡水驱替试验,研究浅层咸水的形成和演化机制.

1 供试样品采集

1.1 研究区概况

浅层咸水系指埋藏于 0~60 m 深度以上、矿化度大于 2 g/L 的地下水. 鲁北平原浅部地层主要由粘土、粉质粘土、粉土夹薄层粉砂组成,浅层咸淡水相间分布. 淡水资源匮乏,致使工、农业及生活用水困难. 黄河以北的鲁北平原面积 $36\,532 \text{ km}^2$,研究区位置如图 1 所示.

从 $\gamma\text{Na}/\gamma\text{Cl}$ 比值来看,区内咸水既有海水入侵成因,也有大陆盐化成因. 一般情况下浅层地下水 $\gamma\text{Na}/\gamma\text{Cl} > 1$, $\gamma\text{Na}/\gamma\text{Cl}$ 介于 0.8~0.9 之间的区域主要分布在滨海,内陆多呈点状分布. 本研究取样地点在内陆西盐村,水化学类型为 $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl-Mg} \cdot \text{Na}$ 型, $\text{TDS} > 13 \text{ g/L}$, $\gamma\text{Na}/\gamma\text{Cl}$ 介于 0.51~0.54 之间,咸水分布面积不足 1 km^2 .

1.2 样品采集

本文选取内陆西盐咸水区的水样和土样为供试材料. 钻探采集的深度 5~6 m 深的原状土,测定土样粒径在 0.005~0.075 mm 的部分占总量的 86.7%,小于 0.005 mm 的部分占总量的 13.3%,不均匀系数为 8.48,根据样品的 X 射线衍射分析的结果,粉土原样的成

分含量为石英 55%，高岭石 10%，伊利石 8%，蒙脱石 12%，长石 15%。供试土样的处理经过风干，密封存储。

供试水样取自西盐浅层地下咸水和当地大气降水，水样就地密封保存，试验前用0.45 μm 微孔滤膜过滤除杂，其化学成分如表 1 所示，咸水水化学类型 Cl·SO₄-Mg·Na 型。

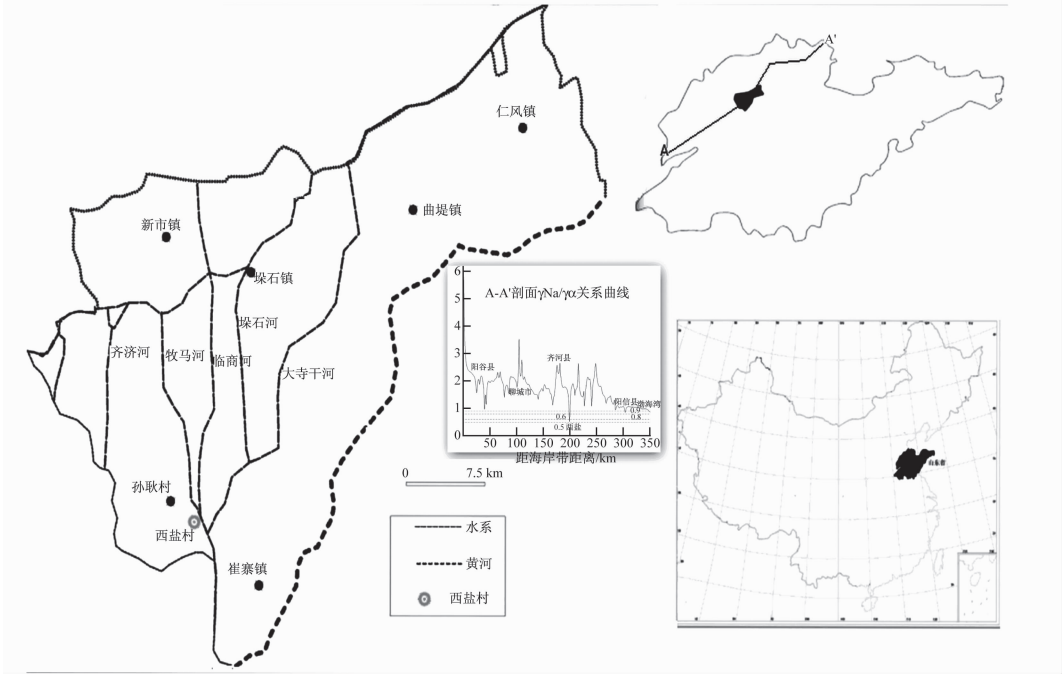


图 1 研究区位置图

Fig. 1 The location of the studied region

表 1 供试水样水化学成分检测表

Tab. 1 Detection table of the chemical analysis of water samples

测试组分	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	EC
供试咸水	1 642.86	1.67	980.77	1 028.47	2 830.87	835.14	4 425.84	15.81
供试淡水	46.67	0.11	10.22	0.62	109.82	9.85	3.1	0.456
标准海水	10 760	387	413	1 294	2 712	142	19 353	—

注：各离子浓度单位为 mg·L⁻¹；EC 代表电导率，单位 ms·cm⁻¹，全文同。

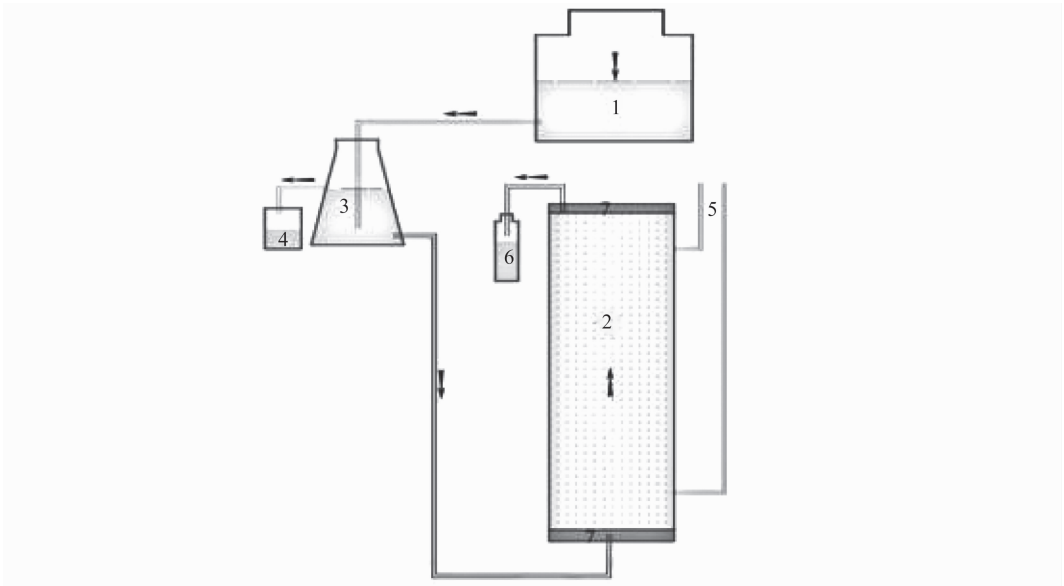
2 驱替试验试验设计

通过咸淡水驱替试验，模拟咸淡水交界带的水化学组分变化规律。

(1) 装置设计：试验装置主要由渗流柱、供水装置、定水头装置，渗出液测量装置四部分组成(见图 2)。土柱内直径 12.58 cm、高 120 cm，两端填粒径 0.315~0.613 mm、厚 3 cm 的细砂垫层、中部充填 108 cm 的粉土；在距两端 15 cm 处设有测压管，初始水力坡度为0.016，溢流口确保定水头连续供水。

(2) 土样经风干、研磨、过筛(0.080~0.315 mm)，将其均匀、密实地装入土柱中，用真空泵抽 15 min。水样用 0.45 μm 微孔滤膜过滤除杂质。

- (3) 用咸水饱和渗流柱,待渗出液电导率变化稳定后,进行淡水驱替咸水过程.
- (4) 测定指标及使用方法:电导率测定采用 DDSJ-308A 型电导率仪(基本误差 $\pm 0.5\%$ (FS) ± 1 个字). PHB-5 型便携式 pH 计测定 pH 值(分辨率为 0.01pH). Na^+ 测定采用 PX-SJ-216F 型离子计(分辨率为 0.000 1,浓度的基本误差为 $\pm 0.3\%$). Cl^- 测定采用滴定法(AgNO_3 标准溶液为滴定液,铬酸钾为指示剂). HCO_3^- 采用滴定法测定(HCl 标准溶液为滴定液,甲基橙为指示剂). Ca^{2+} 采用络合滴定法测定(乙二胺四乙酸二钠(简称 EDTA)为滴定液,钙黄绿素为指示剂). Mg^{2+} 采用络合滴定法测定(EDTA 为滴定液,铬黑 T 为指示剂). SO_4^{2-} 采用络合滴定法测定(EDTA-Mg 为滴定液,铬黑 T 为指示剂).



注:1 供水箱,2 土柱,3 定水头装置,4 溢流瓶,5 测压管,6 渗出液测量装置,7 粉砂层

图 2 试验装置示意图

Fig. 2 Pictorial diagram of test equipment

3 结果与讨论

3.1 驱替过程的离子交换吸附作用

淡水驱替咸水过程历时 188.21 d. 电导率随时间变化整体呈下降趋势(见图 3).

第 136.88~188.21 日,渗出液 Cl^- 浓度约为 1.77 mg/L,并维持相对稳定,而渗出液电导率约为 0.62~0.83 ms/cm,渗出液电导率却高于进水,可能是由于介质对盐分的“膜效应”的阻滞分离作用占优势,使驱替液盐分存在浓缩现象^[20]. 淡水驱替咸水过程中,渗出液离子强度与阳离子含量变化规律存在差异(见图 4). 第 19.85~38.85 日,渗出液的阳离子组分逐步降低,渗出液的离子强度大约在 0.20~0.25 mol/L,溶液中 3 种阳离子下降先后顺序为 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Na^+ . 在淡水驱替咸水过程中,临界离子强度为 0.20~0.25 mol/L 时, Mg^{2+} 的吸附亲和力大于 Ca^{2+} 和 Na^+ 的吸附亲和力,使 Mg^{2+} 具有竞争吸附优势^[21,22],开始发生阳离子交换过程. Mg^{2+} 和 Ca^{2+} 被吸附, Na^+ 解吸的过程中, $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ 取代粘土表面吸附的 Na^+ . 此时以 Mg-Na 交换为主, Ca-Na 次之. 从整个驱替过程来看,阳离子穿透时间

快慢顺序为 $Mg^{2+} > Ca^{2+} > Na^{+}$.

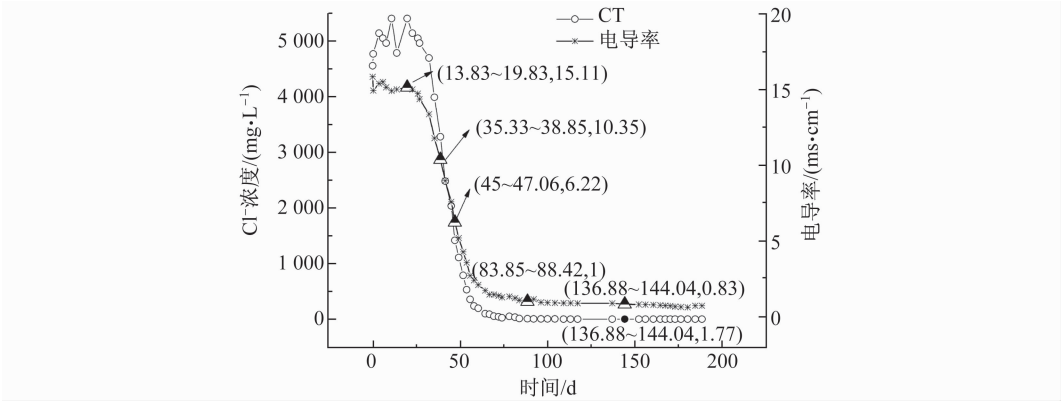


图 3 驱替过程中电导率及 Cl^{-} 历时曲线

Fig. 3 Duration curve of specific conductivity and Cl^{-} in the displacement process

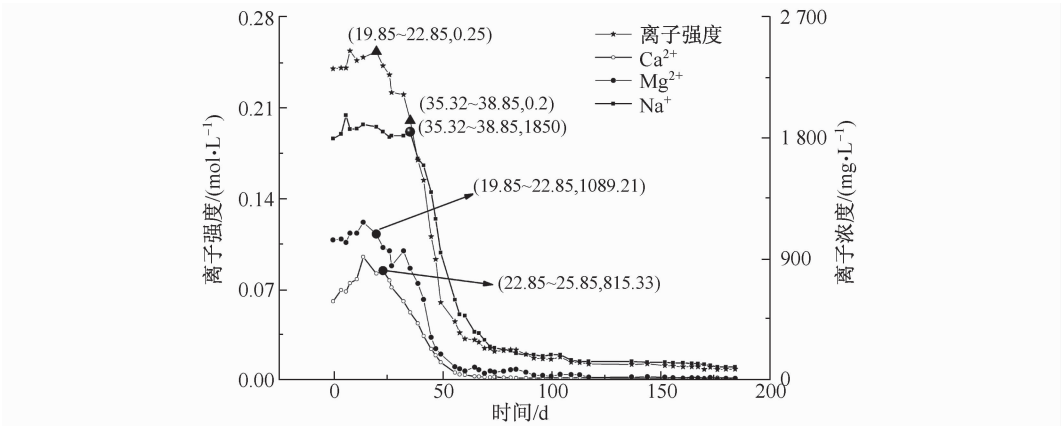


图 4 驱替过程中离子强度与阳离子的关系曲线

Fig. 4 Relation curves of ion strength and cation in the displacement process

淡水驱替咸水过程中, 渗出液离子强度与 Cl^{-} 、 SO_4^{2-} 含量变化规律存在差异(见图 5)。因 HCO_3^{-} 受环境的影响较大, 在此不作分析。第 13.82~38.85 日, 阴离子浓度开始出现显著降低, 下降先后顺序表现为 Cl^{-} 、 SO_4^{2-} , 此时渗出液离子强度介于 0.25~0.20 mol/L。从整个驱替过程来看, Cl^{-} 离子穿透时间最快。

与滨海地区相比, 咸淡水过渡带阳离子交换吸附过程存在一定的差异。滨海区淡水驱替海水过程中, 发生 $Ca-Na$ 和 $Ca-Mg$ 交换过程^[23,24], 本试验模拟内陆地区淡水驱替咸水过程, 推测阳离子交换以 $Mg-Na$ 交换为主, $Ca-Na$ 次之。其差异性在于内陆地区含水层中粘土矿物含量高, Mg^{2+} 为地下水中主要的优势离子。

3.2 驱替过程中矿物溶解/沉淀作用

利用 PHREEQC 软件对淡水驱替咸水过程中方解石、石膏、白云石及岩盐的饱和指数 (Saturation Indices, SI) 计算(见图 6)。整个驱替过程 $SI_h < -0.50$, 水与岩盐处于溶解状态; $SI_d > 0.50$, 水与白云石处于沉淀状态, 驱替液 $pH > 7.37$, 白云石在碱性条件下不溶解^[25]。

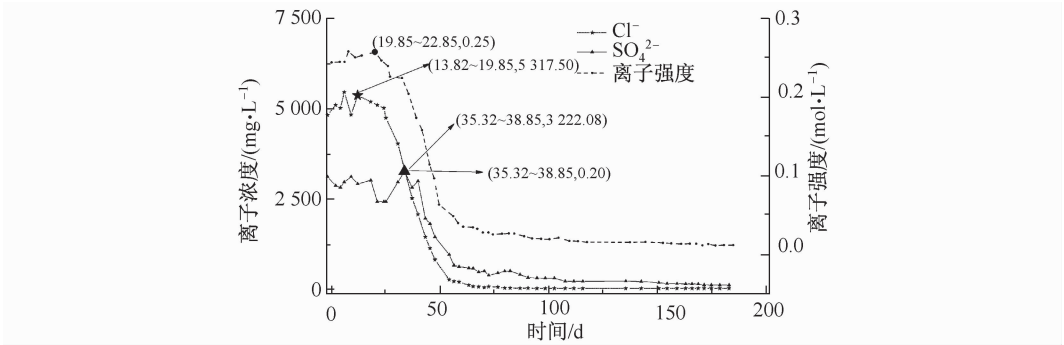


图 5 驱替过程中离子强度与阴离子的关系曲线

Fig. 5 Relation curves of ion strength and anion in the displacement proces

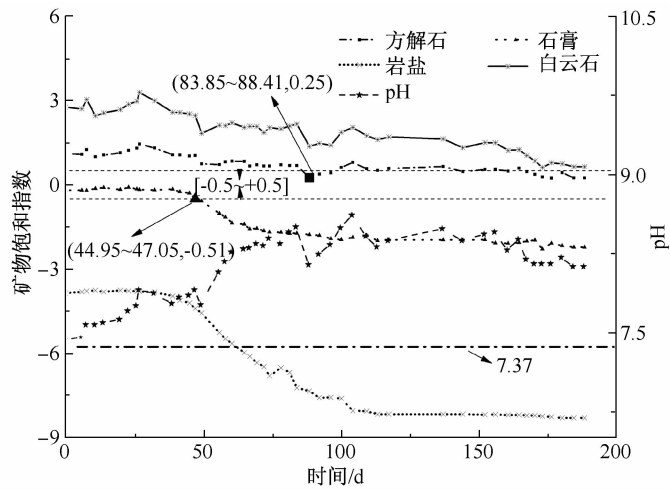


图 6 驱替过程中矿物饱和指数示意图

Fig. 6 Saturation indices of mineral in the displacement process

第 44.95~47.05 日,电导率约为 6.22 ms/cm 时,SI_g 由 (-0.30~-0.10)→(-0.51~-2.26),水与石膏由平衡状态转为溶解状态;第 83.85~188.21 日,电导率约为 0.72~1.04 ms/cm 时,方解石饱和指数为 -0.50<SI_c<0.50,水与方解石由沉淀状态转为平衡状态.与海水入侵地区相比,内陆地区富含大量的粘土矿物,咸淡水驱替过程中,矿物溶解/沉淀过程存在较大的差异.滨海地区淡水驱替咸水过程中,水与方解石处于沉淀状态,而水与石膏则处于溶解状态^[23,24].

3.3 水化学成分形成过程分析

(1) Cl⁻ 变化特征

淡水驱替咸水过程中,电导率与 Cl⁻ 变化具有较好的相关关系(见图 7).第 136.88~188.21 日,0.83 ms/cm≤EC≤0.62 ms/cm 之间,渗出液中 Cl⁻ 浓度约为 1.77 mg/L,但仍小于渗入水中 Cl⁻ 浓度.说明介质有一定滤盐作用.

(2) Na⁺ 变化特征

淡水驱替咸水过程中,Cl⁻ 与 Na⁺ 浓度呈非线性关系(见图 8),相关系数 R² = 0.99,二者相关性显著.当 C_{Cl⁻} >3 550.08 mg/L 时,EC>12 ms/cm,Na/Cl 系数位于海基线以下,

即 $\text{Na}/\text{Cl} < 0.56$, 且随 Cl^- 增加, Na^+ 几乎呈平直的曲线. 在高矿化水中, 介质对 Na^+ 吸附过程占优势; 当 $C_{\text{Cl}^-} < 984.38 \text{ mg/L}$ 时, $EC < 4.54 \text{ ms/cm}$, $\text{Na}/\text{Cl} > 1$. 因此, 仅仅以 Na/Cl 比例系数特征^[25], 不足以判别咸水成因类型.

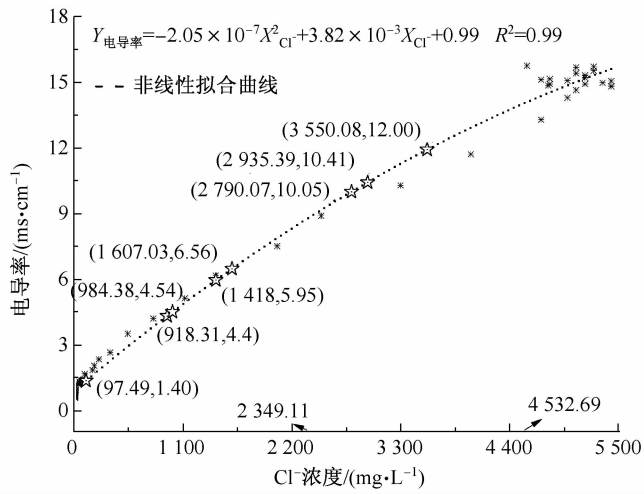


图 7 淡水驱替咸水过程电导率随 Cl^- 变化曲线

Fig. 7 Change curve of specific conductivity and Cl^- in freshwater displacing saltwater

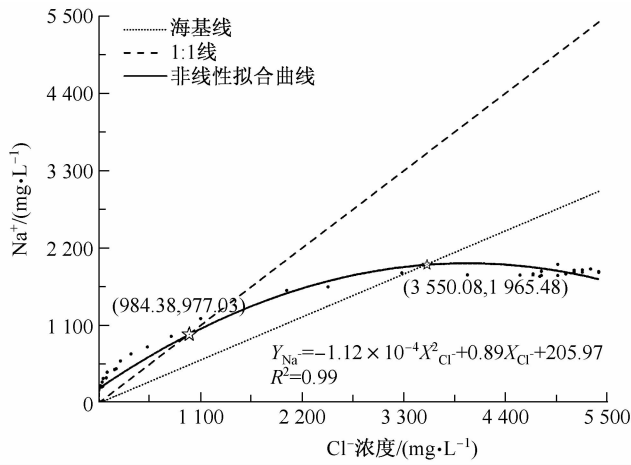


图 8 淡水驱替咸水过程 Na/Cl 变化曲线

Fig. 8 Change curve of Na/Cl in displacement process

(3) Ca^{2+} 变化特征

淡水驱替咸水过程, Cl^- 与 Ca^{2+} 浓度呈较好的线性关系, 相关系数 $R^2 = 0.98$ (见图 9). 驱替过程中, Ca/Cl 系数远远大于海基线, 即 $\text{Ca}/\text{Cl} = 0.21 > 0.021$; 当 $C_{\text{Cl}^-} > 2935.39 \text{ mg/L}$, $EC > 10.41 \text{ ms/cm}$, Ca/Cl 二者规律性不明显, 说明高矿化地下水形成与演化过程中 Ca^{2+} 参与了复杂水化学作用.

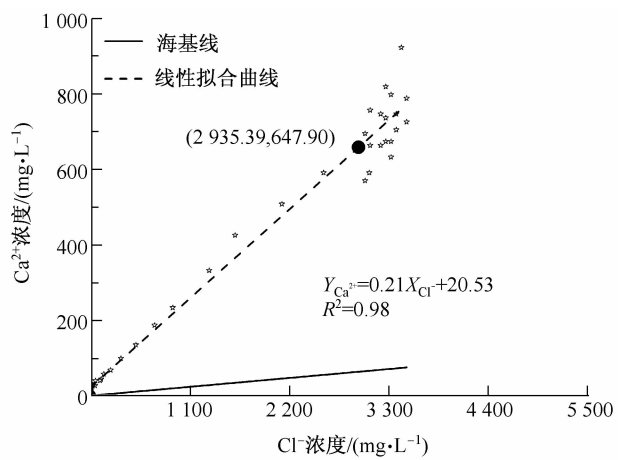


图 9 淡水驱替咸水过程 Ca/Cl 变化曲线

Fig. 9 Change curve of Ca/Cl in displacement proces

(4) Mg^{2+} 变化特征

淡水驱替咸水过程中,随 Cl^- 含量升高, Mg^{2+} 呈增长趋势(见图 10),且 $\text{Mg}-\text{Cl}$ 呈现三阶段显著性相关($R^2>0.5$). $\text{Mg}^{2+}-\text{Cl}^-$ 曲线位于海基线之上,即 $\text{Mg}/\text{Cl}\approx 0.36>0.067$.

当 $918.31\text{ mg/L}\leq C_{\text{Cl}^-}\leq 1607.03\text{ mg/L}$, $4.40\text{ ms/cm}\leq EC\leq 6.56\text{ ms/cm}$,曲线斜率最大;当 $C_{\text{Cl}^-}>1\,607.03\text{ mg/L}$, $EC>6.56\text{ ms/cm}$, $\text{Mg}\sim\text{Cl}$ 关系降低;一般情况下,地下水流经灰岩含水层, $\gamma_{\text{Mg}}/\gamma_{\text{Ca}}$ 系数 <1 ;流经白云岩含水层, $\gamma_{\text{Mg}}/\gamma_{\text{Ca}}$ 系数 ≈ 1 ,对于海相沉积水, $\gamma_{\text{Mg}}/\gamma_{\text{Ca}}$ 系数 $\approx 5.5^{[25]}$. 驱替试验中 $1<\text{Mg}/\text{Ca}<0.067$,位于海基线和 1:1 线之间(见图 11). 内陆咸水区地下水演化过程中经历脱白云岩化作用与阳离子交换作用^[26,27],水中 Mg^{2+} 含量较高.

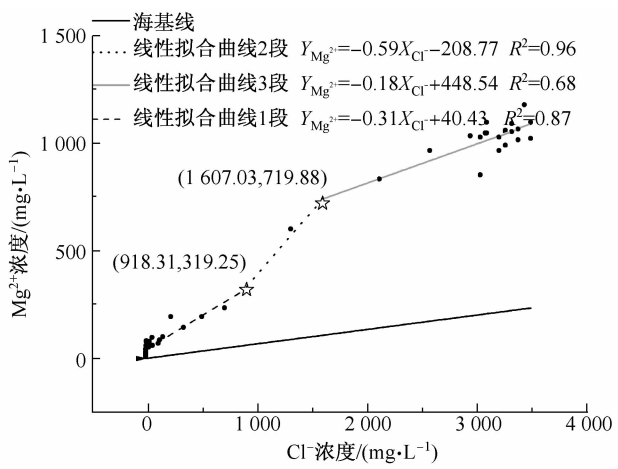


图 10 淡水驱替咸水过程 Mg/Cl 变化曲线

Fig. 10 Change curve of Mg/Cl in displacement process

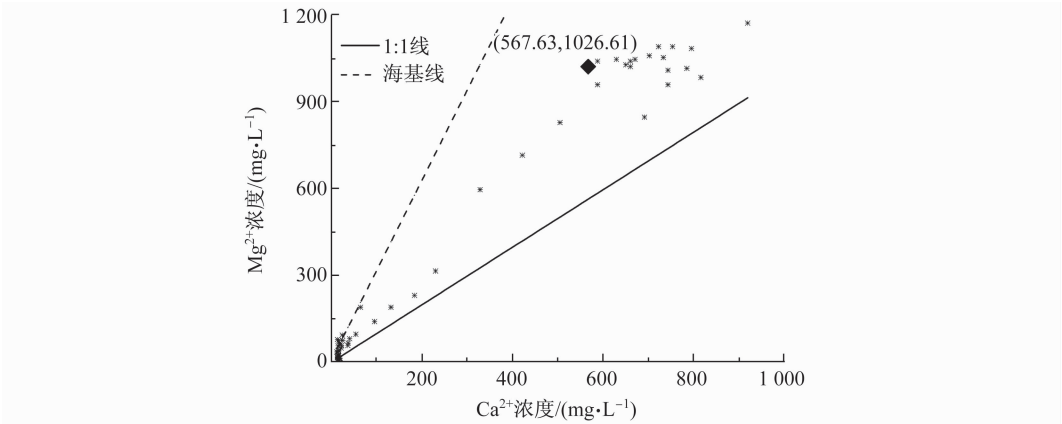


图 11 淡水驱替咸水过程 Mg-Ca 关系曲线

Fig. 11 Change curve of Mg/Ca in displacement process

(5) SO_4^{2-} 特征变化

淡水驱替咸水过程,驱替液中 SO_4^{2-} 含量随着淡水混合比的不同而发生变化(见图 12). 当 $C_{\text{Cl}^-} < 2\,790.07\text{ mg/L}$, $EC < 10.05\text{ ms/cm}$, SO_4^{2-} - Cl^- 呈线性相关,且相关性系数为 0.92,说明地下水在径流过程主要由溶滤作用控制;当 $C_{\text{Cl}^-} \geq 2\,790.07\text{ mg/L}$, $EC \geq 10.05\text{ ms/cm}$ 时, SO_4^{2-} - Cl^- 相关性较差, SO_4^{2-} 含量呈现负增长趋势. 粘土矿物对 SO_4^{2-} 的吸附及石膏或硫酸盐的沉积岩溶解作用均影响地下水中 SO_4^{2-} 含量^[28].

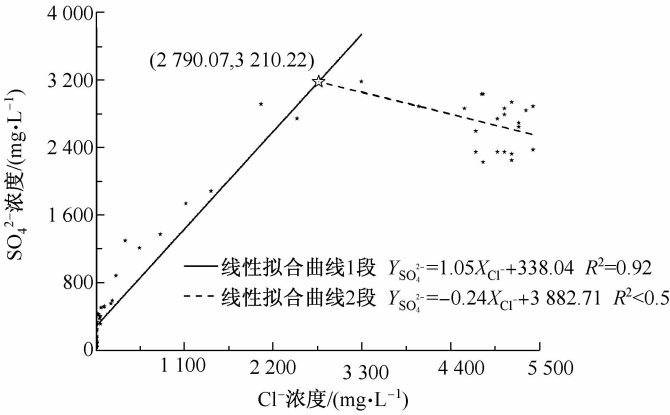


图 12 淡水驱替咸水过程 SO_4/Cl 变化曲线

Fig. 12 Change curve of SO_4/Cl in displacement process

(6) SAR

淡水驱替咸水过程中, Cl^- 与 SAR 呈非线性关系(见图 13). $C_{\text{Cl}^-} < 97.49\text{ mg/L}$, $EC < 1.40\text{ ms/cm}$, 吸钠比随 Cl^- 的增加而显著增加. 当 $97.49\text{ mg/L} \leq C_{\text{Cl}^-} \leq 1\,418.00\text{ mg/L}$, $1.40\text{ ms/cm} \leq EC \leq 5.95\text{ ms/cm}$, 吸钠比随 Cl^- 的增加而缓慢;当 $C_{\text{Cl}^-} > 1\,418.00\text{ mg/L}$, $EC > 5.95\text{ ms/cm}$, 吸钠比开始下降. 已有研究表明^[29,30],低矿化度和高钠吸附比(SAR)的淡水渗入后,胶体释放使介质的渗透性明显降低. SAR 增加时,黏粒膨胀是渗透性降低的主要原因,水溶液钠吸附比越大,含水介质渗透性损失越小^[31].

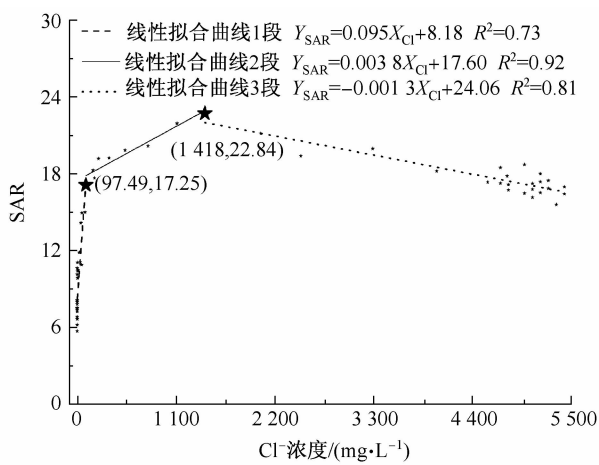


图 13 淡水驱替咸水过程 SAR 变化曲线

Fig. 13 Change curve of SAR in displacement process

3.4 驱替试验对野外浅层地下水环境演化的指示作用

应当指出,与野外地质条件相比,室内试验存在尺度效应.为此,野外测定深度 7 m 以浅咸淡水过渡带的电导率,野外观测表明(见图 14),水平方向,受淡水区地下水补给,沿着地下水流向电导率增加,由于浅层地下水无垂向越流补给,枯水期水平径流强度远远大于垂向循环强度,因此,可采用渗流柱模拟浅层地下水的一维运动特征.

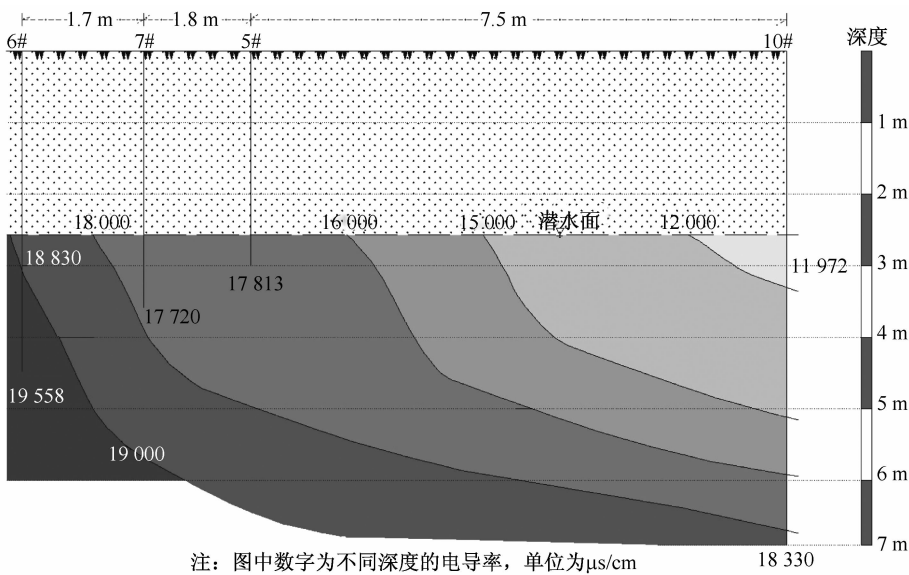


图 14 粉土介质中浅层咸水界面示意图(2013-10-27)

Fig. 14 Diagram of shallow saltwater interface in silt (2013-10-27)

驱替试验过程的影响因素主要为水力坡度、温度和盐度,从表 2 中可以看出,试验的温度与野外接近,驱替水的氯离子浓度、电导率均在野外咸淡水过渡带的范围内,唯渗流柱的水力坡度值大于野外实际水力坡度,主要原因是由于渗流柱的尺度效应,当柱子水力坡度

接近野外实际时,渗流柱存在一起始水力坡度值而不发生渗流,因此增大渗流柱的水力坡度不会影响试验结果.

表 2 不同尺度下水动力参数一览表

Tab. 2 Table of dynamic parameters in different measure

取样点位置	电导率/(ms · cm ⁻¹)	水力坡度	Cl ⁻ 浓度/(mg · L ⁻¹)	水温/℃
渗流柱出水	0.66~1.66	0.014~0.040	1.77~88.75	12.1~16.2
	1.66~4.81	0.029~0.031	97.63~354.65	16.4~17.3
	4.81~6.18	0.03	1107.60~1416.45	14.7~17.5
	6.18~8.84	0.027~0.028	2037.70~2481.45	15~15.6
	10.17~12	0.03	3280.20~3976.00	14.5~16.9
	12~14.1	0.03	4686.00~4792.50	18.3
	14.1~16.9	0.023~0.026	4792.50~5396.00	19.3~21.1
驱替源水(雨水)	0.456~0.571	/	3.10	12.1~21.1
野外浅层咸淡水	1.16~20.51	0.0048~0.0074	103.84~5644.49	12.71~19.97

咸淡水室内驱替试验反演了野外内陆浅层地下水的循环过程,丰水期浅层淡水区向咸水区径流过程中,咸淡水过渡带水岩间发生了复杂的水化学作用.以 C_{Cl^-} 浓度表征野外咸淡水过渡带的水化学特征,当地下水中 $C_{Cl^-} \leq 984.38 \text{ mg/L}$,地下水在径流过程中,水岩间发生溶滤作用;当地下水中 $2\,935.39 \text{ mg/L} \leq C_{Cl^-} \leq 3\,550.08 \text{ mg/L}$ 时,地下水在径流过程中,水岩间发生阳离子交换作用;当地下水中 $1\,418 \text{ mg/L} \leq C_{Cl^-} \leq 2\,935.39 \text{ mg/L}$ 时,地下水在径流过程中,水岩间发生吸附作用;当地下水中 $C_{Cl^-} \leq 2\,790.07 \text{ mg/L}$ 时,地下水在径流过程中,水岩间发生硫酸盐溶解作用;当地下水中 $918.31 \text{ mg/L} \leq C_{Cl^-} \leq 1\,607.03 \text{ mg/L}$ 时,地下水在径流过程中,水岩间发生脱白云岩化作用.因此,室内试验表明咸淡水驱替过程中的不同阶段发生水化学作用各异,对于指示野外浅层地下水环境演化有重要意义.

4 结 论

- (1) 淡水驱替咸水呈现“反 S 型”,介质对离子组分的“膜效应”显著,当 $EC < 6.22 \text{ ms/cm}$ 时,石膏处于溶解状态; $EC \geq 6.22 \text{ ms/cm}$ 时,水与石膏处于平衡状态;当 $EC > 1.00 \text{ ms/cm}$,水与方解石处于沉淀状态.离子强度介于 $0.20 \sim 0.25 \text{ mol/L}$ 时,以 Mg/Ca-Na 阳离子交换作用为主,介质对阴离子吸附作用显著.
- (2) 地下水演化过程中,当 $EC > 12.00 \text{ ms/cm}$ 时,水中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 与地层中 Na^+ 发生了阳离子交换作用;当 $EC > 10.41 \text{ ms/cm}$ 时, $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 离子交换吸附作用增强;当 $EC > 10.05 \text{ ms/cm}$ 时,粘土矿物对 SO_4^{2-} 吸附作用最为显著.
- (3) 淡水驱替咸水试验表明,驱替过程发生了复杂的水文地球化学作用,进而影响着内陆浅层地下水成因类型.室内模拟试验对于指示野外浅层地下水环境演化有重要意义.

[参 考 文 献]

[1] 李小峰, 张良月. 天津市浅层地下咸水资源利用及其环境影响评价[J]. 地下水, 2001, 23(1): 12-15.

[2] 刘友兆, 付光辉. 中国微咸水资源化若干问题研究[J]. 地理与地理信息科学, 2004, 20(2): 57-60.

[3] 张清寰, 张彧瑞, 赵艳萍, 等. 金塔盆地地下水演化及地球化学模拟[J]. 干旱区地理, 2011, 9(5): 772-776.

[4] MEHTA S, FRYAR A E, BRADY R M, et al. Modeling regional salinization of the Ogallala aquifer, Southern High Plains, TX, USA[J]. Journal of Hydrology, 2000, 238: 44-64.

- [5] 徐彦泽,田小伟,郑跃军,等.沧州市浅层地下水的咸化和淡化[J].水文地质工程地质,2009(2):112-116.
- [6] 张宗祜,施德鸿,沈照理,等.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,1997,11(4):337-344.
- [7] 李向全,余秋生,侯新伟,等.宁南清水河盆地地下水循环特征与苦咸水成因[J].水文地质工程地质,2006(1):46-51.
- [8] 赵全升,冯娟,安乐生.德州市深层地下水水质演化研究[J].地理科学,2009,29(5):766-771.
- [9] 李向全,侯新伟,周志超,等.太原盆地地下水系统水化学特征及形成演化机制[J].现代地质,2009,2(1):1-8.
- [10] WEISBROD N, DRAGILA M I. Potential impact of convective fracture venting on salt-crust build up and ground-water salinization in arid environments[J]. Journal of Arid Environments, 2006, 65: 386-399.
- [11] 李彬,王志春,梁正伟,等.吉林省西部苏打碱化土壤区地下水电导率分析与水质评价[J].农业环境科学学报,2007,26(3):939-944.
- [12] 周承刚,白喜庆.宁夏南部地区苦咸水化地下水的成因[J].煤田地质与勘探,1999(4):36-38.
- [13] CRESCIMANNO G, DE SANTIS A. Bypass flow, salinization and sodication in a cracking clay soil[J]. Geoderma, 2004,121(3):307-321.
- [14] SHANYENGANA E S, SEELY M K, SANDERSON R D. Major-ion chemistry and ground-water salinization in ephemeral flood plains in some arid regions of Namibia[J]. Journal of Arid Environments, 2004, 57: 71-83.
- [15] FIDELIBUS M D. Environmental tracing in coastal aquifer: old problems and solutions[J]. Coastal Aquifer Intrusion Technology: Mediterranean Countrise, 2003(2):79-81.
- [16] WU J C, BILL X. Three-dimensional numerical method of moments for linear equilibrium-adsorbing solute transport in physically and chemically non-stationary formations[J]. Mathematical Geology, 2004, 36(2):261-288.
- [17] 安永会,张福存,姚秀菊.黄河三角洲水土盐形成演化与分布特征[J].地球与环境,2006,34(3):65-70.
- [18] 方生,陈秀玲,BOERS T M. 华北平原东部水资源可持续利用[J].水利规划与设计,2003(4):24-31.
- [19] 周晓妮,刘少玉,王哲,等.华北平原典型区浅层地下水化学特征及可利用性分析—以衡水为例[J].水科学与工程技术,2008(2):56-59.
- [20] 王英.咸水越流过程中盐分迁移特征的实验及模拟研究[D].河北唐山:河北联合大学,2013:20-23.
- [21] WARREN J. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations[J]. Earth-Sci Rev, 2000, 52: 1-81.
- [22] ZHANG X C, NORTON L D. Effect of exchangeable Mg on saturated hydraulic conductivity, disaggregation and clay dispersion of disturbed soils[J]. Journal of Hydrology, 2002, 260: 194-205.
- [23] 任加国.咸淡水过渡带水文地球化学作用研究[D].山东青岛:中国海洋大学,2007:83-90.
- [24] 刘茜.咸淡水过渡带水-岩相互作用研究[D].山东青岛:中国海洋大学,2007:71-73.
- [25] 沈照理,朱宛华,钟左癯.水文地球化学基础[M].北京:地质出版社,1993.
- [26] 宁劲松,于志刚,江雪艳.莱州湾沿岸地下卤水的化学组成[J].海洋科学,2005,29(11):13-17.
- [27] 苏乔.莱州湾南岸地下卤水水化学特征及成因探讨[D].山东青岛:中国海洋局第一海洋研究所,2009:24-25.
- [28] 于天仁,王振权.土壤分析化学[M].北京:科学出版社,1988:156-296.
- [29] FRENKEL H, GOERTZEN J, ROADES J D. Effects of soil type and content, exchangeable sodium percentage and electrolyte concentration on clay dispersion and soil hydraulic conductivity[J]. Soil Science Society of America Journal, 1978, 42: 32-39.
- [30] 肖振华,万洪富.灌溉水质对土壤水力性质和物理性质的影响[J].土壤学报,1998,3(3):359-366.
- [31] 李海明,佟琪,翟菁,等.不同钠吸附比含水介质渗透性损失的胶体效应[J].农业工程学报,2011,27(8):90-94.