

# 苏北海岸带浅部弱透水层孔隙水咸化过程

刘彦<sup>1,2</sup>, 龚绪龙<sup>1,2</sup>, 李进<sup>1,2</sup>, 张岩<sup>1,2</sup>, 刘源<sup>1,2</sup>

(1. 江苏省地质调查研究院, 江苏南京 210049; 2. 自然资源部地裂缝地质灾害重点实验室, 江苏南京 210049)

**摘要:** 由黏性土构成的弱透水层中的孔隙水很大程度上还保留着地下水形成演化的水文环境信息。为探讨海岸带浅部弱透水层孔隙水咸化过程,提取苏北海岸带 H1 及 H2 钻孔 35 m 以浅的弱透水层孔隙水,分析了孔隙水水化学及氧同位素特征。结果表明:H1 孔与 H2 孔相距 7 km,H1 孔孔隙水 TDS 为 3.6~9.9 g/L,H2 孔孔隙水 TDS 为 12.5~37.0 g/L;水化学组分中,相对于区域地下淡水体,Br<sup>-</sup> 明显富集,相对于海水组成,Na<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup> 浓度变化各异; $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  值呈现随深度增加再降低的趋势,在 10.1 m 处最富集;同时孔隙水  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  值明显聚集在当地雨水线和海水混合线交点下方。 $\delta D - \delta^{18}O$ 、Cl-Br 关系指示孔隙水主要起源于原始的全新世海水,后期被大气降水稀释淡化,但位于盐场的 H2 孔孔隙水受到盐场卤水混合的影响;孔隙水中 Na<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup> 的富集或衰减反映了孔隙水咸化过程中发生了明显的水岩相互作用。

**关键词:** 海岸带;黏性土;浅部弱透水层孔隙水;咸化;海水;水岩作用

中图分类号:P641.136

文献标识码:A

文章编号:1672-643X(2021)01-0057-06

## Salinization process of shallow aquitard porewater in north Jiangsu coastal zone

LIU Yan<sup>1,2</sup>, GONG Xulong<sup>1,2</sup>, LI Jin<sup>1,2</sup>, ZHANG Yan<sup>1,2</sup>, LIU Yuan<sup>1,2</sup>

(1. Geological Survey of Jiangsu Province, Nanjing 210049, China; 2. Key Laboratory of Earth Fissures

Geological Disaster, Ministry of Natural Resources, Nanjing 210049, China)

**Abstract:** Clayey aquitard porewater reserves the information of hydrological environment in the formation and evolution process of groundwater to a large extent. In order to investigate the salinization process of shallow aquitard porewater in coastal zones, aquitard porewater was extracted from two boreholes, namely H1 and H2, in north Jiangsu coastal zone with a depth of 0–35 m. The analysis of porewater indicates that the TDS (total dissolved solids) concentrations of H1 borehole and H2 borehole, 7 km apart, ranged from 3.6 to 9.9 g/L and 12.5 to 37.0 g/L, respectively. Br<sup>-</sup> was obviously enriched compared with the regional fresh groundwater, and the concentration of Na<sup>+</sup> and Ca<sup>2+</sup> ranged differently compared with the seawater composition. Aquitard porewater had the most enriched isotopic values at the depth of 10.1 m, which decreased toward both ends and obviously gathered below the intersection of local meteoric water line (LMWL) and mixing line between seawater and groundwater. The  $\delta D - \delta^{18}O$  relationship and the Cl-Br relationship indicate that porewater could be originated from Holocene seawater and was subsequently diluted with modern meteoric water, whereas porewater of H2 borehole located in salt field was affected by brine mixture. Enrichment or depletion of Na<sup>+</sup> and Ca<sup>2+</sup> indicate that water-rock interaction also accounted for the salinization of shallow aquitard porewater.

**Key words:** coastal zone; clay; shallow aquitard porewater; salinization; seawater; water-rock interaction

## 1 研究背景

我国东部海岸带浅部自晚更新世以来沉积地层

中赋存规模性高盐度地下水,例如渤海三大海湾发育地下卤水含水层,江苏海岸带浅部地层中发育咸水、盐水含水层。多数研究表明含水层中高盐度地

收稿日期:2020-03-18; 修回日期:2020-07-23

基金项目:中国地质调查局项目(1212011220005);江苏省地质勘查基金项目(苏国土资函[2014]842号)

作者简介:刘彦(1986-),女,河南开封人,硕士,工程师,主要从事水文地质环境地质调查研究工作。

下水起源于晚更新世以来3次海侵海退过程中的古海水<sup>[1-2]</sup>。但古海水并不是唯一的因素,地下水在长期演化过程中,强烈的水岩作用、人类开采引起的现代海水入侵、沿海岸线盐业生产过程中产生的卤水等都可能影响地下水的盐度<sup>[3-6]</sup>。目前大多研究围绕含水层分析沿海地区地下水高盐分形成过程,但浅部地下含水层由于水循环交替快,受外界各种因素影响,原始沉积的地下水往往被淡化<sup>[7]</sup>。相比于含水层,由黏性土(黏土、亚黏土)构成的弱透水层水循环交替缓慢,往往发育有较相邻含水层更高盐度的地下水,其同位素及水化学特征更有利于识别地下水的起源及咸化因素。Hendry等<sup>[8]</sup>利用弱透水层孔隙水稳定同位素信息分析了孔隙水的形成时期及补给源;Li等<sup>[9]</sup>、李静<sup>[10]</sup>、Ge等<sup>[11]</sup>根据弱透水层孔隙水水化学、同位素等数据,并结合沉积物特征,揭示了渤海湾地区、江苏沿海平原孔隙水的形成受到晚更新世以来海侵的影响。目前关于成陆较晚、人类活动强烈、浅部地层赋存更高盐度孔隙水的海岸带弱透水层孔隙水的研究较少,而识别海岸带弱透水层孔隙水的演化过程有利于揭示海岸线迁移及人类活动背景下海岸带高盐度地下水的形成演化过程。因此本次选择位于江苏北部海岸带的青口盐场一带,利用钻孔采集弱透水层土样,提取弱透水层孔隙水,通过分析氘氧同位素特征、孔隙水水化学组分演化特征,探讨苏北海岸带浅部弱透水层孔隙水咸化过程。

## 2 数据来源与研究方法

### 2.1 研究区概况

研究区位于江苏北部沿海地区的青口盐场一带,其地理位置见图1。该地区受河流沉积和海洋沉积共同作用,形成了相对自成体系的地层沉积体系,构成了地下水的赋存空间。自第四纪以来,由于气候的频繁波动,研究区经历了数次海侵、海退,尤其是晚更新世以来古地理环境演化具有明显的海陆交互沉积的特征,深刻影响了地下水水化学的形成与演化,研究区浅部含水层水质多为咸水、盐水。

晚更新世以来中国东部沿海地区发生了3次大规模海侵,分别发生在晚更新世早期、晚期及全新世时期,海水深刻影响了地下水的形成与演化,多数研究表明,渤海沿岸晚更新世以来沉积地层中的地下卤水主要起源于沉积古海水,形成于3次海侵-海退时期。江苏沿海地区与渤海地区临近,地层中发育咸水、盐水含水层,但并未发现规模性卤水含水

层,可能有以下几个原因:(1)受多次海退的影响,地下水被淡化<sup>[7]</sup>。晚更新世早期及晚期海侵之后都经历了数千年的海退过程,海岸线最远距离研究区达数百千米<sup>[12]</sup>,晚更新世海侵对地下水的影响可能被海退时期的陆相淡水完全冲刷淡化<sup>[13]</sup>;而全新世海侵时期,在7kaB. P.至1128年,江苏古海岸线长期基本稳定在赣榆-板浦-阜宁-盐城-海安一线(研究区西侧),1128-1855年黄河夺淮入海,海岸线迅速东迁,研究区才逐渐成陆<sup>[14]</sup>,此后海水对地下水的贡献大大削弱。(2)江苏沿海地区降雨量丰富,晚更新世以来沉积地层的含水层中均能测到氘<sup>[15]</sup>,说明地下水在一定程度上被大气淡水补给淡化。江苏沿海地区含水层地下水盐度并没有渤海地区那么高,显然受到江苏沿海地区的独特古地理环境变化影响。

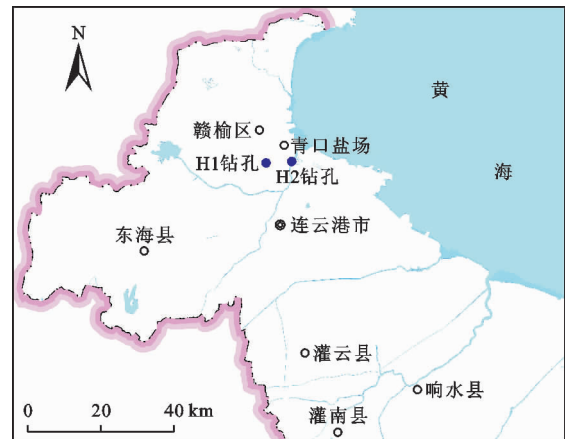


图1 研究区地理位置图

### 2.2 数据来源

2017年在连云港市赣榆区青口盐场一带施工H1、H2两个取样钻孔(图1),两孔相距7 km,深度分别为35、30 m。根据古地理资料,结合现场岩芯及区域钻孔第四纪取样测试结果,35 m深度范围内地层为全新世及晚更新世地层,全新世底界约在15 m,未达晚更新世底界,H1、H2两个取样钻孔的岩性分布见图2。由图2可见,H1孔地层特征为:0~11.3 m岩性为亚黏土,11.3~24.4 m岩性为黏土,24.4~27.1 m岩性为中砂,27.1~29.3 m岩性为黏土,29.3~30.5 m岩性为中砂,30.5~35.0 m岩性为黏土;H2孔地层特征为:0~14.7 m岩性为亚黏土,14.7~30 m岩性为黏土。

本次从H1、H2两个钻孔采集弱透水层样品,各取样点位置见图2。所取样品为长20 cm、直径8 cm的原状土柱,现场铝皮包装并蜡封,并及时运送至实

验室。室内利用低压机械压榨仪<sup>[10]</sup>完成土柱样品中孔隙水的提取,水样提取成功后即进行阴、阳离子测试和氢氧同位素测试。测试的阴离子主要包括  $\text{Cl}^-$ 、 $\text{NO}_3^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Br}^-$  等,阴离子测试仪器为 DX-120 离子色谱仪;测试的阳离子主要包括  $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Ba}^{2+}$ 、 $\text{Fe}^{2+}$ 、 $\text{Sr}^{2+}$  等,阳离子测试仪器为 ICP-AES(仪器型号:IRIS Intrepid II XSP 型)。氢氧同位素由中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室采用液态水同位素仪完成测试。

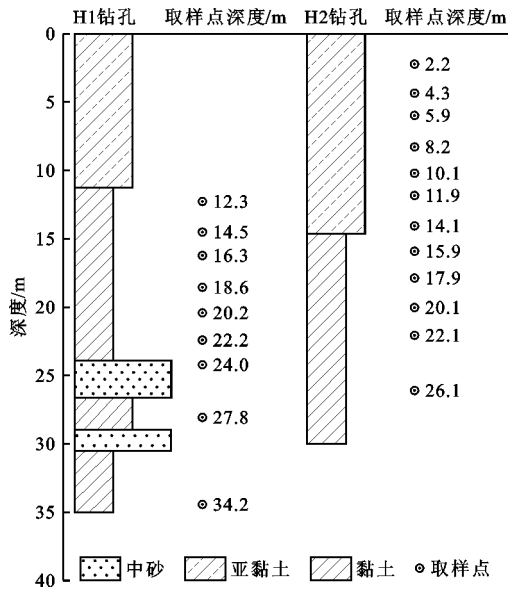


图 2 H1、H2 取样钻孔岩性柱状图及弱透水层孔隙水取样位置图

### 2.3 研究方法

水化学分析方法被广泛应用于研究典型的水文地球化学问题, $\text{Cl}^-$ 、 $\text{Br}^-$  之间的关系可反映孔隙水中盐分来源<sup>[16]</sup>, $\text{Na}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$  浓度的相对变化可反映地下水形成过程中的水岩作用。而稳定同位素(氘和氧)可指示地下水的起源,有效识别地下水咸化来源。因此本次利用水化学方法及稳定同位素数据分析孔隙水的咸化过程。

## 3 结果与分析

### 3.1 孔隙水水化学组分特征

根据测试结果分析,H1 孔孔隙水 TDS(total dissolved solids)为 3.6~9.9 g/L,水质为咸水(TDS 为 3~10 g/L),H2 孔孔隙水 TDS 为 12.5~37.0 g/L,水质为盐水(TDS 为 10~50 g/L)。在同一坐标系中绘制两孔孔隙水 TDS 随深度变化趋势,如图 3 所示。由图 3 可看出,总体上 TDS 随深度呈现衰减的趋势,H2 孔孔隙水的 TDS 明显大于 H1 孔。

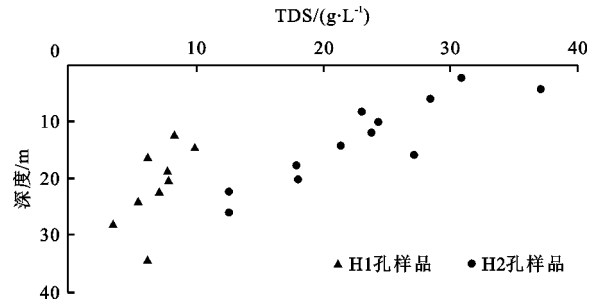


图 3 H1、H2 取样钻孔弱透水层孔隙水 TDS 随深度的变化

孔隙水中离子主要包括  $\text{Na}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Br}^-$  等,而所有样品的水化学组分中均以  $\text{Cl}^-$ 、 $\text{Na}^+$  浓度最高,水化学类型以  $\text{Cl}-\text{Na}$  型为主。孔隙水的主要化学组分与海水基本相同,主要离子含量排序为: $\text{Cl}^- > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Br}^-$ 、 $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+}$ ,与海水中离子含量排序一致。另外,孔隙水中  $\text{Br}^-$  浓度较高,H1 孔中  $\text{Br}^-$  浓度为 6.8~20.6 mg/L,H2 孔中  $\text{Br}^-$  浓度为 39.1~110.9 mg/L,远高于区域地下淡水体中  $\text{Br}^-$  浓度,区域地下淡水体中的  $\text{Br}^-$  浓度一般不超过 1 mg/L,大多数低于检测限,而本次钻孔中 H2 孔部分样品中的  $\text{Br}^-$  浓度甚至高于标准海水的 65.0 mg/L 以及近岸海水的 39.6 mg/L。

### 3.2 氘氧稳定同位素特征

因两孔距离较近,本次测定了 H2 孔中孔隙水的氘氧同位素,可指示两孔孔隙水的补给环境。孔隙水的  $\delta\text{D}$  值为  $-36.2 \sim -21.8\text{‰}$ (平均值  $-28.5\text{‰}$ ), $\delta^{18}\text{O}$  值为  $-4.1 \sim -2.3\text{‰}$ (平均值  $-3.1\text{‰}$ ),水体整体富集重同位素。H2 孔弱透水层孔隙水稳定同位素值随深度的变化见图 4,由图 4 发现,氘氧稳定同位素值均呈现随深度增加而增大再减小的趋势,即同位素在深度为 10.1 m 处最富集。

H2 孔弱透水层孔隙水稳定同位素  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  的关系见图 5,并在图 5 中绘制了全球雨水线(global meteoric water line, GMWL)及当地雨水线(local meteoric water line, LMWL),当地降水的同位素资料来自烟台站点 1986-1990 年的观测数据(LMWL: $\delta\text{D} = 5.8\delta^{18}\text{O} - 6.79$ ,  $R = 0.87$ ,  $n = 44$ )<sup>[13]</sup>,烟台距离研究区距离较近,且位于沿海地区,气候条件与研究区相似。由图 5 可看出,样品点均落在全球雨水线和当地雨水线右下方附近,反映了孔隙水接受大气降水的补给,且在补给之前或补给过程中发生过一定程度的蒸发作用;样品点明显聚集在当地雨水线和标准海水混合线交点下方,指示孔隙水同时受到海水混合作用。

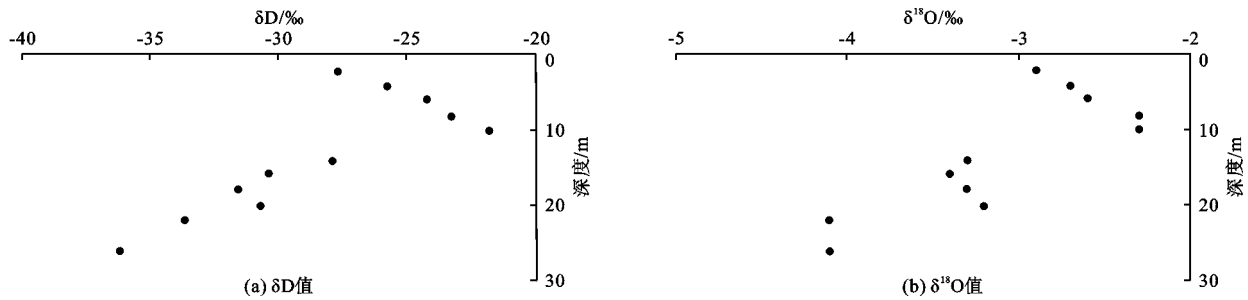


图4 H2 取样钻孔弱透水层孔隙水稳定同位素值随深度的变化

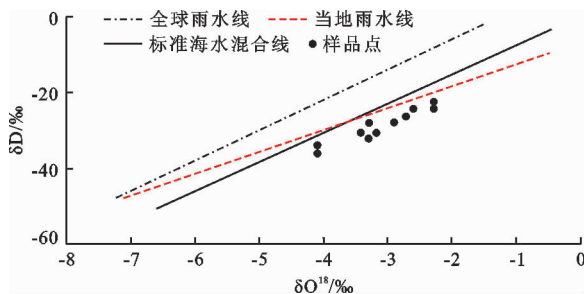


图5 H2 取样钻孔弱透水层孔隙水稳定同位素  $\delta D - \delta^{18}O$  的关系及雨水线

## 4 讨论

### 4.1 稳定同位素指示的孔隙水补给源

由图5可知,样品点均落在标准海水混合线和当地雨水线下方,指示孔隙水接受大气降水补给,受到海水混合的影响。同时,由图4可看出,氘氧稳定同位素随深度变化的趋势是连续的,并无明显间断,也反映了侵入的海水可能来自同一海侵时期<sup>[13]</sup>,而地下水的形成不可能早于含水介质的形成,因此晚更新世晚期海侵信息可能已经被晚更新世海退及全新世海侵信息替换,弱透水层孔隙水受到全新世海水的混合,如我国沿海的青岛地区全新世和晚更新世地层中的卤水就形成于全新世时期<sup>[17]</sup>。

氘氧稳定同位素在10.1 m处最富集,从此深度向浅部及深部衰减(图4),说明孔隙水可能是地层沉积过程中保留的原始沉积海水,后期被大气降水稀释淡化。一般情况下,孔隙水形成的越早,则接受淡化的时间越长,淡化程度越高,但本次氘氧同位素并未呈现深度越浅越富集的单一趋势,反而在10.1 m处最富集,主要是因为深度越浅,弱透水层封闭条件相对越差,水循环条件相对越强,而研究区由于黄河夺淮入海才迅速成陆,浅部弱透水层受大气降水和河流补给持续影响明显。氘氧稳定同位素这种随深度变化的趋势也同样体现在南通地区浅部弱透水层孔隙水中,南通地区浅部孔隙水稳定同位素值在

24~30 m处最富集<sup>[9]</sup>,不同地区孔隙水同位素富集深度差异主要与地层沉积环境及大气降水循环深度有关。

### 4.2 $Cl^-$ 、 $Br^-$ 指示的孔隙水盐分来源

对于TDS高于2~3 g/L的地下水, $Cl/Br$ 质量比是确定地下水中盐分来源的重要比例系数<sup>[18]</sup>。标准海水的 $Cl/Br$ 比值一般约为290,发生蒸发浓缩作用后的残余海水中的 $Cl/Br$ 比值一般小于290;若 $Cl/Br$ 比值大于290,甚至可高达1000以上,则与岩盐溶解有关<sup>[19]</sup>。

区域地下淡水体中 $Br^-$ 浓度多小于1 g/L,甚至小于检出限,而咸水、盐水中 $Br^-$ 明显富集,反映了本次孔隙水中的 $Br^-$ 主要来源于海水。H1、H2取样钻孔弱透水层孔隙水 $Cl/Br - Cl/Br - Cl$ 关系见图6,由图6(a)可看出,H1孔隙水 $Cl/Br$ 比值主要在标准海水的比值基础上浮动,平均值为286,基本与海水中比值290一致,说明孔隙水主要来源于标准海水;H2孔隙水 $Cl/Br$ 比值绝大部分小于标准海水的比值, $Cl/Br$ 比值平均值为235,说明除标准海水外,孔隙水一定程度上可能还受到石盐开始沉淀阶段的残留海水的混合。而实际上两个孔之间的距离仅为7 km,却出现如此差异,说明还与两个孔的地理环境大有关系。清代末期研究区设立了青口盐场、五七盐场等,普遍利用潮汐作用纳取近岸咸潮进行晒盐,并一直持续至20世纪末,尤其是清末以来盐场采用大规模集中式泥(黏性土)池结晶滩晒的方式<sup>[20]</sup>,盐场晒盐过程中产生的卤水的渗漏势必影响地下水的盐分演化,而H2孔所在位置正是曾经设立盐场的地方,至今仍为盐田,盐场卤水对孔隙水的影响可能正是导致H2孔样品 $Cl/Br$ 比值基本小于标准海水比值的原因。

从H2孔的高 $Br^-$ 浓度可反映出研究区浅部地下水环境还很大程度上保留着海水信息,未被完全淡化。因此本次选取区域盐场浅部盐度最高的地下水样品点代表卤水端元( $Cl^-$ 浓度为38 036 mg/L,

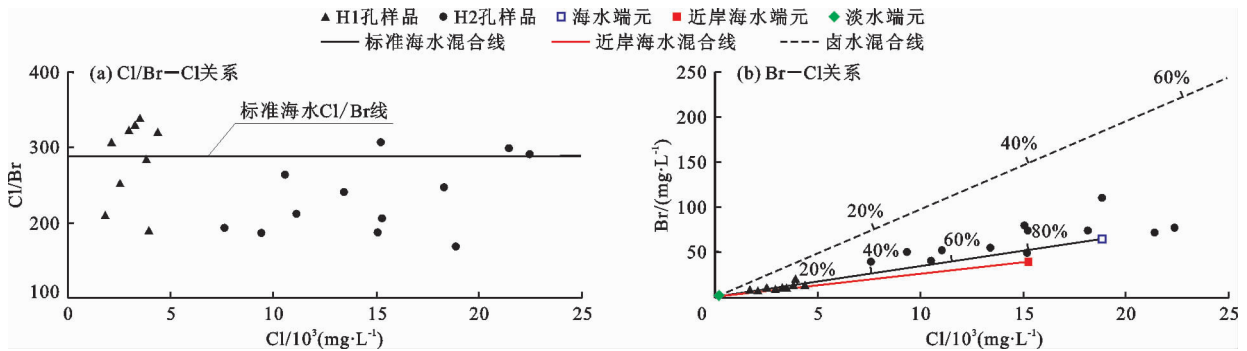


Br<sup>-</sup> 浓度为 372 mg/L, Na<sup>+</sup> 浓度为 19 070 mg/L, Ca<sup>2+</sup> 浓度为 642 mg/L), 选取区域范围内地下潜水淡水点作为淡水端元, 绘制卤水混合线、标准海水混合线及近岸海水混合线(图 6(b))。由图 6(b) 可以看出, H1 孔样品点主要落在标准海水混合线上, 偏离卤水混合线, 说明 H1 孔孔隙水主要来源于全新世海水; 而 H2 孔样品点主要落在标准海水与卤水混合线之间, 但更接近标准海水混合线, 说明 H2 孔

孔隙水主要来源于全新世海水, 但也受到盐场卤水混合的影响, 只是混合程度较低。

### 4.3 Na<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup> 指示的水岩作用

Na<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup> 分别是海水、淡水中的特征阳离子, 海水与淡水相互作用过程中, Na<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup> 浓度的变化对于反映地下水化学成分的形成和演变具有重要意义。H1、H2 取样钻孔弱透水层孔隙水 Na-Cl、Ca-Cl 关系见图 7。



注: 图中混合线上比例系数为海水/卤水混合比例, 下同。

图 6 H1、H2 取样钻孔弱透水层孔隙水 Cl/Br-Cl、Br-Cl 关系

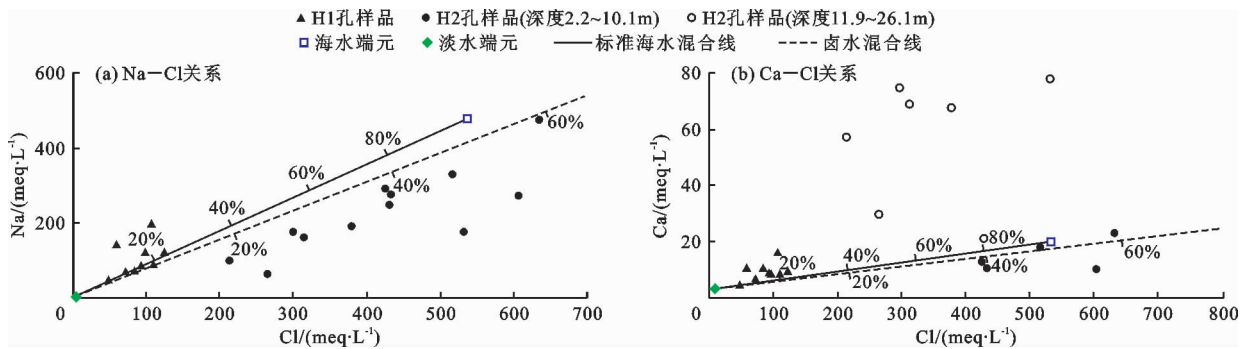


图 7 H1、H2 取样钻孔弱透水层孔隙水 Na-Cl、Ca-Cl 关系

由图 7 可以见: (1) H1 孔样品点 Na<sup>+</sup> 落在标准海水混合线上或混合线上方, 总体表现出富集特征; Ca<sup>2+</sup> 落在标准海水混合线上方, 总体表现出富集特征。而由区域附近钻孔测试的黏土矿物含量显示, 弱透水层中主要矿物为石英、长石、方解石及伊利石、绿泥石等硅酸盐矿物。在深度为 12.3 ~ 16.3 m 之间,  $\gamma[(Ca + Mg) - (HCO_3 + SO_4)]$  为 7.1 ~ 53.8, 说明富集的 Ca<sup>2+</sup> 可能来源于钙长石的风化溶解作用, 而不是碳酸盐、硫酸盐的溶解; 在深度为 18.6 ~ 34.2 m 之间,  $\gamma[(Ca + Mg) - (HCO_3 + SO_4)]$  为负值, 说明 Ca<sup>2+</sup> 的富集主要来源于碳酸盐、硫酸盐的溶解。 $\gamma Na/\gamma Cl$  为 0.86 ~ 2.42, 说明 Na<sup>+</sup> 的富集主要来源于钠长石的风化溶解。(2) H2 孔样品点 Na<sup>+</sup> 落在标准海水、卤水混合线下方, 表现出衰减特征; 在深度为 2.2 ~ 10.1 m 之间, 样品点 Ca<sup>2+</sup> 落在

标准海水、卤水混合线之间或下方, 总体表现出衰减特征; 在深度为 11.9 ~ 26.1 m 之间, 样品点 Ca<sup>2+</sup> 落在标准海水、卤水混合线上方, 表现出明显富集的特征。在深度为 2.2 ~ 10.1 m 之间, Na<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup> 同向衰减, 孔隙水的 pH 值为 7.75 ~ 8.57, 为取样深度范围内最高, 表明 Ca<sup>2+</sup> 衰减可能主要与方解石沉淀等作用有关, 而 Na<sup>+</sup> 衰减可能主要与钠长石化作用有关。而深度为 11.9 ~ 26.1 m 之间的孔隙水中, Na<sup>+</sup> 衰减、Ca<sup>2+</sup> 富集, 说明可能存在阳离子交替吸附作用, 孔隙水中的高浓度 Na<sup>+</sup> 与黏土沉积物表面的 Ca<sup>2+</sup> 发生交换, 从而引起 Na<sup>+</sup> 的减少, Ca<sup>2+</sup> 的增多。

可用  $\gamma[(Ca + Mg) - (HCO_3 + SO_4)]$  与  $\gamma[Na + K - Cl]$  之间的线性关系判断阳离子交替吸附作用<sup>[21]</sup>, 由两者相关关系图(图 8)可知, 两者相关性较差, 说明阳离子交替吸附作用对 Na<sup>+</sup> 衰减、Ca<sup>2+</sup> 富

集的贡献较弱,  $\text{Na}^+$  的衰减可能主要是由钠长石化作用引起的, 而  $\gamma[(\text{Ca} + \text{Mg}) - (\text{HCO}_3 + \text{SO}_4)]$  值为 45.7 ~ 139.9, 说明盈余的  $\text{Ca}^{2+}$  主要来源于钙长石的风化溶解作用, 而不是碳酸盐、硫酸盐的溶解。

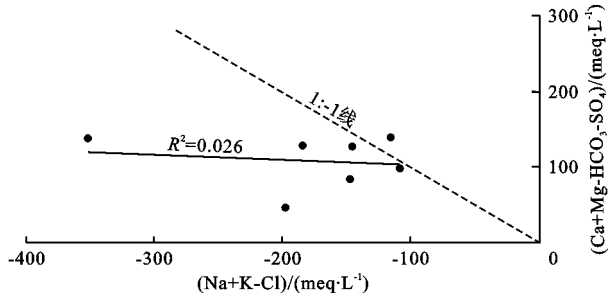


图8 H2 孔孔隙水(深度 11.9 ~ 26.1 m)  $\gamma[(\text{Ca} + \text{Mg}) - (\text{HCO}_3 + \text{SO}_4)]$  与  $\gamma[\text{Na} + \text{K} - \text{Cl}]$  关系

## 5 结论

(1) 研究区海岸带取样钻孔 H1 与 H2 相距 7 km, 两孔弱透水层孔隙水盐分变化较大, H1 孔孔隙水 TDS 明显低于 H2 孔孔隙水 TDS, H1 孔孔隙水为咸水, H2 孔孔隙水为盐水。

(2)  $\delta\text{D}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  在深度 10.1 m 处最富集, 从此深度向浅部及深部衰减, 同时样品点  $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$  落在海水混合线和当地雨水线下方, 表明孔隙水主要来源于全新世海水, 被大气降水补给淡化; Br - Cl 关系显示孔隙水主要来源于海水, 但位于盐场的 H2 孔孔隙水受到卤水混合的影响。

(3)  $\text{Na}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$  的浓度变化揭示了弱透水层孔隙水长期演化过程中的水岩作用。H1 孔孔隙水中  $\text{Na}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$  表现出同向富集的特征, H2 孔孔隙水中  $\text{Na}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$  在深度为 2.2 ~ 10.1 m 之间表现出同向衰减的特征, 在深度为 11.9 ~ 26.1 m 之间呈现  $\text{Na}^+$  衰减、 $\text{Ca}^{2+}$  富集的特征。 $\gamma\text{Na}/\gamma\text{Cl}$ 、 $\gamma[(\text{Ca} + \text{Mg}) - (\text{HCO}_3 + \text{SO}_4)]$  与  $\gamma[\text{Na} + \text{K} - \text{Cl}]$  之间的弱相关性反映了  $\text{Na}^+$  的富集或衰减主要与钠长石的风化溶解或钠长石化作用有关;  $\gamma[(\text{Ca} + \text{Mg}) - (\text{HCO}_3 + \text{SO}_4)]$  值的变化反映了  $\text{Ca}^{2+}$  的富集主要与钙长石的风化溶解或碳酸盐、硫酸盐的溶解有关,  $\text{Ca}^{2+}$  的衰减主要与方解石沉淀有关。

(4) 本次研究对于揭示沿海平原高盐度地下水成因、指导地下水资源合理开发利用具有重要意义, 建议以后加大大时间尺度下弱透水层孔隙水运移模拟研究, 更精确地揭示沿海平原不同深度地下水的起源与演化。

## 参考文献:

- [1] 孙晓明, 王卫东, 徐建国, 等. 环渤海地区地下水资源评价与环境地质调查评价[M]. 北京: 地质出版社, 2013.
- [2] 康博. 江苏沿海地区地下水演化与合理开发利用研究[D]. 长春: 吉林大学, 2017.
- [3] 苟富刚, 龚绪龙, 李进, 等. 江苏滨海平原微承压水层位水土体含盐特征及其相关性分析[J]. 水资源与水工程学报, 2017, 28(3): 72 - 76.
- [4] HAN Dongmei, SONG Xianfang, CURRELL M J, et al. Chemical and isotopic constraints on evolution of groundwater salinization in the coastal plain aquifer of Laizhou Bay, China[J]. Journal of Hydrology, 2014, 508: 12 - 27.
- [5] 王珍岩, 孟广兰, 王少青. 渤海莱州湾南岸第四纪地下卤水演化的地球化学模拟[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2003, 23(1): 49 - 53.
- [6] 张岩, 付昌昌, 毛磊, 等. 江苏盐城地区地下水水化学特征及形成机理[J]. 长江流域资源与环境, 2017, 26(4): 598 - 605.
- [7] 赵继昌, 梁静, 蔡鹤生. 苏北平原地下咸淡水形成与含水介质的关系[J]. 水文地质工程地质, 1993(3): 25 - 27.
- [8] HENDRY M J, BARBOUR S L, ZETTL J, et al. Controls on the long-term downward transport of  $\delta^2\text{H}$  of water in a regionally extensive, two-layered aquitard system[J]. Water Resources Research, 2011, 47(6): 1 - 13.
- [9] LI Jing, LIANG Xing, ZHANG Yanian, et al. Salinization of porewater in a multiple aquitard-aquifer system in Jiangsu coastal plain, China[J]. Hydrogeology Journal, 2017, 25(1): 1 - 14.
- [10] 李静. 粘性土弱透水层孔隙水地球化学特征及其环境指示——以渤海湾西北岸滨海平原为例[D]. 武汉: 中国地质大学, 2014.
- [11] GE Qin, LIANG Xing, JIN Menggui, et al. Origin and geochemical processes of porewater in clay-rich deposits in the north Jiangsu coastal plain, China[J]. Geofluids, 2017(4): 1 - 13.
- [12] 陈万里, 顾洪群, 张道政. 江苏第四纪海侵与近代海岸变迁研究[J]. 江苏地质, 1998(A12): 45 - 50.
- [13] 葛勤. 沿海地区弱透水层孔隙水水化学形成与演化——以苏北平原为例[D]. 武汉: 中国地质大学, 2018.
- [14] 凌申. 历史时期黄河夺淮与苏北沿海的农垦[J]. 安徽农业科学, 2009, 37(15): 7253 - 7254 + 7257.
- [15] 陈建生, 马芬艳, 张茜, 等. 苏北盆地地下水补给源问题讨论[J]. 水资源保护, 2018, 34(3): 1 - 8.
- [16] CARTWRIGHT I, WEAVER T R, FULTON S, et al. Hydrogeochemical and isotopic constraints on the origins of dryland salinity, Murray Basin, Victoria, Australia[J]. Applied Geochemistry, 2004, 19(8): 1233 - 1254.

(下转第 71 页)

呈现略微转好趋势。

### 参考文献:

- [1] 文冬光,林良俊,孙继朝,等. 中国东部主要平原地下水质量与污染评价[J]. 地球科学(中国地质大学学报), 2012,37(2):220-228.
- [2] 白玉娟,殷国栋. 地下水水质评价方法与地下水研究进展[J]. 水资源与水工程学报, 2010,21(3):115-119+123.
- [3] ZHOU Jinlong, DONG Xinguang, LI Guomin, et al. Evaluation of groundwater quality in the Xinjiang Plain area [J]. *Frontiers of Environmental Science & Engineering in China*, 2010,4(2):183-186.
- [4] 蓝天杉,苗晋杰,白耀楠,等. 北京通州区潜水水化学特征及形成分析[J]. 节水灌溉, 2018(12):70-76.
- [5] VENKATRAMANAN S, CHUNG S Y, RAJESH R, et al. Comprehensive studies of hydrogeochemical processes and quality status of groundwater with tools of cluster, grouping analysis, and fuzzy set method using GIS platform: A case study of Dalcheon in Ulsan City, Korea [J]. *Environmental Science and Pollution Research*, 2015,22(15):11209-11223.
- [6] DAUGHNEY C J, RAIBER M, MOREAU-FOURNIER M, et al. Use of hierarchical cluster analysis to assess the representativeness of a baseline groundwater quality monitoring network: Comparison of New Zealand's national and regional groundwater monitoring programs [J]. *Hydrogeology Journal*, 2012,20(1):185-200.
- [7] 李松青,王心义,姬红英,等. 基于遗传算法-BP神经网络法的深埋地下水水质评价[J]. 水电能源科学, 2019,37(1):49-52+16.
- [8] 虞未江,贾超,狄胜同,等. 基于综合权重和改进物元可拓评价模型的地下水水质评价[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2019,49(2):539-547.
- [9] 高玉琴,赖丽娟,姚敏,等. 基于正态云-模糊可变耦合模型的水环境质量评价[J]. 水资源与水工程学报, 2018,29(5):1-7.
- [10] 雷正国,陶月赞. 地下水水源地水质评价方法探讨[J]. 节水灌溉, 2019(8):80-83+89.
- [11] 柴蕴栩,肖长来,梁秀娟,等. 改进 AHP 法灰色关联和模糊综合评价在地下水水质评价中的适用性[J]. 水利水电技术, 2019,50(4):146-152.
- [12] 乔雨,梁秀娟,王宇博,等. 改进的模糊数学法在地下水水质评价中的应用[J]. 水电能源科学, 2015,33(6):27-30.
- [13] 马骁,张永祥,王昊. 改进的尼梅罗污染指数法在地下水水质评价中的应用[J]. 环境工程, 2017,35(3):158-162.
- [14] 刘晓明,景荣,韩明明. 2014 年新疆和田地区农村饮用水水质监测结果分析[J]. 应用预防医学, 2015,21(3):194-195.
- [15] 付永锋,张建,罗光明,等. 基于改进 BP 神经网络的地下水水质评价——以新疆和田地区为例[J]. 西北农林科技大学学报(自然科学版), 2004,32(11):129-132.
- [16] 李玲,周金龙,齐万秋,等. 新疆和田河流域绿洲区地下水质量现状与分析[J]. 新疆农业大学学报, 2017,40(3):223-228.
- [17] 刘敏. 和田绿洲地下水时空分布规律及其生态环境效应研究[D]. 西安:西安理工大学,2007.
- [18] 李玲,周金龙,齐万秋,等. 和田河流域绿洲区地下水中氟的分布特征及形成过程[J]. 干旱区资源与环境, 2019,33(1):112-118.
- [19] 中华人民共和国国家质量监督检验检疫总局, 中国国家标准化管理委员会. 地下水质量标准:GB/T 14848-2017 [S]. 北京:中国环境科学出版社, 2017.
- [20] 付昌昌,李向全,张岩,等. 盐城滨海平原地下水质量现状及健康风险评价[J]. 水资源与水工程学报, 2017,28(5):54-60.
- [21] 田夏,费宇红,李亚松,等. 南襄盆地浅层地下水质量影响因子解析[J]. 南水北调与水利科技, 2017,15(6):132-136.

(上接第 62 页)

- [17] 韩有松,王少青,孟广兰. 青岛港湾海岸区第四纪地下水卤水生存环境与富集条件[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1997,17(2):93-102.
- [18] CARTWRIGHT I, WEAVER T R, FIFIELD L K. Cl/Br ratios and environmental isotopes as indicators of recharge variability and groundwater flow: An example from the southeast Murray Basin, Australia [J]. *Chemical Geology*, 2006, 231(1-2):38-56.
- [19] 沈照理,朱宛华,钟佐燊. 水文地球化学基础(第二版) [M]. 北京:地质出版社,1999.
- [20] 鲍俊林. 明清江苏沿海盐作地理与人地关系变迁[D]. 上海:复旦大学,2014.
- [21] ZABALA M E, MANZANO M, VIVES L. The origin of groundwater composition in the Pampeano Aquifer underlying the Del Azul Creek basin, Argentina [J]. *Science of the Total Environment*, 2015, 518-519:168-188.