

https://doi.org/10.3799/dqkx.2022.232



## 海州湾弱透水层孔隙水的化学特征与盐分演变

李 静<sup>1</sup>, 朱佳俊<sup>1</sup>, 梁 杏<sup>1</sup>, 刘 彦<sup>2,3</sup>, 江欣悦<sup>1</sup>, 杜永昌<sup>1</sup>

1. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430078

2. 江苏省地质调查研究院, 江苏南京 210018

3. 自然资源部地裂缝地质灾害重点实验室, 江苏南京 210018

**摘要:** 为查明海岸带弱透水层孔隙水的盐分来源与演变机制, 在连云港海州湾钻探采集了 4 个钻孔的粘性土柱, 采用压榨法采集孔隙水, 测定了孔隙水化学-同位素组分, 建立了二维剖面孔隙水全新世以来的溶质运移数值模型. 由陆向海孔隙水的总溶解固体由 0.9 增加到 41.4 g/L, 垂向上浅层高、深层低. 孔隙水 Cl/Br 比为 170~533 (均值 267), <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值为 0.709 3~0.711 6, Cl 与 δ<sup>18</sup>O 呈正相关关系, 表明孔隙咸水为海相成因, 同时还受到硅酸盐矿物风化和阳离子交换作用影响. 全新世弱透水层孔隙水为 10~5 ka BP 海侵时期的古海水, 向下入渗造成更新世孔隙水咸化. 4 ka BP 海退后, 孔隙水接受淡水补给, 但古海水并未被完全驱替. 近海岸处孔隙水受持续蒸发影响而形成盐水. 数值模拟表明海侵-海退事件是控制弱透水层孔隙水盐分演变的主要因素, 海侵时海水以“指状”模式向下入侵, 造成了咸淡水的均匀分布.

**关键词:** 弱透水层; 孔隙水; 盐分演化; 运移; 连云港; 水化学; 环境地质.

中图分类号: P641

文章编号: 1000-2383(2024)03-939-13

收稿日期: 2022-03-21

## Chemical Signatures and Salinity Evolution of Aquitard Porewater in the Haizhou Bay

Li Jing<sup>1</sup>, Zhu Jiajun<sup>1</sup>, Liang Xing<sup>1</sup>, Liu Yan<sup>2,3</sup>, Jiang Xinyue<sup>1</sup>, Du Yongchang<sup>1</sup>

1. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430078, China

2. Geological Survey Institute of Jiangsu Province, Nanjing 210018, China

3. Key Laboratory of Earth Fissures Geological Disaster, Ministry of Natural Resources, Nanjing 210018, China

**Abstract:** To ascertain the salinity origin and evolution of aquitard porewater in the coastal zone, this paper collected four borehole core samples in the Laizhou Bay, Lianyungang City, and porewater was then extracted by mechanical squeezing. The chemical and isotopic components of porewater were measured and a solute transport model of porewater since Holocene in a 2D typical section was established. The results show that the total dissolved solids of porewater range from 0.9 to 41.4 g/L from land to sea, and it is higher in shallower sediments and lower in deeper ones. Porewater has Cl/Br ratio of 170–533 (267 in average) and <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr of 0.709 3–0.711 6, together with the positive correlation between Cl and δ<sup>18</sup>O, indicating that saline porewater is of marine origin and has been affected by silicate weathering and cation exchange. In the Holocene aquitard, porewater is trapped ancient seawater in 10–5 ka BP and the downward infiltration led to salinization of the underlying Pleistocene porewater. About 4 ka BP, porewater was diluted by freshwater in the regression, yet paleo-seawater has not been totally flushed. While in the area close to the coastline, the continuous evaporation led to the occurrence of much saltier porewater. Porewater simulation suggests that

**基金项目:** 国家自然科学基金项目 (No. 41977167); 广西重点研发计划 (No. 桂科 AB21196026).

**作者简介:** 李静 (1985—), 女, 副教授, 博士, 从事水文地质学的教学与科研工作. ORCID: 0000-0002-4361-9829. E-mail: jinglicug@163.com

**引用格式:** 李静, 朱佳俊, 梁杏, 刘彦, 江欣悦, 杜永昌, 2024. 海州湾弱透水层孔隙水的化学特征与盐分演变. 地球科学, 49(3): 939–951.

**Citation:** Li Jing, Zhu Jiajun, Liang Xing, Liu Yan, Jiang Xinyue, Du Yongchang, 2024. Chemical Signatures and Salinity Evolution of Aquitard Porewater in the Haizhou Bay. *Earth Science*, 49(3): 939–951.

aquitard porewater salinity evolution is mainly controlled by transgression-regression events, and during transgression, seawater downward invaded in a “finger-like” pattern, resulting in the heterogeneous distribution of brackish and fresh groundwater.

**Key words:** aquitard; porewater; salinity evolution; transport; Lianyungang City; hydrochemistry; environmental geology.

## 0 引言

海岸带拥有全球 20%~40% 的人口,人口密度大,经济发展快,却也面临着日益增长的水资源压力 (Han *et al.*, 2020). 地下水咸化是海岸带突出的水环境问题,前人得出含水层的咸化机制主要有海水入侵 (高茂生和骆永明, 2016)、水岩相互作用 (Liu *et al.*, 2017)、蒸发岩溶解 (Kwong *et al.*, 2015) 和古咸水入侵 (He *et al.*, 2018; 黄金瓯等, 2021) 等. 由粘性土中封存的古海水向含水层释放而引起含水层咸化,是一种新的、复杂的咸化机制. 在欧洲和澳大利亚海岸带,学者们发现全新世海侵时期的古海水仍残留在低渗透性的粘性土中,并持续向含水层释放 (Post *et al.*, 2003; Harrington *et al.*, 2013), 成为地下水潜在的长期污染源. 而在我国现有的海岸带地下水研究中,弱透水层的水化学及运移机制涉及甚少. 查明弱透水层孔隙水的水质、演化及其对相邻含水层的影响,对于滨海区地下水资源的高效管理与应用具有重要意义.

晚第四纪以来,受气候和新构造运动的影响,海平面出现波动起伏,公认的有晚更新世以来发生的三次大规模海侵事件 (Yi *et al.*, 2012). 古海水是否可封存在地层当中,受沉积物的渗透性、厚度以及运移时间的影响 (Larsen *et al.*, 2017). 滨海平原作为区域地下水流系统的排泄区,沉积了厚层-巨厚层的第四系沉积物,而全新世以来沉积物多以细颗粒为主 (陈晓辉等, 2020), 厚层的粘性土为古海水的封存提供了物质基础. Larsen *et al.* (2017) 研究发现更新世海侵时期的古海水已经被淡水替换,全新世的海水仍封存在海相粘性土中. Li *et al.* (2017) 指出全新世地层中的咸水起源于古海水,并受到后期淡水稀释和成岩作用改造; Han *et al.* (2020) 根据  $\text{Cl}^-$  垂向剖面,利用数值模拟得出多次海侵-海退事件控制着弱透水层孔隙水盐分的演变,并受到人类活动的影响. Wang *et al.* (2013) 研究发现含水层地下水盐度与弱透水层厚度显著相关,表明在地质时间尺度上,弱透水层孔隙水明显改造着含水层的水质.

在低渗透介质中,孔隙水(指赋存在弱透水层

中的地下水)运移以扩散为主,在地层中滞留时间长,水化学组分受成岩作用影响已区别于古沉积水,但天然示踪剂  $\text{Cl}^-$ 、 $\text{Br}^-$ 、 $^2\text{H}$ 、 $^{18}\text{O}$ 、 $^4\text{He}$  等受环境影响较小,可被广泛用来研究孔隙水的运移过程 (Harrington *et al.*, 2013; Hendry *et al.*, 2013; Priestley *et al.*, 2017). 江苏海岸带多以泥质沉积物为主,近海岸区域地层中多分布原生咸水. 目前研究多集中在含水层地下水的咸化机制,弱透水层孔隙水仅在南通和盐城深层钻孔有初步报道 (Ge *et al.*, 2017; 刘彦等, 2021), 且人们对孔隙水的运移及其与含水层间的水力联系认识不足. 苏北连云港地区第四系厚度薄,滨海区含水层地下水近年来受多重因素影响呈现逐渐恶化趋势,如海水入侵、人为污染和地质原生污染等 (杨磊等, 2015; 岳冬冬和苏小四, 2016; Chen *et al.*, 2019). 系统地研究弱透水层-含水层地下水是深入探讨地下水演化的基础. 本文在连云港海州湾西岸沿典型剖面钻探采集 4 个钻孔的粘性土柱,采用机械压榨法采集孔隙水. 根据孔隙水的化学和同位素组成,查明了孔隙水的咸化成因;利用示踪剂  $\text{Cl}^-$  模拟了在海侵-海退影响下孔隙水的盐分演变过程,为滨海区地下水的水质评价与预测提供了理论依据.

## 1 研究区概况

### 1.1 水文地质背景

研究区位于连云港市赣榆区,海州湾的西侧 (图 1). 地势西北高,东南低. 地貌类型依次为山地、冲洪积平原和海积平原,海拔一般在 2~250 m. 滨海区地势低平,海拔在 2~4 m,地形坡度小于 0.1%. 区域属暖温带半湿润气候,年均气温为 13~14 °C,多年平均降水量为 900~1 000 mm,蒸发量为 800~900 mm. 区内地表水系发育,属淮河水系,主要河流有新沭河、新沂河、临洪河等,均排泄入海.

研究区西部出露新太古代和元古代的变质岩,岩性以黑云斜长片麻岩、二长片麻岩、黑云片岩为主 (杨磊等, 2015),节理较为发育,富含风化裂隙水;裂隙水为淡水,水化学类型为  $\text{HCO}_3^-$ -Ca·Na 或  $\text{HCO}_3^-$ ·Cl-Na·Ca 型. 第四系发育上更新统及全新统,

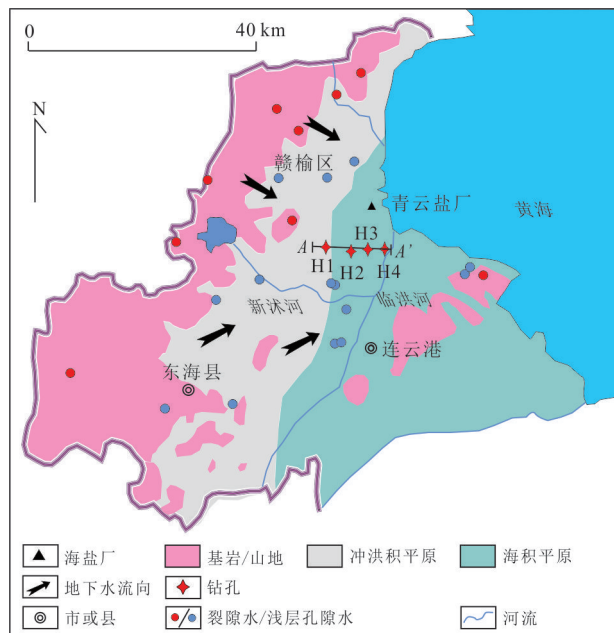


图 1 研究区钻孔分布

Fig.1 Location of the studied boreholes  
地下水样品参考自岳冬冬和苏小四(2016)

厚度总体上由北西向南东逐渐增加,约 20~35 m (图 2). 全新统松散沉积物岩性以淤泥质亚粘土、亚砂土为主,局部夹粉细砂;上更新统沉积物岩性为粘土夹中细砂透镜体,含钙质、铁锰质结核,间夹 1~5 cm 的海相贝壳碎片. 总体沉积物颗粒较细,渗透性差. 全新世海相粘性土中(5 m 深度)粒径小于 2 μm 的颗粒占比 30%, 小于 75 μm 的颗粒占比 99% (邓永锋等, 2015). 含水层富水性较差,据微水实验测得潜水含水层渗透系数为  $1 \times 10^{-7}$  m/s, 给水度为 0.04 (邱怀松, 2020).

第四系砂层地下水水位埋深浅,约 1~2 m. 降水是主要的补给来源,排泄以蒸发为主. 由陆向海地下水矿化度逐渐增加,水化学类型由  $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl} \cdot \text{Ca} \cdot \text{Na}$  型向  $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3 \cdot \text{Na}$  型转变,近海岸区 TDS 高达 10~30 g/L (岳冬冬和苏小四, 2016).

### 1.2 海州湾全新世海侵

全新世以来海岸线的演变对浅层地下咸水的空间分布具有重要影响. 在距今 10~7 ka BP 海平面持续上升直达海州湾诸山前缘 (张传藻和葛殿铭, 1982), 本文研究区范围均被海水覆盖. 6.0~5.5 ka BP 海平面比现在高 2.8 m, 5 ka BP 以来海平面上升减缓,基本稳定在高潮线附近. 3~4 ka BP 海平面逐渐下降,尤其在 1128 年黄河夺淮入海后,在黄河泥沙堆积作用下,海岸线迅速东移 (Ge *et al.*, 2017), 表层的陆相层厚度仅 0.5 m. 受地下水侧向运移的驱替作用影响,距离海岸带 10 km 以外的山前地下水已为淡水 (杨磊等, 2015). 但全新世中期以来,海平面并非持续下降,在 1 300 年前的唐代和 460 年前的明代,海平面有所增高,沿岸分布 3~4 层海相淤泥层.

## 2 材料与方法

### 2.1 粘性土柱与孔隙水的采集

研究的 4 个钻孔 (H1、H2、H3 和 H4) 沿垂直临洪河的剖面分布 (图 1), 深度范围为 30~35 m. 距离临洪河分别为 12.0、8.0、4.5 和 1.0 km. 揭露的地层包括上更新统和全新统沉积物. 全新世底界深度为 10~15 m. 靠近海岸沉积物厚度增加 (康博, 2017). 全新世地层以亚粘土为主,晚更新世地层以粘土为

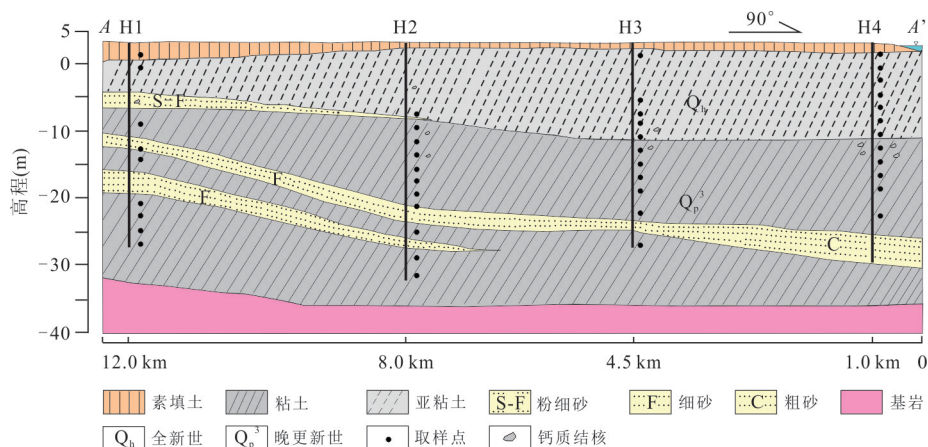


图 2 钻孔 H1~H4 典型地质剖面

Fig.2 Geological section from borehole H1 to H4  
剖面线见图 1

主. 地层交界处可见大量钙质结核(图 2). 利用钻探的方法采集土样, 连续的粘性土取样间隔为 2 m, 砂层受泥浆污染未取样. 原状土柱, 长 20 cm, 直径 8 cm; 提钻后, 立即刮去外侧 2 cm, 以防泥浆污染孔隙水. 土柱先用保鲜膜包裹, 外用铝皮包装并密封, 防止蒸发. 采集的样品包括亚粘土和粘土, 深度分布如图 2 所示. H1~H4 的 4 个钻孔分别采集样品 9、11、11 和 12 件.

粘性土孔隙水的采集通过机械压榨法, 利用压力挤压粘性土, 使之变形而释放孔隙水. 施加的最大压力为 8 MPa, 加压过程采用逐级加压的方式, 具体过程详见 Li *et al.* (2013). 由于采用的压力较低, 加压不会改变孔隙水的化学组分 (Fernández *et al.*, 2014). 但实验环境为室内常温, 氧化还原敏感元素可能会有一定的误差.

## 2.2 水样的测试

采集的水样用 0.45  $\mu\text{m}$  的滤膜过滤, 测试前置于 4  $^{\circ}\text{C}$  冷藏. 收集到水样均测试了阴阳离子. 阴离子 ( $\text{Cl}^-$ 、 $\text{NO}_3^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Br}^-$ 、 $\text{F}^-$ ) 采用离子色谱测定 (型号 ICS-1100). 由于压榨得到的水量较少,  $\text{HCO}_3^-$  没有滴定, 根据研究区含水层地下水化学特征, 淡水-微咸水中  $\text{HCO}_3^-$  含量估算为 6 mmol/L, 咸水中估算为 14 mmol/L (岳冬冬和苏小四, 2016); 阳离子 ( $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Sr}^{2+}$ 、 $\text{Ba}^{2+}$ ) 测试前, 水样加优级纯硝酸酸化, 使  $\text{pH} < 2$ , 采用 ICP-OES 测定. 测试精度为 0.01 mg/L, 测试单位为中国地质大学(武汉)环境学院测试中心.

两个钻孔 H3 和 H4 孔隙水测试了氢氧同位素 ( $^2\text{H}$  和  $^{18}\text{O}$ ). 由于水样盐度较高, 利用自动蒸馏仪对样品进行了预处理, 提取了纯水分子, 提取中不存在氢氧同位素分馏. 采用的测试仪器为水同位素分析仪 (型号: 美国 LGR, IWA-45EP).  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  均为相对于标准海水 SMOW 值. 测试精度  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  分别为 0.5‰ 和 0.1‰. 测试单位为中国地质大学(武汉)地质调查研究院.

H4 钻孔孔隙水测试了  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  同位素比值. 测试前水样经过酸化 ( $\text{pH} < 2$ ), 测试仪器为: Nu plasma II MC-ICP-MS. 样品经高压密闭消解后使用 Sr-spec 树脂分离基体元素, 获得纯化后的 Sr 进行同位素比值测试, 测试过程中以标准物质 NIST SRM 987 作为可靠性监控, 其  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  参考值为  $0.710\,223 \pm 0.000\,034$ , 测试单位为中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质国家重点实验室.

## 2.3 土样总有机碳的测试

H3 和 H4 钻孔土样测试了总有机碳 (TOC) 含量. 固体样品风干磨细过 150 目筛, 取 1 g 左右样品至 50 mL 离心管中, 缓慢加入盐酸, 静置、搅拌直至无气泡产生. 离心 (上清液近中性) 后, 将分离出的固体样品烘干至恒重, 捣碎过 150 目筛. 测试仪器为 Vario TOC 总有机碳分析仪 (Elementar, 德国), 单位为中国地质大学(武汉)环境学院测试中心, 测试过程采用了标准样进行控制.

## 3 结果与讨论

### 3.1 弱透水层孔隙水盐分来源

**3.1.1 孔隙水 Cl-Br 及 Cl/Br 比** 4 个钻孔由陆向海孔隙水从淡水-微咸水向咸水转变 (图 3). H1 距离海岸线 12 km, 孔隙水 TDS 范围为 946~2 851 mg/L, 浅层 (0~5 m) 和深层 (25~30 m) 范围内出现微咸水. H2~H4 的 3 个钻孔距离海岸线 8 km 以内, 均以咸水为主. 越靠近海岸孔隙水盐度越高, TDS 范围为 4 019~41 406 mg/L. 从垂向趋势来看, 高盐度的咸水主要分布在全新世地层中 (0~15 m), 在晚更新世地层中 (15~30 m) 孔隙水盐度明显降低.

$\text{Cl}^-$  与  $\text{Br}^-$  一般作为地下水中的保守离子, 在滨海平原常被用来指示地下水咸化成因 (Li *et al.*, 2021). 弱透水层孔隙水 Cl-Br 关系如图 4 所示. H1~H4 钻孔的微咸水-咸水样品基本分布在海稀释放线附近 (4 个 H1 孔淡水样品  $\text{Br}^-$  低于检测限), 较大跨度的  $\text{Cl}^-$  含量以及稳定的 Cl/Br 比值 (均值为 267), 表明孔隙水的盐分来源于海水, 但受到不同比例的淡水混合 (图 4a), 与张岩等 (2017) 得出的江苏滨海含水层地下水盐分起源于溶滤作用不同. 而部分样品偏离海水稀释放线, H1 钻孔 2 m 深度的微咸水 Cl/Br 比值为 584, 与研究区潜水含水层地下淡水比值 (~634) 接近 (岳冬冬和苏小四, 2016), 可能是浅层孔隙水受到大气降水补给的原因. H3 和 H4 钻孔部分晚更新世地层孔隙水 Cl/Br 比值接近 200, 低于标准海水值, 一方面可能源于受到远程降水的补给, 远离海岸带的水蒸汽中  $\text{Br}^-$  优先饱和, 降水中 Cl/Br 比较低 (Katz *et al.*, 2011); 另一方面可能是海岸带土壤中有机的成岩作用促进了  $\text{Br}^-$  的富集 (Cartwright *et al.*, 2004). 笔者测试了 H3 和 H4 钻孔沉积物 TOC 含量, H4 孔 TOC 含量范围为 0.08%~0.62%, 远高于 H3 钻孔 (<0.1%), 且 TOC 与  $\text{Br}^-$  含量呈正相关关系 (图 5a), 尤其在全新世海相沉积物

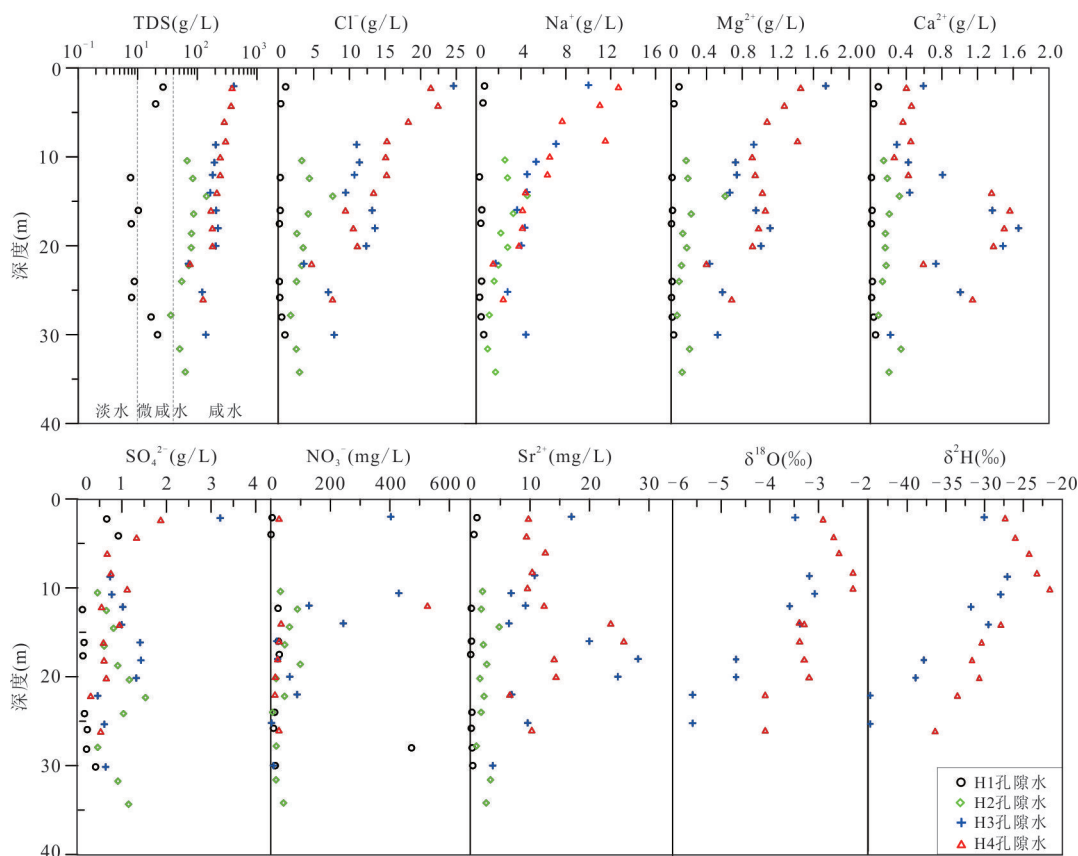


图 3 弱透水层孔隙水主要离子与氢氧同位素垂向剖面

Fig.3 Profiles of chemical components and stable isotopes in aquitard porewater

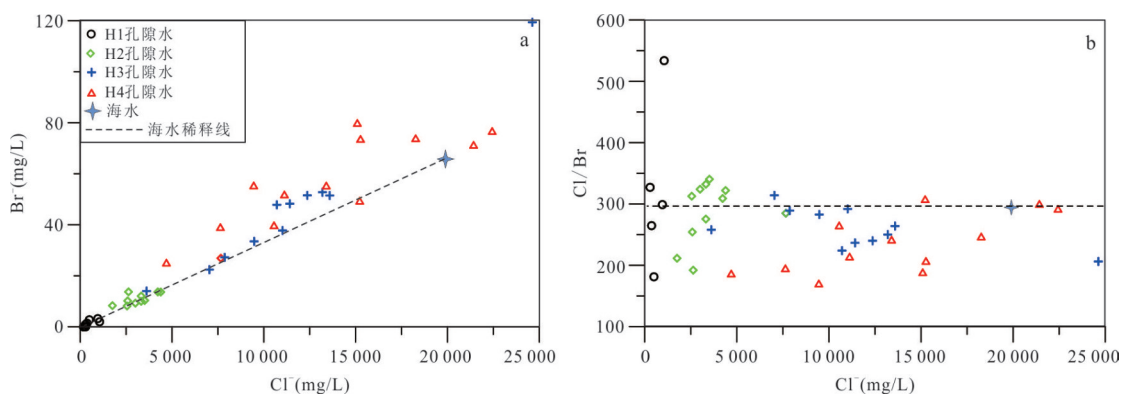


图 4 弱透水层孔隙水 Cl⁻ vs. Br⁻ (a)、Cl⁻ vs. Cl/Br (b)

Fig.4 Cl⁻ vs. Br⁻ (a)、Cl⁻ vs. Cl/Br (b) of aquitard porewater

中随着 TOC 含量的增加, Cl/Br 比值呈现显著下降的趋势(图 5b), 表明孔隙水中 Br<sup>-</sup> 的富集主要与滨海环境富含有机质相关。

**3.1.2 孔隙水氢氧同位素的指示** 孔隙水氢氧同位素特征可进一步说明盐分起源. H3 和 H4 孔隙水 δ<sup>2</sup>H 的范围分别为 -27.3‰~ -44.8‰ (均值为 -35‰) 和 -21.8‰~ -36.2‰ (均值为 -28.5‰), δ<sup>18</sup>O 值的范围分别为 -3.1‰~ -5.6‰ (均值为

-4.2‰) 和 -2.3‰~ -4.1‰ (均值为 -3.1‰), 越靠近海岸同位素越富集, 且相对含水层地下水明显偏正(图 6a). 在氢氧同位素关系图中, 当地雨水线采用 IAEA 南京气象站降水数据, δ<sup>2</sup>H=8.45δ<sup>18</sup>O+17.35 (Liu *et al.*, 2014), 全球雨水线为 δ<sup>2</sup>H=8δ<sup>18</sup>O+10 (Craig, 1961), 孔隙水点落在当地雨水线的右下方, 趋势线斜率为 6.7, 孔隙水同位素逐渐富集, 朝向黄海海水的下方(图 6a), 表明咸化的孔隙

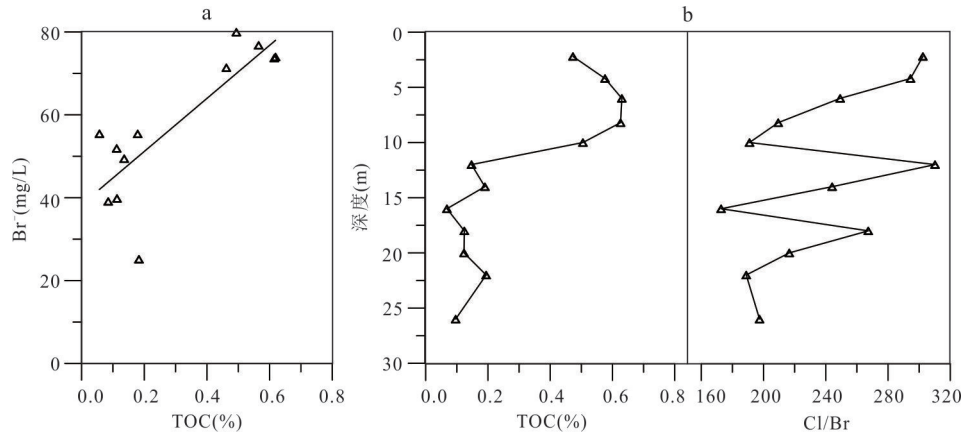


图5 H4钻孔沉积物 TOC 与 Br<sup>-</sup> 关系(a)、TOC 与 Cl/Br 垂向变化(b)

Fig.5 The relationship between TOC in H4 sediment and Br<sup>-</sup> in porewater (a)、profiles of TOC and Cl/Br ratios (b)

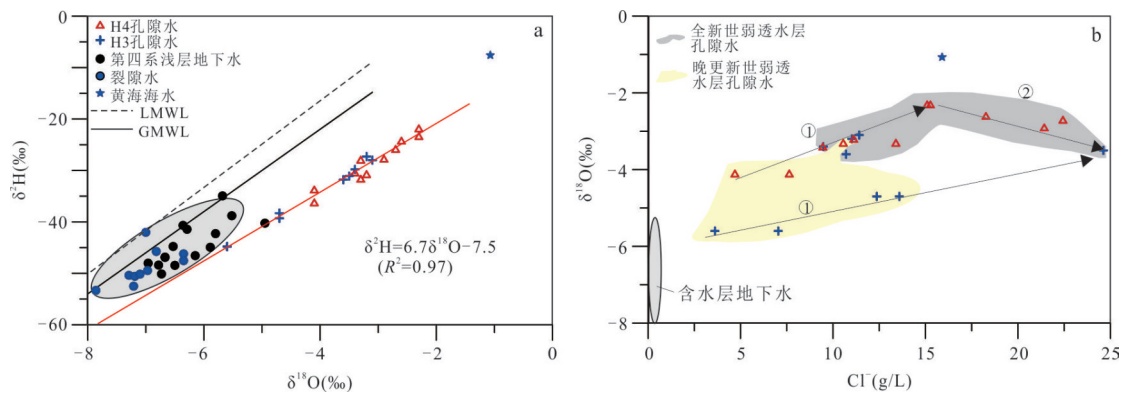


图6 弱透水层孔隙水 δ<sup>2</sup>H vs. δ<sup>18</sup>O (a)、Cl<sup>-</sup> vs. δ<sup>18</sup>O (b)

Fig.6 δ<sup>2</sup>H vs. δ<sup>18</sup>O (a)、Cl<sup>-</sup> vs. δ<sup>18</sup>O (b) of aquitard porewater

水与海水有关,且受到一定程度的蒸发作用影响,如 H3、H4 孔隙水氘盈余值均为负值,范围分别为  $-0.7‰ \sim -3.2‰$  和  $-0.9‰ \sim -5.2‰$ ,表层 Cl<sup>-</sup> 含量超过海水值。

Cl<sup>-</sup> 与 δ<sup>18</sup>O 的混合模型显示两种趋势关系(图 6b),①是孔隙水的 δ<sup>18</sup>O 值随着 Cl<sup>-</sup> 含量增加而增加,说明孔隙中海水比例逐渐增加,但 H3 孔和 H4 孔两端元的 δ<sup>18</sup>O 值差距较大,可能是 H3 孔更靠近内陆,受到侧向淡水补给的原因;②是 H4 孔浅层孔隙水盐度高于海水时,δ<sup>18</sup>O 值呈逐渐减小的趋势,主要是受到蒸发作用和降水稀释共同影响.如莱州湾地下卤水的特征即为高 TDS 和偏负的氢氧同位素值(Xue *et al.*, 2000)。

### 3.2 弱透水层孔隙水的化学特征

弱透水层孔隙水呈弱碱-碱性水, pH 范围为 7.4~9.2. 水化学类型由陆向海从 HCO<sub>3</sub>·Cl-Na 向 Cl-Na 型转变,表现出随着孔隙水盐分的升高,阴阳离子逐渐以 Cl<sup>-</sup> 和 Na<sup>+</sup> 为主。

各离子的垂向分布总体上与 TDS 一致(图 3). 但 H3 和 H4 孔隙水中 Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、Sr<sup>2+</sup> 在 15~22 m 深度范围内表现出明显增加趋势。

图 7 显示了各离子相对 Cl<sup>-</sup> 的变化. Na<sup>+</sup> 在海水稀释线的上方和下方均有分布(图 7a). H1 和 H2 钻孔的淡水和微咸孔隙水 Na<sup>+</sup> 含量相对富集, γ(Na/Cl) 比值大于 1(图 7b), 表明存在额外的 Na 源输入. 粘性土中富含硅酸盐类矿物, 矿物的风化溶解以及滨海区咸淡水混合中的阳离子交换作用是 Na<sup>+</sup> 含量增加的主要原因(Cartwright *et al.*, 2004). 从 Ca+Mg-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> 与 Na+K-Cl 的关系来看, H1 和 H2 钻孔孔隙水两者并未呈现负相关关系(图 7f), 说明在低盐度的孔隙水中富集的 Na<sup>+</sup> 主要来自硅酸盐岩的风化溶解. 部分水样位于图 7f 的第三象限, 表明阳离子还受到一定的粘性土吸附作用影响. 而 H3 和 H4 钻孔孔隙水 Na<sup>+</sup> 相对海水亏损, Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、Sr<sup>2+</sup> 富集, 尤其在晚更新世地层中富集显著(图 7c、7d 和图 8a), Ca+Mg-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> 与 Na+K-Cl 的负相关关系

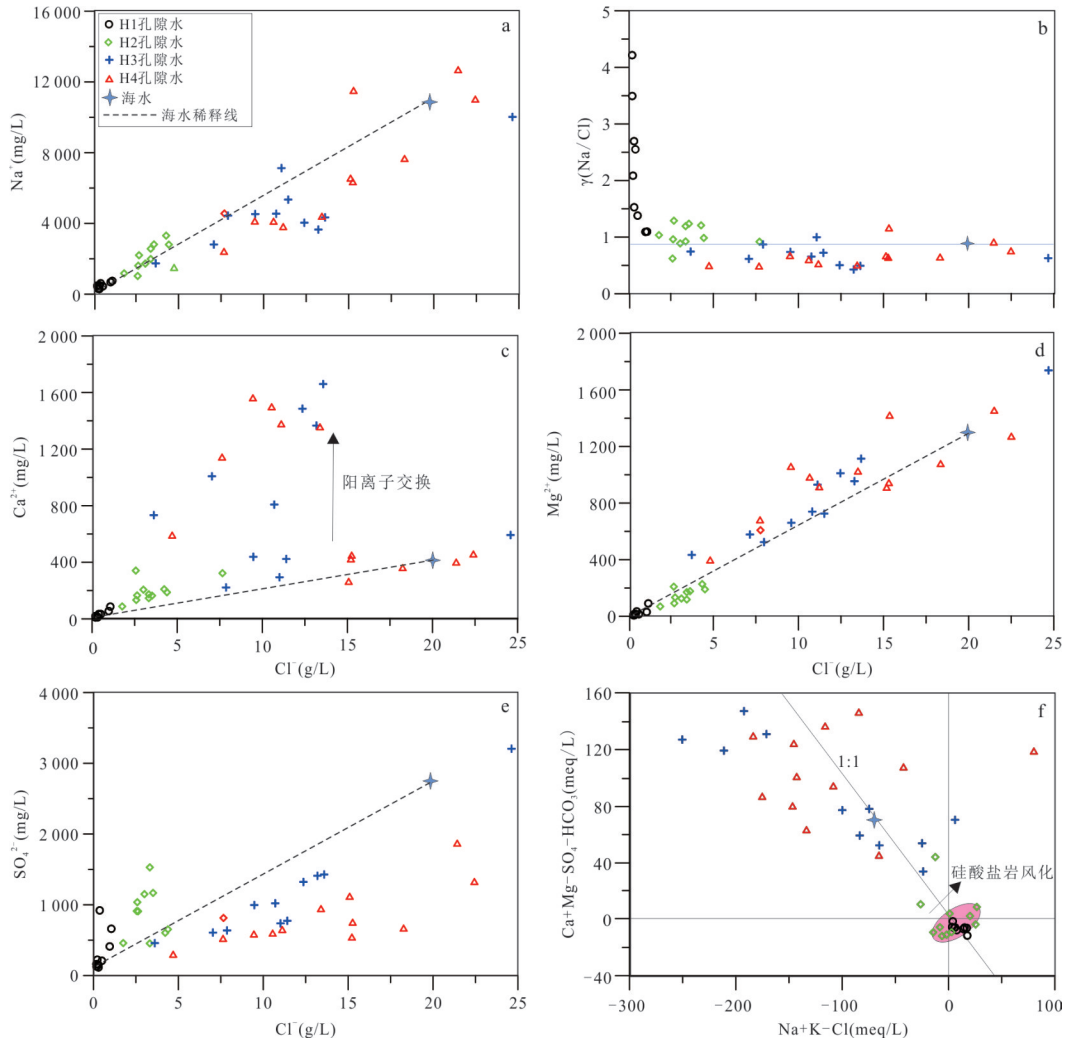


图 7 弱透水层孔隙水  $\text{Na}^+$  与  $\text{Cl}^-$  (a)、 $\text{Na}/\text{Cl}$  与  $\text{Cl}^-$  (b)、 $\text{Ca}^{2+}$  与  $\text{Cl}^-$  (c)、 $\text{Mg}^{2+}$  与  $\text{Cl}^-$  (d)、 $\text{SO}_4^{2-}$  与  $\text{Cl}^-$  (e)、 $\text{Ca}+\text{Mg}-\text{HCO}_3-\text{SO}_4$  与  $\text{Na}+\text{K}-\text{Cl}$  (f) 关系

Fig.7 The relationship of  $\text{Na}^+$  vs.  $\text{Cl}^-$  (a)、 $\text{Na}/\text{Cl}$  vs.  $\text{Cl}^-$  (b)、 $\text{Ca}^{2+}$  vs.  $\text{Cl}^-$  (c)、 $\text{Mg}^{2+}$  vs.  $\text{Cl}^-$  (d)、 $\text{SO}_4^{2-}$  vs.  $\text{Cl}^-$  (e)、 $\text{Ca}+\text{Mg}-\text{HCO}_3-\text{SO}_4$  vs.  $\text{Na}+\text{K}-\text{Cl}$  (f) in aquitard porewater

表明在高盐度的孔隙水中阳离子交换作用显著(图 7f). 同时在晚更新世地层顶部的沉积物中多发育钙质结核, 碳酸盐矿物的溶解可能是  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Sr}^{2+}$  富集的另一来源. 碳酸盐岩和硅酸盐岩来源的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  显著不同. 从 H4 钻孔孔隙水  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值来看, 全新世沉积物孔隙水中  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值为 0.709 33~0.709 42, 接近海水值(0.709 2), 说明  $\text{Sr}^{2+}$  主要为海相来源, 进一步表明咸化孔隙水的海相成因. 晚更新世沉积物中  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值为 0.711 52~0.711 69, 远高于碳酸盐岩的该比值(Stueber and Walter, 1991)(~0.708 2), 且随着  $\text{Sr}^{2+}$  含量的增加, 锶同位素比值保持不变(图 8b), 说明晚更新世地层孔隙水(15~30 m)中  $\text{Sr}^{2+}$  的

来源主要为硅酸盐岩, 碳酸盐岩溶解作用不明显.

在相对封闭的粘性土中极易发生硫酸盐的还原作用. 而 H1 和 H2 钻孔受到侧向淡水补给的影响, 硫酸盐的相对富集与径流过程中含硫矿物(如石膏)的溶解有关. H3 和 H4 钻孔靠近海岸带, 侧向淡水混合比例少, 硫酸盐以还原作用为主, 尤其在富含有机质的 H4 钻孔中表现显著,  $\text{SO}_4^{2-}$  含量相对海水降低(图 7e).

弱透水层孔隙水在沉积物中滞留时间长, 孔隙水因水岩作用发生变质而区别于原始沉积水. 部分孔隙水中  $\text{NO}_3^-$  含量出现异常高值, 达 403~526 mg/L, 可能与沉积物中的硝化作用有关, 尤其弱碱性的环境有利于硝化作用的进行; 其次, 高硝

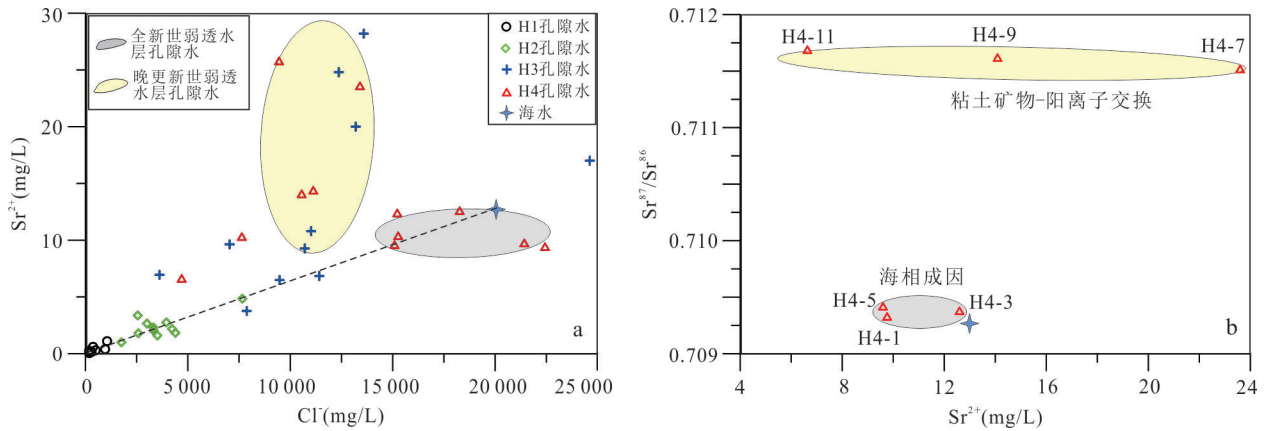


Fig.8 弱透水层孔隙水  $\text{Sr}^{2+}$  与  $\text{Cl}^-$  (a)、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  与  $\text{Sr}^{2+}$  (b) 关系

Fig.8 The relationship between  $\text{Sr}^{2+}$  and  $\text{Cl}^-$  (a)、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\text{Sr}^{2+}$  (b) in aquitard porewater

酸盐可能源于受到农业污染的相邻含水层的补给(康博, 2017); 土壤富含有机质, 有机氮的矿化也会促进硝酸盐的富集. 连云港地区地下水中多数  $\text{F}^-$  含量超标, 而孔隙水中的  $\text{F}^-$  含量为  $0.4\sim 6.0\text{ mg/L}$ , 约一半孔隙水  $\text{F}^-$  含量大于  $2\text{ mg/L}$ , 较弱的地下水径流、矿物(萤石)的溶解以及蒸发作用是造成  $\text{F}^-$  富集的主要原因(杨磊等, 2015), 同时高  $\text{F}^-$  孔隙水向地下水的释放也是造成地下水  $\text{F}^-$  超标的重要因素.

### 3.3 全新世以来弱透水层孔隙水的盐分演变

孔隙水盐分虽然起源于海水, 但并不是现代海水入侵. 滨海区地形平坦, 水力梯度小于  $1\%$ , 粘性土渗透系数一般小于  $10^{-8}\text{ m/s}$ . 天然条件下地下水向海排泄, 地下水强烈超采时, 海水向内陆运移. 受人为活动影响的近 60 年时间内, 海水不可能在弱透水层中运移到内陆数千米. 因此弱透水层中的浅层高盐度孔隙水为全新世古海侵时残留的古海水, 并逐渐向下迁移扩散, 使得更新世地层的孔隙水逐渐咸化. 刘彦等(2021)认为浅层孔隙水的盐分来自临近青云盐场卤水的渗漏. 盐场的运行有近百年的历史, 在粘性土中孔隙水的垂向运移速率多介于  $0.01\sim 0.10\text{ mm/a}$  (Battle-Aguilar *et al.*, 2016), 垂向渗透影响深度不超过  $1\text{ m}$ . 全新世海退时间较短, 残留的古海水不足以被完全驱替(Larsen *et al.*, 2017), 在渤海湾、莱州湾和珠江三角洲等多个滨海地区均已发现古海水(Wang *et al.*, 2013; Li *et al.*, 2021), 并随着淡水的持续渗入而处于淡化和迁移过程中.

晚更新世时期的两次海侵(120 ka BP 和 30 ka BP), 经过末次盛冰期淡水的冲刷, 原始海水已经被驱替, 对现在表层的高盐度海水影响较

小(Larsen *et al.*, 2017). 根据黄海海平面曲线, 连云港区全新世海侵发生于 10 ka BP, 大约在 4 ka BP 左右开始海退, 在 1 ka BP 海平面与现在相当(张传藻和葛殿铭, 1982). 为查明在海侵-海退过程中弱透水层孔隙水运移的时空尺度和盐分演变规律, 以  $\text{Cl}^-$  为示踪剂, 建立了长约 12 km 的典型二维剖面流数值模型, 其溶质运移过程由下式控制:

$$\frac{\partial(n_e c)}{\partial t} + \nabla \cdot J + v \cdot \nabla c = R_n + S_n, \quad (1)$$

$$J = -(D_d + D_e) \nabla c, \quad (2)$$

其中,  $\nabla$  为梯度算子,  $C$  是孔隙水  $\text{Cl}^-$  浓度 ( $\text{mg/L}$ ),  $J$  为水动力弥散通量 ( $\text{mg/m}^2/\text{s}$ ),  $n_e$  是介质有效孔隙度,  $D_d$  是机械弥散系数 ( $\text{m}^2/\text{s}$ ),  $D_e$  是  $\text{Cl}^-$  有效扩散系数 ( $\text{m}^2/\text{s}$ ),  $v$  是达西流速 ( $\text{m/s}$ ),  $t$  是运移时间 ( $\text{s}$ ),  $R_n$  和  $S_n$  是溶质的化学反应项和源汇项 ( $\text{mg/L/s}$ ).

模型采用变动的上边界. 将全新世地层分为 10 层, 从 10 ka 全新世海侵开始, 每 1 ka 沉积一层, 地层沉积厚度根据平均沉积速率推算, 可体现全新世沉积过程对孔隙水运移的影响(Han *et al.*, 2020). 模型分为 3 个区, 全新世亚粘土、晚更新世砂层和粘土层. 模型中孔隙水流速采用达西定律计算. 渗透系数和  $\text{Cl}^-$  的扩散系数采用 Ge *et al.* (2017) 利用渗透实验和径向扩散试验测定的苏北粘性土数值(表 1). 弥散度采用 Larsen *et al.* (2017) 的海岸带成果, 粘性土的弥散度为 0.2, 砂层为 8, 纵向与横向比值为 10. 历史时期的水力梯度未知, 但滨海平原地势平坦, 地表水和地形地貌是主要影响因素. 天然条件下, 地下水以缓慢的水平流为主, 垂向上以扩散为主(Li *et al.*, 2021). 因而水平水力梯度采用滨海区现在的潜水

表 1 模型的参数与边界条件

Table 1 Parameters and boundary conditions in the model

岩性	渗透系数 $K(\text{m/d})$	扩散系数 $D_e(\text{m}^2/\text{s})$	运移时间	边界条件
亚粘土 (局部夹粉细砂)	0.42	$2.0 \times 10^{-10}$	海侵时期 10~5 ka	上边界:海水淹没部分, $C_{ci}=19\,000\text{ mg/L}$ ; 陆相部分:开放边界; 泄湖区: $C_{ci}=25\,000\text{ mg/L}$
粘土(局部夹粉细砂)	0.08	$2.0 \times 10^{-10}$	海退时期 4~1 ka	下边界:无通量边界
粉细砂	0.86	$1.0 \times 10^{-9}$	1 ka BP, 近岸形成泻湖	左边界:流入边界, $C_{ci}=100\text{ mg/L}$ 右边界:流出边界

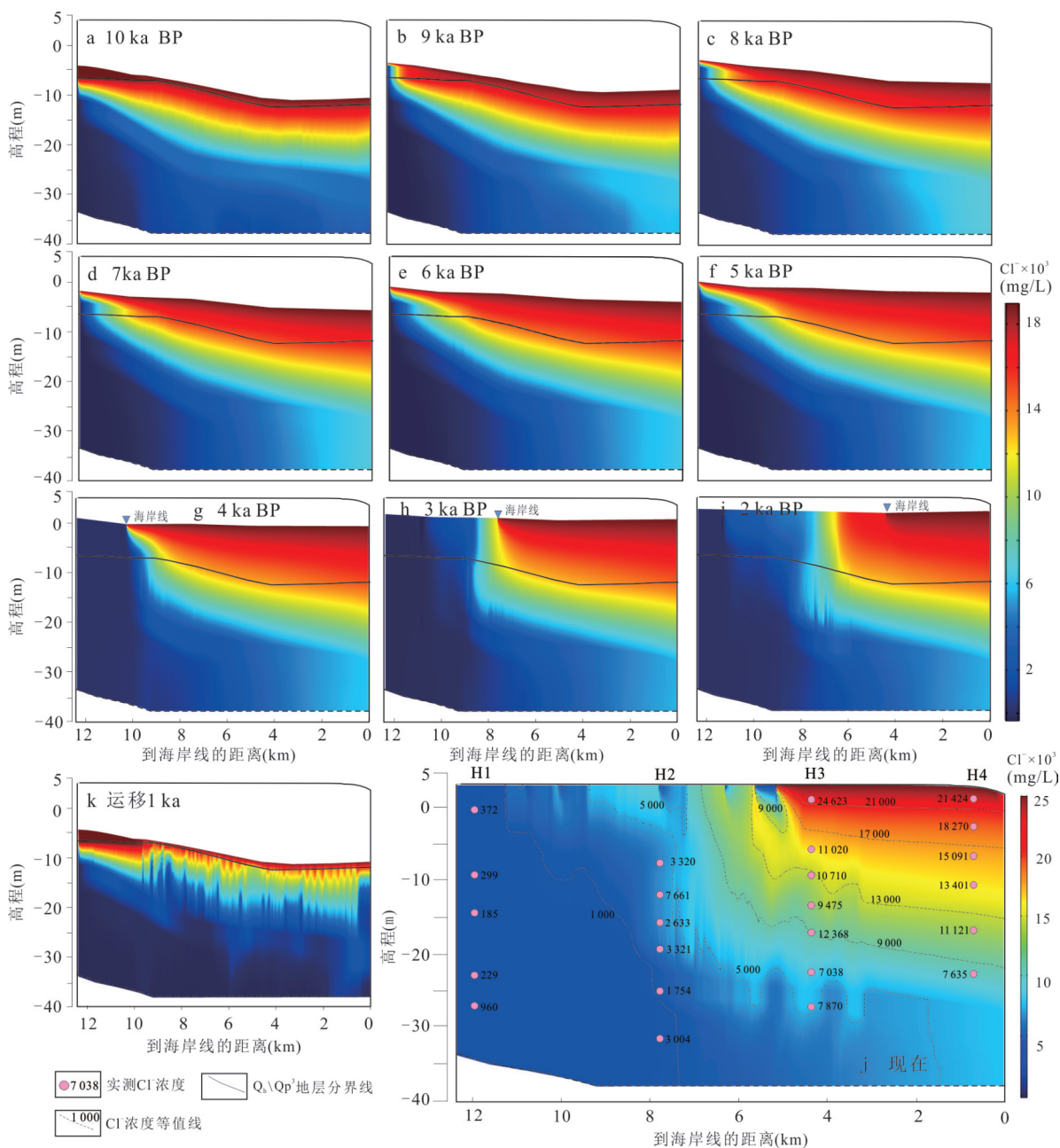


图 9 全新世以来海州湾典型剖面模拟与实测的  $\text{Cl}^-$  浓度 ( $\text{mg/L}$ )

Fig.9 The measured and simulated  $\text{Cl}^-$  concentration ( $\text{mg/L}$ ) in the typical section of Haizhou bay since Holocene  
 a~f. 距今 10~5 ka 时的  $\text{Cl}^-$  分布 (海水淹没本区, 孔隙水咸化); g~i. 距今 4~2 ka 时的  $\text{Cl}^-$  分布 (海退时期孔隙水淡化); j. 模拟的现今  $\text{Cl}^-$  与实测结果 (1 ka 时近岸形成蒸发海水); k. 子模型 a 运移 1 ka 时的浓度分布

水力梯度 1‰。公式(1)利用有限元法(COMSOL 5.4)计算,网格剖面采用自由三角形,模型收敛。

模型中的水流假定为稳定流。在海水淹没区,溶质模型的上边界为定浓度边界,其他为开放边界,当有降水流入或流出时,外部溶质浓度为 0 mg/L。左侧为流入边界,浓度为 100 mg/L,代表侧向淡水补给;右侧为流出边界,底部为基岩无通量边界。更新世地层初始孔隙水  $\text{Cl}^-$  浓度为 100 mg/L。当模拟第一层时,其他单元格不活动,全新世地层的初始浓度海侵时为 19 000 mg/L,10 个子模型,每次子模型的结果作为下次模型的初始值。在海退后,靠近海岸地带形成古泻湖,受蒸发影响分布盐水,根据实测结果上边界浓度改为 25 g/L。具体模型参数和边界条件如表 1 所示。

模拟的全新世以来  $\text{Cl}^-$  空间分布如图 9a~9j 所示。在高海平面时期 10~5 ka BP,研究区均被海水淹没。如图 9a~9f,全新世海侵发生后,更新世弱透水层中的孔隙水被严重污染,古海水渗透到地层底部,整个咸水体呈楔状分布在沉积物上部。但在古海水运移的峰面处,海水呈现垂向“指状”入侵模式,即污染羽状(图 9k),与 Van Pham *et al.* (2019)研究的越南湄公河三角洲古海入侵模式一致,但随着时间迁移,溶质分布逐渐趋于均匀。这与含水层中海水以“楔状”形式入侵不同,原因在于快速海侵条件下,控制孔隙水溶质运移的驱动力为“高浓度梯度”,研究区水平距离远大于垂向距离,溶质运移受地形地貌影响较小。指状模式向下入侵,导致了孔隙水盐度分布的不均匀性。海岸带咸淡水分布并没有明显界限,空间上更为复杂,古海侵的入渗可能是导致水质差异性分布的重要因素。如图 9j 所示,表层弱透水层中存在多个局部淡水体。

海州湾全新世海退时间为 4 ka BP,海平面的快速下降,海岸带形成三角洲沉积体系。大气降水、地表河流、侧向径流等补给地下水系统。如图 9g~9j 所示,淡水从侧向和表层渗入,咸化的孔隙水逐渐向海岸带聚拢,高盐度孔隙水分布于海岸带 6 km 以内,陆侧(距离海岸线 10 m 外)的孔隙水开始淡化。由于弱透水层渗透性差以及海退期较

短,更新世弱透水层中仍残留古海水,尤其富集在近海岸处。受古地理条件和蒸发作用影响,近海岸 4 km 附近形成古泻湖,盐分累积而形成表层盐水。盐水的垂向扩散进一步增加了下覆孔隙水的盐度。图 9j 显示模拟的现在  $\text{Cl}^-$  的空间分布,与实测结果分布一致,总体形成浅层高深层低、西边低东边高、局部存在淡水透镜体的分布模式。

以弱透水层为主的沉积物中,孔隙水溶质运移以扩散为主,水平向渗透流速为  $5 \times 10^{-9}$  m/s;在一个数量级内增大扩散系数,高盐度咸水的分布面积明显扩大,污染羽穿透更深;同等条件下增大地下水流速,对溶质的空间分布影响不大,但以数量级增大地下水流速,咸化的地下水将显著的向东部迁移。经模型优化,获得的有效扩散系数为  $2 \times 10^{-10}$   $\text{m}^2/\text{s}$ ,与前期 Li *et al.* (2017)在南通获得的数值相近;但本模型中粘土的渗透系数为 0.08 m/d ( $9 \times 10^{-7}$  m/s),比 Ge *et al.* (2017)实测的粘土参数和 Li *et al.* (2021)的一维模拟参数 ( $3 \times 10^{-10} \sim 1 \times 10^{-8}$  m/s)显著高,一方面原因是尺度效应,室内测得参数偏小,其二是前人进行的一维模拟模型中为定浓度边界,未考虑侧向水流的影响。本研究的典型剖面岩性非均质性明显,如局部夹砂层等,获得的渗透参数更接近实际地质条件。此外,二维剖面模型并不能完全替代实际的三维地下水流系统,且模型中未考虑化学反应,孔隙水的水岩作用亦会影响地下水盐分分布。但从长时间的地质模拟过程仍然可以看出,海岸带弱透水层孔隙水盐度变化主要受海侵-海退地质事件控制。

## 4 结论

在连云港海州湾沿典型剖面钻探采集了 4 个钻孔的粘性土土柱,利用孔隙水化学-同位素信息,结合数值模拟探讨了孔隙水的化学特征、盐分来源及演变过程。主要结论如下:

海州湾由陆向海分布淡水-微咸水-咸水-盐水,水平方向咸淡水分界线约距离海岸 10 km,垂向总体为浅层高、深层低。孔隙水中水岩作用以硅酸盐矿物风化和阳离子交换为主,碳酸盐岩矿物溶解弱。

孔隙水 Cl/Br 比值、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  及  $\text{Cl}^- \delta^{18}\text{O}$  混合模型表明孔隙水盐分为海相成因,全新世粘性土中保留了部分海侵时期的古海水,受蒸发影响表层存在盐度超海水的孔隙水.更新世粘性土中咸水由海侵时古海水下渗造成.

弱透水层中孔隙水溶质运移模拟得出孔隙水盐分变化受到海侵-海退地质事件影响.海侵时海水以“指状”形态垂向侵入下伏的更新世地层,造成了咸淡水的不均匀分布.由于海退时间较短,陆侧孔隙水已淡化,海侧仍以咸水为主.

致谢:感谢匿名审稿专家提供的有益建议!

## References

- Battle-Aguilar, J., Cook, P. G., Harrington, G. A., 2016. Comparison of Hydraulic and Chemical Methods for Determining Hydraulic Conductivity and Leakage Rates in Argillaceous Aquitards. *Journal of Hydrology*, 532: 102–121. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.11.035>
- Cartwright, I., Weaver, T. R., Fulton, S., et al., 2004. Hydrogeochemical and Isotopic Constraints on the Origins of Dryland Salinity, Murray Basin, Victoria, Australia. *Applied Geochemistry*, 19(8): 1233–1254. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2003.12.006>
- Chen, G., Sun, Y. J., Xu, Z. M., et al., 2019. Assessment of Shallow Groundwater Contamination Resulting from a Municipal Solid Waste Landfill—A Case Study in Lianyungang, China. *Water*, 11(12): 2496. <https://doi.org/10.3390/w11122496>
- Chen, X. H., Li, R. H., Lan, X. H., et al., 2020. Late Quaternary Stratigraphic Sequence and Depositional Response in the Western Bohai Sea. *Earth Science*, 45(7): 2684–2696 (in Chinese with English abstract).
- Craig, H., 1961. Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters. *Science*, 133(3467): 1833–1834. <https://doi.org/10.1126/science.133.3467.1833>
- Deng, Y. F., Yue, X. B., Zhang, T. W., et al., 2015. Consolidation Behaviors of Soft Marine Clay in Lianyungang under Desalination Environment of Pore Water. *Chinese Journal of Geotechnical Engineering*, 37(1): 47–53 (in Chinese with English abstract).
- Fernández, A. M., Sánchez-Ledesma, D. M., Tournassat, C., et al., 2014. Applying the Squeezing Technique to Highly Consolidated Clayrocks for Pore Water Characterisation: Lessons Learned from Experiments at the Mont Terri Rock Laboratory. *Applied Geochemistry*, 49: 2–21. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2014.07.003>
- Gao, M. S., Luo, Y. M., 2016. Change of Groundwater Resource and Prevention and Control of Seawater Intrusion in Coastal Zone. *Bulletin of Chinese Academy of Sciences*, 31(10): 1197–1203 (in Chinese with English abstract).
- Ge, Q., Liang, X., Jin, M. G., et al., 2017.  $\text{Cl}^-$  as a Chemical Fingerprint of Solute Transport in the Aquitard-Aquifer System of the North Jiangsu Coastal Plain, China. *Geofluids*, 2017: 1–16. <https://doi.org/10.1155/2017/6131547>
- Han, D. M., Cao, G. L., Currell, M. J., et al., 2020. Groundwater Salinization and Flushing during Glacial-Interglacial Cycles: Insights from Aquitard Porewater Tracer Profiles in the North China Plain. *Water Resources Research*, 56(11): e2020WR027879. <https://doi.org/10.1029/2020wr027879>
- Harrington, G. A., Gardner, W. P., Smerdon, B. D., et al., 2013. Palaeohydrogeological Insights from Natural Tracer Profiles in Aquitard Porewater, Great Artesian Basin, Australia. *Water Resources Research*, 49(7): 4054–4070. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20327>
- He, Z. K., Ma, C. M., Zhou, A. G., et al., 2018. Using Hydrochemical and Stable Isotopic ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{11}\text{B}$ , and  $\delta^{37}\text{Cl}$ ) Data to Understand Groundwater Evolution in an Unconsolidated Aquifer System in the Southern Coastal Area of Laizhou Bay, China. *Applied Geochemistry*, 90: 129–141. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2018.01.003>
- Hendry, M. J., Barbour, S. L., Novakowski, K., et al., 2013. Paleohydrogeology of the Cretaceous Sediments of the Williston Basin Using Stable Isotopes of Water. *Water Resources Research*, 49(8): 4580–4592. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20321>
- Huang, J. O., Xian, Y., Li, W., et al., 2021. Hydrogeochemical Evolution of Groundwater Flow System in the Typical Coastal Plain: A Case Study of Hangjiahu Plain. *Earth Science*, 46(7): 2565–2582 (in Chinese with English abstract).
- Kang, B., 2017. The Study of Groundwater Evolution and Rational Exploitation and Utilizing in Jiangsu Coastal Area (Dissertation). Jilin University, Changchun (in Chinese with English abstract).
- Katz, A., Starinsky, A., Marion, G. M., 2011. Saline

- Waters in Basement Rocks of the Kaapvaal Craton, South Africa. *Chemical Geology*, 289(1–2): 163–170. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.08.002>
- Kwong, H. T., Jiao, J. J., Liu, K., et al., 2015. Geochemical Signature of Pore Water from Core Samples and Its Implications on the Origin of Saline Pore Water in Cangzhou, North China Plain. *Journal of Geochemical Exploration*, 157: 143–152. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2015.06.008>
- Larsen, F., Tran, L. V., Van Hoang, H., et al., 2017. Groundwater Salinity Influenced by Holocene Seawater Trapped in Incised Valleys in the Red River Delta Plain. *Nature Geoscience*, 10(5): 376–381. <https://doi.org/10.1038/ngeo2938>
- Li, J., Gong, X. L., Liang, X., et al., 2021. Salinity Evolution of Aquitard Porewater Associated with Transgression and Regression in the Coastal Plain of Eastern China. *Journal of Hydrology*, 603: 127050. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127050>
- Li, J., Liang, X., Jin, M. G., et al., 2013. Geochemical Signature of Aquitard Pore Water and Its Paleo-Environment Implications in Caofeidian Harbor, China. *Geochemical Journal*, 47(1): 37–50. <https://doi.org/10.2343/geochemj.2.0238>
- Li, J., Liang, X., Jin, M. G., et al., 2017. Origin and Evolution of Aquitard Porewater in the Western Coastal Plain of Bohai Bay, China. *Ground Water*, 55(6): 917–925. <https://doi.org/10.1111/gwat.12590>
- Liu, J. R., Song, X. F., Yuan, G. F., et al., 2014. Stable Isotopic Compositions of Precipitation in China. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 66(1): 22567. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v66.22567>
- Liu, S., Tang, Z. H., Gao, M. S., et al., 2017. Evolutionary Process of Saline-Water Intrusion in Holocene and Late Pleistocene Groundwater in Southern Laizhou Bay. *Science of the Total Environment*, 607–608: 586–599. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.06.262>
- Liu, Y., Gong, X. L., Li, J., et al., 2021. Salinization Process of Shallow Aquitard Porewater in North Jiangsu Coastal Zone. *Journal of Water Resources and Water Engineering*, 32(1): 57–62, 71 (in Chinese with English abstract).
- Post, V. E. A., Van der Plicht, H., Meijer, H. A. J., 2003. The Origin of Brackish and Saline Groundwater in the Coastal Area of the Netherlands. *Netherlands Journal of Geosciences*, 82(2): 133–147. <https://doi.org/10.1017/s0016774600020692>
- Priestley, S. C., Kleinig, T., Love, A. J., et al., 2017. Palaeohydrogeology and Transport Parameters Derived from  $^4\text{He}$  and Cl Profiles in Aquitard Pore Waters in a Large Multilayer Aquifer System, Central Australia. *Geofluids*, 2017: 1–17. <https://doi.org/10.1155/2017/9839861>
- Qiu, H. S., 2020. Analysis of Groundwater Permeability Coefficient in the Eastern Part of Jiangsu Province. *Construction & Design for Engineering*, (24): 32–33 (in Chinese with English abstract).
- Stueber, A. M., Walter, L. M., 1991. Origin and Chemical Evolution of Formation Waters from Silurian-Devonian Strata in the Illinois Basin, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(1): 309–325. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90420-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90420-A)
- Van Pham, H., Van Geer, F. C., Tran, V. B., et al., 2019. Paleo-Hydrogeological Reconstruction of the Fresh-Saline Groundwater Distribution in the Vietnamese Mekong Delta since the Late Pleistocene. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 23: 100594. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.100594>
- Wang, Y., Jiao, J. J., Cherry, J. A., et al., 2013. Contribution of the Aquitard to the Regional Groundwater Hydrochemistry of the Underlying Confined Aquifer in the Pearl River Delta, China. *Science of the Total Environment*, 461–462: 663–671. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.05.046>
- Xue, Y. Q., Wu, J. C., Ye, S. J., et al., 2000. Hydrogeological and Hydrogeochemical Studies for Salt Water Intrusion on the South Coast of Laizhou Bay, China. *Groundwater*, 38(1): 38–45. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2000.tb00200.x>
- Yang, L., Gong, X. L., Lu, X. R., et al., 2015. Distribution and Genesis of High-Fluoride Groundwater in Northern Lianyungang Area. *Geology in China*, 42(4): 1161–1169 (in Chinese with English abstract).
- Yi, L., Yu, H. J., Ortiz, J. D., et al., 2012. Late Quaternary Linkage of Sedimentary Records to Three Astronomical Rhythms and the Asian Monsoon, Inferred from a Coastal Borehole in the South Bohai Sea, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 329–330: 101–117. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.02.020>
- Yue, D. D., Su, X. S., 2016. Chemistry and Stable Isotope Characteristics of Yishu River Downstream Groundwater. *Science Technology and Engineering*, 16(16): 13–19 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, C. Z., Ge, D. M., 1982. The Characteristics of the Change of the Hai Zhou Gulf. *Marine Sciences*, 6(3):

11—17 (in Chinese with English abstract)

Zhang, Y., Fu, C. C., Mao, L., et al., 2017. Hydrochemical Characteristics and Formation Mechanism of the Groundwater in Yancheng, Jiangsu Province. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 26(4): 598—605 (in Chinese with English abstract).

### 中文参考文献

陈晓辉, 李日辉, 蓝先洪, 等, 2020. 渤海西部晚第四纪地层层序特征及沉积响应. *地球科学*, 45(7): 2684—2696.

邓永锋, 岳喜兵, 张彤伟, 等, 2015. 连云港海相软土在孔隙水盐分溶脱环境下的固结特性. *岩土工程学报*, 37(1): 47—53.

高茂生, 骆永明, 2016. 我国重点海岸带地下水资源问题与海水入侵防控. *中国科学院院刊*, 31(10): 1197—1203.

黄金瓯, 鲜阳, 黎伟, 等, 2021. 典型滨海平原区地下水流系统水化学场演化及成因: 以杭嘉湖平原为例. *地球科*

学, 46(7): 2565—2582.

康博, 2017. 江苏沿海地区地下水演化与合理开发利用研究 (博士学位论文). 长春: 吉林大学.

刘彦, 龚绪龙, 李进, 等, 2021. 苏北海岸带浅部弱透水层孔隙水咸化过程. *水资源与水工程学报*, 32(1): 57—62, 71.

邱怀松, 2020. 苏北东部地区地下水渗透系数分析. *工程建设与设计*, (24): 32—33.

杨磊, 龚绪龙, 陆徐荣, 等, 2015. 连云港北部地区高氟地下水分布特征及成因. *中国地质*, 42(4): 1161—1169.

岳冬冬, 苏小四, 2016. 沂沭河下游平原地下水化学及氢氧稳定同位素特征. *科学技术与工程*, 16(16): 13—19.

张传藻, 葛殿铭, 1982. 海州湾岸线变化特征. *海洋科学*, 6(3): 11—17.

张岩, 付昌昌, 毛磊, 等, 2017. 江苏盐城地区地下水水化学特征及形成机理. *长江流域资源与环境*, 26(4): 598—605.