

# 长江河口地区全新世以来的弱透水层孔隙水 地球化学特征及成因分析

苟富刚, 龚绪龙

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

**摘 要:** 弱透水层孔隙水反映了土体沉积时的原始溶液, 对于古气候重建具有重大作用。为了解析长江河口地区全新世以来弱透水层孔隙水的补给及其盐分来源, 采集易溶盐、土工、潜水、近岸海水等样品。采用易溶盐指标结合土工指标(含水率、湿密度、比重)获取了研究区弱透水层孔隙水的水化学特征。采用二端元法、Piper 三线图、Gibbs 图、离子比值法等解析了孔隙水的补给及其盐分来源。结果表明: 孔隙水矿化度介于 1.16~32.79 g/L, 平均值为 10.68 g/L, 盐水占比最高, 其次为咸水和微咸水。孔隙水类型以 Cl-Na 型(85.6%)为主, 其次从高到低依次为 Cl-Ca·Mg、HCO<sub>3</sub>-Ca·Na、HCO<sub>3</sub>-Ca、Cl-Ca 型。当地潜水类型为 HCO<sub>3</sub>-Ca 型, 深层孔隙类型为 Cl-Na 型, 说明深层孔隙水保留了土体沉积时的环境信息。中层与浅层孔隙水受到了大气降水补给、人类活动、蒸发作用等表层作用影响, 孔隙水水化学数据较为离散。孔隙水的  $\delta^{18}\text{O}$  与  $\delta\text{D}$  数据说明孔隙水样点受到了海水混合作用与蒸发作用的叠加影响, 蒸发作用较为强烈。孔隙水海水补给比例介于 30.2%~87.0%, 大气降水补给比例介于 13.0%~69.8%。土体中的盐分主要来自全新世海侵(海源)与蒸发盐岩溶解、长石风化溶解(地壳源)。海水补给深层孔隙水盐分的比例约为 37%, 其余盐分主要来自地壳源。

**关键词:** 弱透水层; 易溶盐; 孔隙水; 盐分来源; 水化学; 同位素

中图分类号: P592 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2023.030602

## Analysis of Geochemical Characteristics and Genesis of Aquitard in the Yangtze Estuary since the Holocene

GOU Fu-gang, GONG Xu-long

Geological Survey of Jiangsu Province, Key Laboratory of Earth Fissures Geological Disaster,  
Ministry of Natural Resources, Nanjing, Jiangsu 210049

**Abstract:** The porewater of the aquitard reflects the original composition of the soil when it was deposited, and is of great importance for paleoclimate reconstruction. In order to analyze the recharge of aquitard porewater and its salt source since the Holocene in the Yangtze estuary, samples of labile salt, geotechnical, phreatic water, and nearshore seawater were collected. The hydrochemical characteristics of the porewater of the aquitard in the study area were determined using the soluble salt index combined with geotechnical parameters (water content, wet density, specific gravity). The recharge of porewater and its salt source were analyzed using the bipartite element method, Piper trilinear diagram, Gibbs diagram, and ion ratio method. The results showed that the mineralization of porewater ranged from 1.16 to 32.79 g/L, with an average value of 10.68 g/L. The percentage of haline water was the highest, followed by saline water and brackish water. The porewater type was dominated by Cl-Na type (85.6%), followed by Cl-Ca·Mg, HCO<sub>3</sub>-Ca·Na, HCO<sub>3</sub>-Ca, and Cl-Ca types in descending order. The local phreatic water type was HCO<sub>3</sub>-Ca and the deep porewater type was Cl-Na, indicating that the deep porewater sea retains the environmental information when the soil was

本文由中国地质调查局地质大调查项目(编号: 1212011220005)、国家自然科学基金项目(编号: 42007402; 41772327)和江苏省自然资源厅自然资源发展专项(编号: JSZRHYKJ202106)联合资助。

收稿日期: 2022-10-08; 改回日期: 2023-03-02; 网络首发日期: 2023-03-07。责任编辑: 张改侠。

第一作者简介: 苟富刚, 男, 1985 年生。硕士, 高级工程师。主要从事特殊土与环境地质方面的研究工作。E-mail: goufugang@foxmail.com。

deposited. The middle and shallow porewaters were affected by the surface effects such as atmospheric precipitation recharge, human activities and evaporation, and the porewater hydrochemical data were more discrete. The porewater  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  data indicated that the sample sites were influenced by both seawater mixing and evaporation, of which evaporation was stronger. The porewater seawater recharge ratio ranged from 30.2% to 87.0%, and the atmospheric precipitation recharge ratio ranged from 13.0% to 69.8%. The salt in the soil mainly originated from Holocene sea intrusion (sea source) with evaporative salt rock dissolution and feldspar weathering dissolution (crustal source). Taking deep porewater as an example, seawater recharge contributes 37% to porewater salinity, while the remainder was from crustal sources.

**Key words:** aquitard; soluble salt; porewater; salt source; water chemistry; isotope

长江河口地区是长江与海洋相互作用下形成的广袤平原(苟富刚等, 2022a, b)。细粒土与粗粒土均较发育, 本次研究土体为弱透水层, 不包含砂土与粉土。弱透水层主要由粉粒与黏粒组成, 粉粒含量最高, 塑性指数大于 10。弱透水层是地下水的重要载体, 在沉积物中的含量远远大于含水砂层, 占比高达 70%(Wickman, 1954)。弱透水层与含水层相比, 弱透水层渗透性极低, 孔隙水的提取及其水力参数获取技术要求高、测试难度大、且成本高, 因此弱透水层孔隙水的相关研究进展相对缓慢, 且研究成果多集中在浅层的包气带或者饱水带。根据苟富刚等(2017, 2018b)的研究, 水土体含盐指标呈线性正相关, 土体中  $\text{Cl}^-$  含量与孔隙水 TDS 回归分析建立的模型相关性最高。土体易溶盐样品获取方便, 测试分析已规范化。土中易溶盐(包含 8 大离子:  $\text{Na}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{CO}_3^{2-}$ ) 占易溶盐含量的 95%~99%(Hakanson and Jansson, 1983)。众多学者根据沉积物中的含盐特征来分析研究土层的沉积环境(Yao et al., 2013; 苟富刚等, 2018b, 2022a, b)。李潇丽(2020)根据土体易溶盐特征结合粒度、古地磁、氧稳定同位素数据进行了吉家庄遗址湖滨气候演化分析。苟富刚等(2022a, b)进行了研究区百米以浅土体含盐特征及其沉积环境分析。

对弱透水层孔隙水的水化学研究始于 1895 年, 其中着重对孔隙水中的  $\text{HCO}_3^-$  离子特征进行研究(Rea et al., 2012)。弱透水层中孔隙水的流动受分子扩散控制(Hendry and Wassenaar, 2000), 孔隙水反映了土体沉积时的原始溶液(Liao and Zhang, 1985)。 $\text{Cl}^-$  常作为示踪指标进行沉积环境分析, Ge et al.(2017)采用  $\text{Cl}^-$  进行了江苏盐城地区弱透水层孔隙水溶质的运移规律研究。Li et al.(2017, 2021)采用河北曹妃甸、渤海湾地区、江苏海州湾地区弱透水层孔隙水化学特征进行了古环境的反演。水化学方法能够很好地识别含水层地下水的补给过程和盐分来源(Kim et al., 2003; Wang and Jiao, 2012; 杜文越等, 2022; 史杰等, 2022), 同位素作为地下水来源的

示踪剂被广泛应用于地下水循环研究(Schiavo et al., 2009; Han et al., 2011, 2014; Qi et al., 2019)。赵琪(2016)基于同位素  $\delta^2\text{D}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  和水化学系数分析, 开展过研究区地下水补给源与水化学特征分析。

江苏沿海平原是江苏省域水资源量最欠缺的地区, 也是省域水资源脆弱带。弱透水层释水量占据地下水开采量的重要组成部分, 据不完全统计, 最高约为 41.3%(李文运等, 2012)。自 20 世纪 70 年代开始, 研究区大量开采深层地下水, 形成多个水位漏斗(海门漏斗等)(赵琪, 2016)。降落漏斗出现后, 深层含水层骨架系统压力增加, 浅层地下水(弱透水层孔隙水与含水层孔隙水)所在的载体(盐分、污染物等)通过水头压力差自弱透水层向砂层越流, 造成深层地下水咸化或污染(Mazurek et al., 2011)。目前江苏沿海平原有关地下水演化循环的相关研究主要集中在含水层(砂层)孔隙水的形成、演化以及溶质运移规律研究, 有关弱透水层的相关研究很少。本次研究将弱透水层中的孔隙水、孔隙、土体颗粒作为一个整体进行研究, 在进行易溶盐样品测试的同时, 进行土工样品测试, 获取易溶盐成分、含量、渗透指标、含水率、湿密度、比重等, 其中含水率、湿密度、比重是 3 个基本指标, 可以换算出孔隙比、干密度等指标, 为采用土体含盐指标换算孔隙水水化学参数提供基础指标。采用弱透水层孔隙水样品进行  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta\text{D}$  测试, 同时进行近岸海水、潜水、大气降水的  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta\text{D}$  测试与区域相关资料搜集。本次研究采用相关性分析、线性拟合、离子比值关系、三线图、吉布斯图等对孔隙水水化学特征等进行统计分析, 在此基础上进行弱透水层孔隙水中的盐分来源与孔隙水的补给分析。

## 1 区域地质背景

研究区位于长江三角洲北翼(图 1), 通扬隆起区, 隶属扬子地层区下扬子地层分区。研究区地面标高一般 3~4 m, 第四系松散层厚度介于 260~290 m, 全新世地层最厚达 70 m(苟富刚等, 2018a)。根据物探解译结果, 研究区基岩埋深介于

300~700 m, 基岩埋深自西向东递增。全新世以来, 海平面呈波动上升, 在 6.9 cal ka BP 海平面达到最高值, 长江口退至镇江—扬州一带。长江三角洲自距今约 7 500 a 开始发育, 研究区受到长江与海洋的双重作用。

根据绘制的水文地质剖面结合区域第四纪地层剖面进行区域地层对比, 结合测年数据(AMS<sup>14</sup>C 测年)、孢粉数据、有孔虫数据、粒度数据、岩性、颜色, 把埋深 0~3 m 的弱透水层赋存的孔隙水称为浅层孔隙水, 把埋深 2~17 m 的弱透水层赋存的孔隙水称为中层孔隙水, 把埋深大于 10 m 的全新世弱透水层赋存的孔隙水称为深层孔隙水(图 2)。浅层、中层孔隙水易受到人类活动、降水等表层作用影响, 深层孔隙水基本上不受表层作用的影响。

## 2 样品采集及分析方法

采集易溶盐样品 355 件。采样深度为 0~62 m, 垂向上采样间距为 1~2 m。对所采土样进行全盐量、易溶盐 8 大离子( $\text{Cl}^-$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{CO}_3^{2-}$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ )和 pH 值测试。同时进行土体的比重、含水率与湿密度的测试。

土样品制备需要经过烘干、研磨、过筛等步骤, 再以 1:5 比例的土水经过溶解、浸提(时间为 3 min)、抽滤等步骤获得测试溶液。易溶盐 8 大离子的测定参考 GB/T 50123—2019。pH 采用型号为 pHs-3C 的精密仪器进行测试。根据土体中的易溶盐指标结合土体基本物理指标天然含水率、湿密度、颗粒比重计算出孔隙水矿化度、孔隙水中  $\text{Cl}^-$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 、

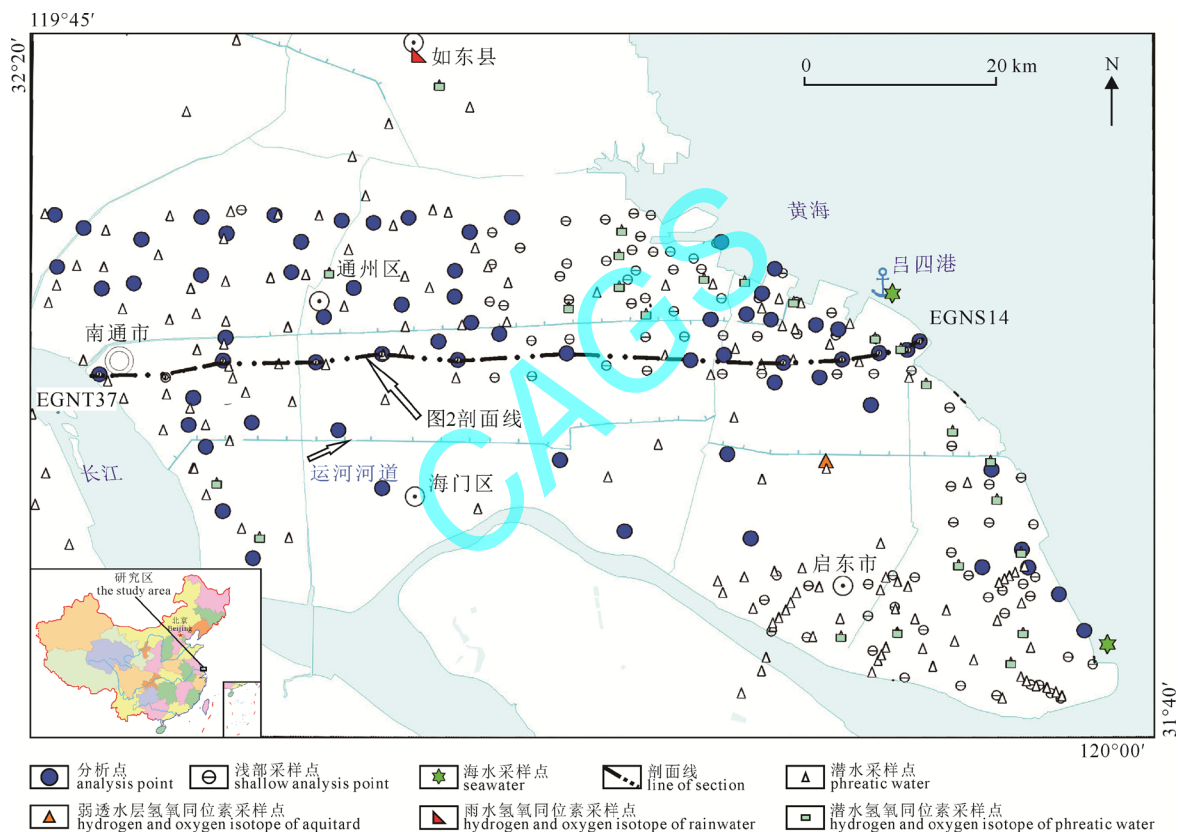


图 1 研究区地理位置和采样点位

Fig. 1 Geographical location of the study area and sampling locations

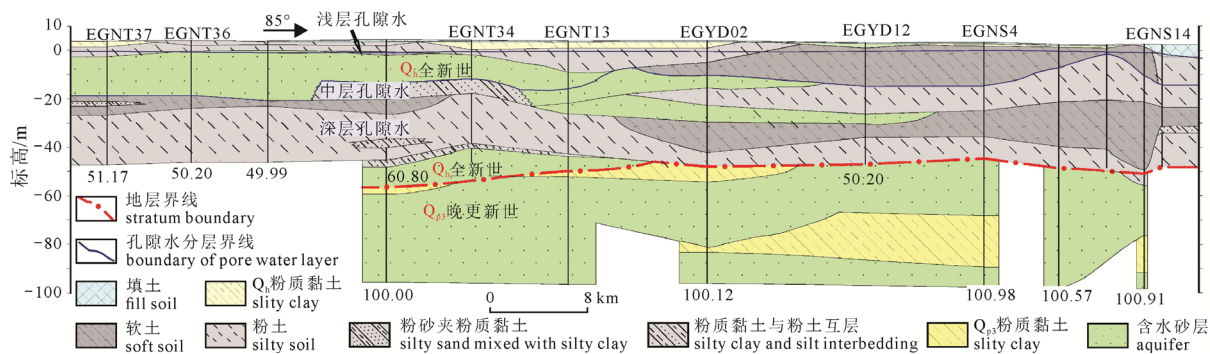


图 2 全新世孔隙水层位划分

Fig. 2 Holocene porewater stratification



SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>、Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>等浓度(苟富刚, 2022c; 式(1), (2))。

$$MOW = \frac{\rho_d \times S}{(\rho - \rho_d) / \rho_w / 1000} \tag{1}$$

$$MOW_{Cl^-} = \frac{S_{Cl^-} \times \rho_w \times 10^{-3}}{\rho / \rho_d - 1} \tag{2}$$

式中:  $S$  为土体含盐量(%),  $S_{Cl^-}$  为土工测试报告给出的土体中易溶盐  $Cl^-$  离子含量(mg/kg),  $\rho_d$  为干密度(g/cm<sup>3</sup>),  $\rho$  为湿密度(g/cm<sup>3</sup>),  $\rho_w$  为 4 °C 时水的密度(g/cm<sup>3</sup>)。  $MOW$  为孔隙水矿化度(g/L),  $MOW_{Cl^-}$  为  $Cl^-$  离子含量(g/L), 其它离子 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>、Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>等也可参考公式(2)计算。

根据水文地质手册(中国地质调查局, 2012), 孔隙水按矿化度进行分类: 矿化度小于 1 g/L 为淡水, 微咸水(1~3 g/L), 咸水(3~10 g/L), 盐水(10~50 g/L), 卤水(大于 50 g/L)。

$\delta D$  与  $\delta^{18}O$  测试样品的获取采用真空蒸馏法。采集潜水氢氧同位素样品 41 件, 采集全新世弱透水层氢氧同位素样品 12 件。 $\delta D$  测试精度为±1‰,  $\delta^{18}O$  测试精度为±0.2‰, 采用质谱法。

土的粒度测试采用 Mastersizer-2000 型激光粒度仪进行测试。

采集 X 衍射样品 10 件, 采样深度为 20~50 m, 为深层孔隙水的赋存载体。采用 X'Pert PRO X 射线衍射仪进行测试。

3 测试结果分析

3.1 弱透水层的基本物理特性

深层孔隙水的赋存载体为深灰色软土(占比

59%)与粉质黏土(41%)。软土类型主要为淤泥质粉质黏土, 占比 97%; 见少量淤泥质黏土, 占比 3%。

土体主要由粉粒(0.005~0.075 mm)与黏粒(≤0.005 mm)组成, 含少量砂粒(0.075~2 mm)。黏粒含量平均值为 24.7%(35 个统计样本); 粉粒含量平均值为 71.8%; 砂粒含量平均值为 3.5%。天然孔隙比平均值为 1.03。天然含水率平均值为 38.9%。其中软土孔隙比平均值为 1.10, 软土中的大孔隙为孔隙水的赋存提供了空间, 初步估算水的体积约为固体颗粒(骨架)的 1.10 倍, 土体盐分绝大部分赋存在孔隙水中。渗透系数介于 3.75×10<sup>-7</sup>~1.88×10<sup>-6</sup> cm/s (71 个), 平均值为 8.76×10<sup>-7</sup> cm/s, 深层孔隙水中的盐分运移以扩散方式进行。

中层孔隙水的赋存载体与深层孔隙水的赋存载体一致。

浅层孔隙水的赋存载体为灰黄色粉质黏土(浅部硬壳层)。天然孔隙比平均值为 0.81。天然含水率平均值为 29.9%。初步估算水的体积约为固体颗粒(骨架)的 0.81 倍。渗透系数介于 5.59×10<sup>-7</sup>~9.92×10<sup>-7</sup> cm/s (23 个), 平均值为 7.68×10<sup>-7</sup> cm/s。

3.2 孔隙水水化学特征

与传统成井来获取含水砂层孔隙水水化学特征相比, 采用式(1)、(2)可以连续获取不同层位孔隙水水化学特征(图 3, 图 4), 研究土体孔隙水水化学特征统计分析见表 1。

Piper 三线图中的菱形图可以进行水化学类型分类, 可以划分为六类(Tomaszkiewicz et al., 2014)。孔隙水类型以  $Cl^-Na^+$  型为主, 占比 85.6%; HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Ca<sup>2+</sup>-Na<sup>+</sup> 型占比 3.4%; HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Ca<sup>2+</sup> 型占比 4.2%;

表 1 各沉积单元孔隙水水化学成分统计分析  
Table 1 Statistical analysis of porewater chemical composition of each sediment unit

指标	层位	矿化度 /(g/L)	Na <sup>+</sup> /(g/L)	K <sup>+</sup> /(g/L)	Ca <sup>2+</sup> /(g/L)	Mg <sup>2+</sup> /(g/L)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> /(g/L)	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> /(g/L)	Cl <sup>-</sup> /(g/L)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> /(g/L)
最大值	浅部	22.39	8.10	0.87	0.54	0.17	1.42	0.08	11.65	1.29
最小值		1.16	0.11	0.01	0.03	0.01	0.04	0.00	0.11	0.06
平均值		3.02	0.68	0.09	0.17	0.05	0.90	0.02	0.84	0.27
个数		36	36	36	36	36	36	36	36	36
变异系数		1.144	1.939	1.587	0.561	0.559	0.290	0.791	2.271	0.911
最大值	中部	25.76	9.17	0.35	0.31	0.24	1.65	0.43	14.13	1.38
最小值		1.42	0.09	0.03	0.03	0.02	0.45	0.01	0.09	0.05
平均值		5.73	1.73	0.10	0.14	0.06	0.86	0.03	2.36	0.46
个数		49	49	49	49	49	49	49	49	49
变异系数		0.968	1.219	0.713	0.509	0.737	0.304	2.006	1.363	0.694
最大值	深部	32.79	11.35	0.41	0.79	0.59	1.70	0.24	17.97	4.68
最小值		1.22	0.13	0.02	0.02	0.01	0.35	0.00	0.17	0.07
平均值		12.60	4.26	0.16	0.19	0.10	0.88	0.02	6.42	0.57
个数		270	270	270	270	270	270	270	270	270
变异系数		0.602	0.676	0.621	0.757	0.768	0.331	1.030	0.689	0.809

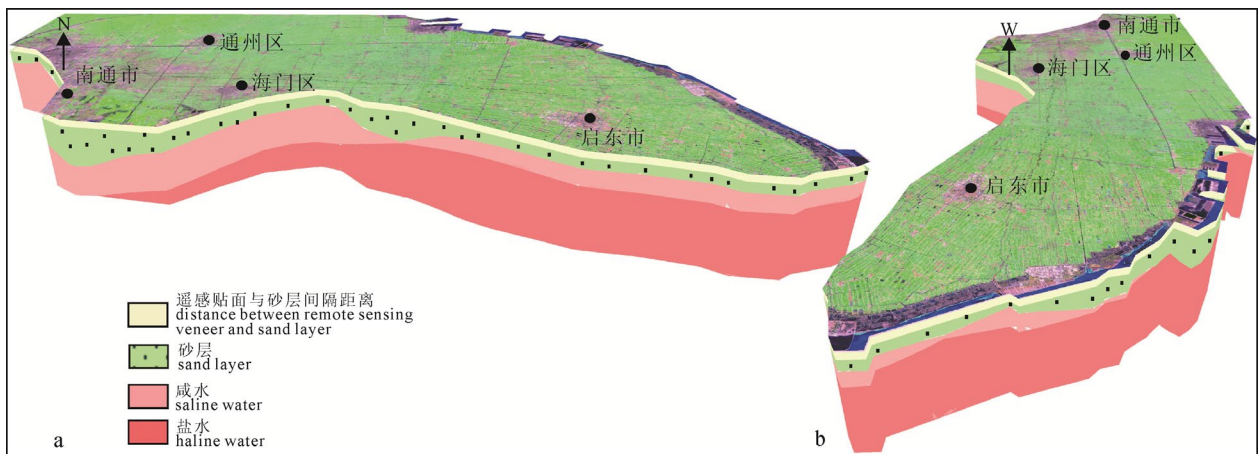


图3 孔隙水按矿化度分类的三维展示

Fig. 3 Three-dimensional display of porewater classification by mineralization

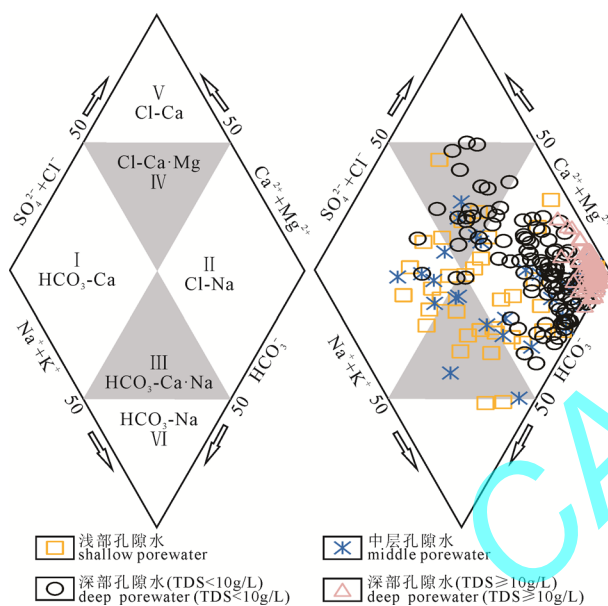


图4 各沉积单元孔隙水水化学类型划分

Fig. 4 Classification of porewater chemistry type of each sedimentary unit

Cl-Ca·Mg 型占比 6.5%; Cl-Ca 型占比 0.3%。孔隙水矿化度介于 1.16~32.79 g/L, 平均值为 10.68 g/L。微咸水占比 19.7%, 咸水占比 35.5%, 盐水占比 44.8%(图 4)。

深层孔隙水水化学类型以 Cl-Na 型为主, 占比 92.2%, 其中矿化度大于 10 g/L 的样本均为 Cl-Na 型, 矿化度介于 1.22~32.79 g/L, 平均值为 12.68 g/L; HCO<sub>3</sub>-Ca 型占比 1.1%, 矿化度介于 1.68~1.99 g/L, 平均值为 1.84 g/L; Cl-Ca·Mg 型占比 6.3%, 矿化度介于 1.40~3.92 g/L, 平均值为 2.68 g/L; Cl-Ca 型占比 0.4%, 矿化度为 3.22 g/L。孔隙水矿化度介于 1.22~32.79 g/L, 平均值为 12.60 g/L。微咸水占比 7.0%, 咸水占比 36.7%, 盐水占比 56.3%。

中层孔隙水水化学类型以 Cl-Na 型为主, 占比 77.6%, 该类型矿化度介于 2.05~25.76 g/L, 平均值

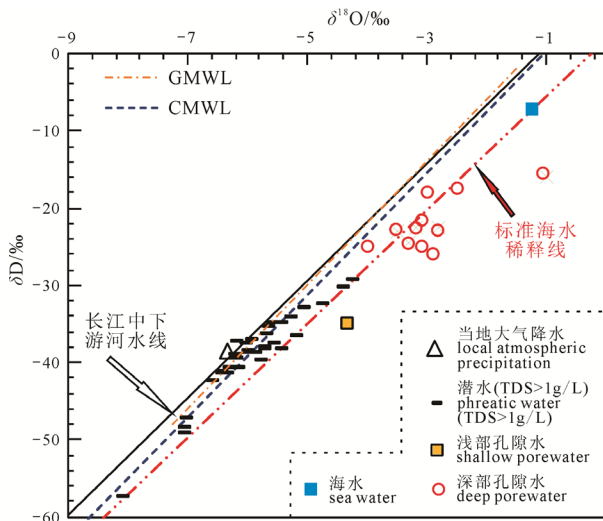
为 8.46 g/L; HCO<sub>3</sub>-Ca·Na 型占比 10.2%, 该类型矿化度介于 1.74~3.86 g/L, 平均值为 2.58 g/L; HCO<sub>3</sub>-Ca 型占比 8.2%, 该类型矿化度介于 1.42~2.22 g/L, 平均值为 1.75 g/L; Cl-Ca·Mg 型占比 4.1%, 该类型矿化度介于 2.90~3.32 g/L, 平均值为 3.11 g/L。孔隙水矿化度介于 1.42~25.76 g/L, 平均值为 5.73 g/L, 变异系数为 0.968。微咸水占比 46.9%, 咸水占比 40.8%, 盐水占比 12.2%。

浅层孔隙水水化学类型以 Cl-Na 型为主, 占比 47.2%, 该类型矿化度介于 1.16~22.38 g/L, 平均值为 3.41 g/L; HCO<sub>3</sub>-Ca·Na 型占比 19.4%, 该类型矿化度介于 2.12~2.76 g/L, 平均值为 2.44 g/L; HCO<sub>3</sub>-Ca 型占比 22.2%, 该类型矿化度介于 1.31~2.22 g/L, 平均值为 1.65 g/L; Cl-Ca·Mg 型占比 11.1%, 该类型矿化度介于 1.70~2.53 g/L, 平均值为 2.07 g/L。孔隙水矿化度介于 1.16~22.39 g/L, 平均值为 3.02 g/L, 变异系数为 1.144。微咸水占比 77.8%, 咸水占比 19.4%, 盐水占比 2.8%。

## 4 讨论

### 4.1 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta\text{D}$ 揭示的孔隙水补给

研究区潜水样点  $\delta^{18}\text{O}$  介于 -8.08‰ ~ -2.41‰, 平均值为 -5.60‰, 变异系数为 0.215。 $\delta\text{D}$  介于 -57.52‰ ~ -17.24‰, 平均值为 -37.16‰, 变异系数为 0.193。GMWL 为全球大气降水线(Craig, 1961), CMWL 为中国大气降水线(郑淑惠等, 1983)。潜水样投点大部分位于 CMWL、GMWL 附近, 说明研究区潜水主要受大气降水补给。全新世以来的沉积物孔隙水  $\delta^{18}\text{O}$  介于 -4.35‰ ~ -1.00‰, 平均值为 -3.06‰。 $\delta\text{D}$  介于 -16.00‰ ~ -35.00‰, 平均值为 -23.04‰。深层孔隙水的投点均落在了 CMWL、GMWL 线下方, 仅 2 个点落在标准海水稀释线附近, 其它点均落在了标准海水稀释线的下方, 且  $\delta^{18}\text{O}$ 、



GMWL—全球大气降水线; CMWL—中国大气降水线。

GMWL—Global Meteoric Water Line;

CMWL—China's Meteoric Water Line.

图5 孔隙水氢氧同位素分布特征

Fig. 5 Hydrogen and oxygen isotope distribution characteristics of groundwater

$\delta D$  投点位于海水与当地大气降水之间(图5),说明孔隙水样点受到了海水混合作用与蒸发作用的叠加影响,且蒸发作用较为强烈。浅层孔隙水(仅1个点)的投点落在了海水混合线下方,较深部孔隙水 $\delta^{18}O$ 、 $\delta D$ 偏负,说明其受到大气降水补给的比例更高,且受到蒸发作用较为强烈。

长江中下游河水 $\delta^{18}O$ 、 $\delta D$ 线(李静等, 2020)紧靠CMWL、GMWL线,且大致与CMWL、GMWL线平行。因此根据研究区沉积物中孔隙水与研究区大气降水、海水的 $\delta^{18}O$ 同位素数据,应用二端元法计算海水与大气降水的补给比例。

$$f_i = (\delta^{18}O_{\text{sample}} - \delta^{18}O_{\text{atm}}) / (\delta^{18}O_{\text{sea}} - \delta^{18}O_{\text{atm}}) \quad (3)$$

式(3)中:  $f_i$  为海水补给比例, 单位为%;  $\delta^{18}O_{\text{sample}}$  为孔隙水中 $\delta^{18}O$ 含量(‰);  $\delta^{18}O_{\text{atm}}$  为研究区大气降水 $\delta^{18}O$ 含量(‰), 取实测平均值(-5.6‰); 根据Wu(1991)的研究, 式(3)中的 $\delta^{18}O_{\text{sea}}$ 取-0.31‰。

根据式(3)计算沉积物中孔隙水的补给来源。深层孔隙水海水补给比例介于30.2%~87.0%, 平均值为50.2%, 变异系数为0.284。大气降水补给比例介于13.0%~69.8%, 平均值为49.8%, 变异系数为0.286。浅层孔隙水海水补给比例约23.6%, 大气降水补给比例约76.4%。

## 4.2 孔隙水水文地球化学特征

### 4.2.1 基于水化学三线图的水质演变分析

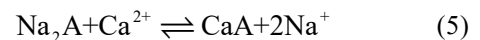
弱透水层与含水砂层相比, 由于其结构与物质组成的特殊性, 渗透性低, 其孔隙水保留了土体沉积时期的古环境信息, 可以根据弱透水层孔隙水水化学特征来分析沉积演化。地下水的溶质迁移主要

包括扩散和对流两个过程(式(4)), 弱透水层孔隙水溶质运移以扩散为主(Kuang et al., 2016)。与水溶液溶质扩散相比, 饱和低渗透性介质溶质的扩散过程更为复杂, 速度也相对缓慢, 而且黏性土具有一定的吸附性, 对溶质的扩散存在一定的阻滞作用。Shaw and Hendry(1998)的研究表明当弱透水层的厚度足够大, 一般厚度大于60 m时, 溶质运移才具有垂向上的对流扩散。Ge et al.(2017)给出了弱透水层孔隙水径向溶质运移的扩散方程。

$$\frac{\partial C}{\partial z} \left( \theta D \frac{\partial C}{\partial z} \right) - \frac{\partial (v\theta C)}{\partial z} = \theta \frac{\partial C}{\partial t} \quad (4)$$

式中:  $C$  为孔隙水溶质的质量浓度(mg/L),  $t$  为溶质运移时间变量(a),  $v$  为平均孔隙水流速(m/s),  $z$  为溶质运移的距离变量(m),  $\theta$  为多孔介质的孔隙度,  $D$  为溶质运移的水动力弥散系数(m<sup>2</sup>/s)。  $D$  与  $\theta$  的乘积为有效扩散系数(m<sup>2</sup>/s), 一般用  $De$  表示。

浅层与中层孔隙水在菱形图标中均较离散, 说明浅部的孔隙水受到淡水淋滤、人类活动等浅表作用最为明显。浅部的弱透水层对深层孔隙水起到了保护作用, 深层孔隙水还保留了沉积时的环境信息。深层孔隙水在菱形图标大多位于理论混合曲线的下方, 特别是高矿化度孔隙水(图6)。当海水入侵时, 水土会发生Na-Ca、Na-Mg交换, 沿着式(5)(式(5)、式(6)中的A为黏土矿物)向右发生反应, 表现为Na<sup>+</sup>被吸附; 同时发生CaCO<sub>3</sub>、CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>沉淀、白云石化(式7向右反应)、去白云石化(式7向左反应)及SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>减少。高矿化度孔隙水中SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>离子位于理论混合曲线下方(个别点异常), 这主要与弱透水层有机质丰富, 有机质通过硫酸盐还原作用产生了矿化(式(8)), 生成无机碳(Roberts et al., 2018)。



深层孔隙水中Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>均位于当地淡水与海水的理论混合曲线下方, 推测发生了Na-Ca与Na-Mg交换等水岩作用。根据深层孔隙水赋存的土体(10个样本)X衍射结果, 原生矿物有石英(56.3%, 平均值), 长石(11.6%)。黏土矿物包括伊利石(16.5%), 绿泥石(9.2%)。发现方解石平均含量高达3.2%, 白云石含量高达3.1%, 这与沉积物源受长江补给和孔隙水中发生化学反应生成CaCO<sub>3</sub>、MgCO<sub>3</sub>沉淀有关。黏土矿物含量平均值为25.8%, 最高值为31.1%, 铝硅酸盐矿物(长石)风化为了黏土矿物, 长石风化后释放Na<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup>、K<sup>+</sup>补给孔隙水, 形成的黏土矿物与孔隙水中的盐分发生水岩作用。



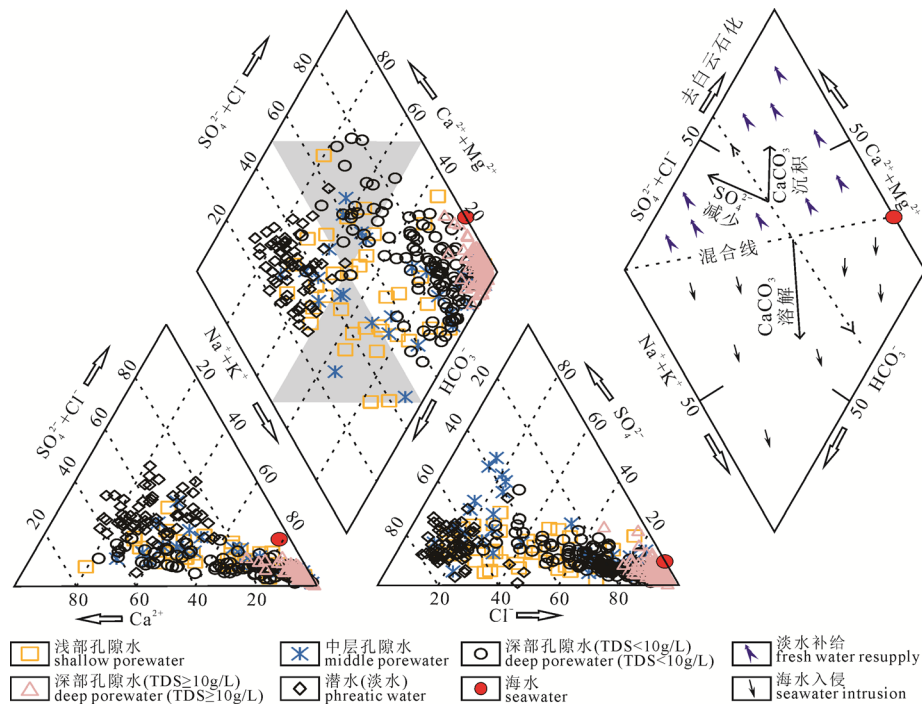
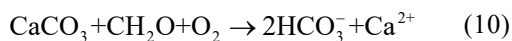
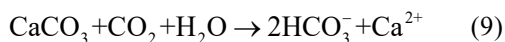


图 6 孔隙水 Piper 三线图  
Fig. 6 Porewater Piper trilinear diagram

当地淡水类型为  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  型, 深层孔隙水为  $\text{Cl-Na}$  型, 说明深层孔隙水还保留了其沉积时的环境信息。深层孔隙水中  $\text{Cl}^-$  均位于当地淡水与海水的理论混合曲线附近, 高矿化度孔隙水 ( $\text{TDS} > 10 \text{ g/L}$ )  $\text{Cl}^-$  均位于当地淡水与海水的理论混合曲线下方 (个别点异常) 且靠近海水点, 说明高矿化度孔隙水盐分主要来源于海水。

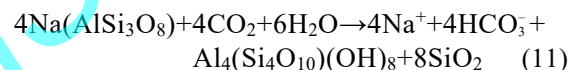
当淡水淋滤时,  $\text{CaCO}_3$  与  $\text{CO}_2$ 、有机质发生反应, 表现为  $\text{CaCO}_3$  的溶解。式(9)与式(10)的反应主要发生在浅表 U3 沉积单元, 淋滤的最终方向为初级碱性水。研究孔隙水呈碱性, 特别是低矿化度孔隙水, 说明孔隙水受到了淡水淋滤作用。



#### 4.2.2 孔隙水的化学侵蚀模式

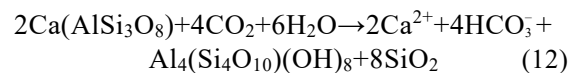
海水中各离子浓度含量稳定, 离子比值一般为定值, 标准海水  $\text{Na/Cl}$  质量浓度比平均值为 0.58。地下水中  $\text{Na/Cl}$  是表征钠离子富集程度的一个水文地球化学参数, 可追溯海岸带地下水的成因,  $\text{Na/Cl}$  值接近于海水表明地下水盐分主要来源于海洋 (Panno et al., 2006)。 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  是海水中的主要成分, 根据  $\text{Na-Cl}$  关系图, 全新世以来的弱透水层孔隙水基本沿海水比值线分布, 特别是高矿化度孔隙水 (稍微偏上) (图 7), 这与土体沉积时的海水浸渍、钠长石风化溶解 (式(11)) 及水岩作用有关 (式(5)–(6))。富含钠的黏土矿物吸附来自海水中的  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ , 将黏土矿物中的  $\text{Na}^+$  释放到孔隙水中,

$\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  离子被黏土矿物吸附进而固定起来。

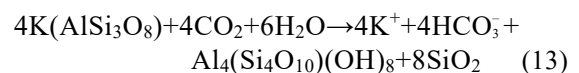


根据  $\text{Mg-Cl}$  关系图 (图 7), 深层高矿化度孔隙水位于海水比值线下方, 这与其孔隙水中  $\text{Mg}^{2+}$  含量高, 孔隙水中的  $\text{Mg}^{2+}$  被黏土矿物吸附固定, 因此孔隙水中  $\text{Mg}^{2+}$  浓度降低。深层低矿化度孔隙水大多位于海水比值线下方, 也说明其发生了阳离子交换作用。

根据  $\text{Ca-Cl}$  关系图 (图 7), 深层高矿化度孔隙水位于海水比值线下方, 这与其孔隙水中  $\text{Ca}^{2+}$  含量高, 孔隙水中的  $\text{Ca}^{2+}$  被黏土矿物吸附固定起来或生成了  $\text{CaCO}_3$  沉淀 (当  $\text{HCO}_3^-$  浓度高时), 因此孔隙水中  $\text{Ca}^{2+}$  浓度降低。深层低矿化度孔隙水、浅部孔隙水、中部孔隙水大多位于海水比值线上方, 说明这与钙长石风化溶解有关 (式 12)。



根据  $\text{K-Cl}$  关系图 (图 7), 低矿化度孔隙水位于海水比值线上方, 这主要受控于钾长石风化溶解 (式 13) 及  $\text{K}^+$  的负水合效应 (Samoilov, 1957)。高矿化度孔隙水位于海水比值线附近, 这说明孔隙水化学成分主要受控于海水浸渍。



通常在地下水化学过程研究中使用  $\gamma[(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})]$  与  $\gamma[(\text{Na}^+ + \text{K}^+) - \text{Cl}^-]$  之间的离子当量关系, 探讨溶解作用与水岩作用对孔隙水化学成分的影响 (Chen et al., 2019)。当投点

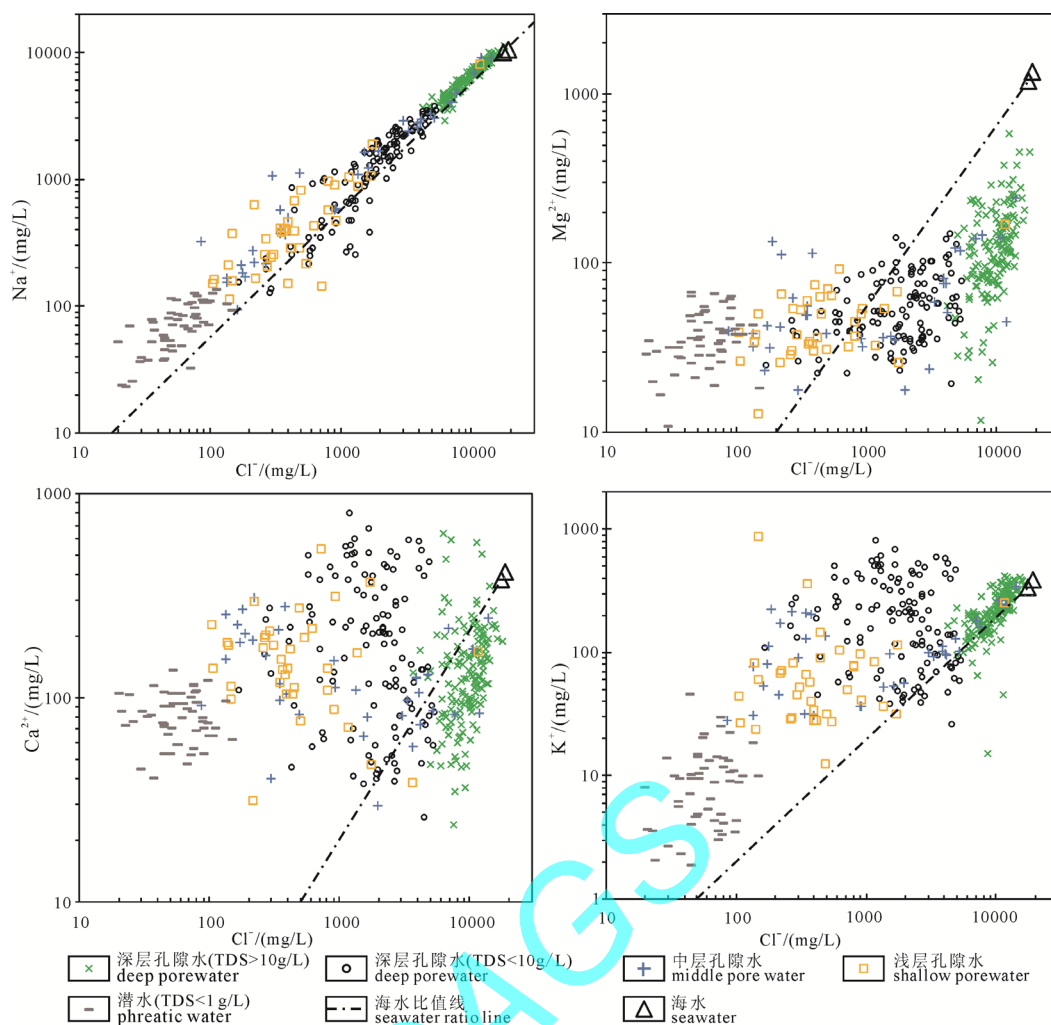


图7 孔隙水中  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{K}^+$ 与  $\text{Cl}^-$ 的关系  
Fig. 7 Relationship between  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  with  $\text{Cl}^-$  in porewater

集中在图8的原点(0, 0)附近,说明孔隙水盐分主要来自岩石溶解反应补给;当二者之间的斜率接近于-1,表明交换吸附反应是水体中阳离子于浓度变化的重要原因。事实上,孔隙水中的阳离子与黏土矿物的阳离子之间的交换决定于金属阳离子的键能,  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 的键能高于  $\text{K}^+$ 、 $\text{H}^+$ 、 $\text{Na}^+$ (Trabelsi and Zouari, 2019),即  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 容易被吸附固定。

低矿化度孔隙水的数据投点基本沿斜率为-1的直线分布(图8),说明地下水盐分与其赋存载体间发生了显著的阳离子交换反应。投点主要分布在右下角象限,即表现为长石矿物的风化溶解,释放  $\text{Na}^+$ 和  $\text{K}^+$ ;黏土矿物对  $\text{Ca}^{2+}$ 和  $\text{Mg}^{2+}$ 产生了吸附作用(Khmila et al., 2021),同时释放  $\text{Na}^+$ 和  $\text{K}^+$ 。在这种情况下,  $\text{Cl}^-$ 和  $\text{SO}_4^{2-}$ 含量保持不变,阳离子交换导致  $\text{Na}^+$ 升高和  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 浓度下降。高矿化孔隙水的数据投点分布较为离散(图8),主要受控于海水浸渍,还受溶解作用与水岩作用的影响。

Gibbs图(图9)可以用来分析水化学成因,采用TDS(纵轴,对数)与阳离子  $\text{Na}^+/( \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} )$ 的质量浓度比值(横轴)进行投点,以及采用TDS与阴离子

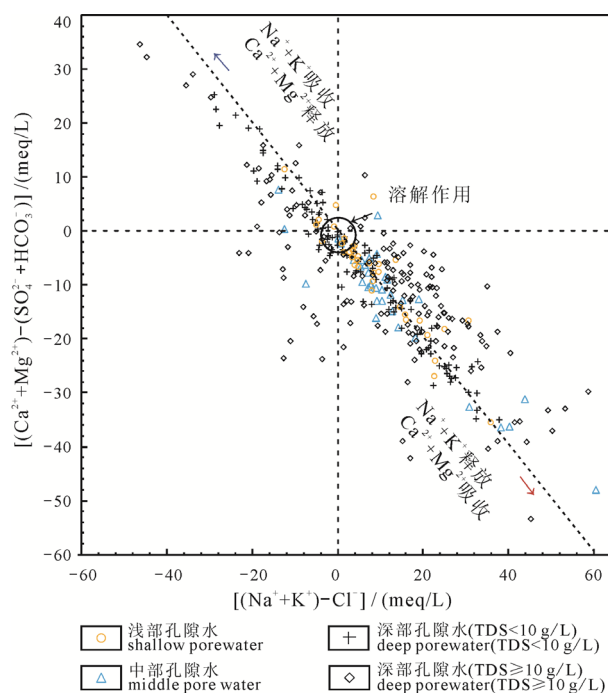


图8 水岩作用对水化学成分的影响分析  
Fig. 8 Analysis of the effect of water-rock action on the chemical composition of water



$\text{Cl}^-/(\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$  进行投点, 可以分析地下水中主要离子的控制因素: 大气降水作用、岩石风化作用、蒸发结晶作用(Gibbs, 1970)。当地淡水样品(潜水)投点靠近岩石风化作用区且偏向蒸发浓缩作用, 表明浅表水水化学特征受控于岩石风化作用, 且蒸发结晶作用强于水岩作用。深层孔隙水(TDS 大于 10 g/L)样点投点绝大部分位于海水样品点下方或附近(图 9), 表明研究区高矿化度孔隙水盐分主要受控于海水浸渍与蒸发浓缩作用。

深层孔隙水(TDS 小于 10 g/L)样点投点绝大部分位于海水样品点与岩石风化作用之间, 表明研究区高矿化度孔隙水盐分主要受控于岩石风化作用及蒸发浓缩作用。中层、浅层孔隙水样点投点绝大部分位于海水样品点与岩石风化作用之间, 少量点位于海水点

附近, 表明研究区中层、浅层孔隙水主要受控于岩石风化作用及蒸发浓缩作用。浅部、中部地层赋存的孔隙水投点存在诸多散点的现象(图 9), 这种现象与钠长石显著地风化有关。钠长石显著地风化可以引起  $\text{Na}^+$  和  $\text{HCO}_3^-$  浓度升高, 导致  $\text{Na}^+/( \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} )$  的比值增大和  $\text{Cl}^-/(\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$  的比值变小。 $\text{HCO}_3^-$  浓度过高时, 可能引起区域水体中  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  沉淀。

蒸发盐岩溶解补给是孔隙水中盐分的主要来源之一。尤其是高矿化度水体, 这种现象与区域构造沉降有关, 上新世中期以来, 因青藏高原的快速隆起, 陆内盆地因伸展而凹陷, 研究区地势低洼, 水体蒸发强烈, 导致历史时期的地层中富集大量陆相沉积的蒸发盐岩, 以及全新世以来海退过程中残留的蒸发盐岩(图 10)。

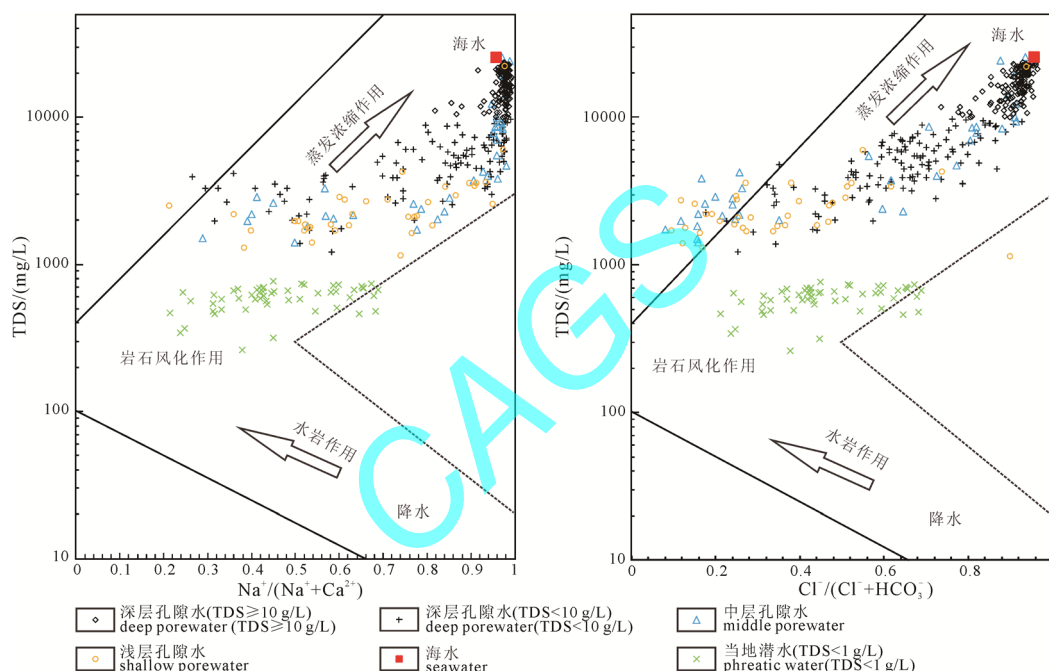


图 9 孔隙水 Gibbs 图  
Fig. 9 Porewater Gibbs plot

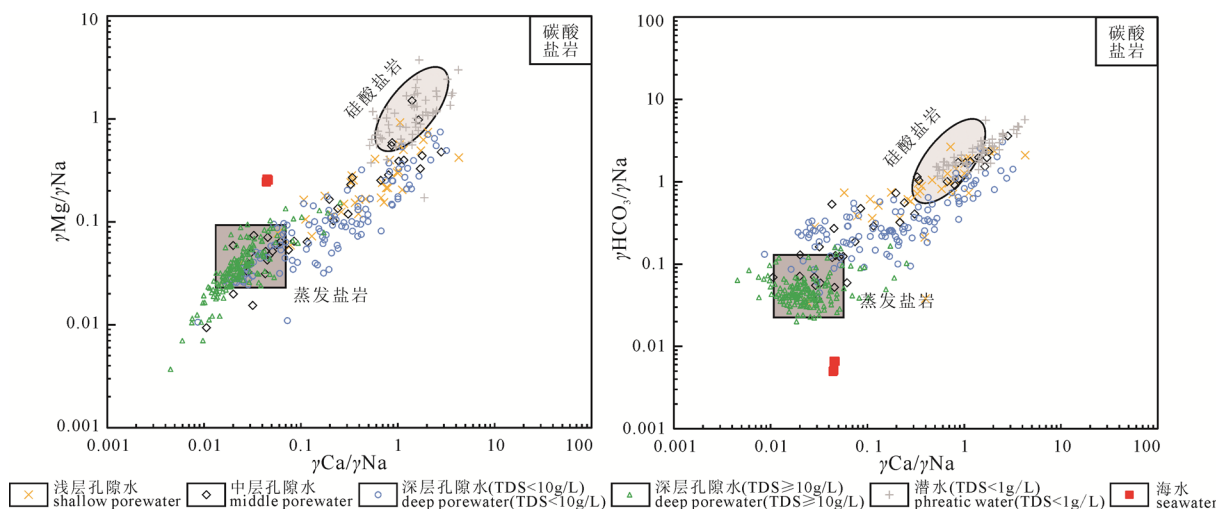


图 10 研究区孔隙水的化学侵蚀模式  
Fig. 10 Chemical erosion mode of porewater in the study area

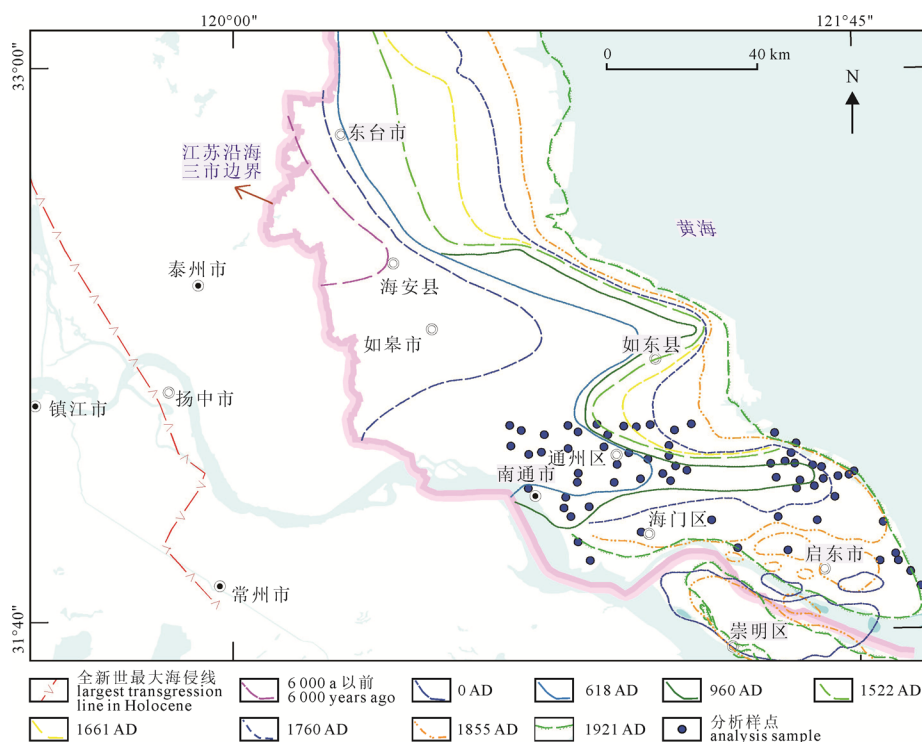


图 11 研究区海岸线历史变迁图(Liu et al., 2011; 朱诚等, 1996)

Fig. 11 Coastline movement in the study area (Liu et al., 2011; ZHU et al., 1996)

#### 4.3 地下水盐分来源解析

中更新世末期发生的共和运动,使青藏高原达到当今的高度,中国东部与西北部的巨大地形差异导致了水系的重大调整,长江贯通,河流下切加剧,阶地发育,第一硬土层未见分布。研究区均位于长江古河谷。根据 AMS<sup>14</sup>C 测年数据,沉积物年龄为 10 760 a BP 的埋深可达 63.7 m。研究区受到长江与海洋的双重作用,沉积环境自下而上依次为潮汐河道、河口湾、前三三角洲、三角洲前缘、分流河道等。在距今 7.5~6.0 ka,全新世最大海侵到达了常州—高邮一带(图 11)。距今约 6 000 a 的海岸线位于泰州市一带,距今约 2 000 a 研究区还全部处于滨海环境。长江三角洲自距今约 7 500 a 开始发育,在汉代—唐代这一段时间内,海门三角洲发育,海岸线逐渐东移,研究区西部开始成陆,之后又发育了崇明三角洲、长兴三角洲。即研究区成陆时间最早不超过距今 2 000 a,东部滨海地区(吹填围垦区)最晚成陆时间为公元 2010 年左右,本次部分采样点位于吕四港与启东市的吹填围垦区。此外,研究区地形广阔平坦,土体长期遭受海水入侵及高矿化度潜水共同作用。1980—2010 年中国近海冬季海平面平均上升速率为 3.1 mm/a(Wang et al., 2014),研究区是较早发现海水入侵的地区(Mao et al., 2001)。三峡调蓄对长江口土体盐分也有显著影响,蓄水后 0~20 cm 土体盐分含量增加约为 10%(谢文萍和杨劲松, 2011)。研究区濒临大海,浅表地下水受海洋气溶胶

所携带的盐分补给。

CI 是反映土体是否被海水浸染最为敏感的因素。根据式(14)混合模型(De Montety et al., 2008),孔隙水  $f_i$  数值介于 0.3%~102.5%,平均值为 30.0%,变异系数为 0.868。深层孔隙水  $f_i$  数值介于 0.8%~102.5%,平均值为 36.5%,变异系数为 0.693。深层孔隙水(粉质黏土) $f_i$  数值较孔隙水(软土)高出 1.1%。中层孔隙水  $f_i$  数值介于 0.3%~80.6%,平均值为

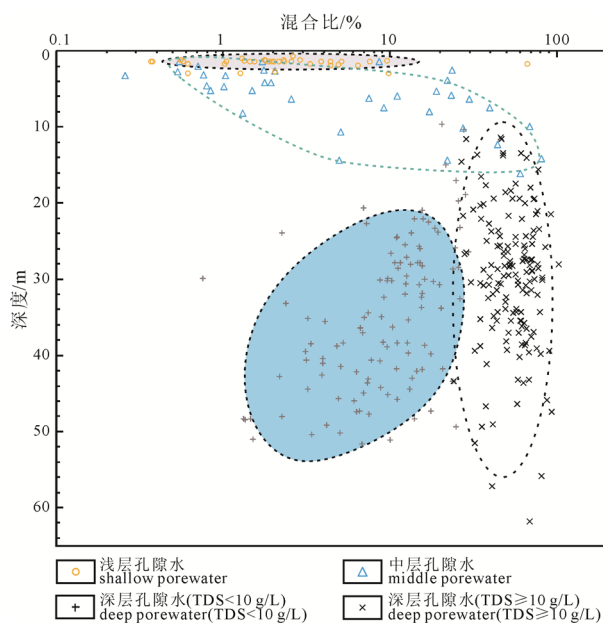


图 12 各层孔隙水混合比(平均值)统计

Fig. 12 Porewater mixing ratio of each layer (average value)

13.2%, 变异系数为 1.387。浅层孔隙水  $f_i$  数值介于 0.4%~66.4%, 平均值为 4.6%, 变异系数为 1.361。对比 3 个沉积单元, 可以看出, 随着深度的增加, 孔隙水盐分受海水浸渍的补给越多(图 12)。 $f_i$  统计值的变异系数高, 这与研究区受到长江与海洋的双重作用有关, 当长江水补给孔隙水比例高于海洋补给时, 孔隙水矿化度降低; 反之, 当海洋补给比例高时, 孔隙水矿化度升高。

$$f_i = (C_{\text{Cl,samp}} - C_{\text{Cl,d}}) / (C_{\text{Cl,sea}} - C_{\text{Cl,d}}) \quad (14)$$

式中:  $f_i$  为实际混合比例(海水与淡水混合比例), 单位为%;  $C_{\text{Cl,samp}}$  为孔隙水中  $\text{Cl}^-$  离子浓度(mg/L);  $C_{\text{Cl,d}}$  为研究区淡水端元的  $\text{Cl}^-$  离子浓度(mg/L);  $C_{\text{Cl,sea}}$  为标准海水中  $\text{Cl}^-$  离子浓度(mg/L)。

地下水的盐分主要来源于海相沉积地层中原始盐分、沉积母质、雨水携带的气溶胶等, 其路径包括降水入渗、溶滤、离子交换、蒸发浓缩、海水入侵等(Lee et al., 1999; Mehta et al., 2000)。 $\text{Cl}^-$  与  $\text{Na}^+$  是研究区孔隙水中的主要离子, 表明地下水中的盐分主要来源于海洋, 特别是高矿化度孔隙水, 混合比平均值为 56%, 即海源补给比例达到了 56%(图 12)。研究区位于长江流域, 火成岩发育, 气候温暖湿润有利于长石等原始矿物的化学风化, 风化后的碱金属离子可以补给孔隙水。此外, 研究区地势低洼, 历史时期的地层中富集大量陆相沉积的蒸发盐岩, 可以溶解补给孔隙水。

## 5 结论

(1)全新世以来的弱透水层孔隙水矿化度介于 1.16~32.79 g/L, 平均值为 10.68 g/L。孔隙水类型以  $\text{Cl-Na}$  型为主, 占比 85.6%;  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$  型占比 3.4%;  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  型占比 4.2%;  $\text{Cl-Ca-Mg}$  型占比 6.5%;  $\text{Cl-Ca}$  型占比 0.3%。微咸水占比 19.7%, 咸水占比 35.5%, 盐水占比 44.8%。

(2)弱透水层孔隙水的  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta\text{D}$  投点均落在了 CMWL、GMWL 线下方, 仅 3 个点落在海水混合线附近, 其它点均落在了海水混合线下方, 且  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta\text{D}$  投点介于海水与大气降水之间, 说明孔隙水样点受到了海水混合作用与蒸发作用的叠加影响, 蒸发作用较为强烈。弱透水层孔隙水海水补给比例为 30.2%~87.0%。大气降水补给比例为 13.0%~69.8%。

(3)土体中的盐分主要来自全新世海侵(海源)与蒸发盐岩溶解、长石风化溶解(地壳源)。以深层孔隙水为例, 海水补给孔隙水盐分的比例为 37%, 其余盐分主要来自地壳源。中层与浅层孔隙水受到了大气降水补给、人类活动、蒸发作用等表层作用影响, 孔隙水水化学数据较为离散。

## Acknowledgements:

This study was supported by China Geological Survey (No. 1212011220005), National Natural Science Foundation of China (Nos. 42007402 and 41772327), and Department of Natural Resources of Jiangsu Province (No. JSZRHYKJ202106).

## 参考文献:

- 杜文越, 王琪, 蒲俊兵, 于爽. 2022. 漓江流域丰水期外源酸对岩溶化学风化碳汇的影响[J]. 地球学报, 43(4): 449-460.
- 苟富刚, 龚绪龙, 李进, 刘源. 2017. 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, 28(3): 72-76.
- 苟富刚, 龚绪龙, 梅芹芹. 2018a. 长江三角洲北岸土体工程地质层组划分及其应用[J]. 地质论评, 64(1): 237-245.
- 苟富刚, 龚绪龙, 杨磊, 张岩, 蔡露明. 2018b. 江苏沿海地区土体含盐特征及指示作用[J]. 长江流域资源与环境, 27(6): 1380-1387.
- 苟富刚, 龚绪龙, 杨露梅, 张岩, 刘明遥. 2022a. 长江河口百米以浅土体含盐特征及其沉积环境演化[J]. 现代地质, 36(2): 462-473.
- 苟富刚, 龚绪龙, 张岩, 杨露梅, 刘彦. 2022b. 长江河口深层软土含盐特征及其沉积环境分析[J]. 海洋学报, 44(4): 12-22.
- 苟富刚. 2022c. 一种推演弱透水层孔隙水水化学组分的方法[P]. 中国: 202210352935.0
- 李静, 吴华武, 周永强, 赵中华, 王晓龙, 蔡永久, 贺斌, 陈雯, 孙伟. 2020. 长江中下游地区丰水期河、湖水氢氧同位素组成特征[J]. 环境科学, 41(3): 1176-1183.
- 李文运, 崔亚莉, 苏晨, 张伟, 邵景力. 2012. 天津市地下水流-地面沉降耦合模型[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 42(3): 805-813.
- 李潇丽. 2020. 泥河湾盆地吉家庄遗址地层易溶盐沉积记录的古气候信息[J]. 海洋地质与第四纪地质, 40(5): 149-159.
- 史杰, 汪美华, 马小军, 文章, 朱栗佟. 2022. 新疆塔什库尔干县曲曼地热田地下热水同位素研究[J]. 地球学报, 43(5): 645-653.
- 谢文萍, 杨劲松. 2011. 三峡工程调蓄进程中长江河口区土壤水盐动态变化. 长江流域资源与环境[J]. 长江流域资源与环境, 20(8): 951-956.
- 赵琪. 2016. 长江下游沿海平原地下水补径排条件与水化学形成机理研究[D]. 长春: 吉林大学
- 郑淑慧, 侯发高, 倪葆龄. 1983. 我国大气降水的氢氧稳定同位素研究[J]. 科学通报, (13): 801-806.
- 中国地质调查局. 2012. 水文地质手册(第二版)[M]. 北京: 地质出版社: 102.
- 中华人民共和国住房和城乡建设部, 国家市场监督管理总局. 2019. 土工试验方法标准: GB/T 50123—2019[S]. 北京: 中国计划出版社: 266-279.
- 朱诚, 程鹏, 卢春成, 王文. 1996. 长江三角洲及苏北沿海地区 7000 年以来海岸线演变规律分析[J]. 地理科学, 16(3): 207-213.

## References:

- CHEN Jie, HUANG Qi-wei, LIN Ya-ling, FANG Yuan, QIAN Hui, LIU Rui-ping, MA Hong-yun. 2019. Hydrogeochemical



- characteristics and quality assessment of groundwater in an irrigated region, Northwest China[J]. *Water*, 11(1): 96.
- CHINA GEOLOGICAL SURVEY. 2012. Handbook of hydrogeology (2<sup>nd</sup> edition)[M]. Beijing: Geological Publishing House: 102(in Chinese).
- CRAIG H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters[J]. *Science*, 133(3465): 1702-1703.
- DE MONTETY V, RADAKOVITCH O, VALLET-COULOMB C, BLAVOUX B, HERMITTE D, VALLES V. 2008. Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in a confined coastal aquifer: Case of the Rhône delta (Southern France)[J]. *Applied Geochemistry*, 23(8): 2337-2349.
- DU Wen-yue, WANG Qi, PU Jun-bing, YU Shi. 2022. Effect of exogenous acids on the karst chemical weathering and carbon sink in Lijiang River during the wet season[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 43(4): 449-460(in Chinese with English abstract).
- GE Qin, LIANG Xing, JIN Meng-gui, LI Jing, LIU Yan. 2017. Cl<sup>-</sup> as a chemical finger print of solute transport in the aquitard-aquifer system of the North Jiangsu Coastal Plain, China[J]. *Geofluids*, (4): 6131547.
- GIBBS R J. 1970. Mechanisms controlling world water chemistry[J]. *Science*, 170(3962): 1088-1090.
- GOU Fu-gang, GONG Xu-long, LI Jin, LIU Yuan. 2017. Salt characteristics and correlation analysis of soil and water body of micro confined water layer in Jiangsu coastal plain[J]. *Journal of Water Resources and Water Engineering*, 28(3): 72-76(in Chinese with English abstract).
- GOU Fu-gang, GONG Xu-long, MEI Qin-qin. 2018a. The division and application of engineering geological strata groups of soil mass in north shore of the Yangtze Delta[J]. *Geological Review*, 64(1): 237-245(in Chinese with English abstract).
- GOU Fu-gang, GONG Xu-long, YANG Lei, ZHANG Yan, CAI Lu-ming. 2018b. Indicative functions and characteristics of soil salinity in coastal Jiangsu area[J]. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 27(6): 1380-1387(in Chinese with English abstract).
- GOU Fu-gang, GONG Xu-long, YANG Lu-mei, ZHANG Yan, LIU Ming-yao. 2022a. Salt content features and sedimentary environmental evolution in shallow-level (<100 m) soils from the Yangtze River Estuary[J]. *Geoscience*, 36(2): 462-473(in Chinese with English abstract).
- GOU Fu-gang, GONG Xu-long, ZHANG Yan, YANG Lu-mei, LIU Yan. 2022b. Salt characteristics and sedimentary environment analysis of deep soft soil in the Changjiang River Estuary[J]. *Haiyang Xuebao*, 44(4): 12-22(in Chinese with English abstract).
- GOU Fu-gang. 2022c. A method for deducing the hydrochemical components of pore water in aquitards[P]. China: 202210352935.0(in Chinese).
- HAKANSON L, JANSSON M. 1983. Principles of lake sedimentology[M]. Berlin: Springer-Verlag: 1-174.
- HAN Dong-mei, KOHFAHL C, SONG Xian-fang, XIAO Guo-qiang, YANG Ji-long. 2011. Geochemical and isotopic evidence for Palaeo-seawater intrusion into the south coast aquifer of Laizhou Bay, China[J]. *Applied Geochemistry*, 26(5): 863-883.
- HAN Dong-mei, SONG Xian-fang, CURRELL M J, YANG Ji-long, XIAO Guo-qiang. 2014. Chemical and isotopic constraints on evolution of groundwater salinization in the coastal plain aquifer of Laizhou Bay, China[J]. *Journal of Hydrology*, 508: 12-27.
- HENDRY M J, WASSENAAR L I. 2000. Controls on the distribution of major ions in pore waters of a thick surficial aquitard[J]. *Water Resources Research*, 36(2): 503-513.
- IAEA (International Atomic Energy Agency). 2011. Global network of isotopes in precipitation[EB/OL]. [2011-12-28]. [http://www-naweb.iaea.org/naweb/ih/IHS\\_resources\\_gnip.html](http://www-naweb.iaea.org/naweb/ih/IHS_resources_gnip.html).
- KHMILA K, TRABELSI R, ZOUARI K, KUMAR U S. 2021. Application of geochemical and isotopic tracers for the evaluation of groundwater quality in the irrigated area of the Sbiba plain (Central West Tunisia)[J]. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 313: 107298.
- KIM Y, LEE K S, KOH D C, LEE D H, LEE S G, PARK W B, KOH G W, WOO N C. 2003. Hydrogeochemical and isotopic evidence of groundwater salinization in a coastal aquifer: a case study in Jeju volcanic island, Korea[J]. *Journal of Hydrology*, 270(3-4): 282-294.
- KUANG Xing-xing, JIAO Jiu-jimmy, WANG Ya. 2016. Chloride as tracer of solute transport in the aquifer-aquitard system in the Pearl River Delta, China[J]. *Hydrogeology Journal*, 24(5): 1121-1132.
- LEE K S, WENNER D B, LEE I. 1999. Using H- and O-isotopic data for estimating the relative contributions of rainy and dry season precipitation to groundwater: example from Cheju Island, Korea[J]. *Journal of Hydrology*, 222(1-4): 65-74.
- LI Jing, GONG Xu-long, LIANG Xing, LIU Yan, YANG Ji-long, MENG Xian-meng, ALHASSAN A. 2021. Salinity evolution of aquitard porewater associated with transgression and regression in the coastal plain of Eastern China[J]. *Journal of Hydrology*, 603(C): 127050.
- LI Jing, LIANG Xing, JIN Meng-gui, YANG Ji-long, MA Bin, GE Qin. 2017. Origin and evolution of aquitard porewater in the western coastal plain of Bohai Bay, China[J]. *Groundwater*, 55(6): 917-925.
- LI Jing, WU Hua-wu, ZHOU Yong-qiang, ZHAO Zhong-hua, WANG Xiao-long, CAI Yong-jiu, HE Bin, CHEN Wen, SUN Wei. 2020. Variations of stable oxygen and deuterium isotopes in river and lake waters during flooding season along the middle and lower reaches of the Yangtze River regions[J]. *Environmental Science*, 41(3): 1176-1183(in Chinese with English abstract).
- LI Wen-yun, CUI Ya-li, SU Chen, ZHANG Wei, SHAO Jing-li. 2012. An integrated numerical groundwater and land subsidence model of Tianjin[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 42(3): 805-813(in Chinese with English abstract).
- LI Xiao-li. 2020. Paleoclimatic evidence inferred from soluble salt deposits in the Pleistocene sediments at Jijiazhuang site, Nihewan Basin[J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 40(5): 149-159(in Chinese with English abstract).
- LIAO Xian-gui, ZHANG Xiang-jun. 1985. Geochemical charac-

- teristics of interstitial water of the Bohai Gulf[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, (2): 222-231.
- LIU S Y, SHAO G H, DU Y J, CAI G J. 2011. Depositional and geotechnical properties of marine clays in Lianyungang, China[J]. *Engineering Geology*, 121(1-2): 66-74.
- MAO Zhi-chao, SHEN Huan-ting, JAMES L T, EISMA D. 2001. Types of saltwater intrusion of the Changjiang Estuary[J]. *Science in China Series B: Chemistry*, 44(S1): 150-157.
- MAZUREK M, ALT-EPPING P, BATH A, GIMMI T, WABER H N, BUSCHAERT S, DE CANNIÈRE P, DE CRAEN M, GAUTSCHI A, SAVOYE S, VINSOT A, WEMAERE I, WOUTERS L. 2011. Natural tracer profiles across argillaceous formations[J]. *Applied Geochemistry*, 26(7): 1035-1064.
- MEHTA S, FRYAR A E, BANNER J L. 2000. Controls on the regional-scale salinization of the Ogallala aquifer, Southern High Plains, Texas, USA[J]. *Applied Geochemistry*, 15(6): 849-864.
- Ministry of Housing and Urban-Rural Development of the People's Republic of China, State Administration for Market Regulation. 2019. Standard for Geotechnical testing method: GB/T 50123-2019[S] Beijing: China Planning Press: 266-279(in Chinese).
- PANNO S V, HACKLEY K C, HWANGH H, GREENBERG S E, KRAPAC I G, LANDSBERGER S, O'KELLY D J. 2006. Characterization and identification of Na-Cl sources in groundwater[J]. *Ground Water*, 44(2):176-187.
- QI Hui-hui, MA Chuan-ming, HE Ze-kang, HU Xiao-jing, GAO Lin. 2019. Lithium and its isotopes as tracers of groundwater salinization: A study in the southern coastal plain of Laizhou Bay, China[J]. *Science of the Total Environment*, 650: 878-890.
- REA I, SANSONE L, TERRACCIANO M. 2012. XXXII.—On the manganese oxides and manganese nodules in marine deposits[J]. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 37(4): 721-742.
- ROBERTS A P, ZHAO X, HARISON R J, HARRISON R J, HESLOP D, MUXWORTHY A R, ROWAN C J, LARRASOAA J C, FLORINDO F. 2018. Signatures of reductive magnetic mineral diagenesis from unmixing of first-order reversal curves[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(6): 4500-4522.
- SAMOILOV Y O. 1957. A new approach to the study of hydration of ions in aqueous solutions[J]. *Discussions of the Faraday Society*, 24: 141.
- SCHIAVO M A, HAUSER S, POVINEC P P. 2009. Stable isotopes of water as a tool to study groundwater-seawater interactions in coastal south-eastern Sicily[J]. *Journal of Hydrology*, 364(1-2): 40-49.
- SHAW R J, HENDRY M J. 1998. Hydrogeology of a thick clay till and Cretaceous clay sequence, Saskatchewan, Canada[J]. *Canadian Geotechnical Journal*, 35(6): 1041-1052.
- SHI Jie, WANG Mei-hua, MA Xiao-jun, WEN Zhang, ZHU Li-tong. 2022. Isotope and hydrogeochemical characteristics of the Quman high temperature geothermal field in Taxkorgan, Xinjiang[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 43(5): 645-653(in Chinese with English abstract).
- TOMASZKIEWICZ M, NAJM M A, EL-FADEL M. 2014. Development of a groundwater quality index for seawater intrusion in coastal aquifers[J]. *Environmental Modelling & Software*, 57: 13-26.
- TRABELSI R, ZOUARI K. 2019. Coupled geochemical modeling and multivariate statistical analysis approach for the assessment of groundwater quality in irrigated areas: A study from North Eastern of Tunisia[J]. *Groundwater for Sustainable Development*, 8: 413-427.
- WANG Yong-hong, LI Guang-xue, ZHANG Wei-guo, DONG Ping. 2014. Sedimentary environment and formation mechanism of the mud deposit in the central South Yellow Sea during the past 40 kyr[J]. *Marine Geology*, 347: 123-135.
- WANG Ya, JIAO Jiu-jimmy. 2012. Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in the confined Quaternary aquifer of the Pearl River Delta, China[J]. *Journal of Hydrology*, 438-439: 112-124.
- WICKMAN F E. 1954. The "total" amount of sediments and the composition of the "average igneous rock"[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 5(3): 97-110.
- WU Shi-ying. 1991. Oxygen isotope compositions of seawaters in the huanghai(yellow) sea and the Bohai sea[J]. *Science in China (Series B)*, 34(3): 327-337.
- XIE Wen-ping, YANG Jin-song. 2011. Soil water-salt dynamics in the Yangtze River Estuary during the process of storage of the Three Gorges Project[J]. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 20(8): 951-956(in Chinese with English abstract).
- YAO Rong-jiang, YANG Jing-song, GAO Peng, ZHANG Jian-bing, JIN Wen-hui. 2013. Determining minimum data set for soil quality assessment of typical salt-affected farmland in the coastal reclamation area[J]. *Soil & Tillage Research*, 128: 137-148.
- ZHAO Qi. 2016. Groundwater recharge, discharge, runoff conditions and chemical constituents formation mechanism in the coastal plain, downstream of Yangtze River[D]. Changchun: Jilin University(in Chinese with English abstract).
- ZHENG Shu-hui, HOU Fa-gao, NI Bao-ling. 1983. Stable isotope study of hydrogen and oxygen in atmospheric precipitation in China[J]. *Chinese Science Bulletin*, (13): 801-806(in Chinese).
- ZHU Cheng, CHENG Peng, LU Chun-cheng, WANG Wen. 1996. Analysis of coastline evolution patterns in the Yangtze River Delta and coastal areas of northern Jiangsu Province since 7000 years[J]. *Scientia Geographica Sinica*, 16(3): 207-213(in Chinese).