

扬泰靖地区地下水硫同位素组成特征及其意义

李 云^{1,2}, 姜月华², 周 迅², 贾军元², 周权平², 李云峰², 杨 辉²

(1. 中国地质科学院研究生部, 北京 100083; 2. 南京地质矿产研究所, 南京 210016)

摘要: 通过分析长江三角洲扬泰靖地区第四系松散层地下水硫酸盐的硫同位素组成特征, 揭示不同层次和地段地下水中硫酸盐的演化规律及其赋存环境变化特点。研究表明潜水中硫同位素值变化不大, 8.3‰~10.5‰, 而孔隙承压水中硫同位素值变化较大, 随深度增加而增大(最高达 71.6‰)。在潜水中, 硫酸盐源于农业污染或污染物与海源硫酸盐的混合; 在顶部地区和沿江地段的浅层孔隙承压水中, 负 $\delta^{34}\text{S}$ 值的硫酸盐源于硫化物的氧化, 与其松散层岩性以砂性土为主、径流条件好、封闭性差和处于氧化环境有关; 而在东部的深层孔隙承压水中, 高 $\delta^{34}\text{S}$ 值的硫酸盐源于硫酸盐的还原, 与其松散层岩性以粘土土为主、隔水层发育、径流条件差、封闭性好和处于还原环境有关。

关键词: 地下水; 硫酸盐; 硫同位素; 扬泰靖地区

中图分类号: P592; X142

文献标识码: A

文章编号: 1000-3665(2010)04-0012-06

扬泰靖地区位于长江三角洲的长江北岸, 包括扬州和泰州的南部及如皋地区。区内第四系松散堆积物中赋存丰富的孔隙地下水^[1]。其中, 浅层地下水普遍遭受不同程度的污染; 而深层地下水基本未受污染, 水质较好, 是各城镇主要开采层^[2]。但是由于以往对研究区地下水的补径排条件、地下水成因等水文地质方面的研究不足, 致使无法合理开发利用及有效管理其地下水资源, 地下水长期过量开采、区域地下水水位大幅度持续下降, 在扬州、泰州的局部地区已引起轻微地面沉降^[3-5]。而利用地下水中硫酸盐的 ^{34}S 同位素可以辨别地下水中硫酸盐的来源、指示其赋存环境的氧化还原特征、揭示硫酸盐的演化规律等^[6-9]。本文旨在通过分析扬泰靖地区地下水中硫酸盐 ^{34}S 同位素的分布特征, 诠释地下水中硫酸盐的演化规律及其赋存环境变化情况进而解析不同地段与层位地下水之间的水力联系, 为地下水资源的合理利用、管理和有效保护提供科学依据。

1 研究区概况

1.1 自然地理概况

扬泰靖地区北侧以扬州—泰州—海安一线为界, 南侧以长江为界, 东侧以通扬大运河为界(图 1)。区

域地势平坦, 总体上由西微微缓倾向东, 地面高程于扬州一带约 10m, 向东至泰州、海安一带降为 5~9m。区内属亚热带、湿润季风气候, 冬季干冷多东北风, 夏季湿热多东南风, 温暖湿润, 四季分明。年均气温为 15℃左右, 年均降水量 1 000mm 左右, 年平均水面蒸发量约 1 100mm, 平均相对湿度为 78%。

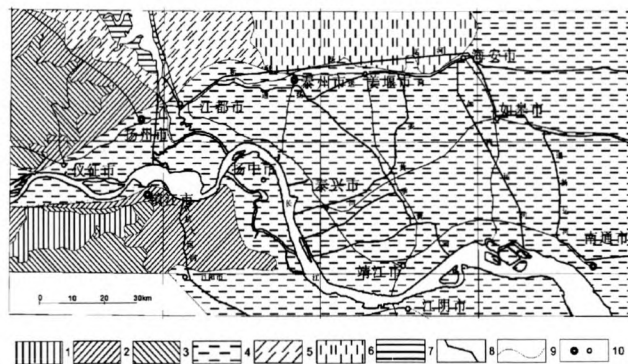


图 1 扬泰靖地区地貌概况图

Fig. 1 Landforms of the Yangzhou-Taizhou-Jingjiang area

1—构造侵蚀山地丘陵; 2—一级阶地; 3—二级阶地; 4—长江三角洲漫滩平原; 5—河流冲积平原; 6—古泻湖浅洼平原; 7—湖沼堆积平原; 8—运河/河流; 9—道路; 10—市、县级市

1.2 含水层组与岩性特征

扬泰靖地区隶属长江三角洲平原, 第四系在区内广泛分布。岩性组成、粒度、厚度与成因类型自西向东在水平方向和垂直方向均呈现一定的变化规律。由西向东, 含水层厚度逐渐增加, 由 100 多米增厚到 200 至 300 多米; 岩性则由相对单一的厚层粗颗粒层向多层次叠置的细颗粒层过渡(图 2)。

扬泰靖地区以口岸为界可分为以西的单层亚区和

收稿日期: 2009-09-20; 修订日期: 2010-02-03

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(1212010340106、121201063400、1212010634404、1212010914006)

作者简介: 李云(1984-), 男, 硕士研究生, 地质工程同位素水文地质方向。

E-mail: aslik123@163.com

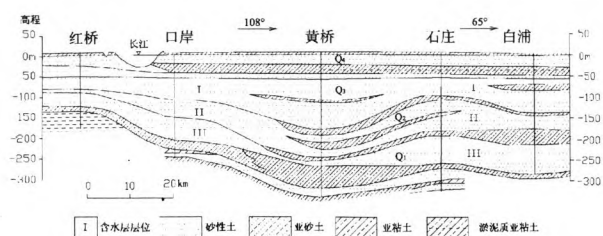
图2 扬泰靖地区水文地质剖面图^[10]

Fig.2 Hydrogeologic profile of the Yangzhou-Taizhou-Jingjiang area

以东的多层亚区^[11]。口岸以西为长江三角洲平原顶部地区,是长江各个时期多条古河道的发源地。岩性自上而下为全新统的中细砂、上更新统的粗砂砾石、中更新统的砂砾石和下更新统的中粗砂,各时期砂层之间无稳定的隔水层存在,组成相对较厚的含水层。

在口岸以东地区,第四系地层内形成明显易分的多层结构,垂向上构成潜水、I、II和III承压含水组。潜水含水层的岩性为全新统亚砂土、粉细砂及亚砂土与粉细砂互层。垂向上表现为上下细中间粗,水平方向上由西向东变细变厚渐具微承压特点,厚度20~50m。而承压含水层岩性颗粒及厚度变化与各个时期古河道的河床展布和基底地形密切相关,在古河床一带,岩性为粗砂砾石。I承压含水层中古河床中心位于瓜州—红桥—口岸一带;II承压含水层中古河床中心位于扬州—嘶马—黄桥一线;III承压含水层中古河道摆动变化比较大,整体自西向东岩性由粗变细,顶板埋深逐渐增加并呈1~2个层次出现。

2 样品采集和分析方法

据研究区承压水井(孔)的分布特点,结合水文地质条件,按多条水文地质剖面多层次布置采样点。对各层位的地下水采样,共采取191组地下水样品,其中21组为硫同位素样品(4组潜水样,17组承压水样)(图3)。样品水化学成分由南京地质矿产研究所实验室按照国家标准^[12]使用原子吸收、原子荧光、分光光度、离子色谱和酸碱滴定方法完成测试,主要采用超声雾化-电感耦合等离子体光谱仪、原子荧光光谱仪、紫外-可见分光光度计和离子色谱仪。硫酸盐的硫同位素值由中国地质科学院矿产资源研究所完成测试。硫同位素分析方法:硫酸盐矿物先经碳酸盐-氧化锌半熔法提纯为BaSO₄,再用V₂O₅氧化法制备SO₂样品,质谱仪(型号MAT 251 EM)测定,以CDT为标准,分析精度±0.2‰。

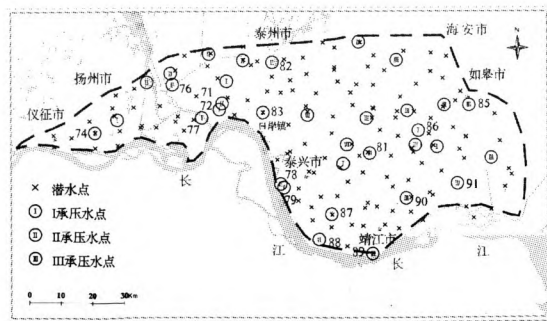


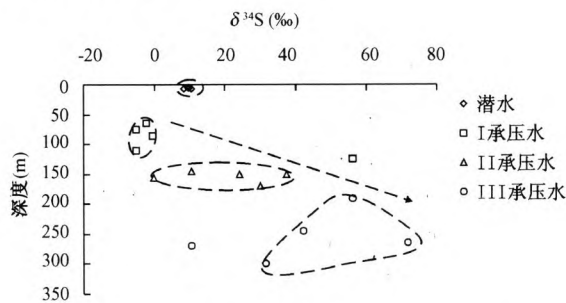
图3 扬泰靖地区地下水样点分布图

Fig.3 Location of groundwater samples in the Yangzhou-Taizhou-Jingjiang area

3 分析结果与讨论

3.1 同位素分布特征

同位素测试数据统计,扬泰靖地区潜水中硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化不大,8.3‰~10.5‰,平均值为9.4‰;而孔隙承压水中硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化较大,随深度的增加而增大(图4)。

图4 地下水中硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值深度变化图Fig.4 Distribution of $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfate in groundwater with depth

其中,位于沿江地段埋深150m以浅的第I承压水中硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为负值,-5.2‰~-0.5‰之间;而位于如皋搬经镇的第I承压水中硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值则高达56‰。第II承压水中硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于-0.2‰~37.3‰,其唯一负值点(-0.2‰)位于泰兴开发区,与相邻第I承压水点的 $\delta^{34}\text{S}$ 值相近(-0.5‰),佐证沿江古河道上隔水层的不连续性及含水层之间较好的连通性。第III承压水中硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值10.4‰~71.6‰,在研究区的北西至东南方向上 $\delta^{34}\text{S}$ 值呈现逐渐增大的趋势。其除一水点的 $\delta^{34}\text{S}$ 值与潜水一致外,其余第III承压水点的 $\delta^{34}\text{S}$ 值均大于30‰。

3.2 地下水水化学特征

分析表明,不同地段和层位的地下水在Piper图

中分布在不同的 4 个区内(图 5)。

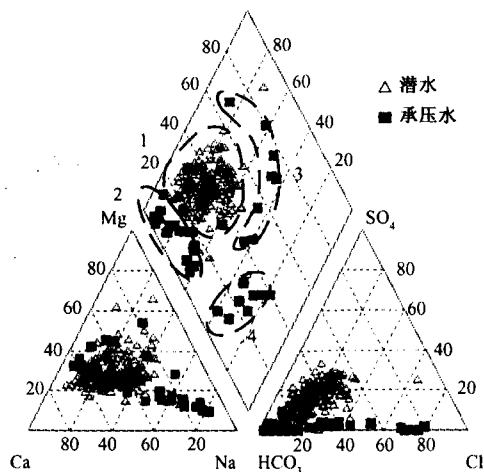


图 5 扬泰靖地区地下水 Piper 三线图

Fig. 5 Piper diagram of groundwater samples in the Yangzhou-Taizhou-Jingjiang area

1 区:主要分布为潜水,其阳离子 Ca^{2+} 约 20% ~ 60%, Na^+ 、 Mg^{2+} 约 20% ~ 40%;而阴离子以 HCO_3^- 为主,约 40% ~ 80%。其在 Piper 图中集中分布,表征研究区潜水来源的一致性。

2 区:主要为分布在长江古河道的顶部及沿江地区的承压水,其阴离子以 HCO_3^- 为主,而阳离子在水平和垂直方向上从顶部地区的微承压水和第 I 承压水的以 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为主,逐渐沿江往下变为古河道上第 II、III 承压水的 Ca^{2+} 、 Na^+ 、 Mg^{2+} 并存,表现出 Na^+ 在水平和垂直方向上的变化及 SO_4^{2-} 浓度极低的特征。说明在靖江往上的沿江地段,作为长江古河道,是一条重要的地下水径流通道且含水层中的地下水具有较高的径流速度,验证了沿江地段地下水储存环境封闭性差、径流条件好的特点,为氧化物质的运移及硫化物的氧化提供了可能。

3 区:主要为分布于沿江地段各化工厂内的承压水点,阴离子以 Cl^- 、 HCO_3^- 为主, Cl^- 含量最高 80%,而 SO_4^{2-} 很少;阳离子中 Mg^{2+} 含量所占百分比变化不大,在 20% 左右,而 Ca^{2+} 、 Na^+ 呈现此消彼长的关系。其是由于化工厂的大量用水使地下水不仅接受其他含水层的补给,还接受来自于粘性土隔水层中压密释水的补给,使地下水中 Cl^- 含量剧增,水化学类型发生偏移。

4 区:主要为分布于如皋地区及泰兴地区远离江边的深层承压水,水化学类型以 HCO_3-Na 或 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl}-\text{Na}$ 型为主, Na^+ 含量占到 60% ~ 80%, Cl^- 含量也有所增加,其与如皋地区及泰兴远离江边处广泛分布

的粘性土隔水层有关。其粘性土隔水层的广泛分布,地下水的径流速度降低,促进了地下水中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 与含水层的粘性土顶底板中吸附的 Na^+ 发生离子交换作用,表现出 Na^+ 含量增加而 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 含量减少的特点。同时相近的水化学特征表明在远离沿江地带的中部地区,地下水储存环境封闭性好,径流条件差,进而形成了含水层的还原条件并佐证了含水层中高 $\delta^{34}\text{S}$ 值硫酸盐的来源及成因。

3.3 地下水中硫酸盐的演化

在地下水中,硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值取决于硫酸盐的来源以及在水循环过程中所发生的地球化学过程。硫酸盐的主要来源可以分为:自然源、人为源。自然源包括蒸发岩(如石膏)的溶解、硫化物(主要为黄铁矿)的氧化、大气干湿沉降等。人为成因源包括化肥(如硫酸铵肥、NPK 肥)的施用、工矿废水的入渗、酸性降水等^[13~16]。而在水循环过程中,微生物硫酸盐还原和硫化物的氧化等作用使硫酸盐中硫同位素产生分馏,引起硫同位素的变化^[17~19]。

从 $\delta^{34}\text{S}-\text{SO}_4^{2-}$ 关系图中可以看出,潜水中硫酸盐浓度变化比较大(52.9 ~ 101.0 mg/L),而 $\delta^{34}\text{S}$ 值差异不大。在孔隙承压水中,硫酸盐的浓度变化不大(最大仅为 26.8 mg/L),其 $\delta^{34}\text{S}$ 值差异极大。由于各水点的水化学特征比较相近,如果单独从水化学或硫酸盐的浓度方面无法解析出孔隙承压水中硫酸盐的来源及其演化规律,而差异极大的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为地下水中硫酸盐的演化提供了解析的可能。

依据地下水中硫酸盐的浓度及其 $\delta^{34}\text{S}$ 值,可以将地下水分为 A、B、C、D 四组(图 6)。

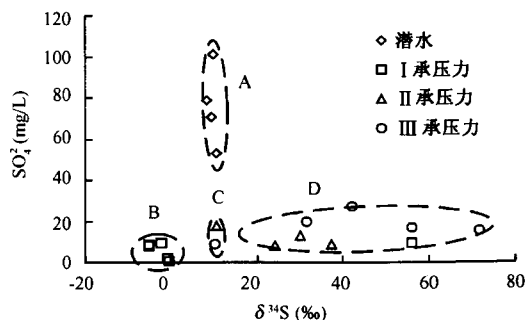


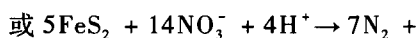
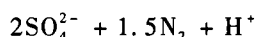
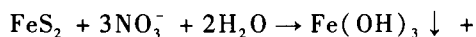
图 6 $\delta^{34}\text{S}-\text{SO}_4^{2-}$ 关系图

Fig. 6 Relationship between $\delta^{34}\text{S}$ values and SO_4^{2-} concentrations

A 组:该组全部为潜水,硫酸盐浓度高, $\delta^{34}\text{S}$ 值变化不大。由于研究区临海且其地面多以农业种植为主,认为潜水中高浓度的硫酸盐存在两种可能的来源:

一是源于家庭生活废水及农业化肥(磷肥、硫酸钙)等的污染;二是来自于上述污染物与海源硫酸盐的混合。现代海水中硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值约为 20‰^[20],而不同的地质背景,化肥原料,废水及农业中硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值呈现明显的区域性差异。如在 Llobregat 流域,其所使用的农业化肥中 NPK 肥的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 +7‰、硫酸铵肥的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -1.1‰^[16]。

B组:该组的承压水点分布于沿江地段,为埋深 150m 以浅的第 I 承压水。其硫酸盐的浓度少于 10 mg/L,甚至位于检出限以下;而 $\delta^{34}\text{S}$ 值则全为负值,明显有异于潜水中的硫酸盐。说明该组承压水没有经受过潜水的渗漏污染,硫酸盐并非源于潜水,表明潜水含水层与承压含水层之间的隔断性。虽然在口岸以西地区潜水含水层与承压含水层之间并没有稳定的粘性土隔水层,但是由于潜水含水层中就含有一定的亚粘土和亚砂土层,而且在垂向上不同含水层之间渗透性可能存在差异,具有隔断性,在一定程度上阻碍了潜水对承压水的补给。鉴于此隔断性,认为地下水中的硫酸盐是源于厌氧环境下的硫化物氧化。在有氧或厌氧条件下,硫化物均可能发生氧化^[21]。其氧化形成的硫酸盐的同位素值与氧化反应机制以及硫化物、氧气和水的同位素组成相关,多贫重硫同位素,形成相对低的硫同位素值,且常表现为负值。其氧化剂主要为:氧气、硝酸盐、三价铁、 MnO_2 ^[22]。氧化过程中硫酸盐中氧的来源有三种:氧气、硝酸盐、水^[23]。在该组承压水点中,其硝酸盐浓度低于检出限,但其并非是由于硝酸盐参与了硫化物的氧化作用,而是由于含水层之间的隔断性。如果硝酸盐参与硫化物的氧化反应^[22]:



那么,①承压水经受了潜水的渗漏污染,也就相应带来了部分硫酸盐,进而承压水中具有一定含量的硫酸盐;②硫化物的氧化反应会进一步增加地下水中硫酸盐的含量。如此产生的硫酸盐浓度与该组水体硫酸盐实际偏低、甚至低于检出限的浓度不一。依据该组相对其他水点较高的全 Fe 含量,认为含水层中硫酸盐是源于厌氧环境下 Fe^{3+} 对硫化物的氧化作用。

C组:该组仅包含两个承压水点,分别位于江都仙女镇和如皋市区。两个水点硫酸盐 $\delta^{34}\text{S}$ 值分别为 10.5‰和 10.4‰,与潜水中硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值几近一致。同时在水化学特征上,这两个水点大部分离子的

浓度相近,且在 Schoeller 图中与潜水点之间呈现出离子浓度“共振”的特点。说明两个水点地下水中的硫酸盐主要来源于潜水,经受了潜水对其的渗漏污染。可能是由于水井使用年限比较长,水井侧壁止水效果变差,进而造成潜水对承压水的渗漏污染。

而两个水点之间 Cl^- 和 NO_3^- 较大的浓度差异,则与如皋市区和江都仙女镇之间的水文地质条件相关。

位于研究区顶部地区江都仙女镇的水点, Cl^- 浓度为 24.2 mg/L, NO_3^- 浓度为 46.5 mg/L。在顶部地区,含水层岩性以砂性土为主,含水层之间的连通性好,不易发生反硝化等作用以降低 NO_3^- 浓度。而对于位于如皋市区的水点,其 Cl^- 浓度高达 124 mg/L,而 NO_3^- 浓度低于检出限。其是由于如皋地区远离长江三角洲顶部,粘性土隔水层发育,各含水层之间分隔明显,连通性差,具备还原性条件。在该含水层中,易于发生硝酸盐的反硝化作用,进而导致源于潜水污染的 NO_3^- 因反硝化等作用而使其浓度低于检出限。同时其高浓度的 Cl^- ,则主要是海侵时期在粘性土隔水层中所滞留形成的卤水交换所致,其可以从 Na^+/Cl^- 、 $\text{Ca}^{2+}/\text{Cl}^-$ 的比值中得到一定的验证。其 Na^+/Cl^- 比值低于海水的 Na^+/Cl^- 比值,且 $\text{Ca}^{2+}/\text{Cl}^-$ 比值大于海水的 $\text{Ca}^{2+}/\text{Cl}^-$ 比值,说明了该水点中的离子成分部分来源于海水。因为海源水体中高浓度的 Na^+ ,致使在含水层中发生了离子交换作用, Na^+ 含量降低而 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 含量增加。

D组:该组主要为埋深 150m 以深的第 II、III 承压水,主要分布于研究区的东南部。其硫酸盐浓度变化不大(8.4~26.8 mg/L),而 $\delta^{34}\text{S}$ 值却差异极大(24.1‰~71.6‰)。可以看出,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值明显高于其他三组,而硫酸盐浓度相对于其他承压水点而言,却并没有明显的降低甚至略微增加。表明在该组承压水中硫酸盐的来源,除了径流方向上的补给外,还有海侵时期滞留的海源硫酸盐的补给。同时高达 70‰之多的 $\delta^{34}\text{S}$ 值则表明,除了不同来源的硫酸盐混合使 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化,其主要是源于微生物硫酸盐还原作用。因为在微生物硫酸盐还原作用下,硫酸盐浓度下降而 $\delta^{34}\text{S}$ 值上升^[24-25]。在德国 Oderbruch 围垦堤防与河流之间的强还原带内,由于硫酸盐的微生物还原作用,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值高达 85.7‰^[7]。

4 结论

(1)研究区内潜水中的硫酸盐含量高,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值约 10‰,主要来源于农业污染或污染物与海源硫酸盐

的混合;孔隙承压水中硫酸盐含量比较低,不同地段 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化大且与潜水中硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值相差大,其主要源于承压水之间的径流补给而并非源于潜水对承压水的越流补给。虽然深层地下水开采布局不合理并采取“三集中”(层次、地段和时间集中)的开采方式^[5,26],但是总体上还未造成潜水对深层承压水的污染。

(2)在孔隙承压水中,不同地段的硫酸盐由于水文地质条件的差异而经受了不同的地球化学反应过程。在顶部和沿江地段,其松散层岩性以砂性土为主、径流条件好、封闭性差并处于氧化环境,埋深150m以浅的浅层承压水中硫酸盐经受了厌氧环境下硫化物的氧化作用, $\delta^{34}\text{S}$ 值为负值。而在东部地区,其松散层岩性以粘性土为主、隔水层发育、径流条件差、封闭性好并处于还原环境,埋深150m以深的深层承压水中硫酸盐经受了微生物硫酸盐的还原作用, $\delta^{34}\text{S}$ 值大于30‰,最高达71.6‰。

(3)在顶部及沿江地段,水化学类型为 $\text{HCO}_3-\text{Ca}\cdot\text{Mg}$ 型,而沿程往东, Na^+ 和 Cl^- 含量增加,水化学类型变为 $\text{HCO}_3\cdot\text{Cl}-\text{Na}$ 型,验证了地下水中硫酸盐赋存环境的变化。

参考文献:

- [1] 沈国俊,卢立志. 长江三角洲地区地下水开采资源评价[J]. 江苏地质, 1987(1): 51-54.
- [2] 汪珊,孙继朝,李政红. 长江三角洲地区地下水环境质量评价[J]. 水文地质工程地质, 2005, 32(6): 30-33.
- [3] 薛小平. 泰州市地面沉降问题的探讨[J]. 现代测绘, 2006, 29(2): 26-27.
- [4] 缪卫东,朱锦旗,沈鲁勤. 扬州市城区地面沉降现状与防治对策[J]. 灾害学, 2006, 21(3): 58-63.
- [5] 仇晓燕,章林,张小平. 扬州市地下水开采与地质环境影响分析[J]. 江苏国土资源, 2003, (8): 21-22.
- [6] Torssander P, Mörtz C - M, Kumpulainen R. Chemistry and sulfur isotope investigation of industrial wastewater contamination into groundwater aquifers, Pitea County, N. Sweden [J]. Journal of Geochemical Exploration, 2006, 88(1-3): 64-67.
- [7] Massmann G, Tichomirowa M, Merz C, et al. Sulfide oxidation and sulfate reduction in a shallow groundwater system (Oderbruch Aquifer, Germany) [J]. Journal of Hydrology, 2003, 278(1-4): 231-243.
- [8] Szykiewicz A, Medina M R, Modelska M, et al. Sulfur isotopic study of sulfate in the aquifer of Costa de Hermosillo (Sonora, Mexico) in relation to upward intrusion of saline groundwater, irrigation pumping and land cultivation [J]. Applied Geochemistry, 2008, 23(9): 2539-2558.
- [9] 段光武,梁永平. 应用 ^{34}S 同位素分析阳泉市岩溶地下水硫酸盐污染[J]. 西部探矿工程, 2006, 117(1): 100-103.
- [10] 陈美铎,王福臻,陈祥华,等. 中华人民共和国区调水文地质报告[R]. 南通市幅I-51-31. 南京:江苏省地质局第一水文地质队, 1979.
- [11] 隋兆显,薛其山,戴盛启,等. 江苏省沿江工业走廊水文地质工程地质环境地质综合评价报告[R]. 南京:江苏省地矿局第一水文地质工程地质大队, 1989.
- [12] 中华人民共和国卫生部,中国国家标准管理委员会. GB/T5750-2006 生活饮用水标准检验方法[S]. 北京:中国标准出版社, 2007.
- [13] Haefner R J. A sulfur-isotope mixing model to trace leachate from pressurized fluidized bed combustion byproducts in an abandoned-coal-mine setting [J]. Fuel, 2001, 80(6): 829-836.
- [14] 张鸿斌,陈毓蔚,刘德平. 广州地区酸雨硫源的硫同位素示踪研究[J]. 地球化学, 1995, 24(增刊): 126-133.
- [15] 郎赞超,刘丛强, Satake H, 等. 贵阳地表水—地下水的硫和氯同位素组成特征及其污染物示踪意义[J]. 地球科学进展, 2008, 23(2): 151-159.
- [16] Otero N, Soler A. Sulphur isotopes as tracers of the influence of potash mining in groundwater salinisation in the Llobregat Basin (NE Spain) [J]. Water Research, 2002, 36(16): 3989-4000.
- [17] Knöller K, Fauville A, Mayer B, et al. Sulfur cycling in an acid mining lake and its vicinity in Lusatia, Germany [J]. Chemical Geology, 2004, 204(3-4): 303-323.
- [18] Habicht K S, Canfield D E, Rethmeier J r. Sulfur isotope fractionation during bacterial reduction and disproportionation of thiosulfate and sulfite [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1998, 62(15): 2585-2595.
- [19] Trettin R, Gläcer H R, Schultze M, et al. Sulfur isotope studies to quantify sulfate components in water of flooded lignite open pits-Lake Goitsche, Germany [J]. Applied Geochemistry, 2007, 22(1): 69-89.

- [20] Böttcher M E, Schale H, Schnetger B, *et al.* Stable sulfur isotopes indicate net sulfate reduction in near-surface sediments of the deep Arabian Sea [J]. *Deep-Sea Research Part II*, 2000, 47 (14): 2769 - 2783.
- [21] Böttcher M E, Thamdrup B. Anaerobic sulfide oxidation and stable isotope fractionation associated with bacterial sulfur disproportionation in the presence of MnO_2 [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, 65 (10): 1573 - 1581.
- [22] Schippers A, Jorgensen B B. Biogeochemistry of pyrite and iron sulfide oxidation in marine sediments [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66 (1): 85 - 92.
- [23] Toran L, Harris R F. Interpretation of sulfur and oxygen isotopes in biological and abiological sulfide oxidation [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1989, 53 (9): 2341 - 2348.
- [24] Brunner B, Bernasconi S M. A revised isotope fractionation model for dissimilatory sulfate reduction in sulfate reducing bacteria [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005, 69 (20): 4759 - 4771.
- [25] Rees C E. A steady-state model for sulphur isotope fractionation in bacterial reduction processes [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1973, 37 (5): 1141 - 1162.
- [26] 方家骅, 景士良. 江苏省地下水资源及其保护研究 [J]. *水资源保护*, 1989: 16 - 20.

Characteristics of sulfur isotope in groundwater of the Yangzhou-Taizhou-Jingjiang Area

LI Yun^{1,2}, JIANG Yue-hua², ZHOU Xun², JIA Jun-yuan²,
ZHOU Quan-ping², LI Yun-feng², YANG Hui²

(1. Graduate Department of Chinese Academy of Geological Science, Beijing 100083, China;

2. Nanjing Institute of Geology and Mineral, CGS, Nanjing 210016, China)

Abstract: Through analyzing the characteristics of sulfur isotope of sulfate in groundwater in the Quaternary unconsolidated soils of the Yangzhou-Taizhou-Jingjiang area, the evolution and variation of the occurrence environment of sulfate in groundwater at different depths and sites are discussed in this paper. The results indicate that $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfate in the phreatic water range from 8.3‰ to 10.5‰ with a slight change, but the $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfate in the confined aquifer vary significantly and increase with increasing depth (up to 71.6‰). In the phreatic aquifer, sulfate originates from agricultural pollution or a mixture of pollutants with marine sulfates; in the shallow confined aquifer along the Yangtze River and at the top of the study area, sulfate with negative $\delta^{34}\text{S}$ values originates from oxidation of sulfides, which is related to the sand-dominated lithologic characteristics, good runoff conditions, poor sealing property and aerobic environment; in the deep confined aquifer of eastern area, sulfate with higher $\delta^{34}\text{S}$ values originates from reduction of sulfates, which is related to the clay-dominated lithologic characteristics, poor runoff conditions, good sealing property and anaerobic environment. Variation of the occurrence environment of sulfate in groundwater at different depths and sites are further verified by the corresponding chemical characteristics of groundwater.

Key words: groundwater; sulfate; sulfur isotope; Yangzhou-Taizhou-Jingjiang area

责任编辑:张若琳