

DOI:10.3876/j.issn.1000-1980.2022.06.001

苏北平原隐伏玄武岩地下水研究

陈建生^{1,2}, 韩莉文¹, 马芬艳²

(1. 河海大学地球科学与工程学院, 江苏 南京 210098; 2. 河海大学土木与交通学院, 江苏 南京 210098)

摘要: 针对苏北平原地表水污染严重, 深层承压水成为主开采层, 在大量抽取地下水之后, 依然存在高水位地区的问题, 对连云港、淮安、扬州、泰州和盐城等地的河水、地下水进行采样, 测试分析了样品的氢氧同位素以及水化学特征。结果表明: 苏北平原承压水氢氧同位素相对于地表水和浅层地下水贫化, 并非来自当地降水下渗以及上部含水层越流补给, 补给源具有明显的同位素贫化的特征; 地下水接受现代降水补给, 承压水中测到明显的来自核试验的氚; 地下水水岩反应以硅酸盐反应为主, 上新世以来东亚地区发生了多期火山喷发, 第四纪地层下的隐伏玄武岩地区可能是深层地下水发生水岩反应并产生偏硅酸的主要含水层, 而后这些富含偏硅酸的地下水通过断裂带运移到第四纪承压含水层中。

关键词: 偏硅酸; 氢氧同位素; 地下水; 玄武岩; 苏北平原

中图分类号: P641 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-1980(2022)06-0001-08

Study on the concealed basalt groundwater in Subei Plain

CHEN Jiansheng^{1, 2}, HAN Liwen¹, MA Fenyan²

(1. School of Earth Science and Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China;

2. College of Civil and Transportation Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: The surface water Subei Plain was polluted eriously, and the deep confined groundwater becomes the main exploitation aquifer, but high-water levels areas still exist after the extensive groundwater extraction. In order to investigate the cause of this phenomenon, the hydrogen and oxygen isotopes as well as water chemistry of river water and groundwater in Lianyungang, Huaian, Yangzhou, Taizhou and Yancheng were sampled and analyzed. The results showed that the hydrogen and oxygen isotopes of confined water in the Subei Plain are depleted relative to the surface water and the shallow groundwater, rather than from local infiltration of precipitation and recharge of the upper aquifer by transgressive flow. The recharge source is characterized by the obvious isotope depletion. Tritium dating data indicates that the groundwater receives modern precipitation recharge and apparent tritium from nuclear testing has been detected in the confined water. The large amount of metasilicic acid in the deep groundwater indicates that the groundwater water-rock reaction is dominated by the silicate reaction. Because multiple volcanic eruptions have occurred since the Pliocene in the northern Jiangsu area, the area of occult basalt beneath the Quaternary strata may be the main aquifer where deep groundwater reacted with water-rock to produce the metasilicic acid, and these metasilicic acid-rich groundwater then transported through the faults to the Quaternary confined aquifer.

Key words: metasilicic acid; hydrogen and oxygen isotopes; groundwater; basalt; Subei Plain

苏北平原靠近海岸线, 地势低平, 陆域面积 3.25 万 km², 海岸线长 954 km, 地理位置为 117.5°E ~ 122°E、32.5°N ~ 35.5°N, 按地貌形态可分为石质山地、山前冲积平原、黄泛平原、海积平原、古泻湖洼地平原和长江三角洲平原^[1]。江苏沿海地区处于北亚热带向南暖温带过渡区域, 属海洋性气候, 冬季偏干旱, 夏季偏湿热, 受季风降水及江淮梅雨影响显著, 年均降水量为 900 ~ 1 500 mm, 南部雨量偏多, 年平均气温 13 ~ 15℃^[2]。该地区常住人口达到 2 000 万, 虽然区内地表水资源丰富, 河网密布, 但地表水污染严重, 除了长江之外, 地表水水质都在Ⅳ类以上, 不适合作为饮用水水源。水质性缺水成为制约江苏沿海地区发展的主要问题。

基金项目: 国家自然科学基金(515035711)
作者简介: 陈建生(1955—), 男, 教授, 博士, 主要从事水文地质和同位素水文学研究。E-mail: jschen@hhu.edu.cn
引用本文: 陈建生, 韩莉文, 马芬艳. 苏北平原隐伏玄武岩地下水研究[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2022, 50(6): 1-8.
CHEN Jiansheng, HAN Liwen, MA Fenyan. Study on the concealed basalt groundwater in Subei Plain[J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2022, 50(6): 1-8.

20 世纪 50 年代,苏北平原地下水开采井数量极少,主要为供水试点和保留的勘探孔,年开采量不足 10 万 m^3 ,承压水呈自流状态^[1]。承压水在越流向地表补给的过程中大量的盐分被带到地表,在冲洪积平原地表沉积形成了盐碱地,造成玉米、小麦等农作物产量降低^[3]。20 世纪 60 年代初,江苏沿海地区深层水水位仅 2 m 左右,局部自流。20 世纪 70 年代以后,由于大量抽取地下水,承压水水位下降,局部地区形成漏斗,而 20 世纪 80 年代中后期承压水水位已下降至 40 m 左右^[4]。大量抽取地下水后含水层的补径排关系发生了根本的改变,承压水水位与潜水水位下降的最大幅度分别超过 40 m 与 5 m,含有大量盐碱及污染物的地表水直接渗入到潜水与承压水中,大部分潜水已经遭受了来自地表水的污染,而污染正在向承压水发展^[5]。地表水入渗造成盐碱地消失,农作物产量大幅度提高,但与此同时,地表的盐分被带入含水层中污染了地下水^[6]。

苏北平原深层承压水的来源存在争议。一种观点认为,深部承压水的补给源来自于长江、淮河、沂沭河等河流的侧向补给,不同承压层的补给周期在 1.5 万 ~ 4 万 a 之间,下层年龄大于上层^[1,7];第二种观点认为,浅层和深层地下水都受到当地大气降水的补给,主要补给来源有大气降水、河渠入渗、农业灌溉回渗、侧向径流和越流补给,由中西部内陆补给东部沿海,并受到深大断裂带的控制^[8],但浅层地下水和深层地下水属于不同的地下水循环系统;第三种观点认为,承压水主要来自于隐伏火山及火山周边的断裂带,属于新生代玄武岩地下水,玄武岩中的熔岩隧道与孔洞形成导水通道,地下水接受现代降水补给,补给源区为西部高原地区,外源水经历了跨流域的深循环径流过程^[9-10]。

苏北平原地下水是当地居民重要的饮用水水源,地下水资源补给、径流与排泄方式关系到居民生活质量与经济的可持续发展。本文通过分析苏北平原及周边地区的水文地质条件,地表水、地下水中的氢氧同位素、氟及水化学性质,结合水文学、水力学及地质构造,对研究区地下水的补给源进行了深入分析,并根据对研究区发现的优质矿泉水偏硅酸来源的溯源,揭示苏北平原地下水的补径排方式。

1 研究区水文地质概况

苏北平原位于长江三角洲北翼,其南北以苏南隆起和鲁苏地块为界,西至郯庐断裂,东与南黄海南部凹陷相接^[11]。新生代海相火山喷发产生的玄武岩覆盖在沉积层之下^[12],成为隐伏火山区,后因地处下游,河流泥沙淤积形成冲积平原^[13]。研究区内断裂带发育,分布有响水—淮阴—盱眙断裂带,郯庐深大断裂带,如东—扬州断裂和金坛—如皋断裂等,这些深大断裂带控制了第三纪晚期及以后的沉积作用,进而控制了地下水含水系统的分布^[14]。地下水含水系统主要以松散岩类孔隙水为主,根据含水层的时代成因、含水介质特征、水力性质、水理性质和地下水循环深度,可将研究区内上新世—第四纪含水系统自上而下划分为浅层含水系统和深层含水系统。

新生代以来,由长江、淮河、新沂河等带来的泥沙淤积形成冲积平原。在松散沉积物中赋存了多层咸、淡水体,不同水体和含水层间的水体补排关系十分复杂。由于上游平原的淤积是通过河床与湖泊的淤积实现的,河床淤积呈现条带状分布,湖泊沉积表现为透镜体分布,粗颗粒意味着河流或湖泊中的水流流速较快,构成弱透水层的细颗粒沉积更多发生在湖泊中。研究区河网、断裂带及抽水条件下地下水补给关系见图 1。

2 样品采集

采集苏北平原中淮安和连云港地区的深层地下水,分析了氢氧同位素及偏硅酸、锶等基本水化学成分并统计了前人在该地区有关地表水和浅层地下水的分析结果、南通地区地下水分析结果以及盐城等地区的同位素分析成果^[1]。采样点分布见图 2(图中部分采样点数据来自于张岩等^[15]的研究成果)。

氢氧同位素在河海大学水文水资源与水利工程科

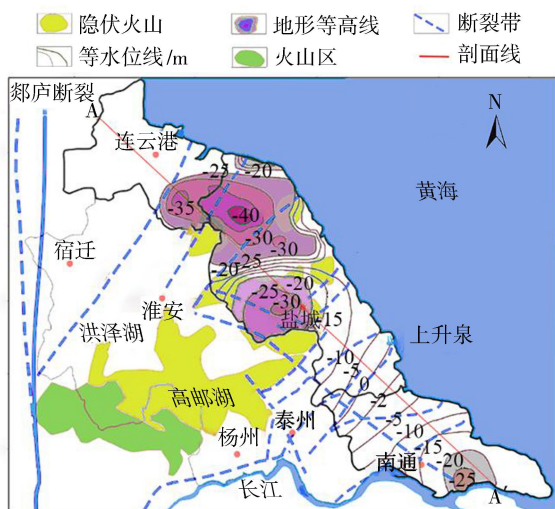


图1 研究区河网、断裂带及抽水条件下地下水补给关系
Fig.1 Relationship between river network, fault zone and groundwater recharge under pumping condition in northern Jiangsu coastal research area

学国家重点实验室测量,氢氧同位素采用 MAT253 质谱仪(Thermo Fisher-Finnigan, Waltham, Massachusetts, USA)进行分析。测量精度为: δD 误差小于 0.2%, $\delta^{18}O$ 误差小于 0.01%。氦同位素采用 TRI CARB3170TR/SL 液体闪烁计数仪(Perkinelmer, Waltham, Massachusetts, USA)进行分析。偏硅酸的测定方法是利用硅目黄分光光度法测定水中的可溶性二氧化硅含量,之后根据二氧化硅(SiO_2)和偏硅酸($HSiO_3^-$)的相对分子质量比例换算得到。

3 结果与分析

3.1 氢氧同位素特征

盐城地区承压水中的氢氧同位素关系点落在相对较为集中的区间,只有少数点落在全球雨水线(GMWL)上或附近,大部分关系点位于 GMWL 之下,见图 3。苏北平原河流只有少数点落在河水的蒸发线 EL1($\delta D=4.24\delta^{18}O-17.11, R^2=0.96$)上,淮安和连云港地区承压水的氢氧同位素关系点均没有落在 GMWL 上,地下水可能来自于湖泊或河流的渗漏补给。南通地区的承压水除个别点外,也都落在 GMWL 之下,而且离散程度较高。苏北平原深层承压水都相对地表水贫化,且大多落于当地蒸发线下方,表明深层承压水不是当地地表水下渗形成。

3.2 地下水氦含量特征

对淮安、连云港和南通地区的河水、潜水、承压水的氢氧同位素与氦进行了测量,共分析了 45 个氦值,淮安、连云港地区河水中的氦值为 8.3 TU,地下水中的氦在 6.5 TU 与 4.4 TU 之间,平均值为 5.5 TU。此外,收集整理了前人^[1,7,16-21]的氦数据用以对比(表 1)。扬州、泰州、南通地区潜水与承压水的氦含量在 0.03~23 TU 之间,平均值为 6.4 TU^[21],其中靖江与南通第Ⅲ承压含水层水中的氦分别达到了 23 TU 与 22.3 TU。除南通以外其他地区的氦值在深层地下水、浅层地下水和地表水的平均值分别为 5.44 TU、6.3 TU、8.3 TU,深层地下水中氦的最大值为 6.49 TU,最小值为 4.43 TU。

表 1 扬州、泰州地区地下水中的氦与¹⁴C

Table 1 Tritium and ¹⁴ C in groundwater of Yangzhou and Taizhou							
采样位置	层位	¹⁴ C/pMC	氦/TU	采样位置	层位	¹⁴ C/pMC	氦/TU
江都大桥镇	潜水		10.82	江都币女镇	第Ⅱ承压含水层	9.09	1.10
仪征朴席镇	潜水		8.47	泰兴瑞泰化工	第Ⅱ承压含水层	38.08	8.26
泰兴泰兴镇	潜水		1.51	泰州吉泰毛纺	第Ⅱ承压含水层	9.54	10.21
如皋石庄镇	潜水		1.17	靖江新桥镇合成化工	第Ⅱ承压含水层	13.54	4.76
仪征朴席镇	第Ⅰ承压含水层		4.71	大桥自来水厂	第Ⅲ承压含水层	54.82	3.07
江都头桥镇	第Ⅰ承压含水层	35.81	3.13	泰兴黄桥镇	第Ⅲ承压含水层	3.84	6.06
泰兴百力化工	第Ⅰ承压含水层	38.81	0.03	如皋市康比电子	第Ⅲ承压含水层	12.28	4.19
泰州刁铺啤酒	第Ⅰ承压含水层	57.47	4.02	靖江八牙镇矿泉水厂	第Ⅲ承压含水层	2.68	3.78
如皋伴今镇	第Ⅰ承压含水层	4.13	2.80	靖江长安三纺厂	第Ⅲ承压含水层	3.11	23.00
靖江江光镇宏泰化工	第Ⅰ承压含水层	46.54	8.83	如皋石庄镇恒祥化工	第Ⅲ承压含水层	1.64	22.43
大桥自来水厂	第Ⅱ承压含水层	33.85	2.25				

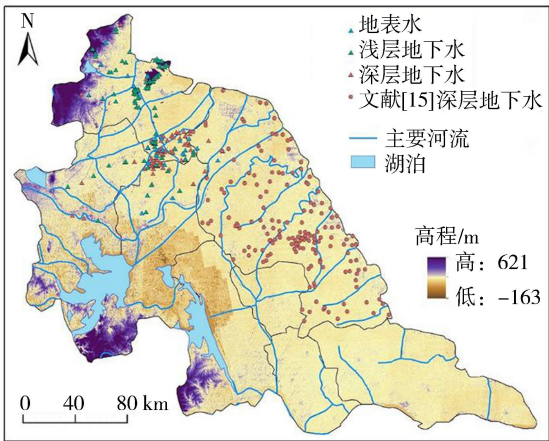


图 2 苏北平原地貌及深层地下水采样点分布

Fig.2 Distribution of coastal geomorphology and deep groundwater sampling sites in Subei Plain

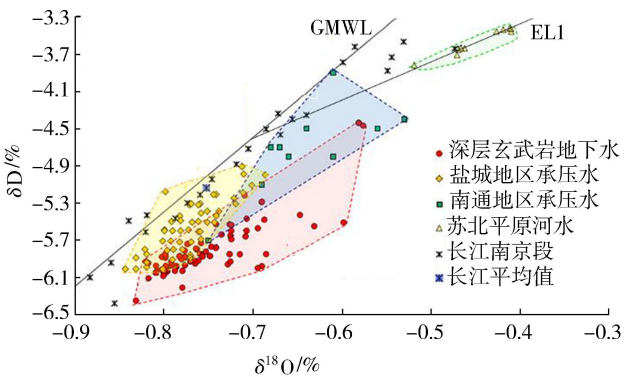


图 3 苏北平原主要补给源区地下水的氢氧同位素关系

Fig.3 Deuterium-oxygen isotope relationships of groundwater in the main recharge source areas of Subei Plain

3.3 水体中偏硅酸含量分析

水体中离子主要来源于水与岩石矿物的反应,其分布特征反映了一个地区水与地质的相互关系,形象展示了水体的循环过程。苏北平原河水、潜水与承压水的偏硅酸箱线图见图4。通过对样品中偏硅酸的检测与统计分析,发现偏硅酸质量浓度在不同类型水体中的变化较大,在深井中最大,浅井次之,地表水中最小。在不同水体中质量浓度分布较分散,深井中偏硅酸质量浓度平均为62.13 mg/L,变化范围在35.80~81.56 mg/L之间;浅井中平均为24.65 mg/L,整体质量浓度在5.83~69.77 mg/L之间;地表水偏硅酸平均质量浓度为2.45 mg/L,在0.00~9.03 mg/L范围内。

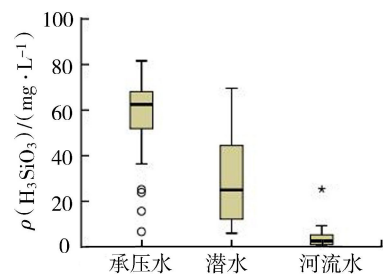


图4 苏北平原河水、潜水与承压水的偏硅酸含量

Fig.4 Metasilicic acid content of river water, phreatic water and confined water in Subei Plain

4 讨 论

4.1 “古水”来源争议

苏北平原地下水被确定为1.6万~4万a古水的证据来自于¹⁴C,利用¹⁴C测定地下水年龄需满足两个前提条件:一是通过地表水入渗而溶解在水中的含碳化合物随着水分子同步运动;二是进入地下水的含碳化合物浓度和补给源区是已知的。满足这两个条件,¹⁴C的测年结果才能相对准确。如果地下水中的CO₂与碳酸盐等进行了水岩相互作用,水岩反应将矿物中的C溶解到地下水中,只有参加水岩反应的CO₂是来自于大气才可能通过¹³C进行校正。如果CO₂来自于地球深部,测年结果就会出现较大的误差。Vogel^[16]认为,最初进入地下水的¹⁴C/C计数率在80~90 pMC之间。水中含碳化合物的含量很少,因此,当有未知碳源混入时,¹⁴C的定年结果就不再可靠。虽然¹⁴C定年方法在国内外考古界的应用取得了很大的成功,但利用该方法测定我国地下水年龄的研究却存在很大争议^[17-18]。我国北方地区地质构造运动复杂,断裂带系统发育,埋藏在地球深部的CO₂通过断裂带系统排放,并混入地下水系统中,成为地下水的未知碳源。

苏北平原内存在黄桥、纪一和丁庄垛3个主要的CO₂气田,CO₂含量在90%以上^[9]。其中黄桥气田的储量大约为200亿m³,是我国储量最大、质量最好的CO₂气田^[19]。由于西太平洋板块俯冲插入东亚板块之下的地幔岩浆中,俯冲板块中的碳酸盐岩在高温下分解出CO₂,在中国东部形成了碳库,碳库中的CO₂通过断裂带进入地下水中,如如东—扬州断裂和金坛—如皋断裂等,这些深大断裂带控制了第三纪晚期及以后的沉积作用。来自碳库中的CO₂几乎不含¹⁴C,见图5。岩层深部的CO₂混入地下水后,总C增加了,¹⁴C/C的比值发生了变化,所以,根据¹⁴C/C比值计算地下水的年龄严重偏大,苏北平原地下水不符合¹⁴C定年条件^[20]。

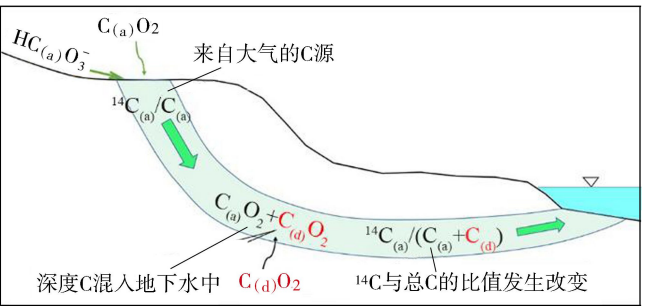


图5 苏北平原不满足¹⁴C定年条件概念示意图

Fig.5 Diagram of the concept of not meeting ¹⁴C dating conditions in Subei Plain

李云^[21]测定了苏北平原扬靖泰潜水与承压水中的¹⁴C与氡,所有的地下水中都有氡,表明地下水接受现代水的补给,最大的氡值达22.43 TU,高出南京地区同期大气降水中的氡值1倍以上。苏北平原地下水氡值大于南京地区降水中的氡值的点有6个,高氡值显然是来自核试验,对应1963年的峰值(数据来源于International Atomic Energy Agency),由此估算地下水的年龄约为40a。其他承压水的氡值小于6 TU,年龄大于40a。

如皋第Ⅲ承压含水层水¹⁴C/C的计数率为1.64 pMC,氡值为22.43 TU,根据¹⁴C与氡得到地下水的年龄分别为4万a与40a。由于氚(³H)是H的同位素,H在水中属于多数元素,由岩层深部带来的H量与水中H量相比很小,几乎对氚的测定没有影响。而水中的C属于少量元素,容易受到岩层深部CO₂的影响。¹⁴C/C比值的减小是由于地下水中CO₂混入的结果,所以,苏北平原地下水来自古水的结论是不可靠的,而氡值是可信的,即承压水接受现代水的补给^[10]。

4.2 侧向径流

自 20 世纪 80 年代起,随着社会经济的快速发展,苏北平原对水资源的需求量与日俱增。由于沿海地区位于河网的末端,工业废水、化肥、农药与生活污水等排泄到河流中,大部分河水属于不能用的劣 V 类水,深层承压水成为苏北平原的主要水资源。大量开采深层承压水已经形成了水位降落漏斗,并引起地面沉降^[20]。2005 年以来,苏北平原深层承压水的开采量逐年减少,从 2005 年的 2.03 亿 m³ 减少至 2013 年的 1.56 亿 m³ 左右^[22]。限采措施实施后,各承压层的水位出现了不同程度的上升并趋于稳定,表明地下水存在现代水的补给。

Ling 等^[23-30] 先后尝试用建立数学模型的方法来研究苏北平原地下水资源及地下水环境的问题。通过模型反演各承压层与弱透水层的渗透系数、侧向补给量与越流补给量等,通过数学模型预测地下水流场的变化趋势。但是,通过模型得到的弱透水层渗透系数与承压层的渗透系数相差 4~7 个数量级。实验室测试结果表明,承压层细沙的渗透系数在 10 m/d 左右,而相对隔水的弱透水层的亚黏土渗透系数在 0.1 m/d 左右,二者之间相差只有 2 个数量级。苏北平原属于冲洪积层与淤积层,无论是承压层还是弱透水层,沉积物都来自于河流带来的泥沙淤积,沉积层颗粒的粒径与流速有关,流速较大的沉积颗粒粒径相对较大,而流速缓慢则沉积颗粒较小,并含有大量的黏粒。但无论如何,透水层与弱透水层的渗透系数不可能相差 4~7 个数量级。模型反演得到的弱透水层的渗透系数明显小于实际情况。

苏北平原地下水水质与水量的数学模型都假设承压水来自于侧向补给,承压水的补给源被认为是西部山区的降水或河流入渗,地表水对承压水基本没有补给,而深部基岩是隔水的底板。当承压水低于海平面,海水会进入承压层中,数学模型将临海一侧设置为隔水边界不符合实际情况。通过等水位线可以确定承压水的流动方向。承压水水位形成降落漏斗后,周边的地下水向漏斗中汇集,承压水水位低于海水位 40 m。在 20 世纪 60 年代之前,承压水水位高于地表水水位,承压水向南海排泄。于是,当承压水水位低于海平面,海水也应该通过排泄层向沿海大陆入侵,但实际上,海水入侵事件没有发生,而且在沿海地区仍然存在大量的上升泉,上升泉距离海边 3 km,沿着一条水沟分布,每隔几米到十几米一个,见图 6。上升泉的 TDS 约 25 g/L,低于海水 35 g/L。通过承压水的等水位线分布可以看出,在海安、建湖等地区存在地下水分水岭,承压水接受垂向补给,然后向漏斗中排泄。

4.3 新生代玄武岩与断裂带地下水补给

玄武岩地下水的研究始于 20 世纪 20 年代。新生代玄武岩地下水属于一种特殊类型,其补给、径流与排泄方式完全不同于孔隙水、裂隙水与岩溶水;玄武岩地下水大都属于 HCO₃-Mg 或 HCO₃-Ca+HCO₃-N 型水,偏硅酸质量浓度一般都在 25 mg/L 以上。玄武岩地下水的储水与导水构造是以熔岩隧道与孔洞为主、次生构造裂隙与风化裂隙为辅的熔岩裂隙孔洞水^[16]。玄武岩地下水广泛分布在海南岛、雷州半岛、云南腾冲、长白山、五大连池、盱眙、南京等新生代火山岩地区,已经揭露的熔岩隧道高 0.3~5.8 m,宽 0.4~41 m,隧道内部拱顶多为半圆形、弧形,隧道有的是单条的,有的分叉合并频繁,还有上下两层双层结构的,地下水从熔岩隧道中流出。松花江上游二道白河源头是天池瀑布,向北流行 4 km 后,穿过 4 km 长的熔岩隧道^[31]。玄武岩熔岩隧道周边存在气孔构造,气孔形状一般为近圆形至不规则形,通过镜下观测,确定 90% 以上的孔洞、孔隙与微气孔、微孔隙是相互连通的,且均与熔岩隧道连通^[32]。低黏性的碱性玄武质熔岩在冷却过程中形成了连续的收缩缝,最终演变成管道型的导水通道^[33-34]。在大面积新生代玄武岩台地分布地区,往往出现较大和特大的泉水,泉水在枯水季节的绝对流量仍然很大^[35]。

新生代玄武岩分布在我国东部地区,新近纪期间,苏北地区发生了早晚两期火山岩喷发,属于加山—六合火山群,盱眙东部的扬州、泰州、盐城、涟水等火山玄武岩是同期喷发的。由于火山喷发都发生在海底,称为新生代隐伏火山群,见图 1^[36],由于火山群的岩性均为玄武岩,所以这些地区的岩层称为新生代隐伏火山玄武岩,盱眙、六合等苏北地区均有分布,这些区域地下水水质好,富水性强^[37]。新生代隐伏火山玄武岩

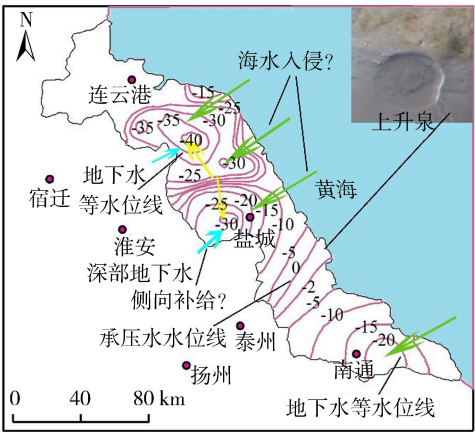


图 6 研究区承压水等水位线(单位:m)

Fig.6 Contour line of confined water in study area(unit:m)

地下水丰富,而且水中的偏硅酸与锶的含量达到了矿泉水标准,矿物质含量极高,是汤沟、高沟等白酒的酿酒用水^[38]。盐城北部一带承压水水位较高,该地区在新生代300万~500万a前曾经发生了玄武岩喷发,属于隐伏火山地区,显然,承压水接受隐伏火山玄武岩地下水的补给。根据苏北平原隐伏火山地区深层地下水中偏硅酸高的特征推断,地下水应该来自于玄武岩中的熔岩隧道与孔洞。位于隐伏火山附近承压水的氢氧同位素关系点分布在相对集中的范围内,表明地下水的补给源区比较稳定,而且应该来自较为集中的导水通道。苏北平原隐伏火山地区深层地下水氢氧同位素关系对比分析确定,地下水的补给源区可能位于云贵高原一带^[9]。

在连云港、盐城与南通地区存在3个规模较大的水位降落漏斗,在大型漏斗之间存在水位较高的区域,高水位地区分布着断裂带或新生代隐伏火山玄武岩,根据地下水流场确定承压水应该来自于断裂带和新生代隐伏火山玄武岩。如,第Ⅲ承压含水层抽水量大的地区分布在盐城与南通,漏斗水位高程分别为-30 m与-25 m,而在抽水量相对较大的盐城东北地区承压水水位始终保持在0 m附近,存在东西向与断裂带分布重合的地下水分水岭,深层地下水从断裂构造中涌入承压层,并通过越流补给方式向地表流动。由于断裂带上部地层的水压力很高,所以,虽然大量抽水但水压力降低幅度不大,仍然通过越流补给上部承压水层及潜水层。

漏斗地区下伏基岩中没有导水构造,抽水后承压水水位降低,来自断裂带的涌水向低压漏斗区流动,见图7。对于漏斗区而言,如果抽水量大于水平补给量,承压水水位继续降低;当抽水量与补给量达到相对平衡,水位将保持稳定。所以在远离断裂带的地区承压层之间形成了水位差,潜水层与各承压层之间的越流补给关系发生了变化,第Ⅰ承压含水层与第Ⅱ承压含水层水位高于第Ⅲ承压含水层水位,形成了向下的越流补给。涟水与灌南一带抽水量相对较小,但第Ⅲ承压含水层最大漏斗水位高程达-40 m,水位较高的地区下伏地层为新生代隐伏火山玄武岩,地下水的补给应该来自于玄武岩地下水。

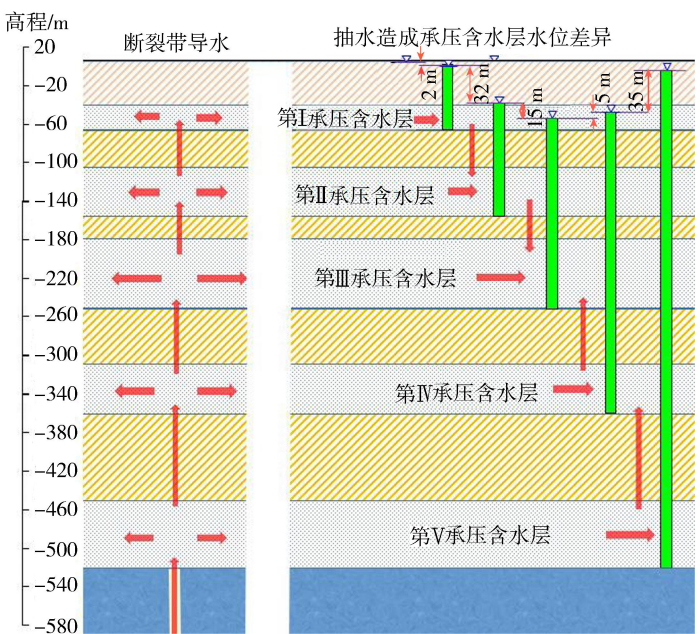


图7 地下水分水岭导水构造涌水补给承压水概念图

Fig.7 Concept diagram of confined water recharge by water gushing from underground watershed diversion structure

5 结 语

水化学分析显示,研究区地表水、浅层地下水的主要化学成分特征与深层地下水有很大不同,深层地下水表现出明显的硅酸盐岩参与水岩反应的特征,地下水中含有大量偏硅酸和丰富的矿物质,地下水流经的主要岩层属于硅酸盐富集而碳酸盐较少的岩层。水化学与水位变化特征都支持地下水来自于深部垂向补给方式的结论。考虑到研究区下伏新生代隐伏火山玄武岩,推断玄武岩地下水可能是研究区深层地下水的主要补给源,地下水的导水通道位于火山岩中。苏北平原深层地下水既不是孔隙水,也不是裂隙水与岩溶水,而属于新生代隐伏火山玄武岩地下水。

苏北平原深部地层中存在CO₂气藏,从气藏中释放的CO₂混入地下水中,造成水中重碳酸根浓度增大,死碳混入地下水后不满足¹⁴C定年条件,所以,前人采用¹⁴C定年的结果偏大。苏北平原地下水中探测到明显的氡,表明地下水接受现代水补给,地下水中的氡来自于核试验,深层地下水为现代水补给。承压水的年龄集中,在空间上的分步范围也很小,流速稳定,由此推断研究区深层地下水主要来自于垂向补给。

参考文献:

[1] 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.

[2] 叶正伟. 江苏沿海开发地区近50年来降水演变特征与趋势[J]. 水土保持研究. 2015, 22(1): 176-180. (YE Zhengwei.

- Precipitation change and its trend in recent 50 years in the coastal region of Jiangsu Province[J]. Research of Soil and Water Conservation,2015,22(1):176-180. (in Chinese))
- [3] 王广博,徐翠兰,黄蕊,等. 江苏沿海地区围垦动态与土地利用变化驱动力研究[J]. 淮海大学学报(自然科学版),2020,48(2):163-170. (WANG Guangbo,XU Cuilan,HUANG Rui,et al. Research on driving forces of reclamation dynamics and land use change in coastal areas of Jiangsu Province[J]. Journal of Hohai University(Natural Sciences),2020,48(2):163-170. (in Chinese))
- [4] 黄敬军,陆华. 江苏沿海地区深层地下水开发利用现状及环境地质问题[J]. 水文地质工程地质,2004(6):64-68. (HUANG Jingjun,LU Hua. Aquifers and environmental geological problems in the coastal areas in Jiangsu Province[J]. Hydrogeology & Engineering Geology,2004(6):64-68. (in Chinese))
- [5] 徐玉琳. 江苏省南通市深层含水系统地下水水质咸化特征及成因分析[J]. 中国地质灾害与防治学报,2002(2):47-51. (XU Yulin. The salted properties and its origin for deep aquifer system in Nantong City[J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control,2002(2):47-51. (in Chinese))
- [6] 邱琳. 江苏南通部分地区深层地下水咸化成因及对策[J]. 人民长江,2012,43(1):52-54. (QIU Lin. Cause analysis of deep groundwater salinization in partial area of Nantong City and countermeasures[J]. Yangtze River,2012,43(1):52-54. (in Chinese))
- [7] 赵琪. 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,2016.
- [8] 周慧芳,谭红兵,张文杰. 南通地区地下水循环与水化学时空变化规律研究[J]. 人民长江,2014,45(23):103-108. (ZHOU Huifang,TAN Hongbing,ZHANG Wenjie. Groundwater circulation and temporal and spatial variation of hydrogeological chemistry in Nantong area,Jiangsu Province[J]. Yangtze River,2014,45(23):103-108. (in Chinese))
- [9] 郑欣虹,陈建生. 苏北灌南地下水补给源同位素地球化学分析[J]. 水资源保护,2018,34(1):24-30. (ZHENG Xinhong, CHEN Jiansheng. Isotope geochemistry analysis of groundwater recharge source in Guannan,northern Jiangsu Province[J]. Water Resources Protection,2018,34(1):24-30. (in Chinese))
- [10] 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. (CHEN Jiansheng,MA Fenyang,ZHANG Qian,et al. Discussion on recharge source of groundwater in Subei Basin[J]. Water Resources Protection,2018,34(3):1-8. (in Chinese))
- [11] 钱勤,李坤英. 苏北盆地玄武岩地质年龄及地层时代[J]. 火山地质与矿产,1996(增刊1):86-93. (QIAN Qin,LI Kunying. The geological time of basalt and strata in north Jiangsu Basin[J]. Volcanology & Mineral Resources,1996(Sup1):86-93. (in Chinese))
- [12] 樊金涛. 苏北海州群细碧角斑岩系的成因[J]. 中国区域地质,1995(2):118-124. (FAN Jintao. The petrogenesis of the Spilite-Keratophyre sequence of the Haizhou group in northern Jiangsu[J]. Regional Geology of China,1995(2):118-124. (in Chinese))
- [13] 孙辅世. 淮河下游洪水出路的前前后后[J]. 中国水利,1985(3):20-21. (SUN Fushi. Before and after the flood outlet of the lower reaches of the Huai River[J]. China Water Conservancy,1985(3):20-21. (in Chinese))
- [14] 杨競红,王颖,张振克,等. 苏北平原 2.58 Ma 以来的海陆环境演变历史:宝应钻孔沉积物的常量元素记录[J]. 第四纪研究,2006(3):340-352. (YANG Jinghong,WANG Ying,ZHANG Zhenke,et al. Major element records of land-sea interaction and evolution in the past 2.58 Ma from the Baoying borehole sediments,northern Jiangsu Plain,China[J]. Quaternary Studies,2006(3):340-352. (in Chinese))
- [15] 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. (ZHANG Yan,FU Changchang,MAO Lei,et al. Hydrochemical characteristics and formation mechanism of groundwater in Yancheng,Jiangsu Province[J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin,2017,26(4):598-605. (in Chinese))
- [16] VOGEL J C. Carbon 14 dating of groundwater,isotope hydrology[M]. Vienna:IAEA,1970:225-239
- [17] 陈茜茜,陈建生,王婷. 我国北方地下水年龄测定问题讨论[J]. 水资源保护,2014,30(2):1-5. (CHEN Qianqian,CHEN Jiansheng,WANG Ting. A discussion of groundwater dating in northern China [J]. Water Resources Protection,2014,30(2):1-5. (in Chinese))
- [18] 王华,张会领,覃嘉铭. “死碳”对 (^{14}C) 年代测定影响的初步研究[J]. 中国岩溶,2004(4):43-47. (WANG Hua,ZHANG Huiling,TAN Jiaming. Study on the affection of dead carbon to ^{14}C dating[J]. Karst in China,2004(4):43-47. (in Chinese))
- [19] 赵斐宇,姜素华,李三忠,等. 中国东部无机 CO_2 气藏与(古)太平洋板块俯冲关联[J]. 地学前缘,2017,24(4):370-384. (ZHAO Feiyu,JIANG Suhua,LI Sanzhong,et al. Correlation of inorganic CO_2 reservoirs in the east China to subduction of (Paleo-) Pacific Plate[J]. Earth Science Frontiers,2017,24(4):370-384. (in Chinese))
- [20] 王艺伟. 苏北沿海地区区域地面沉降模拟研究[D]. 南京:南京大学,2016.
- [21] 李云. 长江三角洲扬泰靖地区地下水同位素研究[D]. 北京:中国地质科学院,2010.
- [22] 陈雄,张岩,王艺伟,等. 苏北沿海三市三维地下水流数值模拟[J]. 吉林大学学报(地球科学版),2018,48(5):1434-1450.

- (CHEN Xiong,ZHANG Yan,WANG Yiwei,et al. Numerical simulation of three dimensional groundwater flow in three coastal cities of north Jiangsu[J]. Journal of Jilin University(Earth Science Edition),2018,48(5):1434-1450. (in Chinese))
- [23] LING Jiarong,QIAN Qinlong. Investigation and evaluation of groundwater resources in Yancheng City[J]. Advances in Science and Technology of Water Resources,2000,20(3):48-50
- [24] 骆祖江,张英英,施春华. 南通市第四纪松散沉积层地下水资源评价规划三维数值模型[J]. 水资源保护,2009,25(5):19-23. (LUO Zujiang,ZHANG Yingying,SHI Chunhua. Three-dimensional numerical model for groundwater resource evaluation and plan in Yancheng[J]. Water Resources Protection,2009,25(5):19-23. (in Chinese))
- [25] 葛伟亚. 盐城市地下水系统三维数值模拟[D]. 南京:河海大学,2004.
- [26] FU Yanling. Evaluation of groundwater resource of forecast in Yancheng City[J]. Resource Survey & Environment,2005,26(1):54-59.
- [27] 单卫华. 江苏南通市地下水主采层水位动态区域演变特征[J]. 江苏地质,2007(3):276-280. (SHAN Weihua. Regional evolution properties of dynamic water level in main extraction sequences in Nantong of Jiangsu Province[J]. Geology of Jiangsu,2007(3):276-280. (in Chinese))
- [28] 徐玉琳. 江苏省南通市深层含水系统地下水水质咸化特征及成因分析[J]. 中国地质灾害与防治学报,2002(2):47-51. (XU Yulin. The salted properties and its origin for deep aquifer system in Nantong City[J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control,2002(2):47-51. (in Chinese))
- [29] 骆祖江,武永霞. 盐城市地下水资源规划评价三维数值模型[J]. 水资源保护,2005,21(5):37-41. (LUO Zujiang, WU Yongxia. Three-dimensional numerical model for groundwater resource evaluation and plan in Yancheng[J]. Water Resources Protection,2005,21(5):37-41. (in Chinese))
- [30] 安晓宇,王琦,桑辉,等. 南通市地下水开采与地面沉降模拟预测[J]. 勘察科学技术,2013(1):43-47. (AN Xiaoyu,WANG Qi,SANG Hui,et al. Numerical simulation and prediction of groundwater exploitation and land subsidence in Nantong [J]. Survey Science and Technology,2013(1):43-47. (in Chinese))
- [31] 贾福海,秦志学. 中国玄武岩地下水类型初探[J]. 大自然探索,1993(3):30-32. (JIA Fuhai,QIN Zhixue. A preliminary study on the types of basalt groundwater in China[J]. Nature Exploration,1993(3):30-32. (in Chinese))
- [32] 贾福海,秦志学,韩子夜. 对我国新生代玄武岩地下水的初步认识[J]. 中国地质,1988(3):20-22. (JIA Fuhai,QIN Zhixue, HAN Ziyue. Preliminary understanding of Cenozoic basalt groundwater in China[J]. Geology of China,1988(3):20-22. (in Chinese))
- [33] 陈建生,王文凤,马芬艳. 阿尔山新生代玄武岩地下水补给源及其成因分析[J]. 河海大学学报(自然科学版),2021,49(3):249-256. (CHEN Jiansheng,WANG Wenfeng,MA Fenyan. Recharge source and genesis analysis of Cenozoic basalt groundwater in Arshan[J]. Journal of Hohai University(Natural Sciences),2021,49(3):249-256. (in Chinese))
- [34] 陈刚,王文凤,马芬艳,等. 大兴安岭外源水补给的水量平衡与同位素证据[J]. 水资源保护,2021,37(4):75-81. (CHEN Gang,WANG Wenfeng,MA Fenyan,et al. Water balance and isotopic evidence of external water supply in Daxingan Mountains [J]. Water Resources Protection,2021,37(4):75-81. (in Chinese))
- [35] 韩子夜. 我国新生代玄武岩地下水资源及其开发利用[J]. 勘察科学技术,1989(3):26-29. (HAN Ziyue. Cenozoic basalt groundwater resources and their development and utilization in China[J]. Survey Science and Technology,1989(3):26-29. (in Chinese))
- [36] 赵大升,肖增岳,王艺芬. 郯庐断裂带及其邻近地区新生代火山岩岩石特征及成因探讨[J]. 地质学报,1983(2):128-141. (ZHAO Dasheng,XIAO Zengyue,WANG Yifen. Petrological characteristics and genesis of the Cenozoic volcanic rocks in Tanheng-Lujiang fault belt and the adjacent areas[J]. Acta Geological Sinica,1983(2):128-141. (in Chinese))
- [37] 贾福海,秦志学,韩子夜. 我国玄武岩地下水研究现状及今后研究的主要问题[J]. 水文地质工程地质,1988(5):1-4. (JIA Fuhai,QIN Zhixue,HAN Ziyue. The current situation of basalt groundwater research in China and the main problems in future research[J]. Hydrogeology & Engineering Geology,1988(5):1-4. (in Chinese))
- [38] 王涛. 南通地区冰后期泥沙沉积量和环境变化的初步研究[J]. 长江流域资源与环境,2012,21(增刊1):111-118. (WANG Tao. Preliminary study on sediment flux and environmental changes in Nantong area since post-glacial [J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin,2012,21(Sup1):111-118. (in Chinese))

(收稿日期:2022-01-14 编辑:胡新宇)