

DOI:10. 3880/j. issn. 1004 - 6933. 2018. 01. 05

苏北灌南地下水补给源同位素地球化学分析

郑欣虹, 陈建生

(河海大学地球科学与工程学院, 江苏 南京 210098)

摘要: 为了找到灌南地区汤沟酒厂水质明显优于其他水的原因, 追溯优质地下水的来源, 以便优化地下水利用, 采用氢氧同位素分析和地球化学分析方法对灌南地区地下水进行研究, 分析灌南地区河水、井水与降水的氢氧同位素关系和主要阴阳离子关系。结果表明: 灌南地区深层承压水的氢氧同位素关系与潜水和地表水呈现明显差异, 承压水中富含锶和偏硅酸, 这也是潜水和地表水中所没有的。由此推断, 汤沟酒厂酿酒所用的深层承压地下水应该来自于外源, 隐伏火山玄武岩地下水的补给源区可能位于青藏高原东南与云贵高原一带。汤沟镇新生代隐伏火山玄武岩中可能存在外源水的导水通道, 孔洞型火山玄武岩符合导水通道岩石特征。

关键词: 深循环地下水; 氢氧同位素; 偏硅酸; 玄武岩地下水

中图分类号: P641 **文献标志码:** A **文章编号:** 1004 - 6933 (2018) 01 - 0024 - 07

Isotope geochemistry analysis of groundwater recharge source in Guannan, Northern Jiangsu Province

ZHENG Xinhong, CHEN Jiansheng

(College of Earth Sciences and Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: In order to find the reason that water quality of Guannan Tanggou winery area is better than that of others, and trace the source of high-quality groundwater to optimize the utilization of groundwater, the groundwater in Guannan area was studied by the methods of hydrogen-oxygen isotope and geochemical analysis, probing the relationship between hydrogen-oxygen isotope and main anion and cation existing in the river water, well water and precipitation. The results show that, the hydrogen-oxygen isotopic relationship of deep confined water in Guannan area is obviously different from that of diving water and surface water. The strontium and metasilicate are rich in the confined water, while they are not available in the diving water and surface water. It is inferred that the deep confined groundwater used by Tanggou winery should come from the exogenous source. The recharge source area of concealed volcano basalt groundwater might be located in the Southeastern Tibetan Plateau and Yunnan Guizhou Plateau area. There might be water conducting channel of the exogenous water in the cenozoic concealed volcanic basalt in Tanggou town. The pore-type volcanic basalt is in accordance with the rock characteristics of water flowing channel.

Key words: deep circulating groundwater; hydrogen and oxygen isotope; metasilicate; basalt groundwater

根据区域地下水循环理论, 汤沟镇地下水应接受其上游洪泽湖、淮河、长江等径流的补给。水化学

分析表明, 洪泽湖、淮河、长江的水质都等于或低于Ⅲ类水标准, 而汤沟镇酿酒用地下水达到国家Ⅰ类

基金项目: 国家自然科学基金(51578212)

作者简介: 郑欣虹(1993—), 女, 硕士研究生, 研究方向为地下水补给径流排泄。E-mail: adela090911@yeah.net

通信作者: 陈建生, 教授, 博士生导师。E-mail: jschen@hhu.edu.cn

水饮用标准,其偏硅酸与锶含量更达到了国家矿泉水标准。根据热力学熵增原理,液体的熵 S_L 大于固体的熵 S_s ,即, $S_L > S_s$,如果液体中的污染物以固态形式沉积在含水层中而使水得到净化,则必须有 $S_L < S_s$,这显然违反了熵增原理,所以,无论地下水在何种介质中循环,在外界不对水体做功的情况下,污染物都不可能清除,水质只会保持不变或逐渐劣化。汤沟酿酒用水显然不可能来自劣质水,酿酒用水中富含各种矿物质,表明自然界中除了区域水文循环之外,还应该存在着其他的循环形式。

研究表明,西藏内流区与外流区包括云贵高原一带都存在着渗漏。Zhou 等^[1]通过水量平衡关系研究发现,西藏高原的纳木错存在渗漏,渗漏量达到 $120 \sim 190 \text{ m}^3/\text{s}$ 。陈建生等^[2-3]通过水量平衡与同位素研究证实了黄河源头的鄂陵湖与扎陵湖存在渗漏,年渗漏量达到 20 亿 m^3 ;卫星遥感证实,西藏内流区的河流存在渗漏^[4];重力卫星数据分析发现,2003—2009 年,青藏高原及周边地区地下水每年增加 100 多亿 m^3 ^[5];周建军等^[6]通过水量平衡研究发现,2003 年三峡大坝蓄水以来,长江干流宜昌段的径流量减少了 570 亿 m^3 ;Zhang 等^[7]的研究也证实,三峡蓄水后径流量至少减少了 5% ,径流减少的原因可能是渗漏。纳木错下部的高导层沿着嘉黎断裂带延伸到了地幔岩石圈 100 km 以下,电阻率约 $10 \sim 16 \text{ } \Omega \cdot \text{m}$ ^[8],表明渗漏水进入到了地幔岩石圈,在地幔岩石圈中存在导水通道,上地幔的高导低速层可能就是导水层,渗漏水经过深循环补给到河西走廊、阿拉善、内蒙古高原、华北平原、东北平原、苏北平原等地区^[9]。黄土高原风尘堆积与深循环地下水有关,上涌的地下水维系了风尘颗粒连续沉积^[10],黄土高原下部的红土层的形成与 Fe^{2+} 有关,最初的深循环地下水在流经地幔时被加热为超临界态水(SCW),SCW 萃取了玄武岩中的铁成为 Fe^{2+} ,地下水涌出地表时, Fe^{2+} 与空气中的氧发生氧化反应形成了 Fe_2O_3 胶膜,铁质胶膜吸附在风尘颗粒的表面形成了红土,深循环地下水经历了从高温到低温的冷却过程^[11]。

1 研究区概况

灌南县位于苏北平原,在亚洲大陆的东部。灌南东部濒临黄海,东南部与涟水、响水两县相连,西与沐阳县为邻,北部是新沂河与灌云县。在大地构造上,灌南县位于郯庐断裂带以东,扬子地台东部的苏北凹陷区,该地主要由北东方向排列的箕状断陷组成。苏北平原为典型的冲洪积平原,新生代以来,由长江、淮河、黄河等带来的泥沙淤积形成,典型的

地层剖面淮安段参见图 1^[12]。苏北淮安到灌南一带的深井钻孔一般揭露到白垩纪粉砂层,黏土层用黏土球进行封堵,防止上层的潜水通过井管的间隙进入承压含水层,砂层用花管封堵。

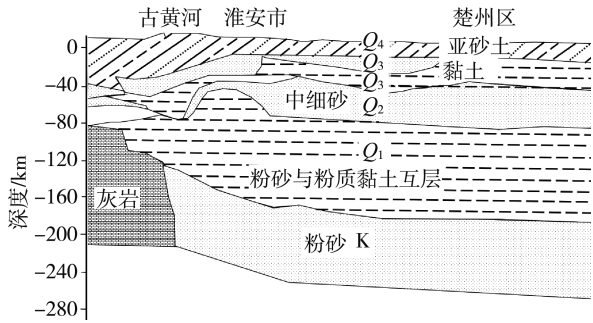


图 1 苏北冲洪积平原淮安段典型地层剖面

苏北地下水类型多样,埋藏条件复杂,空间分布不均匀,具有较明显的地区性特征。根据不同时代沉积的松散介质的渗透性划分出含水层与相对隔水层,大部分地区由上到下可划分出 I、II、III、IV、V 5 个含水层组^[13]。20 世纪 60 年代以前,苏北平原基本都是盐碱地,承压水的水位高出地表,潜水含水层地下水接受承压水的越流补给。20 世纪 80 年代以后,随着大量开采地下水,承压水层的水位逐渐下降,已经低于潜水含水层水位。水质分析发现,潜水含水层地下水中的 TDS 逐渐下降,低于承压水中 TDS,表明地表水渗漏到了潜水含水层地下水中;而承压水的 TDS 大约在 $800 \sim 1000 \text{ mg/L}$ 之间,水中的离子主要是 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 等,水中基本上没有农药与化肥等残留物,属于没有受到污染的优质饮用水源。显然,20 世纪 60 年代以前灌南地区地下水的补给不来自平原地区地表水的入渗。

苏北平原的含水层主要是多孔介质,渗透系数 K 在 $0.01 \sim 10 \text{ m/d}$ 之间,地下水的水力梯度 J 较小,只有 0.1% 。根据达西定律, $V = KJ$,当 K 取最大值 10 m/d ,可计算出地下水的侧向补给速度 V 最大为 3.65 m/a 。虽然苏北平原地下水的侧向补给速度较小,但苏北盆地冲洪积层地下水具有较快的恢复速度和较大的补给量,是苏北地区生活生产用水的主要水源。灌南研究区地下水的年补给量高达 $2000 \text{ m}^3/\text{a}$ ^[14]。由于灌南的上游地区也在开采地下水,考虑到水量的总体平衡与灌南地区地下水水质优于上游地区的事实,推断苏北平原的地下水可能还存在其他补给源。

灌南研究区地貌较为平坦,海拔高度在 $4 \sim 10 \text{ m}$,个别地区地表高程超过 10 m ,地貌形态为冲积平原,研究区酒厂地层剖面结构参见图 2,钻孔揭露了 3 层中细砂、粉细砂与粉砂含水层,含水层之间为河湖相的黏土层构成隔水构造, 140 m 以下为黏土、粉

砂、粉质黏土与粉土的互层,透水性能介于亚砂土与粉砂之间。新生代火山喷发出的玄武岩位于冲洪积层之下。

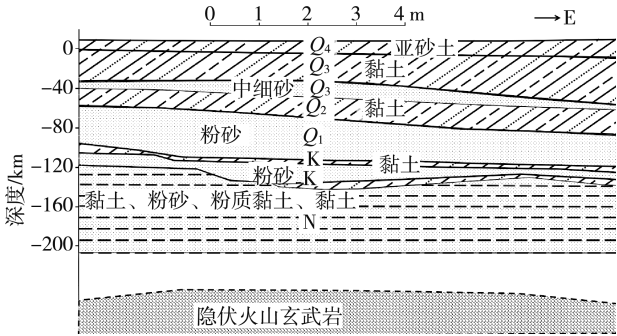


图2 灌南研究区地层剖面示意图

2 样品采集与测试

为了研究汤沟镇及其周边地区众多的地表水、地下水和土壤水资源的补给来源及它们之间的补偿关系,在充分搜集苏北地区地质及水文地质资料的基础上,笔者于2017年4月赴灌南进行了考察并采集了水样,共采集水样66个,其中深

井水样46个,浅井水样10个,河水样10个,采样点分布参见图3。

样品的温度、pH 值、TDS、电导和盐度采用 WTW Multi3400i 便携式多功能现场测试仪进行现场粗测,测试误差小于 10%。水样的 D、¹⁸O 采用 MAT 253 质谱仪进行分析,测量精度为:¹⁸O 误差小于 0.1‰,D 误差小于 1‰。CO₂-H₂O 平衡法和锌还原法产生的 CO₂ 和 H₂,分别用于质谱仪分析。测定的 D、¹⁸O 值按照国际原子能机构的标准样品进行校正,以 δD 和 δ¹⁸O 的形式表示。阳离子 Ca²⁺、Mg²⁺、Na⁺ 及 K⁺ 采用 Thermo (iCAP6000) 系列电感耦合等离子体发射光谱仪进行检测;阴离子 SO₄²⁻、Cl⁻、NO₃⁻ 等采用 Dionex (ICS2000) 离子色谱仪进行检测,阴、阳离子的测试误差小于 5%。CO₃²⁻ 和 HCO₃⁻ 采用酚酞-甲基橙双指示剂中和法测试。样品检测中的 D、¹⁸O 同位素在河海大学水文水资源国家重点实验室进行,其他的测试委托江苏省华东南工地质技术有限公司进行。同位素与水化学分析结果见表 1~3。

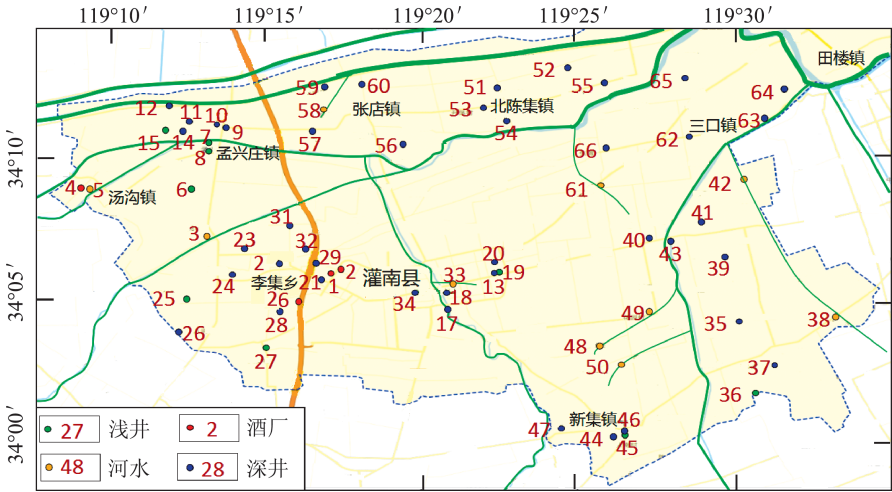


图3 灌南县采样分布图

表 1 灌南河水同位素与水化学分析

采样 序号	$\rho(\text{TDS})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	pH	$\delta\text{D}/$ ‰	$\delta^{18}\text{O}/$ ‰	$\rho(\text{Cl}^{-})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{SO}_4^{2-})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{NO}_3^{-})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{HCO}_3^{-})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{Ca}^{2+})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{K}^{+})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{Mg}^{2+})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{Na}^{+})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{H}_2\text{SiO}_3)/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{Sr}^{2+})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)
3	618	7.7	-38.2	-5.2	59	55	10	185	44	7	20	43	25	0
5	762	7.9	-36.4	-4.6	80	76	9	216	58	9	25	50	3	0
33	789	8.2	-34.4	-4.2	109	86	2	184	50	9	27	61	3	0
38	763	8.0	-34.2	-4.1	109	87	2	182	51	9	27	62	3	0
47	794	8.3	-34.6	-4.1	107	85	2	178	51	9	28	61	3	0
48	815	8.1	-34.6	-4.3	116	85	2	173	52	9	28	63	3	0
49	788	8.3	-34.3	-4.1	113	90	2	184	51	9	28	62	3	0
58	565	8.8	-37.1	-4.7	74	72	4	125	31	7	20	51	0	0
61	535	8.2	-36.5	-4.7	75	72	3	113	28	7	20	53	0	0
42	574	8.0	-36.4	-4.7	77	71	3	101	29	7	20	47	0	0

表 2 灌南潜水同位素与水化学分析

采样 序号	$\rho(\text{TDS})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	pH	$\delta\text{D}/$ ‰	$\delta^{18}\text{O}/$ ‰	$\rho(\text{Cl}^{-})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{SO}_4^{2-})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{NO}_3^{-})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{HCO}_3^{-})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{Ca}^{2+})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{K}^{+})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{Mg}^{2+})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{Na}^{+})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{H}_2\text{SiO}_3)/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{Sr}^{2+})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)
27	770	8.1	-35.1	-4.1	106	83	2	178	50	9	26	57	3	0
19	793	8.0	-35.8	-4.5	108	87	2	166	53	9	27	63	6	0
16	1481	7.6	-40.4	-5.6	147	92	0	554	132	3	61	94	17	1
15	757	7.9	-42.0	-5.7	79	65	1	234	58	7	22	57	11	0
8	3780	7.4	-43.7	-5.7	891	265	1	361	159	7	96	460	20	1
36	2110	7.8	-44.8	-5.7	253	113	1	212	66	7	31	156	14	0
14	1297	7.6	-46.9	-6.3	148	70	0	460	112	2	62	66	28	1
45	646	7.7	-50.3	-6.5	219	180	1	203	335	10	216	733	20	2
25	1133	7.8	-48.7	-6.5	140	54	3	378	92	4	26	103	31	0
7	2310	7.2	-48.1	-6.8	323	172	11	666	199	1	84	160	17	2
22	1742	7.5	-52.2	-7.1	176	134	2	575	93	9	63	188	20	1
10	1110	7.5	-51.2	-7.3	65	87	0	460	87	1	52	76	25	1
13	1655	7.3	-52.7	-7.5	186	141	69	472	189	1	41	96	28	1
11	1231	7.7	-49.6	-7.5	38	117	36	539	132	8	57	63	17	1

表 3 灌南深井水同位素与水化学分析

采样 序号	$\rho(\text{TDS})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	pH	$\delta\text{D}/$ ‰	$\delta^{18}\text{O}/$ ‰	$\rho(\text{Cl}^{-})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{SO}_4^{2-})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{NO}_3^{-})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{HCO}_3^{-})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{Ca}^{2+})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{K}^{+})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{Mg}^{2+})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{Na}^{+})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{H}_2\text{SiO}_3)/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	$\rho(\text{Sr}^{2+})/$ ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)	深度/m
21	1425	7.9	-52.9	-6.9	229	60	1	369	97	4	29	158	42	1	140
28	935	7.8	-55.7	-6.9	35	43	0	448	62	2	15	119	53	0	147
26	1185	7.7	-54.7	-7.1	106	45	0	476	91	3	18	134	39	1	150
37	1468	7.9	-58.5	-7.1	196	111	0	400	78	6	27	182	33	0	160
24	909	7.9	-55.4	-7.2	26	35	0	491	68	2	18	104	50	0	150
31	1076	8.1	-58.5	-7.3	64	60	0	463	77	2	14	137	53	0	150
29	1017	7.9	-56.4	-7.4	76	52	0	415	62	4	13	138	42	1	60
4	999	7.8	-55.3	-7.4	37	33	0	475	51	1	25	120	28	0	100
20	1054	7.3	-57.8	-7.4	70	59	0	430	55	2	13	154	61	0	100
30	1266	7.9	-57.7	-7.5	129	75	0	400	67	1	15	167	50	0	148
50	1291	8.3	-58.2	-7.5	285	54	0	139	54	4	6	184	36	0	160
32	1008	7.9	-58.8	-7.6	48	53	0	446	57	2	11	147	50	0	150
23	1036	7.8	-57.3	-7.6	63	55	0	440	57	2	16	129	50	0	144
57	1058	7.9	-58.0	-7.6	102	61	0	412	69	3	20	135	47	0	180
43	851	8.1	-57.9	-7.6	134	63	0	339	68	5	16	139	28	0	160
59	1179	7.9	-59.5	-7.6	138	51	0	412	61	1	17	175	47	0	148
46	1157	7.9	-59.2	-7.7	71	130	0	428	59	2	23	162	36	0	160
2	1023	7.4	-59.3	-7.7	47	53	0	436	53	2	14	139	59	0	160
6	1600	7.6	-57.4	-7.7	266	53	0	432	104	2	29	181	56	1	100
44	1205	8.1	-58.1	-7.8	87	119	0	440	72	3	23	158	31	0	170
51	1214	7.9	-60.3	-7.8	147	62	0	418	62	2	20	174	50	0	140
12	1150	7.3	-59.0	-7.8	100	57	0	430	66	2	28	127	31	0	120
1	1051	7.4	-58.7	-7.8	59	58	0	436	56	2	14	143	61	0	160
39	1059	7.8	-59.9	-7.9	83	63	0	412	63	2	19	120	61	0	165
56	1467	7.5	-59.8	-7.9	220	58	0	345	67	2	22	192	28	0	160
41	1057	7.8	-60.3	-7.9	80	63	0	438	60	2	17	141	59	0	160
40	1103	7.8	-59.7	-7.9	104	61	0	397	67	2	18	139	61	0	160
9	1054	7.7	-59.3	-7.9	73	50	0	424	61	2	22	123	42	0	150
53	1011	7.7	-60.4	-8.0	61	65	0	424	54	2	14	146	53	0	140
52	1146	7.8	-60.2	-8.0	156	63	0	388	71	2	22	159	53	0	185
34	1143	7.6	-59.8	-8.0	119	54	0	424	61	2	15	157	59	0	160
17	1203	7.8	-58.7	-8.0	140	50	0	412	77	2	21	143	61	0	100
54	1040	7.5	-60.2	-8.0	79	63	0	382	60	2	15	128	56	0	145
35	1003	7.8	-58.5	-8.0	67	65	0	412	70	2	19	112	56	0	160
65	978	6.7	-60.6	-8.0	94	53	0	406	54	2	19	133	59	0	160
60	1294	7.9	-60.3	-8.0	76	72	3	379	63	2	20	150	47	0	132
64	1015	7.8	-60.8	-8.0	80	62	0	524	49	2	22	198	53	0	180
62	1029	7.8	-60.2	-8.0	103	60	0	415	68	2	20	135	59	0	156
63	1067	7.8	-60.3	-8.1	76	68	0	438	62	3	24	127	53	0	163
66	1043	7.8	-59.8	-8.1	106	54	0	406	54	2	18	146	56	0	150
55	1049	7.8	-60.5	-8.1	112	58	0	394	65	3	20	137	59	0	150
18	1178	7.8	-59.5	-8.2	120	63	0	409	53	1	15	168	45	0	100

3 灌南地下水同位素地球化学分析

3.1 同位素特征确定补给源

灌南地区的地表水、潜水含水层地下水、承压水、河水以及全国降水的氢氧同位素关系参见图 4。灌南河水的氢氧同位素关系点落在蒸发线 EL1 上,受到蒸发而偏离全球雨水线(GMWL)。灌南承压水中的氢氧同位素点沿着蒸发线 EL2 分布,落在相对集中的范围内,表明该区的承压水应该来自相同的补给源区,源区的水在入渗之前受过蒸发,据此推断,深循环地下水的补给源应该是河流或湖泊。根据全国降水同位素特征可知,与灌南承压水氢氧同位素相同或相似的地区有昆明、太原、乌鲁木齐、哈尔滨、齐齐哈尔、长春等,由于太原、哈尔滨、齐齐哈尔、长春等地位于中国北方,且地表高程较低,研究发现这些地区的地下水接受青藏高原的渗漏补给^[9],它们的渗漏补给苏北平原的可能性很小。乌鲁木齐位于中国西北,研究发现,塔里木盆地的湖泊接受来自昆仑山地下水的补给^[15],天山尚且不足以补给塔里木盆地,补给苏北平原的可能性更小。南京等地区的降水中的氘比灌南的深井水富集约 5‰,也有可能是地下水的补给源,为此,笔者采集并分析了南京地区的 8 个河水样,参见图 4。南京河水的氢氧同位素关系点落在了 GMWL 之上,与灌南的河水较为接近,与灌南的地下水存在较大的差异。通过同位素与水文地质条件分析可知,灌南深层地下水的补给源区可能位于青藏高原东南到云贵高原一带。

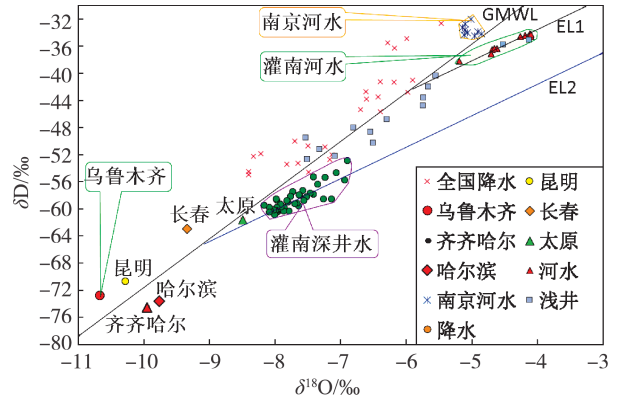


图 4 灌南河水、井水及降水的氢氧同位素关系

灌南承压水与地表水分布在完全不同的两个区域,承压水的氢氧同位素比河水明显贫化,灌南及南京地区的河水与承压水之间显然不存在补给关系。潜水的氢氧同位素关系点介于河水与承压水之间,表明潜水含水层既接受地表水的入渗补给,又接受深循环地下水的越流补给。

通过水位分析发现,承压水的水位在地表以下

20 m,而潜水含水层水位一般小于 10 m,按照水力学原理,水位高的潜水含水层应该补给到水位低的承压水中。历史上灌南地区的承压水水位是高于地表的,潜水含水层地下水接受承压水的越流补给,近 40 年来,由于大量抽取承压水,造成了承压水水位大幅度下降,原来的补给、径流与排泄方式发生了改变。水位降低后,承压水已经不能继续补给潜水含水层,潜水含水层接受地表水的入渗补给,于是,潜水含水层的水成了混合水。由于污染严重的地表水入渗,潜水含水层地下水受到污染,TDS 增高,潜水含水层中的地下水既不能作为饮用水源,一般也不能用于灌溉。如果承压水水位不能恢复,久而久之,承压水存在被潜水含水层下渗污染的危险。由于在潜水含水层与承压水之间存在相对隔水层,潜水含水层中的地下水一般情况下很难入渗到承压含水层中,除非地层结构遭到钻孔揭穿、地震变形等破坏。

3.2 地球化学分析

地表水与地下水中的主要的阴离子是:SO₄²⁻、Cl⁻、HCO₃⁻、CO₃²⁻、NO₃⁻,主要的阳离子是:Ca²⁺、Mg²⁺、K⁺、Na⁺,其中,NO₃⁻与 K⁺ 的浓度很低,可以根据含量较高的离子做出相应的 Piper 三线图。根据 Piper 三线图可以确定地表水、潜水含水层地下水与承压水的水化学类型,见图 5。从图 5 可以看出,地表水与承压水分布在完全不同的区域,潜水含水层地下水的分布区域较大,包括了地表水与小部分承压水。显然,潜水含水层地下水主要接受地表水入渗补给,同时,潜水含水层地下水中还保留了历史上承压水通过越流补给来的深循环水。

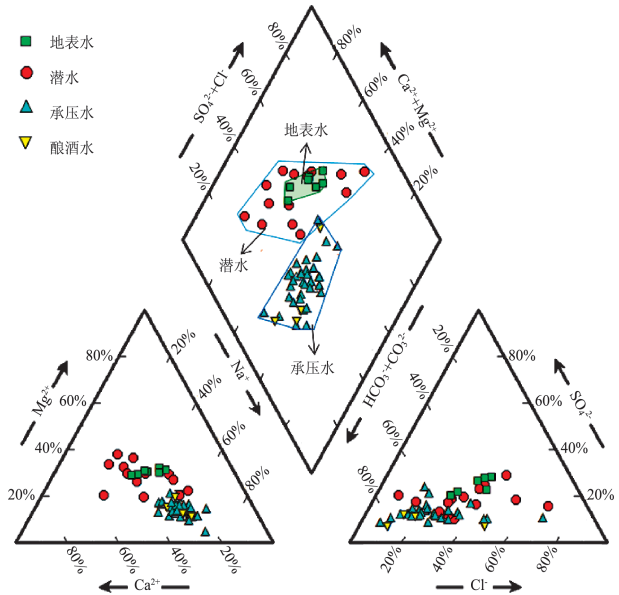


图 5 灌南承压水、潜水与地表水的 Piper 三线图

4 灌南承压水补给源讨论

河流与承压含水层是否存在补排关系,主要取决于水文地质条件。通常在平原区,河水与承压水之间的补排关系很弱,多数是通过潜水含水层与河流发生水量交换,除非河谷切穿承压含水层。苏北平原与灌南地区的冲洪积层较厚,潜水含水层的厚度超过 10 m,河流切穿潜水含水层补给到承压含水层是很困难的。研究表明,新生代玄武岩地区存在着一种特殊类型的地下水,玄武岩地下水的补给、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 $\text{HCO}_3\text{-Mg}$ 、 $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ 或 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型水,偏硅酸质量浓度一般都在 25 mg/L 以上。新生代玄武岩具有原生孔洞裂隙、熔岩隧道和次生孔洞、孔隙发育,玄武岩中的气孔构造,显微孔隙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带^[16]。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泉水,泉水在枯水季节的绝对流量仍然很大^[17]。根据灌南承压水中偏硅酸高的特征,推断地下水可能来自玄武岩。

新近纪期间,南京、盱眙、灌南、涟水地区发生了早晚两期火山岩喷发,属于加山—六合火山群,在南京、盱眙等地出露的新生代玄武岩都属于孔洞型玄武岩,在灌南、高沟一带喷发的火山玄武岩与南京、盱眙等地的火山玄武岩都属于同期喷发,南京、盱眙玄武岩地区的地下水丰富,玄武岩孔洞裂隙水被认为是主要的储水与导水介质^[18]。盱眙东部灌南地区的火山玄武岩是同期喷发的,由于喷发发生在海底,称为隐伏火山群,参见图 6^[16-17]。隐伏火山群与新生代火山群玄武岩的性质是相同的。灌南与高沟地区的地下水完全符合新生代火山玄武岩地下水的特征,因此认为汤沟与高沟酿酒用水应该来自于下伏的隐伏火山玄武岩。灌南承压水的氢氧同位素关系点分布在很小的范围内,表明地下水的补给源区在较小的范围内,据此推断,地下水可能来自相同的隐伏火山群。从图 6 可以看出,汤沟镇与高沟镇正好位于隐伏火山之上,故此推断,灌南与涟水地区的地下水应该来自下覆的隐伏火山群。

根据降水与河水同位素特征判断灌南深井水接受外源水补给,根据降水同位素与水文地质条件判断,地下水的补给源区可能在青藏高原东南到云贵高原一带,地表高程在 2 000 ~ 5 000 m 之间,该区的降水主要来自印度季风,具有贫化的同位素特征,与苏北地区承压水氢氧同位素贫化的特点一致;该区自新生代以来曾经有过火山喷发,在东西方向发育

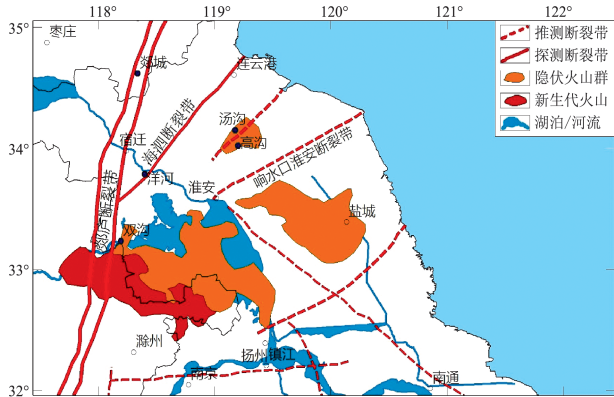


图 6 郯庐断裂带及东部地区新生代火山岩分布

有大量的褶皱,形成了沟谷地貌,并成为澜沧江等河流的河道,为渗漏提供了良好的条件。渗漏水通过火山裂谷或断裂带渗入到地幔玄武岩孔洞导水层中,经过深循环在苏北火山岩以及隐伏火山区排泄,从隐伏火山口涌出的地下水是承压水的主要补给源,部分地区深循环地下水的温度仍然较高,成为温泉资源。

灌南县深井水富含大量对人体有益的矿物质与微量元素,其地下水符合 I 类饮用水标准,酿出的白酒品质极高。灌南及周边地区的地表水已经受到了严重的污染,深层承压水的水质与同位素都与地下水存在明显的差异,由此推断,深层承压水可能接受下覆的隐伏火山玄武岩地下水的补给,汤沟酒始终保持着高品质的根本原因可能与新生代隐伏火山玄武岩地下水有关。

5 结 论

a. 灌南及周边地区的地表水已经受到较为严重的污染,根据熵增原理,受到污染的地表水入渗地下后不可能被净化。根据氢氧同位素与水文地质条件分析推断,灌南地区的优质承压水接受外源地下水补给,地下水的补给源区可能位于青藏高原东南到云贵高原一带。

b. 新生代火山玄武岩地下水属于一种新型的地下水,地下水在玄武岩孔洞中循环,新生代玄武岩地下水具有偏硅酸含量高的特征。灌南地区下覆新生代隐伏玄武岩,地下水含大量有偏硅酸及丰富的矿物质。由此推断玄武岩地下水可能是灌南承压水的主要补给源。

c. 灌南地区优质的承压水资源在过去几十年被大量开采,用于农业灌溉与工业生产。建议对于这种稀缺的矿泉水资源实行保护性开采利用,停止使用地下水进行农业灌溉,优质的水首先保证居民的饮水,同时发展酿酒、矿泉水等食品产业,确实做到优水优用。

参考文献:

[1] ZHOU Shiqiao,KANG Shichang,CHEN Feng,et al. Water balance observations reveal significant subsurface water seepage from Lake Nam Co,south-central Tibetan Plateau [J]. Journal of Hydrology,2013,491(1):89-99.

[2] CHEN Jiansheng,ZHAO Xia,SHENG Xuefen,et al. Formation mechanisms of megadunes and lakes in the Badain Jaran Desert,Inner Mongolia[J]. Chinese Science Bulletin,2006,51(24):3026-3034.

[3] 陈建生,王庆庆. 北方干旱区地下水补给源问题讨论[J]. 水资源保护,2012,28(3):1-8. (CHEN Jiansheng,WANG Qingqing. A discussion of groundwater recharge sources in arid areas of North China[J]. Water Resources Protection,2012,28(3):1-8. (in Chinese))

[4] 汪集旻,陈建生,陆宝宏,等. 同位素水文学的若干回顾与展望[J]. 河海大学学报(自然科学版),2015,43(5):406-413. (WANG Jiyang,CHEN Jiansheng,LU Baohong,et al. Review and prospect of isotope hydrology [J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences),2015,43(5):406-413. (in Chinese))

[5] XIANG Longwei,WANG Hansheng,STEFFEN H,et al. Groundwater storage changes in the Tibetan Plateau and adjacent areas revealed from GRACE satellite gravity data [J]. Earth & Planetary Science Letters,2016,449:228-239.

[6] 周建军,张曼. 当前长江生态环境修复重点[J]. 水资源保护,2016,32(6):163,165. (ZHOU Jianjun,ZHANG Man. Key points for ecological rehabilitation of the Yangtze River[J]. Water Resources Protection,2016,32(6):163,165. (in Chinese))

[7] ZHANG Qi,LI Ling,WANG Y G,et al. Has the Three-Gorges Dam made the Poyang Lake wetlands wetter and drier? [J]. Geophysical Research Letters,2012,39(20): L20402. 1-L20402. 7.

[8] 魏文博,金胜,叶高峰,等. 藏北高原地壳及上地幔导电性结构:超宽频带大地电磁测深研究结果[J]. 地球物理学报,2006,49(4):1215-1225. (WEI Wenbo,JIN Sheng,YE Gaofeng,et al. Conductivity structure of crust and upper mantle beneath the northern Tibetan Plateau: results of super-wide band magnetotelluric sounding[J]. Chinese Journal of Geophysics,2006,49(4):1215-1225. (in Chinese))

[9] 陈建生,江巧宁. 地下水深循环研究进展[J]. 水资源保护,2015,31(6):8-17,66. (CHEN Jiansheng,JIANG Qiaoning. Research progress of ground water deep circulation[J]. Water Resources Protection,2015,31(6):8-17,66. (in Chinese))

[10] 陈建生,刘震,刘晓艳. 深循环地下水维系黄土高原风尘颗粒连续沉积[J]. 地质学报,2013,87(2):278-287. (CHEN Jiansheng,LIU Zhen,LIU Xiaoyan. Deep-circulation groundwater maintains continuous deposition of dusty particles in loess plateau [J]. Acta Geologica Sinica,2013,87(2):278-287. (in Chinese))

[11] 陈建生,王文凤. 深循环地下水作用下红土与黄土成因研究[J]. 水资源保护,2017,33(3):1-7,37. (CHEN Jiansheng,WANG Wenfeng. Study on formation mechanism of laterite and loess soils under action of deep groundwater circulation[J]. Water Resources Protection,2017,33(3):1-7,37. (in Chinese))

[12] 冯蓉生,林叶青,王九祥,等. 淮阴一响水断裂淮安市区段定位初探[J]. 地震学刊,2002,22(3):30-35. (FENG Rongsheng,LIN Yeqing,WANG Jiuxiang,et al. A preliminary study on the positioning of the segment of the Huaiyin-Xiangshui fault in the urban area of Huai'an City [J]. Journal of Seismology,2002,22(3):30-35. (in Chinese))

[13] 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.

[14] 杨斌. 灌南县水资源环境现状及保护对策的研究[D]. 南京:南京农业大学,2005.

[15] CHEN Jiansheng,WANG Chiyuan,TAN Hongbing,et al. New lakes in the Taklamakan Desert [J]. Geophysical Research Letters,2012,39(22):22402-22405.

[16] 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 Tancheng-Lujiang Fault Belt and the adjacent areas [J]. Acta Geologica Sinica,1983(2):128-141. (in Chinese))

[17] 郝艳涛,夏群科,MASSIMO C,等. 中国东部苏北盆地岩石圈地幔的岩石学特征以及与水含量的关系[C]. //中国矿物岩石地球化学学会. 中国矿物岩石地球化学学会第13届学术年会论文集. 广州:中国矿物岩石地球化学学会,2011.

[18] 高明,华致洁,林玉琴. 江苏省六合、盱眙玄武岩地区含偏硅酸矿泉水形成的水文地球化学机理[J]. 水文地质工程地质,1992(3):43-45. (GAO Ming,HUA Zhijie,LIN Yuqin. Hydro-geochemical mechanism of metasilicate mineral water formation in Liuhe and Xuyi basalt area, Jiangsu Province [J]. Hydrogeology & Engineering Geology,1992(3):43-45. (in Chinese))

(收稿日期:2017-08-15 编辑:彭桃英)

