

环境同位素技术在确定济南平阴某氡地热井补给来源中的应用

张卓¹, 成世才², 金兴³, 刘志刚⁴

(1.山东省地质调查院, 山东 济南 250013; 2.中化地质矿山总局山东地质勘查院, 山东 济南 250013; 3.山东正元建设工程有限责任公司 山东 济南 250101; 4.临沂市国土资源局兰山分局, 山东 临沂 276000)

摘要:为查明济南平阴某氡地热井的补给来源, 采用分析环境同位素的方法。先利用¹⁴C定年, 确定该氡泉水以古水为主; 后利用同位素分析结果进行高程计算, 确定出该氡地热井的补给来源标高为+140 m, 此结果与水文地质条件确定的补给区(泰山余脉标高+100 m~+180 m)位置一致, 说明该氡地热井的补给来源为东南方向40~50 km外的泰山余脉。

关键词:氡地热井; 环境同位素; 大气降水线; 氧飘移; 高程计算; 济南平阴

中图分类号: P641.134

文献标识码: B

引文格式:张卓, 成世才, 金兴, 等. 环境同位素技术在确定济南平阴某氡地热井补给来源中的应用[J]. 山东国土资源, 2018, 34(7): 78-81. ZHANG Zhuo, CHENG Shicai, JIN Xing, etc. Application of Environmental Isotope Technique in Determining Recharge Source of a Radon Geothermal Well in Pingyin County of Jinan City[J]. Shandong Land and Resources, 2018, 34(7): 78-81.

近几十年, 环境同位素技术在研究与解决地下水补给来源、补给强度, 补给来源的比例、补给区的范围与标高、各类水体间的水力联系以及测定地下水年龄等实际问题中的应用越来越广泛, 已成为地质科学领域一门新兴的边缘学科^[1]。目前, 用于解决水文地质问题的同位素主要是一些轻(低原子序数)元素的同位素, 其中主要是 H, O, C 同位素^[2]。地下水 δD 值的变化主要取决于地下水接受补给时的环境温度及其补给高程; $\delta^{18}O$ 的变化除与 δD 近似外, 还主要取决于地下水与围岩交换的程度。上述研究为该文采用环境同位素技术来确定济南平阴某氡地热井的补给来源提供了很好的思路。

1 地质概况

1.1 地层

该氡地热井位于济南市平阴县西部, 所处大地构造位置在华北板块(I)、鲁西隆起区(II)、鲁中隆起(II_a)、泰山-济南断隆(II_{a1})、泰山凸起(II_{a16})西

部, 周边出露地层有寒武-奥陶纪九龙群炒米店组、三山子组及第四纪大站组、黄河组, 基底为新太古代泰山岩群。区内地层呈单斜构造, 寒武-奥陶纪地层走向 NE, 倾向 NW, 倾角一般 5°~8°。

1.2 构造

区内基底褶皱构造较发育, 距离氡泉井最近的为 F₂ 断裂, 物探推测断裂 F₂ 为一条深部基底断裂构造, 走向 320°, 倾向 50°, 倾角约 75°, 为 NW 向高角度断裂, 推测断距 20~30 m, 断裂破碎带宽度约 110 m, 形成时代为前寒武纪。

1.3 地热条件

大孙庄地区氡地热水为新太古代泰山岩群变质岩裂隙承压水, 热储为深部基底构造裂隙含水带和古风化裂隙水, 岩性为片麻状黑云角闪二长花岗岩及斜长角闪岩; 盖层主要为寒武纪灰岩夹页岩、奥陶纪白云质灰岩及第四纪松散层^[3], 厚度 605~648 m; 断裂 F₂ 是大孙庄地区地热氡泉水的主要导水、储水空间。氡泉水水温 28.3℃, 属低温地热资源, 地

收稿日期: 2016-08-08; 修订日期: 2016-08-16; 编辑: 陶卫卫

作者简介: 张卓(1981—), 吉林吉林人, 工程师, 主要从事水工环地质调查工作; E-mail: zhuoshao@163.com

热资源类型为 II-2 型(图 1)。

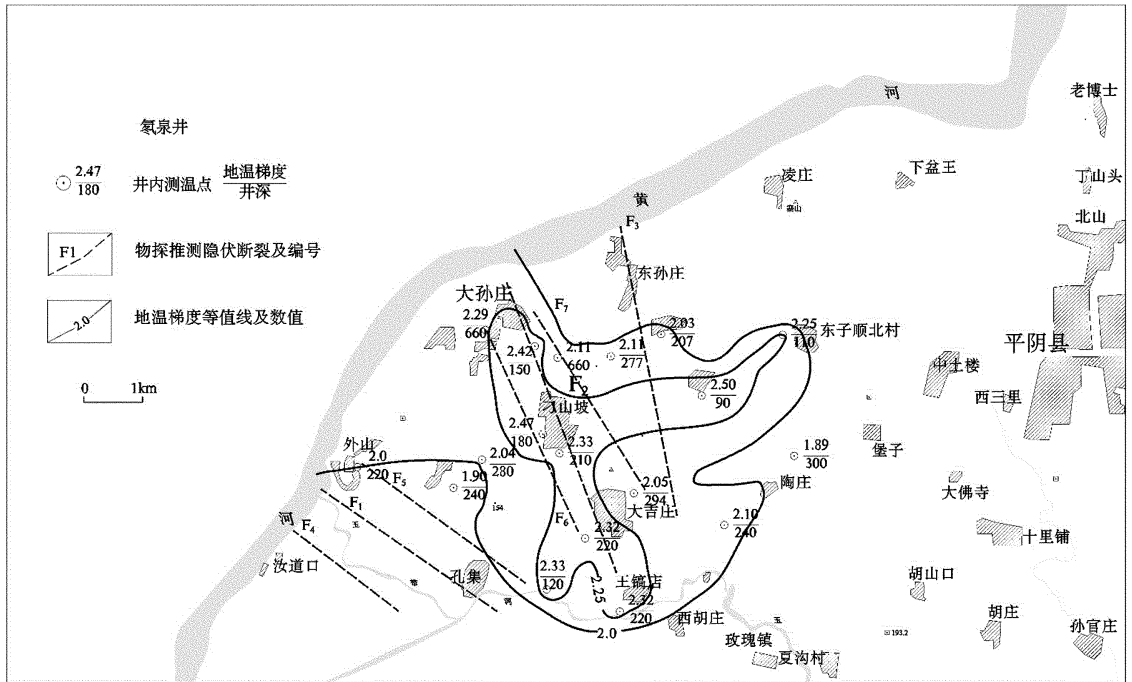


图 1 氡地热井地热地质图

2 样品采集与测试

该次同位素采集、保存与运输均按照国家相关规范、规程进行,对需要现场测试的项目按照规范要求进行了现场测定。

D, ^{18}O , ^{14}C 同位素样品由国土资源部地下水矿泉水及环境监测中心检测。监测依据为《地下水水质检验方法》(DZ/T0064—1993),监测仪器为超低本底液体闪烁谱仪,型号为 Quantulus 1220,测试温度为 24°C ,湿度为 48%。

3 结果与讨论

3.1 氡元素物源

含有镭或其他某些元素的固体物质向外部介质自发地或人为地释放放射性气体的过程,称为射气作用^[4]。氡是放射性元素镭在衰变过程中产生的一种放射性稀有气体。换言之,天然氡同位素是镭衰变的产物,而镭又是铀、钍和钍放射性衰变系的中间产物。据南京大学资料^[5],泰山岩群变质岩中铀 5.8 ($10^{-4}\%$)、钍 55.8 ($10^{-4}\%$),明显高于地壳酸性火成岩的丰度值[分别为 $3.5(10^{-4}\%)$ 、 $18(10^{-4}\%)$],为大孙庄氡泉的形成提供了充足的物质来源。

3.2 ^{14}C 定年

利用 ^{14}C 确定地下水年龄的技术已经较为成熟,时间确定较为精确^[6]。该氡泉水 ^{14}C 定年分析结果见表 1。

表 1 区内代表性地下水样 ^{14}C 同位素分析结果

序号	地下水类型	采样深度 (m)	现代碳 百分数(%)	表观年龄 (ka)
1	碳酸盐类裂隙岩溶水	30~220	74.66 ± 1.52	2.42 ± 0.17
2	碳酸盐类裂隙岩溶水	30~200	74.70 ± 1.57	2.41 ± 0.18
3	碎屑岩类岩溶裂隙水	21~150	72.62 ± 1.32	2.64 ± 0.15
4	碳酸盐类裂隙岩溶水	41~200	77.60 ± 1.51	2.10 ± 0.16
5	碎屑岩类岩溶裂隙水	35~160	79.76 ± 2.12	1.87 ± 0.22
6	碎屑岩类岩溶裂隙水	40~110	62.69 ± 1.63	3.86 ± 0.22
7	碳酸盐类裂隙岩溶水	40~220	80.68 ± 1.54	1.78 ± 0.16
8	碳酸盐类裂隙岩溶水	50~300	63.98 ± 1.43	3.69 ± 0.19
9	松散岩类孔隙水	7~12	65.80 ± 1.34	3.46 ± 0.17
10	大孙庄氡泉水	72~660	14.78 ± 3.87	15.81 ± 2.17

地下热水一种是来源于大气降水,为循环型地下热水,另一种为地层或构造形成地产生的封存型地下热水^[7]。根据区内地下水样中 ^{14}C 同位素分析结果,氡泉水表观年龄在 15.81 ± 2.17 ka,与周围围岩新太古代泰山岩群的年龄相差巨大,说明该水不属于封存型地热水,应属于深循环型地热水,时间大约对应晚更新世。水中溶解的现代碳含量为 14.78

±3.87%，说明该氡泉水以“古水”为主，混合有少量现代的入渗水。其他松散岩类孔隙水、碎屑岩类岩溶裂隙水及碳酸盐类裂隙岩溶水中，现代碳的含量在 62%~80% 之间，表观年龄在 1.78~3.86 ka 之间，说明这些水为现代的入渗水与少量“古水”的混合水，以现代的入渗水为主。

3.3 大气降水线与氧飘移

氡泉水 $\delta D, \delta^{18}O$ 同位素分析结果见表 2。

表 2 区内代表性地下水样 $\delta D, \delta^{18}O$ 同位素分析结果

序号	地下水类型	采样深度 (m)	$\delta^{18}O$ (10^{-3})	δD (10^{-3})
1	碳酸盐类裂隙岩溶水	30~220	-8.7	-63
2	碳酸盐类裂隙岩溶水	30~200	-8.2	-60
3	碎屑岩类岩溶裂隙水	21~150	-8.5	-61
4	碳酸盐类裂隙岩溶水	41~200	-8.6	-63
5	碎屑岩类岩溶裂隙水	35~160	-8.6	-61
6	碎屑岩类岩溶裂隙水	40~110	-8.6	-62
7	碳酸盐类裂隙岩溶水	40~220	-8.5	-62
8	碳酸盐类裂隙岩溶水	50~300	-8.8	-63
9	松散岩类孔隙水	7~12	-9.0	-67
10	大孙庄氡泉水	72~660	-10	-74

Craig 通过研究北美大陆大气降水发现，降水的氢氧同位素呈线性相关变化，数学关系式 $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ ，为一条斜率为 8、截距为 10 的直线，称为全球大气降水线 (GMWL)，即 Craig 方程，作为描绘水中稳定同位素的标准方法^[8]。此后不同学者得出了各地区的降水线方程 (LMWL)，所得的结果略有差异。该次调查工作选用中国东部季风区大气降水线方程 $\delta D = 7.46\delta^{18}O + 0.90$ ^[9]，地下水的稳定同位素组成特征通常用 $\delta D - \delta^{18}O$ 相关图来表示。

将该次氡泉水 $\delta D, \delta^{18}O$ 同位素分析结果与以往分析结果进行对比 (表 2)，可见 3 次分析结果差别不大，并且都位于大气降水线附近 (图 2)，说明氡泉水来源于大气降水。

还发现大多数点都位于大气降水线的右侧，存在不同程度的向右漂移 (氧飘移)^[1]。分析氧飘移的原因因为入渗后进行深部循环的大气降水与围岩发生水-岩交换反应，如与硅酸盐和碳酸盐等含氧矿物组成的围岩进行氧同位素交换，导致地下水中同位素组成发生变化。氧同位素的漂移取决于热水的温度、围岩的 $\delta^{18}O$ 值、水-岩比值和热水在储库中逗留的时间^[10]。

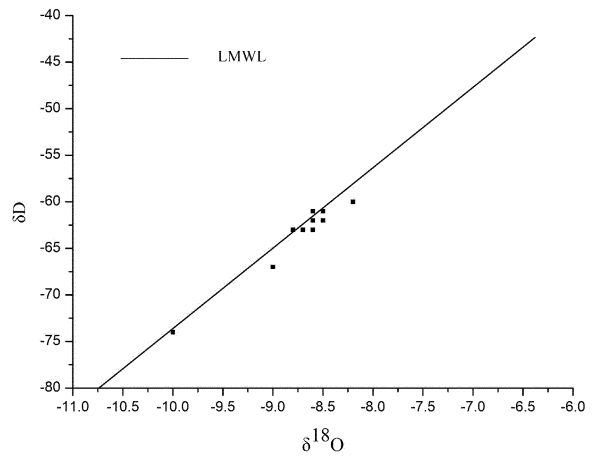


图 2 区内代表性地下水样 δD 与 $\delta^{18}O$ 关系

3.4 同位素高程计算

地热水补给区高度的计算按照 H、O 稳定同位素的高程效应原理， δD 随地下水补给高程的增大而减小^[11]。按下列公式可以确定地热水的补给区及补给高度^[1]。

$$H = \frac{\delta_g - \delta_p}{K} + h$$

式中： H —同位素入渗高度 (m)； h —取样点高程 (+40 m)； δ_g —地下水 $\delta^{18}O$ 值 ($\delta^{18}O = -10.0$) $\times 10^{-3}$ ； δ_p —取样点附近大气降水 $\delta^{18}O$ 值 (取松散岩类孔隙水代替， $\delta^{18}O = -9.0$) $\times 10^{-3}$ ； K —大气降水 $\delta^{18}O$ 值高程梯度 ($-\delta/100$ m)。

根据氡地热水 $D, ^{18}O$ 同位素组成，计算出氡地热水补给高度在 +140 m 左右；根据水文地质条件推断该氡地热井补给区位置，位于该井东南方向 40~50 km 远的泰山余脉，标高在 +100~+180 m，地下水流向为北西向。据此公式所计算出的补给区标高与水文地质及自然地理条件推断出的补给区相吻合，说明应用稳定同位素确定地下水的补给高程具有较好的效果。

4 结论

(1) 泰山余脉火成岩变质岩山区风化裂隙带，接受大气降水补给，入渗后沿泰山岩群变质岩与奥陶纪灰岩的接触带及深大断裂径流，径流过程中溶解了该变质岩层中的氡，在 NW—SE 向深切构造处汇集，此为该氡地热井的补给和径流条件。

(2) ^{14}C 同位素分析结果，氡泉水表观年龄在

(15.81 ± 2.17)ka,与周围围岩新太古代泰山岩群的年龄相差巨大,说明该水不属于封存型地热水,属于深循环型地热水,时间大约对应晚更新世。水中溶解的现代碳的含量为 $14.78 \pm 3.87\%$,说明该氡泉水以“古水”为主,混合有少量现代的入渗水。

(3)分析大气降水线出现氧漂移是因为入渗后进行深部循环的大气降水与硅酸盐和碳酸盐等含氧矿物组成的围岩进行氧同位素交换,导致地下水中同位素组成发生变化。

(4)根据同位素高程计算,计算出氡地热水补给高度在+140 m左右;根据水文地质条件推断该氡地热井补给区位置,位于该井东南方向40~50 km远的泰山余脉,标高在+100 m~+180 m,公式计算出的补给区标高与水文地质及自然地理条件推断出的补给区相吻合。

参考文献:

[1] 尚英男.环境同位素示踪技术在地热地球化学研究中的应用

[J].世界核地质科学,2006,23(1):21-25.

- [2] 王兆荣.中国东部温泉水和井水的氢氧同位素初步研究[J].中国科学技术大学学报,1993,23(2):213-217.
- [3] 徐希强,刘善军,王伟德,等.山东省地热资源及勘查开发对策[J].山东国土资源,2015,31(5):31-35.
- [4] 福尔 G.同位素地质学原理[M].北京:科学出版社,1983:310-312.
- [5] 朱炳球,朱立新,史长义,等.地热田地球化学勘察[M].北京:地质出版社,1992:233-337.
- [6] 孙继朝,贾秀梅.地下水年代学研究[J].地球学报,1998,19(4):383-386.
- [7] 王东升,王经兰.中国地下热水的基本类型和成因特征[J].第四纪研究,1996(5):139-146.
- [8] 郑淑蕙,侯发高,倪葆龄.我国大气降水的氢氧稳定同位素研究[J].科学通报,1983,28(13):801-806.
- [9] 柳鉴荣,宋献芳,袁国富,等.中国东部季风区大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的特征及水汽来源[J].科学通报,2009,(22):57-61.
- [10] 孙占学,李学礼,史维浚.江西中低温热水的同位素水文地球化学[J].华东地质学院学报,1992,15(3):243-248.
- [11] 徐步台,章秋芳,周树根.浙江武义盆地地热水同位素地球化学研究[J].地球学报,1999,20(4):357-362.

Application of Environmental Isotope Technique in Determining Recharge Source of a Radon Geothermal Well in Pingyin County of Jinan City

ZHANG Zhuo¹, CHENG Shicai², JIN Xing³, LIU Zhigang⁴

(1. Shandong Geological Surveying Institute, Shandong Jinan 250013, China; 2. Shandong Geological Prospecting Institute of General Administration of Sinochemical Geology and Mining, Shandong Jinan 250013, China; 3. Shandong Zhengyuan Construction Limited Corporation, Shandong Jinan 250101, China; 4. Lanshan Branch Bureau of Linyi Bureau of Land and Resources, Shandong Linyi 276000, China)

Abstract: In order to determine the recharge source of a radon geothermal well in Pingyin county of Jinan city, environmental isotope method has been used. First, by using ^{14}C dating, it is determined that the radon spring is mainly composed of ancient water. Then, by using isotope analysis result, the elevation has been calculated, it is determined that the elevation of recharge source of radon geothermal well is +140m. The recharge area is the same as determined by hydrogeological conditions (the elevation of Taishan stretching Mountain is 100~180m). It is indicated that the recharge area of the radon geothermal wells is Taishan stretching Mountains southeast 40 ~ 50km away from there.

Key words: Radon geothermal well; environmental isotope method; precipitation line; oxygen drift; elevation calculation; Pingyin county in Jinan city