

DOI:10.3969/j.issn.1004-6933.2014.02.001

我国北方地下水年龄测定问题讨论

陈茜茜¹, 陈建生^{1,2}, 王 婷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:对我国北方地区地下水的各种现行测年方法所存在的问题进行讨论。地下水中的氚元素特征能满足测定地下水年龄的活塞模型,但由于降水初期氚的浓度不易率定,只能定性或半定量确定地下水的年龄。氟利昂是人工合成化合物,自然界中没有天然成分,是一种理想的示踪剂,但氟利昂测定地下水的年龄限制在 20 世纪 40 年代之后降水的入渗补给。¹⁴C 与 ⁴He 测定地下水年龄的方法由于受到断裂带中排气影响,不易校正,所以不能适用于断陷盆地或活动断层地区。针对内蒙古高原、鄂尔多斯、华北平原地下水中氚浓度值仍然较高的现象进行讨论,认为该地区地下水的补给源区应该靠近我国西部的核试验场。同位素关系表明,渗漏的纳木错湖水与东部的地下水存在相关性,西藏内流区的渗漏水自西向东补给到了内蒙古高原、鄂尔多斯与华北平原。

关键词:地下水年龄; 北方干旱区; 氚; 氟利昂; ¹⁴C

中图分类号: P641 **文献标志码:** A **文章编号:** 1004-6933(2014)02-0001-05

A discussion of groundwater dating in northern China

CHEN Xixi¹, CHEN Jiansheng^{1,2}, WANG Ting²

(1. College of Earth Sciences and Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China;
2. College of Civil and Transportation Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: In this paper, we discuss the groundwater dating methods in northern China. Although tritium in groundwater is an ideal tracer, it can only be used to qualitatively or semi-quantitatively determine the groundwater age in practice since it is not suitable for calibrating the concentration of tritium in the initial stage of precipitation. The synthetic compound CFCs is an ideal tracer, but it is limited to detecting the age of groundwater recharge only after the 1940s. Influenced by the fault exhaust, ¹⁴C and ⁴He dating methods are not suitable for areas of fault basins or active faults. We also discuss the phenomenon that the concentration of tritium in the groundwater in the Inner Mongolia Plateau, Ordos, and the North China Plain is unusually high. By analyzing the results, we conclude that the source of groundwater supplement is close to the western nuclear test site in China. The isotope relationships suggest that there is a correlation between the Namtso Lake leakage and eastern groundwater, and the leakage of the Tibet flow area supplies the Inner Mongolia Plateau, Ordos, and the North China Plain from the west to the east.

Key words: groundwater age; northern arid areas; tritium; CFCs; ¹⁴C

北方干旱区地下水定年是水循环研究中的重要内容。20 世纪 80 年代以来,我国开展了对华北平原、鄂尔多斯、河西走廊等干旱区的地下水补给、径流、排泄的研究。利用各种示踪剂进行地下水测年的数据显示,华北平原等北方地区地下承压水的年龄都在几千年到几万年之间^[1]。在对上述地区进

基金项目:国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2012CB417005);教育部高等学校博士点基金(2009009411007)
作者简介:陈茜茜(1988—),女,硕士研究生,研究方向为水文地质与地下水资源。E-mail:chenxxag@126.com
通信作者:陈建生,教授。E-mail:jschen@hhu.edu.cn

行了 20 多年的地下水测年数据却发现,部分原来没有氡或氡浓度值很低的承压水中出现了氡浓度增大的现象,因此需要对该地区地下水循环进行全面的认识。

笔者通过对氡 (^3H 或 T)、氟利昂 (CFCs)、 ^{14}C 、 ^4He 等地下水定年方法的分析,结合华北平原、鄂尔多斯测年的数据,指出各种地下水定年方法的适用性和存在的问题,并对北方干旱区地下水中出现的高氡值问题展开讨论。

1 地下水测年方法及存在的问题

地下水年龄的判断,除考虑地下水系统本身的复杂性,还要分析各种示踪剂定年的适用条件、时间尺度以及校正方法,以提高测年的准确性和合理性^[2]。

1.1 放射性氡定年

氡是放射性元素,半衰期为 12.43 a。氡元素是水分子的组成部分,在水中属于多数物质,抗污染和干扰的能力较强,是地下水运动理想的示踪剂。天然氡元素是大气层中氮原子发生核反应生成的,人工氡元素主要来源于核试验。天然氡与人工氡同大气中的氧原子化合成氡水 (HTO) 后,与天然水一起参与自然界的水循环,对现代环境起着标记作用^[3]。

氡定年最大的问题是很难获得降水初期水中氡浓度值,尤其是在靠近核试验源区附近,降水中的氡浓度值差异很大,准确恢复氡浓度输入函数极其困难,因此近似地应用氡定年活塞模型确定地下水的年龄,只能得到半定量分析。根据我国现有雨水氡浓度分布,对当前实测地下水氡浓度数据可以作定性判断,一般氡浓度大于 2 TU 都认为是核试验以后的降水入渗,因此氡定年成为判定地下水为近代补给的重要根据。由于氡衰变后的产物是 ^3He ,通过测定水中的 ^3He 可以准确地获得采样期间地下水中的氡浓度,从而提高了氡的定年精度。 $^3\text{H} \sim ^3\text{He}$ 联合定年对样品的采集有特殊要求,要采用特殊材质带有阀门的采样瓶,利用惰性气体质谱仪测试费用较高。

1.2 氟利昂定年

CFCs 是人工合成化合物,天然本底值为零。大气中 CFCs 浓度在近 50 年里增长近 2 个数量级,不同年份入渗水中的 CFCs 化合物 (CFC-11、CFC-12、CFC-113) 浓度显著不同,成为其年龄标记^[4]。Thompson 等^[5]首次把 CFCs 应用于美国地下水年龄测定。地下水的年龄既可以通过 CFCs 的浓度曲线获得,也可以通过上述 CFCs 化合物 3 种浓度的比值确定,通常将两种方法的结果进行对比,最终确定地下水的年龄。由于比值方法确定地下水年龄不需要知道原始降水中的浓度值,具有更广泛的实用性。

CFCs 定年的条件与氡定年相同,要求入渗地下水满足活塞模型,进入含水层后的地下水未受到其他来源的 CFCs 污染,水样中所含的 CFCs 浓度代表了取样时含水层地下水的浓度。由于 CFCs 是人工合成的,不存在深部气体混入所造成的影响。但是在采样过程中,CFCs 容易受到大气或其他水源的污染,并且 20 世纪 90 年代以来大气中的 CFCs 浓度趋于稳定并有逐年下降趋势,不是单一增长的信号曲线,因此 CFCs 定年不具备长期使用前景。

1.3 ^{14}C 定年

^{14}C 是放射性元素,半衰期为 5 730 a,来源于宇宙射线的快中子与稳定的 ^{14}N 碰撞所产生的核反应。大气中含 ^{14}C 的 CO_2 等溶于降水后入渗到地下水中,假定地下水的运动满足活塞模型,并且在运动过程中没有其他来源的碳化合物进入水中,则通过测定地下水中 ^{14}C 与 ^{12}C 的比值,可以计算出地下水的年龄。但是,考虑到水岩相互作用,水中的 ^{14}C 与碳酸盐岩中的死碳 (^{12}C 或 ^{13}C) 可能发生同位素交换,则需要通过 ^{13}C 的测定进行年龄校正^[6]。

虽然 ^{14}C 定年方法在国内外取得了很大的成功,但是采用 ^{14}C 测定中国北方地下水年龄存在极大的争议^[7]。研究表明,环太平洋西岸,是世界上较大的 CO_2 气藏的主要分布区,包括了我国的吉林、河北、山东、安徽、江苏、东海、广东、台湾乃至印度尼西亚等地^[8]。埋藏在地球深部的 CO_2 气体通过断裂带向地表排放,在排放的过程中部分地下深层的 CO_2 会溶于地下水中。由于深层 CO_2 中的碳同位素主要是 ^{12}C 与 ^{13}C ,而 ^{14}C 在经历了漫长的地质时期后基本上都已衰变成为 ^{14}N ,所以混入的碳原子中几乎不含 ^{14}C 。深层 CO_2 造成地下水中的碳浓度增加。所以,地下水中 ^{14}C 与 C 比值的降低就存在 3 种可能:① ^{14}C 衰变;②水岩相互作用过程中 CO_2 中的 ^{14}C 与碳酸盐中的 ^{14}C 进行了交换;③深层含碳气体的混入。由于混入到地下水中 ^{12}C 或 ^{13}C 的浓度是未知的,不可能通过模型进行校正,所以,在有 CO_2^- 、 CO_3^- 、 HCO_3^- 、 CH_4 (甲烷) 等含外来碳源混入的情况下,不能满足定年所要求的活塞模型,这是目前 ^{14}C 定年中出现的最大问题^[9]。如果将 ^{14}C 与 C 的比值理解为 ^{14}C 的衰变,就可能得出了北方地下水为“古水”的错误结论。

1.4 ^4He 定年

采用 ^4He 定年的方法较为复杂,是通过测定地下水中的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值与 ^4He 浓度的变化来定年。 ^4He 为惰性气体,溶于地下水中的氦元素除了降水带来的之外,地层中的铀、钍等放射性元素通过 α 衰变等核反应产生氦,地下水的氦浓度随着其滞留

时间的增加而增加,所以,对于稳定输入的 He 源,可以通过测定水中的 He 浓度与³He/⁴He 值就可以计算出地下水的年龄。这种方法适用于稳定的地质环境中,比如澳大利亚大自流盆地,该盆地主要的含水层为砂岩,厚度超过数千米,整个盆地的岩性分布相对简单,中生代以来盆地内部没有出现构造运动,地下水的补给、径流、排泄关系也十分清楚。但是,我国华北平原乃至北方干旱地区的情况则完全不同,盆地基本上都属于断陷盆地,活动断裂带发育,受到板块碰撞的影响,地壳、地幔都通过断裂带释放 He、Ne 等气体,而且呈现出巨大的不平衡,地壳、地幔 He 的释放率都不是常数。

对于华北平原、鄂尔多斯等北方地区而言,地下水的补给、径流、排泄关系实际上是不清楚的,径流情况尚存疑问,来自地壳岩石 U、Th 衰变的⁴He 更是未知数。所以,利用⁴He 定年所需要的条件很苛刻,不适宜于测定中国北方地下水的年龄。同样,其他同位素如³⁶Cl 等,也不适于在中国北方地下水中使用,因为在断陷盆地中的输入源项很不稳定,干扰源几乎不能通过模型过滤掉。一些学者通过⁴He、³⁶Cl 等同位素测定北方地下水的年龄严重偏大^[10-11],其原因是他们将地壳、地幔等释放的 He、Cl 等元素当做常量。

2 北方地下水中高氦来源

张之淦等^[1]在 1985 年测定了华北地区地下水的氦元素,超过地下 100 m 深度的承压水中的氦浓度小于 1.5 TU,被认为是核试验之前的降水,年龄大于 33 a,浅层水的氦浓度值较高,达到 73.4 TU。陈宗宇^[12]在 1999 年重新测定了华北地区地下水中的氦浓度值,34 个潜水中的氦浓度值,浓度最大值为 100.86 TU,最小值为 4.51 TU,均值为 51.1 TU;28 个承压水中有 11 个测到了核试验以来的氦浓度值,最大值为 39.05 TU,最小值为 3.75 TU,均值为 17.7 TU。对比文献^[1]地下水中氦浓度值(1985 年)发现,无论是潜水还是深层承压水中的氦值都普遍增大。两次采样的时间差为 15 a,超过了氦的 1 个半衰期,也就是地下水中的氦经过 15 a 后应该衰变剩余不足一半,那么 1999 年测定到的高氦地下水显然是后来输送到华北地区的,因为 1985 年测定到的潜水氦浓度为 73.4 TU,经过 15 a 衰变后应该只有 30 TU 左右,均值不可能达到 51.1 TU。

王焰新等^[13]研究了山西娘子关泉群水中氦元素的分布情况,水帘洞泉在 1980 年时氦浓度高达 85.19 TU,1986 年降低为 16 TU,1993 年降低在 6.9 ~ 8.6 TU 之间,显然,泉水中的高氦值对应着 1963

年核试验期间氦浓度的峰值,于是可以计算出水帘洞泉水的循环周期大约为 17 a。在降水量小于 400 mm 的山西阳泉的娘子关泉群的多年平均流量为 10.93 m³/s,娘子关泉群(10 个泉)中的 $\delta D \sim \delta^{18}O$ 比北方降水的均值分别偏负 2% 和 0.25%,排除了来自当地降水补给的可能性。2008 年笔者在内蒙古集宁钻孔中(7 ~ 276 m)测定到了 7 个高氦值(58 ~ 397 TU),井水的氦氧浓度比当地降水明显贫化,排除了井水来自于当地降水入渗补给。鄂尔多斯^[14]、华北平原、内蒙古高原^[15]地下水中仍然保留的高氦值暗示着,地下水的补给源区是靠近核试验地区的。

前苏联的核试验场位于哈萨克斯坦,全世界一半以上的大气核试验都是在这里进行,我国的核试验场位于罗布泊,紧邻青藏高原北缘。核试验产生的氦通过局部降水进入地表水中,将造成地表水中氦浓度剧增,这些氦进入地下水后,地下水将保留着高浓度氦的特征。水量平衡试验证实了西藏最大的纳木错湖存在渗漏,渗漏量达到了 120 ~ 190 m³/s^[16],通过测定地下水中的同位素发现,北方地下水中的氦氧同位素与西藏内流区的降水值同位素相对应^[7],这表明北方地下水来自于青藏高原内流区渗漏补给的推断在逻辑上是成立的。

3 北方地下水的补给源

我国东部的平原多为断陷盆地,盆地内部存在大型的走滑断裂带,这些断裂带控制了地下水分布格局。新生代以来,在印度板块、太平洋板块、西伯利亚板块、菲律宾板块的共同挤压作用下,青藏高原西部地区受压,鄂尔多斯以东的东部地区发生了扩张,西藏地块的物质东流,形成了东西向的一些走滑断裂带^[17],比如狼山-日喀则断裂带,杂多-雅布赖断裂带等,沿着这些走滑断裂带普遍分布着温泉或冷泉^[18]。研究表明,鄂尔多斯高原上的黄土高原的风尘颗粒的连续堆积与深循环地下水有关^[19],而且岱海、乌梁素海等湖泊均接受外源水的补给^[20-21]。土壤水入渗试验证实,在降水量小于 400 mm、地下水位埋深大于 4 m 的北方地区,降水基本上对地下水没有补给,这个观点也被其他学者的试验^[3, 22]所证实。上述事实都表明,地下水补给除了遵从区域水文地质循环模式之外,还遵从跨流域的深循环模式^[7]。

王仕琴等^[23]在河北衡水分析了土壤水中氦氧同位素随深度的分布,研究发现 0 ~ 30 cm 的土壤水来源于大气降水,30 cm 以下的土壤水与地下潜水中的同位素相同,比大气降水明显偏负。衡水潜水中的溶解总固体(TDS)质量浓度接近 9 g/L,比潜水层下部的 4 个承压含水层高出了 1 个数量级,承压

柳富田等^[25]采用 CFCs 对鄂尔多斯盆地的地下水进行了年龄测定, CFCs 年龄一般在 23 ~ 26 a, CFCs 年龄大于 31 a 的只有 4 个, 2 个为 40 年, 2 个年龄大于 70 a, 参见图 2。

[illegible]

4 结 论

CFCs 是人工合成的化合物,自然界中没有天然成分,通过与氟元素的对比分析,二者确定的鄂尔多斯地下水年代较为接近,地下水的年龄在 20 ~ 40 a,个别年龄超过 70 a,符合地下水补给、径流、排泄的特征。

内蒙古高原、华北平原地下水中仍然保持着较高的氡浓度值,部分深井水中氡浓度异常高,表明地下水的补给源区应该靠近核试验场附近。羌塘盆地西北部是哈萨克斯坦,曾经是前苏联的核试验场,而北边是罗布泊核试验场,符合外源高浓度氡水的特

点。北方干旱区地下水补给源区可能在西藏的羌塘盆地。

参考文献:

[1] 张之淦,张洪平,孙继朝,等. 河北平原第四系地下水年龄、水流系统及咸水成因初探:石家庄至渤海湾同位素水文地质剖面研究[J]. 水文地质工程地质,1987(4): 1-6. (ZHANG Zhigan, ZHANG Hongping, SUN Jichao, et al. Environmental isotope study related to groundwater age, flow system and saline water origin in Quaternary aquifer of Hebei Plain [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 1987(4): 1-6. (in Chinese))

[2] 卫文,陈宗宇,赵红梅,等. 河北平原第四系承压水⁴He与¹⁴C测年对比[J]. 吉林大学学报:地球科学版,2011, 41(4): 1144-1150. (WEI Wen, CHEN Zongyu, ZHAO Hongmei, et al. Comparison of ⁴He and ¹⁴C dating of groundwater from Quaternary confined aquifers in Hebei Plain [J]. Journal of Jilin University: Earth Science Edition, 2011, 41(4): 1144-1150. (in Chinese))

[3] 张之淦,刘芳珍,张洪平,等. 应用环境氡研究黄土包气带水分运移及入渗补给量[J]. 水文地质工程地质, 1990(3): 5-7. (ZHANG Zhigan, LIU Fangzhen, ZHANG Hongping, et al. Study of soil water movement and recharge rate of rainfall infiltration in aeration zone of loess by measuring natural tritium [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 1990(3): 5-7. (in Chinese))

[4] LOVELOCK J E. Atmospheric fluorine compound as indicators of air movements[J]. Nature, 1971, 230: 379.

[5] THOMPSON G M, HAYES J M. Trichlorofluoromethane in groundwater: a possible tracer and indicator of groundwater age[J]. Water Resources Research, 1979, 15(3): 546-554, 1979.

[6] 顾慰祖. 同位素水文学[M]. 北京:科学出版社, 2011.

[7] 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))

[8] 关效如. 我国东部高纯二氧化碳成因[J]. 石油实验地质, 1990, 12(3): 248-258. (GUAN Xiaoru. Genesis of carbon with high purity in eastern China [J]. Experimental Petroleum Geology, 1990, 12(3): 248-258. (in Chinese))

[9] 陈建生,汪集旸. 阿尔金断裂中地下河对北山修建核废物库的不利影响[J]. 水利经济, 2005, 23(1): 9-13. (CHEN Jiansheng, WANG Jiyang. Adverse impact of Altun fault's strong water delivery on nuclear disposal field of Beishan Mount [J]. Journal of Economics of Water Resources, 2005, 23(1): 9-13. (in Chinese))

[10] 毛绪美,梁杏,王凤林,等. 多源⁴He及其积累年龄揭示的深层地下水更新能力:以保定-沧州剖面为例[J]. 地球科学进展, 2011, 26(4): 417-425. (MAO Xumei, LIANG Xing, WANG Fenglin, et al. ⁴He variety and its accumulation age reveal the renewal ability of groundwater: a case study of Baoding to Cangzhou profile [J]. Advances in Earth Science, 2011, 26(4): 417-425. (in Chinese))

[11] 刘存富,王佩仪,周炼. 河北平原地下水氢、氧、碳、氯同位素组成的环境意义[J]. 地学前缘, 1997, 4(2): 267-274. (LIU Cunfu, WANG Peiyi, ZHOU Lian. The environment significance of H, O, C and Cl isotopic composition in groundwater of Hebei Plain [J]. Earth Science Frontiers, 1997, 4(2): 267-274. (in Chinese))

[12] 陈宗宇. 从华北平原地下水系统中古环境信息研究地下水资源演化[D]. 长春:吉林大学, 2001.

[13] 王焰新,孙连发,罗朝晖,等. 指示娘子关泉群水动力环境的水化学同位素信息分析[J]. 水文地质工程地质, 1997(3): 1-9. (WANG Yanxin, SUN Lianfa, LUO Chaohui, et al. The analysis of hydrochemical and isotope information indicating the dynamic environment of Niangziguan springs [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 1997(3): 1-9. (in Chinese))

[14] CHEN Jiansheng, LIU Xiaoyan, WANG Chiyuen, et al. Isotopic constraints on the origin of groundwater in the Ordos Basin of northern China [J]. Environmental Earth Sciences, 2012, 66(2): 505-517.

[15] 刘晓艳. 黄土非饱和带水分运移的同位素示踪研究[D]. 南京:河海大学, 2011.

[16] 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, 49: 89-99.

[17] TAPPONNIER P, MOLNAR P. Slip line field theory and large-scale continental tectonics [J]. Nature, 1976, 264(25): 319-324.

[18] 李百祥. 狼山-武威-共和断裂带和地热分布[J]. 甘肃地质学报, 2002, 11(1): 83-88. (LI Baixiang. Langshan-Wuwei-Gonghe faulted zone and geothermal distribution [J]. ACTA Geologica Gansu, 2002, 11(1): 83-88. (in Chinese))

[19] 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 particle in Loess Plateau [J]. ACTA Geologica Sinica, 2013, 87(2): 278-287. (in Chinese))

(下转第 16 页)

312. (CHEN Shouyu. Theory and model of engineering variable fuzzy set; mathematical basis for fuzzy hydrology and water resources[J]. Journal of Dalian University of Technology, 2005, 45(2): 308-312. (in Chinese))
- [12] 陈守煜. 工程模糊集理论与应用[M]. 北京:国防工业出版社, 1998.
- [13] 陈守煜, 胡吉敏. 可变模糊评价法及在水资源承载能力评价中的应用[J]. 水利学报, 2006, 37(3): 264-271. (CHEN Shouyu, HU Jimin. Variable fuzzy assessment method and its application in assessing water resources carrying capacity[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2006, 37(3): 264-271. (in Chinese))
- [14] 陈守煜, 李敏. 基于可变模糊集理论的水资源可再生能力评价模型[J]. 水利学报, 2006, 37(4): 431-435. (CHEN Shouyu, LI Min. Assessment model of water resources reproducible ability based on variable fuzzy set theory[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2006, 37(4): 431-435. (in Chinese))
- [15] 陈守煜. 水资源与防洪系统可变模糊集理论与方法[M]. 大连:大连理工大学出版社, 2005.
- [16] 金菊良, 吴开亚, 魏一鸣. 基于联系数的流域水安全评价模型[J]. 水利学报, 2008, 39(4): 1-9. (JIN Juliang, WU Kaiya, WEI Yiming. Connection number based assessment model for watershed water security[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2008, 39(4): 1-9. (in Chinese))
- [17] 杨奇勇, 冯发林, 巢礼义. 多目标决策的农业抗旱能力综合评价[J]. 灾害学, 2007, 6(22): 5-8. (YANG Qiyong, FENG Falin, CHAO Liyi. Comprehensive evaluation on ability of coping with agriculture drought by using multi objective decision [J]. Journal of Catastrophology, 2007, 6(22): 5-8. (in Chinese))
- [18] 杨晓华, 杨志峰, 沈珍瑶, 等. 水资源可再生能力评价的遗传投影寻踪方法[J]. 水科学进展, 2004, 15(1): 73-76. (YANG Xiaohua, YANG Zhifeng, SHEN Zhenyao, et al. Genetic projection pursuit method for evaluating water resources reproducible ability [J]. Advances in Water Science, 2004, 15(1): 73-76. (in Chinese))
- [19] 马晓群, 刘慧敏, 吴文玉. 安徽省农业干旱综合监测技术及其业务化应用[J]. 气象, 2008, 34(4): 75-81. (MA Xiaqun, LIU Huimin, WU Wenyu. The agricultural drought composite monitoring technique and its operational application in Anhui Province [J]. Meteorological Monthly, 2008, 34(4): 75-81. (in Chinese))
- [20] 李德, 杨太明, 张学贤, 等. 2008—2009 年宿州秋冬低温干旱成因分析与影响评估[J]. 气象, 2011, 37(5): 615-621. (LI De, YANG Taiming, ZHANG Xuexian, et al. Causes and impact assessment of autumn and winter low temperature and drought from 2008 to 2009 in Suzhou [J]. Meteorological Monthly, 2011, 37(5): 615-621. (in Chinese))
- [21] 李国师, 刘兴华. 皖西北近 50 年旱涝研究[M]. 北京: 气象出版社, 1998: 14-18.
- [22] 纪冰, 程建. 21 世纪安徽抗旱减灾对策刍议[J]. 防汛与抗旱, 2002(3): 24-27.

(收稿日期: 2013-11-10 编辑: 徐娟)

(上接第 5 页)

- [20] 陈建生, 季弼宸, 刘震, 等. 内蒙古高原岱海接受远程深循环地下水补给的环境同位素及水化学证据[J]. 湖泊科学, 2013, 25(4): 521-530. (CHEN Jiansheng, JI Bichen, LIU Zhen, et al. Isotopic and hydro-chemical evidence on the origin of groundwater through deep-circulation ways in Lake Daihai region, Inner Mongolia Plateau[J]. Journal of Lake Sciences, 2013, 25(4): 521-530. (in Chinese))
- [21] 陈建生, 张志伟, 刘震, 等. 乌梁素海及周边地区水源补给关系同位素研究[J]. 水资源保护, 2013, 29(4): 12-18. (CHEN Jiansheng, ZHANG Zhiwei, LIU Zhen, et al. Isotope study of recharge relationships of water sources in Wuliangsuhai Lake [J]. Water Resources Protection, 2013, 29(4): 12-18. (in Chinese))
- [22] 独仲德, 赵英杰, 倪东旗, 等. 野外试验场黄土包气带水分入渗试验研究[J]. 辐射防护, 2000, 20(1/2): 107-109. (DU Zhongde, ZHAO Yingjie, NI Dongqi, et al. Study on water infiltration in Loess aerated zone at CIRP's field test site [J]. Radiation Protection, 2000, 20(1/2): 107-109. (in Chinese))
- [23] 王仕琴, 宋献方, 肖国强, 等. 基于氢氧同位素的华北平原降水入渗过程[J]. 水科学进展, 2009, 20(4): 495-500. (WANG Shiqin, SONG Xianfang, XIAO Guoqiang, et al. Appliance of oxygen and hydrogen isotope in the process of precipitation infiltration in the shallow groundwater areas of North China Plain[J]. Advances in Water Science, 2009, 20(4): 495-500. in Chinese))
- [24] 师永霞, 王贵玲, 高业新. 华北东部平原地下水垂向循环的水化学与同位素标示[J]. 水文地质工程地质, 2010, 37(4): 18-23. (SHI Yongxia, WANG Guiling, GAO Yexin. Indication of hydrochemistry and isotope for vertical circulation of groundwater in the North China Plain[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2010, 37(4): 18-23. (in Chinese))
- [25] 柳富田, 苏小四, 侯光才, 等. CFCs 法在鄂尔多斯白垩系地下水盆地浅层地下水年龄研究中的应用[J]. 吉林大学学报: 地球科学版, 2007, 37(2): 298-302. (LIU Futian, SU Xiaosi, HOU Guangcai, et al. Application of CFCs methods in dating shallow groundwater in the Ordos cretaceous groundwater basin [J]. Journal of Jilin University: Earth Science Edition, 2007, 37(2): 298-302. (in Chinese))

(收稿日期: 2013-08-31 编辑: 高渭文)