

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*

陈建生¹, 季弼宸^{1**}, 刘震¹, 张志伟², 张时音¹

(1: 河海大学地球科学与工程学院, 南京 210098)

(2: 河海大学水利水电工程学院, 南京 210098)

摘要: 利用环境同位素及水化学分析方法研究发现, 岱海除了接受降水的直接补给之外, 还接受泉水的补给. 岱海周边泉水与井水的 $\delta D, \delta^{18}O$ 值比当地降水明显贫化, 泉水、井水显然不是来自于当地降水的补给; 通过对岱海周边包气带土壤水中的氢氧稳定同位素分析发现, 土壤水中的 $\delta D, \delta^{18}O$ 值比当地降水值贫化, 在地表埋深 1 m 附近, 土壤中的盐分发生了累积, 土壤水中的含盐量明显超过了土壤受蒸发所引起的增加量. 研究表明岱海周边地区的大气降水不能入渗补给到潜水中, 补给岱海的泉水不是来自于当地降水, 而是具有同位素贫化特征的外源水. 由此推断, 在地层中可能存在一种地下水深循环的跨流域补给方式. 在内蒙古高原地区, 深循环地下水是维系湖泊不可或缺的补给源.

关键词: 岱海; 环境同位素; 深循环地下水; 土壤水; 降水入渗; 内蒙古高原

Isotopic and hydro-chemical evidence on the origin of groundwater through deep-circulation ways in Lake Daihai region, Inner Mongolia plateau

CHEN Jiansheng¹, JI Bichen¹, LIU Zhen¹, ZHANG Zhiwei² & ZHANG Shiyin¹

(1: *School of Earth Science and Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, P. R. China*)

(2: *School of Water Conservancy and Hydropower Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, P. R. China*)

Abstract: In search for the origin of groundwater, a detailed investigation of the stable isotopes of oxygen and hydrogen in the lake water, springs, well water, dam water, as well as soil water extracted from the four soil profiles in the Lake Daihai region, were carried out. Isotopic and hydro-chemical analysis found that apart from the direct precipitation supply, Lake Daihai is also recharged by the spring water. The mean isotopic compositions of local precipitation are much higher than those of spring water and well water collected from the surrounding areas, which means that the spring water is not supplied by the local precipitation. According to the isotopic analysis of soil water extracted from the four soil profiles around Lake Daihai region, the $\delta D, \delta^{18}O$ values are significantly lower than those of the local precipitation. Furthermore, the TDS reach their peak values about 1 m beneath the earth surface, higher than the theoretical values due to evaporation. It evidenced that the local precipitation can not infiltrate into underground, in another word, the spring water of Lake Daihai is not supplemented by the local precipitation. In concluding, the results show that the main recharge source of groundwater in the Lake Daihai region is not local precipitation, but most come from a region where the precipitation is characterized by much lower $\delta D, \delta^{18}O$ values. We can deduce that there is a kind of recharge ways we had not reveal before deep down in the earth's crust. In the Inner Mongolia plateau, deep-circulation groundwater from external drainage area is an essential source of recharge.

Keywords: Lake Daihai; environmental isotope; deep-circulation groundwater; soil water; precipitation infiltration; Inner Mongolia plateau

内蒙古高原到大兴安岭一带存在着一些呈串珠状分布的湖泊, 大型的湖泊包括乌梁素海、岱海、黄旗

* 国家重点基础研究发展计划“973”项目(2012CB417005)和教育部高等学校博士点基金项目(20090094110007)联合资助. 2012-08-22 收稿; 2012-12-15 收修修改稿. 陈建生, 男, 1955 年生, 教授; E-mail: jschen@hhu.edu.cn.

** 通信作者; E-mail: jibichen@126.com.

海、达里诺尔湖、东北的水泡子等。传统的区域水文地质地下水循环理论观点认为,流域内的地下水来源是周边山区降水的补给,地表的分水岭与地下的分水岭是一致的,地下水一般不存在跨流域补给的情况。但是在调查内蒙古高原湖泊补给源的研究中发现,湖泊群分布在北东方向的重力与磁场的异常带上^[1-2],这些地区降雨量一般小于 400 mm,稳定的河流都是来自于泉水的补给,湖泊主要的补给源是地下水,不符合区域水文地质理论所陈述的地下水循环规律。

调查发现,内蒙古高原地表附近土壤中的含盐量很高。如果地下水是来自于当地降水的入渗补给,那么地下水的 TDS 也应该很高,但事实上泉水中的 TDS 都小于 1 g/L,这与泉水来自于当地降水入渗补给的观点是不符的。对于降水入渗的问题,许多学者曾作过相关研究。张之淦等^[3]应用环境氡法在山西平定张庄进行了黄土包气带中氡含量的测定,根据氡的峰值计算出降水的入渗速率为 0.23 m/a;林瑞芬等^[4]在张之淦等的剖面附近做了新的剖面,再次研究了降水中的氡在黄土中的运移,发现核试验造成的氡峰仍停留在非饱和的土层中;李明香等^[5]研究了黄土包气带中水分的运移,在水分运移的基本稳定带(5.0~7.2 m 深度),应用达西方程并采取年平均方法,估算得到年降雨入渗补给量不到 1 cm;Chen 等对鄂尔多斯的降水入渗实验研究表明,鄂尔多斯及其周边黄土高原的地下水并非由当地降水入渗补给,地下水接受跨流域的远源补给^[6];上述研究结果表明,在内蒙古黄土高原一带,降水是很难入渗到地下补给潜水的。

岱海是我国半干旱地区一个重要的内陆湖,过去普遍认为岱海湖水的补给来源是流域内部的降水形成的地表径流和地下径流,利用水量平衡法得出降水补给湖水的结论^[7]。笔者在降水量较多的夏季对岱海进行过多次科学考察,只有在暴雨或者洪水期,才出现大量的河流补给湖泊的情况,但是补给时间较短,随着洪水消退,河水量很快减少。我们没有观测到河流大量补给湖泊的情况,所观测到的河水都是来自山区泉水的汇集,河道中的流量非常小,大多数的河道是干涸的。调查发现,在岱海周边的沼泽与芦苇中有泉水涌出,湖边还可以找到自流井,这表明岱海还接受泉水的补给。由于岱海地区的深井较少,尤其是地势较高的地带缺少观测井。为了更好地了解岱海周边地区大气降水与地下水的补给情况,我们将研究范围扩大到了岱海的北部地区,这里高程与岱海相近,包括泉玉林水库、黄旗海等,同时这里有一些深度超过 100 m 的观测井。

本文分两次采集了岱海以及周边区域的湖水、库水、泉水、井水,分层采集了土壤样品并抽取了土壤水,测定了每层土样的质量含水率,对水样进行了氢氧同位素和水化学分析。通过对不同时期、不同地点的湖水、泉水、井水、土壤水和水库水中的氢氧同位素和盐分的对比分析,确定地下水中氢氧同位素分布的时空关系,在地下水同位素时空关系稳定的前提下,与降水同位素进行比较,确定岱海及其周边地下水与降水之间的补给关系。

1 研究区域概况

岱海位于内蒙古高原,是众多大型湖泊中的一个,乌梁素海、岱海、黄旗海、达里诺尔湖等湖泊几乎都沿着北东向的造山带呈串珠状排列,内蒙造山带是西伯利亚、阿拉善、鄂尔多斯、华北、兴安岭等板块或地块的缝合带,缝合带一直向西连接到青藏高原。岱海盆地是一个 NEE-SWW 向的狭长陷落型盆地,长轴约 45 km,短轴约 14 km,形成于上新世到第四纪的地壳升降运动。岱海断陷盆地形成后,大约在早更新世初开始形成成为湖泊^[8]。盆地四周群山环绕,北靠阴山支脉的蛮汗山,南为马头山低山丘陵。构造断裂对本区的地貌形成起控制作用,主要有中低山地、丘陵和陷落盆地平原三种地貌形态。本区的主要断裂带为北东和北北东向断裂,这组断裂在燕山运动时期即已形成,后又经喜马拉雅运动使这组断裂继续运动,构成本区地垒、地堑式的构造,直接控制本区的地貌形态^[9]。

岱海(40°15'~41°0'N,112°10'~113°0'E)位于内蒙古自治区乌兰察布市凉城县,属于中温带半干旱气候,冬季漫长,寒冷多风而干燥;夏季短促,雨水集中而温热^[10];降水主要集中于 6—9 月,占全年降水量的 75%^[7],多年来年均降水量为 412.95 mm,平均蒸发量为 1032.57 mm^[11],蒸发量是降水量的 2~3 倍。现今岱海湖面面积约为 80.72 km²,平均水深为 7.41 m,最大水深为 12.18 m^[11]。

2 样品采集与测试

2.1 采样点分布及样品采集

2009 年 5 月,笔者分别对岱海周边的黄旗海、泉玉林水库等地区进行了科学考察,共采集 39 个水样,其

中泉水 4 个, 井水 31 个和库水 4 个, 参见图 1 中泉水 I、井水 I 和库水。2011 年 7 月课题组沿岱海及周边进行了第 2 次采样, 共采集 15 个水样, 包括泉水 3 个、池塘水 4 个、井水 3 个和湖水 5 个, 参见图 1 中泉水 II、井水 II、湖水和池塘水, 采样点信息参见表 1。为了解析大气降水、地下水以及土壤水之间的相互补给关系, 我们选择在岱海周边潜在降水补给区采集土壤水。在相关区域共选取了 4 个土壤剖面点, 分别位于西营子 (a)、凉城 (b、d) 和丰镇 (c), 通过钻孔取样的方法采集了土壤样品, 采样点的位置分布见图 1。

在采集水样之前, 先用水样将采样瓶涮洗 2 遍, 然后装入 2 个 550 ml 的聚乙烯瓶中, 为了避免发生同位素分馏, 瓶中必须装满水样, 再用封口胶带密封。通过钻孔采集土壤样, 每隔 50 cm (或 30 cm) 采集 1 次新鲜土壤样品约 500 g, 样品装入聚乙烯瓶中并进行密封处理以防止水分蒸发。

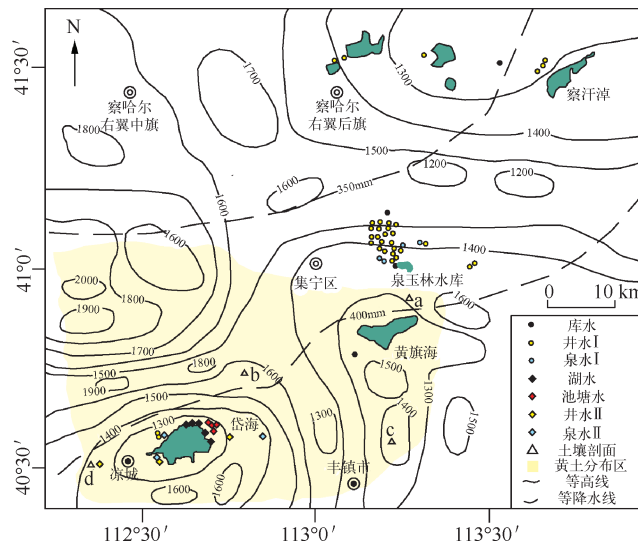


图 1 研究区域与采样点分布

Fig. 1 Study area and distribution of sampling sites

2.2 样品的前处理与测试

采用负压提取法^[12]提取土壤中的水分, 用于 δD 和 $\delta^{18}O$ 的测量; 采用烘干法测定土壤的重量含水率 (W); 将烘干后的土壤用去离子水浸泡静置 48 h 之后过滤, 然后测量所得上清液的 TDS, 最后通过土壤的重量含水率换算出土壤水的 TDS; 使用 HI2300 微电脑台式 TDS/NaCl 测定仪测定 TDS, 测试精度为小于 5%。

样品的 δD 和 $\delta^{18}O$ 在河海大学水文水资源与水利工程国家重点实验室的 MAT-253 型气体同位素质谱仪上进行测定, δD 和 $\delta^{18}O$ 的测量精度分别为 2‰、0.1‰, 测得的稳定同位素的结果为与 Vienna“标准平均海洋水”(VSMOW) 的千分差^[13]。

3 结果与分析

3.1 岱海湖水及其周边地区泉水、井水、库水、池塘水的同位素综合分析

由于岱海地区没有多年连续的观测资料, 为了弄清当地降水与地下水之间是否存在补给关系, 本文在分析过程中利用建立在岱海周边长期观测站的水文同位素数据 (<http://nds121.iaea.org/wiser>), 虽然这些站点不在岱海, 但是根据影响降水同位素的各种效应, 还是能够确定岱海降水氢氧同位素的范围。岱海所处的凉城地区的高程在 1250 m 左右, 银川 (高程 1136 m)、包头 (高程 1066 m)、太原 (高程 828 m) 水文站的高程与岱海相近; 岱海所处的内蒙古高原地势没有太大的起伏, 岱海虽然三面环山, 但山都较低, 地貌较为平坦; 无论是季风或局部环流造成的降水在岱海地区都不会出现突变现象, 岱海及其周边地区降水中多年氢氧同位素加权平均值的变化具有连续增加或减小的分布趋势^[14]。尽管岱海的蒸发对局部降雨产生一定的影响, 但由于湖泊的面积只有 84 km², 影响范围有限。所以本文采用北方各站点的降水氢氧同位素多年加权平

均值,实际上就可以给出岱海降水氢氧同位素加权平均值的范围。

根据国际原子能机构网站提供的大气降水氢氧同位素数据,得出北方地区降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 多年加权平均值(银川: -6.61‰ 、 -43.8‰ ;平凉: -6.67‰ 、 -48.7‰ ;西安: -7.5‰ 、 -50.7‰ ;郑州: -7.13‰ 、 -52‰ ;包头: -7.65‰ 、 -53.3‰ ;石家庄: -7.82‰ 、 -53.4‰ ;太原: -7.25‰ 、 -51.2‰)变化范围分别为 $-7.8\text{‰} \sim -6.6\text{‰}$ 和 $-53.4\text{‰} \sim -43.8\text{‰}$ 。由于北方不同地区的水文站点之间降水同位素的多年加权平均值的时空关系具有一定的分布规律,岱海地区不存在特殊的地貌,多年的降水量分布与周边地区具有连续性,呈现出西北低东南高的统一特性。所以,岱海地区降水中氧同位素的加权平均值与周边的降水值不可能出现很大的突变,应该包括在上述北方降水的氢氧同位素多年加权平均值范围之内。

岱海及其周边研究地区湖泊、泉水、井水、库水的采样点位置以及 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值参见表 1,各类水体中的 $\delta\text{D} \sim \delta^{18}\text{O}$ 关系参见图 2。2009 年 5 月与 2011 年 7 月 2 次在岱海采集的水样编号分别是 15~16(井水)、49~51(泉水)、52~54(井水),通过比较可以看出各水样 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 比较接近,这表明岱海周围地下水中的氢氧同位素较为稳定,从而可以推断补给岱海的地下水较为稳定,不随季节发生变化。

从 $\delta\text{D} \sim \delta^{18}\text{O}$ 关系可以看出,岱海周边的泉水和井水与北方降水的加权平均值存在明显差异,北方降水比岱海及其附近的地下水富集(图 2)。北方地区大部分降水的 $\delta\text{D} \sim \delta^{18}\text{O}$ 关系点并没有落在全球雨水线(GMWL)上,显然在入渗地下之前受到了蒸发,尤其是岱海北部泉玉林水库附近的地下水受到蒸发的程度更大一些。采集水样的井大多数是当地用于饮水和浇灌的水井,都能保持良好的畅通,所以地下水在地层中受到蒸发的程度有限,由此推断,地下水在入渗之前曾经受到过蒸发。岱海附近泉水与井水的 $\delta\text{D} \sim \delta^{18}\text{O}$ 关系点更靠近全球雨水线(GMWL),表明受到的蒸发程度比泉玉林水库附近的地下水要小,该补给源可能对应着渗漏的河流。岱海地下水与泉玉林水库周围甚至更北边的地下水基本分布在一条蒸发线 EL_1 上,该蒸发线拟合的方程为 $\delta\text{D} = 4.9678\delta^{18}\text{O} - 27.53$ 。岱海周边的池塘与北部山区的一些小水库水中的 $\delta\text{D} \sim \delta^{18}\text{O}$ 关系点也沿着 EL_1 分布,这表明这些水的主要补给源也是地下水。

岱海湖水的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围分别是 $-11.2\text{‰} \sim 1.2\text{‰}$ 、 $1.9\text{‰} \sim 4.1\text{‰}$, $\delta\text{D} \sim \delta^{18}\text{O}$ 关系点既没有落在地下水的蒸发线 EL_1 上,也没有落在预期的降水蒸发线(虚线表示) EL_2 上,而是落在了两条蒸发线 EL_1 与 EL_2 之间(图 2)。这表明,岱海以及北部的红砂坝水库的补给源是当地降水与地下泉水的混合。其余的水库以及池塘主要的补给源应该是地下水。据调查可知,岱海边缘的 4 个水池(池塘)为了防止富营养化,农场人员会定期抽取地下水更换鱼塘水,所以,降水在鱼塘中所占的比例远小于岱海,这就是池塘水的 $\delta\text{D} \sim \delta^{18}\text{O}$ 关系点基本沿着地下水蒸发线 EL_1 分布的原因。北部的其它几个水库面积较小,水的来源基本上都是泉水,所以 $\delta\text{D} \sim \delta^{18}\text{O}$ 关系点也是沿着地下水的蒸发线 EL_1 分布。

如果补给岱海的地下水是来自于大气降水,那么湖水的 $\delta\text{D} \sim \delta^{18}\text{O}$ 关系点应该沿着北方降水预期的蒸发线 EL_2 分布,而且地下水也沿着 EL_2 分布,而不是沿着 EL_1 分布。岱海泉水和井水的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围分别是 $-81\text{‰} \sim -74\text{‰}$ 、 $-11.0\text{‰} \sim -9.5\text{‰}$,完全超出了北方降水多年加权平均值的范围。由此可知,岱海周边的地下水并不是由当地降水补给的。

为了更好地了解岱海周边降水与地下水的补给情况,本文将研究范围扩大到了岱海的北部地区,它们的高程比较接近,包括泉玉林水库、黄旗海等,这里有深井,井的深度一般有数十米,深者甚至可达上百米。泉玉林水库以及黄旗海等地附近采集的井水、泉水的同位素都比北方降水的贫化,这说明它们的主要补给源也并非当地降水(图 2)。泉水与井水都偏离了全球降水线,明显受到了蒸发。考虑到泉水的承压性质,在溢出地表前不可能受到较强的蒸发作用,我们怀疑泉水与井水的补给源可能是渗漏的湖泊或河流,地下水在入渗前受到了较为强烈的蒸发。

3.2 岱海及周边地区土壤水的同位素分析

降水入渗地层后首先形成的是土颗粒表面的薄膜水层,只有当薄膜水达到最大持水量,土壤颗粒表面最外层的薄膜水才能克服电磁吸引力形成重力水。所以,只有当土壤含水率达到了最大的田间持水量,降水才能继续向下部运动,重力水才能够补给到地下水中。由于薄膜水的流动只能是由水势高的厚层补给到水势低的薄层,所以,低于田间持水量的非饱和土壤的薄膜水不可能流到地下水中。薄膜水的流动不受重力影响,因此地下水可以通过薄膜层向低于田间持水率的土壤中输送水分,潜水首先通过毛细管作用上升到非

饱和带中,然后薄膜水继续向薄膜层较薄的上层流动.当降水结束后,土壤水通过薄膜水向上流动,在蒸发的作用下重新回到大气中.

表1 岱海及周边研究地区水样中 δD 、 $\delta^{18}O$ 值及采样点信息*Tab. 1 δD 、 $\delta^{18}O$ values and information of sampling sites in Lake Daihai and its surrounding areas

采样点编号	采样地点	水类型	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}O/\text{‰}$
1	泉玉林水库(41°04'N,113°14'E)	库水	-39.5	-1.88
2	海卜子村(41°04'N,113°15'E)	井水(5 m)	-71.3	-8.59
3	海卜子村(41°04'N,113°16'E)	井水(130 m)	-72.1	-8.83
4	泉脑村(41°03'N,113°16'E)	井水(5 m)	-70.2	-8.60
5	泉脑村(41°02'N,113°16'E)	泉水	-70.1	-8.75
6	望爱村(41°05'N,113°18'E)	井水(6 m)	-72.4	-8.36
7	磨子山(41°07'N,113°21'E)	泉水	-78.6	-9.71
8	王贵沟(41°07'N,113°21'E)	泉水	-73.1	-9.17
9	王贵沟(41°06'N,113°21'E)	井水(10 m)	-75.1	-9.16
10	十二股村(41°05'N,113°22'E)	井水(3 m)	-63.9	-7.79
11	西花村(41°03'N,113°22'E)	井水(7 m)	-64.7	-7.39
12	玫瑰营镇(41°03'N,113°22'E)	井水(45 m)	-74.9	-9.31
13	新建村(41°04'N,113°20'E)	井水(19 m)	-67.9	-8.25
14	弓沟村(41°07'N,113°17'E)	井水(30 m)	-76.0	-11.31
15	岱海(40°37'N,112°39'E)	井水	-76.2	-10.52
16	岱海(40°38'N,112°38'E)	井水	-91.7	-12.07
17	哈拉沟村(41°06'N,113°15'E)	井水(33 m)	-70.4	-9.11
18	李家坡村(41°06'N,113°12'E)	井水(10 m)	-72.5	-8.77
19	二道洼(41°07'N,113°11'E)	井水	-69.1	-8.75
20	三胜村(41°09'N,113°11'E)	泉水	-71.6	-8.96
21	西营子村(40°57'N,113°28'E)	井水(38 m)	-68.5	-8.86
22	小淖尔村(40°57'N,113°29'E)	井水	-73.8	-9.09
23	牛明村(40°58'N,113°23'E)	井水(26 m)	-67.5	-8.26
24	三号村(40°59'N,113°18'E)	井水	-67.7	-7.94
25	圣家营村(41°01'N,113°18'E)	井水	-70.9	-8.89
26	南营字村(40°49'N,113°12'E)	井水	-70.6	-8.62
27	大庙村(40°46'N,113°10'E)	井水(30 m)	-69.1	-8.51
28	红砂坝水库(40°43'N,113°10'E)	库水	-4.5	3.68
29	堡子湾村(40°21'N,113°16'E)	井水(30 m)	-67.7	-7.99
30	通顺煤场(40°24'N,113°12'E)	井水(170 m)	-67.8	-8.38
31	石门口水库(41°12'N,113°17'E)	库水	-44.0	-2.57
32	古丰村(41°23'N,113°16'E)	井水(13 m)	-73.6	-9.01
33	欣荣村(41°31'N,113°08'E)	井水	-70.5	-8.81
34	欣荣村(41°31'N,113°08'E)	井水	-79.4	-10.15
35	德胜村(41°34'N,113°37'E)	井水(75 m)	-86.1	-11.02
36	商都工业区(41°32'N,113°35'E)	井水(40 m)	-80.2	-9.95
37	商都工业区(41°32'N,113°34'E)	库水	-39.3	-1.35
38	后旗三意村(41°35'N,113°10'E)	井水(30 m)	-76.6	-9.51
39	二道沟(41°06'N,113°11'E)	井水(50 m)	-68.4	-8.90
40	岱海(40°36'N,112°39'E)	湖水	-6.2	2.01
41	岱海(40°36'N,112°39'E)	湖水	-6.6	2.22
42	岱海(40°35'N,112°38'E)	湖水	-5.3	2.44
43	岱海(40°36'N,112°40'E)	湖水	-6.9	1.92
44	岱海(40°36'N,112°44'E)	湖水	1.2	4.13
45	岱海池塘(40°37'N,112°45'E)	池塘水	-44.4	-3.44
46	岱海池塘(40°37'N,112°45'E)	池塘水	-42.4	-3.01
47	岱海池塘(40°37'N,112°45'E)	池塘水	-56.7	-5.63
48	岱海池塘(40°37'N,112°45'E)	池塘水	-46.7	-3.96
49	岱海附近(40°35'N,112°50'E)	泉水	-71.0	-9.64
50	岱海岸边(40°34'N,112°34'E)	泉水	-80.5	-11.06
51	岱海附近(40°36'N,112°39'E)	泉水	-74.0	-10.21
52	岱海附近(40°37'N,112°50'E)	井水	-76.6	-10.64
53	岱海附近(40°32'N,112°14'E)	井水	-76.7	-10.91
54	岱海附近(40°34'N,112°34'E)	井水	-78.5	-10.82

* 样点1~14、15~16、17~25、26~30、31~39分别于2009年5月26、27、29、30、31日采样,样点40~54于2011年7月15日采样.

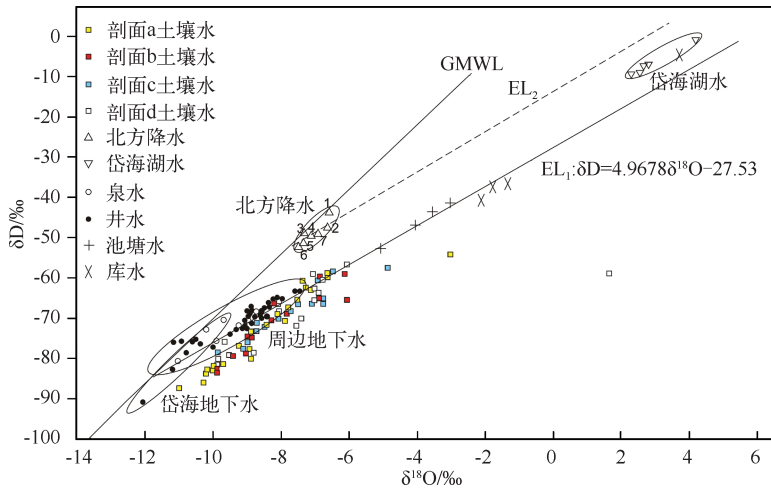


图2 岱海及其周边地区湖水、泉水、井水、土壤水、
库水及池塘水氢氧同位素关系(地下水包括泉水和井水)

Fig.2 Oxygen and hydrogen isotope relationships of lake water, spring water, well water, soil water, pond water and dam water in Lake Daihai and its surrounding areas

对于黄土而言,最大的田间持水量在 30% 左右,对于砂土而言,最大的田间持水量为 10%~15% .按照砂颗粒最小的田间持水量 10% 来计算,4 m 厚的包气带土层达到最大持水量所需的水量为 400 mm,这基本上就是岱海地区的年降水量值.换句话说,岱海地区全年的降水量一次性全部渗入田间持水量最低的由砂层组成的地层中,重力水所能达到的最大深度也只有 3.5~4.5 m.考虑到年降水量并不是一次性的补给,由于蒸发作用该地区的降水很难补给到地下潜水中.

当地有限的降水能够通过非饱和带补给地下水一直是大家关注的焦点.在大气降水、地表水、土壤水和地下水的“四水转换”中,土壤水是其的关键环节,在水分循环中扮演着重要的角色.如果降水能够通过非饱和带补给到地下水,那么非饱和带的土壤水将记录两者补给关系的重要信息,并且土壤水的来源应该是大气降水.前人关于降水入渗的结论是根据水量平衡反推得到的,相关的理论并没有得到实验的验证.笔者在野外现场采样,通过钻孔采集土壤剖面,在室内测试相关数据,研究降水的入渗深度,从而判断降水是否能够有效补给地下水.笔者在相关区域共采集了 4 个土壤剖面,各剖面的含水率、 δD 、 $\delta^{18}O$ 、TDS 平均值及采样点信息见表 2.对土壤水进行同位素和水化学分析,绘制土壤剖面的 δD 、 $\delta^{18}O$ 以及含水率、TDS 随埋深的变化曲线(图 3,4).4 个剖面的平均含水率都远小于田间的最大持水率,含水率随着埋深逐渐增加,直到相对稳定,但都没有达到最大的田间持水率,也就是说,在采样期间,土壤中的水是以薄膜水的形式运动的,薄膜水从含水率高的下层向上层运动;土壤剖面中水的 δD 、 $\delta^{18}O$ 的加权平均值与北方地区降水的加权平均值存在明显差异,降水对土壤水影响很小.

表 2 岱海附近土壤剖面的含水率、 δD 、 $\delta^{18}O$ 、TDS 平均值及采样点信息

Tab.2 Weighted averages of soil water ratio, δD , $\delta^{18}O$, TDS and information of sampling sites in and around Lake Daihai

土壤剖面	采样点	年降水量/ mm	平均质量 含水率/%	加权平均 δD /‰	加权平均 $\delta^{18}O$ /‰	加权平均 TDS/(mg/L)
a	西营子 (40°56'N,113°18'E)	420	9.65	-75.1	-8.45	3302
b	凉城 I (40°46'N,112°47'E)	413	11.27	-73.4	-8.33	2127
c	丰镇市 (40°35'N,113°10'E)	400	8.15	-70.3	-7.91	4627
d	凉城 II (40°36'N,112°15'E)	413	13.42	-70.2	-7.32	4070

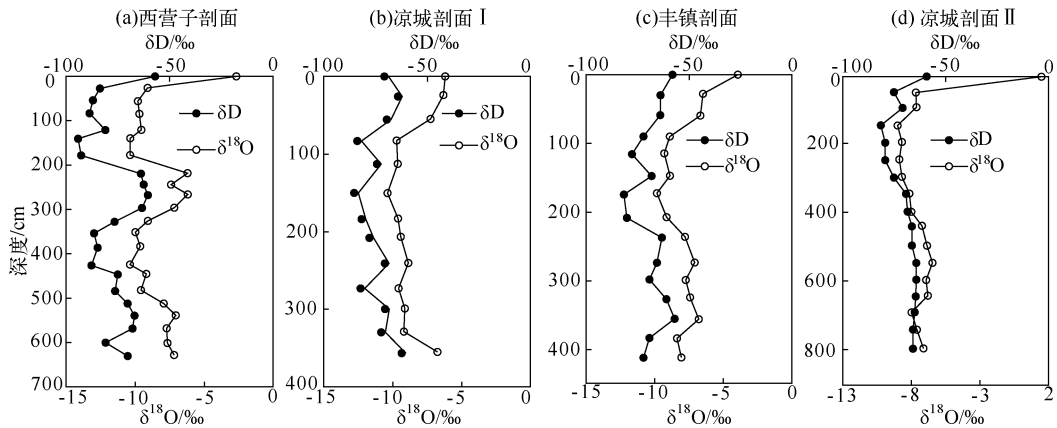


图3 土壤剖面氢氧同位素随深度变化关系

Fig. 3 Vertical δD and $\delta^{18}O$ profiles changed with depth

土壤水中氢氧同位素随深度的变化关系可以看出,4个剖面均是在地表处 δD 、 $\delta^{18}O$ 最富集,说明表层蒸发最强烈,随着深度的增加, δD 、 $\delta^{18}O$ 趋于稳定(图3).土壤水中的 $\delta D \sim \delta^{18}O$ 关系表明,除了个别地表点受到强烈蒸发外,地表30 cm以下土壤水的 $\delta D \sim \delta^{18}O$ 关系基本都是沿着地下水的蒸发线 EL_1 分布,这说明土壤水的来源不是降水而是地下水(图2).土壤水的 $\delta D \sim \delta^{18}O$ 关系落在与地下水相近的区域,不过土壤水的 $\delta D \sim \delta^{18}O$ 关系分布区域更广,原因是土壤薄膜水在上升的过程中受到了蒸发.

根据上述分析,地下潜水经过土壤颗粒表面的薄膜水层,向上迁移补给土壤水,由于薄膜水在流动过程中受到了蒸发与降水的干扰,影响了土壤水中的同位素分布.通过观察发现,一部分土壤水的 $\delta D \sim \delta^{18}O$ 关系点落在了 EL_1 的下侧,与地下水的 $\delta D \sim \delta^{18}O$ 关系点并不完全重合.造成这种偏差的原因可能有两点:1)土壤水在抽取的过程中可能有一些结晶水或结合水也被抽取进来,比如石膏矿物,其中的结晶水可能较为富集,影响了土壤水的同位素;2)最靠近土壤颗粒的是吸湿层,该层受到矿物颗粒的吸附最为紧密,一般情况下很难与薄膜层中的同位素发生交换,也不随薄膜层的水流动.但是该层由于长期与矿物紧密接触,可能与石灰岩等矿物中偏正的氧同位素发生交换.吸湿层水在较高温度与真空条件下也被抽取出来,可能会影响到水中的同位素.这可能是造成土壤水与地下水中的 $\delta D \sim \delta^{18}O$ 关系分布稍有不同原因.但无论如何,土壤水与当地的降水中的 $\delta D \sim \delta^{18}O$ 关系相差非常明显.如果土壤水是由当地降水补给的,则 $\delta D \sim \delta^{18}O$ 关系应该沿着 EL_2 分布,并且其中的 δD 不可能小于 -60‰ ,因为水岩相互作用的结果都使同位素向正的方向偏移,这是因为 $CaCO_3$ 等容易发生同位素交换的岩石是在海水条件下形成的,岩石中的氧同位素偏正,而本文钻孔揭露的4个剖面的矿物中基本上没有含氢的物质.表层附近由于含水率较低,例如,剖面d接近地表处土壤的质量含水率只有3%,吸湿层水、结晶水、降水、蒸发以及测量误差的影响都很大,所以该点远远偏离了蒸发线 EL_1 .

3.3 土壤水迁移过程中盐分运移分析

岱海地处干旱-半干旱地区,降水稀少,6-9月的降水量占到全年降水量的75%,蒸发强烈.因此,如果地下水的主要补给源是大气降水的入渗,地下水的TDS值应该会很很高,因为包气带中的大量盐分被降水带到了地下水中.地表水在入渗的过程中会溶解土壤中的可溶性盐分,带着盐分一起向下运移,溶于水中但没有达到饱和的盐是不会从水中析出的.能够补给地下水的降水,TDS在土壤水中的分布会随着深度呈上升趋势,如果在土壤水中TDS出现了峰值,则表明降水在下渗过程中由于受到蒸发的影响,离子浓度逐渐增加,当离子浓度达到饱和时就析出成为固态的盐,沉淀在土壤中;另外,由于降水在入渗过程中被土壤吸附,在土颗粒表面形成薄膜水,当土壤的含水率小于田间持水量时,吸附在土颗粒表面的薄膜水不能在重力作用下向下运动,在重力水停止运动的埋深处也会出现离子浓度的峰值.因此,TDS出现峰值是降水停止下渗或者入渗速度缓慢的表现.

a剖面位于泉玉林水库附近,地层为黄土结构,地表附近的含水率为3.7%(均为质量含水率),随深度

越深含水率逐渐升高,在埋深 2.7 m 处含水率达到 13.1%,2.7 m 以下的含水率出现了小范围的波动,最大的含水率出现在 4.8 m 处,含水率为 13.8%,土壤水的 TDS 在 120 ~ 150 cm 埋深范围内达到极值,为 4720 mg/L,远远高于泉玉林水库附近井水的 TDS 值(353 mg/L). b 剖面、d 剖面位于凉城县附近,土壤含水率随深度缓慢增加,最大的含水率分别为 13.2%、17.9%,对应的深度分别为 1.8、5.5 m,土壤水的 TDS 峰值分别出现在 120 ~ 150、200 ~ 250 cm 范围内,峰值分别为 1968、1580 mg/L,在凉城县采集的泉水 TDS 多在 400 mg/L 左右,前者是后者的 4 ~ 5 倍. c 剖面位于丰镇市附近,在 1.2 ~ 1.5 m 深度处土壤含水率很低,为 4.2% ~ 5.0%,土壤水的 TDS 峰值位于 90 ~ 120 cm 埋深范围内,达到 6598 mg/L;附近采集的南营子村井水 TDS 为 692 mg/L,前者大约是后者的 10 倍. 4 个剖面中的盐分都出现了峰值,出现峰值的深度都没有到达地下潜水位,并且盐分都高于泉水和井水.

考虑到土壤受到蒸发后水中的 TDS 也会增加,所以不能简单地通过对比土壤水与地下水的 TDS 来判定土壤水是否补给到了地下水中. 为了证明这 4 个剖面中的土壤水不是地下水的补给源,我们假设降水能够通过土壤包气带补给地下水,那么在入渗过程中,土壤含水率一定达到了田间的最大持水量;当入渗停止时,土壤水的 TDS 应该小于或者等于地下水的 TDS 值,降水入渗过程停止后,土壤的含水率在蒸发作用下逐渐减小,因此土壤水的盐分将随之增大. 土壤受到蒸发后,土壤水中的 $TDS = \text{地下水中的 TDS} \times (\text{土壤最大持水量} / \text{土壤实测的含水率})$. 根据测得的地下水 TDS 值和土壤剖面各点的含水率,就可以求出土壤剖面每一层受到蒸发影响后 TDS 的理论值. 对于 a、b、d 剖面,地下水 TDS 取其附近地下水的值,为 0.4 g/L, c 剖面取其附近地下水的 TDS 值,为 0.7 g/L,田间持水量统一取黄土的最大田间持水量 30%,TDS 的理论计算结果见图 4,对比发现,所有土壤水的 TDS 实测值都大于假设的理论计算值,这表明降水入渗到潜水中的假设不成立. 从而从水化学角度也证明了降水不能补给到地下水.

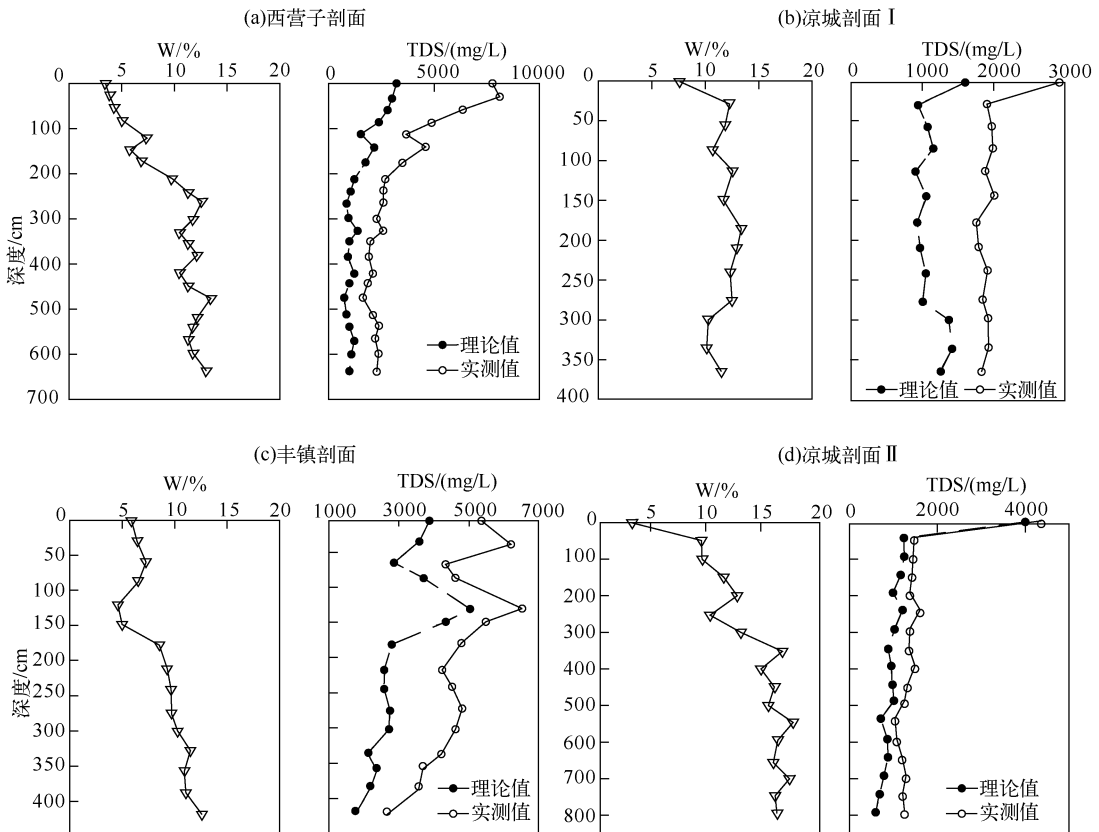


图 4 土壤剖面含水率、实测及理论 TDS 值(如果降水入渗补给地下水)随深度变化关系

Fig. 4 Water ratio of soil profiles, vertical measured and theoretical TDS values changed with depth

4 讨论

中国北方干旱区降水量稀少,广泛分布着黄土与沙漠,部分干旱地区的降水量不足 100 mm,然而,在水量如此匮乏的干旱区,仍然有河流和湖泊的存在.比如,在巴丹吉林沙漠东南,迄今仍然有 70 多个湖泊,有些湖泊甚至是淡水湖^[15].调查发现,北方河流的主要补给源并非是当地降水,稳定的泉水是河流稳定的补给源,当地降水只有在汛期洪水期间对河流存在补给.例如,鄂尔多斯盆地流量最大的渭河,每年向黄河补给的流量达到 10^6 m^3 ,但是其稳定的补给源都是泉水,渭河盆地南侧分布着秦岭造山带^[16].

内蒙古高原的湖泊呈现带状分布特征,且均沿着东北方向,同时该地区地处内蒙古造山带,是一些板块之间的接缝,地球物理探测发现,在接缝的中地壳存在连续的高导低速结构,地震波显示为低速,电阻率显示为低值^[17].内蒙造山带同时也是一条地震带,在历史上曾经发生过一些大地震,如 1920 年海原发生的 8.5 级地震,地震发生后出现了“地陷成河,可以行筏”的景观;1679 年三河平谷发生了 8.0 级地震.以上各种异常地质现象表明,地质构造与地下水循环之间可能存在一些内在的联系,这都是一些需要深入研究的问题.

区域水文地质理论认为,流域内地下水的补给源与地表水相同,都是接受流域内降水的入渗补给,山区地表的分水岭同时也是地下水的分水岭.岱海及周边地下水同位素与水化学的分析表明,区域水文地质理论可能并不是地下水循环的全部内涵,地下水除了可以接受本流域的降水补给之外,也可以得到跨流域地下水的补给.在地层中可能存在一种深循环的跨流域补给方式,虽然我们对这种深循环的补给方式了解尚少,但是岱海及周边地区地下水不是来自于当地降水的事实充分表明,地下水跨流域深循环补给的方式是存在的.

在大气水、地表水、土壤水、地下水“四水转换”的过程中,对于“土壤水”的迁移流动形式研究甚少,这是“四水转换”研究中的黑箱子;土壤水的研究更多采用了概念模型,通过流域水量平衡,计算出降水经过土壤水到地下水的入渗量,并没有进行实际的测定.如果地下水存在一种跨流域的补给方式,则通过水量平衡计算降水入渗量的方法将受到质疑.事实上,通过岱海及其周边地下水及土壤水的同位素与含盐量的分析,已经可以排除降水补给地下水的可行性.原来我们认为土壤水的来源是大气降水,但实验结果表明,岱海及周边地区的降水非但不是地下水的补给源,而且土壤水也在消耗地下水,地下水通过薄膜水的形式向地表运动,并最终被蒸发.也就是说,土壤除了蒸发降水之外,也在大量地消耗地下水资源,这是我们过去不曾认识到的问题.

5 结论

1) 岱海及周边地区所采集的泉水和井水的稳定氢氧同位素值比北方降水贫化,说明它们并非由当地降水补给,而是来自流域以外高程较高地区同位素值更负的大气降水补给;岱海除了接受当地降水的直接补给以外,更主要的是接受远程地下水的补给.

2) 从土壤水的盐分随深度的变化曲线看出,大气降水在入渗的过程当中会出现入渗停止和速度减慢特征;在考虑了降水能够入渗补给地下水的可行性前提下,依照研究区土壤田间最大持水量,分层计算了土壤水受蒸发后的 TDS 理论值,对比发现,每一层的土壤 TDS 实测值都大于理论值,这说明岱海地区的降水不能补给到地下水.大部分土壤水中的氢氧同位素关系沿着地下水蒸发线分布,也表明当地大气降水并非土壤水的主要补给源,土壤水主要由地下水通过薄膜水的形式补给.

3) 岱海及周边地区地下水不是来自于当地大气降水的事实说明,地下水跨流域深循环补给的方式是存在的,但目前对于这种地下水深循环补给方式的了解尚少,这需要我们未来进行研究.

6 参考文献

- [1] 马宗晋,高祥林,宋正范.中国布格重力异常水平梯度图的判读和构造解释.地球物理学报,2006,49(1):106-114.
- [2] 张建国,刘晓灿,唐庭梅等.汶川地震前后中国大陆地磁场动态演化特征初步研究.地震研究,2009,32(3):231-234.

- [3] 张之淦,刘芳珍,张洪平等.应用环境氚研究黄土包气带水分运移及入渗补给量.水文地质工程地质,1990,3:5-7.
- [4] Lin RF, Wei KQ. Tritium profiles of pore water in the Chinese loess unsaturated zone; Implications for estimation of groundwater recharge. *Journal of Hydrology*, 2006, **328**:192-199.
- [5] 李明香,马炳辉,刘锦峰等.黄土包气带水分运移的现场研究.辐射防护,2000,20(1/2):91-100.
- [6] Chen JS, Liu XY, Wang CY *et al.* Isotopic constraints on the origin of groundwater in the Ordos Basin of northern China. *Environ Earth Science*, 2012, **66**(2):505-517.
- [7] 刘培桐,王华东,朱启疆.内蒙古凉城县岱海的水量平衡.北京师范大学学报:自然科学版,1963,2:53-63.
- [8] 冯学武,王 弋,王 智等.岱海湖变迁的分析探讨.内蒙古水利,1994,(1):55-56.
- [9] 李华章.岱海湖盆的形成及地貌发育特征.北京师范大学学报:自然科学版,1979,2:98-110.
- [10] 曹建廷,沈 吉,王苏民.内蒙古岱海湖泊沉积记录的小冰期气候环境.湖泊科学,2000,12(2):97-104.
- [11] 周云凯,姜加虎,黄 群.内蒙古岱海水质现状分析与评价.干旱区资源与环境,2006,20(6):74-77.
- [12] Shurbaji ARM, Philips FM, Campbell AR *et al.* Application of a numerical model for simulating water flow, isotope transport and heat transfer in the unsaturated zone. *J Hydrol*, 1995, **171**: 143-163.
- [13] Craig H. Standards for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 1961, **133**(3467):1833-1834.
- [14] 刘进达,刘恩凯,赵迎昌等.影响中国大气降水稳定同位素组成的主要因素分析.勘察科学技术,1994,(4):14-18.
- [15] 赵 霞,陈建生.相似优先法研究巴丹吉林沙漠及周边地区地下水补给.湖泊科学,2006,18(4):407-413.
- [16] 王卫东,张永志,王 平等.渭河断陷盆地及邻近地区地震活动的深部背景.地球科学与环境学报,2004,26(3):57-60.
- [17] 李 立.大地电磁测深(MTS)用于研究地壳上地幔的初步成果.物探与化探,1997,21(6):460-467.