

北方干旱区地下水补给源问题讨论

陈建生,王庆庆

(河海大学地球科学与工程学院,江苏 南京 210098)

摘要 野外调查表明,内蒙古高原、华北平原、东北湿地河流、湖泊的主要补给源来自于泉水,但是河流、泉水中的同位素与当地降水呈现出很大的差异,表明地下水存在外源的补给。通过北方干旱区地下水中的 ^2H 、 ^{18}O 与全国降水加权平均值的对比发现,西藏内流区的渗漏水与北方干旱区的河流水、湖泊水具有相同的来源,西藏内流区的河流、湖泊存在渗漏,初步估算渗漏量超过 800 亿 m^3/a ,其中纳木错湖泊的渗漏量超过 90 亿 m^3/a 。氚与氟利昂(CFC)测定地下水的循环周期为 20~30 a,由此推断,羌塘盆地的渗漏水可能通过一种深循环方式补给到了内蒙古高原、华北平原、东北湿地等地区,深循环的导水通道沿着西域克拉通、东亚克拉通以及微板块的缝合带分布,据此推断,板块缝合带附近分布的深层承压水与地下水的深循环有关,缝合带中地壳出现的高导低速结构可能是由导水通道所造成的。

关键词 地下水;补给源;同位素;北方干旱区

中图分类号:P641

文献标识码:A

文章编号:1004-6933(2012)03-0001-08

A discussion of groundwater recharge sources in arid areas of North China

CHEN Jian-sheng, WANG Qing-qing

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

Abstract: A field investigation shows that spring water is the main recharge source of streams and lakes on the Inner Mongolia Plateau, in the North China Plain, and on the wetlands in Northeast China, and the isotopes in streams and spring water are different from those in local precipitation, which indicates that there are exogenetic sources for groundwater recharge. Through comparison of ^2H and ^{18}O in groundwater in the arid areas of North China and the weighted average values of ^2H and ^{18}O in precipitation over China, it was found that the percolating water in the interior regions in Tibet and in the streams and lakes in the arid areas of North China has the same recharge sources. According to preliminary estimates, the leakage amount of streams and lakes is more than 80 billion m^3 per year in the interior regions in Tibet. For instance, the annual leakage amount of Nam Co Lake exceeds 9 billion m^3 . The groundwater cycle is 20 to 30 years, which is determined using the tritium method and chlorofluorocarbons (CFC) method. Therefore, it is deduced that the percolating water in the Qiangtang Basin recharges the groundwater of the Inner Mongolia Plateau, the North China Plain, and the wetlands in North China, in a manner of deep circulation. The groundwater deep-circulation channels may be distributed along the West China Craton, the East China Craton, and the suture zone of microplates. It can be concluded that the deep confined water distributed along the suture zone of microplates is correlated with the deep-circulating water, and the high-conductivity and low-velocity layers in the middle crust along the suture zone are caused by the groundwater deep-circulation channels.

Key words: groundwater; recharge sources; isotope; arid areas of North China

大气降水、地表水、土壤水、地下水之间的转换关系被称为“四水转换”,土壤水是“四水转换”研究中的薄弱环节,属于“黑箱子”系统。根据区域水地质循环理论,地下水是同一流域山区的降水入渗所补给的,流域内的降水量等于蒸发量、地表径流、地下径流三者之和,地下水仅是本区域内降水入渗补给的结果,于是土壤水似乎仅是降水入渗地下水的一个中间过程而已。但是,同位素分析发现,北方干旱区降 ^2H 、 ^{18}O 加权平均值与河水、泉水、井水、湖水存在明显的差异,而河水、泉水、井水与湖水的 ^2H 、 ^{18}O 同位素特征相近,这表明地下水可能存在跨流域的补给。前人通过测定地下水中的 ^{14}C 、 ^{36}Cl ,获得了北方地下水的年龄在几百a~3万a之间,属于没有现代补给的“古水”^[1-2]。但是调查发现,由于来自地壳深部大量的 CO_2 等含碳气体溶入到地下水中, ^{14}C 不能满足同位素测年的基本条件,地下水为“古水”的结论是错误的。关于北方地下水的补给都是通过概念模型得到的,认为当地降水是地下水的主要补给源,这个结论并没有得到现场的土壤水入渗试验证据的支撑。与此相反,更多的试验证据表明,北方当地的降水并不是地下水的主要补给源。笔者根据同位素与地下水的补径排关系,讨论鄂尔多斯、内蒙高原、华北平原等北方干旱区地下水的补给源问题,希望能够通过讨论与辩论,提高对北方地下水补给源的认识。

1 北方干旱区降水与泉水、河水之间的补排关系

1.1 北方干旱区大流量泉群

中国北方的鄂尔多斯、内蒙古高原、太行山、大兴安岭以及松辽盆地属于干旱或半干旱地区,降水量仅在150~650mm之间,且70%的降水集中在7—9月,但是这些地区的地下水非常丰富,内蒙高原到松嫩平原一带大型的湖泊呈串珠状分布,例如,乌梁素海、岱海、黄旗海、达里湖、东北的水泡子等;在鄂尔多斯到内蒙高原还发育着渭河、泾河、汾河、无定河、西拉木伦河等众多的河流,仅渭河的流量就达到了100亿 m^3/a 。调查发现,河流与湖泊的稳定补给来源于泉水,降水仅在汛期对河流存在补给。据不完全统计,仅太行山南部一带岩溶泉的数量就十分可观,其中天然流量在1 m^3/s 以上的大泉约60个,其流量超过了200 m^3/s ^[3]。例如,在降水量小于400mm的山西阳泉,娘子关泉群的多年平均流量为10.93 m^3/s ;娘子关水帘洞泉在1980年时氡含量高达85.19TU,1986年约降低为16.21TU,1993年降低为6.9~8.6TU^[4],泉水中的高氡值对应着1963年

核试验期间氡的峰值,于是可以计算出水帘洞泉水的循环周期大约为17a。

在大气水、地表水、土壤水与地下水之间的“四水”转换中,土壤水是地表水转换为地下水的重要过程。通过对土壤水入渗地下水的研究,就可以得到水循环经历的过程。1985年,张之淦等^[5]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,该地区的年平均降雨量538~578mm,1953年以来含核爆氡的雨水下渗的影响范围不超过10m,其中1963年的氡峰值表现更为清晰,氡的峰值出现在地表以下5m的包气带中,根据氡的峰值可以计算出降水的入渗速率为0.23 m/a 。1997年LIN等^[6]在张之淦等^[5]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,得到了相同的结论。这两个试验结果表明,核试验期间高氡的降水仍然还在土壤中,直到1997年高氡水还没有进入到地下水中,但是娘子关泉群在1986年出现了与核试验相对应的高氡值,这表明,北方的泉水是来自于当地降水的观点没有被试验所证实。

WANG等^[7]利用氡和溴盐在华北平原不同地点选择39个剖面并获得了不同条件下的入渗速率:大水漫灌(0.15~0.21 m/a)和喷灌(0.06~0.08 m/a),无秸秆覆盖(0.20~0.29 m/a)和秸秆覆盖(0.16~0.22 m/a),蔬菜(如中国白菜和大蒜,0.26 m/a)和小麦玉米(0.14 m/a)、花生(0.19 m/a)和桃子(0.16 m/a)。文献[7]的结果与张之淦等^[5]的试验结果相同,证实了华北平原地表水的下渗速度也非常慢。试验证实,当地下潜水位大于4m,降水一般入渗不到潜水中,在漫长的入渗过程中,渗水受到蒸发后重新返回了大气。

调查发现,湖泊与河流的稳定补给源都是泉水,降水仅是在汛期对湖泊与河流存在暂短的补给过程,湖泊周围及湖底存在大量的泉眼,且河流的源头都曾为泉水集中的地带,很多河道本身就是断裂带,在河床岸边能够发现众多的泉水补给河流,即使是在连续干旱的季节,补给的泉水流量也从不减少。

1.2 北方地表水、地下水、降水同位素分布特征

笔者分析了娘子关泉群中的 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$,泉水的同位素均值比当地降水的同位素加权平均值分别偏负20‰和2.5‰,排除了泉水来自当地降水补给的可能性。笔者采集了鄂尔多斯、集宁、赤峰、锡林郭勒等地区的土壤剖面,抽取了土壤中的水分,进行了 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素与离子浓度分析,结果表明降水入渗的深度不超过4m。主要有两个原因:①在地表以下4m以内的土壤中总溶解性固体(TDS)、 Cl^- 离子浓度等普遍出现峰值,入渗降水不可能超过峰值

的位置 ;②熵必须满足 $S \geq 0$,盐分出现积累后 ,如果入渗仍然能够补给到潜水中就意味着 $S < 0$,显然违反了热力学第二定律。通过土壤水、地下水与降水之间的同位素分析得出 ,超过 90% 的土壤水并非来自于入渗降水 ,而是来自于潜水。土壤水与地下水具有相同的同位素组成 ,而与降水的同位素存在明显差异 ,由此得出 ,地下水通过薄膜水层补给土壤水 ,北方的降水不是地下水的主要补给源^[8]。

笔者调查了渭河、泾河、洛河、无定河、窟野河、西拉木伦河、锡林河等 15 条河流以及河流周边的泉水与井水。在冬季与夏季两次共采集河水样 58 个、泉水样 74 个、井水样 165 个、土壤水样 315 个。由表 1 可见 ,土壤样平均的 $\rho(\text{TDS})$ 为 3763 mg/L ,比河水(468 mg/L)、泉水(391 mg/L)、井水(418 mg/L)的 $\rho(\text{TDS})$ 均值高出接近一个数量级 ,如果地下水是来自当地降水的入渗补给 ,地下水中的 TDS 浓度值应该大于等于土壤水中的 TDS 均值 ,淡水性质排除了地下水来自当地降水的可能性。通过对比分析可以看出 ,北方干旱区的河水中的 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ (-69.7‰ 、 -8.8‰)与泉水中的 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 均值(-68.2‰ 、 -8.93‰)极为接近(表 1) ,这也验证了北方河流主要是由泉水补给的观察结果。虽然北方井水中的 $\delta^2\text{H}$ 均值(-76.1‰)、 $\delta^{18}\text{O}$ 均值(-9.76‰)略比河水与泉水偏负 ,但是 ,井水、河水、泉水与土壤水的 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值都落在同一条蒸发线上 ,表明它们的降水补给区是相同的。

由图 1(其中 ,北京地表水、井水、泉水的数据来源于文献^[9])可见 ,北方地区降水的 ^2H 、 ^{18}O 加权平均值比地下水明显偏正 ,太原(-61.0‰ 、 -8.5‰)、银川(-45.6‰ 、 -6.9‰)、兰州(-39.8‰ 、 -5.9‰)、张掖(-42.8‰ 、 -6.0‰)、西安(-49.1‰ 、 -7.5‰)、石家庄(-56.7‰ 、 -8.1‰)、天津(-50.0‰ 、 -7.7‰)、烟台(-50.8‰ 、 -7.2‰)、郑州(-52.8‰ 、 -7.3‰)、包头(-55.3‰ 、 -7.8‰)表明北方地区的降水与泉水、河水、井水之间不存在补给关系。河水中的氡的均值(17.5 TU)高于泉水的均值(12.5 TU) ,这是因为补给河流的泉水量不同所致 ,水量大的泉水循环周期更短一些 ,对河流的贡献也更大一些 ;井水中的氡均值(36.9 TU)比泉水、河水更大 ,这是因为在内蒙古高

原井中测量到了 5 个高氡值。包气带土壤水的 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 均值落在泉水、河水、井水的同一条蒸发线上 ,表明包气带土壤水分的主要来源也是地下水 ,笔者认为 ,地下水是经过土壤颗粒表面的薄膜层上升到了地表 ,薄膜水在上升的过程中受到了蒸发。北方井水、泉水、河水与土壤水的 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 均值落在同一条蒸发线上 ,将这条蒸发线反向延伸与全球降水线相交 ,交点恰好是羌塘盆地降水的重同位素均值(-83.9‰ 、 -11.7‰) ,这就意味着羌塘盆地的渗漏水与北方的地下水具有完全相同的 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值 ,而且 ,渗漏水在入渗地下之前 ,曾经程度不同地受到了蒸发。

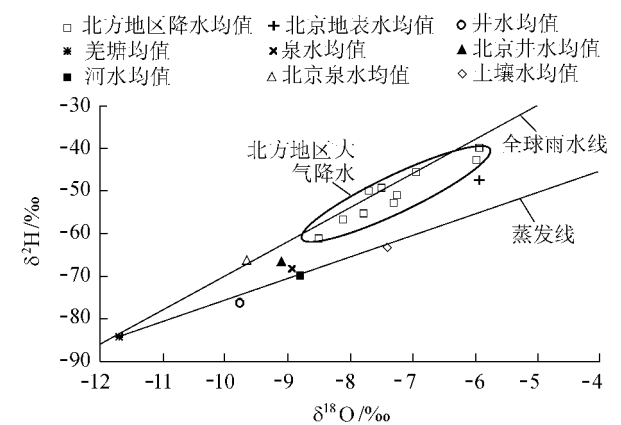


图 1 鄂尔多斯盆地、内蒙高原、华北平原、西藏羌塘盆地的降水、河流、泉水、井水和土壤水中的 $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ 关系

鄂尔多斯地区地下水位并没有按照降雨量的大小来分布 ,地下水位的高低与降水量基本上是无关系的 ,很多的河流发育在降水量很少的地区 ,例如 ,在降水量小于 200 mm 的鄂尔多斯西北部仍然发育着稳定的河流——都思兔河。通过对比发现 ,鄂尔多斯地下水的分水岭^[1]与基底断裂分布存在很好的对应关系 ,分水岭的分布与基底断裂带的走向基本上是重合的 ,见图 2。鄂尔多斯地区地下分水岭与断裂带完全重合的现象可能并不是一种巧合 ,笔者认为 ,补给泉水的地下水可能都是来自于这些断裂带 ,断裂带中的地下水来自鄂尔多斯以外的地区 ,在断裂带的深部存在一些导水通道。

1.3 华北平原地下水来源分析

华北平原的降水分布从西北至东南 ,降水量从 200 mm 到 800 mm 呈增加趋势。但地下水的分布与降水完全相反 ,降水量稀少的西北山区地下水极为

水体类型	采样数/个	$\rho(\text{TDS})(\text{mg}\cdot\text{L}^{-1})$			$\delta^2\text{H}/\text{‰}$			$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$			氡/TU		
		最大	最小	均值	最大	最小	均值	最大	最小	均值	最大	最小	均值
河水	58	2300	105	468	-50.6	-92.7	-69.7	-4.33	-12.17	-8.80	26.8	7.2	17.5(12个)
泉水	74	1720	104	391	-52.6	-92.8	-68.2	-5.90	-12.09	-8.93	33.0	0.5	12.5(33个)
井水	165	2110	121	418	-51.6	-97.8	-76.1	-6.40	-13.31	-9.76	593.7	0.1	36.9(61个)
土壤水	315	51873	352	3763	-3.9	-99.6	-63.1	6.80	-11.80	-7.40			

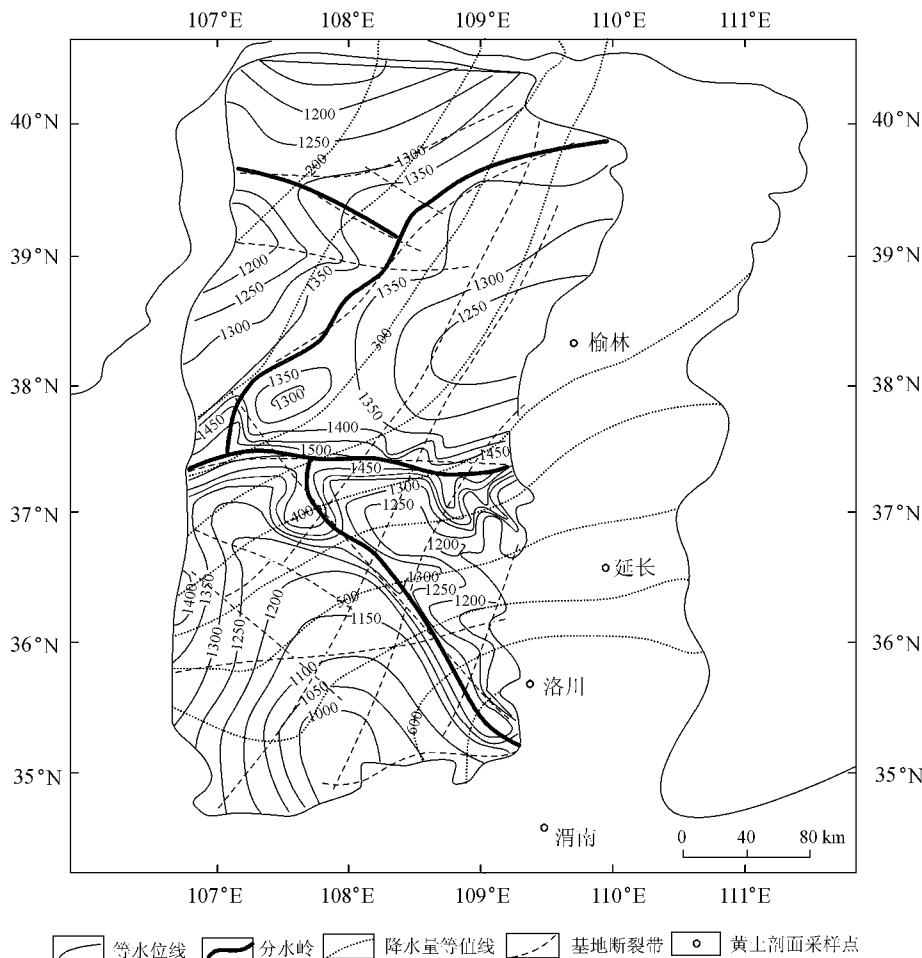


图2 鄂尔多斯盆地降水、地下水位等值线与基底断裂带分布(参见文献[1] 经作者修改)

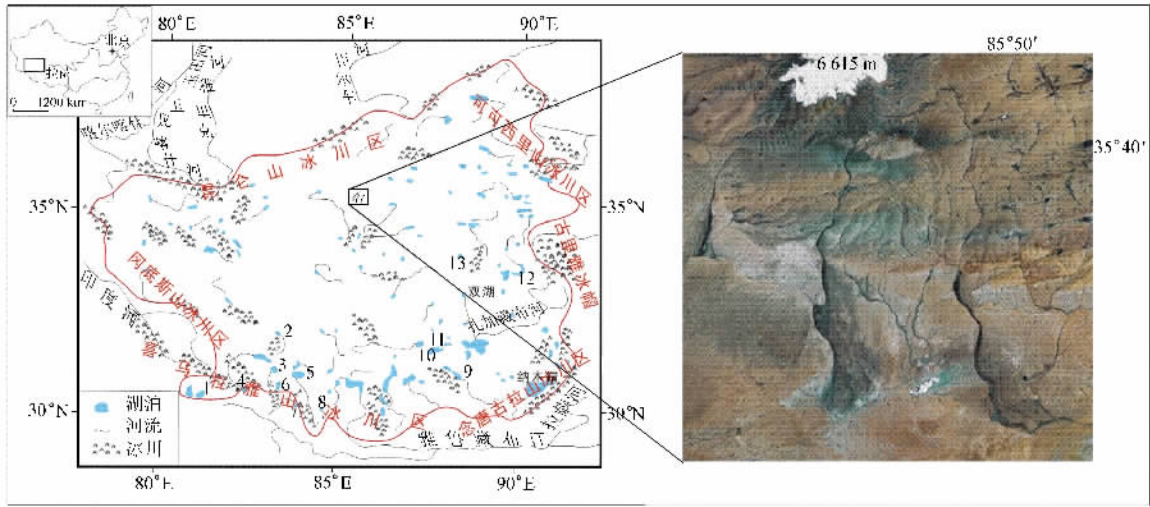
丰富,而降水量偏多的东南地区地下水资源却相对匮乏。研究表明,西北山区的地下水通过地下径流方式向东南补给,过量抽水形成的大漏斗也主要集中在沧州、天津等东南部城市一带。根据水利部水文局提供的数据,华北地区年用水量约为300亿 m^3/a ,其中地下水开采量超过了200亿 m^3/a 。华北地区的地下水分为潜水与承压水,其中衡水地区潜水中的 $\rho(\text{TDS})$ 约为9g/L,而承压水中的 $\rho(\text{TDS})$ 平均仅为0.7g/L,咸水不可能入渗后变为淡水,根据热力学原理,地层中不可能存在所谓的能够吸附盐分的溶滤层,所以,承压水不可能来自当地的降水。潜水与承压水中的 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 均值分别为-72.7‰、-10.2‰与-82.8‰、-11.2‰,明显低于降水中的加权平均值-56.7‰、-8.1‰,潜水的同位素值比深层承压水偏正,但还是远小于降水,这表明潜水是承压水与入渗降水的混合,潜水主要来自于承压水,但潜水中的高盐分显然是入渗的地表水所带来的。王仕琴等^[1]在衡水进行了降水入渗试验,通过分析包气带土壤水中的 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 研究降水入渗,发现降水入渗范围主要集中在地表下30cm以内,超过30cm土壤水中的 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 均值逐渐偏负,地下水可能存在其他的补给源^[1]。

2 青藏高原内流区水量不平衡

由于北方地区地下水中的 ^2H 、 ^{18}O 同位素均值与西藏羌塘盆地降水的均值相同,笔者怀疑北方的地下水有可能是来自西藏内流区地表水的渗漏,2005年起,笔者对青藏高原及其周边地区的地表水、地下水进行了调查。

2.1 西藏内流区河流存在渗漏

青藏高原在水文上被分为外流区(59万 km^2)与内流区(61万 km^2)。外流区是长江、黄河、雅鲁藏布江等河流的发源地,径流量达到了4280亿 m^3 ^[12],西南河流的径流量大,东北河流的径流量小,但是流量最小的昆仑山北坡的克里雅河、和田河等河流的平均天然径流量与河流附近泉水量之和达到了100亿 m^3/a ^[13]。西藏内流区与外流区的情况完全相反,基本上无常年性河流,越向内部,河流越稀疏短小,通过湖泊与河流的蒸发量换算得到的补给量仅为202亿 m^3/a ^[11]。现场考察发现,内流区的河流存在严重的渗漏,例如,昆仑山卡拉米兰山口南坡几十条小河流汇集成的宽度超过1km的大型河流并未汇聚成一条更大的河流或最终形成尾间湖,仅流经了几十



西藏内流区的淡水湖泊: 1. 玛旁雍错 (412 km²) 2. 果普错 (62.3 km²) 3. 仁青休布错 (187.1 km²) 4. 阿果错 (62.3 km²) 5. 塔诺错 (486.6 km²) ; 6. 帕龙错 (140.7 km²) 7. 森里错 (78 km²) 8. 杰萨错 (146.4 km²) 9. 格仁错 (475.9 km²) 10. 吴如错 (342.7 km²) 11. 恰规错 (88.5 km²) 12. 米提江占木错 (476.8 km²) 13. 令戈错 (89 km²) [14]

图3 西藏内流区河流、湖泊分布以及河流存在渗漏的遥感图

千米便在地表消失了, 参见图3。

笔者对西藏外流区降水量偏少的北部、东部地区的径流量作了调查(表2)。由此可得降水量偏少的外流区平均的加权径流深为103 mm, 该值是西藏内流区水资源量[12]的3.1倍, 所以, 通过蒸发量得出的内流区水资源总量被严重低估。

表2 西藏外流区西北缘径流深度统计

流域名称	集水面积/ km ²	年径流量/ 亿 m ³	年径流 深/mm
黄河沿上游[15, 46]	20930	26.02	124.30
黄河沿-达日[15]	24085	38.57	160.14
喀拉喀什河[13]	20000	21.83	109.15
玉龙喀什河[13]	14500	22.57	155.66
克里雅河[13]	7358	7.07	96.09
车尔臣河[17]	18119	7.40	28.60
格尔木河[17]	15477	8.30	48.00

2.2 西藏内流区湖泊存在渗漏

西藏内流区最大的湖泊是纳木错湖。纳木错位于羌塘高原的东南部, 湖面海拔约4 718 m, 呈西南-东北向, 东西长约70 km, 南北宽约30 km, 湖面积约2 000 km², 总集水面积约10 610 km²。笔者对其水量与盐分平衡进行调查, 结果表明, 湖水的 $\rho(\text{TDS})$ 值基本上保持在1.7 g/L左右, 稍高于1960年前的TDS值[18]。该湖总容量为228亿 m³, 可以得到湖泊盐分总量为388亿 kg。纳木错入湖河流 $\rho(\text{TDS})$ 值在0.15~0.18 g/L, 若该湖不存在渗漏, 湖泊蒸发量应该等于入湖水量, 那么3万年以来流入纳木错总盐分的下限值为81 000亿 kg, 比目前湖泊中的总盐量高出了200多倍, 湖水的低盐分表明存在渗漏。除纳木错外, 羌塘盆地还有14个 $\rho(\text{TDS})$ 在0.3~1.0 g/L的淡水湖泊, 总面积超过3 000 km²[14], 显

然, 这些湖泊都应该存在渗漏。

周石研[19]对纳木错湖进行了水位、降水量、蒸发量等参数的连续测量, 纳木错湖2007年的年降水量为399.16 mm, 2007年1月初到3月底纳木错为冰封期, 5月初的湖水位达到了全年的最低值, 随着降水量和融雪量的增加, 湖水位持续上涨, 9月12日达到高水位并保持一段时间, 9月26日水位开始下降。值得指出, 2007年12月17—25日8 d湖水位下降了10 cm, 由于湖水中存在着巨大的热量, 湖面此时尚未有结冰, 水位测量值是可靠的, 湖面蒸发量在0.087~3.17 m/d之间, 扣除冰封期2007年的总蒸发量为760.8 mm。在12月17日—25日8 d中的蒸发量接近实测的下限值, 湖面在这8 d期间的总蒸发量小于500万 m³, 但8 d期间的湖水量总共减少了2.0亿 m³, 由于湖泊水位下降期间还存在入湖的地表径流, 可以计算出全年的渗漏量大于91亿 m³。西藏淡水湖泊的总面积超过3 048 km², 这些湖泊的渗漏速率与面积的比值肯定比纳木错大, 由此可以计算出淡水湖泊的渗漏量大于146亿 m³/a。

根据美国地质调查局(USGS)提供的青藏高原SRTM DEM(90 m分辨率)数据, 应用GIS技术, 并结合区内所属的92个气象站的观察数据, 模拟出的降水量呈现出东部大西部小的趋势, 降水量小于200 mm/a的面积大约为15万 km², 占到内流区面积的25%, 东部山区的降水量高达800~1 000 mm, 西藏内流区平均的降水量大于200 mm/a[20], 由此可以得出内流区的总降水量大于1 200亿 m³/a, 减去湖泊、河流与陆地的蒸发量后, 超过800亿 m³/a的降水渗漏到了地下。

2.3 西藏高原降水、河流、湖泊水的同位素分析

西藏内流区的 ^2H 、 ^{18}O 同位素南部最为贫化,拉萨降水中 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 加权平均值分别为 -112.1‰ 、 -15.2‰ ,与北部昆仑山河水值的 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ (-55.7‰ 、 -8.18‰)相比可以看出,降水中的 ^2H 、 ^{18}O 值从南向北逐渐富集。西藏高原降水中的 ^2H 、 ^{18}O 同位素变化主要受到季风影响,西藏内流区主要的降水来自于南部印度洋季风、北方环流以及内陆蒸发造成的二次降水,印度季风带来的降水在向北部迁移的过程中发生了同位素分馏,降水中的 ^2H 、 ^{18}O 逐渐减少,在拉萨及其周边降水中的 ^2H 、 ^{18}O 值降到了最低。从同位素分布可以看出,羌塘盆地从南向北由印度洋季风带来的降水量逐渐减少。

羌塘盆地的大湖泊几乎都分布在南部,北部湖泊稀少,河流短小,从湖泊与河流的分布来看,渗漏主要发生地区应该在北羌塘一带,恰好这一带降水的同位素与北方干旱区地下水中的一致,西藏内流区 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 的均值(-83.9‰ 、 -11.7‰)与北方地下水、河水的均值落在相同的蒸发线上(图1),表明它们之间可能存在补给与排泄关系。

3 北方干旱区地下水来源问题讨论

3.1 ^{14}C 、 ^{36}Cl 、 ^3He 、 ^4He 、氡确定地下水年龄存在的问题

20世纪80年代以来,随着放射性同位素测定地下水年龄技术的发展,中国北方的华北平原、鄂尔多斯、河西走廊等地区的地下水都采用 ^{14}C 技术进行了定年,通过 ^{14}C 测定的地下水的年龄几乎都集中在几百a~3万a之间,地下水的年龄随着深度逐渐增大,认为地下水是地质历史时期当地降水的入渗^[1-2, 21-23]。但是,在这些所谓的“古水”中,仍然可以测量到氡,这在逻辑上是矛盾的,因为 ^{14}C 的半衰期是5730a,而氡只有12.43a,“古水”中的氡早就衰变到测量水平以下了,学者们对这种奇怪现象的解释是“地下水中存在氡是“古水”与现代水混合的产物。笔者曾经撰文讨论了所谓的“古水”与“现代水”混合的实例,建立两种水的混合模型,将相同水样中的 ^{14}C 与氡代入模型计算后发现,有一半的“古水”实际上是根本不能存在的,因为水量出现了负值^[24]。这个实例表明,在应用示踪剂测定年龄之前一定要确认所选定的示踪剂是否能满足定年的条件,也就是说降水中所携带的示踪剂进入地层后是不允许有其他来源的相同物质进入地下水中,否则这种示踪剂就不能用来定年。

研究发现,世界上较大的 CO_2 气藏主要分布在环太平洋西岸,集中在我国吉林、河北、山东、安徽、

江苏等地,以及印度尼西亚等地^[25]。地球的排气作用已经受到广泛的关注,地球深部的 CH_4 、 CO_2 、 N_2 、 H_2 、Ar、He、 H_2S 、HCl、HF等气体通过断裂构造源源不断地向地表输出^[26],地球内部的 CO_2 中的C是 ^{12}C 与 ^{13}C ,因为 ^{14}C 在地质历史时期基本上都已衰变,C原子中几乎不含 ^{14}C 。大量来自深部岩石圈的 CO_2 溶解到了地下水中,将造成溶解在地下水中的C含量增加,所以,溶解在地下水中的 CO_2 中 $^{14}\text{C}/\text{C}$ 的比值的降低并非是 ^{14}C 衰变的结果,而是 ^{12}C 、 ^{13}C 增加的结果。由于很多学者没有搞清楚 $^{14}\text{C}/\text{C}$ 的比值降低的原因,将总C的增加理解为 ^{14}C 的衰变,从而造成了对北方地下水年龄的误判,将补给周期仅为20~30a的地下水错误地解释为几百a至3万a的“古水”,这种误判严重地影响了北方水资源的开发利用以及相应政策法规的制定。 ^3He 、 ^4He 、 ^{36}Cl 等示踪剂定年存在相同的问题,由于地球内部不断地有He、Cl元素进入到地下水中,它们也不适合作为定年用的同位素。而氡的情况不同,虽然也有 H_2S 、 CH_4 等含H气体也进入到了水中,但是溶入水中H的含量与水体本身的H比较而言,是一个非常小的量。例如,1L水中水分子中H的含量为125g,而溶解在水中的 H_2S 、 CH_4 等气体的总量一般小于0.3g,气体中H的总量则小于0.1g,对定年精度的影响小于0.1%,所以,完全可以忽略不计。由此可见,氡定年受到的干扰最小,是比较可信的。

3.2 华北平原、鄂尔多斯、河西走廊深部淡水来源

华北平原、鄂尔多斯、河西走廊等地都发现的咸水层位于淡水层之上,有些学者为了解释深层水是由当地的地表水入渗补给到深部,他们假设了在地层中存在着所谓的“溶滤层”,组成“溶滤层”的颗粒表面的电子可以将咸水中的盐分子吸附在土层中,水分子下渗形成深部的淡水层^[2, 27-29]。前面已经讨论过,“溶滤层”的观点不满足 $S \geq 0$,违反了热力学第二定理,所以,“溶滤层”是不可能存在的。从另一个角度也可以判定这种观点是错误的,如果“溶滤层”能够吸附盐分子,“古水”在下渗的过程中携带的盐分应该沉积在“溶滤层”中,那么“溶滤层”中盐分早就达到饱和浓度而成为盐层了,而不是现在的咸水层。

部分学者们显然已经注意到了这个问题,于是提出了另外一种观点:深碱性淡水是由山前补给区 $\text{HCO}_3-\text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 水逐步演化而来,从山前至中部平原,在地下水环境由开放转为封闭的过程中,方解石、白云石溶解和沉淀,减少了地下水中钙、镁含量^[30]。这种观点仍然没有理论依据,且不满足热力学第二定律,水中盐分的降低意味着 $S < 0$,这是不可能发生的事件,因为液态中的熵大于固态的熵,另

外,常温下白云石是不可能形成的,根据鄂尔多斯白云岩包裹体的研究,白云岩的成岩温度在 45~355℃之间,认为 19℃ 的温度形成白云石沉淀的观点没有理论依据,是不可能发生的事件。所以,华北平原地下水淡水不可能由咸水通过化学反应转化而来。

3.3 降水中的氘、氧同位素与河流、湖泊不同

前人在讨论地下水来源时经常采用钻孔中测定的氘、¹⁴C 等年龄,来证明华北平原、鄂尔多斯、内蒙高原等地区的地下水的年龄随着深度增大。笔者也进行过类似的调查,研究发现,地下水的年龄与井深并没有相关性,经常抽水的井,地下水的年龄小,位于地下水分水岭附近井水的年龄小一些,水质较差、涌水量小的井年龄一般偏大。

笔者分析了乌梁素海、岱海、黄旗海、达里湖以及东北水泡子中的同位素²H、¹⁸O 值比北方的降水明显偏负,这些以串珠状形式分布的大型湖泊几乎都没有河流的补给,泉水成为湖泊的主要补给源。乌兰察布市的备用水源地——泉玉林水库的面积超过 1 km²,库水的补给源是库底的 6 个泉眼,冬季 6 个泉眼附近是不结冰的,所以很容易识别,补给泉玉林水库唯一的一条河流的源头也是一个泉眼。笔者在湖泊周围采集了土壤剖面,通过土壤水的²H、¹⁸O 分析得出,当地降水对土壤水几乎没有补给,河水、湖泊水与地下水的来源相同,比当地降水的氘氧同位素明显偏负。由于河水、湖泊水与井水具有相同的补给源,都比当地降水明显偏负,而且封存在地层中的水不可能成为稳定河流的主要补给,所以,认为地下水为冰川时期封存水的观点是不能成立的。根据泉水、河水、湖泊水与地下水具有相同的氘氧同位素性质,只能得到唯一的答案,即北方地区的河流、湖泊、泉水以及地下水都是来自于外源水的补给。

另一个例子是北京市的降水、地表水、地下水与泉水之间的氘氧值^[9],参见图 1,大气降水明显偏正,如果地表水(25 组样)完全是来自于大气降水,那么地表水由于受到蒸发作用影响氘氧应该比大气降水偏正,但是地表水比大气降水偏负,其值落在大气降水与地下水之间,这表明地表水是大气降水与泉水的混合,泉水(13 组样)的均值与井水(99 组样)的氘、氧值完全落在相同的范围,表明它们的来源相同,泉水(13 组样)中 δ²H 与 δ¹⁸O 的均值分别为 -9.6‰ 与 -65.2‰,分别比降水的平均值偏负 4.5‰ 与 26.8‰,泉水显然与当地降水无关。由此可见,北京市的地下水也是来自于外源水,都可能是来自于西藏内流区河流与湖泊的渗漏水。

3.4 地下水深循环讨论

通过上述分析可知,鄂尔多斯、华北平原、内蒙

高原等地的地下水的补给源不是当地的降水,在这些串珠状的河流与湖泊的下部可能存在着导水通道,笔者怀疑,中地壳中的高导低速构造可能就是远距离输水的通道。鄂尔多斯、华北平原中地壳存在着高导低速构造,高导层有 4 种可能性,熔融的岩浆、石墨地层、金属矿和含水地层。研究表明,华北盆地中地壳的高导低速层的温度偏低,不可能是熔融的岩浆层^[31],如果是石墨地层与金属矿则地球物理探测将会发现异常,只有含水层能够满足高导低速的条件。我国很低的地温梯度主要分布在华北平原、鄂尔多斯、内蒙高原、青藏高原北缘一带,地温梯度低于 13.3℃/km 的分布参见表 3,这些地区虽然降水量稀少,但是河流与湖泊发育,地温梯度偏低的地区都是河流的发源地,是泉水发育地区。高导低速层的顶部位于地表之下 10~15 km,厚度大约 5~10 km,根据温度梯度可以计算出河流、湖泊发育地带的高导低速层中的温度最高不超过 333℃,表明其中的水仍然为液态。低速表示地震波传播的速度低,表明岩石圈的密度较低,其中很可能存在导水的空隙带。由于大陆岩石圈的平均地温梯度为 30℃/km,由此推断,高导低速层成为导水通道后,导水带上的岩石圈受到冷却,造成地温梯度大幅度下降。

表 3 地温梯度小于 13.3℃/km 地区 ^[32] 及发源的河流		
地区	发源河流	地温梯度/(℃·km ⁻¹)
西藏羌塘北部	东昆仑流域	13.3
青海柴达木盆地	锡铁山流域	12.2
甘肃华亭	渭河	10.0、10.9
甘肃平凉	泾河	10.1
陕西定边	洛河与泾河	13.1
河北矾山	桑干河	7.1、10.77
北京房山	永定河	12.7
河北冀中拗陷	大沙河	13.0
河北承德	滦沱河	12.7
河北唐山	陡河	11.7
河北丰南	青龙河	13.3
河北滦县	滦河	11.7
内蒙古赤峰	西拉木伦河	9.2
河南偃师	洛河	11.0

初步研究表明,贯穿北羌塘盆地—内蒙高原—大兴安岭的是一条巨型走滑断裂带,该断裂带是西域克拉通、扬子板块、中朝板块、西伯利亚板块、兴安岭地块之间的接缝,高导低速层在缝合带上连续分布^[33],沿着该断裂带存在众多的河流与湖泊,例如,河西走廊的上升泉流量自 2005 年以来明显增加^[34],在极干旱的阿拉善高原存在着湖泊群,除了有雅布赖、吉兰太这些大型盐湖外,在巴丹吉林沙漠与腾格里沙漠的腹地还存在着数百个湖泊,地下水维系了沙山景观^[35-36]。2008—2009 年期间,笔者在

内蒙古高原乌兰察布—锡林郭勒一带的湖泊群附近的5口井水中仍然发现了很高的氡值,最高值为593.7 TU,其中4个水样是在埋深超过200 m的承压水中采集到的,因为承压水位高于潜水位,所以深部的承压水是通过越流向上层补给的,高氡的水来自于深部地层,承压水中的高氡值表明地下水存在一种跨流域快速补给的方式。杨淇越等^[37]通过研究锡林河流域地表水和地下水的氢氧同位素特征得出地下水是地表水的主要补给源。

4 结 语

北方干旱区地下水的补给问题关系到国家的发展,始终受到科学界与政府部门的高度重视,针对干旱区地下水补给源的研究虽然已经进行了几十年,但是始终摆脱不了区域水文地质水循环理论框架的约束。前人所得到的补给、地下径流与排泄之间的关系,多是在概念模型的基础之上得到的,几乎没有降水入渗等现场试验的验证,¹⁴C定年出现的失误,造成了对北方地下水循环周期的误判,错误地将循环周期仅仅为几十年的现代降水当成“古水”,因而影响了对水资源开发、利用、保护等的一系列重大决策。

欧亚大陆与其他大陆不同,是由很多小的板块或地块拼接而成的,导水通道就在这些微板块接缝形成的缝合带上,中地壳的高导低速结构经历了冷却过程,地下水在通道中的循环造成地温梯度的大幅度降低。通道正是沿着串珠状湖泊、河流的分布自西向东延伸,笔者认为,来自羌塘盆地的渗漏水通过该通道源源不断地补给到了北方干旱区。

人类只有在对大自然的规律完全了解的情况下,才可能去改造自然。目前对北方地下水循环的认知尚处在一种初级阶段,笔者呼吁,在认知程度较低的情况下,不宜做出更多的干预自然或盲目改造自然的行为,否则可能会遭遇大自然的报复。

参考文献:

[1] 侯光才,林学钰,苏小四,等.鄂尔多斯白垩系盆地地下水系统研究[J].吉林大学学报:地球科学版,2006,36(3):392-398.

[2] 杨郧城,沈照理,文冬光,等.鄂尔多斯白垩系盆地地下水的形成与演化:来自Cl及其同位素³⁶Cl的证据[J].地质学报,2011,85(4):586-595.

[3] 韩行瑞,张凤岐,李博涛.中国北方岩溶泉[J].工程勘察,1985(4):65-68.

[4] 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.

[5] 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.

[6] LIN R F, WEI K Q. Tritium profiles of pore water in the Chinese loess unsaturated zone: implications for estimation of groundwater recharge [J]. Journal of Hydrology, 2006, 328: 192-199.

[7] WANG B G, JIN M G, JOHN R, et al. Estimating groundwater recharge in Hebei Plain, China under varying land use practices using tritium and bromide tracers [J]. Journal of Hydrology, 2008, 356: 209-222.

[8] CHEN J S, LIU X Y, WANG C Y, 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.

[9] 翟远征,王金生,滕彦国,等.北京市不同水体中D和¹⁸O组成的变化及其区域水循环指示意义[J].资源科学,2011,33(1):92-97.

[10] 王守则,郑孟林,张发,等.鄂尔多斯盆地中、新生代后期改造[J].世界地质,2005,24(4):356-362.

[11] 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.

[12] 陈传友,关志华.羌塘高原水资源及其开发利用[J].自然资源学报,1989,4(4):298-307.

[13] 许有鹏,高蕴汪,杨茂.昆仑山北坡河流水文水资源特征研究[J].地理科学,1994,14(4):338-345.

[14] 王苏民,奚鸿身.中国湖泊志[M].北京:科学出版社,1998:398-480.

[15] 丁永建,杨建平,刘时银,等.长江黄河源区生态环境范围的探讨[J].地理学报,2003,58(4):519-526.

[16] 陈建生,赵霞,盛雪芬,等.巴丹吉林沙漠湖泊群与沙山形成机理研究[J].科学通报,2006,51(23):2789-2796.

[17] 《中华人民共和国年鉴》编辑部.中华人民共和国年鉴(2005)[M].北京:中华人民共和国年鉴社,2005.

[18] 王荣,羊向东,朱立平.西藏纳木错过去200年来的环境变化[J].第四纪研究,2006,26(5):791-800.

[19] 周石研.第30期新观点新学说学术沙龙:青藏高原冰川融水深循环及其地质环境效应[M].北京:中国科学技术出版社,2009:96-102.

[20] 鲁春霞,王菱,谢高地,等.青藏高原降水的梯度效应及其空间分布模拟[J].山地学报,2007,25(6):655-663.

[21] 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.

[22] 侯光才,张茂省.鄂尔多斯盆地地下水资源与可持续利用[M].西安:陕西科学出版社,2004.

[23] 王驹,范显华,徐国庆,等.中国高放废物地质处置十年进展[M].北京:原子能出版社,2004.

[24] 陈建生,汪集.阿尔金断裂中的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.

(下转第50页)

平缓,预测结果较稳定,精度较高。因此采用 BP 神经网络模型进行需水量预测具有较强的预测能力和较高的可信度。

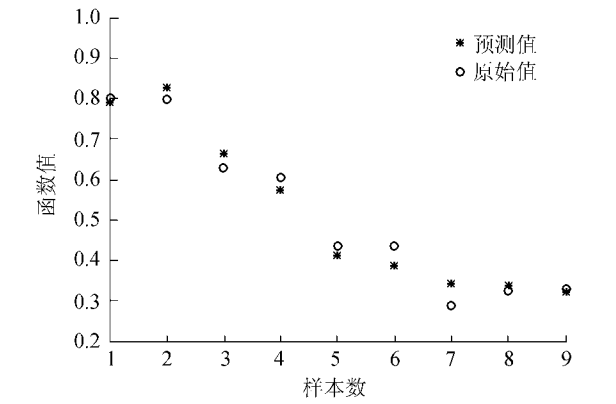


图3 训练样本拟合

表5 BP神经网络需水量预测误差分析

年份	实际用水量/ 亿 m ³	预测需水量/ 亿 m ³	相对 误差/%	年份	实际用水量/ 亿 m ³	预测需水量/ 亿 m ³	相对 误差/%
2000	15 368	15 325	0.28	2005	12 203	11 861	2.80
2001	15 397	15 292	0.68	2006	11 458	11 596	1.20
2002	13 475	13 643	1.25	2007	11 636	11 702	0.57
2003	13 281	13 124	1.18	2008	11 643	11 561	0.70
2004	12 173	12 449	2.27	2009	11 106	11 215	0.98

4 结 语

BP 神经网络模型的原始数据预处理选取有别于一般的归一化处理,优化了网络学习速度,采用 SPSS 软件分析、提取需水量主要的影响因素,优化了网络结构,这些都提高了网络预测的性能。需水量预测的目的是为水资源规划和用水系统的优化调度提供科学决策所需的未来信息,并努力提供这种信息的准确性和可靠性。BP 神经网络具有高度非线性函数映射功能,应用于需水量预测精度较高,泛化能力好,使其应用于实际具有更大的可行性。

参考文献:

[1] 王翠云.生态城市建设评价研究:以兰州市为例[D].兰州:兰州大学,2004.

[2] 卢冰.桂林市水资源优化配置研究[D].武汉:武汉大学,2005.

[3] 徐丽娜.神经网络控制[M].北京:电子工业出版社,2003:1-9.

[4] 苑希民,李鸿雁,刘树坤,等.神经网络和遗传算法在水科学领域的应用[M].北京:中国水利水电出版社,2002:2-4.

[5] 虞和济,陈长征,张省,等.基于神经网络的智能诊断[M].北京:冶金工业出版社,2000:1-4.

[6] 杜强,贾丽艳.SPSS 统计分析从入门到精通[M].北京:

人民邮电出版社,2009:257-270.

[7] 宋志刚,谢蕾蕾,何旭洪.SPSS16 实用教程[M].北京:人民邮电出版社,2008:132-153.

[8] 孙艳玲,何源,李阳旭.例说 SPSS 统计分析[M].北京:人民邮电出版社,2010:183-188.

[9] 张维忠,张甜.SPSS 统计分析与行业应用案例详解[M].北京:清华大学出版社,2011:75-78.

[10] 高隽.人工神经网络原理及仿真实例[M].北京:机械工业出版社,2003:9-10.

[11] 张文鸽,吴泽宁,谿洪波.BP 人工神经网络的改进及其应用[J].河南科学,2004,21(2):202-206.

(收稿日期:2011-09-14 编辑:徐娟)

(上接第 8 页)

[25] 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.

[26] 杜乐天.地球排气作用的重大意义及研究进展[J].地质论评,2005,51(2):174-179.

[27] 李文鹏,郝爱兵.中国西北内陆干旱盆地地下水形成演化模式及其意义[J].水文地质工程地质,1999(4):28-32.

[28] 郝爱兵,李文鹏,梁志强.利用 TDS 和 $\delta^{18}\text{O}$ 确定溶滤和蒸发作用对内陆干旱区地下水咸化贡献的一种方法[J].水文地质工程地质,2000(1):4-6.

[29] 丁宏伟,张举.河西走廊地下水水化学特征及其演化规律[J].干旱区研究,2005,22(1):24-28.

[30] 郭永海,沈照理,钟佐兑.河北平原深层碱性淡水形成的水文地球化学模拟:以沧州、保定地区为例[J].地球科学-中国地质大学学报,2002,27(2):157-162.

[31] 顾芷娟,郭才华,李彪,等.壳内低速高层成因初步探讨[J].中国科学: B 辑,1995,25(1):106-112.

[32] 胡圣标,何丽娟,汪集.中国大陆地区大地热流数据汇编:第三版[J].地球物理学报,2001,44(5):611-626.

[33] 徐常芳.中国大陆壳内与上地幔高层成因及唐山地震机理研究[J].地学前缘,2003,10(5):101-111.

[34] CHEN J S, WANG C Y. Rising springs along the Silk Road [J]. Geology, 2009, 37(3):243-246.

[35] CHEN J S, LI L, WANG J Y, et al. Groundwater maintains dune landscape [J]. Nature, 2004, 432:459-460.

[36] CHEN J S, ZHAN X, SHENG X F, et al. Formation mechanisms of megadunes and lakes in the Badain Jaran Desert, Inner Mongolia [J]. Chinese Science Bulletin, 2006, 51(24):3026-3034.

[37] 杨淇越,吴锦奎,丁永建,等.锡林河流域地表水和浅层地下水的稳定同位素素研究[J].冰川冻土,2009,31(5):850-856.

(收稿日期:2011-09-14 编辑:徐娟)