

DOI: 10.5846/stxb201601030012

李红寿,汪万福,詹鸿涛,邱飞,张正模,武发思.应用氢氧稳定同位素对极端干旱区蒸发水分来源的确定.生态学报,2016,36(22): - .

Li H S, Wang W F, Zhan H T, Qiu F, Zhang Z M, Wu F S. The use of stable hydrogen and oxygen isotopes to determine the source of evaporation water in extremely arid areas. Acta Ecologica Sinica, 2016, 36(22): - .

应用氢氧稳定同位素对极端干旱区蒸发水分来源的确定

李红寿^{1,2,*}, 汪万福^{1,2}, 詹鸿涛^{1,2}, 邱 飞^{1,2}, 张正模^{1,2}, 武发思^{1,2}

1. 敦煌研究院保护所, 敦煌 736200

2. 古代壁画保护国家文物局重点科研基地, 敦煌 736200

摘要: 长期监测发现敦煌莫高窟窟顶戈壁存在稳定的蒸发水分。为了进一步厘清蒸发水分的来源, 利用拱棚-凝结法定期收集蒸发水分, 应用水同位素示踪原理监测凝结水分、莫高窟降水和潜水的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值, 以揭示戈壁蒸发水分的来源。结果表明, 蒸发水分的 δD 、 $\delta^{18}O$ 平均值分别为 $-33.06‰$ 和 $-5.33‰$, 莫高窟降水为 $-66.44‰$ 和 $-8.57‰$, 潜水为 $-72.19‰$ 和 $-9.75‰$, 说明当地潜水并非来自于莫高窟降水; 通过经纬度和海拔, 应用在线降水同位素计算的当地降水 δD 和 $\delta^{18}O$ 值 ($-60.00‰$, $-8.50‰$) 和降水加权平均值 ($-5.30‰$, $-0.75‰$) 同样表明, 当地降水不是地下潜水的合理来源, 而党河源区(野马山)的降水 ($-86.00‰$, $-12.00‰$) 才是地下潜水的真正来源。土壤水分蒸发实验与土壤垂直剖面水分检测表明, 戈壁深厚包气带土壤在潜水水汽向上运移过程中选择了 δ 值相对较高的潜水水分, 因此, 戈壁蒸发水分来自地下潜水, 存在清晰的来源通道。极干旱区蒸发水分来源的再确定为蒸发潜水的利用奠定了基础, 对极干旱区生态恢复有重要意义, 并为干旱、半干旱区地下水的利用提供了新视角, 为莫高窟洞窟水分来源研究亦提供了重要参考。

关键词: 同位素; 极干旱区; 蒸发; 降水

The use of stable hydrogen and oxygen isotopes to determine the source of evaporation water in extremely arid areas

LI Hongshou^{1,2,*}, WANG Wanfu^{1,2}, ZHAN Hongtao¹, QIU Fei¹, ZHANG Zhengmo^{1,2}, Wu Fasi^{1,2}

1 The Conservation Institute of Dunhuang Academy, Dunhuang 736200, China

2 Key Scientific Research Base of Conservation for Ancient Mural, Dunhuang Academy, State Administration for Cultural Heritage, Dunhuang 736200, China

Abstract: Extremely arid desert occupies a terminal position in the biological geochemical circulation system. These deserts harbor huge amounts of energy and mineral resources. However, a large number of ancient sites, which are very important to the modern tourism industry, also occur in such areas. Lack of water constitutes the most serious kind of land deterioration in the extremely arid deserts of the world. At present, desert land degradation, global climate warming, and human interference are intensifying the destruction of the natural desert landscape, and hence our historical and cultural heritages are facing unprecedented losses. Consequently, methods for finding available water sources for ecological restoration and protection are urgently required. It has been found that there exists a stable amount of water evaporation in the extremely arid Gobi area of the Dunhuang in China. In order to clarify the source of this evaporation, we used a greenhouse to condense and collect evaporated water and monitored the δD and $\delta^{18}O$ values present on a weekly basis. At the same time,

基金项目: 国家自然科学基金项目(41363009); 国家科技支撑计划项目(2013BAC07B02); 甘肃省科技计划项目(1308RJZF290); 敦煌研究院院级课题(201306)

收稿日期: 2016-01-03; 修订日期: 2016-00-00

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: dhlhs69@163.com

we monitored the δD and $\delta^{18}O$ values of the precipitation and phreatic water present. Thus, the source of the evaporation water in the Gobi could be revealed based on the method of isotopic tracing. After monitoring for one year, our results showed that the average values of δD and $\delta^{18}O$ in the evaporation water were -33.06‰ and -5.33‰ , respectively. The equivalent results for the precipitation were found to be -66.44‰ and -8.57‰ , respectively, and for phreatic water they were -72.19‰ and -9.75‰ . This rules out the possibility that precipitation is the source of the phreatic water. Monitoring of the surface water in the soil at a vertical depth of 4.5 m showed that the δD and $\delta^{18}O$ values (the average values were -22.68‰ and 8.58‰ , respectively) of the soil water from 2.5 m increases due to the effect of the dry climate and reach the maximum values at 1.2 m. Above this level, the values of δD and $\delta^{18}O$ decrease because of the influence of the precipitation. The soil moisture evaporation experiments indicated that the moisture from the dry soil shows obvious signs of an isotope fractionation phenomenon: the δD and $\delta^{18}O$ values of the evaporation water are relatively negative, and the δ values of the remaining water are relatively positive. Therefore, the Gobi soil in the deep vadose zone selects relatively positive δ values of water in the process of moisture migration. The δD and $\delta^{18}O$ values of the local precipitation calculated from the online precipitation isotopes are -60.00‰ and -8.50‰ and the weighted average values of the precipitation are -5.3‰ and -0.75‰ . This also shows that local precipitation cannot be the source of the underground phreatic water. Values for the precipitation in the Yema Mountain region (-86‰ and -12‰), which is the water source area for the Danghe River, suggest this region is a probable source for the underground phreatic water and Gobi evaporation water, and thus there exists a clear supply channel. Phreatic water is the main source of soil water in extremely arid deserts and has a vital role in maintaining ecosystem survival in extremely arid areas. Determining the source of evaporation water in extremely arid areas lays the foundations for utilizing the phreatic evaporation. It not only has important significance in the ecological recovery of extremely arid regions but also provides a new perspective for using groundwater in arid or semi-arid areas. Moreover, it provides an important reference for research on water sources in the Mogao Grottoes.

Key Words: isotope; extremely arid areas; evaporate; precipitation

极干旱荒漠区是生物地球化学循环系统的终端,不但潜藏着巨大能源与矿产资源,而且得益于该区干燥的气候,保存了大量的古代遗址,是现代旅游观光产业的重要资源。同时,水分的匮乏使该区成为土地退化最严重的地区。目前,极干旱荒漠土地的退化、全球气候的改变和愈演愈烈的人类干扰正使荒漠的自然景观遭到严重破坏,历史文化遗产面临着空前的丧失^[1]。无疑,敦煌莫高窟是极干旱荒漠中的文化瑰宝,是全人类的共同文化遗产,而生态环境的恶化、风沙的侵蚀已对洞窟精美壁画造成了严重的损坏,珍贵文物的保护和永续利用面临着严峻的挑战^[2]。因此,寻求可利用水分来源进行生态恢复不仅对文物保护显得非常迫切,而且对保护风沙策源地、遏制沙尘暴的形成,减少国民经济损失,保持旅游可持续健康发展具有重要意义。

目前,欲通过人为改变气候增加降水显然并不现实,研究最好将目光转移到地下潜水的利用上。虽然学术界一度认为当埋深超过一定深度时,潜水将停止运转与蒸发^[3],但笔者通过对极干旱区降水的模拟与分析,认为潜水是极干旱区土壤水分的主要来源^[4],基于拱棚-空调凝结法对蒸发数量进行的监测发现极干旱区存在不少于 4.80 mm/a 的年蒸发量^[5-6]。虽然蒸发数量较少,但潜水来源对维系耐旱植物生命及极干旱区生态系统具有重要意义。

截至目前,笔者对极干旱区蒸发水分已进行了较为系统的研究,创造性地应用隔绝法、拱棚法、拱棚-空调凝结法及降水回收等方法初步确定了蒸发水分的来源及数量^[7-9],但应用不同的研究新方法手段再次确定蒸发水分来源仍具有重要的现实意义。目前,水分稳定氢氧同位素核示踪在研究水分来源方面具有独到的优势^[10-11],广泛应用于土壤^[12-13]和植被水分来源^[14-17]及 GSPAC (Groundwater-soil-plant-atmosphere continuum) 水分循环研究中^[18]。

水同位素核示踪的基本原理是:水分中由于氢氧同位素的不同,分子量存在一定的差异,因而水分子在某

些热动力学方面表现出明显的不同。较轻同位素在水分蒸发过程中更容易蒸发,而残留水分富集 D 和¹⁸O,即发生氢氧同位素分馏现象^[18]。水分在循环及运移过程中,由于海拔、纬度、温度、季节及离海岸线距离等状况的变化都可能导致分馏现象的发生,使不同时空的水分同位素呈现有规律的变化^[19]。因此,利用氢氧同位素的组成差异可以研究水分来源与活动踪迹^[20-21]。

目前,国际水科学领域广泛使用相对测量法,即水样品稳定同位素比率相对于标准样品 VSMOW (Vienna Standard Mean, Ocean Water) 稳定同位素的千分差来表达水分稳定同位素的状况^[18]。对于氢元素的标准 (D/H)_{std},公认的 VSMOW 是 $(155.76 \pm 0.10) \times 10^{-6}$;对于氧元素的标准 ($^{18}O/^{16}O$)_{std},公认的 VSMOW 是 $(2005.20 \pm 0.43) \times 10^{-6}$ 。对于某一水样 (sam) 的 δD 和 $\delta^{18}O$ 可分别表达为:

$$\delta D = [(D/H)_{sam} / (D/H)_{std} - 1] \times 1000 \quad (1)$$

$$\delta^{18}O = [(^{18}O/^{16}O)_{sam} / (^{18}O/^{16}O)_{std} - 1] \times 1000 \quad (2)$$

本文在拱棚凝结的基础上,利用水分同位素确定极端干旱土壤水分同位素分布及蒸发特征,研究极干旱区大气降水、地表水、土壤水和地下水之间的转化;利用水分同位素示踪原理^[10-27],揭示极旱区土壤蒸发水分来源,为荒漠化土地恢复提供可利用生态水分,为莫高窟文物保护提供科学参考。

1 研究区域概况

研究区域位于莫高窟窟顶戈壁区 ($40^{\circ}02'14''N, 94^{\circ}47'38''E$),海拔 1380 m,距洞窟群 1.0 km 处,见图 1。0—50 cm 富含盐分,主要成分是芒硝 (Na_2SO_4) 和 NaCl。土壤水分属结合水,由吸湿吸附水分、结晶水和膜状水构成,10—50 cm 含水率在 2.0%—9.0% 之间,其中一半以上是芒硝结晶水分,随日温度的变化而波动^[5]。50 cm 以下土壤含水率稳定在 1.6% 左右^[2]。

该区太阳辐射强度可高达 1.1 kW/m^2 ,年日照率 71%;年平均相对湿度 31%,温度 $11.23^{\circ}C$,风速为 4.1 m/s (2005 年)。该区气候极其干燥,潜在年蒸发量为 4347.9 mm,年降水量 42.2 mm。在本研究中降水是最敏感因子,据莫高窟窟顶气象站的监测,2008 年 5 次降水共降 8.2 mm,2009 年 11 次共降 26.7 mm,2010 年在拱棚搭建前 8 次共降 11.19 mm。由于每次降水量较小,根据该区降水蒸发实验判断^[4],拱棚前降水已完全蒸发。

窟顶 3 个 150 m 深的探孔调查发现,150 m 深度尚未到达潜水面,依据距该地 6 km 和 8 km 的井水深度及其下降梯度判断,窟顶戈壁潜水埋深超过 200 m^[2]。通常认为该地下潜水来自党河^[2],而党河水主要来自野马山雪线 (海拔 3295 m) 附近的降水,见图 1。

2 研究方法

(1) 要利用水分氢氧同位素研究极干旱戈壁区蒸发水分来源,首先需要获取戈壁蒸发水分。获取方法为:搭建一个密闭的塑料拱棚,利用塑料棚膜形成一个与大气完全隔绝的封闭系统。拱棚呈半球形,高 1.8 m,半径 3.1 m,面积 30 m^2 ,体积 30 m^3 ,棚膜边缘埋入土壤 30 cm;然后在棚内安装 5 KW 的格力 KFR-120LW (12568L) AL-HN5 空调 (图 1),设定温度为 $16^{\circ}C$,即当温度高于 $16^{\circ}C$ 时空调自动开启,通过棚内空气的内循环和空调冷凝来收集土壤蒸发水分,并使棚内空气湿度与棚外基本一致。同时,利用空调的制冷作用平衡拱棚的增温效应,使棚内温度与外界接近。空调冷凝水分通过排水管导出棚外,用密闭塑料袋每日收集 (8:30) 并称量水分。拱棚于 2010 年搭建,除 2013 年空调停运外,其它时间一直收集蒸发水分。同位素检测水样于 2014 年蒸发期间 (3—11 月) 每周一次抽取。

(2) 在收集拱棚蒸发水分的同时,笔者对 2014 年地下潜水和降雨 ($>3 \text{ mm}$ 降水,另有 4 个降水水样于 2010—2013 年随机收集) 取样。潜水每周取样一次。水样取自距实验点约 6 km 的深井 (图 1,也是莫高窟生活供水源)。

(3) 为了确定极干旱区土壤水分同位素垂直分布特征,2014 年 11 月 31 日在拱棚外挖 4.5 m 坑,分别在 20、50、80、100、150、200、250、300、350、400、430、450 cm 挖取土样 (取样层位控制在 $\pm 5 \text{ cm}$)。土样在 $110^{\circ}C$ 下

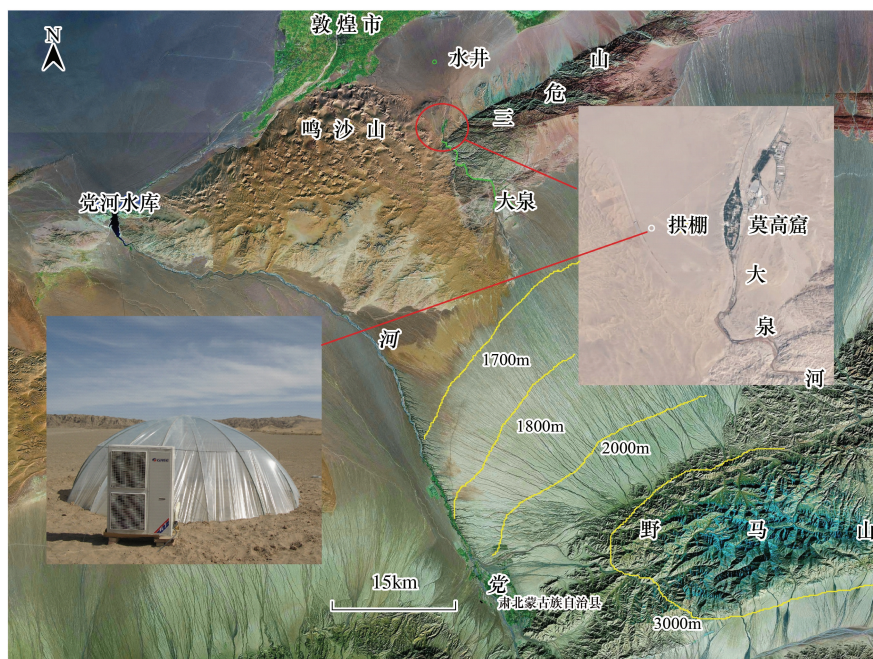


图 1 研究区域周边环境与拱棚-空调凝结装置

Fig.1 The environment surrounding the study area and the greenhouse-air conditioning condensation device

用真空凝结法收集水样。

(4) 为了研究该极干旱区土壤吸湿吸附水同位素的基本特征以及温度对结合水分的影响,笔者在 2015 年 7 月 4 日取 2.5、5.0 m 处土样。然后将装有土壤的三角瓶放置在烘箱内,真空凝结收集 100、103、105、110、115、118℃ 下的蒸发水分。

(5) 水样送中国科学院青藏高原研究所水同位素实验室,用美国产液态水同位素分析仪 (Liquid Water Isotope Analyzer) LWIA-30d 测定氢氧同位素, VSMOW2 标准。测试精度: $\delta^{18}\text{O} \leq 0.1\text{‰}$, $\delta\text{D} \leq 0.5\text{‰}$ 。其中 (4) 部分水样用美国 LGR 公司产离轴积分输出光谱仪 (Off-Axis Integrated-Cavity Output Spectroscopy), 912—0008 测定。测试精度: $\delta^{18}\text{O} \leq 0.1\text{‰}$, $\delta\text{D} \leq 0.6\text{‰}$ 。

(6) 用经纬度、海拔和 OIPC (Online Isotopes in Precipitation Calculator)^[22], 计算莫高窟和党河源区当地降水线 LMWL (Local Meteoric Water Line)、 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 年值。

利用同位素示踪和统计学原理^[10-27], 综合分析党河源区、地下水、土壤水与区域降水之间的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素关系, 确定该极干旱区蒸发水分来源。

3 结果与分析

3.1 戈壁蒸发水分同位素

2014-04-12—2014-11-01 拱棚共收集蒸发水分 133.6 kg, 日平均 613.0 g, 年蒸发保持了持续稳定正弦特征变化。每周 1 次 (个别日期如 11 月 2 日、9 日无凝结) 取样的凝结水分其 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值如图 2。

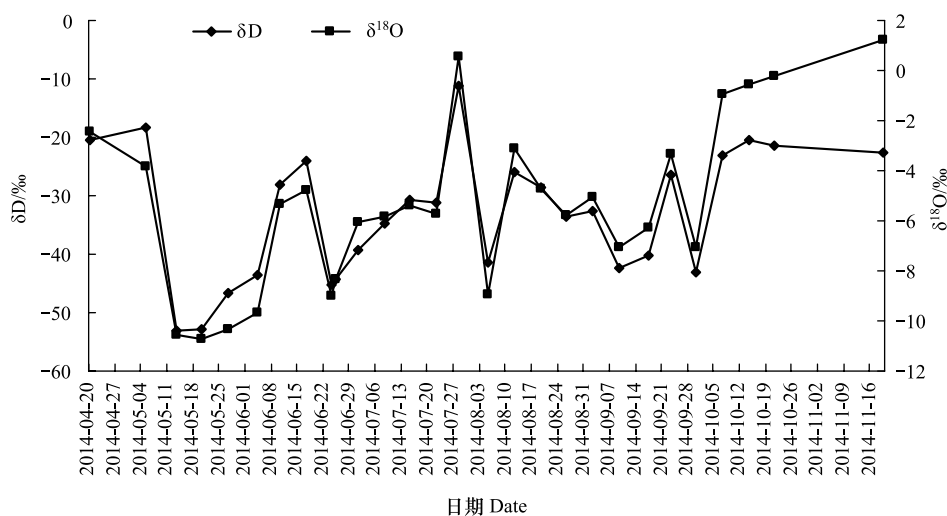
图 2 中 $\delta^{18}\text{O}$ — δD 关系线 (蒸发线 EL_1) 为:

$$\delta\text{D} = 3.01(\delta^{18}\text{O}) - 17.01 \quad (r^2 = 0.85, P < 0.01)$$

δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值分别为 -33.06‰ 、 -5.33‰ , 存在一定波动, 但与年温度变化的相关性并不明显。

3.2 土壤垂面水分同位素

土壤垂直水分的同位素分布如图 3, δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值从表层向下至 120 cm 左右逐渐增高, 然后又随深度逐渐下降, 至 2.5 m 保持稳定。显然, 这一变化格局与其它干旱、半干旱区的监测结果基本一致^[15, 23]。不同的

图2 不同时期拱棚凝结水分的 δD 、 $\delta^{18}O$ 值Fig.2 The δD and $\delta^{18}O$ values of the condensation water for different periods

是,该区变化的深度较深。该区土壤非常干燥,仅含结合水分。受极端干旱区气候的影响,土壤空气相对湿度在50、100、150、200 cm 常年分别保持在83%、92%、96%、98%附近,至250 cm 以下常年保持饱和湿度^[9]。这一湿度分布递减正好和水同位素分布从250 cm 开始增高一致,说明从250 cm 开始,土壤颗粒的表面膜状水分逐渐变薄,土壤逐渐变干。干燥气候是引起土壤水分 δD 和 $\delta^{18}O$ 值增高的主要原因。120 cm 以上受降水的干扰, δD 和 $\delta^{18}O$ 值逐渐降低。

图3中 δD 和 $\delta^{18}O$ 平均值分别为 $-22.68‰$ 和 $8.58‰$ 。300 cm 可能受土壤质地(为细沙层)影响, δD 、 $\delta^{18}O$ 值略有减小,300—350 cm 分别稳定在 $-28.98‰$ 和 $6.69‰$ 左右。笔者推断,除了土层质地的影响,深层土壤应稳定在这一数值附近。 $\delta^{18}O$ — δD 关系线(蒸发线 EL_2)为:

$$\delta D = 3.65(\delta^{18}O) - 54.23 \quad (r^2 = 0.72, P < 0.01)$$

3.3 潜水同位素

地下潜水的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值年变化如图4。

图4中,地下潜水的 δD 和 $\delta^{18}O$ 年平均值分别为 $-72.19‰$ 、 $-9.75‰$,地下潜水电同位素的年变化较小,比较稳定。 $\delta^{18}O$ — δD 关系线为:

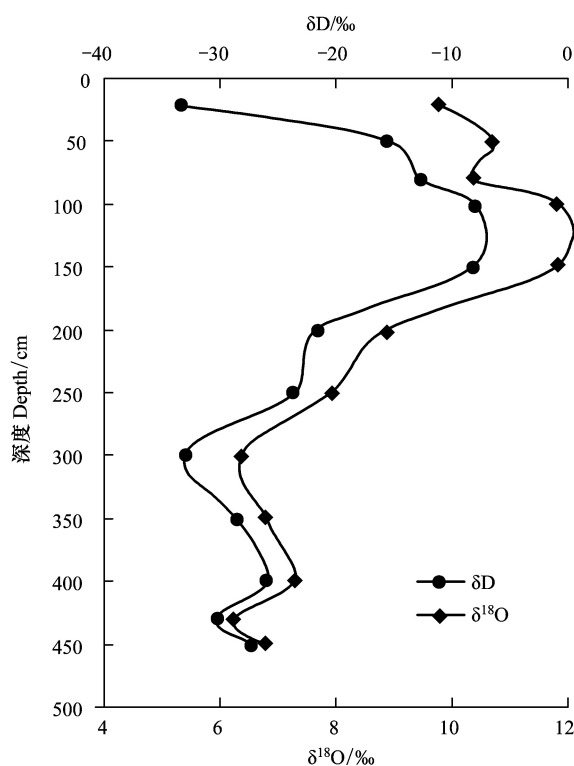
$$\delta D = 3.99(\delta^{18}O) - 33.28 \quad (r^2 = 0.88, P < 0.01)$$

3.4 降水同位素

莫高窟戈壁降水实测的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值如表1。

根据实际降水(表1)测量的降水 δD 和 $\delta^{18}O$ 的平均值为 $(-66.44‰, -8.57‰)$, $\delta^{18}O$ — δD 关系线为:

$$\delta D = 7.07(\delta^{18}O) - 5.83 \quad (r^2 = 0.99, P < 0.01)$$

图3 不同深度土壤水 δD 和 $\delta^{18}O$ 的分布Fig.3 Distribution values of δD and $\delta^{18}O$ with soil depth

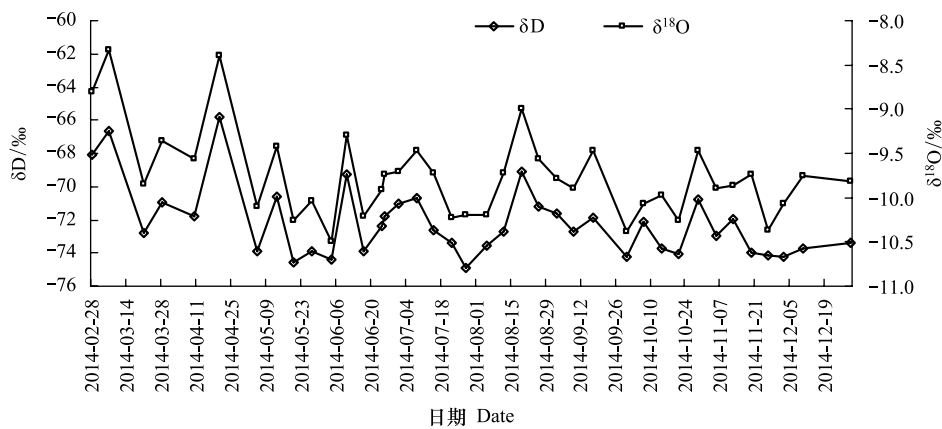


图 4 地下水 δD 和 δ¹⁸O 值年变化

Fig.4 The yearly variations values of δD and δ¹⁸O of phreatic water

表 1 莫高窟戈壁降水的 δD 和 δ¹⁸O 值

Table 1 Values of δD and δ¹⁸O for the precipitation falling on the Mogao Grottoes of the Gobi

降水日期 Date of precipitation	δD/‰	δ¹⁸O/‰	降水日期 Date of precipitation	δD/‰	δ¹⁸O/‰
2010-09-20	-63.11	-7.12	2011-06-11	-19.96	-2.61
2011-06-16	-9.57	-0.54	2013-09-16	1.64	0.62
2014-05-08	-9.70	-1.46	2014-05-13	-49.89	-4.14
2014-06-19	-32.11	-3.03	2014-10-30	-93.35	-14.38
2014-11-26	-191.03	-24.84	2014-11-30	-149.36	-20.67
2014-12-11	-114.39	-16.11	平均 Average	-66.44	-8.57

依据海拔和经纬度,用 OIPC 计算的敦煌莫高窟戈壁的月值如图 5:

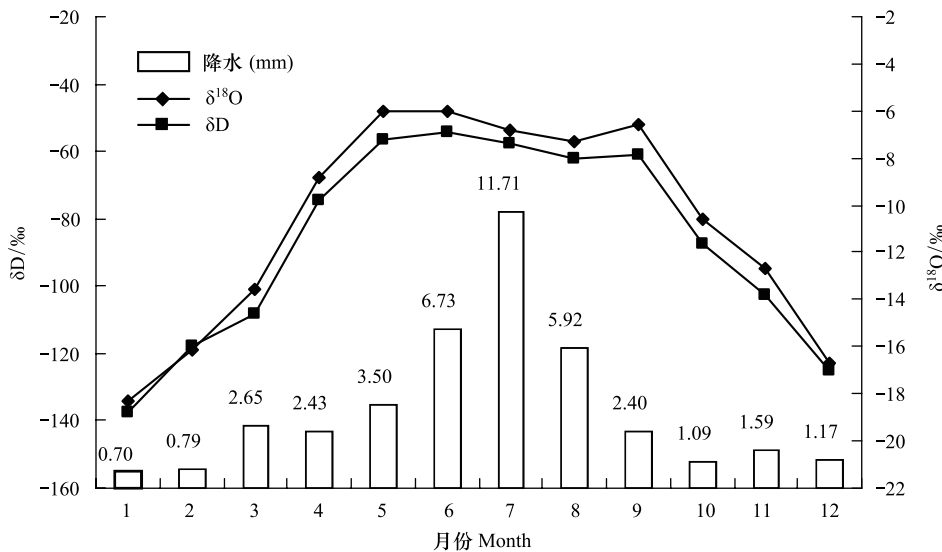


图 5 敦煌莫高窟 OIPC 计算的 δD 和 δ¹⁸O 值及多年降水月分布

Fig.5 The δD and δ¹⁸O values calculated by the OIPC, and the monthly distribution in the precipitation falling on the Dunhuang Mogao Grottoes

用 OIPC 计算的当地降水线 LMWL 为:

$$\delta D = 7.37(\delta^{18}O) + 3.78 \quad (r^2 = 0.99, P < 0.01)$$

OIPC 计算的 δD 和 $\delta^{18}O$ 年值为 $(-60‰, -8.5‰)$ 。根据降水的实际测定值,其平均值和 $\delta^{18}O$ — δD 关系式都与 OIPC 计算结果较为接近。从实测结果看降水 δD 和 $\delta^{18}O$ 夏季较高,冬季较低,整体基本符合 OIPC 计算的变化趋势,但受降水时的气候条件、水分来源等复杂因素影响,即使同一月降水存在较大的差异,具有一定的随机性(表 1)。这也可能与样本数量较小有关,表 1 没有体现出该区降水集中在 7—9 月这一特征^[2]。

而根据 OIPC 计算月值和 22 年(1981—2003,图 5)降水计算的 δD 和 $\delta^{18}O$ 加权平均值为 $-5.3‰$ 和 $-0.75‰$,这与实测平均值和 OIPC 计算的年值有较大的差异,但笔者认为这一数值应当更为真实可靠。因为该区降雨量很小,空气十分干燥,在降水过程中的二次蒸发严重,易造成降水同位素值增高^[20-21,25-26];另外,张强等近年研究发现敦煌夏季存在极端深厚大气边界层(>4 km,一般区域为 1 km)^[28],这非常有利于雨水在降落过程蒸发,造成降水同位素值 δ 值较高。

3.5 党河源区降水线

党河源区野马山雪线的海拔和经纬度($39.67^{\circ}N, 95.33^{\circ}E$),用的 OIPC 估算的降水线为:

$$\delta D = 7.40(\delta^{18}O) + 4.23 \quad (r^2 = 0.99, P < 0.01)$$

与莫高窟当地降水线 LMWL 几乎重合; δD 和 $\delta^{18}O$ 年值分别为 $-86‰$ 和 $-12‰$ 。

因此, δD 和 $\delta^{18}O$ 值无论是 OIPC 计算的当地降水年值 $(-60‰, -8.5‰)$ 还是根据降水的加权平均值 $(-5.3‰, -0.75‰)$,即使不考虑降水入渗过程蒸发分馏的影响,莫高窟戈壁降水不可能是地下潜水 $(-71.34‰, -9.56‰)$ 来源,它们的同位素 δ 值都太高。而考虑部分轻同位素的蒸发,则野马山 $(-86‰, -12‰)$ 是党河的降水源区,而党河是莫高窟地下潜水的合理来源,这与之之前较普遍的认识一致,也与赵玮^[23]、李文赞^[25]、马金珠^[29]等用水同位素得出的敦煌地下水来源一致。

3.6 极干旱区土壤水同位素蒸发分馏特征

极干旱区土壤结合水的基本活动原理是:在温度作用下,当温度升高时,结合水分逐渐分解蒸发,当温度降低时,土壤从土壤空气中吸湿吸附水分。在温度周期性日/年波动下,变温层温度-水分耦合下的吸湿/解吸湿形成了潜水蒸发的动力泵源,将深层的潜水运转到地表^[30]。相应地,土壤水同位素在温度作用下的基本活动特征如图 6,

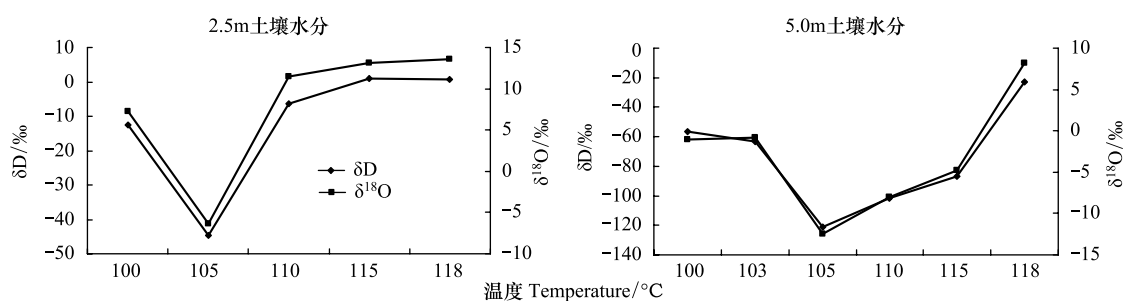


图 6 不同温度下 2.5 m、5.0 m 土壤蒸发水分的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值

Fig.6 The δD and $\delta^{18}O$ values of the soil evaporation water as a function of temperature and at depths of 2.5 m, and 5.0 m

很明显,对于极干旱土壤水分,以 $105^{\circ}C$ 为拐点,当温度低于 $105^{\circ}C$ 时,土壤颗粒外围的膜状水中轻同位素首先蒸发。虽然 2.5 m 和 4.5 m 都包含膜状水分,但 2.5 m 土壤包含较薄,同位素值相对较高。其水分蒸发与液态水分相似,仍遵从水分分馏原理之热力学同位素效应:较轻水分同位素优先蒸发,蒸发水分的同位素值随温度的增高而降低,与温度呈负相关^[20, 26-27]。

当温度高于 $105^{\circ}C$ 时,土壤结合紧密的强结合水分开始分解,蒸发水 δD 、 $\delta^{18}O$ 值与温度呈正相关,同时较干的 2.5 m 的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值仍较高,与图 3 相对应,且在 $110^{\circ}C$ 时就已经较早接近了最后的极值。这也表明,结合力较强的核心水分的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值较高。该蒸发特征揭示了极干旱土壤水分同位素蒸发的基本规律。

3.7 戈壁蒸发水分来源分析

我们将全球大气降水线 GMWL (Global Meteoric Water Line; $\delta D = 8(\delta^{18}O) + 10$)、LMWL、党河源区降水、敦煌莫高窟戈壁降水、戈壁蒸发线、土壤水 δD 和 $\delta^{18}O$ 分布等绘制于图 7, 综合分析蒸发水分的来源。

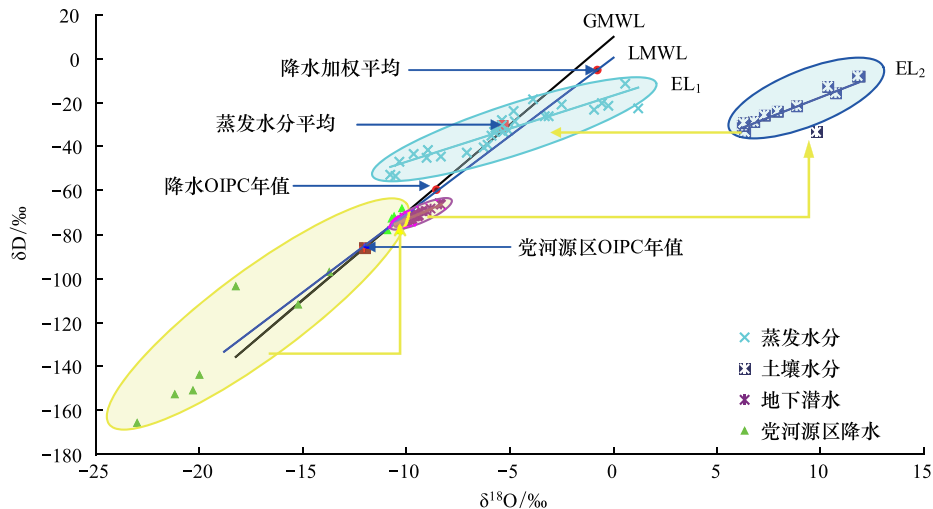


图 7 GMWL 和 LMWL 与党河源区降水、当地降水、潜水、蒸发水和土壤水的 $\delta D/\delta^{18}O$ 关系

Fig.7 The relationships between the GMWL and LMWL and the $\delta D/\delta^{18}O$ values of the precipitation in the Danghe source area, local precipitation, phreatic water, evaporation water, and soil water

图 7 中, 潜水落在全球降水线 GMWL 之下, 也在当地降水线之下, 分布相对集中。由于潜水在降水加权平均及实测平均之下, 因此, 如前分析, 当地降水不可能成为地下潜水来源。而党河源区降水是地下潜水的合理来源。党河源区降水在党河流动及潜水形成过程中, 部分轻同位素水分蒸发, 致使潜水同位素值比源区降水要高。

另外, 潜水分布在土壤水分蒸发线 (EL_2) 的延长线上, 是地下潜水通过极干旱土壤水分同位素蒸发机理 (见 3.6 节) 运转和蒸发了潜水中同位素 δ 值相对较高的水分 (这可使地下潜水的 δ 值略有降低。虽然每年戈壁的潜水蒸发只有 4.80 mm, 但因其同位素 δ 值相对较高, 在长期蒸发影响下, 足以影响到潜水同位素值。当然, 这还与潜水的循环速率有关)。蒸发水分的蒸发线 EL_1 与 EL_2 平行, 符合蒸发规律。

这与笔者之前用热动力学原理分析的潜水向上运移蒸发的结论是一致的^[30]。笔者通过反复的降水模拟实验^[5]、隔绝实验^[7]和拱棚降水回收实验^[9]表明, 该区降水可完全蒸发, 并未进入地下深层。而从热动力学原理看, 存在潜水蒸发的通道和潜水蒸发机制^[4,8]。因此, 敦煌莫高窟戈壁蒸发水分来自地下潜水, 而地下潜水来自党河 (图 1), 存在清晰、明显的同位素示踪证据。

极干旱戈壁区蒸发水分来源的确定不但为该区耐旱植物生态水分来源找到了新的依据, 也为莫高窟洞窟水分的同位素示踪研究提供了参考。戈壁蒸发水分来源的确定对极干旱区的五水循环研究^[13]和荒漠化土地的生态恢复具有重要意义。同时意味着在干旱、半干旱区, 深埋地下潜水也可能对土壤水分和植被存在一定的补充, 这对荒漠地区的生态水分研究有重要意义。

4 讨论

4.1 冷凝收集温度对水同位素的影响

温度不但对土壤水分的蒸发和分馏有重要影响, 而且凝结温度对水同位素组成有重要影响。一般凝结的露点温度越高, 凝结水分的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值越高^[26], 同位素效应在蒸发水凝结平衡点的表现越明显。但当冷凝温度远低于露点温度时, 由于同位素理化性质的相似性, 同位素差异的表现将不再明显。而空调冷凝时的冷

凝管的温度很低(Freon-22 气化温度为 -40.8°C),远低于拱棚露点温度,这使差异较弱的水同位素效应难以表达。

另外,由于拱棚连续的封闭凝结,即使存在一定的凝结分馏现象,当不易凝结的同位素水汽累积到一定浓度后,会达到新的动态平衡,最终使其凝结量与土壤运转蒸发量保持平衡。因此,在较长时间尺度上空调凝结了棚内全部蒸发水分,应当不存在因凝结分选导致的某一水分同位素累积的现象,凝结水分与蒸发水分的同位素值应当一致。

4.2 极干旱区土壤水分同位素的蒸发特征

极干旱区土壤水分由吸湿吸附水分、结晶水分和薄膜水分构成,它们都是结合水分。其中吸湿吸附水和薄膜水随着与土壤颗粒距离的增大,结合能力逐渐降低^[31]。从极干旱土壤水分同位素的检测结果看,在结合距离和力的作用强度影响下(以 105°C 下可分解强度为界),结合水分对水分同位素具有一定的分选作用,较强结合力下的土壤水分重同位素含量较高,明显 δ 值较高^[27]。因此,极干旱区土壤水分的蒸发过程既存在常见的分馏现象(即轻同位素优先蒸发,蒸发水分随蒸发温度的升高 δ 值降低),也可能存在因干旱影响,当水分含量低于某一阈值时,即使温度较低($<105^{\circ}\text{C}$),蒸发水分的 δ 值也随温度的增高而增高的极端现象。

土壤水分同位素组成与土壤自身的特性及所处气候环境有关。土壤成分、黏粒含量、盐分构成和盐分含量等对水分的结合能力及同位素的选择有着内在的影响。而对于一定的土壤,所处环境的水分含量越低、空气越干燥,相应地,土壤保留水分的重同位素将越富集,如莫高窟戈壁 120 cm 深度的土壤水分;反之,环境湿度越高,轻同位素的含量相对较高。那么,相对于不同层位的土壤,它们的所处的环境湿度和温度不同^[9],同位素构成表现不同(图3)。

对于同一层位,太阳辐射下土层温度在由上到下逐渐升温的过程中,不同时期土壤分解蒸发水分的同位素值是不同的。另外,在下午或后半年上层土壤温度下降时还存在该层土壤吸湿,下层土壤蒸发水分的现象^[30]。因此,蒸发水分是不同土壤层位蒸发水分的混合体。因而,不同层位蒸发水分的混合导致了日蒸发(受 60 cm 日变温层影响)和年蒸发(受年变温层影响)土壤蒸发水分同位素与温度之间的相关性不明显。

但从封闭洞窟冷凝水分的监测结果看,人为控制洞窟温度由 16°C 升高至 18°C (或由 18°C 降至 16°C)的情况下, δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的值分别减小 -15‰ 和 -4‰ 左右。说明土壤同位素的蒸发对温度十分敏感。由于干燥土壤水分在低温下的蒸发收集非常困难,而我们通过洞窟封闭将较大表面积(218 m^2)上的微量蒸发水分的利用空调冷凝^[32],实现了蒸发水分的收集,揭示了较小温度影响下极干岩土的水同位素的响应特征。

另外,水分同位素能够对洞窟微环境温度产生响应,可能与温度变化的剧烈程度较小有关。在强烈的日温度变化下,戈壁土壤蒸发水分除了受不同层位在升温过程中的蒸发混合的影响外,还受到在较强的降温作用下土壤吸湿吸附作用的影响。剧烈的温度变化降低了水的同位素效应,使土壤吸湿对水同位素的选择性大大降低。也就是说,同位素的影响只有在水分吸湿吸附与蒸发处于动态平衡时最为明显,在远离平衡点时,水分同位素差异的影响明显降低(不平衡分馏,与空调凝结相似)。因此,笔者推断在 60 cm 以下的年变温层,温度变化相对缓慢(与洞窟内相似),土壤对其结合水分有充分的时间进行选择性的吸附,实现了水分的分选运转。

因此,极干旱区土壤蒸发水分同位素受环境干燥程度、温度、土壤构成等综合影响,其中变温层及更深层位水分的同位素效应和土壤的选择性吸附对潜水同位素的运转和蒸发起到关键的分选作用。

总之,极干旱区蒸发水分来源的再确定对该区生态恢复有重要意义。通过对潜水的充分利用,可使该区陆面的植被盖度适当增加,减缓风沙的侵蚀,达到生态保护的目的。经多年研究,笔者发明了一种利用地下潜水对干旱区荒漠化土地生态恢复的方法,已初步实现了潜水的生态利用,效果良好^[33]。

5 结论

通过敦煌莫高窟戈壁区蒸发水分、土壤水分、潜水、降水的同位素 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的监测及OIPC计算,发现

党河源区分别为 -86.00‰ 和 -12.00‰ 是莫高窟地下潜水(-72.19‰ , -9.75‰)的合理来源,当地降水(加权平均值为 -5.30‰ 和 -0.75‰)不可能是莫高窟潜水的来源。土壤水分(-22.68‰ , 8.58‰)监测发现,土壤水分蒸发低于 105°C 时存在同位素分馏现象,升温时轻同位素优先蒸发;高于 105°C 时,最后土壤水分同位素表现为较低温度下较轻水分同位素蒸发,较高温度下较重水分同位素再蒸发。蒸发水分(-33.06‰ , -5.33‰)是地下潜水经土壤分选,实现向上的运转蒸发。极干旱区存在潜水向上运转的机理与通道,符合水分同位素活动的基本原理。

参考文献(References):

- [1] Ci L J. Desertification of extra-arid desert. *Chinese Science Bulletin*, 2011, 56(31): 2616-2626.
- [2] 郭青林. 敦煌莫高窟壁画病害水盐来源研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2009.
- [3] Shah N, Nachabe M, Ross M. Extinction depth and evapotranspiration from ground water under selected land covers. *Ground Water*, 2007, 45(3): 329-338.
- [4] Li H S, Wang W F, Zhan H T, Qiu F, An L Z. New judgement on the source of soil water in extremely dry zone. *Acta Ecologica Sinica*, 2010, 30(1): 1-7.
- [5] 李红寿, 汪万福, 张国彬, 赵林毅. 极干旱区深埋潜水蒸发量的测定. *生态学报*, 2010, 30(24): 6798-6803.
- [6] Li H S, Wang W F. Determination and analysis of phreatic water evaporation in extra-arid dune region. *Acta Ecologica Sinica*, 2014, 34(2): 116-122.
- [7] 李红寿, 汪万福, 柳本立, 詹鸿涛, 邱飞. 用隔绝法对极干旱区土壤水分来源的分析. *干旱区地理*, 2013, 36(1): 92-100.
- [8] Li H S, Wang W F, Zhang G B, Zhang Z M, Wang X W. GSPAC water movement in extremely dry area. *Journal of Arid Land*, 2011, 3(2): 141-149.
- [9] 李红寿, 汪万福, 詹鸿涛, 邱飞, 武发思, 张国彬. 应用拱棚-空调法对极干旱区降水的模拟回收. *生态学报*, 2014, 34(21): 6182-6189.
- [10] 郭小燕, 冯起, 李宗省, 郭瑞, 贾冰. 敦煌盆地降水稳定同位素特征及水汽来源. *中国沙漠*, 2015, 35(3): 715-723.
- [11] Zhao L J, Yin L, Xiao H L, Cheng G D, Zhou M X, Yang Y G, Li C Z, Zhou J. Isotopic evidence for the moisture origin and composition of surface runoff in the headwaters of the Heihe River basin. *Chinese Science Bulletin*, 2011, 56(4): 406-415.
- [12] Liu B L, Phillips F, Hoines S, Campbell A R, Sharma P. Water movement in desert soil traced by hydrogen and oxygen isotopes, chloride, and chlorine-36, southern Arizona. *Journal of Hydrology*, 1995, 168(1/4): 91-110.
- [13] 马雪宁, 张明军, 李亚举, 马潜, 李小飞. 土壤水稳定同位素研究进展. *土壤*, 2012, 44(4): 554-561.
- [14] 曹燕丽, 卢琦, 林光辉. 氢稳定性同位素确定植物水源的应用与前景. *生态学报*, 2002, 22(1): 111-117.
- [15] 余绍文, 孙自永, 周爱国, 张溪, 段丽军, 许书刚. 用 D、 ^{18}O 同位素确定黑河中游戈壁地区植物水分来源. *中国沙漠*, 2012, 32(3): 717-723.
- [16] 邢星, 陈辉, 朱建佳, 陈同同. 柴达木盆地诺木洪地区 5 种优势荒漠植物水分来源. *生态学报*, 2014, 34(21): 6277-6286.
- [17] 巩国丽, 陈辉, 段德玉. 利用稳定氢氧同位素定量区分白刺水分来源的方法比较. *生态学报*, 2011, 31(24): 7533-7541.
- [18] 李嘉竹, 刘贤赵. 氢氧稳定同位素在 SPAC 水分循环中的应用研究进展. *中国沙漠*, 2008, 28(4): 787-794.
- [19] 周海, 郑新军, 唐立松, 李彦. 盐生荒漠土壤水稳定氢、氧同位素组成季节动态. *中国沙漠*, 2014, 34(1): 162-169.
- [20] 陈曦, 李志, 程立平, 刘文兆, 王锐. 黄土塬区大气降水的氢氧稳定同位素特征及水汽来源. *生态学报*, 2016, 36(1): 98-106.
- [21] 冯芳, 李忠勤, 金爽, 冯起, 刘蔚. 天山乌鲁木齐河流域山区降水 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 特征及水汽来源分析. *水科学进展*, 2013, 24(5): 634-641.
- [22] Bowen G. The online isotopes in precipitation calculator; information and release notes. [2015-05-20]. <http://www.waterisotopes.org/>.
- [23] 赵玮, 马金珠, 何建华. 党河流域敦煌盆地地下水补给与演化研究. *干旱区地理*, 2015, 38(6): 1133-1141.
- [24] Barnes C J, Allison G B. The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils. *Journal of Hydrology*, 1983, 60(1/4): 141-156.
- [25] 李文赞, 严平, 刘永刚, 丁连刚, 俄有浩. 库姆塔格沙漠东北缘浅层地下水补给来源. *中国沙漠*, 2011, 31(6): 1617-1622.
- [26] 张应华, 仵彦卿. 黑河流域中上游地区降水氢氧同位素与温度关系研究. *干旱区地理*, 2007, 30(1): 16-21.
- [27] 孙晓旭, 陈建生, 刘晓艳. 稳定性氢氧同位素研究土壤吸湿水的性质. *水电能源科学*, 2010, 28(3): 118-120.
- [28] 张强, 张杰, 乔娟, 王胜. 我国干旱区深厚大气边界层与陆面热力过程的关系研究. *中国科学: 地球科学*, 2011, 41(9): 1365-1374.
- [29] Ma J Z, He J H, Qi S, Zhu G F, Zhao W, Edmunds W M, Zhao Y P. Groundwater recharge and evolution in the Dunhuang Basin, Northwestern China. *Applied Geochemistry*, 2013, 28: 19-31.
- [30] Li H S, Wang W F, Liu B L. The daily evaporation characteristics of deeply buried phreatic water in an extremely arid region. *Journal of Hydrology*, 2014, 514: 172-179.
- [31] Wang Y Q, Ma J Z, Zhang Y L, Zhao M Z, Edmunds W M. A new theoretical model accounting for film flow in unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 2013, 49(8): 5021-5028.
- [32] Li H S, Wang W F, Zhan H T, Qiu F, Guo Q L, Zhang G B. Water in the Mogao Grottoes, China: where it comes from and how it is driven. *Journal of Arid Land*, 2015, 7(1): 37-45.
- [33] 李红寿, 汪万福, 王金环. 干旱区荒漠化土地生态恢复的方法: 中国, CN102518112B. 2016-01-20.