

干旱半干旱区土壤水稳定性氢氧同位素混合模型研究^①

陈定帅^{1,2}, 高磊², 彭新华², 陈效民^{1*}

(1 南京农业大学资源与环境科学学院, 南京 210095; 2 土壤与农业可持续发展国家重点实验室

(中国科学院南京土壤研究所), 南京 210008)

摘要: 干旱半干旱区土壤水含量极低, 可提取的土壤水量常不足以分析其稳定性同位素 δD 和 $\delta^{18}O$ 组成, 制约了稳定同位素技术在该地区的应用。本研究以干旱半干旱地区两种典型土壤为对象, 将土壤水与超纯水按一定比例混合, 稳定同位素分析发现土壤水、混合水、超纯水的氢氧同位素在同一条直线上, 呈极显著线性相关($R^2 > 0.99$, $P < 0.001$), 与端元混合模型计算结果非常吻合($R^2 > 0.99$, $P < 0.001$), 且不受土壤质地与有机碳等性质的影响。研究结果为干旱区土壤水氢氧同位素分析提供了有效的技术途径。

关键词: 干旱半干旱区; 稳定性氢氧同位素; 土壤水; 端元混合模型

中图分类号: S152.7 **文献标识码:** A

水是干旱区土壤-植被-大气连续体(SPAC)中物质能量迁移转换等生态系统过程的驱动力和关键的非生物限制因子^[1-2]。土壤水是农业和自然植被所需水的主要来源^[3-4]。氢氧稳定同位素分析为 SPAC 中植物水分利用来源和效率的解析提供了一种非常有效的方法^[5]。当前许多研究都采用氢氧稳定同位素分析研究植物水分来源。如: 张丛志等^[6]利用氢氧同位素分析, 研究了不同深度土壤水分对黄淮海封丘地区小麦的贡献; 巩固丽等^[7]利用稳定氢氧同位素分析, 定量区分了格尔木地区白刺水分来源。但是, 干旱半干旱地区土壤含水量极低^[8], 以至于提取的土壤水量往往难以满足同位素仪器测定的需要(1 ml)。这严重制约了在干旱半干旱地区相关工作的开展。因此, 本研究尝试在少量的抽提土壤水中混合已知同位素数值的水, 测得混合水样同位素, 利用端元混合模型^[9]计算不同水源混合样品同位素数值, 从而反推目标土壤水同位素。且由于土壤水稳定同位素变化受降雨入渗、灌溉、蒸发、地下水补给植被类型以及人类活动等多种因素的影响^[10-11]。因此, 本文拟通过干旱半干旱地区两种不同土壤水样与同一种输入水样的混合试验, 研究土壤混合水样的稳定性氢氧同位素变化, 研究结果对于在干旱半干旱地区解析植株用水策略以及水文生态过程有重要的意义。

1 材料与方法

1.1 试验材料

试验土壤于 2016 年 6 月采自内蒙古通辽市奈曼旗中国科学院奈曼沙漠化研究站, 包括两种质地土壤, 一种是取自科尔沁沙地的砂土, 另一种是取自于研究站附近农田玉米地的壤砂土(质地类型按照美国制分级标准)。每种土壤选 3 个相近的点重复取样, 分别用土钻采取 0 ~ 20、40 ~ 60、80 ~ 100 cm 土层土样(不同深度土壤水的同位素富集效应有差异), 并用 Parafilm 封口膜密封装入 200 ml 塑料瓶, 4 °C 冷藏带回实验室。

1.2 试验方法

土壤质地采用激光粒度仪测定, 分级标准按照美国制分级标准, 有机碳含量采用重铬酸钾法测定。结果见表 1, 可见, 随土层深度增加, 土壤质地变粗, 有机碳含量降低。农田土细砂和有机碳含量明显高于沙漠土。

采用真空蒸馏装置(中国 LICA 公司 型号 LI-2000)提取土壤水, 抽提水样在 4 °C 冷藏密封保存。设置 3 种不同土壤水与超纯水混合比例: 1 : 2、1 : 4、1 : 8。然后用 1 ml 移液枪将土壤水与超纯水混合成 1 ml 混合水样, 即用 0.33 ml 土壤水和 0.66 ml 超纯水

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2013CB429902)资助。

* 通讯作者(xmchen@njau.edu.cn)

作者简介: 陈定帅(1992—), 男, 广东英德人, 硕士研究生, 主要研究方向为水资源与水环境。E-mail: 2014103072@njau.edu.cn

表 1 沙漠土和农田土的质地和有机碳
Table 1 Soil textures and SOC contents of desert sandy soil and farmland sandy soil

土壤	深度(cm)	黏粒(<5 μm)(%)	粉粒(2~50 μm)(%)	细砂(50~100 μm)(%)	粗砂(100~1 000 μm)(%)	有机碳(g/kg)
沙漠土	0~20	2.9	4.4	4.4	88.3	2.46
	40~60	2.3	3.3	4.0	90.5	0.81
	80~100	1.8	1.6	2.3	94.3	0.41
农田土	0~20	2.8	6.2	19.1	71.8	6.15
	40~60	2.4	4.8	17.4	75.4	2.44
	80~100	2.1	4.1	14.0	79.9	1.45

制成 1 : 2 比例混合水；用 0.2 ml 土壤水和 0.8 ml 超纯水制成 1 : 4 比例混合水，用 0.11 ml 土壤水与 0.88 ml 超纯水制成 1 : 8 混合水，每个样品 3 个重复。混合水样采用 LGR 液态水同位素分析仪(美国 Los Gatos Research (LGR)公司,型号 908-0008)进行氢氧同位素测定。测得 δD(‰)、δ¹⁸O 的结果为与标准平均海洋水(V-SMOW) 的千分差：

$$\delta\text{‰}=\left[\frac{R_{\text{样品}}}{R_{\text{标准}}}-1\right]\times1\,000$$

(1)

式中：*R* 为 ²H/¹H 或是 ¹⁸O/¹⁶O。测得 D 的精度为 ±0.1‰、¹⁸O 精度为 ±0.1‰。

1.3 数据处理

根据端元混合模型(end-member mixing model)，以土壤水和超纯水的氢氧同位素混合后所得到的氢氧同位素将落在以这两个端元同位素值的直线上。混合水同位素组成变化可以用水量平衡和同位素质量守恒方程来描述：

$$V_m=V_u+V_s$$

(2)

$$V_m\delta_m=V_u\delta_u+V_s\delta_s$$

(3)

式中：*V* 表示水的体积 (m³)，δ 表示氢或氧同位素组成，下标 *m*、*u* 和 *s* 分别表示混合水、超纯水和土壤水。通过式(2)和(3)可以计算得到混合水的同位素值。

使用 Microsoft Excel 2013 软件进行数据整理和统计分析，Origin 9.0 进行数据运算和作图。

2 结果与分析

2.1 土壤水氢氧同位素剖面特征

土壤水稳定同位素变化受大气降水、地表蒸发、土壤水再分布、植被类型以及人类活动等多种因素的影响。沙漠土和农田土所测同位素结果如图 1 所示，沙漠土 0~20、40~60、80~100 cm 土层的同位素 δD 分别为 -57.0‰、-60.3‰、-74.0‰，δ¹⁸O 分别为 -4.0‰、-5.9‰、-7.1‰。δD 和 δ¹⁸O 随着深度增加而减少，表现出同位素蒸发富集效应随着土壤深度增加

而减少。农田土壤 0~20、40~60、80~100 cm 土层的同位素 δD 分别为 -54.2‰、-56.2‰、-54.4‰，δ¹⁸O 分别为 -7.1‰、-8.1‰、-7.6‰。3 层间的同位素差异较小，这可能是人工灌溉缩小了这一差异，与王鹏等^[12]在华北平原农田玉米地所测结果相似。

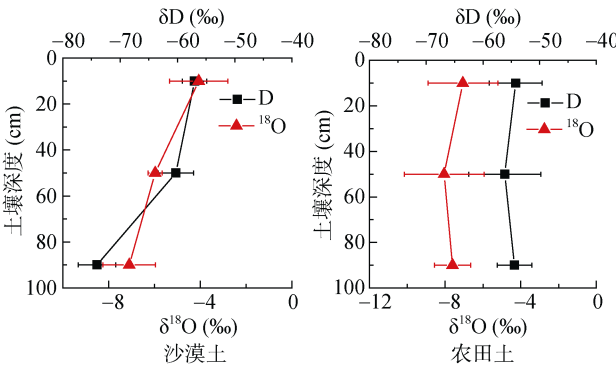


图 1 沙漠土和农田土中 δD、δ¹⁸O 的剖面分布
Fig. 1 Distributions of δD and δ¹⁸O in soil profiles of two tested soils

2.2 土壤水氢氧同位素混合研究

两种已知 δD 和 δ¹⁸O 值的水源按任意比例混合，混合后的氢氧稳定同位素浓度将落在两种水源 δD 和 δ¹⁸O 值为端点的连线上。对同一水源不同稀释比例(土壤水 : 超纯水为 1 : 2、1 : 4、1 : 8)和土壤水与超纯水同位素值作相关性分析，结果如图 2 所示。沙漠土和农田土 0~20、40~60、80~100 cm 土层混合水样中 δD、δ¹⁸O 同位素浓度均能落在土壤水和超纯水的氢氧同位素为端点的直线上(*R*²>0.99, *P*<0.001)。混合水中超纯水的比例越高，同位素组成越偏向于超纯水，不受土壤类型及其性质的影响。沙漠土土壤水的混合线斜率均为负值，表明沙漠土土壤水同位素相对于超纯水明显富集，且随着深度增加，斜率越来越小。农田土土壤水的混合线斜率均为正值，小于全球大气降水线(GMWL)斜率。

根据端元混合模型，同一质地类型同一混合比例的 3 层土壤水同位素平均值占据混合水中比例与理论值都较为相近，试验方法较为可靠(表 2)。

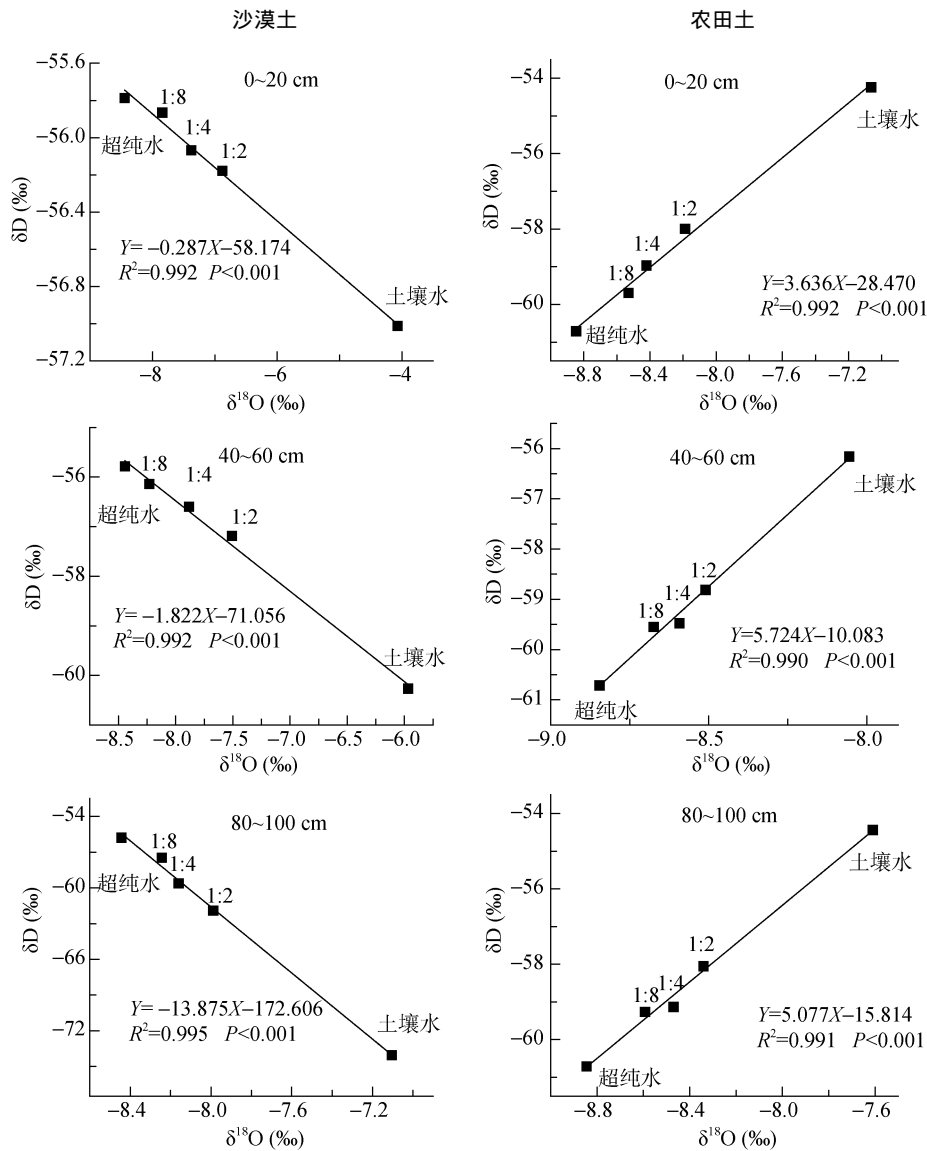


图 2 两种土壤中土壤水与超纯水不同混合比例下 δD 、 $\delta^{18}O$ 相关性分析
Fig. 2 Correlation analysis of δD and $\delta^{18}O$ in different mixed proportions of soil water and ultrapure water in two tested soils

表 2 土壤水中 δD 、 $\delta^{18}O$ 占混合水中 δD 、 $\delta^{18}O$ 比例(%)
Table 2 Percentages of δD and $\delta^{18}O$ of soil water in mixed water

土壤	δD			$\delta^{18}O$		
	1 : 2	1 : 4	1 : 8	1 : 2	1 : 4	1 : 8
沙漠土	33.2	19.8	11.7	33.0	19.3	11.1
农田土	36.7	19.4	12.9	33.7	19.3	13.1
理论值	33.3	20.0	11.1	33.3	20.0	11.1

根据混合端元模型,以预测值为纵坐标,实测值为横坐标作图,如图 3 所示。同位素 δD 和 $\delta^{18}O$ 的预测值与实测值呈极显著线性相关($R^2>0.99$, $P<0.001$)。从图 3 可以看出, δD 值比 $\delta^{18}O$ 值较为分散。这主要是氢和氧之间的同位素效应有差异,影响着分子的扩散速率、化学反应速度等。该效应的强烈程度与质量差的大小呈正相关^[13]。D(氘)和 H(氢)间的相对质量

差大于 ^{18}O 和 ^{16}O 间的质量差,在蒸发过程中,同样的温度和湿度条件下, D 在汽液相间的百分含量差别要比 ^{18}O 在汽液相间的百分含量差别大,氧的分馏作用要小于氢^[14]。因此,计算植株根系水分来源时通常采用 $\delta^{18}O$ 作为示踪同位素进行计算^[15]。同位素混合试验中 $\delta^{18}O$ 结果较好,说明本文方法可适用于利用氧同位素示踪法计算植株根系水分。

3 结论

干旱半干旱地区两种典型土壤(沙漠土、农田土)中的土壤水以不同比例与超纯水混合后,氢氧同位素测定值与端元混合模型理论计算值高度吻合。为研究土壤-植物的水分传输提供了一种新的方法,即:当土壤水量不足,可以通过混合已知同位素的其他水源

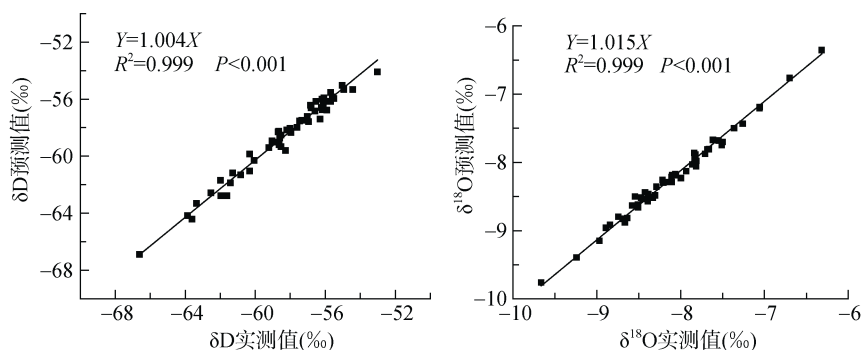


图 3 混合水中 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 实验值与理论预测值相关性分析

Fig. 3 Correlation of measured and theoretical predicted values of δD and $\delta^{18}\text{O}$ in mixed water

来获得土壤水稳定性同位素值,这极大地减少了抽提土壤水所需要的次数。本研究为在干旱半干旱地区开展土壤水稳定性氢氧同位素分析提供了实用性的技术方法,具有很好的推广使用价值。

参考文献：

- [1] 李新荣, 张志山, 王新平, 等. 干旱区土壤植被系统恢复的生态水文学研究进展[J]. 中国沙漠, 2009, 29(5): 845–852
- [2] 刘凯, 高磊, 彭新华, 等. 半干旱区科尔沁沙地土壤水分时空特征研究[J]. 土壤, 2015, 47(4): 765–772
- [3] 肖德安, 王世杰. 土壤水研究进展与方向评述[J]. 生态环境学报, 2009, 18(3): 1182–1188
- [4] Robock A, Vinnikov K Y, Srinivasan G, et al. The global soil moisture data bank[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2000, 81(6): 1281–1299
- [5] Brooks J R, Barnard H R, Coulombe R, et al. Ecohydrologic separation of water between trees and streams in a Mediterranean climate[J]. Nature Geoscience, 2009, 3: 100–104
- [6] 张丛志, 张佳宝, 张辉. 不同深度土壤水分对黄淮海封丘地区小麦的贡献[J]. 土壤学报, 2012, 49(7): 655–664
- [7] 巩国丽, 陈辉, 段德玉. 利用稳定氢氧同位素定量区分白刺水来源的方法比较[J]. 生态学报, 2011, 31(24): 7533–7541
- [8] 阿拉木萨, 蒋德明, 李雪华, 等. 科尔沁沙地典型人工植被区土壤水分动态研究[J]. 干旱区研究, 2007, 24(5): 604–609
- [9] Kiona O, Robert L. Wolpert and James F. Reynolds. Reconstructing plant root area and water uptake profiles[J]. Ecology, 2003, 85: 1967–1978
- [10] 马雪宁, 张明军, 李亚举, 等. 土壤水稳定同位素研究进展[J]. 土壤, 2012, 44(4): 554–561
- [11] 靳宇蓉, 鲁克新, 李鹏, 等. 基于稳定同位素的土壤水分运动特征[J]. 土壤学报, 2015, 52(4): 792–801
- [12] 王鹏, 宋献方, 袁瑞强, 等. 基于氢氧稳定同位素的华北农田夏玉米耗水规律研究[J]. 自然资源学报, 2013, 28(3): 481–491
- [13] 王恒纯. 同位素水文地质学概论[M]. 北京: 地质出版社, 1991
- [14] 顾慰祖. 同位素水文学[M]. 北京: 科学出版社, 2011
- [15] February E C, Higgins S I, Newton R, et al. Tree distribution on a steep environmental gradient in an arid savanna[J]. Journal of Biogeography, 2007, 34(2): 270–278

Hydrogen and Oxygen Isotope Mixing Model of Soil Water in Arid and Semiarid Region

CHEN Dingshuai^{1,2}, GAO Lei², PENG Xinhua², CHEN Xiaomin^{1*}

(1 College of Resources and Environmental Sciences, Nanjing Agricultural University, Nanjing 210095, China; 2 State Key Laboratory of Soil and Sustainable Agriculture, Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China)

Abstract: Soil water content in arid and semiarid area is very low so that the amount of soil water extracted from soil is often not enough to determine its stable isotope δD and $\delta^{18}\text{O}$. In this study, a desert sandy soil and a farmland sandy soil were collected from the semiarid areas, and mixed water samples were extracted from the soils and ultrapure water under different proportions. We found that isotope δD or $\delta^{18}\text{O}$ values of soil water, mixing water, ultrapure water showed very significant linear correlation ($R^2 > 0.99$, $P < 0.001$). The measured and theoretically predicted isotopic data by the End-member mixing model were consistent $R^2 > 0.99$, $P < 0.001$, which was not affected by soil texture and organic C content. This study provides a new method for obtaining stable isotope δD and $\delta^{18}\text{O}$ of soil water even if it is quite low, and can be used in arid and semiarid areas.

Key words: Arid and semiarid areas ; Stable hydrogen and oxygen isotope; Soil water; End-member mixing model