

贵州荔波喀斯特与非喀斯特地区土壤水运移的对比研究

刘伟^{1,2}, 王世杰^{1*}, 罗维均¹, 容丽^{1,3}

(1 中国科学院地球化学研究所 环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002;
2 中国科学院研究生院, 北京 100049; 3 贵州师范大学地理与环境科学学院, 贵阳 550001)

摘要: 以我国西南地区典型的喀斯特与非喀斯特样地为研究对象, 采集大气降水和土壤水, 根据其 δD 值、 $\delta^{18}O$ 值和水量特征探讨土面生境非植物主根区土壤水的运移特征。结果表明: 喀斯特样地土壤基质流的混合作用较弱, 非喀斯特样地表层(0~20 cm)土壤基质流的混合作用也较弱, 但随深度增加基质流的混合作用增强; 喀斯特与非喀斯特样地土壤基质流都可能存在活塞流运移机制, 尤其是喀斯特样地, 活塞流很可能是基质流的一种重要运移机制; 喀斯特样地土壤介质中存在优先流, 优先流空间异质性较大; 蒸发作用对非喀斯特样地表层土壤基质孔隙水影响较大, 而对喀斯特样地土壤水的影响较小。这为喀斯特区水资源的管理和合理利用, 以及区域植物水分利用和营养元素循环利用等研究奠定基础。

关键词: 土壤水; $\delta^{18}O$; δD ; 活塞流; 优先流

中图分类号: P592 **文献标识码:** A **文章编号:** 1672-9250(2011)02-0137-13

土壤水是指地表以下至潜水面以上非饱和带土层中的水分^[1], 它是土壤重要的组成部分之一, 也是土壤肥力最活跃的因素之一, 其数量和运动变化, 不仅影响着土壤的形成以及气热状况, 还深刻影响土壤内部许多物质的转化过程^[2]。

我国西南喀斯特地区生态环境脆弱, 常发育典型的地表地下双层空间结构, 易引起地表水漏失^[3]。土壤是喀斯特地区重要的储水层^[4], 土壤水是生态环境的主要限制因子, 在喀斯特区开展土壤水的研究有助于水资源的管理和利用及区域植物水分利用和营养元素循环利用等研究。与非喀斯特地区相比, 西南喀斯特区土壤具有很多独特的性质, 如土壤贫瘠, 土层不连续, 土壤与母岩结合力差等特征, 土壤水的运移特征很可能与非喀斯特区有较大差异。迄今西南喀斯特区已经开展了一些关于土壤水的研究工作, 但学者们主要是从土壤的持水和供水特征^[5-7]、土壤入渗特征^[8]、土壤含水量的时间动态和空间分布特征^[9-12] 等方面进行探讨, 缺乏对土壤水

运移过程的深入认识。

在土壤水运移的研究中, 常使用天然和人造示踪剂进行示踪。其中氢氧稳定同位素作为理想的天然示踪剂^[13, 14], 在土壤水运移方面的研究已有数十年的历史^[15], 并且在土壤水分蒸发富集规律^[16-19]、蒸发速率^[20, 21]、渗滤机制^[22, 23]和土壤水运移模型模拟^[24-26]等方面已取得比较丰硕的研究成果。在土壤水运移过程中, 主要包括向上和向下两个方向的损失, 前者是指蒸发作用和植物蒸腾作用, 而植物根吸收水分通常不会引起土壤水氢氧同位素的分馏^[27-29], 因此可根据水量平衡和同位素平衡原理, 估算蒸发作用和蒸腾作用的相对比例^[30-32]来研究土壤水向上运移的过程。相对于土壤水的向上运移过程, 向下的运移过程要复杂得多, 且是湿润地区土壤水的主要运移方式。在土壤水下渗过程中, 主要包括优先流和活塞流两种运移方式, 活塞流的特征是新入渗的土壤水推动较先入渗土壤水向下运移, 而优先流则是土壤水沿着介质中优先运移路径绕过

收稿日期: 2011-01-18; 改回日期: 2011-03-03

基金项目: 中国科学院知识创新工程方向性项目(kzcx2-yw-306)和创新团队国际合作伙伴计划; 国家重点基础研究发展计划“973”项目(2006CB403200); 国家自然科学基金项目(30872007)

第一作者简介: 刘伟(1982-), 男, 博士研究生, 主要从事环境地球化学方面的研究。E-mail: liuweii@mails.gyg.ac.cn

*通讯作者: E-mail: wangshijie@vip.skleg.cn

©1994-2017 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

土壤基质运移^[23],因此,活塞流运移机制下土壤水氢氧同位素组成的纵向剖面能够有效保留前期大气降水氢氧同位素组成随时间的变化规律^[13, 22],而优先流运移机制下土壤水氢氧同位素组成纵向剖面明显不同于活塞流的同位素剖面特征。基于此,科学工作者们可利用大气降水、土壤水的氢氧同位素组成及其对应关系以及卷积分理论^[33]来获取土壤水渗透机制、混合作用信息^[23]以及土壤水滞留时间^[34-36]、土壤水运移速率等信息,结合土壤含水量数据还可以估算土壤水下渗通量^[37]。

本文采用氢氧稳定同位素示踪的方法对我国西南喀斯特与非喀斯特地区土面生境非植物主根区的土壤水运移规律进行对比研究,分析两种背景条件下土壤水运移的异同点,探讨喀斯特地区土壤水的运移特征。

1 研究区域概况

本研究选择的喀斯特样地(以下简称 K)和非喀斯特样地(以下简称 NK)均位于贵州省荔波县,其中前者在茂兰国家级自然保护区,后者则位于兰顶山自然保护区,两个样地相距 20.6 km。荔波县地处贵州高原南部边坡向广西丘陵盆地的过渡地带,全县地势自北向南倾斜,总趋势是北高南低,属山地、丘陵及河谷盆地,绝大部分区域都是由纯质石灰岩构成的喀斯特地貌。境内最高点在县城东北月亮山次峰,海拔高程 1488 m;最低点在打狗河出省界处,海拔高程 300 m;全县平均海拔 746 m(图 1)。K、NK 位置、基岩、地形、植被特征见图 1 和表 1。雨水样品在荔波县拉桥村采集,距离 K 约 1.4 km,地理坐标为: E107°56'42"、N25°18'33"(图 1)。

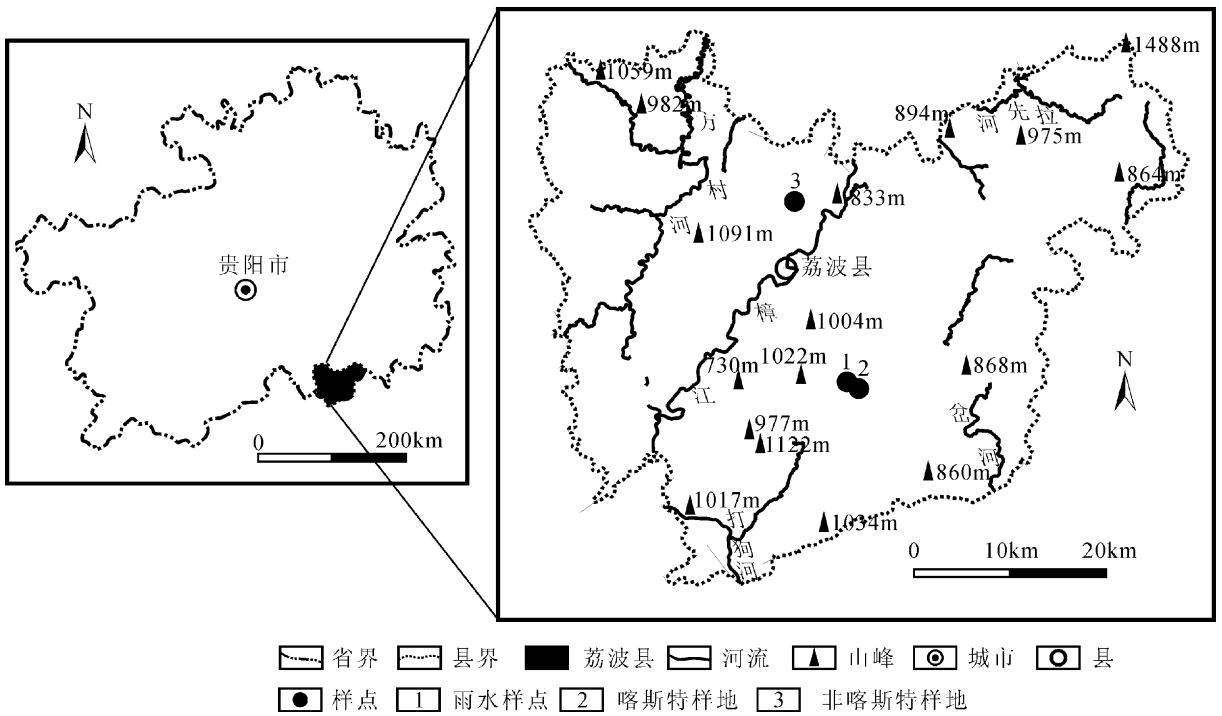


图 1 样地位置图

Fig. 1 Sketch map showing the location of the study plots

K 微地貌十分复杂,可划分出石面、土面、石沟、石缝等小生境(表 2),小生境的空间组合形式多样,无特定分布规律;而 NK 微地貌不发育,生境为土面(表 2)。喀斯特区不同小生境条件下土壤理化性质存在明显差异^[38]。由表 2 可见土面小生境在 K 广泛分布(仅次于石面),具有较好的代表性,因此本次研究仅探讨土面生境土壤水运移规律。各样地土面

生境下不同深度土壤颗粒组成列于表 3,可见该生境下 K、NK 土壤分别主要由粉砂粒、砂粒组成,各样地土壤颗粒组成空间差异较小。

荔波县属亚热带季风气候,年均降水量(1961~2003 年)约为 1280 mm,4 月至 9 月为雨季,降水量约占年降水量的 80%;年均气温 18.6 °C,夏季(6~8 月)炎热,冬季(12~2 月)凉爽,雨热同季。

表1 喀斯特、非喀斯特样地基岩、地形、植被特征

Table 1 The features of bedrock topography and vegetation for karst and non-karst plots

样地名称	基岩岩性	地形特征					样地中心位置 地理坐标	植被特征
		地貌部位	坡度(°)	坡向	坡位	海拔(m)		
喀斯特	下石炭统摆佐组细-中粒白云岩	峰丛洼地-峰丛区斜坡地带	30~40	NE	中-下	805~830	E107°57'26"、N25°18'10"	以乔木林为主, 高10~20 m, 覆盖率达80%以上, 优势种为圆果化香、短萼海桐、小果润楠、青檀、光叶海桐、丝栗栲等, 地表层有地衣苔藓生, 枯落物层浅薄。
非喀斯特	下石炭统页岩	峰丛区斜坡地带	30~40	NE	中-下	725~750	E107°53'26"、N25°28'46"	以乔木林为主, 高10~20 m, 覆盖率达80%以上, 优势种为木荷、多脉青冈、枫香、甜槠栲, 枯落物层浅薄。

表2 喀斯特、非喀斯特样地生境特征

Table 2 The features of the micro-habitats for karst and non-karst plots

生境类型		生境特征	面积比例(%)
喀斯特样地	石面	基岩直接出露于地表, 上覆少量枯落物, 沿岩石表面的小缝隙有少量土壤分布, 单个生境面积 2~15 m ²	41.6~64.5
	土面	基岩被枯落物层-土层覆盖, 枯落物层浅薄, 土深 20~80 cm, 通常<50 cm, 深宽比<0.5, 单个生境面积 10~30 m ²	17.2~44.3
	石沟	基岩被枯落物层-土层覆盖, 枯落物层浅薄, 土深 20~50 cm, 深宽比近于1, 横断面近似呈U型, 单个生境面积 3~5 m ²	8.6~18.0
	石缝	枯落物层-土层沿基岩较宽的裂隙分布, 枯落物层浅薄, 土深>50 cm, 深宽比>2, 单个生境面积 1~3 m ²	2.7~6.8
非喀斯特样地	土面	基岩被枯落物层-土层覆盖, 枯落物层浅薄, 土层连续, 土深>1 m	100

注: 喀斯特样地小生境面积比例为样地及样地周围5个10 m×10 m小样方调查统计结果。

表3 喀斯特、非喀斯特样地土面生境下不同深度土壤颗粒组成^①

Table 3 The particle size distributions of soil at different depth interval below the ground surface in the earth flatland for karst and non-karst plots

土壤深度范围(cm)	喀斯特样地土壤颗粒粒径分布(mm)						非喀斯特样地土壤颗粒粒径分布(mm)					
	<0.002		0.002~0.02		0.02~2		<0.002		0.002~0.02		0.02~2	
	平均值(%)	变异系数	平均值(%)	变异系数	平均值(%)	变异系数	平均值(%)	变异系数	平均值(%)	变异系数	平均值(%)	变异系数
0~10	16.2	0.32	49.3	0.06	34.5	0.23	8.6	0.18	31.2	0.13	60.2	0.09
10~20	18.8	0.26	53.8	0.05	27.4	0.28	11.5	0.17	33.7	0.06	54.8	0.07
20~30	19.5	0.25	55.7	0.04	24.8	0.23	11.5	0.12	39.6	0.16	48.9	0.11
30~40	20.1	0.21	56.2	0.07	23.7	0.23	11.1	0.06	36.3	0.02	52.6	0.01
40~50	19.5	0.24	55.8	0.06	24.7	0.28	11.5	0.11	33.2	0.14	55.3	0.11

^① 表中数据为课题组吕文强等未发表数据, 为3个重复样统计结果。

2 采样和分析方法

2.1 采样方法

2008年5月至2009年7月在研究区采集雨水和土壤水样品,测试 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 值;用环刀采集土壤样品,测试土壤容重。

雨水样品按降雨场次采集,用雨量筒汇集雨水,雨后及时量取降雨量,并采集15 mL雨水密封于玻璃瓶内冷藏保存,研究期间未出现降雪天气。

土壤水样品用两种方法采集,即土柱-真空蒸馏法和零张力式土壤水收集器法。

土柱-真空蒸馏法是在野外采集土壤样品并带回室内用真空蒸馏法提取土壤水。土壤样品用取土钻采集,在每一样地土面生境非植物主根区由地表向下按10 cm间距分层采集,最深取到43 cm。取样时每层采集3个样品(采自不同的空间位置),就地快速混匀后立即封装部分样品于25 mL玻璃瓶内冷冻保存,玻璃瓶内样品用以提取土壤水。土壤水的真空蒸馏提取过程参见杜雪莲博士学位论文中的操作流程³⁹,提取的土壤水移至5 mL玻璃瓶内密封冷藏保存,记录提取前后土壤样品质量,计算土壤质量含水量。该法采集的土壤水以下简称I型土壤水,0~10 cm、10 cm~20 cm、20~30 cm、30~40 cm和40~43 cm I型土壤水分别记作I₁、I₂、I₃、I₄和I₅。

零张力式土壤水收集器由20 cm×20 cm收集板和2 L储集瓶组成,于2007年8月-10月埋设。收集板水平插入未扰动土壤,用导水管连接收集板与储集瓶,土壤水采集管由地表直通储集瓶底部。在每个样地土面生境非植物主根区选取两个样点,对各样点由地表向下按10 cm间距埋设收集板,最大埋设深度为50 cm。取样时直接用注射器抽取储集瓶内全部土壤水,记录抽取水量,采集15 mL土壤水密封于玻璃瓶内冷藏保存。该法采集的土壤水以下简称II型土壤水,10 cm、20 cm、30 cm、40 cm和50 cm II型土壤水分别记作II₁、II₂、II₃、II₄和II₅。

为揭示土壤水的月际变化特征,采样频率设定为一个月。此外,在研究期间对一次降雨事件进行加密取样(分别采集降雨前后土壤水样品),来探索短时间尺度土壤水动态特征。

用环刀(100 cm³)采集土柱分层样品对应深度范围中心的容重样品(2.5~7.5 cm、12.5~17.5 cm、22.5~27.5 cm、32.5~37.5 cm、39.0~44.0 cm),每一分层采集3个重复样。

2.2 分析方法

雨水和土壤水样品的氢氧同位素组成在中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室分析,测定仪器为连续流同位素质谱仪(MultiFlow Continuous Flow Isotope Ratio Mass Spectrometer, IsoPrime)。氧稳定同位素测定原理为CO₂-H₂O平衡法;氢稳定同位素测定原理为Hokko bead-铂催化H₂-H₂O平衡法。氢、氧稳定同位素分析结果以相对于V-SMOW的千分差表示,记作 δ 。

$$\delta(\text{‰}) = (R_{\text{样品}}/R_{\text{VSMOW}} - 1) \times 10^3 \quad (1)$$

式中:R为D/H或¹⁸O/¹⁶O,V-SMOW为维也纳标准平均大洋水。 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 值测试精度分别为±0.2‰±2‰。

根据农业部标准NY/T1121.4-2006,采用环刀法测试土壤容重,结合相应层位质量含水量计算土壤体积含水量。

3 结果

3.1 土壤容重

N、NK土面生境下土壤容重测定结果列于表4,可见:随着深度增加,土壤容重增大;土壤容重变异系数较小;对应层位K土壤容重略大于NK。

表4 喀斯特、非喀斯特样地土面生境下不同深度土壤容重
Table 4 The bulk densities of soil at different depth interval

深度 (cm)	喀斯特样地土壤容重		非喀斯特样地土壤容重	
	平均值	变异	平均值	变异
	(g/cm ³)	系数	(g/cm ³)	系数
2.5~7.5	0.911	0.081	0.818	0.053
12.5~17.5	1.095	0.105	0.858	0.064
22.5~27.5	1.203	0.111	1.038	0.055
32.5~37.5	1.210	0.085	1.129	0.072
39.0~44.0	1.230	0.106	1.223	0.069

3.2 大气降水

研究区大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 关系如图2a所示,大气降水线(LMWL)为:

$$\delta\text{D} = 8.59 \delta^{18}\text{O} + 17.70, n = 108 \quad (2)$$

与IAEA桂林站多年氢氧同位素数据(月混合样品)所得结果($\delta\text{D} = 8.42 \delta^{18}\text{O} + 16.28$)⁴⁰基本一致。

降水主要集中于4~9月,夏、冬季降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围分别为-15.1‰~-3.3‰与-2.9‰~-0.5‰(图3),夏季偏轻,冬季偏重,并且与降水量的线性相关系数为-0.37(n=108),表明研究区降

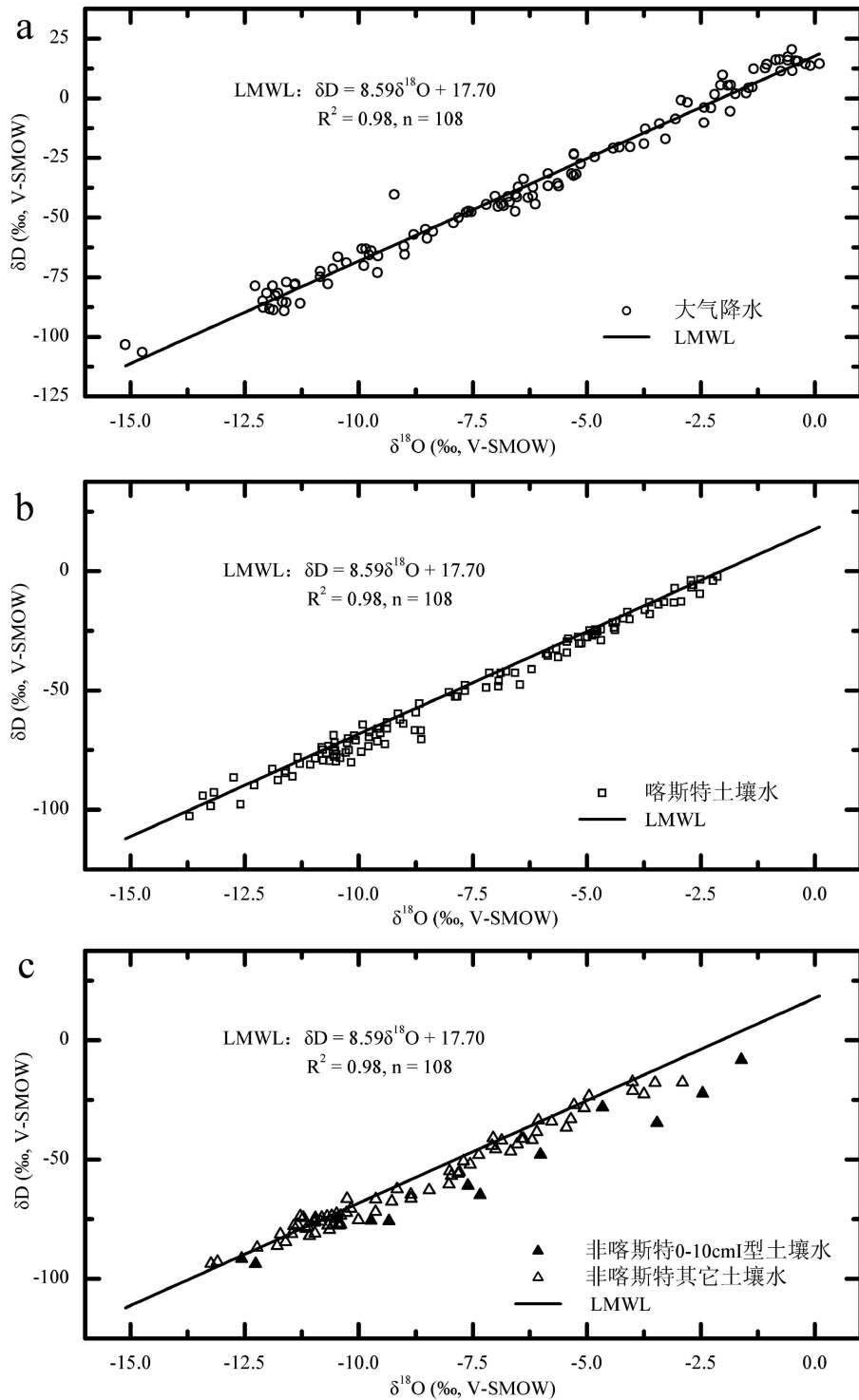


图 2 大气降雨、土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 与 δD 关系图: a 大气降水; b 喀斯特样地土壤水; c 非喀斯特样地土壤水。图中 LMWL 为研究区大气雨水线。

Fig. 2 The relationships between $\delta^{18}\text{O}$ and δD for (a) precipitation, (b) soil water for the karst plot, and (c) soil water for the non-karst plot. LMWL refers to the local meteoric water line

水的氧同位素组成存在明显的降水量效应。

3.3 土壤水

土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 与 δD 关系见图 2b、图 2c, 除了

NK 0~10 cmI 型土壤水明显受蒸发作用影响而偏向 LMWL 右下方外, 大多数样品的氢氧同位素数据落在 LMWL 附近。

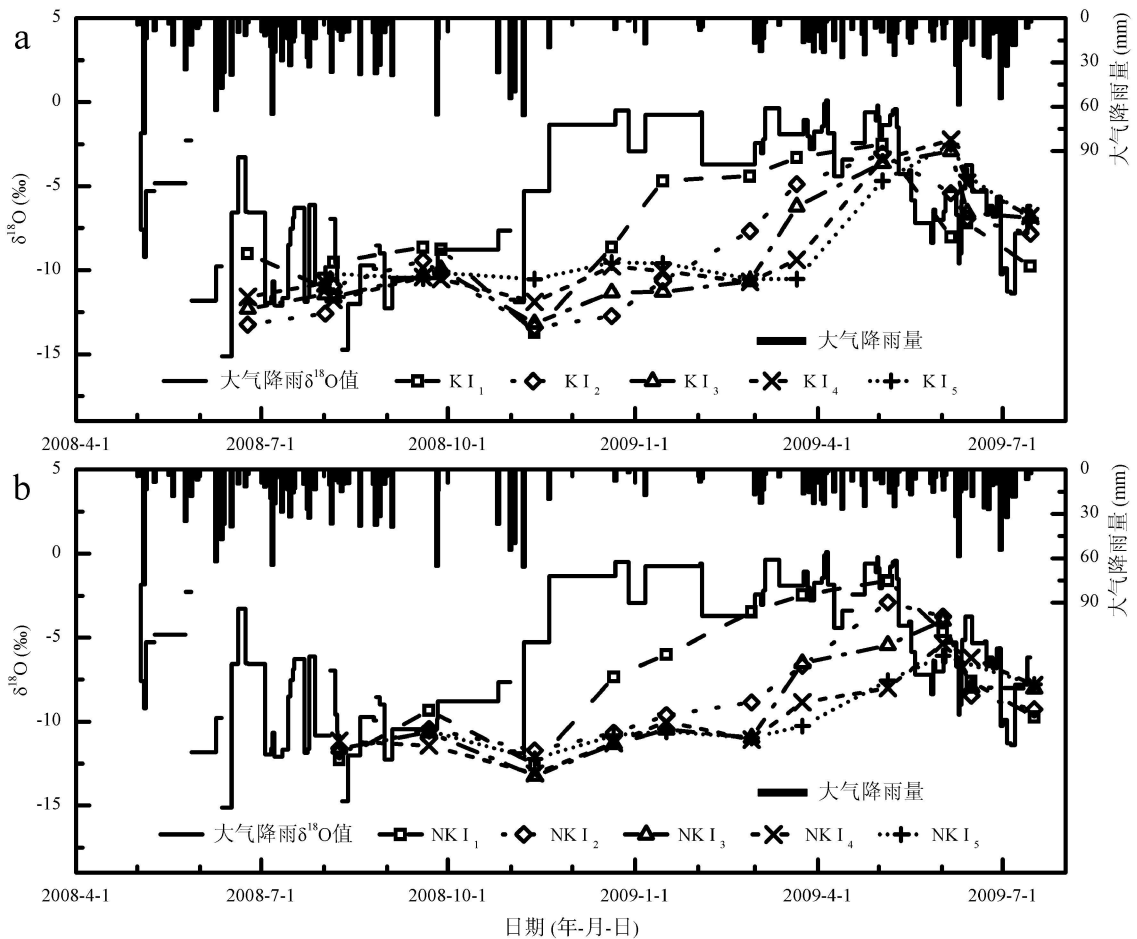


图3 大气降雨量、大气降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 值及 I 型土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值之间的对应关系: a 喀斯特样地; b 非喀斯特样地。K、NK 分别为喀斯特样地、非喀斯特样地; I_1 、 I_2 、 I_3 、 I_4 、 I_5 分别对应 0~10 cm、10~20 cm、20~30 cm、30~40 cm、40~43 cm I 型土壤水。

Fig. 3 The corresponding relationships among precipitation amount, $\delta^{18}\text{O}$ value of precipitation and $\delta^{18}\text{O}$ value of type-I soil water for (a) karst plot and (b) non-karst plot. K and NK refer to the karst plot and non-karst plots, respectively. I_1 , I_2 , I_3 , I_4 , and I_5 denote type-I soil water at 0~10 cm, 10~20 cm, 20~30 cm, 30~40 cm, and 40~43 cm depth intervals below the ground surface, respectively

I 型土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值与大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值以及降水量之间的对应关系见图 3。图 3 显示, 2008 年夏、秋季 I 型土壤水和大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值较低, 冬季大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值开始增大, I_1 $\delta^{18}\text{O}$ 值增加较快, I_2 $\delta^{18}\text{O}$ 值增加缓慢, 而 I_3 、 I_4 $\delta^{18}\text{O}$ 值直到 2009 年 3 月初才有增加趋势, 滞后约 3 个月, I_5 $\delta^{18}\text{O}$ 值至 3 月下旬才开始增加, 滞后约 4 个月。2009 年 5 月上旬, 大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值开始下降, I_1 、 I_2 $\delta^{18}\text{O}$ 值同步下降, I_3 ~ I_5 $\delta^{18}\text{O}$ 值至 6 月初开始下降, 滞后约 1 个月。K 与 NK I 型土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对大气降水的滞后特征无明显差异。 I_3 ~ I_5 土壤水在旱季滞后时间长, 而雨季滞后时间较短, 说明土壤基质流运移受降水量控制, 雨季运移较快。

土壤体积含水量与收集器汇集水量在雨季较

高, 旱季较低(冬季收集器未汇集到土壤水)。

土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值与水量剖面分布特征显示, NK I 型土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值、变异系数绝对值由地表向下递减(图 4c), 而 KI 型土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值变异系数绝对值沿剖面变化较小(图 4a); K 与 NK II 型土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值空间异质性较大(图 5); K 与 NK 土壤体积含水量沿地表向下均呈现小幅递减趋势, K 土壤体积含水量显著高于 NK(图 4b 和 4d), 对应层位含水量平均值比值不小于 1.45; NK 土壤体积含水量变异系数绝对值由地表向下递减(图 4d), 而 K 土壤体积含水量变异系数绝对值变化较小, 且底层最大(图 4b); K 收集器汇集土壤水量空间异质性较大, 而 NK 则较小(表 5); 各收集器汇集总水量最大可达 240.2 mm, 通常不超过 10.0 mm。

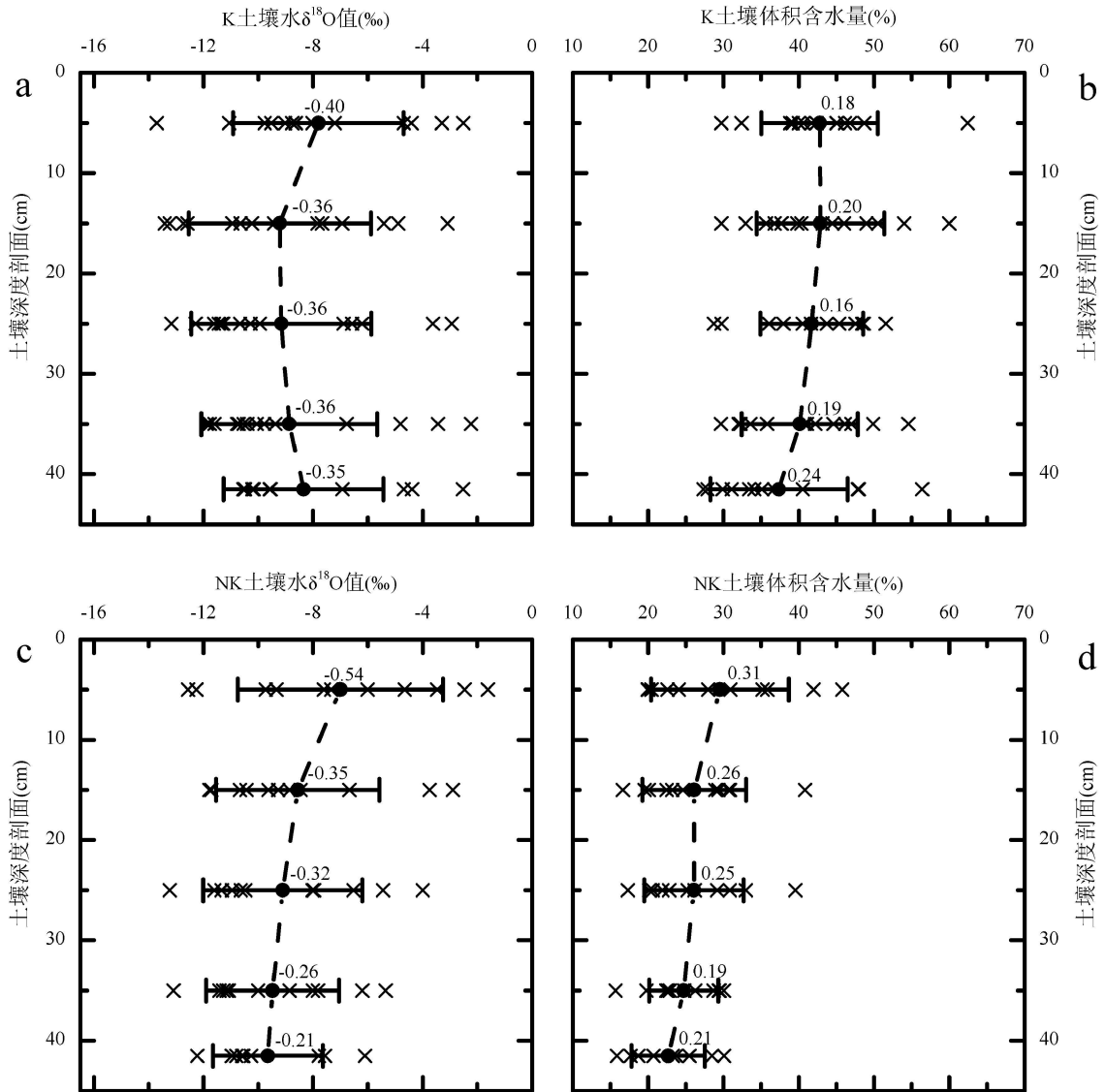


图 4 K 与 NK 土柱 真空蒸馏法提取土壤水(I 型土壤水) $\delta^{18}\text{O}$ 值与土壤体积含水量剖面图: a 喀斯特样地 I 型土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值; b 喀斯特样地土壤体积含水量; c 非喀斯特样地 I 型土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值; d 非喀斯特样地土壤体积含水量。各土柱分层样品数据标于该分层对应土壤深度范围中点; 每次取样的数据以“×”表示, 平均值以“●”表示, 误差线为标准偏差, 变异系数标于实心圆附近。

Fig. 4 The depth profiles for (a) $\delta^{18}\text{O}$ values of type-I soil water for the karst plot, (b) soil volumetric water contents for the karst plot, (c) $\delta^{18}\text{O}$ values of type-I soil water for the non-karst plot and (d) soil volumetric water contents for the non-karst plot. The result of each sample is plotted at the mid-depth of the corresponding depth interval as a small cross 'x'. The solid circle '●' at each depth denotes the average value of all samples corresponding to that depth, with the bar representing one standard deviation and the number close to the solid circle being the value of variation coefficient

4 讨论

研究区土面生境土壤主要由砂粒、粉砂粒组成(如表 3), 且土壤体积含水量较高(图 4b、d), 粘土矿物“弱结合水”库的影响很小, 真空蒸馏法提取的水

体主要为土壤介质总孔隙水。土柱样品在雨后采集, 不能有效保留降雨过程中快速运移的水(如优先流), 因此 I 型土壤水主要为土壤基质中的孔隙水, 即 I 型土壤水主要反应基质流的特征。零张力式土壤水收集器取样时未对土壤水施加吸力, 只有当收

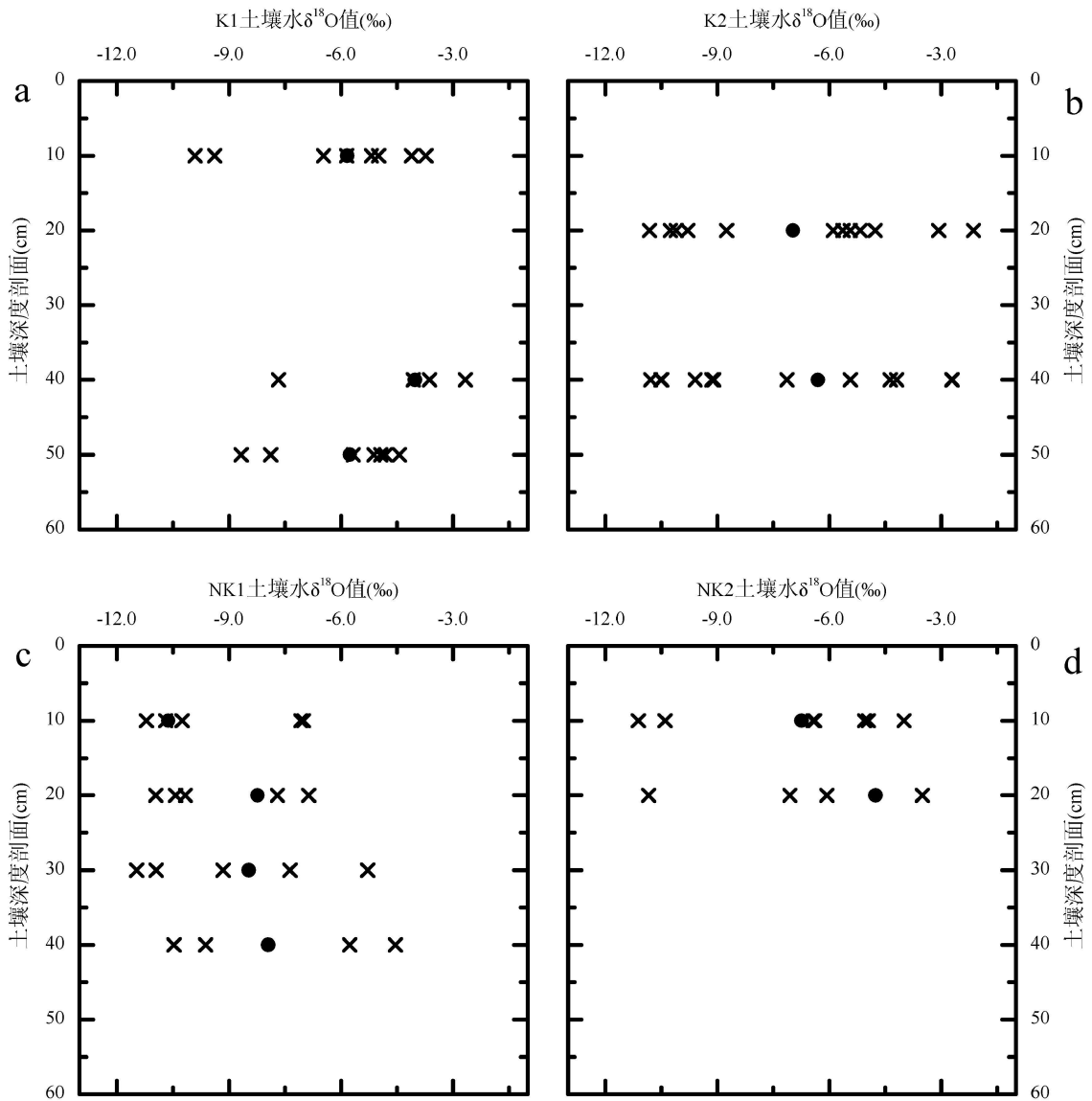


图5 K与NK收集器汇集土壤水(II型土壤水) $\delta^{18}\text{O}$ 值剖面图: a喀斯特样地1号样点II型土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值; b喀斯特样地2号样点II型土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值; c非喀斯特样地1号样点II型土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值; d非喀斯特样地2号样点II型土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值。每次取样的数据以“×”表示,“●”表示 $\delta^{18}\text{O}$ 水量加权平均值。K1、K2分别代表喀斯特样地1号、2号样点; NK1、NK2分别代表非喀斯特样地1号、2号样点。

Fig. 5 The depth profiles of $\delta^{18}\text{O}$ values of type-II soil water collected by zero-tension lysimeter for (a) No. 1 site of the karst plot, (b) No. 2 site of the karst plot, (c) No. 1 site of the non-karst plot, and (d) No. 2 site of the non-karst plot. The result of each sample is plotted at the corresponding depth as a small cross “×”, and the solid circle “●” at each depth represents the water amount weighted mean of all samples corresponding to that depth. K1 and K2 denote No. 1 site and No. 2 site of the karst plot, respectively, while NK1 and NK2 refer to No. 1 site and No. 2 site of the non-karst plot, respectively.

集板上方土壤水达正压力时土壤水才能进入收集器, 不饱和土壤水流易于绕过收集器下渗, 使得收集器的收集率(收集器汇集水量与土壤水实际下渗量的比值)较低^[41, 42]。收集器可能汇集一定量的快速流, 尤其是快速运移的大孔隙流。

植物根系会促进土壤水下渗, 易于引起优先流^[43-45]。为了减小植物根系分布差异的影响, I、II型土壤水均采自非植物主根区(如2.1中叙述)。

研究区地下水埋藏较深, 大气降水是土壤水的主要补给来源。大气降水的氢氧同位素具有良好的

表 5 各收集器汇集的总土壤水量
(2008 年 5 月-2009 年 7 月)

Table 5 The total amount of soil water collected by each zero-tension lysimeter from May 2008 to July 2009

样点名称	各收集器汇集的总土壤水量(mm)				
	10 cm	20 cm	30 cm	40 cm	50 cm
K1	8.0	0.0	0.0	3.5	8.6
K2	—	163.6	—	240.2	—
NK1	5.5	5.2	10.1	1.5	0
NK2	5.0	1.7	0.0	0.0	0.0

注: 1、2 分别代表 1 号、2 号样点, “—” 代表相应层位未埋设收集器, 汇集的水量以其体积除以收集板横截面积表示。

线性关系, 并且除 NK 0~10 cm 的 I 型土壤水外, 土壤水的氢氧同位素数据基本都落在大气降水线附近(如图 2b、c), 因此, 下文主要以大气降水和土壤水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值来讨论 K 与 NK 土面生境非植物主根区土壤水运移特征。

4.1 土壤水渗滤机制

4.1.1 土壤水混合

图 3 显示 I 型土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围小于大气降雨, 土壤基质流存在混合作用。混合作用越强, $\delta^{18}\text{O}$ 值变化幅度、变异系数绝对值越小。由此可判断, 在研究区, NK 表层 20 cm 以上 I 型土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围与大气降水接近(图 3b), 混合作用较弱, 而 20 cm 以下则明显小于大气降雨(图 3b), 土壤基质流混合作用较强, 且 $\delta^{18}\text{O}$ 值变异系数绝对值随着土壤深度的增加而减小(图 4c), 指示混合作用的增强; 然而, $\text{KI}_1 \sim \text{I}_5$ $\delta^{18}\text{O}$ 值变异系数相近(图 4a), 变化范围与大气降水接近(图 3a), 土壤基质流的混合作用较弱。

4.1.2 活塞流

K、NK_B~I₅ $\delta^{18}\text{O}$ 值季节变化特征相对大气降雨和 I₁、I₂ 有明显的滞后(图 3), 可能由活塞流引起, 尤其是 KI 型土壤水在 2009 年 5 月初至 6 月初其 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化具有明显的活塞流推移特征: 这段期间大气降雨和 KI_1 、 I_2 $\delta^{18}\text{O}$ 值大幅下降, 而 $\text{KI}_3 \sim \text{I}_5$ $\delta^{18}\text{O}$ 值则大幅升高, 并且 6 月初 $\text{KI}_3 \sim \text{I}_5$ $\delta^{18}\text{O}$ 值接近 5 月初 KI_1 、 I_2 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 而明显高于 5 月中下旬至 6 月初大气降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 值(如图 3), 说明 5 月初表层(0~20 cm)富集¹⁸O 的 I 型土壤水至 6 月初极可能被推移至 20 cm 以下土层中。

虽然上述分析仅说明 K 土壤基质中可能存在活塞流, 但土壤颗粒组成(表 3)和容重(表 4)数据显示喀斯特土面生境空间异质性较小, 并且 KI 型土壤水(土壤基质流)混合作用较弱, 活塞流很可能是

K 一种重要的土壤水运移机制。

4.1.3 优先流

2008 年 9 月份, 在研究区仅发生两次降雨过程, 分别为 3 日和 25 日。由 25 日 80.1 mm 降雨前后 KI 型土壤水与 K2II 型土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值剖面分布特征(图 6)可见, 降雨后 K2II₂ $\delta^{18}\text{O}$ 值与 25 日大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 加权平均值接近, 而明显低于 18 日 0~20 cm KI 型土壤水, K2II₂ 极可能主要来源于 25 日的大气降水。含水量数据显示 K 表层 20 cm 土壤体积含水量平均值不小于 29.7%(图 4b), 可见大气降雨能有效绕过这部分水体而进入 K2-20 cm 土壤水收集器, 表明喀斯特土面生境 0~20 cm 土壤介质中存在优先流。而在这一期间 K1-20 cm 收集器未收集到土壤水, 虽然不能认为其不存在优先流, 但汇集水量的差异显示喀斯特区土面生境优先流空间分布存在异质性。

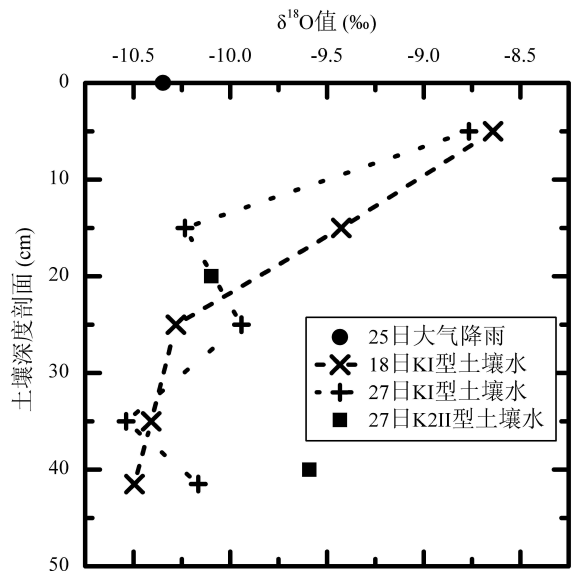


图 6 2008 年 9 月 25 日降水前后 KI 型土壤水与 K2II 型土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值剖面分布特征。大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值标于地表, 各层位 I 型土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值标于其对应土壤深度范围的中点。

Fig. 6 The depth profiles of $\delta^{18}\text{O}$ values for the type I soil water of the karst plot before and after the rainfall event occurring on September 25, 2008, as well as for the type-II soil water of No. 2 site of the karst plot after the rainfall event. The $\delta^{18}\text{O}$ value of rainfall is plotted at the soil surface, and the results of the type-I soil water for each depth interval are plotted at the corresponding mid-depth, while the results of type-II soil water are plotted at the corresponding depth.

研究期间(2008 年 5 月至 2009 年 7 月)K1、

NK1 和 NK2 各层位土壤水收集器汇集的总水量最大不超过 10.1 mm (表 5), 而这段期间总大气降雨量为 2196.0 mm, 并且土壤主要由粉砂粒、砂粒组成 (表 3), 土壤水下渗通量应远大于 10.1 mm, 可见收集器的收集率很低。根据 A. Peters 和 W. Durner 的研究, 零张力式土壤水收集器收集率与土壤水力性质、渗透速率、收集板面积等相关: 一般收集板面积越大, 收集率越高; 而土壤水力性质的异质性易于引起优先流, 也能够增加收集率^[42]。研究区降雨充足, 过小的收集板面积 (400 cm²) 可能是收集率低的主要原因。此外, K2 与 K1 相距不足 20 m, 而 K2 收集器汇集水量比 K1 相应层位大数倍 (表 5), 很可能是由优先流空间异质性引起, 即 K2 土壤介质优先流通量较大, 显著增加了收集器的收集率。

4.2 土壤水分蒸发

在氢氧同位素关系图上, 可见 KI 型、KII 型与 NKII 型土壤水中绝大多数点均落在 LMWL 上或附近 (图 2b、c), 指示着蒸发作用对这些土壤水的影响较小, 然而 NKI 的氢氧同位素数据明显落在 LMWL 的右下方, I₂ ~ I₅ 则落在区域大气雨水线附近 (图 2c), 表明蒸发作用对表层土壤基质中孔隙水的影响较强, 随深度增加蒸发作用的影响减弱。

另外, NKI 型土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值由地表向下递减 (图 4c), 从 I₁ 到 I₅ $\delta^{18}\text{O}$ 平均值降低 2.7‰, 可能是由于蒸发作用使近地表土壤水富集¹⁸O, 而随着土壤深度增加, 土壤水向下推移作用的减弱, 使得这部分富集¹⁸O 的土壤水不能有效补给深部土壤水, 从而使深部土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对偏负。

4.3 存在的问题和意义

本次研究虽然采用两种方法采集土壤水, 但由于零张力式土壤水收集器收集率低, 未能有效采集优先流, 对优先流的研究不够深入。在后续的研究中, 可以在收集器上添加毛细绒绳来提高收集器收集率。毛细绒绳可以分成两部分, 即收集部分和导水部分: 收集部分通常平铺在收集板表面, 中间与导水部分相连; 导水部分通常在垂向上向下延伸一段距离^[46]。“毛细绒绳”取样器能够有效采集重力水^[46], 用该取样器对特定降雨进行加密取样可能会获取较多关于优先流的信息。

植物主根区根系粗大, 在喀斯特区可贯穿整个土层, 甚至进入岩层深部, 易于出现优先流等, 有待于进一步研究。

喀斯特区岩土结合力差, 基岩裸露率高, 土壤水

易于沿岩土界面运移, 这方面的研究还不够深入。实际上, 在设计研究方案是, 计划在土面生境不同深度连续采集岩土界面的土柱样品, 但是由于喀斯特微地形的复杂性, 未采集成功。喀斯特石缝生境可能受岩土界面流的影响较大而有效保留这方面的信息, 可以在石缝生境开展岩土界面流的研究。

喀斯特区不同小生境条件下土壤理化性质存在明显差异^[38], 并且受岩土界面流的影响也不相同 (如上述), 需进行不同小生境稳定同位素的对比研究。

尽管本次研究存在很多不足, 但氢氧稳定同位素和水量等特征显示活塞流很可能是喀斯特土面生境土壤基质流的一种重要运移机制, 意味着土壤厚度是制约土壤调蓄功能的主要因素之一。土壤厚度达 43 cm, 雨季土壤水的滞留时间可达 1 个月, 而表层土壤水滞留时间很短 (4.1.2), 可见喀斯特区土壤保持对区域水资源管理和利用的重要性。此外, 活塞流运移机制下土壤水稳定同位素组成沿土壤剖面呈现规律变化, 因此在喀斯特区适于用氢氧稳定同位素示踪植物水分来源, 从而为土壤水资源的合理利用和生态退化环境的恢复提供信息。

5 结 论

通过对比喀斯特与非喀斯特区土面生境非植物主根区两种类型土壤水的氢氧稳定同位素组成以及水量特征, 探讨了土壤水运移特征, 发现:

- 1) 喀斯特样地土壤基质流的混合作用较弱; 非喀斯特样地表层 (0 ~ 20 cm) 土壤基质流的混合作用较弱, 随深度增加基质流的混合作用增强;
- 2) 喀斯特与非喀斯特样地土壤基质流都可能存在活塞流运移机制, 尤其是喀斯特样地, 活塞流很可能是土壤基质流的一种重要运移机制;
- 3) 喀斯特样地土壤介质中存在优先流, 优先流空间异质性较大;
- 4) 喀斯特样地蒸发作用对土壤水的影响较小; 非喀斯特样地蒸发作用对表层土壤基质中孔隙水影响较大。

致 谢: 野外样品的采集得到贵州荔波茂兰国家级自然保护区管理局冉景丞局长等的帮助, 氢、氧稳定同位素测试得到了中国科学院地球化学研究所安宁老师的指导, 评审人对原稿提出了宝贵的意见, 在此表示感谢。

参 考 文 献

- [1] 孟春红. 土壤水资源评价的理论与方法研究[D]. 武汉: 武汉大学, 2005.
- [2] 熊顺贵. 基础土壤学[M]. 北京: 中国农业大学出版社, 2001.
- [3] Yuan D X. Rock desertification in the subtropical Karst of South China[J]. *Zeitschrift fur Geomorphologie Neue Folge*, 1997, 108: 81—90.
- [4] Perrin J, Jeannin P Y, Zwahlen F. Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milan-dre test site, Switzerland[J]. *Journal of Hydrology*, 2003, 279(1—4): 106—124.
- [5] 李阳兵, 高明, 魏朝富, 等. 岩溶山地不同土地利用土壤的水分特性差异[J]. *水土保持学报*, 2003, 17(5): 63—66.
- [6] 蒋太明, 魏朝富, 谢德体, 等. 贵州中部喀斯特地区黄壤持水性能的研究[J]. *水土保持学报*, 2006, 20(6): 25—29.
- [7] 李孝良, 陈效民, 周炼川, 等. 西南喀斯特石漠化过程对土壤水分特性的影响[J]. *水土保持学报*, 2008, 22(5): 198—203.
- [8] 刘建伟. 桂西北喀斯特峰丛洼地石质土壤入渗试验研究[D]. 重庆: 西南大学, 2008.
- [9] 刘海隆, 蒋太明, 刘洪斌, 等. 不同土地利用方式对岩溶山区旱坡地土壤水分时空分异的影响[J]. *土壤学报*, 2005, 42(3): 428—433.
- [10] 张继光, 陈洪松, 苏以荣, 等. 喀斯特洼地表层土壤水分的空间异质性及其尺度效应[J]. *土壤学报*, 2008, 45(3): 544—549.
- [11] 范新瑞, 苏维词, 鄢贵权, 等. 黔中典型喀斯特地区土壤水分时空特性分析[J]. *中国岩溶*, 2009, 28(1): 69—73.
- [12] 宋同清, 彭晚霞, 曾履平, 等. 喀斯特峰丛洼地不同植被类型土壤水分的空间异质性分析——以广西环江毛南族自治县西南峰丛洼地区为例[J]. *中国岩溶*, 2010, 29(1): 6—11.
- [13] Barnes C J, Allison G B. Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen[J]. *Journal of Hydrology*, 1988, 100(1—3): 143—176.
- [14] Williams A E. Stable isotope tracers: natural and anthropogenic recharge, Orange County, California[J]. *Journal of Hydrology*, 1997, 201(1—4): 230—248.
- [15] Zimmermann U, Ehhalt D, Münnich K O. Soil-water movement and evapotranspiration: changes in the isotopic composition of the water[A]. In *Isotopes in Hydrology: Proceedings of the Symposium on Isotopes in Hydrology*, 1966, Nov 14—18, Vienna[M]. Vienna: International Atomic Energy Agency, 1967, 567—585.
- [16] Barnes C J, Allison G B. The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils: 1. Theory[J]. *Journal of Hydrology*, 1983, 60(1—4): 141—156.
- [17] Allison G B, Barnes C J, Hughes M W. The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils 2. Experimental[J]. *Journal of Hydrology*, 1983, 64(1—4): 377—397.
- [18] Barnes C J, Allison G B. The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils: 3. Theory for non-isothermal water movement[J]. *Journal of Hydrology*, 1984, 74(1—2): 119—135.
- [19] Walker G R, Hughes M W, Allison G B, *et al.* The movement of isotopes of water during evaporation from a bare soil surface[J]. *Journal of Hydrology*, 1988, 97(3—4): 181—197.
- [20] Allison G B, Barnes C J. Estimation of evaporation from non-vegetated surfaces using natural deuterium[J]. *Nature*, 1983, 301(5896): 143—145.
- [21] Fontes J C, Yousfi M, Allison G B. Estimation of long-term, diffuse groundwater discharge in the northern Sahara using stable isotope profiles in soil water[J]. *Journal of Hydrology*, 1986, 86(3—4): 315—327.
- [22] Gehrels J C, Peeters J E M, De Vries J J, *et al.* The mechanism of soil water movement as inferred from ^{18}O stable isotope studies[J]. *Hydrological Sciences Journal*, 1998, 43(4): 579—594.
- [23] Gazis C, Feng X. A stable isotope study of soil water: evidence for mixing and preferential flow paths[J]. *Geoderma*, 2004, 119(1—2): 97—111.
- [24] Shurbaji A R M, Phillips F M. A numerical model for the movement of H_2O , H_2^{18}O , and $^2\text{H}\text{H}\text{O}$ in the unsaturated zone[J]. *Journal of Hydrology*, 1995, 171(1—2): 125—142.
- [25] Mathieu R, Bariac T. A numerical model for the simulation of stable isotope profiles in drying soils[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1996, 101(D7): 12685—12696.
- [26] Melayah A, Bruckler L, Bariac T. Modeling the transport of water stable isotopes in unsaturated soils under natural

conditions 1. Theory[J]. *Water Resources Research*, 1996, 32(7): 2047—2054.

- [27] Dawson T E, Ehleringer J R. Streamside trees that do not use stream water[J]. *Nature*, 1991, 350(6316): 335—337.
- [28] Walker C D, Richardson S B. The use of stable isotopes of water in characterising the source of water in vegetation[J]. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 1991, 94(2): 145—158.
- [29] Brunel J P, Walker G R, Kennett-Smith A K. Field validation of isotopic procedures for determining sources of water used by plants in a semi-arid environment[J]. *Journal of Hydrology*, 1995, 167(1—4): 351—368.
- [30] Brunel J P, Walker G R, Dighton J C, *et al.* Use of stable isotopes of water to determine the origin of water used by the vegetation and to partition evapotranspiration. A case study from HAPEX-Sahel[J]. *Journal of Hydrology*, 1997, 188—189: 466—481.
- [31] Hsieh J C C, Chadwick O A, Kelly E F, *et al.* Oxygen isotopic composition of soil water: Quantifying evaporation and transpiration[J]. *Geoderma*, 1998, 82(1—3): 269—293.
- [32] Wang X F, Yakir D. Using stable isotopes of water in evapotranspiration studies[J]. *Hydrological Processes*, 2000, 14(8): 1407—1421.
- [33] McGuire K J, McDonnell J J. A review and evaluation of catchment transit time modeling[J]. *Journal of Hydrology*, 2006, 330(3—4): 543—563.
- [34] Soulsby C, Malcolm R, Helliwell R, *et al.* Isotope hydrology of the Allt a' Mharcaidh catchment, Cairngorms, Scotland: implications for hydrological pathways and residence times[J]. *Hydrological Processes*, 2000, 14(4): 747—762.
- [35] Malozewski P, Maciejewski S, Stumpp C, *et al.* Modelling of water flow through typical Bavarian soils. 2. Environmental deuterium transport[J]. *Hydrological Sciences Journal*, 2006, 51(2): 298—313.
- [36] Lee K S, Kim J M, Lee D R, *et al.* Analysis of water movement through an unsaturated soil zone in Jeju Island, Korea using stable oxygen and hydrogen isotopes[J]. *Journal of Hydrology*, 2007, 345(3—4): 199—211.
- [37] Bengtsson L, Saxena R K, Dressie Z. Soil water movement estimated from isotope tracers[J]. *Hydrological Sciences Journal*, 1987, 32(4): 497—520.
- [38] 刘方, 王世杰, 罗海波, 等. 喀斯特森林生态系统的小生境及其土壤异质性[J]. *土壤学报*, 2008, 45(6): 1055—1062.
- [39] 杜雪莲. 喀斯特石漠化区植物水分利用的时空变化研究——以贵州清镇王家寨小流域为例[D]. 北京: 中国科学院研究生院, 2008.
- [40] 涂林玲, 王华, 冯玉梅. 桂林地区大气降水的 D 和¹⁸O 同位素的研究[J]. *中国岩溶*, 2004, 23(4): 304—309.
- [41] Zhu Y, Fox R H, Toth J D. Leachate Collection efficiency of zero-tension pan and passive capillary fiberglass wick lysimeter[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2002, 66: 37—43.
- [42] Peters A, Durner W. Large zero-tension plate lysimeters for soil water and solute collection in undisturbed soils[J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2009, 13(9): 1671—1683.
- [43] Bramley H, Hutson J, Tyerman S D. Floodwater infiltration through root channels on a sodic clay floodplain and the influence on a local tree species *Eucalyptus largiflorens*[J]. *Plant Soil*, 2003, 253(1): 275—286.
- [44] Devitt D A, Smith S D. Root channel macropores enhance downward movement of water in a Mojave Desert ecosystem[J]. *Journal of Arid Environments*, 2002, 50(1): 99—108.
- [45] Lange B, Luescher P, Germann P F. Significance of tree roots for preferential infiltration in stagnant soils[J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2009, 13(10): 1809—1821.
- [46] Weihermüller L, Siemens J, Deurer M, *et al.* In situ soil water extraction: a review[J]. *Journal of Environmental Quality*, 2007, 36: 1735—1748.

Comparative Research on Soil Water Movement Between Karst and Non-karst Plots in Libo County of Guizhou Province, China

LIU Wei^{1,2}, WANG Shi-jie¹, LUO Wei-jun¹, RONG Li^{1,3}

(1. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China; 2. Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3 School of Geographic and Environmental Sciences, Guizhou Normal University, Guiyang 550001, China)

Abstract: In Libo County of Guizhou Province, a karst plot (K) and a non-karst plot (NK) with similar forest covers located in the peak-cluster region, representative of a widely spreading landform in Southwest China, were chosen to study comparatively the soil water movement characteristics in the non-main root zone of the earth flatland, which is the most important micro-habitat with soil cover in the study plots. From May 2008 to July 2009, rainfall samples as well as two kinds of soil water samples were collected. These water samples were measured for $\delta^{18}\text{O}$ and δD . Based on the comparison of isotopic compositions together with water amount characteristics between rainfall and soil water as well as the relationships between $\delta^{18}\text{O}$ and δD for these water samples, several conclusions could be drawn out. The mixing effect of soil water base flow (SWBF) for K is weak, whereas for NK it is relatively strong except for the uppermost 20-centimeter soil layer. Piston flow (PF) is probably an important percolation mechanism for SWBF in K, while in NK SWBF might percolate downward partly as PF. In K, there are some evidence for the existence of preferential flow with a high degree of heterogeneity. In general, the evaporation effect on soil water is relatively weak except for the uppermost 10-centimeter soil pore water in NK. These conclusions have implications not only for water management and utilization strategies, but also for further study of water and nutrients used by plants in karst areas.

Key words: soil water; $\delta^{18}\text{O}$; δD ; piston flow; preferential flow