

DOI: 10.19797/j.cnki.1000-0852.20180114

水文山流域土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 空间分布异质性研究

蔡 钊¹, 刘九夫¹, H. LIN², 顾慰祖¹, 廖爱民¹, 王 妞¹, 王 欢¹

(1.水利部南京水利科学研究院水文水资源研究所, 江苏 南京 210029;

2.宾夕法尼亚州立大学, 美国 宾夕法尼亚州 16802)

摘 要:流域非饱和带和土壤层的空间异质性是构成水文过程非线性的主要根源,也是水文实验研究中的薄弱环节,特别是其空间分布,传统研究集中于等值线类型的定性描述。研究通过实验流域土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 这一非饱和带的主要空间变量,结合传统统计和地统计学方法分析不同深度土层 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化机制和分布空间的分布变异情况,为地统计学方法对水文参数空间变异定量的应用提供数据基础。研究结果显示:15 cm 土层土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 半方差函数空间模型从纯金模型到高斯和指数模型,再回到纯块金模型,变化剧烈。通过蒸发分馏估算其蒸发强度,得到45cm 土层最强(11%),且有关离散性质的极差、标准差和偏度差绝对值也都以45cm 土层为最大。说明了在这非饱和带过程中,起关键作用的不是所想象的表面土层,而是中部土层,在水文山实验流域则是地面下的45cm 土层;45cm 土层的 $\delta^{18}\text{O}$ 符合高斯模型和指数模型,且高斯模型中块金与基台值之比 $C_0/(C_0+C_1)$ 接近于零,说明在下渗、蒸发、迁移以及和土壤中原有 $\delta^{18}\text{O}$ 融合后,形成更强的空间自相关性。80cm 深度参与“混合”机制的是46d 前降雨的“老水”,其 $\delta^{18}\text{O}$ 的空间自相关性变化则呈现明显滞后性,48 h 后才呈现出空间的相关性。可见,经典统计学点参数变量和地统计学区域化变量方法在流域水文参数空间定量方面的有效性,同时在流域水文机制方面出现有意外的、特别是与传统概念相悖的现象。

关键词:土壤水文学;非饱和带;水文示踪;土壤水 $\delta^{18}\text{O}$;空间异质性

中图分类号:P641

文献标识码:A

文章编号:1000-0852(2019)06-0007-07

水文实验的一个主要目的,是试图进入水文过程的“黑箱”,破解其形成机制。对水文过程复杂性的实验研究,已逐步聚焦到以土壤层为主的非饱和带,例如:流域径流组成中存在有非饱和带壤中流^[1],各种径流成分的产流机制中有多种与非饱和带有关,本次降雨径流中存在非本次降雨成分^[2],认为非饱和带过程是造成许多水文“谜团”的始作俑者^[3],因而非饱和带成为了水文实验中的一个关键研究对象。土壤层非饱和带存在着“与生俱来”的空间异质性,这实际上构成了水文过程非线性的根源,也成为了水文模型需要处理的一大难点^[3-4]。但是对水文实验研究中同位素与水化学参数空间异质性,基本上还停留在定性描述,如使用

一般插值方法所得出的等值线等,亟待进一步推进其定量研究方法。

20 世纪 70 年代后地统计学方法在生态学、土壤学等研究中开始广泛应用^[5-6]。国内对农田、绿洲、灌区等非饱和带土壤水分空间分布特征^[7-8]、土壤盐分空间变异性^[9-10]和土壤重金属富集与预测^[11-12]等方面均有应用。另外在小尺度上也有关于地统计方法研究应用:在苏北滩涂新垦农田 42m×40m 田块中的土壤盐分空间变异性研究^[13],在中国农业大学西校区科学园内 2 个 7.5m×7.5m、1 个 7.0m×7.0m 冬小麦田块中的土壤含水量和容重空间变异的研究^[14]。

稳定同位素敏感地响应环境变化,已被广泛应用

收稿日期:2018-04-03

基金项目:国家自然科学基金项目(91647203, 51609145)

作者简介:蔡钊(1991-),男,河南南阳人,博士研究生,研究方向为水文学与水资源。E-mail:caizhao27@126.com

于我国区域水循环过程和机制的研究中。 $\delta^{18}\text{O}$ 既可作为空间分布参数,又是联系水文示踪的有效参数^[15]。对于非饱和带系统变量之一的 $\delta^{18}\text{O}$,一方面需要寻求其变量在空间分布上的统计性质或类型(如等值线)即复杂性(complexity),另一方面作为区域化变量在空间系统分布上的定量属性或特征(如自相关)即变异性(variability),因此使用异质性(heterogeneity)名词以包括这两者并与“变异性”有所区别^[16]。

先前主要使用以区域变量理论为基础的变异函数方法,用以描述和分析土壤水在实验流域中的空间变异性,为了进一步研究非饱和带水文现象,本文拟结合传统统计和地统计方法分析不同深度土层 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化机制和分布空间的分布变异情况,为地统计学方法对水文参数空间变异定量的应用提供数据基础。

1 研究方法

1.1 研究流域概况与样品采集分析

研究在南京水利科学研究院滁州水文实验基地(118°12'E,32°17'N)的水文山实验流域中开展,其斜坡面积 512m²,有两个坡度约为 10°的坡面^[1],迄今 30 多年未受扰动。在实验流域三个深度(15、45 和 80cm)上,共设置了分布在不同位置的 31 个土壤水采集点,其中 15cm 深度 12 个采样点,45cm 深度 9 个采样点,80cm 深度 10 个采样点(见图 1)。选定 2014 年 4

月 17 日 9 时起至 21 日 8 时连续 95h 的过程中的两次降水,相应连续 5 次完整的土壤水水样,半小时取一次样(未有大峰值出现),在这两次降雨中,每点采集 5 个样本,总样本数 155 个,筛选出 152 个可用数据。

所有水样的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^2\text{H}$ 均在采样后立即在滁州水文实验基地进行测定,使用基于 OA-ICOS(离轴积分腔输出光谱)技术的液态水同位素分析仪(通称“激光光谱”)。

1.2 数据处理

应用 matlab 软件和 3 σ 准则对 155 个样本所测定的 $\delta^{18}\text{O}$ 数据进行了异常值剔除;应用 R 语言进行描述性统计分析和正态分布检验;半方差函数模型拟合、简单克里金插值,采用地统计学软件 GS+9.0;空间分布等值线的信息处理在 Surfer 软件中完成。

2 结果与讨论

2.1 土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 统计特性分析

水文山流域不同深度土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ (‰)均值、均方差等参数的时程变化如表 1 所示。

2.1.1 不同深度土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 均值的时程变化和相应的水文现象

由土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 均值的时程变化,得到不同时段内

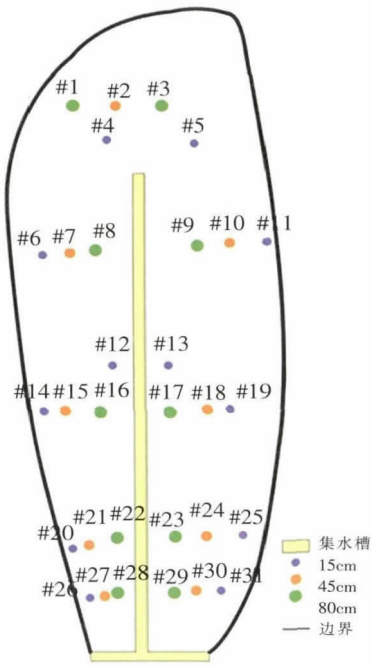


图 1 实验流域土壤水采样点分布概况
Fig.1 The distribution of the soil water sampling sites

表1 水文山实验流域土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 空间分布统计特征值(N=152)
Table1 The statistical characteristics of the soil water $\delta^{18}\text{O}$ in the Shuiwenshan experimental watershed (N=152)

深度	时间	均值	中值	标准差	最小值	最大值	变异系数	偏度	峰度
15cm	4-17 9:00	-3.13	-2.91	1.13	-5.50	-1.20	-0.36	-0.40	-0.48
	4-18 8:00	-2.91	-2.85	0.66	-4.23	-1.72	-0.23	-0.31	-0.31
	4-19 8:00	-2.68	-2.58	0.47	-3.76	-2.07	-0.18	-0.90	-0.12
	4-19 18:00	-2.75	-2.67	0.43	-3.94	-2.29	-0.16	-1.60	2.14
	4-21 8:00	-2.89	-2.94	0.40	-3.68	-2.33	-0.14	-0.22	-0.96
45cm	4-17 9:00	-4.00	-3.84	1.03	-5.84	-2.56	-0.26	-0.52	-1.03
	4-18 8:00	-4.46	-4.56	1.39	-5.99	-2.30	-0.31	0.26	-1.70
	4-19 8:00	-3.46	-3.31	0.92	-5.66	-2.81	-0.27	-1.59	1.10
	4-19 18:00	-3.83	-3.31	1.07	-5.62	-2.67	-0.28	-0.68	-1.29
	4-21 8:00	-4.26	-4.06	0.86	-5.69	-3.31	-0.20	-0.49	-1.54
80cm	4-17 9:00	-3.93	-3.98	0.56	-4.62	-2.94	-0.14	0.32	-1.32
	4-18 8:00	-4.81	-4.98	0.92	-5.90	-3.24	-0.19	0.31	-1.50
	4-19 8:00	-4.16	-3.96	0.90	-6.09	-3.20	-0.22	-0.81	-0.53
	4-19 18:00	-4.24	-4.15	0.68	-5.71	-3.44	-0.16	-0.76	-0.36
	4-21 8:00	-5.28	-5.39	0.64	-6.30	-4.46	-0.12	-0.04	-1.65

主要水文现象,不同深度表现的规律不尽相同(见图2): 15cm深度土层在降雨后24h土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 由 -3.13‰ 富集到 -2.91‰ (见图2a),对比降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 的值(均值为 -2.49‰),说明此时段内土壤水发生了“混合+蒸发”机制,可能以蒸发为主(见图2b)。在24~48h间,土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 呈现富集状态,主要是蒸发引起。在40.7h处有一场新降雨($\delta^{18}\text{O}$ 为 -3.54‰),之后则以下渗为主(见图2b)。

45cm和80cm深度土层 $\delta^{18}\text{O}$ 均值变化如图2(c、e)所示:在第一次降雨后,1~24h间,降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 均值(-2.49‰)远富于45cm土层(-4.0‰ 和 -4.46‰)和80cm土层(-3.93‰ 和 -4.81‰),其唯一的来源是其土层中非本次降雨组成的土壤水迁移,发生了“老水”的混合。48~58h间,45cm土层是新降雨 $\delta^{18}\text{O}$ (-3.54‰)与

土壤水的混合机制,但对80cm的则是与上述的“老水”混合机制。那么,上述“老水”从何而来,可以判断“老水”的 $\delta^{18}\text{O}$ 组成应该是 -5‰ 或更负,因为80cm⑤点的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 -5.28‰ 。在4月16日降雨以前,只有3月1日2:00~10:30的降雨符合这样的 $\delta^{18}\text{O}$ 组成,其降雨中4个测次 $\delta^{18}\text{O}$ 平均为 -6.83‰ 。这说明在45cm和80cm深度土层中参与“迁移”的“老水”来源于该场降雨,且这场降雨的下渗水在土层中滞留时间已超过了46d。

对于图2(b、d、f)中的蒸发部分,根据蒸发前后土壤水的 $\delta^{18}\text{O}$ 以及分馏系数估算^[17]经分析,15cm、45cm、80cm三个土层分别蒸发了土层土壤水的约5%、11%、7%,以45cm土层最强。这也与一般认为表层土壤蒸发最强的常规概念不符。

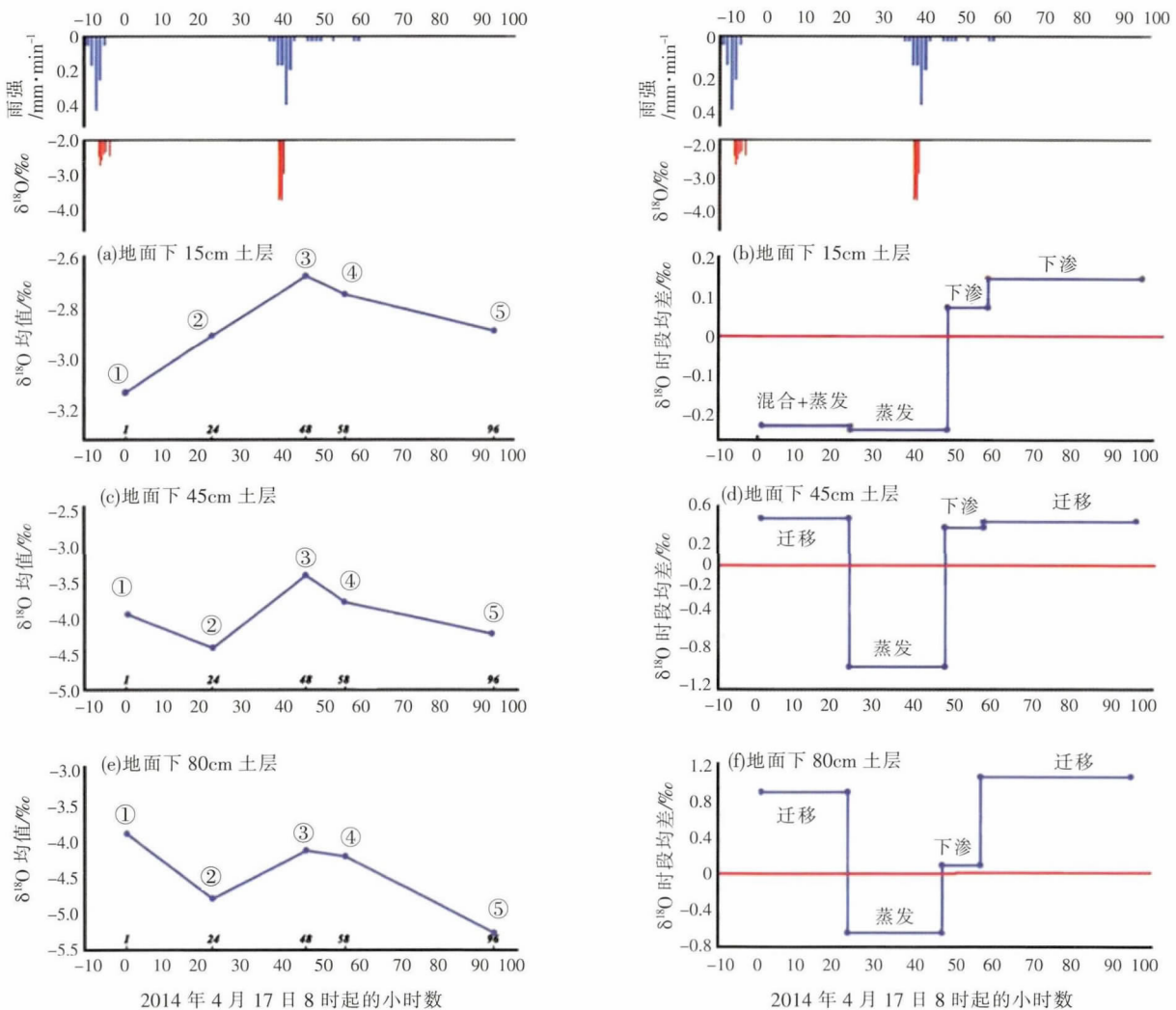


图2 不同深度土层土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 均值的时程变化及其相应的水文机制

Fig.2 The temporal variation and the concerned hydrological mechanism of the soil water $\delta^{18}\text{O}$ at the different depths

2.1.2 不同深度土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 的离散性质和相应的水文现象

不同深度土层土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 的离散参数反映了其空间分布的差异性。在此 100h 内不同深度土层土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 的极差、均方差、偏度随时程变化见图 3。

(1)极差:所有土层在主要过程为蒸发时段内,见图 2(b、d、f),极差明显趋小,即趋于均匀。但在不同水源的下渗和运移分配中(48~58h 内),则总体趋于匀化。

(2)标准差:与极差变化趋势类似,所有土层在蒸发过程的时段内,标准差趋小,即趋于均匀,此后也都渐趋匀化,见图 2(b、d、f)。有意义的是,在 1~24h 内,由本次降雨导致的下渗分配与由土层内“老水”的迁移分配,有不同的影响,前者使空间分布匀化,而后者却加剧分布不均匀。

(3)偏度:15cm 土层都是负偏,而其它土层发生由正偏向负偏的变化,而不同深度偏度的差别为迁移、蒸发和下渗共同作用,蒸发过程的主要作用使负偏加强,但第二次降雨后土壤水的运移则使之减弱。

通过上述分析说明水文山集水区(512m²),即使降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 均匀分布,相应的土壤水分布却远达不到均匀,蒸发、本次降雨下渗、非本次降雨土壤水的运移,都有着其空间分布异质性。而地统计学则是研究这些变量的结构性和随机性、空间相关性和依赖性的方法,通过半方差函数对参数的空间相关性范围、空间相关程度进行分析,将在 2.2 节进行详尽分析。

2.1.3 集水区土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 空间分布等值线及其时程变化

100h 时段内不同深度土层土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 等值线,反映了其空间分布及时程变化(见图 4):(1)在 100h 过程中,15cm 土层的土壤水,主要为新降雨雨水所控制,随深度增加,非本次降雨形成的土壤水也在增加;(2)前述对 58~96h 内的讨论认为,3 月 1 日 2:00~10:30

的降雨的下渗水($\delta^{18}\text{O}=-6.83\text{‰}$)在土层中的滞留时间已超过了 46d,从图 4 中 96h 的 80cm 分布图可见,实际上还会更长;(3)45cm 土层等值线图有一个特殊的现象即其上部表现为一些接近平行的分带,对照图 4 和图 1,正相应于水文山实验流域上部无“河槽”带(unchannelled region)的影响。

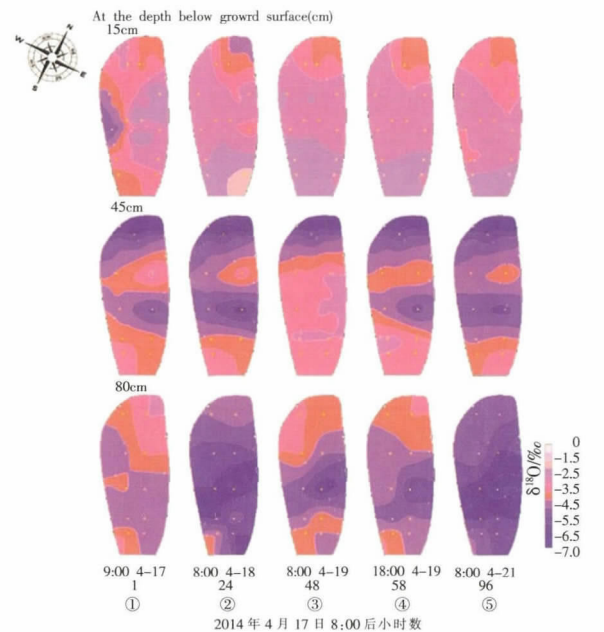


图 4 4 月 17 日 8 时开始土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ (‰) 含量随时间变化的等值线图
Fig.4 The contour lines of the soil water $\delta^{18}\text{O}$ (‰) contents with the temporary variation after rainfall

2.1.4 剖面土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 的特征层

从剖面不同深度土层土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化发现,45cm 土层是总深度为 1m 土层中与其它深度土层不同的特征层(见图 5),具有以下特点:(1)土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 通过蒸发分馏估算的土壤水蒸发强度随深度而变化,以 45cm 土层最强;(2)有关离散性质的极差、标准差和偏度差绝对值也都以 45cm 土层为最强,表现为变

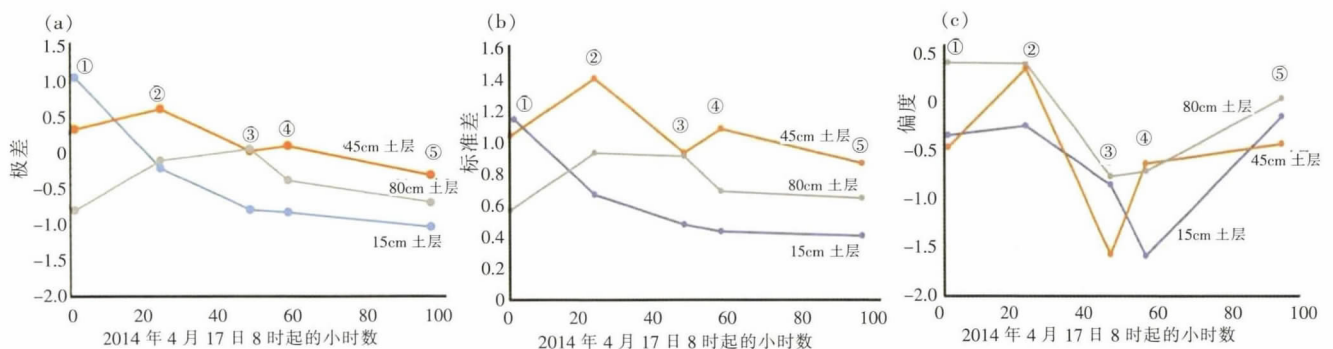


图 3 不同深度土层土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 极差(a)、标准差(b)和偏度(c)的时程变化
Fig.3 The temporal variation of maximum errors (a) standard deviations (b) and skewness (c) of the soil water $\delta^{18}\text{O}$ at the different depths

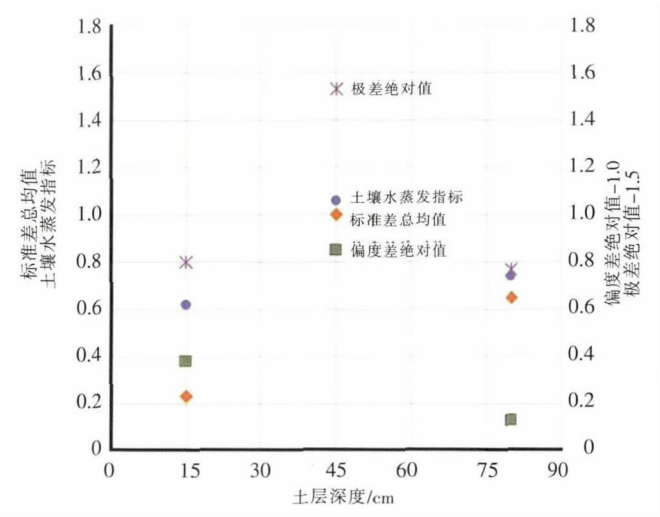


图5 不同深度土层土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ (%)统计特征数的比较
Fig.5 The comparison between the statistical characteristics of soil water $\delta^{18}\text{O}$ (%) at the different depths

异最为强烈的土层;(3) 上述关于无排水槽区域的分布。有意义的是,以往从实验流域研究中得出了非饱和带过程是造成许多水文“谜团”始作俑者的观点^[3],本研究进一步说明在水文山实验流域非饱和带过程中起关键作用的不是表面土层,而是地面下45cm的中部土层。

2.2 土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 地统计学特征分析

采用半方差函数进行水文山实验流域 $\delta^{18}\text{O}$ 变量的最优无偏估值,并研究变量的结构性和随机性、空间相关性和依赖性^[18],变异函数是地统计学的基本工具^[19],具体数值见表2。

表2 $\delta^{18}\text{O}$ (%)半方差函数模型及相关参数(随降雨变化)
Table2 The semi-variance function models and related parameters of $\delta^{18}\text{O}$ (%)

项目	理论模型	块金 C_0	基台 C_0+C	$C_0/(C_0+C)$	变程 A/m	决定系数 R^2	残差平方和 RSS
15cm	纯块金效应	1.64	1.64				
	纯块金效应	0.39	0.39				
	高斯模型	0.012	0.251	0.046	13.164	1	6.479E-07
	指数模型	0.0001	0.119	8.4E-04	4.29	0.017	1.913E-03
	纯块金效应	0.117	0.117				
45cm	高斯模型	0.001	1.816	5.51E-04	12.71	0.714	0.415
	指数模型	0.574	2.442	0.235	11.01	0.882	0.01
	高斯模型	0.001	0.813	0.0012	8.955	0.149	1.74
	高斯模型	0.001	2.01	4.96E-04	12.92	0.645	0.858
	高斯模型	0.001	2.01	4.96E-04	18.34	0.931	0.093
80cm	纯块金效应	0.232	0.232				
	纯块金效应	0.764	0.764				
	高斯模型	0.001	1.6	6.3E-04	8.868	0.602	0.632
	指数模型	0.121	0.583	0.208	12.87	0.93	8.182E-04
	指数模型	0.115	1.259	0.091	93.30	0.313	0.0372

选择不同步长进行模拟,比较各种模型中参数,选出 R^2 最大和 RSS 最小的理论最优模型。块金值 C_0 表示最小抽样尺度以下变量的变异性及测量误差,基台值 C_1 反映了变量变异的强弱。块金与基台值之比 $C_0/(C_0+C_1)$ 可揭示变量的空间相关性程度,若比值 <0.25 ,表明变量具有强烈的空间相关性,若比值 >0.75 则表明空间相关性很弱^[20]。不同采样时刻模型的 $C_0/(C_0+C_1)$ 比值均小于0.25,说明不同深度土层土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 含量具有很强的空间自相关性,变异并非由随机因素引起。

随降雨历时改变,15cm 浅层土壤受降雨影响最先产流并受降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 影响,浅层土壤产流下渗较为迅速,因此 $\delta^{18}\text{O}$ 含量的变异函数模型变化较快,由刚开始不存在空间结构特征的纯块金模型,变为高斯和指数模型,最后又呈现纯块金模型,空间自相关性随雨强的改变变化剧烈。45cm 土层 $\delta^{18}\text{O}$ 变化较为稳定,符合高斯模型和指数模型,且高斯模型中块金与基台值之比接近于零,说明具有非常强的空间相关性。80cm 深度由于产流时间较晚,降水 $\delta^{18}\text{O}$ 和“老水” $\delta^{18}\text{O}$ 的融合也呈现滞后性,空间自相关性也呈现一定的滞后性,后三次取样才呈现出空间自相关性,且其变程 A 的值较高,说明 80cm 深度 $\delta^{18}\text{O}$ 呈现更大范围的空间自相关。不同深度土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 的地统计参数 C_0 和 $C_0/(C_0+C_1)$ 在不同时刻的数值见图6。

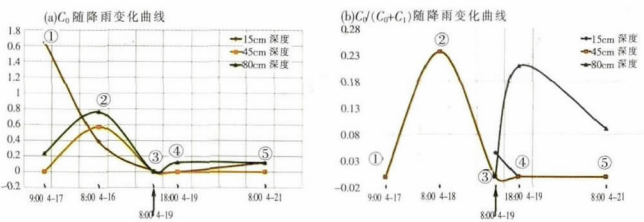


图6 不同深度土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 的块金 C_0 和 $C_0/(C_0+C)$ 随降雨变化曲线
Fig.6 The rainfall variation of C_0 and $C_0/(C_0+C)$ in the soil water $\delta^{18}\text{O}$ at the different depths

在图6(a)中,降雨初期不同深度 C_0 值较为分散,15cm 和 45cm 土层相差可达到 1.64,但随降雨历时增加曲线数值趋于一致,且差值接近于 0,说明随下渗、土壤产流、蒸发等作用影响下,最小抽样尺度以下变量的变异性及测量误差都在减小。图中③点(第二次降雨后),此时不同深度土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 的块金值相差最小。在图6(b)中,也是在此次采样时刻 80cm 深度土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 的半变异函数开始呈现高斯模型,开始呈现空间自相关性。在曲线的变化上,45cm 深度土层土壤水的 $C_0/(C_0+C_1)$ 值在②点达到峰值,在③点处接近于零,

表明降水 $\delta^{18}\text{O}$ 和土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 在 45cm 深度发生融合、蒸发、迁移作用后呈现更强的空间自相关性;80cm 深度土层的曲线峰值数值与 45cm 土层相差 0.025 左右,但在时间上明显滞后。

2.3 $\delta^{18}\text{O}$ 空间分布特征分析

由于 45cm 是各参数变化最剧烈的土层,且 45cm 深度 $\delta^{18}\text{O}$ 符合高斯和指数模型,因此对水文山流域 45cm 深度不同采样时刻的 $\delta^{18}\text{O}$ 含量进行 3D Kriging 插值绘图(见图 7)。

45cm 土层中 $\delta^{18}\text{O}$ 比值在初始采样时刻,水文山流域的北部和中下部偏东位置含量较低,中上部含量可达到 -2.3‰ 。在土壤水的蒸发和下渗,以及降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 和土壤中“老水” $\delta^{18}\text{O}$ 的融合后,其含量在中部含量趋于均匀,在 19 日 8:00 可到达平均 -3.1‰ 左右。但有趣的是水文山中部东侧的 $\delta^{18}\text{O}$ 含量值总是极大值点,这可能与水文山中部“河槽”带有关,有待进一步探讨。 $\delta^{18}\text{O}$ 在降雨初期已经有较强的空间自相关性,但第一次降雨后,45cm 深度下土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 的空间自相关性增强,并根据 $C_0/(C_0+C_1)$ 比值,可降低达 1~3 个数量级,说明 45cm 土壤降雨后,由于降水 $\delta^{18}\text{O}$ 和土壤中原有 $\delta^{18}\text{O}$ 的融合、蒸发和下渗,使 $\delta^{18}\text{O}$ 呈现更强的空间自相关性。

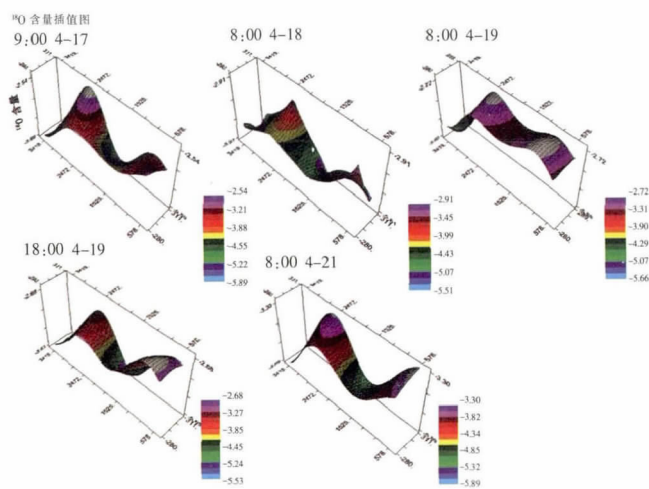


图 7 45cm 深度土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 含量 Kriging 插值拟合图
Fig.7 The Kriging interpolation fitting plots of soil water $\delta^{18}\text{O}$ at the depth of 45cm

3 结论

(1)对于 45cm 和 80cm 土层,降雨后 24h 内主要是混合机制。但其混合水来源是其非本次降雨组成的土壤水迁移,发生了“老水”的混合。特别对于 80cm 深度土层中的“老水”,来源于 46d 前的降雨。

(2)在 100h 过程中,15cm 深度土层的土壤水主要为新降雨雨水所控制,随深度增加,非本次降雨形成的土壤水也在增加。45cm 土层土壤水蒸发强度最强,有关离散性质的极差、标准差和偏度差绝对值也最强,表现为变异最为强烈的土层,说明在这非饱和带过程中,起关键作用的不是所想象的表面土层,而是中部土层,在水文山实验流域是地面下的 45cm 土层。

(3)随降雨历时的改变,15cm 浅层土壤受到降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响,土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 变异函数的空间模型变化剧烈。45cm 土层的 $\delta^{18}\text{O}$ 空间模型变化相对稳定,符合高斯模型和指数模型,且高斯模型中块金与基台值之比接近于零,在降雨 24h 后增加到 0.23 左右,随后降低 1~3 个数量级,也说明在下渗、蒸发和融合后,随土壤水流动形成更强的空间自相关性。80cm 深度由于存在 46d 前的“老水”,发生“迁移”和“融合”过程,空间自相关性变化呈现明显滞后性,48h 后才呈现出空间的自相关性。

参考文献:

- [1] 顾慰祖. 利用环境同位素及水文实验研究集水区产流方式[J]. 水利学报, 1995,(5):9-17. (GU Weizu. Various patterns of basin runoff generation identified by hydrological experiment and water tracing[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 1995,(5):9-17. (in Chinese))
- [2] 芮孝芳. 水文学原理[M]. 北京:中国水利水电出版社, 2004. (RUI Xiaofang. Principles of Hydrology [M]. Beijing: China WaterPower Press, 2004. (in Chinese))
- [3] Gu W Z, Liu J F, Lin H, et al. Why hydrological maze: the hydrogeological trigger review of experiments at Chuzhou hydrology laboratory [J]. Vadose Zone Journal, 2018,17(1).
- [4] McDonnell J J, Sivapalan M, Vaché K, et al. Moving beyond heterogeneity and process complexity: a new vision for watershed hydrology[J]. Water Resources Research, 2007,43(7):931-936.
- [5] Matheron G. Principles of geostatistics [J]. Economic Geology, 1963,58:1246-1266.
- [6] Goovaerts P. Geostatistics in soil science: state-of-the-art and perspectives[J]. Geoderma, 1999,89(1-2):0-45.
- [7] 沈浩,吉力力·阿不都外力. 玛纳斯河流域农田土壤水盐空间分布特征及影响因素[J]. 应用生态学报, 2015,26(3):769-776. (SHEN Hao, Jilili Abuduwaili. Spatial distribution of soil moisture and salinity and their influence factors in the farmland of Manas river catchment, northwest China[J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 2015,26(3):769-776. (in Chinese))
- [8] 钱静,陈曦,吕建海,等. 基于 GIS 的绿洲土壤含水量空间变异性研究[J]. 干旱区研究, 2004,21(1):49-54. (QIAN Jing, CHEN Xi, LV Jianhai, et al. GIS-based study on the spatial variability of soil moisture content in the oases[J]. Arid Zone Research, 2004,21(1):49-54. (in Chinese))
- [9] 宋孝玉,李亚娟,蒋俊,等. 非饱和土壤水分运动参数空间变异性研究进展与展望[J]. 地球科学进展, 2008,23(6):613-618. (SONG Xiaoyu,

- LI Yajuan, JIANG Jun, et al. Progress and perspective of spatial variability study on unsaturated soil water movement parameters[J]. *Advances in Earth Science*, 2008,23(6):613–618. (in Chinese))
- [10] 李会亚,冯起,陈丽娟,等. 民勤绿洲灌区表层土壤盐分空间变异性研究[J]. *干旱区资源与环境*, 2017,31(4):136–141. (LI Huiya, FENG Qi, CHEN Lijuan, et al. Spatial distribution characteristics of topsoil salinity in the Minqin oasis northwest China [J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2017,31(4):136–141. (in Chinese))
- [11] 辛明亮,吕廷波,何新林,等. 玛河灌区膜下滴灌棉田表层土壤盐分空间变异性 [J]. *干旱地区农业研究*, 2017,35 (4):74–79. (XIN Mingliang, LV Tingbo, HE Xinlin, et al. Spatial variability of soil salinity in under-film drip irrigating of cotton field in irrigated areas of Manas river basin [J]. *Agricultural Research in the Arid Areas*, 2017,35(4):74–79. (in Chinese))
- [12] 张小敏,张秀英,钟太洋,等. 中国农田土壤重金属富集状况及其空间分布研究[J]. *环境科学*, 2014,35(2):692–703. (ZHANG Xiaomin, ZHANG Xiuying, ZHONG Taiyang, et al. Spatial distribution and accumulation of heavy metal in arable land soil of China [J]. *Environmental Science*, 2014,35(2):692–703. (in Chinese))
- [13] 杨勇,梅杨,张楚天,等. 基于时空克里格的土壤重金属时空建模与预测[J]. *农业工程学报*, 2014,30(21):249–255. (YANG Yong, MEI Yang, ZHANG Chutian, et al. Spatio-temporal modeling and prediction of soil heavy metal based on spatio-temporal Kriging[J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 2014,30(21):249–255. (in Chinese))
- [14] 张建兵,杨劲松,姚荣江,等. 田块尺度下的苏北滩涂新垦农田土壤盐分空间变异性分析[J]. *灌溉排水学报*, 2013,32(1):39–42. (ZHANG Jianbing, YANG Jinsong, YAO Rongjiang, et al. Spatial variability of soil salinity in reclaimed mudflat farmland of north Jaingsu province [J]. *Journal of Irrigation and Drainage*, 2013,32(1):39–42. (in Chinese))
- [15] 顾慰祖,尚曼廷,翟劭炎,等. 天然流域降雨径流现象发生的悖论[J]. *水科学进展*, 2010,21(4):471–478. (GU Weizu, SHANG Manting, ZHAI Shaoyan, et al. Rainfall runoff paradox from a natural experimental catchment [J]. *Advances in Water Science*, 2010,21(4):471–478. (in Chinese))
- [16] Li H, Reynolds J F. On definition and quantification of heterogeneity[J]. *Oikos*, 1995,73(2):280–284.
- [17] 顾慰祖. 同位素水文学[M]. 北京: 科学出版社, 2011. (GU Weizu. *Isotope Hydrology*[M]. Beijing: Science Press, 2011. (in Chinese))
- [18] 王政权. 地统计学及在生态学中的应用 [M]. 科学出版社, 1999. (WANG Zhengquan. *Geostatistics and Its Application in Ecology*[M]. Science Press, 1999. (in Chinese))
- [19] 段文标,陈立新,颜永强. 莲花湖库区红松水源涵养林土壤水分-物理性质的空间分布特征 [J]. *自然资源学报*, 2011,(7):1227–1235. (DUAN Wenbiao, CHEN Lixin, YAN Yongqiang. Spatial distribution characteristics of soil moisture physical properties in water conservation forest in Lianhua lake reservoir area[J]. *Journal of Natural Resources*, 2011,(7):1227–1235. (in Chinese))
- [20] Cambardella C A. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1994, 8(5):1501–1511.

Spatial Distribution and Heterogeneity of Soil Water $\delta^{18}\text{O}$ in Shuiwenshan Basin

CAI Zhao¹, LIU Jiufu¹, H. LIN², GU Weizu¹, LIAO Aimin¹, WANG Niu¹, WANG Huan¹

(1. *Hydrology and Water Resources Department, Nanjing Hydraulic Research Institute, MWR, Nanjing 210029, China;*

2. The Pennsylvania State University, Old Main 16802, USA)

Abstract: The spatial heterogeneity of unsaturated zone and soil layer in watershed is the main source of non-linearity in hydrological process, and it is also the weakness in hydrological experiments, especially in its spatial distribution. Traditional studies of description are usually related to the date counter map, which need to be improved. This paper analyzed the variation mechanism and spatial distribution variation of soil water $\delta^{18}\text{O}$ at different depths by combining traditional statistical and geostatistical methods, which can provide data basis for the application of geostatistical methods on the quantitative analysis of spatial distribution of hydrological parameters. The results indicate that the spatial model of $\delta^{18}\text{O}$ semi-variance model of soil water varies dramatically from pure nugget model to Gauss and exponential model and then back to pure nugget model in 15 cm soil layer. Evaporative fractionation was used to estimate the evaporative intensity. The evaporative intensity varies with the depth, but the 45 cm soil layer is the strongest (11%), and the standard deviation and deviation of the discrete properties are also the strongest, which shows that the key role in the process of unsaturated zone is not the surface soil layer, but the middle soil layer. It is 45cm in the Shuiwenshan experimental watershed. The spatial variation of the $\delta^{18}\text{O}$ in the 45 cm soil layer is relatively stable (Gauss model and exponential model), and the value of $C_0/(C_0+C_1)$ in Gauss model is close to zero, which also shows that the stronger spatial auto-correlation is formed with the flow of soil water after infiltration, evaporation and the fusion with original $\delta^{18}\text{O}$ in soil water. Participating in "migration" and "mixing" at 80 cm depth was the water $\delta^{18}\text{O}$ in 46 days ago, and the change of spatial auto-correlation presents obvious hysteresis, and spatial correlation appears 48 hours later. It shows that the classical and geostatistical methods are effective in the spatial quantification of hydrological parameters. Meanwhile, there are some unexpected phenomena in the hydrological mechanism, especially those contrary to the traditional concepts.

Key words: pedohydrology; unsaturated zone; hydrological tracer; $\delta^{18}\text{O}$ of soil water; spatial heterogeneity