

云南省元谋干热河谷的土壤抗旱力评价*

黄成敏 何毓蓉

(中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所 成都 610041)

提 要 根据土壤基本水分物理常数,将土壤水分蒸发划分为三个阶段. 土壤水分累积蒸发量 Q 与蒸发历时 T 具有: $Q=aT^b$ 关系. 不同土壤的蒸发能力不同,主要与土壤质地、结构等因素有关. 同时不同土壤的抗旱力也有很大差异. 土壤抗旱力由强至弱依次为:普通薄层土、变性燥红土、普通燥红土、表蚀干热的半干润变性土、表蚀燥红土.

关键词 云南省 元谋 干热河谷 土壤蒸发 土壤抗旱力 土壤水分

土壤蒸发是水分、热量平衡的主要项目,也是土壤水文状况的重要因子^[1].

元谋地处金沙江干热河谷. 当地全年降水少且分配不均,蒸发大,早期长,同时地下水埋藏深,土壤水循环以降雨入渗与水分上行蒸发(蒸腾)为主. 水分蒸发是水分循环的关键部分. 研究本区土壤的水分蒸发、运移规律及抗旱能力,对采取保蓄水分措施,进行土壤墒情预报、有效灌溉和合理选择种植制度作用十分明显,对当地节水农业的发展具有重要的理论意义和实践意义.

1 研究的材料与方法

1.1 供试土壤

计五种,即:表蚀燥红土、普通燥红土、变性燥红土、普通薄层土、表蚀干热的半干润变性土,均采自元谋.

土壤蒸发性测定是取五种土壤的原状土,置于环刀 $[100(\text{cm})^3]$ 内,考虑到当地的特殊干热气候,将土样放于烘箱内,恒温于 40°C ,以加快土壤蒸发速率^[1-2]. 间隔一定时间用天平(精确到 0.001g)称重,至土样重量稳定后,置于 105°C 下称烘干重. 土壤水分常数测定均采用常规方法^[3]. 土壤湿度、土壤容重、土壤机械组成分别用烘干法、环刀法、吸管法^[4].

1.2 供试土壤的基本物理性状

供试土壤除普通薄层土属砂壤土外,其他土壤质地较粘重,以粘土类型为主. 尤其是表蚀干热的半干润变性土,粘粒和粉砂(粒径 $<0.05\text{mm}$)含量之和达 96.69% (表 1).

供试土壤的几种基本水分物理常数值相差较大. 凋萎湿度 PWP 差别最大,高低相差最大至 9 倍. 田间持水量 FC 和生长阻滞临界湿度 BCM 也有较大差值(表 2).

* 国家“八五”科技攻关项目(项目编号:85—910—01—04)之部分研究成果.

本文收稿日期:1994-12-19.

表1 供试土壤的机械组成
Table 1 Mechanical composition in used soils

土 壤	机 械 组 成(mm,%)							容 重 (Mg/m³)	质 地
	2—1	1—0.5	0.5—0.25	0.25—0.1	0.1—0.05	0.05—0.002	<0.002		
表蚀燥红土	0.12	0.06	2.83	34.53	12.98	11.66	37.82	1.43	砂质粘土
普通燥红土	1.17	1.44	4.78	22.35	12.66	22.23	35.37	1.39	壤质粘土
变性燥红土	0.20	0.10	0.16	0.30	19.36	13.96	65.92	1.32	粘 土
普通薄层土	0.16	0.14	1.51	48.83	24.82	17.01	7.53	1.36	砂壤土
表蚀干热的半干润变性土	0.19	0.16	0.47	2.04	0.45	43.36	53.33	1.39	粘 土

表2 供试土壤的基本水分物理常数
Table 2 Soil water constants in used soils

土 壤	凋萎湿度 PWP(10g/kg)	生长阻滞临界湿度 BCM(10g/kg)	田间持水量 FC(10g/kg)
表蚀燥红土	9.63	18.94	27.05
普通燥红土	9.38	22.15	31.64
变性燥红土	15.60	30.87	44.10
普通薄层土	2.31	24.40	34.84
表蚀干热的半干润变性土	18.12	27.70	39.57

2 实验结果与讨论

2.1 土壤水分的蒸发性能

2.1.1 土壤水分的蒸发历程

由实验结果得知,供试土壤的湿度 θ 与蒸发历时 T 符合对数或指数拟合方程(表3)。由此表明:土壤湿度 θ 开始锐降,随着蒸发历时 T 变长而变小,在土壤湿度 $\theta<$ 凋萎湿度PWP后,变得平缓直至稳定。

表3 土壤湿度与蒸发历时关系、土壤水分累积蒸发量与蒸发历时拟合方程

Table 3 Relationship between soil moisture content and the duration of evaporation and regression equations of cumulative curve of evaporation in relation to duration of evaporation

土 壤	拟 合 方 程	相关系数 r	拟合方程 $Q=aT^b$		相关系数 r
			a	b	
表蚀燥红土	$\theta=28.7887-5.3928 \ln T$	-0.9671	1.0924	0.6606	0.9588
普通燥红土	$\theta=36.1182-6.2873 \ln T$	-0.9493	0.6823	0.7652	0.9785
变性燥红土	$\theta=37.0100 e^{-0.0008T}$	-0.9394	0.6170	0.8304	0.9805
普通薄层土	$\theta=40.2645-7.2440 \ln T$	-0.9352	0.7594	0.7680	0.9806
表蚀干热的半干润变性土	$\theta=32.6780 e^{-0.0103T}$	-0.9430	0.7805	0.7629	0.9847

$|r_{0.001}|=0.5974$,量纲: θ 为10g/kg, T 为h, Q 为10g/kg.

土壤水分累积蒸发量 Q 与蒸发历时 T 之间的关系经拟合后发现,均符合 $Q=aT^b$ 方程(见表3)。土壤水分累积蒸发量在初始阶段是陡增的,经蒸发历时几十小时后渐趋稳定(图1)。

2.1.2 土壤蒸发的阶段性

一般认为：土壤中的水分不能完全为植物所吸收、利用，存在着土壤有效水范围问题。许多研究者证实，土壤存在“毛管联系断裂湿度或生长阻滞临界湿度 BCM”，所以土壤有效水范围可分成两段：FC 至 BCM 之间，即速效水；BCM 至 PWP 之间，即缓效水^[5]。

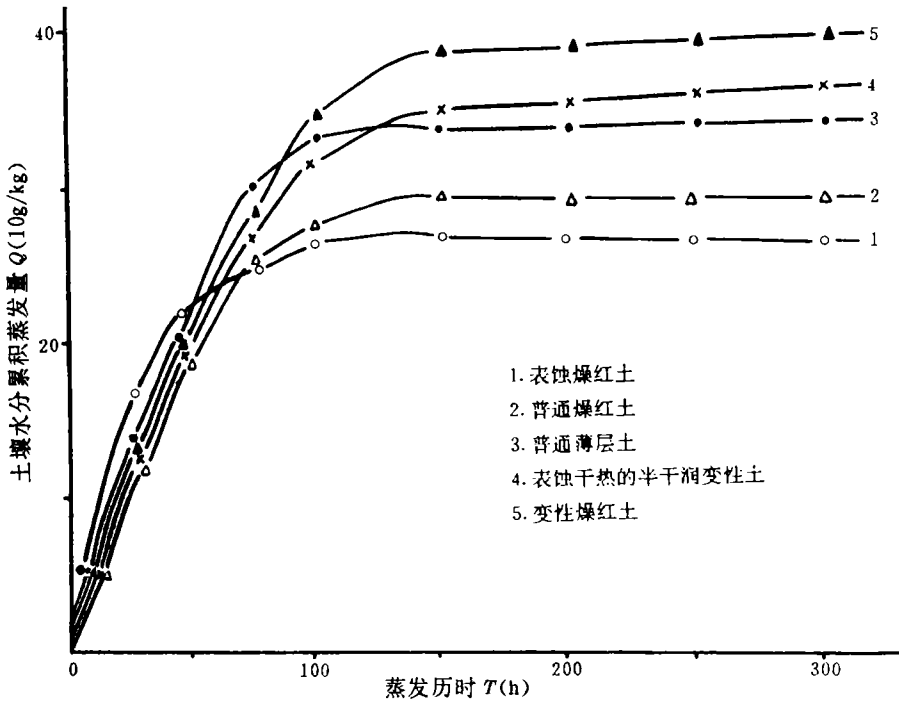


图 1 土壤水分累积蒸发量 Q 与蒸发历时 T 的关系
Fig. 1 Cumulative curve of evaporation in relation to duration of evaporation

结合田间土壤水分状况，以土壤基本水物理常数作为各阶段的起始点，将土壤水分蒸发划分为三个阶段，第一个阶段（土壤湿度在 FC 至 BCM 之间），土壤湿度较高，表土水分蒸发强烈，下层土壤水分补充及时，所以土壤水分损失剧烈，这个阶段的土壤湿度降低率 K 值在三个阶段中保持最高（表 4）；第二个阶段（土壤湿度在 BCM 至 PWP 之间），土壤的导水率 and 水分向上运移的吸力梯度，随土壤湿度的降低或土壤水吸力的增高而降低，土壤供水能力减弱，所以蒸发强度不断降低， K 值虽较高，但较第一个阶段的 K 值要低；第三个阶段（土壤湿度 \leq PWP），土壤中向上运移的水分已降至很低值，水分运移主要以

表 4 各蒸发阶段的土壤湿度降低率 K 值、土壤有效水阶段的蒸发历时

Table 4 Reduced rate of soil moisture content at each stage and duration of evaporation at the stage of soil available water

土 壤	FC—BCM	BCM—PWP	\leq PWP	FC—BCM(h)	BCM—PWP(h)
表蚀燥红土	0.63	0.48	$1667.81 T^{-2.43}$	12.7	32.2
普通燥红土	0.42	0.38	$1226.61 T^{-2.20}$	22.6	59.9
变性燥红土	0.42	0.35	$776.21 T^{-1.98}$	31.3	74.3
普通薄层土	0.44	0.38	$85.61 T^{-1.91}$	23.7	87.8
表蚀干热的半干润变性土	0.41	0.37	$1499.92 T^{-2.11}$	28.3	54.7

水汽扩散方式进行,而不是以前两个阶段的液态水方式进行,土壤水分损失大大减缓,蒸发强度大为降低, K 值处于很低水平.

2.1.3 不同土壤的蒸发性能

土壤的水分蒸发移动性能主要与土壤的质地和结构关系密切^[2,6,7],因而不同土壤的水分蒸发能力各不相同.

在 FC 至 BCM 之间的土壤水分蒸发阶段,具变性特征的变性燥红土和表蚀干热的半干润变性土的质地最粘重,蒸发量大,蒸发失水强度稳定,蒸发历时长,可分别达到31. 3h, 28. 3h(见表 4),其余三种土壤蒸发历时则稍短. 在 BCM 至 PWP 之间的土壤水分蒸发阶段,粗质地的普通薄层土较质地粘重的土壤更早进入以水汽扩散方式为主的水分运移阶段,所以水量蒸发少,蒸发历时最长,达 87. 8h. 土壤结构好的普通燥红土也因同一原因,在这一阶段蒸发历时较长.

总的说来,质地粘重的表蚀干热的半干润变性土、变性燥红土和质地较粘重、土壤结构好的普通燥红土在有效水范围蒸发阶段,蒸发历时都较长. 而质地粗的普通薄层土虽在速效水 FC—BCM 阶段蒸发历时不及干热变性土类蒸发历时长,但在缓效水 BCM—PWP 阶段却相反. 表蚀燥红土质地虽也较粘重,但其有效水范围很窄(表 5),所以在整个有效水阶段蒸发历时均最短.

在较湿润(相当于土壤湿度在 FC 至 BCM 之间)的条件下,粘土保持水分较多,蒸发历时长,抗水分蒸发性较好;在干燥(相当于土壤湿度在 BCM 以下)的条件下,质地粗的土壤抗蒸发性强. 元谋地区气候燥热,蒸发强烈,土壤湿度一般较低,条件更接近于后者. 由此土壤抗蒸发能力由强至弱的顺序依次为:普通薄层土、变性燥红土、普通燥红土、表蚀干热的半干润变性土、表蚀燥红土.

表 5 不同蒸发历时的土壤失水比
Table 5 Proportion of soil water loss at different duration of evaporation

土 壤	有效水储量 (10g/kg)	蒸发历时(h)、土壤失水比									
		1	4	9	23	30	49	75	100	150	300
表蚀燥红土	17. 42	0. 04	0. 15	0. 33	0. 76	0. 96	1. 26	1. 41	1. 50	1. 51	1. 53
普通燥红土	22. 26	0. 02	0. 08	0. 20	0. 41	0. 56	0. 87	1. 13	1. 25	1. 34	1. 36
变性燥红土	28. 50	0. 02	0. 08	0. 16	0. 36	0. 45	0. 70	1. 01	1. 22	1. 36	1. 40
普通薄层土	32. 54	0. 02	0. 06	0. 14	0. 31	0. 40	0. 63	0. 92	1. 03	1. 05	1. 05
表蚀干热的半干润变性土	21. 45	0. 03	0. 11	0. 21	0. 46	0. 58	0. 90	1. 26	1. 48	1. 66	1. 71

2.2 土壤抗旱力评价

土壤抗旱力的强弱不仅取决于土壤水分的蒸发移动能力,而且与土壤有效水范围密不可分,因而可用土壤失水比(蒸发量与有效水储量之比)来确定^[1].

如上所述,表蚀燥红土的抗蒸发能力最弱,经蒸发历时 30h 后,土壤失水比达 0. 96,有效水储量基本耗尽;在土壤含水量低于凋萎湿度时,土壤失水也强烈,失水比达 1. 53;有效水范围最窄,仅 17. 42(10g/kg). 这就是说,表蚀燥红土的抗旱能力最弱(见表 5).

表蚀干热的半干润变性土的有效水储量较低,在经蒸发历时 49h 后,土壤失水比为 0. 90;经蒸发历时 300h 后,土壤失水比达 1. 71(这是五种土壤中最高的). 在经一定时间

的旱季后,土壤旱情严重.

普通燥红土与变性燥红土的有效水储量较高,土壤失水比低(经蒸发历时 75h 后,分别为 1.13, 1.01;经蒸发历时 300h 后,分别为 1.36, 1.40). 这两种土壤抗旱能力较强.

普通薄层土的抗蒸发能力最强,有效水储量最高[达 32.54(10g/kg)],土壤失水比在各蒸发历时段均最低(蒸发历时 300h 后只有 1.05). 这就是说,普通薄层土抗旱能力远强于其他四种土壤抗旱能力.

3 结 语

1. 土壤蒸发具有阶段性. 可根据农业生产实践中具有重要意义的三个土壤基本水分物理常数,将土壤水分蒸发划分为三个阶段. 土壤水分累积蒸发量 Q 与蒸发历时 T 之间的关系呈 $Q=aT^b$.

2. 不同土壤的水分蒸发性能不同,差别较大. 在元谋地区特殊的干热气候下,土壤抗蒸发能力由强到弱的顺序依次是:普通薄层土、变性燥红土、普通燥红土、表蚀干热的半干旱变性土、表蚀燥红土.

3. 不同土壤的抗旱能力相差悬殊. 元谋地区土壤的抗旱能力与抗蒸发能力的强弱顺序一致.

参 考 文 献

- [1] 杨文治,石玉洁,费维温. 黄土高原几种土壤在非饱和条件下水分的蒸发性能和抗旱力评价. 土壤学报,1985,22(1),13—23.
- [2] 杨文治,赵沛伦,张启元. 不同湿度条件下土壤水分的蒸发性能和移动规律. 土壤学报,1981,18(1):24—37.
- [3] 中国土壤学会农业化学专业委员会编. 土壤农业化学常规分析方法. 北京:科学出版社,1983. 55—60.
- [4] 中国科学院南京土壤研究所. 土壤理化分析. 上海:上海科学技术出版社,1978. 466—525.
- [5] 庄季屏,王伟. 土壤低吸力段持水性能及其与早期土壤干旱的关系研究. 土壤学报,1986,23(4):306—313.
- [6] 雷志栋,杨诗秀,谢森传. 土壤水动力学. 北京:清华大学出版社,1988. 132—167.
- [7] 姚贤良,程云生. 土壤物理学. 北京:农业出版社,1986. 373—377.

DROUGHT RESISTANCE FROM SOILS IN YUANMOU DRY AND HOT VALLEY, YUNNAN PROVINCE

Huang Chengmin He Yurong

(*Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences*

& Ministry of Water Conservancy Chengdu 610041)

Abstract

Soil water evaporation is the important component of water cycle, as well as the basis of the study on drought resistance in arid and semi-arid regions.

Water evaporation and drought resistance of the main soils have been studied in Yuanmou dry and hot valley, Yunnan Province. The results showed that the relationship between the cumulative curve of evaporation Q and the duration of evaporation T satisfied the equation: $Q = aT^b$, where $a = 0.60-1.10$, $b = 0.65-0.85$. The evaporation process existed with stages. According to the 3 soil moisture constants, which had a great effect on plant growth in the fields, the evaporation process was divided into 3 stages. The soil water was evaporated fast in the first and second stages, and the decreasing rate of soil water content exceeded 0.35, in the most, reached 0.63, but the rate of soil moisture loss became low while the soil water content was lower than the wilting coefficient. The water evaporation concerned predominantly with soil texture and structure varied in the different soils, at the evaporative stage of soil available water, duration of evaporation reached 87.8h in haplic leptisols, however, only 32.2h in truncatic dry red soils. The water evaporation resistance was arranged from strong to weak in the region as follow: haplic leptisols, vertic dry red soils, haplic dry red soils, truncatic terric usterts, truncatic dry red soils.

The disparity in the drought resistance was great in the different soils. The drought resistance arranged from strong to weak was the same as the water evaporation resistance determined by the proportion of soil water loss.

Key words Yunnan Province, Yuanmou, dry and hot valley, soil water evaporation, soil drought resistance, soil moisture