

华中丘陵红壤的水分问题*

I. 低丘坡地红壤的水分状况

姚 贤 良

(中国科学院南京土壤研究所, 210008)

摘 要

本文研究了江西省第四纪红色粘土发育的坡地红壤从1990—1993年间的水分动态变化。研究表明,坡地红壤水分状况不仅在月际有很大变化,在年际也有不同;由于红壤具有特殊的结构性质,虽然总贮水量不算太低,但有效水含量较低,成为红壤在伏秋期间作物易受干旱危害的内在因素;坡地红壤中上半年的贮水量较多,下半年一般从7月开始就明显下降,0—50cm土体内经常出现有效水负值;从实测贮水量和最大贮水库容的比值所见,即使在上半年的丰水期间,0—100cm土层内仍有一定的贮水库容尚未贮水;而下半年缺水期间100—200cm及200—300cm土体内仍有较多贮水。因此,增蓄丰水期的降水和利用缺水期的深层贮水是充分利用红壤水资源的有效途径。

关键词 坡地,红壤,水分状况

我国红壤面积分布极广,复盖南方15个省、区,生物气候条件十分优越,是我国热带、亚热带林木、果树和粮食作物的主要生产基地。由于受东南季风影响,年降水量分布极不均匀,华中丘陵地区春天雨水特多,雨强较大,易造成坡地表土流失。而伏秋期间雨水特少,蒸发量大,伏秋旱往往成为本区农林生产的主要障碍。由于特定的成土条件,红壤是个深度脱硅和富铝化的土壤,与温带土壤相比,它的保水、保肥性都较差,成为本区影响农林生产的另一个重要限制因素。过去对红壤肥力及其提高已进行过大量研究,但对水分问题研究甚少。本文着重研究江西荒坡地红壤的水分性质及其动态变化,野外定位观测从1990年开始。

1 测区主要气象因素

由图1¹⁾可见,主要气象因素不仅在年内有很大变化。年际间也不同。1990—1993年间降水量最多为1993年,达2082.6mm,最少为1991年,为1507.5mm,两年间相差

* 本工作是国家自然科学基金资助项目的部份内容,参加过本项目研究的先后有方仲灵、于德芬、许绣云和朱红霞等。

1) 资料由余江县气象站提供,特此感谢。

收到修改稿日期:1995-08-21

差 575.1mm,可相当于华北平原的年降水量。最多最少年蒸发量间的差异相对较小,为 49.4mm。四年平均降水量比同期平均蒸发量多 532.8mm,干燥度 0.71。因此,从总体上

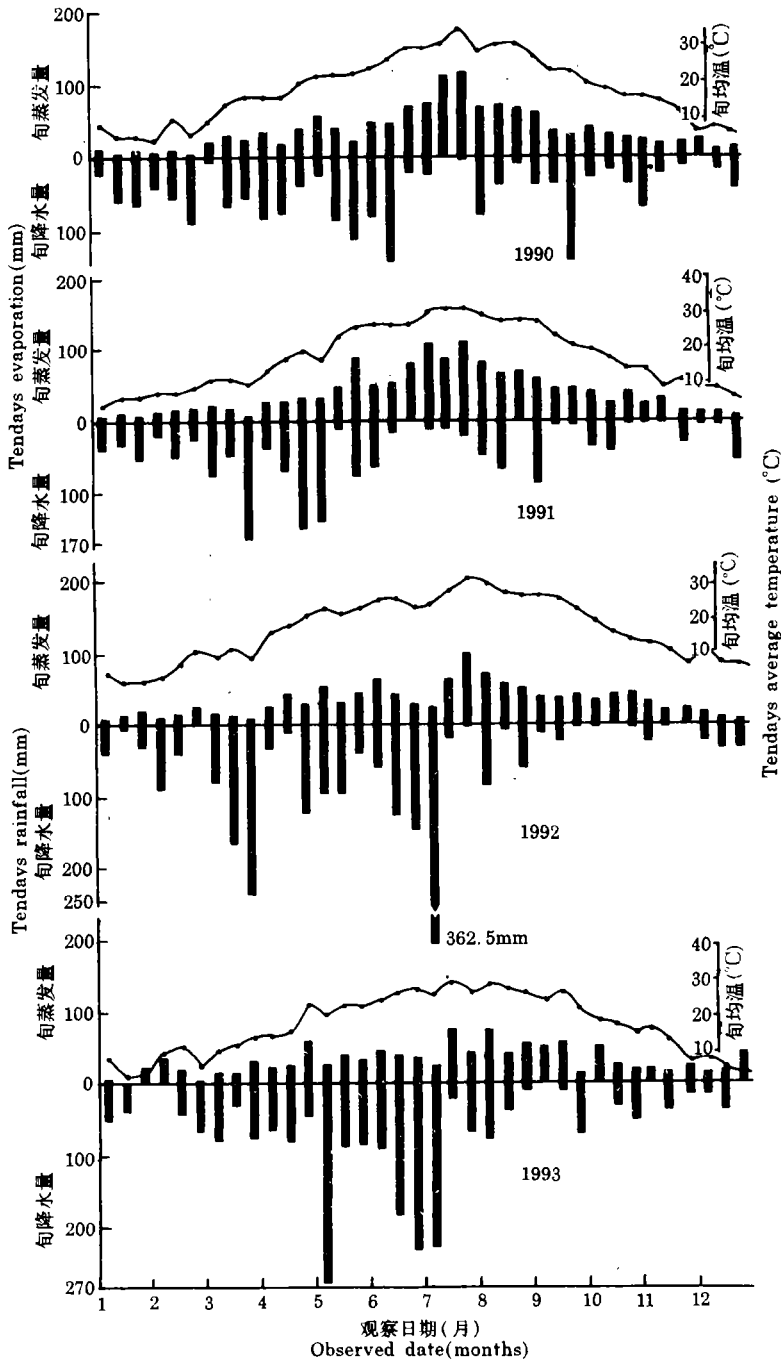


图1 测区降水量、蒸发量和气温状况
(1990—1993)

Fig.1 The regime of rainfall, evaporation and temperature

看, 年降水量是非常丰富的。但一年内的降水量很不均匀, 上半年降水量占全年的 $2/3$, 且多暴雨方式下降, 下半年占 $1/3$ 。而 7、8、9 三个月仅占全年总降水量约 $1/5$ — $1/4$, 即 250.6—543.9mm, 而此期的蒸发量约占全年总蒸发量的一半, 即 491.6—660.6mm, 干燥度只在 1992 年为 0.94, 1990, 1991 和 1993 年则分别为 1.55、2.64 和 1.06, 造成严重的季节性水分亏缺, 加以此期表土的温度有时可高达 40°C 以上。因此, 缺水和高温往往同时威胁旱作生长, 成为影响本区农林持续生产的主要障碍。

2 测区土壤的主要理化性质

测区坡度 $< 5^{\circ}$, 1990—1991 年间地表生长稀疏的马尾松和茅草, 复盖尚好, 1992 年后由于四周试验地的不断开发, 马尾松砍去不少, 复盖较差。成土母质为第四纪红色粘土, 其主要理化性质见表 1。由表所见, 测区土壤剖面中的粘粒 ($< 1\text{mm}$) 含量较高, 按卡钦斯基质地分类属重壤土到轻粘土, 比表面较大。红壤是以高岭石为主的粘土矿物类型, 主要为外表面积, 但实测(用乙二醇乙醚吸附法测定)比高岭石矿物多好几倍, 而接近水云母类矿物^[1]。红壤中有机质很低, 即使表土, 一般也只含 $6.7\text{g}/\text{kg}$ ^[2]。因此, 红壤剖面中较高的比表面, 除粘粒的外表面积外, 可能还与红壤中存在的其他性质有关。红壤的容重在 1.40 — $1.20\text{g}/\text{cm}^3$ 间, 且剖面的上部和底部较大, 心土较小, 但由于结构发育较好, 即使在总孔隙度较低的情况下, 田间持水量条件下的通气孔隙度仍然较高, 不会成为通气排水的障碍。土壤阻力在 0.5 — 1.0MPa 间。按 Hewitt 等 (1984) 研究, 认为主根的生长压在 1.0MPa , 而侧根约为 0.5MPa ^[3]。因此, 测区土壤阻力在一般情况下不会影响根系在土体中的生长和延伸。水溶液测 $\text{pH}4.0$ — 4.5 , 盐溶液测 $\text{pH} < 4.0$, 有一定数量的活性铝。据研究报告, 土体中活性铝的存在会毒害根系, 且抑制其吸收水分^[4]。测区红壤中的根系分布很浅, 作物的耐旱能力较低, 是否亦与铝毒有关, 值得重视。总之, 测区土壤的一般物理性质还是较好, 化学性质似较不良。

表 1 测区土壤的主要理化性质

Table 1 Main physical and chemical properties of the red soil

土层深度 Depth of soil layer (cm)	粘粒 Clay (%)	比表面 Specific surface area (m^2g^{-1})	容重 Bulk density (g/cm^3)	孔隙度 Porosity(%)			土壤阻力 Soil re- sistance (MPa)	pH		活性铝 Active aluminium Al_2O_3 (%)
				总量 total	通气 airfilled	持水 water- holding		water	KCl	
0—25	40.4	132.9	1.41	45.6	15.4	30.2	0.51	4.25	3.71	0.20
25—80	43.2	138.6	1.24	50.0	17.7	32.3	0.97	4.40	3.75	0.21
80—140	45.3	159.4	1.21	51.1	14.0	37.1	0.45	4.44	3.71	0.19
140—195	44.8	—	1.31	47.8	10.9	36.9	0.72	4.40	3.64	0.14

3 测区土壤的水分物理性质

已有很多研究表明,土壤水分特征曲线在高水势段主要取决于土壤结构,它与毛管引力有关,而低水势段受土壤质地制约,它主要受土壤吸附力影响^[5]。因此,在本研究中高水势段的土壤含水量采用田间原状土测定,而低水势段则用重塑测定,其测定结果列于表2。一般认为,将土水势 -30kPa — -1.5MPa 间的含水量视为土壤有效含水量^[6]。测区土壤 $0-80\text{cm}$ 内从 $0-30\text{kPa}$ 间的含水量较高,而 -30kPa — -1.5MPa 间的含水量较低。 80cm 以下土层中两段水势间的含水量接近。因此,下层土壤中的有效含水量比上层土要多 $2.6-5$ 个百分点,这主要与下层土中的持水孔隙相对较高有关。但从总体看,红壤中的有效含水量较低,约占田间持水量的 $1/3$ 。有效水特低,除与粘粒含量较高,有较大的吸附面外,亦可能与红壤微团聚内持有大量的微细孔隙持水有关。有人报道,吸持在这种孔隙中的水分,即使在 10MPa 的压强下也难于逸出¹⁾。因此,红壤中的田间含水量虽然达 20% 左右不算太低,但因其被土壤吸持的力较大,植物根系仍然难于吸收利用而呈萎蔫。

表2 坡地红壤水势和含水量的关系*

Table 2 Relationship between water potential($-\text{kPa}$) and water content (V%) of the red soil

土层 Soil layer (cm)	土水势 Soil water potential($-\text{kPa}$)												有效含水量 Available water content (V%)	
	0	1.5	3.0	6.0	9.0	10	30	60	90	100	300	600	1500	9.0
	含水量 Water content(V%)													
0—25	46.0	45.0	40.3	37.6	35.5	—	30.3	28.1	26.6	—	24.5	23.3	21.3	9.0
25—80	50.5	47.7	44.0	40.1	37.4	—	32.5	30.9	29.8	29.3	26.7	24.1	23.4	9.1
80—140	51.2	49.4	46.0	42.2	39.7	—	37.1	33.5	32.5	28.4	26.8	24.9	23.1	14.0
140—195	47.9	47.3	44.8	42.3	40.3	—	36.9	35.5	33.7	—	29.5	26.9	25.3	11.6

* 高水势段($0-90\text{kPa}$)用 100cm^3 环刀采集的田间原状土测定,而低水势段($-100-1500\text{kPa}$)用通过 2mm 孔径的土壤重塑成田间土壤容重后再测定。

不同水势段的比水容量(表3)可见,土水势由 -1.5kPa 降至 -30kPa ,继而降至 -90kPa ,再降至 -600kPa ,比水容量则分别降到 10^{-1} , 10^{-2} 和 10^{-3} 数量级。亦即当土壤含水量降到田间持水量(-30kPa)以下时,土壤的释水量已经变小,而至 $-100-600\text{kPa}$ 时则明显变小。虽然此时的含水量还属有效水范围。看来,红壤中有效水量较少,且随含水量的下降而释水量愈加变少,是红壤易受旱害的主要内在原因。

1) Uehara, G.etc., The mineralogy, chemistry and physics of tropical soils with variable charge clay(manuscript).

表 3 不同土水势段的比水容量(θ / kPa)

Table 3 The specific water capacity of different sections of soil water potential

土层 Soil layers(cm)	土水势 Soil water potential(-kPa)				
	1.5—9.0	9.0—30	30—90	-100—600	600—1500
0—25	1.27	2.48×10^{-1}	6.20×10^{-2}	—	2.0×10^{-3}
25—80	1.37	2.33×10^{-1}	4.50×10^{-2}	1.0×10^{-2}	1.0×10^{-3}
80—140	1.29	1.24×10^{-1}	7.70×10^{-2}	—	2.0×10^{-3}
140—195	0.93	1.62×10^{-1}	5.30×10^{-2}	7.0×10^{-3}	2.0×10^{-3}

4 坡地红壤水分状况

由于有坡度,降水时不仅易产生表面径流,而且在土体内亦会发生侧流。因此,坡地的水分动态变化比平原地区要复杂得多。

4.1 土壤剖面内水分的动态变化

土壤水分是用中子法测定的,表土 0—20cm 用烘箱法测定。测定时间间隔约 10 天,每月 3 次。按不同土层测深达 3m。其体积含水量等湿线列于图 2。由图 2-A 可见,坡地红壤的田间含水量(体积%)在 6 月份以前 0—30cm 土层内约在 26%左右,而 0—1m 内可达 30%以上,前者超过萎蔫含水量,后者约等于田间持水量。6 月以后 26%和 30%两等湿线明显下移,在 0—30cm 土层常出现 20%或 10%等湿线,而 30%等湿线可移到 1.5m 以下,其下移程度视伏秋旱情的不同而异。如 1992 年秋旱严重,即使在 11 月,30%等湿线可移至近 2m 处。至 12 月份各等湿线有不同程度的回升。尤其在春季,2m 以下一般多出现 36%等湿线,而且与 30%等湿线相比有较大的起伏变动,反映了在较高含水量情况下,水分在土体中的变动不仅取决于毛管引力或吸力梯度和垂直重力因素等影响,而且亦受土体内不同的结构条件和侧向径流所制约。因此,其中的水分动态变化要比平原地区复杂得多。图 2-B 是有效水含量等湿线图。在 1—6 月间,5%等湿线主要在 1m 土层内变动,并呈明显起伏;主要取决于间隙性降水。7 月份以后此线下移,且也有起伏,12 月后回升。7 月以后 0—50cm 和 0—100cm 土层内经常出现有效水负值。1993 年即使在春季也出现过间隙性的有效水负值。10%等湿线常出现于 1m 土层以下,尤其在 1990—1991 年间,此线可移至 1m 土层以上,且在 7、8、9 三个月内仍在 2m 左右摆动,但 1992 年以后此线明显下移,至 1993 年的下半年下移很大,尽管这年的降水量为四年中最大的一年。造成这原因可能与年内降水量分布和雨强不同有关。1993 年的年总降水量虽比 1991 年多 485.1mm,但多在 4、5、6 三个月。该年 4、5、6 三个月中共降水 540mm,且多暴雨形式,如 5 月 6 日的降水量就达 173.6mm。同时也可能与地表复盖状况变化有关。测区在 1992 年前的地表复盖还是比较好的,以后随着测区周围不断开辟试验地,地表植被破坏比较严重,表面截流物明显减少。1990 年 10 月份等湿线的明显上移与 10 月上旬降水量较多有关,但 1993 年 4、5、6 三个月的降水量特多,但从等湿线的分布状况看,似乎没

有明显反映,这不能不联想到上述两项因素的影响。

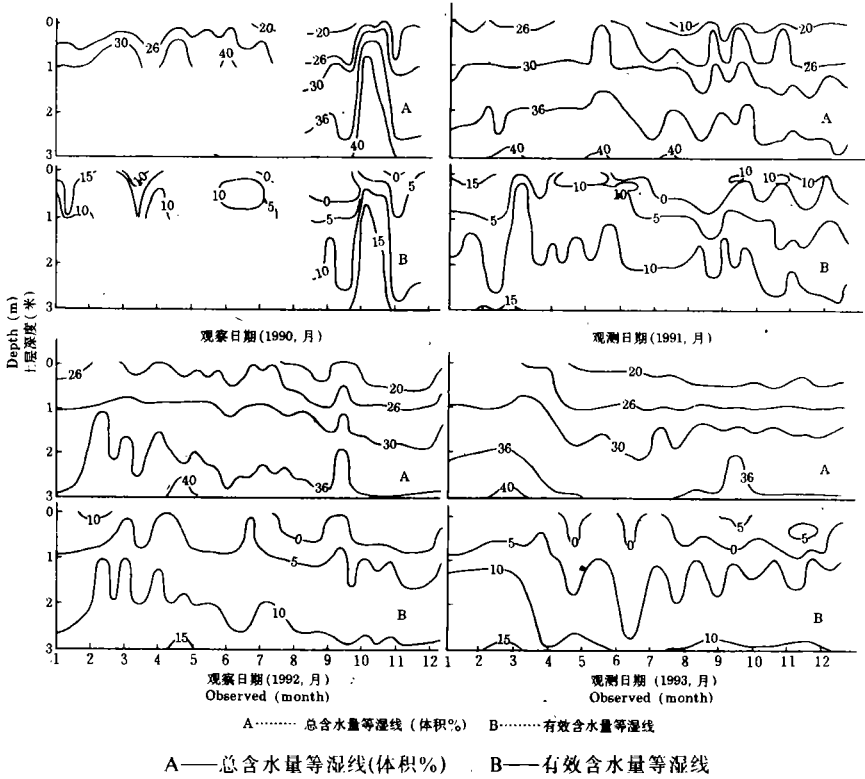


图2 荒坡红壤水分状况(1990—1993)

Fig.2 The water regime of uncultivated sloping red soil(1990—1993)

表4 荒坡红壤的库容(mm)

Table 4 The volumetric capacity of uncultivated sloping red soil

土层深度 Depth of soil layer(cm)	库容 Volumetric capacity(mm)		
	总库容 Total	贮水 Water-holding storage	贮有效水 Available water storage
0—20	91.2	60.4(66.2) ¹⁾	18.0(29.8) ²⁾
0—50	241.2	156.4(64.8)	45.3(29.0)
0—100	486.2	341.9(70.3)	115.3(33.7)
100—200	478.0	369.0(77.2)	116.0(31.4)
200—300	478.0	369.0(77.2)	116.0(31.4)

1)占总库容的百分数; 2)占贮水库容的百分数。

从四年观测资料可见,测区0—3m土体内的贮水量上半年是相当充沛的,0—0.5m内常出现约占田间持水量80%左右的含水量,而1—2,2—3m内常出现接近或相当于田间持水量的含水量。下层土体中的贮水量有一定起伏,可能与土内侧渗径流有关。下半

年土体中的贮水量不断下降, 0—0.5m 土体中的含水量常处于田间持水量的 70% 或以下, 经常出现有效含水量负值。有效含水量为 0 的等湿线常出现在 7 月, 而以 8 月底或 11 月下移最深, 可达 1m, 这主要取决于伏旱和秋旱的不同程度。但在 1—2m 和 2—3m 土体内仍含有约近田间持水量的含水量或一定数量的有效水。

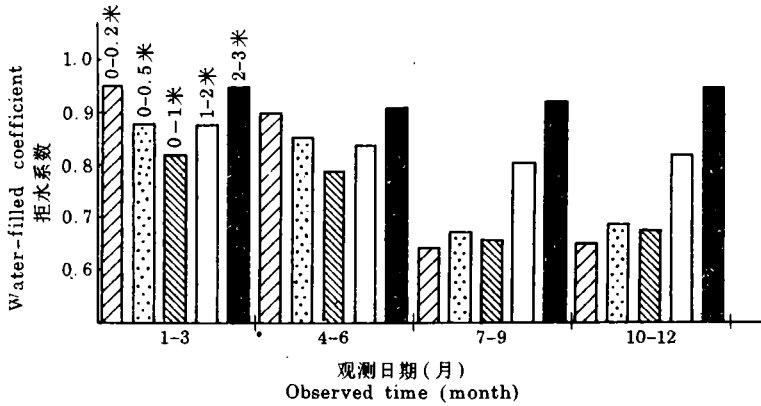


图3 荒坡红壤不同土层中平均充水系数的动态变化(1990—1993)

Fig.3 The changes of average water-filled coefficients at different depths of uncultivated sloping red soil(1990—1993)

4.2 坡地红壤的潜在蓄水能力

本区降水量丰沛, 能否以提高土壤的蓄水能力来提高水资源利用率是一项很有意义的研究课题。较早的研究者指出, 在雨季因土壤贮水量大, 故已不能再增加土体中的贮水量^[7]。本研究根据田间实测的贮水量和计算的最大贮水库容的比值, 来分析坡地红壤增蓄大气降水的可能性。测区土壤的库容列于表 4。贮水库容占总库容 2/3, 而贮有效水库容约占贮水库容的 1/3。按库容剖析, 坡地红壤的通透库容(总库容减贮水库容差值)较大, 有利接纳自然降水, 但贮水库容, 特别是贮有效水库容较小, 这对蓄水极为不利。然而, 即使这样, 当与各时段实测的土壤贮水量相比, 发现在雨季土壤内仍有一部份尚未充水的贮水库容。将田间实测的贮水量与计算的贮水库容的比值, 暂称为充水系数 (Water-filled coefficient, 简称 W_{fc})。其含义是当 $W_{fc}=1$ 时, 土体中已无容纳水的贮水库容, 只有当 $W_{fc}<1$ 时, 尚有能容水的贮水库容, 其值愈小, 容水贮水库容的相对值愈大。将 4 年观测值计算出的平均 W_{fc} 值列于图 3。按图 3 所见, 从 1—3 月, 0—0.2m 土层中的 $W_{fc}>1$, 贮水库容中都已充满水; 但在 0—0.5m, 0—1.0m 和 1—2m 土体内, W_{fc} 均小于 1, 而分别为 0.93, 0.87 和 0.93。这意味着分别还有 11.5mm, 40.2mm 和 25.3mm 的贮水库容还空着, 尚能容水。而在 4, 5, 6 三个月内, 0—0.2m, 0—0.5m, 0—1m 和 1—2m 土体内的 W_{fc} 分别为 0.94, 0.90, 0.84 和 0.89。也就是尚分别有 4.0mm, 15.9mm, 53.9mm 和 42.9mm 的贮水库容还空着。而且即使在 2—3m 处, W_{fc} 也不到 1。这就反映了即使在上半年多雨季节, 坡地红壤中尚有一部份贮水库容能容纳自然降水。因此, 在坡地采用各种截流方式(包括生物的和工程的措施), 仍能增蓄部份降水。7 月份开始, 由于伏秋旱, 贮水库容中的水分不断减少, W_{fc} 值下降到 0.7 左右。0—1m 以上土层中贮水库

容中的水不断减少,可以容纳较多的降水是没有问题的,但对坡地土壤来说,截流措施仍然是增水的重要手段。同时还可见到,下半年在 1—2m 和 2—3m 土层中的 W_{fc} 值要比 1m 以上土层中的 W_{fc} 值大,反映了该处贮水库容中尚蓄有一定数量的水分。因此,在下半年干旱季节,除采用必要的截流措施外,通过各种方式利用深层贮水,亦是缓解该区伏旱和秋旱的重要途径。

5 结 语

坡地红壤水分状况的变化比较复杂,除受大气因素制约外,还受地表复盖、土壤因素以及坡度和坡长等影响。根据测区四年的观测,认为本区即使在雨季,土壤内尚有能容纳降水的贮水库容,而在旱季,下层土内尚存相当部份的贮水。因此,保护和改善地表截流物,以多蓄雨季降水,以及旱季开发利用深层贮水是提高本区土壤水资源利用率的有效途径。

参 考 文 献

1. 姚贤良、程云生等,1986:《土壤物理学》,第8页。农业出版社。
2. 许绣云、姚贤良,1993:红壤生态站土壤的结构状况。《红壤生态研究》第二集,255—261页,江西科技出版社。
3. Hewitt, J. S., A. R. Dexter. 1984: The behaviour of roots encountering cracks in soil. II. Development of predictive model. *Plant & Soil*. 79: 11—28.
4. Charles, D. Foy. 1992: Soil chemical factors limiting plant root growth. *Advances in Soil Science*. 19: 97—131.
5. 姚贤良,1983:红壤的物理性质。《中国红壤》(李庆远主编),102—118页,科学出版社。
6. 于德芬、姚贤良,1993:关于红壤有效水范围的探讨。《红壤生态系统研究》,第二集,255—261页。江西科技出版社。
7. 据中和、刘勋等,1980:红壤水分特性的初步研究。《土壤通报》,第3期,8—12页。

WATER PROBLEMS OF RED SOIL IN HILLY REGION OF CENTRAL CHINA

I. THE WATER REGIME OF SLOPING RED SOIL IN LOWER HILLY REGION

Yao Xianliang

(*Institute of Soil Science, Academia Sinica, Nanjing, 210008*)

Summary

The dynamic changes of water regime in sloping uncultivated red soil derived from Quaternary red clay distributed in Jiangxi Province were investigated during 1990–1993. Results show that the water regime in sloping red soil changed apparently not only in a year but also between years. The water content of red soil under high water potential is higher. However, in connection with the specific structural characteristic, the available water content in red soil is lower, which becomes an inner important factor leading crops to subject draught hazard in Summer and Autumn. The water storage in sloping red soil is richer in the first half of a year, then decreased from the beginning of July in the second half of the year. In later time a negative value of available water content appeared at soil depth of 0–50 cm. Results also shows that according to the ratio of the measured water storage of soil to the calculated maximum storing water capacity a certain amount of empty water storing capacity at soil depth of 0–100 cm where can accept the rainfall could be found even though in first half of a year with richer rainfall. Moreover, a richer water storage at soil depths of 100–200 cm and 200–300 cm is presented in the second half of a year with severe shortage of rainfall. Consequently, to increase the acceptance of rainfall in first half of a year and to use the richer water storage in deeper soil layers in the second half of a year are an effective way for raising the use efficiency of water resource in red soils.

Key words Sloping land, Red soil, Water regime