

粘土夹层对地下水上升运行的影响

袁剑舫 周月华

(中国科学院南京土壤研究所)

THE INFLUENCE OF CLAY INTERLAYER ON THE UPWARD MOVEMENT OF CAPILLARY WATER IN SOIL

Yuan Jian-fang and Zhou Yue-hua

(Nanjing Institute of Soil Science, Academia Sinica)

我国华北平原土壤质地情况比较复杂,壤土剖面中,在不同部位上往往有不同厚度的粘土层^[6]。土壤中水盐运行的情况密切受土壤质地和地下水位的影响^[5]。如土壤剖面中有粘土夹层,它将在很大程度上影响剖面中水分的分布和运行。研究粘土夹层对水分运行的影响,以及这种影响与地下水位、粘土夹层的位置和厚度的关系,对于正确划分华北平原土壤质地剖面类型、防治土壤次生盐渍化,都有一定意义。有关这方面的研究不多,过去曾有人根据野外观察材料,对粘土夹层离地下水面的距离与土壤水盐运行的关系作了一些分析^[1,2,4]。为了进一步说明华北平原土壤中水盐运行的情况,以提供华北平原土壤质地类型划分的依据,我们在实验室条件下研究了地下水位以上土壤中水分的分布以及粘土层位置、厚度与水分运行的关系。

试验标本和方法

土样有砂壤土,粉砂壤土,重粘土等(表1),均磨碎过1毫米孔,然后分别装入直径为

表1 土壤机械组成和土柱容重
Table 1 Soil mechanical composition and bulk density of soil columns

土 壤 Soil type	采样地点 Sampling locality	土柱容重 (g/cm ³) Bulk density of soil column	各级颗粒百分数 (mm) Percentage of particles					
			0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	<0.001	<0.01
砂 壤 土 Sandy loam	山东洛口 Shandong Luokou	1.62	68.2	25.8	0.7	3.3	2.0	6.0
粉砂壤土 Silty loam	山东聊城 Shandong Liaocheng	1.42	7.0	67.0	8.0	5.0	13.0	26.0
重 粘 土 Heavy clay	山东聊城 Shandong Liaocheng	1.33	2.2	12.6	15.7	29.6	39.9	85.2

注: 质地根据美国制命名。

Note: Nomenclature of texture according to American system.

3 厘米的玻璃管,下接浓度为 2 克/升的 CaCl_2 溶液,维持一定的水位。观察溶液在土柱中的上升速度,待上升到土柱顶后,逐层测定土壤含水量,其余土柱在红外线灯照射下蒸发,蒸发后再逐层测定土壤含水量。另外,又用砂壤土、研磨过 0.149 毫米孔的重粘土以及 1—3 毫米的团聚体(用重粘土加入适量水分使其团聚化,然后过 1—3 毫米孔)做夹层,装成土柱,观察水分上升的速度。

结果和讨论

(一) 毛管曲线分区及各区水分的特性

1. 毛管曲线的分区: 据研究土壤中的水分分布有一定规律,各土层中水分含量和运动性与该土层离地下水面的距离有关^[9]。在地下水位深时,粘土中水分的分布,由地下水面向上可分二区:(1)含水量由饱和含水量逐渐减小,这层即毛管水活动层,(2)含水量保持不变。在细砂土中,可分三区:(1)含水量大而稳定,(2)含水量由下向上逐渐减小,(3)含水量保持不变^[3,5]。在我们的试验中,如图 1 所示,粉砂壤土土柱在高 220 厘米时,水分分布可分二区:(1)从地下水面向起至 130 厘米左右,含水量基本上不变,都为 30%左右,接近饱和,是“接近毛管饱和区”,(2)从 130 厘米处向上,含水量逐渐减小,一直到 220 厘米,含水量约为 15%,即饱和含水量的一半,是“含水量渐减区”。这二区都是毛管水活动

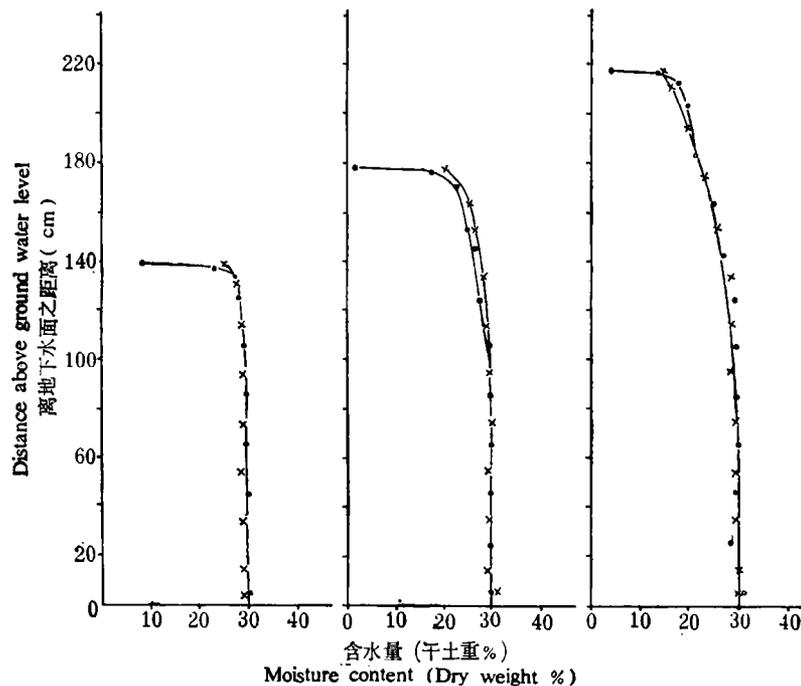


图 1 不同高度的粉砂壤土土柱蒸发前后含水量的分布

Fig. 1 The distribution of water in silty loam soil column with different height before and after evaporation

×——× 蒸发前 Before evaporation ●——● 蒸发后 After evaporation

层。水分的这种分布情况,不随土柱高度的改变而改变,无论土柱高 220 厘米、180 厘米或 140 厘米都是如此。可以推测,如果土柱进一步增高,上面还有一个不受地下水影响的含水量不变区。

2. 毛管水活动层中水分的运动性: 土壤水分的运动性与土壤水分形态和张力的有关。土壤水分形态和张力基本上决定于土壤含水量。如图 2 所示,在粉砂壤土土柱中地下水面上约 130 厘米以内,毛管水上升速度比较快,130 厘米以上,则显著减慢。二者的界限与图 1 中含水量分布曲线的界限相当。所以,根据水分运动性,毛管水活动层中,毛管饱和区的水分运动性显著大于含水量渐减区的水分运动性。这是由于不同水分分布区中,水膜厚度和水分张力不同之故^[8]。故地下水面离地表之距离小于或大于毛管饱和区之高度时,地表返盐速度将有明显区别。如土柱高 140 厘米时(土柱 130 厘米以内为毛管饱和区),蒸发过程中 CaCl_2 溶液的补给量为 200 毫升,而土柱高 180 和 220 厘米时,都分别为 133 和 111 毫升。这说明地下水位高低与返盐的关系。

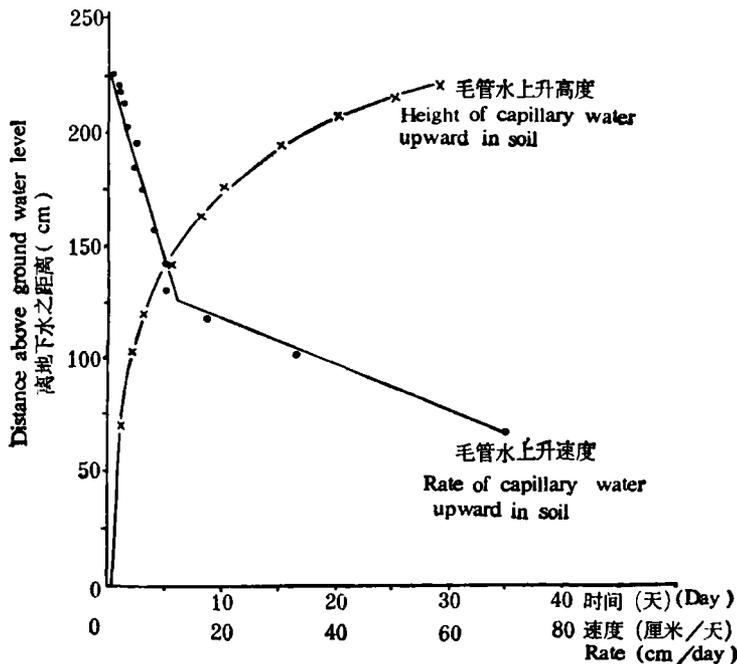


图 2 粉砂壤土土柱中水分毛管上升速度

Fig. 2 Curve showing the rate of upward movement of capillary water in silty loam soil column

(二) 粘土夹层对水分运行的影响

土壤中水分上升的速度决定于促进和抑制水分运行的二种力量的对比,前者是弯月面力,后者是重力、水分子之间的摩擦力及水分和土壤之间的摩擦力。在水源充足的情况下,当促进力大于抑制力时,水分就上升,促进力愈大,上升得愈快。当土层距地下水面的距离不同时,这种促进和抑制水分运动的力量间的对比就不同,因此水分运行的速度也就不同。

1. 粘土夹层厚度和位置对水分上升运行的影响: 孔隙大小不同的土壤具有不同的促

进力和抑制力。在层次性土壤中，由于边界条件的复杂，这两种力量的对比情况更为复杂。当粘土夹层刚接触水分时，由于小孔隙的吸力大，可能吸水很快。但由于小孔隙中水分子之间和水分子与土粒之间的摩擦力很大，水分运行速度很快就减慢。当水分穿过粘土层由小孔隙进入大孔隙体系时，即使边界上有显著的水势梯度，水流速度开始时也显著减小^[7]。因此在有粘土夹层的土柱中，水分运行到土表所需的时间较长。粘土层愈厚，所需时间愈长。试验表明：土柱高 140 厘米，粘土层厚 10 厘米时（离地下水水面 90—100 厘米），水分上升到土表需时 14 天；粘土层厚 30 厘米时（离地下水水面 90—120 厘米），需时 19 天；粘土层厚 45 厘米（离地下水水面 90—135 厘米），需时 26 天。

粘土夹层位置对水分上升运行的影响与地下水位有关。这种影响可从二方面考虑：(1)粘土层离土表距离相同，但地下水位不同；(2)粘土层离土表距离不同，但地下水位相同。

粘土层离土表距离相同，但地下水位不同：如图 3，当地下水位埋深 180 厘米，无粘土层时(曲线 1)，水分上升到 140 厘米处时需时 6 天；土表下 20—50 厘米有粘土层时(曲线 3)需时 19 天，增加了 13 天。当地下水深 180 厘米无粘土层时(曲线 1)，水分上升到土表需时 13 天，地表下 20—50 厘米有粘土层时(曲线 2)需时 38 天，增加了 25 天。同样，当地下水深 220 厘米无粘土层时需时 29 天，地表下 20—50 厘米有粘土层时需 65 天，增加了 36 天。由上可见，当粘土层离地表距离相同时，有粘土层的土柱和无粘土层土柱中水分上升到地表所需时间之差随着地下水位的加深而增加。其原因是粘土层离地下水位

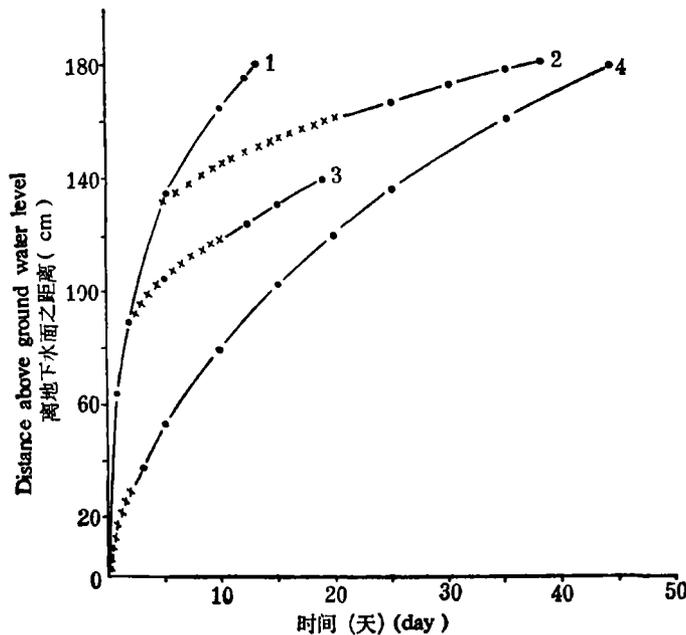


图 3 粘土夹层对土壤水分毛细管上升速度的影响

Fig. 3 The influence of clay interlayer on the upward movement of capillary water in soil

●—● 粉砂壤土 Silty loam ●×××××● 粘土层 Clay layer

1. 全剖面壤土 Loam soil column 2. 130—160 cm 为粘土层 Clay layer in 130—160cm

3. 90—120cm 为粘土层 Clay layer in 90—120cm 4. 0—30cm 为粘土层 Clay layer in 0—30cm

愈远,水分到达粘土层时的运动性愈小,不易克服粘土层的阻力,所以通过粘土层所需的时间较长,通过粘土层后受影响的程度也较大。

粘土层离土表距离不同而地下水位相同:当地下水位深 180 厘米、粘土层离土表 150—180 厘米,水分上升到土表需时 44 天(图 3 曲线 4),较对照(曲线 1)增加 31 天;粘土层离土表 20—50 厘米时,水分上升到土表需时 38 天(曲线 2),较对照增加 25 天。所以在地下水位相同时,有粘土层和无粘土层的土柱中水分上升到土表所需时间之差,随着粘土层离土表距离的增加而增加。其原因是:水分通过粘土层后运行速度减慢,所以粘土层离土表愈远,水分上升运行受到影响的距离愈长,因此到达土表所需的时间就愈长。可推测,这时土表返盐也较慢。这个结果与刘有昌^[4]在野外观察所得的材料是一致的。该材料认为,粘土层离地下水水面愈近,地下水毛管强烈上升高度愈小。当地下水面在粘土层内或接近于其底面时,毛管水强烈上升高度与全剖面粘土者同,地表不易返盐。

由上可见,在判断粘土层的作用时,一方面要考虑它距地表的距离,另一方面还要考虑它离地下水水面的远近。粘土层位置对毛管水分上升和地表返盐速度的影响,不仅与水分通过粘土层时和通过粘土层后水分上升速度的改变有关,而且更与水分上升速度受影响的路程的长短有关。因此当粘土层离地表距离相同、地下水位较深时,土表不易返盐。当地下水位相同时,粘土层离地下水水面愈近,地表也不易返盐。

以上讨论了粘土夹层位置对地下水上升运行的影响,但实际上,土表的返盐情况,不仅与地下水的上升运行有关,而且也与灌溉水和雨水在土壤中的保持和运行有关。当粘土层比较致密时,灌溉水或雨水带着土壤中的盐分向下渗透,积聚到粘土层上面,以后随着土表的蒸发,水分又带着盐分往土表运行。因此,粘土夹层对土壤返盐的影响,不仅取决于它与地下水向上运行的关系,而且也取决于它与雨水或灌溉水运行的关系。

2. 不同夹层对水分上升运行的影响:为了研究不同夹层对水分上升运行的影响,我们又用砂壤土、1—3 毫米的团聚体、过 1 毫米孔的重粘土和过 100 孔(0.149 毫米)的重粘土做成厚 30 厘米的夹层,装成土柱,观察水分的上升情况。观察表明(图 4),水分在进入和通过砂壤土层后,由于砂壤土毛管性强,上升速度较快;过 <0.149 毫米粘粒组成的粘土层和过 <1 毫米颗粒组成的粘土层后速度次之;过 1—3 毫米的团聚体后的上升速度最慢。由此可见,当夹层的孔隙大小适中,水分子之间以及水分和土壤之间的摩擦力比较小,毛管性能较强,水分上升较快。当夹层的孔隙比较大时,由于大孔隙中水分很少,水力传导度很小,因此水分运行受到限制。当夹层的孔隙很小时,水分子之间和水分与土粒之间的摩擦力较大,水分的上升运行就会受到妨碍。水分在通过夹层以后,如果夹层的毛管性能强,则上升过程中消耗掉的水分就可迅速得到补充而继续上升。从图 3 和图 4 可看出,水分通过砂壤土夹层后的上升速度较没有夹层的粉砂壤土土柱中水分上升速度慢,这可能是因为在粉砂壤土和砂壤土的交界处,粉砂壤土中的一部分比较小的毛管被封闭,因此水分运行受到阻碍。图 4 还表明,无论是孔隙比较小的粘土,或者孔隙比较大的砂壤土,甚至 1—3 毫米的团聚体,对它下面土层中水分上升速度均无显著影响。这是因为它们都能使下面土层中被水分挤出的空气能顺利排出之故。如果夹层孔隙非常小,不能使空气迅速排出,则将对水分的上升运行产生阻力,使夹层下面土壤中水分上升速度减慢。因此,夹层对水分运行的影响,主要与它本身孔隙的毛管性能,排出空气的能力,以及它同上下

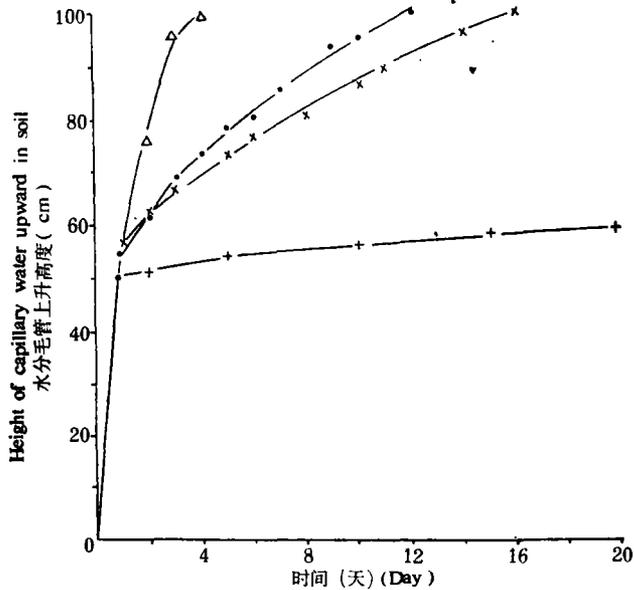


图 4 不同夹层对水分毛管上升的影响

Fig. 4 The influence of different interlayers on the upward movement of capillary water in soil

- △—△ 50—80cm 为砂壤土层 (Sandy loam layer in 50—80cm)
- 50—80cm 为过 0.149mm 孔的粘土层 Clay (<0.149mm) layer in 50—80cm
- ×—× 50—80cm 为过 1mm 孔的粘土层 Clay (<1mm) layer in 50—80cm
- +—+ 50—80cm 为 1—3mm 之团聚体层 Aggregate (1—3mm) layer in 50—80cm

土层的孔隙大小的比例有关。

结 论

1. 在地下水位为 220 厘米以下时, 地下水面上粉砂壤土土柱中毛管水活动层可分为二区: (1)“毛管接近饱和区”, 含水量接近饱和, 且稳定不变; (2)“含水量渐减区”, 含水量由下向上逐渐减小。

2. “毛管接近饱和区”中水分的运动性显著大于“含水量渐减区”。同一水分分区中各土层的水分运动性随着该层距地下水面之距离不同也有差异。

3. 粘土夹层显著影响水分的上升运行, 这是因为粘土的孔隙小, 水分子之间和水分子与土粒之间的摩擦力比较大, 所以水分进入粘土层后, 运行速度显著减慢。水分通过粘土层后, 上升速度仍比较慢。粘土层愈厚, 对水分上升运行的影响愈大。

4. 在判断粘土层对水分运行的影响时, 不仅要考虑它离地下水面的距离, 也要考虑它离地面的远近。在粘土层离地面距离相同时, 地下水位愈深, 粘土层的阻水阻盐作用愈大, 地表不易返盐。在地下水位相同时, 粘土层离地下水面愈近, 其阻水作用愈大, 地表也不易返盐。

参 考 文 献

- [1] 刘有昌, 1962年: 鲁北平原地下水临界深度的探讨。土壤通报, 第4期, 13—22页。

- [2] 沈传领, 1964年: 河南新乡引黄灌区临界深度的探讨。土壤通报, 第2期, 29—32页。
- [3] 罗戴, A. A. (袁剑舫译), 1955年: 土壤和土质的水分性质。21—26, 39—43页, 科学出版社。
- [4] 袁长极, 1964年: 鲁北平原盐斑地的形成。土壤通报, 第5期, 26—30页。
- [5] 袁剑舫, 周月华, 1964年: 水分运行与土壤质地的关系。土壤学报, 第12卷2期, 143—154页。
- [6] 中国科学院土壤及水土保持研究所、水利电力部北京勘测设计院土壤调查总队编著, 1961年: 华北平原土壤。167—175页。科学出版社。
- [7] Baver, L. D., 1972: Soil physics. 4th 343—345, John Wiley and Sons, New York.
- [8] Колпаков, В. В., 1961: Влияние повышения уровня грунтовых вод на испарительную способность и изменение бытовых запасов воднорастворимых солей в почво-грунтах присивашья. Известия ТСХА, № 1, 132.
- [9] Роде, А. А. 1952: Почвенная влага. 308—310, Изд. Академии Наук СССР, Москва.