

水分运行与土壤质地的关系*

袁劍舫 周月華

(中国科学院土壤研究所)

我国一些地方如华北平原,气候比較干旱,土壤水分迅速蒸发,往往引起土壤表层返盐,因此及时采取措施,保墒防盐,是这些地方农业生产中的重要問題。

要保墒,就需了解土壤水分运行的規律;而盐随水行,要防盐,也需了解水分运行的規律。B. A. 柯夫达曾說:“研究盐分累积过程及拟定防制盐渍化的措施时,必須了解和考虑土壤水分的規律”^[1]。水分的蒸发运行和土表盐分的积聚,都与水分运行的状态和速度有关。水分运行的状态决定盐分能否随着水分一起移动,水分运行的速度决定水、盐运行的快慢。当然,水分运行的状态也影响到水、盐运行的速度。因此,研究土壤水分运行的状态和速度等性質及其与盐分运行的关系,有助于及时采取措施,有效地进行保墒防盐。

土壤中的盐分主要随液态水的运行而移动^[2,3],但汽态水的运行对土壤剖面中水分的分布有很大作用^[4,5,6,7],因此也間接影响到土壤中盐分的移动。关于在不饱和状态下液态水运行的能力,过去曾有两种相反的观点,一是以 B. P. 威廉斯为代表的观点^[8],认为在无结构的土壤中,水分总是以毛管态从湿的地方向干的地方移动;一是以 A. Ф. Лебедев 等为代表的观点^[9,10],认为土壤中的毛管悬着水不能以液态运行,因此在較深土层盐化时,表层土壤的盐渍化却很弱。看来这两种观点都不够全面。早在1917年, J. Versluys 的研究結果^[11]以及后来 M. M. Абрамова 等^[8,12,13]的研究表明,随着含水量的增加,水分由不能以液态运行轉变到能以毛管态运行,后者更表明毛管联系破裂含水量是水分能否以液态运行的分界点^[8,14],因此土壤水分能否以液态运行以及土表会不会返盐,与土壤含水量的大小有关。Ф. Е. Колясев 更将土壤含水量分成四个阶段,每一阶段都有一定的占优势的水分运行形态,在含水量大于最大分子持水量时,水分主要以液态运行^[15]。李玉山对西北壤土上的观察也表明了水分以液态运行的能力与土壤含水量的关系^[16]。A. A. Роде 等认为^[2,8,12,38]土壤水分能否以液态运行,不仅与土壤含水量有关,还受土壤质地和结构状况的影响。在大于1毫米的粗粒土壤或0.25—0.20毫米的砂粒中,即使在含水量很大时,水分也很少或完全没有液态运行;但是在有结构的壤质和粘质等土壤中,蒸发时则有液态水运行。

土壤水分运行的速度与运行的形态,一般以液态运行的速度較快,因此如前所述,在不同质地、不同结构的土壤中,由于水分运行形态的差别,水分运行的速度是不同的。H. L. Penman 的試驗也說明了这点^[17]。

水分运行的速度在很大程度上决定于土壤含水量,两者之間的关系已有較多的研究,

* 本工作在进行过程中曾得到熊毅先生的多方指导,稿成之后,又蒙熊先生斧正,特此致謝。土壤标本由夏家淇同志采集。土壤磨片的制作、观察得到樊潤威、朱济成、罗家賢等同志的帮助。照片由崔崇浩同志拍摄,机械組成由徐夢熊等同志分析。在此一并致謝。

但各人意見尙有不完全一致之处。

L. A. Richards 等^[18]认为,水分蒸发速度随着土壤含水量的改变而均匀改变,并认为两者之间的关系可以下式表示:

$$\frac{dW}{dT} = -b \frac{W}{T}$$

W ——含水量, T ——时间, b ——比例常数

由上可见,他们对于随着含水量的改变所引起的土壤水分所遭受的力,以及由于导水性的质变因而蒸发速度可能产生改变是考虑得不够的。

另外一些研究者如 B. A. Keen、E. M. Crowther、N. E. Patten、H. Gradman、E. A. Fisher 以及 T. K. Sherwood 等^[19,11] 承认在含水量降至某一临界点后水分运行速度就剧烈降低,但却没有指出此临界点与水分常数的关系。F. J. Veihmeyer、A. H. Hendrickson^[19] 和 A. H. Урсулов^[20] 则分别认为此临界点与雕萎系数和毛管持水量的 70% 相当。综上所述,上列这些研究者均认为土壤从湿到干时,蒸发速度只有一个转折点。

但是很多研究者如 С. И. Долгов^[11]、J. C. Hide^[21]、Rose E. Moore^[22]、Л. С. Доценко^[23]、Ф. Е. Колясев^[15,24,25,26,27] 和 A. A. Роде^[2]等均认为湿土在蒸发时,蒸发速度可有几个转折点。如 A. A. Роде 将有微结构的壤质和粘质土壤中水分的运动性分成下列几个阶段:(1)易运动阶段,饱和含水量—最小持水量;(2)中度运动阶段,最小持水量—毛管联系破裂含水量;(3)难运动阶段,毛管联系破裂含水量以下。在毛管联系破裂含水量以下的雕萎系数,可能又出现一个转折点。但是 A. A. Роде 认为^[2],由于土壤质地和团聚情况的不同,水分运动性的转折情况也有不同,如在有大结构的土壤中,水分运动性只有一个转折点,它接近于最小持水量,这时团聚体之间的大孔隙中的水分消失,只剩下团聚体内部孔隙中的水分。在无任何结构的壤质或粘质土壤中,在蒸发时,水分运动性是逐渐减小的,甚至没有明显的转折点。

综上所述,土壤水分的蒸发损耗、土表盐分的积聚与土壤水分运动状况有关,而后者与土壤性状和含水量有关。我国华北平原土壤质地种类比较多,剖面层次排列比较复杂。本文拟就华北平原几种不同质地土壤的水分运行情况、对盐分运行的影响及其与土壤孔隙的关系进行讨论,这对了解华北平原土壤水、盐运行规律,有效地进行保墒防盐是有一定意义的。

試驗方法和标本

研究标本共有三种不同质地的土壤,(1)重粘土,采自山东聊城北楊集,为盐化浅色草甸土的底土层,(2)重壤土,也采自北楊集,为浅色草甸土的心土层,(3)紫砂土,采自山东洛口黄河河漫滩上,(4)砂粒,作为对照(表 1)。土样先过 1 毫米筛。用浓度为 0.09N 左右的 CaCl_2 溶液将土样分别调节至最小持水量、最大分子持水量、雕萎系数¹⁾(表 1),再过 1 毫米筛。密封过夜后在直径 5 厘米左右的玻璃筒中装成土柱,高 15 厘米,玻璃筒由六个玻璃圈用胶布联结而成,底上套铁皮盖子。为了使不同含水量的土柱中土粒之间排列关系

1) 最小持水量系从土柱上面灌水,土柱下部仍留有干燥层,防制蒸发,一星期后测定而得。最大分子持水量根据薄膜平衡法测得^[18]。雕萎系数等于最大吸湿量 $\times 1.5$,最大吸湿量在 10% H_2SO_4 上测得。

表 1 不同土壤的機械組成和水分常數

土 壤	各 級 顆 粒 (毫 米) 百 分 數							水 分 常 數		
	1—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	<0.001	<0.01	最小持水量	最大分子持水量	離萎系數
砂 粒	100	0	0	0	0	0	0	4.9	1.2	0.4
緊砂土	0	68.2	25.8	0.7	3.3	2.0	6.0	12.0	6.2	1.7
重壤土	0	3.8	44.1	25.3	12.8	14.1	52.2	18.8	14.8	6.1
重粘土	0	2.2	12.6	15.7	29.6	39.9	85.2	22.9	19.4	14.2

比較一致,土壤干容重保持一致,而濕容重不同(表 2)。將調節至三種含水量的土樣裝成兩種土柱,一種是全部都是土壤,另一種是在上部距表面 2.5—5.0 厘米處不裝土壤,而裝直徑為 1—0.25 毫米的石蠟粒,并把 0—2.5 厘米處的土樣改用蒸餾水調節至相應含水量。每種三個重複。將土柱封好,防止蒸發,過夜,使水分平衡,然後在紅外線燈下排成一圈(土面距燈泡底面 20 厘米左右),使其蒸發。為了使各土壤的蒸發量之間能夠比較,用兩個直徑 5.5 厘米、高 3 厘米左右的蒸發皿盛蒸餾水,放在與土柱同樣高度上(與土柱一起排成一圈),同時蒸發,以後就以自由水面蒸發量作為計算土壤蒸發量的標準。為了使各土柱和蒸發皿受熱均勻,按時將蒸發皿和土柱沿一定方向旋轉。在自由水面蒸發了一定數量後,將玻璃筒折開,用烘箱法逐層測定含水量,并用 $\text{Hg}(\text{NO}_3)_2$ 滴定 Cl^- 。石蠟粒是憎水性的,液態水不能通過,只汽態水能通過,因此根據石蠟層對蒸發的影響,可以判斷不同狀態水分在水分運行中的作用, Cl^- 的移動也可用來說明液態水的運行情況。土樣在加 CaCl_2 溶液和過篩等處理中,或多或少發生團聚作用,團聚的程度以含水量為最小持水量的重粘土最大。為了比較團聚體對水分運行的影響,又用風乾的重粘土裝成土柱,從上加入 CaCl_2 溶液,一星期後開始蒸發,然後測定含水量和 Cl^- ,由於裝土柱前土樣中沒有加入 CaCl_2 溶液及過篩等處理,故土壤團聚作用不顯著。

表 2 土樣在不同含水量時裝成的土柱的容重

土 壤	最 小 持 水 量		最 大 分 子 持 水 量		離 萎 系 數	
	濕 容 重	容 重	濕 容 重	容 重	濕 容 重	容 重
砂 粒	1.58	1.51	1.53	1.51		
緊 砂 土	1.42	1.26	1.37	1.28	1.30	1.28
重 壤 土	1.31	1.10	1.25	1.09	1.17	1.10
重 粘 土	1.21	0.99	1.18	1.00	1.14	1.00

為了觀察土壤的孔隙狀況,將土樣裝入直徑 1 厘米、高 1.5 厘米左右的玻璃管中,用膠結劑固結^[29],然後將其一面磨光,用偏光顯微鏡,利用反射光在偏光正交的條件下攝影。另外用真空毛細管計在不同的真空度下測定各級孔隙的容積百分數^[28]。

結 果 和 討 論

(一) 土壤質地、結構與水分蒸發運行的整體性和速度的關係

1. 土壤質地、結構與水分蒸發運行的整體性的關係:土體中水分的蒸發運行有兩種情況,一種有明顯的整體性,另一種沒有整體性,或整體性不顯著。所謂整體性,Б. В. Деря-

гин 和 М. К. Мельникова^[30]、А. А. Роде^[2] 以前就曾提到过,是指土体上下水分之间的联系。有整体性的土壤中,水分象一个整体一样,土表蒸发时土体下部的水分也随着减少;没有整体性的土壤,土表蒸发时土体下部的水分不减少或减少得不显著。

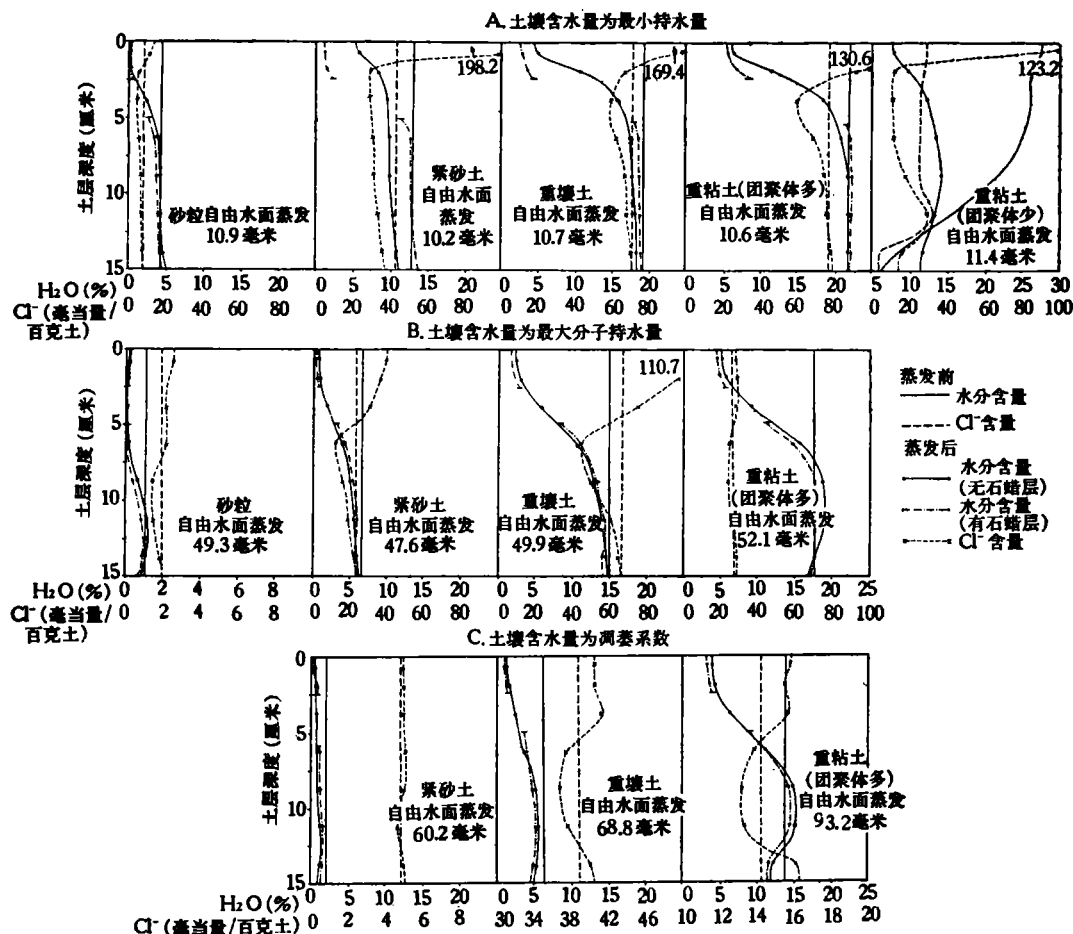


图1 各土壤在不同含水量时蒸发前后土柱中水分和 Cl^- 的分布

水分运行的整体性与土壤质地有关,如图 1A 表明,在最小持水量时,紫砂土、重壤土和团聚作用不显著的粘土中,水分运行有明显的整体性,蒸发后整个土柱的含水量都较蒸发前有显著降低,而在砂粒中,整体性不显著,蒸发后只有土柱上半部的含水量较蒸发前减少。

土壤团聚化显著地改变质地对水分运行的影响,如图 1A 所示,有显著团聚作用的粘土,水分运行没有整体性,蒸发后土柱中的水分分布情况与团聚作用不显著的粘土显然不同,而与砂粒相似。

土壤含水量接近最大分子持水量和雕萎含水量时(图 1B, 1C),紫砂土和重壤土中水分运行仍有比较明显的整体性,但在砂粒和团聚作用强的粘土中,蒸发后土柱下半部的含水量反较蒸发前有所增加,可能是因为水分在下层凝结未能向上蒸发所致。根据灯照时重壤土土柱中各土层温度的测定,土柱表层的温度最高,往下渐减,如在开灯后 4 小时,表

面 0—2.5 厘米土層的溫度為 44.5℃, 2.5—5.0 厘米土層為 29℃, 5.0—7.5 厘米為 23.4℃, 7.5—10.0 厘米為 20.8℃, 再下為 20℃左右。因此, 表層的水汽壓力最大, 下層較小, 一般是水汽由水汽壓大的地方向水汽壓小的地方運行, 並在那里凝結, 因此下層土柱的含水量反而比蒸發前高。砂土和重壤土中, 由於水分運行的整體性較強, 在下層凝結的水分又可向上運行蒸發掉, 因此下層土柱含水量仍較蒸發前為低。

2. 土壤質地、結構與水分蒸發速度的關係: 土壤水分蒸發的速度受周圍空氣溫度、濕度等的影響, 為了使前後蒸發結果能夠相互比較, 我們以自由水面的蒸發量作為標準, 計算在蒸發掉一定數量自由水層的時間內, 各種土壤在不同含水量時水分蒸發的數量, 結果見表 3¹⁾。計算水分蒸發量的方法如下: 根據蒸發前後土壤的含水率以及土柱重量, 求出蒸發前後土柱中的總含水量, 兩者之差即土柱蒸發的水量, 換算成毫米數後, 除以自由水面蒸發量(毫米), 乘上 100, 即得相當於自由水面蒸發 100 毫米時的土壤蒸發量。

表 3 表明, 在土壤含水量為最小持水量時, 水分運行整體性強的緊砂土和團聚作用不顯著的粘土水分蒸發最多, 砂粒最少。當含水量為最大分子持水量時, 水分蒸發量以重壤土和緊砂土為多, 但蒸發的絕對量較最小持水量時為低, 砂粒降低得最多, 約為最小持水量時的十分之一, 緊砂土約為七分之一, 團聚作用強的粘土和重壤土分別為六分之一和三五分之一。團聚作用弱的粘土在含水量小於最小持水量時的蒸發量都沒有測定, 這是因為要將這種粘土在裝土柱前調節至最大分子持水量等含水量而沒有一定程度的團聚化是比較困難的。在雕萎系數時, 水分蒸發速度又進一步減小。水分運動速度的減小可能是由於: (1) 含水量小時, 水分的定向作用使水分與土粒之間的摩擦力增加^[25], (2) 隨著含水量的減小, 水分以汽態運行的比例逐漸增加。

表 3 充分說明, 土壤團聚化大大減弱了水分的蒸發。

由上可見, 不同質地、不同團聚狀況的土壤中, 水分運行的整體性是不同的, 在試驗範圍內, 質地輕或團聚作用顯著的土壤中, 水分運行沒有明顯的整體性, 在土壤質地較粘、團聚作用不強的土壤中, 水分運行有明顯的整體性。水分運行整體性強的土壤, 蒸發快, 弱的, 蒸發慢。

(二) 土壤質地與水分運行狀態的關係

土壤水分運行的狀態有二, 即液態和汽態。不同質地土壤在不同的含水量階段, 水分運行的主要狀態是不同的。在含水量高時, 一般都以液態為主, 但在質地輕時, 也可能以汽態為主, 隨著含水量的降低, 汽態運行在各種土壤中都逐漸佔據優勢。

當土壤含水量在最小持水量時(圖 1A), 各土柱的表層在蒸發後的含 Cl^- 量都較蒸發前增加, 而下部的 Cl^- 量則減少。 Cl^- 的運行可作為液態水的示蹤, 根據氯離子累積表層的現象, 可以說明各土壤都有液態水從下往蒸發面運行。但是在砂粒中, 這時水分的蒸發運行卻以汽態為主。根據填裝有石蠟層的砂粒土柱的試驗(圖 1, 表 4)證明, 石蠟層以下各土層在蒸發後的含水量較無石蠟層土柱中相應各層的含水量都低, 石蠟層以下土柱中蒸發損失的水分百分率是 0.26, 而無石蠟層的土柱只 0.08, 說明石蠟層沒有抑制水分蒸發的作用。石蠟粒是憎水性的, 可以阻止液態水的運行, 但對汽態水沒有影響。另外, 石蠟層

1) 嚴格講, 即使在一个含水量範圍內, 土壤水分運動的速度也隨著含水量降低而減小, 因此文中所用的計算方法是有一定誤差的, 但由於自由水面蒸發量之間相差不大, 因此這種誤差也是不大的。

表3 各土壤在不同含水量时的蒸发量

土 壤	最 小 持 水 量			最 大 分 子 持 水 量			雕 塑 系 数		
	蒸发量 (毫米)	自由水面 蒸发量 (毫米)	$\frac{\text{蒸发量}}{\text{自由水面蒸发量}} \times 100$ (%)	蒸发量 (毫米)	自由水面 蒸发量 (毫米)	$\frac{\text{蒸发量}}{\text{自由水面蒸发量}} \times 100$ (%)	蒸发量 (毫米)	自由水面 蒸发量 (毫米)	$\frac{\text{蒸发量}}{\text{自由水面蒸发量}} \times 100$ (%)
砂 粒	2.4	10.9	22	1.2	49.3	2.4	—	—	—
紫砂土	7.7	10.2	76	5.2	47.6	11	2.0	60.2	3.3
重壤土	5.8	10.7	54	8.1	49.9	16	3.5	68.8	5.1
重粘土(团聚作用弱)	22.0	11.4	193	—	—	—	—	—	—
重粘土(团聚作用强)	5.5	10.6	52	4.9	52.1	9.4	4.8	93.2	5.2

表 4 石壤层对不同质地土壤在不同含水量时水分蒸发之影响

土 壤	最 小 持 水 量			最 大 分 子 持 水 量				雕 塑 系 数					
	蒸发前 H ₂ O(%)	蒸发后 5—15 厘米土层中 H ₂ O% 之平均值		蒸发后 5—15 厘米土层中 H ₂ O% 之平均值		蒸发前 H ₂ O(%)	蒸发后 5—15 厘米土层中 H ₂ O% 之平均值		蒸发前 H ₂ O(%)	蒸发后 5—15 厘米土层中 H ₂ O% 之平均值		蒸发后 5—15 厘米土层中 H ₂ O% 之平均值	
		(1)	(2)	(1)	(2)		(1)	(2)		(1)	(2)		
												(1)	(2)
砂粒	4.38	4.30	4.12	0.08	0.26	1.04	0.75	0.61	0.29	0.43	—	—	—
紧砂土	13.24	10.39	13.11	2.85	0.13	6.82	5.41	5.65	1.41	1.17	2.04	1.17	1.15
重壤土	19.58	18.19	19.38	1.39	0.20	15.20	13.22	13.36	1.98	1.84	6.41	5.02	4.90
团聚体多的重粘土	22.15	21.85	22.22	0.30	-0.05	17.80	18.10	17.13	-0.30	0.67	14.05	13.50	13.20

比較疏松,孔隙較大,可以促进汽态水的运行。由此可知,砂粒在最小持水量时,水分的蒸发运行以汽态为主。在紧砂土、重壤土和团聚体多的粘土中,石蜡层显著抑制水分的蒸发,土柱經蒸发后,石蜡层以下各土层的含水量都較无石蜡层土柱中各相应土层的含水量为高,說明这些土壤中的水分蒸发运行以液态为主,石蜡层阻止了水分的液态运行。

当含水量降至最大分子持水量时,各土壤中仍有液态水运行(图 1B)。但是砂粒中显著有汽态水的运行,团聚体多的粘土中也开始以汽态运行占优势,紧砂土和重壤土中液态水运行的比例也大为减小(图 1,表 4)。

当土壤水分在雕萎系数时,从土表面积聚 Cl^- 量来看,各土壤中仍有少量的液态水运行(图 1C)。但是所有的土壤中,石蜡层对蒸发都不起抑制作用,土柱中不管有没有石蜡层存在,各土层的含水量基本上相同(图 1,表 4),說明这样的情况下水分以汽态运行为主。砂粒中石蜡层的作用沒有研究,因为根据砂粒在最小持水量和最大分子持水量时石蜡层的作用可以推测,在雕萎系数时石蜡层对水分的蒸发也不起抑制作用,水分也将以汽态运行为主。

如上所述,水分蒸发运行的状态与土壤的质地和含水量有密切的关系,粗粒土壤和团聚体多的土壤以汽态水扩散运行为主的水分当量点高,顆粒較細和团聚体少的土壤,水分蒸发运行以液态为主,只有在含水量低至雕萎系数时汽态运行才占优势。

Ф. Е. Колясев^[15] 研究重壤质强灰化土的結論是,当土壤含水量为最小持水量时,水分运行以毛管机制为主,在最大分子持水量时以薄膜机制为主,在雕萎系数或在含水量更低时,水分蒸发完全以扩散方式进行。根据我們的研究結果,在含水量低至雕萎系数时,水分运行虽以汽态运行占优势,但仍不能完全否定液态水的运行。这与 T. J. Marshall 和 C. G. Gurr^[31] 的結論是一致的,他們认为,液态水运行的下限等于或低于雕萎系数。Schofield^[32] 也认为,在雕萎系数时液态运行是可能的,这时空气-水界面的曲率半径为 10^{-5} 厘米,等于水分子直径的 400 倍,因此他相信这时可以应用毛管定律。

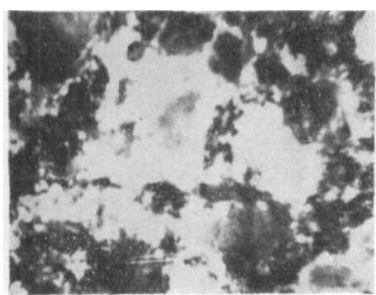
(三) 土壤孔隙与水分运行的关系

水分存在的形态、水分运行的状况与土壤孔隙状况密切有关。根据 Н. Н. Никольский^[33] 的意见,直径小于 0.001 毫米的孔隙中,滴状液态水实际上已不能运动; E. A. Mitscherlich^[34] 认为,直径为 3—30 微米的孔隙中的水分能正常运动,小于 3 微米的孔隙中的水分不能运动。因此,要使土壤中的水分不很快蒸发掉以及土表不强烈返盐,土壤中 0.03—0.001 毫米的孔隙数量看来不能太多,而必須要有一定数量大于 0.03 或小于 0.001 毫米的孔隙,因为在含水量不太多时,水分在大孔隙中往往以触点态存在,而在小孔隙中,往往以膜状态存在^[3],这时水分之间的联系較弱,蒸发时液态水的运行比較慢。

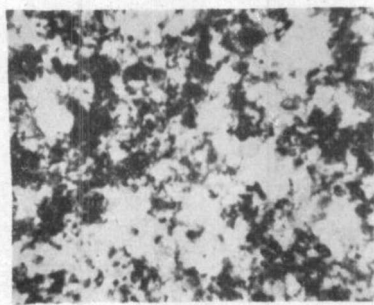
根据真空毛细管計在不同真空度下所測得的各級孔隙的数量(表 5),在紧砂土、重壤土和团聚体少的粘土中,0.05—0.005 毫米的孔隙比較多。在偏光显微镜的观察下(图 2)可看到土壤孔隙也較小。在这种孔隙中,水分可能主要被弯月面力所保持,彼此之間联系比較紧密^[3]。当土表蒸发时,这种水分就借弯月面力以較快的速度整体地向蒸发面运行,因此这种土壤中水分运行的整体性強,蒸发时土柱上下的含水量迅速均匀地减少。当这部分水分蒸发完以后,土壤中的水分已損失大半,留下的水分可能在小于 0.005 毫米的孔隙中,相当于毛管联系破裂含水量,主要受吸着力所保持,运动較慢。在砂粒和团聚体多

表 5 不同土壤中有效孔隙之数量(容积百分数)

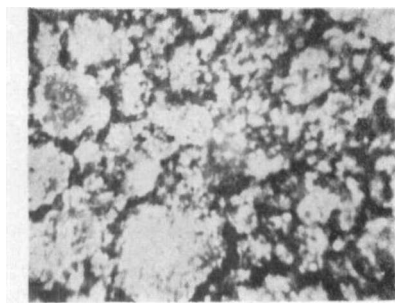
土 壤	孔 隙 直 径 (毫米)						0.05—0.005 毫米孔隙占 总孔隙量的 百 分 数
	>0.1	0.1—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	<0.005	0.05—0.005	
砂 粒	12.13	13.79	1.59	0.17	3.20	1.76	5.7
紧 砂 土	3.07	0.09	8.45	8.13	21.20	16.58	40.5
重 壤	5.56	3.28	13.02	3.33	27.10	16.35	31.3
重 粘 土 (团聚作用弱)	5.08	2.16	8.49	1.55	34.90	10.04	19.2
重 粘 土 (团聚作用强)	16.69	6.50	5.13	1.18	28.60	6.31	10.9



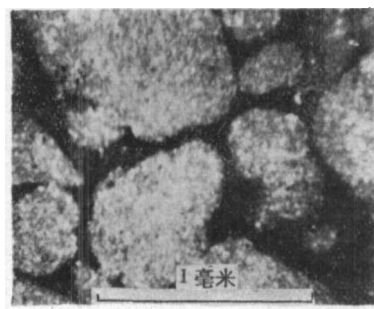
a. 砂 粒



b. 紧砂土



c. 重壤土



d. 团聚作用强的重粘土

图 2 各土壤的孔隙状况

的粘土中,情况就不同,毛管性能强的 0.05—0.005 毫米的孔隙比较少,而大于 0.05 或小于 0.005 毫米的孔隙比较多(表 5),在偏光显微镜下观察到的情况也证明了这点(图 2)。0.05—0.005 毫米的孔隙主要处于砂粒和砂粒或团聚体和团聚体之间,水分多以触点态存在,彼此联系较弱;小于 0.005 毫米的孔隙主要分布在团聚体内部,一般水分是受吸着力所保持,只能在团聚体范围内运动。因此在这两种土壤中,在为数不多的 0.05—0.005 毫米孔隙中的水分很快蒸发掉以后,其余的水分因液态运行的能力很弱,水分运行的整体性不强。

综上所述,当土壤中具有多量的毛管性能强的孔隙时,水分运行的整体性强,以液态运行的含水量范围大,到达毛管联系破裂含水量的时间比较晚,也即保持水分不使损耗的能力比较弱。当土壤中毛管性能强的孔隙比较少,水分以触点态存在的大孔隙或水分被吸着力保持的小孔隙多时,水分运行的整体性弱,以汽态运行为主的含水量范围比较大,

毛管联系破裂含水量到达的时间比較早。这与 E. Vetterlein^[35] 和 Н. Ф. Кулик^[39] 的意见是相近的,他们认为,在輕質土壤中,随着質地的变輕,最小持水量与毛管联系破裂含水量之比值接近于 1。Н. Ф. Кулик 对于团聚作用的影响考虑似乎不够,粘土等細粒土壤如具有多量团聚体时,其水分运行情况与机械成分粗的土壤相似。М. М. Абрамова 也曾說,团聚得愈是好的土壤,其毛管联系破裂含水量愈接近于田间持水量^[42]。

(四) 水分蒸发运行与保墒防盐的关系

保墒防盐是农业措施的重要任务,保墒是控制土壤水分运行,保持土体中的有效水分,防止或减少土体中水分的非生产性損耗,因此既控制液态水又控制汽态水的运行;防盐是防制盐分向土表积聚,因此主要是控制液态水的蒸发。不同性質的土壤中,水分蒸发运行及返盐情况各有不同,因此保墒防盐措施也各有特点。

水分运行的三个方面,即运行状态、运行的整体性以及运行速度,影响土体干燥的快慢,干燥持續时间的长短,干燥层的厚度以及表层返盐的强度。水分蒸发以液态运行为主的含水量范围大时,土壤以液态迅速損失水分的持續时间长,返盐时间长。对这种土壤,在下雨或灌溉以后的很长时间内都应注意保墒防盐,不然随时都会引起严重的水分蒸发和土表盐分的积聚。水分蒸发时以液态运行为主的含水量范围小的土壤,水分以液态迅速蒸发的时间短,返盐的时间短,对于这种土壤,为了保墒防盐,主要是抓紧含水量比較高的时候。当然在含水量比較低时,为了保墒,采取有效措施,防止汽态水的运行,仍是重要的。水分运行整体性强的土壤,由蒸发造成的干燥层以及向土表輸送盐分的土层厚,因此必須及早采取措施,以免导致植物根系层的严重干旱以及土表的严重返盐。水分蒸发运行的速度直接影响土体干燥和土表返盐的快慢,因此对水分运行快的土壤必須尽早采取措施,及时防止或減慢水分的蒸发,稍有延緩,就会造成土体中水分大量損失和盐分向表土的大量积聚。因此在进行保墒防盐时,必須考虑土壤中水分运行的状况,权衡輕重緩急,分別先后对待,以收事半功倍之效。

保墒防盐采取的措施应根据水分运行的状态、机制而有所不同^[36],水分运行的状态主要与土壤孔隙状况有关,因此保墒防盐的耕作措施主要是改变土壤的孔隙状况。在水分运行以液态为主时,主要是創造比較大的非毛管孔隙,切断毛管孔隙间的联系,中耕松土等措施就能达到这一目的。在水分以汽态运行为主时,主要应使土壤孔隙变小,减少水汽的扩散,这时宜采取镇压等措施。土壤团聚化可以减少土体中毛管性强的孔隙的数量,团聚体間較大的孔隙可以割断毛管孔隙中水分之間的毛管联系,而团聚体内部孔隙中的水分运行只限于团聚体内部,故团聚化强的土壤中水盐运行显著減弱。因此,創造土壤团聚体是管理土壤水盐运行的基本措施之一。

結 論

1. 土壤質地 and 团聚状况不同,孔隙状况也有差异,土壤水分运行的状态、整体性和运动性也有变化。

2. 質地輕(如砂粒)和团聚作用强的土壤(如团聚化的粘土),非毛管孔隙多,水分以液态运行的含水量范围小,水分运行的整体性弱,速度慢,返盐的时期短。質地中等或团聚作用弱的土壤,如砂土、重壤和团聚体少的粘土,水分以液态运行的含水量范围大,运行的

整体性强,速度快,返盐时期长。

3. 土壤水分运行状况与土壤含水量有关。含水量高时,以液态运行的水分多,运行速度快,返盐强,含水量低时则反之,但即使在枯萎系数时,仍有少量的液态水运行和盐分向表层的积聚。

4. 保墒防盐的农业措施主要是改变土壤孔隙状况,调节土壤水盐的运行。进行保墒防盐时,应根据土壤中水盐运行的特点,分别轻重缓急,合理安排先后,采取有效措施,这样才能收到事半功倍之效。

参 考 文 献

- [1] В. А. 柯夫达 (席承藩等译): 盐渍土的发生和演变, 上册, 326 页, 科学出版社, 1957。
- [2] Роде, А. А.: Почвенная влага. 415, 417, 422, 247, 1952.
- [3] Роде, А. А.: 土壤水分的种类、形态以及土壤水分的性质。苏联土壤科学的最新进展 (苏联科学院在第六届国际土壤学家会议上的报告集), 34—49 页, 科学出版社, 1958。
- [4] Буров, Д. И.: К вопросу о зоне испарения воды в условиях черноземных почв заволжья. почв., 1, 43—53, 1951.
- [5] Черноухов, А. М., Нуждин, А. В.: К вопросу о подвижности почвенной влаги и доступности её для растений. почв., 4, 98—101, 1959.
- [6] Абрамова, М. М.: О передвижении парообразной влаги в почве. почв., 10, 49—63, 1963.
- [7] Кулик, Н. Ф.: Влияние термических градиентов на перераспределение парообразной влаги в почвогрунтах. почв., 12, 50—64, 1963.
- [8] Абрамова, М. М.: Опыты по изучению передвижения капиллярноподвешенной влаги при испарении. почв., 1, 24—33, 1948.
- [9] Лебедев, А. Ф.: Почвенные и грунтовые воды. Изд. 4-е, М.—Л., изд-во АН СССР, 246, 1936.
- [10] Charles F. Shaw: The normal moisture capacity of soils. Soil Sci., 23, 303—317, 1927.
- [11] 见: Долгов, С. И.: Исследования подвижности почвенной влаги и её доступности для растений. М.—Л., изд-во АН СССР, 41, 42—43, 186—193, 1948.
- [12] Абрамова, М. М., Большаков, А. Ф., Орешкина, Н. С., Роде, А. А.: Испарение из почвы подвешенной влаги. почв., 2, 27—42, 1956.
- [13] Большаков, А. Ф.: О формах движения влаги в почвах степного типа. почв., 7, 411, 1946.
- [14] Куценко, А. И.: Кинетика высыхания почвы. Сб. тр. по агрономической физике, 6, 182—193, 1953.
- [15] Колясев, Ф. Е.: Результаты исследований по движению воды в почве при различных влажностях. Сб. тр. по агрономической физике, 4, 141—165, 1948.
- [16] 李玉山: 壤土水分状况与作物生长。土壤学报, 10 卷 3 期, 289—304 页, 1962。
- [17] Penman, H. L.: Laboratory experiments on evaporation from fallow soil. J. Agric. Sci., 31, part 4, 454—465, 1941.
- [18] Richards, L. A., Gardner, W. R. and Gen Ogata: Physical Processes determining water loss from Soil. Soil Sci. Amer. Proc., 20, 310—314, 1956.
- [19] Veihmeyer, F. J., Hendrickson, A. H.: Rates of evaporation from wet and dry soils and their significance. Soil Sci., 80, 1, 61—67, 1955.
- [20] Урсулов, А. Н.: Испаряющая способность различных структурных фракций почвы. почв., 4, 567—579, 1937.
- [21] Hide, J. C.: Observations on factors influencing the evaporation of soil moisture. Soil Sci. Amer. Proc., 18, 3, 234, 1954.
- [22] Rose E. Moore: Water conduction from Shallow water tables. Hilgardia, 12, 383—426, 1939.
- [23] Доценко, Л. С.: О значении сухого слоя в испарении влаги из песка. Сб. тр. по агрономической физике, 8, 44, 1960.
- [24] Колясев, Ф. Е.: Испарение воды почвой. почв., 5, 33—54, 1939.
- [25] Колясев, Ф. Е.: О факторах движения воды в почве. почв., 2—3, 80—85, 1944.
- [26] Колясев, Ф. Е.: Методы определения водных свойств почвы по кривым скорости сушки почвенных образцов. Бюллетень научно-технической информации по агрономической физике 3, 18—22, 1957.
- [27] Колясев, Ф. Е.: О подвижности воды в почве и путях её Регулирования. почв., 4, 53—61, 1957.

- [28] С. В. Астафьев: 土壤改良土壤学实习 23—33, 45—47 高等教育出版社, 1957.
- [29] 樊潤威、朱濟成: 紅壤結構性的磨片觀察。土壤学报, 11 卷 4 期, 426—432 頁, 1963.
- [30] Дерягин, Б. В., Мельникова, М. К.: Экспериментальное исследование передвижения воды в почве под влиянием градиентов концентрации растворенных веществ, температуры и влажности. док. VI международ. конгрессу почвоведов, 119—128, 1956.
- [31] Marshall, T. J., Gurr, C. G.: Movement of water and Chlorides in relatively dry soil. Soil Sci., 77, 147—152, 1954.
- [32] Schofield, R. K.: The role of moisture in soil mechanics. Chemistry and industry, 62, 340, 1943.
- [33] Никольский, Н. Н.: Роль комковатого и раздельночастичного состояния механических элементов в формировании структуры целинных и старопахотных почво ТСХА 1961:2:108.
- [34] Mitscherlich, E. A.: Bodenkunde, 64 頁, 1954.
- [35] Vetterlein, E.: 用真空毛管計研究土壤中水分移動的結果。农业文摘土壤学部分, 5, 0974, 1963.
- [36] Колясев, Ф. Е.: Рыхление и уплотнение почвы как приемы сохранения почвенной влажности. Сб. трудов по агрономической физике, 4, 165—177, 1948.
- [37] Тараканов, Г. И.: Роль термического фактора в перераспределении влаги в почве. почв., 9, 25—36, 1955.
- [38] Ramacharlu, P. T.: Rate of evaporation of water in relation to particle size distribution in Soils. J. of Indian Soc. Soil Sci., 5, 117—123, 1957.
- [39] Кулик, Н. Ф.: О физическом испарении влаги из песков и песчаных почв. почв., 4, 103—106, 1960.

ПЕРЕДВИЖЕНИЕ ВЛАГИ В СВЯЗИ С МЕХАНИЧЕСКИМ СОСТАВОМ ПОЧВЫ

Юань Цзянь-фан и Чжоу Юэ-хуа

(Почвенный институт АН Китая)

(Резюме)

1. Состояние порозности почвы, точно также как и форма, сплошность и способность передвижения почвенной влаги изменяются в зависимости от механического состава и структурного состояния.

2. При сравнении легких (например, пески) и структурных (например, структурные глины) почв с почвами средним механическим составом и слабой структурой было установлено, что в первых почвах наблюдаются значительно большее количество некапиллярных поров, узкий диапазон влажности, в котором влага передвигается в жидкой форме, слабая сплошность и меньшая скорость передвижения влаги, и короткий срок реставрации солей.

3. Состояние передвижения почвенной влаги зависит от влажности почвы. При высокой влажности почвы количество влаги, которое передвигается в жидкой форме, содержится больше, скорость передвижения её быстрее, и процесс реставрации солей происходит сильнее, а при низкой влажности почвы — наоборот. Но даже при влажности завядания наблюдается также передвижение жидкой влаги и солей в меньшем количестве к поверхности почвы.

4. Главная роль агрономических мероприятий по сохранению влаги в почве и препятствованию движения солей к поверхности почвы состоит в том, чтобы изменить состояние порозности почвы и регулировать передвижение воды и солей. При применении вышеупомянутых мероприятий необходимо в соответствии с особенностью передвижения воды и солей в почве учитывать конкретные природные и экономические условия, чтобы эти мероприятия могли достигнуть наибольших эффектов.