

# 封丘地区土壤水分平衡研究\*

## III. 根层边界的水分通量

陈志雄

(中国科学院南京土壤研究所)

Vauclin Michel

(法国科研中心 Grenoble 力学所)

### 摘 要

本文用一组张力计和中子水分计同步监测的剖面土水势和含水量的资料,通过零通量面法计算根层边界的水分通量;在剖面没有零通量面出现时,则用根层边界附近的土水势资料和预先测定的土壤导水率资料,通过达西公式计算其水流通量。结果表明,在水位较浅条件下,根层边界不仅有向上水流发生,而且在附近抽水灌溉引起水位急剧下降条件下,也有短期的向下水流发生,使深层土壤水分流出根层边界,对根系供水产生负的影响。

在农田水量平衡方程式中<sup>[1]</sup>,根层边界的水分通量是一个主要分量。特别是对于华北平原地下水位浅的地区,这个分量对总量有一定贡献,值得研究。在一般情况下,深层水分与水位处于平衡状态。随着水分的蒸散,深层水分会随水势梯度的增加向上补给,供根系吸收。但自该区推行井灌井排以来,地下水位波动急剧频繁,深层土壤水还会随着水位的波动变换流动方向,在根层边界不仅会发生入流过程,也会发生出流过程。本文用一组张力计监测土壤剖面的水流方向,并根据“零通量面”(Zero Flux Plane)法结合剖面含水量变化的资料,计算根层边界的水分通量;当剖面中不出现“零通量面”时,则用 Darcy 公式计算其通量。本文得到的结果对我们了解本区土壤深层发生的水流可能是有用的。

## 一、原 理

### (一) “零通量面”法求通量

如图 1-a,一组张力计埋设于土壤剖面不同的深度,便易测得剖面各点的土水势  $h(\text{cm})$ 。以地面为参考面,向下取正,则各点的重力势为  $-Z(\text{cm})$ ,于是各点的总势  $H(\text{cm})$  有:  $H = h - Z$  (1)

由各点的总势可得总势的剖面分布曲线。归纳起来,它有三种状态: (1)  $dH/dZ < 0$ , 水流向下(图 1-b); (2)  $dH/dZ > 0$ , 水流向上(图 1-c); (3)  $dH/dZ = 0$ , 该断面无水通过,是谓“零通量面”(Z<sub>0</sub>)。如图 1-d 所示,在“零通量面”之上水流是向上的,在它之下水流是向下的。

据此,我们可测出“零通量面”随时间( $t$ )的变化,并求出某时段( $t_1, t_2$ )的“零通量面”平均值( $\bar{Z}$ ) (见图 2)。与此同时,我们用中子水分计测得该时段内土壤含水量( $\theta$ )的变化。假定根层边界的位置为  $Z_R$ ,则易得通过  $Z_R$  的水流通量( $q_{Z_R}$ )为:

\* 参加工作的尚有杨苑璋、汪仁真、阮立山、周凌云,特此致谢。

$$q_{Z_R} = \frac{|\Delta S|_{Z_0}^{Z_R}}{t_2 - t_1} \quad (2)$$

其中：

$$|\Delta S|_{Z_0}^{Z_R} = \left| \left( \int_{Z_R}^{Z_0} \theta dZ \right)_{t_2} - \left( \int_{Z_R}^{Z_0} \theta dZ \right)_{t_1} \right| \quad (3)$$

其图解如图 2。

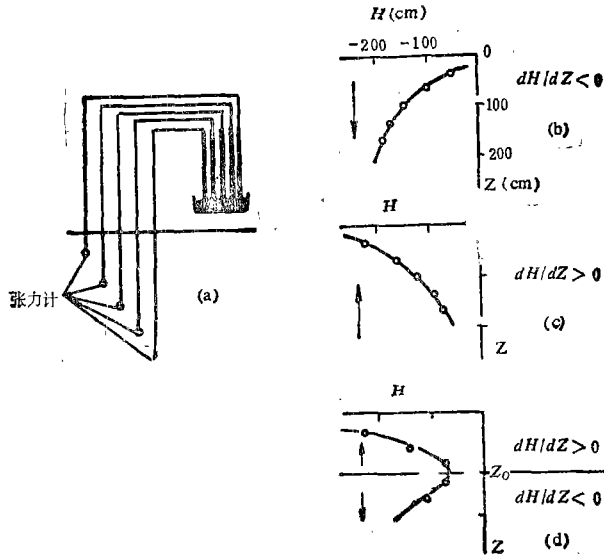


图 1 剖面水势的测定及其分布状态

Fig. 1 measurements of soil water potential and its distribution in a soil profile.

(二) 用 Darcy 定律求通量

当剖面无“零通量面”出现时,我们用 Darcy 定律计算根层边界的通量。已知 Darcy 定律为：

$$q = -K(\theta)dH/dZ \quad (4)$$

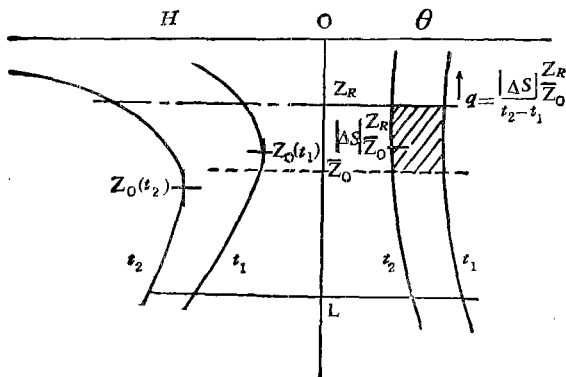


图 2 “零通量面”法测计算水分通量的图解

Fig. 2 diagram of water flux calculation with zero flux plane method

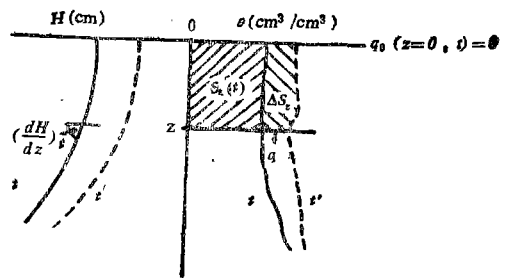


图 3 内排水法测定土壤导水率图解

Fig. 3 diagram of measurement of soil water conductivity by internal drainage method

式中  $K(\theta)$  为土壤导水率。

我们用内排水法<sup>[2]</sup>测出土壤导水率,便可根据根层边界的水势梯度 ( $dH/dZ|z_R$ ) 求水分通量。内排水法的基本原理与“零通量面”法相同,不同的是其“零通量面”设在地面<sup>1)</sup>(见图 3),在测出  $q_{z_R}$  与  $dH/dZ|z_R$  的基础上用(4)式求  $K_{z_R}(\theta)$ 。

## 二、试验方法

在土壤水分平衡试验场的 5 个定位监测点上<sup>[1]</sup>,分别埋设一组张力计和一个中子计套管。张力计的深度为 10、30、50、70、90、110、130、150、170 和 200 厘米,土壤含水量测定的深度间隔为 10 厘米,至 160 厘米止。在小麦生育期(除冻结期外)内进行土水势和含水量的监测。此外,还监测试验场的地下水位。麦收之后我们在各观测点的原位测定土壤导水率。由于剖面中 30—80 厘米有一层粘土层,测定时将它和表土一起挖掉,即实际上从 80 厘米开始测定土壤的导水率,其部分结果示于图 8。

麦收之后,观察了两个剖面的麦根分布,以确定根层的边界。事实上,根系分布不仅随时间而不同,而且在空间上的变异也是明显的。此外,它亦随年际变化。例如,1986 年肉眼观察到根的最大深度为 1.3 米,而 1987 年为 1.9 米,这种情况可能与土壤的湿度状态有关。但是不论如何,根的最大密度集中在 0—20 厘米的表层,1.2 米以下甚为稀少,仅占总根长的 1% 左右(参见图 4),根据这种状况,我们确定根层边界为 160 厘米<sup>2)</sup>,这样决定当然还是带有任意性的。

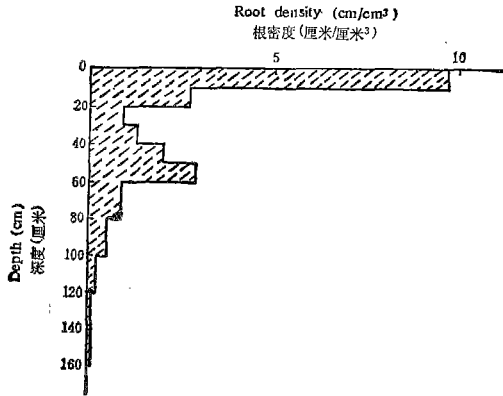


图 4 小麦根密度的剖面分布 (1987.6)

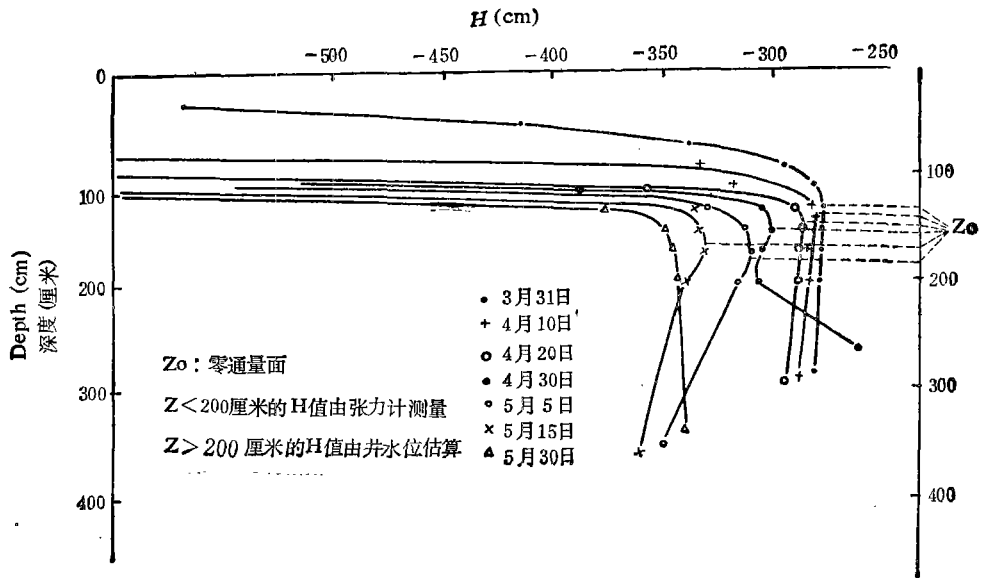
Fig. 4 distributions of density of wheat root in soil profile (June 1987)

## 三、结果与讨论

1. 图 5 是剖面水势动态的一个典型例子,它是由 5 个监测点的各层的平均值绘出的。深度  $Z \leq 70\text{cm}$  的土水势大多数已超出张力计的测量范围,图中给出的是其实际测出的部分;深度 90cm 和 110cm 的土水势变异较大 ( $CV \approx 50\%$ ),可能是因为该层是一个质地过渡层,其层位在空间分布上不均一的结果;深度  $Z \geq 130\text{cm}$  为粉砂质层,土水势

1) 在充分灌水之后复盖地面防止蒸发,令剖面水分只向下入渗。

2) 可称它为“计算的根层边界”,以示它与实际的根层边界有别,后者实际上是很难搞清楚的。

图5 剖面的“零通量面”( $Z_0$ ) 动态Fig. 5 dynamics of zero flux plane ( $Z_0$ ) in soil profile.

变异较小 ( $CV \approx 10\%$ )。在(1986年)4,5 两个月内的七次观测中,剖面中有六次出现“零通量面”,这表明土壤中不仅有向上水流发生,同时有深层水分渗漏。这种情况与水分入渗后继而同时发生蒸发与入渗的过程所产生的“零通量面”不同,因为5月15日以前基本无雨(见图6),麦田亦不灌溉,故其零通量面不是水分入渗后造成的;它显然是由于地下水位反复升降,使原来(与水位)平衡的深层水势发生变化造成的结果,这与附近麦田抽水灌溉有关。

2. 图6给出该时段内降雨、地下水位和0—160厘米土壤贮水量的变化过程,后者也是五个测点的平均值。图中同时给出土壤储水量的标准差。结合图6,我们可以更深入地讨论图5的“零通量面”动态。(1)从3月31日至4月20日,水位下降,“零通量面”发生,它从130厘米下降至150厘米。(2)4月20日至30日,水位回升,剖面产生两个“零通量面”,一个位于150厘米,另一个位于190厘米,后者是由于前面的向下水流和因水位回升诱发的向上水流交汇造成的。(3)4月30日至5月15日,水位再度下降,“零通量面”亦随之下降。(4)5月15日至5月30日,水位略有回升,“零通量面”没有出现,整个剖面只发生向上水流。由此可见,“零通量面”的发生与水位的波动有密切关系,而水位的波动则与轴水灌溉与停灌有关。没有疑问,向上水流补给根层水分,对作物供水有利;向下水流则直接或间接地降低了对根层水分的补给,不利于对作物供水。在以研究作物耗水量为目标的水量平衡计算中,它们的通量都应纳入计算。

3. 图7给出与水势同步的土壤含水量动态。它也是五个测点的各层的平均值。可以看出,这一期间内土壤含水量是显著下降的,而且主要发生在90厘米以下的土层。由于前期(3月31日至5月15日)基本无雨(图6),小麦耗水全靠土壤水供给,又因为表层土

壤很干,根系只能从深层吸水,故深层水分成了小麦的主要汲源。

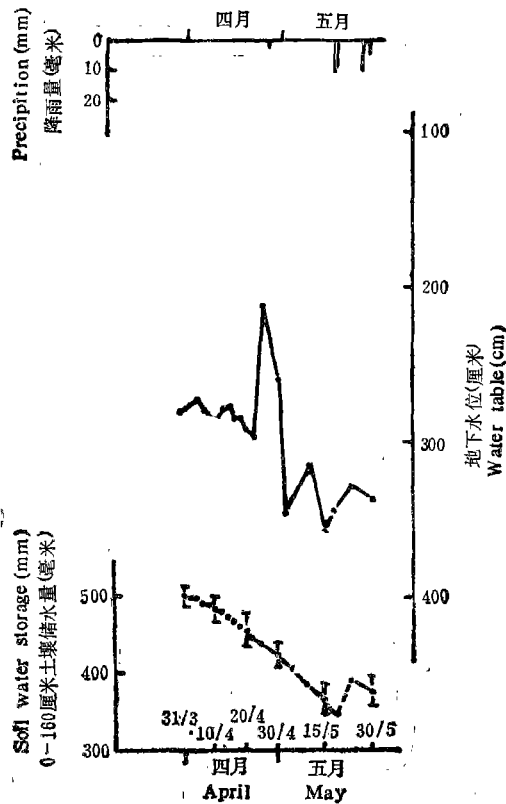


图 6 降雨、地下水位及土壤储水量动态

Fig. 6 dynamics of precipitation, of water table and of soil water storage.

图 7 同时给出各时段平均零通量面 ( $Z_0$ ) 的位置,这样我们便可按(2)式计算通过根层边界的水分通量。当  $Z_0 \geq 160$  厘米时,因为没有含水量的测定资料,我们便改用(4)式计算。结果如表 1。应当指出,表中的通量是各点分别计算结果的平均值。实际上,各点的通量变化很大,这是由于各点“零通量面”的位置在空间上的变异以及各点导水率(图 8)的变异造成的。例如,监测点 IV、V (参见文献[1]中图 1)的“零通量面”在 5 月 10 日至 30 日滞留在 160 厘米,表明该处无水流发生,而监测点 II 在 5 月 5 日便开始发生向上水流 ( $q_{z_R} = -0.5$  毫米/天),监测点 III 在 5 月 10 日发生 ( $q_{z_R} = -0.3$  毫米/天); 监

表 1 各时段小麦根层边界 ( $Z = 160\text{cm}$ ) 的水流通量

Table 1 Water flux pass through the boundary of root zone in different periods

日期 Date (日/月)	31/3	10/4	20/4	30/4	5/5	15/5	30/5
根层边界通量 (mm)	0	+3	+3	0	-4	-14	

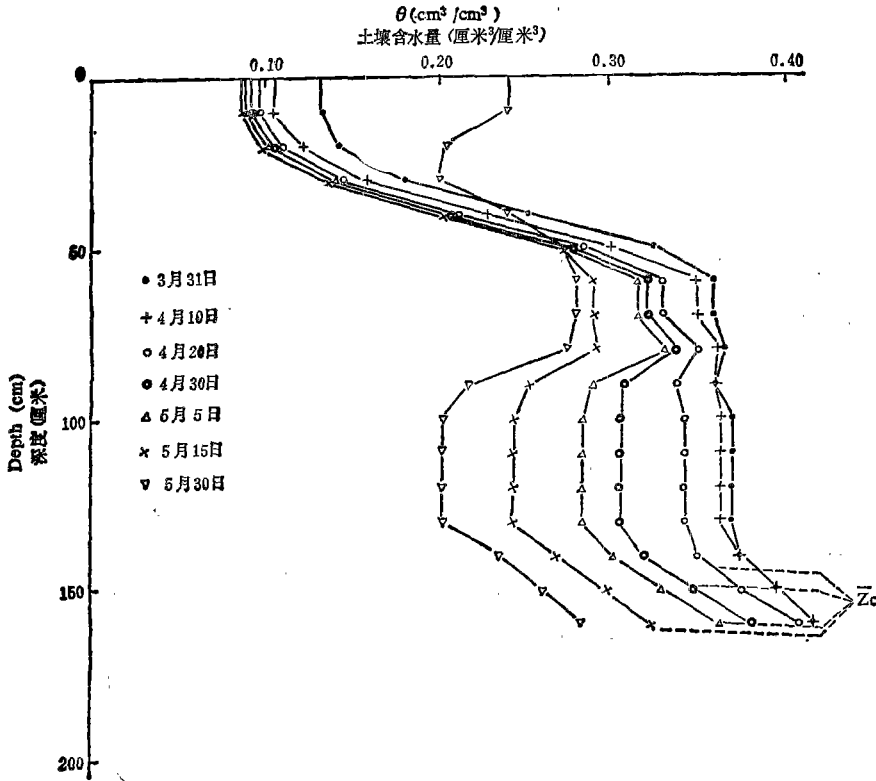


图7 土壤含水量剖面及平均零通量面 ( $Z_0$ ) 动态

Fig. 7 dynamics of soil water content and of average zero flux plane ( $Z_0$ ) in soil profile.

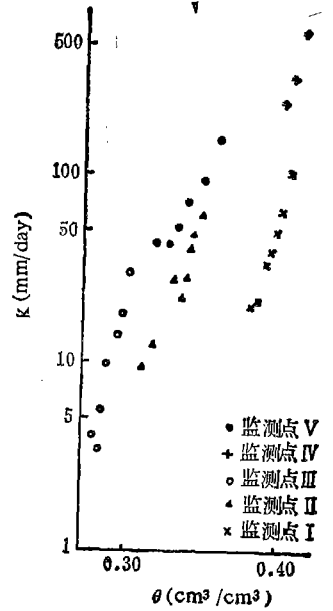


图8 土壤 ( $Z = 160$  厘米)的导水率

Fig. 8 soil water conductivities at  $Z = 160$ cm.

测点 I 则迟至 5 月 20 日才开始发生 ( $q_{z_R} = -1.4$  毫米/天)。

### 四、结 论

在华北平原地下水位浅的地区,深层水分的通量是土壤水平衡计算的一个主要分量。一般来说,随着上层土壤水的蒸散,深层水分会随水势梯度的增加而向上补给,供根系吸收,但在抽水灌溉引起水位下降的条件下,也可能发生向下水流,减少深层水分对作物的供应。深层水流的通量可以用“零通量面”法结合含水量变化予以测算;在剖面中无“零通量面”出现时,在已知导水率条件下可用 Darcy 定律计算。

深层土壤水分是本区干旱期雨养小麦水分的主要汲源,这一时期正值小麦主要发育阶段,该层水分的丰歉对小麦产量可能是重要的。因此,提高而不是削弱该层的贮水量,应当是田间水分管理的任务。

## 参 考 文 献

- [1] 陈志雄、Vauclin M.: 1989 封丘地区土壤水分平衡研究 I. 田间土壤湿度的空间变异。土壤学报, 第 26 卷 4 期, 309—315 页。
- [2] Daniel Hillel. 1980: *Fundamentals of Soil Physics*. pp. 217—221, Academic Press.

## RESEARCH ON SOIL WATER BALANCE IN FENGQIU REGION

### III. WATER FLUX PASS THROUGH THE BOUNDARY OF ROOT ZONE

Chen Zhixiong

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

Vauclin Michel

(*Institute de Mecanique de Grenoble, C. N. R. S.*)

#### Summary

Under conditions of shallow water table, water flux pass through the root zone boundary is an unneglected component on calculation of water balance. With simultaneous measurements of soil water potential by a series of tensiometers and of soil water content by neutron probe meter in soil profile, water flux pass through the boundary of root zone can be calculated by zero flux plane method. However, if zero flux plane isn't appeared in the profile, it can be calculated by Darcy's formula with measurements of soil water potential near the boundary and soil water conductivities which are obtained beforehand. In a process of irrigation of wheat field by pumping water from well, zero flux plane was found in nonirrigated wheat field near the boundary of root zone, and its depth was followed by the fluctuation of water table. There fore, there was not only upward flux pass through the boundary during this process but also downward flux which was unfavourable for water supply to root system.