

## 陸稲の土壤水分吸収モデル

長谷川 周 一\*

A simplified model of water uptake by dryland rice root system

Shuichi HASEGAWA

National Research Institute of Agricultural Engineering

## はじめに

干ばつに関する研究は、深根性の植物は浅根性の植物より多くの土壤水を吸収し、耐干性にすぐれていることを指摘している。しかし、根の分布と土層からの連続的な土壤水分吸収等の運動学的見地からの研究は未だ十分とは言えない。

植物による土壤水分吸収モデルは、ポテンシャル概念を導入して発展して来た (Gardner 1960<sup>9)</sup>, 1964<sup>7)</sup>, Cowan 1965<sup>3)</sup>, Molzら 1971<sup>18)</sup>, Taylorら 1975<sup>22)</sup>, Hilell, 1977<sup>11)</sup>)。ポテンシャル概念を用いたモデルにとって重要なのは、注目する2点間のポテンシャルとその間の流動抵抗が正しく評価されているかどうかである。植物の水分吸収は、制御された環境条件下における詳細な実験にもとづいて明らかにされつつあるが、特に実測を行うことが困難な根と土壤の境界面近傍の水移動に関しては残された問題も多い (Langら 1972<sup>15)</sup>, Weatherley 1979<sup>26)</sup>)。

ホ場状態では、土壤条件、周囲の環境条件が複雑なため、限定された条件下で得られたポテンシャルモデルを適用することはむづかしい。このため、現在までのところ、ホ場を対象とした吸水モデルの検討は非常に少ない。しかし、根群の分布と水利用の関係を明らかにするためには、ホ場における測定が比較的容易な物理量をもとに吸水モデルを組立てることも重要であると考えられる。

ここでは、ホ場条件下の陸稲の吸水過程のモデル化を試み、実測値との比較、検討を行った。モデル化にあたっては、個々の根の吸水についてはCowanら (1968)<sup>3)</sup>と同様に、根と土壤水の接触を考慮した吸水モデルを、根系からの吸水については根の軸方向の水移動抵抗の大

## II モデル化

## 1. 個々の土層からの吸水

土壤中の根は、水耕栽培の根と異なり、その表面のすべてとは水は接触していない。Cowanら (1968)<sup>3)</sup>は、根と水とのこのような接触の重要性を指摘し、土壤中の根の水分吸収率を  $s\theta$  で表わした。ここで、 $s$  は水中における単位長さの根の水分吸収係数 (吸水率)、 $\theta$  は土壤の体積含水率である。個々の根の吸水をモデル化するに際しては、本報では、現在広く用いられている van den Honert (1948)<sup>25)</sup> のポテンシャル式 (後述) を用いずに Cowan らと同様の考え方を採用した。なお、モデルの導入に際して次の2点を仮定した。1. 考えている水分吸収期間中、根量の増加 (発達) は生じないか、もしくは増加と同程度の割合で古い根は死んでいく。2. 根群を  $m$  等分した各々の土層においては、太さや部位、生育期間によらず、根の吸水率は同一である。

植物が土壤から吸収出来る水分量を有効水分量とし、 $\theta_0$  で表わす。有効水分量の上限值はホ場容水量 (多量の降水後24時間水分量) で、実測は容易である。一方、有効水分量の下限値は、例えば、 $-15$  bar 水分量のように土壤水のマトリックポテンシャルで定義する以外は、土壤透水性、気象条件等により変化し一定値を持たない (Denmeadら 1962)<sup>4)</sup>。対象とする系が土壤であるので、Cowan らと異なり、ホ場容水量の時にすべての根は土壤水と接触すると考え、その時に単位長さの根が単位時間に吸収する水分量を吸水率と呼び、 $q$  で表わす。吸水により単位体積中の土壤から  $\Delta\theta$  の水が失われたとすると、根と土壤水の接触面積は低下する。根が接触する土壤水分量を Fig. 1 に示す模式図のように考えると、 $\Delta\theta$  の水分の低下により根と接触する水分量は

$$\theta_0 - \Delta\theta$$

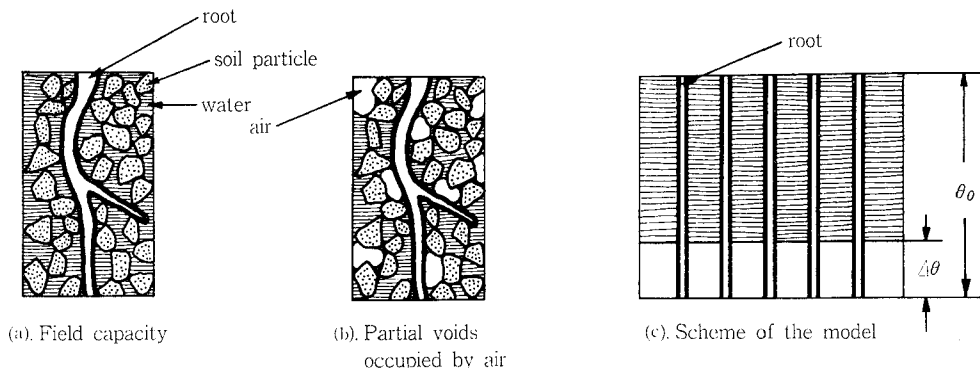


Fig. 1 Soil water root contact.

で表わされる。

単位体積の土壤中に含まれる根の長さを根の密度と呼び、 $L$ で表示する。土壤水分の減少による根の吸水量の変化は次のように表わされる。ホ場容量水の状態下にある第1日目に、単位体積の土壤から吸収される水分量、 $\Delta\theta_1$ は、

$$\Delta\theta_1 = qL \quad (1)$$

であり、第2、第3日目の吸水量は

$$\Delta\theta_2 = qL \frac{\theta_0 - \Delta\theta_1}{\theta_0} \quad (2)$$

$$\Delta\theta_3 = qL \frac{\theta_0 - \Delta\theta_1 - \Delta\theta_2}{\theta_0} = qL \left( \frac{\theta_0 - qL}{\theta_0} \right)^2 \quad (3)$$

となる。したがって、第 $n$ 日目の吸水量は

$$\Delta\theta_n = qL \left( \frac{\theta_0 - \sum_{i=1}^{n-1} \Delta\theta_i}{\theta_0} \right) \quad (4)$$

または、

$$\Delta\theta_n = qL \left( \frac{\theta_0 - qL}{\theta_0} \right)^{n-1} \quad (4')$$

によって表わされる。

(4)式によってわかるように、根の吸水率、 $q$ は一定としている。根の吸水量は土壤水分の減少とともに低下するが、モデルでは吸水量の低下は根と土壤水の接触面積の減少として説明される。

## 2. 根系からの吸水

ホ場状態で生育する植物の、降雨またはカン水後の土壤水分吸収をみると、降雨後の初期段階においては表層からの吸水量が卓越し、時間の経過とともに下層からの吸水量が多くなってゆく。この原因としては、次の2点が考えられる。1つは、表層の根の密度が下層に比較して多いことであり、他は根に沿う水移動抵抗が存在することである。後者の抵抗は軸抵抗 (axial resistance または xylem resistance) と呼ばれ、吸収された水が根の導管を移動するときを生じる抵抗である。軸抵抗に関しては、その大きさが放射方向の抵抗 (radial resistance) に比べ認め得る大きさか否かについて、現在までのとこ

ろ共通の認識はない (Taylorら 1978)<sup>23)</sup>。ここでのモデル化に際しては、軸抵抗は水分吸収に大きな影響を及ぼすと考えることにする。表層の根の密度が高いことが、カン水後の初期の水分断面形成に大きく関与していることはもちろんである。

日蒸散量は、各層から吸収される水分量の和として表わされる。蒸散量を計算するには、土層を厚さが $l$ に等しい $m$ コの層に分割すると都合が良い。カン水後 $r$ 日目の蒸散量、 $Er$ は(4)式から、次式で表わされる。

$$\frac{Er}{l} = \Delta\theta_{r1} + \Delta\theta_{r2} \dots + \Delta\theta_{rm} = \sum_{j=1}^m \Delta\theta_{rj} = \sum_{j=1}^m q_j L_j \left( \frac{\theta_{0j} - \sum_{i=1}^{r-1} \Delta\theta_{ij}}{\theta_{0j}} \right) \quad (5)$$

ここで、 $j = 1, 2, \dots, m$ は各土層の番号を示す。 $\Delta\theta_{rm}$ は深さ $m$ の土層において、 $r$ 日目に単位体積の土壤から吸水される水分量である。

日蒸散量は土壤水分状態ばかりでなく、日射、温度、湿度、風等の微気象条件の影響を受ける。特に、カン水後の初期の蒸散に対しては、気象条件の影響は強く、この時期の蒸散量はポテンシャル蒸散量と呼ばれている。モデルにおいては、この値を一定値、 $E_0$ とする。(5)式によって計算される蒸散量は、カン水直後においては $E_0$ を超過することがある。このような場合は、(5)式の加算は、その値が $E_0$ になった深さで終了させる。例えば、 $E_0 = 6.0 \text{ mm}$ でカン水の翌日に(4)式によって計算された3つの深さからの水分量、 $l\Delta\theta_{11}$ 、 $l\Delta\theta_{12}$ 、 $l\Delta\theta_{13}$ がそれぞれ3.0、2.0、1.5mmの場合、第3層からの吸水量を1.5mmの代わりに1.0mmとする。したがって、カン水後2日目の第3層からの吸水量は次のようになる。

$$\Delta\theta_{23} = q_3 L_3 \frac{\theta_{03} - 0.1 \times \frac{1}{l}}{\theta_{03}}$$

ここで、 $q_3$ 、 $L_3$ および $l$ は根の吸水率 ( $\text{cm}^3/\text{cm}/\text{day}$ )、根の密度 ( $\text{cm}/\text{cm}^3$ )、層の厚さ ( $\text{cm}$ ) である。このよう

な計算は、(4)式がすべての層に対して必ずしも有効でないことを示している。以上のようにモデルでは、表層から順に吸収された水分量を加算し、 $E_0$ に等しくなる深さで加算を打ち切るという点で、軸抵抗が吸水に対して大きく関与していることを表わしている。

このモデルは、各土層の有効水分量 ( $\theta_0$ )、根の吸水率 ( $q$ ) およびポテンシャル蒸散量 ( $E_0$ ) が与えられれば、根の密度 ( $L$ ) を知るにより土壤水分断面の経時変化を予測し、逆に土壤水分断面の経時変化を知ることにより根の密度分布を予測する。

### III モデルによる土壤水分断面の変化例 (仮定計算)

計算に際しては次のような数値を用いた。

有効水分量  $\theta_0=20\%$  } 各層とも  
 根の吸水率  $q=0.01\text{cm}^3/\text{cm}/\text{day}$  } 同一の値  
 ポテンシャル蒸散量  $E_0=6.0\text{mm}/\text{day}$   
 根の密度分布 Fig. 2

根の密度には、1977年の雨期に国際稲研究所 (Los Banos, Laguna, Philippines) の畑で栽培した陸稲、OS 4 の開花期の根の密度 (IRRI1979)<sup>12)</sup> を使用した。計算結果は Table 1, Fig. 2 に示すとおりである。

これらの図表から次のことがわかる。軸抵抗が大きいというモデルの仮定により、初期においては表層のみからの水分吸収で蒸散量を補給し、時間の経過とともに下層からの吸収量が蒸散量に占める割合が多くなってゆく。有効水分量に対する吸収された水分量の比は、表層の根の密度が大きい所で高く、深層ではかなりの水分を利用しないで残している。6.0mmのポテンシャル蒸散は4日間継続している。モデルによれば、ポテンシャル蒸散の期間は、根の吸水率によって変化する。根の吸水率を0.015, 0.005 $\text{cm}^3/\text{cm}/\text{day}$  とすると、ポテンシャル蒸散量の期間はそれぞれ8日, 2日となる。このように、吸水率の値がポテンシャル蒸散量の継続期間に及ぼす影響は非常に大きい。また、ポテンシャル蒸散量の継続期間は、与える $E_0$ の値によっても変化する。 $E_0=12\text{mm}/\text{day}$

Table 1 Water extraction patterns predicted by the model (Hypothesis testing)

Depth (cm)	0	-10	-20	-30	-40	-50	-60	-70	-80	
Root density ( $\text{cm}/\text{cm}^3$ )	12.6	1.4	0.8	0.9	0.8	0.5	0.5	0.2		
Day after an irrigation (day)	Amount of water extracted (mm/10cm)									Transpiration (mm/day)
1	6.0	0.0								6.0
2	6.0	0.0								6.0
3	5.0	1.0	0.0							6.0
4	1.9	1.3	0.8	0.9	0.8	0.3	0.0			6.0
5	0.7	1.2	0.8	0.9	0.8	0.5	0.5	0.2		5.6
6	0.3	1.2	0.7	0.8	0.7	0.5	0.5	0.2		4.9
7	0.1	1.1	0.7	0.8	0.7	0.5	0.5	0.2		4.6
8	—	1.0	0.7	0.7	0.7	0.5	0.5	0.2		4.3
9		0.9	0.7	0.7	0.7	0.4	0.5	0.2		4.1
10		0.9	0.6	0.7	0.6	0.4	0.4	0.2		3.8
11		0.8	0.6	0.7	0.6	0.4	0.4	0.2		3.7
12		0.7	0.6	0.6	0.6	0.4	0.4	0.2		3.5
13		0.7	0.6	0.6	0.6	0.4	0.4	0.2		3.5
14		0.7	0.5	0.6	0.5	0.4	0.4	0.2		3.3
15		0.6	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.2		3.1
16		0.6	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.2		3.1
17		0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.2		3.0
18		0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.2		3.0
19		0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.2		2.7
20		0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.2		2.4
21		0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.2		2.4
Total amount (mm)	20.0	14.9	10.5	11.3	10.5	7.3	7.1	3.4		85.0
Efficiency (%)	100	75	53	57	53	37	36	17		

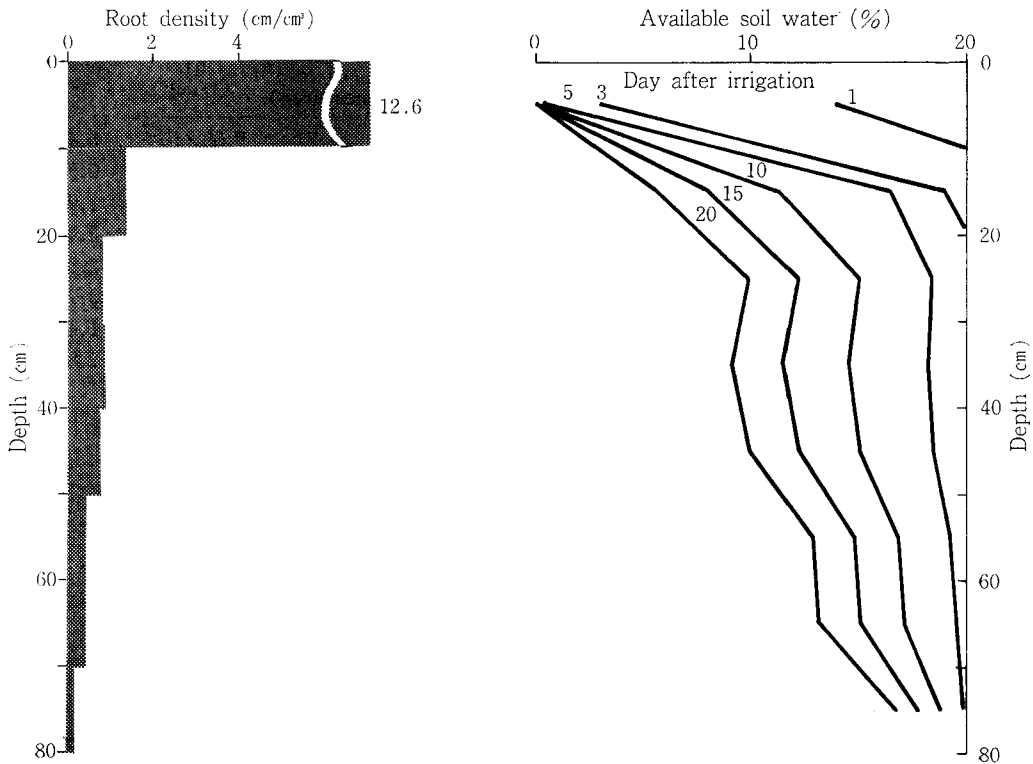


Fig. 2 Rootdensity and successive moisture content profiles (OS4)

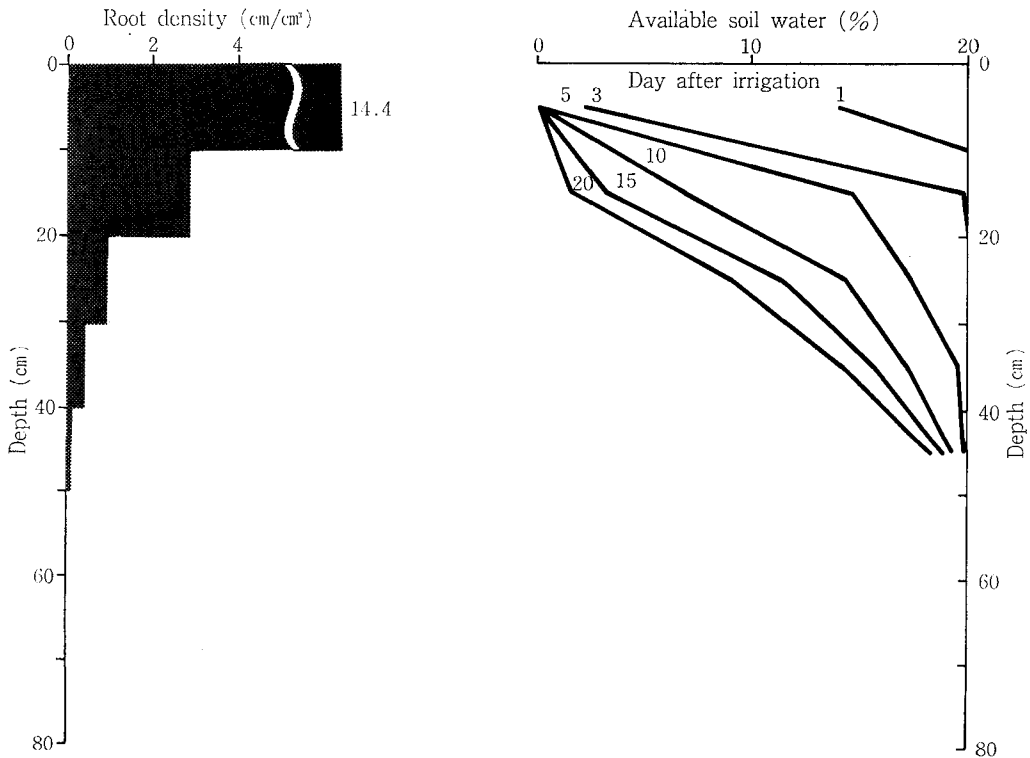


Fig. 3 Root density and successive moisture content profiles (IR20)

を与え、 $q = 0.01 \text{ cm}^3/\text{cm}/\text{day}$  を用いて計算を行うと、ポテンシャル蒸散は1日しかみられず、その後の蒸散量の低下は $E_0 = 6 \text{ mm}/\text{day}$ に比較して急激となる。モデルでは、土壌水分の減少による植物側の反応、例えば気孔の閉鎖、を表現するものではないが、このような結果は、実際の植物の蒸散量の経日変化を表わすものとして興味深い。

異なる根系分布が土壌水分断面の経日変化に与える影響について計算を行った。Fig. 3 は1977年の同時期に畑地で栽培した水稻、IR20の根の分布を示す。IR20はOS4に比べ浅根性であるが、全根長はIR20の方が若干長い。計算に用いた数値は、根の密度を除きFig. 2の計算と同一である。土壌水分断面の経日変化をFig. 3に示す。浅根性のIR20のポテンシャル蒸散量継続期間は3日であり、OS4に比べ1日短いのみであった。しかし、10日後のIR20の蒸散量は2.3mmでOS4の蒸散量、3.9mmの約60%である。また、Fig. 2、Fig. 3を比較してわかるように、カン水後の両品種の消費水量は大きく異なる。このような結果は、根系分布以外のすべての要素が同一ならば、浅根性植物は深根性植物に比較し、より早期に水分欠乏に落ち入ることを示しており、深根性植物が干バツに強いという事実を説明する。

IV モデルの実験値への適用

1. 実 験

国際稲研究所の畑ホ場で1978年の乾期に行った、カ

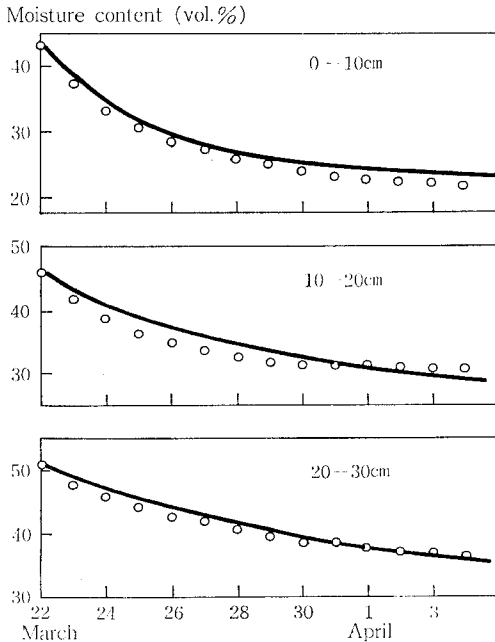


Fig. 4-1 Successive moisture contents of different soil layers between measured and calculated values.

Table 2 Root density and water uptake rate

Depth (cm)	Root density L (cm/cm <sup>3</sup> ) (measured)	qL (l/day)	Uptake rate q (cm <sup>3</sup> /cm/day)
0-10	11.22	$5.08 \times 10^{-2}$	$0.45 \times 10^{-2}$
10-20	5.20	2.70	0.52
20-30	1.87	1.97	1.05
30-40	1.62	3.92	2.42
40-50	1.62	3.24	2.00
50-60	1.21	1.12	0.93
60-70	0.63	0.93	1.48
70-80	0.23	0.66	2.87

ンバツに関する陸稲の水分吸収実験で得られたデータを用いた。実験等の詳細については、Hasegawa and Yoshida<sup>9)</sup>を参照されたい。ここではその概略を述べる。

陸稲、OS4を1978年1月18日に30×5cmの株間隔で畑に播種した。試験ホ場は5～7日間隔でスプリンクラカンガイを行い、カンバツ実験開始前までは土壌水分を適切に保った。3月21日に最後のカンガイとして約150

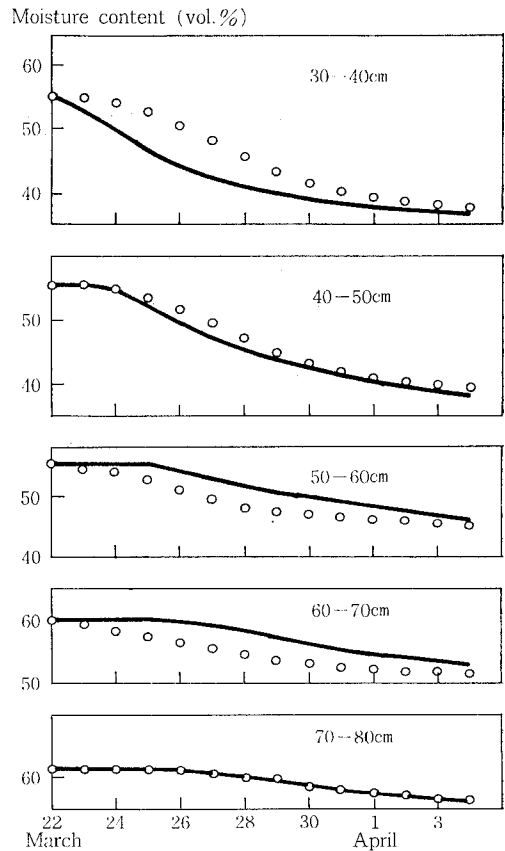


Fig. 4-2 Successive moisture contents of different soil layers between measured and calculated values.

mmの水を供給し、その後、実験終了の4月4日までに降雨はなかった。実験開始時の稲は播種後62日で、開花期の約1ヶ月前に相当する。土壌水分は、4月1、3日を除く毎日、午前10時から11時の間に、直径3.8cm、長さ110cmの鉄パイプを土中に貫入させ、直接採土法により深さ80cmまで測定した。根の採取は3月28日に行い、Newman (1666)<sup>19</sup>、Marsh (1971)<sup>10</sup>らの方法により根の長さを測定した (Table 2)。日蒸発散量は土層水収支法により求めた。実験時の地下水面は地表下150cmまでは観測されなかったため、地表面下80cmを境界とする上昇流は、計算に際し無視した。3月27日に測定した葉面積指数 (LAI) は5.1であり、土壌面蒸発は蒸散量に比較し小さいと考えられる。各深さにおける土壌水分の変化および日蒸散量は Fig. 4, 5 に示すとおりである。

2. 実験データの解析

土壌水分断面の変化をモデルを用いて予測するためには、 $\theta_{0j}$ ,  $q_j$ ,  $E_0$ ,  $L_j$ が既知でなければならない (添字  $j = 1, 2, \dots, m$ は各層の番号)。これらの値は次のようにして求めた。

a. 有効水分量,  $\theta_{0j}$ の値

有効水分量の上限値は3月22日の土壌水分量 (カンガイ後24時間水分量) とした。一方、下限値は根の吸水率や土の透水性により変化するが、-15bar (pF 4.2) 水分量を目安とした。深さ0-20, 40-50, 60-70cmで採取した不攪乱試料の加圧板法による-15bar水分量は、表層の0-10cmを除き4月4日の土壌水分量より小さな値を示した。そこで、0-10cmに限っては、有効水分量を3月22日と4月4日の土壌水分量の差、22%とし、10-80cmは3月22日と-15bar水分量の差から、平均的な

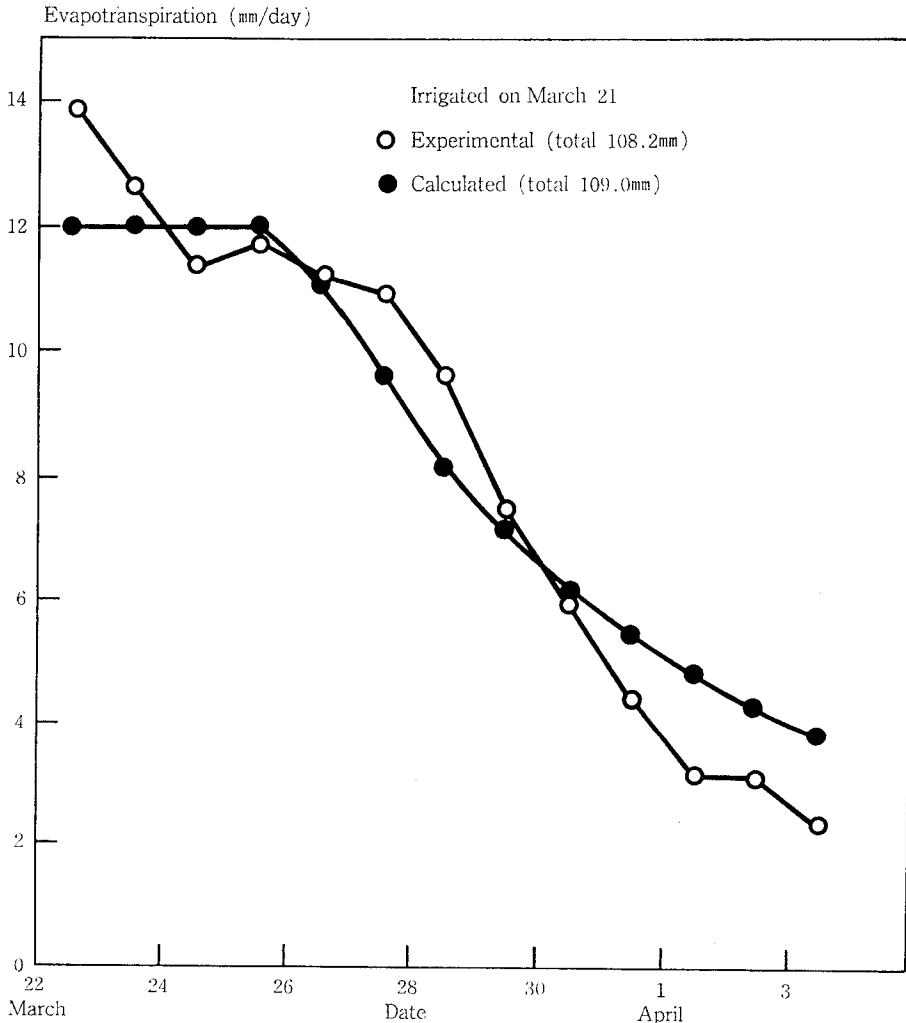


Fig. 5 Comparison of calculated transpiration with experimental values.

値として20%を採用した。

#### b. $q_j L_j$ の 値

単位長さの根の吸水率は前もって決定することは出来ない。一方、モデルからは(4)、(5)式にみるように、吸水率と根の密度の積が与えられればよい。そこで、各層の吸水量のデータを用い  $q_j L_j$  の計算を行った。各層からの吸水量が(4)式にもとづくとする、 $j$  層の  $q_j L_j$  は(6)式により導びかれる。

$$\sum_{i=k}^n \Delta \theta_{ij} = \frac{q_j L_j}{\theta_{0j}} \left\{ n(\theta_{0j} - \sum_{i=1}^{k-1} \Delta \theta_{ij}) - (n-k) \Delta \theta_{kj} - (n-k-1) \Delta \theta_{k+1j} \cdots - \Delta \theta_{n-1j} \right\} \quad (6)$$

ただし、 $\Delta \theta_{k-1j} < \Delta \theta_{kj} \geq \Delta \theta_{k+1j}$

ここで、 $i=1, 2, \dots, n$  はカンガイ後の日数

$j=1, 2, \dots, m$  は土層の番号

#### c. ポテンシャル蒸散量, $E_0$ の値

3月22日から28日の蒸発散量は日射量および計器蒸発量(USDA Class A pan)の変動と対応していたため、ポテンシャル蒸発散量とみなすことが出来る(Hasegawa and Yoshida)<sup>9)</sup>。この6日間の平均蒸発散量12mmを、 $LAI$ が大きいことを考慮して、ポテンシャル蒸散量として用いた。この12mmという大きな値は、乾期であり、かつ10×25mの試験ホ場の周囲が裸地状態であったため、アドベクション(オアシス効果)によるものと考えられる。

#### 3. モデルと実測値との比較

Table 2 に計算によって求めた  $qL$  の値、およびそれを実測の根の密度で割った吸水率の値を示す。(4)式および(5)式に  $q_j L_j$ ,  $\theta_{0j}$  および  $E_0$  の値を代入して得られた土壌水分断面および日蒸散量を Fig. 4 および Fig. 5 に示す。

根の吸水率は全層にわたって一定でないことが Table 2 からわかる。吸水率を一定とすると、モデルは0—20cmの根の密度を過小評価し、特に30—40cmの根の密度を過大に評価する傾向を示している。土壌水分断面の実測値と計算値は、深さ0—10、20—30および70—80cmの層で良く一致し、30—40cmの層では実測値が計算値より高水分で推移し、50—70cmの層ではその逆となっている(Fig. 4)。計算によるポテンシャル蒸散は4日で終了し、実測より2日早く、かつ3月30日までは計算値の蒸散量が少なかった(Fig. 5)。しかしながら、14日間に吸収された全水分量は、モデルでは109.0mmであり、実測値の108.2mmとかなり良い一致をみた。

#### Ⅴ 考 察

個々の根の吸水に対しては、モデルでは(4)式に示されるように、土壌水と根の接触のみの関係で表現されてい

る。土壌中から植物への水の流れを表わす式として一般に広く用いられているポテンシャルモデルと、(4)式との関連について考えてみる。Van den Honert (1948)<sup>25)</sup> によって提唱されたポテンシャル式は、土壌と根の間では次のように表わされる。

$$\Delta \theta = L \frac{\phi_s - \phi_r}{R_{sr}} \quad (7)$$

ここで、 $\phi_s$ ,  $\phi_r$  は土壌および根のポテンシャル、 $R_{sr}$  はこの2点間の水の移動に対する抵抗である。 $\phi_s$ ,  $\phi_r$  は、バルクの土から根の木質部とのどこを測定又は考えるかによって値が異なる(Molz1975)<sup>17)</sup>。

Herkelrath ら (1977)<sup>10)</sup> は Cowan ら (1968)<sup>3)</sup> の根と水の接触の概念を導入して(7)式を次のように変形した。

$$\Delta \theta = -\frac{L}{R_r} \cdot \frac{\theta}{\theta_s} (\phi_s - \phi_r) \quad (8)$$

上式において、 $\phi_s$ ,  $\phi_r$  は根の表面の土および根の内部のポテンシャル(実測に際しては、それぞれ土壌、根と平衡している土壌のポテンシャルを用いている)、 $R_r$  は根の表面から木質部に向う水の放射方向の抵抗(根の透水係数の逆数)、 $\theta_s$  は飽和水分量である。彼らは、接触面積の低下による抵抗の増大を根の抵抗の一部と考えている。(8)式は、 $|\frac{\phi_s - \phi_r}{R_r}| = q$ —一定と置くことにより、(4)式と同一の形となる。

Blizzard ら (1980)<sup>11)</sup> は最近、興味深い実験結果を報告している。彼らは、(7)式において、 $|\phi_s - \phi_r|$  は土壌が湿潤な場合を除きほぼ一定、 $R_{sr}$  は土壌が乾燥するにつれ増大すると述べている。 $R_{sr}$  の増大の原因としては、数式による表現は行っていないが、土壌の透水係数の低下の他、土壌と根の境界における接触の変化を指摘している。ここで、 $R_{sr}$  の変化のうち、土壌水と根の接触に起因するものを分離し、 $\theta_s/\theta$  で表わすと(7)式は次のようになる。

$$\Delta \theta = \frac{L}{R_{sr}} \cdot \frac{\theta}{\theta_s} (\phi_s - \phi_r) \quad (9)$$

更に、接触以外の要因による  $R_{sr}$  の変化は小さく、一定と仮定すると、 $|\frac{\phi_s - \phi_r}{R_{sr}}|$  は一定となり、これを  $q$  で表現すると(9)式は(4)式と等しくなる。

Herkelrath ら、Blizzard らを比較すると、対象としているポテンシャルの部位、抵抗の評価は異なり、更に検討を要すると考えられるが、 $|\phi_s - \phi_r| = \text{一定}$ 、 $R_{sr}$  の変化が接触に起因すると考えることで、ポテンシャルモデルから筆者のモデルが得られる。ただし、Herkelrath らは、軸抵抗は無視し得ると述べており、Blizzard らの研究は底の浅いポット試験であり、軸抵抗は考慮していない。

根系全体からの水分吸収について、モデルでは軸方向の大きな抵抗を仮定した。軸抵抗の大きさについては議論のあるところで、Gardner (1964)<sup>7)</sup> は深部の細根で

は抵抗は認め得るであろうと述べているが, Newman (1976)<sup>20</sup> や Kramer (1969)<sup>14</sup> は, 軸抵抗は放射方向の抵抗と比較して非常に小さいと考えている。実験的に, また水移動を解析するうえで軸抵抗の存在を認めているのは少ないが, 例外的に, 大豆を用いた Willatら (1978)<sup>21</sup>, So (1979)<sup>21</sup>, 石田ら (1981)<sup>13</sup> の研究では軸抵抗を認めている。Hasegawa and Yoshida<sup>9</sup> は陸稲の水分吸収は, 軸抵抗を考慮した方が合理的に解釈出来ると指摘した。モデルにおいても軸抵抗の仮定が実験結果を説明したことは, 稲のように多くの細根を持つ場合には, これを考慮した方が適当であることを示している。

モデルによって計算された吸水率は全層にわたって一定とはならなかった (Table 2)。Hasegawa and Yoshida<sup>9</sup> は陸稲の水分吸収において, 根の密度の大きい上層の根の吸水率が小さい原因として, ズベリン化とより強度の蒸散条件に適用するための過剰な根の存在を指摘している。モデルにおいて, 上層の吸水率が小さいという結果は, このことを肯定していると考えられる。

モデル化に際して考慮しなかった重要な要因として, 土壌中のポテンシャル勾配により移動する水(soil flux)があげられる。これには, 根群域下層からの上昇流や土壌面蒸発量も含まれる。Soil flux は土壌水のポテンシャルが高いときにはかなり大きいが, ポテンシャルの低下につれて非常に小さくなる (Gardnerら 1962)<sup>8</sup>。Fig. 4 において, 実測値とモデルの値が一致しなかった点については, soil flux を無視したことがその原因の1つとして考えられる。

土壌が乾燥するにつれ, その透水性は低下する。また, 乾燥により土壌もしくは根あるいは両者が収縮し, 根と土壌の間にすき間が形成されるという (Tinker 1976)<sup>24</sup>。このすき間は根の吸水にとって非常に大きな障害となっているという報告もみられる (Faiz 1973)<sup>5</sup>。モデル化に際しては, 以上のような要因を考慮しなかったが, 今後の課題とした。

## 謝 辞

陸稲の水分吸収をモデル化するにあたり, 国際稲研究所植物生理部長の吉田昌一博士から多くの貴重な助言をいただいた。記して深謝致します。

## 引用文献

1) Blizard, W. E., and Boyer, J. S. (1980): Comparative resistance of the soil and the plant to water transport. *Plant Physiol.* 66; 809~814.  
2) Cowan, I. R. (1965): Transport of water in the soil-plant-atmosphere system. *J. Appl. Ecol.* 2; 221~239.

3) Cowan, I. R., and Milthorpe, F. L. (1968): Plant factors influencing the water status of plant tissues. in *Water deficits and plant growth.* (Ed. by Kozlowski, T. T.) 137~193.  
4) Denmead, O. T., and Shaw, R. H. (1962): Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions. *Agron. J.* 54; 385~390.  
5) Faiz, S. M. A. (1973): Soil-root water relations. Ph. D. Thesis. University of Aberdeen.  
6) Gardner, W. R. (1960): Dynamic aspect of water availability to plant. *Soil Science.* 89; 63~73.  
7) Gardner, W. R. (1964): Relation of root distribution to water uptake and availability. *Agron. J.* 56; 41~45.  
8) Gardner, W. R., and Ehlig, C. F. (1962): Some observations on the movement of water to plant roots. *Agron. J.* 54; 453~456.  
9) Hasegawa, S. and Yoshida, S.: Water uptake by a dryland rice root system during a soil drying cycle. *Soil Sci. Plant Nutr.* (投稿中)  
10) Herkelrath, W. N., Miller, E. E., and Gardner, W. R. (1977): Water uptake by plants; 11. The root contact model. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41; 1039~1043.  
11) Hillel, D. (1977): Computer simulation of soil-water dynamics. A comparison of recent work. International development Research Centre. Ottawa, Canada.  
12) IRRI (International Rice Research Institute). (1979): Annual Report for 1977.  
13) 石田明晴・中野政詩 (1981): 土壌~植物~大気系における土壌水分消費の動態. *農土論集*, 92; 26~34.  
14) Kramer, P. J. (1969): Plant and soil water relationships; A modern synthesis. TMH Edition. TATA Mc Graw-Hill Publishing Company Ltd.  
15) Lang, A. R. G., and Gardner, W. R. (1970): Limitation to water flux from soil to plants. *Agron. J.* 62; 693~695.  
16) Marsh, B. aB. (1971): Measurement of length in random arrangement of lines. *J. Appl. Ecol.* 8; 265~267.  
17) Molz, F. J. (1975): Potential distributions in the soil-root system. *Agron. J.* 67; 726~729.  
18) Molz, F. J., and Remson, I. (1971): Extraction term models of soil moisture use by transpiring plants. *Water Resour. Res.* 6; 1347~1356.  
19) Newman, E. I. (1966): A method of estimating the total length of root in a sample. *J. Appl. Ecol.* 3; 139~145.  
20) Newman, E. I. (1976): Water movement through root systems. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B.* 273; 463~478.  
21) So, H. B. (1979): Water potential gradients and resistances of soil-root system measured with the root and soil psychrometer. in *The soil-root interface.* (Ed. by Harley, T. L., and Russel, R. S.).  
22) Taylor, H. M., and Klepper, B. (1975): Water uptake by cotton root systems; An examination of assumption in single root model. *Soil Science* 120; 57~67.  
23) Taylor, H. M., and Klepper, B. (1978): The role of rooting characteristics in the supply of water to plants. *Advance in Agronomy.* 30; 99~128.  
24) Tinker, P. B. (1976): Root and Water. Transport of water to plant roots in soil. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B.* 273; 445~461.



- 25) Van den Honert, T. H. (1948) : Water transport in plants as a catenary process. *Discuss. Faraday Soc* 3; 146~153.
- 26) Weatherley, P. E. (1979) : The hydraulic resistance of the soil-root interface - A cause of water stress in plants. in *The soil-root interface*. 275-286.
- 27) Willat, S. T., and Taylor, H. M. (1978) : Water uptake by soya-bean roots as affected by their depth and by soil water content. *J. Agr. Sci.* 90; 205~213.

(昭和56年12月24日受理)

### Summary

A model simulating water uptake by the root system of dryland rice was developed. This model consists of two submodels: one for the discrete layers in assuming that the amount of water extracted by the roots decreases with the decrease in the area of contact between the root and the soil water. The other submodel for root systems assumed a large axial resistance along the roots.

Computation showed that water uptake from the shallow layers contribute significantly to transpiration during the early period after an irrigation, thereafter water uptake from the deeper layers became predominant due to the existence of a large axial resistance.

The model showed that plants with shallow roots suffer from water deficit earlier than plants with deep roots even though the total root length is identical in both plants (Fig. 2, 3).

The model was applied to the study of water consumption of rice grown under field conditions. Comparison of the computed values with the experimental data showed a discrepancy in root densities when the rate of water uptake was identical throughout the layers. Water extraction pattern in individual layers could be easily determined by the model except for a few layers and the model also enabled to estimate the total transpiration loss for two weeks (Fig. 4, 5).