

土壌の物理性

第 32 号

昭和50年10月

巻 頭 言	湯 村 義 男	1
シンポジウム「農林地の水収支」		
林地の水収支	有 光 一 登	2
草地の水収支	梅 田 安 治	8
水田の水収支	丸 山 利 輔	11
樹園地の水収支		
(1) 地形改造を実施した大規模ホ場の水収支	長 谷 嘉 臣	16
(2) 有効土層の差異と水収支	関谷宏三・小畑仁	19
砂丘地の水収支	矢 野 友 久	24
質疑応答と総合討論		29
会務報告		32

土 壌 物 理 研 究 会

土壌物理研究会会則

- 第1条 本会は土壌物理研究会と称する。
- 第2条 本会は土壌の物理性を中心とする試験研究の発展と農業技術への貢献を図ることを目的とする。
- 第3条 本会はその目的を達成するため次の事業を行なう。
- 1 研究発表会、討論会及び見学会などの開催
 - 2 土壌の物理性 (Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan 会誌という) 並びにその他の印刷物の発行
 - 3 内外の研究、技術の交流及び他の学会、諸団体との協力
 - 4 その他本会の目的を達成するため必要な事業
- 第4条 本会の会員は正会員、学生会員及び賛助会員、購読会員の4種とする。
- 第5条 会員は次の会費を所定の期日までに納めるものとする。
- | | | |
|-----------|---------|---------|
| 正会員 | 年 額 | 2,000円 |
| 学生会員 | " | 1,500円 |
| (大学院生を含む) | | |
| 賛助会員 | 1口年額 | 10,000円 |
| 購読会員 | 会誌年額 | 2,500円 |
| 広告料 | 賛助会員 実費 | |

- 賛助会員以外実費の5割増
- 第6条 本会に次の役員をおく。任期は2年とし、選出方法は別に定める。
- (1) 会長1名、副会長1名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (2) 評議員
イ 15名 正会員から互選される。
ロ 3名以内 会長が委嘱する。
 - (3) 会計監査 2名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (4) 幹事若干名
会長委嘱
- 第7条 会長は毎年1回以上総会並びに評議員会を招集する。
- 第8条 本会に次の委員会をおく。
- (1) 選挙管理委員会
正会員の中から評議員会によって選出され、本会の評議員選挙を管理する。
 - (2) 編集委員会
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、会誌その他の印刷物の編集に当る。
- 第9条 本会の経費は会費その他の収入をもってあてる。
- 第10条 本会の会務執行に必要な規定は別に定める。

「土壌の物理性」投稿規定

- 1) 投稿は本会会員に限る。ただし共著者の場合また編集委員会が依頼した場合はこの限りではない。
- 2) 原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会は要すれば文章の加除修正を行なう。ただし内容については、これを著者に依頼することがある。
- 3) 投稿には400字詰横書きの原稿用紙を用い、本規定および別に定める原稿執筆規定に従って執筆するものとする。
- 4) 枚数は16枚程度、図表を含めて刷り上がり6ページ以内を標準とする。超過ページならば写真、図表など、特に多額の経費を要するときは実費を申し受ける。
- 5) 投稿は以下に示す種別にしたがい、その内容は土壌の物理性に主体をおくものとする。なお、題名、著者名、所属には英文を併記するものとし、とくに報文については、300語以内の英文要約をつけるものとする。「報文」他誌に未発表のものに限る。書き方は方法結果、考察ならびに総括(摘要)の体裁をとり、引用文献を明らかにすること。「論説・総説」土壌の物理性に主眼をおき、広い視野に立って記述したもの。

- 「資料」既に発表した報文または発表予定の内容を各分野の参考資料となるよう書き改めたもの。
- 「解説」物理性に関する諸事項の理解を計るための平易な解説ならびに研究技術の普及交換を進めるための紹介を含む。
- 「その他」土粒子、書評などを含む。
- 6) 原稿には下記形式の送り状をつける。報文のみ初稿りは著者校正とし、印刷ずみの原稿は返さない。

発表年月日		受付年月日	
種 別	原稿枚数	図表枚数	図表、表枚
表 題	図表数	写真数	葉
著 者 名	写 真 数	別 刷	30部+部
所 属	別 刷		

- 7) 印刷は30部を著者に贈呈する。それ以上希望する場合は実績を申し受ける。
- 付記：投稿及び会誌編集に関する通信は、下記宛のこと
茨城県稲敷郡阿見町 (〒300-03)
茨城大学農学部農業工学科
土壌物理研究会編集委員会
なお、原稿執筆規定(裏表紙)に従うこと。

巻 頭 言

野 菜 花 キ 分 野 か ら

湯 村 義 男*

Yoshio YUMURA

現在わが国の野菜の作付延べ面積は65万ha、花キは3.5万ha、そのうち施設栽培延べ面積は野菜2.2万ha、花キ0.2万haで、その他にトンネル栽培延べ面積が4.8万ha、育苗用被覆施設が0.2万haある。これら被覆施設（ガラス室、ビニールハウス、トンネル）の下での品日別収穫量割合は、イチゴ79%、スイカ60%、ピーマン60%、キュウリ47%、トマト40%、ナス31%、レタス26%で、品日によっては半分を超えている。野菜栽培はもともと大都市の下肥を舟などで運べる範囲、すなわち大河川沿いの近郊で最初に産地化が始まったものなので、デルタや自然堤防上の有効土層の厚い中粒質土壌のところまで主として発達した。しかしこのような適地的産地は土壌の悪化と市街化地域や工場用地に蚕食されて後退し、その代りに重粘地や排水不良地にまで産地が広がっている。そのようなところでは、集約化や機械化に伴い土壌の物理性に対する関心が高まっている。

物理性に関する野菜花キ独特の課題としては培地（Rooting media, Growth media）の問題がある。施設栽培では、揚げ床栽培や鉢物花キのような隔離床方式とか、培地の用土資材としてピート類、廃棄有機物、無機物、合成高分子等さまざまな資材を基土等に多量に配合して用いるケースが多い。したがって配合土の理化学性は、資材の種類や配合割合と基土の差異によって極めて種々のものになる。配合土の適否判定上物理性の面では、一般粗孔隙率が第一に重要である。その他、次層上の排水性、資材粒子の形状、株当り土量、およびコンテナの形状（水はけ）や鉢の吸水性等に注意を向けるべきことが指摘されている。理化学的および幼植物試験の両面から配合土の適否を検定する一般的最小限の方法（1975年7月、野菜試）については、現在培地研究会で関係各機関協力の下に検討中である。

ただし何分にも特殊な資材が多いので、常用の測定方法でははかりにくく、精度のおちる場合が多い（例えば三相分布、水分ポテンシャル等）。なお、物理性の多くは化学性等と違って感覚によってもある程度まで段階づけができるので、当面は現場での断面調査的な観察、記載をとり入れて測定法の不備を補いながら、新しい培地資材の物理性問題に対処することになる。これらの諸問題についても多数の土壌物理専門家の積極的参加を期待したい。

* 農林省野菜試験場

林地の水収支

有光一登*

Water Balance of Forest Land

Kazuto ARIMITSU

Government Forest Experiment Station

森林学の分野では、水収支といえば直観的には Hydrology と結びつけて、流域の水文現象として受けとられるが、最近の森林生態学の進展の過程で、養分循環あるいは物質の動態と関連して、水収支が森林生態学者の間でも注目されている。また森林生態系の無機的環境要因としての土壌の水分環境、土壌生成要因のひとつとしての土壌水分環境が、森林土壌学者の研究対象としてとりあげられ、ここでも当然のことながら水収支が問題とされる。一方森林理水学の研究者たちは林地の水収支を直接の研究対象としている。

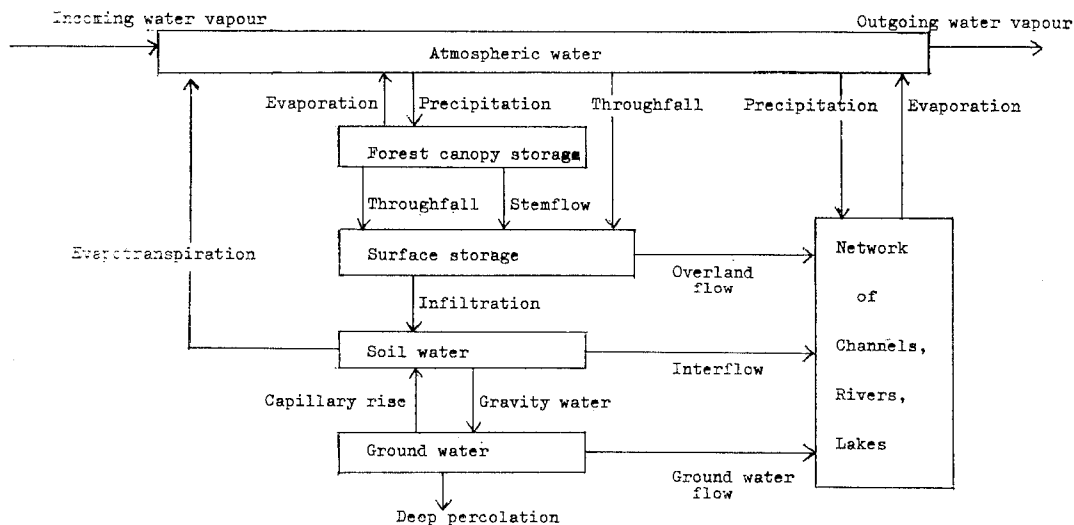
このように水収支という言葉は森林学の領域の中でいろいろな局面で使われているわけで、一口に林地の水収支の概要を論じるといっても、かなり広範なことがらにふれなければならないが、ここでは山地流域の水収支という広域の問題よりも林地のある特定点での土壌の水収支という視点に立って記述を進めることにする。

降水として森林にもたらされた水は、林冠、下層植生に遮断され、一部は葉や枝の表面から蒸発してしま

が、残余は林冠、下層植生を透過して林内雨として地表に到達し、また一部は樹幹流となって樹木の幹を伝って流下し、これも地表に到達する。地表に到達した水は斜面であれば地表を斜面に沿って流下するものもあるが、大部分は土壌中に滲透して土壌の毛管孔隙に毛管水として保持されるか、非毛管孔隙を重力水として流れ、地下水面に達し河川に流出する。なお比較的大きな毛管孔隙に保持された水も、重力にしたがって徐々にではあるが河川に流出する。土壌中に入ったこれらの水は、一方では樹木や下草の根に吸われて蒸散し、また地表から蒸発する。森林の中でのこれらの水の挙動は第1図に示す。

降水として森林にもたらされ、このような経路をたどって土壌中に到達した水の挙動、動態を林地の土壌中の水収支という視点でとらえてみよう。ある一定の場所、一定の深さの土層についてある一定時間での水の収支は収支の代数和として色々な形で表現されている (Rebut 1964, Rode 1960, Vasiliev 1952) が、わが国の林地はおおむね山地、丘陵地の傾斜地にあつて、林地のある地

第1図 The Hydrological Cycle Over a Catchment Area **



* 農林省林業試験場

** Costin and Dooge (1973) の図を筆者が一部改変

点、あるいはある狭い範囲での小収支を考える場合、斜面の上方から下方への土壌中の水の流動を考慮しなければならぬから、簡略化した収支式として(1)式のような表現が考えられよう。

$$W_1 = W_0 + (P + I) - (E + T + R) \quad (1)$$

ここで W_0 : 観測期間のはじめの土壌の水分貯留量; P : 観測期間の全降水量; I : 表面流・土壌水、地下水などの流入量; E : 地表面、植被の表面からの蒸発量; T : 植物の蒸散などによる利用水量; R : 表面流・土壌水・地下水としての流出量; W_1 : 観測期間のおわりの土壌水分貯留量。

一方 Costin and Dooge (1973) はある一定面積の土地での水の循環を水収支式で(2)式のように示している。

$$P = I + \Delta S + Q + E + \Delta W + V \quad (2)$$

ここで P : 降水量, I : 遮断量, ΔS : 地表貯留量の変化, Q : 表面流去量, E : 蒸発散量, ΔW : 土壌水分含量の変化, V : 深層への流出量。(I と ΔS は E 項に包含されるものとして省略することができる。))

(2)式では遮断量が考慮されている点が(1)式と異なる点であるが、(1)式では遮断量は E 項の植被の表面からの蒸発量に加算されるものと考えことにする。冒頭に述べたように林地にもたらされた降水の一部は、林冠、林床植生に遮断されるから、(1)式の P 項の中で林地の地表に到達するものは林内雨と樹幹流であり、遮断されて地表に到達し得なかったものは葉や枝、幹の表面から蒸発してしまふと考えられる。以下(1)式に従って林地土壌の水収支についてのべることにする。

林地土壌の水収支、その反映である土壌水分貯留量の変動、あるいはそれらと土壌をとりまく環境諸要因の関係を明らかにするには、(1)式の各項をそれぞれ経時的に計測する必要があるが、現在のところ降水量 (P) もしくは林内雨、樹幹流の計測は比較的容易であっても、残余の土壌水分貯留量 (W_0, W_1)、蒸発散量 (E, T)、表面流・土壌水・地下水の流入流出量 (I, R) の計測はいずれも困難である。林地のある地点での水収支に関して(1)式の各項あるいは林内雨、樹幹流を同時に総合的に計測した試験例は皆無といってよい。しかしながら林地の土壌水分貯留量(含水量)の経時変化、土壌水流動量の経時変化などの in situ での観測、あるいは樹幹流、林内雨の計測もしくはそれらの手法の開発などの個々の研究例は少なくない。(1)式を構成する各項に示される森林内の事象、局面が従来は個々別々に研究され、あるいは計測されていたわけであった。これはこれらの各事象・局面が森林土壌学、森林気象学、森林水文学といった個々の研究領域の中で別々に取扱われてきたからであり、

森林水文学という比較的幅広い研究領域をカバーする分野にあっても、水収支式の各項を総合的に網らして実測した事例は少なくともわが国では皆無であろう。

このような現状からみて、森林土壌学の研究領域の中で水収支に関連した試験を若干手がけてきた筆者としても、水収支に関する具体的、包括的事例を紹介することはできないので、(1)式の各項を対象にした個々の研究、計測事例をいくつか紹介し、問題点を指摘するに止める。

(i) 土壌貯水量(含水量)の経時変化

土壌水分の測定法は乾熱法、石膏ブロック・ナイロンファイバーなどの感体による電気抵抗法、誘電率法、中性子法、テンシオメーター法などいくつかの手法があることが知られているが、わが国の林地で in situ の土壌水分の経時変化をしらべた事例は数多くはなく、採土円筒を用いて土壌の深度別のサンプルを定期的に採取して水分貯留量の経時変化をしらべた 2, 3 の事例(四手井ら1951, 佐藤・村井1956)があるほか、近年ではテンシオメーターを用いて日観測(井上・岩川1970), 3日間隔での観測(吉岡1973)で数カ月にわたる土壌の水湿状態の経時変化をしらべた事例がある。遠隔地にある林地での土壌水分の経時変動の観測は多大の労力を要するので、自記録による手法の開発が必要であるが(これは他の計測器についてもいえる)、林地では交流電源を得られない場合が多く、その点でも制約をうける。最近直流電源による自記テンシオメーターが開発され実用の段階まできている(吉岡1973)。遠隔地で日観測の行い難い、また自記録も行い難い林地での土壌水分の経時変動観測の便法として、有光・松井(1964 a)は先にテンションライシメーターを考案したが、これは土壌の乾湿の変動の絶対量(水分ポテンシャルあるいは含水量)を知るにはいたらず、相対的な林地の土壌の乾湿の変動の特徴を知り、それと他の土壌環境諸因子との因果関係を類推するに止っている。しかしこのような簡便な手法によっても、土壌の各層位別の水分環境の経時変動のちがいが、地形の位置関係のちがいがよる水分環境のちがいが、森林の伐採などによる土壌水分環境のちがいを明らかにすることができ、水収支の実態を間接的に知ることが可能である(有光・松井1964 b, 有光・梶1973)。

その他中性子水分計、誘電式水分計、電気抵抗式水分計などを in situ で用いる試みもなされてきたが、林地で一般的に用いられる方法とはなっていない。現在のところ筆者は水分貯留量を in situ で測定する手法としては、テンシオメーターが最も適していると考えている。それは一般に林内にあつてはテンシオメーターの測定限界である $pF3.0$ 以上に土壌が乾くことはほとんどない

第1表 アカマツ林（天然生、40～45年生、胸高直径平均20cm、樹高平均15mm、岩手県下）の樹冠遮断量と樹幹流下量（村井宏による）

一連続雨量 階級	mm													
	0	1	3	6	10	15	20	30	40	60	80	100	150	~
樹幹流 下量	mm	—	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.7	1.3	1.6	2.6
	%	—	0.0	0.0	0.0	0.8	0.6	0.8	0.8	0.9	1.1	1.4	1.5	1.6
樹冠遮 断量	mm	0.5	1.1	1.7	2.5	2.7	3.0	3.6	4.6	5.8	6.8	11.4	9.9	13.5
	%	83.3	64.7	40.4	34.2	22.1	17.4	14.7	12.8	12.4	10.7	12.6	9.2	8.2
(1) アカマツ高木だけで下層低木の無い場合														
高木の 樹幹流 下量	mm	—	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.7	1.3	1.6	2.6
	%	—	0.0	0.0	0.0	0.8	0.7	0.8	0.8	0.9	1.1	1.4	1.5	1.6
低木の 樹幹流 下量	mm	—	0.0	0.0	0.0	0.1	0.3	0.7	1.1	1.9	2.9	4.9	6.0	10.5
	%	—	0.0	0.0	0.0	0.8	1.8	2.8	3.1	4.0	4.6	5.4	5.6	6.4
樹幹流 遮断量	mm	0.5	1.3	2.4	3.4	4.1	4.8	5.9	9.2	13.3	15.4	18.0	23.0	20.6
	%	83.3	72.2	53.3	46.6	34.1	28.6	23.9	25.8	28.3	24.5	19.7	21.5	12.6
(2) アカマツ高木下に下層低木（ツノハシバミ・ヤマウルシ・コナラなど）がある場合														
高木の 樹幹流 下量	mm	—	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.7	1.3	1.6	2.6
	%	—	0.0	0.0	0.0	0.8	0.7	0.8	0.8	0.9	1.1	1.4	1.5	1.6
低木の 樹幹流 下量	mm	—	0.0	0.0	0.0	0.1	0.3	0.7	1.1	1.9	2.9	4.9	6.0	10.5
	%	—	0.0	0.0	0.0	0.8	1.8	2.8	3.1	4.0	4.6	5.4	5.6	6.4
樹幹流 遮断量	mm	0.5	1.3	2.4	3.4	4.1	4.8	5.9	9.2	13.3	15.4	18.0	23.0	20.6
	%	83.3	72.2	53.3	46.6	34.1	28.6	23.9	25.8	28.3	24.5	19.7	21.5	12.6

第2表 各流下区からの地表流下（村井）

年 (1966~1969)	降水量 (mm)	無処理 (Q)		間伐 (R)		皆伐(S)			
		(mm)	(%)	(mm)	(%)	自然状態 (S-I)		地表露出 (S-II)	
						(mm)	(%)	(mm)	(%)
Apr.	74.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.5
May.	88.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.4	0.8
Jun.	60.7	0.2	0.3	0.2	0.3	0.1	0.1	0.8	1.4
Jul.	140.5	0.1	0.1	0.2	0.3	0.1	0.2	1.2	1.1
Aug.	215.0	0.6	0.5	0.5	0.1	0.4	0.2	2.2	1.3
Sept.	138.0	1.2	0.8	0.6	0.5	1.4	1.0	2.7	2.2
Oct.	95.3	0.5	0.4	0.5	0.5	0.8	0.7	1.5	1.4
Nov.	62.2	0.2	0.2	0.7	1.0	0.3	0.4	0.5	6.8
... The total	874.3	2.8		2.7		3.3		9.5	

第3表 地被状態別の浸透能の比較（佐藤正らによる）

地被状態	針葉樹 林	広葉樹 林	伐跡 地	採 地	草生地	山 崩 地	歩 道
最終浸透能 mm/hr	平均 246	272	160	191	99	11	
	範囲 104~387	87~395	15~289	22~193	24~281	2~29	

- 注 (a) 針葉樹林：アカマツ・スギ・ヒノキ・カラマツの人工林、22~45年生、胸高直径の範囲6~35cm、樹高の範囲7~22m。
 (b) 広葉樹林：ブナ・ミズナラ・コナラ・サクラなどの天然生林、60~190年生（一部20~35年生）、胸高直径の範囲16~80cm（一部4~18cm）、樹高の範囲12~22m（一部7~11m）
 (c) 伐跡地：代採作業で地表が荒らされた部分でも測定されている。
 (d) 岩手県下

と思われること、キャリブレーションの必要がなく直接水分ポテンシャルが測定できることなどによる。また乾燥領域、たとえば伐採跡地の堆積腐植層の乾燥状態の測定には Dewpoint Microvoltmeter の使用の可能性があるとみている。この他森林水文学関係の研究者の間では中性子水分計が最良の手法として検討されている。

(iii) 雨量、樹幹流、林内雨量

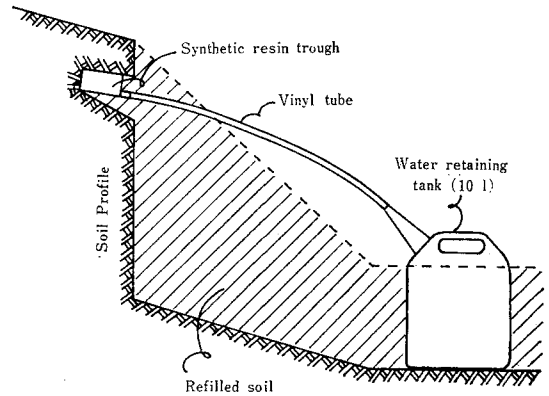
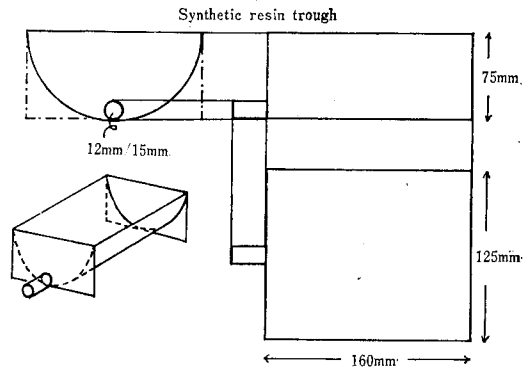
林地にもたらされた降水の中、地表に到達するものは林内雨と樹幹流で残りは遮断されるから、林地のある地点での水収支に関与する因子としては直接には樹幹流量、林内雨量をはかればよい。林内雨量は鍾形の雨量計を林地に設置して計測されるが、その形状は区々で一定でなくまたポット形のものも用いられる。樹幹流は多くの場合ビニールパイプまたはゴムホースを背割りにしたものを、樹幹にラセン状にまきつけて捕集し貯水びんにためる。樹幹流、遮断量についての計測の1例(村井1970)を第1表に示す。樹幹流はmmに換算すれば大きな割合にはならないが、それが均等ではなく林地の特定点、樹木の根株部に大量に供給されるという意味で、林内雨とちがって不規則な水供給源になることに注目しなければならない。なお、樹幹流量、遮断量ともに樹種、森林の構成によって大きく異なる。

多くの場合降水量(林外雨量)も同時に計測されるが、これは試験地の近傍の open space で観測されることが多い。しかしながら山地の森林にあっては、降水量が極く近傍でも極端に異なることがしばしば観察されるから、林外雨は樹冠直上で計測されるべきだとする考え方もある。

④ 地表流、土壌水、地下水の流入流出量

森林には落葉落枝の堆積層、地表植生、樹木根株があるために、雨水や融雪水の地表流出レートをおさえ、遅滞させ、急激に直接流出量として溪流、河川に流出するのを緩和するとされるが、直接表面流出を測定した研究事例はあまりない。村井(1971b)の試験(長さ20m、幅5mのワク内での地表流をワク下端で計測した)の例(第2表)にみられるように、林地の地表流下量はごく少ないのが一般であると思われる。これは第3表に示すように林地土壌の浸透能が他の地被状態にくらべて良好だということからもうらぎされる(佐藤ら1957)。森林水文学では表面流とはウラハラの関係にある土壌の浸透能がしばしば測定される。

土壌中を流動する水を in situ で計測する方法としては、土壌学者の間では簡易ライシメーターを土壌中に埋設する方法がとられてきた。ライシメーターによる流去水の計測は、テンションをかける方法とテンションをかけない方法とに大別できる。いずれの方法においても苦心が払われるのは、土壌中の水の動きを遅滞なく計測す



第2図 Tension Free-Lysimeter Apparatus

るという点で、この際問題にされるのはライシメーターを土壌中に挿入することによって生じる Soil-air inter-

第4表 Soil Water Flux through Soil Horizons, Throughfall, and Precipitation (mm) (有光ら)

		1972						1973								
		V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	IV	V	VII	VIII	IX	X	XI	
		5.11 ~6.14	~7.16	~8.1	~8.31	~10.6	~11.7	~1.27	4.3 4.26	~6.5	~7.4	~8.3	~9.7	~10.8	~11.1	~12.1
Plot 1 B/C	A ₁	51	223	106	12	171	2	1	197	4	25	8	18	12	28	0
	A ₂	28	104	39	7	64	0	1	85	5	6	4	17	5	20	1
	B ₁	0	89	13	0	110	0	1	5	0	0	0	0	0	0	0
Plot 2 B/E	A ₁	65	205	121	32	149	17	3	280	20	33	6	80	31	37	3
	A ₂	20	128	33	6	107	0	1	51	0	11	2	14	0	38	0
	B ₁	7	79	42	0	79	0	1	60	0	0	0	0	0	10	1
Throughfall		157	306	199	86	278	37	21	162	78	159	39	158	119	93	16
Precipitation*		175	287	234	113	303	63	30	144	123	188	47	212	146	123	**
Plot 3 B/D	A ₁	73	269	206	31	156	8	5	62	10	82	8	74	26	51	2
	A ₂	33	140	96	7	119	0	3	132	25	63	0	52	8	49	0
	B ₁	4	59	38	1	18	0	0	0	0	6	0	0	0	8	0
Throughfall		143	253	201	106	215	49	40	212	115	192	44	165	106	68	29

* Precipitation data is obtained from Ochiai Weather Station

** No data is available

face の表面張力の消去である。Cole (1958), Bourgeois and Lavkulich (1972), 有光と松井 (1964 a) はライシメーターに弱い負圧をかけることによってこの問題を解決することを考えた。一方テンションをかけない方法としては古くは Joffe (1932) が、また近年では Jordan (1968), 有光 (1971) がそれぞれの装置を用いて、毛管連絡によって、Soil-air interface の表面張力を除去しようと試みた。テンションをかけない方法の方が林地の in situ では使い易い。

有光の装置は第 2 図に示すもので集水面積約 200cm² の樋形のライシメーターに、それを埋設する部位の土壌を充填し、その充填した土壌の形成する毛管を in situ の土壌に連絡させて土壌水を捕集する方法である。貯水タンクの代りに転倒林量水計と自記記録計を置いて自記記録させることもできる。このライシメーターを用いた試験例を第 4 表に示す。

土壌水（重力水）の流動は土層が深く、透水不良層が介在しない場合には、表層から下層へ順次少なくなるのが一般である。これは表層ほど粗大な孔隙が多いという孔隙組成にもよるし、孔隙組成に大差のない場合でも、不飽和毛管孔隙を充填するために流下水が表層で消費されるというメカニズムが考えられる。筆者の試験結果によれば非毛管孔隙の中の水は速かに流動して、降雨が止むと直ちに流動がみられなくなる。なお、毛管孔隙に保持された水も、毛管移動停止点（約 pF2.7）までは徐々にではあるが重力にしたがって下降移動し、地下水面に達するとみられるが、筆者の装置ではこのような毛管移動水は計測されない。

土壌学者はこのようなライシメーターを in situ に用いた手法を種々試みているが、一方水文学者はトレンチまたは土壌断面に各種の樋をとりつけて、人工降雨によって土壌中間流の流出特性をしらべる試みを行っている（塚本1966, 村井1971 a）。

なお地下水流出量を林地の一定地点で経時計測した例はない。柴崎 (1968) によれば地下水流出量の計測は極めて困難であるとされる。

(iv) 蒸発散量

林地土壌の水収支式の中で、蒸発散の項は非常に大きな位置を占める。特に蒸散の項が重なる意味をもつことは、中間層位が上位層、下位層よりも乾燥するということが in situ での土壌含水量の変動の計測結果で、しばしば観察されることから容易に推定されることであるが、蒸散量の計測は個体の大きな林木、あるいはその個体群を対象とする森林の場合には特に困難である。森林の林冠のもつ roughness, 地形の複雑さも計測の困難さに輪をかける。

林木の蒸散量を実測する方法としては切枝の水分減少を秤量する方法（東京都水道局1971）、樹液の通過速度を indicator にして測定する方法（森川1974）などがあるが、森林水文学の領域では単純に一流域の降水量と流出量の差引きの剰余項を蒸発散量とするか、計算式（Thorntwaite や Penman の蒸発散位を求める方法など）によるもの、Penman の熱収支法などが用いられる。

以上林地土壌の水収支について先の(1)式の各項を追ってその研究の現状を概略記述したが、先にもふれたように一定地域の林地で、これらの水収支式の各項を総合的に計測した事例はまだない。計測手法上に困難の伴うのは土壌水、地下水の流動量の測定、蒸散量の計測である。未知項が唯一であれば剰余項の計測から算出できるわけであるから、特に土壌水流出量、蒸散量の計測手法開発の進展が望まれる。

林地を巨視的にみて、山地の流域単位にくくって、一流域の水文現象として流末の量水堰での計測によって水収支を考える試みは、森林水文学の研究分野では多くの事例が知られている（塚本1966, 中野1971など）。従来の山地流域の水収支試験では降水量、流出量の計測を行い、残余の項は各種の計算式あるいは少数の試験例を援用するといった方法がとられるほか、一つの流域の水収支は単純には測水点以外で漏出がないとすれば、基本的には $P=D+E+ΔS$ (P : 降水量, D : 流出量, E : 蒸発散量, $ΔS$: 貯留量変化) で表わされ、1年間の水収支を考える場合 $ΔS=0$ とみなして $P=D+E$ と考えられ、単純には P と D を求めれば E が計算できるという考えもとられる（市川1968）。

最近では森林水文学の研究者の間でも森林の取扱い、つまり伐採や間伐など人為の加わり方の程度によって森林のもつ理水機能がどのような変化を受けるかを、くわしくしらべる努力が一方では行われており、森林水文学の研究者たちも単に雨量と流出量を計測するのみでなく、林内雨、樹幹流、蒸発散、浸透能などを計測する試みが続けられている。山地の一流域を対象にした水収支の研究にあつては、森林生態学、あるいは森林土壌学の領域で水収支をしらべている研究者と水文学の研究者が共同して研究にあたるのが、この分野の研究の進展のためにぜひ必要だと考える。

引 用 文 献

有光一登・松井光瑠：日林誌46, 208 (1964 a)

：日林誌75, 154 (1964 b)

有光一登：文部省科研費特別研究〔生物圏の動態〕並
高山帯および温帯林生態系の生物生産（志

- 賀山特別研究地域昭和45年度研究報告〔I〕
: 31~39
- 有光一登・県富美夫：日林講84, 96 (1973)
- 有光一登：日林講84, 93 (1973)
- BOURGEOIS, W. W. and LAVKULICH, L. M. : Can.
J. Soil Sci. 52, 357 (1958)
- COLE, D. W. : Soil Sci. 85, 293 (1958)
- COSTIN, A. B. and DOOGE, J. C. I. : FAO Irriga-
tion and Drainage Paper, Special Issue 17, 21
(1972)
- 市川正己：地球科学講座 9, 共立出版, 65~118
(1968)
- 井上輝一郎・岩井雄幸：日林誌52, 238 (1970)
- JOFFE, J. S. : Soil Sci. 34, 123 (1932)
- JORDAN, C. F. : Soil Sci. 106 (1968)
- 森川 靖：東大農演習林報66, 251 (1974)
- 村井 宏：林試研報232, 25 (1970)
- ：水利科学79, 1 (1971 a)
- ：Ibid. 80, 62 (1971 b)
- 中野秀章：林試研報240, 1 (1971)
- REBUT, Ts. V. : 土壤物理 (農林水産技会資料54),
(1964)
- RODE, A. A. : 土壤水分変化の研究手法, ソ連科学
アカデミー版 (1960) (REBUT 1964より引用)
- 佐藤正・村井宏：日林講66, 57 (1956)
- 柴崎達雄：地球科学講座9, 261~299 (1968)
- 四手井綱英ら：林試集報60, 31 (1951)
- 東京都水道局：森林水文調査報告2 (1971)
- 塚本良則：農工大演習林報6, 1 (1966)
- VASILIEV, I. S. : ポドゾルの水分変化, ドクチャエ
フ土壤研究所紀要32 (1952) (REBUT 1964年よ
り引用)
- 吉岡二郎：林試研報250, 35 (1973)

草地の水収支

梅田安治*

Water Balance of Grass Land

Yasuharu Umeda

Faculty of Agriculture, Hokaido University

I はじめに

古来、日本では平坦地、平坦にしうる土地では水田化のための絶大なる努力が続けられて来た。その水田化からとり残された傾斜地などが畑地として用いられた。第2次大戦までの酪農は極めて小規模であったが、戦後急速な発展があり、いわゆる草地と牧草地で70万haに達しようとしている。いま昭和47年度における農用地面積をみると、水田3,312千ha、畑2,371千ha（うち388.8千haが牧草地）、草地288.0千haとなっている。この牧草地も含めて草地の大部分は、地形的、距離的条件などから畑地としてはあまり適さない傾斜地に多く分布している。

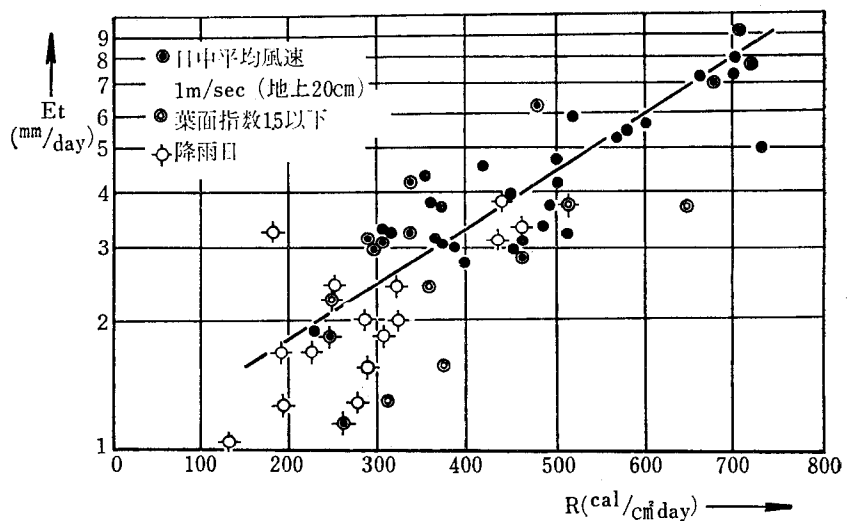
草地の水収支を考えると、草地自体の水の収支、挙動とともに、周辺地域系列（水系）の水収支の中における、その草地部分の役割が大きな問題となるであろう。草地は多くの場合、河川の上流部、源流部に多く分布していることから、そこにおける水収支は、河川の治水・利水に大きな影響を与えることになる。水収支問題における量的把握の手段として、河川の流況に関する研究は多くすすめられている。流出解析として取り上げられているのは、表流水として量的に測定可能な河川流量についてであり、これは実用的にも、河川の洪水時の対策を主とした治水問題解決のために進められてきた。しかし、近年は利水問題として河川の低水流況をも考えるようになってきた。そのメカニズム解明に際しては流域内の貯留が大きな問題点で、土壌条件、植生条件を大きな要素として取扱わなければならない。

草地は傾斜地ということで林地としばしば対比され、また、草地造成の前条件としては林地であることが多いので、立木の有無などによって比較されることが多い。その草地造成による水収支、とくに流況の変化が大きな問題として取りあげられる。

II 草地の蒸発散量

草地の蒸発散量は、気象条件・土壌水分・葉面指数（草種・生育時期など）などによると考えられる。いま、札幌で red clover に十分水分を与えた状態での蒸発散量、すなわち蒸発散能（Potential Evapotranspiration）を測定したのが第1図である。平均して3~4 mm/dayとみてよいであろう。林地と比較すると、一般的には草地の蒸発散量が小さな値を示し、裸地、伐採跡地も小さな値を示している。第1図の値はフローテング・ライシメータで測定したものであるが、草地の蒸発散量の測定法は、一般畑作物と同じように、小面積で可能なものとして、

- 1 フローテング・ライシメータ
- 2 排水式ライシメータ



第1図 日射量と蒸発散量の関係（札幌）

* 北海道大学農学部

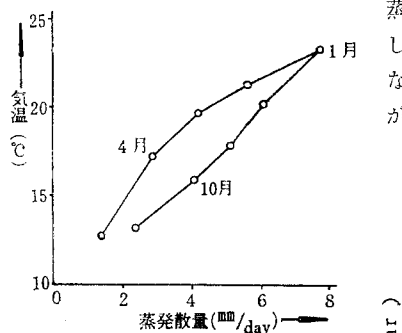
- 3 計量式ライシメータ
- 4 チャンパー法
- 5 トンネル法

などがある。畑地かんがい適用するような、地表面近くに水分の多い状態では、ライシメータ方式で下層土に限界があっても影響はないが、草地のように自然状態で下層土に水分のある状態での蒸発散量を測定するには下層土に制限のないチャンパー法、トンネル法が適している。チャンパー法は蒸発散面積が小さいので、トンネル法が草地の蒸発散量の測定には最も適しているであろう。トンネル法とは、幅約60cm、高さ約80cm長さ約2mのアクリル製のトンネルを草地の上におき、トンネルに風を通し、その入口と出口の水蒸気量の差から蒸発散量を求める方法である。

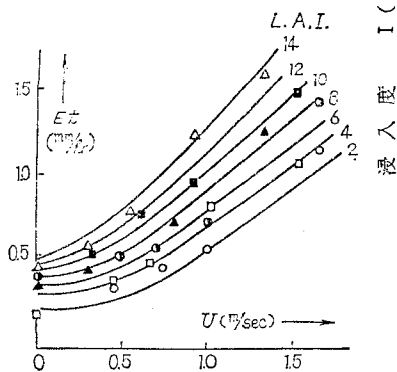
$$E_t = (e_0 - e_i) a \cdot v \cdot 360 \times 10^{-3} / A$$

ここに $e_0, e_i = RH \cdot 0.794P / (1 + 0.0036 \theta)$
 e_0, e_i = 出口, 入口の絶対湿度 (gr/m³)
 a = トンネル内の通風断面積 (m²)
 v = " " 速度 (m/sec)

日射量と蒸発散量の関係は第1図に示したが、蒸発散量と気温の関係は第2図に示す。これは Mc-Ilroy らのデータから求めたものであるが、乾燥地で十分にかんがいられている状態のものである。気温が高くなると蒸発散量が増加し、気温が低くなると蒸発散量が低下すること



第2図 気温と蒸発散量の関係



第3図 風速と蒸発散量

を、また同じ気温では収穫期よりも成長期の方が蒸発散量の多いことを示している。

第3図に蒸発散量と風速の関係を示した。これは風洞実験によるものである。牧草の種類ではなく、葉面指数によって示される。風速がある程度以上大きくなると葉面からの蒸散量が、根茎部からの供給量より多くなり、脱水状態となるため蒸発散量が低下することが知られている。

III 草地の浸透

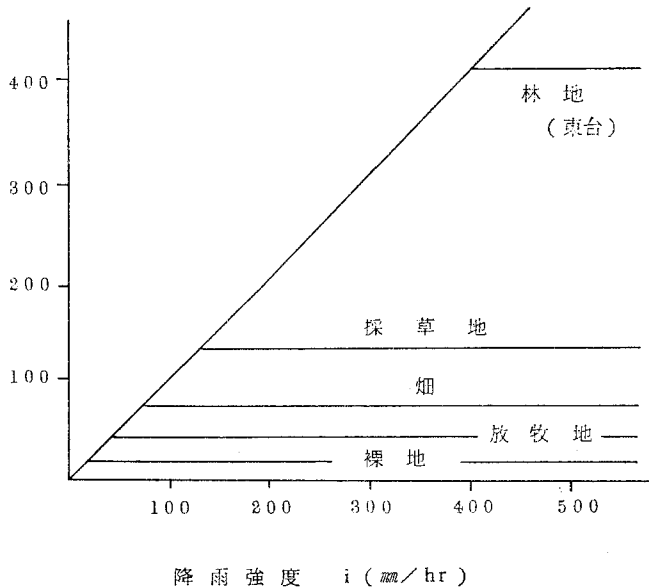
浸透は降雨量・強度・継続時間・土壌水分・透水性・地表の状況などによって支配される。一応最終浸透能にまで達した土の条件の傾斜面で降雨強度を種々変化させて、その浸透と地表面流去との関係についてみると、浸入度 I は、

$$I = ki + (1 - k)I_0 \quad (1)$$

で示される。ここに k = 定数, i = 降雨強度, I_0 = 初期侵入度である。

いま、地表面流去は、その地点で全面的に降雨余剰、すなわち終期浸透能に達しなくとも発生することは判っている。すなわち周辺部分が許容できない程度、浸透能以上に達すると表面流去を生ずるのである。表面流去を考える面積 A は、浸透能 I_0 の部分の面積 a_0 , 浸透能 I_1 の部分 a_1 , 同様に I_2, I_3, \dots, I_n に対する a_2, a_3, \dots, a_n から成り立っていると考えると

$$A = \sum_{r=0}^n a_r$$



第4図

で示される。ここで

$$\alpha = a_0/A$$

$$1 - \alpha = \frac{\sum_{r=1}^n a_r}{A}$$

とすると

$$I = i(1 - \alpha) + \alpha I_0 \quad (2)$$

となる。すなわち浸透能 I_0 の部分の面積が全面積に対する割合として α あり、その他の部分は降雨強度に応じて浸透していることになる。いま、 $\alpha = 1 - k$ とすると(1)式と(2)式は全く同じになる。

侵入度を示す一般式〔(1)式〕の定数 k は浸透能のバラツキ、いいかえると、地表面の植生、土壌状態のバラツキ、微地形など示していると考えられる。

第4図に示したのは、北海道で各土地利用状態の異なる約50点の測定値の平均化した、侵入度と降雨強度の関係を示した。これは傾斜式浸透計で測定したものであり、あくまでも定性的にみるにとどめなければならないが、侵入度は、林地>採草地>畑地>放牧地>裸地の順序になっていて、林地は非常に大きな幅をもっている。この林地を分類する、すなわち、林地を侵入度の大小によって分類する実用的指標となるのは植生、林地の土壌・水分条件などを総括している植生と考えられるが、明確にするためにはデータの蓄積をまたねばならない。また小数例ではあるが、林内放牧地は採草地と畑地の間に相当している。これらに関しては村井宏らの意欲的な研究がある。

IV 草地造成と流出

近年、草地造成の進捗は著しいものがある。それらの大部分は傾斜地、山林を草地化しているものであると言っても過言ではない。山林の草地化が流況に及ぼす影響については明治年間に大論争がなされたことがあったが、その後、資料の蓄積がなされて来たとはいえない。これに類似したものとして山林の伏採前後の流況の変化については多くの研究がなされている。中野によって、これら森林植生の流出に及ぼす影響についてはまとめられている。草地造成は単なる植生の変化(大部分は山林から草地へ)のみでなく、土壌を耕耘することによって、土壌条件にも大きな変化を与えることから、その変化の様相は極めて複雑なものと考えられる。とくに、低水流出についてみるときは、流域内の降水の貯留メカニズムに注目しなければならず、これには土の条件が大きく関与することはあきらかである。これまでの多くの研

究でも、土壌に関する検討をなされているものもあるが、いずれも二義的に取扱われている。今後は土壌条件に関する研究、実用的にはその土壌条件の表現指標の設定が必要である。

多くの研究結果について、山林の立木の有無と流出状況についてみると、立木が伐採されることによって流出量が多くなる事例と少なくなる事例はほぼ同数であり、流況の変化は単に立木の有無ではなく、他の多くの条件に支配されていることは明らかである。

いま、われわれもこれらの問題の解明の緒口をつかむため現地調査を開始している。これは、表にみるように、流域は造成流域と対照流域を設定し、調査期間の前半数年間は、いずれも林地のままで流況調査を行い、後

表

流域		造成流域	対照流域
期間			
前期		林地	林地
後期		草地	林地

半数年は造成流域は草地とし、対照流域は林地のままで対比しようとしている。すなわち前期で両流域の地域特性を見だし、造成流域で前期の林地と後期の草地を対比し、降雨特性は対照流域によって消去しようとする考え方である。

草地化したときの流況を単にピーク流量、高水流量などだけで見るとはならず、蒸発・蒸散・貯留、それに続く流況パターンとして水収支を把握していくことが必要である。

参 考 文 献

- 1) 梅田安治：北海道における畑地用水、用水と営農、No.6 (1973)
- 2) 梅田安治：トンネル型蒸発散測定装置について、農業土木学会講演要旨(昭和43年)
- 3) 村井 宏：例えば、林内放牧が浸透および侵蝕に及ぼす影響、水利科学 No.87 (1972)
- 4) 中野秀章：森林伐および伐跡地の植被変化が流出に及ぼす影響、林試研報(1971)
- 5) 梅田安治、山梨光訓：植生が流況特性に及ぼす影響の調査事例について、農業土木学会北海道部講演要旨(昭和49年)
- 6) 片岡隆四郎：草地開発の水収支への影響、北海道開発局(1974)

水田の水収支

—とくに、水田内における地表残留水量について—

丸山利輔*

Water Balance of Paddy Field

—Especially, on Residual Water for Surface Runoff in Paddy Field—

Toshisuke MARUYAMA

Faculty of Agriculture, Kyoto University

I まえがき

水田水収支の研究という場合、かなり広域の水田地帯における水の時間的・空間的分布を研究対象に選ぶのが普通であろう。しかし、広域における水田地帯の水収支はきわめて大きな研究分野であり、これをとりまとめて研究的な話題を提供することは問題点の羅列に終り、十分実りのある討論を期待できないように思われる。

そこで、大変勝手ではあるが、一枚の水田を対象にし水収支を考えてみることにする(第1図)。水田への流入水量は地表取水量、地下浸水量および降水量からなり、水田からの流出水量は地表流出水量、地下流出水量および蒸発散量からなる。水田の水環境はこの流入・流出水量の時間的・空間的変動によって支配され、これが土壌の物理性に反映される。土壌の物理性はまたこの水循環に反映し、水と土壌とが相互に依存しながら土壌の物理性を規定していく。

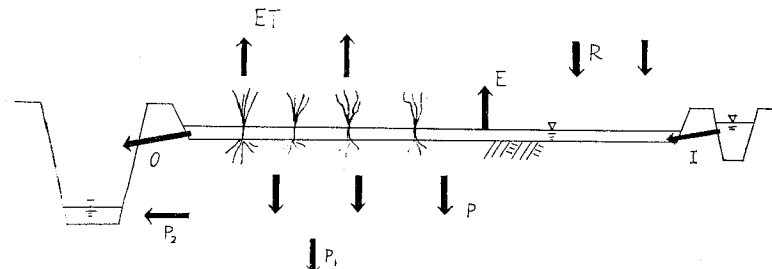
ところで、これらの水収支各項については農業気象、農業土木などそれぞれの専門分野で研究が進められてお

り、その研究内容も膨大なものになる。したがって、水収支各項を順次検討する方法も討論を散漫にするおそれがある。そこで、流出各項への水の配分を定める地表残留水量にしばって、最近の研究成果を報告し、ご批判を受けたい。

地表残留水量とは、田面の起伏、田面勾配などのために落水口から地表水としての排水が不可能な水量をさす。これが多量であると蒸発散や地下浸透によって排水しなければならぬ水が多く、少ないとこの反対となり、水田の水収支においては水の流出先を規定する、いわば交通整理の役割を果しているものといえる。地表残留水量は、このような重要な内容を持つものでありながら、従来あまり研究されていない。

本報告はこの点に注目し、彦根市稲枝町愛西地区の水田を例にして、水田起伏の統計的性格を明らかにし、ついで、その統計的性格を用いて水田起伏を模擬発生させ、実測では到底不可能な多数の水田について地表残留水の性格を検討したものである。

なお、われわれの分野では点の物理量の集積によって、ホ場全体というような面の物理量を推定しなければならないことが多いが、本報告で示す方法は従来の単なる平均や分散のみから面の物理性を推定する方法と異って各点の情報が支配する大きさも考慮したものであり、この観点から大いに参考にして戴けるものと思っている。



- R 降水量
- ET 蒸散量
- E 蒸発量
- P 浸透量
- I 取水量
- P₁ 深部浸透
- P₂ 排水路
- 暗キへの浸出量

第1図 水田の水収支模式図

II 田面起伏の統計的性格

1 試験田の概要および試験方法

i) 試験田の概要は下記のとおり。

場所：彦根市稲枝町愛西土地改良区
 区画 30m×100m, ホ場整備済
 ホ場整備年次 昭和40年～昭和47年
 調査水田数 ホ場整備施工年次ごとに1～9枚,
 合計33枚

地形・土壌 平坦, 約1/3000, 埴土～埴壤土
 ii) 試験方法 各試験田の長辺方向に2測線, 短辺方向に2測線を選定して1mピッチで標高を測定。測定時期昭和48年11月。

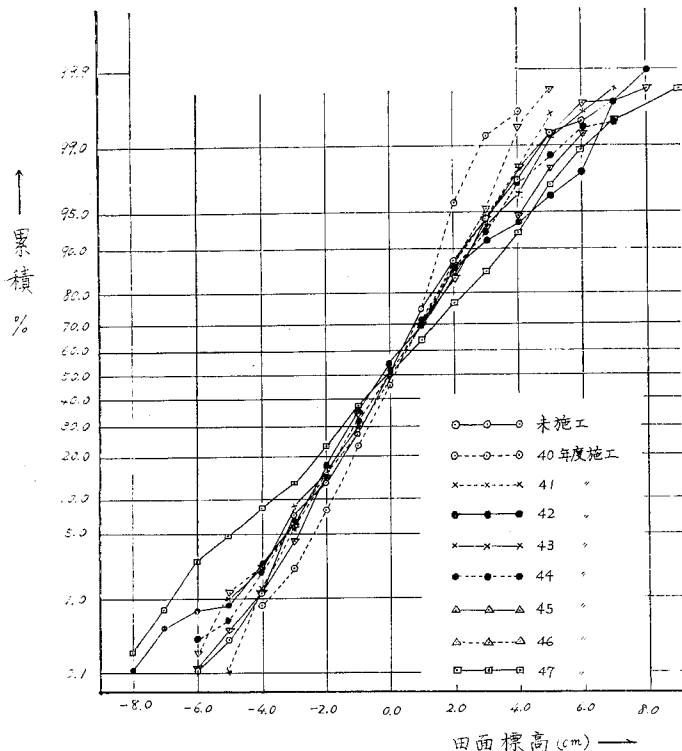
2 指標とする統計量

田面排水の難易は田面起伏の大小とその連続性によって支配される。そこで指標とする統計量として, 田面標高の平均値のまわりの頻度分布, 標準偏差および自己相関係数をとり上げる。頻度分布, 標準偏差についてはとくに説明を要しないが, 自己相関係数はつぎのように表わされる。

$$R(\tau) = \frac{1}{2XS^2} \int_{-X}^X H(x) \cdot H(x+\tau) dx \quad (1)$$

ここに, $R(\tau)$: 自己相関係数
 $H(x)$ および $H(x+\tau)$: x および $x+\tau$ 点の田面標高
 S^2 : 分散

(1)式をみれば明らかなように自己相関係数は τ だけ離



第2図 田面標高頻度分布

れた2点の相関を表わす統計的指標で, これが1に近ければ2点間の相関が大きいことを示し, 反対に0に近ければ相関が少ないことを示す。

3 田面起伏の統計的性格

i) 頻度分布 平均田面標高を規準にして, ホ場整備施工年次ごとの頻度分布を第2図に示す。この図から施工年次によって頻度分布に大差がなく, ほぼ正規分布に近い形を示すが, 頻度分布の積算値が90%をこすとS字形となり正規分布からはずれて, まれに高所が表われることを示した。

ii) 標準偏差 標準偏差をホ場整備工事の施工年次ごとに整理した(第1表)。ホ場整備一作後の昭和47年度

第1表 標準偏差(σ)

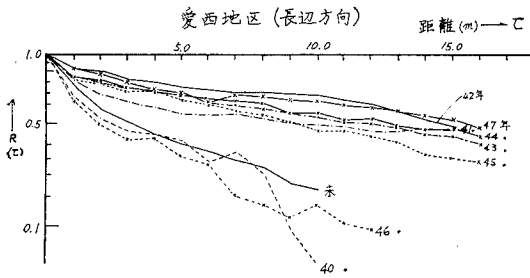
施工年次(昭和年)	未施工	40	41	42	43	44	45	46	47
σ(cm)	1.72	1.40	1.89	2.23	2.04	1.97	1.92	1.88	2.69
調査水田数	9	1	2	3	4	4	4	2	4

施工区は他の水田よりも大きな値を示したが, 他の値には大きな差がみられなかった。これは, ホ場整備によって生じた大きな田面起伏は, 一作後では消えないが, 二作以後では大体消えることを示すものである。とくに, 二作以後ではホ場整備の行なわれていない未施工区との間にも大きな差はみられない。

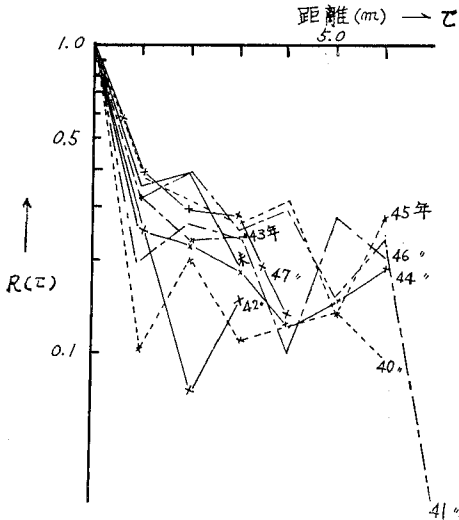
iii) 自己相関係数 ホ場整備の施工年次ごとの自己相関係数の平均値を示す(第3図)。これから長辺方向の自己相関係数はかなり遠方まで大きな値を示すのに対し, 短辺方向の値は少し離れると急速に小さくなること, 長短辺方向とも, 特別な卓越波長がみられず, τ の増加に従って, 指数関数的に減少し, 単純マルコフに近い性質を持っていること, ホ場整備後の経過年数によって自己相関係数に大きな差がないことがわかる。

III 田面起伏の模擬発生

水田における地表残留水量の問題を検討するためには, 多数の水田の田面起伏を知らなければならない。しかし, この測量は労力的にはほとんど不可能である。例えば筆者等が実施した33枚の水田における長辺方向2測線, 短辺方向2測線1m間隔の田面標高の測定でも, 長辺100m, 短辺30mの水田では約33×(100+30)×2=8,580点となり, 測量には延



第3図(1) 自己相関関数



第3図(2) 愛西地区(短辺方向)

20人を要している。1枚の水田の田面状況を1mメッシュで知ろうとすれば、 $100 \times 30 = 3,000$ 点となり、各種の条件下における残留水量を統計的に検討しようとするれば、後述するように少なくとも1,400枚程度の田面状況が必要となる。そこで、電子計算機内でこれを模擬発生させることにした。

田面起伏の模擬発生を行なった例はないが、いままでに研究された模擬発生理論を用いると、田面起伏の頻度分布は次のように求めることができる。以下簡単のために、結論のみ述べる。

田面起伏を発生させるには、まず一様乱数 Z と正規乱数 ϵ との関係

$$Z = \sqrt{\frac{1}{2\pi}} \int_0^{\infty} e^{-\frac{s^2}{2}} ds \quad (2)$$

から ϵ を求めて、つぎの(3)式に代入して $Z_{x,y}$ を求める。

$$Z_{x,y} = \rho_x Z_{x-1,y} + \rho_y Z_{x,y-1} + \epsilon \sqrt{1 - \rho_x^2 - \rho_y^2} \quad (3)^*$$

この $Z_{x,y}$ は x, y 点における基準化された高さであり、隣接する $Z_{x-1,y}$ および $Z_{x,y-1}$ 点と ρ_x および ρ_y なる相関係数を持った値である。

つぎに、

$$P_{ea} = \int e^{-\frac{Z_{xy}^2}{2}} \cdot dZ_{xy} \quad (4)$$

を用いて Z_{xy} を一様乱数 Pea に変換し、さらに(5)式

$$P_{ea} = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_h^{\infty} f(h) dh \quad (5)$$

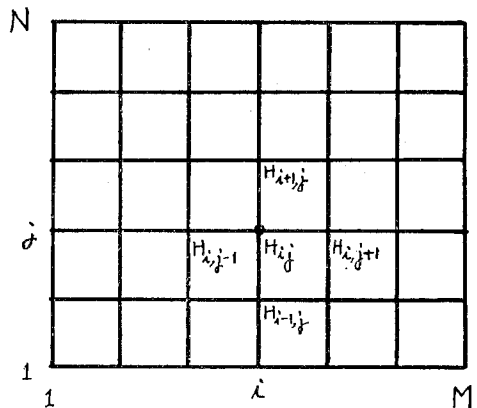
により、田面標高 h に変換する。ただし、 $f(h)$ の関数形は実測により求めた田面標高の頻度分布を用いる。

IV 田面残留水の計算法

水田において落水口を開いた場合、地表排水は普通2~3時間で完了する。これに対し、蒸発散量や地下浸透などによる田面残留水の排除には数日を要する。したがって、ホ場排水の観点から地表残留水の総量が問題であるか、その時間的経過はさしあたり重要ではない。そこで、本論では地表排水の完了した時点での地表残留水量を問題にすることとする。

今、第4図のように水田を $i=1 \dots N, j=1 \dots M$ なるメッシュで区切り i, j 点の水位を H_{ij} 、田面標高を GH_{ij} 、 ij 点とする。

すると、 i, j 点の水位によって $i+1, j$ 点の水位は次のように表わせる。



第4図 残留水計算記号

* 基準化標高 Z_{xy} は隣接点 $Z_{x-1,y}$ および $Z_{x,y-1}$ によって定まる部分と変動部分 ϵ との和で表わされる。

$$Z_{x,y} = \rho_x \cdot Z_{x-1,y} + \rho_y \cdot Z_{x,y-1} + \epsilon'$$

上式の左辺と右辺の2乗和の期待値は等しくなければならないことを利用すると

$$\epsilon' = \epsilon \sqrt{1 - \rho_x^2 - \rho_y^2}$$

となり(3)式が得られる。

$$\left. \begin{aligned}
 &1) \ H_{ij} < H_{i+1,j} \text{ の場合 } H_{i+1,j} = H_{ij} \\
 &\text{ただし } H_{i+1,j} < GH_{i+1,j} \text{ ならば } H_{i+1,j} \\
 &\quad = GH_{i+1,j} \\
 &H_{ij} \geq H_{i+1,j} \text{ の場合 } H_{i+1,j} = H_{i+1,j}
 \end{aligned} \right\} (6)$$

以下、 H_{ij} に隣接する $H_{i,j+1}$, $H_{i,j-1}$, $H_{i-1,j}$ についても同じ。

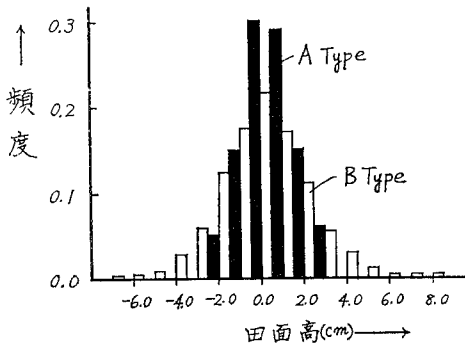
田面残留水量を求めるために、まず一定の水量 D を全田面に与え、次に落水口の水位をその点の田面標高に等しいとして(6)式を水田の全交点に適用した。

また、残留率 R は次式によって求めた。

$$R = \frac{1}{D \cdot N \cdot M} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M (H_{ij} - GH_{ij}) \quad (7)$$

V 各種水場排水方式と地表残留水量

この問題を具体的に検討するにあたって、比較的田面の均平が図られている滋賀県蒲生郡安土町の小中之湖干拓地内で実測した田面標高分布と、前述の愛西地区内で実測した田面標高分布(第5図)を用いる。前者は15a区画の水田から得られたものでA-Typeと称し、後者は30a区画の水田から得られたものでB-Typeと称する。A-Typeは平均田面を中心として-3.0cm~3.0cmの間に分布し、B-Typeは-7.0cm~+8.0cmに分布している。なおこの数値実験は、原則として30m×100mの水田を



第5図 田面標高分布(平均田面基準)

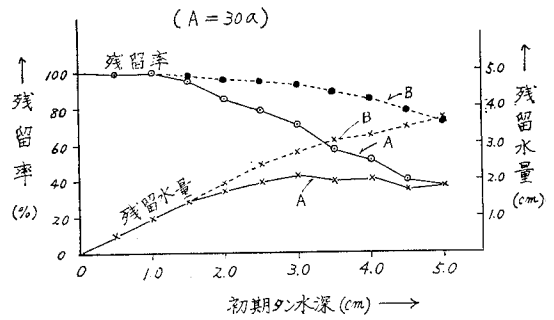
1.0mメッシュで区切り、短辺の中央に落水口があるものとして20枚の水田を対象に実施したものである。

1 降水量と地表残留水の関係(第6図)

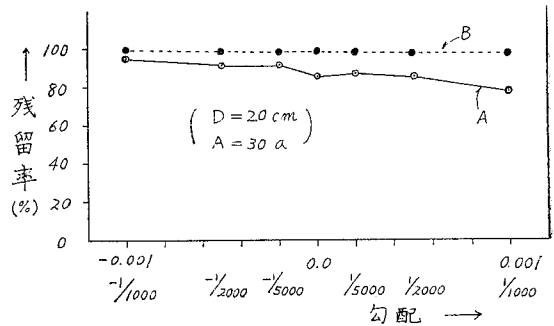
この図から明らかなようにA-Typeの場合は雨量が2.0cmより増加すると残留率が減少するのに対し、B-Typeでは3.0cmを越した頃からかまんに減少する。残留水量はA-Typeの場合は2.0cm附近が上限になるのに対し、B-Typeの場合は5.0cmでもまだ上限に至らないことがわかる。

2 田面勾配と地表残留水の関係(第7図)

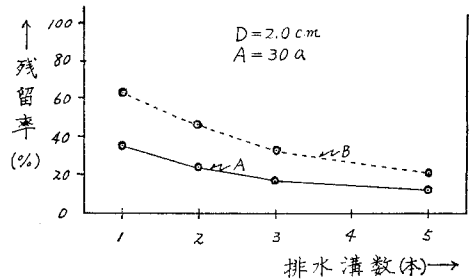
本例は初期タン水深 $D=2.0$ m の場合であるがこの図



第6図 降水量と地表残留水の関係(A=30a)



第7図 田面勾配と地表残留水の関係

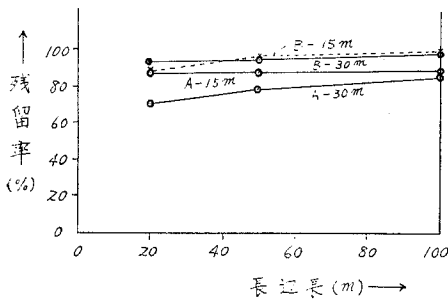


第8図 地表排水溝と地表残留水の関係

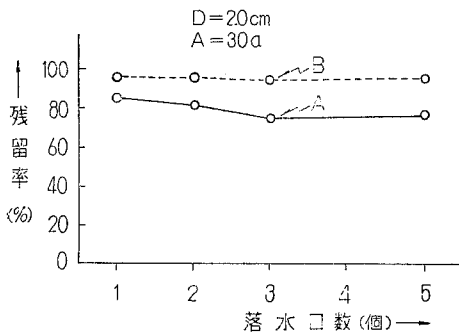
から明らかなように、A-Type B-Typeとも田面勾配をつけても残留率はあまり減少しない。しかし、均平度の進んだA-Typeで1/1000程度の勾配をつければ、残留率が若干減少することが期待できる。この図から判断する限り、現在広く行なわれている水場整備時に1/1000程度の田面勾配をつけることは、地表排水の上からはあまり効果的でないと推察される。しかし、初期タン水量が大きいほど、均平化が進んでいるほど残留率は小さくなり、勾配の効果が大きくなる。

3 地表排水溝と地表残留水の関係(第8図)

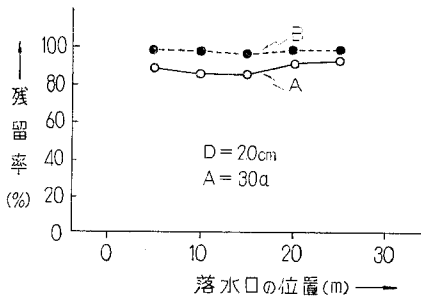
この図は長辺に平行な地表排水溝を1~5本設けた場合の残留率の変化を調べたものである。地表排水溝1本とは水田の短辺に直角に短辺の中央、すなわち15m地点に排水溝を設けた場合であり、2本とは10mおよび20m



第9図 長辺長と地表残留水の関係 (D=2.0cm)



第10図 落水口数と地表残留水の関係



第11図 落水口数の位置と地表残留水の関係

地点に同様の排水溝を設けた場合である。また、3本とは5m, 15m, 25m点に、5本とは5, 10, 15, 20, 25m点に同様の排水溝を設けた場合である。この図から残留率を減少させるためには排水溝が非常に有利であること、古くから農民技術としてこの種の排水工法が行なわれている意義がわかる。

4 長辺長と地表残留水の関係 (第9図)

この図は短辺(排水路沿いの長さ)30mおよび短辺15mの水田に対し、長辺を100m, 50m, 20mと変化した場合の残留率を調べたものである。初期タン水量が2.0cmの場合に A-Type では若干の効果が期待できるのに対し、B-Type ではあまり効果が期待できないことがわかる。長辺長の効果は田面勾配の効果と同様で、初期タン水深が大きいほど、田面の均平が進んでいるほど大

きい。しかし、排水路までの距離を短くしても筆者が予想していたほど残留率は減少しない。

5 落水口の数と地表残留水の関係 (第10図)

落水口の数を1, 2, 3, 5ヶ所と増加させた場合、A-Type では落水口の増加に伴って残留率が若干減少するのに対し、B-Type ではほとんど変化しない。しかし、いずれにしても落水口の数を増加させることはあまり排水上有効な方法ではないと予想される。ただし、排水時間を短くする効果は期待できる。

6 落水口の位置と地表残留水の関係 (第11図)

落水口の位置を短辺に沿って5, 10, 15, 20, 25m地点と変化した場合の残留率はあまり変化しない。しかし、中央に設けた方が若干有利なことが予想される。一般に水田の下流端に落水口を設けている例が多いが、排水路水位と特別の関係のない場合は短辺の中央に設けるのがよいと判断される。

VI あとがき

ホ場の科学と総称されるホ場内でのかんがい排水、農地工学などの分野では面的情報(たとえば、土壌水分、浸透量、地耐力などの土壌物理性、高低などの微地形)が必要なことが非常に多い。このため、従来から数多くの研究が行なわれているが、これを大別すると面情報を直接得ようとする方法と、点情報を線情報、面情報に拡大しようとする方法とがある。前者には最近問題となっている Remote Sensing があるが、これは、ホ場内の情報を直接得るためには質的にもスケールのにもまだ検討の余地が多く、実用には供されていない。したがって、後者の方法が主力となるが、現段階では点情報の平均値、分散を用いて線情報、面情報を推定している程度で、面情報のスケールを推定するまでには至っていない。ところが、土壌水分、地耐力、浸透量、高低などはそのスケールが問題となることが多い。

本論は、このような点情報を面情報に拡大するための問題を、田面残留水の問題を例にとり上げて検討したものであって、単にこの問題のみに適用し得る考え方はないことをとくに記しておきたい。

なお、本研究に基本的役割を果たした田面標高の測定には研究室全員の協力を得た。また、データの整理、検討は本学大学院生田中寿君によった。ここに記して深謝の意を表する。

参考文献

- 1 角屋睦・福島晟・丈達俊夫：日雨量系列の模倣発生と内水排除への適用—山科川下流部の内水(4)—京大防災研究所年報第13号B, P1~11 (1970)
- 2 丸山利輔・富田正彦：転換畑のウネ間残留水について 農業土木学会論文集59号 (1975)

樹園地の水収支

—地形改造を実施した大規模ホ場の水収支—

長谷 嘉 臣*

Water Balance of Arbicultural Land

—Water Balance in Orchard After Land Adjustment—

Yoshiomi HASE

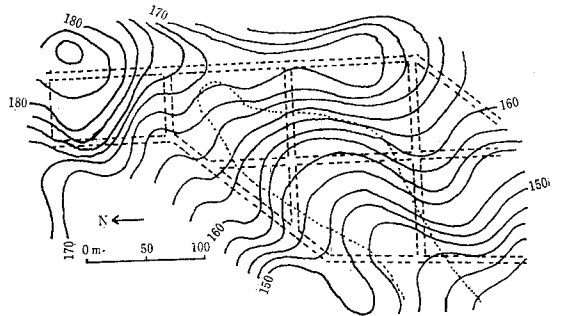
Fruit Tree Research Station

I はじめに

果樹園における水利用の実態を解明する目的で、2.5haの果樹園を対象に現在まで5カ年にわたり水の収支・動態について調査を継続している。本報ではこの試験の結果について述べさせていただくことにする。この研究は特別研究「樹園地の利用と土層改良に関する研究」の中で開始され、以後経常研究として引きつがれている。

II ホ場の概要

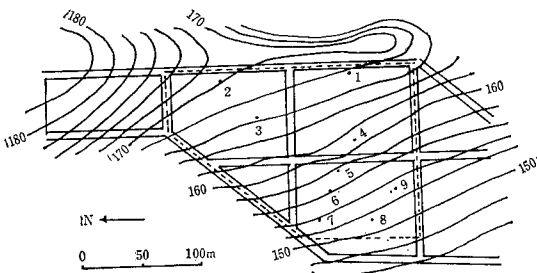
調査を行なっているホ場は試験場内のホ場で支場開設の際大巾な地形改造により造成されたもので、一区画の面積はおよ70aである。現在の地形はほぼ一様に7°の緩傾斜地となっているが（第1図）、地形改造前は第2図に示すように複雑な地形で、調査区域（第1図の破線で囲む区域）の中ほど北東から南西方向に谷をなしていた。土壌は流紋岩または流紋岩質凝灰岩の風化により生成された残積土壌で、土性はSCないしL₁Cである。ホ場の植栽状況は、ブドウ園1.4ha、カキ園0.9ha、道路0.2ha、合計2.5haで、園内は全面草生になっており、年間6、7回草刈をしている。植栽本数はブドウは10a当たり36本、カキは66本で、樹令は1974年現在でとも



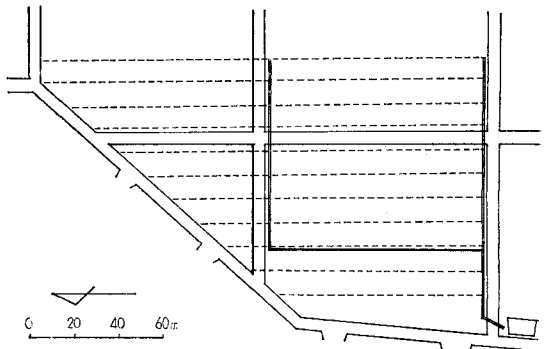
第2図 地形改造前の地形（点線は切土・盛土の境界線）

6年である。

地表水の排水は植列に沿って設けた溝と園の周囲に設けたU字形ヒューム管によっている。地下水の排水は上層と下層の2系統の暗キョ（第3、4図）によっている。下層はいわゆる「ステ暗キョ」であって、盛土工事に先立ち谷の地表部に幹線パイプを設け、調査区域内にあった数個の溜池の排水を支線暗キョによってこれに導いている（第4図）。上層の暗キョはホ場の整地後深さ

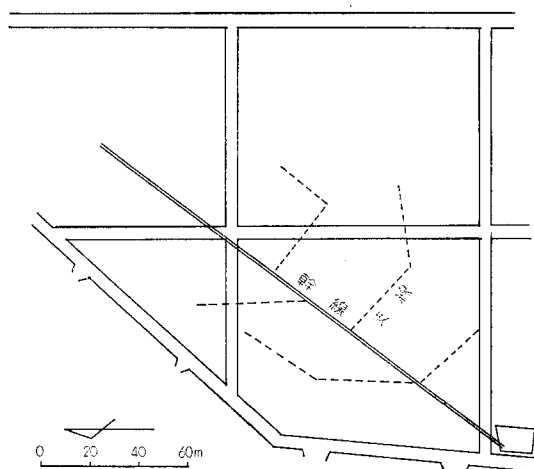


第1図 水収支試験ホ場（調査区域は破線で囲む部分）



第3図 上層暗キョの組織

* 農林省果樹試験場安芸津支場



第4図 下層暗キョ (ステ暗キョ) の組織

1.2mの土層に設けたフィルター付暗キョ排水管からなっており、管の間隔は11mである。

III 試験方法

一定区域での水の流水・流出の関係については、

$$P = (D_2 - D_1) + E + (G_2 - G_1) + \Delta S$$

と表わされる。ここでPは降水量、 D_2 は地表水流出量、 D_1 は地表水流入量、Eは蒸発散量、 G_2 は地下水流出量、 D_1 は地下水流入量、 ΔS は水分貯留量変化である。この調査区域において(第1図)、 D_1 については、区域の東側は分水界であり、また北側はU字形ヒューム管によって地表水の流入を遮断しているためゼロである。 D_1 は地形から判断すると北側以外の境界線からの流入はあり得ないし、また北側境界線からの地下水流入も北側に隣接するホ場では水の流出方向が半ば放射状に南から南西を経て西に至る方向であることから、仮に地下水流入があると、それに関与する面積は5ないし10a程度と思われるので無視できると考える。そうすると、水収支式は簡単に

$$P = D_2 + E + G_2 + \Delta S$$

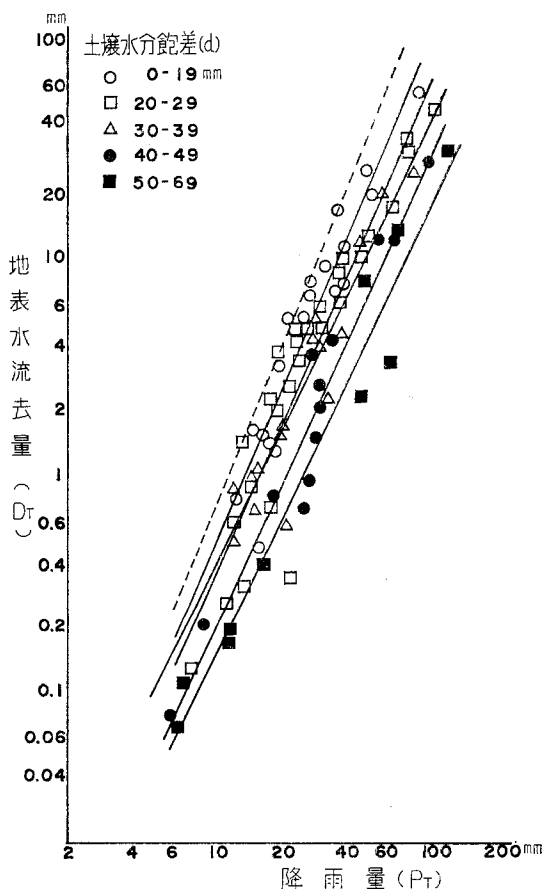
となって、 $P \cdot D \cdot G \cdot \Delta S$ を測定すればEを求めることができる。Pは約300m距った気象観測露場の転倒マス式自記降雨計により測定した。 D_2 は地表流去水を一カ所に集めセキを設けて測定した。 G_2 (地下水)は造成前の地形の影響を受けて原地形の谷にあたる所に集中し上層と下層の二つの暗キョにとらえられていると考える(第2図)。両者ともセキを設け水位を自記させた。貯留量は土壌水分量の調査によって求めた。調査区域の9カ所(第1図)にテンシヨメーターおよび電気抵抗式水分計を設置して、この測定値を深さ100cmまでの土層に保持する水分量に換算して表示し、水収支計算期間の

開始時期と終了時期の水分貯留量の差をもって ΔS とした。なお水収支計算期間が短い場合は(月別水収支)、100cmよりもっと深い土層の水分貯留量を考慮することが適当と認められたので、下層暗キョの流出強度から推定した下層水分貯留量を上記の ΔS に加算して貯留量とした。

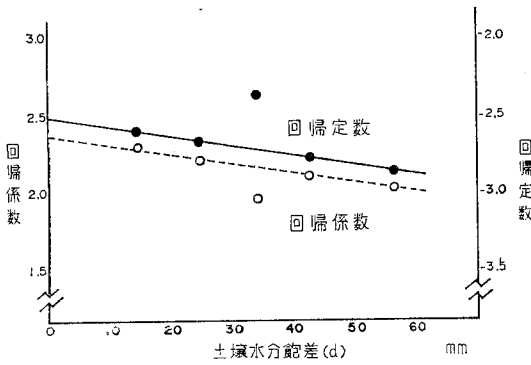
IV 結果および考察

1 ひと降雨における降水量と地表水流出量の関係

ひと降雨ごとに総降水量と総地表水流出量の関係を検討した結果、降雨開始時の土壌水分量が両者の関係に強く影響を及ぼしていることが認められた。降雨86例についてこの関係を示したのが第5図である。ここで土壌水分量に関するパラメーターとして、ある時点の水分貯留量の飽和貯留量からの差(土壌水分飽差(d)と呼ぶことにする)を用いた。dの階級ごとに総降水量(P_T)と総地表水流出量(D_T)の回帰線を求めると、両対数グラフ用紙上でほぼ直線となり相関係数が+0.93ないし+0.98となるので、両者の関係をべき関数で表わすことができ



第5図 ひと降雨の総降水量と総地表水流出量の関係



第 6 図 土壌水分飽差と降水量-地表水流出量の回帰線の回帰係数または回帰定数との関係

ると考えた。また d の階級ごとに求めた各 5 個の回帰係数と回帰定数も第 6 図のように d の関数として表現できるので結局、 P_T 、 D_T 、 d の関係は次の式にまとめられる。

$$D_T = 10^{(-2.49 - 0.00624d)} \times P_T^{(2.39 - 0.00605d)}$$

この式において $d=0$ の時の、つまり土壌が十分に湿った状態での D_T と P_T の関係を第 5 図の破線によって示した。土壌が十分に湿っている時に、20mm の降雨があれば地表水流出は 4mm、20% の流出率であり、40mm の降雨では 20mm、50% の流出、50mm の降雨では 35mm、70% の流出が予想できることを意味する。

2 年間水収支

計算期間を 1 月から 12 月までの 1 年とした場合の各年の水収支結果を第 1 表に示す。3 カ年の平均値は降水量 1387.4mm、地表水流出量 312.8mm、上層暗キョ流出量 115.7mm、下層暗キョ流出量 213.7mm、土壌水分貯留量変化 -21.1mm である。従って蒸発散量の推定値は 766.3mm となった。なお同じ期間の年平均蒸発計蒸発量は 989.5mm であるので蒸発散比は 0.77 となる。

3 月別水収支

1970 年 6 月から 1974 年 7 月までの月別水収支の結果から得た月別蒸発散量を第 2 表に示す。2、3 の異常値がみられるが、その原因としてひとつには収支計算期間が短くなるほど土壌水分量評価の誤差の影響の度合いが大

第 1 表 3 年間の水収支 (mm)

降水量	地表水		上層暗キョ		下層暗キョ		水分貯留量 変化	蒸 発 散 量
	流出量	流出量	流出量	流出量	表層	下層		
1971	1166.2	219.9	69.3	163.0	+ 2.8	-2.3	713.5	
'72	2051.2	610.2	204.2	337.0	+ 7.6	+4.8	887.4	
'73	944.7	108.4	73.7	141.1	-70.9	-5.5	697.9	
平均	1387.4	312.8	115.7	213.7	-20.1	-1.0	766.3	
比	100	22.5	8.3	15.5	-1.5		55.2	

第 2 表 5 カ年の月別蒸発散量 (mm)

月	'70	'71	'73	'73	'74	平均
1	—	—	72.1	35.9	18.6	42.2
2	—	—	92.6	45.5	42.9	41.5
3	—	—	43.1	47.8	9.7	33.5
4	—	67.4	75.9	37.1	83.4	66.0
5	—	64.8	88.9	88.0	80.1	80.5
6	74.3	94.4	98.9	77.7	80.1	85.1
7	56.4	98.8	141.2	111.7	93.3	100.3
8	93.3	100.7	114.2	86.2	—	98.6
9	80.5	104.7	104.4	44.4	—	83.5
10	77.6	51.3	32.0	65.9	—	56.7
11	32.1	21.0	54.0	28.1	—	33.8
12	36.4	17.8	17.2	39.1	—	27.6
計	—	713.5	887.4	697.9	—	749.3

きいことがあげられるが、また土壌水分の豊富な条件下では深部浸透による水の漏洩があることも考えられる。この点は今後の検討にまっほかない。平均値をみると蒸発散量の季節変化は明らかに認められ、盛夏期の月間蒸発散量はおよそ 100mm、冬期は 30mm と推定される。

V まとめ

- (1) 2.5ha の緩傾斜のブドウ・カキ園を対象に水収支の調査を継続して行なっているが、いままで延べ 5 年間の結果について報告した。
- (2) ひと降雨ごとの総降雨量 (P_T) と総地表水流出量 (D_T) の関係は降雨開始前の土壌水分に関するパラメーター (d) を使って次式で表わすことができた。
$$D_T = 10^{(-2.49 - 0.00624d)} \times P_T^{(2.39 - 0.00605d)}$$
- (3) 年間水収支の結果は 3 カ年の平均値で降雨量 1387.4mm、地表水流出量 312.8mm、地下水流出量 329.4mm で従って蒸発散量は 766.3mm であった。
- (4) 月別水収支の結果から求められた月別蒸発散量は、1 月から順に、42.2、41.5、33.5、66.0、80.5、85.1、100.3、98.6、83.5、56.7、33.8、27.6mm であった。

[謝辞]

この研究は果樹試閩谷宏三室長・金戸橋夫部長・農土試五十嵐正次前室長のご指導により実施されたものである。また支場の町田裕前室長から激励と助力をいただいた。各位に深謝の意を表す。

樹園地の水収支

—有効土層の差異と水収支—

関谷 宏三* 小畑 仁**

Water Balance in Arbicultural Land

—Water Balance in Available Soil Layer—

Kozo SEKIYA and Hitoshi OBATA

Fruit Tree Research Station and Faculty of Agriculture, Mie University

果樹の生育に対し根の侵入しうる深さが著しく影響することは、古く浅見¹⁾により指摘される所である。また近年この方面の研究が盛んとなり、果樹園土壌生産力に関する研究²⁾（農林水産技術会議事務局編）では、ミカン園土壌の生産力的要因の解析の中で適正な有効土層の深さ、土層の物理的状態、土地の乾湿について検討がなされており、また古賀³⁾は、ミカンの生育が一義的に根の伸長の深さつまり有効土層の深さに支配され、土壌の物理性が土壌の乾湿に関係し、さらにはミカンの生育と収量に著しく影響することを明らかにした。

このように土壌の物理性、中でも有効土層の深さが果樹の生育に顕著に影響することを述べた報告は多いが、これらは古賀⁴⁾も指摘するように土壌調査結果より帰納したものが著しく多い。またこれら帰納により得られた結果を実験的に裏付けるため、従来ポット試験が用いられることが多く、これには種々の制約があり規模の大きな実験的研究が痛感されてきた。

以上のような観点から筆者らは、有効土層の深さに関する設計を正確に実施にうつすことが可能で、また水分環境を厳密にコントロールでき、幼木段階をすぎてかなり大型になった果樹を楽に生育させることができることをねらいに、上屋の付いた大型ライシメーターを設置した。本施設に物理性の著しく異なると考えられる3種類の土壌を、有効土層の深さを3段階に変えて充填した処理区を設けミカンを栽培し、多量にかん水した状態からの乾燥過程における処理区の土壌水分動態、樹体の水分の推移について検討し、さらに収量、果実品質におよぼす影響を検討した。本報告ではそれらの内、有効土層の深さが、土壌母材別に土壌水分の動態におよぼす影響

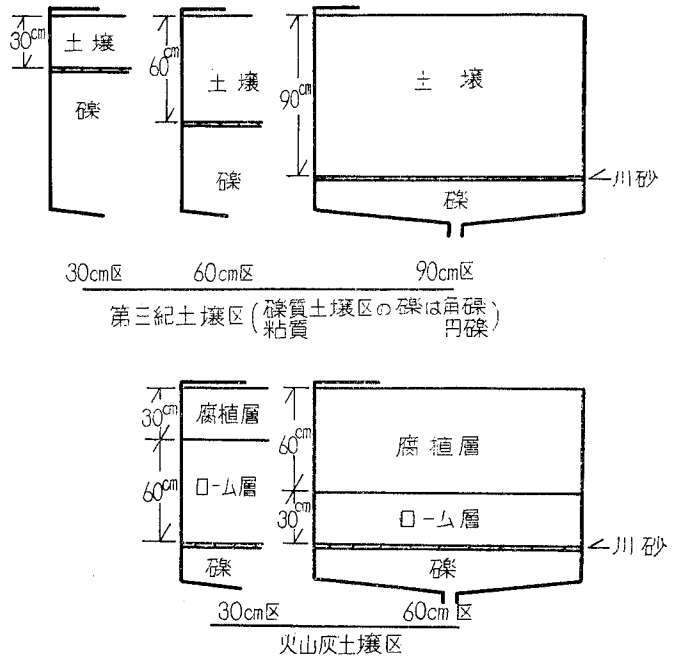
と、それらを通じて樹体の水分の状態がどのように影響されるかについて検討した結果について報告する。

方 法

1 試験区：3×3×1.5m（深さ）の試験槽を32槽設けた上屋付ライシメーターに、第1表に示す(a)第三紀粘

第1表 供試土壌の種類と試験区の設定

土壌の種類	採取地点	試験区（有効土層の深さ）		
第三紀土壌	粘質土壌	鎌倉市	30	60 90cm
	礫質土壌	足柄上郡松田町	30	60 90cm
火山灰土壌	藤沢市	30	60cm	腐植層の深さ



第1図 試験槽の断面

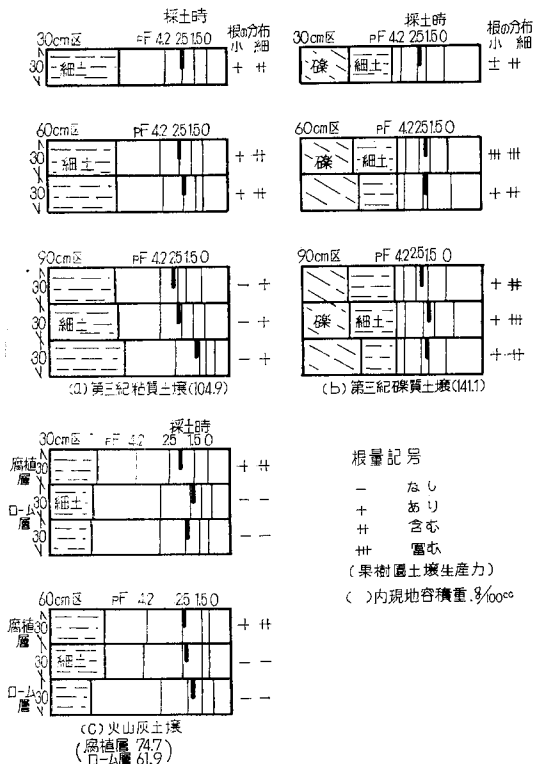
* 農林省果樹試験場 ** 三重大学農学部

質土壌、(b)第三紀礫質土壌、(c)火山灰土壌を充填した。(a)(b)については第1図に示すように、設定深さの土壌を充填し、次に厚さ5cmの川砂以下底面まで大礫とした。(c)は設定深さの腐植層次に深さ90cmまでローム層を充填し、次に川砂以下底面まで大礫とした。尚各処理区とも4連で実施した。供試樹は1969年に4年生樹(シルバーヒル・ウンシュウ)を植付け、本実験を主として行った1973年現在8年生樹で、1区につき1本植で実験を行った。

2 試験設計：各試験区に定置式かん水パイプで、実験開始1週間前にあらかじめ40mmのかん水を施し、ついで実験開始時に全区にわたって底から十分な浸透水の流出が認められるまでかん水した。かん水量は第三紀粘質土壌区、第三紀礫質土壌区で50mm/区、火山灰土壌区で70mm/区であった。以後測定期間中(第三紀土壌区で40日間、火山灰土壌区で60日間)かん水を施さず、この間の乾燥過程における土壌水分の推移と樹体の水分ポテンシャルの推移について測定した。

土壌水分測定は、あらかじめ埋設したテンシオメータと石こうブロックにより連続して行い、また採土秤量法で抵抗-水分量曲線を求め含水比に換算した。

葉内水分ポテンシャルの測定は圧ポンベ法(Pressure Chamber法)によった。測定はかん水日を基点として



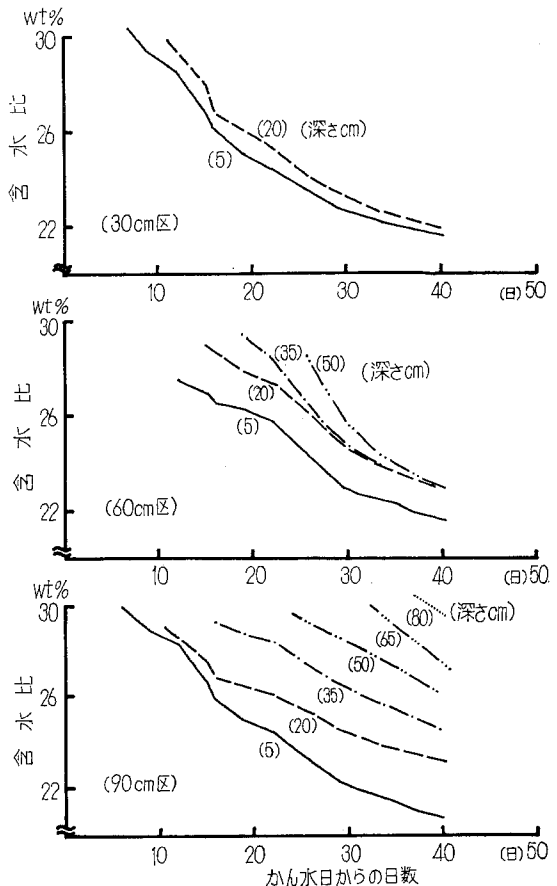
第2図 供試土壌の三相分布と pF 水分特性

1週間ごとに1回ずつ、各測定日には1日に4回(5時、10時、15時、20時)行い日変動、週変動をとらえた。あわせて蒸発計蒸発量の測定を行った。なおこれらの測定は全て7月、8月に行ったものである。

結果および考察

1 供試土壌の物理性

pF 水分曲線と三相分布を求め第2図に示した。以下各土壌について概説する。(a)第三紀粘質土壌；固相率は40%前後で、固相はごくわずかの礫を含むが大部分細土である。pF 水分曲線から、pF 0 から pF 4.2 にわたって水分率はおおむね直線的に減少する傾向が認められる。(b)第三紀礫質土壌；固相率は50%前後でその内30%程度を礫が占め、pF 4.2 以上で土壌に保持される水分が著しく少ない。また第2図に示される通り飽水しても水を保持し得ない孔隙が多く、約20% (vol%) 程度認められた。(c)火山灰土壌；腐植層は固相率が26~30%で pF 4.2



第3図 乾燥過程における含水比の推移(第三紀粘質土壌)

以上の水分が(a)(b)に比較して多く、ローム層は固相率が22~26%でpF4.2以上の水分が40%程度あり腐植層よりさらに多い。

根の分布は第三紀土壌区の場合表層から下層まで比較的一様で、根の分布程度はおおむね含む~富む(+~++)であった。火山灰土壌区では根は腐植層にのみ認められ、ローム層にはごくわずかの分布が認められるのみであった。

2 乾燥過程における含水比の推移

第三紀粘質土壌区の含水比の推移について第3図に示した。第三紀粘質土壌区、第三紀礫質土壌区について；この両土壌区では母材の性質により含水比が著しく異なったが、有効土層の深さが深くなった場合には、土壌水分変動のパターンが示す傾向は全く同じであり、地表面からの深さが等しい点の含水比を有効土層の深さが違った場合の傾向の面からみると次のようであった。まず深さ5cmの点の水分減少のパターンには、有効土層の深さが変化しても著しい差異は認められなかった。これはこの深さが浅く地表面に近い点のため、水分の減少が土面蒸発により決定され、また土面蒸発量に見合うだけの水分補給が円滑になされなため、有効土層の深さを異にしても顕著な差が示されなかったものと考えられる。さらに深さ20cmの点の水分減少のパターンは、有効土層30cm区では深さ5cmの点の水分減少パターンによく似ており、時間的にはやや遅くなるがかなり急激に減少したのに対し、有効土層60cm区、90cm区では明らかに減少速度が遅くなった。深さ35cmの点の含水比についてもこの傾向はあてはまり、有効土層90cm区の水分減少速度は60cm区のそれより明らかに遅い傾向を示した。

ついでこの傾向を土壌水分消費型の面から考えると次のようである。有効土層30cm区では全層にわたって水分が消費された。この場合は土層が浅いため保持される水分の絶対量が少なく、土層全体から消費されたものと考えられる。有効土層60cm区では、かん水日から20~25日以後深さ35cmの水分減少速度が深さ20cmの水分減少速度より速く、粘質土壌区では31日目、礫質土壌区では33日目に、深さ35cmと20cmの点における含水比が等しくなった。このような傾向は深さ50cmにおいても認められ、かん水日から40日目で深さ35cmと50cmの点における含水

第2表 土層深さ別消費水量 (1973年7月~8月)

土層の種類	有効土層深さ	測定期間	消費水量 mm			合計
			土層深さ cm 0-30 (I)	30-60 (II)	60-90 (III)	
第三紀 粘質土壌	30cm区	1-16	28.8			28.8 1.9/日
		16-40	9.3			9.3 0.4/日
	60cm区	1-16	17.4	16.8		34.2 2.3/日
		16-40	20.4	15.0		35.4 1.5/日
	90cm区	1-16	9.0	9.9	26.4	45.3 3.0/日
		16-40	11.7	12.9	9.6	34.2 1.4/日
第三紀 礫質土壌	30cm区	1-16	25.8			25.8 1.7/日
		16-40	3.6			3.6 0.2/日
	60cm区	1-16	19.2	16.8		36.0 2.4/日
		16-40	15.0	10.2		25.2 1.1/日
	90cm区	1-16	22.8	24.3	18.0	65.1 4.3/日
		16-40	6.6	5.7	7.2	19.5 0.8/日
火山灰土壌	30cm区	1-16	25.5	24.6	20.4	70.5 4.7/日
		16-40	39.3	10.5	4.5	54.3 2.3/日
	60cm区	1-16	28.5	20.4	31.8	80.7 5.4/日
		16-40	17.7	17.4	4.5	39.6 1.7/日

(注) † かん水日よりの日数
Ew 1-16 3.1mm/日
16-40 3.0mm/日

比がほぼ等しくなった。このようにかん水日から一定期間経過した時点において、深さ20cmを最少として下層で消費水量が多い型を示した。これは根が土層全般にわたって一様に分布する場合、表層に近い部分で利用され易い水分が著しく減少すると、より下層の根による吸水が相対的に大きく作用するためと考えられた。このような傾向が長期間降雨の侵入を遮断したクワ園においても認められることを直井ら⁵⁾が報告している。90cm区は水分が豊富で根は全層から吸水し、また下層からの水分補給も行われ各層共ほぼ同じ量だけ水分を失ったものと考えられた。

以上の結果から、土層が比較的乾燥した条件下において、有効土層が浅い場合土壌水分の減少はきわめて急速で、逆に有効土層が深い場合には下層に発達した根による吸水と下層からの水分補給により水分のバランスが保たれる点が顕著に認められた。これらの結果は寺沢^{6),7)}が火山灰土壌についてポット試験および底面にビニールを施設し水の移動を制御したほ場で得た結果と一致し、

果樹の栽植された一定容積の土壌における水分の経時的変化を、量的に把握できたものと考えられる。

2) 火山灰土壌区について；火山灰土壌の特質として含水比が大きく、またその減少速度は緩慢であった。腐植層の深さ30cm区、60cm区のいずれの場合も、腐植層の中では深さ別の水分の推移はほぼ平行であり、またその減少速度は30cm区で速かった。ローム層では含水比がさらに大きく、石こうブロックで測定可能な領域にはごくわずかの期間しか入らなかったが、腐植層に比較し水分の減少速度は一般と緩慢であった。

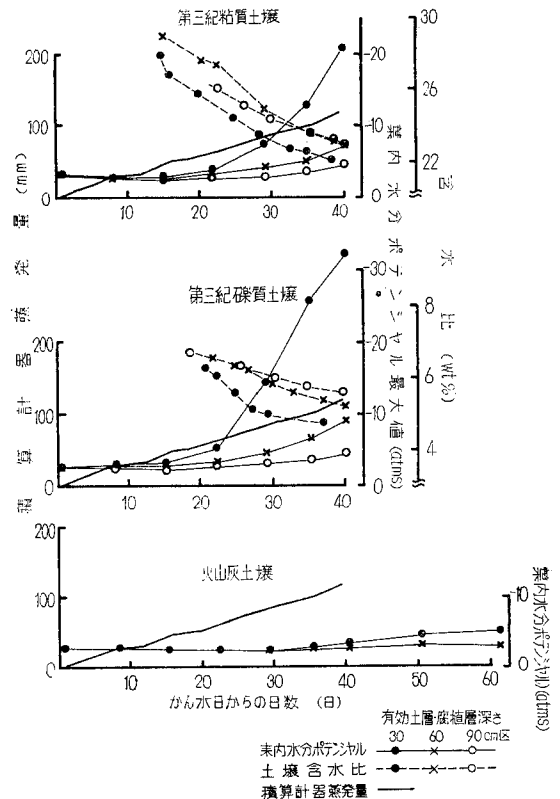
3 消費水量と下層からの補給量

かん水日より1日目（区により若干の時間的ずれがあるが、24時間容水量として扱った。）16日目、40日目の採土により消費水量を求め第2表に示した。消費水量は土層深さ0～30cm（第I層）、30～60cm（第II層）、60～90cm（第III層）の3層に分けて求めた。

1) 第三紀粘質土壌区、第三紀礫質土壌区について；第三紀の両土壌は含水比が著しく異なったが、土層深さ別の消費水量の示す傾向はほぼ同様であったので、ここでは粘質土壌区について概説する。(a)かん水日より1日目から16日目の間の消費水量；この間の全消費水量は30cm区28.8mm（1.9mm/日）、60cm区34.2mm（2.3mm/日）、90cm区45.3mm（3.0mm/日）で有効土層が深くなるに従い増加したが、これは有効土層が深い程下方向へ移動してゆく水分が多いためと考えられ、またこの間の計器蒸発量が3.1mm/日である所から、所効土層の浅い場合には土壤の水分供給力に低下をきたしていることも考えられた。16日目のI層の水分率は30cm区が26vol%で、遠心法で得られたpF水分曲線に適用するとpF4.2付近であり、また60cm区、90cm区では29vol%前後でおおむねpF3.8付近であった。遠心法によるpF水分曲線の作成には多くの問題点が残されており、本実験の場合試験区における水分率とpFの対比にはかなりの無理があるものと考えられるが、果樹におけるかん水を考える上で今後さらに検討を要する問題である。(b)16日目から40日目の間の消費水量；全消費水量は30cm区が9.3mmで0.4mm/日であり前15日間に比較して著しく少なく、30cm区では土壤の水分供給力が著しく低下しているものと考えられた。また60cm区ではI層から20.4mm、II層から15.0mmで合計35.4mm（1.5mm/日）、90cm区ではI層から11.7mm、II層から12.9mm、III層から9.6mm、合計34.2mm（1.4mm/日）を消費し、この数値はこの間の計器蒸発量の約半分ではあったが30cm区の値に比較して著しく多く、下層の水分供給力が土層全体の水分の動態に顕著に反映したものと考えられた。この期間はライシメーター底部からの浸透水の流出は全く認められない所から、II層、III層からの消費を、この

層に分布する根による吸水も含めて下層からの補給水量とすると、60cm区では15.0mm（0.6mm/日）で全消費水量の42%、90cm区ではII層から12.9mm（0.5mm/日）で全消費水量の38%、III層から9.6mm（0.4mm/日）で全消費水量の28%を占めた。40日目のI層の水分率は30cm区が23vol%、60cm区25vol%、90cm区25vol%で三者はほぼ等しく、またそのpF値は4.3付近と考えられ土壌は著しく乾燥した状態であった。しかし60cm区、90cm区においてII層III層はまだかなりの水分を残している点が認められた。

2) 火山灰土壌区について；(a)かん水日より1日目から16日目の間の消費水量；全消費水量は腐植層30cm区が70.5mm、60cm区が80.7mmであった。火山灰土壌区の土層の深さは腐植層とローム層の合計で90cmあり土層が深いため、この期間は水の下方向浸透が続いておりこの消費水量のかなりの部分が浸透水として失なわれたものと考えられる。(b)16日目から40日目の間の消費水量；全消費水量は30cm区が54.3mm（2.3mm/日）で、第三紀粘質土壌90cm区でこの間の消費水量が34.2mm（1.4mm/日）であったのに比較して著しく多く、内39.3mmがI層の腐植層からの消費で全消費水量の72%を占めた。また60cm区では全消費水量39.6mm（1.7mm/日）で第三紀粘質土壌に比較



第4図 葉内水分ポテンシャルと土壌の含水比の推移

するとやはり多く、土層別にはI層17.7mm、II層17.4mmで腐植層合計では35.1mmであり全消費水量の89%を占めた。以上のように30cm区、60cm区とも腐植層からの消費が著しく多く、逆にローム層からの消費が少なかった。下層（II、III層）からの補給水量は腐植層30cm区が15.0mm（0.6mm/日）で、この期間は浸透水の流出は全く認められずまた30cm区では下層は全てローム層で根の分布が全く認められない所から、この値は全て毛管上昇等による上方向への移動によるものと考えられる。また60cm区は21.9mm（0.9mm/日）であった。下層から表層への水の移動量を求めた例から、中野⁹⁾が火山灰土壌を用いて実験的に求めた結果では、移動量は常に蒸発量の $\frac{1}{3}$ 程度であり、また長野農試における実験⁹⁾では深さ30cm以下の層からの移動量は表層がpF2.7以上に乾燥した時点で、計器蒸発量の0.3倍であった。下層に明らかに根が存在しない本実験の30cm区についてこれらの実験例と比較すると、本実験の条件はさらに乾燥の進んだ状態であるため絶対量は少ないが、全消費量中に占める移動量の割合からみると約 $\frac{1}{3}$ で一致する結果であった。

4 乾燥過程における葉内水分ポテンシャルの推移

葉内水分ポテンシャルの日変化における最大値(ψ_{max})の推移を、土壌の含水比の推移と比較した結果を第4図に示した。まず土壌母材別に比較すると、 ψ_{max} の推移において第三紀礫質土壌区で変化が最も大きく、ついで第三紀粘質土壌区であり、火山灰土壌区では変化が非常に緩慢であった。この結果は土壌母材別の含水比と明確に対応した。

第三紀土壌において有効土層の深さ別に比較すると次のようであった。まずかん水日から15日目までは各区とも ψ_{max} が $-2\sim-3atms$ で区間に著しい差は認められなかったが、22日目に至って両土壌区とも有効土層30cm区においてごくわずかの変化が認められ、以後29日目に60cm区で、35日目に90cm区で変化が認められ、各区とも以後日を追うに従って ψ_{max} が減少した。この間の計器発量の積算値はほぼ直線的に上昇し、又深さ20cmの点の含水比はほぼ直線的に減少し、全体のパターンは有効土層30cm区の水分減少が先行し、すこしずつ勾配が緩くなりつつ60cm区、90cm区の含水比が粘質土壌区で6日遅れ、礫質土壌区では8~10日遅れで減少した。以上のように土壌母材別の場合と全く同様に、有効土層の深さの差は、下層に発達した根の吸水ならびに表層への水分移動の差によって、葉内水分ポテンシャルに対し正確に反映する点が認められた。Goodeら¹⁰⁾はリンゴで、間学谷ら¹¹⁾は温州ミカンを供試した夏期の実験で、土壌水分と ψ_{max} が明確に対応することを報告したが、本実験結果はこれらとよく一致した。

要 約

土壌母材別に（第三紀粘質土壌、第三紀礫質土壌、火山灰土壌）有効土層の深さの差が（第三紀土壌区：30、60、90cm、火山灰土壌区：腐植層の深さ30、60cm以下90cmまでローム層）土壌水分の動態ならびに果樹の樹体の水分におよぼす影響を、大型ライシメーターを用いて検討し次の結果を得た。

1 乾燥過程における含水比の推移は、第三紀土壌区と火山灰土壌区の間で顕著な差が認められた。第三紀粘質土壌区と礫質土壌区は、含水比が著しく異なるがpF4.3付近までの含水比の推移はほぼ同様で、有効土層が深い程水分の減少速度が遅く、有効土層の一番浅い30cm区で水分は全層から均一に消費され、60cm区ではかん水日から20~25日以後一定期間下層の水分消費が表層よりも多い傾向が認められ、90cm区では全層消費型の傾向が認められた。火山灰土壌区では、含水比の減少速度は第三紀土壌区に比較し著しく遅かった。

2 深さ30cm以上を表層、30cm以下を下層として（下層からの消費水量）/（全消費水量）の比を求めると、かん水後15~40日の間で第三紀土壌が40~60%で、これは水が下層から表層へ移動する外に下層に発達した根による吸水が大きく働いているためと考えられた。火山灰土壌区では根がよく発達した腐植層からの消費水量が著しく多く、下層に根の分布が全く認められない腐植層30cm区では、この比が28%であった。

3 乾燥過程における葉内水分ポテンシャル最大値(ψ_{max})の推移は、土壌母材別に比較すると第三紀礫質土壌区>第三紀粘質土壌区>火山灰土壌区の順で変化が大きく、また第三紀土壌における有効土層の深さ別の比較では、30cm区>60cm区>90cm区の順であり、これらは土壌水分の傾向とよく一致し、土壌母材および有効土層の深さの差が ψ_{max} に対し正確に反映された。

引用文献

- 1) 浅見与七：果樹栽培論（土壌肥料編），養賢堂，1（1951）
- 2) 農林水産技術会議事務局：果樹園土壌生産力に関する研究，（1971）
- 3) 古賀汎，川村秋男：四国農試報告，21，47（1970）
- 4) 古賀汎：四国農試報告，25，119（1972）
- 5) 直井利雄，関口治郎：日蚕雑，39，443（1970）
- 6) 寺沢四郎：土肥誌，33，557（1962）
- 7) 寺沢四郎：土肥誌，34，75（1963）
- 8) 中野政詩：農土論集，31，10（1970）
- 9) 長野農試桔梗ヶ原分場：昭和47年度成績書（1972）
- 10) Goode, J. E.: J. Hort. Sic. 43, 231 (1968)
- 11) 間学谷徹，町田裕：園学要旨，48年度春，66（1973）

砂 丘 地 の 水 収 支

矢 野 友 久*

Water Balance of Sand Dune

Tomohisa YANO

Faculty of Agriculture, Tottori University

1. まえがき

わが国における砂丘地の総面積は約24万haといわれているが、戦前はその多くが不毛地か砂防用の林地であった。戦後、散水かんがい技術の導入、砂丘地に適する作物の導入などにより、砂丘地の農業開発は急激に進み、高度な園芸地帯に変わりつつある。

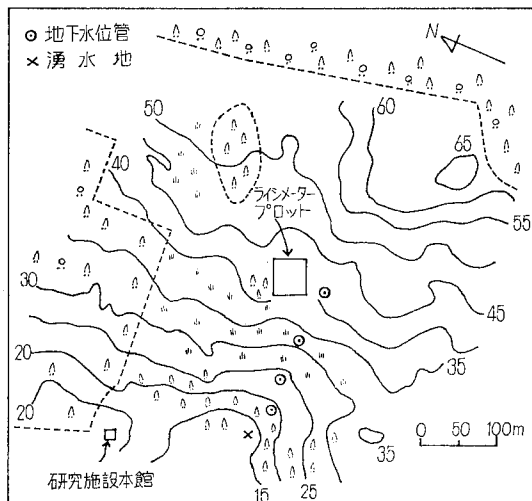
砂丘地では、砂の水分保留量が小さいために、年間を通じて根群域における有効水分量はしばしば欠乏し、干バツの害を受けやすいので、かんがいの必要度が高く、高度な水管理技術が要求される。かんがい用水量の決定あるいは合理的な水管理のために、水収支項の一つである蒸発散量の把握が重要な問題である。一方、水資源の観点からみると、砂丘砂は浸入能が大きいので、表面流去はほとんど生ぜず、蒸発散によって減少した水分量を補う以外は重力浸透によって地下水に供給される。砂の有効間ゲキ率は大きいので、湿潤地帯における砂丘地の地下水は水源として安定性がある。しかし、砂丘地の開発が進むにつれて、たとえば、裸地から作物栽培地や林地などに変えられたりするように、植生条件が変化した場合は水のバランスが変ってくる。将来の水文的予測をなすためにも、植生の有無あるいは植生の違いによる水収支の違いを把握しておく必要がある。

このような目的で、砂丘地における水収支について、主としてライシメーターによる水収支項の把握、地下水水位変化および地下水流量の観測を行っている。これまでに得られた結果を以下に述べる。

2. 実験ホ場の概況

実験ホ場は鳥取大学農学部付属砂丘利用研究施設構内の標高が海拔15~70mの起伏の多い丘陵地にあり、北側と東側を松林で囲まれた大部分が砂丘裸地である。この丘陵地内の標高約40mの位置に大きさ20×16mのプロットを設け、それらの中央にライシメーター（排水収支型3基、フローティング型1基、ウエイニング型1基）を

設置している。地内の北側諸々には火山灰土が露出し、この火山灰土、基盤岩などに粘土層が不透水層となり、地下水は地内の低所に湧出している。従来、地内の本格的な地質調査がなされていないので、地下水の分水界や帯水層の厚さなどは明らかでない（第1図）。



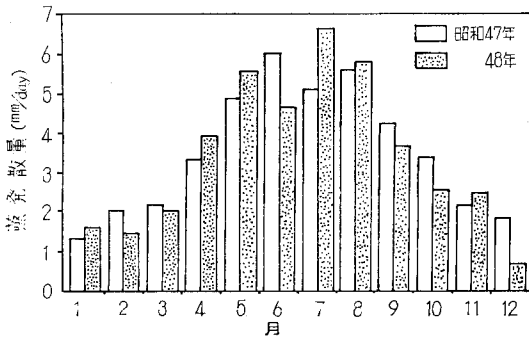
第1図 実験ホ場の概況

3. 観測結果と考察

(1) ライシメーターによる水収支

排水収支型ライシメーターは鉄筋コンクリート製、大きさ2×2m、砂層厚1mである。作物はオーチャードグラスとケンタッキー31フェスクの混植である。かん水は、植生区については前日までの降水量とライシメーターからの排水量をみながら、生育に適する比較的高い土壤水分を保ち、裸地区は自然降雨条件下においた。昭和47年および48年におけるライシメーター測定による水収支をかんがい期（4~9月）と非かんがい期に分けて第1表に示す。まず、47年4~9月の降水量が48年の同時期に比べて非常に大きいことが注目される。これは、47年7月の降水量が例年に比べて250mm程度多かったことによるものであり、その他の月は例年とほぼ同じであっ

* 鳥取大学農学部



第2図 蒸発散量の月別変化

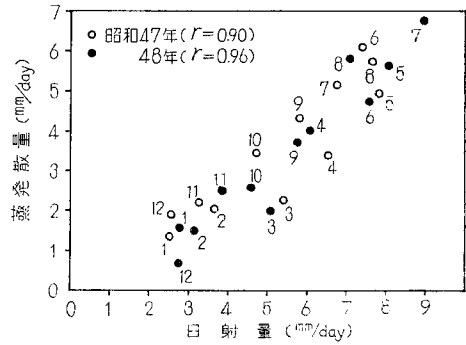
た。48年については、7、8月の降水量が異常に少なかったためである。蒸発散量は両年とも同様な傾向を示しており、年平均日蒸発散量は47年3.6mm、48年3.3mmであった。蒸発散量の月別日平均値の変化は第2図に示すように、山型分布を呈し、ピーク値は47年6月の6.1mm、48年7月の6.7mmであった。ピーク値は通常、7、8月に生ずるが、47年については、7、8月よりも気象条件に恵まれていたことと、生育状態も前後の刈りとの中間にあって良好であったことによる。砂面蒸発量は季節による変化は認められず、年平均日蒸発量は47年0.7mm、48年0.4mmと非常に小さい。これは、表面層の蒸発に対して、下層からの毛管保給が追いつかないので、毛管切断による気乾砂層を形成し、これが蒸発を抑制しているからである。蒸発散量については項をあらためて詳しく述べる。

第1表 ラインメーター測定による水収支成分

年	期間 (日数)	降水量 mm	カン水量 mm	蒸発量		浸透排水量	
				蒸発散 mm	砂面蒸 mm	植生区 mm	裸地区 mm
昭和47年	4~9月 (192日)	1323.9	593.6	936.6	145.5	942.9	1173.6
	10~3月 (164日)	973.9	95.4	354.9	91.0	716.4	888.2
48	4~9月 (183日)	471.6	975.6	929.6	94.5	537.1	395.6
	10~3月 (198日)	976.7	35.0	340.1	62.5	662.3	900.6

排水収支型ラインメーターは水収支の原理を応用したものであり、ラインメーター底部からの浸透排水量は蒸発散量、土壤保留量を満たす以外の余剰降水量であり、ホ場においては根群域下への深部浸透量として地下水に補給される量に相当する。ここで、浸透排水量の降水量とカン水量に対する割合を地下水補給率とすれば、植生区に対して50~60%、裸地区に対して約90%になり、地帯の有無による水収支の違いが著しい。

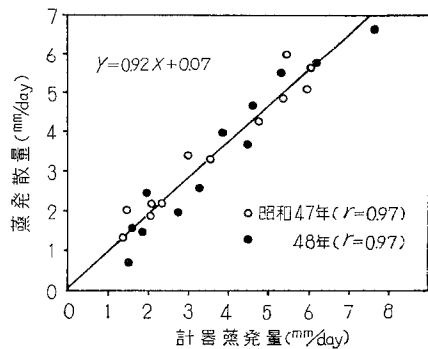
(2) 蒸発散量と気象要素



第3図 蒸発散量と日射量

蒸発散に影響する因子は、気象条件、作物条件および土壤水分条件に大別されるが、本実験の場合、土壤水分については、前記のように、蒸発散に対する制限因子とならないように十分なカン水を行った。作物条件については、葉面積指数が47年2~5、48年2~10であり、年間を通して植生の違いがかなりあり、48年の場合が47年よりも繁茂した状態であった。

蒸発散は蒸発の潜熱によるエネルギー伝達現象とみなすことができ、そのエネルギー源は太陽である。したがって、単独の気象要素としては、植被面の純放射量が蒸発散量に対してもっとも相関が強いといわれている。しかし、年間を通じて純放射量の測定値が得られていないので、代りに全短波放射量、すなわち日射量を用いて蒸発散量との関係を検討した(第3図)。ここで、日射量の単位は蒸発の潜熱(585cal/g, 20°C)で除して蒸発当量(mm/day)であらわし、また、図中の数字は月を示す。両者の関係は相関係数0.9以上であり、相関は非常に強いが、厳密にみると直線関係はなく、同じ日射量に対して春よりも秋に蒸発散量が多いというループ曲線を描いている。これは、大気と土壤の貯熱期(春)においては放熱期(秋)よりも熱エネルギーが蒸発散に少く使われるということによって説明できる。一方、計器



第4図 蒸発散量と計器蒸発量

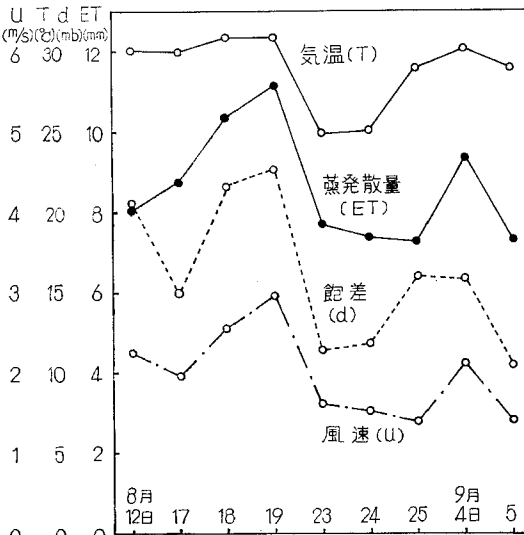
蒸発量は各気象要素の蒸発に対する総合的な効果の指標であり、その蒸発散量に対する相関はきわめて強いといわれている。両者の関係を第4図に示す。ここで、計器蒸発量は直径20cmの蒸発計をホ場に隣接した気象観測用露場に設置して測定したものである。相関係数はともに0.97であり、両者はほぼ直線関係を示す。47、48年において生育状態の違いがかなりみられ、また、年間を通して植生の質的变化がかなりあるにもかかわらず、両者がほぼ同様な直線関係を示すことは蒸発散に対して気象要素の影響が支配的であることを意味し、実用的には計器蒸発量によって蒸発散量を推定することが可能である。

前記の排水収支型ライシメーターでは短時間の蒸発散量の測定ができないので、代りに計量型ライシメーターが用いられ、わが国では間接計量型に属するフローティングライシメーターが主として用いられている。これは土槽（この場合、大きさ1.2×1.2m、砂層厚0.9m）をやや大きな水槽に浮かべ、その重量変化をアルキメデスの原理により間接的に測定し、蒸発量を求める装置であ

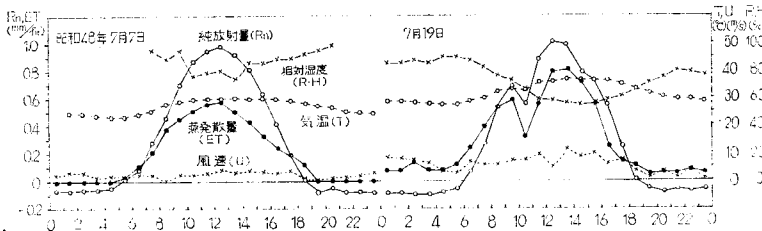
る。昭和47年8、9月の晴天日を選んで微気象観測を行った結果を第5図に示す。純放射量は300~400lyで大きく変化しなかったのに対し、蒸発散量は7~11mm(潜熱伝達量に換算すると、400~650ly)と非常に大きな変化を示した。図にみられるように、気温、飽差、風速ともに蒸発散量に強い影響を示しており、気温が高く、飽差ならびに風速が大きい条件のもとで蒸発散量が大きくなるといえる。熱収支式 $R_n = IE + A + S$ (R_n : 純放射量, IE : 潜熱伝達量, A : 顕熱伝達量, S : 地中熱伝達量) から A を逆算すると、 $-100 \sim -300ly$ となる。顕熱伝達量が負の値は、大気から植被面に熱エネルギーが向かうことを意味し、乾燥地によくみられる現象である。ただし、用いたライシメーターの植被面の高さが周囲より10cm程度高く、蒸発散に対する風の影響がより強くあらわれるために、実際のホ場の蒸発散量より若干大きな値を示していることは考えられる。しかし、植被上の温度プロフィールは植被面近くに最大温度が生じ、負の顕熱伝達量が存在することを裏づけている。この現象は、ホ場の周囲の高温で乾燥した裸地からの熱および水蒸気の移流によるものであり、熱収支法や空気力学的方法などの気象要素によって蒸発散量を推定する方法は、なるべく植被面近くで気象要素の測定を行わなければ大きな誤差を招く¹⁾。

フローティングライシメーターは構造上若干の問題があり、試作の機会が得られたので、直接計量型(ウエイイング)ライシメーターを製作した。これは精密な秤であり、土槽(直径2m、深さ1.5m)の風袋重量をテコの原理を応用して相殺する。降雨または蒸発により土槽に重量変化が生じた場合の計量サオの変位を検出し、変位から重量変化を知るものである。重量変化は自記記録される。記録計の最小日盛は500g(水深0.16mm)で、長期間の連続測定のために、加除オモリによる折返し記録機構を採用した(連続記録幅250kg)。ライシメーター底部からの排水は、土槽と周辺ホ場の水分条件をできるだけ等しくするために、フィルターを通して負圧をかけて重力水を吸引、排水する構造とした。

ウエイイングライシメーターによる蒸発散量の測定例を第6図に示す²⁾。ここで、気温、相対湿度、風速(高さ8m)は気象観測用露場において得られたものである。蒸発散量は、牧草が十分な生育を示していない状態での測定のために小さい値を示し、純放射量の総計は両月とも6.6mmに対して、蒸発散量は7日4.6mm、19日6.8mmと



第5図 蒸発散量と気象要素 (測定時間08:00~18:00, 高さ50cm)



第6図 蒸発散量と気象要素の時間変化

第2表 降水量の分布 (単位 mm)

年	月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計
昭和	44年	251.0	157.7	101.5	116.1	92.3	207.8	190.0	93.3	184.1	140.6	95.4	177.7	1807.5
	47年	231.9	224.1	121.0	97.2	120.2	183.4	473.6	136.9	275.8	141.8	162.5	189.2	2357.6
	48年	165.6	143.0	94.1	93.0	67.1	111.3	23.8	37.3	162.9	84.6	217.9	231.0	1431.6

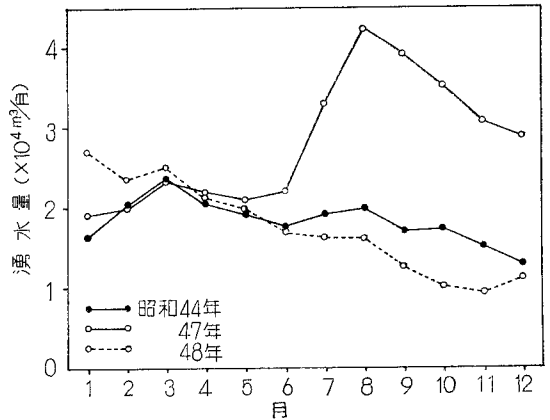
1.5 倍の違いを示した。気象要素の蒸発散量に対する影響は第5図と同様な傾向を示している。また、19日の10～11時における純放射量の急変に対して、蒸発散量も即座に反応することがよく現われている。

(3) 湧水量および地下水位変化

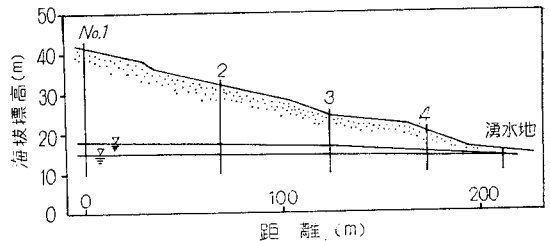
湧水量および地下水位の観測は第1図中に示す位置において、それぞれ3インチ型パーシャルフリュームによる自記記録および触針水位計(5日毎の手ばかり)によって行っている。昭和44, 47および48年の月降水量の変化を第2表に示す(45, 46年における湧水量と地下水位の観測は行っていない)。過去20年の年平均降水量は約2,000mmであり、44年は200mm少なく、47年は350mm多く、48年は600mm少ない。降水量の分布は、44年は全般的にやや少なく、47年は7月を除いて平均に近く、48年は7, 8月に異常に少ない値を示している。

3年間の月湧水量の変化を第7図に示す。年湧水量は44年22万 m^3 、47年34万 m^3 、48年21万 m^3 、であり、47年の大きい値は7月の集中豪雨(9～16日、420mm)の影響によるものである。湧水量の年間変化は、1, 2月の降水による極大値が3月に生じ、夏季の湧水の影響で、11, 12月に極小値を生ずる傾向を示す。このほかに梅雨期に大きな降雨があれば、47年の場合のように、8月に第2の極大値が生ずる。47年の場合、7月の降雨が非常に多かったために、湧水量が急増し、その減少がゆるやかなために、極小値が年末に現われず、48年については、7, 8月の降雨が異常に少なかったために、湧水量が非常に少なく、8月の極大値が現われていない。ピークの遅れについては、前記の7月の集中豪雨による湧水量のピークが8月14日に生じており、この流域に対しては、降水に対する湧水のピークの遅れは約1カ月といえる。ただし、後に示すように、地下水位が低い場合は水面コウ配が著しくゆるやかになるので、遅れは大きくなる。

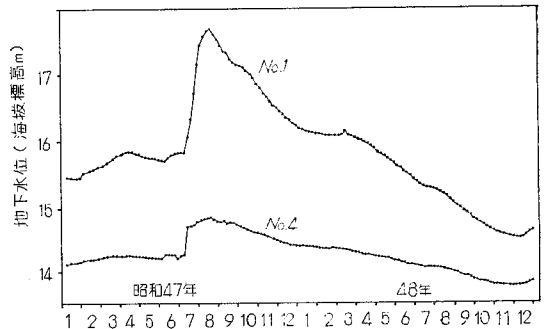
つぎに、地下水位測定管の埋設位置から湧水池にかけての地形断面図を第8図に示す。図中に47, 48年の最高水位および最低水位を併記した。47, 48年における地下水位変化(No.1, 4地点)を第9図に示す。No.1地点の地下水位変化の形、ピークの出現時期ともに湧水量の変化と似ており、この地点が流域を代表する地点、すなわち流域の重心に近いとみなしてもよいであろう。地下



第7図 湧水量の月別変化



第8図 地下水位管から湧水池にかけての地形断面図



第9図 地下水位の変化

水位の変化高は地点によって異なり、最大変化幅はNo.1は3.3m、No.4は1.1mであった。最大湧水量および最小湧水量の場合の水面コウ配は、それぞれ1/60, 1/230となり大きな違いがみられた。

(4) 流域全体の水収支

流域全体の水収支式は次式であらわされる。

$$R = E + D + Hp_a + M$$

ここで、 R ：降水量、 E ：蒸発散量、 D ：地下水流出量と流入量の差、 Hp_a ：飽和層の水分保留量（ H ：地下水位変化量、 p_a ：有効間ゲキ率）、 M ：不飽和層の水分保留量である。現在の時点では、流域面積の値を含めて右辺の各項はすべて未知である。ここでは、今までに得られた観測値を利用して各項を仮定し、水収支計算を試みた。まず、この流域において地下水流入量は無いものとし、地下水流出量は湧水量に等しいとみなした。流域面積については流域の大部分が裸地であることを考えて、ライシメーター（裸地区）の浸透排水量の降水量に対する割合から流域面積を計算すると、47年15.9ha、48年16.5haとなり、平均値16.2haを採用した。地下水位変化量はNo.1地点の値を用い、有効間ゲキ率は $p_a=0.15$ 、 0.2 、 0.25 に設定した。蒸発散量はライシメーターにおける砂面蒸発量を用いた。計算に際して不飽和層の水分保留量 M を未知数とした。結果は $p_a=0.15$ において適切な値が得られ、累加水分保留量 ΣM は47年-160mm、48年170mmとなり、2年間総合すると、10mmとなる。1年間を水収支の期間にとる場合、同一時期では土壤水分

がほぼ同じと考えて、 $\Sigma M=0$ を計算における十分条件としているが、本流域の場合、不飽和層がNo.1地点で約25mと長いので、たとえば容積分1%の変動が $M=250\text{mm}$ に相当し、1年間の水収支期間に対して $\Sigma M=0$ とみなすことは無理である。したがって、不飽和層の水分保留量を未知数とする計算方法を採用することは若干問題がある。また、各水収支項の信頼度が低いことを考えると、上記の計算はまだ試算の域を出ていない。

4. あとがき

ライシメーターによる水収支、地下水位および地下水流出量（湧水量）の観測によって砂丘地の水収支のおおよその傾向をつかんだが、地質調査による地域の水理地質学的特性および植生の違いあるいは水分条件が異なる場合の蒸発散量の把握など、今後に残された問題が多い。

文 献

- 1 矢野友久、長智男ほか：鳥取大学農学部研究報告，26，100—106，1974
- 2 長智男、矢野友久：農業土木学会誌，42(6)，362—367，1974

質疑応答と総合討論

司会 湯村義男(野菜試) 中野政詩(東大農)
 講演者 有光一登(林試) 梅田安治(北大農)
 丸山利輔(京大農) 長谷嘉臣(果樹試)
 小畑 仁(三重大農) 関谷宏三(果樹試)
 矢野友久(鳥取大農)

寺沢(農研) 林地の水収支において、流出量を推算しているが、この流出量に加わる表面流出、中間流出、地下水流出などを別々に測定できる方法がどの程度進展しているのか。とくに中間流出は最もむずかしい測定法と思われるか。

有光(林試) 林地の水収支における流出量の計測で、一定の山地小流域で流出量に関する表面流出、中間流出、地下水流出を同時に別々に計測した事例はわが国では皆無だと思われる。水収支という視点からは、専ら小流域の流末での量水が行われている。ただし研究事例としては表面流出については林地斜面に数 m^2 の一定面積の方形枠を設け、この枠の下端で表面流を捕集計測する方法がいくつか行われており、中間流出については、斜面の等高線に沿ってトレンチを掘り、一定の深さの部位に金属製の板を挿入して流出水を捕集する方法、簡便なライシメーターを埋設する方法などが行われている。しかしこれらの方法を用いて一定流出面積から表面流、中間流の全量を適確に計測あるいは推計するには至っていない。また上記の方法はいずれも手法に難点があり、未解決の問題が非常に多い。

小畑(三重大) 取扱い植物の個体が大きいことにより、降雨の地表面に達する程度にバラツキが大きいと考えられ、又、樹幹流により一部に多量の水が与えられるとのことですが、その場合土壌水分を測定する場合、ほ場等の全体を把握するためにどのように配慮すればよいか。

有光 フィールドでの土壌水分が林内雨、樹幹流などが不均等に林地に供給されるために、場所によって変動が大きいことは当然考えられるが、われわれがフィールドとして取り扱うことの多い傾斜林地の、ある地点での土壌水分状態を規定する因子としての水の Input は、その地点にもたされる林内雨、樹幹流のみではなく、斜面上方からの中間流の Input あるいは場合によっては地下水からの Input も考えなければならず、むしろこれらの地中での影響の方が大きいことが経験的に理解される。したがってフィールドの全体の把握のためには、むしろ地形に注目して測定点を選定する。樹幹流の直接の影響を

さけるために、立木の近傍はさけて、立木相互の中間地点で測定するよう注意する。なお、林地での微細な変動をしらべるために1本の樹木から放射状に一定間隔で測定点を設け土壌水分を経時的に計測した事例はある。

中村(長野農試) 土壌水分の貯留量など水分測定の場合の対象とする土壌の深さや範囲について、測定すべき範囲と慣行的測定深度をお教え願いたい。

有光 林地の場合、水分測定の深度は1mで十分だと思われるし、1mより深部の測定は技術的に困難が多いと思われる。測定範囲は、ある面積について多数点の測定が無理な場合は、その区域に出現する土壌型(林野土壌分類でいう)毎に1つの測定点で代表させるのが適当であろう。

石田(草地試) Intake rate の高い低いということと、植生の関係についておたずねする。説明では、Intake rate は林地で高く、草地、耕地で低いということであった。地面の中に水が侵入する速度は、土壌の物理性に影響されることが大きいと考えられる。それが林とか草とか、地上の植生によって異なるということはどういうことか。

有光 Intake rate はたしかに土壌の物理性に影響される。林地の Intake rate、草地、耕地の Intake rate はそれぞれ変動の幅があるはずで、それを地目別に比較する場合には、隣接するような近傍での地目別の相違、あるいは林地を草地化したり小耕地化するといった地目転換前後での Intake rate の変化で比較するか、さもなくばそれぞれの地目での多数点の Intake rate の計測データで比較することになる。なお、林地、草地、耕地の地目にする相違は単なる植生の相違によるものではない。Intake rate の相違はそれぞれの植物の根系分布の相違が土壌の物理性に影響していると思われるほか、林地は人為がほとんど加わらず一般に堆積腐植層をもつ場合が多いのに対して、草地、耕地では耕耘の影響、人畜の影響が大きく関与していると思われ、このことが Intake rate の相違に反映していると考えられる。

真木(農技研) アカマツ林、クロマツ林などは貧栄養地帯にハイオニエ林として生えるため、腐植などが少なく土壌が膨軟でないために浸透量が少ないものと思われる。

須藤(茨城大) ①森林の蒸発は標高などでどうかかわるか。②夏の気象および農業水利用が、次のシーズンにどう影響するか。冬の渇水量も、河口ダムや水質問題で重要と思われる。

有光 一般論として標高が高くなれば気温が低下するから蒸発量は減少するといえよう。このほか日本の森林の場合、多くが山地丘陵地にあり地形が複雑で、山谷風あるいは季節風など気流の影響の受け方が場所によって非常にちがいが、これが蒸発量を左右する大きな因子となる。

輕部 (茨城大) 地表流下を考える場合、傾斜を要因に入れる必要があると思うが、有光さんのいわれた山地の場合と梅田さんの草地の場合について、測定した土地の傾斜をおたずねしたい。

有光 地表流下を測定した地点の傾斜は約 20° ~ 30° である。

中村 (愛媛大) 山林伐後、流出増についての中野論文の解釈について、下草、土壌条件によって必ずしも流出増をしない場合もあるのではないか。それをどの程度確認されているか。

有光 中野によれば彼が検討した4個所の流域では森林を皆伐した場合平水流出量、低水流出量、渇水流出量とこれらの流出率が增加することを認めており、これが他の既往の諸試験結果と一致するとしている。またこのことから、“一般に森林の皆伐により低水流量は増加するとしてよからう”としているが、その増加量は森林の種類で基本的に異なるものとしている。

渡辺 (岡山大) 林地の樹木を切ることによって、洪水量が増えしかも渇水量も増えると考えてよいのか。渇水量が増えるのは、渇水期に樹木が消費する水量に起因すると考えてよいのか。

有光 林地の樹木を伐ることによって洪水流量、渇水流量ともに増加すると考えられている。

渇水流量が増えるのは、蒸散量の変化とくに夏期(植物生育期)における変化、地表、表層土の浸透能の変化、地面蒸発の変化したがって出水の初期損失量の変化、遮断量の変化によるとされる(中野による)。

田淵 (茨城大) 中野さんのデータは林地を伐採した後のものか。

梅田 (北海道大) 材採の前後のものである。

田淵 渇水期に草地の方が林地よりも流量が多いのは不思議であるが、その理由はどうか。

梅田 蒸発散量の差と考える。

田淵 侵食の問題が草地化に伴うと思うがどうか。

梅田 造成方法に対する配慮が必要である。

田淵 流量測定に侵食による堆積の影響が現われるのではないか。

梅田 われわれの調査地域ではパーシャル・フリューム、セキ、流量調査区間装工などによって堆積の影響の出ないようにしている。

湯村 (野菜試) 草地の蒸発散量は平均4mmとのことだが何月~何月の平均か。

梅田 5月~8月の平均である。

湯村 北海道の草地で1年を平均または合計した蒸発散量はどの位か。

梅田 平均3~4mm/dayとしてよい。

須藤 蒸発量についてライシメータとトンネル法の差は、地表への地下からの水の供給による差だけといえるかどうか。通風による差はどう考えるか。

梅田 トンネル法を自然風のみで測定していても差のあることをデータが示している。

須藤 樹種による差について、赤松は悪い地に生育するから土壌による差でないか。

梅田 樹種、植生を土壌のトータルインデックスとして使えないかと考えている。

真木 草地における蒸発散量を測定する場合、チェンバー法の場合は、温度上昇が問題になるのではないか。

梅田 お説の通りである。蒸発散量が多くなると考えられる。

湯村 ホ場前の水田とホ場整備後の水田の均平度および自己相関係数にはどんな差があるか。

丸山 (京都大) 均平度を標準偏差で表わすと、ホ場整備前が1.4cm、ホ場整備後が2.2cm程度である。ホ場整備後9ヶ年経過してもこの値はあまり変化していないようである。また自己相関係数は、ホ場整備後はホ場整備前に比較して比較的遠くまで大きな値を持続している。すなわち、大きなうねりがあることがわかる。

湯村 短辺方向の均平度の自己相関係数が長辺に比し、急に小さくなっているのは工法との関係か、または耕作機の走行との関係か。

丸山 ホ場整備の整地工は必ずしも長辺とか短辺を意識して行なっていないので、短辺方向の自己相関係数が急速に小さくなっているのは耕作機の関係だと思う。耕作機は長辺方向に平行に移動さすことが多いので、このような自己相関がみられるのだと思う。

丸山 最後から2枚目のスライドについて、縦軸と横軸は何か。

長谷 (果樹試) 質問のチャートがどれを指すのか確かではないが、たぶん一降雨量ごとに総降雨量と総地表流出量の関係をみた図のことだと思う。横軸は一降雨量ごとの総降雨量の水深(mm)の常用対数値を、縦軸はその降雨に対する地表流出の総流出量の水深(mm)の常用対数値を目盛ってある。両者の関係は、この両対数グラフ用紙上で土壌水分量をパラメータとする回帰直線群によって表わすことができる。土壌水分が多い状態で、降雨量が100mmより多い場合は、図上で流出量が降雨量を上ま

れり不合理となる。そこで改めて流出率と降雨量の対数変換値の関係をみると、相関係数は $+0.83\sim 0.92$ となり、前より相関係数は小さくなるが、回帰は直線で表わすことができる。回帰式によると土壌水分が多い状態でも降雨200mmで流出率80%程度となり前の回帰式より改良されていると思う。

実験式の求め方が苦手なので、御教示願いたい。

丸山 降雨のパターンは考慮されていないか。

長谷 質問の意味は、降雨量総流出量関係の考察において降雨前の土壌水分のほかに降雨のパターンを要因として考えるべきだと指摘と思う。私は、総流出率に関与する要因のうち第一因子としてとりあげたのが、降雨前の土壌水分量であって、これをパラメータにとり入れることにより総流出率が高い精度で予測できることがわかり、さらに精度を高めるためには、御指摘の降雨のパターンや降雨強度を考慮することが必要だと思う。

寺沢 有効土層のちがいに浸透水量がことになっているが、第三紀土壌と火山灰土壌の場合の浸透量のちがいをどのように説明されるか。

小畑 本実験の主眼を、24時間容水量の状態からの乾燥過程の追跡においたため、浸透水の流出が認められることをめやすにしてかん水した。そのため火山灰土壌と第三紀土壌でかん水量は異なっており、火山灰土壌で70mm、第三紀土壌で50mmをかん水した。その結果浸透水の流出が始まってからの総流出量は火山灰土壌で多くなった。

福桜(島根大) かん水量は各試験区とも同一か。また、このことから有効土層の厚さが土壌中の保留水分量の差として表われたと考えてよいか、②収穫までの全期間中、最初のかん水のみで、あとは乾燥のまま放置したのか、③途中でかん水したとして、その開始点はどのようにしたのか、又それはなぜか。

小畑 寺沢さんの御質問の続きになるが、従って火山灰土壌と第三紀土壌間では比較できない。しかし第三紀土壌内ではかん水量は50mmで全区同じなので比較が可能で、保水量の多い粘質土壌では総流出量はかん水量の約20%、7~12mmで、有効土層の深さと明確な対応を示さ

なかったが、保水量の少ない礫質土壌では30cm区がかん水量の50%に当たる24mm、および60、90cm区が40%に当たる19mmでこれは土壌の保留水分量とほぼ対応する結果であった。

次にかん水は特別の場合を除いて1か月に1回、50~60mm程度(浸透水の流出が認められるまで)かん水した。年間のかん水量の合計は降水量の約半分であるが、これは一つにはこのライシメーターが降水の浸入を防ぐために上屋付きで、内部の蒸発計蒸発量が外部の6~7割であったことと、さらに処理の影響を水分的な面から強調することを考慮に入れて、かん水を若干ひかえた。その結果果実の収量、品質には区間に明確な差が認められ、収量及び一果平均重は土壌の水分供給力が多い程大きく、火山灰土壌>粘質土壌>礫質土壌で、第三紀土壌内では有効土層が深い程大きくなった。可溶性固形物は全く逆の傾向を示した。

神尾(山形大) 砂防林の影響があるのかどうか。砂丘地内の風は地形の影響を受けるから、一定の方向ではないと思う。風向の資料があれば示してもらいたい。

矢野(鳥取大) 砂防林の存在による牧草の蒸発散の影響よりむしろ、砂防林と牧草との間の裸地面からの顕熱の移流効果が強い。風向については、太平洋高気圧が非常に強い場合を除いて、夏季は北風のほぼ一定な風向を示す。

有光 蒸発散を抑制するマルチ効果は牧草区ではみられないか。

矢野 牧草区ではcrop coverの度合いが大きいので、乾燥砂層形式による蒸発抑制効果はないように思われる。

渡辺(千葉農試) 降雨のピークと地下水湧出のピークに約2カ月のずれがあるのは、どのように考えたらいいか。また、下降浸透の場合、湿潤先端の水分張力およびその時の不飽和透水係数はいくらか。

矢野 地域内の不飽和層の厚さがかなり大きい(中央部で約25m)ことと湧水地までの距離がかなりあることにより、降水のピークと湧水のピークにはかなりの遅れがみられる。下降浸潤先端の水分張力は約5cmH₂O、不飽和透水係数は50~100cm/day程度と思われる。

会 務 報 告

(昭和50年6月1日～昭和50年9月30日)

第17回シンポジウム運営委員会 50. 6. 27 於・茨大農

【出席者】

委員長 寺沢四郎 委員 足立忠司, 荒川稔 事務局
須藤, 安富, 塩, 軽部

【議 題】

- 1 テーマは「土壌物理からみた環境汚染」に決定
- 2 報告書及びコメンテーターの候補者を決定(本誌シンポジウム案内参照)
- 3 時間配分について
報告35分, コメント7分, 討論8分, 総合討論120分
で5課題, 開会9時20分, 閉会17時30分
- 4 今後の予定
8月20日 報告者決定, プログラム作成
9月中旬 ポスター配布
9月30日 レジメ締切(1200～1600字)
(コメンテーターのレジメは付けない。)
11月14日 シンポジウム(於・東大農)

第4回事務局会議 50. 7. 1 於・茨大農

【出席者】 須藤, 安富, 塩, 軽部

【議 題】

- 1 バックナンバーの販売価格について
一部一律千円とする。但し送料は先方負担。主旨は
正会員の年会費の半分で, 会員より送料分だけ高い。
購読会員, 学生会員等の区別はしない。

Dr. WARKENTIN 来日

カナダの McGill 大学の Benno P. Warkentin 教授は
8月27日来日され, 以下の様な日程で日本各地を講演さ
れ, 無事9月26日離日された。

- 8月30日: 「カナダの大学における環境科学研究と資源
再利用」於北農試
- 6月2日: 「カナダの景観と環境科学研究」於農業土木
学会北海道支部
- 3日: 「粘質土の水」於北大工学部土木学科
- 8日: 「カナダの大学における環境科学の研究体制」
於北大農学部
- 16日: 「粘質土の物理性」於東大農学部
- 17日: 「カナダの大学における環境科学研究につい
て」於農技研
- 19日: 「粘質土の水」於京都大学
- 22日: 「アロフエン土の討論」於九州大学農学部
- 23日: 「粘質土の物理性」於北大農学部

なお, 当研究会と関連の深い9月16日の東京大学での
講演のアウトラインを以下にかかげました。

1 Definition of Clay Soils

—volume change—reversibility of ΔV —void size
distribution and changes—definition of satura-
tion

2 Forces of Water Retention

—forces for different soils—swelling forces—
void size distribution—nature of water reten-
tion curve—equilibrium of soil water potential
—calculation of repulsion and attraction in
clay soils—influence of fabric

3 Water Movement

—applicability of theories for porous media—
k vs. ϕ relationship—effect of swelling time—
—relevant D and k parameters for prediction
of infiltration—microhydrology of cracks

4 Infiltration into Aggregated Clay Soils

—aggregate structure—wetting rate, swelling
and air content of aggregates—prediction of
infiltration

5 Field Measurements of Water Parameters

— ϕ and k in situ—index properties—available
water for plants

【新入会員】

- 50年2月 宮城県立農業短期大学図書館
〒982 仙台市山田字旗立1の16
- 2月 埼玉県農試畑作部
〒360 埼玉県熊谷市久保島1372
- 3月 熊本農試化学第1部
〒861-41 熊本市上ノ郷町字林501
- 3月 荒川 稔(茨大農)
〒300-03 茨城県稲敷郡阿見町3998
- 7 服部重昭(林試)
〒153 東京都目黒区下目黒5—37—21

【住所変更】(新住所)

- 南 信行 〒276 千葉県八千代市大和田574 大和田鴻
和寮内
- 土山 豊 〒320 宇都宮市峰町245
- 八幡敏雄 〒165 東京都中野区上鷺宮4—5—3
- 菅野一郎 〒253-01 神奈川県高座郡寒川町宮山1097—
7 電0467(75)7748
- 高橋保夫 〒114 北区西ヶ原 農技研物理統計部
- 門野行男 〒673-03 神戸市垂水区神出町小東野30 兵
庫県農業総合センター経営実験場
- 北山登喜男 〒891-91 鹿児島県大島郡泊町手々知名
133 徳之島農業改良普及所神永良部支所
- 高橋 薫 〒517-06 三重県志摩郡大王町波切148

〔お知らせ〕

第17回 土壤物理研究会シンポジウム

土壤物理からみた環境汚染

日 時：昭和50年11月14日（金） 9：20～17：30

場 所：東京大学農学部 第2号館

講 演：

環境における物質循環と土壤	半谷高久（都立大理）
有機物多量投入と土壤の物理性	松崎敏英（神奈川農総研）
排水の土壤への循環	有水 彊（林 試）
水田肥料の流出	田淵俊雄（茨大農）
カドミウム汚染圃場の整備と土地改良	館川 洋（福島農試）
総合討論	15：20～17：20

— 編集後記 —

カナダのマックギル大学のワーケンチン博士が8月30日から9月26日まで日本に滞在され、北大の前田先生の御案内で全国各地で様々な講演をおこないました。詳細は、会務報告にのせてありますので、ごらん下さい。

編集子一同、やっと仕事にもなれ、次の33号は、3月頃刊行の予定で進めております。どしどし御投稿下さいませようお願い申し上げます。（陽、堤）

土壤物理研究会

事務局構成	会長 須藤 清次
	副会長 寺沢 四郎
庶務幹事	榎部重太郎 会計幹事 塩 光輝 編集幹事 堤 聡、陽 捷行
編集委員	安富六郎(委員長)、雨宮 繁、土井淳多、江崎 要、粘淵辰昭、根本清一

土壤の物理性 第32号（会員配布） 1975年10月31日発行

発行 土壤物理研究会（〒300-03）茨城県稲敷郡阿見町 茨城大学農学部 農業工学科内

電話 02988-7-1261 振替口座 東京5-17794、銀行口座 常陽銀行阿見支店 口座番号 501399

Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan

No. 32

October 1975

Contents

Foreword.....	Y. YUMURA... 1
Symposium "Water Balance in Arable and Forest Land"	
Water Balance of Forest Soil	K. ARIMURA... 2
Water Balance of Grass Land	Y. UMEDA... 8
Water Balance of Paddy Field	T. MARUYAMA...11
Water Balance of Arboricultural Land	
(1) Water Balance in Orchard after Land Adjustment	Y. HASE...16
(2) Water Balance in Available Soil Layer.....	K. SEKIYA and H. OBATA...19
Water Balance of Sand Dune	T. YANO...24
Discussion	29
Announcement	32

Research Association of Soil Physics, Japan
c/o Faculty of Agriculture, Ibaraki University
Ami-machi, Ibaraki-ken. 300-03 Japan
President Seiji Sudo