
 卷 頭 言

研 究 と 風 土

横 井 肇*

Hajime YOKOI

冒頭から私事に亘って恐縮であるが、数え年18の冬休だったと思う。戦時中というのに西欧にかぶれ、ヘーゲルやジイドを乱読していた筆者の机の上に、おやじが和辻先生の名著「風土」を置いておいてくれた。不自然な翻訳の文章を無理やり読んでいた頭に、活き活きとした日本語の道理が滔々と流れ込んだ感激は今でも忘れられない。因みに風土という言葉は西欧にはない。

最近、もしピタゴラスやドクチャエフが日本に生れていたら、果してあのような優れた定理や学説を生み出していたらどうかと妙なことを考える。ヨーロッパで育って体系化された自然科学は、日本へ入ってきて、日本の中では次第に抽象化され、崇高なものに祭り上げられ人間臭さが失なわれた一面があるように思われる。

幸い、農業に関する自然科学は日本古来の農業がそこにあって、否応なしにその農業へ適用されたため、日本という風土から生れるべくして生れた理論や技術が蓄積され、それらが類似した自然環境の世界の国々で活用されている。従って、一種の結果論であるが、欧米の研究者が主として注目する日本の研究は、日本独特の土壌、例えば水田土壌や火山灰土壌に関するものようである。久馬氏の所見にもある通り、水田土壌が主な対象であったわが国では、土壌の物理性の検討は過去それ程必要でなかったことも納得がゆく。勿論、今後は多くの方々の御指摘通り、水田地目の畑利用、湿潤地帯での物質循環等の問題解明に土壌の物理性の研究が不可欠になってきている。

いうまでもなく、自然物としての土壌の複雑性には、一握りの土壌の中の微細な複雑さと、深さと広がりをもった複雑さの両面があり、土壌の研究にはその両面からの追求が車の両輪として機能する必要がある。土壌の物理性を検討する場合にも当然当てはまるが、従来、個人的にみるとやや片寄っていた感がなきにしもあらずである。個人の研究者も、それぞれの背景からある程度の差はやむをえないとしても、常に両面から考えるよう自己を訓練しておくように心がけたいものである。老いも若きも一人一人が新しい局面を予想して勇敢に衣更えを断行してはじめて、土壌物理性の研究が飛躍的に発展するのであろう。

風土というものも化石のように固定したものではなく、休みなく進展している筈である。懐古趣味的思考に陥っては進歩がない。例え自然的要素の変化は殆んどなくても、風土を構成する人間は急速に交替してゆく。戦争も飢餓も知らない世代によって、新しい日本の風土から着実な研究が進められるに違いない。

最近、I S S SのBulletinに、A.A.Rode博士とL.D.Baver博士の御他界が報ぜられた。土壌物理性に興味をもった年輩の技術者にとって常に座右におられた著者のお二人である。御冥福をお祈りする次第であり、同時に時の流れをひしひしと感ずるのは筆者一人ではあるまい。

本研究会も先見の明のある規約によって、今回評議員として多くの新しい優れた人材が登場することとなった。会長に押された筆者独り古色蒼然の憾もあるが、新しい芝居の幕開けまでの間には道化役の出番も致し方ないと割り切ってお引き受けしたわけである。格別の御協力をお願いして筆を擱く。

 *農事試験場

茎キャパシタンスの測定法と土壌環境との関係

岩尾 憲三*・松田 兼三**

Electrostatic Capacitance change in Plant Stem and the Relationship between Plant Physiological Action and Environmental Factors including Soil Water Contents

Kenzo IWAO* and Kanezo MATSUO**

*Chubu Electric Power Co., Inc. Central Technical Research Laboratory

**Mie Agricultural Technical Center

1. はじめに

施設栽培における灌水は、収量、品質に影響し、栽培管理上、いまだに問題が多い。

施設栽培は露地栽培に比べて生育環境が陰湿なため耐乾性に欠け、また、圃場の土層が比較的浅いので有効水分は少ない。その上、土壌塩類濃度が高いために多灌水管理を必要とする。反面、多灌水は、徒長、結実不良、品質の低下などの原因になる、この二律排反的な関係を上手にコントロールする判定手法や灌水技術が今日強く要望されている。この点栽培農家は経験により不足する判定技術を補足するため、作物の伸長や、肥大、葉の色、草勢、さらに夜間葉に溜る露の量までも観察し、この視覚情報を体内の水分状態として捕え、生育のコントロールや灌水に役立てている。

近年、この経験による栽培管理を客観性のある計測技術によって行なおうとする動きが高まっている。

例えば、船田¹⁾、橋本²⁾らは植物の体内水分を静電容量(キャパシタンス)の測定によって非破壊で連続的に把握する技術を開発している。筆者らもこの数年来農家が観察情報で得ている技術を電気計測の技術で、補足、代替できないものかとの観点に立って研究を続けてきた。

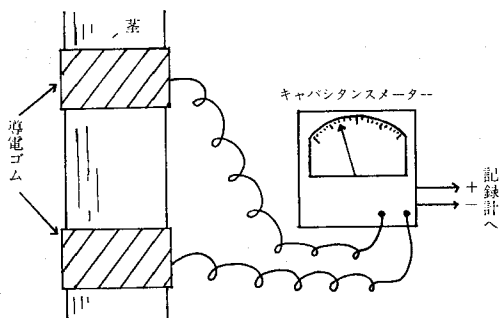


図-1 茎部キャパシタンスの測定

本報告はその事例を紹介するものである。なお、供試植物は多岐に亘っているが本研究は植物に共通な体内水分の挙動を問題にしているため、植物生体内の水の動きとして一般的に言える事柄についてとりまとめた。

2. 計測装置および方法

1) 試験条件

環境諸条件の変動に対する植物の状態量の動特性を調べるため、光、温度、湿度条件を自由に調節できる人工気象装置を主として用いたが、別にガラス温室も用いて試験した。

2) 植物の茎部キャパシタンスの測定法

第1図のように茎部の2ヶ所(通常5cm間隔)に導電ゴムを巻きその2極間のキャパシタンス(静電容量)をキャパシタンス計(YHP社製)で測定した。測定周波数は100KHzである。

3) 茎部膨縮の測定法

茎径の膨張、収縮の測定には第2図に示す歪ゲージ式変位計を用いた。この変位計の定格変位は $\pm 0.4\text{mm}$ で極く微量な変化も感知できる機能を有している。荷重は100gで比較的軽い。なお、膨縮の感知機構は細いワイヤを変位感知レバーを介して図の如く巻きつけてあるので、茎が膨張すれば変位レバーは茎の方へ傾く、収縮する時には逆に作用する。このレバーの動きで内部の歪ゲージの抵抗変化を生じ、これをブリッジ回路にて、電圧出力とし、増幅、記録できる仕組みになっている。

4) 草丈(主茎長)の伸長測定法

草丈の測定は本来、生長の先端も含めて測定すべきであるが、生長点が軟らかいので茎頂部の先端で堅い部分を第3図に示すようにクリップして測定した。

原理は、クリップに結んだ導糸が滑車を介して差動変圧器の可動部(変位コア)に連結されているので、草丈

*...中部電力総合技術研究所

**...三重県農業技術センター

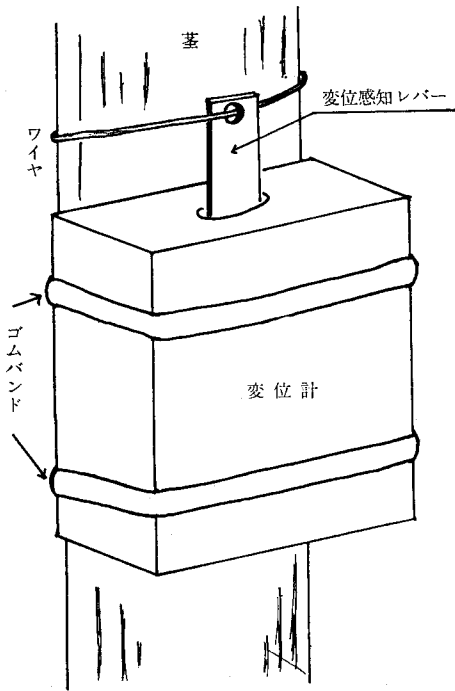


図-2 膨縮の測定

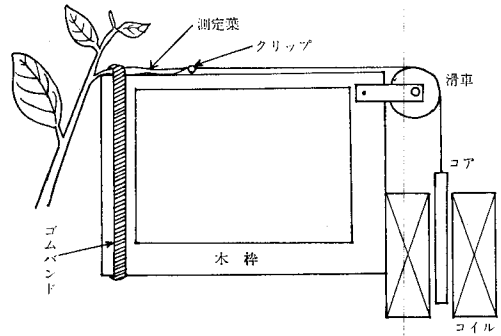


図-4 葉身伸長の測定

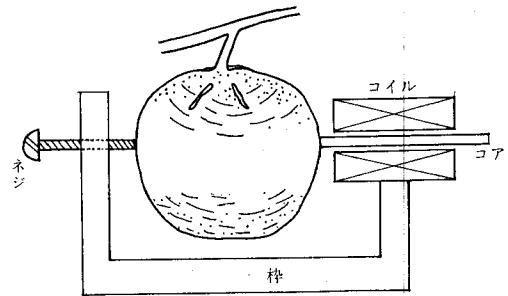


図-5 果径肥大の測定

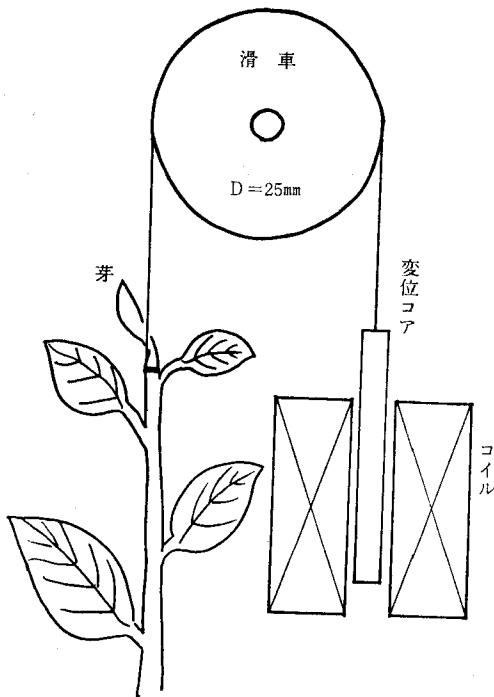


図-3 主茎の伸長の測定

が伸長すると下降し、縮むと上の仕組になっている。

このコアの変位は0~5mmの範囲で分解能0.05mmにて0~2Vの電圧出力が得られ、これを連続的にレコーダにて記録した。

5) 葉の伸長測定法

1枚の葉を対象に伸長を測定する場合は、葉が動きやすいので、移動しないように第4図に示すような木枠を用い、葉の基部もしくは葉柄部をゴムバンドで固定して差動変圧器に連結させ測定した。

6) 果径の肥大測定法

トマトやメロンの果実肥大を測定する場合は第5図に示すような木枠に果実を入れて枠の一方の端に前述の差動変圧器の変位コアを果皮に触れるようセットし、他方に位置調整ネジを設けて果実を挟み込んで、果径の変化で変位コアが変位するようにした。

7) 葉温の測定法

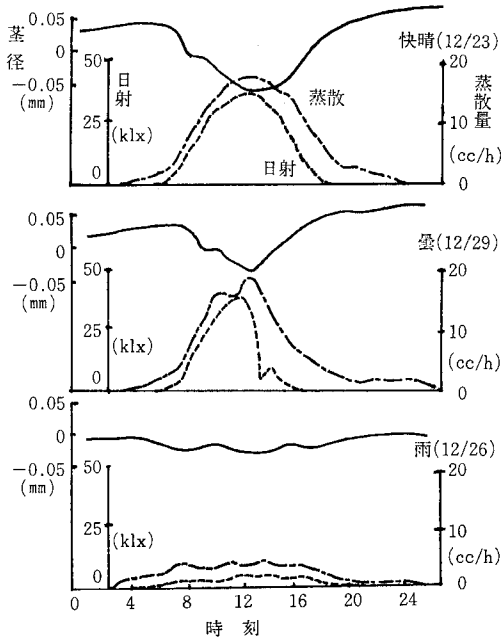
葉温の測定は熱電対の接合部を葉面に貼付する方法でも測定できるが、本法では市販のイアリング型サーミスター葉温計(0~40℃, 0~10mv出力)を用いて測定した。

3. 測定事例

1) 日射と茎径の日変化

天候条件の違いによるトマトの茎径膨縮パターンと蒸散および日射の関連を第6図に示した。

晴天の日は蒸散量が多く茎径収縮量は大きい。雨天は蒸散が少なく、収縮量は小さい。また、曇天は両者の中間の変化を示した。なお、茎は日の出とともに起る蒸散作用で収縮を始め、日中、日射が最大になると極大の収



図一六 種々の天候下のトマトの茎径の日変化

を示した。

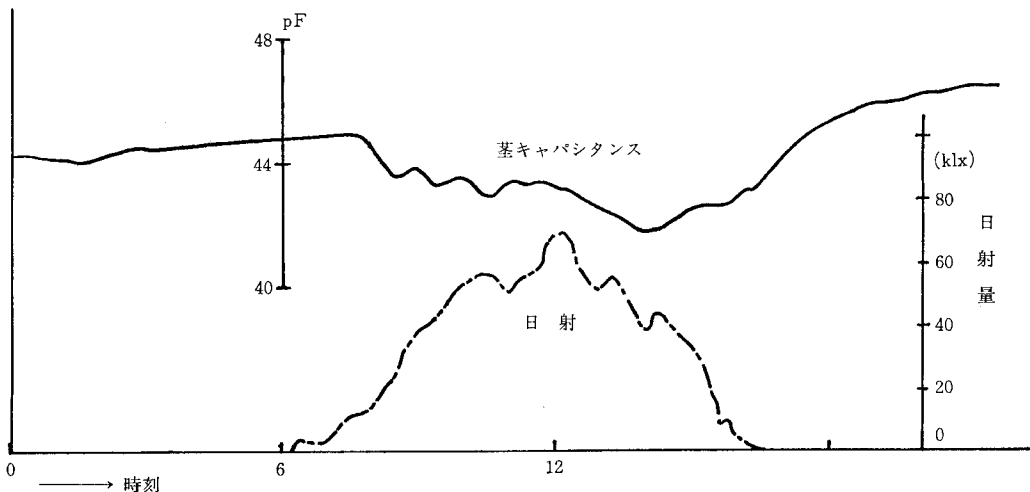
2) 茎キャパシタンスの日変化

タバコの茎キャパシタンスの日変化を第7図に示した。前述のトマトの茎径変化と同様に日射の影響を主に受けて茎キャパシタンスも変化することが観察された。

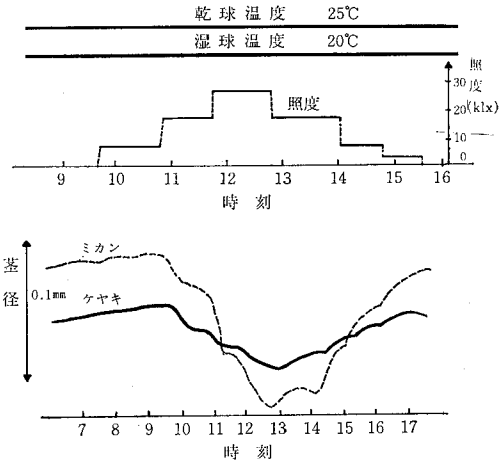
なお、キャパシタンスは茎の太さ、および電極の距離の違いで、絶対値は当然異なるが日変化のパターンは茎の部位によらずほぼ同じであった。

3) 照度の強弱による茎径の変化

人工気象室で、温度湿度を一定にして照度を日射変化



図一七 茎キャパシタンスの日変化(タバコ)



図一八 照度変化と茎径膨縮応答

に模擬して変化させた場合の茎径の応答変化を第8図に示した。放射強度を変えた場合の茎径変化の応答は一次遅れであり、全体としての応答は凹型の緩やかな変化カーブを示した。このことから、第6図で示した日射に対する茎径の収縮は主として日射の強度によりじゃく起されていることが裏付けられた。

4) 明・暗変化に対する茎径と、キャパシタンスの基本的な応答

複雑に変動する自然条件下での茎径の変化や茎キャパシタンスの変化は、主に日射強度による応答変化であることが、これまでの測定で理解できたが、基本的に光に対してどう反応するかをみたのが第9図の測定例である。

これを見ると茎径の応答は指数関数的な変化を示しているが、明るくなると収縮し暗くなると膨張することが

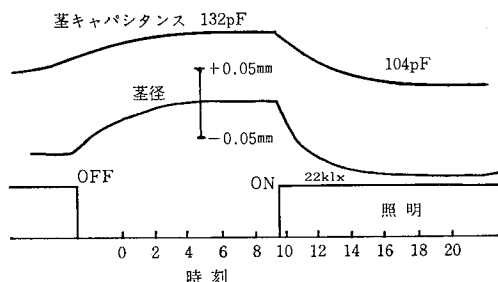


図-9 明暗に対する茎径の膨縮と茎キャパシタンスの応答 (ゴムノキ)

わかった。茎キャパシタンスも茎径の変化応答と全く相似したパターンを描き、暗くすると 132 P F (ピコファラド) まで数値が漸増し、明るくすると P F 値は急に低下し始め 104 P F まで下がる応答を示した。

5) 茎径が日変化をしている時の灌水の影響

灌水した場合茎径にどのような応答変化が起るのかを知るため、第10図には、日中茎径が収縮している最中に灌水をした時の応答を示した。

灌水をしなければ日射の影響を受けて当然破線のような日変化が見られるのに対し、灌水すると茎径が膨張する応答が現われた。しかし、応答量が最大に達するのに約2時間の時間を要した、また、その後は、蒸散による収縮が再び起った。

6) 灌水による茎径膨張と茎キャパシタンスの応答

灌水による茎径の膨張変化をより基本的な応答として捕えるために、人工気象室を用いて、明期に茎が収縮した状態で灌水を行った場合の応答を、第11図に示した。その結果、灌水すると、直ちに茎径は変化を示し指数関数的な飽和曲線を描く膨張が見られた。同じく茎キャパシタンスも等価な飽和曲線を描いた。

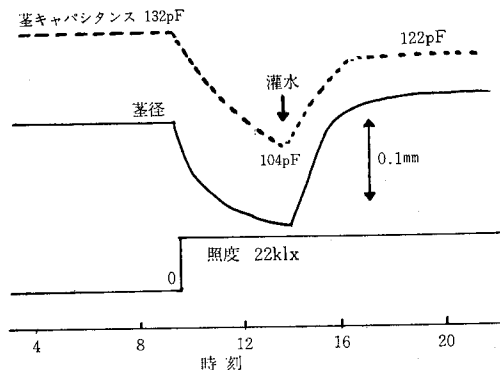


図-11 ゴムノキの灌水に対する茎径と茎キャパシタンスの応答

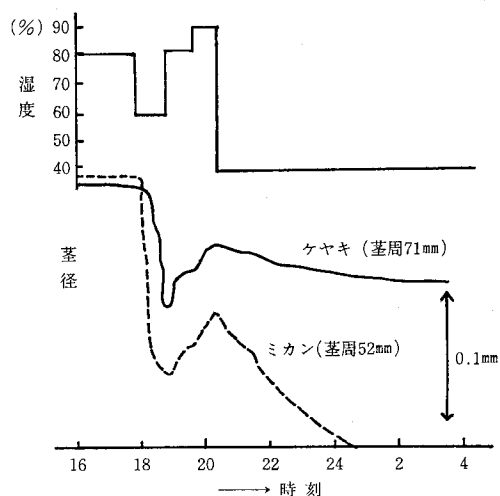


図-12 湿度の急変と茎径の応答

7) 湿度の急変と茎径の変化

人工気象室の中でミカンとケヤキについて乾球温度 25℃のもとで相対湿度を80%から60%へ、60%から80%

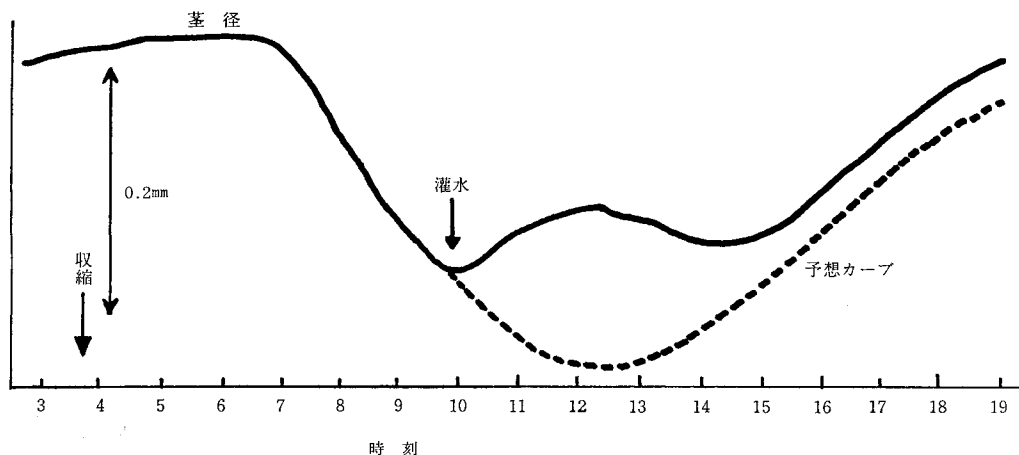


図-10 収縮中の茎径の灌水による変化 (ゴムノキ)

へ次に90%へ回復させた場合と急激に90%から40%へと低下させた場合の茎径変化を第12図に示した。ミカン、ケヤキいずれも湿度の低下によって茎径は収縮の変化を起し、湿度の上昇によって膨張する応答変化を示したが、その変化量はミカンの方が大きかった。とくに、湿度を90%から40%に急減した場合ミカンは著しい収縮を示し、数時間後には葉にしおれを見た。

8) 湿度の急変と茎径、伸長の振動現象

人工気象室の中で乾球温度を30℃に保ち、相対湿度を80%から55%に急変させた時、第13図のようにポプラの茎径は収縮し、オーバーシュートが見られた後、周期約1時間の振動が起り、同時に葉身の伸長にも同期した脈動が発生した。このような現象は土壤水分が満足にある試験条件のもとで、タバコやトマト、キクに於ても再現性のある観測例を得た。

9) 照度の急変による茎振動の発生

暗期から急に光を照射した場合のタバコの茎径と伸長の応答を第14図に示した。急に光を照射すると茎径は収縮応答を示すが、同時に振動が過渡的に発生し、また、前述したと同じように茎の振動が継続している間、草丈の伸長も同期して脈動することが判った。この振動は図のように減衰する場合の他、インゲンやキクの場合には24時間以上に亘って続くことが観察された。

10) 土壤水分の変動による茎径の膨縮と振動および葉温振動の発生

第15図は灌水で土壤水分が急変したためにじゃっ起さ

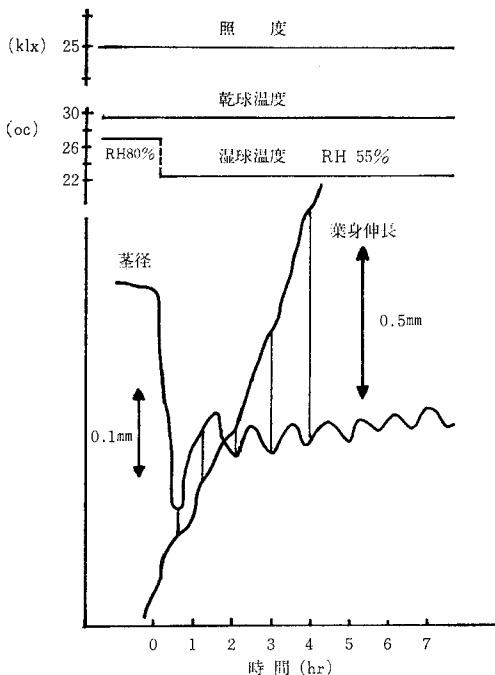


図-13 湿度の急変と茎径振動 (ポプラ)

れた茎径振動および葉温の振動を示した。材料はポプラである。茎径は土壤の乾燥に伴って収縮傾向を示す。灌水すると即時に膨張が始りその後脈動しながら膨張した。同時に葉温も振動現象を呈した。

この葉温振動と茎径振動の関係は、葉温上昇時には、茎径が膨張し、下降時には収縮する特徴のあるパターンを示した。

11) 土壤の乾燥に伴う茎径の収縮と茎キャパシタンスの変化

鉢植のケヤキをガラス室内に置いて灌水をしないで放置すると、土壤の保水量が少ないため土壤水は急速に高い水分張力値を示すようになる。その時の茎径と茎キャパシタンス変化を測定したのが、第16図である。茎径は

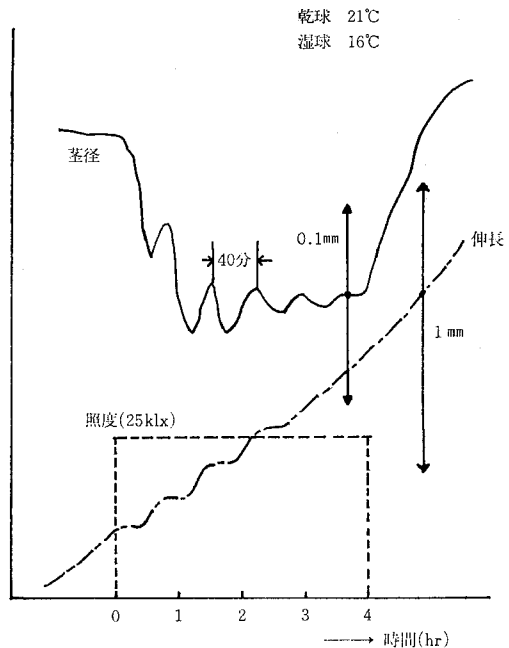


図-14 照度の急変による茎振動 (タバコ)

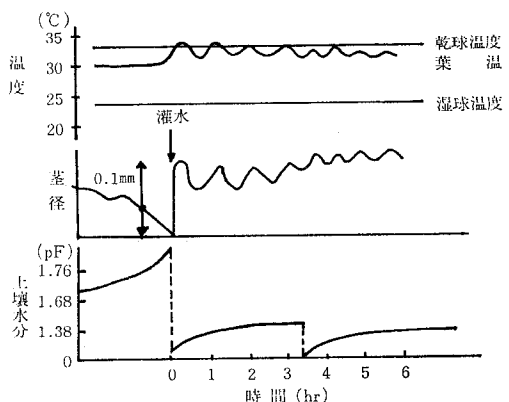
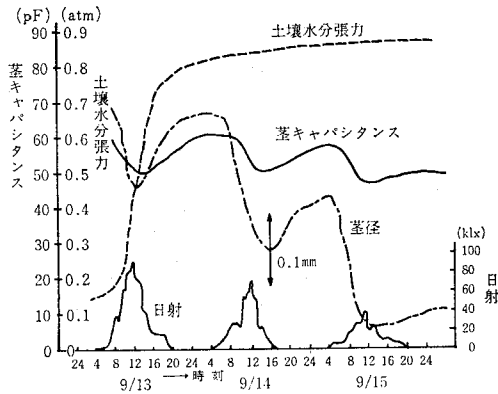


図-15 灌水と茎径振動 (ポプラ)

日の出とともに蒸散が起きて収縮を始め、日中最高に達し、日射が弱まると膨張して回復に向う。そして、土壤水分が低張力を示している間は夜間で十分に回復する。ところが、土壤水分が高張力を示すようになると夜になっても元の茎径まで回復できず、次第に細っていく。この経過は茎キャパシタンスも同じで、茎径と全く等価な情報を持つことが判った。



図一六 土壤の乾きによる茎径の膨縮変化(ケヤキ)

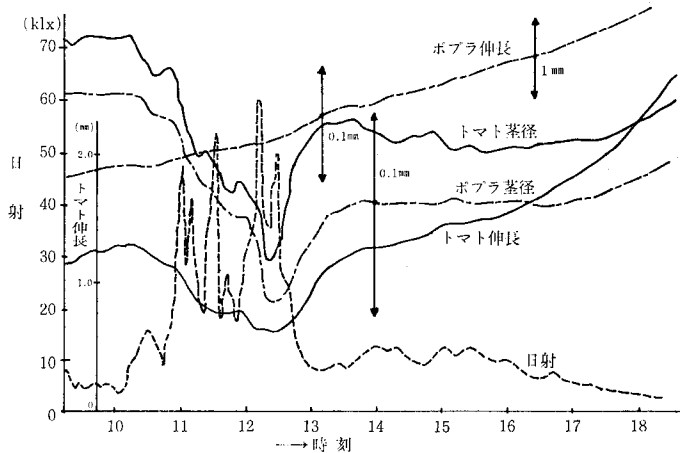
12) 木本植物と草本植物の茎径膨縮と伸張変化の比較

ポプラとトマトの生育の日変化量を同時測定した結果を第17図に示した。ポプラの伸長は日射の影響を余り受けずに昼夜コンスタントに続くのが特徴的であるが、これに比較するとトマトの伸長は、昼間は日射で縮み日没後の18時から24時頃にかけてよく伸びることが測定された。一方、茎径の膨縮はトマト、ポプラともほぼ同様な変化推移を示し、日射の変動に敏感に膨縮応答するのが見られた。

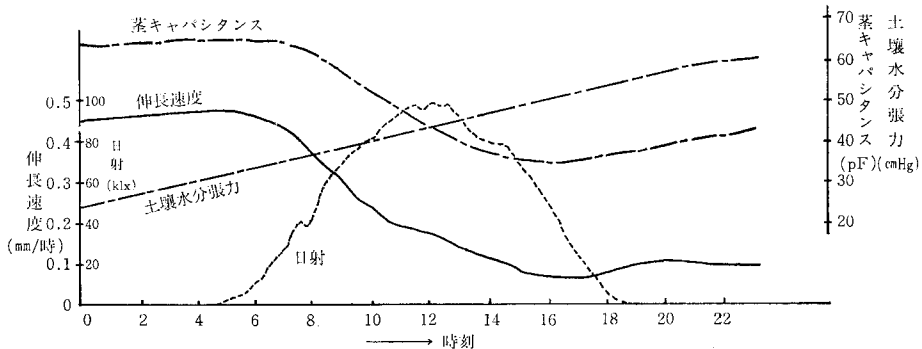
13) 土壤の乾きとカーネーションの伸長と茎キャパシタンスの変化

カーネーションの草丈伸長と茎キャパシタンス値が土壤水分に対してどのような関連を持つか第18図に示した。

草丈の伸長は、土壤水分張力の低い時点では、晴・曇えずれも天候にはほとんど関係なく毎日4~5mmのほぼ直線的な伸びを示していたが、灌水を中止して土壤水分張力が上昇してくると茎キャパシタンスは低下し始め、伸長は鈍化した。この場合、草丈の伸長速度と茎キャパ



図一七 木本(ポプラ)と草本(トマト)の比較



図一八 土壤の乾きによる伸長の減速と茎キャパシタンス変化(カーネーション)

シタンスの動きには極めて高い相関が見られた(第24図参照)。

14) 果実の肥大測定

トマトの果径肥大の日変化測定を第19図に示した。トマトの茎径は日射の増加で大きな収縮応答を示すが、果径の収縮はそれほど著しくないものの、肥大速度には鈍化が見られた。なお、雨天にはこの鈍化現象はほとんど起らなかった。測定結果を総合すると、概ねトマトの果実は昼間肥大が停止し、夕方から翌朝にかけて太る階段状の肥大曲線を描くことが判った。その場合、1日当りの肥大量は晴の日ほど多い傾向がみられた。

4. 測定事例に対する追試および考察

1) 茎径の膨縮現象について

水は非圧縮性の液体であるから、植物生体内の含水率の高い部分では含水量が例えば10g増減すれば、体積もほぼ10cc増減するものと見做すことができる。茎の膨縮

も主に水の増減によるもので、膨縮の計測値は根からの吸水量と葉からの蒸散量の収支が現われているものと仮定した。まず、日中の蒸散の盛んな時刻に根の吸水を制限するため鉢植のケヤキの根を約々量切って見た。その結果は、第20図に示すように、茎径は直ちに収縮し灌水を連続しないと記録計上で振り切れを生じ、夜になっても、回復が著しく遅れることが連日観測された。

また、タバコの栽培土壌(鉢植)に飽和食塩水を灌注して根に吸水障害を与えた場合、第21図に示すように、茎径は直ちに収縮し、その後夜になっても茎径は膨張回復せず、数日後、葉が黄変し、濃度障害を受けて枯死した。

次は、葉の蒸散を抑制するため、剪葉してみた。第22図はポプラの全葉(鉢植)300枚を缺で5分以内に刈りとった時の応答で、茎径は直ちに膨張し、やがて飽和点に達し、その後、数日間は晴天でも茎径に収縮が見られず、やがて、芽吹いた後、葉が展開するにつれ、日の出

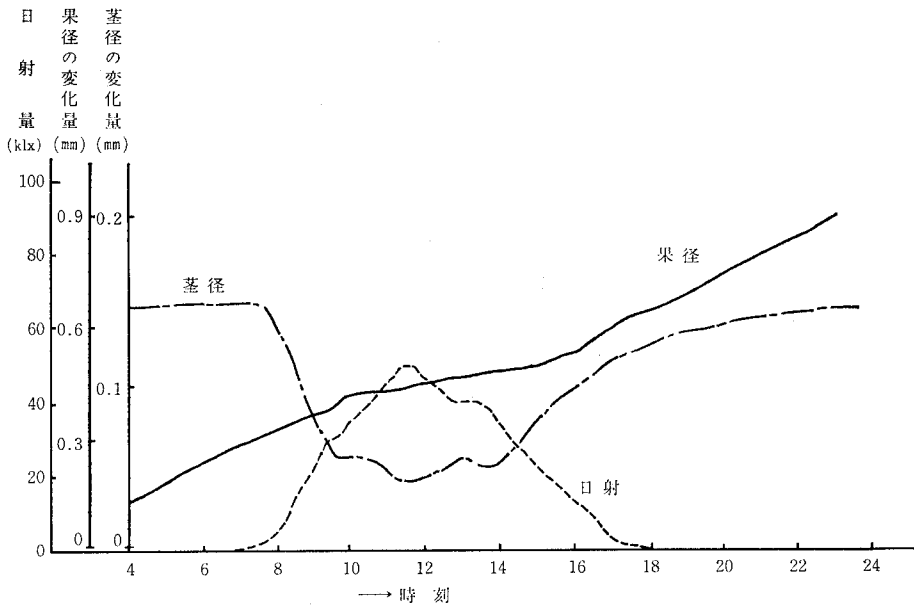


図-19 トマト果径の肥大と茎径変化

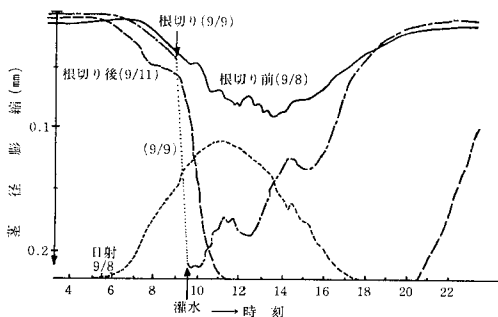


図-20 根切り(根量 $\frac{1}{2}$)による茎径膨縮の変化(ケヤキ)

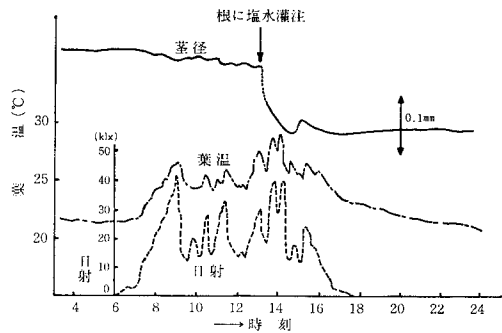


図-21 塩水灌注による茎径の収縮応答(タバコ)

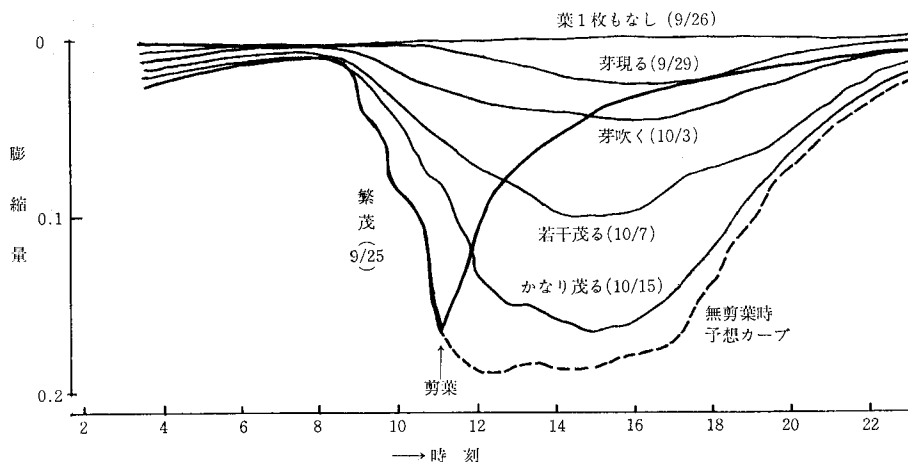


図-22 剪葉による茎径の膨縮変化 (ポプラ)

とともに収縮が始まり、夕方から膨張するパターンに回復した。

これらの追試験の結果から見て、茎径の膨張、収縮の現象は根からの吸水と葉からの蒸散の収支に伴う茎部の含水量変化を捕えていると考察できる。したがって、茎径計測は根の吸水能と葉の蒸散能に関する情報を得ることができる技術と考えられた。

2) 葉温, 茎径の振動現象について

茎径振動が計測中しばしば観測されたが、この現象は気孔の周期的開閉で起る蒸散の脈動が基調となって、茎部に貯留する水分が振動的に変化するものと考えられ、蒸散の脈動と一義的に関連することから葉温の振動と表裏をなす現象として捕えることができる。

なお、茎径、葉温の振動時に蒸散が脈動していることは、土壤水分の減少(鉢の重量変化)を測定することにより確認した。

茎径振動の原因は、気孔の周期的開閉が主であるが、茎径が茎部の水分貯留量を標示しており、根からの吸水量と葉からの蒸散量を反映しているので、この振動は根の吸水能に変化が起ると、直接変調される。例えば、根圏土壤の温度を低下させると茎径が収縮し、振動は停止することを観測している、また、湿度を上げて、100%近くにすると蒸散量が減少するため、気孔は周期的に開閉していても、体内水分の変動が少なくなるので観測できなくなる。これらの振動は明期に於ける現象であるが茎径や葉温の振動が暗期に於ても起ることを観測している。

3) 茎径膨縮と気孔開度について

日射による茎径収縮が気孔の開きと密接に関連していることが予想される。その機構は、まず日射の強度が増すと気孔が開き、気孔が開くと葉の蒸散抵抗が減少

して、蒸散が増す。蒸散が盛んになると吸水量との均合が破れ体内水分の不足を生じるものと考えた。体内水分が過度に不足すると気孔は防衛上吸水と蒸散が均合うように閉じることは周知の通りである。第23図は茎径の膨縮を日射と気孔開度との関連で見たものであるが、気孔開度は明瞭に日射に依存しているのがよく判る。また、茎径は早朝気孔開度が(エチレングリコール&イソブチルアルコール浸潤法⁷⁾) Ⅲ度を越える時点から収縮が始まり、夕方再びⅢ度以下になると膨張し始めることが観測された。

4) 茎径膨縮と水ポテンシャルおよび含水量の関係

茎径膨縮を茎部の含水量の変化としてとらえてきたが長野⁸⁾はブドウの葉のポテンシャルおよびヒマワリの葉の水欠量とが茎径の収縮量と比例関係にあることを報告しており、また鴨田⁹⁾もトマトについて含水量の減少と茎径の収縮量の関係を報告し、この場合もほぼ比例関係とみなし得るので茎径の膨縮は生体の含水量の変化と一義的に相関するものとして扱え得ると考えられる。

5) 土壤水分と計測値のあつかい

土壤水分が茎径の膨縮や伸長速度に大きく影響することは知り得たが、第24図に示すようにカーネーションで計測した土壤水分と伸長速度の関係を別にプロットして見ると、伸長速度は土壤の乾燥と強く関連していることが一層よく判った。なお、この場合土壤水分張力が低く伸長に対して土壤水分が制限因子とならない状態に置かれており、むしろ、他の要因である気温や湿度等の影響を受けてバラツキを生じたと考えられる。そこで気象要因による制限が最も小さく作用していると思われる伸長速度の最大値に対して帰直線を引くと破線のようになり、次式で表すことができた。

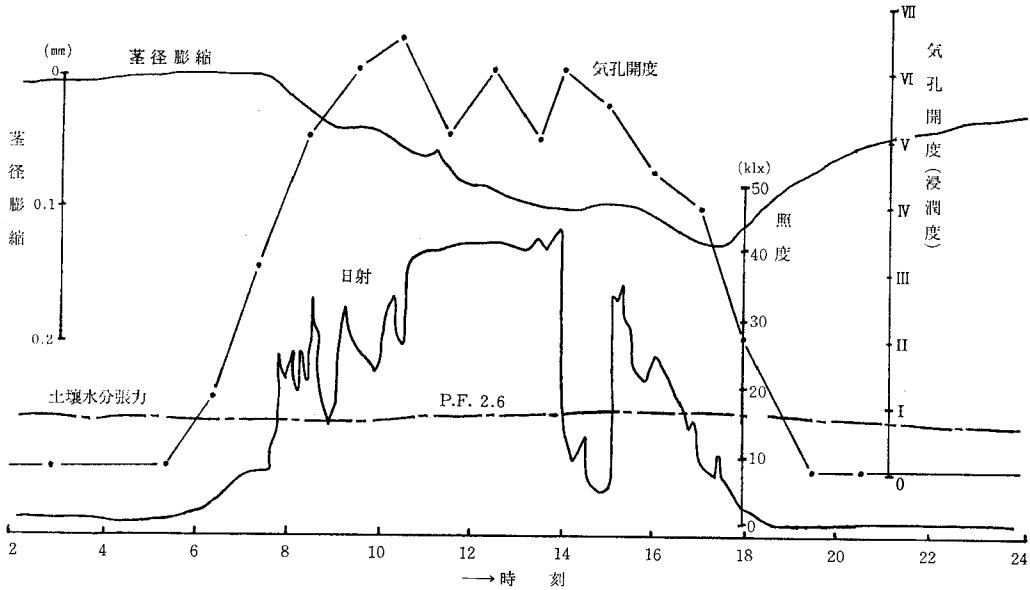


図-23 気孔開度と茎径膨縮 (ポプラ)

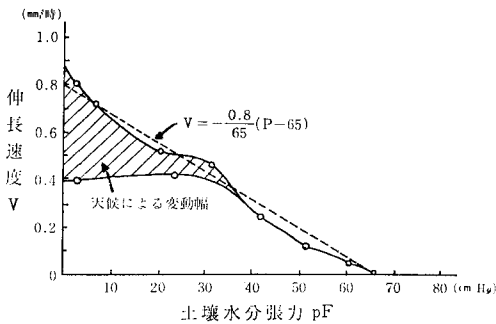


図-24 土壌の乾きと伸長速度 (カーネーション)

$$V = -\frac{0.8}{65} (P - 65) \text{ [mm/時]}$$

但し V = 伸長速度 : mm/時 P = 水分張力 (cmHg)

従って 勾配は

$$\frac{dv}{dp} = -1.2 \times 10^{-2} \text{ [mm/時} \cdot \text{cmHg]}$$

つまり、Pの増加は伸長に対して負の作用を持つことが判る。

このような算式が、カーネーションや他の作物の生育と土壌水の間で一般的に活用できるかどうかは別として今後の栽培管理が生長の制御まで包含しようという段階にまでおよんでいる今日では、このような定量化の積み上げは重要な課題の一つであろう。但し、作物の種類、品種の差、作期、生育の時期によって数式上の表現は変るなどの困難が予想される。

6) 茎キャパシタンスの計測値について

生体組織の電気特性は人体や動物についてはよく研究

されている。植物も細胞レベルで考えれば、動物の生体組織と同等に扱おうと考えられる。生体の各組織は巨視的に見れば有限の電気定数を持つ単なる材料と考えることができ、また、電磁界の作用の多くは電気磁気学的な計算で解析することができる。生体工学では低周波で1 (mA/cm²) まで、高周波においてはもっと高い電流密度まで、生体を単なる材料の塊として解析できることが報告されてる。この⁸⁾場合、電気材料としての性質を表現する定数は導電率 σ [V/m]、誘電率 ϵ [F/m]、透磁率 μ [H/m] の三つがある。このうち、誘電率 ϵ と透磁率 μ は真空の定数 ϵ_0 と μ_0 を基準として、 $\epsilon = \epsilon_s \cdot \epsilon_0$ 、 $\mu = \mu_s \cdot \mu_0$ と書くこともある。 $\epsilon_s \cdot \mu_s$ はそれ比誘電率、比透磁率を示し各物質固有のものであり、値は1~80に亘っている。なお、 $\epsilon_0 = 8.9 \times 10^{-12}$ [F/m]、 $\mu_0 = 1.3 \times 10^{-6}$ [H/m] である。

生体組織の電気特性の測定例は第25図のようであり、低周波での誘電率は異常に大きい。図中の+は周波数を表す。また、三つの周波数域) 数百Hz, 数MHz, 約18 GHz) において、誘電率が減少すると同時に導電率が

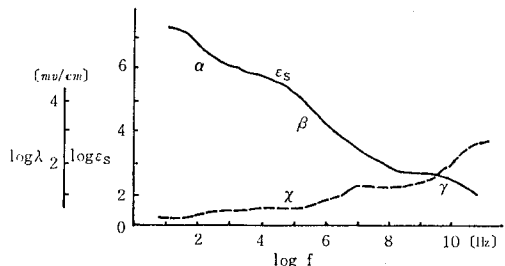


図-25 生体の σ と ϵ

増大するといわれる分散現象がみられる。これら三つの分散はそれぞれ α , β , γ 分散と呼ばれている。低周波においては細胞膜のインピーダンスが高く、電流は細胞を避けて流れることから、細胞外液の情報が得られる。一方、植物組織のインピーダンスの周波数特性を測定すると第26図に示すように、単純にCRの並列モデルで推定することは無理であることがうかがえる。位相角 θ は周波数 f の広い範囲に亘り、一定値を保つことからCもRも共に f の関数になっている。この結果、100kHzの周波数による筆者らの植物茎部のキャパシタンスCの測

定は何を測っているのかを電磁気学的に判定づけることは困難であり、また、意義も薄いように考える。つまり、このC値が細胞外液の導電性を主に捨っているのか、誘電性を捨っているのかという議論でなく、むしろ現象論的に体内水分量との相関性を問題にした方が得策である。これについて橋本¹⁾は含水量と茎部キャパシタンスの相関をタバコについて得ており、実用的には体内水分のインデックスとして充分に利用できることがうかがえる。しかし、茎キャパシタンスの絶対値そのものは、含水量の他、茎部の幾何学的形状の関数であって、絶対値

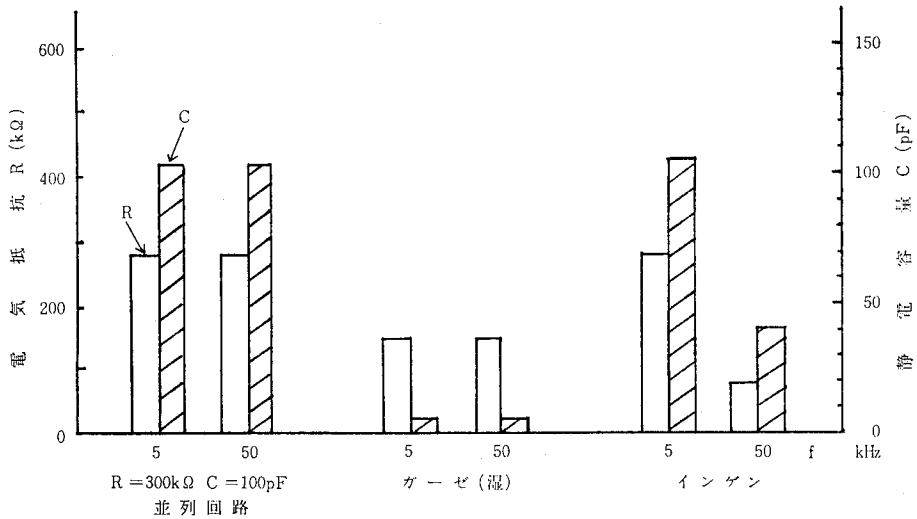


図-26 (その1) インゲン胚軸などの周波数特性 (●)

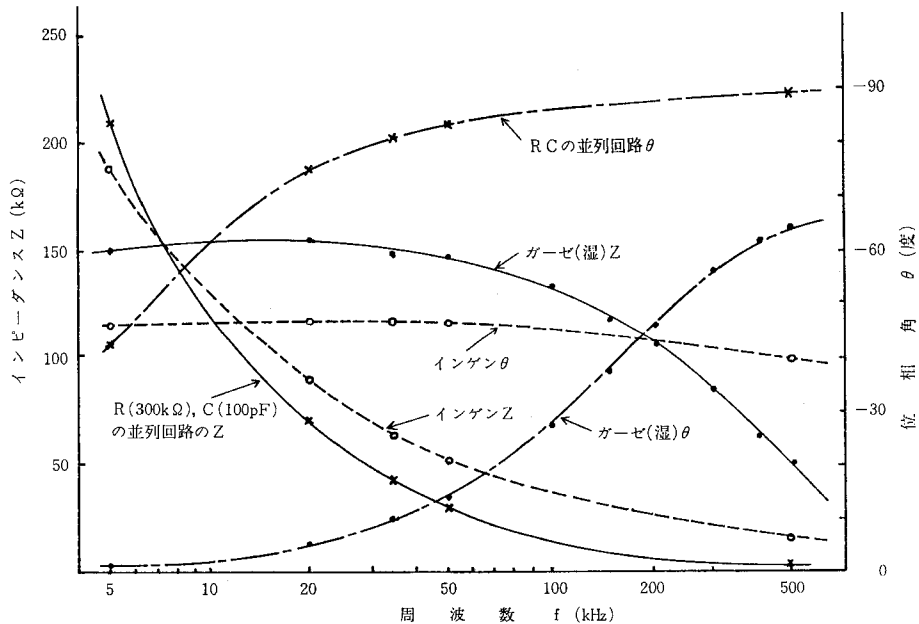


図-26 (その2) インゲン胚軸などの周波数特性

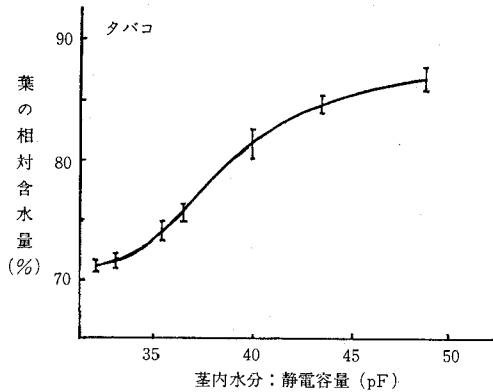


図-27 タバコにおける葉の相対含水量と茎内水分 (橋本)

を茎の直径あるいは極間の茎部体積等で除すなど規格化することが将来、積極的に利用する場合には必要となるだろう。

5. あとがき

筆者らが報告した電気計測事例は、植物を第28図のような多入出力の物理化学的プロセスとみなし、あくまで、プロセスの入出力関係(外乱も入力の一部)を明らかにしようとして手掛けたものであるが、まだ、現場の農家を対象としてトマト、メロンといった特定の作物の栽培問題にアプローチするには植物に共通する基本的な特性を把握、解析する初期段階の課題が山積していることを強く感じた。今後ともこの観点に立ってデータを集め農業技術及び環境問題への応用をはかってゆきたいと考えている。そのためには植物生体情報の計測手法そのものも開発しなければならぬが、この計測技術の方向を現状の知識で展望すると次の三つのジャンルに分けて考えることができよう。

- ①植物の生理現象を客観的に計測すること。
- ②植物自身をセンサ(検出器)と考えること。
- ③植物自身に内在する情報を測定すること。

①は単に物理、化学量を電気量に変換、記録する「電気ものさし」に過ぎないが現象が精密に把握でき、状態

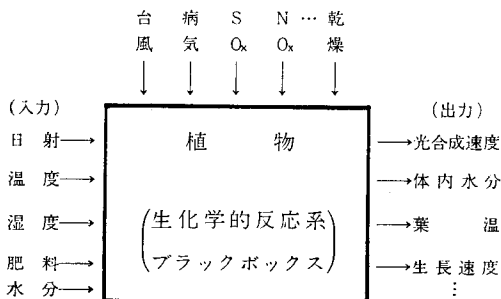


図-28 植物系 Black box

変化のプロセスが判る。②は外部の状態変化に植物がどう反応するか植物自身に聞くことであり、前述の Black Box の入出力関係を知る方法に他ならない。この方法から得られる知見は直接に将来の複合環境制御などの農業新技術、環境問題の研究に結び付くと考える。③は植物の内部に入力(信号源、体内時計など)がある場合の取り扱いとなろう。これは難かしすぎる問題であるが、過去に電照技術の開発があるように農業的には革命的な進歩に結び付く可能性を持つと考える。

以上事例紹介で結論しにくい報告になったが、最後に本研究を遂行するに当って、平素から指導、鞭撻をいただいた、中部電力総合技術研究所電気応用研究室野口和揮室長を始め、同室諸氏および三重農技センターの関係各位に感謝します。

引用文献

- 1) 船田 周・橋本 康 (1976): 植物生体情報からみた施設栽培の水管理資料他, 農業施設学会
- 2) ニノ方兼武・宮里 満 (1959): 歪計による樹幹直径の日変化測定, 鹿児島大(農)報告, P.76~88.
- 3) T. T. Kozlowski (1967): Diurnal Variations in stem Diameters of Small Trees, Botanical Gazette, 128(1), P.60~68.
- 4) 鴨田福也他 (1975): 野菜の光合成及び蒸散に関する研究, 野菜試報告, A第2号, P.33~47.
- 5) 長野敏英他 (1976): 植物の水分状態とその制御に関する研究(1), 農業気象学会誌, 32, P.67~71.
- 6) 橋本 康 (1978): 作物生体情報の電子計測とは, [1][2][3] 農業および園芸, 第53巻 [4・5・6号] P.483~488, P.627~630, P.739~744.
- 7) 石原 邦・西原武彦他 (1971): 水稻葉における気孔の開閉と環境条件との関係, 日本作物学会紀事 Vol.40 P.491~496.
- 8) 斎藤正男・山浦逸雄 (1974): 電磁界と生体, 医用電子と生体工学, Vol.12, No.6, P.341~349.

質疑応答

金田(静農試) 水分条件は茎キャンパシタンスとの関連でとらえられているが、茎キャンパシタンスと土壤溶液濃度との関連は如何ですか。

松田 H₂Oの比誘電率が大きく、植物体内の溶液濃度による容量の変化にはあまり現われない。しかし、今後そのような問題もやっていかねばならないと考えています。

なお、このキャンパシタンスは茎の一定部分の体積のものを測っているの、茎が大きくなると当然キャンパシタンスも大きくなります。それを絶対量でなく相対的なもので見出す方法も必要であろうと考えています。

雨宮(東大農) レジメにのっている図(図-27)ですが、各種の植物(草本とか、木本とか)についてキャリブレーション・カーブがこの図と同じになると考えてよ

いのでしょうか。

また、キャパシタンスを測ることによって茎の内部のマトリックスポテンシャルのようなものが推定できるのでしょうか。

松田 キャパシタンスを測ることによって、水分の状態は測りうると考えられますが、キャリブレーション・

カーブについては、なおいろいろなことが起るだろうと思います。なお詰めなければならぬ問題がありますが、電気的な点については共同研究者の岩尾から答えたいと思います。

寺沢 それでは総合討論のときにまたお願いします。

土壌団粒の安定性（崩落率・分散率）の測定法，および安定性と土壌型との関連

小 川 和 夫*

Stability Measurements of Soil Aggregates Based on Their Slaking Action and Dispersion, and Relation of Its Stability to Soil Types

Kazuo OGAWA

Hokkaido National Agricultural Experiment Station

はじめに

土壌団粒**の安定性を評価する方法としては、主として、水中フルイ分けによる団粒分析、および、Puriの分散係数やMiddletonの分散率を求めることで代表されるように、土壌の分散性によって団粒化の程度をみる方法がとられている。水中フィル分けによる団粒分析¹⁾では、風乾状態の試料を使用するか、あるいは、湿潤状態の試料を使用するかという問題があるが、前者の風乾状態の試料を直接に水浸して団粒分析する方法は、沸化作用（slaking action）と水による不規則膨潤によっておこる団粒の細粒化の程度を調べるものであり、水の団粒に対する破壊力が一般にもっとも大きい風乾状態で、団粒の安定性を評価しているものと考えられる。沸化作用による団粒の細粒化程度を測定することは、農業上の実際問題として、土膜の形成や水蝕などの研究面で必要であり、また、団粒の安定性を評価するための一般的手段としても有効であると考えられる。

現在のところ、土壌の沸化作用の程度を測定する標準的方法はないが、筆者ら²⁾はその方法として、一つにはさきに述べた水中フルイ分けによる団粒分析法を取り上げ、もう一つの方法として、長堀・佐藤³⁾が行った土塊を一定の大きさの網目をもつ網上にのせ、水中に一定時間浸漬して、網目から崩落する粒子量を「崩落率」として示す方法（筆者らはこれを水中浸漬法と称した。）を取り上げて、この両者の方法で行った測定の結果を検討し、また、水中浸漬法による崩落率の測定条件について検討した。

また、団粒の細粒化には沸化作用と不規則膨潤の他に水による土粒子の分散性が重要な要因になるので、団粒

の安定性を評価するためのMiddletonの分散率についても取り上げ、その測定条件について若干の検討を行った。

さらに、各種の土壌を供試して団粒の崩落率と分散率を測定して、両者の測定値から団粒をグループ分けし、そのグループ分けと土壌の種類、あるいは土壌の特性との対応を検討し、また、団粒の安定性との対応を検討した。

I 水中浸漬法による崩落率と水中フルイ分け法による粒径分布との関係

暗赤色土、赤色土、褐色森林土、疑似グライ土、沖積土、火山性土の表層土と下層土の団粒について、水中浸漬法と水中フルイ分け法により、団粒の崩壊量を調べた。水中浸漬法および水中フルイ分け法は次のとおりである。

水中浸漬法：内径8cm、高さ5cmの塩化ビニール製の円筒の底面に網目間隔が1.2mmの方形目の防虫用の網をはり、その網の上にのせた団粒10gを、水深2cm、水温20℃の純水中に24時間静置浸漬して、円筒を水中から引き上げ、網目から崩落する粒子重を崩落率として示す方法である。網目の間隔を1.2mmとしたのは次の理由による。すなわち、農耕地の作土では粒径1mmないし10mm程度の団粒が農業にとって適当であると考えられ、その粒径の下限である1mm程度を取り上げて、この1mm程度以下の粒径に崩壊していく粒子を測定の対象にしたためである。

水中フルイ分け法：供試団粒15gを粒径の異なる径15cmの組フルイの最上部にのせて、水中で機械的に10分間上下振とうさせ、団粒を大きさごとに分離し、団粒の

*北海道農業試験場

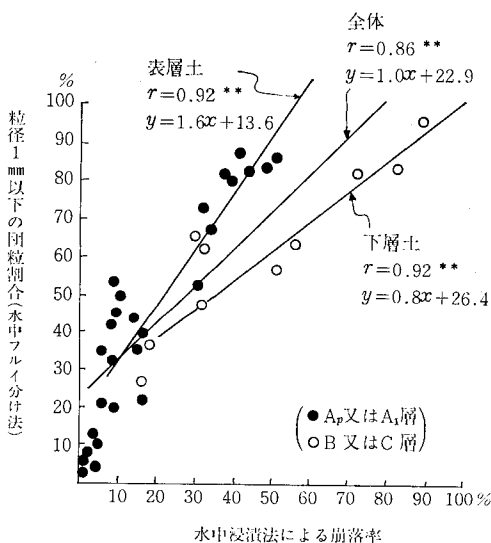
**団粒は一般に一次粒子が腐植や無機物質の働きで集合し、さらにこの集合体が集って構成された比較的大きな孔隙をもつ構造とされている。しかし、実際の耕地土壌では耕うんなどにより人工的につくられた土塊や、腐植を含まない下層土にみられる塊状構造や柱状構造のかたまりが砕けたときに生じる土塊も含まれる。したがって、ここでは団粒と土塊とを区別しないで、両者を合せて団粒とする。

崩壊程度を粒径別重量分布などで表す方法である。用いた組フルイは方形目のものであり，網目の大きさ（mm）は2.0, 1.0, 0.5, 0.25, 0.1である。

供試団粒の調整：自然含水比の土壌について，粒径が2~4.76mmの団粒をフルイ分けによって調整し，これを風乾して，水中浸漬法および水中フルイ分け法に供試した。

図一1は水中浸漬法による崩落率と水中フルイ分け法によって粒径が1mm以下に崩壊していく団粒割合との関係を，火山性土を除く各種土壌の表層土（A_p層又はA₁層）と下層土（B層又はC層）から得た団粒についてみたものである。崩落率（x）と水中フルイ分け法による粒径1mm以下の団粒割合（y）との関係は，表層団粒と下層土団粒の全体（N=37）についてみると $y = 1.0x + 22.9$ で，相関係数（r）は0.86であり，両者の間には正の高い相関がみられた。

なお，表層団粒のみ（N=27）では $y = 1.6x + 13.6$ ，下層土団粒のみ（N=10）については $y = 0.8x + 26.4$ であって，表層土団粒の場合の回帰係数が大きかった。このことは，水中フルイ分け法は水中浸漬法に比し団粒を破壊させる力が大きく，この破壊力の差の程度が表層土と下層土の団粒の結合力の差に対応したことを示している。この表層土の団粒の結合力が強い原因として腐植の影響が考えられる。水中浸漬法では浸漬中に崩壊した土壌が1.2mmの網目から水中に崩落せずに，フロック状になって網目上に残る場合があり，このことが崩落率を小さくさせる理由の一部になることも考えられるが，このフロック状の粒子の大部分は水深2cmの水中から網をはった円筒を引き上げるときに水中に落下してし



図一1 水中浸漬法による崩落率と水中フルイ分け法による粒径1mm以下の団粒割合との関係（粒径2~4.76mmの風乾団粒について測定）

まうので，このことが崩落率を小さくしていることの大なる理由になるとは考え難い。

水中浸漬法は表面積が約50cm²の網の上に約10gの粒径2~4.76mmの団粒をのせているが，この規模では供試団粒は網上で上下に重ならず平面的に並べることができる。もし，網の面積と供試団粒の量との関係で，供試する団粒が網上で重なるようなことがあれば，水中で崩壊した粒子は網の下に崩落しにくくなり，崩落率を低下させることになる。したがって，水中浸漬法では網上で供試する団粒が重ならない程度になるように，網の面積と供試団粒の量を決める必要がある。

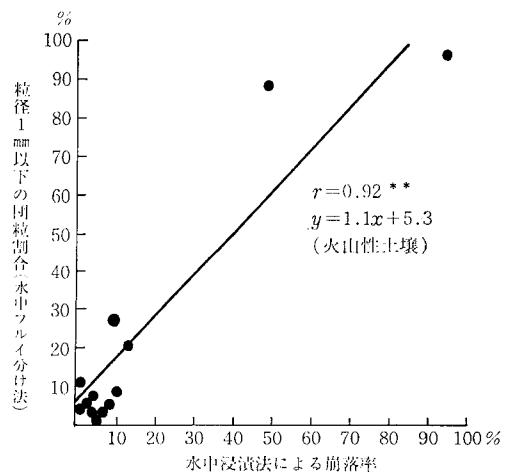
図一2は火山性土（関東ローム，十勝および月寒の湿性と乾性の火山性土）の表層土と下層土の団粒について図一1と同様の関係をみたものであり，やはり水中浸漬法による崩落率（x）と水中フルイ分け法による粒径1mm以下の団粒割合（y）との間には正の高い相関がみられた。

以上の結果からみると，水中浸漬法と水中フルイ分け法とによる団粒崩壊量の間には高い相関がみられる。水中浸漬法は水中フルイ分け法に比べて操作が極めて簡単であり，団粒の崩壊量を測定する方法として有効であると考えられる。そこで，以下の項では，水中浸漬法について，測定条件となる供試する団粒の水分含量，供試する団粒の大きさ，団粒を浸漬する水温などについて検討した結果をのべる。

II 水中浸漬法による崩落率測定条件

1) 供試する団粒の水分含量と崩落率

沸化作用による団粒の崩壊は，水に浸漬する前の団粒の含水量によって影響される⁴⁾。そこで，二・三の代表



図一2 水中浸漬法による崩落率と水中フルイ分け法による粒径1mm以下の団粒割合との関係（火山性土の粒径2~4.76mm風乾団粒について測定）

的試料を選び、団粒の水分含量と水中浸漬法による崩落率との関係のみた。供試団粒は粒径を2~4.76mmとし、この団粒の水分は自然水分から風乾水分までの数段階に調整した。土壌の含水比とpFとの関係を求め、水分量はpFで表した。pFの測定は遠心法と蒸気圧法によった。

実験の結果は図-3~図-5に示したとおりであり、団粒の崩落率は団粒の水分状態によって異った。すなわち、疑似クライ土(図-3)およびハロイサイトを含む火山性土(図-4)の崩落率は比較的高水分で小さく、風乾状態であるpF5.5程度で最も高くなる傾向がみられたが、崩落率が高くなり始める一定のpF値はなかった。以上と同様の傾向が、アロフェン質の火山性土を除く多くの土壌でみられる²⁾。一方、アロフェン質の火山性土(図-5)ではpF5.5程度で崩落率は最も小さくなった。

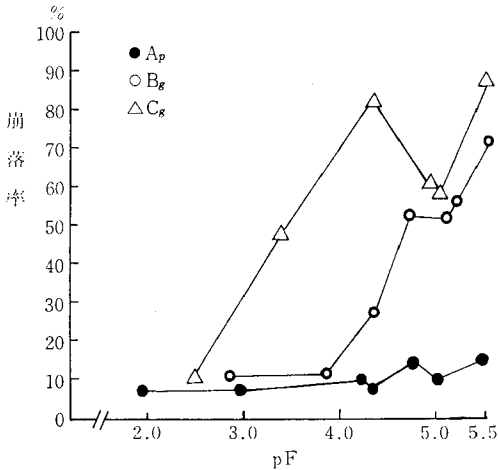


図-3 団粒の水分と崩落率 (曙・疑似グライ土)

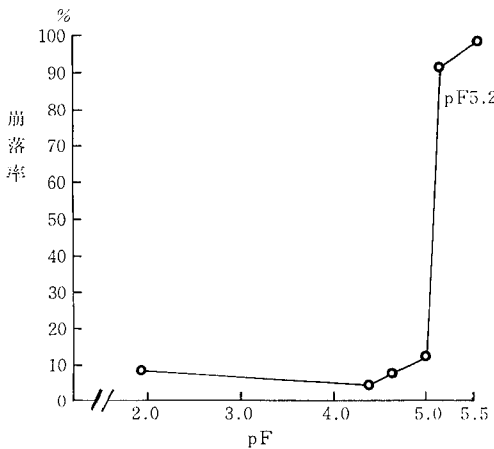


図-4 団粒の水分と崩落率 (長柄・下末吉ロームIIBC)

以上の結果からみると、一般にはpF5.5程度の風乾状態で崩落率は最も高くなるか、あるいは、小さくなる。したがって、土壌の種類間、土壌にある処理を行った場合などにおける団粒の崩壊量の程度をみる場合には、風乾した団粒で崩落率を比較するのがよいと考えられる。

2) 供試する団粒の大きさと崩落率

Iの項で供試した火山性土を除く試料について、粒径が2~4.76mmと4.76~10mmの2段階の団粒を調整し、それらを風乾して崩落率のみた。

粒径が2~4.76mmの団粒の崩落率と粒径が4.76~10mmの団粒の崩落率との関係は図-6に示したとおりであり、粒径が2~4.76mmの団粒と粒径が4.76~10mmの団粒とでは、前者の方が崩落率は後者に比べて20%程度大き

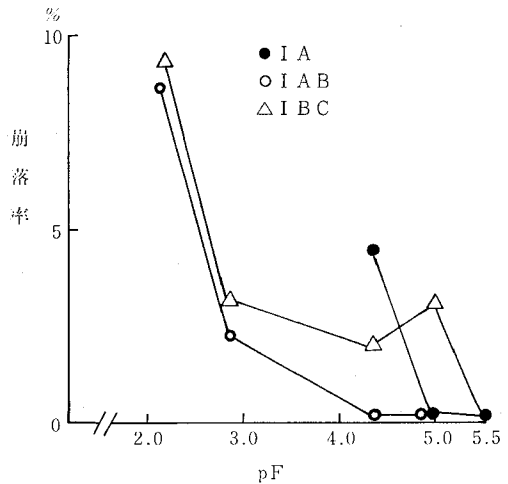


図-5 団粒の水分と崩落率 (清原・北関東ローム上部層)

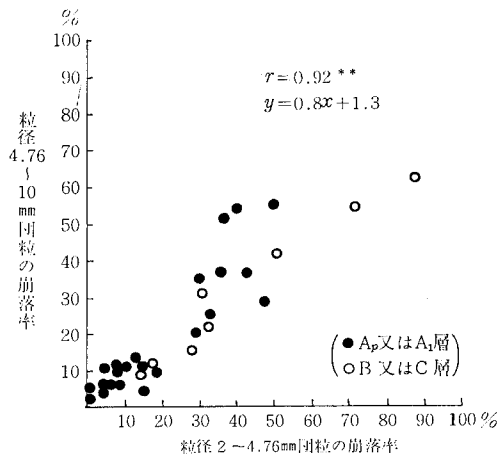


図-6 粒径2~4.76mm団粒の崩落率と粒径4.76~10mm団粒の崩落率との関係(火山性土を除く各種供試土壌の風乾団粒について測定)

くなる傾向がみられた。したがって，崩落率の測定に際しては供試する団粒の粒径をある範囲にそろえる必要がある。比較的粒径の大きい団粒の崩落率が小さくなるのは，その団粒が水中に浸漬された場合に，団粒のより内部では孔隙内に水が徐々に毛管浸入して飽和される部分があり，空気圧縮による団粒の崩壊を柔らげるためではないかと推定される。

3) 団粒を浸漬する水の温度と崩落率

小向の疑似グライ土の Ap 層と Cig 層について粒径が 2~4.76mm の団粒を調整して風乾し，それらを水温が 5

表一 団粒を浸漬する水温と崩落率との関係
(風乾した粒径 2~4.76mm 団粒について測定)

サンプル名	団粒の全炭素含量(乾土%)	団粒の含水率(%)	水温(℃)	崩落率(%)
小向・疑似グライ土 Ap層(I)*	3.91	4.8	5	46.4 ²⁾
			19	52.5 ²⁾
			29	62.7 ²⁾
小向・疑似グライ土 Ap層(II)	8.22	8.3	5	5.0 ³⁾
			19	4.7 ³⁾
			29	4.0 ³⁾
小向・疑似グライ土 Cig層(No.24)	0.35	4.7	5	24.9 ³⁾
			19	30.2 ³⁾
			29	29.8 ³⁾

- 注. 1) 崩落率は5連測定の平均値である
 2) LSD (0.01) 5.7, LSD (0.05) 4.1
 3) 処理平均の間に有意差はない
 4) * 三要素試験の無肥料区の表層土

表二 水を加えただけで分散させる際に供試する団粒の粒径および団粒に分散媒(蒸溜水)を加えてから振とうする迄の時間が分散率(%)に及ぼす影響

試料名	全炭素含量(乾土%)	団粒に分散媒(蒸溜水)を加えて、振とうする迄の時間	供試団粒の粒径(mm)			
			4.76~10	2~4.7	0.5~2	0.5>
小向・疑似グライ土 Ap(第Ⅷほ場 No.1 b)	約7	2分 5時間	11.1	10.7	17.2	54.8
			19.3	16.7	22.6	49.5
小向・疑似グライ土 Ap(第Ⅷほ場 No.2 b)	約8	2分 5時間	8.0	9.2	9.2	34.0
			13.8	14.8	14.0	48.1
小向・疑似グライ土 Ap(第Ⅴほ場 No.15)	2.70	2分 5時間	54.8	43.2	66.4	80.5
			57.5	71.7	72.9	90.4
小向・疑似グライ土 Ap(第Ⅰほ場 No.40)	2.01	2分 5時間	46.5	44.2	63.9	92.8
			61.0	59.4	66.5	95.9
小向・疑似グライ土 Bg(未耕地 No.23)	0.98	2分 5時間	9.8	19.8	34.8	43.6
			16.2	27.6	32.2	52.0
小向・疑似グライ土 Cig(未耕地 No.24 b)	約0.4	2分 5時間	19.4	23.0	66.5	70.8
			33.2	40.0	64.2	69.2

℃, 19℃, 29℃の水中に，Iで述べた方法で浸漬して崩落率をみた。

結果は表一のとおりであり，小向 Ap 層 (I) の団粒では水温の上昇とともに有意に崩落率は大きくなり，小向 Ap 層 (II) 及び小向 Cig 層の団粒では水温による崩落率の変化には有意性はなかった。このように，水温によって崩落率に差の生じる試料とそうでないものがあるため，崩落率の測定に当たっては水温を一定にすることががぞましい。

4) 団粒を水に浸漬する際の水深

水深は浸漬中の団粒にかかる水圧に影響し，また，水中から円筒を引き上げる際に，網上にフロック状で残留している崩壊粒子が水中に落下するときの作用力に影響するので，団粒を浸漬中の水深は一定にしておく必要がある。

III Middleton の分散率を測定する条件についての検討

団粒の安定性を評価するには，さきに述べた水中浸漬法による崩落率の測定他に，合わせて，分散性を測定することが有効と考えられる。それは，次の項でも述べるように，ある団粒では崩落率が大きくても，崩壊した粒子の多くが比較的大きい径(例えば0.25~0.5mm以上)に分布して分散性は小さく，団粒として比較的安定性が高いと思われるものがみられるからである。

ここでは分散性を測定する方法として Middleton の分散率を取り上げた。Middleton の分散率は次のようにして求める。すなわち，器械分析の際のように，土壌の腐植を除去して，分散剤を加え土壌を完全に分散させて

から、0.05mm以下の粒子量を求め、次に同量の土壌に水を加えただけで、所定の条件で振とうした時の0.05mm以下の粒子量を求めて、その値の完全分散した場合の値に対する割合を算出する。

ところで、表-2のように、水を加えただけで団粒試料について分散させる場合、供試する団粒の粒径および分散媒(蒸留水)を加えてから振とうするまでの時間が、土壌粒子の分散量にいちじるしく影響し、これらの条件が分散率の値にいちじるしく影響することを認めた。すなわち、供試する団粒の径が小さくなり、また、団粒に分散媒(蒸留水)を加えて振とうする迄の放置時間を長くすると、水を加えただけで分散させる場合の分散量は多くなった。供試する団粒の粒径が小さくなると水中での分散量が多くなるのは、粒径が小さいほど粒子への水の浸入は容易となって土粒子間に反発力が発生し、土粒子は膨潤と沸化作用をおこして分散を助けるためと考えられる。また、水を加えてから振とうする迄の放置時間を長くすると分散量が多くなるのは、団粒が沸化作用をおこし、細粒化するためと考えられる。

以上のように、分散率は供試する団粒の粒径、および分散媒を加えてから振とうする迄の放置時間によって影響をうけるので、分散率の測定に際しては、これらの条件を規定する必要がある。そこで筆者らはMiddletonの

分散率の測定法を次のようにしている。

すなわち、粒径2~4.76mm(崩落率の測定に用いる団粒の粒径に合せた)の風乾団粒10gを500mlの沈底瓶へ入れ、蒸留水を約250ml加えて、2分間静置する。そのうち、ただちに蒸留水を加えて500mlとし、沈底瓶に栓をして、手で上下に強く20回振とうし、分散懸濁液を所定時間静置後、粒径0.05mm以下の粒子を5cmの深さから10mlのピペットで取り、110℃で乾燥して0.05mm以下の粒子含量を求める。なお、風乾団粒に蒸留水を加えて2分間静置したのは、(蒸留水添加)一(上下振とう)一(粒子採取)の一連の作業を、2~3点のサンプルについて連続的に行うことを考慮したためである。ついで、別に同一の風乾団粒についてH₂O₂処理し、分散剤を加えて完全分散させ、同じく0.05mm以下の粒子含量を測定し、この値で、さきに蒸留水だけで分散させた場合の0.05mm以下の粒子含量を除き、得られた値を分散率とする。

IV 崩落率と分散率からみた土壌団粒の安定性と土壌の種類

表-3に示した種々の土壌を供試し、それらの土壌の表層土と下層土の団粒について、これまでに述べた水中浸漬法による崩落率とMiddletonの分散率を測定した。その結果は表-3のようになり、崩落率と分散率の関係

表-3 各種土壌の風乾団粒の崩落率・分散率と団粒のグループ別け

土 壌 の 種 類	サ ン プ ル 名 お よ び 層 位	崩 落 率 (%)	分 散 率 (%)	グ ル ー プ	土 壌 の 種 類	サ ン プ ル 名 お よ び 層 位	崩 落 率 (%)	分 散 率 (%)	グ ル ー プ
暗 赤 色 土	北 興 A ₁	4.2	2.4	I	停 滯 水 グ ラ イ 土	築 別 台 A ₁	0.3	3.9	I
	B	2.7	11.4	I		C _{1g}	46.5	43.3	II
	C ₁	46.4	9.9	II		C _{2g}	70.0	27.5	II
赤 色 土	興 部 A _p	4.6	3.5	I	泥 炭 質 グ ラ イ 土	拓 成 A _p	8.4	4.4	I
	B ₂	31.2	6.6	II		A ₁₂	2.7	0.1	I
褐色森林土	幌 内 A _p	6.6	8.6	I		A _C	9.4	1.2	I
	B ₂	51.4	10.6	II		C _{1G}	83.8	46.8	II
褐色森林土性 疑似グライ土	剣 淵 A ₁	2.7	0.4	I		C _{2G}	84.5	72.5	II
	A _B	2.9	0.3	I	凝 灰 質 層	北 門	96.3	42.1	II
	B _g	11.0	1.1	I	"	大 牧	80.1	89.4	II
	C _{1g}	22.2	2.6	II	火 山 性 土	長 柄	98.5	0.4	II
赤 黄 色 土	武 豊 A _p ***	73.9	26.2	III	"	(下末吉ローム*) 十 勝	92.4	21.1	(II)***
	B ₂₁	60.8	17.9	II	"	(En-a*)			
	B ₂₂	40.1	13.5	II	"	清 原 I A**	4.8	7.3	I
疑似グライ土	曙 A _p	17.4	9.1	I	"	I A B**	0	0.4	I
	B _g	72.6	23.8	III	"	I B C**	2.1	0.6	I
	C _g	89.0	29.0	III	"	十 勝 新 生 A ₁ **	8.4	極小	I
"	小 向 A _p ***	69.1	48.5	III	"	I B**	8.5	"	I

*粘土鉱物は主としてハロイサイト, **粘土鉱物は主としてアロフェン, ***下層土が混入したA層, ****グループはIIになるが、分散率は崩落率に比べていちじるしく小さいためIIと判定した。

から崩落率，分散率がともに小さく，その値が20%以下であるⅠグループ，崩落率は20%以上で大きい，分散率は20%以下で小さいⅡグループ，崩落率・分散率がともに大きく，その値が20%以上であるⅢグループの3つのグループに土壤団粒を分類した。

表一3のように，Ⅰグループには，腐植と土壤粒子が安定に結合していると考えられる各土壤型のA層団粒，比較的排水のよい地形に分布する疑似グライ層のBg層団粒，乾燥脱水によって不可逆的に凝集する⁶⁾アロフエン質火山性土の団粒が含まれた。Ⅱのグループには，土壤の凝集力は小さいが，遊離鉄が多く安定な結合粒子を形成していると考えられる暗赤色土，赤色土，褐色森林土，褐色森林土性疑似グライ土および赤黄色土のそれぞれ下層土の団粒が含まれ，またハロイサイトを含む火山性土の下層土団粒もこのグループに分類された。Ⅲのグループには，周期的あるいは周年的に停滞水の影響を受けている疑似グライ土，停滞水グライ土，泥炭質グライ土のそれぞれ下層土団粒および十勝湿性火山性土の下層にみられる凝灰質層の団粒が含まれた。停滞水の影響を強く受けている土壤は粒子周囲の吸着水膜層が一般に厚いものと考えられ⁶⁾，このような粒子は水中で膨潤すると，

水膜の厚さが障害となって土壤粒子は相互に離れ，細粒化していくものと考えられる。また，構造不安定な下層土が混入したA層の団粒も，Ⅲのグループに含まれた。下層土の団粒は土塊として安定である場合でも，それが表層に混入すると，乾燥・湿潤・凍結・融解の影響をうけて，土塊は細粒化し²⁾，水に対して不安定になるものと考えられる。

表一4および表一5は，それぞれのグループに属する代表的土壤の団粒について，水中フルイ分け法で団粒分析を行った結果である。Ⅰグループの団粒では粒径1mm以上の比較的大きい粒径区分に分布する粒子の割合が多く，Ⅱグループの団粒では粒径0.25mm以上，Ⅲグループの団粒では粒径0.25mm以下の比較的小さい粒子が多い傾向にあった。この結果からみて，Ⅰグループに属する団粒の水に対する安定度は大きく，Ⅱグループのそれは中程度であり，Ⅲグループは小さいものと思われる。

以上のように，崩落率・分散率の境界値を20%として分類した団粒のグループ分けと，土壤の種類あるいは土壤の特性との対応がみられ，また，団粒の安定性との対応がみられた。この境界値20%は，筆者らの供試した土壤の種類範囲内での実験結果から，おおよそその値と

表一4 Ⅰグループに属する団粒の崩落率・分散率と粒径2~4.76mmの風乾団粒の団粒分析

土 壤 の 種 類 (グループ)	サンプル名 および層位	風乾団粒の		粒 径 分 布 (%)					
		崩落率 (%)	分散率 (%)	粒径 2mm<	2~1	1~ 0.5	0.5~ 0.25	0.25~ 0.1	0.1>
暗 赤 色 土 (Ⅰ)	北 興 A ₁	4.2	2.4	70.6	26.5	0.3	0.4	0.5	1.7
赤 色 土 (Ⅰ)	町 界 A ₁	6.2	9.7	49.3	37.7	7.5	3.9	1.2	0.4
褐 色 森 林 土 (Ⅰ)	拓成Ⅲ・AP	2.7	1.5	66.3	31.5	1.0	0.7	0.5	0
褐色森林土性疑似グライ土 (Ⅰ)	拓成Ⅱ・AP	6.1	2.9	67.9	16.0	5.4	5.3	3.2	2.2
〃 (Ⅰ)	拓成Ⅱ・B ₂₁	3.1	0.5	77.6	17.4	2.4	1.9	0.6	0.1
疑 似 グ ラ イ 土 (Ⅰ)	羽 幌 AP	4.1	1.5	78.1	13.7	2.9	3.0	1.1	1.2
〃 (Ⅰ)	羽 幌 Bg*	7.0	2.9	68.9	16.0	5.5	6.7	2.4	0.5
〃 (Ⅰ)	曙 AP	17.4	9.1	35.1	38.9	10.4	10.4	4.1	1.1
〃 (Ⅰ)	拓成Ⅰ・AP	7.0	9.4	51.4	22.1	8.6	8.8	4.0	5.1
停 滞 水 グ ラ イ 土 (Ⅰ)	築別高台 A ₁	0.3	3.9	81.0	17.0	0.6	0.6	0.3	0.5
火 山 性 土 (Ⅰ)	清 原 IBC	2.1	0.6	64.0	32.9	0.2	0.1	0.2	2.5

*比較的排水のよい地形に分布する疑似グライ土のBg層

表一5 Ⅱ，Ⅲグループに属する団粒の崩落率・分散率と崩落粒子の団粒分析

土 壤 の 種 類 (グループ)	サンプル名 層位	風乾団粒の		崩 落 粒 子 の 粒 径 分 布 (%)					
		崩落率 (%)	分散率 (%)	粒径 1~2mm	1~ 0.5	0.5~ 0.25	0.25~ 0.1	0.1>	
暗 赤 色 土 (Ⅱ)	紋 別 山 B ₂	56.4	10.6	0.4	32.4	40.3	16.2	10.7	
赤 色 土 (Ⅱ)	町 界 C ₁	21.6	3.7	1.1	3.4	46.3	26.3	22.9	
褐 色 森 林 土 (Ⅱ)	拓成(Ⅲ) BC ₂	43.9	4.8	3.6	14.5	39.8	27.1	15.1	
火 山 性 土 (Ⅱ)	下末吉Ⅱ BC	98.5	0.4	0.1	0.4	56.9	28.8	13.8	
疑 似 グ ラ イ 土 (Ⅲ)	曙 Cg	89.0	29.0	0.2	2.2	12.1	35.6	49.9	
停 滞 水 グ ラ イ 土 (Ⅲ)	築別高台 C ₁ g	46.5	43.3	0.6	0.8	11.0	38.0	49.7	

して決められたものであり、便宜的なものである。したがって、今後、崩落率・分散率の測定がさらに多くの土壌で測定される中で、この境界値は変更される可能性ももつものと思われる。

なお、団粒の安定性を評価する場合、これまでに述べてきたように、崩落率と分散率の両者の測定が必要であるが、Ⅰグループ、Ⅲグループの団粒のように、崩落率・分散率がともに小さいか、あるいは、大きい場合には、崩落率か分散率のどちらか一方を測定すればよいと思われる。この場合には、測定法がより簡単である崩落率の測定が有効であると考えられる。

あ と が き

団粒の崩落率と分散率から区分した団粒のグループ別けと土壌の種類、あるいは土壌の特性との間に対応性がみられたことから、これらの測定値が、土壌の生成と土壌構造との関連で、土壌の種類を識別するのに役立つはしないだろうかと考えている。そのことを明確にするためには、団粒のグループ別けと土壌の種類との関連性を粘土鉱物組成、有機・無機の粒子結合物質、粒子配列構造などとの関連で究明する必要がある。

また、崩落率と分散率から団粒の安定性を評価できる可能性を示したが、今後は団粒の安定性と易耕性、水蝕土膜の形成、通気・透水性、土層改良効果の持続性などとの関係を求めて、団粒安定性の農業上の意義を明確にする必要がある。

引 用 文 献

- 1) 佐藤雄夫 (1972): 団粒分析 (土壌物理性測定法委員会編、土壌物理性測定法, pp.59~65) 養賢堂, 東京.
- 2) 小川和夫・岩間秀矩・渡辺治郎 (1979): 沸化作用程度の測定法の検討と二・三の測定結果について, 北農試研報, 124, 81~94.
- 3) 長堀金造・佐藤晃一 (1970): 干拓粘土の乾燥履歴とスレーキングについて (I), 岡山大学農学報, 35, 81~87.
- 4) 森 麟 (1954): 土の水に対する安定性について, 土木誌, 39 (10), 18~25.
- 5) 古畑 哲 (1976): 重粘性土層の耐水性, 北農試・昭和50年度重粘地研究室成績書, P.17~23.
- 6) 久保田徹 (1976): 火山灰土壌の界面化学的研究, 農技研報告, B-28, 1~74.

質 疑 応 答

須藤 (茨城大) 崩落率を測るときの網目間隔とは、どこを指しているのでしょうか。

小川 方形目のスキ間の間隔が1.2mmということですか。

長田 (三重大) 崩落率の測定精度はどれ位でしょうか。

小川 精度は高く、2連もやれば十分です。

長野間 (農事試) 試料をとり出すために、網をもち上げるとき、水深は2cm位ということですか。試料が残ったり、落ちたりとかいったことはないのでしょうか。

小川 試料によっては水中で粒子が崩壊するときにフロック状になります。このフロック状のものは水中では網上に残留するが、水中から円筒を引き上げる際にそのほとんどが水中へ落下するので、落下への作用力を一定にするために浸漬水深を2cmに規定しました。

粕淵 (農技研) 崩壊するときに分散はおこるのでしょうか。

小川 分散する試料もあるようです。

粕淵 (農技研) そうしますと、崩落率と分散率を分けるとき、その辺のことは検討されているのでしょうか？

小川 まだ検討していません。

寺沢 エマーソン (Emerson) のスレーキングテスト (Slaking-test) と一般に言われているものを紹介していただけませんか。

小川 それについては寺沢さんが詳しいのでお願いします。

寺沢 それでは簡単に説明させていただきます。数年前にオーストラリアで I S S S の分科会で土壌団粒のシンポジウムがあり、その報告が "Soil Structure" として出ています。その中にエマーソンの方法なども紹介されています。その stability-test は、約 4 mm 粒ほどの土塊を水中でスレーキングさせるわけです。もちろん風乾土ですが、数時間ほどで cementing material がおちてスレークするものは崩壊してしまう。その崩れ具合とさらに分散の状態を目測によって調べいちょう団粒の安定性を 8 段階に分けるものです。この方法はとくに乾燥地土壌の aggregate stability-test に普及しているようです。日本では塩類土壌もないので、むしろ小川さんの方法がよいのかも知れません。

圧力変換型テンシオメータの問題点と 現場水分測定法について

西出 勤*・加藤 善二*

Problems and Measurement for Soil Moisture in
situ of the Pressure Transducer Tensiometer

Tsutomu NISHIDE and Zenzi KATO

Faculty of Agriculture, Gifu University

1. ま え が き

畑地における自然状態の土壤水分測定法については、古くからきわめて多くの方法が研究され、実用化されてきた。しかし、現場において連続的に、しかも広範囲な土壤水分が測定できる方法は数少ない。中でも、テンシオメータ法は他の方法に比べて迅速に測定できる上、原理、構造および取扱いが簡単などの利点をもっているため一般に広く用いられている。このテンシオメータは土壤中の水分保持あるいは水分移動の研究を実験室や圃場で行なうのに有用である。

テンシオメータは W. Gardner ら (1922) によって始めて紹介され、L. A. Richards らの多くの研究者によって改良されてきた。このテンシオメータは土壤水が受けている負圧を多孔質磁器をセンサーとして用い測定する装置で、多孔質磁器を測定しようとする土壤中に埋設し、これにビニール製などの導通管をつけてマノメータに接続し、内部を脱気水で満して気密にする。

最近では、この圧力部に圧力変換装置としてブルドン管を用いるもの、あるいはベローズやダイヤフラムを用いるもの等がある。これらはいずれもその圧力による変位とポテンシオメータの刷子とを何らかの方法によって連動せしめた構造となっている。ここではテンシオメータの圧力変換装置の性能を中心に、圃場における土壤水分の測定技術の面についても述べる。

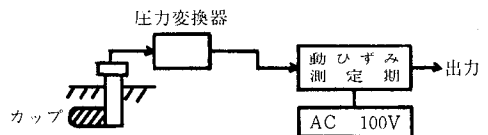
2. 各種の圧力変換型テンシオメータの測定装置

テンシオメータの圧力部に使用される電気変換装置は、図-1に示すようにひずみゲージ、ベローズ、ブルドン管などが考えられる。

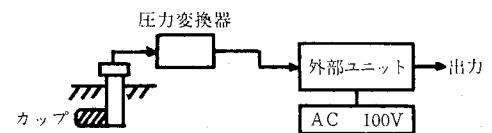
1) ひずみゲージ型

圧力変換器はひずみゲージをブリッジに組み込んだ形になっている。一般にはこれを増幅するための動ひずみ測定器に連結して使用される。原理はテンシオメータ内にかかる水圧によって圧力変換器のダイヤフラムが変形し、ひずみゲージの抵抗変化を引き起して出力電圧の変化となって現われる。この圧力変換器には僅かであるが個体差がみられるので、ひずみ量と負圧との関係(線形関数)についてキャリブレーションが必要である。

1) ひずみゲージ型



2) ベローズ型



3) ブルドン管型

(a) 電気圧力変換器



(b) 自記計

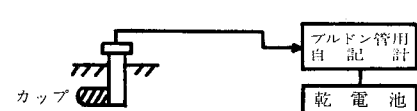


図-1 電気変換型テンシオメータのダイヤグラム

*岐阜大学農学部

2) ベローズ型

ベローズ型圧力変換器はベローズ内に圧力が加わると、ベローズは圧力とスプリングの弾性がつり合う位置まで短縮する。このベローズの短縮に応じて摺動子は抵抗体を移動し、圧力変化が抵抗変化に変換される。抵抗変化は普通のものでは最大で1 KΩである。ベローズ型圧力変換器と連結する外部ユニットは圧力変換器における抵抗値変化を電圧変化に変えるためのもので、定電圧電源とOPアンプを用いた直流アンプから成り立っている。変換器に供給される電圧および最大出力電圧は5Vである。圧力変換器内のベローズに加わる圧力と抵抗値との関係はほぼ一次関数で示されるが、個々の圧力変換器には個体差がみられるので、それぞれについて校正曲線を作成することが必要である。

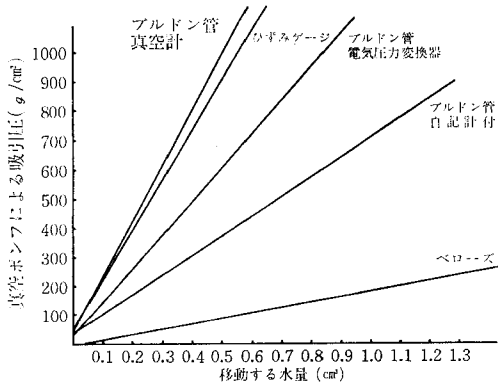
3) ブルドン管型

ブルドン管の先端の動きを直接フェライトコアの変位とし、固定ピックアップコイルの中空を上下させる方式である。この変位を直流信号に変換する場合に、変換素子のピックアップコイルには高周波電圧が印加されていて、フェライトコアの変位により2つのコイルの高周波電圧比が変化する。この変化を圧力変化に比例した出力電流として取り出すようになっている。このブルドン管型の圧力変換器は指示計付と指示計なしのタイプがあるが、いずれも個体差がほとんどみられない。また、テンシオメーター内の水圧（負圧）を直接に受圧し、直接記録する機構のタイプもあり、電源は乾電池を使用する。

3. 圧力変換器の特性

1) トランスデューサ感度

テンシオメーターはトランスデューサ感度をできるだけ高める必要があるため、ポラスカップ壁を通して移動しなければならない水の体積を最小限まで減らす工夫が必要である。トランスデューサ感度とはテンシオメーター内を移動する水の単位体積当りの圧力変化として示



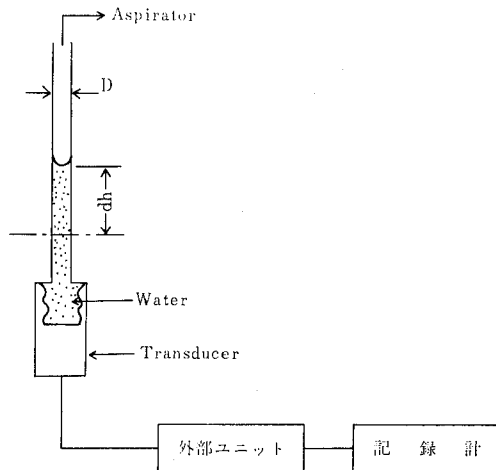
図一 2 各圧力変換器のトランスデューサ感度

される。各圧力変換器を用いたときのトランスデューサ感度については図一2に示す。

従来は圧力検出として一般に水銀マンオメーターを用いていたが、テンシオメーターの作動のためにある体積の水分移動が必要であるから、水銀マンオメーターに使うガラス管の径が1mm程度の小さいものを用いなければならない。

ベローズ型圧力変換器はそのベローズに加わる負圧 Ψ と抵抗値 R との関係を $\Psi = aR + b$ なる一次関数で示すことができる。しかし、圧力変換器に使用されるスプリングにおいて、フックの法則を適用しうる範囲であると限られていることから、使用限界を決めておく必要がある。このベローズ内に入り出す水量と抵抗の変化については図一3に示す装置によって求められる。すなわち、圧力変換器と垂直に立てたガラス管を接続し、その中に基準線まで水を入れ、ガラス管の一端から真空ポンプにより吸引する。この時の基準線からの水面上昇高 dh (cm)及び抵抗値 R (Ω)を読み取る。このようにして求めた抵抗値 R (Ω)と移動する水量 Q (cm³)や圧力変換器の測定された負圧 Ψ (cm水柱)と抵抗値 R (Ω)についてはそれぞれ一価関係が成り立つ。ベローズ型ではメーカーによって圧力変換器の特性が異なり、ここでは $\Psi = 195Q - 9$ の関係がある。従ってベローズ型のトランスデューサ感度は 1.95×10^3 cm水柱/cm³の値である。

ブルドン管型では図中に電気圧力発信器と目盛付ブルドン管真空計の結果が示されている。電気圧力発信器の場合はベローズ型に比べて吸引力に対する変換器内の水の体積変化が小さい。また、目盛付ブルドン管真空計では吸引圧変化に対して水の体積変化が一層少ない。このブルドン管（電気変換器）型、目盛付ブルドン管真空計の Ψ と Q の関係は、 $\Psi = 1156.7Q + 22.6$ および $\Psi = 1888.1$



図一 3 圧力変換器の測定装置（ベローズ型）

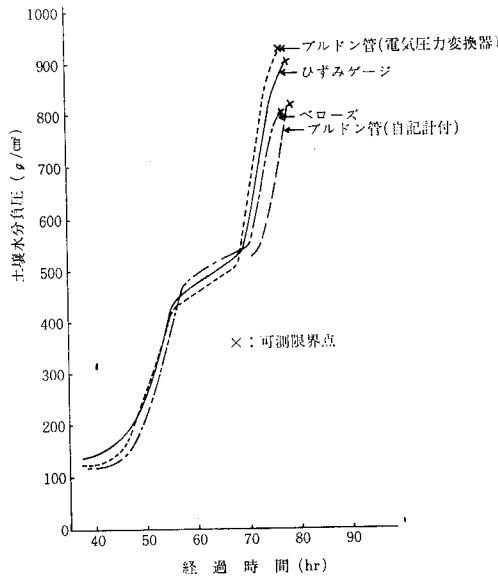


図-4 各種の圧力変換器の可測範囲(植壤土)

Q+42.3であり、トランスデューサ感度についてはそれぞれ $1.16 \times 10^3 \text{cm水柱/cm}^3$ および $1.89 \times 10^3 \text{cm水柱/cm}^3$ の値である。

ここで使用したひずみゲージ型圧力変換器は実際の吸引圧 Ψ と移動する水量Qとの関係から、吸引圧1,000g/cm²に達したときの水量Qは0.575ccに相当している。従って動ひずみ型圧力変換器の Ψ, Q の関係は $\Psi = 1,739.1 Q + 49.7$ であり、トランスデューサ感度は $1.74 \times 10^3 \text{cm水柱/cm}^3$ の値である。

2) 測定範囲

各種の圧力変換器を使用して、土壤水分の減少に伴うポーラスカップ内の負圧の上昇過程を図-4に示す。

これには土壤バスケット(ポーラスカップをほぼ中央に土壤面に対して鉛直に埋設)全体を水で飽和させた後、台ばかりの上のせ赤外線ランプとファンによって徐々に乾燥させ、各種の圧力変換器における土壤水分負圧と含水比を連続的に測定した。図中のX印はその位置でパイプ内に気泡が混入して測定不能になったことを示している。この図から明らかなように、土壤水分の減少に伴って圧力変換器内の負圧は徐々に上昇し、ペローズ型では816g/cm²、ブルドン管(自記計付)型は844g/cm²、ひずみゲージ型939g/cm²、ブルドン管(電気変換器)型では949g/cm²の値に達したときに測定限界点を示している。

各種の圧力変換器を用いて植壤土の水分負圧と含水比との関係を求めると図-5のとおりである。

図中の吸引法は同じ土性で求めたpFと含水比との関係を図上にプロットしたものである。これらの圧力変換器を用いて求めた土壤の負圧~含水比曲線はいずれも吸

引法に比べて、同一の負圧に対して含水比の値が僅かながら多いことがわかる。いま、同じ負圧に対する含水比の最大のずれは、ペローズ型ではほぼ1%、ひずみゲージ型、ブルドン管(電気変換器)型では2.5%程度の値である。しかし、各圧力変換器は吸引法の曲線とよく類似した曲線の形を示している。従って圧力変換型テンシオメーターは測定値の信頼性の点では比較的高い測定法であると言えよう。

3) 応答時間

各々の圧力変換器を用いて零点調整したカップを供試

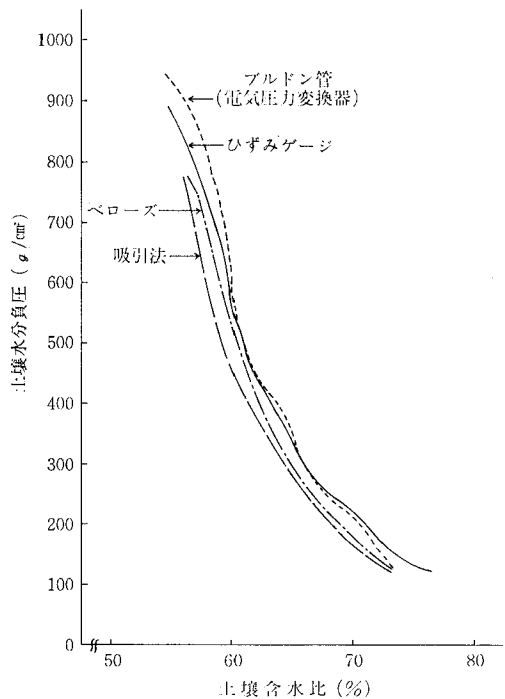


図-5 各種の圧力変換器による校正曲線(植壤土)

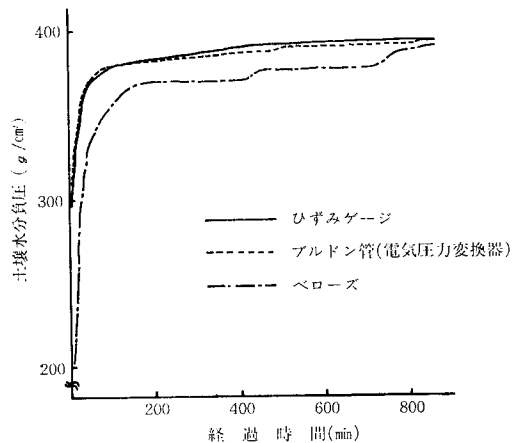


図-6 各種の圧力変換器による土壤中の応答時間(植壤土)

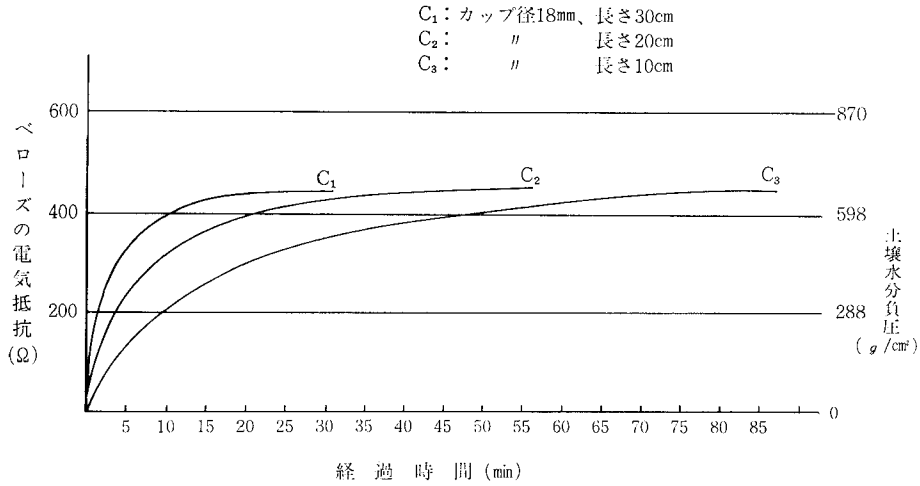


図-7 表面積が異なるカップの土壤中の負圧平衡 (ベローズ)

土壤内に埋めて、土壤水分負圧が平衡するまでの時間について検討した。その実験結果は図-6に示すとおりである。

この図から明らかなように、ポーラスカップ内の負圧ポテンシャルとの間の平衡に要する時間は、ベローズ型、ブルドン管(電気変換器)型、ひずみゲージ型の順に短くなっている。とくにベローズ型のテンシオメーターでは平衡時間が長くかかることがわかる。この応答性についての実験では同じ透水性をもつカップを用いると、前述のトランスデューサ感度に左右されること、すなわち圧力変換器内の流入または流出する水量が微量であると、水分負圧平衡に要する時間が短縮できるのであるろう。

4. 検出カップの性能

1) カップ表面積と応答時間

今まではテンシオメーターの圧力変換部の性能について述べたが、またポーラスカップの形状、透水性などの因子は検出部の応答性に影響を与えることが考えられる。たとえば、カップの表面積の大小によって応答時間が変わるのである。

長さが異なるポーラスカップを含水比60.1%の植壤土内に埋設し、負圧が平衡するまでの時間を調べた。その実験結果は図-7に示すとおりである。

この図から明らかなように、土壤水分負圧との間の平衡に要する時間は、カップ長さが10cm、20cm、30cmの順に短くなっている。すなわち、そのカップの表面積が小さいほど、平衡時間が長くかかることがわかる。カップの長さが30cmの場合は、表面積がほぼ160cm²に相当し、その平衡時間が20分程度であるが、カップの長さ10cmものではその表面積がほぼ53cm²程度の値で、約75分の平衡時間を要する。このことから、カップの表面積が

大きくなると、土壤の水分負圧の読みに対する時間的な遅れが小さくなることが明らかである。

2) 土性と応答時間

検出部に当るポーラスカップの時間的応答性は土壤状態、たとえば土壤水分の多少、土壤の密度の大小、土壤の種類などの条件によって大きく影響を受ける。

土壤水分が少ない状態になるほど、平衡時間に達する時間が長くかかる傾向があり、またよくしまった土壤になるにしたがって応答速度が速い。

土性が異なった場合、土壤水分負圧の時間的応答性については図-8に示すとおりである。この図からわかるように、負圧ポテンシャルは土性によって平衡に達する時間が異なっている。とくに標準砂や木曽川砂のように粗粒な土壤ほど平衡時間が長くかかっている。この平衡に達するまでの時間は土壤水分が少ない状態になるほど長くかかっている。一方、植壤土の水分負圧は急激に上

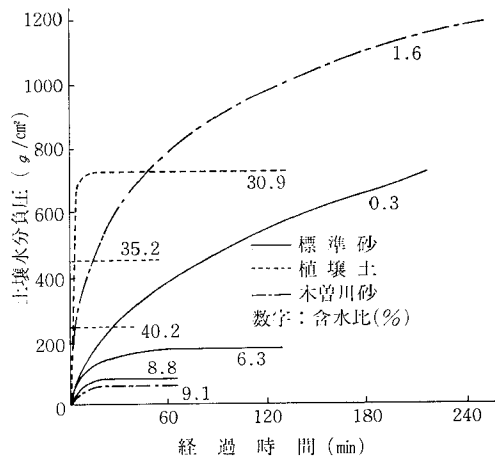


図-8 土性と応答時間

昇し、負圧平衡に達する時間が短いことがわかる。このように微粒を多く含む植壤土ほど平衡に達するまでの時間が短くなっているのはカップ壁と接している土壌粒子との接触面積によるものであろう。

5. 圃場における土壤水分測定

1) 土壤水分の経日変化

図-9(a)はハウス内のレタス畑のかん水自動制御を行ったときの土壤水分変化を、また図-9(b)は傾斜してい

る茶園の土壤水分の経日変化を示したものである。

図-9(a)はひずみゲージ型を使用し、深さ0~30cmまでの土層全体における負圧が405g/cm²に達したときにかん水を開始し、274g/cm²の負圧に低下したときに停止した試験区と同様に200g/cm²でかん水を開始、195g/cm²でかん水停止した試験区を示したものである。この図から明らかなように、検出部は全生育期間を通して設定された負圧範囲を常に安定した作動を示し、かつ精度が高く、検出部に経日変化がみられない。

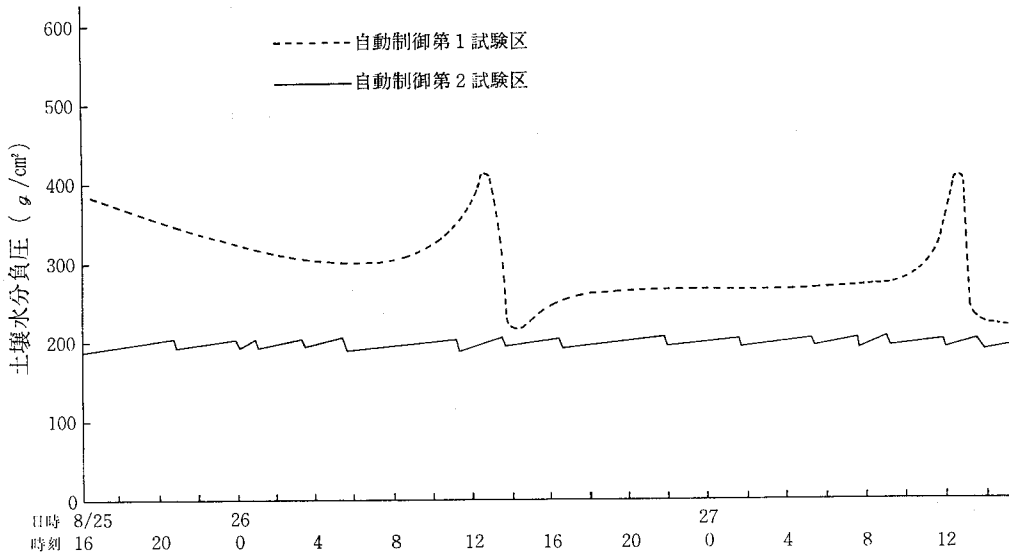


図-9 (a) ひずみゲージ使用による土壤水分の負圧変化(ハウス内のレタス畑)

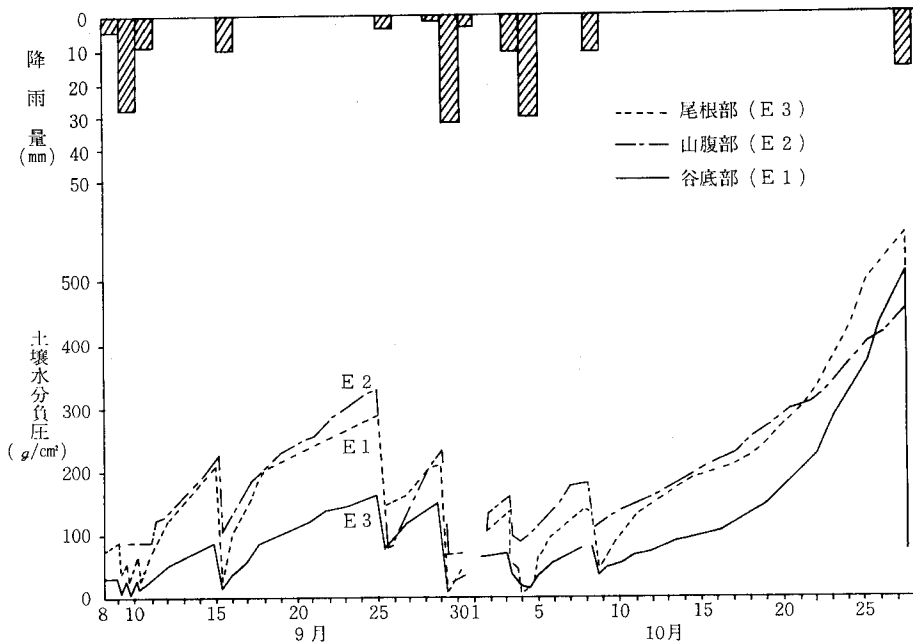


図-9 (b) 傾斜している茶園における負圧変化(ブルドン管電気圧力変換器使用, 三重県青蓮寺地区)

図-9(b)はブルドン管(電気変換器)型を使用した測定結果である。この場合も、深さ0~30cmまでの土層全体の水分負圧の変化を示すが、降雨があると土壌水分負圧が降下し、晴天の状態が続くと逆にその負圧が徐々に上昇している。このブルドン管(電気変換器)型テンシオメーターではそれぞれの圧力変換器について校正曲線を作成する必要がなく、記録された値をそのまま負圧値に読み取ることができるので便利である。

2) 多地点の土壌水分の一括測定

施設園芸で行われている点滴かんがいでは場所によって水のかかり具合が異なり、圃場全体を均一な土壌水分状態にすることは不可能に近い。従って圃場全体の土壌水分状態を知るためには、圃場内の数カ所に水分計を設置しなければならない。もし圃場内の数カ所に埋設した検出用カップを1台の圧力変換器に接続して、多地点の水分負圧を一括測定して得られた値が、多地点の土壌水分状態に代表する値、たとえば各地点の土壌水分負圧の合計の平均値を示すならば、圃場全体の土壌水分状態を知る上で極めて便利である。

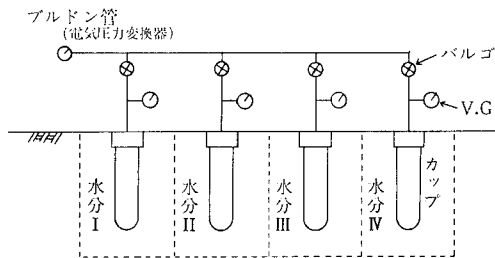


図-10 4地点の土壌水分負圧を一括測定する場合の実験装置

図-10は一台の圧力変換器に4コの検出用カップを接続し、土壌水分状態の異なる4コの土壌容器にそれぞれカップを埋設して、土壌水分負圧を測定する装置である。この場合は個々の検出用のカップにはブルドン管真空ゲージとバルブが取り付けられ、容器内の土壌の水分負圧をそれぞれ測定することもできるようになっている。その実験結果は表-1に示すとおりである。

この実験では土壌容器の数、すなわち測定数は2地点、4地点、6地点、8地点の場合について検討した。表-1に示す平均値とは測定された各土壌の水分負圧値の和をその測定数で割った値、すなわち相加平均値である。また実測値とは1台の圧力変換器(ここではブルドン管電気変換型)を使用して各土壌容器内の土壌水分を一括測定して得られた値である。

この表-1からすると、2地点、4地点、6地点、8地点について、実測値と平均値との間の誤差が0~10.6%の範囲内の値である。このことからすると、多地点の土壌の水分負圧を一括測定した値がその多地点の土壌の

表-1 多地点の土壌水分負圧の平均値と一括測定による実測値

	8地点	6地点	4地点	2地点
土 壌 水 分 負 圧 (g/cm ²)	211	422	517	388
	747	721	510	836
	333	428	449	
	354	585	374	
	211	354		
	306	442		
	578			
	653			
平均値(g/cm ²)	429	492	462	612
実測値(g/cm ²)	408	544	462	605
誤差(%)	-4.9	10.6	0	-1.1

$$\text{誤差(\%)} = \frac{\text{実測値} - \text{平均値}}{\text{平均値}} \times 100$$

水分負圧の平均値にほぼ等しいことを示している。すなわち、次式の関係が成立する。

$$\Psi_c = \frac{\sum_{i=1}^n \Psi_{sdi}}{n} \quad (1)$$

Ψ_c : 圧力変換器内の負圧 (cmH₂O)

Ψ_{sd} : カップを埋設した各地点の負圧 (cmH₂O)

n : カップの数

ただし、検出カップは表面積、その厚さなどの形状が同じで、透水係数の揃ったものを使用し、カップの埋設地点の土壌の詰り方が同じ状態で実験を行なった。

3) 根群域の土層全体の水分一括測定

施設園芸などにおいては、かんがい対象土層への水の浸潤~乾燥のサイクル中における状態量、すなわち、浸潤速度、積算浸水量、消費された土層内水分など一連の諸量を測定することが必要となっている。それには各深さの地点に検出カップを埋設してそれぞれ測定するのではなく、根群域全体を一括して測定する方式が考えられる。

そこで、根群域深とほぼ同じ長さをもつ検出カップ(内径18mm、長さ300mmを使用)を土壌面に対して鉛直方向に埋設し、カップ内の水圧をひずみゲージ圧力変換器に接続した直流増幅器で測定した。

各土壌深さの地点と0~30cm土層全体の水分一括測定による実験結果は図-11に示すとおりである。

この実験では、各土壌深さの地点の水分測定にはブルドン管真空ゲージを、また深さ0~30cm土層全体の一括測定にはひずみゲージ圧力変換器を使用した。この図-11(I)に示すように、ひずみゲージで計測したポテンシ

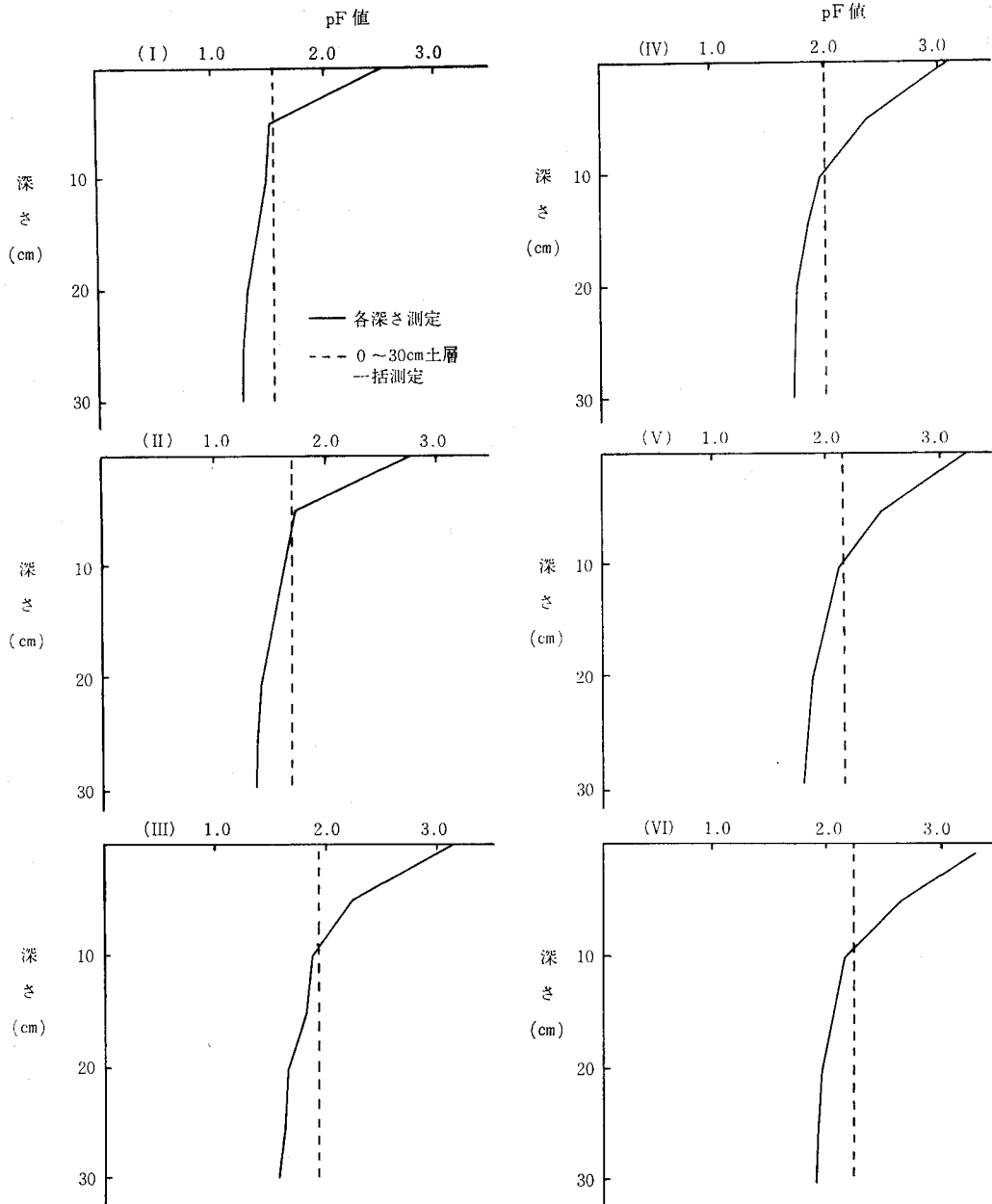


図-11 対象土層の水分の一括測定結果

ャルはACA'線上の値であり、ブルドン管真空ゲージの
 それでは曲線BCB'のポテンシャル分布である。このひ
 ずみゲージの測定によるポテンシャルはC点を境にし
 て、その上部の図形ABCと下部の図形A'B'Cとの面積
 がほぼ等しいことがわかる。

また一般に土層内の水分分布曲線を考えると、その深
 さの方向に対して連続関数関係にあることから、図-12
 に示すように、長さLをもつカップが指示するポテンシ
 ルと土壌水のもつポテンシャルとの間には次式の関係が

成立すると考えられる。

$$\psi_c = \frac{\int_0^L \psi_s(l) dl}{L}$$

ψ_c : 検出カップ内のポテンシャル

L : 検出カップの長さ

$\psi_s(l)$: 土壌面からlの深さの土壌のもつポテンシ
 ャル

ただし、(2)式は土壌の乾燥過程の場合である。ここで
 の検出カップのポテンシャルはかんがい土層全体の平均

表-2 各種の圧力変換器を使用したテンシオメーターの性能とその特徴

型	項目	トランスデューサー 感度*	可測範囲	pF曲線の作成	個体差(圧力変換器)	測定精度(指示)	取扱い	圧力変換器の価格	その他の特徴
ひずみゲージ		10.5 倍	900 cmH ₂ O	良好	有	±1.0%	熟練要	圧力変換器 100千円 動ひずみ測定器 100千円	土壌水の動きを追跡できる
ベローズ		1.0 倍	800 cmH ₂ O	〃	有	±2.0~3.0%	容易	圧力変換器 80千円 外部ユニット 80千円	—
ブルドン管	電気変換器	6.4 倍	900 cmH ₂ O	〃	無	±1.5%	容易	圧力変換器 90千円	自記計のペンの位置で土壌水の負圧が直読できる。
	自記計(電池式)	4.6 倍	800 cmH ₂ O	使用しない方がよい	無	±3.0%	容易	自記用圧力変換器 90千円	電池があれば現場で自記記録ができる。

※トランスデューサー感度とは圧力変換器内を移動する水の単位体積当りの圧力変化 (cm水柱/cm³), ベローズに対する倍率。

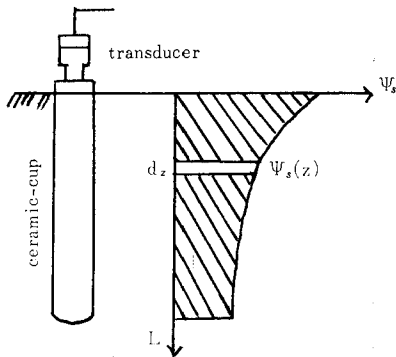


図-12 土層深さに対して水分分布がある場合の土壌負圧の模式図

のポテンシャルを測定しているものと考えられる。

6. あとがき

テンシオメーターの圧力変換装置として、ひずみゲージ、ベローズ、ブルドン管を用いるものなどがあり、いずれも土壌水分の負圧を電気信号で受信して記録計等外部装置に入力する機能をもっている。これらの圧力変換器を使用したテンシオメーターの性能、その特徴については表-2に示したが、土壌水分を自記記録する場合に負圧の値が直読できること、装置が簡単で、取扱いが容易であること、故障が少ないことなどの条件を満たさなければならない。

最後に本研究の遂行に当り、長野計器製作所名古屋支店の一之瀬俊二氏にご協力をいただいたことに深謝します。

引用文献

1) Gardner A., Israelsen O. W., Edlefsen N.E. and Clyde D. : The capillary potential function and its relation to irrigation practice. Phys. Review 20; (1922).

2) Richards L. A. : Methods of measuring soil moisture tension. Soil Sci. 68; (1949)
 3) Korneff B.J. : La capacited absorption du sol. Appareils pour la mesurer" Ann Sci Agron. No.5. (1926).
 4) A Klute : Tensiometer response time. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 26 (1962).
 5) 原 道宏 : 水分ポテンシャルとその計測, 農水産分野における環境工学, (1975).
 6) 西出 勤・瀬戸隆一・高橋輝雄 : 土壌水分検出による畑地カンガイの自動化に関する研究 (I), 農土論集 (50), (1974).
 7) 西出 勤 : 土壌水分検出による畑地カンガイの自動化に関する研究 (II), 農土論集 (54), (1974).
 8) 西出 勤 : 土壌水分検出による畑地カンガイの自動化に関する研究 (III), 農土論集 (55), (1975).

質疑応答

福田(野菜試) うちでは6cmのポーラスカップにU字管マノメーターをつないで測定し、 $P F = \log (13a - ho)$ を使っています。おききたいのは、(1)この30cmのポーラスカップをU字管マノメータにつないでよいか、(2)そのときの計算式は上式でよいか、(3)hoはやはりポーラスカップの中心からの距離でよいかの3点です。

西出 (1)の点ではカップの長さに関係なく、U字管マノメータにつないでも差支えない。(2)計算式は従来の使用されている式でよい。(3)hoはポーラスカップの中心までの距離でよいと考えられる。

中野(東大) 各点測定(2~8点)の場合に、平衡するまでの変化の様子はどうでしょうか。

西出 たしかにその点が問題です。動ひずみ計などを使えば平衡時間が案外早くなります。たとえば8点ぐらいですと、土壌水分によっても違いますが、ほぼ1時間ほどでその平均的な値がキャッチできます。点数が少なければなお早くなるでしょう。

土壌の調査法と形態的分類

天 野 洋 司*

A Morphological Method of Survey and Classification of Soils

Yoji AMANO

National Institute of Agricultural Sciences

はじめに

土壌調査と分類に関して最近すぐれた総説が出ている¹⁾。今回土壌物理研究会から現在農耕地で行われている土壌調査を紹介するようとお話があったので、地方保全調査で用いられて来た方法を中心とし、筆者の若干の経験を加え、土壌物理とのかかわりに少し触れてみたい。“形態的”という言葉にはあまり深い意味を持たせたのではなく、単に農耕地で現在用いられている調査法を指すものと考えて頂ければ幸いである。

1. 土壌調査の目的

どこの国でも、農業、すなわち、人間生活に役立てるために生物を栽培あるいは飼育し生産する産業に利用するのが土壌調査の主目的である。作物の生育を左右するおもな環境条件は、気候、土壌、それに人間による管理である。土壌については、その性質に適合する作物の選択や不良な性質の改良を行うことができる。よく知られているように、ところによって、土壌の種類、性質、分布状態は非常に異なっている。最近、土壌の人為的攪乱が非常に多くなり、この傾向は更に著しくなった。全く同じ土壌は存在しないと言ってもよい位であるが、似ているものを一括して分類して、それぞれの土壌ごとに改良、管理、利用の方策を立てることが合理的方法と言えよう。ここに土壌調査分類の第1の意義がある。

これまで土壌調査は農業に役立てられて来たが、土壌が人間生活と多面的関係をもつことが理解されるようになって、

さらに広く利用されるようになりつつある。例として、土地利用計画⁴⁾、地域計画、都市、公園開発、自然保護、道路建設計画²⁾、考古学、環境問題、地震対策などが挙げられ、これが第2の目的となっている。

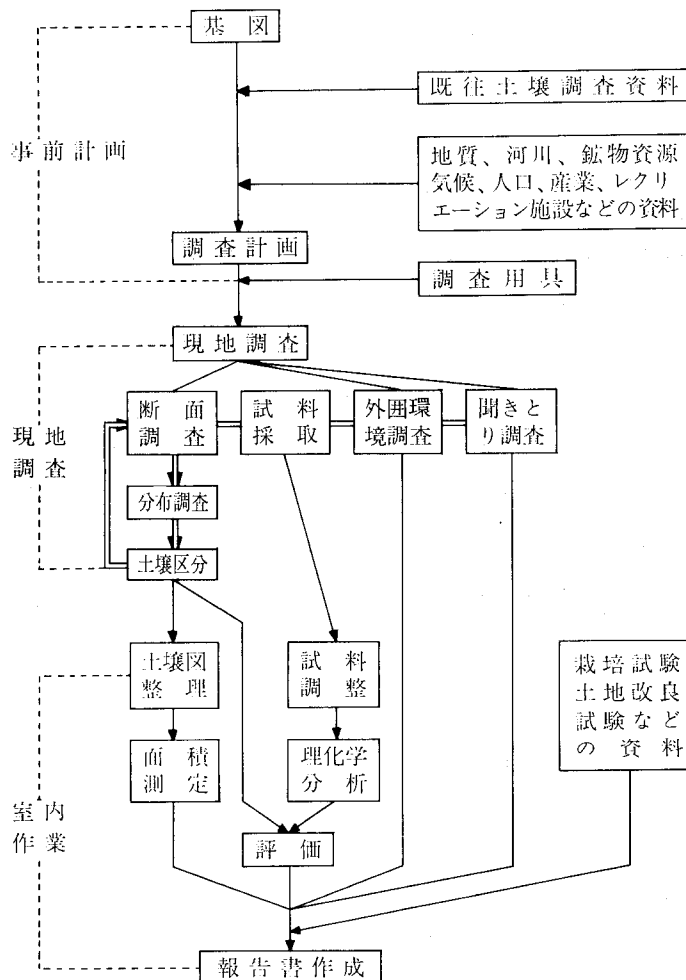


図-1 土壌調査の手順

また、圃場造成や道路周辺の緑化などの場合、工事後
 土壤調査を行う場合と計画段階で調査する場合が考えら
 れる。わが国では計画段階で調査を行うことが十分では
 ないが、これを注意することによって、調査の成果はさ
 らに高まるのではなからうか。

土壤調査は、土壤の分布および性質を調べ生成因子と
 の関係を明らかにして分類し、分布を図示し、さらに、
 分類された各土壤の性質と、それに応じた利用、改良の
 方策などを他の人に分かるように報告書にまとめて、人
 間生活に役立てる仕事全体を指している。

したがって、調査項目をただ機械的に埋めるのではな
 く、場合によって重点のおき方を調査者の判断で変える
 必要がある。また、土壤自身は、人間の利用とは別の存
 在であるが、調査の際には、土壤の性質と、調査目的と
 の関連を常に考えていなければならない。

2. 土壤調査の方法

1) 土壤調査の手順

調査法の細部については文献^{3,5,7,9,14,16,18)}を参照され
 たい。調査の手順は図一1のようである。土壤調査と聞
 くとは断面観察を連想する人が多いが、実際は図のような
 多様な作業を含んでいる。調査の際には、目的に合致す
 る地図、調査基図が必要である。通常、国土地理院発行
 の5万、2.5万分の1地形図、5千および2.5千分の1国

土基本図、各種の空中写真が用いられる。概査の場合は
 地質、地形などから見て必要と思われる地点だけ調べ、
 精密調査では方眼法がふつう用いられる。後の場合、基
 図上の間隔が1cmくらいになるように調査することが多
 い。

2) 現地調査

i) 調査地点の選定 図上でおよそ決めてあるが、現
 地では、予定地周辺の標準的な所かどうかをなお確かめ
 て試坑する。試坑の他に自然の崖や人工の切り、溝な
 どの断面が観察できる所はなるべく調査する。ただし、
 そのような地点では土層上部が、標準的な断面とかなり
 異なることが多いので注意を要する。

ii) 調査項目 図一2の野帖の例に見られるように、
 野外の調査項目には周辺の環境（地質、地形、土地利用
 作物の生育状況など）に関するものと土壤自身に関する
 ものの両者がある。

iii) 外囲環境の調査 野帖の上部に書かれている項目
 である。土壤の調査の前後あるいは間に、周囲を観察調
 査し、土壤との関係を見ておく。次のような項目が必要
 である。

- a 調査位置 調査地点に着いたら先づ基図に地点とそ
 の番号を入れ、野帖に番号と地名、所有者（利用者）
 名を記入する。
- b 地形、侵食 地形は表一1の例のように区分する。

調 査 票 (普通畑)

番 号	調査地点	市 郡	町 字 村	番地	耕 作 者	年 月 調 査															
地 目	天 気	(調査前)の象		地形地質(母岩) 堆積様式																	
傾 斜	調査地点	周 辺 地 区																			
侵 蝕 度		主な受蝕期		侵蝕防止対策																	
有効土層の厚さ	土 壤 断面図	厚 試 さ 料 ・ 層 界	色		腐 植 質 ・ 泥 炭 ・ 黒 泥	斑 紋 ・ 結 核	グ ラ イ 斑 ・ グ ラ イ 層	土 性 国 際 法	礫	構 造	孔 げ	風 乾 土 の 硬 さ	ち 密 度	可 塑 性	盤 層 の 硬 さ	粘 着 性	透 水 性	湿 潤 水 面	植 物 根 の 分 布 状 況	摘 要 (みみず等)	
			湿	乾																	
		0 ・ 10 ・ 20 ・ 30 ・ 40 ・ 50 ・ 60 ・ 70 ・ 80 ・ 90 ・	cm																		
	作(植)物の生育状況											障害発生状況 雑草の繁茂状況									
	備 考															調査者					

図一2 野帖の例

表-1 地形区分

中地形	小地形	人為							
山地, 山麓 火山地 高原 丘陵	凸斜面, 凹斜面, 等斉斜面 斜面上の位置 波状, 平坦 崖	切土面							
段丘(台地)	上, 中, 下位面, 浅谷面, 微高地	切土, 盛面 面							
低地	<table border="0"> <tr> <td rowspan="3" style="vertical-align: middle;">{</td> <td>河岸</td> <td>三角州, 扇状地, 谷底低地</td> </tr> <tr> <td>湖岸</td> <td>自然堤防, 旧河道, 泥炭地</td> </tr> <tr> <td>海岸</td> <td>湿地, 海岸平野, 潮汐平野, 砂丘</td> </tr> </table>	{	河岸	三角州, 扇状地, 谷底低地	湖岸	自然堤防, 旧河道, 泥炭地	海岸	湿地, 海岸平野, 潮汐平野, 砂丘	臨海埋立地 低湿埋立地
{	河岸		三角州, 扇状地, 谷底低地						
	湖岸		自然堤防, 旧河道, 泥炭地						
	海岸	湿地, 海岸平野, 潮汐平野, 砂丘							

他に傾斜の角度と方向, 侵食状況, 標高 (m), 河川, 湖沼, 海岸付近では, 水位, 氾濫の有無, その時期, かんがい排水の難易, 潮汐の影響。

c 堆積様式, 地質, 母材, 残積土, 崩積土 (火成岩の種類, 堆積岩—古生層, 中生層, 第三紀層), 水積土 (洪積, 沖積, 海成, 湖成, 河成, 扇状堆土), 集積土 (泥炭—高位, 中間, 低位)。

d 排水状態 V) 項参照。

e 植生 未耕地では主要植物名, 耕地では作物名と生育状況, 造成地や荒地では主要雑草名。

f 利用状況, 地目, 土地利用の変せんと現況

g 人為 人工的变化。たとえば, 切土, 盛土, その厚さ, 材料の種類, 混合状況, 圧密程度。

iv) 聞きとり調査 (野帖の左側頁に記入) 調査者は短期間現地にとどまるだけなので現地に住む人の意見を次の諸点について聞いておく必要がある。このことは, 土壌の性質と農業の関係の把握, 調査結果を土地改良, 土壌管理に生かす際の有力な手掛りになる。

a 気候, 月別平均気温, 降水量, 風, 霧当りの強さ, 方向, 季節とその影響, 防風霧施設, 積雪期間, 無霜期間。

b 災害 旱害, 水害, 風害, 冷害, 凍結深度, 病害虫, 鳥獣害, 土壌侵食。

c 土地改良 排水, 客土, 混層, 酸性矯正など, またそれぞれに対する意見。

d 栽培植物の種類, 品種, 生育状況, 障害症状, 施肥管理。

v) 土壌断面調査 通常, 能率上, 基本断面調査と簡易断面調査が併用される。簡易断面調査は, 主として土壌の広がりを知るために行ない, 浅く掘ったり検土杖で断面の特徴を確かめるのである。以下に基本断面の調査を述べる。

a 試坑 通常, 少くとも 1—1.5m の深さ (礫層, 岩盤が出るときはその深さ) まで調べる。断面に陽光が当

る方がよい。巾は深さの 0.8—1 倍, 長さは深さの 1—1.5 倍位がよい。

b 深さ (層厚) 土壌は層をなして堆積している。層が変わったところで線を引く。地表から各線までの深さ (cm) を上から順に記載する。

c 層界 層の境は黒—白, 粘土—砂と急に変わるときと, 黒—こげ茶—茶のように次第に変わるときがあり, また境の線も平坦なものや波状のものがあるので区別する。

○変化の巾	表現	記法
0—3 cm	明瞭	——
3—5	やや明瞭	-----
5—	漸変	

○層界の形	表現	記法
ほぼ平坦	平坦	——
波の巾が深さより大	波状	-----
波の巾が深さより小	不規則	

d 腐植 (有機物)

腐植含量	表現	判定
<2%	(あり) (なし)	—
—5	含む	やや暗色
—10	富む	暗色
—20	すこぶる富む	黒色
>20	腐植土	黒色

e 礫 直径 2mm 以上の石を礫としている。

礫含量	表現	判定
<5%	(あり) (なし)	土色帖に付属する
—10	含む	面積割合を示す図を使う。
—30	富む	
—50	すこぶる富む	
>50	礫土	

大きさ, 風化程度, 種類を備考欄に記入。また, 断面中に礫がなくて, 地表の所々に巨礫が散在する場合は野帖の左頁に記入する。

f 土性 これは土壌の性質の意味ではなく粒径組成を指す。国際法粒径区分による粘土, シルト, 砂の含量の比率から図—3 や表—2 のように定められている。現地では土を指でこねたときの粘りけ, ざらざらした感触などで判定する。泥炭の場合はそれを構成する植物遺体と分解度を判定し高位, 中間, 低位に分け分解度を記入する (詳細は別の文献を参照?)。

g 土色 標準土色帖¹⁷⁾を用い, 通常湿土の色, 時には必要に応じて乾土の色も判定する。色相 (赤, 青など), 明度 (明暗), 彩度 (色のあざやかさ) の順に, たとえば, 橙色 (5 Y R 6/8) のように記す。5 Y R が色相, 6 が明度, 8 が彩度である。5 Y R と 7.5

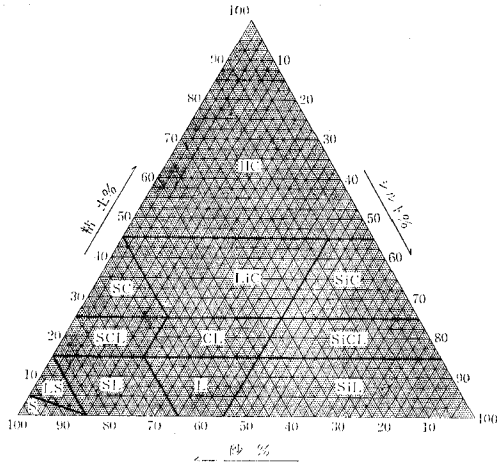


図-3 土性三角図表

表-2 土性区分

記号	土性名	粘土含量 %	シルト含量 %	砂含量 %
粗粒質土壌				
S	砂 土	< 5	> 85	> 85
LS	壤 質 砂 土	< 15	> 85	> 85
SL	砂 壤 土	< 15	65-85	65-85
中粒質土壌				
L	壤 土	< 15	< 45	< 65
SiL	シルト質壤土	< 15	> 45	< 65
SCL	砂質埴壤土	15-25	< 20	< 65
CL	埴 壤 土	15-25	20-45	< 65
SiCL	シルト質埴壤土	15-25	> 45	< 65
SC	砂 質 壤 土	25-45	> 55	> 55
細粒質土壌				
LiC	軽 埴 土	25-45	< 45	< 55
SiC	シルト質埴土	25-45	> 45	< 55
HC	重 埴 土	< 45	> 55	> 55

Y R の中間色は 6.25 Y R, 明度が 4 と 5 の中間ならば, 4.5 とする。

h 硬度 通常, 山中式硬度計²³⁾を用い平坦に削った断面にさしこみ侵入の程度を mm で読み記入。測定のために先端の錐状部を布できれいに拭う。礫に当たると判定できない。ち密な盤層があれば, 備考欄にも書く。粘土盤, フラジ盤(粗粒), 耕盤のように水中でほぐれて分散するものと, 鉄盤や, 珪酸によって接着されているデュリ盤のように水中でも安定なものを区別しておく。

硬度計の目盛	判定	硬度計の目盛	判定
0-10mm	ごく疎		
11-18	疎	25-28	密
19-24	中	≥ 29	ごく密

i 構造 土壌には, 海岸の砂のように粒子がばらばら

表-3 土 壤 構 造

区 分	基 準
平 板 状	自然の割目面が水平方向に沿って発達し, 水平方向の大きさに対して垂直方向の厚さがずっと小さいもの
柱 状	割目面が水平方向よりかなり垂直方向に延びて発達したもの
等 方 状	割目面が水平方向と垂直方向にほぼ同程度に発達したもの
塊 状 (角塊状を含む)	形状によって塊状(角塊状を含む)及び粒状に分け, 大きさによって各々を2種に分ける。 表面がかなり滑らかである程度の稜角が認められるものであって, その各々の面が隣りの塊の表面と相合的のものうち 2cm 以上の大きさのもの
細 塊 状	同上で, 2cm 以下の大きさのもの
粒 状	面がある程度粗面であり, 隣の粒の面とは無関係のものうち, 2mm 以上の大きさのもの
細 粒 状	同上で 2mm 以下の大きさのもの

平板構造については厚さを, 柱状構造については長さ及び径を, 塊状構造については径を cm で記載する。

無構造
構造が認められないものについては, 土粒の連結状況によって次の2種類に区分する。

区 分	基 準
単 粒 状	個々の粒子が連結されていないもの
連 結 状	粒子あるいは構造単位が均質的に連結されているもの

のものや, 壁土のように一面に連結しているものもあるけれども, 自然の状態では, 通常は沢山の粒子が結合して, ある大きさの塊まりになっている。この土壌粒子の集合体を構造と言う。しかし下層の粘土を掘り上げた時にできる一時的な塊まりは, 単なる土塊であって, 構造には含めない。構造は土壌中の水や空気の動きと深く関係する。構造が発達していれば, 埴土であっても, 必ずしも透水性が悪いとは限らない。

構造は, 鮮明度(あるいは発達程度), 大きさおよび形によって区分される。適度に湿った状態で判定する。

j 孔隙 孔隙は, 土壌容積の半分以上を占め, 通気, 透水, 根の発達などと重要な関係がある。

孔隙には構造内も通る内孔と, 構造間の隙間である外孔がある。このうち内孔(通常, 丸い孔)については次の基準で判定する。

直径 (mm)
 細孔 < 0.5 小孔 ~ 2
 中孔 ~ 10 大孔 > 10
 内孔の密度 (10cm平方当りの数)
 少 < 50 中 ~ 200 多 > 200
 外孔 (量と下記の巾, mmで区分)
 小 < 3 中 ~ 10 大 > 10

k コンシステンス 作業の能率と密接な関係がある。適度に湿った状態で調べる。

粘着性は、指の間でこねて、付着性、可塑性の大小によって、0, 小, 中, 大に分ける。

次の基準による。

基準	区分
棒状にのびせない	0
棒状になってもすぐ切れる	小
直径2mm位の棒状になる	中
直径1mm位の棒状になる	大
同上と同時にこねるのにかなりの力が必要	ごく大

l 透水性 水の上下の移動が

自由	大
かなり自由	中
ほとんどなし	小

m 斑紋 地下水 (あるいは浸透水) の上下で、酸化還元が反復する層で見られる酸化鉄やマンガンの沈積物。鉄さび色の斑紋が多量に見られる層まで地下水が停滞することが多い。その層に占める斑紋の面積割合 (土色帖の前の方に図がある) でこれを次のように区分する。

< 2% あり, -20% 含む, > 20% 含む

n 被膜 土壌構造の表面は、上の層から浸透水によって運ばれた物質によって覆われていることがある。これを被膜と言ひ、次のような種類がある。粘土、有機物、酸化鉄、マンガン酸化物、可溶性塩類 (炭酸塩、硫酸塩、塩化物、硝酸塩など)、珪酸。有無を記入。形

斑点状	構造面、孔隙の所々に散在する
断片状	構造、孔隙のかなりの面を覆う
連続	構造面を完全に覆っている

厚さ

薄	い 被膜の下の細砂粒子が見える
やや厚い	細砂粒子の輪郭が不明瞭
厚	い 被膜の表面が滑らかで中の粒子が見えない。

記載法は、たとえば、断片状の薄い被膜とする。

o 湿り 手で握って 次の基準で区分する。

基準	区分
湿りを感じない	乾

湿りを感じる	半乾
手のひらがぬれるが水滴が落ちない	湿
握ると水滴が落ちる	潤

p ジピリジル反応 氷酢酸 100ml に蒸溜水を加えて 1 l とし、これにジピリジル (α - α' -dipyridyl) 2 g を溶解した液を作る。土壌にこの液を滴下すると、地下水のため酸素不足でグライ層と言われるような場合は、二価鉄のために赤色を呈する。色の濃度、反応時間で還元を判断する。この場合、スコップやこてでこすっていない新鮮な土塊表面に液を滴下する。スコップなどの鉄でこすられた程度でも赤色を呈するからである。

q 排水状態 各層の排水状態については既述の各項を参考として、次のような基準で区分する。

不良	年間の大部分の期間、地下水に浸っている
やや不良	常時ではないが、年間のかんりの期間、多湿である
やや良	水の移動が遅く、短期間ではあるが多湿となる
良	水は容易に移動し、多湿になることがほとんどない
やや過良	やや砂質で水の移動が速く、やや保水力に欠ける
過	砂質、礫質で水の移動は非常に速く、保水力に欠ける

r 根の分布 根の分布は、土壌の特徴、たとえば、盤層などと密接な関係がある。根の大きさは、次のように分ける (単位mm)。

細 < 1, 小 ~ 2, 中 ~ 5, 大 > 5

量は各層の相対的比較で多, 中, 少, なしに分ける。植物の種類が分かるときは記入するが、わが国の未耕地ではササなどが比較に好都合である。根の垂直的な変化に注意する。

s アロフェン試験 主として黒ボク土かどうかの判定に用いられる。フェノールフタレイン 1 g をアルコール 100ml に溶解した液で濾紙を湿らせた後乾燥、土をこの濾紙にこすりつけておいて、沸化ナトリウム飽和溶液を滴下する。黒ボク土ならば、通常、速やかに濾紙が赤変する。ただし黒ボク土以外でも時々赤くなることもある。

t 各種の混入物 遺跡の場合、貝殻や土器その他のものに注意して記入する。攪乱された土壌の場合、雑多な混入物があるが、種類と量を記入。土性、土色が極端に異なるものが不規則に入っている場合も同様。

u 層位 自然の層序をもつ土壌 断面を見ると通常いくつかの層に分けられる。たとえば河岸の沖積物では

礫層の上に砂層や粘土層がある。このように土壌母材として、もともと異なる層の積み重ねを層理と呼んでいる。また堆積後に腐植がたまるなど、土壌としての層の分化が起きた場合には、層を区別するのに層位と言う言葉を用いる。

自然状態での層位の命名は次のようにして、既述の項目について調べた後に記入する。

- L 新しい落葉層（またはO 1）
- F 落葉層が部分的に分解している層
- H 落葉が原形をとどめない程度に分解した層（またはO 2）
- A 1 腐植の含量が高く暗色、有機物と無機物が混合または結合している。
- A 2 溶脱層で淡色
- A 3 A層の性格があるが、B層へ移り変る中間的な層。
- B 1 B層の性格があるが、A層との漸移層
- B 2 B層の基本的性格をもつ、A層からの粘土、鉄、腐植が集積、塊状構造、A、C層より赤味が強い、などのどれかの特徴をもつ。
- B 3 B層からCまたはR層への漸移層
- C 土壌生成作用をほとんど受けていない層
- R 固結した岩石

付加記号 層の特徴を明確に示すために、わが国でしばしば用いられる付加記号を示す。

- b 埋没土層
- cn 酸化鉄などの結核や固い管状沈積物がある層
- g グライ層、土壌の基色の彩度が2以下、地下水のため酸素不足で鉄は還元され二価になっている
- h 溶脱して集積した腐植があるとき（B層）
- i ポドゾルの鉄集積層
- m 強度の接着、硬化
- p 耕起攪乱層＝作土層、Apと書く（表土が浸食で消失しC層が作土になった場合でもAp）
- si アルカリ可溶の珪酸による粒子の接着
- t 粘土の集積（B層）
- x フラジ盤（既述）

岩石の不連続 断面の中で土壌の母材が異なる層が出て来たとき、ローマ数字を層位記号の前に付けて区別する。たとえば

A 1 / B 1 / I B 2 / II C 1 g / IV C 2 g

攪乱された土壌の場合、攪乱後、長期間を経て層位の分化が起きていけば、自然土壌に準じて命名する。分化していなければ、Ap層以外はC層であり、その中で層を識別できれば、C 1、C 2…などと記す。

vi) 試料採取 現地土壌を乱さないよう一定容器に取るもの（美園式試料缶など、三相分布、透水性係数、有効

水分など）と、他の理化学的分析のために乱してもよい、プラスチック袋に採取する（通常1 kg位）ものがある。区分された各土壌の代表的地点、1ないし数ヶ所の各層ごとに採取する。その他の地点では、必要に応じて、簡単な分析を行なう試料として通常表土とその直下20cm位から採土する。このように多種の分析を行なうものと必要最少限度の分析を行なうものに分けて作業の能率化を図るのが普通である。

vii) 土壌区分 一つの断面調査が終ると次の地点へ周囲の状況を観察しながら移動する。途中の地形や土壌に変化がなく、次の断面も類似していれば両者は同種の土壌として扱う。もし異なれば、どこから変わったか、地形などを参考にしつつ、簡易試坑や検土壌で確認して距離を測り図上に線を引くと、土壌区分ができる。こうしてできた図を、土壌区分野稿図と言う。

3. 室内作業

i) 土壌図の整理 野稿図をもとに、新しい基図に整理した土壌図を作成する。土壌の境界線、試坑地点や試料採取地点の番号、土壌の種類ごとの記号または番号、調査年次、調査者を塗入れして、さらに土壌の種類ごとに着色し凡例を付けておく。位置図や代表地点の柱状模式図などを付けることがある。また土壌別面積を測定しておく。

ii) 試料調整 試料缶¹¹⁾の試料はそのまま分析に供し、袋の試料は風乾細土にする。

iii) 分析 一般的分析項目は次のようである。化学的分析^{8,18)}：全炭素（腐植）、全窒素、pH（H₂O、KCl）、磷酸吸収係数、陽イオン交換容量、交換性カルシウム、マグネシウム、ナトリウム、カリウム、有効態磷酸、比電導度、塩素イオン、硫酸イオン、硝酸態窒素など。

物理性測定⁹⁾：三相分布および仮比重、粒径組成、団粒分析、土塊分布、保水性（pF水分曲線）、飽和透水係数、インターク・レート、減水深、液性限界、塑性限界。

（これらの物理性のうち、前2者を除いては最近になって広く測定されるようになりつつある）。

4. 報告書

土壌図と報告書は不可分である。次の項目が報告書に一般的に含まれる。

- a) 地域の概観：位置、面積、地形、地質、水源、気候。
- b) 調査法
- c) 土壌の概要：土壌の種類、特徴、分布の概要と表
- d) 土壌各論：土壌図に区分された各土壌の特徴や分類を代表断面や分析結果とともに説明。分類は他の分類

体系^{12,14)}と対比しやすいように標準的体系との関係を示す。表-4に標準的体系の例を示した。沖縄の土壌や造成土壌の分類については別の資料¹³⁾を参照されたい。

e) 土壌の評価：調査の結果を整理し、土壌の種類別に生産力可能性分級を行う。表-5のような基準項目および要因項目から構成されている。各項目の強度が数字で示される。それぞれの基準については資料¹⁴⁾を参照されたい。

f) 土地利用, 改良, 管理：既往の農業, 林業, 園芸試験場の試験成果などを参考として, 対策をまとめる。一覧表や対策的土壌図を示すことも有効である。

おわりに

以上のように、土壌調査、とくに野外で調査する項目は、物理性と関係するものが大部分であると考えてよいであろう。例えば、グライ層の深さなどが項目にあって、土壌区分の重要なめやすとなっているが、これは土壌の年間の水分状態と密接な関係がある。土壌区分の基準には、人工的にしばしば変動してしまうような理化学的性質（たとえば表土の交換性塩基のような）を用いることはできない。この意味で、物理性を的確に把握するような測定法は土壌区分の基準としても非常に役立つと

表-4 土 壌 群, 土 壌 統 群 一 覧 表

記 号		記 号	
01	岩 屑 土 L	10	黄 色 土 Y
02	砂 丘 未 熟 土 RS		細 粒 黄 色 土 Y-f
03	黒 ボ ク 土 A		中 粗 粒 黄 色 土 Y-mc
	厚層多腐植質黒ボク土 A-tr		礫 質 黄 色 土 Y-g
	厚層腐植質黒ボク土 A-th		細粒黄色土, 斑紋あり Y-wf
	表層多腐植質黒ボク土 A-r		中粗粒黄色土, 斑紋あり Y-wmc
	表層腐植質黒ボク土 A-h		礫質黄色土, 斑紋あり Y-wg
	淡色黒ボク土 A-l	11	暗 赤 色 土 DR
04	多 湿 黒 ボ ク 土 AW	12	褐 色 低 地 土 BL
	厚層多腐植質多湿黒ボク土 AW-tr		細粒褐色低地土, 斑紋なし BL-f
	厚層腐植質多湿黒ボク土 AW-th		中粗粒褐色低地土, 斑紋なし BL-mc
	表層多腐植質多湿黒ボク土 AW-r		礫質褐色低地土, 斑紋なし BL-g
	表層腐植質多湿黒ボク土 AW-h		細粒褐色低地土, 斑紋あり BL-wf
	淡色多湿黒ボク土 AW-l		中粗粒褐色低地土, 斑紋あり BL-wmc
05	黒ボクグライ土 AG		礫質褐色低地土, 斑紋あり BL-wg
	多腐植質黒ボクグライ土 AG-r	13	灰 色 低 地 土 GrL
	腐植質黒ボクグライ土 AG-h		細粒灰色低地土, 灰色系 GrL-f
	淡色黒ボクグライ土 AG-l		中粗粒灰色低地土, 灰色系 GrL-mc
06	褐 色 森 林 土 B		礫質灰色低地土, 灰色系 GrL-g
	細粒褐色森林土 B-f		細粒灰色低地土, 灰褐色系 GrL-bf
	中粗粒褐色森林土 B-mc		中粗粒灰色低地土, 灰褐色系 GrL-bmc
	礫質褐色森林土 B-g		礫質灰色低地土, 灰褐色系 GrL-bg
07	灰 色 台 地 土 GrU		灰色低地土, 下層黒ボク GrL-a
	細粒灰色台地土 GrU-f		灰色低地土, 下層有機質 GrL-o
	中粗粒灰色台地土 GrU-mc		灰色低地土, 斑紋なし GrL-d
	礫質灰色台地土 GrU-g	14	グ ラ イ 土 G
08	グ ラ イ 台 地 土 GU		細粒強グライ土 G-s
	細粒グライ台地土 GU-f		中粗粒強グライ土 G-smc
	中粗粒グライ台地土 GU-mc		礫質強グライ土 G-sg
	礫質グライ台地土 GU-g		細 粒 グ ラ イ 土 G-f
09	赤 色 土 R		中 粗 粒 グ ラ イ 土 G-mc
	細 粒 赤 色 土 R-f		グ ラ イ 土, 下 層 黒 ボ ク G-a
	中 粗 粒 赤 色 土 R-mc		グ ラ イ 土, 下 層 有 機 質 G-o
	礫 質 赤 色 土 R-g	15	黒 泥 土 M
		16	泥 炭 土 P

表-5 示 性 分 級 式 の 例

	t	g	d	p	l	r	w	f	n	i	a	s	e
(例)水田	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
畑	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
樹園地	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

簡略分級式

水田 I glrnia 畑 I dgwnia 畑地 I dg(w)nse

表-6 U S D A の 土 壤 識 別 基 準 の 例

USDA : SOILSURVEY LABORATORY METHOD

FABRIC-RELATED ANALYSIS :

A. Bulk density Field state

- Air-dry
- 30 cm absorption
- 1/3 bar
- 1/10 bar
- oven dry

B. Water retention

- Pressure-plate extraction
- Pressure-membrane extraction

C. Linear extensibility

SOIL TAXONOMY :

Bulk density at 15 bar w.r.
 COLE=Coefficient of linear extensibility

$$= \frac{Lm - Ld}{Ld}$$

$$\text{The } n \text{ value} = \frac{A - 0.2R}{L + 3H}$$

Slake in water (fragipan, duripan)
 Structure (Mollic epipedon)

Soil moisture regime
 Soil temperature regime

思われ、土壌物理学の発展は土壌分類の進歩につながるのではなからうか。

最近米国で用いられている土壌分類では、表-6のような項目が、土壌識別基準に用いられている。これらの中には、未だわが国では十分に土壌ごとのデータがとっていないものが含まれている。土壌対比の点で今後

考える必要があろうし、また、さらに的確な基準をわが国でも考えて行かねばならないであろう。(なお表のn値の場合、A=圃場含水量、R=(シルト+砂)%, L=粘土%, H=腐植%)。

明治初期にマクス・フェスカがわが国で開始した土性調査は、その後数十年続けられ、膨大な量の土性図が作成された。これは当時、それなりに役立ったことであろうが、現在、この土性図で満足する人がいるであろうか。土壌は、それ自身変化するものであるが、それ以上に人間の土壌を見る目や土壌を利用する方法は激しく変化した。新しい知識が土壌調査にも加えられて、フェスカの土性図と異なる立派な土壌図が今日用いられている。つまり、一度作られた土壌図は永劫に用いられるものではないことは明白である。現在の図を土台として、急速な学問の進歩を取り入れ、将来は新しい土壌図が作成されることになるのであろう。また、そうでなくては世界の進歩からたち遅れることになるであろう。

引用文献

- 1) 阿部和雄：土地利用合理化のための土壌調査と分類—土壌分類の活用とその問題点—, 土肥誌, 51: 245~254, 1980.
 - 2) Allermeier, K. A. : Application of pedological soil surveys to high way engineering in Michigan, Geoderma, 10: 87~98. 1973.
 - 3) Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde : Kartieranleitung, Hannover, pp.169, 1971.
 - 4) Bauer, K.W. : The use of soil data in regional planning, Geoderma, 10: 1~26, 1973.
 - 5) Buol, S.W. et al. : Soil Genesis and Classification, Iowa State Univ. Press, Ames, pp.360, 1973.
- 和田秀徳ら訳：ペドロジー—土壌学の基礎—, 博友社, pp. 494, 1977.

- 6) 土壌物理性測定法委員会編：土壌物理性測定法，養賢堂，pp.505, 1972.
- 7) 土壌調査法編集委員会（佐々木清一他）編：野外研究と土壌図作成のための土壌調査法，博友社，pp.522, 1978.
- 8) 土壌養分測定法委員会編：土壌養分分析法，養賢堂，pp.430, 1970.
- 9) FAO：Guidelines for Soil Profile Description, Land and Water Development Div. FAO, pp.53, 1964.
- 10) 北農試土性科：土性調査法並びに注意事項，同科，pp.27, 1951.
- 11) 美園 繁：実容積法による土壌物理性の測定，土肥誌，29：67～70, 1958.
- 12) 農技研土壌3科：土壌統の設定基準および土壌統一覧表，第二次案，同科，pp.67, 1977.
- 13) 同：同補遺，同科，pp.12, 1979.
- 14) 農技研土壌2・3科：土壌調査法および土壌分級法の概要，同科，pp.37, 1979.
- 15) 農林水産技会事務局：畑土壌の生産力に関する研究，同局，pp.1～52, 1962.
- 16) 同：土地利用区分の手順と方法，農林統計協会，pp.432, 1964.
- 17) 農林水産技会監修：新版標準土色帖，富士平工業（発売）.
- 18) 農水省農産課編：土壌環境基礎調査における土壌，水質及び作物体分析法，同課，pp.202, 1979.
- 19) 林試土壌部：林野土壌調査法解説書，林野共済会，pp.231, 1958.
- 20) Soil Survey Staff：Soil Survey Manual, Washington D.C., pp.503, 1951.
- 21) Ibid.：Soil Taxonomy, Washington D.C., pp.754, 1975.
- 22) 山田裕他：カラ空中写真の色調と土壌の形態，土地利用状況との関係について—横浜市北部地区の例— 写真測量 13：1～6, 1974.
- 23) 山中金次郎・松尾憲一：土壌硬度に関する研究（第1報）土壌硬度と含水量との関係，土肥誌，33：343～347, 1962.

質疑応答

須藤（茨木大） 言葉の問題ですが、「土性」という言葉は texture をいうにはふさわしくないように思われます。土質工学の方では physical property を一般的に指しているようです。工学と農学の交流の物でも支障があるので、「土性」というのを土壌学の方でも考えてみる必要があるのではないのでしょうか。

天野 習慣で土性といいましたが、「粒度組成」という人が多くなっています。たしかに土性は、あまりよい言葉ではないのでだんだんすたれるでしょうし、もっと分かりやすい言葉にした方がよいと考えます。

雨宮（東大） 2点おききたい。第1点として、国際法による土性の試験で処理を、すなわち土をどの程度までこわせばよいと考えるのかという問題です。第2点として、包括的土壌分類は最近かなり普及してきたようですが、現行の農林省で行われている分類の関係は如何

かという点です。

天野 分散の問題ですが、あまりよい方法は見つかっていません。私どもがいまやっている方法は、まず腐植を分解し、粗砂まではふるい分け、（適当な分散剤で分散させた後）シルトと clay をピペット法ではかるわけです。火山灰以外ではあまり問題はありませんが、火山灰では分散が問題でよい方法がありません。超音波を使ってもそれが本当のものを表わしているかどうか。

雨宮 超音波でこわす範囲は、電頭でみるとよくこわれているように思われますが。ただ超音波では出力が統一されていないといった問題があったりしますが、その辺が整理されれば普通的方法になるように考えられませんか。

天野 そのような方法が統一されればよいと思います。たとえば Taxonomy の中でも、火山灰土壌の定義づけに表面積当りの塩基—Al の量で計算している。しかしその表面積はそれ自身ではなく水分吸着量から計算しています。そこで2つの行き方があると思われま。ひとつは統一法を諦めた場合にどのような方法をとるか、他は再現性のある方法如何といった問題が考えられます。

第2点につきまして、私どもの分類と Taxonomy の分類との関係ですが、その点直接には無関係といったがよいと思います。分類体系としては平行的なもので相互連関はありません。簡単に調査、測定できる基準が必要でしょう。Taxonomy 化学性の基準によるわが国の土壌対比は比較的容易にできましたが、物理性ではデータが少ないので困っています。

金田（静農試） 第1におききたいのは、断面調査のときに、水田の畑利用などで人為的につくられた土塊一を固めたり、作土に土塊ができたりしたものを、構造とみなしてよいのかどうかということです。腐植や、キュータンなどは分らないが、掘ってみると土塊になっているわけです。これを構造と表現してよいのでしょうか。次に、攪乱土壌の場合です。たとえば、黄色なり、黒ボク土壌が造成時に攪乱されて混っている場合の扱いとか名称をどうしたらよいのでしょうか。攪乱土の調査項目です。どのような項目を調査しておけば後まで土壌断面として評価できるのだろうかという点です。

天野 攪乱された、いわゆる造成土壌のようなものが最近多くなっており、今いわれたような疑問が沢山出ています。昨年でしたか「造成土壌の分類について」というパンフが出ておりますのでご覧下さい。

それから第1のご質問ですが、私どもは自然に出来た

ものではないものは構造の分類には入れていません。しかし、柔らかいものの中に硬いものが混っていて、物理的には違うわけですから、別に構造と呼ぶかどうかは別に
して、やはり土塊として記載しておくことは必要と考え

ます。自然的な土壌分類による構造ではないことは明らかですが、それを区別した上で、その大きさや形などを記録しておくことは必要であると思います。

総 合 討 論

座 長：寺沢四郎（農技研）・中野政詩（東大農）

座長 松田さんの茎キャパシタンスのお話には植物の水分生理の問題が、また西出さんのお話にも土壌水のポテンシャルの問題がはいってきますので、まずこれらの二つを関連させて討論にはいりたいと思います。次に、小川さんの土壌団粒の安定性と天野さんの soil survey の問題、これらは構造の問題として討論を進めたいと考えます。

三野（京大農） 松田さんにおききたいのですが、土壌物理に関する測定法には、ひとつは測定によって土壌の中味を知る情報のための問題と、他は土壌を何らかの目的に応用するための index としてはかるという二つの立場があると考えます。使われた周波数はいくらでしょうか。それによってキャパシタンスの取扱いが違ってくるように考えられるものですから。

岩尾（中部電力総研） 周波数は 1 KHz です。土壌というよりも、植物側で、水を受取る側の水の動きをみようとしてきました。生体のキャパシタンスをはかる周波数には α 分散、 β 分散、 γ 分散なる現象がありますが、1 KHz 近辺ですと、生体工学の方では細胞間の流動する水の周波数が測れるとされています。 β 分散では、100KHz 程度になりますと細胞内の水の動きが反応します。1 MHz といった γ 分散では細胞膜単体のキャパシタンスが測るといった報告が認められています。

三野 それは高分子についての一種の低周波の異常分散領域で、水のキャパシタンス直接というよりも、C-R系で出てくる見かけのキャパシタンスですね。先ほどの雨宮さんのお話とも関連しますが、水そのものの行動よりも、RとCを介した何か見かけのものですから、逆にRの変化か、あるいはCの変化かも知れないことになりませんか。そうしますと、生体反応の一種の index としての利用であって、中の水そのものの質や量の範囲ではないと考えてよいでしょうか。

岩尾 そのとおりだと思います。C-R系についていいますと、生体は非線形で、CとRが周波数依存性を持ち、これを分けること自体がほとんど無意味でしょう。

寺沢 土壌水分の日変化では、夜も減少するケースがよくあります。夜間でも植物は生長しており、水の取りこみがあると考えてよいのでしょうか。

松田（三重農技センター） そのとおりだと思いますが、土壌水分が少なくなってくるとそれが制限要因となって吸おうとしても吸えないところで伸長が止まるところがあります。実際に農家でも午後の水を控えることを

しているのは、夜は伸びることを知っているからだと思っています。その点試験で裏づけがとれたようにも考えています。

五島（野菜試） その話は水分ストレスの問題だと思っています。測定によると2時頃がもっとも下がる時です。あとは同じような土壌水分でも徐々に回復します。今の問題は蒸散に無関係な能動的吸水の方が積極的に働いて減ってゆくものと考えます。

夜間に土壌水分が減る問題で、西出さんのデータで夜間にカーブが下がっていたのは、温度変化のためではなくてメニスカスのために吸引圧が高くなっているようにみえるのではないかと考えていますが如何でしょうか。

西出（岐大農） ビニールチューブは厚目のものを使っていますが、動ひずみ記録計に現われた負圧の変化から、体積変化しないチューブを使用することが大切のようです。

また、夜間の土壌水分測定でわかったことですが、テンシオメータは土壌水分の多い状態を測っているのに、夜間地温が低下し、土壌空間の湿度が露点近くなると、土粒子表面に小さい水滴がつき、そのような変化もとらえているように思います。従って温度（地温）が低くなれば負圧が大きくなるという通説と逆の現象もみられるようです。これらの現象については今後も検討が必要であると思っています。

五島 私どもは、気温と地温の影響を調べており、気温と吸引圧がパラレルに動いているので、気温の影響が大きいと考えていたわけです。土壌孔隙中の湿度の問題も考える必要があるわけですね。今後の実験の結果もまた教えていただきたいと思います。

寺沢 テンションの問題は重要だと思いますが、最近実験をやっておられるとききましたが、宮崎さん如何でしょうか。

宮崎（四国農試） ビニールチューブの弾性がかかることの影響がいまだに分りません。中はつねに負圧ですから温度が上がることでビニールそのものの体積が変化し、反発する力が強くなって吸引圧が上がるのではないかと仮説を立ててやっていますがまだ進展がありません。さきほど西出さんがいわれたように、硬質肉厚のビニールチューブといえども使用をさけなければならないのではないかと考えています。温度変化の小さい材質で、ナイロンチューブのようなものを実用化する方向を考える必要があるのではないのでしょうか。

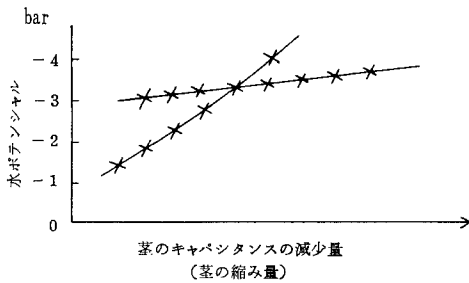
座長 われわれは水の運動なり、状態なりを正確に把握する研究をしなければならぬが、外的環境をチェッ

クすることは今後の研究課題でありましょう。他に水分ポテンシャルに関して意見などありませんか。

五島 植物体内の水分ポテンシャルの勾配が土壌水分を吸収してゆくときの問題になると思いますが、第1点として葉のキャパシタンスがはかれるのでしょうかという点、第2点として、大気—作物—土壌の系の中でそのようなものをどう結びつけて考えていけばよいのかといった点は如何でしょうか。

松田 私どもは現場の試験場で、もっとも簡単にかつ現場的・非破壊的にはかれることをとりあえず模索してやっているわけです。

岩尾 図で示しますと、茎の縮み量(Shrinkage)あるいはキャパシタンスと水ポテンシャルの関係は定性的に比例関係のカーブになります。

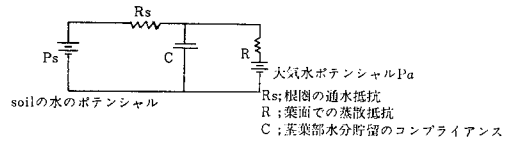


バラツキが大きいのですが、ある点から急に下がる傾向がある。葉で測るためには測定精度を上げるため電極をかぶせられる程度の葉面積が必要です。そこには光が当たらなくなるので、いまは茎の部分に集約してやっています。もっとも縮んでいるときは -10 bar 程度になります。測定データを比較しますと、茎の縮み量測定はきれいなカーブが得られるが、ポテンシャルの測定値はバラツキが大きくカーブが作りにくい現実があり、自分としては茎径膨縮の方が情報としてははるかに有用だと考えています。

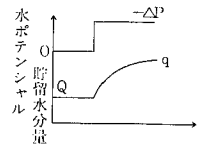
雨宮 (東大農) さきほどの質問も同じことをおききしていたわけですが、キャパシタンスといっているのは、電気的なキャパシタンスではなくて、植物体内の水分貯留の話だと誤解していたものですから。このような電気的情報で植物体内の情報を取り出そうという面白い方法だと思います。そこで、土から植物が水を吸収して蒸散するという系の中で、根の吸水と蒸散の間には時間的おくれが出てきます。そのようなシステムの中でマクロな水の出入りの系を考えると、ポテンシャルとか、水分の容量とか、抵抗とかいくつかのものをこの方法で測ることができるのでしょうか。その可能性についておききます。

岩尾 御指摘のとおり、ハイドロリックなキャパシタンス(コンプライアンス)を求めるのが最終的な目標

です。根の吸水や気孔などをそれぞれ集約して水の流れを図式化しますと図のようになります。



Cに入出入する水はハイドロリック・コンプライアンス $C = \frac{\Delta V(\text{cc})}{\Delta P(\text{bar})}$ で表わすことができます。かん水すると茎に貯留する水量 q は



図のように、 $q = q_0(1 - e^{-\frac{t}{CR_s}})$, 但し $R_s \ll R$, t = 時間(hr) で表わされます。そこで、このようなモデルを使って土—植物—大気の系について C , P_a , R およびそれらの値を求め、植物個体の活力度を知らうとするのが目的です。

座長 では次に、土壌構造の問題に移りたいと思います。

桜井 (愛媛大農) 土壌侵蝕性の指標に Middleton の分散率を使っています。小川さんの報告の中に、団粒径によって分散率が異なるということがありますが、団粒径分布が異なる場合に小川さんの分散率で代表されるのでしょうか。次に、電頭(電頭)の試料作成法を教えてください。

小川 Middleton の原本に書かれている分散率の測定法についてよく知りませんが、おそらく土壌の塊を団粒に分けないでそのまま風乾して分散率を求めていると思います。私の場合は団粒の安定性を求めることをねらっていますから、粒径をある範囲にそろえて安定性を測定し、それをその土壌の安定性として代表させることを考えています。御指摘のことを目的とすれば、団粒径分布も要素に入れて考えなければならないと思います。

第2点につきましては、試料作成法が問題であることはよく承知していますが、ここでは風乾したものをそのまま金蒸着して観察したものです。

須藤 (茨城大農) 2点ほど小川さんにおききたい。第1点は、崩落率測定時の粒径ですが、こういう崩壊の分かれ目、すなわちどこで団粒が大きい方から小さい方に行くかという点です。かつて喜田さんが干拓土で、北岸さんが火山灰土で、私もちょっとやりましたが、たしか 0.25 mm 位でひとつのけじめがついていたように記憶し

ています。0.25mmのふるいを通るかどうかの技術的な問題はありますが、その通りやすさの問題です。小川さんは1mmふるいを使っておられますが、むしろ0.25mmのものを使った方がよいのではないかという点です。

第2点として、I, II, IIIと分けられたグループはどのような土壌特性と対応しているかということです。とくに、腐植や遊離鉄など cementing material との関連についても教えてほしいのです。

小川 団粒分析によると喜田さんのデータでも、たしか川村さんたちの水蝕実験のときのデータでも、耐水性集合体が多くの場合0.5ないし0.25mmのところ相互に転移することがいわれています。私も1mm目を崩落して通過した粒子の団粒分析をやってみました。その結果では多くの場合、1mm目を通った崩落率の大きいものは0.25あるいは0.1mm以下の小さな粒径に分かれているものが多いし、反対に崩落率の小さい、比較的安定なものは0.5mmあるいはそれ以上のものの割合が多い傾向を示しています。したがって、1mm以下のもので安定性を表現しても大体よいのではないかと考えられます。しかし、赤色土系の団粒では、1mm目を通過した粒子でも、0.25mm以上の粒径に分布する割合が多いのです。

第2の cementing material の問題ですが、その方面の実験はやっていません。ただ、A層の団粒は腐植以外にもアルミニウム、鉄、マンガン、ケイ酸などの加水酸化物の結合剤としての役割もあるのでそれらを全部入れなければいけないわけですが、現象的にはA層の団粒のように腐植のあるようなものはIのグループにはいることを経験的につかんでいるということです。また、IIの赤色土壌系の団粒で遊離鉄を挙げたのは、これらの団粒の遊離鉄含量が多く、それが結合剤として大きく働いているのではなからうかということです。腐植がほとんどないということで、腐植はこの中に入れてもよくだらうということです。

須藤 土壌分類の見知から、何か共通な cementing material を挙げられるかどうかについて意見をきかせて下さい。

天野 お答えになるかどうか分かりませんが、私どもはこのデータに非常に興味もっています。といいますのは、他の国でスレーキングの測定を非常に大きい段階の土壌分類に使っています。そこでは盤層の区別に使っており、下層に盤層が出る土壌は区分のとき大事なわけで、そのときにフラジパンとか、ジェリパンとかをもっている土壌は Great Group で分けなければならないわけです。ジェリパンは水に漬けてもスレーキングしない、固くくっついたもので cementing material は鉄もありましようが、シリカのようなものであるといわれています。私どももそのような土壌を区別して土壌分類に

反映したいわけですが、今のところうまいのがないわけです。そういう極端な場合ももちろんですが、疑似グライ土と、普通の低地にある疑似グライ土に似た土も同じとはいえないわけです。農業上では全然違う土と考えられているのでそのようなものを区別できる目安が欲しかったところです。ですからそういうもので区別できれば user としてありがたいと思っています。

堤 (東大農) 小川さんにおききたい。団粒の安定性の問題で、ここでの分類や考え方に使われた力は、多少乾燥のこともあるかも知れませんが、沸化作用が主なものと考えられます。土を材料としてみますと、単に水に漬けただけで評価するとかかなり大きなところで団粒を見てしまう場合があるようです。いろいろな力を加えてみますと小さな、微細団粒というか、かなり小さな粒径のところ安定した粒子をもつように、腐植を中心とした土でみてきたわけです。たとえば耕うんとか、シロカキのような実際の圃場での作業などの関連からみて、安定性の評価をするための力の加え方として、ある程度何らかの力を加えてゆく方向は如何なものでしょうか。

小川 その辺の検討はやっていませんので何ともいえませんが、私どもでは団粒の安定性を、易耕性、風蝕、水蝕などを対象とする場合に利用できないかと考えているわけですが、力を加えるか加えないか、たとえばトラクターによる反転、圧縮などの要素も考えに入れなければならないわけですが、まだそこまで至っていません。いちおうのように団粒の安定性を分類しておけば力を加えるような場合にも使えるのではないかという気はしますが。

寺沢 Aggregate stability の評価法はいろいろあり、目的によって変わってくると思います。小川さんのように static な水に漬けて耐水性条件から崩落率を判断するとか、湿式の Yorder 法のような耐水性もあるが、むしろ団粒組成を主眼にしたやり方もあるように思えます。ミクロ団粒ならば超音波による方法もあるかと思えます。Emerson の方法では単なるスレーキング・テストだけでなく、ものによっては分散率も測っています。そのようにねらいによって方法が選ばれると思いますが、今後の研究課題でありましよう。

座長 では残された問題に移りたいと思います。

雨宮 結局、土塊のこわし方についてはきまっていないというのが私の素朴な疑問です。小川さんのこわし方はこわすところに注意を払って一定になるように常に心がけておられるところが大変重要だと思えます。もっとも一般的な水中浸漬法もスレーキングの起こる原因が力学的に捉えられていないためスレーキング法を弱くしていると考えます。水に漬けるまでの条件をずいぶん整理しなければならぬでしょう。その整理の仕方としては

もっとも力を加える状態からもっとも力を加えない状態まで整理できればいろいろな土壌の粒度分布が得られるはずで、そこで、こわし方のエネルギーとしてある領域で安定した団粒が得られればそれはひとつの団粒領域ではないかと考えるわけです。0.25mmとか、1mmとかの前に、土塊の安定する領域が粒径ではなくてエネルギーとして整理される必要がありはしないか。たとえば超音波を0~300W程度まで出る装置で火山灰表土にかけてみますと、200Wで300Wのときと同じような分布が得られます。200Wから0Wまでではきわめて緩慢な変化を示します。すると200Wはひとつの安定した分布が得られた状態ではないだろうかと考えられます。また電顕でみると、それを裏づけるようにきわめて小さな、たとえば0.1 μ 程度の粒子がうまい具合に分かれているのが見られるわけです。したがって何か力の基準みたいなものを考えてそれで整理することが団粒を研究する上で一番重要ではないかと考えられます。

座長 もともとこの話は「土性」の使い方はどうかというところから出ているように思います。「粒径組成」を意味することになるかどうか土壌物理研究会全体が引きうけることとなりますが、何か御意見はありませんか。

須藤 土質工学分野の人たちとも話し合ってみたらよいと思います。ちょっとした用語でも理解しにくい点もありますし、用語だけでなく、もっと力学的な表現をし

なければならぬ面もあるかも知れないので、土壌物理研究会あたりで話し合う機会をもつたらよいと思います。

座長 実は今日ここにお集まりの方全員に1年あるいは数年間考えていただくように思っていたのですが、土質工学会と話し合うこととなりますと執行部の責任みたいなものになりますが、その辺も十分考慮してお土産ということにさせていただきたいと思います。

最後に、天野さんの方から攪乱土の扱い方のパンフに連してひとつ御質問がありましたので簡単にお話したいただいて終りにしたいと思います。

天野 攪乱土の考え方ですが、これはいろいろありまして、非常に攪乱して遠い所から運んできた土壌とか、その土壌がある程度ひっくり返された程度のものとか、その程度によって分類してみたらどうかというのが考え方の基本になっているようです。攪乱の度合いが非常に違うもので、とりあえず攪乱の度合いの低いものにわれわれの分類のどれかをつけて単純化して間に合わせているわけです。

座長 その辺のところは後から発行される特集号にぜひお願いします。

植物についての測定法、土と水の問題、土の構造とそれに続いて自然の土の調査法といったところを今日討論していただいたと思います。これで本日の総合討論を閉じさせていただきます。

定常法による不飽和透水係数測定法の 問題点とその改善

岩間 秀矩**・小川 和夫*

Limitation of Steady State Methods
for Measuring Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils

Hidenori IWAMA, Kazuo OGAWA
Hokkaido National Agricultural Experiment Station

The hydraulic conductivity of unsaturated soils was measured in applying steady state method with a suction type equipment. In this equipment, to apply the suction and hydraulic head gradient at both ends of the soil column, it is necessary to lower the level of the tank supplying water and the drain point from the position of the soil column.

The measurement with this equipment are more stable than those with pressure type equipment and the cost is lower.

Limitation in the use of this equipment involve the hydraulic contact and connection between soil and filter. The first problem arises when there is poor contact between soil and filter due to the existence of a small contact area, defective connections and unevenness. The second problem arises when the flow rates in the soil column restricted by the permeability of the filter in the case of highly permeable soils with high moisture content. As a result, permeability of filters under unsaturated conditions is lower than that under saturated conditions, because hydraulic connections between filter and soil are less satisfactory under unsaturated conditions.

The measurement of the suction profile in the soil column is necessary to identify these problems and enable to carry out steady state measurement. Several methods whereby fine sand, filter paper and other materials promote contact between soil and filter can be applied to alleviate these shortcomings.

1. はじめに

土壌中の水分移動を定量的に把握するためには不飽和透水係数の測定が不可欠とされている¹⁾。不飽和透水係数の測定はフィルードあるいは室内において、さまざまな方法により行われているが、大きくは土壌中における水の流れを定常状態にして透水係数を求める定常法と、排水あるいは浸潤過程における水分移動の解析から透水係数を求める非定常法に大別される。これらの測定原理等については Klute⁴⁾、中野⁵⁾により解説されている。

わが国においては岩田²⁾が室内法として Richards の加

圧型透水装置（定常法）を用いて以後、加圧定常法³⁾が一般的となっている。

定常法の利点は測定原理に非定常法におけるような仮定が殆んど含まれず、ダルシー則の成立を条件とするのみであり、再現性も高く信頼性が高いこと³⁾、および、水分移動の理論的検討¹⁾に適していることであると思われる。

しかし、上記法による不飽和透水係数の測定例および測定法の検討例³⁾は未だ数少なく、測定を正確に行う上で必要な諸条件について、十分に明らかにされていないものと思われる。著者らは定常法において、試料内の流

*北海道農業試験場農芸化学部重粘研究室

**現熱帯農業研究センター

***不飽和透水係数測定方法の呼称法は種々あるが、ここでは中野⁵⁾による方法に準じる。

れの様相を把握することが、正確な測定を行う上で必要であるという認識を得、また、水位差による吸引定常法による測定を試み、いくつかの利点を認めたので報告する。

2. 測定方法

主として、水位差による吸引定常法により測定を行った。その装置の概要と測定原理は図-1に示すように、土壌試料の上下端にメンブランフィルターを介して吸引圧を作用させ、それにより土壌の水分調節（即ち、不飽和状態の調節）を行うと同時に、上下端に適度の水位差を与え、垂直方向に定常流を生じさせるものである。土壌試料の上端面および下端面に作用する吸引圧は、それぞれ給水用マリョットタンクおよび排水口との水位差によって与えられ、その調節はフィルター部と給・排水部をつなぐ肉厚ビニールチューブを1~1.5 mと長くし、マリョットタンクおよび排水口の位置を試料より下げることによって行なわれる。また、測定は常に吸引圧を増大させる方向で行う。この方法による透水係数は次式により求められる。

$$\text{透水係数 } K = Q / (A \cdot G \cdot T)$$

ここで Q : 流量 ml

A : 試料断面積 cm²

T : 時間 sec 又は day

G : 試料内動水勾配 cm/cm

Gは試料内の二ヶ所に埋設されたテンシオメーターの測定値から次式により求める。

$$G = \{ -P_b - \Delta C - d - (-P_a - \Delta C) \} / (-d)$$

ここで得られた透水係数は近似的に平均吸引圧 $-P_{ab} = (P_a + P_b) / 2 - \Delta C$ H₂Ocm に対応する。(記号は

図-1 参照)

試料円筒は内径、8または10cm、高さ4cmのステンレス製を用いた。円筒には上下端よりそれぞれ1cmの位置に、ポラスカップ挿入用の小孔が2ヶ所あけてあるが、吸引法においては加圧法に用いられる試料円筒のような側面の多数の小孔は必要としない。

メンブランフィルターは孔径0.8~1μのものを用いたが、吸引圧が-100cmを越えると気泡の浸入がみられた。その透水能は飽水状態で、かつ約5cmの水位差において $2 \sim 3 \times 10^{-3}$ cm/secである。

加圧定常法では図-1の土壌試料~フィルター部分が気密なチャンパー内に格納され、加圧することにより試料の水分調節を行うものであるが、その測定法等については岩田³⁾により解説されている。

3. 結果および考察

1) 定常化に要する時間

図-2に鈹質畑表土について測定した一例を示したが、土壌の透水性が大きいほど流量および吸引圧の定常化が早く達成される傾向があり、 1×10^{-7} の透水性においても40時間前後と比較的早く定常化することが認められる。しかし、ち密な重粘土壤においては図-3に示すように、流量の定常化は比較的早い吸引圧の定常化がかなり遅れることがしばしば認められる。これは、ち密な土壌の特性に起因すると同時に、ポラスカップと土壤水の平衡化の遅れも関与してくるものと考えられる。また、図-3bにみられるように、不成功に終わった測定においても、流量は定常化しているのに対し、吸引圧分布は数日以上にわたり変動していることが認められる。これらのことは、定常化の確認には流量と同時に吸引圧

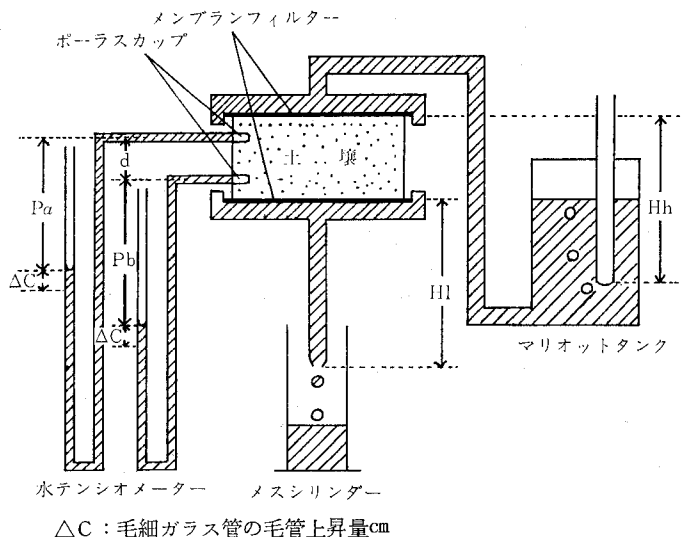


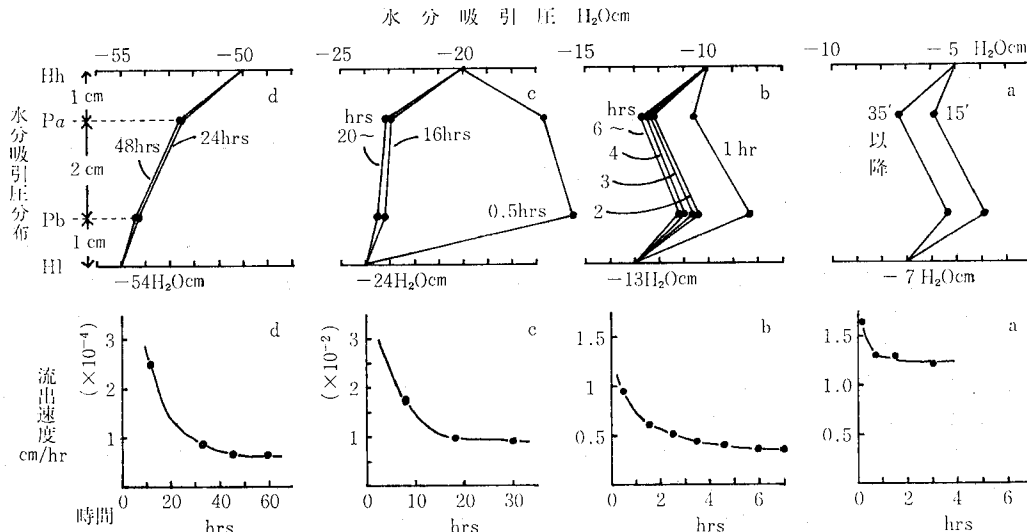
図-1 測定装置概略図

分布にも注意を払う必要のあることを示している。

2) 土壌・フィルター接触部の透水性について

定常法による不飽和透水係数の測定が不成功に終る原因は種々あるが、土壌試料内の水の流れに関連した要因

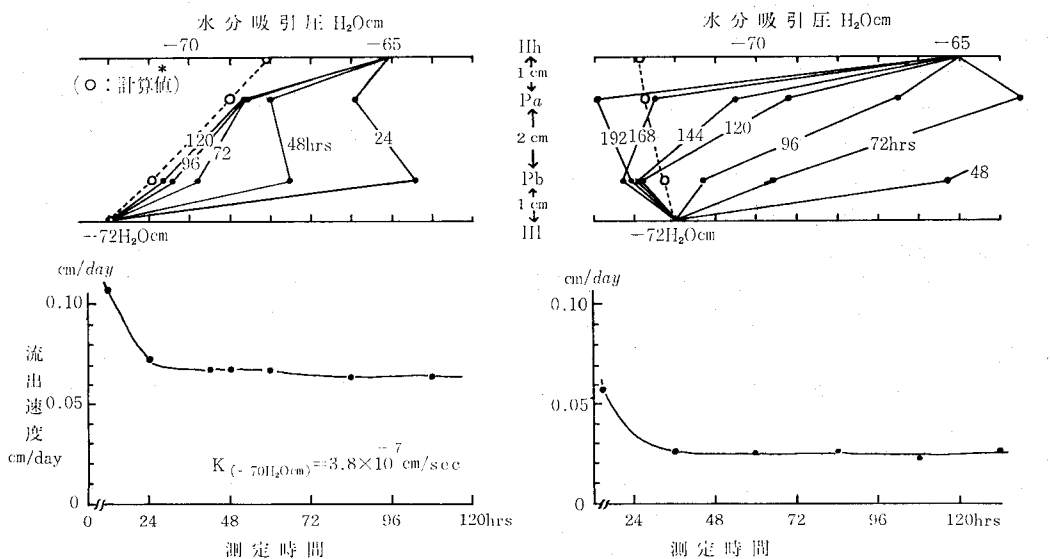
に限定してみれば、フィルターを間に介した給排水部と土壌間の流れの連結性の問題に集約される。即ち、土壌とフィルター接触部の問題であり、それには主として2つの問題が認められる。一つは土壌とフィルター間の接



定常状態における

流出速度	$Q = 6 \times 10^{-4} \text{ cm/hr}$	$Q = 0.01 \text{ cm/hr}$	$Q = 0.375 \text{ cm/hr}$	$Q = 2.4 \text{ cm/hr}$
動水勾配	$G = 1.7 \text{ cm/cm}$	$G = 1.25 \text{ cm/cm}$	$G = 0.2 \text{ cm/cm}$	$G = 0 \text{ cm/cm}$
平均吸引圧	$P_{ab} = -53.6 \text{ H}_2\text{Ocm}$	$P_{ab} = -23.3 \text{ H}_2\text{Ocm}$	$P_{ab} = -12.0 \text{ H}_2\text{Ocm}$	$P_{ab} = -6.3 \text{ H}_2\text{Ocm}$
透水係数	$K = 1 \times 10^{-7} \text{ cm/sec}$	$K = 2.2 \times 10^{-6} \text{ cm/sec}$	$K = 5.2 \times 10^{-4} \text{ cm/sec}$	$K = \text{計算不能}$

図-2 吸引定常法による不飽和透水性測定例1。(雄武褐色森林土, 畑表土)



a. 土壌～フィルターの接触性良

b. 土壌～フィルターの接触性不良(接触部の偏り)

*註) $\int dz = \int \frac{dh}{-(q/K-1)}$ 式において、流量qに実測値を入れ、下端(Hl)を出発点として求めた吸引圧分布

図-3 吸引定常法による不飽和透水性測定例2。(雄武酸性褐色森林土BC層)

触面の偏り、あるいは密着度の不足等、接触性の不良に起因するもので、流量の低下や試料内における流れの偏りを生じる。図-3 bに示した事例は測定終了後の観察によれば、接触面の偏りによって測定不能となった一例であるが、流量が成功例に較べて少なく、吸引圧分布は数日以上経過しても安定せず、最終的には動水勾配が0に近づくことが認められる。一方、測定成功例(図-3 c)においても、上端部の動水勾配は土壌内部のそれより大きくなっている。その理由として土壌～フィルター部の接触が完全ではなく、そこにおいて水の流れに対する抵抗が増大していることが推定される。

これは、土壌端面とフィルターの接触が全体として均一であって、動水勾配が水テンシオメーターの測定誤差以下とならない程度の流量が確保されるなら、測定可能であることを示している。水テンシオメーターの温度変動は比較的大きいことを考慮すれば、動水勾配は0.2以上の値が必要といえる。図-3におけるように接触性不良は土壌試料の上端面で生じることが比較的多いが、必ずしもそこに限定されるものではない。また、接触不良は図-3 bのように接触面の偏りを生じることが多い。

二つめの問題はフィルター自体あるいは土壌との連絡性に制限されるフィルター部の透水能が土壌の透水性より相対的に低下することで、膨軟な土壌や砂の透水性を高水分域において測定しようとする際に多く生じる問題である。この事例は図-2 aに示したが、これは図-2 b～dに示すように吸引圧を増大させ、土壌の透水性が低下すれば良好な測定が可能となっており、上述したような接触性不良がその主因でないことは明らかである。フィルターを介した透水性の測定において、フィルター自体の透水能が測定の上限であることは言うまでもなく、透水性の高い土壌に対しては高い透水能を持つフィルターを使用する必要がある。しかし、不飽和状態においては、さらに、土壌の不飽和度(空気率)によりフィルター面と土壌水との連絡性が減少し、フィルター部透水能の有効度が低下してくることが予想される。豊浦標準砂について定常法による透水性の測定を試みた結果では、吸引圧-3～-50cmの間では動水勾配がいつでも殆んど0となり測定不能であり吸引圧-50cm以下になって漸く測定可能となった。そして測定不能時における流量は1.1cm/hr(-5H₂Ocm)から0.015cm/hr(-40H₂Ocm)まで減少していた。これは上記の予想を裏付けるものといえよう。すなわち(フィルターの透水能)×(不飽和度)×(接触性)で現わされるフィルター、土壌接触部の透水能が土壌の透水性のオーダーにはほぼ匹敵する状態になって、はじめて定常法による不飽和透水性の測定が可能になるといえる。したがって粗粒な砂等について高水分域における透水性を測定することは、この方法では

かなり困難であることが理解される。

以上述べてきたように、測定中における土壌内の水の流れの様相は、吸引圧分布とその経時変化の測定により適確に把握することが可能であり、同時に正確な測定を行うために不可欠であると考えられる。

3) 土壌～フィルター間の接触性の改善処理

土壌フィルター間の接触性を改善するためには、下記の処理が有効であることが多い。

a, 試料端面の整形を充分に行ない、凹部を細砂クラクション(0.2mm以下)以下の砂質土などを用いて充填均平化する。

b, 土壌、フィルター間に、試料円筒の径より僅かに小さい口紙をはさみ、接触性の改善、吸引圧増大に伴う土壌の収縮への対応、およびフィルター面を根端や砂角から保護すること。

c, 給水フィルター部の上に適当な重りをのせ、密着性を良くすること。

しかし、これらの処理は高水分状態において高い透水性が問題となる場合には、土壌、フィルター接触部の透水能の相対的低下をもたらす場合もありうる。

他方、土壌、フィルター接触部の透水能を増大させるためにはa～cによる接触性の改善と共に透水能がより大きいフィルターの使用が考えられる。しかし、この場合にはフィルターの孔径が大きくなるため、気泡の浸入する吸引圧が低くなるので低引吸圧域および中～高吸引圧域の測定を別個に行う必要がある。

不飽和状態では水分含量の低下に伴い急速に透水性が低下することが多く、測定流量が著しく少なくなるが、こうした場合には給・排水部の水位差を拡大して動水勾配を高め、流量の増大をはかることが有効である。

4) 水位差による吸引定常法による不飽和透水性係数測定法の利点

a, 定加圧装置およびチャンパーが不要であり、安価に連数が揃えられること。および、長期にわたる測定期間中に停電等による攪乱を受けないこと。

b, 一般に使用されている水銀圧力調節装置の調圧限界は数mm Hg(10H₂Ocm以上)以上であるので、それ以下の低圧状態の測定が出来ないが、吸引法では可能である。

c, 土壌・フィルター間の接触性が加圧法より安定する。これは著者らの経験によれば、加圧法において圧力を25mm Hg以上にした際に、上部のフィルターと土壌間の接触性が急減することがしばしば生じた。これらの理由については不明な点が多いが、吸引法では土壌の上下端に負圧をかけることが、接触性を良好にする上でプラスに作用するのに対し、加圧することは、とくに、上部の土壌・フィルター接触部の水の連絡性に余りプラスに

作用しないことが関連していると思われる。

水位差による吸引法の問題点としては、これまでに述べてきた定常法の問題点が全て該当するが、さらに、室内においては水位差が物理的に150cm程度に限定されることがある。

4. ま と め

定常法による不飽和透水係数測定法の2・3の問題点と改善法について検討した。得られた結果は次のようにまとめられる。

1) 土壌試料の上下端面と給・排水部につながるフィルター面との接触部が、流量の制限因子となって、透水係数の測定不能をもたらす原因として二種類の問題がある。

2) その第一は、土壌・フィルター間の接触面積割合、密着性および均一性等の不良に基づく流量の減少によるもので、端面の均平化、口紙、細砂等の介在による密着性の強化が、その改善に有効である。

3) 第二には測定可能な透水性の上限を規制するもので、主として、膨軟な土壌あるいは砂の高水分域における透水性を測定する際に問題となる。この場合には、フィルターの最大透水能(飽水時)が上限となるのは当然であるが、不飽和な土壌と接触した場合にはその空気率および接触性により、透水能の有効割合が低下する。従って、測定の上限となる透水係数値はフィルターの材質のみならず供試した土壌によってそれぞれ異なり、特に

粗粒な砂ではその値は低下する。

4) 土柱内の水の流れの定常化の確認および、測定不能状態の判定には、土柱内の吸引圧分布の経時測定が不可欠である。

5) 水位差による吸引定常法による不飽和透水係数の測定は、加圧定常法に比較し、装置が安価に揃えられ、かつ、土壌・フィルター間の接触性が改善される等の利点認められる。

謝 辞

不飽和透水性測定の機会を最初に作って下さりかつ、御指導いただいた、前北海道農業試験場重粘地研究室長古畑 哲氏に深く感謝の意を表わします。

引用文献

- 1) 長谷川周一・前田 隆：不飽和浸透流におけるダルシーの法則の適用—不飽和土壌水の運動に関する研究(I)—, 農土論集, 70, p.13~19 (1977)
- 2) 岩田進午：排水過程の水分運動の特質と圃場容水量, 農技研報B, 16, p.149~176 (1966)
- 3) 岩田進午：土壌物理測定法委員会編, 土壌物理測定法, 養賢堂, p.194~197 (1972)
- 4) KLUTE, A.: The Determination of the Hydraulic Conductivity and Diffusivity of Unsaturated Soils, Soil Sci., 106, p.264~276 (1972)
- 5) 中野政詩：土壌物理研究会編, 土の物理学, 森北出版, p.239~248 (1979)

昭和56年3月3日受理

乾燥地における土壌の物理性と水収支

寺 沢 四 郎*

Soil Physical Properties and Water Balance in Arid Region

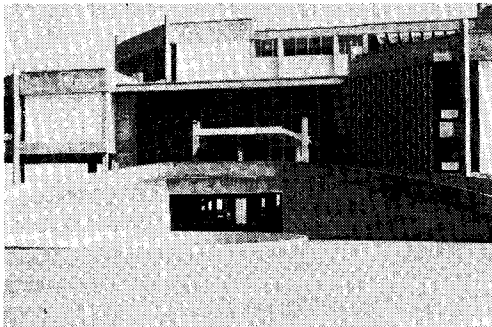
Shiro TERASAWA

National Institute of Agricultural Sciences

1. はじめに

最近、地球は沙漠化しつつあるということを耳にすることが多い。全陸地面積の約1/3を占める沙漠と半沙漠が年間6万平方kmの広さで年々拡大しているといわれる。この沙漠化する面積は四国と九州を合わせた広さに匹敵し、このような広さの農地や放牧地が年々失われていることになり、人間の増加にみ合った食料増産をしなければならぬ時に、陸地の沙漠化は深刻な問題になってきている。

人間の生産活動が自然のサイクルを狂わすと土壌は生物を寄せつけない不毛の沙漠と化してしまうのである。とくに、乾燥地では、水のコントロールを誤ると、土壌は塩分化し植物の生存はおろか、再び生物環境をとり戻すことを不可能にしてしまう。沙漠化は乾燥地に限ったものではなく、日本のような風土でも土地の荒廃による沙漠化が進んでいるという警鐘もでている。このように、かけがえのない地球を沙漠化より守るためにも、われわれは今ほど沙漠の実態を知り、そして沙漠化を防ぐ方策を打出すことが必要ではなからうか。この小論は、筆者がかつてクウェートで体験した資料をもとにまとめたものである。

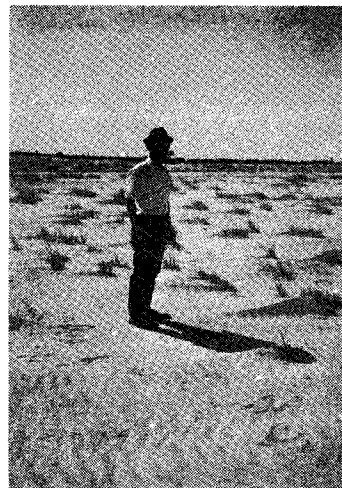


写真一 1 クウェート科学研究所

2. 沙漠土壌の物理性

乾燥地には、沙漠や半沙漠が広く分布しているが、その中には岩石沙漠、砂丘沙漠、沖積土沙漠など土性の異なる各種の土壌が分布し、しかもこれらの土壌のほとんどは塩類土壌である。沙漠の土壌は、風化作用や土壌化作用が弱いため、物理性は一般に劣悪であり、構造の発達がおくれている。砂沙漠の特徴の1つは、沙漠舗石などで表層が硬く、土壌がチ密化していることである。また、砂漠土の下層には石灰の集積層が生成され、その位置は雨量が多いほど下部に移行する。この石灰集積層ふきわめてチ密なので、不透水層となるだけでなく植物根の浸入が不可能な硬さとなり有効土層の制限層となる。

自然砂漠を農地にすると、土壌の仮比重が小さくなり保水性が高まり有効水分が増大する傾向がみられる。表1は、クウェートのスレビア地区の実験農場の例を示し



写真一 2 クウェート・スレビア地区の沙漠

*農業技術研究所；この小論は、昭和55年度日本土壌肥科学会鳥取大会のシンポジウム講演のまとめである。

表1 自然沙漠の農地化による物理性的変化(クウェート)

層位 cm	立地条件	仮比重 g/ml	全孔隙 p%	固相率 Sv%	水分率 Mv%	気相率 Av%	1/3気圧水分 Vol%	シオレ点 Vol%	有効水分 Vol%	土性
10 ~ 15	沙漠	1.83	31.2	68.8	0.7	27.5	9.0	1.8	7.2	S
	農場*	1.74	35.9	64.1	2.9	33.0	14.3	1.9	12.4	S
50 ~ 55	沙漠	1.78	32.6	67.4	1.2	31.5	14.8	1.7	13.1	S
	農場	1.71	35.7	64.4	3.3	32.4	14.5	2.0	12.5	S

*クウェート・スレビア地区の自然沙漠地帯に作られた実験農場

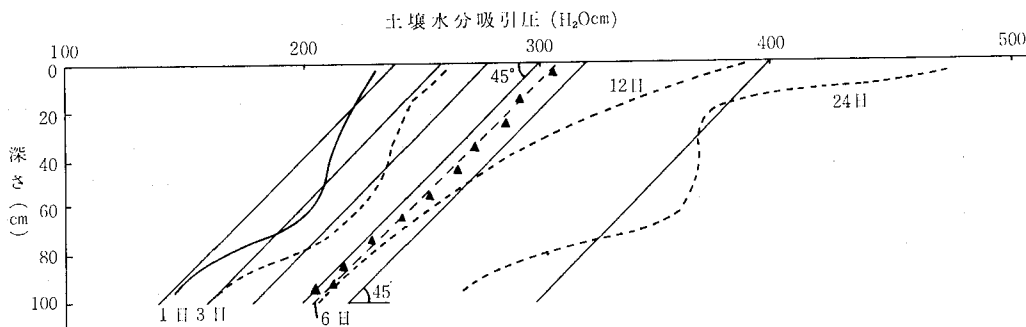


図1 多量かんがい後の土壌水分吸引圧の経時的変化(クウェート)

たものである。この地域全体が砂丘沙漠の景観を呈しており、農地造成にあたっては、外側を金網のフェンスで張りめぐらし、その内側はタマリックスの防風林でかこみ、砂防と、遊牧畜の侵入を防ぎ、自然植生と農地の保全をおこなっているほ場である。この地域の土壌は、とくに固相率が高く全孔隙量が少ない特徴があり、これは砂の粒子の間に多量の石膏が固結しているためで、過酸化水素処理すると、いつまでも泡が発生していることから、これを知ることがきる。

また、沙漠でのほ場容水量は、はたして存在するものかどうかである。沙漠では、下層土が乾燥しているのかんがい水が浸潤して行く過程で乾いた下層土に吸引されて浸潤が一層加速されて、水分が平衡するまでは相当多量のかんがい水を補給しなければならなくなる。ほ場容水量の定義からすれば、地中排水が事実上無視し得るような水分の平衡状態がほ場容水量であるから、図-1に示すように、45°の角度で示される直線上に各土層の Matrix suction が一列に並ぶような状態が、平衡水分と考えることができる。そうすると、図-1の場合は、表層土のほ場容水量は吸引圧でほぼ300cmH₂O(1/3気圧水分)に相当するようになると思われる。この試験は、面積1㎡の周囲に、ビニール壁をもうけ、約150mmの多量かんがいをしたのち、表面にビニールシートを張って蒸発防止をし、経時的に含水量を測定してpF値をカリブレーションした。不透水層にあたる石灰集積層の深さは

150cmの位置にあるので、0~150cmの土層の水分が平衡に達するには約6日間を要することになり、その時の表層部の吸引圧は300cmH₂Oということである。

3. 塩類土壌の水分ポテンシャル

乾燥地の土壌は、一般に保水性が悪い上に、きびしい高温と乾燥のために蒸発散量がきわめて多く、通常の保留水分は低い状態にある。その上、乾燥地の土壌は、例外なく塩類が集積しており、種々の水溶性塩類を多量に含むので、この塩類によって土壌水の浸透ポテンシャルが高められ、土壌水分ポテンシャルは一層低下する。図-2は施肥された水溶性塩類による全水分ポテンシャルの増加の例を示したものである。全水分ポテンシャルは、水分張力と浸透圧を加算したものであるから、土壌水の全水分ポテンシャルが低いほど植物根による吸水が困難となる。

乾燥地の農地の適性判定のためにしばしば電気伝導度ECが測定されるのは、塩分集積と浸透ポテンシャルの程度が予測され、農地適性度の評価ができるからである。EC値から浸透圧OP(気圧)を求めるには、OP=0.36ECの経験式を用いればよい。アメリカの塩類研究所では、作物栽培可能な限界ECは8mmho/cmとしており、これ以上のEC値では、かんがいによる土壌の脱塩処理が必要とされている。

一般に塩類土壌あるいはアルカリ土壌は、交換性ソー

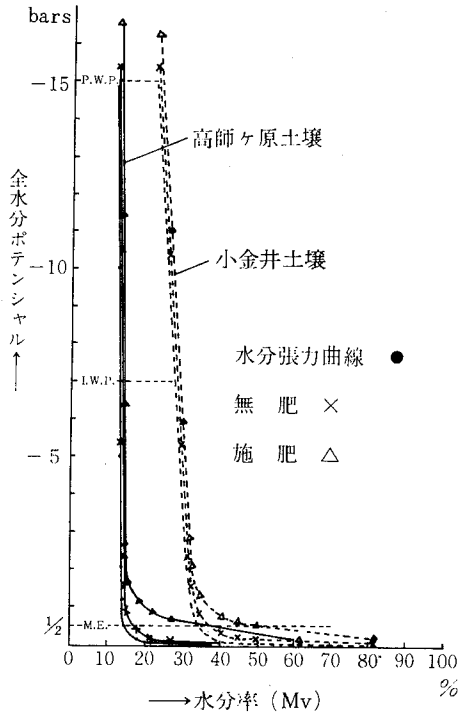


図2 施肥による土壤水分ポテンシャルの変化

ダを多量に含むために、透水性が悪化するといわれる。乾燥地の土壌は高い交換性ソーダ率 (ESP) を示し、膨潤性粘土を含む土壌では粘土の分散を助長し、透水不良の不安定な土壌構造を示す。この種の土壌改良には、交換性ソーダを除去し、有機質資材や石灰などの投与によって土壌構造の改良をはかる必要がある。

4. 乾燥地における土壤水分の変化

乾燥地は雨量が少なく高温なので、土壤水分の変化は気象によって大きく左右される。中近東の沙漠地帯では、冬季 (11~3月) に150mm程度の降雨があるだけで、夏季 (4~10月) にはほとんど雨らしい雨は降らない。日本でいう春と秋の季節感はなく、雨期 (冬) と乾期 (夏) に分けられる。自然の野草の生育と農作物の栽培は冬季におこなわれ、夏季は一切の野生植物は生長をやめ植物の種子は砂にもぐって休眠状態に入る。野生植物の生長期は、日本の場合とは全く逆である。このような野生植物の生態は、土壤水分の変化と密接に関係しているのである。

まず、年間における土壤水分の変化をみると、夏季における乾燥過程と冬期における湿潤過程の2つのサイクルを経ることがわかる。図-3は、クウェート・スレピア実験農場で1971年5月から向う1カ年にわたって毎月深さ1mの土壤水分の変化を調査した代表的な結果を示したものである。この農場の土層は深さ1mにわたって比

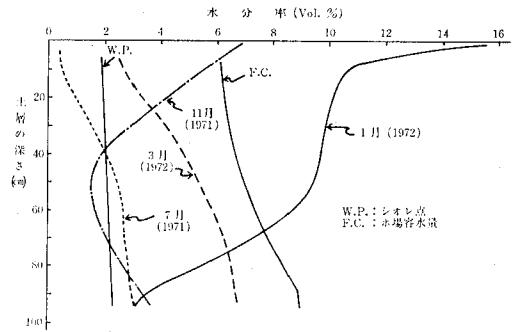


図3 乾燥地における土壤水分の年変化 (クウェート・スレピア実験農場)

較的均一な砂土からなり、層分化はみられない。盛夏の6, 7, 8月は乾燥過程が強く進み、深層までシオレ点 (W.P.) よりもさらに水分の少ない水分状態まで乾燥が進む。冬の初めの11月に入ると気温も低下し、降雨がくると表層から湿潤過程が始まる。この頃の野草の生長は表層に種子がうずもれた一年生植物である。さらに雨量が増すと1月 (1972) の水分分布のように、ほ場容水量を越える水分が表層から下層へと移動し、多年生植物は水を得て新たな生長を始め、新緑の季節を迎える。この頃沙漠の民は、沙漠にテントを張り、家族こぞって野宿しながら短かい春の緑を楽しむのである。

3月に入ると、次第に気温の上昇がみられ、表層からの水分の蒸発散の増加につれて土壤水分は減少しはじめ、表層から乾燥過程に入る。4月から5月にかけて、気温は急速に上昇し、土壤水分の欠乏とともに、野生植物は、みるみるうちに枯れあがり、休眠状態に入るのである。

以上のように、沙漠での土壤水分の変化は、気象と密接な関係があり、あたかも、恒温室におかれた土壌のように、蒸発とかん水によって乾燥と湿潤をくり返しているようにみえる。

5. 乾燥地における水収支

沙漠地帯には、ワジという乾いた河はあるが水流のある河川はなく、しかも地下水位がかなり深いので、表層1~2mの土壌中の水収支 (W) は、降雨量 (R)、水蒸気凝縮量 (C_i)、蒸発散量 (E T) などで、支配される。したがって、次のような簡単な式で表わされる。

$$W = R + C_i - E T$$

これらの項目の中で、水蒸気凝縮量はわずかではあるが、乾燥地では植生上無視できない。沙漠では、昼夜の温度較差が大きいので、夜半から日の出前にかけての凝縮が盛んである。また、表層に集積した塩分が潮解するとき起こる水蒸気の吸収によっても凝縮が引き起こされているようである。

表2 沙漠における水収支 (クウェート・スレビア農場, 1971~1972)

Month	Jun. '71	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Jan. '72	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Total
Sampling Date	18	18	17	20	19	20	18	19	18	18	19	20	14	
Soil water content in 1 m layer, mm	35.34	19.88	19.93	18.83	16.89	29.00	19.42	82.49	62.55	48.95	35.71	35.63	18.76	
Changed water (W) mm/M	—	-15.46	+0.05	-1.10	-1.94	+12.11	-9.58	+63.07	-19.94	-13.60	-13.24	-0.08	-16.93	-16.64
Rainfall (R) mm/M	—	—	—	—	—	15.8	6.0	93.3	33.9	13.3	33.6	40.7	—	236.6
Vapour cond. (C ₁) mm/M	—	(4.8)	(4.8)	(4.8)	(4.8)	(4.8)	(4.8)	(4.8)	(4.8)	(4.8)	(4.8)	4.8	(4.8)	57.6
Income	—	4.8	4.8	4.8	4.8	20.6	10.8	98.1	38.7	18.1	38.4	45.5	4.8	294.2
Evapotranspiration (ET) mm/M	—	20.26	4.75	5.90	6.74	8.49	20.38	35.03	58.64	31.70	51.64	45.58	21.73	310.84
Average evapotranspiration mm/day	—	0.65	0.16	0.20	0.22	0.28	0.66	1.13	2.03	1.02	1.72	1.47	0.72	

水蒸気凝縮量の測定法は、広く浅い金属容器に土壌を入れて、野外に置き、経時的に容器の全重量を計り、大気からの水分凝縮量を算出する。土層内部での凝縮量の測定には、金網カゴの中に容器に入れた土壌を入れ、所要の深さの土層に横穴をあけこのカゴを挿入して、土壌を埋めもどし一定期間土層中に放置する。しかるのちカゴを取り出し、土壌の重量を計って凝縮量を求めるのである。

クウェートの初夏である5月上旬の一夜の蒸気凝縮量ふ、0.16mmであった。冬期は夏季に比べて大気の湿度が高いので、夜間の凝縮量は冬の方が多くなるものと思われる。

一方、土壌水分変化量Wは、毎月深さ1mの土壌水分含量を実測して、月ごとの水分変化量を算出する。土層の深さを1mにしたのは、年間における主要な水分変化はこの1mの上層内で起きているからである。

月別の降雨量は気象観測で正確に計られるので、残りの蒸発散量は、W、R、C₁の計数整理によって算出することができる。表一2は、1971~1972年にかけてクウェート・スレビア農場の野草地で実測された水収支の結果を例示したものである。

表一2で、水蒸気凝縮量を毎月4.8mm/Mにしたのは、1972年5月だけが実測され他の月は実測されなかったもので、暫定的に5月の値を一律にあてはめ年間凝縮量の予測をしてみたのである。土壌水分の収入部分は、年間294.2mmであり、蒸発散による支出部分は、年間310.8mmとなった。

日平均蒸発散量を見ると、夏季は0.2~0.7mm/dayの範囲であり、ほとんど水蒸気凝縮量の分が土壌面蒸発にひき当てられ、植物の蒸散量は関与していない。冬期の蒸発量は0.7~2.0mm/dayであり、植物蒸散量も若干関与するようになる。いずれにしても、沙漠での蒸発散量は、高温乾燥の条件にもかかわらず、予想外に低いこと

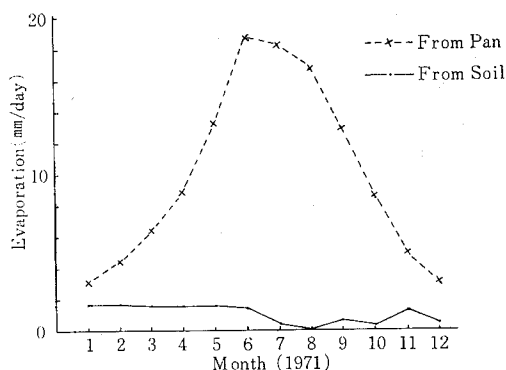


図4 計器蒸発量と土面蒸発量の年間変化 (クウェート)

がわかる。これは、もともと土壌中の保留水分が少なく、蒸発散量をまかない得ない乾燥状態にあるからである。

ちなみに、計器蒸発量の年間変化をみると、図一4に示したように、夏季は10~20mm/dayの高い値を示す。一方、土壌を容器に入れて重量法で計測された土壌面蒸発量は、図一4に示すように、計器蒸発量に比べてきわめて少ない値であることがわかる。通常、もの本で沙漠での蒸発量が非常に多いというのは、蒸発できる水が潤沢にある場合の蒸発量であって、乾いた沙漠土からの蒸発量はむしろ夏季の方が冬季に比べて少ないのである。

6. 沙漠における熱収支

沙漠は灼熱の太陽に照りつけられ、うなぎ昇りに上る水銀柱は50℃にも達することはそう珍らしくない。沙漠の夏は、まるで火事場にほうり出されたような、異様な熱風にさらされる。地表面の温度は80℃にものぼり、ゆで玉子ができるほどの暑さとなり、車の中はムシ風呂のようで、ハンドルは火傷するように暑い。沙漠では、太

表3 沙漠における熱収支 (クウェート・スレビア農場)

(Date: 12th May, 1972)

O' clock	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
S_0 cal/cm ² /hr	-4.2	0	2.4	15.0	24.0	28.8	25.2	15.6	9.6	12.0	7.2	6.0	1.8	-1.8	-6.0
B_0 cal/cm ² /hr	3.6	2.4	0	-3.6	-4.8	-8.4	-7.2	-4.8	-3.6	-1.8	-1.8	-1.2	0.6	1.8	2.5
$-(S_0+B_0)$ cal/cm ² /hr	0.6	-2.4	-2.4	-11.4	-19.2	-20.4	-18.0	-10.8	-6.0	-10.2	-5.4	-4.8	-2.4	0	3.5
ℓE_0		1.74	-0.72	-5.09	-6.71	-8.33	-5.25	-3.18	-2.53	-4.49	-1.89	-2.41	-0.45	0	
E_0 mm/hr			0.01	0.09	0.12	0.14	0.09	0.05	0.04	0.08	0.03	0.04	0.01	0	

 S_0 : 純放射量, B_0 : 地中熱流量, ℓE_0 : 潜熱伝達量, E_0 : 蒸発量

陽を遮る雲もなく、容赦なく地面を焦がすのである。太陽の純放射量は、日本の約2倍以上はあるといわれ、この熱のためにあらゆる生物は次第にその影を消し地上の沙漠化は年々広がりつつあるといわれる。太陽から放射される熱を、地上でコントロールするには、物質生産をいとむ植物の助けを借りるのが一番である。その意味で「沙漠の緑化」は陸地の沙漠化を防ぐ大きな仕事の一つといえる。また、太陽エネルギーの利用によって、海水を淡水化する技術開発も、今後沙漠では注目される課題の一つである。

さて、沙漠での熱収支で最も大切なのは、純放射量がいくらあるかである。年間の平均気温の変化からみても、月別の純放射量はかなり変化しているし、また日変化も大きい。表-3は、熱収支法による蒸発散量の評価に使用された、純放射量 S_0 と地中熱流量 B_0 の日変化を示したものである。この表からわかるように、日の出と日没の時間を境にして、地表面における熱の流れの方向が変化していることがわかる。同様に地中熱流の方向も、純放射とは反対の傾向をとり、夜間は地中熱を大気中に放出している。日没後の地表面から大気への熱の流れは外気温の低下に伴う地熱の放出の外に、蒸気凝縮熱による大気中への放熱も考えられる。

沙漠地帯の蒸発散量を評価するのに熱収支法を用いることができるが、この熱収支法もボーエン比 (β) が1より大きい条件下では、いわゆるオアシス効果のため測定精度が悪くなるといわれる。沙漠では、このボーエン比が1以上の場合がしばしば起こるので、熱収支法による蒸発散量の評価にはなお検討を要する問題が残されている。

7. 乾燥地における水の有効利用

(1) 効率的かんがい方法の開発

乾燥地農業では、水が最大の制限因子になるので、古くから節水栽培の研究が続けられている。かんがい方法は、気象、作物の種類、土壌条件、水利条件、地形などに

よって異なる。現在最も注目されるのは、トリクルかんがい(点滴かんがい)で、乾燥地ではソ業栽培から果樹、植林に至るまで多くの場面で広く利用されている。トリクルかんがいは必要最小限の水を常時供給する方法であるが、限られた湿潤域の塩分集積が進行し、塩害を助長する懸念がある。一方、畦間かんがいや水盤かんがいは、水の豊富な地域で果樹や植林に利用されているが、水量がかさむので水源の乏しい地域のかんがいは不向である。この種のかんがいは、浸透水による除塩がおこなわれるので、地下排水した水は必ず明キヨや暗キヨで排水処理を施さないと、毛管上昇による塩類集積をひき起こす心配がある。乾燥地では、「かんがいと排水」は、不可分の関係にある。

地下かんがいは、地下部での蒸発を抑え、一見無駄がないようにみえるが、砂質土壌では地下浸透が多く、水の有効利用はそれほど期待できない。地下浸透をおさえるために、地下パイプの直下にビニールなどで不透層を作り、その上にできる一次停滞水層から作土層に水分を供給し、有効利用を計ることが考えられる。

スプリンクラーかんがいは、地上部における蒸発損失が多く、乾燥地の露地栽培には不向である。ハウス栽培や庭園などのごく限られた集約栽培には、スプリンクラーかんがいが利用されている。

(2) 土壌の貯水能力の増強

土壌水の有効利用を計るためには、第一に土壌の保水性を高めることが先決である。乾燥地では、土壌構造の未発達なものが多く、保水性が一般に低い。保水性を高めるためには、土壌構造をよくし、有効水分を貯留できる細孔隙をふやすことである。乾燥地では、有機質資材が極めて少なく、しかも有機物の分解が早いので、有機物投与による土壌構造の改良は困難である。これに対し、良質の客土材料や無機質の土壌改良資材を作物別に根圏土壌の物理性の改良に用いれば、比較的長期にわたる保水効果を期待することができる。例えば、多孔質の珪酸スラッグやパーライトなどは、それ自身の細孔隙を土

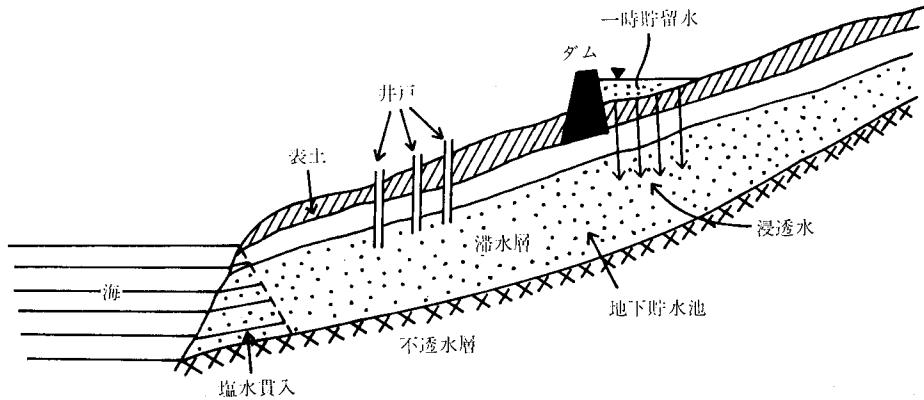


図5 地表ダムによる地下水涵養

壤に附与し、かんがいされた浸透水を土層内に貯留して有効水分をふやし、植物への水分供給を改良する。

第2の増強法は、土壌面蒸発を防ぐマルチによる方法である。適度なアスファルト・マルチは、植物の発芽と生育を阻害せず、土層中の水分を蒸発から防ぐ働きがある。同様に、ビニールマルチや敷草マルチなども土面蒸発を防ぐ有効な貯水方法である。また、地表面の耕うんも古くから蒸発防止に役立つことが知られている。

第3の増強法は、かんがい水の無駄な地下浸透をおさえるために、地中のある深さにアスファルトの遮水板を作る方法である。アラビア半島の砂丘沙漠地帯の農場にこの種の遮水板を作りソ菜の栽培を可能にしている実例がある。この方法では、遮水板上の土層に年々塩類集積が増大して、農地を放棄せざるを得ない事態が起こるので、定期的に脱塩処理ができるような方策を取入れる必要がある。

(3) 乾燥地における水資源開発

乾燥地農業は水不足との闘いであるから、水資源開発は国家的課題である。水問題は農業だけでなく、生活用水、工業用水など多分野にわたって直接かかわり合いがあるので、水・電力省が中心となって、国家的な水利用計画と水資源開発計画を最重点施策として押し進めている。農業用水の多くは、地下水に依存しているので、水が枯渇しないように、つねに地下水涵養等を講ずる必要がある。

乾燥地では、冬季に集中的に雨が降るので、貯水能力のない山間部に発生した洪水はワジを通り海域に無駄に流出してしまうのである。このワジを流れる洪水を途中でせき止め、農業用水に利用する計画がアラビア半島の

山麓地帯で試みられている。

一つは、ワジの上流の山間部に地下ダムを作り、上流の水をあますことなく地下に貯留し、下流域の需要に応じてパイプ配水をおこなうものである。沙漠では、古くからカナートとかフェラージとかいわれる地下導水路で地下湧水口からでる水を農地に配水してきた。地下水ダムはこれら地下湧水口を確実に貯水池に広げ、任意にパイプ配水をしようとするものである。しかし、下流域の水源地を遮断するので、水利権をめぐる社会問題が起こる心配がある。

第2の方法は、図-5に示したように、ワジの中流に地表ダムを作り、洪水を一時せき止め貯留水を地下に浸透させて、下流域の地下水涵養を促進する有望な方法である。アラビア半島で昔から農業を営んできた地域は、山岳地帯の低平地に面した海岸地帯に多く、そこでは、ヤシとかマンゴなどの永年作物が群生している。しかし、最近ではミクシングファーム（果樹とソ菜の混合栽培）などの導入によって、地下水の過剰利用がめだち、年々地下水水位が低下し、海岸沿いでは塩水貫入によって地下水質の悪化が懸念されている。この塩水貫入による水質悪化を防止するためにも、地下水涵養ダムの役割は今後一層注目されるものと思われる。

引用文献

- 1) 農士学会：乾燥地農業開発に関する基礎調査報告(1), (2), (1976, 1977).
- 2) 寺沢四郎：畑土壌の水分の運動に関する研究, 農研報B13, 59~70 (1963).

昭和56年4月16日受理

均 質 と 不 均 質

三 好 洋*

2週間のあわたたしい中国旅行からもう1年余が経過した。講義にあけくれた2週間のほとんどは、農業研究の人と機構と施設を見てくらしした。土を見る時間はほとんどなかった。その中での圧巻は中国科学院南京土壤研究所のモノリスだった。中国全土から集められた百数十のモノリスのならば部屋に十数分の時間しかあたえられなかった。見たい見たいと思っていたレスも、なぜか綿土という名で、腐植含量や色によって、いくつにも分類されていた。ガラスごしに見た百数十のモノリス、自動車から見た畑の土、田の土、そして南京土壤研究所の土壌断面、北京郊外の赤色土、武漢のホテルの近くの長江の河川敷の泥、ばかに粒径のそろった土が多いような気がした。一つ一つの土をそれ程たんねんに観察したわけでもないし、指先でこねてみたわけでもない。まして粒径分析のデーターをみたわけでもない。だからこの感じは根拠薄弱である。しかしこの多くの土の粒径がそろっているという感じに中国の土地のひろさを感じたのは旅先のせいだったかもしれない。しかしゆうゆうと流れる長江の流れや、ほこりを空高くまいあげる華北の乾ききった広大な平野、いろいろ土が粒径をそろえる因子がそろっていないわけでもない。

そのせいとはいわないが中国では均質のものが多かった。人民服、街の看板のスローガン、デパートの商品、商店のつくり、住居、どれもバラエティーが少なく、規格がそろっていた。その上人間の歩くスピード、自転車、自動車の型と速度もみんな同じだった。もっとひどいことには、北京、通県、南京、武漢、上海と十回近く講義や技術交流をした中で、出て来る質問がどこでも、コンピューター施肥や¹³Cの使用であり、意見や、自慢することはすべて国策そのもので、どこでも同じだった。

それはそれなりに理由はあろう。規格が同じ方がすべてに効率的であり経費もやすい。研究の考え方と内容が同じ方が能率のあがる面も多いだろう。勿論これがいいとか悪いとかここでいってもはじまらない。

ここで好みの問題だと言っただけは無責任になるかもしれない。しかし同じ粒径の粒子ばかりの土は農業上始末のわるい場合が多いのは衆知のことである。またそこには

一次粒子と二次粒子の問題もあるが、土はいろいろな粒径の粒子が集っているためにうまみを發揮する場合が多い。砂土、重粘土の単純な均質性の高い土は放置しておいて生産的にすぐれた物理性を保つうまみはほとんどない。また物理性の面からみて肥培管理、土壌管理に困難性をともなうことが多い。

土壌という不均質で複雑な物体は、礫耕の礫や水耕の空間のような均質物質にくらべて、人為的に完全コントロールすることは困難である。しかし農業の本来の特徴ともいうべき、出来るだけ自然の力を利用し、人為を少なくするには、土壌の不均質性が必要なのであろう。水分、養分の管理を完全に人為コントロールする水耕栽培とことなり、排水通気孔隙、保水給水孔隙、いろいろなサイズの孔隙が土壌に要求される。土壌物理分野の学会発表もまた本誌の内容も、質的に不均質である方がよいと思うのは僕ばかりであろうか。圃場整備あとの物理性を調査したり、干害時の土壌水分を調査したりする砂粒子的なもの、土の物理性と生産力の関係、物理性改善の方法を検討するシルト粒子的なもの、物理学の分野に足をふみいれている粘土粒子的なもの、そんないろいろな質が混在している方が、この分野の発展に役立つのではないか。昭和30年代なかばから40年代なかばまではなんということなしにうまく混在し、いくなれば壤土的な組合せだったように思う。そのうちシルト粒子的なものが減り、粘土と砂ばかりの、奇妙な組成をしめすようになり、重粘土に砂を混入したように粘土粒子と砂粒子が分離するような感じがしているのは私ばかりだろうか。またその砂がへる傾向にあり、小生のようななまけものには理解することが困難ないわゆる「むずかしい」文の比率がかなり高くなって来た。砂粒子、シルト粒子的な研究、報告がないと粘土粒子的な「学問」も農業など実用的な面での進歩がとまってしまうだろう。「学問」だけ進歩すればよいという立場もあろうが、全体のパワーの低下につれてその進歩すらも停止してしまうだろう。誰も砂粒子やシルト粒子が粘土粒子に劣っていると言っていないのに、こういう傾向が出て来たのはどうしてか。もう一度考えなおしてみたい。

*千葉県農業試験場

会 務 報 告

(昭和55年12月18日～昭和56年5月16)

事務局交代について

昭和55年11月～昭和57年11月の事務局担当者は以下の通りである。

(所在地) 茨城県筑波郡谷田部町観音台3-1-1
 農業技術研究所化学部土壌第2科土壌立地第1研究室
 TEL 02975-6-8270 庶務幹事 前田乾一
 同上 会計幹事 仲谷紀男
 02975-6-8266 編集幹事 高橋義明
 (なお横井肇会長は56年5月1日より農業技術研究所から農事試験場に所属変更)

土壌物理研究会関連会議

1. 昭和55年度第2回評議員会(昭56, 4, 6, 12時～13時, 於名古屋大)

(出席者) 横井(会長), 中村, 久保田, 古賀, 佐久間, 三野(代理石田), 諸遊, 渡辺, 古畑, 前田(以上評議員), 岩田, 高橋(以上事務局), 湯村(前会長)

(議事)

報告事項

- (1) 会計の状況
- (2) 会誌43号の編集状況
- (3) 学協会加入について

協議事項

- (1) 第23回シンポジウムについて
- (2) バックナンバーの価格改訂について
- (3) 新入会員の承認について

2. 事務局会議・編集委員会

1) 55年度第1回事務局会議(55, 12, 13)

(出席) 横井, 湯村, 古畑, 前田, 仲谷, 高橋

- (1) 事務引継ぎ
- (2) 事務局役割分担
- (3) 編集委員, 委嘱評議員, 会計監査委員の選出
- (4) 第2回評議員会について

2) 55年度第2回事務局会議, 第1回編集委員会合同会議(56, 1, 30)

(出席) 横井, 古畑, 安部, 粕淵, 河野, 駒村, 平山, 岩田, 高橋, 前田, 仲谷

- (1) 今後の会の運営について
 - (2) 23回シンポジウム課題について
 - (3) 会誌編集について
 - (4) 第2回評議員会の議事について
- 3) 55年度第3回事務局会議(56, 4, 3,)

(出席) 横井, 古畑, 岩田, 高橋, 前田, 仲谷

- (1) バックナンバーの価格について
 - (2) 会誌43号の編集状況
 - (3) 第23回シンポジウムについて
- 4) 55年度第2回編集委員会(56, 5, 8)

(出席) 古畑, 安部, 河野, 粕淵(幹事: 高橋, 仲谷)

- (1) 会誌43号の原稿の査読結果の報告および審査
- (2) 第23回シンポジウムについて

事務局からのお知らせ

1. 日本学術会議への学協会登録について
 昭和55年度総会(55年11月, 三重大学)において承認されていた上記の登録申請に関する手続きを行った結果, 56年3月5日付で当研究会が学協会として登録された旨通知があった。
2. バックナンバーの価格について
 55年度から会費値上げにともない, 過去のバックナンバーを販売する場合に1冊1,500円(現行1,000円)とすることを第2回評議員会に図った結果, 承認されたので, 56年5月からこれに従うこととなった。
3. 須藤清次元会長の日本学術会議委員当選について
 当研究会として推せんした須藤清次氏が第12期学術会議委員に当選されました。

第23回シンポジウムについて

評議員会, 編集委員会, 事務局会議において検討した結果つぎの予定で開催することになった。追ってポスター等にて公表する。

日時 昭和56年11月13日(金)10時～17時

場所 農業技術研究所講堂

課題 「土壌・水・作物」

講演予定者

1. 根群域における水の動態 石田 朋靖(東大)
2. 耕地における水収支 古藤田一雄(筑波大)
3. 砂質土壌におけるかん水と養水分の行動 川口 菊男(静岡農試)
4. 園芸作物における水分消費特性 鴨田 福也(果樹試)
5. 作物の水分代謝と物質生産 田中 市郎(農技研)

なお, シンポジウムの運営は編集委員会, 事務局が担当する。

会員の動向(昭和55, 11, 1～昭和56, 3, 31)

1. 会員数
 正および学生会員717, 賛助会員4, 講読会員54(昭和56, 3, 31現在)
2. 新入会員

(別表参照)

中分場(講読会員), 小山隆彦(北海道)

3. 退会者

丸和化学(賛助会員), 井田勝美(長崎), 理研
科学(賛助会員), 川嶋次夫(山形), 香川農試府

4. 住所変更

(別表参照)

新 入 会 員 名 簿

氏 名	会 員 種 別	専 門 分 野	連 絡 先
田 中 彰	正	土 肥	鳥取県農試(〒680-11 鳥取市橋本260)
大 西 将	正	"	"
桜 井 一 男	正	"	岩手県農試県南分場 (〒023-11 岩手県江刺市愛宕字八日市69-4)
久 納 康 一	正	"	丸和化学株式会社技術研究部 (〒553 大阪市福島区海老江5-2-7) ニュー野田阪神ビル2F
小 林 悦 雄	正		中部クリエート工業(〒380 長野市三輪1-1-25)
天 野 洋 司	正	土 肥	農技研(〒305 茨城県筑波郡谷田部町観音台3-1-1)
農土試佐賀支場	購読		(〒840-01 佐賀市日の出2-1-1)
加 藤 英 孝	正	土 肥	農技研(〒305 茨城県筑波郡谷田部町観音台3-1-1)

住 所 変 更 者 名 簿

氏 名	(旧)	新 し い 連 絡 先
久 保 清 昭	(愛知)	c/oBLPP Batangkaluku, P.O.Box28, Ujung-Pandang, INDONESIA
渡 辺 和 夫	—	〒990-03 山形県東村山郡山辺町大字山辺317
松 原 一 實	—	〒086-11 北海道標津郡中標津町桜ヶ丘1-1 道立根釧農試
上 坂 晶 司	—	〒057 北海道浦河郡浦河町東町231
宮 田 義 明	—	〒680 鳥取市東今在家字中瀬110-4 日化エンジニアリング(株)鳥取出張所
井 上 隆 弘	—	〒305 茨城県筑波郡谷田部町観音台2-1-2 熱研センター
松 尾 憲 一	—	〒840 佐賀市下田町7-8
大 起 理 化 KK	—	〒116 東京都荒川区西尾7-60-3
川 崎 弘	(福岡)	〒305 茨城県筑波郡谷田部町観音台3-1-1 農技研
中 井 久	—	〒742-11 山口県熊毛郡平生町平生 田布施農業改良普及所平生支所

一 編 集 後 記 一

昨年の11月に事務局及び編集委員会が中部支部から関東支部へ移りました。新会長の勤務地が筑波でしたので、スタッフも交通事情の関係上、茨城県在住者に固まってしまいました。今回の編集を含めて4冊発行することになり、また秋には筑波の農技研でシンポジウムを予定しており、その実行委員会も兼ねることになります。

編集委員、編集幹事ほとんどが全く初めての仕事で、慣れて居らず、不手際なことも多いかと思われませんが、一同精一杯の努力を致しますので、どうぞよろしく願い申し上げます。

本会誌がより充実し、また巾広く親しまれることが編集担当者の理想とするところですが、つきましては土粒子で三好氏の述べておられるように、各種の機関や分野の方々から多彩な内容の投稿を期待して止みません。

(古畑 哲)