

温度勾配下の不飽和水分移動

宮崎 毅*

Unsaturated Soil Moisture Movement under the Effect of Temperature Gradient

Tsuyoshi MIYAZAKI

Faculty of Agriculture, University of Tokyo

I はじめに

土壌の比熱は、乾燥しているほど小さくなる。このため、水田に比べて地表面が乾燥している畑地などでは、太陽の輻射熱によって地表が暖められやすい。同時に畑地では団粒構造も発達して土の熱伝導率が低いため地表面下数10cmの層では大きな温度勾配を生じていることが知られている。このように温度勾配の影響を受けた土壌中の水がどのような性質と挙動を示すかについて、近年土壌水運動理論の中での関心が高まって来た。この問題を解明するためには、水(液状水、水蒸気)の諸物性値が温度によって変化すること、水の気液相変化や液状水と固相との相互作用にも温度が影響すること、及び溶質と溶媒としての水との相互作用にも温度が影響することなどが、土壌においてはどのような現象として現われるのかを明らかにしなければならない。残念ながら、現在これらを全て考慮に入れた統一的な理論は確立されていない。また、個々の現象についても、明らかにされていない部分が少なくない。

本小論では、この問題に関する研究の現状を概観し、今後の研究課題を明らかにしようとするものである。な

お、主として土壌水中に溶質を含まない場合に問題を限定した。

II 実験的事実

温度勾配下の不飽和水分移動の実験の代表的なものを表1に示す。以下、これらの実験によって示された事実を記述しよう。

土壌に対し、人工的に温度差を与えて水分量変化を観測するという初歩的な研究は、Lebedev (1912, 1913), Bouyoucos (1915)²⁾等によって開始されたが、その特徴を最も良く表わすデータを示したのはJones and Kohnke (1952)²³⁾である。すなわち、彼らは均一な土柱を、図2のようにある位置を境にして左右の温度が異なるように制御した。そして、低温側の全含水量と高温側の全含水量を測定し、水分移動量を算出した。

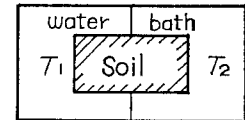


図1 Jones and Kohnke²³⁾の実験の概念図

その結果

- 1) Net flux は低温側へ向かう。
- 2) Net flux には、ある pF 値に対応した鋭いピー

表1 温度勾配下の不飽和水分移動の実験例

実験者	試料の種類	温度勾配	実験の主要な目的
Brawand and Kohnke (1952) ³⁾		(フィールド)	年間のホ場での凝縮量測定
Jones and Kohnke (1952) ²³⁾	砂, シルト, ローム	—	初期含水量と水分移動量の関係
Gurr, Marshall and Hutton (1952) ¹⁹⁾	砂, ローム	1.6°C/cm	初期含水量と水分分布変化の関係
Taglor and Carazza (1954) ⁴²⁾	シルト質ローム	1.5~1.7	水蒸気移動と液状水移動の分離
Globus (1960, 1962) ³⁸⁾	レス状ローム	1.0	水蒸気移動と液状水移動の分離
鈴木 (1962) ⁴⁰⁾	砂	1.0	J ₁ と J ₂ の適用性注)
Jackson, Rose and Penman(1965) ²²⁾	砂, (土)	1.0	水蒸気移動と液状水移動の分離
Abramova (1968) ¹⁾	半砂漠地帯	(フィールド)	地表面下の水の循環の実態測定
Cassel, Nielsen and Bigger(1969) ⁹⁾	砂質ローム	0.5	J ₁ と J ₂ の適用性
宮崎, 雨宮 (1973) ²⁹⁾	砂丘地	(フィールド)	地温と地表面下の水分移動との関係
宮崎 (1976) ³¹⁾	砂	1.0~1.5	水蒸気移動と液状水移動の分離

* 東京大学農学部

注) J₁, J₂ は各々本文中の(1), (2)式を表わす。

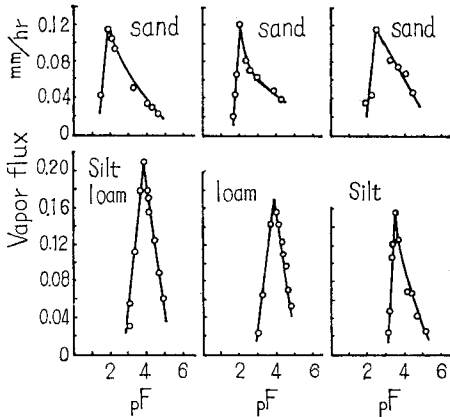


図2 Jones and Kohnke²³⁾ の実験結果。(たて軸は Net flux とするのが正しい。)

ク(最大値)が存在する。という特徴を認めた(図2)注)。これは Bouyoucos²⁾ の実験結果と一致している。

Gurr, Marshall and Hutton (1952)¹⁹⁾ は、塩化物を溶解させた水を土壤試料に均一に分布させて種々の初期含水比とし、これを容器に充て込んで密閉し、外部から温度勾配を与え、水分分布と塩化物分布の変化を測定した。その結果

- 1) 適当に乾いた土壤中(pF 3.2~6.5の間)では低温側の含水比が増加し、高温側の含水比は減少する。
- 2) 非常に乾いた土壤(pF 6.5)と非常に湿った土壤(pF 2.0以下)を除くと、乾土 100g 当りの塩化物

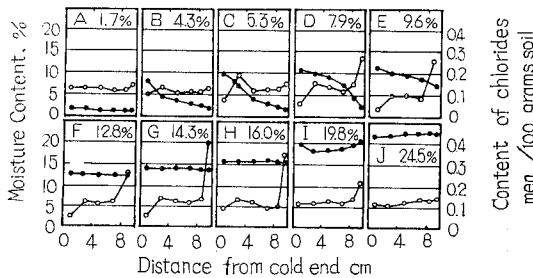


図3 Gurr, Marshall and Hutton¹⁹⁾ の実験結果。●—最終水分分布, ○—最終塩化物分布, 図中数字は初期含水比を表わす。図の分布は5日後のものである。

注) Jones らは、この Net flux は Vapor flux に等しいと考えたが、現在ではこれは誤りであるとされている。

濃度(初期濃度は 0.13~0.15me)は低温側で減少し、高温側で増加する。

- 3) 1)に述べた低温側の含水比増加は、それが全て水蒸気拡散によってもたらされると仮定すると、

Penmanの式で予測される量を最大3.6倍上まわる。という事実を示した(図3)。この中で2番目の事実は、低温側に集積した液状水が高温側へ移動したことを初めて示したものである。3番目の事実は、その後の土壤中水蒸気移動の研究の中心的テーマになった貴重なものである。

Taylor and Cavazza (1954)⁴²⁾は、土柱を温度勾配方向と垂直に4ヶ所切断して各切片を1~10mmずつ離し、切断しない場合と比較しながら全体の水分分布変化を調べた。その結果

- 1) 土柱を切断した場合は、切断しない場合に比べて

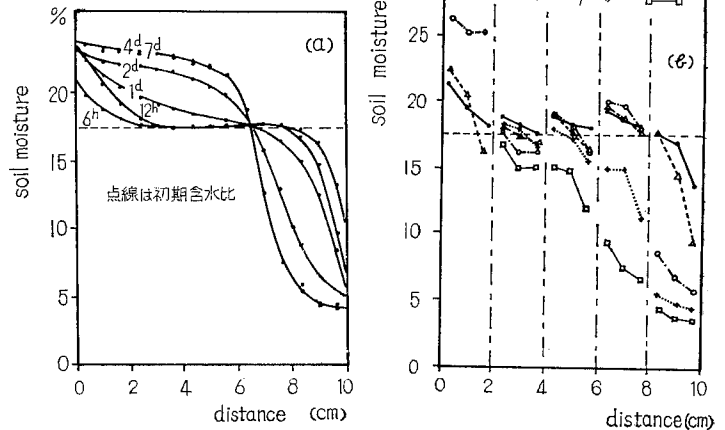


図4 Taylor and Cavazza⁴²⁾の実験結果。(a)は切断を入れない場合、(b)は切断した場合の水分分布を示している。

低温側の含水比増加と高温側の含水比減少が共に著しくなる。

- 2) 土柱を切断した場合に低温側切片に蓄積される液状水は、Penmanの式で予測される水蒸気移動量の約10倍になる。

という事実を示した(図4)。これは、低温側に集積した液状水の逆流の存在、及び Penmanの式の非適用性という点で、定性的には Gurr らの実験事実と一致している。

Globus (1960, 1962)³⁸⁾は、土柱の中央断面に厚さ1cmの疎水性石英砂層を挿入して、ここでの液状水の連絡を切断し、温度勾配下の水分分布変化を調べた。これを

疎水層を挿入しない場合と比較することにより

- 1) 低含水比の土中では両者の水分分布は一致する。
 - 2) 高含水比になればなるほど、疎水層を入れない場合の水分分布変動の方が、相対的に大きくなる。
- ことを示した(図5)。これは、Globus によれば高温側から低温側へ移動する水分には、水蒸気と共に液状水も含まれていることを示すものとして把握されている。

Jackson, Rose and Penman (1965)²²⁾は、Gurr らに習って、NaCl をトレーサーとして用いることにより、水

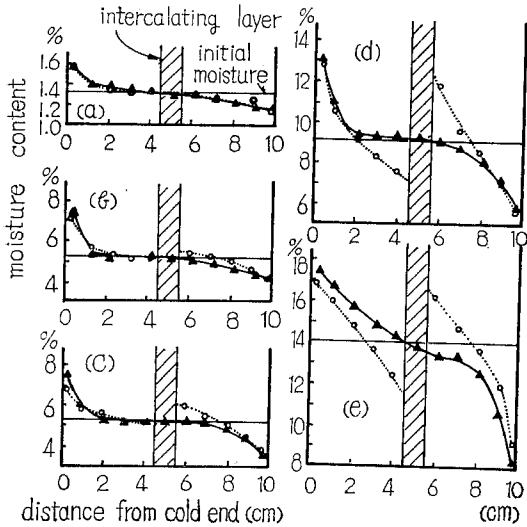


図5 Globus²⁸⁾ の実験結果。

-▲-疎水層が無いときの最終水分分布,
 ...○...疎水層があるときの最終水分分布。

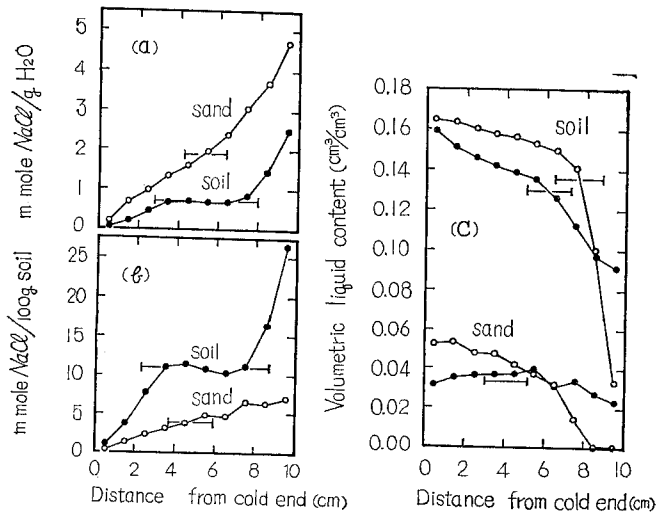


図6 (a, b, c) Jackson, Rose and Penman²²⁾ の実験結果。(a)は NaCl 溶液濃度分布, (b)は乾土100gあたりの NaCl 分布, (c)は水分分布を各々表す。各図の分布は12日後のものである。

蒸気の高熱側から低温側への移動と液状水の逆流が存在することを確認した上で、溶液の濃度変化に着目した。その結果、

- 1) 高温側数cmの層内では溶液濃度が増大し、高温側に近づくほどそれは著しい。
- 2) 低温側数cmの層内では溶液濃度が減少し、低温側に近づくほどそれは著しい。
- 3) トレーサー入りの試料と純水のみを含む試料との水分分布には、かなり明瞭なずれが現われる。

という事実を示した(図6)。Jackson らは、溶液濃度の増加はその位置で液状水の蒸発があったためであり、溶液濃度の減少はその位置で水蒸気の凝縮があったためであると考えている。

宮崎(1976)²¹⁾は、やはり NaCl をトレーサーとして用い、容器の高温側のみを高温多湿の外部空気に接触させる方式で温度勾配下の水分分布と NaCl 分布の変化を調べた。その結果

- 1) 高温側では、含水比が低いときは含水比の増加と NaCl 溶液濃度の減少があり、含水比が高いときには含水比の減少と NaCl 溶液濃度の増加がある。
- 2) 低温側では常に含水比の増加と NaCl 濃度の減少があり、低温側に近づくほどそれは著しい。

という事実を示した(図7)。宮崎は、Jackson らと同様溶液濃度の変化は水蒸気の凝縮や液状水の蒸発を示すものと考えたが、更に凝縮後の液状水の移動による溶液濃度分布の変動も影響しているものとしている。

以上は、全て室内実験において示された事実であるが、ホ場実験の例はこれに比べて極めて少ない。

Brawand and Kohnke (1952)⁹⁾ は、地表面に金属製の皿を5種類セットして、大気から地表面に凝縮する水分量と地下から地表へ上昇して凝縮する水分量とを年間を通して測定し、両者が同程度の量であることを示した。

Abramova (1968)¹¹⁾ は、コンデンショメーターと名づけた容器を地中のいろいろな深さに埋めこみ、この容器中の水分量変化を約1ヶ月毎に測定し、温度勾配と逆の方向に水蒸気が移動している事実を捉えた。

宮崎、雨宮(1973)²⁹⁾ は、砂丘地で一昼夜の地温分布と含水比分布変動を測定し、地温分布の変動に伴った水分移動が常に生じていて水分分布が変動していることを示した。

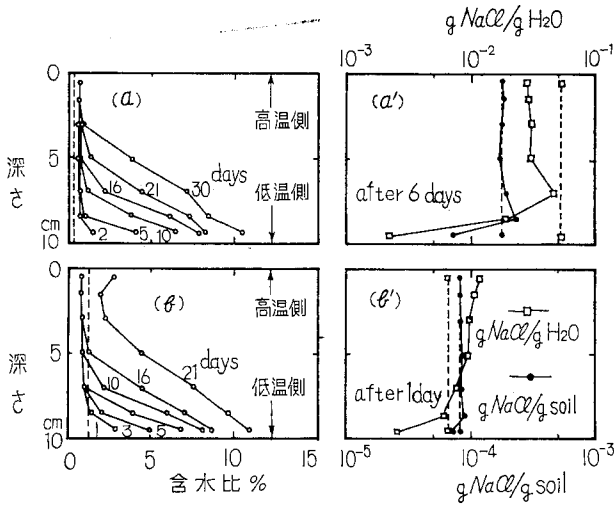


図7 宮崎³¹⁾の実験結果。

(a)は初期含水比 0.3%のときの水分分布, (a')は 6 日後の NaCl 分布, (b)は初期含水比 1.2%のときの水分分布, (b')は 1 日後の NaCl 分布。点線は初期含水比, 初期 NaCl 濃度を表わす。

温度勾配下の不飽和水分移動として従来明らかにされて来た実験事実の概要は以上のようなものである。これらの事実は、土の種類による現象の違い、与えた実験条件や測定方法の違いによる結果の違いなどについてはほとんど何も明らかにできず、断片的事実の集積とも言える。水分分布について見てみると、どの場合でも高温側での含水量低下と低温側での含水量上昇が認められる。ところが、このような水分分布変化が、液状水移動によって生じたか水蒸気移動によって生じたのか、そのときの土中の蒸発や凝縮の影響はどうか、などの点については、全ての結果を説明し得る実験データが存在しない。たとえば、Taylor ら⁴¹⁾は液状水移動を切断することで水分分布の変化量が増大したが、Globus³⁸⁾においては逆に減少している。また、水蒸気移動量の測定値にも不一致が多い。このような事情にある実験的事実を統一的に把握するためには、理論的アプローチが不可欠となる。以下に理論的把握の現状を見て行こう。

III 水蒸気移動理論の適用性

高温側から低温側へ土中を拡散移動する水蒸気量を表わす式は、2種類ある。

$$J_1 = \alpha a J_s, \quad (\text{g/cm}^2 \text{ sec}) \quad (1)$$

$$J_2 = \epsilon \zeta J_s, \quad (\quad) \quad (2)$$

ここで、 J_1 は一般の多孔質体中に凝縮をしないガスが充満していてこれが拡散する場合の古典的な式である。ただし J_s は、Stephan のガス的一方拡散の式、 α は実

験的または理論的に決められる多孔質体の抵抗係数、 α は多孔質体中の気相率を表わす。ガスが水蒸気である場合、 α の値は普通 Penman が実験的に定めた数値 0.66 が用いられているので、 J_1 を Penman の式と呼ぶこともある。 J_2 は Philip and de Vries (1957)³⁶⁾ が、多孔質体間ゲキ内の温度勾配と多孔質体全体の平均温度勾配との比 ($=\zeta$) を理論的に求め、同時に液島モデルを仮定して導いた式であり、 J_1 のおよそ3倍程度の値になる。 ϵ は間ゲキ率を表わす。

なお、実際に用いられている式として、 J_1 , J_2 以外にも J_s に単純な補正係数 β をかけて移動量を表わすものも使われている (Cary, 1964⁷⁾, 新庄, 白井 1975³⁹⁾)。しかしこれらは β の値を実験値のみから求めようとする場合の表現に使われている。従って、ここでは、 β の物理的内容を積極的に表現している J_1 や J_2 の式について議論すれば十分であると考えられる。

水蒸気移動を表わす式はこれ以外には見当たらない。そこで、上記(1)(2)式の適用性を明らかにする試みが従来行なわれて来た。

鈴木(1962)⁴⁰⁾は砂を試料とした実験によって、 J_2 よりかはむしろ J_1 の方が適用性が良いと判断した。しかし、液状水移動の影響を無視したための誤差を考慮していない点は問題が残る。

Cassel, Nielsen and Bigger (1969)⁹⁾ は、砂質ローム土で実験した結果、 J_2 の適用性が非常に良いと結論した。彼らも液状水移動の影響をあまり厳密には評価していないようである。

Cary (1965)⁸⁾, 新庄, 白井 (1975)³⁹⁾は、熱移動量の測定から水蒸気移動量を換算している。すなわち、不飽和水分状態の土壌の見かけの熱伝導率と真の熱伝導率との差を水蒸気の潜熱輸送に由来するものと仮定して、この測定値から水蒸気移動量を間接的に求めた。彼らの計算によれば、移動量は J_1 をはるかに上まわり、 J_2 の約3倍かそれ以上の値に相当する量が算出されている。

宮崎 (1976)³¹⁾は、温度勾配下の砂中で低温側に集積する液状水が、初期の段階ではほとんど移動せずに低温側の層の含水比のみを増加させると考えて、その量を測定し、これが高温側から水蒸気態で移動した量であると仮定した。その際トレーサー NaCl を使い、液状で低温側へ移動する水も無いことをチェックした。その結果、

- 1) ある限界含水比 (風乾状に近い) より湿った砂中では、 J_2 の適用性が良く、それ以下の含水比では

J_1 の適用性が良い。

- 2) J_2 で移動するときの砂中では、個々の間隙において蒸発が優勢であり、 J_1 で移動するときには逆に凝縮が優勢である。

ことを示した。間ゲキ内の蒸発、凝縮過程について宮崎(1973)³⁰⁾はモデルによる理論的説明を行なった。

このように、水蒸気移動を表わす式の適用性の評価はまちまちである。そこで、次のような扱い方によって若干の実験データを比較してみよう。Taylor ら⁴²⁾、Cassel ら⁹⁾、宮崎³¹⁾はいずれも温度勾配下の水分分布の時間的変動を測定している。そこで、各々の場合で低温側 1 cm の土層の水分量変化に着目し、この層の水分増加が全て高温側からの水蒸気拡散移動とそれに続く凝縮のみによるものと仮定して予測をしてみる。予測のために式(1)、(2)を用いる。図 8 にその結果を示した。これは、それぞれ定められた初期含水量から出発して、時間経過と共に低温側厚さ 1 cm の層で含水量がどう変化したかを示したものである。

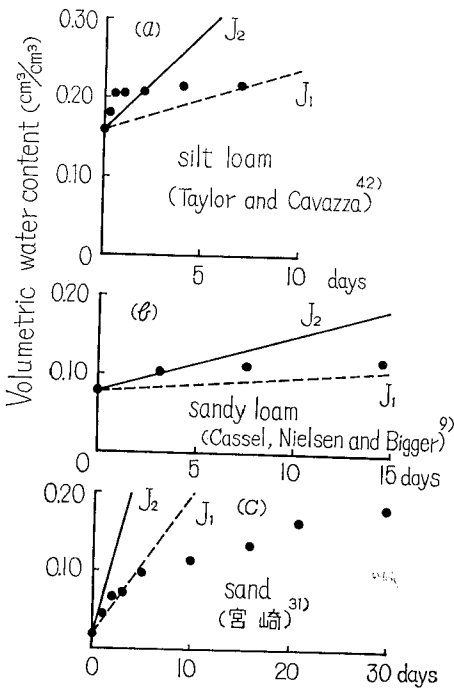


図 8 低温側 1 cm 土層中の含水率増加。点線は J_1 で予測される含水率、実線は J_2 で予測される含水率を表わす。●；実測値。

図 8 によれば、次のことが言える。

- 1) Silt loam では初期の実測値が J_2 による予測値を大幅に上まわり、2 日目以降の値は一定に近づく。

- 2) Sandy loam では初期の実測値が若干 J_2 を上まわるが、その後一定値に近づく。
3) Sand では初期に J_1 を上まわって J_2 に近いが、 J_2 を越えることはない、その後増加はゆるやかになる。

これらの比較から言えることは、土の粒子が細かいほど、低温側に向かう水分量は多くなるらしいという点である。数日後からは低温側の含水量増加はにぶるが、これは集積した液状水の高温側への移動によるものと考えてよい。低温側に集積する液状水が、土が細くなるほど多くなるという傾向が、水蒸気移動の特性によるものなのか、液状水移動の影響によるものなのか、現在明らかになっていないのである。温度勾配下の不飽和土壤中低温側に移動する水分量が、土の比表面積が大きい程大きくなることを示した Deryagin and Melnikova (1957)¹¹⁾のデータも、これと関連して興味深いものである。

同じようにして、今度は一定時間後の低温側 1 cm の土層の水分量変化を、初期含水率別に見てみよう。Gurr ら (1952)¹⁹⁾は loam で 5 日間温度勾配を与えた後に、また鈴木 (1962)⁴⁰⁾は Sand で 3 日間温度勾配を与えた後に水分分布を測定した。この測定値から、低温側 1 cm の土層の初期含水率、変化後の含水率、及びその J_1 と J_2 による予測値とを求め、図 9 に示す。

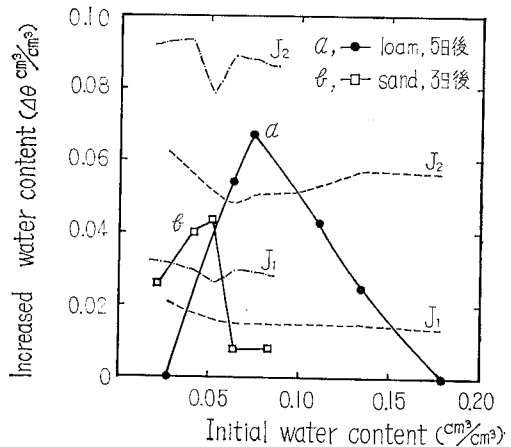


図 9 初期含水率と低温側 1 cm 土層中の増加含水率。a は Gurr, Marshall and Hutton¹⁹⁾ のデータ、b は鈴木⁴⁰⁾のデータから各々得られた値である。破線は a に対する予測値、一点鎖線は b に対する予測値である。

これを見ると、どちらも含水率は増加していて、ある初期含水率のときに増加が最大になっている。この最大値において、loam では J_2 による予測値を上まわるが、Sand では J_2 を下まわり、 J_1 をわずかに上まわってい

る。低温側の含水率は、集積した液状水の逆流によってある程度低められていると考えれば、高温側から低温側へ移動した水分量は、これらの実測値以上であることになる。現在のところ、これらの量を予測する理論もやはり得られていない。

いずれにしても、温度勾配下の水蒸気移動を表わす式の適用性は、液状水移動の機構や量を解明することによって、なお明確になると言える。

IV 液状水移動の理論

土壌中の液状水の状態やその透水性に対する温度の影響については、毛管ポテンシャル理論の中でも注意が払われて来た。この問題で初めて系統的に実験を行なったのは Moor (1940)³²⁾である。Moor は、毛管ポテンシャルが温度によって著しく変わることを、保水量や浸入率も温度変化に応じて複雑な変動を示すことなどを明らかにした。その後、温度と毛管ポテンシャルの関係を中心に、Gardner (1955)¹⁵⁾、Peck (1960)³⁵⁾、Wilkinson and Klute (1962)⁴³⁾、Chahal (1964)¹⁰⁾、Haridasan and Jensen (1972)²⁰⁾らが研究を行なって来た。彼らの示した共通の実験事実は、「同一含水量における毛管ポテンシャルは、低温度の方が大きくなり、その増加は水の表面張力の温度変化で予測される量より大きい」ということであった。

これは次の様にして確かめられる。いま毛管ポテンシャル ψ が水の表面張力 σ に正比例すると仮定するとき、同一含水量における ψ は、

$$\frac{\partial \psi}{\partial T} = \frac{\partial \psi}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial T} = \frac{\psi}{\sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial T} \quad (3)$$

と書ける。仮に $10^{\circ}\text{C} \sim 30^{\circ}\text{C}$ の範囲で考えれば表面張力の温度による変化は、近似的に

$$\frac{1}{\sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial T} = -2.1 \times 10^{-3} \text{ (}^{\circ}\text{C}^{-1}\text{)} \quad (4)$$

で与えられる。これを(3)式に代入すれば各 ψ に応じた温度補正値が推定される。ところで Gardner (1955)¹⁵⁾ の実測値によると pF 2.6 の砂では(3)による計算値の約 8 倍、pF 2.1 のマック土 (泥土) では約 25 倍の値が得られている。Haridasanら (1972) の測定値でも、シルト質ロームの場合 pF 2.5 で約 7 倍になる。

この点について、Peak, Chahal らは土壌中の封入空気の影響によって説明できると考えたが、Haridasan らは初めに土壌空気を CO_2 で置き換えること、脱気水を用いることによって封入空気の影響を排除したところ、やはり計算値より実測値が大巾に上まわることを見出した。

また、Haridasan らは温度と不飽和透水係数 K との関

係についても実験的に調べ、圧力の関数としての K は温度によっては変わらないこと、及び含水量の関数としての K は温度上昇によって増加することを見出した。Haridasan らは、前者の理由として、温度上昇は保水性を低下させるが故に K を低下させ、一方水の粘性が低下するが故に K は増加し、両者が相殺されるために見かけ上 K は温度によって変わらないものと考えた。

以上が、毛管ポテンシャル理論における温度の影響への認識である。これらは温度の影響が、水の表面張力や粘性のような物性値の変化を介して毛管ポテンシャルや不飽和透水係数の変化として現われるものとして把握しようとしていると言える。

これに対し、温度勾配下の液状水移動機構の分類とその物理的意味を追求する立場からの研究がある。Nerpin and Globus (1968)³⁴⁾は、液状水移動に対し、熱毛管流れ (thermo-capillary flow)、熱毛管薄膜流れ (thermo-capillary film flow)、熱自己拡散 (thermo-selfdiffusion)、熱浸透 (thermo-osmosis) 等の分類を概念的に行ない、いくつかの実験事実から各機構の重要性を推察し、結局最後の 2 つの機構が最も重要であることを強調した。しかし、これらの機構の内容に関しては若干の定性的説明しか行っていない。すなわち、熱毛管流れ及び熱毛管薄膜流れは、温度勾配により生ずる気液界面での表面張力勾配によって生ずるものと定義した。また、熱自己拡散は、水膜のある断面を温存勾配方向に横切る分子数が逆に横切る分子数より確率的に小さいために生ずる低温側への膜状移動であるとした。更に、熱浸透は固体表面近くの液体層のエンタルピーがバルクの水と異なることに由来して生ずるものであるとした。

Cary (1965)⁸⁾ は、水の熱自己拡散に相当する概念として、当時 Nemethy and Sheraga (1962)³³⁾ が発表していた水の水素結合モデルを応用した説明を試みた。すなわち、Nemethy らの "Flickering cluster" モデルの中の単量体 (monomers) が熱自己拡散の機能を果たしていると想像した。

Deryagin, Ershov and Churaev (1975)¹²⁾ は、毛細管中における熱浸透速度の式として次式を用いた。

$$v_0 = -\frac{4\lambda h}{D} \frac{\rho T}{\eta} \quad (5)$$

ただし

$$\lambda = -\frac{1}{T} \int_0^{\infty} \frac{\Delta H h}{\eta} dh \quad (6)$$

は熱浸透係数 ($\text{cm}^2/\text{sec deg}$) である。ここに、 v_0 は熱浸透速度 (cm/sec)、 h は液膜厚さ、 D は毛細管内径、 ΔH はエンタルピー変化量、 η は液体の粘性率、 T は温度である。Deryagin は内径 $1 \sim 100 \mu$ のガラス管の中に内径の $10 \sim 30$ 倍の長さの気泡を残して液体を満たし、管

の長さ方向に温度勾配を与えて気泡の移動方向と速度を測定した。この場合、気泡とガラス管とにはさまれた部分に100~400Åの薄膜ができ、これとガラス壁面との相互作用が膜の移動、従って気泡の移動を支配すると考えたのである。

その結果、実験的には常に $v_0 < 0$ 、すなわち熱浸透移動は高温側へ向かうことを見出し、これと(5)(6)式から毛管壁に近接する液体膜におけるエンタルピーは低下していると結論した。

Groenvelt (1974)¹⁸⁾は、熱浸透を次の様に扱った。すなわち、同一温度の自由水に比したエンタルピーの低下量を h_w とするとき、圧力勾配の無い薄膜の定常層流において、液状水 1 cm^3 に対して働く力のつり合いを

$$h_w \frac{1}{T} \frac{dT}{dx} = \frac{d}{d\xi} \left(\eta \frac{dv_l}{d\xi} \right) \quad (7)$$

とした。左辺はエンタルピー低下によって働く力、右辺は粘性力を表わす。 ξ は壁面からの距離、 η は水の粘性率、 v_l は水膜の移動速度である。次に、 h_w を ξ の関数として

$$h_w(\xi) = aH_w \exp(-a\xi) \quad (8)$$

と仮定した。ここに H_w は浸せき熱 (erg/cm² solid surface), a は長さの逆数である。(7)(8)式から h_w を消去すれば v_l は ξ の関数として表わせる。ここで、固体平面上の厚さ b の水膜モデルを考え、厚さ方向の積分を行えば

$$v_l = \frac{FT}{T} \frac{H_w}{\eta} b (1 - e^{-ab}) \quad (9)$$

ただし $\eta = \text{const}$ と仮定している。この式によれば $FT > 0$ のとき $v_l > 0$ である。すなわち水膜は温度勾配下で高温側へ移動すると言える。Groenvelt は、 v_l を更にマクロな水分フラックス j_w と結びつけ、温度勾配下の液状水移動は常に高温側に向かうと結論した。しかし、熱浸透の概念が未だ仮説の段階にあり、表面張力の影響との関連も把握されていないため、この理論的結論は不確かなものと言える。

ところで、液状水移動における熱浸透に関する理論には、さらに検討すべき課題が多い。まず、熱浸透という概念の定義が一般の溶液論の中で使われている定義と異なることに注意しなければならない。後者の定義は周知のごとく、選択透過性のある膜で溶液が仕切られていてその両側に温度差があるときの膜を通しての溶媒の移動である。土壌水では間隙が小さくて溶質が通過できないような場合、あるいは土粒子表面に荷電を有して特定のイオンを捕束するような場合の溶媒としての水の移動を議論するときには、溶液論の概念が適用される。しかし本小論で述べた熱浸透は、水と固体壁との相互作用によ

る液状水のエンタルピー低下のもたらす移動と言われるものなので、溶液の場合とは区別しなければならない。また、Groenvelt (1974)¹⁸⁾はもっと形式的に「液状水圧勾配が無く、温度勾配があるときの水の流れ」を熱浸透の定義としている。これらの概念はしばしば混同されて使われているようである。しかも、液状水のエンタルピー低下量が力に変換されるという概念そのものにも、検討を加える余地が残されているように思われる。

なお、熱浸透による移動は、低含水量の土では無視できるほど小さいとする意見もある(ヤン, ワーケンティン1972)⁴⁴⁾。

以上が液状水移動の機構論的研究の概要である。これらは、液状水の構造や固液間の相互作用が温度によって変化することを通して生ずる移動を明らかにしようとしているものと言える。

不飽和透水係数や毛管ポテンシャルの温度補正という見方にせよ、液状水移動機構の分類という見方にせよ、温度勾配下の液状水移動には未知の問題が多い。しかも理論的予測に対する実験的検証も、たとえば Deryagin らが行っている毛細管内の気泡の移動のようなモデル実験以外には見当たらず、物理的解明の困難さを思わせるが、同時に興味深い問題でもある。

V 熱・物質同時移動現象としての解析

これまで、温度勾配下の水分移動の実験的事実とその物理法則的理解の現状を主として概観して来た。これに対し、熱の移動と水分の移動を同時に方程式で表わし、これらに境界条件を与えて解く現象論的解析の手法がある。もちろん方程式を解く場合に、既に述べて来たような未知の問題に対しては近似的な扱いを行なうわけである。

Philip and de Vries (1957)³⁶⁾及び Philip (1957)³⁷⁾は水の運動を温度勾配も含めた速度方程式で表わし、熱の移動を水蒸気の潜熱輸送も含めた速度方程式で表わして、この二式を立させて解く方法を示した。すなわち

$$q/\rho_w = -D_T \frac{dT}{dz} - D_\theta \frac{d\theta}{dz} - K \quad (10)$$

$$Q = -\lambda \frac{dT}{dz} - \rho_w L D_{\theta vap} \frac{d\theta}{dz} \quad (11)$$

ここで、 q は水分フラックス、 ρ_w は水の密度、 D_T は熱による水分拡散係数、 T は温度、 z は深さ、 D_θ は等温条件下の水分拡散係数、 θ は体積含水率、 K は水分伝導度、 Q は熱フラックス、 λ は熱伝導率、 L は蒸発の潜熱、 $D_{\theta vap}$ は水蒸気拡散係数を各々表わす。両式から dT/dz を消去することにより、 q 、 Q が既知の場合に $\theta \sim z$ の関係が求められるというのがこの方法である。

Fritton, Kirkham and Shaw (1970)¹⁴⁾ は、この方法を忠実に実行し、放射熱による土壌面蒸発下の水分分布を求めて実測値と非常に良い一致を示すことができた。ただし、(10)(11)式の計算に際してはいくつかの仮定を用いざるを得なかった。Fritton らの用いた主な仮定は

- ① 熱伝導率は De Vries の式 (1963)¹³⁾ が適用できる。
- ② 熱による水蒸気拡散を表わす式は、Philip and de Vries³⁶⁾の式が適用できる。
- ③ 毛管ポテンシャルの温度補正係数は、表面張力の温度補正係数の30倍の値を使う。

などである。ところで、仮定①については、De Vriesの式に関するモデルについて粘淵 (1973)²⁶⁾の批判があり、仮定②については前述したような情況である。③の数値は、Gardner (1955)¹⁵⁾の実験値から経験的に割り出したものである。それにもかかわらず、Fritton らによって示された結果は、この種の取り扱いの優れた面を十分明らかにしている。

Jury and Miller (1974)²⁵⁾も (10)(11)式と同様の式から出発し、水分分布と温度分布を実験的に求め、各項の係数を算出する方法を示したが、精度の良い数値を得ることは必ずしも成功していないようである。

熱物質同時移動として温度勾配下の不飽和水分移動を解析するこのような手法の特徴は、水の運動を水蒸気と液状水共に拡散型の方程式で表現することによってこれらを一つの式にまとめ、従って水蒸気と液状水の移動を分離することなしに一括して水分分布と結びつけることを可能にしている点である。

VI 非平衡熱力学の役割

温度勾配下の水分移動を考察するために、非平衡の熱力学を導入しようという試みが、1960年頃から急速に増し始めた。これは、土壌のような多成分多相系における移動現象は、単一の移動法則のみを追求するよりも、複合的な各種の移動の相互関係からその内容を把握する方が適しているとの考え方が強まったためである。

Taylor and Cary (1960)⁴¹⁾は、飽和土に温度差を与えたときに水頭差、電位差、電流が観測できること、電位差を与えたときには水頭差、温度差が観測できること、更に NaCl 濃度差を与えた時には圧力差、比電導度差が観測できることを実験的に示した。彼らは、これらの現象は従来の Fourier の法則、Ohm の法則、Fick の法則、Darcy の法則のみで記述することはできず、非平衡熱力学の導入が必要であると考えた。そこで、Prigogine の導いた次式で水分フラックス J_v とエネルギーフラック

ス J_e を表わした (Cary and Taylor 1962 a)⁴¹⁾。

$$J_v = -L_v \Delta \frac{\mu_v}{T} + L_{ve} \Delta \frac{1}{T} \quad (12)$$

$$J_e = -L_{ev} \Delta \frac{\mu_v}{T} + L_e \Delta \frac{1}{T} \quad (13)$$

ここに、 μ_v は物質の化学ポテンシャル、 T は温度、 L_{ij} は現象係数である。そして物質が水蒸気であるときに、空気中での水蒸気拡散において Onsagar の相反関係 $L_{ve} = L_{ev}$ がかなり良く成立つことを実験的に見出した (Cary and Taylor 1962 a⁴¹⁾, Cary 1963)⁶⁾。また、pF 3.6 前後のローム土壌に温度勾配を与え、水蒸気による潜熱輸送量から水蒸気移動量を逆算し^{注)}、これを(12)式の J_v に代入して $L_{ve} = L_{ev}$ がほぼ成立しているとした (Cary and Taylor 1962 a)⁴¹⁾。更に、液状水移動については土粒子表面における吸着水膜が水分子の自己拡散によってのみ移動すると仮定して Eyring の理論式を適用し、 L_{ve} と L_{ev} を比較したが良い一致は見られなかった (Cary and Taylor 1962 b)⁵⁾。

Groenvelt and Bolt (1969)¹⁶⁾は、土壌水分系における非平衡熱力学をより一般的な形で紹介し、水頭勾配、温度勾配、塩分濃度勾配などが同時に存在するときの移動現象を統一的に表現しうる理論としての重要性を強調した。更に、連続体の力学に基く Darcy 式の導出に比べて非平衡熱力学による導出の方が、土壌水分系に関する限り有効性が高いことを理論的に示した (Groenvelt and Bolt 1973)¹⁷⁾。

その他にも Letey (1968)²⁸⁾, Joshua and de Jong (1973)²⁴⁾らが、主として Cary の行なって来た方法に準拠して、熱と水分の移動の相反関係、すなわち(13)(14)式における $L_{ve} = L_{ev}$ が成り立っているかどうかを確かめる試みを実験的に行なっている。特に Joshua らは、水分のネットフラックスと熱フラックスを定常状態で測定し、高含水率領域や低含水率領域では、 $L_{ve} = L_{ev}$ が成立たないが、ホ場容水量付近において最も良くこれが成立つことを示した。

これらの非平衡熱力学の土壌水分系への導入の試みは、現在その緒についたばかりと言える。すなわち、温度勾配という熱力学的力が外部から与えられたとき、それと共役でない流れ(液状水、水蒸気、溶質、電気などの流れ)がどのような量で生ずるのか、そしてそこにはいわゆる相反関係が見られるのか否かという点をはっきりさせようとしている段階にあると考えられるからである。

ところで、ホ場容水量以下の比較的乾いた土壌中で生ずる諸成分、諸相の移動現象は、平衡状態に近い状態に

(注) この水蒸気移動量の算出法に関する問題は前に述べた。

において生ずることが少なくない。このような場合に生ずる土から植物根へ、あるいは地下から蒸発のある地表面へなどの水分移動や養分移動は、力学的力のみでなく熱力学的な力にも影響されていると考えることはむしろ自然である。このような現象に対して非平衡熱力学の適用が期待される所以である。しかし一方、(2)(3)式のような一般的な式が導出されても、その個々の現象係数 L_{ij} を求めるためには、実験に頼るか、あるいは本小論の中で述べたような水分移動機構の理論から決めて来なければならないという点での限界があるということも事実である。逆に、非平衡熱力学を用いて移動現象の一般的な式を導くことによって未知の移動機構の存在を予測したり、その量を推定したりすることもあり得る。Gloenvelt (1969)¹⁶⁾らはこれを積極的に推し進めている。今後この理論は土壌物理学の各領域へますます影響を及ぼすようになるだろう。

VII おわりに

土壌水移動の研究は、従来等温条件下またはその仮定のもとで主として行なわれて来た。そして現在でも、なお、その中で残されている問題は少なくない。これに温度の影響を加えることにより問題はますます複雑になる。筆者は、これまで主に水蒸気の移動法則を明らかにすれば、温度勾配下の不飽和水分移動のかなりな部分が明らかになることを、砂質土について示して来た。しかしその中には、土壌の種類が異なれば適用できなくなるような結論も少なくなかった。本小論で紹介した多くの考え方にもやはりそのような限界がある。これらを克服するためには、温度勾配の影響で生ずる物理的要因を全て明らかにし、土壌間ゲキの大きさや量、比表面積、含水量などの違いによって、各物理的要因がどのような現象として現われるのかを予測しうる理論が必要となる。これを可能にする有力な仮説が、Philip らの液島説³⁶⁾、Deryagin らの熱浸透説、熱毛管移動説¹¹⁾¹²⁾、Cary らの非平衡熱力学理論⁴⁾⁻⁸⁾などなのである。更にまた、固相との相互作用に電場の影響が入って来る粘土の場合、土壌水中にイオンが存在する場合には、Kemper (1961)²⁷⁾らが等温条件下で進めている薄膜流れの研究とも関係して来る。固相と液相の相互作用を考慮に入れた水分移動理論には、岩田 (1965)²¹⁾による問題点の指摘があるが、温度勾配下での理論へとこれらを発展させて行くことも重要な課題であろう。

引用文献

1) Abramova, M. M. : Movement of Moisture as a Liquid and Vapour in Soils of Semi-deserts.

- Symposium on Water in the Unsaturated Zone, Vol II. Inter. Assn. Sci. Hydrol. No. 83(1968) p. 781-789.
- 2) Bouyoucos, G. J. : Effect of Temperature on Movement of Water Vapour and Capillary Moisture in Soils. Jour. Agr. Res. Vol V, 4. (1915) p. 141-172
- 3) Brawand, H and Kohnke, H : Microclimate and Water Vapour Exchange at the Soil Surface. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. (1952) p. 195
- 4) Cary, J. W. and Taylor, S. A. : The Interaction of the Simultaneous Diffusions of Heat and Water Vapour. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 26 (1962 a) p. 413-416
- 5) Cary, J. W. and Taylor, S. A. : Thermally Driven Liquid and Vapour Phase Transfer of Water and Energy in Soil. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc. 26 (1962 b) p. 417-420
- 6) Cary, J. W. : Onsager's Relation and The Non-Isenthalpic Diffusion of Water Vapor. J. Phys. Chem. (1963) p. 126-129
- 7) Cary, J. W. : An Evaporation Experiment and its Irreversible Thermodynamics. Intern. J. Heat. Mass Transfer. Vol. 7 (1964) p. 531-537
- 8) Cary, J. W. : Water Flux in Moist Soil : Thermal versus Suction Gradients. Soil Sci. Vol. 100, 3. (1965) p. 168-175
- 9) Cassel, D. K. Nielsen, D. R. and Biggar, J. W. : Soil-Water Movement in Response to Imposed Temperature Gradients. Soil Sci. Soc. Amer. Proc 33 (1969) p. 493-500
- 10) Chahal, R. S. : Effect of Temperature and Trapped Air on the Energy Status of Water in Porous Media. Soil Sci 98 (1964) p. 107-112
- 11) ДЕРЯГИН, Ъ. В, МЕЛЬНИКОВА, МК : К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ЗАКОНОМЕННОЙ ВЛАГИ ПЕРЕДВИЖЕНИЯ ПОЧВЕННОЙ ВПАГИ. in : Problems of Agrophysics, Izd. VASKhNIL, Leningrad (1957) p. 30-40
- 12) Deryagin, B. V, Ershor, A. P, and Churaev, N. V. Thermoosmotic Flow in Wetting Films of Water on Capillary Surfaces. in : Research in Surface Forces -A- Vol 4 : Surface Forces in Thin Films and Disperse Systems. (1975) p. 171-175

- 13) De Vries, D. A. : Thermal Properties of Soils. in : Physics of Plant Environment. ed. by Van Wijk (1963) p. 211-235
- 14) Fritton, D. D., Don Kirkham, and Shaw, R. H. : Soil Water Evaporation, Isothermal Diffusion, and Heat and Water Transfer. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol 34. 2 (1970) p. 183-189
- 15) Gardner, R. : Relation of Temperature to Moisture Tension of Soil. Soil Sci. 79 (1955) p. 257-265
- 16) Groenvelt, P. H. and Bolt, G. H. : Non-Equilibrium Thermodynamics of The Soil-Water System. Review Paper. J. of Hydrology 7, (1969) p. 358-388
- 17) Groenvelt, P. H. and Bolt G. H. : Theory of Transport in Soils : Generalized Approaches Based on Continuum Mechanics and Thermodynamics of Irreversible Processes. in : Ecological Studies 4. Physical Aspects of Soil Water and Salts in Ecosystemes. New York (1973) p. 43-48
- 18) Groenvelt, P. H. : On Thermo-osmosis and Thermofiltration in Porous Media. Trans. of the 10th Inter. Cong. Soil Sci. (1974) p. 47
- 19) Gurr, C. G. Marshall, T. J. and Hutton, J. T. : Movement of Water in Soil Due to a Temperature Gradient. Soil Sci. 74, 5 (1952) p. 335-345
- 20) Haridasan, M. and Jensen, R. D. : Effect of Temperature on Pressure Head-Water Content Relationship and Conductivity of Two Soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol 36 (1972) p. 703-708
- 21) 岩田進午 : 土壌水の運動について, 農業気象 26, 1号 (1970) p. 41-49
- 22) Jackson, R. D. Rose, D. A. and Penman, H. L. : Circulation of Water in Soil under a Temperature Gradient, Nature vol 205 (1965) p. 314-316
- 23) Jones, H. E. and Kohnke, H. : The Influence of Soil Moisture Tension on Vapour Movement of Soil Water. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol. 16 (1952) p. 245-248
- 24) Joshua, W. D. and De Jong, E. : Soil Moisture Movement under Temperature Gradients. Can. J. of Soil Sci. Vol. 53 (1973) p. 49-57
- 25) Jury, W. A. and Miller, E. E. : Measurement of the Transport Coefficients for Coupled Flow of Heat and Moisture in a Medium Sand. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol 38 (1974) p. 551-557
- 26) 粕淵辰昭 : 土壌の熱伝導機構に関する諸問題, 農業気象 29. 3号 (1973) p. 201-207
- 27) Kemper, W. D. : Movement of Water as Effected by Free Energy and Pressure Gradients I. Application of Classic Equations for Viscous and Diffusive Movements to the Liquid Phase in Finely Porous Media. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol 25, 4 (1961) p. 255-260
- 28) Letey, J. : Movement of Water through Soil as Influenced by Osmotic Pressure and Temperature Gradients. Hilgardia. Vol. 39 No. 14 (1968) p. 405, 418
- 29) 宮崎毅, 兩宮悠 : 土壌水分移動における地温と凝縮の影響について, 農土論集 48 (1973) p. 16-22
- 30) 宮崎毅 : 土壌中の水分凝縮, 農土学会大会講演要旨 (1973) p. 192
- 31) 宮崎毅 : 温度勾配下の砂における水蒸気の凝縮と移動, 農土論集 61 (1976) p. 1-8
- 32) Moor, R. E. : The Relation of Soil temperature to Soil Moisture : Pressure Potential, Retention, and Infiltration Rate. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 5 (1940) p. 61-64
- 33) Nemethy, G. and Scheraga, H. A. : Structure of Water and Hydrophobic Bonding in Proteines. I. A Model for the Thermodynamic Properties of Liquid Water. J. Chem. Phys. 36. (1962) p. 3382-3400
- 34) Neprin, S. V. and Globus, A. M. : Non-isothermal moisture transfer in unsaturated soils. Symposium on Water in the Unsaturated Zone. Vol II Inter. Assn. Sci. Hydrol. Publ. No. 83 (1968) p. 761-772
- 35) Peck, A. J. : Changes of Moisture Tension with Temperature and Air Pressure : Theoretical. Soil Sci. 89 (1960) p. 303-310
- 36) Philip, J. R. and de Vries, D. A. : Moisture Movement in Porous Materials under Temperature Gradients. Transa. Amer. Geophys. Union. Vol 38. 2 (1957) p. 222-232
- 37) Philip, J. R. : Evaporation, and Moisture and Heat Fields in the Soil. J. Meteorology 14 (1957) p. 353-366
- 38) Rode, A. A. : Theory of Soil Moisture. Jerusa-

- lem. (1969) p. 404~407
- 39) 新庄彬, 白井清恒: 温度差による水蒸気移動について, 農土学会大会講演要旨 (1975) p. 294
- 40) 鈴木義則: 温度傾度下における土壌水分の移動, 農業気象18, 3号 (1962) p. 10-16
- 41) Taylor, S. A and Cary, J. W. : Analysis of the Simultaneous Flow of Water and Heat or Electricity with the Thermodynamics of Irreversible Processes, 7 th Intern. Congress of Soil Sci. (1960) 1. 1 p. 80~90
- 42) Taylor, S. A. and Cavazza, L. : The Movement of Soil Moisture in Response to Temperature Gradients, Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol 18, 4 (1954) p. 351-358
- 43) Wilkinson, G. E., and A. Klute. : The Temperature Effect on Equilibrium Energy Status of Water Held by Porous Media, Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 26 (1962) p. 326-329
- 44) ヤン, R. N., ワーケンティン, B. P 著, 山崎, 山内監訳: 土質工学の基礎, 鹿島出版会 (1972) p. 335