J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 103, p. 105～112（2006）

古典を読む

J.R. Philip and D.A. de Vries 著「温度勾配下における多孔質体中の水分移動について」

坂井　勝*・取出伸夫*

Reviewing classical studies in soil physics
"Moisture Movement in Porous Materials under Temperature Gradients"
By J.R. Philip and D.A. de Vries
Transactions, American Geophysical Union, Vol. 38, No. 2, 222-232 (1957)

Masaru SAKAI* and Nobuo TORIDE*

1. はじめに

J. R. Philip の名は，土壌物理の教科書の至るところで見かけることができる。数学的能力に長け，理論家であった Philip は，浸潤をはじめ，水分蒸発，溶質移動，体積変化を伴う膨潤性土中の水分移動に至るまで，移動式の解析解や近似解を中心とした解析的な手法を示した。そして 40 数年に渡り，論文としてその成果を示し続け，誰もが認める土壌物理学の第一人者の一人である。本報文では，Philip が残した多くの業績のうち，多孔質体中の熱移動で著名な de Vries と共に 1957 年に提唱した土中水蒸気移動モデルを紹介する。

等温条件下の不飽和土中水分移動の定式化は，1930 年代までに Darcy や Richards に代表される研究者達によってほぼ完成し，その後は非等温下の水分移動に注目が集まった。非等温下では液状水に加えて，水蒸気としても水分が移動する。この高温側から低温側への水蒸気移動は，フィックの拡散則が適用された（Penman, 1940）。さらに，この理論を検証する室内実験が行なわれた（Gurr *et al.*, 1952）。しかし，観察された水蒸気移動量が，理論の予測に比べて 10 倍程度大きいのに対して，この差についての十分な説明を行なうことができなかった。

Philip and de Vries（1957，以下，Philip ら）は，フィックの拡散則に基づく水蒸気フラックスを，数学的に温度と水分量勾配によるフラックスの 2 成分に分離した。この手法により，温度勾配による水蒸気移動に焦点を当てることでき，現象の解明を容易にした。そして，水蒸気が拡散可能な間隙を気相だけでなく液相も含めた，「液島モデル」を提唱した。また，水蒸気移動を促進するメカニズムとして，土の平均温度勾配に対し，気相の温度勾配が大きいこと挙げた。この 2 つの水蒸気移動促進メカニズムにより，初めて実験と理論の差異の物理的な説明が可能となった。

このような Philip らの研究へのアプローチからは，ミクロな現象に対する洞察力，また現象に則したモデル化等，学ぶべきことは多い。我が国においても中野（1991），宮﨑（2000）らによって Philip らの論文は紹介されている。現在では，パーソナルコンピュータを用いた土中の水分や溶質移動の汎用プログラム等により，数値計算が身近なものとなっている。本報では，水蒸気移動モデルの具体的な計算例を示しながら，改めて Philip らの論文を振り返る。

2. 従来の理論

Philip らは，まずフィックの拡散則に基づく従来の水蒸気移動理論を記述している。土中の水蒸気移動研究における初期段階では，水蒸気も他のガスと同様にフィックの拡散則で示すと考えられた。そして，水蒸気フラックスを水蒸気密度勾配に比例する次式で与えた（Penman, 1940）。なお，原著では移動式は 3 次元表示であるが，本報では簡単のため鉛直一次元（上向き正）の移動式を示す［原著(1)式］。

$$q_{vap}=\frac{a\alpha v D_{atm}}{\rho_w}\frac{\partial \rho_v}{\partial z} \tag{1}$$

* 三重大学大学院生物資源学研究科　〒514-8507 三重県津市栗真町屋町 1577
キーワード : 水蒸気移動，温度勾配，液島モデル，数値計算

ここで，q_{vap} は水蒸気フラックス（$\mathrm{cm\,s^{-1}}$），D_{atm} は大気中での水蒸気相互拡散係数（$\mathrm{cm^2\,s^{-1}}$）であり，絶対温度 T（K）と土中空気の全圧 P の関数として $D_{atm}=4.42\times10^{-4}T^{2.3}/P$, ρ_w は水の密度（$\mathrm{g\,cm^{-3}}$），v は水蒸気の一方拡散による促進を示すマスフローファクター（常温でほぼ1），α は屈曲度であり，Penman（1940）によると0.66，a は気相率（体積含水率 θ との和が土の間隙率），ρ_v は水蒸気密度（$\mathrm{g\,cm^{-3}}$），z は深さ（cm）である。原著では水蒸気フラックスを質量フラックス（$\mathrm{g\,cm^{-2}\,s^{-1}}$）で与えてあるが，本報では他のフラックスと整合を図るため，体積フラックス（$\mathrm{cm\,s^{-1}}$）で与えた。マスフローファクターについては，中野（1991），Miyazaki *et al.*（1993）に詳しい。

3. 水分移動式の拡張

(1)式で，水蒸気フラックスは水蒸気密度勾配に比例する。土中の水蒸気密度は，温度と水分量（あるいは圧力水頭）に依存する。そこで水蒸気フラックスを，数学的に温度勾配と水分量勾配をみかけの駆動力とする2成分に分離した。また，ダルシー則で表される液状水移動についても，圧力水頭の温度依存性から，温度勾配，水分量勾配をみかけの駆動力とした2成分のフラックスに分離した。

3.1 水蒸気移動

水蒸気密度 ρ_v は，相対湿度の関数であるため，温度と圧力水頭の関数である［原著(3)式］。

$$\rho_v=\rho_{vs}H_r=\rho_{vs}\exp\left(\frac{hg}{R_vT}\right) \tag{2}$$

ここで，ρ_{vs} は飽和水蒸気密度（$\mathrm{g\,cm^{-3}}$），H_r は相対湿度，h は圧力水頭（cm），g は重力加速度（$981\,\mathrm{cm\,s^{-2}}$），Rv は水蒸気の気体定数（$462.1\,\mathrm{J\,kg^{-1}\,K^{-1}}$）である。$\rho_v$ は ρ_{vs} と H_r の関数であるので［原著(4)式］，

$$\frac{\partial\rho_v}{\partial z}=H_r\frac{\partial\rho_{vs}}{\partial z}+\rho_{vs}\frac{\partial H_r}{\partial z} \tag{3}$$

また，ρ_{vs} は T の関数であり，H_r は T と θ の関数であるので，(3)式を微分の連鎖法則を用いて変形すると，

$$\frac{\partial\rho_v}{\partial z}=H_r\frac{d\rho_{vs}}{dT}\frac{\partial T}{\partial z}+\rho_{vs}\left(\frac{\partial H_r}{\partial T}\frac{\partial T}{\partial z}+\frac{\partial H_r}{\partial\theta}\frac{\partial\theta}{\partial z}\right) \tag{4}$$

ここで，T の変化に対する H_r の変化は非常に小さいことから，$\partial H_r/\partial T\approx0$ と近似して，(2)式を用いて $\partial H_r/\partial\theta$ を評価すると［原著(6)式］，

$$\frac{\partial\rho_v}{\partial z}=H_r\frac{d\rho_{vs}}{dT}\frac{\partial T}{\partial z}+\frac{g\rho_v}{R_vT}\frac{dh}{d\theta}\frac{\partial\theta}{\partial z} \tag{5}$$

(5)式を(1)式に代入すると，水蒸気フラックスは，温度勾配を見かけの駆動力とした水蒸気フラックス q_{Tvap} と水分量勾配を見かけの駆動力とした水蒸気フラックス $q_{\theta vap}$ の2成分に分離できる［原著(7)式］。

$$\begin{aligned}q_{vap}&=q_{Tvap}+q_{\theta vap}\\&=-D_{Tvap}\frac{\partial T}{\partial z}-D_{\theta vap}\frac{\partial\theta}{\partial z}\end{aligned} \tag{6}$$

ここで，D_{Tvap}, $D_{\theta vap}$ はそれぞれ温度勾配に依存する水蒸気拡散係数，水分量勾配に依存する水蒸気拡散係数で，次式で定義される。

$$D_{Tvap}=\frac{a\alpha vD_{atm}H_r\beta}{\rho_w} \tag{7}$$

$$D_{\theta vap}=\frac{a\alpha vD_{atm}}{\rho_w}\frac{g\rho_v}{R_vT}\frac{dh}{d\theta} \tag{8}$$

ここで，$\beta=d\rho_{vs}/dT$ であり，10℃から30℃の間では $\beta\approx1.05\times10^{-6}\,\mathrm{g\,cm^{-3}\,K^{-1}}$ である。

3.2 液状水移動

液状水移動は，ダルシー則で与えられる［原著(9)式］。

$$q_{liq}=-K\left(\frac{\partial h}{\partial z}+1\right) \tag{9}$$

ここで，q_{liq} は液状水フラックス（$\mathrm{cm\,s^{-1}}$），K は不飽和透水係数（$\mathrm{cm\,s^{-1}}$）である。圧力水頭 h は体積含水率 θ と温度 T に依存するため，$\partial h/\partial z$ を2成分に分離して表現すると，

$$\frac{\partial h}{\partial z}=\frac{\partial h}{\partial T}\frac{\partial T}{\partial z}+\frac{\partial h}{\partial\theta}\frac{\partial\theta}{\partial z} \tag{10}$$

$\partial h/\partial T$ は，表面張力 σ の温度依存性に基づき評価できる。

$$\frac{\partial h}{\partial T}=\frac{h}{\sigma}\frac{d\sigma}{dT}=\gamma h \tag{11}$$

ここで，$\gamma=(1/\sigma)d\sigma/dT$ であり，10℃から30℃の間では $\gamma\approx-2.09\times10^{-3}\mathrm{K^{-1}}$ である。(10)，(11)式を(9)式に代入すると，温度勾配による液状水フラックス q_{Tliq} と水分量勾配による液状水フラックス $q_{\theta liq}$ の2成分に分離できる［原著(13)式］。

$$q_{liq}=q_{Tliq}+q_{\theta liq}=-D_{Tliq}\frac{\partial T}{\partial z}-D_{\theta liq}\frac{\partial\theta}{\partial z}-K \tag{12}$$

ここで，D_{Tliq}, $D_{\theta liq}$ はそれぞれ温度勾配に依存する液状水拡散係数，水分量勾配に依存する液状水拡散係数である。

$$D_{Tliq}=K\gamma h \tag{13}$$

$$D_{\theta liq}=K\frac{\partial h}{\partial\theta} \tag{14}$$

4. 水蒸気フラックスの促進モデル

(1)式に示した従来の理論が，温度勾配による水蒸気移動量の実測値を過小評価する原因として，Philipらは次

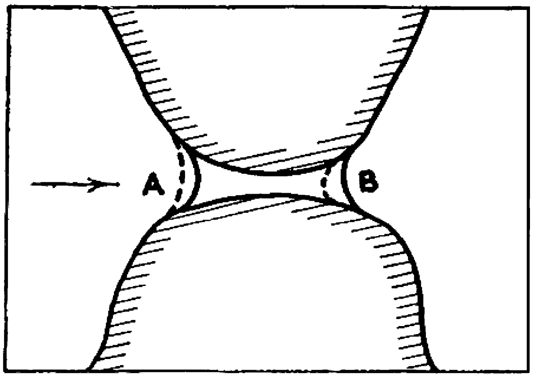

図-1　液島を介した水分移動。矢印は温度勾配による流れの方向を示す。水蒸気は A で凝縮し，B で蒸発する。（Philip and de Vries 1957, Figure 2）

Fig. 1　Water flow through a liquid island. The arrow indicates the flow direction due to the temperature gradient. Vapor condenses on one side A and evaporates from the other side B. (Philip and de Vries 1957, Figure 2)

の水蒸気の凝縮と蒸発による移動と，温度勾配の過小評価の 2 つのメカニズムを提案した。

4.1　液島モデル

既存の土中のガス移動モデルは，二硫化炭素（CS_2）やアセトン（CH_3COCH_3）といった化学物質の拡散が対象である。これらの物質は，土中の液相とも固相とも反応しない。Philip らは，こうした化学物質を単純に水蒸気に置き換えたことに従来の水蒸気移動理論の見落としがあると考えた。そして水蒸気と液状水の相互作用を考慮に入れた液島モデルを提案した。

土中水分量が小さく，液状水の連続性が悪い状態においては，液状水は図 1 のように土粒子接点に集積し，「液島」として存在する。図 1 における矢印の向きに温度勾配が存在するとき，A に達した水蒸気は凝縮，B から蒸発という過程を経て再び間隙内を拡散移動する。このように，水蒸気は液島を迂回するのではなく，凝縮とそれに続く蒸発により拡散経路が短縮される。そのため，水蒸気が拡散可能な間隙を気相のみではなく，液相も考慮に入れた補正を行なった。すなわち，(7)式中の気相率 a を $a+f(a)\theta$ に置き換えて，温度勾配下の水蒸気フラックスを促進させた。Philip らは，$f(a)$ の関数として次式を用いた。

$$f(a)=\begin{cases}1 & (a \geq a_K) \\ a/a_K & (a < a_K)\end{cases} \tag{15}$$

ここで，a_K は液状水の連続性が悪くなる境界気相率であ

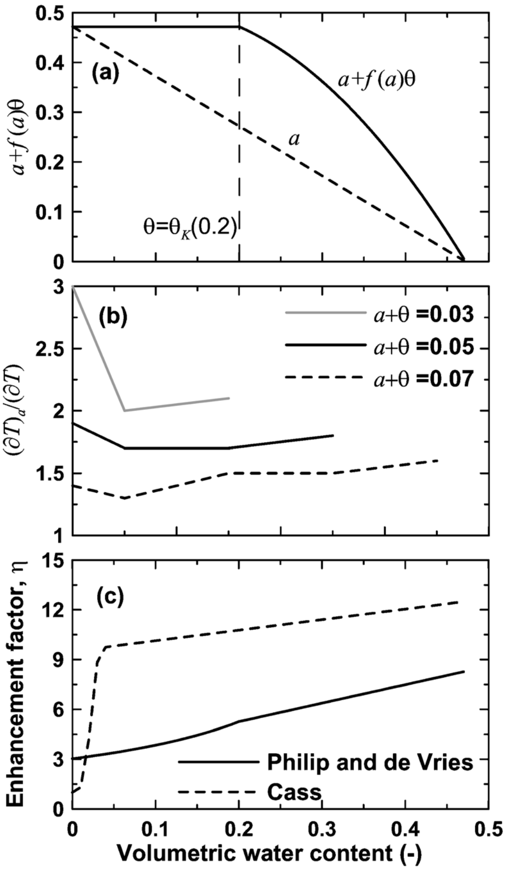

図-2　（a）水蒸気が拡散可能なみかけの間隙率と体積含水率の関係。実線は $\theta_K=0.2$ のときの液島モデル。点線は従来の理論。（b）気相の温度勾配 $(\partial T/\partial z)_a$ と土の平均温度勾配（$\partial T/\partial z$）の比。（c）温度勾配による水蒸気移動の促進係数 η。実線は Philip and de Vries のモデル。点線は Cass のモデル。

Fig. 2　(a) Apparent available porosity for vapor diffusion as a function of volumetric water content ($\theta_K=0.2$). The solid line represents the liquid island model and the dashed line is based on the conventional theory. (b) Ratio of the temperature gradient of air phase $(\partial T/\partial z)_a$ and the soil average temperature gradient $(\partial T/\partial z)$. (c) The enhancement factor η for the thermal vapor transport. The solid line and the dashed line represent the Philip and de Vries model and the Cass model, respectively.

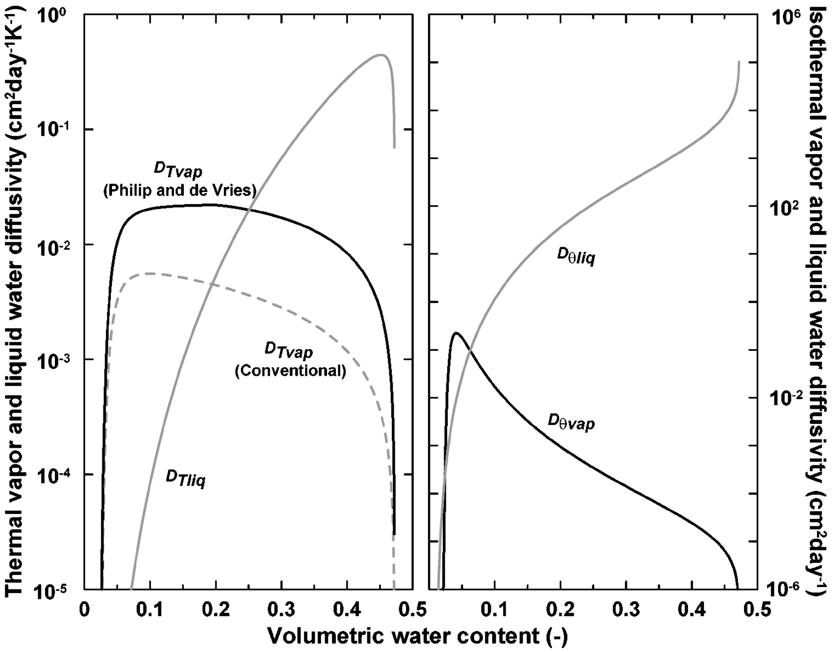

図-3 ロームの温度勾配に依存する水蒸気（D_{Tvap}），液状水（D_{Tliq}）拡散係数，水分量勾配に依存する水蒸気（$D_{\theta vap}$），液状水（$D_{\theta liq}$）拡散係数と体積含水率の関係。点線は従来の理論の D_{Tvap}。

Fig. 3 Thermal vapor (D_{Tvap}), thermal liquid water (D_{Tliq}), isothermal vapor ($D_{\theta vap}$), and isothermal liquid water ($D_{\theta liq}$) diffusivities for a loam soil as a function of volumetric water content. The dashed line indicates D_{Tvap} based on the conventional theory.

り，そのときの体積含水率はθ_Kである。図2（a）は，水蒸気が拡散可能な間隙と水分量の関係を示す（$\theta_K=0.2$）。$\theta\leq\theta_K$，すなわち$a\geq a_K$では液状水の連続性は悪く，水蒸気は気相と液相から成るすべての間隙を通過できる。一方，$\theta>\theta_K$，すなわち$a<a_K$では，液状水は広範囲にわたって連続し，液相率θの増加に伴い，水蒸気が通過できる間隙が減少する。従来の理論では，拡散可能な間隙は気相率aであるのに対して，液島の考慮により，水蒸気フラックスは最大で2倍程度まで増加する。

4.2 気相の温度勾配

Philipらは，(6)式の土の平均温度勾配$\partial T/\partial z$にも疑問を抱いた。水蒸気は，実際には気相の温度勾配によってのみ移動する。気相の熱伝導率は，固相，液相に比べ，はるかに小さいため，(6)式中の土の平均温度勾配 $\partial T/\partial z$は気相の温度勾配（$(\partial T/\partial z)_a$）よりも著しく小さい。これも実際の水蒸気移動を過小評価する原因となる。図2（b）にPhilipらが土粒子，空気，水の熱伝導率より算出した温度勾配の比を示す。気相の温度勾配を考慮した補正により，水蒸気フラックスは1.3倍から3倍程度まで増加する。

4.3 水蒸気促進係数

以上の2つの水蒸気促進モデルを考慮に入れて，(6)式中の温度勾配による水蒸気フラックスを修正する。

$$q_{Tvap}=-\frac{(a+f(a)\theta)vD_{atm}H_r\beta}{\rho_w}\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_a \tag{16}$$

このとき，屈曲度αの概念は（$(\partial T/\partial z)_a$）に含まれる。補正を含まない(6)，(7)式の水蒸気フラックスと(16)式の比ηは促進係数（enhancement factor）とよばれる。

$$\eta=\frac{a+f(a)\theta}{\alpha a}\frac{(\partial T/\partial z)_a}{(\partial T/\partial z)} \tag{17}$$

図2（c）の実線は，促進係数ηと体積含水率θの関係である。2つの水蒸気移動促進メカニズムを含むηにより，水蒸気フラックスは3倍から7倍程度まで増加する。従来の理論に(17)式を掛け合わせると，修正した温度勾配による水蒸気フラックスが得られる。

$$q_{Tvap}=-D_{Tvap}\frac{\partial T}{\partial z}=-\frac{a\alpha vD_{atm}H_r\beta\eta}{\rho_w}\frac{\partial T}{\partial z} \tag{18}$$

促進係数ηについては，その後も様々な議論が行なわれた。Jury and Letey（1979）は，(17)式中の温度勾配の比（$(\partial T/\partial z)_a/(\partial T/\partial z)$）を修正し，飽和度50%程度の

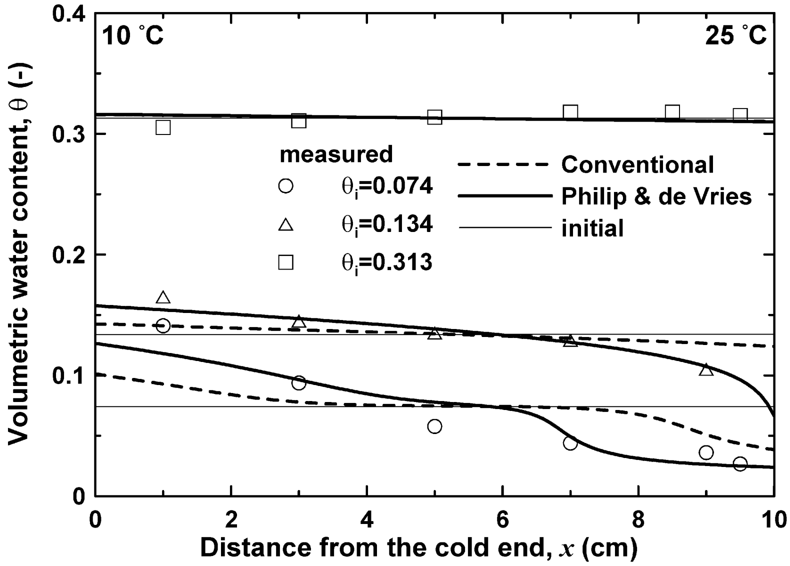

図-4　初期含水率が 0.074，0.134，0.313 のロームにおける 5 日後の水分分布。実線は Philip らのモデル，点線は従来の理論による計算値，プロットは実測値。

Fig. 4　Volumetric water content profiles for the initial water content of 0.074, 0.134, and 0.313 for a loam soil after 5 days. The solid lines and dashed line represent simulated results with the Philip and de Vries model and the conventional theory, respectively, and the plots are observed data.

水分量において，Philip らのモデルの 1.5 倍から 2 倍の η を提案した。Cary（1979）は，土中の熱流の測定により η を推定した。Cass *et al.*（1984）は，土の熱伝導率の圧力依存性を測定し，水蒸気成分を分離することにより η を測定した。そして，η を熱伝導率によく用いられる関数型を用いて θ の関数として示した。

$$\eta=9.5+3\frac{\theta}{\theta_s}-8.5\exp\left\{-\left[\left(1+\frac{2.6}{\sqrt{f_c}}\right)\frac{\theta}{\theta_s}\right]^4\right\} \tag{19}$$

ここで，θ_s は飽和体積含水率，f_c は粘土含量である。(19)式の η を図 2（c）に破線で併記した。Cass *et al.* の示した η は，水蒸気移動を含む数値解析において広く用いられている（Noborio *et al.*, 1996；Scanlon *et al.*, 2003）。

既存の理論に疑問を抱き，ミクロな現象に目をつけてその修正を行なったことは，Philip らの鋭い洞察力と優れた物理的直感力が感じられる点である。その後の促進係数 η の関数型，大きさについての研究の原点には，Philip らの液島モデルと気相の温度勾配モデルがあり，その影響力の大きさを感じさせられる。

5.　水と熱の移動式

(6)式，(12)式を水の保存則に代入すると，次の水分移動式が得られる［原著(23)式］。

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left(D_T\frac{\partial T}{\partial z}+D_\theta\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)+\frac{\partial K}{\partial z} \tag{20}$$

ここで，$D_T=D_{Tvap}+D_{Tliq}$, $D_\theta=D_{\theta vap}+D_{\theta liq}$ である。また，熱伝導，水蒸気潜熱輸送成分から成る熱移動式は次式となる［原著(24)式］。

$$C_s\frac{\partial T}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda\frac{\partial T}{\partial z}\right)-L\frac{\partial}{\partial z}\left(D_{\theta vap}\frac{\partial\theta}{\partial z}\right) \tag{21}$$

ここで，C_s は土の体積熱容量，L は水の蒸発潜熱である。λ は水蒸気による潜熱輸送成分を含む見かけの熱伝導率で $\lambda=\lambda_s+LD_{Tvap}$ であり，λ_s は土の熱伝導率である。その後，de Vries（1958）は，顕熱輸送成分を含む熱移動式を示した。

$$\frac{\partial C_sT}{\partial t}+L\frac{\partial\theta_{vap}}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda_s\frac{\partial T}{\partial z}\right)-L\frac{\partial q_{vap}}{\partial z}-C_{liq}\frac{\partial q_{liq}T}{\partial z}-C_{vap}\frac{\partial q_{vap}T}{\partial z} \tag{22}$$

ここで，C_{liq} は液状水の体積熱容量，C_{vap} は水蒸気の体積熱容量である。

6.　数値計算例

水移動式，熱移動式を用いた具体的な数値計算を行なうことで，Philip らが示した 4 成分の水分フラックスに

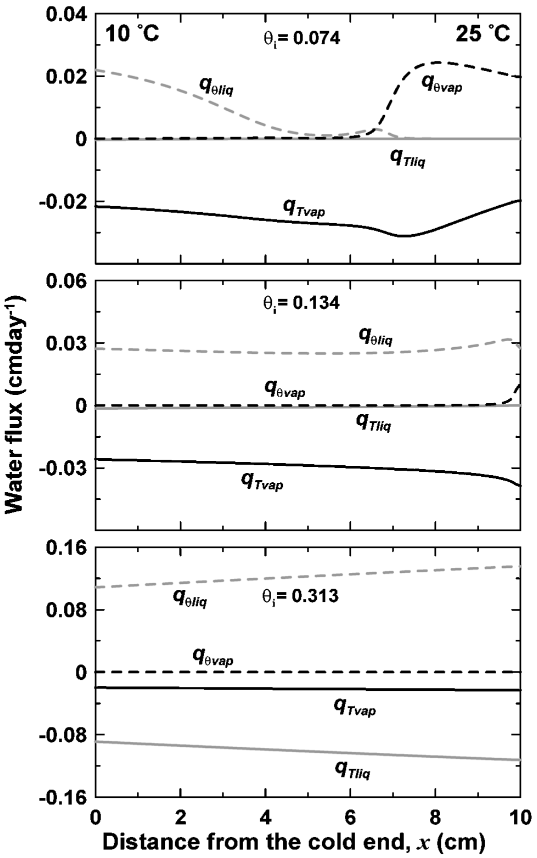

図-5　初期含水率が0.074，0.134，0.313のロームにおける5日後の温度勾配による水蒸気（q_{Tvap}），液状水（q_{Tliq}）フラックスと水分量勾配による水蒸気（$q_{\theta vap}$），液状水（$q_{\theta liq}$）フラックス分布。

Fig. 5　Thermal vapor (q_{Tvap}), thermal liquid water (q_{Tliq}), isothermal vapor ($q_{\theta vap}$), and isothermal liquid water ($q_{\theta liq}$) flux profiles for the initial water content of 0.074, 0.134, and 0.313 for a loam soil after 5 days.

ついて理解を深めることができる。本報では，Gurr *et al.*（1952）のカラム実験を対象に，⒇式の水分移動式，㉒の熱移動式を用いた数値計算例を示す。

6.1　実　験

Gurrらは，ロームを充填し，両端を閉鎖した長さ10 cmの水平一次元カラムの左端に10℃，そして右端に25℃を与えた。初期含水率はθ_i=0.074，0.134，0.313で一様である。実験開始後5日目にカラムを切り出し，炉乾法により水分分布を測定した。θ_i=0.074，0.134では，高温側から低温側への水分移動が見られたが，θ_i=0.313では水分移動は生じなかった。

6.2　数値計算

用いたロームの$\theta(h)$，$K(h)$に対して，van Genuchten-Mualemモデル（van Genuchten, 1980）を適合させた（θ_r=0.01，θ_s=0.472，α=0.074 cm^{-1}，n=1.39，K_s=33.7 cm day^{-1}，l=1）。促進係数ηにはPhilipらのモデルを用い，θ_K=0.2，$(\partial T/\partial z)_a/(\partial T/\partial z)$=1.7とした。図3は，⑺，⑻，⒀，⒁，⒅式に基づく水分拡散係数D_{Tvap}，D_{Tliq}，$D_{\theta vap}$，$D_{\theta liq}$を示す［原著図1に対応］。温度勾配に依存する拡散係数については，$\theta<0.25$の低水分領域では水蒸気拡散（D_{Tvap}）が卓越し，$\theta\geq0.25$の高水分領域では液状水拡散（D_{Tliq}）が卓越する。また，PhilipらのD_{Tvap}は，全水分領域において従来の理論のD_{Tvap}より大きい。水分量勾配に依存する拡散係数については，ほぼ全水分領域で液状水拡散（$D_{\theta liq}$）が圧倒的に大きいが，$\theta<0.05$の乾燥領域においてのみ，水蒸気拡散（$D_{\theta vap}$）が大きい。

計算は水平土層であるので，$\partial K/\partial z=0$とした⒇式に対して行なった。実験と同じ初期水分量θ_iを用い，初期温度は20℃，境界温度は10℃と25℃とした。また，両端の水分境界条件は，水蒸気と液状水フラックスの和を0とした閉鎖境界を用いた。数値計算には水蒸気移動を含む修正版HYDRUS-1Dコード（Simunek *et al.*, 1998）を用いた。なお，この修正版は，近日中に公開される予定である。

図4には，低温端を$x=0$とし，右向きを正としたときの，5日後の水分分布の実測値と計算値を示す。低水分量のθ_i=0.074と中間水分量のθ_i=0.134では高温側から低温側へ水分移動が生じ，高水分量のθ_i=0.313の水分分布はほとんど変化しない。θ_i=0.074，0.134については，促進係数ηを用いない従来の理論による計算結果も併記した。従来の理論では，Philipらのモデルに比べて，高温側から低温側への水分移動が小さく，実測値を高温側で過大評価，低温側で過小評価する。Philipらのモデルを用い，従来の理論のD_{Tvap}を4倍程度促進することで（図3），計算は実測値をよく再現する。

⑹式と⑿式により，水分フラックスを4成分に分離して表示すると，さらに詳しく現象を理解することができる。図5に5日後の4成分の水分フラックスを示す。正のフラックスは低温側から高温側へのフラックスを示し，負のフラックスは低温側へのフラックスを示す。温度勾配による水分移動は低温側へ生じ，その結果，水分量勾配により水分移動が高温側へと生じる。低水分量のθ_i=0.074では，低温側への水分移動は水蒸気として起こり（q_{Tvap}），液状水の移動（q_{Tliq}）は，拡散係数（D_{Tliq}）が小さいため非常に小さい。また高温側への水分移動は，$x\leq6$ cmの$\theta\geq0.05$で比較的ぬれた領域では，液状水として移動し（$q_{\theta liq}$），$x>6$ cmの乾燥した領域では，水蒸

気として移動する（$q_{\theta vap}$）。これは，$x \leq 6$ cm では液状水拡散係数（$D_{\theta liq}$）が大きく，$x > 6$ cm では水蒸気拡散係数（$D_{\theta vap}$）が大きいためである。また，$x > 6$ cm では，水蒸気フラックスの 2 成分（q_{Tvap} と $q_{\theta vap}$）は打ち消しあい，実際に生じる水分移動は小さい。中間水分量の $\theta_i = 0.134$ でも，$\theta_i = 0.074$ と同様，低温側への水分移動はほぼ水蒸気としてのみ起こる（q_{Tvap}）。しかし，高温側への水分移動は，全領域で液状水として生じる（$q_{\theta liq}$）。一方，高水分量の $\theta_i = 0.313$ では，$\theta_i = 0.074$，0.134 の結果と異なり，水蒸気による低温側への移動は小さく（q_{Tvap}），温度勾配による液状水移動が卓越する（q_{Tliq}）。しかし，高温側への液状水移動（$q_{\theta liq}$）と打ち消しあい，実際には水分移動はほとんど生じない。

さらに，計算した液状水と水蒸気フラックスに基づく各位置における水収支より，蒸発および凝縮速度が計算できる。図 6 は，初期含水率 $\theta_i = 0.074$，0.134，0.313 に加えて，$\theta_i = 0.05$，0.08 における 5 日後の蒸発速度分布である。ここで，負の蒸発速度は凝縮速度である。両端における蒸発および凝縮速度は表示されていないが，高水分量の $\theta_i = 0.134$ と 0.313 では，高温端でそれぞれ 0.616 day^{-1}，0.791 day^{-1} と蒸発の大部分が生じ，低温端でそれぞれ -0.689 day^{-1}，-0.526 day^{-1} と凝縮の大部分が生じる。一方，低水分量の $\theta_i = 0.05$，0.074，0.08 では，$\theta_i = 0.134$ と 0.313 と同様に低温端で凝縮の大部分が生じるが，蒸発位置が高温端から土層内部へ移動する。その蒸発速度のピーク位置は，水分量が小さいほど高温端から離れる。図 4，5，6 は，低温側への水蒸気移動→低温端における凝縮→高温側への液状水移動→高温端（低水分量では土層内部）における蒸発→再び低温側への水蒸気移動という非等温土層内の水分の循環過程を定量的に示している。

このように 4 成分のフラックスや蒸発速度を具体的に計算すると，温度勾配下の土中の水分移動をより詳細に把握することができる。また，水蒸気促進係数の重要性，また不飽和透水係数の関数型や大きさの重要性を同時に示すことも可能である。これらも Philip らが示した枠組みに基づく水蒸気移動の評価であり，彼らの残した功績の大きさを感じされられる。

7.　お わ り に

Philip らが示した 4 成分の水分フラックスは，その後 Nassar and Horton（1989）によって，浸透ポテンシャルの効果を加えて修正された。Milly（1982）は，水分量勾配の代わりに圧力勾配によるフラックスを示すことにより，不均一な土層やヒステリシスを考慮した水分移動について，より有効な定式化を行った。また水蒸気促進係数については様々な関数型，大きさが示された（Jury and Letey, 1979 ; Cary, 1979 ; Cass *et al.*,1984）。しかし，その多くが Philip らの示した枠組みに基づく発展であり，Philip らの液島モデル，気相の温度勾配モデルに代わる水蒸気移動促進の説明は，50 年が経過した現在も現われていない。古典としての位置づけを確立した

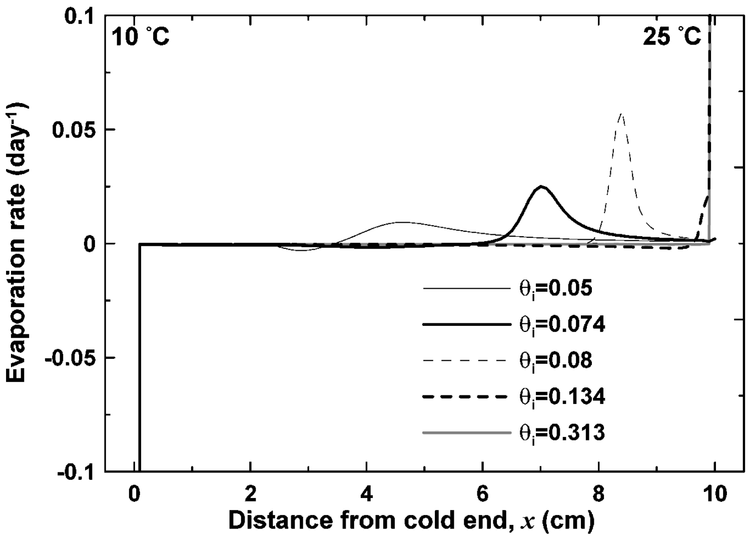

図-6　初期含水率が 0.05，0.074，0.08，0.134，0.313 のロームにおける 5 日後の蒸発速度分布。

Fig. 6　Evaporation rate profiles for the initial water content of 0.05, 0.074, 0.08, 0.134, and 0.313 for a loam soil after 5 days.

Philip らのモデルは，土中の水蒸気移動を記した土壌物理の教科書には必ず記述され，水蒸気の凝縮，蒸発という誰もが納得する物理現象として定着している。Philip らの論文は，ミクロな現象を見逃さない洞察力，物理的直観力のすばらしさを示し，また物理現象，数学的展開に則したモデルは，普遍のものとして後世に残ることを示してくれたようにも思う。

引 用 文 献

Cary, J.W. (1979) : Soil heat transducers and water vapor flow. Soil Sci. Soc. Am. J., **43** : 835–839.

Cass, A., Campbell, G.S. and Jones, T.L. (1984) : Enhancement of thermal water vapor diffusion in soil. Soil Sci. Soc. Am. J., **48** : 25–32.

de Vries, D.A. (1958) : Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media. Trans. Am. Geophys. Union, **39** : 909–916.

Gurr, C.G., Marshall, T.J. and Hutton, J.T. (1952) : Movement of water in soil due to a temperature gradient. Soil Sci., **74** : 335–345.

Jury, W.A., and Letey, J. (1979) : Water vapor movement in soil : reconciliation of theory and experiment. Soil Sci. Soc. Am. J., **43** : 823–827.

Milly, P.C.D. (1982) : Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media : a matric head-based formulation and a numerical model. Water Resour. Res., **18** : 489–498.

Miyazaki, T., Hasegawa, S. and Kasubuchi, T. (1993) : Water flow in soils. pp.176–178, Marcel Dekker Inc., New York.

宮﨑 毅（2000）: 環境地水学. pp. 86–92，東京大学出版会.

中野政詩（1991）: 土の物質移動学. pp. 89–96，東京大学出版会.

Nassar, I.N. and Horton, R. (1989) : Water transport in unsaturated nonisothermal salty soil : II. theoretical development. Soil Sci. Soc. Am. J., **53** : 1330–1337.

Noborio, K., McInnes, K.J. and Heilman, J.L. (1996) : Two-dimensional model for water, heat, and solute transport in furrow-irrigated soil : II. field evaluation. Soil Sci. Soc. Am. J., **60** : 1010–1021.

Penman, H.L. (1940) : Gas and vapor movement in soil : I. The diffusion of vapors through porous solids. J. Agric. Sci., **30** : 437–462.

Scanlon, B., Keese, K., Reedy, R.C., Simunek, J. and Andraski, B.J. (2003) : Variations in flow and transport in thick desert vadose zones in response to paleoclimatic forcing (0–90 kyr) : Field measurements, modeling, and uncertainties. Water Resour. Res., No. 7, 1179, doi : 10.1029/2002WR001604. 3.1–3.7.

Simunek, J., Sejna, M. and van Genuchten, M.Th. (1998) : The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 2.0. IGWMC-TPS-70. International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, CO.

van Genuchten, M.Th. (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., **44** : 892–898.

要 旨

温度勾配下における土中の水分移動に関する Philip and de Vries（1957）について，液島モデルと気相の温度勾配モデルによる水蒸気移動の促進メカニズムに焦点を当てて解説した。また，Philip らが示した温度と水分量勾配による水蒸気と液状水フラックスの 4 成分を，非等温下の土カラム中の水分移動に対して計算した。それにより，低温側への水蒸気移動，低温端における凝縮，高温側への液状水移動，高温側での蒸発，再び低温側への水蒸気移動といった水分の循環過程を詳細に定量化できる。

受稿年月日 : 2006 年 4 月 12 日
受理年月日 : 2006 年 5 月 18 日