

蒸発に伴う土壌の水分、塩分、熱の移動

中野 政 詩* 宮 崎 毅* 前 田 志 伸**

Transport of Soil Moisture, Salt and Heat during Evaporation

Masashi NAKANO*, Tsuyoshi MIYAZAKI* and Shinobu MAEDA**

*Faculty of Agriculture, The University of Tokyo

**Sanyu Consultants Co., Ltd.

1. はじめに

土壌水分の蒸発は、大気風速、湿度、温度、加えて輻射熱の有無などによる土壌外部環境の水蒸発能力に大きく左右される。従って、蒸発に伴う土壌内の温度変化および水分変化もこの外部環境の水蒸発能力によって異なる変化を示す。温度変化についていえば、輻射熱を与えたときと与えないときとは、いちぢるしく異なるものとなる。前者は、自然条件下でよく見られるように^{2), 3)}、蒸発表面でもっとも温度が高くなる。後者は、人工施設内の多孔質体における蒸発の際に見られるが、逆に蒸発表面でもっとも低温になる。水分分布については、蒸発速度の大小によって、蒸発表面近くに急激な水分変化が現れたり、まったく現れなかったりする。また、塩分については、表面の集積が現れる場合が多い。これまでの土壌水分の蒸発に関する研究は、どちらかと言えば、輻射熱を与えたときの研究が多かった。しかし、土壌水分の蒸発と水分、塩分、温度の変化との関係の種々相¹⁾を理解するには、蒸発条件が比較的単純化される。輻射熱を与えないときの蒸発現象を考察するほうが有利である。しかも、このような現象は、今後必要とされる周囲を人工的に閉ざした大気空間における多孔質体からの水の蒸発、例えば、宇宙空間にある施設における植物栽培時の培地の水管理であるとか、地下空間にある放射性物質の管理のための周辺土壌中の水環境管理、等で必ず発生し、十分な考慮と制御を図らねばならないものと見られている。

そこで、本報は、蒸発にみられる温度、塩分、水分の変化のいろいろな変化相を実験的に明らかにし、土壌中の水分移動との関連で、これを一元的に考察し理解する

ことを図ったものである。

2. 実験方法

(i) 供試体

実験に供した土壌は、北海道駒ヶ岳を噴出源とする新期火山性の土で^{3), 4)}、砂壤土に分類される落部の放牧草地の表土である。これを直径5.0 cm、肉厚0.5 cmのアクリル円筒に仮比重が1.06に一樣になるよう充填し、長さ14cmおよび32cmの2種類の土柱を作り供試体とした。なお、下端は小孔をあけたゴム栓をはめて蒸発を防ぎながら開放状態とした。供試体の初期体積含水率は次の2方法により整えた。初期水分を小さくするとき、あらかじめ水分を所定の値に調整した試料を充填する。これにより、13, 23, 29%の全体が一様な水分状態にある供試体ができた。初期水分の大きいものとして、供試体をまず作り、この表面からタン水浸潤を与え、浸潤前線が下端に達したときにこれを止め、下端からの排水を待ち、これが停止したとき(ほぼ24時間で停止した)の水分状態をもって初期水分とした。これより、供試体下端が55%、平均で52%の水分状態の供試体がえられた。

(ii) 蒸発量及び水分分布

温度・湿度を一定に制御したほぼ無風の暗室中に供試体を静置し、表面から土壌水分を蒸発させる。温度・湿度条件は、30°C・40%R.H., 20°C・40%R.H., 及び20°C・65%R.H.の三通りにした。風速はいずれの場合も5 cm/s程度である。蒸発量は供試体重量を日々測定し、その日々の差をもって測った。蒸発に伴う供試体中の水分分布変化は所定の蒸発日数経過後に一つづつ

* 東京大学農学部

** 三裕コンサルタンツ(株)

供試体を取り出し、それを2 cm毎に切断して土壌を採取しその水分量を炉乾法により測って求めた。

(iii) 土壌振盪液の電気伝導度

蒸発に伴う土壌中の液状水移動により土壌溶液中の溶質の上昇移動が生じ、表面にこれの集積がみられよう。水分変化が水蒸気移動によるときにはこうしたことはみられない。この様子をみるために、所定の蒸発日数経過後に供試体を取り出し、これを切断して直径5.0 cm、厚さ2.0 cmの体積(乾土にして39g)の土壌を250cc 三角フラスコに採取し、これに150ccの蒸留水を加え1時間よく振盪し、この上澄み液の電気伝導度を測った。

(iv) 温度分布

0.3 mm径の銅-コンスタンタン熱電対を所定の位置に貼りつけた径5 mmの棒を供試体中心に埋設し、供試体中の所定の位置の温度を測定した。測定位置は、地上1.0 cm、地表面、地表下0.5、2.0、5.0、10.0、18.0、29.0 cmの地点である。尚、この測定中は供試体の側面及び底面を7 cm厚の発泡スチロールでおおい断熱した。

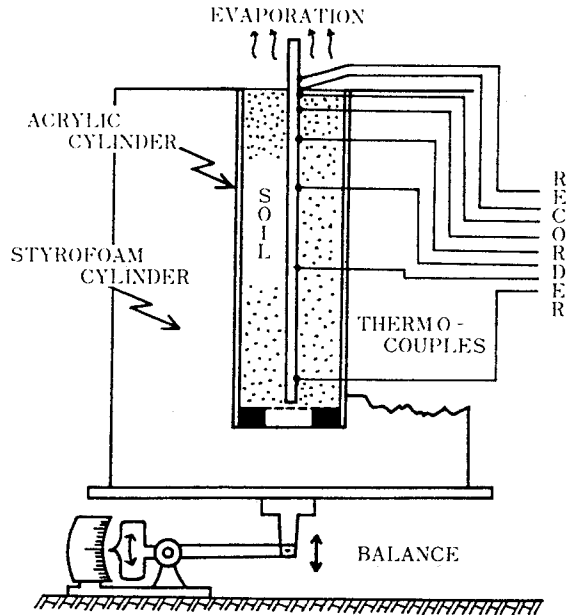


Fig. 1 Schematic diagram of experimental apparatus

3. 実験結果

(i) 蒸発量

浸潤・排水後の水分状態から蒸発させたときの蒸発量変化を Fig. 2 に示す。初期の恒率蒸発期間の蒸発速度は、大気条件が20℃・65%R.H.のときは0.31 cm/day, 20℃・40%R.H.のときは0.49 cm/day, 30

℃・40%R.H.のときは0.79 cm/dayであった。この第1恒率期間に続いて、この蒸発速度に比べてわずかに低い蒸発速度をもつ第2恒率蒸発期間が数日続く。20℃・65%R.H.の条件のとき8日間、20℃・40%R.H.のときは4日間、30℃・40%R.H.のときは3日間である。それから減率蒸発期間に入る。図中○印は各蒸発期間の境界を示す。

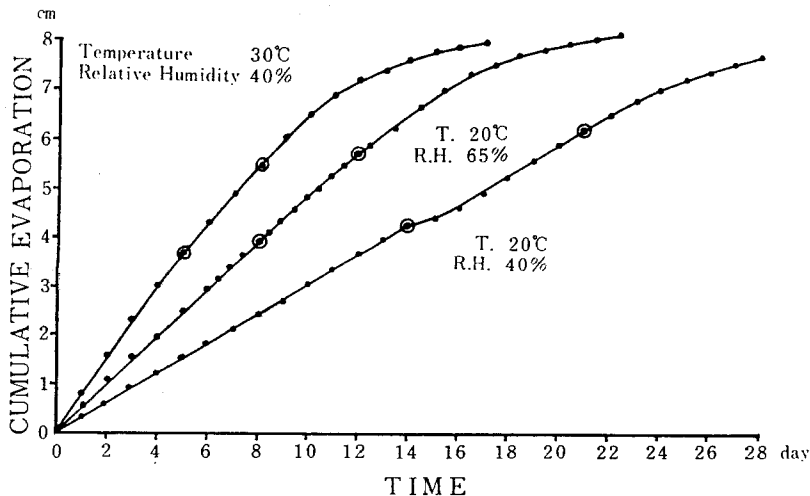
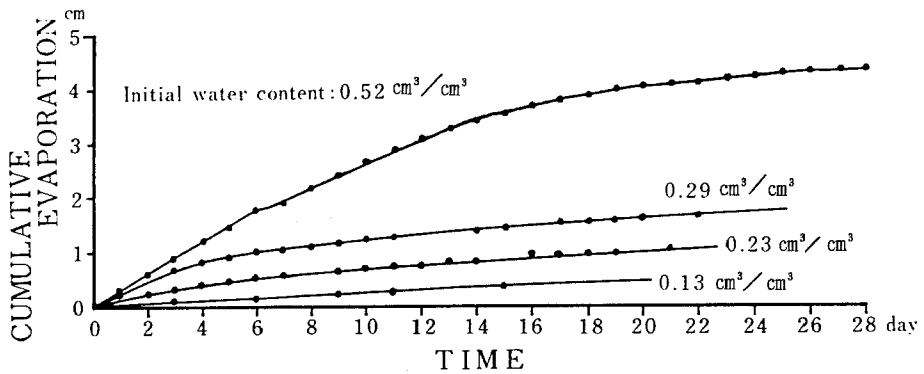
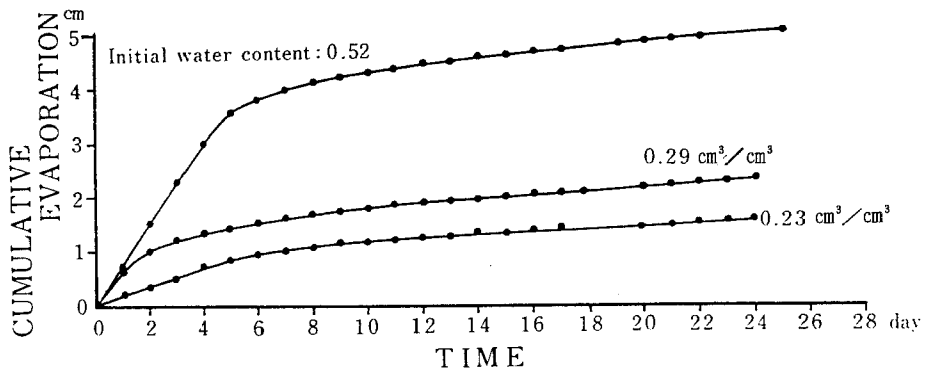


Fig. 2 Cumulative evaporation curve (Column length : 32cm, Initial water content : 0.52 cm³/cm³)



(A) Temperature: 20°C, Relative Humidity: 65%



(B) Temperature: 30°C, Relative Humidity: 40%

Fig. 3 Cumulative evaporation curve (Column length: 14cm)

水分が少ない状態から蒸発させたときの蒸発量変化を Fig. 3 に示す。大気条件が 20°C・65% R. H. のとき (A)、初期水分が小さくなると第 1 恒率期間が次第に短縮され消失する。初期水分が 13% という極端に小さいと再び恒率の蒸発がみえかなりの期間続く。30°C・40% R. H. のとき (B)、52% ではや第 1 恒率が消え、第 2 恒率からはじまり、初期水分 23% のときには恒率蒸発期間の再発がみえている。

(ii) 水分分布

浸潤・排水後の水分状態から蒸発させるときの水分分布変化を Fig. 4 および Fig. 5 (a) に示す。水分分布の型は、特徴的に 3 つの型がみられる。(A) 蒸発初期の表面より深部に至るほど水分勾配が大きくなる型 (A型)、

(B) 次の蒸発期間にみられる水分勾配が逆に表面近いほど深部にくらべて大きく、表面の水分が次第に風乾水分に近づいてゆく型 (B型)、及び (C) その次の蒸発期間にみられる表面に一定な風乾状態の水分域をもち、その直下が最も勾配が大きく深部に至るほど小さくなる型 (C型) である。蒸発量との関係を見ればこの 3 つの型はそれぞれ第 1 恒率蒸発期間、第 2 恒率蒸発期間及び減率蒸発期間に対応してあらわれる。

水分が少ない状態から蒸発させたときの水分分布変化を Fig. 5 (b), (c), (d) に示す。初期水分が 29% 及び 23% のとき、A型およびB型の水分分布型はそれぞれ初期の 3 日間及び 2 日間に発生して、すぐに消失し、その後はC型が専ら表れる。初期水分が 13% のときはC型のみがみられた。

蒸発に伴う土壌の水分、塩分、熱の移動

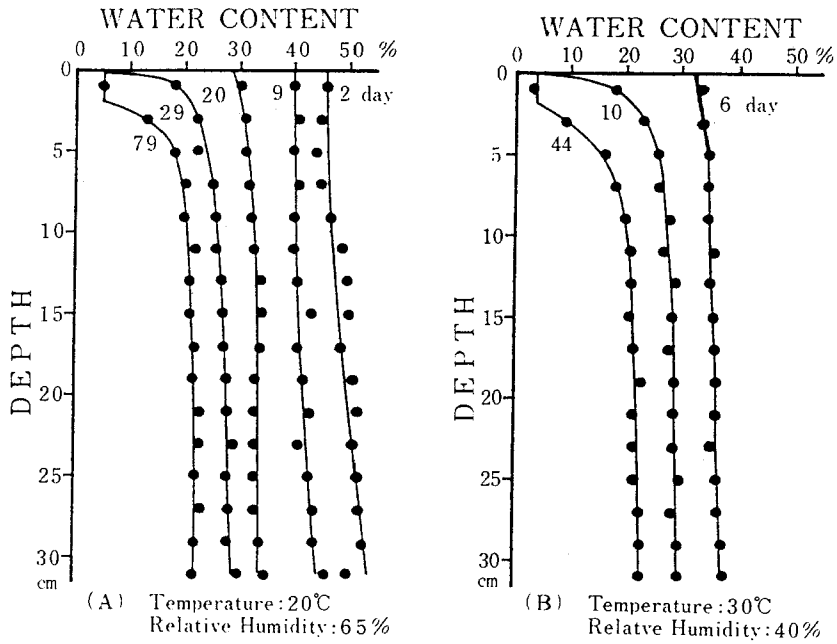


Fig. 4 Change with time of water profiles
(Column length : 32cm, Initial water content : $0.52 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$)

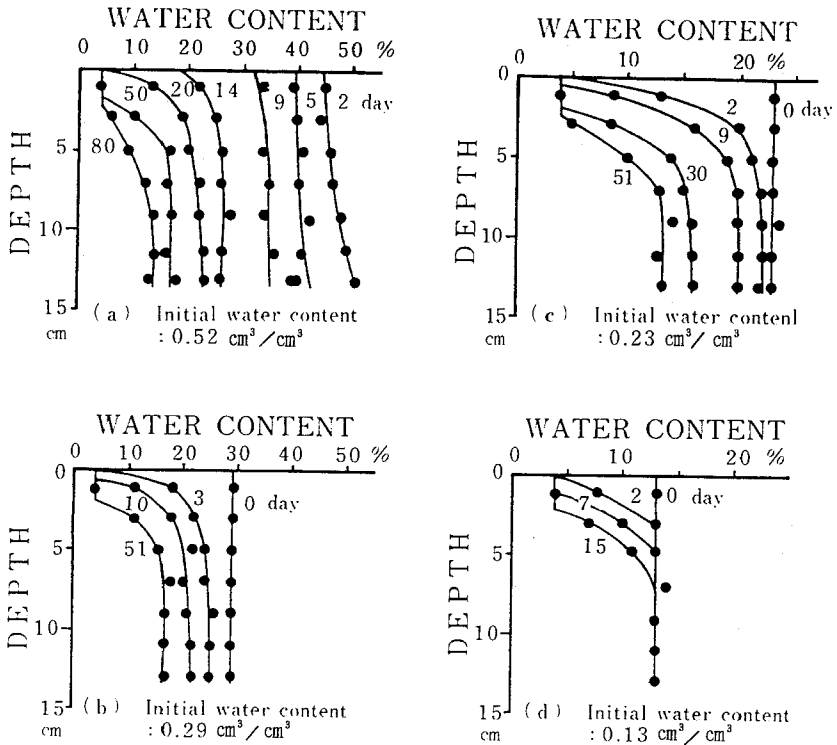


Fig. 5 Change with time of water profiles
(Column length : 14cm, Temperature : 20°C, Relative Humidity : 65%)

(iii) 電導度分布

土壤振盪液の電気電導度分布をFig. 6に示す。初期水分が29%及び23%のときに、表面2cmの所の値が蒸発の経過に伴い増大した。蒸発経過日数がこれ以上長くなってもこの値はこれよりさほど増大しない。初期水分が29%のときのほうが23%のときよりも約2倍大きい値をとった。初期水分が13%のときは、蒸発が進んでもこの値は初期の値から変化しない。すなわち、このとき水蒸気移動のみが生じていたことになる。従って、水分分布はC型であっても、移動形態が異り、乾燥層の形成のために水蒸気状移動による恒率蒸発となったものであると考えられる。

(iv) 温度分布

浸潤・排水後の水分状態から蒸発させたときの温度変化を示す。Fig. 7は地上1.0cmの所及び地表面の温度の時間変化であり、Fig. 8は地表面下0.5、2.0、5.0、10.0cmの所の温度の時間変化である。Fig. 9は同じく地表面下の深部18.0及び29.0cmの所の温度の時間変化である。全体的傾向として第1恒率期間及び第2恒率期間は一定の温度を示す。減率期間に入って温度が上昇し、やがて再び一定の温度に至る。第1恒率期間より第2恒率期間のほうがやや高い温度を示す。地上1cmの所でもこの傾向がある。深部では、温度上昇の時期がやや遅れ、減率期間の温度上昇は直線的であり、上昇高が小さい。

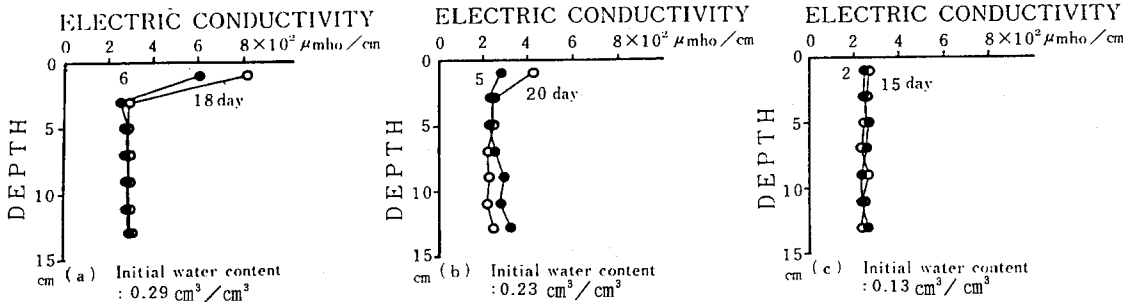


Fig. 6 Change with time of electrical conductivity at temperature 25°C, (Column length : 14cm, Temperature : 30°C, Relative Humidity : 40%)

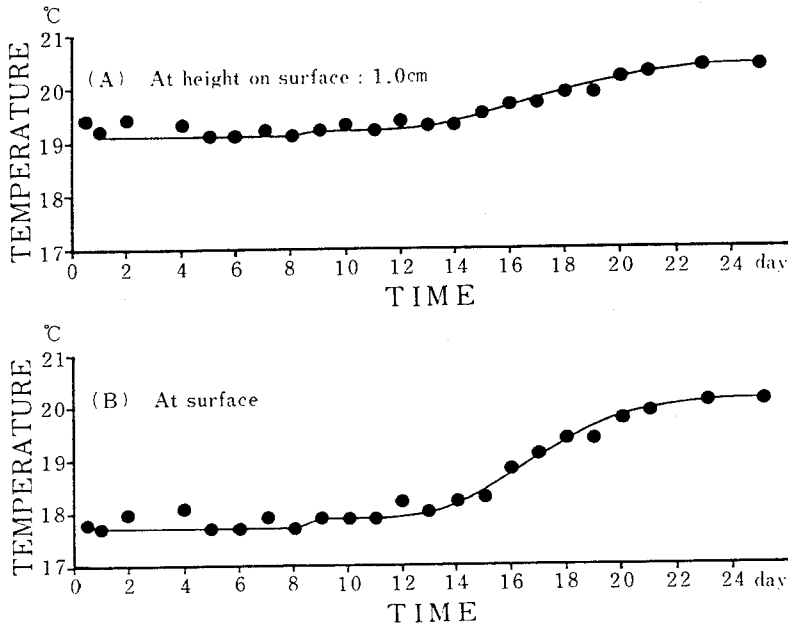


Fig. 7 Change with time of temperature (Column length : 32cm, Temperature : 20°C, Relative Humidity : 40%)

蒸発に伴う土壌の水分, 塩分, 熱の移動

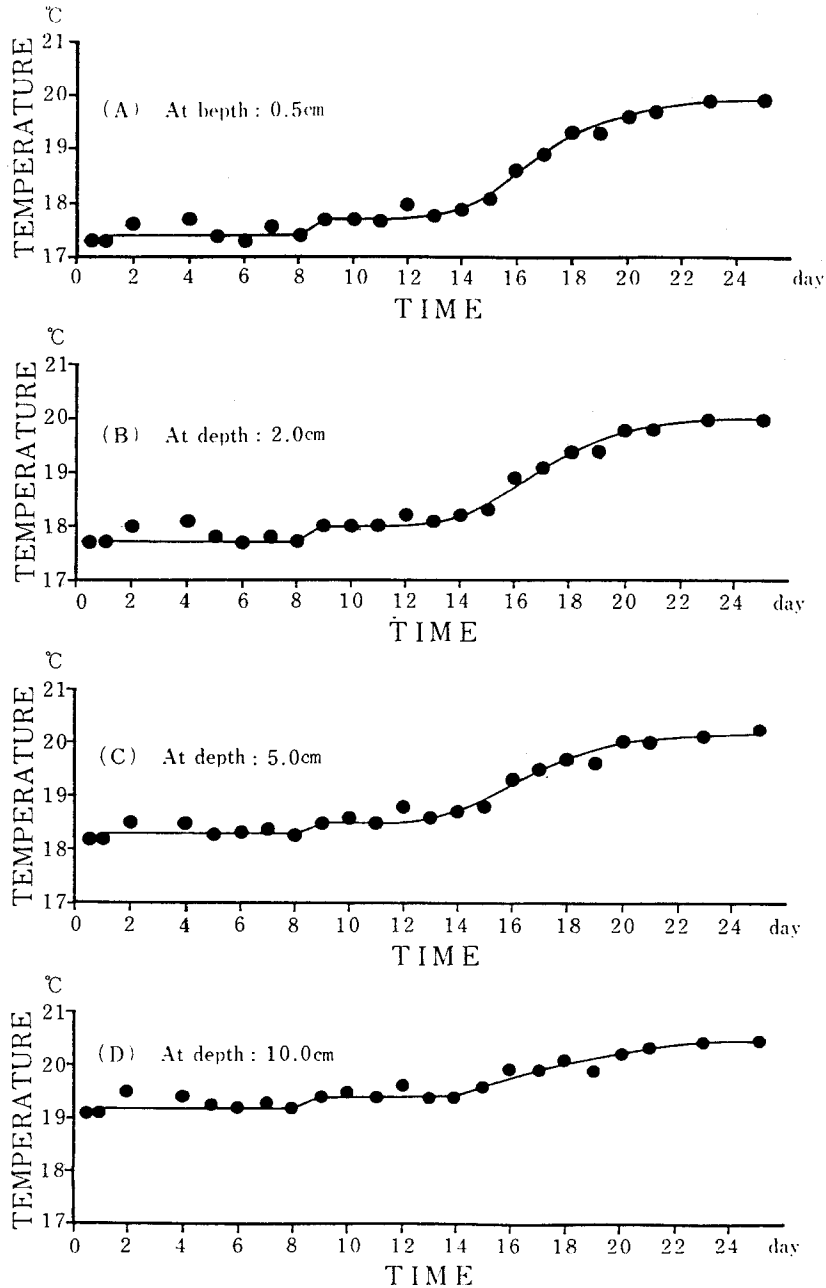


Fig. 8 Change with time of temperature (Column length : 32cm, Temperature : 20°C, Relative Humidity : 40%)

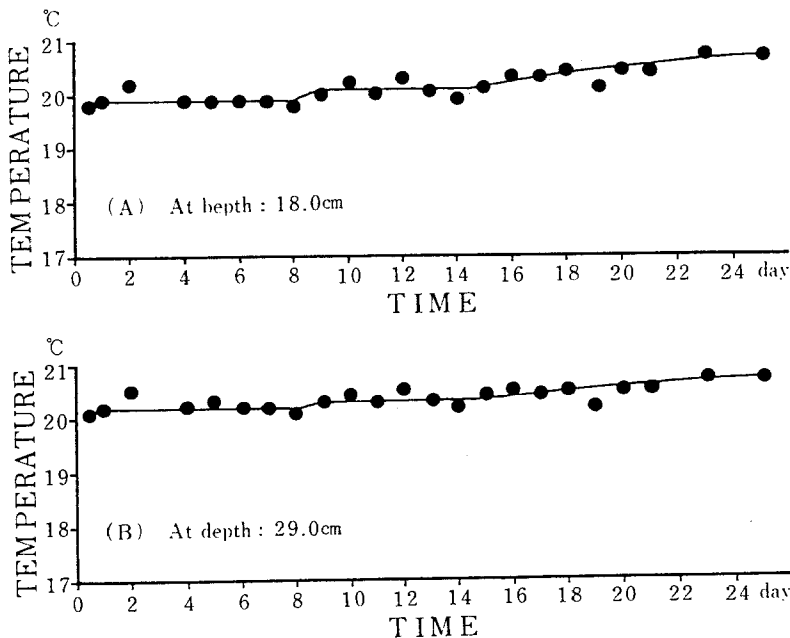


Fig. 9 Change with time of temperature (Column length : 32cm, Temperature : 20°C, Relative Humidity : 40%)

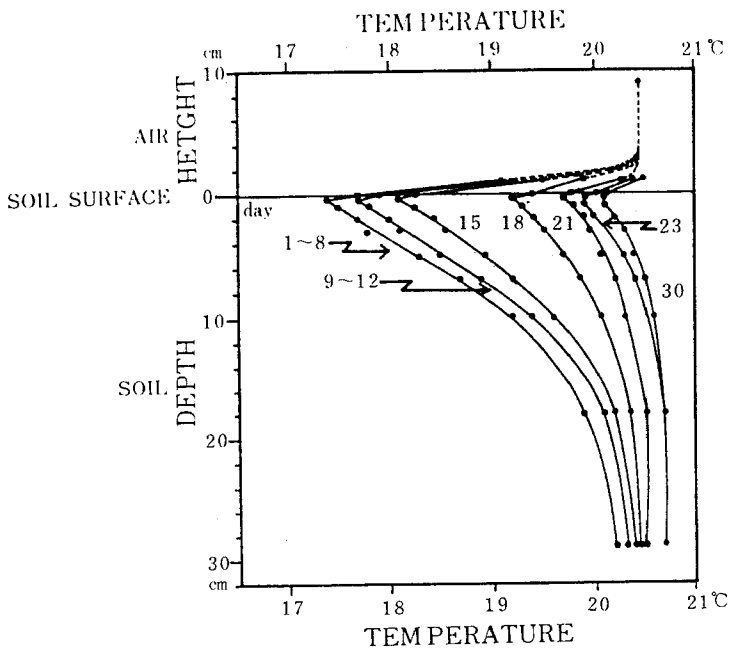


Fig. 10 Change with time of temperature (Column length : 32cm, Temperature : 20°C, Relative Humidity : 40%)

垂直方向の温度分布をFig. 10に示す。地上1.0 cmの所ですでに温度が周辺大気温より低い。最も温度が低い所は地下0.5 cmの所で周辺大気温より約3℃低い。最深部も周辺大気温より低くなる。減率期間の終末期には、地下1 cm程度の風乾水分状態にある乾燥圏の所は一定の温度領域となる。このときもここが全体で最低の温度を示す。

4. 考 察～蒸発現象の種々相について～

以上の結果から、土壌水分の蒸発を支配する主要因は次の三つのものと考えられる¹⁾。第1は周辺大気の蒸発能ともいうべきもので、最大限の蒸発速度すなわち第1恒率蒸発速度をもたらす大気的能力である。第2は、土壌の不飽和透水係数の大きさであり、第3は土壌中の水分移動の動態すなわち液状水移動あるいは水蒸気移動の差異である。蒸発の諸現象はこの3因子の対置の関係によりあたかも異なるものがいくつかあるようにみえてくる。すなわち、大気の蒸発能に対して相対的に土壌表面の不飽和透水係数が大きいとき、第1恒率蒸発が発生する。蒸発能に対し相対的に土壌表面の不飽和透水係数が小さくなると第2恒率蒸発が発生する。このとき表面近くには水蒸気移動がみられる。蒸発能に対して土壌表面の不飽和透水係数が極端に小さくなれば減率蒸発が発生する。あるいはまたこうした場合で水蒸気による水分移動のみが移動形態であるようなときは恒率蒸発が特殊的に再びみられる。一般的には、こうした蒸発がこの順序で次々に移り変って発生し一連の蒸発現象を構成する。また、蒸発能と不飽和透水係数の相対的大小の程度によっては、それぞれの期間が短くなったり長くなった

りする。すなわち、蒸発能が相対的に大きくなればそれぞれの蒸発がみられる期間が短くなり、特に第1恒率期間が消失してしまつたようにみえるときがある。逆に小さければ各蒸発期間が全て長くなる。

初期水分の大小は直接的には蒸発現象を支配する要因とはならない。初期水分の大小は土壌の不飽和透水係数の大小を示すものである。従つて、初期水分が小さくなれば、そのときの大気蒸発能に対して不飽和透水係数が相対的に小さくなったことであり、第1恒率蒸発が極めて短くなりあたかも消失したように見え、第2恒率蒸発から蒸発が始まったようにみえる。甚だしいときは、第2恒率蒸発も消失したように見え、減率蒸発から蒸発が始まったようにさえみえることがある。極端に初期水分が小さくこれが水蒸気移動の領域の水分にあたるときは、水蒸気移動のみによる恒率蒸発の蒸発が特殊的にみられる。

土壌柱の長さも蒸発現象を支配する要因ではない。土壌柱の長さは土壌柱が全体としてもつ水分量の大小を支配する。従つて、土壌柱が短ければ以上述べたそれぞれの蒸発が現われている期間が短くなるにすぎない。土壌柱が長ければ当然にその期間が長くなる。蒸発現象の諸特徴は、いささかも土壌柱の長さにより変更されるものではない。

ところで、土壌水分の蒸発に際し、土壌中の液状水の気化が生じる所ではその周辺から熱が奪われ土壌温度が低下する。低下の程度はこの温度低下が周辺大気より地表を通過して流入した熱による温度上昇で引ききされてきまる。従つて、恒温・恒湿条件下の土壌水分の蒸発では、地表における気化が深部での気化に比べて非常に大きくこれが土壌水の気化の主導的なものである。周辺か

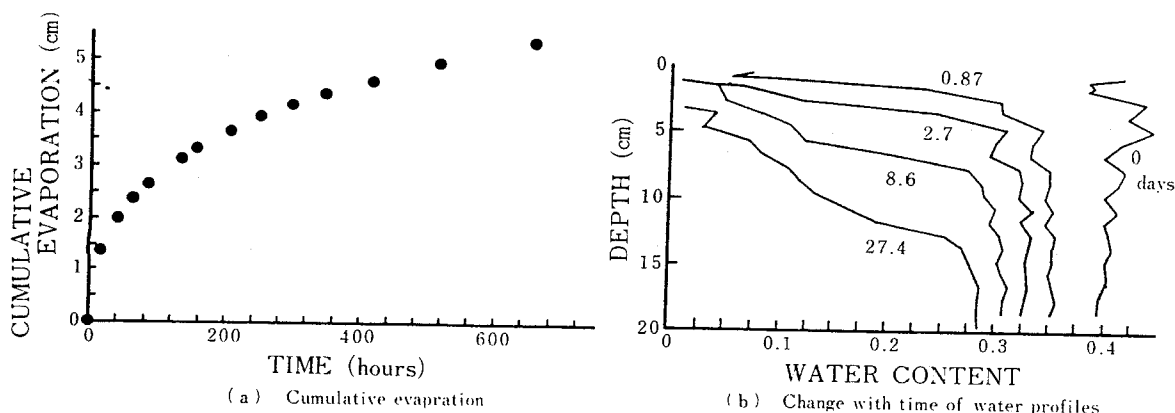


Fig. 11 Curves of evaporation and water content for radiation-treated soil
(Edited by authors from Fritton, Kinkham and show (1970)²⁾)

らの熱の流入のため、現象としては地表そのものではなくそのわずかの地下0.5 cmの所の温度が最低となってあらわれる。第1恒率蒸発、第2恒率蒸発および減率蒸発の初期を通じてこの特徴が共通してみられる。減率蒸発の終末期に地表面にかなりの厚さの風乾水分状態にある乾燥圏が形成されたときは、液状水の気化はその乾燥圏直下のみにもみられ、深部では殆んどみられない。乾燥圏の温度は、今回の場合、この気化による温度低下と周辺大気からの熱の流入による温度上昇が拮抗して様な分布をとっている。なお、水分分布の型の変化は、第1恒率期間ではA型、第2恒率期間ではB型、減率期間ではC型が発生している。

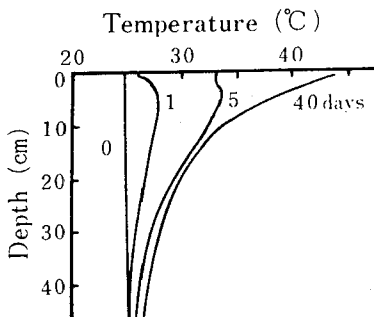


Fig. 12 Change with time of temperature profiles for radiation-treated soil (Edited by authors from Hanks, Gardner and Fairbourn (1967)⁵⁾)

さて、積極的に輻射熱を与えて蒸発させる強制^{2), 5)}蒸発ではFig. 11と12に示すような変化をとるが、これを以上の考察から改めて把えてみると、強制蒸発は大気蒸発能を極力大きくしたときの蒸発にあたるといえよう。つまり第1恒率蒸発が消失し第2恒率蒸発から始まるように見える蒸発であるといえる。あるいはまた、蒸発能が無限大に近いようなときには、第2恒率蒸発が消失し減率蒸発から始まる蒸発のように見えるものである。温度変化についていえば、強制蒸発は周辺外部から無限大に近いほどの大きい熱を積極的に与えるものであるから、液状水の気化による温度低下を大幅に上回る土壌体の温度上昇をもたらすような熱が与えられて蒸発中の土壌温度は初期の温度よりも高くなり、蒸発が進み蒸発量が減少するにしたがい、ますます高まるにすぎない。これは特に表面近くではなほだしい。土壌中の液状水の気化はやはり地表で最も大きく生じ、深部では少ないものであろうと理解することができる。

5. おわりに

これまで述べてきたところにより、恒温・恒湿条件下の蒸発に関する諸現象はマクロに定性的ではあるが、一貫して理解することができよう。輻射熱を与えたときに見られる蒸発についても、ここに示した蒸発との相対的比較によって改めて理解を整理することが出来よう。

本報で述べた主な論点は、次の2点である。第1点は、恒率蒸発は蒸発表面の水分が風乾水分になるまで継続するが、その間の水分分布の型は2つの形態がある。1つは、蒸発表面に急激な水分変化がない形態(A型)である。その2は、表面に急激な水分変化が見られる形態(B型)である。これは、前者が初めに表れ、続いて後者が表れるが、外気の蒸発能力が大きいと前者の期間は短くなり、表れない場合もある。本報では、これを第1恒率蒸発、第2恒率蒸発と区別している。その原因は、第1の段階では土壌中の水移動が液状水での移動のみであるに対し、第2の段階では減少した液状水移動を補うかなり大きな水蒸気状の水移動が生じることもあったと考えた。こうした事項は、従来のような輻射熱を与え大きな蒸発速度をもつ蒸発現象の考察からは指摘しえなかったことである。

第2点は、非常に小さい水分状態にある土壌からの蒸発でも恒率蒸発の現象がみられることである。水分分布からみると、これは、土壌の表面に乾燥圏が蒸発後ただちに形成され、その厚さが次第に厚くなるだけで、深部の水分は殆んど減少しないような水分変化を示すときである。つまり、乾燥圏を通過する水蒸気状の水移動のみが蒸発を律していると思なされるものである。しかし、この場合も、乾燥圏の厚さがある所まで深くなると、減率蒸発に移行することが考えられる。この点も、通常の蒸発の研究では、蒸発速度が極めて小さくなった段階のものであるために、詳細には実験が進められず、見過がれていた点であろう。

引用文献

- 1) Nakano, M : Soil water movement during the first stage of drying of a moist sandy soil under a very low drying rate., Soil Sci., No.2, Vol. 124, 1977.
- 2) Fritton, D. D, Don Kirkham, and R. H. Shaw : Soil water evaporation, isothermal diffusion and heat and water transfer., Soil Sci. Amer. Proc., No. 2, Vol. 34, 1970.

蒸発に伴う土壌の水分, 塩分, 熱の移動

- 3) 田淵, 中野, 八幡, 佐々木, 前田, 矢沢, 丸谷: 新期火山
性成層土における水分移動に関する研究第1報, 農土論集,
31号, 1970.
- 4) 中野政詩: 同上第2報, 農土論集, 31号, 1970.
- 5) Hanks, R. J., H. R. Gardner and M. I. Fairbourn:
Evaporation of water from soils as influenced by
drying with wind or radiation., Soil Sci. Soc. Amer.
Proc. No. 5, Vol. 31, 1967.

Summary

In this paper data are presented on the cumulative evaporation, soil water and temperature profiles in the courses of evaporation in laboratory finite columns under constant external evaporative conditions without radiation. Evaporation was characterized by three stages: (a) the first constant-rate stage in which the water content was virtually uniform regardless the distance from the surface, (b) the second constant-rate stage in which the water content profile showed a very steep gradient at the surface, and (c) the falling-rate stage in which a dry-layer of soil was formed at the surface. Soil temperature through the whole column was usually lower than the external air temperature, and the soil temperature at a 0.5cm depth from the surface was usually lower than that at other depths. Evaporation started experimentally from one of the three stages due to the evaporation potential of the external evaporation agent, the soil column length and the initial water content. In this report, these evaporation phenomena were analysed in relation to interactions between the unsaturated hydraulic conductivity of the soils and the evaporation potential of the external evaporation agent.