

浅い地下水面を有する砂層での蒸発—凝結の実験

大同工業大学大学院 学生員 ○ 平尾 和久
 大同工業大学工学部 正員 下島 栄一
 岐阜大学工学部 玉川 一郎

1. はじめに： 乾燥地からの蒸発は地表面付近に塩類を集積させ、農業生産等の土地利用に深刻な影響を及ぼしており、特に、蒸発のソースとなる地下水面が地表近くに位置すると、塩害が顕著に現れる。本研究は、このような地下水面の条件に着目し、日常的にみられる大気の湿度変動、即ち、夜間の湿潤大気—昼間の乾燥大気という日変化条件下での蒸発過程を実験的に検討したものである。

2. 実験方法

実験に用いた珪砂は中央粒径 0.45 mm の比較的均一な細砂で、air-entry value は 5 cm、field capacity は体積含水率 (θ) で約 0.05 を与える。この乾燥砂を、底板をつけた PVC パイプ (内径 10 cm、長さ 70 cm) に充填して一様な砂層を作り、重量計に鉛直に設置した。高濃度の食塩水 (Cl^- で 10⁴ mg/l) を用いて、砂層を、地水水面の深さを 30 cm (実験 A)、23 cm (実験 B) とした脱水平衡の水分量分布に設定した。なお、実験中、マリOTT装置で地下水面を一定の深さに固定した。砂層表面より深さ 5 cm の間に、1 cm 間隔で温湿度計 (Vaisala:HMP36A) を埋設した。

蒸発実験では、砂層表面を温度 25°C、相対湿度 20% の乾燥大気に約 3 週間開放して初期条件を作り、次いで、湿度のみ 2 日周期で、65%(WET)~20%(DRY) の変化を 7 サイクル与えた。特に DRY 段階では、砂層表面に赤外線照射 (550 watt/m²) した場合 (実験 A-1, B-1) としなかった場合 (実験 A-2, B-2) がある。気温は不変としたが、WET 段階は夜間、DRY 段階は昼間に対応する。実験終了時 (DRY 段階) には、砂層を厚さ 1~2 cm に分解し、炉乾燥法で水分量分布を、また乾燥砂サンプルを蒸留水で溶出実験した土壌水の水質をイオンクロマトで調べた。

3. 実験結果とその検討

1) 周期内の蒸発量と凝結量： 図 1 は各サイクル内の WET 段階、DRY 段階での積算蒸発量 (ΔI) を示す。気象条件の変動と共に WET 段階では砂層に凝結 ($\Delta I < 0$) が、DRY 段階では砂層よりの蒸発 ($\Delta I > 0$) が見られる。蒸発量、凝結量はサイクル数に関係なくほぼ一定の値を示すので、周期変動分を除外すると、砂層はほぼ定常状態にあると考えられる。(蒸発量)/(凝結量) の値は A1 で 3~5、A2 で 5~6 となるので、DRY 段階での蒸発源は WET 段階での凝結水以外に、地下水帯よりの上方に移動する土壌水に対応する。また、地下水面が浅い条件

キーワード：乾燥地 蒸発—凝結 塩類集積 地下水面 実験

連絡先：大同工業大学 〒455-8790 名古屋市白水町 40 電話 (052) 612-5571 FAX (052) 612-5953

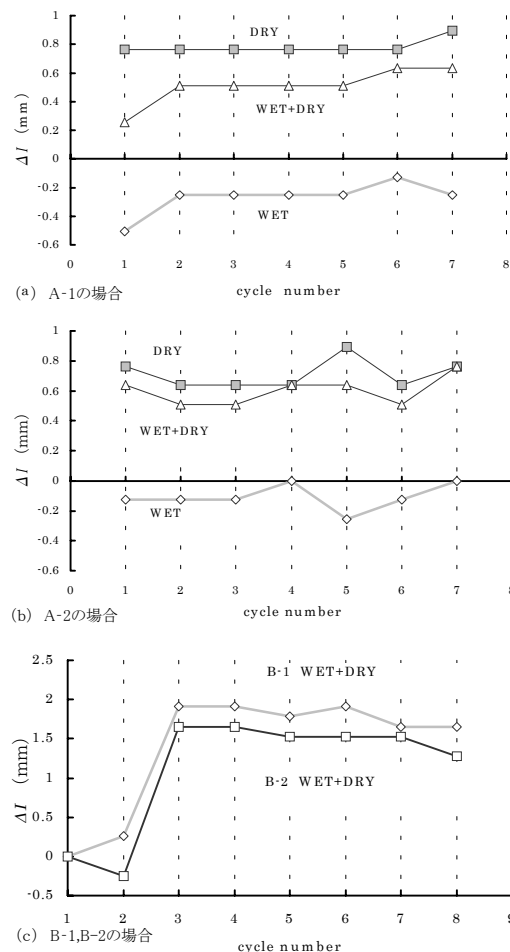


図 1 積算蒸発量の変化

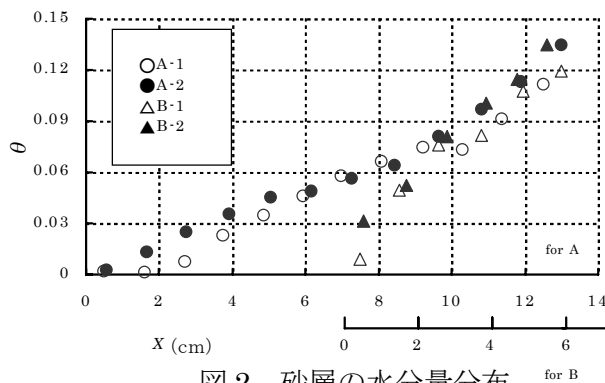


図 2 砂層の水分量分布

下では(実験 B)、熱照射によって蒸発は促進され、また水面の深い場合(実験 A)と比較して、DRY 段階での蒸発量は約 2 倍小さくなっている。この効果は、実験開始時(大気湿度が周期的に変化する直前)の蒸発強度(mm/h)が B-1 で 0.08、B-2 で 0.06 となり、前者の方が大きな値となっていたことに対応する。なお、実験 A-1、A-2 の強度はいずれも 0.02 mm/h であった。

2) 砂層の水分量分布: 図 2 は実験終了時の水分量分布を示す。ここに、横軸は砂層表面からの深さ(X)で、実験 A と実験 B の原点は、両地下水面の深さの差(7 cm)だけシフトしている。実験 A、B の同分布は、地下水面上約 18 cm(実験 A で $X=12$ cm)まではほぼ一致しているが、それより上方で実験 B の水分量が低くなっている。また砂層表面付近(乾燥域: 実験 A で $X \leq 5$ cm, 実験 B で $X \leq 3$ cm)での水分量は大略 field capacity より急減しており、特に熱照射を与えた場合の方がより低い水分量を与える。

3) 砂層内の水蒸気の挙動

図 3(a)(b)は実験 A の 7 サイクル目での水蒸気密度(ρ_v)の分布を示す。WET 段階(実線)では、A-1 の場合、砂層上部($X=0 \sim 3$ cm)で最初に直線的な分布形($t=0, 48$ に対応)が、大気の湿潤化によって $0 < X < 1$ cm の ρ_v は迅速に増加、 $X > 2$ cm では逆に減少し、深さ 2 cm 付近に極小値が見られる。A-2 の場合では、A-1 と異なり、 ρ_v の変化は浅い範囲($X < 2$ cm)に限られ、また 1 cm 付近に極小値が生起する。水蒸気は極小値の位置に向かって上下方から輸送されるが、大きさは小さい(図 1 参照)。なお、A-2 では深さ 3 cm 付近で、蒸発が実質上起こっている。他方、DRY 段階(破線)では、A-1 の場合、初期に、深さ 2 cm を境に、その下・上部で ρ_v はそれぞれ増加・減少しているが、A-2 の場合、 $X < 2$ cm の範囲のみ減少して、直線的な分布形状になる。結局、いずれの場合の蒸発は実質上深さ 3 cm で生起し、また生じた水蒸気はその上方砂層部を一定のフラックスで移動し、大気に放出されるといえる。一方、地下水面の浅い実験 B の場合(図 3(c)参照)、B-1、B-2 の水蒸気密度の変化特性は A-1、A-2 の場合と類似であった。しかし、表面付近で、WET 段階においても $(d\rho_v/dX) > 0$ が満たされるので、実験 A のように大気水蒸気の砂層への侵入はなく、凝結は砂層表面でのみ生起していたと推測される。

4) 土壌水の塩濃度分布: 実験終了時の土壌水の Cl^- 濃度(C)分布は図 4 の通りである。A-1 の場合、濃度は深さ 7 cm 付近より上方で増加が認められ、深さ約 4 cm で飽和濃度($C_{\text{sat}}: 23 \times 10^4 \text{ mg/l}$)に達している。A-2 の場合、 $X < 5$ cm で高濃度化が見られ、 $X < 2$ cm で土壌水は飽和に達しているが、A-1 との比較より、熱照射条件は塩類集積を促進させるといえる。図 3 を考慮すると、DRY 段階で、飽和濃度を示す領域での水蒸気は一定フラックスで上方に移動しているが、蒸発域で濃度が飽和に達しているとは限らない。他方、実験 B の場合、B-1、B-2 共、 $0 < X < 3$ cm で塩類集積が見られ、またその程度は熱照射を与えた方(B-1)が実験 A の場合と同様に大きい。実際、表面付近では塩の析出が見られ、とくに B-2 では塩クラストの形成が確認された。

4. おわりに: 本研究は、科研費基盤研究 C(平成 11~12 年度)の援助を得た。

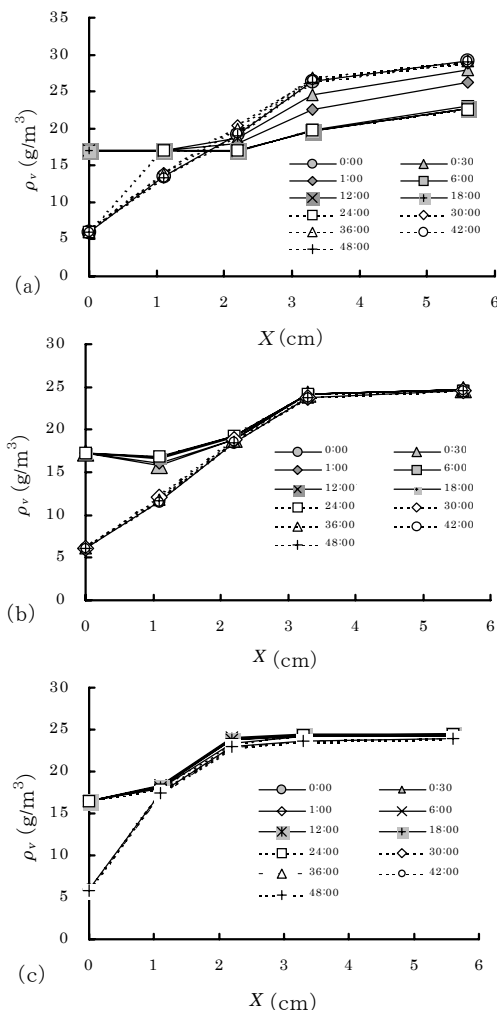


図 3 ρ_v の分布

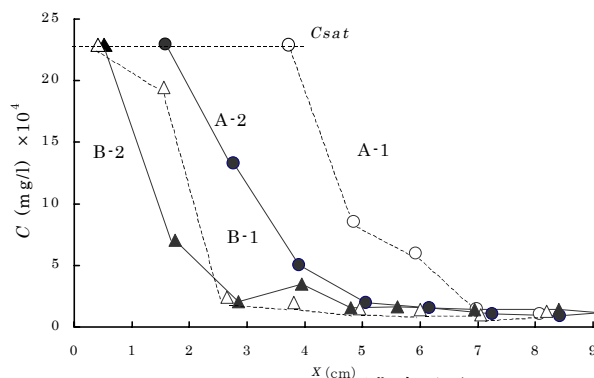


図 4 Cl^- の濃度分布