

裸地蒸発に及ぼす塩類集積の影響について

大同工業大学工学部 正員 下島 栄一
京都大学防災研究所 玉川 一郎・吉岡 龍馬

1. はじめに：乾燥地・半乾燥地での塩類集積は、地面蒸発によって生起している。しかし、この集積は、高濃度となった土壤水による地中水蒸気圧(密度)の低下やクラストの形成による水蒸気移動抵抗の変動等を介して、逆に蒸発に影響を及ぼす¹⁾。本文は、塩類集積が、特に土壤中の水蒸気移動に及ぼす影響を、中国北西部の砂丘砂(平均粒径0.25mm)を用いた蒸発実験を通して調べたものである。

2. 実験方法：上記の砂を用いて一様な砂柱(高さ120cm, 直径10cm)を作り、重量計に設置した。用いた水は、蒸留水と食塩水(Cl^- に対し 10^4mg/l)

表1 実験条件及び水蒸気フラックスの実測・計算値

Run	Applied water	H_w (cm)	U (cm/s)	T_d (h)	E ($\text{mmH}_2\text{O/h}$)	F_v^* ($\text{mmH}_2\text{O/h}$)	F_v^{**} ($\text{mmH}_2\text{O/h}$)
1-1	S	63	-	341	0.032		0.055
1-2	S	63	-	2351	0.014		0.055
2-1	S	105	-	886	0.0068	0.0060	0.0033
2-2	S	105	-	2566	0.0054	0.0042	0.0018
3-1	DW	105	-	864	0.0074	0.0058	0.0026
3-2	DW	105	-	2566	0.0048	0.0042	0.0019
4	TW	63	290	950	0.10		

であり、初期水分量分布は脱水平衡条件とした。実験中、砂柱内の地下水面は常に一定の深さ(H_w)となるようにマリOTT装置で制御し(表1参照)、また砂柱表面は、温度(T)が 26°C 、相対湿度(h)が50%の大気に接するようにした。さらに、風速が蒸発に及ぼす効果を調べるため、同様に重量計に設置した砂層(幅34cm, 深さ69cm, 長さ94cm; $H_w = 63\text{ cm}$)の表面に、風洞を介し一定の乱れた気流($T = 25^\circ\text{C}$, 風速(U) = 290 cm/s , $h = 40\%$)を与えた実験も行った(Run 4)。実験終了時に、砂柱や砂層中の水分量分布と化学成分濃度分布の測定ため、適当な深さで砂のサンプリングを行った。

S: NaCl水溶液、DW: 蒸留水、TW: 水道水、 T_d : 実験時間

3. 実験結果及び解析

(1) 蒸発面と乾燥域

地中の水蒸気密度 ρ_v は、近似的に、次のケルビンの式に従う。

$$\rho_v = \rho_{v,s} \cdot \text{EXP}[\psi g/R'T] \\ = \beta(C) \cdot \rho_{v,s}^* \cdot \text{EXP}[\psi g/R'T] \quad \cdots \textcircled{1}$$

ここに、 $\rho_{v,s}$: 飽和時の ρ_v 、 ψ : マトリックポテンシャル、 g : 重力加速度、 R' : 気体定数、 T : 温度、 C : 土壤水濃度、 $\rho_{v,s}^*$: $C = 0$ での $\rho_{v,s}$ 、 β : C の増大による飽和水蒸気密度の降下割合²⁾である。

図1はRun 2, Run 3の水分量分布(θ : 体積含水率; field capacity = 0.09)を表す。例えばRun 2-1/3-1では深さ(Z)が7 cm付近に乾燥面が現れ、時間と共に降下している。

図2は式①の計算値($\beta=1$)であるが、図1での乾燥面の前方で、 ρ_v 値は直線的に急減し

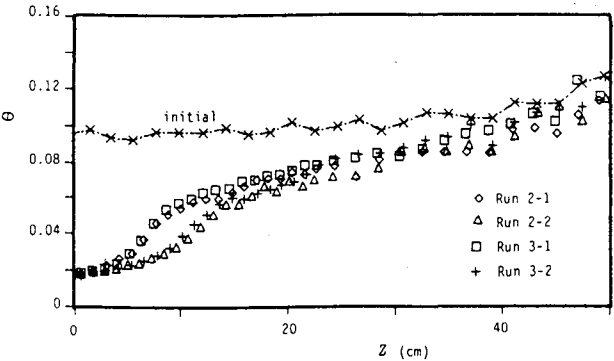


図1 水分量分布 (initial: 境界脱水平衡分布)

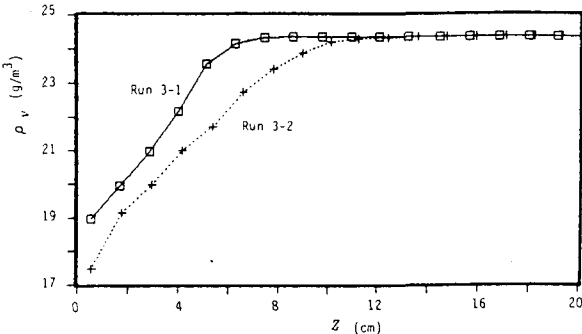


図2 水蒸気密度分布 (ψ - θ 曲線は参考文献3), 4)参照)

ている。同急減開始点($Z = Z_e$)付近での塩類集積は顕著ではないので(図3参照; C_r : C の飽和度)ので^{3), 4)}、 $Z < Z_e$ の乾燥域での水の移動は水蒸気の形でなされと考えてよい。

(2) 乾燥域での水蒸気フラックス

本砂柱実験のように乾燥域での水蒸気が分子拡散のみ移動する場合、その移動フラックス(F_v)はフィックス則で与えられるので、同関係式を積分すると次式を得る。

$$F_v = D_v^{eff} \cdot (\rho_{v,e} - \rho_{v,a}) / Z_e \quad \cdots \textcircled{2}$$

ここに、 $\rho_{v,e}$: $Z = Z_e$ での ρ_v 、 $\rho_{v,a}$: 周辺空気の ρ_v 、 D_v^{eff} : 乾燥域の平均的な有効拡散係数($D_v^{eff} = D_v \cdot \theta_a \cdot \tau$ (D_v : 分子拡散係数、 θ_a : 空隙率、 τ : tortuosity))。式②では、 $\rho_v(Z=0) = \rho_{v,a}$ と近似している。

表1中の F_v^{**} 及び F_v^* は、それぞれフィックス則に式①(条件 $\beta = 1$)より決まる ρ_v 分布(図2参照)を適用した計算値、及び式②右辺の計算値である。蒸発面が比較的深いRun 2とRun 3の場合、 F_v^{**} 値は実測蒸発強度(E)値の約半分となっているが、 F_v^* 値は E 値にほぼ一致している。蒸発面付近での C 値はさほど大きくないので(図3)、 $F_v^{**} = E$ が成立しないのは、砂表面近傍での塩類集積(図3)で β が低下した結果だと解釈でき、通常言われている塩類集積が水蒸気移動の駆動力を低下さすという傾向と逆になっている。

Run 1の場合、 $Z_e = 0.5$ cm程度と推定され、また乾燥域では、粒子状の塩の析出が観察された。表1で、 $F_v^{**} > E$ となっているが、この関係は、蒸発面付近での顕著な塩類集積(図3、4)によって $\beta \rightarrow$ 小となり、水蒸気密度勾配が低下したことによるとみなせる。

(3) クラストの効果

Run 4の場合のみ、層表面に厚さ数mmのクラストが全面的に形成された。また、実験砂からの硫酸イオン溶出は塩類集積に重要な寄与をするが(図4)、このソースは $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 、 Na_2SO_4 である³⁾。このクラスト内の水蒸気フラックス(F_v)は次式で表せる。

$$F_v = (\rho_{v,c} - \rho_{v,a}) / (R_a + R_c) \quad \cdots \textcircled{3}$$

ここに、 $\rho_{v,c}$: クラスト直下での ρ_v で、Run 4ではその所に蒸発面が存在(図4参照)、 $R_a = U/u_*^2$ (U : 平均風速、 u_* : 摩擦速度)、 $R_c =$

$L_c / (\alpha \cdot D_{v,t})$ (L_c : クラストの厚さ、 $D_{v,t}$: クラストの平均乱流拡散係数⁵⁾、 α : クラストによる通過断面の減少割合)である。クラストが無い場合の同域の水蒸気移動抵抗を $R^{(nc)}$ とすると、式③より次式を得る。

$$R^{(nc)} / R_c = [C' \cdot (h_e^{(nc)} - h_a) / F_v^{(nc)} - R_a] / [C' \cdot (h_e^{(c)} - h_a) / F_v^{(c)} - R_a] \quad \cdots \textcircled{4}$$

ここに、添字“(nc)”, “(c)”はクラストの有無の場合を意味、 h_e : $Z = Z_e$ での相対湿度(h)、 h_a : 境界層上縁の h 値、 $C' = 0.622 e_s / (R_d \cdot T)$ (e_s : 飽和水蒸気圧、 R_d : 気体定数)。塩類集積が生起しない類似な蒸発実験の結果⁵⁾を参照して、式④右辺を計算すると0.7を得る。これはクラストの形成により水蒸気移動抵抗が30%増加することを意味する。この予想外に小さな増加率は¹⁾、クラストに存在していた多数の亀裂部に、気流が直接進入したことによると想像される⁶⁾。

参考文献: 1) 下島栄一: 水工学シリーズ, 土木学会水理委員会(1992). 2) A.M. Salhotra et al.: W. R.R., 21(1985). 3), 4) E. Shimojima et al.: Intern'l Sympo. on HEIFE, III-6, III-7(1993). 5) Y. Ishihara et al.: J. Hydrol., 131(1992). 6) E. Shimojima: 3)と同じ, III-5(1993).

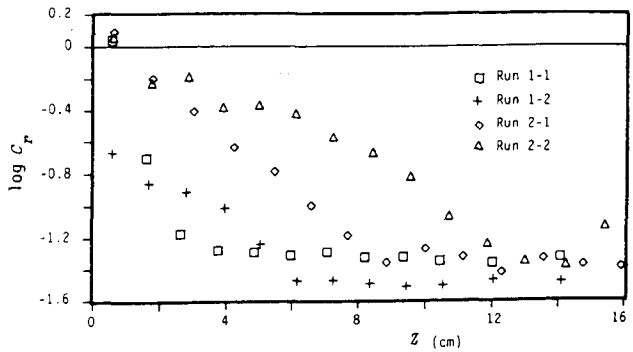


図3 Cl^- 濃度の分布($C_r = C/C_{\text{sat}}$; C_{sat} は C の飽和値)

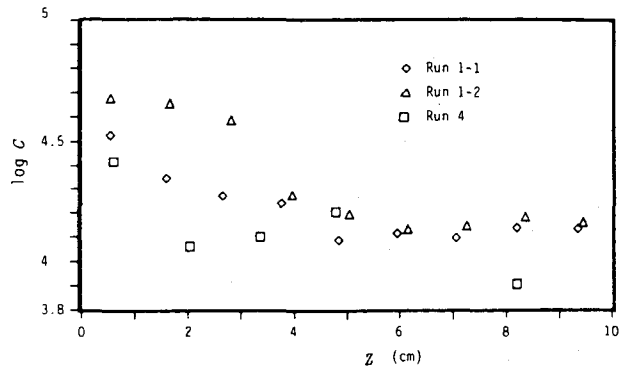


図4 SO_4^{2-} 濃度分布 (濃度単位: mg/l)