

# 博士論文

乾燥地草原における土壌水分・塩分環境に関する研究

宮 坂 加 理

# 目次

はじめに .....	5
第Ⅰ部 低水分領域における溶質拡散係数と水分量の関係 .....	8
第1章 序論 .....	9
1. 乾燥地の塩濃度分布を決める要因 .....	9
2. 既往研究 .....	11
3. 溶質拡散係数の水分依存性を説明するモデル .....	13
4. 第Ⅰ部の目的と構成 .....	17
第2章 土壌中における溶質拡散係数の溶質電荷による差異 .....	18
1. 土壌試料と溶質 .....	18
2. 実験方法 .....	21
3. 結果と考察 .....	29
4. まとめ .....	45
第3章 低水分領域における土壌中の溶質拡散係数と電気伝導度 .....	46
1. 溶質拡散係数と電気伝導度の関係 .....	46
2. 実験方法 .....	52
3. 結果と考察 .....	54
第4章 高水分と低水分における土壌水の連続性と溶質拡散係数 .....	55
1. 土壌水の連続性 .....	55
2. 単粒土と団粒土における土壌水の連続性 .....	58
第5章 結論 .....	59
第Ⅱ部 モンゴル草原における土壌水分環境と放牧が与える影響 .....	60
第1章 序論 .....	61
1. 寒冷乾燥地モンゴル国における草原の利用 .....	61
2. 乾燥地草原における草地劣化 .....	63
3. 植物根の吸水 .....	64
4. 根圏の水収支 .....	65
5. 第Ⅱ部の目的と構成 .....	70
第2章 調査地の概要 .....	71
1. 研究対象地域－フスタイ国立公園について－ .....	71
2. 調査地点の選定 .....	74
3. 調査地点の土壌および植生情報 .....	76
4. Steppe 4（公園北部）の放牧頭数 .....	88
5. フスタイ国立公園およびその周辺の降水量 .....	91
6. 調査期間 .....	94
第3章 乾燥地草原における土壌水分環境の特徴 .....	95
1. 測定方法 .....	95
2. 測定結果 .....	98

3. 考察 .....	103
4. まとめ .....	108
第4章 放牧の有無および土壌の違いと降雨湛水現象 .....	109
1. 表層（0-5 cm）における飽和透水係数の測定 .....	109
2. ゲルフパーミアメータ試験による深層の飽和透水係数測定 .....	120
3. 放牧の有無および土壌の違いによる浸透能の比較 .....	122
4. 降水量と飽和透水係数との比較 .....	124
5. 湛水発生を観察 .....	128
6. まとめ .....	132
第5章 浸透能低下による降雨浸入量と土壌水分の不均一性 .....	134
1. 調査地と測定項目 .....	134
2. 結果と考察 .....	135
3. まとめ .....	140
第6章 ステップ草原および砂丘草原における根圏の水分変化と水収支 .....	142
1. 調査地と測定項目 .....	142
2. 土壌水分計のキャリブレーション .....	149
3. 土壌水分および地温の経時変化 .....	150
4. 土層の水収支の算出 .....	162
5. 地表面蒸発量の比較 .....	175
6. まとめ .....	180
第7章 結論 .....	181
謝辞 .....	184
引用文献 .....	186

---

## 記号

$a$	気相率[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	$R$	気体定数 (8.314 J/K/mol)
$C_l$	溶液濃度[g/g]	$SA_{vol}$	土壌の比表面積に土壌の乾燥密度を乗じた値[m <sup>2</sup> /cm <sup>3</sup> ]
$C_i'$	イオンのモル濃度[mol/L]	$SA$	土壌の比表面積[m <sup>2</sup> /g]
$C$	相対濃度	$T$	絶対温度[K]
$C_i$	イオンのモル濃度[mol/L]	$V$	電圧
$D_{ld}$	土壌中の溶質拡散係数[cm <sup>2</sup> /s]	$\alpha$	土粒子表面近傍の水の粘性による変化を考慮した補正係数
$D_{lh}$	水理学的分散係数[cm <sup>2</sup> /s]	$\gamma$	電荷をもつ土粒子が溶質イオンに与える影響を考慮した定数
$D_h'$	横分散係数	$\varepsilon$	気相の屈曲度
$D_{lh}$	水理学的分散係数[cm <sup>2</sup> /s]	$\theta$	体積含水率[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]
$D_{adD2O}$	大気中の重水水蒸気の拡散フラックス[cm <sup>2</sup> /s]	$\theta_{th}$	
$D_{vdD2O}$	土壌中の重水水蒸気の拡散係数[cm <sup>2</sup> /s]	$\lambda$	分散長[cm]
$D_v$	大気中における水蒸気拡散係数[cm <sup>2</sup> /s]	$\lambda_T$	横分散長[cm]
$D_r$	相対溶質拡散係数	$\lambda_L$	縦分散長[cm]
$J_l$	土壌中における溶質フラックス[cm/s]	$\mu$	粘性率
$EC_b$	バルクの電気伝導度[mS/cm]	$\nu$	平均間隙流速[cm/s]
$EC_l$	液相の電気伝導度[mS/cm]	$\pi$	浸透係数 (理想溶液では 1)
$EC_{ss}$	交換性陽イオンによる固相表面の電気伝導度[mS/cm]	$\rho_r$	重水水蒸気の密度[g/cm <sup>3</sup> ]
$EC_w$	水中における電気伝導度[mS/cm]	$\tau$	液相の屈曲度係数
$EC_r$	相対電気伝導度	$T$	透過係数
$I$	電流[]	$\Phi$	間隙率[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]
$I_w$	積算浸入量	$\psi_m$	マトリックポテンシャル[cmH <sub>2</sub> O]
$J_{lc}$	土壌中の移流フラックス[cm/s]	$\psi_o$	湛水深さ[cm]
$J_{ld}$	土壌中の溶質拡散フラックス[cm/s]	$\psi_p$	浸潤前線における水圧[cm]
$J_{lh}$	水理学的分散フラックス[cm/s]	$\psi_i$	初期土壌水分のマトリックポテンシャル[cm]
$K$	不飽和透水係数[cm/s]	$\psi_i$	初期土壌水分のマトリックポテンシャル[cm]
$K_{fs}$	現場における飽和透水係数[cm/s]	$\Psi_o$	浸透ポテンシャル[J/kg]
$L_f$	浸潤前線の地表面からの深さ[cm]	$\omega$	含水比[g/g]
$m_i$	溶質の $i$ 成分の質量モル濃度[mol/kg]		
$q_w$	水フラックス[cm/s]		



## はじめに

「乾燥地」は、国連環境計画（UNEP）によると乾燥度指数（ $P/ET_p$ ：ただし、 $P$  は年間降水量， $ET_p$  は可能蒸発散量）が 0.65 未満の地域と定義されており，全陸域面積の 47%を占めている（UNEP, 2007）。「乾燥地」は，さらに乾燥度指数や降水量によって極乾燥地，乾燥地，半乾燥地，乾燥半湿潤地の 4 つに分類されている（表 1）．その中で極乾燥地を除く，乾燥地，半乾燥地，乾燥半湿潤地が，砂漠化対処条約（UNCCD）によって砂漠化，すなわち「気象変動及び人間活動を含む様々な要因に起因する土地の劣化」しやすい地域と定義されている．このような砂漠化の影響を受けている土地は全陸域面積の約 20%にも上ると言われている（UNEP, 1997）．

砂漠化の人為的要因としては，脆弱な環境下での過放牧，過伐採，過耕作，そして不適切な水管理による塩類集積など，土地の再生能力を超えた人間活動が挙げられる．その中でも，過放牧による土壤劣化面積は砂漠化の影響を受けている土地の半分を占めている（UNEP, 1997）．

表 1 乾燥地の区分と面積割合，生態系（UNEP, 2007）

区分	降水量 (mm) [乾燥度指数]	生態系タイプ	陸地面積に対する 占有割合 (%)
極乾燥地域 (Hyper-arid)	< 200 [< 0.05]	砂漠 (Desert)	7
乾燥地域 (Arid)	< 200 [0.05 – 0.20]	砂漠 (Desert) 乾性灌木林 (Desert scrub)	12
半乾燥地域 (Semi-arid)	200 – 800 [0.20 – 0.50]	草原 (Grassland)	18
乾性亜湿潤地域 (Dry sub-humid)	800 – 1500 [0.50 – 0.65]	草原 (Grassland) 疎林 (woodland)	10
湿性亜湿潤地域 (Moist sub-humid)	1500 – 2000 [0.65 – 1]	疎林 (woodland ) 森林 (Forest )	20
湿潤地域 (Humid)	> 2000 [> 1]	森林 (Forest)	33

放牧の行われている乾燥地草原では、家畜の餌である草原植物の生長は土壌水分環境によって決まる。さらに、可能蒸発散量が降水量を上回ることから、塩類集積の生じる可能性もある。過放牧や塩類集積により草原が砂漠化し、草原植物が減少すると、草原で維持できる家畜頭数も減少することから、乾燥地草原における砂漠化防止の対策が必要とされている。

本論文は、乾燥地における土壌水および塩の移動に関わる研究で、第Ⅰ部「低水分領域における溶質拡散係数と水分量の関係」と第Ⅱ部「モンゴル草原における土壌水分環境と放牧が与える影響」から構成されている。

第Ⅰ部は、土壌物理の基礎的テーマである溶質拡散係数 ( $D_{dif}$ ) についての実験的研究である。 $D_{dif}$  は乾燥地で塩類集積が生じた場合に塩濃度分布を決める重要な値であり、実験式で体積含水率 ( $\theta$ ) の  $n$  乗に比例するはず、高水分領域においては  $n$  が約 1 になり、特定の水分以下では  $n$  が約 4 になることを確かめた。高水分領域における  $n = 1$  の挙動は、 $\theta$  が低下すると、大きな間隙から順に空気が侵入するが、土壌水中の溶質はこの部分を迂回し拡散するため、拡散経路長が長くなることから説明される。一方で、低水分領域における  $n = 4$  の要因として、1 つには土壌の固層表面の電荷によるイオン排除の影響が考えられる。そこで、さらに固相表面電の影響を受けないはずの非電解質溶液と電解質溶液の  $D_{dif}$  を比較する実験を行った。その結果、低水分における相対拡散係数（水中の溶質拡散係数に対する  $D_{dif}$  の割合）は、溶質電荷の有無に関わらず違いはみられなかった。したがって、低水分領域で  $n = 4$  の要因は、固相表面電荷のイオン排除による影響ではなく、土壌水の連続性の消失によると考えられる。すなわち、低水分では水で満たされた連続間隙はなくなり、水膜のうすい部分が直列抵抗として  $D_{dif}$  を支配するようになると考えられる。不飽和土壌の  $D_{dif}$  の水分依存性を通して、高水分、低水分領域における土壌水の連続携帯（土壌水の連続性）の違いが明らかになった。

第Ⅱ部では、現場の乾燥地草原を扱ったフィールド研究である。植生劣化が問題となっている乾燥地モンゴルにおいて、放牧による土壌劣化が植物の利用できる水分量にどの程度影響を与えているのかについて、植生の状態による違い、放牧の有無、草原と砂丘地の違いに着目して調査を行った。その結果、以下のことが明らかになった。第 1 に、基本的にステップ草原は、降雨によって深度 0-30 cm の表層のみ水分が増加し、地表面蒸発と植物の吸水（蒸散）により全て失われており、これより深部では常に永久シオレ点 (pF4.2) 以上に乾燥していた。しかし、降水量が多い特定の場所では、深部の土壌水分が高かった。第 2 に、禁牧区における浸透能は、放牧地と比較して 3.5 倍大きくなっ

ており、測定期間を通じて降雨強度が浸透能を上回ることはなかったものの、放牧地では降雨強度が浸透能を上回る降雨イベントが年に 1~2 回発生した。また、実際に、豪雨時には放牧地では湛水が生じていることを確認した。この湛水は、浸透能を超える降雨により表面流出が生じ、これがわずかな微地形の低部に流入したためである。土壌中への降雨浸入量がわずかな微地形の高低によって大きく異なることも確認した。この平面的に不均一な降雨浸入は、均一な降雨浸入と比較すると植物の利用できる水分量の減少を生じさせる可能性がある。過放牧等によって急激に浸透能が低下し、浸透能を上回る降雨強度の発生が増加した場合には、植物の利用できる水分量が減少し、これが植生劣化にもなりうる。第 3 に、保水性が著しく低い砂丘草原においては、乾燥層の形成による地表面蒸発の抑制と、降雨がすみやかに深部まで浸透することから、ステップ草原と異なり植生が疎で根の深い植物の生育に適し、木本も生育できると考えられる。以上から、乾燥地における土壌水分環境は、わずかな降水量の違い、浸透能の違い、土壌の保水性によっても大きく異なり、これが植物の生育を制約している実態を明らかにした。

## 第Ⅰ部

### 低水分領域における溶質拡散係数と 水分量の関係

# 第1章

## 序論

### 1. 乾燥地の塩濃度分布を決める要因

塩類集積は、乾燥地などで植物の根による吸水（蒸散）や地表面蒸発によって土壌中の塩が上向きに移動する際に、土壌水中の塩も一緒に地表面近傍まで運ばれ、蒸発散によって根圏に塩のみ取り残されることで、根圏や地表面の塩濃度が上昇する現象である。塩類集積が生じた場合には、土壌中の塩濃度が上昇し植物の吸水を阻害するため、植物の生長を抑制する可能性がある。そのため、根圏の塩移動は、植物の生育環境を調べる上で重要な指標となる。

塩の土粒子への吸着を無視した場合、土壌中の塩（溶質）は「溶質拡散（diffusion）」、「移流（convection）」、そして「水理学的分散（mechanical dispersion）」によって移動する。

「移流」とは、土壌水中に溶解している塩（溶質）が、土壌水とともに移動する現象である。このときの水の移動速度を平均間隙流速  $v$  で表した場合の土壌中の移流フラックス ( $J_{lc}$ ) は次式で示される。

$$J_{lc} = \theta C_l v \quad (\text{I-1.1})$$

ここで、 $\theta$  は体積含水率、 $C_l$  は溶液濃度、 $v$  は間隙平均流速である。水フラックス  $q_w$  と  $v$  の関係は、次式で表される。

$$v = q_w / \theta \quad (\text{I-1.2})$$

以上から、 $J_{lc}$  と  $q_w$  の関係は次式で表される。

$$J_{lc} = q_w C_l \quad (\text{I-1.3})$$

「溶質拡散 (diffusion)」とは、ランダムな熱運動 (ブラウン運動) の結果として、溶質の濃度勾配を減少させて溶質濃度の空間分布を均一化させる移動である。土壌中の溶質拡散フラックス ( $J_{ld}$ ) は次式で示される。

$$J_{ld} = -\theta D_{ld} \frac{\partial C_l}{\partial z} \quad (\text{I-1.4})$$

ここで、 $D_{ld}$  は土壌中の溶質拡散係数、 $z$  は位置座標である。 $D_{ld}$  と水中における溶質拡散係数  $D_d$  との関係は次式で表される (Hu *et al.*, 2003 ; Olsen *et al.*, 1962)。

$$D_{ld} = D_d \tau \gamma \quad (\text{I-1.5})$$

ここで、 $\tau$  は屈曲度係数、 $\gamma$  は電荷をもつ固相表面が溶質イオンに与える影響を考慮した定数である。

「水理学的分散 (mechanical dispersion)」とは、土壌間隙内の土粒子壁面からの距離によって生じる流速分布、間隙径の違いから各間隙内の最大流速の違い、そして多孔質体であるため移動経路長の違いなどにより生じる濃度差が、土壌水の平均流速の方向と垂直方向に混合 (溶質拡散あるいは横分散など) するために生じる移動である (Bear, 1972)。水理学的分散フラックス ( $J_{lm}$ ) は次式で表される。

$$J_{lm} = -\theta D_{lm} \frac{\partial C_l}{\partial z} \quad (\text{I-1-6})$$

ここで、 $D_{lh}$  は水理学的分散係数であり、次式で表される。

$$D_{lh} = \lambda v^m \quad (\text{I-1.7})$$

ここで、 $\lambda$  は分散長である。間隙が円筒と見なせる場合には、 $m$  は 2 となるが (Taylor, 1953)、土壌では  $m$  はほぼ 1 となる (Hillel, 1998)。以上から、土壌中における溶質フラックス ( $J_l$ ) は次式で表される。

$$J_l = J_{lc} + J_{ld} + J_{lh} = q_w C - \theta (D_{ld} + D_{lh}) \frac{\partial C_l}{\partial z} \quad (\text{I-1.8})$$

式 I-1.8 の右辺第 2 項において、降雨浸透のような水フラックスが大きい場合は  $D_{ld}$  に比べ  $D_{lh}$  が卓越する。しかし、蒸発プロセスのように水フラックスが小さい場合には、 $D_{lh}$  は小さくなるため、溶質フラックスに与える  $D_{ld}$  の寄与は大きくなる。

## 2. 既往研究

土壤中の溶質拡散係数  $D_{ld}$  を静止した水中における溶質拡散係数  $D_d$  で割った値を相対拡散係数  $D_r$  と定義する.

高水分領域における  $D_{ld}$  と  $\theta$  の関係は、数多く測定されており、様々な実験式が提案されている. たとえば、Papendick and Campbell (1981) は、Brooks and Corey (1966) の不飽和透水係数予測モデルから、次式を提案している.

$$D_r = k_0 \theta^2 \quad (\text{I-1.9})$$

ここで、 $k_0$  は 2.8 である. Sadeghi *et al.* (1989) は 7 種類の土壌試料、異なる 2 通りの水分量を用いて尿素の  $D_{ld}$  を測定しており、全測定結果の  $D_{ld}$  と  $\theta$  の関係を表す式として、式 I-1.9 を改良した次式を提案している.

$$D_r = 0.18 \left( \frac{\theta}{\Phi} \right)^{1.98} \quad (\text{I-1.10})$$

ここで、 $\Phi$  は間隙率である. Millington and Quirk (1960) は、球状の間隙がランダムに分布すると仮定し、 $D_{ld}$  と  $\theta$  の関係を次のように理論的に導いている.

$$\theta D_r = \frac{\theta^{10/3}}{\Phi^2} \quad (\text{I-1.11})$$

Olesen *et al.* (2001) は、溶質拡散係数に閾値があり、次式で表されると報告している.

$$\begin{aligned} D_r &= 1.1(\theta - \theta_{th}) \text{ for } \theta > \theta_{th} \\ D_r &\approx 0 \text{ for } \theta \leq \theta_{th} \end{aligned} \quad (\text{I-1.12})$$

ここで、 $\theta_{th}$  は臨界体積含水率 (threshold water content) であり、次式で表される (Moldrup *et al.*, 2001).

$$\theta_{th} = 0.039 SA_{vol}^{0.52} \quad (\text{I-1.13})$$

ここで、 $SA_{vol} [\text{m}^2/\text{cm}^3]$  は N2 Brunauer-Emmett-Teller (BET) 法 (e.g., Pennell *et al.*, 1995) で測定した比表面積  $SA [\text{m}^2/\text{g}]$  に土壌の乾燥密度を乗じた値である.

これらの実験式 (式 I-1.9- I-1.13) から、 $D_r$  は  $\theta$  のべき乗で表せ、さらに指数が 1~10/3 であった.

$$D_r = k \theta^n \quad (\text{I-1.14})$$

ここで、 $k$  と  $n$  は実験定数である.

$D_r$  と  $\theta$  の関係は、上述した以外にも数多く測定されており、 $D_r$  と  $\theta$  の測定結果を式 I-1.14 に当てはめて最小二乗法から  $n$  を求めたところ、Porter *et al.* (1960) では  $n$  が 1.52

~2.02, So and Nye (1989) では  $n$  が 2.94, Barraclough and Tinker (1981) では  $n$  が 2.1, Olsen *et al.* (1965) では  $n$  が 1.05~2.18, Olesen *et al.* (1996) では  $n$  が 0.83-1.37 であった。以上から, 高水分領域における従来測定された溶質拡散係数は体積含水率の 1~2 乗に比例 ( $n = 1 \sim 2$ ) している。

一方, 低水分領域で溶質拡散係数を実際に測定している例は非常に少ない (Mehta *et al.*, 1995; Hamamoto *et al.*, 2009)。Mehta *et al.* (1995) は, 宇都宮の関東ローム土と庄内砂丘砂を用いて, 飽和領域から低水分領域 (庄内砂丘砂:  $\theta = 0.32 \sim 0.2$ ; マトリックポテンシャル,  $\psi_m = -5 \sim -0.002$  MPa, 関東ローム土:  $\theta = 0.61 \sim 0.2$ ;  $\psi_m = -3 \sim -0.002$  MPa) までの広い水分領域で NaCl の溶質拡散係数を測定している。この測定によると, 高水分領域では ( $\psi_m > -0.09$  MPa), 式 I-1-14 における  $n$  が 0.75 と 1.4 となり, 前述した高水分領域における  $n$  の範囲 ( $n = 1 \sim 2$ ) であった (表 I-1.1)。しかし, 低水分領域では ( $\psi_m < -0.09$  MPa) では  $n$  が約 4 になり (表 I-1-1), 溶質拡散係数が低水分領域では著しく低下したと報告している。また, Hamamoto *et al.* (2009) は, 西東京と北海道の火山灰土壌を用いて, 飽和領域から低水分領域 (西東京:  $\psi_m = -3.1 \sim -0.003$  MPa, 北海道:  $\psi_m = -3.1 \sim -0.001$  MPa) までの広い水分領域で KCl の溶質拡散係数を測定し, Mehta *et al.* (1995) の結果と同様, 溶質拡散係数が pF 2.8 (= 0.062 MPa) 以下の低水分領域では著しく低下したと報告している。

表 I-1.1 庄内砂丘砂および関東ローム土における相対拡散係数のパラメータ (式 I-1.14) (Mehta *et al.*, 1995)

Soil	Volumetric water content	$k$	$n$
Shonai dune sand	$\theta \geq 0.0464$	0.739	0.75
	$\theta < 0.0464$	$2.1200 \times 10^4$	4.10
Kanto loam	$\theta \geq 0.396$	0.338	1.407
	$\theta < 0.396$	3.83	3.99



### 3. 溶質拡散係数の水分依存性を説明するモデル

#### (1) 高水分領域における溶質拡散係数と水分量の関係

高水分領域において  $D_r$  が  $\theta$  の 1~2 乗に比例することは Papendick and Campbell (1981) による「屈曲度モデル」や Hunt and Ewing (2003) によるパーコレーションモデルによって説明されている。

##### <屈曲度モデル>

土壌などの多孔体において土壌水中の溶質拡散を考える場合、溶質は液相のみしか移動できないため、固相や気相に阻まれ屈曲しながら拡散する。そのため、土壌中の二点間における平均的な拡散経路長 ( $L_e$ ) は直線距離 ( $L$ ) よりも長くなる (図 I-1.1)。ここで、 $L/L_e$  ( $< 1$ ) が屈曲度と呼ばれる。

土壌の間隙構造を様々な半径の長さ  $L_e$  の円筒が並列に並ぶ、「並列間隙モデル」と仮定すると (図 I-1.2)、飽和土壌中における屈曲度係数  $\tau$  は次式で表される (e.g. Ullman and Aller, 1982)。

$$\tau = \frac{L}{L_e} \frac{A_l}{A_e} = \left( \frac{L}{L_e} \right)^2 \quad (\text{I-1.16})$$

ここで、 $A$  は土壌の断面積、 $A_e$  は間隙経路の断面積、 $A_l$  は土壌の断面積に対する間隙経路の断面積、 $L$  は土壌の厚さ、 $L_e$  は間隙内の実際の経路長である。また、間隙率は  $A_l/A$  である。

Brooks and Corey (1966) は、不飽和土壌においても、間隙内の土壌水の厚さが均一だと仮定すると、このモデルが適用できることを示した。この場合、体積含水率  $\theta$  は  $A_l/A$  である。Papendick and Campbell (1981) は、 $L/L_e$  が  $\theta$  に比例すると仮定することで、高水分領域において  $D_r$  が  $\theta$  の 2 乗に比例すると説明している。

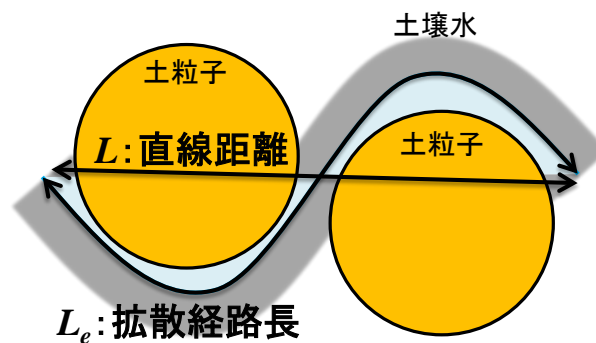


図 I-1.1 土壌中の拡散経路長の模式図

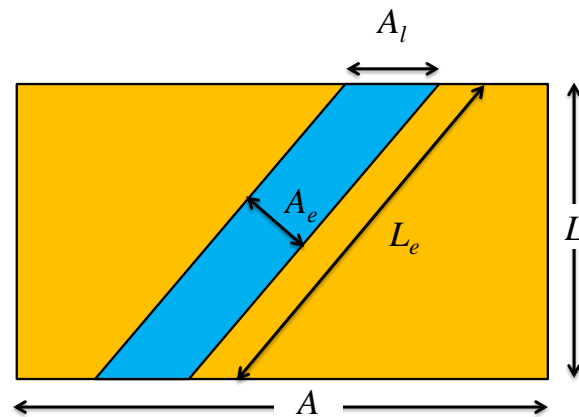


図 I-1.2 土壌中の拡散経路長の模式図

### <パーコレーションモデル>

Hunt and Ewing (2003) は, Moldrup *et al.* (2001) によって表された溶質拡散係数と体積含水率の関係 (式 I-1.11) がパーコレーション理論から説明できることを示した. パーコレーション理論とは, 確率  $p$  でランダムに配置された要素間のつながりによって系全体がどのようにふるまうかを表した確率理論である. Ewing and Horton (2003) は土壌水のつながりを三次元格子で表し, 確率  $p$  を体積含水率と関連付けることで, 式 I-1.14 の高水分領域で  $n$  が 1 となり, 一定の水分以下 ( $\theta < \theta_m$ ) になると, 溶質拡散係数はほぼゼロになると説明している (図 I-4.2 左図).

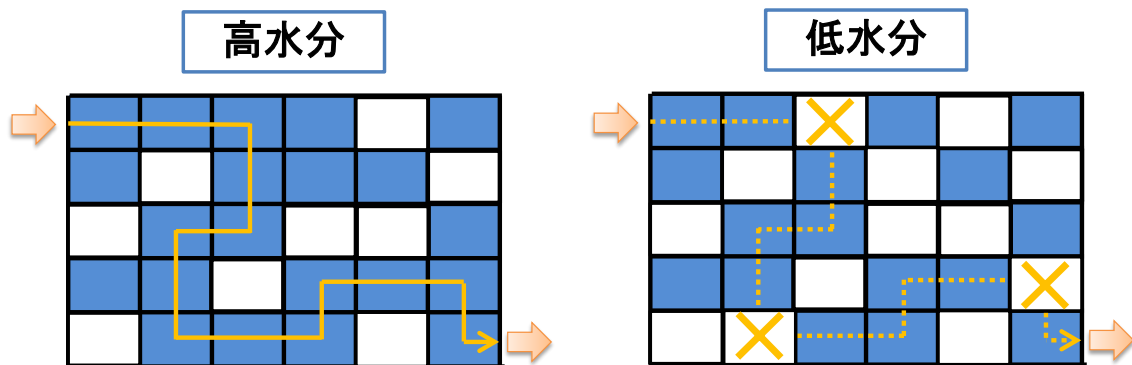


図 I-4.2 左) 水で満たされた連続間隙が存在している土壌の間隙モデル ( $\theta > \theta_m$ ). 右) 水で満たされた連続間隙が失われた土壌の間隙モデル ( $\theta < \theta_m$ ).

## (2) 低水分領域における溶質拡散係数と水分量の関係

低水分領域においては、 $D_r$ は $\theta$ の4乗に比例したことから (Mehta *et al.*, 1995) , 高水分領域とは異なるモデルで説明する必要がある。

$D_{ld}$ は、式 I-1.5 によると屈曲度係数 $\tau$ だけでなく、電荷をもつ固相表面が溶質イオンに与える影響 (式 I-1.5 中の $\gamma$ ) も受けることから、まずは低水分領域において $D_r$ が $\theta$ の4乗に比例する要因が、土壌の固相表面が電荷を持つために溶質イオンの拡散に影響を与え、拡散係数が著しく低下したのではないかと考えた。

固相表面の電荷による影響とは、固相表面への陽イオンの吸着及び陰イオンの反発によって引き起こされる溶質移動の制限のことである (Kemper and van Schaik, 1966 ; Li *et al.*, 2010 ; Mehta *et al.*, 1995 ; Olsen *et al.*, 1965) 。一般的に土粒子は負の電荷をもっているため、土壌水中の陽イオンは土粒子表面に近いほど強く引かれ、表面に吸着するとともにその近傍にも集まる。一方で、水中の陰イオンは固相の負荷電に反発し、表面近傍で数が少なくなる。この陽イオンと陰イオンが分離したような層をイオンの拡散電気二重層 (以下二重層) という (図 I-1.3) 。

電気拡散二重層内における陰イオン排除効果による陽イオン、陰イオンの移動抑制については、土壌溶液の平均移動速度よりも陰イオンの移動速度の方が早くなる現象 (Bolt, 1979 ; 家田, 2005) や拡散二重層内を陰イオンが通過できない塩ふるい効果 (Bolt, 1979 ; Ishiguro *et al.*, 1995) などが挙げられている。

以上のように、拡散二重層内において陰イオンが排除されるならば、土壌が低水分になり、拡散経路の一部が電気拡散二重層内に完全に含まれる場合には、イオンの排除効果により溶質拡散が妨げられる可能性が考えられる。

さらに、イオンの排除効果により溶質拡散が妨げられている場合には、表面電荷が半透膜の働きをするため、塩濃度勾配による浸透圧勾配が水の圧力勾配を生み、水に対する駆動力を生むことも考えられることから、水移動へも影響する可能性がある。

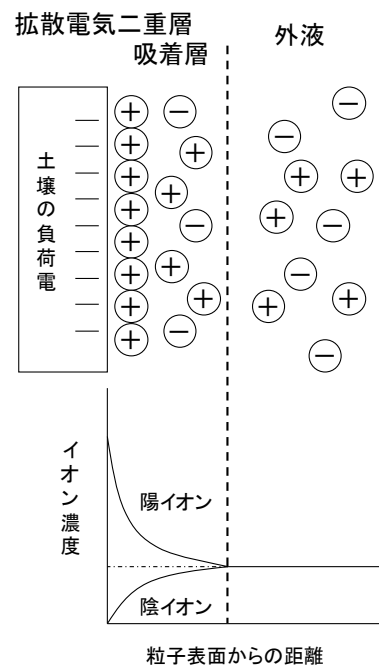


図 I-1.3 電気拡散二重層の模式図

もし、固相表面の電荷によるイオン排除が、低水分領域における溶質拡散係数の著しい低下の原因であるならば、非電解質は二重層内で排除されないため、電解質と非電解質とでは低水分における溶質拡散係数は著しく異なると考えられる。また、電解質でも、一価のイオンの方が二価のイオンと比べて二重層の影響が大きくなるため（Jury and Hortn, 2004），低水分領域における溶質拡散係数は、一価のイオン< 二価のイオン<< 非電解質となることが想定される。

#### 4. 第Ⅰ部の目的と構成

以上を踏まえて、低水分における溶質拡散係数の測定例が限られているため、まずは低水分で溶質拡散係数が著しく低下するかどうかを、高水分・低水分における溶質拡散係数の測定と（第2章）、土壌の電気伝導度の水分依存性（第3章）、の2つから再度検証する。さらに、その結果踏まえて、低水分における溶質拡散係数の著しい低下が固相表面電荷によるイオン排除によるものか否かについて、固相表面電荷の影響を受ける電解質と影響を受けない非電解質を用いて溶質拡散係数を測定し検証する（第2章）。さらに、高水分と低水分における土壌水の連続性についても考察する（第4章）。

## 第 2 章

# 土壤中における溶質拡散係数の溶質電荷による差異

低水分領域において溶質拡散係数が著しく低下するのは、固相の表面電荷により土壤中の同じ極性の溶質イオンが固相表面近傍から排除され拡散できなくなるため（すなわち電気拡散二重層の影響）ではないかと考えられるが、これを実験的に検証した例はない。そこで、この真相を明らかにするために、固相表面電荷の影響を受ける電解質（イオン）と、その影響がない非電解質溶質とで、相対拡散係数  $D_r = D_{ld} / D_d$  の値に著しい差があるか否かを実験で調べた。

### 1. 土壤試料と溶質

#### （ 1 ） 土壤試料

溶質拡散係数の測定には単粒土である庄内砂丘砂（山形県庄内砂丘）と団粒構造をもつ関東ローム表土（栃木県宇都宮大学農場の黒ボク土表土：クロボク土）を用いた。これらの土壤試料は Mehta *et al.* (1995) が用いた試料と同様である。実験に用いた関東ローム土では、土壤溶液の平均移動速度よりも陰イオンの移動速度の方が早くなる現象、すなわちイオン排除による影響が、家田（2005）によって実際に確認されている。これら土壤試料の物理特性を表 I-2.1 に、土壤水分特性曲線を図 I- 2.1 に示す（Mehta *et al.*, 1995）。

表 I-2.1 庄内砂丘砂と関東ローム土の物理特性 (Mehta *et al.*, 1995).

Soil	Particle size distribution[%]			Saturated water content [ cm <sup>3</sup> / cm <sup>3</sup> ]	Saturated Hydraulic Conductivity [cm/s]	Specific surface [ m <sup>2</sup> /g]
	Sand	Silt	Clay			
Shonai dune sand	93.3	1.0l	5.7	0.43	1.093×10-2	22.1
Kanto loam	60.4	22.2	17.4	0.716	1.126×10-3	130.0

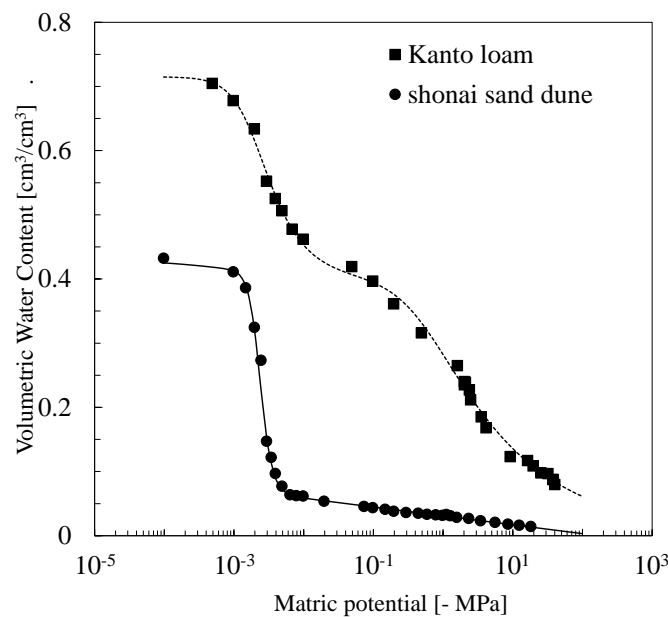


図 I-2.1 庄内砂丘砂と関東ローム土の土壌水分特性曲線 (Mehta *et al.* (1995) の図を一部改変：横軸の単位を cmH<sub>2</sub>O から MPa に変更)。

## ( 2 ) 溶質

拡散させる溶質としては、固相表面電荷の影響を受ける電解質 (NaCl, CaCl<sub>2</sub>) と、影響を受けない非電解質 (グリセリン, 重水) を用いた。

### ( i ) 電解質

NaCl と CaCl<sub>2</sub> は、水中ではほぼ完全に電離する強電解質であり、CaCl<sub>2</sub> は、陽イオンの電荷が NaCl の 2 倍である。Gouy-Chapman 理論に基づくと、二重層の厚さは電荷の価数に反比例することから、溶質拡散係数に拡散電気二重層の影響があった場合は、低水分における相対拡散係数は、NaCl の方が CaCl<sub>2</sub> よりも大きくなることが予想される。

## ( ii ) 非電解質溶液

グリセリン ( $\text{C}_3\text{H}_5(\text{OH})_3$ ) は、アルコールの一種であり、水に溶かしても電離せず、水分子との間に水素結合が形成されることによって溶解する非電解質である。しかし、有機物のため微生物によって  $\text{CO}_2$  と  $\text{H}_2\text{O}$  に分解される難点がある。そこで微生物の活動を抑制するため、溶液にアジ化ナトリウムを 500 mg/L 濃度添加した。

## ( iii ) 重水

水分子は水素原子 2 個と酸素原子 1 個が結合したものである。水素原子には  $^1\text{H}$  (99.9885%),  $^2\text{H}$  (0.0115%) の 2 種類、酸素原子には  $^{16}\text{O}$  (99.757%),  $^{17}\text{O}$  (0.038%),  $^{18}\text{O}$  (0.205%) の 3 種類が安定同位体として自然界に存在している (化学便覧, 改定 5 版)。通常の質量数 18 の水を「軽水」、それ以外の原子を含んでいるものを「重水」と区別する。重水  $\text{D}_2\text{O}$  の化学的な性質は軽水とほとんど変わらず (表 I-2.2), 安定しており、さらに自然界にはほとんど存在していないことから、非電解質の溶質として相応しいと考えた。

表 I-2.2 水と重水の比較 (化学便覧 基礎編 改訂 5 版)

	空気中における存在比 (%)	分子量	最大密度	融点	沸点	比熱 (25°C)
軽水 ( $\text{H}_2\text{O}$ )	99.984-99.986	18.016	1.000 (4°C)	0°C	100°C	4.19 J/g
重水 ( $\text{D}_2\text{O}$ )	0.014-0.015	20.028	1.106 (11.2°C)	3.81°C	101.43°C	4.208 J/g



## 2. 実験方法

### ( 1 ) カラム準備

#### ( i ) 不飽和土壌試料

庄内砂丘砂は炉乾で乾燥させた乾土を約 200 g×2 個，関東ローム土は風乾土を約 150 g×2 個準備し，それぞれ所定の水分量になるように異なる濃度 ( $c_1, c_2 : c_1 < c_2$ ) の溶液を加えた．内径 5.0 cm，高さ 5.0 cm のハーフカラム（内径 5.0 cm，厚さ 0.5 cm のアクリルリングを 10 個ビニールテープでつなぎ合わせ，一端をアクリルガラスで閉じたもの）に各土壌試料を均一に詰めた（庄内砂丘砂：1.4 g/cm<sup>3</sup>，関東ローム土：0.76 g/cm<sup>3</sup>）．その後，異なる濃度の溶液同士を密接させた．

体積含水率は，庄内砂丘砂では 0.100, 0.052, 0.040, 0.030, 0.020 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> の 5 種類，関東ローム土では 0.40, 0.30, 0.28, 0.25 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> の 4 種類を用いた．各水分量に加えた溶液濃度を表 I-2.3，表 I-2.4 に示す．

#### ( ii ) 飽和土壌試料

一端がガラス焼結フィルターで塞いだ内径 5.0 cm，高さ 8 cm の円筒カラム（内径 5.0 cm，高さ 0.5 cm のアクリルリングをビニールテープでつなぎ合わせたもの）を二つ用意し，土壌試料を均一に詰めた（庄内砂丘砂：1.4 g/cm<sup>3</sup>，関東ローム土：0.76 g/cm<sup>3</sup>）．土壌試料を詰めた 2 つのカラムに，異なる濃度 ( $c_1, c_2 : c_1 < c_2$ ) の溶液を 250 ~ 500 ml 流し，土壌溶液の濃度を置換した．その後，下側 2.5 cm 部分（カラムの素焼きから上部 2.5 cm）と上側 0.5 cm 部分（金網から下部 0.5 cm）を切り取り，内径 5.0 cm，高 5.0 cm のカラムにした．カラムの一端をアクリル板で閉じ，異なる濃度の土壌試料を密着させた．用いた溶液濃度を表 I-2.3，I-2-4 に示す．

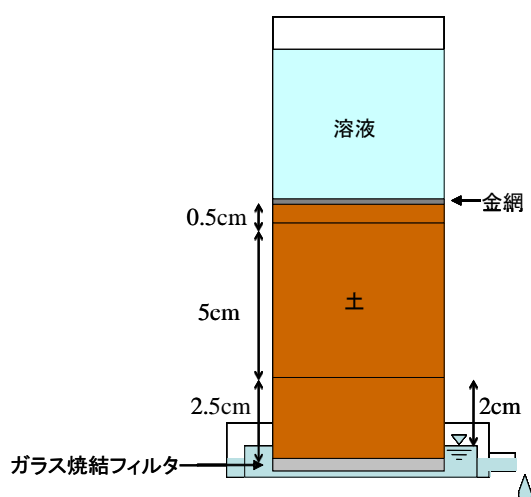


図 I-2.2 飽和土壌試料の実験装置の概略

表 I-2.3 庄内砂丘砂の体積含水率と加える溶液濃度の一覧

庄内砂丘砂		溶液濃度[mol/L]					
		$\theta = 0.35$	$\theta = 0.1$	$\theta = 0.05$	$\theta = 0.04$	$\theta = 0.03$	$\theta = 0.025$
NaCl, CaCl <sub>2</sub>	高	0.1	0.2	0.2	0.4	0.4	0.4
	低	0	0	0	0	0	0
Glycerin	高	0.25	0.5	0.5	0.2~1.0	0.2~1.0	0.2~1.0
	低	0.125	0 ~ 0.25	0 ~ 0.25	0 ~ 0.25	0 ~ 0.25	0 ~ 0.25
D <sub>2</sub> O	高	0.625	2.5	2.5	2.5~5	2.5~5	2.5~5
	低	0.25	0.25 ~ 1.25	0.25 ~ 1.25	0.5 ~ 1.25	0.5 ~ 1.25	0.5 ~ 1.25

表 I-2.4 関東ローム土の体積含水率と加える溶液濃度の一覧

関東ローム土		溶液濃度[mol/L]				
		$\theta = 0.6$	$\theta = 0.4$	$\theta = 0.3$	$\theta = 0.25$	$\theta = 0.2$
NaCl,	高	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2
CaCl <sub>2</sub>	低	0	0	0	0	0
Glycerin	高	0.25	0.5	0.5	0.5	0.5
	低	0.125	0 ~ 0.125	0 ~ 0.125	0 ~ 0.125	0 ~ 0.125
D <sub>2</sub> O	高	0.625	1.25	1.25	1.25	1.25
	低	0.25	0.125	0.125	0.125	0.125

## ( 2 ) 拡散実験

異なる 2 つの濃度の土壌試料を密着させた内径 5.0 cm, 高さ 10.0 cm の円筒カラムは, 全て温度 5°C の状態で保たれたチャンバー内に水平に設置し, 土壌水中の溶質を拡散させた. 低温 (5°C) での拡散実験は, グリセリンの微生物による分解を抑えるためであるが, 温度による影響を考慮するため, 全て同条件にそろえた.

土壌水の密度差により土壌水の対流移動およびそれに伴う溶質移動 (移流) が生じるため, 土壌水分量の高い実験試料 (庄内砂丘砂:  $\theta=0.35, 0.10, 0.052$ ; 関東ローム土:  $\theta=0.55, 0.40$ ) においては, 土壌カラムを水平に保ったまま, 約 3 分半に 1 回転する速度で連続的に回転させて対流を抑制した (図 I-2.3). 一方で土壌水分量の低い実験試料 (庄内砂丘砂:  $\theta=0.35, 0.1, 0.05, 0.04, 0.03, 0.025$ ; 関東ローム土:  $\theta=0.6, 0.4, 0.3, 0.25, 0.2$ ) においては, 土壌カラムを水平に静置し, 1 週間に 1 度断続的に半回転させて対流を抑制した.



図 I-2.3 チャンバー内の回転装置. 3 分半に 1 回転する.

## ( 3 ) 濃度測定

所定の時間が経過した後, カラム内の土壌水の濃度分布を以下の方法で測定した. まず, カラムを 0.5 cm ずつ切断し, 土壌試料を容器に取り分けた. 取り分けた試料の湿土重に対して, 拡散させた溶質が電解質 ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaCl}_2$ ) では脱イオン水を 2 倍, グリセリンの場合には 5% アジ化ナトリウムを添加した脱イオン水を 2 倍, そして, 重水の場合

合には脱イオン水を 1 倍、それぞれに加えた。容器を密閉し、試料をそれぞれ 2 時間攪拌（150 rpm）し、約 30 分間遠心分離（4000 rpm）を行い、上澄み液を抽出した。抽出液は、溶質毎に以下の分析を行い、カラム内の濃度分布の測定を行った（図 I-1.4）。

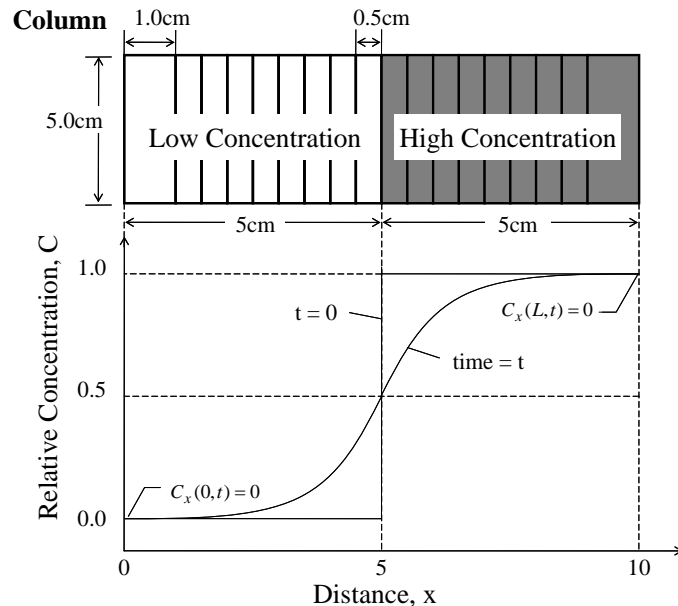


図 I-2.4 カラムの模式図と濃度分布

### <NaCl, CaCl<sub>2</sub>>

Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>の濃度においては、イオン濃度と EC に相関があることから（図 I-2.5），METTLER TOLEDO 社製の MPC227 Dual Purpose Conductivity /pH/T Meter にて上澄み液の電気伝導度（EC<sub>w</sub>）を測定した。乾土重量を測定し、抽出液の濃度を希釈倍することで土壌水中の溶液濃度-位置における分布を求めた。

### <グリセリン>

上澄み液の濃度は、0.45 μm のフィルターで清澄ろ過した後、島津理化学（株）社製の TOC/T-N 計にて測定した。乾土重量を測定し、抽出液の濃度を希釈倍し、土壌水中の溶液濃度-位置における分布を求めた。

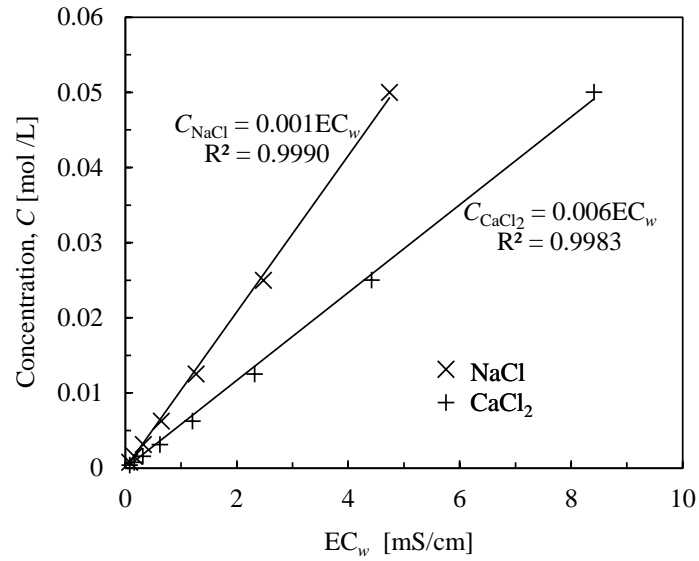


図 I-2.5 水中の電気伝導度  $EC_w$  と溶液モル濃度の関係

### < 重水 >

上澄み液の濃度は、 $0.20 \mu\text{m}$  のフィルターで清澄ろ過した後、昭光通商（株）社製の北光式全自動重水分析計（TCD（熱伝導度検出型）ガスクロマトグラフィー）にて測定した。乾土重量を測定し、抽出液の濃度を希釈倍し、土壌水中の溶液濃度-位置における分布を求めた。

### （ 4 ） 土壌中の溶質拡散係数の同定

吸着や移流がないときの土壌中の溶質移動は、

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\theta D_{id} \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad 0 \leq x \leq L; 0 \leq t \quad (\text{I-2.1})$$

となる。ここで  $t$  は二つのカラムを繋ぎ合せた瞬間からの時間である。また、時間  $t$  で位置が  $x$  のときの溶質濃度  $c$  を測定し、 $C = (c - c_2) / (c_2 - c_1)$  から相対濃度を出している。また、 $L$  はカラムの長さである。

初期の溶質の濃度分布は段状になっており、次式で表される。

$$\begin{aligned} C(x,0) &= 0 & 0 \leq x < \frac{L}{2}; \\ C(x,0) &= 1 & \frac{L}{2} \leq x \leq L. \end{aligned} \quad (\text{I-2.2})$$

また、境界条件は次式で表される。

$$\begin{aligned} C_x(0,t) &= 0 & 0 < t; \\ C_x(L,t) &= 0 & 0 < t. \end{aligned} \quad (\text{I-2.3})$$

このとき、解は

$$C(x,t) = \frac{1}{2} - \frac{2}{\pi} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{(2m-1)} (-1)^{m-1} \cos \frac{(2m-1)\pi x}{L} \exp \left[ - \left\{ (2m-1) \frac{\pi}{L} \right\}^2 D_{ld} t \right] \quad (\text{I-2.4})$$

となる。

初期の溶質濃度は、カラムに詰めた際に残った土壤試料を別途内径 5 cm、高さ 1 cm の円筒カラムに実験条件と同じ密度で詰め、密閉し、5°C のチャンバー内に設置し、カラムを解体する際に、同様の手順で濃度を測定した。

解析解 (式 I-2.4) が濃度分布の実測値と最適に当てはまるように非線形最小二乗法により  $D_{ld}$  を求めた (式 I-2.4 では  $m = 10$  を使用)。

### ( 5 ) 相対拡散係数の算出

相対拡散係数  $D_r$  は、先ほど求めた  $D_{ld}$  を同温度条件 (5°C) での各溶質の  $D_d$  で除し、求めた。5°C における  $D_d$  は、25°C における  $D_d$  (表 I-2.5) から以下で説明する温度補正を行い算出した。ただし、5°C における重水の  $D_d$  については、化学便覧基礎編 (改定 5 版) に記載されている値 ( $1.270 \times 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$ ) を用いた。

Simpson and Carr (1958) は、温度が 0-100°C の間における水の粘性率と水中の溶質拡散係数とが温度に依存し、Stokes-Einstein 式 (式 I-2.5) がその関係性を十分に表せることを示している。

$$\left( \frac{D_d \mu}{T} \right)_{T_1} = \left( \frac{D_d \mu}{T} \right)_{T_2} \quad (\text{I-2.5})$$

ここで、 $T$  は絶対温度、 $D_d$  は水中における溶質拡散係数、 $\mu$  は粘性率であり、左辺は温度  $T_1$  における、右辺は温度  $T_2$  における値である。5°C におけるグリセリンの  $D_d$  は 25°C におけるグリセリンの  $D_d$  (表 I-2.5) と水の粘性率 (表 I-2.6) を用いて式 I-2.5 から算出した。その結果、5°C におけるグリセリンの  $D_d$  は  $5.74 \times 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$  であった。

一方、電解質の溶質拡散係数において、陽イオンと陰イオンの自己拡散係数が異なる場合には、陽イオンと陰イオンの濃度分布に偏りが発生するため、電位が生じ濃度分布を均一化させる作用が働くため、各イオンの溶質拡散係数 (自己拡散係数: Self-diffusion coefficient) から両イオンの相互関係を考慮した溶質拡散係数 (相互拡散係数: Mutual diffusion coefficient) を求める必要がある。

Li and Gregory (1974) によると、無限希釈におけるイオンの自己拡散係数の温度依存性は、拡散速度が F よりも遅いイオンに関しては、Simpson and Carr (1958) の提案した Stokes-Einstein 式 (式 I-2.5) に従うが、拡散速度が F よりも早いイオンに関しては、式 I-2.6 に従うとしている。

$$(D_o\mu)_{T1} = (D_o\mu)_{T2} \quad (\text{I-2.6})$$

そこで、拡散速度が F よりも遅い  $\text{Na}^+$ 、 $\text{Cl}^{2+}$  に関しては式 I-2.5 を、F よりも早い  $\text{Cl}^-$  に関しては式 I-2.6 を適用し、 $5^\circ\text{C}$  における各イオン ( $\text{Na}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Cl}^-$ ) の自己拡散係数を  $25^\circ\text{C}$  における各イオンの自己拡散係数 (表 I-2.7) から算出した。

自己拡散係数と相互拡散係数の関係は、Olesen et al. (1965) によると式 I-2.7 で、Laegdsmand et al. (2010) によると式 I-2.8 で表されると報告している。

$$D = \frac{D_{0.1}D_{0.2}(C_1 + C_2)}{D_{0.1}C_1 + D_{0.2}C_2} \quad (\text{I-2.7})$$

$$D = \frac{D_{0.1}D_{0.2}(z_1^2C_1 + z_2^2C_2)}{D_{0.1}z_1^2C_1 + D_{0.2}z_2^2C_2} \quad (\text{I-2.8})$$

ここで、 $D$  は相互拡散係数、 $D_{0.1}$ 、 $D_{0.2}$  は自己拡散係数、 $z_1$ 、 $z_2$  はイオンの価数、 $C_1$ 、 $C_2$  はイオンのモル濃度である。式 I-2.7 および式 I-2.8 に  $5^\circ\text{C}$  における各イオンの自己拡散係数を代入して、 $5^\circ\text{C}$  における  $\text{NaCl}$  と  $\text{CaCl}_2$  の相互拡散係数を求めた。その結果、 $\text{NaCl}$  の  $D_d$  は、両式ともに  $9.02 \times 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$ 、 $\text{CaCl}_2$  の  $D_d$  は、式 I-2.7 によると  $5.50 \times 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$ 、式 I-2.8 によると  $7.52 \times 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$  であった。そこで、 $\text{CaCl}_2$  の  $D_d$  に関しては、両式から求めた値の平気値  $6.51 \times 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$  を用いることにした。

表 I-2.8 に、それぞれ算出した  $5^\circ\text{C}$  における水中の溶質拡散係数  $D_d$  を示す。

表 I-2.5 25℃における水中の溶質拡散係数. 電解質 (NaCl と CaCl<sub>2</sub>) は相互拡散係数, 有機化合物 (グリセリン) と重水は自己拡散係数である. (化学便覧 基礎編 改訂 5 版)

Diffusion coefficient in aqueous solution [10 <sup>-5</sup> cm <sup>2</sup> /s]	NaCl	CaCl <sub>2</sub>	Glycerin	D <sub>2</sub> O
	1.483	1.110	1.050	2.234

表 I-2.6 水の粘性率 (理科年表 平成 23 年)

$T[^\circ\text{C}]$	$K[\text{K}]$	$\mu[10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s}]$	$T[^\circ\text{C}]$	$K[\text{K}]$	$\mu[10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s}]$
0	273.15	1.792	40	313.15	0.653
5	278.15	1.520	50	323.15	0.548
10	283.15	1.307	60	333.15	0.467
15	288.15	1.138	70	343.15	0.404
20	293.15	1.002	80	353.15	0.355
25	298.15	0.890	90	363.15	0.315
30	303.15	0.797	100	373.15	0.282

表 I-2.7 自己拡散係数と温度の関係 (Li and Gregory, 1974)

Self-diffusion coefficients of ions at infinite dilution [10 <sup>-5</sup> cm <sup>2</sup> /s]	0℃	18℃	25℃
Na <sup>+</sup>	6.27	11.3	13.3
Ca <sup>2+</sup>	3.73	6.73	7.93
F <sup>-</sup>	—	12.1	14.6
Cl <sup>-</sup>	10.1	17.1	20.3

表 I-2.8 5℃における水中の溶質拡散係数の計算値

Diffusion coefficient in aqueous solution [10 <sup>-5</sup> cm <sup>2</sup> /s] (5℃)	NaCl	CaCl <sub>2</sub>	Glycerin	D <sub>2</sub> O
	0.902	0.651	0.574	1.270



### 3. 結果と考察

#### (1) カラム内の濃度分布, 及び含水比分布

以下にカラム内の濃度分布, 及び含水比分布を示す.

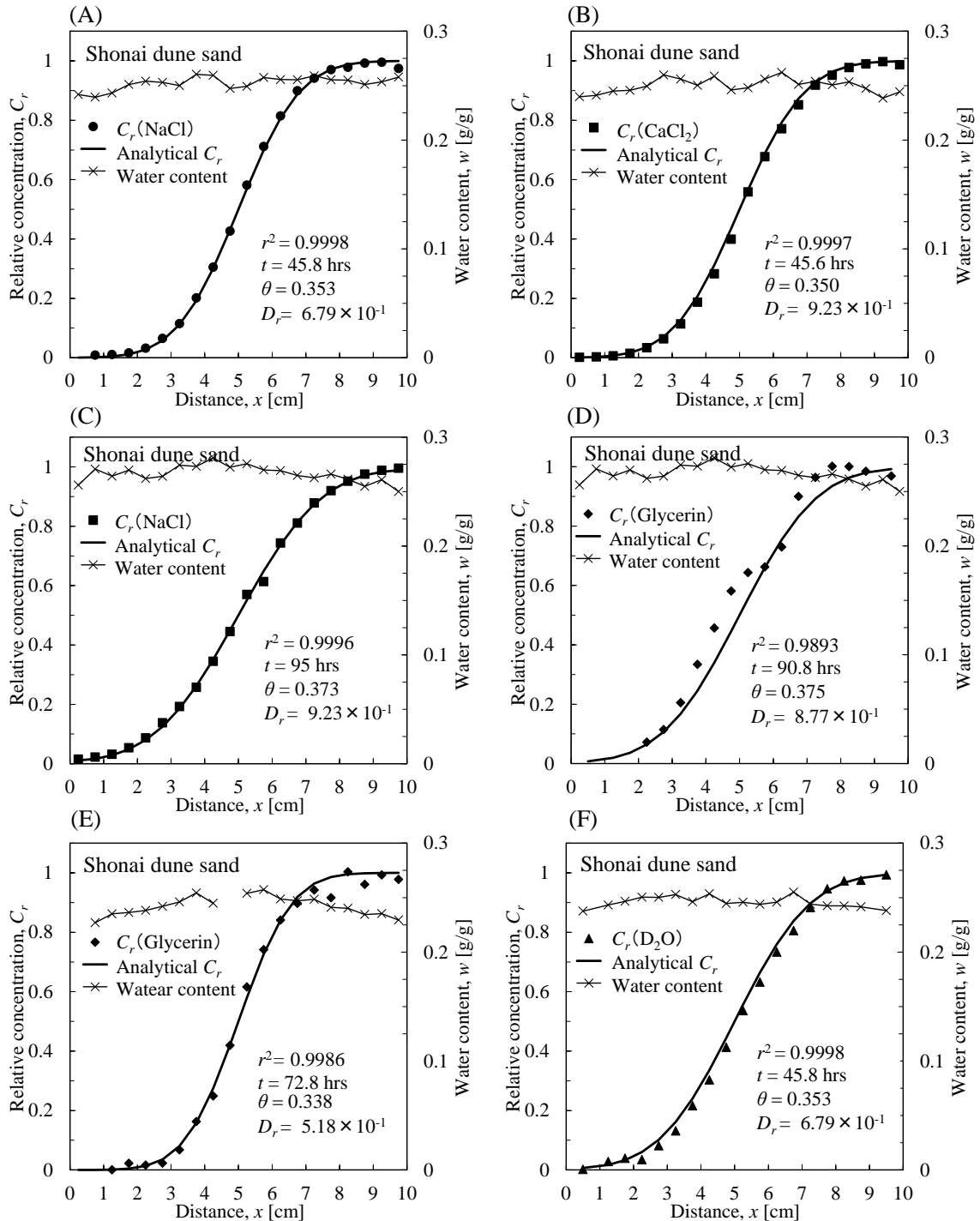


図 I-2.6 庄内砂丘砂 ( $\theta = 0.35$ ) におけるカラム内の濃度・含水比分布. ●, ■, ◇, △はそれぞれ NaCl,  $\text{CaCl}_2$ , グリセリン, 重水の相対濃度の実測値, 実線は式 I-2.16 の解析解, ×は含水比.  $r^2$  は実測値と解析解の決定係数,  $t$  は拡散経過時間,  $\theta$  は実際の体積含水率,  $D_r$  は濃度分布から算出した相対拡散係数.

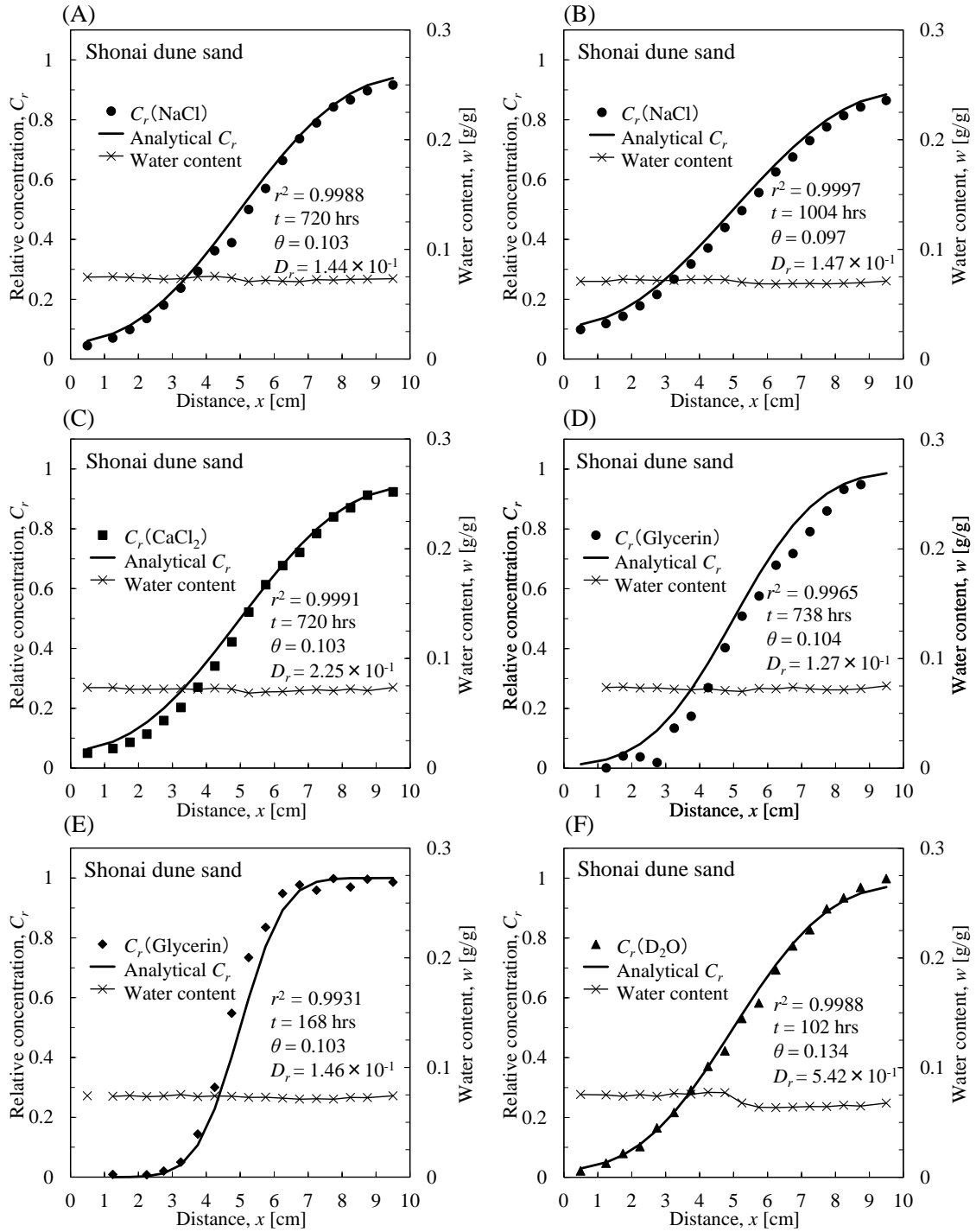


図 I-2.7 庄内砂丘砂 ( $\theta = 0.1$ ) におけるカラム内の濃度・含水比分布. ●, ■, ◇, △はそれぞれ NaCl,  $\text{CaCl}_2$ , グリセリン, 重水の相対濃度の実測値, 実線は式 I-2.16 の解析解, ×は含水比.  $r^2$ は実測値と解析解の決定係数,  $t$ は拡散経過時間,  $\theta$ は実際の体積含水率,  $D_r$ は濃度分布から算出した相対拡散係数.

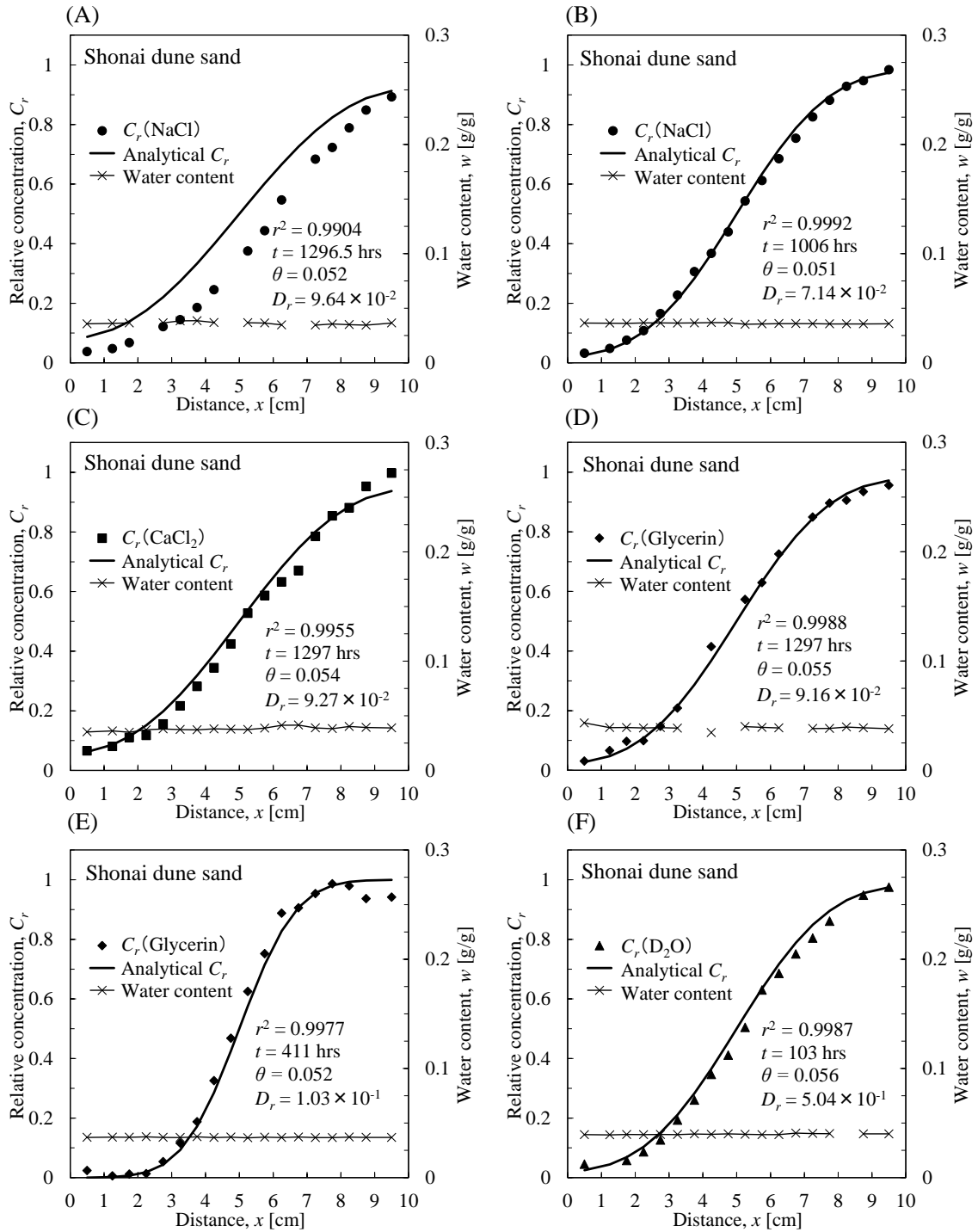


図 I-2.8 庄内砂丘砂 ( $\theta = 0.05$ ) におけるカラム内の濃度・含水比分布. ●, ■, ◇, △はそれぞれ NaCl,  $\text{CaCl}_2$ , グリセリン, 重水の相対濃度の実測値, 実線は式 I-2.16 の解析解, ×は含水比.  $r^2$ は実測値と解析解の決定係数,  $t$ は拡散経過時間,  $\theta$ は実際の体積含水率,  $D_r$ は濃度分布から算出した相対拡散係数.

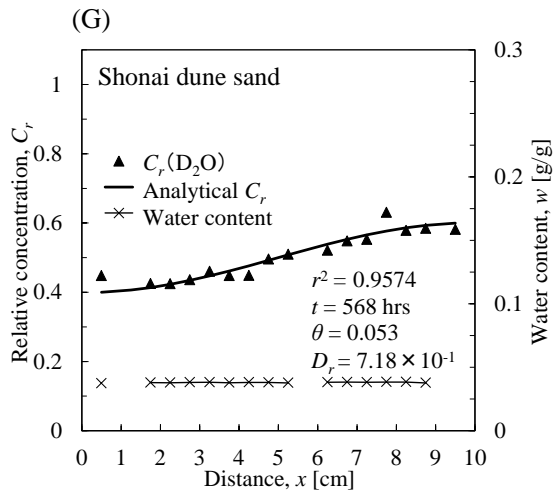


図 I-2.8 庄内砂丘砂 ( $\theta = 0.05$ ) におけるカラム内の濃度・含水比分布. ●, ■, ◇, △はそれぞれ NaCl,  $\text{CaCl}_2$ , グリセリン, 重水の相対濃度の実測値, 実線は式 I-2.16 の解析解, ×は含水比.  $r^2$ は実測値と解析解の決定係数,  $t$ は拡散経過時間,  $\theta$ は実際の体積含水率,  $D_r$ は濃度分布から算出した相対拡散係数. (つづき)

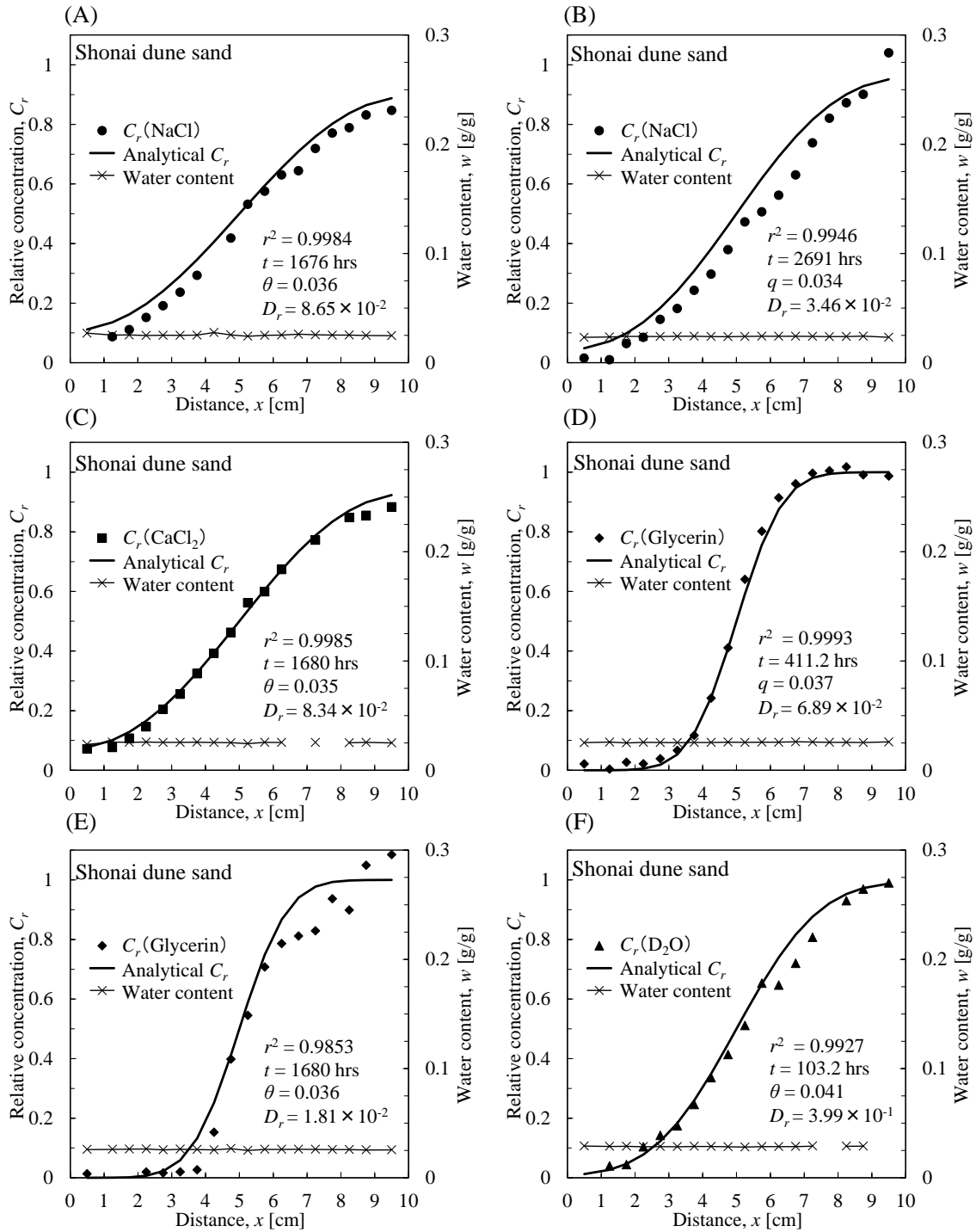


図 I-2.9 庄内砂丘砂 ( $\theta = 0.04$ ) におけるカラム内の濃度・含水比分布。●, ■, ◇, △はそれぞれ NaCl,  $\text{CaCl}_2$ , グリセリン, 重水の相対濃度の実測値, 実線は式 I-2.16 の解析解, ×は含水比。  $r^2$  は実測値と解析解の決定係数,  $t$  は拡散経過時間,  $\theta$  は実際の体積含水率,  $D_r$  は濃度分布から算出した相対拡散係数。

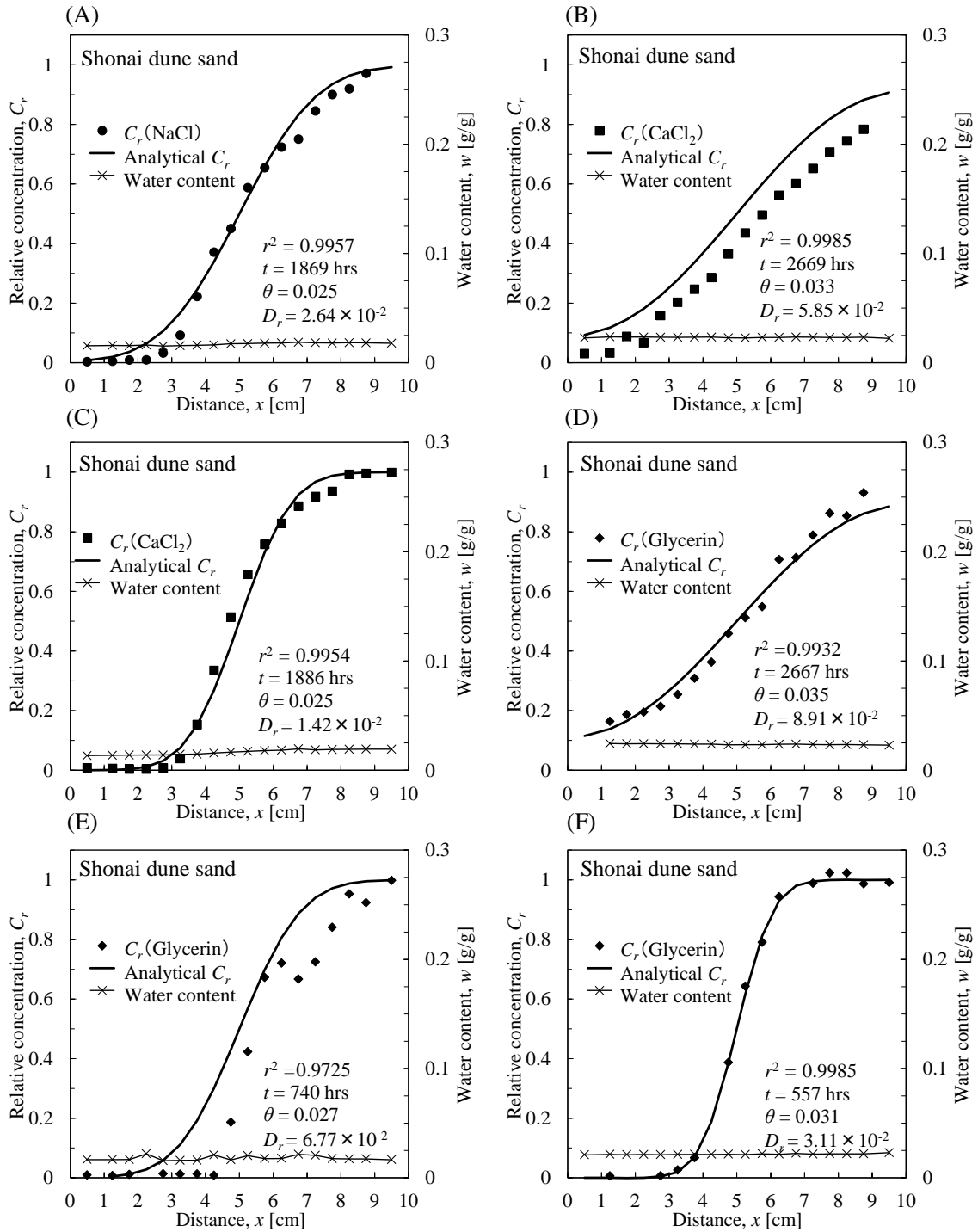


図 I-2.10 庄内砂丘砂 ( $\theta = 0.03$ ) におけるカラム内の濃度・含水比分布。●, ■, ◇, △はそれぞれ NaCl, CaCl<sub>2</sub>, グリセリン, 重水の相対濃度の実測値, 実線は式 I-2.16 の解析解, ×は含水比。  $r^2$  は実測値と解析解の決定係数,  $t$  は拡散経過時間,  $\theta$  は実際の体積含水率,  $D_r$  は濃度分布から算出した相対拡散係数。

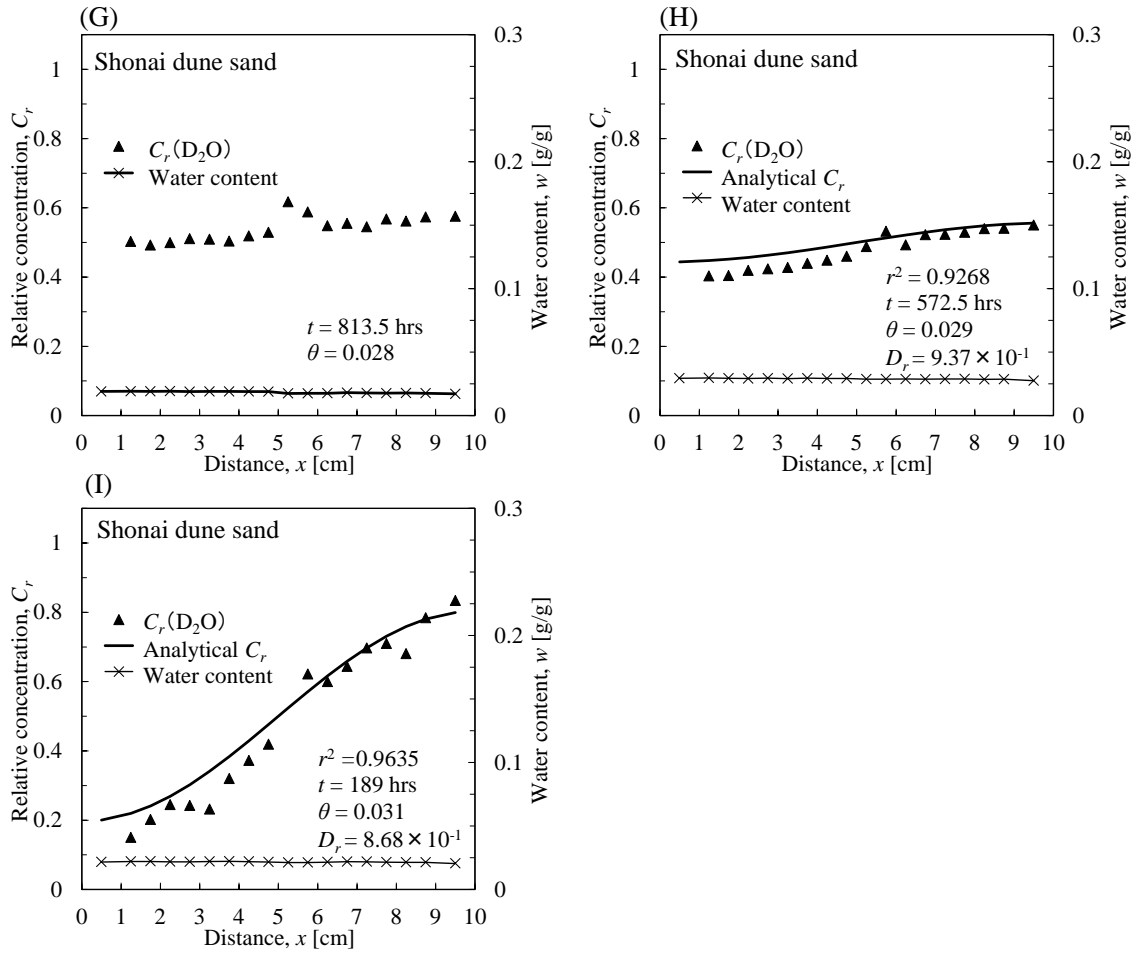


図 I-2.10 庄内砂丘砂 ( $\theta = 0.03$ ) におけるカラム内の濃度・含水比分布.  $\bullet$ ,  $\blacksquare$ ,  $\diamond$ ,  $\Delta$ はそれぞれ NaCl,  $\text{CaCl}_2$ , グリセリン, 重水の相対濃度の実測値, 実線は式 I-2.16 の解析解,  $\times$ は含水比.  $r^2$ は実測値と解析解の決定係数,  $t$ は拡散経過時間,  $\theta$ は実際の体積含水率,  $D_r$ は濃度分布から算出した相対拡散係数. (つづき)

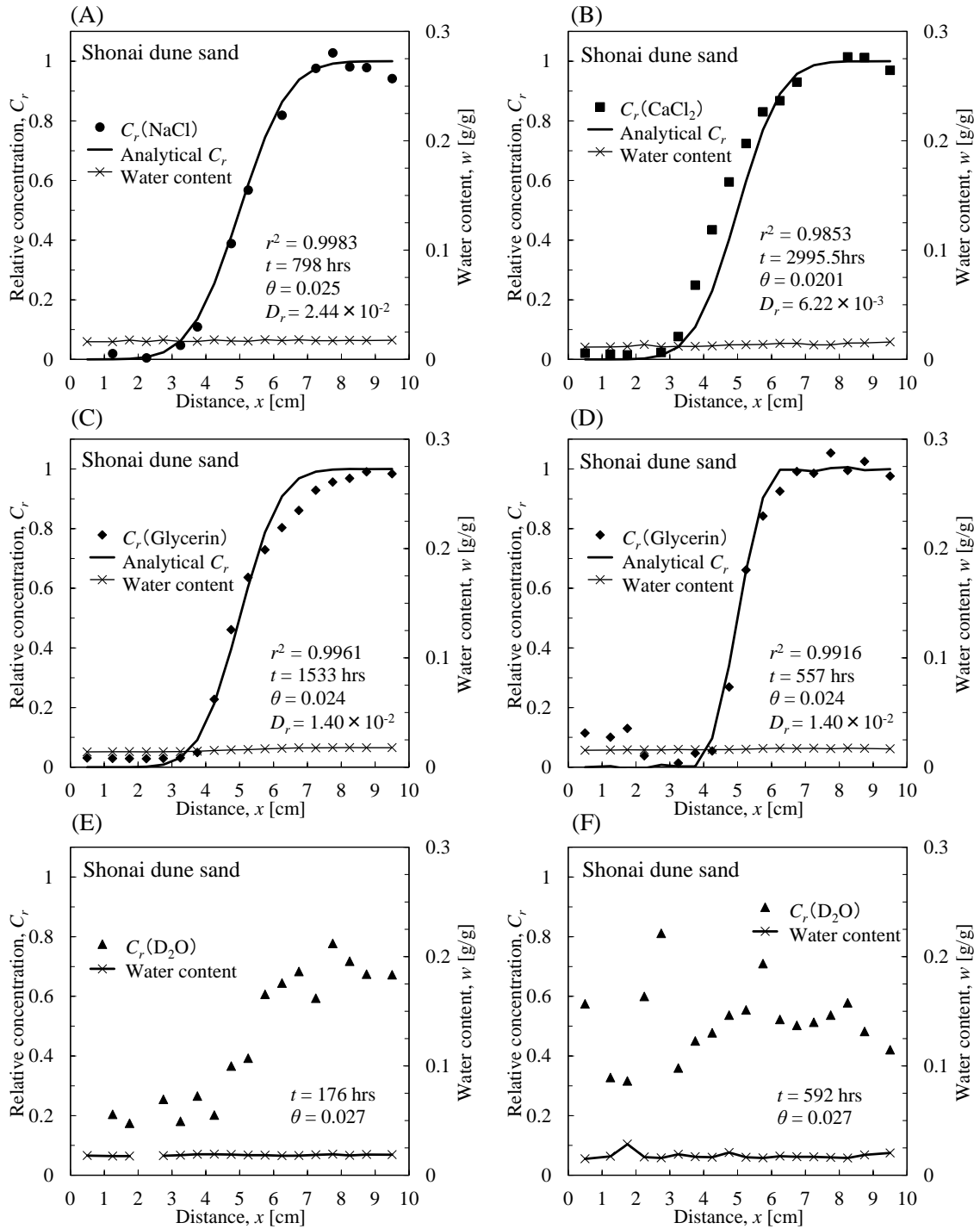


図 I-2.11 庄内砂丘砂 ( $\theta = 0.025$ ) におけるカラム内の濃度・含水比分布. ●, ■, ◇, ▲はそれぞれ NaCl,  $\text{CaCl}_2$ , グリセリン, 重水の相対濃度の実測値, 実線は式 I-2.16 の解析解, ×は含水比.  $r^2$ は実測値と解析解の決定係数,  $t$ は拡散経過時間,  $\theta$ は実際の体積含水率,  $D_r$ は濃度分布から算出した相対拡散係数.



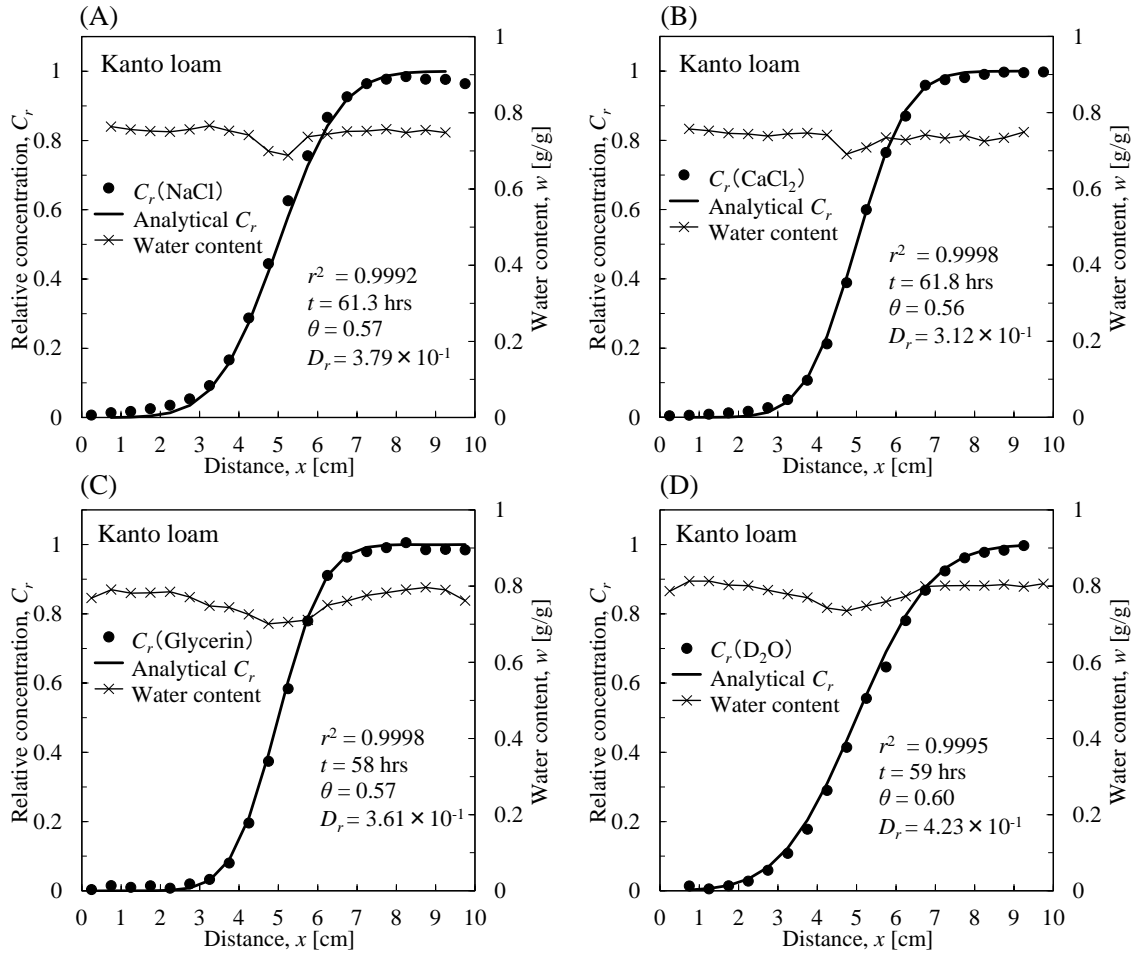


図 I-2.12 関東ローム土 ( $\theta = 0.6$ ) におけるカラム内の濃度・含水比分布. ●, ■, ◇, △はそれぞれ NaCl,  $\text{CaCl}_2$ , グリセリン, 重水の相対濃度の実測値, 実線は式 I-2.16 の解析解, ×は含水比.  $r^2$ は実測値と解析解の決定係数,  $t$ は拡散経過時間,  $\theta$ は実際の体積含水率,  $D_r$ は濃度分布から算出した相対拡散係数.

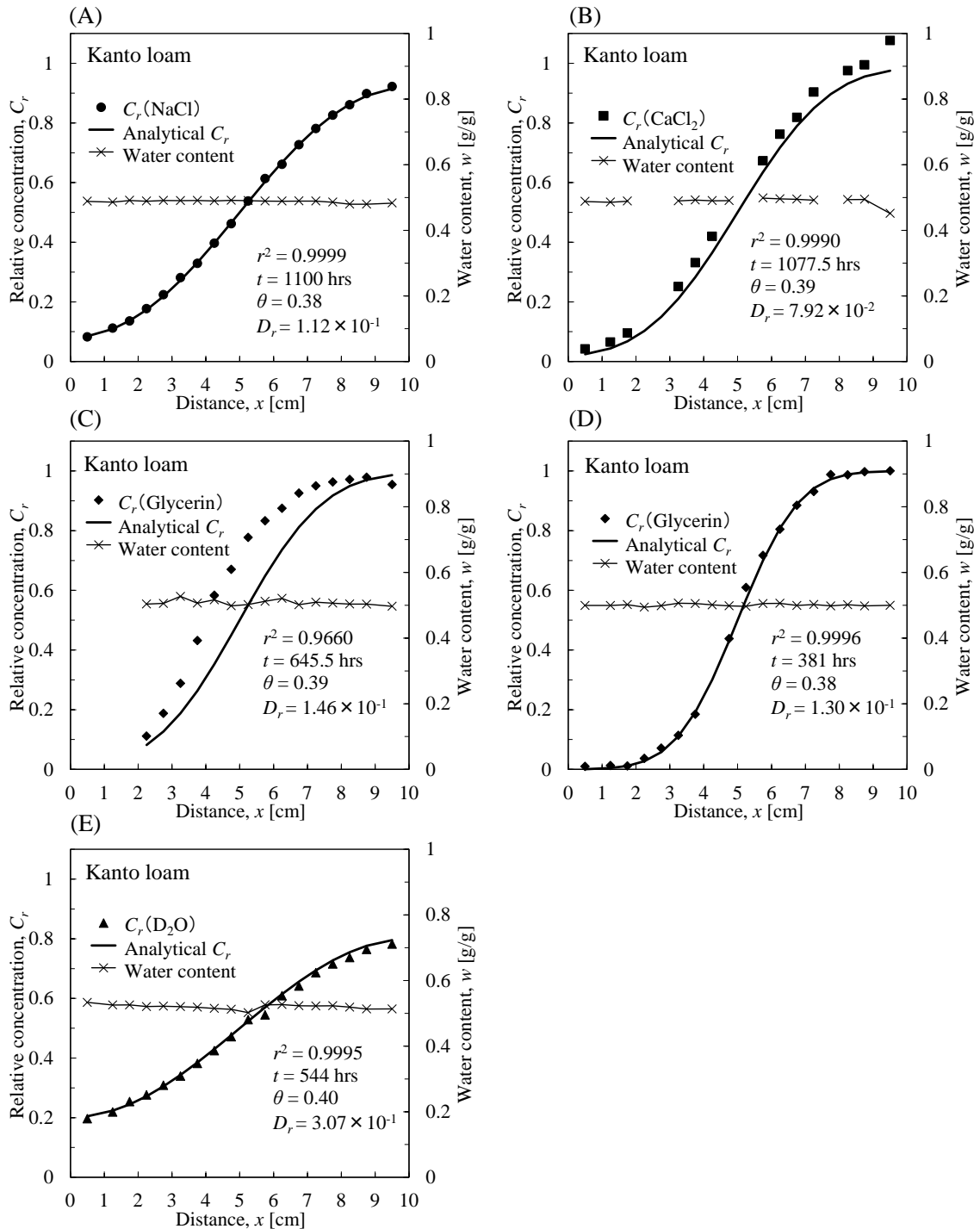


図 I-2.13 関東ローム土 ( $\theta = 0.4$ ) におけるカラム内の濃度・含水比分布。●, ■, ◇, ▲はそれぞれ NaCl,  $\text{CaCl}_2$ , グリセリン, 重水の相対濃度の実測値, 実線は式 I-2.16 の解析解, ×は含水比,  $r^2$ は実測値と解析解の決定係数,  $t$ は拡散経過時間,  $\theta$ は実際の体積含水率,  $D_r$ は濃度分布から算出した相対拡散係数。

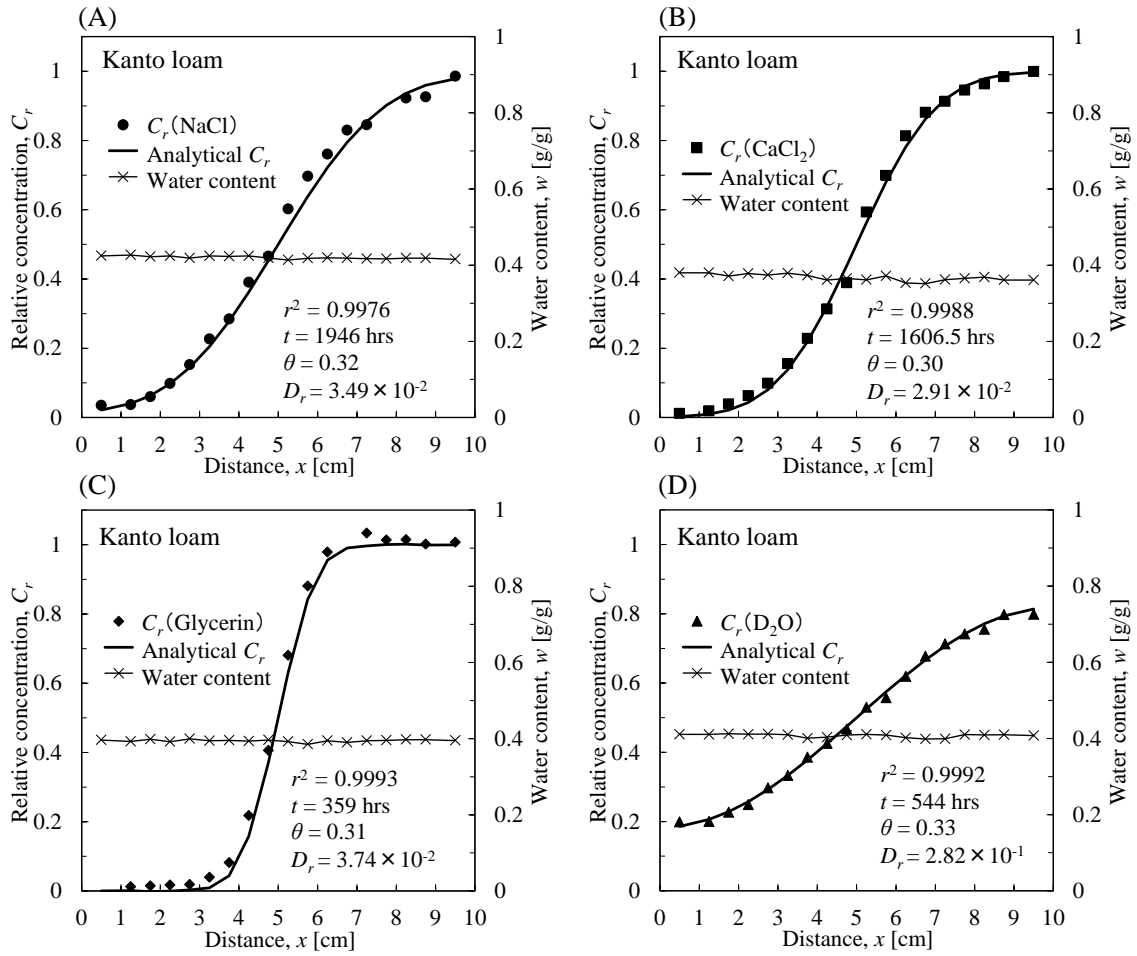


図 I-2.14 関東ローム土 ( $\theta = 0.3$ ) におけるカラム内の濃度・含水比分布. ●, ■, ◇, ▲はそれぞれ NaCl, CaCl<sub>2</sub>, グリセリン, 重水の相対濃度の実測値, 実線は式 I-2.16 の解析解, ×は含水比.  $r^2$  は実測値と解析解の決定係数,  $t$  は拡散経過時間,  $\theta$  は実際の体積含水率,  $D_r$  は濃度分布から算出した相対拡散係数.

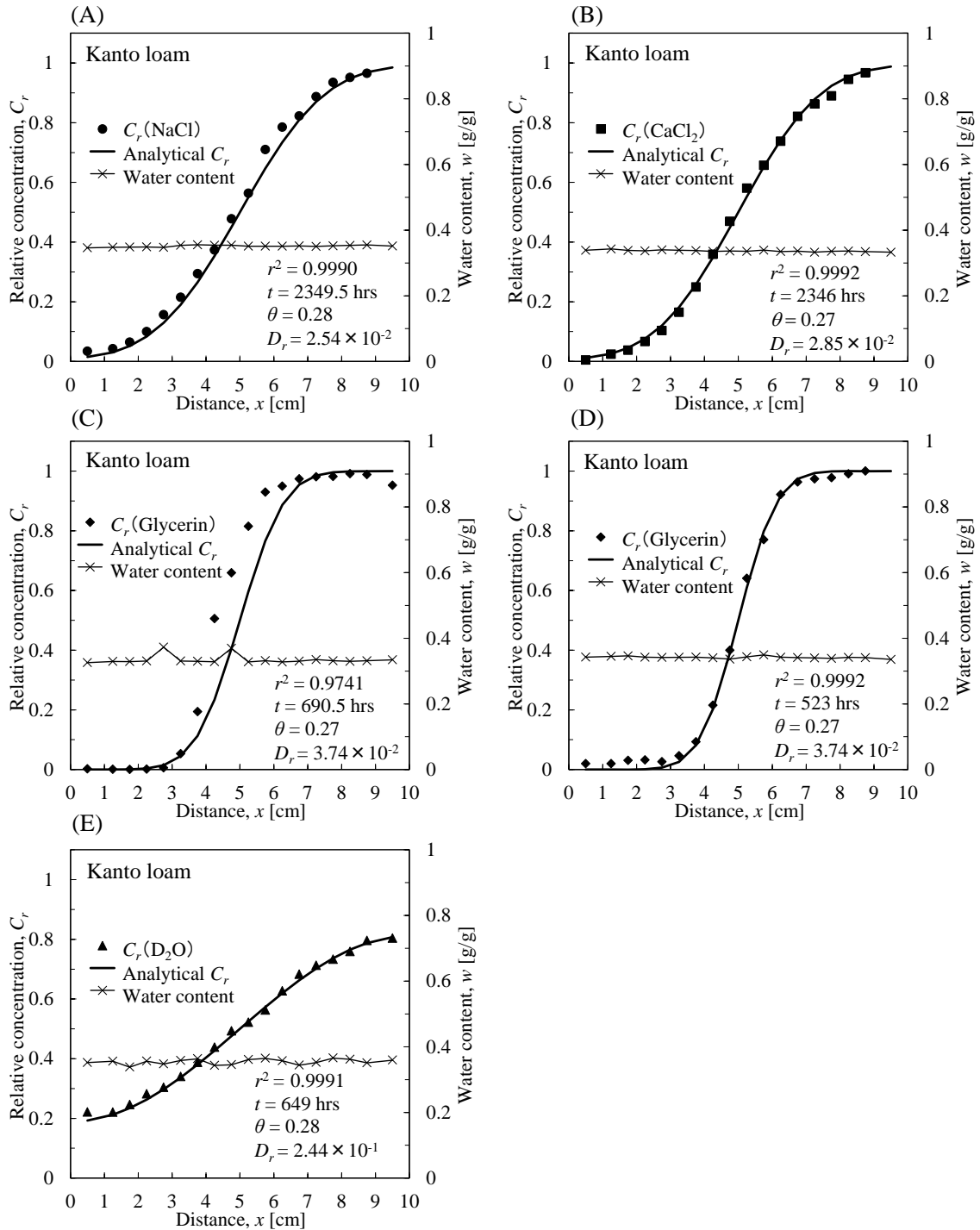


図 I-2.15 関東ローム土 ( $\theta = 0.25$ ) におけるカラム内の濃度・含水比分布。●, ■, ◇, △はそれぞれ NaCl,  $\text{CaCl}_2$ , グリセリン, 重水の相対濃度の実測値, 実線は式 I-2.16 の解析解, ×は含水比。  $r^2$  は実測値と解析解の決定係数,  $t$  は拡散経過時間,  $\theta$  は実際の体積含水率,  $D_r$  は濃度分布から算出した相対拡散係数。

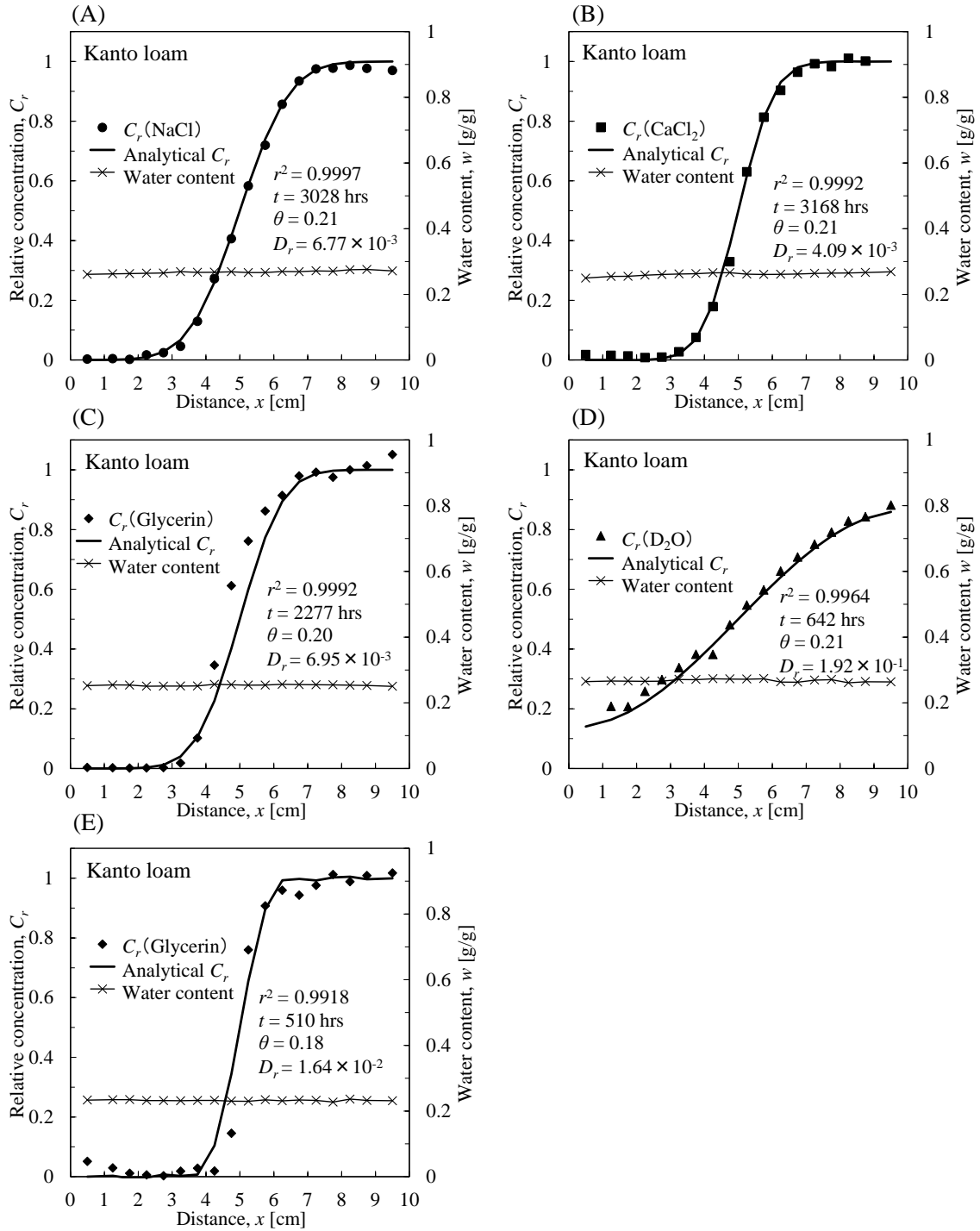


図 I-2.16 関東ローム土 ( $\theta = 0.2$ ) におけるカラム内の濃度・含水比分布。●, ■, ◇, △はそれぞれ NaCl,  $\text{CaCl}_2$ , グリセリン, 重水の相対濃度の実測値, 実線は式 I-2.16 の解析解, ×は含水比,  $r^2$ は実測値と解析解の決定係数,  $t$ は拡散経過時間,  $\theta$ は実際の体積含水率,  $D_r$ は濃度分布から算出した相対拡散係数。

図 I-1.6 ~ I-1.11 に庄内砂丘砂，図 I-1.12 ~ I-1.16 に関東ローム土の測定結果を示す．図 I-2.8 (G)，図 I-2.10 (G)，(H)，(I)，図 I-2.11 (E)，(F) の重水の濃度分布は，拡散しすぎていたため， $D_r$  が求めることができなかった．そのため，これら以外の重水拡散実験では拡散時間を短くした．

図 I-2.9 (E)，図 I-2.10 (E)，図 I-2.13 (C)，図 I-2.15 (C) のグリセリンの濃度分布は，解析解にあてはまらない形になっており相対拡散係数を算出することはできなかった．初期の炭素重量と拡散終了時の窒素総量を比較したところ，約 10 分の 1 減少していた．これは，微生物により分解されたと考えられる．そのため，これら以外のグリセリン拡散実験では，拡散時間を短くして行った．

## ( 2 ) 低水分領域における溶質拡散係数の著しい低下の要因

カラム内の濃度分布の実測値と解析解の決定係数 ( $r^2$  値) が 0.98 以上のデータにおける  $D_r$  と  $\theta$  の結果を図 I-2.17 に示す．飽和領域での NaCl, CaCl<sub>2</sub>, グリセリンの  $D_r$  は Mehta *et al.* (1995) の測定結果と比較して 1.5 ~ 3 倍大きな値であった．これは，次節で詳細に扱うが，飽和領域では溶質移動が溶質拡散だけでなく，横分散の影響も生じたため， $D_r$  を過大評価したと考えられる．また，飽和領域を除く重水の  $D_r$  は，その他の溶質の  $D_r$  と比較して 2 ~ 40 倍近く大きくなっていた．これは，重水は水中だけでなく重水水蒸気の形態でも拡散移動が生じたため， $D_r$  を過大評価したと考えられる．

これらの影響を受けるデータを図 I-2.17 から除いたものを図 I-2.18 に示す，NaCl, CaCl<sub>2</sub>, グリセリンの相対拡散係数の間には，溶質電荷の有無に関わらず明確な差は生じなかった．

式 I-1.14 の  $n$  は庄内砂丘砂では， $\theta$  が 0.037 よりも高水分領域で 0.97，低水分領域で 3.8 となった．また，関東ロームでは， $\theta$  が 0.35 よりも低水分領域で 4.5 であった．これは，Mehta *et al.* (1995) と同様の結果であった． $n$  の値が変化する境界のマトリックポテンシャルは，土壌特性曲線 (Mehta *et al.*, 1995) によると，関東ローム土も庄内砂丘砂も共に -0.36 MPa であった．

低水分領域においても電解質 (NaCl, CaCl<sub>2</sub>) と非電解質の相対拡散係数に明確な差が生じなかったことから，低水分領域で溶質拡散係数が著しく低下したのは，固相表面のイオン排除によって電解質の拡散が妨げられたためではないことが示された．また，この結果から，塩濃度勾配は液状水の駆動力にほとんどならないことも確認された．

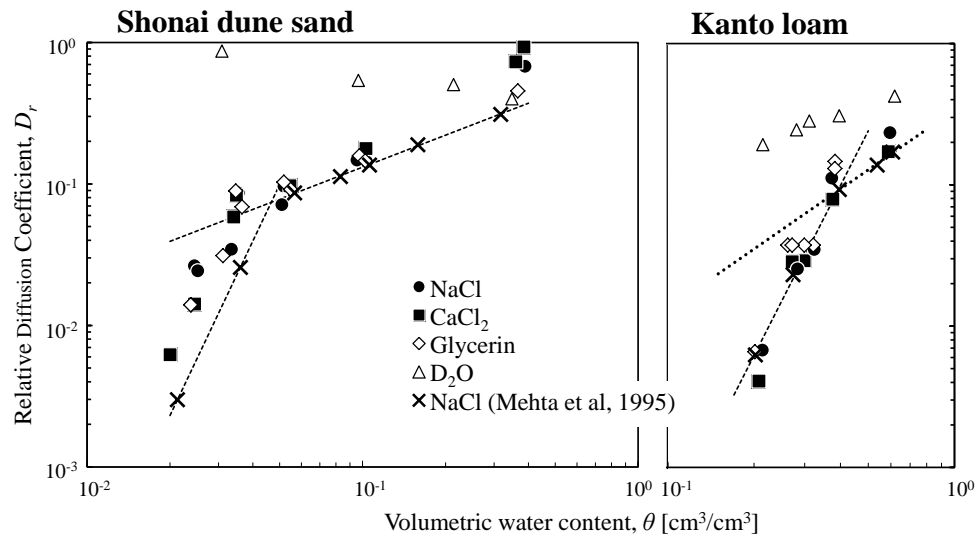


図 I-2.17 相対拡散係数と体積含水率の関係. 左図) 庄内砂丘砂, 右図) 関東ローム土.

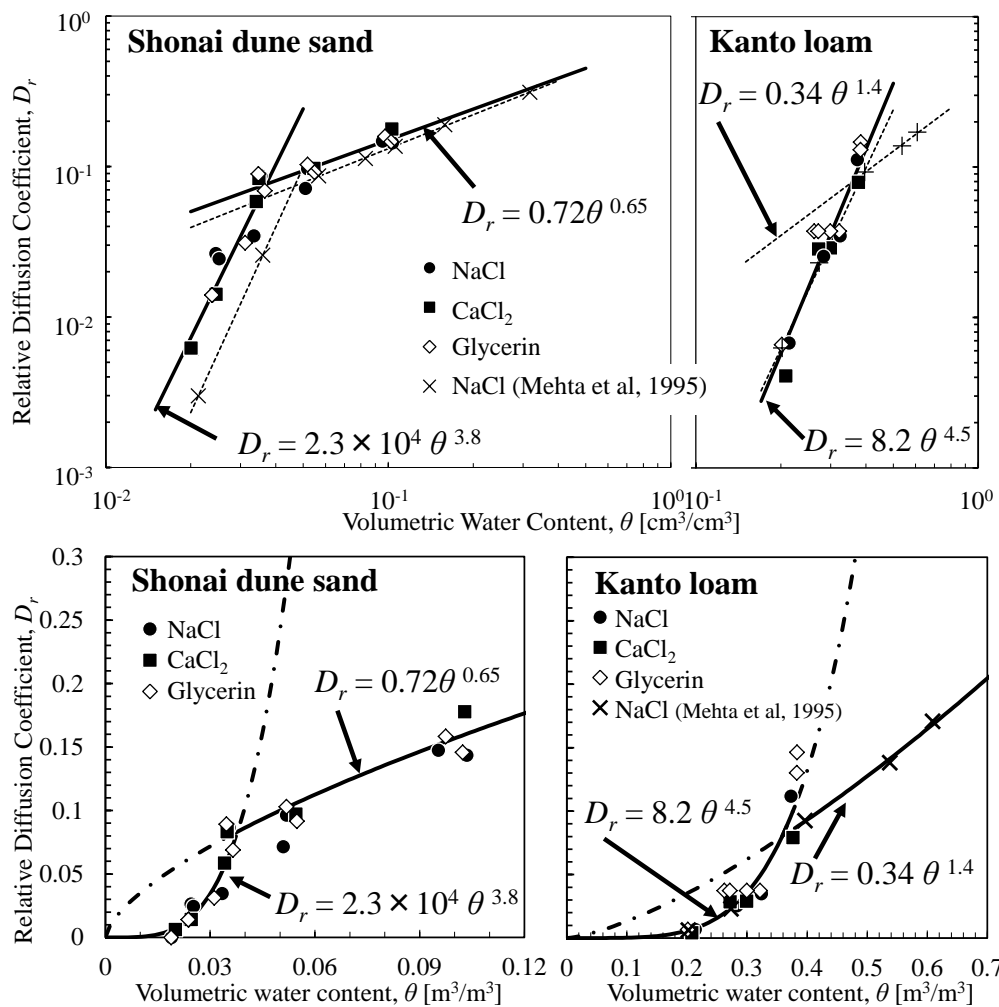


図 I-2.18 重水の全測定結果および全溶質の飽和領域の測定結果を除いた相対拡散係数と体積含水率の測定結果. 上図) 対数スケール, 下図) リニアースケール.

### (3) カラムの回転による横分散の影響

飽和領域の NaCl, CaCl<sub>2</sub>, グリセリンの  $D_r$  が, Mehta *et al.* (1995) の測定結果より 1.5 ~ 3 倍大きな値となり, 溶質移動に溶質拡散以外の影響が考えられるため, これについて考察を行った.

本実験では, 同じ水分に調整した高濃度側の土壌水と低濃度側の土壌水は, 土壌水の密度が異なる. そのため, 対流により生じる対流移動とそれに伴う溶質の移流を抑制するために, 高水分領域ではカラムを水平に設置し 3.5 rpm で回転させ拡散実験を行った. しかし, このような早い回転は, 鉛直方向の重力による水移動を常に生じさせることになるため, 鉛直方向の水移動によって生じる水平方向の分散 (横分散) が溶質移動に寄与する可能性が考えられる. そこで, 溶質拡散に対する横分散による溶質移動の割合を算出した. ここで, 横分散とは, 流れに直行する方向への溶液濃度の分散である. 一般に横分散係数は, 流れ方向への濃度の分散を表す縦分散と同様に, 横分散長と平均間隙流速の積で表される. 横分散長は, 縦分散長の 1/10~1/100 程度の値を取ることから (e.g. 小橋ら, 2004), 横分散係数  $D_h'$  は,

$$D_h' = \lambda_T v = \frac{1}{10} \lambda_L \left( \frac{q_w}{\theta} \right) \approx \frac{1}{10} \lambda_L \left( \frac{K(\theta)}{\theta} \right) \quad (\text{I-2.9})$$

と表される. ここで,  $K(\theta)$  は不飽和透水係数,  $q_w$  は水フラックス,  $\lambda_T$  は横分散長,  $\lambda_L$  は縦分散長,  $v$  が間隙平均流速である.

実験に用いた庄内砂丘砂における  $\lambda_L$  は, 飽和流から高水分領域の不飽和流では 0.02 ~ 0.04 cm であった (未公表試料). また, Toride *et al.* (2003) は鳥取砂丘砂を用いて飽和から不飽和までの  $\lambda_L$  の測定を行い, 飽和流 ( $\theta$  : 0.28 ~ 0.35) では  $\lambda_L$  は 0.1 cm であり, 水分の減少とともに  $\lambda_L$  は増加し,  $\theta$  が 0.1 付近では,  $\lambda_L$  が約 0.6 ~ 1.0 cm と不飽和流の  $\lambda_L$  は飽和流の 2 ~ 10 倍であったと報告している. 一方で実験に用いた関東ローム土における  $\lambda_L$  は, 飽和流 ( $\theta$  : 0.65) では 0.3 ~ 0.5 cm であり, 高水分の不飽和流 ( $\theta$  : 0.60 ~ 0.62) では 0.2 ~ 0.3 cm であり, 飽和流よりも不飽和流における分散長の方が小さい値であると報告されている (家田, 2005). また, 徳本ら (2005) は熊本県九州沖縄農業研究センターの圃場の黒ボク土を用いて飽和から不飽和までの (縦) 分散長の測定を行い, 飽和流では  $\lambda_L$  は 0.4 cm であり, 水分の減少とともに  $\lambda_L$  も低下し,  $\theta$  が 0.5 ~ 0.6 の範囲では,  $\lambda_L$  が約 0.2 cm と一定値になると報告している.

高水分領域での  $\lambda_L$  を庄内砂丘砂 0.03~0.04 cm, 関東ローム土 0.4 cm, 低水分領域での  $\lambda_L$  を庄内砂丘砂 0.3~0.4 cm, 関東ローム土 0.3 cm と仮定し, 鉛直方向の重力による水移



動が常に生じていると仮定し、横分散係数 ( $D_h'$ ) の実験の測定結果 ( $D_h' + D_{ld}$ ) に対する寄与率 ( $D_h / (D_h' + D_{ld})$ ) を算出した。その結果、庄内砂丘砂に関しては、最大水分条件 ( $\theta = 0.35, K(\theta) = 9.2 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$ ) で、10-30、二番目に高い水分条件 ( $\theta = 0.1, K(\theta) = 8.0 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$ ) で、1/100-1/10 であった。関東ローム土に関しては、最大水分条件 ( $\theta = 0.6, K(\theta) = 2.0 \times 10^{-1} \text{ cm/s}$ ) で、1/2 程度であり、二番目に高い水分条件 ( $\theta = 0.4, K(\theta) = 1.2 \times 10^{-1} \text{ cm/s}$ ) で、 $10^{-3}$  であった。以上から、庄内砂丘砂、関東ローム土、両実験結果ともに、最大水分条件 (庄内砂丘砂 :  $\theta = 0.35$ , 関東ローム土 :  $\theta = 0.6$ ) の結果に関しては、横分散係数の寄与分が大きいと、 $n$  の値の解析から除外した。

#### 4. まとめ

低水分領域において、相対拡散係数が著しく低下する要因として、土粒子のイオン排除によるものではないかと考え、土粒子の電荷の影響を受ける電解質 ( $\text{NaCl}$  と  $\text{CaCl}_2$ ) と、影響を受けない非電解質 (グリセリンと重水) を用いて拡散実験を行った。

その結果、重水を除いた 3 つの溶質の相対拡散係数の結果は、溶質電荷の有無に関わらず、明確な差は見られず、低水分領域では体積含水率の 4 乗に比例した。以上から、低水分領域において相対拡散係数が体積含水率の 4 乗に比例するメカニズムは、電気拡散二重層内で溶質の拡散が制限されることではないことが示された。

## 第3章

# 低水分領域における土壌中の溶質拡散係数と電気伝導度

低水分領域での溶質拡散係数を測定した例は少ないことから、低水分領域における溶質拡散係数の推定を土壌の電気伝導度の測定からも行い、同様の結果が得られるか確認した。

### 1. 溶質拡散係数と電気伝導度の関係

#### (1) 土壌の電気伝導度とは

断面積  $A$ 、長さ  $l$  のある媒体における電気伝導度  $EC_b$  は、次式から定義される。

$$EC_b = \frac{i}{V} \frac{l}{A} \quad (\text{I-3.1})$$

ここで、 $V$  は媒体の両端の電位差、 $i$  は媒体に流れる電流である (図 I-3.1)。この電気伝導度は、媒体が水るときには水中の電気伝導度、土壌るときには土壌の電気伝導度となる。

土壌は、気相、液相、固相で構成されている。この中で、気相と固相の大部分は絶縁体であり、固相の一部 (主に粘土) の表層と液相のみが導体となる。Rhoades *et al.* (1976) は、土壌の液相と固相の電気抵抗が並列関係にあり、土壌の電気抵抗を形成しているとする簡易モデルを挙げている。このモデルによると、土壌の電気伝導度  $EC_b$  は、液相の電気伝導度  $EC_l$  と交換性陽イオンによる固相表面の電気伝導度  $EC_{ss}$  の和で表される。

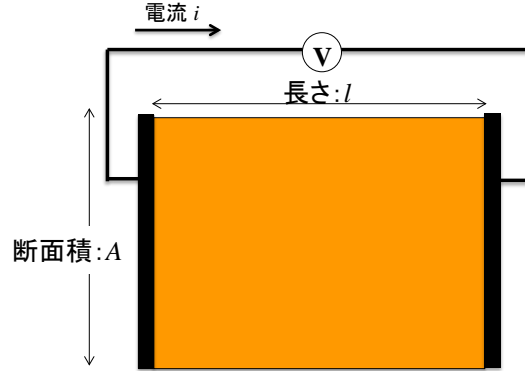


図 I-3.1 媒体の電気伝導度測定の様式図。

$$EC_b = EC_l + EC_{ss} \quad (I-3.2)$$

粘土をあまり含まない砂などの土壌では、 $EC_{ss}$ は無視できるため、 $EC_l$ のみで表すことができる。液相における電気伝導度  $EC_l$ は水中における電気伝導度  $EC_w$ に比例し、体積含水率  $\theta$  と透過係数  $T$  の積で表されるとしている (Rhoades *et al.*, 1976)。

$$EC_l = \theta TEC_w \quad (I-3.3)$$

透過係数とは、屈曲度と固液・気液界面近傍でのイオンの易動度を表現している (Rhoades *et al.*, 1976)。

## ( 2 ) 水中の電気伝導度と溶質拡散係数の等価性

面積 1、長さ  $L$  の容器に水中の電気伝導度  $EC_w$  の溶液を満たし、左端に電位  $V_1$  を、右端に電位  $V_2$  を与えた際の容器内を流れる電流  $I$  は、次式で表される (図 I-3.2 (i))。

$$I = -1 \cdot EC_w \frac{(V_2 - V_1)}{L} \quad (I-3.4)$$

次に、同じ大きさで、面積  $A$ 、長さ  $L_e$  のみ空洞で、それ以外が絶縁されている容器で考える (図 I-3.2 (ii))。空洞部分に、先ほどと同様、 $EC_w$  の溶液を満たし、左端に電位  $V_1$  を、右端に電位  $V_2$  を与えた際の容器内を流れる全体の電流  $I_{all}$  を容器全体の電気伝導度  $EC_{all}$  で表すと、次式となる。

$$I_{all} = -1 \cdot EC_{all} \frac{(V_2 - V_1)}{L} \quad (I-3.5)$$

一方で、空洞における電流  $I'_w$  は、

$$I'_w = -A' EC_w \frac{(V_2 - V_1)}{L_e} = -A \left( \frac{L}{L_e} \right)^2 \cdot EC_w \frac{(V_2 - V_1)}{L} \quad (I-3.6)$$

で表される．ここで、 $A'$  は空洞における断面積であり、 $A$  ( $L/L_e$ ) で表される．また、 $I_{all}$  と  $I_w$  は等しいことから、

$$EC_{all} = A' \left( \frac{L}{L_e} \right) EC_w = A \left( \frac{L}{L_e} \right)^2 EC_w \quad (I-3.7)$$

が導かれる．これは、容器全体の電気伝導度  $EC_{all}$  は、空洞の長さ  $L_e$  に反比例し、空隙の断面積  $A'$  に比例することを表している．

これを高水分における土壌と見なして考えた場合、面積  $A$  は体積含水率  $\theta$  に置き換えることから、水中の電気伝導度  $EC_w$  に対する土壌の電気伝導度  $EC_b$  の割合を表す相対電気伝導度  $EC_r$  は、

$$EC_r = \frac{EC_b}{EC_w} = \theta \left( \frac{L}{L_e} \right)^2 \quad (I-3.8)$$

となる．

同様に溶質拡散係数についても考える．面積 1、長さ  $L$  の容器を水で満たし、左端の濃度が常に  $C_1$ 、右端の濃度が常に  $C_2$  になるように固定し、溶質フラックスが定常流  $q_{ld}$  となったときの溶質フラックスを、水中の溶質拡散係数を  $D_w$  とすると、

$$q_{ld} = -D_w \frac{(C_2 - C_1)}{L} \quad (I-3.9)$$

となる (図 I-3.3 (i))．次に、同じ大きさで、面積  $A$ 、長さ  $L_e$  のみ空洞で、それ以外が水の入らない固相となっている容器で考える (図 I-3.3 (ii))．空洞部分に、先ほどと同様、空洞内を水で満たし、左端の濃度が常に  $C_1$ 、右端の濃度が常に  $C_2$  になるように固定したときの、空洞内の溶質フラックスの定常流を  $q_{all}$  とすると、容器全体をの溶質拡

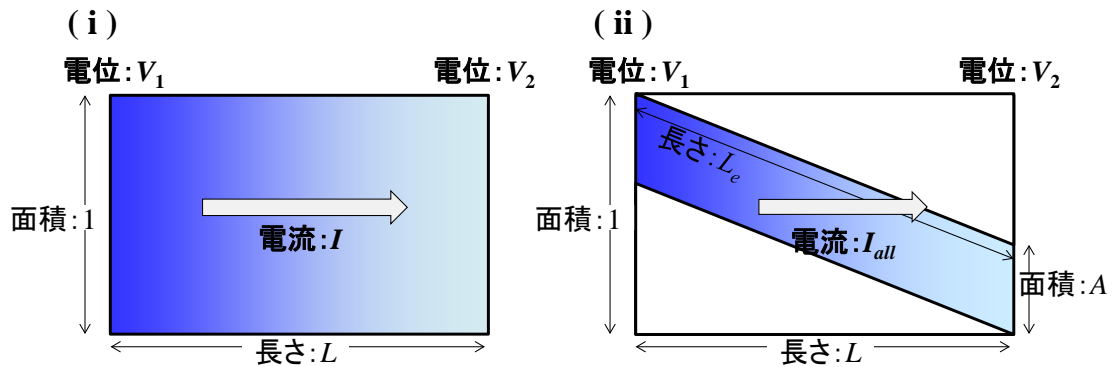


図 I-3.2 面積 1、長さ  $L$  の容器に溶液を入れ、両端に電位  $V_1$ 、 $V_2$  を与えたとき模式図．(i) 容器全体が溶液で満たされている場合．(ii) 容器内は断面積  $A$ 、長さ  $L_e$  のみ溶液で満たされている場合．

散係数  $D_{all}$  は,

$$q_{all} = -D_{all} \frac{(C_2 - C_1)}{L} \quad (\text{I-3.10})$$

一方で, 空洞における電流  $q'_{all}$  は,

$$q'_{all} = -A' D_{ld} \frac{(C_2 - C_1)}{L_e} = -A \left( \frac{L}{L_e} \right)^2 \cdot D_{ld} \frac{(C_2 - C_1)}{L} \quad (\text{I-3.11})$$

で表される. ここで,  $A'$  は空洞における断面積であり,  $A (L/L_e)$  で表される. また,  $q_{all}$  と  $q'_{all}$  は等しいことから,

$$D_{all} = A' \left( \frac{L}{L_e} \right) D_{ld} = A \left( \frac{L}{L_e} \right)^2 D_{ld} \quad (\text{I-3.12})$$

が導かれる. これは, 溶質拡散係数についても, 容器全体の溶質拡散係数  $D_{all}$  は, 空洞の長さ  $L_e$  に反比例し, 空隙の断面積  $A$  に比例することを表している.

これを高水分における土壌とみなすと, 式 I-1.4 は次式で書き表される.

$$q_{all} = -\theta D_{all} \frac{(C_2 - C_1)}{L} \quad (\text{I-3.13})$$

また, 面積  $A$  は体積含水率  $\theta$  に置き換わることから, 相対拡散係数  $D_r$  は,

$$D_r = \frac{D_{ld}}{D_d} = \left( \frac{L}{L_e} \right)^2 \quad (\text{I-3.14})$$

となり, 式 I-3.8 と式 I-3.14 より, 高水分における相対拡散係数と相対電気伝導度を体積含水率で除した値は等価であることが示された. さらに, 両値ともに体積含水率の 2 乗に比例することが表された.

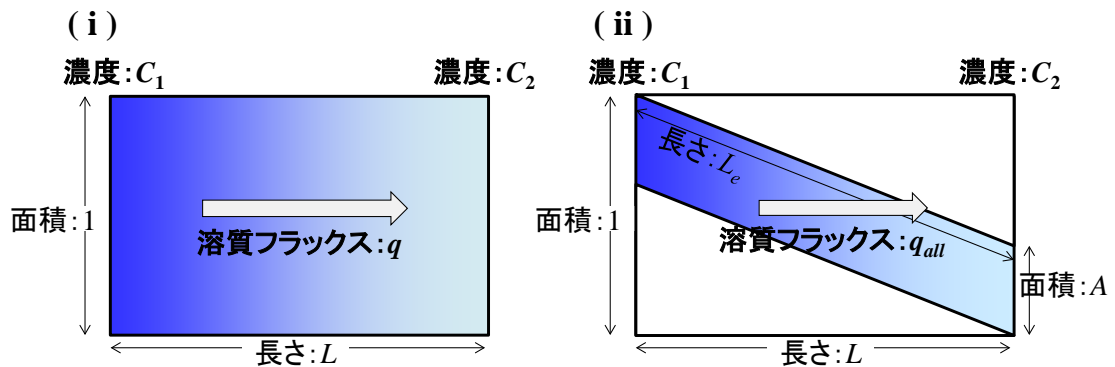


図 I-3.3 面積 1, 長さ  $L$  の容器に溶液を入れ, 両端を濃度  $C_1$ ,  $C_2$  一定の状態にした場合の模式図. (i) 容器全体が溶液で満たされている場合. (ii) 容器内は断面積  $A$ , 長さ  $L_e$  のみ溶液で満たされている場合.

$$D_r = \frac{EC_r}{\theta} \propto \left( \frac{L}{L_e} \right)^2 \quad (\text{I-3.15})$$

### (3) 低水分における土壌の電気伝導度と溶質拡散係数の等価性

ミクロな水みちが不均一な場合の土壌中の溶質拡散係数と電気伝導度について考える。液相は、左側は断面積が  $A_1$ 、長さが  $L_1$ 、右側は断面積が  $A_2$ 、長さが  $L_2$  の不均一な形状とする（図 I-3.4）。左端を濃度  $C_1$ 、右端を濃度  $C_2$  の定常状態とし、このときの左側の土壌中の溶質拡散係数を  $D_1$ 、右側を  $D_2$  とする。土壌中の溶質拡散係数は、均一な形状の場合には面積に比例、長さに反比例したことから、全体の土壌中の溶質拡散係数  $D_{ld}$  に体積含水率を掛けた値の逆数は、 $D_1$ 、 $D_2$  の逆数の和と等しくなる。以上から、次式が導かれる。

$$q_{ld} = -\theta D_{ld}(\theta) \frac{C_2 - C_1}{l_1 + l_2} = -\theta D_d D_r(\theta) \frac{C_2 - C_1}{l_1 + l_2} \quad (\text{I-3.16})$$

よって、

$$D_r = \frac{1}{\theta \left( \frac{l_1}{A_1} + \frac{l_2}{A_2} \right)} \propto \theta^n \quad (\text{I-3.17})$$

となる。

同様の形状の液相において、左側に電位  $V_1$ 、右側に電位  $V_2$  を掛けたときの、左側の土壌の電気伝導度を  $EC_1$ 、右側を  $EC_2$  とする（図 I-3.5）。このとき相対電気伝導度  $EC_r$  の逆数は、 $EC_1$  と  $EC_2$  の逆数の和と等しくなる。以上から、次式が導かれる。

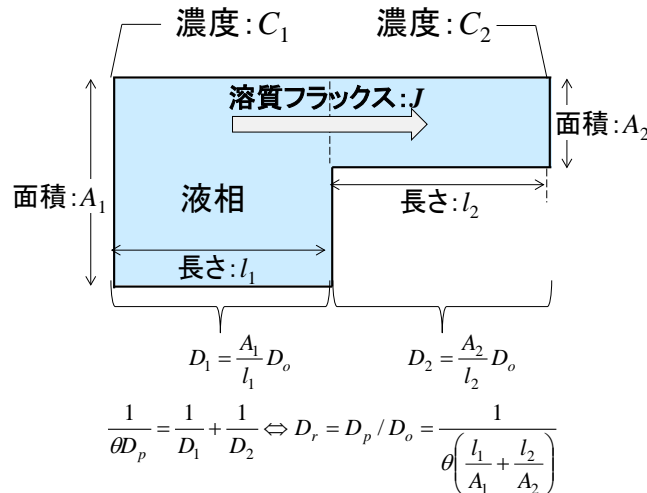


図 I-3.4 ミクロな水みちが不均一な場合の土壌の模式図。  
各部分の溶質拡散係数と土壌中の溶質拡散係数の関係。

$$I_{all} = -\theta \frac{EC_w(\theta)}{\theta} \frac{C_2 - C_1}{l_1 + l_2} = -\theta EC_w \frac{EC_r(\theta)}{\theta} \frac{C_2 - C_1}{l_1 + l_2} \quad (I-3.18)$$

よって,

$$\frac{EC_r}{\theta} = \frac{1}{\theta \left( \frac{l_1}{A_1} + \frac{l_2}{A_2} \right)} \quad (I-3.19)$$

となり, 式 I-3.17 と式 I-3.19 から, 低水分における不均一な液相においても, 相対拡散係数と相対電気伝導度は等価になることが示された.

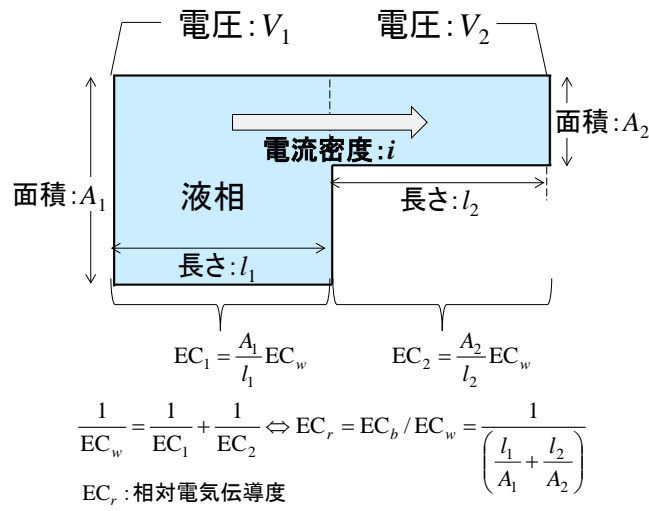


図 I-3.5 ミクロな水みちが不均一な場合の土壌の模式図. 各部分の電気伝導度と土壌全体の電気伝導度の関係.

## 2. 実験方法

### (1) カラム準備

実験には粘土分の非常に少ない土壌試料として、第 2 章で用いた山形県庄内砂丘砂を用いた。炉乾した土壌試料（庄内砂丘砂）に 1 mol/L 濃度の NaCl 溶液を所定量加え、含水比が均一になるようによくかき混ぜた。内径 5.0 cm, 長さ 5.0 cm の円筒カラムの中央に 4 極センサーが付いた円筒カラムに乾燥密度が約 1.36 g/cm<sup>3</sup> になるように試料を均一に充填し、上端にアクリルプレートで蓋をして蒸発を防止した。25°C に設定したチャンバー内にカラムを入れ、土壌温度を 25°C に調整した。

### (2) 土壌の電気伝導度測定

土壌の電気伝導度  $EC_b$  は 4 極法を用いて測定した（井上・塩沢, 1994）。4 極センサーには、高さ 50 mm, 内径 50 mm のアクリル製リングに 4 本のステンレス棒を平行に挿入したものをを用いた（図 I-3.6）。外側 2 本が電流供給電極であり、内側の 2 本が電圧測定電極である。外側の電極には既知の抵抗  $r$  が接続されており、外側の電極を流れる電流と内側電極の電位差の比が、土壌の電気伝導度  $EC_b$  に比例する。

$$V_1 = ir, V_2 = iR \quad (I-3.20)$$

$$EC_b = G_c \frac{(V_1/V_2)}{r} \quad (I-3.21)$$

ここで、 $G_c$  はセンサー定数である。図中の  $V_1$  と  $V_2$  の比は、Campbell 社のデーターロガー 21X を用いて測定した。交流電圧は 1 kHz,  $\pm 5$  V に設定し、既知の抵抗  $r$  は、低水分時には 100 k $\Omega$ , 高水分時には 3 k $\Omega$  を用いた。

また、センサー定数は、市販の電気伝導度計であらかじめ測定した 1 mol/L の NaCl 水溶液における電気伝導度 ( $EC_w$ ) と、4 極センサーを用いて測定した 25°C における同溶液の電圧比  $V_1/V_2$  の関係から求めた。

式 I-3.21 に、測定した  $V_1$  と  $V_2$  の比と、使用した抵抗  $r$  値、センサー定数  $G_w$  を代入することで、土壌の電気伝導度  $EC_b$  を算出し、さらに水中の電気伝導度  $EC_w$  で割ることで相対電気伝導度  $EC_r$  を求めた。相対拡散係数は、相対電気伝導度を体積含水率で割った値と等価であることから、相対拡散係数を推定した。

測定した体積含水率  $\theta$  は、0.0248~0.267 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> の範囲であり、すべて 3 反復ずつ測定を行った。



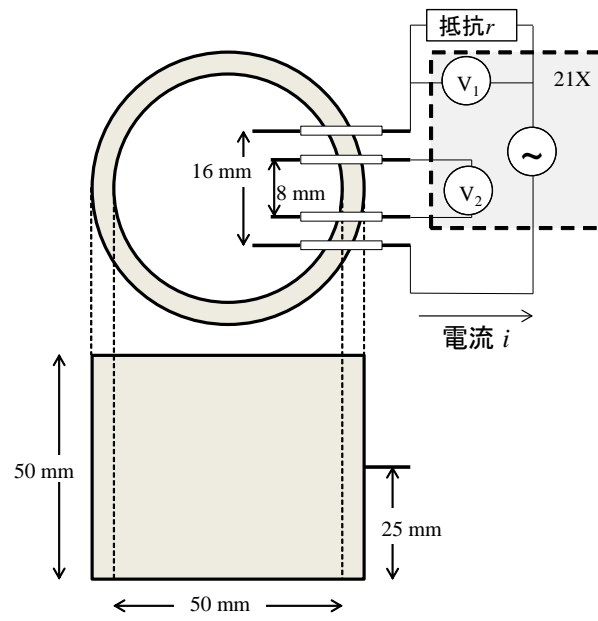


図 I-3.6 土壌の電気伝導度に用いた 4 極センサーの模式図.

### 3. 結果と考察

図 I-3.7 に土壌の電気伝導度測定により推定した相対拡散係数 ( $= EC_r/\theta$ ) と  $\theta$  の関係と、第2章で直接測定した相対拡散係数  $D_r$  と  $\theta$  の関係を示す。土壌の電気伝導度測定により推定した相対拡散係数における式 I-1.14 の  $n$  の値は、 $\theta \geq 0.039$  のとき  $n=0.91$ 、 $\theta < 0.039$  のとき  $n=5.9$  となった。実測した相対拡散係数における式 I-1.14 の  $n$  の値は、 $\theta \geq 0.035$  のとき  $n=0.7$ 、 $\theta < 0.035$  のとき  $n=3.8$  であった。

庄内砂丘砂に含まれる粘土表面が導体であった場合には、低水分領域における電気伝導度測定により求めた  $n$  は、溶質拡散係数の実測値から求めた  $n$  よりも小さい値になると考えられるが、本実験ではむしろ大きな値を示した。この原因としては、電気伝導度測定における低水分領域の測定値が2点と少なく、実験誤差に依存しているためだと考えられる。

しかし、少なくとも粘土分の少ない庄内砂丘砂においては、土壌の電気伝導度により推定した相対拡散係数についても、前章にて直接測定した相対拡散係数と同様の水分依存性を示しているとみなすことができ、低水分領域で溶質拡散係数が著しく低下することが土壌の電気伝導度測定からも再度確認された。

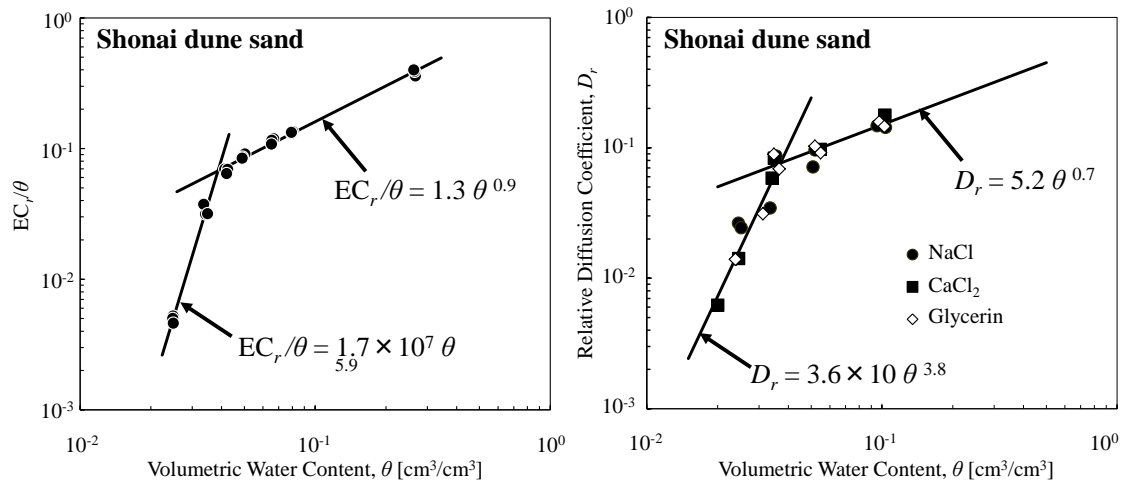


図 I-3.7 左図) 相対電気伝導度から体積含水率を除いたものと飽和度の関係。右図) 相対拡散係数と飽和土の関係。

## 第 4 章

# 高水分と低水分における土壌水の連続性と溶質拡散係数

第 2 章において、低水分領域で相対拡散係数が体積含水率の 4 乗に比例する要因が、固相表面電荷のイオン排除による影響ではないことが示された。この結果を受けて、低水分に溶質拡散が抑制される要因が土壌水の連続性の消失によるものではないかと考えた。

### 1. 土壌水の連続性

飽和状態から水分が低下すると、水で満たされていた間隙に空気が侵入する。このときの土壌中の溶質拡散経路は、空気の侵入した間隙を避けたものとなる (図 I-4.1 左図)。実際には、空気の侵入した間隙には、土粒子に吸着している薄い水膜が残っており、水膜部分も拡散経路となるはずである。しかし、水膜における拡散抵抗は、水で満たされている間隙の拡散抵抗と比べて大きい (Aharoni and Sparks, 1991)。このときの全体の拡散抵抗について考える。

式 I-1.4 における  $\theta D_{dif}$  は拡散のしやすさの指標である。

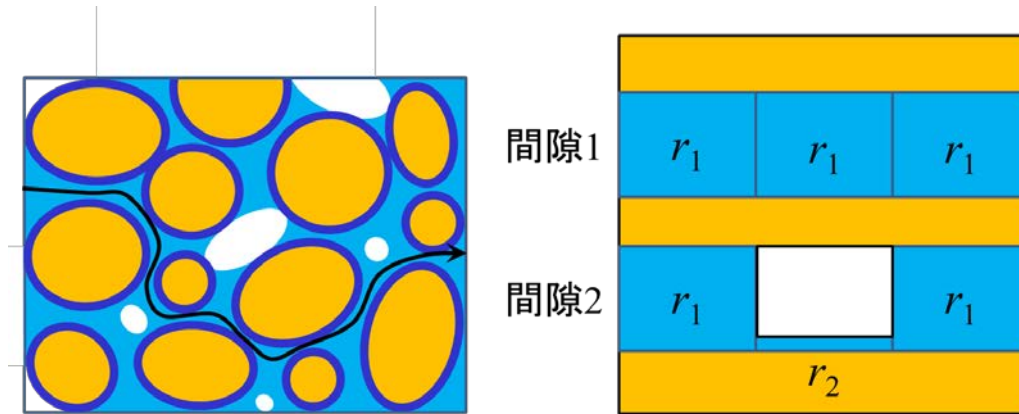
$$q_{ld} = -\theta D_{ld} \frac{\partial C_l}{\partial z} \quad (\text{I-1.4})$$

ここで、 $\theta D_{ld}$  の逆数を全体の拡散抵抗  $\Omega$  と定義する。

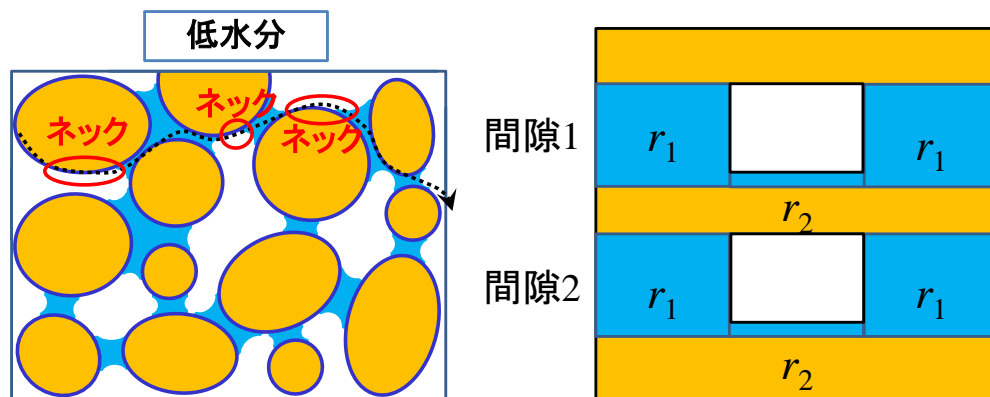
それぞれ独立した部分間隙が3つ連続した連続間隙が2本（間隙1，間隙2），並列に並んでいる単純なモデルで表せるとする（図I-4.1 右図）．このときの水分状態は，間隙1では部分間隙が三つとも水で満たされており，間隙2では水で満たされた2つの部分間隙の間に空気が侵入している部分間隙が存在しているもので，飽和ではないものの高水分状態と仮定する．部分間隙が水で満たされているときの拡散抵抗が  $r_1$ ，空気が侵入したときの拡散抵抗（薄い水膜の拡散抵抗）が  $r_2$ （ただし  $r_1 \ll r_2$ ）とすると，全体の拡散抵抗  $\Omega$  は次式で表される．

$$\frac{1}{\Omega} = \frac{1}{3r_1} + \frac{1}{2r_1 + r_2} \Leftrightarrow R = \frac{5r_1 + r_2}{3r_1(2r_1 + r_2)} \approx 3r_1 \quad (\text{I-4.1})$$

つまり，水で満たされた部分間隙が全体を通して連続している間隙の存在する限り，薄い水膜の拡散抵抗は，全体の拡散に対して無視できる．



図I-4.1 左) 高水分における土壌中の溶質拡散経路の模式図．水で満たされた間隙のみを拡散する．右) 水で満たされた連続間隙が存在する土壌の模式図． $r_1$ ：水で満たされた部分間隙の拡散抵抗， $r_2$ ：空気の侵入した部分間隙の拡散抵抗．ただし， $r_1 \ll r_2$ である．



図I-4.3 左) 低水分における土壌中の溶質拡散経路の模式図．水で満たされた連続間隙はないため，ネックの部分の拡散が溶質拡散係数に影響する．右) 水で満たされた連続間隙がない低水分での土壌の模式図． $r_1$ ：水で満たされた間隙の拡散抵抗， $r_2$ ：空気の侵入した間隙の拡散抵抗．ただし， $r_1 \ll r_2$ である．

一方で、低水分になり、水で満たされた連続間隙がなくなると、水で満たされていない間隙を直列に含む経路しかなくなり、この部分がネックとなって全体の溶質拡散係数を支配すると考えられる（図 I-4.3 左図）。

たとえば、先ほどと同様の間隙が並列に 2 本並んでいる土壌で、2 本の間隙ともに一部分に空気が侵入した場合を考える。このときの全体の拡散抵抗  $\Omega$  は次式となる（図 I-4.3 右図）。

$$\frac{1}{\Omega} = \frac{2}{2r_1 + r_2} \Leftrightarrow R = r_1 + \frac{r_2}{2} \quad (\text{I-4.2})$$

つまり、水で満たされた連続する間隙の存在がなくなると、空気の侵入した間隙内の拡散抵抗が全体の拡散抵抗に著しく影響を与えられとされる。

土壌水分の低下は、土壌水の圧力低下によって生じる。圧力低下とともに、水で満たされた間隙径の大きいものから順に空気が侵入し（水で満たされた間隙の拡散抵抗が減少：図 I-4.3 の  $r_1$  の減少）、また、部分的に空気の侵入した間隙が増えると同時に、土粒子表面に保水されている水膜の厚さが減少する（空気の侵入した間隙の拡散抵抗が減少：図 I-4.3 の  $r_2$  の減少）。土粒子（固相）と水分子との分子間力は、近接しているほど強く、この分子間力によって生じる土壌水の圧力低下は、固相表面の吸着分子層が薄くなるほど大きくなる。

以上から、溶質拡散係数と土壌水分の関係は以下の通りである。水で満たされた間隙が連続している高水分領域においては、水分の減少により拡散経路長が長くなるモデルから説明され、溶質拡散係数は体積含水率の 1～2 乗に比例する。しかし、低水分になり、水で満たされた連続間隙がなくなると、水膜のうすい部分の拡散抵抗が溶質拡散係数を支配する。水分が低下すると、さらに水で満たされた間隙に空気が侵入するだけでなく、土壌の圧力低下によって空気の侵入した間隙の水膜の厚さも薄くなるため、空気の侵入した間隙の拡散抵抗自体（図 I-4.3 左図中の  $r_2$ ）も大きくなると考えられる。これらの影響によって、低水分領域では、溶質拡散係数が著しく低下すると考えられる。

## 2. 単粒土と団粒土における土壌水の連続性

本実験結果では、単粒土である庄内砂丘砂と団粒土である関東ローム土の両試料ともに、マトリックポテンシャルがおよそ $-0.36$  MPaにおいて、水で満たされた連続間隙がなくなったと考えられる（図 I-4.4）。庄内砂丘砂の空気の侵入した間隙では、土粒子同士の接点においては、間隙保水により拡散抵抗は小さいものの、表面保水による薄い水膜によって拡散が著しく抑制される。一方で関東ローム土では、このマトリックポテンシャルに対応する水分量は $0.35\text{ cm}^3/\text{cm}^3$ であり、団粒間間隙には空気が侵入しているものの、団粒内間隙には水で満たされた微細間隙が多いはずである。団粒土の接点では庄内砂丘砂と同様に間隙保水により拡散抵抗は小さく、さらに団粒内が水で満たされているならば、団粒内での拡散も抑制されず、体積含水率 $0.35\text{ cm}^3/\text{cm}^3$ もの高水分領域で拡散しなくなることは考えにくい。この原因としては、関東ローム土が粘土鉱物のアロフェンを持つことに由来すると考えられる（宮崎ら, 2005）。アロフェンは、外径 $35\text{--}55\text{ \AA}$ 、球壁厚さが $7\text{--}8\text{ \AA}$ の均一な微細中空球状の粒子であり、内部に水を保持すると言われている（逸見, 1988）。そのため、団粒内の水のほとんどがアロフェン内部に保持されていた場合には、団粒内の溶質拡散はアロフェンの外壁によって抑制されると考えられる。

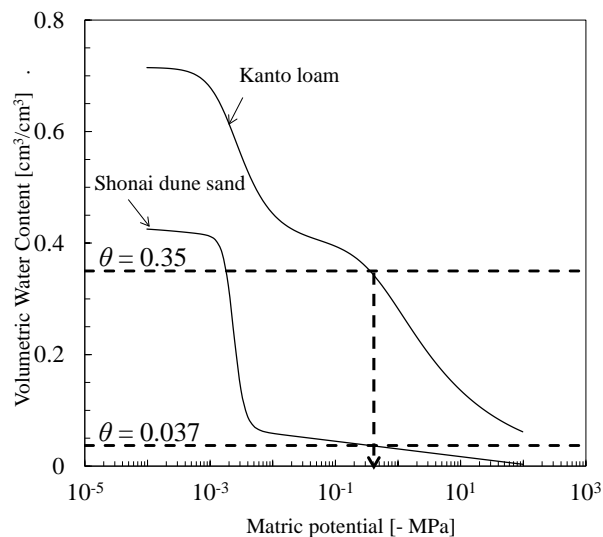


図 I-4.4 土壌特性曲線 (Mehta, 1994)

## 第5章

### 結論

第2章, 3章では, 低水分における溶質拡散係数の測定例が限られているため, まずは低水分で溶質拡散係数が著しく低下するかどうかを, 高水分・低水分におけるいくつかの溶質を用いた土壌カラムでの溶質拡散係数の測定と, 土壌の電気伝導度の水分依存性, の2つから再度検証を行い, 低水分領域では溶質拡散係数が著しく低下することを明らかにした.

第2章では, さらに低水分における溶質拡散係数の著しい低下が固相表面電荷によるイオン排除によるものか否かについて, 固相表面電荷の影響を受ける電解質と影響を受けない非電解質を用いて溶質拡散係数を測定し検証を行った. その結果, 低水分領域における溶質拡散係数の著しい低下は, 電解質でも非電解質でも共通に見られたことから, 固相表面電荷によるイオン排除の影響によるものではないことを明らかにした.

これらの結果を踏まえて, 第4章では, 低水分領域における溶質拡散係数の著しい低下は, 水で満たされた連続間隙がなくなったことによる, 水膜のうすい部分が直列抵抗として溶質拡散係数を支配するようになったためであると考察を行った.

以上から, 不飽和土壌の溶質拡散係数の水分依存性を通して, 高水分, 低水分領域における土壌水の連続形態(土壌水の連続性)の違いを明らかにした.

## 第Ⅱ部

### モンゴル草原における 土壌水分環境と放牧が与える影響



# 第1章

## 序論

### 1. 寒冷乾燥地モンゴル国における草原の利用

モンゴル国はユーラシア大陸の東部に位置し、北にロシア連邦、南に中華人民共和国に接した内陸国である。国内の西部には標高約 4300 m のアルタイ山脈と標高約 3500 m ハンガイ山脈がそびえ、東部には標高 1000～1500 m の高原が広がっている（図 II-1.1）。国土面積は日本の約 4 倍にあたる 156 万 4100 km<sup>2</sup>、人口は日本の約 40 分の 1 にあたる 299 万 5900 人（2014 年モンゴル国家統計委員会）である。

強い気候傾度が南北方向に存在しており、年間平均気温は北部が-5～-1℃、南部が 5～8℃、年間降水量は北部で約 400 mm、南部で 100 mm 以下である。それに伴って、北から南にかけて土地被覆が針葉樹林－ステップ草原－砂漠となっており、国土面積の約 85%がステップ草原となっている。6～8 月は年降水量の 85～90%が集中しており、11～4 月までの約半年間は降雨がほとんどなく平均気温は 0℃を下回っている。このような厳しい環境下において、広大な草原を利用し、一定の場所に定着せず、季節毎に水と草を求めて草原を移動する移動牧畜（遊牧）が行われており、夏期には家畜の飲料水が確保できる川沿いや井戸の近くへ、冬期には雪が飲料水となるため、寒さをしのぐために丘の南斜面に移動する。

第二次世界大戦後から 1991 年までは社会主義であったため、遊牧民は国家の管理下におかれ、家畜の管理（頭数、構成など）や土地利用（放牧地選定、年間移動回数など）に関する規律が存在していた。社会主義体制の崩壊と民主化に伴って、それまで国家財産であった家畜が、私有財産として遊牧民へと分配された。その結果、モンゴルの主要

な5種類の家畜頭数（羊・山羊・牛・馬・ラクダ）は1990年の2500万頭から2008年の4300万頭まで急激に増加した（National statistical office of Mongolia, 1990-2008）。特にカシミアとして商品価値の高いカシミア山羊は近年増加率が著しく、1985年には19%に過ぎなかった山羊の割合が、2007年には45%にまで増加している（National statistical office of Mongolia, 1990-2008）。山羊は草を根こそぎ食べてしまうため、草原に大きな負荷を与えることが指摘されており（藤田，2013）、砂漠化を加速させうると懸念されている。さらに、都市化が進むと同時に、都市の公共サービスを求めた都市周辺への定住化や、商品流通・販売に適した都市周辺や幹線道路沿道への人口の集中が起こり、局所的な過放牧問題も生じている（Okayasu *et al.*, 2007）。特に、首都であるウランバートルには、モンゴルの人口の半数近くが集中しており、その周辺における土壌劣化は数多く報告されている（e.g. Sternberg, 2008）。現在モンゴルでは、草原のうち約70%が過放牧であると報告されている（National Agency for Meteorology, 2001）。

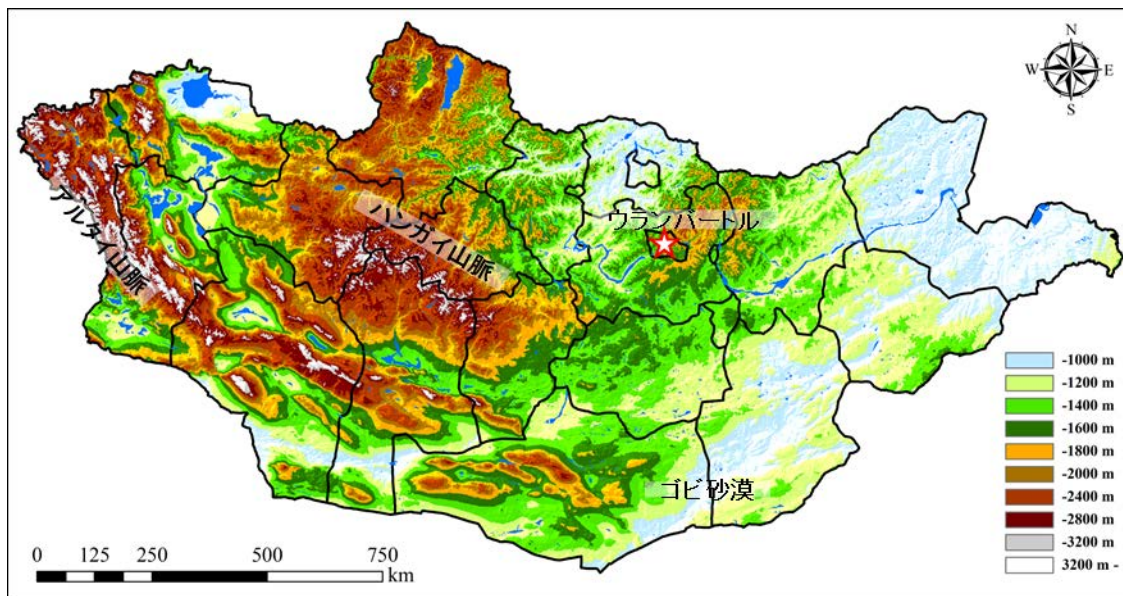


図 II-1.1 モンゴル全土の標高。赤星の場所は首都ウランバートル。

## 2. 乾燥地草原における草地劣化

過放牧による草地劣化には、植生劣化と土壌劣化の2つが挙げられる。

植生劣化は、家畜の喫食により、家畜の嗜好性の高い植物種の減少と、不嗜好性植物や有毒植物の増加が始まり、種組成が多年生から1年生へと遷移し、さらに過放牧状態が続くと、疎林から草原や草原から砂漠といった生態群系での変化が生じる（大黒ら、2015）。

土壌劣化は物理的・化学的な土壌荒廃から説明される。物理的荒廃プロセスは、家畜の踏み固めによる土壌の固結化（Edmond, 1974 ; Willatt and Pullar, 1984 ; Witschi and Michalk, 1979 ; Zhao *et al.*, 2007）や、家畜の喫食による裸地化で雨滴の衝撃が直接地面に伝わり形成されるクラスト（Castellano and Valone, 2007 ; Gutierrez and Hernandez, 1996 ; Herrick *et al.*, 2010 ; Kato *et al.*, 2009）の影響により植物の生長が妨げられる（Bengough and Mullins, 1990 ; Nawaz *et al.*, 2013）。さらに浸透能も低下する（Castellano and Valone, 2007 ; Elliott and Carlson, 2004 ; Herrick and Lal, 1995 ; Kato *et al.*, 2009 ; Steffens *et al.*, 2008）。浸透能が低下すると、表面流が発生しやすくなり、肥沃な表土の流出を引き起こす（Onda *et al.*, 2007）。また、家畜の喫食や踏圧の影響で裸地化すると、風食による表土損失も生じる（Belnap and Gillette, 1998）。一方、土壌の化学的荒廃プロセスは塩類集積と養分の溶脱が挙げられる（吉川, 2006）。特に塩類集積は、可能蒸発散量が降水量を上回る乾燥地においては自然なプロセスとしてみられる現象ではあるものの、灌漑水によって塩が供給される場合や、地下水が塩を含みかつ浅い場合に上向きに水が移動し塩も供給されることで引き起こされ、問題となっている。

これらの植生劣化と土壌劣化は相互に影響させながら、草地劣化および砂漠化が進行する。

### 3. 植物根の吸水

植物は光合成（光エネルギーを用いて水を酸化→その際得られた還元力によって二酸化炭素を還元→有機物を生産）することで生長している。植物にとって、光合成の反応自体に必要な水分は生産される有機物と同程度のごくわずかに過ぎない。光合成に必要な二酸化炭素を取り込むために気孔を開く必要があり、植物体内の水が気孔を通して蒸発（蒸散）することになる。そのため、植物は、光合成の反応に必要な水分以上に、蒸散で失われる多量な水を根から吸水し補う必要がある。

植物は、根の水ポテンシャルが土壤水の水ポテンシャルよりも低下することによって土壤水を吸水する。ここで、水ポテンシャルは、マトリックポテンシャル（土壤水の圧力で負圧を示す）と浸透ポテンシャルの和である。マトリックポテンシャルは土壤水分の低下によって低下し、浸透ポテンシャルは土壤水の塩濃度の増加によって低下する。

湿潤地では、土壤中に水も潤沢であるため、土壤水の水ポテンシャルは植物の水ポテンシャルよりも高く、植物は根から土壤水を吸水することが容易である。しかし、乾燥地では、土壤中に水が少ないため、土壤水の水ポテンシャルは低く、土壤水を吸水するためには、植物の水ポテンシャルはそれ以上に低下しなければならない。土壤水が不足して水ポテンシャルが低下すると、植物は葉の気孔を閉じ蒸散速度を低下させることで植物体内の乾燥を抑制して枯死を免れようとする。しかし、気孔の閉鎖により二酸化炭素も取り込めないため、光合成速度が低下し、生長は停滞する。乾燥が進み、植物の水ポテンシャルが限界点に達すると、植物のシオレは回復せず枯死する。植物が枯死するときの植物の水ポテンシャルは、植物の種類と乾燥履歴によって異なる。また、このときの土壤の水ポテンシャルは気象条件（ポテンシャル蒸発）によっても異なるが、多くの作物が枯れる土壤水の水ポテンシャルの目安として、永久シオレ点  $pF4.2$  ( $= -1.5 \text{ MPa}$ ) が広く用いられている。

塩濃度の上昇は、浸透ポテンシャルを低下させるため、土壤水の水ポテンシャルも低下する。例えば、 $\text{NaCl}$  溶液で濃度  $0.1 \text{ mol/L}$  の浸透ポテンシャルは約  $-0.05 \text{ MPa}$ 、 $0.3 \text{ mol/L}$  では永久シオレ点程度、そして海水 ( $\text{Cl}^-$  の濃度  $0.56 \text{ mol/L}$ ) では約  $-2.5 \text{ MPa}$  である。このように植物が土壤水を吸水し生長できるか否かは、根圏における土壤水分量や塩分量によって決定される。

#### 4. 根圏の水収支

植物の根が主に吸水を行う土層、すなわち根圏の水収支は、次式で表すことができる。

$$P + R_{in} - R_{off} = ET_r + G_w + \Delta Q \quad (\text{II-1.1})$$

ここで、 $P$  は降水量、 $R_{in}$  は表面流入量、 $R_{off}$  は表面流出量、 $ET_r$  は実蒸発散量、 $G_w$  は根圏下への浸透量、 $\Delta Q$  は根圏の貯留増加量である。長期間の水収支を考える場合、根圏の貯留増加量は他の項と比べて無視できる。

降水量が多く、土壌中の水分量が豊富な湿潤地域では植物の生育が水分で制限されることは少なく、地表流入・流出量が無視するならば、降水量から実蒸発散量を差し引いた残りは、根圏下へ浸透し、地下水を涵養する。たとえば、温暖湿潤地域である日本の西東京市田無農場では、年降水量が 1800 mm であり、年実蒸発散量は約 700 mm である（図 II-1.2 左図）。表面流入・流出量が無視した場合には、根圏下への年浸透量はおよそ 1100 mm となる（図 II-1.3 左図）。

一方、降水量が少なく、土壌中の水分量も少ない乾燥地域では、実蒸発散量は降水量に近く、地下水涵養量は少ない。たとえば、Yamanaka *et al.* (2007) は、モンゴル草原の年間降水量 90–110 mm の地点で 6–8 月中に測定された降水量のほぼ全てが蒸発散で失われていたと報告している。また、Liu *et al.* (2010) は、内モンゴル草地において気象観測から実蒸発散量を算出したところ、実蒸発散量は降水量の 65–139%であったと報告しており、土壌の凍結により翌年に持ち越される貯留水による年変動はあるものの、根圏下への浸透量はほとんどないことを明らかにしている。Miyazaki *et al.* (2004) は、モンゴル草原において気象観測から算出した実蒸発散量が、降水量の 79–94%に当たること、また年間の貯留量変化は降水量の 0–15%であり、根圏下への浸透量はわずかであったと報告している。

本研究の調査地である、寒冷乾燥地モンゴル国フスタイ国立公園は、年間降水量は 200 mm 程度であることから（図 II-1.2 右図）、根圏下への浸透は降水量の多い一部の地域を除いてほぼゼロで、実蒸発散量は約 200 mm と考えられる（図 II-1.3 右図）。年降水量が年可能蒸発散量を下回る乾燥地地域では、年実蒸発散量が年降水量とほぼ等しくなることから、乾燥地における植物の利用できる水分量はわずかな降水量の違いでも大きな影響を受けると考えられる。

このような水収支のもとで、土壌の水分分布がどのように推移するのかについては、次のような研究が行われている。前出の Yamanaka *et al.* (2007) は、年間降水量 90–110

mm の地点のモンゴル草原 4 地点 (Mandalgobi, Dergertsogt, Deren, Bayantsagaan) において土壌水分分布の経時変化を測定したところ、全調査地点において観測期間(1年間)に深度 20 cm 以下への浸透はほとんど観測できず、降雨のほぼ全てが蒸発散で失われたと報告している。また、Miyazaki *et al.* (2004) によると、年間降水量が約 240 mm のモンゴル草原 (Arvaikheer) において土壌水分分布の経時変化を 2 年間観測したところ、降雨が 40 cm 以深へ浸透したのは年に 1 回ずつのみで、70 cm 以深への浸透は 2 年間で 1 度のみであった。

以上のように、これまでの研究においては、降雨の影響は根圏に相当する浅い層までに留まっていることが指摘されている。このような水分変化の起こりうる深度と根圏の深さの関係は、植物の水分の利用において重要であり、さらなる詳細な解析が必要である。

先に、地表の浸透能が低下すると、表面流出や表土の流亡が発生することを前節で述べた。このような現象が発生する場合には、表面流入・流出量を考える必要がある(図 II-1.4 左図)。表面流出は、降雨強度が表層の浸透能を上回る場合と、地下水位が地表面まで上昇し、地表まで土壌が飽和状態になった場合に生じる。ここで、浸透能 (Infiltration rate) とは地表面にわずかな湛水を与えた時の水の浸入強度のことで、土壌中に浸透可能な最大フラックスを表す。すなわち、表面流出の発生条件を左右する指

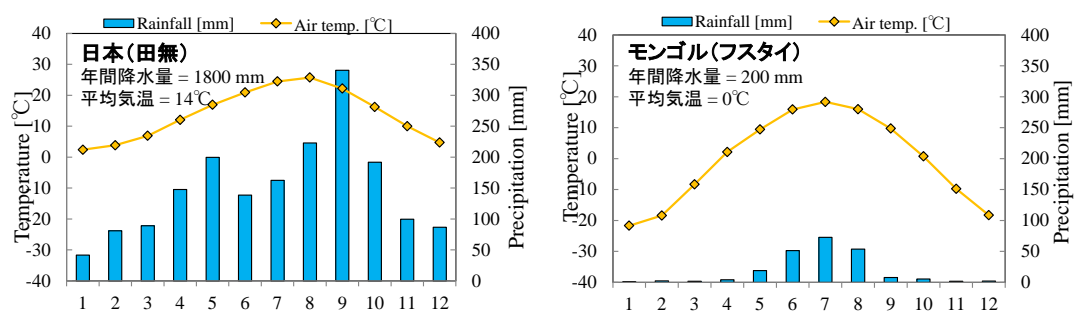


図 II-1.2 月別降水量と月別平均気温の比較。左) 温暖湿潤地域の日本 (田無農場), 右) 寒冷乾燥地域のモンゴル (フスタイ国立公園)

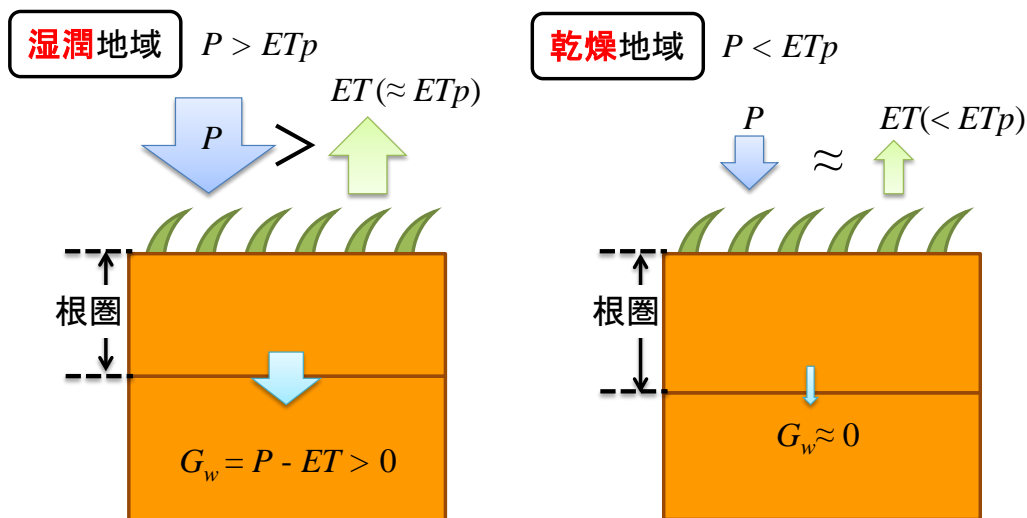


図 II-1.3 湿润地域と乾燥地域における根圏水収支の比較. 左) 湿润地域. 右) 乾燥地域.  $P$ : 年間降水量,  $ET$ : 実蒸発散量,  $ET_p$ : 可能蒸発散量,  $G_w$ : 根圏下への浸透量.

標として、浸透能は重要な指標である。たとえば、Onda *et al.* (2007) は、モンゴル草原 2 か所 (Baganuur, Kherlenbayaan Ulaan) で降雨強度と表面流出量の観測を行い、降雨強度が 4.0 mm/10 min を超えると表面流出が生じるが、頻度は年に 1~2 回程度であることを報告している。

放牧の行われている乾燥地草原においては、家畜の踏みつけによる土壌表層の間隙率低下 (Du Toit *et al.*, 2009 ; Edmond, 1974 ; Willatt and Pullar, 1984 ; Zhao *et al.*, 2007) や、家畜の喫食により草地が裸地化し、雨滴の衝撃が直接地面に伝わることによるクラストの形成 (Castellano and Valone, 2007 ; Herrick *et al.* 2010 ; Kato *et al.*, 2009) により浸透能が低下する。このような放牧に起因する浸透能低下の程度は、放牧頻度や放牧頭数 (e.g. Du Toit *et al.*, 2009) , 植生の被覆率 (e.g. Gutierrez and Hernandez, 1996) , 土性 (e.g. Khoshravesh-Miangoleh and Kiani, 2014) によって大きく異なることが報告されている。また、家畜を入れない禁牧をした場合には、浸透能の回復が報告されており、回復にかかる時間は土性や植生、それまでの放牧歴などに依存はするものの、2~12 倍浸透能が増加するとされる (表 II-4.1)。このように、表面流出の発生に関わる地表の浸透能は、放牧頻度、放牧頭数などの放牧方法や、植生の被覆率、土性によって大きく異なる。そのため、地表面流出の発生リスクやその影響を解明するためには、ここに挙げた条件の違いを十分に考慮した調査を行う必要がある。

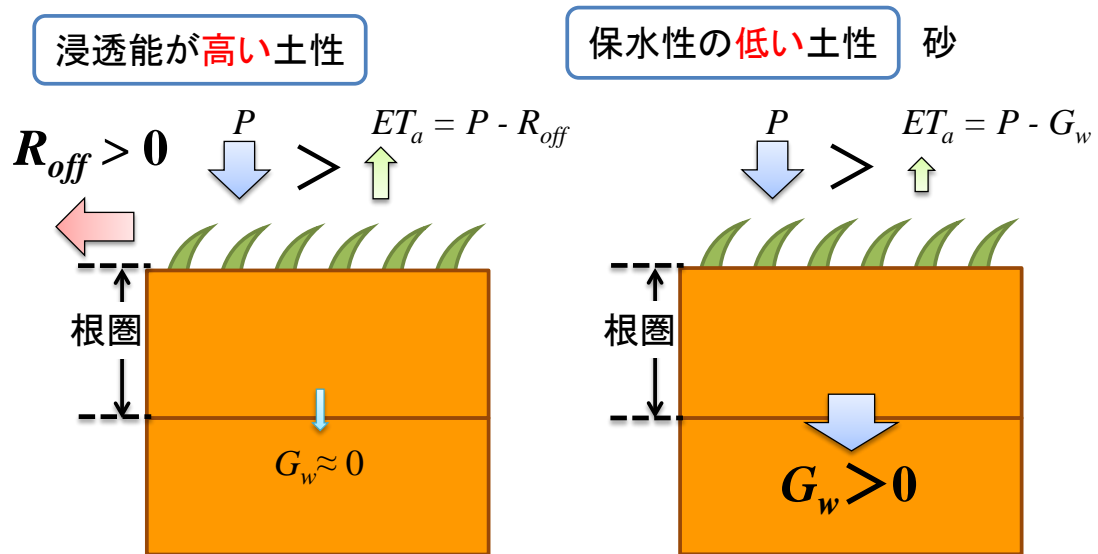
表 II-4.1 放牧地における浸透能の比較

Soil type and texture	Infiltration rate in the grazing area	Infiltration rate in the enclosure area	Location	Livestock exclusion period	Reference
gravelly sandy loam soils	152 mm/h	296 mm/h	Arizona, USA	54 years	Castellano and Valone, 2007
	220 mm/h	328 mm/h		25 years	
	188 mm/h	204 mm/h		10 years	
silty sandy soil	34.9 mm/h	91.6 mm/h	Baganuur, Mongolia	4 years	Kato <i>et al.</i> , 2009
			Kherlen-bayan		
	39.9 mm/h	100.3 mm/h	Ulaan, Mongolia		
clay	28.6 mm/h	51.2 mm/h	New Zealand	3 months	Elliott and Carlson, 2004
Surface: Largely silt loams to loams 80-160 cm depth: gravel cobble layer	110 mm/h	1420 mm/h	In dry meadows, Oregon, USA In wet meadows, Oregon, USA	9-18 years	Kaufmann <i>et al.</i> , 2014

放牧頻度の高い草地では、表面流出の生じる確率が高い場合があるため、根圏の水収支を考える上で、表面流入・流出量を考慮しなければならない。表面流出が生じる場合には土壌への浸入量は降水量を下回るが、表面流入が生じる場合には、降水量を上回る浸入が生じることも考えられる。

砂丘のように保水性が小さい土壌では、降雨直後でも表層の水分量が少ないため、降雨直後から乾燥層が形成され、地表面蒸発が抑制される。さらに、保水性が少ないことから、降雨はすみやかに深部へ浸透するため、植物が吸水する前に根圏下へ浸透し、地下水涵養量になることがある（Kondo and Xu, 1997 ; Pfletschinger *et al.*, 2014）（図 II-1.4 右図）。たとえば、年降水量が 362 mm であり、土壌が砂土である中国の毛烏素沙地においては、乾燥層の発達による蒸発抑制もあることから、裸地の場合には雨季の降水量の 60～70% が蒸発せずに地下水が涵養されとの報告がある（吉川，2006）。





図Ⅱ-1.4 乾燥地における保水性の低い土性，および浸透能の低い土性における根圏水収支の比較．左）保水性の低い土性（砂）．右）浸透能の低い土性． $P$ ：年間降水量， $ET$ ：実蒸発散量， $ET_p$ ：可能蒸発散量， $G_w$ ：根圏下への浸透量．

## 5. 第Ⅱ部の目的と構成

以上述べてきたように、乾燥地草原の植物の生育を制約する土壌水分環境は、降水量の多少に大きく左右されるという基本的な特徴を有すると考えられる。しかし、この特徴が土層中の水分環境とどのように関わっているか、あるいは地表の浸透能が異なる場合や土壌の保水能が異なる場合にどのような違いをもたらし得るかについては未解明な点が多い。

そこで、第Ⅱ部では、寒冷乾燥地モンゴルの草原を対象とし、第一に、根圏の土壌水分環境を調べ、過酷な環境で生育している植物が土壌水分をいつ、どの深さから吸水しているのかを明らかにした。第二に、調査地の降雨特徴の下で、放牧に起因する浸透能低下によって土壌水分環境および植物の利用できる水分量がどのように変化するかを明らかにした。第三に、草原と砂丘地を比較して、土壌の保水性が低い砂丘地の土壌水分環境の特徴を明らかにした。

第2章では、研究対象地である、モンゴル国フスタイ国立公園の概要について述べた。

第3章では、公園内のステップ草原における土壌水分環境の特徴および、わずかな降水量の違いが土壌水分環境に与える影響を明らかにするために、多地点で季節にあわせて複数回の土壌サンプリングを行い、含水比分布および水ポテンシャル分布を測定した。また、これらの結果からステップ草原の植物がどのように水を利用しているのかについて確認した。

第4章では、草原の浸透能の実測し、その結果と観測された降雨強度との比較により地表面流出や湛水の発生頻度を推定するとともに、豪雨発生時の現地観測の結果との比較を行った。また放牧の有無と浸透能の関係についても比較し、放牧と表面流出の発生の間接的な関係について述べた。

第5章では、豪雨時の湛水発生により、根圏への浸透水量が場所により不均一になることを現地での観測結果により提示した。また、この現象が植物の利用できる水分量に与える影響について考察を行った。

第6章では、土壌の保水能が著しく低い砂丘地と、隣接するステップ草原で土壌水分の経時変化を測定し、比較することで、砂丘地における土壌水分環境を明らかにした。

第7章では、第Ⅱ部の結論を示した。

## 第2章

# 研究対象地域の概要

### 1. 研究対象地域ーフスタイ国立公園についてー

研究対象地は、首都ウランバートルから南西へ約 100 km に位置しているフスタイ国立公園 (Hustai National Park, 47°50'N, 106°00'E, 標高 1100~1840 m) である。Tov 県に属する Altanbulag ソムと Arglant ソム、そして Bayankhangai ソムにまたがっている (図 II-2.1)。標高は 1100~1840 m であり、ステップ草原を中心に (図 II-2.2 左図)、山地頂部には白樺林の点在する森林ステップが広がっている。

この公園は、世界で唯一生存する野生馬タヒ (モウコノウマ) を保護する目的で 1992 年に設立された。このタヒは、一度は人間により絶滅に追い込まれたが、ヨーロッパの動物園から戻し公園で保護することで、現在 300 頭以上に増えて来ている。

公園面積は約 50,600 ha で、放牧に禁止されているコアゾーン、ツーリズムゾーンと冬のみ放牧が許可されているリミティッドユースゾーンで構成されている。コアゾーンおよびツーリズムゾーンでは、主に野生動物 (タヒ、アカシカ、ノロジカ、イノシシ、ガゼル、マーモット、オオカミ等) が生息している。また、公園の周囲約 300,000 ha はバッファゾーンに指定されている。主にバッファゾーンの北部は冬営地として利用されており、南部は夏営地として利用されている。

バッファゾーン北部では、耕作地も存在しており、主に麦が作られている (図 II-2.2 右図)。また、バッファゾーン北部には砂丘地帯 (Moltsog els) が広がっており、観光スポットとなっている (図 II-2.3 左図)。公園中央は山が広がっている (図 II-2.3 右図)。公園南西部には Tuul River の氾濫原が広がっている (図 II-2.4 左図)。川の近辺では、ガリ浸食も見られた (図 II-2.4 右図)。

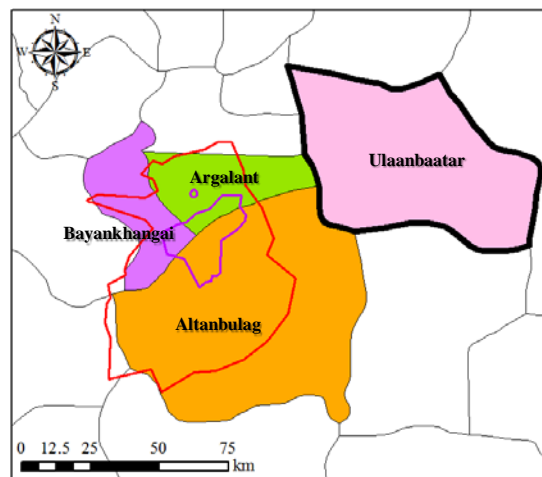


図 II-2.1 フスタイ国立公園の位置。首都ウランバートルから南西に約 100 km 離れている。



図 II-2.2 左) 公園全体に広がるステップ草原の様子。右) 公園北部に広がる小麦畑の様子。写真の左側は休耕地、右側が栽培中。1～2 年おきに休耕している。



図 II-2.3 左) 公園北西に位置する砂丘地帯 Moltso g els の様子。右) 公園中央の谷間における小川の様子



図Ⅱ-2.4 左) Tuul River の様子. 右) Tuul River 付近のガリ浸食の様子. 数十年に一度の大雨により生じた洪水により浸食

## 2. 調査地点の選定

本研究で扱うサイトとして、公園内から2箇所 (Steppe 1, Steppe 2)、バッファゾーンから2箇所 (Steppe 3, Steppe 4) 選定した (図 II-2.5)。

「Steppe 1」はコアゾーンの中央に位置し、山の傾斜地であり、野生馬タヒの生息地である。「Steppe 2」はコアゾーンの南に位置し、公園南部にある川沿いの平原である。マーモットの生息地である。「Steppe 3」はバッファゾーンの公園南部にある川沿いの平原である。夏の期間 (5 月-10 月) のみ放牧が行われている夏営地である。「Steppe 4」はバッファゾーンの公園北部の丘に囲まれた平地であり、冬の期間 (10 月-4 月) のみ放牧が行われている冬営地である。

モンゴルのステップ草原では、優良な放牧地の指標種として、多年生乾生草本であるイネ科の *Stipa krylovii* や *Leymus chinensis* などが、荒廃している指標種として、多年生乾生草本であるキク科の *Artemisia adamsii* などが挙げられている (Hoshino *et al.*, 2009 ; Okayasu *et al.*, 2012) 。バッファゾーンでは、公園設立以前の過放牧により植生と土壌の劣化が見られ、植生の再生しない裸地の増加や *A. adamsii* の優占が確認されている (Hilbig, 1995)。

この指標や植生量、草丈等から、調査地4地点を優良な草地と再生困難な草地を判別した。優占種および牧草地としての判別は共同研究者で草原植物の専門家であるモンゴル国立農業大学の Undarmaa 准教授によるものである。調査地の緯度・経度、優占種、草丈、被覆率、そして草地の状態を表 II-2.1 および表 II-2.2 に示す。

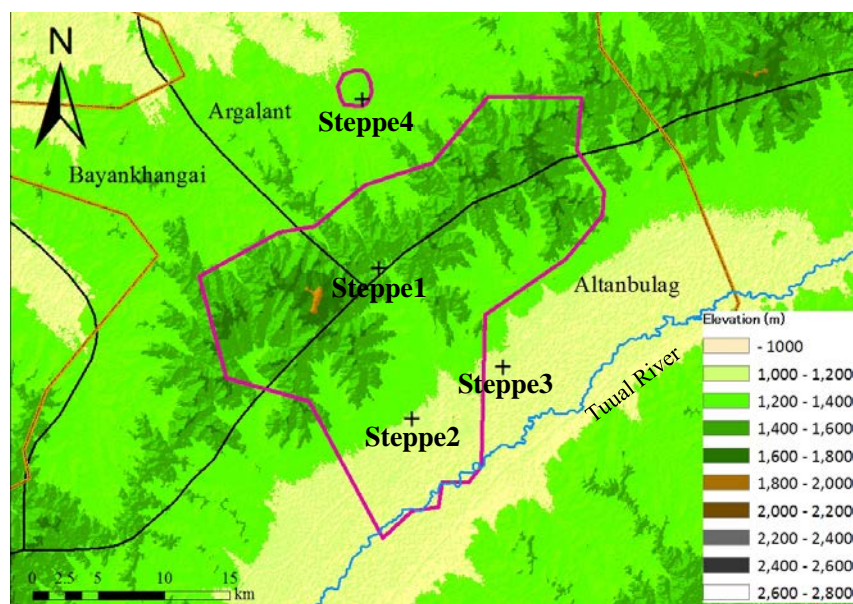


図 II-2.5 各調査地点の位置関係および標高



「Steppe 4」ではステップ草原と隣接して砂丘地帯 (Moltsog els) も広がっている。草地は比較的平坦であるのに対し、砂丘地は起伏が激しく、砂丘の頂上は草原地帯よりも比高が 11 m ほど高くなっている。ステップ草原ではイネ科の草本が広がっているのに対して、砂丘地では木本植物 (主に天然のノニレ) が低密度に点在し、一年生草本も存在していた。砂丘地からステップ草原にかけて、岡山大学 吉川 賢 教授らは植林試験のための試験区 (30×200 m) を 2006 年から設置しており、家畜の侵入を防ぐため柵で囲っていた (図 II-2.6)。そこで、調査地点として、砂丘地と試験区内を 2006 年から放牧されていない禁牧区を調査地点に加えることとした (図 II-2.6)。砂丘地を「Sand」、ステップ草地の放牧地 (柵の外側) を「Steppe 4<sub>out</sub>」、そして禁牧区 (柵の内側) を「Steppe 4<sub>in</sub>」とした (図 II-2.6)。「Steppe 4<sub>out</sub>」からステップ草原の広がる方に 120 m 程度離れた草地の土性は、「Steppe 4<sub>out</sub>」や「Steppe 4<sub>in</sub>」よりも粘土分の少ない土壌であった。このステップ草地も土壌調査地に加えた (Steppe 5) (図 II-2.6)。以上、ステップ草地 6 地点、砂丘地 1 地点を調査地点とした。

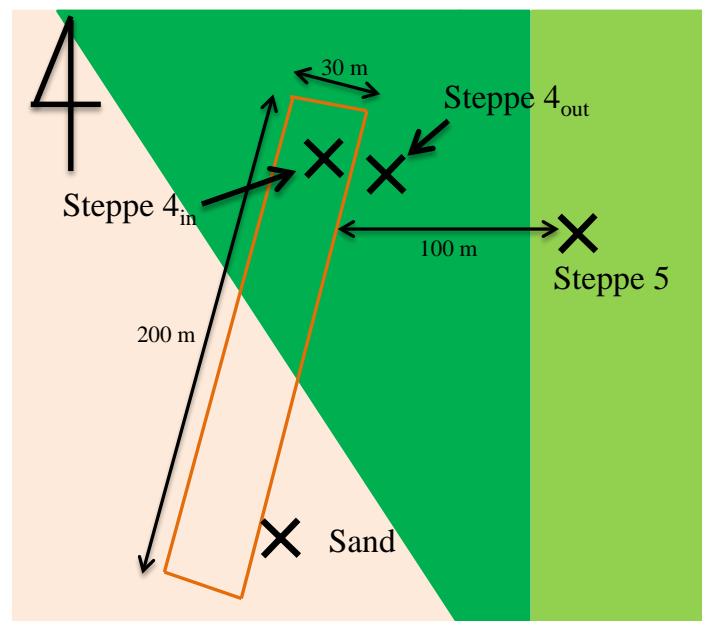


図 II-2.6 公園北部 (Steppe 4) 地点における各調査地点の位置関係。

### 3. 調査地点の土壌および植生情報

#### ( 1 ) 全調査地点における土壌および植生

土壌断面調査は, Steppe 1, Steppe 2, Steppe 3, Steppe 4<sub>out</sub>, Steppe 4<sub>in</sub>, Steppe 5, Sand で行い, 根の分布を観察した. また, 深度毎の土層の様子も観察した.

調査地点の被度, 草丈の測定は, 2011 年 8 月の調査時に Steppe 1, Steppe 2, Steppe 3, Steppe 4<sub>out</sub>, Steppe 4<sub>in</sub> で行った (表 II-2.1, II-2.2).

表層 (深度 0-5 cm) の粒径分布, 深度 0-5 cm の乾燥密度と飽和体積含水率, 山中硬度計による表土の硬度 (ち密度) そして深度 0-5 cm における飽和透水係数の測定は, 全調査地点で行った. 粒径分布は粒径 0.2 mm 以上についてはふるい分け法で, それ以下のものについてはピペット法 (沈降法) を用いた. 粒径分布と土性区分は国際土壤学会法 (ISSS) による, 粘土 (< 0.002 mm), シルト (0.002-0.02 mm), 細砂 (0.02-0.2 mm), 粗砂 (0.2-2 mm), 礫 (2-64 mm) を用いた. ただし, 礫を含む土性区分に関しては, Blott and Pye (2012) を参照した. 乾燥密度, および飽和体積含水率の測定は, 半径 5.0 cm, 高さ 5.0 cm の 100 cc 円筒サンプラーで各調査地点における深度 0~5 cm の採土を行い, 一昼夜毛管飽和させ, 重量を測定した後, 第 3 章で述べるオーブンで乾燥させた上で再度重量を測定し算出した. 山中式硬度計による表層の硬度 (ち密度) は, 表層に垂直方向から測定した. 深度 0-5 cm における飽和透水係数は, 半径 5.0 cm, 高さ 5.0 cm の 100 cc 円筒サンプラーで各調査地点における深度 0-5 cm の採土を行い, 一昼夜毛管飽和させた後, 変水頭試験を用いて測定した.

Steppe 1 は, 放牧が禁じられており, 自然動物しか生息していない場所である. そのため, 基本的に裸地化することではなく, 常に植物もしくは枯草が地表に存在している状態であった. 草原の優占種は家畜の嗜好性が高い *S. Krylovii* であり, 地面は年中植物で覆われており, 草丈も夏には 15 cm と, 放牧地としても非常に良い状態であった. 深度 0-5 cm の土性区分は Sandy clay loam (砂質埴壤土) であり, 深度 45 ~ 70 cm の土の色は他の土層と比較し, 白色であった. 根が表層から深度 0-10 cm 程度までに主に分布しており, それ以深でも根が観察された (図 II-2.7 ~ II-2.9).

Steppe 2 も Steppe 1 と同様, 放牧が禁じられている場所である. 草原の優占種も *S. Krylovii* ではあったものの, 植物はほとんどなく裸地が目立つ場所であった. 植物の草丈も年間を通して 5 cm 以下と低く, 放牧地として良くない状態であった. 深度 0-5 cm の土性区分は Gravelly muddy sand であり, 丸みのある礫が多く存在していた. 深度別



の土壌試料に水を含ませたところ、45 cm 深度までは、粘り気が多少みられ粘土っぽさがあったものの、45 cm 以深は粘り気が全く見られず砂っぽい土性であった。根は表層から深度 60 cm まで根がわずかながらも均一に分布していた（図 II-2.10 ~ II-2.12）。

Steppe 3 は、夏営地であり、夏でも草丈は 3 cm 以下であり、植物の被度も 10% 程度、冬には裸地となっていた。優占種も家畜の嗜好性が低い *A. adamsii* であったことから、放牧地として悪い状態であった。深度 0-5 cm の土性区分は Slightly gravelly muddy sand であり、大きくとがった礫が表層から深部まで多く存在していた。深度 30 ~ 60 cm の土の色は他の土層と比較し白色であった。根は表層から深土 10 cm 程度までに主に分布しており、深度 10 cm 以深にもわずかながら根が存在していた（図 II-2.13 ~ II-2.15）。

Steppe 4<sub>out</sub> は、冬営地であるため、夏の終わりには地面が植物で覆われているものの、冬期中に家畜に喫食され、春先に裸地化していた。優占種は家畜の嗜好性が高い *L. chinensis* であり、植物の被覆率も約 40%、平均草丈も 25 cm と放牧地として非常に良い状態であった。深度 0-5 cm の土性区分は Sandy clay loam であり深度 130 cm までは同様の粘土を含んだ土性であったが、130 cm 以深では砂であった。根は表層から深度 15 cm に主に分布しており、深度 100 cm においてもわずかながら根が観察された（図 II-2.16 ~ II-2.18）。

Steppe 4<sub>in</sub> は、禁牧区であり、刈取りも行われていないため、年中地面を植物（枯草）で覆われた状態であった。優占種は家畜の嗜好性が高い *L. chinensis* であった。土性は、Steppe 4<sub>out</sub> と同様で、深度 0-5 cm の土性区分は Sandy clay loam であり深度 130 cm までは同様の粘土を含んだ土性であったが、130 cm 以深では砂であった（図 II-2.19, II-2.20）。

Steppe 5 は、Steppe 4<sub>out</sub> と同じ冬営地であるため、冬期中に家畜に喫食され、春先に裸地化していた。土性は、Coarse Sand loam であった（図 II-2.21）。

Sand も、Steppe 4<sub>out</sub> や Steppe 5 と同じ冬営地であるため、冬期中に家畜に喫食され、春先に裸地化していた。また、植物生育期の 7 月下旬においても、植生密度は低い状態であった。植生種については、次節で示す。根は表層から深度 70 cm に均一に分布しており、深度 70 cm 以深においても根の存在が確認された（図 II-2.22, II-2.23）。

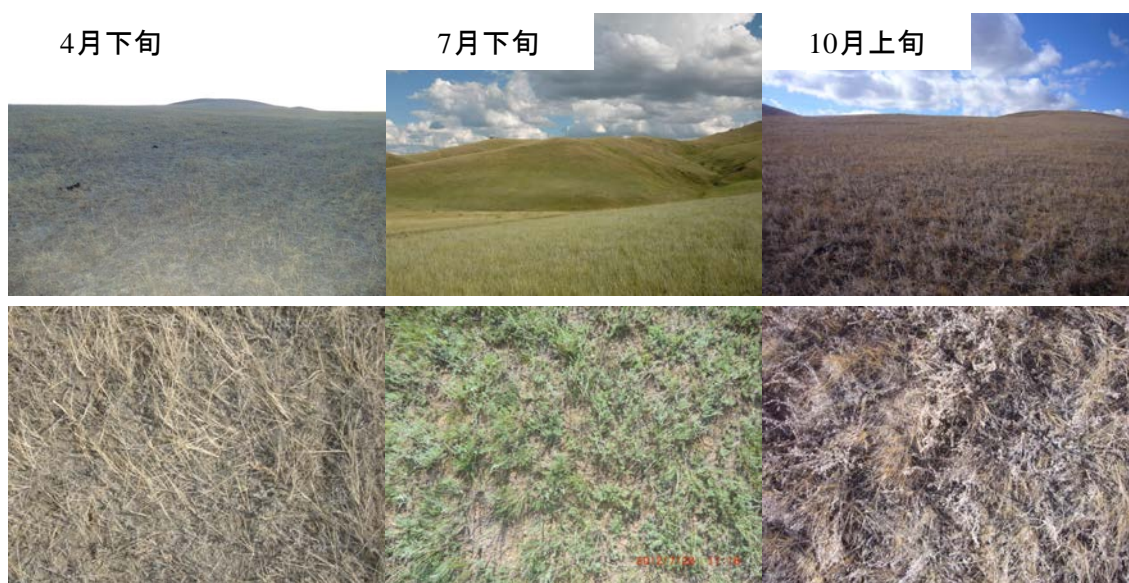


図 II-2.7 Steppe 1 における季節ごとの様子とその時の地表面の植生状況

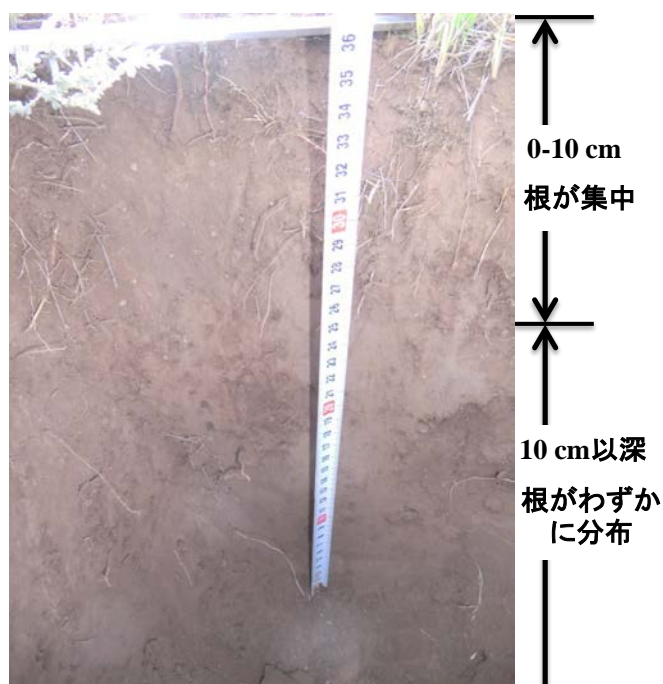


図 II-2.8 Steppe 1 における根圏分布の様子

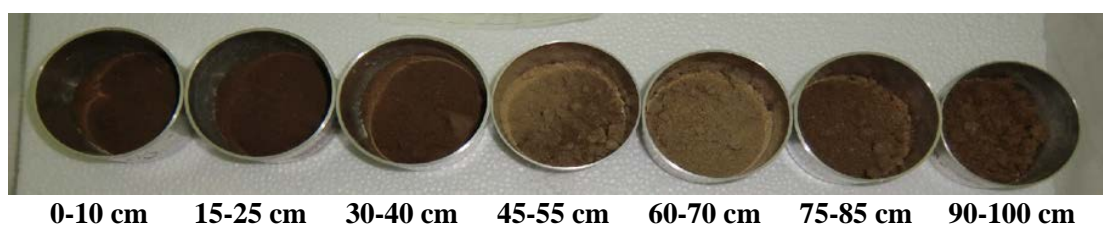


図 II-2.9 Steppe 1 における土層毎の土色。左端が表層，右端が深度 100 cm.

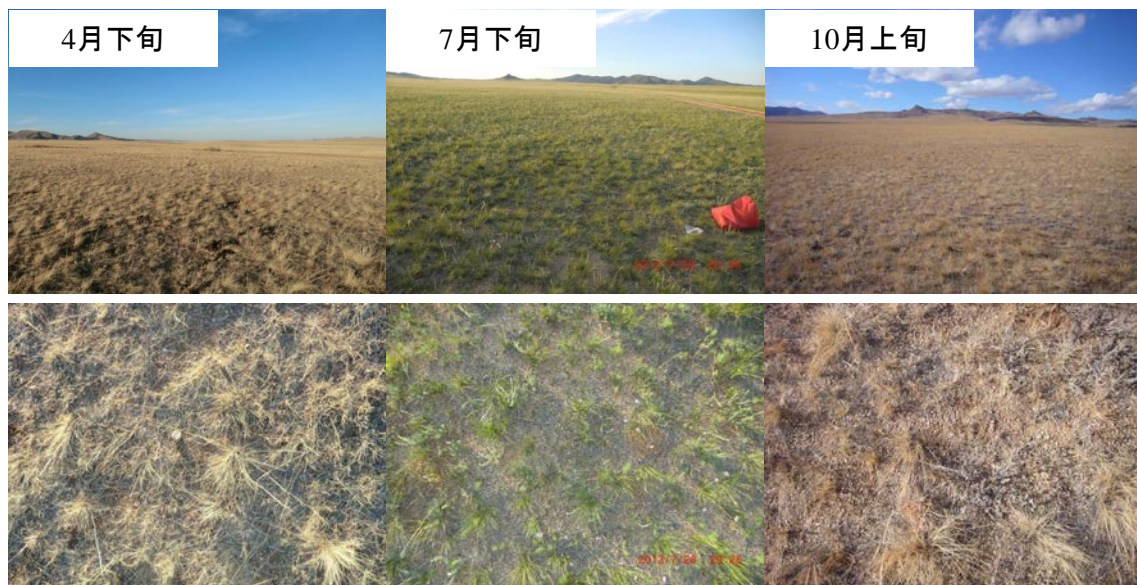


図 II-2.10 Steppe 2 における季節ごとの様子とその時の地表面の植生状況

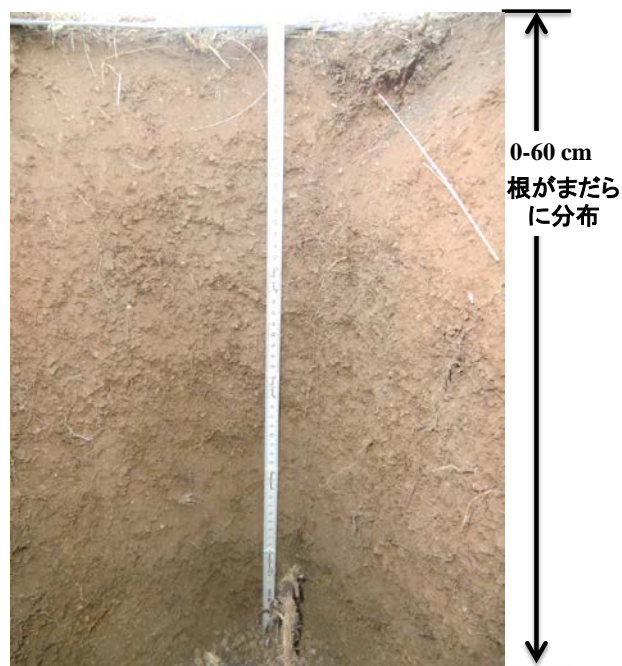


図 II-2.11 Steppe 2 における根圏分布の様子

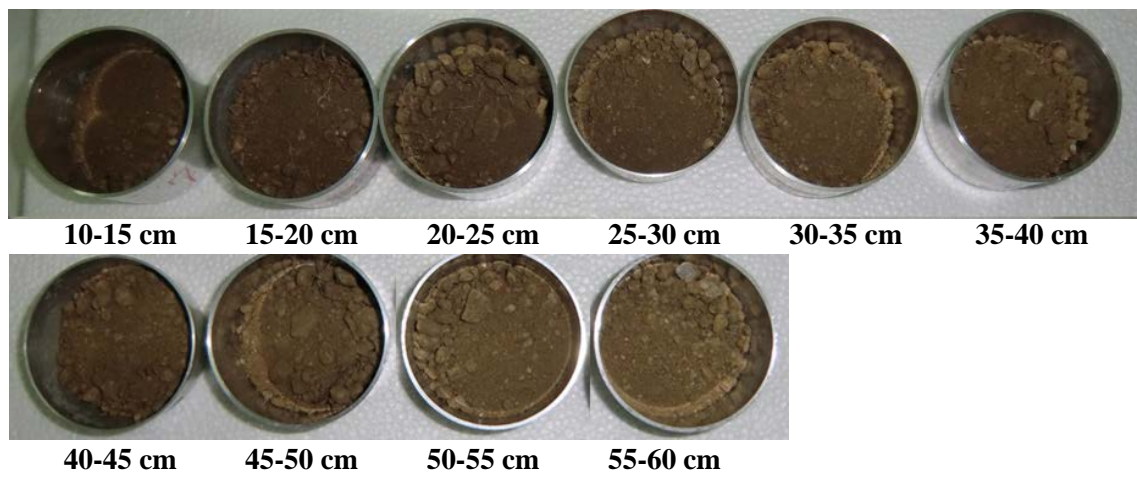


図 II-2.12 Steppe 2 における土層毎の土色. 左端が表層, 右端が深度 100 cm.



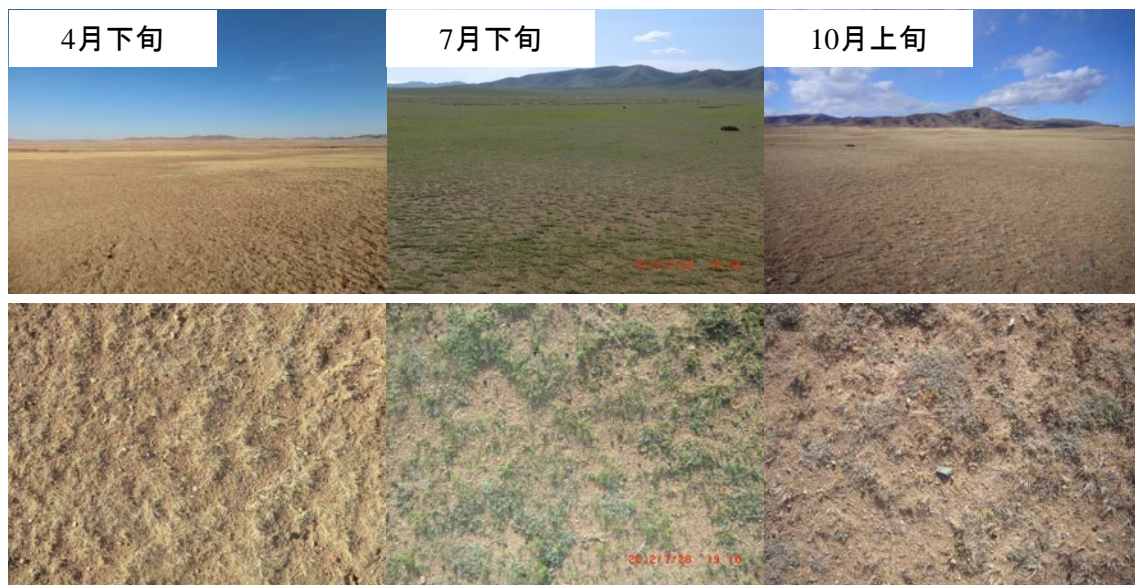


図 II-2.13 Steppe 3 における季節ごとの様子とその時の地表面の植生状況

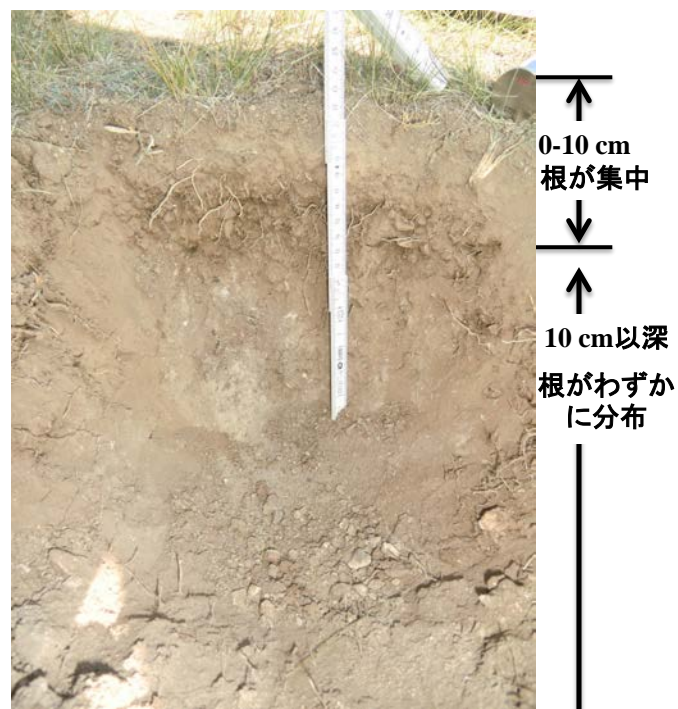


図 II-2.14 Steppe 3 における根圏分布の様子

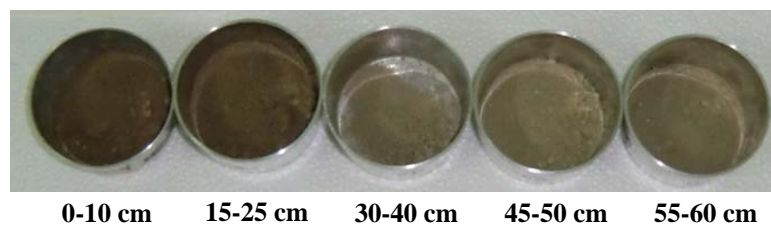


図 II-2.15 Steppe 3 における土層毎の土色. 左端が表層, 右端が深度 65 cm.

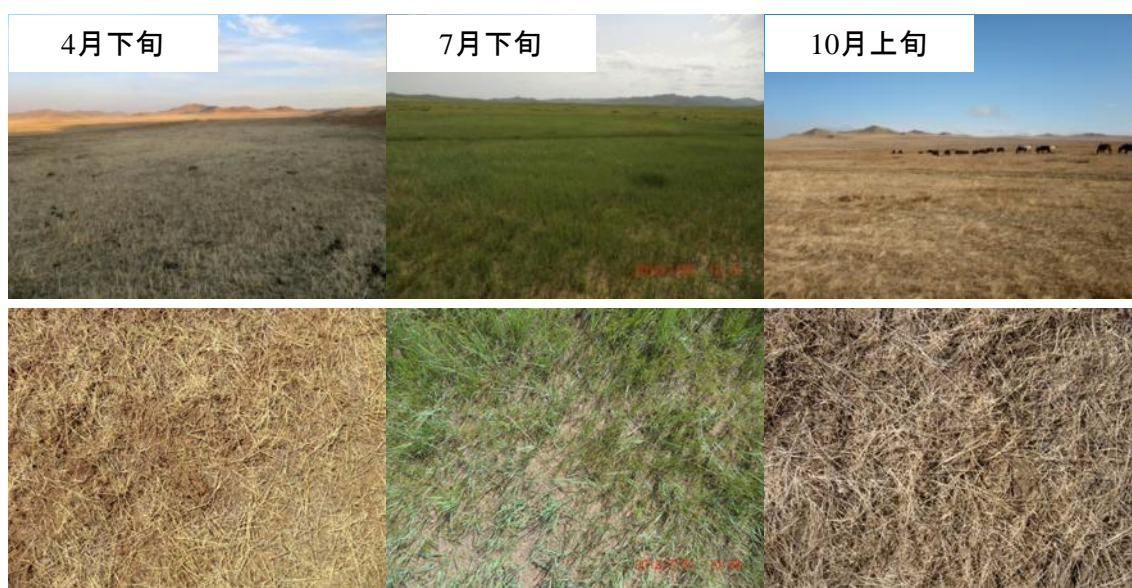


図 II-2.16 Steppe 4<sub>out</sub> における季節ごとの様子とその時の地表面の植生状況

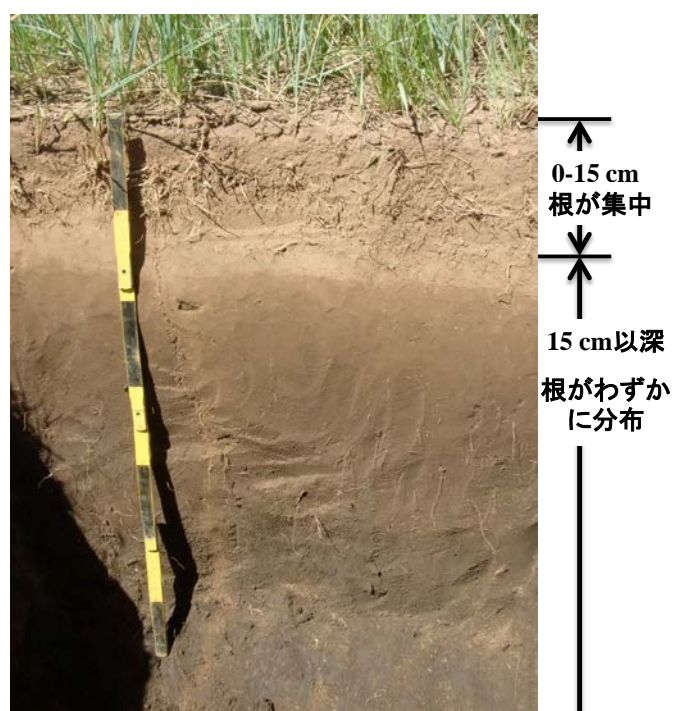


図 II-2.17 Steppe 4<sub>out</sub> における根圏分布の様子. 2013 年 7 月下旬に撮影.

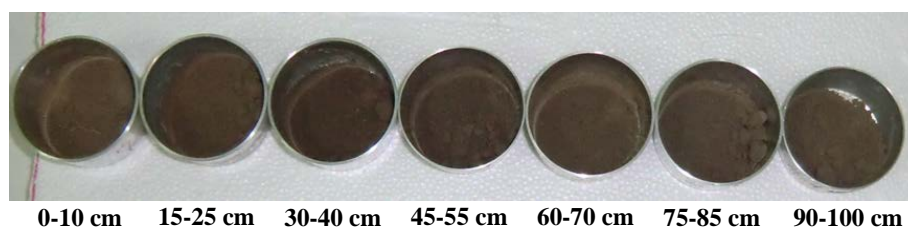


図 II-2.18 Steppe 4<sub>out</sub> における土層毎の土色. 左端が表層, 右端が深度 100 cm.



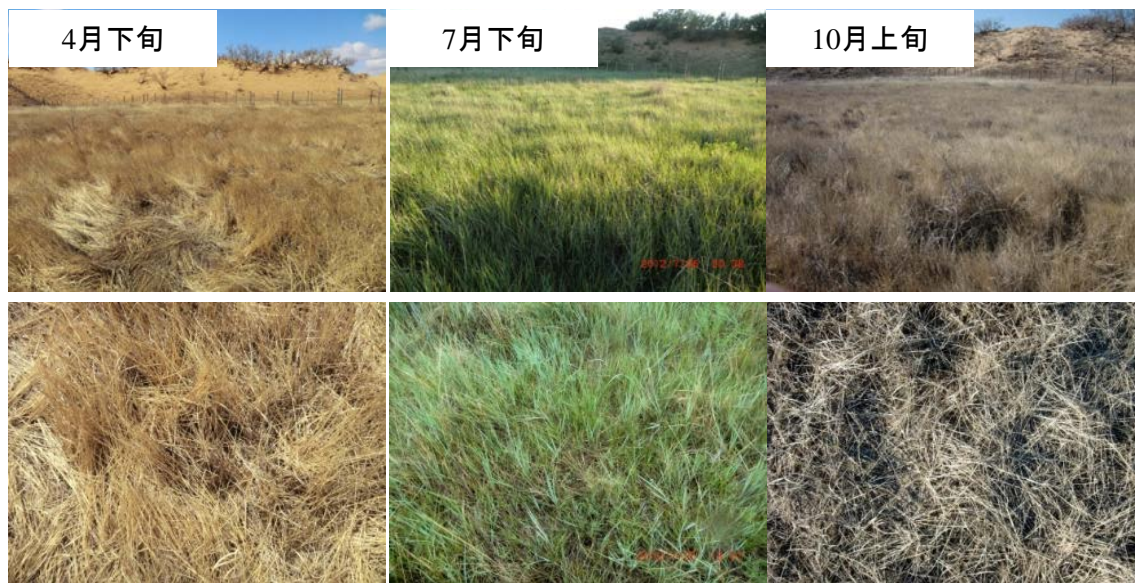


図 II-2.19 Steppe 4<sub>in</sub> における季節ごとの様子とその時の地表面の植生状況

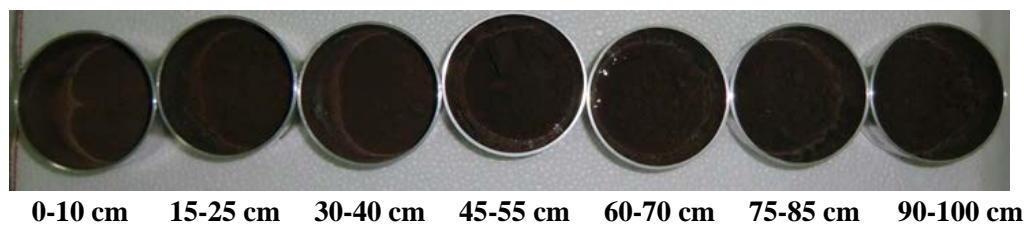


図 II-2.20 Steppe 4<sub>out</sub> における土層毎の土色. 左端が表層, 右端が深度 100 cm.

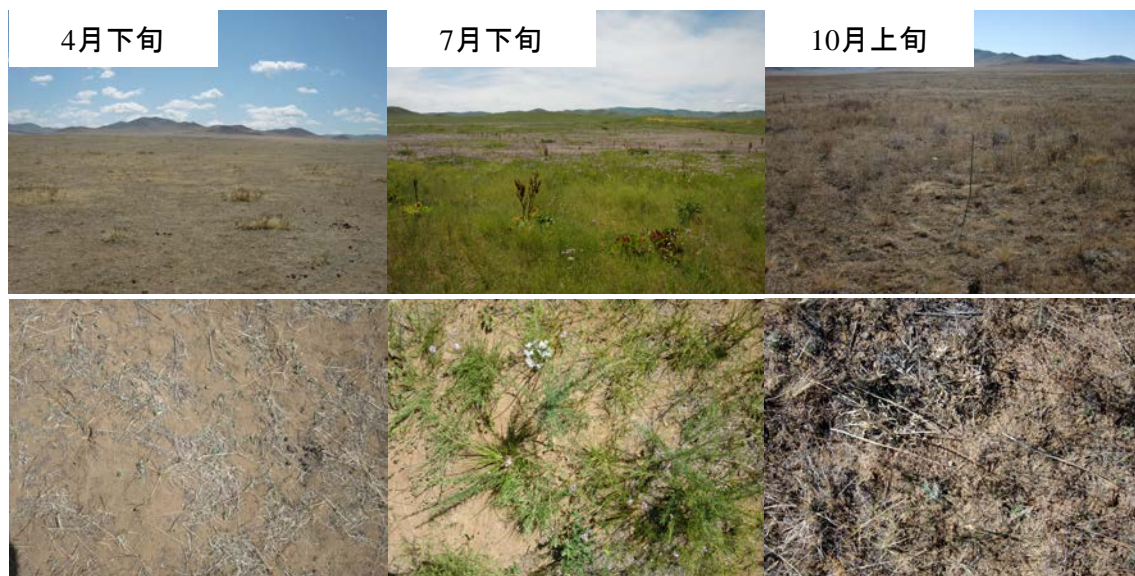


図 II-2.21 Steppe 5 における季節ごとの様子とその時の地表面の植生状況

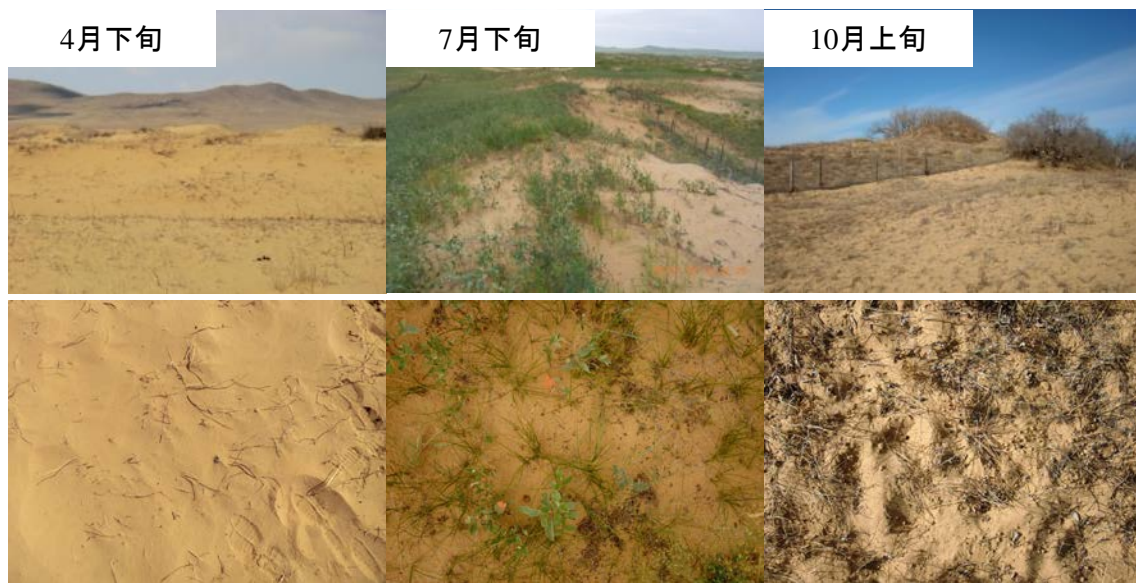


図 II-2.22 Sand における季節ごとの様子とその時の地表面の植生状況

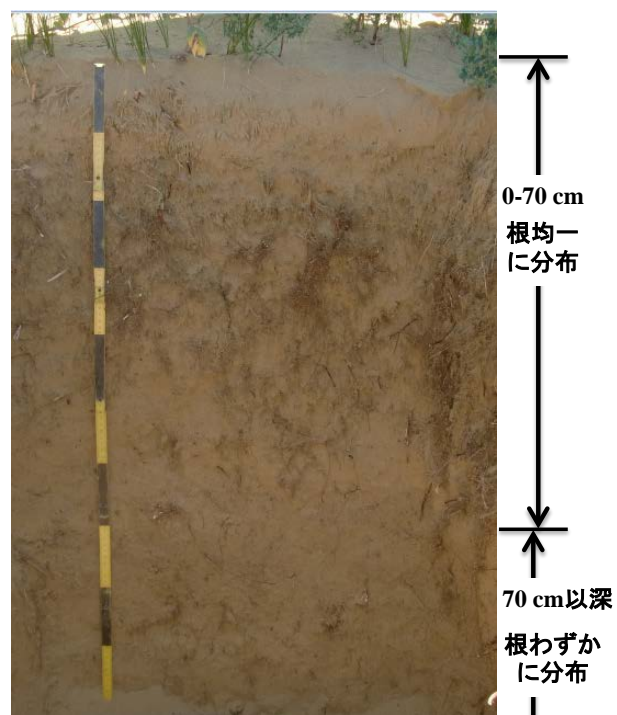


図 II-2.23 Sand における根圏分布の様子，2013 年 7 月下旬に撮影。



表 II-2.1 調査地点の緯度/経度・表土（深度 0-5 cm）の粒径分布および土性

	緯度/経度	深度 0-5 cm の粒径分布 （深度 0-0.5 cm におけるクラストの粒径分布）					土性区分
		Gravel (%)	Coarse sand (%)	Fine sand (%)	Silt (%)	Clay (%)	
Steppe 1	47°43'15"N, 105°54'50"E	0	21.3	39.7	14.5	24.5	Sandy clay loam
Steppe 2		22.5	24.1	20.4	15.5	17.5	Gravelly muddy sand***
Steppe 3	47°39'09"N, 106°02'16"E	12.5	27.3	22.5	18	19.8	Slightly gravelly muddy sand***
Steppe 4 <sub>out</sub>		0 (Crust: 0)	45.2 (Crust: 48.2)	29.6 (Crust: 8.8)	9.5 (Crust: 20.2)	15.6 (Crust: 22.8)	Sandy clay loam
Steppe 4 <sub>in</sub>	47°50'16"N, 105°53'58"E	0	50.6	18.8	12	18.7	Sandy clay loam
Steppe 5		0	68.7	14.8	4.3	12.3	Coarse Sand loam
Sand		0	90.4	0.5	0.3	8.8	Loamy coarse sand

\*\*\* 粒径区分と土性区分は国際土壌学会法（ISSS）に準拠する。clay（< 0.002 mm）, silt（0.002-0.02 mm）, fine sand（0.02-0.2 mm）, and Coarse sand（0.2-2 mm）, Gravel（2-64 mm）である。ただし、礫を含んだものに関する土性区分に関しては Blott and Pye（2012）を参照した

表 II-2.2 調査地点の土壌の物理特性・植物被度・草丈・放牧地としての状態・優占種.

	深度 0-5 cm 飽和体積含水率 (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	深度 0-5 cm 乾燥密度 (g/cm <sup>3</sup> )	土壌硬度 (ち密度) (mm)	変水頭による 飽和透水係数 (mm/h)	被度 (%) **	平均草丈 (cm) **	放牧地とし ての状態	優占種
Steppe 1	0.51	0.96	19.6	19.5 (n = 3)	55	15	優	<i>Stipa krylovii</i>
Steppe 2	0.39	1.5	22.1	88.3 (n = 2)	20	5	不良	<i>Stipa krylovii</i>
Steppe 3	0.37	1.51	27.3	39.2 (n = 3)	10	3	悪	<i>Artemisia adamsii</i>
Steppe 4 <sub>out</sub>	0.44	1.32	22.7	47.1 (n = 6)	40	25	優	<i>Leymus chinensis</i>
Steppe 4 <sub>in</sub>	0.47	1.21	17.8	192.5 (n = 5)	-	50	-	<i>Leymus chinensis</i>
Steppe 5	0.33	1.53	-	96.2 (n = 3)	-	-	-	-
Sand	0.37	1.62	-	710.6*** (n = 1)	-	-	-	-

\*土壌硬度（ち密度）は 2011 年 9 月 20-21 日の調査時に測定

\*\*草丈と被度は 2011 年 8 月上旬の調査時に測定

( 2 ) Steppe 4<sub>out</sub> と Sand の植生データ

Steppe 4<sub>out</sub>, Steppe 4<sub>in</sub>, そして Sand については、植生調査と地上部バイオマス量（乾燥重量）の測定データ（2013 年 7 月下旬）と、Steppe 4<sub>out</sub> と Sand については、根重量分布のデータについても Undarmaa 准教授から提供していただいた（表 II-2.3, II-2.4）。

表 II-2.3 1×1m<sup>2</sup> の植物乾燥重量と植生種（g/m<sup>2</sup>）

Name of plant species	Steppe 4 <sub>out</sub>	Steppe 4 <sub>in</sub>	Sand
<i>Carex stenophylloides</i>	7.04	-	16.58
<i>Agropyron mikhnoi</i>	-	-	13.56
<i>Hedysarum mongolicum</i>	-	-	4.64
<i>Thalictrum petaloideum</i>	-	-	27.32
<i>Polygonum sp</i>	-	-	113.98
<i>Artemisia mongolica</i>	10.64	-	27.4
<i>Leymus chinensis</i>	156.42	186.7	-

表 II-2.4 Steppe 4<sub>out</sub>, Sand における深度別根の乾燥重量分布（2013 年 7 月下旬）。

Soil depth	Steppe 4 <sub>out</sub>	Sand
0-10 cm	26.92	6.54
10-20 cm	7.76	9.204
20-30 cm	1.78	7.3
30-40 cm	0.54	7.744
40-50 cm	No data	9.236
50-60 cm	No data	5.92
60-70 cm	No data	9.348

#### 4. Steppe 4（公園北部）の放牧頭数

バッファゾーン南部の Tuul River 周辺では、夏营地として 5～10 月の期間に放牧地として利用されている。川周辺にはゲルが多く立ち並び、日中は川沿いに水を飲みに数多くの家畜が見られた（図 II-2.24）。バッファゾーン北部の丘で囲まれたステップ草原は、10 月から翌年 5 月までの期間を冬营地として利用されている。冬营地では家畜小屋が備えられており、ほぼ毎年同じ場所で冬を迎えている（図 II-2.25）。2012 年時点では、公園北部には 26 家族が冬营地として利用していた。各家族の 2012 年における家畜頭数を表 II-2.5 に示す。この中の 9 家族は、観測地点の一つである Steppe 4 付近に住んでおり、放牧方法などのインタビューを行った。冬营地としての利用は 10～30 年間使用されており、冬期は朝 10 時に放牧を開始し、17 時半に終了、春先は朝 9 時頃から放牧を開始し、19 時半に終了し家畜小屋に帰っていた。牛・馬は一日に 5～7 km 移動し、羊、山羊は一日に 3 km 程度移動するとのことだったので、この情報を元に放牧圧を算出したところ、公園北部の Steppe 4<sub>out</sub>、Steppe 5、そして Sand では羊換算頭数 1.05～1.17 頭/ha が冬季（6-7 ヶ月）に放牧されていた。ここで、羊換算値とは羊の飼料必要量を基準にした各家畜の飼料必要量である。NSO “Mongolia Statistical Yearbook 2009” によると、羊の飼料必要量を基準にして、羊頭数への換算係数は、馬 1 頭-羊 7 頭、牛 1 頭-羊 6 頭、山羊 1 頭-羊 0.9 頭である。

Evans (1977) はイギリスにおいて、放牧圧が羊換算で 0.5–0.6 頭/ha の放牧で牧草地が劣化、裸地化したと報告している。また、Zhao *et al.* (2005) は、中国の内モンゴル自治区において、羊換算値 2～3 頭/ha で 4 ヶ月間の放牧が砂質の放牧地で適切であると報告している。これは、年に羊 0.67～1 頭/ha に相当する。Chen *et al.* (2007) によると、ウランバートルから東に 100 km 離れた地域において、放牧圧の適正値を炭素循環モデルを用いて計算したところ、羊換算で 0.7 頭/ha 程度であり、それを超えると草原の退化が進むことを示している。

草原の持続的な放牧頭数は、気象条件や土壌特性によって大きく異なるものの、Steppe 4 付近（Steppe 4<sub>out</sub>、Steppe 5、そして Sand）における放牧圧は草地の劣化が起こり得る頭数だと考えられる。



図Ⅱ-2.24 右) 公園南西に位置する Tuul River の様子。夏は近くにゲルが多く立ち、家畜の群れも集まっている。左) 公園南西に位置する Tuul River の様子。



図Ⅱ-2.25 冬営地の様子。丘の斜面に小屋を設置。

表Ⅱ-2.5 フスタイ公園の北部を冬営地とする遊牧民の2012年の所有家畜頭数

	Horse	Cow	Sheep	Goat	Total
1	156	-	644	145	945
2	53	67	676	216	1012
3	10	42	420	220	692
4	39	21	27	106	193
5	17	21	136	82	256
6	19	37	185	117	358
7	10	6	278	266	560
8	80	25	115	190	410
9	21	280	170	471	942
10	3	4	30	44	81
11	65	39	317	197	618
12	11	68	707	212	998
13	80	14	340	126	560
14	81	21	257	409	768
15	92	56	532	254	934
16	86	24	148	253	511
17	43	28	404	201	676
18	35	30	340	146	551
19	85	41	230	274	630
20	8	17	171	150	346
21	80	8	86	96	270
22	115	4	0	0	119
23	3	24	125	35	187
24	45	90	767	221	1123
25	56	29	150	-	235
26	31	13	246	-	290

## 5. フスタイ国立公園およびその周辺の降水量

公園北部 (Steppe 4) では、雨量計を設置し、3639 パルスロガー (Hioki E. E. Corp., Japan) に接続し、2012/5/1～2012/10/16 と 2013/4/25～2014/10/10 は 10 分間隔で、2012/10/19～2013/3/11 のみ 20 分間隔で連続的に自動計測した。

それ以外の地点における降水量データとしては、公園中央の調査地点 (Steppe 1) から北東 4 km 離れた地点にあるフスタイ国立公園にて 2005～2013 年分、公園北部の調査地点 (Steppe 4) から北西に約 50 km 離れた地点にある Argalant 気象台 (:N105°15'17.57", E 47°52'1.02", 996 m) および公園南部の調査地点 (Steppe 3) から南東に約 20 km 離れた地点にある Altanbulag 気象台 (No. 476063 : N106°24'33.98", E 47°41'49.99", 1260 m) にて 2005～2014 年分の日降水量データを入手した。

観測地点の位置関係は、北から順に Lun 気象台、Steppe 4 の雨量計、フスタイ国立公園の気象台、Altanbulag 気象台である (図 II-2.26)。

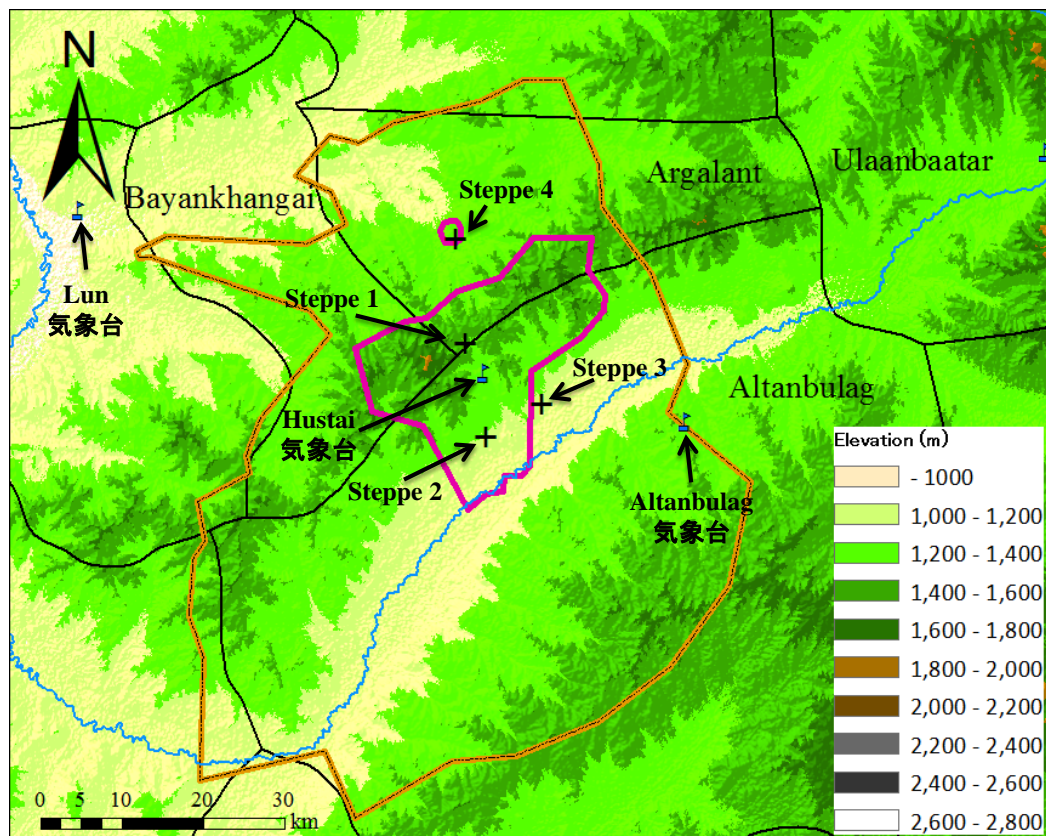


図 II-2.26 調査地点および気象台地点

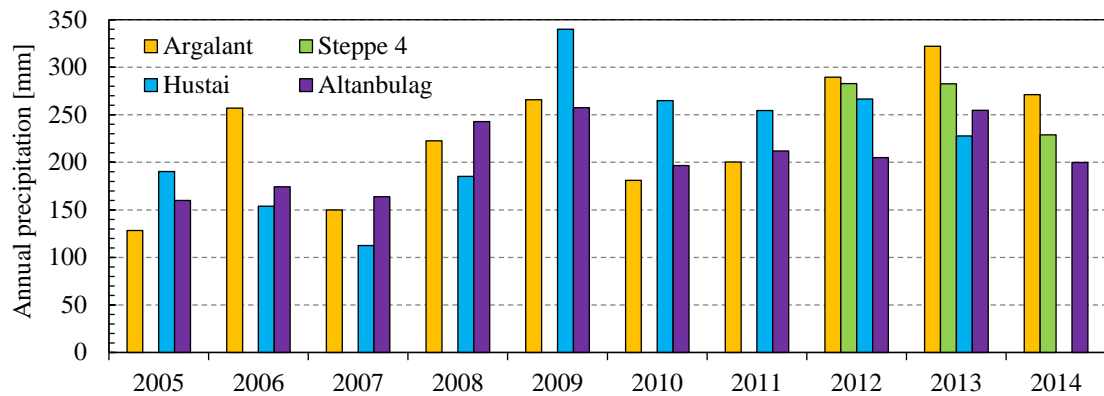


図 II-2.27 各気象台および降雨測定結果の年降水量経時変化

Lun 気象台, Hustai 気象台, そして Altanbulag 気象台の気象データによると, 年平均降水量 (2005-2013 年) はそれぞれ 224, 222, 207 mm であり, 年ごとに降水量の大小関係は異なるものの, 平均値で見るとやや北の方が南よりも高い傾向にあった. 年降水量の経時変化を図 II-2.27 に示す. 調査期間中の年降水量は, Lun 気象台, Steppe 4 雨量計, Hustai 気象台, Altanbulag 気象台でそれぞれ, 2012 年は 290, 285, 267, 205 mm, 2013 年は 322, 283, 228, 255 mm, 2014 年は 271, 229, no data, 200 mm であった.

Hustai 気象台の降水量データによると, 年降水量の 90%以上が 5~9 月に集中していた (図 II-2.28). 冬季には約 10~15 cm ほど積雪を観測した. 年降水量は年変動が大きく, 2005~2012 年の中で 2009 年が最大年降水量 340 mm, 2007 年が最小年降水量 112 mm と, 2 倍以上も変動していた.

年平均気温は-0.4℃であり, 月平均最低気温が 1 月の-21.7℃, 最高気温が 7 月の 18.3℃であった.

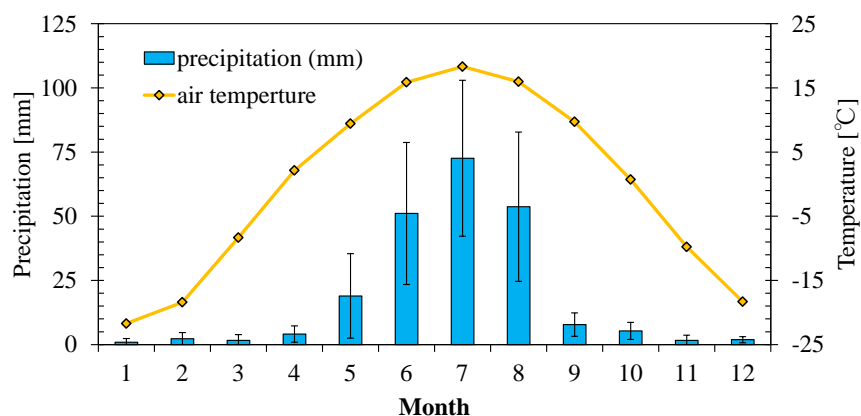


図 II-2.28 フスタイ国立公園中央における 2005~2012 年の月別降水量と気温.  
エラーバーは標準偏差を表している.



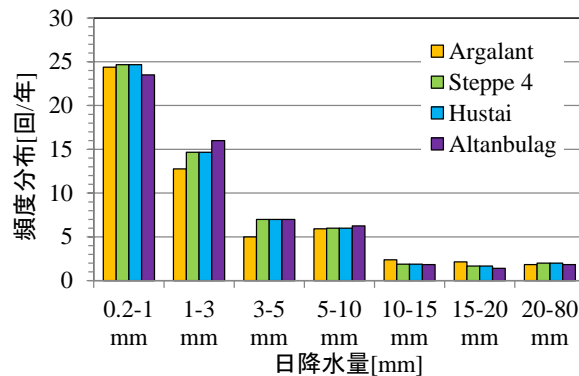


図 II-2.29 各気象台における年平均日降水量の頻度分布. Argalant は 13 年間 (2002~2014), Steppe 4 は 3 年間 (2012~2014), Hustai は 9 年分 (2005~2013), Altanbulag は 13 年間 (2002~2014) の日降水量データを年平均に換算.

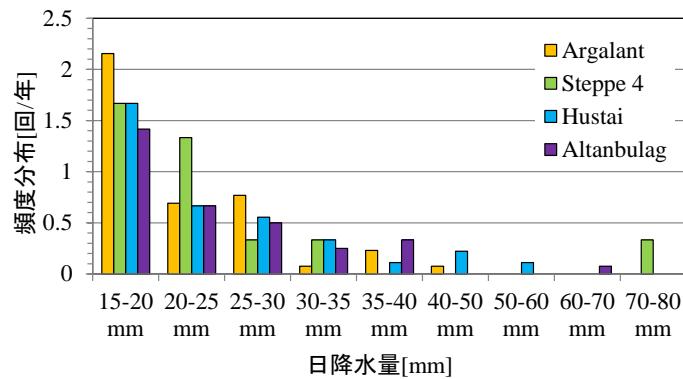


図 II-2.30 各気象台における年平均日降水量 15 mm 以上の詳細な頻度分布. Argalant は 13 年間 (2002~2014), Steppe 4 は 3 年間 (2012~2014), Hustai は 9 年分 (2005~2013), Altanbulag は 13 年間 (2002~2014) の日降水量データを年平均に換算.

各気象台および降水量測定地点における降水量頻度分布を図 II-2.29, 図 II-2.30 に示す. これらの結果から, フスタイ国立公園周辺においては, 日降水量が, 20 mm 以上の降雨イベントは年に約 2 回発生していた. また, 最大日降水量は, 78 mm で 2012 年 7 月 25 日の公園北部 (Steppe 4) で観測された.

Batima *et al.* (2005) によると, 1940 年以降モンゴル全国 60 台で観測されている降水量データの中で, 最高降水量は 138 mm/day, 次が 121 mm/day であった. また, 降水量の頻度分布を見ると, Altanbulag 気象台では日最高降水量が 35-40 mm であり, 10 年間 (2002~2010 年) に 4 回発生していた. また, Lun 気象台では, 日最高降水量が 45-50 mm であり, 10 年間に 1 回発生していた. また Hustai 気象台においても日最高降水量が 45-50 mm であり, 7 年間 (2005~2012 年) に 1 回発生していた. これらの結果から, 公園北部 (Steppe 4) で 2012 年 7 月 25 日に発生した約 78 mm/day もの豪雨は, モンゴ

ルにおいては記録的な豪雨であり，Lun 気象台や Altanbulag 気象台でも少なくとも過去 10 年間，Hustai 気象台でも少なくとも過去 9 年間は一度も発生していない降雨強度であった。

## 6. 調査期間

2011 年 8 月から 2015 年 8 月までの期間に，雪解け直後の植物の生育前（4 月下旬），植物の最盛期（7 月下旬～8 月上旬），植物の生育終了後（9 月下旬～10 月上旬）にそれぞれ約 1～2 週間ずつ現地調査を合計 11 回行った（図 II-2.31）．現地調査時には多地点の土壌サンプリングによる含水比，水ポテンシャル，EC の鉛直分布，および浸透能測定，蒸発散の測定を行った。

Steppe 4 周辺（Steppe 4<sub>out</sub>，Steppe 4<sub>in</sub>，そして Sand）においては土壌水分，テンシオメータ圧，降水量，地温，気象データ等を 2011 年 8 月から 2014 年 10 月の期間連続自動測定を行った。

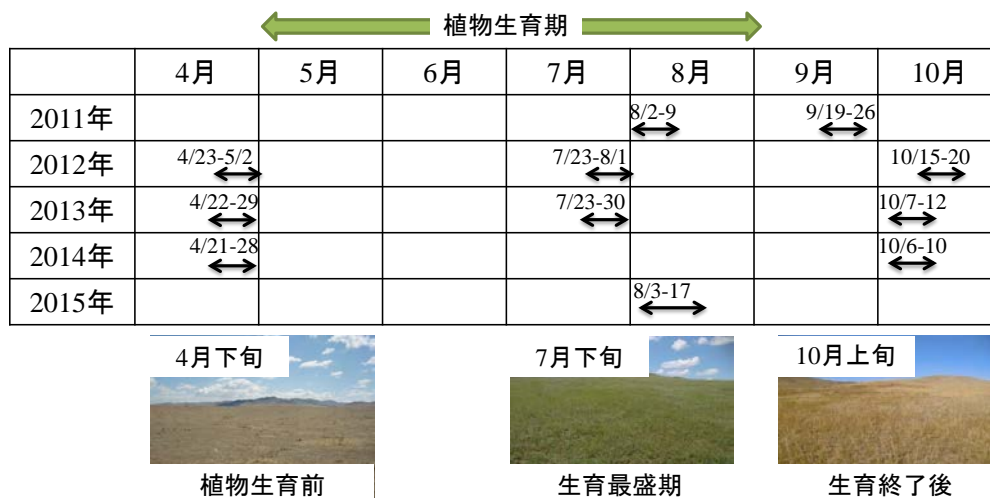


図 II-2.31 現地測定調査の日程

## 第3章

# 乾燥地草原における土壤水分環境の特徴

モンゴルのステップにおける土壤水分環境の基本的特徴を明らかにするため、フスタイ国立公園内の4地点（Steppe 1, Steppe 2, Steppe 3, そして Steppe 4<sub>out</sub>）を選び、季節ごとに複数回の土壤の鉛直サンプリングを行い、含水比および水ポテンシャル分布の測定を行った。そして、これらの含水比分布を比較することで、根が主に吸水している土層を特定した。合わせて、土壤中の塩濃度分布を土壤水の電気伝導度から算出し、乾燥地草原における塩分環境についても言及し、塩類集積の有無についても考察した。

### 1. 測定方法

#### （１）土壤サンプリング

検土杖を用いて地表面から深度 100 cm までを 10～15 cm 毎の深度別に土壤サンプリングを行った。採取した土壤試料から、以下含水比、水ポテンシャル、浸透ポテンシャルを測定した。

#### （２）含水比

調査地は、炉乾器のない環境であった。そこで、含水比の測定については、「ガスコンロ法」を用いた。

ガスコンロ法とは、土壤試料を入れた容器を直接加熱して含水比を測定する方法であ

る。まず、アルミ容器に深度ごとの土壤試料を入れ、試料の湿潤重量を計測する。次にフライパンに試料を入れたアルミ容器を並べて、ガスコンロで加熱し、赤外温度計を用いて試料表面温度が  $110^{\circ}\text{C}$  を超えるまで弱火で 1 時間アルミ容器ごと加熱し、土壤水分を蒸発させる。加熱後の土壤試料の重量を乾土重量とし、含水比の計算を行った。

ASTM 規格の含水比測定である直熱法 (Direct Heating Method) とは、上述したガスコンロ法と同様に、土壤試料を入れた容器をホットプレートやオーブン、ガスコンロなどで直接加熱して土壤水分を飛ばす方法であるが、こちらの方法では途中で何度も重量を測定し、重量変化がなくなった時点を経過重量と定めている (ASTM D4959)。

本実験では、直火法と異なり、土壤試料の表面温度が  $110^{\circ}\text{C}$  を超えるまで 1 時間加熱する方法を用いた。そこで、ガスコンロ法による含水比と、炉乾法 (JIS A1203) による含水比がどの程度異なるのか検証を行った。土壤試料の一部を実験室に持ち帰り、一部をモンゴル調査と同様にガスコンロで含水比を測定し、一部を  $105^{\circ}\text{C}$ 、24 時間炉乾して含水比を測定した。土壤試料は庄内砂丘砂と Steppe 4<sub>out</sub> を用い、それぞれ水分は 2 種類、計 4 試料用意した。また、1 試料に対して、炉乾法とガスコンロ法、それぞれ 3 反復ずつ含水比の測定を行った。その結果、わずかにガスコンロ法で測定した含水比は炉乾法よりも高い値であったものの、その差は  $0.007\text{ g/g}$  以下であった (表 II-3.1)。以上から、現場でのガスコンロ法から測定した含水比の値は、炉乾法と同等とみなした。

表 II-3.1 ガスコンロ法の測定方法の検討

	Water content [g/g]		a - b [g/g]
	a. 炉乾法	b. ガスコンロ法	
Shonai dune sand	0.172	0.179	-0.007
	0.035	0.035	0
Steppe 4 <sub>out</sub>	0.162	0.164	-0.002
	0.044	0.046	-0.002

### (3) 水ポテンシャル

水ポテンシャル分布は深度別に採取した土壤試料をサイクロメータ (SC10A, Decagon) により測定した。サイクロメータとは約 10 g の土壤試料をステンレス容器に入れて、アルミチャンバーにセットし、熱平衡に達してから湿球温度  $T_w$  と乾球温度  $T_d$  を測定し、土壤試料と平衡する空気の相対湿度を測定することで、水ポテンシャルを算出する装置である。

#### ( 4 ) 土壤水の 1:5 希釈抽出液および pH

土壤の 1:5 希釈抽出液の電気伝導度  $EC_{1:5}$  および土壤水の pH は、2011 年 9 月の調査時において測定を行った。乾土重量と水の割合が 1:5 になるように深度毎の乾土試料に水を加え、攪拌させた後、半日程静置し、上澄み液を用いて  $EC_{1:5}$  と pH 測定した。水は、現地で購入した鉱物含有量の低いミネラルウォーター（水の電気伝導度  $EC_w$ : 0.04-0.05 mS/cm）を用いた。

#### ( 5 ) 浸透ポテンシャル

土壤水の浸透ポテンシャルは、 $EC_{1:5}$  から以下の方法で算出した。まず、 $EC_{1:5}$  から土壤水の電気伝導度  $EC_{liq}$  に次式から換算した。

$$EC_{liq} = (EC_{1:5} - EC_w) * \frac{M_{add}}{M_s \omega} \quad (II-3.1)$$

ここで、 $\omega$  は含水比、 $M_s$  は乾土重量 [g]、 $M_{add}$  は土壤試料に加えた水の量である。土壤水中の溶質が全て NaCl と仮定し、 $EC_{liq}$  [mS/cm] とイオンのモル濃度  $C$  [mol/L] の関係 (図 I-2.5) を用いて土壤水のモル濃度を算出した (式 II-3.2)。

$$C = 0.01EC_{liq} \quad (II-3.2)$$

土壤水のモル濃度から浸透ポテンシャルを次式の van't Hoff 式から算出した。

$$\psi_o = -\pi RT \rho \sum_{i=1} m_i \quad (II-3.3)$$

ここで、 $\psi_o$  は浸透ポテンシャル [Pa]、 $\pi$  は浸透係数（理想溶液では 1）、 $R$  は気体定数 (8.314 J/K/mol)、 $T$  は絶対温度 [K]、 $\rho$  は土壤水の密度 [kg/m<sup>3</sup>]、 $m_i$  は溶質の  $i$  成分 (Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>) の質量モル濃度 [mol/kg] である。理想液体であると仮定し、電離度を 1 とした。

## 2. 測定結果

### ( 1 ) 含水比および水ポテンシャル分布

図 II-3.1 に各調査地点の含水比および水ポテンシャル分布を示す。図中の一点鎖線は、目安として永久シオレ点 ( $-1.5 \text{ MPa}$ ) を表している。Steppe 1～3 は、全調査期間 (2011 年～2013 年) の結果を示している。ただし、公園北部の Steppe 4<sub>out</sub> においては、2012 年 7 月 25 日に  $100 \text{ mm/day}$  ものモンゴルでは非常に大きな雨が発生したため、豪雨直後のデータは除いて表示している。2012 年 7 月 25 日直後の水分変化については第 5 章で扱う。

Steppe 1 では、土壤表層から深度 40 cm までの含水比は  $0.05 \sim 0.30 \text{ g/g}$  の範囲で大きく変動していた。水ポテンシャルは測定が可能だったもので  $-0.02 \sim -10 \text{ MPa}$  であった。雨季のみで見ると、最小値は約  $-5 \text{ MPa}$  であり、測定範囲以上 ( $< -0.2 \text{ MPa}$ ) もあった。深度 40 cm 以深では、年間を通して含水比は  $0.07 \sim 0.11 \text{ g/g}$  付近であり、水ポテンシャルは、 $-1.5 \text{ MPa}$  付近であった。

Steppe 2 では、土壤表層から深度 20 cm までの含水比は  $0.01 \sim 0.1 \text{ g/g}$  の範囲で変動していた。水ポテンシャルは  $-5 \sim -40 \text{ MPa}$  であった。雨季のみで見ると、最小値は約  $-5 \text{ MPa}$  であり、測定範囲以上 ( $< -0.2 \text{ MPa}$ ) のときもあった。深度 20 cm 以下では、含水比は  $0.07 \sim 0.11 \text{ g/g}$  付近であり、水ポテンシャルは、 $-10 \text{ MPa}$  付近であった。

Steppe 3 では、土壤表層から深度 20 cm までの含水比は  $0.02 \sim 0.13 \text{ g/g}$  の範囲で変動していた。水ポテンシャルは測定が可能だったもので  $-1.4 \sim -50 \text{ MPa}$  であった。雨季のみで見ると、最小値は約  $-8 \text{ MPa}$  であり、測定範囲以上 ( $< -0.2 \text{ MPa}$ ) もあった。深度 20 cm 以下では、含水比は  $0.05 \sim 0.1 \text{ g/g}$  付近であり、水ポテンシャルは、 $-1.1 \text{ MPa}$  であった。

Steppe 4<sub>out</sub> では、土壤表層から深度 100 cm まで含水比  $0.05 \sim 0.25 \text{ g/g}$  の範囲で大きく変動していた。水ポテンシャルは測定が可能だったもので  $-0.07 \sim -40 \text{ MPa}$  であった。雨季のみで見ると、最小値は約  $-4 \text{ MPa}$  であり、測定範囲以上 ( $< -0.2 \text{ MPa}$ ) もあった。

図 II-3.2 には、場所による含水比分布のバラつきを見るため、2012 年 7 月下旬の Steppe 1, Steppe 3, そして Steppe 4<sub>out</sub> で同じ日に 2 地点ずつ採取した含水比分布、および 2011 年 8 月上旬に Steppe 4<sub>out</sub> にて 4 地点採取した含水比分布の結果を示す。Steppe 1 と Steppe 3 の含水比分布は 2 地点ともに同様の水分状態を示しており、特に深部の土壤水分量はほぼ同じであった。しかし、Steppe 4<sub>out</sub> では深部での含水比が 2 地点で  $0.1$  と  $0.2 \text{ g/g}$  と大きく異なっており、わずか  $1 \sim 2 \text{ m}$  離れた地点で土壤水分が大きく異なっていた。

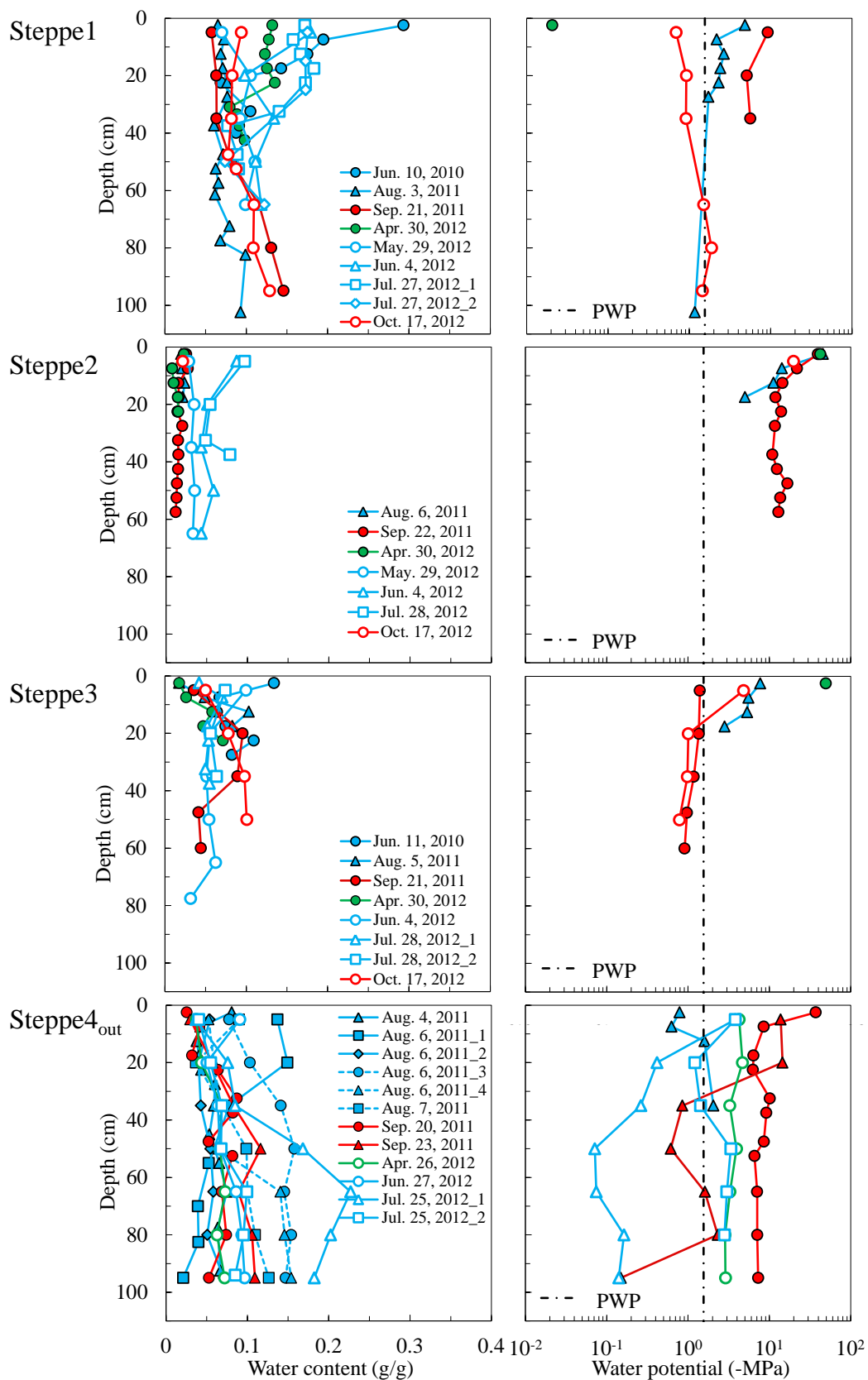


図 II-3.1 各調査地点における（左図）含水比および（右図）水ポテンシャル分布の測定結果。

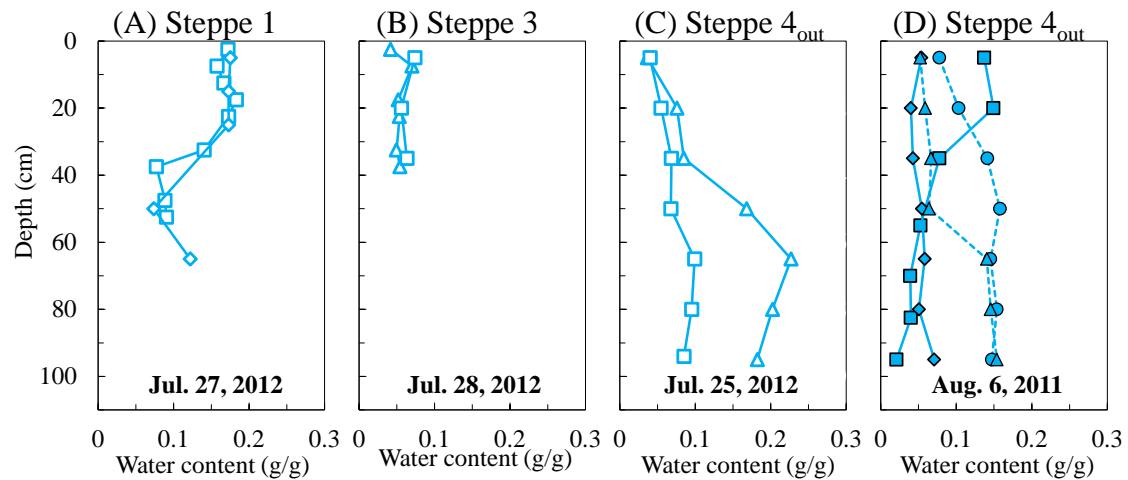


図 II-3.2 各調査地点における同じ日の 2~4 つの含水比分布. (A) ~ (C) : 2012 年 7 月下旬に採取. (A) Steppe 1, (B) Steppe 3, (C) Steppe 4<sub>out</sub>. (D) : Steppe 4<sub>out</sub> において 2011 年 8 月 6 日に採取.

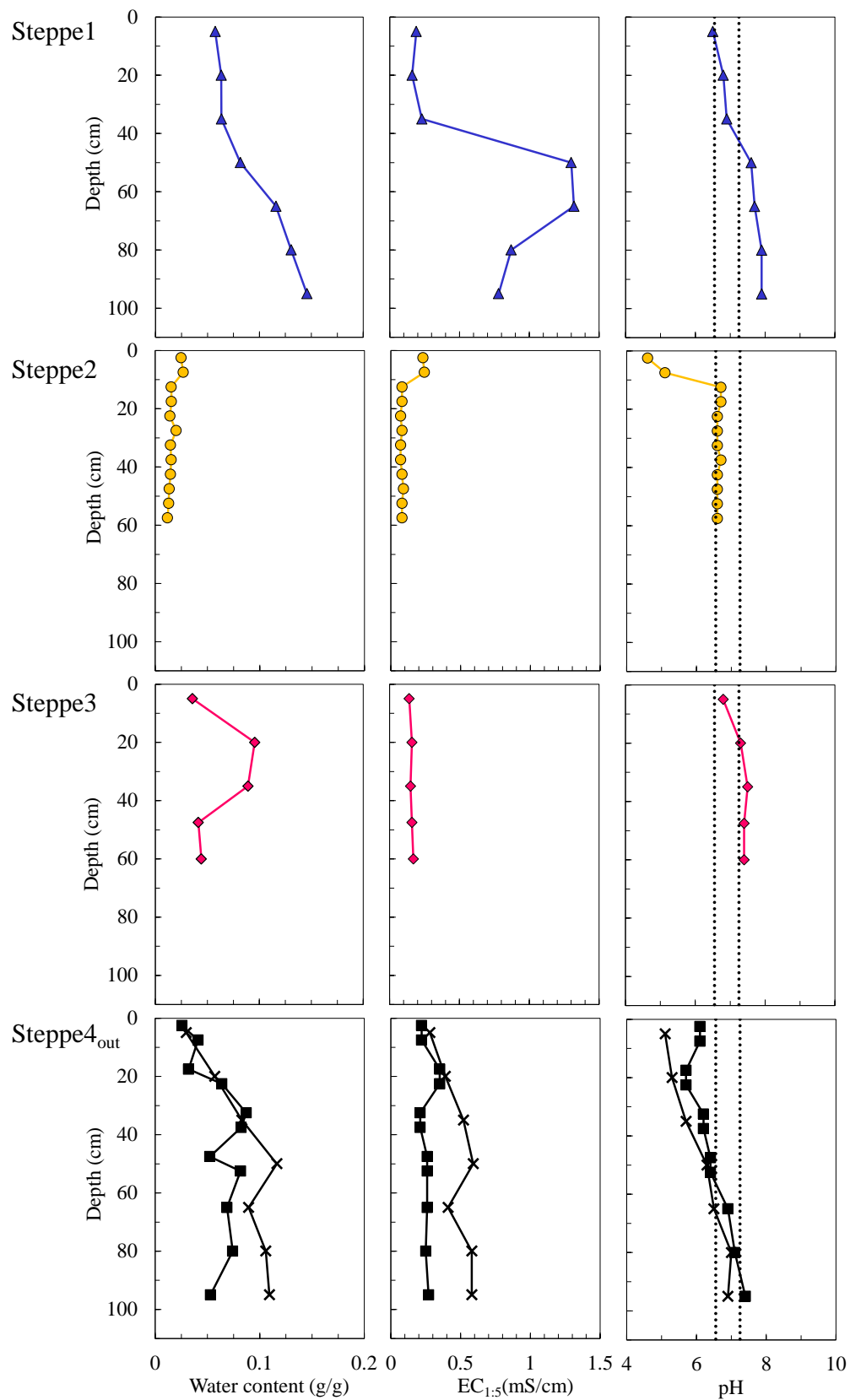
## ( 2 ) 土壤水の電気伝導度および pH 分布

2011 年 9 月に測定した含水比分布, 1:5 抽出液の電気伝導度  $EC_{1:5}$ , そして pH の鉛直分布を図 II-3.3 に示す.

$EC_{1:5}$  は, Steppe 1 では深度 0~40 cm 程度までは 0.2 mS/cm であり, 深度 40~70 cm では 1.3 mS/cm と他の層と比べ高く, それ以深では 0.8 mS/cm であった. Steppe 2 では, 深度 0~10 cm では 0.2 mS/cm と下層より高く, それ以深では 0.1 mS/cm であった. Steppe 3 ではほぼ全層で 0.15 mS/cm の間であった. Steppe 4 では 1 つ (■) は, ほぼ全層で 0.2~0.35 mS/cm であり, もう 1 つ (×) では, 表層から深度 50 cm までは, 0.2~0.6 mS/cm と増加しており, それ以深では, 0.6 mS/cm でほぼ一定であった.

土壤の pH ( $H_2O$ ) は, Steppe 1 では深度 0~40 cm 程度までは pH 6.5-6.9 を示し, 深度 40~70 cm では pH 7.6-7.9 であった. Steppe 2 では深度 0~10 cm では pH 4.6-5.1 を示し, それ以深では pH 6.6-6.7 であった. Steppe 3 では深度 0-10 cm では pH 6.8 を示し, それ以深では pH 7.3-7.5 であった. Steppe 4 では 2 つともに, 深度 70 cm までは pH 5.1-6.4 を示し, それ以深では pH 6.9-7.4 を示した.





図Ⅱ-3.3 調査地点における土壌中の塩分量分布（2011年9月採取）。

## (3) 浸透ポテンシャル分布の水ポテンシャルへの寄与

EC<sub>1:5</sub> から式 II-3.3 を用いて算出した浸透ポテンシャルと、同土壌試料の水ポテンシャル分布を図 II-3.4 に示す。

Steppe 1 における深度 50 cm 以深の浸透ポテンシャルを除き、水ポテンシャルに対する浸透ポテンシャルが占める割合は、1~50%であった。含水比の変動が大きい根圏（深度 0-30 cm 程度）においては、水ポテンシャルに対する浸透ポテンシャルの寄与は無視出来る程小さいことから、以後サイクロメータの測定値である水ポテンシャルをマトリックポテンシャルと同等と見なすこととした。

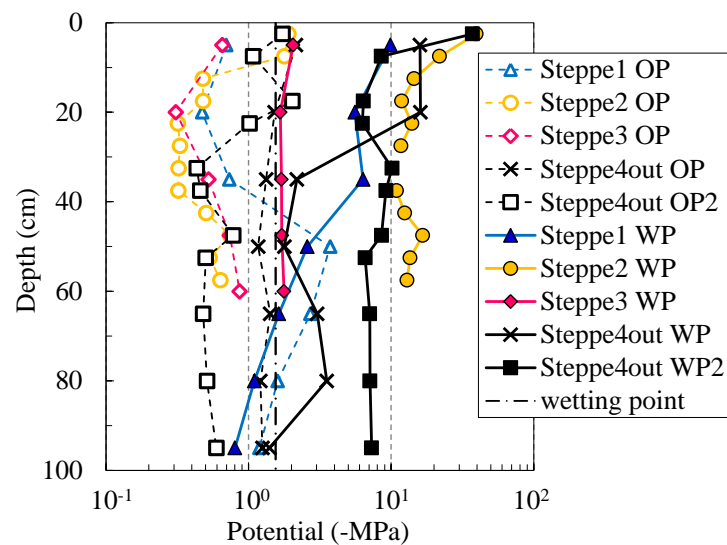


図 II-3.4 2011 年調査時の水ポテンシャルと浸透ポテンシャルの結果

### 3. 考察

#### (1) ステップ草原における土壤水分環境

Steppe 1～Steppe 3 に関しては、基本的に表層部分（深度約 0～30 cm）の水分は大きく変動しており、一方で深部（深度約 30 cm 以深）は低水分、低水ポテンシャルで時間変化も深度変化もなく永久シオレ点より乾燥していた。永久シオレ点における液状水の透水係数は、およそ  $10^{-9} \sim 10^{-10}$  cm/s であり（宮崎ら, 2005）、下方への浸透は多く見積もっても年間 0.1 mm である。よって、深度 30 cm 以下への浸透は無視し得る。以上から、表層の土壤水分は降雨による増加と蒸発散による減少により大きく変動し、それ以深への降雨の浸透はほとんどなく、ほぼ全てが蒸発散によって失われると考えられる。モンゴルのステップ草原を対象にした、Yamanaka *et al.* (2007) や Miyazaki *et al.* (2004) においても、深度 40 cm 以下への浸透が見られなかったとしていることから、モンゴルのステップ草原においては、基本的に降雨は表層（深度 20～40 cm）までしか浸透せず、ほとんどが蒸発散によって失われると考えられる。

しかしながら、Steppe 4<sub>out</sub> のみ、土壤水分環境が他の調査地点と大きく異なり、深部（深度 60 cm 以深）において平面的にも時間的にも水分に大きなバラつきが見られた。このバラつきが生じた原因については、第 4 章、第 5 章で扱う。

#### (2) ステップ草原における植物の水利用

植物成長時期（5～9 月）においても、降雨直後を除くと土壤は永久シオレ点程度、もしくはそれ以上に乾燥していた。永久シオレ点とは、植物が吸水できなくなるポテンシャル、すなわち植物が枯れる領域のことである。しかし、乾燥地に適応した植物は、永久シオレ点を超える低いマトリックポテンシャル下でも生育が可能という研究（Cheng *et al.*, 2009 ; Rosenthal *et al.*, 2005）もある。

実際に、*S. krylovii* が優占種である Steppe 1 や Steppe 2 では、根圏のマトリックポテンシャルはそれぞれ -4.8～-1.7 MPa, -42.3～-5.0 MPa。また、*A. adamsii* が優占種である Steppe 3 では -7.7～-2.8 MPa、そして *L. chinensis* が優占種である Steppe 4 では -3.7～-1.2 MPa という土壤が乾燥状態にあっても枯死していなかった。

しかしながら、永久シオレ点における液状水の透水係数は  $10^{-10} \sim 10^{-11}$  cm/s（宮崎ら, 2005）であることから、永久シオレ点以上に土壤が乾燥すると、植物はほとんど吸水できない状態となる。植物は、土壤水が不足すると、気孔を閉じることで蒸散を抑え植物

の乾燥を防いでいる。しかし、気孔の閉鎖は光合成速度の低下を引き起こすため、植物の生育速度を低下させる (Boyer, 1970)。調査地では雨季 (5~9 月) であっても、降雨直後以外では永久シオレ点よりも乾燥し、植物は蒸散を抑え乾燥を防ぐ一方で生長も抑制し、降雨により土壤の水分が増加した際に、根から吸水し、蒸散を行い一気に生長すると考えられる。土壤水分分布の増減をみると Steppe 1 では深度 40 cm まで、Steppe 3 では 20 cm まで降雨が浸透すると考えられるが、第 2 章で述べた土壤断面調査による目視による根の分布を見ると、Steppe 1, Steppe 3 では深度 0-10 cm に根が集中しており、降雨により表層の土壤水が増加すると、吸水も一気に始まると考えられる。

降雨後に植物が一気に生長 (草丈の増加) するのを Steppe 4<sub>out</sub> で何度も直接観察した。また、Steppe 4<sub>out</sub> では自動撮影カメラを設置していたため、降雨前後での植物の成長の様子を実際に撮影することができた。例として図 II-3.5 に自動カメラで撮影した 2012 年 6 月下旬と 7 月上旬の 20 mm, 37 mm の降雨直前と降雨後の植生の様子を示す。降雨直前と降雨から 3 日後とを比較すると、植物量 (草丈, 被度) が多くなっていた。この調査地における深度 0-40 cm における根の乾重量分布を見ると、深度 0-10 cm に 72% が、深度 0-20 cm に 93% 根が集中しており、Steppe 1 と Steppe 3 と同様表層に根が集中しており、この調査地においても植物は表層に根を伸ばることで、降雨により増加した土壤水を蒸発で失われる前に一気に吸水していたと考えられる。

Steppe 2 においてのみ、断面調査からでは根が表層に集中している状態を確認できず、深度 0-60 cm までまだらに根が分布していた。この調査地は含水比の変動が含水比は 0.01~0.1 g/g と他の調査地と比べても小さい場所であった。このように降雨が著しく少ない場所では、植物はあまり根を増やすことができないと考えられる。

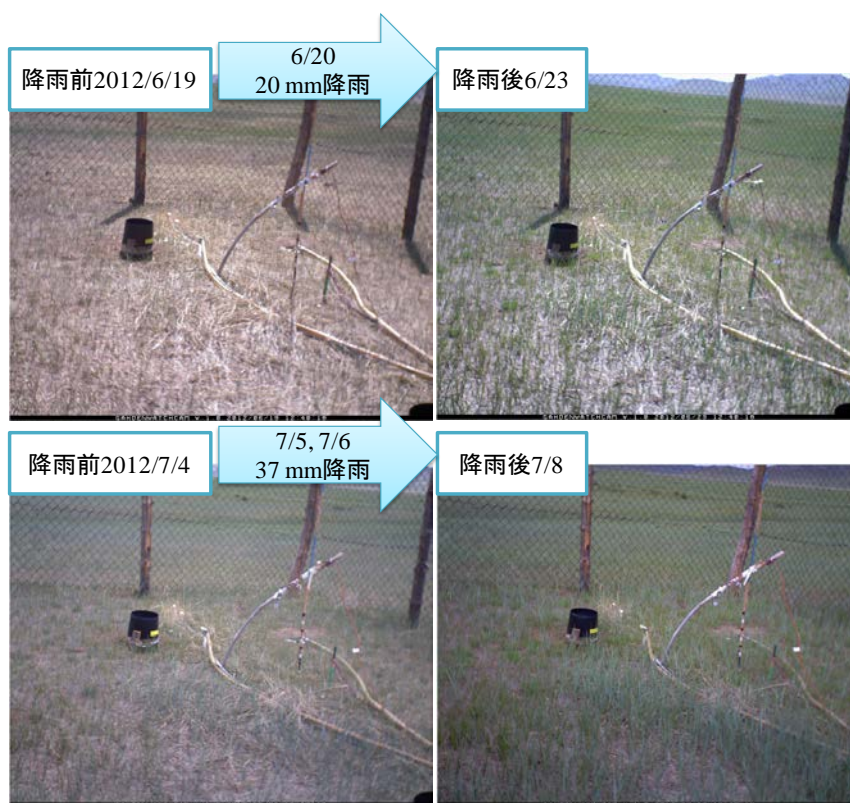


図 II-3.5 Steppe 4<sub>out</sub>における降雨直後の植物の成長の様子。上) 2012/6/20 の日降水量 20 mm における前日と3日後の様子，下) 2012/7/5, 7/6 の総降水量が 37 mm における前日と2～3日後の様子

### (3) ステップ草原における塩類集積の有無

乾燥地では、可能蒸発散量が降水量を上回ることから、塩類集積の生じる可能性がある。塩類集積が生じると、土壤水の水ポテンシャルが低下するため、植物の根による吸水を阻害し、植物の生育を抑制する。

本調査地点では、全地点において塩類集積は生じていなかった。一般的に、地表面に塩類集積が生じるのは、灌漑によって塩が供給される場合と、地下水から上向きの水フラックスによって塩が供給される場合である。本調査地点において、オーガーによる掘削調査から地下水位の測定を行ったところ、Steppe 1~3 においては深度 100 cm まで地下水面は現れず、Steppe 4<sub>out</sub> においては深度 6 m まで地下水面は見当たらなかった。また、Steppe 4<sub>out</sub> においては、近くの井戸の深さは約 70 m 以深とのことであった。以上から、地下水が深く、塩の供給がない場合には、塩類集積の生じないことを確認した。

### (4) Steppe 1 と Steppe 3 における集積層

本調査地点のステップ草原では地表面に塩類集積は生じていなかった。しかし、Steppe 1 の深度 45 ~ 70 cm 層、Steppe 3 の深度 30 ~ 60 cm 層は土の色が白く、塩濃度も他の深度に比べて高く、土壤中に塩類集積層が形成されていた。この集積層の塩類組成について、Steppe 1 から約 10 km、かつ Steppe 4<sub>out</sub> から約 3 km 離れたステップ草原において土壤水中のイオン濃度 ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{NH}_3^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ) の鉛直分布の結果を基に考察を行った。

このステップ草原は、深度 50 - 65 cm の土の色が白い層が存在しており、Steppe 4<sub>out</sub> と同様冬に放牧の行われている場所である。この地点において、深度別に土壤サンプリング（深度 0-10, 10-20, 20-30, 30-40, 40-50, 50-60, 60-65 cm）を行い、湿土重の 2 倍水を加え、よく攪拌した後、上澄み液を抽出し、陽イオン、陰イオン濃度をイオンクロマトグラフィーにより測定した。

その結果、乾土当たりの陽イオンの総モル濃度は、陰イオンの総モル濃度を全深度において上回っていた。総陽イオンモル濃度と総陰イオンモル濃度の差分を全て  $\text{CO}_3^{2-}$  と仮定すると、図 II-3.6 中の点線で囲まれた部分に相当する。この層の  $\text{SO}_4^{2-}$  が全て  $\text{CaSO}_4$  由来によるもの、 $\text{CO}_3^{2-}$  が  $\text{CaCO}_3$  に由来するものと仮定すると、土壤水中の濃度は 25°C の水に対する溶解度を上回っていた。

このステップ草原と Steppe 1 と Steppe 3 で土性が同様だと仮定すると、第 1 章の土壤

調査において、Steppe 1 の深度 45 ~ 70 cm, Steppe 3 の深度 30 ~ 60 cm で観察された土の色が白い層は、硫酸塩 ( $\text{CaSO}_4$ ) と炭酸塩 ( $\text{CaCO}_3$ ) による集積層だと考えられる。

図 II-3.7 において、Steppe 1 では深度 50 cm 以深の浸透ポテンシャルが水ポテンシャルよりも大きな値であったが、これは沈殿していた炭酸塩もしくは硫酸塩が 1:5 抽出時に溶けだし、過大評価になっていたためだと考えられる。

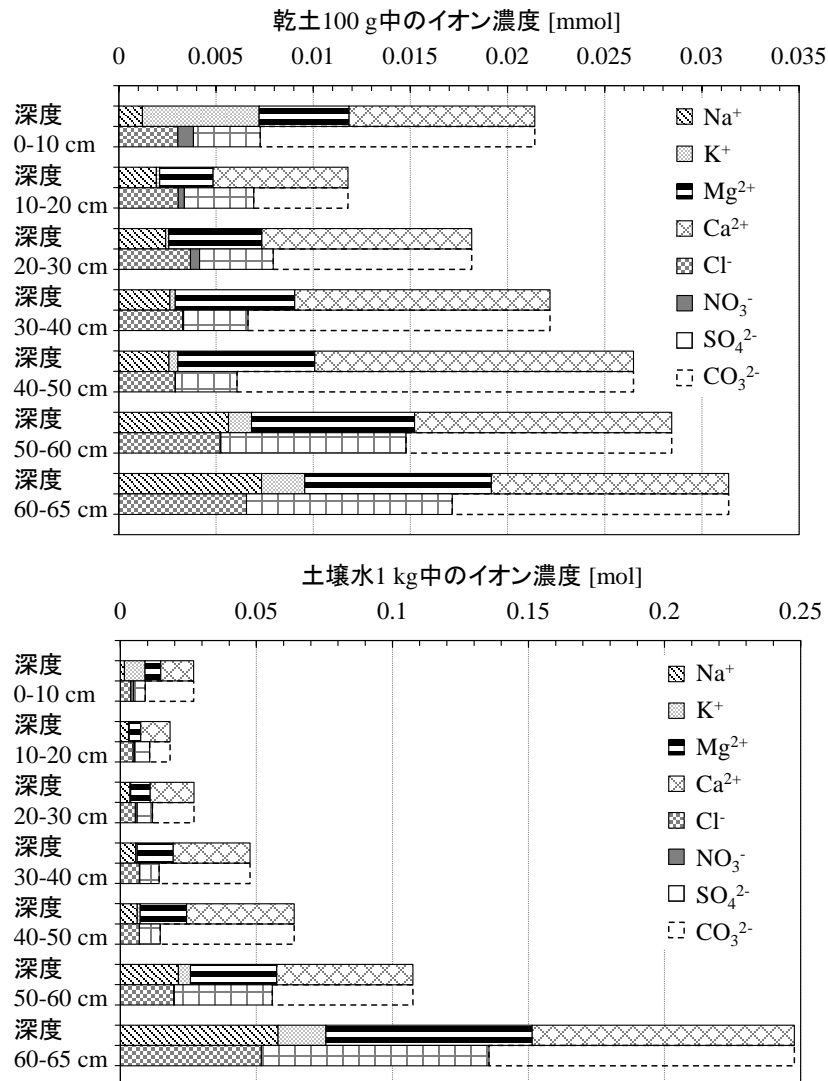
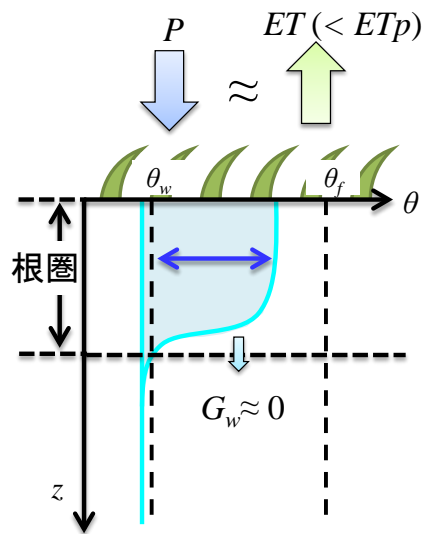


図 II-3.6 Steppe 4<sub>out</sub> から数 km 離れたステップ草原における深度別イオン濃度分布。2015 年 8 月に採取。  
上) 乾土 100 g 中のイオン濃度[mmol], 下) 土壤水 1 kg 中のイオン濃度 [mol].

#### 4. まとめ

Steppe 4<sub>out</sub>を除いて、ステップ草原においては、植生の被度、土性、降水量が異なるものの、降雨後に表層（深度 0～30 cm）の水分量が多くなっており、深部では常に永久シオレ点よりも乾燥していた。このことから、降雨は深度 20～30 cm 程度まで浸透し、それ以深へは浸透せずに、蒸発散によって全て失われる（図Ⅱ-3.7）。ステップ草原における植物は、降雨のない土壤が乾燥しているときは、蒸散をしておらず、成長していないが、降雨が降った直後のみ土壤表層に浸潤した降雨を速やかに吸水し、成長している。

地下水位が深く、灌漑による新たな塩の供給もない草原では、根の吸水を阻害するような塩類集積は生じておらず、土壤水分のみが植物の生育を制約している。しかし、Steppe 4<sub>out</sub>では深部でもシオレ点以上の土壤水分が存在していた。これは Steppe 4<sub>out</sub>は相対的に降水量が多いとともに、地表面湛水によって発生する表面流入の影響が考えられる。



図Ⅱ-3.7 乾燥地のステップ草原における土壤水分環境。横軸  $\theta$ ：体積含水率，縦軸  $z$ ：地表面からの深さ， $\theta_w$ ：永久シオレ点， $\theta_f$ ：圃場揚水量， $P$ ：年間降水量， $ET$ ：年間実蒸発散量， $ETp$ ：年間可能蒸発散量， $G_w$ ：根圏下への年間浸透量



## 第4章

# 放牧の有無および土壌の違いと降雨 湛水現象

Steppe 1, Steppe 2, Steppe 3 では、深度約 30 cm 以深は低水分、低水ポテンシャルで時間変化も深度変化もなく永久シオレ点より乾燥していたものの、Steppe 4<sub>out</sub> においては数メートル離れた地点で深度 60 cm 以深における水分量が多い地点と少ない地点があり、深部の水分分布に平面的な不均一性が生じていた（図 II-3.4）。

2012, 2013 年の Steppe 4<sub>out</sub> の年降水量は、公園中央の降水量（Hustai 気象台）や Altanbulag 気象台の降水量より 20~80 mm 多い場所であったことから（図 II-2.9）、Steppe 4<sub>out</sub> における土壌水分分布の平面的な不均一性は、降雨強度が強く、湛水が発生したために形成されたのではないかと考えた。そこで湛水発生が生じる降雨強度を定水頭インテクレート試験によって求めた。次に、実際の 10 分間降雨強度と比較を行い、浸透能を超える降雨強度の発生頻度を調べた。さらに、実際に降雨強度が浸透能を上回る豪雨時の地表面の状況を観察した。

### 1. 表層（0-5 cm）における飽和透水係数の測定

浸透能とは土壌中に浸入可能な水の最大強度のことであり、一般に湛水させた地表面から浸入量を測定するインテクレート試験法を用いて測定する。一次元的な浸潤において水フラックス  $q$  は、

$$q = -K_{fs} \frac{dH}{dz} \quad (\text{II-4.1})$$

で表される． $K_{fs}$ は現場における飽和透水係数， $H$ は，不飽和土壌では，マトリックポテンシャルと重力ポテンシャルの和である． $z$ は地表面を基準とし，鉛直下向きを正としている．

土壌特性は一樣で，初期水分量も深さによらず均一に乾燥していると仮定すると，浸潤開始直後の浸入フラックスは，湛水している地表面と土壌中の圧力差が大きい場合，重力勾配は無視でき，マトリックポテンシャル勾配 ( $d\psi_m/dz$ ) に支配される．

$$q_{z=0} = -K_{fs} \left( \frac{d\psi_m}{dz} - 1 \right) \approx -K_{fs} \frac{d\psi_m}{dz} \quad (\text{II-4.2})$$

一方で，浸透が開始してから長時間経過すると，初期に  $d\psi_m/dz$  が大きい場合でも地表面近くの土壌水分分布は一樣に飽和に近づくため，マトリックポテンシャル勾配もゼロに近づき，重力勾配によって支配される．これは，湛水後長時間経過すると，浸入フラックスが飽和透水係数の値に近づくことを意味している（最終浸透能）．

$$\lim_{t \rightarrow \infty} q_{z=0} = K_{fs} \quad (\text{II-4.3})$$

つまり，土壌特性が深さによらず一定の場合には飽和透水係数から最終浸透能を算出できる．しかし，実際の土壌特性は深さにより不均一であるため，最終浸透能は，表層だけではなく深部の飽和透水係数も反映された値となる．降雨の少ない乾燥地においては，表面流の発生を決めるのは，表層の飽和透水係数である．そこで，湛水後，浸入フラックスがある程度一定になったときの値を用いて表層（深度 0-5 cm）の飽和透水係数を求めた．

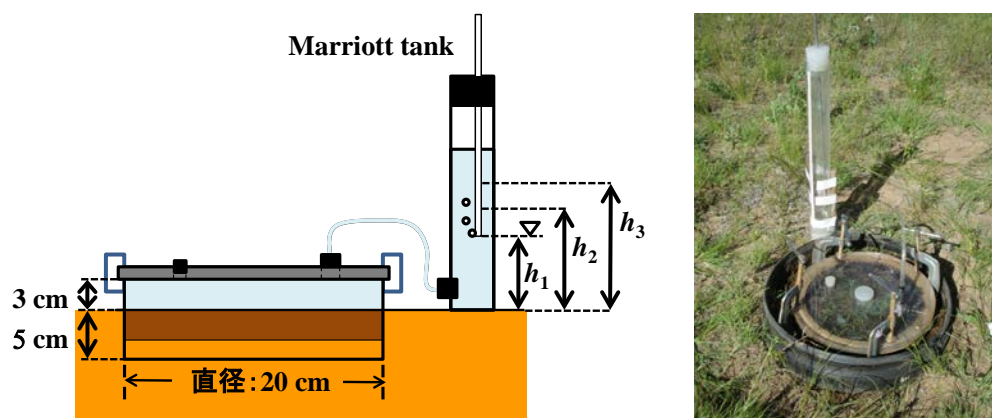
### （１）定水頭インテグレート試験による浸入フラックスの測定

浸入フラックスの測定には，図 II-4.1 に示す定水頭インテグレート試験を用いて行った．装置は，シリンダ内径 20 cm，高さ 8 cm の内円筒，アクリル板で作成した内径 30 cm，高さ 10 cm の外円筒，そして内径 3.6 cm のマリ奥特管で構成されている．マリ奥特管とは，水圧を一定に保ちながら水を吸水する装置のことで，管内の水位低下から給水量を簡単に測定可能である．

シリンダを約 5 cm まで打ち込み，その外側にアクリル円筒を約 5 cm 差し込んだ後，内円筒の蓋を閉め，マリ奥特管と蓋を接続した．外側のアクリル円筒の設置は，シリンダの外側も湛水することにより，浸潤前線がシリンダの打ち込んだ深さ（深度 5cm）

以深に達した後も水平浸透を抑制し、1次元浸潤と見なせるようにするためである。湛水深  $\psi_o$  はマリOTT管によって調整した。内円筒へは蓋の吸水口から水を吸水し、完全に内部を水で満たした後、蓋の吸水口をゴム栓で密閉した。同時に、外円筒内も湛水させた上で、内円筒への浸入量の測定を開始した。測定開始後、マリOTT管の水位の時間変化を記録し、浸入量が一定になるまで浸潤を続けた（およそ5分程度）。その後、マリOTT管の水位を2段階に分けて上げていき、同様に水位の時間変化を記録した。測定後に、内円筒内の飽和土壌と浸透試験の影響を受けていない場所での表層（深度0-5 cm）の土壌試料を定容積（100 cc サンプラー）で採取し、それぞれ飽和体積含水率と初期体積含水率の測定を行った。

表層の飽和透水係数測定は、Steppe 1, Steppe 2, Steppe 3, Steppe 4<sub>out</sub>, そして Steppe 5 で行った。各調査地における湛水深さの設定条件を表Ⅱ-4.1に示す。これに加え、湛水深を変化させず、1つの湛水深のままでの測定も行った。



図Ⅱ-4.1 定水頭インテグレート試験の模式図および測定状況

表Ⅱ-4.1 調査地および測定条件。  $\psi_o$  は湛水深さを表す。

No.	day	$\psi_o$ [cm]		
		1st	2nd	3rd
Steppe 1	2012/7/28	7	10	13
Steppe 2-1	2011/8/5	4	7	11
Steppe 2-2	2011/8/5	5	10	15
Steppe 3-1	2012/7/28	6	9	10.5
Steppe 3-2	2011/8/6	4	7	11
Steppe 3-3	2011/8/6	4	9	12
Steppe 4 <sub>out</sub>	2013/7/28	1	4	5
Steppe 5-1	2013/7/25	4	6.5	8
Steppe 5-2	2013/7/25	1	2.3	3.7

## ( 2 ) 深度 0-5 cm における飽和透水係数の導出

浸潤の解析においては、経験式による Kostiakov モデル (Kostiakov, 1932) や修正 Kostiakov モデル (Parhi *et al.*, 2007 ; Smith, 1972), Horton モデル (Horton, 1940), 物理モデルを基礎とした Green-Ampt 浸潤モデル (Green and Ampt, 1911), Philip 式 (Philip, 1969), Reynolds-Elrick モデル (Reynolds, 1993 ; Reynolds and Elrick, 1990) などの数多くのモデルが使われている。インテグレート試験を用いて測定した浸入フラックスから  $K_{fs}$  を解析する方法としては、Green-Ampt 浸潤モデルや Reynolds-Elrick モデルが多く解析に用いられている。

Green-Ampt 浸潤モデルは、浸潤前線における水分を不連続な変化と見なし、さらに湿潤領域における土壌特性が一定で、浸潤前線におけるマトリックポテンシャルも一定であるという仮定によって浸潤過程を単純化した一次元浸潤の近似的な物理モデルである (Jully and Horton, 2004) (図 I-4.2)。一方で、Reynolds-Elrick モデルは、厳密な浸潤理論を元に、地表面の点湧源からの浸潤理論を発展させ、3 次元的な浸潤挙動を表したモデルである (Reynolds and Elrick, 1990)。この方法で解析する場合には、浸潤前線が内円筒シリンダの打ち込んだ深さ (本実験では深度 5 cm) 以深に到達し、3 次元浸潤になり安定したときの浸透フラックスを用いて  $K_{fs}$  を算出する必要がある。

本研究は、表面湛水が生じる降雨強度を求めることが目的であり、日降水量の 95% 以上が 5 mm 以下のモンゴルにおいては、湛水の有無を決めるのは約深度 0-5 cm の  $K_{fs}$  である。浸潤深度が 5 cm 程度と浅い状態における  $K_{fs}$  を求めるためには、シリンダの打ち込んだ深さまでの鉛直 1 次元の浸潤におけるデータを解析するのが適切である。したがって、深度 0-5 cm における  $K_{fs}$  の測定には、Green-Ampt 浸潤モデルを用いた。

このモデルによると、地表面の浸入フラックスはダルシー式から次式で表せる (下向き正)。

$$q = \frac{dI}{dt} = K_{fs} \left( \frac{\psi_0 - \psi_p + L_f}{L_f} \right) \quad (\text{II-4.4})$$

ここで、 $K_{fs}$  は飽和透水係数[cm/s]、 $q$  は浸入フラックス[cm/s]、 $\psi_0$  は湛水深さ[cm]、 $\psi_p$  は浸潤前線における水圧[cm]、 $L_f$  は浸潤前線の地表面からの深さ[cm]、 $t$  は浸潤し始めてからの経過時間、 $I$  は積算浸入量である。さらに、浸潤速度は土壌の貯水量の時間変化率と等しいため、

$$L_f = \frac{I}{\Delta\theta} \quad (\text{II-4.5})$$

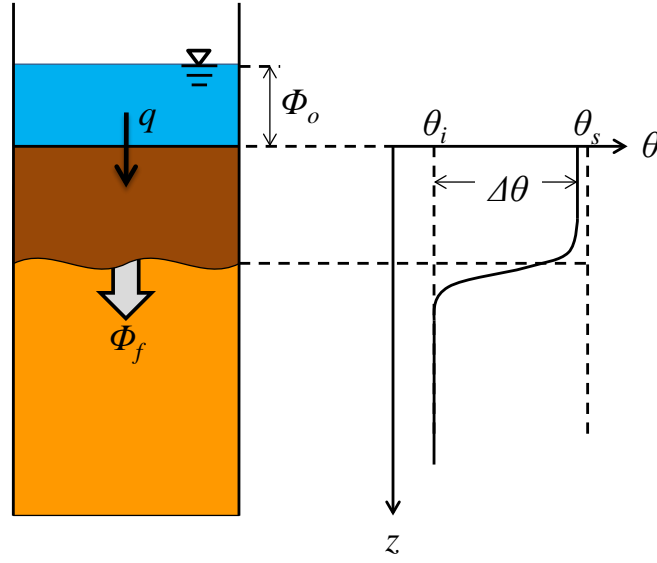


図 II-4.2 Green-Ampt 浸潤モデルの模式図

で表される．ここで  $\Delta\theta$  は浸潤前と浸潤後の体積含水率の差である．

#### ( i ) 湛水深を変えた測定による $K_f$ および $\psi_p$ の導出

式 II-4.4 において、『浸入フラックス  $q$ 』は定水頭インテグレート試験により測定される浸入量をフラックスに換算することで、『湛水深さ  $\psi_o$ 』は実験時の湛水深を代入して、『浸潤前線の地表面からの深さ  $L_f$ 』は、式 II-4.5 に初期体積含水率と飽和体積含水率そして、積算浸入量の測定値を式 II-4.5 に代入し、それぞれ求められる．そのため、式 II-4.4 の Green-Ampt 浸潤モデルにおける未知数は、飽和透水係数  $K_f$  と浸潤前線における吸引圧  $\psi_p$  の 2 つである．

定水頭インテグレート試験において  $q$  は  $\psi_o$  の増加に伴い増加するが、一次元浸潤の場合、 $q$  は  $\psi_o$  の一次関数で表される．この関係を用いて、式 II-4.7 に、3 回  $\psi_o$  を変化させたときの浸入フラックスの実測値  $q_a$  と解析解の差の二乗和  $E$  は次式で表される．

$$E = \sum \left( q - K_f \frac{\psi_o - \psi_p + L_f}{L_f} \right)^2 \quad (\text{II-4.6})$$

ここで、 $E$  を  $K_f$  と  $\psi_p$  でそれぞれ偏微分を行い、式 II-4.6 における極値を求める．

$$\frac{\partial E}{\partial K_f} = 2 \sum \left\{ q - K_f \frac{\psi_o - \psi_p + L_f}{L_f} \right\} \left( - \frac{\psi_o - \psi_p + L_f}{L_f} \right) = 0 \quad (\text{II-4.7})$$

$$\frac{\partial E}{\partial \phi_p} = 2 \sum \left\{ q - K_{fs} \frac{\psi_0 - \psi_p + L_f}{L_f} \right\} \left( \frac{K_{fs}}{L_f} \right) = 0 \quad (\text{II-4.8})$$

式 II-4.8 において、 $K_{fs} \neq 0$  より、

$$K_{fs} = \frac{\sum q \frac{1}{L_f}}{\sum \frac{\psi_0 - \psi_p + L_f}{L_f^2}} \quad (\text{II-4.9})$$

と表される．式 II-4.9 を式 II-4.7 に代入すると，次式が導かれる．

$$\sum \frac{dI}{dt} \frac{\psi_0 - \psi_p + L_f}{L_f} - \frac{\sum q \frac{1}{L_f}}{\sum \frac{\psi_0 - \psi_p + L_f}{L_f^2}} \sum \left( \frac{\psi_0 - \psi_p + L_f}{L_f} \right)^2 = 0 \quad (\text{II-4.10})$$

この式を解くと、 $\psi_p$  の一次式が導かれることから、式 II-4.7、II-4.8 を満たす式 II-4.6 の E は極小値となり、 $\psi_p$  と  $K_{fs}$  が求まる．

表 II-4.2 に定水頭インテグレート試験から求めた  $\psi_p$  の結果を示す．また、図 II-4.2 に求めた  $\psi_p$  と  $K_{fs}$  を式 II-4.4 に代入して算出した浸入フラックスの計算値とインテグレート試験で実際に測定した実測値  $q$  を示す．計算値は、浸入フラックスが一定になる前の値を用いずに求めたものではある．また、図中の点線は、浸潤前線が深度 5 cm に達した時間を示している．

表 II-4.2 各調査地点における  $K_{fs}$  と  $\psi_p$ ．フラックス及び積算浸入量から算出

No.	day	湛水深			$K_{fs\_GA}$	$\psi_p$ [cmH <sub>2</sub> O]
		$\psi_o$ [cm]			[mm/h]	
Steppe 1	2012/7/28	7	10	13	36.8	3.00
Steppe 2-1	2011/8/6	4	7	11	25.7	3.42
Steppe 2-2	2011/8/6	4	9	12	109.1	4.07
Steppe 3-1	2011/8/5	4	7	11	26.2	2.79
Steppe 3-2	2011/8/5	5	10	15	53.0	5.20
Steppe 3-3	2012/7/28	6	9	10.5	69.0	7.30
Steppe 4	2013/7/28	1	4	5	102.1	-
Steppe 5-1	2013/7/25	4	6.5	8	190.3	6.14
Steppe 5-2	2013/7/25	1	2.3	3.7	149.9	2.18

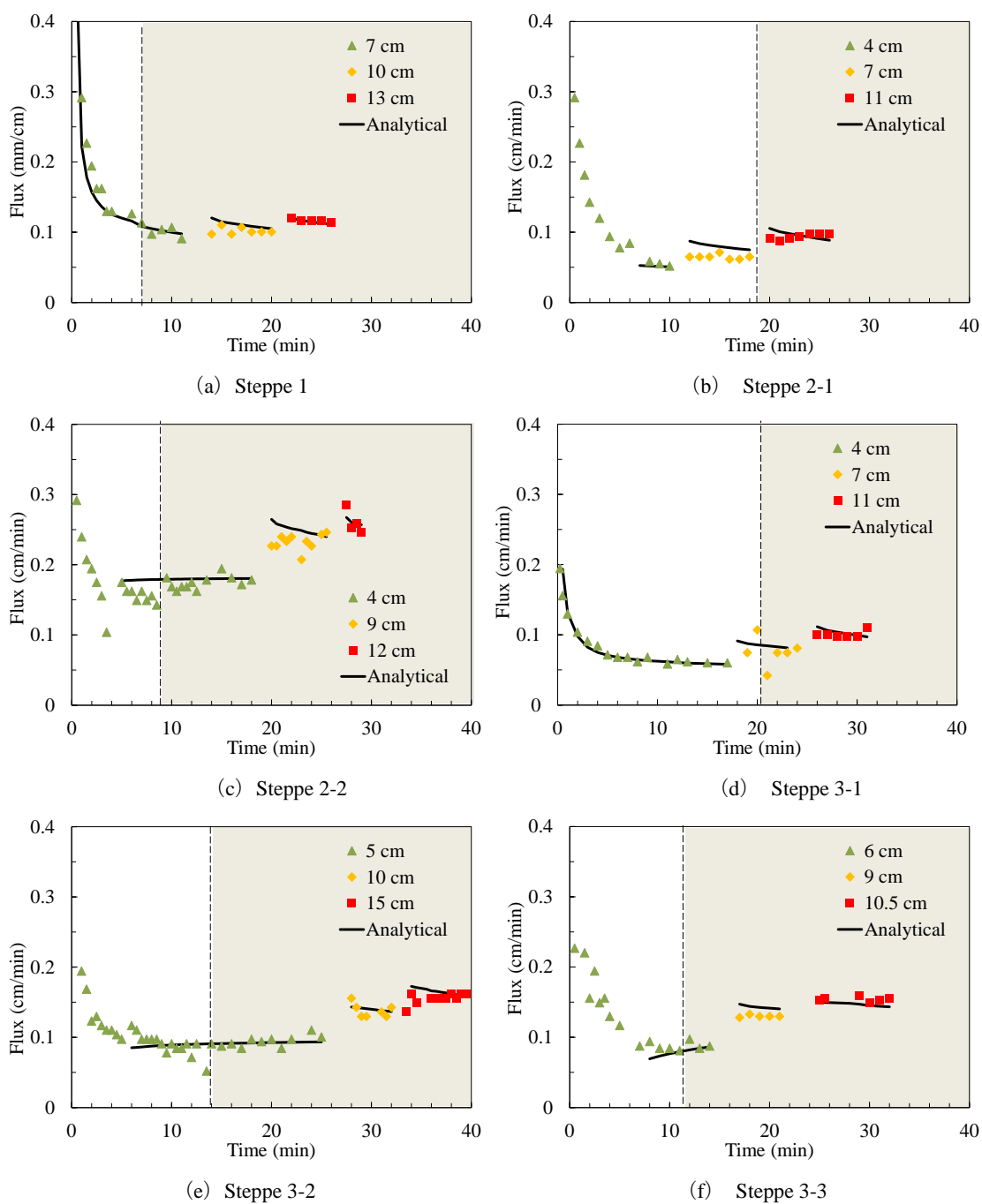


図 II-4.3 湛水深と積算浸透量との関係

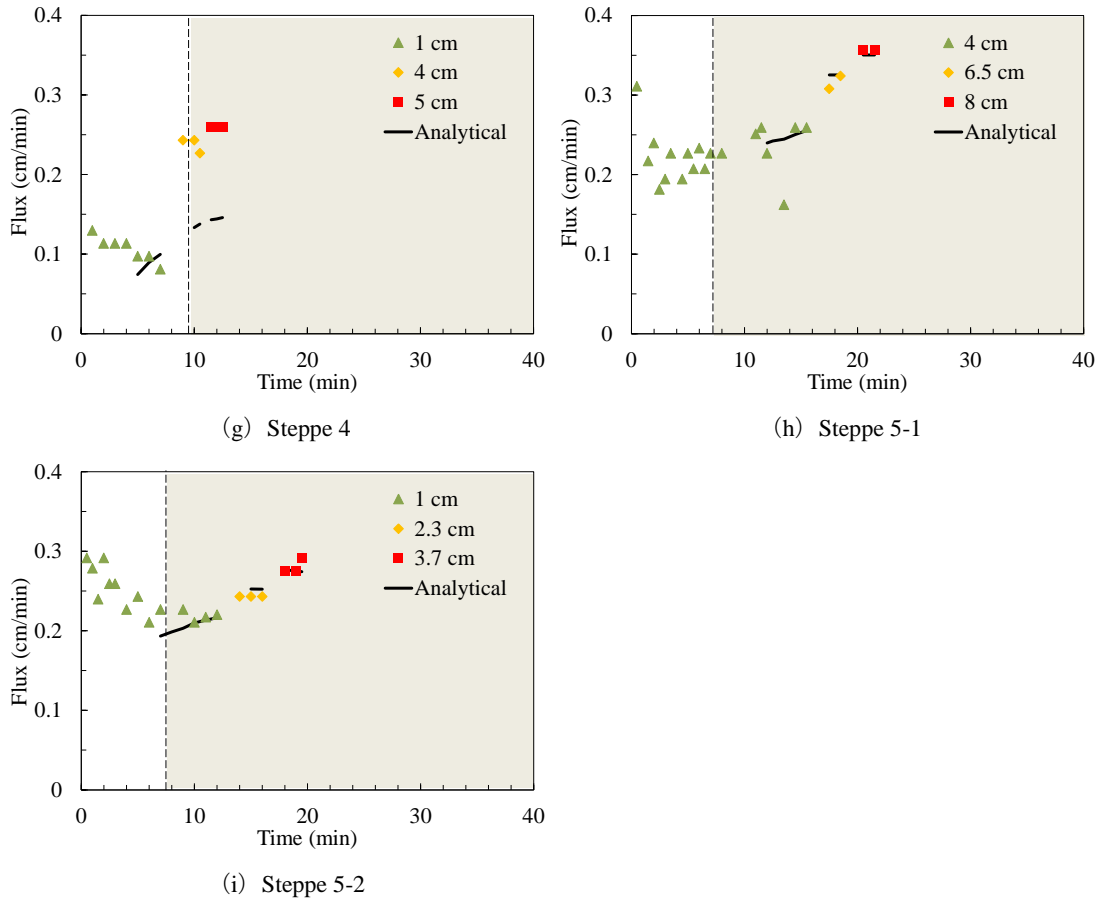


図 II-4.3 湛水深と積算浸透量との関係（浸潤距離に変更）（つづき）

Green-Ampt 浸潤モデルで求めた  $\psi_p$  は全試験において正の値を示した．通常の土壌の場合には， $\psi_p$  は負圧となる．たとえば，Bouwer (1964) は  $\psi_p$  を次式で計算できると提案している．

$$\psi_p = \int_0^{\psi_i} k_{rw}(\psi_m) d\psi_m \quad (\text{II-4.11})$$

ここで， $\phi_i$  は初期土壌水分のマトリックポテンシャルであり， $\psi_p$  は負圧となる．式 II-4.6 は Morel-Seytoux and Khanji (1974) や Neuman (1976) によって，ダルシーの法則から理論的に導出もされている．Bouwer (1966) は， $\psi_p$  が空気侵入圧の 2 分の 1 として用いている．この式から算出した  $\psi_p$  としては，-16~-51 cm (Bouwer, 1966) や -20 cm (吉田ら, 2012) などが挙げられる．Brakensiek (1977) は， $\psi_p$  を次式から導いている，

$$\psi_p = 0.76h_b \quad (\text{II-4.12})$$

ここで， $h_b$  は，土壌水分保持曲線 (Brooks and Corey, 1964) から導出した空気侵入圧である．この式から算出した  $\psi_p$  としては，-3.8~-25.1 cm (Brakensiek, 1977) や -0.89~-11.5



cm (Gomez et al., 2001) などが挙げられる。

しかしながら、植物を含む表層土壌が著しく乾燥すると水をはじく現象（土壌の撥水性）が出現する場合があります、このときの  $\psi_p$  は正圧になりうる (Wang et al., 2000a)。Wang et al. (2000a) によると、撥水土壌における  $\psi_p$  は 2 ~ 12 cm となる。

調査時に、Steppe 4<sub>out</sub> において水滴を垂らしたところ、水滴は瞬時には土壌中に浸透せず、撥水性が実際に確認された。また、Steppe 4<sub>out</sub> の土壌試料を室内に持ち帰り、水分を調整したものに、水滴を垂らし、土壌中に浸透するまでの時間を測定したところ、風乾土（含水比 0.01）では 5 分経って全く浸透せず、含水比 0.04 では浸透するまでに 1 分かかり、含水比 0.1 以上では垂らした直後に浸透した。Steppe 4<sub>out</sub> の表層の含水比は乾燥時には 0.02 ~ 0.05 g/g であったことから、表層土壌は乾燥時には撥水性をもつことが想定される。

撥水土壌の場合には、湛水時に不均一流が発生する場合があるが (Wang et al., 2000b)、本調査地点では、定水頭インテグレート試験後の浸潤前線を確認した際に不均一流は観察されなかった。よって、湛水による浸潤は不均一流ではなく、均一に生じていると考えた。

#### （ ii ） 1 つの湛水深での測定による $K_f$ および $\psi_p$ の導出

1 つの湛水深で測定した浸入フラックス測定による表層（深度 0-5 cm）の  $K_f$  の計算には、 $\psi_p$  の算術平均の値 (4.26 cmH<sub>2</sub>O) を用いた。ここで、解析に用いる浸入フラックス  $q$  は、浸潤開始後、ある程度一定のフラックスを示した後から  $L_f$  が 5 cm に達するまで平均値を用いた。また、 $L_f$  は 5 cm とし、表層（深度 0-5 cm）の  $K_f$  を式 II-4.4 から求めた。

#### （ 3 ） 深度 0-5 cm における飽和透水係数の結果

Steppe 1, Steppe 2, Steppe 3, Steppe 4<sub>out</sub>, Steppe 4<sub>in</sub>, そして Steppe 5 における湛水深 0 cm における  $K_f$  は、それぞれ 39.6 ( $n = 4$ ), 71.5 ( $n = 4$ ), 38.9 ( $n = 5$ ), 74.7 ( $n = 7$ ), 188.0 ( $n = 3$ ), そして 212.9 mm/h ( $n = 4$ ) であった。乾燥地草原の放牧地における最終浸透能は、踏圧により締固めの効果が大きい土性、clay や clay loam を除くと、20 ~ 240 mm/h (Castellano and Valone, 2007 ; Du Toit et al., 2009 ; Herrick et al., 2010 ; Kato et al., 2009 ; Kauffman et al., 2004) であり、本調査地における表層（深度 0-5 cm）の  $K_f$  も既往研究の範囲内であった。

表層（深度 0-5 cm）の  $K_s$ ，すなわち浸透能と降雨強度を比較すると，調査地点における日降水量 20 mm を上回る降雨イベントは年平均 1～2 回程度であったことから，降雨強度が浸透能を上回る降雨イベントほとんど発生しないと考えられる。

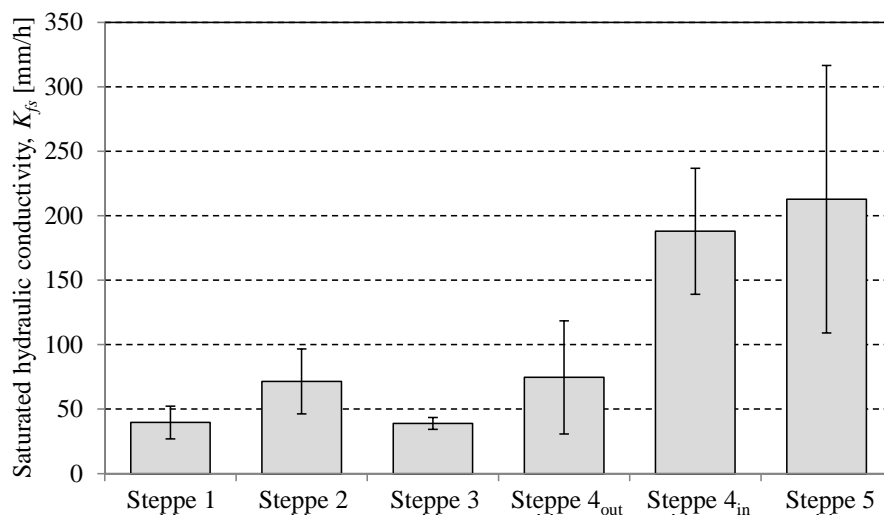


図 II-4.4 表層（深度 0-5 cm）の飽和透水係数の測定結果

#### （４）シリンダーインテグレート試験による $K_s$ 測定の問題点

調査地点の地表面を観察したところ，Steppe 4<sub>out</sub> では地表面にクラスト層が観察された（図 II-4.5）。ほぼ同じ土性である Steppe 4<sub>in</sub> においてクラストが形成されなかったのは，この調査地点が禁牧区であることから，家畜による喫食がなく，地表面が常に枯草で覆われており，雨滴の衝撃が緩和されることに加え，蒸発が抑制されることにより地表面があまり乾燥しなかったためだと考えられる。一方で，Steppe 4<sub>out</sub> は，冬営地であるため，春先は裸地化しており，雨滴の衝撃が直接地面に伝わるためにクラストが形成されたと考えられる。

クラストが形成されると浸透能は低下する（Castellano and Valone, 2007; Herrick et al. 2010; Kato et al., 2009）。例えば，西村ら（1993）は，土性が CL の試料を用いて，人工降雨によりクラストを形成し，降雨前と後の飽和透水係数を比較したところ，クラストの亀裂を考慮した場合でも 1 オーダー小さくなったと報告している。

クラストで覆われているような調査地で  $K_s$  の評価を行う際には，クラスト層とクラスト層以下の土層の飽和透水係数を考慮する必要がある（Hillel and Gardner, 1970）。しかし，Steppe 4<sub>out</sub> におけるクラストの厚さは 5 mm 以下と薄く，降雨直後の浸透能を抑制する可能性は低いと考えられることから，Steppe 4<sub>out</sub> における表層（深度 0-5 cm）に

おける飽和透水係数は、定水頭インテグレート試験により測定した値を用いた。



図Ⅱ-4.5 植壤土の放牧地における地表面のクラストの様子

## 2. ゲルフパーミアメータ試験による深層の飽和透水係数測定

前節では表層 0-5 cm における  $K_{fs}$  が湛水発生の有無を決定するとして、表層の  $K_{fs}$  を求めた。しかしながら、Steppe 4 における降水量は、他地点と比較して多く、さらに Steppe 4<sub>out</sub>、Steppe 4<sub>in</sub> では、土壌サンプリング時に深度 15 cm 付近が非常に硬い、サンプリングの困難な調査地であった。Steppe 4<sub>out</sub>、Steppe 4<sub>in</sub> においてコーンペネトロメータによる土壌の硬度分布および乾燥密度を測定したところ、深度 10~20 cm 層は硬度も測定限界以上 (25.0 kgf/cm<sup>2</sup>) であった (図 II-4.5)。また、乾燥密度も深度 15 cm 付近では 1.6 g/cm<sup>3</sup> と他の深度に比べて高く (図 II-4.5)、深度 15 cm 付近における飽和透水係数が著しく低い可能性が考えられた。この場合、深度 0-5 cm まで飽和した際の浸透能は、深度 5 cm 以下の飽和透水係数によって決まるため、深度 0-5 cm における  $K_{fs}$  より小さい降雨強度においても湛水の生じる可能性がある。そこで深層 (深度 15, 40 cm) の  $K_{fs}$  の測定も行った。

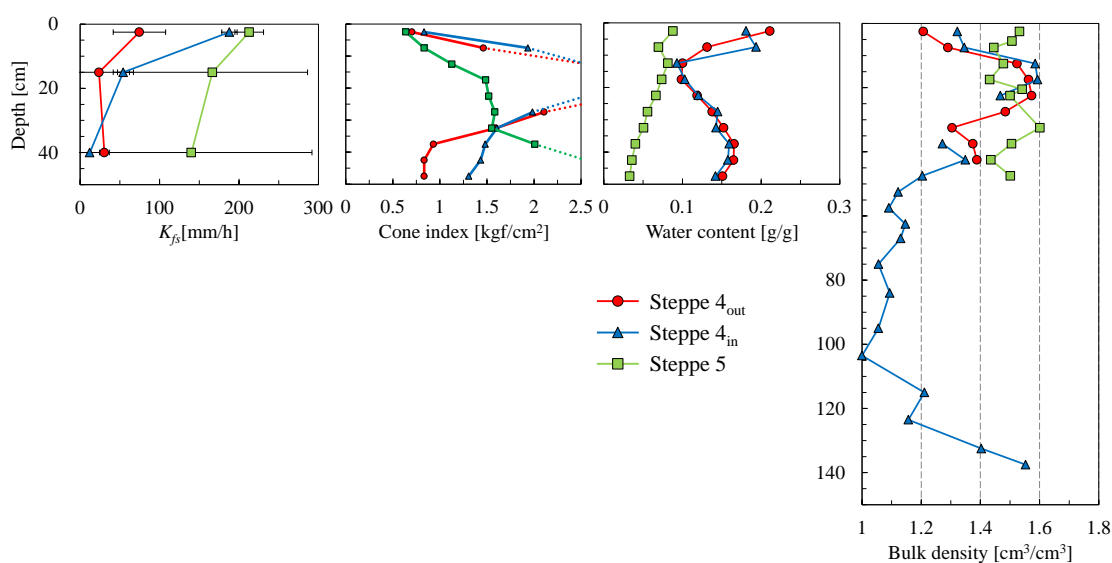


図 II-4.5 調査地点における乾燥密度分布

## ( 1 ) ゲルフパーミアメータ試験による深度 15, 40 cm の飽和透水係数測定

深度 15 cm, 40 cm における  $K_{fs}$  の測定は, 現場をあまり乱さないためにゲルフパーミアメータ試験を用いた. 地表面からオーガーを用いて注水孔 (内径約 5 cm ; 深度 15, 40 cm) を掘り, その中に一定の水位 (4 cm) を与え, 測定を開始した. マリオット管の水位の減少速度が一定になるまで続け, その後 8, 12 cm と湛水深を変化させ, マリオット管の水位の時間変化を記録した. 図 II-4.6 にゲルフパーミアメータの模式図と, 実際の測定の様子を示す.

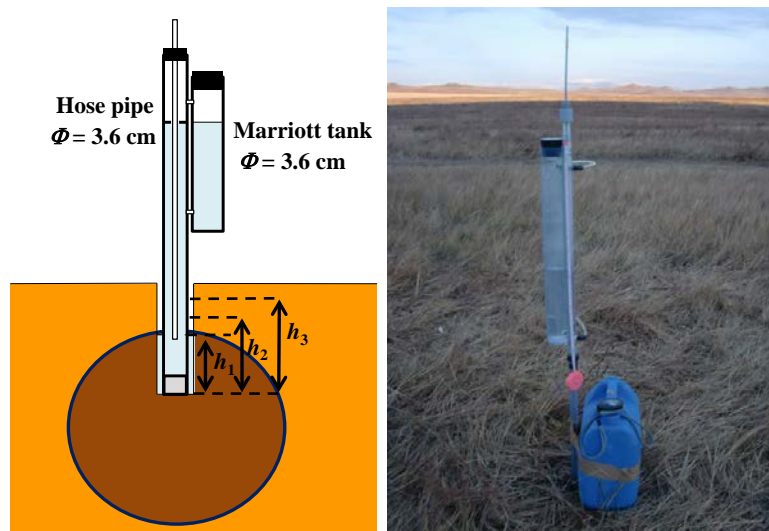


図 II-4.6 ゲルフパーミアメータ試験の模式図 (左図) および写真 (右図)

Reynolds *et al.* (1983) によると,  $K_{fs}$  と定常浸透フラックス  $q_t$  との間に次式の関係が成立する.

$$K_{fs} = \frac{cq_t - 2\pi H\phi_m}{2\pi H^2 \left[ 1 + (c/2)(a/H)^2 \right]} \quad (\text{II-4.13})$$

ここで,  $a$  は注水孔の半径,  $H$  は湛水深,  $\phi_m$  はマトリックポテンシャル,  $c$  は無次元の定数である. Reynolds and Elrick (1987) は定常流浸潤において, 異なる土性 (Sand, Loam, Clay) で  $c$  と  $H/a$  の関係を示している.

$$c = b_1 + b_2 \sqrt{\frac{H}{a}} + b_3 \left( \frac{H}{a} \right) \quad (\text{II-4.14})$$

ここで,  $K_s$  は飽和透水係数,  $Q$  は定常浸潤流量,  $C$  は無次元の係数である. パラメータ  $b_1$ ,  $b_2$ ,  $b_3$  は,

$$\text{Sand : } b_1 = -0.193, \quad b_2 = 0.772, \quad b_3 = 0.0231$$

Loam :  $b_1 = -0.185$ ,  $b_2 = 0.777$ ,  $b_3 = 0.00845$

Clay :  $b_1 = -0.225$ ,  $b_2 = 0.853$ ,  $b_3 = 0.0405$

である（塩沢, 1992）.

調査地点における土性は、第1章で述べた通り、Steppe 4<sub>out</sub> と Steppe 4<sub>in</sub> においては SCL であるため Clay のパラメータを、Steppe 5 においては Coarse sandy loam であったため、Loam のパラメータを用いた.

## （2）深度 15, 40 cm における飽和透水係数の測定結果

ゲルフパーミアメータ試験から測定した深度 15, 40 cm における  $K_{fs}$  は、Steppe 4<sub>out</sub> で 28.3 ( $n=3$ ) , 34.2 mm/h ( $n=3$ ) , Steppe 4<sub>in</sub> で 61.0 ( $n=3$ ) , 30.4 mm/h ( $n=3$ ) , Steppe 5 で 231.4 ( $n=2$ ) , 201.6 mm/h ( $n=2$ ) であった. ただし、括弧内の  $n$  は測定回数を示しており、 $K_{fs}$  の値は平均値である.

## 3. 放牧の有無および土壌の違いによる浸透能の比較

同じ土性である Steppe 4<sub>out</sub> と Steppe 4<sub>in</sub> における表層（深度 0-5 cm）の  $K_{fs}$  は、それぞれ 31.4, 103.6 mm/h であり、Steppe 4<sub>in</sub> の  $K_{fs}$  は Steppe 4<sub>out</sub> の約 3.5 倍であった. しかしながら、深度 15 cm, 40 cm における  $K_{fs}$  は Steppe 4<sub>out</sub> と Steppe 4<sub>in</sub> の間に大きな差は見られなかった.

同じ放牧圧で、土性の異なる Steppe 4<sub>out</sub> と Steppe 5 における表層（深度 0-5 cm）の  $K_{fs}$  は、それぞれ 31.4, 94.1 mm/h であり、Steppe 5 の  $K_{fs}$  は Steppe 4<sub>out</sub> の約 3.5 倍であった. 深度 15 cm, 40 cm における  $K_{fs}$  についても Steppe 5 の  $K_{fs}$  は Steppe 4<sub>out</sub> より、6~8 倍であった.

同じ土性である Steppe 4<sub>out</sub> と Steppe 4<sub>in</sub> の表層（深度 0-5 cm）の  $K_{fs}$  を比較すると、Steppe 4<sub>in</sub> では 103.6 mm/h, Steppe 4<sub>out</sub> では 31.4 mm/h と、Steppe 4<sub>in</sub> の方が Steppe 4<sub>out</sub> よりも約 3.5 倍も大きい値となっており、既往研究の禁牧による浸透能回復と同程度であった（Castellano and Valone, 2007 ; Elliott and Carlson, 2004 ; Herrick and Lal, 1995 ; Kato *et al.*, 2009 ; Steffens *et al.*, 2008）.

禁牧による浸透能回復は、一般に、土壌が極度の乾燥-湿潤を繰り返すことにより生じる亀裂や、根による空隙の増加、冬期中の土壌の凍結および融解による空隙の増加など自然回復により空隙率が増加し（Greenwood and McKenzie, 2001 ; Reszkowska *et al.*,

2011), 地表面の  $K_f$  を低下させると言われている (Hillel, 1998). 調査地では, 土壌断面に亀裂などは観察されなかったものの, 植物の根による空隙の増加による回復効果と冬の土壌凍結と融解による回復効果が生じたと考えられる.

実際に, 表層の 0~5 cm については, 100 cc サンプラーで, 深度 5~50 cm までは, 断面積  $8.75 \text{ cm}^2$  のオーガーで土壌サンプリングを行い, 定量に成形し所定の長さごとに乾土重量を測定し, 乾燥密度分布を求めたところ, 表層 0~5 cm における乾燥密度は, Steppe 4<sub>out</sub> では  $1.32 \text{ g/cm}^3$ , Steppe 4<sub>in</sub> では  $1.21 \text{ g/cm}^3$  であり, Steppe 4<sub>in</sub> の方が Steppe 4<sub>out</sub> よりも表層 (深度 0-5 cm) の間隙率が増加していた (図 II-4.6). Steppe 4<sub>in</sub> は, 2006 年から禁牧することにより, 表層の間隙率が増加したことで, 表層の  $K_f$  も増加したと考えられる. 一方で, 深度 5 cm 以深においては, 乾燥密度の回復には数十年以上もの長期間かかる (Castellano and Valone, 2007; Steffens *et al.*, 2008) と言われていることから, 深部に行くほど  $K_f$  の差は減少したと考えられる.

放牧頭数が同じである Steppe 4<sub>out</sub> と Steppe 5 の表層 (深度 0-5 cm) の  $K_f$  を比較すると, Steppe 4<sub>out</sub> では  $31.4 \text{ mm/h}$ , Steppe 5 では  $94.1 \text{ mm/h}$  と Steppe 5 の方が Steppe 4<sub>out</sub> よりも約 3 倍大きい値となっていた (図 II-4.6). 土壌が砂質の場合には, 放牧の踏圧によっても乾燥密度はあまり変化しないため (Hiernaux *et al.*, 1999), 間隙率減少による浸透能低下はあまりないと考えられる. 同じ放牧圧であっても, 浸透能低下の程度は異なると考えられる.

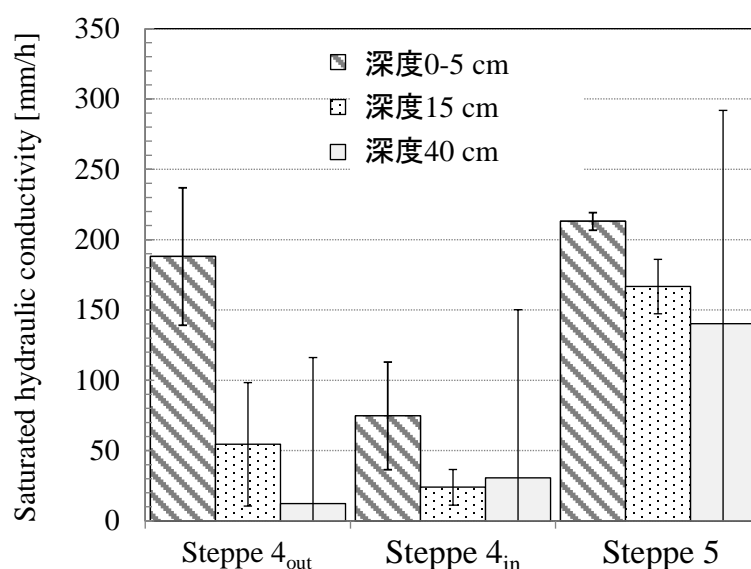


図 II-4.7 各調査地点における  $K_f$  の結果. 棒グラフは試料  $n$  個の相加平均 (深度 0~5 cm, 15 cm 付近, 40cm 付近それぞれ, Steppe 4<sub>out</sub>:  $n = 7, 3, 3$ ; Steppe 4<sub>in</sub>:  $n = 7, 3, 3$ ; Steppe 5:  $n = 4, 2, 2$ ) を表しており, バーは標準誤差を示している.

## 4. 降水量と飽和透水係数との比較

### (1) 10 分間降雨強度と表層（深度 0-5 cm）の飽和透水係数との比較

観測期間の 2012-2014 年における 10 分間降雨強度と表層（深度 0-5 cm）の  $K_{fs}$  とを比較することで、この場所で表面流出がどの程度の頻度で起こりうるか検討した（図）。

2012-2014 年の 3 年間の降雨イベントの中で、Steppe 4<sub>in</sub> と Steppe 5 の表層（深度 0-5 cm）の  $K_{fs}$ （それぞれ 31.3, 35.5 mm/10 min）を超えるような降雨は一度もなかったが、Steppe 4<sub>out</sub> の浸透能（12.4 mm/10 min）を超える降雨は、2012 年 7 月 25 日に 1 度観測された（図 II-4.8）。

2012 年 7 月 25 日に Steppe 4<sub>out</sub> で発生した降雨（図 II-4.9）は、モンゴルにおいては記録的な豪雨であり、Lun 気象台や Altanbulag 気象台でも少なくとも過去 10 年間、Hustai 気象台でも少なくとも過去 9 年間は一度も発生していない降雨強度であった。すなわち、表層の飽和透水係数を上回る降雨強度が発生する機会は、10 年に 1 回あると考えられる。

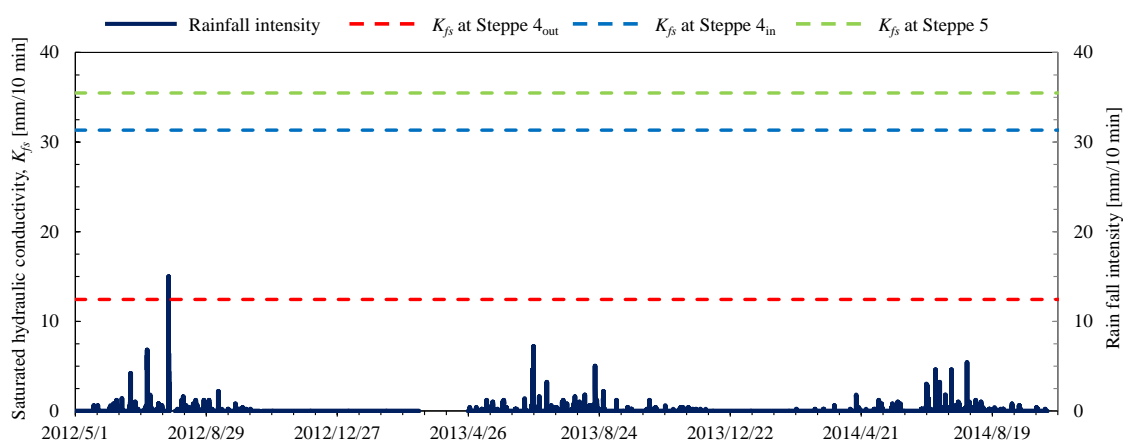


図 II-4.8 各調査地点における表層（深度 0-5 cm）の  $K_{fs}$  および 10 分間降雨強度の経時変化。



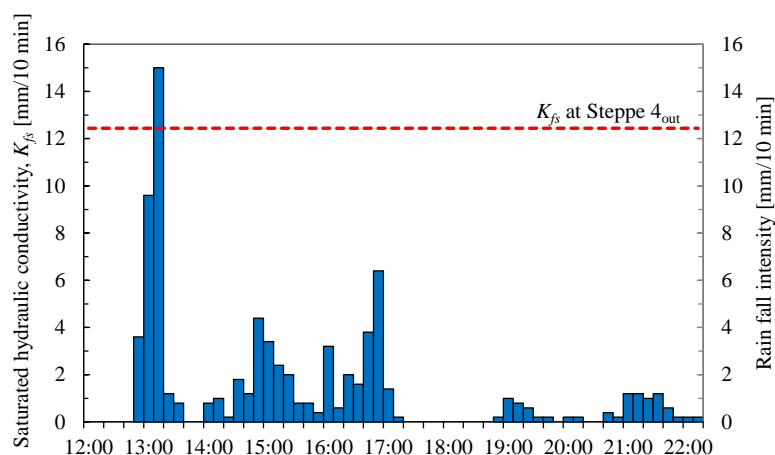


図 II-4.9 2012 年 7 月 25 日における Steppe 4<sub>out</sub> の表層（深度 0-5 cm）の  $K_{fs}$  と 10 分間降雨強度の経時変化。

## （ 2 ） 10 分間降雨強度と深度 15 cm の飽和透水係数との比較

深度 15 cm の  $K_{fs}$  は表層（深度 0-5 cm）の  $K_{fs}$  よりも小さく、浸潤前線が深度 15 cm に達した以降での降雨強度が深度 15 cm の  $K_{fs}$  を上回った場合には湛水が発生すると考えられる。そこで、浸潤前線が深度 15 cm に達する降雨において、観測期間の 2012-2014 年における 10 分間降雨強度と深度 15 cm の  $K_{fs}$  とを比較することで、この場所で表面流出の生じる頻度を検討した。

2012-2014 年の 3 年間の降雨イベントの中で、Steppe 5 の深度 15 cm の  $K_{fs}$ （それぞれ 27.8 mm/10 min）を超えるような降雨は一度もなかったが、Steppe 4<sub>out</sub> の浸透能（4.0 mm/10 min）を超える降雨は、2012 年に 3 回（6/20, 7/5, 7/25）、2013 年に 3 回（6/23, 6/24, 8/20）、2014 年に 3 回（6/28, 7/12, 7/26）観測された（図 II-4.9）。Steppe 4<sub>in</sub> の浸透能（9.1 mm/10 min）を超える降雨は、2012 年に 1 回（7/25）観測された（図 II-4.10）。

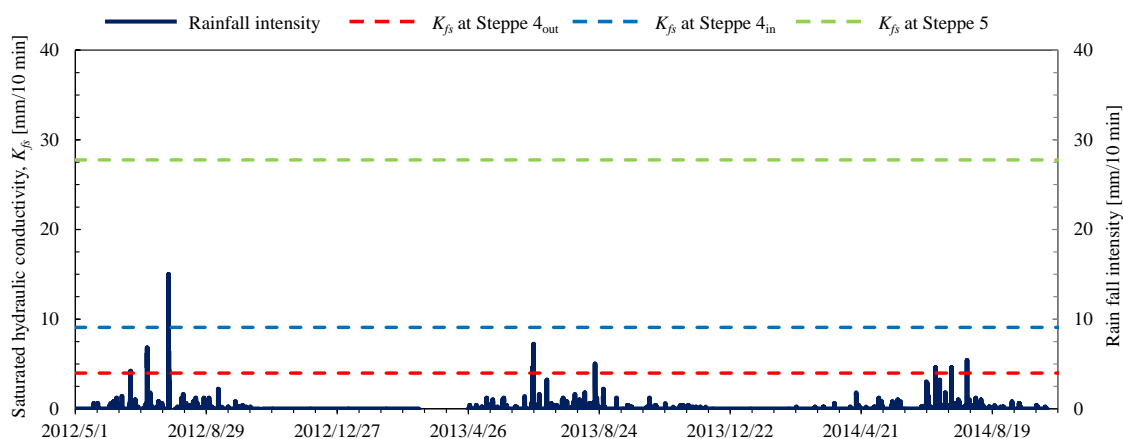
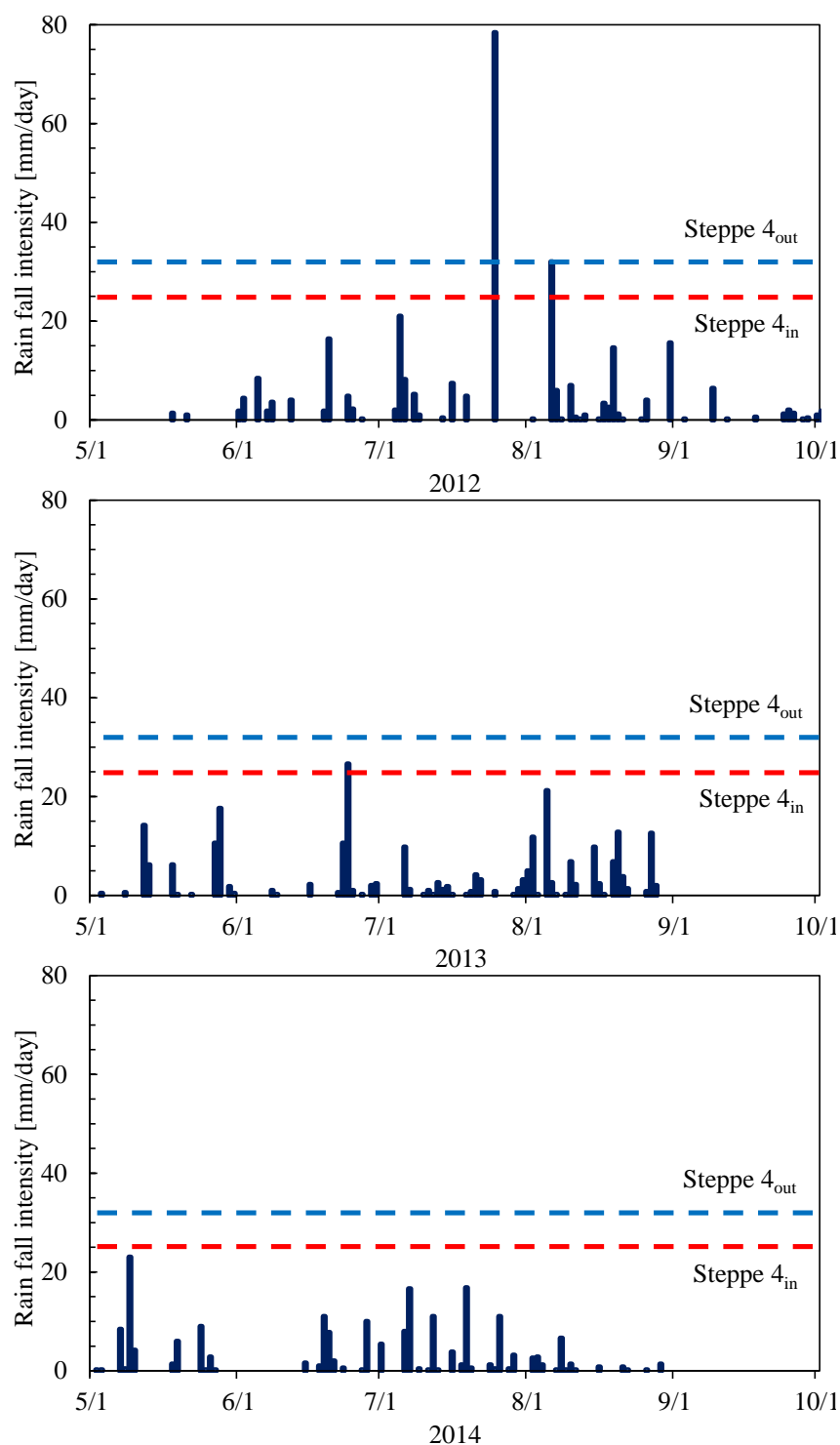


図 II-4.10 各調査地点における深度 15 cm の  $K_{fs}$  および 10 分間降雨強度の経時変化。

仮に、深度 0-10 cm 層までは深度 0-5 cm における  $K_f$  と  $\Delta\theta$  が、深度 10-15 cm までは深度 15 cm における  $K_f$  と  $\Delta\theta$  が同じだと仮定し、上記した降雨の中で、浸潤前線が深度 10 cm 以深まで達したものがあるか以下の手順で計算を行った。定水頭インテグレート試験時に測定した、深度 0-5 cm の初期体積含水率と飽和体積含水率の差  $\Delta\theta$  の平均値は、Steppe 4<sub>out</sub> で 0.24, Steppe 4<sub>in</sub> で 0.32, Steppe 5 で 0.31 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> であった。このとき、浸潤前線が深度 10 cm に達するのに必要な降水量は、Steppe 4<sub>out</sub> で 24, Steppe 4<sub>in</sub> で 32 mm である。日降水量がこれらの降水量を上回るのは、2012 年に両地点ともに 2 回 (7/25, 8/6), 2013 年に Steppe 4<sub>out</sub> では 1 回 (6/24), Steppe 4<sub>in</sub> では 0 回, 2013 年は両地点ともに 0 回であった。以上から、深度 10-15 cm における  $K_f$  によって表面湛水が生じうる回数は、Steppe 4<sub>out</sub> では 2012 年に 1 回 (7/25), 2013 年に 1 回, 2014 年には 0 回であり、Steppe 4<sub>in</sub> では 2012 年のみ 1 回であると想定される。

2012 年 7 月 25 日の豪雨は、先ほど述べたように少なくとも 10 年に 1 度生じるか否かの豪雨であったが、2013 年 6 月 24 日の降雨（日降水量 27 mm）は、年に 1~2 回生じうる降雨であり、その中でも観測期間中。以上から、2012-2014 年の 3 年間の降雨イベントによると、深度 15 cm の飽和透水係数によって表面湛水が生じうる降雨の発生頻度は、3 年に 1 回であると想定される。



図Ⅱ-4.11 調査期間中の日降水量の経時変化と Steppe 4<sub>out</sub> および Steppe 4<sub>in</sub> における浸潤前線が深度 10 cm に達する降雨量.

## 5. 湛水発生の観察

Steppe 4<sub>out</sub> に自動撮影カメラ (GardenWatchCam, Brinno, Taiwan) を設置し、夜間を除き 2~3 時間間隔で自動的に草原の撮影を行った。現地調査中および自動撮影カメラの撮影記録によると、Steppe 4<sub>out</sub> で 3 回 (2012 年 7 月 25 日, 2013 年 4 月 5~7 日, 2013 年 6 月 25 日), 表面湛水の生じていることが確認された。2012 年 7 月 25 日は、モンゴルでは記録的な豪雨であり、湛水の生じうるものであったが、それ 2013 年 4 月 5~7 日, 2013 年 6 月 25 日では、降雨が観測されていない、または日降水量も降雨強度も非常に小さい日であった。以上から、2013 年 4 月上旬の湛水は土壌凍結によるもの、2013 年 6 月 25 日の湛水は地形によるものではないかと考え、考察を行った。

### ( 1 ) 豪雨時の湛水

2012 年 7 月 25 日の 80 mm/day の豪雨 (最大時間降雨 30 mm) は、現場調査期間中に偶然発生したものであったが、結果として Steppe 4<sub>out</sub> における湛水の発生を実際に確認することができた (図 II-4.12)。湛水時間は、1 時間未満であった。一方で、それ以外の 2 地点 (Steppe 4<sub>in</sub> と Steppe 5) ではこの降雨による湛水は確認されなかった。また、2~3 キロ離れた場所では豪雨の痕跡が見られず、極めて局所的に発生した豪雨であったと考えられた。



図 II-4.12 2012/7/25 の 80 mm/day 降雨時における Steppe 4<sub>out</sub> の湛水の様子。

### ( 2 ) 土壌凍結時の湛水

自動撮影カメラにより、2013 年 4 月 5~7 日に 3 日間程度の湛水が確認された。この期間は、雨量計によると降雨は確認されなかったものの、画像から 4 月 3 日に数 cm 程度降雪していたことが確認され、積雪が融解した後の 4 月 5~7 日に湛水が観察された。



(図Ⅱ-4.13)．第6章で示すが，この地点では別途地温の経時変化測定しており，それによると湛水が観測された2013年4月上旬の土壌の日平均地温は $0^{\circ}\text{C}$ 以下であった(図Ⅱ-6.17)．さらに，2012年1月には，深度10cm程度の積雪が写真から確認された(図Ⅱ-4-13,Ⅱ-4-14)．2012年4月下旬の調査時に，積雪が溶けずに残っていたため，雪の密度を測定したところ，約 $0.1\text{ g/cm}^3$ 前後であった．このことから，積雪量は，10mm以上であったと考えられる．4月2日には，積雪が見当たらなかったことから，これ以前の雪は全て融解し，浸透した水が土壌中で再凍結したことによって，土壌表層がほぼ飽和状態で凍結したと考えられる．水分の多い土壌が凍結すると，浸透能は著しく低下することから(e.g. Watanabe and Flury, 2008)，2013年4月3日朝に見られた積雪が溶けた際に，湛水が発生したと考えられる．以上から，土壌の凍結時には，融雪水やわずかな降雨によっても湛水することを確認した．



図Ⅱ-4.13 左上) 2013/4/2の積雪前日の様子．右上) 2013/4/3の朝の積雪の様子．左下) 2013/4/5の積雪融解時の湛水の様子．右下) 2013/4/6の湛水が凍っている様子．湛水面積は徐々に減っていき，翌日消失し



図Ⅱ-4.14 左図) 2012/10/19の雪が降る前, 右図) 2013/1/25の積雪後(積雪深は約10 cm)

### (3) 少ない降水量時における湛水

自動撮影カメラによると 2013 年 6 月 25 日にも 10 時間以上もの湛水が確認された(図Ⅱ-4.15)。

2 日前の 23 日には 10.6 mm, 前日の 24 日には 26.6 mm の降雨が観測され, 当日は 1mm の降雨が観測されたものの, 3 日間の最大の 10 分間降雨強度は 7.2 mm/10 min が 1 回観測されたのみで, 10 時間以上もの湛水が生じるような降雨ではなかった. 調査サイトの雨量計に間違いがないとすれば, 調査サイトは, 1~2 km 先を丘で囲まれた低地にあることから, 丘の斜面で局所的に豪雨が発生し, その地表流が流れ込み, 調査サイトが全面的に湛水したとしか考えられない. 調査サイトから数百メートル離れた場所で表面流の痕跡が見られた(図Ⅱ-4.16). モンゴル草原では極めて局所的に豪雨が生じ(図Ⅱ-4.17), 1~2 km 規模の表面流出で流れ込み, 谷部では全面湛水する可能性のあることがわかった.





図 II-4.15 2013/6/25 の Steppe 4<sub>out</sub> の放牧地における湛水の様子。湛水は 10 時間以上続いた



図 II-4.16 表面流の痕跡と見られる土砂、枯草、石などの堆積する様子。2013/7/26 の調査時に Steppe 4<sub>out</sub> からおよそ数百メートル離れた地点で撮影。



図 II-4.17 局所的な豪雨の様子。Steppe 4<sub>out</sub> 付近にて 2013/7/29 に撮影。

## 6. まとめ

Steppe 4<sub>out</sub>における土壌水分分布の平面的な不均一性は、降雨強度が強く、湛水が発生したために形成されたのではないかと考えた。そこで湛水発生が生じる降雨強度を定水頭インテクレート試験によって求めた。放牧地 Steppe 4<sub>out</sub>と隣接する禁牧区 Steppe 4<sub>in</sub>の表層の飽和透水係数を比較すると、禁牧区は放牧地の 3.5 倍となっており、禁牧により飽和透水係数が増加していた。しかしながら、同じ放牧圧下の粗砂の多い土性では、降雨強度が浸透能を下回ることにはなかった。放牧による浸透能低下の程度は土性にも著しく依存することが確認された。

次に、実際の 10 分間降雨強度と比較を行い、浸透能を超える降雨強度の発生頻度を調べた。その結果、10 年に一度生じるか否かの大きな豪雨の際には、降雨強度は浸透能を上回ったものの、それ以外では観測期間中に浸透能を上回る降雨強度は発生しなかった。

実際に 2012 年 7 月 25 日の豪雨時に 8 mm/day もの豪雨時では、浸透能を上回る降雨強度の際には、放牧地で湛水が確認されたが、湛水が生じるような土性は限られた場所のみであった。しかし、湛水発生は、降雨強度が浸透能を上回るときだけでなく、土壌の凍結時には、融雪水やわずかな降雨によっても湛水することも確認した。また、モンゴル草原における豪雨はきわめて局地的で、数百メートル離れると降雨強度は弱く、数キロメートル離れると降雨がないような降り方であった。そのため、モンゴル草原では極めて局所的に豪雨が生じ、1~2 km 規模の表面流出で流れ込み、谷部では全面湛水する可能性のあることも示した。





## 第5章

# 浸透能低下による降雨浸入量と土壌水分の不均一性

Steppe 4<sub>out</sub> は、調査地点の中でも年降水量が多く（第2章）、また浸透能を超える降雨により表面湛水の生じることが確認された（第4章）。この湛水が発生によって、第3章で見られた深部の土壌水分に面的な不均一性が生じたのではないかと考えた。そこで、標高が周りよりもわずか10~15 cm程度低い地点と高い地点において、湛水が観測された豪雨の前後に土壌水の増加量を測定し、降水量と土壌水の増加量の比較を行い、地表面のわずかな高低で降雨浸入量に差が生じるか否かの確認を行った。

### 1. 調査地と測定項目

調査地は、豪雨時に実際に湛水が確認された Steppe 4<sub>out</sub> である。標高が周りより10~15 cm 窪んだ地点（以下、低い地点）とそこから2~3 m離れた10~15 cm高い地点（以下、高い地点）において、湛水が実際に観測された2012年7月25日の豪雨前後に、ほぼ同じ場所の含水比の鉛直分布測定を集中的に行い、当該降雨イベントによる土壌の貯水量増加を算出し、地表面の数センチ程度の起伏による土壌水分分布を測定した。調査地点である高い地点と低い地点は互いに2~3 m離れており、地表面の高低差は10~15 cmであった。同様の測定を、第4章で湛水が確認された2013年4月5~7日の前後（2012年10月下旬、2013年4月下旬の調査時）、2013年6月の前後（2013年4月下旬、2013年7月下旬の調査時）にも行った。

地表面の高低差およびスケールの一例を図に示す．距離・高度計 UltraLyte Compact (DSM Designs & Consulting, Inc., USA) を用いて地表面の高低差を測定した(図 II-5.1)．

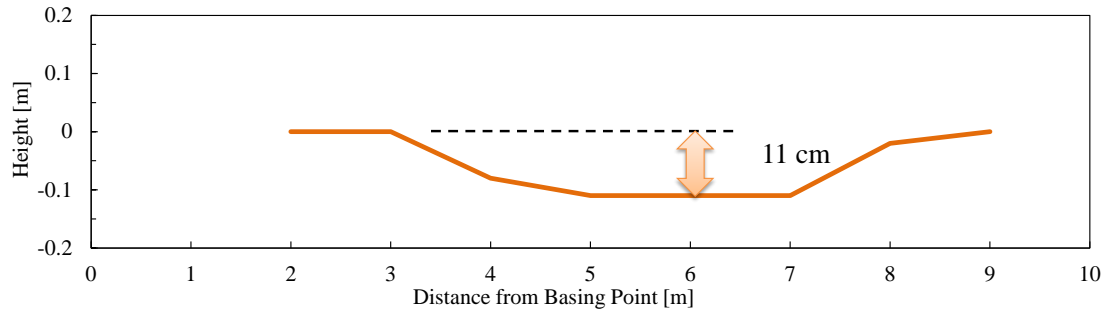


図 II-5.1 砂質植壤土の放牧地における地表面の高低差．距離・高度計 UltraLyte Compact (DSM Designs & Consulting, Inc., USA) により測定．

## 2. 結果と考察

### (1) 豪雨時の貯留増加量の不均一性

地表面の標高が周りより高い地点(以下、高い地点)および低い地点において、2012年7月25日の降雨開始数時間前(7/25)、豪雨の翌日(7/26)、そして豪雨翌々日(7/27)に測定した土壌水分分布の結果を図 II-5.2 に示す．両地点ともに深度 30 cm 以下の深部においても土壌水分の増加が見られた．また、低い地点では、豪雨翌日以降、深度 60 cm 以深が含水比 0.35 g/g を超えており、浸潤前線も深度 120 cm 以深に達していた．深度 120 cm 以深において水分量が急激に低下しているのは、浸潤前線を示すものではなく、120 cm 以深の土性が砂であり、同じマトリックポテンシャルに対して体積含水率が低いためである．一方、高い地点では浸潤前線とみられるの水分増加(含水比： $w = 0.15$  g/g)は、豪雨翌日(7月26日)には深度 50 cm に、翌々日(7月27日)には深度 70 cm に達しており、豪雨5日後(7月30日)には、100 cm 以深に達していた．

図 II-5.3 における豪雨前後の地表面から深度 100 cm までの貯留増加量を算出したところ、高い地点では 73~74 mm の貯留量増加となり降水量 78 mm よりも少なく、低い地点では 137~146 mm 以上の貯留量増加となり降水量よりも多かった．これは、高い地点では降雨強度が浸透能を上回り表面流出が生じたため、浸透量が降水量を下回り、一方で低い地点では周りから流入した分だけ浸透量が増加したことを表している．

降雨強度が浸透能を下回るときには、浸透フラックスは降雨強度と等しくなるため(Hillel, 1998)、降雨強度が平面的に均一である場合には、降雨の浸入フラックスも均一となる(図 II-5.3 左図)．

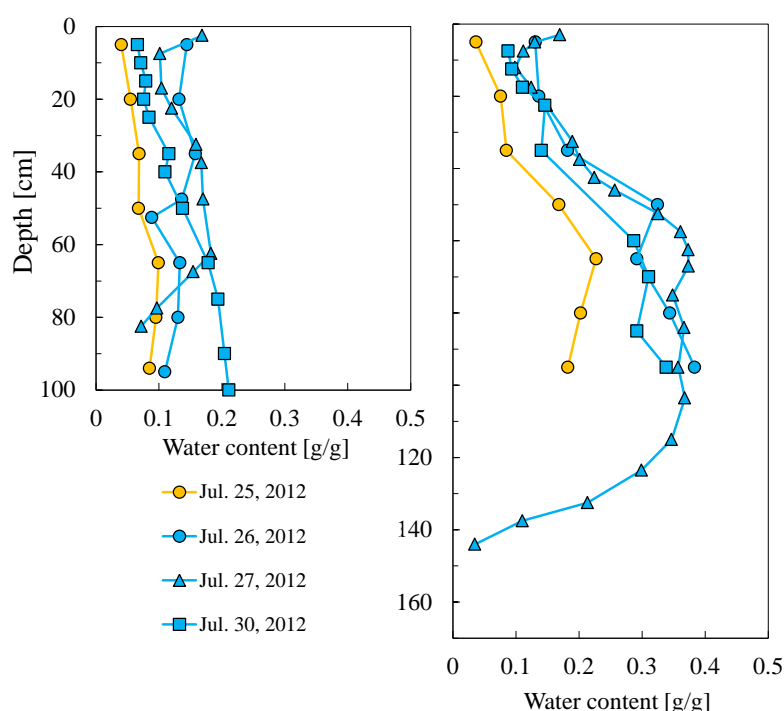


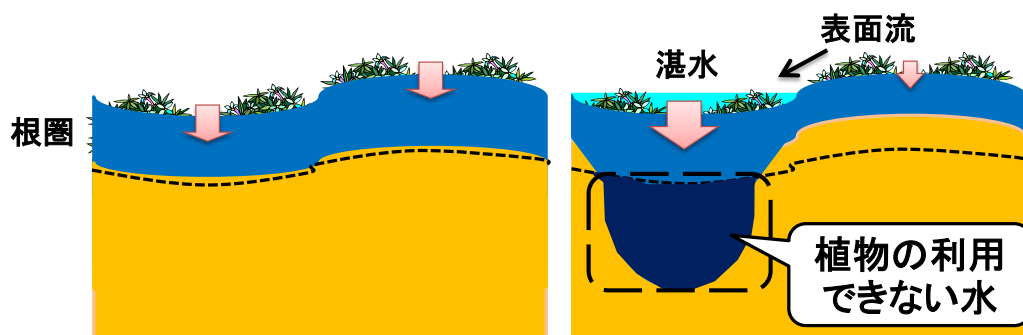
図 II-5.2 砂質植壤土の放牧地における 2012/7/25 の豪雨前後の含水比分布. 左) 地表面が周りより高い地点, 右) 地表面が周りより低い地点

一方で、降雨強度が浸透能を上回るときには、浸透能を超えた降雨が表面流となり下流に流れる。傾斜地では表面流が土砂と共に下流域に流れ、表面流出で失われた分だけ根圏への浸透量が減少する。

平地の場合には、土砂流出が生じるような表面流出は生じないものの、1~2 m 四方の領域におけるわずか 10 cm 程度の標高差によって湛水が生じる。地表面が周りよりわずかに高い地点では、傾斜地と同様に、浸透能を超えた降雨は、周りより低い窪みに流れ込むため、降雨の浸入量は減少する。一方、窪みでは、周囲から流れ込んできた水により湛水が発生し、降雨終了後も湛水がなくなるまで、飽和透水係数によって決まる最大浸透フラックス（最終浸透能）による降雨浸入が続く。そのため、浸入量は降水量を上回り、降雨のみでは浸潤しない深部まで浸透する。この浸潤が根圏下へ達した場合には植物の利用できない水となる。

Steppe 4<sub>out</sub> において湛水が確認された 2012 年 7 月 25 日の降雨イベントは、降雨強度が高いだけでなく、降水量も多い（78 mm）ことから、地表面が周りより高い地点でも浸潤前線が深度 100 cm 以深に達しており、植物の利用できる水分量は、高い地点、低い地点ともに十分存在していた。実際に、この調査地点においては、高い地点の植生が若干多いものの、高い地点、低い地点とで植生に大きな違いは見られなかった。

しかし、より降水量の少ない場所もしくは少ない年において、降雨強度が浸透能を上回るような降雨イベントが発生した場合には、わずかな地表面の高低差によって降雨の浸入量が平面的に不均一になり、均一な浸透と比較して、植物の利用できる水分量が減少すると考えられる（図Ⅱ-5.3 右図）。



図Ⅱ-5.3 左) 降雨強度<浸透能, 右) 降雨強度>浸透能, のときの降雨の浸透量の模式図

## （２）土壌凍結時の貯留増加量の不均一性

図Ⅱ-5.5 に 2012 年 7 月下旬の豪雨直後, 2012 年 10 月上旬の土壌凍結前, 2013 年 5 月上旬の雪融け後の含水比分布を示す（図Ⅱ-5.4）。2012 年 10 月上旬と 2013 年 5 月上旬の土壌水分増加量を比較すると、地表面の高いところでは土壌水分量の増加はほとんどないに関わらず、地表面の低いところでは深度 60 cm 以下は飽和に達しており、土壌水分量が 72 mm 以上も増加しており、不均一な浸入が生じていた。以上から、土壌の凍結時には湛水の生じる場合があり、これが不均一な浸透を引き起こすと考えられる。

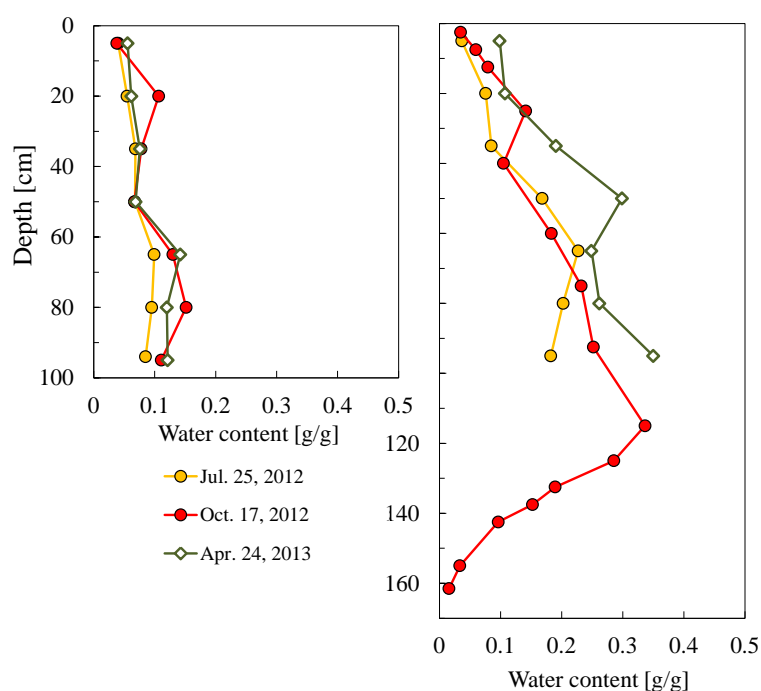


図 II-5.4 砂質植壤土の放牧地における 2012 年 7 月下旬, 10 月上旬, 2013 年 5 月上旬の含水比分布.

左) 地表面が周りより高い地点, 右) 地表面が周りより低い地点

### (3) 調査サイトの全面的な湛水現象と調査地点の土層条件の特異性

第4章において湛水の確認された2013年6月25日前後の調査時(2013年4月下旬, 7月下旬, 10月上旬)の含水比分布を図II-5.5に示す. 上流において局所的に豪雨が発生し, その地表流が流れ込み, 調査地が全面的に湛水した場合には, 表面が高い地点においても, 深度50 cm以下の水分量が著しく増加していた. この湛水による浸透は, 深度100 cm以深に達していたため, 浸透量の比較はできないが, 全面が湛水した場合には, 飽和透水係数や湛水深によって浸入フラックスが異なるため, 浸入量の平面的なバラつきが生じると考えられる.

このような全面湛水は, 2011年から2015年までの観測期間中, 合計2回観測された. これは, 盗難防止および気温の影響をあまり受けないように深度60 cm地点にケースに入れた状態で埋めていた連続観測用のデーターロガー(第6章)が, 2013年6月下旬と2015年7月下旬に水没により破損していたためである. ケース内部が水で満たされるのは, 地表面全体が湛水し, ケース内に水が入ったために生じたと考えられる.

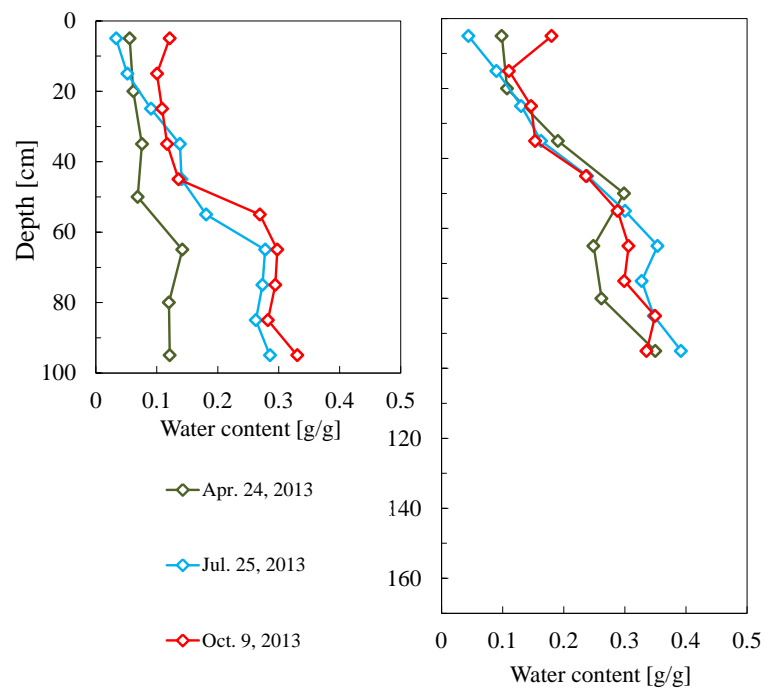


図 II-5.5 砂質植壤土の放牧地における 2013 年 4 月下旬, 7 月下旬, 10 月上旬の含水比分布. 左) 地表面が周りより高い地点, 右) 地表面が周りより低い地点

#### (4) 調査サイトの土壌条件による水分分布の特異性

地表面の低い地点では4月下旬の融雪時に深度 60 cm 以深の含水比が 0.3 g/g に達し、その後も 10 月下旬まで含水比は高いままであった (図 II-5.5)。一方、地表面の高い地点では、7 月下旬に深度 60 cm 以深の含水比が 0.3 g/g に達し、その後も 10 月下旬まで含水比は高いままであった (図 II-5.5)。

深度 120 cm 付近は、上層が砂質植壤土、下層が砂の境界となっている。このような上層に細粒土、下層に粗粒土が層を成しているときには、いわゆるキャピラリーバリアが形成されることが知られている。キャピラリーバリアとは、細粒土と粗粒土の不飽和等水分特性の相対的な違いにより、上層が飽和に近い水圧まで高まらなると下層への浸入が生じない現象のことであり、その水圧に高まるまで境界層が不透水層のような役割を担う現象である。

この Steppe 4<sub>out</sub> において 60 cm 以深の層の水分量が高水分で維持したのは、深度 120 cm 層がキャピラリーバリアとなり、水の浸入を阻止したためと考えられる。上層 (細粒土) の圧力が高まり、下層 (粗粒土) の不飽和透水係数が上層の飽和透水係数と等しくなると、深度 120 cm 以深へ浸透が始まると考えられる。

### 3. まとめ

湛水が発生することによって、深部の土壌水分に平面的な不均一性が生じたのか明らかにするために、標高が周りよりもわずか 10~15 cm 程度低い地点と高い地点において、湛水が観測された豪雨の前後に土壌水の増加量を測定し、降水量と土壌水の増加量の比較を行った。その結果、地表面が周りより高い地点では、土壌水の増加量は降水量よりわずかに下回っており、地表面が周りより低い窪みでは、大きく上回っていた。この結果から、湛水が発生すること、数メートル離れた地点での微地形のわずかな高低差でも降雨の浸入量に差が生じることを明らかにした。

降雨強度が均一と見なせる範囲の草原において、降雨強度が浸透能を下回る場合には均一な浸透となり (図 II-5.4 左図)、降雨強度が浸透能を上回る場合には標高のわずかな高低差でも湛水が生じ、降雨の浸入量は不均一となる (図 II-5.4 右図)。地表面が周りより高い地点では、表面流で失われた分だけ植物の利用できる水分量は降水量よりも減少し、低い地点では周りから流れ混んできた分だけ増加する。しかし、湛水が生じた際の低い地点における浸潤前線は、通常の雨では到達しない深部 (根圏以深) に達し、



一部は植物の利用できない水となる可能性がある。以上から、同じ降水量で、湛水が発生した場合と発生しなかった場合とで植物の利用できる水分量を比較すると、湛水が発生した場合には、発生しない場合よりも減少する可能性の高いことを示した。

降雨強度が浸透能を上回るような降雨は、モンゴル草原においてたびたび生じるものではないと思われるが、このような降雨が発生した場合には、表面流出が発生し、数メートル離れた地点での微地形のわずかな高低差でも、数百メートル離れた地形の起伏でも平面的に不均一な浸透の生じうることが示された。

## 第6章

# ステップ草原および砂丘草原における根圏の水分変化と水収支

保水性が著しく低い砂丘草原は、乾燥層による地表面蒸発の抑制と深部への浸透が生じることから、ステップ草原と比較して土壤水分環境が大きく異なることが想定される。そこで、Steppe 4<sub>out</sub> とそれに隣接する Sand において、土壤水分、地温、気温等の連続測定を行い、土壤水分環境の比較を行った。また、土層の水収支を算出し、根の吸水深度、土層毎の根の吸水量、そして根圏下への浸透量を算出した。さらに、乾燥層による蒸発抑制の効果の比較を行った。

### 1. 調査地と測定項目

Steppe 4<sub>out</sub> と Sand で土壤水分、地温、気象条件（気温・湿度）、この地点の降水量、Sand のみテンシオメータ圧をそれぞれ測定した。Steppe 4<sub>out</sub> は、年に数回は降雨強度が浸透能を超えるため（第4章）、表面流出が生じうる場所である。そこで、Steppe 4<sub>out</sub> の土壤水分計の設置個所は、湛水の影響を受けない周りよりも標高が 10~20 cm 高い場所に設置した。図 II-6.1~図 II-6.4 に Steppe 4<sub>out</sub> と Sand における設置機器の平面図と断面図を示す。

Steppe 4<sub>out</sub> と Sand の土壤水分計、熱電対、温湿度計、Sand のテンシオメータはそれぞれデータロガー CR1000 (Campbell Scientific Inc, USA) に接続し、Steppe 4<sub>out</sub> では 2011/8/4 ~ 2012/4/26 : 30 分間隔で、2012/4/27 ~ 2013/7/28 : 1 時間間隔で、2013/7/28 ~ 2013/10/10 :

20分間隔で, Sand では 2012/4/30~2013/10/11 まで1時間間隔で連続的に自動計測した.

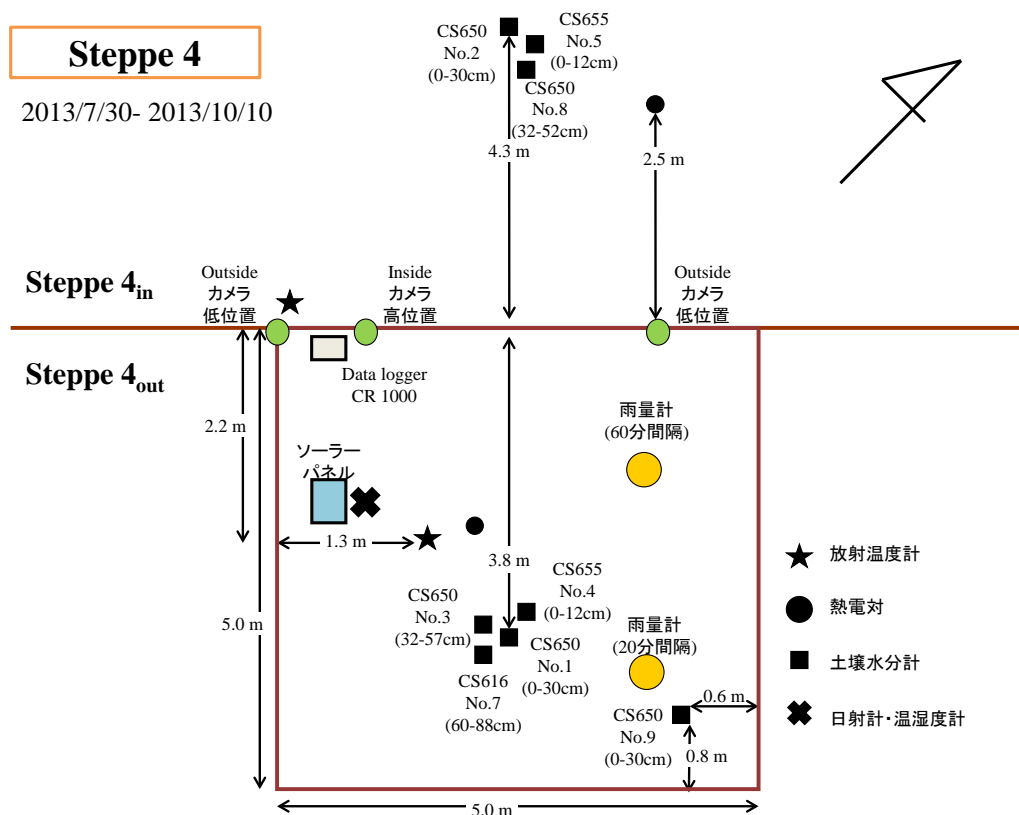


図 II-6.1 Steppe 4 における測定機器の設置図 2013/7/30~10/10 の期間の測定項目 (平面図)

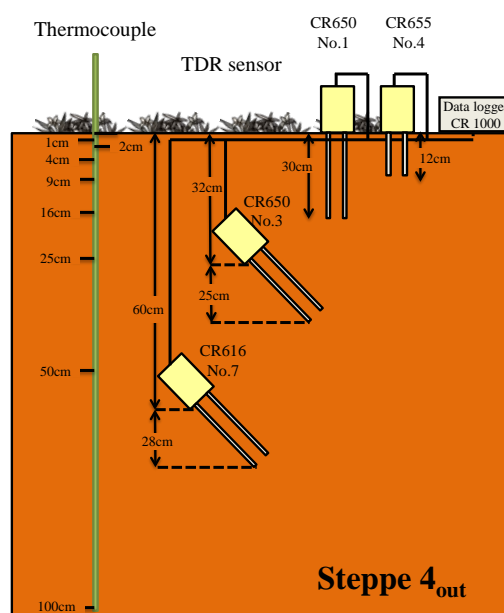


図 II-6.2 Steppe 4 における測定機器の設置の断面図

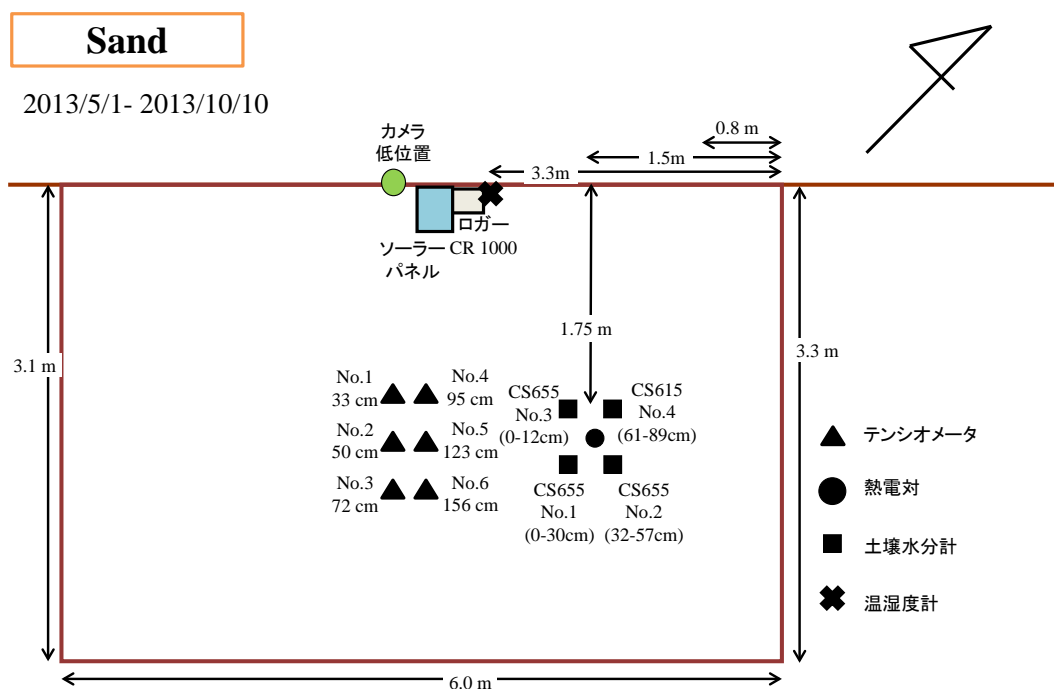


図 II-6.3 Sand における測定機器の設置図 2013/5/1～10/10 の期間の測定項目（平面図）

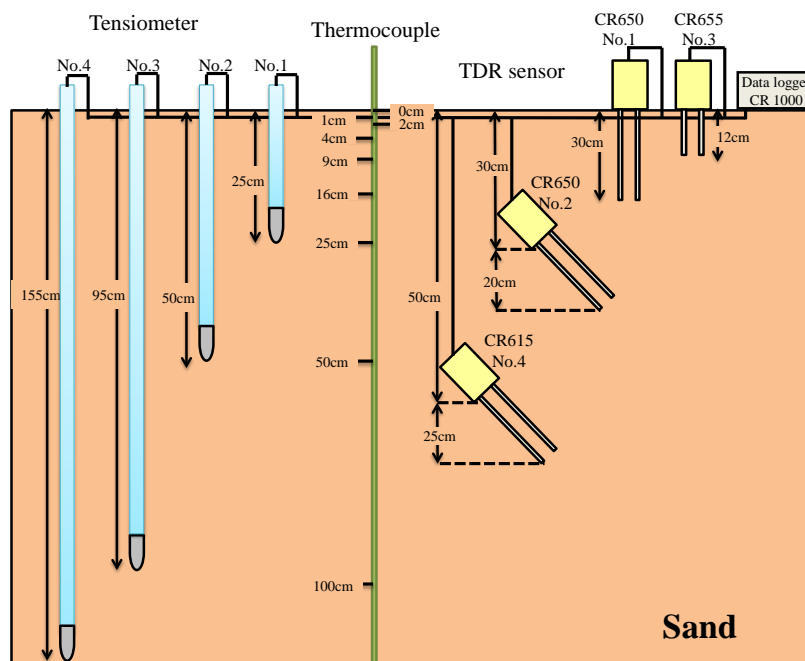


図 II-6.4 Sand における測定機器の設置の断面図

### ( 1 ) データーロガーCR1000

データーロガーCR1000 には、バイク用バッテリー（12V）とソーラーパネルを接続し、電源の供給を行った。CR1000 とバッテリーは、盗難防止および冬期間の凍結防止のため、Steppe 4<sub>out</sub> および Sand の両地点ともに箱に入れ、防水用に厳重にビニールで巻いた上で、土壌を 60 cm 程度掘り、そこに埋めた。箱の上には 40 cm 程度土嚢を置いた（図 II-6.5, 図 II-6.6）。



図 II-6.5 Steppe 4 におけるロガーの設置の様子. 左) ロガー (CR1000) およびマルチプレクサー (AM25T), バッテリー (12V) の配置図, 右) 上に土嚢および土を被せ盗難および凍結から保護



図 II-6.6 Sand におけるロガーの設置の様子. 左) ロガー (CR1000) およびマルチプレクサー (AM16/32B), バッテリー (12V) の配置図, 右) Sand に 20 cm 程度穴を掘り, その中に埋め, 上に砂丘砂を被せ盗難および凍結から保護

### ( 2 ) 土壌水分測定

土壌水分測定には、CS615, 616, 650, 655 (Campbell Scientific Inc. Logan, USA) を用いた。このセンサーは TLO 法 (Transmission Line Oscillator 法) に基づいて土壌水分量を測定する, TDR よりも安価なセンサーである (CS650 and CS655 Water content reflectmeters manual, Campbell)。



土層毎の土壌水分量を測定するため表層 0-12, 0-30 cm においては鉛直に差し込んだ。また、深度 30 cm より深部では図 II-6.7 のように穴を掘り、深度 50 cm および 30 cm のところから壁面へ斜め（角度約 45 度）に差し込んだ。



図 II-6.7 Steppe 4 における土壌水分計の設置の様子。Samd においてもほぼ同様に設置した。左) 深度 50 cm から斜めに差し込んだ。右) 同じ穴を使い、深度 30 cm から斜めに差し込んだ。

### ( 3 ) 降水量測定

出来る限り地表面付近の降水量を測定するため、雨量計は Steppe 4<sub>out</sub> の地面近傍に設置した。地面は雨量計の底の部分を 5 cm 程度掘り下げ、排水できるようにした。しかし、豪雨時の湛水により、雨量計が水没する危険性があったため、2012 年 10 月からは、地面からさらに 5 cm 程度の高さに上げ測定した（図 II-6.8）。



図 II-6.8 雨量計の設置の様子。地面は 5 cm 程度掘り下げ、雨量計は地表面から 5 cm 程度浮かせて固定

#### (4) テンシオメータ圧

テンシオメータは、原理的に  $pF3.0$  以上の低水分では測定できない。3章で示したように、乾燥地であるモンゴル草原での水ポテンシャルは通常  $pF4.2$  以上のためテンシオメータでの測定は不可能である。しかし、砂丘地では深部は乾燥しないため、可能ではないかと考え、Sand にテンシオメータを設置してみたところ、テンシオメータ圧を測定できることがわかった。そこで、Sand のみ土中水圧力を測定することにした。

テンシオメータは、直径 6 mm、長さ 5~6 cm のポーラスカップとゲージ圧方式、すなわち大気圧との差圧を測定する圧力センサー計 HTVN-100kP-03-V, HTVN-001 (Sensez Corp., Japan) を、内径 6 mm のアクリルパイプと外径 6 mm のチューブでつなぎ作成した (図 II-6.9)。これを図 II-6.10 のように内径約 2 cm のパイプの中に通し、センサー部分はパイプの先端に取り付け、オーガーホール孔の低部に挿入した (図 II-6.10)。

テンシオメータを土中に挿入する前に、ポーラスカップを地上で容器内の水面に入れた時の出力値を記録し、この値を大気圧における出力値とした。



図 II-6.9 テンシオメータの測定機器.

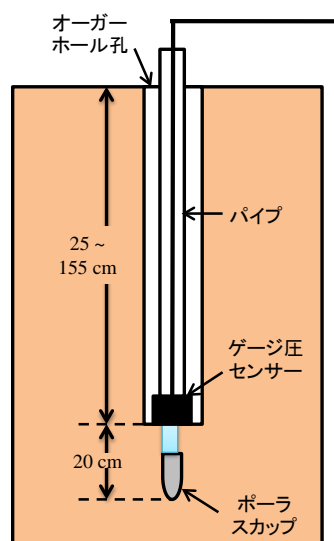


図 II-6.10 テンシオメータの模式図.

### (5) 地温・気象条件・カメラ

両地点ともに銅コンスタンタン熱電対をイボ竹に固定した上で土壤中に差し込み、深度別地温（深度 0, 1, 4, 9, 16, 25, 50, 100 cm）を測定した。また、両地点ともに地表面から高度 100 cm に温湿度計を設置し、気温と湿度の測定を行った（図 II-6.11）。

現場調査期間以外での草原の様子を観測するために、Steppe 4<sub>out</sub> と Sand に自動撮影カメラ（GardenWatchCam, Brinno, Taiwan）を設置し、夜間を除き 2~3 時間間隔で自動的に撮影を行った。Steppe 4<sub>out</sub> においては、地表面から 5 cm 間隔でビニールテープを巻いた棒を設置し、おおよその積雪深度も観察できるようにした（図 II-6.12）。



図 II-6.11 左) Steppe 4 における設置の様子。温湿度計および全天日射量計，風速計。右) Sand における設置の様子。

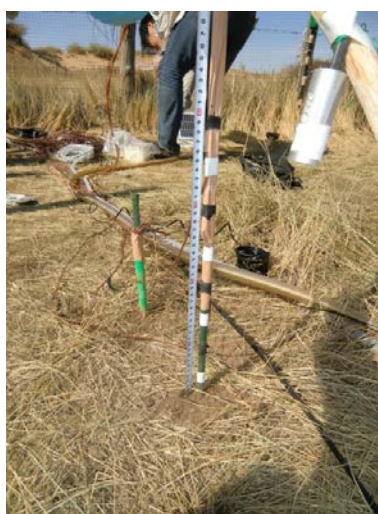


図 II-6.12 積雪深度測定。5 cm 刻みにテープでしるしを付け，自動カメラで撮影。



## 2. 土壌水分計のキャリブレーション

持ち帰った土壌試料を用いて、センサーで測定された体積含水率と実際の体積含水率の関係式を求め、土壌水分計のキャリブレーションを行った。

直径 10.7 cm, 高さ 18 cm のアクリル円筒に含水比を調整した土壌試料を均一に詰め（乾燥密度：Steppe 4<sub>out</sub> 1.3 g/cm<sup>3</sup>, Sand 1.5 g/cm<sup>3</sup>）、CS655（プローブ長さ 12 cm）を円筒中央に差し込み、体積含水率を計測した。

須藤（1997）は、CS615 を用いて異なる直径の円筒に土壌試料を詰めて測定を比較したところ、土壌試料の直径が測定値に与える影響は大きく、直径は 20 cm 以下の場合には過小評価となることを示している。そこで、土壌試料の補正には、土壌試料を詰めたものと同様の直径 18 cm のアクリル円筒と、直径 38 cm のバケツ両方を水道水で満たし、誘電率の補正を行った。異なる直径の容器に水道水を入れたときの直径と誘電率との関係を須藤（1997）の結果と一緒に図 II-6.13 に示す。この結果、直径 18 cm と 38 cm では誘電率が 1.04 倍であった。このことから、直径 18 cm の土壌試料で測定した誘電率を 1.04 倍し、これに Topp の式から体積含水率を算出し、土壌試料の直径補正を行った。

Sand 土壌では、体積含水率 0.018, 0.037, 0.064, 0.082, 0.106 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> で、Steppe 4<sub>out</sub> 土壌では、体積含水率 0.08 と 0.20 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> で測定を行った。実際の体積含水率と CS655 で測定された体積含水率の関係を図 II-6.14 に示す。

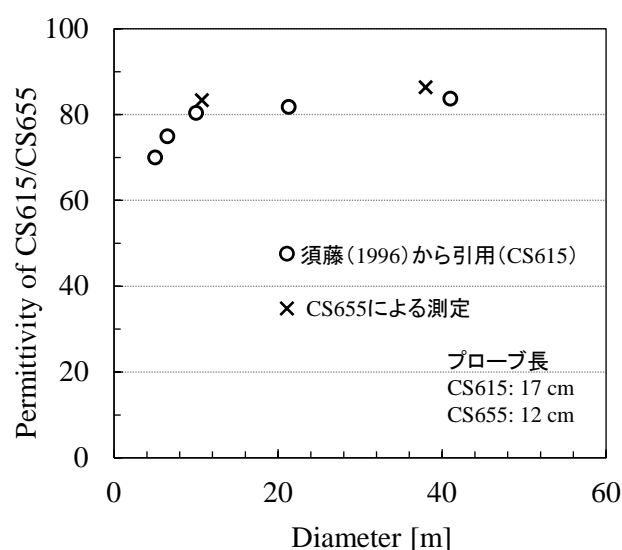


図 II-6.13 直径の大きさとセンサーの出力誘電率との関係

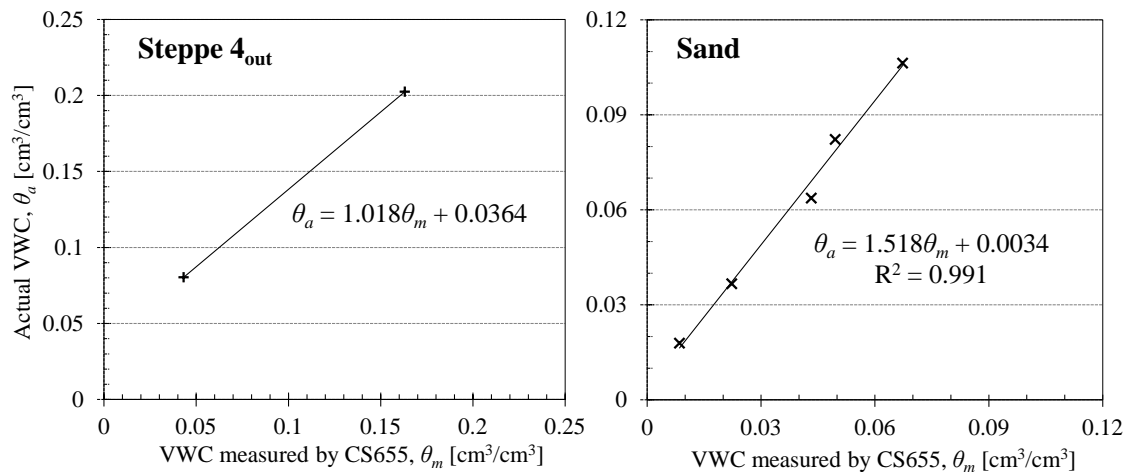


図 II-6.14 CS655 で測定された体積含水率と実際の体積含水率との関係.

左) Steppe 4<sub>out</sub>, 右) Sand

図 II-6.14 における回帰式を用いて両地点での現場測定の体積含水率を補正した。ただし, Sand の深度 60-88 cm に設置した CS615 による土壌水分の測定値は, 土壌サンプリングによる含水比とほぼ同じであったため, 補正は行わなかった。

### 3. 土壌水分および地温の経時変化

#### ( 1 ) Steppe 4<sub>out</sub> における土壌水分環境

Steppe 4<sub>out</sub> における 2011～2013 年の日平均地温と深度別土壌水分の経時変化を図 II-6.15, II-6.16 に示す。データの欠損のうち, 冬期についてはソーラーパネルが積雪で覆われ, バッテリーの充電ができなかったためであり, 2013 年春については, 第 4 章で述べた 6 月下旬の全面湛水時にデーターロガーが水没し, データ回収ができなかったためである。日平均地温の結果 (図 II-6.15) から, 10 月中旬以降から表層の日平均地温が 0℃以下となり, 11 月下旬には深度 100 cm においても 0℃以下となっていた。また, 3 月下旬以降から表層の日平均地温が 0℃以上となり 4 月下旬には深度 100 cm においても 0℃以上となっていた。

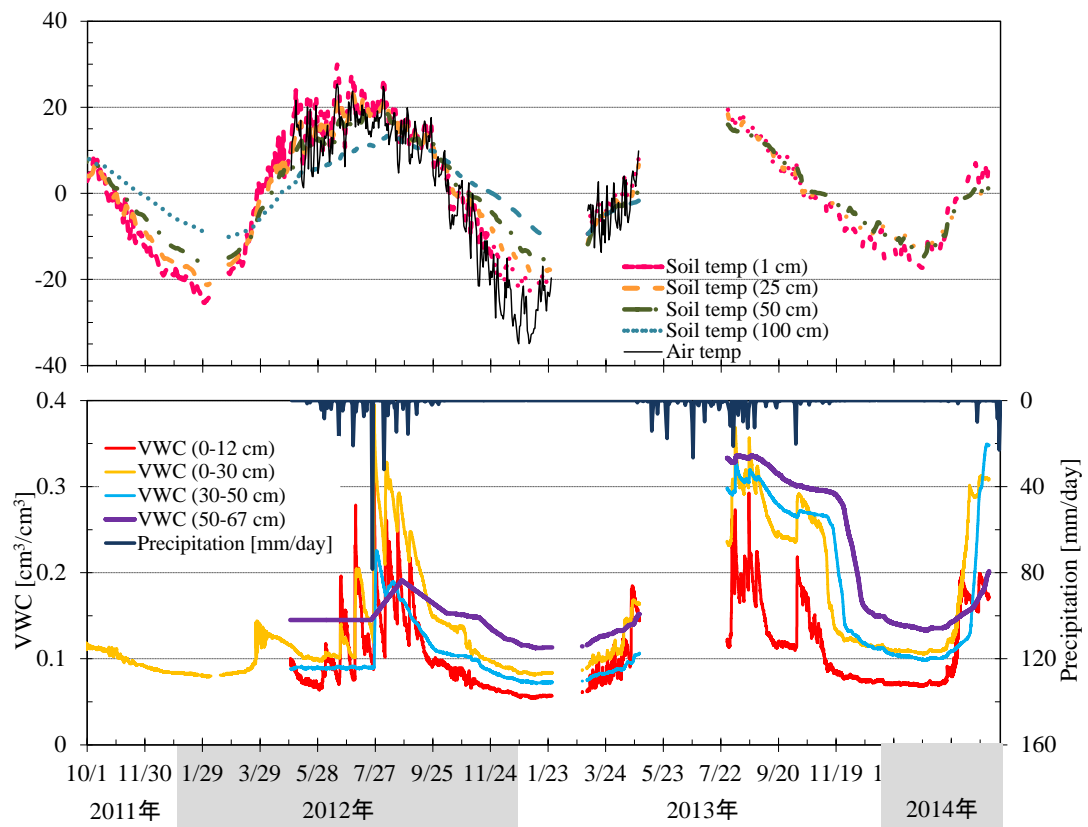


図 II-6.15 全観測期間の Steppe 4<sub>out</sub> における，上）日平均気温と深度別日平均地温（深度 1, 25, 50, 100 cm），および下）日降水量と 1 時間毎の深度別土壌の体積含水率（深度 0-12, 0-30, 30-50, 50-67 cm）の経時変化。

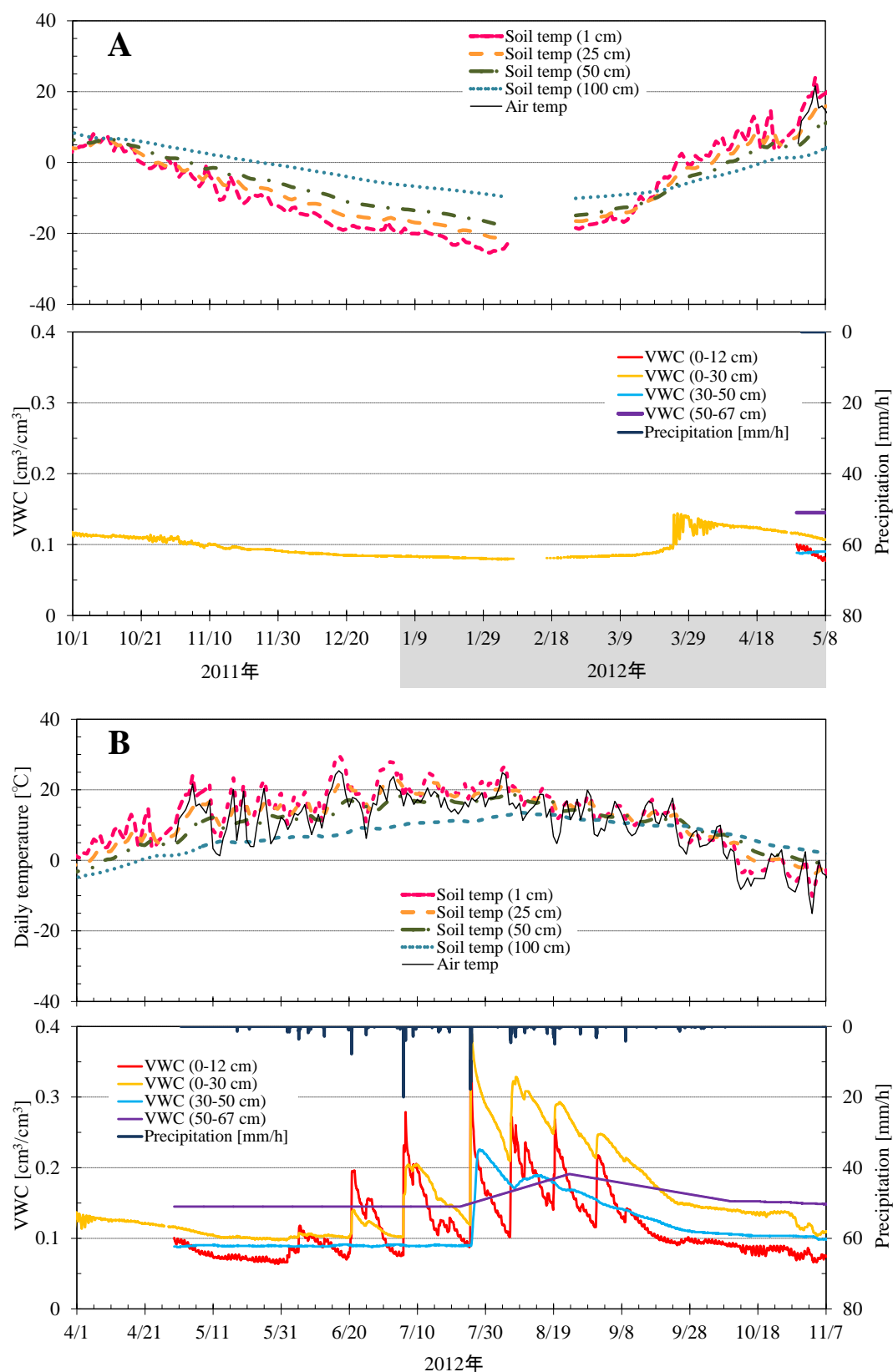


図 II-6.16 期間毎の Steppe 4<sub>out</sub> における 1 時間毎の深度別土壌の体積含水率と降水量，および日平均気温と深度別日平均地温の経時変化。A)，2011/10/1～2-12/5/8，B) 2012/4/1～2012/11/7

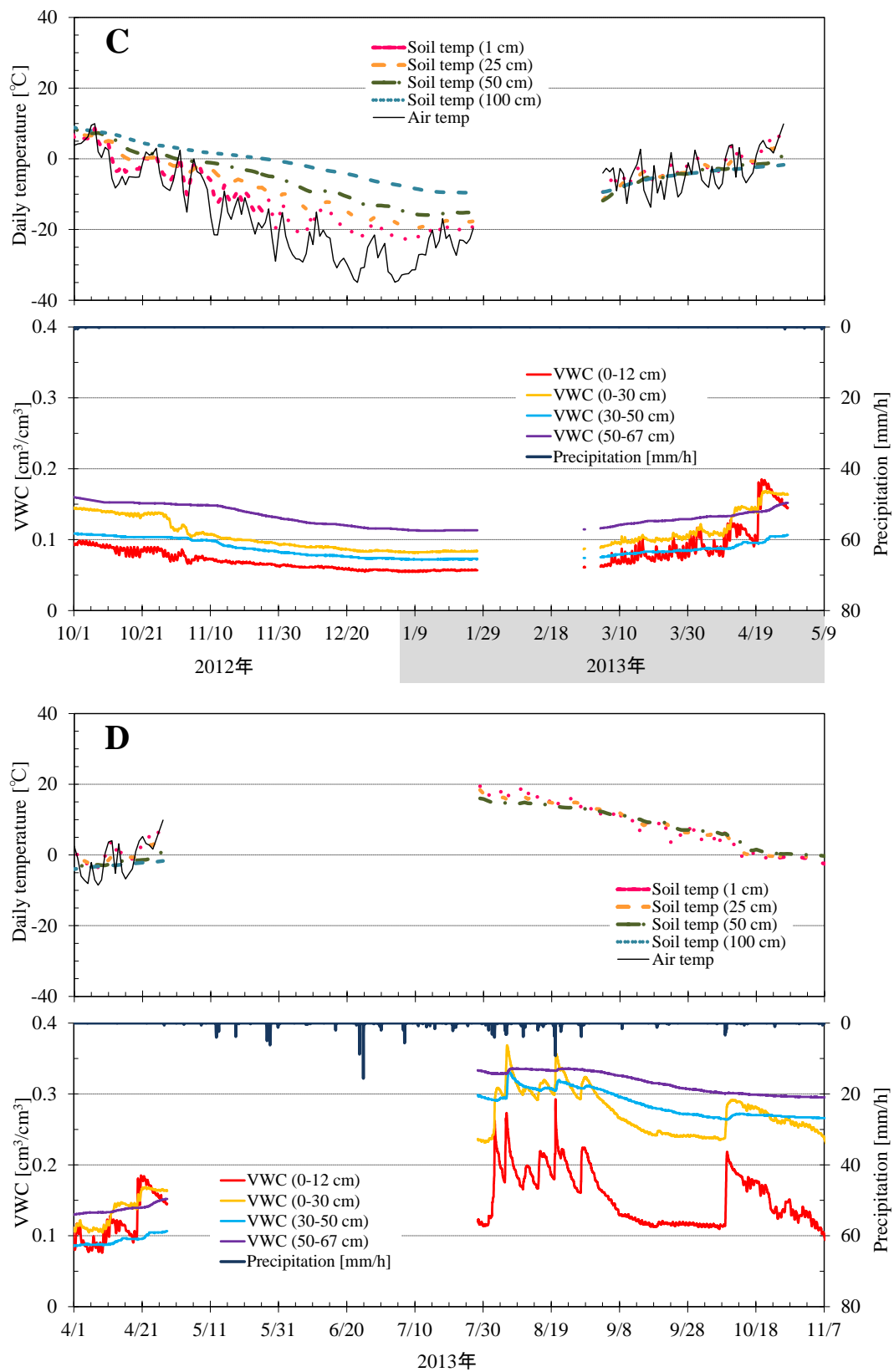
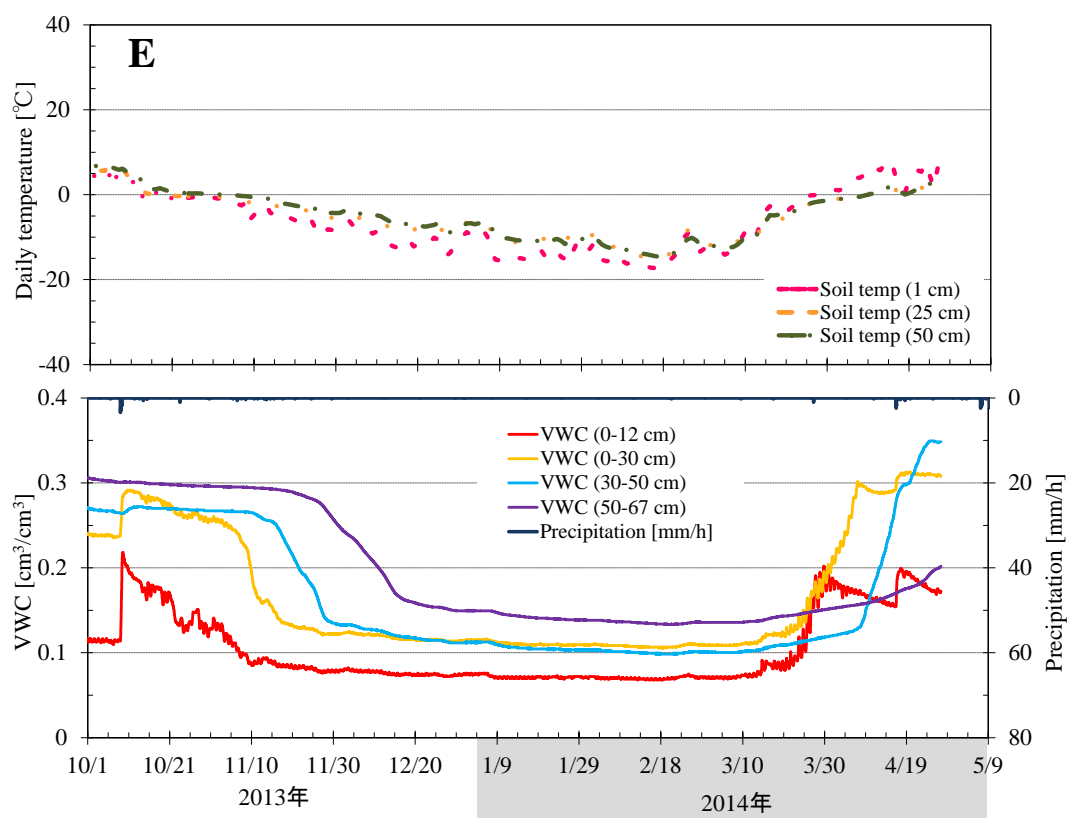


図 II-6.16 期間毎の Steppe 4<sub>out</sub> における 1 時間毎の深度別土壌の体積含水率と降水量，および日平均気温と深度別日平均地温の経時変化。C) 2012/10/1～2013/5/9，D) 2013/4/1～2013/11/7。



図Ⅱ-6.16 期間毎の Steppe 4<sub>out</sub> における 1 時間毎の深度別土壌の体積含水率と降水量，および日平均気温と深度別日平均地温の経時変化. E) 2013/10/1～2014/5/9.

2012年では、深度0-12, 0-30 cmの体積含水率は、わずかな降雨に対しても降雨後に上昇し、その後低下した（図Ⅱ-6.16 A）。変動の範囲は、 $0.10 \sim 0.40 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ であった。しかし、深度30-50 cm, 50-67 cmの体積含水率は、2012年7月25日の日降水量78 mm以前の小さな降雨では、増加が見られず、深度30-50 cmでは $0.1 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 、深度50-67 cmでは $0.16 \sim 0.19 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ であった。7月25日の豪雨以降における深度30 cm以下の体積含水率は、7月28日に $0.23 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ まで増加し、その後ゆるやかに減少した。その後の8月6日の40.6 mmの降雨による土壌水分の増加が8月7日に、その後8月18~19日の21.6 mmの降雨による増加が8月21日に見られた。深度50-67 cmでは豪雨から3週間後以降に $0.24 \sim 0.27 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ まで上昇し、その後減少した。

2013年には、深度30-50, 50-67 cmにおける深部の水分量が著しく増加していた（図Ⅱ-6.16 D）。測定が再開された7月下旬以降では、深度50~67 cmで $0.5 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 近くまで増加しており、深度0-30, 30-50 cmも $0.3 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 近くまで上昇していた。

## （2）Sandにおける土壌水分環境

Sandにおける観測期間中の日地温変化と深度別土壌水分の経時変化を図Ⅱ-6.17, Ⅱ-6.18に示す。深度0-12, 0-30, 32-57 cm深度の体積含水率はほとんどの降雨直後に $0.04 \sim 0.1 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ まで増加し、その後急激に減少する変化を示した（図Ⅱ-6.17）。一方、深度60-88 cmの体積含水率は、2012年7/25, 8/6, 8/19, 8/31の4回、2013年5/30, 6/25の2回の降雨直後のみ $0.05$ から $0.08 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ へ増加したが、それ以外の降雨イベントでは、ほとんど増加が見られなかった（図Ⅱ-6.17）。

2012年および2013年の深度別テンシオメータ圧の結果を図Ⅱ-6.18(A), (C)に示す。2012年では、深度30, 50 cmでは5月上旬は $-60 \sim -50 \text{ cmH}_2\text{O}$ でほとんど変動が見られず、5月下旬から徐々に乾燥がみられ、6月下旬にはテンシオメータ圧が $-700 \text{ cmH}_2\text{O}$ に達した。

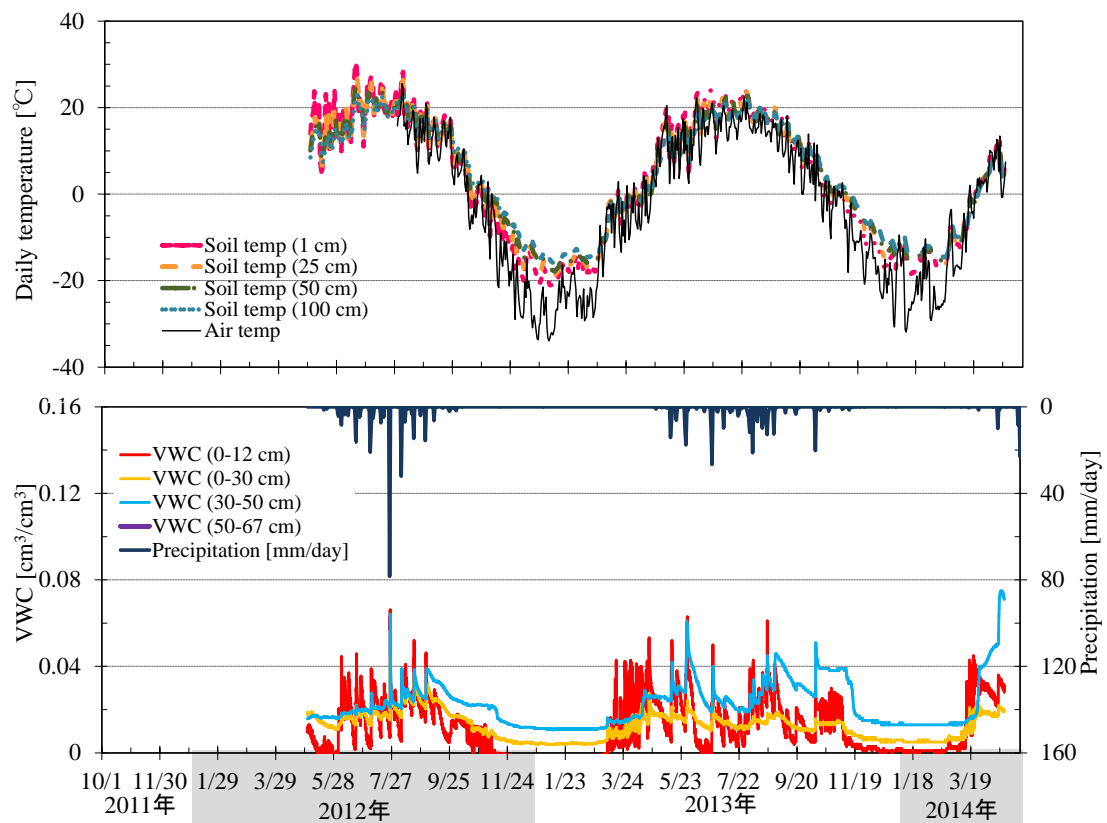


図 II-6.17 全観測期間の Sand における，上) 日平均気温と深度別日平均地温（深度 1, 25, 50, 100 cm），および下) 日降水量と 1 時間毎の深度別土壌の体積含水率（深度 0-12, 0-30, 30-50, 50-67 cm）の経時変化。



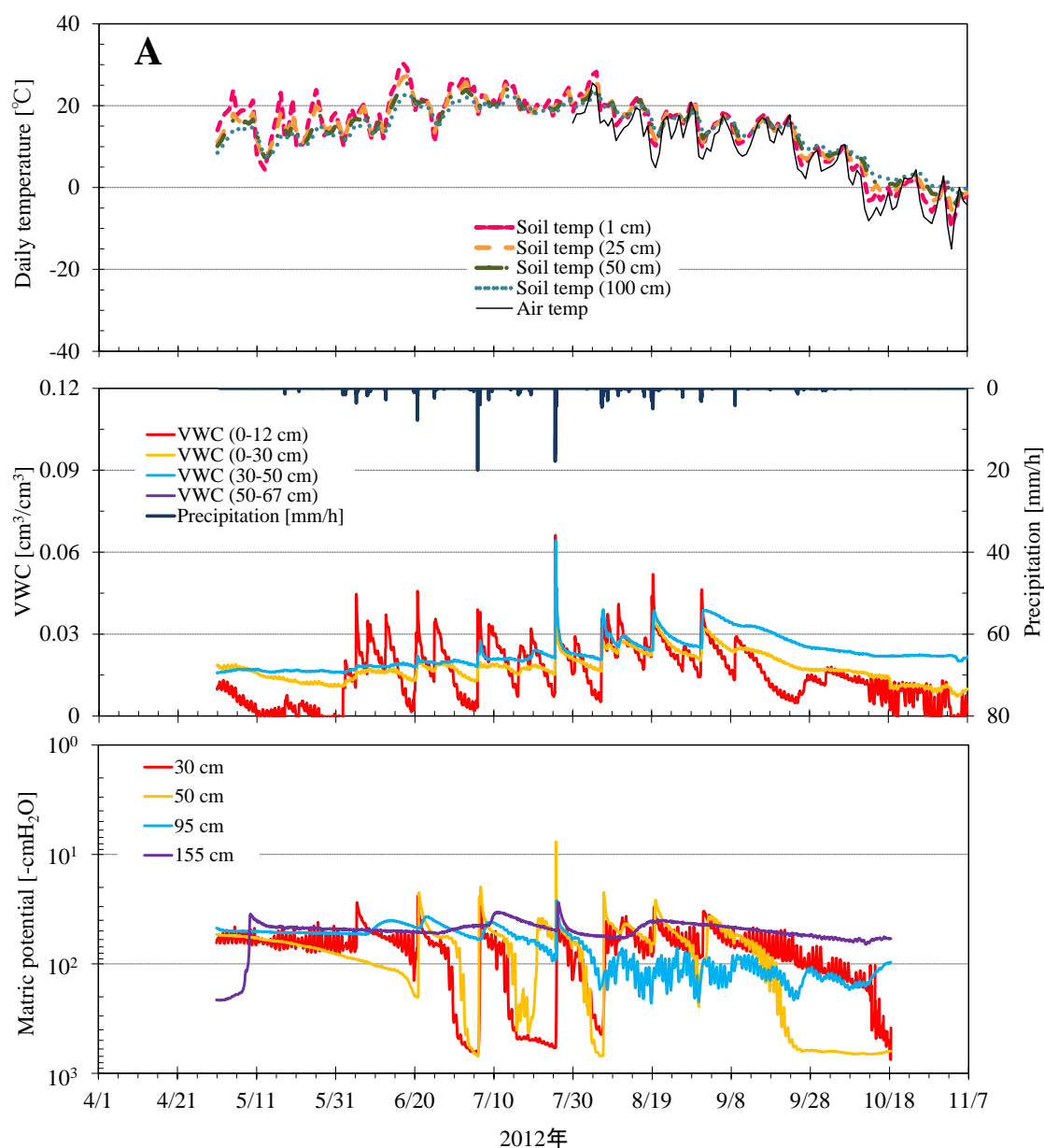


図 II-6.18 期間毎の Sand における 1 時間毎の深度別土壌の体積含水率と降水量，深度別日平均テンシオメータ圧，および日平均気温と深度別日平均地温の経時変化. (A) 2012/4/1～2012/11/7.

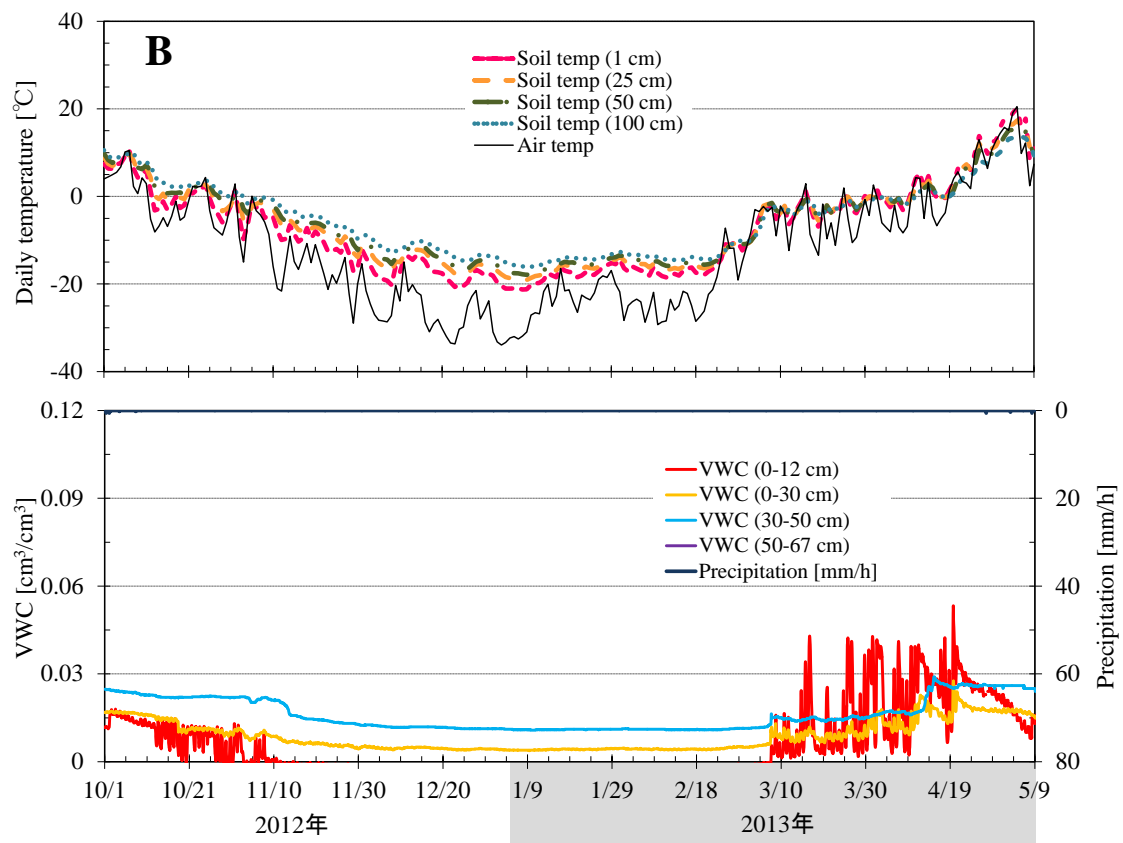


図 II-6.18 期間毎の Sand における 1 時間毎の深度別土壌の体積含水率と間降水量，および日平均気温と深度別日平均地温の経時変化. (B) 2012/10/1～2013/5/9.

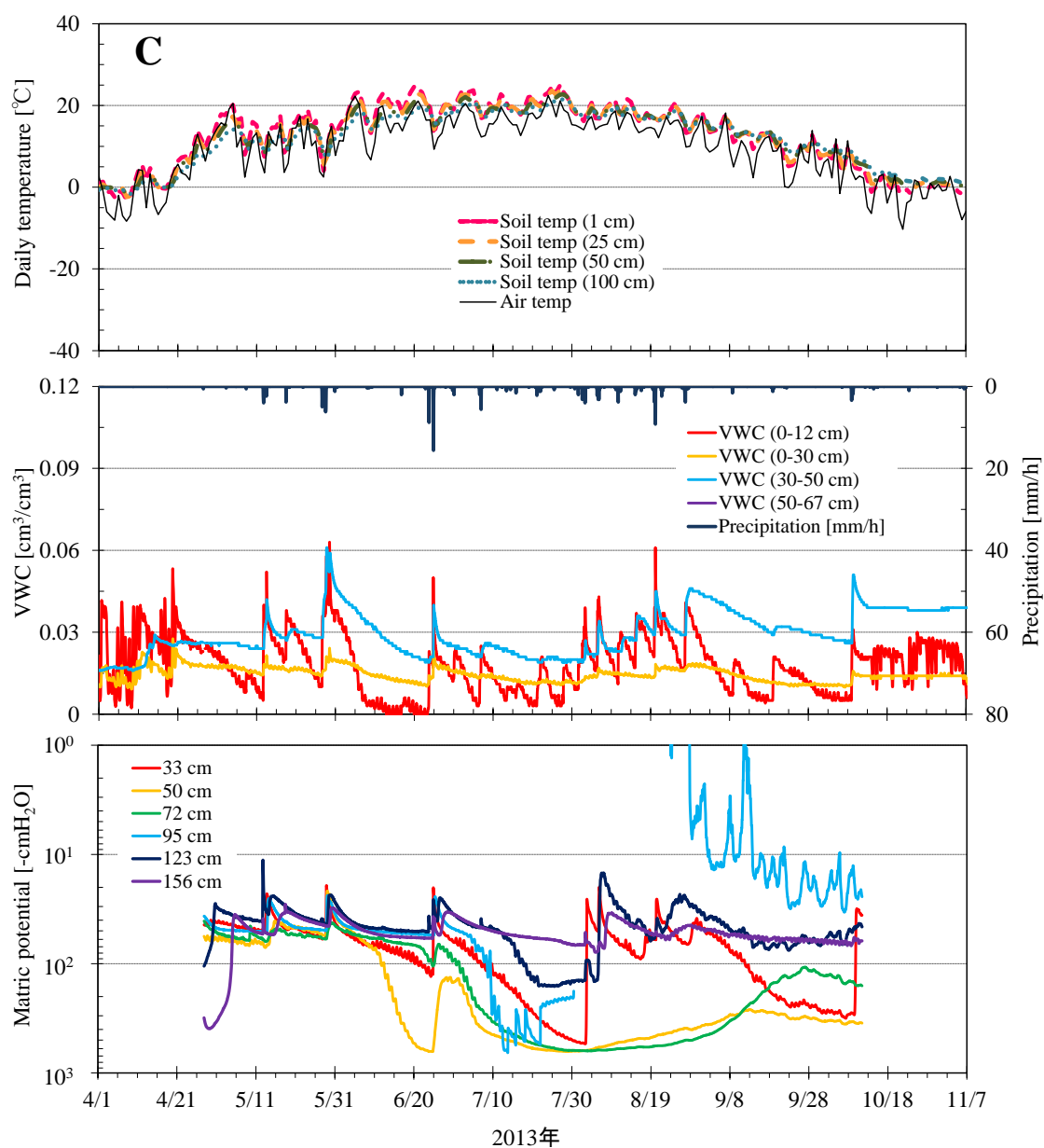


図 II-6.18 期間毎の Sand における 1 時間毎の深度別土壌の体積含水率と降水量，深度別日平均テンシオメータ圧，および日平均気温と深度別日平均地温の経時変化. (C) 2013/4/1～2013/11/7.

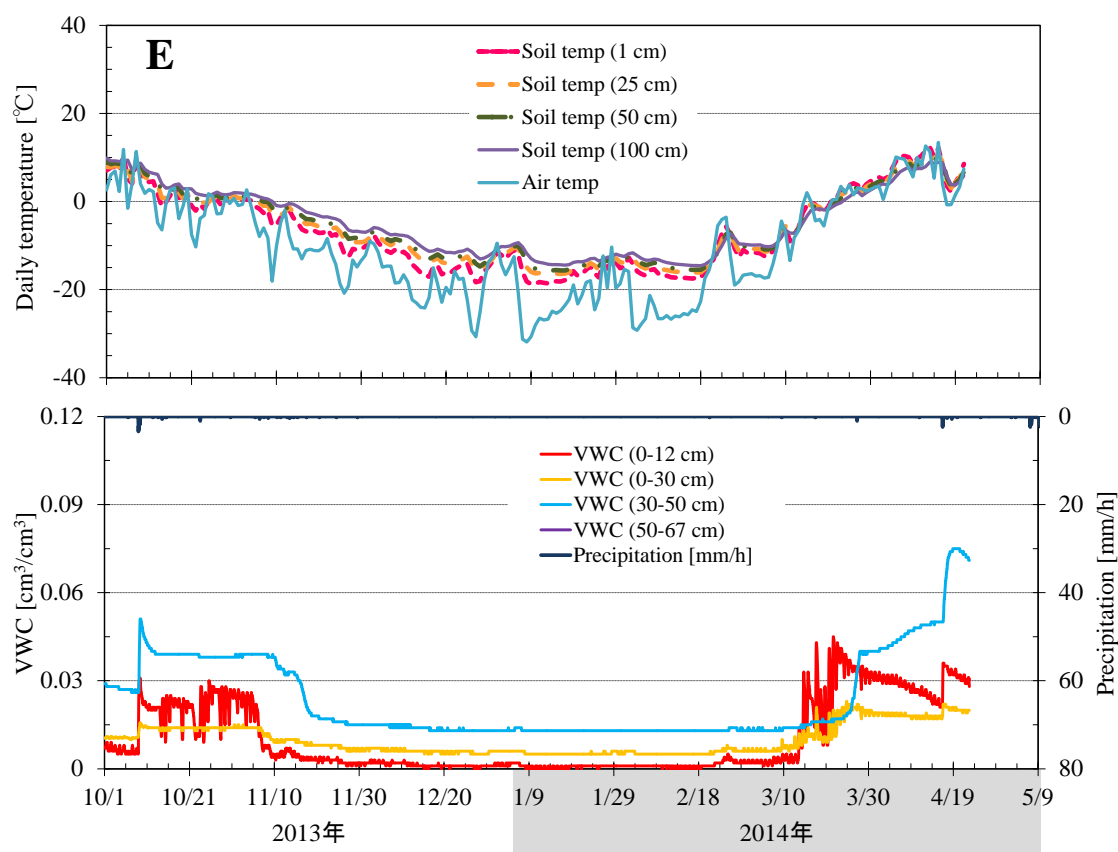


図 II-6.18 期間毎の Sand における 1 時間毎の深度別土壌の体積含水率と降水量，および日平均気温と深度別日平均地温の経時変化．(D) 2013/10/1～2014/5/9.

後程詳細を述べるが，Sand における乾燥層の厚さを測定したところ厚さは 8 cm 程度であり，地表面からの蒸発を抑制していたと考えられる．そのため，2012 年および 2013 年の深度別テンシオメータ圧において 5 月下旬からみられる深度 30 cm 以深における急激な水分の低下は，蒸散によるもの，すなわち根による吸水のためだと考えられる．

深度 95 cm では 7 月下旬までは， $-60 \sim -40 \text{ cmH}_2\text{O}$  の間のみの変動であったが，それ以降にテンシオメータ圧に急激な減少が見られ， $-200 \text{ cmH}_2\text{O}$  に達していた．これは，深度 95 cm における根の吸水が 7 月下旬以前には生じておらず，7 月下旬以降から開始されたと考えられる．深度 155 cm においてのみ 5 月上旬で  $-200 \text{ cmH}_2\text{O}$  程度の乾燥が観測されたのは，上層では日平均地温が  $0^\circ\text{C}$  を上回ったものの，この層ではまだ上回っておらず，土壌が凍結していたためだと考えられる．しかし，それ以外の時期では年間を通して常に  $-60 \sim -30 \text{ cmH}_2\text{O}$  の間で変動しており，急激な減少は見られなかった．これは，この深度では根の吸水が生じない層，すなわち根圏下であったと考えられる．また，深度 155 cm におけるテンシオメータ圧で変動の見られたのは 3 回であったことから，年

に3回、深度155 cmまで降雨浸潤があったと考えられる。

2013年では、深度30, 50 cmでは6月上旬から、深度72 cmでは6月下旬から、深度95 cmでは7月上旬から、深度123 cmでは7月中旬から乾燥が見られた。このことから、根による吸水が上層から始まっていることを示している。一方で、深度156 cmにおいては、2012年と同様、5月上旬に土壌の凍結によると考えられる-200 cmH<sub>2</sub>O程度の乾燥が観測された以外は、急激な乾燥が見られなかったことから、この深度は根の吸水が生じない根圏下だったと考えられる。降雨後に浸潤前線の到達により深度155 cmのテンシオメータ圧が上昇したのは5回であった。

以上の結果から、2012年では、植物成長開始初期（5～6月）においては深度50 cmまでの土層の水分を使っており、7月中旬以降から深度95 cm以降で根による吸水が開始されていた。また2013年では、植物成長開始初期（5～6月）においては深度50 cmまでの土層の水分を使っており6月下旬以降から深度75 cm付近で、7月上旬から深度95 cm付近で、7月中旬以降から深度123 cm付近での根による吸水が始まっていた。しかしながら、2012年も2013年も、深度155 cm付近では根による吸水が見られなかった。このことから、根は上層から土壌中の水を利用しており、成長とともに下層における土壌中の水を利用し始めると考えられる。また、このSandにおける根圏の下端は深度123～155 cmの間に存在すると考えられる。深度155 cm付近では、2012年、2013年ともにテンシオメータ圧は60 cmH<sub>2</sub>O前後であり、根圏下であることから、重力勾配による下方浸透が生じていると考えられる。

### （3）Steppe 4<sub>out</sub> と Sand の土壌水分環境の比較

Steppe 4<sub>out</sub> の土壌水分環境は、第3章と同様、通常の降雨では深度30 cm以深への降雨浸透は見られず、2012年7月26日の78 mmもの豪雨（公園周辺の3か所の気象台でも過去10年間一度も観測されていない豪雨）と、2013年6月26日の全面湛水が観察されたとき（図II-4.11）のみ深度30 cm以深での水分増加が観察された。大きな豪雨や周りからの表面流の流入が生じた場合などを除き、通常の降雨では降雨は深度30 cmまでしか浸透せず、植物は降雨のときのみ根から吸水していると考えられる。また、深度30 cm以深のマトリックポテンシャルは永久シオレ点付近であったことから（図II-3.3）、深度30 cm以深では植物の利用できる水分は基本的には存在していないと考えられる。実際に、2013年7月下旬の断面調査（図II-2.24）では、植物の根は深

度 0~15 cm に集中して存在しており、それ以深では根はわずかにしか存在しておらず、深度 0-40 cm における根の乾燥重量分布でも、深度 0-10 cm に全重量の 70% 以上が、深度 0-20 cm では 90%以上が存在していた（表 II-2.4）。

一方で、Sand の土壤水分環境はステップ草原とは大きく異なり、降雨直後でも土壤水分量の増加量は少なく、通常の降雨でも深度 155 cm 以深に浸透することもあるものの、深度 155 cm でも植物の利用できる水分が存在していた。実際に、深度 120 cm 付近でも根の吸水によると考えられる土壤水の乾燥が確認された。断面調査（図 II-2.29）では、植物の根は深度 0~70 cm に一様に存在しており、それ以深でも根は存在していた。深度 0-70 cm における根の乾燥重量分布でも、根が一様に存在していることが確認されている（表 II-2.4）。

#### 4. 土層の水収支の算出

日降水量をみると降雨は 5 月から 10 月の期間にほとんど発生しており、11 月から 4 月までの期間ではほとんど発生していなかった（図 II-6.15）。そこで、土層の年間水収支は 5 月から 10 月までの 6 か月間の合計値から算出した。

##### （ 1 ） Steppe 4<sub>out</sub> における年間水収支の算出

Steppe 4<sub>out</sub> の水収支を考える上で、水分変化の測定だけでは水収支や浸透量を求めることができないが、ここではいくつかの仮定のもとで概算する。

一般に根圏の任意の期間（初期時間  $t_0$  から任意の時間  $t_i$ ）の水収支式は、次式で表わされる。

$$P + R_{in} - R_{off} + E_r + T_r + G_w + \Delta S \quad (\text{II-6.1})$$

ここで、 $P$  は降水量、 $R_{in}$  は表面流入量、 $R_{off}$  は表面流出量、 $E_r$  は実蒸発量、 $T_r$  は実蒸散量、 $G_w$  は根圏下への浸透量（地下水涵養量）、 $\Delta S$  における根圏の貯留増加量である。Steppe 4<sub>out</sub> では、深度 0-30, 30-50, 50-67 cm において体積含水率の測定を行っていたことから、深度 0-30, 30-50, 50-67 cm をそれぞれ第 1, 2, 3 層とし、土層毎の水収支を求めることにした。第 1 層における水収支式は、次式で表される（図 II-6.19）。

$$P + R_{in} - R_{off} = E_r + T_{r1} + G_{w1} + \Delta S_1 \quad (\text{II-6.2})$$

また、第 2 層、第 3 層における水収支式は、次式で表される（図 II-6.19）。

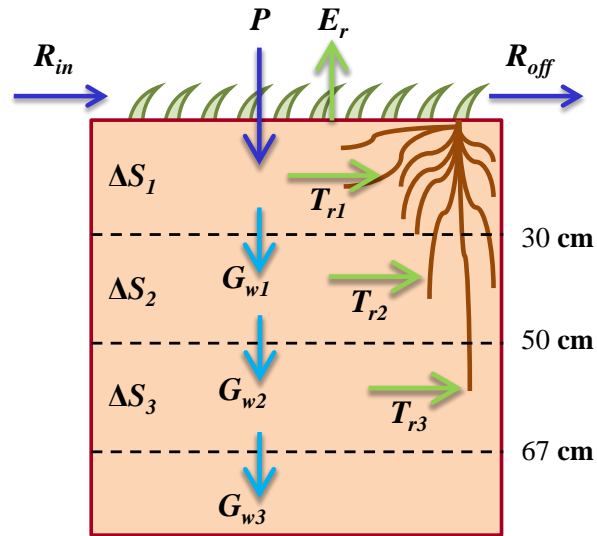


図 II-6.19 Steppe 4out における土層毎（深度 0-30, 30-50, 50-67u cm）の水収支.

$$Gw_{i-1} = T_i + Gw_i + \Delta S_i \quad (i = 2 \text{ or } 3) \quad (\text{II-6.3})$$

ここで,  $T_{r1}$ ,  $Gw_1$ ,  $\Delta S_i$  は第 1 層（深度 0-30 cm）における根の吸水量, 第 2 層への浸透量, そして第 1 層の貯水量変化である. また,  $T_i$ ,  $Gw_i$ ,  $\Delta S_i$  は  $i$  層 ( $i = 2 \text{ or } 3$ ) における根の吸水量 (蒸発散量),  $i + 1$  層 (下層) への浸透量,  $i$  層での貯水量変化である.

年間を通して, 深度別体積含水率の測定ができたのは 2012 年のみであったことから, 土層毎の年間水収支の計算は 2012 年 5 月から 10 月までの期間で行った.

2012 年は豪雨により湛水が観測されたが, 土壤水分計は標高が周りよりわずかに高い場所に設置していることから, 表面流入の影響はない ( $R_{in} = 0$ ) と考えられる. また, 表面流出量は, 第 5 章によると 4 ~ 5 mm であったが, 年降水量に対しては無視できるほど小さいと考え, 2012 年における  $R_{off} = 0$  mm とした. また,  $P$  は雨量計の測定値から,  $S_i(t)$  は土層毎の体積含水率の測定値に土層厚を積算すること求めることができる.

降雨後に, 第 2 層, 第 3 層の土壤水分量に変化が見られない場合 ( $dS_i/dt = 0$ ) は, 上層 ( $G_{w1} = 0$ ,  $G_{w2} = 0$ ) からの浸透がないものと仮定する.

第 2 層, 第 3 層の土壤水分量に変化があった場合については, 以下の方法から上層からの浸透量を算出した.  $i$  層における土壤中の貯水量変化の模式図を図 II-6.20 に示す.  $i$  層において土壤中の貯水量が増加している期間 ( $dS_i/dt > 0 : t_0 < t < t_1$ ) は,  $i - 1$  層からの浸透フラックスが一定だとし, 水分増加が止まると ( $dS_i/dt \leq 0$ ), 上層からの浸透も止まると仮定する. また, 蒸発散フラックスは, 貯水量が増加し始めてから変化がな

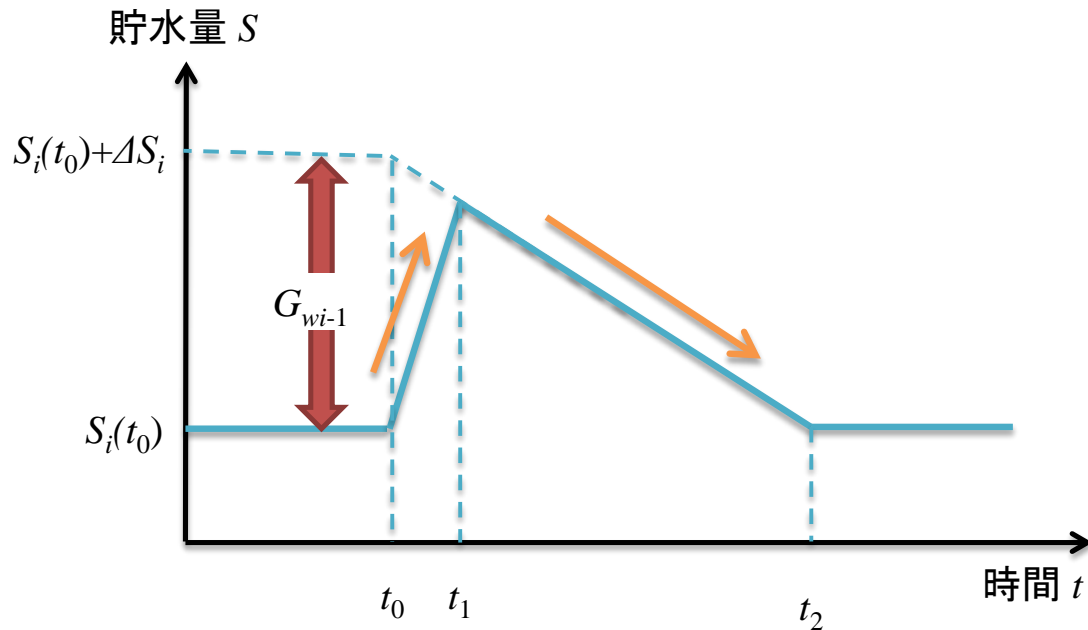


図 II-6.20  $i$  層における貯水量変化の模式図  $G_{wi}$ : 上層 ( $i-1$  層) からの浸透量,  $\Delta S_i$ :  $i$  層における貯水増加量

くなるまでの期間 ( $t_0 < t < t_2$ ) 一定だとする. さらに, 土壌水分が増加中の下層への浸透量は無視できると仮定する.

以上の仮定のもとで, 第3層 (深度 50-67 cm) における貯水量の変化から  $G_{w2}$  を推定すると, 7月25日の豪雨直前から第3層の貯水量が最大となる8月22日までの  $G_{w2}$  は 17 mm と推定される (図 II-6.21). この層では, 7月25日以降から8月22日までの期間以外で貯水量の増加 ( $dS_i/dt > 0$ ) が見られなかったことから, 2012年における深度 50 cm 以下への浸透量  $G_{w2}$  は年間 17 mm となる. これは, 年降水量 283 mm の 6% に相当する.

次に深度 30-50 cm において計算する. まず7月25日の降雨後の  $dS_2/dt > 0$  における期間 (7月25~28日) の水収支を考える. このときの  $\Delta S_2$  は 27.1 mm であった. この期間では 50 cm 以下への浸透が生じていないという仮定のもと計算すると  $G_{w1}$  は 31 mm であった. 同様に  $G_{w1}$  は 8月6~7日では 9 mm, 8月18~21日では 1 mm と推定された (図 II-6.22). 深度 30-50 cm における貯水量の増加 ( $dS_2/dt > 0$ ) は, 2012年ではこの3回であったことから, 2012年における年間の深度 30 cm 以下への浸透量  $G_{w1}$  は 41 mm と推定された. これは, 年降水量の 14% に相当する.



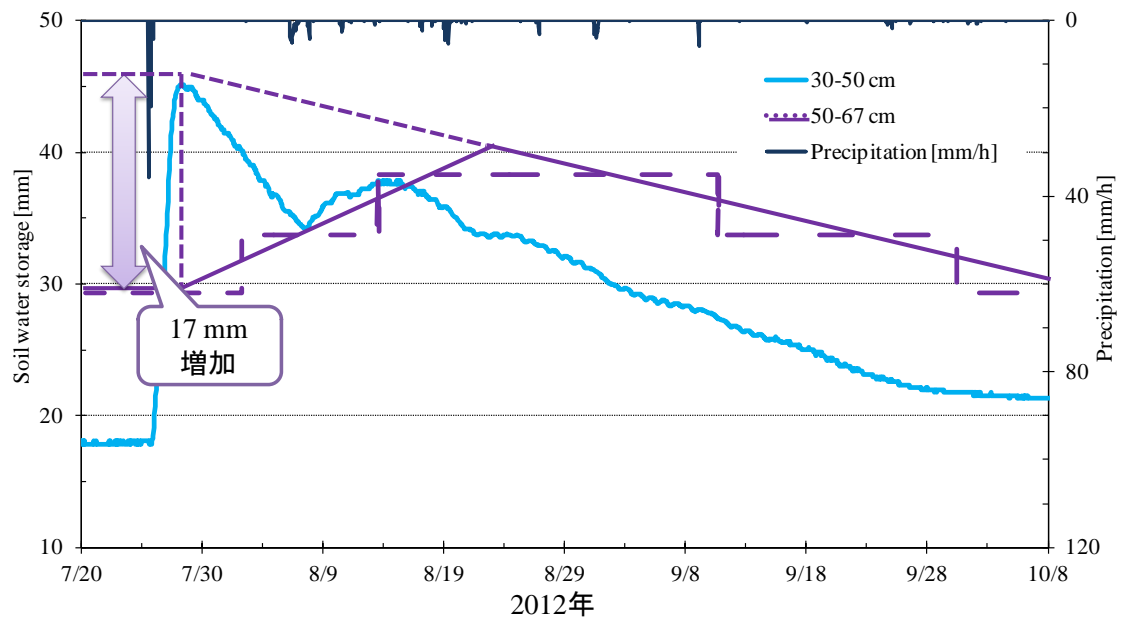


図 II-6.21 2012/7/20～10/8 の深度 30-50, 50-67 cm における土壌水貯留量の経時変化

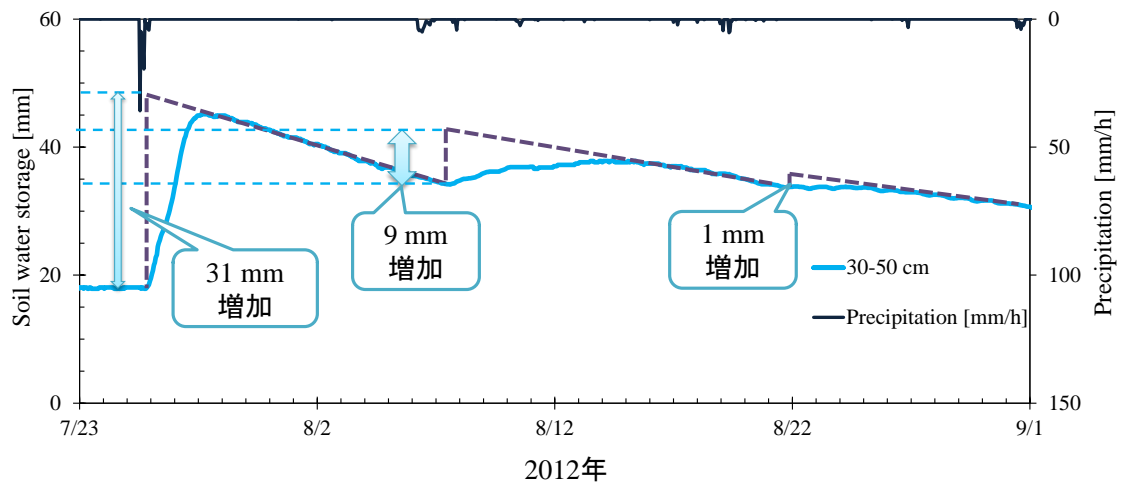


図 II-6.22 深度 30-50, 50-67 cm における貯留量の経時変化

これらの値から、次に各層における年間蒸発散量 ( $Er$ ,  $Tr_1$ ,  $Tr_2$ ,  $Tr_3$ ) を求める。年間の水収支を考える上では、根圏の貯留増加量は他の項と比較するとわずかであり、無視できることから、 $\Delta S_1 = \Delta S_2 = \Delta S_3 = 0$  とする。また、各層からの年間浸透量は、 $G_{w1}$  は 41 mm,  $G_{w2}$  は 17 mm と推定され、2012 年の年間降水量  $P$  は 283 mm であることから、それぞれ式 II-6.2, II-6.3 に代入すると、 $Er$  と  $Tr_1$  の和は 244 mm,  $Tr_2$  は 24 mm と推定された (図 II-6-23)。これは、それぞれ年降水量の 86%, 8% に相当する。深度 50 cm 以下では根による吸水がないと仮定すると、Steppe 4<sub>out</sub> における 2012 年の年間蒸発散量は、268 mm (年間降水量の 94%) と推定される。

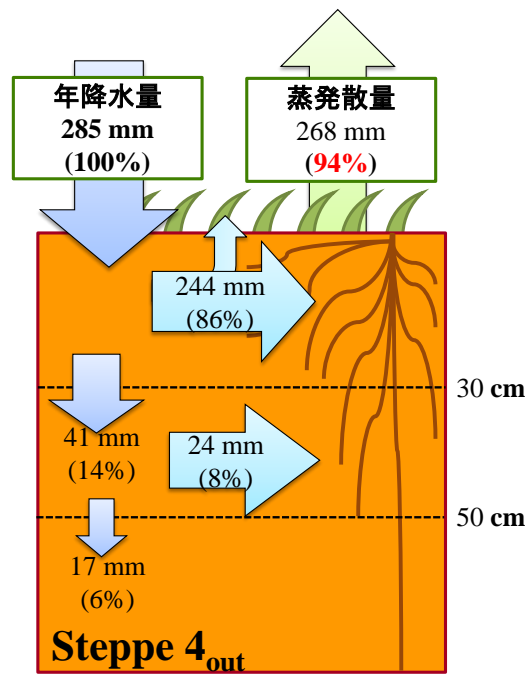


図 II-6.23 Steppe 4<sub>out</sub> 草原における 2012 年の水収支

## ( 2 ) Sand における年間水収支の算出

年間水収支の算出は 2012 年, 2013 年で行った. Sand の標高は Steppe 4<sub>out</sub> より 11 m 高いことから (第 II 部第 2 章), 周りからの流入量はない ( $R_{in}=0$ ). また, 変水頭試験により測定した Sand の飽和透水係数は, 710.6 mm/h であったことから, 表面流出量もないと見なせる. また, Sand では深度 155 cm 付近では根の吸水がほとんど行われていないと考えられることから, 深度 155 cm を根圏下と考えた. 深度 155 cm 以下への年間浸透量  $Q$  は, 深度 155 cm における水フラックス  $q_{w\_155}$  の積算値である (式 II-6.4).

$$Q = \int q_{w\_155} dt \quad (\text{II-6.4})$$

また,  $q_{w\_155}$  はダルシー式から,

$$q_{w\_155} = -K(\theta) \left( \frac{\partial \phi_m}{\partial z} - 1 \right) \approx K(\theta) \quad (\text{II-6.5})$$

と表される. ここで,  $\psi_m$  は深さ  $z$  における圧力水頭,  $K$  は深さ  $z$  cm における不飽和透水係数である. 根圏下では根による吸水が生じないことから, マトリックポテンシャル勾配はほぼゼロとみなせる. そこで, 不飽和透水係数と体積含水率の関係を現場で測定し, 体積含水率とマトリックポテンシャルの関係も現場測定の結果から算出し, 式 II-6.5 に代入することで根圏下への年間浸透量を算出した. また, 年降水量との差から年蒸発散量を算出した.

## ( i ) 不飽和透水係数の現場測定

不飽和透水係数と体積含水率との関係は, 現場で土壤水分分布法 (Instantaneous Profile method) を用いて測定した. 土壤水分分布法とは, 大きな雨の後, 地表面をビニールシートで覆い, その後の降雨の浸入と蒸発散を防ぎ, 一定時間経過毎に, シートの下の土壤サンプリングによる含水比分布の測定を行い, この結果から透水係数を算出する方法である (Hillel, 1998).

本測定は, 2012 年 7 月 25 日の 78 mm/day の豪雨翌日から 3 か月間, Sand の各種センサーを設置している場所の左側をビニールシート (3×3 m) で覆い (図 II-6.24), 蒸発散を防ぎ, 水分変化測定し, その結果から透水係数を求めた. また, オーガーを用いて定容積サンプリングを行い, 含水比分布および乾燥密度分布を測定した.

蒸発や横浸透が生じず, 鉛直下向きの浸透のみで排水が生じると仮定した場合, 時間  $t_1$  から  $t_2$  になったときに, 貯留量減少量  $\Delta W_i$  は深度  $z_i$  以下へ排水されるフラックス  $q(z)$



図 II-6.24 Sand における現場透水係数測定の様子。  
3×3 m のブルーシートで地表面を覆い蒸発散を抑制

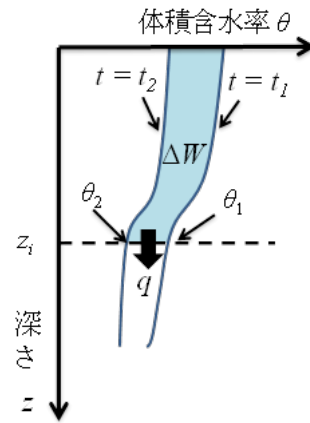


図 II-6.25 大きな降雨後の土壌水分減少の様子。

の  $t_1$  から  $t_2$  の時間積分と等しく、次式で表される。

$$\Delta W_i = - \int_0^{z_i} \int_{t_1}^{t_2} \left( \frac{\partial \theta}{\partial t} \right) dz dt = \int_{t_1}^{t_2} q_{Gw}(z_i) dt \quad (\text{II-6.6})$$

ここで、 $\theta$  は体積含水率、 $t$  は大きな降雨からの時間経過、 $z$  は深度である。また、ダルシーの法則から、深度  $z_i$  において次式が成り立つ。

$$K(\bar{\theta}) = - \frac{q_{Gw}(z_i)}{\left( \frac{\partial \phi_m}{\partial z} - 1 \right)} \quad (\text{II-6.7})$$

ここで、 $\bar{\theta}$  は、図 II-6.25 中の深度  $z_i$  における  $t = t_1$  の時の体積含水率  $\theta_1$  と  $t = t_2$  の時の体積含水率  $\theta_2$  との平均値である。また、 $K(\theta)$  は体積含水率が  $\theta$  のときの不飽和透水係数、 $\psi_m$  は体積含水率が  $\theta$  のときのマトリックポテンシャルである。

現場の排水過程における水分分布では、重力勾配に比べてマトリックポテンシャル勾配は十分小さく無視できるため、式 II-6.7 は次式で近似される（中野ら、1995）。

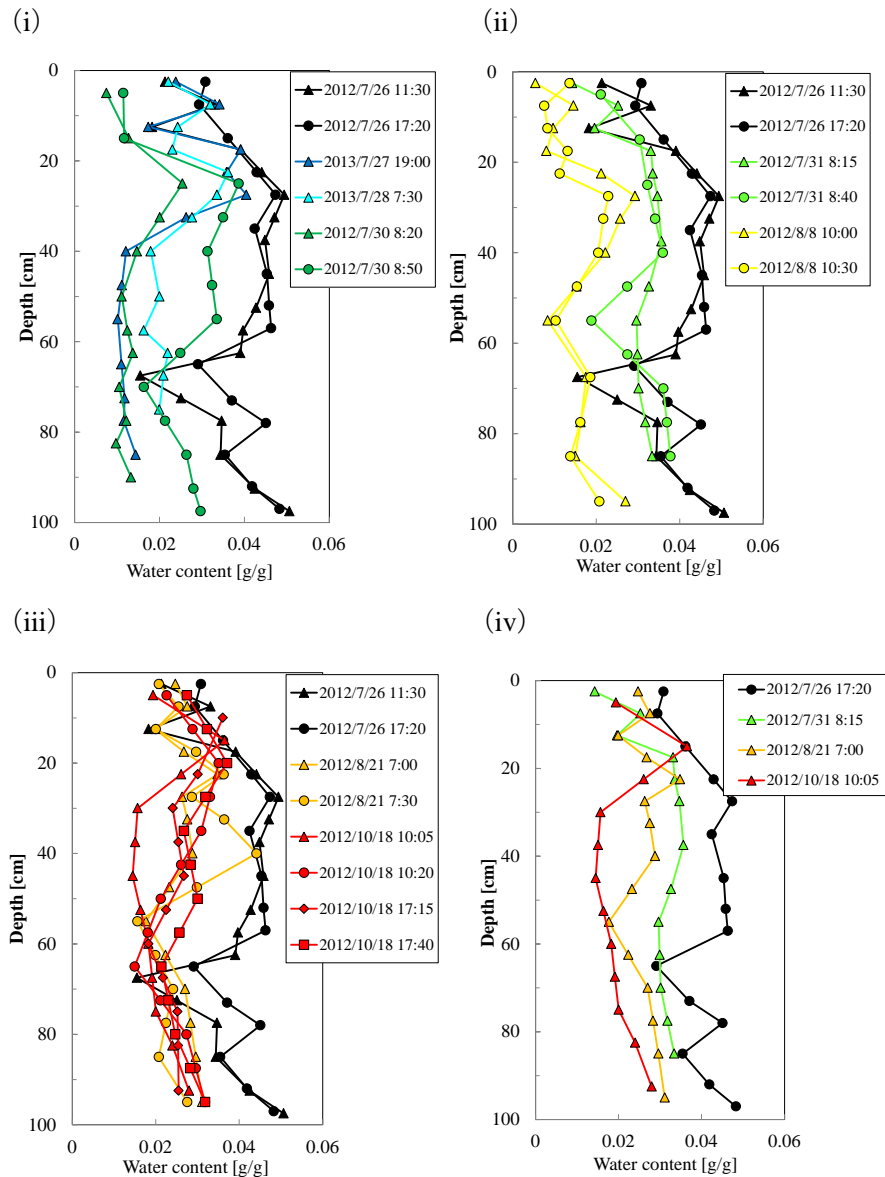


図 II-6.26 Sand における豪雨翌日から 3 か月後までのブルーシート下における含水比分布. (i) 2012/7/25 ~ 30. (ii) 豪雨直後と 7/31, 8/8. (iii) 豪雨直後と 8/21, 10/18. (iv) 実際の計算で用いた分布.

$$K(\bar{\theta}) = q_{Gw}(z_i) = - \int_0^z \left( \frac{\partial \theta}{\partial t} \right) dz \quad (\text{II-6.8})$$

豪雨後の含水比分布の全測定結果を図 II-6.26 (i) ~ (iii) に、この場所の乾燥密度の測定結果を図 II-6.27 に示す. 現場測定では、同じ日にいくつかサンプリングを行ったが、場所による含水比のバラつきが大きかった. そのため、計算には含水比が比較的高いもののみを選択して用いた. このときの深度別貯留量の経時変化を図 II-6.28 に示す. 表層から深度 80 cm までの貯水量は降雨翌日の 26 日は 4.8 mm だったのが、31 日には

3.7 mm まで低下し、その後時間の経過とともに減少を続け、降雨から 3 が月後には 2.5 mm であった。これらの結果を用いると不飽和透水係数と体積含水率との関係は次式となった (図 II-6.29)。

$$K(\bar{\theta}) = 10^{-9} \exp(124.58\theta) \quad (\text{II-6.9})$$

ここで、 $K(\bar{\theta})$  の単位は [cm/s] である。

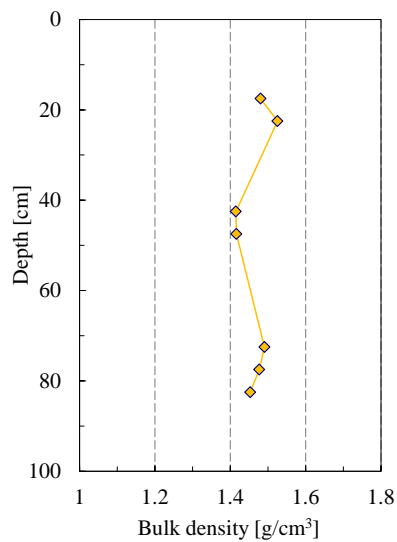


図 II-6.27 Sand における乾燥密度分布。

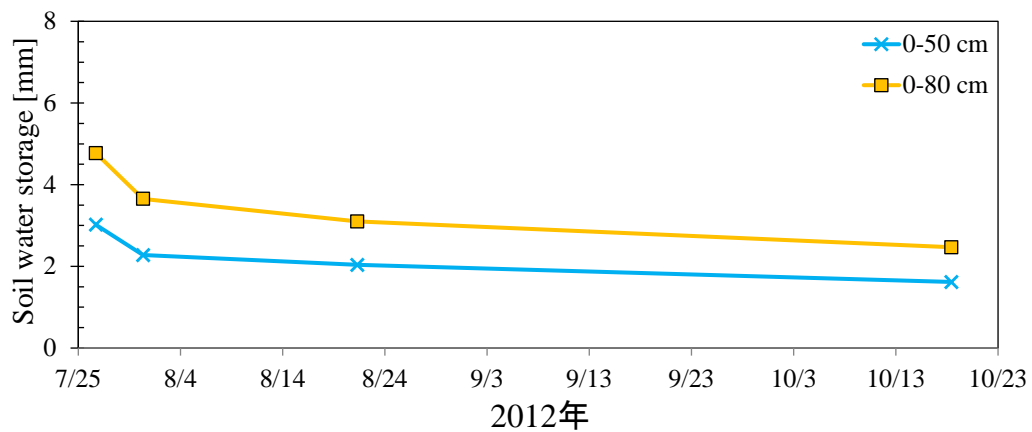


図 II-6.28 Sand における豪雨翌日から 3 ヶ月後までのブルーシート下の貯留水量変化。

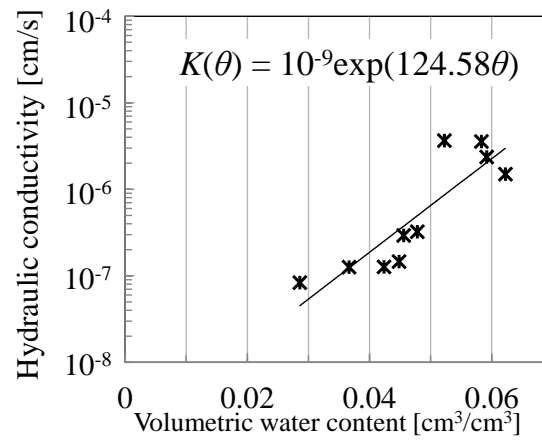


図 II-6.29 Sand における不飽和透水係数と体積含水率との関係

(ii) 圧力水頭と体積含水率との関係（水分特性曲線）

圧力水頭と体積含水率との関係は、2013年に深度 60-88 cm で測定した体積含水率と深度 75 cm で測定したテンシオメータ圧の結果（図 II-6.30）から、以下の関数を用いた（式 II-6.10）。

$$\theta = 4.31 \times 10^{-2} \exp(-10^{-4} \psi_m) \quad (\text{II-6.10})$$

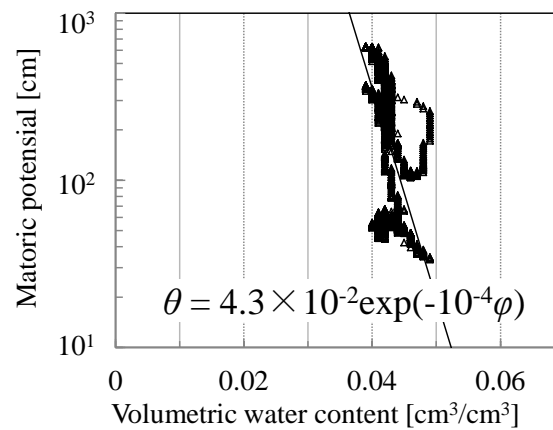


図 II-6.30 Sand におけるテンシオメータ圧と体積含水率との関係

## ( iii ) 土層毎の浸透量の結果および水収支

深度 155 cm におけるテンシオメータ圧の 1 時間毎の測定値を式 II-6.9, II-6.10 に代入し、不飽和透水係数を算出し、5 月から 10 月までを足し合わせることで年間水収支の算出を行った。

2012 年, 2013 年の深度 155 cm 以下への年間浸透量は両年ともに 31 mm であった (図 II-6.31)。以上の結果から、年間蒸発散量を水収支式から算出する。年間における貯水増加量は、他の項と比較して無視できることから、水収支式は次式で表される。

$$P = R_{off} + ET + G_w \quad (\text{II-6.11})$$

ここで、 $P$  は年間降水量、 $R_{off}$  は年間表面流出量、 $ET$  は年間実蒸発散量、 $G_w$  は根圏下への年間浸透量 (地下水涵養量) である。砂丘地であることから、表面流出量はほとんどないと考えられるため、 $R_{off}=0$  である。降水量は、2012 年で 285 mm, 2013 年で 283 mm であったことから、年間蒸発散量は 2012 年では 253 mm, 2013 年では 252 mm (年間降水量の 89%) であった。Sand における 2012 年, 2013 年における根圏水収支を図 II-6.32 に示す。

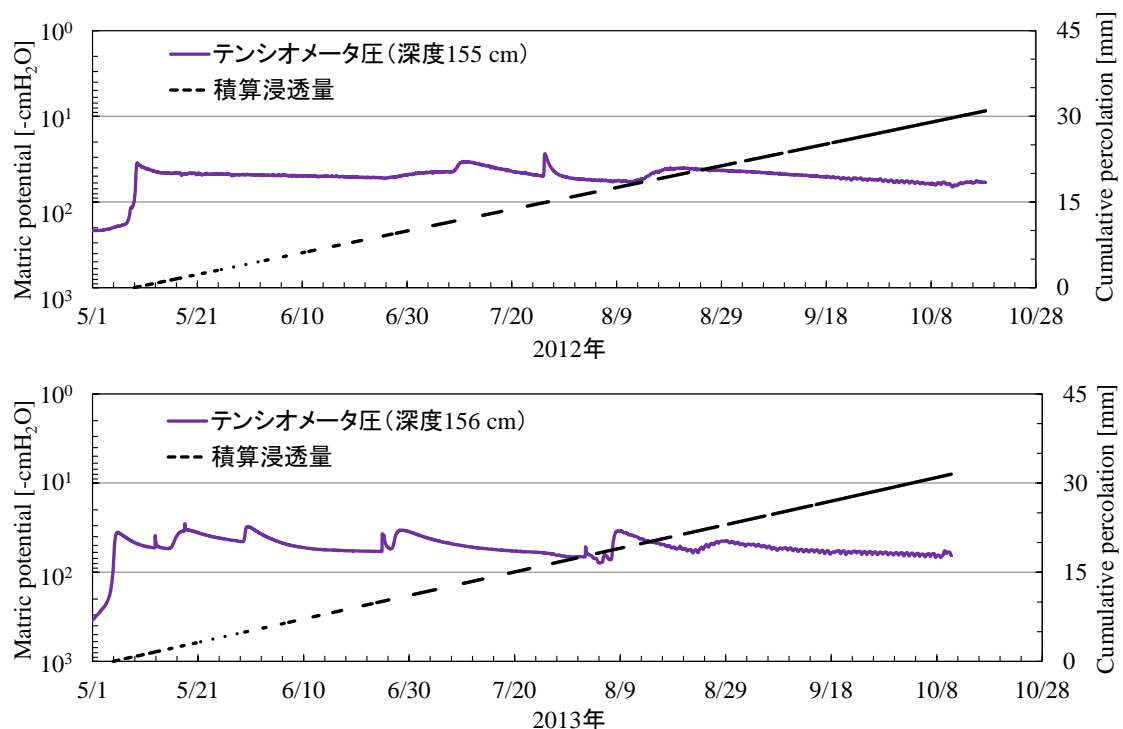


図 II-6.31 Sand における深度 155 cm のテンシオメータ圧と深度 155 cm 以下への積算浸透量。上図) 2012 年 5 月 8 日から 10 月 18 日までの積算量, 右) 2013 年年 5 月 4 日から 10 月 10 日までの積算量。



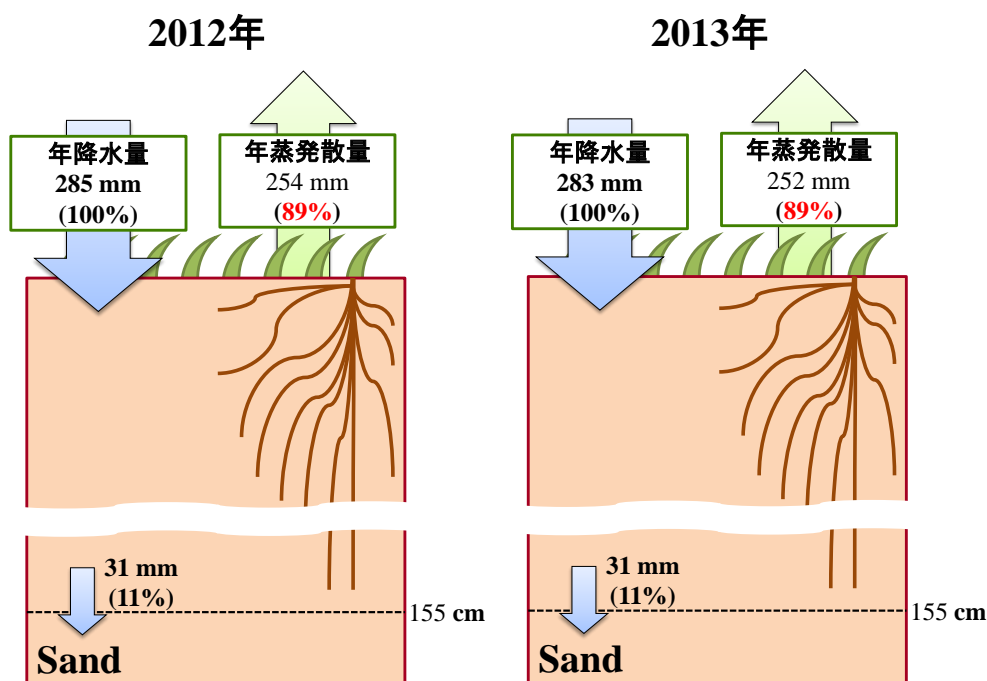


図 II-6.32 Sand における水収支. 左) 2012 年, 右) 2013 年

### ( 3 ) Steppe 4<sub>out</sub> と Sand の年間水収支および根圏下浸透量の比較

2012 年における Steppe 4<sub>out</sub> と Sand の年間水収支を図 II-6-33 に示す. Steppe 4<sub>out</sub> では, 深度 0~30 cm で年降水量の 86%, 深度 0~50 cm で年降水量の 94%が地表面蒸発や根による吸水で失われており, 深度 50 cm 以深への浸透量は年降水量の 6%であった.

一方, Sand では, 深度 0~155 cm の地表面蒸発や根による吸水量は年降水量の 89%であり, Steppe 4<sub>out</sub> よりも 10 mm 以上少なく, 深度 155 cm 以下への浸透量は年降水量の 11%と Steppe 4<sub>out</sub> よりも多い結果となった. しかし, 2012 年は 78 mm もの豪雨が発生し, 深度 30 cm 以下へ降雨が浸透したことから, 大きな豪雨や周りからの流入がない場合には, 深度 30 cm 以下への降雨浸透量はほとんどないと考えられる. 一方で Sand では豪雨のない 2013 年においても 2012 年と同様年降水量の 11%が浸透していた. 降雨強度が通常であった場合には, Steppe 4<sub>out</sub> では深度 50 cm 以下への浸透量は限りなくゼロに近く, 年蒸発量は年降水量とほぼ等しくなるが, Sand では深度 155 cm 以下への浸透は常に生じると考えられる. 以上から, 根圏下への浸透量は, 通常の降雨時でもステップ草原よりも砂丘草原の方が多いと想定される.

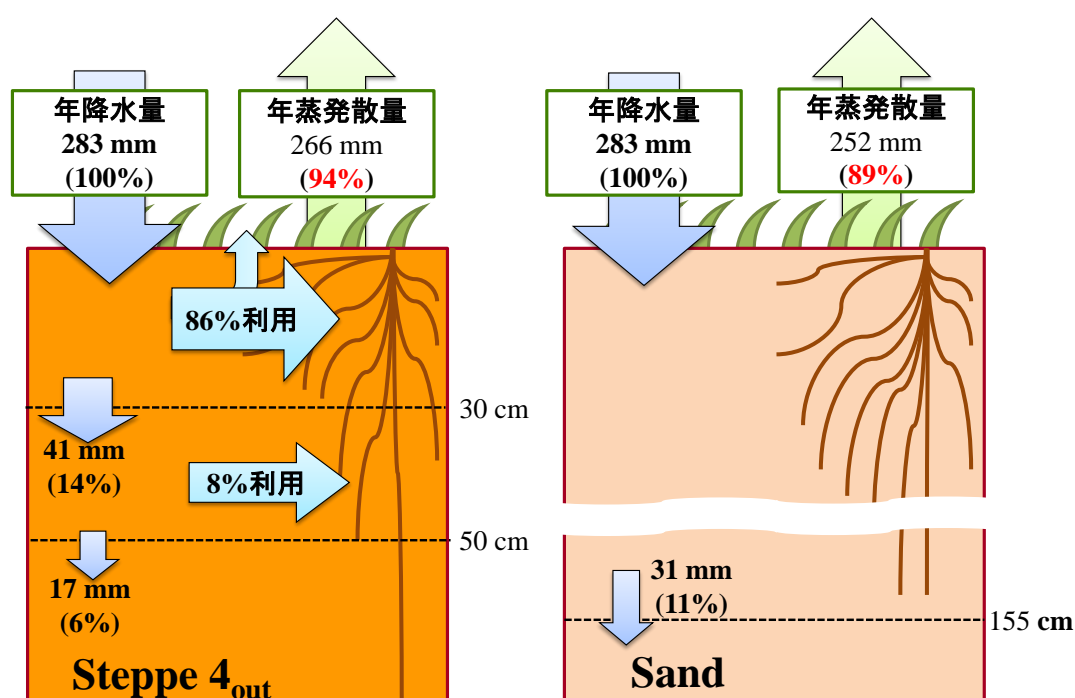


図 II-6.33 2012 年 Steppe 4<sub>out</sub> と Sand における年間水収支。

#### (4) フィンガー流による浸透の不均一性

2013 年 10 月 9 日の降水量 27 mm の降雨直後に土壌表層を観察したところ、図 II-6.34 で示したように表層は全面降雨によって湿っているのにも関わらず、深度 1~9 cm までには湿っているところと乾燥しているところが存在し、9~10 cm 以深では再び全面が湿っており、フィンガー流の発生が観測された。9 cm 以深でフィンガー流が見られなくなったのは、深度 9 cm までが乾燥層となっており、9 cm 以深では湿っていたためだと考えられる。

フィンガー流の発生は、別の降雨時にも確認した。この影響によって Sand における含水比分布と浸透量は場所により大きく異なるため、正確な水収支を算出するのは難しいといえる。前節で求めた Sand の水収支を求める際に使用した不飽和透水係数は、土壌水分量の比較的多い地点のサンプリング結果を用いて算出したものである。深度 9 cm 以深からは、3 次元浸透になっているが、深度 100 cm までの土壌サンプリングでは土壌水分量にバラツキが見られたことから、深度 155 cm 以深の浸透量は過大評価になっている可能性がある。フィンガー流を考慮した上での Sand での水収支の算出については今後の課題である。

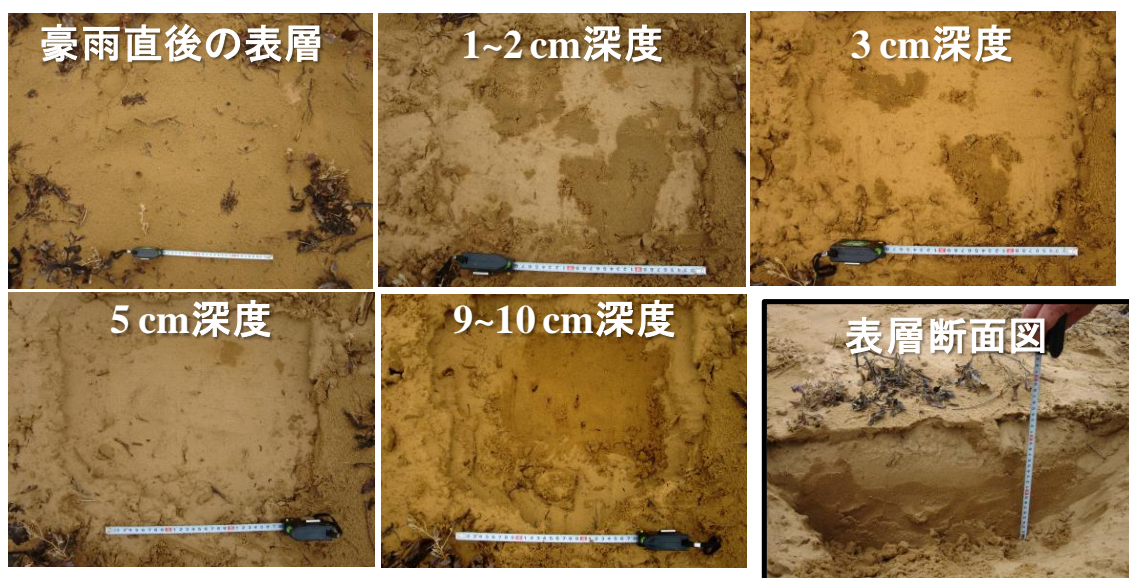


図 II-6.34 2013/10/9 日降水量 27 mm の降雨直後の Sand の土壌状態

## 5. 地表面蒸発量の比較

砂丘地では、乾燥層が形成されやすいことから、ステップ草原よりも土壌面蒸発量が少ないはずである。蒸発散量とは土壌面蒸発と葉からの蒸散の和であるが、土壌面蒸発は植物の利用できない水分のことである。そこで、Steppe 4<sub>out</sub> と Sand における蒸発量の測定を行い、蒸発量の違いを検討した。また、Sand に形成される乾燥層中の水分分布を明らかにするため、表層（深度 0～15 cm）の土壌水分分布を 1 cm 毎に測定した。

土壌面蒸発量は、マイクロライシメーター法を用いて測定した。この方法は、定容積の容器（本研究では Steppe 4<sub>out</sub> で 100 cc サンプラー, Sand では 300 cc サンプラーを用いた）に不攪乱土壌を採取し、サンプラーに蓋を取り付け、採取場所に戻し、一定時間経過後に土壌試料の質量変化を測定し、この差から地表面からの蒸発量を算出する方法である（図 II-6.35）。Sand での測定時には、不攪乱土壌の採取時に崩れないように穴の周りにカバーを取り付けた。

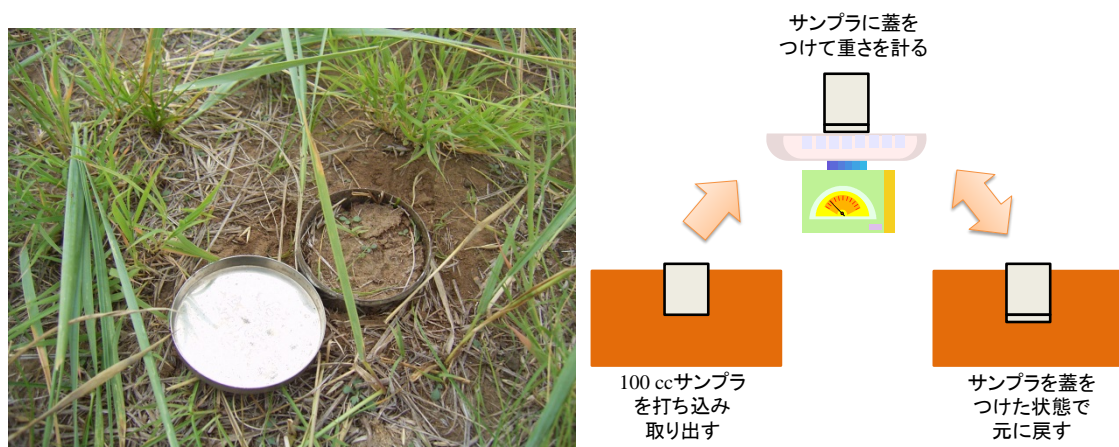


図 II-6.36 に両地点における蒸発速度（単位は mm/h で表示）を示す．ここで蒸発速度とは，蒸発量を測定時間で割ったものである．2012 年 4 月下旬の降雨がなく表層が乾燥している時期は，Steppe 4<sub>out</sub> : 0.012 mm/h, Sand : 0.006 mm/h と低い値であり，小雨直後には，それぞれ 0.13, 0.12 mm/h となり，両地点とも大きく変動した．2012 年 7 月下旬の豪雨から翌々日，2012 年 4 月下旬の雪解けから 3 日目においては，2012 年 7 月下旬，2013 年 4 月下旬において：Steppe 4<sub>out</sub> では 0.09, 0.13 mm/h であったのに対して，Sand は 0.009, 0.006 mm/h であり，降雨直後の Sand の地表面蒸発量は Steppe 4<sub>out</sub> の 1/20 ～1/10 倍であった．

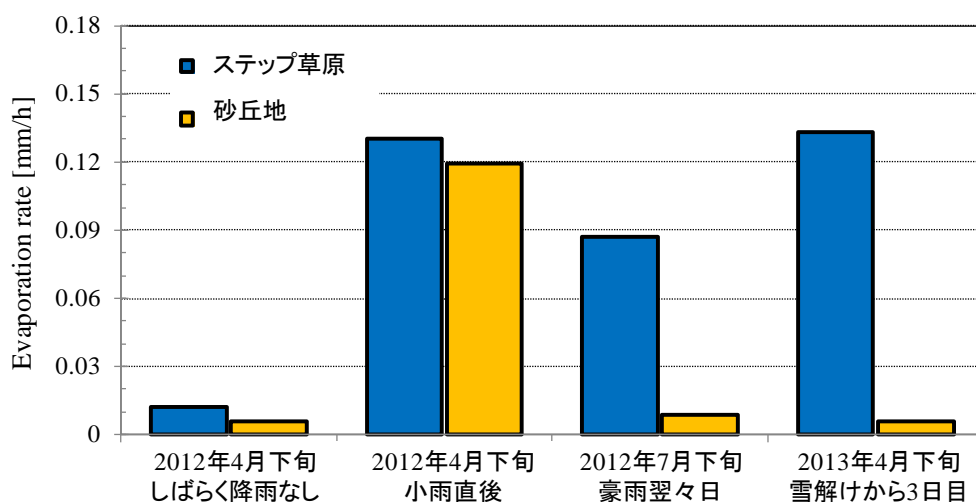


図 II-6.36 2012/7/25 の 78 mm の豪雨以降の蒸発散量の変化.

次に、2012年7月25日の78 mm 豪雨の2日後からの Steppe 4<sub>out</sub> と Sand、濡れた表面からの昼夜別蒸発量の結果を図 II-6.37 に示す。豪雨から2日しか経過していないにも関わらず、7月27日昼間の Sand における蒸発速度は 0.03 mm/h、Steppe 4<sub>out</sub> では 0.25 mm/h、濡れた砂丘地表面では 0.47 mm/h であった。Sand の蒸発速度は、豪雨直後でも著しく低下し、Steppe 4<sub>out</sub> や濡れた地表面の 1/8～1/16 倍と減少していた。また、7月27日夜間では、Sand ではほとんど蒸発が生じず、Steppe 4<sub>out</sub> と濡れた地表面（砂丘地）では 0.03, 0.04 mm/h とほぼ同じ値であった。28日の昼には、Sand では蒸発速度がさらに減少しており、0.015 mm/h であり、Steppe 4<sub>out</sub>、濡れた地表面（砂丘地）においても前日と比較すると減少しており、0.15, 0.16 mm/h であった。この時期の Steppe 4<sub>out</sub>、Sand における深度別体積含水率の経時変化を図 II-6.38 に示す。水分変化は、Steppe 4<sub>out</sub> では深度 0-30 cm においても28日ではまだ減少が続いており、深度 30-67 cm の水分が増加しているところであったのに対して、Sand では、豪雨翌日の26日には深度 60-88 cm まで浸潤前線が達しており、降雨が Sand では Steppe 4<sub>out</sub> と比較して非常に早く下方へ浸透したことが示されている。

蒸発量が著しく低下した利用に、砂丘地表層に形成される乾燥層による蒸発抑制が挙げられる。300 cc サンプラーで Sand の表層を採取し、1 cm ずつ含水比測定を行った結果を図 II-6.39 に示す。豪雨翌日（2012/7/26）を除き、乾燥層の厚さは 5～6 cm 程度であり、蒸発を十分抑制していた。

これらの結果から、Sand では降雨直後から乾燥層が形成され、地表面蒸発が著しく抑制されていることが確認された。

無降雨時の朝は前日の夜よりマイクロライシメーターの質量が増加していたことから、夜間は砂丘の表面温度が気温よりも大きく低下することにより、凝縮が生じたためだと考えられる。2012年4月下旬の無降雨時期の凝縮量は、-0.2 mm 程度であった（図 II-6.40）。しかし、凝縮で増加した表面の水分は午前中に再び蒸発し、日平均では土壌水分にほとんど影響しないと考えられる。

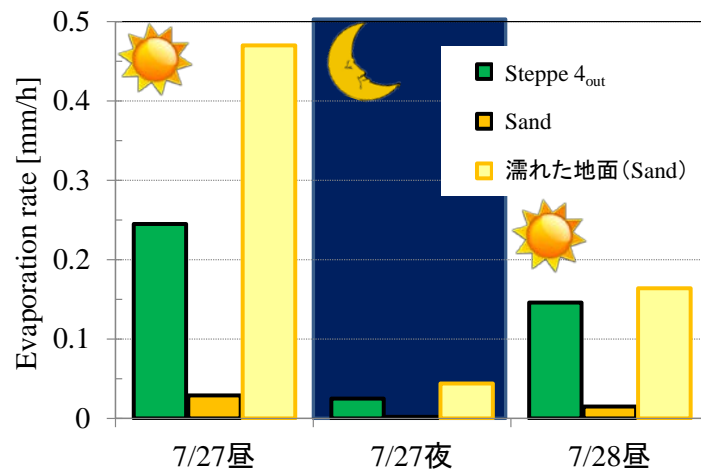


図 II-6.37 2012/7/25 の 78 mm の豪雨以降の蒸発散量の変化。

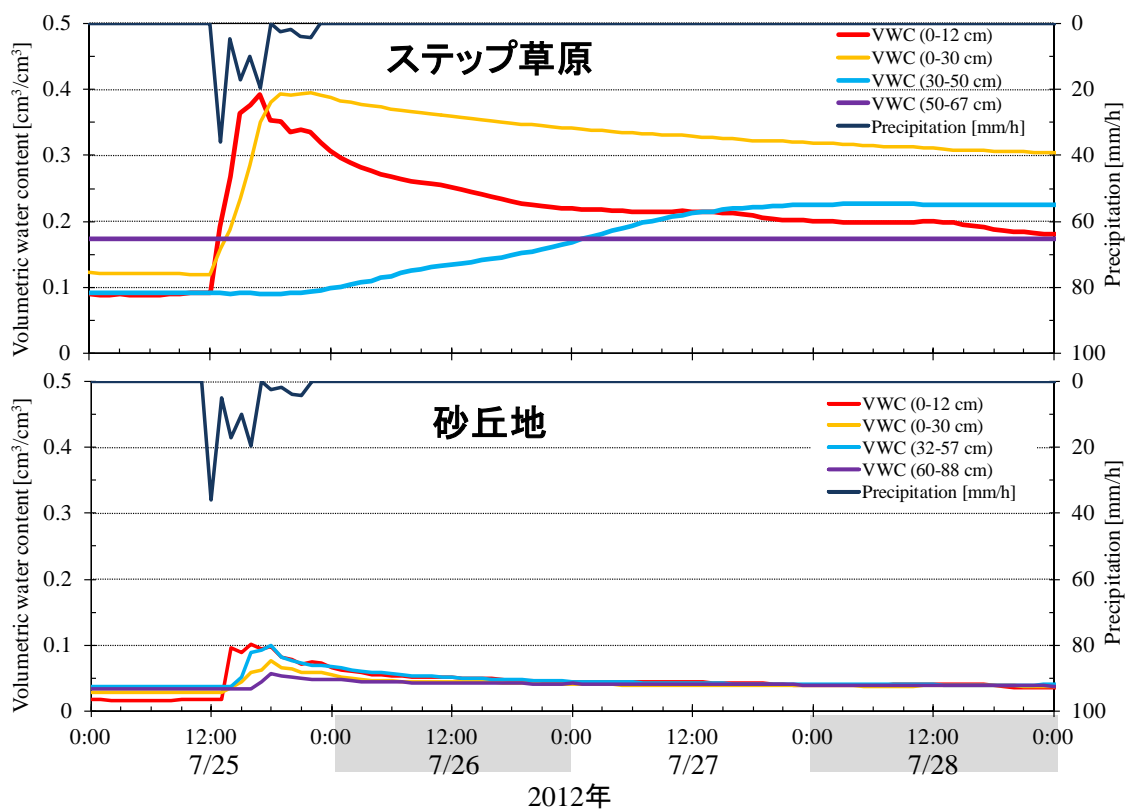


図 II-6.38 2012/7/25 の 78 mm の豪雨以降における深度別土壌水分の経時変化。  
上) Steppe 4<sub>out</sub>. 下) Sand.

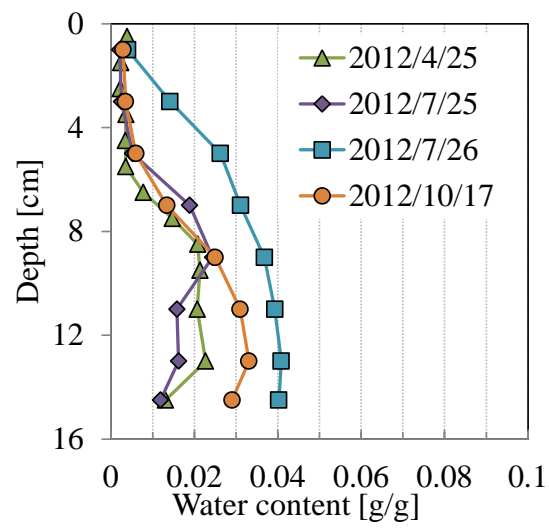


図 II-6.39 2013/10/9 日降水量 27 mm の降雨直後の Sand の土壌状態.  
ただし、2012/7/25 のデータは豪雨直前の乾燥状態の水分分布である。

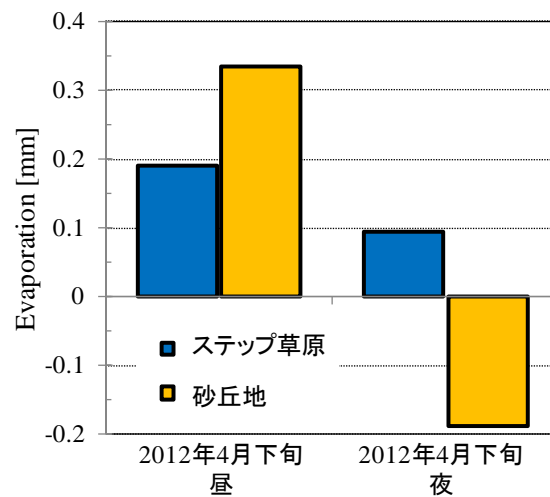


図 II-6.40 2012 年 4 月下旬の蒸発散量の比較



## 6. まとめ

保水性が著しく低い砂丘草原は、乾燥層による地表面蒸発の抑制と深部への浸透が生じることから、ステップ草原と比較して土壤水分環境が大きく異なることが想定される。そこで、Steppe 4<sub>out</sub> とそれに隣接する Sand において、土壤水分、地温、気温等の連続測定を行い、土壤水分環境の比較を行った。その結果、砂丘草原は保水性が低く、土壌中の水分量は全層にかけて少ないものの、深度 155 cm 付近の深層でも植物の利用できる水分が存在し、植物は深度 120 cm 付近の深部からでも降雨の有無に関わらず根から吸水を行っていた。

また、両地点で土層の水収支を算出し、根の吸水深度、土層毎の根の吸水量、そして根圏下への浸透量を算出したところ、根圏下への浸透量は、ステップ草原よりも砂丘草原の方が多く（2012 年では根圏下への浸透量はステップ草原よりも 20 mm 多い）、さらに砂丘草原では降雨直後から乾燥層が形成され、地表面蒸発が抑制（降雨直後の蒸発量はステップ草原の 10 分の 1）されていた。

以上から、砂丘草原は、根の深い植物の生育に適し、低密度であるならば木本も生育できると考えられる。実際に、Steppe 4<sub>out</sub> では根を浅い深度で横に広く広げるイネ科草本が多いのに対して、Sand では根を深く伸ばす一年生草本や天然のノニレ（ニレ科落葉高木）が低密度ながらも成育している（図Ⅱ-6.41）。



図Ⅱ-6.41 砂丘草原におけるノニレの様子



## 第7章

### 結論

土壌中の水分環境は、降水量  $P$  が可能蒸発散量  $ET_p$  を下回る乾燥地域と降水量が可能蒸発散量を上回る湿潤地域とで大きく異なっている。湿潤地域では、植物は土壌水の制限を受けずに成長でき、降水量から可能蒸発散量を差し引いた水量が根圏下へ浸透し、地下水を涵養している。湿潤地域の土壌水分環境は図 II-7.1（右図）で示すように、深部へ行くほど土壌水分が多くなる。

一方、モンゴルのステップ草原では、降雨浸が浸潤する深度 0～30 cm の表層は降雨直後のみ土壌水が増加し、降雨のない期間は雨季であっても土壌は永久シオレ点近くまで乾燥していた。そのため、植物は雨季でも降雨直後を除くと水分の不足により生長が抑制されており、降雨直後に地表面から浸透した降雨を一斉に吸水することで成長していた。また、基本的には降水量はほとんどが蒸発散で失われ、根圏下への浸透（地下水涵養）はほとんどない環境であった。その結果、土壌水分環境は、図 II-7.1（左図）で示すように、深部は永久シオレ点近くまで乾燥しており、地表面近傍の土壌水も降雨直後のみ増加するのみで、それ以外の時期は乾燥した状態となっている。

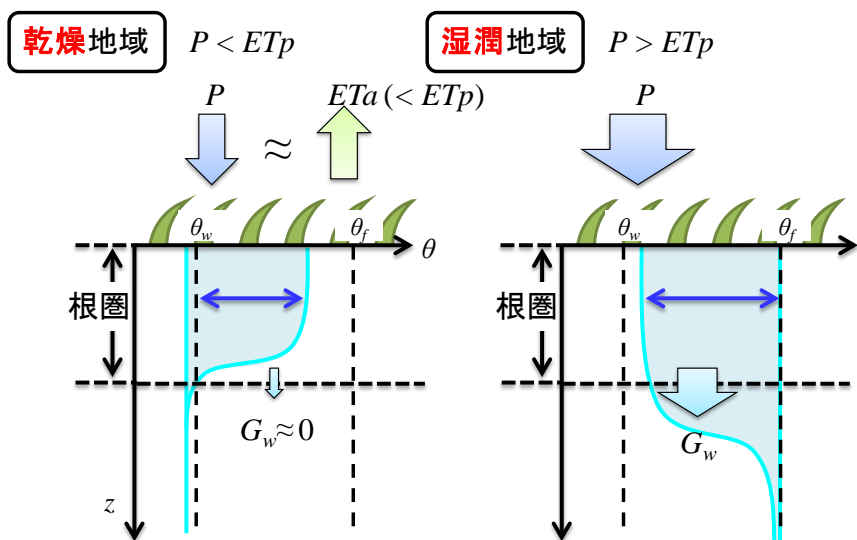


図 II-7.1 土壌水分分布の模式図左) 乾燥地域. 右) 湿潤地域.

浸透能を上回る降雨が発生した場合には、地表面の十数センチ程度のわずかな高低差によっても湛水が発生し、平面的に不均一な降雨浸入が生じる。不均一な降雨浸入は均一な浸入と比較すると、植物の利用できる水分は減少する可能性がある。

放牧によって浸透能の低下する程度は、土性によって大きく異なり、粘土をあまり含まない土壌や粘土を含む土壌でも禁牧をしばらく行っていた場所では浸透能は通常の降雨強度を下回ることはいない。しかし、粘土を含む土壌では放牧により浸透能が低下し表面流出が生じやすくなる場合がある。

家畜の踏圧や喫食の影響で地表面の浸透能が低下し、浸透能を上回る降雨強度の頻度が増加すると、地表面の十数センチ程度のわずかな高低差によっても湛水が発生し（図 II-7.2）、不均一な浸透が生じさせ、土壌劣化につながる可能性がある。

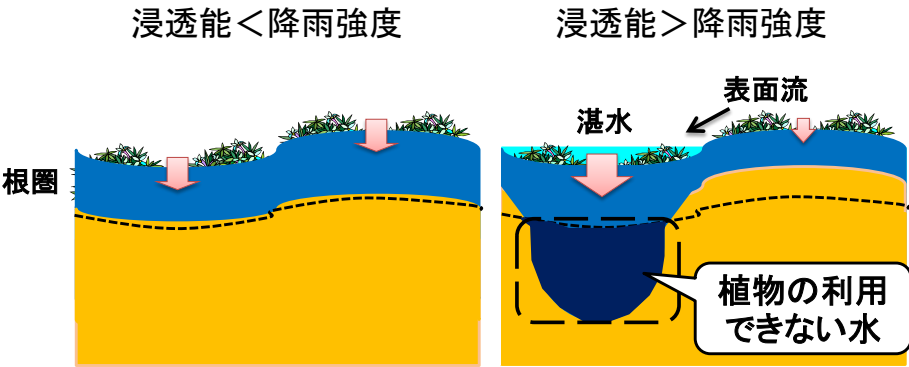


図 II-7.2 乾燥地における土壌水分分布の模式図左) 浸透能が降雨強度を下回る場合. 右) 浸透能が降雨強度を上回る場合.

土壌の保水性が著しく低い砂丘地では、土壌水分環境はステップ草原と大きく異なり、降雨は植物による蒸散で利用される前にすみやかに深部へ浸透する。また、表層には乾燥層が生成されることから蒸発が抑制される。ステップ草原と比較すると、保水できる水分量は少ないものの、蒸発による損失は少なかった。砂丘の水分環境は、根の深い植物の生育に適するもので、木本も生育できる（図II-7.3）。

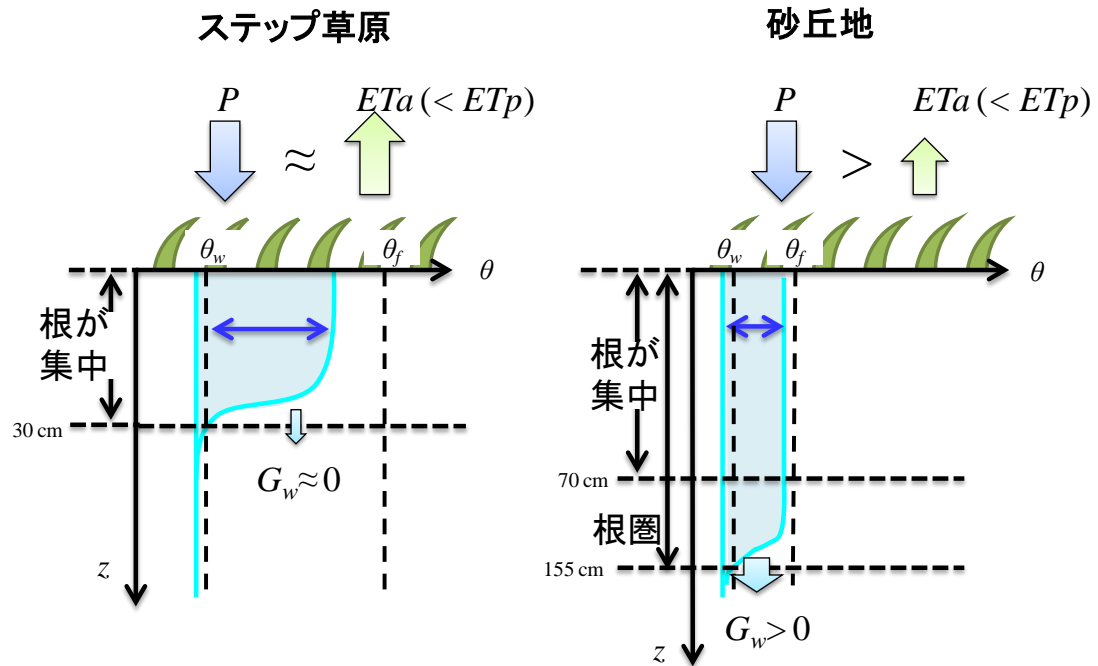


図 II-7.3 乾燥地における土壌水分分布の模式図(左) ステップ草原. 右) 砂丘地.

以上から、モンゴル草原の植物の生育を抑制する土壌水分環境は、わずかな降水量の違い、浸透能の違い、土壌の保水性の違いによって異なり、多様であることを明らかにした。

## 謝辞

本研究を行うにあたり、多くの方々からご指導、ご支援をいただきました。ここに記し感謝申し上げます。

指導教官の塩沢昌 教授（農地環境工学研究室）には、修士から本当に丁寧にご指導いただきました。室内実験においては、予想外の結果の面白さを、またフィールド調査においては、多くの仮定を基に行う大切さを教えていただきました。また、文章のつたない私に、原稿やゼミ発表、論文執筆の際には毎回、一字一句ご指導いただき、言葉の大切さを丁寧に教えていただきました。今後、研究者として先生からご指導いただいた助言を忘れずに、研究に取り組んでいきます。

吉田修一郎 准教授（同研究室）には、常に新しい視点からのアドバイスやご助言をいただきました。また、常に柔軟な発想をもち、些細な疑問も無視しない姿勢を学びました。

西田和弘 助教（同研究室）には、修士から常に手取り足とりご指導いただきました。どんなにお忙しい中でも、素朴な質問に対して、いつも丁寧に教えていただきました。

先生方には、研究以外にも、研究者としての人生観や大変さ、そして面白さなど、いろいろと教えていただきました。ここに心から感謝申し上げます。

共同研究者である Siilegmaa Batsukh 氏（モンゴル生命科学大学）には、調査時に一緒に調査を行うだけでなく、調査期間以外でも測定を行っていただき、より密なデータを得ることができました。また、調査期間中や研究員として3か月間研究室に滞在していたときには、いろいろな相談にものっていただきました。ここに深くお礼申しあげます。共同研究者である Undarmaa Jamsran 准教授（モンゴル生命科学大学）には、研究対象地であるフスタイを紹介していただきました。また、植生の知識が全くない私に対し、草原の植生について丁寧に教えていただき、調査地点の選定も同行して教えていただきました。

大黒俊哉 教授（緑地創成学研究室）、久保成隆 教授（水利環境工学研究室）、西村拓教授（環境地水学研究室）には、お忙しい中、非常に多くのご指導、ご助言をいただきました。また、今後の研究者としての心構えにつきましても数多くお教えいただきました。心から深く感謝申し上げます。

井本博美氏（環境地水学研究室）には、溶質拡散係数の測定の際には恒温室の使用、チャンバーの取り扱い方から、実験方法の数多くのご助言をいただきました。加藤直人氏、井原啓貴氏（中央農業総合研究センター）には、重水の測定において、多くのご助言をいただきました。また、折に触れて激励していただきました。田村憲司 教授（筑波大学土壌環境科学研究室）には、調査中にも関わらず、調査地の土壌断面図作成していただきました。心からお礼申し上げます。

中田達氏（農業工学研究所）には、TOC/TN 計の測定方法を教えていただくだけでなく、卒業後も数多くご助言をいただきました。辻英樹氏（国立環境研究所）には、卒業後も数多くご支援いただきました。また、研究者の立場として、色々な相談にも乗っていただきました。ここに深くお礼申しあげます。農地研の後輩たちからも、素朴な疑問や鋭い質問など本当に多くのことを学びました。心から感謝いたします。

中野恵子さん、吉本峰子さん（農地環境工学研究室秘書）には、数多くの激励をいただきました。また、人生相談や世間話も聞いていただくだけでなく、お茶やお菓子を用意していただき、研究生活をととても楽しく過ごせました。心から深く感謝申し上げます。

最後に、両親は私の研究内容に常に興味を持って聞き、他分野の研究者としてのアドバイスも多くくれました。加えて、常に心身の健康を案じ応援してくれました。また、夫であり研究者の先輩でもある宮坂隆文 氏（東京農工大学）は、図表作成や発表練習など数多く手伝ってくれました。改めて感謝の気持ちを伝えたいと思います。

皆様、本当にありがとうございました。

## 引用文献

- Aharoni, C., Sparks, D.L. 1991. Chap. 1 Kinetics of Soil Chemical Reactions-A theoretical treatment, In Rate of Soil Chemical Reactions. Sparks D.L., Suarez D.L. (eds) Soil Sci. Soc. Am. Special Publication No.27, pp.1-149.
- Barracough, P.B., Tinker, P.B. 1981. The determination of ionic diffusion coefficients in field soils. I. Diffusion coefficients in sieved soils in relation to water content and bulk density. J. Soil Sci. 32: 225-236.
- Batima, P., L. Natsagdorj, P. Gombluudev, B. Erdenetsetseg. 2005. Observed climate change in Mongolia, Working Pap., 12, AIACC, Washington, D.C.
- Bear, J. 1972. Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier Publishing Co., New York.
- Belnap, J., Gillette, D.A. 1998. Vulnerability of desert biological soil crusts to wind erosion: the influences of crust development, soil texture, and disturbance. J. Arid. Environ. 39: 133-142.
- Bengough, A.G., Mullins, C.E. 1990. Mechanical impedance to root growth: a review of experimental techniques and root growth responses. J. Soil Sci. 41:341-358.
- Blott, S.J., Pye, K. 2012. Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures. Sedimentology. 59: 2071-2096.
- Bolt, G.H. 1979. Soil Cyhemistry B. Physico-Chemical Models. Elsevier Sci. Pub. Co., Amsterdam.
- Bouwer, H. 1964. Unsaturated flow in ground water hydraulics. J. Hydraul. Eiv. Am. Soc. Civil Eng. 90:121-144.
- Bouwer, H. 1966. Rapid field measurement of air entry value and hydraulic conductivity of soil as significant parameters in flow systems analysis. Water Resour. Res. 2:729-738.
- Boyer, J.S. 1970. Differing sensitivity of photosynthesis to low leaf water potentials in corn and soybean. Plant physiol. 46: 236-239.
- Brakensiek, D.L. 1977. Estimating the effective capillary pressure in the Green and Ampt infiltration equation. Water Resour. Res. 13:680-682.
- Brooks, R.H., Corey, A.T. 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrol. Pap. 3. Agric. Eng. Dep., Colorado State Univ., Fort Collins.
- Brooks, R.H., Corey, A.T. 1966. Properties of porous media affecting fluid flow. J. Irrig. Drain.

- Div. Am. Soc. Civ. Eng., 92: 61-87.
- Castellano, M.J., T.J. Valone. 2007. Livestock, soil compaction and water infiltration rate: Evaluating a potential desertification recovery mechanism. *J. Arid Environ.* 71:97-108.
- Chen, Y., G. Lee, P. Lee and T. Oikawa. 2007. Model analysis of grazing effect on above-ground biomass and above-ground net primary production of a Mongolian grassland ecosystem. *J. Hydrol.* 333:155-164.
- Cheng. X., Huang, M., Shao, M., Warrington, D.N. 2009. A comparison of fine root distribution and water consumption of mature *Caragana korshinskii* Kom grown in two soils in a semiarid region, China. *Plant Soil.* 315: 149-161.
- Du Toit, G.vanN., H.A. Snyman, P.J. Malan. 2009. Physical impact of grazing by sheep on soil parameters in the nama karoo subshrub/grass rangeland of south Africa. *J. Arid Environ.* 73:804-810.
- Dykhuizen, R.C., Casey, M.H. 1989. An analysis of solute diffusion in rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 53:2797-2805.
- Edmond, D.B. 1974. Effects of sheep treading on measured pasture yield and physical conditions of four soils. *N.Z. J. Exp. Agric.* 2: 39-43.
- Elliott, A., W. Carlson. 2004. Effects of sheep grazing episodes on sediment and nutrient loss in overland flow. *Aust. J. Soil Res.* 42:213-220.
- Evans, R. 1977. Overgrazing and soil erosion on hill pastures with particular reference to peak district. *Journal of the British Grassland Society* 32:65-76.
- Ewing, R.P., Horton, R. 2003. Scaling in diffusive transport. P.49-61. In Y. Pachepsky et al. (ed.) *Scaling methods in soil physics.* CRC Press, Boca Raton, FL.
- Gomez, J.A., Giraldez, J.V., Fereres, E. 2001. Analysis of infiltration and runoff in an olive orchard under no-till. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65:291-299.
- Green, W.H. and Ampt, G.A. 1911. Studies on soil physics: I. The flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.*, 4:1-24.
- Greenwood, K.L. and B.M. McKenzie. 2001. Grazing effects on soil physical properties and the consequences for pastures: A review. *Aust. J. Exp. Agric.* 41:1231-1250.
- Gutierrez, J. and I. Hernandez. 1996. Runoff and interrill erosion as affected by grass cover in a semi-arid rangeland of northern Mexico. *J. Arid Environ.* 34:287-295.
- Herrick, J.E., Lal, R. 1995. Soil physical property changes during dung decomposition in a

- tropical pasture. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59: 908-912.
- Herrick, J.E., J.W. Van Zee, J. Belnap, J.R. Johansen and M. Remmenga. 2010. Fine gravel controls hydrologic and erodibility responses to trampling disturbance for coarse-textured soils with weak cyanobacterial crusts. *Catena* 83:119-126.
- Hiernaux, P., C. Biédiers, C. Valentin, A. Bationo and S. Fernandez-Rivera. 1999. Effects of livestock grazing on physical and chemical properties of sandy soils in sahelian rangelands. *J. Arid Environ.* 41:231-245.
- Hilbig, W. 1995. The vegetation of Mongolia, SPB Academic Publishers, Amsterdam, NL.
- Hillel, D. 1998. Environmental soil physics, Academic press, New York, USA, 771p.
- Hillel, D., Gardner, W.R. 1970. Transient infiltration into crust-topped profiles, *Soil Science*, 109:69-76.
- Horton R.E. 1940. An approach towards physical interpretation of infiltration capacity. *Proceedings of the Soil Science Society of America.* 5: 399-417.
- Hoshino, A., Y. Yoshihara, T. Sasaki, T. Okayasu, U. Jamsran, T. Okuro and K. Takeuchi. 2009. Comparison of vegetation changes along grazing gradients with different numbers of livestock. *J. Arid Environ.* 73:687-690.
- Hu, Q.H. and J.S.Y. Wang. 2003. Aqueous-phase diffusion in unsaturated geologic media: A review. *Crit. Rev. Environ. Sci. Technol.* 33:275-297.
- Hunt, A., R. Ewing. 2003. On the vanishing of solute diffusion in porous media at a threshold moisture content. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67:1701–1702. doi:10.2136/sssaj2003.1701
- Ishiguro, M., Matsuura, T., Detellier, C. 1995. Reverse osmosis separation for a montmorillonite membrane. *J. Membrane Sci.*, 107: 87-92.
- Jury, W.A., Horton, R. 2004. *Soil physics* (6<sup>th</sup> ed). Wiley and Sons, New York.
- Kato, H., Y. Onda, Y. Tanaka and M. Asano. 2009. Field measurement of infiltration rate using an oscillating nozzle rainfall simulator in the cold, semiarid grassland of Mongolia. *Catena* 76:173-181.
- Kaufmann, V., Pinheiro, A., Castro. N.M.D., Femandes, C.V.S., merten, G. 2014. Runoff from soils under different management and simulated rainfall regimes in southern Brazil. *Hydrolog. Sci.J.* 59: 2173-2185.
- Kauffman, J., A. Thorpe and E. Brookshire. 2004. Livestock exclusion and belowground ecosystem responses in riparian meadows of eastern Oregon. *Ecol. Appl.* 14:1671-1679.



- Kemper, W.D., van Schaij. J.C. 1966. Diffusion of salts in clay-water systems. *Soil Science Society of America Proceedings* 30:534-&.
- Khoshravesh-Miangoleh, M., Kiani, A.R. 2014. Effect of magnetized water on infiltration capacity of different soil textures. *Soil use manage.* 30: 588-594.
- Kondo, J., J. Xu. 1997. Seasonal variations in heat and water balances for non-vegetated surface. *J. Appl. Meteorol.*, 36: 1676-1695.
- Kostiakov, A.N. 1932. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. *Trans. 6<sup>th</sup> Com. Intern. Soc. Soil Sci. Russian Part A*:17-21.
- Laegdsmand, M., Moldrup, P., Schjonning, P. 2010. Multitracer and Filter-Separated Half-Cell Method for Measuring Solute Diffusion in Undisturbed. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **74**(4): 1084-1091.
- Li, H., R. Li, H. Zhu and L. Wu. 2010. Influence of electrostatic field from soil particle surfaces on ion adsorption-diffusion. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 74:1129-1138.
- Li, Y.H. and S. Gregory. 1974. Diffusion of ions in sea-water and in deep-sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38:703-714.
- Liu, S., S.G. Li, G.R. Yu, J. Asanuma, M. Sugita, L.M. Zhang, Z.M. Hu and Y.F. Wei. 2010. Seasonal and interannual variations in water vapor exchange and surface water balance over a grazed steppe in central mongolia RID A-2877-2008. *Agric. Water Manage.* 97:857-864.
- Mehta, B. K, 1994. Salt and water movement in unsaturated soil during evaporation, Ph.D thesis, The University of Tokyo, Japan.
- Mehta, B.K., S. Shiozawa and M. Nakano. 1995. Measurement of molecular-diffusion of salt in unsaturated soils. *Soil Sci.* 159:115-121.
- Millington, R.J., and J.M. Quirk. 1960. Transport in porous media. *Trans. Int. Congr. Soil*
- Miyasaka, K., Shiozawa, S., Nishida, K., Yoshida, S. 2014. Solute electrical charge effects on molecular diffusion coefficients in unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 78: 1852-1858. doi:10.2136/sssaj2014.05.0201
- Miyazaki, S., T. Yasunari, T. Miyamoto, I. Kaihotsu, G. Davaa, D. Oyunbaatar, L. Natsagdorj and T. Oki. 2004. Agrometeorological conditions of grassland vegetation in central mongolia and their impact for leaf area growth RID E-5778-2010. *J. Geophys. Res. -Atmos.*

- 109:D22106.
- Moldrup, P., T. Olesen, T. Komatsu, P. Schjonning, and D.E. Rolston. 2001. Tortuosity, diffusivity, and permeability in the soil liquid and gaseous phases. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65:613–623. doi:10.2136/sssaj2001.653613x
- Morel-Seytoux, H.J., J. Khanji. 1974. Derivation of an equation of infiltration. *Water Resour. Res.* 10:795-800.
- National Agency for Meteorology, Hydrology and Environment Monitoring. 2001. Mongolia's Initial National Communication, Ulaanbaatar.
- Nawaz, M.F., Bourrie, G., Trolard, F. 2013. Soil compaction impact and modeling. A review. *Agron. Sustain. Dev.* 33: 291-309.
- Neuman, S. 1976. Wetting front pressure head in infiltration-model of green and ampt. *Water Resour. Res.* 12:564-566.
- Okayasu, T., T. Okuro, U. Jamsran and K. Takeuchi. 2012. Degraded rangeland dominated by unpalatable forbs exhibits large-scale spatial heterogeneity. *Plant Ecol.* 213:625-635.
- Okayasu T, Undarmaa J. Takeuchi K. 2007. Monitoring land degradation in mountainous Mongolia by spectral unmixing of satellite imagery. *Journal of Environmental Information Science* 35: 57-64.
- Olesen, T., P. Moldrup, K. Henriksen, and L.W. Petersen. 1996. Modeling diffusion and reaction in soils: 4. New models for predicting ion diffusivity. *Soil Sci.* 161:633–645. doi:10.1097/00010694-199610000-00001.
- Olesen, T., P. Moldrup, T. Yamaguchi, and D.E. Rolston. 2001. Constant slope impedance factor model for predicting the diffusion coefficient in unsaturated soil. *Soil Sci.* 166:89–96. doi:10.1097/00010694-200102000-00002
- Olsen, S.R., Kemper W.D., J.C. Van Schaik. 1965. Self-diffusion coefficients of phosphorus measured by transient and steady-state methods. *Soil Science Society of America Proceedings* 29:154-158.
- Olsen, S.R., Kemper W.D., Jackson, R.D. 1962. Phosphate diffusion to plant roots. *Soil Science Society of America Proceedings* 26:222-227.
- Onda, Y., H. Kato, Y. Tanaka, M. Tsujimura, G. Davaa and D. Oyunbaatar. 2007. Analysis of runoff generation and soil erosion processes by using environmental radionuclides in semiarid areas
- Papendick, R.J., and G.S. Campbell. 1981. Theory and measurement of water potential. In: J.F.

- Parr et al., editors, Water potential relations in soil microbiology. SSSA, Madison, WI. 1–22.
- Parhi, P.K., Mishra, S.K., Singh, R. 2007. A modification to Kostiakov and modified Kostiakov infiltration models. *Water Resour. Manage.* 21: 1973-1989.
- Pennell, K.D., Boyd, S.A., Abriola, L.M. 1995. Surface-Area of Soil Organic-Matter Reexamined. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59: 1012-1018.
- Pfletschinger, H., Proemmel, K., Schueth, C., M. Herbst, Engelharbt, I. 2014. Sensitivity of vadose zone water fluxes to climate shifts in Arid settings. *Vados Zone J.*  
doi:10.2136/vzj2013.02.0043.
- Philip, J.R. 1969. The theory of infiltration. *Adv. Hydrosci.* 5:215-296,
- Porter, L.K., Kemper, W.D., Jackson, R.D., Stewart, B.A. 1960. Chloride diffusion in soils as influenced by moisture content. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 24: 460-463.
- Rawls, W.J., L.R. Ahuja, D.L. Brakensiek. 1992. Estimating soil hydraulic properties from soils data. In *Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. M. th. Van Genuchten, F.J. Leij, L.J. Lund (eds.) U.C. Riverside Press, Riverside, CA.
- Reszkowska, A., Krummelbein, J., Peth, S., Horn, R., Zhao, Y., Gan, L. 2011. Influence of grazing on hydraulic and mechanical properties of semiarid steppe soils under different vegetation type in Inner Mongolia, China. *Plant soil.* 340:59-72.
- Rhoades, J. D., Raats, P. A. C. and Prather, R. J. 1976. Soil electrical conductivity and soil salinity. New formulations and calibrations. *Soil Sci. Soc. AM. J.* 40: 651-655.
- Rosenthal, D.M., Ludwig, F., Donovan, L.A. 2005. Plant responses to an edaphic gradient across an active sand dune/desert boundary in the great basin desert. *International Journal of Plant Sci.* 166: 247-255.
- Reynolds, W.D. 1993. Unsaturated hydraulic conductivity: Field methods of analysis. P. 633-644. In M.R. Carter (ed.) *Soil sampling and methods of analysis*. Can. Soc. Soil Sci. Lewis publ., Boca raton, FL.
- Reynolds, W., D. Elick. 1987. A laboratory and numerical assessment of the Guelph permeameter method. *Soil Sci.*, 144: 282-299.
- Reynolds, W., D. Elick. 1990. Ponded infiltration from a single ring .1. analysis of steady flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54:1233-1241.
- Reynolds, W., D. Elick., Topp, G.C. 1983. A reexamination of the constant head well permeameter

- method for measuring saturated hydraulic conductivity above the water table. *Soil Sci.* 136 (4): 250-268.
- Sadeghi, A.M., D.E. Kissel and M.L. Cabrera. 1989. Estimating molecular-diffusion coefficients of urea in unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53:15-18.
- Simpson, J.H. and H.Y. Carr. 1958. Diffusion and nuclear spin relaxation in water. *Physical Review* 111:1201-1202.
- Smith, R.E. 1972. The infiltration envelope: results from a theoretical infiltrometer. *J. Hydrol.* 17:1-21.
- So, H.B., Nye, P.H. 1989. The effect of bulk density, soil-water content and soil type on the diffusion of chloride in soil. *J. Soil Sci.* 40: 743-749.
- Steffens, M., A. Koelbl, K.U. Totsche and I. Koegel-Knabner. 2008. Grazing effects on soil chemical and physical properties in a semiarid steppe of inner mongolia (PR china) . *Geoderma* 143:63-72.
- Sternberg, T. 2008. Environmental challenges in Mongolia's dryland pastoral landscape. *J. Arid Environment*, 72: 1294-1304.
- Taylor, G. I. 1953. Dispersion of soluble matter in solvent slowly flowing through a tube. *Proceedings of the Royal Society of London.* A219: 186-203.
- Toride, N., Inoue, M., Leij, F.J. 2003. Hydrodynamic dispersion in an unsaturated dune sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67:703-712.
- Ullman, W.J., Aller, R. C. 1982. Diffusion coefficients in nearshore marine sediments, *Limnol, Oceanogr.* 27:552-556.
- UNEP. 1997. *World Atlas of Desertification*. Second Edition. London Arnold. 19pp.
- UNEP. 2007. *Global Environmental Outlook 4*. Progress Press Ltd., Malta. 540pp.
- Wang, Z., Wu, L., Wu, Q.J. 2000 a. Water-entry value as an alternative indicator of soil water-repellency and wettability. *J. Hydrol.* 76-83.
- Wang, Z., Wu, Q.J., Wu, L., Ritsema, C.J., Dekker, L.W., Feyen, J. 2000 b. Effects of soil water repellency on infiltration rate and flow instability. *J. Hydrol.* 265-276.
- Watanabe, K., Flury, M. 2008. Capillary Bundle model of hydraulic conductivity for frozen soil. *Water Resour. Res.* 44: W12402, doi: 10.1029/2008WR0007012.
- Willatt, S.T., D.M. Pullar. 1984. Changes in soil physical properties under grazed pastures. *Aust. J. Soil Res.* 22:343-348.

- Witschi, P.A, D.L. Michalk. 1979. The effect of sheep treading and grazing on pasture and soil characteristics of irrigated annual pastures. *Aust. J. Agric. Res.* 30:741-750.
- Yamanaka, T., I. Kaihotsu, D. Oyunbaatar and T. Ganbold. 2007. Summertime soil hydrological cycle and surface energy balance on the Mongolian steppe. *J. Arid Environ.* 69:65-79.
- Zhao, Y., S. Peth, J. Krummelbein, R. Horn, Z. Wang, M. Steffens, C. Hoffmann and X. Peng. 2007. Spatial variability of soil properties affected by grazing intensity in inner mongolia grassland RID A-2668-2009. *Ecol. Model.* 205:241-254.
- Zhao, H.L., X.Y. Zhao, R.L. Zhou, T.H. Zhang and S. Drake. 2005. Desertification processes due to heavy grazing in sandy rangeland, inner mongolia. *J. Arid Environ.* 62:309-319.
- 家田浩之. 2005. 変異荷電土壤中の溶質移動に関する研究. 東京大学博士論文.
- 井上光弘, 塩沢昌. 1994. 4 極法による土壌カラム内の電気伝導度測定とその応用. 土壌の物理性. 70 : 23-28.
- 逸見彰男. 1988. アロフェン中空球状粒子の球壁の化学構造. 土壌の物理性. 56 : 47-50.
- 大黒俊哉, 吉原佑, 佐々木雄大. 2015. 草原生態学 生物多様性と生態系機能. 東京大学出版会.
- 小橋秀俊, 三木博史, 平山光信, 菱谷智幸, 山本博之, 大北康治. 2004. 地盤汚染の影響予測に用いる分散長の決定法について. 土木学会論文集. 764 (III-67) : 53-67.
- 塩沢昌. 1992. 定水位井透水計による現場透水係数の測定. 農業土木学会誌, 60 (5) , 391-396.
- 須藤美幸. 1997. 誘電率による新しい土壌水分測定法に関する基礎的研究. 筑波大学卒業論文 (未公刊).
- 徳本家康, 取出伸夫, 井上光弘. 2005. 団粒構造を持つ黒ボク土の溶質分散について. 水文・水資源学会誌, 18 (4), 401-410.
- 西村拓, 中野政詩, 宮崎毅. 1993. クラスト形成土層における水の定常浸透と層序特性について. 農業農村工学会論文集. 167, 29-35.
- 日本化学会 (編). 2004. 化学便覧基礎編 改定 5 版. 丸善. P.1624.
- 藤田昇. 2013. 草原の遊牧と環境学. 藤田昇, 加藤聡史, 草野栄一, 幸田良介 (編). モンゴルー草原生態系ネットワークの崩壊と再生. 京都大学学術出版会. pp. 109-154.
- 宮崎毅・長谷川周一・粕渕辰昭. 2005. 土壌物理学. 朝倉書店.
- 吉川賢. 2006. 乾燥地, 砂漠の水文環境と水資源. 吉川賢, 山中典和, 大手信人 (編).

- 乾燥地の自然と緑化－砂漠化地域の生態系修復に向けて－. 共立出版. pp. 20-34.
- 吉田修一郎, 木坂康隆, 西田和弘, 塩沢昌. 2012. 小規模な破碎転圧による火山灰土水田の浸透抑制効果. 農業農村工学会論文集. 80 (6), 523-532.