

〔報文〕 土質遺構露出展示保存のための基礎的研究 —土中水のポテンシャル制御による遺構安定化の試み—

脇谷 草一郎*・高妻 洋成*・肥塚 隆保*

1. はじめに

1960年代以降、日本では大規模な国土開発がおこなわれ、それに伴い遺跡の発掘件数が急増すると共に、その遺物や遺構の保存が急務となった。重要な遺跡では、出土した遺物の保存はもちろんであるが、移動不可能な遺構についても広く公開するために保存が図られてきた。なかでも発掘調査がおこなわれた状態の遺構を公開する“遺構の露出展示”は、遺跡を構成する要素そのものを公開するという点において、遺跡の存在と臨場感、及び内容や価値を伝えるのに最も効果的な公開手法の一つである。

遺構の露出展示をおこなう場合、一般的には覆屋を設けて遺構の保護を図ると共に、遺構表面に薬剤を含浸して、土質の改良が図られる。後者の例では、古くは遺構の崩壊を防ぐために、土壤硬化剤としてアクリル樹脂エマルジョンがもちいられ¹⁾、近年では、土壤水分の蒸発を抑制する保水性ポリマーが使用されるケースも認められる²⁾。しかし、いずれの保存方法においても、一般的に遺構表層では水の蒸発が卓越するため、乾燥や塩類の析出による遺構の劣化が生じる例は少なくない。したがって遺構を露出して保存、公開するという手法は遺構の劣化を促進する危険が高い方法であり、とりわけ乾燥や塩類の析出による崩壊から遺構を保護することは、遺構の露出展示保存をおこなう上で、きわめて大きな課題である。

乾燥や塩類析出による遺構の劣化を始めとして、寒冷地では凍上によるもの、あるいは地衣類や蘚苔類の繁茂による遺構の汚損など、遺構の劣化要因には水の挙動が大きく関与している。したがって、遺構の露出展示保存を検討する上で、遺構内における水の挙動に関する知見は不可欠である。実際の土中に存在する水、すなわち土中水は複雑な土の間隙構造中に存在しており、その状態は土中水のポテンシャルという概念で表現される。そして、土中の間隙が水で満たされた飽和帯や、空隙に気相と液相が混在する不飽和帯における水の流れは、ポテンシャルの高いところから低いところへの移動、すなわちポテンシャル流として扱うことができる。

土質遺構を露出展示した場合、土中水のポテンシャル勾配は鉛直上向きを示すため、遺構表層付近の土中水は遺構表面へと移動し、やがて蒸発する。さらに土中水の移動に伴い、塩類の起源となる溶質も遺構表層へと移動する。したがって乾燥による劣化においても、塩類析出による劣化においても、水の移動方向、すなわち動水勾配が鉛直上向きであることに根本的な要因があると言える。また、土壤はある範囲の含水率では、塑性を示し、形状を保つことができる。そこで筆者らは乾燥が進行する土壤に対して、適時給水することで遺構土壌の塑性を保ち、遺構の安定化を図ると同時に、この給水によって動水勾配を鉛直下方のものとして、遺構表面への一方向的な水の移動を抑えて溶質が遺構表面へ濃集することを抑制することで、土質遺構の露出展示保存をおこなうことを試みている。

本研究では福島市に位置する宮畑遺跡を調査フィールドとして、遺構における不飽和水分移動特性の把握を試みた。宮畑遺跡においてボーリング調査をおこない、地層構造の推定をおこなうとともに、遺構表面と同じ土壌試料を採取して、蒸発法により不飽和水分移動特性パラメータの推定をおこなった。得られた地層構造や地下水面の情報と、不飽和水分移動を表すパ

*奈良文化財研究所

ラメータをもとに、遺構内における水分移動について数値実験をおこない、遺構安定化のための条件について検討をおこなった。

2. 調査および実験方法

2-1. ボーリング調査

調査地の宮畑遺跡は阿武隈川と阿武隈山地との間に発達した台地上に位置し、福島盆地東縁部にあたる。宮畑遺跡周辺では阿武隈川による氾濫原堆積物が複数の段丘面をもつ台地を形成しており、白亜紀後期の花崗岩を覆っている。調査を実施した遺構面は南東方向から北西方向へ向かって下る緩斜面となっており、北西端は段丘面の縁部に位置する（図1）。

露出展示を予定している遺構における鉛直一次元の地層構造を把握するために、ボーリング調査をおこなった。ボーリング調査にはハイドロリックフィード型試錐機をもちいて、ロータリー式ボーリングをおこなった。また地下水面を把握するために、初期水位が確認されるまで掘削泥水を使用しない無水掘りにより調査を実施した。図2に示すように、ボーリング調査は遺構の4隅にておこない、各地点ともボーリング長は約5 mから5.5 mとした。

2-2. 土質試験

土の硬さや透水性状などの状態は、含まれる水分量や間隙の大小などで大きく変化する。そこで、遺構が土中に存在する現在の環境下における遺構土壌の状態を把握し、さらに露出展示による遺構土壌の状態変化について検討をおこなうために土質試験をおこなった。

試料の採取は図2に示したボーリング孔1の周辺でおこない、遺構表層を含む土層、およびその下層からおこなった。以下、それぞれ遺構土および遺構下層土と表記する。試料は不攪乱試料と攪乱試料の両者を採取し、土質試験に応じてそれぞれ適切な試料を試験に供した。

採取した攪乱試料をもちいて、土の粒子密度、粒度分布、自然含水比、液性限界・塑性限界の測定をおこなった。土の粒子密度は土粒子部分のみの単位体積質量であり、後述する粒度試験の沈降分析における粒径の算出にもちいた。粒度試験は土粒子の粒径の分布状態を求めるもので、土の透水性状などの物理量の推定などに利用される。含水比は乾土質量に対する水分質量の比を百分率で表したものである。なお、後述する体積含水率は土の全体積に対する水分体積の比である。液性限界・塑性限界は、それぞれ土が塑性状から液状に移るとき、および塑性状から半固体状に移るときの含水比であり、含水比の変化による状態変化を表す。粒子密度の測定はゲーリュサック型ピクノメータをもちいておこない、JIS A 1202に準じて実施した。粒



図1 宮畑遺跡露出展示予定遺構
(北から南南東を臨む)

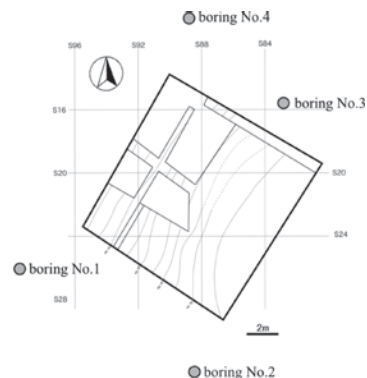


図2 ボーリング調査実施地点

度試験は JIS A 1204 に準じておこなった。ふるいをもちいて粒径 2 mm 以上の粗粒分を分けたのち、細粒分については比重浮ひょうをもちいて沈降分析をおこなった。自然含水比については採取した試料の重量を測定した後に、110 °C で 48 時間炉乾して乾燥重量を測定して算出した。液性限界・塑性限界試験は JIS A1205 に準じておこなった。

また不攪乱試料をもちいて、湿潤密度および定水位飽和透水係数の測定をおこなった。湿潤密度は水を含む土全体の単位体積質量であり、後述する乾燥密度の算出にもちいた。飽和透水係数は、飽和状態における土中水の移動のしやすさ、すなわち透水性状を表す値である。湿潤密度の測定はパラフィン法によりおこなった。飽和透水係数の測定では、あらかじめ試料を減圧して飽和度を高めた上で実施した。また得られた測定結果から乾燥密度、飽和度および試料採取時の体積含水率を算出した。乾燥密度は土粒子のみの質量を考慮する場合の密度であり、土の締め具合を表す。飽和度は土の間隙中に占める水の体積の割合を表す。

2-3. 不飽和土壌の水分移動特性

土質遺構の露出展示をおこなった場合、遺構面へ供給される水は遺構表面付近の不飽和帯を移動する水である。乾燥や塩類の析出による遺構表面の劣化などの、水の挙動に起因する劣化を予測し、その対策を講じるために遺構表面の不飽和土中における水分移動を定量的に評価することが必要である。

鉛直一次元で水蒸気移動を考慮しない不飽和土中の水分移動は、下記のリチャーズ式で表される³⁾。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (1)$$

ここで、 θ は体積含水率 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)、 h は土中水のマトリックポテンシャル (m)、 K は不飽和透水係数 (m sec^{-1})、 t は時間 (sec)、 z は上向き正の空間座標 (m) であり地表面で 0 である。なお、マトリックポテンシャルとは土中水のポテンシャルの 1 つであり、吸着力により保持された土粒子表面の水や、毛管力によって土粒子接点に保持された水の化学ポテンシャル低下量である³⁾。このリチャーズ式に基づき、実際の水分移動を適切に再現するためには、水分特性曲線および不飽和透水係数とマトリックポテンシャルの関係を、適切な関数およびパラメータで与える必要がある。水分特性曲線および不飽和透水係数の関数には多くの経験式が提案されているが、中でも飽和体積含水率 θ_s 、残留体積含水率 θ_r 、形状を決めるパラメータ a 、 n を含む van Genuchten モデル⁴⁾ に対して、飽和透水係数 K_s と間隙結合係数 l を含む Mualem モデル⁵⁾ を連結した van Genuchten-Mualem モデルが広くもちいられている。このモデルでは水分特性曲線 $\theta(h)$ および不飽和透水係数 $K(h)$ はマトリックポテンシャル h の関数として、以下の式で与えられる。

$$\theta(h) = (\theta_s - \theta_r) \frac{1}{\left[1 + |\alpha h|^n \right]^m} + \theta_r \quad (2)$$

$$K(h) = K_s S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (3)$$

ここで S_e は有効飽和度で、飽和体積含水率 θ_s と残留体積含水率 θ_r をもちいて $(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$ で与えられる。残留体積含水率は通常水分移動に関与しない含水率を指す。 K_s はその土の飽和透水係数 (m sec^{-1}) である。また a (m^{-1})、 n (-)、および m ($= 1 - 1/n$) (-) は水分特性曲線の形状を与えるフィッティングパラメータであり、物理的意味を有する K_s や θ_s とは異なりそれぞれ単独で意味を持つものではない⁶⁾。 l は間隙結合係数と呼ばれるパラメータで、一般的には0.5の値が推奨されている⁵⁾。

本研究では蒸発法により遺構土および遺構下層土のパラメータの推定をおこなった。実験の模式図を図3に示す。内径50 mm、高さ120 mmの亚克力カラムに対して、遺構土(含水比39.7%)および遺構下層土(含水比40.6%)を、乾燥密度 1.29 g cm^{-3} および 1.27 g cm^{-3} でそれぞれ充填した。

なお、ここで示した各試料の含水比および乾燥密度は、3-2で後述する土質試験の結果に基づくものである。カラムの底部から水を供給し、適時水位を上げて毛管飽和させた。次に試料底部を閉鎖して、カラム全体を電子天秤上に設置し、重量変化から積算蒸発量を求めるとともに、深さ1, 3, 5, 9 cmの位置にテンシオメータを水平方向に挿入し、マトリックポテンシャルを測定した。また、蒸発実験においては、可能蒸発速度が大きく、恒率蒸発から減率蒸発へ速やかに移行する方が、逆解析においてパラメータが収束し易い条件であるため⁷⁾、ここでは小型ファンをもちいて試料表面に一定の風を送り、水分の蒸発を促進した。マトリックポテンシャルおよびカラム重量は10分おきに測定し、試料上部の乾燥が進行して、深さ1 cmのマトリックポテンシャルが $-800 \text{ cmH}_2\text{O}$ に達して測定不能となった段階で実験を終了した。その後カラムを解体して試料を炉乾した。炉乾の前後の試料重量から試料の平均体積含水率を算出した。

テンシオメータで測定されるマトリックポテンシャルは、湿潤領域の土壤に限定される。したがって逆解析から、広範囲な含水状態における水分特性を求める際に、誤差を生ずる可能性が高い。そこで、飽和塩溶液をもちいた蒸気圧法から、乾燥領域における土壤の水分特性を求めた。塩の種類により、温度一定の条件下では飽和塩溶液が与える相対湿度は一定であり、したがって水蒸気のポテンシャルが一定である。このポテンシャルと平衡状態にある土壤含水率を測定することで、乾燥領域における土壤の水分特性の評価をおこなった。なお、水蒸気のポテンシャルは下記の式で表される⁸⁾。

$$\phi_a = \frac{RT}{M} \ln \left(\frac{P}{P_0} \right) \quad (4)$$

ここで ϕ_a は水蒸気のポテンシャル (J kg^{-1})、 R は気体定数、 M は水の分子量 ($0.018 \text{ kg mol}^{-1}$)、 P_0 は飽和水蒸気圧、 P は水蒸気の蒸気圧である。なお得られた値に水の密度を乗じて、ポテンシャルのディメンションを単位体積当りのエネルギーとして (すなわち Pa として)、以下

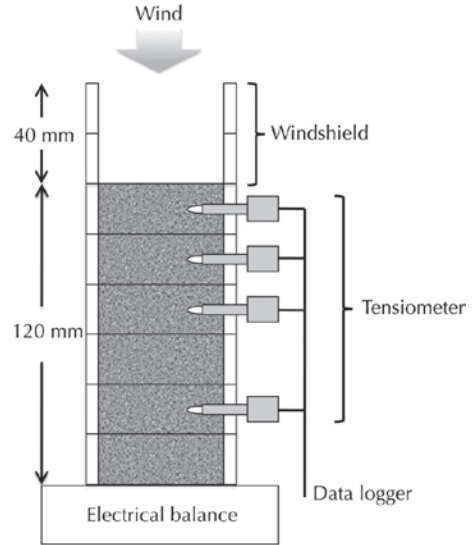


図3 蒸発実験模式図

では記す。

蒸気圧法による試験は地盤工学会の定める土の保水性試験方法 (JGS0151) に準拠しておこなった。温度 20 ± 1 °C に保った恒温槽内において、およそ 3~4 g 程度の土壤試料と、飽和塩溶液および塩をデシケーター内に静置した。土壤試料の重量が恒量となるまで、適時試料の重量測定をおこなった。試料重量が恒量となったところで、試料を 110 °C の恒温槽で絶乾した。得られた含水比から、各ポテンシャルと平衡状態での体積含水率を算出した。蒸気圧法にもちいた塩の一覧を表 1 に示す。

得られた実験データに対して、不飽和水分移動汎用プログラムである HYDRUS-1 D⁹⁾ をもちいた逆解析により、(2), (3) 式の θ_r , a , n の 3 個のパラメータを各土壤試料に対して推定した。すなわち HYDRUS-1 D により得られた実測値と、(2) 式および (3) 式で表現される水分特性曲線および不飽和透水係数と体積含水率の関係曲線の誤差が最小となるように、各フィッティングパラメータの最適値を推定した。 θ_s は蒸発実験開始時を飽和状態として、蒸発実験および灼乾による重量の減量分から算出した。 K_s は 2-2 で測定した実測値をもちいた。また l には推奨値 0.5 をもちいた。

表 1 飽和塩溶液が与える相対湿度と水蒸気のポテンシャル値 ϕ (20 °C)

塩	相対湿度 (%)	ϕ (kPa)	ϕ (cmH ₂ O)
KNO ₃	95	-6940	-70816
KCl	85	-21900	-223469
NaCl	75	-39000	-397959
NaBr	59	-71000	-724490
MgCl ₂ · 6H ₂ O	33	-148000	-1510204

2-4. 土中水のポテンシャル制御による遺構安定化についての数値実験

2-3 で得られた土壤水分特性を表現するパラメータと、ボーリング調査から得られた地層構造、および地下水面位置の情報をもとに、遺構面を露出させた場合の土中水のポテンシャル変化および遺構土壤の含水率変化について HYDRUS-1 D をもちいた数値実験をおこなった。

HYDRUS-1 D では土壤の水分特性を表現するために飽和体積含水率 θ_s と残留体積含水率 θ_r , a , n , 飽和透水係数 K_s , および間隙結合係数 l を与える必要がある。ここでは 2-3 で推定した 3 個のパラメータ, θ_r , a , n と, 2-2 で実測した K_s の値, および 2-3 の測定結果から算出した θ_s をもちいた。 l には推奨値 0.5 をもちいた。

3. 調査・実験の結果および考察

3-1. ボーリング調査

先述の通り、遺構面は南東方向から北西方向へ向かって下る緩斜面となっている。ボーリング調査の結果、ボーリング孔 1 と 4, そしてボーリング孔 2 と 3 のそれぞれは比較的同様の地層構造であり、堆積構造も概ね遺構面と平行で、緩やかに北西方向へ傾斜することが認められた。したがって、図 2 に示した 4 地点において実施したボーリング調査のうち、後述する数値実験のモデルとしてもちいたボーリング孔 1 および 2 について得られた地層層序を表 2 に示す。

コアサンプルを観察した結果、遺構面が最も深くなるボーリング孔 1 では、地表から

表2 ボーリング孔地層層序表
ボーリング孔1

深度 (m)	層厚 (m)	土質名	土の分類
0.00 ~ 0.35	0.35	砂混じりシルト	粘性土
0.35 ~ 1.60	1.25	砂質シルト	粘性土
1.60 ~ 2.00	0.40	シルト (含遺構面)	粘性土
2.00 ~ 2.80	0.80	砂混じりシルト	粘性土
2.80 ~ 3.50	0.70	砂	砂質土
3.50 ~ 5.45	1.95	砂礫	礫質土

ボーリング孔2			
深度 (m)	層厚 (m)	土質名	土の分類
0.00 ~ 0.60	0.60	砂混じりシルト	粘性土
0.60 ~ 1.20	0.60	砂混じりシルト (含遺構面)	粘性土
1.20 ~ 1.45	0.25	シルト混じり砂	砂質土
1.45 ~ 4.20	2.75	礫混じり砂	砂質土
4.20 ~ 5.00	0.80	砂礫	礫質土

GL-2.80 mまで順に砂混じりシルト、砂質シルト、シルト、そして砂混じりシルトの堆積が認められた。さらに下層 (> GL-2.80 m) では砂、あるいは砂礫の堆積が認められた。ボーリング孔の掘削時には地下水面はおよそ GL-2.70 m に認められたが、掘削後に水位が GL-1.34 m まで上昇した。したがって主としてシルトが厚く堆積するボーリング孔1付近ではシルト層が不透水層となっており、地下水が被圧された状態にあるものと推察される。なお、遺構面はおよそ GL-1.60 m に位置する。

遺構面が比較的浅い位置に存在するボーリング孔2では、地表から GL-1.20 m まで砂混じりシルトの堆積が認められた。さらに GL-1.20 m から GL-1.45 m までシルト混じり砂、GL-1.45 m から GL-4.20 m までは礫混じり砂が堆積し、さらに下層 (> GL-4.20 m) では砂礫の堆積が認められた。地下水面は GL-1.84 m に認められた。また遺構面はおよそ GL-0.60 m 付近に位置する。

ボーリング調査の結果から、宮畑遺跡においては現地表面から遺構包含層の下層までシルト質の粘性土が堆積しており、さらにその下層では砂質土あるいは礫質土が堆積していることが認められた。これらの堆積構造は遺構面の傾斜とほぼ平行に北西方向に傾斜していることが認められた。遺構南東側では砂質土層に自由地下水が存在しており、北西側では粘性土が不透水層となっているために被圧地下水が存在することが認められた。

3-2. 土質試験

各試験の測定結果を表3に示す。土粒子の真密度は遺構土で 2.67 g cm^{-3} 、遺構下層土で 2.66 g cm^{-3} といずれも粘性土としては大きな値を示した。同時に自然含水比は粘性土としては低い値を示すものの、飽和度は遺構土で $0.90 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 、遺構下層土では $0.89 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ と高い値を示した。これらの結果から宮畑遺跡に堆積している粘性土は圧密の程度が高く、空隙が少な

表3 土質試験結果

	遺構土	遺構下層土
粒子密度		
ρ_s (g cm ⁻³)	2.67	2.66
含水比 (試料採取時)		
w (%)	39.7	40.6
体積含水率 (試料採取時)		
θ (cm ³ cm ⁻³)	0.516	0.522
粒度分布		
gravel fraction (%)	0.0	0.0
sand fraction (%)	25.1	24.1
silt fraction (%)	39.5	41.6
clay fraction (%)	35.4	34.3
max particle size (mm)	2.00	2.00
液性限界・塑性限界		
LL (%)	49.9	51.6
PL (%)	26.4	25.2
塑性指数	23.5	26.4
湿潤密度・乾燥密度		
ρ_t (g cm ⁻³)	1.71	1.68
ρ_d (g cm ⁻³)	1.29	1.27
飽和度		
S_r (cm ³ cm ⁻³)	0.90	0.89
飽和透水係数		
K_s (cm sec ⁻¹)	8.16E-08	7.42E-06

い組織を有することが示唆された。また粒度試験の結果から、いずれの土壌もアメリカ合衆国農務省 (The United States Department of Agriculture, USDA) による土壌の分類は Clay Loam であった。液性限界・塑性限界の試験結果では、いずれの土壌も液性限界は中間的な値を、塑性限界はやや低い値を示した。飽和透水係数はそれぞれ 8.16E-08 cm sec⁻¹, 7.42E-06 cm sec⁻¹ と共に低い値を示しており透水性状が非常に低いことが示唆された。

3-3. 不飽和土壌の水分移動特性

蒸発法と蒸気圧法の試験結果をもとに、HYDRUS-1 D をもちいた逆解析法から得られた各試料土のパラメータと、算出した飽和体積含水率 θ_s を表 4 に示す。ここで得られたパラメータをもとに式(2), (3)で表される van Genuchten-Mualem モデルによる水分特性曲線および体

積含水率-不飽和透水係数曲線をそれぞれ図4, 図5に示す。図4に示した水分特性曲線から、遺構土はやや明瞭な空気侵入圧を-200 cmH₂O付近に持ち、それに対して遺構下層土ではやや不明瞭ではあるが、およそ-100 cmH₂O付近に空気侵入圧を持つことが認められた。

表3に示した通り、いずれの土壤試料もシルトと粘土画分が多いため、保水性の高い土壤であることが示唆された。表3に示した飽和透水係数が非常に小さな値であることから、遺構土および遺構下層土ともに透水性状が低い土であることが示唆された。そして図5に示した結果から、遺構土、遺構下層土ともに含水率が0.3 cm³ cm⁻³程度の状態にある場合において、不飽和透水係数が非常に小さな値を示し、実質的に不透水性となることが示唆された。

いずれの土壤試料も保水性が高いため、図4に示したように水分特性曲線はなだらかな勾配を示した。推定されたパラメータの n は、水分特性曲線の勾配を変化させ、試料粒径の大きさを反映するパラメータである。 n は $1 < n < \infty$ の値をとるが、ここでの土壤試料のように細粒画分の多い試料では、 n の値は小さな値が得られる。ところが、ここでもちいている van Genuchten モデルでは、小さな n の値をもつ粘質土において、図5にも認められるように、飽和近傍において不飽和透水係数が著しく変化してしまい、たとえば乾燥した粘質土への水分の浸潤を評価する際に困難を生ずることが知られている¹⁰⁾。 n と θ_r をともに大きな値とすることで、比較的含水率の高い領域において、ほぼ等しい水分特性曲線を表現出来るため、この問題を回避することは可能である⁷⁾。しかし本研究では、たとえば吸引法や加圧板法などから得られる水分特性に関する実測値が無いため、パラメータの任意の変更が適切であるか否かの検討がおこなえない。したがって、本研究では任意のパラメータの変更はおこなわず、表4に示したパラメータをもちいて議論を進めることにする。

表4 飽和体積含水率と逆解析から推定されたパラメータ

	遺構土	遺構下層土
θ_s (cm ³ cm ⁻³)	0.525	0.524
θ_r (cm ³ cm ⁻³)	7.59E-02	4.00E-02
a (cm ⁻¹)	0.120E-02	0.524E-02
n	1.40	1.17

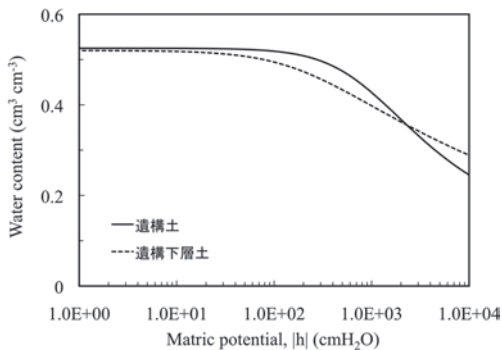


図4 水分特性曲線

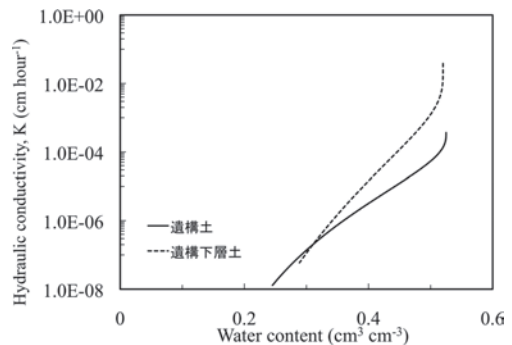


図5 不飽和透水係数

3-4. 土中水のポテンシャル制御による遺構安定化に関する数値実験

3-4-1. 乾燥による含水率、土中水のポテンシャル変化

3-3で得られたパラメータを基に、遺構面を露出した場合における遺構土壌の含水率変化および土中水のポテンシャル変化について数値実験をおこなった。先述の通り、地下水面および地層構造は遺構の北西側（ボーリング孔1, 4）と南東側（ボーリング孔2, 3）で異なっている。したがって、ここではボーリング孔1および2について、それぞれの地層構造と地下水面に関する情報をもちいて数値実験をおこなった。ここでは、それぞれの地層構造をそれぞれモデル1, 2と表記する。

各モデルともに表2に含遺構面と記した地層と、その上位の地層との境界を遺構面と仮定し、遺構面から地下水面までに存在する下位の地層についてモデル化した。したがって、モデル1では地下水面（GL-2.70 m）までに計4層の地層が含まれるが、2層目と3層目の境界（GL-1.60 m）が遺構面となるため、3-2で詳細を述べた遺構土と遺構下層土の2層を扱うこととする。そしてその境界は、遺構面を新たな地表面として比高を表して、GL-40 cm、地下水面はGL-110 cmとした。同様にモデル2では遺構土と、その下層に砂質土が堆積する2層からなり、その境界はGL-60 cm、地下水面はGL-124 cmの位置とした。

表3に示したように、試料採取時の遺構土の体積含水率は $0.516 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ であり、図4からこのときのマトリックポテンシャルはおよそ $-120 \text{ cmH}_2\text{O}$ であった。したがって、数値実験における初期状態の含水率を、遺構土では上端から下端まで $-120 \text{ cmH}_2\text{O}$ とした（すなわち $0.516 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ とした）。さらに下位の地層では遺構土と接する上端で $-120 \text{ cmH}_2\text{O}$ 、下端の地下水面で $0 \text{ cmH}_2\text{O}$ （すなわち飽和）としてその間は直線的にマトリックポテンシャルが変化するものとして、30日間にわたる含水率変化および土中水のポテンシャル変化について数値実験をおこなった。

蒸発速度に関する境界条件としては、遺構土壌表面と接する大気中の水蒸気のポテンシャルに、宮畑遺跡での実測値を与えた。すなわち2008年9月に宮畑遺跡現地において覆屋を模した仮説の建物を設置し、その屋内温湿度を測定した。原則的に測定期間中は建物を閉め切った状態で測定をおこなった。測定をおこなった2008年9月の上旬から中旬にかけての晴天日では、いずれの日もほぼ同様の屋内温湿度変化を示した。すなわち6時頃に最低気温として 17°C から 18°C を示し、13時から14時にかけて最高気温 30°C から 31°C を示した。得られた結果から1時間ごとの大気中水蒸気のポテンシャルを(4)式より算出して、遺構面における蒸発速度の境界条件として与えた。

モデル1と異なり、モデル2では遺構土の下層に存在する砂質土については、不攪乱試料を採取することが出来なかった。そこで、モデル2における数値実験では、砂質土に対するパラメータとして、HYDRUS-1Dのデータベースから、Sandy Clayのパラメータ（ $\theta_r=0.10$, $\theta_s=0.38$, $\alpha=0.27 \text{ E-}01 \text{ cm}^{-1}$, $n=1.23$, $K_s=0.12 \text{ cm hour}^{-1}$, $l=0.5$ ）をもちいて数値実験をおこなった。それぞれのモデルにおける数値実験の結果のうち、含水率の鉛直プロファイル変化をそれぞれ図6 a, 図7 aに示す。なお、図中には実験開始時（図中0 dayと表記、以下同様）、開始後0.5日目、1日目、5日目、10日目、20日目、30日目における含水率のプロファイルを示した。また、ここで浸透ポテンシャルの寄与を無視すると、土中水の全ポテンシャルは、ある基準面からの高さで表される重力ポテンシャルとマトリックポテンシャルの和で表される。ここでは、全ポテンシャルが0となる基準面を各モデルの地下水面として土中水の全ポテンシャルを定めた。数値実験により30日間の全ポテンシャル変化をもとめ、その鉛直プロファイルをそれぞれ図6 b, 図7 bに示す。図中の凡例の表記は図6 a, 図7 aと同様である。

図6 a, 図7 aに示した結果から, いずれの数値実験結果においても, 実験開始後0.5日で遺構表面の含水率が大きく減少し, その後は含水率の減少が遺構面から遺構内部へと進行することが示唆された。また遺構土の含水率の変化は図6 aと図7 aではほぼ同様の挙動を示しており, 下層の土質や地下水面の位置の差異に関わらないことが示唆された。初期状態の土中水のマトリックポテンシャルは $-120 \text{ cmH}_2\text{O}$ と含水率が高い状態であった。したがって, 実験開始時は蒸発量が多いために, 実験開始後0.5日目で遺構表面の含水率が大きく減少したものと推察される。そして図4に示したように, 遺構土は比較的保水性が高いため, 0.5日目以降では遺構表面の含水率の減少速度が緩慢になったものと推察される。また図5に示したように, 遺構土は非常に透水性が低いため, 下方からの水のフラックスに比べて蒸発のフラックスが卓越して, 遺構表面土壌では含水率の減少が進行することが示唆された。

図6 bに示した結果から, モデル1では実験開始後0.5日目では, 深さおよそ10 cm付近に全ポテンシャルの極大値が出現することが認められた。同様に図7 bに示した結果から, モデル2では実験開始後0.5日目では深さおよそ10 cm付近に, そして5日目では深さおよそ30 cm付近に全ポテンシャルの極大値が出現することが認められた。その後は下層の土壌においてもポテンシャルの低下, すなわち乾燥が進行して極大値が消失し, 土中水のポテンシャル勾配が一様に上向きとなることが示唆された。

不飽和土壌水分移動の駆動力はマトリックポテンシャルと重力ポテンシャルの和, すなわち全ポテンシャルの勾配によって与えられる³⁾。したがって, 極大値を示した深度より上方では上向きのフラックスが, 極大値を示した深度より下方では下向きのフラックスが生じることになり, この極大値を示す深度をゼロフラックス面と呼ぶ。このゼロフラックス面が現れている

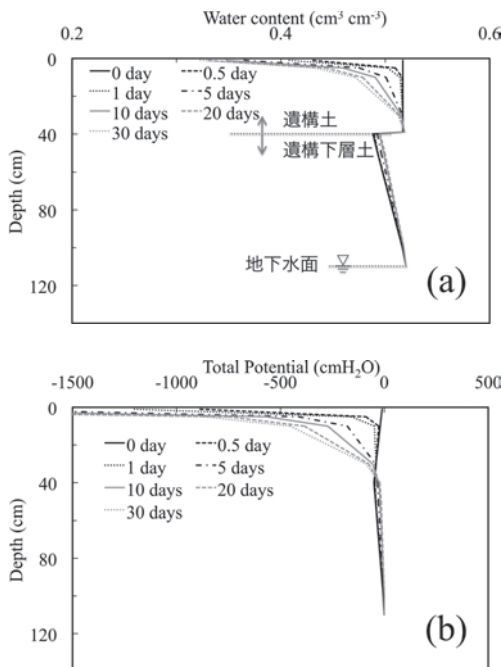


図6 モデル1における数値実験結果(a)は土壌含水率の, (b)は全ポテンシャルの鉛直プロファイル変化を示す

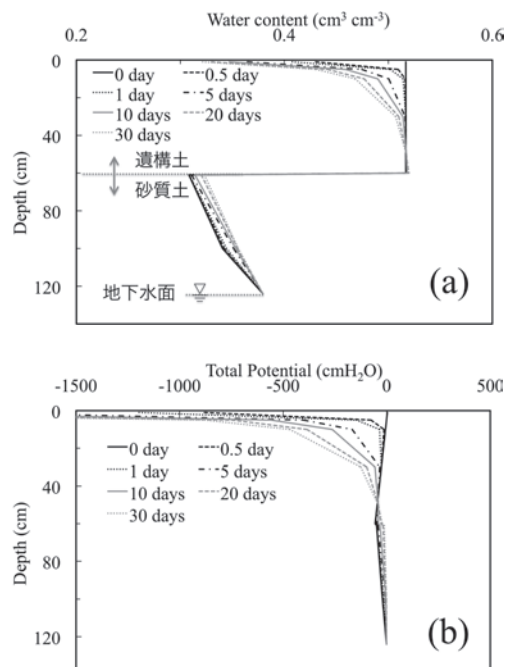


図7 モデル2における数値実験結果(a)は土壌含水率の, (b)は全ポテンシャルの鉛直プロファイル変化を示す

限りにおいては、遺構面に影響をおよぼす水の移動、さらには溶質の移動は主としてゼロフラックス面より上方のみに限られるものと考えられる。したがって、地下水に含まれる溶質が、一方向的に遺構表面へ供給され続けることが無いものと推察される。さらに乾燥が進行してゼロフラックス面が消失すると、先述の通りポテンシャル勾配が一様に上向きとなる。この状態においては、遺構土の透水係数が非常に小さいため、遺構表面の乾燥が進行するものと推察される。さらには、鉛直上向きの地下水のフラックスはわずかではあるが、その移動は一方向的となり、それに伴い地下水中の溶質も一方向的に遺構表面へと移動するものと推察される。これらの溶質が含まれた飽和塩溶液の平衡相対湿度に対して、遺構表面と接している空気相の相対湿度が下回った場合、塩類の析出が生じる¹¹⁾。したがって、ポテンシャル勾配が一様に上向きとなる状態では、乾燥の進行による遺構の崩壊と、塩類の析出による遺構表面の劣化が引き起こされるものと推察される。

3-4-2. 浸潤-蒸発繰返しによる含水率、土中水ポテンシャル変化

実験開始直後のように鉛直下向きのポテンシャル勾配が生じた状態と、開始後0.5日ないし5日目までのゼロフラックス面が現れている状態の繰返しを人為的に制御することが可能であれば、乾燥や塩類の析出による遺構表面の劣化を大幅に抑制できるものと推察される。そこで、ここでは遺構表面から定期的に給水をおこなうことによって、上記の状態を作り出すことが可能であるのか数値実験により検討をおこなった。

ここでの数値実験では地層構造、各土層のパラメータはすべて3-4-1と同様とした。また3-4-1の数値実験から、遺構面における実験開始後0.5日までの蒸発量は、モデル1で $1.42 \times 10^{-2} \text{ cm hour}^{-1}$ ($0.340 \text{ cm day}^{-1}$)、モデル2では $1.41 \times 10^{-2} \text{ cm hour}^{-1}$ ($0.340 \text{ cm day}^{-1}$)という結果を得た。この結果は現場における覆屋を模した建物内の温湿度変化を境界条件として与えて得られた値である。したがって、ここでの数値実験ではそれぞれのモデルの蒸発速度に上記の値をもちいた。給水の間隔については、遺構の常時公開を想定して、毎日夜間12時間おこなうものとした。したがって、12時間は遺構表面から水が供給される浸潤過程であり、次の12時間は蒸発過程として、20日間における変化について数値実験をおこなった。それぞれのモデルの給水速度は、それぞれのモデルの蒸発速度と同じ値とした。各モデルについて数値実験をおこなった結果に関して、各深度の含水率の時間変化を図8、図9に示す。

図8、図9に示した結果から、12時間の蒸発過程において遺構表層の土壌（深度1 cm、図中 $d=1 \text{ cm}$ と表記）含水率はおよそ0.47まで低下し、その後の浸潤過程において飽和状態に回復し、ほぼ一定の範囲内で含水率変化を示すことが示唆された。深度5 cmの土壌（ $d=5 \text{ cm}$ ）では、深度1 cmの土壌と比較して変化は緩やかであり、浸潤過程における含水率は飽和状態までは達しないことが示唆された。また、深度5 cmの土壌では1日の中で最も含水率が低下したときの値が、実験開始後5日間はわずかずつ低下しているものの、その後はほぼ一定の範囲の含水率で変動を示すことが示唆された。深度30 cmの土壌では、浸潤-蒸発の繰返しに伴う土壌含水率の変動を示さず、実験期間を通してほぼ飽和に近い一定の含水率を維持することが示唆された。また遺構土と下層の土の境界直下の土壌、すなわち図8では $d=40 \text{ cm}$ 、図9では $d=60 \text{ cm}$ においても、浸潤-蒸発の繰返しに伴う土壌含水率の変動を示さず、わずかずつ含水率が増加することが示唆された。遺構土へ浸潤した水が、重力ポテンシャルの寄与によって下位の地層へ供給されたものと推察される。

12時間の浸潤過程および蒸発過程が終了して、それぞれ次の蒸発過程および浸潤過程へと移行する際、すなわち $d=1 \text{ cm}$ の土壌含水率が最高値と最低値を示すときの、モデル1および

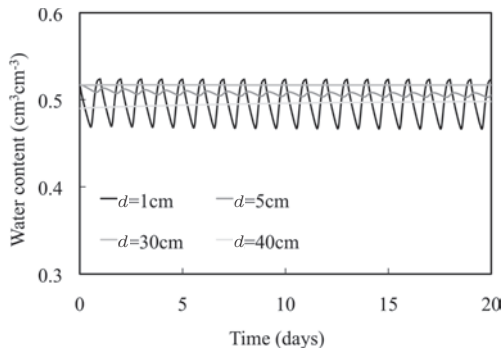


図8 モデル1における浸潤-蒸発繰返しによる含水率時間変化

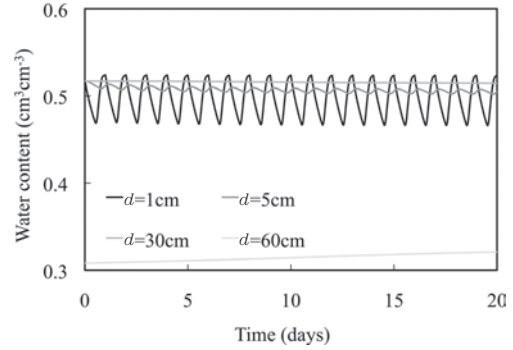


図9 モデル2における浸潤-蒸発繰返しによる含水率時間変化

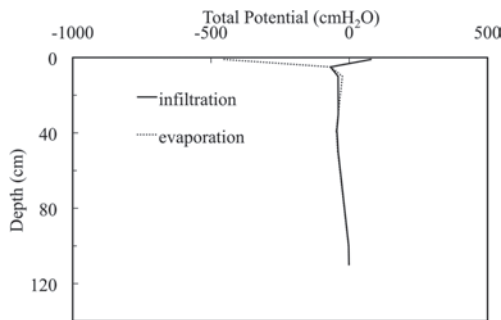


図10 モデル1の浸潤過程, 蒸発過程後の全ポテンシャルプロファイル

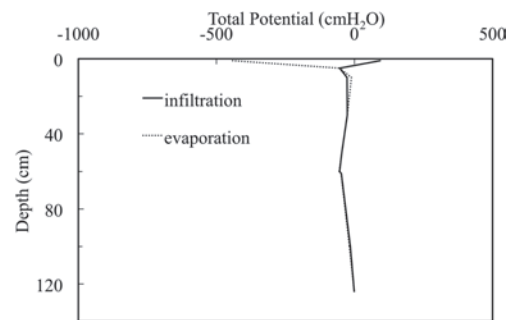


図11 モデル2の浸潤過程, 蒸発過程後の全ポテンシャルプロファイル

モデル2の全ポテンシャルプロファイルを、それぞれ図10、図11に示す。いずれのモデルにおいても、全ポテンシャルが明確な変化を示すのは、およそ深度30 cmより上方の領域に限定されることが示唆された。また両モデルとも遺構土の下位の土では深度の増加に伴い、わずかではあるが全ポテンシャルが増加することが認められた。したがって下位の地層内では、常に土中の水分移動は非常にわずかながら上向きのフラックスとして与えられることが示唆された。

浸潤直後の全ポテンシャルプロファイルは、遺構表面から深度5 cmにかけて全ポテンシャルが急激な勾配を示すことが認められた。先述の通り、深度5 cmでは表面近傍であるため、蒸発過程において含水率が減少して、全ポテンシャルが減少する。さらに遺構土は透水性が低いため、下方への浸潤が非常に緩慢であるため、表層5 cmの間に全ポテンシャルの勾配が生じたものと推察される。この状態における表層土中の水分移動は下向きのフラックスとして与えられることが示唆された。さらに蒸発過程後のポテンシャルは、浸潤後のものと比較して表層から深度5 cm程度までは全ポテンシャルが大きく減少し、深度5 cm付近から30 cmまでの領域では、わずかに増加することが認められた。遺構表面付近の土壌では蒸発が進行するが、深度5 cm付近から30 cmまでの領域では、浸潤過程によって供給された水がようやく到達するため、含水率が増加するものと推察される。この時点では、深度10 cm付近にゼロフラックス面の存在が認められ、これより上方では土中の水分移動は上向きのフラックスとして与えられることが示唆された。

以上の結果から、浸潤-蒸発過程の繰返しによって、深度30 cmより下方では土中水の動水勾配は常に上方へのフラックスとなるものの、その勾配は小さいことが示唆された。深度

10 cm より上方では、蒸発過程の水分移動は上向きのフラックスとなり、溶質も遺構表面へと移動する。しかし浸潤過程においてフラックスは下向きとなるため、蒸発過程において移動した溶質は下方へとリーチングされ、遺構表面での溶質の集積は抑制されて、塩類の析出速度は大幅に減少するものと推察される。また遺構表面は浸潤過程において、一時的に飽和に達することから乾燥による遺構の劣化についても効果的に抑制されるものと推察される。したがって浸潤-蒸発の繰り返しによって作り出されるポテンシャル勾配によって、乾燥や塩類析出による遺構の劣化は大幅に抑制され得ることが示唆された。

4. おわりに

土質遺構の露出展示保存において、土中水のポテンシャル勾配を制御することにより、乾燥や塩類の析出による遺構の崩壊を防ぐ方法について検討をおこなった。調査フィールドである福島市に位置する宮畑遺跡においてボーリング調査を実施して、地層構造の推定をおこなった。さらに遺構土および遺構下層土を採取して、各種土質試験をおこなった。また蒸発法および蒸気圧法から不飽和水分移動特性を表すパラメータの推定をおこない、得られた地層構造の知見をもとに、宮畑遺跡における鉛直一次元の含水率分布の時間変化について数値実験をおこなった。数値実験の結果、遺構土は透水性が低いため乾燥が進行するが、乾燥の初期においてゼロフラックス面が出現することが示唆された。そこで遺構表面から適時給水をおこなった場合の、ポテンシャル勾配の変化について数値実験をおこなった。その結果、土中水の移動方向の変化は、ゼロフラックス面が出現する表層10 cm より上方で主に生じており、この領域において土中水は上向きと下向きの移動を交互に繰り返すことが推察された。したがって、短い周期で浸潤と乾燥を繰り返すことにより、遺構面の乾燥を抑制するとともに、地下水中の溶質が遺構面へと集積する、地下水面からの一方向的な移動が抑制されて、塩類の析出によって引き起こされる遺構の劣化を抑制できることが示唆された。しかし本研究において得られた結果は、あくまで数値実験による結果にとどまる。したがって、実測値や推定されたパラメータに含まれる誤算が、結果におよぼす影響については検討には至っていない。今後は室内の土壌カラム実験をおこなってマトリックポテンシャルを実測して、ゼロフラックス面を実際に作り出すことが可能であるのか、検討をおこなう必要があるものと考えている。また本研究において、土中水のポテンシャル勾配を制御することで、遺構面における塩類の析出を大幅に抑制する可能性については示唆されたが、これは塩類析出を完全に抑制するものではない。したがって、実際の遺構に対して本研究の成果を適用するためには、わずかずつでも析出する塩類への対処法についても、今後検討をおこなう必要があるものと考えている。

参考文献

- 1) 千葉市加曾利貝塚博物館：貝塚博物館研究資料第二集 『集落遺構の保存』, pp.32-58 (1981)
- 2) 仙台市富沢遺跡保存館：仙台市富沢遺跡保存館保存処理報告会資料, 21 (1997)
- 3) 宮崎毅：『環境地水学』, 東京大学出版会, pp.18-21 (2000)
- 4) van Genuchten, M. Th. : A Closed - form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 892-898 (1980)
- 5) Mualem, Y. : A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, Water Resources Research, 12 (3), 513-522 (1976)
- 6) 小杉賢一朗：古典を読む Y. Mualem 著「不飽和多孔質体の透水係数を推定する新たなモデル

- について」ならびに M. Th. van Genuchten 著「不飽和土壌の透水係数を推定する閉形式解について」, 土壌の物理性, 106, 47-60 (2007)
- 7) 坂井勝, 取出伸夫: 蒸発法における不飽和水分移動特性推定の最適条件の検討, 土壌の物理性, 106, 33-46 (2007)
 - 8) 中野政詩, 宮崎毅, 塩沢昌, 西村拓:『土壌物理環境測定法』, 東京大学出版会, pp.65-73 (1995)
 - 9) Šimůnek, J., Genuchten, M. Th. and Sejna, M. : The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 3.0. HYDRUS Software Series 1, Dep. of Environmental Sciences, Univ. of California Riverside, Riverside, CA. (2005)
 - 10) Rassam, D., Šimůnek, J. and van Genuchten, M. Th. : HYDRUS-2Dによる土中の不飽和流れの計算 (取出伸夫・井上光弘 監訳), 農業土木学会土壌物理研究部会 HYDRUS グループ, I.1-I.12 (2004)
 - 11) 松倉公憲:『地形変化の科学－風化と侵食－』, 朝倉書店, pp.19-23 (2008)

キーワード: 土質遺構 (soil structural remains); 不飽和水分移動特性 (unsaturated hydraulic property); van Genuchten-Mualem モデル (van Genuchten-Mualem model); 蒸発法 (evaporation method); 数値実験 (numerical analysis)

Basic Study for the Conservation of Soil Structural Remains on Open Exhibition

- Test of Stabilizing Soil Structural Remains by Controlling Soil Water Potential -

Soichiro WAKIYA*, Yohsei KOHDZUMA* and Takayasu KOEZUKA*

In this study, conservation method that prevents collapse of soil structural remains caused by drying and precipitation of salt by controlling the water potential gradient was examined. At Miyahata site located in Fukushima city, soil boring was performed to estimate the ground structure. In laboratory experiments, some parameters that determined water retention curve and hydraulic conductivity of unsaturated soil were estimated by evaporation method and inverse analysis with HYDRUS-1D. Based on the ground structure and unsaturated hydraulic properties obtained, water movement in vertical direction was simulated by numerical analysis. As a result of numerical analysis, it was revealed that the soil of remains would continue to dry. Then, the changes in water potential gradient caused by timely infiltration were also simulated. As a result, it was revealed that downward gradient of water potential and zero-flux plane could be produced alternately. By repeating infiltration and evaporation in a short span, it was revealed that deterioration of the remains caused by drying and precipitation of salt could be inhibited.

* Independent Administrative Institution, Nara National Research Institute for Cultural Properties