

# ハイパースペクトルカメラを用いた凍土中のアイスレンズと不凍水分布の観察

Observation of ice lenses and unfrozen water distribution in frozen soil using a HSC

土壌圏システム学研究分野 522M220 鈴木健大

主査 渡辺晋生

**1. はじめに** 土中が冷却され、温度が氷点下となると土中水が凍結し、凍土が形成する。凍土は高い強度と難透水性を持ち、これらの性質は地盤凍結工法などに利用される。しかし、凍結時に未凍土から凍結面への水分移動が生じ、移動した水分が凍結面近傍で凍結することで、アイスレンズ(以下 IL)と呼ばれる氷層が飛び飛びに析出する。IL 析出に伴う地表面の隆起(凍上現象)は建物の基礎や道路法面など構造物に損傷を与える。対策には IL 析出量の正確な把握が求められる。また、凍土中の土粒子表面近傍や間隙の水は  $0^{\circ}\text{C}$  以下でも凍らない不凍水として存在し、IL 析出や凍土の諸性質に影響を与える。不凍水は凍土中に不均一に分布するため、凍上対策や凍土の有効利用をする上で空間分布の測定が求められる。しかし、不凍水量を非接触かつ面的に捉える方法はなく、視覚的判別の他に IL 量や位置を定量化する方法はない。そこで、表面の反射スペクトルを非接触かつ面的に測定可能なハイパースペクトルカメラ(以下 HSC)を用いて凍土の観察を行い、凍土中の IL 析出量と不凍水分布を求めることを目的とした。

**2. 原理** 分子または原子は一定の周波数で振動しており、等しい周波数(波長)の光を吸収する。吸収量とその逆の反射量は物質や量、状態によって変化する。そのため、土と氷の判別が可能である。また、土壌水分量の減少は土の反射スペクトルを上昇させることから、温度低下に伴う不凍水量の減少が反射スペクトルの上昇として現れると考えた。

**3. 試料と方法** 試料は凍上性の高い藤森青粘土、岩手黒ボク土、稲荷山黄土、凍上性がない豊浦砂の 4 種類の 2 mm 篩通過分を用いた。試料を水分飽和し、体積  $20 \times 60 \times 2.4 \text{ mm}^3$  のガラス製試料セルに任意の乾燥密度で充填した(Fig. 1-a)。セルの側面と低温側端面は防水した。高温側端面は開放系とし、 $0.67 \text{ g}$  程度の蒸留水を追加した。セルを銅製の容器で囲い、容器の上下をペルチェ素子、低温恒温水槽と接続した水冷式ブロックで挟むことで両端の温度を制御した(Fig. 1-b)。

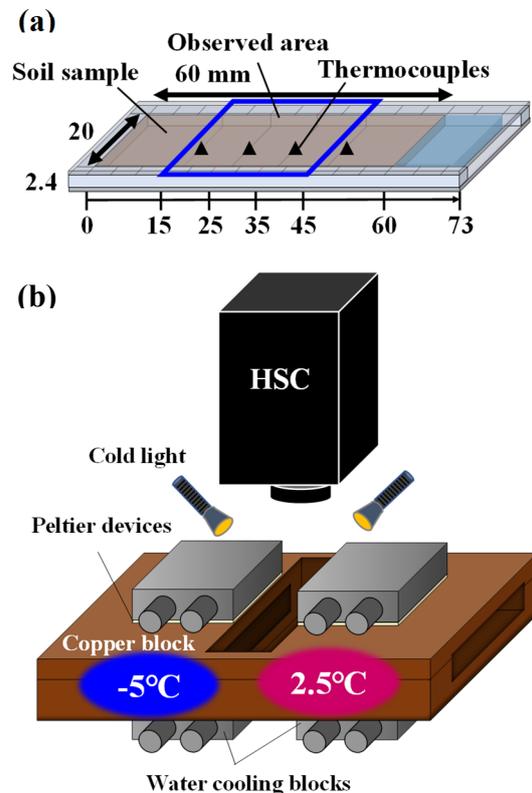


Fig. 1 a:試料セルの概略図

b:実験装置の概略図

Schematics of (a) sample cell and (b) apparatus.

装置の周囲はスタイロフォームで断熱した。ここで低温側を $-5^{\circ}\text{C}$ 、高温側を $2.5^{\circ}\text{C}$ として任意の時間冷却した。実験中、試料の温度変化をセル内に設置した4点の熱電対を用いて1分間隔で測定した(Fig. 1-aの▲)。実験終了後、速やかに試料を5 mm 間隔で切り分けて炉乾し含水比を測定した。試料表面の反射スペクトルはHSCを用いて任意の時間に測定した。HSCの測定可能波長は $350\sim 1100\text{ nm}$ 、波長分解能は $5\text{ nm}$ である。撮影されたハイパースペクトル画像(以下HS画像)の解像度は $480\times 640$ 画素で画素毎にスペクトルデータを持つ。縮尺は1画素が $0.04\text{ mm}$ 四方に相当する。1回の撮影に要する時間は48秒である。凍結への温度の影響を抑えるためにコールドライトで光(ハロゲン光)を照射した。

**4. アイスレンズ析出量の測定** Fig. 2に24時間凍結時の青粘土の様子を示す。試料に温度勾配を与えると、凍結面は初期に急激にその後は緩やかに高温側へと進行した。豊浦砂以外では凍結面近傍にILが析出し、最も高温側のILが凍結の進行に伴い厚く成長した。ここで図中の四角で囲まれた解析領域から領域内平均反射スペクトルを取得した(Fig. 3)。凍土と未凍土に比べてILの反射スペクトルは著しく低く、これはILが析出した他の2試料でも同様であった。ILによってできた亀裂内で光が吸収されたためと考えられる。ここで、画像中のIL量を測定するために、解析領域から取得した凍土と未凍土、ILそれぞれの反射スペクトルを教師データとして画像中の画素を分類した。分類にはSAM解析を用いた。

$$\cos \theta = \frac{d_1 \cdot d_2}{|d_1| \cdot |d_2|} \quad (\text{eq. 1})$$

$d_1, d_2$ は教師、各画素のスペクトルデータを要素とするベクトルである。 $\cos \theta$ はスペクトル角

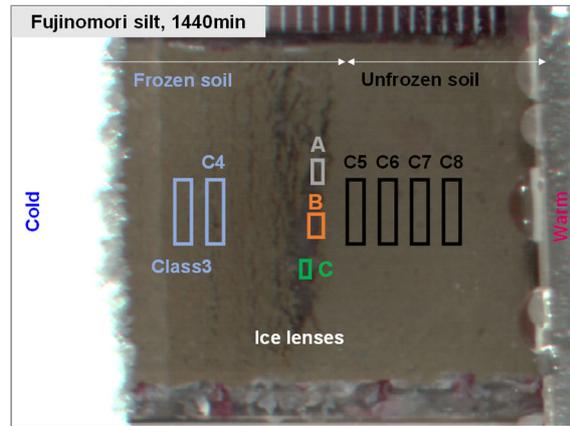


Fig. 2 1440分凍結時の青粘土の様子  
Fujinomori silt cooled after 1440 min.

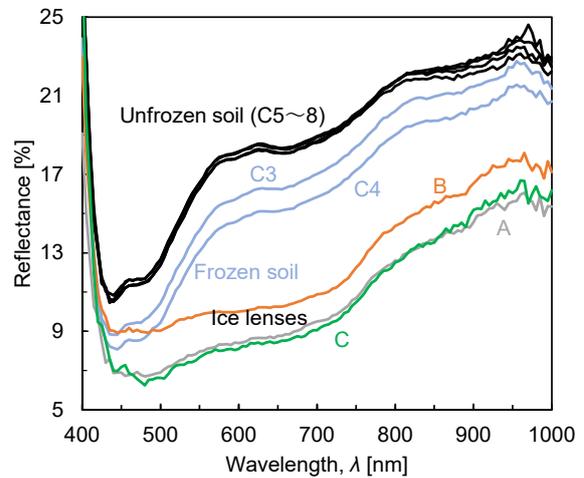


Fig. 3 各解析領域の反射スペクトル  
Spectral graph

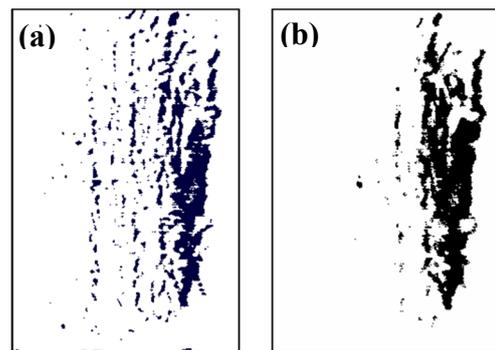


Fig. 4 a:教師スペクトルで判別した場合  
b:RGB画像から2値化し判別した場合  
IL area (a) determined using training data from  
HS image  
(b) manually determined from RGB image.

で教師データと画素データの類似度を表す。スペクトルの類似度に基づき画像の色分けを行った (Fig. 4-a)。RGB 画像から画像解析ソフト ImageJ で閾値を手動で調整し 2 値化した画像を比較対象とした (Fig. 4-b)。SAM 解析では低温側の細かい IL を判別できたのに対し、RGB 画像では影など IL 以外の部分を含んだ。教師データ、2 値化の閾値を複数パターン用意し、両者の比較を行った。Fig. 5 に青粘土における IL 析出量測定値の時間変化を示す。いずれの試料においても RGB 画像から求めたものは誤差範囲が大きかった。影と IL の閾値が近いとため、分離できなかったためと考えられる。一方で SAM 解析後の画像では誤差範囲が比較的小さく、精度が向上した。可視光以外の反射率を含めて判別しているため、影による誤差を軽減できたと考えられる。このことから HS 画像で近赤外線反射スペクトルを用いた IL 定量化は可視光のみを用いた場合に比べて有効であることが示された。さらに視覚的な判別が困難な IL も判別できたことから、教師データに基づく客観的な判別は人による主観的な判別よりも高精度な定量化が期待される。

**5. 不凍水量分布の推定** ここで、Fig. 2 に示した Class3 の反射スペクトルを示す (Fig. 6)。砂以外の試料では凍土の反射スペクトルは温度が低下すると急激に低下した。その後、反射スペクトルは少しずつ上昇した。砂では急激な低下は見られず、上昇のみを示した。IL が析出した土としない土で変化が異なった。温度低下によって凍土中の不凍水量が減少し光の吸収が抑制されたことが原因と考えられる。全ての試料で未凍土側では温度変化に伴うスペクトルの系統的な変化は見られなかった。ここで水-氷界面の相平衡を表す状態方程式である

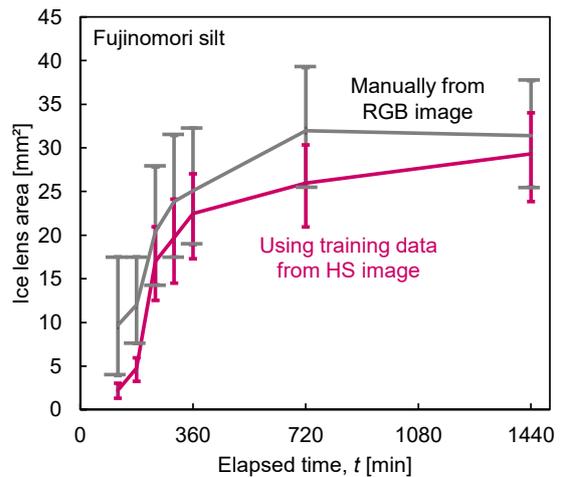


Fig. 5 アイスレンズ析出量の測定値

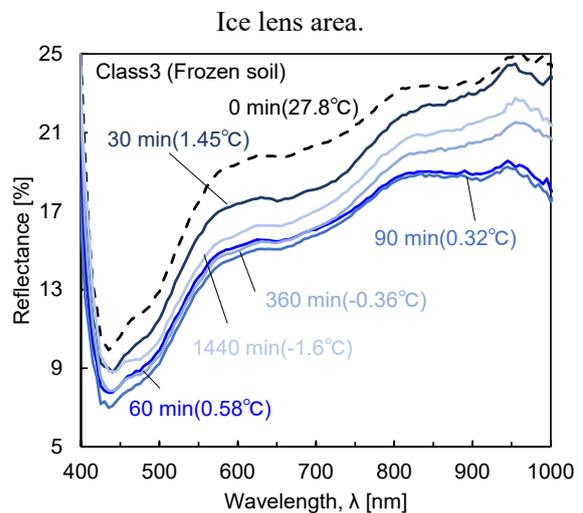


Fig. 6 凍土(青粘土)の反射スペクトルの変化  
Changes in reflection spectrum of frozen soil.

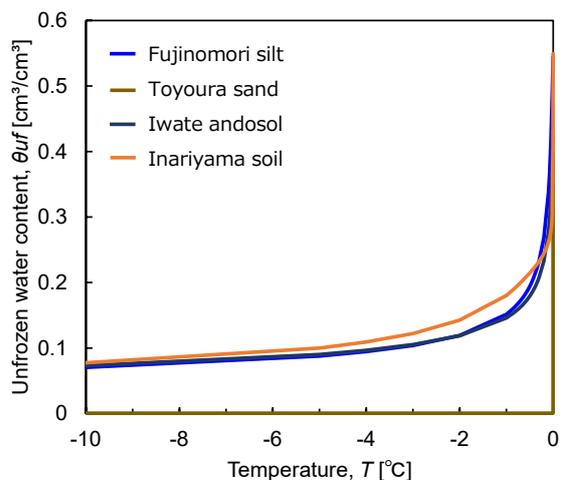


Fig. 7 試料の不凍水量曲線  
Unfrozen water content curve for samples.

クラジウス-クラペイロン式 (eq. 2) が 0°C 以下の土中で成り立つと仮定し、試料の水分保持曲線 ( $h$ - $\theta$  関係) を不凍水量曲線 ( $T$ - $\theta_{uf}$  関係) に変換した (Fig. 7). 反射スペクトルを取得した領域の温度から各時間における各領域の不凍水量を計算した.

$$h = \left(\frac{L_f}{g}\right) \times \log \frac{T_m + T}{T_m} \quad (\text{eq. 2})$$

$h$  は土中水圧力 (m),  $L_f$  は水の融解潜熱 (334000 kJ),  $g$  は重力加速度 (9.81 m/s<sup>2</sup>),  $T_m$  は融点 (273.15 K),  $T$  は温度 (°C) である. 求めた不凍水量と任意の 2 波長間の平均反射率との関係を調べた. 950 nm 以上を除き, 概ねどの波長を用いても同程度の相関が見られたため 750-950 nm 間の平均反射率を用いた. 平均反射率と不凍水量の間の相関係数は青粘土で -0.45, 黒ボク土で -0.48, 黄土で -0.82 と強い負の相関が見られた. 砂では相関が見られなかった. 青粘土などは粒径が小さく, 保持できる不凍水量が多いため, 温度低下に伴う不凍水量の変化を捉えられたと考えられる. 一方で, 砂は不凍水量をほとんど持たないため, 相関が見られなかったといえる. ここで反射率と不凍水量を用いて回帰式を作成した (Fig.8).

Fig. 9-b に試料の反射率分布を示す. 反射率の変化が不凍水量の減少が原因と仮定すると, 回帰式より反射率を不凍水量に変換することで反射率分布を不凍水量の分布と考えることができる. 凍土中の青い部分は不凍水量が多く, 逆に赤に近いほど少ないといえる. 凍結初期では低温側の凍土は青いのにに対し, 凍結が進むと不凍水量が減少し, 反射率が上昇したことが視覚的に確認できた. これは砂以外の試料で同様であった. このことから, 反射スペクトルに基づき凍土中の不凍水量の分布を推定し視覚化できる可能性が示された.

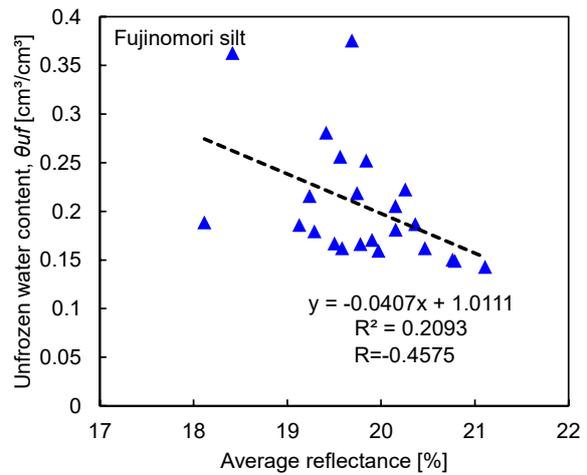


Fig. 8 平均反射率と不凍水量の関係  
Relationship between reflectance and unfrozen water content.

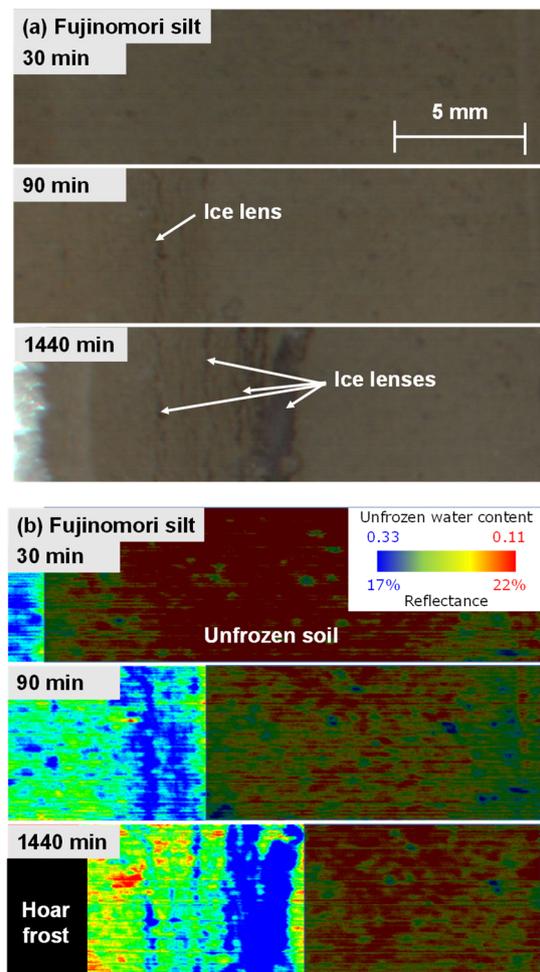


Fig. 9 a:RGB 画像, b:反射率分布  
(a) RGB image, (b) Reflectance distribution.