

凍結融解過程にある不飽和土中の不凍水圧

伴 俊和

共生環境学専攻地球システム学講座

Keywords: 凍土, 不凍水, 鏡面冷却式露点計, 一般化クラウジウス・クラペイロン式

I はじめに

地球温暖化で拡大した寒冷圏の農業可能地の有効利用が、現在、食糧危機対策から期待されている。寒冷圏の農地における施肥・水管理には土壌の凍結・融解に伴う水分移動を把握することが重要である。土壌が冷却されると土粒子間隙の水が凍結する。その際、土粒子表面には曲率や表面力の影響で 0 °C 以下でも凍結しない水（不凍水）が存在する。不凍水量は 0 °C 近傍で温度低下とともに急激に減少するため、土中水圧（凍土中では不凍水圧）が低下する。凍結融解過程にある不飽和土中の複雑な水分移動を理解・予測するためには、水分移動の駆動力であるこうした不凍水圧の変化を正確に評価する必要がある。

しかし、不凍水圧は極めて低圧であり、テンシオメータでは測定できない。一方、凍土中の不凍水と間隙氷に相平衡を仮定すると、Generalized Clausius-Clapeyron (GCC) 式(1)に従い、地温 T [K] から不凍水圧 h [cm] を推定できる。

$$h = \frac{100L_f}{g} \ln \frac{T}{T_m} \quad (1)$$

ここで L_f は融解熱 [J kg^{-1}]、 T_m はバルク水の凝固点 [K] である。凍結融解過程にある土中においては、固液相平衡を仮定できない場合も考えられるため、式(1)の適用には注意が必要である。ところで近年、土中に直接埋設でき、極めて低い土中水圧を高精度で測定可能な小型の鏡面冷却式露点計が開発された。そこで本研究では、第一にこの露点計の凍土への適用を検証した。そして凍土の温度変化が不凍水圧に及ぼす影響を明らかにし、こうした温度変化の影響が地表から凍結しつつある土中の水分移動に及ぼす影響を評価することを目的とした。

II 露点計による不凍水圧測定理論

不凍水圧測定には鏡面冷却式露点計 (Finedew, Azbil 社) を用いた。露点計はテフロンフィルターを通して周囲の土中と平衡したセンサ部小空間内 (直径 1.4 cm, 長さ 1.5 cm) の露点を測定する。小

空間内の鏡面の温度をペルチェ冷却機で調整し、鏡面に露を発生させる。鏡面からの反射光の強度変化から露の発生を検知し、その際の温度である露点を白金測温体で 0.01 °C の精度で測定する。そして、同時に測定した地温と露点から飽和水蒸気圧と水蒸気圧を求め、それらの比である相対湿度 H_r [%] を求める。相対湿度を Kelvin 方程式(2)に代入

$$h = \frac{100RT}{gM} \ln \frac{H_r}{100} \quad (2)$$

することで土中水圧 h [cm] を求められる。

ここで、 R は気体定数 [$\text{J mol}^{-1} \text{K}^{-1}$]、 g は重力加速度 [ms^{-2}]、 M は水の分子量 [kg mol^{-1}] である。

III 実験

1. 試料

試料には岩手大学附属農場休耕畑の表層土の 2 mm 篩通過分を用いた。

2. 凍結速度を制御した凍結融解実験

(1) 方法

体積含水率 0.16 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ に調整した試料を直径 4.7 cm の真鍮管に乾燥密度 1.1 g cm^{-3} になるよう 9.0 cm 充填した。試料の 4.5 cm 深にセンサ部先端がくるように露点計を垂直に設置した。センサ部の先端、中央、下端近傍に 0.75 cm 間隔で 3 本、5.5 cm 深に 1 本熱電対を設置した。そして、ゴム栓で真鍮管を密閉した (図 1)。真鍮管を恒温水槽に沈め、水槽の温度を調節することで試料を凍結・融解した。Ex. 1 では水槽の温度を段階的に変化させ、-8.0、-6.0、-4.0、-3.0、2.0 °C の各温度で 3 h 以上一定に保つことで試料を凍結・融解した。Ex. 2 では水槽の温度を ± 0.42 °C/h の一定速度で変化させ試料を凍結・融解した。

(2) 結果

以下、センサ部の中心と同深度で測定した温度を地温とする。Ex. 1 における地温の経時変化を図 2 に示す。水槽の温度を段階的に低下・上昇することで、地温が 1.5 ~ -6.8 °C 間で段階的に低下・上昇

した。ここで、測定した地温と露点から相対湿度を求め、式(2)から不凍水圧 h_{RH} を求めた。各設定温度において試料の温度変化が小さくなるにつれ h_{RH} は一定値に近づいた。収束した h_{RH} と地温との関係を図 3 に示す。本実験で測定できた $-2.8 \sim -6.8 \text{ }^\circ\text{C}$ 間では地温が等しければ、凍結過程と融解過程の不凍水圧は一致した。図 3 には GCC 式(1)から推定した不凍水圧 h_{EQ} と地温との関係も点線で示した。 h_{EQ} は h_{RH} と概ね一致した。これにより露点計により凍土の不凍水圧を測定できること、凍土の地温が一定に保たれ不凍水と間隙氷が相平衡にある場合は式(1)で凍土の不凍水圧を推定できることの両者を確認できた。

Ex. 2 における地温の経時変化を図 2 に示す。水槽の温度を一定速度で低下・上昇すると、地温も一定速度 ($\pm 0.34 \text{ }^\circ\text{C/h}$) で低下・上昇した。露点から求めた不凍水圧 h_{RH} と地温の関係を図 3 に示す。凍結過程と融解過程では異なる地温 - 不凍水圧関係となり、同温度の h_{RH} を比較すると凍結過程 > 融解過程となった。これは土中の間隙氷の成長・融解が温度変化に対して追いつかない状態にあったと考えられる。すなわち、凍結過程の間隙氷は成長途中、融解過程の間隙氷は融解途中と見なせ、相平衡時にある同地温の土に比べ、Ex. 2 の不凍水量は凍結過程で過大、融解過程で過小となったと考えられる。また、Ex. 1 と Ex. 2 の h_{RH} を比較すると凍結過程では $\text{Ex. 2} > \text{Ex. 1}$ 、融解過程で $\text{Ex. 2} < \text{Ex. 1}$ となった。Ex. 2 の h_{RH} を Ex. 1 と同様にするには Ex. 1 同様に任意の温度で十分な時間を要するといえる。

3. 温度勾配下にあるカラム凍結融解実験

(1) 方法

体積含水率 $0.39 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ の試料を直径 7.8 cm 高さ 35 cm のカラムに乾燥密度 1.14 g cm^{-3} になるよう充填した。露点計を 7.5 cm 深と 12.5 cm 深に水平方向に 2 本、TDR 水分計を 5 cm 間隔で水平方向に 7 本、熱電対を 1 cm 刻み (露点計周りのみ 0.5 cm 刻み) で 39 本設置した (図 4)。装置を $3 \text{ }^\circ\text{C}$ の低温室に 24 h 以上静置することで、試料に初期温度分布と重力水分分布を与えた。装置側面を断熱し、装置下端温度を $3 \text{ }^\circ\text{C}$ で一定に保ちながら上端を $-15 \text{ }^\circ\text{C}$ に保つことで試料を上端から 48 h 凍結した。その後、装置上端温度を $-10 \text{ }^\circ\text{C}$ に 48 h 保ち、試料を融解した。

(2) 結果

凍結過程について、冷却開始から $0, 12, 24, 48 \text{ h}$ 後の試料の地温と水分 (凍土中では不凍水量) の

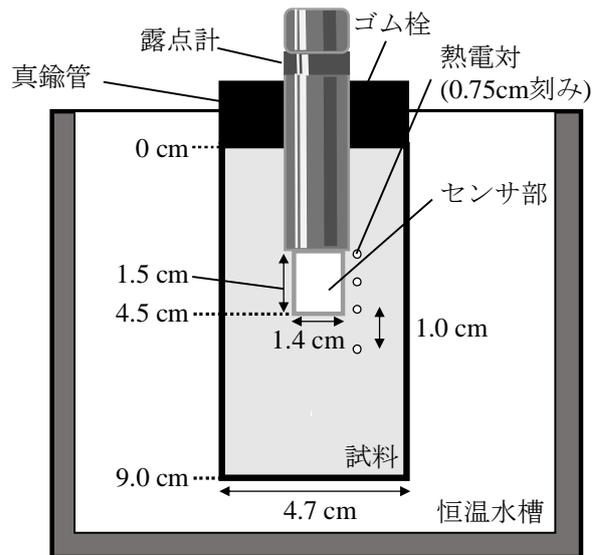


図1 凍結速度を制御した凍結融解実験の装置図

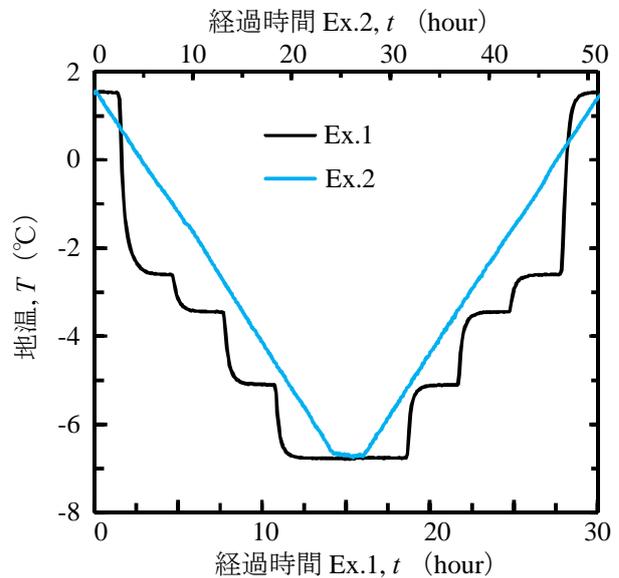


図2 温度の経時変化

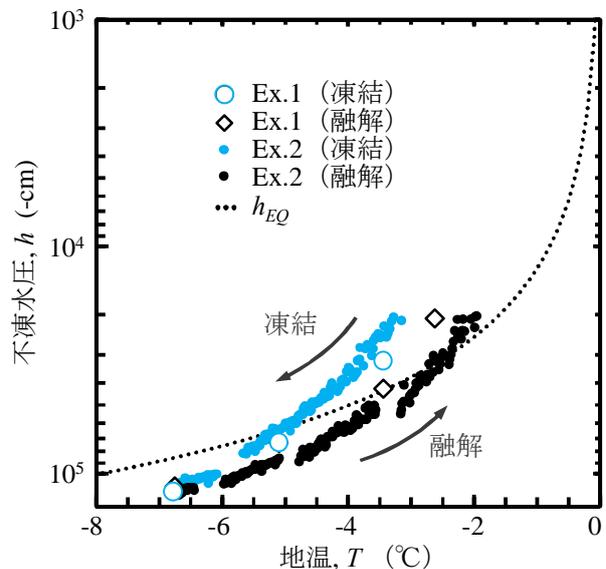


図3 地温 - 不凍水圧関係

分布を図 5 に示す。冷却を開始すると試料上端から温度が低下し、凍結が下方に進行した。冷却開始から 12 h 後では凍結深は 15.5 cm 深となった。冷却面近傍ほど温度低下が大きいため凍土層の上部と下部では温度差が大きくなった。また、12.25 cm 深から 18.5 cm 深の地温は 0 °C 近傍ではほぼ一定となった。これは、凍結時に発生した潜熱により温度低下が停滞したためであろう。液状水量は凍土層中で大きく低下した。液状水量の減少は上端に近いほど大きく、2.5 cm 深では $0.30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 減少した。土中水の多くが氷へと相変化したためと考えられる。冷却開始から 24 h 後には凍結深は 18.5 cm 深となった。12~24 h 間の温度変化は、上端の冷却面近傍と未凍土層で小さく、凍土層の中央 (12.5 cm) 付近で最大となった。液状水量は 2.5 cm 深でほとんど変わらず、12.5 cm 深でもっとも大きく低下した。また、未凍土層でもわずかに液状水量の減少が見られた。冷却開始から 48 h 後の凍結過程終了時には、凍結深は 22.5 cm 深となった。この際、凍土層と未凍土層の温度勾配は、 0.51 と $0.23 \text{ }^\circ\text{C cm}^{-1}$ でそれぞれ概ね一定となった。凍結終了時 (48 h) に未凍土である 22.5 cm 深よりも下層では、凍結過程開始から終了時までの水分移動による液状水量の減少量が 0.55 cm であった。これは凍土層の不凍水圧低下により土中に大きな圧力勾配が生じ未凍土から凍土への水分上昇が生じたためである。

融解過程について、実験開始から 48, 96 h (融解開始から 0, 48 h) の地温と水分の分布を図 6 に示す。96 h までに上端の地温は $-11.27 \text{ }^\circ\text{C}$ から $-7.81 \text{ }^\circ\text{C}$ まで上昇した。地温上昇は下方ほど小さく、18.5 cm 深より下層の地温はほとんど変化しなかった。凍土層の液状水量 (不凍水量) は、7.5 cm 深と 12.5 cm 深でそれぞれ $0.1 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 程度増加した。また未凍土層の水分量は凍結過程に引き続き水分上昇により減少しており、0.45 cm 低下した。

7.5 cm 深と 12.5 cm 深の地温と露点から不凍水圧 h_{RH} を求めた (図 7)。両深度の地温と h_{RH} の関係は Ex. 2 と同様に凍結過程と融解過程で異なった。同温度で h_{RH} を比較した時、凍結過程 > 融解過程となった。また、 h_{EQ} を図 7 に点線で示した。 h_{EQ} は凍結過程の h_{RH} を過大評価した。これは Ex. 2 の凍結過程と同様に、間隙氷の成長が温度変化に追いつかず、相平衡時よりも不凍水量が多かったためであろう。一方で h_{EQ} と融解過程の h_{RH} はほぼ一致した。融解過程では温度と不凍水量の変化が小さく、土中の不凍水と間隙氷が概ね相平衡にあったと考えられる。

h_{RH} と h_{EQ} の差が大きかった凍結過程の 29 h と 48 h の不凍水圧分布を図 8 に示す。2.5 cm 深については、冷却面近傍であり 20 h 以降の温度と水分量変化が無いことから、相平衡状態にあると見なし h_{RH}

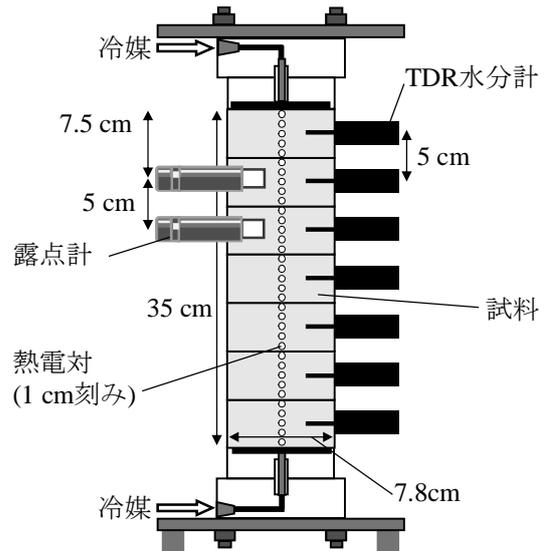


図4 温度勾配下にあるカラム凍結融解実験の装置図

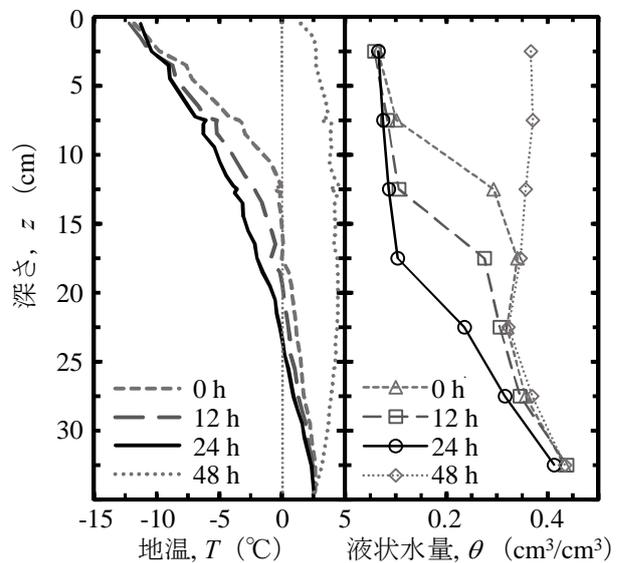


図5 凍結過程の地温・液状水量分布

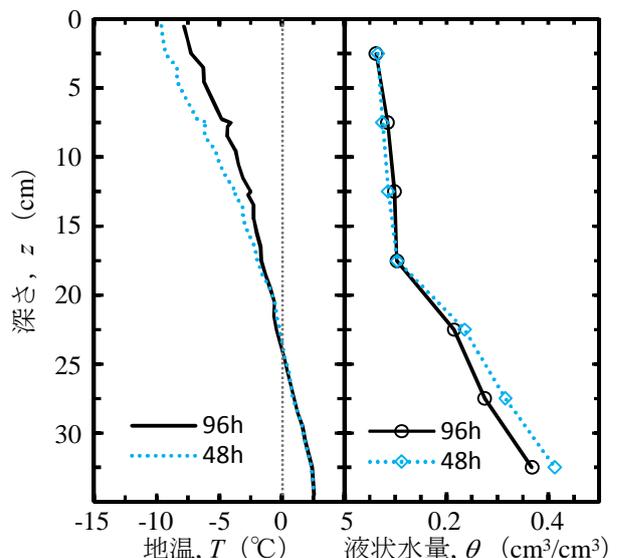


図6 融解過程の地温・液状水量分布

$= h_{EQ}$ とした。29 hでは7.5 cm深と12.5 cm深で $h_{RH} > h_{EQ}$ であり、それぞれの差は17000, 10000 cmだった。2.5~7.5 cm深間（冷却面近傍）と7.5~12.5 cm深間（凍土中層）で h_{RH} と h_{EQ} からそれぞれの圧力勾配 $\Delta h_{RH}/\Delta z$, $\Delta h_{EQ}/\Delta z$ を求めると、冷却面近傍では $\Delta h_{RH}/\Delta z > \Delta h_{EQ}/\Delta z$, 凍土中層では $\Delta h_{RH}/\Delta z < \Delta h_{EQ}/\Delta z$ となった。また、凍結面近傍では地温が0 °C近くになり不凍水量変化が大きくなる。相平衡を仮定した不凍水量が温度勾配に従い鋭敏に変化するのと比較し、実際の不凍水量は変化が小さいと考えられるため、12.5 cm 深~凍結面では $\Delta h_{RH}/\Delta z < \Delta h_{EQ}/\Delta z$ となり、 h_{EQ} が h_{RH} の圧力勾配を凍土中層よりも過大評価すると推察される。48 hでは12.5 cm 深では $h_{RH} = h_{EQ}$ となったが、7.5 cm 深では $h_{RH} > h_{EQ}$ となり、差は6000 cmであった。冷却面近傍と凍土中層の圧力勾配の経時変化を図9に示す。冷却面近傍では h_{EQ} は h_{RH} の圧力勾配を過小評価し、 $\Delta h_{RH}/\Delta z$ と $\Delta h_{EQ}/\Delta z$ の差は時間経過と共に小さくなった。一方、凍土中層では h_{EQ} は h_{RH} の圧力勾配を過大評価した。 h_{RH} の圧力勾配は29 h以降、12.5 cm 深の地温が-2.6 °C以下で測定出来た。それ以前では地温が0 °Cに近いほど不凍水量変化が大きくなり、 h_{EQ} が h_{RH} の圧力勾配を29 h以降よりも過大評価すると推察される。

IV おわりに

本研究では小型の鏡面冷却式露点計の不凍水圧測定への応用を試みた。また、温度変化が凍土の不凍水圧に及ぼす影響を明らかにし、こうした影響が凍結・融解にともなう土中の水分移動の評価に及ぼす影響を検討した。

凍土の不凍水圧は、鏡面冷却式露点計を用いれば-2.8 ~ -6.8 °Cの不凍水圧を迅速且つ正確に測定できることが明らかになった。また、十分に温度平衡に達した凍土の不凍水圧はGCC式で推定できることが確認できた。一方、温度変化が速く凍土中の間隙氷が不凍水と相平衡に達していない場合は、凍結過程においては $h_{RH} > h_{EQ}$, 融解過程において $h_{RH} < h_{EQ}$ となることが明らかとなった。

温度勾配下にあるカラムを用いた凍結融解実験では温度と不凍水量の変化の大きかった凍結過程で $h_{RH} > h_{EQ}$, 温度と不凍水量の変化が小さかった融解過程で $h_{RH} \approx h_{EQ}$ となった。また、凍結過程では h_{EQ} は凍土の圧力勾配を、冷却面近傍で過小評価、凍土中層で過大評価した。また、 h_{EQ} は凍結面に近づくほど過大評価することが推察された。圧力勾配を h_{EQ} に基づく土の凍結モデルは未凍土から凍土への水分移動を過大評価することが言える。より現実的な土の凍結モデルの構築のためには、こうした不凍水圧変化の違いを不凍水量変化や温度の変化速度から評価する必要がある。

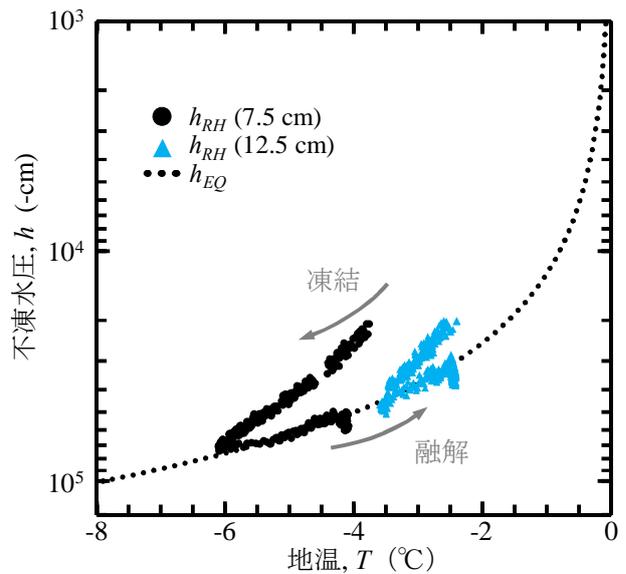


図7 地温 - 不凍水圧関係

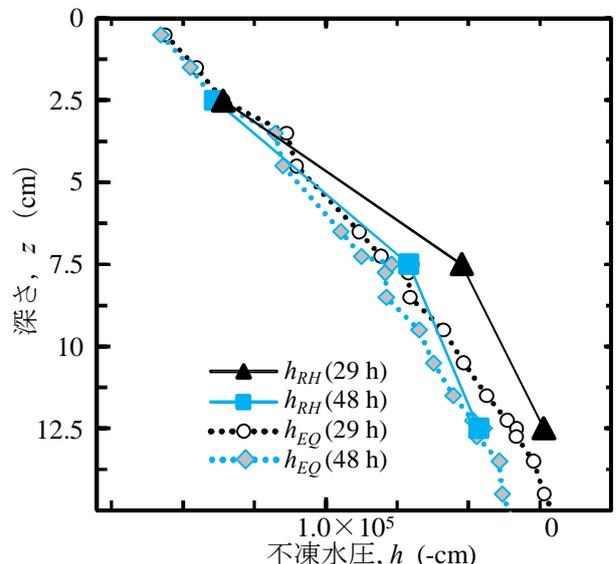


図8 凍結過程の不凍水圧分布

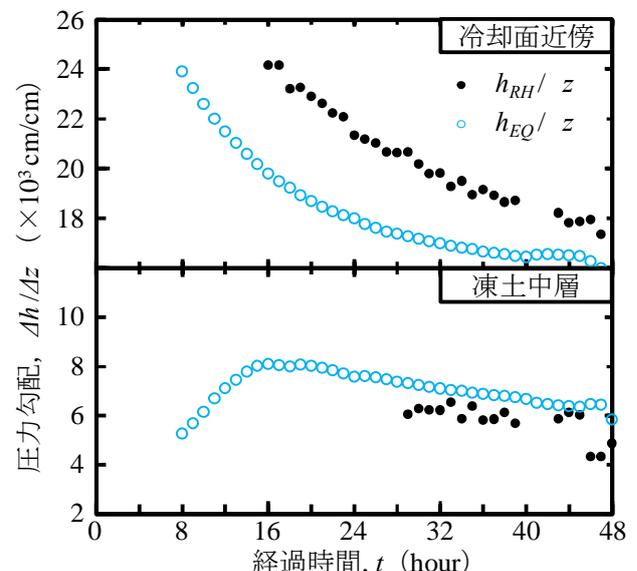


図9 圧力勾配の経時変化