

凍土中の液状水量の測定および推定法の検討

505148 西田達(土壌圏循環学教育研究分野)

はじめに 土のような多孔質体中には 0°C以下でも凍らない水(不凍水)が存在する。冬季の農地の水や溶質の再分布、永久凍土地帯からの温暖化ガスの発生を考える場合、土中の不凍水量やその動態の理解が重要である。また、近年では植物、海洋動物の耐寒性、燃料電池の性能向上など、土以外の分野でも不凍水が注目されている。しかし、土中の不凍水量を精確に測定する事は難しい。そこで、本研究ではパルス型 NMR(核磁気共鳴)法で様々な土の不凍水量を精確に測定する一方、土の水分保持曲線や比誘電率から不凍水量を簡便に推定する方法を検討した。

試料と方法 異なる初期含水率に調整した 7 種の土試料を用いた。試料の温度を-15~10°Cに段階的に昇温し、各温度の試料中の不凍水量 θ_u と比誘電率を NMR と TDR(時間領域反射)法で測定した。一方、室温において同様の試料の土中水圧 h と含水率 θ の関係を WP 法で測定した。

結果と考察 図 1 に各試料の不凍水量 θ_u と温度 T の関係を示す。いずれの試料についても θ_u は 0°C近辺で急速に減少し、その後徐々に減少した。また、-1°C以下の温度では初期含水率依存性は見られなかった。Silt loam や Clay loam は θ_u が比較的多く、Sand は θ_u をほとんど有しなかった。これは試料の比表面積、土粒子表面の吸着力、

間隙の大きさの違いによると考えられる。Clay は微細間隙を多く持つが、-10°Cで約 0.02 cm³cm⁻³と θ_u が少なくなった。また、撥水性の多孔質体(MEA)は温度に関わらず θ_u をほとんど有しなかった。これは凍結過程にある試料中の水の形状が他の親水性の試料と異なるためと考えられる。

次に θ_u - T 関係と θ - h 関係から、等量の液状水量 θ を含む凍土の温度と不飽和土の h を比較した(図 2)。ところで、乾燥過程と凍結過程の土中水の分布形状とエネルギー状態を同様とみなし、凍結に伴う氷圧変化を無視できるとすれば、相平衡の状態方程式を用いて、土中水圧 h を温度 T に換算できる。

$$h = L_f g^{-1} \ln T / T_m \quad \text{式(1)}$$

ここで L_f は凍結潜熱、 g は重力加速度、 T_m は水の凝固点である。図 2 には式(1)と、初期含水率 θ_T の異なる Silt loamも示した。Clay や Silt loam が式(1)と比較的一致するのに対し、Sand は式(1)より h に対する T が高くなった。Clay loam は $h > -5000$ cm で式(1)より T が高くなったが、 $h < -5000$ cm では低くなった。また、Silt Loam と Sand では全水量が下がるにつれ、 T が低くなる傾向が見られた。これは不飽和になるにつれ、間隙中の空気と氷の分布が式(1)の仮定からはずれるためと考えられる。

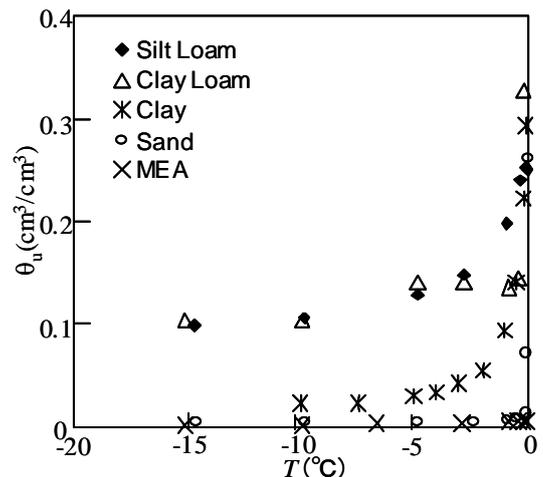


図 1 様々な土の不凍水量

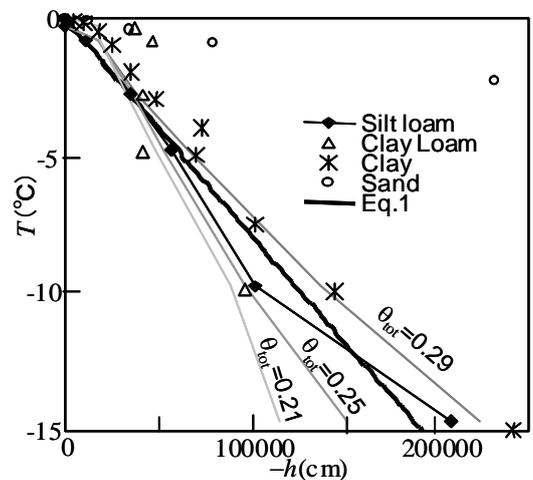


図 2 土中水圧 h と温度 T の関係