



# HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	散乱型中性子水分計による凍上過程での水分移動測定（その1）
Author(s)	福田, 正己; FUKUDA, Masami
Citation	低温科学. 物理篇, 40, 147-154
Issue Date	1982-03-10
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/18445">https://hdl.handle.net/2115/18445</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	40_p147-154.pdf



## 散乱型中性子水分計による凍上過程での 水分移動測定\* (その1)

福田正己  
(低温科学研究所)  
(昭和56年10月受理)

### I. はじめに

土の凍結過程では、熱と水とが相互に関連して移動する<sup>1)</sup>。とくに水は下層の未凍結層から上層の凍土層へと移動集積してその体積を増加させる。これが地表面を隆起させる凍上の原因となる。凍上過程にある、土中の水分移動と測定することは、凍上機構にかかわる水分移動の機構を知る上で重要である。しかし、土の含水率を非破壊で測定することは容易ではない。福田ら(1977)<sup>2)</sup>は、土中の電気抵抗値の水分依存性に着目して、含水率を連続的に測定する試みを行った。この電気抵抗測定方式には、測定範囲・周辺温度の影響を受けることなどの欠点があった。そのため、水分移動状態を定式化して理解するに十分な定量的結果が得られなかった。

最近ガンマー線透過型土壌水分計を用いた土の凍結実験が試みられている<sup>3-5)</sup>。この方法では土を破壊せずに連続的に凍土及び未凍土の含水率変化を測定できる。その測定精度は1%前後ときわめて高い。それらの結果によると、凍土層内での水分移動が定量的に把握することが出来た<sup>6)</sup>。しかし、ガンマー線透過型水分計を野外条件で用いることは、装置の制約などでむずかしい。これに代る方法として、散乱型中性子水分計が開発された<sup>7,8)</sup>。本論文では、土の凍結過程の研究に、散乱型中性子水分計を応用して、水分移動を測定した事例について報告する。

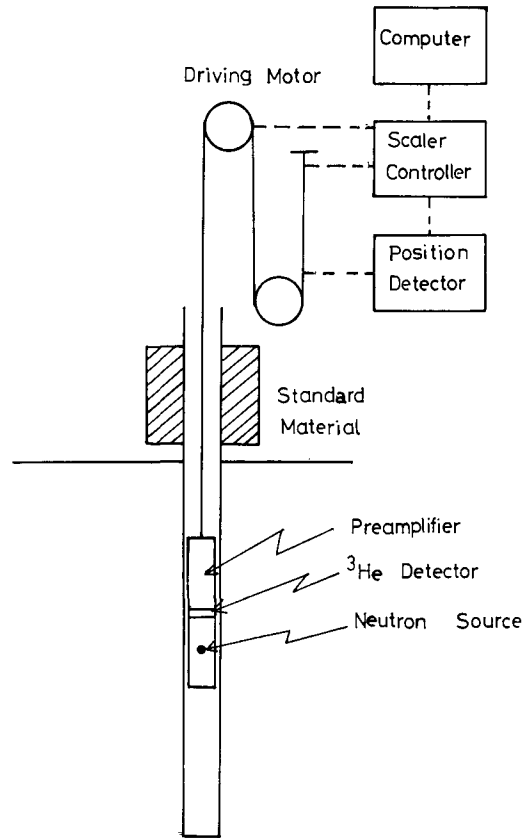
### II. 測定原理と装置

中性子水分計の測定原理は、中性子線源から放出されたエネルギーの高い速中性子が、物質を構成する原子核と弾性衝突して散乱して、エネルギーレベルの低い熱中性子に変換される過程を応用している。中性子線源としては Am-Be の組み合わせや <sup>252</sup>Cf が用いられる。たとえば半減期が2.64年の <sup>252</sup>Cf から放出される速中性子は、2.38 Mev のエネルギーレベルを持つ。これが物質の原子核と衝突して減速されて0.025 eV の熱中性子となる。中性子が原子核に衝突する確率を、平均散乱断面積と呼ぶが、物質中では水素がもっとも大きい値を示す。すなわち、速中性子は水素原子によってもっとも散乱されやすい。土中の水素原子は、ほとんどが土中水に由来している。そこで散乱された熱中性子の密度は、土中水分量に依存する。土中に中性子

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第2394号

線源を置き、近接した点で入射する熱中性子数をカウントすることで、土中の含水率が測定される。

今回実験に用いた装置の概略図を第1図に示す。使用した中性子線源は  $100 \mu\text{Ci}$  の  $^{252}\text{Cf}$  である。線源と検出器は直径 38 mm、長さ 45 cm のステンレスパイプのプローブに収納されている。このプローブを内径 40 mm、長さ 2 m の鉄製アクセスパイプ中に入れて昇降させ 5 cm 間隔で計測する。 $^{252}\text{Cf}$  の半減期は短いので、原データは基準となるパラフィンの計数率と土の計数率の比として得る。このために、アクセスパイプの最上端にパラフィン収納器が置かれている。アクセスパイプ中のプローブの昇降と停止位置決めは、モーターに連動するロータリーエンコーダーからの入力信号によって行っている。プローブの昇降・停止・計数は 15 m 離れた実験室内にある小型コンピューターによって制御される。計数に要する時間は、1 測定について 1 分間であった。土中の測定間隔は 5 cm ごとである。



第1図 散乱型中性子水分計の構成概略図

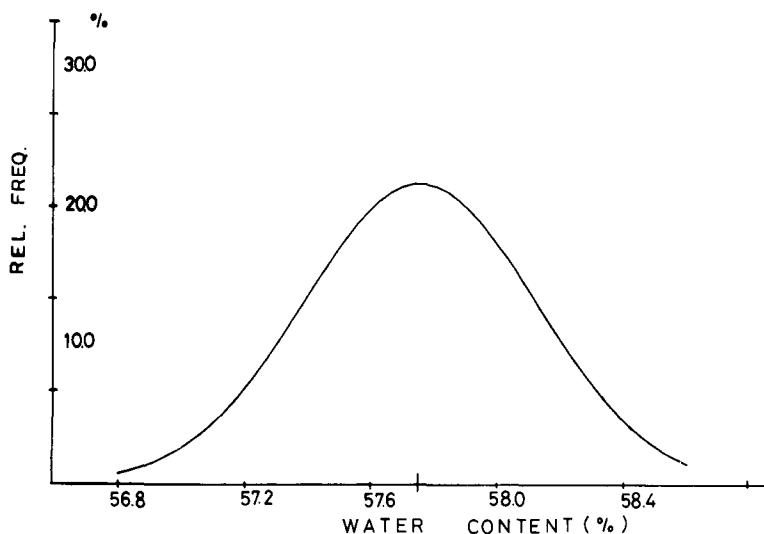
測定精度は、計数誤差と含水率決定のための校正の両方に依存している。前者は核崩壊のランダムネスに由来する部分と計測器のもつ誤差によって行っている。これらは計数値の分散などから誤差として見積れる。後者は既知の含水率の土を用いて計測して、計数率と含水率との実験式を求める際の誤差として表わされる。これは次の手順によった。苫小牧シルトを乾燥させたのちに、所定の水を加えて既知の含水率の湿土を用意する。これを  $1 \times 1 \times 1 \text{ m}$  の容器に充てんしてアクセスパイプを中心部に置き計数率を得る。さらに苫小牧凍上試験水槽内にアクセスパイプを設置して 5 cm 間隔での計測と土のサンプリングによる含水率測定を行った。その結果、含水率決定の実験式として次式を得た。

$$W = 6.676 + 40.2 \cdot C_r \quad (1)$$

$W$ : 体積含水率 (%)

$C_r$ : 計数率比

$C_r$  は土の計数値 (cpm) と基準物質 (パラフィン) の計数値の比である。山本ら (1968)<sup>9)</sup> に報告されているが、100 cc 試料採取管による含水率測定では、数 % 程度の誤差を伴う。このために (1) 式による含水率推定においても数 % の誤差を持つことになる。(1) 式が正しいとして



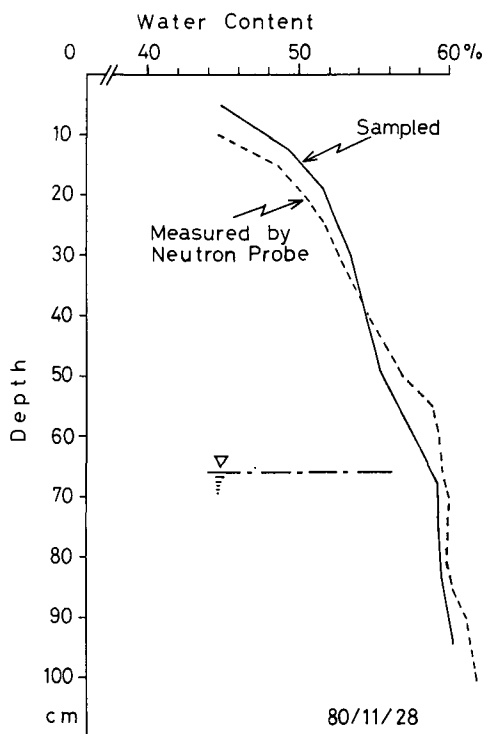
第2図 含水率測定値の頻度分布

横軸：体積含水率(%) 縦軸：出現頻度(%)

同一試料の含水率を、100回測定した例を第2図に示す。計数率から含水率に変換してある。この頻度分布は、計数誤差に由来した測定値のばらつきを示すことになる。平均値は57.74%であるが、偏差は0.375となっている。分布はほぼ正規分布を示していて、ばらつきが核崩壊のランダムネスによることがうかがえる。99%の信頼区間では57.55~57.93%となっている。そこで含水率の決定相対誤差は0.3%程度と言える。

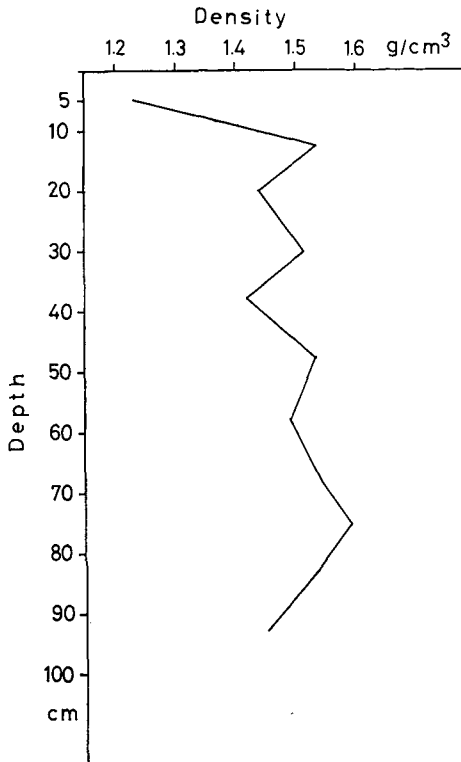
### III. 測定事例

凍上過程での含水率分布と水分移動を知るために、苫小牧で冬季間この散乱型中性子水分計を用いた観測を行った。凍結開始前の含水率分布を第3図に示す。地下水位は地表面から67cmの位置にあった。図中実線は試料を採取して実測した結果で、点線が中性子水分計による測定値である。表層部分で実測との差が2%を越えている。これは湿潤密度が小さくなっているためである。第4図に密度分布を示す。散乱型中性子水分計では、地

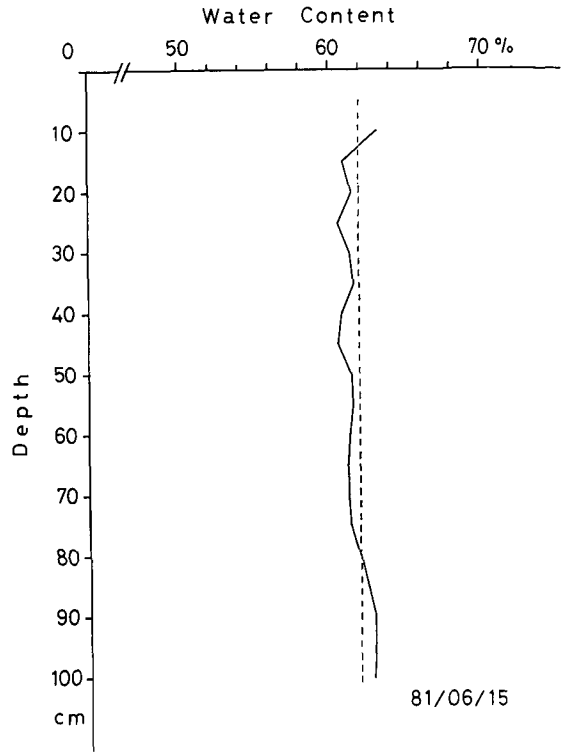


第3図 1980年11月28日における含水率分布 (苫小牧凍上試験水槽内)

実線：試料採取による実測  
点線：中性子水分計による測定値



第4図 1980年11月28日における密度分布  
(苫小牧凍上試験水槽内)



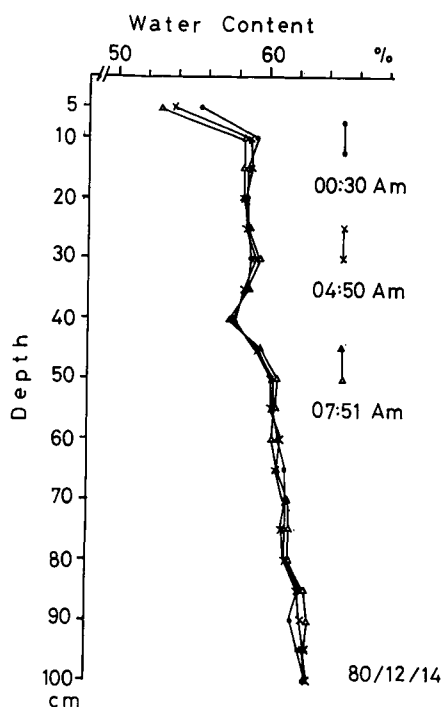
第5図 1981年6月15日における含水率分布  
(苫小牧凍上試験水槽内)

層は均一な密度であることが前提条件である。一定の体積内にある水分子量に依存して散乱される熱中性子密度が変るため、密度が地層ごとに異なると見かけ上含水率も変化するようになる。

第5図は融解の完了した6月での含水率分布(実線)である。地下水位は地表面に一致して全層飽和している。また密度も  $1.5 \text{ g/cm}^3$  でほぼ均一であった。この条件では測定された含水率は、苫小牧シルトの飽和含水率62%に近く、ばらつきの垂直分布も2%以内であった。

凍上過程では、凍土内の氷レンズの形成で密度が小さくなる部分がある。そこで中性子水分計による含水率測定では誤差を生じて、密度情報による補正が必要となる。1980~81年冬季での測定事例では、密度変化を把握できなかったため、密度変化の生じていない凍結開始期の事例について次に述べる。「第6図に80年12月14日夜半から朝にかけての含水率プロファイルの変化を示す。凍結線は地表面から3.5cm深さにあって、顕著な凍上が進行していた。5~10cm深間での含水率の変化から、5cm深さを通して表層に流出した水分フラックスの推定を試みた。

0時30分、4時30分、7時51分での含水率測定値から水分ポテンシャルへ変換する。苫小牧シルトの水分特性曲線(含水率-水分ポテンシャル関係曲線)が既に得られているので、これを用いて5~10cm各点の水分ポテンシャル値を得る。その結果を第1表に示す。5~10cm



第6図 1980年12月14日における含水率分布の経時変化(苫小牧凍上試験水槽)

第1表 5~10 cm 深の水分ポテンシャル値の推定

(I) 0時30分	
$\varphi_5 = 71.4$	cm H <sub>2</sub> O
$\varphi_{10} = 52.08$	
$\varphi_m = 62.1$	
(II) 4時30分	
$\varphi_5 = 83.3$	cm H <sub>2</sub> O
$\varphi_{10} = 53.8$	
$\varphi_m = 68.5$	
$\Delta W = 1.61$	% (含水率減少分)
(III) 7時51分	
$\varphi_5 = 93.5$	cm H <sub>2</sub> O
$\varphi_{10} = 56.19$	
$\varphi_m = 74.84$	
$\Delta W = 1.14$	%

ポテンシャル単位は水頭高さで不飽和のためにすべて負圧となっている。

間の水分ポテンシャル差に、重力項を含めて全ポテンシャル差とすると、これが5~10 cm 間の動水勾配となる。水流は不飽和流であるので、リチャードの式を適用すると次式が得られる。

$$Q = K(\varphi) \cdot (\varphi_5 - \varphi_{10} + Z) / 5 \quad (2)$$

$Q$ : フラックス (cm<sup>3</sup>/sec)

$K(\varphi)$ : 不飽和透水係数 (cm/sec)

$Z$ : 重力補正項 (5 cm H<sub>2</sub>O)

$\varphi_5, \varphi_{10}$ : 5, 10 cm での全ポテンシャル値

ところで  $K(\varphi)$  についてはすでに次の経験式が得られている。

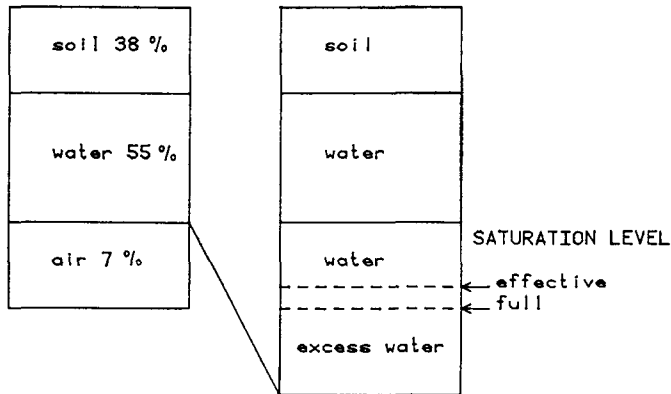
$$K(\varphi) = 10^{-(9.549 - 6.614/\varphi)} \quad (3)$$

$$\varphi = \log_{10} \varphi_m$$

$\varphi_m$ : 5, 10 cm 間平均水分ポテンシャル値

第1表の結果を用いると各経過時間ごとの平均水分フラックスが算出される。0時30分から7時51分までの全水流量は  $1.798 \times 10^{-1} \text{ g}$  として得られた。これに5 cm 深での含水率減少量(2.74%)を加えると、5 cm 深から上層へ流出した全量は、 $2.098 \times 10^{-1} \text{ g}$  となった。この流出水量は凍結深が3.5 cm の位置にあったので、3.5~5.0 cm 層に集積したことになる。そこでこの層の凍結前の含水率を55%とすると、推定された流入水量を加えて単位体積内の水分増加量が算出される。

この状態を模式図として第7図に示す。凍結前の含水率は55%であり、飽和含水率は62%であることから、空気の占める部分(7%)をすべて水で満たすには、単位体積に0.07 g 流入すればよい。実測によると完全に空気に入れかわって水が入ることはなく、空隙の85%までを満たすと、それ以上は過剰水となる。これを見かけ上の飽和(有効飽和)という。従って流入水量のうち残りの0.1398 gが過剰水分となる。これがすべて氷レンズとなって体積増を生ずると、凍上量は1.44 mmになる。これを凍上速度とすると $5 \times 10^{-6}$  cm/sec が得られた。この期間の地表で測定された凍上速度は、7~5 mm/dayであったので推定値と比較するために $8 \sim 5.8 \times 10^{-6}$  cm/secとして表わす。



第7図 水分流入による凍上量推定模式図

左：凍結開始前 右：凍結完了後

完全飽和でなく有効飽和であったとすると、空隙に空気が残るので過剰水分量は0.15 g となって推定凍上速度は $5.3 \times 10^{-6}$  cm/sec と多少大きくなる。しかし、地表面で実測した凍上速度に比べてやや小さめな値である。この差は、以下のような点に起因するものと考えられる。

まず第一に、計数比による含水率推定式(1)がもつ誤差による。今回の推定式決定では、含水率の絶対値測定では2%の誤差を含んでいる。相対値測定では0.3%以内であったことから、計数比のばらつきによる誤差には影響されていない。そこで推定含水率が2%の幅で全体にずれている可能性がある。

次に地表で測定した凍上速度には、地表面で形成された霜柱による成分が含まれているであろう。凍結面は3.5 cm 深さにあったので、霜柱成長に寄与する表層融解層は日中の日射などで形成された地表のごく薄い層に限られている。凍上層による下層からの水分供給は断たれているので、霜柱の成長量には限界がある。従って成長量は少ないものの、地中氷レンズに比べて大きな凍上速度をもつ霜柱形成が重なって地表面凍上を生じたものと考えられる。以上の2点から、流入水分量による推定凍上速度が、実測値よりも小さめに得られたのであろう。

#### IV. おわりに

非破壊含水率測定法である散乱型中性子水分計を用いて、苫小牧での野外観測を行った。土の密度が均一であるという条件で、測定範囲が5 cm 深さごとの平均の含水率が測定された。

凍結が開始した時期における、地表面に向う水分フラックスが、含水率プロファイルの経時変化から推定された。この推定値を実測の凍上速度との比較を行った。

今後は、凍土内の水分移動に着目して、冬季全期間を通じての測定を行い、いわゆる水と熱の結合した流れモデルの検証を行う予定である。

## 文 献

- 1) Harlan, R. L. 1973 Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil. *Water Resources Research*, **9**, 134-1323.
- 2) 福田正己・矢作 裕 1977 土壤水分計の試作. *低温科学, 物理篇*, **35**, 325-327.
- 3) Jame, Y. W. and Norum, D. I. 1976 Heat and mass transfer in freezing unsaturated soil in a closed system. *Proceedings, 2nd Conference on Soil Water Problems in Cold Regions, Edmonton, Alta.*, 1-18.
- 4) Loch, J. P. G. and Kay, B. D. 1978 Water redistribution in partially frozen, saturated silt under several temperature gradients and overburden load. *Soil Science Society of America, Journal*, **42**, 400-406.
- 5) Fukuda, M., Orhum, A. and Luthin, J. N. 1980 Experimental studies of coupled heat and moisture transfer in soils during freezing. *Cold Regions Science and Technology*, **3**, 223-232.
- 6) 福田正己 1981 ガンマー線水分計による凍土中の水分移動の測定. 雪氷 (投稿中).
- 7) Stewart, G. L. and Taylor, S. A. 1957 Field experience with the neutrons scattering method of measuring soil moisture. *Soil Science*, **83**, 151-158.
- 8) Bell, J. P. and McCulloch, J. S. G. 1969 Soil moisture estimation by the neutron method in Britain. *Journal of Hydrology*, **7**, 415-433.
- 9) 山本莊毅・榎根 勇・平田重夫 1968 中性子水分計のキャリブレーションについて. *東京教育大学地理学研究報告*, XII, 85-101.
- 10) Fukuda, M. and Luthin, J. N. 1980 Pore-water pressure profile of a freezing soil. *Frost I Jord*, **21**, 31-36.
- 11) 福田正己 1979 苫小牧シルトの不飽和透水係数の測定. *低温科学, 物理篇*, **38**, 193-195.

## Summary

A neutron-scattering method was developed by author for nondestructive measurement of soil moisture. Used as a neutron source was Californium-252 ( $^{252}\text{Cf}$ ) with intensity of 100  $\mu\text{Ci}$ , which has an effective half-life of 2.64 years and decays by spontaneous neutron emission. Emitted fast neutron with energy level of 2.38 Mev was scattered by hydrogen atoms, which constitute soil moisture. The fast neutron reduces the energy level down to 0.025 eV during the process of scattering. The intensity of the scattered neutron (thermal neutron) was detected by the  $^3\text{He}$  detector, and measured as a count ratio. If the water content value adjacent to the neutron source is high, the high counts of scattered neutron are obtained. Prior to field experiments, an empirical equation was established for determination of water content as the function of count ratio. The equation was obtained by a simple regression such as  $W = 6.676 + 40.2 \cdot \text{Cr}$ , where  $W$  is the volumetric water content (%) and Cr is the relative count ratio.

The measurements were conducted in a waterproof basin filled with Tomakomai silt. The water content profile was obtained in every 5 cm-thick layer in the soil during the process of freezing. In the early stage of soil freezing, moisture migrations upward near the surface

were monitored by this method. And heaving rates were estimated on the basis of these moisture fluxes. Heave rates measured on the surface were compared with these estimated values. Comparisons suggest that the monitored moisture flux coincides with the measured value from the heave rate with a satisfactory level of accuracy.