

異なる採取法による土壌水中の溶存無機イオン濃度の違い

竹井 理絵¹・辻村 真貴²・高木 丈子¹

花崗岩地域のカラマツ林を対象として、減圧法と遠心法を用いて土壌水を採取し、その溶存無機イオン濃度の比較を行った。また遠心法では、異なる圧力水頭条件下における土壌水を採取し、その溶存無機イオン濃度の比較も行った。その結果、 Na^+ 、 Cl^- 、 NO_3^- 濃度について、減圧法によって採取されたサンプルの値に比較し、遠心法によるそれが高い傾向がみられた。このうち NO_3^- 濃度は、土壌サンプルの保存期間に土壌中の有機物分解に伴って上昇したと考えられる。一方、 Cl^- にみられた濃度の違いは、採水法によって異なる土壌水の圧力水頭を反映していると判断される。そこで、圧力水頭の異なる3種類の土壌水における Cl^- 濃度を比較したところ、圧力水頭値が $-1000 \sim -800 \text{ cmH}_2\text{O}$ における土壌水中の Cl^- 濃度は、圧力水頭 $-1000 \text{ cmH}_2\text{O}$ 以下および $-800 \text{ cmH}_2\text{O}$ 以上における土壌水中のそれに比べて、高い値を示す傾向が認められた。このことから、圧力水頭 $-1000 \sim -800 \text{ cmH}_2\text{O}$ における土壌水が、蒸発に伴う濃縮の影響を最も反映していることが示唆された。

キーワード：土壌水採取法、減圧法、遠心法、圧力水頭、溶存無機イオン

I. はじめに

土壌水を能率的に採取することは、土壌の化学・物理特性を明らかにする上で重要であるとともに、森林流域における水循環および物質循環機構を解明する上でも必要不可欠である。従来、様々な土壌水採取法が考案されており(山崎 1970)、これらは調査目的に応じて使い分けことが重要であると思われる。しかし採取法の違いがもたらす、土壌水中の各種溶存イオン濃度および安定同位体比等の違いについては、十分に検討されていないのが現状である。

また土壌水中の溶存物質は、生物化学的および地球化学的の反応によって変化しながら、土壌水分の移動に伴い移動する。これは、森林生態系内における物質循環の主要経路である(徳地ほか 1991)。土壌中の水分移動を支配しているのは土壌の孔隙組成であるため(有光 1982)、土壌水が保持されている孔隙、つまり土壌水の圧力水頭の違いによって溶存イオン濃度が異なると予想される。しかし、従来から土壌水の採取に広く用いられてきた減圧法では、採水中に吸引圧が変化するため、土壌水を圧力水頭ごとに採取することが困難である。

そこで本研究では、土壌水を減圧法と遠心法によって採取し、各々の手法によって得られた土壌水中の溶存無機イオン濃度、および遠心法により異なる圧力水頭ごとに採取した土壌水中の溶存無機イオン濃度を比較することによって、採取法の違いが土壌水中の溶存無機イオン濃度にどのような影響を与えるかを検討するとともに、圧力水頭の異なる土壌水の移動特性と、溶存無機イオン濃度との関係を明らかにすることを目的とした。

II. 試験地の概況および観測方法

1) 試験地の概況

試験地は愛知県北設楽郡稲武町に位置する、名古屋大学農学部附属演習林のカラマツ林内に設けたA、B、2地点とした(図-1)。この2地点は、試験地において径2 cmのオーガーを用いて試孔を掘り、土壌の鉛直プロファイルに差がみられないことを確認した上で選定した。両地点とも標高約1050 mの平坦地に位置している。両地点における土壌断面の観察結果より、地表面から深度20 cmまでは腐植化した有機物が集積するA層、深度20~50 cmは細粒で粘質な土壌が分布するB層、深度50~70 cmは基盤の構造を若干残すC層への漸移層と分類された(表-1)。A層には直径7~8 mm程度の植物根が多く混入し、B層には直径1 mm以下の植物根が若干混入している。C層への漸移層には直径5~20 cmの礫が混入しており、植物根はみられなかった。また、両地点で減圧法の土壌水採水装置から約50 cm離れた地点において採土円筒(100 mL)を用いて、A地点では深度0~110 cm、B地点では深度0~120 cmについて採取した土壌サンプルを持ち帰り、実験室内において各種土壌物理試験を行った。図-2に示したのは、A、B地点における土壌の三相プロファイルである。A層が分布する深度20 cmまでは気相が10~30%を占めるが、下層ほど固相の割合が増し、液相・気相の割合は少なくなる。深度80 cm以深での気相率はきわめて小さい。飽和透水係数は、A層で $10^{-4} \sim 10^{-3} \text{ cm/s}$ オーダーで最も透水性が良く、A層とB層の境界にあたる深度20 cmを境に急激に低下し、 $10^{-6} \sim 10^{-4} \text{ cm/s}$ オーダーになる(表-1)。図-3に土壌水分特性試験の結果を示した。A、B両地点ともA層における

¹愛知教育大学大学院教育学研究科

Graduate School of Education, Aichi University of Education, Kariya 448-8542, Japan.

²愛知教育大学地球環境科学領域

Department of Environmental Earth Sciences, Aichi University of Education, Kariya 448-8542, Japan.

(受理：1998年12月18日)

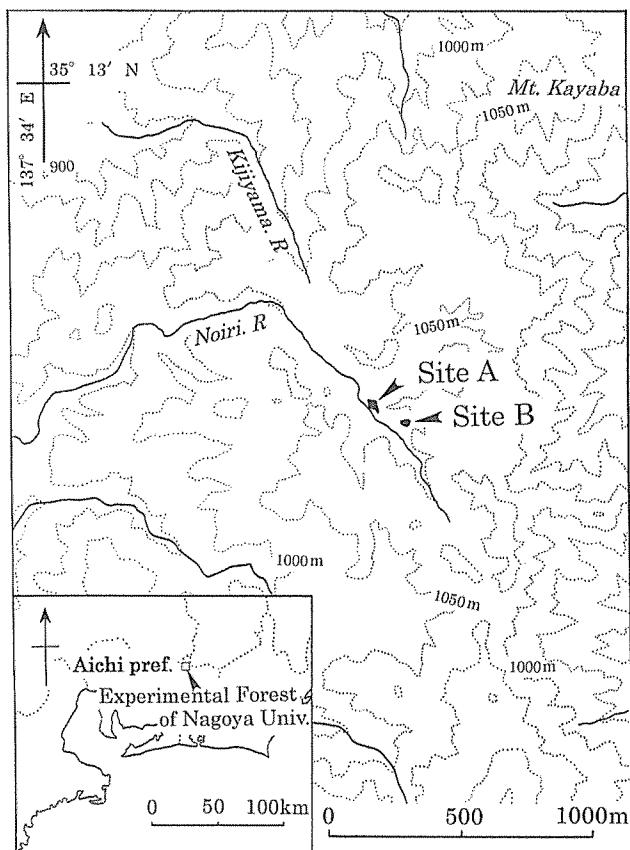


図-1. 調査地の位置
Fig. 1. Location of the study sites

表-1. A, B地点における土壌の特性
Table 1. Soil profile description in the study sites

	Horizon	Depth (cm)	Texture	Saturated hydraulic conductivity (cm/s)
Site A	A	0-20	Light Clay	1.04×10^{-4}
	B	20-55	Light Clay	4.92×10^{-5}
	BC	55-	Sand	6.26×10^{-5}
Site B	A	0-15	Light Clay	4.15×10^{-3}
	B	15-40	Light Clay	5.42×10^{-6}
	BC	40-	Sand	2.50×10^{-6}

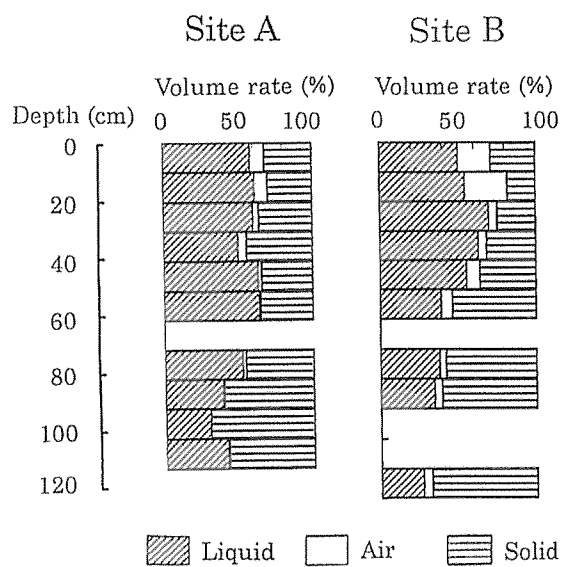


図-2. A, B地点における土壌の三相プロファイル
Fig. 2. Three phase profile of soil in sites A and B

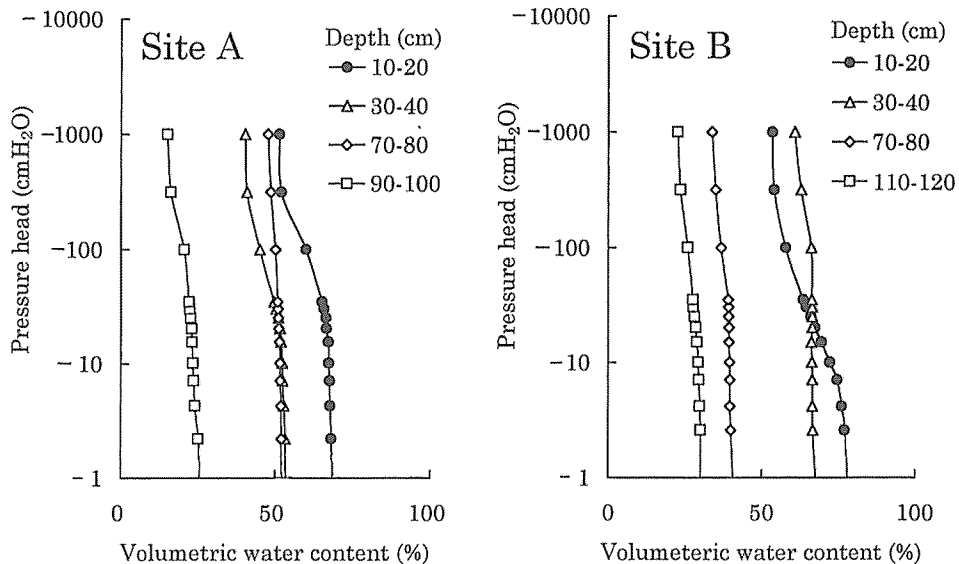


図-3. A, B地点における土壌の水分特性曲線
Fig. 3. Moisture characteristic curves of the soil

表-2. 減圧法および遠心法によるサンプル採取日
Table 2. Date of sampling

Date	Suction method		Soil sampling	
	Site A	Site B	Site A	Site B
23 Jul.	○	○	○	○
29 Jul.	○	○		
5 Aug.	○	○		
10 Aug.	○	○		
15 Aug.	○	○	○	○
26 Aug.	○	○	○	○
4 Sep.	○	○	○	○
10 Sep.	○	○		
18 Sep.	○	○		
5 Oct.	○	○		
15 Oct.	○	○		
20 Oct.	○	○	○	○

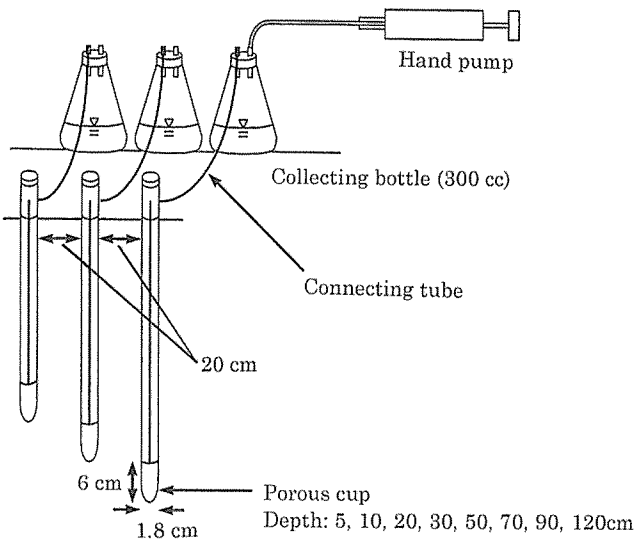


図-4. 減圧式土壌水採水装置の設置模式図
Fig. 4. Schematic diagram of suction lysimeter

飽和体積含水率は65~75%とB, C層に比較して高い値を示し, 空気侵入値はA地点で圧力水頭約 $-25 \text{ cmH}_2\text{O}$, B地点においては圧力水頭約 $-10 \text{ cmH}_2\text{O}$ で, 自由水の間隙に占める割合はA地点で約20%, B地点で約30%である。B層の飽和体積含水率はA地点で55~65%, B地点では60~75%で, 空気侵入値は, A地点においてはA層とほぼ同じ値を示すが, B地点では高い。また, 飽和毛管水帯と不飽和毛管水帯の境界は両地点で, A層におけるそれに比べ不明瞭である。自由水の間隙に占める割合は, 両地点ともほぼ5~10%である。B層より下層の飽和体積含水率は両地点で約25~40%と低く, 飽和毛管水帯と不飽和毛管水帯の境界はA, B層に比べ不明瞭で, 自由水は間隙の5~10%を占める程度である。以上の結果を考慮すると, A,

B地点における土壌の断面プロファイル, 水分特性に大差はなく, 対象とした林分の土壌を良く代表していると考えられる。

2) 観測・採水・分析方法

土壌水は1997年7月から10月にかけて, 減圧法と遠心法を用いて採取した(表-2)。減圧法については, A, B地点で各1ヶ所, 8深度(5, 10, 20, 30, 50, 70, 90, 120 cm)に, ポリエチレンチューブを連結したポラスカップを土壌中に埋設し, これに接続したコニカルピーカー内を吸引ポンプで減圧して土壌水を採取した(図-4)。採水開始時の吸引圧は約 -60 cmHg (圧力水頭 $-800 \sim -600 \text{ cmH}_2\text{O}$)とした。ポンプによる吸引は2~5時間間隔で行い, 1回のサンプリングは1~2日かけて実施した。この方法は, 現場の土壌構造を乱さず, 現地において土壌水を繰り返し採取でき(戸田ほか1985), 任意の深さごとに比較的多量に採水器を設置できるため, これまで土壌水の研究において広く用いられたが, 採取できる土壌水は圧力水頭 $-1000 \text{ cmH}_2\text{O}$ 以上のものに限られる(塚本1992)。また採水中の吸引圧を一定に保つことが困難であり, 土壌水を異なる圧力水頭ごとに採取することは不可能であると思われる。そこで補足実験として, 試験地と土壌物理性が類似している愛知教育大学自然観察園内で, 1998年2月10日と6月8日において, 減圧法の土壌水採水装置を3基設置し, 吸引圧の時間変化を観測した。装置の埋設深度はすべて50 cmで, 採水開始時の吸引圧を2月10日は $-816 \text{ cmH}_2\text{O}$, 6月8日は $-680 \text{ cmH}_2\text{O}$ とし, 数時間ごとに装置に連結したコニカルピーカー内の残留圧の値を記録した。

遠心法に関しては, A, B地点から, 容積100 mL(直径50 mm, 高さ51 mm)の採土円筒を用いてサンプリングした土壌を室内に持ち帰り, 遠心分離器を用いて土壌水を採取した。この方法は同じ位置で繰り返しサンプリングを実施できないという欠点をもつが, 減圧法に比べてより低い圧力水頭の土壌水を採取でき, さらに遠心分離器の回転数を調節することによって, 異なる圧力水頭ごとに採水を行うことが可能である。なお, 土壌サンプリングは試験地の土壌構造を乱す可能性があるため, 減圧法の土壌水採水装置から50 cm以上100 cm以内の範囲で実施した。採取したすべての土壌サンプルから, 1997年11月22~25日に, 筑波大学地球科学系所有のサクマ高速遠心機(50 A-IDV)を用い土壌水を採取した。本研究では, まず毎分2200回転で圧力水頭 $-1000 \text{ cmH}_2\text{O}$ 以上($\psi > -1000 \text{ cmH}_2\text{O}$)の水を分離した後, 引き続き毎分6800回転で圧力水頭 $-10000 \sim -1000 \text{ cmH}_2\text{O}$ ($-10000 \text{ cmH}_2\text{O} < \psi < -1000 \text{ cmH}_2\text{O}$)の水を分離した。遠心による分離時間は2時間としたが, 山崎・木下(1969)によれば, 分離時間の長短は土壌水中の溶存イオン濃度に影響を及ぼすことはないと言われている。しかし, この方法では土壌サンプリング後, 遠心分離を行うまでの保存期間中に, 土壌サンプル中での生物化学, 地球化学的反応の進行に伴う, 土壌水中の溶存イ

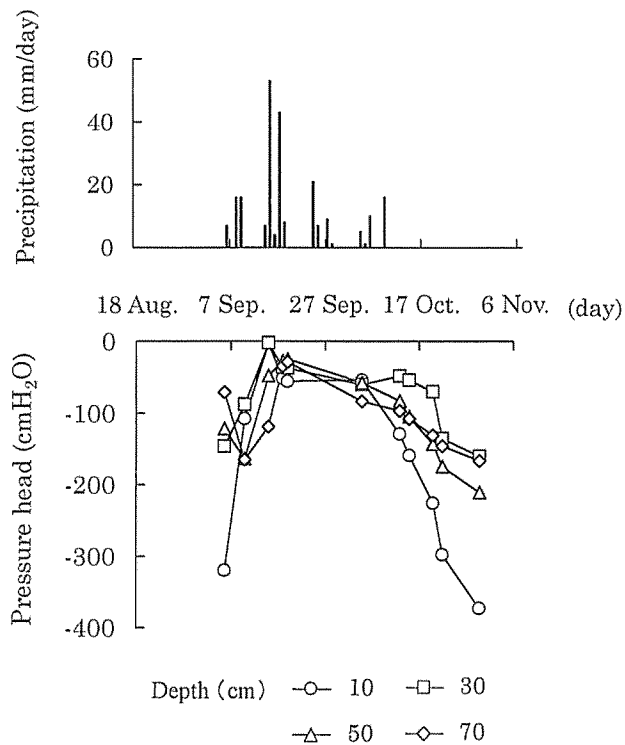


図-5. 観測期間中の日降雨量とB地点における土壌水の圧力水頭の経時変化

Fig. 5. Precipitation and change of pressure head in soil water during the observation period

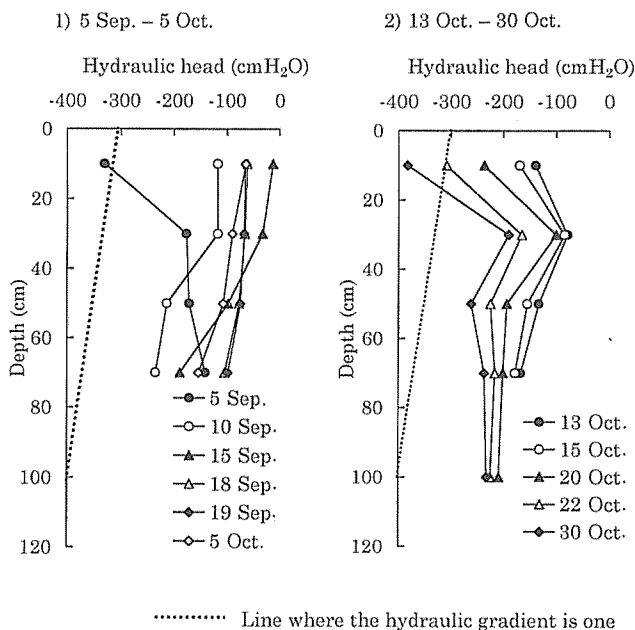


図-6. B地点における水理水頭鉛直プロファイルの変化 (基準図: 地表面)

Fig. 6. Temporal change in hydraulic head profiles of soil water (datum: soil surface)

オン濃度の変化が予想される。そこで本研究では土壌採取後、土壌サンプルはすべてパラフィルムで密閉、室温 5°C に設定した冷蔵庫内で保存し、土壌中における反応を抑えるよう努めた。

採取したすべての水サンプルについて、主要溶存無機イオン濃度を測定した。溶存イオン濃度の分析項目は、陰イオン; Cl⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻, 陽イオン; Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺ で、分析には日本ダイオネクス(株)製イオンクロマトグラフィ (17767), および島津製作所製パーソナルイオンアナライザ (PIA-1000) を使用した。水サンプルは分析を行うまで 5°C で保存した。

林外雨量については、転倒マス式自記雨量計をA地点付近の林外に設置し観測した。調査期間中、降水量データが欠測した期間については、試験地の南方約 1.2 km の月ヶ平において、名古屋大学農学部附属演習林が観測したデータを用いた。

土壌水の圧力水頭は、水銀マノメータ式のテンシオメータをB地点の土壌水採取装置付近に設置し、1997年9月5日から10月30日にかけて測定した。テンシオメータの埋設深度は10, 30, 50, 70 cm とした。

III. 観測結果

1) 圧力水頭の経時変化

B地点の各深度における土壌水の圧力水頭の経時変化、および観測期間中の日降雨量を図-5に示す。土壌水の圧力水頭の変動は深度10 cmで最も大きく、降雨があると土壌は速やかに飽和に近い状態になり、無降雨の状態が続くと圧力水頭は-373 cmH₂Oまで低下している。一方、深度30 cmの土壌は降雨に伴い飽和に近い状態になるが、短期間の無降雨状態では圧力水頭-70~-50 cmH₂Oの土壌水分状態を保っている。深度50 cm, 70 cmの圧力水頭も降雨、無降雨状態に伴う変動がみられるが、表層に比べその変動幅は小さく、時間的な遅れを伴っている。

圧力水頭のデータから算出した水理水頭の鉛直プロファ

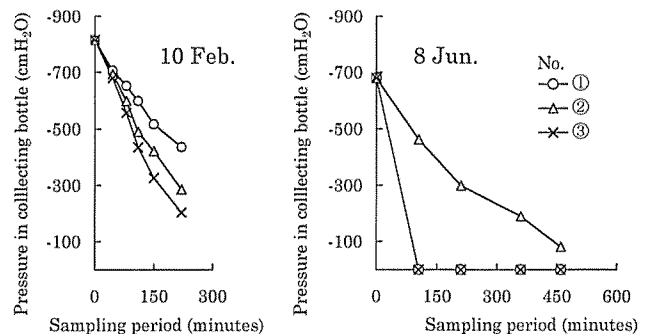


図-7. 減圧式土壌水採水装置におけるピーカ内の残留圧力と採水時間の関係

Fig. 7. Change of suction in collecting bottle used in suction method

イルを図-6に、9月5日～10月5日と10月13日～10月30日のデータに分けて示した。9月中のプロファイルから、全層において鉛直下向きの土壌水分移動が卓越している傾向が認められる。一方、無降雨の状態が続いた1997年10月13日以降の全ての観測時においては、A層とB層の境界にあたる深度30 cmにゼロフラックス面が現れており、深度30 cm以浅で上向き、30 cm以深に下向きの水分移動があったことを示している。このような乾燥時における土壌水分の鉛直移動は、試験地における土壌の飽和透水係数の鉛直分布が、A層とB層の境界で不連続に変化することと対応しているものと思われる。

2) 吸引圧の時間変化

減圧法の採水中における、集水用ビーカー内の残留圧の時間変化を図-7に示す。1998年2月10日において、ビーカー内の残留圧は1時間あたり約100 cmH₂Oずつ上昇している。一方、1998年6月8日においては、No ①、③のビーカー内の残留圧は105分で0 cmH₂Oまで上昇している。このことから本研究において、減圧法で採取している土壌水の圧力水頭は、採水開始時に-800～-600 cmH₂Oであっても、2～5時間後には-200 cmH₂O程度に上昇している可能性が示唆される。

3) 異なる採水法による土壌水中の溶存無機イオン濃度の違い

調査期間中、減圧法および遠心法の2つの手法によって土壌水を採取したのは、1997年7月23日、8月15日、8月30日、9月5日、10月20日の計5回である(表-2)。

図-8に両採水法による土壌水中の溶存イオン濃度の比

較を示した。遠心法では、1つの土壌サンプルから圧力水頭の異なる2種類の水を採取しているため、比較は両方のデータをそれぞれ減圧法による土壌水のデータと対応させて行った。減圧法による土壌水中の溶存イオン濃度と遠心法によるそれとでは、後者で採取した2種類の土壌水中で、相対的に高い値を示す傾向がみられる。とくにNa⁺、Cl⁻、NO₃⁻については、両手法によるその濃度差が0.015 meq/L以上のサンプルが全サンプルの70%以上を占め、このうちCl⁻、Na⁺について観測された濃度差は、一部のサンプルを除きそれぞれ0.06 meq/L、0.12 meq/L程度であるのに対し、NO₃⁻では特に深度10 cmのサンプルにおいて、その濃度差は0.64～2.72 meq/Lで非常に大きく、その他の深度にはこのような大きな濃度差が生じることはない。このように表層土壌のみに認められるNO₃⁻濃度の高い値は、減圧法における吸引圧の時間変化を考慮しても異常な値であり、土壌サンプル中で濃度が上昇した可能性がある。Ca²⁺、Mg²⁺についても深度10 cmのサンプルでのみ、遠心法による値が減圧法によるそれに比べ、それぞれ1.10 meq/L、0.52 meq/L高いが、深度10 cm以外のサンプルでは両手法による溶存イオン濃度の間に明瞭な関係はみられず、全体的にデータのばらつきが目立つ。

4) 異なる圧力水頭による土壌水中の溶存無機イオン濃度の違い

遠心法によって求められた、 $\psi > -1000$ cmH₂Oの土壌水中の溶存無機イオン濃度と、 $-10000 < \psi < -1000$ cmH₂Oのそれとの比較を図-9に示す。ただし、NO₃⁻のデータについては、前述のように原位置における濃度を反映していない可能性があるためと判断し、図-9から除

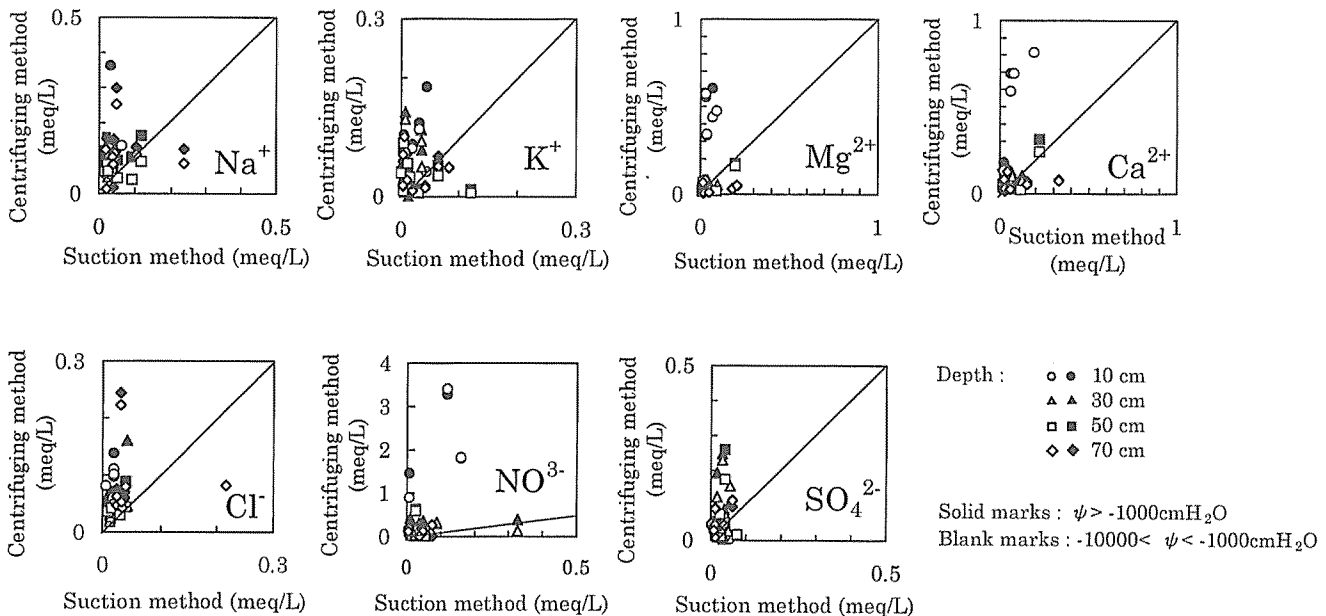


図-8. 減圧法および遠心法によって採取された土壌水中の溶存イオン濃度の比較

Fig. 8. Comparison of the solute concentration of soil water sampled by suction and cetrifugation

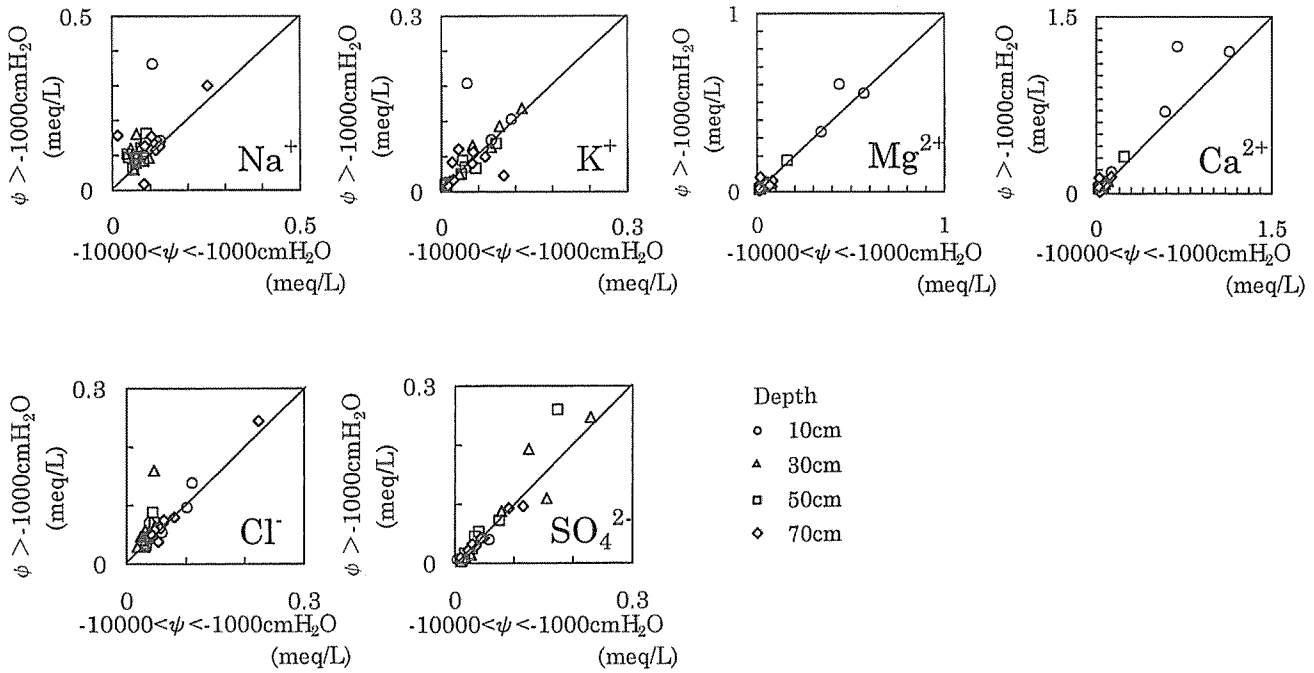


図-9. 遠心法によって採取された、異なる圧力水頭における土壌水中の溶存イオン濃度の比較
 Fig. 9. Comparison of the solute concentration of soil water under different pressure heads

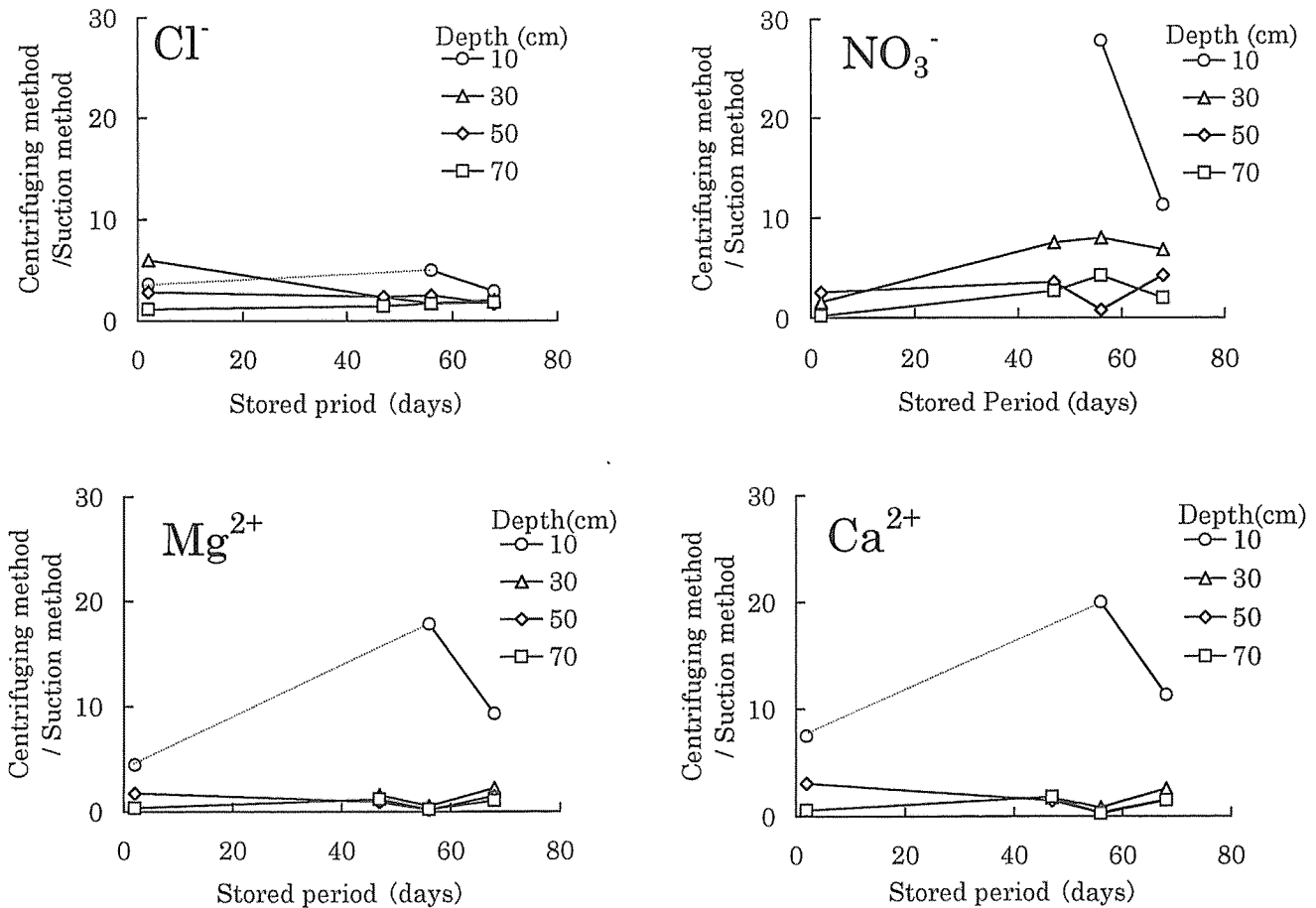


図-10. 土壌サンプルの保存期間と異なる採水法による土壌水中の溶存イオン濃度比の関係
 Fig. 10. Relationships between storage period of soil sample and ratio of concentration of soil water sampled by centrifugation to that by suction

いた。この点については、考察の部分で議論する。 Na^+ 、 Cl^- は、全サンプルのうち80%以上が、相対的に圧力水頭が低い土壌水中で高濃度を示した。その他のイオンについては、両者がほぼ同じ濃度を示す傾向が認められる。また、全体として図-8に比べ、データのばらつきが少ないが、これは濃度の差をもたらす要因と考えられる採水時間や採水空間の違いが、遠心法で採取した2種類の土壌水の間には反映されないことによる可能性がある。

IV. 考 察

1) 採水法の違いが土壌水中の溶存無機イオン濃度に与える影響

遠心法における土壌採取から、土壌サンプルの遠心分離までの期間は、2日~70日である。この間サンプルは、室温5°Cの冷蔵庫内で保存されたが、図-8で示したように、いくつかのイオンについては、土壌サンプルの保存期間中に濃度が変化した可能性がある。そこで図-10に、本研究で土壌採取から遠心分離を行うまでに要した期間の日数と、図-8において採水法による濃度差が認められた Cl^- 、 NO_3^- 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} について、減圧法による土壌水中の溶存濃度に対する遠心法による土壌水中($\psi > -1000 \text{ cmH}_2\text{O}$)の溶存濃度の比との関係を示した。 NO_3^- について深度30 cmのサンプルでは保存期間が2日のとき、濃度比は約3であるのに対し、保存期間が50~70日になると、濃度比は7~8になり、保存期間が長いと濃度比は大きくなる傾向がみられる。また、深度10 cmでは保存期間が56日のとき、 NO_3^- の濃度比は最大で30にもなる。しかし、このような傾向は深度50, 70 cmのサンプルには認められない。このことから、 NO_3^- の濃度比が大きくなるのは表層土壌のサンプルに特有な傾向であると考えられる。 NO_3^- は一般に、A層において微生物による有機物分解の過程で生じるとされている(塚本1992; Likens 1997)。本研究では、土壌サンプルの保存温度を5°Cとし、土壌サンプル中で化学反応が生じにくい条件になるようにした。しかし、堤(1987)によれば、10°Cの温度条件下においても、硝化は進行するので、低温条件下でもわずかに硝化が進行することが予想される。さらに、自然条件下で NO_3^- は根系による吸収、下層への移動、降雨による希釈等で濃度が変化するが、土壌サンプル中ではこのような効果をもたらす環境がないことがあいまって、土壌サンプル中での NO_3^- 濃度の上昇が生じた可能性がある。また Mg^{2+} 、 Ca^{2+} についても、 NO_3^- 濃度比が非常に大きかった深度10 cmのサンプルにおいてのみ、濃度比が高い傾向が認められる。 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} は、土壌水中で陰イオンが増加することによって生じる電気的アンバランスを解消するために、土壌コロイドから溶出することが知られており(塚本1992)、土壌サンプル中での NO_3^- 濃度上昇が顕著であった、深度10 cmにおいてのみ、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 濃度が二次的に上昇したと考えられる。

一方、 Cl^- は土壌中での化学反応性は低いとされており(中野1992)、両採水法による Cl^- 濃度の比と保存期間との間に明瞭な関係はみられない。このことから、本研究の保存条件で Cl^- については土壌サンプル中における濃度変化はなかったと考えられる。ここで、減圧法と遠心法では土壌水採取時の圧力条件が異なるほか、採取している土壌水の空間的・時間的範囲も異なることが予想される。本研究において、減圧法による土壌水の採取量は100~300 cm^3 であったが、試験地における土壌の体積含水率は25~70%(図-2, 図-5)であることから、減圧法による採水範囲は、最大で長さ6 cmのポーラスカップを中心とした半径8 cm、高さ6 cmの円筒形の部分に相当すると考えられる。これは、遠心法に用いる土壌サンプル容積100 cm^3 より大きい範囲であるが、本研究で Cl^- 、 NO_3^- 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} に認められた濃度差を説明しうる違いではないと考えられる。また、遠心法に用いる土壌サンプルの採取に要する時間は、掘削の時間を除けば5分程度であるのに対し、減圧法では1~2日を要する。しかし、徳地ほか(1991)によれば、森林土壌中の溶質の移動速度は0.2~0.4 cm/day 程度のオーダーと推定されていることから、両採水法の採取時間の差は、採取される土壌水の溶存イオン濃度に大きな違いをもたらす可能性は少ないと思われる。したがって Cl^- について観測された濃度差は、採水法によって異なる土壌水の圧力水頭を反映していると考えられる。

2) 土壌水の圧力水頭と溶存無機イオン濃度の関係

土壌水の圧力水頭による溶存イオン濃度の違いが明瞭にみられたのは、 Na^+ と Cl^- である(図-8, 図-9)。このうち、 Cl^- については前述したように、土壌水の圧力水頭の違いが溶存濃度の違いをもたらしているものと考えられる。そこで図-11に、土壌水の圧力水頭と溶存 Cl^- 濃度の関係を示した。ここで、減圧法による土壌水の圧力水頭は-800 cmH_2O 以上と推定し、減圧法による溶存 Cl^- 濃度の値を-800 cmH_2O の点に、また遠心法による $\psi > -1000 \text{ cmH}_2\text{O}$ の値を-1000 cmH_2O の点に、 $-10000 < \psi < -1000 \text{ cmH}_2\text{O}$ の値を-10000 cmH_2O の点にプロットした。 Cl^- 濃度は、遠心法で採取した $\psi > -1000 \text{ cmH}_2\text{O}$ の土壌水中で最も高い濃度を示し、 $\psi > -800 \text{ cmH}_2\text{O}$ の土壌水中の溶存 Cl^- 濃度と $\psi > -1000 \text{ cmH}_2\text{O}$ の土壌水中の溶存 Cl^- 濃度との差は深度10, 30 cmで大きい。したがって、この濃度差は、 $-1000 \text{ cmH}_2\text{O} < \psi < -800 \text{ cmH}_2\text{O}$ における土壌水中の Cl^- 濃度を反映しているものと考えられる。深度10, 30 cmでは調査期間中、無降雨期間が続いた10月13~30日に、土壌水の上向き流動成分が観測されている(図-6)。また、この時、試験地における深度10 cmの土壌水の圧力水頭が-370 cmH_2O 程度まで低下していた(図-5)ことを考慮すると、比較的圧力水頭の高い土壌水は、乾燥時の蒸発による消失・減少と、その後の降雨による供給が繰り返されていると考えられ、その溶存イオン濃度は、降雨による希釈効果を反映することが予想される。一

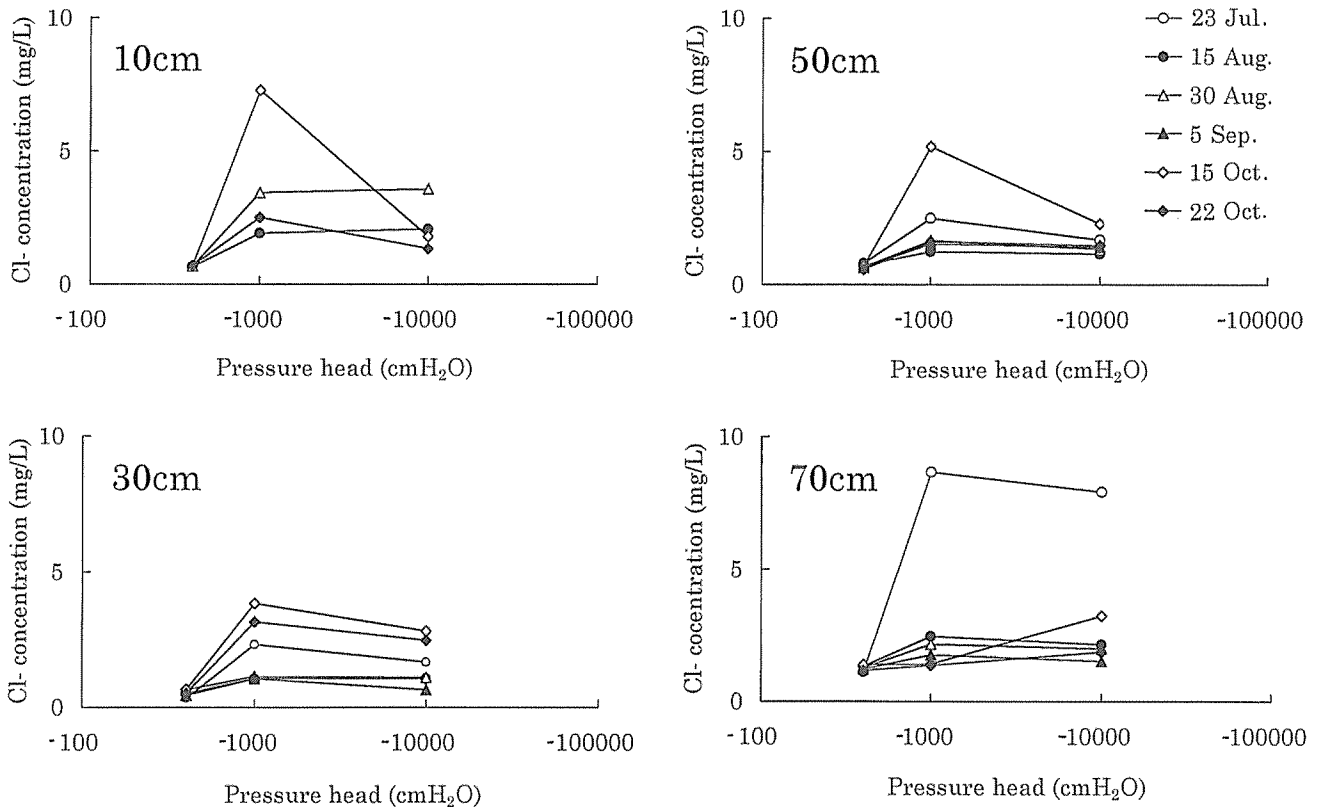


図-11. 各圧力水頭における土壌水中の溶存 Cl^- 濃度

Fig. 11. Relationship between pressure head of soil water and Cl^- concentration

方、圧力水頭が相対的に低い土壌水は、乾燥時にも土壌中に残留するため、蒸発に伴う濃縮の影響を受けやすい。また、その後降雨によって圧力水頭の高い土壌水が供給されても、これと濃縮を受けた圧力水頭の低い土壌水は速やかに混合しないため、 Cl^- 濃度は高い値を維持しており、その傾向は $-1000 \text{ cmH}_2\text{O} < \psi < -800 \text{ cmH}_2\text{O}$ の土壌水において最も顕著であると考えられる。

V. 結 論

減圧法で採取した土壌水中の溶存イオン濃度と遠心法によるそれとでは、後者における Na^+ 、 Cl^- 、 NO_3^- 濃度および、深度 10 cm のサンプル中の Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 濃度で高い傾向がみられた。このうち NO_3^- は、土壌採取から遠心分離を行うまでの土壌サンプル保存期間に上昇した可能性がある。また、 NO_3^- の上昇が著しかったサンプル中の Ca^{2+} 、 Mg^{2+} はサンプル中で二次的に土壌水中に付加されたものと考えられる。

一方、 Cl^- に認められた減圧法と遠心法における濃度差は、採取された土壌水の圧力水頭の違いを反映しているものと判断された。圧力水頭の異なる土壌水中の溶存濃度の比較を行った結果、 Cl^- 濃度は $-1000 \text{ cmH}_2\text{O} < \psi < -800 \text{ cmH}_2\text{O}$ の土壌水中で最も高濃度であった。これは圧力水頭の相対的に高い土壌水が試験地における蒸発に伴う濃縮

の影響を受けており、その影響が $-1000 \text{ cmH}_2\text{O} < \psi < -800 \text{ cmH}_2\text{O}$ の土壌水で最も大きいことを示唆している。

謝 辞

本研究を遂行するにあたり、終始ご援助頂いた、名古屋大学農学部附属演習林の森岡 昇林長、柴田徹式教授、肘井直樹助教授、今泉保次技官、山口法雄技官に心よりお礼申し上げます。また、遠心法による土壌水の採取に際し、筑波大学地球科学系の田中 正助教授、嶋田 純助教には様々な便宜を図っていただきました。心よりお礼申し上げます。

なお、本研究の一部は、平成 9、10 年度文部省科学研究費補助金（奨励研究 A）課題番号 09780134 の補助を受けた。

引用文献

- 有光一登 (1982) 森林土壌の水分動態に関する研究 (第 2 報) 森林土壌の水分および溶存成分の動態. 林業試験場研究報告 318: 11-78.
- Likens G. E. (1997) 森林生態系の生物地球化学 [及川武久監訳]. 176pp. シュプリンガー・フェアラーク東京, 東京.
- 中野政詩 (1991) 土の物質移動学. 189pp. 東京大学出版会, 東京.
- 戸田浩人・生原喜久雄・相場芳憲 (1985) 簡易採水器 (吸引法) で採水した土壌水の特性. 96 回日本林学会論文集: 253-256.
- 徳地直子・黒田幸夫・岩坪五郎 (1991) 森林生態系における溶存物質濃度・量の垂直的变化 (I) スギ人工林における塩素イオンとナトリウムイオンと土壌水の垂直的移動. 日本林学会誌 73: 135-144.
- 塚本良則 (1992) 森林水文学. 319pp. 文永堂出版, 東京.

- 堤 利夫 (1987) 森林の物質循環. 122pp. 東京大学出版会, 東京.
山崎慎一・木下 彰 (1969) 100 ml 容採土管を用いての遠心法による土壌溶液の採取. 日本土壌肥料学会誌 40: 301.
山崎慎一 (1970) 土壌溶液の採取法およびその化学組成. 日本土壌肥料学会誌 41: 424-432.

Comparison of solute concentrations in soil water sampled by different methods

Rie TAKEI, Maki TSUJIMURA and Takeko TAKAGI

Soil water was sampled by suction and centrifugation to compare the solute ion concentrations of samples taken by these methods in *Larix kaempferi* forest underlain by granite in the Experimental Forest of Nagoya University, Aichi prefecture, central Japan. In the case of centrifugation, samples were taken under both high ($\psi > -1000$ cmH₂O) and low (-10000 cmH₂O $< \psi < -1000$ cmH₂O) pressure head conditions. Na⁺, Cl⁻, NO₃⁻ concentrations in the soil water sampled by the centrifugation were higher than those by suction. The difference in NO₃⁻ concentration between samples taken by the two methods is probably due to the decomposition of organic matter during the period from sampling to centrifuging. On the other hand, the difference in Cl⁻ concentration is probably caused by the difference in pressure head in the soil water sampled by these methods. The Cl⁻ concentration in the soil water under a pressure head from -1000 to -800 cmH₂O is higher than that from 0 to -800 cmH₂O and from -10000 to -1000 cmH₂O. This shows that the soil water under a pressure head of -1000 to -800 cmH₂O may conserve better the condensed Cl⁻ concentration by evaporation from the soil surface.

Keywords: soil water sampling, suction, centrifugation, pressure head, solute ion concentration