

新制
農
664
京大附図

森林生態系における溶存物質濃度・量の
垂直的・水平的分布に関する研究

1993年

徳地 直子

森林生態系における溶存物質濃度・量の
垂直的・水平的分布に関する研究

1993年

徳地 直子

第1章. はじめに	1
第2章. 試験地の概要	5
1. 竜王試験地		
2. 桐生試験地		
第3章. 試験地の養分物質蓄積特性	8
1. 目的		
2. 方法		
3. 結果		
1). 試験地の粒径分布特性		
2). 土壌の形態的特徴		
3). 腐植および土壌の炭素・窒素含有率		
4). 腐植層および土壌層の炭素・窒素蓄積量		
5). 土壌の交換性カチオン含有率と現存量		
4. 考察		
土壌化と養分蓄積様式による試験地の把握		
5. まとめ		
第4章. 土壌溶液の採取方法の検討	16
1. はじめに		
2. 方法		
3. 結果		
採取方法間での土壌溶液濃度の比較		
4. 考察		
1). 異なる採取方法によって得られた土壌溶液濃度の比較		
2). 採水方法の検討		
5. まとめ		
第5章. 森林生態系の養分物質循環と土壌溶液濃度の形成	24
1. はじめに		
2. 方法		
3. 結果		
1). 降水から土壌層に至る溶存物質濃度の垂直的変動		
2). 降水から土壌層に至る溶存物質の当量濃度合計の垂直的变化		
4. 考察		
1). 養分物質循環と土壌溶液濃度の形成		
2). 降水から土壌層への溶存物質濃度の変動		
5. まとめ		

第6章. 土壤溶液の移動様式	40
1. 目的	
2. 方法	
3. 結果	
1) . 竜王試験地の水分保持特性	
2) . Cl濃度の経時的変動	
3) . 降水から土壤層に至るCl濃度の垂直方向の分布	
4) . Clの年間移動量	
4. 考察	
1) . 土壤溶液のトレーサーとしてのClの評価	
2) . Clの季節変動	
3) . 土壤溶液の移動様式	
3) -1. みかけの動き	
3) -2. Cl濃度の変動からみた土壤溶液の移動様式	
3) -3. 積算流出水量からみた土壤溶液の移動様式	
4) . 各プロットの土壤溶液の移動様式	
5) . Clの移動速度と土壤溶液の移動成分の形成	
5. まとめ	
第7章. 土壤溶液水質の形成機構	54
1. はじめに	
2. 方法	
第7章-1. 土壤溶液の物理・化学的な水質形成機構	54
1. 結果	
1) . 降水および林内雨における溶存物質濃度の相関関係	
2) . Na ⁺ 濃度の垂直方向の変動	
3) . Na ⁺ 濃度の経時変動	
4) . K ⁺ 濃度の経時変動	
5) . 土壤溶液に伴うNa ⁺ およびK ⁺ の年間移動量	
2. 考察	
1) . Clによる土壤溶液の水質形成機構	
2) . Na ⁺ , K ⁺ の移動特性	
2) -1. Na ⁺ の移動特性	
2) -2. K ⁺ の移動特性	

第7章 -2. 土壤溶液水質の生物・化学的形成機構	69
1. はじめに	
2. 結果	
1). 土壤中では上昇する傾向を示した溶存物質濃度の経時的変動	
1) -1. NO ₃ ⁻ 濃度の経時的変動	
1) -2. Ca ²⁺ 濃度の経時的変動	
1) -3. Mg ²⁺ 濃度の経時的変動	
1) -4. NH ₄ ⁺ 濃度の経時的変動	
2). 土壤の窒素無機化特性	
3. 考察	
1). 試験地の窒素無機化特性からみた養分物質循環	
2). 養分物質循環機構の変化	
3). 養分物質循環機構が変化するまでの時間	
4). 土壤溶液のNO ₃ ⁻ 濃度の経時的変動	
5). 土壤溶液水質の生物・化学的形成機構	
5) -1. NO ₃ ⁻ 生成に伴うカチオンの溶脱	
5) -2. NO ₃ ⁻ に溶脱されるカチオン種の決定機構	
5) -3. NO ₃ ⁻ に溶脱されるカチオンの時間的变化	
6). 攪乱に伴う養分流亡量の推定	
4. まとめ	
第8章. 森林流出水水質の形成機構	101
1. はじめに	
2. 方法	
3. 結果	
1). 森林生態系の通過に伴う溶存物質濃度の変化	
2). 森林生態系を通過する溶存物質濃度の経時的変動	
3). 短期出水時の溶存物質濃度の経時的変動	
4). 森林生態系における溶存物質の収支	
4. 考察	
1). 集水域内の土壤溶液の溶存物質濃度の分布	
2). 流出水水質の形成機構	
3). 短期出水に伴う流出水水質の変動	
4). 森林流出水の流出水量-溶存物質濃度の関係	
5). 森林生態系における養分物質の収支からみた養分物質循環	
5. まとめ	
第9章. 総括	124
謝辞	128

第1章 はじめに

森林生態系において、生物は、その生活に必要なエネルギーや養分物質を、外部、すなわち、太陽光、大気や岩石などの外部循環系と、内部、すなわち、植物-土壌系に蓄積された有機物の分解に伴う無機化による養分供給経路である内部循環系に依存している。特に、森林生態系の発達に伴って、生態系内への有機物蓄積量が高まり、植物への養分供給は、内部循環系に依存する割合が高まる。内部循環系には、厚い腐植層を発達させて、A₀層に養分蓄積を行うタイプと、腐植層を発達させずに、A層に有機物を混入させるタイプの大きく2タイプがあることが知られており、それぞれ、Mor型とMull型と呼ばれる(8, 10)。これらのタイプは地形に対応して発達しており、集水域内部では、その地形的異質性から、これらの養分蓄積特性の異なる様々な生態系がモザイク状に発達している。

養分循環過程において、水は、植物-土壌系によって形成され系内部の現存量を高めている内部循環系と、降水・流出水の外部循環系の各コンパートメント間を移動する養分物質の媒体として働いている。例えば、系外から供給される降水は、炭素を除くすべての養分物質を含んでいる。降水は、樹冠に接して、樹冠に付着した乾性降水物を取込み、あるいは樹体から養分物質の溶脱による供給を受けて、林床に到達する。A₀層ならびに土壌層では、有機物の分解に伴う無機化や、土壌の風化によって土壌溶液は養分物質を溶かし込み、植物や微生物の養分利用、土壌による養分吸着作用を受けている。また、森林生態系で圧倒的に大きい生物量をもつ樹木は、炭素を除いてすべて溶存態の養分物質しか利用できない。このように、森林生態系における養分物質の循環過程、特に、土壌や腐植と植物の間の内部循環系において、水を媒体としたさまざまな過程が含まれる。

しかしながら、森林生態系を集水域単位でとらえた場合には、窒素などの養分物質に関して、降水による供給量と、流出水からの流出量はほぼ等しく(18)、内部循環系は、森林生態系に蓄積された有機物が無機化され、それを植物が吸収し、リターフォールや溶脱によって再び林地に還元される再循環経路として成り立っている。従って、内部循環系の大きさは、樹木のリター供給とその分解に伴う養分放出量および成長に用いられる養分量が、ほぼ等しいものとしてとらえられ(4, 12)、養分物質循環の研究においては、土壌-植物系における養分物質動態は明らかにされない場合が多かった。

1960年代に、Bormann & Likensらは、New Hampshire, Hubbard Brook試験林において、森林の皆伐に伴って、流出水の水質が大きく変化することを報告し、植生による吸収の停止や、地表面温度の上昇に伴う分解の促進といった、内部循環の変化が外部への流出水に影響を与えることを示した(2, 9)。これによって、内部循環系において、媒体である土壌溶液の養分物質濃度が、植物や微生物による養分利用と土壌有機物からの養分の供給という、供給-利用の速度により決定されていることが再認識され、内部循環系の植物要因と土壌要因の相互関係を明らかにすることが求められるようになった。

これ以降、ほぼ動的平衡系とみなされる内部循環系において、植物と土壌および土壌溶液の関係を明らかにするために、集水域単位で内部循環系を皆伐や施肥によって操作した研究が数多く行われた(3, 5, 6, 7, 11)。また、Vitousek(17)は、リターフォール量が内部循環

系の大きさを示すことを用いて、リターフォール量の異なる多くの森林において、trenchに対する土壌と土壌溶液の反応を調査し、リターフォールに含まれる窒素量の少ない森林、すなわち、リターフォールのC/N比の大きい森林ほど、trenchに伴うNO₃の流亡が遅く、かつその量が少ないことを示した。この研究により、内部循環系の大きさと攪乱に対する反応の規模の量的関係が明瞭になった。

これらの研究においては、集水域単位の把握がなされ、前述のMor型、Mull型といった養分蓄積特性の違いは考慮されていない。しかし、養分蓄積層位が異なることによって、内部循環系における植物の養分吸収のしかたや、土壌溶液の水質形成に違いが生じると考えられる。

本研究では、土壌溶液の水質形成において考慮されることの少なかった養分蓄積様式の違いに着目し、土壌の発達異なる2集水域を試験地を選び、養分蓄積量やその蓄積様式の違いを、土壌の発達異なる試験地間で比較すると同時に、1つの集水域の中でも地形に応じて発達する変化として把握し、集水域内での地形的異質性に対応した土壌溶液の水質の分布と、これらのプロットにおける土壌溶液水質の形成をもとに、土壌断面内における水質の変化とその変化にかかわるメカニズム、および養分移動量を明らかにすることを目的とした。

土壌溶液の化学性を研究することによって、養分物質の時間的、空間的分布、それらの植物にとっての可給性や有効性についての情報が得られるだけでなく、近年問題となっている酸性雨に対する土壌系の緩衝機能(13, 14)、汚染物質の地下水への移動速度、これらの集水域における物質収支(16)、土壌生成の過程(1, 15)についても明らかになることが期待される。

本研究の構成は以下の通りである。

第2章では、調査地の概要を報告する。

第3章では、調査プロットの養分集積量とその蓄積層位について測定し、調査プロットの養分蓄積様式について把握を行う。

第4章では、土壌溶液の研究において従来用いられている方法と、今回考案したライシメーターの両方の方法により採取された土壌溶液について、その水質を比較し、採取方法について検討を加える。

第5章では、各調査プロットにおける土壌溶液の溶存物質濃度の年間加重平均値の垂直方向の変化から、土壌溶液濃度の形成層位と土壌溶液の組成の対応関係について述べ、養分循環機構と土壌溶液の水質について考察する。

第6章では、土壌における、溶存物質の移動の最大の営力のひとつである土壌溶液そのものの移動様式と移動速度を把握する。

第7章では、溶存物質濃度の経時的な変動を示し、土壌溶液水質の決定形成機構について考察する。土壌溶液水質の決定機構と養分循環機構とについて述べ、養分循環機構の異なるプロットにおける攪乱に伴う土壌溶液の水質決定機構の変化について考察する。

第8章では、集水域内部の土壌溶液水質の違いを考慮し、森林生態系を通過した最終的な段階である、流出水水質の形成機構について考察する。

第9章では、各章で得られた知見を踏まえ、養分循環機構と土壌溶液の水質についてまとめ、土壌溶液による物質移動量の斜面系列での比較を行い、さらに養分循環機構の異なるブ

ロットで攪乱をうけた場合の影響の違いについて考察する。

引用文献

- 1). Bolt, G. H. and M. G. M. Bruggenwert : Soil chemistry ; A. Basic element. Elsevier, 1976, (邦訳 , 岩田進午ほか, 土壌の化学, 学会出版センター, 1980)
- 2). Bormann, F. H. and G. E. Likens : Pattern and Process in a forested ecosystem. 253pp, Springer-Verlag, New York, 1979
- 3). Cole, D. W. and S. P. Gessel : Movement of elements through a forest soil as influenced by tree removal and fertilizer additions. 95-104, In forest-soil relationship in north America. C. T. Youngberg (ed.), Oregon State Univ. Press., Corvallis. 1968
- 4). Ellenberg, H. : Productivity of forest ecosystems. Proc. Brussels Symp., 509-514, Unesco, Paris, 1972
- 5). Iwatsubo, G. and T. Tsutsumi : On the spraying of sewage water in a forest (I) Preliminary research on stream-water chemicals. J. Jap. For. Soc. 64, 187-192, 1982
- 6). Iwatsubo, G. and T. Tsutsumi : On the spraying of sewage water in a forest (II) Effects of spraying on the run-off water chemicals and the nutrient budgets of forest watershed. J. Jap. For. Soc. 64, 419-428, 1982
- 7). Iwatsubo, G. and T. Tsutsumi : On the spraying of sewage water in a forest (III) Effects of spraying on soil-nitrogen mineralization and nitrification. J. Jap. For. Soc. 66, 446-453, 1984
- 8). Kubiena, W. L. : The soils of Europe. 317pp, Thomas Murby, 1953
- 9). Likens, G. E., F. H. Bormann, R. S. Pierce, J. S. Eaton and N. M. Johnson : Biogeochemistry of a forested ecosystem. 146pp, Springer-Verlag, New York, 1977
- 10). 大政正隆 : ブナ林土壌の研究, 森林土壌調査報告, 1, 1-243, 1953
- 11). Swank, W. T. and D. A. Crossley (eds) : Forest hydrology and ecology at Coweeta. 469pp, Ecol. Studies, 66, Springer-Verlag, 1988
- 12). 堤利夫 : 森林の物質循環. 124pp, 東京大学出版会, 東京, 1987
- 13). Uhlich, B. : A concept of forest ecosystem stability and of acid deposition as driving force for destabilization. 1-29, In Effects of accumulation of air pollutants, B. Ulrich and J. Pankrath (eds.), D. Reidel Publishing Company. 1983
- 14). Ulrich, B. and M. E. Sumner : Soil acidity. 224pp, Springer-Verlag, Berlin, 1990
- 15). Ugolini, F. C., R. Minden, H. Dawson and J. Zachara : An example of soil processes in the *Abies amabilis* zone of central cascades, Washington. Soil Sciences, 124, 291-302, 1977
- 16). Van Breemen, N., W. F. J. Visser and T. H. Pape : Biogeochemistry of an oak-woodland ecosystem in the Netherlands affected by acid atmospheric deposition. 197pp, Pudoc, Wageningen, 1988
- 17). Vitousek, P. M., J. R. Gosz, C. C. Grier, J. M. Mellilo and W. A. Reiners : A comparative analysis of potential nitrification and nitrate mobility in forest ecosystems. Ecol. Monogr., 52, 155-177, 1982
- 18). Vitousek, P. M. : The regulation of element concentrations in mountain streams in the northeastern

United States. Ecol. Monogr., 47, 65-87, 1977

第2章 試験地の概要

京都・滋賀地方の森林土壌を代表する、2種の異なる母材をもつ森林に試験地を設定した。ひとつは古生層の塩基性火山岩、チャート、石灰岩を母材とする鈴鹿山脈の竜王試験地であり、もう一箇所は風化花崗岩を母材とする桐生試験地である。これらの試験地は、母材を異にするだけでなく、竜王試験地は成林した40年生の成長のよいスギ (*Cryptomeria japonica* D. Don) の人工造林地であり、桐生試験地はアカマツ (*Pinus densiflora*)、ヒノキ (*Chamaecyparis obtusa*) などの砂防植栽が行われてはいるが、いまだにはげ地が残り、その植生も大きく異なっている。

本研究では、集水域内の水に伴う養分物質の循環機構の分布を把握することを目的としており、地形因子のひとつである斜面系列に沿って、桐生試験地では斜面上部、斜面下部、斜面長の長い竜王試験地では斜面中部を加えて、プロットを設けた。

以下に、それぞれの試験地の概要を記す。

1. 竜王試験地

竜王試験地は、琵琶湖の東南部、鈴鹿山脈の竜王山から綿向山にのびる稜線を源頭部とする、日野川支流西明寺川の源流部である (図-2-1)。この稜線とそこから派出する支尾根を境界とする集水域を設定した。集水域の面積は12.61ha、標高は684~907mである。集水域はほぼ南向きである。

集水域内部に、1986年6月、支流から約15m上部の標高780m地点にプロットを設定した (図-2-2)。1988年には、斜面に沿って、標高830m地点、850m地点にもプロットを設けた。これらを、以下、竜王試験地斜面上部、斜面中部、斜面下部と呼ぶ。斜面の平均斜度は37度である。

流域の地質は、二畳系古生層の塩基性火山岩、チャート、石灰岩である。



図-2-1 試験地の概要

1 : 竜王試験地、2 : 桐生試験地

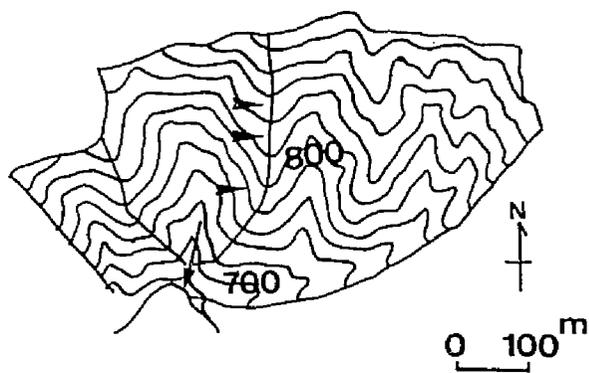


図-2-2 竜王試験地

三角がプロット、←は量水堰

降水量は林外の露場で貯留式雨量計を用いて測定した。調査期間の年間降水量は、1986年度（1986年6月～1987年5月、以下同様）は1791.0mm、1987年度は1669.5mm、1988年度は2567.6mm、1989年度は2155.0mmで、調査期間の平均降水量は2050mmである。冬期には積雪がみられ、年間の平均積雪日数は約40日、積雪深は数～40cmであった。

1987年度～1990年度の3年間、斜面下部において、土壌5cm深における地温を自記記録した。年間平均地温は約10℃で、最高地温は8月の20.6℃、最低地温は1月の-7.0℃であった。

流域は、斜面下部から斜面上部まで約40年生のスギ（*Cryptomeria japonica* D. Don）の人工造林地で、斜面上部の尾根部は、落葉広葉樹二次林とアカマツを交えた植栽除地である。斜面上部ではギャップがみられるが、斜面中部および下部ではスギ林の樹冠はほぼ閉鎖している。

斜面上部、斜面中部、斜面下部のそれぞれで20m×20mのプロットを設置し、植生調査を行った結果を、表-2-1に示す。

表-2-1 竜王試験地の林分概況

プロット	平均胸高直径 (cm)	平均樹高 (m)	立木密度 (本/ha)	下層植生
斜面上部	15.5	8.51	1000	アセビ、ホツツジ
斜面中部	15.9	9.55	1000	アセビ、ホツツジ
斜面下部	26.7	20.35	1025	コアジサイ、シロモジ

2. 桐生試験地

桐生試験地は、滋賀県南部に位置する草津川上流に位置し、従来より水文観測が続けられている（図-2-1, 1）。標高は190～260mで、流域はほぼ北向きである（図-2-3）。桐生試験地は5.99haの集水域をなし、その中に0.68haの小集水域を含んでいる。本研究では、この小集水域内において、1989年6月に斜面に沿って2プロットを設けた。それぞれ、標高225m、245mで、以下、桐生試験地斜面上部、桐生試験地斜面下部と呼ぶ。

流域の地質は風化花崗岩で、流域の平均土層厚は160cmである（2）。

降水量は、林外の露場で貯留式雨量計を用いて測定した。調査期間の年間降水量は、1989年度（1989年9月～1990年8月）は1704.5mm、1990年度は2243.0mmで、調査期間の平均降水量は1970mmであった。

年間平均気温は12.6℃、土壌10cmにおける平均地温は12.5℃、最高地温は8月の23.8℃、最低地温は1月の0.4℃であった（3）。

表-2-2 桐生試験地の林分概況

樹種	平均胸高直径 (cm)	立木密度 (本/ha)	混交率 (%)
ヒノキ	13.8	1900	80.7
アカマツ	22.2	455	19.3

流域は、1957年前後にアカマツ（*Pinus densiflora*）、ヒノキ（*Chamaecyparis obtusa*）が植栽されている。斜面上部はほぼ尾根筋にあたり、樹冠を構成する樹種は、アカマツ、アオハダ（*Ilex macropoda* Miq.）やコナラ（*Quercus serrata* Murr.）などで、下層にイヌツゲ（*Ilex crenata*

Thunb.) などがある、面積的にも狭い範囲であり、おそらく、植栽除地であったと考えられる。流域を代表する植生として、斜面下部における植生の結果を示す。現在は、マツ枯れとその処理の伐採に伴い、樹冠はほぼヒノキが優占している。

桐生試験地には、水文観測のため34箇所に井戸が設置されている。ほぼすべての井戸が基岩に達しており、井戸の深さはそれぞれ異なっている。井戸は塩化ビニール製のストレーナで、地下水位の変動に伴って井戸の側面からも地下水が流入する。図-2-3には、試験地の縦断面と、これらの井戸によって観測された地下水位の関係を示す(2)。

これらの試験地に設置された集水域には、それぞれ下端に量水堰が設けられている。本研究では、集水域を森林生態系の1つの単位として、林外の降水、集水域からの流出水の水量、および溶存物質濃度を測定することによって、森林生態系における養分物質の収支を求めた。

集水域内部における養分物質の動態を明らかにするために、集水域内の斜面系列に沿って設けられた2~3のプロットにおいて、林内雨、複数の深度の土壤溶液、桐生試験地においては井戸から地下水を採取した。詳しい方法は、第3, 4, 8章に記す。

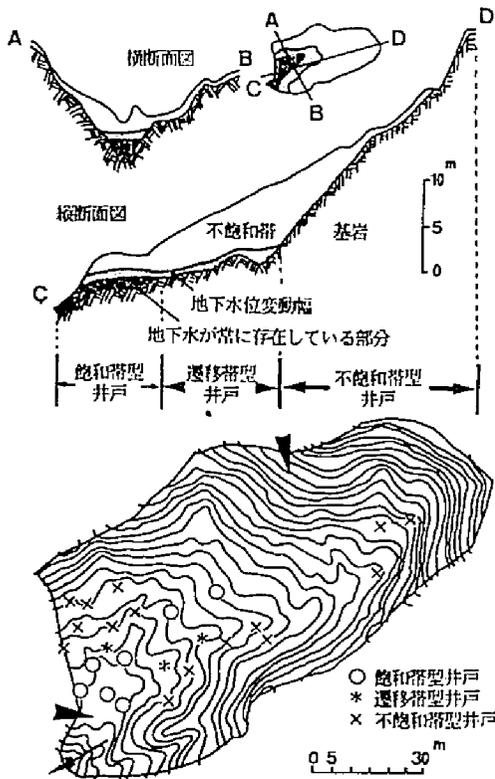


図-2-3 桐生試験地

三角がプロット、←は量水堰を示す。井戸の分布と断面も示す。井戸の分類は第8章で述べる。

引用文献

- 1). 福島義宏, 鈴木雅一: 山地流域を対象とした水循環モデルの揭示と桐生流域の10年連続日・時間記録への適用, 京大演報, 57, 162-185, 1986
- 2). 金載水・窪田順平・鈴木雅一・福島義宏: 桐生試験地の緩斜面における土壌水分と地下水の変動, 京大演報, 60, 174-189, 1988
- 3). 谷誠, 福島義宏, 鈴木雅一: 山地小流域内の地温年変化について, 京大演報, 51, 138-151, 1979

第3章. 試験地の養分物質蓄積特性

1. はじめに

従来より、地位や斜面上の位置によって養分蓄積量や蓄積様式に違いが現れることが指摘されている(3, 4, 7)。これらの研究では、おもにリターフォール量および腐植や土壌層への養分蓄積量、分解速度などの違いから、養分の循環経路の違いを推察している。しかし、森林生態系において、土壌層で直接物質を循環させる媒体は、土壌溶液であり、この点から生態系内部の養分循環経路を明らかにすることによって、植物と土壌の相互作用系である内部循環の把握がなされたといえる。

本研究では、従来の知見を踏まえ、異なる土壌母材をもった2集水域内に試験地を設定し、さらに試験地内で物質循環様式が異なると考えられる斜面上の異なる位置にプロットを設けた。この章では、土壌の形態および腐植や土壌中の養分物質質量から、それぞれの集水域およびプロットの養分物質蓄積特性を把握する。

2. 方法

試験地の特徴を物理的、化学的に把握するため、土壌断面の形態、土壌中の養分物質質量・濃度について調査した。

それぞれのプロット内において土壌断面を作成し、A₀層の堆積様式、土壌断面の特徴を記載した。A₀層と断面内の土壌は層位毎に採取した。両試験地の斜面下部については、細土円筒を用いて土壌を採取し、粒径の分布を調べた。

採取した腐植と土壌は、風乾し、一部を含水率測定のために絶乾した。風乾した土壌は、2mmのふるいで細土に分けた。風乾した細土の一部は、さらに乳鉢で粉末にした。腐植は風乾の後、市販のコーヒーマルで粉碎し、さらに乳鉢で粉末にした。粉末にした土壌・腐植に関して、CNコーダーを用いて炭素・窒素含有率を求めた。

土壌については、細土に2N-酢酸アンモニウム溶液を加え、1時間振とうし、交換性カチオンを抽出した。抽出液に約1000ppmになるようにSrCl₂を添加し、Ca²⁺、Mg²⁺については原子吸光法、K⁺、Na⁺については蛍光光度法で定量した。可給態Pはフッ化アンモニウムで抽出し、比色法で定量した(Bray-No.2)。これらの分析方法は(2)に従った。

3. 結果

1) . 試験地の粒径分布特性

土壌溶液の移動経路であり、かつ、土壌溶液を保持する場ともなる土壌孔隙を形成する土壌粒子の粒径分布と間隙率について、図-3-1に桐生試験地と竜王試験地の斜面下部における結果を示す(5)。層位は表層から10cmづつに分け、表層から第1層、第2層...と名付けた。

桐生試験地では、第1層で根系および腐植の占める割合がそれ以下の層に対して数倍高かった。竜王試験地ではこのような傾向はみられなかった。間隙率は両試験地とも表層で最も高く、深さ方向に低下がみられた。間隙率は全体に竜王試験地で高く、最表層(0~10cm)では75%、最下層(70~80cm)でも50%を上回っていた。桐生試験地では最表層で60%、最下

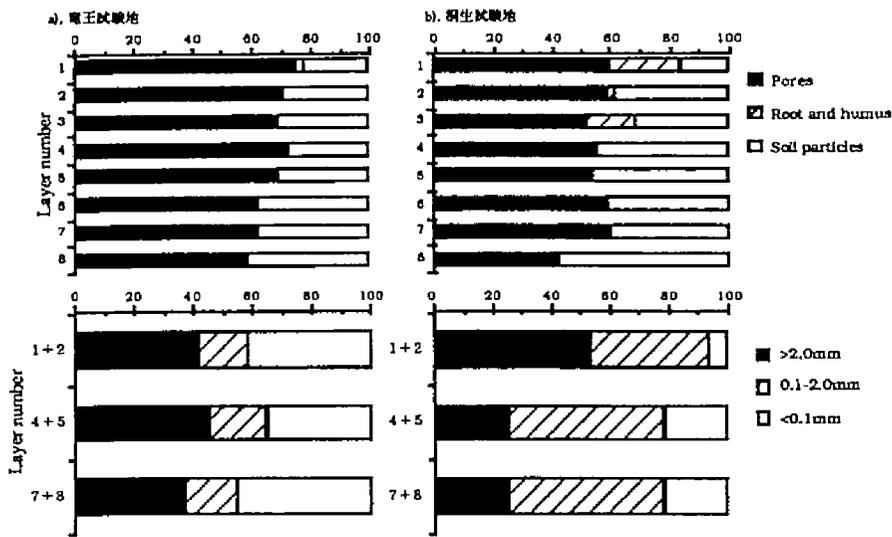


図-3-1 試験地の土壌の物理性
 上段：腐植率、根系および腐植、土壌粒子の体積比率
 下段：粒径分布
 Layerは約10cm。(大手、1992)

層では40%であった。

粒径分布は、竜王試験地では礫と0.1mm以下の土壌粒子の割合が高く、0.1～2.0mmの土壌粒子の占める割合が低いのにに対し、桐生試験地は0.1～2.0mmの土壌粒子が6割を占めており、竜王試験地と桐生試験地で大きな違いがみられた。

2) . 土壌の形態的特徴

表-3-1に竜王試験地と桐生試験地の土壌断面調査の結果を示す。現地における土壌断面調査の結果、ほぼ稜線上に位置する竜王試験地の斜面上部は、L層の下に厚いF層、H層を伴ったモル型のA₀層がみられた。鉍質土層は表層から約1cmの薄いA層、12cmまでのAC層からなっていた。土壌上層は細粒状～堅果状構造をもち、乾燥条件にさらされることがあることを示した。斜面中部はH層の分化が明瞭でなく腐植の堆積様式はモーダー型と分類された。A層は斜面上部より厚くなり10～20cmで、粒状～堅果状構造を示した。斜面下部はこれらとは異なり、H層の発達が見られないムル型腐植をもち、A層の下にAB層とB_w層がみられ、土壌層は約65cmにまで発達していた。また、A層からB_w層にかけて団粒構造をもった。これらのことをふまえ林野土壌による分類を行うと(6)、竜王試験地は褐色森林土に属し、その中で斜面上部・斜面中部はB₀型、斜面下部はB₁型に分かれた。

桐生試験地における土壌は、特に斜面上部において土壌層位の分化も明瞭でなく、有機物の混入も少ないいわゆる'まさ'と呼ばれる深層風化花崗岩に由来するものであった。A₀層は斜面上部、斜面下部ともに明瞭なH層を欠く、モーダー型がみられた。斜面上部の鉍質土層は、竜王試験地の斜面上部と同程度の、2cm以下のA層とAC層からなり、B層は発達していなかった。斜面下部ではA層が約7cmほど発達し、B層は約30cmであったが、いずれも構造をもたなかった。桐生試験地では斜面方向での土壌の断面形態に明瞭な違いがみられず、

表-3-1 土壌の断面形態

a). 竜王試験地、斜面上部、残積土、B_a型

腐植堆積様式	層位	深さ(cm)	土色	境界	土性	構造	根量
モル型	L	13~11					
	F	11~3					
	H	3~0					
	A	0~1	10YR 3/2	判	light clay	細粒状	富む
	AC	1~12	5YR 4/4	判	light clay	堅果状	あり
	C	12~37+	7.5YR 6/8				

b). 竜王試験地斜面中部、残積土、B_a型

腐植堆積様式	層位	深さ(cm)	土色	境界	土性	構造	根量
モーダ型	L	12~9					
	FH	9~0					
	A	0~10/20	7.5YR 3/3	判	light clay	粒状	富む
	B	10/20~	7.5YR 3/4	判	light clay	粒状堅果状	あり
	C	70+	7.5YR 4/6	判	light clay		

c). 竜王試験地斜面下部、崩積土、B_b型

腐植堆積様式	層位	深さ(cm)	土色	境界	土性	構造	根量					
ムル型	L	3~6										
	A	0~9						7.5YR 3/3	漸	light clay	団粒状	
	AB	9~21						7.5YR 3/4	漸	light clay	団粒状	富む
	B _w	21~29						7.5YR 4/4	漸	light clay	粒状	含む
	BC	29~65+						7.5YR 4/6	漸	light clay		含む

d). 桐生試験地斜面上部、残積土、B_a型

腐植堆積様式	層位	深さ(cm)	土色	境界	土性	構造	根量
モーダ型	L	5~3					
	FH	3~0					
	A	0~2	10YR 4/2	判	Sand	なし	含む
	AC	2~10	10YR 7/6	判	Sand	なし	あり
	C	10~	10YR 7/6	判	Sand	なし	あり

e). 桐生試験地斜面下部、崩積土、B_b(d)型

腐植堆積様式	層位	深さ(cm)	土色	境界	土性	構造	根量
モーダ型	L	2~1					
	F	1~0					
	A	0~7	7.5YR 3/3	漸	Sand	なし	含む
	B	7~40	10YR 2/2	漸	Sandy loam	なし	含む
	C	40~	10YR 5/4	漸	Sandy loam	なし	含む

両プロットともに褐色森林土，B₀(d)型に属した。

3) . 炭素および窒素の含有率

表-3-2 に竜王試験地，桐生試験地におけるA₀層と土壤層における炭素と窒素の含有率を示す。A₀層はL層で炭素含有率は46～53%，窒素含有率は0.6～1.5%前後の値を示し，F層で炭素含有率は28～36%，窒素含有率は0.9～1.5%であった。竜王試験地はスギ林，桐生試験地はヒノキ林であり，土壤母材も異なるけれども，A₀層の炭素および窒素含有率は，試験地間での違いや斜面上の位置による違いは明瞭でなかった。

鉱質土層では桐生試験地の斜面下部の最表層を除いて，炭素は桐生で0.1～1.0%，竜王で3～17%，窒素が桐生で0.02～0.05%，竜王で0.2～0.9%であり，鉱質土層の炭素および窒素含有率は竜王試験地で桐生試験地の5～10程度であった。しかし，炭素/窒素比は竜王試験地斜面下部を除いてほぼ20前後で大きな違いはみられず，竜王試験地斜面下部では10～13と他に較べて小さかった。

土壌の深さ方向には，炭素および窒素含有率は，すべてのプロットで表層で高く，深さに伴って低下した。桐生試験地では5～10cm層で最表層の0～5cm層のほぼ1/2に急激に低下するのに対し，竜王試験地では深さ50cmで半減するゆるやかな低下を示した。

表-3-2 A₀層および土壤層の炭素、窒素含有率と炭素/窒素比

a). 竜王試験地斜面上部				b). 竜王試験地斜面中部				c). 竜王試験地斜面下部			
Depth(cm)	C(%)	N(%)	C/N	Depth(cm)	C(%)	N(%)	C/N	Depth(cm)	C(%)	N(%)	C/N
L	45.7	0.78	58.6	L	53.0	0.82	64.6	L	51.7	0.58	89.1
FH	36.9	1.55	23.8	FH	31.1	1.17	26.6	F	36.8	1.02	36.1
0～5	14.9	0.79	18.9	0～5	11.1	0.58	19.0	0～5	11.2	0.84	13.3
5～10	16.7	0.80	20.9	5～10	11.6	0.61	19.1	5～10	7.9	0.63	12.6
10～20	11.1	0.60	18.5	10～20	11.1	0.68	16.3	10～20	6.8	0.59	11.6
20～30	10.0	0.56	17.9	20～30	11.5	0.64	18.1	20～30	5.4	0.52	10.4
				30～50	9.5	0.49	19.3	30～50	4.2	0.37	11.4
								50～70	2.6	0.22	12.0
d). 桐生試験地斜面上部				e). 桐生試験地斜面下部							
Depth(cm)	C(%)	N(%)	C/N	Depth(cm)	C(%)	N(%)	C/N				
L	46.2	1.07	43.2	L	49.7	1.50	33.1				
FH	27.7	0.91	30.4	F	30.2	1.38	21.9				
0～5	0.54	0.03	20.1	0～5	8.2	0.38	21.4				
5～10	0.13	0.01	16.8	5～10	0.41	0.03	15.6				
				10～20	0.91	0.05	17.0				
				20～30	0.22	0.02	14.4				
				30～50	0.25	0.01	18.3				

4) . 土壌の炭素、窒素現存量

図-3-2にA₀層およびC層までの炭素、窒素の現存量を示す。前述のように、A₀層の炭素および窒素の含有率にプロット間で大きな違いはみられなかったが、それぞれのプロットで集積量が異なっていたので、A₀層の炭素および窒素の現存量にはプロット間でちがいが生じた。A₀層の炭素、窒素現存量は、H層の発達した竜王試験地斜面上部で最も多く、炭素が約27t/ha、窒素が約1000kg/haであった。それに対して、竜王試験地斜面中部と桐生試験地でA₀層の現存量は少なく、炭素で10ton/ha前後、窒素も200~300kg/ha程度であった。

土壌層は土壌生成作用を受けているB層の斜面下部までとした。土壌中の養分含有量は竜王試験地では炭素で31~191ton/ha、窒素で1.6~10.5ton/ha、桐生試験地でそれぞれ0.5~18.3ton/haと0.03~0.9ton/haであった。桐生試験地は斜面上部・下部両方のプロットで現存量が、竜王試験地のうちで最も現存量の少ない斜面上部より少なかった。

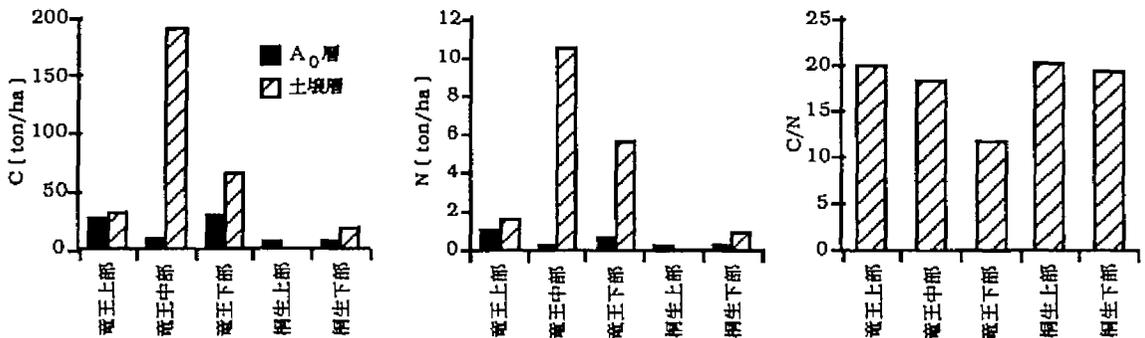


図-3-2 プロットの炭素、窒素現存量

5) . 土壌層の交換性カチオン含有率と現存量

表-3-3に竜王試験地、桐生試験地における、土壌層の交換性カチオン含有率を示す。鉱質土壌層中の交換性カチオン含有率は、竜王試験地では交換性Ca²⁺は斜面上部で2.2~4.2mg/100g dry soil, 斜面中部で5.2~11.1mg/100g dry soil, 斜面下部で2.5~112.5mg/100g dry soil, 交換性K⁺は斜面上部で4.9~7.3mg/100g dry soil, 斜面中部で7.1~9.1mg/100g dry soil, 斜面下部で6.8~22.2mg/100g dry soilと、斜面下部ほど高く、斜面上部で低かった。交換性Na⁺には斜面上の位置による有意な違いはみられなかった (p<0.05)。

深さ方向には、斜面下部で交換性Ca²⁺含有率が0~5cm層で112.5mg/100g dry soil, 20~30cm層で10.6mg/100g dry soil, 50~70cm層で2.5mg/100g dry soilのように、表層への集積が生じており下層にむかって指数関数的に低下する傾向がみられた。

桐生試験地では、斜面上の位置の違いによる交換性カチオン含有率の違いは、交換性Mg²⁺が斜面上部で2.4~4.1mg/100g dry soil, 下部で1.1~1.7mg/100g dry soilで斜面上部で下部より高く、その他の交換性K⁺, Ca²⁺, Na⁺では明瞭な違いはみられなかった。深さ方向には、交換性K⁺が表層でやや多かったが、交換性Mg²⁺, Na⁺, Ca²⁺では明らかな傾向はみられなかった。

表-3-3 土壌の交換性カチオン含有率

a). 竜王試験地斜面上部

Depth(cm)	Ca	Mg	Na	K	P	pH
0~5	4.24	2.74	7.26	7.26	0.34	4.72
5~10	3.33	1.74	1.22	4.73	0.28	4.59
10~20	3.16	1.95	1.63	6.57	0.16	4.72
20~30	2.88	1.76	1.60	5.64	0.15	-
30~50	2.22	1.27	1.00	4.86	0.18	-

b). 竜王試験地斜面中部

Depth(cm)	Ca	Mg	Na	K	P	pH
0~5	11.07	3.58	1.58	9.06	0.14	4.63
5~10	7.37	2.99	1.88	8.48	0.24	4.68
10~20	14.82	4.07	4.39	9.79	0.45	4.58
20~30	5.74	2.87	1.93	8.45	0.19	4.61
30~50	5.15	2.23	1.63	7.13	0.12	-

c). 竜王試験地斜面下部

	Ca	Mg	Na	K	P	pH
0~5	112.5	15.2	3.00	22.2	0.69	4.88
5~10	49.3	7.74	2.46	16.5	0.48	4.55
10~20	21.1	4.66	2.02	13.6	0.29	4.51
20~30	10.6	3.24	1.83	10.7	0.19	4.66
30~50	3.78	1.44	1.41	7.62	0.29	4.73
50~70	2.50	0.86	1.18	6.79	0.27	4.65

d). 桐生試験地斜面上部

	Ca	Mg	Na	K	P	pH
0~5	124.1	2.39	1.67	8.53	0.26	6.52
5~10	64.0	4.05	1.45	4.57	0.11	6.26

e). 桐生試験地斜面下部

	Ca	Mg	Na	K	P	pH
0~5	447.4	1.06	1.33	13.4	0.24	6.07
5~10	55.4	1.44	4.57	7.57	-	6.13
10~20	169.7	1.44	1.67	6.41	0.11	6.19
20~30	247.2	1.62	1.77	5.02	0.08	6.26
30~50	506.3	1.65	2.29	7.54	0.10	6.29

単位：Ca, Mg, Na, K, Pはmg/100g dry soil
PはBray-II抽出。

交換性カチオン含有率を両試験地間で比較すると、交換性Ca²⁺含有率は桐生試験地で高く、Mg²⁺、K⁺、Na⁺の含有率の範囲に大きな違いはみられなかった。

Bray-No.2による可給態P含有率は、他の交換性カチオンの1/10~1/100の範囲にあった。竜王試験地では0.12~0.69mg/100g dry soilで、斜面下部でやや高かったが、竜王試験地内では大きな違いはみられなかった。桐生試験地では可給態P含有率は0.08~0.26mg/100g dry soilで、全体に竜王試験地より低かった。垂直方向には、表層の0~5cm層では0.24~0.26mg/100g dry soilであるが、それ以下の層位では1/2以下の0.1mg/100g dry soilに急激に低下した。竜王試験地では可給態Pの含有率は50cm層で約1/2に低下し深さ方向の低下がゆるやかであるのと、対照的であった。

pHは竜王試験地では4.5~4.7、桐生試験地では6.1~6.5で全体に桐生試験地で高かった。どちらの試験地でも斜面方向、深さ方向に一定の傾向はみられなかった。

土壌層の交換性カチオンを現存量とした場合、試験地間の違いは明瞭ではなく、プロット毎には両試験地の斜面上部で斜面下部に較べ少ない傾向がみられた(図-3-3)。

4. 考察

養分含有率および現存量からみた試験地の把握

森林生態系においてA₀層ならびに土壌層に蓄積された養分物質は、植物の生産やそれを利

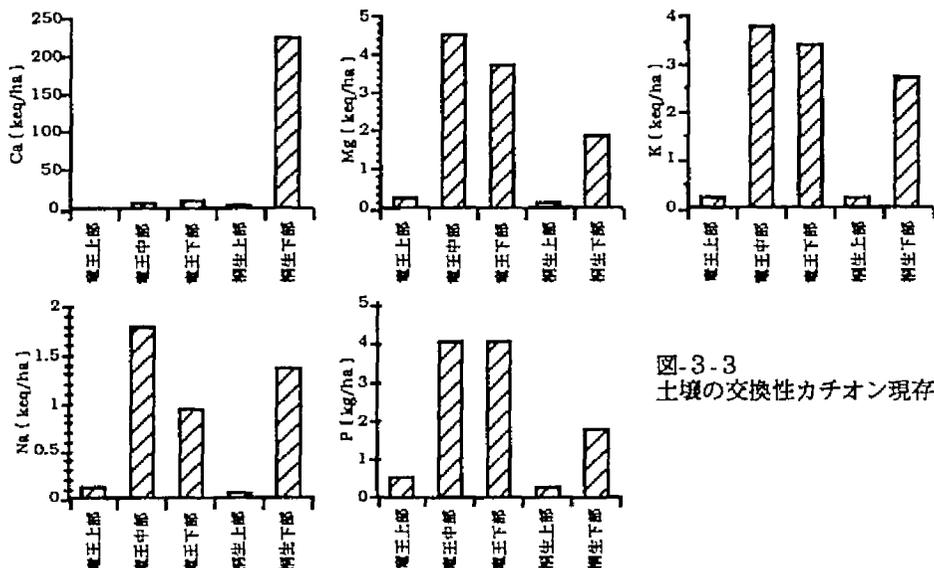


図-3-3
土壌の交換性カチオン現存量

用する生物の活動を支えている。炭素は、おもに植物の光合成活動によって森林生態系に取り込まれ、植物体や土壌の腐植として存在している。窒素も生物による窒素固定により生態系に取り込まれ、そのおおよそ9割は、土壌に保持されている。森林生態系の発達に伴って炭素や窒素の現存量は経時的に増加し、やがて、定常状態に達する(1)。

土壌の窒素現存量は竜王試験地のすべてのプロットで桐生試験地より多く(図-3-2)、森林生態系は竜王試験地で桐生試験地より成熟していると考えられた。また、桐生試験地は土壌構造がみられない未成熟土といわれる風化花崗岩であり(図-3-1)、斜面系列で異なる構造をもっていた竜王試験地より、土壌化という点からも未発達であると考えられた。

A₀層の堆積様式は竜王試験地では、斜面方向にF・H層の厚く蓄積したモル型からモーダ型を経て、H層を伴わないムル型まで変化した。桐生試験地では集水域全体でモーダ型を示した(表-3-1)。A₀層の炭素・窒素含有率に大きな違いはみられなかったが、F・H層の発達に伴って腐植量が変化した結果、A₀層の養分現存量に斜面上部で窒素が980kg/ha、斜面下部で590kg/haと2倍近い違いが生じた。また、土壌層とA₀層への斜面上部では総蓄積のうちA₀層への蓄積割合は炭素で46%、窒素で39%、斜面下部では炭素で30%、窒素では10%となり窒素に大きな違いがみられ、斜面上部で高く、窒素で斜面下部の約4倍であった。すなわち、斜面上部では養分の蓄積はA₀層で行われるのに対し、斜面下部では総蓄積に占めるA₀層の現存量は少なく、蓄積の大部分が土壌層中で行われていた。

また、竜王試験地斜面中部はC層までの土壌層への現存量は斜面系列で最も多かったが(図-3-2)、腐植堆積様式がモーダ型であることから、斜面上部と下部の中間的な養分蓄積機構をもっているといえる。

これらの土壌の発達度や腐植堆積様式から、試験地を大まかに分類すると、土壌の発達度から竜王試験地と桐生試験地は大きく2分され、さらに竜王試験地ではA₀層の発達した斜面

上部・斜面中部と、A₀層の発達していない斜面下部、と分類することができる。

5. まとめ

土壤生成や養分の蓄積層位から試験地は

試験地	斜面上の位置	土壤生成	養分蓄積層位
桐生試験地	斜面上部・斜面下部	未成熟	全体に少ない
竜王試験地	斜面上部	より成熟	A ₀ 層
	斜面下部・斜面中部		土壤層

のように分類された。

引用文献

- 1). Bormann, F. H. and G. E. Likens : Pattern and processes in a forested ecosystem. 253pp, Springer-Verlag, New York, 1979
- 2). 土壤標準分析・測定法委員会編 : 土壤標準分析・測定法. 354pp, 博友社、東京、1986
- 3). 片桐成夫, 堤利夫 : 森林の物質循環と地位との関係について (1) LitterFallとその養分量, 日林誌, 55, 83-90, 1973
- 4). 片桐成夫 : 中国山地の落葉広葉樹二次林における物質循環の斜面位置による層位, 日生態会誌, 38, 135-145, 1988
- 5). 大手信人 : 森林土壌の孔隙構造と水分特性に関する研究, 京都大学学位論文, 1992
- 6). 森林土壌研究会編 : 森林土壌の調べ方とその性質. 328pp, 林野公済会、東京、1982
- 7). 堤利夫, 片桐成夫 : 森林の物質循環と地位との関係について (3) 斜面の環境勾配と地位との関係について, 日林誌, 56, 434-440, 1976

第4章．土壤溶液の採取方法の検討

1. はじめに

森林土壤において、水やそれに伴う溶存物質の動きを調査する方法として、ライシメーターを土壤の各層位に埋設して、土壤溶液を採取する方法が用いられている(10)。これは、テンションをかける方法(3)、いわゆるテンションライシメーター法、とテンションをかけない方法(1,8)、テンションフリーライシメーター法あるいはゼロテンションライシメーター法の大きく2系統に分類され、それぞれの方法に工夫がなされており、これまで様々なタイプのライシメーターが考案されてきている(4,7,9,11)。

テンションライシメーター法は、設置が容易で、設置に伴う攪乱の影響が小さいが、テンションをかけて土壤溶液を集めるため採取面積が明らかにならず、定量化ができないという欠点をもつ(10)。一方、テンションフリーライシメーター法は土壤溶液の移動を連続的に追うのに有利であるが、埋設時に根の切断や土壤の攪乱を伴うなど(9)、それぞれに、長所と短所を合わせもっており、現時点ではどちらの方法をとるか、決定的な基準は定められていない。

また、両方法で採取された土壤溶液の水質の比較なども行われているが、土性との関係や、ライシメーターが市販の器具ではなく、研究者によって細かい工夫がなされた独自のものがあつたりするため、相互の関係については研究者によって異なった結果を示している場合がある(11,12)。

本研究では、テンションライシメーター法と、テンションフリーライシメーター法の2つの方法を併用し、土壤溶液の溶存物質の調査を行った。この章では、林地において、2通りの方法で土壤溶液の採取を行い、採取された土壤溶液濃度を比較し、それぞれの方法の特徴について考察する。

2. 方法

図-4-1に、テンションライシメーター法(以下、T.L.法と記す。)と、テンションフリーライシメーター法(以下、T.F.L.法と記す。)の概略を示す。

T.F.L.は、直径19.5cmの塩化ビニール製の円筒に皿を付けたものである。設置の際は、円筒内にエッジを付け、採土円筒を使用する時のように土壤に挿入し、円筒の部分に非攪乱の土壤を充填する。土壤の充填された円筒はいったん取り出し、エッジを取り外し、皿を付けた後再びもとの場所に埋め戻した。土壤溶液は円筒部を通過し、皿に受けられ、貯水器に集められる。

T.F.L.法は、土壤に吸着されている土壤溶液を採取するおそれがなく、土壤溶液を定量的に把握できる利点があるが、埋設の際に根系を切断するという欠点があり、本研究では、その影響を小さくするため、直径19.5cmというこれまで、ほとんど使用されていなかった大口径のパイプを用いた。

T.L.は、直径2cm、長さ8cmの円筒形の素焼のポーラスカップに減圧と貯水のためのプラスチックを接続したものである。設置の際は、ポーラスカップよりやや小さい径のオーガーで土壤

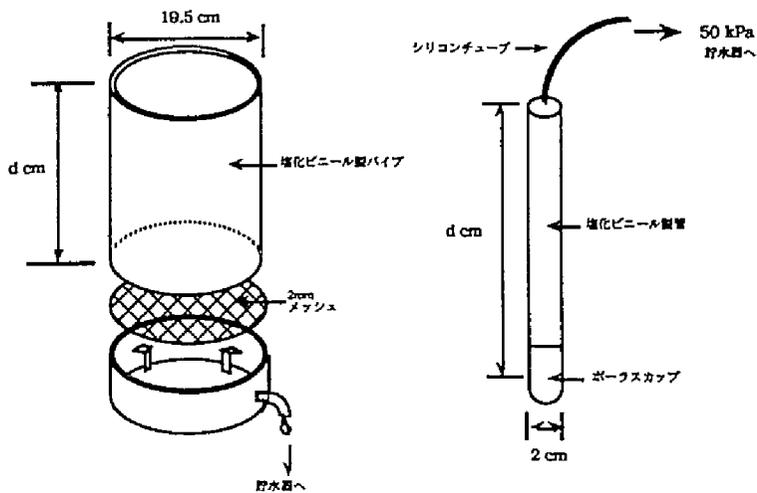


図-4-1 ライシメーターの概要
 左：テンションフリーライシメーター
 右：テンションライシメーター

に穴を開け、ポーラスカップの部分差し込む。ポーラスカップの周囲に土壌を戻して、ポーラスカップを土壌によく接触させ、フラスコにポンプを接続して、減圧して採水する。

T.L.は、直径2cm、長さ8cmの円筒形の素焼のポーラスカップに減圧と貯水のためのフラスコを接続したものである。設置の際は、ポーラスカップよりやや小さい径のオーガーで土壌に穴を開け、ポーラスカップの部分差し込む。ポーラスカップの周囲に土壌を戻して、ポーラスカップを土壌によく接触させ、フラスコにポンプを接続して、減圧して採水する。

このように、T.L.法では、採水の際にある強さのテンション（張力）をかける。一方、T.F.L.法では、テンションをかけずに、重力によって落水したものを土壌溶液とする。従って、これら2つの方法では、存在形態の異なる土壌溶液を採取する可能性がある。この違いをなるべく小さく抑え、かつ、分析に必要な土壌溶液を採取できるよう、テンションは約50 kPaにとどめた。

T.F.L.の設置深度を表-4-1に示す。T.L.もT.F.L.と同じ深さに2本ずつ設置した。また、T.L.は、竜王試験地においては斜面下部に100cmと150cmのものを、桐生試験地には110cmのものも設置した。これら2種類のライシメーターは、両試験地の斜面に沿ったすべてのプロットに設置した。各プロットの調査期間は2～4年間であり、1～2週間間隔で採水を試みたが、T.L.法である程度連続して採水が可能であったのは、両試験地ともに斜面下部だけで、年間に数回採水できたのが桐生試験地斜面上部、調査期間を通じて数回の採水が可能であったのが、竜王試験地斜面中部の50cm層であった。

採水は、毎週1回、冬期は2週間に1回行った。この時、同時に、それぞれの試験地において、林外の露場における降水、各プロットにおける林内雨水、集水域下端の量水堰堤直上において渓流水の採水も行った。

試料は研究室に持ち帰り、分析に供した。分析した項目は、Cl⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻、Na⁺、K⁺、

表-4-1 T.F.L.の設置場所と採水期間

a). 竜王試験地

	設置深度 (cm)	繰返し数	採水期間
斜面上部	10, 50	各1	1988,6~1990,5
斜面中部	10, 50	各1	1988,6~1990,5
斜面下部	リター層の下, 5, 10, 20, 30, 50, 70	20cm, 50cmは各2, その他は各1	1986,6~1990,6

b). 桐生試験地

	設置深度 (cm)	繰返し数	採水期間
斜面上部*下部	10, 30, 50	各2	1989,9~1991,8

NH₄⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, 有機態窒素 (以下, org-Nと記す.), 全リン (以下, total-Pと記す.), pH, 導電率 (以下, ECと記す.) である. 分析方法は次のように変遷した. Cl⁻は, 1986年6月~1988年3月まで, 塩化第二水銀による滴定法, それ以降は高速液体クロマトグラフィー法 (島津社製, HIC-6A) によった. SO₄²⁻は, 1986年6月~1988年3月まで, モリンによる滴定法, それ以降は高速液体クロマトグラフィー法 (島津社製, HIC-6A) によった. NO₃⁻は, 1986年6月~1988年3月まで, 亜鉛により亜硝酸に還元後, ガスクロ方式, 形態別窒素分析器で測定した. それ以降は, 高速液体クロマトグラフィー法 (島津社製, HIC-6A) によった. NH₄⁺も1986年6月~1990年1月まで, 形態別窒素分析器で測定した. それ以降は, 高速液体クロマトグラフィー法 (島津社製, HIC-6A) によった. org-Nは, 650℃で分解した後, 比色法によった (Sumi-Graph, N-200). Na⁺, K⁺は, 1986年6月~1990年1月まで, 蛍光光度法, それ以降は高速液体クロマトグラフィー法 (島津社製, HIC-6A) によった. Ca²⁺, Mg²⁺は1986年6月~1990年1月まで, 原子吸光光度法, それ以降は高速液体クロマトグラフィー法 (島津社製, HIC-6A) によった. total-Pは, ペルオキシ2硫酸カリウムを加え, 650℃で分解した後, 比色法によった (Sumi-Graph, P-2000). pHは複合型ガラス電極, ECは導電率計によって測定した.

3. 結果

採取方法間での土壌溶液濃度の比較

図-4-2に, 両試験地斜面下部において, T.L.法とT.F.L.法の2つの方法で採取された土壌溶液の溶存物質濃度の, 調査期間中の算術平均値の垂直分布を示す.

竜王試験地においては, NO₃⁻, Ca²⁺, K⁺, NH₄⁺濃度およびpHにT.L.法とT.F.L.法で違いはみられず, 深さ方向の変動傾向はほぼ等しかった. Cl⁻, SO₄²⁻, Mg²⁺, Na⁺濃度は, T.L.法で採取された土壌溶液がT.F.L.法に較べて2~4倍濃度が高くなる傾向がみられた.

桐生試験地においては, T.L.法では土壌表層では土壌溶液が採取できなかった. 30cm層より深い層位では, NO₃⁻, Ca²⁺, K⁺, NH₄⁺に関してT.F.L.法で採取された土壌溶液がT.L.法に較べて濃度が高くなる傾向がみられた. Cl⁻, SO₄²⁻, Mg²⁺, Na⁺濃度では, 2つの方法で採

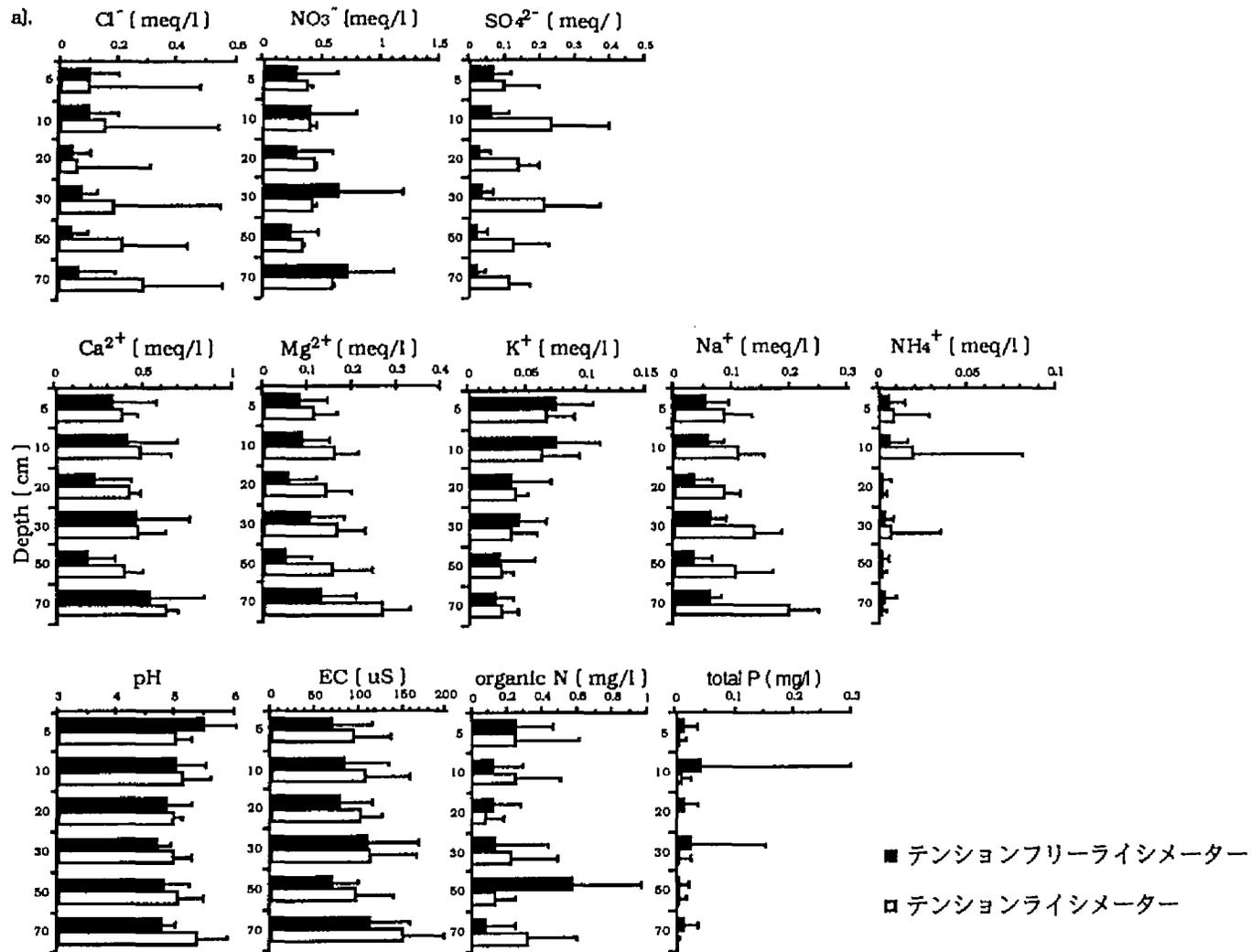


図4-2 採水方法の異なる土壌溶液の溶存物質濃度の比較
 a). 竜王試験地
 調査期間の算術平均値と標準偏差

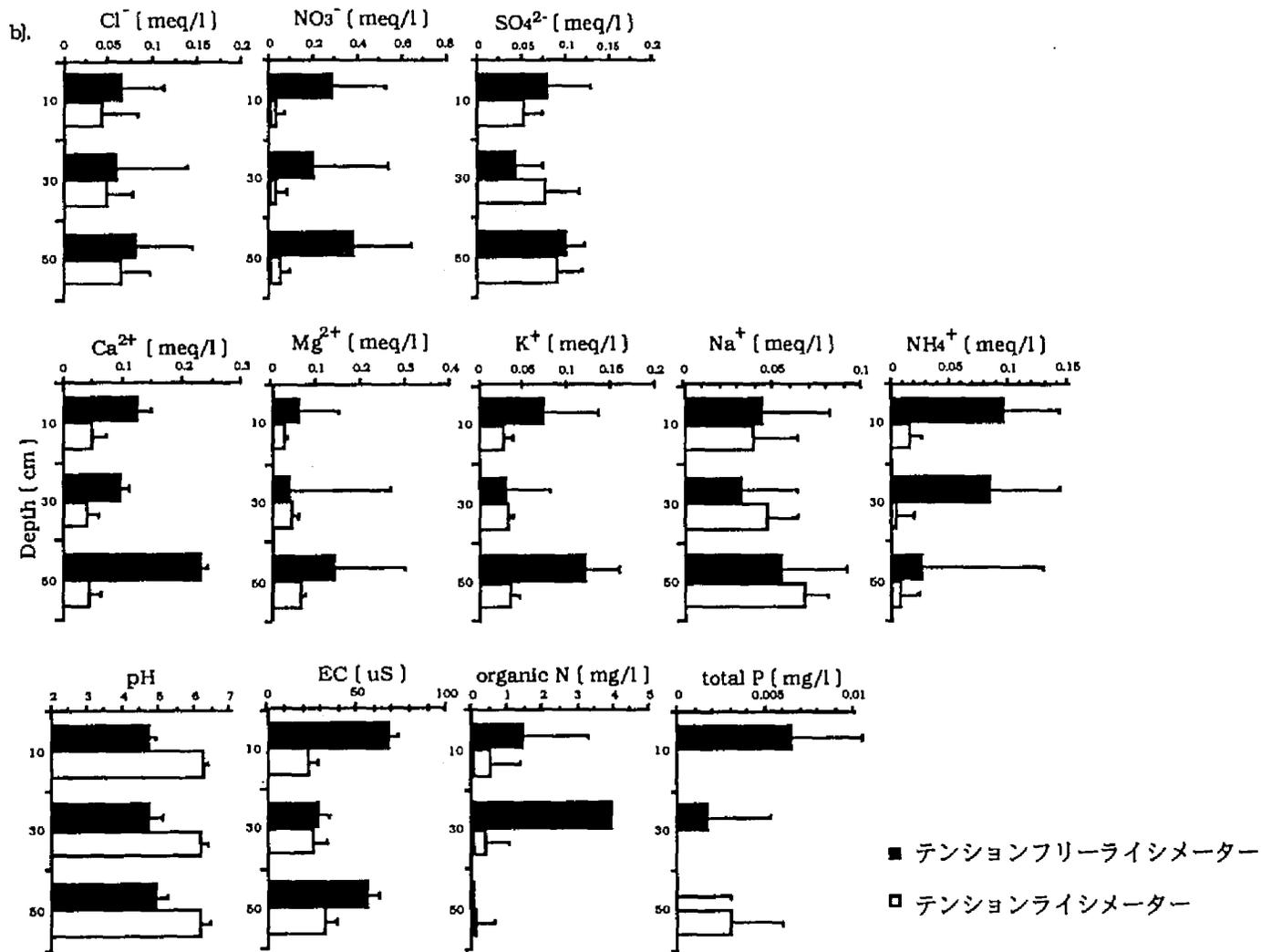


図4-2 採水方法の異なる土壌溶液の溶存物質濃度の比較
 b). 桐生試験地
 調査期間の算術平均値と標準偏差

表-4-2 異なる採水方法で得られた土壌溶液の水質の比較

a). 竜王試験地

Depth(cm)	pH	EC	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺	T-P	org-N
5	**											
10			*		**		**					
20					**		*	**	**			
30			**		**		**		**			
50			**		**		**	**	**			
70			**		**		**	**	**			

b). 桐生試験地

Depth(cm)	pH	EC	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺	T-P	org-N
30	**			**		**	**	**				
50	**	*		**		**	**	**				

*: p<0.05, **: p<0.01で有意に異なる。

取された土壌溶液濃度に違いはみられなかった (p<0.05)。

表-4-2に、両試験地斜面下部の2つの方法による土壌溶液の各溶存物質濃度のt検定の結果を示す。

竜王試験地の斜面下部において、T.L.法とT.F.L.法の2通りの方法間で、採水された土壌溶液のNO₃⁻、Ca²⁺、K⁺濃度に有意な違いはみられず、Cl⁻、SO₄²⁻、Mg²⁺、Na⁺濃度の違いが有意であった (p<0.05)。

桐生試験地の斜面下部においては、2通りの方法間で、NO₃⁻、Ca²⁺、Mg²⁺、K⁺濃度においてみられた違いが有意であることが示された (p<0.05)。

4. 考察

1). 異なる採水方法により得られた土壌溶液濃度の比較

T.L.法とT.F.L.法によって得られた土壌溶液において、溶存物質濃度に違いがある場合があることが知られている (2, 5, 11)。テンションをかけて採水した土壌溶液は、テンションをかけずに採水した土壌溶液より土壌粒子に強く吸着しているものが含まれるためであることが、原因として挙げられている (6)。

両方法間で土壌溶液の溶存物質濃度を比較したところ、Cl⁻、SO₄²⁻、Na⁺などの、NO₃⁻やCa²⁺、K⁺に較べて、植物による吸収量が少ないとされる元素において、竜王試験地では、T.L.法で濃度が高い傾向がみられ、桐生試験地においては、これらの元素およびMg²⁺について2つの方法間で濃度に有意な違いがみられなかった (表-4-2, 図-4-2)。

ひとつには両試験地の孔隙組成に関連しているものと考えられる。すなわち、竜王試験地においては、0.1mm以下の粒径の小さい土粒子が約40%を占めているのに対して、桐生試験地では0.1mm以下の土粒子は約20%にすぎず、竜王試験地において、より小さい径の孔隙が多いことが推察される (図-3-1)。竜王試験地においては、小さい径の土壌孔隙に土壌溶液が保持され、T.L.法においてはテンションによりこれらの土壌溶液が引き出されると考えられる。一方、桐生試験地では、竜王試験地より大きい孔隙径の割合が高く、土壌

溶液を保持している孔隙量が少ないため、テンションをかけたことによつてのみ引き出される、土壤粒子に強く吸着した土壤溶液の割合が竜王試験地より少なかったと考えられる。また、T.L.法により採取された土壤溶液は蒸発散による濃縮を受けたもので、根系を切断したT.F.L.法より濃度が高まっていることが予想される。桐生試験地において、蒸発散の影響がみられなかったのは、T.L.法で採水ができたのが、比較的含水率の高い時期に限られていたためであろう。

植物体による吸収量が多いとされる NO_3^- 、 Ca^{2+} 、 K^+ 濃度については、竜王試験地においては、両方法間で有意な違いがみられなかったのに対して、桐生試験地ではT.F.L.法で採取された土壤溶液で有意に高い傾向がみられた。

T.F.L.法は、設置の際に根系を切断しているので、植物による吸収が停止し、その分、土壤溶液の溶存物質濃度が高まることが予想される。竜王試験地で NO_3^- 、 Ca^{2+} 、 K^+ 濃度に2つの方法の間に違いがみられなかったのは、T.L.法ではテンションの影響で高い濃度の土壤溶液が得られ、T.F.L.法では根系の切断の影響で高い濃度になったため、これらの影響が両者の差を小さくしたためであると考えられる。桐生試験地では、テンションの影響が小さかったことに加え、竜王試験地に較べてA層や土壤層における養分蓄積量が少なく、養分物質は植物や微生物によつてより効率的に利用されて余剰が少なかったために、根系の切断によつて生じる余剰の養分の影響が明瞭に現れたのであろう。

以上のように、T.L.法とT.F.L.法によつて採取される土壤溶液の濃度は、テンションや根系の切断などの条件が異なるため違いがみられる場合があり、その影響は試験地の土壤特性や養分蓄積量によつて異なることが示された。

2) 採水方法の検討

T.L.法では、土壤表層の土壤溶液の採取は困難で、しかも土壤溶液はテンションをかけた影響で、土壤孔隙に保持され移動性が低いと考えられるものまで採取される。一方、T.F.L.法では、根系の切断の影響が現れることが指摘された。今回用いた2つの方法について、以下にそれぞれの特徴をまとめる。

すなわち、T.L.法は根系の存在下で採水が可能であるが、テンションをかけて採水するの

表-4-3 採水方法の特徴

	T.L.法	T.F.L.法
簡便さ	採水のたびにテンションをかける必要がある	設置に手間がかかるが、採水は容易である。
採水の継続性	含水率に依存している。	降水に応じた貯留水が採水できる。
根系	維持している。	切断してしまう。

で、通常移動していない土壤溶液が採取されてしまう可能性がある。また、含水率が低い場合には採水できないので、土壤の表層や含水率の低い時期において、土壤溶液濃度の継続した垂直的、時間的な変化を追うような調査には向いていない。しかし、根系の存在下で採水できるので、特にテンションの影響を考慮する必要のない、含水率の高い時期や含水率の高い層位での採水の際には、自然な状態での土壤溶液の溶存物質濃度を把握することができる（5）。

一方、T.F.L.法は、量的把握が可能であることが最大の利点である。しかし、T.F.L.設置の際に根系を切断してしまうので、土壤の状況は皆伐後に近い状態になる。従って、溶存物質濃度は、根系が活性化の場合と異なる場合が生じる。しかし、少量でも降水があればそれに応じた採水が可能であるので、土壤溶液の移動様式や、濃度形成の機構などを継続的に把握することができると思われる（2）。

これらのことから、現段階では、土壤溶液の採取法をどちらかに決定するのではなく、2つの方法の特徴を把握し、目的に応じて使い分けることが望ましいと考える。Hendershotら（6）も、T.L.法とT.F.L.法で採取した土壤溶液の溶存物質濃度を比較し、同様の結論を導いている。本研究においては、2つの方法を併用し、目的に応じて以下のように使い分けることとした。

T.L.法：テンションの影響を考えなくてよい、含水率の高い土壤深層の土壤溶液や地下水を採取するのに用い、林地の土壤溶液濃度の把握を行う。

T.F.L.法：含水率の低い土壤表層で溶存物質の層位間での移動を連続的に観測できるので、溶存物質や土壤溶液の移動様式の把握や溶存物質濃度の形成機構を把握する際に用いる。T.F.L.法により得られた溶存物質濃度は、皆伐後の土壤条件を表現していると考え、皆伐の際の養分流亡量の推定に用いる。

5. まとめ

テンションライシメーター法とテンションフリーライシメーター法を用いて土壤溶液を採水した。

テンションライシメーター法では採水可能な場所が斜面下部のやや深層に限られており、しかも、含水率の高い時期にしか採水できなかった。

両試験地の斜面下部において、2つの方法で得られた土壤溶液の濃度を比較した。

桐生試験地では、土壤粒子が大きいいため孔隙径が大きくなり、T.L.法においてテンションの影響はほとんどないと考えられた。

養分蓄積量の少ない桐生試験地で根系の切断の影響と考えられる高い濃度の NO_3^- が検出された。

養分蓄積量の少ない土壤では、養分蓄積量の多い土壤に較べて、養分物質はより閉鎖的な循環をしており、根系切断の影響が大きいと考えられた。

2通りの方法の長所を生かし、目的に応じて土壤溶液の採取方法を使い分けることとした。

引用文献

- 1). 有光一登 : 森林土壌の水分動態に関する研究, 林試研報, 318, 1-77, 1982
- 2). Barbee, G. C. and K. W. Brown : Comparison between suction and free-drainage soil solution samplers. *Soil Science*, 141, 149-154, 1986
- 3). Cole, D. W. : A system for measuring conductivity, acidity, and rate of water flow in a forest soil. *Water Resour. Res.*, 4, 1127-1136, 1968
- 4). Feller, M. C. : Nutrient movement through western hemlock-western redcedar ecosystems in southwestern British Columbia. *Ecology*, 58, 1269-1283, 1977
- 5). Haines, B. L., J. B. Waide and R. L. Todd : Soil solution nutrient concentrations sampled with tension and zero-tension lysimeter: report of discrepancies. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46, 658-661, 1982
- 6). Hendershot, W. H. and F. Courchesne : Comparison of soil solution chemistry in zero tension and ceramic-cup tension lysimeters. *J. Soil Sci.*, 42, 577-583, 1991
- 7). 岩坪五郎, 堤利夫 : 森林内外の降水中の養分量について, 京大演報, 40, 140-156, 1968
- 8). Jordan, C. : A simple tension-free lysimeter. *Soil Science*, 105, 81-86, 1966
- 9). Joslin, J. D., P. A. Mays, M. H. Wolfe, J. M. Kelly, R. W. Garber and P. F. Brewer : Chemistry of tension lysimeter water and lateral flow in spruce and hardwood stands. *J. Environmental Quality*, 16, 152-160, 1987
- 10). Litor, M. I. : Review of soil samplers. *Water Resour. Res.*, 24, 727-733, 1988
- 11). Rasmussen, L., P. Jorgensen and S. Kruse : Soil water samplers in ion balance studies on acidic forest soil. *Bull. Environ. Contam. Toxicol.*, 36, 563-570, 1986
- 12). Shepard, J. P., M. J. Mitchell, T. J. Scott and C. T. Driscoll : Soil solution chemistry of an Adirondack Spodosol : lysimeter and N dynamics. *Can. J. For. Res.*, 20, 818-824, 1990

第5章. 森林生態系の土壌溶液濃度の形成と養分物質循環

1. はじめに

森林生態系における物質移動の営力のひとつとして水が挙げられる。水はおもに降水として森林生態系に供給される。降水は各種の溶存物質を含んでおり、また、樹冠と接することによって多くのドライフォールアウトを洗脱したり、植物体と溶脱、吸収、吸着を繰り返しつつ、林内雨（樹幹流を含む）として溶存物質を林床に供給する。林内雨はA₀層を通過して土壌に浸透し、土壌溶液となる。土壌溶液は、土壌に含まれるミネラルやリターの分解によって生じた物質を溶かしこんだり、植物との吸収や溶脱、土壌との吸着や放出などの作用を受けながら、森林土壌中を移動する。

このように、土壌溶液は、森林生態系における養分物質循環の直接的な媒体としており、養分物質循環において重要な役割を担っている。

従来より、森林生態系において、物質循環を明らかにする目的で、リターフォール量や養分蓄積量などの測定が行われている(3,11)。片桐ら(8)は、リターフォール量や養分蓄積層位のちがいがから、斜面上の位置によって養分物質循環機構が異なり、斜面上部においては、養分物質はA₀層に蓄積され、養分物質は腐植層と植物を循環しているのに対して、斜面下部では養分物質は土壌層に蓄積され、土壌中を開放的に循環していることを推察している。

しかし、これらの研究では、主要な養分物質循環の場のひとつである土壌中での過程については、分解過程を除き、養分物質循環の直接の媒体である土壌溶液に伴う養分物質の移動などに関してはふれられていない。

この章では、土壌の発達度や養分蓄積様式の異なるプロットにおいて、降水から土壌に至る溶存物質濃度および組成の面的な、かつ垂直方向での分布様式から、養分物質循環機構と土壌溶液の関係について把握し、土壌溶液が養分物質循環に果たす役割について考察する。

2. 方法

集水域内において、土壌溶液の溶存物質濃度および組成を、面的、すなわち各斜面位置において、垂直方向に把握するために、2つの集水域試験地のすべてのプロットにおいて土壌溶液を採取することができたT.F.L.法を用いた。以下、土壌溶液は採取法によらず、例えば、10cmの深さで採取された土壌溶液のことを'10cm層'、20cmの深さで採取された土壌溶液のことを'20cm層'のように記す。

3. 結果

1). 降水から土壌層に至る溶存物質濃度の垂直的変動

図-5-1に森林生態系における降水から各層土壌溶液に至る溶存物質の月加重平均濃度の年間算術平均値を示す。竜王試験地斜面下部については年毎の有意な違いがみられなかったので($p < 0.05$)、4年間をまとめた値を示した。

降水から林内雨への段階で、試験地およびプロットにかかわらずほとんどすべての物質で濃度が上昇する傾向がみられた。土壌に入ると、NO₃⁻、Ca²⁺、Mg²⁺など濃度が上昇する物質

と、Cl⁻、Na⁺、K⁺、SO₄²⁻など大きな違いの見られない物質があった。

土壤中での変動について各プロット毎にみると、竜王試験地斜面上部では、1年目と2年目で濃度の変動傾向が大きく異なっていたことが特徴的であった。すなわち、10cm層において、1年目のNO₃⁻濃度は0.03meq/l以下であったが、2年目になると約60倍の約1.80meq/lに上昇した。Cl⁻濃度やSO₄²⁻濃度には1年目と2年目に大きな違いはなく、0.1～0.20meq/lの範囲にあった。

このプロットのカチオンでは、1年目に最も濃度の高いものはNH₄⁺濃度で、土壌10cm層において約0.25meq/lであり、Ca²⁺、Mg²⁺、K⁺、Na⁺濃度は深さにかかわらずおよそ0.10meq/lであった。2年目に10cm層のNH₄⁺濃度は、前年の約1/5の0.05meq/lに低下し、Mg²⁺、Ca²⁺濃度は3～4倍の0.30～0.50 meq/lに上昇した。

カチオンでは1年目にはNH₄⁺濃度が最も高く約0.20meq/lを示したが、2年目にはCa²⁺、Mg²⁺濃度が約4倍に上昇し、Mg²⁺濃度が約0.16meq/lになり、最も濃度の高いカチオンとなった。

竜王試験地斜面中部では、1年目に最も濃度の高いアニオンは、10cm層ではCl⁻で約0.15 meq/l、50cm層ではNO₃⁻が約0.36meq/lであり、深さで異なった。2年目になると10cm層でもNO₃⁻濃度が約0.42meq/lと1年目の約3倍に上昇し、土壌の深さにかかわらず最も濃度が高いアニオンとなった。

カチオンでは1年目にはNH₄⁺濃度が最も高く約0.20meq/lを示したが、2年目にはCa²⁺、Mg²⁺濃度が約4倍に上昇し、Mg²⁺濃度が約0.16meq/lになり、最も濃度の高いカチオンとなった。

斜面中部でも当量濃度の合計と強い相関をもつECは、2年目に1年目の約2倍になった。ECの増加に関与したイオンは、斜面上部と同様に、カチオンはCa²⁺とMg²⁺であり、アニオンではNO₃⁻であった。

斜面下部は4年間の調査期間を通じて、各物質の濃度や、最も濃度の高いアニオンおよびカチオンの種類に大きな違いはみられなかった。すなわち、アニオンでは深さにかかわらず4年間を通じてNO₃⁻濃度が最も高く、土壌溶液中で0.30～0.60 meq/lを示した。また、NO₃⁻濃度は深さに伴って上昇した。一方、Cl⁻濃度は深さ方向で大きな違いはみられず、およそ0.10 meq/lで推移した。

カチオンではCa²⁺濃度が最も高く、0.30～0.60 meq/lを示した。各深さでのCa²⁺濃度および深さ方向の変動の傾向はNO₃⁻濃度の傾向とよく似ていた。Mg²⁺、K⁺、Na⁺濃度は0.10 meq/l以下で推移し、Ca²⁺濃度に比べて全体に低かった。当量濃度合計と強い相関を示すECは、土壌溶液で60～100μs/cmで、4年間の調査期間を通じて、大きな違いはみられなかった。

桐生試験地斜面上部では、土壌溶液中のアニオン濃度は1年目からNO₃⁻濃度が最も高く、30cm層で最高の0.50 meq/l、50cm層では0.30 meq/lを示した。次に濃度の高いCl⁻は下層でやや上昇したものの、NO₃⁻濃度の1/3以下の0.10 meq/l前後で推移した。2年目もアニオンではNO₃⁻濃度が最も高く、1年目と違いはみられなかった。

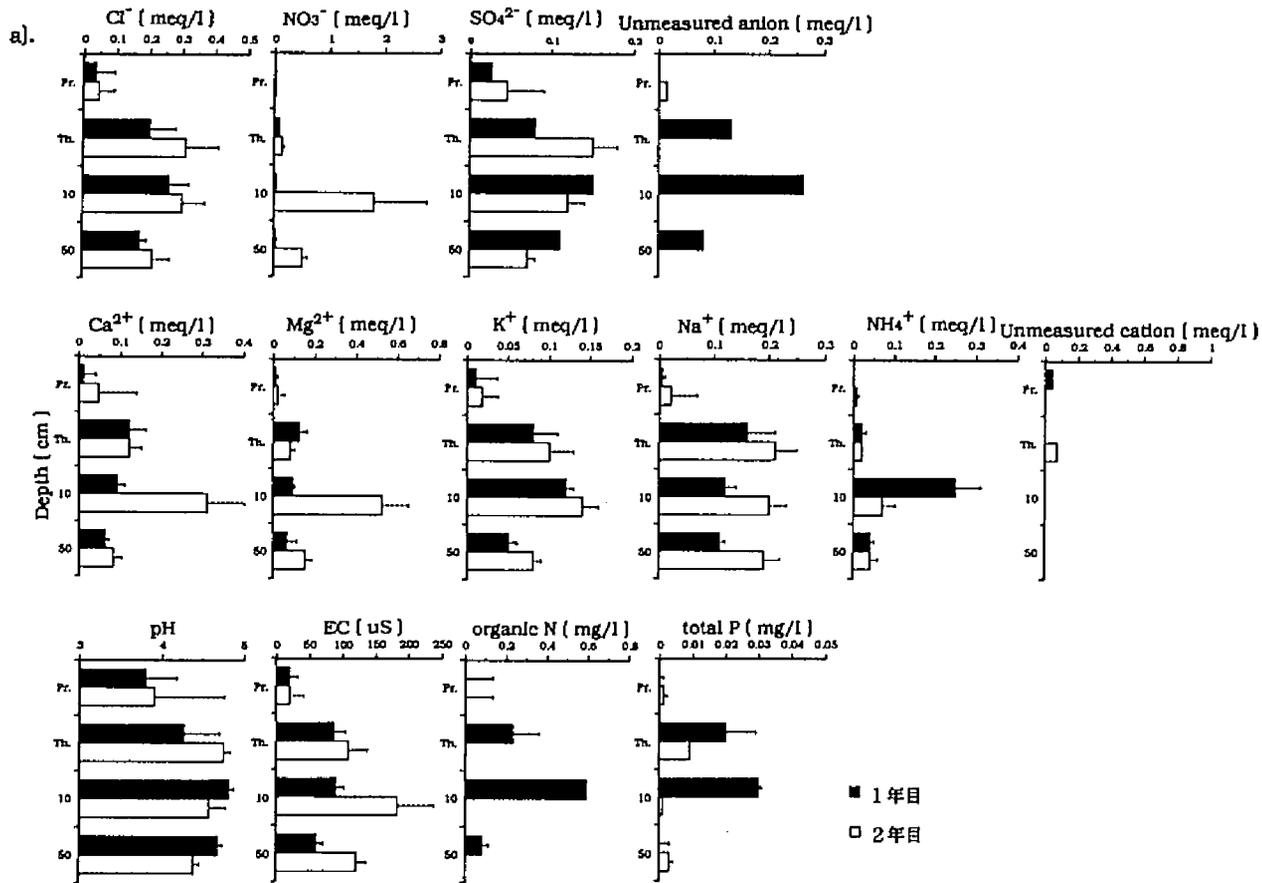


図-5-1 森林生態系における溶存物質濃度の垂直分布
 竜王試験地斜面上部
 月加重平均濃度と標準偏差
 Pr.は降水、Th.は林内雨を示す。
 Unmeasured anion, cation は未分析アニオン、カチオンを示す。

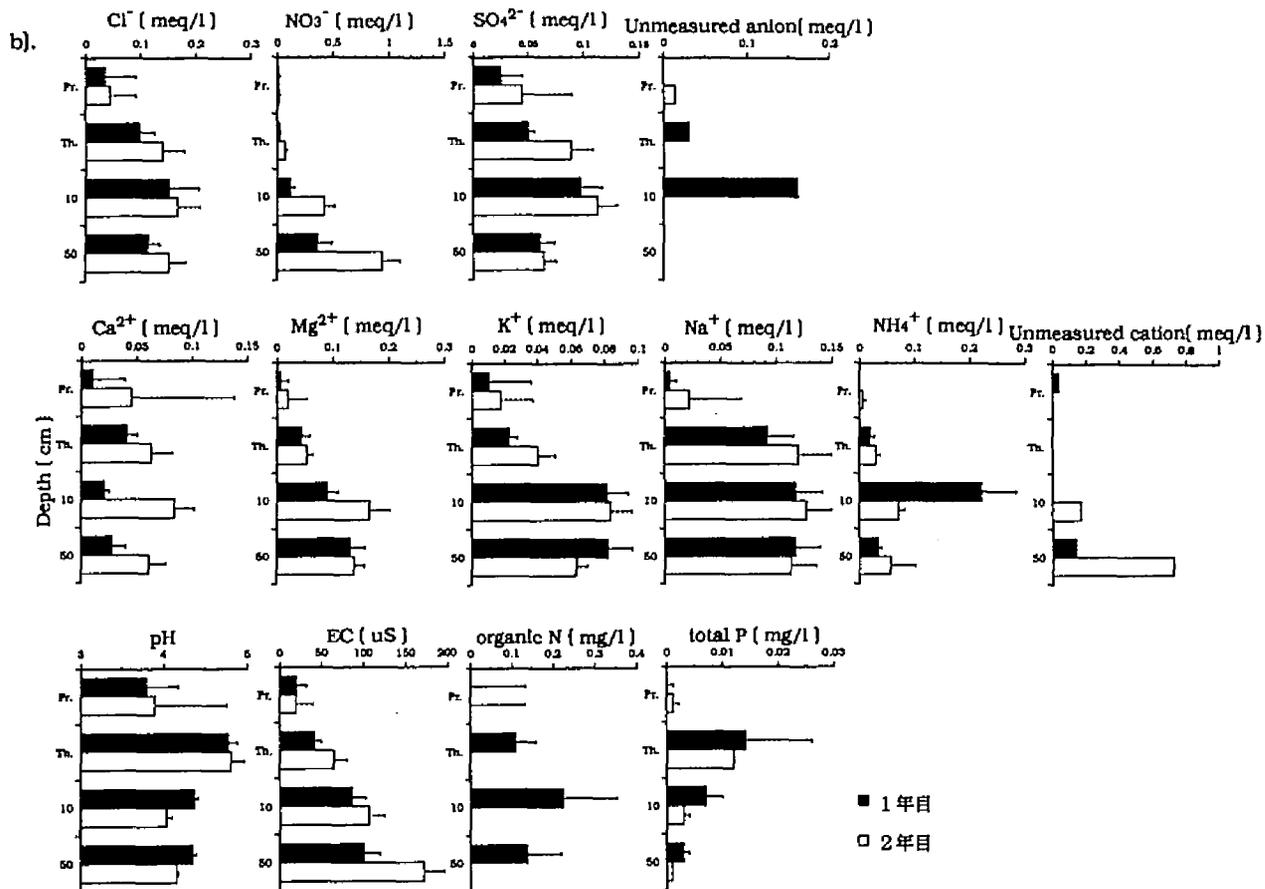


図-5-1 森林生態系における溶存物質濃度の垂直分布
 竜王試験地斜面中部
 月加重平均濃度と標準偏差
 Pr.は降水、Th.は林内雨を示す。
 Unmeasured anion, cationは未分析アニオン、カチオンを示す。

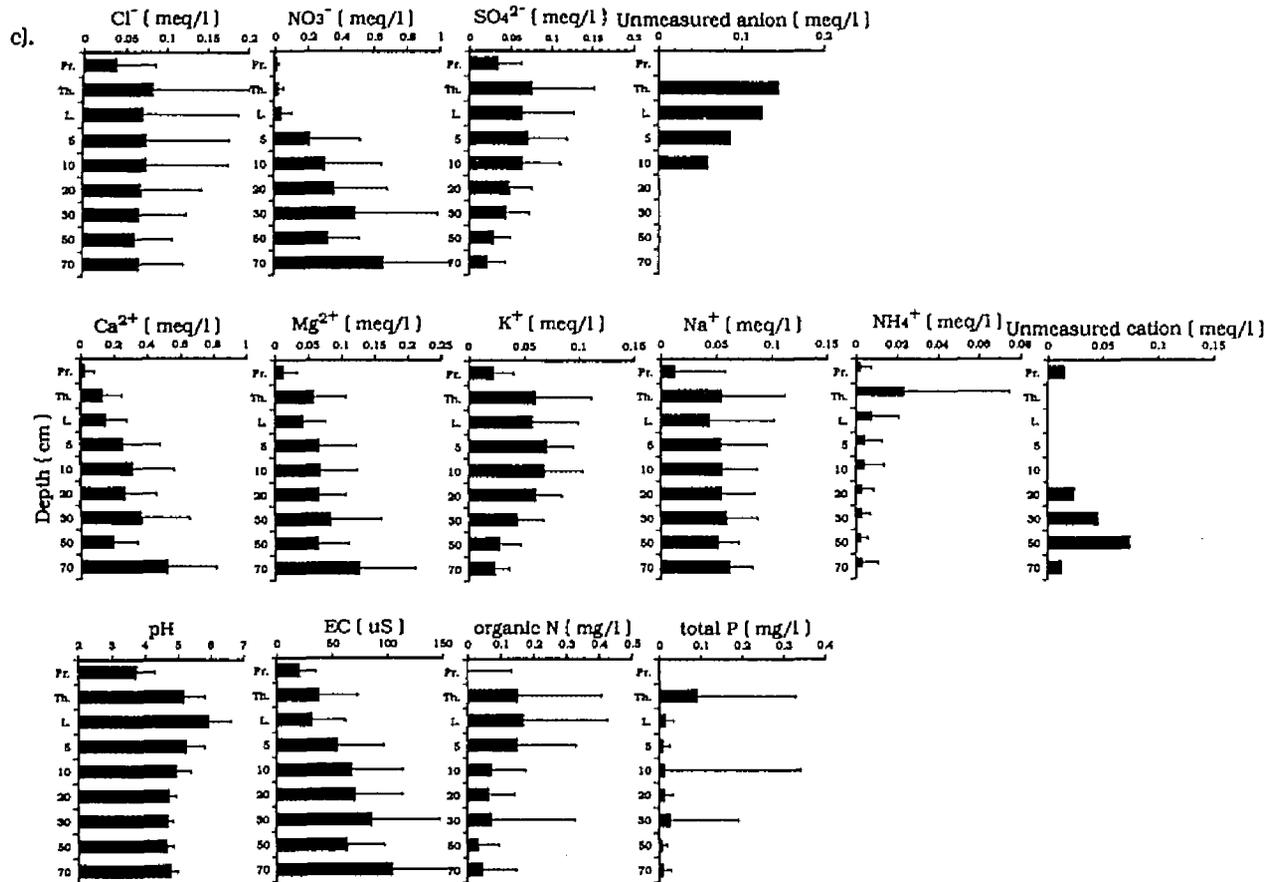


図-5-1 森林生態系における溶存物質濃度の垂直分布
 童王試験地斜面下部
 月加重平均濃度と標準偏差
 Pr.は降水、Th.は林内雨、L.はリター層からの流出液を示す。
 Unmeasured anion, cation は未分析アニオン、カチオンを示す。

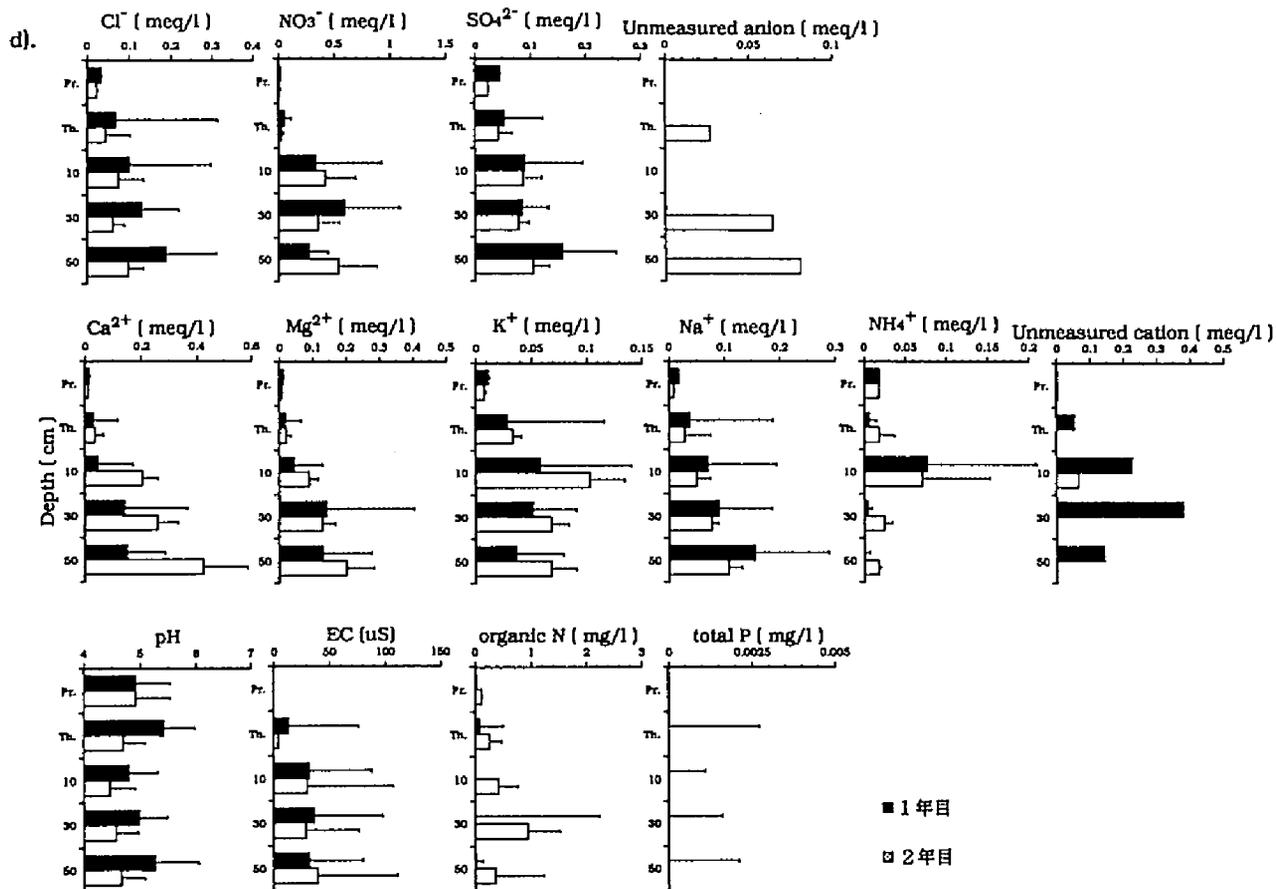


図-5-1 森林生態系における溶存物質濃度の垂直分布
 桐生試験地斜面上部
 月加重平均濃度と標準偏差
 Pr. は降水、Th. は林内雨を示す。
 Unmeasured anion, cation は、未分析アニオン、カチオンを示す。

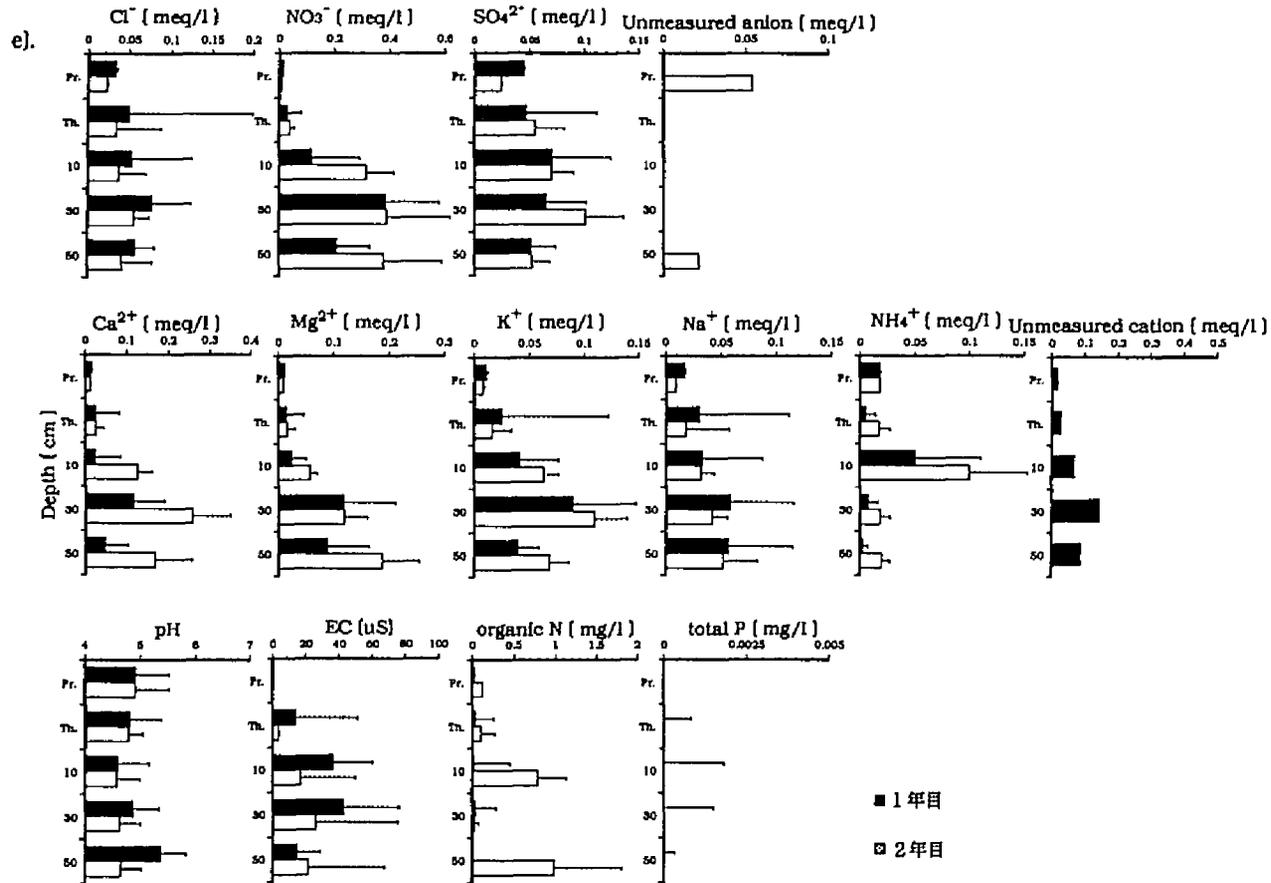


図-5-1 森林生態系における溶存物質濃度の垂直分布
 桐生試験地斜面上部
 月加重平均濃度と標準偏差
 Pr. は降水、Th. は林内雨を示す。
 Unmeasured anion, cation は、未分析アニオン、カチオンを示す。

カチオンでは、1年目は Ca^{2+} 濃度と Mg^{2+} 濃度が0.05～0.15 meq/lを示したが、2年目には Ca^{2+} 濃度が0.2～0.4 meq/lと2～4倍に高まった。

土壤溶液のECは、4年間を通じて50～100 $\mu\text{s}/\text{cm}$ で、年次的に大きな違いはみられなかった。桐生試験地斜面下部でも、土壤溶液中で最も濃度の高いアニオンは NO_3^- 濃度で、2年間の調査期間にわたって0.10～0.40 meq/lを示した。Cl⁻濃度や SO_4^{2-} 濃度は NO_3^- 濃度の1/2以下であった。

カチオンでは、1年目には Ca^{2+} 濃度と Mg^{2+} 濃度がどちらも0.05～0.15 meq/lの範囲にあったが、2年目には Ca^{2+} 濃度が30cm層で0.26 meq/lに上昇した。この結果、当量濃度の合計は2年目に増加した。

2) . 降水から土壤層に至る溶存物質の当量濃度合計の垂直的変動

図-5-2に、カチオン、アニオン毎に当量濃度の合計の垂直方向の変動を示す。

竜王試験地斜面上部では、アニオン、カチオンともに当量濃度の合計は、1年目には林内雨での上昇が著しく、その後土壤に入っても大きな違いはみられなかった。2年目になると林内雨での上昇よりも、土壤に入ってから大きく上昇する傾向がみられるようになった。

竜王試験地斜面中部、斜面下部や桐生試験地などのプロットでは1年目から、当量濃度の合計は林内雨での上昇よりも、土壤に入ってから上昇の方が大きかった。また、竜王試験地斜面下部を除くすべてのプロットで、当量濃度の合計は1年目より2年目に上昇した。竜王試験地斜面下部では当量濃度の合計に年次的な変動はみられなかった。

図-5-3に、各溶存イオンのアニオン、カチオンの当量濃度の合計に占める割合を示す。

竜王試験地斜面上部では、1年目には、降水、林内雨、土壤溶液のすべてで、Cl⁻がアニオンの当量濃度の合計の約50%を占め、最も多かった。カチオンでは特に優占的なものはみられず、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 K^+ などがそれぞれ30%程度を占めた。

他の各プロットでは、降水から林内雨まではCl⁻が50%程度を占めたが、土壤層に入ると、林内雨で10%前後であった NO_3^- の割合が70～90%前後に高まった。カチオンでは、 Ca^{2+} の割合が最も高い場合が多かった。

竜王試験地斜面上部でも、2年目には土壤溶液で NO_3^- の占める割合が高まり、他のプロットと同様の傾向になった。

4. 考察

1) . 養分物質循環と土壤溶液濃度の形成

竜王試験地斜面上部においては、 A_0 層が発達しており(第3章)、有機酸の生成が予想されたので、土壤溶液では電気的中性が保たれることを用い(13)、アニオンとカチオンの当量濃度の合計から、有機酸および HCO_3^- に相当する濃度を算出した(図-5-1)。図中で、unmeasured anionと記される、有機酸あるいは HCO_3^- に相当すると考えられる物質濃度は、竜王試験地斜面上部や中部で1年目に0.2 meq/l前後でCl⁻、 SO_4^{2-} と同程度を示すことがあった。桐生試験地においては、斜面上部で2年目に50cm層で0.08 meq/lみられたのみであった。す

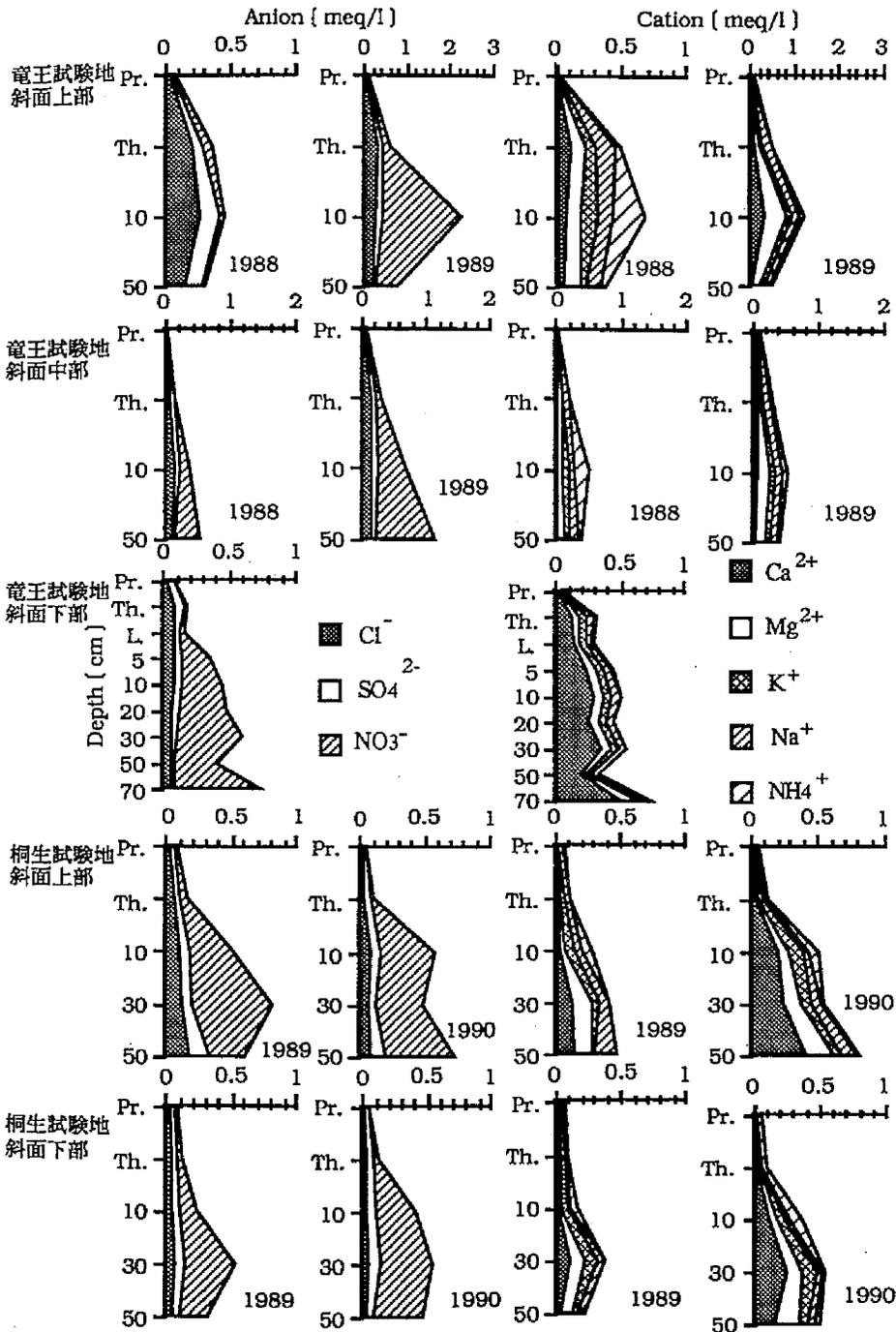


図-5-2 当量濃度の合計の垂直方向の変化
Pr.は降水、Th.は林内雨、L.リター層を示す。

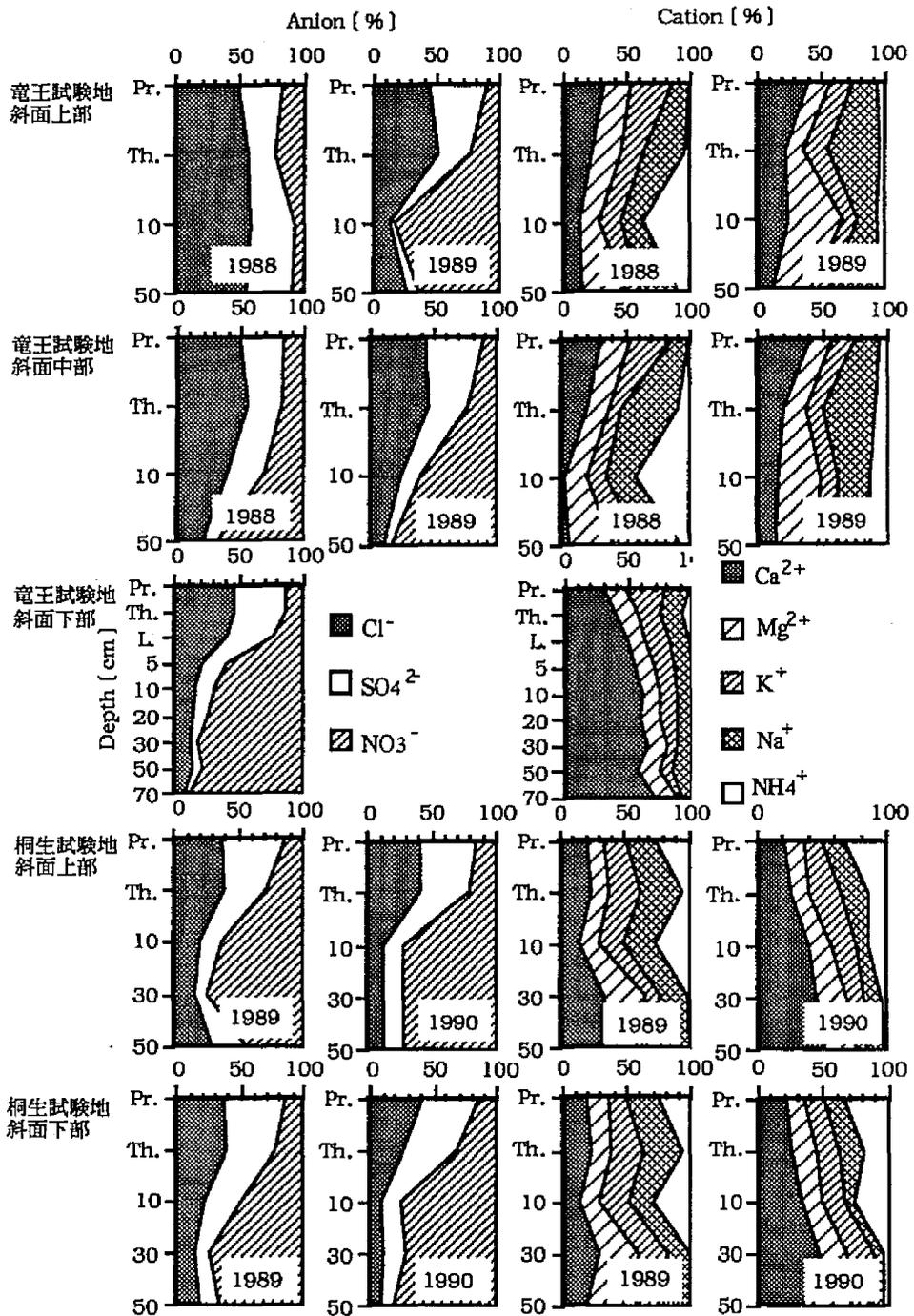


図-5-3 溶存物質の当量濃度組成の垂直方向変化
Pr.は降水、Th.は林内雨、L.はリター層からの流出液を示す。

なわち、斜面上部では、 Cl^- 、 SO_4^{2-} に次いで重要なイオンであるが、斜面下部では量的な重要性は低いと考えられる。

竜王試験地斜面上部および中部においては、1年目の降水の全溶存イオンの当量濃度の合計は、林内雨、すなわち、樹冠層で大きく上昇した後、土壌層では大きな違いがみられなかった(図-5-2)。一方、竜王試験地斜面下部においては、4年間を通じて、当量濃度の合計は、樹冠層より土壌層で著しく増加した。このことから、竜王試験地斜面上部・中部では樹冠層が、竜王試験地斜面下部や桐生試験地では土壌層が土壌溶液濃度の形成に大きな影響を与えていることが示され、各プロットで土壌溶液の溶存物質濃度を支配する層位が異なることがわかる。

土壌溶液の組成は、土壌溶液の溶存物質濃度が樹冠層で大きく変化した竜王試験地斜面上部においては、 Cl^- が土壌溶液のアニオンの約50%を占めた(図-5-3)。それに対して、土壌溶液の溶存物質濃度が土壌層に支配されると考えられた、竜王試験地斜面下部や桐生試験地においては、 NO_3^- がアニオンの60~90%を占め、カチオンでも竜王・桐生の両試験地を通じて、 Ca^{2+} が50~80%を占めるなど、大きな違いがみられた。

いずれのプロットにおいても、土壌溶液の採取方法はT.F.L.法であり、根系の切断に伴う吸収の停止が生じている。前章で述べたように、桐生試験地斜面下部では、根系の切断の影響で土壌溶液の NO_3^- や Ca^{2+} 濃度が上昇したと考えられた(第4章)。竜王試験地斜面下部において、土壌溶液が NO_3^- 主体の組成を示したのは、その影響が含まれているとも考えられる。しかし、竜王試験地斜面下部では、ライシメーターの設置における攪乱の影響が終息するとされている2年を超えても組成に変化がみられず、このプロットでは根系の有無は組成に大きな違いをもたらさないことが推察される(15)。また、竜王試験地斜面上部においては、 NO_3^- や Ca^{2+} 濃度の上昇は2年目になって現れたことから(図-5-1)、1年目には根系の切断の影響は現れていないと考えられる。これらのことから、土壌溶液の組成として、 Cl^- を主体とするタイプと NO_3^- を主体とするタイプの2タイプが存在することがわかる。

NyeとGreenland(12)は、土壌溶液において重要なアニオンを、(a). NO_3^- 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} などの強酸性アニオン、(b). 有機酸、(c). HCO_3^- 、の3グループに分けている(4)。また、Bormannら(1)の指摘した NO_3^- や SO_4^{2-} が主体となるグループを入れると、主体となるアニオン種とその優占する原因および場所として、

- (a) SO_4^{2-} や Cl^- は湿性あるいは乾性降下物による供給(17)
- (b) 林床からの溶出液に含まれる有機酸(19)
- (c) 土壌溶液のpHが高い場合には HCO_3^- (7)
- (d) 落葉樹林において、 NO_3^- や SO_4^{2-} (1)

が考えられる。

本研究における、土壌溶液の組成と、土壌溶液濃度を支配する層位の間にもみられた対応関係は、以下のようにまとめることができる。すなわち、土壌溶液濃度がおもに樹冠層において決定される場合、土壌溶液では Cl^- が優占する。 Cl^- は、系外から供給される湿性および乾性降下物、樹体からの溶脱によって林地に供給される元素であり、林内雨において最も高い割

合を占めるイオンであることを反映しているといえる。これらは、前述のグループ (a) に属すと考えられる。特に、Cl⁻が主要なイオンとなるのは、冬期に海塩の供給を受けるためであるかもしれない (第4章)。この系外の供給に依存するCl⁻を主体とするタイプは、土壤層への養分蓄積量の少ないプロットでみられた (第3章)。

一方、土壤層の発達した竜王試験地斜面下部では、溶存物質の組成は土壤層で大きく変化し、生物の働きによって生じるNO₃⁻が土壤溶液の主体となった。前述のグループ (d) に当たると考えられる。

土壤溶液は植物にとっての養分吸収の媒体であり、土壤溶液濃度のおもな形成層位は、植物への主要な養分供給層位と深く関わりあうとすることができる。すなわち、土壤層への養分蓄積量が少なく、養分はおもにA₀層に蓄積し、腐植堆積様式がMor~Moder型を示すプロットにおいては、土壤溶液は林内雨として供給されたものを主体としており、林内雨が植物の養分供給に重要な役割を果たしていることが示唆される。さらに、土壤層では表層から根圏より深い層に至るまで、土壤溶液の当量濃度合計などに大きな違いがみられず、土壤層は養分保持的に機能していることが示される。それに対して、土壤層に多量の養分を蓄積し、腐植の堆積様式がMull型のプロットでは、土壤溶液の当量濃度の合計は林内雨を大きく上回ることから、土壤層はNO₃⁻生成を行い、Moder~Mor型のプロットに較べて養分を積極的に土壤溶液に放出し、土壤層が土壤溶液への主要な養分供給源になっていると考えられた。

2) 降水から土壤層への溶存物質濃度の変動

降水として森林生態系に供給された溶存物質濃度の、垂直的な変化において、まず、目につくのは、ほとんどすべての溶存物質で、濃度が降水より林内雨で高くなっていることである (図-5-1)。このことは、溶存物質が乾性降水物の葉面からの洗脱や植物体からの溶脱によって供給されていることを示す (2, 5, 6, 14)。さらに、京都・滋賀地域では降水のうち年間200~300mmが樹冠層からの遮断蒸発によって失われており、葉面での濃縮も影響していると考えられる (16)。

樹冠層における溶存物質濃度の上昇は、桐生試験地ではどの物質に関しても降水の数倍程度であったが、竜王試験地では全体に5倍前後で、Cl⁻やNa⁺では6~7倍に及び、全体に桐生試験地より著しかった。乾性降水物の供給源からの距離や斜面方位、風向きなど地理的・気象的な影響もあると考えられるが、スギ林で林内雨の溶存物質濃度が高いことに関して多くの報告があり、樹種による特性とも考えられる (10)。

土壤中での溶存物質濃度の変動傾向には、それぞれのプロットで溶存物質濃度を支配している層位が異なるにもかかわらず、プロット間で多くの共通した性質がみられた。すなわち、Cl⁻は桐生試験地の斜面上部の1年目を除いて、深さ方向にほぼ一定濃度で推移した。SO₄²⁻とK⁺は試験地や年度にかかわらず、深さ伴って濃度が低下する傾向がみられた。Na⁺は試験地ごとに深さ方向の変動の傾向が異なり、竜王試験地ではほぼ一定で、桐生試験地では深さに伴って濃度が上昇する傾向がみられた。NH₄⁺は試験地にかかわらず、深さに伴って濃度が低下する傾向を示した。total-Pやorg-Nの検出限界はそれぞれ、total-Pが0.005 mg/l、org-Nが

約 0.01 mg/l であり、検出限界以下である場合が多かった。NO₃⁻と Ca²⁺、Mg²⁺では年度とプロットにより傾向が異なり、竜王試験地斜面下部を除いて2年目の濃度は1年目より高くなる傾向がみられた。また、竜王試験地斜面上部、斜面中部、斜面下部において、NO₃⁻、Ca²⁺、Mg²⁺濃度の深さ方向への変動傾向には類似性がみられた。

土壌層でのこれらの溶存物質濃度の変動は、以下のように分類できる。

・試験地にかかわらず

- a).濃度は深さにかかわらずほぼ一定である : Cl⁻
- b).濃度は深さに伴ってやや低下する : SO₄²⁻、K⁺、NH₄⁺
特に、低濃度で推移する : org-N、total-P
- c).濃度は深層に向かって上昇する : NO₃⁻、Ca²⁺、Mg²⁺
- d).試験地によって異なる : Na⁺

竜王試験地ではほぼ一定

桐生試験地では深さに伴って上昇する

a).のCl⁻は、前述のようにおもに系外から供給される物質であり、生物による要求量が小さく、吸収・固定が生じにくいだけでなく、土壌との反応性も乏しい。温帯域では、Cl⁻に関して降水による流入量と溪流からの流出量が釣り合っていることが報告されている(18)。

すなわち、Cl⁻はどのような森林生態系に対しても、同様に供給されており、土壌中では外部からもたらされたCl⁻が通過していたに過ぎないといえることができる。

b).にはK⁺やNH₄⁺、Pなど生物による要求度の高いものが含まれ、土壌中での濃度の低下は、微生物による固定や植物による吸収が原因のひとつと考えられる。特に、total-Pやorg-Nは、すべてのプロットで他の溶存物質に較べて低濃度で推移し、林地でのこれらの物質の希少性・重要性が示唆される。また、K⁺やNH₄⁺では粘土鉱物への固定が生じる場合があり(9)、土壌中での濃度の低下は生物的作用による固定や吸着だけによるものでなく、粘土鉱物との反応が加わっていると考えられる。

垂直方向に層位を細かく分けた竜王試験地斜面下部では、このグループに属する物質をさらに2つに分類することができる。

リター層で濃度が急激に低下する : NH₄⁺、total-P

土壌中で深さに伴って徐々に濃度が低下する : K⁺、SO₄²⁻、org-N

NH₄⁺やPは、リター層に生息する微生物によって固定されることにより濃度が低下したと考えられるが、K⁺やSO₄²⁻やorg-Nは土壌中での低下の割合が高く、微生物による固定よりも、土壌粒子への吸着の影響が大きいことが示唆される。一方、粒子状物質も含まれるorg-Nなどでは、土壌による濾過作用が濃度の低下の原因のひとつであると推察される。

d).は年次的に変動傾向が異なる場合があった。NO₃⁻は生物的に生成される物質であり、2年目に多くのプロットで濃度の上昇がみられ、硝化活性が活発になっていることがわかる。また、Ca²⁺とMg²⁺はNO₃⁻とよく似た分布を示す場合が多く、Ca²⁺やMg²⁺の濃度が硝酸生成の影響を受けていることが示唆される。

A₀層よりも土壌層への養分蓄積の多い竜王試験地斜面下部では、土壌層で NO₃が最も多く、土壌層からNO₃の供給が行われていた。また、竜王試験地斜面上部や桐生試験地などの養分蓄積量が少ないか、あるいはA₀層への蓄積が多いプロットでも、1年目から2年目へとCl主体のタイプからNO₃主体のタイプへの移行がみられた。A₀層の分解の進行に伴う土壌層への養分流入により、土壌溶液濃度の形成層位が変化したと考えられる。この点については、第7章で考察する。

図-5-1は、T.F.L.法によって採取された土壌溶液の濃度であり、根系が切断され、植物による吸収が含まれていないが、これらの物質は植物の多量必須元素であり、根系の存在下では、根系域でのこれらの濃度の低下が生じることが推察される。

d).のNa⁺は試験地によって傾向が異なり、母材を起源の1つとしていることが示される。カチオンのうちではNa⁺は土壌から流亡しやすく、土壌化の進んだ竜王試験地ではすでに失われており、深さ方向に濃度の変動はみられないが、土壌化の進んでいない桐生試験地では、花崗岩中のそう長石などの風化によって供給され、深さ方向で濃度が上昇したと考えられる。

5. まとめ

森林生態系における溶存物質濃度の垂直方向の変動から、土壌の養分蓄積と溶存物質の動態について考察した。

溶存物質の多くは、樹冠での遮断蒸発による濃縮や葉面に付着した乾性降水物の洗脱、植物体からの溶脱などにより、林内雨で濃度の上昇がみられた。

養分蓄積を腐植層に行う竜王試験地斜面上部においては、土壌溶液は系外から供給されるClを主体とした組成を示し、土壌溶液の濃度や組成は林内雨を反映したもので、土壌層からの養分放出が抑えられていることが示された。

それに対して、養分蓄積を土壌層で行っている竜王試験地斜面下部では、土壌溶液は土壌中で生成されるNO₃やCa²⁺が優占的な組成を示し、土壌層が土壌溶液に溶存物質を供給し、土壌溶液濃度の形成の主体が土壌層にあることが示された。

このように、土壌溶液の養分物質循環への寄与に、Clを主体とした系外への養分物質を抑制するタイプとNO₃を主体とした養分物質の放出促進型の2つの特徴的なタイプがあることが示された。

また、養分蓄積を腐植層に行うプロットにおいても、根系を切断した場合、土壌溶液の組成は、経時的にNO₃主体に移行した。

土壌溶液の溶存物質は、濃度の垂直方向の変動傾向から、以下の4グループに分けられた。

・試験地にかかわらず

- | | |
|-----------------------|---|
| a).濃度は深さにかかわらずほぼ一定である | : Cl ⁻ |
| b).濃度は深さに伴ってやや低下する | : SO ₄ ²⁻ , K ⁺ , NH ₄ ⁺ |
| 特に、低濃度で推移する | : org-N, total-P |
| c).濃度は深層に向かって上昇する | : NO ₃ ⁻ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ |
| d).試験地によって異なる | : Na ⁺ |

引用文献

- 1). Bormann F. H., G. E. Likens, D. W. Fisher and R. S. Pierce : Nutrient loss accelerated by clear-cutting of a forest ecosystem. *Science*, 159, 882-884, 1968
- 2). Carlisle, A., A. H. F. Brown, and E. J. White : The organic matter and nutrient elements in the precipitation beneath a sessile oak (*Quercus petraea*) canopy. *J. Ecol.*, 54, 87-98, 1966
- 3). Ellenberg, H. : Nitrogen content, mineralization and cycling. In *Productivity of forest ecosystems. Ecology and conservation*, 4, 509-514, 1971
- 4). Fahey T. J. and J. B. Yavitt : Soil solution chemistry in *Pinus contrata* (lodgepole pine) ecosystems, southeastern Wyoming, USA. *Biogeochemistry*, 6, 91-118, 1988
- 5). Henderson, G. S., W. F. Harris, D. E. Todd and T. Grizzard : Quantity and chemistry of throughfall as influenced by forest-type and season. *J. Ecol.*, 65, 365-374, 1977
- 6). 岩坪五郎, 堤利夫 : 森林内外の降水中の養分量について, 京大演報, 40, 140-156, 1967
- 7). Johnson D. W., D. W. Cole, S. P. Gessel, M. J. Singer and R. V. Minden : Carbonic acid leaching in a tropical, temperate, subalpine and northern forest soil. *Arch. Alp. Res.*, 9, 329-343, 1977
- 8). 片桐成夫, 堤利夫 : 森林の物質循環と地位との関係について (1) ; Litter fallとその養分量. *日林誌*, 55, 83-90, 1973
- 9). 久馬一剛共著 : 新土壌学, 271pp, 朝倉書店、東京、1984
- 10). 松浦陽次郎, 堀田庸, 荒木誠 : 関東地方におけるスギ林表層土壌のpHの低下, 森林立地, 32, 65-69, 1991
- 11). Melillo, J. M. : Nitrogen cycling in deciduous forests. In *Terrestrial nitrogen cycles*. Clark, F. E. and Rosswall, T. (eds), *Ecol. Bull.*, 33, 427-442, 1981
- 12). Nye P. H. and D. J. Greenland : The soil under shifting cultivation. *Commonw. Bur. Soils, Tech. Commun.*, 51, Bucks, England, 1960
- 13). 岡島秀夫 : 土壌肥沃度論, 235pp, 農山漁村文化協会, 東京, 1976
- 14). Parker, G. G. : Throughfall and stemflow in the forest nutrient cycle. *Adv. Ecol. Res.*, 13, 58-135, 1983
- 15). Shepard, J.P., M. J. Mitchell, T. J. Scott and C. T. Driscoll : Soil solution chemistry of an Adirondack spodosol : lysimetry and N dynamics. *Can. J. For. Res.*, 20, 818-824, 1990
- 16). 鈴木雅一, 加藤博之, 谷誠, 福篤義宏 : 桐生試験地における樹冠通過雨量, 樹幹流下量, 遮断量の研究 (II), 遮断量の解析. *日林誌*, 61, 391-398, 1979
- 17). Ulich, B. : A concept of forest ecosystem stability and of acid deposition as driving force for destabilization. 1-29, In *Effects of accumulation of air pollutants in forest ecosystems*. B. Ulich and J. Panlath (eds), D. Reidel Publishing Company, 1983
- 18). Vitousek, P. M. : The regulation of element concentrations in mountain streams in the northeastern United States. *Ecol. Monogr.*, 47, 65-87, 1977
- 19). Yavitt J. B. and T. J. Fahey : Long term litter decay and leaching from the forest floor on *Pinus contrata* (lodgepole pine) ecosystems. *J. Ecology*, 74, 525-545, 1986

第6章. 土壤溶液の移動様式

1. はじめに

土壤溶液中の溶存物質濃度は、

- 1) . 土壤溶液の流れに伴う溶存物質の移動
 - 2) . 溶存物質の生物活動に起因する吸収や無機化、形態変化
 - 3) . 物質の溶解・沈澱反応、土壤粒子表面での置換・吸着反応
- などの、物理的、生物的、化学的な過程によって形成される(7) . 第5章でみられた土壤中での溶存物質濃度の深さ方向の変動も、これらの過程の組合わさったものとして把握することができよう。

これらの要素のうちでも、特に、1) . の土壤溶液の流れに伴う溶存物質の移動は、本質的には、どの物質にも影響し、最も影響力の大きい土壤溶液の水質形成機構のひとつといえることができる。

このような点から、土壤中の溶存物質の移動に関して多くの研究が行われてきた。初期の水文学的研究の多くは、土壤を均質な多孔質体とみなし、均一な土層を用いて定常流の条件下で行われた(3, 4, 5, 16) . 一方、自然な状態にある土壤は亀裂や土壤動物の移動跡などの粗大孔隙を含み、孔隙径の分布が非連続的で、土壤中の物質移動において、粗大孔隙の非定常流の影響が無視できないことが明らかになってきた(1, 6) .

森林土壤は構造が発達し、耕うんを行う農地以上に複雑な孔隙分布をもつ。そのため、非攪乱の土壤層を用いた土壤中での物質移動の研究がぜひとも必要である。実際の林地において非攪乱の森林土壤を充填したマイクロライシメーターを用いた本研究は、以上の要求を満たし、現時点では森林土壤における土壤中での物質移動の解明に最も適したものであると考える。

この章では、Cl⁻が海塩起源で森林生態系外からもたらされ、土壤中では生物的、化学的に不活性な物質であり、かつ、アニオンであるためおもに負に帯電している土壤コロイドに対して電気的にも不活性な物質であることを利用して、土壤中の溶質移動のトレーサーとして用いることにより、土壤溶液そのものの移動様式を解明する。

2. 方法

年間を通じて、継続的な土壤溶液の採取が可能であった、T.F.L.法を用いる。土壤溶液は、10cm深のT.F.L.から得られたものについて、10cm層と記す。他の深さについてもこれに準ずる。

土壤中のCl⁻現存量が土壤溶液に与える影響を把握するため、土壤を水抽出し、Cl⁻現存量の測定を行った。Cl⁻は硝酸第二水銀による滴定により定量した。

3. 結果

1) . 竜王試験地の水分保持特性

土壤溶液の移動様式には、土壤の水分保持特性が大きな役割を果たすと考えられる。そこで、特に、斜面上の位置に対応して土壤構造の異なる竜王試験地について(第3章、表-3-

1) . 土壤の水分保持特性を示す.

図-6-1に、斜面方向で土壤構造に違いがみられた竜王試験地の各プロットにおけるpF特性曲線を示す。斜面下部では団粒状構造の土壤からも推察されるように、pF1.0以上の領域で含水率が直線的に変化しており、それに対して、斜面中部や上部ではpF2.0~1.0において減少する水分の割合が高かった。

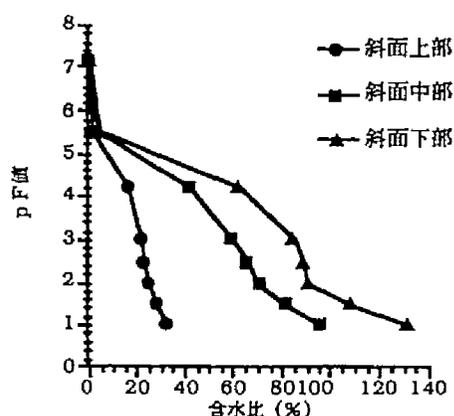


図-6-1 竜王試験地におけるpF水分特性

2) . Cl濃度の経時的変動

図-6-2に、降水、林内雨および各層の土壤溶液における、Clの月毎の加重平均濃度とその含有量、すなわち下層への垂直的な移動量の経時的な変動を示す。加重平均濃度は月毎にまとめた総移動量を総流出水量で割って求めた。

竜王試験地 斜面上部

降水、林内雨において、Cl濃度は、2年間の調査期間にわたり、秋~冬に最高値(ピーク)をもつ明瞭な季節変動を示した(図-6-2-a)。Cl濃度のピークの時期は、降水および林内雨においては11月ごろみられ、10cm層でも11月、50cm層では10cm層より約2ヶ月遅く、12~1月であった。

ピーク時のCl濃度は、林内雨では約1.2meq/l、土壤溶液の10cm層では約0.8meq/l、50cm層では約0.5meq/lで、深さに伴って小さくなった。Cl濃度の低い時期にはどの層位においても0.1meq/lを下回った。

Cl移動量は林内雨ではCl濃度の高い10月以降に多かった。土壤溶液ではCl移動量の変動に一定の傾向はみられなかった。林内雨によるCl流入量が最大約15kg/ha/mon.であったのに対して、土壤溶液ではCl移動量は30kg/ha/mon.を超える場合があり、全体に林内雨より土壤溶液で多かった。土壤中では深さによるCl移動量の違いはみられなかった。

竜王試験地 斜面中部

斜面上部同様、Cl濃度は、林内雨および土壤溶液において、秋~冬にかけて濃度の高まる季節変動を示した(図-6-2-b)。Cl濃度のピークの時期は、斜面上部と同様に、10cm層よりも50cm層で約2ヶ月遅かった。ピーク時のCl濃度は、10cm層では約0.6meq/l、50cm層で約0.4meq/lで深さに伴い低くなった。

Cl移動量は林内雨、土壤溶液ともにCl濃度の高い時期に多かった。林内雨ではほとんどの月で約5kg/ha/mon.以下で推移した。土壤溶液において、Cl移動量が多い月には約18kg/ha/mon.で、少ない月には数kg/ha/mon.を下回った。林内雨によるCl流入量は土壤溶液のCl移動量より少なかった。土壤の深さによるCl移動量の違いはみられなかった。

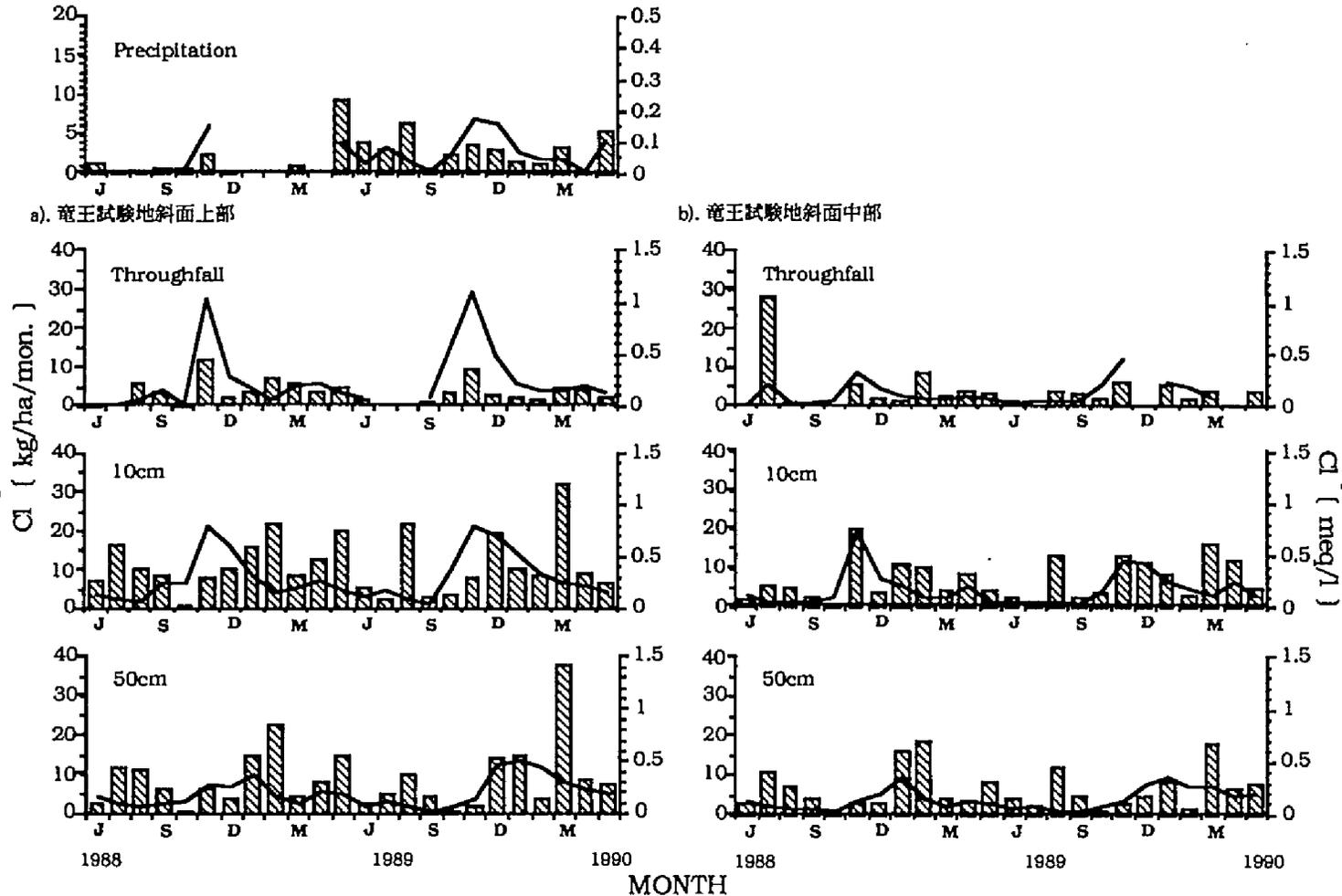


図-6-2 降水、林内雨、土壌溶液の各層位におけるCl濃度と量の季節変動
 左列；竜王試験地斜面上部、右列；竜王試験地斜面中部
 棒は量 (kg/ha/mon.)、折れ線は月加重平均濃度 (meq/l) を示す。

c). 竜王試験地斜面下部

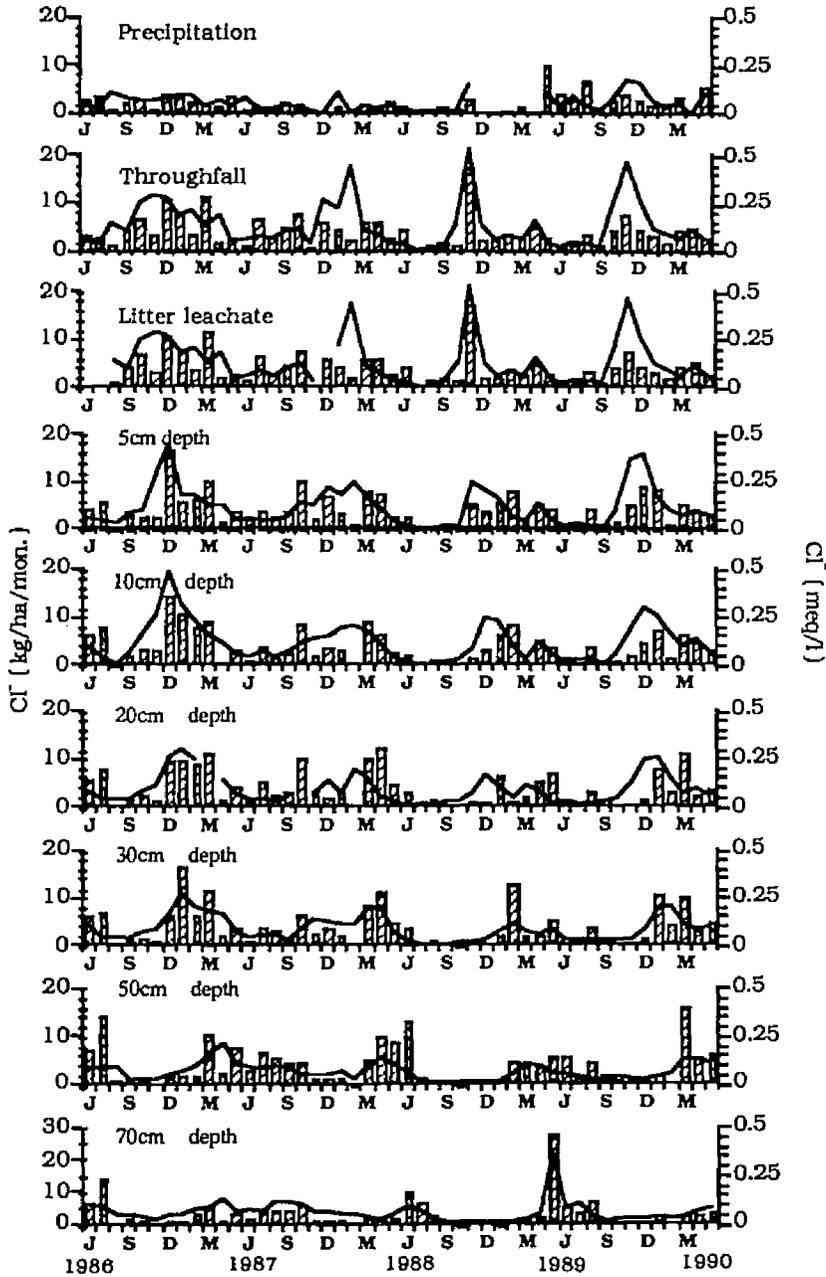


図-6-2 降水、林内雨、各層位の土壌溶液におけるCl濃度と量の季節変動
棒は量 (kg/ha/mon.)、折れ線は濃度 (meq/l) を示す。

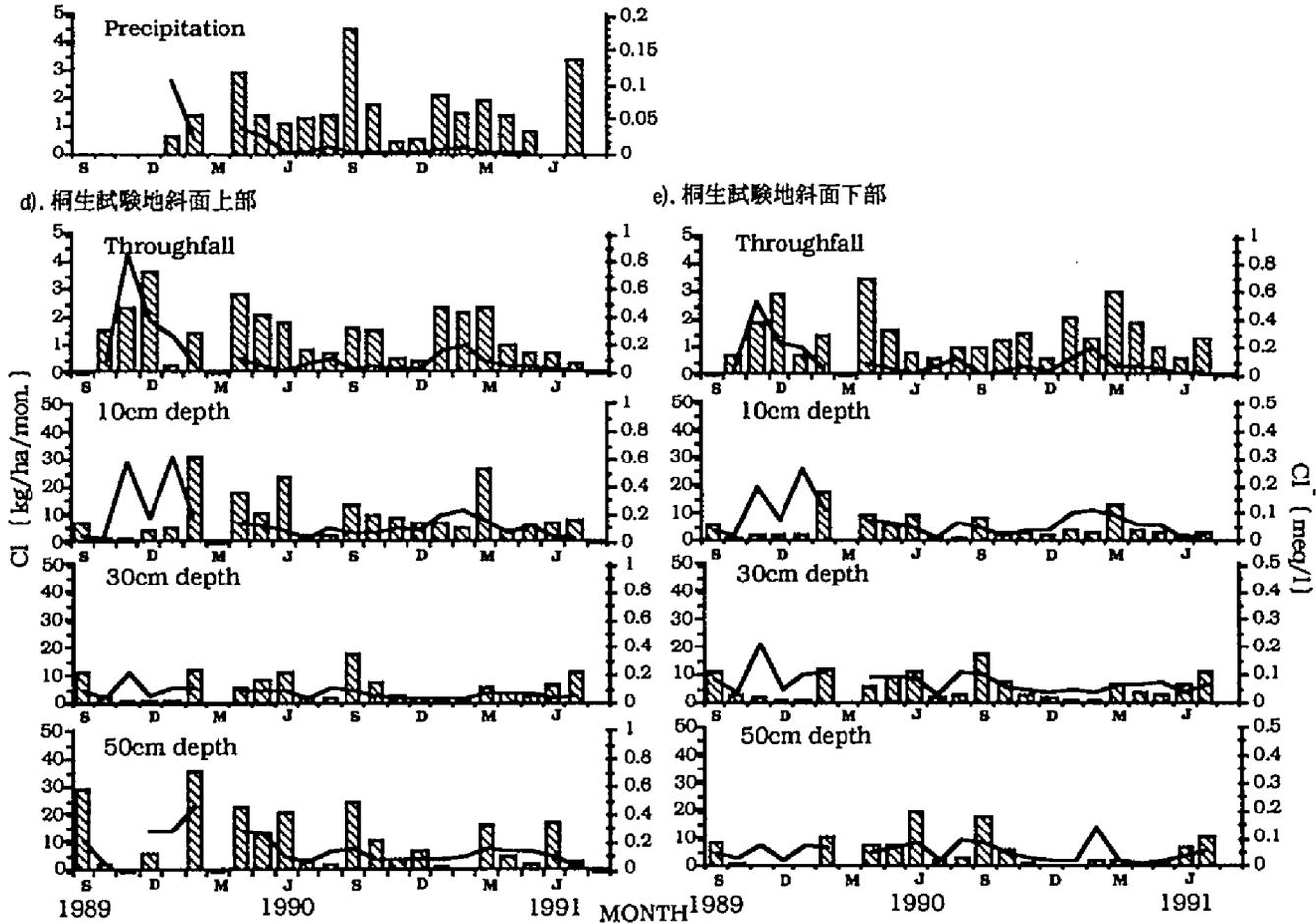


図-6-2 降水、林内雨、各層位の土壌溶液のCl⁻濃度の季節変動
 左列：桐生試験地斜面上部、右列：桐生試験地斜面下部
 棒は量 (kg/ha/mon.)、折れ線は濃度 (meq/l) を示す。

竜王試験地 斜面下部

Cl濃度は、斜面下部においても、林内雨および調査したすべての土壌層で、1山型の明瞭な季節変動を示した(図-6-2-c)。この季節傾向は、4年間の調査期間にわたってみられた。

Cl濃度のピークの時期は、それぞれの層位によって異なり、斜面上部や中部同様、深さに伴って遅くなる傾向がみられた。すなわち、Cl濃度は、降水においては、11~1月頃、林内雨およびリター層においては11~2月頃、5cm層・10cm層においては12~3月頃、20cm層・30cm層においては1~4月頃、50cm層・70cm層においては3~6月頃にピークを示した。

土壌各層において、Clのピーク濃度は深さに伴って低くなる傾向がみられ、10cm層では約0.5meq/lであったが、50cm層では約0.2meq/lになった。

林内雨および土壌溶液において、Cl移動量にも季節変動がみられた。Cl移動量は秋~冬に多く、変動の傾向はCl濃度の場合とほぼ一致した。Cl移動量は多い月で10~15kg/ha/mon.、少ない月には数kg/ha/mon.であった。土壌の深さによる大きな違いはみられなかった。

桐生試験地

桐生試験地では斜面上部と斜面下部でCl濃度の変動傾向に明瞭な違いがみられない場合が多かったので、以後特に断わらない限り、上部と下部についてまとめて述べる(図-6-2-d, e)。

桐生試験地において、Cl濃度は、降水では1年目の冬のみが高く、約0.1meq/lであった。その後は約0.01meq/lで推移した。林内雨では冬期にCl濃度は高く、一山型の季節変動を示した。

土壌溶液では、10cm層においては、Cl濃度は林内雨と同様の一山型の季節変動がみられた。10cm層のCl濃度は冬期に0.2~0.6meq/lで、夏期に0.05meq/l以下であった。30cm層以下では季節性は明瞭でなくなった。

Cl移動量も、林内雨において冬期に高い傾向がみられたが、土壌溶液では一定の傾向はみられなかった。Cl移動量は林内雨で0.5~4kg/ha/mon.、土壌溶液では数~20kg/ha/mon.で、土壌溶液が多かった。

3) . 降水から土壌層に至るCl濃度の垂直方向の分布

土壌溶液で明瞭な季節変化を示したCl濃度について、土壌層の通過に伴う変動を示す。これらの濃度には竜王・桐生各試験地、斜面上の位置に依存すると考えられる明瞭な違いがみられなかった。以下、調査期間の最も長い竜王試験地斜面下部の結果を示す。

図-6-3に、採取時のCl濃度の垂直方向の分布を示す。1986年10月30日には降水においてCl濃度は0.13meq/lであり、林内雨で0.63meq/lに上昇し、全ての層を通じて最高になった。このように、降水から林内雨になるとCl濃度は上昇する傾向を示した。土壌中では各層の濃度は、表層ほど高く、下層に向かって低下した。例えば、1986年度には、各層で最も高い濃度は5cm層で0.56meq/l、10cm層で0.52meq/l、20cm層で0.31meq/l、30cm層で

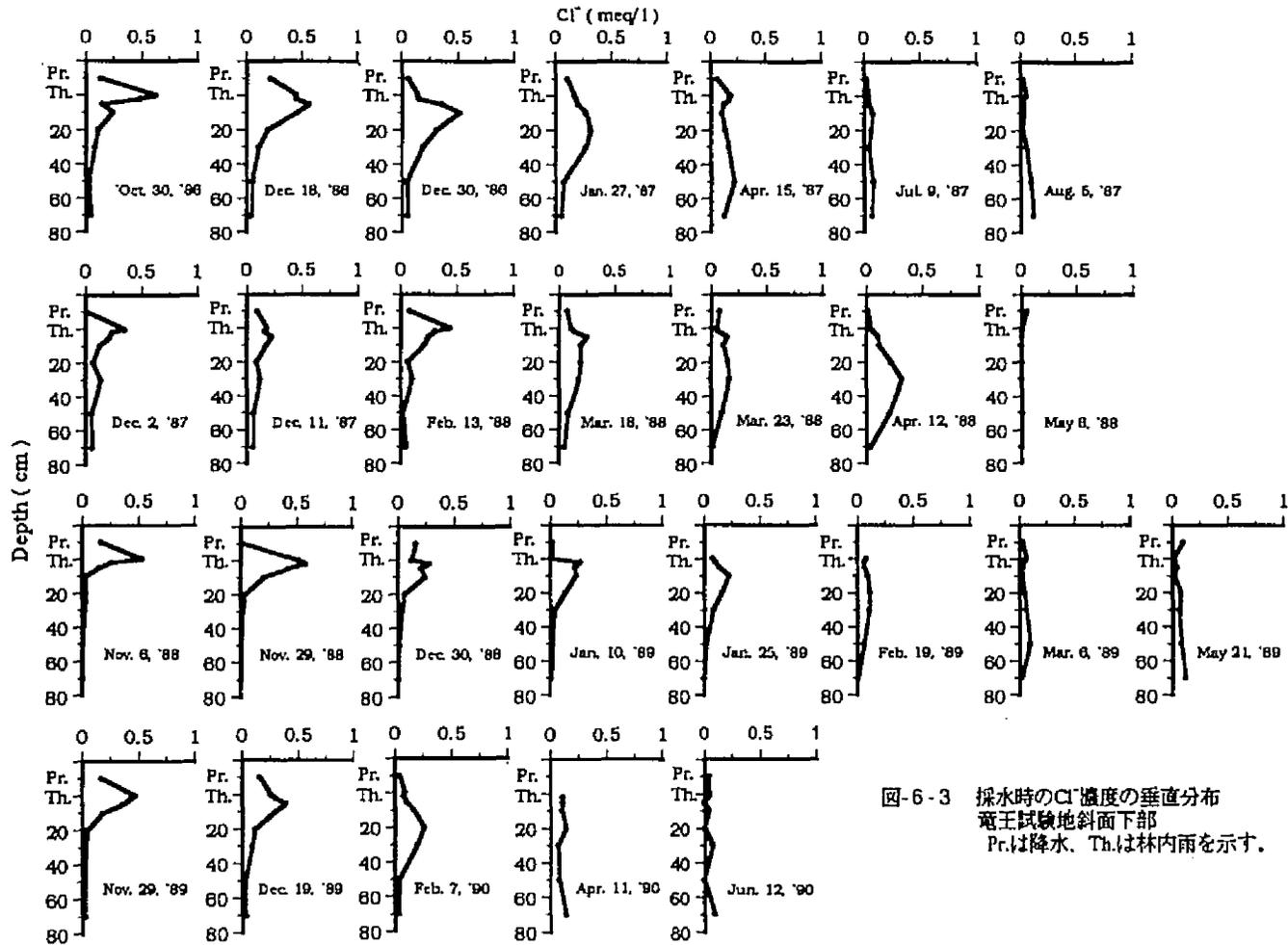


図-6-3 採水時の Cl^- 濃度の垂直分布
 竜王試験地斜面下部
 Pr.は降水、Th.は林内雨を示す。

0.27meq/l, 50cm層で0.22meq/l, 70cm層で0.12meq/lであった。また、垂直方向のCl⁻濃度分布は、冬から夏に向かって時間の経過に伴いピークの形はなだらかになった。

各層位で年間を通じて最も高いCl⁻濃度は、1986年度には林内雨・リター層では10月30日、5cm層では林内雨より1ヶ月半遅れた12月18日、10cm層ではさらに2週間ほど遅れ12月30日、以下20cm層では翌年の1月27日、50cm層では4月15日にみられた。これらのピークは、表層から順に現れる傾向を示した。1987年度、1988年度、1990年度にも同様の傾向がみられた。

4) . 土壌溶液によるCl⁻移動量

図-6-4に降水、林内雨による年間のCl⁻供給量、リター層、土壌層を移動するCl⁻量(kg/ha/yr)、および各土壌層毎の現存量(kg/ha)を示す。竜王試験地斜面下部において、Cl⁻の量は林内雨で降水中の1.2~2.4倍に増加した。4年間を平均して1年間に溶存態として生態系を移動するCl⁻量は、林内雨で48kg/ha/yr., リター層でやや減少して37kg/ha/yr., 70cm層で38kg/ha/yr.であり、深さに伴う増減の傾向はみられなかった。また、土壌溶液と共に移動するCl⁻量は、層間における相違が最大30.7kg/ha/yr.であるのに対し、同一層における4年間の年毎の相違は最大40.1kg/ha/yr.で、年毎の変動の方が大きかった。水抽出による土壌中のCl⁻の現存量は0~5cmの土壌層で1.2kg/ha, 10~20cmで3.7kg/ha, 50~70cmで11.0kg/haと下層に向かって増加する傾向がみられたが、土壌溶液と共に移動する量の9.1~25.4%に過ぎなかった。

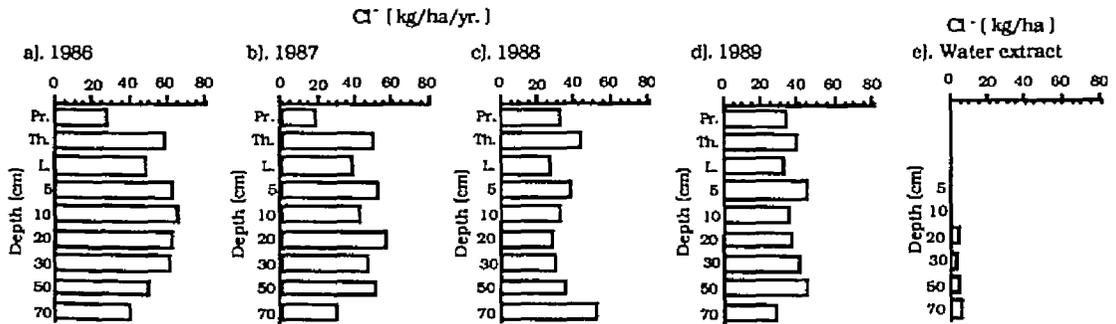


図-6-4 降水、林内雨、土壌層におけるCl⁻移動量と水抽出量
 竜王試験地斜面下部
 Pr.は降水、Th.は林内雨、L.はリター層からの流出水を示す。
 a). ~ d). は年間移動量、e). は各層位における水抽出量を示す。
 層位は0~5、5~10、10~20、20~30、30~50、50~70cmである。

4. 考察

1) . 土壌溶液移動のトレーサーとしてのCl⁻の評価

土壌溶液の水質形成機構を明らかにするために、土壌溶液の溶存物質の移動の最大の営力のひとつである、土壌溶液自体の移動様式を把握する必要がある。

従来より、土壌溶液の移動をトレースする物質として、Br⁻やCl⁻、あるいはメチレンブルー

などの色素や重水 (D_2O) が用いられている (12, 17) . Cl をトレーサーとした場合と、質量分析法による重水をトレーサーとして用いた場合との比較では、重水に比較して土壤微細孔隙での篩別効果により、Cl の移動に若干の遅れが見られるが、移動様式に本質的な違いはみられないことが確かめられている (6) .

Cl 移動量は、林内雨として土壤に供給された後、土壤層において深さによる大きな違いはみられなかった (図-6-4) . 土壤中でのCl と土壤粒子との吸着・溶脱などの反応性は低いと考えられる. また、土壤の水抽出を行った結果からも、土壤に保持されているCl 量は、年間に土壤溶液と共に移動する量に対して少なく、各層において冬期における土壤溶液のCl 濃度の高まりが土壤から溶脱されて生じたとは考えにくい. これらのことから、Cl は土壤中で化学的・生物的に不活性な物質であることがわかる. Kurtz (9) も同様の報告をしており、本研究においてもCl を土壤溶液の移動様式を把握するためのトレーサーとして用いることに問題はないと考える.

2) . Cl 濃度の季節変動

図-6-2 にみられたように、竜王・桐生両試験地では、降水・林内雨およびリター層において秋～冬にCl 濃度が上昇した. これは冬期に日本海側からの季節風の影響で海塩の供給を受けたことによると考えられる. 特に、樹冠層を通過することによって、Cl 濃度は著しく上昇した. 林内雨における溶存物質濃度の上昇に関する報告は多く (2, 8) , Parker (14) の報告のように、Cl は葉中の含有率が低く溶脱も起こりにくいので、林内雨でみられたCl 濃度の上昇は、葉面などに付着した乾性降水物としてのCl の降水による洗脱や遮断蒸発による濃縮によって生じたものと考えられる. 降水と林内雨で濃度の最も高い日が一致しない場合がみられ、林内雨の濃度が降水濃度だけで決定されるのではなく、乾性降水物の降水量や降水量・降水間隔により変動することがわかった.

3) . 土壤溶液の移動様式

3) -1 . みかけの動き

降雨時の現地での観察では、降雨前にはライシメーター下端からの流出水はみられず、降雨開始後しばらくして流出がはじまり、降雨後の採水時には林内雨量にほぼ等しい流出水量が得られた. 後述するように、地表面に加えられた Cl 濃度の上昇が土壤下層の土壤溶液中で現れるまでに数カ月を要することから、降雨中にライシメーターから流出した土壤溶液は、地表面から浸入した降水と同じものではないことがわかる. すなわち、降雨に対応して起こった土壤溶液の流出は、降水が地表面から浸入することにより圧力が伝播し、土壤中に貯えられていた土壤溶液が流出したもので、土壤溶液の' みかけの動き' であるといえる.

3) -2 . Cl 濃度の変動からみた土壤溶液の移動様式

いずれの試験地においても、降水・林内雨だけでなく、土壤溶液においても Cl 濃度の季節変動が観察された (図-6-2) . 試験期間の最も長い竜王試験地の斜面下部について Cl 濃度

の変動からみた土壌溶液の移動様式を解析した。

竜王試験地斜面下部のCl濃度の変動をスペクトル解析した(15)。図-6-5に林内雨および調査した全ての層の土壌溶液のCl濃度の変動のスペクトル密度の推定値を示す。林内雨, リター層, 50cm層までの土壌溶液すべてに12カ月周期の成分のスペクトル密度が大きく, これらのCl濃度の変動は12カ月周期の変動が卓越していること, つまり, 50cm層までの土壌溶液のCl濃度の変動はすべて林内雨同様の1山型の季節変動であることが確かめられた。

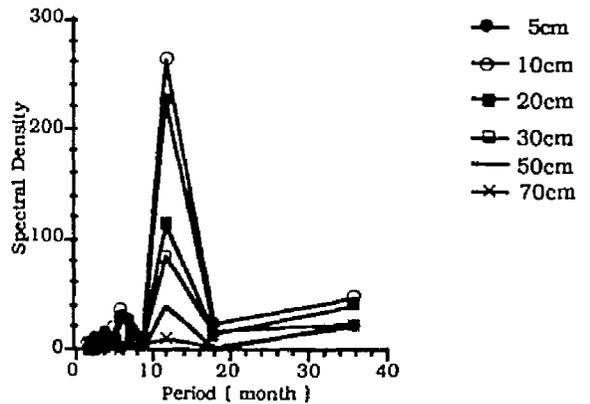


図-6-5 Cl濃度におけるスペクトル密度の推定値

表-6-1 12カ月周期における各層位の土壌溶液のCl濃度の変動の相関係数と位相

Th.は林内雨を示す。

a). 相関係数

Depth (cm)	Th.	5	10	20	30	50
5	0.934					
10	0.783	0.923				
20	0.650	0.818	0.927			
30	0.510	0.675	0.726	0.855		
50	0.548	0.587	0.572	0.713	0.675	
70	0.399	0.283	0.209	0.213	0.135	0.613

b). 位相

Depth (cm)	Th.	5	10	20	30	50
5	21.3					
10	31.4	9.7				
20	57.6	36.3	26.3			
30	69.5	49.3	40.7	15.9		
50	133.8	111.6	98.3	67.1	45.2	
70	188.5	164.6	142.2	98.7	68.0	30.8

さらに, 12カ月周期における各層の変動間の相互相関係数と位相を求めた(表-6-1)。互いに近接する2層の相互相関係数(r)は, 50cm層と70cm層の間を除いて0.80~0.96と高く, 位相は12カ月の周期帯で正の値をとり, 上層の変動は下層の変動に先行していた。すなわち, 下層におけるCl濃度の変動は上層の変動が移動したものであることがわかった。これらのことから, 土壌溶液の移動様式において, 地表面から新しく浸入した降水が, 既存の土壌溶液を押し出すように移動するピストン流的成分が存在することが示される。

竜王試験地の斜面上部や中部, さらに桐生試験地においても竜王試験地斜面下部と同様に, 土壌中でCl濃度の季節変動が維持されていたことから(図-6-2), 試験地にかかわらず, 土壌溶液の移動様式には, ピストン流的成分が含まれていると考えられる。

3)-3. 積算流出水量からみた土壌溶液の移動様式

図-6-6は竜王試験地斜面下部において, 林内雨でCl濃度が年度最高値(ピーク)を示してから, 各層ライシメーターからの流出水がCl濃度のピークを示すまでの積算流出水量を示したものである。これは, 林内雨で観察されたCl濃度のピークが, それぞれの深さのライシメーターの底に達するまでにライシメーターを通過した土壌溶液総量を示す。e).の土壌各層

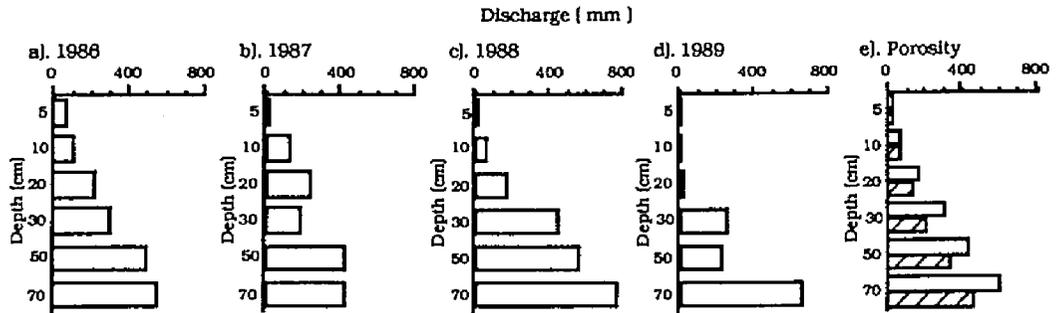


図-6-6 林内雨でCl⁻が年度最高濃度を示してから、各ライシメーターからの流出水で年度最高濃度がみられるまでのライシメーターからの流出水量
a).~d). 流出水量、e). 上段は流出水量の平均値、下段は孔隙量

の下段のカラムに、各ライシメーターの最大容水量も示す。もし、すべての土壤溶液の移動がピストン流的に行われるのなら、ライシメーターの最大容水量に相当する水量がライシメーターから流出すると、ライシメーター内に存在した水がすべて入れ替わり、ライシメーターの上端にあったCl⁻は下端に到達するはずである。しかし、ほとんどの場合で積算流出水量が最大容水量を越えていた。このことから、最大容水量に相当する水量では土壤溶液は入れ替わらず、林内雨でみられた濃度のピークはライシメーター下端に達していないことがわかる。すなわち、図-6-6は、土壤溶液のすべてがピストン流的に移動しているわけではなく、ピストン流よりも速く移動する土壤溶液があることを示している。

森林土壤は様々な径の土壤粒子からなり、さらに土壤動物や植物の根、腐植の混入などの影響により様々な構造が発達し、様々な径の孔隙を含む。この中には、毛管力によって水を保持することのできる毛管孔隙 (pF1.8より大) から供給された水が重力によって排水される、より孔隙径の大きい非毛管孔隙 (pF1.8以下) までが含まれている (図-6-1)。

毛管孔隙に入った土壤溶液は、毛管張力によって保持され (10)、ライシメーターの上端から降水の供給を受けなければ下方に移動せず、ピストン流の主体となっている。一方、土壤孔隙には、非毛管孔隙も存在している。図-6-6にみられるように、ライシメーターを通過した土壤溶液総量がライシメーターの最大容水量より大きいことは、このような非毛管孔隙を通じて、土壤溶液がピストン流に関与せずに排水されたことを示している。このような流れはバイパス流と名付けられている (7)。

以上のように、森林土壤における土壤溶液の移動様式は、ピストン流的な移動様式とバイパス流的な移動様式の両方が混合したものであることが示された。

4) . 各プロットにおける土壤溶液の移動様式

竜王試験地の斜面上の位置で、Cl⁻濃度のピークが、ライシメーター下端まで移動するのに要した積算流出水量に占めるピストン流の割合を求めた。この時、ピストン流的に移動した土壤溶液の量は、各深さのライシメーターの最大容水量に等しいと仮定した。各プロットの50cm層において、土壤溶液のうちピストン流的成分の割合は、斜面上部、斜面中部、斜面下部で、それぞれ、約 29%、42%、80%であることがわかった。

土壌は、斜面上部、斜面中部では細粒状構造を示し、斜面下部では団粒構造が発達していた（第3章、表-3-1）。細粒状構造ではpF1.0～2.0の孔隙が多く、団粒構造では孔隙径が連続的に変化し、大小の孔隙がまんべんなく分布している（図-6-1）。このため、斜面下部において、斜面上部に比較して、pF 1.8以上の毛管孔隙を主体として形成されるピストン流的成分の割合が高くなったと考えられる。

竜王試験地斜面上部では、土壌溶液に占めるピストン流の割合が斜面下部の1/3強であったにもかかわらず、Cl⁻濃度の季節変動は明瞭に維持されていたことから、バイパス流的成分とピストン流的成分の混合率が小さいことが示唆される。

また、竜王試験地においては、ピストン流的成分の割合が最も低いと考えられた斜面上部においても、50cm層でなおCl⁻濃度の季節変動がみられたが、桐生試験地では30cm層ですでに季節変動は不明瞭であった（図-6-2）。

桐生試験地は風化花崗岩を母材とし、土壌粒子の径は0.1～2.0mmに集中し（第3章、図-3-1）、それに対して、竜王試験地では0.1mm以下が主体であり、桐生試験地の土壌孔隙の組成において、竜王試験地より径の大きな孔隙の割合が高いことが推察される。桐生試験地においては、Cl⁻のピークの移動を形成するピストン流を生じる毛管孔隙の割合が竜王試験地斜面上部よりさらに低くなり、比較的浅い層位でCl⁻濃度の季節変動に乱れが生じたのであろう。

これらのことから、試験地の土壌の粒径の分布や孔隙率、土壌構造の違いによって、ピストン流的成分とバイパス流的成分の割合が異なることが示され、構造の発達した土壌ほど、ピストン流的成分の割合が高いことがわかった。

5) . Cl⁻の移動速度と土壌溶液の移動成分の形成

各年のピークが明瞭であった竜王試験地において、Cl⁻の移動速度をピークの移動に要した日数とスペクトル解析の位相から計算した。（）内はスペクトル解析による計算値である。土壌50cmまでの移動速度は、斜面上部では約1.5 (0.8) cm/day、中部は1.0 (1.0) cm/day、

下部は0.4 (0.3) cm/dayであった。ピストン流的成分の割合が高かった斜面下部ほど遅いことがわかる。

各年の移動速度と積算流出水量の間には、有意な関係はみられなかった ($p < 0.05$)。このことについて、以下のように考察した。図-6-7には、採水毎（約1週間）の林内雨のCl⁻濃度と林内雨量の関係を示す。図から、Cl⁻濃度が高い林内雨は、ほぼ50mm/week以下の弱い強度の降水

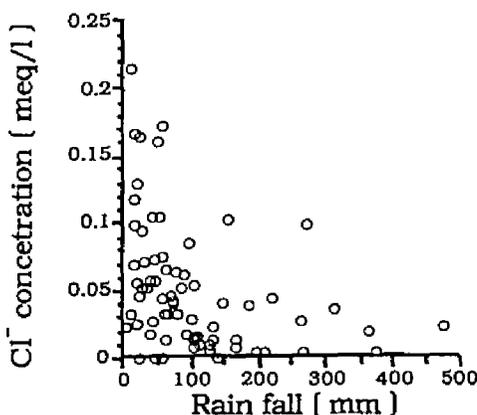


図-6-7 竜王試験地の降水量と降水のCl⁻濃度の関係であり、一方、50mm/week以上の

強度をもった林内雨はほとんど 0.1meq/l以下の希薄なものであることがわかる。このことは、降水のCl濃度の上昇が冬期にもたらされていたことから推察される。

これらのことから、冬期の比較的高濃度で弱い強度の降水が、毛管孔隙に浸透してピークを形成し、これに対して、強い強度でもたらされた濃度の低い降水は、毛管孔隙にも浸透するが、より高い透水性をもった非毛管孔隙により多くの水量が浸透すると考えられる(13)。Cl濃度のピークが土壤中で保持されていたことから、毛管孔隙の土壤溶液と非毛管孔隙内の土壤が容易に混合されないことがわかる。従って、Cl濃度のピークの移動は、毛管孔隙中を浸透する土壤溶液量に規定されており、ある強度以上の降水では非毛管孔隙を流下する浸透水量は増加するが、毛管孔隙中の水量への影響は強度の弱い降水の場合とあまり変わらないことが推察される。

5. まとめ

土壤溶液のCl濃度の変動から、試験地にかかわらず土壤溶液は、ピストン流的に移動する成分と、バイパス流的に移動する成分からなることがわかった。

土壤構造の発達した土壤ほど、ピストン流的成分の割合が高く、粒径の大きい土壤粒子の割合が高い土壤ほど、バイパス流的成分の割合が高いことがわかった。

引用文献

- 1). Bourma, J. and L. W. Dekker : A case study of infiltration into dry clay soil. I. Morphological observation, *Geoderma*, 20, 27-40, 1978
- 2). Eaton, J. S., G. E. Likens and F. H. Bormann : Throughfall and stem-flow chemistry in a north hardwood forest. *J. Ecol.*, 61, 495-508, 1973
- 3). Del Jong, E. : The movement of sewage effluent through soil columns ; The major ions (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- and SO_4^{2-}). *J. Environ. Qual.*, 7, 133-137, 1978
- 4). 波多野隆介・飯塚文男・岡島秀夫 : 畑土壤における水分と無機塩類の挙動 (第1報) カラム中の水と塩素イオンの移動. *土肥誌*, 46, 126-132, 1975
- 5). 波多野隆介・飯塚文男・岡島秀夫 : 同上 (第2報) イオン交換を伴う流出過程の検討, *土肥誌*, 47, 470-476, 1976
- 6). Hatano, R. and T. Sakuma : A plate model for solute transport through aggregated soil columns. *Geoderma*, 50, 13-36, 1991
- 7). 井上久義 : 圃場土壤中の大孔隙が水・溶質移動に果たす役割. *農土論集*, 132, 111-120, 1987
- 8). 岩坪五郎・堤利夫 : 森林内外の降水中の養分量について (2). *京大演報*, 39, 110-124, 1967
- 9). Kurtz, L.T. and S. W. Melsted : Movement of chemicals in soils by water. *Soil Science*, 115, 231-239, 1973
- 10). 久馬一剛共著 : 新土壌学, 271pp, 朝倉書店, 東京, 1984

- 11). 成岡市：土壤粗孔隙の形態とその測定法．土肥誌，64，90-97，1992
- 12). 岡島秀夫：土壤肥沃度論，235pp，農山漁村文化協会，東京，1976
- 13). 大手信人：森林土壤の孔隙構造と水分特性に関する研究，京都大学学位論文，1992
- 14). Parker, G. G. : Throughfall and stemflow in the forest nutrient cycle. *Avd. Ecol. Res.*, 13, 58-135, 1983
- 15). SAS Institute, Inc. : SAS User's guide, Statistics, SAS Inst., Cary, N. C., 1982
- 16). Smith, S. J. : Relative rate of chloride movement in leaching of surface soils. *Soil Sci.*, 114, 259-263, 1972
- 17). Zimmermann, U., K. O. Munnich and W. Roether : Downward movement of soil moisture traced by means of hydrogen isotopes. *Geophysical Monograph Series*, 11, 28-36, 1967

第7章. 土壤溶液水質の形成機構

1. はじめに

第5章において、土壤溶液の組成は Cl^- 主体の型と、 NO_3^- 主体の型の2型がみられることが指摘された。 Cl^- と NO_3^- はともに、1価のアニオンである、土壤粒子による電気的な吸着は生じにくい、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 K^+ 、 Na^+ などの土壤中で多量に存在するカチオンと生成する塩も溶解度が高いため、多くの場合土壤溶液に可溶であるなどの共通点をもっている。しかし、 Cl^- は土壤溶液中で生物的・化学的に不活性な物質であるのに対して、 NO_3^- は生物の多量必須元素であり、土壤中で形態の変化が生じるなど、生物的・化学的な活性の高い物質である点において大きな違いをもつ。

この章では、このように、生物的・化学的性質の異なるイオンを主体とする、2型の土壤溶液において、その水質形成機構の違いを明らかにする。

2. 方法

土壤溶液は、T.F.L.法によって採取されたものを用いた。

土壤の窒素無機化特性が、土壤溶液の無機態窒素の形態に及ぼす影響を明らかにするために、土壤の培養を行い、各プロットの窒素無機化特性を把握した。

土壤は、各プロットにおいて、T.F.L.を設置した際に各層から採取した。試料は研究室を持ち帰り、2 mmのふるいで細土と礫に分けた。細土の一部を105℃で絶乾し、含水率を求めた。培養は、細土約50gをビーカーにとり、30℃、28日間行った。培養期間中、採取時の含水率(約60%)を維持するため、数日ごとに水分の調整を行った。

無機態窒素含有率、および、培養後の無機態窒素含有率は、 NH_4^+ と NO_3^- について測定した。これらは、土壤を2NのKClで抽出した後、 NH_4^+ 、 NO_3^- ともに形態別窒素分析装置(Sumi-Graph, GCT-13N)によって分析した。

第7章-1. 土壤溶液水質の物理・化学的な形成機構

1. 結果

1) . 降水および林内雨における溶存物質濃度の相関関係

Cl^- が海塩を起源として林地に供給されていることがわかったので、降水、林内雨における溶存物質濃度の関係から、 Cl^- とともに供給されているものの有無を調べた(表-7-1-1)。

竜王試験地、および桐生試験地のどちらの試験地においても、 Cl^- と相関関係を示した溶存物質はほぼ等しく、降水において、 Cl^- は Na^+ 、 K^+ 、 SO_4^{2-} 、 Ca^{2+} などと強い相関関係を示した。特に、 Na^+ とは相関係数 $r>0.85$ 、 K^+ と相関係数 $r>0.80$ の強い正の相関関係を示した。林内雨においては、ほとんどの溶存物質間で相互に正の相関関係を示し、乾性降水物中にこれらの物質がすべて含まれていることが示される。 Cl^- は、そのなかでも、 Na^+ と $r>0.80$ 、 K^+ と $r>0.65$ の相関関係を示し、 NaCl や KCl といった海塩として林地に供給されることがわかった。

表 7-1-1 降水、林内雨における溶存物質濃度の相関関係

a). 竜王試験地、降水

	pH	EC	Cl ⁻	NO _i	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺
water		-0.428*	0.450				-0.433*		-0.364*	0.736
pH					0.585			0.787		
EC			0.809		0.864	0.557	0.615	0.815	0.640	
Cl ⁻					0.737		0.573		0.855	
NO _i							0.362*			
SO ₄ ²⁻						0.425	0.438		0.560	
Ca ²⁺							0.880			
Mg ²⁺									0.556	
K ⁺									0.750	
Na ⁺										

b). 竜王試験地、林内雨

	pH	EC	Cl ⁻	NO _i	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺
water		-0.388	-0.366	-0.345	-0.330	-0.410	-0.390	-0.407	-0.341	-0.209
pH		0.505	0.228*		0.355	0.490	0.535	0.400	0.262*	0.386
EC			0.601	0.314	0.791	0.659	0.800	0.813	0.748	0.704
Cl ⁻					0.601	0.482	0.513	0.647	0.802	
NO _i							0.275	0.273	0.253	0.271
SO ₄ ²⁻						0.527	0.604	0.715	0.688	0.540
Ca ²⁺							0.842	0.384	0.495	
Mg ²⁺								0.532	0.551	0.364
K ⁺									0.641	0.690
Na ⁺										0.324

c). 桐生試験地、降水

	pH	EC	Cl ⁻	NO _i	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺
water		-0.592*	-0.509		-0.550	-0.659		-0.452	-0.483	
pH				-0.570				0.362*		-0.400*
EC			0.874		0.939	0.927		0.775	0.893	
Cl ⁻					0.793	0.779		0.870	0.921	
NO _i					0.640		0.974			
SO ₄ ²⁻						0.853	0.883	0.768	0.731	
Ca ²⁺								0.678	0.737	
Mg ²⁺								0.417*		
K ⁺									0.728	
Na ⁺										
NH ₄ ⁺										

d). 桐生試験地、林内雨

	pH	EC	Cl ⁻	NO _i	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺
water		-0.786	-0.545	-0.475	-0.578	-0.645	-0.580	-0.470	-0.482	
pH				-0.570				0.362*		-0.392
EC			0.919		0.939	0.967	0.973	0.948	0.885	
Cl ⁻				0.347*	0.805	0.782	0.941	0.946	0.881	
NO _i					0.665	0.717	0.610	0.423	0.348*	
SO ₄ ²⁻						0.886	0.887	0.768	0.813	
Ca ²⁺							0.916	0.739	0.788	
Mg ²⁺								0.879	0.883	
K ⁺									0.790	
Na ⁺										

*: p<0.05, それ以外はp<0.01, Total-P, pg-Nについては有意な関係が得られなかったので省略した。

2) . Na⁺濃度の経時変動

竜王試験地 斜面上部

降水において、Na⁺濃度の経時的な変動に一定の傾向はみられなかった(図-7-1-1-a) . 林内雨において、Na⁺濃度は11月と3月ごろ高く、それぞれ約0.5meq/l、約0.3meq/lを示した.

土壌溶液において、Na⁺濃度は0.05~0.4meq/lで、変動は林内雨に較べてなだらかになっており、季節変動は不明瞭であった.

Na⁺移動量は林内雨では年間を通じて約5kg/ha/mon.前後であったが、土壌溶液では25kg/ha/mon.を示す月があり、全体に土壌溶液で多かった.

竜王試験地 斜面中部

林内雨では、Na⁺濃度は11月、1月、4月に約0.3meq/lを示し、他の時期には0.1meq/l以下で推移した(図-7-1-1-b) . 土壌溶液でも季節的な傾向はみられず、Na⁺濃度は0.05~0.4meq/lの範囲で推移した.

Na⁺移動量は林内雨では10kg/ha/mon.以下で、土壌溶液では数~15kg/ha/mon.前後を推移し、深さによる違いはみられなかった.

竜王試験地 斜面下部

斜面下部では、Na⁺濃度もCl⁻濃度と同様に降水・林内雨・30cm層までの土壌溶液において、一山型の明瞭な季節変動を示した(図-7-1-1-c) . Na⁺濃度のピークの時期は、降水・林内雨・土壌溶液の5cm層では、Cl⁻の場合とほぼ一致した. それより深い層位においては、Na⁺濃度は、10cm層で3月以降、20cm層では4月以降、30cm層では6月以降に高くなり、10cm層~50cm層ではCl⁻の場合より3~5カ月遅かった.

Na⁺濃度は、表層ほど高い時期と低い時期の差が大きく、10cm層では高い時期のNa⁺濃度は約0.5meq/lで、低い時期には0.05meq/l以下になり約10倍の違いがみられたのに対して、30cm層では高い時期にも約0.15meq/lで、低い時期と約3倍しか違わなかった. 50cm層や70cm層ではNa⁺濃度の変動はゆるやかになり、年間を通じて0.1meq/l前後の値を推移した.

Na⁺移動量は表層から30cm層まで、Na⁺濃度の高い時期に約4kg/ha/mon.と他の月に較べて多く、Na⁺濃度の変動の傾向にほぼ一致した. 50cm層や70cm層では、Na⁺濃度は年間を通じてほぼ一定で推移したのに対して、Na⁺移動量は7~9月の夏季にやや多かった.

桐生試験地

桐生試験地において、降水のNa⁺濃度はほぼ検出限界(約0.05meq/l)に近い、低い範囲を推移した(図-7-1-1-d, e) . 林内雨において、Na⁺濃度は冬期に高く、Cl⁻濃度と同様の一山型の季節変動であった(第6章, 図-6-2) . Na⁺濃度は土壌溶液では1年目の冬に高く、約0.2meq/lを上回った. 2年目には、Na⁺濃度は、斜面上部においては約0.1meq/l、斜面下部においては約0.05meq/lのほぼ一定の値で推移した.

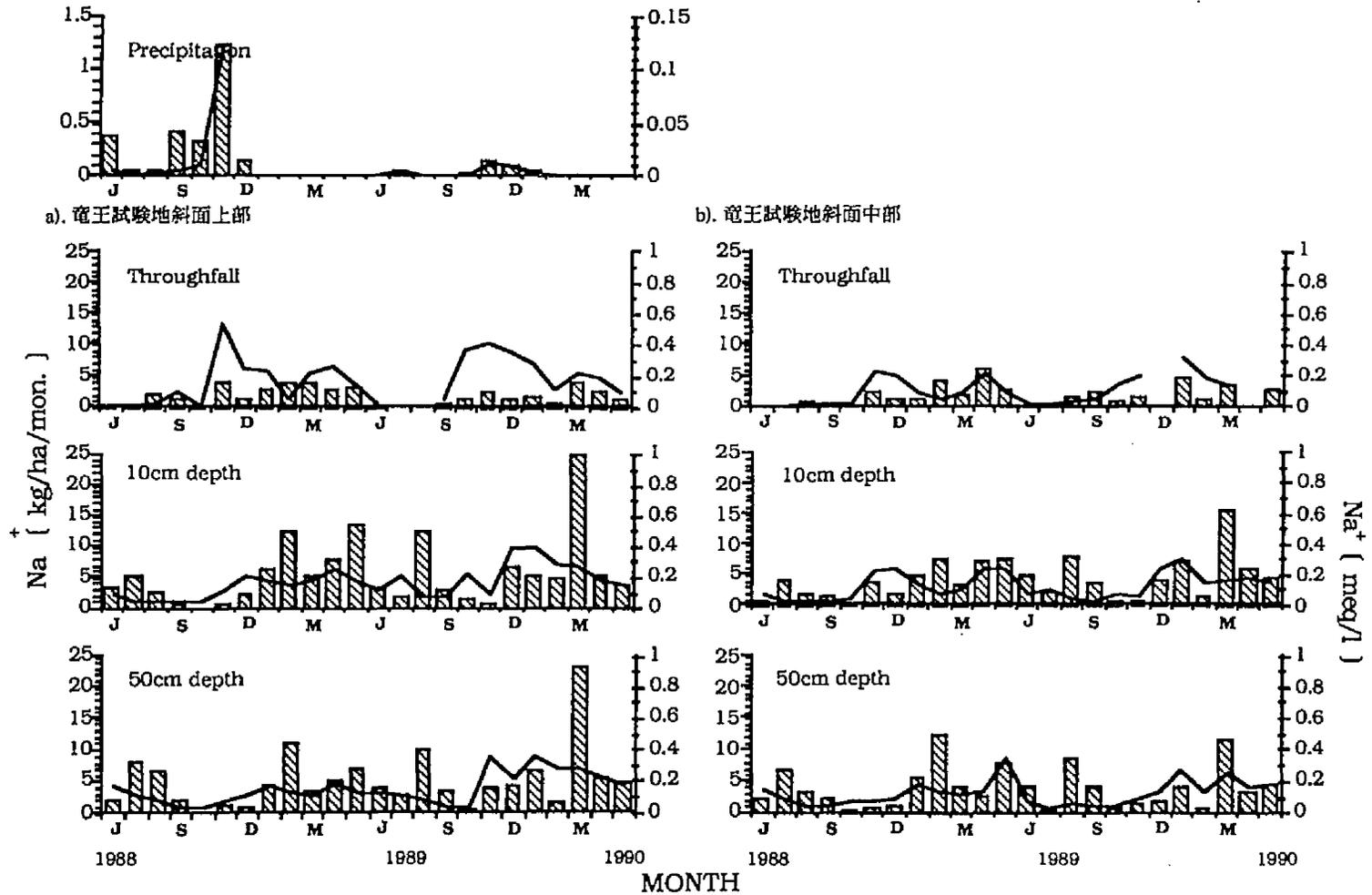


図-7-1-1 降水、林内雨、土壌溶液の各層位における Na^+ 濃度と量の季節変動
 左列；竜王試験地斜面上部、右列；竜王試験地斜面中部
 棒は量 (kg/ha/mon.)、折れ線は月加重平均濃度 (meq/l) を示す。

c). 竜王試験地斜面下部

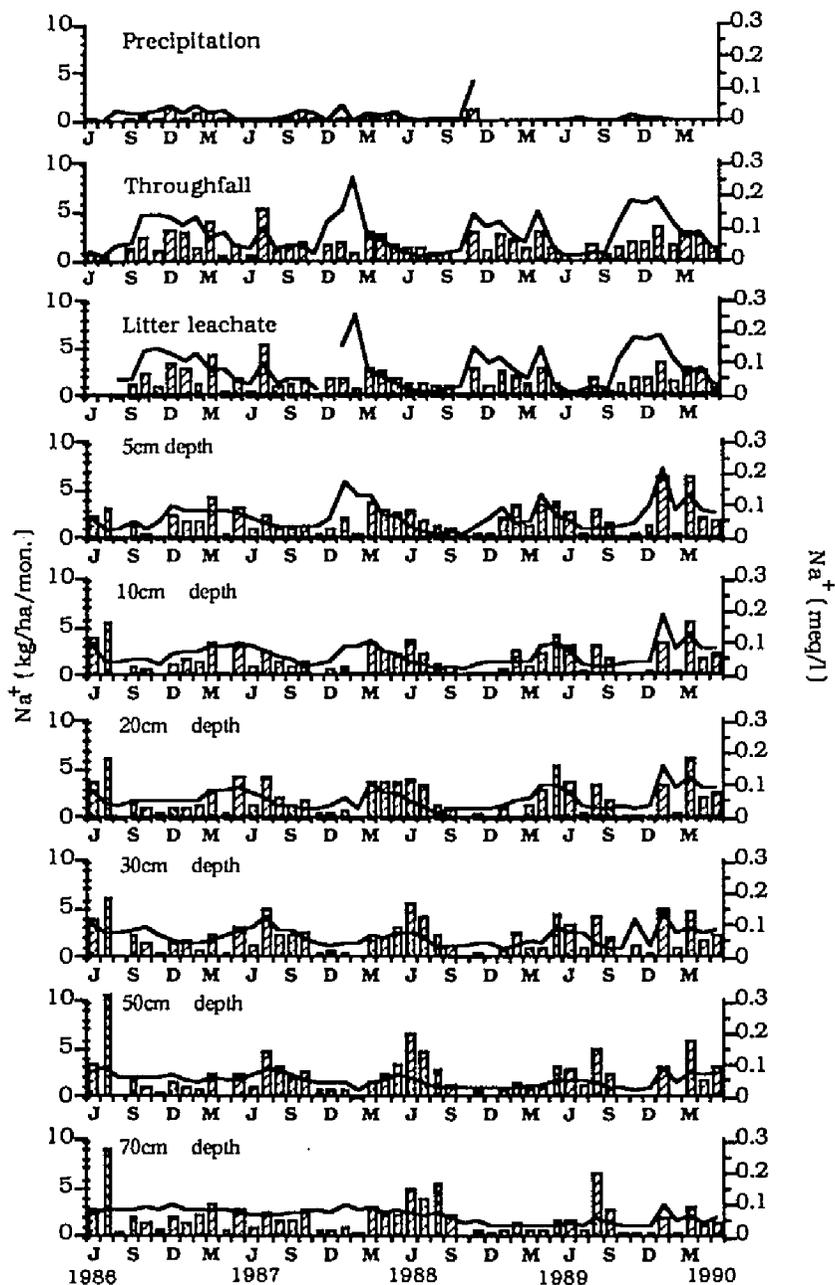


図-7-1-1 降水、林内雨、各層位の土壌溶液における Na^+ 濃度と量の季節変動
棒は量 (kg/ha/mon.)、折れ線は濃度 (meq/l) を示す。

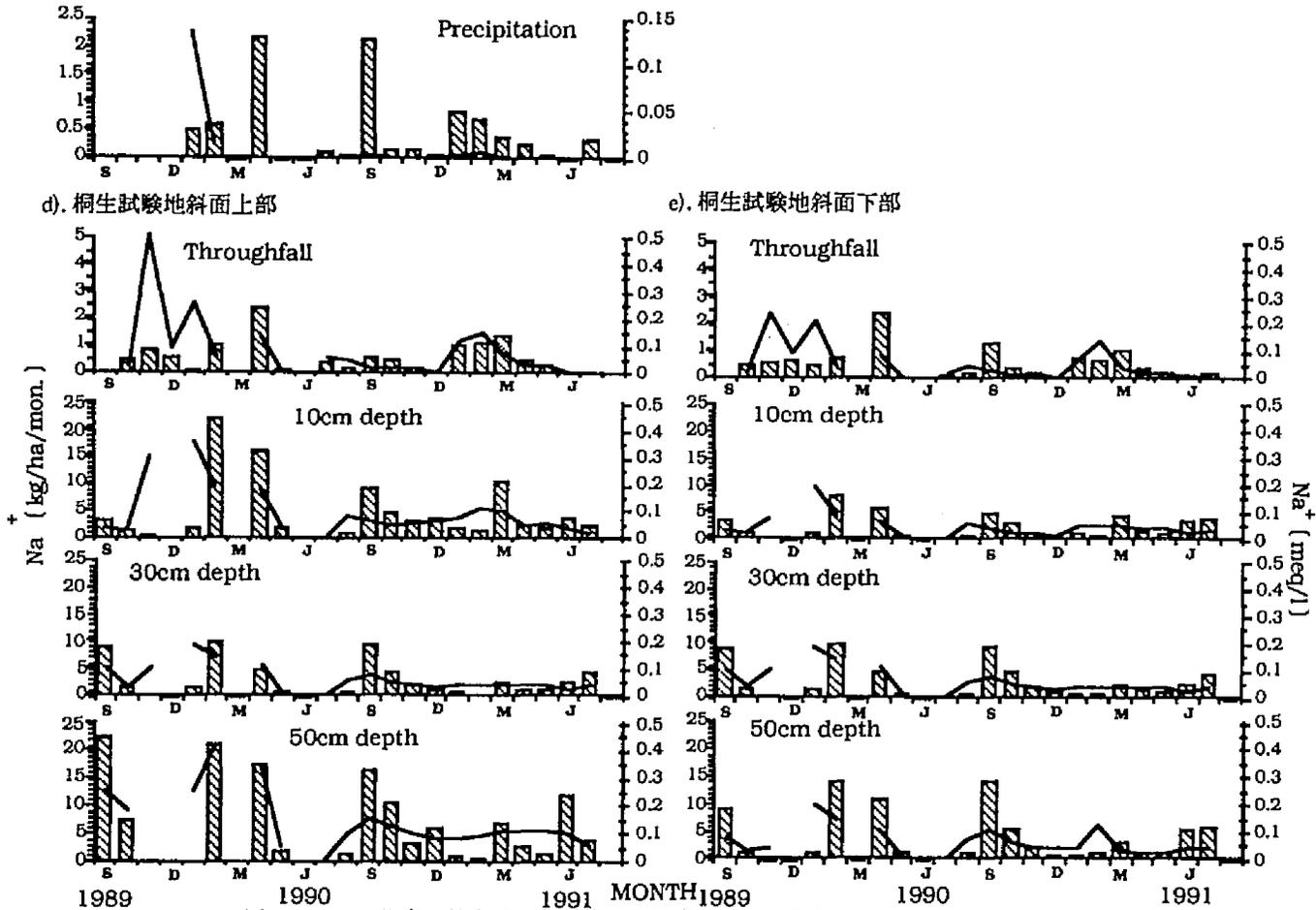


図-7-1-1 降水、林内雨、各層位の土壌溶液のNa⁺濃度の季節変動
 左列；桐生試験地斜面上部、右列；桐生試験地斜面下部
 棒は量（kg/ha/mon.）、折れ線は濃度（meq/l）を示す。

Na⁺移動量の変動には、林内雨、土壤溶液共に一定の傾向はみられなかった。Na⁺移動量は、降水および林内雨において約3kg/ha/mon.以下であったが、土壤溶液では30kg/ha/mon.に近い月もあり、土壤溶液で多くなった。

3) K⁺濃度の経時的変動

竜王試験地 斜面上部

降水においてはK⁺濃度はほとんどみられない場合が多かった(図-7-1-2-a)。林内雨において、K⁺濃度は秋～冬に高まる季節変動がみられた。K⁺濃度は上昇時は約0.4meq/l、低下時は0.05meq/l以下であった。

土壤溶液において、K⁺濃度は10cm層では冬に約0.3meq/lに高まる明瞭な季節変動がみられた。低下時には、K⁺濃度は約0.1meq/lになり、濃度の高低差は約3倍になり、林内雨の約8倍の違いより小さくなった。50cm層ではさらに変動が小さくなり、季節変動は失われ、0.05～0.1meq/lのほぼ一定値で推移した。

K⁺移動量の変動は、林内雨、土壤溶液の両方で、K⁺濃度の変動と一致せず、季節性もみられなかった。林内雨によるK⁺流入量は数kg/ha/mon.、土壤溶液のK⁺移動量は約10kg/ha/mon.前後で推移し、全体に土壤溶液が多かった。

竜王試験地 斜面中部

斜面中部において、林内雨のK⁺濃度は、斜面上部の1/4程度であったが、濃度の変動の傾向は斜面上部にほぼ等しく、秋～冬に約0.1meq/lに高まる季節変動がみられた(図-7-1-2-b)。

土壤中でも林内雨と同様の季節変動がみられ、K⁺濃度は10cm層では冬期に約0.2meq/lに上昇し、夏期に0.05meq/lに低下した。50cm層においては、K⁺濃度の季節変動は不明瞭になり、年間を通じて0.1meq/l前後を推移した。

K⁺流入量および移動量の変動には季節性はみられず、林内雨で年間を通じて数kg/ha/mon.、10cm層、50cm層ともに年間を通じて約5kg/ha/mon.前後であった。

竜王試験地 斜面下部

斜面下部において、林内雨のK⁺濃度は、春～夏の約0.05meq/lから、秋に約0.2meq/lに上昇した(図-7-1-2-c)。土壤溶液では、層位によらずK⁺濃度は年間を通じてほぼ一定で推移し、季節変動はみられなかった。各層におけるピーク時のK⁺濃度は、5cm層では約0.8meq/l、30cm層では約0.6meq/l、70cm層では約0.2meq/lで、深さに伴って低下する傾向を示した。

K⁺移動量は、20cm層まで夏～秋に増加する季節的な傾向がみられたが、20cmより下層ではこれらの傾向は不明瞭になった。

桐生試験地

桐生試験地では、K⁺濃度の変動には、林内雨、土壤溶液のどちらにおいても季節性はみら

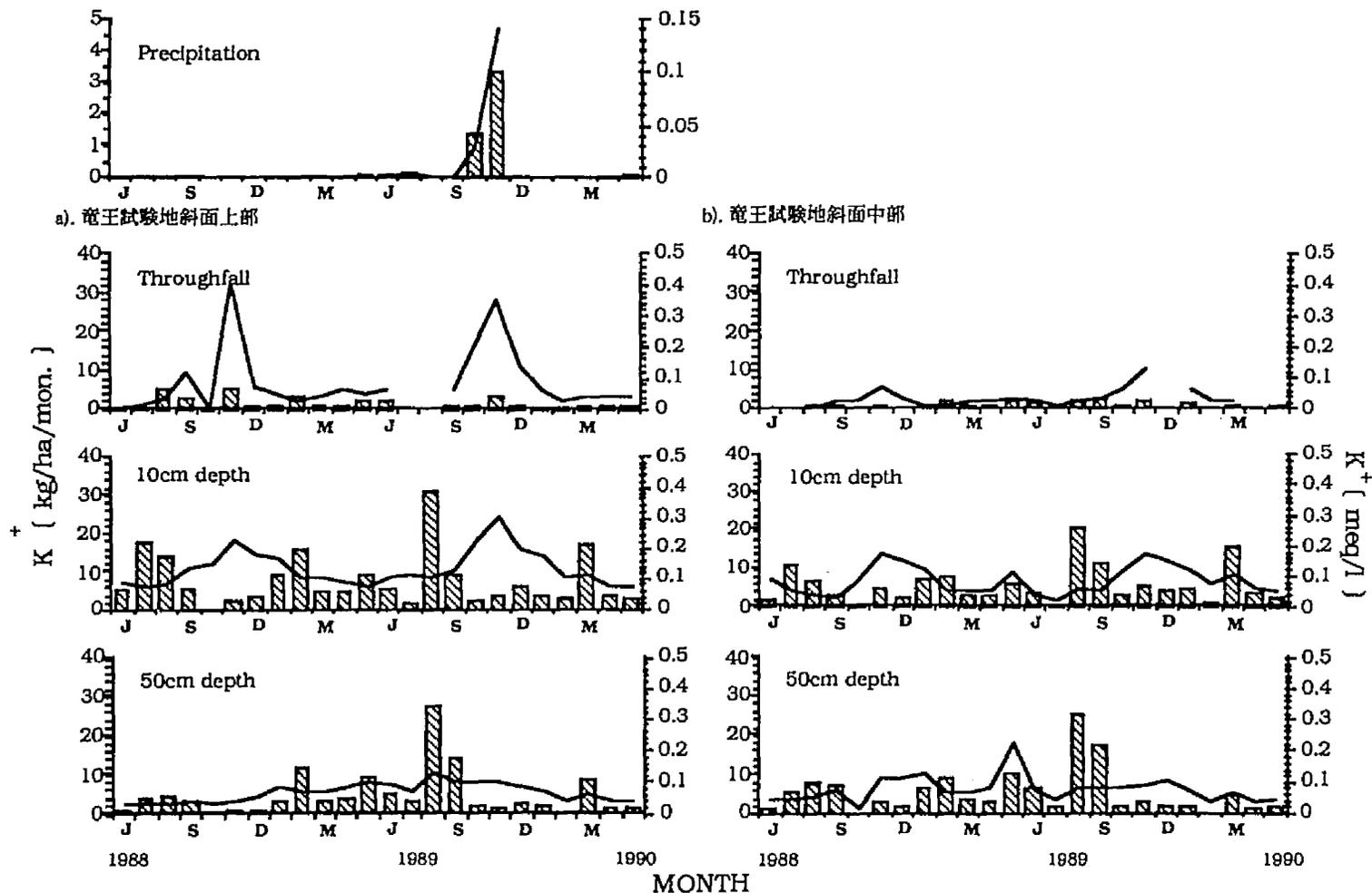


図-7-1-2 降水、林内雨、土壌溶液の各層位における K^+ 濃度と量の季節変動
 左列；竜王試験地斜面上部、右列；竜王試験地斜面中部
 棒は量 (kg/ha/mon.)、折れ線は月加重平均濃度 (meq/l) を示す。

c). 竜王試験地斜面下部

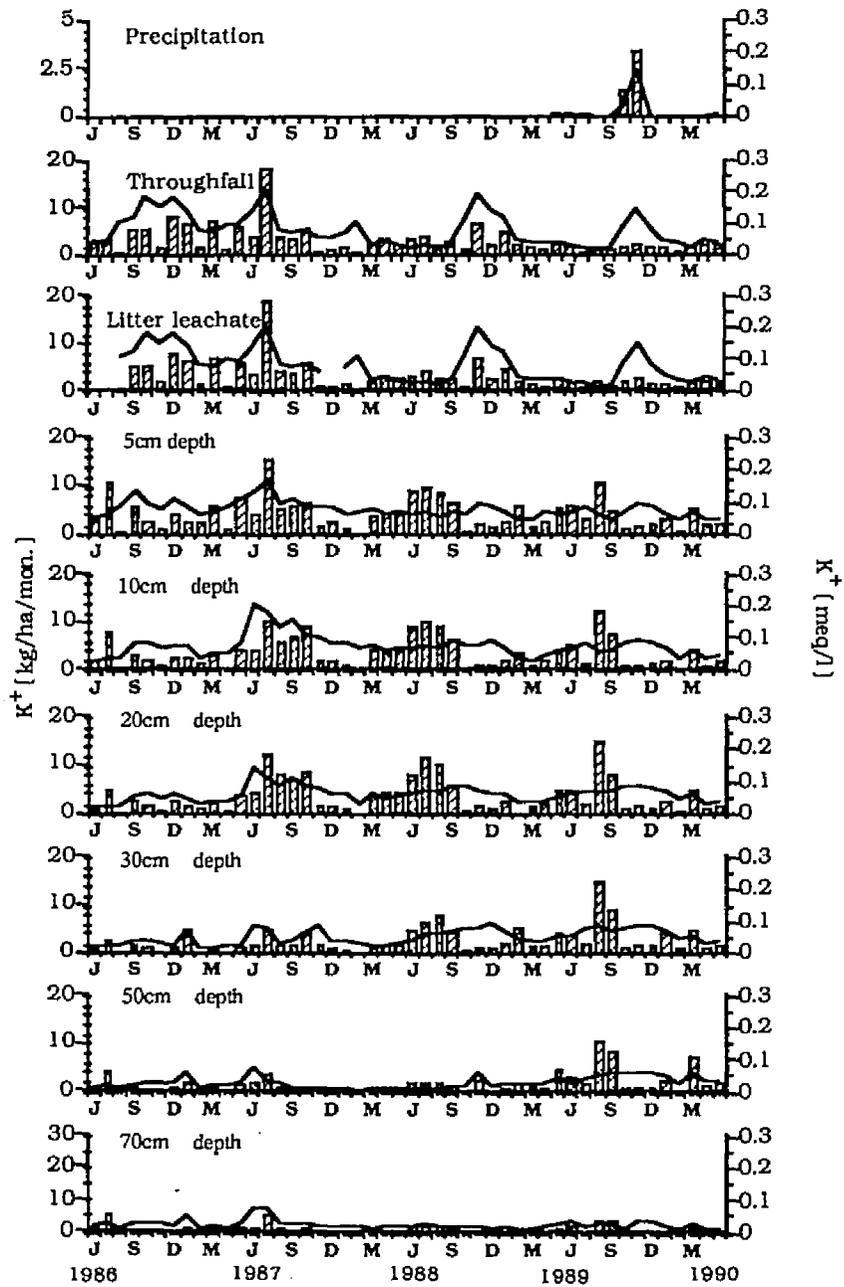


図-7-1-2 降水、林内雨、各層位の土壌溶液におけるK⁺濃度と量の季節変動
棒は量 (kg/ha/mon.)、折れ線は濃度 (meq/l) を示す。

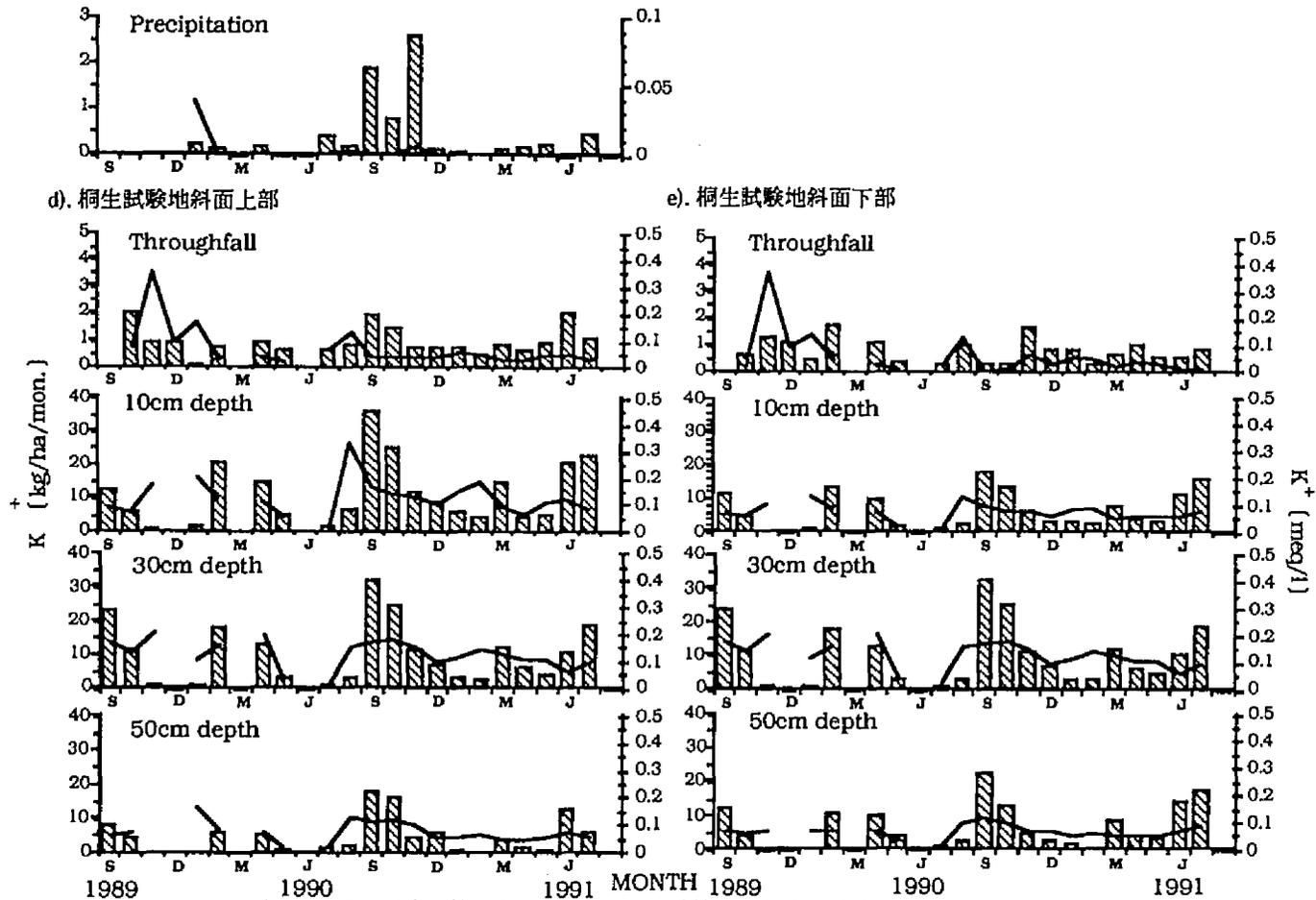


図-7-1-2 降水、林内雨、各層位の土壌溶液の K^+ 濃度の季節変動
 左列；桐生試験地斜面上部、右列；桐生試験地斜面下部
 棒は量（ $kg/ha/mon.$ ）、折れ線は濃度（ meq/l ）を示す。

れなかった(図-7-1-2-d, e)。また、林内雨による K^+ 流入量や土壌溶液中の K^+ 移動量の変動にも季節性はみられず、林内雨では年間を通じて約 1kg/ha/mon. 、土壌溶液中では約 10kg/ha/mon. 前後で推移した。土壌溶液の K^+ 移動量は、深さに伴ってやや減少する傾向がみられた。

4) Na^+ 濃度の垂直方向の変動

図-7-1-3に、竜王試験地斜面下部における、第VI章の図-6-3に対応する採水日の Na^+ 濃度の垂直分布を示す。 Na^+ 濃度も降水より林内雨で高くなった。例えば、1986年10月30日には、降水では約 0.04meq/l であり、林内雨では約9倍の 0.35meq/l であった。土壌中では深さに伴う濃度の違いは明瞭でなく、土壌溶液の最高濃度は5cm層で 0.10meq/l 、10cm~30cm層でも 0.10meq/l 、50cm層で 0.09meq/l 、70cm層で 0.10meq/l であり、層位間で大きな違いはみられなかった。土壌溶液で、 Cl^- 濃度は上昇時と低下時に10倍以上の違いを生じることがあるが(第6章、図-6-2)、 Na^+ では3倍程度の違いにすぎなかった。 Na^+ 濃度の垂直方向の分布は、 Cl^- の場合に較べて早い時期にすそが広がり、なだらかになった。

5) 土壌溶液に伴う Na^+ と K^+ の年間移動量

5)-1. Na^+ の年間移動量

図-7-1-4には、降水、林内雨による年間の Na^+ 供給量と、リター層、土壌層溶液と共に移動する Na^+ の量(kg/ha/yr.)、および各土壌層における Na^+ の現存量(kg/ha)を示す。

Na^+ の量も、林内雨で降水の1.6~3.2倍に増加した。1年間に土壌溶液と共に移動する量は、深さ70cmまで層位・年度にかかわらず $17\sim 27\text{kg/ha}\cdot\text{yr}$ の範囲にありほぼ等しかった。交換性 Na^+ 現存量は0~5cmの土壌層で 2.7kg/ha 、10~20cmで 4.2kg/ha 、50~70cmで 5.7kg/ha であり、単位土壌厚でみればどの層においてもほぼ等しかった。フッ素による全分解によって得られた Na^+ の総量は0~5cmの土壌層で 29.4kg/ha/cm 、30~50cmで 102.1kg/ha/cm 、50~70cmで 203.0kg/ha/cm と土壌下層ほど多い傾向がみられた。

土壌溶液と共に移動する量は、全層を通じて交換性量の4倍以上であった。総量と比較すると30cm層まではほぼ等しく、それより下層では総量の1/3以下にすぎなかった。

5)-2. K^+ の年間移動量

図-7-1-5には、降水、林内雨による年間の Na^+ 供給量と、リター層、土壌層溶液と共に移動する K^+ の量(kg/ha/yr.)、および各土壌層における K^+ の現存量(kg/ha)を示す。

K^+ の移動量は、林内雨で降水の数倍に増加した。5cm層では4年間を通じて 40kg/ha/yr. を上回る量が移動していたが、70cm層では 20kg/ha/yr. を下回り、1年間に土壌溶液と共に移動する量は深さに伴って減少した。この傾向は4年目にやや乱れた。交換性 K^+ 量は、土壌の深さによらず約 20kg/ha/cm であった。

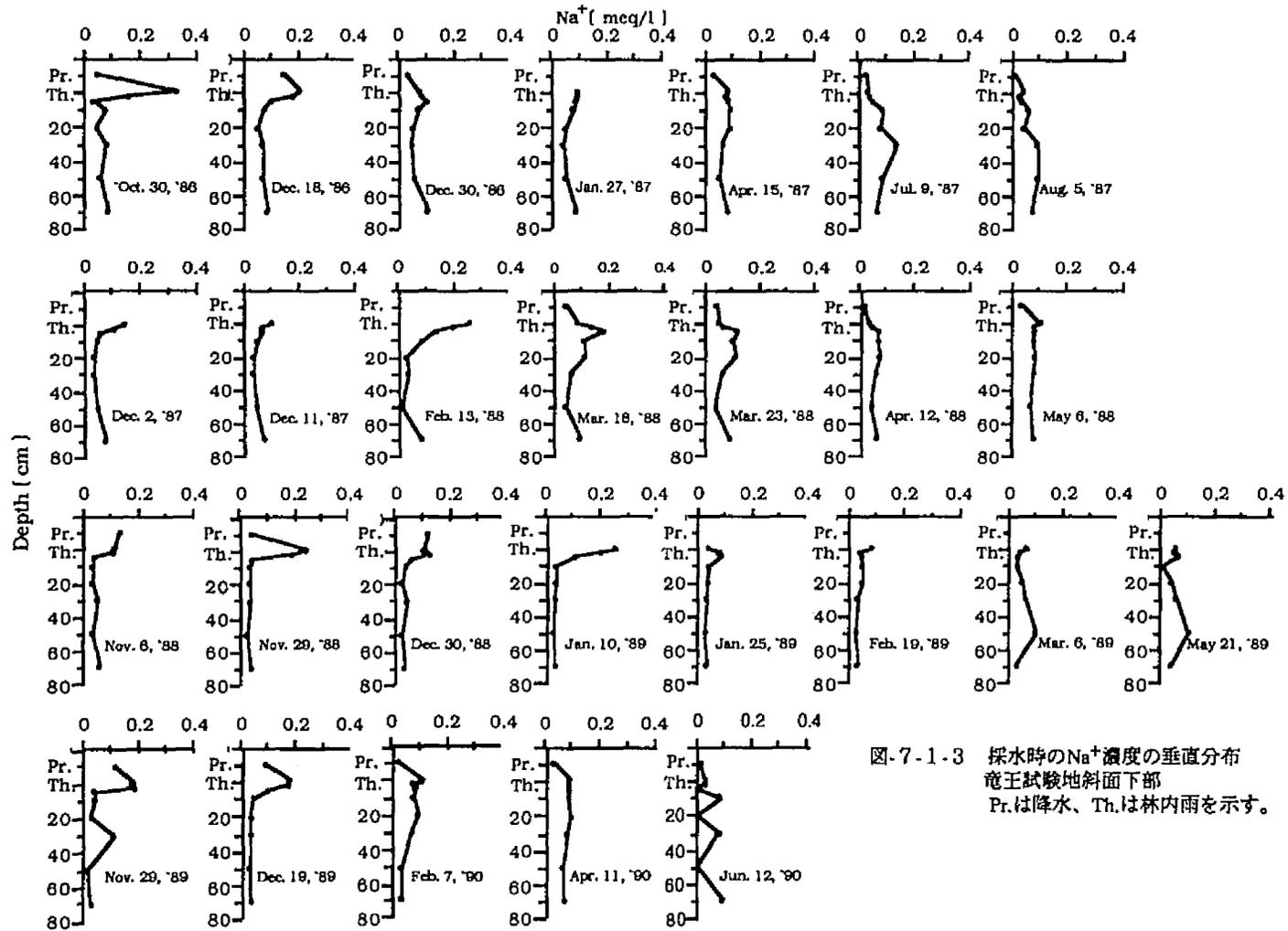


図-7-1-3 採水時の Na^+ 濃度の垂直分布
 竜王試験地斜面下部
 Pr.は降水、Th.は林内雨を示す。

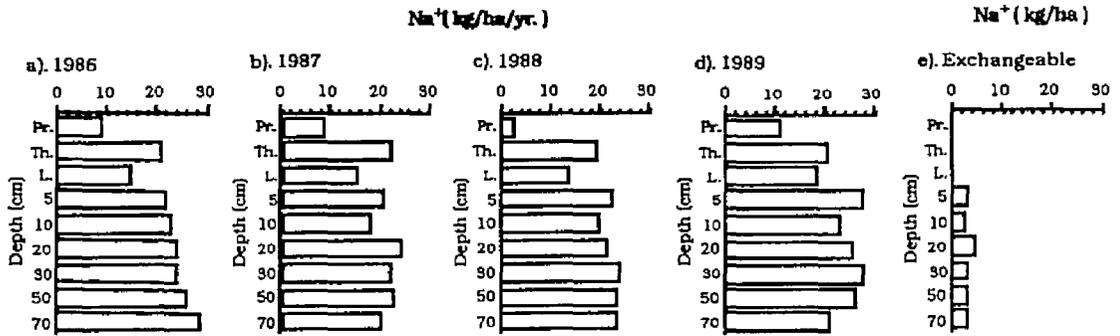


図-7-1-4 降水、林内雨、土壌層における Na^+ 移動量と交換性量
童王試験地斜面下部
Pr.は降水、Th.は林内雨、L.はリター層からの流出水を示す。
a). ~ d).は年間移動量、e).は各層位における交換性量を示す。
層位は0~5、5~10、10~20、20~30、30~50、50~70cmである。

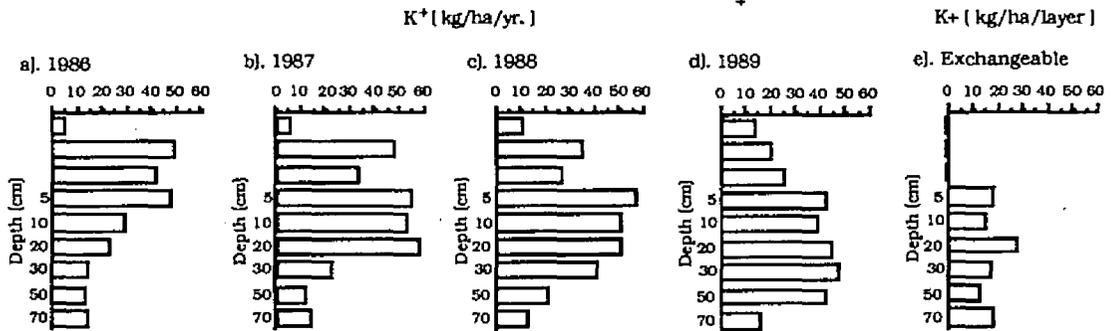


図-7-1-b 降水、林内雨、土壌層における K^+ 移動量と交換性量
童王試験地斜面下部
Pr.は降水、Th.は林内雨、L.はリター層からの流出水を示す。
a). ~ d).は年間移動量、e).は各層位における交換性量を示す。
層位は0~5、5~10、10~20、20~30、30~50、50~70cmである。

2. 考察

1). Cl^- による土壌溶液の水質形成機構

前章でも述べたように、降水および林内雨において、 Cl^- 濃度が秋~冬に上昇する季節変動を示したことから、 Cl^- が海塩を起源として北西季節風によって供給されると考えられた(第6章, 図-6-2)。従って、 Cl^- 濃度と強い相関を示した、 Mg^{2+} 、 Na^+ 、 K^+ も、供給源としてかなりの部分を海塩に依存していることがわかる(表-7-1-1)。特に、 Na^+ や K^+ は、降水や林内雨における濃度の変動が、 Cl^- 濃度の変動とよく似た季節変動を示したことから(図-7-1-1, 2)、供給源を海塩に依存する割合が高いと考えられる。

土壌溶液においては、イオンどうしの電気的中性が保たれることが知られている(20)。 Cl^- は物理的・化学的に不活性なために、土壌中での可動性が高く(9)、 Cl^- が移流によって移動する際には、電気的なバランスをとるためにカチオンの移動を伴う。林内雨における電

氣的当量の計算から、Clが林地にもたらされた時には、その電氣的バランスの80%弱がNa⁺でまかなわれていると考えられる。

土壤溶液とともに移動するClの量には、深さ方向で違いがみられなかったことから（第6章、図-6-4）、Clとバランスをとり、土壤中でClと電氣的中性を保つカチオン濃度（の和）も一定であると考えられる。土壤溶液のCl濃度とNa⁺濃度の変動は、深さ方向で徐々にずれが生じたが、土壤溶液によるNa⁺の移動量に深さ方向で違いはなく、おもにNa⁺がClと電氣的バランスをとって移動しているといえる。

しかし、Na⁺は、林内雨として、林地に同時に供給されたにもかかわらず、土壤の10～50cmではCl濃度の変動に対して、Na⁺濃度の変動が遅れ、Na⁺濃度とCl濃度のピークは時間的にずれが生じた。

Na⁺とClの土壤中での挙動をスペクトル解析を用いて比較すると、Na⁺濃度とCl濃度の変動は、土壤表層では強い相関を示したが、30cm層以下では相互相関係数（r）は0.5を下回り（表-7-1-2）、海塩として同時に供給されたClとNa⁺の濃度の変動が、土壤下層に向かって徐々に異なっていくことが確かめられた。同一深でNa⁺濃度の上昇が遅れたことから、Na⁺はClと異なり正電荷を帯びたカチオンであるため、負に帯電している土壤コロイド表面に吸着され、Clに較べて移動しにくいことがわかる（2）。すなわち、土壤溶液のNa⁺濃度は、Clの場合と異なり、土壤溶液に伴う移動だけで決定されているのではないといえる。

土壤中では、Na⁺は土壤粒子に吸着されて、他のカチオンと交換する。このため土壤溶液中のNa⁺濃度は低下し、一方土壤コロイドから放出されたカチオンは土壤溶液中で濃度の上昇が生じる。しかし、1年間に土壤溶液と共に移動するNa⁺量には、0～70cmの土壤層間では

ほとんど違いがなく（図-7-1-4）、Na⁺は不可逆的に土壤粒子表面に吸着しているわけではなく、吸着は一時的なものであり、Na⁺は再び土壤溶液中の他のカチオンと交換し、吸着と溶脱を繰り返しながら移動していると考えられる。

以上のように、土壤溶液の水質形成機構のひとつとして、土壤中で可動性の高いClの移流が挙げられる。特に、わが国のように海塩の供給量が多い場合、土壤中で化学的・生物的に不活性なClの供給量が多く、Clが移流する際に電氣的バランスをとるためにカチオンを伴う機構が、土壤溶液の水質形成に大きな影響を及ぼしていると考えられた。

表-7-1-2 12カ月周期における各層位の土壤溶液のCl濃度とNa⁺濃度の相関係数と位相

Th.は林内雨を示す。

a). 相関係数

Depth	Th.	5	10	20	30	50	70
Th.	0.871						
5		0.700					
10			0.475				
20				0.499			
30					0.248		
50						0.404	
70							0.292

b). 位相

Depth	Th.	5	10	20	30	50	70
Th.	20.5						
5		47.5					
10			81.1				
20				67.3			
30					144.4		
50						189.6	
70							228.3

2) . Na⁺, K⁺の移動特性

2) -1. Na⁺の移動特性

Cl⁻と同様にして、土壤溶液のNa⁺濃度のピークの移動に要した日数と、スペクトル解析の位相から、Na⁺の移動速度を算出した(第6章)。表層の30cmまではCl⁻濃度の変動と相関をもっているにもかかわらず、平均移動速度は0.104cm/dayでCl⁻の1/2以下に過ぎなかった。Na⁺の移動速度は全体にCl⁻より遅く、Na⁺がCl⁻と異なり土壤粒子と吸着と溶脱を繰り返しながら移動することが示される。30cmより長いライシメーターでは移動速度はやや速まり0.242cm/dayとCl⁻の値に近づき、下層では土壤粒子との反応性が上層と異なり、やや吸着が弱まっている可能性が示唆された。このことは、下層では土壤の粘土化が表層に較べて未熟であるため、土壤粒子内の電氣的バランスが大きく崩れておらず粒子表面が強い負に帯電していない土壤粒子が存在していることを示唆していると考えられる。

2) -2. K⁺の移動特性

K⁺濃度は降水や林内雨中で季節変動を示したが、季節性はCl⁻やNa⁺と異なり土壤中ではごく表層にしか維持されなかった(図-7-1-2)。このことから、K⁺はNa⁺よりも土壤への吸着が強いことが示唆される。土壤溶液によるK⁺移動量は深さに伴って減少しており、K⁺の土壤粒子への吸着がNa⁺と違って不可逆的なものであることがわかる。K⁺はそのイオン半径が粘土粒子間の距離とほぼ等しく、粘土粒子へ固定されることがある(15)。今回の場合もこの現象が起こっていると考えられる。

第7章 -2. 土壤溶液水質の生物化学的形成機構

1. はじめに

前項で林内雨中で最も多いアニオンであり、また、竜王試験地斜面上部では土壤溶液中でも最も優占度の高いイオンであったCl⁻を中心とした、土壤溶液水質の形成機構が明らかになった。この章では、その他のプロットにおいて最も多いイオンであった、NO₃⁻を中心とした土壤溶液水質の形成機構について考察する。

2. 結果

1). 土壤中を上昇する傾向を示した溶存物質濃度の経時的変動

土壤溶液において、最も濃度の高いイオンであるNO₃⁻とCa²⁺と、NO₃⁻生成の基質となるNH₄⁺および、Ca²⁺と同じく2価のカチオンであるMg²⁺について、土壤溶液の濃度の経時的変動について、図-7-2-1~4に、月毎の加重平均濃度と移動量の経時的な変動を示す。加重平均濃度は月毎に総移動量を総流出水量で割って求めた。

1)-1. NO₃⁻濃度の経時的変動

竜王試験地 斜面上部

NO₃⁻濃度の検出限界は約0.003meq/lであり、降水にはNO₃⁻はほとんどみられなかった(図-7-2-1-a)。林内雨においては、NO₃⁻濃度は、冬期に0.3~0.4meq/lに高まった。

土壤溶液では、NO₃⁻は1年目にはほとんどみられず、2年目になってNO₃⁻濃度が高まった。NO₃⁻濃度は10cm層で約13meq/lに達し、これは、竜王、桐生両試験地を通じて最高の濃度であった。50cm層でも同じ時期に濃度は約1.3meq/lに上昇した。

林内雨によるNO₃⁻流入量は、年間を通じて約3 kg/ha/mon.以下であった。土壤溶液によるNO₃⁻の移動量の変動は、10cm層ではNO₃⁻濃度の変動傾向にほぼ一致した。ピーク時の移動量は、10cm層では50kg/ha/mon.、50cm層では30kg/ha/mon.であった。

竜王試験地 斜面中部

林内雨においては、NO₃⁻はほとんど検出されず、最高でも0.2meq/lであった(図-7-2-1-b)。

土壤溶液においては、NO₃⁻濃度は冬に高まる季節変動を示した。ピーク時の濃度は、1年目は10cm層で0.5meq/l、50cm層で1.7meq/l、2年目は10cm層で1.0meq/l、50cm層で2.2meq/lであり、2年目に1年目より高くなった。

土壤溶液によるNO₃⁻の移動量の変動には一定の傾向はみられず、数~70kg/ha/mon.の範囲にあった。

竜王試験地 斜面下部

斜面下部においても、林内雨ではNO₃⁻はほとんど検出されなかったが、土壤層で濃度が高

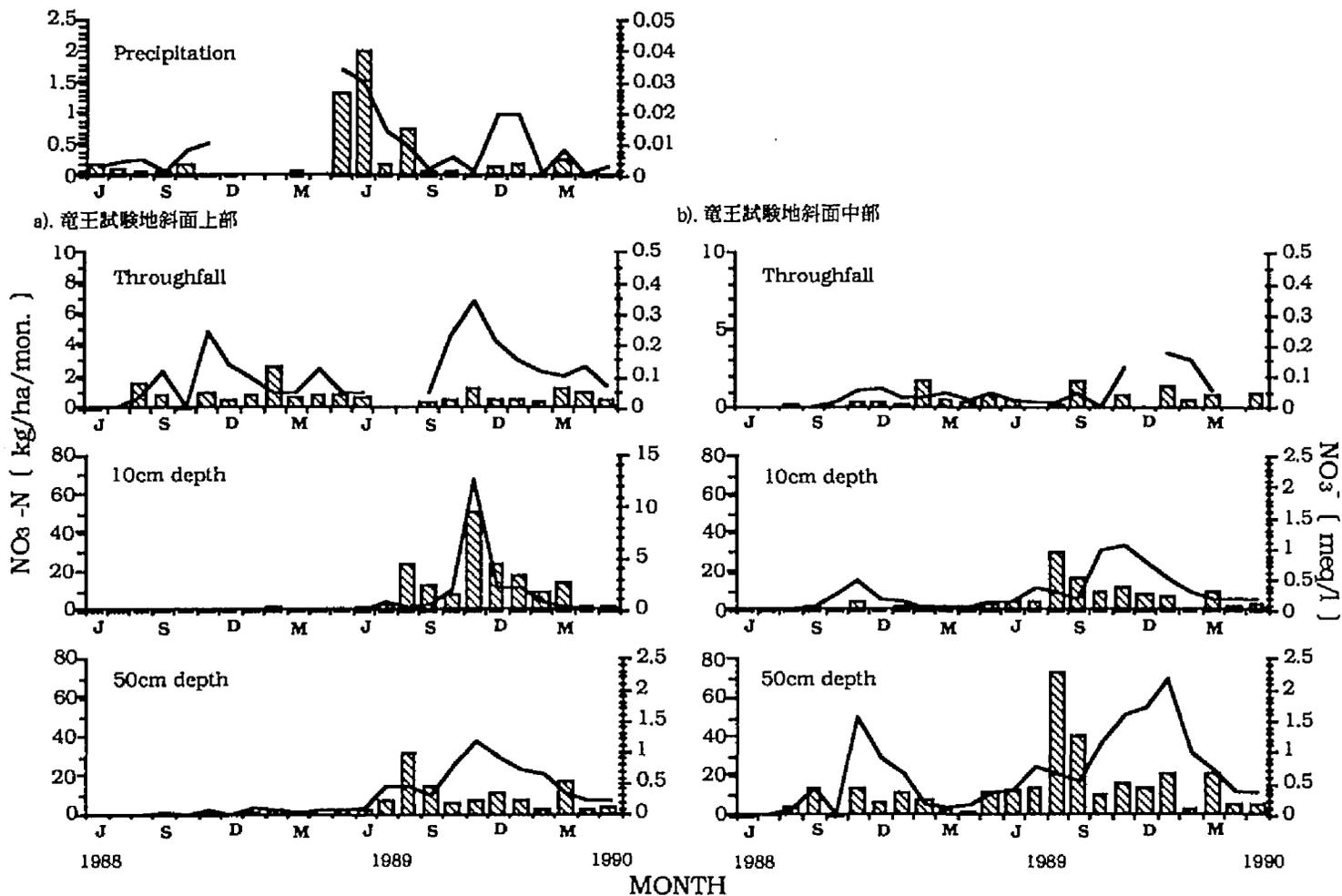


図-7-2-1 降水、林内雨、土壌溶液の各層位におけるNO₃⁻濃度と量の季節変動

左列；竜王試験地斜面上部、右列；竜王試験地斜面中部
 棒は量 (kg/ha/mon.)、折れ線は月加重平均濃度 (meq/l) を示す。

c). 竜王試験地斜面下部

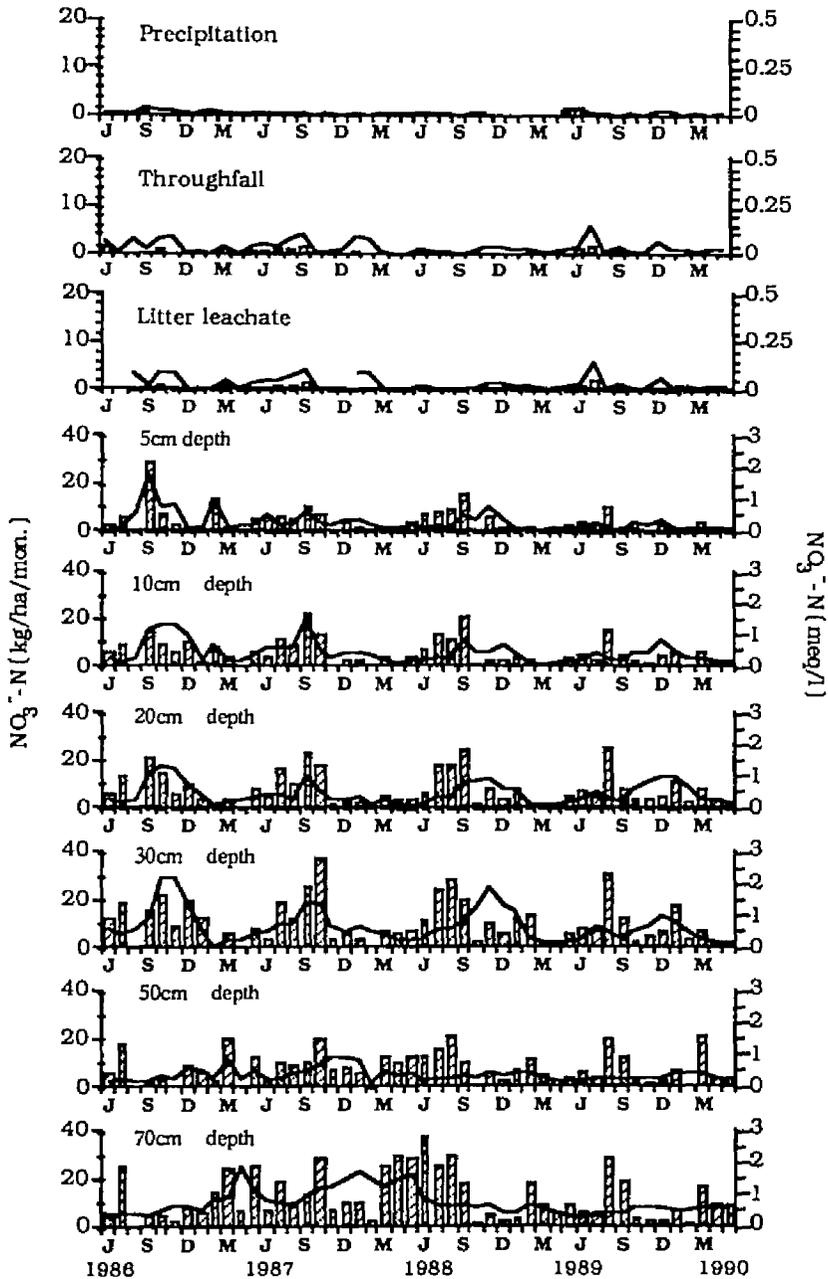


図-7-2-1 降水、林内雨、各層位の土壌溶液における NO_3^- 濃度と量の季節変動
棒は量 (kg/ha/mon.)、折れ線は濃度 (meq/l) を示す。

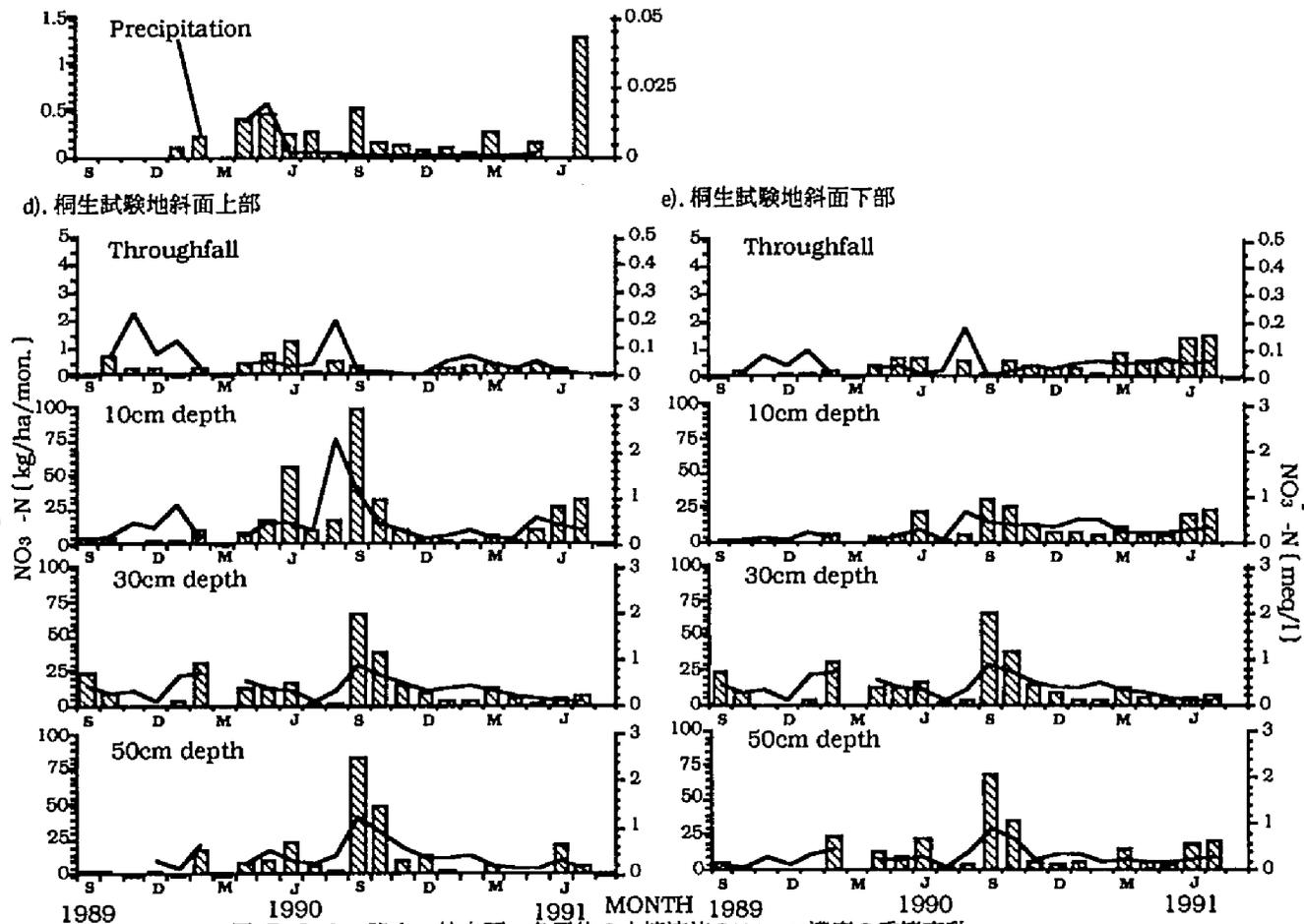


図-7-2-1 降水、林内雨、各層位の土壌溶液のNO₃-N濃度の季節変動

左列；桐生試験地斜面上部、右列；桐生試験地斜面下部
 棒は量 (kg/ha/mon.)、折れ線は濃度 (meq/l) を示す。

まった(図-7-2-1-c)。土壤溶液のNO₃濃度は、表層の30cmまで、調査期間を通じて、秋～冬に上昇する季節変動を示した。ピークの時期は、5cm層では9～11月、10～30cm層で9～12月頃であった。NO₃濃度の低下した時期も調査期間を通じて、3～5月ではほぼ一定であった。Cl濃度の場合、深さに伴い、ピークの時期にずれがみられたのに対して(第6章、図-6-2)、NO₃濃度の季節変動は各層位で同調していた。

A～B_w層内(0～29cm)では、隣接する層位のNO₃濃度の変動は高い相関を示した($r>0.78$, $p<0.01$)。20cm層では2連のT.F.L.で実験を行い、そのNO₃濃度の間に違いはみられなかった。

土壤溶液のNO₃濃度の季節変動は、BC層(30～70cm)において不明瞭になり、50cm層や70cm層では、NO₃濃度の変動は一定の傾向を示さず、各層位間のNO₃濃度の相関は30cm層と50cm層で $r=0.53$ ($p<0.01$)、50cm層と70cm層で $r=0.66$ ($p<0.01$) となり、表層に較べて低下した。50cm層においては、NO₃濃度に季節的な変動の傾向はみられず、3年目、4年目には約0.5meq/lのほぼ一定で推移した。50cm層は2連のT.F.L.で実験を行い、どちらのNO₃濃度にも同様の傾向がみられた。70cm層においては、1年目は4月に1.9meq/l、2年目は5月に1.8meq/lに上昇したが、3年目から4年目にかけて徐々に低下し、4年目には約0.6meq/lのほぼ一定濃度で推移した。

すなわち、NO₃濃度はA～B_w層では毎年秋～冬にかけて上昇する明瞭な季節的な変動を示し、BC層では明瞭な季節変動はみられないといえる。

土壤溶液に伴うNO₃の年間の移動量は、A～B_w層である30cm層までは、濃度の高い時期に多く、濃度の変動と同様の傾向をもつ季節変動を示した。また、NO₃の移動量は、30cm層まで深さに伴って増加し、30cm層では多い月には40kg/ha/mon.に達した。一方、BC層(30～70cm)ではNO₃移動量の変動に一定の傾向はみられなかった。

桐生試験地

降水においてNO₃はほとんど検出されず、林内雨においても最高で0.2meq/l程度であった(図-7-2-1-d, e)。土壤溶液では、斜面上部、斜面下部ともに1年目から土壤溶液にNO₃が検出され、斜面位置での違いは明瞭でなかった。2年目にはいる秋頃に、ほとんどの層位でNO₃濃度、量の上昇がみられた。この上昇は斜面上部で顕著に現れ、濃度は約2meq/l、移動量は約80kg/ha/mon.を上回った。

以上のように、竜王試験地斜面上部と斜面中部では、実験開始より1年を経てから、土壤溶液にNO₃がみられるようになり、濃度および量が増加した。一方、竜王試験地斜面下部、桐生試験地では初年度からNO₃が存在した。桐生試験地においては、NO₃濃度は1年目より2年目に上昇し、竜王試験地斜面下部においては、NO₃濃度・量の変動にA～B_w層内(0～29cm)で4年間を通じた季節性がみられた。

1) -2. Ca^{2+} 濃度の経時的変動

竜王試験地 斜面上部

降水において、 Ca^{2+} は、年間を通じて濃度は 0.1meq/l 以下、流入量は 5kg/ha/mon. 以下で推移した(図-7-2-2-a)林内雨の Ca^{2+} 濃度は、冬に約 0.3meq/l まで上昇する季節変動を示した。

土壌溶液では、 10cm 層では1年目には全般に林内雨とほとんど変わらない濃度で推移したが、2年目の11月に1年目の10倍以上の 1.1meq/l に上昇した。 50cm 層では、2年間を通じて濃度は 0.1meq/l 前後で推移し、経時的な変化は明らかでなかった。

土壌溶液による Ca^{2+} の移動量も、 Ca^{2+} 濃度の変動とほぼ同じ傾向がみられ、 10cm 層では2年目の夏以降に、 5kg/ha/mon. 以上に増加したが、 50cm 層では経時的に大きな違いはみられなかった。

竜王試験地 斜面中部

林内雨において、 Ca^{2+} 濃度は年間を通じてほぼ一定の約 0.05meq/l で推移した(図-7-2-2-b)。

土壌溶液は、 10cm 層では1年目には 0.05meq/l 前後で終始し、2年目の冬期に約 0.3meq/l のピークがみられた。 50cm 層でも1年目は 0.05meq/l 前後のほぼ一定値で推移したが、2年目の秋に約 0.2meq/l のピークがみられた。

土壌溶液による Ca^{2+} の移動量の変動の傾向は、濃度の変動傾向にほぼ一致し、1年目には年間を通じて 3kg/ha/mon. 以下であったものが、2年目の秋以降 5kg/ha/mon. 程度に増加した。

竜王試験地 斜面下部

Ca^{2+} 濃度は、林内雨において年間を通じて約 0.05meq/l で推移した(図-7-2-2-c)。

土壌溶液の Ca^{2+} 濃度および移動量の変動は、A~B層($0\sim 29\text{cm}$)では、調査期間を通じて秋~冬にかけて $0.5\sim 1\text{meq/l}$ に上昇する季節変動がみられた。BC層では季節変動は不明瞭になり、 70cm 層では季節的変動を示さなかった。

Ca^{2+} の濃度および移動量の変動にみられた傾向は、 NO_3^- の濃度と移動量の変動にみられた傾向とよく一致した。

桐生試験地

桐生試験地では、林内雨の Ca^{2+} 濃度は $0.03\sim 0.3\text{meq/l}$ を推移した(図-7-2-2-d, e)。

土壌溶液は、貯水量が少なかったため欠測が多く、 Ca^{2+} 濃度の変動がわかりにくいだが、季節的に一定の傾向を示さず、斜面上部および下部ともに2年目に入る秋ごろ約 0.5meq/l に上昇した。2年目には、 Ca^{2+} 濃度は斜面上の位置や土壌の深さにかかわらず、徐々に低下する傾向を示した。

土壌溶液に伴う Ca^{2+} の移動量も、2年目にはいる秋に増加して、 $30\sim 70\text{kg/ha/mon.}$ を示した後、 20kg/ha/mon. 以下で推移した。

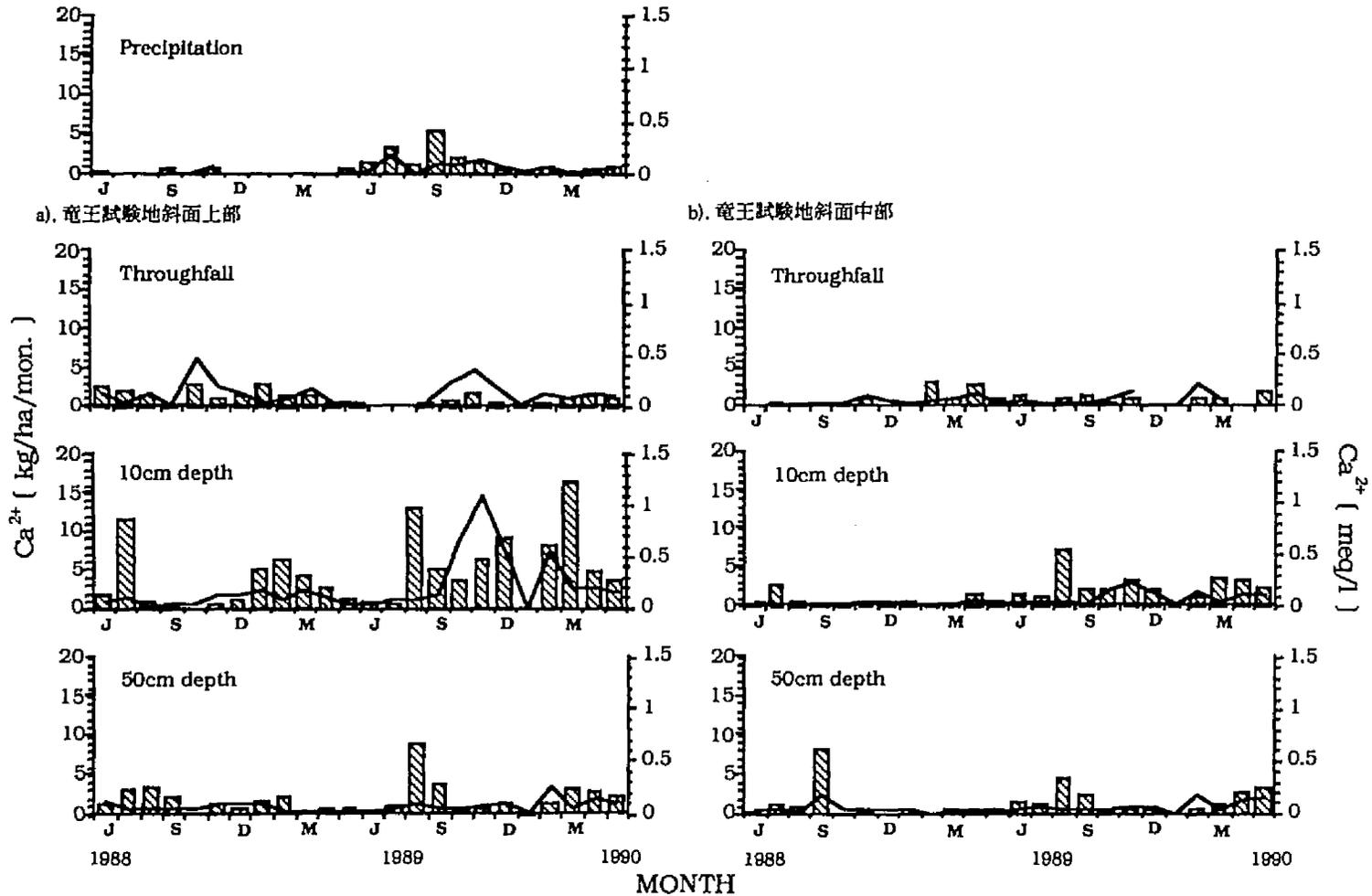


図-7-2-2 降水、林内雨、土壌溶液の各層位におけるCa²⁺濃度と量の季節変動
 左列；竜王試験地斜面上部、右列；竜王試験地斜面中部
 棒は量 (kg/ha/mon.)、折れ線は月加重平均濃度 (meq/l) を示す。

c). 竜王試験地斜面下部

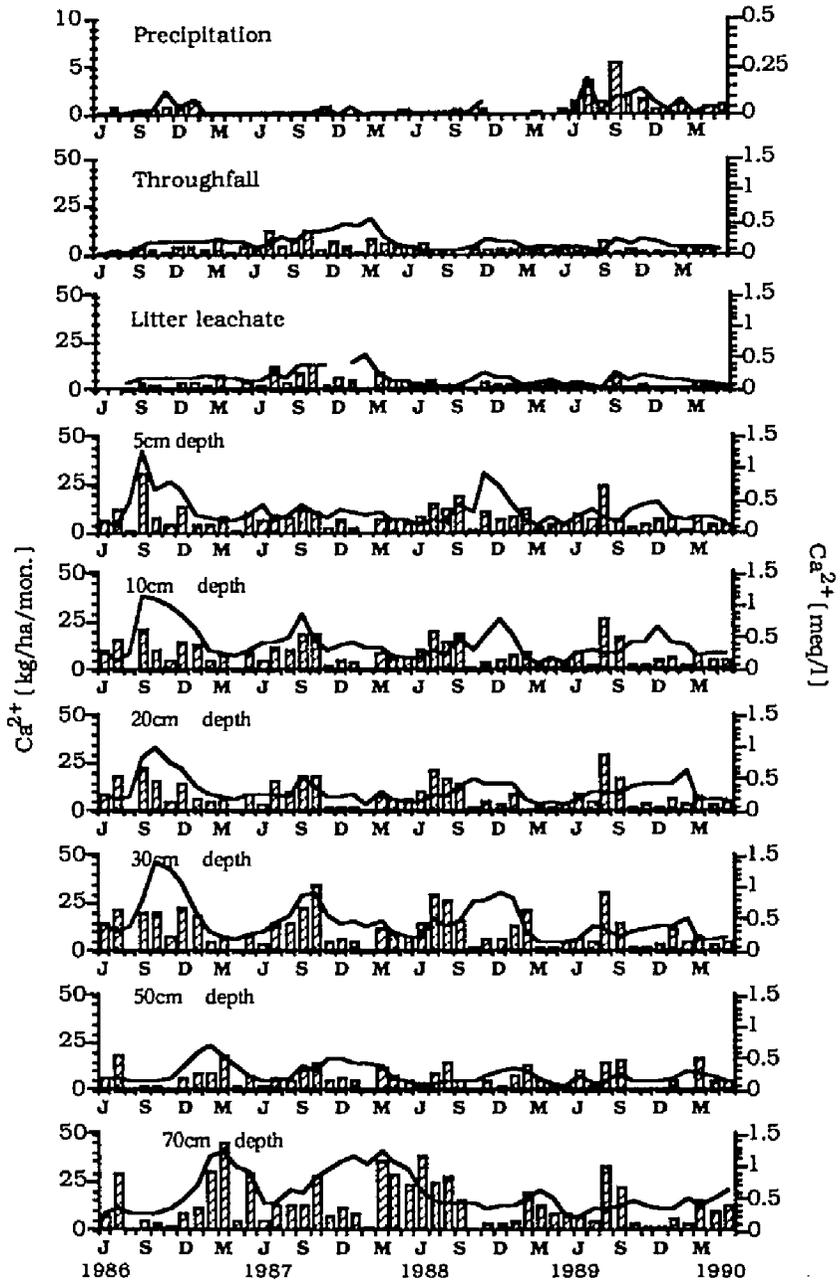


図-7-2-2 降水、林内雨、各層位の土壌溶液における Ca^{2+} 濃度と量の季節変動
棒は量 (kg/ha/mon.)、折れ線は濃度 (meq/l) を示す。

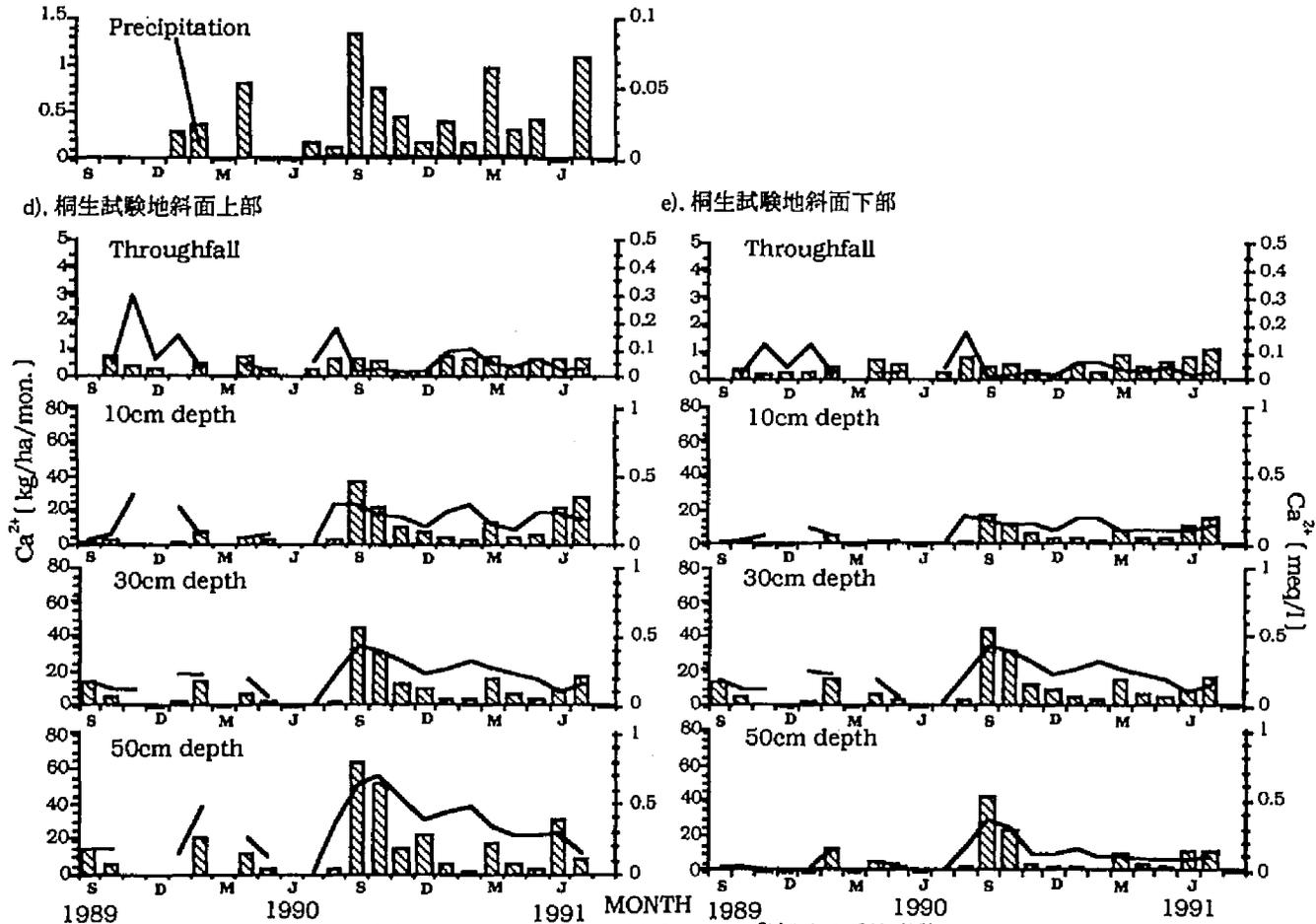


図-7-2.2 降水、林内雨、各層位の土壌溶液のCa²⁺濃度の季節変動
 左列；桐生試験地斜面上部、右列；桐生試験地斜面下部
 棒は量 (kg/ha/mon.)、折れ線は濃度 (meq/l) を示す。

1) -3. Mg²⁺濃度の経時的変動

竜王試験地 斜面上部

Mg²⁺濃度の検出限界は約0.003meq/lであり、降水においては、Mg²⁺はほとんどみられなかった(図-7-2-3-a)。林内雨においてはMg²⁺濃度は、冬期に0.2~0.4meq/lのピークを示したが、それ以外の時期は年間を通じて0.1meq/l程度で推移した。

10cm層においては、Mg²⁺濃度は1年目は0.2meq/l前後のほぼ一定値で推移したが、2年目は秋から冬にかけて上昇し約1.5meq/lに達した。これらの変動は、NO₃⁻やCa²⁺の濃度の変動に類似していた。50cm層では、2年目に入る頃約0.7meq/lのピークを示したが、その前後では約0.1meq/lのほぼ一定濃度で推移した。

土壌溶液によるMg²⁺の移動量の変動の傾向も、Mg²⁺濃度の変動と同じ傾向を示し、10cm層では2年目に入って約3kg/ha/mon.から約10kg/ha/mon.に増加した。50cm層においても、Mg²⁺濃度の高まった時期にMg²⁺移動量は約2kg/ha/mon.から約10kg/ha/mon.に増加した。

竜王試験地 斜面中部

林内雨において、Mg²⁺濃度は年間を通じて、0.1meq/l以下で推移した(図-7-2-3-b)。

土壌溶液のMg²⁺濃度の変動は、10cm層では約0.1meq/lであったものが、秋から冬にかけて0.3~0.5meq/lに上昇した。50cm層では0.1~0.3meq/lの範囲で変動した。Mg²⁺濃度の変動も斜面上部同様、NO₃⁻やCa²⁺濃度の変動に類似していた。

土壌溶液によるMg²⁺の移動量も2年目に入る秋に、10cm層と50cm層の両方で5kg/ha/mon.前後から約10kg/ha/mon.に増加した。

竜王試験地 斜面下部

林内雨において、Mg²⁺濃度は0.05meq/lから秋~冬に0.1meq/l程度に上昇する傾向を示した(図-7-2-3-c)。土壌溶液のMg²⁺濃度は、どの層位においても0.05~0.4meq/lの範囲にあり、Ca²⁺の1/2~1/3であった。Mg²⁺濃度の変動の傾向はNO₃⁻やCa²⁺の場合と類似し、A~Bw層(0~29cm)においては秋~冬に濃度が上昇する季節変動を示し、BC層(29cm層以下)では季節変動のピークはやや小さくなった。

土壌溶液によるMg²⁺の移動量の変動も同様に、A層(0~9cm)では毎年秋ごろ約1kg/ha/mon.から約5kg/ha/mon.に増加したが、AB~Bw層(9~29cm)では季節性は失われ、年間を通じて5kg/ha/mon.以下で推移した。70cm層では1年目の春に、5kg/ha/mon.を上回る場合がみられた。

桐生試験地

桐生試験地において、林内雨では、冬にMg²⁺濃度が高まり、1年目に0.1~0.2meq/lを示した。2年目は冬~春に高く、ピークは1年目よりやや遅れて現れた(図-7-2-3-d, e)。

土壌溶液においても、Mg²⁺濃度は1年目の冬には0.1~0.15meq/lのピークがみられたが、2年目にはほぼ一定濃度で推移した。

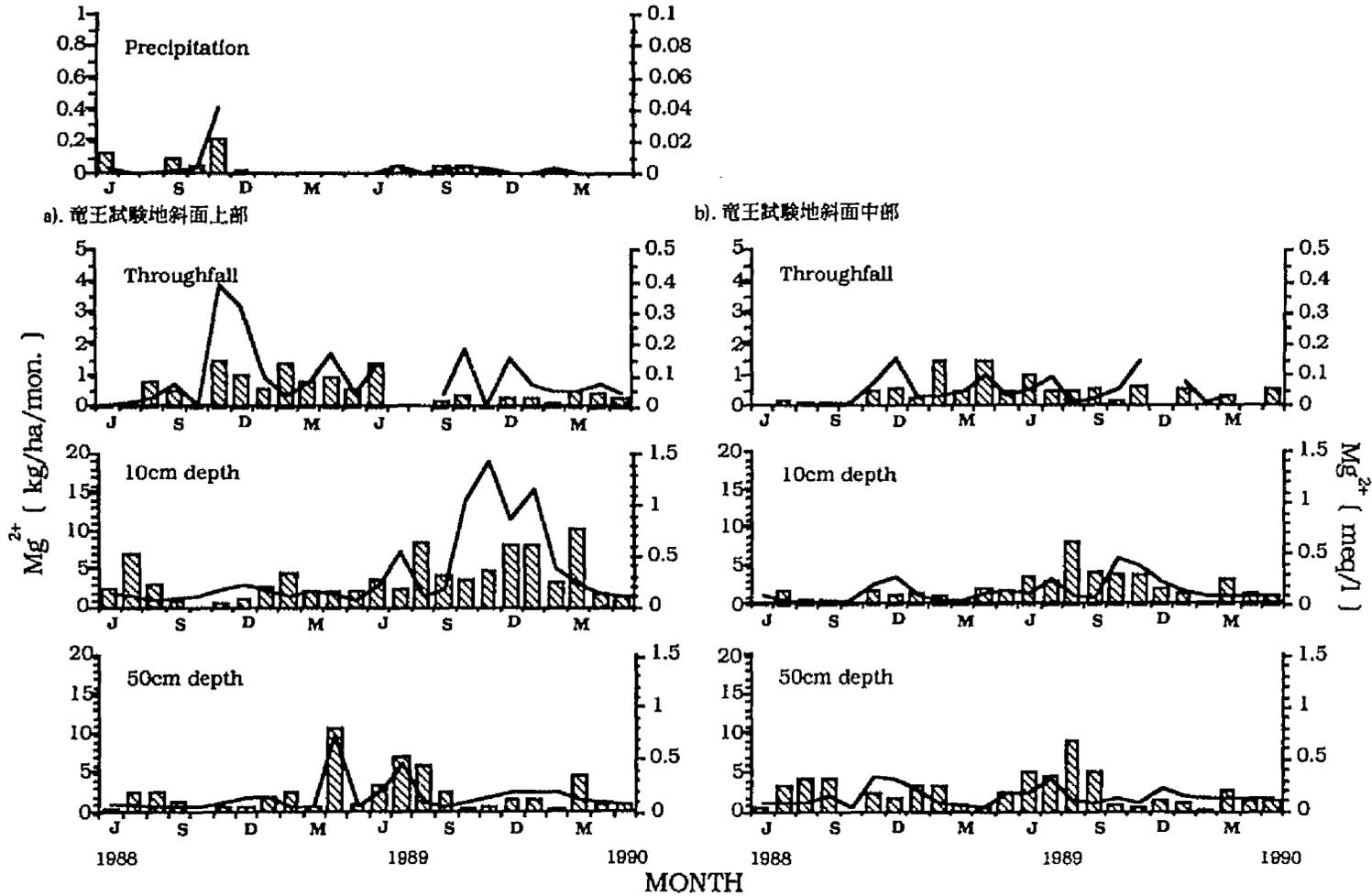


図-7-2-3 降水、林内雨、土壌溶液の各層位における Mg^{2+} 濃度と量の季節変動
 左列；竜王試験地斜面上部、右列；竜王試験地斜面中部
 棒は量 (kg/ha/mon.)、折れ線は月加重平均濃度 (meq/l) を示す。

c). 竜王試験地斜面下部

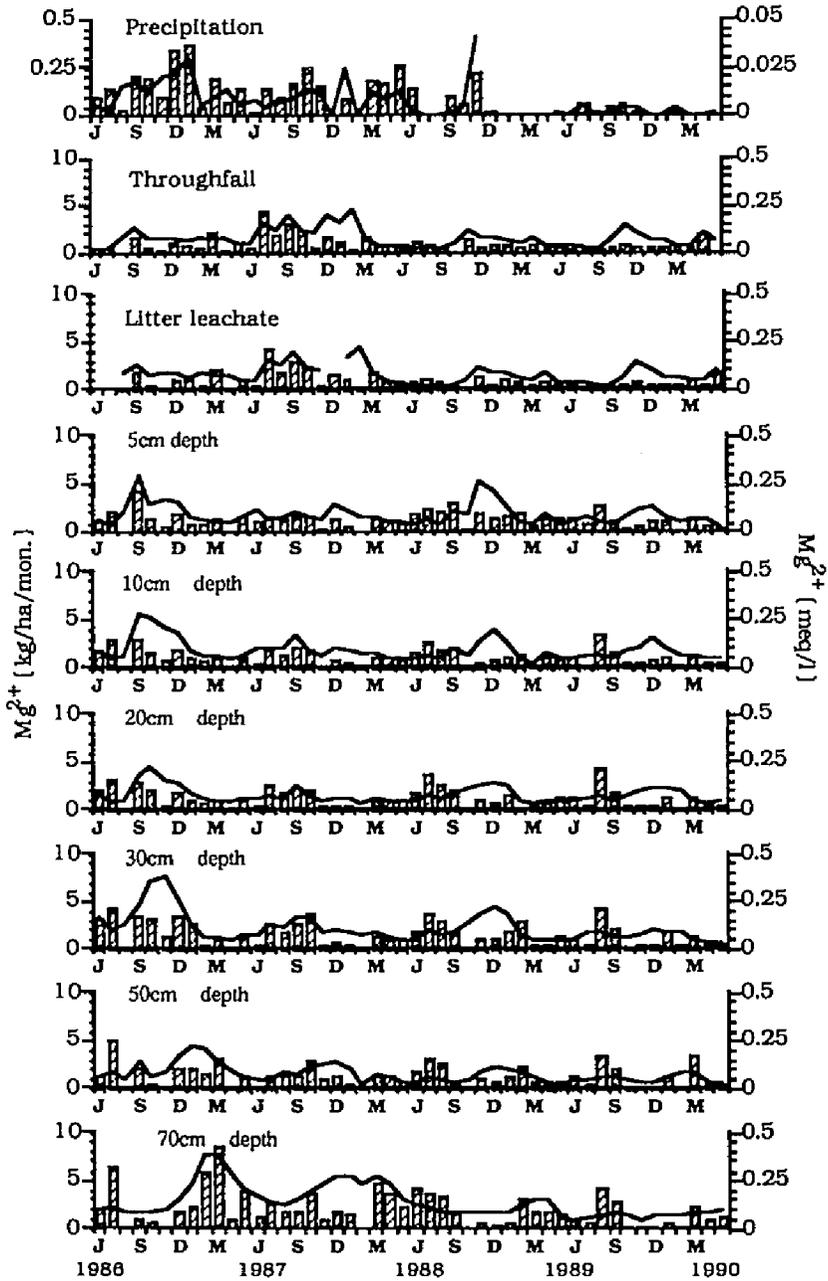


図-7-2-3 降水、林内雨、各層位の土壌溶液における Mg^{2+} 濃度と量の季節変動
 率は量 ($kg/ha/mon.$)、折れ線は濃度 (meq/l) を示す。

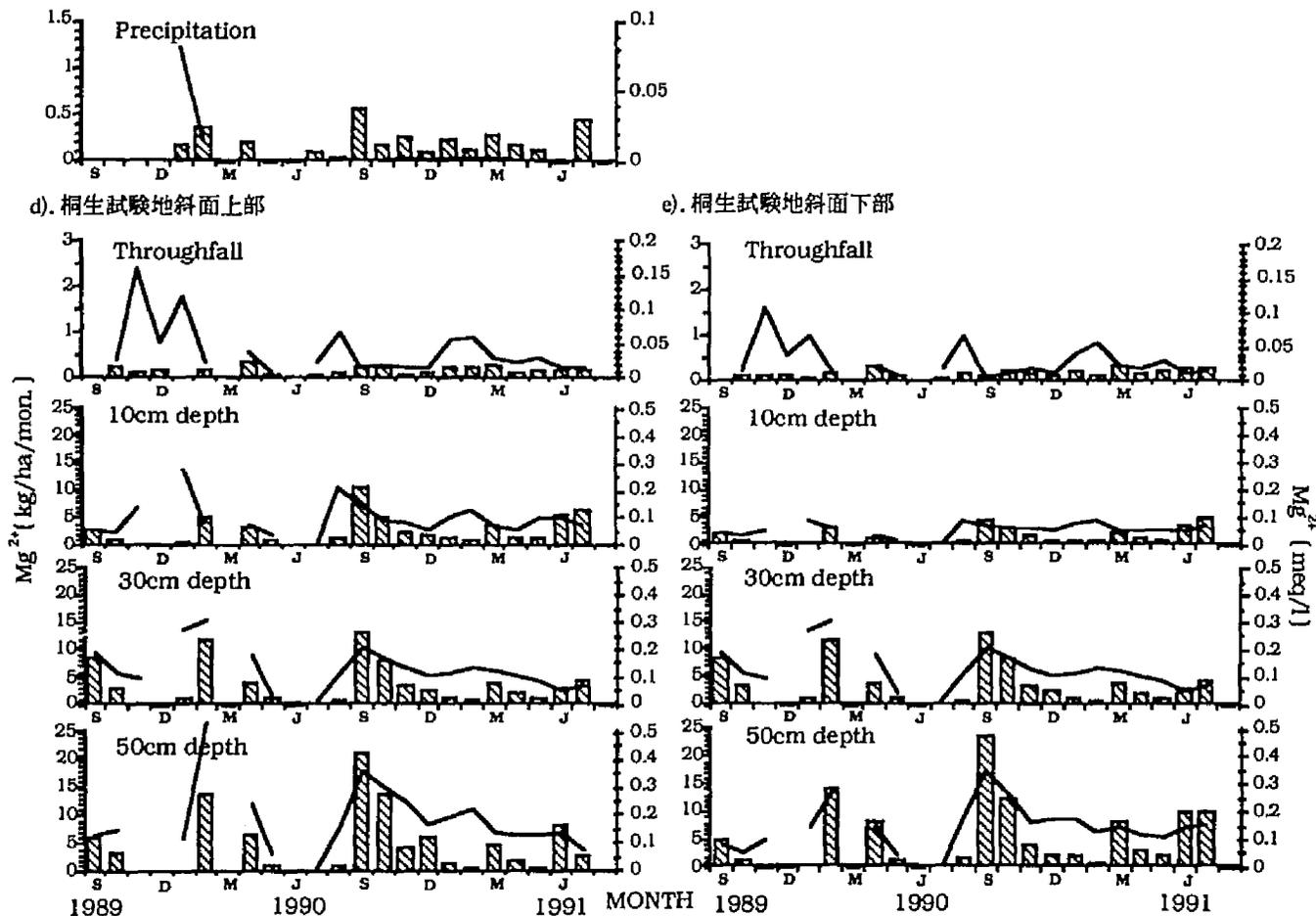


図-7-2-3 降水、林内雨、各層位の土壌溶液の Mg^{2+} 濃度の季節変動
 左列；桐生試験地斜面上部、右列；桐生試験地斜面下部
 棒は量（ $kg/ha/mon.$ ）、折れ線は濃度（ meq/l ）を示す。

土壤溶液による Mg^{2+} の移動量は、2年目の秋に約 10kg/ha/mon. を超えたが、それ以降減少し 5kg/ha/mon. 以下で推移した。

1) -4. NH_4^+ 濃度の経時的変動

竜王試験地 斜面上部

NH_4^+ の検出限界は約 0.003meq/l であり、降水、林内雨においては、 NH_4^+ はほとんど検出されなかった(図-7-2-4-a)。

土壤溶液においては、 NH_4^+ 濃度は 10cm 層では1年目の冬に、 50cm 層では春以降に、それぞれ約 0.6meq/l 、 0.2meq/l のピークを持った。ピークを示したのは2年間を通じてこの一度だけで、以後濃度は低下し、2年目の後半にはほとんどみられなくなった。

土壤溶液による NH_4^+ の移動量の変動の傾向も、 NH_4^+ 濃度の変動の傾向と一致し、1年目の冬のピークは、 10cm 層で約 15kg/ha/mon. 、 50cm 層で約 5kg/ha/mon. であった。

竜王試験地 斜面中部

林内雨において、 NH_4^+ はほとんど検出されなかった(図-7-2-4-b)。

土壤溶液では、 NH_4^+ 濃度は 10cm 層で斜面上部と同様に、1年目の秋～冬に約 0.9meq/l に高まった。 50cm 層では 0.05meq/l のほぼ一定濃度で推移した。

土壤溶液による NH_4^+ の移動量の変動も、 NH_4^+ 濃度の変動と同様の傾向を示し、1年目の秋～冬に 10cm 層で約 10kg/ha/mon. に高まり、 50cm 層では年間を通じて約 kg/ha/mon. で推移した。

竜王試験地 斜面下部

竜王試験地の斜面下部においては、土壤溶液の NH_4^+ 濃度は終始検出限界以下(0.003meq/l)で推移し、土壤溶液に伴う移動は年間 1kg/ha 未満であったので、図は省略している。

桐生試験地

降水、林内雨において、 NH_4^+ 濃度の変動に季節的な傾向はみられず、年間を通じて 0.05meq/l 以下で推移した(図-7-2-4-d, e)。

土壤溶液においては、 NH_4^+ 濃度は 10cm 層で1年目に約 0.5meq/l のピークを示すことがあったが、 30cm 層以下では 0.05meq/l で推移した。2年目以降、深さに伴う一定の傾向はみられず、 0.05meq/l 以下で推移した

土壤溶液による NH_4^+ 移動量も NH_4^+ 濃度の変動傾向と同様に、季節的な傾向を示さなかった。

2) . 土壤の窒素無機化特性

NO_3^- は土壤中で生物的に生成される物質であり、試験地の生物活性の違いを反映する。土壤溶液の NO_3^- はこれらの影響を受けていると考えられるので、土壤窒素の無機化特性について

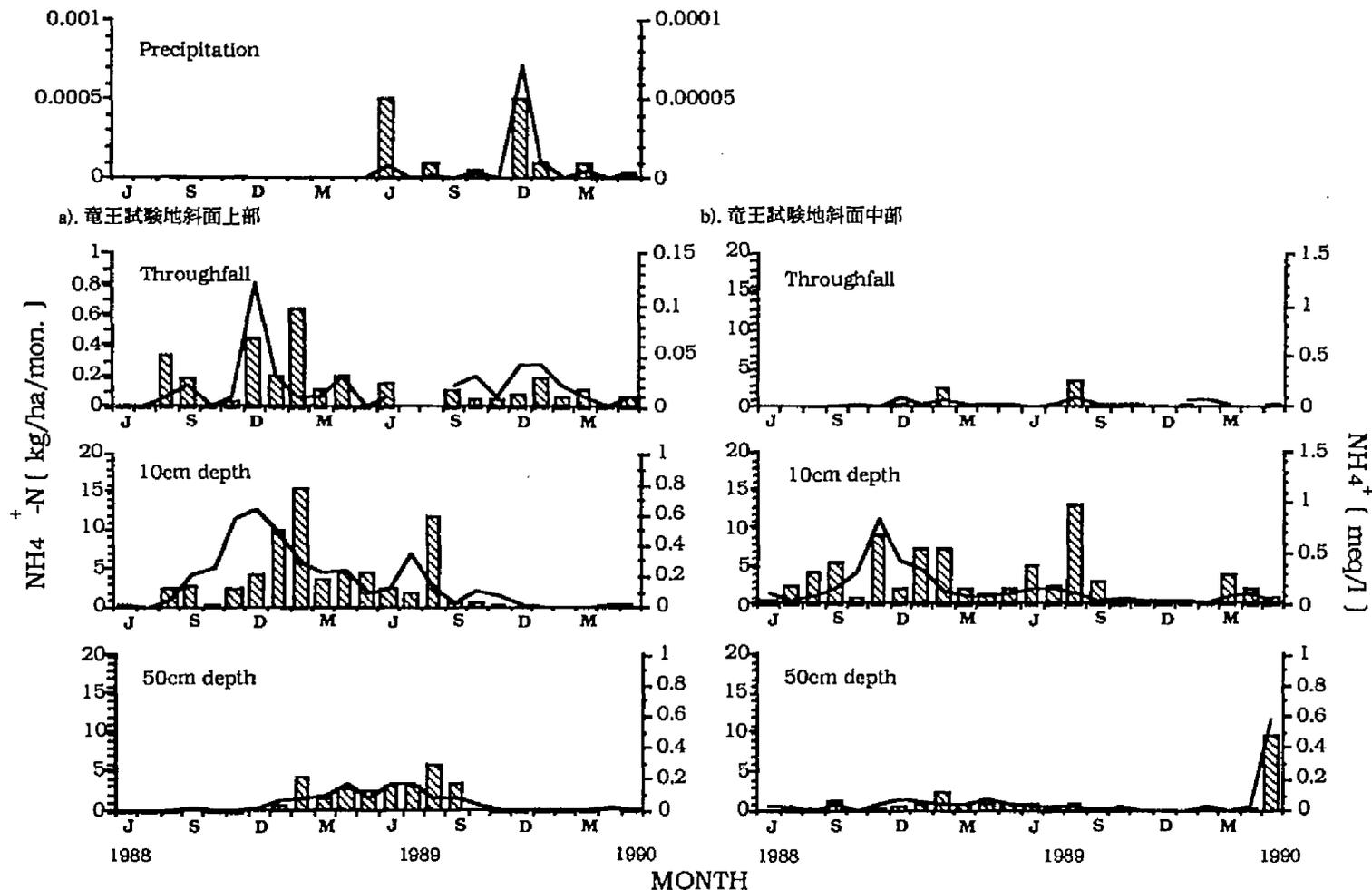
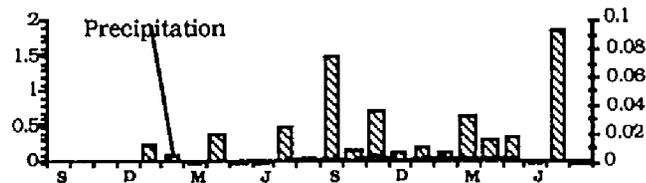


図-7-2-4 降水、林内雨、土壌溶液の各層位における NH_4^+ 濃度と量の季節変動
 左列；竜王試験地斜面上部、右列；竜王試験地斜面中部
 棒は量 (kg/ha/mon.)、折れ線は月加重平均濃度 (meq/l) を示す。



d). 桐生試験地斜面上部

e). 桐生試験地斜面下部

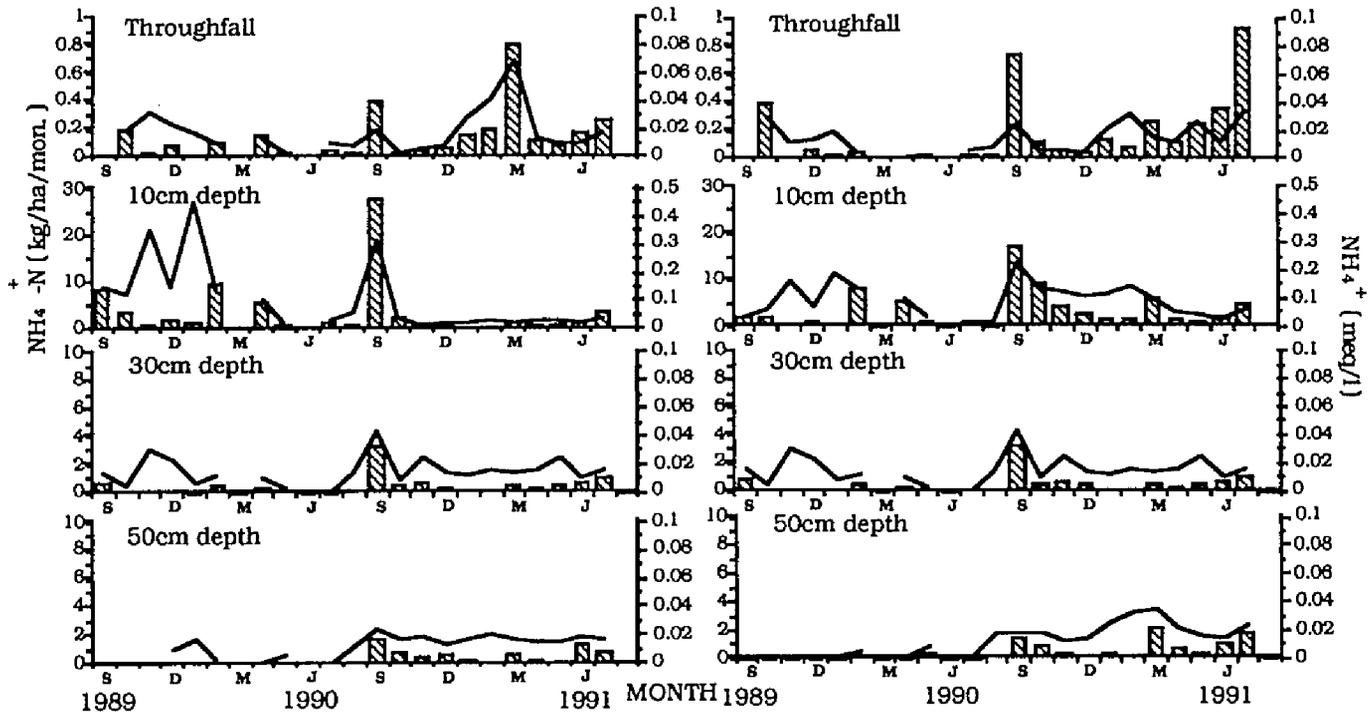


図-7-2-4 降水、林内雨、各層位の土壌溶液の NH_4^+ 濃度の季節変動
 左列；桐生試験地斜面上部、右列；桐生試験地斜面下部
 棒は量 (kg/ha/mon.)、折れ線は濃度 (meq/l) を示す。

調査した。表-7-2-1に、土壌中の形態別無機態窒素含有率および含水率約60%のもとで、30℃、28日間培養によって得られた無機化速度、硝化速度について示す。

培養前の土壌の無機態窒素の含有率($\text{NH}_4^+\text{-N}+\text{NO}_3^-\text{-N}$)は、竜王試験地斜面上部、斜面中部、斜面下部の順に0.67~0.78mg/100g、0.82~1.22mg/100g、0.69~1.03mg/100gで違いはみられなかった。形態的には斜面上部、斜面中部は NH_4^+ のみからなり、斜面下部では16~34%を NO_3^- が占めた(表-7-2-1)。桐生試験地では斜面上部で0.31~0.97mg/100g、斜面下部で0.37~0.76mg/100gでほぼ等しく、両プロットとも NH_4^+ が75%以上を占め、質的・量的な違いはみられなかった。

培養による無機化速度は、竜王試験地斜面上部で0.21~0.96mg/100g/28days、斜面下部で1.00~10.8mg/100g/28daysで、硝化速度は斜面上部で0.0~0.13mg/100g/28days、斜面下部では1.03~10.8mg/100g/28daysであった。斜面下部では無機化速度、硝化速度共に斜面上部の10倍以上で、無機化速度および硝化速度は斜面上部の位置により明瞭な違いがみられた。培養によって生成される無機態窒素の形態も、斜面上部、斜面中部では NH_4^+ がそれぞれ90.8%、66.5%、斜面下部では NO_3^- が95.3%を占め、斜面方向で生成される無機態窒素の形態が変化しており、斜面系列で窒素無機化特性に大きな違いが示された。また、竜王試験地斜面下部でみられた硝化作用は、97%がA~Bw層(0~29cm)で行われていた。

桐生試験地では硝化速度は斜面上部、斜面下部で0.59~7.49mg/100g/28daysと0.61~9.08mg/100g/28daysで大きな違いはなく、生成される形態も両地点ともに NH_4^+ が8割以上を占め、斜面系列での質的、量的な違いはみられなかった。

竜王試験地と桐生試験地で、培養前の無機態窒素の含有率には、違いはみられなかった。現存する無機態窒素の形態は、竜王試験地斜面上部、斜面中部では NH_4^+ のみであったのに対し、竜王試験地斜面下部と桐生試験地では NO_3^- が20%前後含まれていた。培養後の無機態窒素の含有率および形態は、竜王試験地では斜面系列で明瞭に異なったのに対して、桐生試験地ではそのような違いは見られなかった。

3. 考察

1). 土壌窒素の無機化特性からみた養分物質循環機構

第5章において、竜王試験地斜面上部では、林内雨と土壌溶液で当量濃度合計に大きな違いはみられず、土壌溶液の組成は林内雨を反映してCl⁻を主体としていたことから、この地点では土壌層は土壌溶液の濃度・組成に大きな影響を与えないことが示され、土壌層では養分物質の循環が養分保持的に行われていることが示唆された。一方、竜王試験地斜面下部では、土壌溶液の当量濃度の合計が林内雨より大きくなり、土壌溶液の組成も土壌中で生成される NO_3^- を主体としたものに変化していたことから、養分物質が土壌層で供給され、土壌層での養分物質の循環が活発であることが示唆された。

これらのことは、土壌窒素の無機化速度が、竜王試験地斜面下部で竜王試験地斜面上部の10倍以上であったことから確かめられる(表-7-2-1)。

また、これらのプロットにおける無機態窒素の現存形態は、竜王試験地斜面下部では NO_3^-

表-7-1 土壌の無機態窒素含有率と培養による生成速度

a). 竜王試験地斜面上部

Depth(cm)	含有率				生成速度			
	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N
	(mg/100g)		(%)		(mg/100g/28days)		(%)	
0~5	0.78	0.0	100.0	0.0	0.96	0.0	100.0	0.0
5~10	0.69	0.0	100.0	0.0	0.47	0.011	97.7	2.3
10~20	0.71	0.0	100.0	0.0	0.38	0.003	99.3	0.7
20~30	0.67	0.0	100.0	0.0	0.36	0.087	80.3	19.7
30~50	0.67	0.0	100.0	0.0	0.08	0.127	38.2	61.8

b). 竜王試験地斜面中部

Depth(cm)	含有率				生成速度			
	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N
	(mg/100g)		(%)		(mg/100g/28days)		(%)	
0~5	1.22	0.0	100.0	0.0	0.0	0.92	0.0	100.0
5~10	0.84	0.0	100.0	0.0	0.70	0.78	47.2	52.8
10~20	1.02	0.0	100.0	0.0	3.56	0.71	83.3	16.7
20~30	0.82	0.0	100.0	0.0	1.33	0.27	83.4	16.6
30~50	0.90	0.0	100.0	0.0	0.14	0.44	24.5	75.3

c). 竜王試験地斜面下部

Depth(cm)	含有率				生成速度			
	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N
	(mg/100g)		(%)		(mg/100g/28days)		(%)	
0~5	0.19	0.66	77.7	22.3	0.25	10.55	2.3	97.7
5~10	0.20	0.83	80.6	19.4	0.19	7.08	2.6	97.4
10~20	0.18	0.61	77.4	22.6	0.21	5.24	3.8	96.2
20~30	0.24	0.45	65.1	34.9	0.50	4.63	9.8	90.2
30~50	0.16	0.82	83.3	16.7	0.0	4.03	0.0	100.0
50~70	0.18	0.64	78.3	21.7	0.32	4.01	24.1	75.9

d). 桐生試験地斜面上部

Depth(cm)	含有率				生成速度			
	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N
	(mg/100g)		(%)		(mg/100g/28days)		(%)	
0~5	0.91	0.06	93.4	6.6	7.17	0.32	95.7	4.3
5~10	0.62	0.04	94.6	5.4	3.28	0.801	80.4	19.6
10~20	0.29	0.02	93.7	6.3	0.0	0.586	0.0	100.0

e). 桐生試験地斜面下部

Depth(cm)	含有率				生成速度			
	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N	NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N
	(mg/100g)		(%)		(mg/100g/28days)		(%)	
0~5	0.58	0.18	76.8	23.2	9.08	0.0	100.0	0.0
5~10	0.50	0.10	83.6	16.4	0.19	0.69	21.5	78.5
10~20	0.45	0.08	84.8	15.2	1.51	1.18	56.0	44.0
20~30	0.30	0.07	82.1	17.9	0.13	0.48	22.0	78.0
30~50	0.38	0.11	77.8	22.2	0.0	0.78	0.0	100.0

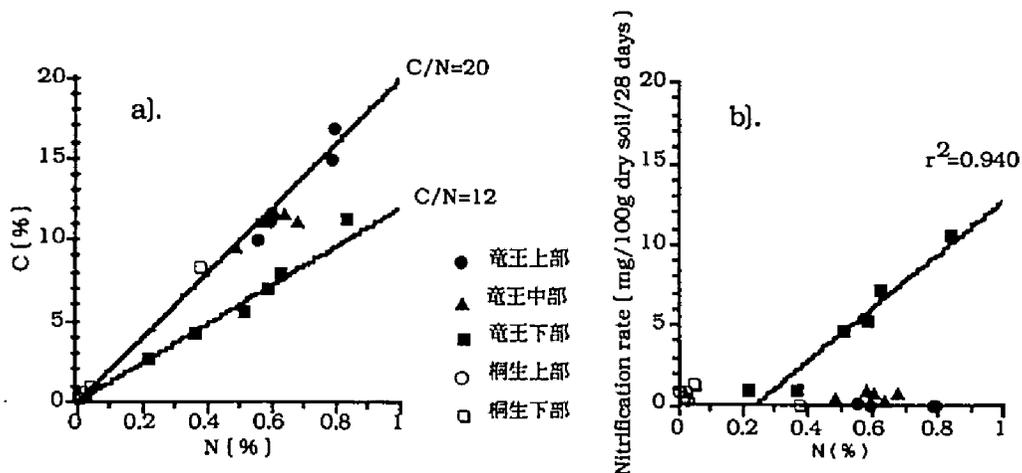


図-7-2-5 土壤の窒素無機化特性

a). 炭素、窒素含有率の関係

b). 窒素含有率と硝化速度の関係

が20%前後を占めたのに対して、竜王試験地斜面上部では NH_4^+ のみであった。無機態窒素の NH_4^+ と NO_3^- は、その荷電特性のため、土壤中での挙動が異なる。一般に、土壤粒子は火山灰を除いておもに負に帯電しており、そのため正に帯電した NH_4^+ は土壤粒子に保持されやすいが、 NO_3^- は土壤粒子と反発して可動性が高い。以上のことから、竜王試験地斜面下部における土壤層での養分物質循環は、窒素無機化速度、言い替えれば、土壤溶液への養分供給速度の速さだけでなく、供給される養分物質の可動性の高さによっても活発化されており、それに対して、竜王試験地斜面上部では、土壤層への養分供給量が少ない上に、可動性の低い NH_4^+ であるために、土壤層では一層養分保持的になっているといえる。

本研究において、竜王試験地斜面下部では、炭素/窒素比が他のプロットよりも低く、硝化速度は土壤の窒素含有率との間に強い正の相関関係がみられた(図-7-2-5)。多くの森林土壤において炭素/窒素比と硝化活性の間に相関がみられることが報告され、特に、Kriebitzsch (14) は、炭素/窒素比が2.5以上の場合、硝化が起こらないことを示している。

これらのことから、一般的にも、分解速度の速い炭素/窒素比の低い土壤では、土壤層への養分物質の供給量が多く、かつ、硝化がさかんで、養分物質はおもに土壤溶液によって循環していると考えられ、それに対して、竜王試験地斜面上部、斜面中部、桐生試験地のような、土壤の炭素/窒素比が高い土壤は、分解が停滞し土壤層への養分供給量が少なく、土壤層は養分保持的であり、養分物質を系外に依存していることが示唆された。

2). 養分物質循環機構の変化

竜王試験地斜面上部や斜面中部において、実験開始2年目に NO_3^- 濃度が上昇する様子がみられた(図-7-2-1)。T.F.L.の設置により、根系が切断された結果、植物根が吸収していた NH_4^+ が硝化されたのであろう(26)。土壤層で可動性の高い NO_3^- が生成されたことによって、

表-7-2-2 各プロットの50cm層からの養分物質流出量 (kg/ha/yr.)

a). 竜王試験地斜面上部

調査年		Cl ⁻	NO ₃ ⁻ -N	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺ -N	T-P	org-N
1年目	a	106.51	9.85	122.41	18.68	25.67	46.40	52.43	12.75	0.13	1.29
2年目	b	112.40	115.73	71.1	26.83	31.72	72.07	71.36	16.10	0.04	0.00
	b-a	5.89	105.88	-51.31	8.15	6.05	25.67	18.93	3.35	-0.09	-1.29

b). 竜王試験地斜面中部

調査年		Cl ⁻	NO ₃ ⁻ -N	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺ -N	T-P	org-N
1年目	a	80.92	74.33	76.39	12.67	27.1	59.66	49.64	8.50	0.06	4.24
2年目	b	75.26	234.34	81.65	19.64	34.03	67.75	44.97	12.25	0.05	0.00
	b-a	-5.66	160.01	5.26	6.97	6.93	8.09	-4.67	3.75	-0.01	-4.24

c). 竜王試験地斜面下部

調査年		Cl ⁻	NO ₃ ⁻ -N	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺ -N	T-P	org-N
4年間の平均		47.11	76.15	34.93	81.51	18.45	12.41	23.96	0.91	0.22	0.27

d). 桐生試験地斜面上部

調査年		Cl ⁻	NO ₃ ⁻ -N	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺ -N	T-P	org-N
1年目	a	136.02	76.71	153.76	61.31	31.67	29.37	72.40	0.28	0.01	0.00
2年目	b	93.86	201.65	133.20	228.33	65.26	72.51	65.53	6.54	0.00	0.00
	b-a	-42.16	124.94	-20.56	167.02	33.59	43.14	-6.87	6.26	-0.01	0.00

e). 桐生試験地斜面下部

調査年		Cl ⁻	NO ₃ ⁻ -N	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺ -N	T-P	org-N
1年目	a	62.31	90.34	75.61	28.31	32.03	47.31	42.04	0.89	0.00	0.00
2年目	b	51.42	187.33	87.95	116.56	79.61	95.39	42.34	9.76	0.00	0.00
	b-a	-10.89	96.99	12.34	88.25	47.58	48.08	2.30	8.87	0.00	0.00

養分物質循環機構も変化したと考えられる。

表-7-2-2に、図-7-2-1に示された、50cmのT.F.L.から流出した土壌溶液の溶存物質質量、すなわち、土壌溶液に伴う溶存物質移動量をまとめた。移動量は年毎に示す。竜王試験地斜面下部においては年間の移動量に有意な違いがみられなかったので (p<0.05)、4年間をまとめたものを示す。各プロットの最後の行は、2年目の移動量から1年目の移動量を引いたものである。

1年目の窒素化合物 (NO₃⁻-N+NH₄⁺-N+org-N) の移動量は、竜王試験地斜面上部では約24kg/ha/y r., 斜面中部では約83kg/ha/y r., 斜面下部では約78kg/ha/y r.であった。桐生試験地においては、無機態窒素の形態に違いはみられず、また、土壌溶液に伴う窒素移動量は、斜面上部で77kg/ha/y r., 斜面下部で91kg/ha/y r.で、竜王試験地のような大きな違いはみられなかった。

河原ら (11) によると、本試験地と気候条件の近い、比叡山のヒノキ人工林における年間の窒素吸収量は約60kg/ha/y r.であった。また、温帯域での針葉樹林における窒素吸収量として、48±17kg/ha/y r.の測定値が得られている (3, 10, 18)。また、本研究とほぼ同型のテンションフリーライシメーターを用いたRasmussen (21) は、土壌中の年間窒素移動量を約37~

93kg/ha/y r.と推定している。

竜王試験地斜面上部ではやや少ないものの、土壌50cmで窒素移動量はほぼこれらの範囲にあり、土壌溶液に伴う窒素の流出量は年間吸収量を示し、ライシメーターの設置により植物による吸収が妨げられたものであり、1年目には養分循環機構に変化は生じていないことが示される。この他のプロットについては、Rasurnussenの報告とほぼ等しいが他の報告よりやや多く、養分循環機構にやや変化が生じていることが示唆された。

2年目には、竜王試験地斜面下部を除くすべてのプロットにおいて、土壌溶液に伴うNO₃⁻移動量が1年目を100kg/ha/y r.以上も上回ったのをはじめ、桐生試験地ではNO₃⁻移動量だけでなく、Ca²⁺移動量も1年目より90~170kg/ha/y r.も増加し、土壌層における養分保持的な養分物質循環機構から、NO₃⁻を主体とした養分循環機構への移行が示された。

3) . 養分物質循環機構が変化するまでの時間

竜王試験地斜面上部や斜面中部において、土壌溶液の無機態窒素の主要な形態の変化は、実験開始後2年目にみられた(図-7-2-1, 4)。Smithら(23)は、硝酸化成菌数は森林の伐採によって顕著に増加し、伐採後にアンモニア酸化菌は18倍、亜硝酸酸化菌は34倍になったことを報告し、伐採後の流出水の硝酸態窒素の濃度の高まりは、土壌中の硝酸化成菌のpopulationの増大に起因するとしている。また、一般に、硝化速度の低い土壌では、独立栄養性の硝酸化成菌数が少ないことも指摘されている(8, 21, 22)。これらのことから、硝化速度の低かった竜王試験地斜面上部や斜面中部においてみられた、実験開始からNO₃⁻濃度上昇までの時間のずれ(1 a g)は、硝酸化成菌数の増加に必要な時間であったと考えられる。

実験開始から養分物質循環機構の変化までの1 a gは、同じ10cm層でも、例えば、竜王試験地斜面上部ではT.F.L.設置後約1年で土壌溶液にNO₃⁻が検出されたが、桐生試験地では実験開始直後から、T.F.L.法によって採取された土壌溶液に、T.L.法により採取された土壌溶液より、有意に高いNO₃⁻濃度が検出されており(第4章, 表-4-2)、プロットや層位によって様々であった。

Vitousekら(26)は、攪乱から土壌溶液のNO₃⁻濃度が高まるまでに1 a gがみられることについて述べ、1 a gを攪乱を受けた森林からの'NO₃⁻の損失を抑える機構'として把握している(傍点は著者)。そして、この1 a gは窒素含有率の低い貧栄養の森林土壌において長いことを指摘し、貧栄養の森林ではリターフォールの炭素/窒素比が高いため、リター中で窒素の固定が生じるためであろうと考察している。

今回の実験では、竜王試験地においては、土壌の窒素含有率の高い斜面中部で、斜面上部よりはやくから土壌溶液のNO₃⁻濃度が高まり、彼らの結果と同様の傾向を示したが、試験地間で比較を行なった際、窒素含有率の最も低かった桐生試験地斜面上部では、1 a gはほとんどみられず、この点において異なっていた。

養分蓄積量からみれば(第3章, 図-3-2)、桐生試験地から竜王試験地、竜王試験地においては斜面上部から斜面下部へという遷移段階が考えられ、桐生試験地が比較的未成熟の土壌であることが示される。このことから、Vitousekらのいう、'NO₃⁻の損失を抑える機構'が

機能するかどうかには、窒素含有率のしきい値が存在し、それ以下の場合、攪乱に対して抵抗性が低いと考えられる。

‘NO₃の損失を抑える機構’としては、竜王試験地斜面上部や斜面中部みられ、桐生試験地で明瞭でなかった特徴としてH層の存在が挙げられる（第3章、表-3-1）。すなわち、H層において硝酸化成菌の増殖を抑える忌避物質が生成されていたことや、H層により酸素の拡散が妨げられていたことなどが考えられる（5, 13, 16）。

あるいは、竜王試験地においては、NO₃生成に伴ってNH₄⁺がみられなくなったことから、硝化過程としてNH₄⁺を経る独立栄養性の硝化が主体となっていると考えられるが、桐生試験地においては、NH₄⁺とNO₃⁻の両方の形態が同時期にみられ、従属栄養性の硝化の可能性が示唆される。桐生試験地で1 a gが短かったのは、既存の従属栄養性微生物が硝化をはじめたためと考えることもできる（1）。

従来、森林土壌における硝化作用は独立栄養性の微生物によるとされてきたが、従属栄養性の硝化作用が近年見直されており、この作用のもつ意義などについては今後の研究に待つところが大きい（6, 12）

4) . 土壌溶液のNO₃⁻濃度の経時変動

根系の有無に関わらず、土壌溶液の組成がNO₃⁻主体であると考えられた、竜王試験地斜面下部では（第5章）、土壌溶液のNO₃⁻濃度・移動量の変動に季節傾向がみられた（図-7-2-1-c）。NO₃⁻生成が2年目から始まった竜王試験地斜面上部や斜面中部では、NO₃⁻生成開始から1年間しか調査していないので、季節変動であるかは不明であるが、NO₃⁻濃度は秋に上昇した（図-7-2-1-a, b）。

NO₃⁻生成量と地温との相関は、5cm層で $r=0.32$ ($p<0.05$)、10cm層で $r=0.30$ ($p<0.05$)で有意であった ($p<0.01$)。これらの層位ではNO₃⁻生成が地温の影響を受けていることがわかる。10cmより深い層位ではNO₃⁻生成量と地温の間には有意な相関はみられなかった ($p<0.05$)。

竜王試験地斜面下部において、NO₃⁻は97%がA~B_w層（0~29cm）で生成され（表-7-2-1）、このため、この層位でNO₃⁻生成量と地温に相関関係がみられたと考えられる。一方、BC層ではNO₃⁻濃度に季節変動はみられず、NO₃⁻流出量と水量の間に $r>0.7$ ($p<0.01$)の相関関係があった。すなわち、BC層中のNO₃⁻は、NO₃⁻生成層であるA~B_w層から移流によってもたらされたもので、BC層の土壌溶液のNO₃⁻濃度は、A~B_w層の各深度で生じた季節変動が、移流により時間的にずれてBC層に到達したために、一定濃度に近づいたと考えられる。このことは、Cl⁻が系外から供給されたことによって季節変動が生じたことと対照的である（第6章）。

NO₃⁻濃度の変動は、NO₃⁻生成層においては地温と相関をもつ生物学的な生成により季節変動を示し、下層の非生成層ではNO₃⁻濃度は移流により平均化されており、NO₃⁻濃度の変動は、層位毎にNO₃⁻の生物学的生成と物理的移流の相対的な比率によって決定されているといえる。

5) . 土壤溶液の水質の生物化学的生成機構

5) -1. NO₃生成に伴うカチオンの溶脱

竜王試験地斜面下部では、Ca²⁺濃度やMg²⁺濃度に季節変動がみられ、これらのピークの時期はNO₃濃度の場合と一致していた(図-7-2-1~3)。また、竜王試験地斜面上部や斜面中部などにおいては、Ca²⁺やMg²⁺の検出され始めた時期がNO₃の生成され始めた時期とほぼ一致し、変動の傾向も類似していた。Ca²⁺やMg²⁺は生物的に生成される物質とは考えにくく、NO₃の影響が示唆される。

NO₃はNH₄⁺を基質として生物的に生成され、その際、下に示す反応式に従って、水素イオン(H⁺)を放出する。



NO₃の生成に伴い、上の式に従って生成された水素イオン(H⁺)は土壤粒子の交換性カチオンと交換する。結果的には、交換性カチオンがNO₃とバランスをとることになり、NO₃の生成は土壤溶液のカチオン濃度に影響を与えることがわかる。

実際に、竜王試験地斜面上部において、土壤溶液の当量濃度の合計は、アニオンがCl⁻主体であった1年目には、林内雨の約1.5倍に過ぎなかったが、2年目になってNO₃が生成されはじめると、土壤溶液の当量濃度の合計は、林内雨の約5倍に増加し、NO₃の生成がイオン量の増加を伴っており、Ca²⁺やMg²⁺に影響を及ぼしていたことが確かめられる。

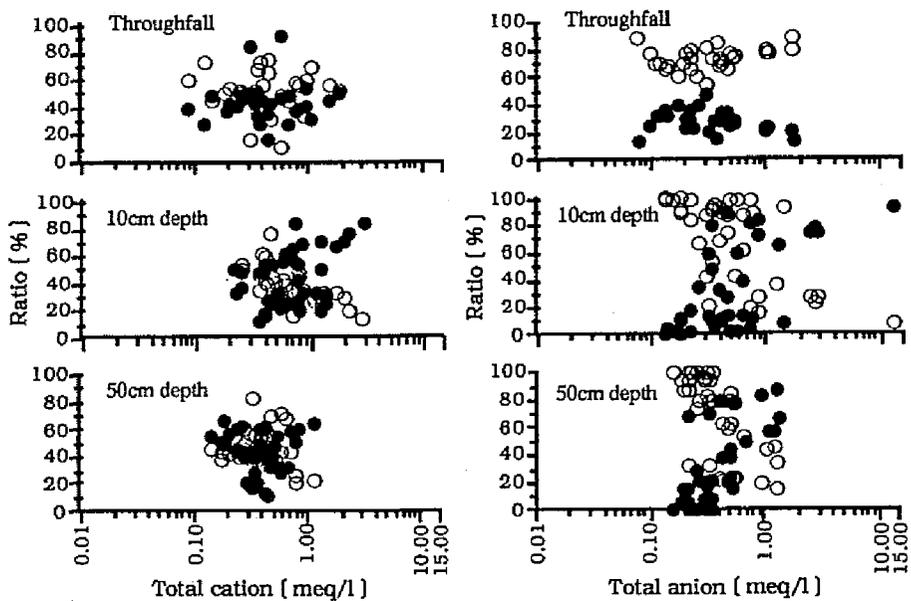
土壤の層位に関わらず、Ca²⁺濃度やMg²⁺濃度の変動が、NO₃濃度の変動と類似の傾向を示したのは、NO₃生成の際に、土壤粒子に吸着している交換性Ca²⁺やMg²⁺が溶脱され、さらに溶脱されたカチオンが、NO₃非生成層位においても電気的中性を保つためNO₃と共に移動するためであり、土壤溶液の組成がNO₃主体である場合、土壤溶液の水質形成機構のひとつとして、NO₃生成に伴うカチオンの溶脱を挙げることができる。

5) -2. NO₃により溶脱されるカチオン種

図-7-2-6に、土壤溶液のカチオンの当量濃度の合計と、カチオン合計に占める1価のカチオンであるK⁺とNa⁺、と2価であるCa²⁺とMg²⁺のそれぞれの割合、および、アニオンの当量濃度の合計と、アニオン合計に占めるNO₃の割合とその他のアニオンの割合を示す。

竜王試験地斜面上部と斜面下部では、カチオンの当量濃度の合計が約1 meq/lの場合、斜面上部では斜面下部に較べてややK⁺やNa⁺の割合が高く、それに対して、斜面下部ではCa²⁺やMg²⁺の割合が大きい。土壤の交換性カチオンの組成をみると、竜王試験地斜面上部の5~10cm層の土壤において、交換性Ca²⁺:K⁺の比は約1:2であり、竜王試験地斜面下部ではCa²⁺:K⁺比は約3:1であり(図-7-2-7)、このことが反映されていると考えられる。しかし、溶脱されるカチオンの種類が、土壤の交換性カチオン組成を反映しているとすれば、竜王試験地斜面上部ではカチオンの当量濃度の合計が大きくなった際にも、K⁺が溶脱してくるはずであるが、竜王試験地斜面上部でも、カチオンの当量濃度の合計が1 meq/lを越えた場合には、1価のカチオンに対して、2価のカチオンの割合が増加した。

a). 竜王試験地斜面上部



b). 竜王試験地斜面中部

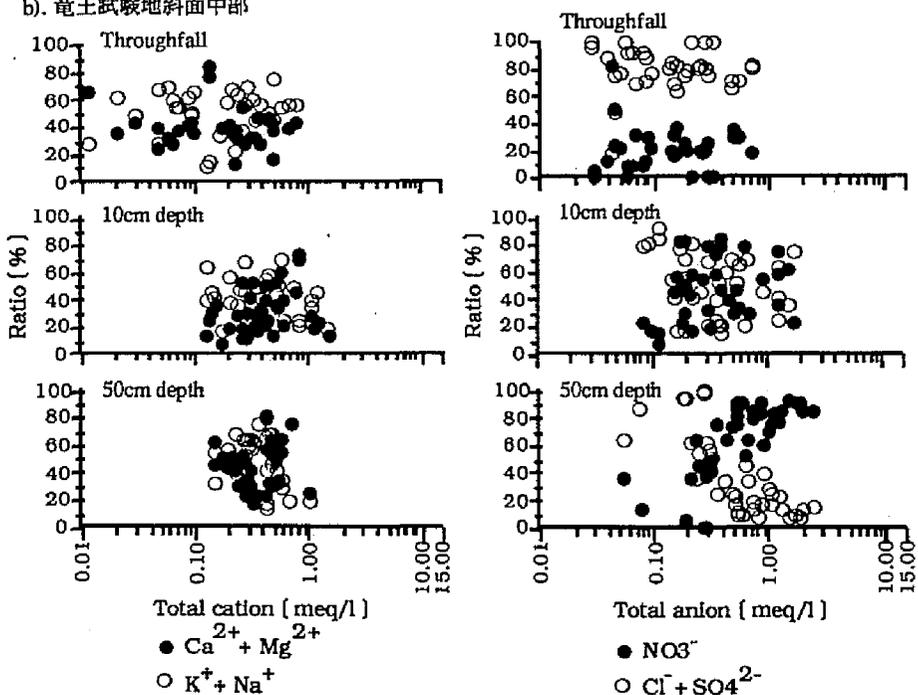


図-7-2-6 林内雨と土壤溶液のカチオン、アニオン総量に占めるイオンの割合

c). 竜王試験地斜面下部

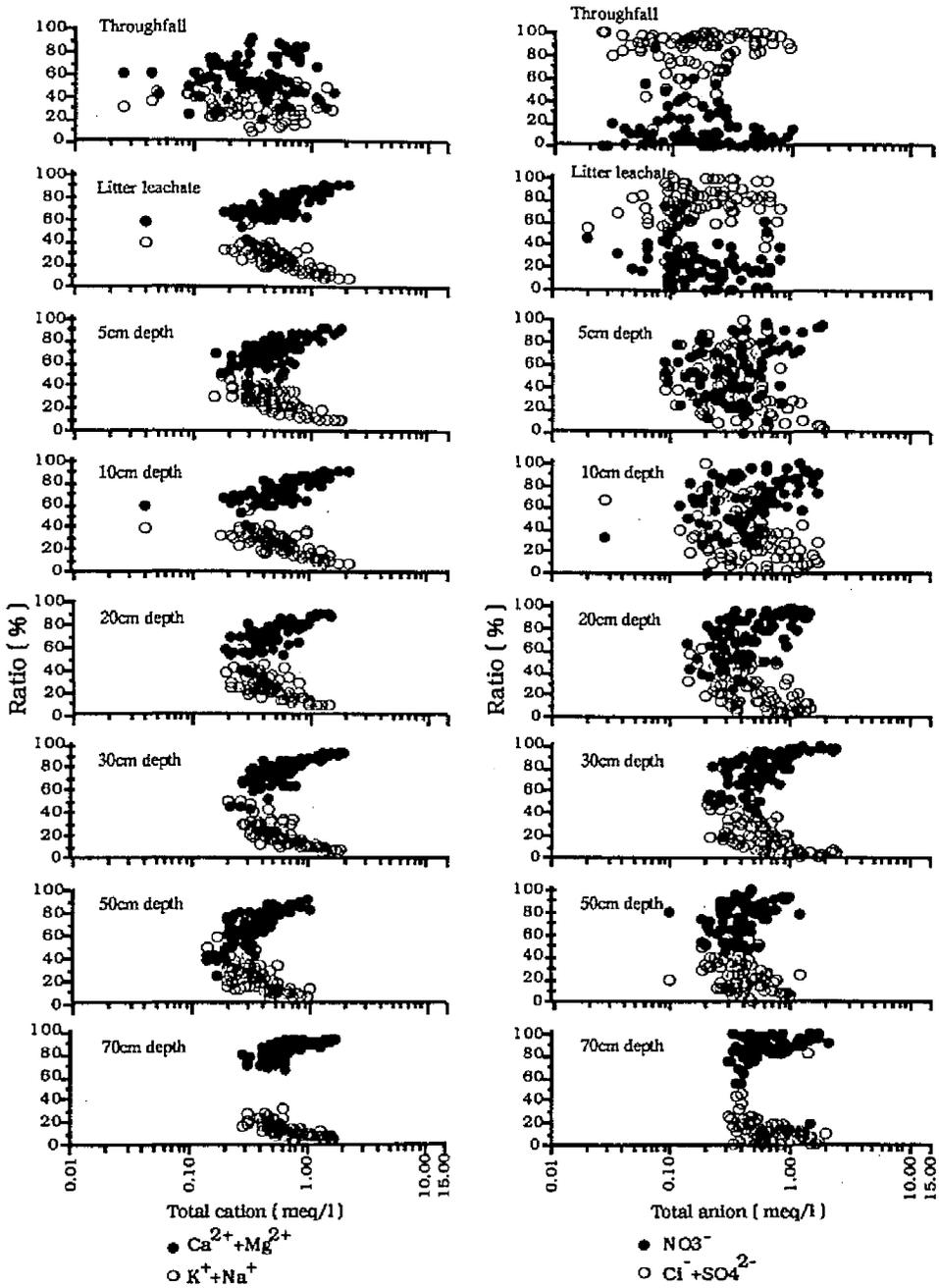
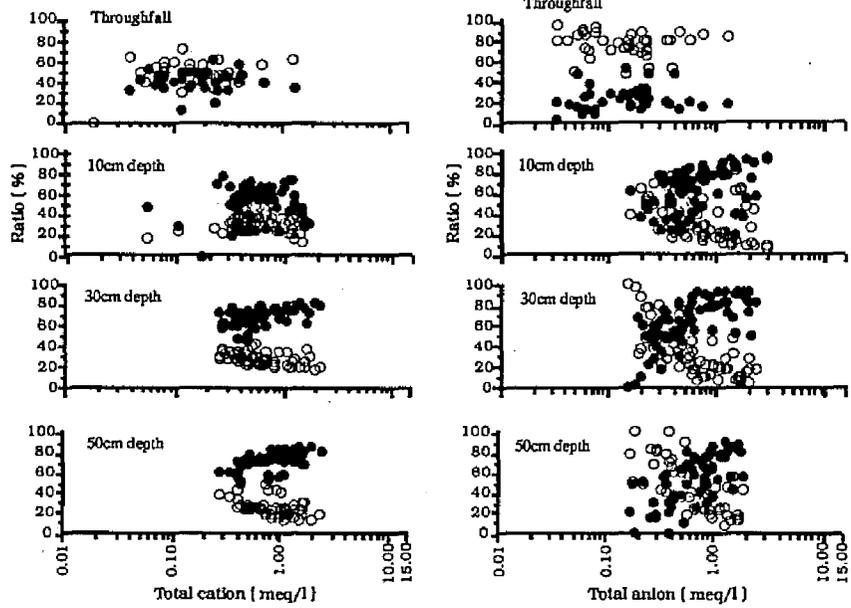


図-7-2-6
林内雨と土壌溶液のカチオン、アニオン総量に占めるイオンの割合

d). 桐生試験地斜面上部



e). 桐生試験地斜面下部

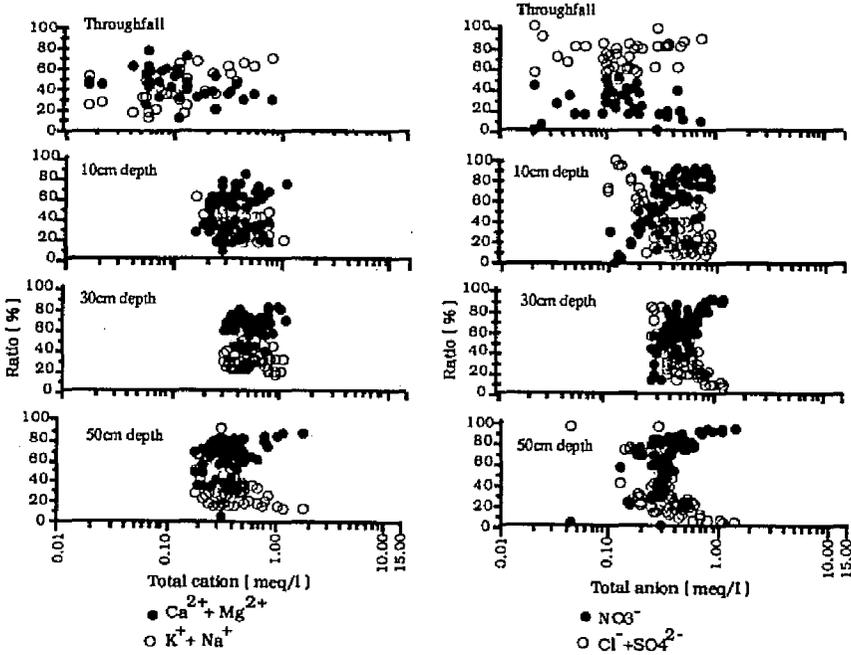


図-7-2-6 林内雨と土壤溶液のカチオン、アニオン総量に占めるイオンの割合

すべてのプロットにおいて、林内雨やリター層からの溶出液においては、アニオンではCl⁻とSO₄²⁻の占める割合が高かったが、土壌層では深さに伴って、アニオン当量濃度の合計が増加すると同時に、NO₃⁻が優占する様子が示された。アニオンの当量濃度の合計が大きいほどNO₃⁻の占める割合が高くなっており、アニオンの当量濃度の合計の増加が、NO₃⁻濃度の上昇によるものであることがわかる。また、前述のようにカチオンの当量濃度の合計が大きくなると、2価のカチオンの割合が高まっており、NO₃⁻生成によってアニオン濃度が増加すると、それとバランスをとるように溶脱するカチオンは、2価のカチオンの割合が高いといえることができる。

異価カチオン間の交換平衡では、交換性に対する吸着性の差が、交換体表面近傍におけるイオン集積層の電位に支配される(2)。土壌粒子の陰荷電の影響を受けている範囲を内液、受けていない範囲を外液とすると、1価カチオンより2価カチオンの方が土壌粒子に強く引き付けられ、内液には2価のカチオンが1価のカチオンより多く吸着されている。また、内液と外液は平衡関係を保っており、外液である土壌溶液の平衡が乱された場合、内液からカチオンが供給され、平衡を維持しようとする。NO₃⁻生成に伴って外液中に1価のカチオン(H⁺)が増加すると、2価カチオンの多い内液との平衡が維持されるため、外液の当量濃度が高まれば高まるほど2価のカチオンの割合が高くなることになる。

従来の実験結果により、ほとんどの土壌において、特にCa²⁺とNa⁺のカチオンに関して次のような経験式で表され(2)、1価のカチオン濃度がn倍上昇するのに対して、2価のカチオン濃度はn²倍上昇することがわかる。

$$\gamma_+ / \gamma_{2+} = K_0 \cdot C_{0,+} / (C_{0,2+} / 2)^{1/2}$$

γは土壌の交換性カチオン容量(meq/100g)、C₀は溶液中の濃度(meq/ml)、添え字は1価、2価を示す。ここで、K₀は交換平衡定数で、多くの土壌において1/2 ((mol/l)^{-1/2}) 程度の値をとる。この式からも、土壌溶液の当量濃度の合計が大きいほど、1価と2価のカチオン

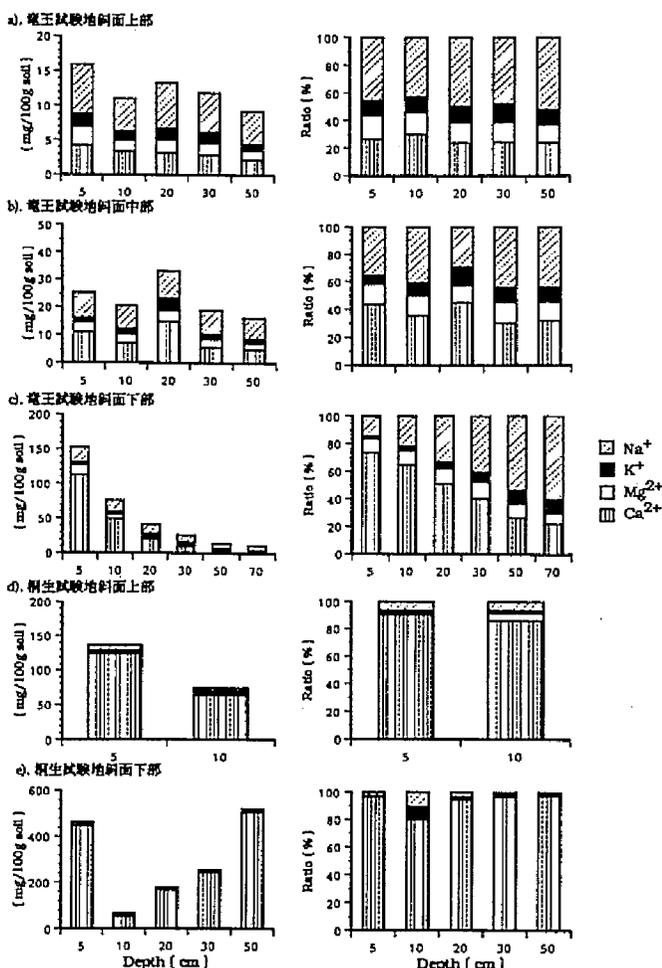


図-7-2-7 土壌の交換性カチオン含有率とその組成

濃度に差が生じることが示唆される。

これらのことから、土壌溶液の当量濃度の合計がある範囲までは、土壌の交換性カチオン組成を反映するが、ある濃度以上になると交換性カチオン組成よりも、溶脱してきた2価のカチオンの影響が明瞭になるといえる。

5) -3. NO_3^- により溶脱されるカチオンの時間的变化

図-7-2-8は、横軸に土壌溶液の NO_3^- 濃度、縦軸に分析したカチオン濃度の合計から NO_3^- 以外のアニオン濃度を引いた値をとり、プロットしたものである。ここで、 H^+ はpHから求めた水素イオン濃度である。すなわち、縦軸は $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{K}^+ + \text{Na}^+ + \text{NH}_4^+ + \text{H}^+) - (\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$ であるので、土壌溶液中に存在するイオンが今回調査したものだけであるならば、これらは1:1の関係を示す。

竜王斜面上部では10cm層、50cm層の両方で1年目には土壌溶液のカチオンの当量濃度合計が NO_3^- 濃度を大きく上回り、 NO_3^- 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 以外のアニオンが土壌溶液中に存在していたことがわかる。しかし、2年目になると、逆にカチオンの当量濃度合計は NO_3^- 濃度を下回り、 NO_3^- と電氣的にバランスをとるためには、調査した以外のカチオンが必要であることが示された。同様の関係は、斜面中部の10cm層や桐生試験地でもみられた。竜王試験地斜面中部の50cm層や斜面下部においては、1年目から土壌溶液の NO_3^- 濃度がカチオンの当量濃度合計を上回り、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 K^+ 、 Na^+ 、 NH_4^+ 、 H^+ 以外のカチオンが存在していることがわかった。また、桐生試験地においては、1年目には調査した以外のカチオンが存在していることが示唆されたが、2年目にはそのほとんどが Ca^{2+} となっていた(第5章、図-5-1)。

これらのことから、土壌溶液の NO_3^- は、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 K^+ 、 Na^+ 、 NH_4^+ 、 H^+ だけでなく、それら以外のカチオンにも影響を与えていること、 NO_3^- 生成に伴って一時的に未知のカチオンが溶脱されるが、次第に Ca^{2+} などに置き替わり、 NO_3^- 生成によるカチオンの溶脱に時間因子が関与する場合があることが示唆された。

竜王試験地斜面上部では、腐植層が発達し、モル型の腐植堆積様式を示していたことから(第3章、表-3-1)、不足したアニオンは今回測定していない腐植酸であり、2年目には分解が進み、腐植酸が生成されなくなったものと考えられる。

カチオンの不足は、竜王試験地斜面中部、桐生試験地でもみられ(図-7-2-7)、分析した以外のカチオンの溶脱が生じたと考えられる。既往の文献によれば、それは Al^{3+} あるいは Fe^{3+} などであると考えられる(4,7)。竜王試験地のCECの測定によれば、斜面中部より上部でCECに占める Al^{3+} の割合が急激に上昇しており(27)、 Al^{3+} であることはほぼ間違いないであろう。

桐生試験地では、未分析カチオンは2年目には Ca^{2+} に交換するようすが示された。竜王試験地と異なり、桐生試験地では根系の切断から養分循環機構の変化までに1a gがみられず(図-7-2-1)、急激な NO_3^- 生成に伴って、著しいカチオンの溶脱が生じるが、固相と液相の接触時間が長くなると、未反応の交換性カチオンと NO_3^- 生成層から溶脱された未分析カチオンとの間で交換反応が生じたものと推察される。

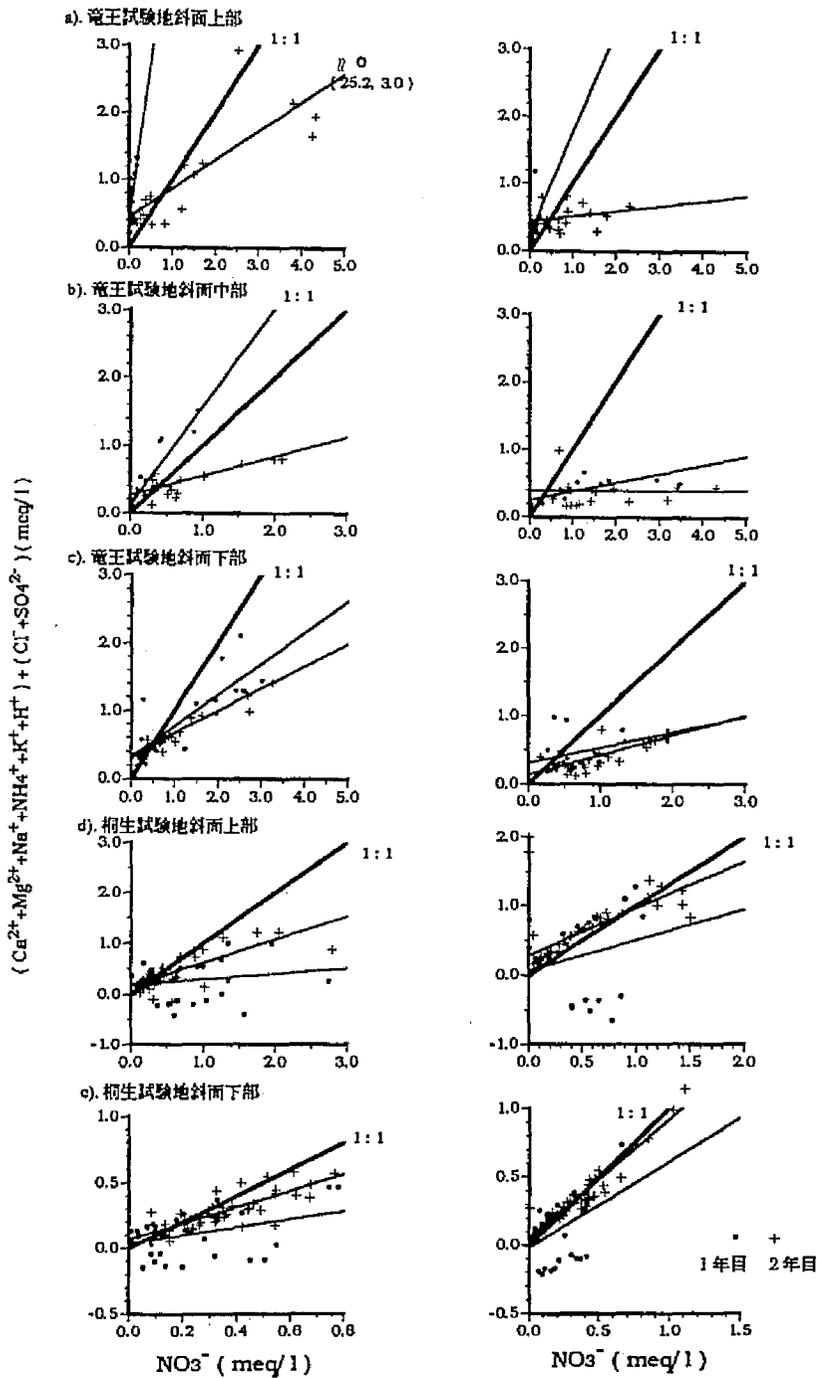


図-7-2-8 硝酸生成に伴うカチオンの溶脱
 図中の1:1の太線は縦軸と横軸の濃度の比が1:1になることを示す直線であり、他の2本はそれぞれ1年目、2年目の関係の回帰直線を示す。
 左列は10cm、右列は50cmにおける関係を示す。

6) . 攪乱に伴う養分流亡量の推定

前述のように、実験開始2年目には、竜王試験地斜面上部や斜面中部、桐生試験地などにおいて、NO₃濃度の上昇に伴って、NO₃流出量が著しく増加した(表-7-2-1)。竜王試験地斜面下部では移動量に年次的な違いはみられなかった($p < 0.05$)。

森林の伐採に伴って、多量の養分物質が流出水とともに流亡することが知られている(17)。T.F.L.法は設置の際に根系を切断しており、T.F.L.内は皆伐に近い状態になったと考えられる。

2年目の窒素移動量は竜王試験地斜面上部で1年目の約4倍の約116kg/ha/y r.、斜面下部で約105kg/ha/y r.となり、斜面系列で大きな違いはみられなくなった。集水域全域で50cmの深さで約110kg/ha/y r.が移動していたと推定される。

桐生試験地においては、2年目の土壤中の窒素移動量は斜面上部で約116kg/ha/y r.、下部で約86kg/ha/y r.であり、1年目同様斜面方向で大きな違いはなく、移動量は1年目の約3倍に増加した。

50cm層以下での窒素の放出経路として、溪畔部での脱窒が挙げられる。脱窒による窒素の損失量は、桐生試験地における試算では約5kg/ha/y r.以下であった(25)。NO₃濃度の高い土壤溶液が流入した場合、脱窒量が増加することも考えられるが、現在の段階では推定できないので竜王試験地にも前述の値を用いると、50cm層を移動する窒素はほとんどがそのまま溪流へ流出することになり、竜王試験地、桐生試験地ともに皆伐により溪流から約100kg/ha/y r.に上る窒素が流出するものと推定される。

Likens (17) は、皆伐によって溪流からの窒素流出量が、最大で140kg/ha/y r.になったことを報告し、Stevens (24) は、地位のあまりよくない林地での実験で、皆伐によってC層中の窒素移動量が約10kg/ha/y r.から70kg/ha/y r.に増加したことを述べている。2年目における流出量の推定値はこれらの範囲にあり、マイクロライシメーターによるtrench効果により皆伐の影響を予測できることが示された。

また、土壤溶液が土壤層で形成されているプロットでは、皆伐を受けると植物による年間吸収量に相当する量の養分が流出するに過ぎないが、竜王試験地斜面上部や斜面中部、桐生試験地などでは、皆伐を受けた場合、養分物質循環機構に変化が生じ、通常可給化されない、腐植層や土壤層に蓄積していた養分物質の分解が進み、年間の吸収量を大きく上回る量の流亡が生じることが示された。このことは、土壤の硝化活性の高い土壤では、養分物質を常に開放的に循環させていることを示唆すると共に、無機態窒素の形態がNH₄⁺でとどまっている、養分物質の乏しい土壤において皆伐の影響が大きいことを示すものと考えられる。

4. まとめ

Cl⁻とNO₃⁻は、その生物的活性において異なり、土壤の生物的活性の違いから、土壤溶液の組成に違いが生じたことが明らかになった。

土壤の生物的活性の低い土壤においては、すべてのプロットに同様に供給された、海塩起源のCl⁻を中心とした、移流に伴う物理・化学的な水質形成機構が示された。

すなわち、系外からもたらされたCl⁻は、土壤層で電気的中性を保つためにカチオンを伴っ

て移動した。随伴するカチオンとしては、林内雨によって同時に林地にもたらされるNa⁺が挙げられ、電気的中性の80%程度を占めていた。

一方、生物的に活性な土壌においては、さかんにNO₃⁻が生成されており、それに伴うカチオンの溶脱が生じ、土壌溶液の水質形成機構において生物・化学的な機構が主流になっていることがわかった。

NO₃⁻生成に伴って溶脱されるカチオンは、土壌中の2価の交換性カチオン含有率の高いプロットでは2価カチオン (Ca²⁺やMg²⁺) が多かった。2価の交換性カチオン含有率の低いプロットにおいては、溶脱されるカチオンの種類は、土壌溶液の当量濃度合計がある程度までは土壌の交換性カチオンの組成を反映したが、より高くなると2価のカチオンの割合が高まった。

森林生態系が攪乱を受けた場合、硝化作用が活性化し、土壌溶液の水質形成機構は経時的にNO₃⁻主体の生物・化学的なものが主体となることがわかった。

攪乱に伴い、土壌溶液の養分物質循環機構の変化に要する時間は、プロット毎に異なり、攪乱に対する緩衝能の違いが示された。

養分蓄積量の多い土壌に対して、養分蓄積量の少ない土壌において、攪乱に対する緩衝能は小さく、その影響は養分物質循環機構の変化を伴った大きなものになることが示された。

引用文献

- 1). Adams, J. A. : Nitrification and ammonification in acid forest litter and humus as affected by pepton and ammonium-N amendment. *Soil Biol. Biochem.*, 18, 45-51, 1986
- 2). Bolt, G. H. and M. G. M. Bruggenwert : 土壌の化学, 309pp, 学会出版センター, 東京, 1980
- 3). Cole, D. W., S. P. Gessel and S. F. Dice : Distribution and cycling nitrogen, phosphorus, potassium and calcium in a second-growth Douglas-fir ecosystem. In Young, H. E. (ed.), *Symposium on primary productivity and mineral cycling in natural ecosystems*, pp197-232, Orono, Univ. Maine Press., 1967
- 4). Davis, M. R. : Chemical composition of soil solutions extracted from New Zealand beech forests and West German beech and spruce forest. *Plant and Soil*, 126, 237-246, 1990
- 5). Del Moral, R. : On the variability of chlorogenic acid concentration. *Oecologia*, 9, 289-300, 1972
- 6). Duggin, J. A., G. K. Voigt and F. H. Bormann : Autotrophic and heterotrophic nitrification in response to clear-cutting northern hardwood forest. *Soil Biol. Biochem.*, 23, 779-787, 1991
- 7). Helji-Sisko H. and E. Malkonen : Acidity and nutrient content of throughfall and soil leachate in three *Pinus Sylvestris* stands. *Scand. J. For. Res.*, 4, 13-28, 1989
- 8). Johnson, D. W. and N. T. Edwards : The effects of stem girdling on biogeochemical cycles within a mixed deciduous forest in eastern Tennessee, 2 Soil nitrogen mineralization and nitrification rates. *Oecologia*, 40, 259-271, 1979
- 9). Johnson, D. W. and D. W. Cole : Anion mobility in soil : Relevance to nutrient transport from forest ecosystems. *Env. International*, 3, 70-90, 1980

- 10). 片桐成夫、堤利夫：森林の物質循環と地位との関係について（1）Litter fallとその養分量，日林誌，60，195-202，1978
- 11). Kawahara T. and T. Tsutsumi : Studies on the circulation of carbon and nitrogen in forest ecosystems. Bull. Kyoto Univ. For., 44, 141-158, 1972
- 12). Killham, K. : A new perfusion system for the measurement and characterization of potential rates of soil nitrification. Plant and Soil, 97, 267-272, 1987
- 13). Koeppe, D. E., L. M. Southwick and J. E. Bittell : The relationship of tissue chlorogenic acid concentrations and leaching of phenolics from sunflowers grown under varying phosphate nutrient conditions. Can. J. Bot., 54, 593-599, 1976
- 14). Kriebitsch, W. U., T. M. Klein, N. J. Novick and M. Alexander : Nitrification and characteristics of nitrifying microorganisms in an acid forest soil. Soil Sci. Am. J., 49, 1407-1410, 1985
- 15). 久馬一剛共著：新土壌学，271pp，朝倉書店，東京，1984
- 16). Lamb, D. : Patterns of nitrogen mineralization in the forest floor of stands of *Pinus radiata* on different soils. J. Ecol., 63, 615-625, 1975
- 17). Likens, G. E., F. H. Bormann, N. M. Johnson, D. W. Fisher and R. S. Pierce : Effects of forest cutting and herbicide treatment on nutrient budgets in the Hubbard Brook watershed ecosystem. Ecol. Monogr., 40, 23-47, 1970
- 18). Mellilo, J. M. : Nitrogen sysling in deciduous forests. In Terrestrial nitrogen cycles. Clark, F. E. and Rosswall, T. (eds.), Ecol. Bull., 33, 427-442, 1981
- 19). 岡島秀夫：土壌肥沃度論，235pp，農山漁村文化協会，東京，1976
- 20). Poovarodom, S., R. L. Tate, III and Bloom, R. : Nitrogen mineralization rates of the acidic, xeric soils of the New Jersey pinelands : Field rates. Soil Science, 145, 257-263, 1988
- 21). Rasmussen, L., P. Jorgensen and S. Kurse : Soil water samplers in ion balance studies on acidic forest soil. Bull. Environ. Contam. Toxicol., 36, 563-570, 1986
- 22). Robertson, G. P. and P. M. Vitousek : Nitrification potentials in primary and secondary succession. Ecology, 62, 376-386, 1981
- 23). Smith, W., F. H. Bormann and G. E. Likens : Response of chemoautotrophic nitrifiers to forest cutting. Soil Science, 106, 471-473, 1968
- 24). Stevens, P. A. and M. Hornung : Nitrate leaching from a felled Sitka spruce plantation in Beddgelert Forest, North Wales. Soil Use and Management, 4, 3-9, 1988
- 25). 徳地直子，日出平洋一，岩坪五郎：森林生態系における安定同位体存在比を用いた脱窒に関する研究，第104回日林論，（印刷中）
- 26). Vitousek, P. M., J. R. Gosz, C. C. Grier, J. M. Mellilo and W. A. Reiners : A comparative analysis of potential nitrification and nitrate mobility in forest ecosystems. Ecol. Monographs, 52, 155-177, 1982
- 27). 吉田和真，徳地直子，岩坪五郎：森林生態系における斜面系列での窒素無機化特性，第104回日林論，1993，（印刷中）

第8章. 森林流出水水質の形成機構

1. はじめに

森林からの流出水の水質形成に関して多くの研究が行われているが(6,7), これらの研究においては集水域内の土壤溶液水質の変動はあまり考慮されていない。しかし, 前章までに述べたように, 集水域内の各地点で, 養分物質循環機構とそれに伴って土壤溶液水質が異なることが認められた。

この章では, T.F.L.法を用いて, 集水域内の養分物質循環機構が異なると考えられる複数の地点における土壤溶液を, T.L.法によって土壤の深層の土壤溶液を, さらに井戸から地下水の採水を行うことによって, 降水から流出水に至る森林生態系の通過に伴う水質の変動と, 森林流出水の水質形成について考察する。

2. 方法

森林流出水の水質形成を解明するためには, 降水から流出水に至るまで垂直方向に連続的に, 降水, 林内雨, 各深さの土壤溶液, 地下水, 流出水の採取を行うことが必要である。特に, 流出水の主要な構成要素のひとつと考えられる地下水水質を把握することが重要となる。

桐生試験地には, 集水域内に34カ所の井戸が設置されている。これらの井戸から, 土壤溶液の採取時に, 上流部集水域最下端の流出水(以下, 上流部流出水と記す。)の採水とともに, 地下水を汲み上げた。土壤溶液は, T.F.L.法では表層しか採水できないので, この章では, T.L.法も併用して土壤深層における土壤溶液を採取し, 溶存物質濃度の変動を垂直方向に複数の深度で連続的に測定した。この上流部集水域と他に2集水域を含む下流部集水域の下端(以下, 下流部流出水と記す。)においても, 同時に採水を行った。

さらに, 1990年11月~1991年10月まで, 上流部流出水とともに上流部集水域の下端にある井戸において, 自動採水機により毎日0時に採水した。

また, 1990年の9月の台風19号の際には, これらのすべての採水点で数時間~数日おきに採水を行った。

竜王試験地においても, T.L.法とT.F.L.法を併用して土壤溶液の採取を行った。しかし, この試験地では, 土壤層が厚く地下水位が確認できなかったので, 地下水は採取していない。土壤溶液の採取時に, プロットのある斜面を含む集水域の最下端で流出水を採取した。採水地点と方法をまとめたものが表-8-1である。

採水されたこれらの試料は, 研究室に持ち帰り, 分析に供した。分析した項目, ならびに方法は第4章で述べた通りである。

3. 結果

1) . 降水から流出水に至る溶存物質濃度の垂直方向の変化

図-8-1-1~4に, 竜王試験地, 桐生試験地における, 降水, 林内雨, 土壤溶液, 地下水, 流出水の調査期間の溶存物質濃度の算術平均値の変化を示す。土壤溶液については, T.L.法とT.F.L.法の2つの方法で得られた結果を示す。T.F.L.法によって採取された土壤溶液につい

表-8-1 採水地点と方法

a). 竜王試験地

	方法	採水プロット	深度(cm)
降水、林内雨	10×100cmの角型雨樋	露場、各プロット	
土壌溶液	T.F.L.法	斜面上部、中部	10, 50
		斜面下部	5, 10, 20, 30, 50, 70
	T.L.法	斜面下部	5, 10, 20, 30, 50, 70, 100, 150
流出水		集水域最下端	

b). 桐生試験地

	方法	採水プロット	深度 (cm)
降水、林内雨	10×100cmの角型雨樋	露場、各プロット	
土壌溶液	T.F.L.法	斜面上部、下部	10, 30, 50
	T.L.法	斜面下部	20, 30, 50, 70, 110
地下水	汲み上げ	集水域内の井戸	25~512
流出水		集水域下端 (上流部)	
		3集水域最下端 (下流部)	

ては、調査2年目に、攪乱の影響が大きくなったので(第7章)、1年目の結果を示す。

竜王試験地においては、土壌溶液の Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 K^+ 、 Na^+ 、 NH_4^+ 濃度に関して、斜面上部で斜面下部に較べて全体に高い傾向がみられた。 NO_3^- 、 Ca^{2+} 濃度は、斜面下部で高かった(図-8-1-1)。斜面中部における土壌溶液の溶存物質濃度は、ほとんどすべての物質に関して、斜面上部と斜面下部の中間的な濃度を示した(図は省略した)。

流出水の溶存物質濃度は、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 K^+ 、 NH_4^+ に関しては、斜面下部において、T.F.L.法で採取された土壌溶液にみられた濃度と大きな違いはないが、流出水の NO_3^- 濃度は0.01meq/lであり、斜面下部の70cm層の土壌溶液の1/70以下であった(図-8-1-2)。 SO_4^{2-} 濃度は、流出水は0.12meq/lで斜面下部の70cm層の土壌溶液の約6倍に上った。流出水の NO_3^- と SO_4^{2-} の濃度とも、斜面上部で採取された土壌溶液濃度とほぼ等しかった(図-8-1-1)。

桐生試験地においては、斜面下部においてT.L.法によって採取された深い層位の土壌溶液、および井戸から汲み上げられた地下水の溶存物質濃度も示す(図-8-1-3と4)。斜面位置で土壌溶液の水質を比較すると、根系の切断の影響が指摘された NO_3^- 、 Ca^{2+} を除いて(第4章)、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 K^+ 濃度に、斜面上部で高い傾向がみられた。

桐生試験地斜面下部においては、T.F.L.法によって採取された土壌溶液の溶存物質濃度は、50cm層までは、根系の切断の影響を受けにくいと考えられる Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ などに関して、T.L.法で採取されたものと有意な違いはみられず(第4章)、いずれの方法によっても深さによらず濃度はほぼ一定値で推移していた(図-8-1-4)。しかし、50cmより深い層位でT.L.法で採取された土壌溶液の濃度は、 Na^+ では50cm層で約0.05meq/lであったものが、70cm層で約0.07meq/l、110cm層で約0.22meq/l、地下水で約0.30meq/lと著しく上昇し、流出水では約0.23meq/lとなった。 SO_4^{2-} でも同様に、50cm層で約0.07meq/l、70cm層で約0.10meq/l、110cm層で

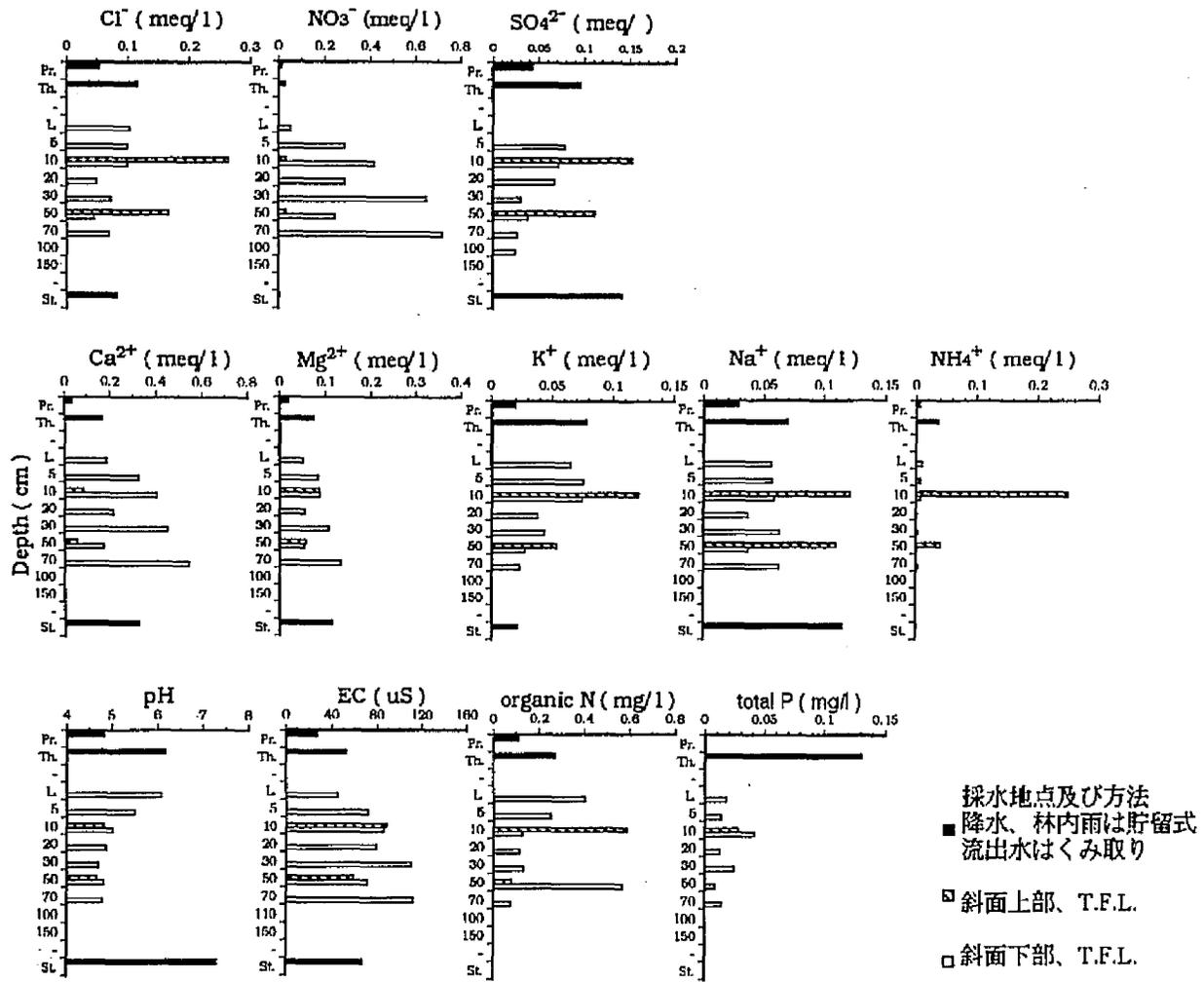


図-8-1-1 森林生態系の通過に伴う水質の変動
 竜王試験地斜面上部と斜面下部におけるT.F.L.法による土壌溶液の測定結果。
 調査期間の算術平均値
 Pr.は降水、Th.は林内雨、L.はリター層からの流出液、St.は流出水を示す。

採水地点及び方法
 ■ 降水、林内雨は貯留式
 流出水はくみ取り
 ▨ 斜面上部、T.F.L.
 □ 斜面下部、T.F.L.

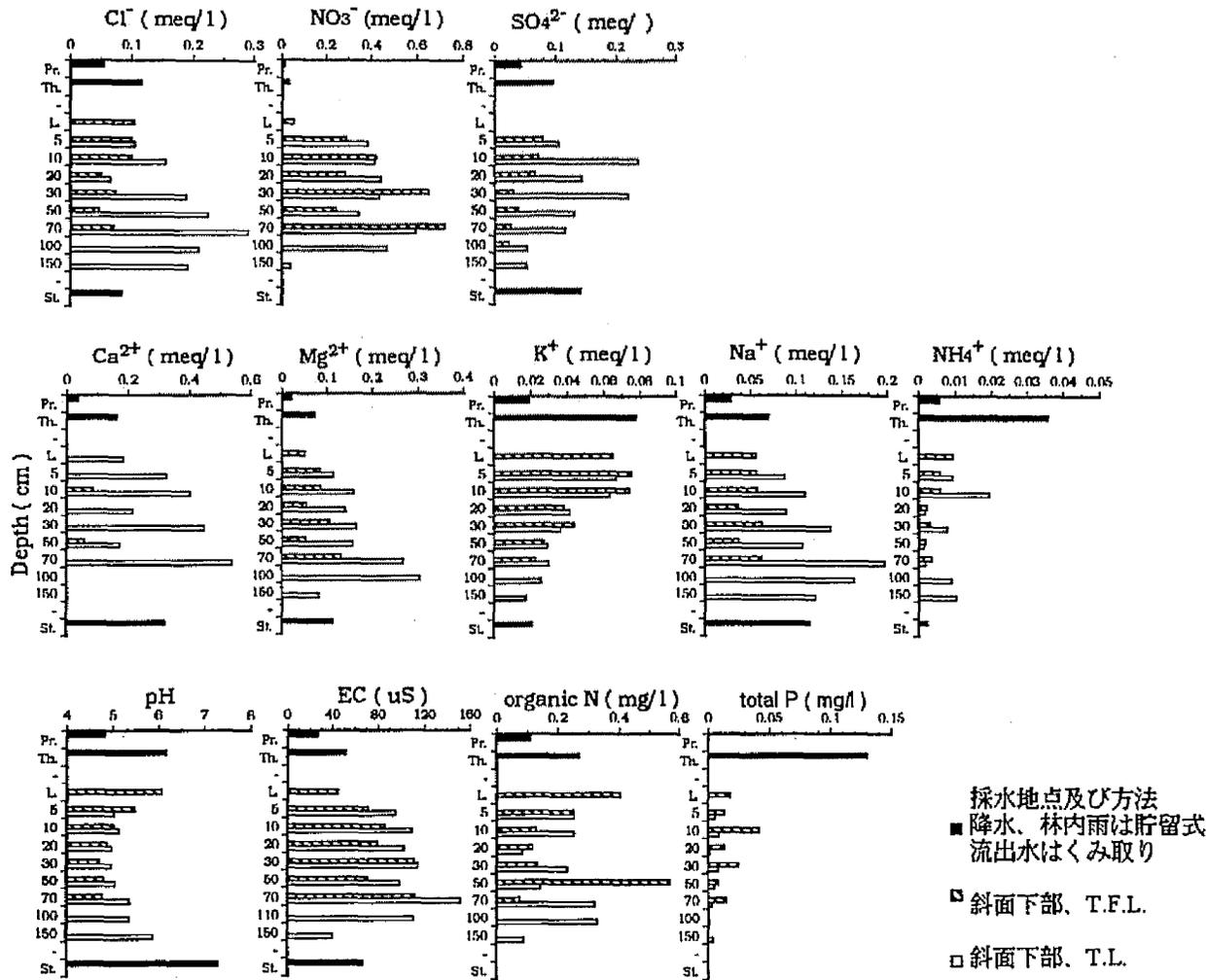


図-8-1-2 森林生態系の通過に伴う水質の変動
 竜王試験地斜面下部におけるT.F.L.法とT.L.法による土壌溶液の測定結果。
 調査期間の算術平均値
 Pr. は降水、Th. は林内雨、L. はリター層からの流出水、St. は流出水を示す。

採水地点及び方法
 ■ 降水、林内雨は貯留式
 流出水はくみ取り
 ▨ 斜面下部、T.F.L.
 □ 斜面下部、T.L.

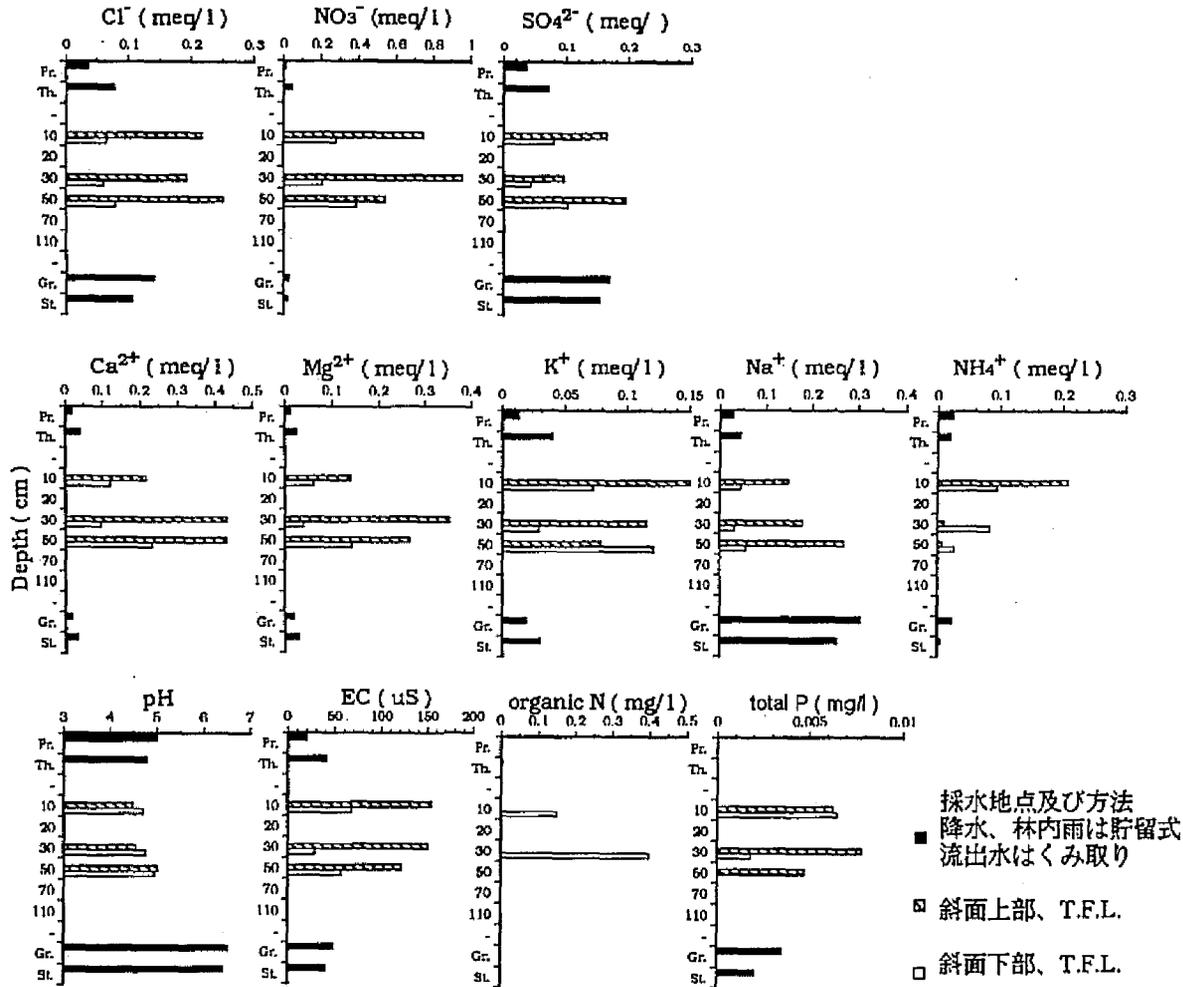


図-8-1-3 森林生態系の通過に伴う水質の変動

桐生試験地斜面上部と斜面下部におけるT.F.L.法による土壌溶液の測定結果。

調査期間の算術平均値

Pr.は降水、Th.は林内雨、Gr.は地下水、St.は流出水を示す。

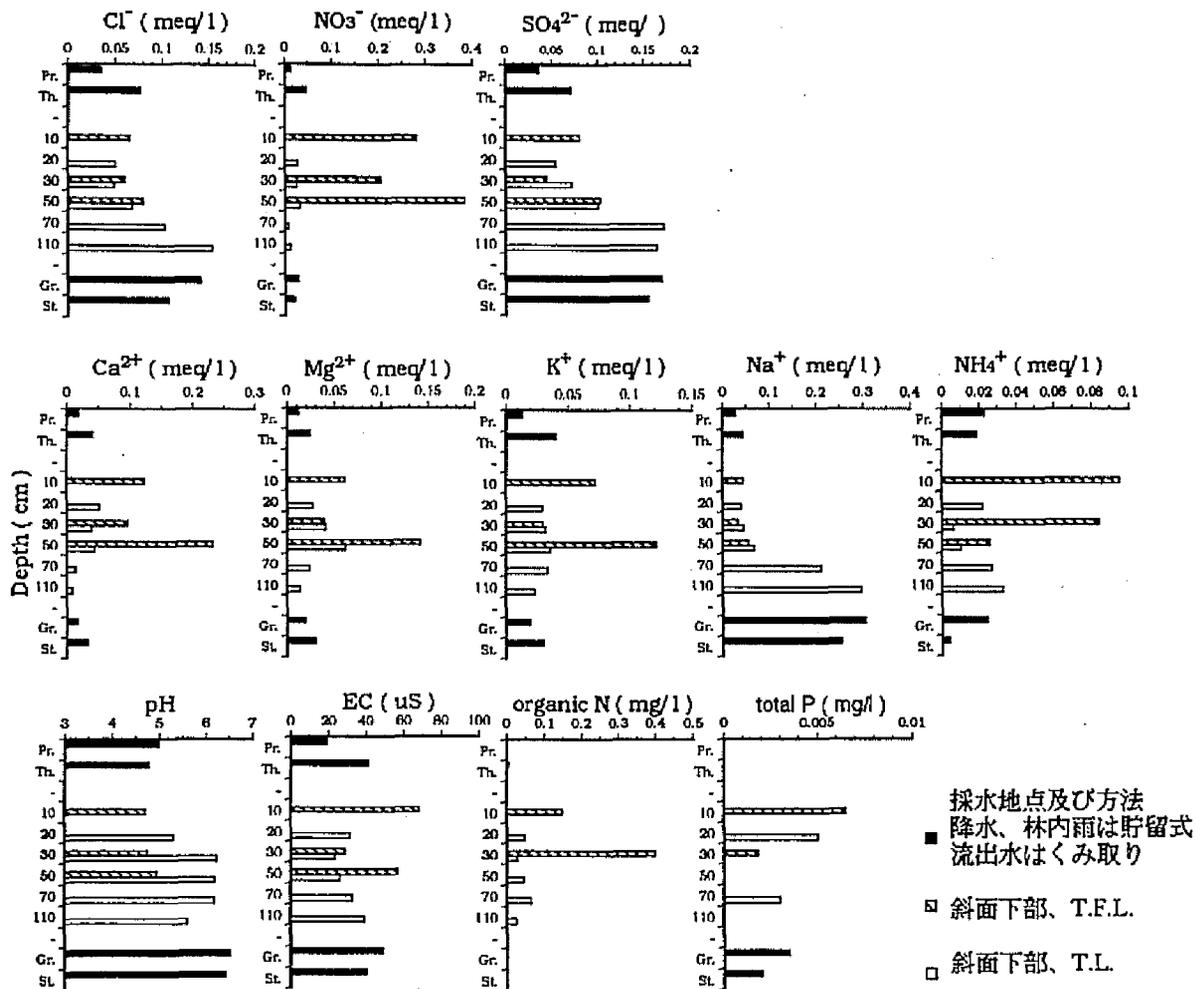


図-8-1-4 森林生態系の通過に伴う水質の変動
 桐生試験地斜面下部におけるT.F.L.法とT.L.法による土壌溶液の測定結果。
 調査期間の算術平均値
 Pr.は降水、Th.は林内雨、Gr.は地下水、St.は流出水を示す。

約0.17meq/l, 地下水で約0.16meq/l, 流出水で約0.13meq/lと深さに伴い, 特に110cm層から著しく上昇する傾向がみられた. 同様の傾向はCl⁻にもみられた. これらの濃度はいずれも地下水で最も高く, 流出水でやや低下した.

2) . 降水から流出水における各段階の溶存物質濃度の経時変動

図-8-2-1~4に桐生試験地における, 降水から流出水に至る各段階での溶存物質濃度の経時的変動を示す. 土壤溶液はT.L.法で採水されたものを示す. 第5章において, 土壤溶液濃度の水質形成に主要な役割を果たしていることが指摘されたCl⁻とNO₃⁻, およびそれらに伴って濃度の形成されていたNa⁺とCa²⁺の濃度の変動を示す. 地下水と流出水は, 月毎の算術平均値で示す.

Cl⁻濃度は, 降水において約0.1meq/lのピークがみられる場合があった(図-8-2-1). これらのピークには, 季節性は見られなかった. 土壤中でも, 表層ではCl⁻濃度はピーク時には, 降水とほぼ等しく約0.1meq/lまで上昇した. また, 深さに伴ってCl⁻濃度は全体に高まり, 変動が小さくなった. 地下水では年間を通じて約0.1meq/lで推移するようになった. 流出水でも同様に約0.1meq/lで推移した.

Na⁺濃度は, 降水においては, 冬期に約0.1meq/lに上昇したが, それ以外の時期は約0.01meq/l前後であった(図-8-2-2). 土壤溶液においてNa⁺濃度は, ほぼ一定の濃度で推移し, 30cm層では年間を通じて約0.02meq/l, 50cm層では約0.04meq/l, 70cm層では約0.06meq/lであり, 深さに伴って上昇した. 地下水では年間を通じて0.3meq/l前後で推移し, 流出水では0.2~0.4meq/lであった.

NO₃⁻濃度は, 降水において, 約0.02meq/lのほぼ一定で推移した(図-8-2-3). 土壤溶液では毎年冬~春にかけて, 0.1meq/lを上回り, 他の時期には0~0.03meq/lの範囲にあった. 110cm層では年間を通じてほぼ一定で推移した. 地下水では, 不規則に0.1~0.2meq/lのピークがみられた. 流出水では, NO₃⁻濃度は年間を通じて約0.02meq/lのほぼ一定濃度で推移し, 変動は土壤溶液に較べて小さくなっていた.

Ca²⁺濃度は, 降水では0~0.05meq/lを変動した(図-8-2-4). 変動に季節性はみられなかった. 土壤溶液のCa²⁺濃度は降水より高まり, 0.02~0.15meq/lの範囲であった. 110cm層になると, 年間を通じて0.02meq/l以下で, 変動は小さくなった. 地下水や流出水では, 0.05meq/lをこえる濃度はみられず, 年間を通じて約0.03meq/lで推移した.

3) . 短期出水時の溶存物質濃度の経時変動

1990年は, 8月1日から9月13日に台風19号による降雨が始まるまで, ほとんどまとまった降雨がなく, この期間の降水量は59mmであった. 9月10日前後には, 地下水位は, 桐生試験地において地下水位の観測の始まった1986年以降, 最も低くなった(9). 9月13日に, 82.5mmの雷雨, 続いて台風19号により9月22日までに225.5mmの降水がもたらされた. 以後, 10月10日までの降水量は189.5mmであった.

試験地内の井戸における, 地下水位の有無を表-8-2に示す. 井戸には, 常時水位のある井

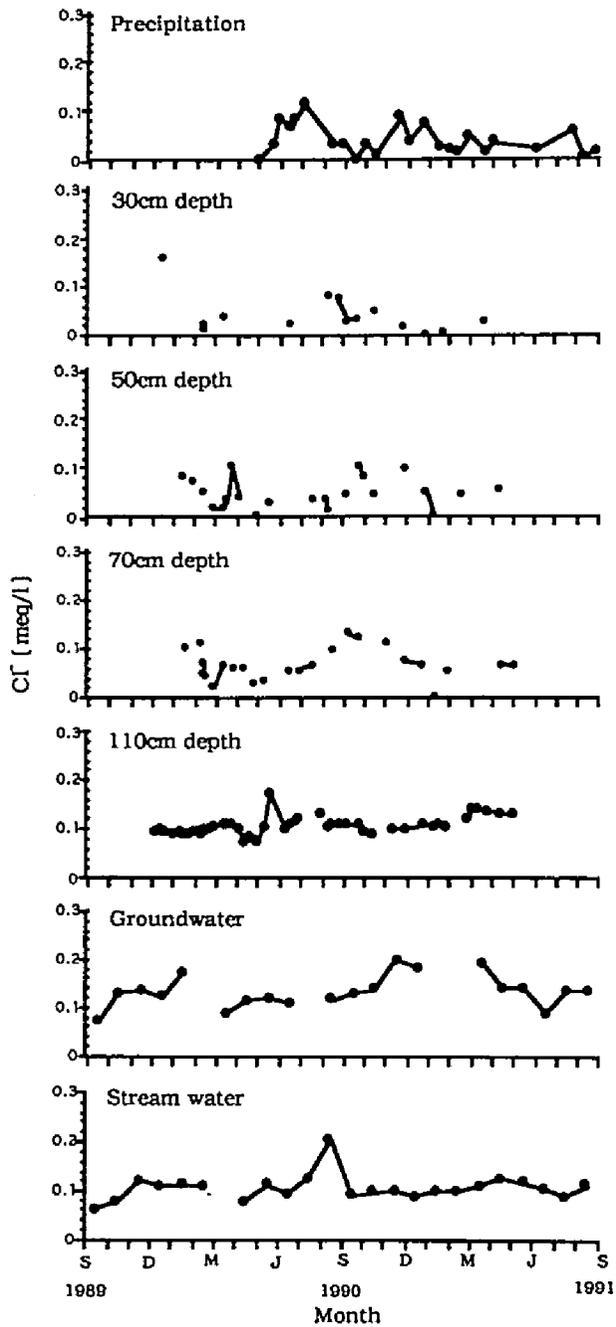


図-8-2-1 桐生試験地における降水から流出水に至る各段階でのCl濃度の経時的変動
 土壌溶液はT.Lを用いて採水した。地下水、流出水は月毎の算術平均値である。

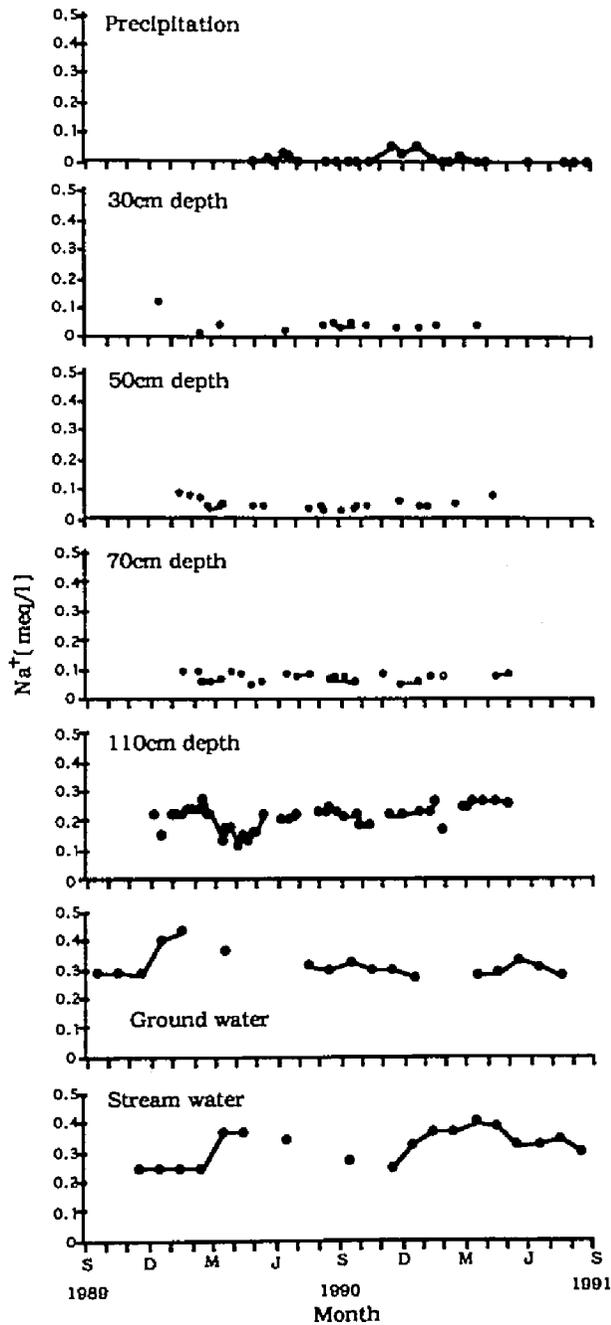


図-8-2-2 桐生試験地における降水から流出水に至る各段階での Na^+ 濃度の経時的変動
 土壌溶液はT.Lを用いて採水した。地下水、流出水は月毎の算術平均値である。

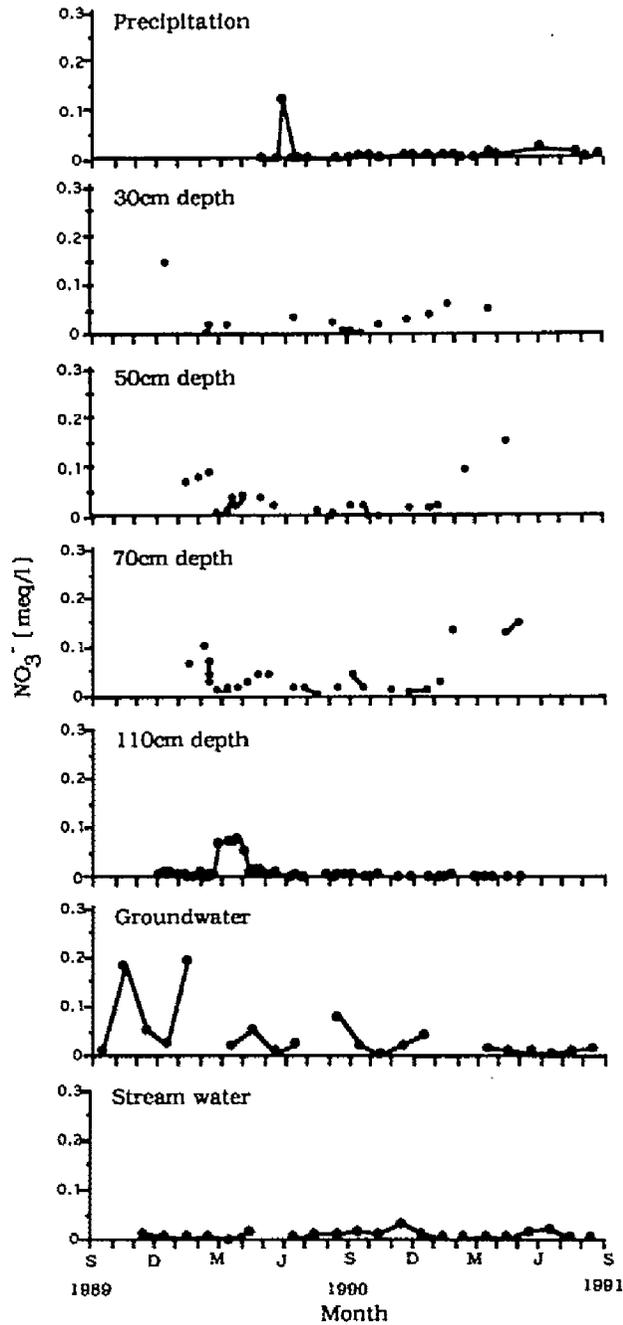


図-8-2-3 桐生試験地における降水から流出水に至る各段階での NO_3^- 濃度の経時的変動

土壌溶液はT.L.を用いて採水した。地下水、流出水は月毎の算術平均値である。

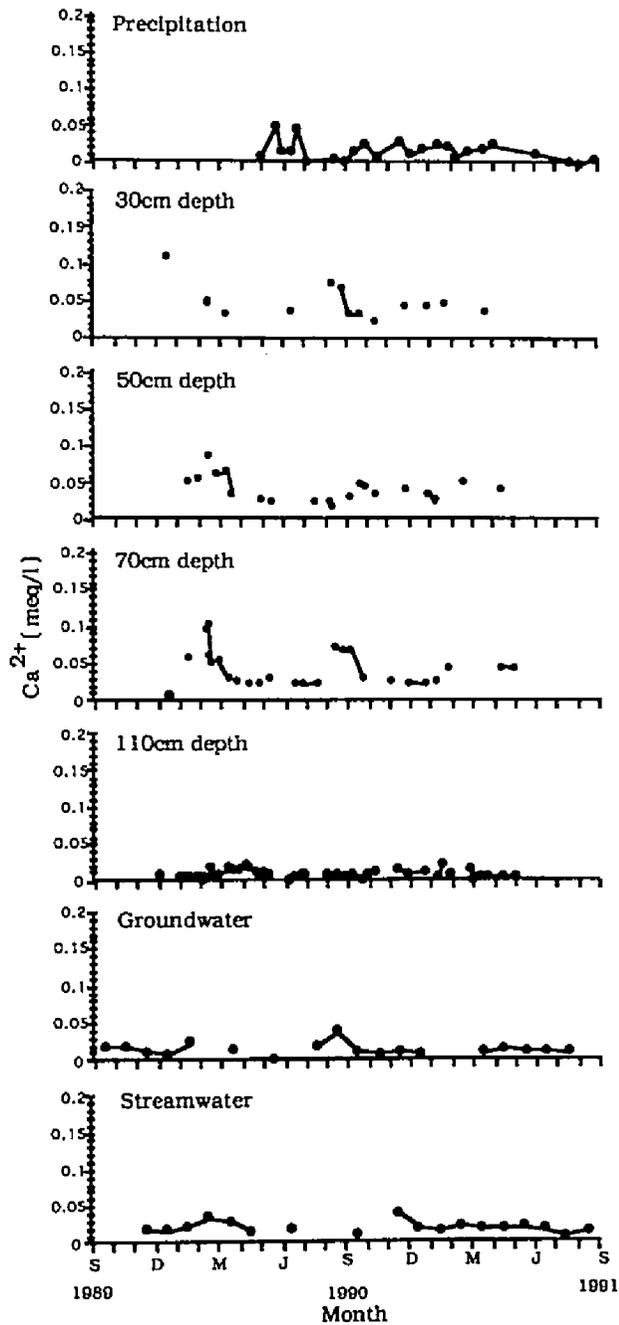


図-8-2-4 桐生試験地における降水から流出水に至る各段階での Ca^{2+} 濃度の経時的変動
 土壌溶液はT.Lを用いて採水した。地下水、流出水については、月毎の算術平均値である。

表-8-2 各井戸の地下水の存在の有無とそれによる井戸の分類（島田ら（10））

	深度 (cm)	Date, 1990													
		Sep.								Oct.					Nov.
		5	11	13	14	18	19	20	25	2	9	16	23	31	8
飽和帯型井戸 Saturated zone well															
G1	72	*	+		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
G2	190	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
G3	180	*	+	+	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
G15	320	+	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
G34	512	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
遷移帯型井戸 Transitional zone well															
G4	214							*	*	*	/				
G16	205							*	*	*	*				+
GC	217			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
GD	181			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
不飽和帯型井戸 Unsaturated zone well															
G5	98			+	+	+		*	+	+	+	+			+
G6	36		+	+	+	+	*	*	+	+	+	+		+	+
G7	195							+				*			+
G8	208							+							
G10	25			*	*	+	+	+	+	+	+			+	+
G11	50			*	+	+	*	*	+	+	+	+		+	+
G12	52			+	+	+		+			+				
G13	47							+							
G17	40			+	+	+	+	+	+	+	+			+	
G18	29							+		+	+				
G20	88			+		+	+	+							+
G25	112				+	+	*	+		+	+				+
G27	162				+	+	*	+		+	+				+
G28	30			*	+	+	+	+	+	+	+			+	+
G32	35			+	+	+	+	+			+				
G33	38							+							

*：前回から今回のあいだに地下水位が発生し、現在もある。

+：前回から今回のあいだに地下水位が発生し、現在は無い。

：地下水位が発生しなかった。

/：欠測

戸（以下、飽和帯型井戸と記す。）、降雨により一時的に水位の発生する井戸（以下、不飽和帯型井戸と記す。）、地下水位の上昇により水位が発生し、しばらくは水位の維持される井戸（以下、遷移帯型井戸と記す。）、の3パターンがみられることがわかる（10）。図-8-3-1～2に、台風19号に伴う、降水量、流出水量、地下水位の変化と、降水から土壤溶液、地下水を経て流出水に至る各段階における溶存物質濃度の変動を示す。b)は斜面下部のプロットの地下水位であり、地下水位は9月10日前後に失われ、13日からの降雨によって、地下水位が徐々に回復したことがわかる（図-8-3-1-b）。

NO₃⁻は降水、林内雨においては、0.01meq/l以下の低濃度であった（図-8-3-1）。30cm層では含水率が低く、ほとんど採水できず、これらの層におけるNO₃⁻濃度の経時変動はよくわからない。50cm層および70cm層では、降雨の開始に伴って土壤溶液の採取が可能になり、NO₃⁻濃度は降雨開始後最初に採取された土壤溶液で約0.1meq/lと最も高く、その後降雨の継続に伴って徐々に低下した。110cm層の土壤溶液でも降雨前には0.02meq/l程度であったものが、降雨開始からしばらくたって約4倍の約0.08meq/lまで上昇し、その後低下した。降雨のたび毎に採水が可能となった2箇所の不飽和帯型井戸では、9月12日の降雨開始時に最初に得られた土壤溶液のNO₃⁻濃度は0.2meq/lで、降雨が続くとNO₃⁻濃度は徐々に低下し、0.05meq/lまで低下した。常に水位があった飽和帯型井戸のうち、井戸の深さが約72cmと浅い地点では、降雨の開始に伴い、NO₃⁻濃度は0.02meq/lから一時的に0.4meq/lまで上昇し、その後の降雨の継続に伴ってNO₃⁻濃度は徐々に低下し、降雨後は降雨開始前よりやや高い0.03meq/lになった。土層が512cmと厚い地点の飽和帯型井戸では、NO₃⁻濃度は0.02～0.03meq/l前後で、ほとんど変動はみられなかった。

これらの影響を受け、上流部流出水では、降雨前にはほとんど検出されなかったNO₃⁻濃度が、12日の降雨開始時に約0.1meq/lに上昇し、降雨中はその濃度を維持して、降雨の終了とともに再びみられなくなった。その後も、降雨のたびに約0.1meq/l程度のピークがみられた。この集水域と他に2つの集水域を含む桐生試験地最下端において採水された下流部流出水のNO₃⁻濃度は、降雨の開始に伴って一時約0.05meq/lに上昇した。しかし、上流部流出水と異なり、降雨の継続にかかわらず、濃度の高まりは降雨の終了以前にみられなくなった。

上流部、下流部流出水ともに、Ca²⁺濃度の変動も、降雨の開始に伴って濃度が上昇するNO₃⁻濃度の変動とほぼ同様の傾向がみられた（図は省略する。）。

Na⁺濃度は、降水や林内雨においては、0.05meq/l以下であった（図-8-3-2）。Na⁺濃度は、50cm層では降雨にかかわらず、ほぼ一定の約0.07meq/lで推移した。70cm層では降雨開始時に最も高い約0.1meq/lを示し、その後徐々に低下した。110cm層の土壤溶液でのNa⁺濃度の変動は、NO₃⁻濃度の場合と異なり、降雨開始前に約0.3meq/lで最も高く、降雨の開始とともに約0.1meq/lまで低下した。土層72cmの飽和帯型井戸では、NO₃⁻濃度の変動との違いが一層明瞭である。すなわち、Na⁺濃度は、降雨開始前に約0.3meq/lであったが、降雨開始とともに約0.2meq/lまで低下した。その後Na⁺濃度は徐々に回復し、降雨の終了後には約0.3meq/lにもどった。

上流部流出水においては、降雨の開始によりNa⁺濃度は約0.35meq/lから約0.1meq/lに急激に

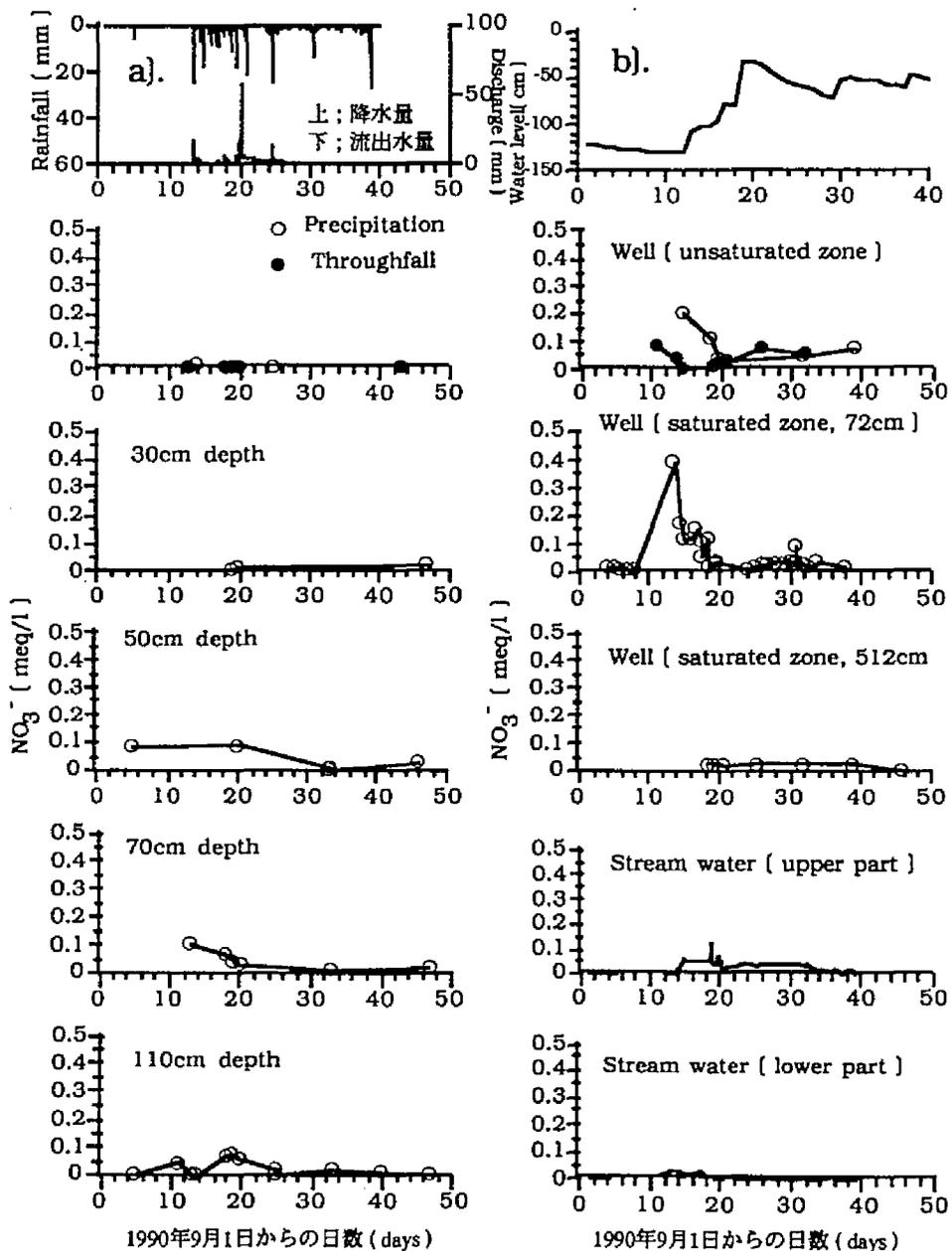


図-8-3-1 桐生試験地における台風に伴うNO₃⁻濃度の変化
 a).は降水量と流出水量、b).は地下水位を示す。
 water levelは、地表面から地下水位までの深さを示す。
 saturated zoneには井戸の底までの土層厚を示す。

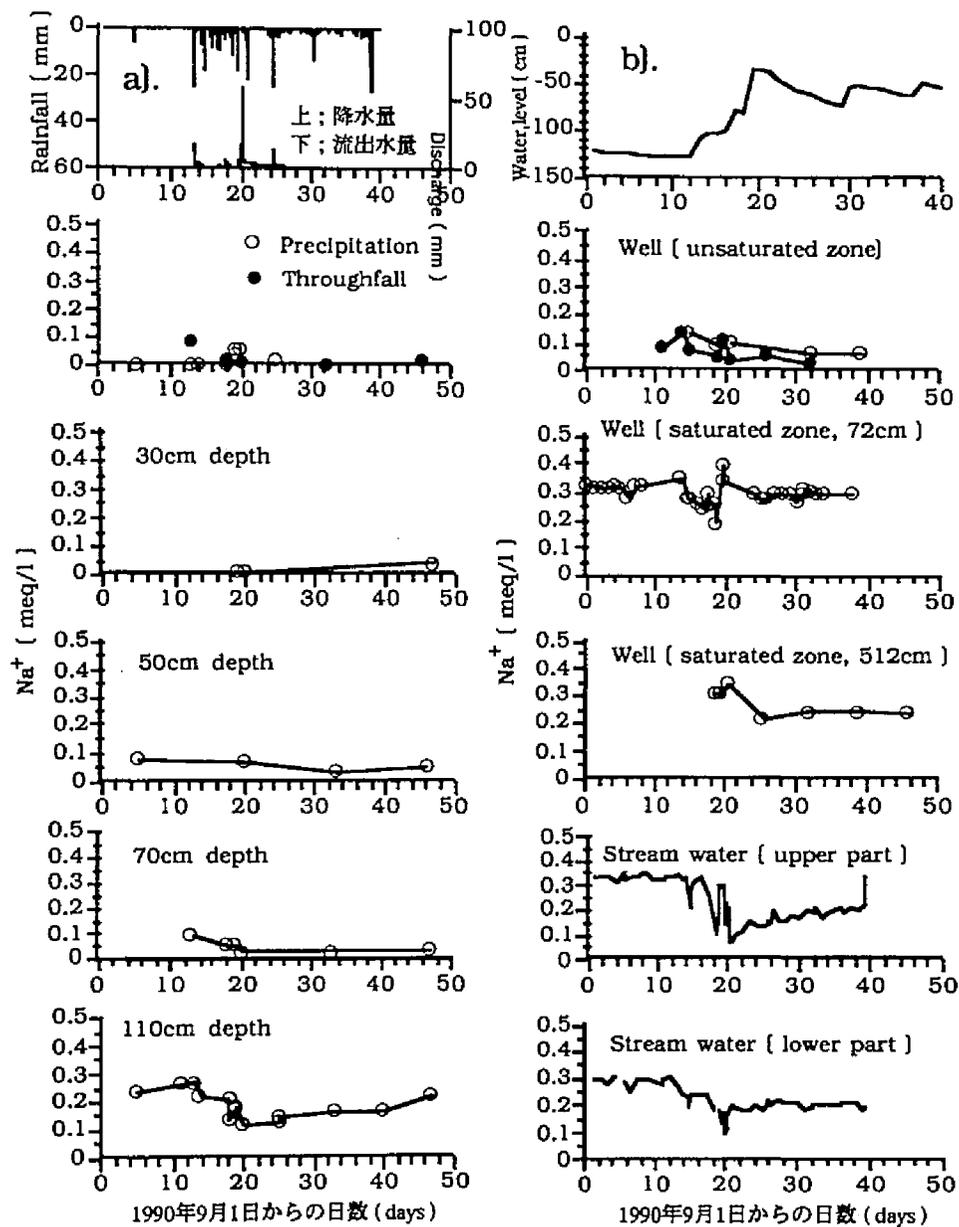


図-8-3-2 桐生試験地における台風に伴う Na^+ 濃度の変化
 a).は降水量と流出水量、b).は地下水位を示す。
 water levelは、地表面から地下水位までの深さを示す。
 saturated zoneには井戸の底までの土層厚を示す。

低下した。一連の降雨終了後は、Na⁺濃度は上昇傾向を示し、降雨のたびにNa⁺濃度は低下した。桐生試験地の最下端の下流部流出水においても、上流部流出水と同様に降雨と流出量の増加に伴ってNa⁺濃度は低下したが、変化は0.2meq/l程度で上流部流出水より小さかった。

上流部、下流部流出水のCl⁻濃度の変動も、降雨の開始に伴って濃度が低下するNa⁺濃度の変動とほぼ同様の傾向がみられた（図は省略する。）。

4) 森林生態系における溶存物質の収支

表-8-3に、森林生態系における降水、林内雨による養分物質の年間供給量と、流出水による年間流出量の調査期間における平均値を示す。

水量からみると、いずれの試験地においても、降水として約2000mmが森林に供給され、300mm前後が樹冠層で遮断蒸発によって失われ、さらに土壌層では根系からの吸収、蒸散や地表面蒸発によって200~300mm減少し、1300~1400mmが流出した。

溶存物質については、降水による供給量は、NH₄⁺-Nが桐生試験地において約5kg/ha/yr.で竜王試験地の10倍であったが、その他の養分物質については、Cl⁻で20~30kg/ha/yr., NO₃⁻-Nで約3kg/ha/yr., SO₄²⁻で約30kg/ha/yr., Ca²⁺, K⁺で5~10kg/ha/yr., Mg²⁺, Na⁺で数kg/ha/yr.であり、どちらの試験地でも大きな違いはみられなかった。また、どちらの試験地でも、Total-Pやorg-Nは1kg/ha/yr.以下であった。

竜王試験地では林内雨において、Cl⁻やSO₄²⁻では降水の約2倍、Na⁺やK⁺では4~6倍と、すべての溶存物質について林内雨で降水より量が増加した。桐生試験地では、そのような傾向は顕著でなく、Cl⁻, SO₄²⁻, NH₄⁺などでむしろ林内雨において溶存物質量が減少する場合もみられた。

表-8-3 森林生態系における養分物質の収支

a). 竜王試験地

	水量 (mm)	kg/ha/yr.									
		Cl ⁻	NO ₃ ⁻ -N	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺ -N	Total-P	org-N
降水	2045.7	28.54	3.13	33.44	9.28	2.92	9.52	3.36	0.53	0.01	0.25
林内雨	1640.6	48.07	4.96	58.80	42.33	11.25	38.27	20.50	5.25	1.47	2.45
流出水	1397.7	36.83	0.60	76.28	74.80	16.49	4.54	35.14	0.13	0.00	0.00

b). 桐生試験地

	水量 (mm)	kg/ha/yr.									
		Cl ⁻	NO ₃ ⁻ -N	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺ -N	Total-P	org-N
降水	1974.0	19.41	3.01	29.99	4.88	2.19	6.35	5.19	4.96	0.00	0.00
林内雨	1620.7	26.62	8.69	38.49	9.10	3.20	15.49	10.01	2.82	0.00	1.78
流出水	1267.5	46.97	0.50	73.70	8.23	3.62	10.00	68.94	3.30	0.00	0.00

流出水による流出量は、いずれの試験地においても、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ について、降水、林内雨による流入量を上回り、 NO_3^- 、 NH_4^+ 、Total-P、org-Nについて流出量は降水、林内雨による流入量を下回った。 K^+ については、竜王試験地では、流出量が流入量より少なかったが、桐生試験地では流出量の方が多かった。

4. 考察

1) . 集水域内の土壌溶液の溶存物質濃度の分布

T.F.L.法によって採取された土壌溶液によれば、桐生試験地では、すべての溶存物質について、斜面上部において斜面下部より土壌溶液濃度が高かった。竜王試験地においても、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 濃度が斜面上部で高い傾向がみられた。 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ は、いずれも系外から供給される割合の高い物質であり（第7章、表-7-1）、どちらの試験地においても、斜面上部は植栽除地になっており斜面下部と植生が異なり、樹冠構造が多層になっているため、乾性降水物の捕捉率が高くなったものと考えられる。特に、桐生試験地では斜面上部はその傾向が強い。

また、 NO_3^- 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 濃度は、竜王試験地においては斜面下部で高く、第7章で述べたように養分物質循環機構の違いが示唆される。桐生試験地では根系の切断の影響が1年目から現れた可能性もあり、これらの濃度の集水域内における分布は把握しにくい、斜面上部と斜面下部で大きな違いはなかったものと考えられる。

これらのことから、集水域内の土壌溶液の溶存物質濃度の分布傾向として、系外に供給源をもつ物質の場合、斜面上部で土壌溶液濃度が高くなる傾向があり、生物によって生成される NO_3^- や、その影響を受ける Ca^{2+} 、 Mg^{2+} は斜面下部で高い傾向があった。

2) . 流出水水質の形成機構

降水から流出水まで、飽和帯水層の地下水を含み、垂直方向に連続した採水が可能であった桐生試験地を軸に、流出水水質の形成について考察する。

斜面下部において、T.L.法によって採取された土壌溶液の Cl^- 濃度は、深さに伴って徐々に上昇し（図-8-2-2）、蒸発散による濃縮を受けていると考えられる。蒸発散は降水量2000mmに対して、600~700mmであり（表-8-3）、これは京都・滋賀地域ではごく標準的な値である（11）。蒸発散により濃縮され、 Cl^- 濃度が上昇したすると、降水の Cl^- 濃度の1.5倍程度になるはずである。しかし、地下水の年間平均 Cl^- 濃度は降水の約4倍になっており、蒸発散だけが原因ではないことがわかる。養分物質収支からは、土壌からの溶脱が示唆されるが（表-8-3）、一般に、 Cl^- は母材である花崗岩中にほとんど含まれないとされており（5）、むしろ、斜面上部の高い濃度の土壌溶液が混入したことが原因であろう。

地下水帯になることの多い110cm層と地下水においては、 Cl^- 濃度の変動は小さくなり、年間を通じてほぼ一定値で推移した（図-8-2-1）。地下水面までの土層厚は、斜面上部から斜面下部まで地点毎に異なり、地下水はさまざまな深さにおける土壌溶液が混合したものとみなすことができ、それらの土壌溶液の変動が積算した値に安定していると考えられる（7）。

流出水の Cl^- 濃度は、年間を通じて約0.1meq/lで、これは地下水帯になることが多い110cm層

の土壤溶液のCl⁻濃度にほぼ等しく、地下水よりやや低い。これらのことから、流出水は、年間ほぼ一定濃度となった地下水に、流出までの経路にある濃度の低い土壤溶液や降水が混合して形成されていると考えられる。

Cl⁻とともに移動すると考えられたNa⁺も、斜面下部において、T.L.法によって採取された土壤溶液のNa⁺濃度が土壤の深さに伴って上昇し（図-8-1-1～4，8-2-2），土壤からの溶脱や蒸発散による濃縮の寄与が、土壤粒子への吸着よりも大きいことがわかる。桐生試験地においては、流出水によるNa⁺の流出量は、降水による流入量の1.4倍に当たる約70kg/ha/yr.に増加している（表-8-3）。

島田ら（10）は、桐生試験地において風化作用によって、土壤溶液にSiO₂が供給されることを報告している。桐生試験地は花崗岩を母材としており、Na⁺の含まれる曹長石の風化によって、Na⁺やSiO₂が生じたものと考えられる。Feller（3）は、流出水の水質形成機構の特徴として、HCO₃⁻の重要性、すなわち、風化作用を挙げており、今回の結果においてもこのことは強調されるべきであろう。

さらに、T.L.法による70cm層の土壤溶液のNa⁺濃度が0.1meq/l前後であるのに対して、100cm前後に地下水面をもつことの多い地下水のNa⁺濃度は、70cm層の約3倍の0.3meq/lに上昇し、地下水のNa⁺濃度が斜面下部の土壤溶液が鉛直浸透してきた場合より、高くなっており、Cl⁻と同様に斜面上部の土壤溶液の混入の寄与が示唆される。

流出水のNa⁺濃度についても、地下水よりやや低下したCl⁻濃度の場合と同様の傾向がみられ、Na⁺濃度の低い土壤溶液の混入の影響が考えられた。

桐生試験地の斜面下部において、T.L.法で採取されたNO₃⁻濃度には、土壤中で深さによる明瞭な違いがみられず（図-8-2-3），土壤溶液に存在するNO₃⁻は植物根による吸収残渣であることが示唆される。また、桐生試験地においては、T.F.L.法により採取された土壤溶液のNO₃⁻濃度に竜王試験地でみられたような斜面上の位置による大きな違いはみられず、集水域内で養分循環機構に違いはなく、ほぼ等しい濃度で分布していると考えられる（図-8-1-3）。

流出水のNO₃⁻濃度は地下水より低くなり、降水とほぼ等しかったことから、降水による希釈以外の作用も含んでいると考えられる。荻住（4）は、ヒノキ林の根系はその80%が表層の30cm層に分布していることを報告しており、植物による吸収はほぼ否定される。この作用として、微生物による形態変化と脱窒が示唆される。地下水から流出水へは、NH₄⁺もorg-Nも濃度が低下しており、微生物による形態変化は否定される（図-8-1）。窒素の安定同位体比の変化から、この過程で脱窒が生じていることが明らかになり、流出水のNO₃⁻濃度の低下に寄与していることがわかった（12）。

Ca²⁺濃度もNO₃⁻濃度の変動とほぼ等しく、土壤中垂直方向に濃度は低下する傾向を示した（図-8-1-4，図-8-2-4）。Ca²⁺もNO₃⁻同様に一部は植物に吸収されたのであろう。地下水においては、根系域以下の土壤溶液よりさらに濃度が低下していたことから、土壤粒子への吸着が生じていたと考えられる。土壤溶液にCa²⁺が存在し、土壤粒子に交換性Na⁺が存在する場合、Ca²⁺は選択的にNa⁺と交換されることが知られており（5），母材にNa⁺を含む桐

生試験地ではこの現象が生じたものと考えられる。

竜王試験地においては、流出水のCl⁻濃度は、斜面下部においてT.F.L.法で採取された土壤溶液の濃度にほぼ等しく、斜面上部の高いCl⁻濃度をもった土壤溶液の影響は小さいことが示された(図-8-1-1)。

一方、NO₃⁻濃度に関して、流出水では約0.01meq/lであったのに対して、斜面下部の70cm層では、T.L.法・T.F.L.法のいずれの方法による土壤溶液においても0.7meq/l前後で、流出水の70倍以上を示したことから、斜面上部のNO₃⁻濃度の低い(約0.01meq/l)土壤溶液が浸透し、希釈が生じたことが示唆される(図-8-1-1~2)。この時、斜面上部の低いNO₃⁻濃度の土壤溶液をもつ土壌と、斜面下部の高いNO₃⁻濃度の土壤溶液をもつ土壌は、その濃度の比から考えると、集水域を約70:1に分割することになる。

収支から考えると、NO₃⁻にNH₄⁺、org-Nを加えた窒素化合物が、竜王試験地からの流出水にほとんどみられなくなっていたことから(表-8-3)、斜面下部でみられた土壤溶液のNO₃⁻はほとんどが脱窒によって失われたことになる。いま仮に、土壤溶液のNO₃⁻濃度を0.7meq/l、流出水量を1400mm、斜面上部と斜面下部の面積比を70:1とすると、NO₃⁻濃度0.7meq/lはNO₃⁻-N9.8mg/lであるから、

$$9.8(\text{mg/l}) \times (1400(\text{mm/yr.}) / 70) = 2(\text{kg/ha/yr.})$$

となり、年間約2kg/a/yr.のNO₃⁻が脱窒によって失われていることになる。前述のように、桐生試験地では脱窒は約5kg/ha/yr.と推定されており、ほぼ等しい。流出水の水質形成を考える場合、集水域内部の土壤溶液水質の違いを考慮すべきであることが示される。

また、Ca²⁺、Mg²⁺、Na⁺などの濃度は、収支において流出量が流入量より多いことから(表-8-3)、流出までの間に溶脱過程を経て濃度が高まることが示唆される。

流出水は地下水の水質を反映する部分が多いが、地下水の水質は斜面下部の土壤溶液の鉛直浸透だけでは説明できない場合があり、集水域内部の土壤溶液濃度の分布とその混合作用が重要であると考えられた。特に、流出水水質の形成機構の特徴として、表層の土壤溶液の場合よりも、土壌層との接触時間が長い場合を含むため、風化作用の影響が明瞭に現れることが挙げられ、斜面上部からの土壤溶液に対して、地下水に入るまでにこの作用の影響が大きいことが示唆された。

3) . 降水に伴う流出水水質の変動

土壤溶液のNO₃⁻濃度は、70cm層や不飽和帯型井戸において、降水の開始とともに降雨の継続に伴って低下した(図-8-3-1)。無降水時に土壌層で生成されたNO₃⁻が蓄積されており、降水時にこれらのNO₃⁻が洗脱されたと考えられる。土層の浅い地点の飽和帯型井戸でも、洗脱されたNO₃⁻が流れ込み、降雨に伴う流出水量の増加とともにNO₃⁻濃度の上昇がみられた。降雨が続くとNO₃⁻濃度は低下し、蓄積されていたNO₃⁻が洗脱され尽くしたことがわかる。

一方、土層の厚い地点での飽和型井戸のNO₃⁻濃度は、降雨による変動がほとんどみられず、飽和型井戸の水質を形成している地下水の量が、降雨に伴って流入する表層の土壤溶液より圧倒的に多いか、表層の土壤溶液が地下水帯を通らずに流出することが考えられる。流出水

においても、降雨開始に伴う NO_3^- 濃度の上昇がみられたことから、降雨時には地下水帯を bypass せずに流出する土壤溶液の経路が発生している、あるいはその割合が高まったことが示される。

この時、流出水における Na^+ 濃度は、 NO_3^- 濃度とは逆に、降雨開始に伴って低下する傾向を示した(図-8-3-2)。試験地は河道がほとんどなく、流出水が Na^+ 濃度の低い降水によって直接的に希釈されたとは考えにくい。降雨時には土壤粒子との接触時間が短く、 Na^+ 濃度が低い土壤溶液が流出したことが推察される。すなわち、粗孔隙を通過する土壤溶液のため、あるいは、降雨強度が地表面の浸透速度を上回り、表面流が生じたり、同様の現象が土層内部において生じ、土壤溶液が側方浸透したと考えられる。

海老瀬ら(2)やDuysingsら(2)など、多くの水文学者によって流出水の経路の推定がなされている。これらの研究においては、流出水を表層の土壤溶液や降水などからなる直接流出、深い層位の土壤溶液や地下水などからなる基底流出などに分けており、強い降水時には表層の土壤溶液などを主体とする直接流出の割合が増加することを指摘している。

Muraokaら(6)は、流出水の溶存物質濃度はすべて降雨の開始に伴って低下し、 NO_3^- 濃度も一時低下した後、降雨終了後最高値に達すると述べている。今回の研究では、降雨の開始に伴い NO_3^- 濃度は上昇し、Muraokaらの結果と異なった。この違いは、本研究においては流出水の採水を湧水点の直下で行ったのに対して、彼らの測定は湧水点と流出水の採取点までに河道を含んでおり、降雨初期には河道に直接加入した降雨の影響が現れたものと考えられる。また、Muraokaら(6)の試験地においては流出水の NO_3^- 濃度は年間を通じて降水より高いのに対して、桐生試験地では逆であることも、これらの違いをもたらした要因のひとつであると考えられる。

無降水時には、流出水はほぼ地下水からなり、水質は地下水の水質を反映したものであったが、降水時には土壤溶液の移動経路などに変化が生じ、流出水に占める表層の土壤溶液の割合が高くなり、表層の土壤溶液の水質が現れる場合があることがわかった。

4) 森林流出水の流出水量-溶存物質濃度の関係

図-8-4に、1年間毎日採水した、上流部流出水の流量と溶存物質濃度の関係を示す。図には、流量と溶存物質濃度の回帰直線とその相関係数を示す。

流量と溶存物質濃度の間には、 NO_3^- 濃度および Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 濃度と流量の間に、流量の増加に伴って濃度の上昇がみられる正の相関関係があり、 Cl^- 濃度、 Na^+ 濃度、 SO_4^{2-} 濃度と流量の間には、流量の増加に伴って濃度が低下する負の相関関係があった。

土壤表層で濃度の高い NO_3^- 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} は、降雨に伴って表層の土壤溶液が流出する割合が増加するため、降雨に伴ってこれらの洗脱が生じ、降雨時に流出水で濃度の上昇がみられ、一方、下層ほど濃度の高い Na^+ や Cl^- 、 SO_4^{2-} は、希釈が生じていることがわかる。これらの相関関係は、相関係数がかなり小さく、 NO_3^- の場合、無降水時に生成された NO_3^- が降雨によって洗脱されると考えられるが、降水毎の間隔が短い場合や地温の低い時期には、生成量は少ないと考えられ、降水によっても明瞭に濃度の上昇が生じない場合もあることが示唆される。

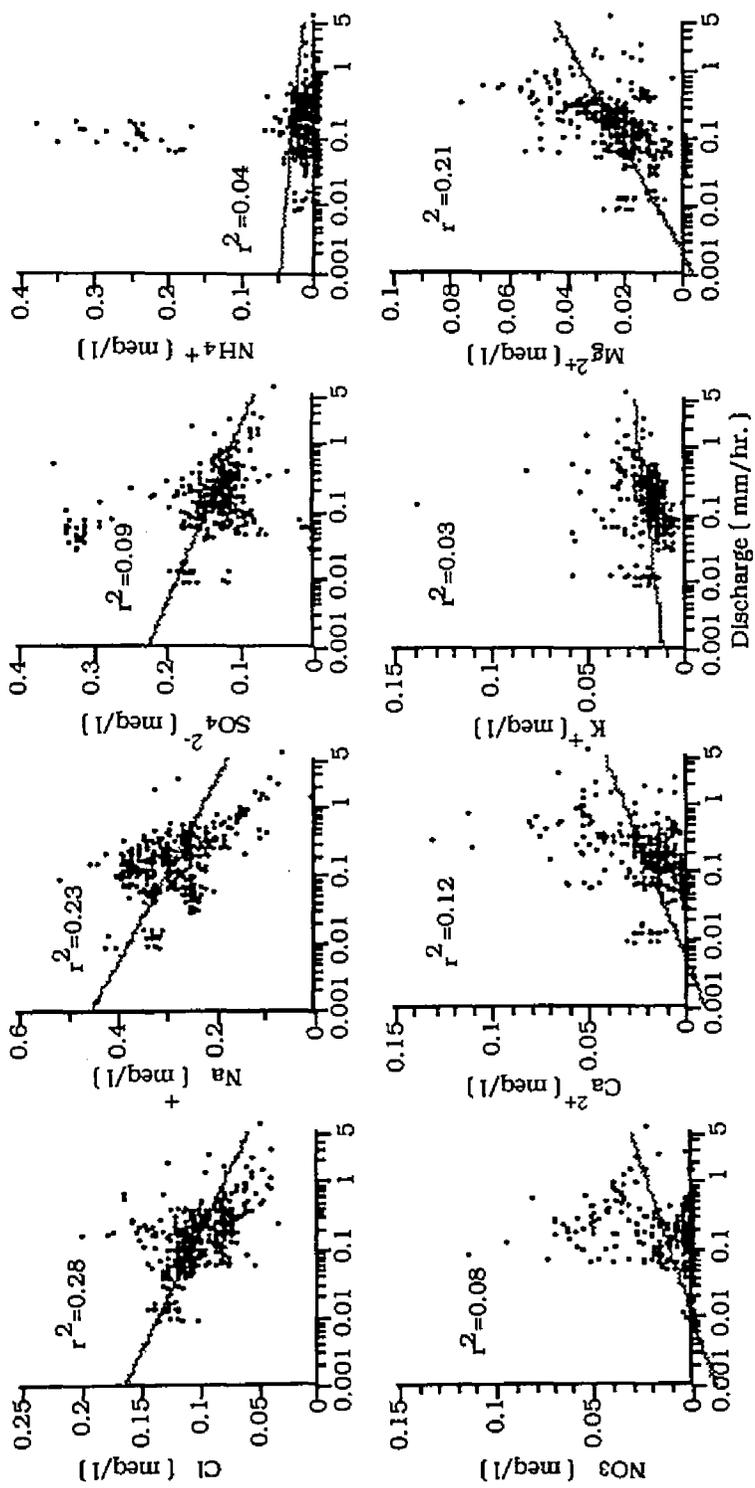


図-8-4 桐生試験地の上流部流出水の水量と溶存物質濃度の関係

5) . 森林生態系における養分物質の収支からみた養分物質循環

森林生態系への降水、林内雨による養分物質流入量と、流出水に伴う流出量を比較した(表-8-3)。窒素に関して、森林への蓄積量は、降水と比較すると3~5kg/ha/yr.、林内雨と比較すると10~12kg/ha/yr.となった。一方、脱窒量は年間約5 kg/ha/yr.と推定され(12)、これは降水による年間の窒素流入量にほぼ等しい。非共生菌による窒素固定量はいまだ測定していないが、Niohら(8)はスギ林において年間約3kg/ha/yr.と報告しており、ガス態での動きを考慮すると、どちらの森林においても、やや収入の多い物質循環機構が成立していることが示された。

竜王試験地においては、斜面系列に沿って養分物質循環機構が異なっていたが(第5章)、それぞれの系内において収支のバランスが保たれていることがわかる。斜面上部では養分循環は土壤層に入るまでに主としてA0層と植物のあいだで行われ、土壤溶液はほとんど養分吸収の行われた残渣であると考えられる(第5章)。また、斜面下部においては土壤層でNO₃⁻生成を行い、土壤層は養分の可給化の場合であるが、それらはほとんどすべて吸収されるか、あるいは残渣も脱窒などで失われる程度になっていることが推察される。

Total-Pについては、窒素よりも循環量が少ないこともあるが、流出水中にはほとんどみられず、さらに閉鎖的な循環が行われていることがあきらかになった。

その他のCa²⁺、Mg²⁺、Na⁺、K⁺などは試験地によって収支の傾向が異なり、これらの物質の収支に関して、母材の影響が大きいことが示された。

また、土壤溶液においては、Cl⁻やNO₃⁻に較べて重要性が低いと考えられたSO₄²⁻であるが、流出水のアニオンに占める割合は最も高く(表-8-3)、土壤下層での生成過程について今後さらに研究が必要であろう。

5. まとめ

流出水水質の形成機構と、土壤溶液水質の形成機構の違いとして、風化作用の程度が挙げられた。

集水域内において、土壤溶液水質は地形に応じて異なる場合があり、系外から供給される溶存物質濃度で斜面上部において高い傾向がみられた。

無降水時の流出水の水質は、地下水の水質を反映する部分が多かった。地下水の水質形成は土壤溶液の鉛直浸透だけでは説明できない場合があり、水質特性の異なる集水域内の各地点からの土壤溶液の混合作用によってなされていると考えられた。

降水時には、流出水に占める表層の土壤溶液の割合が高くなり、一時的に表層の土壤溶液の影響が見られることがあった。

降水時の流出水量の変化に伴う、流出水の水質変化の傾向は、土壤溶液の垂直方向の濃度分布によってほぼ推定することができることがわかった。

森林生態系において、試験地にかかわらず窒素、Pは系外とは収支の平衡した内部循環をしており、Ca²⁺、Mg²⁺、Na⁺などは収入に較べて支出が多いものの、母材によって傾向が異なることがわかった。

引用文献

- 1). Duysings, J. J. H. M., J. M. Verstraten and L., Bruynzeel : The identification of runoff sources of a forested lowland catchment ; A chemical and statistical approach. *J. Hydrol.*, 64, 357-375, 1983
- 2). 海老瀬潜一, 村岡浩爾, 大坪国順 : 降雨流出成分の水質による分離, 第26回水理講演会論文集, 279-284, 1982
- 3). Feller, M. C. : Nutrient movement through western hemlock-western redcedar ecosystems in southwestern British Columbia. *Ecology*, 58, 1269-1283, 1977
- 4). 荻住昇 : 樹木根系図説, 1121PP, 誠文堂新光社, 東京, 1979
- 5). 水収支研究グループ : 地下水資源・環境論, 350PP, 共立出版, 東京, 1993
- 6). Muraoka, K. and T. Hirata : Streamwater chemistry during rainfall events in a forested basin, *J. Hydrol.*, 102, 235-253, 1988
- 7). Neal, C. C., N. Neale, R. Smith, P. G. Whitehead and B. Reynolds : Chloride in precipitation and streamwater for the upland catchment of river Severn, mid-Wales ; Some consequences for hydrochemical models. *Hydrol. Pro.* 2, 155-165, 1988
- 8). Nioh, I. and Haruta, Y. : Estimation of the amount of asymbiotically fixed nitrogen in the leaf litter of Japanese cedar (*Cryptomeria japonica*). *J. Jpn. For. Soc.*, 68, 314-319, 1986
- 9). 大手信人, 徳地直子, 鈴木雅一 : 森林流域内の水移動に伴う地中水・溪流水の水質変化, 京大演報, 63, 69-81, 1991
- 10). 島田緑子, 大手信人, 徳地直子, 鈴木雅一 : 山地小流域における地下水, 溪流水のSiO₂濃度形成, 水文水資源学会誌, 5, 3-11, 1992
- 11). 鈴木雅一, 加藤博之, 谷誠, 福嶋義宏 : 桐生試験地における樹冠通過雨量, 樹幹流下量, 遮断量の研究(1) 樹冠通過雨量と樹幹流下量について, *日林誌*, 61, 202-210, 1979
- 12). 徳地直子, 日出平洋一, 岩坪五郎 : 森林生態系における安定同位体存在比を用いた脱窒に関する研究, 第104回日林論, (印刷中)

第9章 総括

本研究の目的は、集水域内での地形的異質性に対応した土壤溶液の水質の分布と、これらのプロットにおける土壤溶液水質の形成をもとに、土壤断面内における水質の変化とその変化にかかわるメカニズム、および養分移動量を明らかにし、森林生態系における養分物質の循環を、その媒体の主体となる土壤溶液から考察することにある。そこで、従来の研究を踏まえ、養分物質蓄積様式が異なる、土壤条件と斜面系列の異なる地点に複数のプロットを設置し、土壤溶液の動態を調査した。

第1章では、これまでの森林生態系における養分物質循環の研究について整理し、これまでの研究の問題点を指摘した。そのうえで、土壤溶液から養分物質の循環を把握することの必要性を示し、本研究の目的について述べた。

第2章では、試験地の概要について記載した。

第3章では、各プロットの養分蓄積量とその蓄積様式について述べ、養分蓄積様式からプロットの特徴を把握した。

桐生試験地は、土壤の生成という点からみて、竜王試験地に較べて未成熟であると考えられた。各試験地内では、斜面系列に、上部より下部ほど養分蓄積量が多いことが示された。

第4章では、従来より用いられている土壤溶液の採取法（T.L.法）と、本研究において考案された採取法（T.F.L.法）の比較を行った。

従来からのT.L.法によれば、根系の存在下での土壤溶液濃度の把握が可能であるが、含水率の低い地点あるいは期間における採水が困難であった。今回考案されたT.F.L.法は根系の切断を伴い、T.L.法に比較して、得られた土壤溶液の溶存物質濃度は、 NO_3^- や Ca^{2+} などの植物による吸収量の大きい物質について、高くなる傾向がみられたが、含水率にかかわらず採水が可能であり、集水域内部の土壤溶液濃度の分布の傾向を把握するには有効であると考えられた。

第5章では、集水域内の斜面系列に沿った複数の地点において、T.F.L.法によって採取された土壤溶液の水質の比較から、斜面上部と斜面下部の土壤溶液において、水質形成層と主要な構成イオンが異なることが示され、養分物質循環機構に違いがあることが示された。

すなわち、竜王試験地斜面上部において、T.F.L.法による1年目の土壤溶液には、総イオン量の指標となる導電率は、林内雨と土壤溶液で大きな違いがみられず、土壤溶液濃度は林内雨の濃度を反映していた（第5章、図-5-2）。このことから、土壤溶液の濃度は土壤層に入るまでにほぼ決定され、土壤層は土壤溶液の通過層としての機能しかもたないことがわかる。従って、 A_0 層に養分蓄積を行うような地点では、養分物質循環において、森林生態系外部からの、降水や乾性降下物による溶存物質の供給や A_0 層における有機物の可給態化が重要な位置を占めており、土壤層および土壤溶液は、養分循環において放散的でなく養分維持的に機能しているということができた。

それに対して、竜王試験地斜面下部においては、溶存物質の当量イオン濃度の合計は、土壤層に入って上昇し、土壤溶液の水質は土壤層で形成されていることが示された。このことは、土壤層から土壤溶液に養分物質の供給が行われていることを示し、これらの土壤層に養

分蓄積を行うプロットでは、土壤層は養分を供給する層そのものであると考えられた。

第6章では、土壤中で化学的・生物的に不活性であると考えられるCl⁻をトレーサーとして用い、土壤溶液そのものの移動様式について考察した。

土壤溶液の移動様式は、どのプロットにおいても基本的には、降水の浸透によって既存の土壤溶液が押し出されるピストン流的移動と、粗大孔隙を流下するバイパス流的移動から成っていると考えられた。

竜王試験地において、土壤溶液の全移動量に占めるピストン流の割合が、斜面上部では29%、斜面中部では42%、斜面下部では80%であることが示され、土壤の構造の発達に伴って、ピストン流の割合が高まることが示された。

第7章では、第5章で明らかになった、異なる組成を示した土壤溶液について、それぞれの場合の水質形成機構を明らかにした。

Cl⁻主体の土壤溶液は、養分蓄積量の少ない、また、養分蓄積をA₀層に行うプロットにおいてみられた。このような立地における土壤溶液の水質形成機構は、系外からの溶存物質の移入が水質形成のdriving forceとなっていた。今回調査したプロットにおいては、海塩を起源とするCl⁻の土壤溶液に伴う物理的な移流が主要な位置を占めていた。

NO₃⁻主体の土壤溶液は、養分蓄積量が多く、また、土壤の窒素無機化速度や硝化速度の大きい、生物活性の高い土壤においてみられ、土壤層でのNO₃⁻生成とそれに伴う交換性カチオンの溶脱によって水質が形成されていた。

これまでの養分物質循環の研究は、おもに土壤やA₀層の養分蓄積量や、リターフォール量、リターの分解速度の違いから、循環機構を推察してきた(2, 3, 4)。これらの研究では、斜面系列において、斜面上部と斜面下部を比較し、斜面上部では斜面下部に較べて養分蓄積量が少なく(1)、蓄積様式としては、斜面上部では総蓄積量に対するA₀層の蓄積割合が高く、土壤層への蓄積割合が低く、斜面下部では土壤層への蓄積割合が高いこと、斜面上部で土壤窒素無機化速度が遅く、斜面下部で速いことが指摘され、斜面上部における養分物質循環機構として、少ない養分量で生態系を維持していくために、養分物質はA₀層を主体にした経路の短い循環をしており、土壤層への養分放出は少なく、それに対して、斜面下部ではA₀層はうすく、養分の可給態化はおもに土壤層で行われている、とされてきた。

竜王試験地斜面上部と斜面下部における、養分蓄積量は(第3章、図-3-2)、斜面上部ではA₀層の窒素蓄積量約980kg/haに対して土壤層(C層まで)には約1.6ton/ha、斜面下部ではA₀層に590kg/ha、土壤層に5.6ton/haであった。総蓄積量は、斜面下部が斜面上部の約3倍のほり、斜面上部ではA₀層に総蓄積量の38%が蓄積しているのに対して、斜面下部では10%にすぎなかった。これは、これまで斜面系列において指摘されてきた、養分蓄積量および蓄積様式の関係に等しく、これまで養分蓄積量から推察されてきた、斜面系列における養分物質循環機構を適用することができる。

前述した養分蓄積量と蓄積様式から推察された養分物質循環機構と、今回土壤溶液の水質形成から明らかになった実際の養分物質循環機構はほぼ一致し、本研究によって、これまで推察されていたに過ぎなかった養分蓄積特性による養分物質循環機構の違いが、土壤溶液の

面から裏付けられた。

すなわち、土壤層に養分物質を蓄積している、生物活性の高い立地においては、土壤層で NO_3^- の生成に伴って土壤溶液に養分供給が行われ、土壤溶液は養分物質循環の主体となって、養分物質は土壤層と植物の間を循環しているが、土壤層の養分蓄積量の少ない、 A_0 層に養分を蓄積するような生物活性の低い立地においては、養分物質循環において養分供給は系外からの供給や A_0 層の無機化に依存する割合が高く、土壤溶液は、養分保持的な土壤層を通過するに過ぎないことがわかった。

第8章では、第7章までに得られた集水域内部の土壤溶液の濃度分布を考慮し、流出水の水質形成機構について考察した。

流出水の水質は、地下水の水質を反映する部分が大きかった。地下水の水質は、溪流に近い斜面下部の土壤溶液が鉛直浸透しただけでは説明できず、斜面上部の土壤溶液の混入が示され、流出水の水質形成を把握するにあたって、集水域内部の土壤溶液の水質分布の把握が不可欠であることが示された。土壤溶液と流出水の水質形成の違いとして、集水域における養分物質の収支から、土壤深層から地下水層に至る風化作用が挙げられた。

これまで、森林生態系における養分物質循環において、内部循環系はほぼ閉鎖系であるため、生態系外部との関係においてブラックボックスとして扱うことに問題は生じず、循環の直接の媒体である土壤溶液の動態についてもあまり考慮されていなかった。本研究において、土壤溶液の水質が地形的異質性や養分蓄積様式に対応した違いを示すことが明らかになり、植生や微生物になんらかの影響を及ぼしていることが推察される。

また、土壤溶液の研究が遅れたもうひとつの理由として、継続的にさまざまな地点で土壤溶液を採取できる手法がなかったという、もっぱら技術的な問題点が挙げられる。本研究では、テンションフリーライシメーターを考案し、この点の改善にあたった。本研究で用いたテンションフリーライシメーターは、継続的に土壤溶液を採取することができ、従来の研究において考慮されることの少なかった、集水域内での土壤溶液の水質の違いから、養分物質循環について広範な論議が可能となった。しかし、設置の際の根系の切断によってライシメーター内部の状況に変化が生じ、経時的に養分物質循環機構に変化が生じた。このため、溶存物質濃度の傾向はある程度把握することができたと考えが、濃度そのものについては自然な林地のものと同じであるとはいえない。

多種の生物がともにあることが、森林生態系の大きな特徴のひとつであるにもかかわらず、本研究では土壤溶液と土壤や植生など、森林を構成するさまざまな構成要素との関わりについての考察にまで至らなかった点で、森林生態系の養分物質の循環の一部を把握したに過ぎない。

土壤溶液に含まれる養分量や養分物質濃度から養分循環機構の違いを指摘できたことは、本研究の成果であると思われるが、今後、植生や土壤との関係も交えて、集水域内での養分循環機構の異質性に関して、さらに研究を重ねることによって、森林生態系における養分物質循環について、より広範な論議を進めてゆきたい。

引用文献

- 1). Jenny, H. : The soil resources : Origin and behavior. Ecological Studies, 37, Springer-Verlag, New York, 1980
- 2). 片桐成夫, 堤利夫 : 森林の物質循環と地位との関係について (1) Litter Fallとその養分量, 日林誌, 55, 83-90, 1973
- 3). 酒井正治 : 森林土壌における炭素循環に関する森林生態学的研究, 京都大学学位論文, 1988
- 4). 堤利夫, 片桐成夫 : 森林の物質循環と地位との関係について (3) 斜面の環境勾配と地位との関係について, 日林誌, 56, 434-440, 1976

謝辞

本研究を進めるにあたり、多くの方々に多大な援助をいただいた。

京都大学農学部名誉教授である、堤利夫先生には、終始適切なご指導を賜った。また、京都大学農学部森林生態研究室 岩坪五郎教授には実験の設定から本論文をまとめるまで、終始、惜しみないご指導とご助言を賜った。武田博清助教授には、特に日々のディスカッションにおいて、多くの示唆にとんだご助言をいただいた。また、川口英之助手をはじめとし、森林生態学研究室のみなさまには、実験設定やサンプリングにおいて多大なご協力を賜った。

また、京都大学農学部砂防学研究室の福嶋義宏助教授、東京大学農学部の鈴木雅一助教授には、森林水文学の立場から、終始有意義なご助言をいただいた。特に、京都大学農学部大手信人助手とこれらの実験をともに行い、論議ができたことは大変好運であった。

森林総合研究所の松浦陽次郎氏、京都大学演習林の山中央和助手、嵯元道德助手、島根大学農学部の長山泰秀助手、梅里雪山の広瀬頭氏からは、実際の研究においてご助言をいただいただけでなく、日々の生活の際にも生態学を考える姿勢を学ぶことができた。現在、ともにゼミや実験を行っている学部生、院生の方々には論文の作成中、非常にご迷惑をおかけした。

最後に、両親は長い学生生活を送らせてくれ、大塚健吾は日々ともに歩んでくれた。これらすべての方々に、心からお礼を申し上げます。