

多摩川流域での窒素飽和の実態解明
その分布と解析

東京農工大学 楊 宗 興

東京農工大学 苗 村 晶 彦
(共同研究者)

目 次

I. はじめに	1
II. 溪流水調査	4
(1) 緒 言	4
(2) 方 法	4
A) 調査地概要	4
B) 測定項目およびその方法	6
(3) 結果と考察	9
A) 脱窒ゾーンとしての丘陵地帯	9
B) 溪流水の水質形成過程ならびにそれにもとづく 森林集水域の酸性化に関する検討	12
III. 土壌調査	23
(1) 緒 言	23
(2) 方 法	23
A) 調査地	23
B) サンプルング方法	25
C) 分析方法	26
(3) 結果と考察	28
A) 電気伝導度 ECの分布からみた深部土壌イオン量の一般的分布 ..	28
B) 深部土壌のNO ₃ ⁻ プロファイルの比較	30
C) 火山灰土・非火山灰土の判定	38
D) 火山灰土壌における多量のSO ₄ ²⁻ の蓄積	40
E) 土壌中におけるH ⁺ 動態と緩衝過程	44
IV. 大気沈着物の調査	48
(1) 緒 言	48
(2) 方 法	48
(3) 結果と考察	50
A) 全窒素の測定評価	50
B) 広域の降水中の全窒素	51
C) 降水および林内雨の窒素沈着	53
V. 摘要と結論	58
VI. 引用文献	61

I. はじめに

本研究は、近年の森林の重大な環境変化である窒素飽和について、渓流水・土壌・大気の全方面から検討を行ったものである。多摩川集水域の森林で実際にどれほど窒素飽和が進行しているのかの実態、森林にそのようなインパクトをもたらしている大気沈着窒素の広域的な分布、さらにその森林生態系内部での機構などについて、総合的な解析を行った。

窒素飽和は森林の養分である窒素が過剰化する現象であり、したがって典型的現象として森林渓流水に含まれる NO_3^- の高濃度化が生ずる。これまで多摩川水系の渓流水の水質分布についてはいくつかの調査が行われ、 NO_3^- 濃度の地域による変動を報告している。その先駆けとしては、江角・古井戸(1979)や鶴見・一國(1989)の研究がある。その後さらに詳細な調査が行われ、これにより多摩川水系の渓流水において NO_3^- 濃度に著しい地理的勾配が存在することが明らかにされている(楊, 1996; Yoh et al., 2001)。それによれば、濃度は西側の山岳地ほど低く、都市に近い東側の渓流水ほど高いという顕著な勾配を描き、地点による最低濃度と最高濃度の差は70倍にも達する。

窒素飽和は、もともと窒素に欠乏していた森林が、永続的な窒素負荷のためには植物や微生物が必要とする以上に栄養分としての窒素が増大してしまう現象と理解されている(Aber et al., 1989)。これまで欧米でのみ知られていたが、最近わが国の森林でも同様の現象が生じていることが明らかになってきている(Ohrui and Mitchell, 1997; Baba and Okazaki, 1998; Yoh et al., 2001; Yoh, 2001)。Yoh(2001)は、この原因が大気沈着物によってもたらされた窒素化合物によって森林に窒素飽和が生じているためであることを多摩川中流部森林集水域の土壌調査により立証した。また、窒素飽和を物語る渓流水の高濃度化は、多摩川流域だけにとどまらない。都心部からの汚染大気の輸送経路に沿った関東平野西北部～西部地域に NO_3^- が高濃度の溪流が分布している(Yoh et al., 2001)。一方、最近、全国各地の森林渓流水について行われた比較調査の結果、関東周辺域に最も高い NO_3^- 濃度が分布することが明らかにされている(Shibata et al., 2001)。したがって、多摩川中流域の森林はわが国でもっとも顕著な窒素飽和の生じている地域といえることになる。

ところで、森林にとって窒素は多量必須元素であり、その生育に大量に必要とする。このため森林では毎年多量の窒素の循環が行われているし、植物体や土壌中に膨大な量の窒素の蓄積が生じている。たとえば森林土壌中に含有される窒素は大まかに言って 1000kg N ha^{-1} にも達する。これに対し、大気沈着物による負荷量はもっとも多い場合でも年間

40kg N ha⁻¹程でしかない。無機態窒素と土壌窒素の蓄積形態である有機態窒素との間ではみかけ（正味の変化）以上に活発な形態変化が行われていることが明らかにされている（Davidson et al., 1992）。また、土壌中で無機化され森林樹木により吸収される、という森林での内部循環窒素量は、窒素飽和に至っていなくとも年間100kg N ha⁻¹近くになる。したがって渓流水NO₃⁻の高濃度化は、たんに大気からもたらされた窒素が直接溪流にまで流達しただけのものではなく、これら生態系におけるさまざまな要素との相互作用を十分考えに入れて理解する必要がある。

この点に注目した Yoh (2001) は多摩川流域で森林土壌の調査研究を実施し、その結果、NO₃⁻流出に関係する土壌特性の違いを明らかにしている。すなわち、渓流水のNO₃⁻濃度の高低は、それを涵養する土壌のNO₃⁻生成特性の違いによりかなりよく説明できることがわかった。その要因としては、土壌の分野で古くから経験的に関係が知られているC/N比が重要であり、それが流域の気候にも関係することにより変化していることが示された。このことから、窒素飽和により溪流NO₃⁻濃度が高まっているとすれば、それは生態系における窒素循環の全体的改変に根源がある可能性が高い。じっさい、窒素飽和が土壌の窒素循環の増進とリンクしている証拠に、渓流水のNO₃⁻濃度に対応して森林からの温室効果ガスの発生速度が増加していることも最近明らかにされている（楊, 2001）。

以上のように多摩川流域で窒素飽和が生じている実態およびその機構について、ある程度までの理解が進んできた。とは言え森林の重大な環境変化である窒素飽和、あるいはそれをさらに包括する大気沈着物負荷による森林生態系への影響については、なお解明すべき重要な問題は多くある。そこで本研究では、森林に生じつつある環境変化を明らかにすべく、それと関連する渓流水、土壌、大気的全方面から調査研究を行った。なお、フィールドは、わが国有数の窒素飽和地である多摩川中流部の森林集水域を重要拠点としつつも、研究手法上ならびに現象の地域的広がりという研究自体の目的から、多摩川流域にとどまらずかなり広域にわたる調査も実施している（奥秩父、中部山岳域、北陸地方、北海道東部、琵琶湖周辺を含む）。このようなアプローチにより問題理解の前進を目指したが、とくに注目したのは以下の点である。

1. <渓流水> 溪流NO₃⁻濃度が窒素飽和の指標としてどれほど有用か、またその限定条件（とくに森林における脱窒の役割）
2. <渓流水・土壌> 窒素飽和等、酸性沈着物質による森林集水域の酸性化
3. <土 壌> 大気沈着物質の負荷の影響が火山灰土・非火山灰土によりどのように異なるか（とくに火山灰土へのSO₄²⁻吸着）

4. <大 気> 原因物質である大気窒素負荷量の高標高山岳地を含む空間把握

以下の章は、渓流水編、土壌編、大気沈着物編の順に構成している。渓流編で窒素飽和現象の現れとしての水質の実態をまず述べ、次の土壌編ではその起源である森林土壌での機構的問題を論じ、最後にこれら全ての原因をつくっている大気沈着負荷の広域実態を紹介する。

大気編はその調査研究を主に行った苗村が、それ以外の部分は楊が執筆した。本研究課題は、東京農工大学農学研究科大学院生、杉山浩史、三宅義則、倉田齊の協力により実施している。

II. 溪流水調査

(1) 緒言

溪流水に含まれる NO_3^- の高濃度化が集水域の窒素循環プロセスに起因するならば、その特性を映し出している可能性が高い。その関係が明確になれば、森林集水域という広範な面積にわたる物質循環情報が比較的調査が容易である溪流水水質に集約されることが期待される。しかし、その NO_3^- 濃度が集水域の窒素過剰レベルと必ずしも直接対応しない未知の要因の関与も考えられ、その指標性ならびに限定範囲を確立することが重要である。それに関わる注目すべき要因として、 NO_3^- を除去する脱窒が源頭部で生ずることが一部の流域で知られている。一方、窒素飽和は HNO_3 の現存量の増加を意味するため、集水域の酸性化という重要な問題を必然的に伴う。本章では、溪流水水質の広域測定結果ならびに、それにより明らかになった以下の点について述べる。

- 1) 窒素飽和の広域実態
- 2) 集水域酸性化の可能性
- 3) NO_3^- 指標性の地域的限定条件としての脱窒ゾーンの空間分布

(2) 方法

A) 調査地概要

多摩川流域における溪流水の採水地点およびそれ以西の採水地点の位置を図1に示す。多摩川流域の溪流水は、最源流部にあたる一之瀬高原周辺の流域から、八王子市周辺の流域まで39地点で採水した。多摩川流域以西の溪流水も、大弛峠頂上付近の流域から峠を下る道に沿って8地点で採水を行った。溪流水採水地点の合計数は47地点である。また、図1のナンバーに対応する各地点の名称、略称、標高、緯度、経度を表1に示す。標高、緯度、経度に関しては、採水地点のすぐ近くの開けた場所において、GPS (GARMIN 製 etrex) を用いて調べた。地理的に、東西および標高差を広くとるように採水した。採水を行った日については、各地点ごとに頻度が違うので、表2にまとめて示した。1度だけの採水地点もあるが、特に八王子市周辺の流域では数多く採水した。これらの流域は流域面積、地質、土壌、植生等において様々な条件下にあり、いずれも上流に人為的流入源がないと判断できる、森林を集水域に持つ溪流水である。

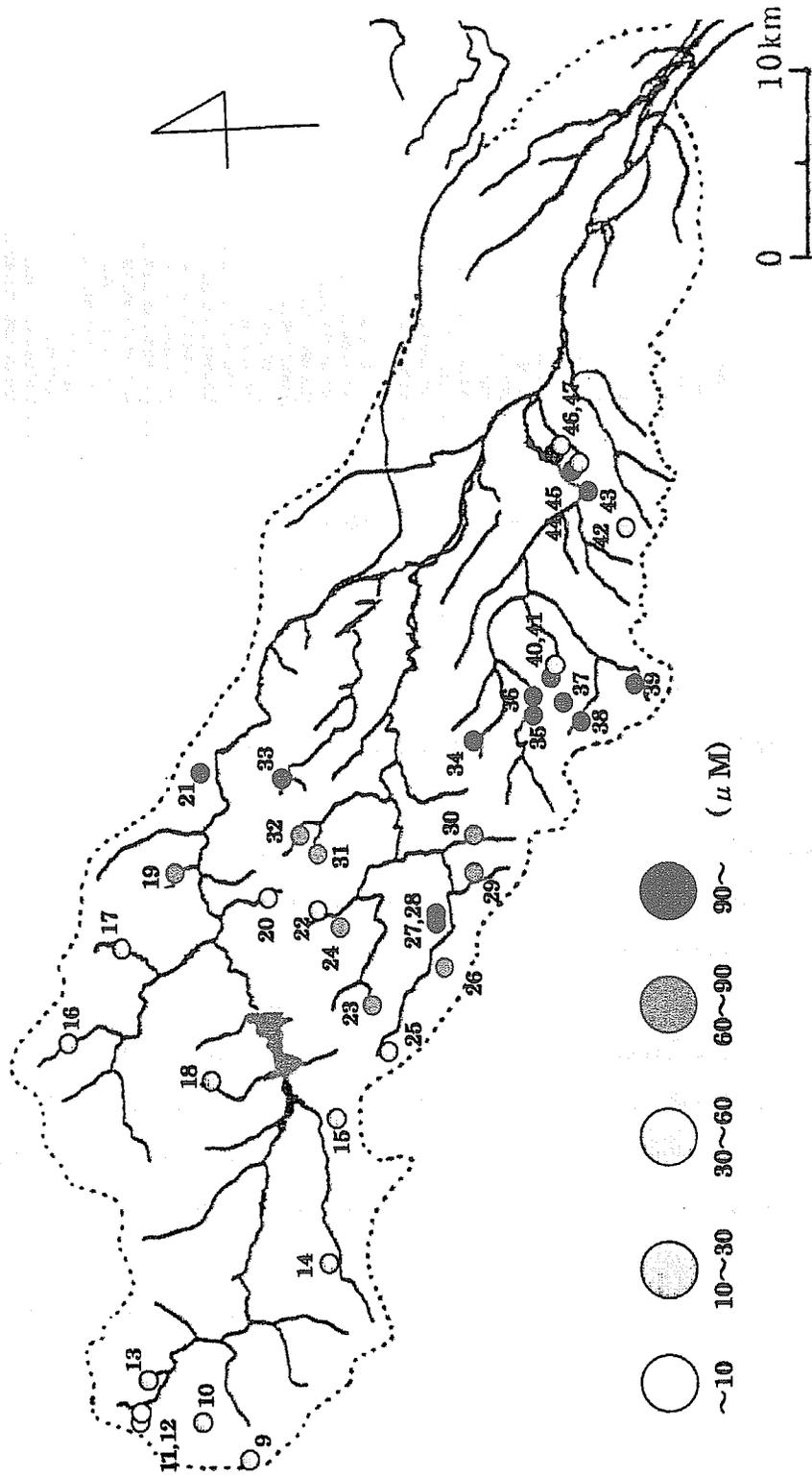


図 1. 多摩川流域における森林渓流水の採取地点とNO₃⁻濃度の概要

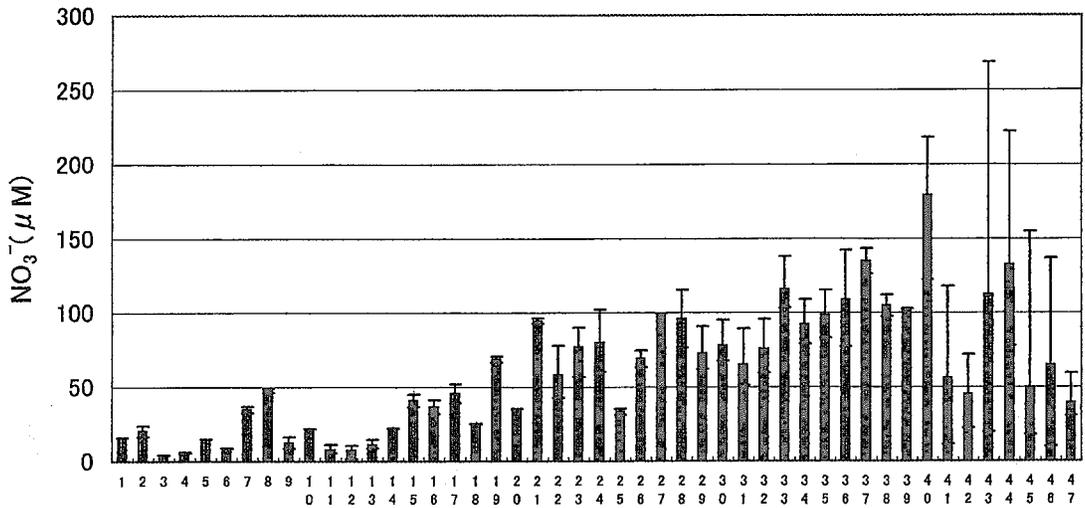


図2. 渓流水のNO₃⁻濃度の分布

バーは測定レンジを示す。おおむね、番号の小さい地点ほど西に、番号の大きい地点ほど東（都心側）に位置する。

B) 測定項目およびその方法

渓流水の採取は、大きな降雨による増水時を避け、なるべく平水時に行った。以下に分析項目とその採水方法および分析方法を述べる。

- H、EC、水温

採水時に現場で測定した。(YOKOGAWA製 pH METER、YOKOGAWA 製 CONDUCTIVITY METER)

- Cl⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻、Na⁺、NH₄⁺、K⁺、Mg²⁺、Mn²⁺、Ca²⁺

採水時に現場で孔径0.45 μmメンブランフィルター (ADVANTEC DISMIC-25 cp) によりろ過し、ポリプロピレン製ビンに採水した。試料は分析まで冷凍保存し、イオンクロマトグラフィーにより分析した。(DIONEX 製 DX-120、陰イオン分析用カラム AS14 および陽イオン分析用カラム CS12)

- HCO₃⁻

上記で求めた陽イオンの当量濃度の和から陰イオンの当量濃度の和を差し引いて求めた。

- SiO₂-Si

イオン成分と同様に採水し、試料は分析まで冷蔵保存した。分光光度計 (HITACHI 製 U-1500型レシオビーム分光光度計) を使用し、モリブデン・イエ

表1 調査した溪流河川名と概要

site No.	name	abbreviation	altitude	latitude	longitude
1	大弛峠	OOD	2490	35° 51' 56. 0"	138° 40' 03. 3"
2	荒川上流	ARA	2250	35° 51' 20. 2"	138° 39' 40. 0"
3	アコウ沢	AKO	2070	35° 51' 21. 8"	138° 39' 06. 2"
4	桜沢	SAK	1860	35° 50' 09. 6"	138° 38' 53. 1"
5	倉沢北沢	KSK	1720	35° 49' 27. 2"	138° 38' 53. 0"
6	琴川	KOT	1650	35° 49' 08. 1"	138° 39' 28. 7"
7	大川沢	OOK	1370	35° 48' 03. 6"	138° 40' 25. 7"
8	小倉沢	OGU	860	35° 46' 42. 2"	138° 41' 42. 6"
9	三窪	MIK	1620	35° 47' 00. 6"	138° 47' 32. 1"
10	犬切川	INU	-	-	-
11	一之瀬作場平橋	ITI-1	1300	35° 50' 02. 4"	138° 49' 34. 8"
12	作場平橋支流	ITI-2	1300	35° 50' 02. 4"	138° 49' 34. 8"
13	一之瀬中島川橋	NKJ	1290	35° 50' 18. 8"	138° 50' 04. 2"
14	白糸の滝	ITO	810	35° 45' 12. 5"	138° 54' 19. 8"
15	白沢川	SIK	680	35° 44' 29. 2"	138° 57' 53. 7"
16	小川谷	OGA	960	35° 51' 04. 5"	139° 04' 08. 5"
17	倉沢谷	KUR	510	35° 50' 14. 7"	139° 04' 08. 5"
18	三沢	MIS	660	35° 47' 56. 4"	138° 59' 58. 1"
19	入川谷	IRT	510	35° 49' 25. 4"	139° 08' 12. 5"
20	海沢	UNA	650	35° 46' 54. 6"	139° 07' 52. 5"
21	平溝川	HIM	500	35° 49' 10. 8"	139° 11' 26. 4"
22	赤井沢	AKA	480	35° 45' 30. 5"	139° 06' 51. 4"
23	白岩沢	SIS	540	35° 44' 13. 2"	139° 03' 37. 2"
24	水ノ戸沢	MIZ	740	35° 45' 21. 1"	139° 16' 14. 7"
25	ハチザス沢	HAT	840	35° 43' 25. 9"	139° 02' 36. 3"
26	森沢	MOR	700	35° 42' 31. 3"	139° 04' 19. 5"
27	入沢	IRI-1	400	35° 42' 17. 1"	139° 07' 12. 2"
28	入沢支流	IRI-2	400	35° 42' 17. 1"	139° 07' 12. 2"
29	矢沢	YAZ	500	35° 41' 31. 7"	139° 07' 56. 3"
30	小坂志川	KOS	420	35° 41' 35. 8"	139° 09' 37. 8"
31	大岳沢	OOT	700	35° 45' 31. 4"	139° 09' 03. 7"
32	養沢川	YOU	530	35° 45' 59. 3"	139° 10' 03. 4"
33	平井川	HIR	380	35° 45' 58. 4"	139° 11' 50. 7"
34	小津川	ODU	380	35° 41' 12. 4"	139° 13' 04. 8"
35	イタアキ沢	ITA	380	35° 39' 24. 9"	139° 14' 21. 3"
36	駒木野沢	KOM	240	35° 39' 52. 4"	139° 14' 13. 0"
37	小下沢支流	KST	230	35° 38' 24. 4"	139° 14' 35. 4"
38	日影沢	HIK	350	35° 38' 02. 5"	139° 14' 43. 2"
39	中沢川	NAK	260	35° 36' 47. 9"	139° 15' 11. 2"
40	八王子城跡	HAJ-1	220	35° 39' 05. 7"	139° 15' 45. 9"
41	八王子城跡支流	HAJ-2	220	35° 39' 05. 7"	139° 15' 45. 9"
42	まや霊園手前	MYA	130	35° 36' 46. 8"	139° 21' 03. 6"
43	長沼公園	NGN	140	35° 38' 13. 3"	139° 22' 10. 9"
44	南の沢	FM-1	130	35° 38' 02. 0"	139° 22' 53. 2"
45	西の沢	FM-2	140	35° 38' 06. 8"	139° 22' 46. 5"
46	多摩テック横	TMA-2	100	35° 38' 02. 2"	139° 23' 40. 4"
47	多摩テック横(旧)	TMA-1	100	35° 38' 02. 2"	139° 23' 40. 4"

表2 各渓流水の調査日

No.	abb.	sampling dates
1	OOD	2002/11/15.
2	ARA	2001/05/28、2002/11/15
3	AKO	2002/11/15.
4	SAK	2001/05/28、2002/11/15
5	KSK	2002/11/15.
6	KOT	2002/11/15.
7	OOK	2001/05/28、2002/11/15
8	OGU	2001/05/28、2002/11/15
9	MIK	2001/05/28、2002/10/14
10	INU	2001/5/28.
11	ITI-1	2002/05/23、07/19、10/14
12	ITI-2	2002/05/23、07/19、10/14
13	NKJ	2002/05/23、07/19、10/14
14	ITO	2002/07/19.
15	SIK	2001/05/28、2002/07/19
16	OGA	2001/07/24、2002/07/31
17	KUR	2001/07/24、2002/07/31
18	MIS	2002/07/31.
19	IRT	2001/07/24、2002/07/31
20	UNA	2002/07/31.
21	HIM	2001/07/24、2002/07/31
22	AKA	2000/07/19、2001/07/25、2002/08/01
23	SIS	2000/07/19、2001/07/25、2002/08/01
24	MIZ	2000/07/19、2001/07/25、2002/08/01
25	HAT	2001/07/24、2002/07/31
26	MOR	2001/07/24、2002/08/01
27	IRI-1	2000/07/19.
28	IRI-2	2001/07/24、2002/07/31
29	YAZ	2000/07/19、2001/07/24、2002/07/31
30	KOS	2000/07/19、2001/07/24、2002/07/31
31	OOT	2000/07/19、2001/07/25、2002/08/01
32	YOU	2000/07/19、2001/07/25、2002/08/01
33	HIR	2000/07/19、2001/07/25、2002/08/01
34	ODU	2000/07/04、2001/07/25、2002/08/01
35	ITA	2000/07/04、2001/07/25、2002/08/01
36	KOM	2000/07/04、2001/07/25、2002/08/01
37	KST	2001/07/25、2002/08/01
38	HIK	2001/07/25、2002/08/01
39	NAK	2001/07/25.
40	HAI-1	2000/07/04、2001/07/25、2002/02/01、02/26、06/22、08/01、10/24、12/05
41	HAI-2	2001/07/25、2002/02/01、02/26、06/22、08/01、10/24、12/05
42	MYA	2000/10/18、11/15、12/5、2001/07/26、 2002/02/01、02/26、06/22、08/01、10/24、12/05
43	NGN	2000/10/18、12/5、2001/07/26、 2002/02/01、02/26、06/22、08/01、10/24、12/05
44	FM-1	2001/07/26、2002/02/01、02/26、04/27、06/22、08/01、10/24、12/05
45	FM-2	2000/07/11、08/15、09/08、10/18、11/15、12/5、2001/07/26、 2002/02/01、02/26、04/27、06/22、08/01、10/24、12/05
46	TMA-2	2000/07/11、08/15、09/08、10/18、11/15、12/5、2001/07/26、 2002/02/01、02/26、06/22、08/01、10/24、12/05
47	TMA-1	2000/07/11、08/15、09/08、10/18、11/15

ロー法（化学同人 水の分析－第4版－）により分析した。なお、一部冷凍保存してしまっただめに測定ができなかったサンプルもある。

- pH4.8アルカリ度

密閉可能なバイアルビンに空気に触れないように採水した。試料は分析まで冷蔵保存し、分析は自動滴定装置（東亜電波工業社製 AUT-301）を使用して採水後3日以内に行った。なお、分析は2002年2月以降の調査について行った。

(3) 結果と考察

A) 脱窒ゾーンとしての丘陵地帯

八王子の森林集水域では谷底部深層の土壤で脱窒が生じていることが判明している。これにより NO_3^- が除去され、溪流 NO_3^- 濃度が窒素飽和の程度のダイレクトな指標にはならない場合があると推定される。その範囲を明らかにし、溪流 NO_3^- の流域指標としての限界を明らかにすることが重要である。そこでとくに丘陵地に注目して、空間的に高い解像度で溪流水の水質調査を行った。

溪流水中の NO_3^- 濃度の分布を図1および図2に示す。平水時において、水質成分としての NO_3^- の年間の変動はCV（変動係数）25%程度であり、一回の調査でもその地点の十分代表的なデータが得られることがわかっている（楊, 1996; Yoh et al., 2001）。このため調査地点のいくつかで調査は一回のみである。

一般的に東高西低型の分布パターンはこれまでの調査（楊, 1996; Yoh et al., 2001）と同様であり、従来の結果が裏付けられた。おおまかに青梅－五日市ラインより東側では、 $90\mu\text{M}$ をこえる非常に高濃度の NO_3^- が分布する。奥多摩湖までで濃度は $30\mu\text{M}$ ほどに減少し、その西側ではこのレベルを下回るようになる。最奥の一地点で $10\mu\text{M}$ 以下となった。図2において、最奥山岳部では多摩川水系を越えて奥秩父地方にまで拡大した調査のデータを含んでいるが、多摩川水系よりさらに西方でも低濃度傾向が維持されていることがわかる。

今回、この分布から明らかになった注目すべき結果の一つは、都心近傍で NO_3^- 濃度が減少する傾向である。図2のNo.1～40において濃度は都心方向に近づくにつれほぼ一貫した上昇傾向を示し、ほとんどが $100\mu\text{M}$ を越えるまでになる。しかしそれからさらに東のNo.41以降の地点では急に濃度が減少し、いくつかの地点の濃度は $50\mu\text{M}$ 付近かそれ以下になった。

このようなNo.41以降の地点では、 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比も明らかな低下を示す（図3）。鶴見・一國（1989）は、窒素化合物の負荷と海塩由来の Cl^- が、大気経由でかつ東方起源という共通した動態にある結果として、渓流水中の NO_3^- 濃度と Cl^- 濃度はほぼ一定の1.5程度の比をもつことを明らかにしている。図3の多摩川水系におけるNo.40までの地点はこれと一致して1.5を中心とする分布を示した。これに対し、No.41以降は多くが0.5以下の値をとり、顕著な減少を示している。

$\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比の急減は NO_3^- が選択的に除去されていることを意味する。低 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比を示している地点の一つである八王子の森林集水域（東京農工大学FM多摩丘陵敷地）ではこれまでの研究により源頭部の森林土壌深部で脱窒が生じていることが詳細に明らかにされている（木平ら，1997a, b；Konohira et al., 2001）。この現象が確認されているのは、本研究におけるNo.45の集水域である。No.41～地点群では Mn^{2+} 、 NH_4^+ が渓流水中に検出され、またこれらでは SO_4^{2-} がNo.40までの地点群に対し低下する傾向も見出された（図省略）。これらの結果はいずれも還元条件の存在の証拠である。したがって、No.41以降の地点では共通して還元条件の発達が見られ、FM多摩丘陵（No.45）と同様、森林土壌内部で脱窒が生じ、それによって NO_3^- 濃度が低減しているものと結論される。

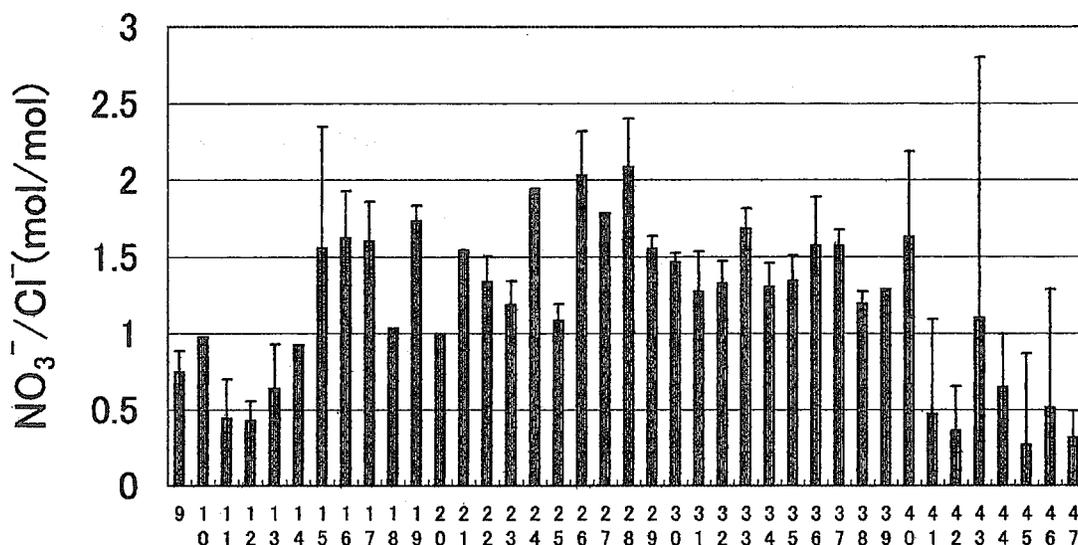


図3. 多摩川水系の渓流水における $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比の分布

バーは測定レンジを示す。おおむね、番号の小さい地点ほど西に、番号の大きい地点ほど東（都心側）に位置する。

これらの集水域は、いずれもが丘陵地と呼ばれる地域である（以後、丘陵グループとよぼう）。ここでは河川源頭部が緩勾配となっている共通した地形的特徴があり、このため水の滞留した飽和帯が地表付近に形成される。この結果、土壌中の溶存 O_2 の消費が卓越し、嫌気的条件が形成されると考えられる。脱窒の存在はこのような地形的理由にもとづく丘陵地一般の現象と理解できる。同じ理由から、丘陵グループ以外では脱窒はほとんど生じていないと考えて良いであろう。したがって丘陵グループは地理的に、 NO_3^- 除去の行われる脱窒ゾーンとなっていると推定される。

このことから、No. 1～No.40の山岳地域では、渓流水の NO_3^- 濃度がそのまま森林集水域の窒素レベルを反映する指標として使用可能であるが、これに対し丘陵グループの NO_3^- 濃度はその窒素レベルを表現していないことになる。渓流水 NO_3^- 濃度を集水域の平均標高に対してプロットした結果を図4に示す。○マークの丘陵グループのみが一定の関係から逸脱しているが、それ以外、 NO_3^- 濃度は標高に対し明瞭な依存性を示し、一定の機構（これはYoh (2001)で論議されている）にしたがって濃度が制御されていることがわかる。このように、 NO_3^- 濃度の支配機構が分離できた。

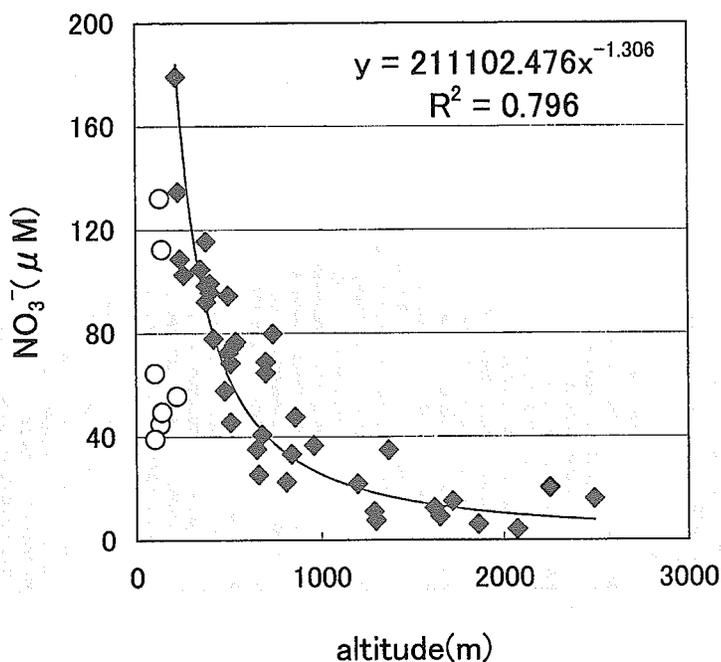


図4. 渓流水の NO_3^- 濃度と標高の関係

○は“丘陵グループ”を表す（詳細は本文を参照）。

また以上の結果により、溪流 NO_3^- 濃度をもって流域窒素レベルの指標に利用する上での、空間的な限定範囲が明らかになった。

B) 渓流水の水質形成過程ならびにそれにもとづく森林集水域の酸性化に関する検討

先に述べたように、森林生態系における NO_3^- の増加は H^+ 供給量の増大を伴っている。そこで、森林集水域の酸性化の徴候を渓流水の水質形成過程の側面から検討した。

渓流水の pH 測定値の地理的分布を図 5 に示す。前図と同様に、山地～都心の東西方向に沿ってデータを配列している。pH は現地にて十分な注意を払いながら測定したものである。pH 値は、山地最奥部ともっとも都心よりで低下するというパターンを示し、山地最奥部の No. 1～4 および都心側の No. 40～で pH 7 以下であった。この間の No. 5～39 はほとんど全てが pH 7 以上を示した。図の中央付近で pH 7.5 を上回る地点が見られるが、これは後述のようにこの流域に石灰岩地質が分布することによる。しかしこれらを除いても、全般的に中央部で比較的高い pH、両端で低い pH の特徴が明らかである。

山地最奥部の No. 1～4 は奥秩父地方の高標高地（採取地点の標高：1860m～2490m）に位置する。そこで標高に対し、風化により生ずる典型的水質成分である

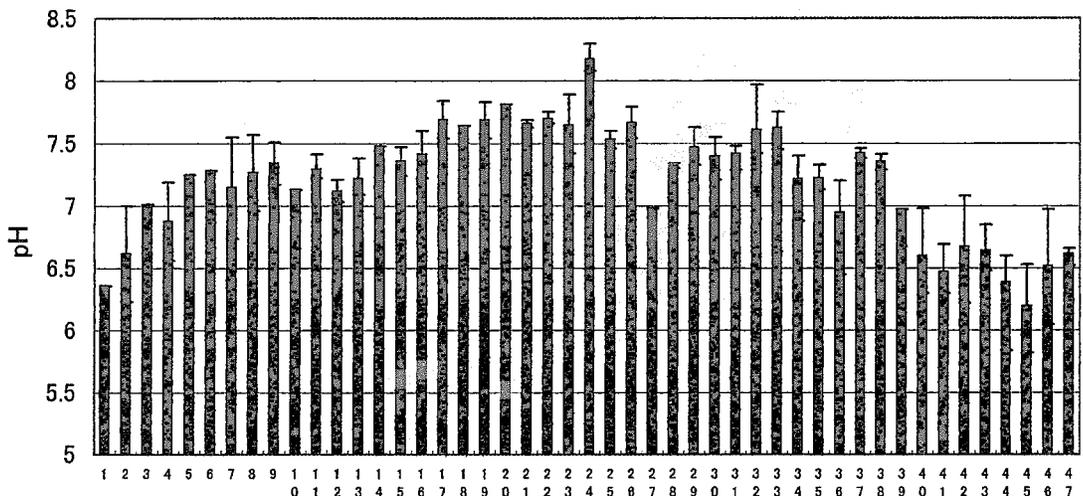


図 5. 渓流水の pH の分布

バーは測定レンジを示す。おおむね、番号の小さい地点ほど西に、番号の大きい地点ほど東（都心側）に位置する。

Na⁺ならびに SiO₂ をプロットし、図 6 に示す。Na⁺および SiO₂ 濃度は高標高地で低く、標高の低下とともに一方的な増大を示している。一般的に渓流水水質は以下のような風化過程により形成される。



なお、この式で CaSiO₃ は風化を受ける岩石の組成を簡単に代表させたものであり、一般には Na、K などを含む各種ケイ酸塩鉱物の風化で Na⁺、K⁺、Mg²⁺ 等の水質成分が生ずる。この式で示されるように、風化による水質形成では各種陽イオン、SiO₂、および HCO₃⁻ が作り出される。図 6 は高標高の地域では寒冷な条件のため風

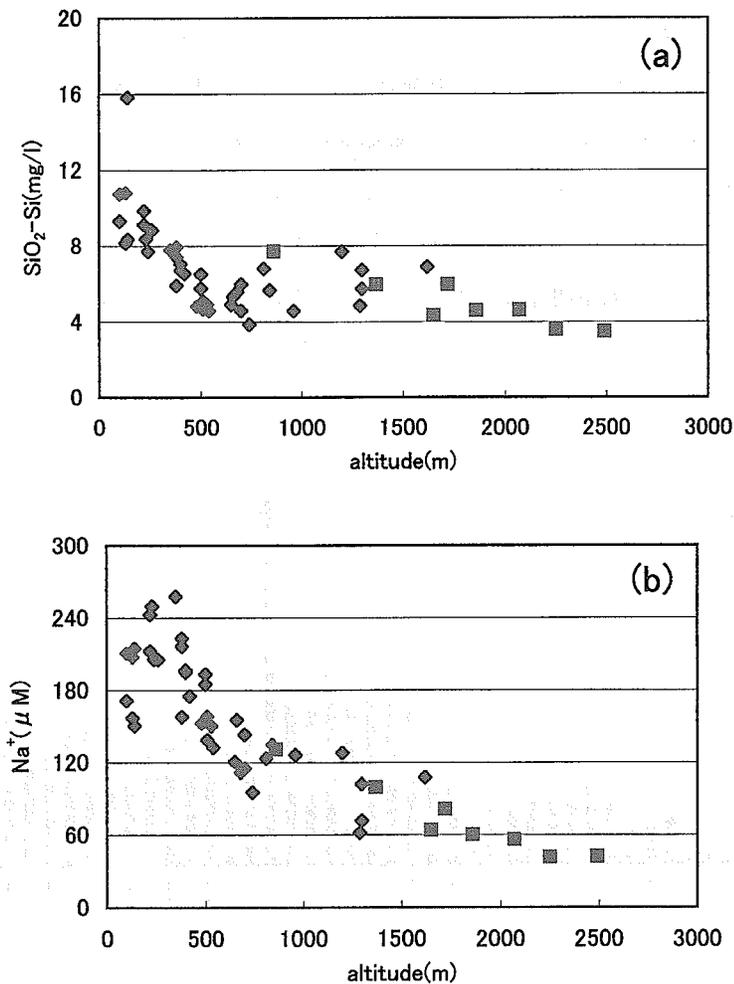


図 6. 標高に対する渓流水の SiO₂ 濃度 (a) および Na⁺ 濃度 (b) の関係

化速度が相対的に小さいことを示している。このような渓流水は水質として含有される成分も全体にわずかで、電気伝導度が小さい（図省略）。このため高標高地のNo. 1～6の渓流水では HCO_3^- も $200\ \mu\text{M}$ 以下とわずかであった（図7）。

HCO_3^- はアルカリ度の主体をなす成分である。図5に示したように高標高地のNo. 1～4で低pHの傾向を示したのは、このように HCO_3^- が乏しく、酸の供給に対する緩衝作用が低いという水質化学的特性に起因したものであろう。 HCO_3^- 濃度を標高に対してプロットした結果を図8に示す。高標高地ほど低濃度を示すのは今述べたとおりであるが、低標高側でも HCO_3^- の低下傾向が見出される。都心に近い流域でも、比較的低いpHに呼応し、アルカリ度の主体である HCO_3^- が低下していることになる。

土壌に加わった H^+ は通常、その高い親和性のために粘土鉱物へ吸着され、かわりに Ca^{2+} ならびに Mg^{2+} などが遊離してくる。土壌水の水質形成ならびに酸緩衝機能としては、このようなイオン交換反応がきわめて重要である。 NO_3^- が H^+ の主要な起源となるような系の場合には、 NO_3^- と $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ の間にしばしば直線的関係が見られている。本研究でも各地の渓流水の $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ に対して NO_3^- をプロットしたところ、正の相関関係が認められた（図9）。この結果は、多摩川流域の渓流水に

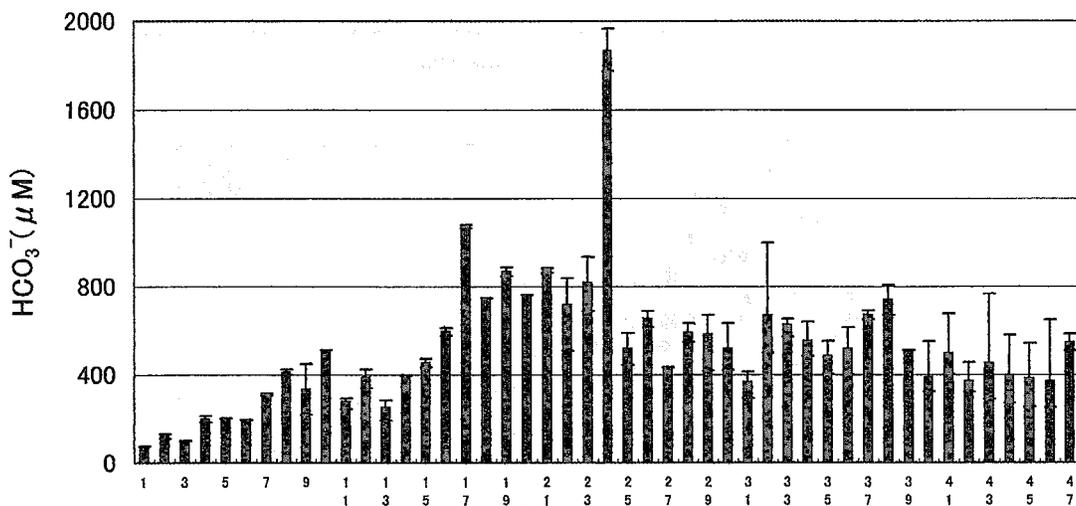


図7. 渓流水の HCO_3^- 濃度の分布

バーは測定レンジを示す。おおむね、番号の小さい地点ほど西に、番号の大きい地点ほど東（都心側）に位置する。

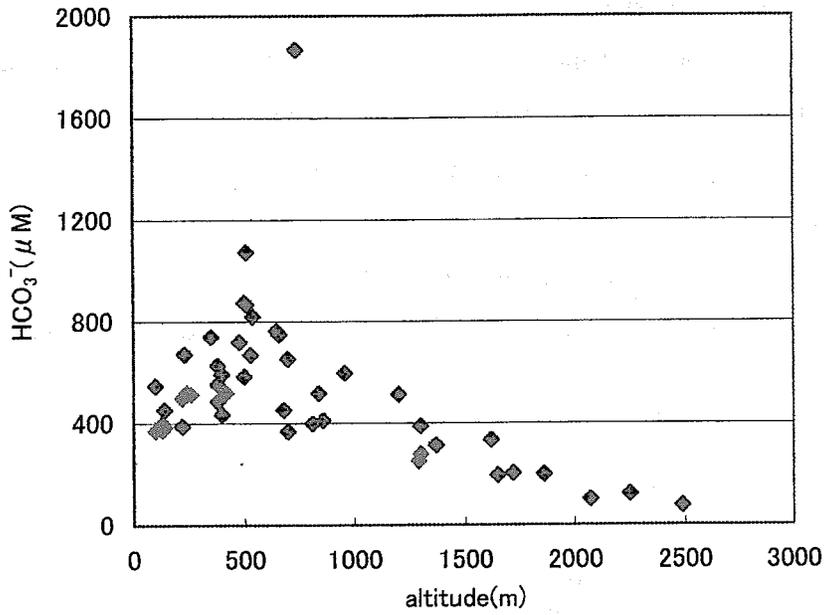


図 8. 標高に対する渓流水の HCO_3^- 濃度の関係

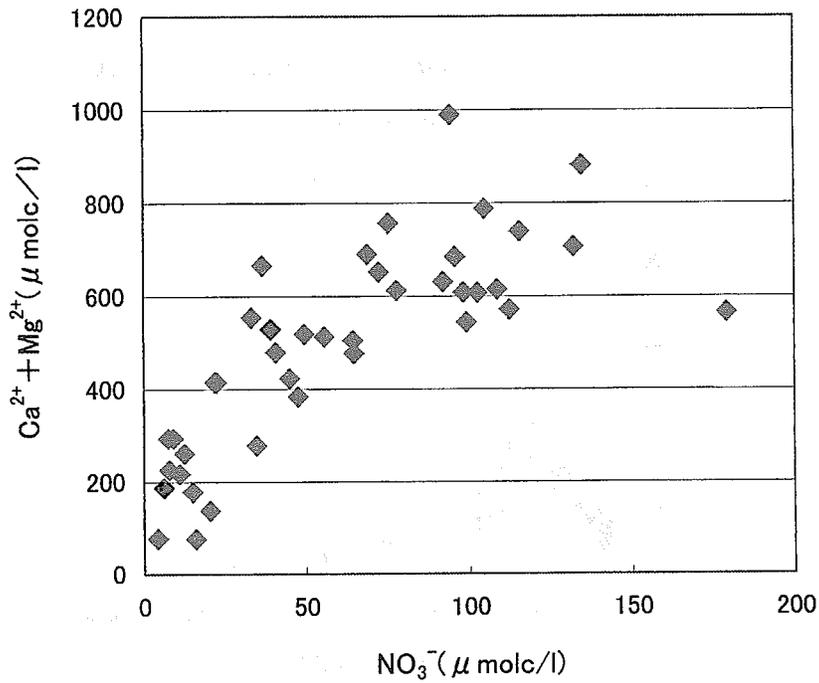


図 9. 渓流水中の $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ 濃度と NO_3^- 濃度の関係

濃度は電荷ベースで表示。

においても NO_3^- が重要なプロトン源となって、イオン交換による Ca^{2+} や Mg^{2+} の土壌からの流亡を進める要因になっていることを示している。ただし両者の関係は必ずしも直線的ではないことが注目される。 NO_3^- 濃度が高くなるにつれ勾配が緩慢になり、最も高い地点ではむしろ低下を示している。

標高に対し、 Ca^{2+} ならびに Mg^{2+} をプロットした結果を図10に示す。 Mg^{2+} は標高の低下とともに増大する明瞭な傾向を示した。これに対し Ca^{2+} は、標高の低下とともに途中までは増大するが、それより低標高になると再び低下する傾向が認められた

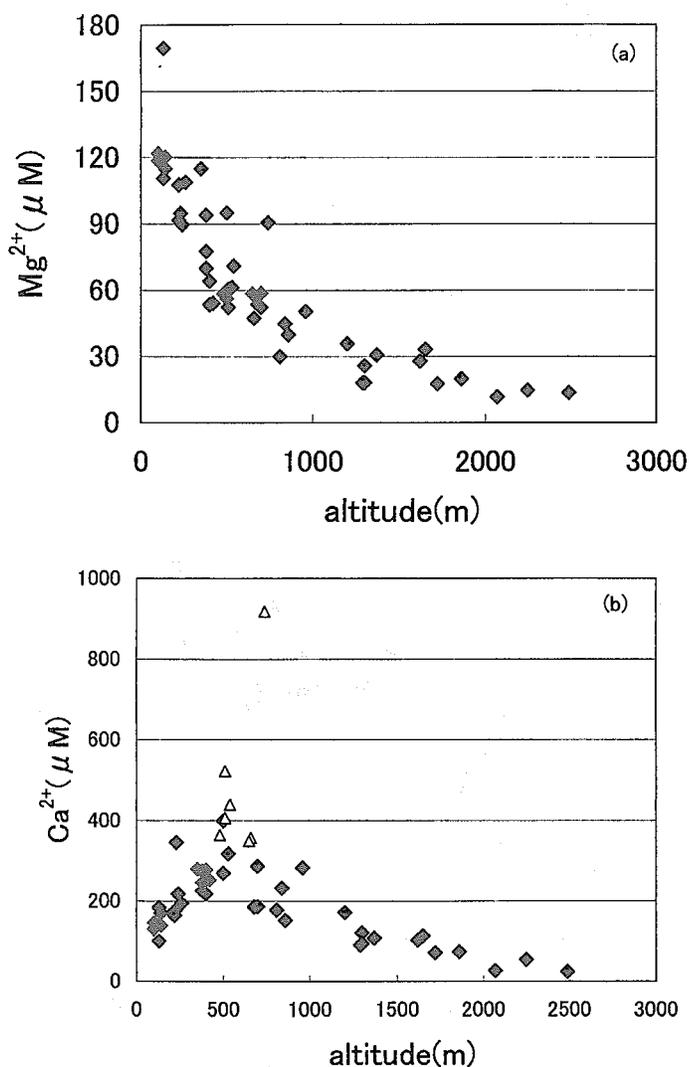


図10. 標高に対する渓流水の Mg^{2+} 濃度(a)と Ca^{2+} 濃度(b)の関係

(b)における Δ は、水質組成の特徴から石灰岩地質と判断される渓流水を表す。

(高濃度を示す石灰岩地域を別のマークで示している)。このように、たがいに電荷やイオン半径が類似し、イオン交換反応などにおいて同様の挙動をとると理解されてきた Ca^{2+} と Mg^{2+} とが異なる挙動を示した。 Ca^{2+} と Mg^{2+} の関係をとると (図11)、上に凸の放物線的關係を描く。高標高の低濃度域では両者は平行であるが、あるところからこの関係は破綻し、 Mg^{2+} の高濃度域で変位が顕著になる。

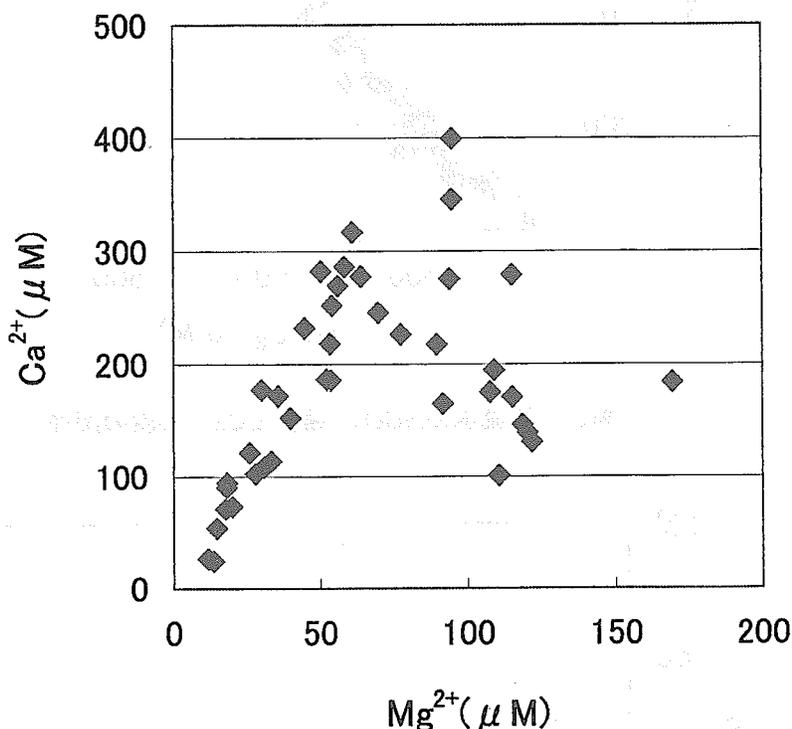


図11. 渓流水の Ca^{2+} 濃度と Mg^{2+} 濃度の関係

土壌のイオン交換過程により Ca^{2+} 、 Mg^{2+} を溶離させる酸の重要な起源としては、すでに一部触れたように CO_2 に由来する炭酸(H_2CO_3)と窒素飽和に関する HNO_3 とが挙げられる(それ以外に大気沈着などに由来する H_2SO_4 も重要であるが、ここでは考えないことにする)。そこでこれらの酸原因成分とそれによりイオン交換で溶離してくる成分との関係を検討したところ、図12および図13のような関係が見出された。すなわち、 Ca^{2+} は HCO_3^- に対して相関係数 R^2 が0.96の非常に強い相関関係を示した(図12)。これに対し、 Mg^{2+} は NO_3^- との間で明瞭な関係が認められた(図13)。しかし、 Ca^{2+} と NO_3^- 、ならびに Mg^{2+} と HCO_3^- との間の関係は明瞭なも

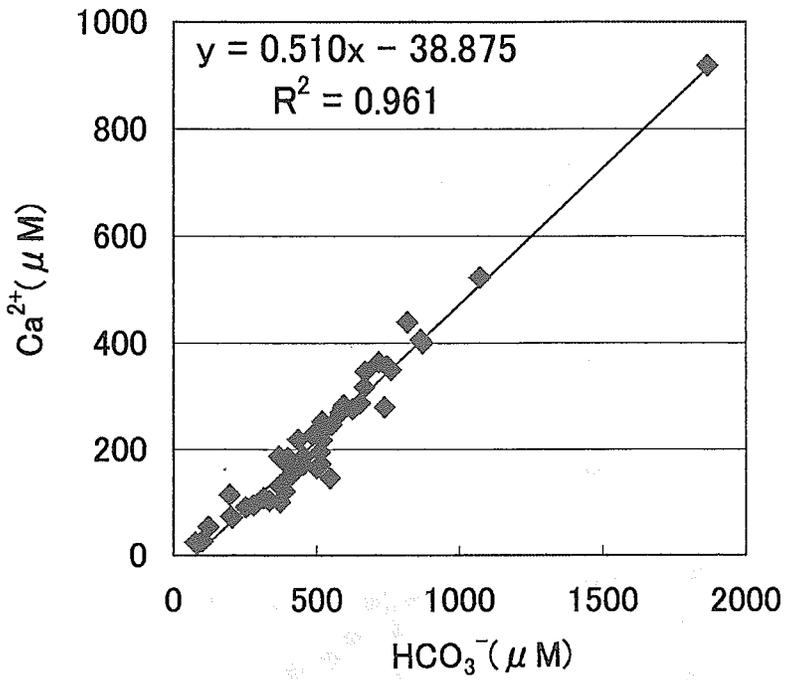


図12. 渓流水の HCO_3^- 濃度と Ca^{2+} 濃度の関係

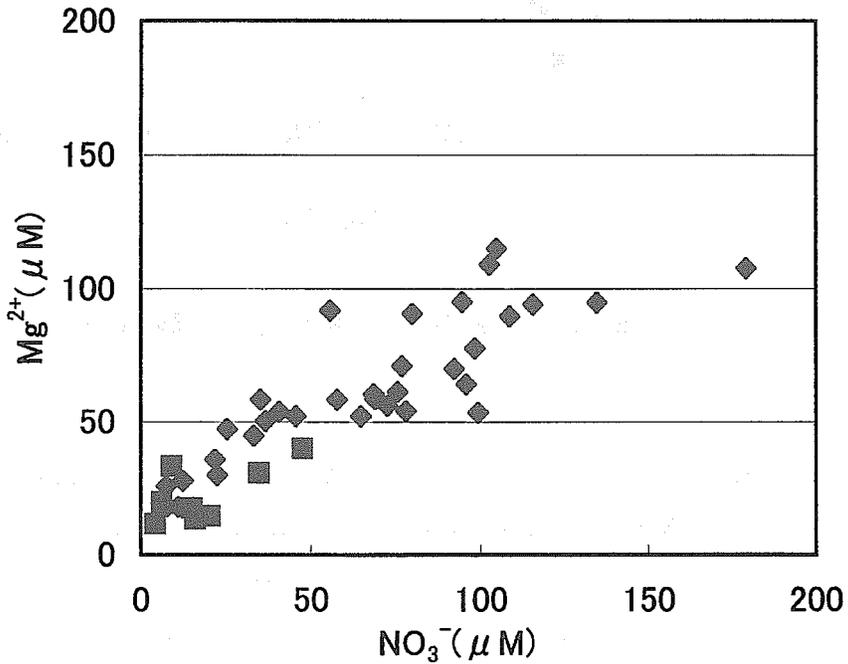


図13. 渓流水の NO_3^- 濃度と Mg^{2+} 濃度の関係

脱窒による NO_3^- 濃度の低下が生じているため、丘陵グループのデータは除いてある。

のではなかった。とくに図12の回帰直線の傾きが電荷ベースでほぼ1 : 1であることは注目して良い。これは、 Ca^{2+} の溶出がほとんど炭酸による風化にのみ起因して生じていることを示唆する。一方、 NO_3^- と Mg^{2+} が直線的関係を示したことは、 Mg^{2+} の溶出が主として NO_3^- によっていることを示唆する。現時点で詳しい意味は明らかではないが、このように Ca^{2+} と Mg^{2+} との間で異なる対応関係が見られたことは興味深い。

Na^+ と Cl^- との関係を図14に示す。 Na^+ の起源は風化と海塩である。海塩の Na/Cl 比を図中の直線で示している。 Na^+ は海塩比よりも高い割合で増加しているが、この海塩比を上回る部分が主に風化由来に相当すると見て良いであろう。しかし興味深いことに、両者の関係はここでも直線的ではなく、上に凸の曲線を描く。 Cl^- の高い、都心よりの地域では海塩比とほぼ等しくなってしまう。 Cl^- を基準に非海塩性の Na^+ (nssNa^+)を計算し Cl^- に対してプロットした結果が図15である。海塩成分を差し引いた nssNa^+ は、定義上、風化にのみ由来した Na^+ に相当する。 Cl^- の低い山岳地で nssNa^+ が小であるのは上述の通り風化が不活発であることから当然であり、

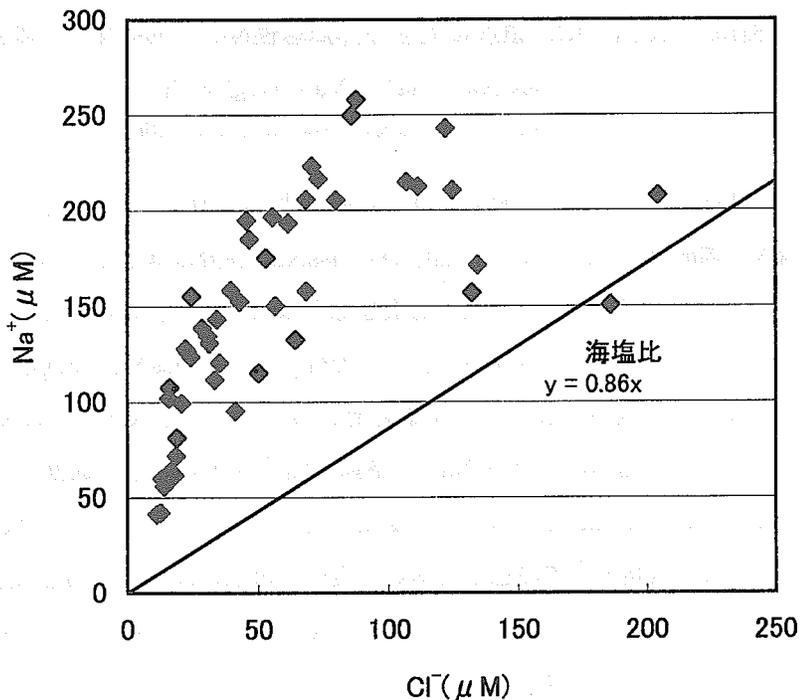


図14. 渓流水の Cl^- 濃度と Na^+ 濃度の関係

図中の直線は海塩比を表す。

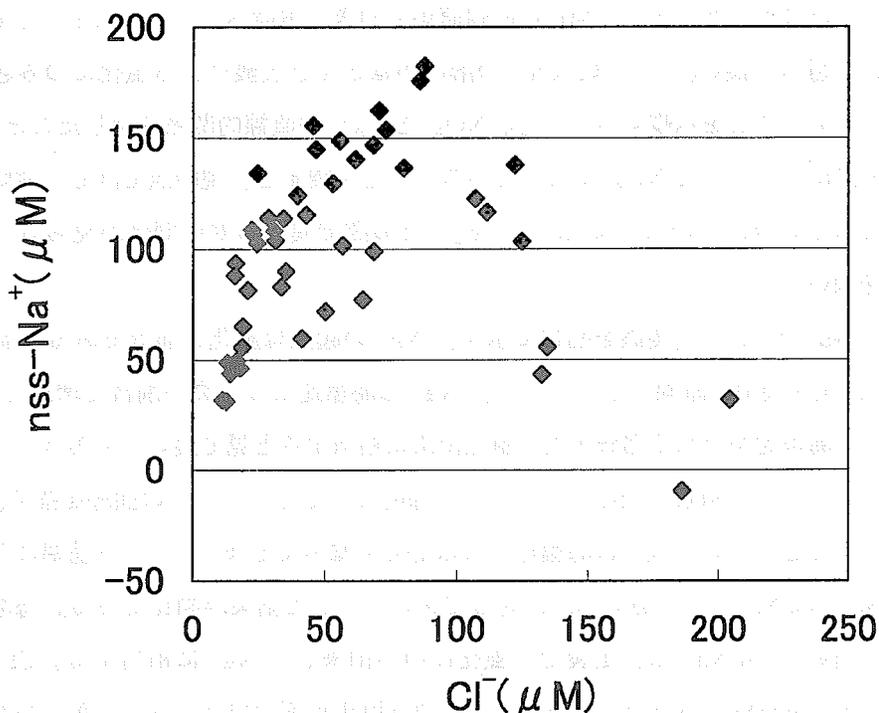


図15. 渓流水のCl⁻濃度に対する非海塩性Na⁺ (nss-Na⁺)濃度の関係

$$nss-Na^+ = Na^+ - (Na_S/Cl_S) \times Cl^-$$

Na_S、Cl_Sは海水中のNa⁺、Cl⁻濃度

Cl⁻の増加に伴いそれが増加するのは低標高地での温度上昇にともなう風化プロセスの増大と理解できる。しかし、途中から nssNa⁺ 画分は低下し、0 近くになってしまふ。ここで、厳密には Cl⁻ は全て海塩起源とは限らない。燃焼など人為的に発生した Cl⁻ が含まれているであろうから、ここで行っている nssNa⁺ の推定結果にはそれによるかなりの誤差が含まれると見る必要がある。しかしながら nss Na⁺ の都心近傍での低下は、土壤中における Na⁺ の挙動（弱いながらも粘土鉱物と多少の相互作用をしていることは確かであろう）の変化を反映している可能性があり、土壤の酸性化にかかわる一徴候として注意しておいて良い。以上のように、都心に近い森林集水域では、pH の低下傾向と同時にいくつかの陽イオン成分濃度あるいは相互の成分組成に特徴的な変化が見られた。

水中あるいは土壤水に含まれる陰イオンは、陽イオンの含有量を決定する主導的役割を果たす。これは、H₂CO₃、HNO₃、H₂SO₄ など、いずれも H⁺ ソースとなることによる。環境汚染のない条件下でこの機能を果たしているのは H₂CO₃ であり、この

作用の結果 HCO_3^- が生成されることはすでに述べた。したがって、含有される全アニオンに対して HCO_3^- が占める割合は非汚染環境の指標としてみる事ができよう。全アニオンに占める HCO_3^- の割合の地域変化を図16に示している。高標高山岳地～中間地域ではこの割合がほぼ一定の高い割合を保っているのに対し、都心に近づくにつれ低下傾向を示している。窒素飽和状況下にある都心近郊の集水域では0.5を下回る例も見られ、人為的要因が森林生態系の物質循環に与えている影響の程度を物語っている。

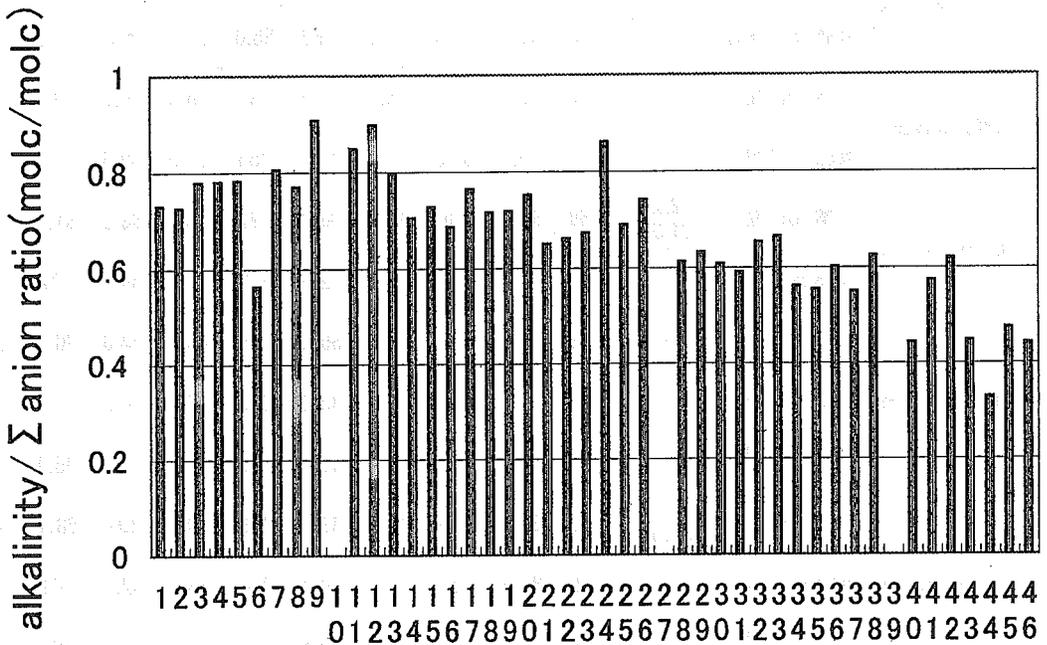


図16. 渓流水中の全陰イオンに占める HCO_3^- 濃度の割合（電荷ベース）

表3は、多摩川水系における各支流ごとの水質を、文献による過去のデータと比較した結果である。いずれの支流においても1990年前後に比べて現在の NO_3^- 濃度は高く、pHは低い。これはまだ予察的な段階の結果であり、結論は今後さらに十分なデータの蓄積と慎重な検討を加えてから下すべきであろう。しかしながら、窒素飽和とそれによる森林集水域の酸性化が今まさにリアルタイムで進行中であることを物語るきわめて注目すべき徴候といえる。

以上のように、窒素飽和の生じている多摩川集水域の森林では、陸水の水質に反映

されるレベルで大気沈着物による酸性化の影響が現在まさに顕在化しつつある段階と見て良さそうである。近い将来より顕著な環境劣化が生ずる可能性を考える必要がある。今後さらに研究を継続し、この環境変化に対する注意深い監視とともに現在生じている現象への理解を一層深めることが重要である。

表3 過去の水質データとの比較

		site No.	pH	EC	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
一之瀬川系	本研究	9~13	7.22	39.1	94.2	29.9	25.2	116	18.2	12.1	12.2	353
	安藤ら(1991)		7.58	42.7	52.9	23.1	18.2	85.0	22.1	5.7	12.6	229
日原川周辺系	本研究	16~21	7.65	90.7	149	16.7	60.6	386	35.4	50.9	76.1	820
	安藤ら(1991)		8.07	96.3	87.0	10.1	41.1	365	32.0	28.8	73.0	702
北秋川系	本研究	22.23 31.32	7.59	80.6	138	16.2	60.7	327	53.5	68.6	81.8	644
	安藤ら(1991)		7.97	110	114	13.5	72.5	373	57.0	54.0	137	633
南秋川系	本研究	25~30	7.39	72.2	172	16.4	55.2	256	44.3	74.6	70.7	550
	安藤ら(1991)		7.75	78	112	11.8	48.2	239	46.0	48.9	76.7	451
	鶴見・一國 (1989)		—	—	155	19.4	45.7	182	46.3	62.1	96.0	329
北浅川系	本研究	34~36 40.41	6.89	80.1	220	13.7	87.3	206	69.1	107	68.1	489
	安藤ら(1991)		7.55	87.9	154	11.4	79.2	264	83.1	92.2	101	443
	鶴見・一國 (1989)		6.99	—	174	10.6	69.5	127	71.7	95.1	103	205
南浅川系	本研究	37~39	7.25	99.6	238	15.4	106	273	84.5	114	85.8	642
	鶴見・一國 (1989)		6.88	—	169	9.4	78.4	101	96.3	103	99.4	139
丘陵地帯溪流	本研究	42~47	6.50	70.8	185	15.6	126	145	148	73.8	51.6	420

※ units EC : $\mu\text{s}/\text{cm}$, ions : μM

Ⅲ. 土 壤 調 査

(1) 緒 言

森林生態系の物質循環において土壌が重要な役割を果たしていることは言うまでもない。土壌は水質形成が行われる場であり、また大気沈着物の生態系影響の一断面が現実に見られているであろう注目すべき環境要素である。また、大気からもたらされた沈着物が森林の土壌の化学性にとどめられている可能性がある。しかしこれまで土壌層の薄い欧米で研究が主導的に行われてきた経緯もあってか、表層付近の土壌が測定や研究の対象となることはあっても、森林において深部までの土壌が詳しく調査研究された例はかなり少ない。

本研究を進める上で、「土壌の違い」にも着目した。まず、もっとも詳しい調査を行った中心地は多摩川中流部丘陵地に位置する森林（東京農工大学附属 FM 多摩丘陵）である。都心に隣接する当地は、大気沈着が多いこと、その結果として窒素飽和の状況が予想されること、また火山灰土である関東ロームが厚く堆積することなどがきわだった特徴としてある。一方、土壌化学性の土壌タイプによる違いを検討するため、非火山灰地も調査した。また、火山灰地であるけれども大気沈着量が少ない地域も比較のため調査した。すなわち、本研究は、大気沈着の大小、火山灰地・非火山灰地という間での比較検討を行っている。火山灰土は AEC により陰イオン吸着能を有し、多量の変異荷電のために pH とともに荷電特性が変化するなど、他にはない特徴がある。

本章では、土壌の化学性をできるだけ深部まで測定する手法により、大気沈着プロセスの影響を解析する。これまで続いてきた大気沈着の歴史により現在の生態系がどれほどのインパクトを受けているのかの実態、また溪流水水質との関連性を示す。

(2) 方 法

A) 調査地

火山灰を母材とする土壌の森林流域を選定し、土壌及び溪流水試料の採取を行った。非火山灰土の地点についても調査を行った。いずれの地点も上流部に人為による汚染源はない森林地帯である。また、これらの地点は大気沈着量や溪流水中のイオン濃度が異なり、森林生態系への物質負荷量や系外への流出量が異なる地点である。図17に試験地の位置、表4に試験地の概要を示した。

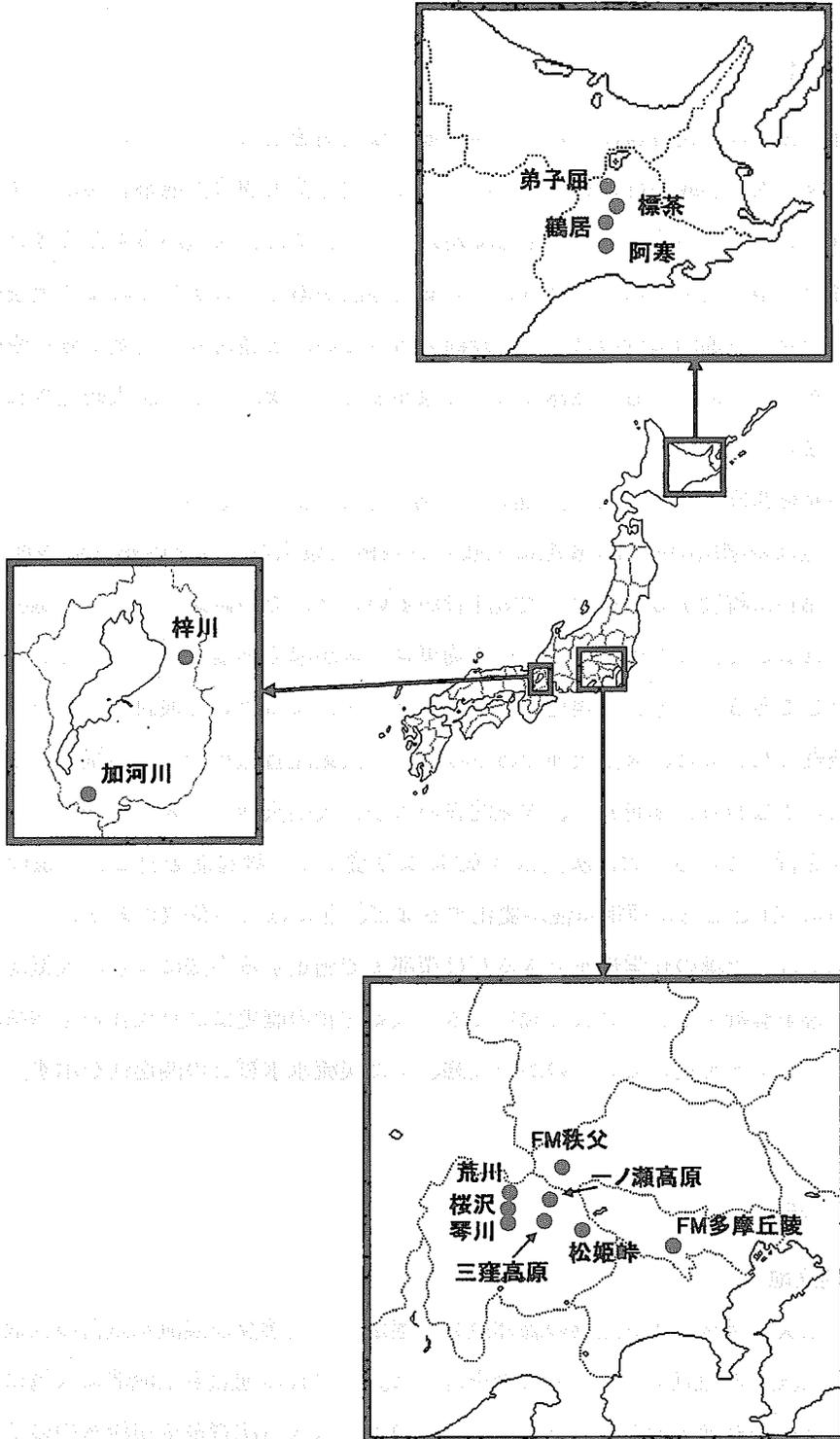


図17a. 土壌採取を行った地点

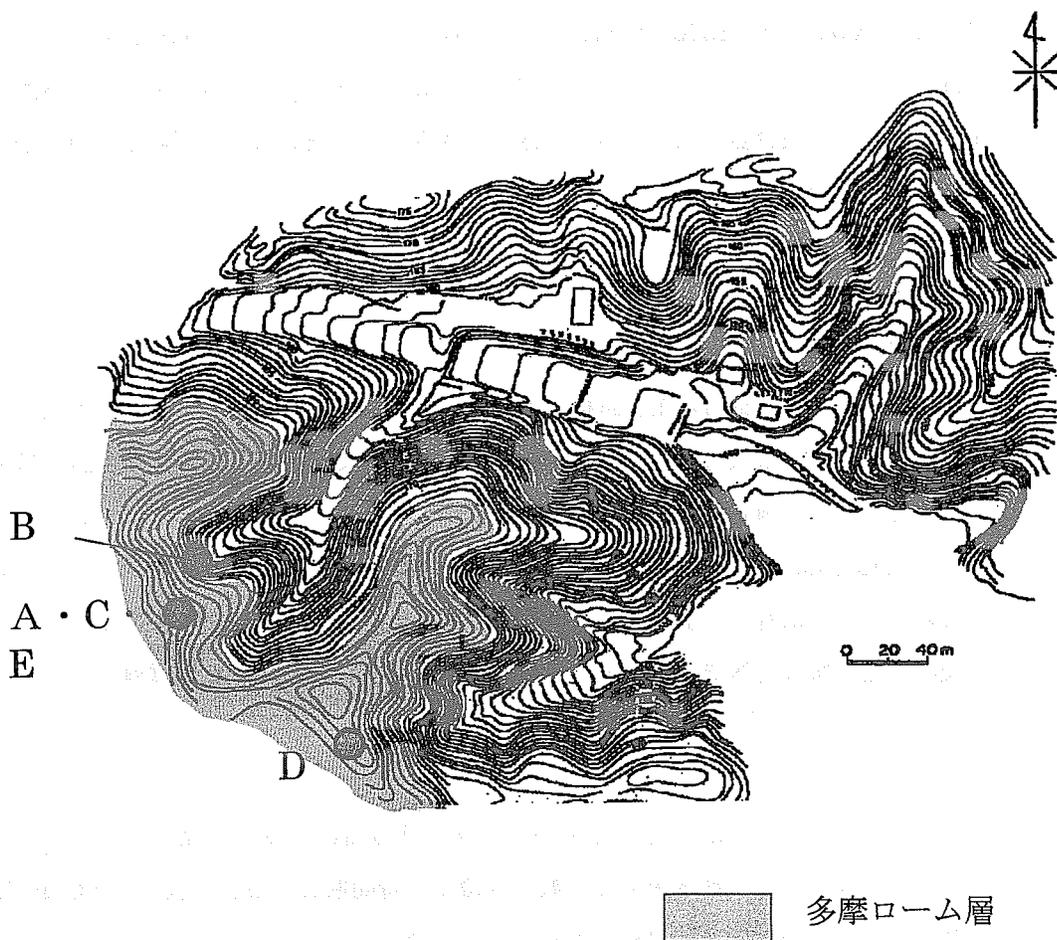


図17b. 東京八王子の多摩丘陵における土壌採取地点

火山灰である多摩ローム層の堆積地域を図中に示す。

B) サンプリング方法

土壌試料は、表面の有機物層を取り除いた後、移植ごてを用いて深度0～5 cmの表層鉍質土壌を採取した。深層土壌はオーガー、または採土円筒をセットした採土器に継柄を接続して可能な限りの深さまで深度別に土壌を採取した。採取時に温度計（YOKOGAWA MODEL 2455）を用いて表層地温（深度約10cm）を測定した。採取した土壌はポリエチレン袋に密閉し、冷蔵しながら実験室に持ちかえり分析時まで4℃で冷蔵保存した。

渓流水試料は土壌試料採取地点を集水域とする溪流において採取した。現場で電気伝導率（EC）、pH、水温をEC計（YOKOGAWA MODEL SC82）、pH計

(YOKOGAWA MODEL PH81) により測定した。溶存イオン測定用試料は孔径 $0.45 \mu\text{m}$ のメンブランフィルター (ADVANTEC DISMIC-25cs) を用いてろ過し、ポリプロピレン製容器 (以下、ポリ容器) に保存して冷蔵しながら実験室に持ち帰り、分析時まで凍結保存した。

C) 分析方法

(a) 試料の調整

化学分析用土壌試料は生土試料と風乾細土試料に分別した。生土試料は採取した土壌からレキや粗大有機物を取り除き、良く混合して調整した。風乾細土試料は生土を室内で約1週間乾燥後、乳鉢で粉碎し 2mm のふるいを通して調整した。生土試料と風乾細土試料についてその一部を 105°C の通風乾燥機で24時間乾燥し、乾燥前後の重量から試料中の水分量を求めそれぞれの含水率を算出した。生土試料の絶乾後の土壌試料は乳鉢でさらに細かく粉碎し、全炭素・全窒素測定用試料とした。

(b) EC、pH (H_2O)、pH (KCl)

生土20g (または乾土20g相当の生土) をポリ容器にとり、土壌と液の重量比が $1:5$ となるように純水を加えて振とう機で1時間振とう後、上澄みの EC を EC 計 (YOKOGAWA MODEL SC82) により測定した。

pH (H_2O) は EC 測定時と同様にして得られた溶液について pH 計 (YOKOGAWA MODEL PH81 または DKK・TOA HM-30G) により測定し、土壌 pH (H_2O) として表した。または、乾土10g相当の生土をポリ容器にとり、土壌と液の重量比が $1:2.5$ となるように純水を加え1時間後に土壌懸濁液の pH を測定した。

pH (KCl) は風乾細土10g をポリ容器にとり、土壌と液の比が $1:2.5$ となるように 1M KCl (pH 7) を加え1時間後に土壌懸濁液の pH を測定した。

(c) 水溶性アニオン・水溶性カチオン

土壌の EC 測定後、水抽出液を 3000rpm で20分間遠心分離し、上澄みを孔径 $0.45 \mu\text{m}$ のメンブランフィルターを用いてろ過した。得られたろ液についてイオンクロマトグラフ (DIONEX DX-120) により陰イオン (Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-})、陽イオン (Na^+ 、 NH_4^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+}) 濃度を測定した。

(d) 交換性アニオン

生土 2 g (または乾土 2 g 相当の生土) をポリ容器にとり、土壌と液の重量比が 1 : 50 となるように 0.01 M NaOH を加え 1 時間振とうし、水溶性アニオンと同様にして分析した (加藤・Clothier, 1991)。土壌にアルカリを添加すると、例えば次のような反応により土壌に吸着している陰イオンが交換浸出される (和田、1988 b)。



(e) 交換性カチオン

乾土 1 g 相当の風乾細土をポリ容器にとり、0.05 M $\text{CH}_3\text{COONH}_4$ / 0.0114 M SrCl_2 を 200 mL 加え 1 時間振とうし、乾燥ろ紙 (ADVANTEC 5 A) でろ過した。ろ液の陽イオン濃度 (Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+}) を原子吸光光度計 (HITACHI Z-5310) により測定した。一般に CEC と同時に測定されるセミマイクロ Schollenberger 法による結果と本法による結果は同水準であることが報告されている (亀和田・柴田, 1997)。

(f) アンモニウムイオン

生土 10 g (または乾土 10 g 相当の生土) をポリ容器にとり、土壌と液の重量比が 1 : 10 となるように 2 M KCl を加え 1 時間振とう後静置した。上澄みを遠心分離し (3000 rpm、20 分)、インドフェノール青法 (Sagi, 1966) により NH_4^+ 濃度を測定した。

(g) リン酸吸収係数

乾土 25 g 相当の風乾細土をポリ容器にとり、 $13.44 \text{ g P}_2\text{O}_5 \text{ L}^{-1}$ の $(\text{NH}_4)_3\text{HPO}_4$ (pH 7) を 50 mL 加え、時々振り混ぜながら室温で 24 時間放置した。その後乾燥ろ紙 (ADVANTEC 6) を用いてろ過し、溶液中の P_2O_5 濃度をバナドモリブデン酸法により分光光度計 (HITACHI U-1500 型 レシオビーム分光光度計) を用いて測定した。反応前後の P_2O_5 濃度の減少分から土壌に保持された P_2O_5 量を求め、リン酸吸収係数とした。単位は乾土 1 kg あたりのリン酸保持量 ($\text{g P}_2\text{O}_5 \text{ kg}^{-1}$) として表した。

(h) pH (NaF)

風乾細土 1 g をポリ容器にとり、1 M NaF を 50 mL 加えて 2 分後の懸濁液の pH を測定して pH (NaF) とした (Fieldes and Perrott, 1966)。

(i) SO_4^{2-} 吸着ポテンシャル

乾土 1 g 相当の風乾細土をポリ容器にとり、 $4.68 \mu\text{M}$ K_2SO_4 溶液 50 mL を加えて 24 時間振とう後遠心分離し、上澄みの SO_4^{2-} 濃度をイオンクロマトグラフにより測定した。振とう後の SO_4^{2-} 減少量から吸着量を求め、 SO_4^{2-} 吸着ポテンシャルとした。

(3) 結果と考察

A) 電気伝導度 EC の分布からみた深部土壌イオン量の一般的分布

大気沈着物による酸性化の面から土壌の化学性として直接的に問題になるのは、イオンとして存在している化学成分である。これらが土壌中の溶質の主体をなし、イオン交換など粘土鉱物との相互作用ならびに植物、微生物による吸収ないし代謝作用を受け、最終的には渓流水の水質成分ともなるからである。したがって、まず土壌中イオン成分分布の概略を把握するため、それらをバルクとしておおまかに検知する土壌の電気伝導度の測定結果を図 18 に示す。(ただし、1 : 5 比での水抽出という方法上の理由により、その値が直ちに実際の土壌水の電気伝導度に対応するわけではないことに注意されたい)。

電気伝導度はいずれの地点も土壌表面に近いほど高いことが明らかである。そして深度とともに減少し、ある一定の深度以深ではほとんど一定となる分布を示す。その境界となる深度はおおよそ 100 cm にある。すなわち、イオン成分がそれ以深より多く含まれ、生物、化学過程による物質循環が活発に行われている深度は土壌 100 cm 程までとみなせる。森林は大まかにこのような鉛直構造を一般に有していると理解できる(ただし図を省略しているが、山岳地土壌などではその境界深度はより浅いケースがある)。例外的に梓川(e)は、中間深度で最も高くなる分布を示し、EC も全体的に他よりかなり高い。これはこの地が石灰岩地帯にあるためであり、通常の森林土壌とは異なるイオン起源を有していることがこの結果からも見て取れる。

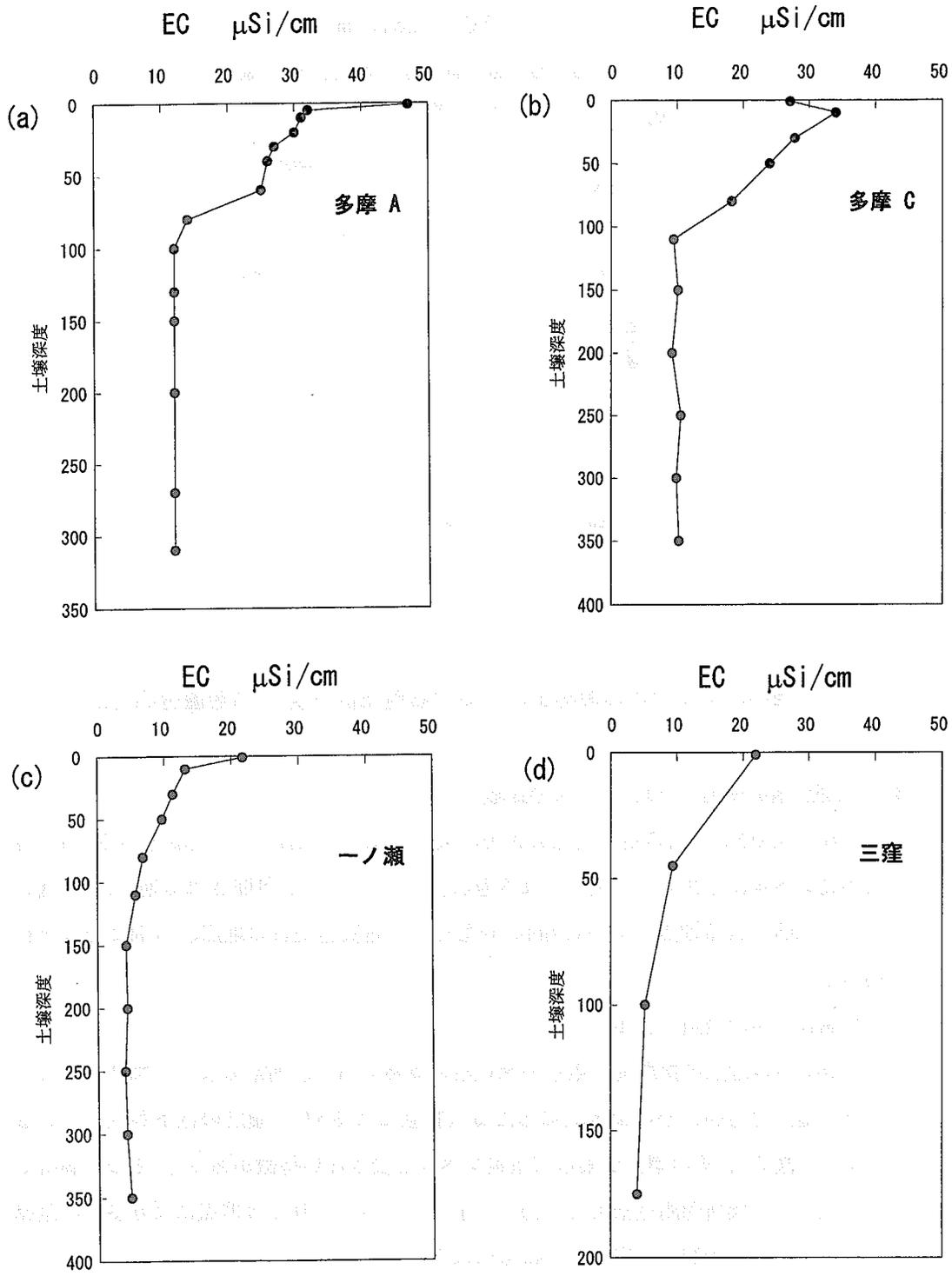


図18. いくつかの森林土壌における電気伝導度ECの鉛直分布 (1)

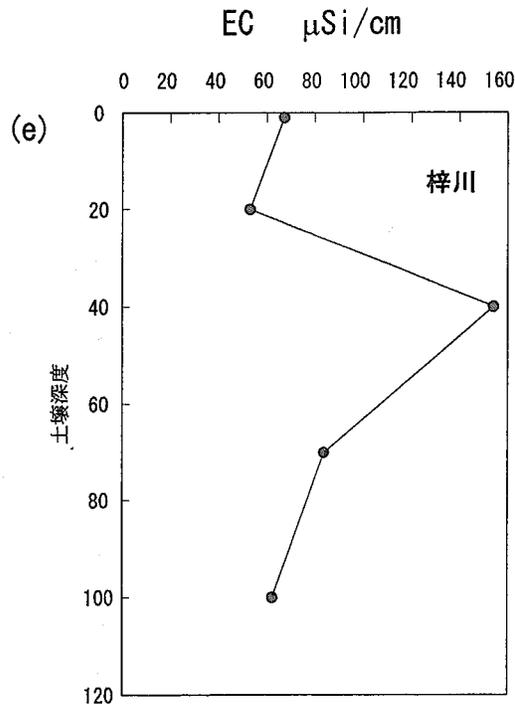


図18. いくつかの森林土壌における電気伝導度ECの鉛直分布 (2)

B) 深部土壌のNO₃⁻ プロファイルの比較

森林土壌のNO₃⁻含有量の鉛直分布を、図19に示す。溪流NO₃⁻濃度等から、a) 窒素が高レベルに存在すると判断される地点、b) 中レベルと判断される地点、c) 低レベルと判断される地点、d) 特徴的な分布を示す石灰岩地質の地点、の別にそれぞれ述べる。

1) 高レベルの地点 (グループa)

高レベル地点の採取地は東京多摩丘陵の森林であり、前章の表1、図2、3における地点番号44、45の集水域にあたる(脱窒によるNO₃⁻濃度の低下が生じているため(図3)、その濃度が集水域窒素レベルを表さない特徴がある)。その4個所で実施した土壌断面測定結果を図19aに示している。これらは地点により多少の差異を示すが、全般的に見出される特徴は以下の点が挙げられる。

- ①鉛直的にもっとも高濃度を示す最表層の含有量が、他地域に比べて高い(多摩Dでとくに著しい)。

②表層から20~30cmまでにかけて急減するが、それより深い深度において比較的一定レベルを維持する。

③採取した最深深度付近においても、なお高濃度の NO_3^- を含む。

森林生態系において窒素の内部循環活動は地表面近くの土壤でもっとも活発である。すなわち、毎年リター（あるいは死滅した細根など）として林床表面に供給される一次生産有機物の分解、無機化がそこで生じ、無機化された窒素を植物が吸収するための吸収根も地表付近の土壤に密に分布する。このため最表層付近の濃度が

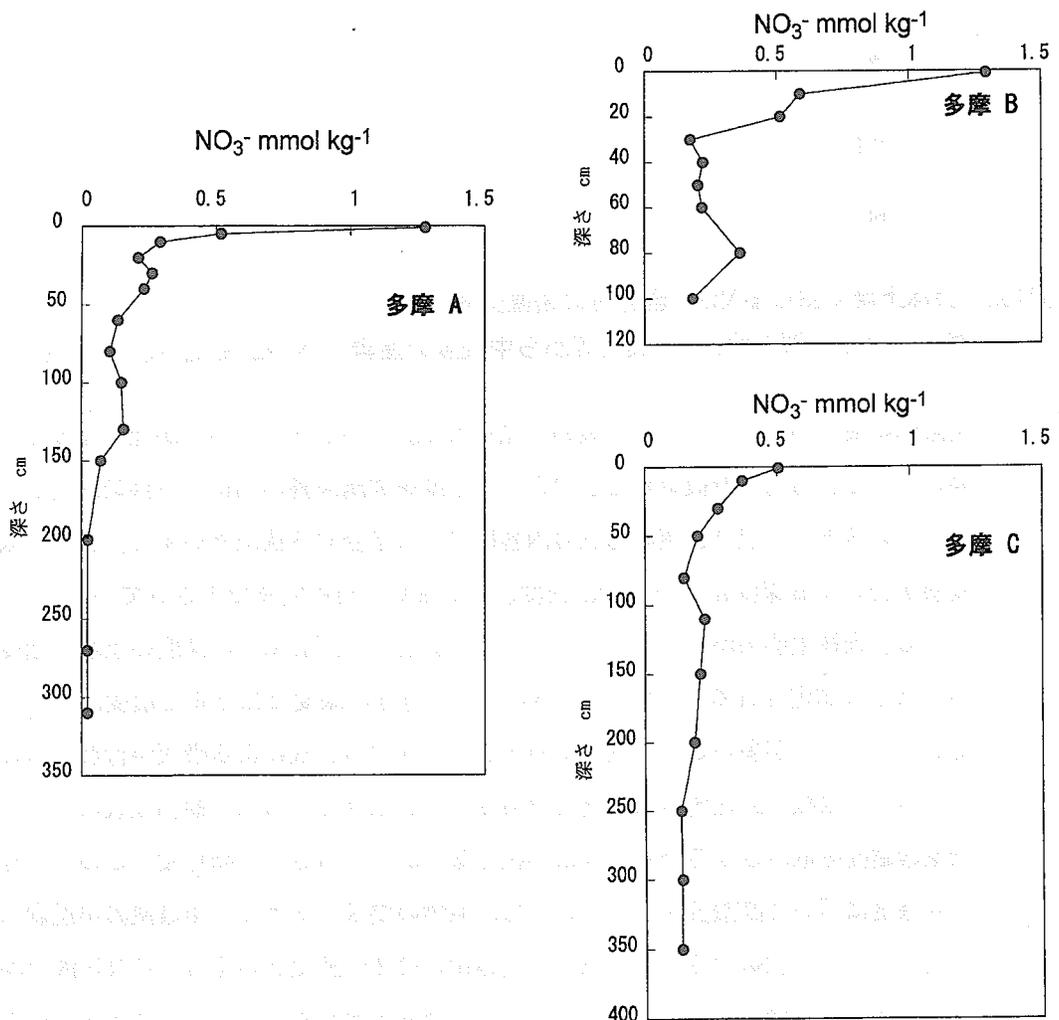


図19 a. 森林土壌における NO_3^- 含有量の鉛直分布：

グループ b - 渓流水 NO_3^- 濃度等から中程度の窒素レベルが推定される地点 (1)

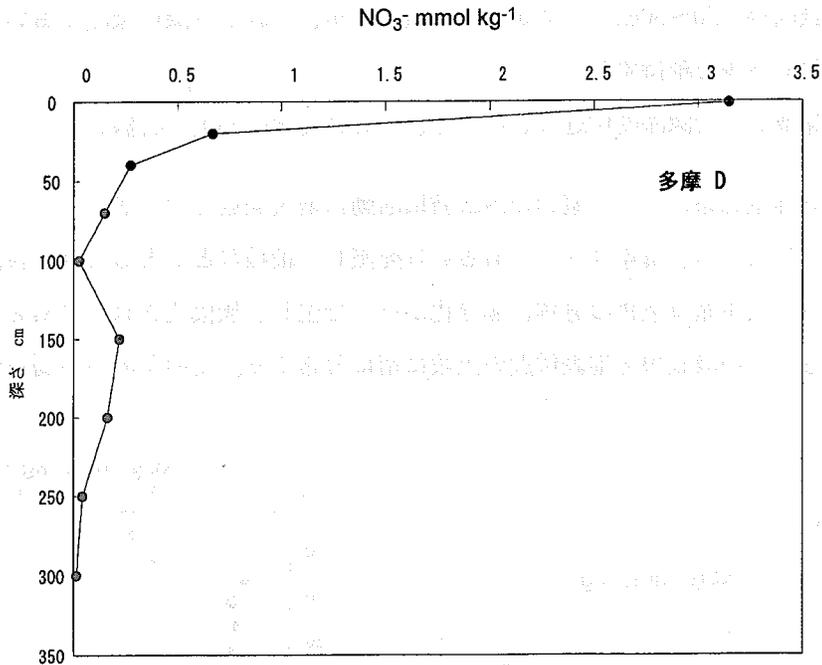


図19b. 森林土壌におけるNO₃⁻含有量の鉛直分布：

グループb - 渓流水NO₃⁻濃度等から中程度の窒素レベルが推定される地点 (2)

鉛直的に最も高くなることは一般的に見られる。しかしそのレベルが他と比較して高いことは、植物の無機窒素を必要とする速度を従属栄養活動による供給速度が上回っているという点で、窒素過剰の内容にまさに適合する状況といえる。また、吸収根が分布する深度はふつう50cm程度、せいぜい1m程度までとされている。(このため、森林生態系からのリーチング(養分流亡)の評価にこの深度の土壌水濃度がしばしば測定される)。にもかかわらずこの付近の深度でほとんど濃度が変化していないケースが多いことは注目に値する。なぜなら、根による吸収が行われるのはこのような根の到達する深度までであり、それ以深ではもはや植物吸収などの無機窒素濃度を低減させる過程はほぼ存在しないからである。多摩丘陵でこのような限界深度において高濃度を示したことは、植物の要求するよりも無機窒素が過剰に存在することを意味するという点で窒素飽和の第2の証拠といえる。これ以深の深度に存在する無機態窒素は、もはや基本的に森林生態系外への水流動による輸送をまっだけとなる。このため、深層土壌の高いNO₃⁻含有量が(前章で述べた源頭部での脱窒によるNO₃⁻除去過程を別にすれば)渓流水のNO₃⁻濃度の高さに反映されることになると理解される。

2) 低レベルおよび中レベルの地点 (グループ b、c)

渓流水の NO_3^- 濃度が低い集水域(c)の土壤 NO_3^- 分布は、以上とは顕著に異なる。集水域渓流水の NO_3^- 濃度は $9\sim 12\ \mu\text{M}$ の範囲にある。このグループでは、北海道の一ヶ所において表層付近の土壤に多く含まれているケースを除けば、 NO_3^- レベルは全層を通じてごく微量である。「阿寒」では全ての深度でほとんど NO_3^- が検出されなかった。窒素の発生源が近隣に少ないこの地では大気沈着による窒素負荷がおそらく少なく、この結果として、森林本来の明らかに窒素に乏しい状況にあることを示している。

渓流水 NO_3^- 濃度が中間レベルにある地点がbグループである。渓流水 NO_3^- 濃度は $10\sim 45\ \mu\text{M}$ の範囲にある。土壤 NO_3^- 含有量は表層～深層を通じてaグループとcグループの中間の特徴を示す。「一ノ瀬B」や「加河川A」では、 NO_3^- が $40\sim 60\text{cm}$ 以深でごく低レベルであるが、そこから地域的にあまり離れていない「一ノ瀬C」や「松姫B」では全層でかなり高かった。つまり近接した地域で場合によって高レベルの NO_3^- が土壤中に見出されることが特徴であった。このような一部で見られる土壤無機窒素の上昇は、前章最後の表3で示した通り、「一ノ瀬」や「松姫」周辺地域において渓流水 NO_3^- 濃度の年々の上昇傾向が大きいことと何らかの関係があるのかも知れない。

3) その他のパターン (グループ d ; 石灰岩地域)

図18で見たように石灰岩地質の影響を受けていると推定されるのが「梓川」である。ここでの土壤中の NO_3^- 分布は、以上とはかなり異なる特徴を示す。「梓川」の渓流水の NO_3^- 濃度は $74\ \mu\text{M}$ であり、琵琶湖集水域に分布する河川の中でも特異的に高い(表4 ; 木平ら、1999)。これと対応し土壤の NO_3^- 含有量も全体的にかなり高いレベルを示す。深度とともに NO_3^- 含有量は減少する傾向が見られるものの、採取最深深度の1m付近でもかなりの NO_3^- が含まれている。

上記のような土壤深度と含有量との関係から判断すれば、これは窒素飽和と認めて良い状況と言える。ただし、多少の疑問があるのは、「梓川」における窒素の起源についてである。同じように琵琶湖に面した集水域で大気N沈着量にそれほど差があるとは思われないにもかかわらず、渓流水 NO_3^- 濃度ならびに土壤の NO_3^- 含有量に流域間で大きな違いが見られる(同じ琵琶湖集水域である「加河川」はbグループに分類され、上記のように土壤全層でかなり NO_3^- 含有量が低い)。このこ

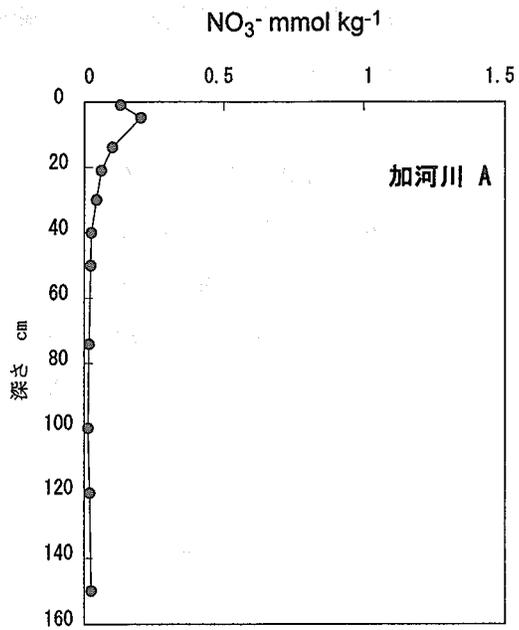
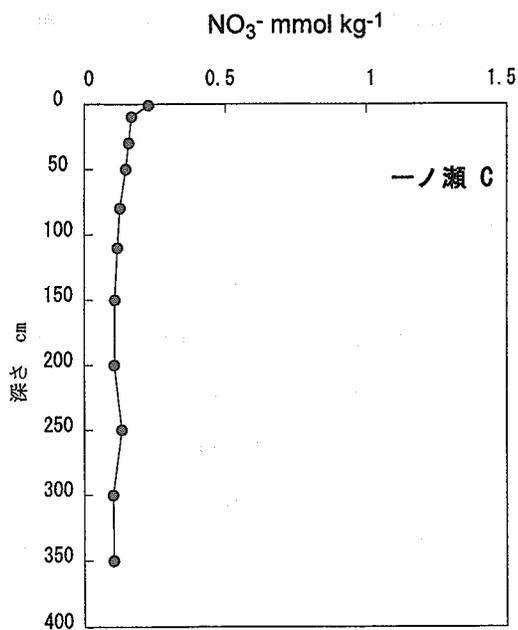
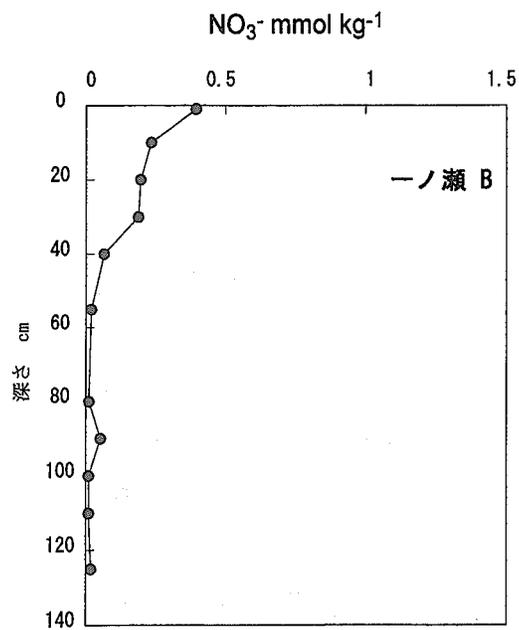
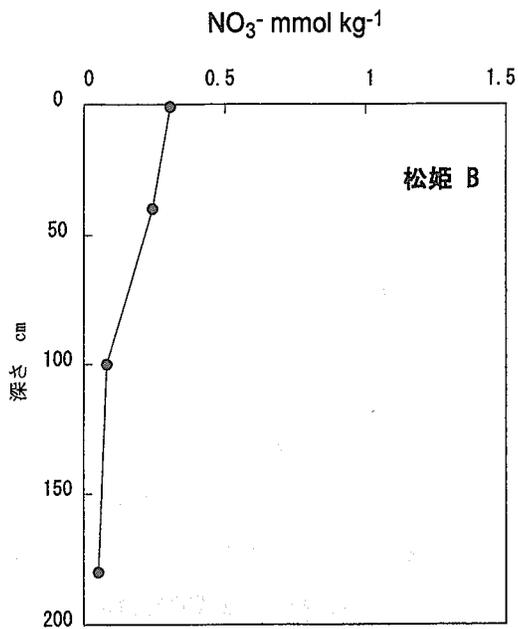


図19b. 森林土壌におけるNO₃⁻含有量の鉛直分布：

グループb-渓流水NO₃⁻濃度等から中程度の窒素レベルが推定される地点

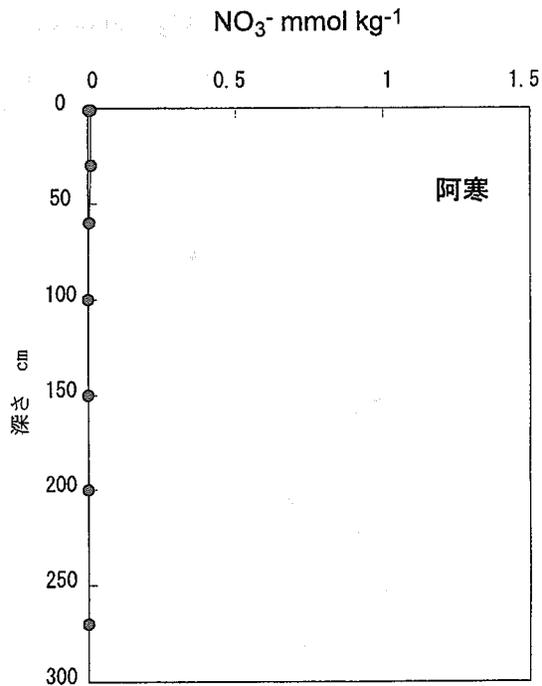
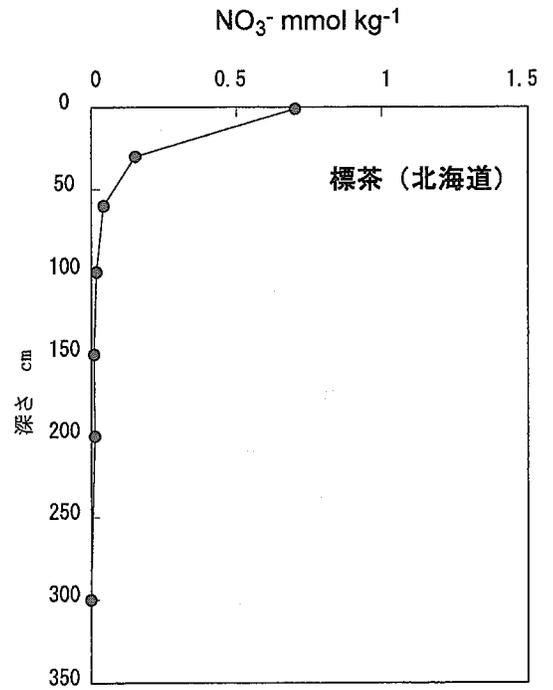
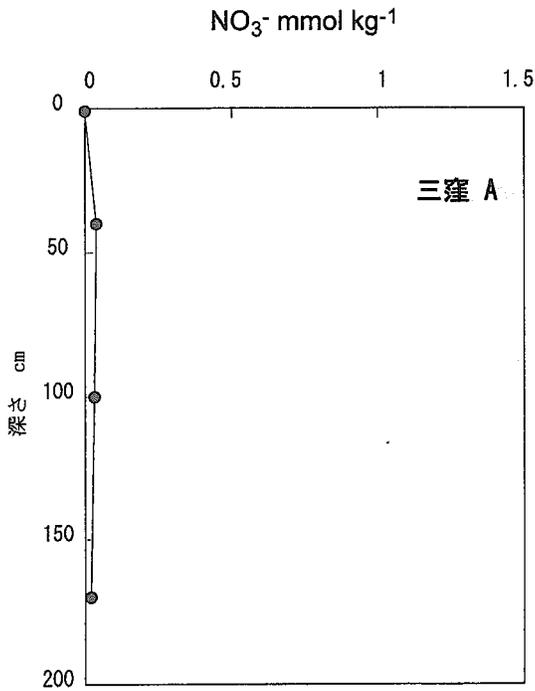


図19c. 森林土壌における NO_3^- 含有量の鉛直分布：

グループc-渓流水 NO_3^- 濃度等から低い窒素レベルが推定される地点

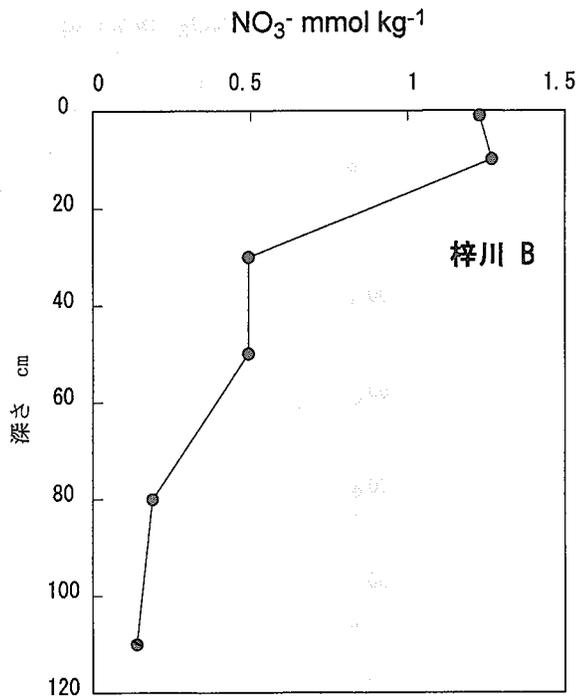
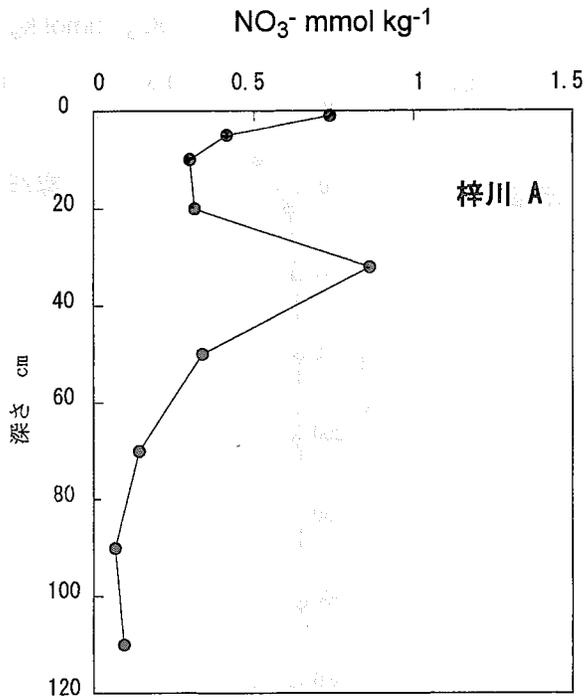


図19d. 森林土壌における NO_3^- 含有量の鉛直分布：
グループd-特異な NO_3^- の鉛直分布を示す地点

表 4 土壤採取地の概要

地点	標高 m	年平均気温 °C	年降水量 mm	土壌分類	大気沈着量 kg ha ⁻¹ yr ⁻¹			漂流水濃度 μmol L ⁻¹			植生	試料名	試料採取日
					N	S		NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻				
関東圏													
FM多摩丘陵	180	14.5 ⁶⁾	1884 ²⁾	淡色くろぼく土 ¹⁾	10.4 ²⁾	10.5 ³⁾		133 ⁷⁾	100 ⁷⁾		コナラ・クスギ	多摩	A: Jun-00 B: Jun-00 C: Sep-00 D: Sep-02 E: Oct-02
FM秩父	820	13.3 ⁹⁾	1410 ²⁾	褐色森林土 ¹²⁾	5.2 ²⁾	11.2 ³⁾		34	76		スギ	秩父	: Nov-02
松姫峠	1250	8-11 ¹¹⁾	1500-1700 ¹¹⁾	褐色森林土 ¹³⁾	7.9 ³⁾	15.0 ³⁾		45	34		クリ・ミズナラ	松姫	A: Nov-01 B: Nov-01
一ノ瀬高原	1320	8-11 ¹¹⁾	1500-1700 ¹¹⁾	褐色森林土 ¹³⁾	1.9 ³⁾	13.5 ³⁾		12 ¹⁰⁾	12 ¹⁰⁾		カラマツ・ヒノキ	一ノ瀬	: Sep-00
三理高原	1600	8-11 ¹¹⁾	1500-1700 ¹¹⁾	くろぼく土 ¹³⁾	0.5 ³⁾	14.6 ³⁾		9	7		ササ	三理	A: Nov-01 B: Nov-01
琴川	1610	8-11 ¹¹⁾	1500-1700 ¹¹⁾	褐色森林土 ¹³⁾	0.3 ³⁾	9.7 ³⁾		9	75		カラマツ	琴川	A: Nov-01
椹沢	1800	8-11 ¹¹⁾	1500-1700 ¹¹⁾	褐色森林土 ¹³⁾	0.3 ³⁾	9.7 ³⁾		6	23		カラマツ	椹沢	A: Nov-01 B: Nov-01
荒川	2150	8-11 ¹¹⁾	1500-1700 ¹¹⁾	褐色森林土 ¹³⁾	0.3 ³⁾	9.7 ³⁾		17	17		オオシラビソ	荒川	A: Nov-01 B: Nov-01 C: Nov-02
滋賀													
梓川	490	14.8 ⁸⁾	1900 ⁴⁾	褐色森林土 ¹⁴⁾	10.8-12.6 ³⁾			74 ⁴⁾	63 ⁴⁾		スギ	梓川	A: Jun-00 B: Oct-00 C: Dec-02
加河川	520	14.8 ⁸⁾	1700 ⁴⁾	褐色森林土 ¹⁴⁾	10.8-12.6 ³⁾			10 ⁴⁾	38 ⁴⁾		スギ	加河川	A: Jun-00 B: Oct-00
北海道													
阿寒	140	6.1 ⁸⁾	1175 ⁸⁾	果層くろぼく土 ¹⁵⁾	3.1 ¹⁰⁾	4.8 ¹⁰⁾		11	16		ミズナラ	阿寒	: Aug-02
鶴居	220	6.1 ⁸⁾	1175 ⁸⁾	果層くろぼく土 ¹⁵⁾	3.1 ¹⁰⁾	4.8 ¹⁰⁾		16	15		ミズナラ	鶴居	: Aug-02
標茶	220	5.8 ⁸⁾	1088 ⁸⁾	くろぼく土 ¹⁵⁾	3.1 ¹⁰⁾	4.8 ¹⁰⁾		19	14		針葉樹	標茶	: Aug-02
弟子屈	320	5.4 ⁸⁾	1208 ⁸⁾	褐色森林土-くろぼく土 ¹⁵⁾	3.1 ¹⁰⁾	4.8 ¹⁰⁾		10	41		ササ	弟子屈	: Aug-02

- 1) 国土庁土地局(1976)
- 2) 石川(2002)
- 3) 国松ら(1992)
- 4) 木平(未発表)
- 5) Baba and Okazaki(1998)
- 6) 武重(未発表)
- 7) 杉山(未発表)
- 8) 気象庁 <http://www.data.kishou.go.jp/>
- 9) 苗村・倉田・楊(未発表)
- 10) 三谷ら(2000)
- 11) 国土交通省・水資源局(2002)
- 12) 経済企画庁総合開発局(1973a)
- 13) 経済企画庁総合開発局(1973b)
- 14) 国土庁土地局(1975)
- 15) 国土庁土地局(1979)

とから「梓川」における窒素の起源は大気沈着物にとどまらず、地質的原因に由来するこれまで未知の機構による可能性が疑える。もしそうなら厳密な意味での窒素飽和には当てはまらないことになる。この「梓川」で見られた特徴的現象の詳細は、別の研究課題として今後の研究での検討に待ちたい。

以上のように、集水域土壌に見出された NO_3^- プロファイルとそこから流出する溪流水の NO_3^- 濃度レベルの間には合理的な対応性が見出された。溪流水で測定される NO_3^- 濃度の高低は、以上に示したような、土壌中で NO_3^- がどれほど、あるいはどのように含まれているかの状況によりかなりよく説明されることが確認された（前章で議論した脱窒帯の集水域の場合は、注意すべき例外となる）。この結果は、溪流水の NO_3^- 濃度が流域の窒素過剰の程度を良く反映した流域指標となっていることをデータとして実証しているという点でも意義深い。

C) 火山灰土・非火山灰土の判定

火山国であるわが国は、世界でも有数の火山灰土の広く分布する国土を持つ。東京八王子での採取地点の多く（たとえば多摩D）は、土壌深度全体が火山灰土の多摩ロームであることが報告されている（新藤・丹下、1988）。土壌が火山灰起源か、そうではないかは土壌の化学的性質に重要な違いをもたらす。ふつう非火山灰土ではアニオン吸着はほとんど起こらないとされている。これに対し火山灰土は変異荷電性を有し、低 pH 域ほど正荷電を発現してアニオン吸着能をもつという特徴があるからである。そこで、この項では各地で調査した土壌が火山灰土かどうかを検査した結果について述べる。

火山灰土の指標の一つとしては、pH (NaF) が用いられている。活性アルミニウムテストと呼ばれるこの方法は、土壌にNaF溶液を加えた際の pH 上昇を判定基準とする。火山灰土はアロフェン、イモゴライト等の非晶質、準晶質粘土鉱物やアルミニウム-腐植複合体に富み、その中に活性アルミニウムが多い。F⁻を加えると活性アルミニウムに結合している OH⁻ が交換されて遊離し溶液の pH が上昇する。この pH が9.4以上になる場合に火山灰土と判定される。

測定の結果、多摩E、梓川C、秩父は全深度で9.4以下であり、非火山灰土と判定された。これに対し多摩D、荒川C、北海道の4地点では9.4以上になる深度があり、火山灰土と判定された（図20）。後者は表層で低く、次表層（20-40cm付近）

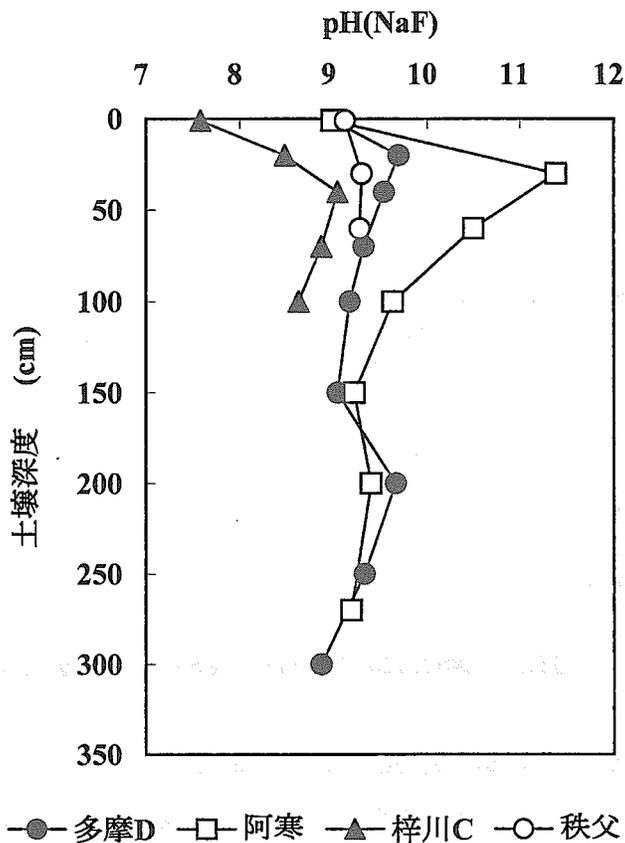


図20. 多摩D、阿寒、梓川C、秩父における pH (NaF) の鉛直分布

で高くなる共通した傾向を示した。北海道の土壤は土壤深度の大部分で9.4以上であった。これに対し、多摩Dでは深度20、40、200cmのみが9.4以上であった。

多摩Dの同一試料についてはリン酸吸収係数の測定も行った。リン酸吸収係数 $15 \text{ g P}_2\text{O}_5 \text{ kg}^{-1}$ 以上が火山灰土の基準として使用されている。測定の結果、リン酸吸収係数は、pH (NaF) と類似した鉛直分布を示しながら多くの深度で火山灰土の基準である $15 \text{ g P}_2\text{O}_5 \text{ kg}^{-1}$ を上回った (図21)。

また、火山灰土の持つ特性である変異荷電特性も数地点の土壤について調べた。その結果、多摩D、阿寒で溶液濃度や pH 変化に伴う CEC、AEC の変化がみられ、変異荷電性が認められた (図省略)。

以上のいくつかの基準による判定結果から、多摩・阿寒はたしかに火山灰土であり、梓川・秩父は非火山灰土であることが実証された。

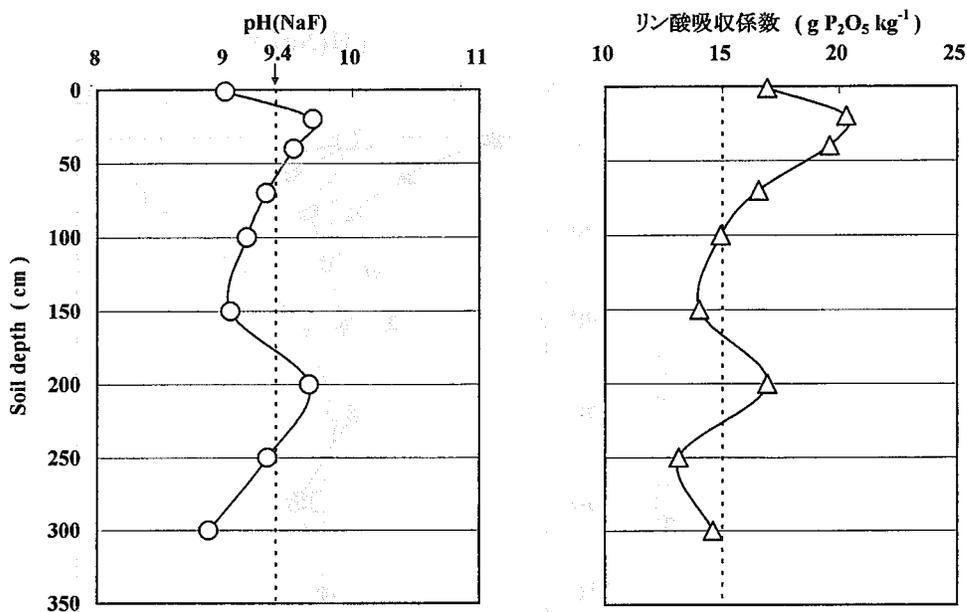


図21. 多摩Dにおける pH (NaF) とリン酸吸収係数の鉛直分布

D) 火山灰土壌における多量の SO_4^{2-} の蓄積

各地点について水溶性アニオン含量と交換性アニオン含量を測定した。調査した多摩、阿寒、梓川、秩父の4地点の特徴は、表5のように火山灰土、非火山灰土の違い、および大気沈着量の大小によりグループ分けできる。測定の結果、 Cl^- と NO_3^- については両抽出法の間で大きな差はなかったのに対し、 SO_4^{2-} に関しては交換性含量の方がはるかに高い場合が認められた。その差は地点によって大きく異なっており、多量の交換態 SO_4^{2-} が存在していたのはとくに火山灰土であった(図22)。図の多摩Dの例に見られるように、交換性 SO_4^{2-} 含有量は深度50cm付近に極大をもつ大きなピークを形成し、その深度では水溶性 SO_4^{2-} 含有量の数10倍にも相当した。このような吸着態まで含めて考えた場合、 SO_4^{2-} は量的に他の一価のアニオンの存在量を大きく上回っている。

表5 調査地点の分類

	火山灰土	非火山灰土
大気沈着量 大	多摩	梓川
大気沈着量 小	阿寒	秩父

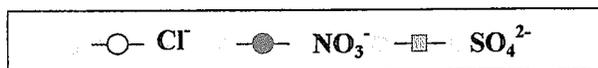
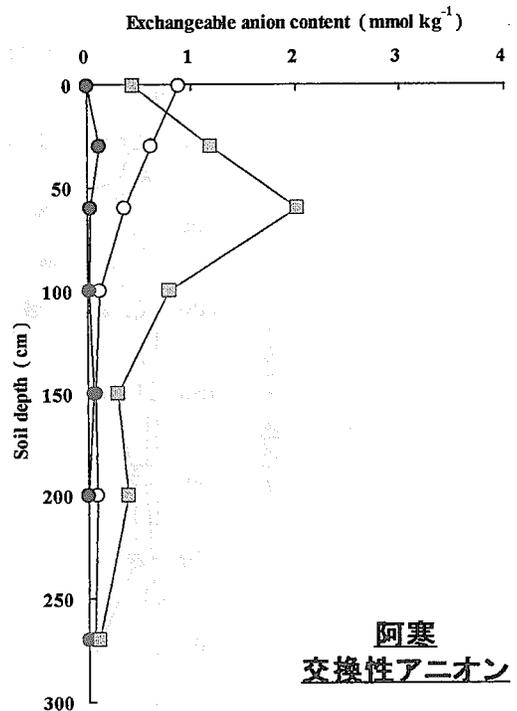
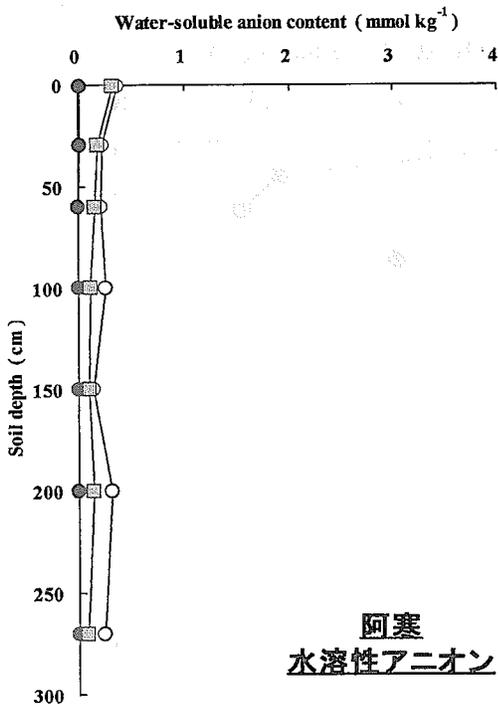
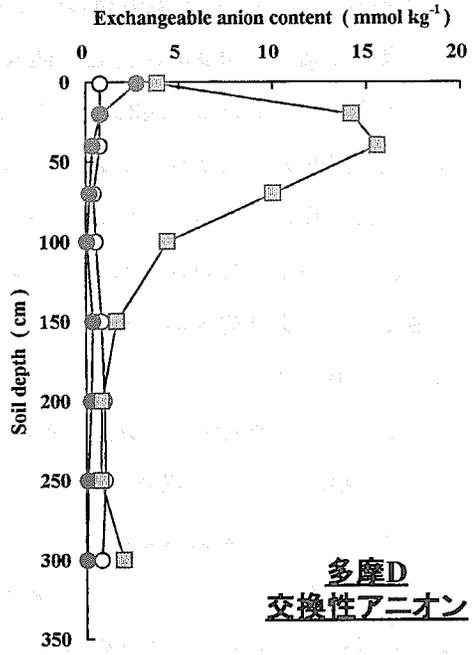
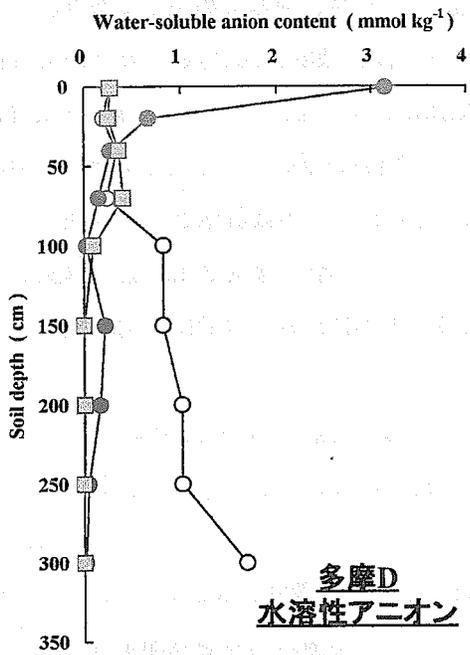


図22. 多摩Dならびに阿寒における水溶性陰イオンと交換性陰イオンの鉛直分布

交換性 SO_4^{2-} 含量の鉛直分布は同じ火山灰土の多摩、阿寒で類似しており、どちらも表層で低く、深度50cm付近で極大となった後、深度150cm付近より下部では低レベルを維持していた（図22）。（なお、火山灰土の2地点については深度3m付近まで土壌採取が可能であったが、このように土壌層が厚いことも火山灰土の特徴の一つにあげられよう）。ただし、どちらも多量の SO_4^{2-} が吸着態として存在していたが、絶対量としては両者にはかなりの差があり、多摩の含量は北海道（調査した4地点とも）より約8倍も多かった（図23）。水溶性 SO_4^{2-} 含量には両地点に大きな差はなかった。

火山灰土で交換性 SO_4^{2-} が含有されているのは両地点とも深度150cmまでである。150cm以深にもAECが認められ、 SO_4^{2-} の吸着能力は存在していた（図24）。それにも関わらずこの深度以深に吸着態 SO_4^{2-} がほとんど存在しなかったことは、それより上の吸着サイトに SO_4^{2-} が保持されてしまい、深度150cmにはほとんど到達していないことによる可能性がある。そこで土壌に硫酸塩溶液を添加することによ

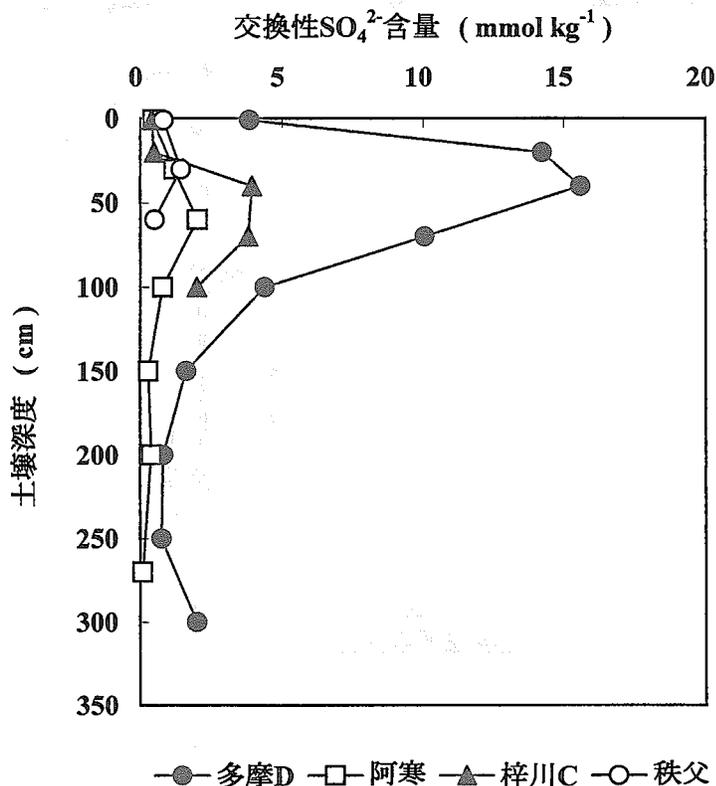


図23. 多摩D、阿寒、梓川C、秩父における交換性 SO_4^{2-} 含量の鉛直分布

り実際の土壌にどれほどの SO_4^{2-} 吸着能力があるかを測定した。この結果、十分な SO_4^{2-} 吸着ポテンシャルが150cm以深の土壌に存在することが確認された(図24)。多摩Dの場合、表層から70cm程度までの SO_4^{2-} 現存量は SO_4^{2-} 吸着ポテンシャルの半分程度で推移しており、この深度間隔においてもまだ若干の吸着容量

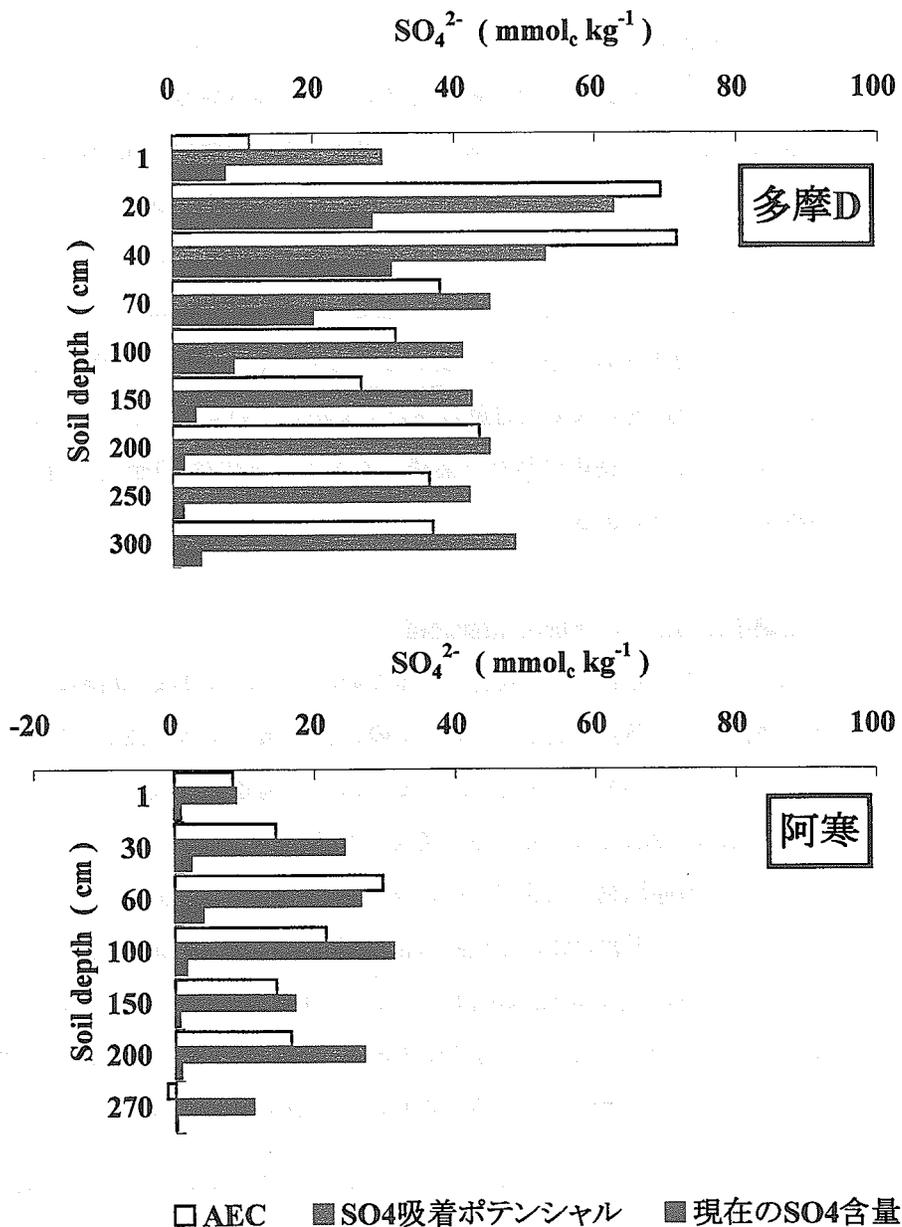


図24. 陰イオン交換容量 (AEC)、 SO_4^{2-} 吸着ポテンシャルならびに現在の交換性 SO_4^{2-} 含有量の鉛直分布

が残っていることを物語る。それ以深では、吸着ポテンシャルに対する SO_4^{2-} 現存量の割合はわずかとなり、大きな吸着の余地が存在する。これは、もしこのような深部に SO_4^{2-} が流達してきてもアニオン吸着サイトに保持する能力が土壌には存在していることを意味する。つまり SO_4^{2-} は土壌に吸着保持されながら深度 100cm 程度にまで到達してきているのが現在の段階といえるであろう。阿寒についても深層部まで SO_4^{2-} 吸着ポテンシャルならびに AEC が存在する（多摩 D がこれより高いレベルを示すのは、酸の負荷によりこれらが増大したことが一因と考えられる*）。吸着ポテンシャルに対する交換性 SO_4^{2-} 現存量の比率は総じて多摩 D より低く、より多くの吸着容量を残していることを示している。

以上からこれらの土壌では、その吸着能によって大気から負荷された SO_4^{2-} を土壌中にほとんど全て保持していると推定される[†]。土壌における SO_4^{2-} のリザーバとしては有機態 S も考慮する必要があるものの、多摩 D と阿寒の SO_4^{2-} 現存量の差はこれまでの両地の大気沈着量の違いを反映しているよう。以上から、これら火山灰土では、これまで長年にわたり継続してきた大気沈着[‡]の歴史が留められていると判断することができる。

E) 土壌中における H^+ 動態と緩衝過程

SO_4^{2-} は H_2SO_4 として吸着されるため、これにより酸（遊離の H^+ ）としての働きは潜在化される。pH 変化に関わるのは、土壌中に水溶性として存在する SO_4^{2-} である。このほか NO_3^- も当然、重要であり、両者が土壌の H^+ ならびにカチオン動態に重要な役割を演じていると考えられる。

そこで、酸原因物質である $\text{SO}_4^{2-} + \text{NO}_3^-$ に対して水溶性 $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ を図 25 にプロットした。両者の間には良好な正の相関が見出される。地点により若干異なるものの、回帰直線の勾配は電荷ベースでいずれも 1 に近い。このことは、 HNO_3 ならびに H_2SO_4 の H^+ が等量的にイオン交換し Ca^{2+} および Mg^{2+} を土壌溶液中に溶出させていることを意味する。これは、地点によらずほとんど一定の機構として

* 酸性になるとともに H^+ がイオン交換体に付加して荷電特性が変化すること自体が、火山灰土に特徴的な変異荷電たるゆえんである。

† ただし、集水域の渓流水に SO_4^{2-} が含まれないわけではない。これは、この性質の土壌が集水域の全面を覆っているわけではないからである。土壌採取を行ったのは、火山灰の厚く堆積する典型地点であり、これは当森林集水域のうちある割合だけを占める。

‡ 人為的に発生したものにとどまらず、火山活動由来のものも含まれるであろう。土壌の鉛直分布から、一次鉱物の風化による SO_4^{2-} 供給はこれに比べればわずかであろうと推定される。

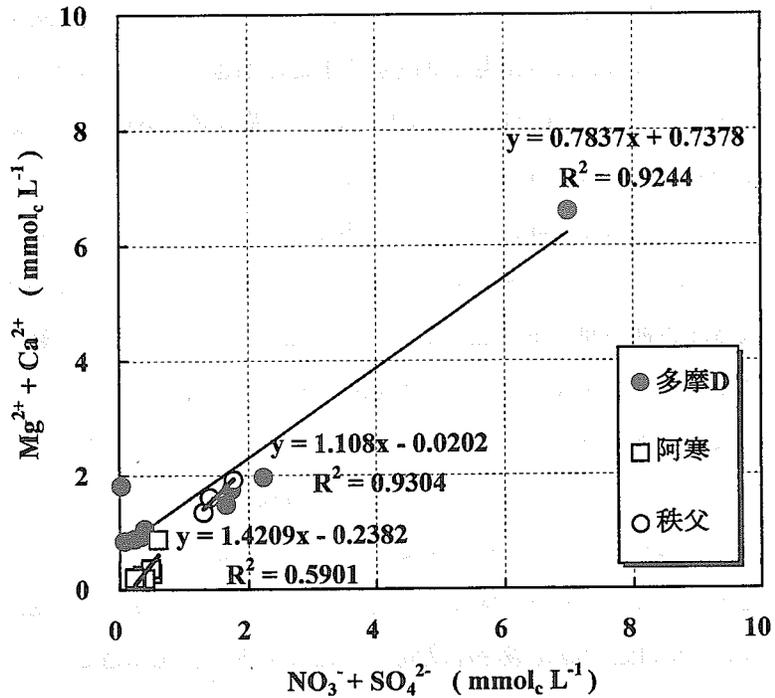


図25. 水溶性 $\text{NO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ 濃度と水溶性 $\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}$ 濃度の関係

生じていることが図から明らかである。また、その量自体が地域によって大きく異なることが注目される。大気沈着の少ない阿寒、秩父ではアニオン濃度とともにこれら土壌塩基の溶出は少ないのに対し、 NO_3^- を多く含む多摩D表層の土壌では多量の塩基が溶出していることがわかる。いずれにしても、このイオン交換作用が森林土壌における酸の中和に等しく主要な役割を果たしていると言える。

H^+ の起源としての HNO_3 と H_2SO_4 の相対的重要性を、土壌の水溶性 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 濃度から判定できる(たとえばここで NO_3^- の寄与は、 $\text{NO}_3^- / \text{NO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ により評価する)。多摩Dにおける NO_3^- の寄与は表層において著しく大きく、85%に相当した(図22参照)。多摩では下層でも、一般に SO_4^{2-} と同等かそれより大きい。つまりこの場合、酸性化原因物質としては NO_3^- の寄与が重要である。このようなSに対するNの卓越性は他の地点にはあまり見られず、前章でも述べた通り典型的な窒素飽和の状況にあるこの森林の特徴といえる。ただしこの地では先に述べたように SO_4^{2-} が交換態として多量に存在することも考慮すべき重要な要因であろう。つまり大気沈着によりもたらされた SO_4^{2-} のかかなりの割合が交換態として保持され、土壌溶液中に H_2SO_4 として存在しなくなることも、酸の起源としての

Nの重要性を高めることに与ってしよう。逆に言うと、火山灰土では SO_4^{2-} 吸着というプロセスが酸の発現を抑制する重要な働きをしているために、多摩では酸性化に対してむしろ比較的高い抵抗性を持ち（吸着容量が飽和するまでの期間において）、塩基の流出も抑えられていると言える。

ところで以上では、イオン交換作用により Ca^{2+} や Mg^{2+} と置き換わることを通じて H^+ のほとんどが消費されていると見なせることについて述べてきた。しかし、大気沈着物の異なる地点間で火山灰土壌を比較すると、土壌pHには顕著な違いが認められた（図26）。まず、鉛直的にもっとも低pHを示すのはいずれも地表付近の表層土壌であるが、そのpHは多摩4ヶ所における平均が 4.4 ± 0.1 、北海道東部4ヶ所の平均が 5.1 ± 0.3 であり、0.7の開きが見られる。つぎに、どちらも深度とともにpHは上昇し、ある深度より深部では変化は緩慢になるという分布を示すが、北海道の火山灰土が多摩より一貫して高いレベルにある。生物活動がほとんど及ばない3m付近の測定最深深度同士で比較すると、北海道2ヶ所の平均が 6.6 ± 0.0 であるのに対し、多摩4ヶ所の平均は 5.2 ± 0.1 を示し、両者には1.4の差異が認められる（表6）。このような両地域間の違いは母材の違いと言うよりは、表層付近に多く存在する H^+ が深層に（あるいは、 H^+ の一部がイオン交換体に捕獲されることから免れること等により）負荷されていることによるものであろう。このことが真実であるなら、大気沈着物質による酸性化が土壌深層において徐々に進みつつあることになる。この問題はきわめて重要であり、今後さらに検討して詳しく解明する必要がある。

表6 火山灰地で採取された深層土のpH

		pH	土壌深度
多摩	A	5.2	(310 cm)
	C	5.2	(350 cm)
	D	5.4	(300 cm)
	E	5.2	(300 cm)
北海道	標茶	6.6	(300 cm)
	阿寒	6.6	(270 cm)

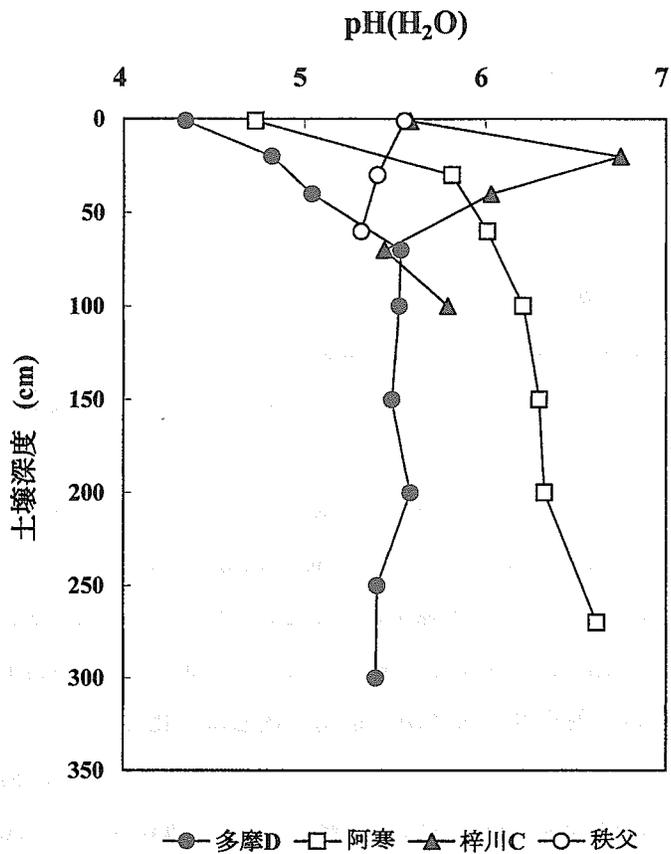


図26. 多摩D、阿寒、梓川C、秩父における pH (H₂O) の鉛直分布

IV. 大気沈着物の調査

森林生態系における大気中の窒素沈着に関する研究

— 広域の窒素沈着分布と窒素飽和 —

(1) 緒言

森林生態系の窒素循環を探究することは非常に重要であるが、もともと樹木の栄養塩となる窒素は、降水から供給され土壤に蓄積される。しかしながら、広域的な範囲で、電源のない山地森林域での大気窒素収支を左右する降水からの窒素供給量を正確に計測することは困難である。

窒素は森林生態系におけるその供給量が限られているため、樹木成長の制限因子の一つとして考慮されてきた (Vitousek and Howarch, 1991)。ところが、近年、人間活動に伴い、地球レベルでの窒素循環が大きく変わりつつある (Galloway et al., 1995)。地球レベルでの窒素循環の変化は、森林生態系への大気からの窒素付加量の増加をもたらし、系内の窒素が限られた状態から過剰な状態に変化しつつあることが欧米で憂慮されている (Aber et al., 1989)。つまり、森林においては降水が樹冠を通過する際、 NO_3^- のような無機態窒素は乾性沈着の影響を受け、土壤により多く沈着すると考えられる。

降水や林内雨中の窒素は、無機態窒素のほかには有機態窒素 (以下、DON) が存在する。DONは、生物が利用できる窒素成分として重要であり、森林内の循環に関わる成分として注目を集めているが、降水等の溶存 DON に関する研究例は少ない。

本研究では、第一に降水からの窒素供給量を全窒素で評価することを試みた。また、降水中の NO_3^- 、 NH_4^+ と DON の合計からなる全窒素を評価することで、溶存態中の窒素化合物の変質が起こったとしても、トータルとして全窒素量の沈着を評価出来るかを検討した。その上で、降水による広域の窒素沈着量の見積もりを行った。また、山林と都市近郊の丘陵地において、森林域での降水、スギ (*Cryptomeria japonica*) の林内雨を同時採取し、森林生態系への窒素沈着について調べることを目的とした。

(2) 方法

調査地の概況を図27に示した。降水の全窒素の測定では、半年間野外に放置する方法

で行った。その精度の検討として、調査地を山林および都市近郊の丘陵地の2地点に設定した。山林として東京農工大学農学部附属広域都市圏フィールドサイエンス教育研究センター、フィールドミュージアム秩父の演習林内（以下、奥秩父：標高820m）に設定した。一方、都市近郊の丘陵地として、東京農工大学農学部附属広域都市圏フィールドサイエンス教育研究センター、フィールドミュージアム多摩丘陵（以下、多摩丘陵：標高140m）の実験実習施設内に設定した。両調査地点の森林裸地において、2001年6月上旬～11月下旬まで半年間連続して回収する方法（半年間放置する：A方法）と1ヶ月間毎に回収する方法（B方法）の二通りで降水を採取した。A方法では20Lポリエチレン製容器に口径11.5cmのポリエチレン製ロートを取りつけ、ロートにはネットを装着して葉の混入等を防いだ。B方法も同様に20Lポリエチレン製容器に口径20.4cmのポリエチレン製ロートを取りつけ、A方法と同様にネットを装着した。

広域の降水中の全窒素沈着の調査は、千曲川の源流にもあたる大弛峠から、関東山地の南東端の八王子城址まで、標高335～2,200mに計7地点を設定した（図27）。また、降

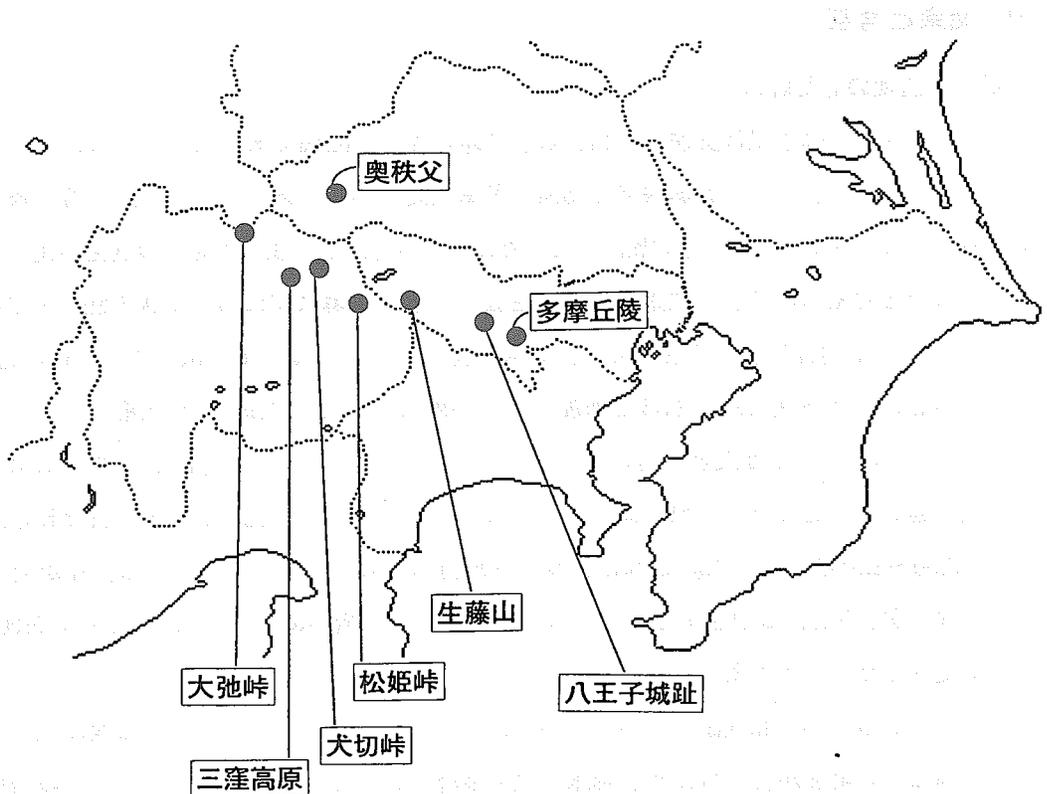


図27. 大気沈着物の採取地点

水と林内法の同時採取についての調査地を奥秩父と多摩丘陵の2地点に設定した。広域的な降水による窒素沈着では温暖期の約半年間、2001年5月下旬～11月下旬（2001年度）と2002年5月下旬～12月上旬（2002年度）に森林裸地で降水をA方法で採取した。また、奥秩父と多摩丘陵における調査を2000年8月下旬～2001年8月下旬まで森林裸地で降水、スギの林分について林内雨（ $n=3$ ）を2～4週間単位でB方法で採取した。降水および林内雨については簡易降雨採取装置（バルク）を用い、採取した試料については、メンブランフィルター（ポアサイズ0.45mm）で濾過した後溶存成分について、 NO_3^- 濃度は、DIONEX社のイオンクロマトグラフィー（QIC Ionchrom Analyser）を用いて測定した。 NH_4^+ はMetrom社のイオンクロマトグラフィー（761 Compact IC）を用いて測定した。全窒素は、酸化分解・化学発光法（三菱化学微量窒素分析装置TN-100）を用いて測定した。また、全窒素濃度と無機態窒素濃度の差を計算により求め、DON濃度とした。

(3) 結果と考察

A) 全窒素の測定評価

A方法での降水量は奥秩父で1412mm、多摩丘陵で1082mmであった。これは、B方法と比較すると、それぞれ奥秩父で98%、多摩丘陵で93%であった。A方法で若干降水量が少なかったのは、半年間放置していたためにB方法と比較して若干の蒸発が起こったものと考えられる。全窒素量の結果を表7に示す。奥秩父においてA方法で 5.66kg ha^{-1} （以下同様）、B方法で4.28、多摩丘陵においてそれぞれ9.73、7.21であった。両地点ともA方法で約3割ほど増加した。濃度については採取方法の違いによって NO_3^- 、 NH_4^+ とでは大きな違いが見られた。 NO_3^- はA方法とB方法との間では両地点で違いはほとんど見られなかったが、 NH_4^+ については両地点ともA方法でB方法の2.50～2.67倍となった。これは、長い間放置した場合 NO_3^- については変化が見られないが、 NH_4^+ は増加することが考えられる。この増加については、DONが NH_4^+ に変質したことが考えられる。

以上から、半年間放置するバルク採取は、全窒素について1ヶ月毎の採取に比べて3割ほどの増加が見られたが、降水の全窒素評価として有用と考えられた。この増加分は長期間放置による虫の混入による窒素の溶存態化や懸濁態窒素の影響もあると考えられるため、今後もこの調査を継続かつ改良することによって、より精確な測定評

表7 バルク採取によるA方法（半年間放置）およびB方法（1ヶ月間採取）の降水中の溶存化学成分の比較（2001年5-11月）

調査地	H ₂ O	TN	TN
	(mm)	(mg L ⁻¹)	(mg m ⁻²)
A方法			
奥秩父	1412	0.40	566
多摩丘陵	1082	0.90	973
B方法			
奥秩父	1447	0.30	428
多摩丘陵	1167	0.62	721
比(A方法/B方法)			
奥秩父	0.98	1.36	1.32
多摩丘陵	0.93	1.46	1.35

価を行っていく必要がある。また、NO₃⁻についてはA方法とB方法との間ではほぼ変わらず、安定同位体比を用いた結果からも半年間放置でNO₃⁻の変質が少ないことが報告されており（倉田，2003）、半年間放置した場合でも、降水中のNO₃⁻は1ヶ月採取とほぼ変わらないことが示される。

B) 広域の降水中の全窒素

2001年度の結果を図28、2002年度の結果を図29にそれぞれ示した。なお、2001年度の大弛峠・南側Aと2002年度の三窪高原のデータは採取出来なかった。各調査地点の降水量については2001年度で1270~1802mm、2002年度で944~1900mm以上となり調査地点毎のバラツキが見られた。特に生藤山・北東側では、2001年度で1802mm、2002年度では1900mm以上と、半年間だけで多摩丘陵の年間降水量に匹敵するほどの量となった。

降水の全窒素量は、2001年度で標高1,850mの大弛峠で最も低く1.89kg ha⁻¹となり、NO₃⁻は検出されなかった。全窒素量は標高335mの八王子城趾で最も高く17.1kg ha⁻¹となった。全窒素量は標高が高いほど低く、1000mを境に低標高で多くなった。NO₃⁻についても同様な傾向があり、1000mを境に低標高で顕著に高くなった。例え

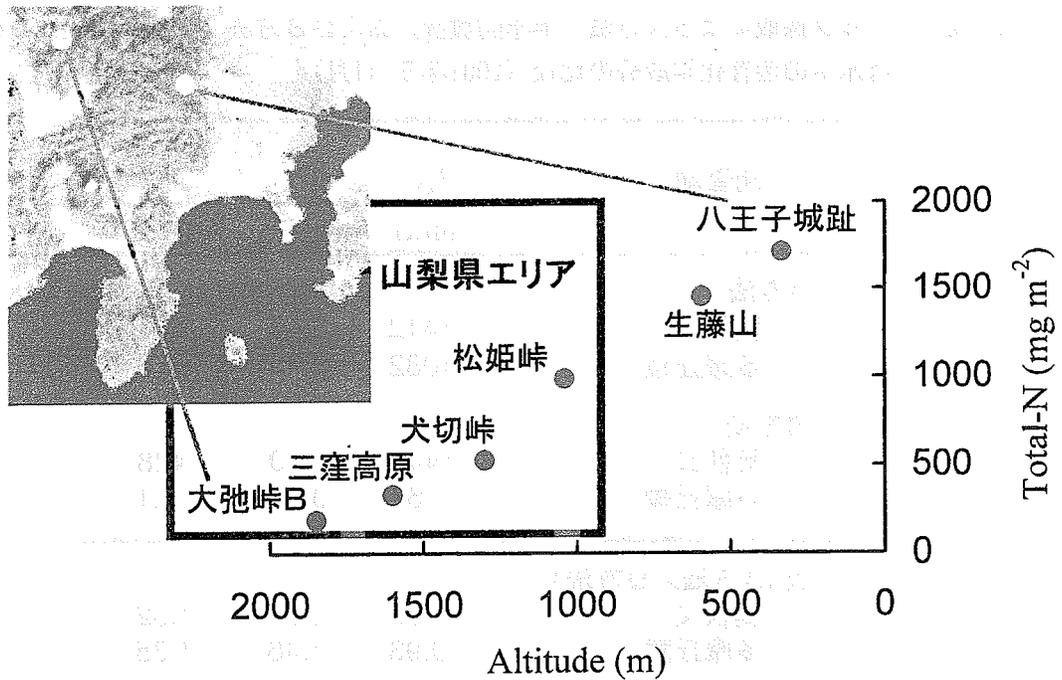


図28. 降水採取地の標高と降水中の全窒素沈着量との関係
(2001年5月下旬～11月下旬)

ば、松姫峠では全窒素量に対する NO_3^- -N量は13%であるのに対し、生藤山では34%に達した。これは、標高1000m以下では、東京湾流域の平野部で人為的に生成された大気中のガスやエアロゾルが多く存在し、ウォッシュアウトによって降水にエアロゾル等が取り込まれることが考えられる。一方、標高1000m以上では、降水中の NO_3^- が検出されなかった。多摩川源流域の一ノ瀬高原から大弛峠にかけての高標高地域は NO_3^- 汚染が相対的に小さいと考えられる。

2002年度の調査では、全窒素量は標高1000m以上では極めて小さかった。2001年度と2002年度では高標高の地域でも差異が認められ、今後とも調査を継続し降水による広域の全窒素量を見積もっていくことが非常に重要である。その調査を行うことによって、これまでデータが極めて少なかった山岳域の全窒素量の沈着を評価することができ、より一層の森林生態系の物質循環の研究が発展していくものと思われる。

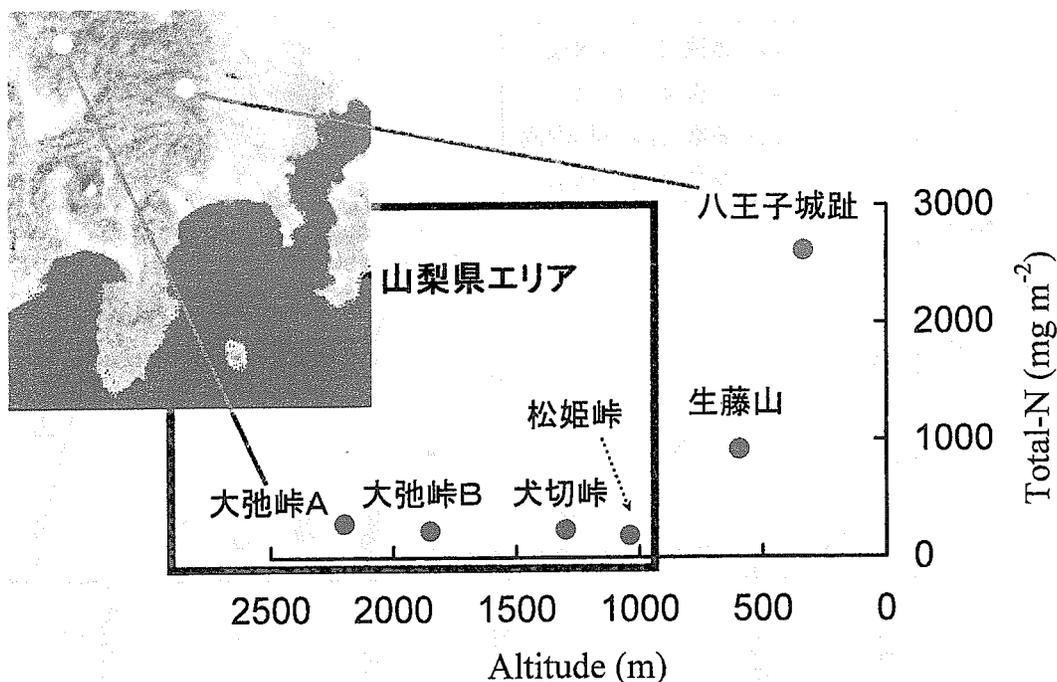


図29. 降水採取地の標高と降水中の全窒素沈着量との関係
(2002年5月~12月上旬)

C) 降水および林内雨の窒素沈着

1) 季節変化

年間の降水量は奥秩父で1406mm、多摩丘陵で1983mmとなった。奥秩父および多摩丘陵における降水、林内雨の溶存無機態窒素（以下、DIN）濃度をそれぞれ図30に示した。奥秩父の林内雨のDIN濃度は、いずれの季節においても多摩丘陵の林内雨より小さかった。これは、奥秩父は人為的起源の影響が少ないためと推測された。また、7月には奥秩父の林内雨で高く 3.73mg L^{-1} であった。これは、多摩丘陵の加重平均値 1.77mg L^{-1} に比べて2倍以上も高く、気象条件によっては山林でもDIN濃度が高くなることがあった。全般的に林内雨のDIN濃度は、奥秩父では降水のDIN濃度より若干高い傾向であり、多摩丘陵ではいずれの季節においても降水よりも高かった。これは、乾性沈着によって多くなったと推測される（苗村ら，2003）。

奥秩父および多摩丘陵における降水、林内雨のDON濃度をそれぞれ図31に示した。奥秩父と多摩丘陵の林内雨のDON濃度は、冬季に多摩丘陵で高かったが、そ

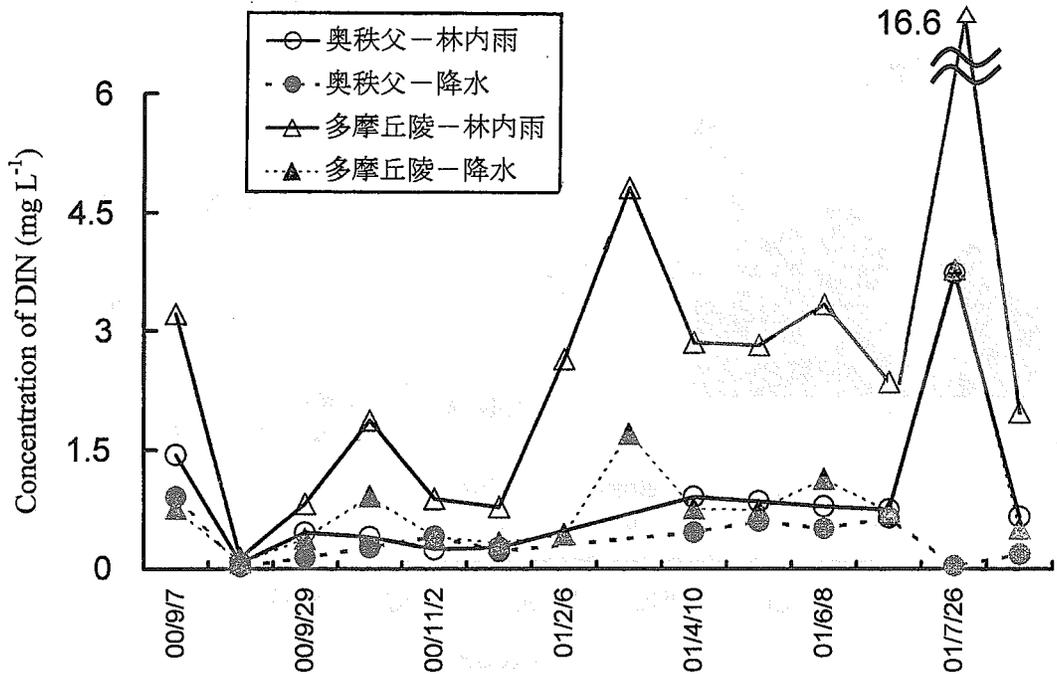


図30. 奥秩父および多摩丘陵における降水・林内雨のDIN濃度の変化

れ以外の期間はほぼ同程度であった。特殊なデータとして7月下旬の測定が挙げられるが、この時は連続無降水日が続き、乾性沈着の影響が大きいと考えられた。特に林内雨の NO_3^- 濃度は非常に高く、その一方で林内雨のDON濃度は低かった。林内雨のDONは奥秩父と多摩ではほぼ同程度であり、この濃度は奥秩父と多摩丘陵における降水の値と同程度であった。これは、DONが乾性沈着の影響を受けないことを示唆している。

2) 乾性沈着

NO_3^- について、林内雨中の成分を降水、乾性沈着および溶脱・吸収を分けた物質収支のシミュレーション結果では、 NO_3^- について奥秩父では吸着、多摩丘陵では溶脱が認められた (Naemura et al., 2002)。人為起源物質の影響が少ないと思われる奥秩父では、降水中の NO_3^- のような窒素成分は葉から樹木へ養分として吸収されると考えられる。一方、多摩丘陵では近年25年間に降水中の無機態窒素が増大していることが報告されており (吉川ら, 2001)、その影響によって、多摩丘陵

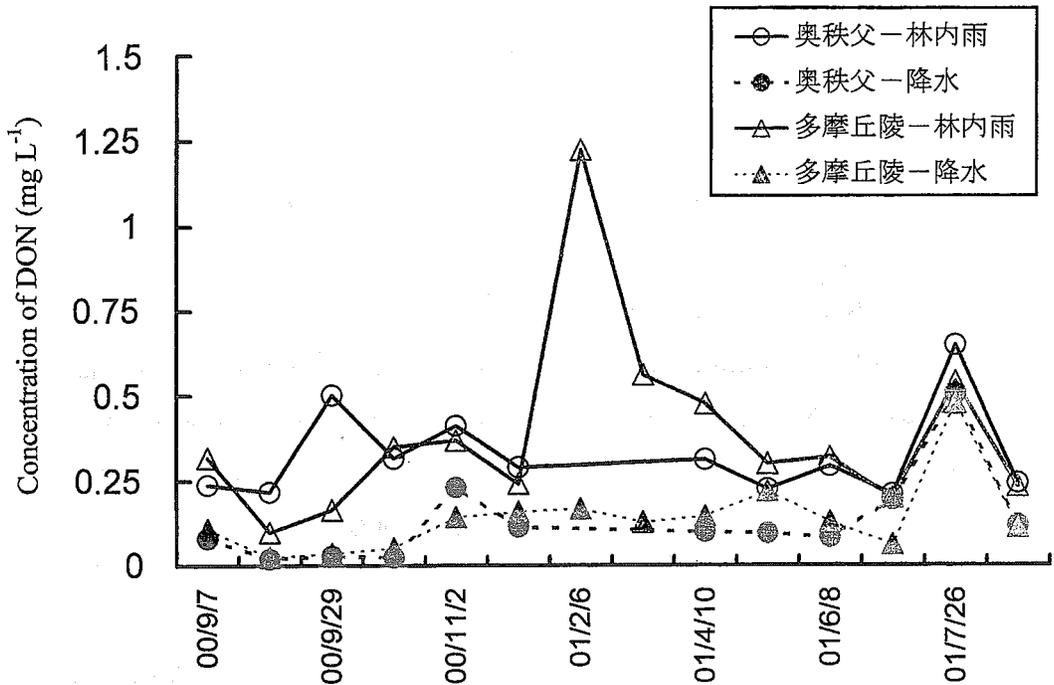


図31. 奥秩父および多摩丘陵における降水・林内雨のDON濃度の変化

では過剰の窒素が見かけ上溶脱している可能性がある (Naemura et al., 2002)。その上に多摩丘陵では奥秩父に比べてガスやエアロゾルのような乾性沈着が多いと考えられる (苗村ら, 2003)。実際には、林内雨で見積もる乾性沈着は水溶性のエアロゾルであり、乾性沈着として重要なガス態のNO_x、HNO₃のような窒素沈着を評価できない限界がある。乾性沈着の影響を多大に受ける場所では、こうしたガス態の物質測定も非常に重要である。

多摩丘陵においては、スギ林とコナラ林の沈着量についての調査が1987年7月14日～8月15日の間に行われ、単位面積当たりの沈着量はスギ林の方が大きく、NO₃⁻の沈着量は約1.5倍であった (大喜多, 1996)。この理由から、奥秩父と多摩丘陵におけるNO₃⁻の乾性沈着量の大きな差異は、都市近郊では人為的影響によってエアロゾル等が増加することと、スギ林では樹冠にエアロゾルが付着しやすいことが原因と考えられる。このように、エアロゾルの生成や森林生態系に対する沈着は、樹冠への付着過程の樹種による違いなど非常に複雑な問題を内包している (土器屋・苗村, 2001)。我が国の森林では急峻な地形が多く、その地形的な特性によ

て都市近郊の大気汚染は局所的に滞留する場合があるため (Naemura et al., 2001)、都市近郊の森林への酸性物質の沈着においては特に乾性沈着が非常に重要視されよう。

3) 窒素飽和

各調査地の林内雨による NO_3^- -N、 NH_4^+ -N、DONの年間沈着量を図32に示した。この図では神奈川県鎌倉 (Naemura et al., 2003)、兵庫県六甲山のスギ (小林ら, 1995) や群馬県大谷山のスギ (小柳ら, 2002) におけるデータも付記した。林内雨のDONの沈着量に関する研究例は少ないが、アメリカ北東部の落葉広葉樹林の例では $2.7\sim 3.5\text{kg ha}^{-1}\text{yr}^{-1}$ (以下、同様) である。今回の研究では年間のDON沈着量フラックスは $2.9\sim 4.6\text{kg ha}^{-1}\text{yr}^{-1}$ の範囲で推移した。

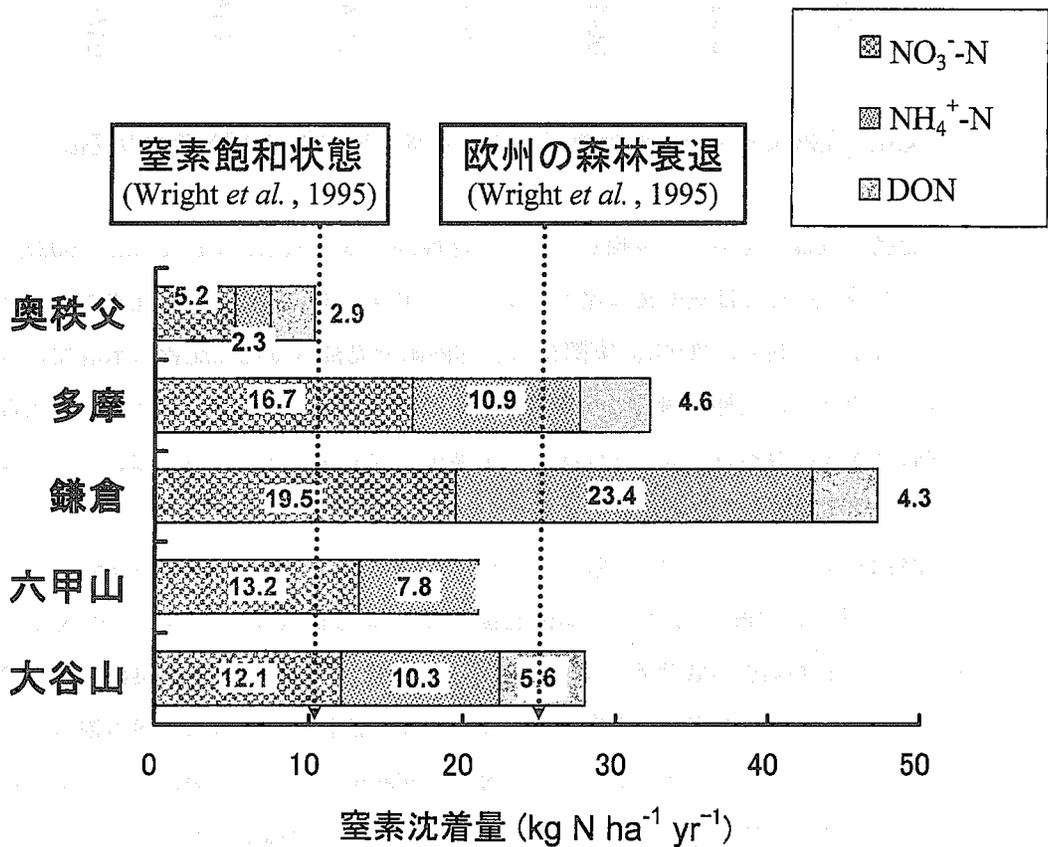


図32. 調査地毎のスギ林内雨の窒素沈着量

降水中のDINの年間沈着量は、多摩丘陵において $10.4\text{ kg ha}^{-1}\text{ yr}^{-1}$ であり、全窒素は $12.6\text{ kg ha}^{-1}\text{ yr}^{-1}$ だった。大気降水物が $10\text{ kg ha}^{-1}\text{ yr}^{-1}$ を超えると、窒素飽和にいたると言われている (Wright et al., 1995)。窒素飽和は、植物・微生物が必要としている以上の窒素の負荷がある状態である。この状態では、葉の窒素含量が高くなり、凍結に対する抵抗性が低下したり、水分ストレスを受けやすくなったりする (馬場・岡崎, 2001)。林内雨中のDINの年間沈着量は、多摩丘陵で $27.6\text{ kg ha}^{-1}\text{ yr}^{-1}$ だった。欧州の結果では、大気降水物による窒素の流入量が $25\text{ kg ha}^{-1}\text{ yr}^{-1}$ を超えると森林衰退現象が起きている (Wright et al., 1995)。多摩丘陵では森林衰退の兆候は見られないが、窒素飽和によって森林生態系における物質循環のバランスが崩れていることが示唆され、大気・森林・土壌を総合した窒素循環の解明が切望される。

V. 摘要と結論

<大気沈着物>

- 大気沈着物量の測定はほとんどが市街近郊で行われている。大気沈着物の生態系影響が懸念される山岳域についてのデータは、試料回収の困難さのためこれまで皆無に近い。そこで新しい考え方にもとづく大気沈着物長期回収装置を製作、標高2000mを越える奥秩父山岳地から最も都心に近い多摩川中流部（東京農工大学実験林がある東京八王子市）までの間の計9個所に設置して、従来データのなかった遠隔山岳域の大気沈着窒素量についてほとんどはじめての広域・高度別分布を明らかにした。
- 標高の上昇（ならびに水平的変化）とともに沈着量は連続的に減少し、標高1850mの最高地点（大弛峠）と標高335mの最低地点（八王子）の温暖期半年間の全窒素沈着量、それぞれ 1.89kg N ha^{-1} と 17.1kg N ha^{-1} の間には約9倍の大きな差が認められた。また、標高1000mを境とし沈着量の急変が見られた。高標高地で NO_3^- が不検出であり、とくに NO_3^- の輸送に対し標高の効果が著しいようであった。
- ただしこの方法は回収装置のデザインなどになお改良の余地があり、以上は予察的結果である。通常行われている毎月回収する方法と比較した結果、高窒素レベル地（多摩）と中窒素レベル地（奥秩父）の双方で全窒素沈着量はいずれも30%程度高い値が得られた。
- 高窒素地（多摩）では林外雨に対する林内雨の溶存無機窒素濃度の上昇が中窒素地（奥秩父）よりも顕著であり、乾性沈着の重要性が示唆された。この結果、高窒素地（多摩）に林内雨によりもたらされる年間溶存無機態窒素沈着量は 27.6kg N ha^{-1} に達し、欧州で森林衰退現象が見られる閾値を上回った。これに加え、溶存有機態窒素が高窒素レベル地（多摩）と中窒素レベル地（奥秩父）においてそれぞれ 4.6kg N ha^{-1} 、 2.9kg N ha^{-1} 負荷されていた。

<溪流>

- 多摩丘陵～多摩川最源流部、さらにその西方の奥秩父大弛峠に至る東西トランゼクトに沿って計47地点の溪流水質分布を調べ、以下の点を明らかにした。
- 都心に近づくほど上昇する東高西低型分布パターンは楊（1996）やYoh et al.（2001）の結果と同様であった。おおまかに青梅－五日市ラインより東側では NO_3^- が $90\mu\text{M}$

をこえる非常に高濃度の溪流が分布している。

- しかし詳細にみれば、平野部との接点に位置する丘陵地帯では、マンガンや硫酸の還元プロセス等とともに NO_3^- を除去する脱窒が全般的に生じているようである。おそらく過湿条件を作り出す地形的理由によるものであり、このため丘陵地は一般に脱窒ゾーンとなっていると判断できる。同じ理由で急峻な山岳地ではほとんど脱窒は生じていないと考えて良いであろう。脱窒による NO_3^- 濃度低下のため、渓流水 NO_3^- レベルは森林集水域の窒素飽和レベルと対応しなくなる。これは、溪流の NO_3^- 濃度を窒素飽和指標として利用する際の重要な適用限界となる。
- もっとも山地側ともっとも都心よりでpHならびにアルカリ度がそれ以外の地域よりも低下しており、陸水酸性化の徴候がある。高標高地の場合には、上述の通り窒素沈着は少ないものの低温のため風化由来の塩基供給が少なく、酸緩衝能の絶対的な少なさにその主な原因がある。これに対し、都心寄りでは全アニオン中の HCO_3^- の割合が低下しており、人為起源酸性化物質の寄与によるものである。このような地域では、他の風化由来成分に対する Ca^{2+} 、 Na^+ 濃度の相対的な落ち込みが見られ、集水域におけるイオン交換容量の枯渇等の徴候がうかがえる。
- 多摩川各支流ごとに10数年前と水質を比較すると、どの支流でも NO_3^- は上昇し、pHは下降する傾向が見られる。窒素飽和とそれによる陸水の酸性化が現在リアルタイムで進行中かもしれない。将来の森林環境劣化に対する監視が今後重要である。

<土 壤>

- 森林生態系にとって土壌は重要な環境要素であるが、これまで深部まで詳しい測定が行われた例は非常に少ない。土壌をできるだけ深くまで採取して化学成分の鉛直分布を明らかにする手法により、大気沈着物のインパクトの歴史ならびに渓流水水質の形成過程との関係を検討した。
- 土壌中の NO_3^- の鉛直分布は流域渓流水の NO_3^- 濃度の大小をよく説明するものであった。すなわち、渓流水の NO_3^- 濃度の高い流域の土壌では、表層付近、根の深度ないしそれ以深のどちらにおいても NO_3^- 含有量が他の土壌に比べて高く、 NO_3^- が生態系の必要とする量を上回っている状況にあることが実証された。溪流 NO_3^- 濃度が低い流域では土壌に含まれる NO_3^- がきわめてわずかであり、中程度の濃度の流域土壌では NO_3^- が少ない場合と多い場合が混在していた。

- わが国は世界でも有数の火山灰土の多い国土である。火山灰土は他の土壌にはない陰イオン交換能を持つことで知られる。pH (NaF)、リン酸吸収係数、変異荷電の存在から火山灰土壌であることが確認された東京多摩および北海道東部の土壌深層に、 SO_4^{2-} が交換態として多量に蓄積していることが見出された。どちらも深度50cm程度で極大となり、深度150cm以深では痕跡となる類似した鉛直分布を示したが、 SO_4^{2-} 含有量は都市に近い前者が後者より約8倍多かった。 SO_4^{2-} 吸着ポテンシャル等の解析から、過去、大気から負荷された SO_4^{2-} がこれらの土壌中にすべてトラップされていると判断できる。 H_2SO_4 を吸着捕集する火山灰土でのこの現象は、酸性化に対する重要な抑制効果として機能してきたと考えられる。
- 水抽出性 $\text{SO}_4^{2-} + \text{NO}_3^-$ と水抽出性 $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ の間には全ての土壌についてほぼ 1 : 1 (電荷ベース) の関係が認められ、 SO_4^{2-} ならびに NO_3^- からの H^+ が等量的に Ca^{2+} ならびに Mg^{2+} とイオン交換し、中和されていることが示された。窒素飽和地の多摩深層における酸としての HNO_3 の相対的重要性は、 H_2SO_4 と同等かやや大であった。
- 多摩の土壌pH (H_2O) は表層で 4.4 ± 0.1 、3 mの深部でも 5.2 ± 0.1 を示し、北海道東部と比較して全層で低かった。欧米にはない厚い土壌層や火山灰土のもつ酸性化に対する抵抗性にかかわらず、わが国有数の窒素飽和の生じている多摩川中流部の集水域は、過剰化した HNO_3 によって土壌層にわたり酸性化が進行しつつある徴候がうかがえる。

VI. 引用文献

- Aber, J. D., K. J. Nadelhoffer, P. Steudler and J. M. Melillo (1989) : Nitrogen Saturation in Northern Forest Ecosystems. *BioScience* 39 : 378-386
- Davidson, E. A., Hart, S. C. & Firestone, M. K. (1992) *Ecology*, 73, 1148-1156.
- Fieldes, M. and K. W. Perrott (1966) : The nature of allophane in soils, Part 3 - Rapid field and laboratory test for allophane, *N. Z. J. Sci.*, 9, 623-629
- Galloway, J.N., Schlesinger, W.H., Levy, H., Michaels, A. and Schnoor, J.L. (1995) Nitrogen fixation anthropogenic enhancement-environmental response. *Global Biogeochem. Cycles*, 9, 235-252.
- Konohira, E., M. Yoh, Kubota, J., K. Yagi, H. Akiyama : Effects of riparian denitrification on stream nitrate. -Evidence from isotope analysis and extreme nitrate leaching during rainfall-. *Water, Air, & Soil Pollut.* 130, 667-672, (2001)
- Naemura, A., Tsuchiya, A. and K. Nakane (2001) Climatological and geographical characteristics within inversion layers in the presence of high NO_2 concentration. *Water, Air, and Soil Pollution*, 130, 343-348.
- Naemura, A., Yoshikawa, T., Yoh, M., Kishi, Y., Satoh, K. and Y. Dokiya (2002) Acidic deposition to the Japanese cedar (*Cryptomeria japonica*) in mountain and suburban hills, 4th International Symposium on Ecosystem Behavior, Reading (B.A.).
- Naemura, A., Yoshikawa, T., Yoh, M., Ogura, N. and Y. Dokiya (2003) Dissolved inorganic and organic nitrogen in throughfall and stemflow of coniferous tree in a nitrogen saturation Forest, 8th International Conference on Atmospheric Sciences and Applications to Air Quality, Tsukuba.
- Ohrui, K. and M. J. Mitchell (1997) : Nitrogen saturation in Japanese forested watersheds. *Ecological Applications* 7 : 391-401
- Sagi, T. (1966) : Determination of ammonia in sea water by indophenol method and its application to the coastal and off-shore waters, *Oceanogr. Mag.*, 18, 43-51
- Shibata H. K. Kuraji, H. Toda and K. Sasa (2001) Regional comparison of nitrogen export to Japanese forest streams. *The Scientific World*, 1 (S2), 572-580.

- Vitousek, P.M. and R.H. Howarth (1991) Nitrogen limitation on land and in the sea, how can it occur? *Biogeochemistry*, **13**, 87-115.
- Wright, R.F., Roelof, J.G.M., Bredemeier, M., Blanck, K., Boxman, A. W., Emmett, B. A, Gundersen, P., Hultberg, H., Kjønaas, O.J., Moldan, F., Tietema, A., van Breemen, N. and H.F.G. van Dijk (1995) NITREX : responses of coniferous forest ecosystems to experimentally changed deposition of nitrogen. *Forest Ecology and Management*, **71**, 163-169
- Yoh, M. (2001) : Soil C/N ratio as affected by climate : an ecological factor of forest NO₃ leaching. *Water, Air, and Soil Pollution* **130** : 661-666
- Yoh, M., Eiichi Konohira, and Kazuyuki Yagi (2001) : Regional distribution of natural stream nitrate in central Japan. *Water, Air, and Soil Pollution* **130** : 655-660
- 加藤英孝・B. E. Clothier (1991) : 黒ボク土下層土への浸潤過程で生じる吸着を伴う陰イオンの輸送, 土肥要旨集, **37**, 8
- 亀和田國彦 (1997) : 陽イオン交換容量の測定を要さない土壌試料のための簡易な交換性陽イオンの浸出法, 土肥誌, **68**, 61-64
- 吉川哲生・苗村晶彦・土器屋由紀子 (2001) : 波丘地の降水の化学成分. 『多摩丘陵の自然と研究-フィールドサイエンスへの招待』, p.58-68. けやき出版.
- 江角比出郎・古井戸良雄 (1979) : 栄養塩および有機物の動態に関する研究-多摩川上流域の硝酸態窒素. 文部省「環境科学」特別研究報告集 B29-R12-2, 多摩川およびその流域の生態系動態に及ぼす人間活動の影響. 83-91.
- 小柳信宏・浦川梨恵子・生原喜久雄・戸田浩人 (2002) : スギ・ヒノキ壮齡人工林小流域における降雨の移動に伴う溶存有機態窒素および溶存有機態炭素の動態. 森林立地, **44**, 11-20.
- 小林禱樹・中川吉弘・玉置元則・平木隆年・正賀 充 (1995) : 森林樹冠への酸性沈着の影響評価 —乾性 α 沈着と溶脱の分別評価法の検討—. 環境科学会誌, **8**, 25-34.
- 新藤静夫・丹下 勲 (1988) : 森林水文研究の場としての波丘地試験地の地形・地質特性, 波丘地研究第6号, 1-10
- 倉田 斉 (2003) : 大気沈着物の窒素安定同位体組成 —経年・季節変化と地域的特性— 東京農工大学農学研究科平成14年度修士論文
- 大喜多敏一 (1996) : 森林への乾性沈着. 『酸性雨』, p.77-85. 博友社.

- 鶴見実・一國雅巳 (1989) : 多摩川上流の沢水に含まれる無機成分の化学的特徴 環境科学会誌 2(1) : 9-16
- 土器屋由紀子・苗村晶彦 (2001) : 「酸性雨」問題の一側面 —エアロゾルの森林生態系への影響— エアロゾル研究, 16, 30-32.
- 馬場光久・岡崎正規 (2001) : 大気降下物による土壤酸性化. 『多摩丘陵の自然と研究-ワールドサイエンスへの招待』, p.33-46. けやき出版.
- 苗村晶彦・吉川哲夫・佐藤敬一・土器屋由紀子 (2003) : 奥秩父および多摩丘陵におけるスギの林内雨, 樹幹流の測定. 日本生気象学会雑誌, 39, 121-125.
- 木平英一・吉岡崇仁・楊宗興・増澤敏行・田上英一郎・大田啓一 (1999) : 琵琶湖流入河川の山地源流における NO_3^- 濃度と DOC 濃度の関係 日本陸水学会第64回大会講演要旨集 : 85
- 木平英一・窪田順平・塚本良則 (1997) 降雨に伴う谷部飽和帯の拡大と溪流水の NO_3^- -N 濃度の変動 水文・水資源学会誌 10(2) : 154-160
- 木平英一・楊宗興・戸田任重・八木一行・窪田順平・塚本良則 (1997) : 森林流域谷底部土壤の脱窒作用 — NO_3^- -N 窒素安定同位体比による解析— 日林誌 79(2) : 83-88
- 楊宗興 (1996) 多摩川中～上流涵養域の溪流水中無機態窒素濃度の地理的分布と窒素循環 (財)とうきゅう環境浄化財団研究助成No.174報告書 (代表 : 楊宗興)
- 楊宗興 (2001) : (財)わが国の森林からの N_2O 発生 : その推定と変動要因. (財)とうきゅう環境浄化財団研究助成No. 220報告書 (代表 : 土器屋由紀子)
- 和田信一郎 (1988a) : 土壤のイオン交換反応, (1)土壤物質のイオン交換基の種類と量, 土肥誌, 59, 328-332
- 和田信一郎 (1988b) : 同上, (2)土壤の変異荷電性, 同上, 435-439

多摩川流域の窒素飽和の実態を明らかにし、その分布と解析を目的として、多摩川流域の各地点において、2001年10月から2002年9月までの期間にわたって、多量窒素の動態を調査した。調査の結果、多摩川流域の各地点において、多量窒素の動態は、季節変動が顕著であり、特に夏季には多量窒素の濃度が急激に上昇する傾向が認められた。また、多摩川流域の各地点において、多量窒素の濃度は、下流に向かって徐々に増加する傾向が認められた。これらの結果から、多摩川流域の各地点において、多量窒素の動態は、季節変動と下流方向への増加傾向が顕著であることが明らかとなった。また、多摩川流域の各地点において、多量窒素の濃度は、下流に向かって徐々に増加する傾向が認められた。これらの結果から、多摩川流域の各地点において、多量窒素の動態は、季節変動と下流方向への増加傾向が顕著であることが明らかとなった。

「たまがわ多摩川流域でのちっそほうわ窒素飽和のじつたいかいめい実態解明：ぶんぶその分布とかいせき解析」

(研究助成・学術研究VOL. 32-No.237)

著者 楊 宗 興
発行日 2004年3月31日
発行 財団法人とうきゅう環境浄化財団
〒150-0002
渋谷区渋谷1-16-14 (渋谷地下鉄ビル内)
TEL (03)3400-9142
FAX (03)3400-9141
