

森林土壌生態系での無機成分の動態*

生 原 喜 久 雄**

Dynamics of Inorganic Components in Forest Soil Ecosystem

Kikuo HAIBARA

Faculty of Agriculture, Tokyo University of Agriculture and Technology

1. はじめに

森林は地球上で、クリーンなエネルギーを長期にわたって保持できる唯一の資源である。地球上にできるだけ木質系資源として森林(樹木)を育成させることによって、大気中の炭素(C)を固定させ、固定させた状態で有効利用し、さらにリサイクルを行い、大気へのCの放出を抑止させることが重要である。

陸域の33%が森林であるが、地上部のC量の90%は森林が保持している。大気中のC量は陸上生物と土壤に保持されているC量のおよそ1/3と少ないので、森林の取り扱いや化石燃料の消費によって、容易に変化することが理解される。

森林を取り巻く環境は厳しく、人口増加による森林から農地への転換、発展途上国ばかりでなく、発展国でのパルプ等の木質系資源の使用量の著しい増加、酸性雨や温暖化による森林への影響など、解決すべき課題も多い。一方、大都市でのヒートアイランド化に対する樹木による抑止、樹冠による有害乾性沈着物の付着・洗脱、木質系資源による炭素の固定、土砂流出防止、保健休養機能や半砂漠・塩類土壌での緑化など森林への期待も大

きい。

森林土壌と耕地土壌の大きな違いは、森林土壌は基本的に人力の加わらない自然系である。森林の主な生態学的特徴として次のことが上げられる。温暖多雨である日本での生態的に安定した森林では、森林タイプに関係なく落葉落枝量(リターフォール量:おおよそ $3\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ の落葉量に $1\sim 2\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ の枯枝等の落下量を加算)はほぼ一定である(表-1)。暖温帯の生育の良い森林の落葉落枝層(A₀層)量は $10\sim 15\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}$ である。従って、A₀層量をリターフォール量で除したA₀層の回転は2~4年程度である。

生態的に安定した森林の地上部の総葉量は年間落葉量に寿命を乗した値である。アカマツ・クロマツ、常緑広葉樹および常緑針葉樹の寿命は、それぞれおおよそ2, 2.5, 5年である。

純生産量を葉量で除した1tの葉による年間のおよその純生産量は、常緑針葉樹林で1t, 常緑広葉樹林で2t, 落葉樹(広葉樹, 針葉樹)で3tである。

生態的に安定した同じ森林タイプでは、リターフォール量はほぼ一定で、A₀層量もほぼ一定なので、リターフォール量に見合う有機物が毎年、無機化する。しかし、

表-1 日本の森林の葉量, 落葉量および純生産量(只木・峰屋1968)

Table 1 Leaf biomass, leaf fall amounts and net production of Japanese forests (Tadaki and Hachiya 1968)

森林タイプ	葉 量 ($\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}$)	落 葉 量 ($\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$)	純生産量 ($\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$)	能 率 (純生産量/葉量)
落葉広葉樹林	2.9 ± 1.5	3.2 ± 2.0	8.7 ± 3.0	3.0
落葉針葉樹林	2.9 ± 1.0	2.7 ± 0.6	10.1 ± 4.4	3.5
常緑広葉樹林	8.6 ± 2.6	3.7 ± 1.5	18.1 ± 4.9	2.1
常緑針葉樹林	16.0 ± 4.6	3.4 ± 2.5	13.5 ± 4.2	0.8

*本報告の一部は1999年11月に開催された土壌物理学学会シンポジウムで発表した。**東京農工大学農学部地域生態システム学科(〒183-8509 府中市幸町3-5-8)

キーワード: 森林小流域, 森林土壌生態系, 炭素の動態, 窒素の動態, 上壤水質形成

亜寒帯林や熱帯林になると、これらの値は大きく変化する。日本の暖温帯の森林は、熱帯林と亜寒帯林の両方の生態的特徴を持っている。

A₀層は微生物の分解の程度で、落葉層(L層)、発酵層(F層)、腐植層(H層)に区分される。腐植の程度で、モル型、モダー型、ムル型に区分する場合もある。

A₀層で小動物等によって破碎された有機物は、降水によって下層の鉱物土壌層へ運ばれ、微生物等によって分解され、無機化される。暖温帯での定常状態の森林では、生育期間の太陽エネルギーの2%前後が総生産として森林に保持されるが、呼吸によっておよそ半分が消費されるので、純生産量はほぼ1%と少ない。また、純生産量からリターフォールおよび被食でエネルギーが消費されるので、現存量の増加分は、生育期間中の光エネルギーのわずか0.2%程度にすぎない。老齢林の純生産量はゼロに近い。

樹木の生育にとって、土壌生物による有機物の破碎・無機化は非常に重要である。森林は、生理活性の低下した落葉を餌にして、土壌に土壌生物を飼育しているといえる。森林の土壌生態系での物質動態を考える場合、生きている土壌を対象としていることの認識が必要である。

ここでは、森林土壌生態系での無機成分の動態に関するいくつかの主要な研究課題を窒素(N)およびCを中心に紹介する。

2. 森林小流域での生物地球化学的循環

森林生態系での物質循環は生物地球化学的(biogeochemistry)循環である。斜面をもつ森林において森林生態系での物質動態を考える場合、小流域を最小単位(unit)として考える(調査する)ことが有効である。その理由として下記のことが上げられる。

- ① 集水域は定まった一つの生態系である。
- ② 集水域の下端に水位計を取り付けることにより、水および物質の収支の計算が可能である。
- ③ 集水域からの流出水の水質を観察することによって、森林の管理に対する反応を評価することができる。
- ④ 森林域-水系における水、無機物および有機物の動態解明が可能である。

小流域を1つの生態系としてみる場合、斜面下部から斜面上部を連鎖系としてとらえることが重要で、斜面での1カ所(点)や斜面下部から斜面上部の線の情報から流域(面)への情報収集および情報の総合化が、今後さらに重要になってくる。

図-1は森林生態系でのエネルギーや物質の流れを示しているが、この図を1つの流域としてみるのが重要

である。個々のコンパートメントに、具体的な数値を入れるのは、大変な労力と時間を要するが、森林帯(熱帯雨林、熱帯季節林、常緑広葉樹林、落葉広葉樹林、針葉樹林)別のコンパートメントの数値情報が急がれる。

森林生態系での物質循環のメカニズムが明らかにすることは、その生態系に何らかの具体的な働きを与えた時や加わった時に、反応の予測が可能となることの認識が必要である。例えば、ある森林を皆伐した場合、溪流への水量および水質がどのように変化するか、今後、降雨中のpHが変化した場合、土壌のpHや渓流水の水質がどのように変化するのかを予測するためには、図-1に示した項目の中で、どのような情報を収集すれば、シミュレーションできるかを考えていく必要がある。注意すべき点は、目的によっては斜面中部での調査が、必ずしも流域を代表しないという認識である。

大きな流域を持つ森林生態系での物質循環を明らかにするには、労力的にも難しいので、数haを対象として調査が行われている。しかし、流域での物質循環の報告はまだ少ない。最近では、同一連鎖系にある斜面下部から上部にかけての森林土壌生態系での物質動態特性の研究が積極的になされている。

3. 同一連鎖系での有機態Nの分解と無機態Nの動態

斜面位置によって、土壌中の有機態Nおよび無機態Nの動態は大きく異なる(図-2)。微生物バイオマスに含まれるCおよびN量は、中古生層の森林土壌では、それぞれ300~900 kg・ha⁻¹、50~150 kg・ha⁻¹程度で、微生物バイオマスの代謝回転速度は1.5~2.0 yrである。従って、年間のNの吸収量が50~100 kg・ha⁻¹・yr⁻¹の暖温帯の森林にとって、微生物バイオマスNそれ自体が林木のN栄養源になっていることが理解される。

一般に、斜面上部では、斜面下部に比較して糸状菌が多いため、微生物バイオマスNおよびC量は多い。しかし、斜面上部では、有機態NやCの分解速度は遅く、斜面下部では速度が速いため、一般に、無機態N量は斜面下部で多い。無機化されたNH₄⁺-Nは、斜面下部では硝化作用のため速やかにNO₃⁻-Nに変化するが、斜面上部ではNO₃⁻-Nへの移行は遅い。

現地や室内でのインキュベーションによって、N無機化量を測定しているが、実際は純N無機量(総N無機化量-総N有機化量)の測定であり、総N無機化量は測定されていない。斜面上部では、無機化されたNは、再び微生物によって取り入れられ、有機化される。¹⁵N等を用いて、総N無機化量が求められるが(Davidson *et al.*, 1991)、日本での調査例は少ない(嶋

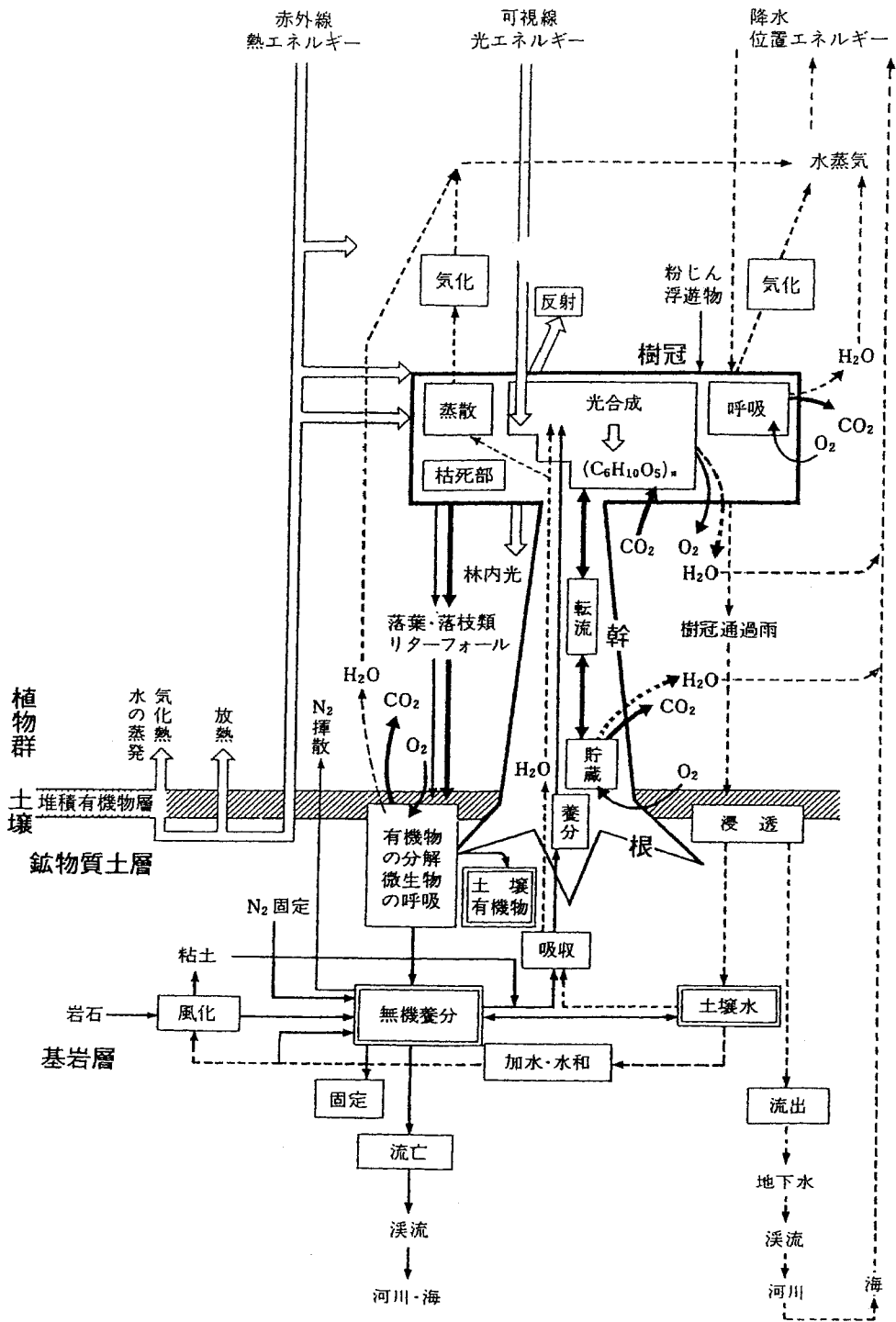
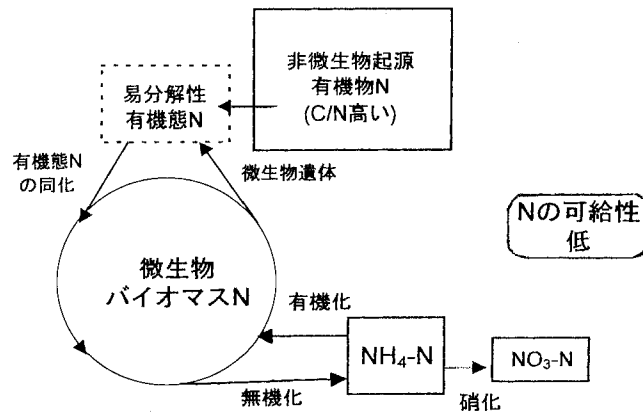


図-1 森林生態系でのエネルギーおよび物質の流れ (相場, 1992)

Fig. 1 Flow of energy and materials in forest ecosystem (Aiba, 1992).

斜面上部での窒素循環



斜面下部での窒素循環

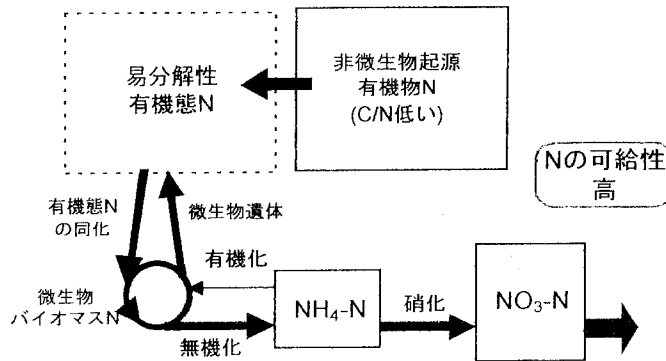


図-2 森林の土壌生態系での斜面別の窒素の動態 (Toda and Haibara, 1997)

Fig. 2 Nitrogen dynamics at the different slopes in forest soil ecosystem (Toda and Haibara, 1997).

ら, 1993; 戸田ら, 1998)。

図-3に斜面位置別のNの循環の模式図を示す。斜面上部では無機態NはNH₄⁺-Nで存在し、陽イオンなので、後述する土壌コロイドおよび腐植に吸着される。斜面上部では無機化されたNを、樹木よりも微生物が優先的に吸収(有機化)する(武田, 1994)。斜面上部の樹木は、菌根との共生(菌根は植物から光合成で生成したアミノ酸等をもらい、土壌中のNやPを吸収し、植物に供給する)樹種が有利となる。極相林を構成する多くの樹木も菌根を持っている。また、斜面上部の落葉広葉樹は落葉する時には、葉中養分を樹体に転流させ、吸収したNを効率よく利用する。このことは、土壌での落葉のN無機化が遅く、少ないためである。

斜面下部では、微生物の活性も高く、無機化したNH₄⁺-Nは、硝化細菌によって速やかにNO₃⁻-Nに変化する。NO₃⁻-Nは陰イオンなので、水に溶けやすい。従っ

て、植物の方が微生物よりも吸収が有利である。NはNO₃⁻で水に溶けているので、蒸散の盛んな、すなわち大型の葉を持っている樹種が有利である(武田, 1994)。また、植物の根系は、斜面位置で異なり、斜面上部では、A₀層に近い所で細根を広げ、無機化したNをできるだけ速やかに吸収するという特徴を持つ。一方、斜面下部にある樹木の根は、下層へ移動する水溶性のNO₃⁻-Nを効率よい方法で吸収するための根系を発達させている(徳地, 1996)。地上部/地下部のバイオマス重量比は斜面上部で小さい。

以上のように、土壌生態系での斜面位置によるN動態の特性について簡単に概説したが、有機態Nの無機化特性や無機態Nの形態は斜面下部から上部にかけて、ある法則性を持って次第に変化するのではなく、斜面中部では斜面上部か斜面下部のどちらかの性質が強く現れる。

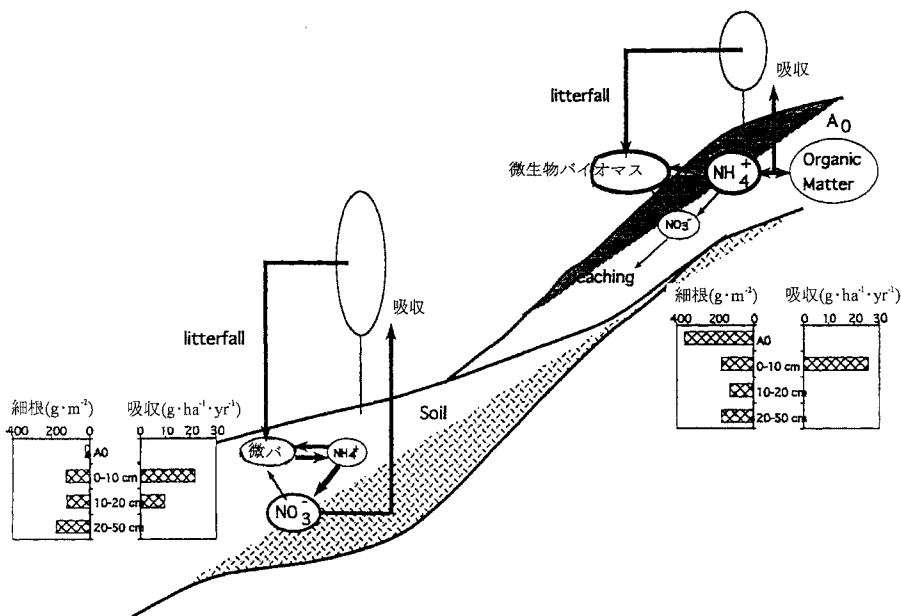


図-3 斜面別の物質循環機構 (徳地, 1996)

Fig. 3 Circulation mechanism of inorganic materials at different slopes (Tokuchi, 1996).

ある地点でのNの無機化量を求めることはそれほど難しい。しかし、環境変動にともなう大きな面積での森林土壌からのN無機化量をシミュレーションする場合、どのような要因がNの無機化を規制しているかを明らかにし、それらの要因が森林の取り扱いや地球環境変動によってどのように変化するかを知ることが重要である。

一般に、土壌中のNの無機量は(1)式で表示される(Stanford and Smith, 1972)。

$$N = N_0(1 - \exp(-k \cdot t)) + C \quad (1)$$

ここで、 N は生成した無機態N量 ($\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$)、 N_0 は潜在的に無機化可能な有機態N量 ($\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$)、 t は時間 (day)、 k は反応速度定数 (day^{-1})である。 C は定数(現存する無機態N量 ($\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$))である。

k はNの無機化速度の大小を示す指標であり、N無機化にかかわる微生物の活性を現す特性値である(齊藤, 1990)。

k と温度との間には、Arrheniusの法則である(2)式が成立する。

$$k = A \exp(-E_a/RT) \quad (2)$$

ここで、 A は定数、 E_a は見かけの活性化エネルギー ($\text{cal} \cdot \text{mol}^{-1}$)、 R は気体定数 ($1.987 \text{ cal} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)、 T は絶対温度 (K)である。

E_a は土壌有機物の分解抵抗性を示す一つの指標とし

て、大きいほど有機態Nの無機化にエネルギーを必要とする特性値である。

日本は、降雨量が多いため、土壌微生物の活性に影響を及ぼすほどの乾燥土壌になることは少ないので、個々の土壌のN無機化特性値である N_0 、 k および E_a がわかれば、地温を知ることによって、Nの無機化量の推定が可能となる。しかし、 E_a を精度よく求めるには、いくつかの温度段階で調査を行い、各温度での k を求めてから、 E_a を推定する必要がある。

杉原ら(1986)は、20、25、30℃の3温度培養の結果から時間軸の変換によって、 E_a 、 N_0 および k を求める方法を開発している。森林土壌においても、これらの3つの分解特性値と林齢、斜面位置や深さとの関係(戸田・生原, 1994)、土壌の水分やpHとの関係(戸田1994)が調査されている。

図-4に N_0 と k および E_a の関係を示す。 N_0 と k の間には正の直線的な関係が、 N_0 と E_a の間には負の直線的な関係である。森林土壌は、耕地土壌に比較して N_0 の大きいことが特徴である。

一般に、これらの分解特性値を求める場合、自然状態(非攪乱)での培養でなく、調整(攪乱)した土壌を用いている。従って、これらの特性値を用いて地温の関係から、自然状態のN無機化量を求めるには、自然状態に近い非攪乱培養を行うか、攪乱と非攪乱による無機化特性

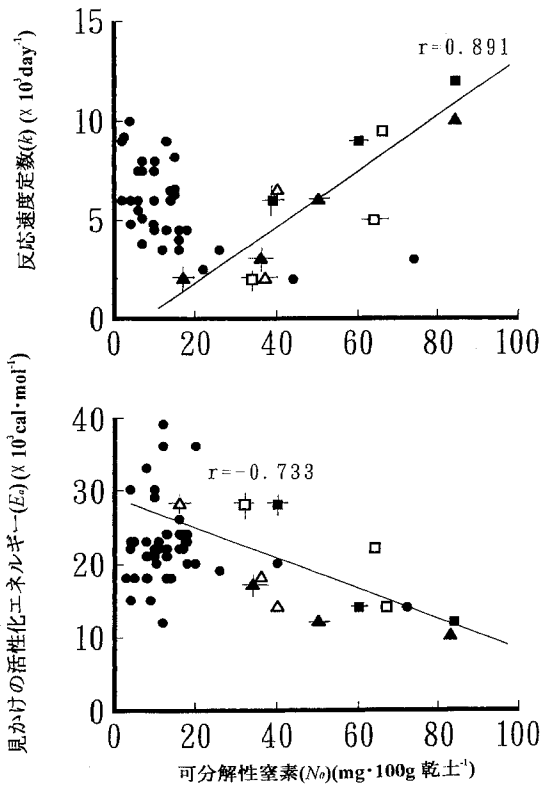


図-4 可分解性窒素量 (N_0) と反応速度定数 (k) および見かけの活性化エネルギー (E_a) との関係 (戸田・生原 (1994) を一部修正)

Fig. 4 Relationships between nitrogen mineral potential (N_0) and the rate of constant mineralization (k), and apparent activation energy (E_a) (Toda and Haibara, 1994, partial modification).

- ヒノキ幼齢林斜面上部 \triangle 0~5 cm ; \triangle 5~10 cm ; \triangle 10~15 cm
- ス ぎ幼齢林斜面下部 \blacktriangle 0~5 cm ; \blacktriangle 5~10 cm ; \blacktriangle 10~15 cm
- ヒノキ壮齢林斜面上部 \square 0~5 cm ; \square 5~10 cm ; \square 10~15 cm
- ス ぎ壮齢林斜面下部 \blacksquare 0~5 cm ; \blacksquare 5~10 cm ; \blacksquare 10~15 cm
- 耕地土壌 ●

値の違いを明らかにしておくことが重要である。

4. 同一連鎖系での有機態 C の分解

土壌に含まれる有機態 C は、亜寒帯林から熱帯林にかけて、大きな違いがなく、 $200\sim 300\text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ 程度である (依田, 1982)。一方、有機態 N は亜寒帯林で $10\text{ t}\cdot$

ha^{-1} 、熱帯林で少なく、 $5\text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ 程度で、およそ 2 倍の違いがある。

土壌からの CO_2 のフラックスを土壌呼吸と称し、多くの調査が行われている。現在、森林土壌からの CO_2 のフラックスを調査している主な方法として、密閉法による KOH 吸収法、ガスクロマト法および通気法による赤外線アナライザー法などがある (石塚, 1999)。調査の目的によって種々の改良がなされている。しかし、調査方法によって測定値が異なることが指摘されている (Nakadai *et al.* 1993)。このことは、早急に解決すべき課題である。

図-5 に同一連鎖系 (標高 730~800 m) での斜面位置別の土壌中の CO_2 濃度を示す。全ての斜面で深い所ほど CO_2 濃度は高い。また、成長休止期で低く、成長期で高い傾向があり、地温の変化とほぼ一致した傾向を示す。気相率は深い土壌ほどその値は小さいが、斜面による違いは顕著でない。

気相率と相対拡散係数 (D/D_0) との関係では (図-6)、表層の 0~5 cm では直線で近似されるが、それ以深ではべき乗式で近似される場合が多い。また、同一斜面では、気相率と D/D_0 の間には斜面位置や深さによる大きな違いはみられない。小流域での土壌からの CO_2 フラックスをシミュレーションする為のサンプル数などについては今後の課題である。

斜面別の土壌表面温度と土壌からの CO_2 フラックスの関係を図-7 に示す。地表面からの CO_2 フラックスは、一般に地温や土壌水分と相関のあることが知られている。湿潤なわが国の森林土壌では、土壌水分よりも地温と CO_2 フラックスの間に相関が高く、両者間には指数関数的な関係が報告されている。この調査では、11時から14時にかけての CO_2 濃度の測定値を用いて、1日の CO_2 フラックスを求めているが、1日での CO_2 フラックスの変化、晴天が続いた後の降雨時の CO_2 フラックスの変化等の詳細な調査が必要である。また、土壌生物と根による CO_2 フラックスの分離が急がれる (江口ら, 1997)。

5. 土壌水質の動態特性

森林生態系での降水の移動に伴って、水量および水質がどのように変化しながら、渓流水に至るかを理解することは、生態系内での物質循環や渓流水の水質形成機構を明らかにする上で重要である。

日本の平均年降水量は 1700 mm 前後と、世界の中でも多雨で、温暖である。生態的に安定したスギ・ヒノキの造林地では、降雨が樹冠を通過すると、林外雨のおよそ 20% が遮断される。10% 以下が樹幹流として、残り

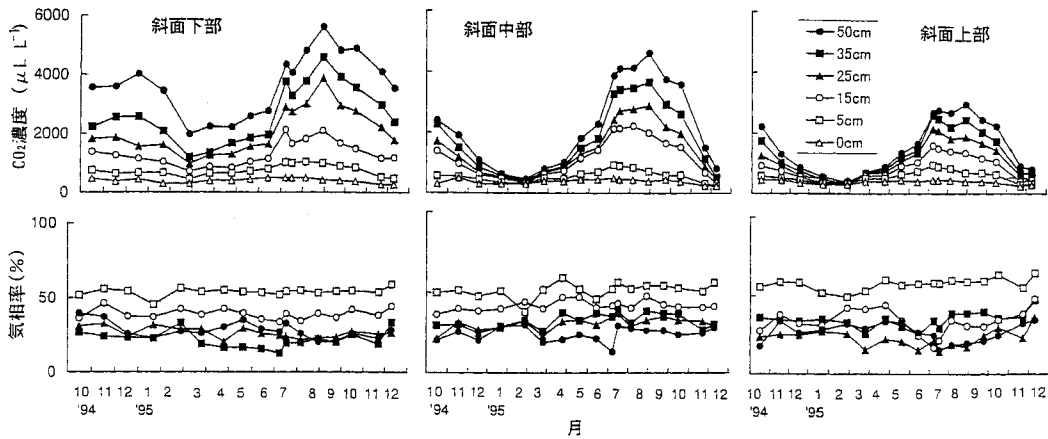


図-5 斜面位置別の土壌中のCO₂濃度および気相率の季節的変化(島田ら, 1998 a)

Fig. 5 Seasonal changes of the CO₂ concentration and gaseous phase ratio of the forest soil at the different slopes.

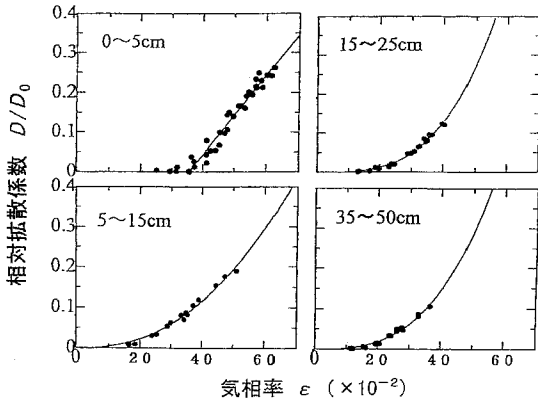


図-6 斜面中部における深さ別の気相率(ϵ)と相対拡散係数(D/D_0)の関係(島田ら1998 b)

Fig. 6 Relationships between the gaseous phase rate (ϵ) and relative gas diffusion coefficient (D/D_0) at each depth on the middle slope (Shimada *et al.*, 1998 b).

のおよそ70%が林内雨として土壌へ供給される。林外雨に含まれる物質量は、場所によって大きく異なるが、都市から離れた日本の森林域では、 $N \cdot K : 5, P : 0.3, Ca : 10, Mg : 2 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{yr}^{-1}$ 程度である。林外雨が樹冠を通過すると、樹体には粉塵等が付着しているため、K以外は2~3倍に増加するが、Kは葉からの溶脱があるため、針葉樹林で5倍に、落葉広葉樹林では5~10倍に増加する。

A₀層で無機化した物質は、降水に溶解し、鉍物土壌層へ移動する。一方、土壌動物等で物理的に破碎した有機物も、鉍物土壌層へ移動するが、その量を調査した事例はみられない。

土壌の水質は植物との吸収および洗脱・溶脱、粘土鉍物や腐植との置換・吸着、土壌生物との分解・吸収および基岩との化学的風化と沈殿などによって変化し、生態的に安定した森林ではこれらの間にバランスが保たれている(図-8)。また、渓流水の水質形成を考える場合、

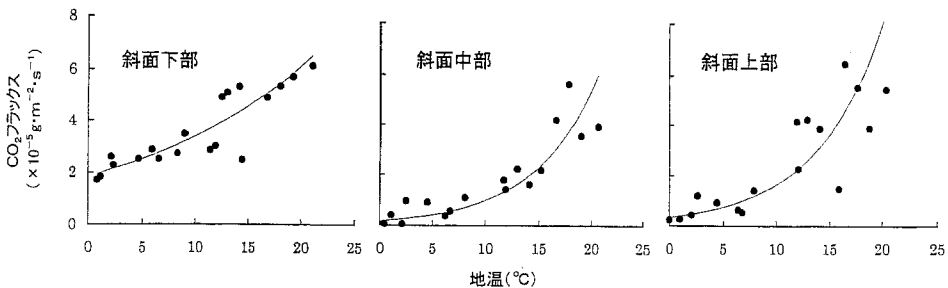


図-7 斜面位置別の地温と土壌からのCO₂フラックスの関係

Fig. 7 Relationships between the soil temperature and the CO₂ flux from the soil surface at the different slopes.

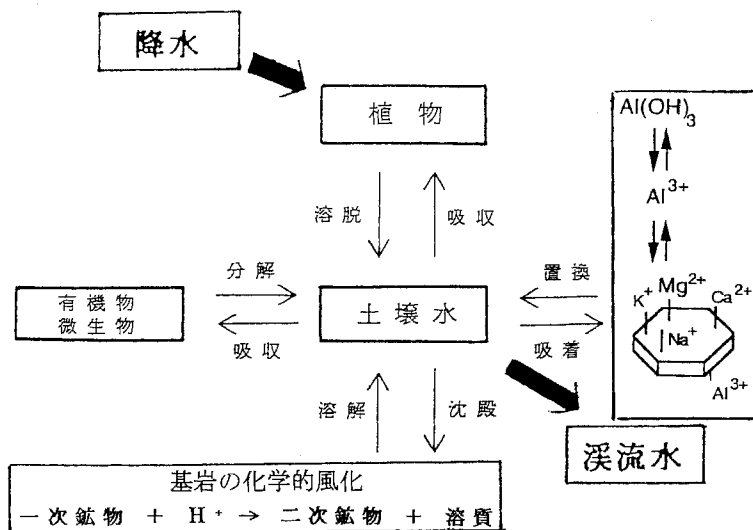


図-8 土壌水質に及ぼす各コンパートメントの動的関係

Fig. 8 Dynamic relations of each compartment and its influence on water qualities.

個々のコンパートメントの変化によって土壌水は大きく変化することの認識が必要である。

日本の森林域では、およそ 1,300 mm 以上の降雨ならば、森林による蒸発散量は 700~800 mm 程度で一定である。それ以上の降雨量があっても蒸散量の増加量は少ない。日本の森林では多量な降水が土壌を通過していることが理解される。

土壌水中の物質移動速度を求めるためには、土壌水の移動速度を明らかにする必要がある。森林土壌中で水の移動速度の推定は、多くの研究者によって調査されている。しかし、斜面であること、場所によって礫の割合、ルートチャンネルの分布が異なる等、難しい課題である。また、樹木による土壌層での深さ別の蒸散に伴う水分減少量も明らかにする必要がある。

土壌水の採取は、ポーラスカップを取り付けた採水器で容易に採取することができるので、植物の根から吸収されず、土壌の粘土コロイドや腐植に吸着しない物質をトレーサに用いれば、深さ別の蒸散に伴う土壌水量の減少が推定できるが、まだそのような調査はなされていない。

土壌水による移動イオン量は、陰イオンと陽イオンを吸着するイオン交換樹脂をバックに等量入れ、両面をネットでカバーし、深さ別に設置し、6ヶ月または12ヶ月後に回収し、吸着したイオンを抽出することによって求められる。この場合、樹脂バックを埋設する時に、土壌構造を破壊しないよう十分注意をする必要がある。

土壌水採水器とイオン交換樹脂バッグをくみ合わせる

ことによって、層別の陽イオンおよび陰イオンの移動量が推定できる。また、元素の移動量と土壌水の濃度から、理論的には土壌水の層別移動量の推定も可能であるが、報告はみえていない。

ポーラスカップを用いて土壌水を採取した場合、一定の吸引圧で長時間の採水が難しく、採取した土壌水と pF との関係は明確でない。

1.27 ha のスギおよびヒノキが植栽されている幼齢林小流域に、尿素化成肥料 (20 : 10 : 10) を N で $100 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ 施用し、ポーラスカップをとりつけた土壌採水器を深さ別に設置し、pF 4.2 までの土壌水量にイオン濃度を乗じて求めた ha 当たりのイオン量の季節的变化を図-9 に示す。施肥後、6月から8月には植栽木の吸収のため、 NO_3^- -N 量は増加しないが、植栽木の吸収量が低下した9月以降になると、土壌水中の NO_3^- -N 量は増加している。この図は、斜面の中腹にコンターにそって10カ所に断面を設置し、深さ別に調査したので、斜面上部や斜面下部では、大きく異なった傾向がみられるものと予測される。また、土壌水の N 濃度を測定することによって、施用した N の土壌中での消失期間の推定が可能である。

斜面をもつ森林では、表層土壌は水分環境を反映した構造が発達する。斜面下部の下降斜面では、表層に団粒状構造および塊状構造が、斜面中部の平衡斜面から斜面上部の上昇斜面では堅果状構造が発達する。また、斜面上部では粒状構造や粉状構造が発達する。これらの構造は、水分保持能力だけでなく、交換性陽イオン量や微生物活性等と強い関係がある。それらの土壌構造の正確な

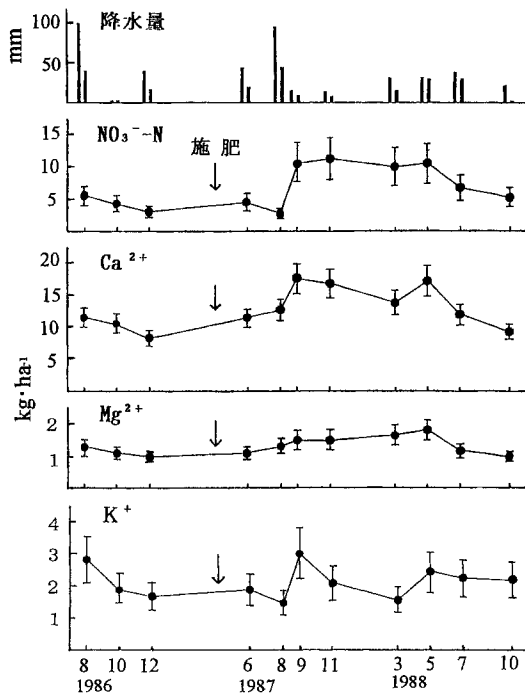


図-9 スギ・ヒノキ小流域 (1.27 ha) での施肥後の土壌水中の養分量変化

Fig. 9 Changes of nutrient amounts of soil water after fertilization in sugi and hinoki in a small catchment (1.27 ha).

量的把握が急がれる。

5.1 土壌水中の H⁺ と陽イオン、陰イオン濃度の関係

水溶液は陽イオンと陰イオンとが電気的に等量の関係になっている。粘土コロイドや腐植は、表面が負荷電になっているため、水分のある状態で、それらの表面近くに負荷電と等量の陽イオンを余分に持つことができる(便宜上、ここでは吸着と表示)。そのメカニズムは拡散二重層のモデルで説明されている。

土壌水中の陽イオン濃度は、陰イオン濃度に支配され、日本の土壌水や渓流水の主な陰イオンは NO₃⁻、SO₄²⁻、Cl⁻、HCO₃⁻ で、陽イオンは Ca²⁺、Mg²⁺、K⁺、Na⁺ の塩基である。土壌水の pH が 4.8 以下になると Al³⁺ も溶出する。(図-10)。

土壌や腐植に吸着しやすい陽イオンは Al³⁺ > H⁺ > Ca²⁺ > Mg²⁺ > K⁺ = NH₄⁺ > Na⁺ で、原子価の大きいほど、同じ原子価であれば原子量の大きいイオンが吸着しやすい。K⁺ や NH₄⁺ でも溶液の濃度が高ければ、Ca²⁺ や Mg²⁺ と吸着交換がなされる。日本の土壌では、一般に、土壌水の陰イオン濃度が高まると、交換性 Ca 量が他の塩基よりも多いため、最初に Ca²⁺ が溶出する。

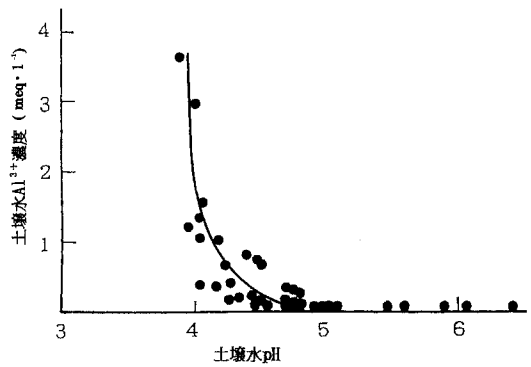


図-10 土壌水の pH と Al³⁺ 濃度の関係

Fig. 10 Relationships between pH and Al³⁺ concentration in soil water.

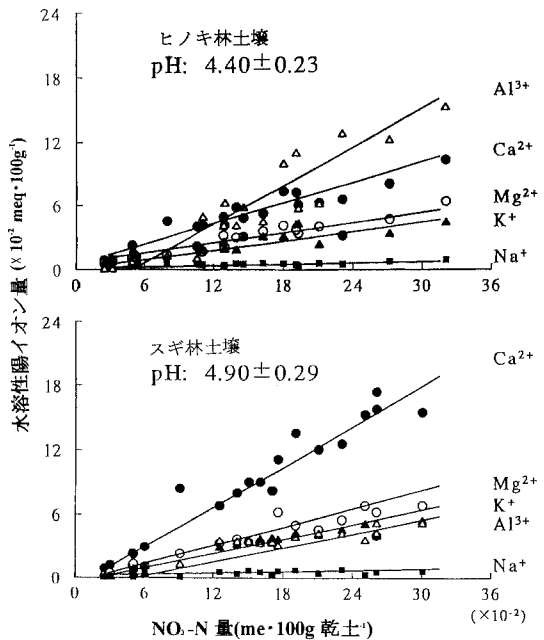


図-11 NO₃⁻-N の生成量と水溶性陽イオンの生成量の関係 (呉ら, 1998)

Fig. 11 Relationships between NO₃⁻-N production and water soluble cations (Gu et al., 1998).

土壌中で陰イオンである NO₃⁻ の増加で、H⁺ が生成されると、粘土コロイドや腐植に吸着している他の陽イオンと交換される。また、交換された陽イオンは、土壌水へ溶出する。交換される陽イオンは土壌の pH に影響される (図-11)。土壌生態系への H⁺ のインプットは、炭酸を含んだ雨水や酸性降水物 (S 酸化物, N 酸化物な

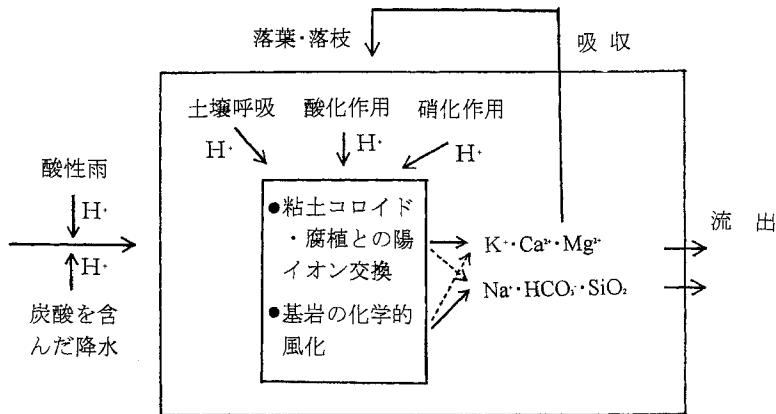


図-12 土壌生態系の物質動態に及ぼす H^+ の影響

Fig. 12 Effects of H^+ concentration on material dynamics in forest soil ecosystems.

ど)による森林生態系へのインプット、土壌生態系内での H^+ の生成(土壌呼吸、硝化作用、酸化作用など)の多少によって、土壌に吸着している陽イオンは変化する(図-12)。

スギ林では、林齢が増加するにつれて交換性Caが増加することが明らかにされている(澤田・加藤, 1991)。土壌pHに及ぼす酸性雨による影響を考える場合、酸性雨はpHを低下させるいくつかの要因の一つであることに留意する必要がある。森林土壌をカラム等にいれ、1年分の降雨量に相当する酸性の水を短期間に流下させ、溶出する陽イオン量を測定し、今後の土壌pHの変化を予測するのは適切な方法でない。

土壌生態系でのインプットおよび土壌生態系で生成される H^+ と他の陽イオンとの動態特性を明らかにした上で、土壌のpHの変化の将来予測および対策を考えることが重要である。

人為による森林への働きや施肥等による土壌pHの低下を予測する場合、 H^+ の生成量および根圏での土壌コロイドや腐植での Ca^{2+} や Mg^{2+} などの陽イオンの交換量と H^+ による母材の化学的風化による Na^+ や SiO_2 の溶出量を具体的に区分する方法が急がれる。

5.2 渓流水の水質形成

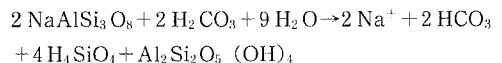
図-13に深さ別の土壌水、湧水および渓流水のイオン濃度を示す。森林土壌では、表層で有機物の無機化が最も盛んなため、土壌水中の NO_3^- -N濃度が最も高い。土壌水中の養分は、樹木に吸収されるため、下層に行くにしたがって、濃度は低下する。

NH_4^+ がアンモニア酸化菌および亜硝酸酸化菌によって、下記のように1モルの NO_3^- の生成で2モルの H^+ が生成される。



生成された H^+ は土壌コロイドや腐植に吸着している Ca^{2+} や Mg^{2+} と交換され、土壌水中の Ca^{2+} や Mg^{2+} が溶出される。樹木に吸収されたり、沈殿したりして次第に濃度を低下させ、渓流水になる。

一方、土壌水の Na^+ 、 HCO_3^- や SiO_2 は下層へ行くほど濃度を高め、渓流水に移行する。深い土壌でこれらのイオン等が高いのは、下記のように曹長石が化学的風化を受けるためである(Schlesinger, 1991)。



従って、土壌中での滞留時間が長く、深い層を通過してくる流出水は、pHは中性に近く、陰イオンは HCO_3^- 濃度が高く、陽イオンでは Na^+ や SiO_2 や石灰岩地帯では、特に Ca^{2+} の濃度の高い。

図-13に示した状態で、降雨があると、溪流に近い土壌表面で高濃度の NO_3^- や Ca^{2+} が溪流へ流れ込むため、渓流水の濃度は高まる。一方、 Na^+ や HCO_3^- は反対に低下する。その変化の程度は、降水が土壌を通過する時間や深さに影響される。

降雨時に渓流水のpHや NO_3^- -N濃度の変化しやすい流域では、森林に人為による作用を与えた時、渓流水質の影響しやすい流域なので、施業管理に注意する必要がある。

Likens *et al.* (1970) は、皆伐を実施して、除草剤で植生を抑制させた場合、非皆伐地での NO_3^- -N濃度が4ppm程度に対して、最大80ppmの増加したことを報告している。その後、多くの地域での皆伐による渓流水質を調査した結果から、皆伐による渓流水質は次の要因に強く影響される(Vitousek and Melillo, 1979)。

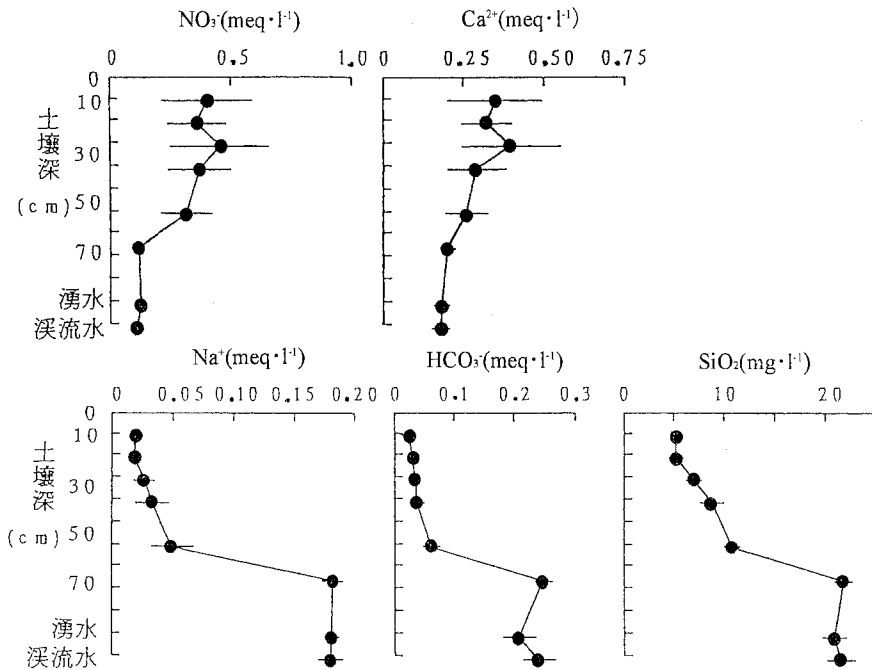


図-13 土壌から溪流にかけての水質変化

Fig. 13 Changes of water qualities from soil to stream.

- ① 皆伐地の地表温度の増加程度
- ② 土壌水の移動経路
- ③ 地形および前生樹種
- ④ 植生の有無

図-14は、土壌深(50~60cm)の水溶性の $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比(等量比)と溪流水のそれとの関係を示したものである。 Cl^- は土壌による吸着が他の物質に比べて小さく、形態の変化や母材からの溶出がほとんどないため、水移動のトレーサとして有効な物質である。 Cl^- に対する各物質の比をとることによって、土壌容積重、水分量や流出水量等の小集水域間の違いを消去して比較することができる。

土壌水の水溶性の $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比が高くなるほど、溪流水のそれも高くなる傾向がある。溪流近傍の土壌の50~60cmの深さでは、生理活性の高い根はきわめて少ない。このことから、溪流水の NO_3^- -Nには、根系外への NO_3^- -Nの逃亡の程度が強く影響する。深さ50~60cmの土壌の水溶性の $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比は、その標準偏差の最低値は溪流水の $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比と同程度であるが、平均値としては溪流水のそれよりも大きい。還元状態の地下水帯において脱窒菌による NO_3^- -Nの還元が予測される。

林外雨→土壌水→溪流水のイオン濃度を調べると、土壌深80cmの NO_3^- -N濃度が溪流水の NO_3^- -N濃度と

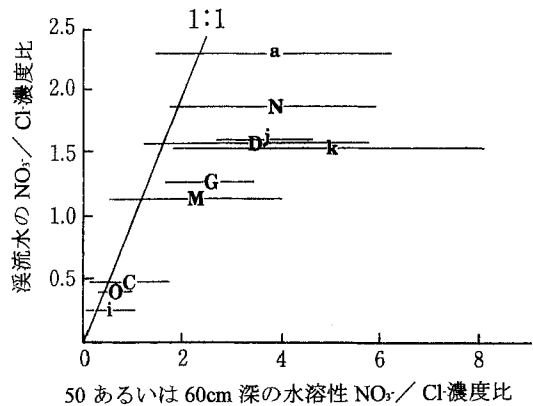


図-14 土壌(50あるいは60cm深)の水溶性の $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比と溪流水の $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比との関係(大類ら1994)

Fig. 14 Relationships between $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ ratio in water soluble with a soil depth 50 or 60 cm and $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ ratio in stream (Ohruai et al., 1994).

a~i: 小流域番号

の間に大きな違いがあり、このことから脱窒がおきていると予測される。不飽和状態での森林土壌での NO_3^- -Nの脱窒量に関してはこれからの研究課題であ

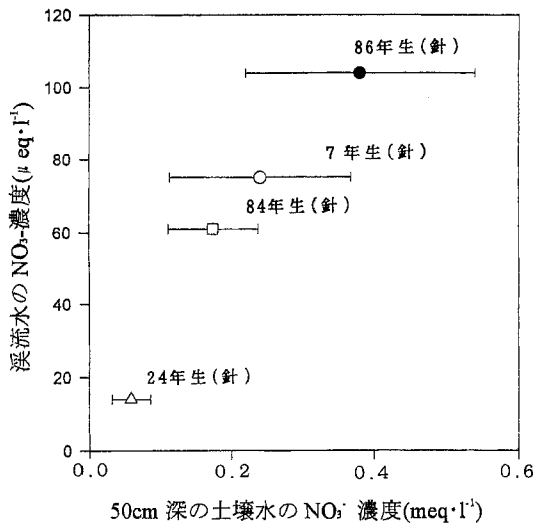


図-15 50 cm 深の土壌水の NO₃⁻ 濃度と渓流水の NO₃⁻ 濃度の関係 (Ohrui and Mitchell, 1997)

Fig. 15 Relationships between the NO₃⁻ concentration in soil water with a soil of depth 50 cm and the NO₃⁻ concentration in a stream (Ohrui and Mitchell 1997).

る。

温暖多雨の日本の森林では、夏季に雨が多い。従って、夏季での森林土壌での有機物 N の無機化が盛んで、土壌水の N 濃度が高まる。樹木の生理的活性が高く、土壌水の N を樹木(植生)によって吸収されればよいが、吸収されない場合に渓流水の NO₃⁻-N 濃度は高まる。従って、成長期での渓流水の無機態 N の高まりの大小は、流域として N 飽和の指標となる。

50 cm 層での土壌水の NO₃⁻-N 濃度と渓流水の NO₃⁻-N 濃度には正の相関があり、林齢の高い林分や幼齢林で濃度が高く、成長旺盛な中齢林で低い(図-15)。温暖多雨の日本の森林土壌では、有機態 N の無機化が盛んであるが、壮齢~老齢林や幼齢林では樹体の増加に用いられる窒素量は少ないため、溪流に近い斜面下部での窒素の過剰が予測される。渓流水の N による富栄養化については、今後の研究課題である。また、渓流水の水質変化は溪流に近い土壌の影響が大きく影響していることが指摘されているが(Ohrui & Mitchell, 1998)、溪流からどの程度の範囲が大きく影響しているかの調査が急がれる。また、このことが理解されれば、森林の渓流水質に及ぼす森林管理のあり方も大きく変わってくるものと思われる。

4. おわりに

本報告では、斜面を持つ森林の物質循環を考える上で、小流域を unit として情報を収集することの重要性を指摘した。現時点では、小流域での土壌生態系での物質動態に関する研究は少ないが、斜面を1つの連鎖系としてとらえ、斜面位置別の土壌での物質動態に関して N を中心に調査されており、その一部を紹介した。

森林生態系の物質循環を考える上で、土壌での物質動態の情報に関しては、おもに化学的な特性の調査が多い。土壌の化学的性質に物理的性質の情報を取り入れて、森林の土壌生態系での物質動態を明らかにするのはこれからといえる。そのために必要とする物理的情報の具体的な内容のいくつかを、本文でも紹介した。

小流域を unit として物質循環を考える場合、少なくとも 1 ha 以上の面積が必要となる。1 ha の小流域での正確な情報収集は労力の面からも大変である。目的に合致した情報収集および情報の総合化のための適切な調査がなされることが重要で、そのための物理的な情報の収集が、今後なされていくものと思われる。

引用文献

- 相場芳憲(1992):生態学と化学分析—陸上の生物学的自然と、特に森林生態—, ぶんせき, 4: 272~281.
- Davidson, E.A., Hart, S.C., Shanks, C.A. and Firestone, M.K. (1991): Measuring gross nitrogen mineralization, immobilization, and nitrification by ¹⁵N isotopic pool dilution in intact soil cores. *J. Soil Sci.*, 42: 21~15.
- 江口定夫・阪田匡司・波多野隆介・佐々間敏雄(1997): 落葉広葉樹林土壌の CO₂ フラックスの日変化と植生に対する CO₂ 供給源としての重要性, 土肥誌, 68: 138~147.
- 石塚成宏(1999): 地表面のガスフラックス(森林立地調査法編集委員会編, 森林立地調査法), 209~215, 博友社, 東京.
- Likens, G.E., Bormann, F.H., Johnson, N.M., Fisher, D. W., and Pierce, R.S. (1970): Effects of forest cutting and herbicide treatment on nutrient budgets in the Hubbard Brook watershed in New Hampshire. *Ecology*, 60: 36~42.
- Nakadai, T., Koizumi, H., Usami, Y., Satoh, M., and Oikawa, T. (1993): Examination of the method for measuring soil respiration in cultivated land: Effect of carbon dioxide concentration on soil respiration. *Eco. Res.*, 8: 65~71.

- 大類清和・生原喜久雄・相場芳憲 (1994) : 森林小集水域における溪流水質に及ぼす諸要因の影響, 日林誌, **76** : 383~392.
- Ohroi, K. and Mitchell, M.J. (1997) : Nitrogen saturation in Japanese forested watershed. *Eco. Appl.*, **7** : 391~401.
- Ohroi, K. and Mitchell, M.J. (1998) : Spatial patterns of soil nitrate in Japanese forested watersheds : importance of the near-stream zone as a source of nitrate in stream water. *Hydro. Process* **12** : 1433~1445.
- 斉藤雅典 (1990) : 東北地方における畑土壌の窒素無機化特性値, 各種可給態窒素指標との関係について, 土肥誌, **61** : 265~272.
- 澤田智志・加藤秀正 (1991) : スギおよびヒノキ林の林齢と土壌中の塩基の蓄積との関係, 土肥誌, **62** : 49~58.
- Schlesinger, W.H. (1991) *Biogeochemistry, An Analysis of Global Change*. p. 443, Academic Press. San Diego.
- 嶋 一徹・内海健司・千葉喬三 (1993) : 広葉樹二次林の林地表層における生物窒素固定ならびに窒素の無機化, および有機化速度, 日林誌, **75** : 225~230.
- 島田博匡・戸田浩人・生原喜久雄・小池孝良 (1998a) : 森林土壌における斜面位置, 深さ別のガス拡散係数の特徴および CO₂ フラックス, 森林立地, **40** : 1~8.
- 島田博匡・戸田浩人・生原喜久雄・小池孝良 (1998b) : 異なる斜面位置の森林土壌中における CO₂ ガス濃度の季節変化, 土肥誌, **69** : 170~177.
- Stanford, G. and Smith, S.J. (1972) Nitrogen mineralization potential of soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **36** : 465~472.
- 杉原 進・金野隆光・石井和夫 (1986) : 土壌中における有機態窒素無機化の反応速度論的解析法, 農環研報, **1** : 127~166.
- 只木良也・蜂屋欣二 (1968) : 森林生態系とその物質生産, p. 64, 林業科学技術振興所, 東京.
- 武田博清 (1994) : 森林生態系において植物-土壌系の相互作用が作り出す生物多様性, 日生態, **44** : 211~222.
- 戸田浩人 (1994) : 森林土壌中における窒素無機化の反応速度論的解析 (II), 土壌の含水率および pH の違いが窒素無機化過程に及ぼす影響, 日林誌, **76** : 540~546.
- 戸田浩人・生原喜久雄 (1994) : 森林土壌中における窒素無機化の反応速度論的解析 (I), 林齢・斜面位置・深さ別の窒素無機化特性, 日林誌, **76** : 144~151.
- Toda, K. and Haibara, K. (1997) : Characteristics of nitrogen mineralization in Japanese forest soils. In *Forest and Environment Research and Practices* (eds. Chao, C.), 238~247, China Forestry Publishing House, Nanjing.
- 戸田浩人・杉崎浩人・生原喜久雄 (1998) : 森林の A₀ 層における窒素無機化・有機化速度への含水比の影響. 日林誌, **80** : 262~269.
- 徳地直子 (1996) : 竜王山森林試験地の斜面上の異なる位置における窒素循環機構, 京大演報, **68** : 9~24.
- Vitousek, P.M. and Melillo, J.M. (1979) : Nitrate losses from disturbed forests : patterns and mechanisms. *For. Sci.* **25** : 605~619.
- 呉 国南・戸田浩人・生原喜久雄・相場芳憲 (1998) : 森林土壌の窒素無機化が水溶性イオン量に及ぼす影響, 日林誌, **80** : 21~26.
- 依田恭二 (1982) : 森林の生態学, p. 331, 築地書館, 東京.

受稿年月日 : 2000年3月31日

受理年月日 : 2000年6月18日