

## 森林流出水の水質特性に関する広域的比較

仲川 泰則・徳地 直子・西村 和雄・岩坪 五郎

Extensive comparison of forest runoff water chemistry

Yasunori NAKAGAWA, Naoko TOKUCHI, Kazuo NISHIMURA and Goro IWATSUBO

### 要 旨

森林流出水の調査を冷温帯から亜熱帯にかけて、計6地域13集水域において行った。森林流出水の水質について、CIは海洋に近いほど、そして林冠が閉鎖するほど渓流水中の濃度が高くなった。NO<sub>3</sub><sup>-</sup>は気候条件に起因するそれぞれの森林における植物-土壌間の窒素循環システムにより渓流水中の濃度が決定される。SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>はNO<sub>3</sub><sup>-</sup>濃度の高い地域では高濃度であるが、同地域内の集水域で比較した場合、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>濃度の高い集水域ではSO<sub>4</sub><sup>2-</sup>濃度が低かった。カチオン総量とアニオン総量の差として計算したHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>は、アニオン総量の大部分を占めた。その生成は土壌深部に存在する置換可能な塩基量に依存すると考えられた。そして、アニオンの移動に伴い等量分のカチオンが移動し、森林流出水の水質が形成される。森林流出水の水質の大部分は物理化学的なプロセスにより形成されるように見えるが、生物的要因、つまり環境条件に起因する森林生態系の物質循環機構も、非常に重要な森林流出水の水質形成要因である。

### 1. はじめに

森林流出水（以下、流出水とする）は、森林生態系の物質循環における主要な物質支出経路の一つであるばかりではなく、その水質と量は下流域の他生態系（河川生態系、海洋生態系）にとつての重要なバックグラウンドである。1960年代からわが国や欧米において、集水域を一つの単位とし、降水を集水域生態系への収入、流出水を支出としてそれらの水質、水量を測定することが、森林生態系の物質循環を明らかにするための有効な手段として行われてきた<sup>1,2,3)</sup>。また、人為的な攪乱による集水域からの物質支出量の変化、大気汚染が原因と考えられる降水のpH低下、そして集水域へのNO<sub>3</sub><sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>などの酸性雨物質の供給量増加による物質循環系への影響等を調べるためにも森林流出水の水質が測定されてきた<sup>4,5,6)</sup>。

京都大学森林生態学研究室では廣瀬らが、1987年5月より毎月一回2年間、全国34集水域において流出水の水質調査を行ってきた<sup>7)</sup>。その結果、水質成分濃度、その組成、そして季節変化において、地域により様々な違いが見られた。本研究では、その結果に基づき、国内から11集水域を選び、更に中国、タイ国から1集水域づつ加えた。本研究の対象地は、南はタイ国から北は北海道まで幅広い気候帯に分布し<sup>8)</sup>(図-1)、様々な土壌母材と様々な成立状態の森林からなる。このような多様な条件下にある森林からの流出水の水質について、広域的且つ同時に比較研究した例は廣瀬ら以外に見られない。本稿では流出水の水質の平均的な傾向を、地域間並びに地域内で比較し、更に降水が森林生態系を通過する際に、水質に関してどのような作用を受けたか、そのプロセスについて考察する。

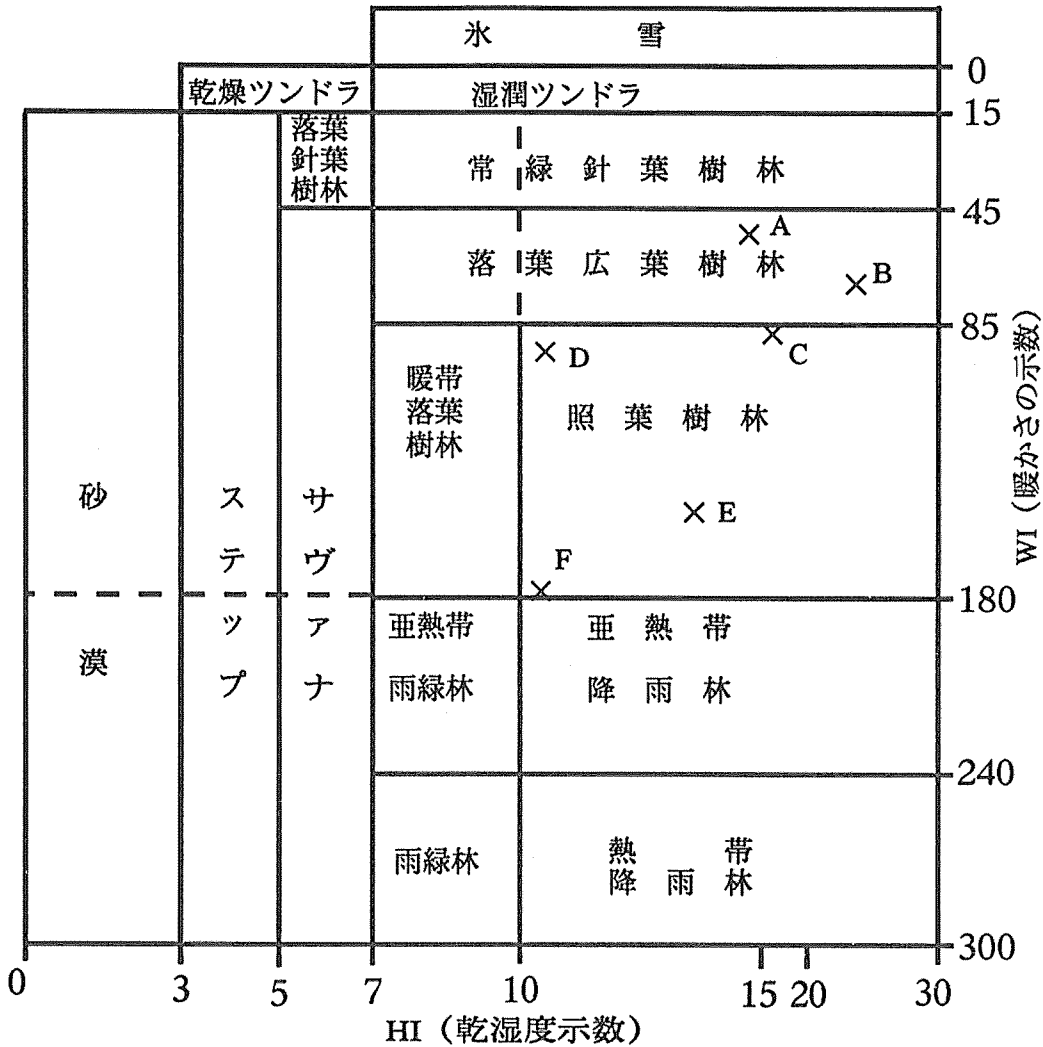


図-1 大生態系区分図 (吉良1945) における研究対象地の分布

- A: 標茶      B: 高山      C: 比叡山
- D: 香川      E: 九連山      F: タイ北部

本研究を行うにあたって、京都大学農学部森林生態学研究室の武田博清助教授、川口英之博士には調査方法やデータ解析に関して様々なご助言、ご協力を頂いた。また、紙面の都合からここに全てのお名前をあげることはできませんが、本研究は、試料の採取や現地調査において様々な面で非常に多くの方々にご協力を頂いた。ここにお礼申し上げます。

## 2. 研究対象地の概要

本研究における対象地の位置を図-2に示す。また、研究対象地の概要は以下のとおりである。

標茶：京都大学北海道演習林標茶地区より3集水域選んだ。土壌は火山灰を母材とし、土壌型は

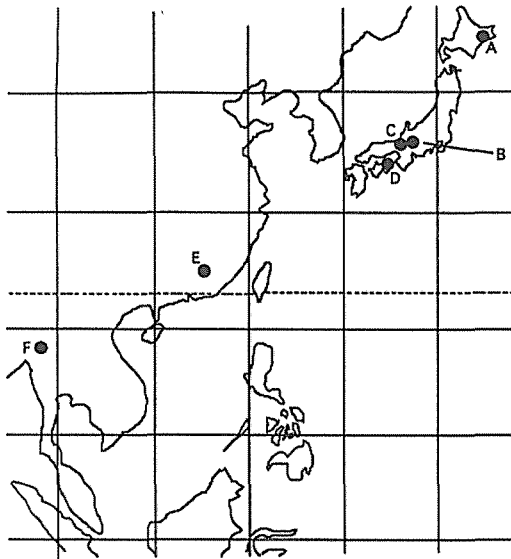


図-2 研究対象地の位置

A：標茶 B：高山 C：比叡山  
D：香川 E：九連山 F：タイ北部

B<sub>0</sub>であった。流出水と降水の採取は1992年11月半ばから1994年8月半ばまで行った。なお、冬季は降雪のため降水の採取は行わなかった。現地での土壌、植生の調査は1993年8月3日～6日にかけて行った。

標茶2：ハルニレ (*Ulmus davidiana* var. *japonica*)、ハシドイ (*Syringa reticulata*)、ヤチダモ (*Fraxinus mandshurica* var. *japonica*)、ミズナラ (*Quercus mongolica* var. *grosseserrata*) 等の落葉広葉樹からなる天然林。斜面下部から平坦な湿地部分が広く分布し、その部分は林冠があまり閉鎖していない。

標茶3：1971～1984年にかけてトドマツ (*Abies sachalinensis*)、アカエゾマツ (*Picea glehnii*)、その他外国産マツ等の針葉樹が植栽された人工林。標茶2と

同様に斜面下部から平坦な湿地部分が広く分布し、その部分は林冠があまり閉鎖していない。標茶6：ハルニレ、ハシドイ、ヤチダモ、ミズナラ等の落葉広葉樹からなる天然林。標茶2、3と異なり、斜面下部からの平坦な湿地部分が狭く、着葉期には集水域全体の林冠が十分閉鎖している。

高山；岐阜県高山市郊外に位置する岐阜大学流域環境研究センター付近から2集水域を選んだ。土壌は、古生層に属する砂岩、泥岩などを母材とする。土壌型はB<sub>0</sub>であった。流出水と降水の採取は1993年4月末から1994年8月半ばまで行った。冬季の降水の採取は降雪のため行わなかった。現地での土壌、植生の調査は1994年6月8日に行った。また、この地域は2集水域とも面積が非常に小さいため、斜面中部の土壌採取は行わなかった。

高山A：大部分がササ類に覆われており、部分的に樹高2～3mのスギ (*Cryptomeria japonica*)、ヒノキ (*Chamaecyparis obtusa*) 幼齢林が存在する。

高山B：スギ、ヒノキ壮齢林。モミ (*Abies firma*) の巨木が点在する。

比叡山；滋賀県大津市奥仰木の延暦寺社寺有林内から2集水域を選んだ。土壌は花崗岩を母材とし、土壌型はB<sub>0</sub>であった。流出水と降水の採取は1992年10月末から1994年7月末まで行った。現地での土壌調査は1993年6月8日に行い、植生調査は1994年11月25日に行った。

比叡山ス：斜面下部はスギ、中部、下部はヒノキからなる人工林。推定30～40年生で、1993年4月上旬に広範囲に間伐が行われ、7月上旬に間伐木が搬出された。

比叡山ヒ：集水域全面がヒノキからなる人工林。推定30～40年生で、1993年1月上旬に広範囲に間伐が行われ、7月上旬に間伐木が搬出された。その際、流路がかなり荒らされた。

香川；香川県高松市周辺から4集水域選んだ。土壌は花崗岩を母材とし、土壌型はB<sub>0</sub>であった。香川24、香川25、香川32は集水域内に林道が通っている。流出水と降水の採取は1992年12月半ば

から1994年8月半ばまで行った。現地での植生調査は1993年9月8日に行い、土壌調査は1994年3月2日、3日に行った。

香川24：ここはかつてスギ、ヒノキの人工林だったが、1985～1986年にかけて尾根部を残し伐採された。1991～1992年にかけてヒノキ、ケヤキ (*Zelkova serrata*) 等が植栽された。

香川25：斜面下部がスギ、斜面上部がヒノキの約65年生の人工林。

香川26：アラカシ (*Quercus glauca*)、コジイ (*Castanopsis cuspidata var. cuspidata*)、コナラ (*Quercus serrata*) 等からなる二次林。

香川32：アラカシ、コジイ、スギ等からなる照葉樹林。

九連山；中国江西省南部に位置し、シイ属 (*Castanopsis spp.*)、マテバシイ属 (*Lithocarpus spp.*)、ヒメツバキ属 (*Schima spp.*) の優占する照葉樹林。土壌は、古生層に属する砂岩、泥岩を母材とする、赤黄色土である。流出水と降水の採取は1992～1993年の2年間行った。

タイ北部；タイ国チェンマイ市郊外に位置し、シイ属、マテバシイ属、ヒメツバキ属の優占する丘陵常緑季節林。土壌は赤黄色土であり、強い風化を受けた花崗岩を母材とする。流出水と降水の採取は1993年12月半ばから1994年10月半ばまで行った。なお、本文中ではタイとする。

### 3. 方 法

流出水と、降水の採水は月に2回平水時に行った。採水した試料の水質については、pHはガラス電極法、ECはECメーターを用いて測定した。Na<sup>+</sup>、NH<sub>4</sub><sup>+</sup>、K<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、Cl<sup>-</sup>、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>についてはイオンクロマトグラフィー法 (島津製作所 HIC-6A) を用いて測定した。また、測定したpHはH<sup>+</sup>に換算し、各イオン濃度はmeq/l単位とした。さらに、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>は有機酸アニオンの存在も考えられるが、

$$(H^+ + Na^+ + NH_4^+ + K^+ + Ca^{2+} + Mg^{2+}) - (Cl^- + NO_3^- + SO_4^{2-}) = HCO_3^-$$

の関係から求めた。

また、斜面上部、中部、下部について土壌試料を採取した後、京都大学に持ち帰った。持ち帰った土壌試料は直ちに2mmのふるいを通し、未風乾土 (1:5) 水抽出法により硝酸態窒素濃度をイオンクロマトグラフィー法により測定した<sup>9)</sup>。また、土壌試料の一部を圃場容水量の60%に水分調節し、30°Cで4週間培養した。その後、同様に未風乾土 (1:5) 水抽出法により硝酸態窒素濃度をイオンクロマトグラフィー法により測定し、培養前の濃度との差を硝酸生成量とした。土壌中の硝酸態窒素の量はN-mg/100g絶乾土で表した。なお、本報告では表層土壌の硝酸態窒素の結果についてのみ述べ、降水の調査結果には触れない。

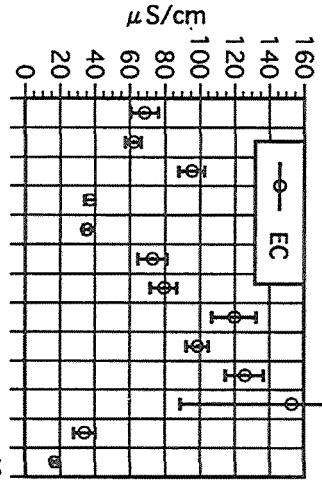
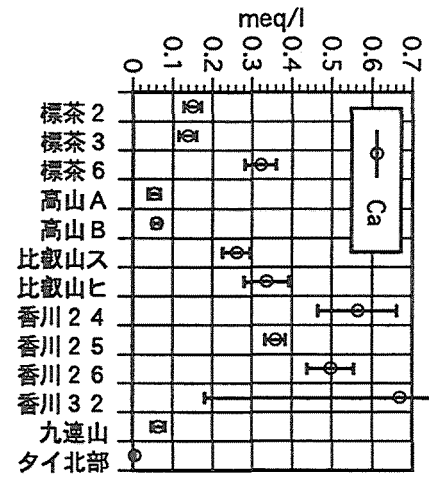
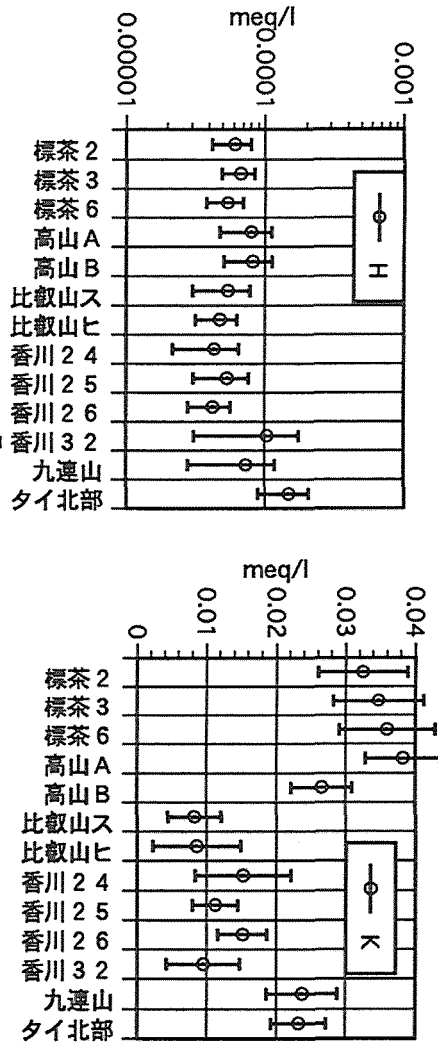
### 4. 結 果

#### 4-1. 流出水質の地域間比較

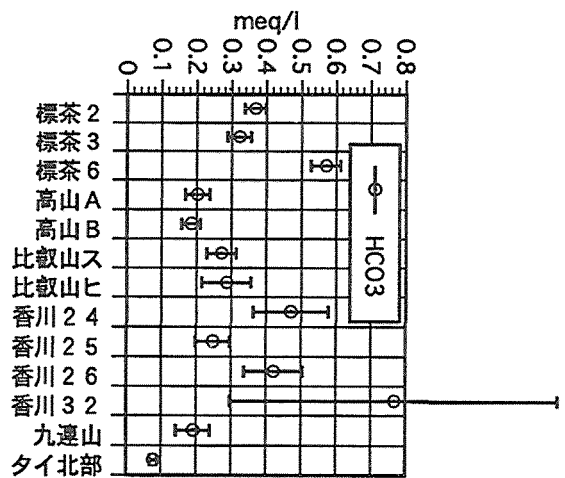
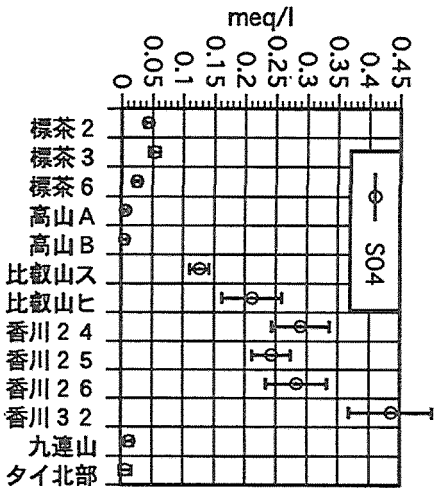
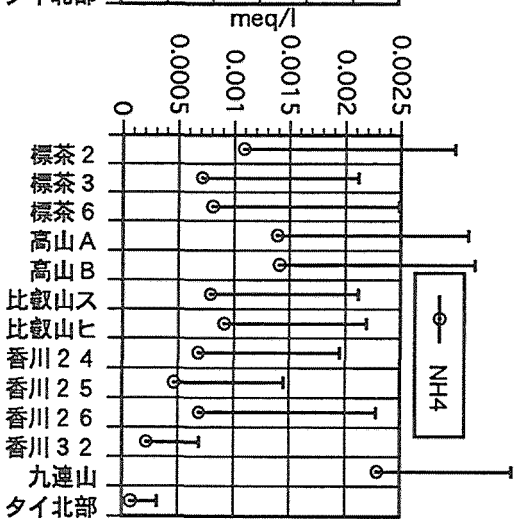
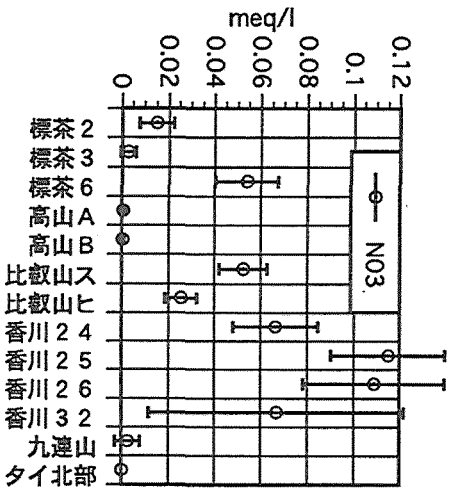
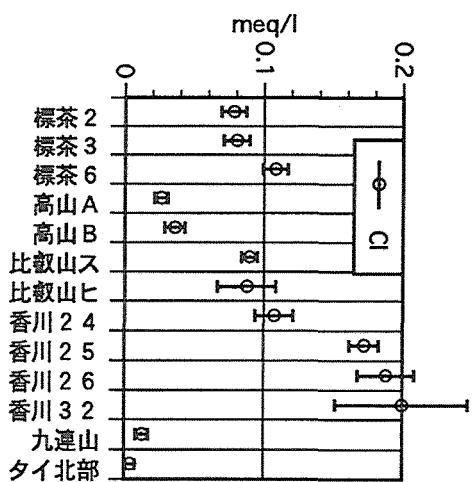
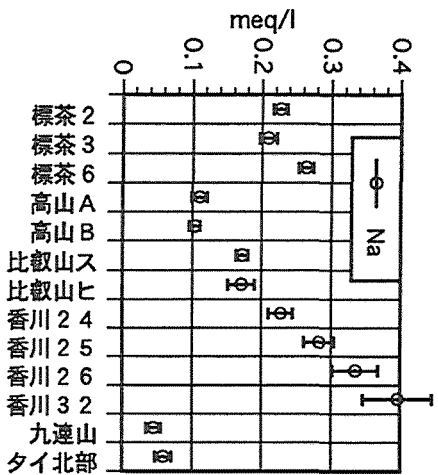
分析された流出水のイオン等はまず集水域ごとに算術平均値と標準偏差を算出し、比較した (図-3)。地域間で比較すると、地域内差の大きいイオンも見られるが大まかに以下のようにいえた。

H<sup>+</sup> 香川、比叡山<標茶<高山、九連山<タイ

EC タイ<九連山、高山<標茶<比叡山<香川



図一 3(a) 森林流出水の各イオンの平均濃度と標準偏差



図一 3 (b) 森林流出水の各イオンの平均濃度と標準偏差

Ca <sup>2+</sup>	タイ<九連山, 高山<標茶<比叡山<香川
Mg <sup>2+</sup>	タイ<高山<九連山, 標茶, 比叡山<香川
K <sup>+</sup>	比叡山<香川<九連山, タイ<高山, 標茶
Na <sup>+</sup>	九連山<タイ<高山<比叡山<標茶, 香川
Cl <sup>-</sup>	タイ<九連山<高山<標茶, 比叡山<香川
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	九連山<タイ<高山<標茶<比叡山<香川
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	タイ<九連山, 高山<比叡山<標茶, 香川
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	タイ<高山<九連山<標茶, 比叡山<香川
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	タイ<香川<比叡山, 標茶<高山<九連山

これらから殆どのイオンについて、タイ、九連山、高山では低濃度で、標茶、比叡山、香川の順で濃度が高くなる傾向があった。Cl<sup>-</sup>はほぼ完全な海洋起源のイオンであり、海洋からの距離や、風向など気候条件が直接影響していると考えられた。他に海洋起源のものが多く Na<sup>+</sup>についても同様のことがいえる。H<sup>+</sup>はタイで他地域よりやや高濃度になっていた。また、H<sup>+</sup>の低い地域は EC が高いという傾向があった。NH<sub>4</sub><sup>+</sup>は標準偏差が大きく厳密なことはいえないが、タイを除いて、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>の低い地域で高濃度になっていた。K<sup>+</sup>は植物による要求量の非常に高いイオンであるが、WI が高いため植物の養分吸収が活発と考えられる九連山、タイで高濃度の流出水が流出していた。また、EC の低い地域の流出水中に K<sup>+</sup>が高濃度に溶存する傾向を持っていた。

#### 4-2. 主成分分析の結果

まず、分析した流出水の全てのイオン濃度 (meq/l) と EC (μS/cm)、海洋からの距離、WI (暖かさの示数) について、数値を対数変換し、さらに数値を正規化した後に主成分分析を行った (表-1)。その結果、固有値が 1 以上の主成分が 2 つ得られた。これらについて解析すると、第一主成分は主要なカチオンとアニオンが EC の構成要素となっていることを表しており、Na<sup>+</sup>や海洋からの距離はこれらとは別の要素となることを意味していた。第 2 主成分は WI と主要な

表-1 各イオン種の濃度と海洋からの距離、WI (暖かさの示数) について行った主成分分析の結果 (固有ベクトルとその成分, 固有値, 寄与率)

要因	第1主成分	第2主成分	第3主成分
Hイオン	-0.3283	-0.0985	0.4479
Naイオン	-0.3819	0.1042	-0.1394
NH <sub>4</sub> イオン	-0.2957	0.2839	-0.0959
Kイオン	0.3501	-0.1506	-0.3121
Caイオン	0.2607	-0.2880	-0.2718
Mgイオン	0.1151	0.4050	-0.1200
Clイオン	0.2016	0.3455	-0.3800
NO <sub>3</sub> イオン	-0.0793	0.4071	-0.1484
SO <sub>4</sub> イオン	0.2461	0.3233	0.1704
HCO <sub>3</sub> イオン	0.2617	0.2574	0.5634
EC	0.3844	-0.0843	0.1282
WI	0.1547	0.3895	0.0965
海洋からの距離	-0.3278	0.1206	-0.2156
固有値	6.1739	5.3813	0.5170
寄与率	0.4749	0.4140	0.0397
累積寄与率	0.4749	0.8889	0.9286

表-2 各イオン種の濃度と WI (暖かさの示数) について行った主成分分析の結果 (固有ベクトルとその成分, 固有値, 寄与率)

要因	第1主成分	第2主成分	第3主成分
Hイオン	-0.2840	-0.1805	0.4470
NH <sub>4</sub> イオン	0.0902	0.5478	-0.5628
Kイオン	-0.1731	0.5337	0.3537
Caイオン	0.3663	-0.0063	-0.0226
Mgイオン	0.3497	0.1085	-0.0820
Clイオン	0.3547	-0.0038	0.1713
NO <sub>3</sub> イオン	0.3588	-0.0520	-0.0985
SO <sub>4</sub> イオン	0.3077	-0.3553	-0.0117
HCO <sub>3</sub> イオン	0.3277	0.0725	0.3593
EC	0.3593	-0.0913	0.1618
WI	-0.1976	-0.4776	-0.3658
固有値	7.3606	2.0204	0.8912
寄与率	0.6691	0.1837	0.0810
累積寄与率	0.6691	0.8528	0.9338

カチオンやアニオン類の濃度が関係あるという事実を示しており、流出水中のカチオンやアニオン類は気候によって大きく影響を受けていることが示唆された。

ここで、第1主成分に見られた海洋からの距離と  $\text{Na}^+$ 濃度は、森林内の物質の挙動とその結果として現れる流出水のイオン組成とは関係がないと考えられたので、これらの因子を省略し、森林内で起こっている物質循環と流出水のイオン類との関係をより解析しやすいようにした。そこで、海洋からの距離と  $\text{Na}^+$ 濃度を除いた他の要因について再び主成分分析を行い、表-2に示した。固有値が1以上の主成分は2つだったが、第3主成分の固有値が先の解析結果よりも大きくなったので、ここでは第3主成分までを取り上げて解析することにした。第1主成分は  $\text{K}^+$ と  $\text{NH}_4^+$ を除いた他のカチオンとアニオン類が全て EC に寄与することを意味している。また、これらのイオンの寄与は  $\text{H}^+$ 濃度とは逆の関係にあり、EC の高い流出水は  $\text{H}^+$ が低いという事実を表すものであった。第2主成分は  $\text{K}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ が、WI と強い逆相関を持っていたので気候によって  $\text{K}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ の濃度が大きく左右されることを意味していた。また、 $\text{SO}_4^{2-}$ は WI と正の相関を持っていたので、気候が支配する何らかの要因によって、流出水中の濃度が制御されていることを示唆するものであると考えられた。第3主成分は WI に逆の相関を持つ要因として、 $\text{H}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ が関与していることを表している。また、第3主成分は  $\text{H}^+$ と  $\text{HCO}_3^-$ の間に正の相関の高いことを示しており、 $\text{H}^+$ のカウンターイオンとして  $\text{HCO}_3^-$ として表されたアニオンの寄与の大きいことが考えられる。

4-3. 平均濃度の地域内比較

さらに、同じ地域内の各集水域間で比較すると (図-3),

- (1)  $\text{H}^+$ はそれほど明瞭な差があるわけではないが、 $\text{H}^+$ の低い集水域では、EC が高かった。
- (2)  $\text{NO}_3^-$ 濃度の高い集水域では、 $\text{SO}_4^{2-}$ 濃度が低かった。

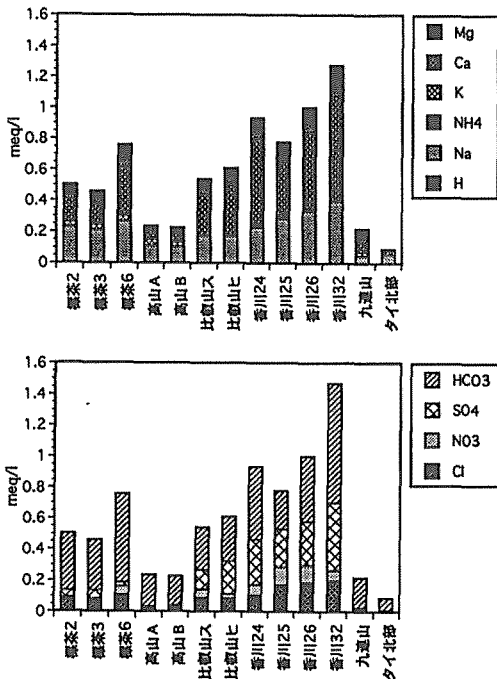


図-4(a) 森林流出水のイオン組成

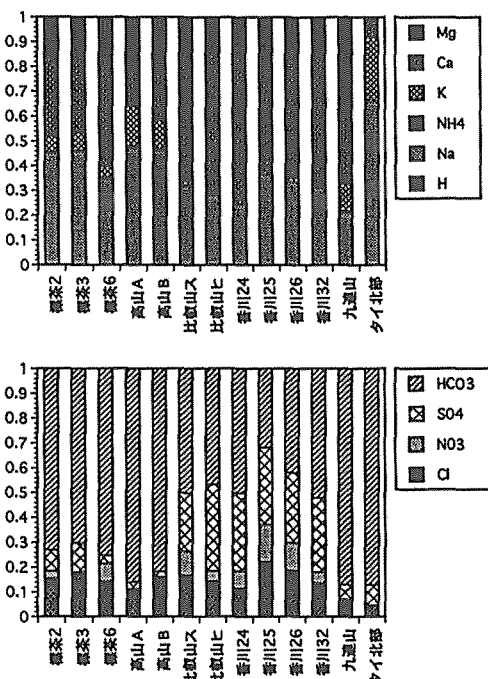


図-4(b) 森林流出水のイオン組成比



(3) 林冠が閉鎖している集水域（標茶6，高山A，香川25，26，32）では，林冠があまり閉鎖していない集水域より  $Cl^-$  濃度が高かった。  
 ， の様なことが読みとれた。

4-4. 流出水のイオン組成

流出水のイオン組成と，全イオン濃度を1とした場合のイオン組成比を，カチオンとアニオンに分けて図-4に示した。イオン組成の棒の高さは全イオン総量を反映している。カチオンに着目すると全カチオン濃度の高い集水域は  $Ca^{2+}$  の比率が高かった。4-1でECが低いとした地域では  $K^+$  の比率が高かった。その他，他地域に比べ九連山で  $Mg^{2+}$  の比率が著しく高かった。また，タイで  $Ca^{2+}$ ，  $Mg^{2+}$  の比率が著しく低かった。

アニオンに着目すると，  $Cl^-$  の比率は集水域の海洋からの距離や林冠の閉鎖具合に相応していなかった。また，全体的に  $HCO_3^-$  の比率が著しく高かった。特に，  $SO_4^{2-}$  濃度の低い地域で顕著であった。  $HCO_3^-$  は pH の高くなる土壤深層部で発生し，流出する。流出水はカチオンとアニオンが化学当量的に等しくなるように水質が形成されるので，アニオンで大きな比重を占める  $HCO_3^-$  生成と，それに伴う等量分のカチオン流出の重要さが認められた。

4-5. 表層土壤と流出水  $NO_3^-$  濃度の関係

$NO_3^-$  は風化による岩石からの供給は無視でき，その生成は土壤微生物の硝酸生成作用による。国内の集水域において，表層土壤の硝酸含有率と硝酸生成能を調べた（図-5）。その結果，土壤の採取時期の異なることを考慮する必要があるが，流出水  $NO_3^-$  濃度と硝酸含有率はそれほど対応していなかった。また，流出水  $NO_3^-$  濃度の高かった比叡山，香川のみではなく，渓流水

$NO_3^-$  濃度の低かった標茶，高山においても硝酸生成能を有することがわかった。標茶では表層土壤の硝酸含有率と硝酸生成能共に著しく高かった。

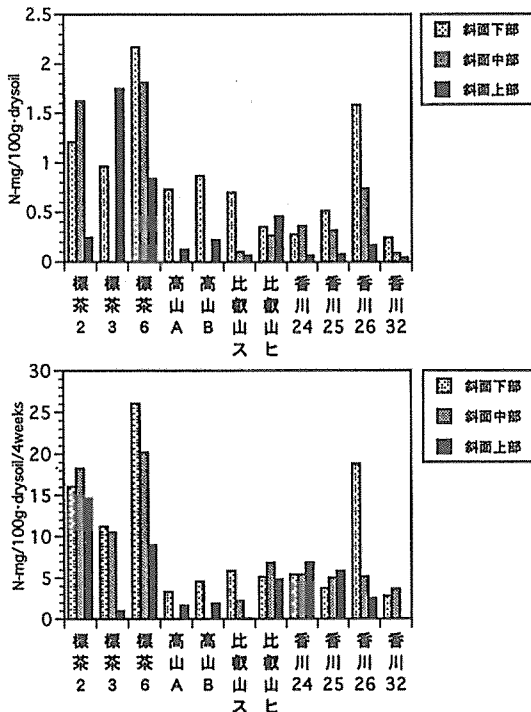
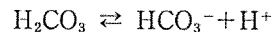


図5 集水域土壤中の硝酸態窒素含有率（上段）と生成能（下段）

5. 考 察

流出水の  $H^+$  の高い地域ではECが低く，地域内で比較した場合も  $H^+$  の高い集水域ではECが低かった。これにはアニオンの中で大きな比重を占め，pH依存性である  $HCO_3^-$  が大きく関わっていると考えられる。つまり，  $HCO_3^-$  に関して，



という平衡関係が存在する<sup>10)</sup>。そのため，土壤で  $H^+$  による塩基との置換が行われれば  $H^+$  濃度が低下し，  $H^+$  の不足を補うために平衡が右へ移動し  $HCO_3^-$  が増加する。特に，pHの高い土壤深部において，重要な作用を持つ。土壤のイオン交換サイトに  $H^+$  により置換可能な塩基が多く存在すれば，土壤中

の  $H^+$ 濃度は低下し、 $HCO_3^-$ と塩基カチオンの増加により EC は上昇すると考えた。

主成分分析を行った際、 $H^+$ のカウンターイオンとして  $HCO_3^-$ と表されたアニオンの寄与の大きいことが示されたが、図-3 から流出水の  $H^+$ 濃度が高いと  $HCO_3^-$ 濃度が低くなる傾向を示された。これらのことは  $HCO_3^-$ として表されたアニオン中に、 $HCO_3^-$ 以外のアニオン種の存在が無視できないことを示している。さらに、 $HCO_3^-$ 以外のアニオン種が気候との関わりにおいて、大きな意義を持つものと期待される。

$Cl^-$ は海洋から運ばれるので、海洋に近い地域ほど流出水の  $Cl^-$ 濃度は増加する。また、集水域の林冠が閉鎖し、林冠葉量が多いほど乾性降水物としてより多くの  $Cl^-$ が林冠に捕捉され、降雨の際に林地への供給量が増加する。そのため、地域内で比較した場合、林冠の閉鎖している集水域のほうが、林冠の閉鎖していない集水域より流出水の  $Cl^-$ 濃度が高くなった。

流出水の  $NO_3^-$ は表層土壌で生成された  $NO_3^-$ が流出したものであるが、流出水  $NO_3^-$ 濃度の違いは表層土壌の硝酸含有率や硝酸生成能の違いを反映していなかった。しかも、標茶の表層土壌の硝酸含有率や硝酸生成能は著しく高く、高山のそれらも比叡山や香川のそれらと明瞭な違いは見られなかった。これら2地域は冷温なため自然状態では硝酸生成が抑制され、流出水  $NO_3^-$ 濃度の低くなることが考えられた。また、それ以外にも下層部の土壌特性に大きく影響されることが考えられ、各集水域において土壌深度に伴う硝酸含有率の変化を調査する必要がある。

流出水中の  $SO_4^{2-}$ の起源は主に岩石の風化（硫化物の酸化）<sup>10)</sup>と有機体Sの無機化、酸化により供給される<sup>11)</sup>。また、Likensら（1981）はHubbard Brookにおいて、流出水  $SO_4^{2-}$ の殆どは大気からの降水物由来で、風化の寄与はごくわずかであるとしている<sup>12)</sup>。主成分分析を行った際、気候条件と流出水  $SO_4^{2-}$ 濃度の強い相関も示された。流出水  $NO_3^-$ 濃度の高い地域は  $SO_4^{2-}$ 濃度も高いことが認められたが、比叡山、香川とその他の地域では流出水  $SO_4^{2-}$ 濃度に著しい差があり、これは風化による  $SO_4^{2-}$ の供給の有無によるものであると考えた。標茶は火山灰土壌のため、アニオン吸着能が高く、流出水  $SO_4^{2-}$ 濃度が低くなったことも考えられる。また、標茶、高山のような冷温な地域では、Sの不動化の進行していることが考えられる<sup>13)</sup>。流出水による  $NO_3^-$ の流出は実際の土壌の硝酸生成を反映していると考えられるが、その際の  $H^+$ の生成が岩石風化による  $SO_4^{2-}$ の供給を促進することは十分考えられる。また、地域内比較の際、流出水  $NO_3^-$ 濃度の高い集水域は  $SO_4^{2-}$ 濃度が低かった。その理由のひとつとして、土壌の  $SO_4^{2-}$ の吸着はpH依存性であり、硝酸生成に伴い  $H^+$ が増加すると  $SO_4^{2-}$ の吸着力が増加するため、流出水による  $SO_4^{2-}$ の流出が抑制されることが考えられた（例えば、14）。

九連山、タイでは流出水の  $NO_3^-$ 、 $SO_4^{2-}$ 濃度が共に非常に低かった。これらの地域は年中温暖なため硝酸生成能が高いと考えられ、そのために土壌での  $SO_4^{2-}$ の吸着が促進されていることが考えられる。また、これら温暖な地域は植物による養分吸収が活発であるため、生成された  $NO_3^-$ の多くは植物中に保持されていると考えられる。これらのいくつかの理由により、これらの地域における流出水の  $NO_3^-$ 、 $SO_4^{2-}$ 濃度が非常に低くなったと考えた。

全体的な水質特性に着目すると、アニオンの殆どが  $HCO_3^-$ で占められる地域（標茶、高山、九連山、タイ）と  $NO_3^-$ 、 $SO_4^{2-}$ の比重もある程度大きい地域（比叡山、香川）と大きく2つに分けられた。更に、アニオンの殆どが  $HCO_3^-$ で占められる地域は、冷温のためN、Sの不動化により  $NO_3^-$ 、 $SO_4^{2-}$ の流出の少ない地域（標茶、高山）と、温暖なためN、Sの無機化は進行するが植物の養分吸収（主に  $NO_3^-$ ）や土壌への吸着（主に  $SO_4^{2-}$ ）により  $NO_3^-$ 、 $SO_4^{2-}$ の流出の少ない地域（九連山、タイ）に分けられた。このようなアニオンの流出パターンの違いに加え、そのアニオンと等量分のカチオンが種々の条件により組成を規定され流出し、森林流出水の水質が決定される。

## 6. 引用文献

- 1) 岩坪五郎 (1976): 森林生態系での植物養分物質の循環——そこでの雨水のはたす役割について——. 今西錦司博士古希記念論文集. 中央公論社. pp.313~360
- 2) Likens, G. E., Bormann, F. H., Pierce, R. S., Eaton, J. S., and Johnson, N. M. (1977): BIOGEOCHEMISTRY of a Forested Ecosystem, Springer-Verlag
- 3) Swank, W. T., and Waide, J. B. (1988): Characterization of Baseline Precipitation and Stream Chemistry and Nutrient Budjets for Control Watersheds. In Swank, W. T., and Crossley, Jr. D. A. (ed.), Forest Hydrogy and Ecology at Coweeta, Ecological Studies 66, Springer-Verlag
- 4) Bormann, F. H., and Likens, G. E. (1979): Pattern and Process in a Forested Ecosystem, Springer-Verlag
- 5) Tietema, A., and Verstraten, J. M. (1991): Nitrogen cycling in an acid forest ecosystem in the Netherlands under increased atmospheric nitrogen input; The nitrogen budget and the effect of nitrogen transformations on the proton budjet, Biogeochemistry, 15, 21-46
- 6) Tietema, A., Riemer L., Verstraten, J. M., VAN DER Mass, M. P., VAN Wijk, A. J., and VAN Voorthuyzen, I. (1993): Nitrogen cycling in acid forest soils subjected to increased atmospheric nitrogen input, Forest Ecology & Management, 57, 29-44
- 7) 廣瀬 顕, 岩坪五郎, 堤 利夫 (1988): 森林流出水の水質についての広域的考察(1). 京大演報. 60, 162-173
- 8) 吉良竜夫 (1945): 農業地理学の基礎としての東亜の新気候区分. 23pp. 京都帝国大学農学部園芸学研究室. 京都.
- 9) 土壤標準分析・測定法委員会編 (1986): 土壤標準分析・測定法. 博友社.
- 10) Ollier, C. D. (松尾新一郎 監訳) (1971): 風化——その理論と実践. ラテイス. pp.37-62
- 11) Mitchell, M. J. & David, M. B. (1986): Sulfur constituents in soils and streams of a watershed in the Rocky Mountains of Alberta, Can. J. For. Res, 16, 315-320
- 12) Likens, G. E., Bormann, F. H., and Johnson, N. M. (1981): Interactions between major biogeochemical cycles in terrestrial ecosystems. In G. E. Likens. (ed), Some perspectives of the major biogeochemical cycles, pp. 93-112, Wiley New York
- 13) Swank, W. T. (1983): Microbial Transformation of Sulfate in Forest Soil, Science, 223, 182-184
- 14) Mitchell, M. J. & Fuller, R. D. (1988): Models of sulfur dynamics in forest and grassland ecosystems with emphasis on soil processes, Biogeochemistry, 5, 133-163

## Résumé

We studied the chemistry of forest runoff water from 13 watersheds in six regions of Hokkaido (cold temperate area), to Thailand (subtropical area). Runoff  $\text{Cl}^-$  concentrations were higher in watershed closer to the ocean, in watershed with denser canopies. Concentration of runoff  $\text{NO}_3^-$  was determined by the system of mineral cycling between plants and the soil, which depends on climate conditions. Concentrations of runoff  $\text{SO}_4^{2-}$  tended to be high in regions where runoff  $\text{NO}_3^-$  concentrations were high. However, in the intraregional comparison, concentrations of runoff  $\text{SO}_4^{2-}$  were low at watershed where runoff  $\text{NO}_3^-$  concentrations were high. In this study, we estimated the concentration of runoff  $\text{HCO}_3^-$  as the difference between total cation and total anion. The estimated  $\text{HCO}_3^-$  occupied a large part of total anion concentration, and we concluded that it may depend on the amount of cations exchangeable by  $\text{H}^+$  in deep soil layer. Though a large part of runoff water chemistry seems to be formed by physico-chemical processes, biological processes, such as mineral cycling mechanisms in forest ecosystems defined by environmental conditions, are also very important factors in determining runoff water chemistry.