

## 立山山岳域における水・物質循環

上原, 佳敏

<https://doi.org/10.15017/1500777>

---

出版情報：九州大学, 2014, 博士（農学）, 課程博士  
バージョン：  
権利関係：全文ファイル公表済

# 立山山岳域における水・物質循環

Water and Nutrient Cycle in Alpine Region at Mt. Tateyama

上原 佳敏

Yoshitoshi Uehara

Kyushu University

2015/01/01

# 目次

<b>第1章</b>	<b>序論</b> .....	<b>- 1 -</b>
第1節	研究の背景と目的	
第2節	本論文の構成	
<b>第2章</b>	<b>研究方法</b> .....	<b>- 5 -</b>
第1節	はじめに	
第2節	試験地の概要	
第3節	気象観測方法	
第4節	試料の採取方法	
	1. 対象植物および植物の採取	
	2. 調査地の岩石及び土壌の採取	
	3. 水試料の採取方法	
第5節	化学分析	
	1. 分析の前処理及び pH の測定	
	2. 水素・酸素安定同位体比の分析	
	3. 主要イオン種成分分析	
	4. Sr 安定同位体比の測定	
<b>第3章</b>	<b>山岳域における降水量と植生への水供給</b> .....	<b>- 14 -</b>
第1節	はじめに	
第2節	数値解析方法	
	1. 樹冠遮断量の計算	

### 第3節 結果

1. 降水量
2. 霧水及び 霧水沈着量
3. 林内雨量と林外雨量
4. 降水, 霧水, 林内雨中の酸素・水素安定同位体比

### 第4節 考察

1. 浄土平における降水量
2. 樹冠遮断
3. ハイマツ樹冠への霧水沈着

### 第5節 結論

## 第4章 立山山岳域における大気沈着の観測 ..... - 31 -

### 第1節 はじめに

### 第2節 数値解析方法

### 第3節 結果

1. 湿性沈着の pH 及びイオン種濃度
2. 湿性沈着量

### 第4節 考察

1. 立山における湿性沈着中の pH
2. 浄土平における湿性沈着の特徴

### 第5節 結論

## 第5章 大気沈着とハイマツ植生との相互作用 ..... - 41 -

### 第1節 はじめに

### 第2節 数値解析

### 第3節 結果

1. 林内雨のイオン成分濃度
2. 林内雨沈着量
3. 純林内雨沈着量
4. 純林内雨沈着量と針葉表面の濡れとの関係

### 第4節 考察

1. 樹冠遮断と微気象
2. 樹冠による栄養塩吸収
3. 樹冠の濡れと樹冠からの溶脱

### 第5節 結論

## 第6章 山岳地域における Sr 安定同位体比を用いた栄養塩動態の解析 - 55 -

### 第1節 はじめに

### 第2節 結果

### 第3節 考察

1. 大気沈着中の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
2. 基岩および土壌中の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
3. 植物試料中の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

### 第4節 結論

## 第7章 結論..... - 60 -

## 引用文献..... - 62 -

## 謝辞..... - 71 -

# 第1章 序論

## 第1節 研究の背景と目的

近年、人為的な汚染物質の排出の増加により、窒素化合物や硫黄化合物、さらにそれらから生成された二次汚染物質の森林への負荷量の増加が懸念されている。これらの大気汚染物質の排出は、アジア東部沿岸地域で年々増加傾向にあり、その影響は全地球レベルに広がっている (Galloway, 1995 ; Akimoto, 2003)。汚染源で発生した大気汚染物質は、光化学反応を起こしながら偏西風に乗って輸送され、遠隔地域にまで影響を及ぼしている (Watanabe ら, 2009)。1989年から2008年までの観測及びモデル計算の結果、アジア大陸で発生した窒素酸化物の日本への輸送も報告されている (Morino ら, 2011)。

人為起源の窒素沈着の増加は、生態系一次生産や窒素循環など、様々な陸域生態系の変化に関係している (Bowman ら, 2006)。窒素沈着源である窒素酸化物( $\text{NO}_x$ )の国内排出は減少せず、アジア大陸においては  $\text{NO}_x$  の排出が1980年から2003年にかけて2.8倍に増加しており、日本に窒素化合物が広域輸送されている (Ohara ら, 2007)。大気—植物—土壌の栄養塩循環の実態を解明するために、大気沈着した量やその特性など、系外から輸送される物質の評価を行う事は重要である (Bowman, 2000 ; Burns 2004)。

大気降下物の影響に関して、これまで、日本の酸性雨研究センターが中心となって東アジアモニタリングネットワーク (EANET) が組織され、主に平野部における湿性沈着のモニタリングが行われてきた。様々な野外観測や湿性沈着物の化学分析は、日本の各山岳地帯で行われており平野部と同程度のイオン成分の湿性沈着が観測されている (例えば、安念ら, 1995 ; Watanabe ら, 1999)、海外の代表的な山岳地域であるロッキー山脈では、1980年代半ばから2000年にかけての窒素沈着が年々増加している事が観測されている (Dauglas, 2003)。日本の北アルプスは、高山生態系という独特な物質循環特性に加え、人為的な排出源から地理的に離れた所に位置する為、広域大気汚染の影響を観測するのに適している。本研究場所である立山の別の地点においても、霧水中 (Watanabe et al., 2011a) や積雪中 (岩間ら, 2011 ; Watanabe ら, 2011b) の化学成分の分析結果が報告されている。また、アジア大陸からの広域大気汚染物質の高山生態系への影響の可能性が報告されているが (Kume ら, 2009 ; 久米ら, 2011),

これまで行われた観測のほとんどは森林限界以下の地点であり（例えば村本ら，2007），森林限界よりも上部における系統的な観測や，高山植生と大気の水・物質の相互作用に関する研究はこれまで行われてこなかった．そのため，日本の中部山岳における高山生態系への大気汚染の影響を調べる為に，森林限界以上の無降雪期における大気沈着物の系統的な観測や影響評価が必要な状況であった．

以上の事を踏まえ，本研究では，立山の山頂付近において，大気沈着（雨，霧，林内雨）及び微気象観測を行い，湿性沈着中の主イオン種成分と安定同位体比（H，O，Sr）の測定を基に，日本の山岳地域の森林限界上部に優占するハイマツ（*Pinus pumila* Regal）生態系への大気沈着の影響を，水・物質循環の相互作用を重視した観点から明らかにすることを目的とした．

## 第2節 本論文の構成

本論文は，日本の代表的な山岳地帯である中部山岳国立公園内の立山の頂上部の一つである浄土平における過去6年間の気象・大気観測を基に，大気沈着物と高山植生との関係について考察したものであり，以下のような構成になっている(図-1.1)．

第2章では，調査地である立山山岳地域と対象とした植物についての概要を示す．また基本的な観測方法についても記述する．

第3章では，大気降水物の中でも水に着目し，山岳地域の頂上付近に生育するハイマツ群落への水文的な入力量と，山岳地域で発生する霧水がハイマツ群落の水供給に寄与している割合を評価し，無降雪期における山岳域の植生と水文過程を考察した．

第4章では，山岳地域の森林への基本的な大気降水物量（物質入力量）を評価するために，降水と霧水中のイオン成分の分析から，調査地域の湿性沈着の化学的特徴を調べ，他の山岳域や調査地の標高別における酸性沈着物質の量と比較する事により，湿性沈着の広域大気汚染の評価を行った．

第5章では，ハイマツ植生における林内雨の化学成分と量を測定し，降水中のイオン成分と比較することにより，大気沈着とハイマツ植生との相互作用を考察した．

第6章では，高山生態系における栄養塩類の物質循環を解明するために，Sr

安定同位体を Ca のトレーサーとして用いた。ここでは、大気降水物が高山植生に及ぼしている影響を検討する。

第 7 章では、一連の観測研究で得られた知見を取りまとめて全体の結論とする。



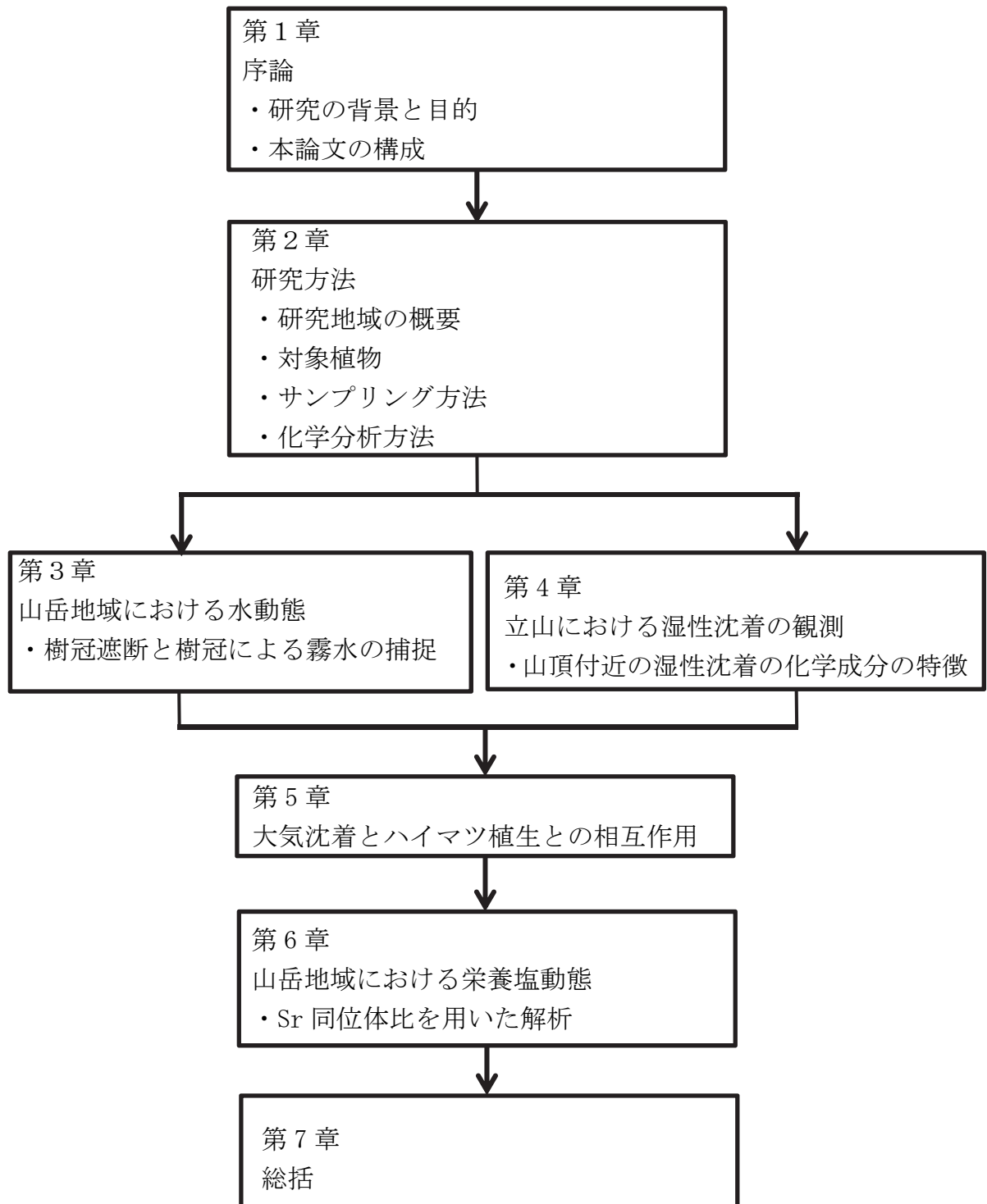


図 1.1 本論文の構成

Figure 1. 1 Structure of this study.

## 第2章 研究方法

### 第1節 はじめに

本研究では、山岳山頂部における水循環及び物質循環の解明という観点から、大気沈着物と高山生態系との関係を解明するために、微気象観測、降水および霧水、ハイマツ群落における林内雨観測を行った。ここでは、観測場所の概要及び、本研究で適用する研究手法について説明する。

### 第2節 試験地の概要

本研究に関わる一連の観測は、富山県中新川郡立山町、中部山岳国立公園、立山山頂付近に位置する富山大学立山施設（北緯 36 度 33 分，東経 137 度 36 分，標高 2840m），浄土平の斜面で行った（図-2. 1）。浄土平は主に 3 斜面からなり，そのうちハイマツ群落が連続して分布している北側斜面（図-2. 1 a）及び南西側斜面（図-2. 1. b）の 2 斜面で行った。

浄土平では，10 月初旬から降雪が始まり，7 月上旬まで積雪が残り，全体では年間 8 か月程度は雪に覆われ，冬季に地面は凍結する。2006 年から 2008 年までの年平均気温は $-2.6^{\circ}\text{C}$ で，8 月の日中最高気温と最低気温の平均値はそれぞれ  $13.0^{\circ}\text{C}$ と  $8.8^{\circ}\text{C}$ であった。

夏季における大気は，通常太平洋から日本の中央や西日本を通過して輸送されるが，アジア大陸から輸送されてくることもある。また，9 月から 10 月はアジア大陸や日本の西部から輸送されてくることが多い（Watanabe ら，2011a）。

### 第3節 気象観測方法

富山大学立山施設の観測用櫓の上に，気温・相対湿度センサー（Pt1000, CVS-50, Climatec Inc., Tokyo, Japan），風向風速計（風車型風速計，05103, R. M. Young., Traverse City, Michigan, U. S. A）を設置した。また 2 つの静電容量型葉面濡れセンサー（S-LWA-M003, Onset Computer Co., Bourne, Massachusetts, U. S. A.）を設置し，霧と露の観測を行った。センサーの一つは水平面に対して  $45^{\circ}$ 傾けて上向きに，もう一つは水平面に  $45^{\circ}$ 傾けて下向きに設置した。降水は 0.2mm 転倒升型雨量計（Rain Collector II, Davis instruments Co., Hayward, California, U. S. A : 図-2.2.a.）を設置した。富山市 ( $36.708^{\circ}\text{N}$ ,

137.202°E, 標高 8.6m) と立山天狗平 (36.582°N, 137.578°E, 標高 2291m) の降水量は、気象庁のアメダスデータを利用した。

#### 第4節 試料の採取方法

##### 1. 対象植物および植物の採取

日本の山岳上部（森林限界以上）には、ハイマツ (*Pinus Pumila* Regal) が優占することが多く (Yanagimachi and Ohmori, 1991), ハイマツ群落の拡大・縮小は周囲の高山植生に大きな影響を及ぼす可能性が指摘されている (Wada, 2007). これまで、ハイマツは温暖化などの気候変化の指標樹木として多くの研究が行われてきたが (Sano ら 1977 ; 沖津, 1988 ; Wada, 2005), 大気沈着を中心とした水・物質循環に関する研究はこれまで行われていない. これは、ほとんどのハイマツ植生が山岳頂上部の国立公園区域内にあり、ロジスティックの面からも研究が困難であったためだと考えられる. 本研究では主にハイマツを主体とする高山生態系について、水・栄養塩循環の面から考察していく. ハイマツは低木としての性質が固定化されており、常に多幹・匍匐の生育型を示す (Richardson and Rundel, 1998). 日本の高山帯に生育するハイマツの樹高は 0.1~3m 程度であり、本研究場所である浄土平では平均 0.6m 程度である.

本研究では、ハイマツ植生を主とする山岳生態系におけるミネラル分の物質循環を解明するために、2006年にハイマツ枝、葉の採取を行った。また、比較のためハイマツ群落周辺に生育している植物も採取した。常緑低木としてキバナシャクナゲ (*Rhododendron aureum*, 葉), コメバツガザクラ (*Arctericia nana*, 葉), コケモモ (*Vaccinium vitis-idaea* L., 葉と果実), アカモノ (*Gaultheria adenothrix*, 葉), ガンコウラン (*Empetrum nigrum* var. *japonicum*, 葉と果実), シラタマノキ (*Gaultheria pyroloides*, 果実), 落葉低木樹のチングルマ (*Geum pentapetalum*, 葉), イワウメ (*Diapensia lapponica* L. var. *obovata*, 葉), ドウダンツツジ (*Enkianthus perulatus*, 葉), 多年生草本のコイワカガミ (*Schizocodon soldanelloides*, 葉), ミヤマダイコンソウ (*Geum calthifolium* var. *nipponicum*, 葉) を対象とした。

## 2. 調査地の岩石及び土壌の採取

調査地周辺である立山の主峰雄山から浄土平周辺にかけての基岩は、花崗岩閃緑岩質片麻岩によって形成されている（柴田・豊沢，1957）．本研究では、ハイマツ林床のリター層，及びその下の表層土壌，基岩を採取した．表層土壌はリターを分離した後，乾燥器にて80℃で乾燥させた後，粉砕機（Retsch Mm400）でよく粉砕した．基岩である花崗岩は超純水で洗浄した後，土壌と同様に粉砕機（Retsch Mm400）でよく粉砕した．

## 3. 水試料の採取方法

### 3.1. 降水と霧水の採集

2006年から2012年の無降雪期間に観測を行った．降水の採取は，直径0.15mのロートを10Lのポリエチレンタンクにポリエチレンチューブを用いて繋いで作成した，バルク型雨量計（図-2.2. a）を観測タワーの上部に設置した．また，雨樋を加工して作ったバルク式雨量計を2斜面にそれぞれ1基ずつ設置した．この雨樋型雨量計（図-2.2. b）の大きさは，0.1×0.4mであり，試料の吸着が起こりにくいように，表面にテフロンシート（ASF-110，中興化工業株式会社，東京）の貼り付け加工をしている．

霧水はテフロン細線式パッシブ霧水採取器（Model FWP-500，臼井工業研究所，Tokyo, Japan）に10Lのポリエチレンタンクを接続したものをを用いて採取した．霧水採集器は，地上から1.5mの高さに設置し，上部にフードをかぶせ，雨が入らないようにした．この霧水採取器は，電源を必要としないため山岳域で有能的であり，これまで富士山や立山にて用いられてきている（Dokiyaら，2001；Watanabeら，2006，2010）．霧水の採集効率は霧の発生頻度に依存し，森林への霧水沈着量は風速や霧の粒子の大きさに依存する（Lovett，1984；Kobayashi，2001）．細線式パッシブ霧水採取器は，針葉樹植生による霧からの水供給を評価するのに良い代替表面だと示唆されている（Mueller and Imhoff，1989；Schollら，2007；Fischer and Still，2007）．そこで，本研究では，パッシブサンプラーによって採集された霧水の量に基づいて，表面積当たりの霧水の沈着量を算出し，単位面積当たりの霧水量とした．霧水の沈着量は採取タンクに貯留された量をテフロン線の投影面積で除することによって求めた（0.2 mm [wire radius] × 350 mm [wire length] × 513 [number of wires]）．

### 3.2. 林内雨の採集

森林上に降った降水は、一部は樹冠（葉や枝）によって捕捉されるが、その過程を樹冠遮断という。捕捉された降水の一部そのまま蒸発し、残りは幹を伝って樹幹流として根元に到達する。遮断されずに林床に到達する雨を樹冠通過雨というが、それは、直接林床に到達した雨（直達雨）と、樹冠の一部に接触した後に落下する滴下雨に分けられる。しかし、本研究では両者を厳密に分離して観測する事は困難なため、林内雨としてまとめて取り扱った。さらに、本研究の対象植物であるハイマツの主幹は斜面にそって下向き、あるいは風下に向かって伸張し（Kajimoto, 1992）、樹冠遮断された降雨が幹を伝って根元まで到達する樹幹流が生じず、実地の観察によっても樹幹流は発生せず、根に到達する前に滴下雨として林床に落ちていることが確認された。そのため、本研究では、林内と樹幹流の両者もまとめて林内雨として扱った。

樹高が最大 0.8m よりも低いハイマツの林内雨を観測するために、高さを調節できる雨樋型雨量計を設置した（図-2.2. b 及び c）。タンクは、水試料の蒸発や化学変化を抑えるためにアルミホイルで覆いをし、黒いビニール袋で包んだ。7 月終わりから、10 月初旬にかけて、林内雨採取器をハイマツ林床に、6 基をなるべく低くい位置に設置した。水試料は約 1 週間に 1 度採集した。

### 3.3. 渓流水及び地下水の採取

研究場所である浄土平から少し下がった浄土沢において、融雪して沢が表れ始める 7 月初めから、10 月初旬において、約 1 週間ごとに渓流水のサンプリングを行った。地下水は、浄土平から少し標高が下の室堂平（標高 2450m）の室堂バスターミナル付近の、玉殿の湧水を採水した。

### 3.4. 積雪試料

本調査地から 400m ほど下にある室堂平（標高 2450m）では毎年 4 月には 5m を超える積雪層が形成されており、融雪までの間、冬季の様々な環境情報を記録している。本研究では、積雪に含まれている汚れ層（黄砂層）を中心に 2007 年から 2009 年の 4 月に、雪の採取を行った。

## 第5節 化学分析

### 1. 分析の前処理及び pH の測定

ポリエチレンタンクに採集された水試料は、現地で試料の総量をメスシリンダーで測定し、pH を電極法 (Horiba, D-54) で測定後、試料の一部を研究室に持ち帰り、 $0.2\ \mu\text{m}$  のディスクフィルターを用いてろ過した後、冷蔵庫に  $4^\circ\text{C}$  で保存し、順次測定を行った。

### 2. 水素・酸素安定同位体比の分析

水の酸素同位体比 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) および水素安定同位体比 ( $\delta\text{D}$ ) は、水と共に移動する為、水文環境のトレーサーとして広く用いられている。この手法は、水循環中の水の起源を知るのに有効な手段であり、山岳地域の解析においても用いられている (例えば Scholl ら, 2007 ; Zhang ら, 2010)。本研究では、2007 年と 2008 年に採取した降水と霧水、林内雨に関して安定同位体比の測定を質量分析計 (Micromass, model PRISM) を用いて行った。試料は前処理として、 $\delta\text{D}$  は触媒に白金を用いて  $\text{H}_2\text{O}-\text{H}_2$  平衡処理を行い、 $\delta^{18}\text{O}$  は  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  平衡処理を行って、測定機器で分析を行った (Epstein and Mayeda, 1953)。安定同位体の結果は、VSMOW (Vienna standard mean ocean water) の  $\delta$  値 (‰) で表記した。

$$\delta^{18}\text{O} = \{[(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{standard}}] / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{standard}}\} \times 10^3 (\text{‰})$$

$$\delta\text{D} = \{[(\text{D}/\text{H})_{\text{sample}} - (\text{D}/\text{H})_{\text{standard}}] / (\text{D}/\text{H})_{\text{standard}}\} \times 10^3 (\text{‰})$$

酸素と水素安定同位体比はそれぞれ  $\delta^{18}\text{O}$  と  $\delta\text{D}$  で表した。 $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}}$  と  $\text{D}/\text{H}_{\text{sample}}$  は試料水中の安定同位体比であり、 $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{standard}}$  or  $\text{D}/\text{H}_{\text{standard}}$  は標準海水の安定同位体比である。再現性は、 $\delta\text{D}$  は  $\pm 1.5\text{‰}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  は  $\pm 0.1\text{‰}$  であった。

### 3. 主要イオン種成分分析

本研究では、降水の化学的特徴および、樹冠と大気沈着との相互作用を調べるために、降水、霧水、林内雨中の主要イオン成分をイオンクロマトグラフィーによって測定した。陽イオン ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ) はイオンクロマトグラフ (Tosoh IC-8010, 分離カラム; TSK IC-Cation I/II HR, 溶離液;  $1.6\ \text{mM}\ \text{HNO}_3$ )、陰イオン (Metrohm 761 Compact IC, 分離カラム; Shodex SI-90 9E, 溶離液;  $1.8\ \text{mM}\ \text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $1.7\ \text{mM}\ \text{NaHCO}_3$ ) を用いて測定した。分析に用いた

標準試料は、それぞれのイオンについて 0ppm, 0.05ppm, 0.1ppm, 0.2ppm, 0.04ppm, 0.06ppm, 0.08ppm, 1.0ppm, 2.0ppm, 3.0ppm, 4.0ppm, 5.0ppm を調製し、試料の分析を行う際、最初と最後に測定した。また、検量線の相関係数が  $R^2=0.99$  以下の場合、再測定を行った。

## 4 Sr 安定同位体比の測定

### 4. 1. 試料の前処理

#### 4.1.1. 水試料

0.2 $\mu$  の Membrane フィルターを用いて吸引ろ過した後、蒸発濃縮させ、2N HCl で回収した後、カラムクロマトグラフィー (Muromac G50W-X8(200-400mesh)) により Sr を分離、濃集を行うことによって、分析機器にかける試料を生成した。本研究で用いた酸はすべて高純度試薬を使用した。

#### 4. 1. 2. 植物試料

植物試料及びリター試料は、80°C で 3 日間乾燥させた後、乾燥重量 0.5g を秤量し、24 時間 550°C で灰化させた。その後 2N HCl を 5ml 添加し 24 時間放置した。その後 3000rpm で 15 分間遠心分離を行い、上澄み 4ml を乾固した。

乾固した試料に 68%硝酸を 0.5ml 加え、蓋をしたまま 200°C で加熱し、有機物を分解した。硝酸ガスの発生なくなった後、140°C で蒸発乾固を行い、2N HCl を 0.25ml 加え、蒸発乾固させた。その後、2N HCl で回収後、水試料同様にカラムクロマトグラフィー (Muromac AG50W-X8(200-400mesh)) により Sr を分離、濃集を行うことによって、分析機器にかける試料を生成した。

#### 4. 1. 3. 土壌及び岩石試料

土壌及び岩石は、よく粉砕し乾燥させたものをそれぞれ約 0.1g 秤量後、HNO<sub>3</sub> と HF の混合試薬 (HNO<sub>3</sub>1ml+HF 1ml) にて 110°C で酸分解し、冷却後 140°C で蒸発乾固を行った。その後 HCl で回収し、水試料と同様にカラムクロマトグラフィー (Muromac AG50W-X8(200-400mesh)) により Sr を分離、濃集を行うことによって、分析機器にかける試料を生成した。

#### 4. 2. 安定同位体比の分析

測定を行うために前処理された試料を W (タングステン) フィラメント上に散布し, 表面電離型質量分析計 (Thermo 社製 Triton) を用いて同位体分析を行った. 本研究で使用された標準試料である NIST SRM 978 の Sr 安定同位体比( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )の値は, 分析を通して  $0.7102552 \pm 0.00000910$  ( $2\sigma, n=22$ )であった.



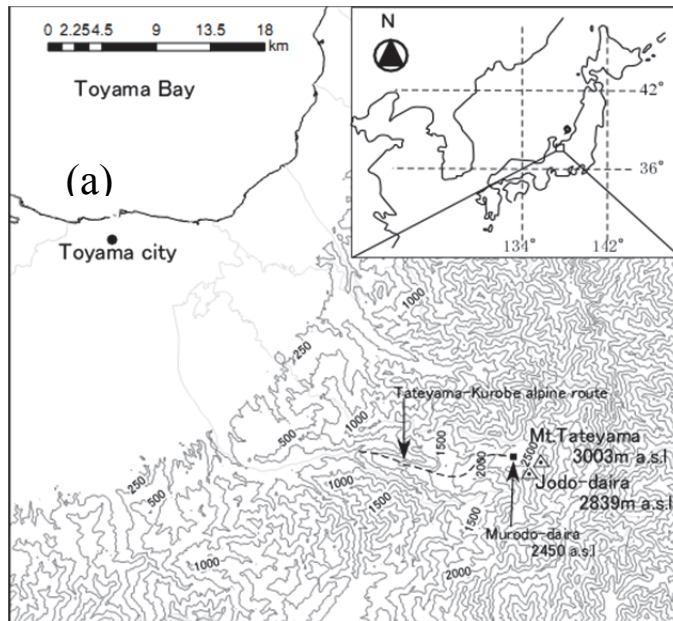


図-2.1 (a) 試験地の位置, (b) 北側斜面, (c) 南西側斜面

Figure 2.1 (a) The location of study site, (b) North slope site, and (c) southwest slope site.

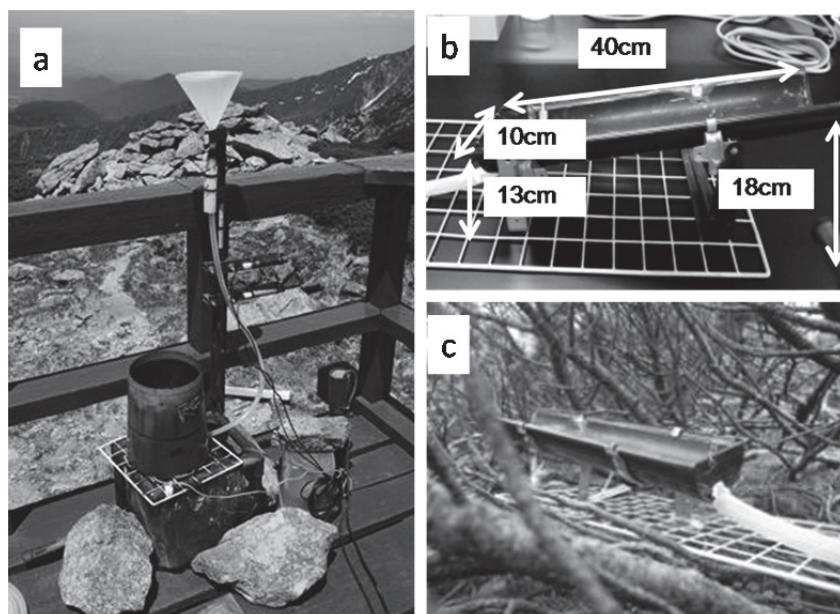


図-2.2 雨量計の設置の様子. a はバルク式常時雨量計及び転倒枳形雨量計. b は雨樋型バルク式雨量計. c は雨樋型バルク式雨量計の設置の様子

Figure 2 (a) The placement of the bulk rain collector. (b) The gutter type bulk rain collector. (c) The placement of the gutter type bulk rain collector in the pine canopy.

## 第3章 山岳域における降水量と植生への水供給

### 第1節 はじめに

日本の山岳上部（森林限界以上）には、ハイマツ（*Pinus pumila* Regal）が優占しており（Yanagimachi and Ohmori, 1991）、他の地域には見られない独特の景観を形成している。ハイマツ群落は大量の針葉を保持することが知られており、閉鎖林冠において群落高に関わらず  $15\sim 25\text{ t ha}^{-1}$  程度であり（Kajimoto, 1994）、森林限界以下の高木性常緑針葉樹に匹敵し、平地のアカマツ林（ $4\sim 7\text{ t ha}^{-1}$ ）やクロマツ林（ $6\sim 12\text{ t ha}^{-1}$ ）と比較すると著しく大きい（Gower ら, 1994）。さらに、葉面積指数は  $5\text{ m}^2\text{ m}^{-2}$  以上の値をとる。また、ハイマツの同化におけるエネルギー交換効率は、ヒノキやスギの人工林に匹敵している。このことは、ハイマツ群落は夏季において光合成と共に大量の蒸散を行っている事を示唆している。一方、ハイマツの生育している山岳地域では土壌が未発達であり、冬季は凍結している事が知られており、根系の発達も抑制されている。そのため、大量の常緑針葉を維持するために必要な水をどこから得て、どのように利用しているのかを知ることは重要である。

山岳地域では、降水は雪や霰などの固体や雨などの液体で沈着する。さらに、加えて霧が良く発生し、降水量に寄与している事も報告されている（吉野, 1965; Holder, 2004; Chang ら, 2006）。また、日本の山岳域では樹木への霧水沈着量は降水を上回る事もある（小林ら, 2001; Igawa ら, 2002）。そのため、樹木の成長のためにハイマツ樹冠に付着する霧が水資源として利用可能であるかを評価することは重要だと考えられる。さらに、ハイマツ植生は山岳域の尾根や頂上付近にパッチ状に発達し、土地面積当りのハイマツ樹冠の面積は、他の植生に比べて著しく大きいため、ハイマツの樹冠の霧水の捕捉効率は他の植生表面に比べて高いと考えられる。そのため、ハイマツ植生が発達している場所と裸地では、水文過程が異なる事が予想される。

一方、ハイマツが生育する日本の中部山岳地域では、最近 100 年間で  $6^\circ\text{C}$  を超える温暖化傾向が報告されており（Wada ら, 2004）、春季の融雪パターンに影響を及ぼす可能性が指摘されている（Barnett ら, 2005; Shinohara ら, 2009）。このような環境変化がどのように山岳植生に影響を及ぼしていくかを推測するためにも、ハイマツの水利用様式を明らかにする必要がある。

日本のハイマツ群落の水動態についてはこれまでほとんど研究されていない。

これは、ほとんどのハイマツ群落は、山岳頂上部の国立公園内にあるため、ロジスティクス面からも研究が困難であったためと考えられる。本研究では、無降雪期において、独自の林内雨観測器を用いた林内雨の観測及び、降水と霧水の観測を行った。また、水の水素、酸素安定同位体比の分析を行った。水の酸素同位体比 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) と水素同位体比 ( $\delta\text{D}$ ) は、水と共に移動する為、水文環境のトレーサーとして広く用いられている。このトレーサーは水循環の中の水の起源を知るのにとっても有効な手段であり、実際に山岳域においても用いられている (Zhang ら, 2010)。

本章では、1) 日本の山岳域の頂上付近に生育するハイマツ群落への基本的な水入力量を評価し、2) 霧水沈着量がハイマツ群落への水供給にどのくらい寄与しているかを評価し、3) 無降雪期における山岳域の水文過程におけるハイマツ群落の影響を評価する事を目的とした。

## 第2節 数値解析方法

### 1. 樹冠遮断量の計算

樹冠遮断は、降雨が樹冠(葉、枝)によって遮断される過程である。植生表面に降った雨は、一部が樹冠に付着し一時的に保持され、その一部は蒸発し残りは林床に雨滴となって落ちる。この時、樹冠遮断(CI)率を以下の式で計算した。

$$\text{CI} = (\text{Pg} - \text{T}) / \text{Pg} \times 100$$

$\text{Pg}$  はバルク式降雨計で観測された降水量であり、 $\text{T}$  は林内雨採取器で採集された林内雨量である。この計算には霧水沈着の影響も入っている。ハイマツの枝は斜面に沿って下向きに成長するため、基本的には樹幹流が起きないと仮定し、樹幹流は測定していない。実施の観察によっても樹幹流は起きておらず、根に到達する前に滴下雨として林床に落ちていた。そのため、本研究では、直達雨、滴下雨、樹幹流をまとめて林内雨として扱った。

## 第3節 結果

### 1. 降水量

富山市と浄土平の2006年から2012年の8月と9月の降水量を表-3.1に示す。富山市は気象庁の値を、浄土平は観察櫓の上に設置した雨量計の値を用いている。8月と9月の浄土平の平均降水量は $283.1 \text{ mm month}^{-1}$ 、富山市は $178.6 \text{ mm month}^{-1}$ だった。浄土平の値は、低地である富山市の約1.6倍であった。2006年の8月は降水量が最も少なく、 $102.7 \text{ mm month}^{-1}$ であった。

### 2. 霧水及び 霧水沈着量

2006年と2008年の相対湿度および2007年から2011年までの葉面濡れ度を図3.1に示す(図-3.1. a, b)。葉面の濡れは、無降雨かつ葉面の濡れが90%以上の時間が、ある月のある期間にどのくらいの割合であったかを示す(図-3.1. c)。2006年と2008年の8月は降水量に違いがあったが、相対湿度の日中の変化は年によらず似ており、昼過ぎから相対湿度は上昇し、夕方にはほぼ毎日相対湿度は100%となった。また、浄土平では、葉が濡れている時間も長く、1日のうち平均して約3分の1は葉の表面が濡れている事を示していた。さらに、8月の60%以上の日数で、夕方(19時から22時)において葉の表面が濡れている事を示している。

2008年8月における、風向風速分布を、a) 相対湿度が高く霧が出ていると考えられる時間(無降雨かつ湿度90%以上である期間)、b) 降雨期間、c) 無降雨かつ霧無しの期間(無降雨かつ湿度90%以下の期間)に分類した結果を図-3.2に示す(10分間の平均値)。2008年8月の平均風速は $4.4 \text{ m s}^{-1}$ であり、最大風速は $16.8 \text{ m s}^{-1}$ であった。降雨期間の平均風速は $4.0 \text{ m s}^{-1}$ であり、湿度の高い期間の平均風速は $4.7 \text{ m s}^{-1}$ であった。またそれぞれの期間の最大風速は $16.0 \text{ m s}^{-1}$ と $16.8 \text{ m s}^{-1}$ だった。2008年に観測した期間のうち、降雨期間の20%、湿度が高い期間の22%が南西側からの風であった。この調査地の南西側には立山カルデラがあり、長く急な斜面が下方まで続いている。カルデラの標高の低い部分から湿った空気が上昇することによって上昇霧が形成されていたと考えられる。

2007年から2012年の8月から9月の間に霧水採取器で集められた霧水量の平均値は $0.14 \text{ mm h}^{-1}$ (範囲は $0.11$ から $0.23 \text{ mm h}^{-1}$ )であり、降水(平均 $0.38 \text{ mm h}^{-1}$ , 幅は $0.18$ から $0.53 \text{ mm h}^{-1}$ )の約30%であった。

### 3. 林内雨量と林外雨量

2006年から2012年までの降水量と林内雨量を表3.2に示す。本研究では、観測タワーのバルク式雨量計によって採集された雨量を林外降水量とした。観測タワーのバルク式雨量計が強風等でデータが欠損した時は、斜面に設置した雨樋型バルク式雨量計の平均値を林外雨量とした。斜面に設置されたバルク式雨量計と転倒柵形雨量計を比較すると、前者は後者の120%程度の量が測定されていた。また、2007年は降水量が多く、降水量及び林内雨量の観測において、タンクから水試料があふれた期間が度々あり、実際の降水量及び林内雨量よりも過小評価していると考えられた。そのため、後の一部の解析では、オーバーフローしている期間のデータについては除外するなどの対応を行った。

降水量と林内雨量の関係を図-3.3に示す。林内雨の値は、ハイマツ林床に設置した雨量計6基の平均であり、エラーバーは標準偏差を示す。林外雨が増加すると、林内雨も増加する傾向がみられた。また、観測期間中、林外雨量に比べて、林内雨量の方が多くなる事が度々あった。林外雨量と林内雨量の差を樹冠遮断量として、2006年から2012年までの夏季における平均値を求めると17.2%であった。しかし、年による変動幅は大きく、2011年と2010年は林外雨よりも林内雨量の方が多く、遮断率はそれぞれ-34.9% (-1662.2~66.7) と-0.1% (-271.9~61.6) であった。一方、2006年はもっとも遮断率が高く、71.2% (-57.6~96.7%) であった。

### 4. 降水、霧水、林内雨中の酸素・水素安定同位体比

霧水と林外雨と林内雨中の水の $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta\text{D}$ の関係を図-3.4に示す。降水の $\delta^{18}\text{O}$ は-13.5‰、 $\delta\text{D}$ は-93.5‰であった。霧水の $\delta^{18}\text{O}$ は-11.7‰で、 $\delta\text{D}$ は-83‰であった。林内雨の $\delta^{18}\text{O}$ は-12.6‰、 $\delta\text{D}$ は-88‰であった(表-3.3)。霧と雨の安定同位体比の値には有意な差があり、林内雨の安定同位体比の値はその間にあった。

## 第4節 考察

### 1. 浄土平における降水量

降水量の高度効果は、水文学的な研究に関して最も重要な課題の一つである。気団流における地形の影響は、降水量を決定するうえで重要であるが、標高と降水量との間には単純な因果関係は存在しないと考えられている。日本は海に囲

まれており、暖かい海上の空気が険しい山々にあたり上昇し、季節風が山岳域に高濃度の水蒸気をもたらす。この現象により、山岳地形に強く影響された特徴的な降雨を引き起こし、これは大陸にある高山帯に比べて非常にユニークである（例えば、Wheren ら、2010）。図-3.5 に立山で観測された標高と降水量の関係を示す。ほぼ毎年、標高とともに降水量が増加する傾向が見られ、2006年から2012年までの9月は、平地と比較して浄土平の方が平均2.2倍（5.76から0.7倍）多かった。このことは、降水イベント中でも山の上部でも空気中の湿度がほぼ飽和していた事を示唆しており、湿度の高い気団の存在が日本の高山域の頂上付近に霧を良く発生させる要因であると考えられた。

## 2. 樹冠遮断

ハイマツの葉面積密度は大きく（ $4\sim 6\text{m}^2\text{m}^{-3}$ ）（Kajimoto, 1989）、ハイマツ上への降雨の大部分は針葉と接触して林内に到達すると考えられる。浄土平に生育するハイマツの2006年から2012年までの夏季における月平均樹冠遮断率は17%であった。他の森林植生と比較すると、針葉樹であるスギは17%前後、ヒノキは16-18%前後（田中ら、2005）、常緑樹であるマテバシイは6-37%（Satoら、2002）となり、針葉樹であるスギやヒノキと同程度の遮断率であった。また、山岳域の乗鞍における針葉樹林（シラカビソ：標高1705m）と広葉樹林（シラカバ：標高1610m）と比較すると、遮断率はそれぞれ32%と19%（村本ら、2007）であり、本研究はそれらの樹種と似た値をとった。一方で、降水量が少ない時期には、遮断率が98%と林床に降雨が供給されていない期間もあった。降水イベント中に、密な樹冠が降水を遮断し、樹冠に溜まった水分が針葉表面から蒸発するためだと考えられる（Rutter ら、1967）。

## 3. ハイマツ樹冠への霧水沈着

浄土平における6年間を通しての平均樹冠遮断率は17%であり、遮断率が50%を超える事もあれば（40/215 サンプル）、林内雨量が林外雨量よりも多かった期間もあった（63/215 サンプル）。標高の高い地域や（Prada ら、2009; 小林ら、1998）、霧が良く発生している地域（Ewing ら、2009）で同様の観測結果が報告されている。Igawa ら（2002）の大山の観測において、標高が高くなるにつれ霧が良く発生し、林内雨量も増加しているという結果を報告している。

小林ら(1999) では相対湿度が 80%を超えると霧の発生頻度は増加し、相対湿度 86%以上では霧の発生頻度は 70%を超える事を報告している。浄土平の観測期間中には、ほぼ毎日霧を確認した。浄土の相対湿度の観測結果(図-3.1)より、浄土平は降雨の有無に関わらず、ほぼ毎日相対湿度が 100%に達しており、霧が良く発生していたと考えられる。また、無降雨期間において、ハイマツの針葉の表面が長い時間濡れている事を観察している。

霧による林内雨は一般に樹雨と呼ばれており、霧が樹木の葉や枝に捉えられ、水滴となって林床に落ちる現象である。Went (1995)はマツやセコイアなどの針葉樹の小さい葉は霧水を効率よく捕捉すると記述している。また、相対湿度が 95%以上である時間が 1 日に 12 時間以上あると、水蒸気は植物への水の供給源として有意に働くことを示唆している。浄土平では、林内雨と霧水捕集量には有意な正の関係が見られた(図-3.6)。すなわち、林外雨に比べて、林内雨量の方が多く観測された期間は、ハイマツ樹冠が霧水を捉え、林内雨として林床に供給していた可能性が高い。

表-3.3 と図-3.4 より、霧と雨の  $\delta^{18}\text{O}$  と  $\delta\text{D}$  には明確な違いがあり、霧の安定同位体比は雨と比べて重かった。同様の結果が他の先行研究で報告されている(例えば、Dawson, 1998; Liu ら, 2007; School ら, 2007)。本研究の夏季における安定同位体比加重平均値の雨と霧の差異は月平均最大で  $\delta^{18}\text{O}$  は 4.5‰,  $\delta\text{D}$  は 45‰であり、最小値は  $\delta^{18}\text{O}$  で 0.9‰,  $\delta\text{D}$  は 1.7‰であった。Scholl ら(2010)は総観スケールのイベントによる雨と、局所的に発生した霧や地形性の雲水との間には、降水と霧の同位体値に大きな違いが出る事を解明している。また、山岳地域において地形性の雲が発生している時の霧水と雨の同位体比には差異が無い事が観測されているが、研究例は非常に少ない(Scholl ら, 2010)。林内雨の  $\delta^{18}\text{O}$  と  $\delta\text{D}$  は雨よりも高く、霧よりも低かった(図-3.4)。そのため、林内雨は雨と霧が混合していると推測される。林内雨への雨と霧の寄与率を求めるために、同位体比の単純混合モデルを用いた。このモデルにおいて、エンドメンバーを霧と林外雨とした。

林内雨の酸素同位体比 = 降水の酸素同位体比  $\times a$  (降水の寄与比) + 霧水の酸素同位体比  $\times (1-a)$

このモデルによる解析結果より、霧水の林内雨への寄与率は、平均して 35%であった(14%から 98%)。酸素と水素の荷重平均値は、2年間で雨は-13.5‰,



林内雨は-12.6‰、霧水は-11.7‰だった（表 3.3）。しかし、観測期間中のいくつかの期間において、霧の寄与率が 0 よりも小さい時や、1 よりも大きい時もあった。これは、ハイマツの遮断率が高い時であり、樹冠上で  $\delta^{18}\text{O}$  が濃縮された林内雨が供給されたことによるものだと推測されるが、いずれも、林内雨に霧水が大きく寄与している可能性を支持している。DeWall and Swistock(1994) は、アメリカのペンシルベニア中央の松林における観測で、林内雨中の  $\delta^{18}\text{O}$  は 0.32‰濃縮されていた事を報告している。浄土平は、非常に相対湿度が高いという観測結果から、本研究における濃縮はこの Dewall and Swistock(1994)の結果にくらべて少ないと考えられる。以上の結果は、霧水は林内雨に大きく寄与しているという仮説を支持していると考えられる。また、林内雨は単純に雨と霧のインプットによって決定されるというわけではなく、樹冠からの蒸発も影響している可能性が考えられた。

## 第 5 節 結論

ハイマツ群落の存在は、山岳生態系の局地的な水文過程に大きな影響を与えていた。無降雪期の間、ハイマツ樹冠への霧水沈着は林内雨量に大きく寄与していた。ハイマツ樹冠による降雨遮断率は年によって変動が大きく、6年間を通しての平均遮断率は 17%だった。また、ハイマツ樹冠は降雨の有無に関わらず、霧水を効率よく捕捉し林内雨として林床に水分を供給している事が明らかになった。ハイマツ樹冠による霧水の高い捕捉効率は、樹冠の表面積の大きさと微地形が影響しており、日本アルプスの地理的特徴によって山頂部の相対湿度が高く維持されている事も、林内雨への霧水沈着に大きく寄与していた。

表-3.1 富山市（標高 8.6m）および浄土平（標高 2839m）の 8 月と 9 月の降水量.

**Table3.1** Precipitation for Jododaira in August and September at Toyama city ( 8.6m a. s. l) and Jodo-daira( 2839 a. s. l.)

	降水量(mm month <sup>-1</sup> )			
	富山市		浄土	
	8月	9月	8月	9月
2006	113.0	227.5	102.7	412.4
2007	122.5	126	326.8	420.1
2008	262	185	465.4	248.9
2009	192	105.5	291.4	233.1
2010	121.5	259	321.9	189.1
2011	247	276	382.4	317.1
2012	102	161	113.5	139.0
Average	165.7	191.4	286.3	279.9

表-3.2 2006年から2012年の夏季(8月と9月)における月降水量(Gross precipitation), 林内雨量(Throughfall), 霧水沈着量(Fog deposition), 樹冠遮断量(Canopy interception)の概要.

Table 3.2 Summary of precipitation, throughfall, and fog deposition in summer (August and September) at *Pinus pumila* Stands at Jodo-daira.

year	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
Gross pricipation (mm month <sup>-1</sup> )	256.4	373.5	353.1	239.9	209.7	349.8	126.26
Throughfall (mm month <sup>-1</sup> )	73.8	260.2	264.7	-	282.9	350.1	109.44
Fog deposition (mm month <sup>-1</sup> )	-	115.3	80.1	168.5	-	112.2	35.46
Canopy interception (%)	71.2	30.3	25.0	-	-34.9	-0.1	13.3
Canopy interception range (%)	-57.6 to 96.7	-315.2 to 93	-101.1 to 98	-	-1662.2 to 66.7	-271.9 to 61.6	-50.6 to 56.1

表-3.3 2007年と2008年の夏季(8月と9月)における, 雨 (Gross precipitation), 林内雨 (Throughfall), 霧 (Fog deposition) 中の酸素水素安定同位体比の加重平均値 (Volume-Weight Average)

**Table 3.3** Volume-weighted average(VWA) and  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  for gross precipitation, throughfall, and fog deposition at Jodo-daira in summer (August and September)

year	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)		$\delta\text{D}$ (‰)	
	2007	2008	2007	2008
Gross precipitation VWA	-14.1	-12.8	-97	-89
Gross precipitation range	-16.1 to -0.8	-15.5 to -8.7	-118 to -63	-117 to -49
Throughfall VWA.	-12.5	-12.7	-88	-89
Throughfall range	-15.2 to -8.8	-15.8 to -7.9	-110 to -49	-116 to -46
Fog deposition VWA	-11.8	-11.6	-86	-79
Fog deposition range	-15.5 to -7.5	-12.5 to -7.6	-117 to -50	-87 to -46

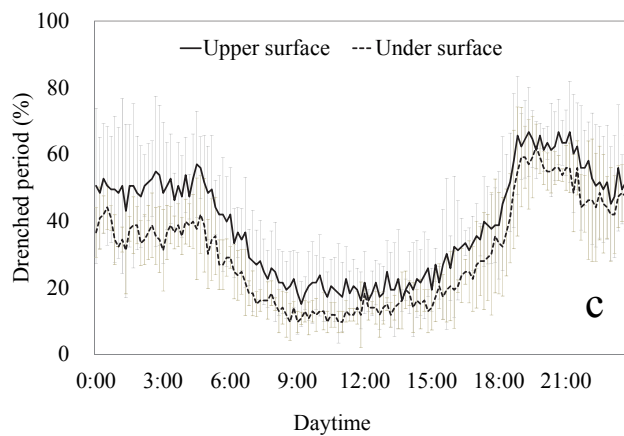
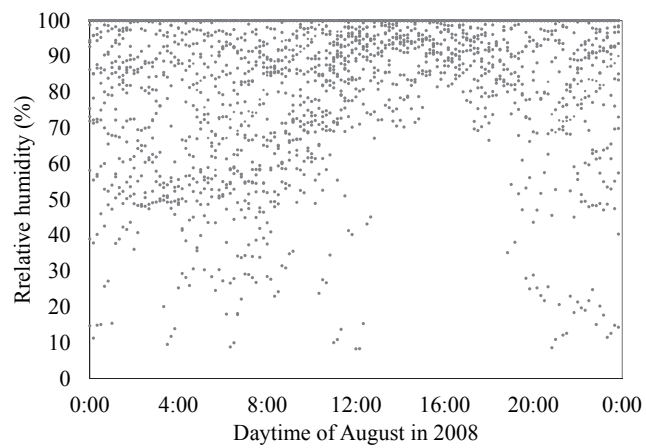
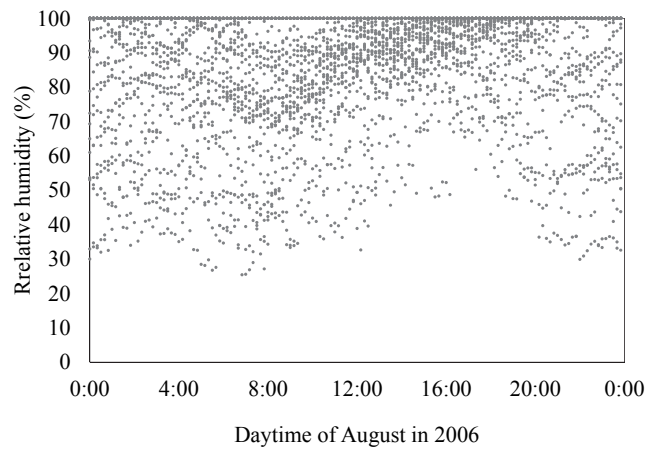
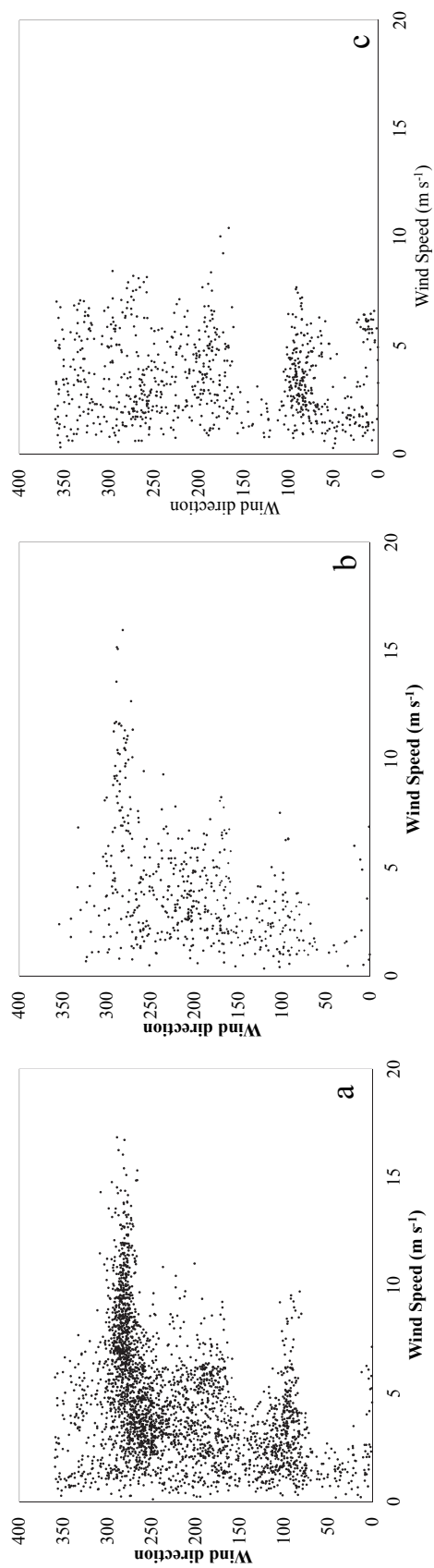


図-3.1 2006年8月の相対湿度(a), および2008年の8月の相対湿度(b),及び、2008年から2011年までの葉面濡れが90%以上あった期間(c)を示す。葉面濡れの値(%)は、無降雨期間に、濡れセンサーの値が90%以上あった期間の割合を表している。

**Figure 3.1** Relative humidity in (a) August 2006 and (b) August 2008. c) Drenched period (%) of the upper surface and under surfaces of leaves as measured by wetness sensors at Jodo-daira in August 2008. The drenched period was defined as the proportion that the wetness value was over 90% each time during a month.



**図-3.2** 浄土平における風向と風速の関係. a は霧が発生している時間 (無降雨かつ相対湿度が90%以上の期間), b は降雨期間, c は無降雨かつ相対湿度が90%未満の時を示す. 1つの点は10分間の平均値を示す.

**Figure 3.2** The relationship between wind direction and wind speed in August 2008 for (a) fog period (no rain and humidity more than 90%), (b) rain period, and (c) the period of no-rain and relative humidity lower than 90%. One point represents the average of 10 min.

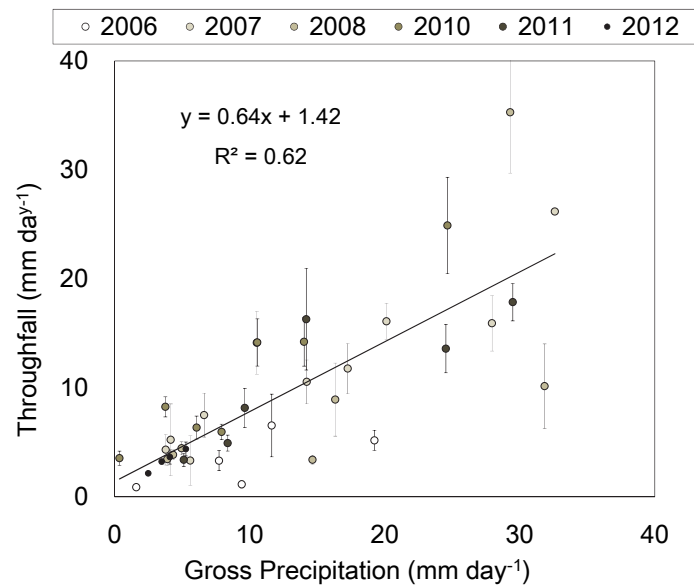


図-3.3 2006年から2008年の夏季(8月と9月)の、降水(Gross precipitation)と林内雨(throughfall)の関係を示す。それぞれの点はサンプリング期間を示し、エラーバーは6基の雨量計標準誤差を示す。

**Figure 3.3** The relationship between gross precipitation and throughfall in summer (August and September) at Jodo-daira. Points are the mean values and error bars show the standard error of four rain collectors in 2006 and six rain collectors in 2007 and 2008 ( $R^2 = 0.58$ ;  $y = 0.66x + 0.25$ ).



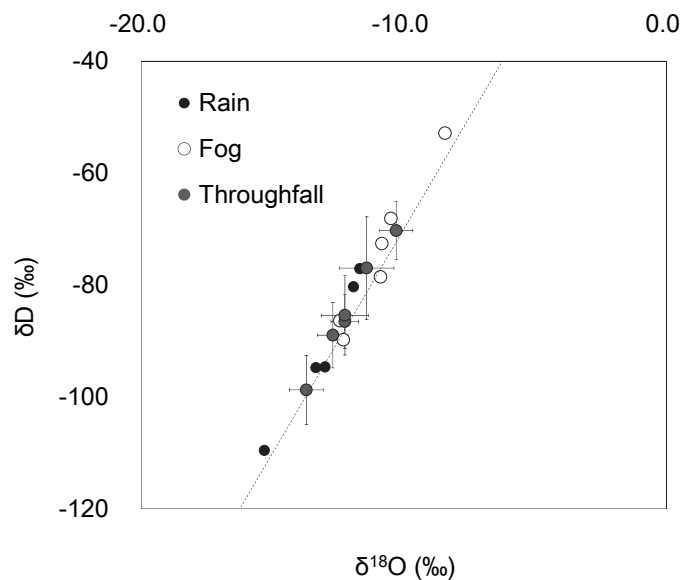


図-3.4 2007年と2008年における, 雨(Rain), 霧(Fog), 林内雨(Throughfall)中の水の酸素( $\delta^{18}\text{O}$ ), 水素( $\delta\text{D}$ )安定同位体比を示す. それぞれの点は, 月の加重平均値であり. エラーバーは6基の雨量計の標準誤差を示す. 点線は, 天水線を示す( $\delta\text{D}=8\times\delta^{18}\text{O}+10$ ; Craig, 1961).

**Figure 3.4** The relationships between  $\delta\text{D}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  of rainfall(●), throughfall(□) and fog(○) deposition for summer (July-September) at Jodo-daira in 2007 and 2008. Each point shows the precipitation-weighted average value of a month. Error bars show the standard deviation of six throughfall collectors in each month. The dotted line shows the global meteoric water line ( $\delta\text{D}=8\times\delta^{18}\text{O}+10$ ; Craig, 1961).

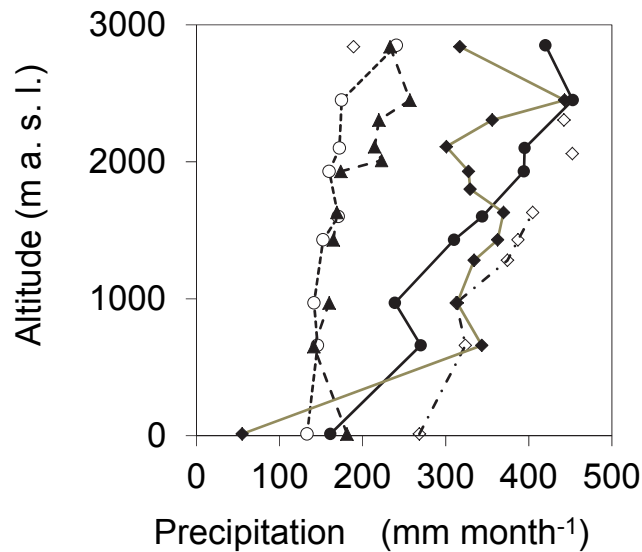


図-3.5 2007年から2012年までの9月における標高と降水量(Precipitation)の関係を示す。浄土(標高2839m)以外の点は、朴木・渡辺(2008)、朴木ら(2009)、朴木・渡辺(2010)、朴木・渡辺(2011)、朴木・渡辺(2012a)、朴木・渡辺(2012b)の値を用いた。●は2007年、○は2008年、▲は2009年、◇は2010年、◆は2011年を示す。

Figure 3.5 The relationship between rainfall and altitude in 2007 to 2011 in September. ○ represents 2007, ● represents 2008, and ▲ represents 2009, ◇ represents 2010, and ◆ represents 2011/.he solid line represent Except for Jodo-daira, the rainfall data are from Honoki and Watanabe (2008) and Honoki et al. (2009), Honoki and Watanabe (2012a), Honoki and Watanabe (2012b).

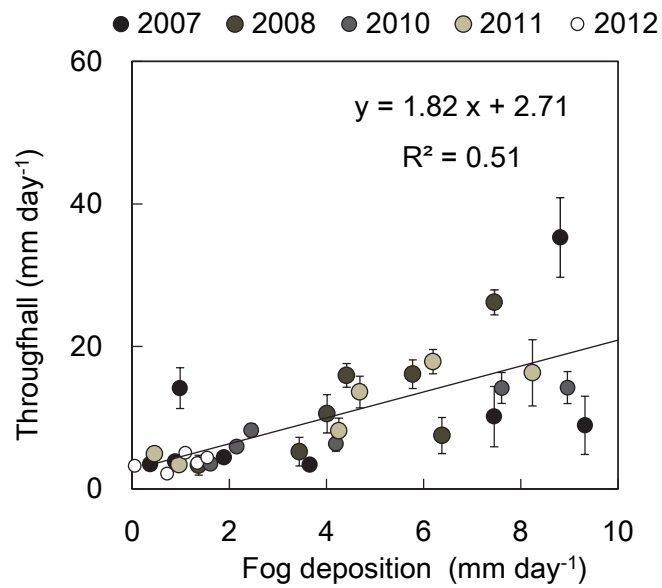


図-3.6 2006年から2012年の夏季（8月と9月）における霧水沈着量（Fog deposition）と林内雨量（throughfall）の関係を示す。エラーバーは6基の雨量計の標準誤差を示す。

Figure 3.6 The relationship between throughfall and fog deposition in 2007 and 2008. Error bars show the standard error of six throughfall collectors. ( $R^2 = 0.37$ ,  $y = 1.89x + 2.91$ )

## 第4章 立山山岳域における大気沈着の観測

### 第1節 はじめに

近年、人為的な汚染物質の排出の増加により、窒素化合物や硫黄化合物、さらにそれから生成された二次汚染物質の森林への負荷量の増加による悪影響が懸念されている。これらの大気汚染物質の排出は、アジア東部沿岸地域で年々増加傾向にあり、その影響は全地球レベルに広がっている (Galloway, 1995; Akimoto, 2003)。汚染源で発生した大気汚染物質は、光化学反応を起こしながら偏西風に乗って輸送され、風下の遠隔地域にまで影響を及ぼしている

(Watanabeら, 2009)。1989年から2008年までの観測及びモデル計算の結果、日本へのアジア大陸起源の湿性窒素沈着は4割程度に達していることが報告されている (Morinoら, 2011)。しかし、これまで行われた観測のほとんどは森林限界以下の地点であり (例えば村本ら, 2007)、森林限界よりも上部における系統的な観測はこれまで行われてこなかった。

本章では、浄土平の降水及び霧水中の主イオン成分を分析することにより、浄土平の湿性沈着の化学的特徴を把握し、他の山岳域や立山の他の標高の観測地と比較する事により、高山山頂付近の湿性沈着の実態とその特徴について明らかにする。

### 第2節 数値解析方法

降水量 (mm) は、タンクに集められた量 (L) を漏斗の面積 ( $m^2$ ) で除する事によって求めた。降水によるイオン成分の沈着量 ( $Kg\ ha^{-1}$ ,  $H^+$ では  $eq\ ha^{-1}$ ) は、降水量にそれぞれのイオン種濃度を乗じて算出した。霧水沈着量は第3章の霧水沈着量の算出方法によって算出した。

日本は海に囲まれているため、降水中に含まれている海塩成分の割合が高い。そのため、海塩成分の影響を排除し、非海塩成分を算出する必要がある。非海塩成分の算出に当たっては、ナトリウムイオン ( $Na^+$ )、塩化物イオン ( $Cl^-$ )、およびマグネシウムイオン ( $Mg^{2+}$ ) などの成分の相関が高く、その比が海塩組成比に近いことを確認し、 $Na^+$ すべてが海塩由来成分であると仮定し、海塩組成比の割合で海塩由来成分を算出し、残りを非海塩由来成分 (nss; non-sea-salt) とした (佐竹, 2000)。nss- $SO_4^{2-}$ 濃度は、海水の  $SO_4^{2-}/Na$  のモル比 ( $0.121, \mu eq\ l^{-1}\ base$ ; Keeneら, 1986) を用いて算出した。

### 第3節 結果

#### 1. 湿性沈着の pH 及びイオン種濃度

2006年から2011年までの降水と霧水のpH及び主要イオン成分の濃度を表-4.1に示す。霧水の採集は2007年から開始され、2010年は立山施設改修工事の為、霧水の採取は行っていない。

2006年から2011年までの雨と霧のpHの加重平均はそれぞれ、4.8 (3.8-5.9) と、4.6 (3.8-6.1) であり、霧水のpHは降水に比べて低い事が多かった。また、どの年もpHが4を下回る雨や霧が観測された。霧水中のAcidity input ( $A_i = [nss-SO_4^{2-}] + [NO_3^-]$ ) は $67.9 \mu eq l^{-1}$ 、降水の $A_i$ は $30.1 \mu eq L^{-1}$ であり、霧水の $A_i$ は降水の2倍以上の濃度であった。霧水中の $NO_3^-$ と $SO_4^{2-}$ については、 $SO_4^{2-}$ の濃度が $150 \mu eq l^{-1}$ を超えることが度々あった (図4.1)。

主要イオン成分の中で、陽イオンは $H^+$ と $NH_4^+$ が多く占めており、陰イオンは $SO_4^{2-}$ と $NO_3^-$ が多く占めていた。霧水のイオン主成分の加重平均濃度は、降水に比べて約2倍の濃度であった。年によって $SO_4^{2-}$ や $NO_3^-$ 濃度に違いがあり、特に2007年や2008年の霧水中の酸性物質の濃度は高かった。一方で、海塩起源の成分である $Na^+$ と $Cl^-$ 濃度は概して低く、降水の $Na^+$ の濃度は $5.5 \mu eq L^{-1}$ 、 $Cl^-$ は $6.5 \mu eq L^{-1}$ であった。イオン濃度は年によって違いがあり、2007年や2011年の $Na^+$ や $Cl^-$ の濃度は他の年に比べて高かった。

#### 2. 湿性沈着量

2006年から2011年までの降水および霧水中の主要イオン成分の沈着量を表-4.2に示す。各種濃度は降水に比べて霧水の方が約2倍高かった一方で、霧水量は降水の約30%程度だったことから、降水としてのイオン沈着量は霧水による沈着量に比べて若干多くなった。湿性沈着量は年によって変動が多く、特に $K^+$ のCVが1.58、 $N^+$ のCVが0.92、 $Ca^{2+}$ が0.72と大きかった。2007年は他の年に比べて降水量が多く、結果として沈着量が多くなった。酸性沈着に着目すると、平均 $NO_3^- \cdot N$ は雨水では $0.39 kg ha^{-1} month^{-1}$ 、霧水では $0.34 kg ha^{-1} month^{-1}$ であった。平均 $SO_4^{2-} \cdot S$ について降水では $1.24 kg ha^{-1} month^{-1}$ 、霧水は $0.96 kg ha^{-1} month^{-1}$ であった。

## 第4節 考察

### 1. 立山における湿性沈着中の pH

浄土平及び立山の他の標高の観測地（朴木・渡辺，2010），他の山岳域における観測結果（安念ら，1995）や日本全国の2006年から2010年までの観測値の平均（酸性雨研究センター）における，降水中の酸性沈着（Ai）と pH の関係を図 4.2 に示す．pH は低ければ低いほど酸性度が高く， $pAi (\log([nss\text{-}SO_4^{2-}] + [NO_3^-]))$  が低いほど降水中の酸性物質の濃度が高いことを示す．浄土平の pH は  $4.81 \pm 0.11$  であり，立山の他のどの標高よりも低く， $pAi$  は  $4.51 \pm 0.08$  と 1 地点を除き低く，酸性度が高かった．また，富士山で観測された結果と比較しても酸性度が高かったが，妙高や八方尾根，八甲田の方が酸性度は高かった．一方，日本の平均は立山よりも pH が低く，酸性度も高かった．

### 2. 浄土平における湿性沈着の特徴

2007年から2011年の9月における標高とイオン成分濃度，沈着量との関係を図-4.3に示す．朴木・渡辺（2012）によると，海岸線からの距離や標高の上昇と共に，降水に含まれるイオン成分の濃度が低下する事が報告されている．本研究においても，各種イオン濃度は低地と比較して低かった．特に，海塩由来成分である $Na^+$ と $Cl^-$ の濃度は平地の15%と非常に低く，平均沈着量もそれぞれ33%と31%であった．浄土平では海塩由来成分の沈着量は通常少なかったが，一方で2007年は濃度も高く沈着量も平地を上回る事があった．また2011年の8月にも， $Na^+$ と $Cl^-$ の濃度及び沈着量が多い降水が観測された（加重平均濃度は $Na^+$ と $Cl^-$ はそれぞれ $7.9 \mu eq\ l^{-1}$ ， $11.2 \mu eq\ l^{-1}$ ）．2007年は，9月6日から7日にかけて台風が本州へ上陸しており，その観測期間中の $Na^+$ の沈着量は $0.12\ kg\ ha^{-1}\ day^{-1}$ であり，その前後の週はそれぞれ $0.011\ kg\ ha^{-1}\ day^{-1}$ と $0.056\ kg\ ha^{-1}\ day^{-1}$ であった．2011年の8月においても8月末から9月の頭にかけて台風が上陸しており，その期間を含む観測では $0.64\ kg\ ha^{-1}\ day^{-1}$ であり，その前後の観測期間における沈着量は $0.006\ kg\ ha^{-1}\ day^{-1}$ であった．また， $Na^+$ だけではなく，その他のイオン成分の沈着量も他の期間に比べて多かった．これらの観測結果は，台風によって浄土平には大量の海塩成分が輸送され沈着している事を示唆している．

2007年から2011年までの平均 $NO_3^-$ 濃度は平地の35%（0.6-65%），平均

nss-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>濃度は平地の76% (50-139%) になった (図-4.3) . 一方, 降水量は標高と共に増加した為 (図-4.3) , 沈着量は平地と同程度であった. また, 観測期間中, nss-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>濃度が非常に高い霧水 (200μ>) が度々観測された. このような観測事例は他にも乗鞍 (Watanabeら, 1999) や立山の室堂平 (Watanabeら, 2011a) でも報告されている. 降水中のAiと霧水中のAiの濃度は大きく異なり, 霧水中のAiは降水に比べて2倍近い値を示した. 降水のAiを霧水も含めて考慮すると, 日本の平均Aiに匹敵する値になり, 浄土平において霧水は酸性沈着に大きな影響を与えている事が分かった.

富士山や立山における先行研究では, O<sub>3</sub>やSO<sub>4</sub><sup>2-</sup>を含む酸性エアロゾルなど, 高濃度の大気汚染物質がアジア大陸から輸送されている事が報告されており (Kidoら, 2001 ; Osadaら, 2003 ; Watanabeら, 2010) , 汚染の影響を受けた強い酸性霧が頻繁に観測されてきたと考えられる. また, 海塩成分 (Na<sup>+</sup>とCl<sup>-</sup>) とNO<sub>3</sub><sup>-</sup>およびnss-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>の標高による傾向が異なるため, これらの酸性沈着成分は海由来ではなく他の地域由来であると考えられる.

浄土平では, 局所的な影響と広域大気汚染物質の影響を受け, 年によって湿性沈着量は大きく変化した. Watanabeら(2010)は, 霧水中のSO<sub>4</sub><sup>2-</sup>やNH<sub>4</sub><sup>+</sup>, H<sup>+</sup>濃度は気団の分布に応じて年によって大きく変動する事を報告しており, 浄土平などの日本海側の高山地域の頂上付近においては, 毎年化学成分の異なる湿性沈着が生じていると考えられる. その一方で, Mladenovら(2012)は高山環境への栄養塩輸送のうち, 大気沈着は栄養塩の主要な経路の1つだと示唆している. 山岳域は貧栄養な環境であるが, 浄土平の窒素沈着量が低地と同程度であることや, 台風などで大量の栄養塩が度々輸送されてくることは, 浄土平においても, 山岳生態系の物質循環過程において, 大気沈着は大きな影響を与えている事が示唆された.

## 第5節 結論

本研究では, 日本海側の山岳域の頂上付近において, 降水及び霧水を観測し, 湿性沈着の化学的特徴を評価した. 浄土平における降水は, 日本の平均と比較して酸性度は低かったものの, 他の山岳地域における観測例と比較すると酸性度が高かった. 立山において, 標高に伴い各種イオン成分濃度は減少する傾向が見られたが, 降水量は増加したことから, 低地と同程度の酸性沈着量が確認

された。立山山頂周辺では、高濃度の酸性物質を含む霧が度々観測されており、気団条件の解析結果なども考慮すると、浄土平の降水や霧水は、局地的な大気汚染の影響に加え大陸からの広域大気汚染の影響を受けていると考えられた。一方、台風によって海淵成分が大量に付加された降水が浄土平に沈着している事は、日本海からの直接的な栄養塩輸送が生じていることを示唆した。また、低地と同程度の量の窒素沈着が観測された事から、大気沈着は立山周辺の山岳生態系の物質循環過程において、大きな影響を与えていることが明らかになった。



表-4.1 浄土平（標高 2839m）の無積雪期間（8月と9月）における、降水の月平均降水量と加重平均した主要イオン成分濃度及び、霧水の月平均沈着量と加重平均濃度。CVは年間の変動係数を示し、VWMは測定した加重平均値を示す。

Table 4.1 Monthly mean precipitation and volume-weighted mean concentrations at Jodo-daira (2839 m a.s.l.) during the snow-free period (August and September). VWM is volume weighted mean, and CV is the coefficient of variation for a year.

	mm month <sup>-1</sup> Precipitation	pH	µeq l <sup>-1</sup>										µeq l <sup>-1</sup> ion balance	
			H <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	NH4 <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	cation	anion	total
2006 Rain	256.4	5.0	22.1	4.0	11.4	0.8	0.5	7.6	7.3	13.9	30.7	46.3	51.8	98.1
Fog	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2007 Rain	373.5	5.0	10.2	13.0	7.4	5.8	1.0	8.7	9.7	7.3	26.2	46.1	43.2	89.3
Fog	115.3	4.7	18.2	13.2	23.4	6.3	0.0	9.3	14.2	23.1	62.8	70.4	100.0	170.3
2008 Rain	353.1	4.6	27.9	2.9	8.9	0.2	0.9	2.5	4.2	7.7	21.3	43.4	33.3	76.7
Fog	80.1	4.3	54.3	7.7	31.2	1.3	3.4	13.0	8.2	23.4	89.2	110.8	120.8	231.6
2009 Rain	239.9	5.0	10.7	3.5	13.4	0.9	0.6	1.7	5.3	13.6	25.4	30.8	44.4	75.3
Fog	168.5	5.4	3.7	5.6	10.1	1.4	1.4	20.5	7.6	19.7	30.8	42.7	58.1	100.8
2010 Rain	209.7	5.3	4.7	1.4	21.3	0.5	1.1	11.6	3.1	11.2	2.0	40.6	16.3	56.9
Fog	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2011 Rain	349.8	4.9	13.4	5.0	12.1	0.3	0.6	0.7	7.4	6.4	22.7	32.1	31.5	63.6
Fog	112.2	4.4	39.0	7.5	32.4	1.8	2.3	8.7	11.2	17.2	39.6	91.6	54.7	146.3
VWM Rain	297.0	4.8	15.5	5.5	11.6	1.6	0.8	5.2	6.5	8.5	22.2	40.1	37.2	77.3
Fog	119.0	4.6	24.0	8.2	22.1	2.7	1.6	13.7	10.1	17.4	50.5	72.4	78.0	150.4
CV Rain	0.23	0.05	0.58	0.83	0.39	1.53	0.33	0.81	0.39	0.51	0.47	0.17	0.34	0.20
Fog	0.31	0.11	0.78	0.39	0.42	0.89	0.82	0.42	0.30	0.53	0.47	0.37	0.39	0.34

表-4.2 無積雪期間（8月と9月）における月平均イオン沈着量. CV は年間の変動係数を示す.

Table 4.2 Monthly mean ionic deposition ( $\text{kg ha}^{-1} \text{ month}^{-1}$ ) of Rain and Fog for Jodo-daira.

	precipitation (mm month <sup>-1</sup> )	Kg ha <sup>-1</sup> month <sup>-1</sup> (except H <sup>+</sup> eq ha <sup>-1</sup> )										
		H <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> -N	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> -N	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> -S	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
2006 Rain	256.4	56.62	0.24	0.41	0.08	0.01	0.39	0.66	0.50	1.26	0.53	2.20
Fog	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2007 Rain	373.5	38.10	1.12	0.39	0.84	0.04	0.65	1.29	0.38	1.57	0.50	1.69
Fog	115.3	20.96	0.35	0.38	0.28	0.00	0.21	0.58	0.37	1.16	0.49	1.65
2008 Rain	353.1	98.63	0.23	0.44	0.02	0.04	0.18	0.53	0.38	1.21	0.57	1.70
Fog	80.1	43.51	0.14	0.35	0.04	0.03	0.21	0.23	0.26	1.15	0.45	1.16
2009 Rain	239.9	25.71	0.19	0.45	0.09	0.02	0.08	0.45	0.46	0.98	0.58	2.03
Fog	168.5	6.29	0.22	0.24	0.09	0.03	0.69	0.45	0.47	0.83	0.31	2.06
2010 Rain	209.7	9.82	0.07	0.62	0.04	0.03	0.49	0.23	0.33	1.13	0.80	1.46
Fog	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2011 Rain	349.8	46.72	0.40	0.59	0.05	0.03	0.05	0.91	0.31	1.27	0.76	1.38
Fog	112.2	43.73	0.19	0.51	0.08	0.03	0.20	0.45	0.27	0.71	0.65	1.20
Average Rain	297.0	45.93	0.38	0.48	0.19	0.03	0.31	0.68	0.39	1.24	0.62	1.74
Fog	119.0	28.62	0.23	0.37	0.12	0.02	0.33	0.43	0.34	0.96	0.47	1.52
CV Rain	0.21	0.61	0.92	0.19	1.58	0.38	0.72	0.50	0.17	0.05	0.19	0.17
Fog	0.27	0.55	0.34	0.26	0.76	0.58	0.64	0.29	0.24	0.07	0.26	0.24

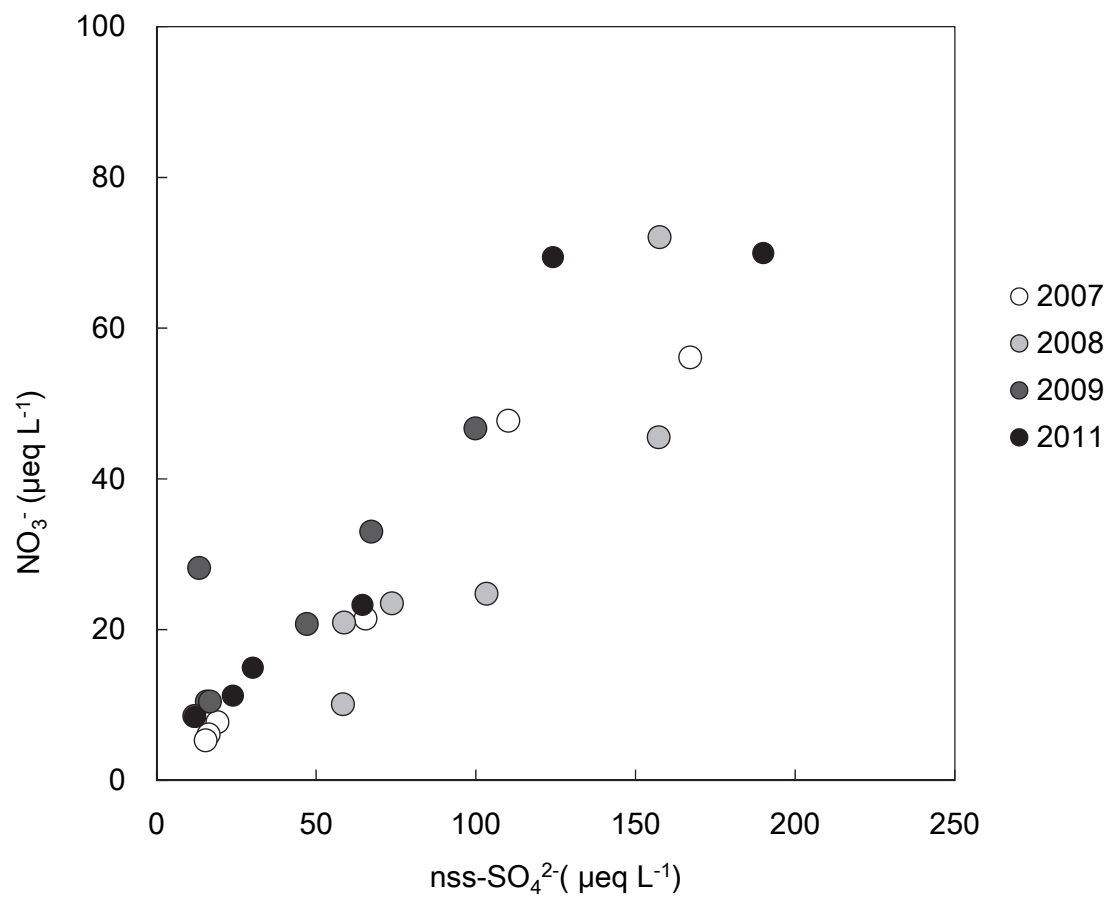


図-4.1 霧水中の  $\text{nss-SO}_4^{2-}$  と  $\text{NO}_3^-$  の関係. 1つの点は, サンプルングした期間の値を示す (約2週間)

Figure 4.1 Relationship between  $\text{nss-SO}_4^{2-}$  and  $\text{NO}_3^-$  for Fog water. One point shows sampling period.

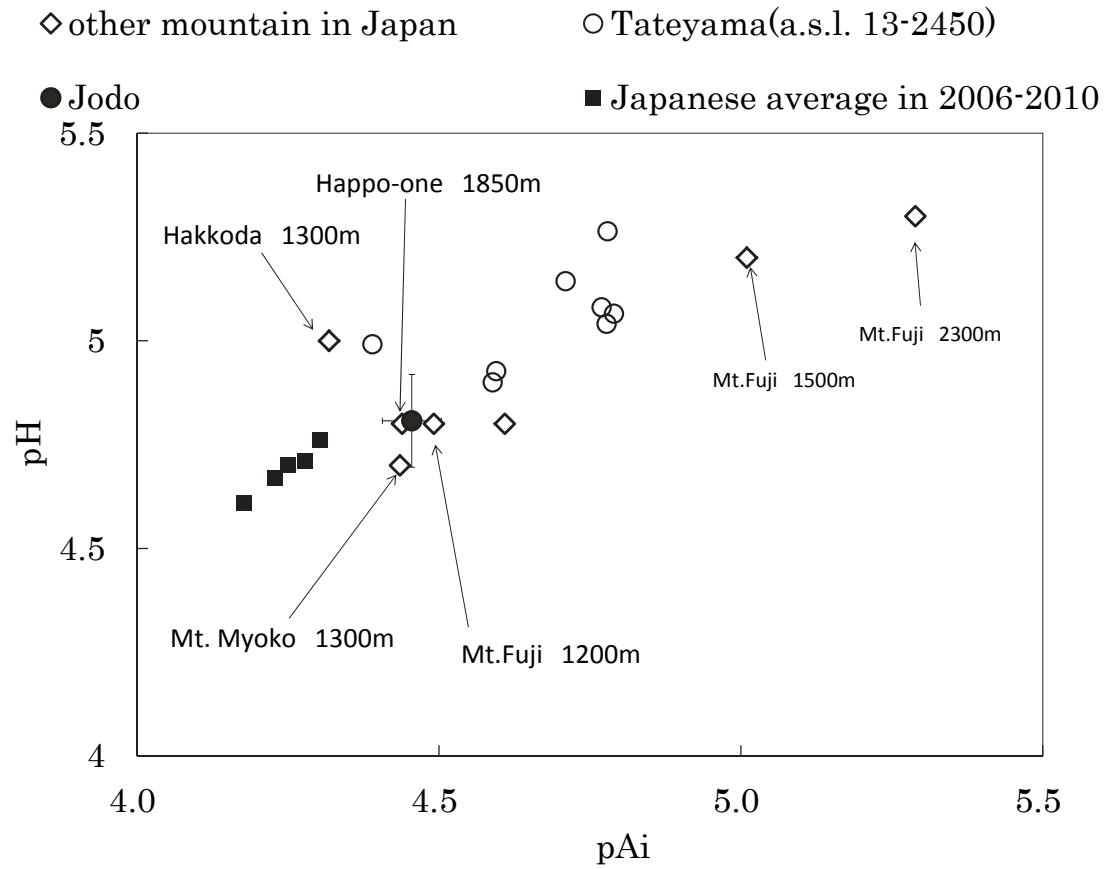


図-4.2 pH と pAi の関係. エラーバーは 2006 年から 2011 年までの標準誤差を示す.

Figure 4.1 Relationship between pH and pAi (acidity input) of rain. Error bars represent the standard error of 6 years from 2006 to 2011.

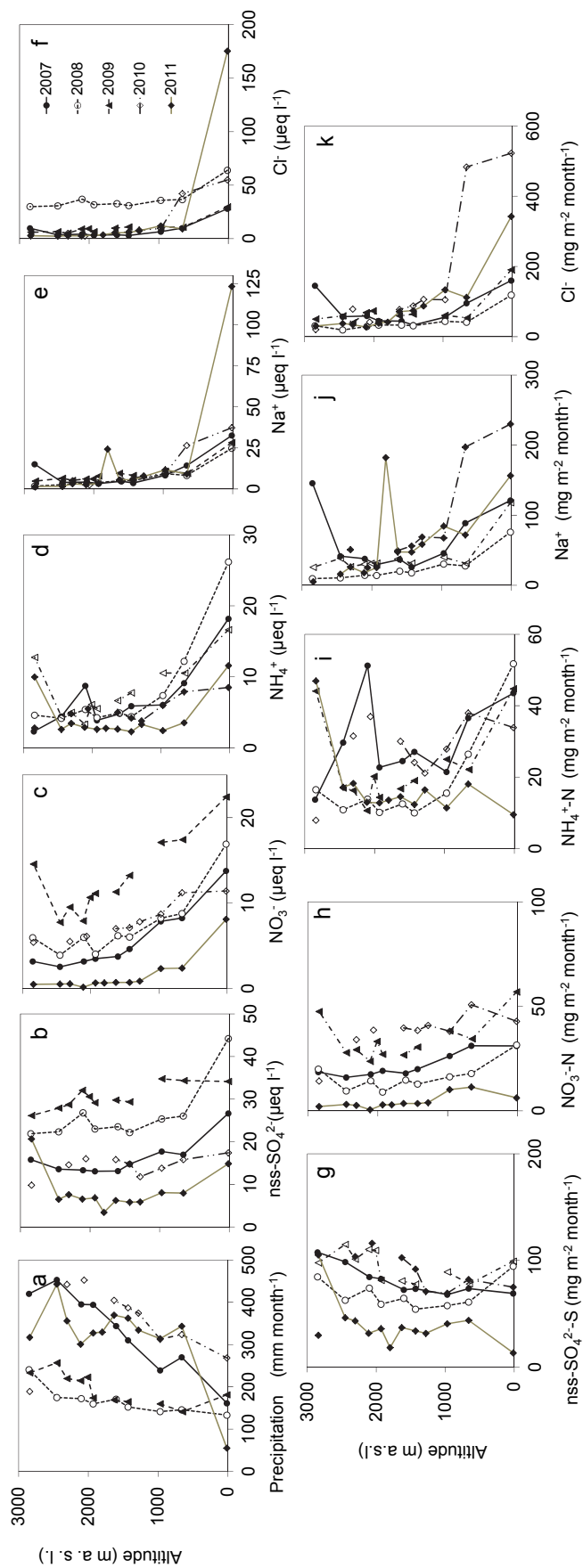


図-4.3 2007年から2011年の9月の立山における標高と降水量、降水中のイオン成分濃度、及び沈着量の関係。(a) 降水量、(b) nss-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>濃度、(c) NO<sub>3</sub><sup>-</sup>濃度、(d) NH<sub>4</sub><sup>+</sup>濃度、(e) Na<sup>+</sup>濃度、(f) Cl<sup>-</sup>濃度、(g) nss-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>-S沈着量、(h) NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N沈着量、(i) NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N沈着量、(j) Na<sup>+</sup>沈着量、(k) Cl<sup>-</sup>沈着量。浄土平(標高2839m)以外のデータは、Honokiら(2009)、Honoki and Watanabe (2010; 2011; 2012)を用いた。

Figure 4.2 Relationships between altitude and the amounts of precipitation and their ion concentrations at Mt. Tateyama in September from 2007 to 2011. ● 2007, ○ 2008, ▲ 2009, □ 2010, and ◇ 2011. These data are from Honoki et al. (2009) and Honoki and Watanabe (2010; 2011; 2012), except for Jodo-daira (2839 m a.s.l.).

## 第5章 大気沈着とハイマツ植生との相互作用

### 第1節 はじめに

高標高の山岳地域は気温が低く雪に覆われる期間も長く、土壌温度も低い。そのため、土壌微生物の活動は不活発であり、土壌中のバイオマスの分解速度も低く、有機物中の栄養塩類も可溶化せず、物質循環が抑制されていると考えられる (Holzmann and Haselwandter, 1988, Walker ら, 1993)。山岳地帯の稜線付近において、落葉・落枝などのリターの蓄積がミネラルなどの栄養塩プールとして重要な機能を果たしていると考えられるが、それらを除くと、主な物質の流入源は大気沈着に限られる。そのため、湿性沈着や乾性沈着などの大気沈着は、高山生態系への栄養塩供給の主要な経路の1つとなり (Mladenov ら, 2012)、山岳域でも平野部と同程度の大気沈着が観測されている (Lovvet and Kinsman, 1990 ; 安念ら, 1995)。

森林上に降った雨や霧の多くは葉や枝などの樹冠表面に付着し、一部は蒸発して大気中へ戻り、一部は林床に落ちる。降雨が樹冠を通過する際、いくつかの成分が林内雨に付加される。Chiwa ら(2003) は、 $K^+$ と $H^+$ を除く主要イオン成分では、アカマツ針葉の面積当たりの乾性沈着速度と無降雨期間との間に直線的な関係がある事を示している。樹冠上に蓄積した乾性沈着物質は、雨や霧によって洗い流される。また、植物中の可溶性の栄養塩が葉面から溶脱するため、林内雨中にはそれらの成分が付加される。一方、窒素成分は葉から直接吸収されることが知られている (Parker, 1983 ; Lovett and Lindberg, 1984 ; Chiwa ら, 2004)。これら植生樹冠との相互作用は、林内雨と降水の量およびイオン濃度を測定することで可能となる。

この時、表面積が大きく表面コンダクタンスの大きな森林樹冠は、丈の短い植生と比較して、効率的に植生上への乾性沈着や霧水沈着を捕捉するため

(Fowler ら, 1989)、山頂付近に生育しているハイマツ樹冠は、雪が無い時期における大気沈着の取り込みを加速している事が予想される。本章における目的は、大気沈着物とハイマツ植生間の相互作用の性質を解明する事である。無積雪期間のハイマツ植生への窒素やミネラル類の物質収支において、樹冠と大気沈着のイオン交換プロセスは重要な役割だと考えられる。本章では、無積雪期間のハイマツ植生における林内雨の化学成分と量を測定し、前章の結果と比較することによって、大気沈着とハイマツ植生との相互作用の特徴を定量的に解明しする事を目的とした。

## 第2節 数値解析

各イオンの純林内雨沈着量 (NTD) は以下の式で算出される.

$$\text{NTD}=\text{TD}+\text{SF}\cdot\text{BD}\dots\dots\dots(1)$$

ここで TD は林内雨によるイオン沈着量, SF は樹幹流によるイオン沈着量, BD は林外雨によるイオン沈着量を示す. しかし, ハイマツは直立した枝を持っておらず, 根元まで到達する樹幹流が発生しないため SF は考慮しなかった. 各イオン沈着量は, 濃度 ( $\text{mg l}^{-1}$ ) にタンクに集められた水試料の量 (mm) を乗ずる事で算出した. Uehara and Kume (2012)は, 林内雨に霧水が大きく寄与しているとしており, 植生への物質のインプットは降水だけでなく霧水も考慮する必要がある. 本研究における測定法では, BD には霧水沈着も含まれている.

$$\text{BD}=\text{RD}+\text{FD}\dots\dots\dots(2)$$

RD は降水によるイオン沈着量であり, FD は霧水によるイオン沈着量である. Uehara and Kume (2012)は, 霧水量は降水量の 30%程度であるとしており, FD を以下のように定義した.

$$\text{FD}=0.3\times n\times[\text{X}]_{\text{fog}}\dots\dots\dots(3)$$

ここで n は降水量であり,  $[\text{X}]_{\text{fog}}$  は霧水の各イオン濃度である. 本研究では, 降水はバルク式雨量計を用いて観測したため, 降水試料には乾性沈着が混入していると考えられる. しかし, 本研究場所である浄土平は乾燥している時間が非常に短いため (Uehara and Kume, 2012), その影響はほとんど無視できると考えられる.

## 第3節 結果

### 1. 林内雨のイオン成分濃度

降水, 霧水, 林内雨の荷重平均イオン成分濃度を表 5.1 に示す. 林内雨の各種イオン濃度は, 年によって大きな違いがあった. 雨水と霧水の各種イオン成分のうち陽イオンでは  $\text{H}^+$  と  $\text{NH}_4^+$  が多く占めそれぞれ約 30%程度であり, 陰イオンでは  $\text{SO}_4^{2-}$  が 60%を占めていたのに対し, 林内雨では陽イオンでは  $\text{H}^+$  と  $\text{K}^+$  が一番多く占めており, 25%程度であった. 林内雨と降水の  $\text{Cl}^-$  と  $\text{Na}^+$ そして  $\text{SO}_4^{2-}$ の濃度は同程度であったが, 林内雨中の  $\text{Ca}^{2+}$ と  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ の濃度は雨水に比べてそれぞれ 2.0 倍, 7.8 倍, 9.2 倍高かった. また,  $\text{Ca}^{2+}$ と  $\text{K}^+$ の経年変動は

相対的に大きく、0.8 から 1.5 だった (表-5.1). 一方で、林内雨の  $\text{NH}_4^+$  と  $\text{NO}_3^-$  の濃度は降水にくらべてそれぞれ 42% と 30% であった. また、林内雨中の  $\text{NO}_3^-$  濃度は検出限界以下 ( $<0.15\mu\text{eq l}^{-1}$ ) であることが多かった (61/167 サンプル).

降水や霧水の陽イオンと陰イオンのイオンバランスはほとんど同じだったが、林内雨では陽イオンの方が陰イオンに比べて濃度が高くなった(表 5.1).

## 2. 林内雨沈着量

2006 年から 2011 年の夏季 (8 月と 9 月) におけるハイマツ植生への湿性沈着量を表-5.2 に示す. 林外雨沈着量と林内雨沈着量はイオン種によって異なる傾向を示した. 林内雨沈着を 5 年間平均すると、 $\text{NH}_4^+$ 、 $-\text{N}$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{NO}_3^-$ - $\text{N}$ 、そして  $\text{SO}_4^{2-}$ - $\text{S}$  は BD (バルク沈着) に比べて少なくなった. 一方で、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  そして  $\text{Ca}^{2+}$  は林外雨沈着に比べて林内雨沈着の方が多くなった. 特に  $\text{K}^+$  と  $\text{Mg}^{2+}$  は多く、林外雨に比べて林内雨は約 7 倍多くなった. しかしながら、林内雨の  $\text{NH}_4^+$ - $\text{N}$  と  $\text{NO}_3^-$ - $\text{N}$  はそれぞれ林外雨の 34.5% と 25.6% と少なかった.

## 3. 純林内雨沈着量

実測値から式1~3を利用して、各イオン種の純林内雨沈着量(NTD)を算出した. 2007年、2008年そして2011年は調査期間中に台風が通過し、いくつかの林内雨量計がオーバーフローしたため、その期間の測定値はNTDの計算から除外した. 各イオン種のNTDは年によって異なる傾向を示した. NTDの算出はBDによって見積もられるため、変動の一つの要因としてBDの経年変動の差異があると考えられたが、各イオン種のNTDのCV (変動係数) は降水量のCVに比べて小さかった.  $\text{Na}^+$ 、 $\text{NH}_4^+$ - $\text{N}$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{NO}_3^-$ - $\text{N}$ 、そして $\text{SO}_4^{2-}$ - $\text{S}$ のNTDは負の値を示し、一方で $\text{K}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ はTDよりもBDの方多く、NTDは正の値を示した (表5.1, 図5.1).  $\text{Na}^+$ と $\text{Cl}^-$ のNTDはBDに比べてそれぞれ68% ( $0.47\text{ kg ha}^{-1}\text{ month}^{-1}$ ) と57% ( $0.67\text{ kg ha}^{-1}\text{ month}^{-1}$ ) であった.  $\text{K}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ と $\text{Ca}^{2+}$ のNTDはそれぞれTDの78%、76%、33%の値であった.

## 4. 純林内雨沈着量と針葉表面の濡れとの関係

表面濡れセンサーで測定した葉面の濡れ時間 (無降雨かつ表面濡れが 90% 以上の時間) および降雨時間と、NTD ( $\text{K}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ - $\text{S}$ ) の関係を図-5.2 に、また濡れ時間と NTD ( $\text{NO}_3^-$ - $\text{N}$ 、 $\text{NH}_4^+$ - $\text{N}$ ) の関係を図 5.3 に示す.

$\text{K}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Ca}^{2+}$  及び  $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$  では、葉面濡れ時間が増加すると NTD が増加する傾向があり、さらに  $\text{K}^+$  は降雨時間が増えると NTD が増加する傾向があった. 一方、 $\text{Na}^+$  および窒素成分は濡れ時間との有意な相関は無かった. また NTDs と降雨時間との間には有意な相関関係は無かった. さらに、霧水中の  $\text{H}^+$  濃度と NTD にも有意な相関はなかった (図 5.4).



## 第4節 考察

### 1. 樹冠遮断と微気象

第3章より、樹冠遮断率は平均17%であるものの、その値は年によって大きく変化しており、ハイマツ樹冠は霧水を補足する事により、林内雨として供給していた。一方、ハイマツはLAIが高いため樹冠遮断量も大きい。そのため、林内雨の量やイオン成分濃度は単純に降水量や霧水量によって決まるのではなく、樹冠蒸発も影響する為、気象条件によっても変動すると考えられる。例えば、2006年8月の降水は、1イベント当たりの降水量は $2.7\text{mm day}^{-1}$ であり、平均日射は $180\text{W m}^{-2}$ を超えていた。一方で2010年の1イベント当たりの平均降水量は $13.1\text{mm day}^{-1}$ であり、平均日射は $82\text{Wm}^{-2}$ であった。そのため、2006年と他の年を比較すると、2006年は林内雨のイオンは濃縮され濃度が高くなり、2010年では低くなる傾向があった。年による気象条件の違いは、林内雨沈着量のCVを増大させていたと考えられる(表-5.1)。

### 2. 樹冠による栄養塩吸収

$\text{Na}^+$ 、 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ 、そして $\text{SO}_4^{2-}\text{-S}$ の月平均NTDは負の値を示した(表-5.2, 図-5.1)。通常、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Cl}^-$ は樹冠と相互作用を行わない物質とみなされている(Parker, 1983; Turkey, 1970; Ulrich, 1983)が、 $\text{Cl}^-$ に関しては、樹冠との弱い相互作用が確認された(図-5.2.h)。 $\text{SO}_4^{2-}$ も通常、樹冠に対して不活性であるとみなされているが、図5.1においては有意な吸収傾向を示し、 $\text{SO}_4^{2-}$ の吸収量は葉の濡れ時間の増加と共に減少した。また、霧水中の $\text{SO}_4^{2-}$ の濃度と濡れ時間との間には有意な相関は認められなかった( $r = 0.18$ )。樹木は直接 $\text{SO}_2$ を吸収する事や、気孔を通して針葉に硫黄を蓄積できる事が報告されている(Olszyk and Tingey, 1984; Rautio and Huttunen, 2003)。Martyら(2012)は、北方林では春と夏において、かなりの割合の乾性沈着( $\sim 1.2\text{kg S ha}^{-1}\text{ year}^{-1}$ )が樹冠から取り込まれていると推測している。 $\text{SO}_4^{2-}$ の取り込みについての正確な生理学的なメカニズムは未だ解明されていないが、 $\text{H}^+/\text{SO}_4^{2-}$ 共輸送を介して植物細胞に取り込まれると考えられている(Scherer, 2012)。 $\text{SO}_4^{2-}$ の吸収と葉が濡れている期間における相互作用のメカニズムを解明するためには更なる研究が必要とされる。

本研究では窒素化合物のNTDは負になり、 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ は約79% ( $0.65\text{kg ha}^{-1}\text{ month}^{-1}$ )、 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ は85% ( $0.57\text{kg ha}^{-1}\text{ month}^{-1}$ )のバルク沈着がハイマツ樹冠に保持されており、沈着した無機窒素化合物は高い割合でハイマツ樹冠から吸収されたと示唆された。樹冠は窒素を降水から取り込んでいる事は良く知られている(Tomaszewskら, 2003; Klopatekら, 2006; Sparks, 2009; Fennら, 2013)。Lovett and Lindberg(1993)の北米とヨーロッパにおける林内雨研究の総説では、降水中の窒素のうち、最大40%が樹冠に保持されていたと報告して

いる。Ignatva and Dambrine (2000)は、針葉樹は樹冠から乾性沈着や霧や露などのオカルト沈着中の窒素を多量に吸収している事を示唆している。Klopatekら (2006) は、ワシントン州南部のカスケード山脈のベイマツ群落の樹冠では、夏の間、 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ の90%、 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ の75%を樹冠が保持している事を示している。またChiwaら(2012)はアカマツ樹冠への人工霧水散布実験を行い、最大60%の窒素を樹冠から直接吸収している事を示し、針葉から吸収された窒素は、直ちに光合成で使用されている事を明らかにした。

葉からの窒素化合物の吸収は、葉の濡れと強く関連している事が報告されている (Saseら 2008, Adriaenssensら 2011)。しかし、本研究ではどの条件下でも樹冠から無機窒素は吸収されており、樹冠からの窒素の吸収と葉の濡れとは有意な関係は見られなかった (図-5.3)。一つの可能性としては、針葉の寿命が長く (約4年)、ハイマツ群落の針葉の表面積密度が高いため、針葉表面の状態にかかわらず吸収率が飽和しているように思われた。ハイマツ樹冠は霧水を効率よく捕捉しており (Uehara and Kume 2012)、霧水中には降水に比べて高い濃度の $\text{NO}_3^-$ と $\text{NH}_4^+$ が含まれていた。針葉表面が長い間濡れている状態に晒される事や、高い濃度の $\text{NO}_3^-$ や $\text{NH}_4^+$ が含まれている霧に触れる時間が続くことにより、ハイマツは、樹冠によって効率的に栄養塩を保持していると考えられる。

### 3. 樹冠の濡れと樹冠からの溶脱

林内雨中のイオンバランスについて、陽イオンと比較して陰イオンが大幅に不足している傾向が見られた (表5. 1)。林内雨中のアニオン欠損についてはこれまでも報告されている (例えばCoronaら, 1983; De Walleら, 1985; Currieら, 1999)。林内雨における陽イオンの増加は、葉の表面から有機酸が溶出したことによるものであり (Coronaら, 1983; Fillionら, 1998)、このような酸成分は本研究で用いたイオンクロマトグラフィーでは検出できなかった可能性が高い。

降水が樹冠を通過すると、 $\text{K}^+$ と $\text{Ca}^{2+}$ と $\text{Mg}^{2+}$ の濃度は高くなり (表5. 1)、NTDnの3年間平均値はそれぞれ0.97, 0.13, 0.13  $\text{Kg ha}^{-1} \text{ month}^{-1}$ と正を示した (表5. 2)。これらの陽イオンの溶出状況は、様々な森林タイプでなされた他の研究結果の範囲内であり (Houle, 1999; Coronan, 1983; Parker, 1983)、林内におけるこれらのイオン成分のほとんどは樹冠からの溶脱によるものと考えられる。

樹冠が濡れた時間や降雨時間が増加すると、NTD- $\text{Na}^+$ を除くほとんどのイオン成分のNTDは増加した。一方、雨や霧中の $\text{H}^+$ 沈着とこれらのNTDとの間には有意な相関は見られなかった (図-5. 4)。そのため、ハイマツ樹冠からの溶脱量は、主に針葉が霧や露などで濡れている期間によって決定していた事が明らかになった。また、葉の表面特性は、 $\text{K}^+$ の溶脱に関して重要な調節因子である事

が示唆されている (Sase ら 2008, Kume ら 2010). 本研究の予備実験では, 針葉の表面からの $K^+$ の溶脱量は針葉の発達段階と密接に関係しており, 8月の若い針葉で最も高い溶脱率を示し, 徐々に溶脱率は減少し, 10月の終わりには最小値を示した. したがって, 冬季の針葉の損傷には関係なく陽イオンの溶脱が起こる. Uehara and Kume(2012)によると, もっとも乾燥していた年の8月でも, 1日の3分の1の時間, 樹冠の表面が濡れていた事を報告している. また雨滴は, 樹体から溶脱したイオン成分を樹冠から洗い流し, イオン成分を希釈する. したがって, このような微気象の違いは, 溶脱過程に影響を与えたと考えられた.

## 第5節 結論

立山山頂付近の浄土平において, 雨と降水とハイマツ植生の林内雨の化学成分を測定し, 大気沈着とハイマツ植生の相互作用を評価した. ハイマツ樹冠に沈着した $NH_4^+-N$ と $NO_3^--N$ の多く (BD の約 80%) は樹冠部分で保持されており, 雨や霧などによる湿性沈着は高山生態系の貧栄養な環境下において, 重要な窒素の供給源だと考えられた. 樹冠からは $K^+$ と $Mg^{2+}$ が盛んに溶脱しており林床に供給されていた. イオン成分の溶脱量は $Na^+$ を除き葉面の濡れ時間によって決まっていた. これらの結果は, 高山域における無降雪期間における栄養塩収支を評価する際には, 樹冠によるイオン交換過程と微気象条件の考慮が重要である事を示している.

表-5.1 無積雪期間(8月と9月)におけるハイマツの林内雨の主要イオン成分濃度( $\mu\text{eq l}^{-1}$ )の荷重平均値. VWM(Volume Weighted Mean)は2006年から2011年までの加重平均値を示し, CVは年間の変動係数を示す.

Table 5.1 Volume-weighted mean concentrations of throughfall for the *Pinus pumila* stands during the snow-free period(August and September). VWM is volume weighted mean, and CV is the coefficient of variation for a year.

	mm month <sup>-1</sup>	pH	$\mu\text{eq l}^{-1}$										$\mu\text{eq l}^{-1}$		
													ion balance		
Precipitation	H <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	NH4 <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	cation	anion	total			
2006	73.8	5.1	1.6	38.3	30.5	55.1	8.6	2.0	26.2	135.8	36.7	172.6			
2007	260.2	5.1	9.4	3.1	15.2	3.3	8.8	3.0	22.7	54.0	34.5	88.5			
2008	264.7	4.5	3.1	2.5	15.8	9.1	5.8	2.6	23.3	67.5	31.8	99.2			
2009	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
2010	282.9	5.1	1.0	2.5	10.7	2.9	3.9	4.2	24.3	28.9	33.2	62.1			
2011	350.1	4.8	2.3	10.6	11.6	3.5	4.2	2.0	15.9	47.9	20.1	68.0			
VWM	246.3	4.8	3.8	4.9	14.7	6.1	10.1	5.7	21.5	54.3	29.7	83.9			
CV	0.42	0.05	0.79	0.91	0.62	1.20	0.38	0.60	0.17	0.61	0.21	0.45			

**表-5.2** ハイマツ群落における月平均イオン沈着量 ( $\text{kg ha}^{-1} \text{ month}^{-1}$ ). BD はバルク沈着であり, 降水の沈着量に霧水沈着量 (降水 $\times 0.3 \times$ 霧中のイオン濃度) を加えたものであり, TD は林内雨沈着量, NTD は純林内雨沈着量を示す. 括弧内の数字は, 林内雨タンクがオーバーフローした期間を含む値.

**Table 5.2** Monthly mean ionic deposition ( $\text{kg ha}^{-1} \text{ month}^{-1}$ ) on the Pinus pumila canopy. BD is Bulk deposition, defined as rain deposition plus fog deposition (rain volume  $\times 0.3 \times$  fog concentration), TD is throughfall deposition, and NTD is net throughfall deposition. Numbers in parentheses are the values including the overflow periods.

		Kg ha <sup>-1</sup> month <sup>-1</sup>									
		H <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> -N	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> -N	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> -S	
2006	BD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	TD	3.9	0.09	0.02	1.11	0.27	0.81	0.22	0.02	0.31	
	NTD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
2007	BD	60.4(58.5)	1.19(1.46)	0.60(0.75)	0.81(1.12)	0.04(0.04)	0.27(0.86)	1.48(1.85)	0.48(0.74)	2.02(2.69)	
	TD	14.0(20.2)	0.3(0.56)	0.08(0.11)	0.75(1.55)	0.06(0.10)	0.35(0.79)	0.51(0.81)	0.10(0.11)	0.66(0.95)	
	NTD	-46.4	-0.89	-0.52	-0.07	0.01	0.08	-0.97	-0.38	-1.36	
2008	BD	103.3(156.2)	0.19(0.42)	0.57(0.91)	0.07(0.08)	0.05(0.08)	0.28(0.46)	0.41(0.83)	0.43(0.73)	1.87(2.72)	
	TD	43.8(79.1)	0.18(0.19)	0.10(0.09)	1.48(1.64)	0.28(0.29)	0.33(0.38)	0.49(0.55)	0.06(0.10)	0.90(0.99)	
	NTD	-59.5	-0.00	-0.47	1.41	0.23	0.05	0.08	-0.38	-0.97	
2009	BD	9.0	0.28	0.55	0.13	0.03	0.38	0.65	0.66	1.33	
	TD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	NTD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
2010	BD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	TD	22.1	0.07	0.10	1.19	0.10	0.22	0.42	0.19	1.10	
	NTD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
2011	BD	59.0(87.6)	0.25(0.58)	0.76(1.07)	0.09(0.12)	0.04(0.05)	0.18(0.23)	0.06(1.33)	0.38(0.56)	1.48(1.64)	
	TD	42.2(54.8)	0.17(0.18)	0.47(0.52)	1.68(1.59)	0.16(0.15)	0.30(0.30)	0.47(0.47)	0.07(0.10)	0.93(0.89)	
	NTD	-16.8	-0.09	-0.29	1.59	0.12	0.13	-0.13	-0.31	-0.55	
Average	BD	57.9(77.8)	0.48(0.69)	0.62(0.82)	0.28(0.36)	0.04(0.05)	0.28(0.48)	0.79(1.17)	0.49(0.67)	1.68(2.17)	
	TD	25.2(36.0)	0.16(0.22)	0.15(0.17)	1.24(1.41)	0.17(0.18)	0.40(0.50)	0.42(0.49)	0.09(0.10)	0.78(0.85)	
	NTD	-32.7	-0.32	-0.47	0.97	0.13	0.13	-0.36	-0.40	-0.90	

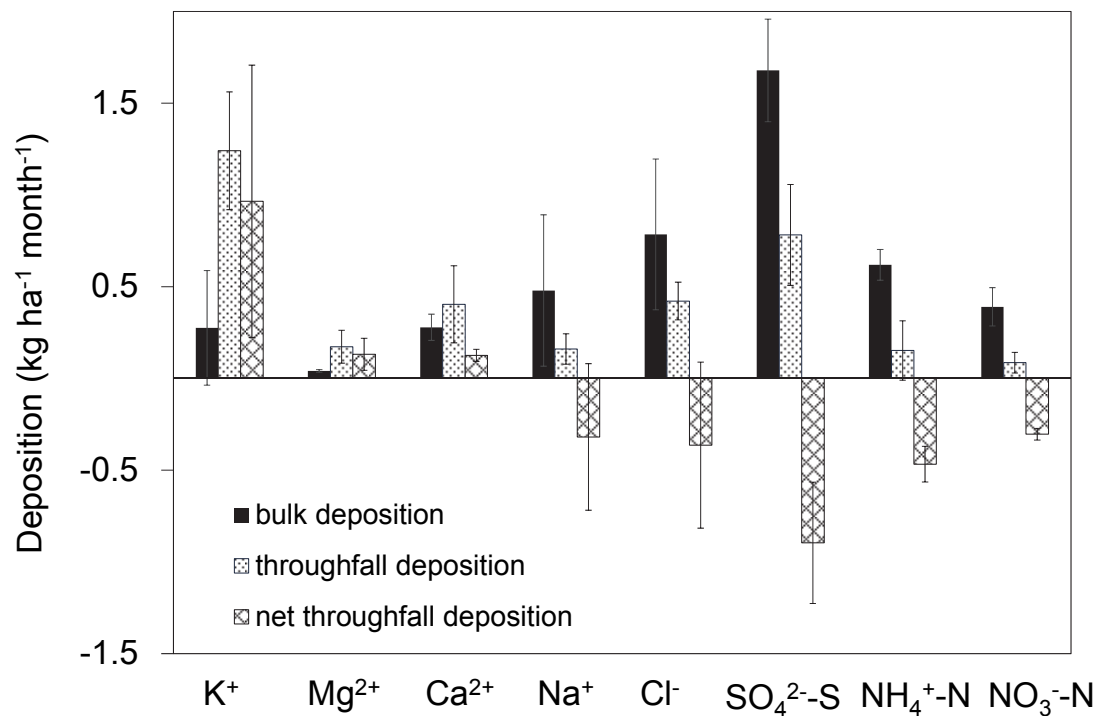


図-5.1 2006年から2011年の無積雪期間（8月と9月）におけるハイマツ群落の月平均のバルク沈着量，林内雨沈着量，純林内雨沈着量．エラーバーは年間の標準偏差を示す．台風によってタンクからオーバーフローした期間の値は除外してある．

**Figure 5.1** Monthly mean bulk deposition, throughfall deposition and net throughfall deposition of the *Pinus pumila* canopy at Jodo-daira during the snow-free period (August and September) from 2006 to 2011. Error bars represent standard deviation for a year. The data of overflowed periods during typhoons were removed.

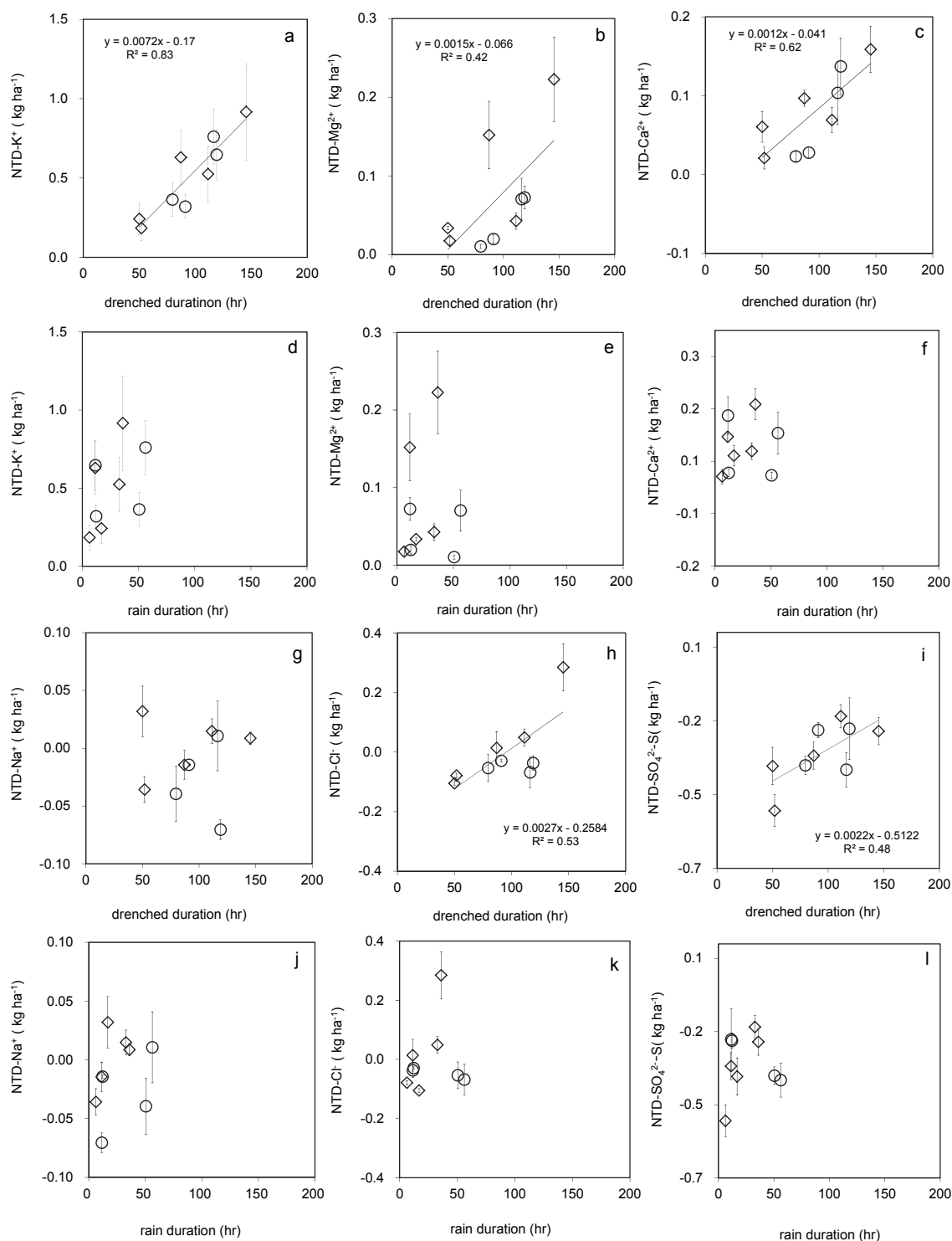


図-5.2 NTD (純林内雨沈着量) と葉面の濡れ時間及との関係. (a) NTD-K<sup>+</sup>, (b) NTD-Mg<sup>2+</sup>, (c) NTD-Ca<sup>2+</sup>, (g) NTD-Na<sup>+</sup>, (h) NTD-Cl<sup>-</sup>, (i) NTD-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>-S. NTD と降雨時間との関係. (d) NTD-K<sup>+</sup>, (e) NTD-Mg<sup>2+</sup>, (f) NTD-Ca<sup>2+</sup>, (j) NTD-Na<sup>+</sup>, (k) NTD-Cl<sup>-</sup>, (l) NTD-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. 回帰直線は有意な相関に関して表示してある (P<0.05). 1つの点は, 試料収集した期間 (約 2 週間) の平均値を示

し、エラーバーは 6 基の雨量計の標準誤差を示す。◇は 2008 年で、○は 2011 年を示す。葉面が濡れている時間は、葉面濡れの値が 90%であり雨が降っていない期間と定義した。また、台風によりタンクがオーバーフローした期間の値は除いてある。

**Figure 5.2** Relationships between drenched duration of the canopy and net throughfall deposition (NTD) of various ions. (a) NTD-K<sup>+</sup>, (b) NTD-Mg<sup>2+</sup>, (c) NTD-Ca<sup>2+</sup>, (g) NTD-Na<sup>+</sup>, (h) NTD-Cl<sup>-</sup>, and (i) NTD-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. Relationships between rain period and (d) NTD-K<sup>+</sup>, (e) NTD-Mg<sup>2+</sup>, (f) NTD-Ca<sup>2+</sup>, (j) NTD-Na<sup>+</sup>, (k) NTD-Cl<sup>-</sup>, and (l) NTD-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. Regression lines are drawn for significant relationships ( $P < 0.05$ ). Error bars represent the standard error of six throughfall collectors. □ 2008 and ○ 2011. The drenched duration was defined as the proportion when the wetness value was >90% and when no rain fell. One point represents the value of the sampling period. The data of the overflow periods during typhoons were removed.



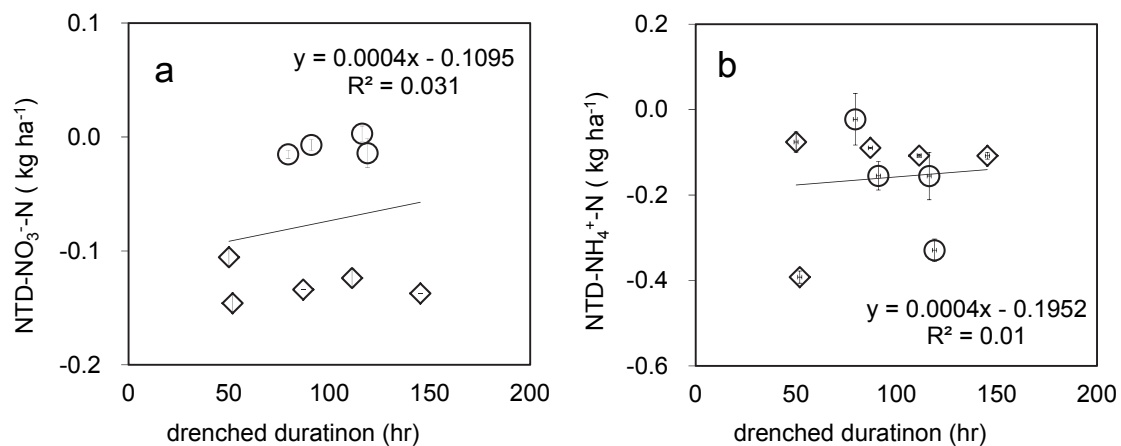


図-5.3 葉面濡れ時間と(a)NTD-NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N および(b)NTD-NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N の関係. ◇は2008年, ○は2011年を示す. 1つの点は, サンプルングした期間 (約2週間) の平均値を示し, エラーバーは6基の雨量計の標準誤差を示す. 台風によりタンクがオーバーフローしたときの値は除いた.

**Figure 5.3** Relationships between drenched duration of the canopy and net throughfall deposition of Nitrogen compounds. (a) NTD-NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N and (b) NTD-NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N. One point represents the value of the sampling period. The data of the overflow periods during typhoons were removed. Error bars represent the standard error of six throughfall collectors.

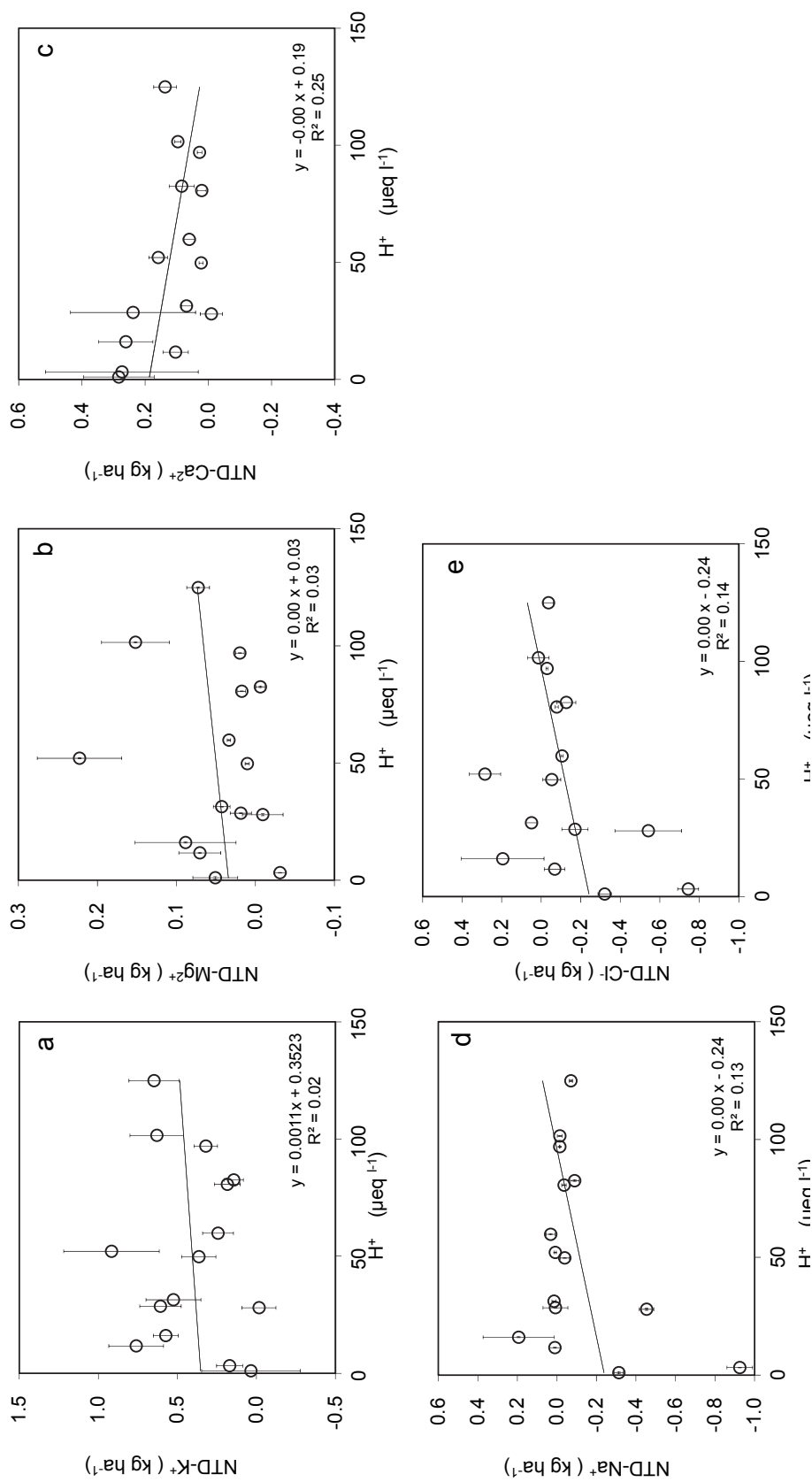


図5.4 2008年と2011年における霧水中の $H^+$ とNTDの関係。(a)NTD-K<sup>+</sup>, (b)NTD-Mg<sup>2+</sup>, (c)NTD-Ca<sup>2+</sup>, (d)NTD-Na<sup>+</sup>, (e)NTD-Cl<sup>-</sup>. 1つの点はサンプリングした期間(約2週間)の平均値を示し、エラーバーは6基の雨量計の標準誤差を示す。台風によりタンクがオーバーフローした期間の値は除いた。

**Figure 5.4** Relationship between H<sup>+</sup> and NTDs. (a)NTD-K<sup>+</sup>, (b)NTD-Mg<sup>2+</sup>, (c)NTD-Ca<sup>2+</sup>, (d)NTD-Na<sup>+</sup>, (e)NTD-Cl<sup>-</sup>. One point represents the value of the sampling period. The data of the overflow periods during typhoons were removed. Error bars represent the standard error of six throughfall collectors.

## 第6章 山岳地域における Sr 安定同位体比を用いた栄養塩動態の解析

### 第1節 はじめに

貧栄養な環境である山岳域では、湿性沈着や乾性沈着などの大気沈着は、高山生態系への栄養塩を供給するための主要な経路の一つである (Mladenov ら, 2012). 一方で過去の研究から、日本の山岳地域においては平野部と同程度の大気沈着の負荷がある事が知られている (安念ら, 1995). 裸地から植生が発達するにつれて、表面積が増加し、表面コンダクタンスも増加する為、地表面積当たりの大気降水物の沈着効率が增加する。林内雨の中には、エアロゾル由来の物質に加えて、根で吸収したミネラル分が植物から溶脱しており (Feller, 1977), 地表面に供給される。そのため、植生の発達は物質循環に大きな影響を与えると考えられる。

降水—土壤—植物にまたがる物質循環の理解は、大気沈着が森林生態系へ及ぼす影響を解明するために重要である。これまで、生態系の物質循環過程を解明するために、自然の安定同位体比手法が用いられてきた。特に、ストロンチウム (Sr) は Ca と同族元素であり、生物地球化学的に似たような挙動を示すため、森林における栄養素の起源や岩石の風化過程において、強力なトレーサーとして用いられている (Graustain and Armstrong, 1983; Miller ら, 1993; Capo ら, 1993; Drouet ら, 2005). 植物に含まれている陽イオンは、主に土壤水に由来すると考えられるが、土壤水の組成には、降水、林内雨、地下水など様々な水に由来する成分が関与している。Sr 同位体比は、拡散や蒸発、生物活動によって同位体分別が起こらないため、大気由来の Sr と基岩の風化起源の Sr を識別する事ができ、植物が吸収している水に含まれる鉱物栄養素の起源を推定することが可能である。Graustein and Armstrong (1983)は、降水中の Sr 同位体比は一定であるとの仮定のもと、樹木、土壤水及び降水の Sr 同位体比を比較し検討した結果、樹木に含まれる Sr は 70-90%が大気由来である推定している。また、植物中に含まれている Sr のうち 75%は大気由来であり、25%以下が基岩の風化由来だという報告や (Graustain, 1989), 貧栄養な地域におけるマツの木質中の Sr(Ca)は 30%程が基岩の風化由来の成分だという報告、5地点のうち1地点の木質は 80%以上が岩石の風化由来のである事などが報告されている (Wickman and Jacs, 1993).

本章の目的は、貧栄養な環境である山岳地帯において、植物、大気沈着 (降水、林内雨、霧水)、土壤、基岩中の Sr 同位体比 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) を測定し、高山植物がどこからミネラル栄養素を得ているのかを調べ、大気沈着が高山植生にどのような影響を与えているかを解明することである。

## 第2節 結果

### Sr 安定同位体比

立山室堂平周辺で採集した各試料の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  の値を表-6.1 に示す. 大気沈着である雨, 霧そして林内雨の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  は 0.709 であった. 一方, 冬季の積雪中の汚れ層の値は 0.7103 となった. 基岩や土壌の値は 0.707 付近で, 大気系の値と大きく異なっており, 地下水と渓流水もそれぞれ 0.7070 と 0.7068 で, 基岩の値に近かった.

植物組織の値のうち, ハイマツの葉は 0.70997, 枝は 0.70970, そしてリターは 0.70970 となり, 大気沈着の値に近かった. また, リターと生葉では値はほとんど変わらなかった. 一方, ハイマツ周囲で生育している植物のうち, 常緑低木の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  の値は, キバナシャクナゲの 0.70954 からイワウメの 0.70831 までの範囲の値だった. キバナシャクナゲはハイマツに次ぐ樹高の高い樹種であるが, 他の常緑低木と比較してハイマツに近い高い値を示した. 落葉低木であるドウダンツツジとチングルマは 0.7088 付近だった. 一方で, 多年生草本である, ミヤマダイコンソウとコイワカガミの  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  は 0.7092 付近であり, 海塩や大気沈着の値に近い値となった. ガンコウランの果実は葉や茎などの組織 (0.70885) と同じくらいの  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  を示したが, コケモモの果実は 0.70935 と葉や枝などの組織 (0.70899) よりもわずかに高い値を示した. シラタマノキの植物組織はサンプリングしていないが, 果実は他の果実や植物組織に比べて, 非常に低い値 (0.70706) を示した.

## 第3節 考察

### 1. 大気沈着中の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

降水, 霧水, 林内雨の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  は 0.709 付近を示し (表-6.1), 海塩の値 0.7091 (Dia, 1992) とほぼ一致した. 日本の降水は海塩成分が核となって含まれている事が多く,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  は海塩起源 (0.7091), 周囲の地域の地質起源, 中国から飛来する黄砂の水溶性鉍物起源 (0.711) (Yokoyoo ら, 2001) が混合され, 0.709 から 0.711 の範囲で季節変化する事が知られている (Nakano and Tanaka, 1997). 本研究の降水や霧水もその範囲内に入っており, この結果を支持している. 2007 年から 2009 年までの積雪中の汚れ層の値は  $0.7103 \pm 0.000479$  (0.70953-0.7110) だった. 日本には, 北西季節風により, 黄砂粒子のような土壌起源物質がアジア大陸から大量に輸送されている (Watanabe ら, 2006, 2011). さらに, 中国からの黄砂の水溶性鉍物の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  は 0.711 であり (Yokoo ら, 2001), 汚れ層の値がその値近いことは, 汚れ層中にはアジア大陸起源の土壌粒子が大量に含まれていたためと考えられる.

## 2. 基岩および土壌中の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

浄土平周辺の基岩は、花崗閃緑岩質片麻岩によって形成されており（柴田・豊沢, 1957）、その  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  は 0.70711、土壌の値は 0.70701 であった。日本では様々な場所における花崗岩 (Shibata and Ishihara, 1979) や火山岩中 (Nohda and Wasserburg, 1981; Notsu, 1983) の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  は測定されているが、中部山岳の立山近辺における測定例はほとんどない。日本における花崗岩の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  は 0.7037 から 0.7124 の間に分布し、南西日本と北東日本で値が変わり、その値は、0.706 以上の地域と 0.706 以下の地域で分けられる (Shibata and Ishihara, 1979)。本研究地点における基岩の値は、0.706 を少し上回っており、Sr 同位体地図上の値と同程度となった。地下水や渓流水は、降水の値に比べて、土壌や基岩の値に近い値を示した。Clow and Mast (1997) は高山、亜高山流域において大気沈着や表面水、地下水中の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  を測定した結果、 $26 \pm 7\%$  程は大気由来の成分であるが、残りの成分は斜長石の風化および母岩中の方解石の風化由来の成分であることを示している。本研究における地下水中の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  は、基岩の値に非常に近い値を示しており、基岩から化学風化された成分が大量に含まれている事を示唆した。

## 3. 植物試料中の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

植物中の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  は、生物活動において同位分別を行わないため、植物がどこから栄養塩を得ているかを知るための良い指標となる (Graustein and Armstrong, 1983; Gosz and Moore, 1989)。本研究結果は、ハイマツの葉や枝などの  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  は、基岩や土壌、地下水の値に比べて高く、降水や積雪の汚れ層の値 (黄砂) により近い値となった。植物の葉や林内雨には、根から輸送されてきた物質や大気沈着が含まれており (Feller, 1977)、植物から溶脱した成分が含まれている林内雨やハイマツの葉や枝が降水や積雪層の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  に近かった事は、ハイマツは岩石の風化起源の成分ではなく、雨や降水、雪などに含まれている大気起源の鉍物栄養塩を得て生育している事を示唆している。一方、特にハイマツやキバナシャクナゲなどの樹高の高い樹種は、降水よりも積雪の汚れ層に近い値を示した。葉から降水中の窒素成分が吸収されている事はこれまでいくつか報告されており (Parker, 1983; Lovett and Lindberg, 1984; Chiwa ら, 2004)、さらに本研究では、降水中の Ca イオンが針葉から吸収されている事も示唆されている (第 5 章)。半年以上、積雪に覆われている浄土平では、積雪中の黄砂層などに含まれている鉍物栄養塩が葉面から吸収されていると考えられる。一方で、イワウメやアカモノなど、岩石上に生育している植物体中では、基岩風化による鉍物栄養塩の割合も高いと考えられた。

#### 第4節 結論

本章では、貧栄養な山岳山頂域において、植物がどこから鉍物栄養塩を得ているかを解明するために、Sr 安定同位体の分析手法を用いた。その結果、ハイマツや、その周囲に生育している植物は、基岩の風化由来の鉍物栄養塩よりも主に黄砂や降水由来の鉍物栄養塩を利用している事が明らかになった。森林限界以上の高山植物は、鉍物栄養塩についても、大気沈着を重要な供給源として生育している事が示唆された。リターや溶脱成分が含まれている林内雨中の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  は海塩成分に近く、ハイマツ樹体とほぼ同じ値を示していた。このことは、ハイマツ群落内ではCaなどの栄養塩類がプールされ循環して利用されていることを示唆している。すなわち、樹冠から溶脱し林床に供給された栄養塩類は、リターを含む根圏に栄養塩プールを形成し、それが根から再吸収される事で、ハイマツ群落内で循環して利用されていると考えられた。

表-6.1 浄土平周辺における植物・土壌試料中の Sr 安定同位体比 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )

Table 6.1 Sr isotopic ratio for sample around Jodo-daira

試料	和名	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	StdErr	
降水		0.70904	± 0.000210	a*
霧水		0.70898	± 0.000136	a*
林内雨		0.70934	± 0.000032	a*
溪流水		0.70702	± 0.000008	b*
地下水		0.70683	± 0.000024	a*
基岩(花崗岩)		0.70711	± 0.000005	b*
表層土壌		0.70701	± 0.000005	b*
積雪中の汚れ層		0.71030	± 0.000144	a*
<i>Pinus pumila</i> (Needle)	ハイマツ 針葉	0.70997	± 0.000013	b*
<i>Pinus pumila</i> (Branch)	ハイマツ 枝	0.70986	± 0.000005	b*
<i>Pinus pumila</i> (litter)	ハイマツ リター	0.70970	± 0.000005	b*
<i>Schizocodon soldanelloides</i>	コイワカガミ	0.70916	± 0.000005	b*
<i>Rhododendron aureum</i>	キバナシャクナゲ	0.70954	± 0.000005	b*
<i>Arctericia nana</i>	コメバツガザクラ	0.70866	± 0.000004	b*
<i>Diapensia lapponica</i> L. var. <i>obovata</i>	イワウメ	0.70831	± 0.000005	b*
<i>Vaccinium vitis-idaea</i> L.	コケモモ	0.70899	± 0.000005	b*
<i>Gaultheria ovatifolia</i> ssp. <i>adenothrix</i>	アカモノ	0.70845	± 0.000005	b*
<i>Geum calthifolium</i> var. <i>nipponicum</i>	ミヤマダイコンソウ	0.70921	± 0.000005	b*
<i>Geum pentapetalum</i>	チングルマ	0.70880	± 0.000004	b*
<i>Enkianthus perulatus</i>	ドウダンツツジ	0.70884	± 0.000005	b*
<i>Empetrum nigrum</i> var. <i>japonicum</i>	ガンコウラン	0.70885	± 0.000005	b*
<i>Empetrum nigrum</i> var. <i>japonicum</i>	ガンコウラン実	0.70838	± 0.000005	b*
<i>Vaccinium vitis-idaea</i> L.	コケモモ実	0.70935	± 0.000005	b*
<i>Gaultheria miqueliana</i>	シラタマノキ(実)	0.70706	± 0.000005	b*

a\*:StdErr of sample.

b\*: StdErr of instrument



## 第7章 結論

本論文では、日本の代表的な山岳地帯である、富山県立山の山頂付近において、6年間にわたる大気沈着（雨，霧，林内雨）及び微気象観測を基に、湿性沈着中の主イオン種成分と安定同位体比（H, O, Sr）の測定を行い、日本の山岳地域の森林限界上部に優占するハイマツ（*Pinus pumila* Regal）生態系への大気沈着の影響を、水・物質循環の相互作用を重視した観点から明らかにすることを目的とした。

第1章では、日本の大気沈着とアジア大陸からの汚染物質の長距離輸送の現状を整理し、既往の山岳地域における大気沈着の観測状況と問題点を指摘した。そして、森林限界上部における大気沈着の観測方法と、大気沈着が山岳地域の高山生態系に及ぼす影響を評価するための研究手順を示した。

第2章では、調査地である立山山岳地域の概要と、気象観測の方法、対象植物の詳細や植物・土壌・水の採取状況、そしてそれらの化学分析方法について説明した。

第3章では、物質循環の媒体となる水に着目し、降水とハイマツ群落の林内雨を測定する事で、山岳地域の頂上付近に生育するハイマツ群落への水文学的な入力量を評価した。無降雪期の間、ハイマツ樹冠への霧水沈着は林内雨量に大きく寄与している事を明らかにした。ハイマツ樹冠による降雨遮断率は年によって変動が大きく、6年間を通しての平均遮断率は19.2%であった。また、水の安定同位体比の解析により、ハイマツ樹冠は降雨の有無に関わらず、霧水を効率よく捕捉し林内雨として林床に水分を供給している事がわかった。霧水の高い捕捉効率は、樹冠の表面積と地表面の微地形に起因しており、林内雨への霧水沈着の大きな寄与は、海洋性の日本アルプスの地理的特徴である相対湿度の高さによって説明できた。またハイマツ群落の存在は遮断蒸発を促進する一方で植生内に霧水を取り込むため、山岳生態系の局地的な水文過程に大きな影響を与えている事を示した。

第4章では、山岳山頂部のハイマツ群落への大気降下物量（物質入力量）を評価するために、降水と霧水中の主イオン成分の分析を行った。調査地の湿性沈着の化学的特徴を調べ、日本の他の山岳域や立山の標高別調査地における酸性沈着物質の量と比較した。浄土平における降水は、日本の平均値と比較して酸性度は低かったが、富士山など他の山岳における観測例と比べると酸性度が高かった。立山全体では、標高と共に各種イオン成分濃度は低下する傾向があったが、降水量は標高と共に増加したため、山頂部の浄土平では麓の富山市街地と同程度の酸性沈着・窒素沈着量が観測された。また、高濃度の酸性物質を含む霧が度々観測され、山頂付近の降水や霧水は、国内の大気汚染の影響に加え、大陸からの広域大気汚染の影響も受けていると考えられた。一方、台風に

よって海塩成分を大量に含んだ降水も沈着しており，大気沈着は森林限界以上の山頂付近への栄養塩供給源として非常に重要であることを明らかにした。

第5章では，ハイマツ植生における林内雨の化学成分と量を測定し，降水中のイオン成分と比較することにより，大気沈着とハイマツ植生との相互作用を考察した。大気から植生上に沈着した  $\text{NH}_4^+\text{-N}$  と  $\text{NO}_3^-\text{-N}$  はハイマツ樹冠で保持され，高い割合で吸収され，重要な窒素源となっていた。一方，樹冠からは  $\text{K}^+$  と  $\text{Mg}^{2+}$  が盛んに溶脱しており，林床土壤に供給していた。 $\text{Na}^+$  以外のイオン成分の溶脱量は葉面の濡れ時間によって決定されていた。これらの結果は，林内雨に含まれる溶脱成分は，山岳環境においてリターを分解することなく植生へ栄養塩を直接供給する重要な経路である事を示した。また，大気沈着に含まれる様々な栄養塩は，浄土平のハイマツ生態系の物質循環で非常に重要であり，樹冠におけるイオン交換は，樹冠からのイオン成分の吸収・溶脱過程において重要な役割を果たしている事を明らかにした。

第6章では，高山生態系における物質循環を解明するために，Sr 同位体比を鉍物栄養素である Ca のトレーサーとして用いた。ここでは，大気沈着物が高山植生に及ぼす影響を検討した。その結果，ハイマツや，その周囲に生育している植物は，基岩の風化由来の鉍物栄養塩よりも，主に黄砂や降水由来の鉍物栄養塩を利用しており，大気沈着成分を重要な栄養塩源として成長している事を明らかにした。

本研究では，日本の山岳地域の森林限界以上において，大気沈着が高山生態系にどのような影響を与えているかを，水・物質循環の観点から評価し，長期にわたる現地サンプリングと，それらの高度なイオン分析や安定同位体分析手法によって明らかにした。山岳地域における大気沈着は非常に重要であり，ハイマツは湿性沈着中の無機窒素成分のほとんどを，樹冠表面で吸収していた。さらに，ハイマツ群落では，樹冠から溶脱し林床に供給された Ca などの栄養塩類は，リターを含む根圏に栄養塩プールを形成し，それが根から再吸収される事で，循環して利用されている事を明らかにした。

## 引用文献

- Adriaenssens, S., Staelens, J., Wuyts, K., de Schrijver, A., Van Wittenberghe, S., Wuytack, T., Kardel, F., Verheyen, K., Samson, R., Boeckx, P. (2011): Foliar nitrogen uptake from wet deposition and the relation with leaf wettability and water storage capacity. *Water Air and Soil Pollution*, 219: 43–57.
- Akimoto, H.(2003): Global air quality and pollution, *Science*, 302(5651): 1716-1719.
- 安念 清・大西勝典・藤谷亮一・早狩進・福崎紀夫・佐々木一敏・清水源治・小山功・久米一成・土器屋由紀子・丸田恵美子・畠山史郎・村野健太郎(1995): 日本の山岳地帯における酸性降下物中のイオン種濃度と降下量. *日本化学会誌*, No. 11 : 916-921
- Barnett, T. P., Adam, J. C., Lettenmaier, D. P. (2005): Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, *Nature* 438, 303-309
- Bowman, W., D. (2000): Biotic controls over ecosystem response to environmental change in alpine tundra of the Rocky Mountains. *Journal of the Human Environment*, 29: 395–400.
- Bowman, W., D., Gartner, J., R., Holland, K., Wiedermann, M. (2006): Nitrogen critical loads for alpine vegetation and soils in Rocky Mountain National Park. *Ecological Applications*, 16: 1183-1193.
- Burns, D., A. (2004): The effects of atmospheric nitrogen deposition in the Rocky Mountain of Colorado and southern Wyoming, USA- a critical review. *Environmental Pollution*, 127: 257-269.
- Capo, C., R., Stewart, W., b., Chadwik, A., O. (1998): Strontium isotopes as tracers of ecosystem process method and theory. *Geoderma* 82(1-3): 197-225.
- Chang S, Yeh C, Wu M, Hsia Y, Wu, J.(2006): Quantifying fog water deposition by in situ exposure experiments in a mountainous coniferous forest in Taiwan. *Forest Ecology and Management*, 224:11–18
- Chiwa, M., Oshiro, N., Myake, T., Nakatani, N., Yuhara, T., Sakugawa, H. (2003): Dry deposition washoff and dew on the surfaces of pine foliage on the urban- and mountain-facing sides of Mt. Gokurakuji, western Japan. *Atmospheric Environment*, 37: 327-337.
- Chiwa, M., Crossley, A., Sheppard, L. J, Sakugawa, H., Cape, J. N. (2004): Throughfall chemistry and canopy interactions in a Sitka spruce plantation sprayed with six different simulated polluted mist treatments. *Environment Pollution*, 127: 54-62.
- Chiwa, M., Matsuda, T., Nakatani, N., Kobayashi, T., Kume, A., Sagawa, H.,

- 2012: Effects of canopy N uptake on foliar CO<sub>2</sub> assimilation rates and biomass production and allocation in Japanese red pine seeding. *Canadian Journal of Forest Research*, 42: 1395-1403.
- Clow, D., W., and Mast M., A. (1997): Strontium 87/strontium 86 as a tracer of mineral weathering reactions and calcium sources in an alpine/subalpine. *Water resources research*, 33, 6: 1335-1351
- Corona, C., S., Reiners, W., A. (1983): Canopy processing of acid precipitation by coniferous and hardwood forest in New England. *Oecologia*, 59: 216-223.
- Craig, H., 1961: Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133: 1702-03
- Currie, W. S., Aber, J. D. Driscoll, C. T. (1999): Leaching of nutrient cations from the forest floor; effects of nitrogen saturation in two long-term manipulations. *Canadian Journal of Forest Research*, 29: 609-620.
- Douglas, A., B. (2003): Atmospheric nitrogen deposition in the Rocky Mountains of Colorado and southern Wyoming- a review and new analysis of past study results. *Atmospheric Environment*, 37: 921-932.
- Dawson, T. E. (1998). Fog in the California redwood forest: ecosystem inputs and use by plants. *Oecologia* 117:476–485.
- De Walle, R. D., Ribblet G. C., Helvey J. D, Kochenderfer J. (1985): Laboratory investigation of leachate chemistry from six Appalachian forest floor types subjected to simulated acid rain. *Journal of Environmental Quality*, 14: 234-240.
- DeWalle, D. R. and B. R. Swistock. (1994): Differences in <sup>18</sup>O content of throughfall and rainfall in hardwood and coniferous forests. *Hydrological Processes* 8: 75–82.
- Dia, A., N., Cohen, A., S., O'nions, R., K., Shackleton N., J. (1992): Seawater Sr isotope variation over the past 300 kyr and influence of global climate cycles. *Nature* 356 (30), 786-788.
- Dokiya, Y., Yoshikawa, T., Komada, T., Suzuki, I., Naemura, A., Hayashi, K., Naoe, H., Sawa, Y., Sekiyama, T., and Igarashi, Y. (2001): Atmospheric chemistry at the summit of Mt. Fuji: a challenging field for analytical chemists. *Analytical Science* 17, suppl: i809–i812.
- Drouet, T. h., Herbauts, J., Gruber, W., Demaiffe, D. (2005): Strontium isotope composition as a tracer of calcium sources in two forest ecosystems in Belgium. *Geoderma* 126(3-4):203-223.
- Epstein S., Mayeda T. (1953): Variation of oxygen-18 content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4: 213–224
- Ewing, H. A., K. C. Weathers, P. H. Templer, T. E. Dawson, M. K. Firestone, A. M. Elliott, and V. K. S. Boukili. (2009): Fog water and ecosystem

- function: Heterogeneity in a California redwood forest. *Ecosystems* 12: 417–433
- Feller M., C. (1977): Nutrient movement through western hemlock-Western Redcedar ecosystems in southwestern British Columbia. *Ecology*, 58, 1269-1283.
- Fenn, M. E., Ross, C. S., Schilling, S. L., Baccus, W. D., Larrabee, M. A., Lofgren, R. A. (2013): Atmospheric deposition of nitrogen and sulfur and preferential canopy consumption of nitrate in forests of the Pacific Northwest, USA. *Forest Ecology and Management*, 302: 240–253.
- Fillion, N., Probst, A., Probst, J. L. (1998): Natural organic matter contribution to throughfall acidity in French forests. *Environment International*, 24: 547-558.
- Fischer, D. T., Still, C. J. (2007): Evaluating patterns of fog water deposition and isotopic composition on the California Channel Islands. *Water Resources Research*, 43, W04420, doi: 1029/2006WR005124
- Fowler, D., Cape, J.N., Unsworth M.H. (1989): Deposition of atmospheric pollutants on forests. *Philosophical Transactions of The Royal Society B*, 324: 247–265.
- Galloway, J., N., 1995: Acid deposition : Perspectives in time and space. *Water, Air, and Soil Pollution*, 85(1): 15-24.
- Gosz, J., R., Moore, D., I. (1989): Strontium isotope studies of atmospheric inputs to forested watersheds in New Mexico. *Biogeochemistry*, 8: 115-134.
- Gower, S. T., Gholz, H. L. et al. (1994): Production and carbon allocation patterns of pine forest. *Ecological Bulletins*, 43: 115-135
- Graustein, W., C., and R. L. Armstrong (1983): The Use of Sr-87 Sr-86 Ratios to measure atmospheric transport into forested watersheds. *Science* 219(4582): 289-292
- Graustein, W., C. (1989): <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios measure the sources and flow of strontium in terrestrial ecosystems. *Stable isotopes in ecological research (springer, New York)*: 491-512
- Holder, C. D. (2004): Rain interception and fog precipitation in a tropical montane cloud forest of Guatemala. *Forest Ecology and Management*, 190: 373-384
- Holzmann, H., P., Haselwandter, K. (1988): Contribution of nitrogen fixation to nitrogen nutrition in an alpine sedge community (*Caricetum curvulae*). *Oecologia*, 76: 298-302.
- 朴木英治・渡辺幸一・米谷正広 (2009): 立山における標高別の酸性雨観測結果 2007. 富山市科学博物館研究報告 第 32 号: 125-131

- 朴木英治・渡辺幸一 (2010): 立山における標高別の酸性雨観測結果 2008. *富山市科学博物館研究報告* 第 33 号:113-120
- 朴木英治・渡辺幸一 (2011): 立山における酸性雨観測結果 (2009). *富山市科学博物館研究報告* 第 34 号: 151-158
- 朴木英治・渡辺幸一 (2012): 立山における酸性雨観測結果(2011). *富山市科学博物館研究報告* 第 36 号: 13-26
- Houle, D., Ouimet, R., Paquin, R., Laflamme, J. (1999): Interactions of atmospheric deposition with a mixed hardwood and a coniferous forest canopy at the Lake Clair Watershed (Duchesnay, Quebec). *Canadian Journal of Forest Research*, 29: 1944-1057.
- Igawa, M., Tsutsumi, Y., Okochi, H. (2002): High frequency and large deposition of acid fog on high elevation. *Environ Sci. Technol.*, 32, 1: 1-6
- Ignatova, N., Etienne, D. (2000): Canopy uptake of N deposition in spruce (*Picea abies* L. Karst) stands. *Annals of Forest Science*, 57: 113-120.
- 岩間真治・渡辺幸一・上原佳敏・西本大樹・小森静・斎藤由紀子・江田奈希紗・善光英希・島田亙・青木一真・川田邦夫 (2011): 立山・室堂平の積雪中のイオン成分, ホルムアルデヒドおよび過酸化水素水濃度, *雪氷*, 73 巻 5 号: 295-305
- Kajimoto, T. (1989): Aboveground biomass and litterfall of *Pinus pumila* scrubs growing on the Kiso mountain range in central Japan. *Ecological Research*, 4: 55-69.
- Kajimoto, T. (1992): Dynamics and dry matter production of belowground woody organs of *Pinus pumila* trees growing on the Kiso mountain range in central Japan. *Ecological research*, 7, 333-339
- Kajimoto, T. (1994): Aboveground net production and dry matter allocation of *Pinus pumila* forests in the Kiso Mountain range, central Japan. *Ecological Research*, 9: 193-204
- Keene, W. C., Pszenny, A. A. P., Galloway, J. N., Hewley, M. E. (1986): Sea-salt Corrections and Interpretation of Constituent Ratios in Marine Precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 91 (D6): 6647-6658.
- Kido, M., Osada, K., Matsunaga, K., Iwasaka, Y. (2001): Diurnal variation of ionic aerosol species and water-soluble gas concentrations at a high-elevation site in the Japanese Alps. *Journal of Geophysical Research*, 106: 17335-17345
- Klopatek, J. M., Barry, M. J., Johnson, D. W. (2006): Potential canopy interception of nitrogen in the Pacific Northwest, USA. *Forest Ecology and Management*, 234: 344-354.
- 小林禧樹・中川吉弘・玉置元則・平木隆年・藍川昌秀(1998): 六甲山におけるス

- ギ樹冠への酸性沈着の標高分布. 兵庫県立公害研究所研究報告, 30: 41-50
- 小林禧樹・中川吉弘・玉置元則・平木隆年・藍川昌秀・正賀充(1999): 霧水沈着により森林樹冠にもたらされる酸性沈着の評価—六甲山のスギ樹冠における測定—, *環境科学会誌*, 12: 399-411
- Kobayashi, T., Nakagawa, Y., Tamaki, M., Hiraki, T., Akiwa, M. (2001): Cloud water deposition to forest canopies of *Cryptomeria japonica* at Mt. Rokko. *Water, Air, and Soil Pollution* 130: 601–606.
- Kume, A., Numata, S., Watanabe, K., Honoki, H., Nakajima, H., Ishida, M. (2009): Influence of air pollution on the mountain forests along the Tateyama-Kurobe Alpine route. *Ecological Research*, 24: 821-830.
- Kume, A., Nagafuchi, O., Akune, S., Nakatani, N., Chiwa, M., Tetsuka, K. (2010): Environmental factors influencing the load of long-range transported air pollutants on *Pinus amamina* in Yakushima island Japan. *Ecological Research*, 25: 233-243.
- 久米篤・渡辺幸一・永淵修・朴木英治(2011): 広域大気汚染の現状と森林生態系への影響-屋久島と立山の事例-. *日本生態学会誌*, 61 : 97-106
- Liu, W. J., W. Y. Liu, P. J. Li, L. Gao, Y. X. Shen, P. Y. Wang, Y. P. Zhang, and H. M. Li. (2007): Using stable isotopes to determine sources of fog drip in a tropical seasonal rain forest of Xishuang banna, SW China. *Agricultural and Forest Meteorology* 143: 80–91.
- Lovett, M. G. (1984): Rate and mechanism of cloud water deposition to subalpine balsam fir forest. *Atmospheric Environment* 18: 361–371.
- Lovett, G. M., Lindberg, S. E. (1984): Dry deposition and canopy exchange in a mixed oak forest as determined by analysis of throughfall. *Journal of Applied Ecology*, 21: 1013-1027.
- Lovett, G., M., Kinsman J., D. (1990): Atmospheric pollutant deposition to high-elevation ecosystems. *Atmospheric Environment*, 24A: 2767–2786.
- Lovett, G. M., Lindberg, S. E. (1993): Atmospheric deposition and canopy interactions of nitrogen in forests. *Canadian Journal of Forest Research*, 23: 1603-1616.
- Marty, C., Houle, D., Duchesne, L., Gagnon, C. (2012): Canopy interaction with precipitation and sulphur deposition in two boreal forests of Quebec, Canada. *Environmental Pollution*, 162: 354-360.
- Miller, E., K., Blum, J., D., Friedland, A., J. (1993): Determination of soil exchangeable-cation loss and weathering rate using Sr isotopes. *Nature*, 362: 438-441.
- Mladenov, N., Williams, M. W., Schmidt, S. K., Cawley, K. (2012): Atmospheric deposition as a source of carbon and nutrients to an alpine catchment of the Colorado Rocky Mountains. *Biogeosciences*, 9:

3337-3355.6

- Morino, Y., Ohara, T., Kurokawa, J., Kuribayashi M., Uno, I., Hara, H. (2011): Temporal variations of nitrogen wet deposition across Japan from 1989 to 2008, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D06307)
- Mueller, S. F. (1991): Cloud water deposition to subalpine spruce-fir forests - I. Modifications to an existing model, *Atmos. Environ., Part A*, 25, 1093-1104
- 村本美智子・奈良麻衣子・浅利朋子・鈴木啓介 (2007): 乗鞍高原の森林生態系における物質循環-1. 林内降水の化学特性と季節変化, *日本水文科学会誌*, 37: 73-83
- Nakano, T., Tanaka, T. (1997): Strontium isotope constraints on the seasonal variation of the provenance of base cations in rain water at Kawakami, central Japan. *Atmospheric Environment* 31: 4237-4245.
- Nohda S., Wasserburg, G., J. (1981): Nd and Sr isotopic study of volcanic rocks from Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 52: 264-276.
- Notsu, K. (1983): Strontium isotope composition in volcanic rocks from the northeast Japan arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18: 531-548.
- Ohara, T., Akimoto, H., Kurokawa, J., Horii, N., Yamaji, K., Yan, X., Hayasaka, T. (2007): An Asian emission inventory of anthropogenic emission sources for the period 1980-2020, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7: 4419-4444.
- 沖津進 (1988): ハイマツ年枝生長の地理変異, *日本生態学会誌*. 38, 177-183
- Olszyk, D.M., Tingey, D.T. (1985): Interspecific variation in SO<sub>2</sub> flux: leaf surface versus internal flux, and components of leaf conductance. *Plant Physiology*, 79: 949-956.
- Osada, K., Kido, M., Iida, H., Matsunaga, K., Iwasaka, Y., Nagatani, M., Nakada, H. (2003): Seasonal variation of free tropospheric aerosol particles at Mt. Tateyama, central Japan. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D23): 8667.
- Parker, G. G. (1983): Throughfall and stemflow in the forest nutrient cycle. *Advances in Ecological Research*, 13: 57-133.
- Prada S., Menezes de Sequeira M., Figueria C., Oliveria de Silva M. (2009): Fog precipitation and rainfall interception in the natural forests of Madeira Island (Portugal). *Agricultural and Forest Meteorology* 149: 1179-1187.
- Rautio, P., Huttunen, S. (2003): Total vs. internal element concentrations in Scots pine needles along a sulphur and metal pollution gradient.



- Environmental Pollution*, 122: 273-289.
- Richardson, D. M., Rundel, P. W. (1998): Ecology and biogeography of Pinus: an introduction. in Ecology and Biogeography of Pinus, *Cambridge univ. Press*, 3-46
- Rutter, A.J. (1967): An analysis of evaporation from a stand of Scots pine. In: Sopper, W.E., Lull, H.W. (Eds.), Proceedings of the International Symposium on Forest Hydrology. *Pergamon Press, Oxford*: 403-417
- Sano, Y., Matano, T., Ujihara, A. (1997): Growth of Pinus pumila and climate fluctuation in Japan. *Nature*, 266, 159-161
- Sase, H., Takahashi, A., Sato, M., Kobayashi, H., Nakata, M., Totsuka, T. (2008): Seasonal variation in the atmospheric deposition of inorganic constituents and canopy interactions in a Japanese cedar forest. *Environmental Pollution*, 152: 1-10.
- 佐竹研一(2000). 酸性雨研究と環境試料分析 —環境試料の採取・前処理・分析の実際—. 愛智出版, 39-42
- 佐藤嘉展・大槻恭一・小川滋(2002): マテバシイ林における年間樹冠遮断量の推定, 九州大学農学部演習林報告, 83: 15-29
- Scherer, H. W. (2001): Sulphur in crop production — invited paper. *European Journal of Agronomy*, 14: 81-111.
- Scholl A. M., Gimbelluca T. W., Gingerich S. B., Nullet M. A., Loope L. L. (2007): Cloud water in windward and leeward mountain forests: The stable isotope signature of orographic cloud water, *water resources research*, 43, W12411.1-W12411.13
- Scholl, M., W. Eugster, and R. Burkard. (2010): Understanding the role of fog in forest hydrology: stable isotopes as tools for determining input and partitioning of cloud water in montane forests. *Hydrological Processes* 250: 353-366.
- Shibata K., Ishihara, S. (1979): Initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of plutonic rocks from Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70 (40): 381-390.
- Shinohara, Y., Kumagai, T., Otsuki, K., Kume, A., Wada, N. (2009): Impact of climate change on runoff from a mid-latitude mountainous catchment in central Japan. *Hydrological Processes*, 23, 1418-1429
- 柴田秀賢・豊沢弘正 (1957): 立山火山附近の地質と岩石, *地質学雑誌*, 63, 746, 609-618
- Sparks, J. P. (2009): Ecological ramification of the direct foliar uptake of nitrogen. *Oecologia*, 159: 1-13.
- 田中延亮・蔵治光一郎・白木克繁・鈴木祐紀・鈴木正一・太田猛彦・鈴木誠 (2005): 袋沢試験流域のスギ・ヒノキ壮齡林における樹冠通過雨量, 樹幹流下量, 樹冠遮断量, 東京大学農学部演習林報告, 113, 197-240

- Tomaszewski, T., Boyce, L. R., Sievering, H. (2003): Canopy Uptake of atmospheric nitrogen and new growth nitrogen requirement at a Colorado subalpine forest. *Canadian Journal of Forest Research*, 33: 2221-2227.
- Tukey, H. B. Jr. (1970): The leaching of substances from plants. *Annual Review of Plant Physiology*, 21: 305–324.
- Ueharra, U. and Kume, A. (2012): Canopy rainfall interception and fog capture by *Pinus pumila* Regal at Mt. Tateyama in the Northern Japan Alps, Japan. *Arctic and Antarctic, and alpine research*, 44, 1: 143-150
- Ulrich, B., (1983): Interaction of forest canopies with atmospheric constituents: SO<sub>2</sub>, alkali and earth alkali cations and chloride. *Effects of accumulation of air pollutants in forest ecosystems*, Reidel Publishing Company, 33-45.
- Wada, N., Kawada, K., Kawamura, R., Aoki, K., Kume, A. (2004): Increasing winter runoff in a middle-latitude mountain area of central Japan. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 82 (6): 1589-1597.
- Wada, N., Watanuki, K., Karita, K., Suzuki, S., Kudo, G., Kume, A. (2005): Climate change and shoot elongation of alpine dwarf pine (*Pinus pumila* Regal): Comparison between six Japanese mountains. *Phyton*, 35 (4) 253-260
- Wada, N. (2007): Fine-scale species richness of alpine fellfield plant communities in a middle-latitude mountain of central Japan: influences of alpine dwarf pine and substrate properties. *Far Eastern Studies* 6, 31-44.
- Walker, D., A., Halfpenny, J., C., Walker, M., D., Wessman, C., A. (1993): Long-term studies of snow –vegetation interactions. *BioScience*, 43: 287–391.
- Watanabe, k., Ishizaka, Y., Takenaka, C. (1999): Chemical composition of fog water near the summit of Mt. Norikura in Japan. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 77: 997-1006.
- Watanabe K., Takebe Y., Sode N., Igarashi Y., Takahashi H., Dokiya Y. (2006): Fog and rain water chemistry at Mt. Fuji: a case study during the September 2002 campaign. *Atmospheric Research*, 82, 652-662.
- Watanabe K., Aoki, M., Eda, N., Saito, Y., Tamura, S., Ohata, M., Kawabuchi, M., Takahashi, A., Miyashita, N., Yamada, K. (2009): Measurements of peroxide concentrations in precipitation and dew water in Toyama. *Bulletin of Glaciological Research*, 27, 1-5.
- Watanabe K., Honoki H., Iwai A., Tomatsu A., Noritake K., Miyashita N., Yamada K., Yamada H., Kawamura H., Aoki K. (2010): Chemical

- characteristics of fog water at Mt. Tateyama, near the coast of the Japan Sea in central Japan. *Water, Air, and Soil Pollution*, 211, 379-393.
- Watanabe, K., Honoki, H., Iwama, S., Iwatake, K., Mori, S., Nishimoto, D., Komori, S., Saito, Y., Yamada, H., Uehara, Y. (2011a): Chemical composition of fog water at Mt. Tateyama near the coast of the Japan sea in central Japan. *Erdkunde*, 65: 233-245.
- Watanabe, K., Saito, Y., Tamura, S., Sakai, Y., Eda, N., Aoki, M., Kawabuchi, M., Yamada, H., Iwai, A., Kawada, K. (2011b): Chemical characteristics of the snow pits at Murododaira, Mount Tateyama, Japan. *Annals of Glaciology*, 52: 102-110.
- Went, F. W. (1995). Fog, mist, dew, and other sources of water. *Yearbook of Agriculture*. U.S. Department of Agriculture. Washington D.C. In: 103–109.
- Wehren, B., Weingartner, R., Schädler, B., Viviroli D. (2009): General characteristics of 427 alpine waters. In: Bundi U (ed.) *Alpine Waters. Handbook of Environmental Chemistry*, vol. 6. Springer, Heidelberg
- Wickman, T., Jacks, G. (1993). Base cation nutrition for pine stands on lithic soils near Stockholm, Sweden. *Applied Geochemistry*, 8(2) , 199–202.
- Yanagimati, O. and Ohmori, H. (1991), Ecological status of *Pinus pumila* scrub and the lower boundary of the Japanese alpine zone. *Arct. Alp. Res.*, 23, 424-435
- Yokoo, Y., Nakano, T., Nishikawa, M., Quan, H. (2001): The importance of Sr Isotopic compositions as an indicator of arid soils in China. *Water, Air, and Soil Pollution*, 130: 763-768
- 吉野正敏 (1965): *小気象 局地気象学序説*, 地人書館
- Zhang, W. B., Cheng, Z. Hu., S. An., Z. Xu., Y. Zhao, J. Cui, Q. Xu. (2010): Using stable isotopes to determine the water sources in alpine ecosystems on the east Qinghai-Tibet plateau, China. *Hydrological Processes* 24: 3270–3280.

## 謝辞

本研究の遂行にあたり、本当にたくさんの方々から援助をいただきました。

九州大学大学院農学研究院の久米篤准教授には、富山大学理学部にいた4年生の頃から、学生と同室であり、夜遅くまで熱心な指導をしていただきました。敬意と共に感謝を申し上げます。海育ちで山の事を全く知らなかった私に、1から10まで山の歩き方教えていただきました。研究計画や理論的な思考の重要性や、時には人生について数多くの事を考えさせられ、学ばせて頂きました。また、日々の精神的、身体的なケアまで心配を多くおかけいたしました。ここに改めて深甚の謝意を申し上げます。

九州大学農学部研究院の大槻恭一教授からは、論文作成上に至る過程において、熱心にご指導をいただきました。また、九州大学に進学してから、博士課程を過ごすにあたり、素晴らしい環境を与えていただきました。日々の厳しくもあり、暖かい笑みにはいつも励まされてきました。深く感謝申し上げます。

富山県立大学渡辺幸一教授は、私が九州大学に進学するまでの一年間、富山県立大学にて、席を置かせていただきました。学生と共にフィールドに出て野外での大気観測方法や、大気化学の分析手法に至るまで、丁寧な指導を承りました。また、遠方ながら、副指導教官として本論文及び主要参考論文の審査を快諾していただきました。

富山大学理工学教育部の佐竹洋教授からは、修士課程において特に水の安定同位体分析についてご指導いただきました。厳しさの中にある優しい指導には本当に心より感謝しております。

九州大学農学部研究員の智和正明助教には、化学分析やデータの解析方法に至るまで、多数のアドバイスをいただきました。分析機器が故障した時に二人であーでもないこうでもないという試行錯誤の末、問題を解決した時の「やったー」と満面の笑みで叫んだ智和さんの事が忘れられません。いつもの的確なコメント、ご指導に謝意を申し上げます。

総合地球環境学研究所中野孝教教授並びに、申基澈助教からは、ストロンチウム安定同位体比の分析についてご指導いただきました。夜遅くまで熱心でかつ丁寧なご指導には感謝しております。

富山県立山カルデラ砂防博物館の飯田肇学芸係長をはじめとする学芸員の皆様、並びに富山市科学博物館の朴木英治博士には、立山の調査の際大変お世話になりました。

立山室堂山荘の佐伯千尋さん、法子さんをはじめとする従業員の方々には、夏の間下宿させていただき、大変お世話になりました。暖かい寝床とご飯、お風呂には感謝しても尽くしきれません。ありがとうございます。

富山大学理工学教育部の島田互准教授並びに、青木一真准教授には山での安

否などの心配をしていただきました。立山施設での皆さんで飲んだ温かいお茶は寒い調査の時の束の間の休憩でした。また、富山大学立山施設を利用させていただき、大変感謝しております。私の研究活動はあの施設なしでは成し遂げられませんでした。

九州大学農学部演習林の先生方（笠原玉青准教授、菱拓雄准教授、古賀信也准教授、榎木勉准教授、内海泰弘准教授、田代直明助教）および技術職員の方々にも感謝しております。

九州大学農学部の流域環境制御学研究室在籍し、研究活動を送ってきた中でこれまで准教授、助教そして研究員として研究室に在籍されていた、熊谷朝臣博士、小松光博士、市橋隆二博士、吉藤奈津子博士、松本一穂博士、齋藤隆実博士、宮沢良行博士、井手淳一郎博士には、ゼミなどを通して、研究活動に対する良い刺激をいただくと同時に、数多くのアドバイスをいただきました。

博士課程の先輩でもある篠原慶規さん、鶴田健二さん、立石麻紀子さん、Xue Baolin さん、片山歩美さんからは、非常に多くの事を学ばせて頂くと同時に、研究の話をし合い知識を深め合ったり、共にフィールドに出たりと、とても楽しい研究生活を過ごすことが出来ました。博士課程から九州大学に編入しましたが、一緒に馬鹿な話が出来た事で、不安や緊張を感じる事無く、心に安らぎをいただきました。感謝いたします。

研究室の後輩にあたる、篠塚賢一さん、Chiu Chenwei さん、Sun Haotian さん、項 楊さん、Hun Sothy さん、ヌックさん、藏本康平さん、前田由佳さん納富大介さん、松田洋樹さん、柚乃原修二さん、安田悠子さん、鷺江祐槻さんにも深く感謝いたします。演習林で心身共に健康で笑顔で過ごせたのは、皆様のおかげです。

また、現在に至るまで、遠くの地に住む家族には常に心配や迷惑をかけ続けてきたと思います。本当に感謝いたします。最後になりますが、私に関わってくださいましたすべての皆様に、心から感謝申し上げます