

# 暖候性積雪地域の山地流域における気象要素の空間的分布

## —降雨量・気温・積雪深—

中島 皇・福馬 義宏・小橋 澄治

Distribution of Meteorological Factors in a Mountainous Watershed

of Warmtemperate Snowfall Regions

—Rainfall · Temperature · Snowdepth—

Tadashi NAKASHIMA, Yoshihiro FUKUSHIMA and Sumiji KOBASHI

### 要 旨

芦生演習林の気象・水文の空間分布を把握するために、演習林全体を含むおよそ4,700haの由良川源流域において調査用施設を配置し、観測を開始した。芦生集水域の地質は丹波帯の中生層で頁岩を主体としてチャート、砂岩を含んでいる。植生はスギと広葉樹（ブナ、ミズナラ、ウラジロガシ）が混交し、標高は355～959mの流域である。本報告では、この集水域における広域的な降水量・気温・積雪深などの気象要素の分布の3年間の観測結果を示し、各観測点の観測値を比較・検討することによって、事務所の観測値から林内の各地点の気象要素を推定する方法を提案した。

### は じ め に

芦生演習林の森林は西日本では数少ない原生的な森林が残っていることと同時に森林を形成する動植物の種数の多いことでも知られている。その植生の分布については堤ら<sup>1)</sup>によって詳しく調べられ、種組成の変化を環境との関係において共軛的にとらえることが必要であることが述べられている。芦生では雨の降り方、霧の発生、春先の雪の消え方など場所によってかなり異なった現象が生じており、これらの影響が植生にも反映していると考えられる。一方、山地流域における水の動きを解明することは、地球環境に対して大きなウェイトを占める森林を取り扱う林学の重要な研究テーマの一つであると同時に環境問題が社会問題となっている現在においてはその重要性がますます高くなってきている。

そこで、東西約7km、南北約7kmの芦生演習林が位置する地域全体の森林の気象・水文環境を理解することを目的として以下のような調査・観測を行った。すなわち、芦生演習林では事務所構内の露場（355m）において気象観測が行われており、そこよりおよそ300m標高の高い長治谷作業所（640m）においても構内に準ずる形で気象観測が行われている。この2地点を気象観測のベースとして、標高別に降雨量・気温観測点を設けて無雪期に観測を実施した。積雪期の水量を見積るためにおよそ40点の最大積雪深計を林道沿いに配置した。斜面部の代表的な流域として幽仙谷流域で観測し、この流域の1991年の観測結果については前報<sup>2)</sup>で報告した。今回報告する気象要素の空間的な分布は芦生演習林の集水域の尾根部・準平原部・斜面部・谷部などの代表的な地点を網羅して観測されたもので、3年間のデータをまとめて報告する。

1. 調査地の概要<sup>3)</sup>

## 1) 位置・地質

芦生演習林は面積約4200ha, 事務所は北緯35° 19', 東経135° 43', 京都市のおよそ30km北, 由良川源流域に位置している (図1)。演習林の北辺から日本海までは15kmほどしか離れておらず, 冬期はシベリア大陸から日本海の上を吹き抜けてくる北西の季節風により1~3mの積雪がある。地質は, かつては秩父古生層とされていたが, 最近の研究によれば中・古生層の丹波帯に属し, 芦生の地域の基岩は中生代の頁岩を主体として, チャートや砂岩がほぼ東西に延びて分布している。今回対象とする調査地は演習林を含む面積およそ4,700haの芦生集水域である。

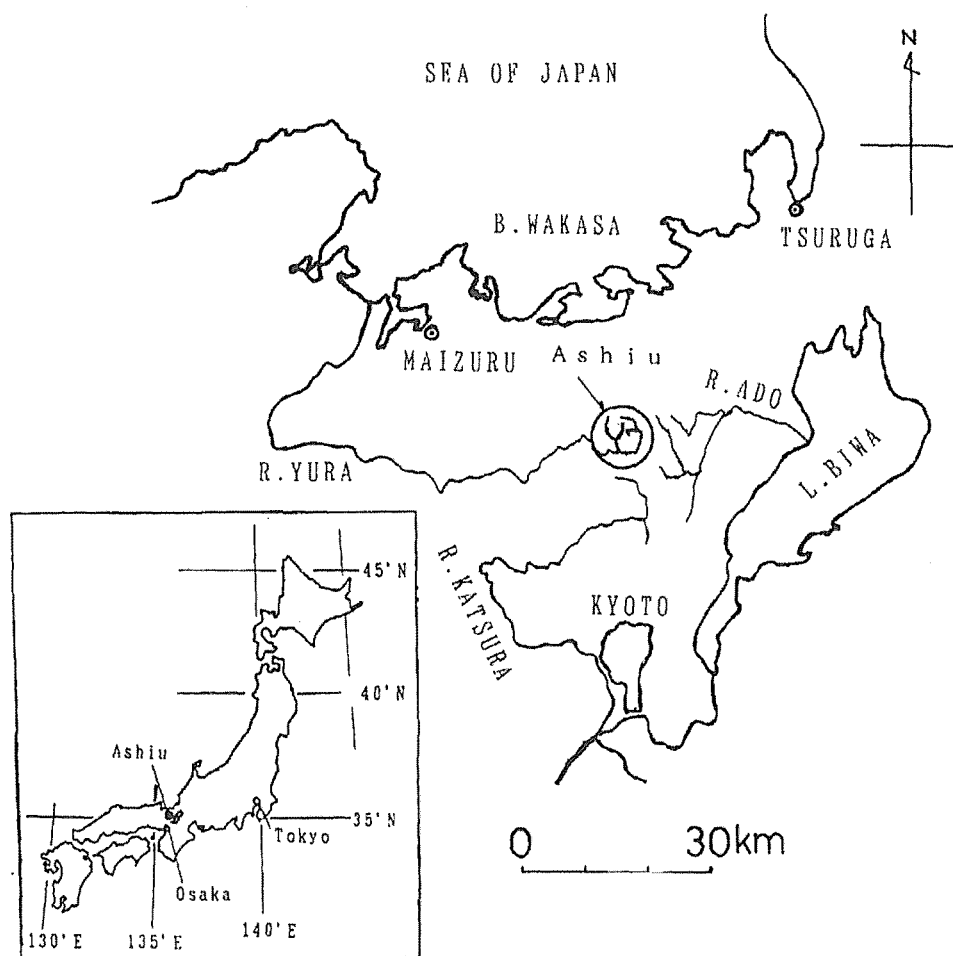


図1 位置図  
Location map

## 2) 地形

調査地は事務所のある須後から大きく由良川本流域と内杉川流域の二つの流域に分けられる。由良川本流域は最上流部に由良川の源流となる上谷流域と下谷流域があり, この2流域が合流し

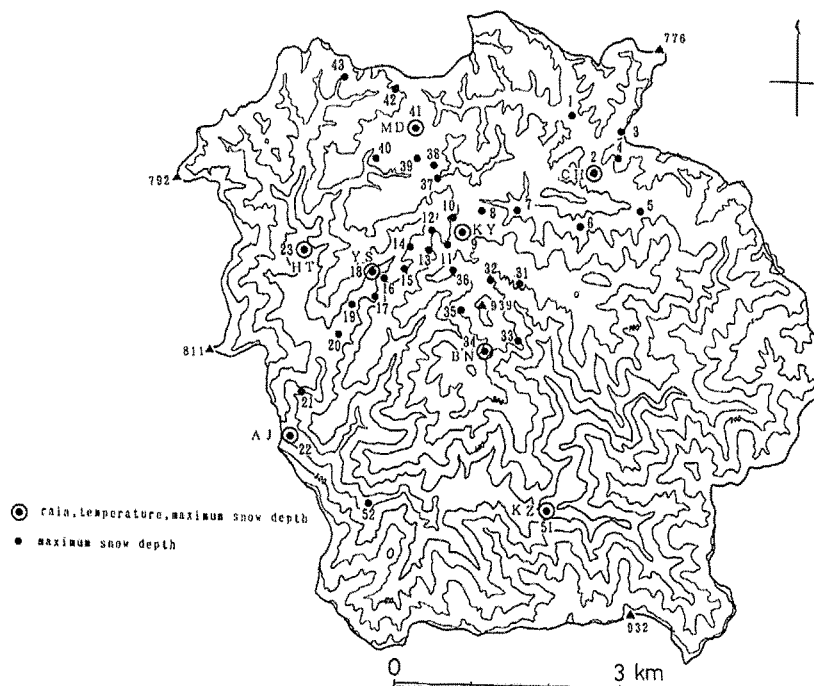


図2 流域地形図  
Map of the Ashiu experimental watershed with observation points

て滝の連続する峡谷地帯で大小の支流を合流し、七瀬辺りから緩やかな河谷地帯を形成して事務所にいたる。内杉川流域は事務所から約2 km遡った地点で内杉谷流域と櫃倉谷流域に分かれている。流域地形図を図2に示す。4万分の1の地形図より読み取った高度別面積割合を図3に示す。芦生集水域では標高600~800 mの部分の面積がおよそ全体の6割を占めている。福成ら<sup>4)</sup>によって作成された数値地図による標高別面積分布を図4に示す。斜面方位は図5に示すように河道の主流方向に直行する方向の斜面方位が卓越する。図6、図7にメッシュごとの平均勾

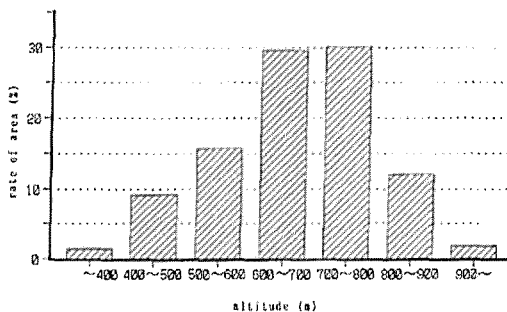


図3 標高別面積割合  
Rate of area in altitude

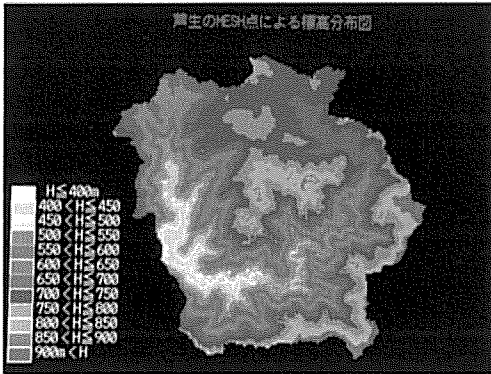


図4 高度別面積分布  
Distribution of area in altitude

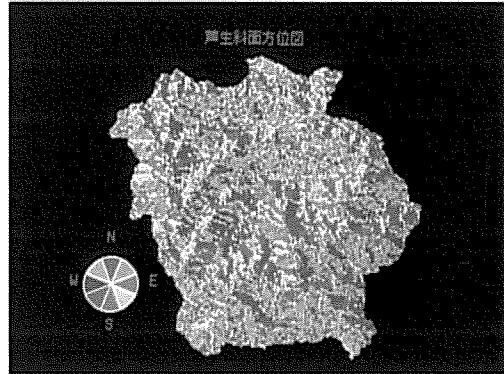


図5 斜面方位図  
Slope direction

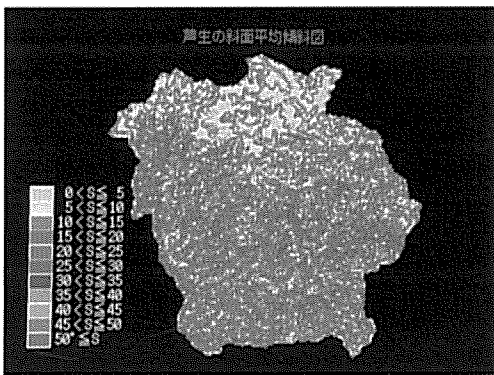


図6 メッシュ平均傾斜図  
Mean slope angle (50m × 50m mesh)

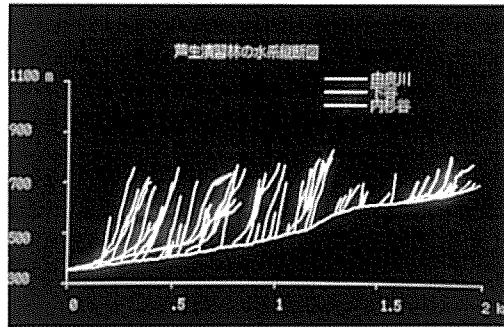


図7 水系縦断面図  
Profile of streams

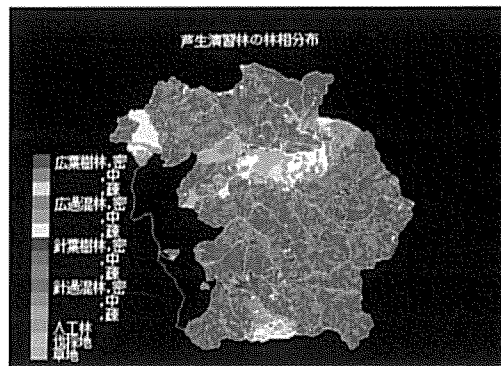


図8 林相図  
Forest type map

配図、水系縦断図を示す。これからおおよその流域の勾配が読み取れる。

### 3) 植生

日本海型と太平洋型の気候帯の移行帯に位置し、森林帯としては演習林の標高600mあたりが暖温帯と冷温帯の移行帯にあたる。このため天然林の構成種は様々な要素を含み、種類数が多い。樹木の種類は亜種を含めて243種、草本植物532種、シダ85種がこれまでに確認されている。冬に雪が多いため、日本海側の多雪地域に特有に分布するエゾユズリハ、ヒメアオキ、ハイイヌガヤなどの植物や独特の伏条更新をおこなうアシウスギが自生している。一方、イヌブナ、クリ、シデ類などの太平洋側の樹木も共存する。標高600m付近までは常緑広葉樹のウラジロガシが分布し、これより標高の高い所では落葉広葉樹のブナ、ミズナラが主体となる<sup>1)</sup>。ただし、森林帯としては境界線が不明確であり、この点も日本海側の森林の特徴である。斜面上部から尾根筋にかけての標高が高い場所にはアシウスギが多く、標高の低い場所にはヒノキやヒメコマツがみられる。斜面の中腹はブナを主体にミズナラ、アカシデ、ミズメなどの広葉樹林が優先し、斜面下部から谷筋の湿潤な場所には、トチノキ、サワグルミの優先する溪畔林がみられる。図8に芦生演習林の林相図を示す。

## 2. 観測方法

### 1) 気象観測

演習林の気象観測は事務所構内の露場において、気温・湿度・気圧・降水量・積雪深の5項目について日記記録されている。ここでは雨量計は電気ヒーターを備えた融雪型のものを、積雪深計は超音波式のものを用いている。これに加えて日射量を観測している。また、長治谷では事務所構内に準じる形で気温・湿度・降水量・積雪深が日記記録されているが冬期間の降水量は溶液型雨量計で、積雪深は超音波式（～'92.4）と光学式積雪深計およびインタバルタイマーカメラ（'92.11～）で観測されている。これに加えて地温（地下10cm）・風速・日射量を観測している。

### 2) 気温、降水量、最大積雪深の観測

演習林全体の気温・降水量を推定するため、林内に観測点を6点設置した（図2）。気温はサーミスタ温度計を白色ペイントで塗装した塩化ビニル製のパイプ（4.1cmφ）の中に設置し（写真1）、記録計はKADEC-U（コーナシステム社製データロガー）を用いてデジタル記録した。雨量は転倒マス式雨量計とKADEC-UPによりデジタル記録した。最大積雪深を推定するために主に林道沿いに38点の最大積雪深計を配置した（図2）。この最大積雪深計（写真1）は長さ2.5m、幅5cm×5cmの角材に10cm間隔で穴をあけ、長さ25cmのアルミの針金を差し込んだもので冬の初めに針金を水平にしておくと春には積雪の存在していた高さの針金がすべて雪の圧力で下方に曲げられ、最大積雪深が10cmの精度で観測される仕組みになってい



写真1 観測点の状況  
Observation point

る<sup>5)</sup>。これらの観測点の一覧を表1，図2に示す。

表1 観測点一覧 (雨量・気温・最大積雪深)

No	altitude (m)	topographical group	rain- temp.	direction	'90-'91 (cm)	'91-'92 (cm)	'92-'93 (cm)	total (cm)
1	650	P		S	160	140	140	440
2	640	P	CH	S	160	160	140	460
3	675	P		N	200	190	140	530
4	720	P		S	170	160	130	460
5	630	P		N	180	180	160	520
6	660	P		S	150	170	140	460
7	675	P		N	190	180	160	530
8	735	P		S	160	160	140	460
9	770	R	KY	W	150	140	110	400
10	730	S		N	160	160	130	450
11	710	S		S	180	190	160	530
12	680	S		N	140	130	120	390
13	660	S		S	160	170	130	460
14	635	S		N	140	140	120	400
15	575	S		N	170	170	140	480
16	525	S		W	150	150	130	430
17	505	S		S	120	120	110	350
18	475	S	YS	S	145	125	140	410
19	465	V		S	140	110	120	370
20	415	V		S	120	100	110	330
21	380	V		S	110	100	110	320
22	360	V	AJ	S	100	100	90	290
23	440	R	HT	S	120	120	120	360
31	810	R		W	120	140	110	370
32	825	R		N	180	190	170	540
33	835	R		S	180	150	150	480
34	835	R	BN	S	210	180	150	540
35	830	R		W	110	120	70	300
36	815	R		N	200	210	170	580
37	795	R		S	170	70	110	450
38	790	R		S	150	150	130	430
39	770	R		N	180	190	150	520
40	765	R		S	150	170	120	440
41	750	R	MD	N	180	190	150	520
42	730	R		S	150	150	130	430
43	640	R		W	130	110	90	330
51	420	V	KZ	N	140	150	130	420
52	380	V		S	90	80	90	260

P : 準平原部 (plateau)

R : 尾根部 (ridge)

S : 斜面部 (slope)

V : 谷部 (valley)

N : 北西 (日陰) (north-west)

S : 南東 (日向) (south-east)

W : 風の影響 (windy)

## 3. 観測結果及び解析結果

## 1) 雨量の分布について

図9は芦生演習林事務所と本部試験地（京都市）の1981年から1990年までの10年間の平均降水

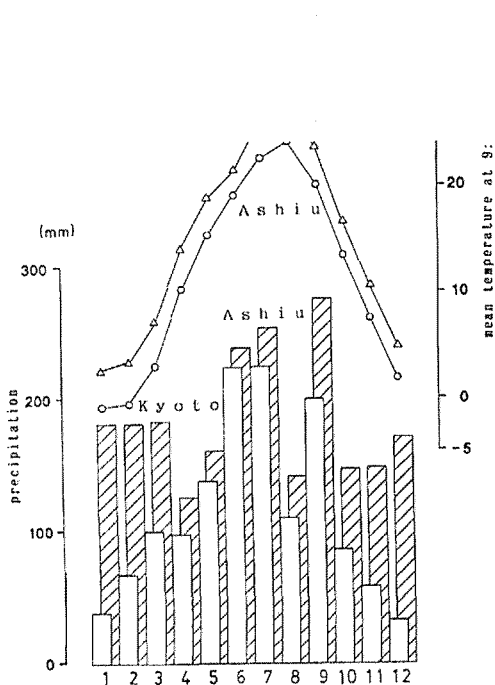


図9 芦生演習林の降水量と気温  
Precipitation and temperature in Ashiu

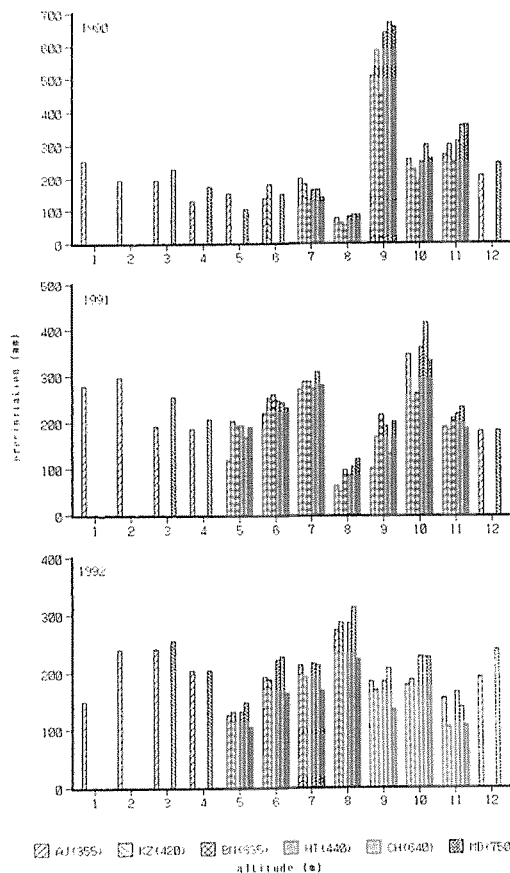


図10 月単位の降水量  
Monthly precipitation

量と平均気温である。芦生では夏期も冬期もかなりの降水量(150~250mm/月)があり、台風、梅雨、積雪期に多く、4・8月は少ない傾向がある。降雨量を月単位で積算すると観測場所によって差があり、月によっては200mm以上の差がでている場合もみられる(図10)。図10の長治谷(CH)の12・3月の観測値は溶液型融雪雨量計による値のため参考値である。各観測点における降雨量は梅雨のような長期間にわたる降雨の場合にはそれほど差が顕著とは言えないが、台風や集中豪雨のような比較的短期間の場合には大きな差が現れる場合がある。一般的に標高が高い場所の方が雨量は多くなると言われている<sup>6)</sup>が、芦生演習林内でも同様の傾向がみられている。日本海からの距離という点からみれば、距離によって降雨量の違いはみられない。しかし、中央の標高の高い部分(ブナノ木峠-傘峠の尾根)の北と南とでは雨の降り方に差がでる場合があるが、この場合も常にどちらが多いというのではなく、降る雨によって北が多い場合や南が多い場合がある。以上より、芦生集水域における短期間の降雨量を正確に推定するには流域毎の観測が必要になり、演習林内の地域毎の差が問題になる場合には、少なくとも標高の高い地点と低い地点、中央尾根部を境として南北の地点での観測が

必要となる。一方、芦生集水域の降水量の全体の傾向を把握したり、大まかな降水量の推定には、事務所（A J）および長治谷（C H）の観測点のデータを用いれば可能である。

2) 気温の分布について

月平均気温を比較して示すと図11になる。図11に示された6点の観測点では事務所構内（A J）

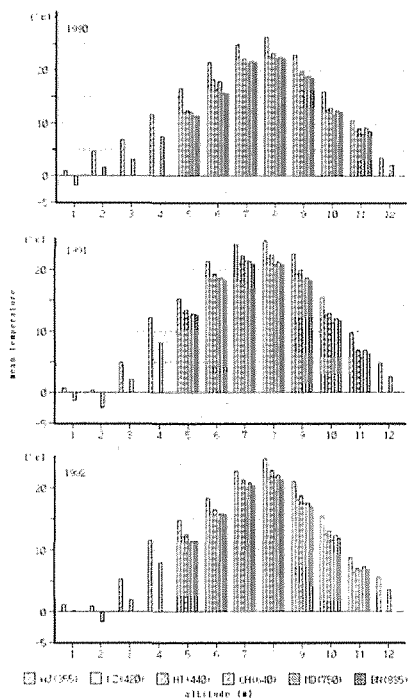


図11 月平均気温  
Monthly mean temperature

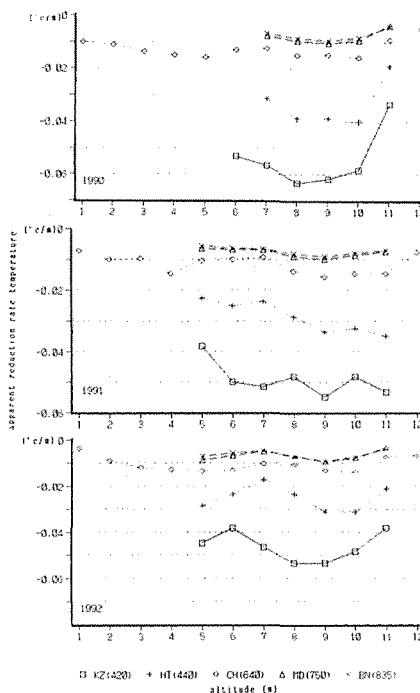


図12 計算された気温低減率  
Calculated reduction rate of temperature

の気温が他の観測点の平均気温より2～3℃高い。カヅラ（K Z）や櫃倉（H T）などの谷の中の観測点よりブナノ木（B N）やモンドリ（M D）などの尾根の観測点の方が平均気温は高くなる。次に事務所の気温を基準にして各点の気温から各々の点の見かけの気温低減率を算出すると図12になる。尾根部の観測点では一般に言われている0.6℃/100m<sup>2)</sup>に近い値を示している。一方、比較的標高の低い谷沿いの観測点では0.6℃/100mと比べると低減率の絶対値が1オーダーも違うほど大きくなる場合がある。この原因としては、川に沿った場所では大気と川の水の間で熱交換が行われて気温が低くなるものと考えられ、川の大きさ、観測点の川からの距離、谷の方向、谷部の平地面積（開き方）などが影響していると思われる。今回はこれらを詳しく検討できなかったため、便宜的に河道の有無によって低減率を変化させる方法を考えて。つまり、二次以上の河道がない場合には低減率を0.6℃/100mとし、二次以上の河道がある場合には準平原部では長治谷の値より1.2℃/100m、谷部では由良川本流沿いで5.0℃/100m、内杉川沿いで3.0℃/100mとした。但し、見かけの気温低減率は季節変化をしているため、平均値とした。芦生集水域において月平均気温で気温を推定する場合には、標高の高い斜面部の地点に対しては季節変化



はあるもののそれほど大きくなく事務所構内の気温から $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 前後の低減率で推定できる。谷部については便宜的に上述の低減率を用いるが、季節変化と先に述べた要素を考慮して今後検討が必要である。

### 3) 最大積雪深分布について

図13-Aは最大積雪深と標高の関係をプロットしたものである。まず'90-'91年, '91-'92年と'92-'93年を比較すると標高の低い観測点では積雪深の差は大きくないが、標高の高い観測点の

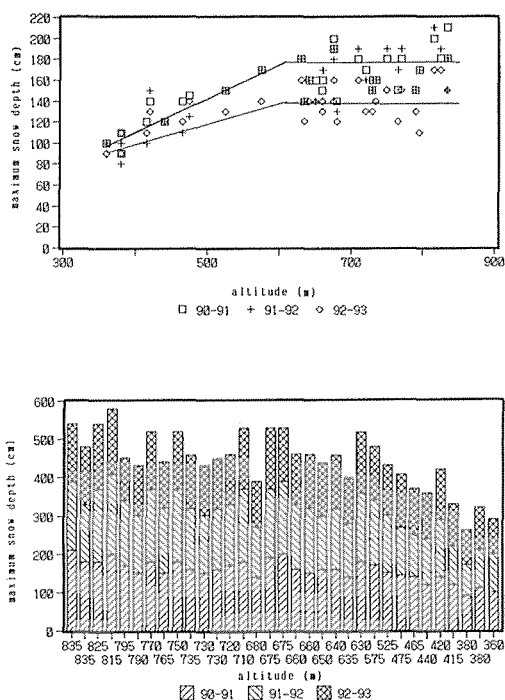


図13 最大積雪深と標高の関係  
Relationship between maximum snow depth and altitude

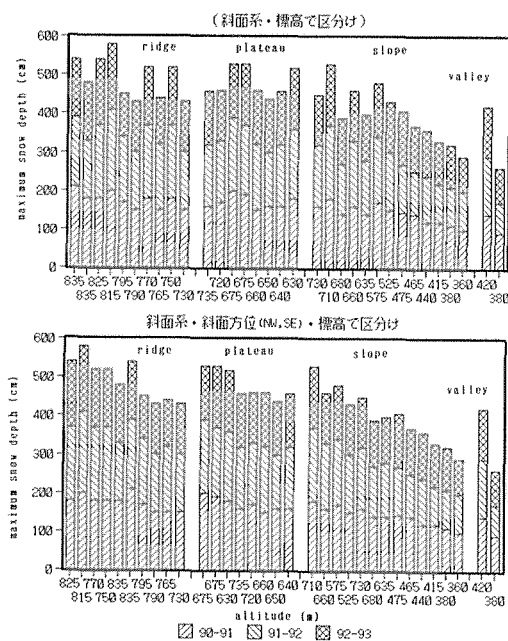


図14 最大積雪深と標高の関係(地形区分・斜面方位)  
Relationship between maximum snow depth and altitude (topographical class · slope direction)

積雪深の差が大きく、'92-'93年の積雪深の方が小さな値を示している。'92-'93年の雪の降り方が前の2年とは異なり、標高の高い地点でも降雪・消雪の現象が連続して生じることが度々あったことが現地での観察によって確かめられている。標高の高い方が積雪深が大きくなる傾向<sup>8)</sup>にあることは認められるが、ばらつきがかなりある。このことは3年間の積算値からもうかがえる(図13-B)。次に、地形区分ごとのグループに分けて標高でソーティングした場合(図14-A)とそれに加えて斜面の向きも考慮した場合(図14-B)を示した。準平原部ではばらつきはあるもののほぼ一定の積雪深、尾根部でも風の影響が強い特殊な箇所などがあり、ばらつきもかなりあるものの最大積雪深はほぼ一定と見ても差し支えなからう。谷部から斜面部の最大積雪深は標高に比例した関係が読み取れる。声生集水域の最大積雪深の分布は谷部・斜面部にかけては標高に比例するような関係があり、友村ら<sup>9)</sup>が積雪水量について得た結果と同様であるが、標高600m以上の準平原部ではばらつきはあるもののほぼ一定の積雪深とみなせる。

これらの関係を事務所の最大積雪深を用いて式に表すと

$$MSH_{ob} = a \cdot (A_{ob} - 360) + MSH_{AJ} \quad A_{ob} < 600$$

$$MSH_{ob} = a \cdot 240 + MSH_{AJ} \quad A_{ob} \geq 600$$

ここに、 $MSH_{ob}$ :観測点の最大積雪深、 $A_{ob}$ :観測点の標高(m)

$MSH_{AJ}$ :事務所における最大積雪深(m)

$a$ :係数(0.2~0.4:年によって変化する)

となる。ただし、この関係は多雪年では検証されていない。

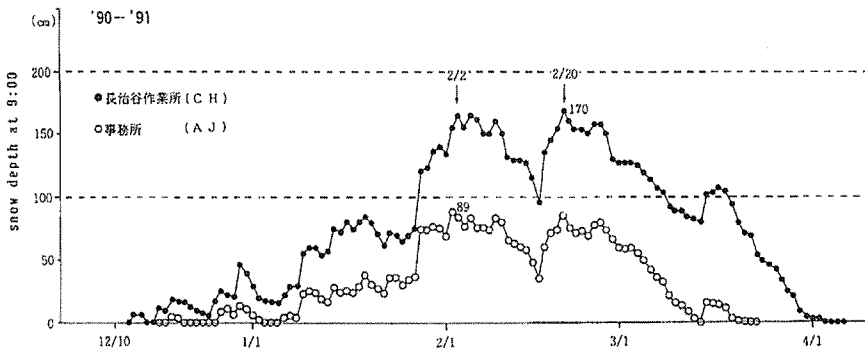


図15 積雪深の変化(事務所・長治谷)  
Change of snow depth(A J · C H)

図15は事務所(A J)と長治谷(C H)における平年値の積雪深の変化を示した例である。長治谷の積雪深は事務所の積雪深のほぼ2倍で推移していることが読み取れる。準平原部と事務所の積雪深の変化は平年はほぼ2倍で平行に変化するが、極端な多雪年・寡雪年については今後検討が必要である。また、井上ら<sup>10)</sup>が滋賀県の琵琶湖周辺で観測した積雪量は日本海からの距離に影響されることが報告されているが、芦生では初冬の雪が降り始める頃には演習林内の北部が南部より積雪が多くなるという現象は見られるが、ひと冬を通してみれば北部・南部による積雪深の顕著な差は認められない。これは芦生集水域全体が冬期には完全に日本海の気団に支配され、雪の降り方には集水域内では差がでないと推察される。

## ま と め

本研究の成果をまとめると以下ようになる。

芦生における広域的な気象要素の分布を観測することにより、気象要素の分布の特性を抽出し、各地点の気象要素の推定方法を提案した。

1) 芦生集水域における降水量は降雨によって地域的に差がでる場合があるが、芦生集水域の

降雨の全体の傾向を把握したり、大まかな降水量の推定をするには、事務所（A J）と長治谷（C H）の観測点のデータで可能である。ただし、短期的な降雨についてはそれぞれの流域で降水量を観測する必要がある。

2) 芦生集水域において月平均気温で気温を推定する場合には、斜面部の標高の高い地点に対してはほぼ $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ の低減率で推定できるが、準平原部の河道がある所では $1.2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 、また谷部ではカヅラ（K Z）と櫃倉（H T）の観測値から便宜的に由良川本流沿いで $5.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 、内杉川沿いで $3.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ とした。ただし、谷部については地形要素等も考慮に入れて推定式を求めることが今後の検討課題である。

3) 芦生集水域の最大積雪深の分布は谷部・斜面部かけては標高に比例するような関係があり、準平原部・尾根部では大まかには一定の積雪深として推定可能であり、事務所（A J）の積雪深を基準に、標高差と年によって変化する係数  $a$  ( $0.2\sim 0.4$ ) を乗じたものを加えることによって求められる。また、標高600m以上の準平原部・尾根部では上述の関係の標高差が240mとなり、積雪深は一定となる。ただし、局所的な積雪深分布には斜面方位などの地形的な要素も考慮に入れる必要がでてくる。準平原部と事務所の積雪深の変化はほぼ2倍で平行に変化するが、極端な多雪年・寡雪年については今後検討が必要である。

## 謝 辞

本研究を遂行するにあたっては、芦生演習林の多くの教職員の方々の協力を得ている。北川新太郎技官には観測機器の作成・設置に大いに活躍して頂き、菅原哲二技官、中根勇雄技官、柴田泰征技官には雪の中を設置に協力頂いた。また、最大積雪深計の作成方法に関しては京都府林業試験場の中尾嘉治主任研究員にいろいろと御教示頂いた。ここに記して謝意を表す次第である。なお、本研究におけるデータ処理並びに計算は京都大学大型計算機センターのシステムを利用した。

## 引用文献

- 1) 堤 利夫（「天然林の生態」研究グループ）（1972）京都大学芦生演習林における天然生林の植生について. 京大演報, 43. 33~52
- 2) 中島 皇・福嶋義宏・大畠誠一（1992）芦生演習林内の急峻地帯における小流域の流出特性. 京大演報, 64. 75~87
- 3) 京都大学農学部附属演習林（1992）芦生演習林概要. 京都大学農学部附属演習林, 4~5
- 4) 福嶋義宏・小橋澄治・川村誠・酒井徹朗・和田茂彦（1989）芦生演習林の地形・植生情報のデータベース化. 京大演報, 61. 110~115
- 5) 新田隆三・大関義男・庭野昭二（1984）積雪沈降圧をうけやすい枝高の指標. 日林論95. 313~314
- 6) 塚本良則編（1992）森林水文学. 文永堂出版. 44~45
- 7) 浅井富雄・内田英治・河村武（1986）平凡社版気象の事典. 平凡社. 174~175
- 8) 太田岳史・島田徹・石橋秀弘（1984）盛岡市西方山地における積雪水量調査報告. 岩手大演報. 15. 15~24
- 9) 友村光秀・福嶋義宏・鈴木雅一・窪田順平・太田岳史（1982）琵琶湖西北山地における積雪水量の高度分布. 京大演報, 54. 106~120
- 10) 井上治郎・中島暢太郎（1979）近畿北部における山地積雪の研究. 雪氷, 41(2). 9~12

## Résumé

Hydrological observations have been made in the Ashiu Experimental Watershed situated on the source area of the Yura River in Kyoto Prefecture, for understanding the meteorological and hydrological conditions of the University Forest in Ashiu. The Ashiu Watershed is underlain by *Mesozoic Era* formations and is covered with natural forests of *Cryptomeria japonica*, *Fagus crenata* and *Quercus salicina*. The basin area of this watershed is about 4,700 ha. The altitude of the watershed ranges from 355m to 959m.

The results are as follows,

1) Precipitation in Ashiu is able to be presumed by the observed data of Office and Chojidani point.

2) It is possible to adopt the reduction rate of temperature ( $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ) to presume the mean temperature of high land which has no streams, owing to the observations of temperature in Ashiu. But it is necessary to use another equation for presumption of the temperature of valley parts. The reduction rate of temperature is  $1.2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  in the high-land part which has streams. The reduction rate of temperature is  $3.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  in the valley parts along Naisugi River and that is  $5.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  in the valley parts along Yura River.

3) The maximum snow depths become larger in proportion to altitudes in the valley parts and slope parts. The maximum snow depths are nearly constant in the high-land part of Ashiu. The authors get the equations as

$$MSH_{ob} = a \cdot (A_{ob} - 360) + MSH_{Aj} \quad A_{ob} < 600$$

$$MSH_{ob} = a \cdot 240 + MSH_{Aj} \quad A_{ob} \geq 600$$

where,  $MSH_{ob}$ : maximum snow depth at an observation point (cm)

$A_{ob}$ : altitude of an observation point (m)

$MSH_{Aj}$ : maximum snow depth at Office (cm)

$a$ : coefficient number (0.2~0.4)