

冬期越後山脈にかかるシーダビリティの高い雪雲の出現頻度 ——衛星赤外チャンネルデータとマイクロ波放射計 データを用いた統計的評価——

村上正隆^{*1}・星本みずほ^{*1}・折笠成宏^{*1}・山田芳則^{*2}
水野量^{*3}・徳野正己^{*4}・添田耕一^{*5}・梶川正弘^{*6}
池田明弘^{*7}・伍井稔^{*7}

要旨

シーディングにより積雪量を増加させる可能性を調べるために、気象庁気象研究所と国土交通省利根川ダム統合管理事務所は1994年以降、山岳性降雪雲に関する共同研究を実施してきた。

本論文では、1994年11月から1995年3月の冬季間、越後山脈にかかる雪雲について、シーダビリティの高い雲、つまりシーディングにより降雪増加の可能性の高い雲(タイプ①)と降雪域移動の可能性の高い雲(タイプ②)の出現頻度を検討した。1994年11月から1995年3月の月平均気温はいずれも平年より1°C近く高く、暖冬傾向であった。

タイプ①(②)の雲は、雲頂温度範囲が-5°Cから-15°C(-15°Cから-25°C)、雲頂高度2.5 km以上、雲量9以上かつ1時間平均鉛直積分雲水量0.2 mm以上と定義した。雲頂温度・雲頂高度・雲量は静止気象衛星「ひまわり4号」の赤外チャンネルデータ・アメダスデータ・高層観測データから山岳上にかかる比較的背の低い雪雲を検出するアルゴリズムを用いて計算した。積分雲水量は地上設置のマイクロ波放射計から求めた。

適度のシーディングによって降水増加が可能な雲は冬の初めと終わり(11, 12, 3月)に多く、オーバーシーディングによって降雪域の移動が可能な雲は真冬(12, 1, 2月)に出現頻度が高いことが示された。どちらのタイプの雲も山岳風上斜面上で出現頻度が高く、両タイプを合わせると全期間の15~20%と高い値となった。

1. はじめに

近年、関東地方では2年に1回の割合で渇水が頻発している(利根川水系渇水対策連絡協議会, 1995)。その背景には、関東地方における人口増加と1人当りの水使用量の増加による水需要の増加に、水資源供給のためのダム開発の遅れのため水供給が間に合わず潜在的な水不足になっていることが挙げられる(国土庁長

官官房水資源部編, 1996)。さらに、これに拍車をかけているのがここ10数年の暖冬少雪傾向である。このような状況下で、関東地方では、冬期間の少雪と引き続く梅雨期の少雨が重なるとたちどころに渇水騒ぎとなる。1994年夏の全国の大渇水はまだ記憶に新しいところである。

渇水騒ぎの度に、人工降雨降雪による水資源確保に大きな期待が寄せられている。気象研究所では旧建設省利根川ダム統合管理事務所と共同研究「人工降雨降雪の可能性に関する研究」(平成6~8年度)を実施し、水資源確保の観点から冬期越後山脈にかかる雪雲のシーダビリティ(Seedability: シーディングにより降雨降雪を人工的に調節する可能性)を調べた。

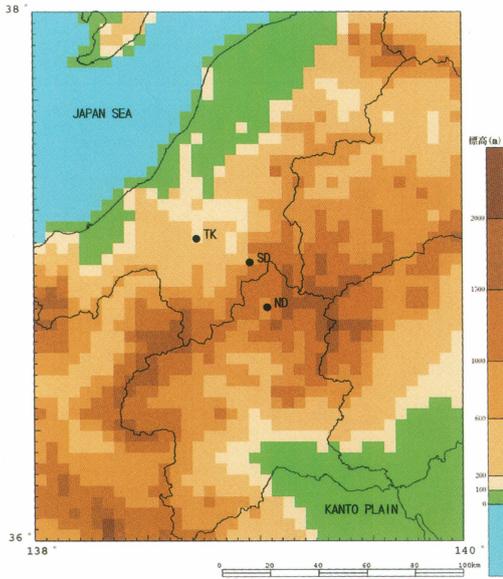
^{*1} 気象研究所, ^{*2} 気象庁, ^{*3} 気象大学校

^{*4} 気象衛星センター, ^{*5} 利根川ダム統合管理事務所。

^{*6} 秋田大学工学資源学部, ^{*7} 国土環境株式会社。

—2000年5月19日受領—

—2001年6月13日受理—



第1図 観測領域周辺の地形と観測点(十日町, TK; 三国川ダム, SD; 奈良俣ダム, ND).

ヨウ化銀やドライアイスを用いたシーディングによる降雪雲の人工調節には、豊富な過冷却雲水を含むことが必須条件である(Dennis, 1980; 福田, 1988)。しかし、自然の雲では、雲頂温度が $-25\sim-30^{\circ}\text{C}$ 以下になると多数の氷晶が発生し、上昇流により生成される余剰な水蒸気や雲粒を昇華凝結成長や雲粒捕捉成長を通して消費するため、過冷却雲水の分布は時空間的に限定される。特に、強い上昇流が存在しない山岳性降雪雲については、雲頂温度が -25°C 以下の場合には豊富な過冷却雲水量は期待できない。一方、雲頂温度が -5°C 以上の場合には、シーディング物質が有効となる温度(ヨウ化銀 -4°C 、ドライアイス -2°C)を考慮すると、シーディングに有効な十分な過冷却の領域を雲内に確保できない。

本論文では上記の雲頂温度の制約条件、雲粒子ゾンデ(Murakami and Matsuo, 1990)による雪雲の内部構造の観測結果(宮尾ほか, 1996, 1997; Miyao *et al.*, 1998; 村上ほか, 1996; Murakami *et al.*, 1998)、数値モデルを用いたシーディング実験の結果(村上ら, 1997)などを考慮して、豊富な過冷却雲水を含み、雲頂温度が $-5\sim-25^{\circ}\text{C}$ の雲をシーダビリティの高い雲とした。その内雲頂温度が $-5\sim-15^{\circ}\text{C}$ の雲は降水効率を向上させることにより増雪の可能な雲、 $-15\sim-25^{\circ}\text{C}$ の雲は降雪粒子のタイプを変化させ降雪域の移動

が可能な雲と考えられる。冬期間(1994年11月~1995年3月)の越後山脈付近にこれらの雲が出現する頻度を、主に静止気象衛星「ひまわり4号」(以後は気象衛星と略す)の赤外チャンネルデータと地上に設置したマイクロ波放射計のデータを用いて調べた結果を報告する。

2. 観測体制と使用したデータ

利根川上流のダムの流域及びその風上側に位置する越後山脈周辺にかかるシーダビリティの高い雲を調べるため、山脈風上側の十日町、山脈風上斜面の三国川ダム、山脈風下の奈良俣ダムに冬期間(1994年11月~1995年3月)マイクロ波放射計(米国ラジオメトリックス社製)を設置して、積分雲水量及び積分水蒸気量を測定した(第1図)。また、12月中旬、1月下旬、2月下旬にはそれぞれ1週間程度の集中観測を実施し、十日町において雲粒子ゾンデを用いた雪雲の微物理構造の測定や地上で降雪粒子の大きさや落下速度の測定を行い、アラレを含む降雪粒子の形成過程を調べた。

本論文では、マイクロ波放射計による積分雲水量データに加えて、気象衛星の赤外チャンネルデータ、アメダスデータ、高層観測データ(輪島、秋田)から決定した雲頂温度(高度)と雲量のデータを用いてシーダビリティの高い雲の出現頻度を解析した。

3. 衛星データによる雪雲検出

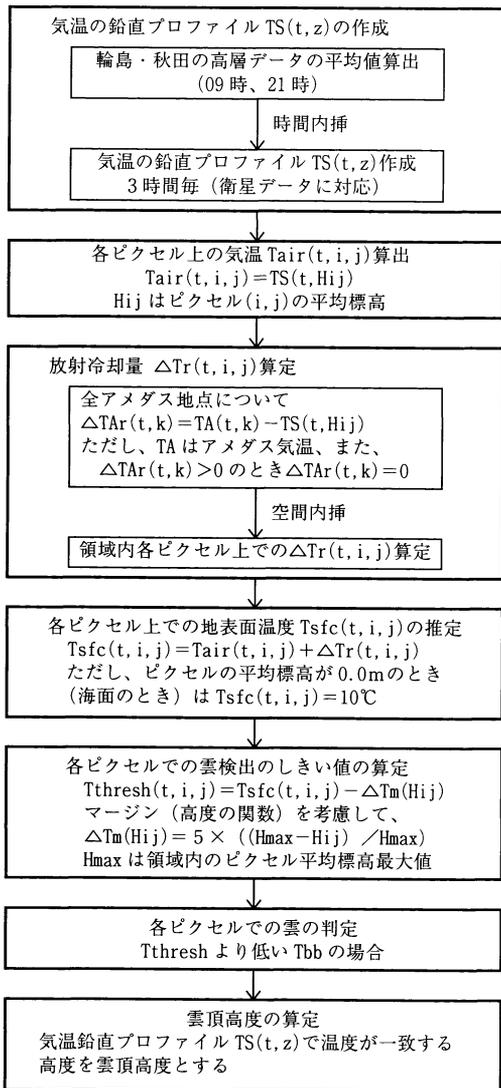
3.1 アルゴリズム

雪雲検出に使用したデータは、気象衛星「ひまわり4号」の3時間毎の赤外チャンネルデータを最近隣内挿法で、緯度 $0.05^{\circ}\times$ 経度 0.05° のメッシュに変換したデータである。

今回開発したアルゴリズムの基本的な考え方は、山岳上にかかる比較的背が低く(雲頂温度が高く)、地表面の輝度温度とのコントラストが弱い雲を検出するため、最寄りの高層観測データやアメダスデータを用いて地表面温度をできる限り正確に把握し、それより低い輝度温度を示す部分を雲とするものである。

アルゴリズムの詳細を第1表のフローに示す。最寄りの輪島と秋田の高層観測データを平均して観測領域上の気温-高度の関係式を求める。このように求めた12時間毎の関係式(9時, 21時)を内挿して3時間毎の気温の鉛直プロファイル TS を求める。この気温鉛直プロファイルを用いて、解析領域内の $0.05^{\circ}\times 0.05^{\circ}$

第1表 気象衛星の赤外画像データから雲域を抽出するアルゴリズム.



ピクセル上の平均高度に対応する気温から地上気温 T_{air} を算出する。

次に放射冷却等による地上気温の低下部分を雲と誤認するのを避けるため、領域内の全アメダス地点で実測された気温 TA と k 番目のアメダス地点の標高 HA_k に対応する地上気温 $T_{air}(t, i, j)$ ($=TS(t, HA_k)$) の差からそれぞれのアメダス地点における放射冷却等による局所的温度低下量 ΔTAr を求める。

$$\Delta TAr(t, k) = TA(t, k) - T_{air}(t, i, j)$$

ただし、 $\Delta TAr > 0$ の時は $\Delta TAr = 0$ とした。

全アメダス地点上で求めた ΔTAr からスプライン補間法を用いて、全ピクセル上の局所的温度低下量 ΔTr を算出する。各ピクセル上の T_{air} を放射冷却等による局所的温度低下量 ΔTr で補正し、地表面温度 T_{sfc} を求める。ただし、海面温度は $T_{sfc} = 10^\circ\text{C}$ とした。

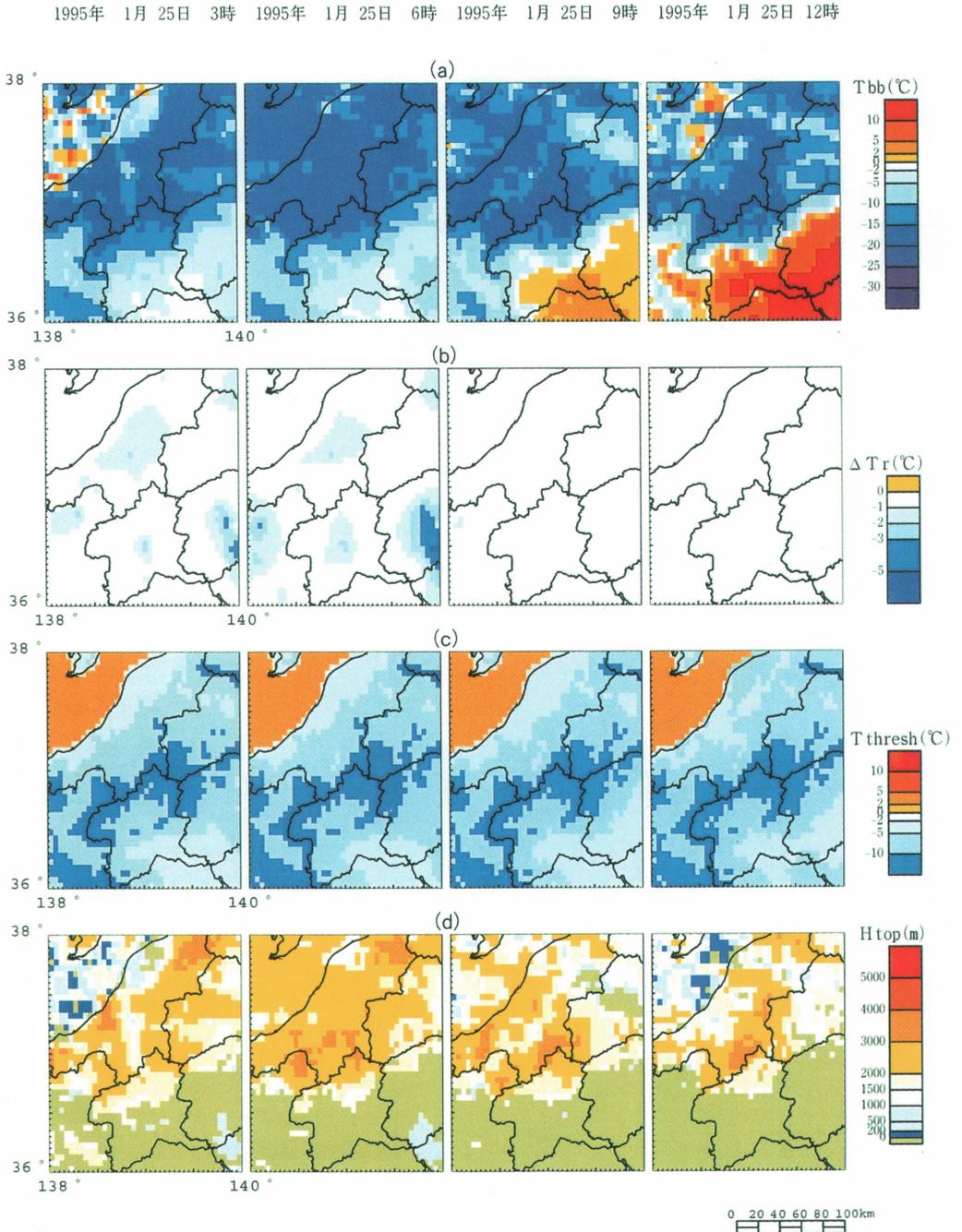
さらに、アメダス気温の空間的代表性を考慮に入れて (気温の変動幅は標高の増加とともに減少すると仮定して)、平地で 5°C 、領域内の最大標高地点で 0°C のマージン ΔTm を差し引いて、雲検出のしきい値 T_{thresh} とした。この仮定は放射冷却量は局所的な周囲の地形の影響が大きい、一般的に平野や盆地と比べて山頂・山腹では小さいという近藤と森 (1982) や森と近藤 (1984) の報告と矛盾しない。各ピクセル上における輝度温度 T_{bb} がしきい値より低い部分を雲とした。

雲頂高度 H_{top} は輝度温度 T_{bb} と気温-高度の関係式から求めた。ただし、逆転層 (または等温層) が存在する場合は、気温と高度は1価関数とならないので、衛星は上方から雲を見ることを考慮に入れて、次のように雲頂高度を決定した。 T_{bb} に相当する気温が2か所以上あらわれた場合は、上方の地点から相対湿度を参照し、50%以上の場合はその高度を雲頂高度とした。 T_{bb} に相当する気温を示す高度における相対湿度がすべて50%未満の場合は、その中で最も湿度の高い地点を雲頂高度とした。

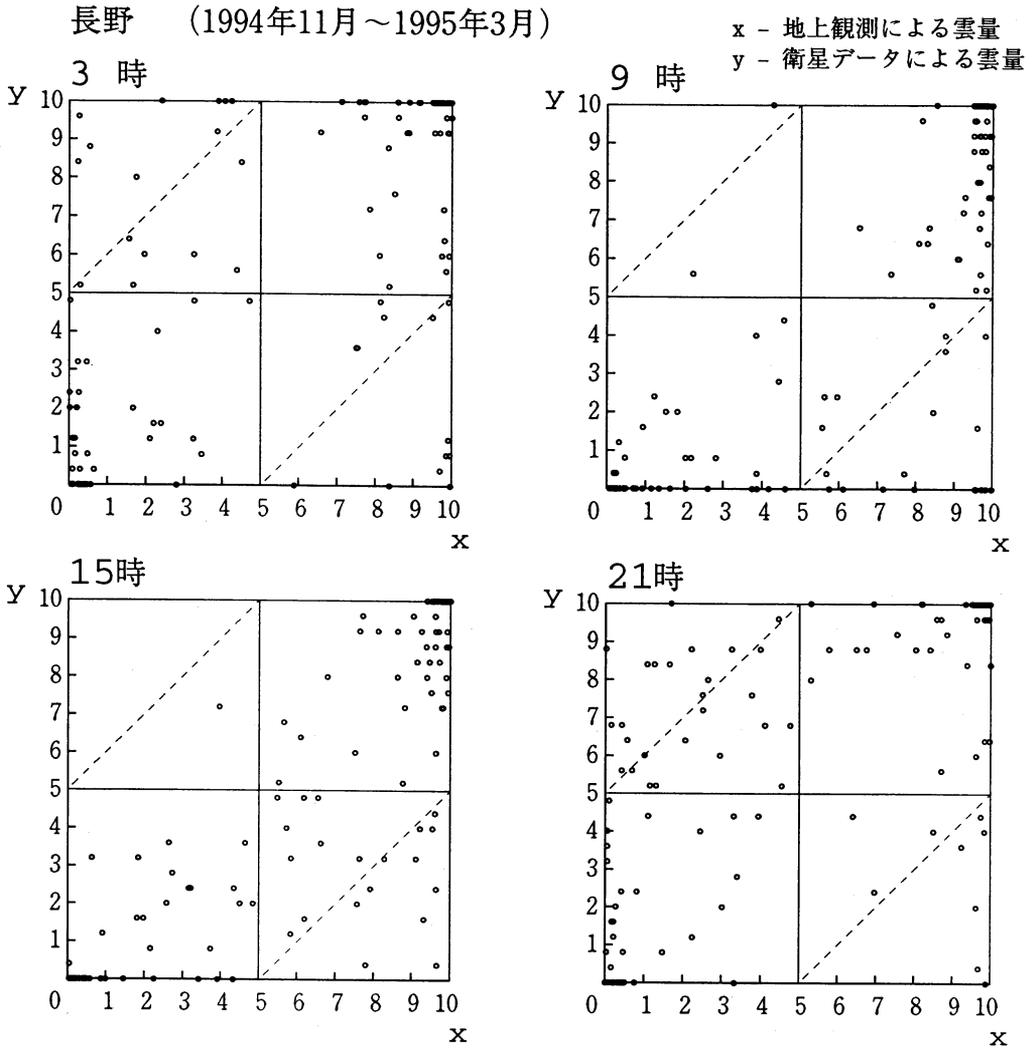
第2図に、1995年1月25日の3、6、9、12時 (日本時間) の例について T_{bb} と上述のアルゴリズムを用いて計算した ΔTr 、 T_{thresh} 、 H_{top} の分布を示す。朝方の ΔTr 分布を見ると、 ΔTr の小さな値は新潟県内陸部にも若干見られるが、強い放射冷却は主に群馬県、栃木県に出現することを示している。 T_{bb} と H_{top} の比較から、山岳部や平地でも放射冷却によって比較的低い T_{bb} を示し、一見雲のように見える部分も、雲域と区別できていることが分かる。 H_{top} の分布から、標高2000 m程度の上にかかる雲頂高度2500~3000 mの雲を検出できることが分かる。

3.2 アルゴリズムの検証

上述のアルゴリズムを用いた雲検出法の信頼性を確認するため、解析領域内9地点の気象官署 (長野、軽井沢、日光、若松、相川、新潟、高田、前橋、熊谷) における目視による雲観測 (雲量、雲型) との比較を行った。第3図に、山岳部に囲まれた長野を例にとって、地上からの目視観測による雲量と気象衛星から求めた



第2図 1995年1月25日3, 6, 9, 12時(日本標準時)の観測された T_{bb} (a) とアルゴリズムから計算した ΔT_r (b), T_{thresh} (c), H_{top} (d).

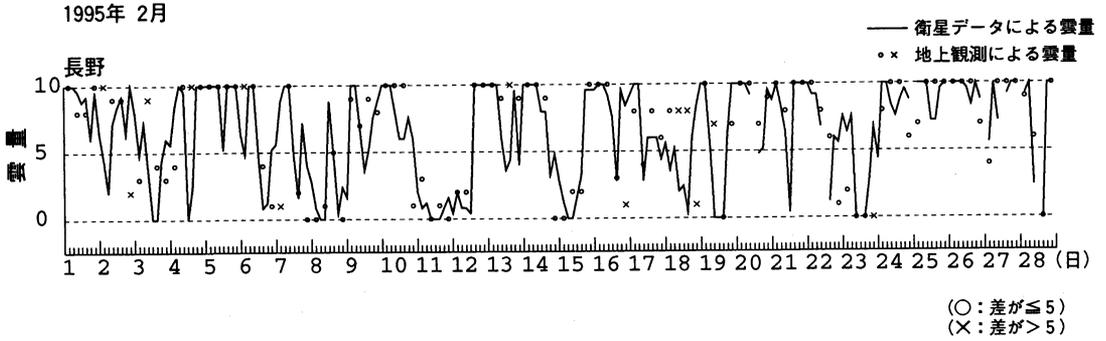


第3図 長野における地上からの目視観測による雲量と気象衛星から求めた雲量の関係。

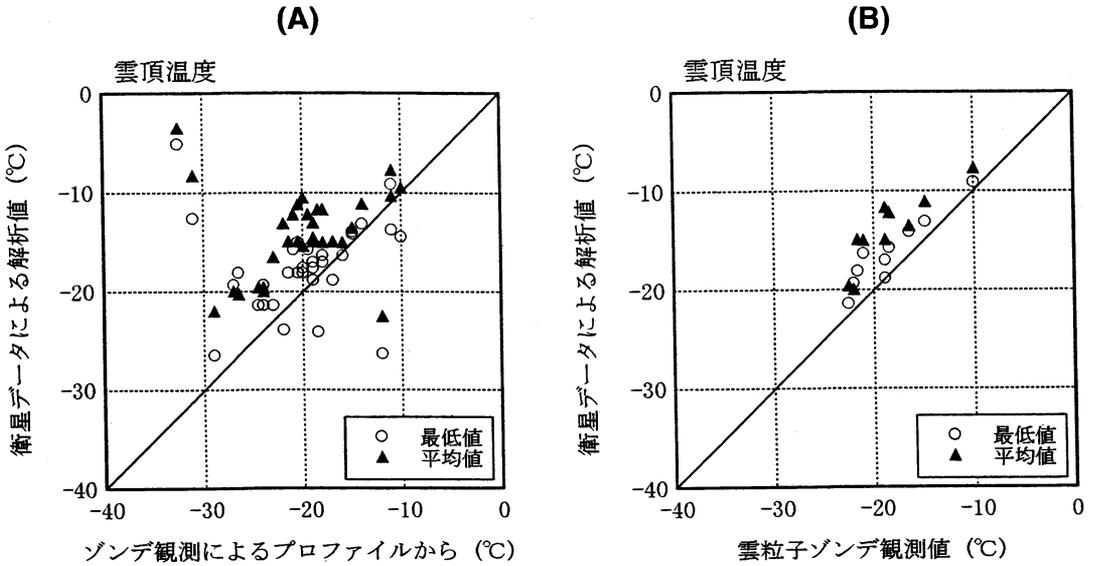
雲量の関係を示す。衛星から求めた雲量は、 $5 \times 5 = 25$ ピクセル中で雲として検出されたピクセルの割合で定義している。目視観測の場合は天頂付近以外では視線が斜めになるため、積雲群の雲量を過大評価する傾向がある。一方、衛星の赤外チャンネルセンサーの日本付近での空間分解能は7～8 km 四方で、点在する積雲の水平スケールとの関係で、雲量を過大評価（その代わり雲頂温度を高めに評価）したり、積雲の占める割合が小さくなると逆に見落とすことも考えられる。この2つの方法の空間分解能や視野角の違いにより、両者の間に一対一対応の良い相関は期待できない。

第3図では、地上観測雲量が3～7の範囲でバラツ

キが大きく一見相関が悪いように見えるが、大部分のデータ点は $(X, Y) = (0, 0)$ と $(X, Y) = (10, 10)$ 付近に集中しているため、全体としては高い相関係数を示す。9地点のすべてのデータに関する両者の相関は0.80、山間部3地点のデータに関しても0.74である。雲量の差が5を超える明らかに矛盾するデータは9地点（3地点）のデータ全体の10%（13%）前後と少ない。その内、衛星から求めた雲量が観測雲量を5以上過大評価する場合は9地点（3地点）のデータ全体の1%（2%）程度である。その内訳は、時空間的に急激な変化をとらえきれない場合がほとんどで、その他に、風下に吹き飛ばされた雪を衛星では雲としてとら



第4図 長野における1995年2月の目視観測による雲量(○印また×印)と気象衛星から求めた雲量の時間変化。○印は両者の差が5以内, ×印は5より大きいことを示す。



第5図 レーウィンゾンデ観測 (a) と雲粒子ゾンデ観測 (b) から求めた雲頂温度と気象衛星データの解析から求めた雲頂温度の関係。

え、目視観測では雲としない場合等が含まれる。

一方、衛星雲量が観測雲量を5以上過小評価する場合は9地点(3地点)のデータ全体の約9%(11%)である。その内訳は(1)時空間的に急激な変化をとらえきれない、(2)衛星が霧や巻雲を見落とす、(3)積雲が点在する場合、衛星から求める領域平均の雲頂温度が上昇し、雲検出のしきい値設定のとき許容した5°C(平地で)の-marginで積雲による輝度温度の変化がマスクされ見落とされる、の順である。

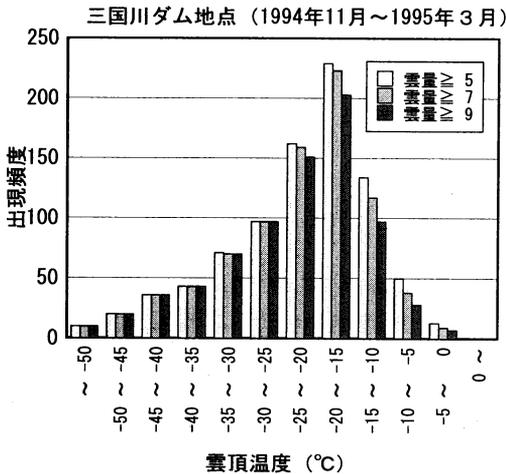
衛星による観測と目視観測の間の時間的ズレ(20分程度)と雲量を定義する空間スケールの違いを考慮すると、このアルゴリズムは良く雲を検出しているとい

える。

第4図に示す衛星雲量と目視の地上観測雲量の時系列変化を見ても、時空間的に急激な変化をとらえられていないことと、内陸・山間部の霧を見落としていることを除けば、衛星データを用いたこのアルゴリズムは、かなり正確に雲を検出していることが分かる。

霧や巻雲はシダピリティの高い雲ではないため、それを見落としても本論文の結論には影響しないが、点在する背の低い雪雲を過小評価していることに注意を払う必要がある。

衛星データを用いたこのアルゴリズムから求めた雲頂温度の妥当性を検証するため、1994年度冬期に実施



第6図 三国川ダムにおける1994年11月から1995年3月までの一冬平均の雲頂温度の出現頻度。

した集中観測期間について、レーウィンゾンデ観測から求めた混合層上端の温度で定義した雲頂温度と比較した(第5図a)。これらは良い一致を示しているが、衛星とレーウィンゾンデの比較で、対角線より上(左上)のデータは薄い巻雲、右下は雪雲の上方に別の雲層が存在する場合(多層構造)を示している。例数は少ないが、衛星と雲粒子ゾンデで直接観測した雲頂温度は、非常に良い一致を示している。(第5図b)

以上の検証結果から、衛星データを用いたこのアルゴリズムを用いることによって、薄い巻雲や霧を除くと山岳上にかかる雲を高い精度で検出でき、雲頂温度も雲量が多いときには高い精度で推定できることが分かった。

3.3 雪雲の雲頂温度の出現頻度

十日町、三国川ダム、奈良俣ダムにおける雲頂温度の出現頻度には顕著な差異が認められないので、ここでは三国川ダム上空を例にとって説明する。第6図は、三国川ダム上空における1994年11月から1995年3月までの雲頂温度の出現頻度を雲量をパラメータとして示したものである。この期間の月平均気温は平年より1°C近く高く、暖冬傾向であった。降水量は11月と2月がやや少なめ、1月がやや多めであったが期間を通してほぼ平年並みであった。最も多く出現するのは雲頂温度-15~-20°Cの雲であることが分かる。雲頂温度-30°C以下の雲の出現頻度は雲量によって変化しない。換言すると、これらの雲は雲量10で広範囲をカバーしていることが分かる。一方、雲頂温度-30°C以上の

雲は、雲量10未満のことも多く、水平スケールの比較的小さな雲群から構成されていることを示す。前者の代表的なものは低気圧に伴う層状性の雲で、後者は主に海上から内陸に侵入し、地形性変質を受けた降雪雲と考えられる。雲頂温度-5~-15°Cの比較的暖かい雲は、11, 12, 3月に多く出現している。

雲量が5以上で、雲頂温度が-5~-25°Cの雲は全期間の約47%の頻度で出現し、雲量9以上とした場合でも、全期間の約38%の頻度で出現し、頻繁に降雪雲のかかる地域であることが分かる。

4. 積分雲水量

4.1 マイクロ波放射計データの吟味

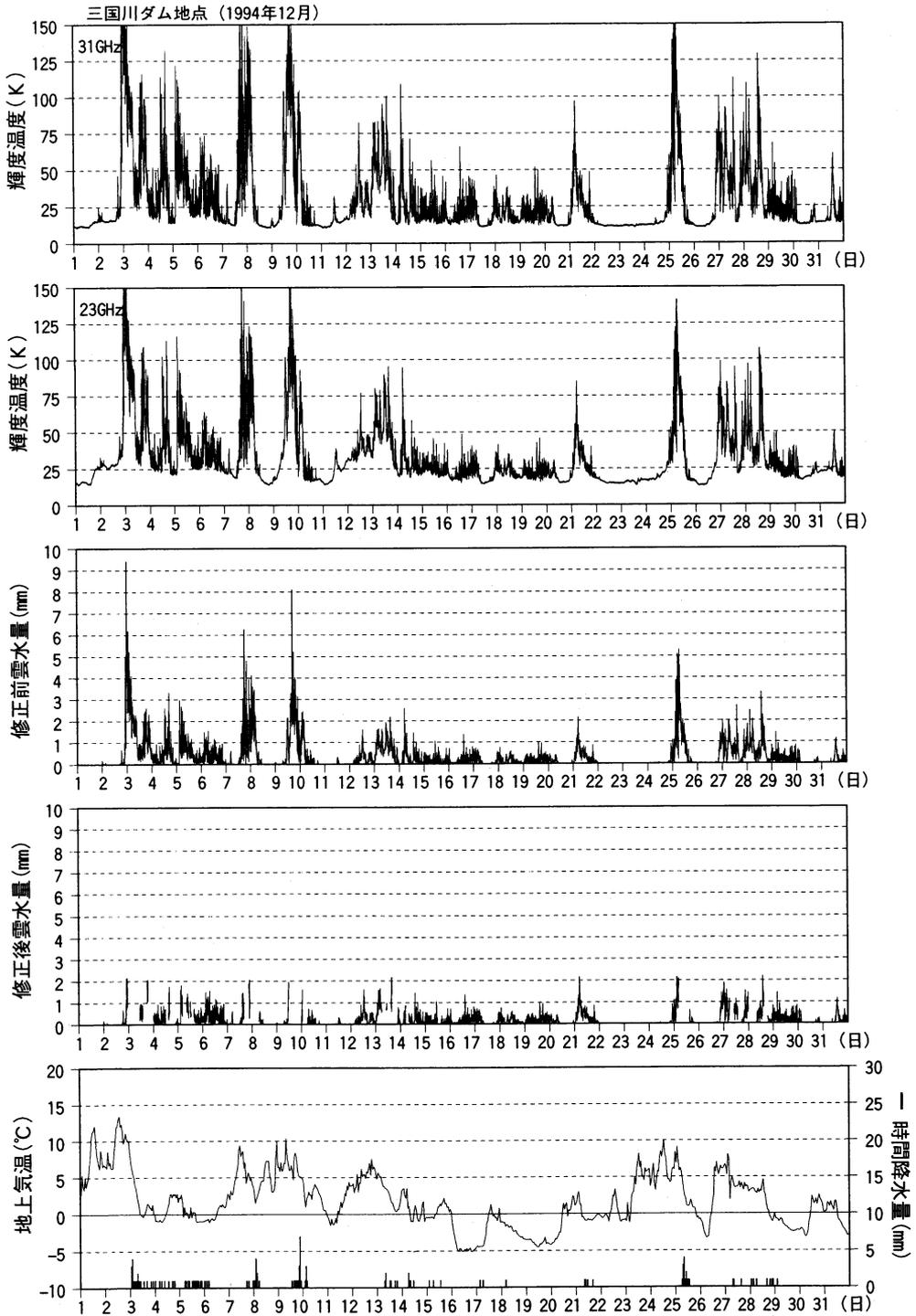
積分雲水量は、米国ラジオメトリックス社製の2波長マイクロ波放射計を用いて測定した。波長是水蒸気の吸収帯の近くである23 GHz と水の吸収に敏感な31 GHzで、この2つの波長帯で測定される黒体輝度温度 T_{bb} を経験式(連立一次方程式)に代入し、積分雲水量と積分水蒸気量を求めている。2波長マイクロ波放射計は、上空の積分雲水量を求める簡便な測器であり、この手法は世界中で広く使用されている。しかし、この手法では、上空に直径0.3 mm 以上の水滴(雨滴)が存在する場合、雨滴によるマイクロ波の散乱効果が大きくなることと有効射出率が増大するために、積分雲水量の測定に大きな誤差をもたらす(Hogg *et al.*, 1983; Westwater, 1978; Westwater and Guiraud, 1980; Wei *et al.*, 1989)。

次の2つの基準を設けて、降雨による大きな誤差を含んだデータを除去した。

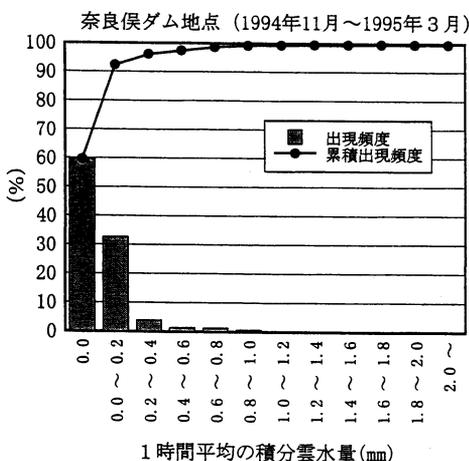
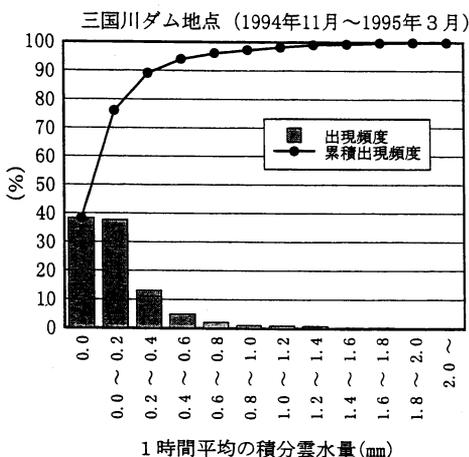
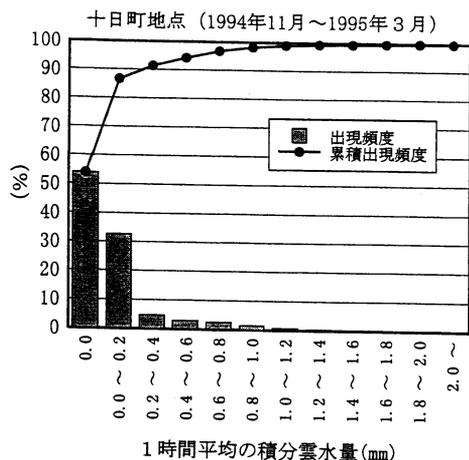
- (1) 地上気温が0°C以上かつ1時間降水量0.5 mm 以上の場合(データを削除した時間帯の前後1時間については地上気温が0°C以上のときは前後1時間も削除)
- (2) 23 GHz の T_{bb} が100 K 以上または31 GHz の T_{bb} が100 K 以上の場合

降水量の測定には転倒ます型雨量計を使用しており、最小検出限界が0.5 mm である。それ以下の弱いまたは継続時間の短い降水は検出できない。そのような降雨による誤差を含んだデータを除去するために(2)の基準を適用した。

修正前と修正後のマイクロ波放射計データを1時間降水量、気温とともに第7図に示す。降雨時には、見掛け上積分雲水量が数 mm の値を示すが、修正後には、最大でも2 mm 程度の値となっている。ここで注



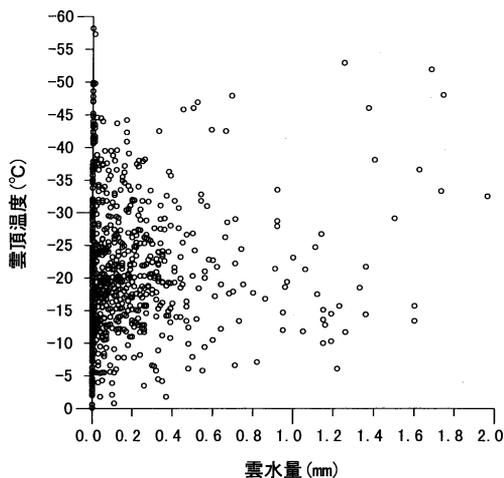
第7図 三国川ダムにおける12月のマイクロ波放射計データ。補正前の31 GHzの T_{bb} (1段目), 23 GHzの T_{bb} (2段目), 鉛直積分雲水量 (3段目), 補正後の鉛直積分雲水量 (4段目), 地上気温と1時間降水量 (5段目)。



第8図 十日町, 三国川ダム, 奈良俣ダムにおける1時間平均鉛直積分雲水量の出現頻度と累積出現頻度。

1994年11月～1995年3月

三国川ダム



第9図 三国川ダムにおける1994年11月から1995年3月までの期間中の雲頂温度と1時間平均積分雲水量の関係。

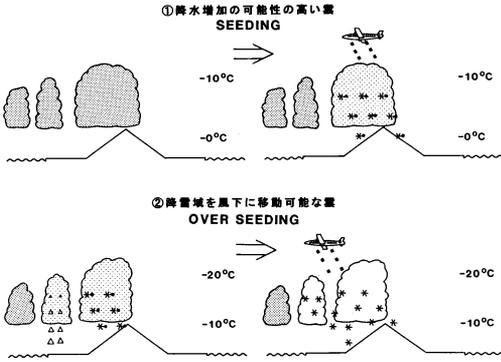
意が必要なのは、地上降水があるときには、上空にも雲水が存在し、積分雲水量も比較的大きな値を示すことが多いということである。そのような雲を誤差を含んでいるという理由で削除しており、以下の議論では、雲水を含む雲の出現頻度を過小評価していることを考慮に入れる必要がある。

4.2 積分雲水量の出現頻度

修正後のマイクロ波放射計データを用いて、1時間平均の積分雲水量の出現頻度を調べた。第8図は1994年11月から1995年3月までの十日町、三国川ダム、奈良俣ダムにおける1時間平均積分雲水量の出現頻度を示す。豊富な雲水を含む雲が最も頻繁に出現するのは、山岳の風上斜面に位置する三国川ダムである。積分雲水量0.2 mm以上を含む雲が全期間の約23%に出現することが分かる。風下側の奈良俣ダムでは0.2 mm以上の値を示すことは少ない。

5. シーダビリティの高い雲の出現頻度

ドライアイスやヨウ化銀を用いたシーディングによる降雪雲の人工調節のための必須条件は、豊富な過冷却雲水を含むことである。三国川ダムにおける雲頂温度と1時間平均積分雲水量の関係を示したのが第9図である。1時間平均積分雲水量の大きな値(0.2 mm以上)は、雲頂温度 $-5 \sim -25^{\circ}\text{C}$ に集中していることが



第10図 適度のシーディングによる増雪(上段)と過度のシーディングによる降雪域移動(下段)の概念図。・は過冷却雲粒、◆はドライアイスペレット、△はあられ、×●は濃密雲粒付き雪結晶、※は雪結晶。

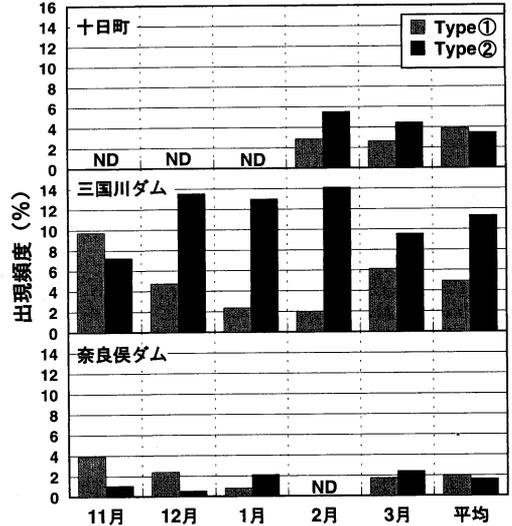
分かる。この傾向は十日町と奈良俣ダム上空でも同じである(図は省略)。前節で述べた降雨の影響で、雲頂温度 $-10\sim-15^{\circ}\text{C}$ 以上の暖かい雲では高い積分雲水量の出現を過小評価していることに注意が必要である。

雲粒子ゾンデ(Murakami and Matsuo, 1990)による雪雲の内部構造の観測結果(宮尾ら, 1996, 1997; Miyao *et al.*, 1998; 村上ら, 1996; Murakami *et al.*, 1998)や、数値モデルを用いたシーディング実験の結果(村上ら, 1997)から、シーダビリティの高い雲は次の2つに大別できることが示されている。(第10図)

- (1) 雲頂温度が比較的高く、自然の状態では雲内の氷晶濃度が低く、降水効率が悪い雲。
- (2) 適度な雲頂温度で豊富な過冷却雲水を含みアラレを生成する雲。

数値実験の結果から、(1)に対しては適度なシーディング(雲水から降水への変換効率が最大となるような数濃度の氷晶を人工的に発生させること)を行うことによって降水効率を向上させ増雪が可能だが、(2)に対してはオーバーシーディング(自然の状態でも効率良く雲水から降水への変換が起こっている雲に対して自然状態よりはるかに高濃度の氷晶を人工的に発生させること)により個々の降雪粒子の成長を抑制し、落下速度の小さなものにして降雪域を風下に移動することが可能であることが示された。これまでの観測結果や数値実験の結果を考慮して、上記(1)、(2)に対応するシーダビリティの高い雲を次のように定義した。

タイプ① 雲頂温度 $-5\sim-15^{\circ}\text{C}$ 、雲量9以上、雲頂高度2.5 km以上、1時間平均積分雲水量



第11図 十日町、三国川ダム、奈良俣ダムにおけるシーダビリティの高い雲(タイプ①と②)の月別及び一冬平均の出現頻度。

0.2 mm 以上の条件を満たす雲

タイプ② 雲頂温度 $-15\sim-25^{\circ}\text{C}$ 、雲量9以上、雲頂高度2.5 km以上、1時間平均積分雲水量0.2 mm 以上の条件を満たす雲

十日町、三国川ダム、奈良俣ダムにおけるタイプ①とタイプ②の雲の月別出現頻度分布を第11図に示す。十日町の11、12月と奈良俣ダムの2月はマイクロ波放射計データが欠測のため、出現頻度が示されていない。三国川ダムのデータに着目すると、タイプ①の雲は初冬と晩冬(11、12、3月)に多く、タイプ②の雲は真冬(12、1、2月)に多く出現することが分かる。

タイプ①及び②の出現頻度は、山岳風上斜面(三国川ダム)上で高く、タイプ①と②をあわせると全期間の15~20%に達する。

6. まとめ

気象研究所と国土交通省利根川ダム統合管理事務所では、関東地方などで頻発している渇水対策の一方法として、人工降雪による水資源確保の可能性を検討している。その第一段階として、平成6年度から8年度まで特別観測を実施し、自然の雪雲の内部構造と雪雲の降水機構を解明してきた。

本論文では、シーディングにより降雪増加、あるいは降雪域移動の可能性の高い(シーダビリティの高い)雲の必要条件を満たす雲の出現頻度を、主に静止気象

衛星「ひまわり4号」の赤外データと地上に設置したマイクロ波放射計のデータを用いて検討した。

静止気象衛星「ひまわり4号」の赤外データを用いて山岳上にかかる比較的背の低い雪雲を検出するアルゴリズムを開発した。それから得られる雲頂温度(高度)、雲量と地上に設置したマイクロ波放射計から得られる積分雲水量を用いて、1994年11月から1995年3月の期間、利根川上流のダム流域周辺を対象としてシーダビリティの高い雲の出現頻度を調べた。この期間、東日本の月平均気温は平年より1°C近く高めで暖冬傾向であった。一方、降水量はほぼ平年並みであった。

適度のシーディングによって降水増加が可能な雪雲(タイプ①)は、11, 12, 3月に出現頻度が高く、オーバーシーディングによって降雪域の移動が可能な雲(タイプ②)は12, 1, 2月に出現頻度が高いことが示された。どちらのタイプの雲も山岳風上斜面上で出現頻度が高く、タイプ①と②を合わせると全期間の15~20%と高い値となる。

今回シーダビリティの高い雲の出現頻度を求めるのに用いた方法には、いくつかの問題点が残っており、今後改善する必要がある。第一に、雲検出アルゴリズムにおける霧・巻雲の見落としである。これはシーダビリティの評価には直接影響しないが、数値予報の検証等に使用するために雲検出アルゴリズムの完成度を高めるためにはさらに改良が必要である。巻雲検出は、「ひまわり5号」の水蒸気チャンネルや赤外スプリットウィンドウチャンネルデータを用いた方法を検討中である。第2に、現段階では積分雲水量測定に対する降雨の影響は補正できないため、11月から3月の期間で約15%を占める降雨時のデータは使用できない。このため、シーダビリティの高い雲をかなり見逃しており、出現頻度を過小評価していると考えられる。降雨によるデータ取得期間の減少を最小限に抑えるため、マイクロ波放射計を標高の高い(気温の低い)場所へ設置することを検討中である。

シーダビリティの高い雲を定義する際に用いた雲頂温度、高度、雲量、積分雲水量の数値については、数値モデルを用いたより詳細なシーディング実験を行い、経済効率等も考慮に入れて検討する必要がある。

謝辞

本研究は気象庁気象研究所と旧建設省関東地方建設局利根川ダム統合管理事務所の共同研究「人工降雨降雪の可能性に関する研究」と気象庁気象研究所と気象

衛星センターの共同研究「山岳性降雪雲の人工降水に関する研究」の一部として実施したものである。

参考文献

- Dennis, A. S., 1980: Weather Modification by Cloud Seeding, Academic Press, New York, 267pp.
- 福田矩彦, 1988: 気象工学—新しい気象制御の方法—, 気象研究ノート, 164, 213pp.
- Hogg, D. C., F. O. Guiraud, J. B. Snider, M. T. Decker and E. R. Westwater, 1983: A steerable dual-channel microwave radiometer for measurement of water vapor and liquid in the troposphere, J. Climate Appl. Meteor., 22, 789-806.
- 国土庁長官官房水資源部編, 1996: 日本の水資源, 大蔵省印刷局, 374.
- 近藤純正, 森 洋介, 1982: アメダス(地域気象観測所)データを用いた夜間冷却量の解析と最低気温予報式(1), 天気, 29, 1221-1233.
- 宮尾みずほ, 村上正隆, 折笠成宏, 山田芳則, 水野 量, 伊藤喜七郎, 寺川陽, 1996: 寒気吹出しに伴う山岳性降雪雲の内部構造の変化, 日本気象学会1996年秋季大会予稿集, C154.
- 宮尾みずほ, 村上正隆, 折笠成宏, 山田芳則, 添田耕一, 寺川陽, 1997: 山岳性降雪雲の内部構造と降水機構—雲粒併合過程による降水形成—, 日本気象学会1997年春季大会予稿集, G320.
- Miyao, M., M. Murakami, N. Orikasa, Y. Yamada and K. Soeda, 1998: Precipitation mechanism of orographic snow cloud with warm top temperatures, Preprints Conf. on Cloud Physics, 419-422.
- 森 洋介, 近藤純正, 1984: 冷気の堆積・流出を考慮した山地の夜間冷却, 天気, 31, 45-52.
- 村上正隆, 折笠成宏, 水野 量, 山田芳則, 伊藤喜七郎, 寺川 陽, 1995: 山岳性降雪雲内での2次氷晶発生過程, 日本気象学会1995年秋季大会予稿集, A360.
- 村上正隆, 宮尾みずほ, 山田芳則, 折笠成宏, 添田耕一, 小池克征, 1997: 山岳性降雪雲の人工調節に関する数値実験(1), 日本気象学会1997年秋季大会予稿集, A112.
- Murakami, M. and T. Matsuo, 1990: Development of hydrometeor videosonde, J. Atmos. Oceanic Tech., 7, 613-620.
- Murakami, M., M. Miyao, N. Orikasa, Y. Yamada, H. Mizuno and K. Soeda, 1998: Seedability of orographic snow clouds in central Japan, Preprints 14th Conf. on Planned and Inadvertent Wea. Mod., 569-572.
- 利根川水系治水対策協議会, 1995: 平成6年首都圏の渇

- 水, 利根川水系渇水対策協議会, 26.
- Wei, C., H. G. Leighton and R. R. Rogers, 1989 : A comparison of several radiometric methods of deducing path-integrated cloud liquid water, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **6**, 1001-1012.
- Westwater, E. R., 1978 : The accuracy of water vapor and cloud liquid determination by dual-frequency ground-based microwave radiometry, *Radio Sci.*, **13**, 677-685.
- Westwater, E. R. and F. O. Guiraud, 1980 : Ground-based microwave radiometric retrieval of precipitation water vapor in the presence of clouds with liquid content, *Radio Sci.*, **15**, 947-957.

Occurrence Frequency of Snow Clouds with High Seedabilities over the Echigo Mountains

—Statistical Evaluation of their Appearance Frequency with GMS IR
Channel Data and Ground-Based Microwave Radiometer Data—

Masataka MURAKAMI*¹, Mizuho HOSHIMOTO*¹, Narihiro ORISAKA*¹,
Yoshinori YAMADA*², Hakaru MIZUNO*³, Masami TOKUNO*⁴,
Kouichi SOEDA*⁵, Masahiro KAJIKAWA*⁶, Akihiro IKEDA*⁷
and Minoru ITSUI*⁷

*¹ (*Corresponding author*) *Physical Meteorology Research Department,
Meteorological Research Institute, Tsukuba 305-0052, Japan*

*² *Japan Meteorological Agency.*

*³ *Meteorological College.*

*⁴ *Meteorological Satellite Center.*

*⁵ *Tone River Dams Integrated Control Office.*

*⁶ *Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University.*

*⁷ *Metocean Environment Inc.*

(Received 19 May 2000 ; Accepted 13 Jun 2001)

Abstract

In order to investigate the possibilities for snow pack augmentation by cloud seeding, the cooperative, orographic snow cloud project has been carried out by Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency and Tone River Dams Integrated Control Office, Ministry of Construction in three winters since 1994.

Appearance frequency of snow clouds with high seedability, that is, high possibilities that the cloud seeding would cause an enhancement of total snowfall amount (snow clouds of type ①) or a shift of snowfall area downwind (snow clouds of type ②), is examined over the Echigo Mountains during the winter season from Nov. 1994 through Mar. 1995. Monthly means of surface temperatures were about 1°C higher than usual so that we could call the winter a mild one.

Snow cloud of type ① (②) are defined as having top temperatures between -5°C and -15°C (-15°C and -25°C), top height more than 2.5 km, cloud amount greater than 9/10, and one-hour averaged liquid water path more than 0.2 mm. Cloud top temperatures, heights and cloud amounts

are calculated by a new algorithm, which is developed to detect relatively shallow clouds over the mountain areas, with GMS-4 infrared window channel data, surface temperature data from Automated Meteorological Data Acquisition System (AMeDAS) and aerological data. Liquid water path (vertically integrated cloud water contents) was measured with ground-based microwave radiometers.

The results indicated that snow clouds of type ① appeared in early and late winter (Nov., Dec. and Mar.) while those of type ② appeared in mid winter (Dec., Jan. and Feb.). The appearance frequency of the both types of snow clouds were high over the windward slope of the mountains and the sum of appearance frequency of the both types reached 15-20% of the time during the winter season.



平成14年度笹川科学研究助成募集要領

1. 対象領域ならびに申請区分

人文科学, 社会科学および自然科学 (医学を除く), またはそれらの境界領域に関する研究.

申請区分は (1) 一般科学研究, (2) 学芸員・図書館司書等が行う研究, (3) 海洋・船舶科学研究.

2. 研究計画および助成額

単年度内 (2002年4月1日~2003年2月10日) で研究が完了し, 成果をとりまとめられるものとして, 助成額は1研究課題あたり年間100万円を限度としています.

3. 対象者

大学院生, これと同等以上の能力を有する者 (35歳以下), 大学・研究所・研究機関・教育機関等において研究活動に従事する者 (35歳以下), 博物館 (含む類似施設) および図書館で研究活動に従事する学芸員・図書館司書等の職員.

4. 募集期間

2001年9月3日 (月)~10月31日 (水) 必着

5. 申請書の申込方法

E-mailまたはFaxにて郵便番号, 住所, 氏名, 電話番号および希望部数を明記の上, 下記宛てご連絡下さい. 日本科学協会ホームページからも申し込みおよびダウンロードできます.

詳細については日本科学協会ホームページをご覧ください. なお募集要領は気象学会事務局にもあります.

財団法人日本科学協会 笹川科学研究助成係

〒107-0052 東京都港区赤坂1-2-2 日本財団ビル5F

Tel 03-6229-5365, Fax 03-6229-5369

E-mail: jss@silver.ocn.ne.jp

URL: <http://www.jss.or.jp>