

2018 年度（第 54 回）水工学に関する夏期研修会講義集

水工学シリーズ 18-A-8

豪雪軽減及び人工降雨技術

九州大学・助教

西山浩司

土木学会

水工学委員会・海岸工学委員会

2018 年 9 月

人工降雨の評価

Evaluation of Cloud Seeding Techniques for Increasing Rainfall

西 山 浩 司
Koji Nishiyama

1. はじめに

水資源の管理は、農業、工業、水力発電、人々の生活など、あらゆる面で必要不可欠である。将来の地球温暖化による気候変化によって、世界中の多くの地域で水不足に繋がることが懸念されている。このような背景から、将来に向けて、水不足に備えた効率的な水資源管理技術の発展は欠かせない。本報では、その技術の一つで、現在でも実用化に至っていない人工降雨技術について紹介する。この技術は、雲の中の微物理過程、及び、それと関連する力学過程を人工的に変化させることによって降水を引き起こすことを目的とし、降水量の軽減、霧の消散、ハリケーンの制御、雹の被害の軽減にも応用可能と考えられている。特に、霧の消散は実用化されているところもある。

戦後、ドライアイス (Schaefer, 1946) とヨウ化銀 (Vonnegut, 1947) の撒布によって、0度以下の過冷却雲の状態を変化させ、降水を引き起こすことが可能であることが発見された。Kraus and Squire (1947)の最初の人工降雨実験以降、0度以下の冷たい雲に対する撒布 (glaciogenic seeding) と氷を含まない温かい雲に対する撒布 (hygroscopic seeding) に基づいた人工降雨プロジェクトが世界中で実施されてきた。その結果、人工降雨による物理的評価、及び、統計的評価を通じて、降水を引き起こす人工的な効果に関する多くの科学的証拠が示されてきた。一方で、雲の中で引き起こされる微物理過程、及び、力学過程には多くの不確実性が含まれており、人工的に得られる降水増加のシグナルが大きな自然変動の範囲内に埋もれてしまう。そのため、降水増加の証拠を統計的に導き出すことが極めて難しく、人工降雨技術による降水増加の経済的利益の証拠は、現在に至るまで証明されていない。現在の科学的かつ実践的な知見は、WMO (2010)によって簡潔に要約され、その技術の科学的評価に関する情報は、Bruitjes (1999)、及び、List (2004)によって詳細に述べられているので参照にされたい。

現在でも人工降雨技術は実用段階には至っていないが、今後の工学的研究の進展の観点から、降水増加を目的に実施してきた方法や知見について、人工降雨研究の段階に応じて総括することは大変有意義である。そこで、本報では、人工降雨の原理、統計的評価、数値計算による物理的評価、気象レーダーによる観測評価について紹介する。

2. 人工降雨の原理

2.1 自然の降水過程

降水は、温かい雨、または、冷たい雨のプロセスによって起こる。前者は、雲頂が0度以上で、雲内で水蒸気の雲粒表面への拡散成長と、その後の雲粒同士の衝突併合成長によって雨滴が形成される。後者は、雲頂が0度以下で、氷晶 (六角形の氷の結晶)、雪片 (ボタン雪)、霰 (あられ)、雹 (ひょう) が降水粒子として成長し、0度以上の層で融解して雨滴が形成される。ここでは、人工降雨の理解に不可欠な冷たい雨の3つの基本的な成長モードについて説明する (図-1)。

冷たい雨の降水過程の出発点は氷晶の発生・成長である。雲内に氷晶が発生後、氷に対して過飽和、水に

対して未飽和（湿度で100%未満）であれば、図-1aに示されるように、雲を構成する水滴（雲粒）の表面から蒸発した水蒸気が氷晶の表面に集まって昇華することによって、氷晶は成長する（昇華拡散成長）。氷晶は、温度と湿度によって板状、または、柱状に成長する。但し、温度、湿度が変化する中で成長するので、実際はもっと複雑である。氷晶がある程度成長すると、Ono (1970)によれば、氷晶の水平軸、垂直軸のいずれかの直径が閾値を超えた際には、氷晶は周囲の雲粒を捕捉しながら成長する（図-1b）。その後、氷晶の原形がわからなくなると霰として成長を続ける。また、水滴が氷晶と衝突して凍結水滴を作り、霰へと成長することもある。その後、0度以上の暖かい環境を通過した際に融解して降雨となる。この過程は、雲水を多く含み、上昇気流が強い対流雲で起こりやすい（図-2a）。非常に強い上昇気流が支配する積乱雲では、霰の密度が増加して雹へと変化する。その際は降水強度が強く、停滞した場合には豪雨になることがある。一方、液体の雲水が少ない層状性の雲の場合（図-2b）には、氷晶が昇華拡散成長しながら落下し、特に-4℃～0℃の温度範囲内を通過した時には、水飽和度以下の環境下で、氷晶同士が接合して雪片となるメカニズムが働くことがある（図-1c）。雪片が融解した際には、鉛直のレーダー画像で見ると、ブライトバンドとして輝く特徴を持っている。実際の雲では、以上のような模式的な降水過程ではなく、対流雲と層状雲の特徴を合わせ持った複合的な特徴を示し、非常に複雑である。さらに詳しい雲物理過程については、Fletcher (1962), Mason (1971), Dennis (1980), Young (1993)を参照にされたい。

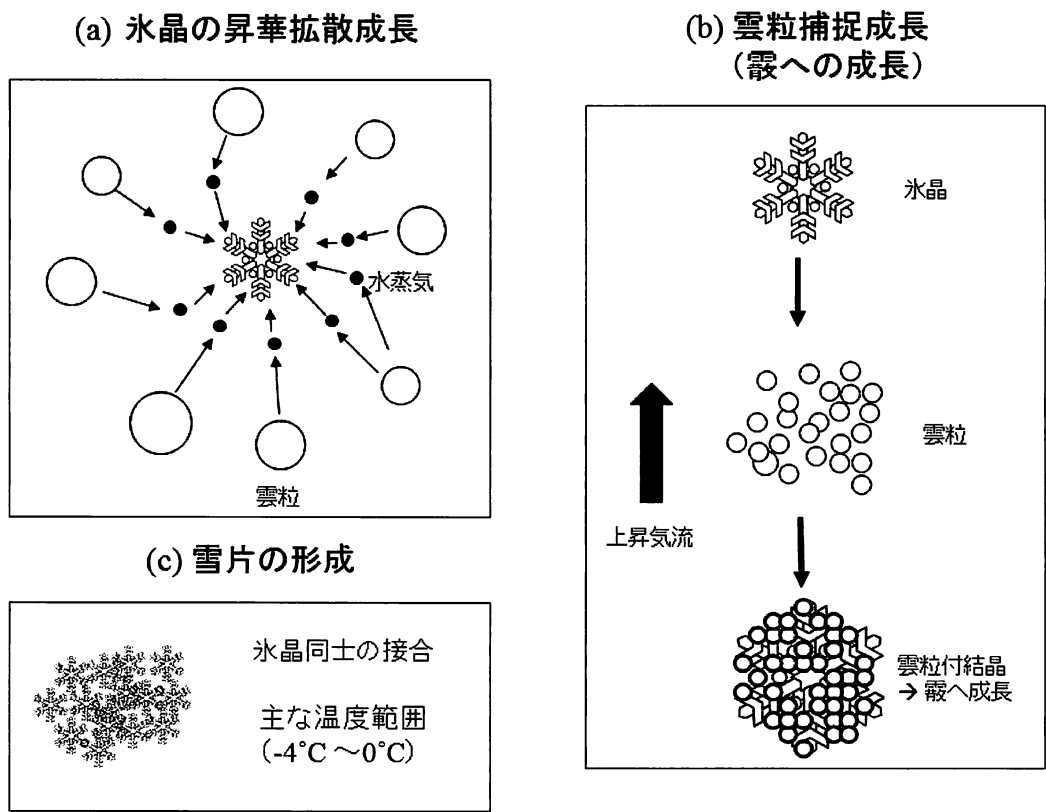
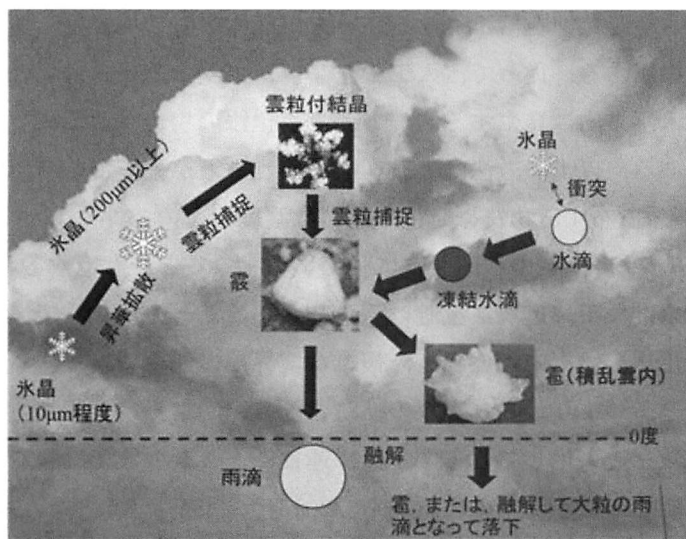


図-1 冷たい型の基本的な降水過程
(a) 氷晶の昇華拡散成長、(b) 霰の雲粒捕捉成長、(c) 雪片の形成

(a) 対流雲の降水過程



(b) 層状雲の降水過程

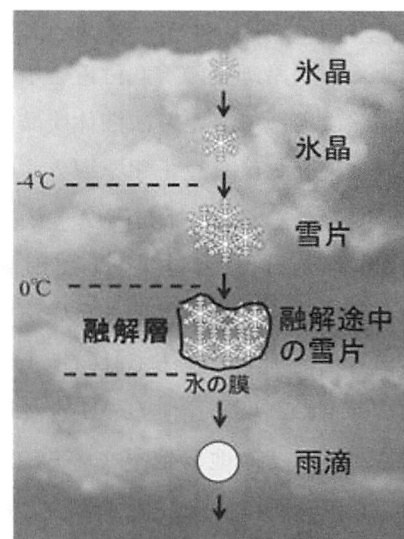


図-2 (a) 対流雲の降水過程, (b) 層状雲の降水過程

2.2 人工降雨技術

人工降雨技術は元来、冷たい雨の過程を利用して降水増加に繋げることを目的として開発されてきた。冷たい雨の過程が働くためには、雪や雹の形成の出発点である氷晶が必要である。実際、Fletcher (1962)の観測事実によると、自然の雲の中にある氷晶数は、雲頂温度の上昇に伴って指数関数的に劇的に減少する。特に、雲頂が -10 度以上の過冷却雲では、氷晶が少なく、冷たい雨に対する降水の効率は悪くなることを意味する。その背景から、不足する氷晶を補って、冷たい雨の過程を促進して人工的に降水増加に繋げようと人工降雨実験が実施されてきた歴史がある。

氷晶発生のメカニズムは非常に複雑で現在でも解明されていない点が多いが、カオリン粒子のような自然の土壌粒子が核となって活性化し、氷晶が形成されることはわかっている（異質核ニュークリエーション）。Mason (1971)によれば、氷晶の核となる代表的なカオリン鉱物は、 -9°C で氷晶を形成する能力を持つようになる。言い換えれば、自然に存在する活性化物質は、 -10°C 以上の温度範囲で氷晶を形成する能力に乏しいことになる。従って、雲頂温度が -10°C を超える雲が十分な過冷却の液体雲水を持っていても、少ない自然の氷晶では消費される雲水の割合が少なく、多くの雲水は消費されずに大気中に残ることになる。残存する雲水は最終的には蒸発して消え去る運命にあり、決して地上の水資源には寄与しない。この消え去る運命にある雲水が、1つの対流雲で数万トンから10数万トン含まれていることから、それを地上に落とすことができれば水資源の大量確保に繋がることになる。

人工降雨実験では、ヨウ化銀(AgI)が広く選択されてきた。ヨウ化銀は、自然の活性化物質よりも高温(-5°C)で氷晶を形成する能力を持っていることが特徴である。ヨウ化銀は、 -5°C で活性化した後、氷晶は、過冷却雲内の温度低下に伴って指数関数的に増加する(Garvey, 1975)。その発生数は、氷の過飽和度、日光の暴露時間（特に紫外線）にも影響を受け、2桁程度の変動を含んでいるため、人工降雨の評価の不確定要素になる。一方、ドライアイス（固体 CO_2 ）や液体炭酸（液体 CO_2 ）を用いる方法もある。それらを撒布した際、急激な蒸発によって、局所的に -80°C 以下にまで冷却され、氷晶が形成される。これは、氷晶を作るための核を必要としないので、均質核ニュークリエーションと呼ばれる。その際、1gのドライアイスや液体炭酸の撒布で、

約 10^{13} 個の氷晶を温度に依存することなく形成する能力がある (Horn et al., 1982) .

ドライアイス, 液体炭酸, ヨウ化銀の撒布方法について図-3に示す. ドライアイスの場合, 過冷却雲の頂から鉛直方向下方に, ドライアスを砕いて小さくした塊を落下させる. 一方, 液体炭酸の場合は, 鉛直方向ではなく, 過冷却雲の雲底付近を水平方向に撒布する. 従って, 人工の氷晶は, ドライアイスの場合, 落下鉛直経路に沿って発生し, 液体炭酸の場合, 水平方向に発生する. 一方, ヨウ化銀の場合は, 雲底下から上昇気流に乗せて, ヨウ化銀を導入する方法がある. 以上の方法は, 航空機を使うことが基本である. 即ち, 雲の温度分布や厚さ, 撒布高度, 雲の発達段階, 撒布する物質や発生氷晶の数濃度などの条件によって, 雲のレスポンスが異なり, 結果として雨量増加・減少, 降雨域の範囲などに強く影響することを考慮すると, 航空機の利用は, 次に述べる地上発煙法で現れる余計な不確定要素を避ける意味がある. 一方, 日本で過去に多く実施された地上発煙法では, 地上からヨウ化銀を大気中の放出後, 複雑な境界層の過程で, どの濃度で, どの雲のどの高度に達するのかを評価すること, つまり, ヨウ化銀の軌跡とその範囲を推定することが困難になる. 従って, 地上発煙は, 不確定要素の数を最大化してしまい, 仮に運良くどこかの雲で効果を示したとしても, 人工降雨を評価すること自体不可能である. 以上の理由から, 2013年の東京都の渇水時に実施された, ヨウ化銀を使った人工降雨 (地上発煙法) の取り組みは, 全く意味をなさないものであることは明白である.

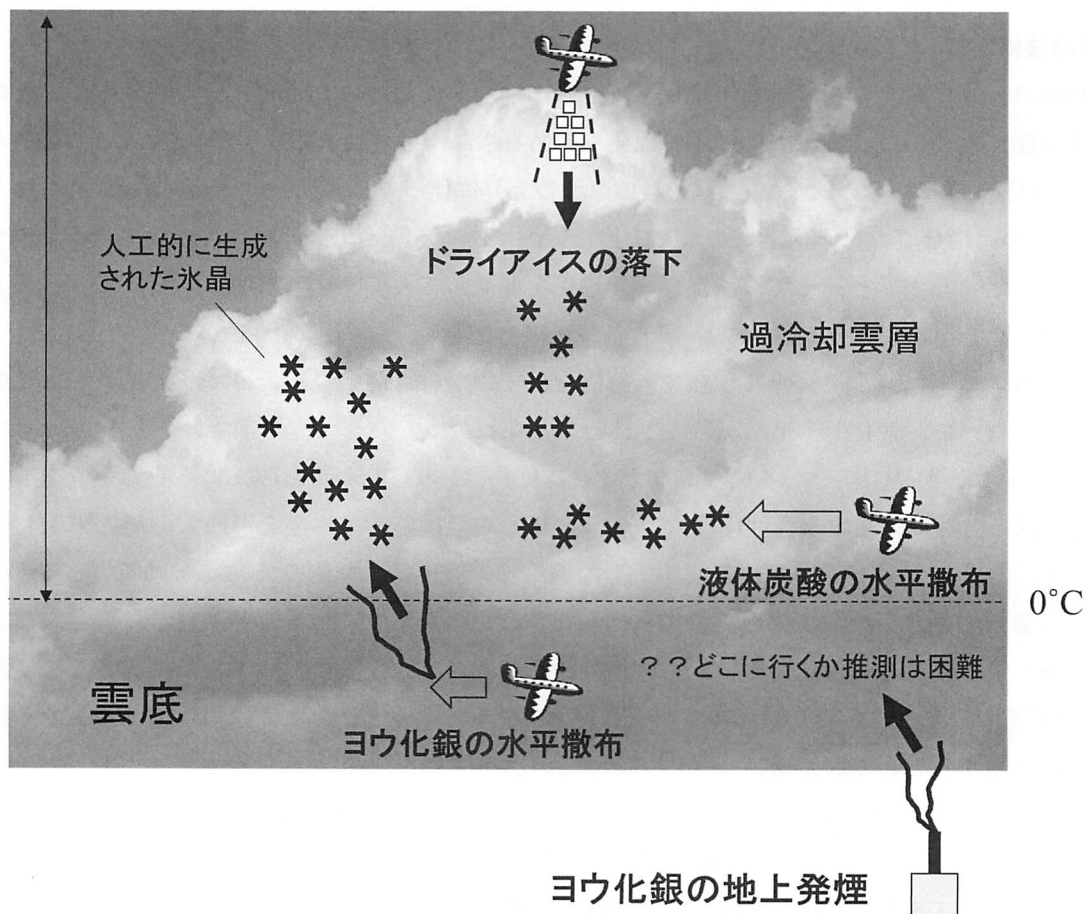


図-3 ドライアイス, 液体炭酸, ヨウ化銀の撒布方法

今回本報で扱わないが、温かい雨の過程を利用した人工降雨技術も開発されてきた。当初は、直径10 μ m以上の大きな塩粒子を対流雲に注入して雲粒を作り、雲粒間の衝突併合を促して雨滴を作り出すことが考えられ、実験も実施された。しかし、大量の塩粒子を運ぶことは困難であるという欠点を持ち、現実的ではないことがわかった。最近では、航空機から燃焼によって直径0.5～1.0 μ mの小さな塩粒子を対流雲の雲底下の上昇気流領域に導入する方法が、Mather et al.(1997), Cooper et al.(1997)によって提案された。この新しい方法は、雲粒の粒径分布を拡げ、その後の雲粒間の衝突併合を促進することを狙った方法で観測事実とも合致していることが示された。しかし、不確定な要素が残っており、現時点では発展途上である。しかし、氷点下自体が少なく、冷たい雨の過程を利用できない低緯度帯では、この方法の確立は極めて重要である。

3. 過去の人工降雨実験

1946年、ドライアイスを用いた最初の人工降雨実験（Schaefer, 1953）では、ドライアイスを小さく砕いた塊を過冷却の層状雲に撒布した結果、雪雲に変化したことを確認している。また、Kraus and Squires (1947)の実験では、いくつかの孤立した雲に対してドライアイスを撒布した結果、雲は急速に成長して積乱雲へと発達したことが明瞭に確認された。このような先駆的プロジェクトの後、1960年代と1980年代には、山岳性の雲や対流雲に対する人工降雨プロジェクトが多く実施されてきた。代表的な人工降雨実験を表-1に示す。これらの実験から得られた統計的、及び、物理的評価は、Young (1993), Brientjes (1999), および, Silverman (2001)によって要約されている。これらの実験は、ドライアイス、または、ヨウ化銀を用いた2つの概念モデル（静的撒布シナリオ、動的撒布シナリオ）に基づいて実施された。

表-1 過去の大型人工降雨実験の代表的なプロジェクトの一覧

人工降雨プロジェクト	期間	対象領域	概念モデル	Target clouds
The CLIMAX	1960-1970	Rocky mountains, CO	静的	山岳性の雲
The Cascade Project	1969-1974	Cascade mountains, WA	静的	山岳性の雲
The Project Whitetop	1960-1964	Southern Missouri	静的	対流雲
The Israel Experiment	1961-1991	Israel	静的	対流雲
The Caribbean Experiment	1965	The Caribbean Sea	動的	対流雲
FACE (Florida Area Cumulus Experiment)	1967-1980	South Florida	動的	対流雲
The TEXAS Experiment	1986, 1987, 1989, 1990, 1994	Big Spring, TX	動的	対流雲

静的撒布シナリオの概念では、0度以下の液体の過冷却雲に対してドライアイスやヨウ化銀を撒布する際、力学的変化は無視するが、雲物理過程による雲水の過冷却雲から雪雲への変換が考慮される。その概念では、雲頂が-10度以上の雲は自然の氷晶が不足していることを根拠に、そのような雲に対して、どの程度、人工の氷晶を導入することで効率良く降水を地上にもたらしことができるかを評価する。この概念は、山岳風上の過冷却雲に対してドライアイスやヨウ化銀を撒布し、乾燥域の風下に水資源を移動させることを目的とした多くの実験に適用された。その結果として、降水域の風下移動を示す多くの知見が得られている。しかし、Brientjes (1999)が示しているように、雲の中の時空間的な変動、複雑な地形、氷晶の成長に必要な過冷却水の分布に関して不確実性があり、不明瞭な結果を導いている。さらに、この概念は、力学過程を無視できない対流雲にも適用されていた。Orville (1996)が示すように、対流雲では、上昇気流、下降気流などの力学過程を無視できず、撒布後の潜熱の放出で力学過程に影響を与えるため、静的撒布シナリオの概念を適用することができない。また、対流雲の上昇気流で新たに液体の雲水を作るので、もともと“静的に”存在していた雲水だけではなく、そのことも静的撒布シナリオの概念を適用できなくなる理由である。

従って、表-1に示すように、雲物理的過程だけでなく、力学過程も考慮した動的撒布シナリオの概念が、人工降雨実験の計画に適用された。その概念の詳細は、Rosenfeld and Woodley (1993)によって要約されている。動的撒布シナリオの概念は、強い上昇気流を伴って形成された過冷却の液体雲水が多い対流雲に、ドライアイスやヨウ化銀を大量に撒布することで得られる効果を評価する目的で作られた。そのプロセスでは、大規模撒布に伴って潜熱が放出されて上昇気流が強化される。その後、過冷却の液体雲水が生み出され、人工の氷晶成長によって消費される。そして、氷晶の一部は、新たに生み出された水滴と衝突して、凍結氷を作り、霰の種となる。その霰は、落下中に液体の雲水を捕捉して急激に成長し、降水粒子となる。霰が融ければ雨滴となって地上に降り注ぐことになる。さらに、降水に伴って発生する下降気流が周囲の空気と衝突して新たな対流雲を作る可能性もある。以上のように、動的撒布シナリオの概念を適用すると、絶えず雲水が供給される前提で、周囲にも新たな対流雲を作って降水に寄与するため、静的撒布シナリオよりも多くの降水量が得られることになる。しかし、動的撒布シナリオを適用すると、多くの雲物理過程、力学過程を考慮する必要があるので非常に複雑な現象となる。

一方、1990年以降、低緯度の降水増加を目的として、 0°C 以上の雲に対する人工降雨技術の研究が実施されてきた。その結果、Mather et al. (1997)によって示されるように、降水増加の統計的証拠、数値計算や観測事実による物理的な証拠が得られたが、雲物理過程、力学過程に関する知見に疑問や不確実性があり、実用化への道のりは長い。上述のように、多くの人工降雨技術やその適用のための概念モデルが提案されてきたが、人工降雨のシグナルが自然の変動に比べて小さく、自然の降水過程も非常に複雑なため、物理的、統計的に人工効果の効果を評価することが極めて難しい現実がある。

4. 人工降雨の統計的評価

Kraus and Squires (1947)が示すように、ドライアイスの撒布によって薄い層積雲から雲が盛り上がる様子を視覚的に確認することができた。そのような場合は、層状雲内部の比較的単純な雲物理・力学的過程の中で、明確な視覚的特徴を示していたので、統計的評価を行う必要はない。しかし、対流雲の場合、雲物理過程、力学過程、その相互作用が複雑で、雲の挙動には多くの不確実性がある。そして、人工降雨実験で得られるシグナルは、大きな自然の変動に比べて小さい。従って、降水増加に対して統計的な結果を導くためには、5～10年の長期間にわたる多くの実験を必要とし、膨大な資金が必要になる。Young(1993)によると、これまでに人工降雨実験を評価する手法がいくつか提案されてきた。その中で最も広く使用されている手法を紹介する。一つの例として、最初に次のような実施の流れを策定する（図-4a）。

- ① 最初に、2つの領域（A, B）を予め選択する。その2つの領域を選択する際、気候学的な調査を行った上で、類似した気候学特性、地理的な特性を持つ領域を選択する。
- ② その際、実験実施した領域の雲が、実施しない領域に影響を与えないように、互いの領域が隣接しないようにする。互いに影響を及ぼし合う気象条件では実験は実施しない。
- ③ 領域A, Bを各々、撒布対象領域、非撒布領域と設定する。
- ④ 以上の設定の下、実験に適した気象条件に合致した場合、人工降雨実験を実施するか否かは、乱数表を使って無作為に決められる。実施すると判断した場合は、ドライアイス、ヨウ化銀などの物質を撒布対象領域に撒布する。

以上の設定の下で長期間実施した人工降雨実験の結果、降水増加、または、降水減少があったか否かを次のように判定する。実験を実施したイベントと実施しなかったイベントに分割し、両方に対して、縦軸と横軸に、各々、領域AとBの雨量をプロットする。次に、撒布した際としなかった際の回帰曲線の傾きを計算する。2つの傾きに差がないという帰無仮説を設定する（図-4b）。そして、一定の有意水準の下、これを棄却することができれば、2つの傾きに差があると判定する。その際、撒布した際の領域Aの雨量が領域Bの雨量よりも多ければ降水増加、少なければ降水減少と診断される（図-4c）。

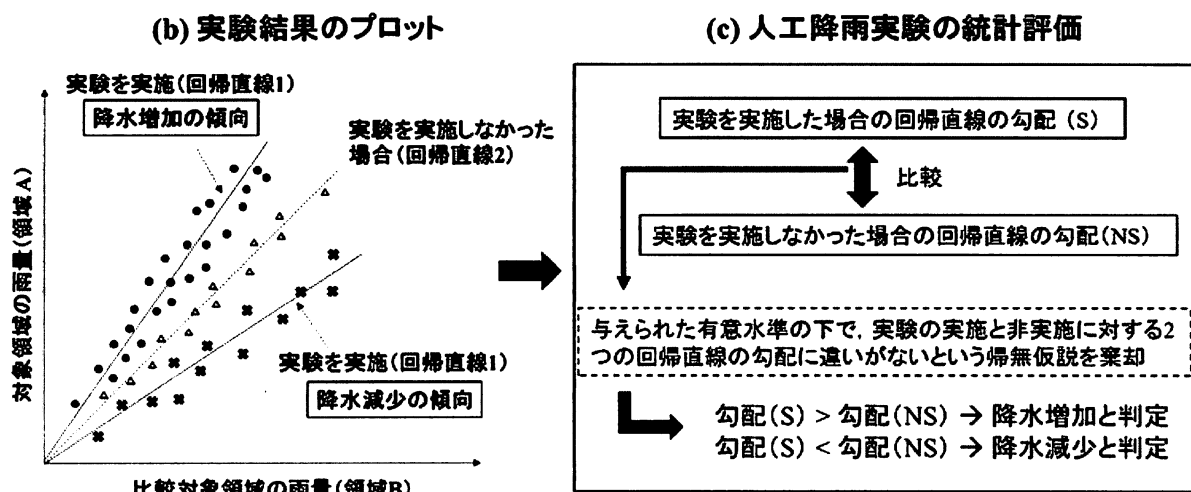
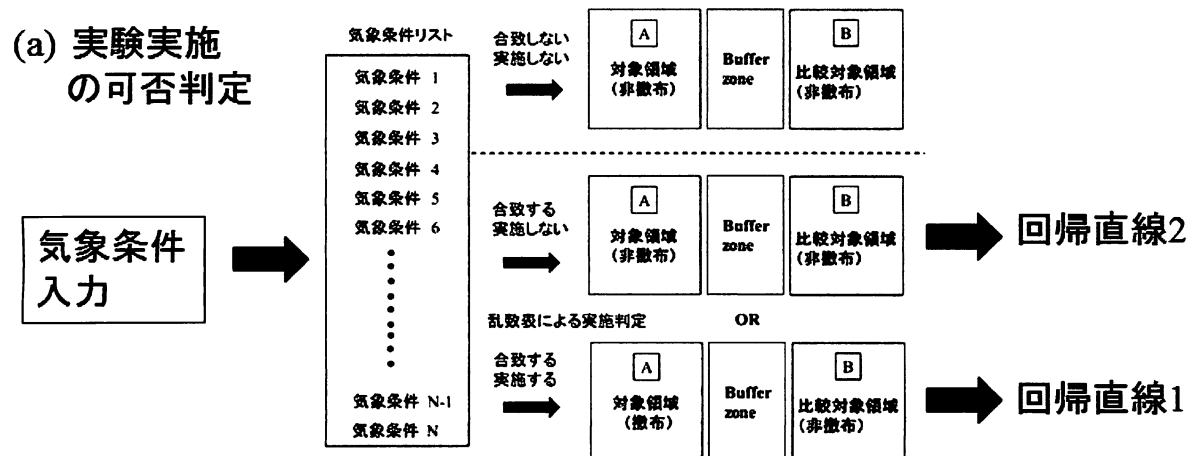


図-4 人工降雨実験の統計的評価の一例

現実的には、統計的に強固な設定を施して、長期間、膨大な費用をかけて人工降雨実験を実施しても、降水増加・減少を判定することは容易ではない。設定した2つの領域で、気象条件、雲の特徴（厚さ、水平規模、発達段階、雲内の力学・雲物理特性）、雨量計密度などが同一であれば、撒布の有無から統計的に強固な結果が得られると考えられる。しかし、条件を同一にできる実験室で比較するわけではないので、結果が曖昧になることは避けられない。同じ気象条件でも、発生する雲の厚さや規模が違ってくることが自然なので、両方の領域の雨量を比較すること自体が意味をなさないと考えざるを得なくなる。そのため、人工降雨による降水増加・減少の効果を統計的に評価することは極めて困難であることがわかる。

一方、雨量ではなく、雲頂高度を使って、人工降雨実験の効果を判定した研究もある。Simpson et al.(1967)は、ヨウ化銀を撒布した雲としなかった雲を比較して、撒布した雲の方が雲頂高度が高くなることを統計的に示した。また、積雲に関する簡単な鉛直一次元モデルを用いて雲頂高度を求めると、撒布による潜熱効果で雲頂高度が高くなることを物理的に示した。その特徴は、Wakimizu et al.(2002)によっても捉えられた。即ち、前線の暖域側の対流雲に対する液体炭酸の撒布の結果として、雲頂部分が上方に盛り上がる様子を捉えた(図-5a)。雲頂高度を使うと、撒布した雲は周囲の雲よりも高く発達するので、実際には統計解析を厳密に適用しなくても、視覚的に人工効果であると判断しやすい。

雲頂高度の増加は降水変化とは違った側面を捉えているが、実際の人工降雨実験の現場では、物質の撒布後の視覚的なレスポンスの一つとして重要な観測事実となる。その他の撒布後のシグナルとしては、雲の表面状態の変化が挙げられる。雲粒からなる自然の雲の場合、その表面が明瞭であるが、撒布後の雲の表面は半透明で不明瞭になる。これは人工的に生成された氷晶からなる雲に変化したことを意味する。その際、図-5bに見られるように、太陽の位置との関係で楕円状の映日(sub sun)が現れることがある。従って、この光学現象が出現した場合には、人工的に形成された氷晶の存在を示す重要な証拠となる。

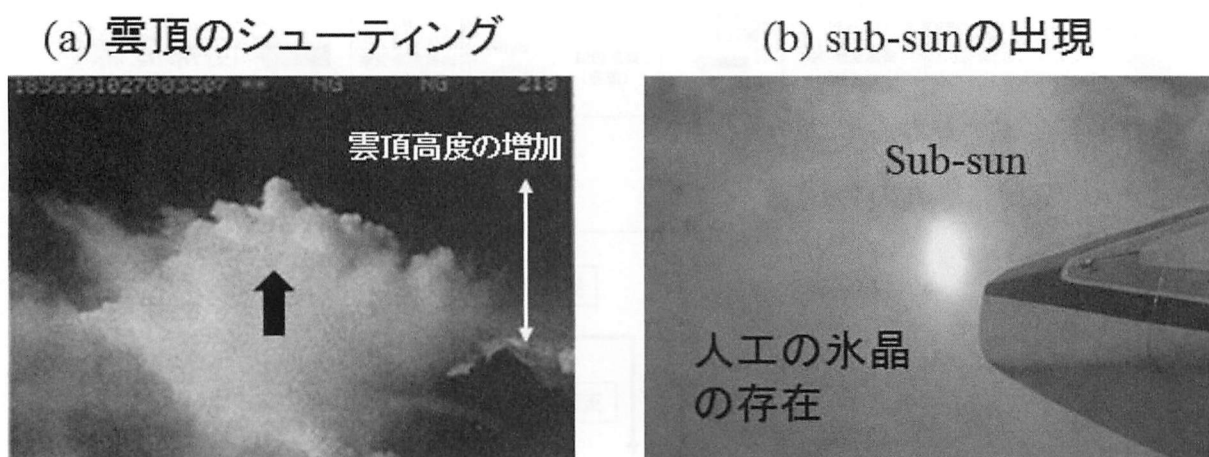


図-5 (a) 液体炭酸撒布後の雲頂高度の増加, (b) 氷晶の存在を示すsub-sunの出現

5. 数値計算による人工降雨の評価

降水増加のために選択された概念モデルに基づいて、実際の人工降雨実験の前のテスト段階で、自然の雲と撒布した雲の力学的・雲物理学の特徴の違いを考慮して、数値計算による人工降雨実験の評価を実施してきた。人工降雨の評価に使われる数値計算モデルには、バルク型(Bulk-parameterization)とビン型(bin type)のモデルがある。

バルク型の場合、Lin et al.(1983)に示されるように、当初は、雲水、氷晶、雨水、雪、霰、雹の混合比(1gの空気あたりに含まれる粒子の全質量)を計算する1モーメントのバルクモデルが開発された。このモデルでは、雲水と氷晶以外は簡単な粒径分布を仮定している。その後、Morrison et al.(2005)は、各粒子の数濃度も計算する2モーメントのバルクモデルを開発した。このモデルは、WRF(Weather Research and Forecasting)に導入されて、現在、多くの研究者によって様々な用途に使われている。一方、ビン型のモデルの場合は、

Reisin et al.(1996), Chen and Lamb (1994)に示されるように、各粒子の数濃度と混合比ではなく、粒径分布を直接計算する。従って、粒子ごとに多くの粒径範囲 (bin) を設定して、各々に生成・消滅項を含めた粒子方程式を適用する。そのため、方程式の数がバルクモデルと比べて格段に増えるが、どの大きさの範囲にある粒子がどの程度の濃度で存在するかを詳細に計算することができる。但し、膨大な計算資源を消費することや結果の解釈が非常に複雑になるため、近年では、Onishi et al.(2012)のように、冷たい雨に対してバルクモデル、温かい雨に対してビンモデルを適用するハイブリッドモデルが開発されている。

以上の数値計算モデルを用いた人工降雨の成果を次に紹介する。例えば、Hsie et al.(1980) は、二次元の1モーメントバルクモデルを用いて、雲のライフステージの中のある適切な段階で、最適な量のヨウ化銀を雲の領域に撒布することで降水増加に繋がる可能性を示した。Seto et al.(2011) は、Morrison et al.(2005)の2モーメントバルクモデル (3次元) を用いて、冬季の層状雲に対する液体炭酸実験で観測されたレーダーエコーを再現することに成功した。ビンモデルに関しては、Rokicki and Young (1978) では、パーセル型ビンモデル (1次元) を導入して人工降雨効果を調べた結果、上昇速度、雲底温度、氷濃度に応じて降水増加を引き起こす最適な条件 (seeding window) が存在することがわかった。しかし、Orville (1996) が指摘するように、雲物理過程、力学過程 (特に雲内拡散)、両者の相互作用は複雑で、多くの不確定要素を含んでいるため、数値モデルの使用とその解釈には十分な注意が必要である。

6. 液体炭酸法の紹介

日本では、1950～1970年にかけて、ダムの河川流域に対して人工的に降水を引き起こすことを目的に、渇水対策、水資源の獲得、水力発電の強化を目指した取り組みが数多く行われた。ヨウ化銀の地上発煙が盛んに行われたが、十分な雨量を引き起こす明瞭な証拠は得られなかった。一方で、航空機でも実験が実施されており、Takeda (1964)は、雲頂温度-8℃の積雲に対してドライアイス撒布の結果、航空機の軌跡に沿ったレーダーエコーを明瞭に捉えることに成功した。このような取り組みは、水力発電から火力発電への転換が進んでいった1970年以降激減してしまったが、世界的には、研究活動の盛衰はあるものの、観測、数値計算、人工降雨実験の実施を通して、これまでに多くの成果が得られている。

その中で、本報では、液体炭酸の撒布に基づく人工降雨技術について紹介する。この方法の適用例として、西高東低の気圧配置の際に発生する筋雲への液体炭酸の撒布を行った結果 (Fukuta et al., 2000) , 自然のレーダーエコーとは異なるキノコ型エコーが出現した。また、前線暖域側の線状の降水域に液体炭酸を撒布した実験 (Wakimizu et al., 2002) では、雲頂高度の増加に伴って強いレーダーエコーが出現して、3時間以上も持続した。本報では、山口県周南地区の工業用水を確保することを目的とした実験と、冬季西高東低時に出現する層積雲を対象にした実験について述べる。後者の実験では、単独のレーダーエコーの出現と数値計算による雲物理的評価を扱っている。

6.1 液体炭酸法の概念モデル

液体炭酸法は、過冷却の放射霧を消散させるため、アメリカ合衆国ユタ州ソルトレークシティで車を使って液体炭酸を撒布したことから始まった (Fukuta, 1996a) 。その結果、霧を広い範囲で消散するに至った。この技術によって、空港に存在する霧を消散させ、航空機の離発着を可能にする技術として実用段階に至っている。この方法の概念モデルは、Fukuta (1996b), Fukuta (1999)によって提案された。その方法は、もともと、霧が対象であり、力学的には静的な雲内環境を想定しているため、比較的薄い過冷却の積雲や層積雲に対して適用可能であると考えた。この方法では、航空機を使って、雲底付近の雲層に水平撒布することを基

本とする。液体炭酸撒布後のレスポンスは次のように考えた（図-6）。液体炭酸は撒布後直ちに蒸発して、局所的、かつ、急激に -90°C まで冷却される。その際、均質核ニュークリエーションによって、 1g あたり 10^{13} 個の氷晶が形成される。その後、氷晶の昇華拡散成長とそれに伴う潜熱の追加で、氷晶を含む空気塊は周囲の雲粒を取り込みながら雲頂に向かって上昇する。雲頂付近は安定層であるが、追加された潜熱の影響で浮力が増加して、雲頂が一時的にシューティングすることになる。その後、安定層の影響で氷晶は雲の両側に拡散し、氷晶の成長に伴う潜熱効果で上昇してくる雲粒を消費しながら水平方向に拡散、落下する。その後、人工的に形成された氷晶同士で接合し、雪へと成長することも考えられる。そのまま落下すれば降雪、融解層で融ければ降雨となる。この方法では、氷晶の潜熱放出に伴う上昇流の形成で、新たに形成される雲粒が降水増加に寄与することも考慮に入れている。

この概念モデルは、鉛直シアも上昇流も無視できる雲を前提とし、氷晶の成長のみで作られる上昇流を扱っているが、対象としている薄い積雲でも、発生初期には $1\sim 5\text{m/s}$ の上昇流があり、鉛直シアも存在する場合が多い。上昇流が強いと雲粒形成が盛んで、雲粒を捕捉しながら急速に成長する霰の存在を無視できなくなり、撒布後しばらくは霰による降水が考えられる。従って、積雲に対する概念モデルの修正が今後の課題となる。

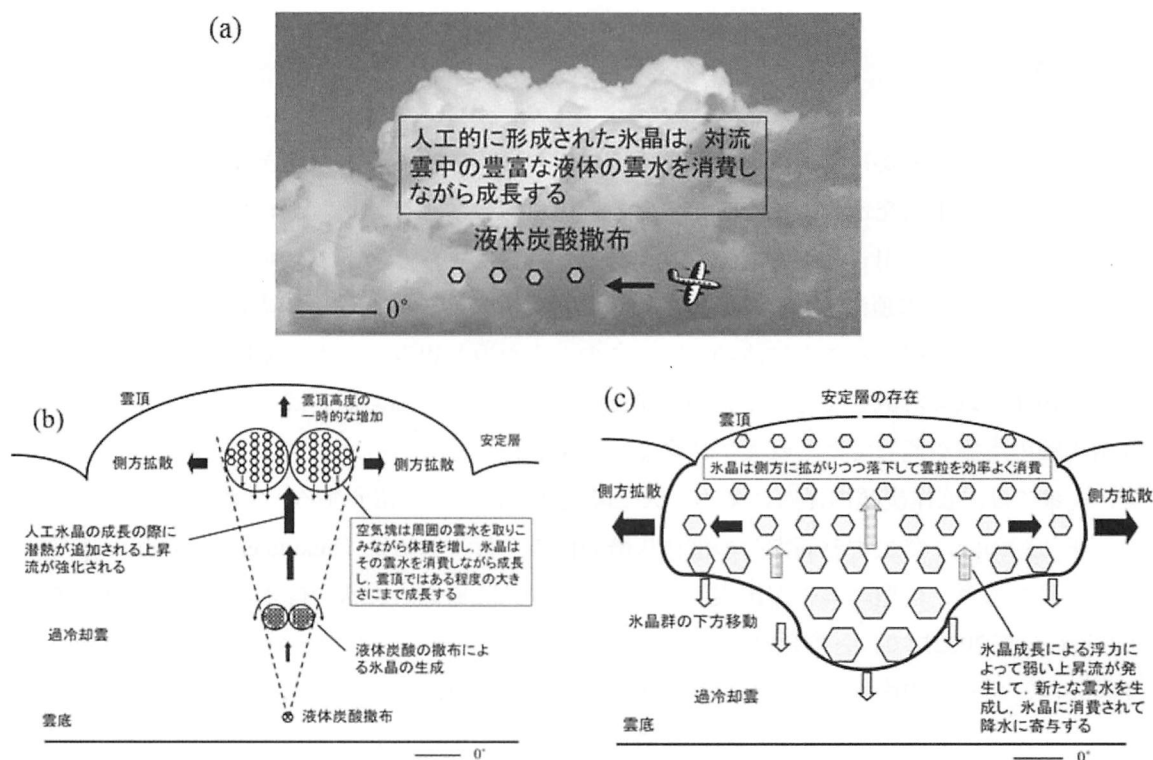


図-6 液体炭酸法に基づく概念モデル。

(a) 航空機を使った液体炭酸の水平撒布, (b) 撒布後前半の過程, (c) 撒布後後半の過程

6.2 山口県萩市・長門市で実施した人工降雨実験

2008年度、山口県の委託を受けた人工降雨プロジェクトでは、冬型気圧配置の気象条件下、山口県北部の日本海側（長門市から島根県益田市）の上空で、液体炭酸を撒布し人工の雪雲を作ること、そして、日本海側から $30\sim 50\text{km}$ 内陸の山陽側の河川流域（菅野ダム上流域）まで到達することができるかどうかの可能性を

調査することを目的とした（図-7a）．その実験では、液体炭酸の撒布後、撒布した雲の周りを飛行・周回し、ビデオ、および、写真撮影を行い、GPS装置を使って、飛行機の位置・高度を記録した（図-7b）．また、国土交通省レーダーで人工の降水域を追跡した．このプロジェクトでは3回の人工降雨実験が実施された．1回目の実験（2008年12月31日）では、山口県北部の須佐沖で液体炭酸を撒布したが、実験中に風向きが変化して、撒布雲が対象領域（菅野ダム上流域の中国山地）の方向に移動せず、島根県、広島県に降水をもたらした可能性がある．そこで、2回目の実験（2009年1月10日）では、実験中に風向風速を測定し、対象領域に撒布雲が移動するように、撒布領域を確定した．その結果、対象領域の方向に撒布した雲が移動したことを確認したが、自然でも多くの降雪雲が存在し、明瞭な結果が認められなかった．最後に行った3回目の実験（2009年1月24日）では、既に自然の雪が降っている領域を避けて実験を行った．その結果、人工と考えられる降水域を明瞭に確認することができ、その降水域は菅野ダム上流域まで達したことを確認した．ここでは、3回目の実験の結果について述べる．

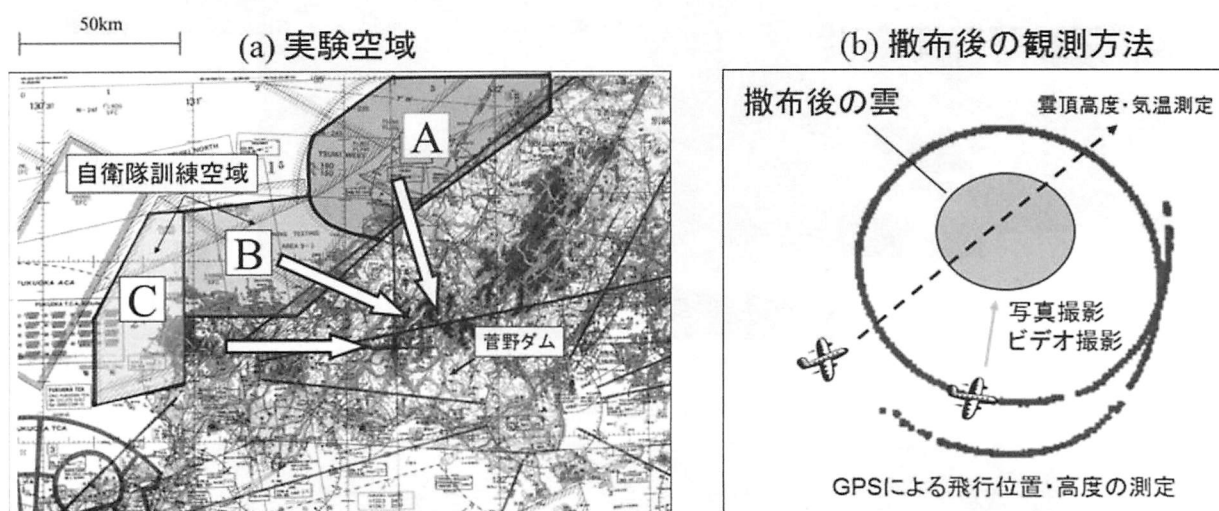


図-7 (a) 実験領域の設定, (b) 撒布後の観測方法

2009年1月24日、冬型気圧配置で上空に寒気が流入している条件下、高度3km以下で西北西の風が卓越する条件で実験を実施した．各種気象予想では、降雪は十分予想され、人工降雨に適した雲が出現する可能性があることがわかったが、午前11時以降、地上付近の風向きが西北西から西の風に変化する予想から、撒布後の雲が対象領域から離れる可能性もあった．そこで、できる限り早く離陸して実験できるように準備を進め、9時28分佐賀空港離陸した．現地上空には、10時20分頃到着して、10時30分から12時まで実験を実施した．その間、図-7aの領域B内の長門市と青海島周辺の空域で、対流性の積雲に対して3回の液体炭酸撒布（合計2.5kg程度）を実施した．その結果、1回目の撒布で人工の降水域を作ることに成功した．しかし、2、3回目の撒布では、雲が薄かったことや下降流のある雲の端に撒布したことなどから人工の効果は確認できなかった．

そこで、比較的明瞭な結果が得られた、1回目の撒布で発生した人工の降水域の特徴・推移（図-8）について述べる．実験対象領域の到着後、発達中の若い積雲を見つけたので、その雲を撒布ターゲットに選んで、10時30分51秒から10時32分5秒にかけての74秒間、高度1380m（気温-13度）で、青海島の南側から北北西に向かいながら、約900gの液体炭酸を撒布した．撒布した雲のバンドは、30分で17km進む程度のスピードで東南東に進んでいることが確認された（図-8a）．10時54分42秒には、雲頂が3450mに達していることが観測さ

れた。そして、撒布から29分後の11時頃には、萩市から南東の内陸側に向かって、帯状（バンド状）の降雪域が確認された（図-8a）。この降雪域の周辺には自然の降雪域が見られず、降雪域と撒布経路が幾何学的に平行関係にあることを考慮すると、発生した降雪域は、液体炭酸撒布で形成された可能性が高いと考えられる。11時に萩市上空に出現した人工の降水域は当初、東へ移動した。11時50分以降、人工降雪域は西北西に進路を変え、12時20分~30分には阿東町から蒨ヶ岳（1004m）、12時40分には平家ヶ岳（1066m）の西側を通過して、山口県の錦町の方へ抜けたと考えられる（図-8b）。以上のように、人工の降水域が、ターゲットとなる菅野ダム流域付近（中国山地西部）を通過したことが確認できた。

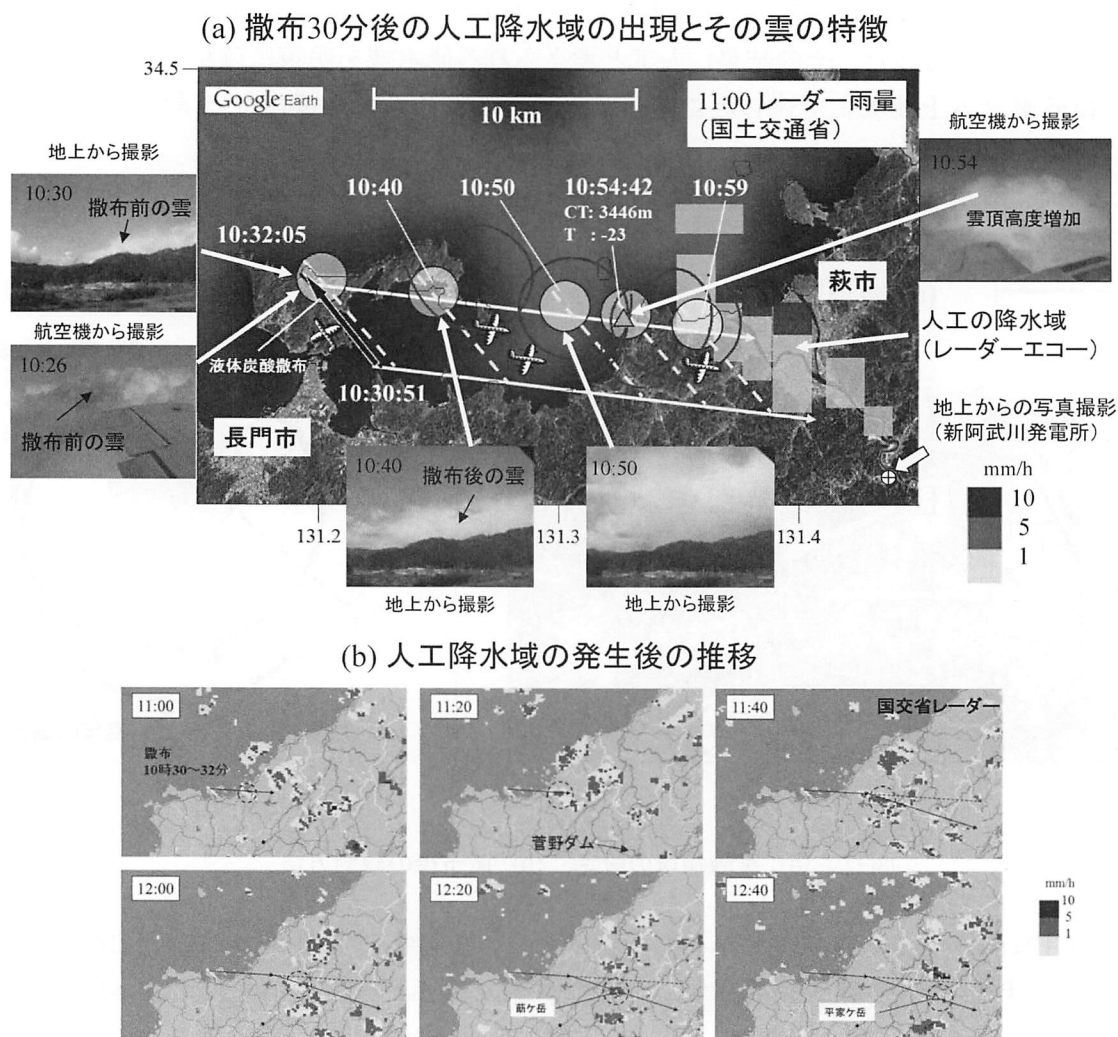


図-8 (a) 液体炭酸撒布による人工の降水域の出現, (b) その後の降水域の推移

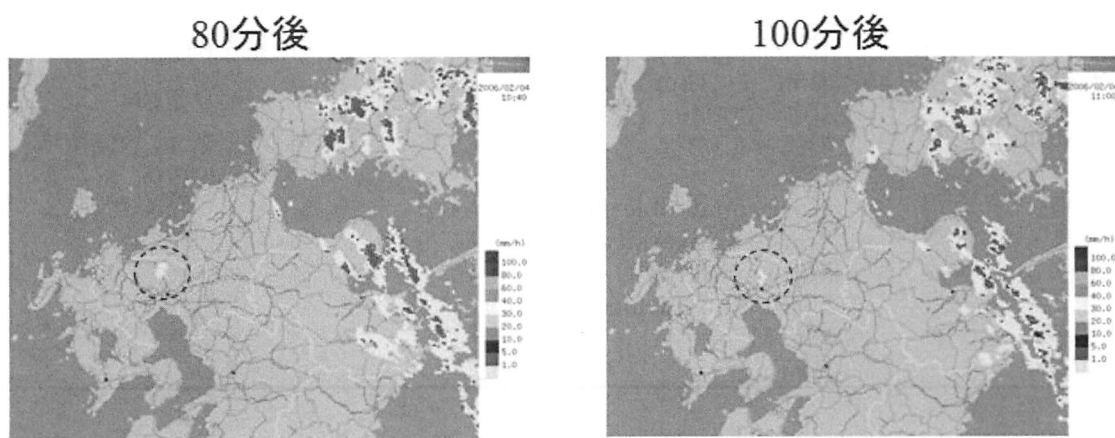
6.3 単独の人工降水域（レーダーエコー）の出現

人工降雨実験を実施する際、多くの降水域が存在すると、自然と人工のレーダーエコーの違いを明瞭に示すことが難しい。そこで、雲は存在しても自然の降水域が気象レーダーで確認できない条件で、単独の人工降水域を示すレーダーエコーが出現すれば、明瞭な人工降雨の効果と判断することができる。実験を実施した2006年2月4日は、冬型の気圧配置に伴って、長崎県壱岐付近から九州北部沿岸にかけて薄い層積雲が存在しており、気象レーダーで降水エコーが確認できない状況であった。そこで、九州大学、防衛大学校の共同で、海上自衛隊の協力下、P-3C航空機から、雲頂2130m（-13℃）、雲底1070m（-7.5℃）の層積雲の下層（-9℃

層)に9時17分から2分間、壱岐の東側から南南東の方向に向かって、液体炭酸を10g/sの割合で撒布した。

その結果、図-9の九州大学農学部レーダー(X-BAND)と国土交通省レーダー(C-BAND)に示されるように、周囲に降水域がない状況で、背振山地の南側で単独のレーダーエコーが出現したことが確認できる(Seto et al., 2011)。その人工の降水域は、撒布50分後の10時10分に発生して、南東の方向に進み、11時10分に消滅した。佐賀市の気象庁測候所では、11時10分から15分までしゅう雪(にわか雪)を観測している。以上のように、雲があっても自然の降水が確認できない状況で、人工の単独レーダーエコーを作り出すことができたことは、玄界灘上に存在していた層積雲全体が降水を引き起こすポテンシャルを持っていたこと、即ち、人工降雨の操作で最も効率のよい増雨効果を引き出すことができる環境であったことを意味する。

(a) 国土交通省レーダー(C-BAND)



(b) 九州大学レーダー(X-BAND)

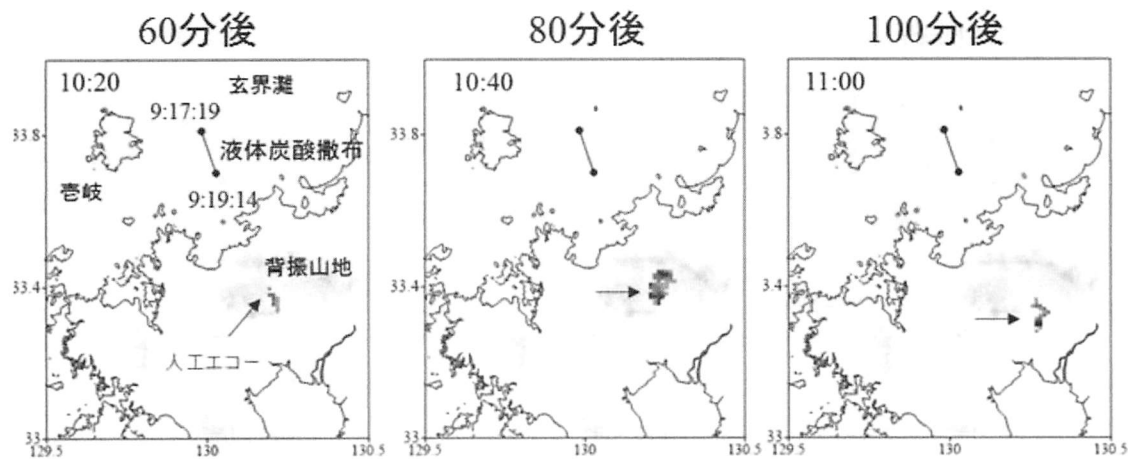


図-9 単独で出現した人工の降水域

(a) 国土交通省レーダー(C-BAND), (b) 九州大学レーダー(X-BAND)

次に、人工降雨実験の結果を評価するために、WRF (Weather Research and Forecasting Model) ver3.1を用いて、数値計算を行い、液体炭酸の撒布後の効果を解析した(Seto et al., 2011)。WRFとは、NCAR (National Center for Atmospheric Research : アメリカ大気研究センター)が中心となって予報と研究用に開発された非静力学モデルである。実験の設定を表-2に示す。この中で、人工降雨実験を評価する上で最も影響を与えるのが降水のスキームである。ここでは、水蒸気と雲粒の混合比、そして、雲氷、雨、雪、霰の混合比と数濃度を予測

するMorrison double-momentスキームを採用した。数値計算は、午前3時を初期値として午後3時までの12時間実施した。その結果、午前9時の段階では、玄界灘の領域に多くの積雲を表現できていることがわかった。そこで、午前9時を撒布時刻として設定して、実際に液体炭酸を撒布した高度に近い格子点に、人工的に作り出した雲氷の混合比と数濃度を与え、その後も数値計算を継続した。数値計算で表現されたレーダーエコーと、実験後に出現したレーダーエコーの特徴を比較した結果、両者は概ね一致していることがわかった（図-9，10）。また、図では示していないが、雲内部の特徴を調べてみると、雲氷（氷晶）の昇華拡散成長が盛んに行われて、雪の生成が支配的であった。この雪が、図-10に示す強いレーダーエコーを作ったことがわかった。これは、雲水が、人工的に作った雪の成長に効率よく消費されたことを示している。

表-2 数値実験の設定

数値モデル	: WRF ver3.1	
計算時間	: 12時間 (2006年2月4日 03~15JST)	
初期値及び境界条件	: 1度間隔NCEP客観解析値に気象庁MSM初期値を6時間ごと挿入	
格子間隔	: 3km / 1km	
格子数	: 100×100×40 / 151×151×40	
時間間隔	: 5秒 / 5/3秒	※ 外側領域 / 内側領域
雲物理	: Morrison double-moment	
大気境界層	: Yonsei University	
接地層	: MM5 similarity	
地表面	: Noah land-surface-model	
長波放射	: RRTM	
短波放射	: Dudhia	

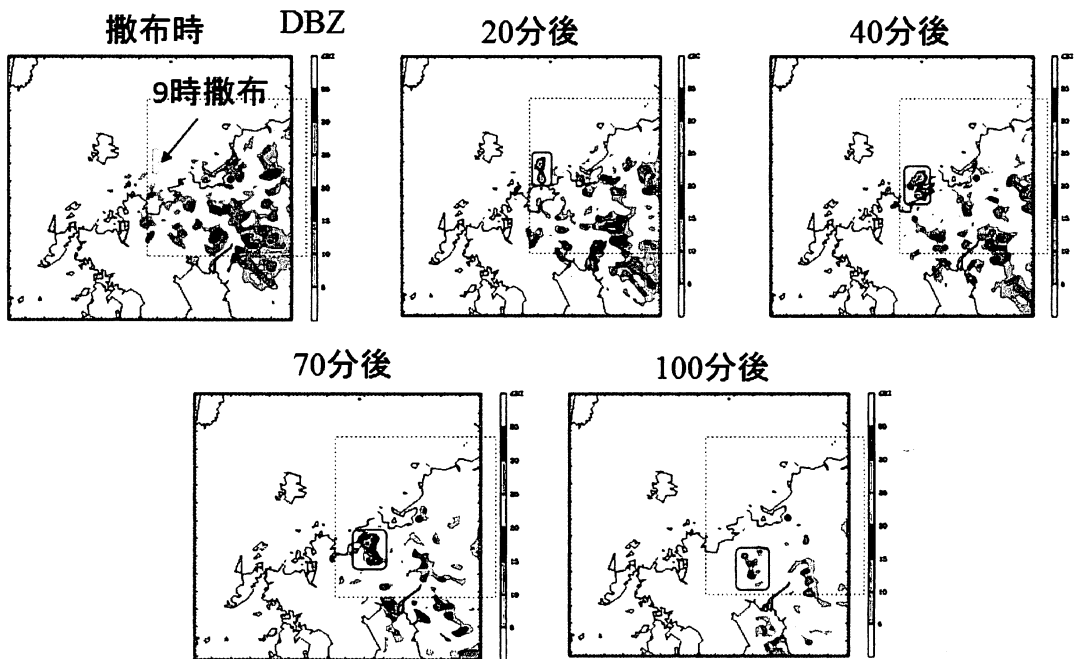


図-10 数値計算で得られた液体撒布後の人工降水域の推移

7. 総括

水資源を獲得するために、人工降雨の大型プロジェクトを含めた多くの研究が実施されてきたが、現在でも実用化の段階に至っていない。人工降雨の評価が極めて難しい現状から抜け出すためには、地道で長期間の研究継続が必要で、観測技術、数値計算モデル、撒布方法の発展も欠かせない。人工降雨技術の実用化に近づけるために、WMO (2010)は、人工降雨研究に対して、次のように提案している。

- 人工降雨実験を実施する前に、対象領域の気候特性を綿密に調査する必要がある。これは、その領域に適用する人工降雨手法が、その気候特性の下で有効に働き、降水増加をもたらすかどうかを確認する必要があるためである。その際、人工降雨の実施に対する社会経済や環境への影響を十分考慮することが重要になる。
- 人工降雨実験の結果は、実験可否の乱数による無作為決定を導入した上で、統計的に厳密に評価されるべきである。また、統計的に得られた結果は、自然の雲と人工の雲との間の比較において、航空機観測、数値計算、リモートセンシングから得られた雲物理学的かつ力学的な証拠に基づいて物理的に評価されるべきである。
- 人工降雨実験は、統計的に有意な結果を得るために、長期間実施されるべきである。これは、人工で得られるシグナルが自然の変動に比べて小さいためである。

この提案が理に適っていることは確かであるが、実用的な人工降雨技術の開発に向けて、障壁が多すぎることを十分認識しなければならない。例えば、1) 自然には未解明な問題や多くの不確定要素を含んでいるために雲のタイプによって人工降雨の効果が異なること、2) 時空間的に不十分な観測システムで実際の効果が曖昧になること、3) 人工降雨の評価に適した数値計算モデルが十分開発されていないこと、4) 長期間の人工降雨実験では莫大な費用を要すること、5) 航空機の使用では航空法の縛りがあり、航空機の混雑する空域では自由に実験を実施することができないことなどが、人工降雨研究の大きな障壁として立ちはだかる。その意味で、人工降雨研究は、気象学の中では最も難しい分野として位置づけられる。今後は、観測技術の発展、人工降雨の評価に適した数値計算モデルの開発とその活用などが重要な課題となる。また、人間が搭乗する航空機を使うのではなく、ドローンのような無人の航空機に散布装置や観測機器を付けて実験することも考えられる。これは未来の技術であるが、地上から制御するような実験ができると研究の自由度が格段に上がることが期待できる。

人工降雨技術は、短期間で実用化することは不可能であり、関連分野の技術革新とともに、長期間の地道な研究で徐々に実用化へと近づいていくような性質を持っていると考えられる。長い年月が立った後に実用化されると、自然のままだと消える運命にある膨大な大気中の水（小さな雲粒として存在）を地上にもたらしことができるようになることが想像できる。また、単に降水増加だけでなく、降水粒子の成長と落下速度を制御して、豪雪で苦しむ地域で降雪量を軽減し、風下の水が足りない地域に大気中の水資源を輸送することも可能になるだろう。さらに、無人の航空機を使い、線状降水帯を構成する積乱雲中に存在する雹の成長を弱めることによって、雨量の集中を弱めることができる何らかの証拠が得られるかもしれない。そうなれば、災害軽減にも繋がることになる。もちろん、現時点では夢のような話であるが、将来、実現可能性があることを信じたい。

参考文献

- Bruintjes, R. T. (1999). "A review of cloud seeding experiments to enhance precipitation and some new prospects", *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 805-820.
- Chen, J. P., and Lamb, D. (1994). "Simulation of cloud microphysical and chemical processes using a multicomponent framework. Part 1: Description of the microphysical model", *J. Atmos. Sci.*, 51, 2613-2630.
- Cooper, W. A., and Bruintjes, R. T. (1997). "Calculation pertaining to hygroscopic seeding", *J. Appl. Meteor.*, 36, 1449-1469.
- Dennis, A. S. (1980). "Weather modification by cloud seeding", *Academic Press*, 267 pp.
- Fletcher, N. H. (1962). 'The physics of rainclouds', *Cambridge University Press*, 386 pp.
- Fukuta, N. (1996a). "Project mountain valley sunshine—progress in science and technology", *J. Appl. Meteor.*, 35, 1483-1493.
- Fukuta, N. (1996b). "Low-level penetration seeding with homogeneous ice nucleant for optimization of the induced microphysics-dynamics interactions", 13th Conference on Planned and Inadvertent Weather Modification, Atlanta, GA, 164-171.
- Fukuta, N. (1999). "Feedbacked utilization of phase change energy for lifting, turbulent generation and spreading of seeding ice thermal and optimization of the seeding effect", Preprint, 7th WMO Scientific Conf on Wea. Mod., Chiang Mai, 363-366.
- Fukuta, N., Wakimizu, K., Nishiyama, K., Suzuki, Y., and Yoshikoshi, H. (2000). "Large, unique radar echoes in a new, self-enhancing cloud seeding", *Atmos. Res*, 55, 271-273.
- Garvey, D. M. (1975). "Testing of cloud seeding materials at the Cloud Simulation and Aerosol Laboratory", *J. Appl. Meteor.*, 14, 883-890.
- Hsie, E. U., Farley, R. D., and Orville, H. D. (1980) "Numerical simulation of ice-phase convective cloud seeding", *J. Appl. Meteor.*, 19, 950-977.
- Horn, R. D., Finnegan, W. G., and Demott, P. J. (1982). "Experimental studies of nucleation of dry ice", *J. Appl. Meteor.*, 21, 1567-1570.
- Kraus, E. B., and Squires, P. (1947). "Experiments on the stimulation of clouds to produce rain", *Nature*, 159, 489-491.
- Lin, Y. L., Farley, R. D., and Orville, H. O. (1983). "Bulk parameterization of snow fields in a cloud model", *J. Clim. Appl. Meteor.*, 22, 1065-1092.
- List, R. (2004). "Weather modification- A scenario for the future", *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85, 51-63.
- Mather, G. K., Terblanche, D. E., Steffens, F. E., and Fletcher, L. F. (1997). "Results of the South Africa cloud-seeding experiments using hygroscopic flares", *J. Appl. Meteor.*, 36, 1433-1447.
- Mason, B. J. (1971). "The physics of clouds: Second edition", *Oxford University press*, 661 pp.
- Morrison, H., Curry, J. A., and Khvorostyanov, V. I. (2005). "A new double moment microphysics scheme for application in cloud and climate models. Part I: Description", *J. Atmos. Sci.*, 62, 1665-1677.
- Onishi, R., and Takahashi, K. (2012) "A warm-bin-cold-bulk hybrid cloud microphysical model", *J. Atmos. Sci.*, 69, 1474-1497.
- Ono, A., (1970) "Growth mode of ice crystals in natural clouds", *J. Atmos. Sci.*, 27, 649-658.
- Orville, H. D. (1996). "A review of cloud modelling in weather modification", *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 1535-1555.
- Reisin, T., Tzivion, S., and Levin, Z. (1996). "Seeding convective clouds with ice nuclei or hygroscopic particles: A numerical study using a model with detailed microphysics", *J. Appl. Meteor.*, 35, 1416-1434.
- Rokichi, M. L., and Young, K. C., (1978). "The initiation of precipitation in updraft", *J. Appl. Meteor.*, 17, 745-754.
- Rosenfeld, D., and Woodley, W. L. (1993). "Effects of cloud seedings in West Texas: Additional results and new insights", *J. Appl. Meteor.*, 32, 1848-1866.

- Schaefer, V. J. (1946). "The production of ice crystals in a cloud of supercooled water droplets", *Science*, 104, 457–459.
- Schaefer, V. J. (1953). "Final report, Project Cirrus, Part 1, Laboratory, field, and flight experiments", Contract DA36-039-SC-15345, Rep. RL-785, General Electric Research Laboratories, Schenectady, NY, 170 pp.
- Seto, J., Tomine, K., Wakimizu, K., and Nishiyama, K. (2011). "Artificial cloud seeding using liquid carbon dioxide: comparisons of experimental data and numerical analyses", *J. Appl. Meteor and Clim.*, 50, 1417-1431.
- Silverman, B. A. (2001). "A critical assessment of glaciogenic seeding of convective clouds for rainfall enhancement", *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 903-923.
- Simpson, J., Brier, G. W., and Simpson, R. H. (1967). "Stormfury cumulus seeding experiment 1965: Statistical analysis and main results", *J. Atmos. Sci.*, 24, 508-521.
- Takeda, K. (1964). "An evidence of effects of dry-ice seeding on artificial precipitation", *J. Appl. Meteor.*, 3, 111.
- Vonnegut, B. (1947). "The nucleation of ice formation by silver iodide", *J. Appl. Phys.*, 18, 593-595.
- Young, K. C. (1993). "Microphysics of clouds", *Oxford University press*, 427 pp.
- Wakimizu, K., Nishiyama, K., Suzuki, Y., Tomine, K., Yamazaki, M., Isimaru, A., Ozaki, M., Itano, T., Naito, G., and Fukuta, N. (2002). "A Low Level Penetration Seeding Experiment of Liquid Carbon Dioxide in a Convective Cloud", *Hydrological Processes.*, 16, 2239-2253.
- WMO Expert Team on Weather Modification. (2010). "Executive summary of the WMO statement on weather modification", WMO, 13 pp.