

②

画像処理手法を用いた
降雪現象の解析に関する研究

村本 健一郎

1994年10月

目 次

第 1 章 緒 言

1.1	背景	1
1.2	目的	2
1.3	本論文の構成	3
	文献	4

第 2 章 降雪観測

2.1	まえがき	7
2.2	降雪観測システム	7
2.3	処理手順	8
2.3.1	粒子検出	
2.3.2	観測データの記録	
2.3.3	落下速度の計算法	
2.4	観測結果と評価	12
2.5	むすび	13
	文献	14

第 3 章 長期降雪観測とそのデータベース

3.1	まえがき	27
3.2	降雪粒子の観測	28
3.3	実時間観測	29
3.3.1	観測データの記録	
3.3.2	落下速度の計算法	
3.4	データベースファイルの作成	29
3.4.1	粒径の測定範囲	
3.4.2	検索データの前処理	
3.4.3	粒径別落下速度の検索	
3.5	検索例	31
3.5.1	初期設定	
3.5.2	検索	
3.5.3	指定時刻の粒径別分布	
3.5.4	空間数密度の経時変化	
3.5.5	粒径分布	
3.5.6	粒径別降雪粒子数の経時変化	
3.5.7	落下速度	

3.5.8	粒径分布の3次元表示	
3.5.9	降雪状況の長期間検索	
3.5.10	加算画素数の検討	
3.6	むすび	35
	文献	36

第4章 雨滴の形状と落下速度の解析

4.1	まえがき	57
4.2	雨滴映像の撮影システム	58
4.3	雨滴映像の画像処理	59
4.3.1	ビデオ録画機の制御	
4.3.2	2値化	
4.3.3	雨滴の検出	
4.3.4	空間数密度	
4.3.5	雨滴画像データによる降雨量の算出	
4.4	降雨量の測定	61
4.5	実験結果と考察	62
4.5.1	誤差の評価	
4.5.2	実験結果	
4.6	雨滴画像データを用いた降雨強度の計算	64
4.6.1	各粒子の粒径と落下速度を用いる方法	
4.6.2	経験式を用いる方法	
4.7	むすび	65
	文献	65

第5章 降雪強度と粒子密度の測定

5.1	まえがき	83
5.2	降雪粒子の密度	84
5.2.1	降雪の分類と密度	
5.2.2	密度の算出法	
5.3	降雪粒子の大きさと落下速度の測定	85
5.4	降雪強度の測定	86
5.5	観測データからの密度の計算法	87
5.6	観測結果と考察	87
5.6.1	観測結果	
5.6.2	画像処理データを用いた降雪強度の算出法	
5.6.3	降雪の特性式	
5.7	むすび	90

文献	9 1
----	-----

第6章 降雪強度観測のレーダ観測への応用

6.1 まえがき	1 0 2
6.2 Z-R関係	1 0 3
6.3 観測システムおよび観測方法	1 0 3
6.3.1 レーダ観測	
6.3.2 地上での降雪観測	
6.4 解析方法	1 0 5
6.4.1 レーダデータの取扱い	
6.4.2 レーダ観測データの検討	
6.4.3 レーダエコーの表示	
6.4.4 地上観測とレーダ観測の対比	
6.5 解析結果および考察	1 0 8
6.5.1 各観測例についての時間差	
6.5.2 レーダ反射因子Zと降雪強度Rの関係	
6.6 むすび	1 0 9
文献	1 1 0

第7章 降雪雪片の形状解析

7.1 まえがき	1 3 2
7.2 観測装置	1 3 3
7.3 輪郭形状記録	1 3 4
7.4 解析方法	1 3 4
7.4.1 モーメント特徴	
7.4.2 輪郭線解析	
7.5 解析結果と考察	1 3 8
7.5.1 測定誤差	
7.5.2 同一雪片の2方向からの形状特徴量の比較	
7.5.3 落下姿勢	
7.5.4 雪片の面積と他の形状特徴量との比較	
7.5.5 各形状特徴量間の関係	
7.5.6 雪片の形状特徴量についての考察	
7.6 むすび	1 4 1
文献	1 4 2

第8章 降雪粒子の形状と落下速度の同時測定

8.1 まえがき	1 5 7
----------	-------

8.2	観測システム	157
8.3	解析方法	158
8.3.1	2画面の対応	
8.3.2	粒子映像の処理	
8.4	観測結果および雪片とあられの判別	160
8.4.1	観測結果	
8.4.2	雪片とあられの判別	
8.5	むすび	161
	文献	162

第9章 降雪雪片の落下運動解析

9.1	まえがき	176
9.2	観測装置	177
9.3	解析方法	178
9.3.1	輪郭形状記録	
9.3.2	水平面上の移動距離と移動角	
9.3.3	落下運動パターンの定量的評価	
9.3.4	回転角の計算法	
9.4	解析結果と考察	181
9.4.1	誤差測定	
9.4.2	運動パターンの自動分類	
9.4.3	雪片の面積と運動パターンとの関係	
9.4.4	平均移動距離と角度特徴量との関係	
9.4.5	回転運動	
9.4.6	移動角と移動距離との関係	
9.4.7	運動パターンと角度特徴量についての考察	
9.5	むすび	185
	文献	186

第10章 結 言

10.1	本研究の主たる成果	205
10.2	各章の結論	205
10.3	今後の課題	207
	謝 辞	208
	本研究に関する発表	209

第 1 章

緒 言

1.1 背 景

降雪は雲内で発生した氷の結晶が種々の形に成長し、さらにいくつも併合して落下してきたものであり^{(1)・(2)}、この雪が地面に積もると積雪となり、北国では雪との関わりは避けることができない。降雪現象を地上から上空に向かっての高さで分類すると、

- 1) 地上に落下した降雪粒子
- 2) 地上付近で落下中の降雪粒子
- 3) 降雪をもたらす上空の雲

に大別できる⁽³⁾。

1)の地上での降雪は人々の生活に影響を与えるので、以前から降雪の地上観測、特に積雪については多くの観測結果が記録されている。これらは積雪量の年々変動を知る上で、貴重なデータとなる。積雪の深さの測定は以前は人手を要する雪尺を使っていたが、現在は超音波センサ等を使った自動測定が主流となっている^{(4)・(5)}。一方、落下した雪結晶を顕微鏡等を使って微視的に観測する手法はかなり古くから行われ、江戸時代には古河城主土井利位が天保3年(1833年)に「雪華図説」として出版し、雪結晶の図柄を取めている⁽⁶⁾。その後、昭和初期に北海道大学低温科学研究所の中谷宇吉郎博士は雪の結晶成長の理論的・実験的研究を行い⁽⁷⁾、昭和11年3月12日に人工雪の第1号の作成に成功し、今でも北海道大学構内に記念碑が建っている⁽⁸⁾。

2)の地上付近での落下中の降雪粒子は、人間が直接見ることは容易であり、

また、多くのロマンを秘めているので、空から降ってくる雪を人間の目でとらえて表現した文学的叙情は数多くある^{(9)~(11)}。しかし、これらを定量的に観測する手法はまだ開発されていない。

3)の降雪をもたらす上空の雲の観測は、近年著しく発展し、気象レーダ、航空機、気象衛星等のリモートセンシング技術の利用が行われるようになり、降雪の発生機構や降雪の短期予測に成果をあげてきている^{(12)・(13)}。

次に、これまでの降雪観測の問題点を述べる。まず、1)の積雪量は単に、これまでの降雪の結果としての積雪の深さの値であり、どのような降り方をした結果であるかの情報は全くわからない。また、雪の結晶成長の理論的・実験的研究はその後も継続され重要なテーマではあるが、あくまでも1個の雪結晶についての研究であり、大気中で、一夜にして時には1 mを越す雪が、どのような雲から、どのような成長過程を経て、地上に達するかについては、これらの研究と共に上空ならびに地上付近での落下中の降雪粒子の観測が必要である。また、3)の上空の雲の観測は、単に上空の現象であり、その結果地上でどのような降雪がもたらされるかが観測されて初めて科学的な意味を持ち、地上付近での降雪粒子の同時観測が不可欠である。

このように、降雪の発生源である上空の雲の観測と地上に落下後の降雪粒子や結晶の観測との中間に位置する、2)の地上付近での落下中の降雪粒子の観測は極めて重要である。しかし、落下中の降雪粒子の観測方法は、人間が身近で観測できるにもかかわらず、きわめて遅れており、これまではほとんど目視で行われており、科学的な観測方法の確立が切望されていた。

1.2 目的

従来の上空付近での雪の観測のほとんどは積もった雪の深さを計る方法によるものであり、落下中の降雪粒子の定量的な観測は非常に少ない。その原因は、降雪粒子を直接的に観測するシステムが開発されていないためである。そこで、本研究では画像処理の手法を用いて、落下中の個々の粒子の種々の物理量を定量的に測定する手法を開発し、実際に観測することを目的とする。これまでの降雪観

測法は人手を介することが多く、観測精度に限界があり、また結果を得るために多大な労力を要したが、本研究の方法はコンピュータ画像処理法により測定するため、定量的に観測でき、目的に応じて、短い時間間隔や長期にわたる自動観測が可能となった。更に観測したデータをデジタル記憶装置に格納することにより、膨大なデータの集録と検索が容易行えるようになった。

1.3 本論文の構成

本論文は10章より構成されている。図1.1は第2章から第9章までの関係である。本論文の降雪観測法は、撮影空間を広くして大量の降雪粒子の大まかな傾向を測定する方法と、撮影空間を狭くして、個々の降雪粒子の詳細な形状特徴を測定する方法に大別できる。以下に各章の概説を述べる。

第1章では研究の背景、目的および構成について述べる。

第2章では、長期観測を目的として、パソコン制御方式の画像処理装置を用いて、地上付近での落下中の降雪粒子の大きさとその数の分布、および落下速度を自動的に長期間にわたって観測し、降雪粒子のデータをディスクに格納するシステムを提案する。

第3章では、第2章で提案したシステムを用いて測定された莫大な観測データを圧縮し、1分を最小単位時間とする任意の時刻や期間の降雪状況を検索するためのデータベースシステムを提案し、その構築法と検索例について述べる。

第4章では、降雪粒子の密度を測定するための予備実験として、既知の密度の値をもつ雨滴について、その映像を画像処理して形状および落下速度を解析するシステムを提案する。更に、測定した雨滴の画像処理データを使って降雨量を算出し、実際に測定した降雨量との比較を行うことにより、提案したシステムの有効性を調べる。

第5章では、第4章で有効性が確認されたシステムを用いて、落下中の粒子の密度を長時間にわたって自動的に測定する手法を提案する。更に、粒子の密度に影響を与える因子について考察することにより、画像処理データだけを使って、降雪強度を推定する手法を検討する。

第 6 章では、レーダ反射因子の測定と同期させて、第 5 章で述べた地上での降雪強度測定を短い時間間隔で行うことにより、降雪のレーダ反射因子 Z と地上の降雪強度 R の関係を求める方法を提案する。更に、 $Z-R$ 関係の測定と同時に、第 2 章および第 3 章で述べた方法で地上での降雪粒子の粒径、落下速度、空間数密度等を短い間隔で測定して、それらが $Z-R$ 関係に及ぼす影響について検討する。

第 7 章では、空中を落下している降雪雪片の形状を解析することを目的として、同時に 2 方向(水平および垂直)から落下中の降雪雪片をテレビカメラにより連続的に撮影し、この 2 方向からの各 2 次元映像を画像処理して、雪片の形状特徴解析および輪郭線の複雑さを解析し、これらの関係を調べる。

第 8 章では、シャッタースピードの異なる 2 台のテレビカメラを用いて同一の視野を撮影することにより、粒子の形状と落下速度を同時に解析するシステムを提案し、更に実際の観測に適用することにより、降雪粒子を雪片とあられに自動分類する手法を提案する。

第 9 章では、空中を落下している降雪雪片の落下運動を定量的に解析することを目的として、上方向から、広視野と狭視野の 2 台の CCD カメラを使って連続的に撮影した降雪雪片の映像をビデオ編集機により合成しながら録画し、画像解析を行い、雪片の運動パターンの自動分類法を提案する。更に、実際の雪片に適用し、目視による分類との比較検証を行う。また、雪片の運動パターンと雪片の大きさや雪片自身の回転運動との関係も調べる。

第 10 章では、本論文全体の結論として得られた主たる成果をまとめる。また、この分野における今後の発展のために必要な課題を提示する。

文 献

- (1) Byers H.R. "Elements of cloud physics", University of Chicago Press (1973).
- (2) Rogers R.R. and Yau M.K. : "A short course in cloud physics", Pergamon Press(1989).

- (3) 村本健一郎：“雪を観る－現状と今後の展望”，公開シンポジウム『雪を観る』講演論文集，pp.63-65(1990).
- (4) 日本雪氷学会北海道支部編：“雪氷調査法”，北海道大学図書刊行会(1991).
- (5) 青柳二郎，高山陽三，桃井保清：“気象観測のための電波応用機器”，電子情報通信学会誌，68，pp.736-743(1985).
- (6) 小林禎作：“雪華圖説 正+続 [復刻版]”，築地書館(1982).
- (7) 中谷宇吉郎：“冬の華”，岩波書店(1938).
- (8) 樋口敬二：“雪と氷の世界から”，岩波書店(1985).
- (9) 中谷宇吉郎：“雪”，岩波書店(1984).
- (10) 尾崎喜八：“最後の雪に”，尾崎喜八詩集，創文社(1973)
- (11) ギャリコ P.，矢川澄子訳：“雪のひとひら”，新潮社(1975).
- (12) Uraby F.T., Moore R.K. and Fung A.K.：“Microwave remote sensing”，Artech House(1981)
- (13) Carleton A.M.：“Satellite remote sensing in climatology”，CRC Press (1991).

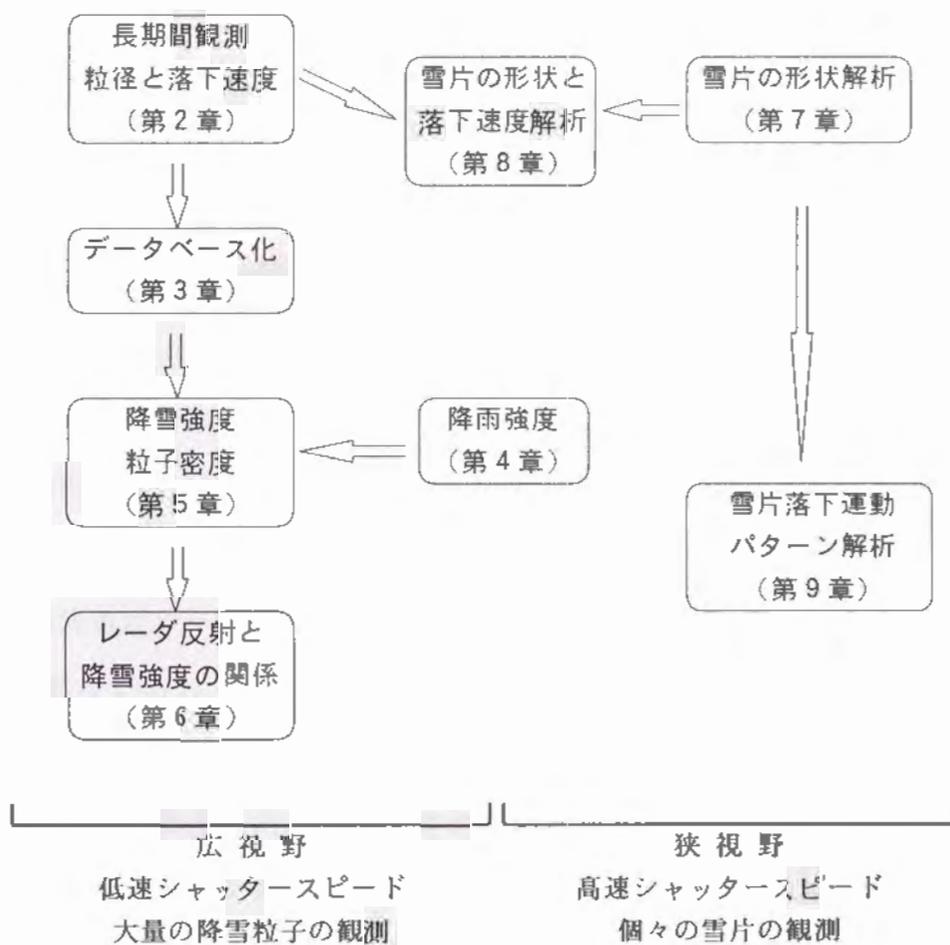


図 1.1 本論文の構成
Figure 1.1 Organization of the report.

第 2 章

降雪観測

2.1 ま え が き

気象観測は、アメダスをはじめ気象衛星を利用して急速に自動観測が進み、予報に効果をあげてきている。しかしながら雨や風の観測に比べて雪の観測については自動化が遅れており、雪国では詳細な降雪観測が切望されている。

特に、降雪中の雪片粒子の大きさ、落下速度の計測は電波減衰や視程距離測定等に重要な因子であり^{(1)・(2)}、これらの計測には種々の方法が試みられてきた。降雪粒子の大きさの測定には、ろ紙に受雪した雪片の大きさを測定する方法^{(3)・(4)}が主として用いられていた。一方、落下速度の測定は、落下速度を直接測定する手動式方法^{(5)・(6)}あるいは超音波ドップラー法⁽⁷⁾やカメラ撮影による方法^{(8)~(9)}が用いられた。しかしながら、これまでの降雪の観測の方法はすべて人手を要するもので、長期間の計測による大量のデータの蓄積・統計処理・評価が困難であり、自動化された測定システムの開発が不可欠であった。

本章では、パソコン制御方式の画像処理装置を用いて、降雪粒子の大きさとその数の分布、および落下速度を自動的に長期間にわたって観測し、それらのデータをディスクに格納するシステムを提案する^{(10)~(12)}。

観測は、1985年より1993年まで、毎年12月～3月の冬季期間、1分毎に常時リアルタイム処理で行った。

2.2 降雪観測システム

図 2.1 は降雪観測システム、図 2.2 は観測装置の写真である。風や日射の影

響を少なくするため降り込み型の防風タワー(縦1.5 m, 横1.5 m, 高さ2 m)を設け, 塔の両側面から常時ハロゲンランプ(500W×2台)を用いて照射した。また, テレビカメラに映し出される撮影部分には, 光が反射しないように光の吸収部分を設けた。これにより降雪粒子だけが白く映るようになった。この防風塔の中を落下する降雪粒子をCCD方式のテレビカメラ(シャッタースピード: 1/60秒)で撮影し画像処理を行った。テレビカメラは被写界深度による幾何学的な誤差を少なくするために6 m離れた場所に設置し, ズームレンズを用いて撮影した。撮影空間を縦: 12~48 cm, 奥行き: 15~50 cmに設定した場合, テレビカメラからの最短と最長の距離に対する粒子の大きさの誤差は4.2%以下であった。

図2.3は撮影された粒子の映像である。1/60秒のシャッタースピードの間に残像が生じ鉛直方向に長い棒状となっている。これらの降雪粒子の映像は, パソコン(NEC製 PC-9801RA)制御により画像処理装置(分解能: 240×256画素, 濃淡: 256階調)に取り込み処理した。なお, 観測は1985年から毎年12月から3月までの間, 富山工業高等専門学校電気棟3階屋上(富山市本郷町, 標高約50 m)で行った。

2.3 処理手順

図2.4は実時間処理のブロックダイヤグラムである。降雪粒子の映像は, 画像処理装置の画像メモリへ, 連続4画面を1/30秒間隔で格納する。次に, 各画像について2値化後, 撮影されている全ての粒子の検出を行い, 撮影空間と分解能との対応から, 1画素の長さを求め, 解析された全ての粒子の大きさの分布および落下速度を計算した。これら降雪粒子の大きさおよび落下速度の計算は2秒以内に行い, あらかじめ設定した取り込み間隔で映像を画像処理装置に連続4画面ずつ取り込んで, 固定ディスクに格納する。以下に処理方法を示す。

2.3.1 粒子検出

防風タワーで囲まれているために粒子の映像に与える日射の影響はほとんどなく, 降雪粒子だけが照明により白く映った。そこで, 降雪粒子と背景の分離を明確にするために適当な輝度レベルで2値化した。さらに, 周囲の明るさの変化の

影響を最小限とするために、2 値化レベルは昼と夜の時間帯で変化させ、あらかじめ与えた最適な値に自動的に設定されるようにした。また、奥行きが 50 cm 以内では 2 個以上の粒子が重なって移る場合は 0.2% 以下(60 分間で降雪粒子数 6478 個中 12 個の重なりを観測)であったので、粒子は重ならないものとして粒子の検出を行った。

図 2.5 に粒子検出の原理図を示す。まず、カメラから取り込んだ粒子の形状は 1/60 秒のサンプリング時間に縦方向に流れた映像となるが、ここでは粒子の縦方向および横方向の最長の長さを測定することにして、映像は近似的に楕円形であると仮定して以下の手順で粒子を検出し、最上部左端の座標、最大横幅(粒径)、最大縦幅および総画素数(粒子断面積)を求める。図 2.5 で白い画素が粒子である。

a) 粒子の検索を画面左上の A 点から開始する。

b) 左端から右方向(+ X 側)へ粒子を検索する。

c) 画面の右端に到達したら下方向(- Y 側)へ検索行を 1 つ進め、再び左端から右方向へ検索する。

d) 粒子の最上部分の画素(B 点)を検出すると、これを始点とし、さらに右へ検索し、同じ行の終点を検出する(C 点)。

e) 検出した行の始点と終点から、この行の粒子の横幅を計算する。

f) 検索の終了した画素は、マーキングして再び検索しないようにする。

g) 始点の下に粒子を表わす画素が存在するかどうか調べる。

① 画素が存在する場合(B 点)

真下の位置(E 点)から左方向(- X 側)へ始点(D 点)を検索する。

② 画素が存在しない場合(H 点)

真下の位置から右方向(+ X 側)へ始点(J 点)を検索する。

ここで、始点(L 点)の下に画素が存在しないで、次行の右方向へ検索したときの始点の X 座標の値が前行の終点(M 点)の X 座標の値よりも大きくなった場合には、この点(N 点)を始点とする画素の行は、前行までに検索した画素の行とは粒子の接する部分がなく、別の粒子である。従って、この粒子の検索を終了し、次

の処理 j)へ移行する。

h) 終点の下に粒子を表わす画素が存在するかどうか調べる。

① 画素が存在する場合(C点)

真下の位置(F点)から右方向(+X側)へ終点を検索する(G点)。

② 画素が存在しない場合(I点)

左方向(-X側)へ終点を検索する(K点)。

i) f)へもどり、同じ粒子について検索を続ける。

j) 最後に検索した行のY座標の値と、最初の始点のY座標の値の差から、この粒子の最大の横幅を求める。

k) 粒子の位置(始点の座標)、最大横幅(粒径)、最大縦幅および総画素数(粒子断面積)を配列変数に格納する。

ℓ) 最後に、検索を終了した粒子の最初の始点を次の検索開始点としてd)へ戻り、次の粒子を検出する。

2.3.2 観測データの記録

図 2.6 に示すように指定した時間間隔で4画面ずつ実時間で観測されたデータは1分毎にディスクに格納しする。各画面の粒子数は不定であるので、1分毎の取り込み回数分(K回)の粒子の総個数(N個)と、これに続くN個分の粒子の観測データを書き込む形式のシーケンシャルファイルを作成する。粒子の観測データは、図 2.5 で示した個々の粒子の開始座標B, 最大横幅 $I(x) - H(x)$, 最大縦幅 $B(y) - L(y)$ および断面積(総画素数)からなる。

2.3.3 落下速度の計算法

全体の粒子の平均落下速度を求める方法と個々の粒子について落下速度を求める方法の2通りにより計算した。

2.3.3.1 全体の粒子の分布の比較による方法

個々の粒子の大きさと落下速度との関係よりも全粒子の平均落下速度を求める方法である。図 2.7 に示すように、画面上のすべての画素について、x(横)軸

方向の投影を作成し、2枚の画像の投影ヒストグラムにおける相関から落下速度を計算する。ここでは1/30秒間隔で取り込んだ4画面の画像のうち、連続的な2画面ずつからなる3対のヒストグラムを用いて、それぞれの落下速度を求め、それら3個の値の平均値を落下速度とする。この方法で求めた落下速度は、小さい粒子よりも大きい粒子に強く影響を与えるので、積雪量との対応を求める場合に有用となる。

2.3.3.2 個々の粒子の比較による方法

個々の粒子の大きさと落下速度を求めることにより、粒径別の落下速度の分布が得られる。個々の粒子の落下速度は、以下の2通りの方法により計算した。

(1) 1画面から求める方法

図2.8はシャッタースピードが1/60秒のテレビカメラで撮影した粒子映像のモデルである。1画面のサンプリング時間(1/60秒)中に落下する粒子の残像は鉛直方向に長い棒状となるので、この縦方向の長さ ℓ から落下速度を計算することができる。粒子を球形と仮定し、その粒径(直径)を d とすると $\ell - d$ が1/60秒間の落下距離となるので

$$v = (\ell - d) \times 60 \quad (2.1)$$

により、毎秒単位の落下速度 v が求められる。この方法は検索したすべての粒子について個々の落下速度を求められることが利点である。

(2) 2画面から求める方法

2.3.3.2(1)で検索した特定の粒子について、最初の取り込み画像で、指定した粒子の重心位置が、次の取り込み画像までの1/30秒後の間に移動する距離を計算する。落下速度の計算手順を図2.9を用いて示す。まず、第1画面(A)で半分より上部側の画像について、重心より上下・左右各20画素の近辺に他の類似の大きさ(70%~130%の断面積)の粒子の存在しない孤立粒子を選び出し、位置および断面積を求める。ここで、断面積は粒子の占める絵画素数とする。次に、第1画面の各々の指定した粒子について第2画面(B)の特定の範囲内で粒子の検索をする。降雪粒子の平均落下速度は1.2m/秒以下であるので撮影空間の縦方向

を 12cm としても粒子は $1/60$ 秒間に 2cm (40画素)しか落下せず、防風塔の中を落下するので横方向にはほとんど移動しない。そこで、処理の高速化のために第1画面の粒子の重心の位置を基準にして第2画面で粒子の下側100画素、左右各32画素(メモリ上で4バイトに相当)を検索範囲とした。このとき第1画面の断面積の90%~110%の大きさの粒子が1個のみ存在すれば同一粒子とみなし、落下距離と取り込み間隔($1/30$ 秒)から落下速度を計算する。例えば図2.9Aにおいて、粒子aは孤立粒子と見なし、図2.9Bで検索を行う。また、粒子bは第1画面において、類似の大きさの粒子が近傍に存在するため、第2画面では検索を行わない。

この方法は、個々の粒子が2画面にわたって同定されない場合には落下速度を計算できないので、1画面から求める方法よりも検出される粒子数は少なくなる。特に均一の大きさの粒子が数多く落下している場合には、検索範囲を狭くしても検出される粒子数は少なくなる。このように、2画面から求める方法は1画面から求める方法と比較して、落下速度を計算できる粒子数は少ないが、粒子の形状についての仮定を用いていないので、落下速度を正確に求めることができる。

2.4 観測結果と評価

図2.10は1988年2月3日16時から24時までの富山市における降雪結果である。図2.10Aは、 1m^3 当りの粒径別およびすべての降雪粒子数の経時変化である。粒径別では 4mm の粒子数が最も多く、各粒径ごとにほぼ同じ割合で分布していることがわかる。図2.10Bは、3.3.1で述べた方法による全体の降雪粒子の平均落下速度の経時変化であり、ほとんど $0.4\sim 1.4\text{m}/\text{秒}$ の範囲の値となった。

図2.11は個々の降雪粒子の大きさと落下速度の関係を示したものである。Aは1画面、Bは2画面による落下速度の測定法を用いた。図2.11Aa, Baは図2.10の18時25分~18時35分(△の期間)および18時~19時(▲の期間)における落下速度をそれぞれ示し、図2.11Ab, Bbは16時から24時までの落下速度の平均と分散を表わしたものである。粒径 4mm の場合に落下速度が最も遅く、また粒径が大きいほど落下速度が速くなる傾向にあるといえる。

表 2.1 は、両方法により検出された粒子数である。1 画面を用いる方法で検出される粒子数の分布は実際の粒子数の分布と一致する。2 画面を用いる方法は粒径が大きかつ同一粒径の粒子数が少ない程検出されやすいと言える。実際、粒径 16mm の検出割合 ($6/105$) は粒径 4mm ($11/27832$) の 100 倍以上であった。1 画面による方法は、ほとんどすべての粒子についての落下速度が直ちに求まるのでリアルタイムの計測に適している。2 画面による方法は、個々の落下速度の値は 1 画面による方法よりは正確な値となるが、同一粒子であることの判定条件のために測定されるデータ数が少なくなる。また、粒径が大きくなると 1 画面より求めた落下速度と 2 画面より求めた落下速度と一致している。これは、粒径が大きくなると落下速度が速くなり、 $1/30$ 秒間の落下距離が粒径に対して大きい割合となるので 1 画面による方法の誤差が小さくなるためである。次に、比較的長期間にわたってデータ処理した図 2.11A b, B b においては、両者の統計的な分布はよく一致しており、1 画面による方法で降雪粒子を球形に仮定したことは妥当であったといえる。また、個々の粒子(図 2.11)と全体の粒子の平均落下速度(図 2.10B)とほぼ一致している。

2.5 むすび

従来の雪の観測データのほとんどは積もった雪の深さを計る方法によるものであり、降雪粒子の定量的なデータは非常に少ない。その原因は、降雪粒子を直接的に観測するシステムが開発されていないためである。本研究の画像処理法を用いることにより、個々の粒子の大きさと落下速度の分布を調べることが可能になった。

また、これまでの種々の降雪観測法は人手を介することが多く、観測結果を得るために多大な労力を要したが、本研究ではコンピュータ画像処理法により測定するため、粒子の大きさや落下速度を直ちに解析できる。さらにディスク装置にデータを格納することにより、長期間のデータ集録が可能となり、降雪量の時間的推移を自動的に測定することができるので、これらをデータベース化することにより種々の分野への利用が期待できる。

文 献

- (1) 浅利英吉：“降雪中のマイクロ波伝搬について”，信学論(B)，J52-B，11，pp.663-668(1969).
- (2) 西辻 昭：“降雪中における電波減衰量の計算方法”，信学論(B)，J54-B，pp.22-29(1971).
- (3) Magono C. and Nakamura T.：“Aerodynamic studies of falling snowflakes”，J. Meteor. Soc. Japan，43，3，pp.139-147(1965).
- (4) 中村 勉：“雪片の含水率測定法について”，雪氷，22，pp.145-146(1980).
- (5) Jiusto J.E. and Bosworth G.E.：“Fall velocity of snowflakes”，J. Appl. Meteor.，10，pp.1352-1354(1971).
- (6) 矢島昭三，羽島孝三：“超音波Doppler法による降雪落下速度の測定”，北大応電報告，20，1，pp.1-19(1968).
- (7) Langleben M.P.：“The terminal velocity of snowflakes”，Quart. J. Roy. Meteor. Soc.，80，pp.174-181(1954).
- (8) 鈴木道也，謝 国章，海老原英明，秋場寿広：“降雪粒子の大きさと落下速度の新観測法”，雪氷，43，1，pp.1-8(1981).
- (9) Zikmunda J.：“Fall velocities of spatial crystals and aggregates”，J. Atmos. Sci.，29，pp.1511-1515(1972).
- (10) 村本健一郎，椎名 徹：“降雪粒子の大きさと落下速度の測定”，電子情報通信学会論文誌(D)，J71-D，9，pp.1861-1863(1988).
- (11) 村本健一郎，椎名 徹：“降雪粒子の大きさと落下速度の自動測定”，電子情報通信学会論文誌(D-II)，J72-D-II，9，pp.1382-1387(1989).
- (12) Muramoto K., Shiina T, Endoh T., Konishi H. and Kitano K.：“Measurement of snowflake size and falling velocity by image processing”，Proc.NIPR Symp.Polar Meteorol. Glaciol.，2，pp.48-54(1989).

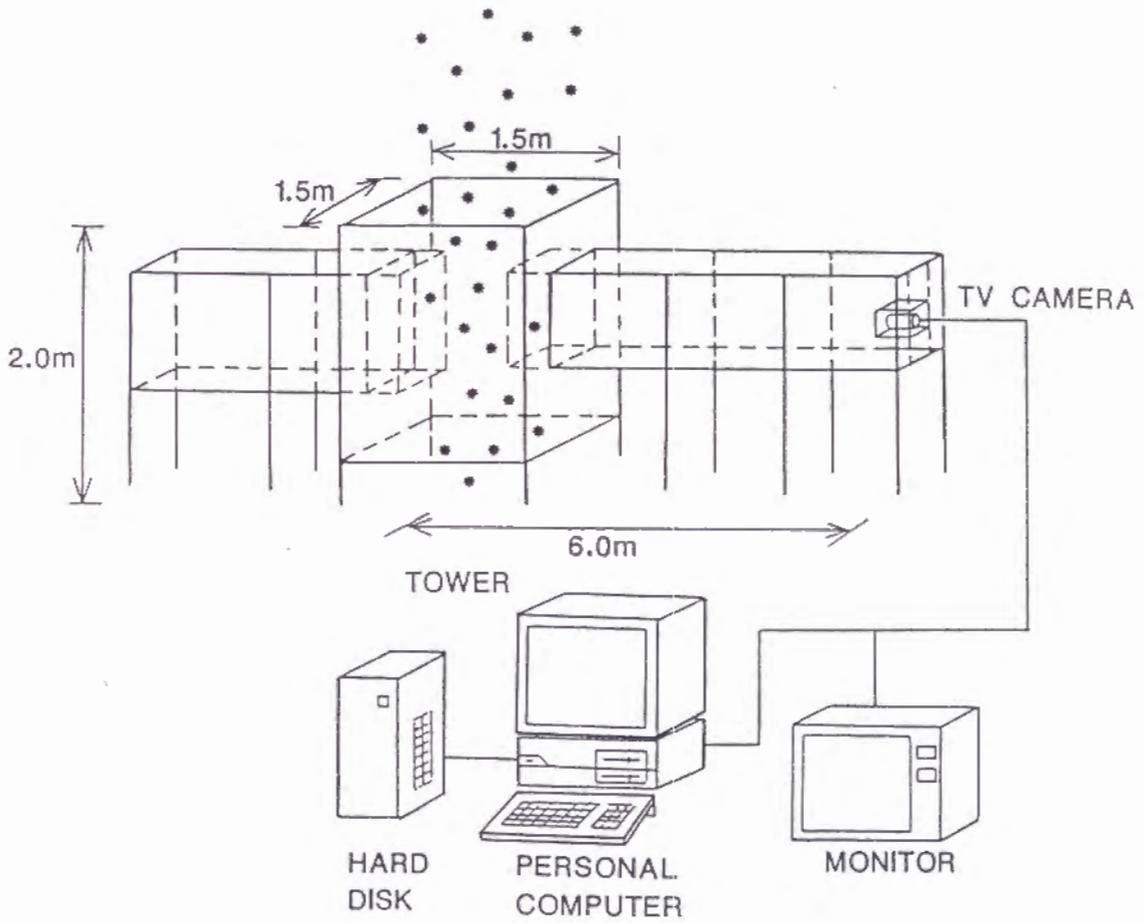


図 2.1 降雪観測システム
Figure 2.1 System for measuring snowflakes.

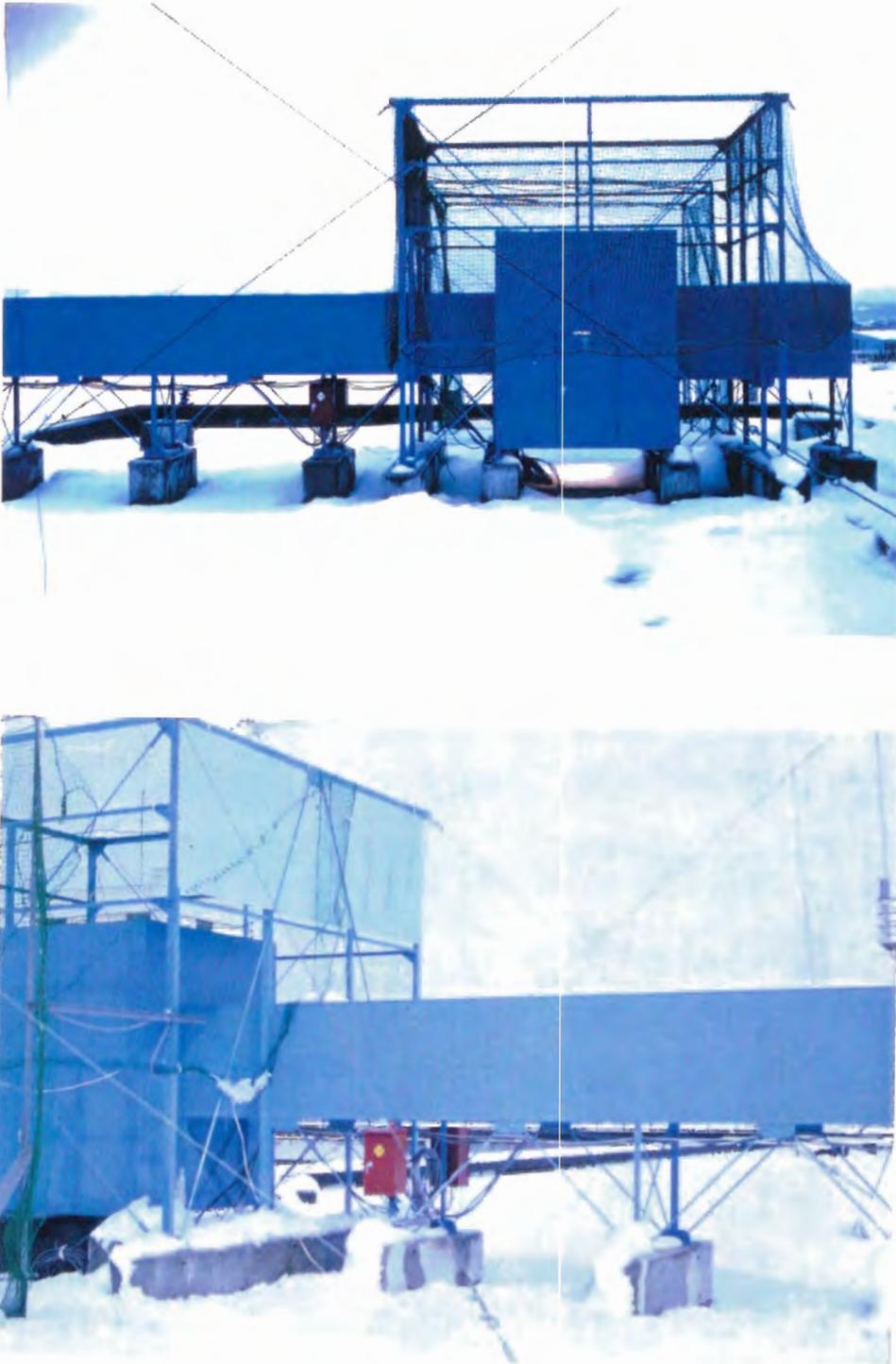


図 2.2 降雪観測システムの写真
Figure 2.2 Photograph of the system for measuring snowflakes.

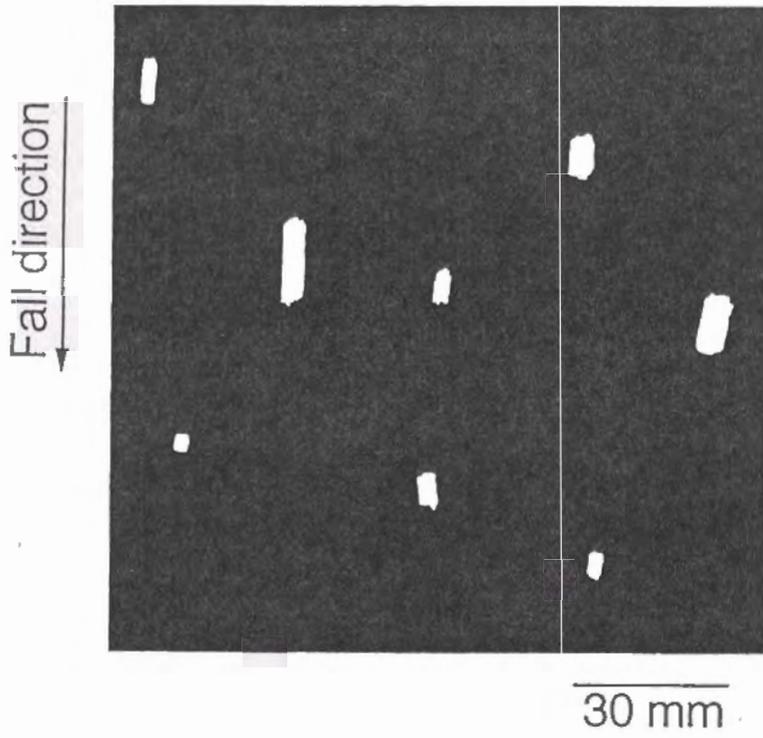


図 2.3 典型的な降雪粒子の映像
Figure 2.3 Typical photograph of snowflake images.

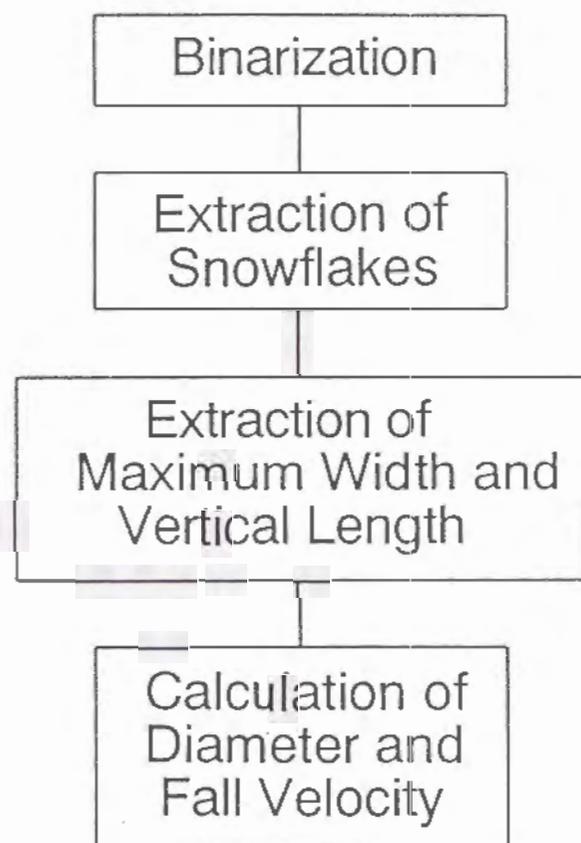


図 2.4 処理手順

Figure 2.4 Block diagram of the image processing.

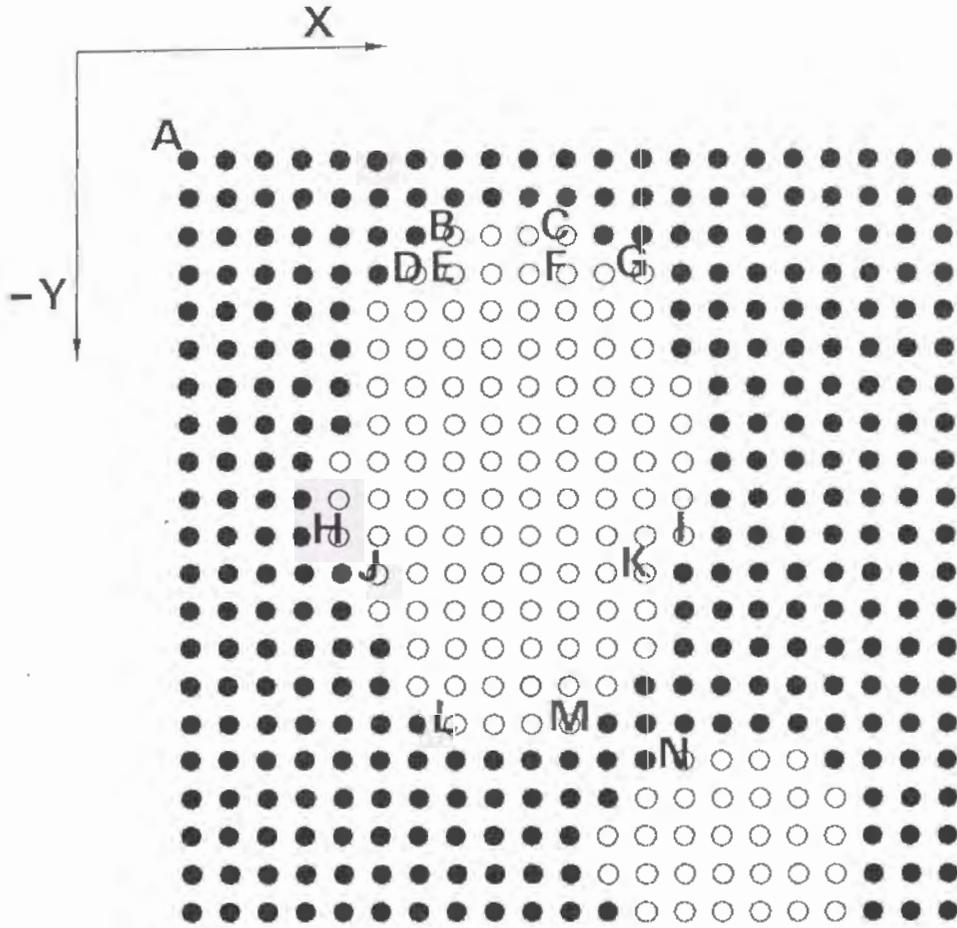


図 2.5 降雪粒子検出法
Figure 2.5 Detection of a snowflake.

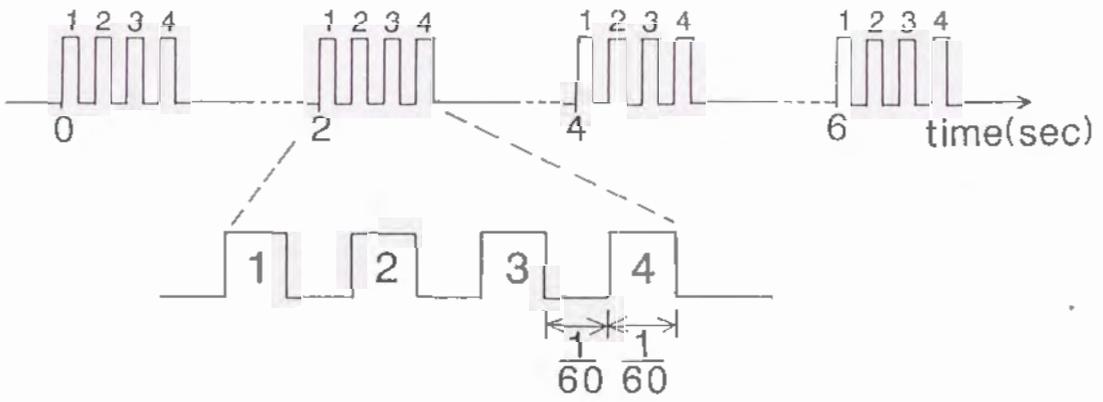


図 2.6 画像処理装置への取り込みタイムチャート
Figure 2.6 Time chart of image acquisition.

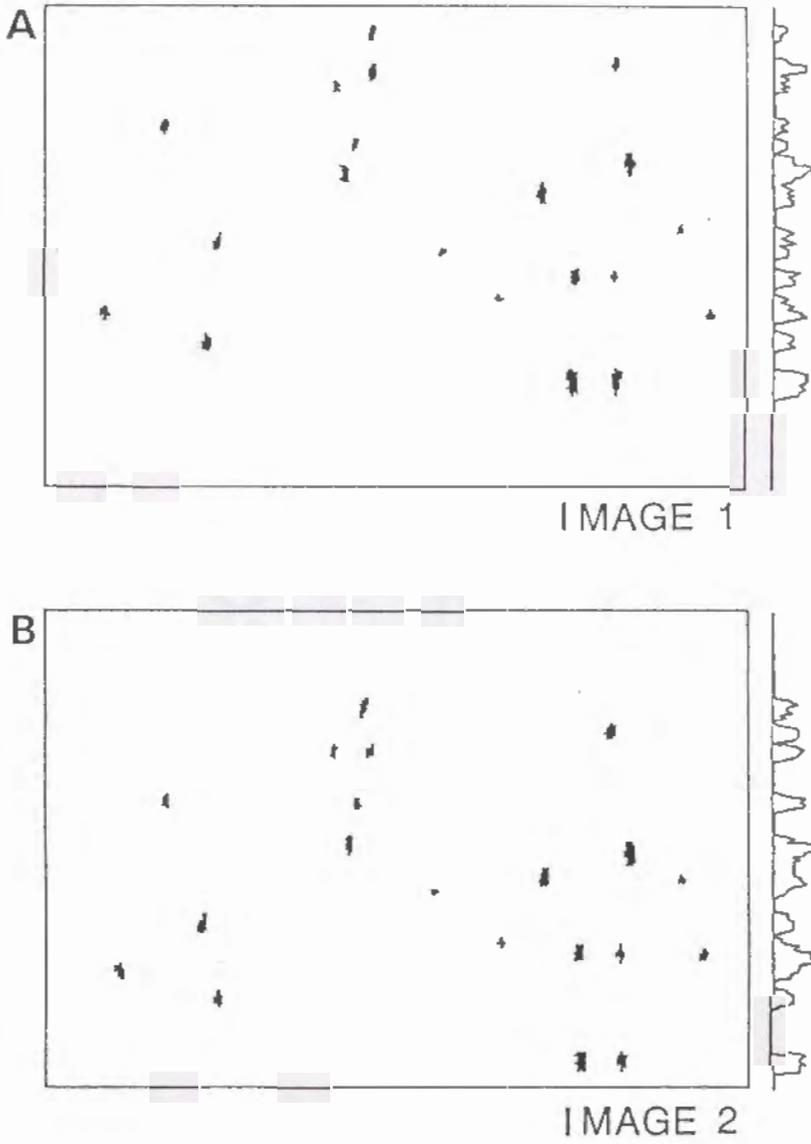


図 2.7 降雪粒子の平均落下速度
Figure 2.7 Average falling velocity of all snowflakes.

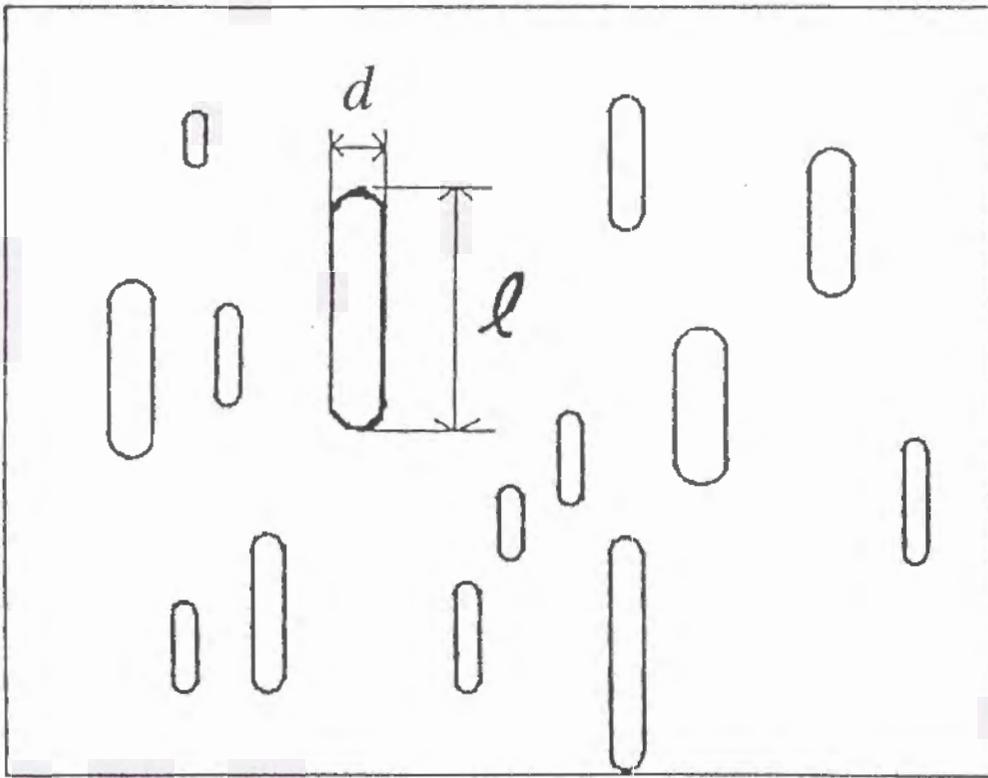


図 2.8 1 画面を用いた落下速度
Figure 2.8 One-image method for measuring falling velocity of a particular snowflake.

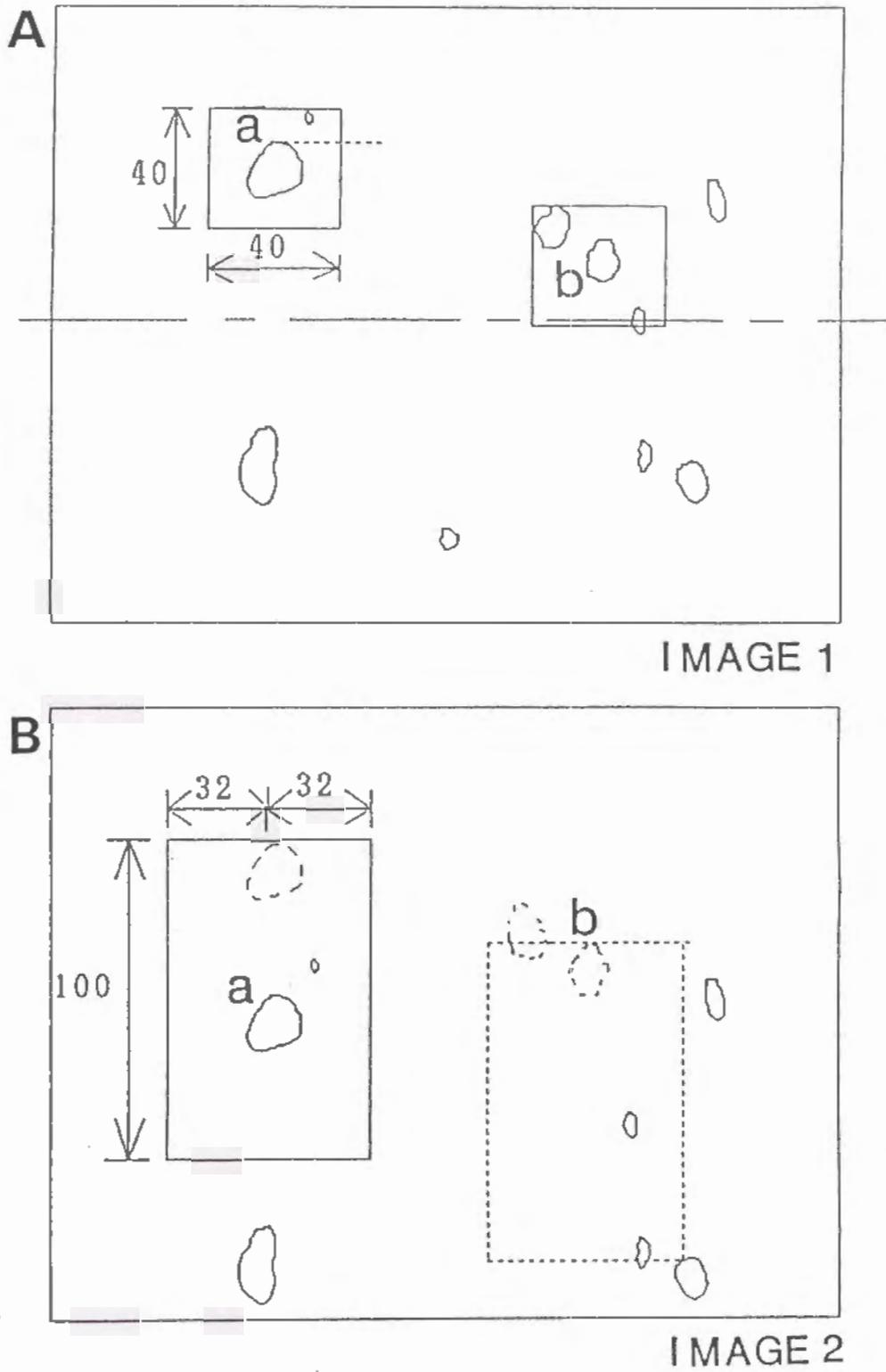


図 2.9 2 画面を用いた落下速度
Figure 2.9 Two-image method for measuring falling velocity of a particular snowflake.

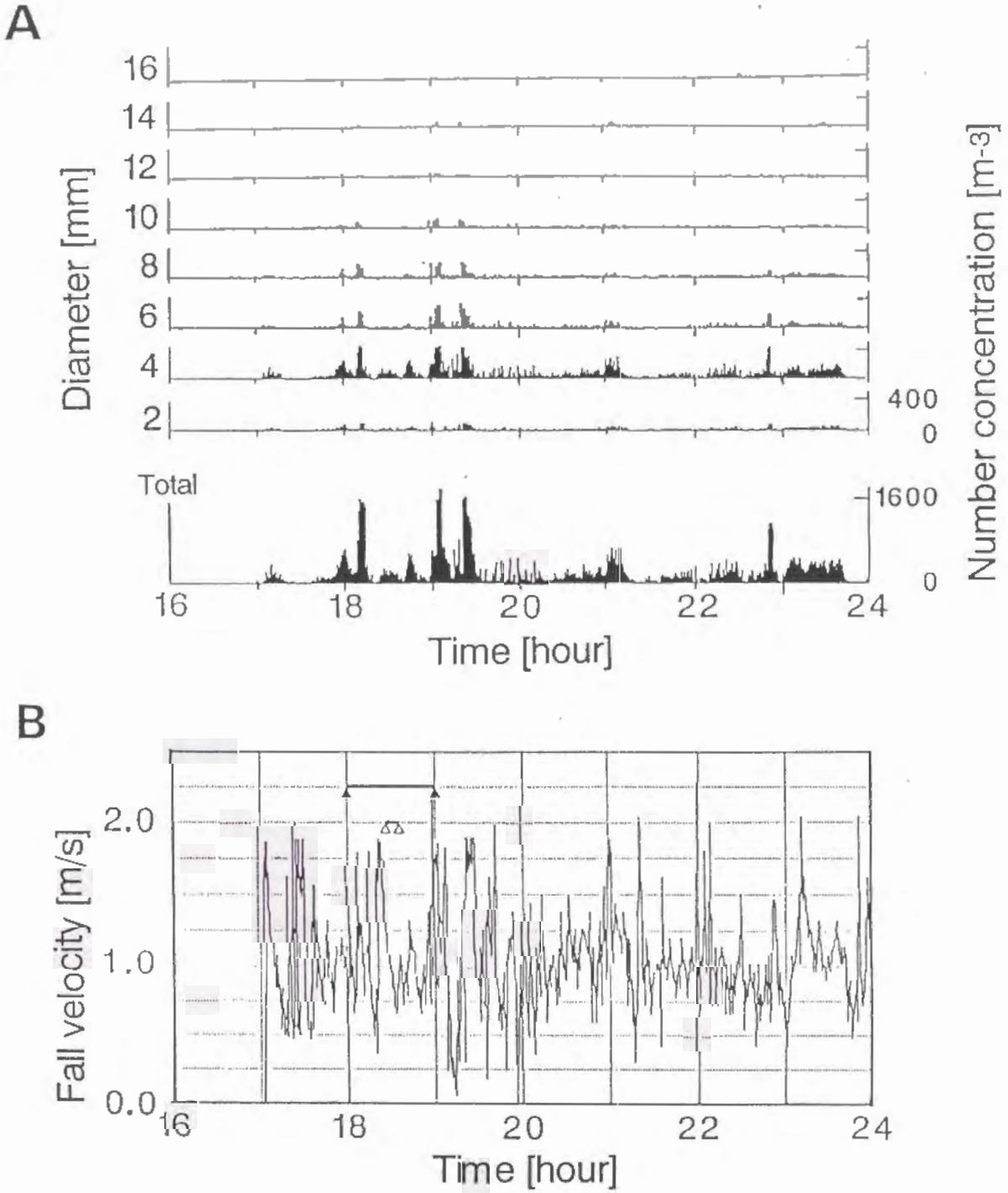


図 2.10 降雪粒子数の粒径分布と平均落下速度
Figure 2.10 The distributions of snowflakes and average falling velocity during 8 hours.

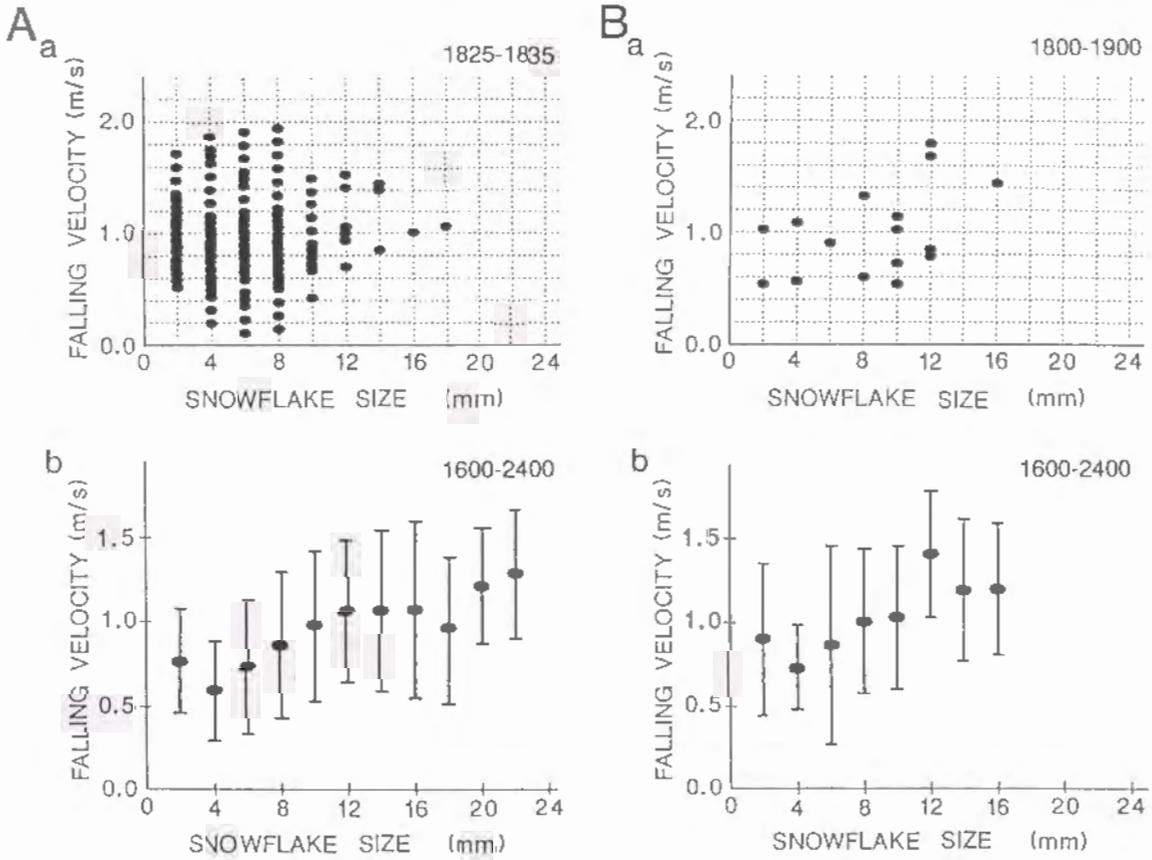


図 2.11 降雪粒子の粒径と落下速度の関係
 (A) 1画面法 (B) 2画面法
 (a) 個々の粒子 (b) 平均値と分散

Figure 2.11 The relations between snowflake size and the falling velocity.
 (A) one image method.
 (B) two image method.
 (a) Particular snowflakes.
 (b) Average and variance.

表 2.1 各方法により検出された粒子数
 Table 2.1 Detected numbers of the snowflakes by each method.

Diameter (mm)	1825-1835	1800-1900	1600-2400	1600-2400
	One-image	Two-image	One-image	Two-image
2	91	2	6132	13
4	413	2	27832	11
6	90	1	8845	12
8	69	2	5662	20
10	24	5	2290	26
12	8	4	620	18
14	3	0	286	13
16	1	1	105	6
18	1	0	37	0
20	0	0	6	0
22	0	0	7	0
24	0	0	0	0

第 3 章

長期降雪観測とそのデータベース

3.1 ま え が き

近年、気象観測用のレーダを使って雲内の降雪粒子の反射強度から地上の降雪の強さを予測する研究が注目されているが^{(1)~(3)}、そのための基礎データとして、地上に達した降雪粒子の粒径分布、落下速度および空間数密度を短い時間間隔で長期間にわたって測定する必要がある。粒子の粒径と落下速度の観測はこれまでも行われているが^{(4)~(10)}、これらの観測はある時刻における特定の粒子について測定されたものであり、多数の粒子についての長期間にわたる連続的な測定はまだ行われていない。

第 2 章では、空中を落下中の降雪粒子の映像をテレビカメラを使って画像処理装置に取り込み、個々の粒子の大きさと落下速度および空間数密度を自動的に長期間にわたって 2 秒毎にリアルタイム処理で測定するシステムを提案した^{(11)~(13)}。

本章では、2 秒毎に測定された莫大な観測データを圧縮し、1 分を最小単位時間とする任意の時刻や期間の降雪状況を検索するためのデータベースシステムを提案し、その構築法と検索例について述べる^{(14)~(17)}。本データベースでは粒径別の平均落下速度の検索時間を短縮するために、あらかじめ必要な計算を行い、その結果をデータベースに登録しておく方法を用いた。これにより大幅に検索時間を短縮させることができた。

降雪粒子の大きさと落下速度および空間数密度は、降雪現象を表わす最も重要な要素であり、地上における降雪観測データの短い時間間隔でのデータベースが

構築されると、任意の時刻の降雪状況を検索できることになるので、レーダの反射因子に対する地上の降雪量との相関解析や、降雪予測等に極めて重要な役割を果たすことになる。

3.2 降雪粒子の観測

降雪粒子の観測法については、第2章で説明したので^{(11)~(13)}、ここではその概略だけを述べる。観測塔の中を落下してくる降雪粒子映像をCCDテレビカメラで撮影し、パソコン制御方式の画像処理装置に取り込む。降雪粒子の映像は、図2.6に示したように画像メモリへ指定した時間隔間毎に、1/30秒間隔で連続4画面(サンプリング時間:1/60秒)ずつ格納する。これらの各画像について2値化後、粒子検出を行う。TVカメラから取り込んだ映像は1/60秒のシャッタースピードの間に鉛直方向に流れた長い棒状となる。撮影空間(縦:12cm,横:12.8cm)と分解能(240×256画素)を対応させることにより1画素の長さは0.5mmとなる。一方、1/60秒間に取り込んだ個々の降雪粒子の細長い映像より、図3.1に示す最大縦幅(YW)、最大横幅(XW)、面積(A)を求め、固定ディスクに格納する。

観測は、1985年より1993年まで、毎年12月から3月までの間、富山工業高等専門学校(富山市)電気棟3階屋上と1992年2月に北海道大学低温科学研究所(札幌市)3階屋上で行った。

3.3 実時間観測

3.3.1 観測データの記録

図2.4で示した手順で解析された粒子映像のデータは1分毎にディスクに格納する。各画面の粒子数は不定であるので、1分毎の取り込み回数分(K回)の粒子の総個数(N個)の値と、これに続くN個分の粒子の観測データを書き込む形式のシーケンシャルファイルとする。実際のファイルのデータ構造は、図3.2Aに示すようにファイルの先頭の取り込み開始時刻(M分)に続いて観測データを書き込む。粒子の観測データは、図3.1で示した個々の粒子の開始座標(XS, YS)、最大横幅(XW)、最大縦幅(YW)、面積(総画素数:A)からなる。

3.3.2 落下速度の計算法

粒子を取り込むときのテレビカメラのシャッタースピードは1/60秒に設定してあるので、粒子の映像は鉛直方向に長い棒状となって取り込まれる。従って、実際の粒子を球形と仮定すると、図3.1の

$$u = YW - XW \quad (3.1)$$

で示される画素数が1/60秒間の落下距離となる。観測空間の縦の長さ ℓ [cm]はあらかじめ測定されているので、落下速度 v は

$$v = u \times (\ell / 256) \times 60 \quad [\text{cm/秒}] \quad (3.2)$$

により計算できる。

3.4 データベースファイルの作成

長期間の降雪観測データベースにおいては、1分毎の個々の粒子の詳細な情報(大きさや落下速度)と共に、ある期間についての多数の粒子の全体的傾向の情報も重要なデータである。そこで図3.2 Aの実時間取り込みファイルから、データベース用のファイルを作成する。尚、本データベースでは粒径別の個数と落下速度だけを格納した。

3.4.1 粒径の測定範囲

粒径は観測地の気象条件により変動し、また取り込み時の観測空間の大きさにより1画素の長さも異なる。一方、データベース用のデータは、出来るだけ定形式にした方が、処理も単純になり使いやすい。そこで、広範囲の粒径に対応できるように、毎分につき最大横幅(XW)の1, 2および4画素毎に、集計した20個の粒径別データからなるデータベース用のデータを作成する。図3.3 Aは観測空間の横幅と1画素毎のデータベース用のデータを作成したときの観測可能な粒径の最小値と最大値である。また、Bは画素毎に加算する方法を示しており、観測可能な粒径の最小値と最大値は、2画素ずつの加算ではAの2倍、4画素ず

つの加算では Λ の4倍となる。このように加算画素数は粒径の測定範囲に影響を与えるので、データベースで粒径に関する検索を行うときに、加算画素数を何画素にするかは、観測時の気象条件等により変更する必要がある。

3.4.2 検索データの前処理

取り込み時のファイルから1分間を最小単位時間として、任意の時間間隔で粒径(最大横幅)別の粒子数と落下速度の平均および分散を高速に検索できることを目的として、ある時刻 t [分]における各粒径(横幅, $i = 1 \sim 20$ 画素数)毎の $N_i(t)$ 個の粒子の m 番目の落下速度を $v_{i,m}(t)$ とし、粒径別の落下速度の総和 $v_i(t)$ を次のように計算する。

$$v_i(t) = \sum_{m=1}^{N_i(t)} v_{i,m}(t) \quad (3.3)$$

また、落下速度の2乗和もあらかじめ求める。

$$v_i^2(t) = \sum_{m=1}^{N_i(t)} v_{i,m}^2(t) \quad (3.4)$$

図3.2 Bに示したように1分毎に60バイトで式(3.3), (3.4)の値を格納し、4分間のデータを1レコードとするランダムファイルを作成した。これにより1ヵ月間(30日)では10,800レコードの大きさとなる。

3.4.3 粒径別落下速度の検索

図3.2 bの形式で格納されているデータから任意の期間($t = t_p \sim t_q$)の各粒子($i = 1 \sim 20$)に対する平均落下速度 $\bar{v}_i(t_p, q)$ および分散 $\sigma_i(t_p, q)$ は式(3.3), (3.4)で計算した値を使って次式で求めることができる。

$$\bar{v}_i(t_p, q) = \frac{\sum_{t=t_p}^{t_q} v_i(t)}{\sum_{t=t_p}^{t_q} N_i(t)} \quad (3.5)$$

$$\sigma_1(t_{p,q}) = \sum_{t=t_b}^{t_q} v_1^2(t) / \sum_{t=t_b}^{t_q} N_1(t) - \overline{v_1^2}(t_{p,q}) \quad (3.6)$$

この式の中で、 $v_1(t)$ および $v_1^2(t)$ は、粒子数および検索期間に比例して計算量が増加するが、本データベースでは、各時刻の粒径別の $v_1(t)$ および $v_1^2(t)$ は、あらかじめ計算されたデータとしてランダムファイルに格納してあるので、粒子数により計算量は増減することなく、検索期間の長さだけに比例した処理時間となる。

3.5 検索例

データベースデータの検索例は、日本の降雪地域としては、最も暖かい地域の北陸(富山)と最も寒い地域の北海道(札幌)について示す(図3.4)。

3.5.1 初期設定

データベースの使用時には、まず取り込み時の観測空間の大きさおよび必要な加算単位画素数(1, 2, 4画素より選択)を入力する。尚、取り込み頻度は自動的に計算されるようにしてある。

3.5.2 検索

検索はすべて対話形式として、利用しやすいようにした。また、出力はできるだけグラフィック表示として、結果が視覚的にわかりやすいようにした。すべての検索は、項目を選択後、任意の時刻または期間を指定してから実行を開始する方式にした。図3.5は、データベース検索のメニュー画面である。以下に各検索項目の内容と出力例を示す。

3.5.3 指定時刻の粒径別分布

任意に指定した時刻について降雪粒子の粒径別分布を表示する。表示の形式は後で示す図3.10と同様である。

3.5.4 空間数密度の経時変化

1分毎の空間数密度(個数/ m^3)のデータをヒストグラムで表示する。パソコンディスプレイの解像度(640ドット×400ライン)を効率的に使用するために、時間軸は1目盛を1分間として、480目盛(8時間)のデータを3段に分けて表示した。これにより1日分のデータを1画面に表示できるようになった。1日より長い期間のデータの場合には、1日盛はその時間内の平均の粒子数を表わすことにより、1日分の場合と同じ形式にした。図3.6は富山と札幌における、1992年2月についての15日間および8時間の空間数密度のヒストグラム表示である。

3.5.5 粒径分布

図3.7は、1992年2月19日における、富山と札幌の8時間の粒径分布である。札幌では富山よりも小さい粒子が多く降っていることがわかる。

3.5.6 粒径別粒子数の経時変化

3.5.6.1 粒径別粒子数

1分毎の粒径別の降雪粒子数の経時変化をヒストグラムで表示するものである。図3.8は2月19日の8時間の粒径別粒子数の表示である。

3.5.6.2 全粒子の平均粒径

1分毎の全ての粒子の平均粒径の経時変化を折れ線グラフで表示するものである。図3.9は、1992年2月19日の平均粒径の表示である。富山の平均粒径は約3.0mm、札幌は約1.5mmであり、札幌よりも富山で大きい粒子が降っていることがわかる。この差は気温の違いによるにと考えられる。実際にこの期間の気温は、富山では、0.5~0.9℃(0.65±0.13℃)、札幌では-6.9~4.1℃(-5.41±0.89℃)であった。

3.5.7 落下速度

任意の期間内の粒径別の落下速度の平均と分散および全粒子の平均落下速度を求めるものである。粒径別の平均落下速度と分散は、データベースに登録されている式(3.3), (3.4)の $v_1(t)$ と $v_1^2(t)$ を使って、式(3.5), (3.6)から求めることにより、処理時間の短縮が図られている。また、全粒子の平均落下速度は、粒径別に登録されている $v_1(t)$ を使って1分毎の全粒子の落下速度についての平均を求めたものである。図3.10は、1992年2月19日の8時間についての全粒子の平均落下速度の経時変化である。富山では約0.7~1.4m/秒、札幌では約0.4~0.9m/秒であることが示された。図3.11は、同じ期間の粒径別落下速度の平均と分散である。粒径が大きくなるにつれ、落下速度もしだいに速くなる傾向が見られ、富山では約1.4m/秒まで、札幌では約1.0m/秒までとなることがわかる。粒径は札幌よりも富山が大きく(図3.9)、平均落下速度も札幌よりも富山が速いので(図3.10)、図3.11の関係は妥当と言える。

3.5.8 粒径分布の3次元表示

粒径分布、空間数密度および平均落下速度のデータの経時変化を3次元的に表示するものである。図3.12は、1992年2月19日の3時から4時間の富山での観測結果の表示である。尚、粒径の大きい粒子数は非常に少なくなるので、粒径の20個のデータのうち、粒径の小さい方から9個を示し、10個目の個所に残りの10から20個までのデータの総数を表示した。この表示により、粒子の大きさ、個数分布および平均落下速度の変動を同時に得ることができる。

3.5.9 降雪状況の長期検索

任意の期間内について、指定した条件を満たす処理を実行するものである。

3.5.9.1 空間数密度の最大値の検索

空間数密度が最大値となる時刻を検索し、その時の粒径別分布を表示するものである。図3.13は、1992年2月について検索した結果で、2月22日3時0分に空間数密度が最大値となり、17444個/ m^3 の降雪のあったことを示している。

3.5.9.2 降雪継続時間

降雪量が同じ場合でも一時的に集中して降る場合と、継続的に降り続く場合とがある。このような降り方の違いを調べるために、継続して雪が降り続いた期間の長い方から順に、その長さを求めるものである。図3.14は、1986年～93年の2月の検索結果である。1986年～1988年および1991年は継続的な降雪が多かったと言える。

3.5.9.3 降雪時間の日変化

1日のうち降雪の見られた時間の累計を求めるもので、図3.15は、1986年～1988年の2月について検索した結果である。1986年はほぼ毎日降雪があり、1987年2月は2回のまとまった降雪があり、1988年は、21日まで降雪があったことがわかる。

3.5.9.4 降雪時間割合

任意の期間内の降雪時間の合計の全期間に対する降雪時間の割合である。図3.16は、1986年～93年の2、3月の検索結果である。近年は暖冬小雪傾向であったが、1991年は比較的多く降ったことが示されている。

3.5.10 加算画素数の検討

3.4.1で加算画素数は粒径の測定範囲に影響を与えることを述べた。ここでは、実際に加算画素数を変化させて、全粒子の平均粒径および粒径別落下速度について検討した。図3.17は加算画素数の単位を1画素(A)と2画素(B)について全粒子の平均粒径の経時変化を求めたもので、図3.18は同様に粒径別落下速度を求めたものである。図3.17のグラフの1画素(A)と2画素(B)の加算を比較すると、ほとんど差の見られない期間が多かったが、一部の期間(例えば、4時38分～4時45分)では、2画素の加算の場合の平均粒径の値が大きかった。この期間についての粒径分布を調べると、図3.19のように粒径が10mm以上の粒子

が多く見られることが確認できる。つまり、1画素単位では表示できなかった大きい粒径のデータが影響しているためである。一方、図3.18の粒径別落下速度では1画素単位の時では表示できなかった10mmを越える粒径のデータの表示が可能となった。

3.6 むすび

本研究の降雪粒子データは粒子映像の画像処理から得られた画像データであるが、降雪状況を表すには、粒径、落下速度および空間数密度の3要素だけで必要かつ十分である。この3要素をデータベースに登録することにより、降雪粒子映像を直接データベースに登録するよりも大幅にメモリの効率化並びにデータ検索の高速化を図ることができるようになったばかりでなく、降雪状況の定量的解析も可能になった。更に、長期間のデータ登録を行うことにより、これまでの積雪深等の測定のように地上に落下した雪の観測では得ることのできなかつた新しい処理データ(空間数密度の最大値の検索、降雪の継続時間および降雪時間割合等)を求めることが可能となった。

天気予報や気象災害の警報の精度を高めるためにはまず、気象観測データを広範な地域から、きめ細かく、必要に応じた頻度で収集されなければならない。今後、このようなデータベースの構築を積み重ねることにより、過去の降雪変動の傾向から降雪予測の一助となることが期待される^{(18)・(19)}。

また、近年、生態系への被害をもたらす酸性雨・雪が社会問題化し、環境問題としてその対策が急がれるようになってきている。わが国の日本海側地方では、冬季の降水が他の季節に比べて酸性度が強くなることが観測されており⁽²⁰⁾、いわゆる酸性雪の解明が必要である。そのために、降雪に含まれる化学成分を定量的に把握すると共に⁽²¹⁾、気象と降雪の同時観測や^{(22)・(23)}、降雪粒子の物理量と化学成分を測定することにより粒子の酸性化機構が調べられている^{(24)~(26)}。

文 献

- (1) Carlson R.E. and Marshall J.S. : "Measurement of snowfall by radar", J. Appl. Meteor., 11, pp.494-500(1972).
- (2) Collier C.C. and Larke P.R. : "A case study of the measurement of snowfall by radar : An assessment of accuracy", Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 104, pp.615-621(1978).
- (3) Boucher R.I. and Wieler J.B. : "Radar determination of snowfall rate and accumulation", J. Climate Appl. Meteor., 24, pp.68-73 (1985).
- (4) Langleben M.P. : "The terminal velocity of snowflakes", Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 80, pp.174-181(1954).
- (5) Magono C. and Nakamura T. : "Aerodynamic studies of falling snowflakes", J. Meteor. Soc. Japan, 43, 3, pp.139-147(1965).
- (6) 矢嶋昭三, 羽鳥孝三 : "超音波Doppler法による降雪落下速度の測定", 北大電研報告, 20, 1, pp.1-19 (1968).
- (7) Jiusto J.E. and Bosworth G.E. : "Fall velocity of snowflakes", J. Appl. Meteor., 10, pp.1352-1354(1971).
- (8) Zikmunda J. : "Fall velocities of spatial crystals and aggregates", J. Atmos. Sci., 29, pp.1511-1515(1972).
- (9) 梶川正弘 : "降水粒子の落下速度について", 天気, 21, pp.317-332(1974).
- (10) 鈴木道也, 謝国章, 海老原英明, 秋場寿広 : "降雪粒子の大きさと落下速度の新観測法", 雪氷, 43-1, pp.1-8(1981).
- (11) 村本健一郎, 椎名徹 : "降雪粒子の大きさと落下速度の測定", 電子情報通信学会論文誌(D-II), J71-D, 9, pp.1861-1863(1988).
- (12) 村本健一郎, 椎名徹 : "降雪粒子の大きさと落下速度の自動測定", 電子情報通信学会論文誌(D), J72-D-II, 9, pp.1382-1387(1989).
- (13) Muramoto K., Shiina T., Endoh T., Konishi H. and Kitano K. : "Measurement of snowflake size and falling velocity by image processing", Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., 2, pp.48-54 (1989).
- (14) 村本健一郎, 北野孝一, 杉山勝巳他 : "画像計測による降雪観測データベース", 第17回画像コンファレンス論文集, 16-14 pp.299-302(1986.12).

- (15) 村本健一郎：“簡易降雪観測装置の開発”，平成2年度科学研究費試験研究成果報告書(1991.3).
- (16) 村本健一郎，椎名 徹，北野孝一：“降雪粒子の粒径分布と落下速度のデータベース”，電子情報通信学会論文誌(D-1)，J74-D-1，8，pp.586-589 (1991).
- (17) Muramoto K., Matsuura K., Harimaya T. and Endoh T.：“A computer database for falling snowflakes”，Ann.Glaciol.，18，pp.11-16(1993).
- (18) 釣 健孝，村本健一郎，椎名 徹，庵真砂代：“冬期気象総合データベース”，電気関係学会北陸支部連合大会講演論文集，B-6，pp.100(1990.10)
- (19) 椎名 徹，村本健一郎，土合昌文他：“A I的手法による降雪予測システム”，電気関係学会北陸支部連合大会講演論文集，B-7，pp.101(1990.10)
- (20) 平井英二，李 敏熙，丁子哲治，村本健一郎他：“環日本海域(日本，韓国および中国)における降雨・雪中の汚染物質の測定と解析”，平成2年度科学研究費国際学術研究成果報告書(1991.3).
- (21) 平井英二，丁子哲治，村本健一郎，宮崎元一，中川千枝：“降雪中の無機イオン成分濃度と酸性度”，日本雪氷学会全国大会講演予稿集，121(1991.10).
- (22) 村本健一郎，椎名 徹：“雪中酸性物質と気象観測の同時測定”，第2回国際学術研究公開シンポジウム『環日本海域における酸性雨・雪』(1990.10).
- (23) Muramoto K. and Shiina T.：“An outline of weather observation and air surveillances in Japan”，International Symposium on the Air Pollution Control Policy and Strategy Chongqing'92(1992.10).
- (24) 高橋庸哉，遠藤辰雄，村本健一郎，野口 泉：“降雪粒子の酸性化機構”，日本気象学会秋季大会講演予稿集，D253(1993.10).
- (25) 遠藤辰雄，高橋庸哉，村本健一郎，中川千枝，野口 泉：“酸性雪の形成メカニズム”，第9回寒冷技術シンポジウム(1993.12).
- (26) Takahashi T., Endoh T., Muramoto K., Nakagawa T. and Noguchi I.：“Influence of the growth mechanism of a snow particle on its acidification”，2nd Scient.Conf.Int.Global Atmos.Chem.(1994.9).

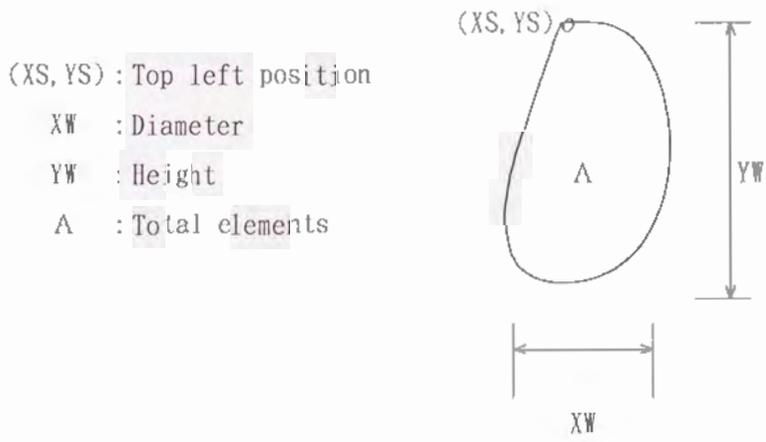


図 3.1 降雪粒子映像の解析図
Figure 3.1 Model of a snowflake.

A

M	K	N	XS	YS	XW	YW	A			
---	---	---	----	----	----	----	---	--	--	--

M : Start time
 K : Acquisition/min
 N : Number of snowflakes/schene
 XS : Top left position
 YS : Top left position
 XW : Diameter
 YW : Height
 A : Total elements

B

$N_1(1)$	$V_1(1)$	$V_1^2(1)$	$N_2(1)$	$V_2(1)$	$V_2^2(1)$		$N_{20}(1)$	$V_{20}(1)$	$V_{20}^2(1)$
----------	----------	------------	----------	----------	------------	--	-------------	-------------	---------------

$N_1(2)$	$V_1(2)$	$V_1^2(2)$	$N_2(2)$	$V_2(2)$	$V_2^2(2)$		$N_{20}(2)$	$V_{20}(2)$	$V_{20}^2(2)$
----------	----------	------------	----------	----------	------------	--	-------------	-------------	---------------

$N_1(3)$	$V_1(3)$	$V_1^2(3)$	$N_2(3)$	$V_2(3)$	$V_2^2(3)$		$N_{20}(3)$	$V_{20}(3)$	$V_{20}^2(3)$
----------	----------	------------	----------	----------	------------	--	-------------	-------------	---------------

$N_1(4)$	$V_1(4)$	$V_1^2(4)$	$N_2(4)$	$V_2(4)$	$V_2^2(4)$		$N_{20}(4)$	$V_{20}(4)$	$V_{20}^2(4)$
----------	----------	------------	----------	----------	------------	--	-------------	-------------	---------------



図 3. 2 観測データファイルのデータ構造

- A 観測データ
- B データベース用データ

Figure 3.2 Construction of data blocks.

- A, analyzed data.
- B, search data.

A

Photographing space (mm)	Diameter	
	Min. (mm)	Max. (mm)
64	0.25	5
128	0.5	10
192	0.75	15
256	1.0	20

B

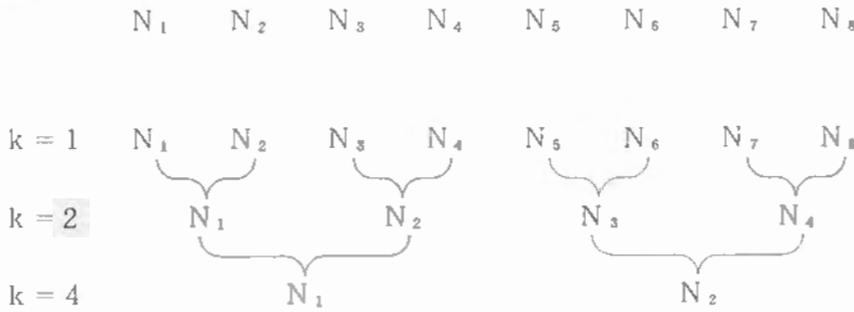


図 3.3 A 撮影空間の横幅と測定できる粒径との関係

B 画素の加算と測定範囲

Figure. 3.3 A, Relationship between the length of photographing space and the minimum and maximum diameter of the snowflakes.
B, Addition of the pixel and range of measurement.



図 3.4 観測地点の位置
Figure 3.4 Location of the observation site.

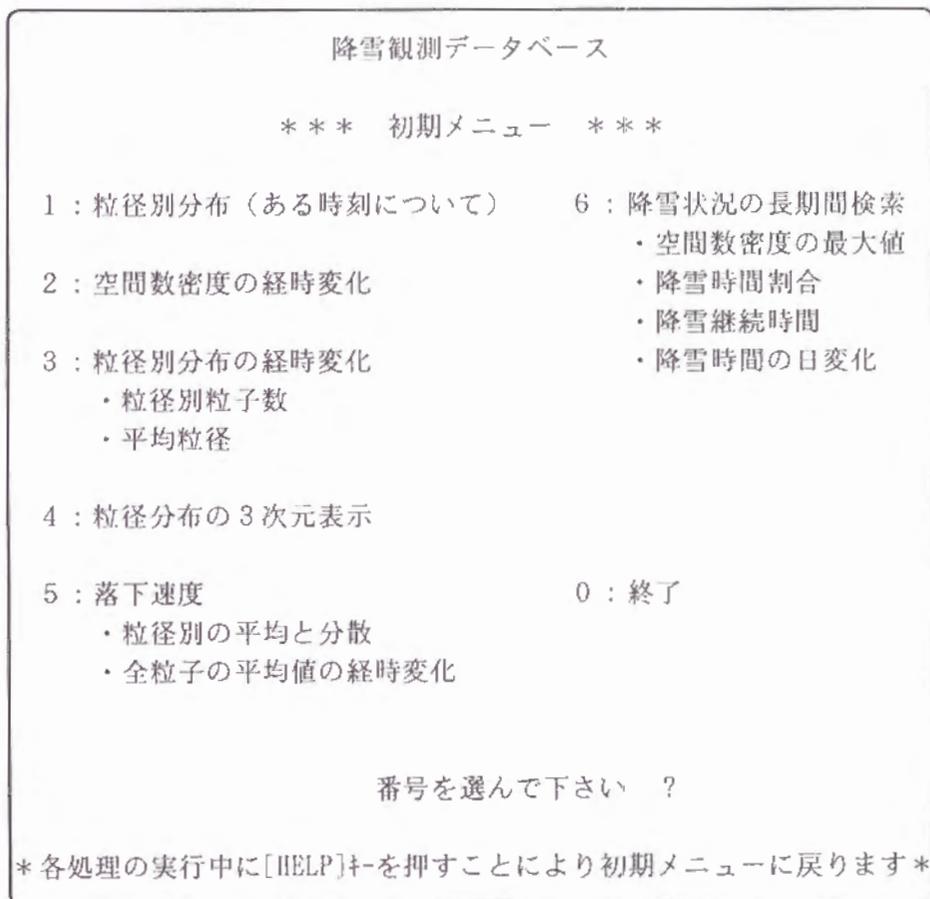


図 3.5 データベースの検索メニュー
Figure 3.5 Menu of search for database.

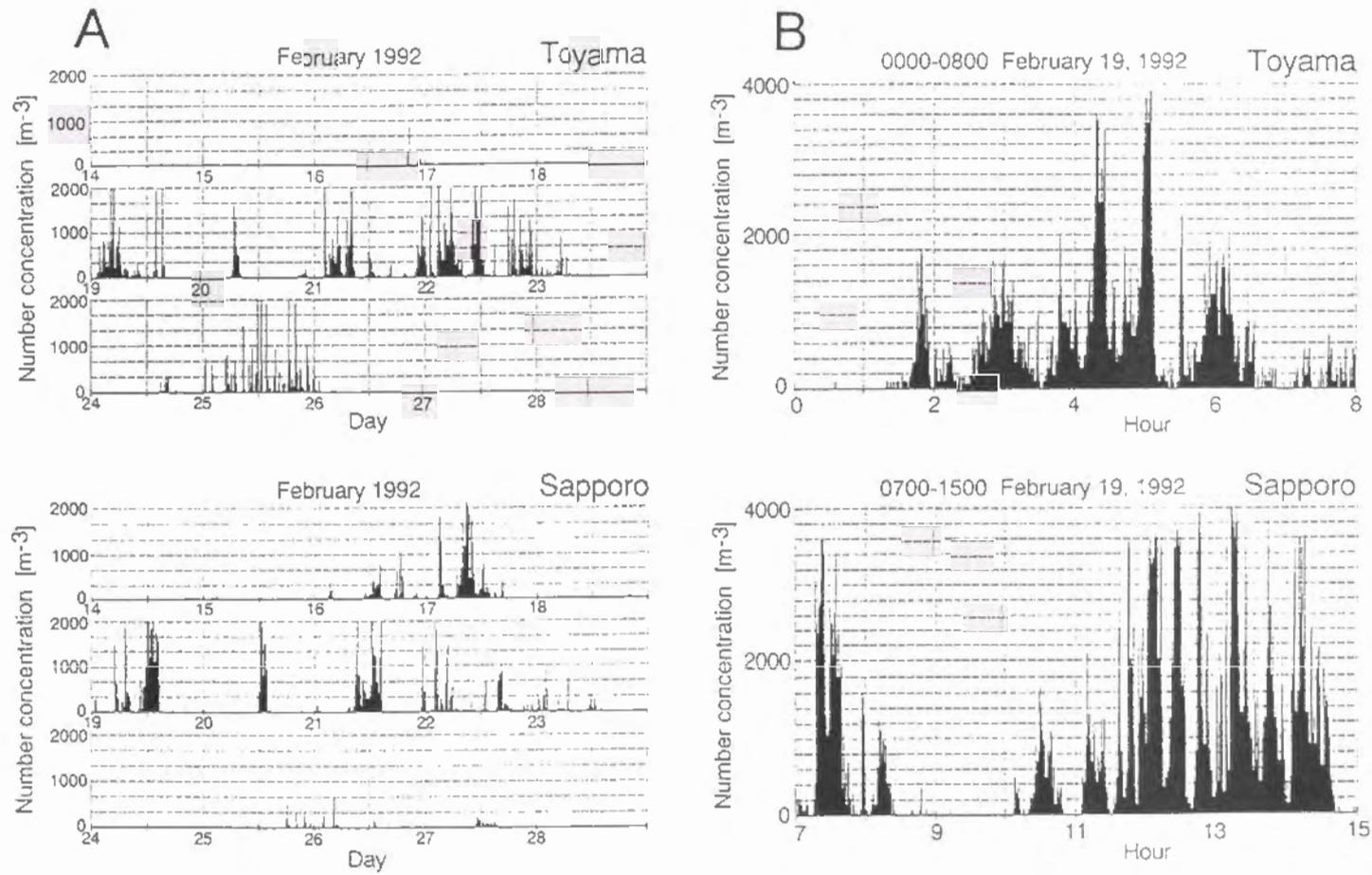


図 3.6 富山と札幌の空間数密度ヒストグラム
A 15日間 B 8時間

Figure 3.6 Histogram of number concentration for A(15 days) and B(8 hours) in Toyama and Sapporo.

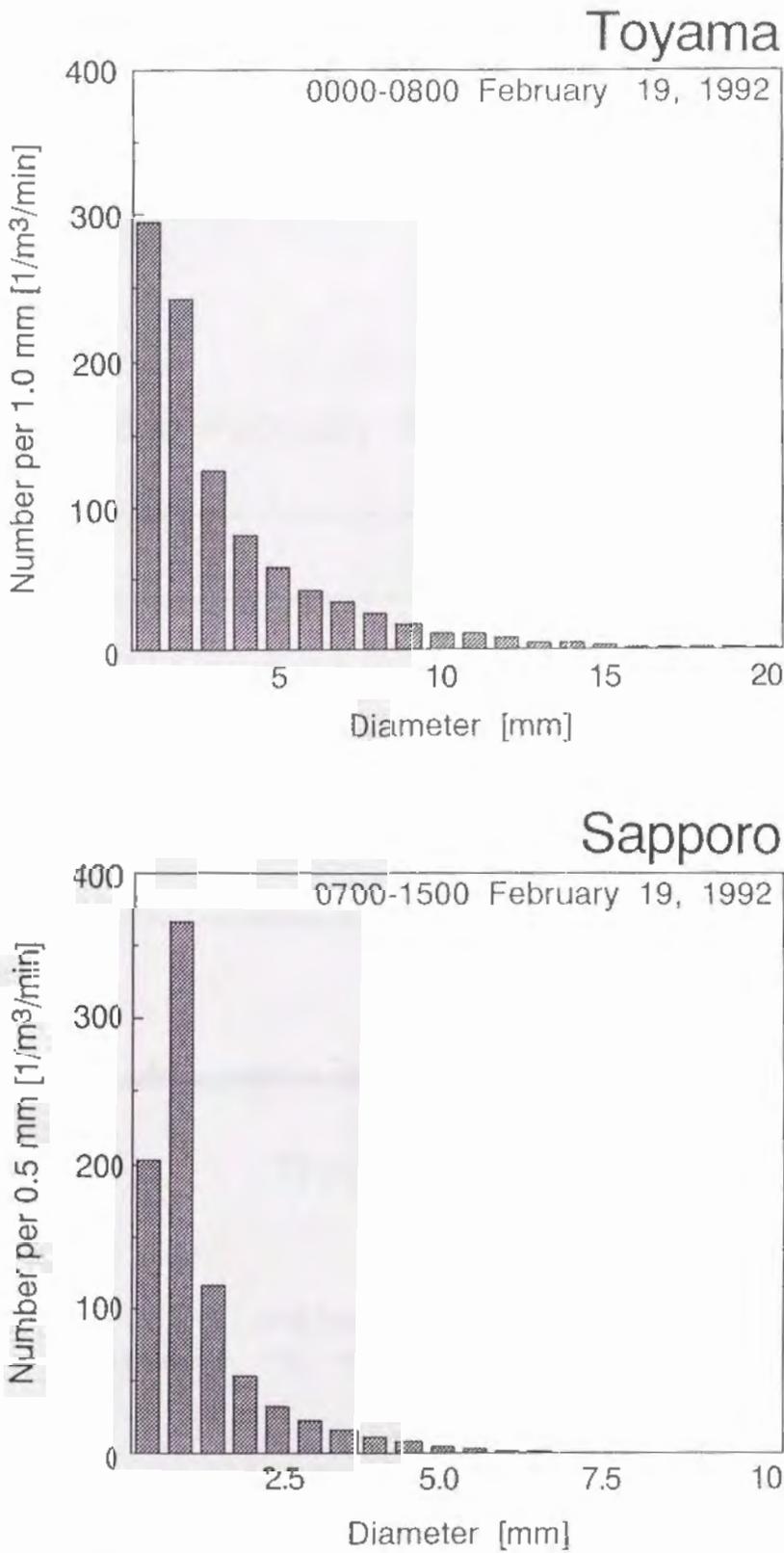


図 3.7 富山と札幌の粒径分布
Figure 3.7 Frequency distribution of snowflakes during 8 hours in Toyama(A) and Sapporo(B).

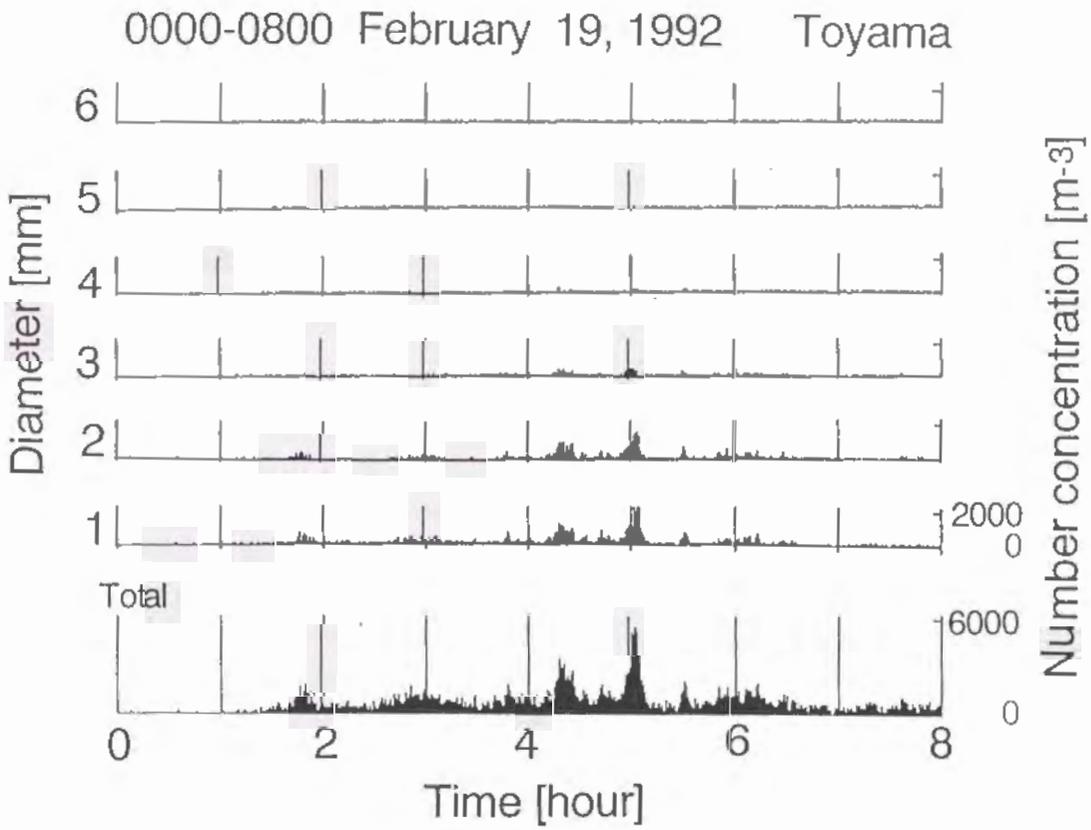


図 3. 8 粒径別粒子数の経時変化
Figure 3.8 Time series of the size distribution.

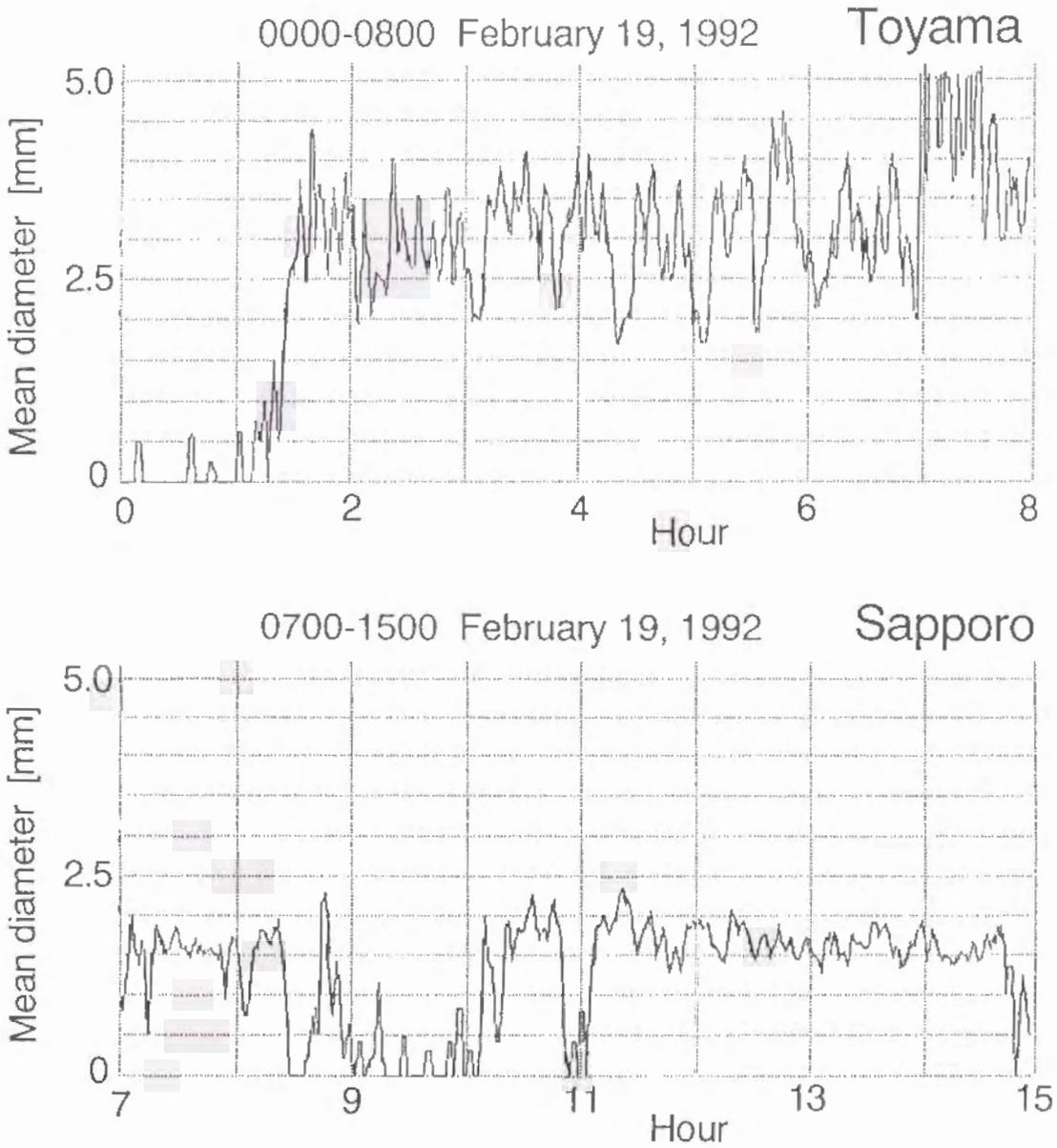


図 3.9 全降雪粒子の平均粒径の経時変化
Figure 3.9 Time series of the mean diameter of all observed snowflakes.

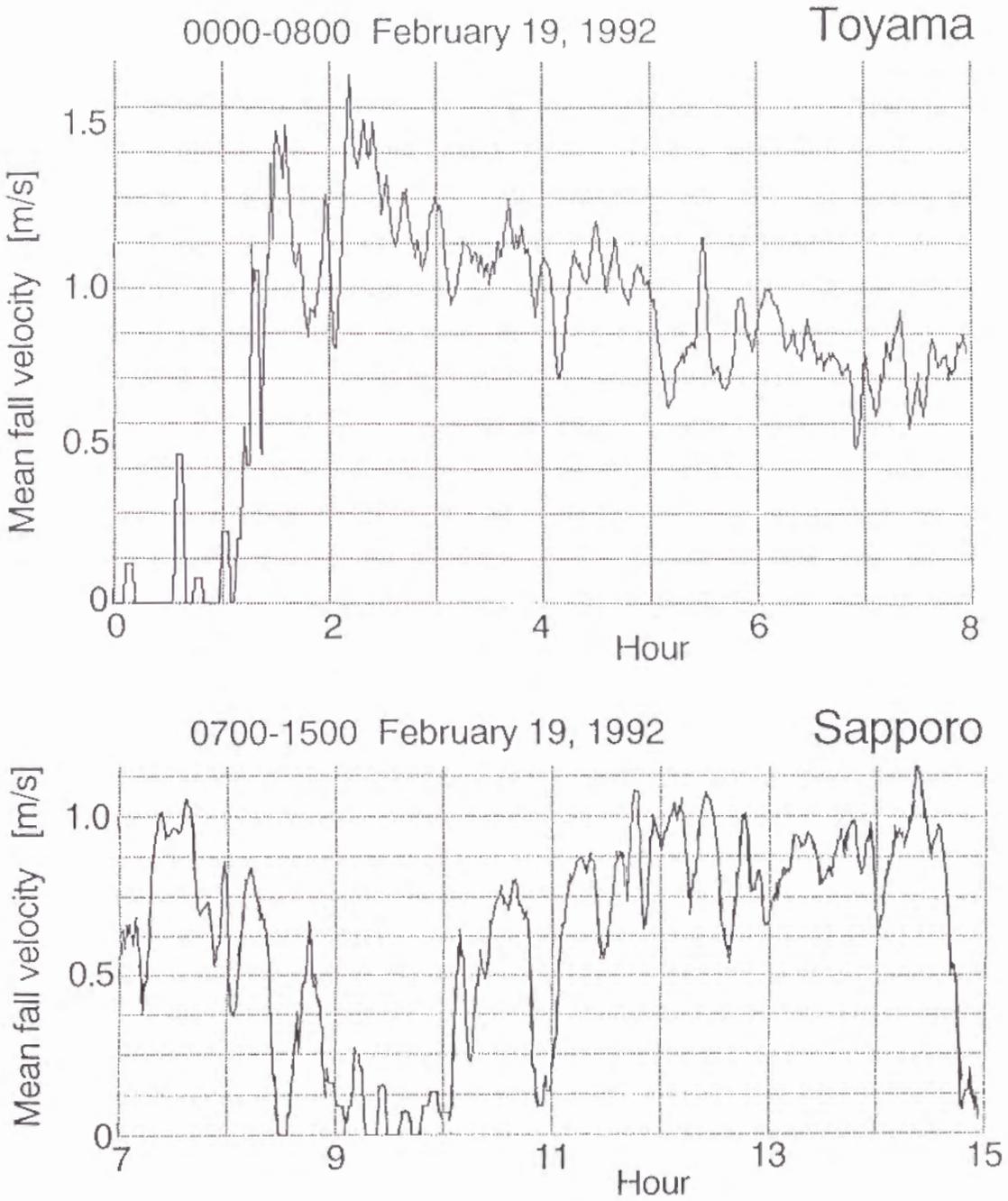


図 3.10 全粒子の平均落下速度の経時変化
Figure 3.10 Time series of the mean diameter of all observed snowflakes.

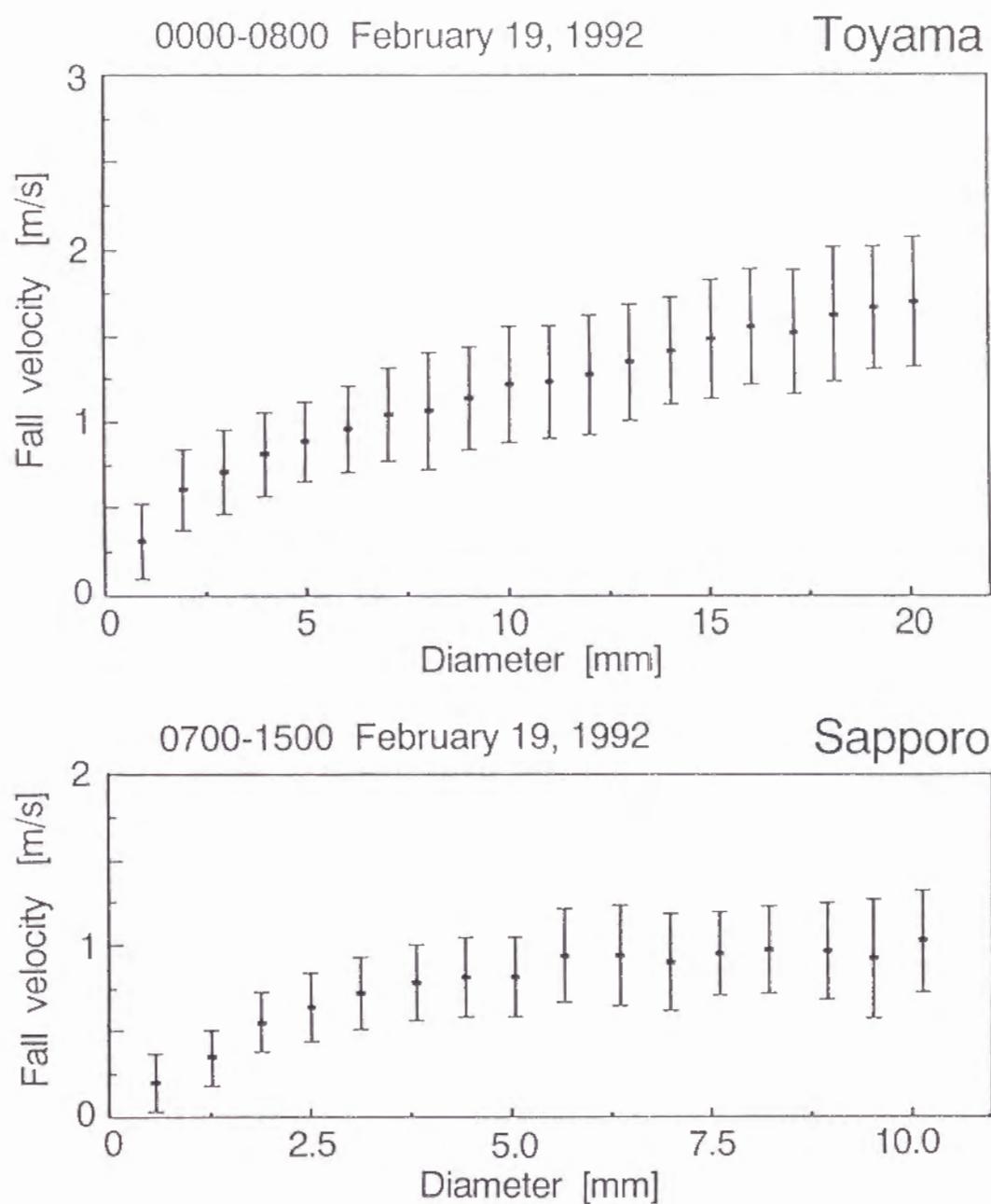


図 3.11 粒径別平均落下速度と分散
 Figure 3.11 Fall velocity versus diameter of snowflakes.

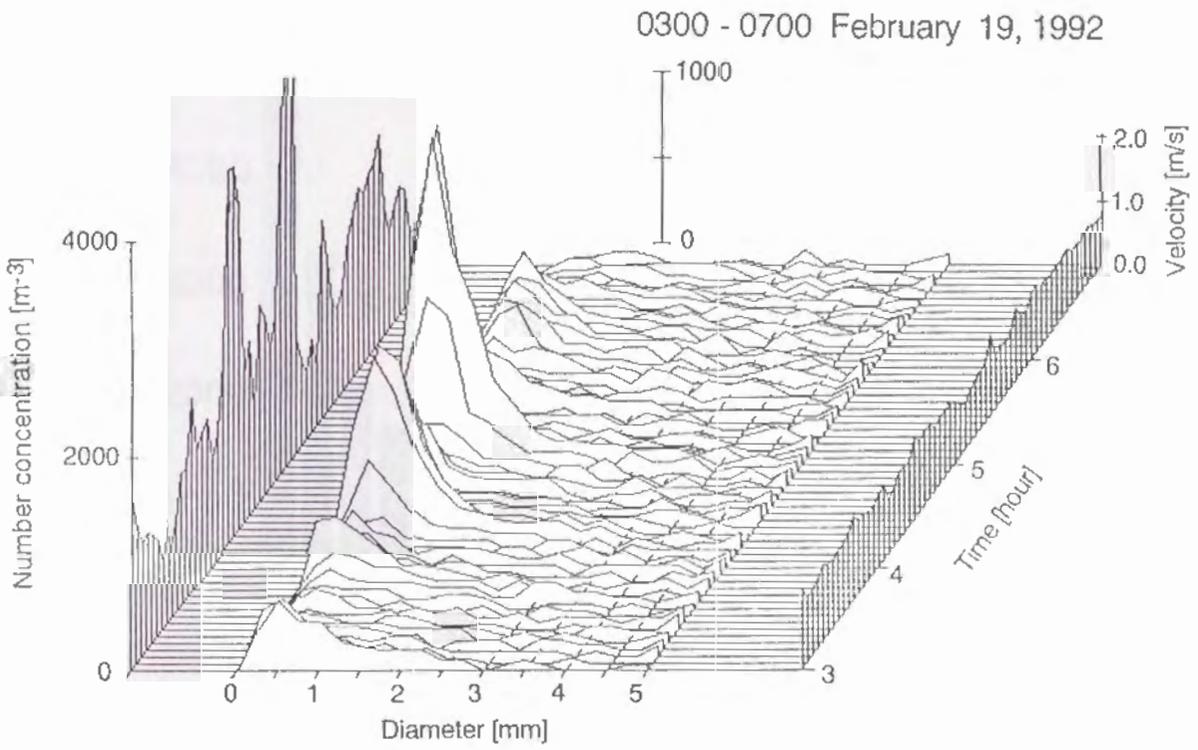


図 3.12 粒径分布の 3 次元表示
Figure 3.12 3-D display of the size distribution of snowflakes.

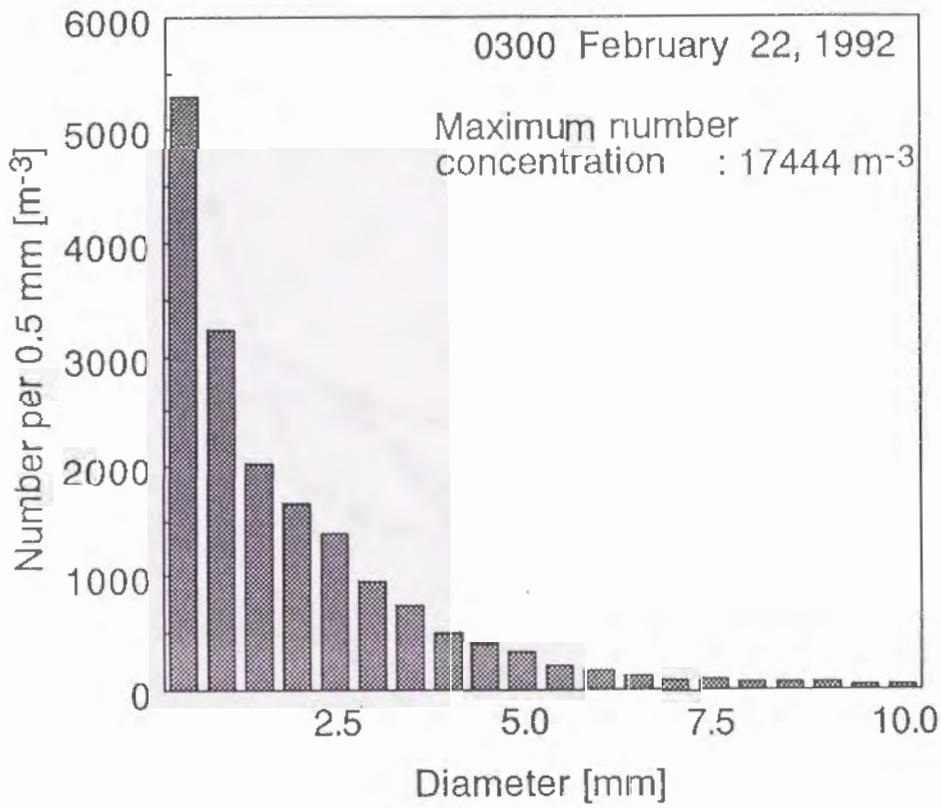


図 3.13 空間数密度の最大値の検索
Figure 3.13 Search of the time on maximum number of snowflakes.

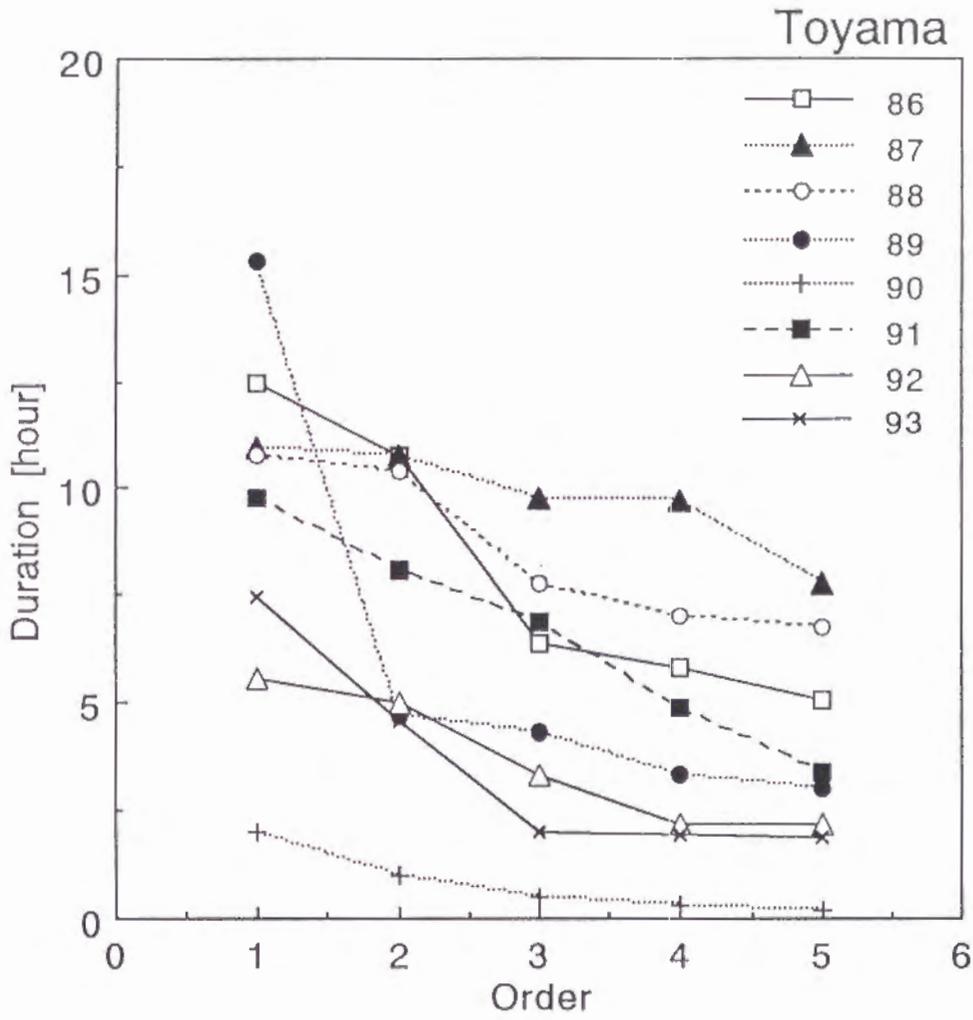


図 3.14 降雪継続時間
 Figure 3.14 Period of continuous snowfall.

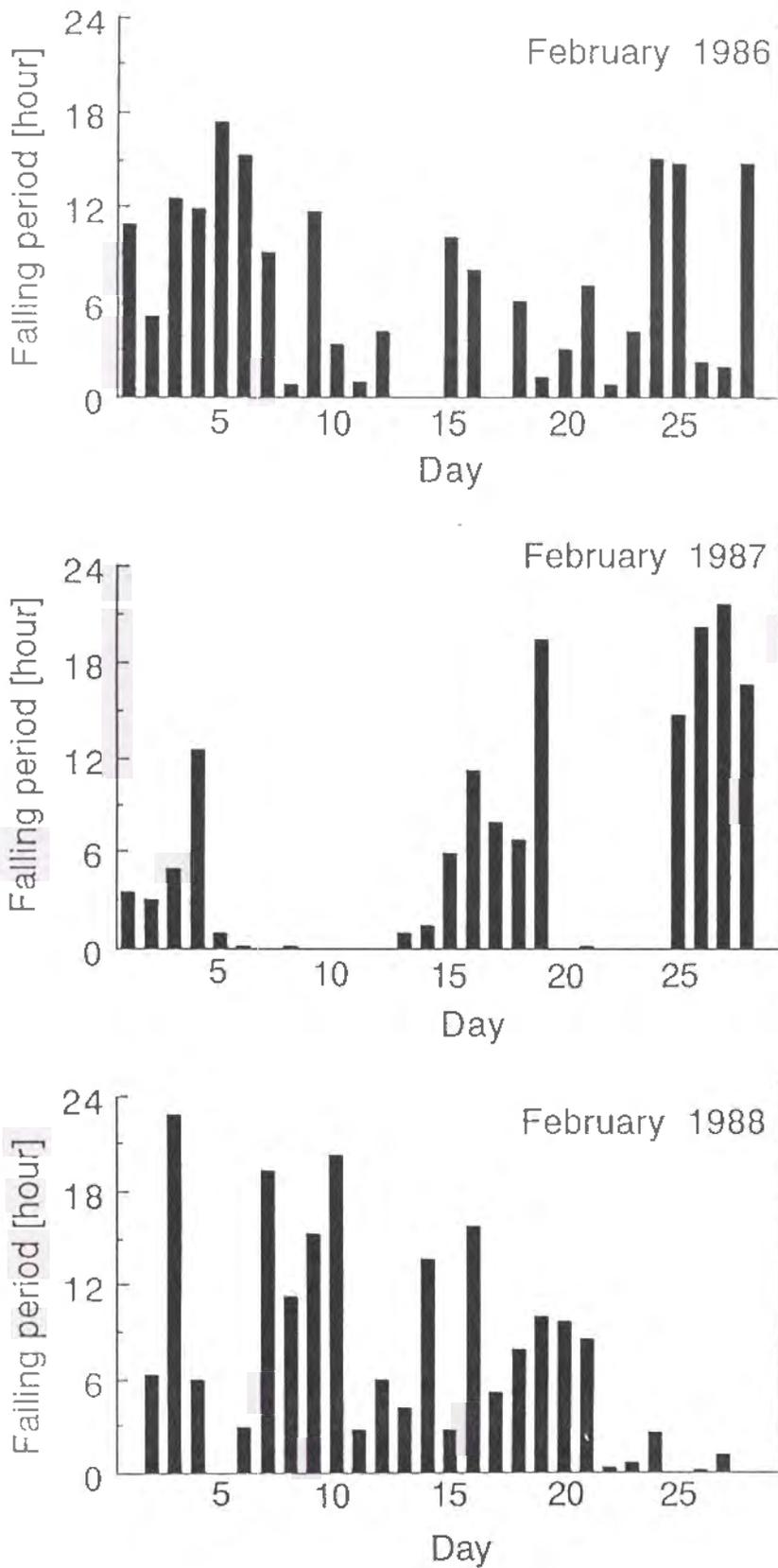
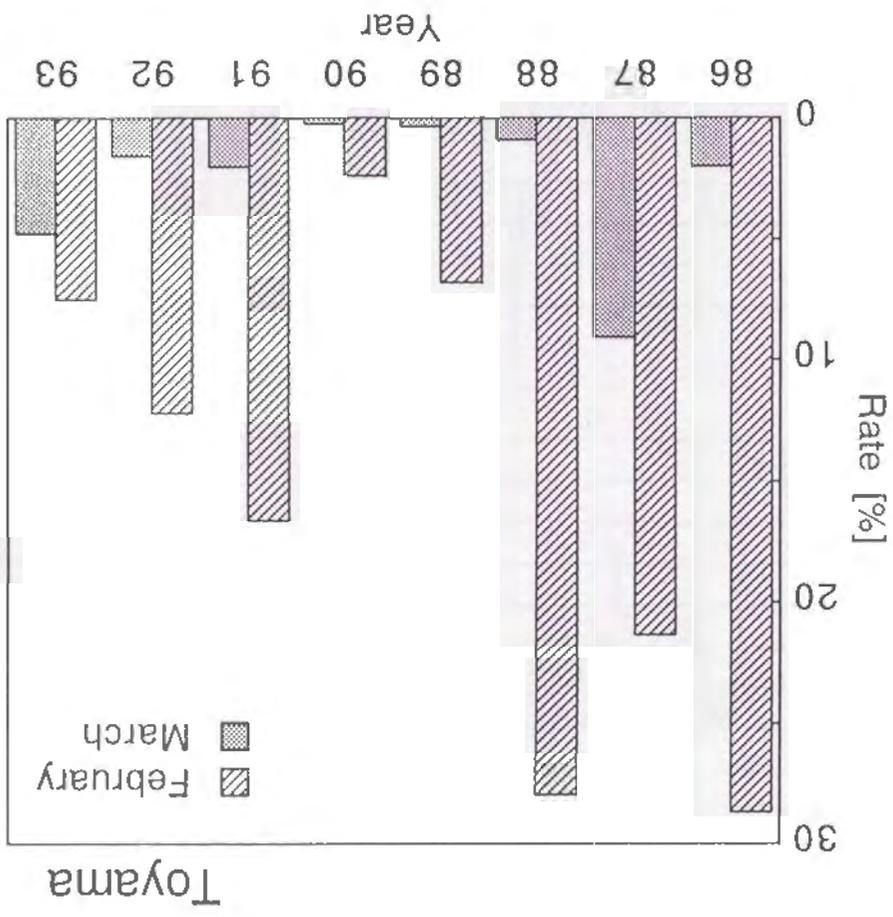


図 3.15 3年間の降雪時間の日変化
 Figure 3.15 Time series of the daily period of snowfall for February for three years.

図 3.16 月別降雪時間割合
Figure 3.16 Monthly rate of snowfall period for 1986-94.



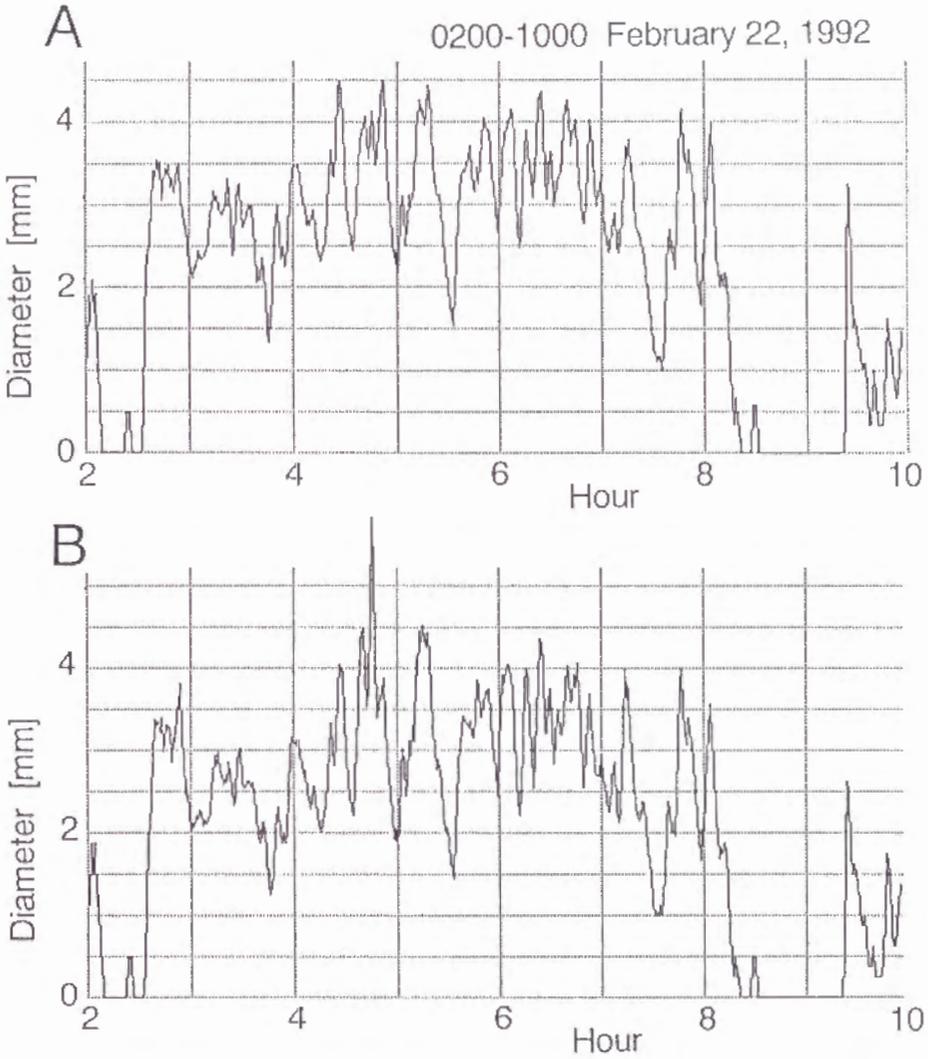


図 3.17 1画素(A)および2画素(B)加算についての全粒子の平均粒径
Figure 3.17 Time series of the mean diameter of all observed snowflakes for one pixel(A) and addition of two ones(B).

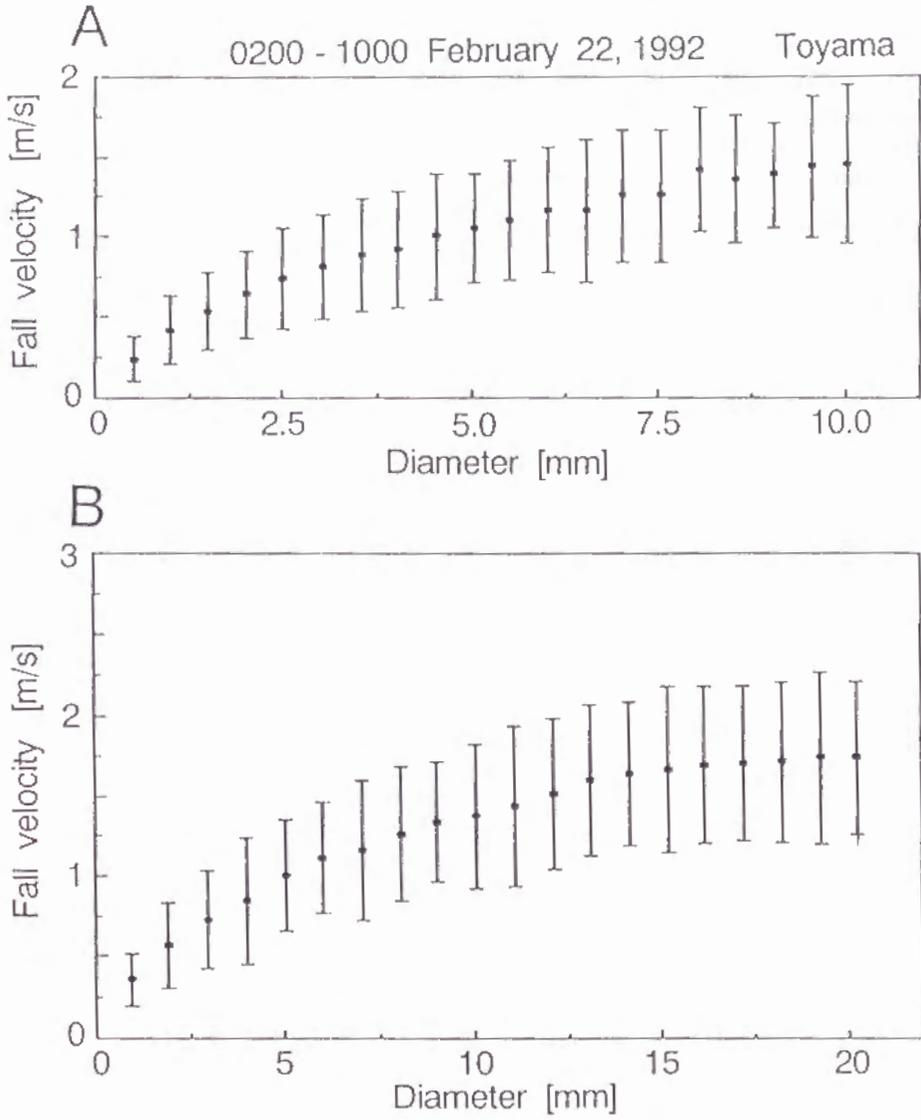


図 3.18 1画素(A)および2画素加算(B)についての粒径別落下速度
 Figure 3.18 Fall velocity versus diameter of snowflakes for one pixel(A) and addition of two ones(B).

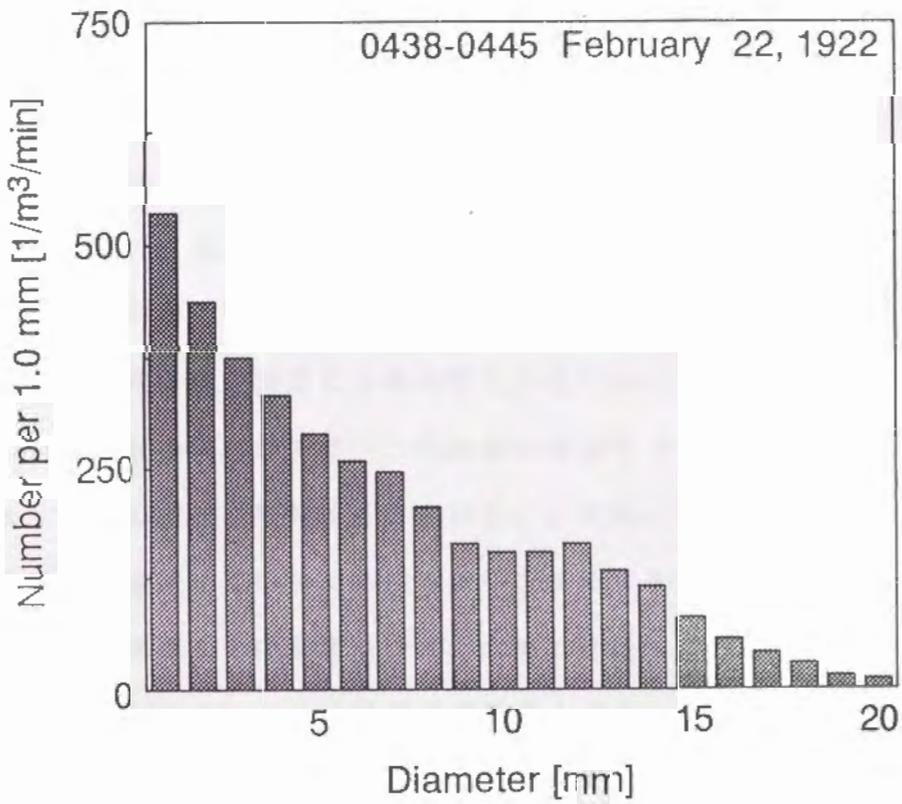


図 3.19 4時38分から4時45分間の粒径分布
Figure 3.19 Frequency distribution of snowflakes from 0438 to 0445.

第 4 章

雨滴の形状と落下速度の解析

4.1 まえがき

雲の中で降水が形成される過程は拡散過程と併合過程がある⁽¹⁾。拡散過程は水蒸気が過飽和状態になった空気の中で水蒸気分子が水滴に向かって拡散し水滴の上に凝結していく過程である。しかし、この過程は相対湿度が同じである場合には雲粒の成長の度合いは水滴の半径に反比例する。つまり、大きな雲粒ほど大きくなりにくくなるが、実際には雲の発生から30分～1時間で降り始めることもある。しかし拡散過程だけでは、この程度の時間で $0.005 \mu m$ ～数 μm の雲粒が数千 μm オーダの雨滴に成長することはない。雨滴の生成はむしろ併合過程による。大気は粘性を持っているため、大気中を移動する物質はその抵抗を受ける。当然、大気中の水滴もその影響を受け、水滴の直径により落下速度が異なる。直径(粒径)の大きな水滴は、その落下速度が速くなり、まわりの落下速度の遅い小さな水滴に追いつき併合する。これにより、落下速度は更に速くなり、より多くの水滴と併合する。このようにして、水滴の半径は加速度的に大きくなり、やがて数千 μm の雨滴に成長する。そしてその結果として大気の上昇速度よりも雨滴の落下速度が速くなり、上空に留まり続けることができなくなり、地上へ降下し降雨となる。従って、併合過程による雨滴の生成メカニズムを解明するためには、まず雨滴の大きさと落下速度のデータが必要である。

雨滴は多くの場合、空気の抵抗力と重力とが釣り合った状態で落下しており、このときの落下速度を終端落下速度という。小さい球形の雨滴の場合は、Stokesの法則に従い、落下速度は半径の2乗に比例する。しかし、雨滴が大きくなると、

表面張力の影響が弱くなり、球形でなくなり、その落下速度を理論的に調べることは困難になる。また、雨滴のうしろに渦ができたり、雨滴の中の水の流れも複雑になり、大きな雨滴は落下の途中で分裂してしまう⁽²⁾。従って、雨滴の形状と落下速度は、理論的に計算できる範囲は限られており、実際に落下中の雨滴を観測しなければならない。しかしながら、降雪粒子に比較して、雨滴は落下速度が速く、また透明であるので、第2章で述べたような普通の光学的照明を使った撮影は困難となる。これまでの観測は、雨滴を地上で紙上に受けてその痕跡の大きさを測定したり^{(3)~(5)}、雨滴の電気的な静電容量による大きさの測定⁽⁶⁾、光学的手法による粒径の測定^{(7)~(9)}、および風洞実験により雨滴の形状測定^{(10)~(11)}の報告があるだけで、実際の雨滴の形状と落下速度の同時観測法はまだ十分に確立されていない。

本章ではシャッタースピードの異なる2台のカメラを使って撮影した雨滴の映像を画像処理して形状およびその落下速度を解析するシステムを提案する⁽¹²⁾。更に、測定したデータを使って降雨量を算出し、実際に測定した降雨量との比較を行う⁽¹³⁾。

4.2 雨滴の映像の撮影システム

本観測装置では2台のCCDカメラで雨滴を撮影する。まず、カメラに取付けたズームレンズにより雨滴を拡大して撮影する。このとき1台のカメラのシャッタースピードは高速に設定し(カメラFとする)、これより得られた映像からは、落下中の雨滴の形状を測定する。もう1台のカメラのシャッタースピードは比較的低速に設定し(カメラSとする)、落下中の雨滴映像の残像の長さから雨滴の落下速度を測定する。撮影された雨滴映像から形状と落下速度を定量的に解析するために画像処理法を用いたが、処理速度や各カメラで撮影された雨滴映像の同定などの問題から実時間での解析は困難であったので、雨滴映像は一度ビデオ録画機で記録し、観測後にコンピュータ制御でビデオ再生機を自動再生しながら解析する方式にした。

4.1で述べたように、雨滴は透明であること、その落下速度が速いという性

質から撮影には工夫が必要である。まず雨滴は透明であるので、通常に正光で撮影したのでは光が雨滴を透過して映像は映らない。そこで本観測装置では、照明には500Wのハロゲンランプを使用し、その前面にすりガラスを設置し照明光を散乱させ逆光で雨滴の陰影を撮影した。この方法では雨滴の撮影位置に関係なく照明は均一となり、雨滴映像と背景の分離が容易になった。また落下速度が速いという性質に対しては、撮影に使ったCCDカメラのシャッタースピードを高速にすることで対応した。

図4.1は観測装置の模式図、図4.2は雨滴撮観測部の写真である。雨滴導入部のすき間は、予備実験により、雨滴が重ならずにしても適度な数の雨滴が撮影できる幅として5cmに設定した。そして撮影空間を通過する雨滴を2台のCCDカメラを用いて逆光で撮影した。まず、カメラFは雨滴の大気中での形状を調べるために、シャッタースピードを高速の1/20000秒に設定し、雨滴の静止映像を撮影できるようにした。一方、カメラSはシャッタースピードを1/2000秒に設定し、落下中の雨滴の残像を撮影した。撮影にはズームレンズをCCDカメラに取り付け、図4.3Aに示すように観測平面はカメラFに対しては $51 \times 51 \text{ mm}$ とし、カメラSに対しては $128 \times 128 \text{ mm}$ とした。この設定は撮影された雨滴の落下軌跡の残像が十分に撮影範囲内に収まる値である。これにより落下速度は、残像の長さをシャッタースピードで割ることから求まる。

これら2台のCCDカメラで撮影された同一雨滴の映像を同期させて録画するために、ビデオミキサーを用いて1枚の画面に合成しビデオ録画機に記録した。この記録された映像は、後に再生し画像処理により解析を行う。

4.3 雨滴映像の画像処理

4.3.1 ビデオ録画機の制御

4.2の方法で雨滴映像の録画されたビデオテープを再生機にセットし、RS-232Cインターフェースを介してコンピュータ制御で1フレームずつ再生し、画像処理する。図4.4は再生機の制御と画像処理のブロックダイヤグラムである。このシステムにより、実際に処理を行ったところ、2時間の録画テープの処理時間

は約10時間であった。

4.3.2 2値化

ここでは、落下中の雨滴を4.2の方法で撮影・録画した映像を使って解析する方法を述べる。まず再生映像を、480×512画素の画像処理装置で量子化しデジタル画像にする。撮影空間との対応から1画素の長さは、カメラFでは0.1mmとなり、カメラSでは0.25mmとなる。この画像は8bitの濃淡値をもっているが、雨滴と背景とは明確なコントラストがあるので、この画像を2値化して、コンピュータのメモリに転送し、この画像から雨滴を検出する。図4.3Bは典型的な雨滴の2値画像である。カメラFによる雨滴画像は、形状を表し楕円形となるが、カメラSによる雨滴画像は、残像により長く伸びた形となっている。

4.3.3 雨滴の検出

図4.5は、雨滴の2値画像のモデルである。まず図の最上位行から下方へ順次検索し、雨滴の左上の画素を検出し、その画素の含まれる行の右方向の雨滴画像の画素数を記録する。次に、その下の行について同様の処理を行い、この処理を雨滴画像の最下位行まで繰り返す。全ての雨滴画像の左側の位置座標とその行の画素数を記録する。

4.3.3.1 高速カメラによる雨滴画像の処理

雨滴形状解析用のカメラFで撮影された画像の解析データより、形状が求まる。ここでは、処理の簡単化として、雨滴を構成する画素の最大縦径と横径の比、および等価粒径を形状特徴量とした。雨滴画像を構成する画素数より得られる断面積をAとすると、等価粒径(直径)Dは

$$D = 2 \sqrt{A/\pi} \quad (4.1)$$

により計算できる。

4.3.3.2 低速カメラによる雨滴画像の処理

カメラSで撮影された映像は、図4.3B右側に示すように、シャッタースピー

下の1/2000秒間に鉛直方向に伸びて、縦径は ℓ となる。2台カメラのシャッタースピードの差による残像の長さ($\ell - a$)を用いて、1秒間当りの落下距離 d は

$$d = \frac{\ell - a}{1/2000 - 1/20000} \quad (4.2)$$

となる。1画素の長さは既知であるので、落下速度を計算できる。

4.3.4 空間数密度

撮影空間内に落下する雨滴の数を計数し、単位空間当りの雨滴数に換算した値が空間数密度となる。

4.3.5 雨滴画像データによる降雨量の算出

4.2の雨滴観測装置で撮影された画像データから、降雨量を求める方法を述べる。まず画像データから降雨量を計算する場合に、雨滴は十分短い間では各粒径で均一に降っていること、および、雨滴はほぼ球形に近似できることの2つの仮定が成り立っているとした。雨滴の密度を 1.0 g/cm^3 として、図4.6に示すように、個々の雨滴の形状と30秒毎の落下速度のデータから降雨量 $R(\text{mm/時})$ を次式により計算できる。

$$R = \sum_{i=1}^n \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D_i}{2} \right)^3 \frac{v_i}{kV} \quad 120 \quad (4.3)$$

ただし、 D は雨滴の円相当粒径(mm)、 v は雨滴の落下速度(mm/秒)、 V は観測空間(mm^3)、 k は観測回数($1/\text{秒}$)である。雨滴の形状は、粒径が大きくなるほど、鉛直方向に押しつぶされた形となるので、降雨量の計算では、式(4.1)で示される等価粒径 D を使って雨滴の体積を計算した。

4.4 降雨量の測定

降雨の状況を表すには、降雨量を用いるのが一般的である。本観測装置により記録された映像の画像処理データとの比較を行うには、時々刻々の降雨状況が必

要になる。しかし、気象庁などにより観測される降雨量は1時間毎の観測であるので間隔が長すぎる。そこで、30秒毎の降雨量が測定できるような高精度かつ高感度の雨量計を作成した。

降雨量とはある単位時間に単位面積に蓄積した雨滴の体積であるので、雨を受ける容器を設置し、それに蓄積する雨滴の重量より降雨量を測定することにした。短い時間間隔での降雨量データを得るために、容器に溜まった重量を高精度で自動的に測定できる電子天秤を使用した。この電子天秤を用いた降雨量測定装置は、図4.7のような構成にした。断面積が $962.1(\text{cm}^2)$ の容器を電子天秤の受け皿の上に設置した。また風により容器が振動するのを防ぐため、電子天秤の周りには防風のための囲いをした。降雨量の計測は、RS-232Cケーブルにより電子天秤と接続されたコンピュータで行った。まず電子天秤から送られてくる重量データの30秒間の積算値の平均を求め、前の重量の平均との差からその30秒間に蓄積した雨滴の重量を求める。この重量を容器の断面積で割ることで、その30秒間毎の降雨量が求まる。電子天秤の最小感度は 0.1g であるので、この降雨量測定装置の最小感度は、 $0.062(\text{mm}/\text{時})$ となる。このようにして求めた降雨量は、積算の降雨量と共に30秒毎にディスクに記録する。

4.5 実験結果と考察

このシステムにより雨滴を測定する前に、既知の量の水滴を用いて、画像測定システムの精度を評価した。実際の観測は、1993年8月に金沢市で行った。

4.5.1 誤差の評価

4.3の方法で、実際にカメラから、雨滴を取り込み、2値化して、雨滴像を得た場合には、画像を取り込む際の量子化誤差や2値化のしきい値のとり方、レンズによるひずみなどの影響を受ける。そこで、そのような入力の際の誤差の影響を調べる実験を行った。既知の水滴の量として、マイクロピペット(Eppendorf社製、ドイツ)を用いて $500\mu\text{l}$ を滴定し、観測空間に水滴を落下させ、その水滴映像を画像処理して、測定システムの精度を評価した。その結果、精度は5.3%

以上であった。

4.5.2 実験結果

1993年8月17日は、石川県内は寒冷前線が通過し、朝から強い雨が降り、大雨洪水警報が発令になり、かなりの量の降雨が続いた。8月17日の午後の観測データについて検討する。

4.5.2.1 電子天秤による降雨強度

図4.8は、1993年8月17日16時から24時までの、電子天秤による降雨強度の観測データである。この期間の内、かなりの降雨が続いた20時12分から20時40分について、各種の降雨特徴量を測定した。図4.9は、同日20時12分から20時40分までの、30秒毎の降雨強度の経時変化である。

4.5.2.2 雨滴の形状と落下速度

図4.10は、解析した雨滴の中から、典型的な4個について示したものである。小さい雨滴の形状はほぼ球形を示しているが、大きくなると雨滴の形状は扁平になることがわかる。図4.11は、等価粒径と雨滴の縦径/横径比の関係である。この結果より雨滴の粒径が小さいときは、横径と縦径の比が1.0になることから、その形状はほぼ球形を示していると言える。また、横径が1mmを超えると雨滴の形状はしだいに扁平になることがわかる。図4.12は雨滴の円相当粒径と落下速度の関係である。これより、粒径が大きくなるにつれてその落下速度も大きくなる傾向が見られるが、その値は次第に飽和していくことがわかる。この傾向は以前の報告と一致する^{(6)・(10)}。図4.12の関係より、次式の落下速度近似曲線を得た。

$$v(D) = 9.6 (1 - \exp(-5.647D)) \quad (4.4)$$

ただし、 v の単位は m/s で、 D は cm である。

4.5.2.3 空間数密度と粒径分布

図4.13Aは、空間数密度($1m^3$ 当り)の30秒毎の経時変化である。一方、図4.13Bは、図4.13Aの期間中に観測された全ての雨滴の粒径分布である。粒径分

布は、これまでの報告とかなり一致していると言える^{(8)・(11)}。

4.5.2.4 粒径の経時変化

図4.14は、雨滴の粒径別個数分布と全雨滴の平均粒径の30秒毎の経時変化である。平均粒径はほとんど一定で、粒径別個数分布はそれぞれ同じようなパターンを示しているので、降雨強度は空間数密度の影響が最も大きいと言える。

4.6 画像処理データを用いた降雨強度の計算

画像データから降雨量を計測した結果を以下に示す。

4.6.1 各粒子の粒径と落下速度を用いる方法

図4.15Aは、画像データから得られる粒径と落下速度の値を式(4.3)に代入して計算した降雨量の経時変化である。電子天秤により直接測定した降雨量(図4.9)との良い一致が見られる。

4.6.2 経験式を用いる方法

降雨量 R は、粒径 D 、雨滴の密度 ρ (g/cm^3)および落下速度の関数 $v(D)$ を用いて、次式で求められる。

$$\begin{aligned} R &= \int \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D}{2} \right)^3 \rho v(D) dD \\ &= \frac{\pi}{6} \rho \int D^3 v(D) dD \end{aligned} \quad (4.5)$$

ここで、 ρ は一定値 1.0 (g/cm^3)とし、 $v(D)$ は式(4.4)の近似式で与えられる。従って、降雨量は、個々の粒径とそれに対応する落下速度の近似式を用いて求めることができる。更に、簡単化して、指定時間毎の平均粒径とその落下速度の近似式を用いて求めることができる。図4.15Bは、30秒毎の平均粒径とその落下速度を用いて計算した降雨量の近似値の経時変化である。電子天秤により直接測定した降雨量(図4.9)とかなり良い一致が見られる。

4.7 むすび

本実験で得られた結果から、雨滴の粒径が小さいときには球形となり、ある値よりも大きくなると水平方向に長い扁平形に近づき、また、粒径が大きくなるにつれて、その落下速度が大きくなった。これらは他の方法で測定された結果と一致する。本手法により、雨滴の粒径および落下速度から降雨強度を計算したところ、実際の電子天秤による方法とかなり良く一致した。画像処理による降雨量の測定は、微少量の降雨に対しても瞬時に降雨量を測定できるので、短い時間間隔での測定に有効となる。

10GHz以上の高い周波数が使用される無線通信では、降雨による影響が大きく、回線設計に際しては降雨減衰を正確に把握する必要がある。特に、降雨減衰推定法⁽¹⁵⁾で用いられる1分間降雨強度の定量的な把握が必要であり、本手法は、降雨強度と電波減衰の関係を定量的に解析する上で有効となることが期待される。

また、近年、大気中に放出された大気汚染物質によって、降水、降雪が酸性化され、それによって地上の生態系などに深刻な影響が及ぼされるようになってきている。大気汚染物質が降水へ取り込まれる過程は、大きくわけて2つある。雲の中で汚染物質が雲滴に取り込まれる過程と、雨や雪、霧雨として降ってくる際に水滴中に取り込まれる過程とである。このうち後者の過程では、小雨や霧雨のように小さい雨滴の場合ほど酸性度が強いとの報告や⁽¹⁶⁾、⁽¹⁷⁾、降雨強度並びに雨滴の形状が雨滴内への汚染ガス吸収に及ぼす影響についての報告があるが⁽¹⁸⁾、まだ、充分には調べられていない。本開発システムによる雨滴の大きさと同時に連続pH測定を行うことにより⁽¹⁹⁾、酸性雨発生メカニズムの解明に役立つものと期待される。

本章では、密度が既知である雨滴について測定するシステムを開発し、その有効性が確認できたので、本手法は落下中の降雪粒子の密度の測定へと発展できる。

文 献

- (1) Byers H. R.: "Elements of Cloud Physics", The Univ. Chicago Press (1965).

- (2) 小倉義光：“一般気象学”，東京大学出版会(1984).
- (3) Marshall J.S. and Palmer W.M.：“The distribution of raindrops with size”，*J. Meteor.*, 5, pp.165-166(1948).
- (4) Mason B.J. and Andrew J.B.：“Drop-size distributions from various types of rain”，*Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 86, pp.346-353(1960).
- (5) Ohtake T.：“Factors affecting the size distribution of raindrops and snowflakes”，*J. Atmos. Sci.*, 27, pp.804-813(1970).
- (6) Gunn R. and Kinzer G.D.：“The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air”，*J. Meteor.*, 6, pp.48-59(1962).
- (7) Dingle A.N. and Schulte H.F.：“A research instrument for the study of raindrop-size spectra”，*J. Appl. Meteor.*, 1, pp.48-59(1962).
- (8) Mason B.J. and Ramanadham R.：“A photoelectric raindrop specrometer”，*Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 79, pp.490-495(1953).
- (9) Willis P.T.：“Functional fits to some observed drop size distributions and parameterization of rain”，*J. Atmos. Sci.*, 41, 1648-1661(1984).
- (10) Beard K.V. and Pruppacher H.R.：“A determination of the terminal velocity and drag of small water drops by means of a wind tunnel”*J. Atmos. Sci.*, 26, pp.1066-1072(1969).
- (11) Pruppacher H.R. and Beard K.V.：“A wind tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air”，*Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 96, pp.247-256(1970).
- (12) 村本健一郎，椎名徹，中田克男，土合昌文：“画像処理による雨滴の大きさと落下速度の測定”，*電子情報通信学会春季大会講演論文集*, 7, D-434(1990.3).
- (13) 村本健一郎，松浦弘毅，奥村昌和，樋口吾郎：“雨滴の形状と落下速度による降雨量算出”，*電子情報通信学会春季大会講演論文集*, 7, D 415(1992.3).
- (14) Muramoto K.：“Measurement of shape and falling velocity of raindrops by image processing”，*IEICE Trans. Inf. & Syst.*(in print).
- (15) CCIR：“Propagation data and prediction methods required for earth-space telecommunication system”，*Report 564-4, V, ITU*(1990).

- (16) 太田幸雄：“汚染物の沈着機構－雲，霧への取り込み”，気象研究ノート，158，pp.489-510(1987).
- (17) 村野健太郎：“酸性霧汚染の実態”，公害と対策，27，pp.229-234(1991).
- (18) 芝定孝，伊藤龍象，末石富太郎：“酸性雨生成における大気・雨滴間の汚染物質移動のモデル化”，環境科学会誌，2，17-29(1989).
- (19) Hirai E., Miyazaki M., Chohji T., Nakagawa C., Muramoto K., Fujisawa K. and Iori M.：“Analysis of dynamic behavior of ionic components in rainwater on Japan sea side of Japan”，Proc. IUAPPA Regional Conference on Air Pollution, pp.95-102(1991).

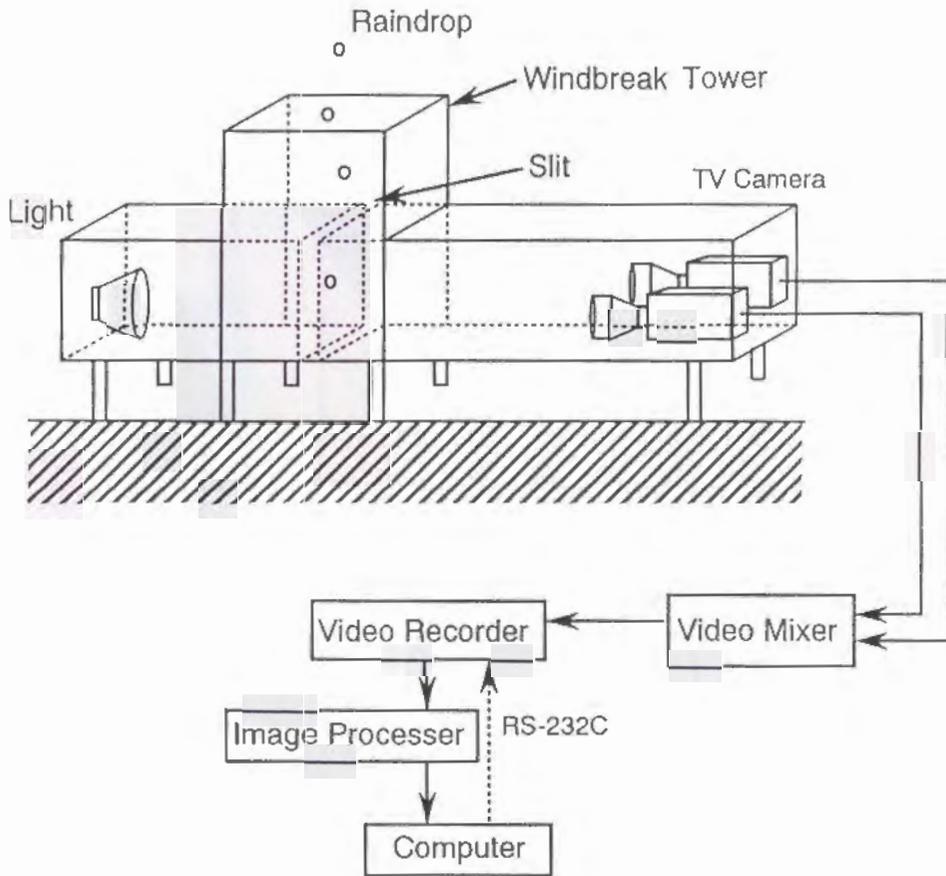
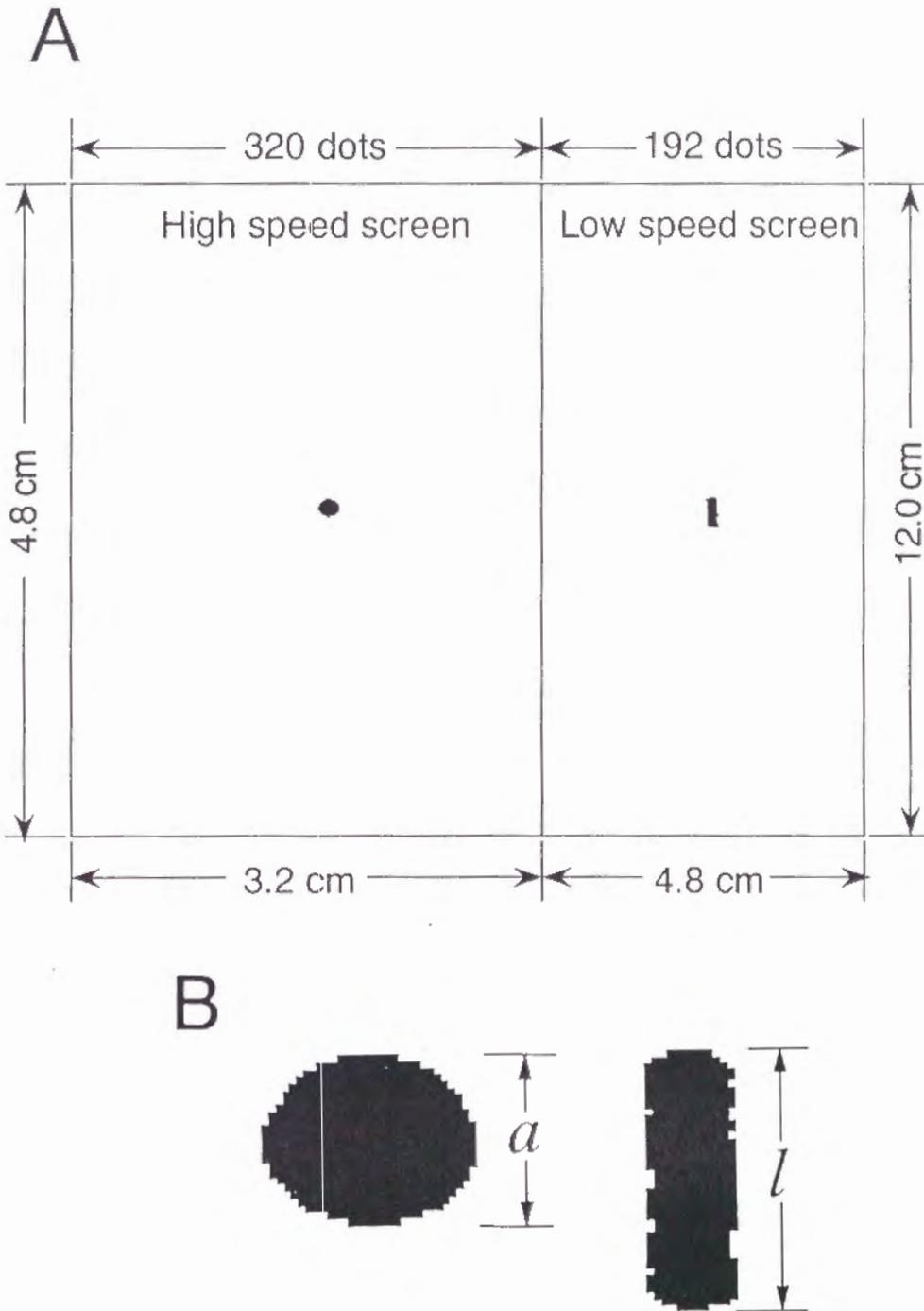


図 4.1 雨滴観測システム
Figure 4.1 System configuration for measuring of raindrops.



図 4.2 雨滴の観測部の写真
Figure 4.2 Photograph of measuring means of raindrops.



$$D = 1.4 \text{ mm} \quad v = 5.2 \text{ m/s}$$

図 4.3 A : 観測平面と 2 台のカメラによる雨滴像
B : A の雨滴像の拡大図

Figure 4.3 A:photographing space and typical raindrop images photographing by two cameras. B:enlarged raindrop images of A.

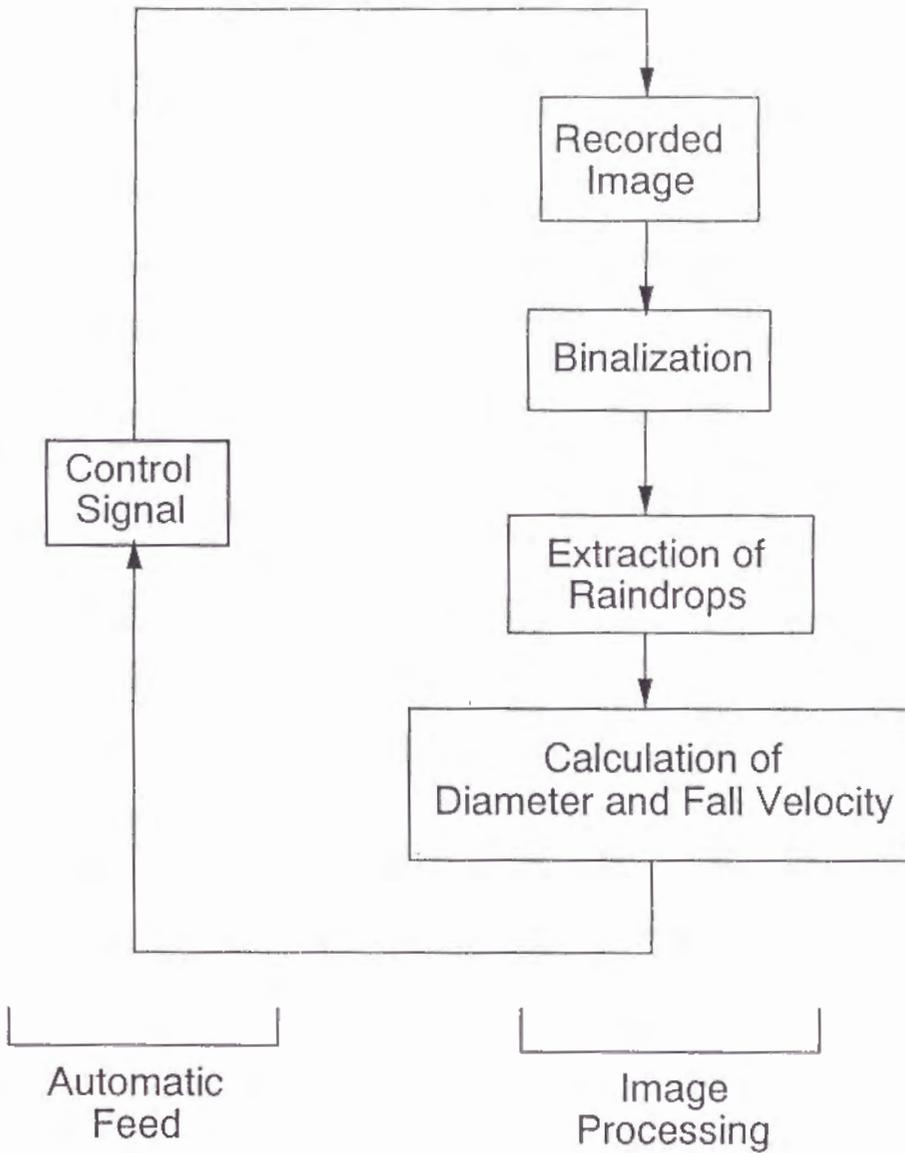


図 4.4 処理手順
Figure 4.4 Block diagram of the image processing.

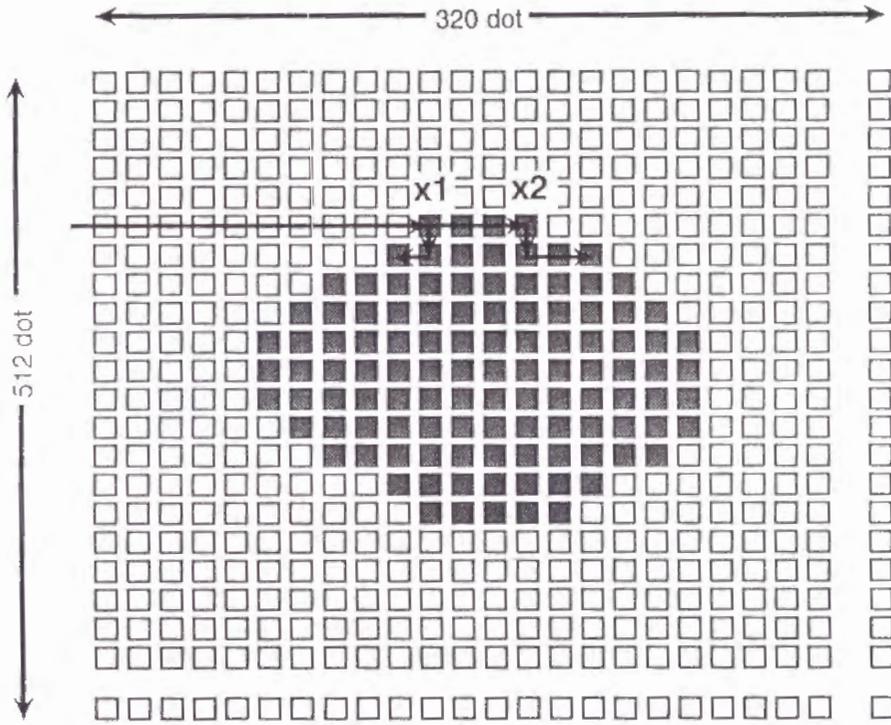


図 4.5 雨滴検出法
Figure 4.5 Detection of a raindrop.

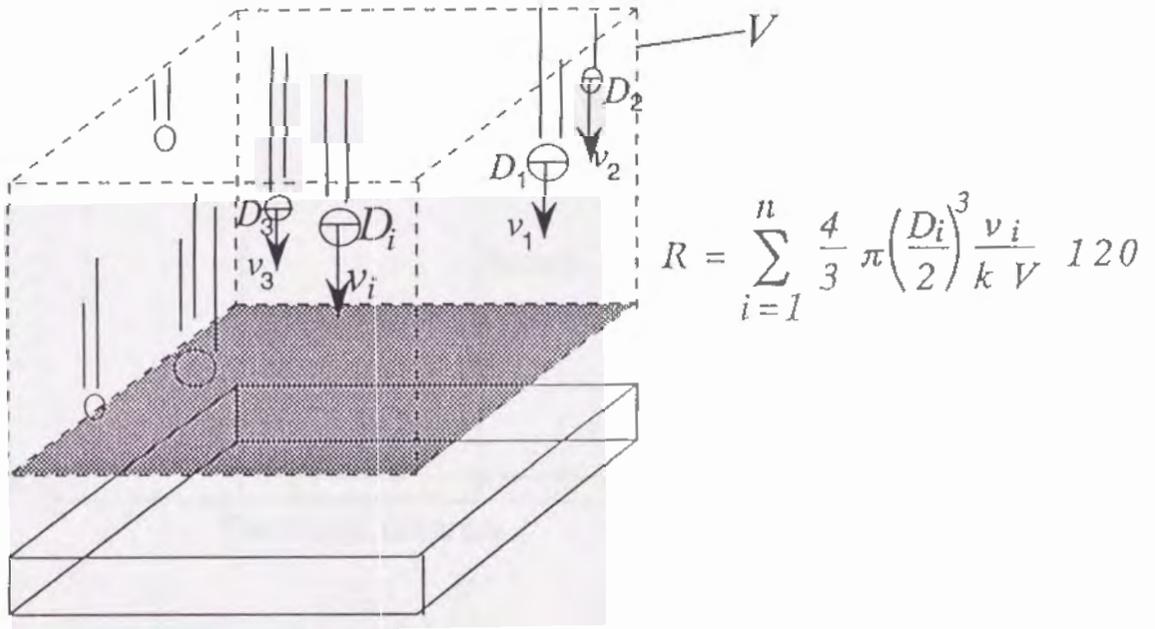


図 4. 6 個々の雨滴像から降雨量の算出法
 Figure 4.6 Model for calculating rainfall rate using each raindrop image.

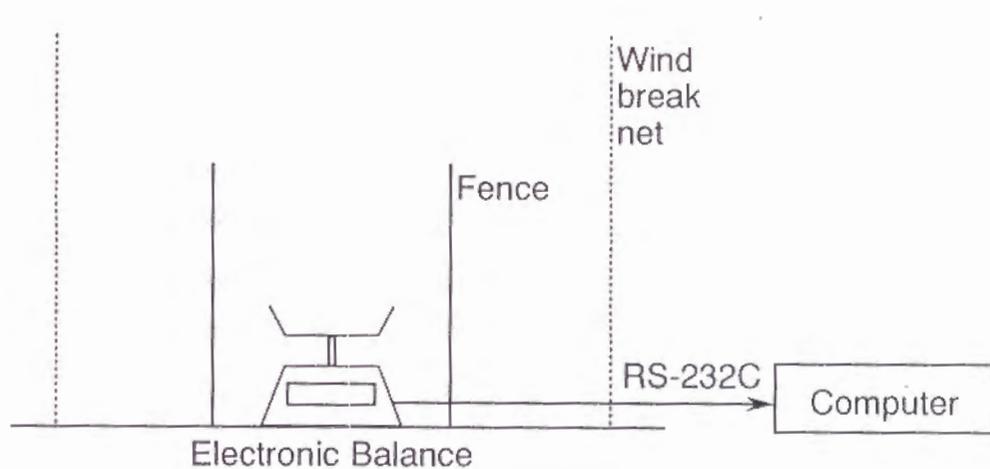


図 4.7 降雨量測定装置
Figure 4.7 The system of measurement of rainfall rate.

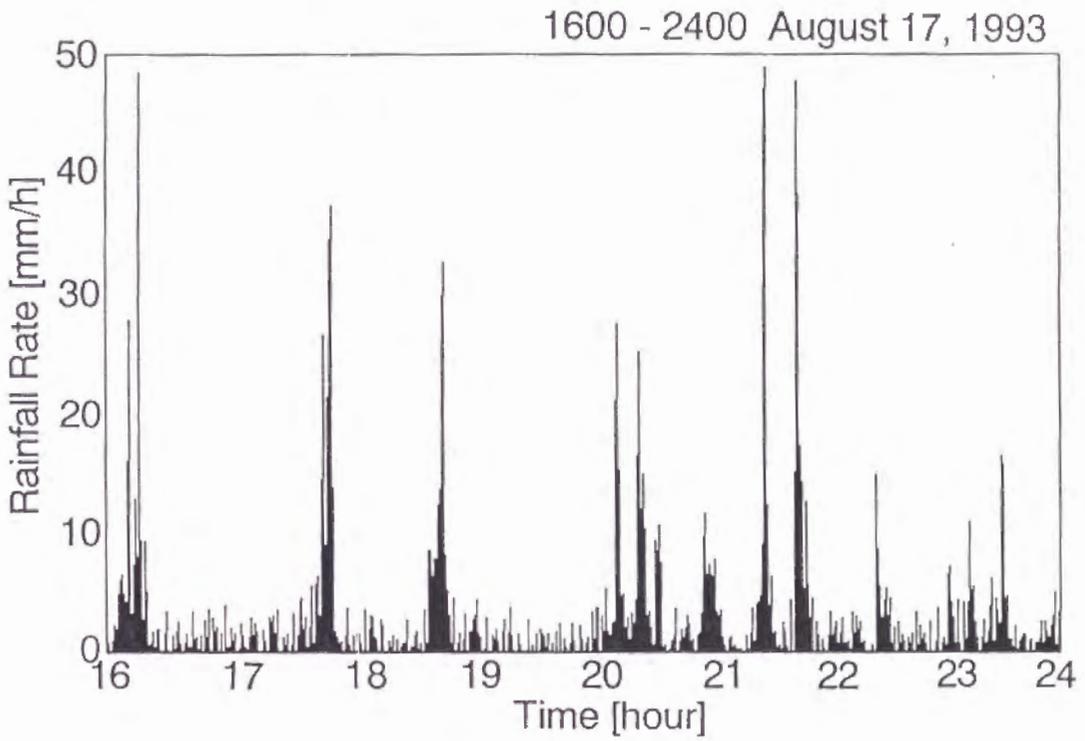


図 4. 8 1993年 8 月 17 日 16 時から 24 時までの 8 時間についての
電子天秤による降雨量の経時変化

Figure 4. 8 Time series of rainfall rate measured by electric
balance from 1600 to 2400 on August 17, 1993.

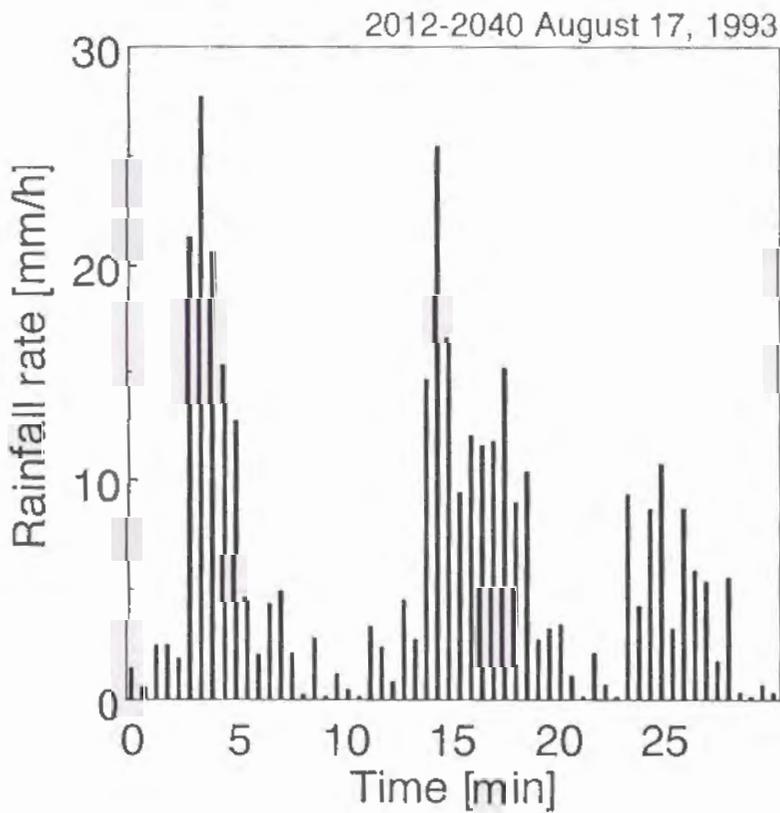


図 4.9 1993年 8月17日20時12分から20時40分までの28分間について
の電子天秤による降雨量の経時変化
Figure 4.9 Time series of rainfall rate measured by electric
balance from 2012 to 2040 on August 17, 1993.

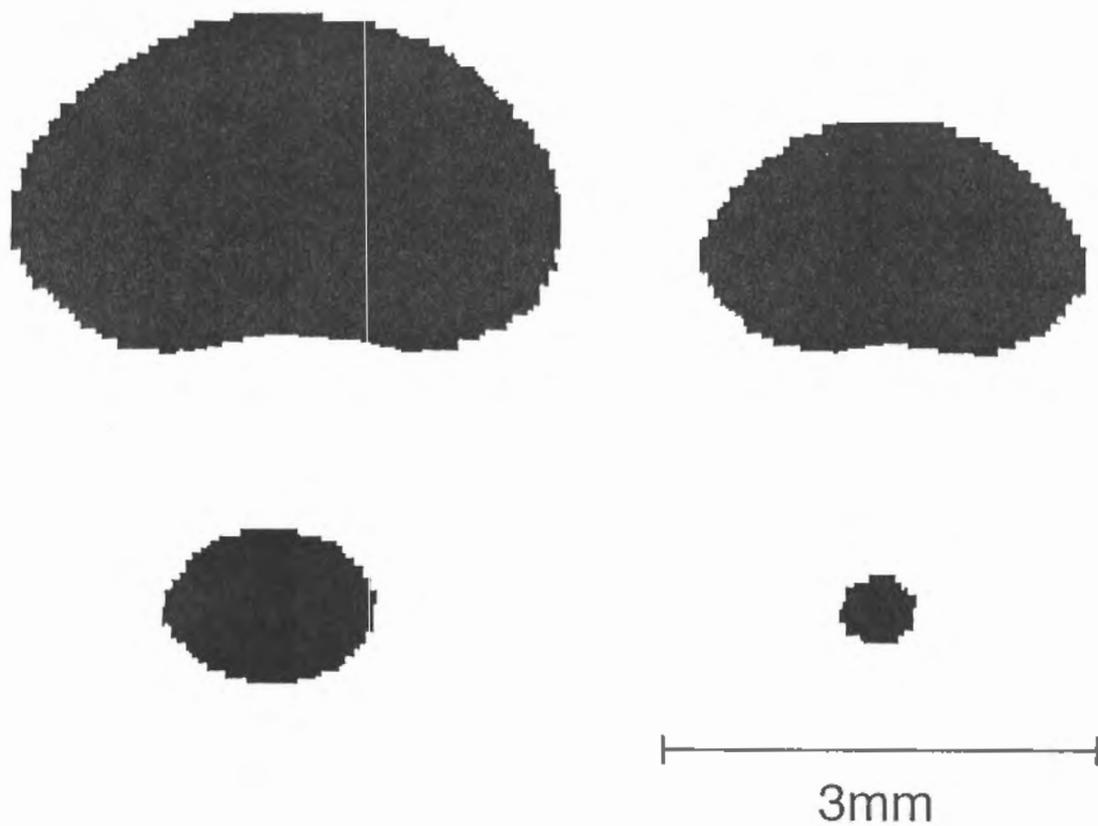


図 4.10 雨滴の形状
Figure 4.10 Shape of raindrops.

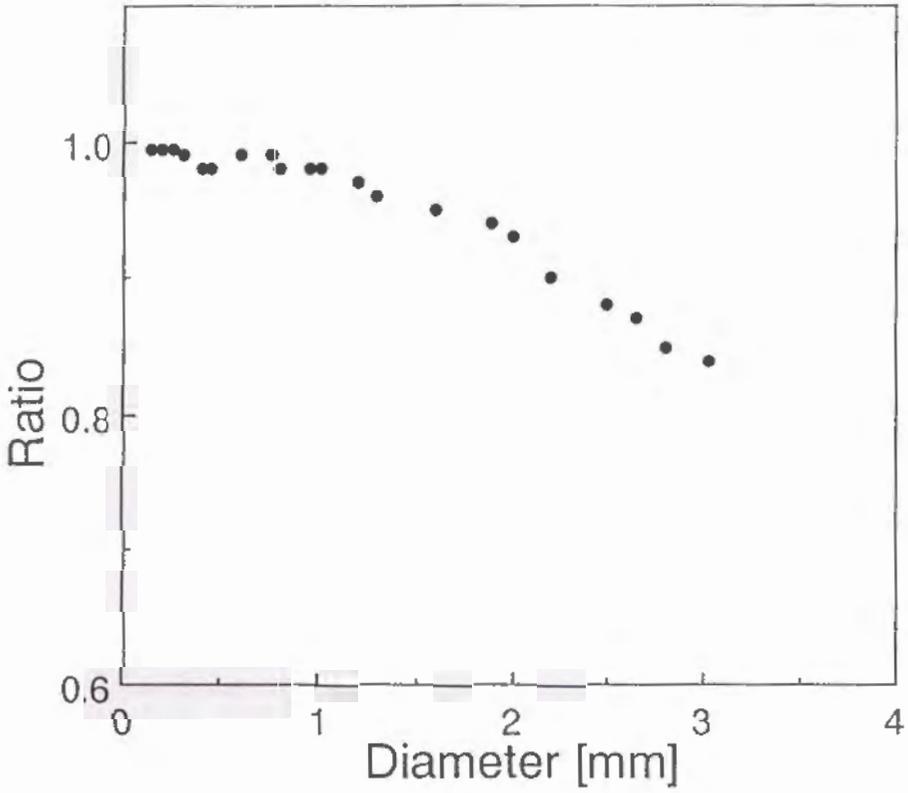


図 4.11 雨滴の縦径／横径と等価粒径との関係
Figure 4.11 Relations between equivalent diameter and height/width of particular raindrops.

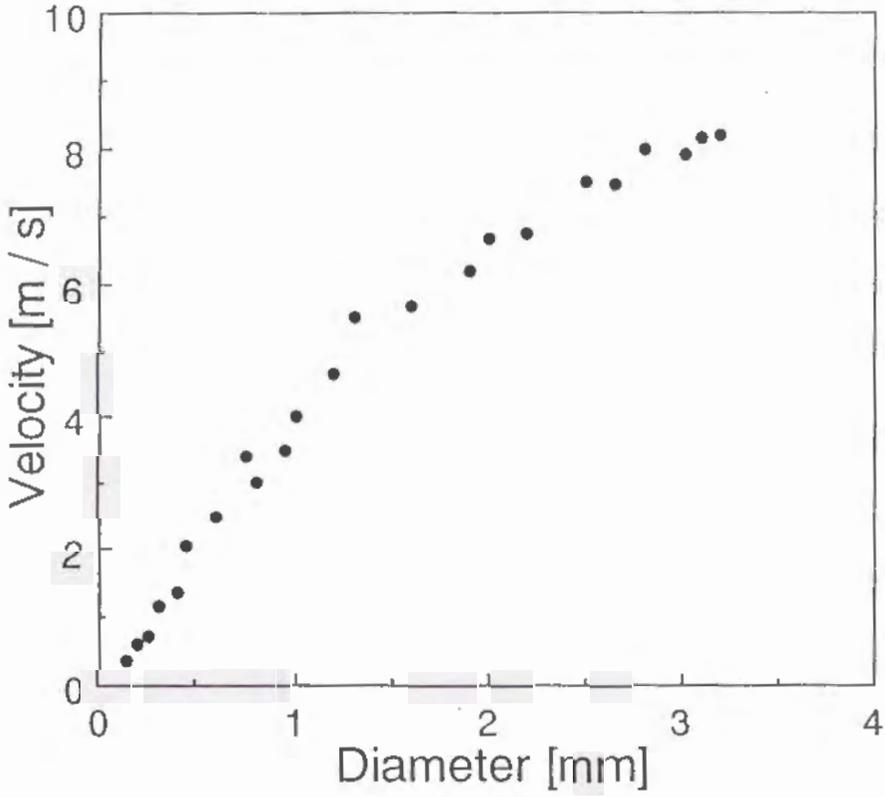


図 4.12 粒径と落下速度の関係

Figure 4.12 Relations between equivalent diameter and fall velocity of particular raindrops.

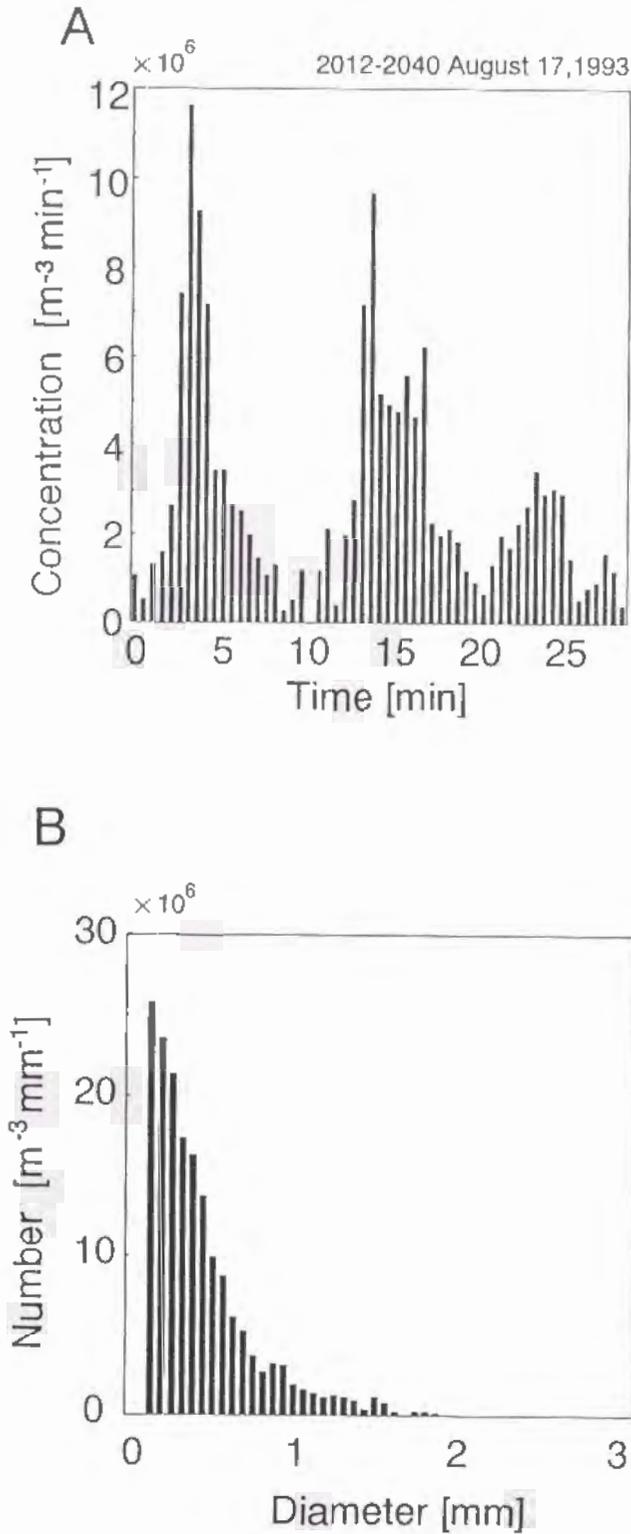


図 4.13 A : 空間数密度の経時変化 B : 粒径分布
 Figure 4.13 A: time series of number concentration calculated by image data. B: size distribution in 0.1 mm intervals calculated by all image data.

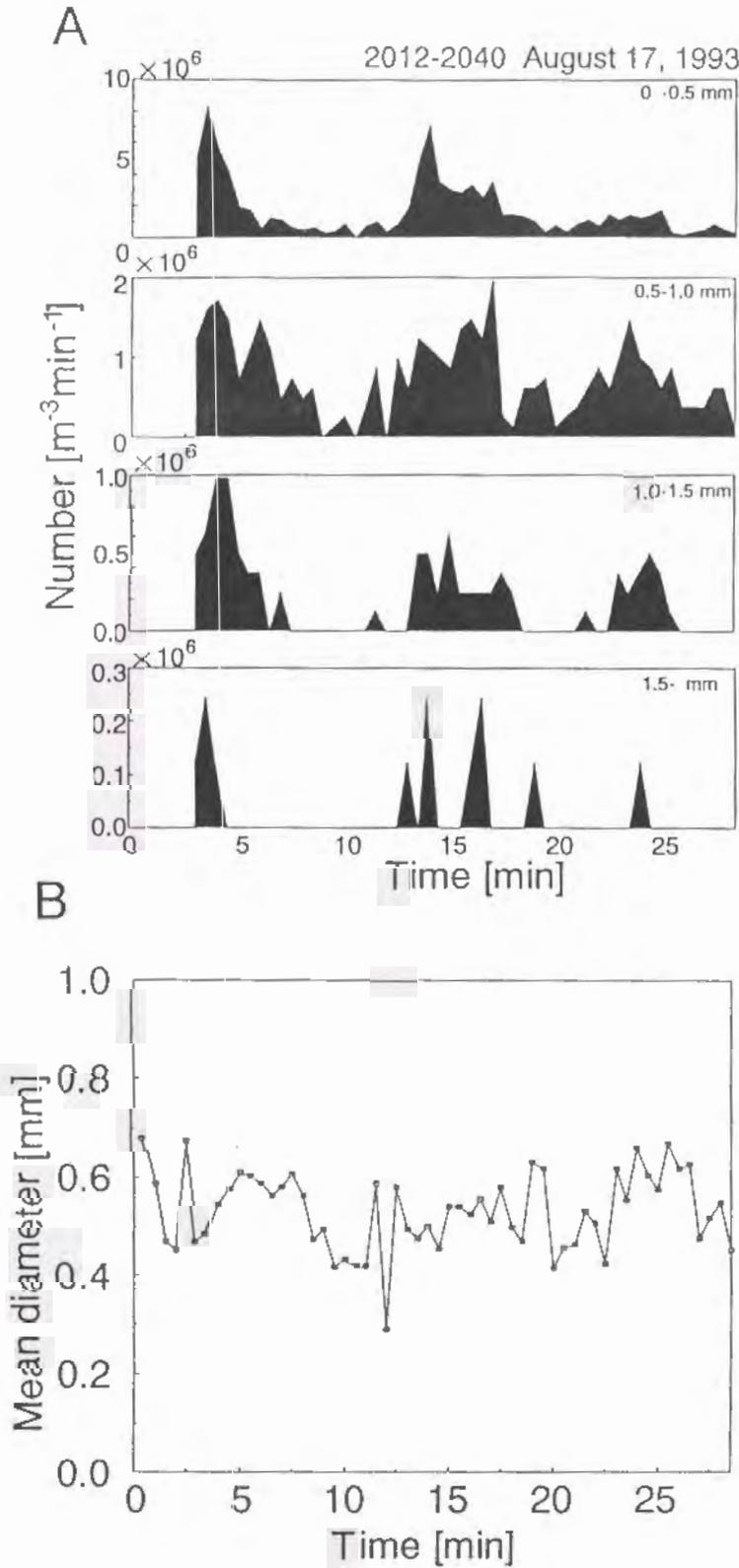


図 4.14 A : 粒径別の粒子数の経時変化
B : 全雨滴の平均粒径の経時変化

Figure 4.14 Time series of size distribution (A) and mean diameter (B) of raindrops calculated by image data.

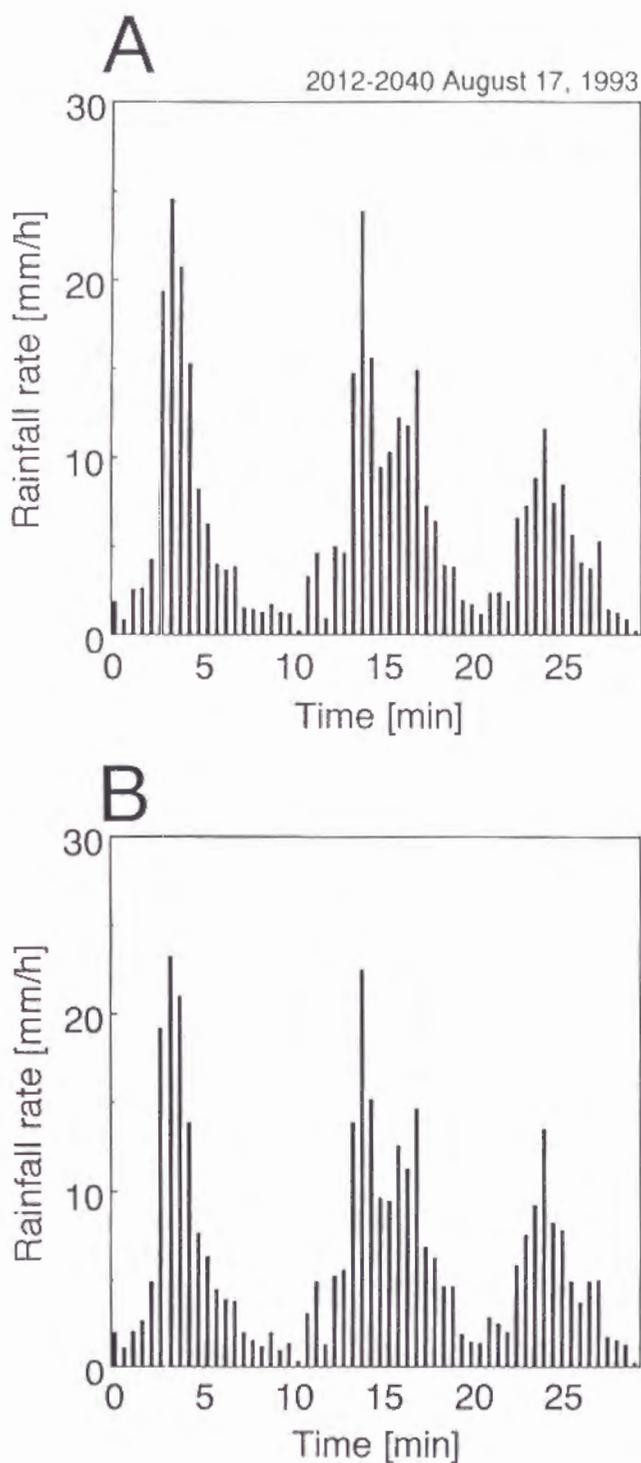


図 4.15 A : 個々の雨滴映像より計算した降雨量の経時変化
 B : 近似式より計算した降雨量の経時変化

Figure 4.15 Time series of rainfall rate calculated by image data of each raindrop (A), and approximate values (B).

第5章

降雪強度と粒子密度の測定

5.1 ま え が き

雨，雪，ミズレ，アラレ，ヒョウなどの降水粒子は電波伝搬に対して吸収散乱損失による減衰を生じさせることが知られている^{(1)~(3)}。特に，降雪時における電波減衰量は雪質により大きく変動することが報告されている^{(4)~(6)}。この雪質は降雪粒子の密度(含水量)に大きく依存しているので⁽⁷⁾，短い時間間隔での連続的な密度の測定は重要である。これまでの密度の測定には，地上で人手により粒子をろ紙に受けて，粒子の融解水による痕跡の広がりから測定する方法が用いられている^{(7)~(9)}。しかし，これらの方法では地上へ落下後の粒子しか測定することができなかった。しかも，ある時刻における特定の粒子について測定されたものであり，大量の粒子についての短い時間間隔での連続的な測定法はまだ開発されていない。

第4章では，画像処理法と電子天秤を用いた雨滴測定システムを提案し，それが有効であることを確認できたので，本章では，降雪の測定へと発展させ，落下中の粒子の密度を長時間にわたって自動的に測定できるシステムを提案する⁽¹⁰⁾。まず，第2章で提案した画像処理による降雪観測法を用いて，空中を落下中の個々の降雪粒子の粒径と落下速度を測定した^{(11)・(12)}。更に同時に地上に落下する全ての粒子の重量を電子天秤を用いて測定した。粒子の粒径と落下速度のデータを用いて得られる単位空間を通過する全ての粒子の体積の値と，それらの粒子の重量のデータより，落下中の粒子の1分毎の平均密度を計算した。次に，降雪の諸特性を調べることにより，降雪粒子の粒径分布，粒径と落下運動の関係，粒

径と密度の関係には、それぞれ固有の特性式が成り立つことが明らかになった。そこで、これらの特性式を用いることにより、画像処理データだけを使って、降雪強度を推定する手法を提案する⁽¹³⁾。

本論文のデータは、1993年1月に富山市で観測したものである。

5.2 降雪粒子の密度

5.2.1 降雪の分類と密度

降雪中の電波減衰量は、同一降水強度でもかなりの変動がみられ、降雪の分類が必要である。降雪の分類が必要である。降雪の分類には含水量を基準にした国際分類があり、これを表5.1に示す⁽¹⁴⁾。

5.2.2 密度の算出法

降雪粒子を分類するとき重要となる密度の算出法について述べる。ここで降雪粒子の密度とは、落下中の降雪粒子の空中での密度のことである。ある時刻に降っている全ての降雪粒子の平均密度 σ は単位体積当たりの降雪粒子の総体積を $V(\text{cm}^3)$ 、総重量を $M(\text{g})$ とすると、

$$\sigma = \frac{M}{V} \quad [\text{g}/\text{cm}^3] \quad (5.1)$$

により求められる。しかし、実際に降雪粒子の重量を測定する場合には単位面積当たりに降り積った重量が測定できるだけで、単位体積当たりの重量を直接測定することはできない。そのために粒子の総体積 V も単位面積に降り積った降雪粒子の空中での体積、つまり単位空間を通過する降雪粒子の総体積を求めることになる。

次に、降雪粒子は複雑な形状をしており、その形状も時々刻々変動するので、体積を求めることは困難である。しかし、大量の粒子を観測することにより、横方向から測定した粒子映像の断面積は、上方向に対して約90%であることが調べられている(7.5.2参照)⁽¹⁵⁾。従って、粒径については、横方向は上方向に対して約95%となるので、粒子はほぼ球形と見なすことができる。

1個の降雪粒子が単位空間を単位時間に通過するときの粒子の体積 V は、粒子の粒径(直径)を D 、落下速度を v 、観測空間の体積を V_0 とすると、

$$V = \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D}{2} \right)^3 \frac{v}{V_0} \quad [\text{cm}^3 \cdot \text{cm} / \text{s} \cdot \text{l} / \text{cm}^3] \quad (5.2)$$

となる。これより、観測空間内に観測された粒子のうち、ある大きさの粒径についての全ての粒子の個数、平均落下速度をそれぞれ、 n_D 、 v_D とすると、その大きさの全ての粒子が単位時間に単位空間を通過する総体積 V_D は

$$V_D = \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D}{2} \right)^3 n_D \frac{v_D}{V_0} \quad [\text{cm} / \text{s}] \quad (5.3)$$

となる。この V_D を全ての粒径 D の粒子について積算した式(5.4)により、単位時間に単位空間を通過する降雪粒子の総体積 V_s が求められる。

$$V_s = \sum_D \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D}{2} \right)^3 n_D \frac{v_D}{V_0} \quad [\text{cm} / \text{s}] \quad (5.4)$$

一方、単位時間当たり単位面積に降り積る降雪粒子の総重量 M_s ($\text{g} / \text{cm}^2 \cdot \text{s}$)は電子天秤により直接測定できる。従って、降雪粒子の密度 σ は、式(5.5)により求められる。

$$\sigma = \frac{M_s}{V_s} \quad [\text{g} / \text{cm}^3] \quad (5.5)$$

5.3 降雪粒子の大きさと落下速度の測定

降雪粒子の観測法については第2章で報告したので⁽¹¹⁾、ここではその概略だけを述べる。図5.1は降雪粒子と降雪強度の観測システムである。観測塔の中を落下してくる降雪粒子映像をCCDテレビカメラで撮影し、パソコン制御方式の画像処理装置に取り込む。テレビカメラから取り込んだ映像は1/60秒のシャッタースピードの間に鉛直方向に流れた長い棒状となる。本章では撮影空間を、縦は12.0cm、横は12.8cmに設定しているので、分解能(240×256画素)との対応か

ら1画素の長さは 0.5mm となる。一方、 $1/60$ 秒間に取り込んだ個々の降雪粒子の映像より、図5.2に示す最大縦幅(ℓ)、最大横幅(a)を求める。5.2.2で述べたように、粒子の形はほぼ球形であるので、最大横幅を粒径とする。一方、落下速度 v は、 $1/60$ 秒間の落下距離($\ell - a$)を使って、式(3.2)より、次式で計算する。

$$v = (\ell - a) \times 0.5 \times 60 \text{ [mm/s]} \quad (5.6)$$

本手法では、任意の期間の1分毎の個々の粒子の大きさや落下速度の情報を必要とするので、第3章で提案したデータベースを使用する⁽¹²⁾。すなわち、ある時刻 t [分]における各粒径(横幅、 $i = 0.5 \sim 10\text{mm}$ 、間隔は 0.5mm)毎の $N_i(t)$ 個の粒子の粒径別落下速度 $v_i(t)$ および落下速度の2乗和は、図3.2に示すように1分毎に格納されているので、これらの値を用いて、1分毎の全粒子の平均密度を計算する。

5.4 降雪強度の測定

降雪強度は地上に置かれた容器の中に単位時間内に鉛直に落下してきた降雪粒子を溶かして、液体である水に換算したときの水柱の高さ[mm/時]として表わした値である。

降雪の場合には、降雨に比べていろいろな種類の粒子が、数分～数10分のかなり短い時間間隔で変動し、しかもその重量は大きくない。従って、密度の測定には、短い時間間隔で感度の高い測定法が不可欠となる。気象庁で従来より使用されている転倒ます型雨量計では、降水量の最小目盛は 0.5mm であるので、密度の測定用としての感度は不十分である。ここでは、受雪用の広い面積を有する容器に積もった降雪粒子を1分間毎に電子天秤を使って重量を直接測定し、そのデータをRS-232Cによりコンピュータに転送して、単位時間当たり単位面積に降り積った降雪粒子の総重量[g]に対して水の密度を $1.0[\text{g/cm}^3]$ として降雪強度[mm/時]を計算した。また、測定時には、電子天秤は風により振動しやすいので、周囲に風避けを設置して、容器に蓄積された粒子の重量を測定した。この電子天秤によ

る強度測定法は、雪を水に変換して測定する従来の溢水式や温水式の雪量計に比べ、雪の重量を直接測定するために時間の遅れや加熱による蒸発の誤差がなく、また、受け皿として直径35cmの円筒容器を用いると、ここで使用した天秤の最小感度0.1gに対して、0.062mm/時の微少な降雪強度を、任意の時間間隔で連続して自動的に収録ができる等の利点がある。しかし、天秤の秤量による観測期間の限界があり、最大秤量を越える前に容器内の雪を捨てなければならないという問題がある。

5.5 観測データからの密度の計算法

画像処理による降雪粒子の粒径および落下速度の測定と電子天秤による降雪強度の測定との時刻は同期させて1分毎に測定しているので、これらの値より落下中の粒子の密度を以下の方法により求める。

まず、画像処理により測定された個々の粒子の粒径(横径)と落下速度の値は、図3.2のように粒径毎の粒子数と落下速度の平均値として記録されているが⁽¹²⁾、各粒径毎の落下速度の分散は、あまり大きくないので(図2.11, 図3.11, 図3.18)、粒子の落下速度は、各粒径についての落下速度の平均値を用いても良いと言える。次に、粒子の粒径は時々刻々変動するが、5.2.2で述べたように粒子はほぼ球形と見なすことができる。実際の計算では、データベースに格納されている1分毎の粒径別の粒子数と平均落下速度の値を使って1分毎の全粒子の総体積を計算する。更に、この粒径および落下速度の測定と、電子天秤による降雪粒子の総重量の測定とは、いずれも時間を同期させて1分間毎の積算値として測定されているので、これらにより1分毎の粒子の密度は式(5.5)により求められる。

5.6 結果と考察

5.6.1 観測結果

図5.3は、1993年1月20日16時30分から21時までの降雪観測結果である。図5.3a, b, cは、それぞれ画像処理により求めた空間数密度、全粒子の平均粒

径および平均落下速度の1分毎の経時変化である。図5.3 dは電子天秤により測定した降雪強度，図5.3 eは式(5.5)より計算した1分毎の粒子の密度の経時変化である。これらより，空間数密度(a)と降雪強度(d)のグラフの変化はかなり一致していると言える。これは，平均粒径(b)と平均落下速度(c)の変動は比較的少なく，数密度の変動が大きいためである。一方，粒子の密度(e)は0.01~0.08の間でかなり大きく変動している。

5.6.2 画像処理データを用いた降雪強度の算出法

電子天秤を用いずに画像処理データだけを使って，降雪強度を求める方法について述べる。第4章で述べたように，雨滴の場合には，密度は一定値の $1.0[g/cm^3]$ と考えてよいので，体積と落下速度だけで，降雨強度は計算できるが⁽¹⁶⁾・⁽¹⁷⁾，降雪の場合には，密度は一定ではないので，密度を画像処理データより計算するための近似式を導出する。降雪粒子の粒径を D ，粒径別の落下速度，個数および密度を，それぞれ $v(D)$ ， $N(D)$ ， $\sigma(D)$ とすると，降雪強度 R は

$$\begin{aligned} R &= \int \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D}{2}\right)^3 \sigma(D) v(D) N(D) dD \\ &= \frac{\pi}{6} \int D^3 \sigma(D) v(D) N(D) dD \end{aligned} \quad (5.7)$$

により求めることができる。

5.6.3 降雪の特性式

粒径別の粒子数 $N(D)$ は N_0 ， λ を定数として

$$N(D) = N_0 \exp(-\lambda D) \quad (5.8)$$

で表すことができる⁽¹⁸⁾。一方，粒径別の落下速度 $v(D)$ は， κ ， ε を定数として

$$v(D) = \kappa D^\varepsilon \quad (5.9)$$

で表すことができる⁽¹⁹⁾。

1993年1月20日16時30分～21時に観測された降雪粒子について、式(5.8)および(5.9)の関係を調べた。図5.4 aは観測期間内の全粒子の平均粒径別粒子数分布である。この場合は $N_0=214$, $\lambda=0.366$ とすると、特性式(5.8)は実際の粒径分布とよく一致した。以下の図中の破線は特性式のグラフである。図5.4 aの分布は降雪の種類により変動し、例えば小さい粒径の粒子が多く降る場合(図5.4 b, 17:01～17:11)には、特性式のグラフの傾きは急になり、大きい粒径の場合(図5.4 b, 19:05～19:24)には、ゆるやかになる。しかし、いずれの場合も N_0 と λ の値が変化するだけで、粒径と粒子数の分布は式(5.8)で表すことができた。一方、図5.5 aは観測期間内の全粒子の粒径と落下速度の関係を粒径別の平均値と分散で表したものである。この場合は $\kappa=0.512$, $\varepsilon=0.406$ とすると、特性式(5.9)は実際の粒径と落下速度の関係によく一致した。図5.5 aの関係についても、あられのように落下速度の速い場合(図5.5 b, 17:47～17:53)と、ぼたん雪のように落下速度の遅い場合(図5.5 b, 19:50～19:59)にも、 κ と ε の値が変化するだけで、粒径と落下速度の関係は式(5.9)で表すことができた。

更に、1分毎の全粒子の平均粒径(図5.3 b)と平均密度(図5.3 e)との値より、各時刻の粒径と密度の関係を調べると、図5.6のようになり、式(5.9)の ε を使って

$$\sigma(D) = \sigma_0 D^{-\varepsilon} \quad (5.10)$$

で近似できる。図5.5 aの場合の $\varepsilon=0.406$ に対して、 $\sigma_0=0.048$ とおくと、粒径と密度の関係をかなりよく近似できた。式(5.8)～(5.10)を式(5.7)へ代入すると、

$$R = \frac{\pi}{6} \int D^3 \sigma_0 \kappa N_0 \exp(-\lambda D) dD \quad (5.11)$$

となり、粒子の密度を用いずに、画像処理データより得られる N_0 , κ , λ の特性

値、粒径別の粒子数および定数 σ_0 により、降雪強度を求めることができる。実際の計算では、1分毎の各値を連続的に求めるためには、観測された粒子数が少なかったため、各時刻の前後各5分間の移動平均により毎分の N_0 、 κ 、 λ を計算した。図5.7 a, b, cは、1月20日16時30分から21時までの1分毎の N_0 、 κ 、 λ の計算値である。1分毎に計算された N_0 、 κ 、 λ の値を式(5.11)に代入し、更に図3.2のように記録されている粒径別の粒子数で積算することにより、1分毎の降雪強度を計算することができる。図5.8は、式(5.11)により計算した1分毎の降雪強度である。図5.3 dの実測値と比較すると、各特性値の計算に移動平均を用いたので、変動がやや滑らかになっているが、全体としては、かなりよく一致しているので、ここで提案した手法は有効と言える。

5.7 むすび

降雪の種類は、落下中の降雪粒子の密度に大きく依存していると考えられるので、密度の測定は重要である。

画像処理データと電子天秤データを用いて、落下中の降雪粒子の密度を1分間隔で計算することができた。更に、粒径別粒子数、降雪粒子の粒径と落下速度の関係、および粒径と密度の関係を求めることにより、電子天秤を用いずに、画像処理データだけから降雪強度を求めることができるようになった。5.4で述べたように、従来の転倒ます型雨量計による降雪強度の測定法では、測定感度が低く、また電子天秤法では、風の影響や、一定量毎に雪を捨てる必要があったが、画像処理法では、このような制限がないので、短い時間間隔で長期間にわたる強度の測定法として有効な方法と言える。

今後の課題として、どのような種類の降雪のときでも、本方法による降雪強度の測定法が有効であるかの検討が必要である。

降雪をもたらす雪雲をレーダを使って調べる研究では、レーダ観測と同期して地上での降雪強度の測定が不可欠である。本章で提案したシステムを用いることにより、1分間を最小単位とする降雪強度を測定できるので、レーダによる雪雲の解析の研究に有用となることが期待される⁽²⁰⁾。

文 献

- (1) 小口知宏, 細矢良雄: "雨滴による電波の散乱吸収", 電子通信学会誌, 60, 4, pp. 368-375(1972).
- (2) 森田和夫, 山田松一: "降雨中の電波伝搬", 電子通信学会誌, 60, 4, pp. 375-382(1972).
- (3) Medhurst R.G. "Rainfall attenuation of centimeter waves: comparison of theory and measurement", IEEE Trans. Antennas & Propagat., AP-13, pp. 550-564(1965).
- (4) 浅利英吉: "降雪中のマイクロ波伝搬について", 電子通信学会論文誌(B), 52-B, 11, pp. 663-668(1969).
- (5) 浅利英吉: "含水雪中のマイクロ波の減衰", 電子通信学会論文誌(B), 57-B, 8, pp. 481-488(1974).
- (6) 西辻昭: "降雪時における電波減衰量の計算方法", 電子通信学会論文誌(B), 54-B, 1, pp. 22-29(1971).
- (7) 中村勉: "雪片の含水率の測定法について", 雪氷, 22, 145-146(1960).
- (8) Magono C. and Nakamura T.: "Aerodynamic studies of falling snowflakes", J. Meteor. Soc. Japan, 43, pp. 139-147(1965).
- (9) Sasyo Y., Mori T. and Onozaki O.: "Observation of the liquid water content of melting snowflakes with a new instrument", J. Meteor. Soc. Japan, 69, pp. 83-90(1991).
- (10) 村本健一郎, 藤田博之, 藤城孝史他: "落下中の降雪粒子の密度測定", 電子情報通信学会画像工学会研究会 (1994.6)
- (11) 村本健一郎, 椎名 徹: "降雪粒子の大きさと落下速度の自動測定", 電子情報通信学会論文誌(D-II), J72-D-II, 9, pp. 1382-1387(1989).
- (12) 村本健一郎, 椎名 徹, 北野孝一: "降雪粒子の粒径分布と落下速度のデータベース", 電子情報通信学会論文誌(D-I), J74-D-I, 8, pp. 586-589 (1991).
- (13) 村本健一郎, 松浦弘毅, 椎名 徹: "落下中の降雪粒子の密度と降雪強度の測定", 電子情報通信学会論文誌(D-II), Vol. J77-D-II (印刷中)
- (14) 吉田順吾: "雪の分類", 北大低温研資料, pp. 1-3(1953).

- (15) 村本健一郎, 松浦弘毅, 椎名 徹: "領域および輪郭線による降雪雪片の形状特徴解析", 電子情報通信学会論文誌(D-11), J76-D-11, 5, pp.949-958 (1993).
- (16) 村本健一郎, 椎名 徹, 中田克男, 土合昌文: "画像処理による雨滴の大きさと落下速度の測定". 電子情報通信学会春季大会, D 434(1990.3).
- (17) 村本健一郎, 松浦弘毅, 奥村昌和, 樋口吾郎: "雨滴の形状と落下速度による降雨量算出", 電子情報通信学会春季大会, D-415(1992.3).
- (18) Gunn K.L. and Marshall J.S. : "The distribution with size of aggregate snow flakes", J.Meteor., 15, pp.452-461(1958).
- (19) Langleben M.P. : "The terminal velocity of snowflakes", Quart.J. Roy.Meteor.Soc., 80, pp.174-181(1954).
- (20) Muramoto K., Fujita H., Fujiyoshi Y. and Kitano K. : "Determination of a Z-R relation for snowfall and its evaluation", Asian Symposium on Ecotechnology, Abstract, B-20(1994.10).

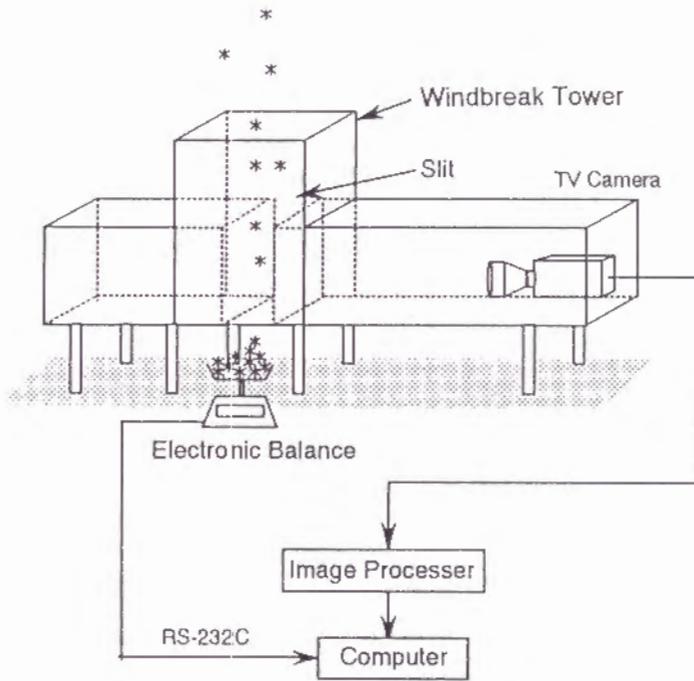


図 5.1 降雪粒子および降雪強度観測システム
Figure 5.1 Configuration of equipments for measuring snowflakes and snowfall rate.

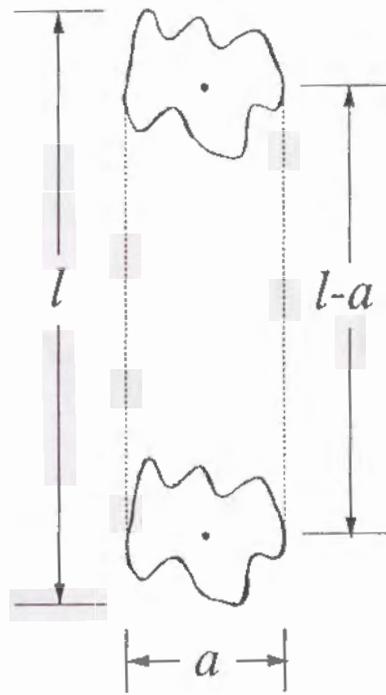


図 5. 2 降雪粒子映像の解析図
Figure 5.2 Model of snowflake.

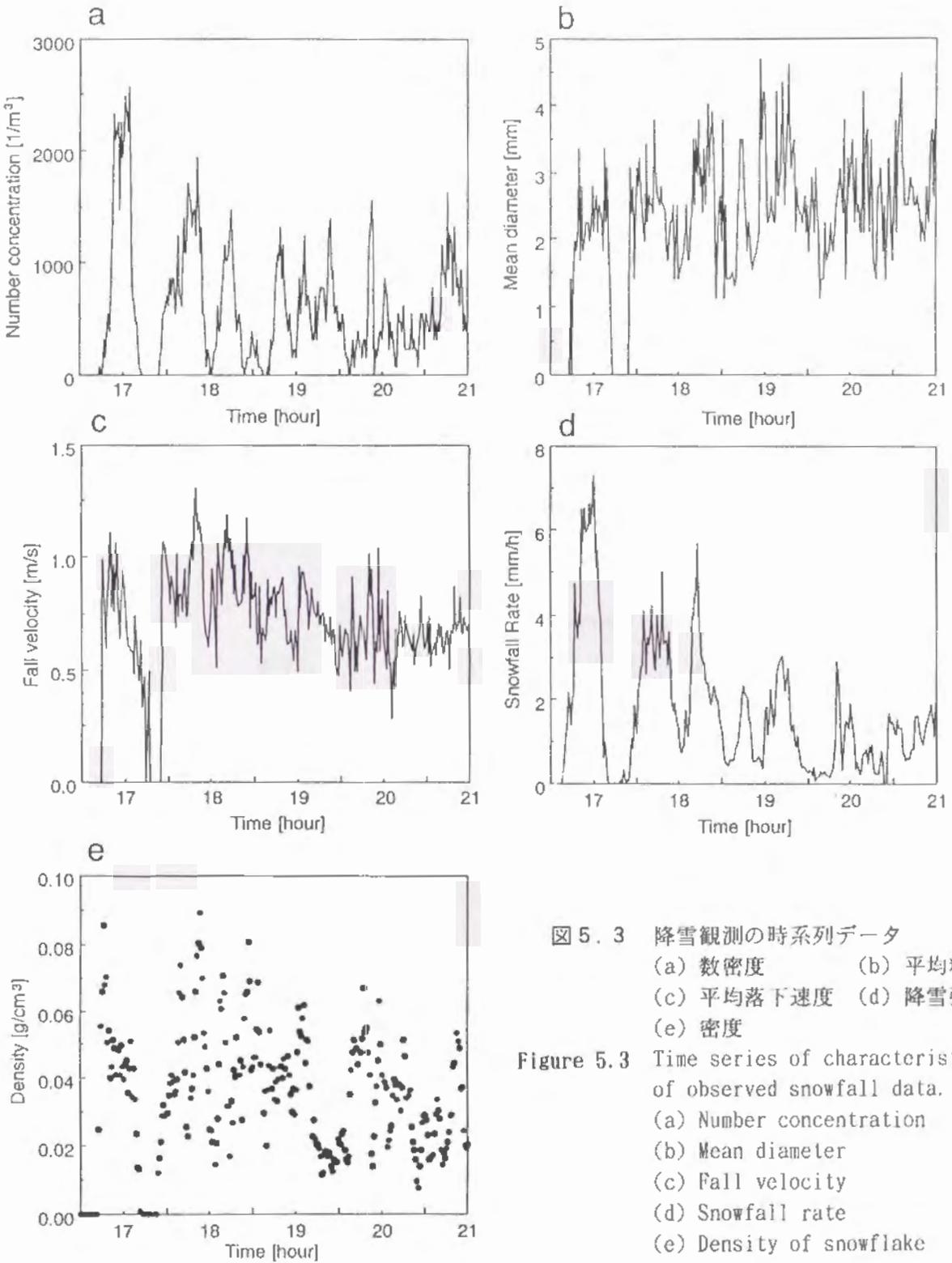


図 5.3 降雪観測の時系列データ

- (a) 数密度 (b) 平均粒径
- (c) 平均落下速度 (d) 降雪強度
- (e) 密度

Figure 5.3 Time series of characteristics of observed snowfall data.

- (a) Number concentration
- (b) Mean diameter
- (c) Fall velocity
- (d) Snowfall rate
- (e) Density of snowflake

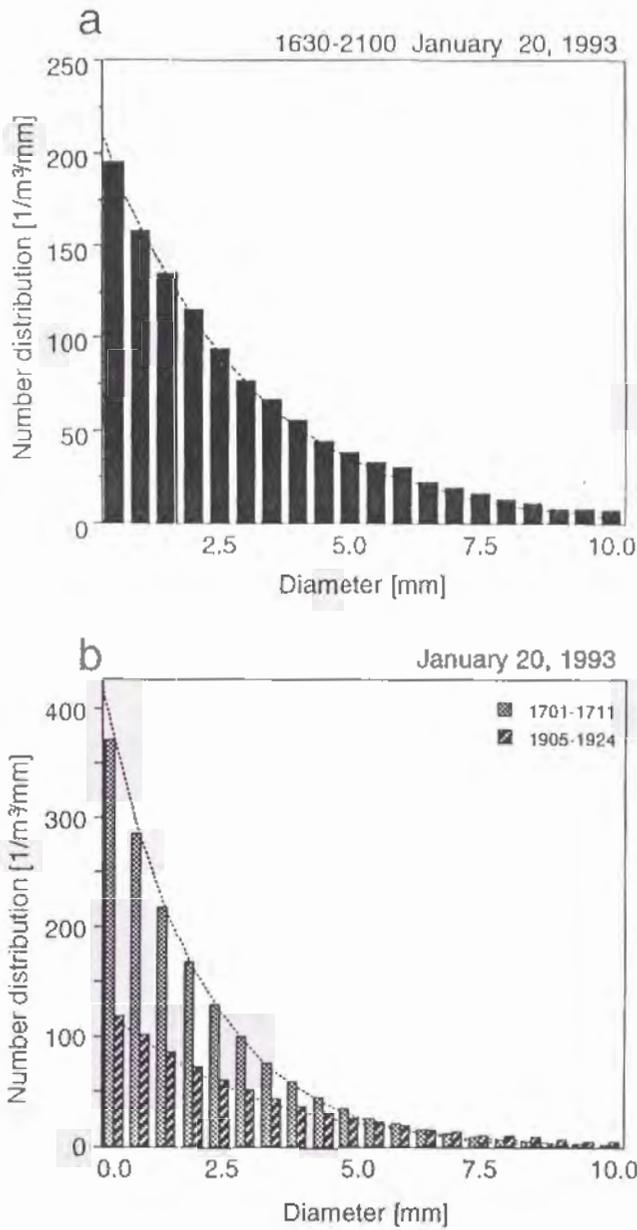


図 5.4 降雪粒子の粒径分布
 (a) 全粒子の平均分布
 (b) 粒子数の多い場合と少ない場合の分布

Figure 5.4 Frequency distribution of snowflakes.
 (a) Average distribution of all snowflakes.
 (b) Cases of a large and a small number of snowflakes.

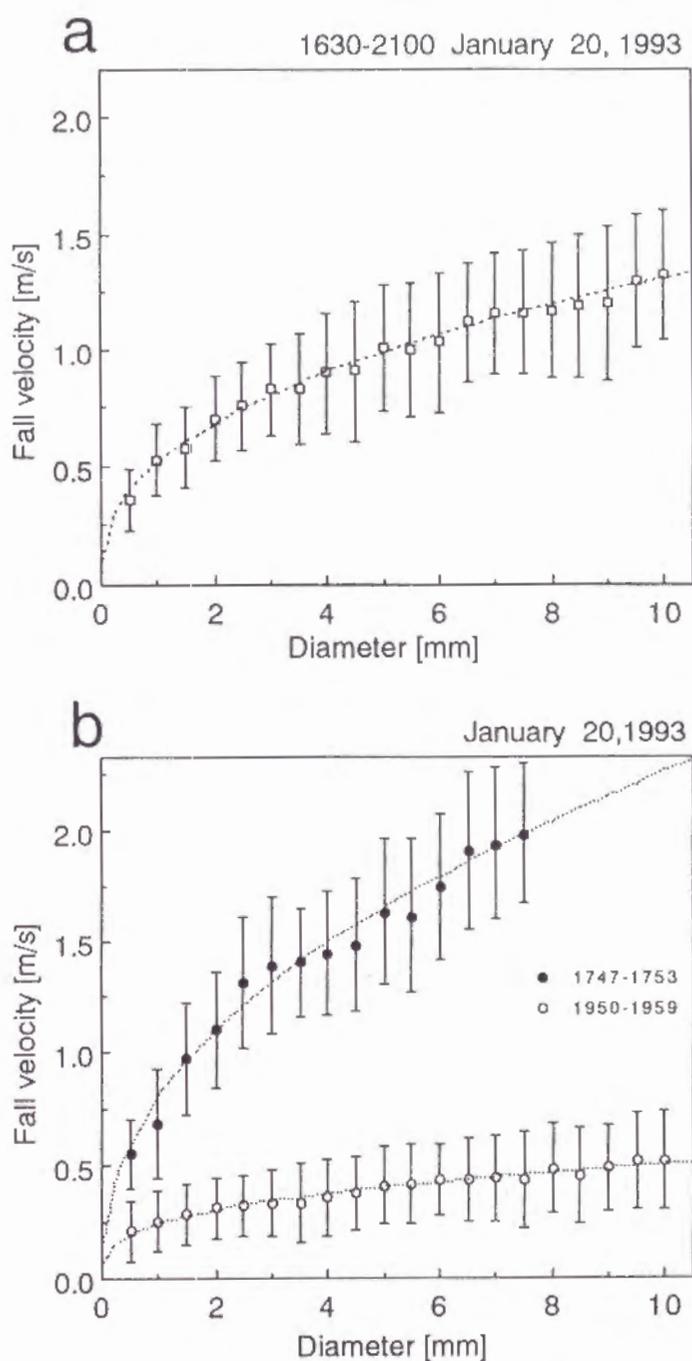


図 5.5 粒径と落下速度の関係

(a) 全粒子の平均落下速度

(b) 落下速度の速い場合と遅い場合

Figure 5.5 Fall velocity versus diameter of snowflakes.

(a) Average velocity of all snowflakes.

(b) Cases of the high and low velocity.

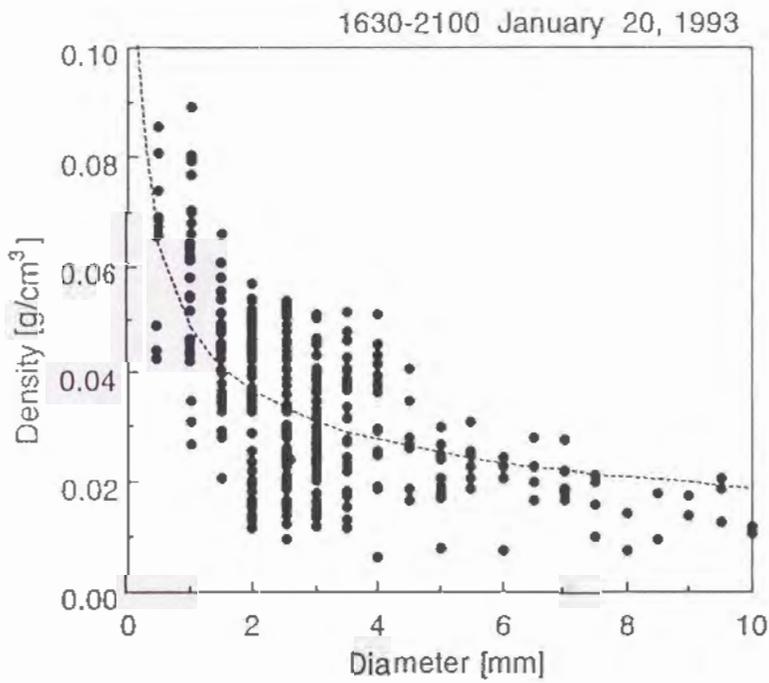


図 5. 6 粒径と密度の関係

Figure 5.6 Density versus diameter of snowflakes.

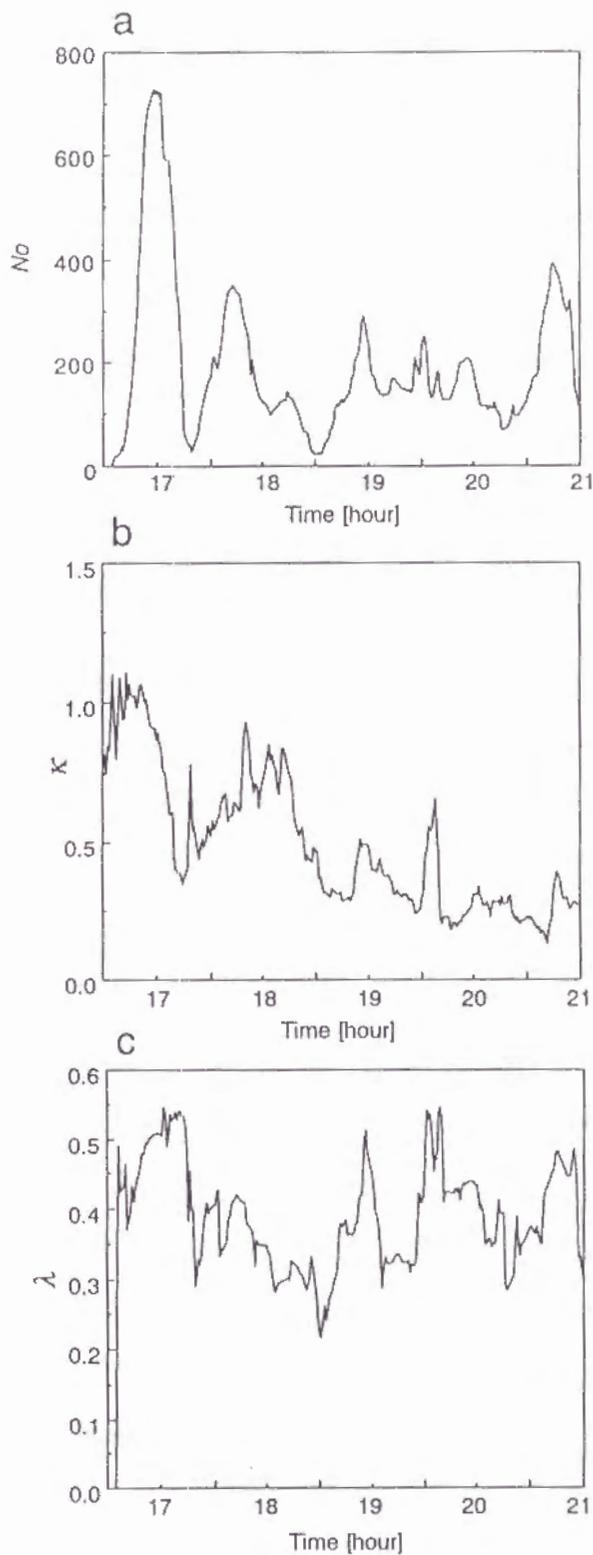


図 5.7 各パラメータの経時変化
Figure 5.7 Time series of characteristics of each parameter observed from snowfall data.
(a) N_0 (b) κ (c) λ

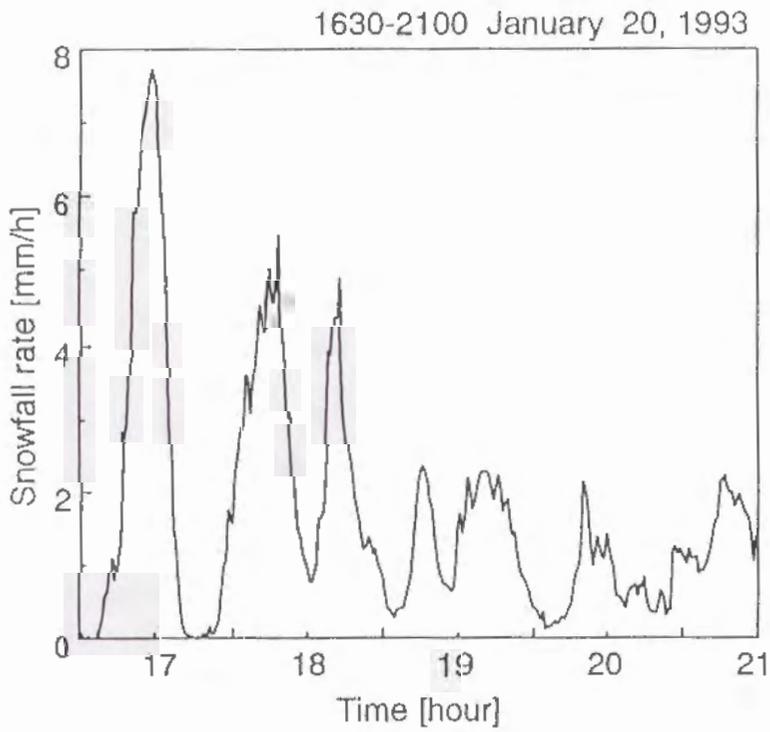


図 5.8 画像処理データより求めた降雪強度
Figure 5.8 Time series of snowfall rate
calculated by image data.

状態	種別呼称	左をもちすべからずの降雪の呼称	みられる時季と気象	大きさ形	構成	密度	性 状
乾	たま雪	たま雪 (霜 霰)	・冬の初めや終りに多い ・降雪の初め、終りに多い ・比較的高温時、 0°C 付近、 -6°C 以下では降らない	2~5mm 球または円錐	微粒の集塊	0.06~ 0.16	・もろく、容易につぶし得 ・とけると径 1mm 程度以下の水滴になる
	はい雪	はい雪	・普通に降る ・発生域温度 -14°C ~ -18°C 地上へ落ちつつ雪片に成長する	2~ 10mm 不定形	結晶、細かな雪あられ、不規則粒子等の集塊	0.01~ 0.03	・やわらかい、素子間の結合はゆるい ・とけると径 1~2mm 程度の水滴
	こな雪	こな雪	・風雪時に多い ・発生域温度 -5°C ~ -6°C 風のため雪片に成長できない	1~2mm あるいは 1mm 以下 一見粉末状	結晶又は不規則粒子が 1 個または数個の集塊	0.07	・水滴になる霧雨の粒子程度
	わた雪	わた雪 ぼたん雪	・比較的高温で可降水量大きい時に多い ・ 0°C 前後、つまり冬の初め、終りに多い ・発生時ははい雪と同じ	10mm 程度以上不定形ないし皿状	はい雪の更に大きな集塊、結合が緊密	0.09	・はい雪よりもしまっている ・細かな雪あられや微粒の量が多い ・水滴になると径 2~4mm
湿	もち雪	もち雪	・冬の初め、終りに多い ・ 0°C 以上の高温時 ・はい雪・わた雪・たま雪のとけかかった状態	大きさ範囲広し不定形	氷と水粒子水膜の混合	0.09~ 0.126	・にぎって団子にできる ・雪片内では容易に「氷橋」ができる
濡	べた雪	べた雪 みぞれ	もち雪のとけた状態	”	水量が増加	0.257	・雪片素子の最初の姿は明瞭でない ・降雪は雪の団子の如き感じ
水	みず雪	みぞれ 雨	べた雪が雨に変化する状態	数 mm 以下、雨滴に近い	雨水中に崩れた水がみえる	>0.257	・雨に近い形状性質を示す

表 5.1 降雪の分類
Table 5.1 The classification of snow.

第6章

降雪強度観測のレーダ観測への応用

6.1 まえがき

降雨や降雪現象をレーダによって定量的に観測するためには、一般的に、地上観測データとの重畳によって行う。そして両者の観測から、レーダ観測で得られるレーダ反射因子(Z)と地上観測で得た降雨や降雪強度(R)との関係を求めることが主な目的である^{(1)~(2)}。 Z - R 関係が求まれば、レーダ反射因子(Z)から降雨や降雪強度を推定することができる。これによりレーダ観測だけで降雨・降雪状況を広範囲かつ連続的に把握できるので、局所的、時間的な降雨・降雪強度予測の精度を高めることができるようになる。

降雨の Z - R 関係を求める研究は多数行われ、その関係はほぼ確立している^{(3)~(7)}。しかし降雪に関しては、 Z - R 関係は充分に行われているとは言えない。これは降雪現象が降雨現象に比べて多くのパラメータが複雑に関与しているので、 Z - R 関係のばらつきが雨に比べてかなり大きくなることに原因がある。降雪現象は粒子の成長に関連する物理的要因の変動度が大きく、降雪粒子の形状、落下速度、誘電率などのレーダ反射に関係する因子が降雪のタイプによって様々になる。また、今まで行われた降雪の Z - R 関係を求める研究の多くは、地上での降雪強度観測が不十分であった。すなわち、レーダの測定間隔に比べて降雪強度の測定は間隔が長かったり、積雪深から求めていて定量性に問題があったりして^{(8)~(11)}、レーダ反射因子と地上の降雪強度を詳細に調べた報告はわずかに行われているだけである⁽¹²⁾。

本章では、レーダ反射因子の測定と同期させて、第5章で述べた地上での降雪

強度測定を短い時間間隔で行うことにより、降雪のZ-R関係を求める方法を提案する^{(19)~(21)}。更に、Z-R関係の測定と同時に、第2章および第3章で述べた方法で地上での降雪粒子の粒径、落下速度、空間数密度等を短い間隔で測定して、それらがZ-R関係に及ぼす影響も定量的に解析する。

6.2 Z-R関係

レーダ受信電力とターゲットとする散乱体の特徴との基本的な関係は、レーダ方程式と呼ばれており、次式で表せる。

$$P_r = K \frac{1}{r^2} \left| \frac{\epsilon_1 - 1}{\epsilon_1 + 2} \right|^2 \cdot \frac{1}{\rho_1^2} S Z F$$

$$= C \frac{Z}{r^2} \quad (6.1)$$

ここで、 P_r は受信電力、 K はレーダ固有の定数、 r はレーダから観測点までの距離、 ϵ_1 および ρ_1 は氷の複素誘電率と密度、 S は形状因子、 F は理論値と実際の受信電力の比、 Z はレーダ反射因子であり、 C はレーダ定数と呼ばれる。また、一般にレーダ反射因子 Z [$mm^6/時$]と降雪強度 R [$mm/時$]には以下のような Z (レーダ反射因子)- R (降雪強度)関係と呼ばれる指数関数の関係があり⁽²²⁾、降雪粒子のタイプにより大きく異なる。

$$Z = BR^\beta \quad (6.2)$$

従って、レーダ受信電力を計測すれば、レーダ方程式からレーダ反射因子 Z が求まり、また降雪強度 R は直接測定できるので、これらより、係数 B 、 β を算定することができる。

6.3 観測システムおよび観測方法

1992年2月にレーダによる上空の雲の観測と地上での降雪観測を同時に行った。RHIレーダによって空間の反射強度の分布を、レーダの近くに設置した降雪強

度計と降雪観測装置によって地上の降雪状況をそれぞれ観測した。両者の観測システムおよび観測方法について述べる。

6.3.1 レーダ観測

1991年12月17日に名古屋大学大気水圏科学研究所のRHIレーダを立山山麓の富山県大山町上野に設置して1992年2月末まで半径50kmレンジの空間をレーダ観測した。図6.1は観測地点を示し、図6.2は観測中の写真である。まず、使用したRHIレーダの諸性能について述べ、次に観測状況について述べる。

6.3.1.1 RHIレーダ

名大水圏のRHIレーダの性能およびデータ処理の概要を表6.1に示す。データ処理方式は垂直断面方式でビデオ出力を256段階にデジタル化してサンプルされる。更に図6.3に示すような垂直断面平面内の矩形状配列データに加工される。サンプルされたデータはレーダ定数および送受信器入出力特性とともにミニコンのMTに出力される。

6.3.1.2 立山山麓でのレーダ観測

1992年2月1日～29日の間、観測を行った。方位角は2度ずつ変化させて稼働させた。方位角を固定して仰角を0～360度変化させるのに約10秒かかる。レンジ内の3次元空間分布を得るには方位角を180度変化させればよいので、これに約15分かかる。ミニコンのMTは24時間記録することができる容量であったので、朝にMTをセットして、翌日に取り替えるという作業を繰り返し、1992年2月のほぼ毎日のレーダ観測をすることができた。

6.3.2 地上での降雪観測

レーダの近郊のインテック大山研修センター(大山町東黒牧)の敷地内に降雪観測装置を設置し、リアルタイムで降雪状況を観測し、ディスクに記録した。図6.4は降雪観測システムのブロック図である。

6.3.2.1 降雪粒子の粒径と落下速度の観測

第2章で述べた方法で、毎秒2回ずつ地上付近での降雪粒子を観測し、積算値をディスクに記録した^{(28)~(25)}。

6.3.2.2 降雪強度の観測

降雪粒子の粒径、落下速度および粒子数の観測との時間分解能を合わせるために、第5章で述べた方法で電子天秤を使って、降雪の重量を測定し、その値から降雪強度を求めた⁽²⁶⁾。

6.3.2.3 地上での観測

地上での降雪観測はレーダ観測と同期させて行ったが、1992年2月前半はほとんど降雪がなく、また測定中のトラブルもあったので、降雪時にレーダデータと同時に観測データが記録されているケースは数回程度であった。

6.4 解析方法

6.4.1 レーダデータの取扱い

図6.5は、MTに記録されたレーダデータの記録方式である。ヘッダー部とデータ部に分かれています。ヘッダー部は走査時の方位角や時間、レーダ定数などで構成され、データ部は1鉛直平面のデータが格子状に記録されている。これは図6.3で示したように、レーダの出力をサンプリングする格子点の位置に対応している。格子点のグリッドは水平方向の分解能が1 km、垂直方向が0.5 kmで、観測範囲はレーダを中心に水平方向50 km、垂直方向15 kmである。MTに記録されたデータは金沢大学総合情報処理センターの大型計算機で読み込んだ。1日のデータ量は20Mbyte以上になるので、解析および保存効率を高めるためにデータの圧縮が必要である。データには0の値がかなり多く連続して記録されているので、圧縮方法はランレングス法を採用した。データは256段階のバイナリーデータであるので、データを16進2桁のアスキーデータに変換して、0の値だけをランレングス法により圧縮を行った結果、平均で観測時のデータ量の約40%にすることができた。圧縮されたデータをワークステーションに転送して解析した。圧縮されたデータは解析時にすべて展開せずに、使用部分だけを一時的に展開する方式とした。またデータを保存する場合には、汎用のアーカイバで更に圧縮した。

6.4.2 レーダ観測データの検討

観測したレーダデータよりレーダ反射因子 Z を得るために、ヘッダー部に記録されているレーダ定数を使って、式(6.1)の関係式により計算した。すなわち

$$Z = \frac{1}{C} P_r r^2 \quad (6.3)$$

Z の取り得る範囲は非常に大きくなるので、次の対数の形にした。

$$10 \log Z = -10 \log C + 20 \log r + 10 \log P_r \quad (6.4)$$

レーダで測定できるのは受信電力 P_r であり、レーダには対数アンプが使われていて、 $\log P_r$ の1次関数に対応した電圧値がMTに記録されている。ヘッダーにはこの1次関数の傾きと切片が記録されているので、これをもとに Z を計算した。ただし、 C に含まれている誘電率は氷の誘電率を使った。

6.4.3 レーダエコーの表示

レーダデータを解析するためには、まず降雪状況の立体分布を視覚的に把握する必要があるので、レーダエコーの垂直断面(RHI, Range Height Indicator)と水平断面(CAPPI, Constant Altitude Plan Position Indicator)の表示をした⁽²⁰⁾。まず垂直断面はファイル構造そのものであるが、そのまま表示すると濃度値の不連続が強く出るので滑らかになるように補間して表示した。次に水平断面図はファイルを半回転分、つまり全空間を表すデータ分のファイルを読み込み、任意の高度の平面のデータを表示することにした。記録されているデータは極座標表示であるのでデータを補間して直角座標に変換して表示した。これらの作業手順を図6.6に示す。ここで極座標から直角座標への座標変換方法を述べる。図6.7に示すように、直角座標系のグリッドの1点は極座標系の4点に囲まれるので、グリッド上のデータはこの4点から双一次内挿した。すなわち、グリッド上のデータ $Z_{xy}(x, y)$ は次のように計算した。

$$Z_{xy}(x, y) = \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 Z_{r\theta}(r_i, \theta_j) \cdot \left| \frac{r_2 - r_1 - \Delta r}{r_2 - r_1} - i + 1 \right| \cdot \left| \frac{\theta_2 - \theta_1 - \Delta \theta}{\theta_2 - \theta_1} - j + 1 \right| \quad (6.5)$$

図6.8と図6.9は式(6.5)により解析した垂直断面図および水平断面図の表示例である。

6.4.4 地上観測とレーダ観測との対応

6.4.4.1 地上観測データとその上空データとの対応

レーダ観測したデータと地上観測データとの対応は、レーダ反射因子 Z と電子天秤による降雪強度 R を比較した。まず地上観測位置の特定は地図上でレーダ位置からの方位角と距離を測定することで行った。地上観測場所であるインテック大山研修センターはレーダ設置場所から、方位はほぼ真西(270度)、距離は約3.2 kmであった。この特定位置のレーダデータは存在しないので、正確な位置の Z を求めるために特定位置の周囲の4点のデータを使って内挿して求めた。このようにして地上降雪観測位置に対応する上空データの中で、高度の最も低い500 mの高さのデータと地上降雪強度データと比較することにした。

図6.10は、実際の地上降雪観測地点の降雪強度 R とその上空500 mのレーダ反射因子 Z の測定結果の比較である。図6.10 Aは大山研修センター上空での Z の経時変化を表し、図6.10 Bは同時間帯の降雪強度の経時変化である。両者のグラフのパターンは時間差を併ってほぼ整合していると言える。そこで、まずこの時間差 Δt を定量的に求める。

6.4.4.2 上空と地上の時間差 Δt

上空500 mと地上でのデータを比較すると、時間差が生じる。この時間差は相互関係数法を使って求めた。これは次のように時間軸を移動させた両者の相関係数を求め、これが最も大きくなることを時間差 Δt とするものである(図6.11)。

$$r(\tau) = \frac{\int R(t + \tau)Z(t)dt}{\sqrt{\int R^2(t + \tau)dt \int Z^2(t)dt}} \quad (6.6)$$

Z - R 関係の解析に当たっては、この方法で求めた Δt だけ移動させた Z と R の

関係を求めることにした。

6.5 解析結果および考察

大山研修センターでの降雪強度 R とその真上のレーダ反射因子 Z とを比較し、 $Z-R$ 関係式を求めた。しかし十分長く降雪の見られ、しかも両者のデータが同時に観測された期間は多くはなかった。ここでは、代表例として、相関の高かった例(2月8日)、相関のやや高かった例(2月25日)およびほとんど相関の見られなかった例(2月10日)の3例について検討する。

6.5.1 各観測例についての時間差

まず各例についての相関係数を前後30分にわたって求めた。図6.12にこれを示す。これより時間差 Δt はそれぞれ、5分、-2分、-4分となった。 Δt が負の値を取る場合には地上のデータが上空に先行していることになるが、これは地上観測位置はレーダに対して西の方向に位置しているので、西風により地上の降雪が同地点の真上の雲よりも先に生じた場合と考えられる。

6.5.2 レーダ反射因子 Z と降雪強度 R の関係

6.5.2.1 2月8日の $Z-R$ 関係

1992年2月8日の17時から24時までのレーダ反射因子 Z と降雪強度 R の経時変化のデータを5分間移動させて、各分毎の対応点をプロットした。図6.13は Z および R の両方の値が測定できた301個の対応点である。これより回帰直線を求めたのが、図6.13の直線である。データはほぼ直線上に分布していると言える。この $Z-R$ 関係式は次のように求まった。

$$Z = 10.7 R^{0.88} \quad (6.7)$$

図6.14は降雪観測データより同期間の全粒子の平均粒径と平均落下速度の経時変化である。粒径は2mmから5mmの範囲で変動しているが、落下速度はほぼ一定であることがわかる。これより、観測期間内で雪質が大きくは変化していないと

言える。このように同じタイプの降雪が続くときは $Z-R$ 関係のばらつきは少なくなる。

6.5.2.2 2月25日の $Z-R$ 関係

2月25日の17時から2月26日の3時までの Z と R の関係も同様な方法で調べてみた。これを図 6.15 に示す。プロット数は396個である。この場合の回帰直線は2月8日に比べてばらつきが多いと言える。 $Z-R$ 関係式を求めると次式のようになる。

$$Z = 2.88 R^{0.88} \quad (6.8)$$

同様に平均粒径と平均落下速度を図 6.16 に示した。これより20時付近で落下速度が大きくなり、粒径は小さくなっている。すなわち、この時刻にはあられが降っていたと考えられる。レーダ反射因子 Z は粒径の6乗に比例するので、この場合は図 6.15 の回帰直線より下側の部分のばらつきがこの影響によると考えられる。

6.5.2.3 2月10日の $Z-R$ 関係

2月10日の17時から24時までの $Z-R$ 関係を図 6.17 に示す。プロット数は277個である。この場合はほとんど相関が見られないのがわかる。平均粒径と平均落下速度を図 6.18 に示す。これより落下速度は30分から1時間毎に大きく変化していることがわかる。従って、この期間では雪質の変化の激しい対流性のある降雪であったと思われる。この場合は Z と R の安定な対応が起こりにくいのでばらつきが多く見られたと考えられる。

6.6 むすび

上空のレーダ観測データと地上の1分毎の降雪強度観測データとを使い $Z-R$ 関係を求めた。まず上空のレーダ反射因子と地上の降雪強度との各時系列データから両者の時間差を計算し、次に、その時間差を考慮して、 Z と R の対応点をプロットし、それらの回帰直線より $Z-R$ 関係を求めた。更に、 $Z-R$ 関係に影響を与える降雪粒子の粒径および落下速度についても検討した。この結果、上空と地上の時間差を求めることは有効であった。また $Z-R$ 関係の分布が直線上に集中

する場合は、粒子の落下速度も一様であり、逆に分布がばらつく場合は、落下速度も変化していた。このように、レーダによる降雪雲の観測と地上での降雪観測との関係を調べる研究に、第2章と第5章の手法が有効であり、今後は、降雪粒子の個数、粒径、落下速度のデータに、更に粒子形状や落下運動のデータ⁽²⁸⁾~⁽³⁰⁾も加えて検討すれば、種々のパラメータを含んだZ-R関係を導くことが可能になるものと期待される。

文献

- (1) Sauvageot H.: "Radar Meteorology", Artech House(1992).
- (2) 小平信彦: "気象レーダの基礎", 気象研究ノート, 139, pp.279-309 (1980).
- (3) Marshall J.S., Langille R.C. and Palmer W.M.: "Measurement of rainfall", J.Meteor., 4, pp.186-192(1947).
- (4) Fujiwara M.: "Raindrop-size distribution from individual storms", J.Atmos.Sci., 22, pp.585-591(1965).
- (5) Foote G.B.: "A Z-R relation for mountain thunderstorms", J.Appl. Meteor., 2, pp.229-231(1966).
- (6) Cataneo R. and Stout G.E.: "Raindrop-size distribution in humid continental climates, and associated rainfall rate radar reflectivity relationships", J.Appl.Meteor., 7, pp.901-907(1968).
- (7) Rosenfeld D., Wolfe D.B. and Atlas D.: "General probability-matched relations between radar reflectivity and rain rate", J.Appl.Meteor., 32, pp.50-72(1993).
- (8) Marshall J.S and Gunn K.L.S.: "Measurement of snow parameters by radar", J.Meteor., 9, pp.322-327(1952).
- (9) Boucher R.I. and Wieler J.G.: "Radar determination of snowfall rate and accumulation", J.Climate Appl.Meteor., 24, pp.68-73(1985).
- (10) Carlson R.E. and Marshall J.S.: "Measurement of snowfall by radar", J.Appl.Meteor., 11, pp.494-500(1972).
- (11) Collier C.C. and Larke P.R.: "A case study of the measurement of snowfall by radar: An assessment of accuracy", Quart. J. Roy. Meteor.

- Soc., 104, pp.615-621(1978).
- (12) Fujiyoshi Y., Endoh T., Yamada T., Tsuboki K., Tachibana Y. and Wakahama G.: "Determination of a Z-R relationship for snowfall using a radar and high sensitivity snow gauges", J. Appl. Meteor., 29, pp.147-152(1990).
- (13) Konishi H., Muramoto K., Shiina T., Endoh T. and Kitano K.: "Z-R relation for gaupels and aggregates observed at Showa station, Anterctica", Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., 5, pp.97-103(1992).
- (14) 小池俊雄, 水津武, 藤吉康志, 村本健一郎他: "多機能レーダシステムによる降雪定量観測手法の開発", 平成4年度河川情報センター助成研究成果報告集, pp.78-85(1993).
- (15) 藤田博之, 村本健一郎, 松浦弘毅, 藤吉康志他: "RHIレーダによる降雪雲と地上降雪観測との相関", 電気関係学会北陸支部連合大会, E-59, pp.310(1993).
- (16) 藤田博之, 村本健一郎, 松浦弘毅, 藤吉康志他: "RHIレーダによる降雪雲と地上降雪観測との相関", 雪氷学会北信越支部研究発表会, 11, pp.52(1993).
- (17) 佐藤晋介, 遠藤辰雄, 高橋庸哉, 村本健一郎: "対流セルの発達段階と降雪粒子の構成要素の関係", 科学研究費重点領域研究「都市の豪雪災害の予測と軽減・防除に関する研究」成果報告, pp.311-318(1993).
- (18) 高橋庸哉, 佐藤晋介, 遠藤辰雄, 村本健一郎: "降雪粒子の形態とレーダエコーの対比", 科学研究費重点領域研究「都市の豪雪災害の予測と軽減・防除に関する研究」成果報告, pp.302-310(1993).
- (19) 藤田博之, 村本健一郎, 松浦弘毅, 藤吉康志: "降雪のZ-R関係とその評価", 日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 516(1994.9)
- (20) 藤田博之, 村本健一郎, 松浦弘毅, 藤吉康志: "パソコンを用いたレーダエコー表示システム", 日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 517(1994.9)
- (21) Muramoto K., Fujita H., Fujiyoshi Y. and Kitano K.: "Determination of a Z-R relation for snowfall and its evaluation", Asian Symposium on Ecotechnology, Abstract, B-20(1994.10).
- (22) Gunn K.L.S. and Marshall J.S.: "The distribution with size of aggregate snowflakes", J. Meteor., 16, pp.452-461(1958).
- (23) 村本健一郎, 椎名徹: "画像処理による降雪粒子の大きさと落下速度の自動測定", 信学論(D-11), J72-D-11, 9, pp.1382-1387(1989).

- (24) 村本健一郎, 椎名徹, 北野孝一: "降雪粒子の粒径分布と落下速度のデータベース", 信学論(D-1), J74-D-1, 8, pp.586-589(1991).
- (25) Muramoto K., Matsuura K., Harimaya T. and Endoh T.: "A computer database for falling snowflakes", Ann.Glaciol., 18, pp.11-16(1993).
- (26) 村本健一郎, 藤田博之, 藤城孝史他: "落下中の降雪粒子の密度測定", 電子情報通信学会技術研究報告, IE94-22, pp.41-48(1994.6).
- (27) 村本健一郎, 松浦弘毅, 椎名徹: "落下中の降雪粒子の密度と降雪強度の測定", 電子情報通信学会論文誌(D-II), Vol.J77-D-II (印刷中).
- (28) 村本健一郎, 松浦弘毅, 椎名徹: "領域および輪郭線による降雪雪片の形状特徴解析", 信学論(D-II), J76-D-II, 5, pp.949-958(1993).
- (29) 村本健一郎, 高木繁則, 松浦弘毅他: "降雪粒子の形状と落下速度の関係", 電子情報通信学会春季大会講演論文集, 7, D-438(1993.3)
- (30) 村本健一郎, 藤田博之, 田島邦康他: "2台のカメラを使った降雪粒子の形状と落下速度の自動測定", 電子情報通信学会春季大会講演論文集, 7, D-415(1994.3)

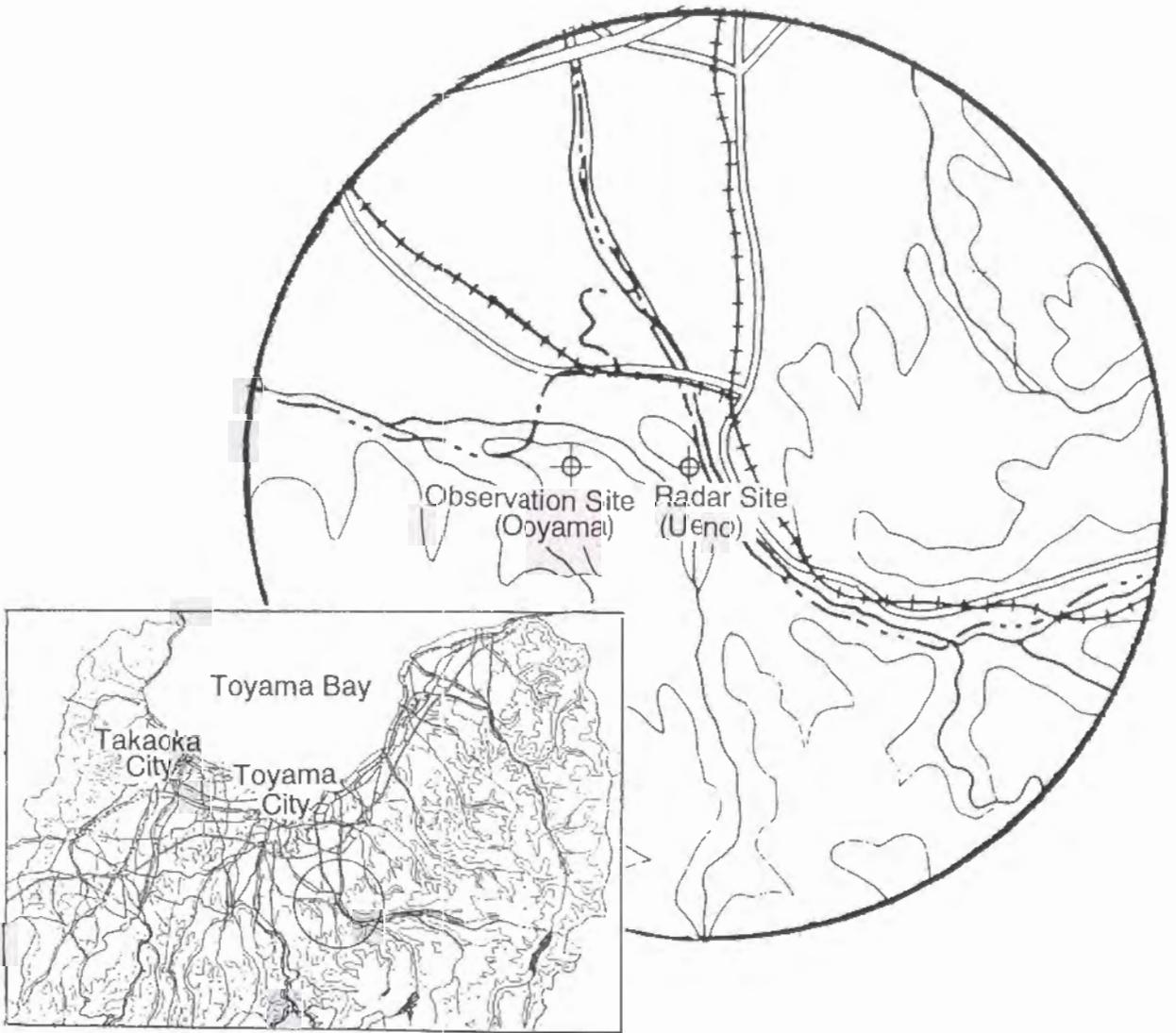


図 6.1 観測地点
 Figure 6.1 Topographical map of the observation and radar sites.



図 6.2 レーダの写真
Figure 6.2 Photograph of the radar system.

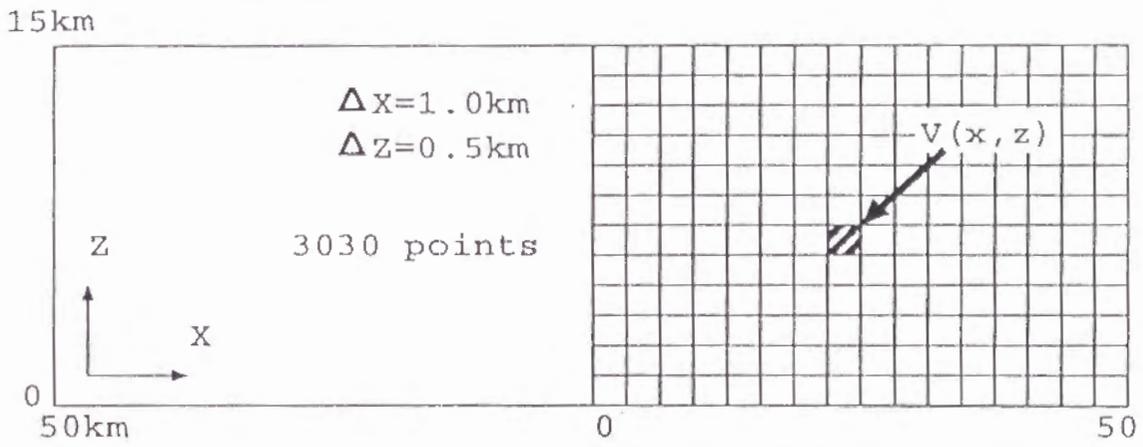


図 6.3 ビデオ出力がサンプルされる格子点の垂直断面
Figure 6.3 Vertical section of the observation domain represented by rectangular coordinate system.

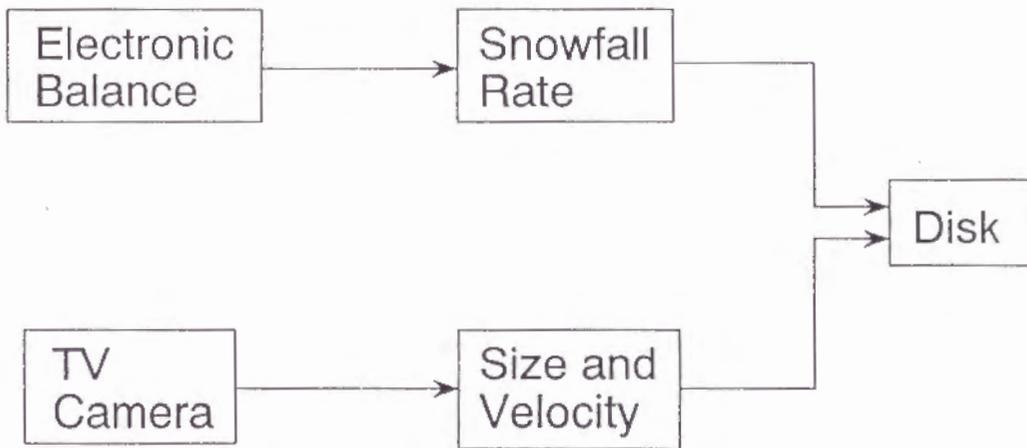


図 6.4 降雪観測システムのブロック図
Figure 6.4 Block diagram for measurement of snowflakes.

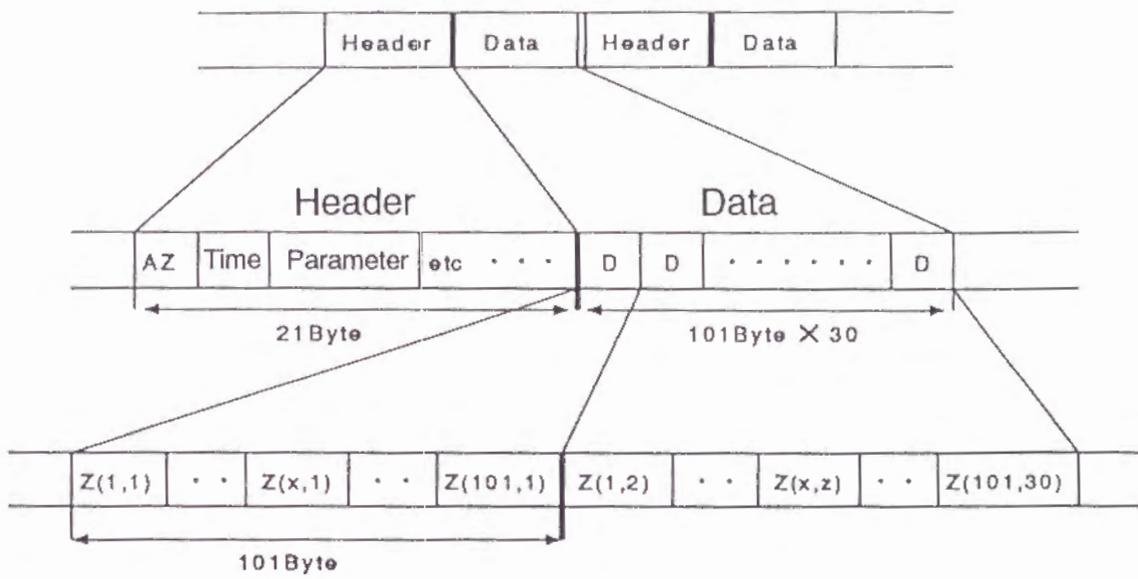


図 6.5 レーダデータの記録方式
Figure 6.5 Recording format for radar data.

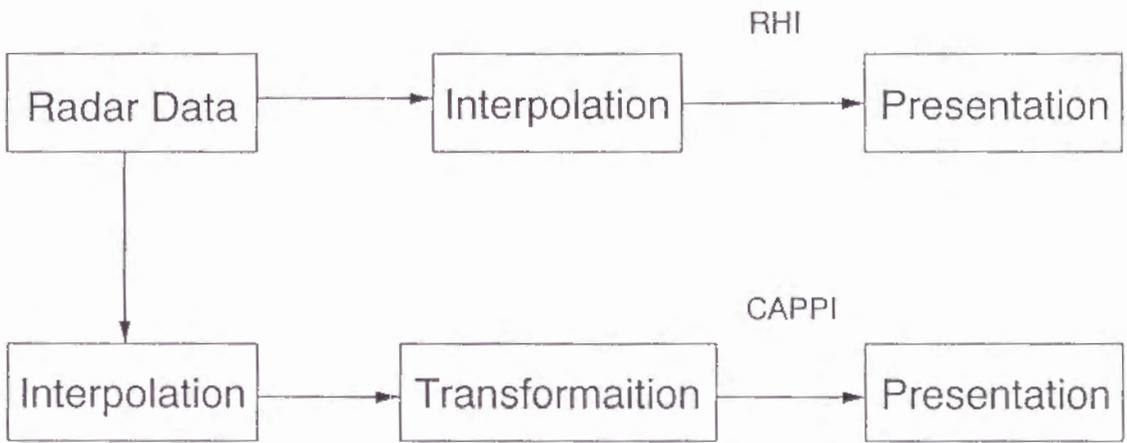


図 6.6 レーダエコーの表示
Figure 6.6 Display of radar echo.

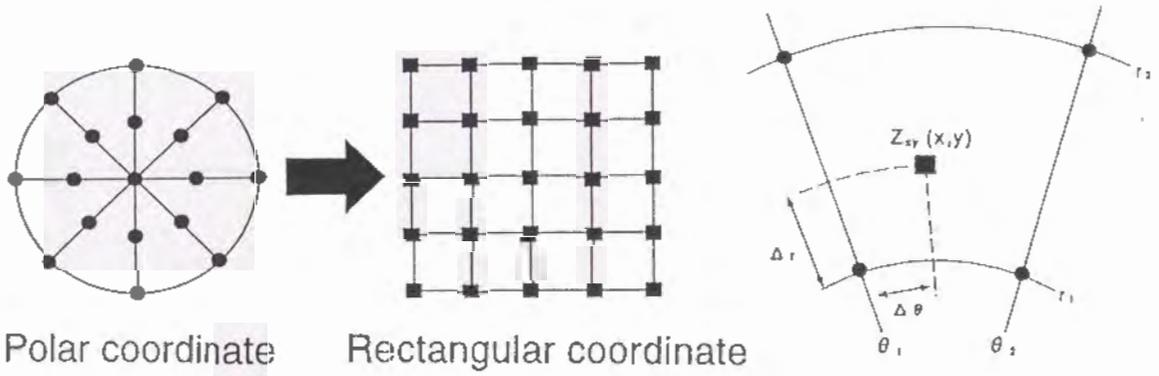


図 6.7 座標変換
Figure 6.7 Coordinate transformation.

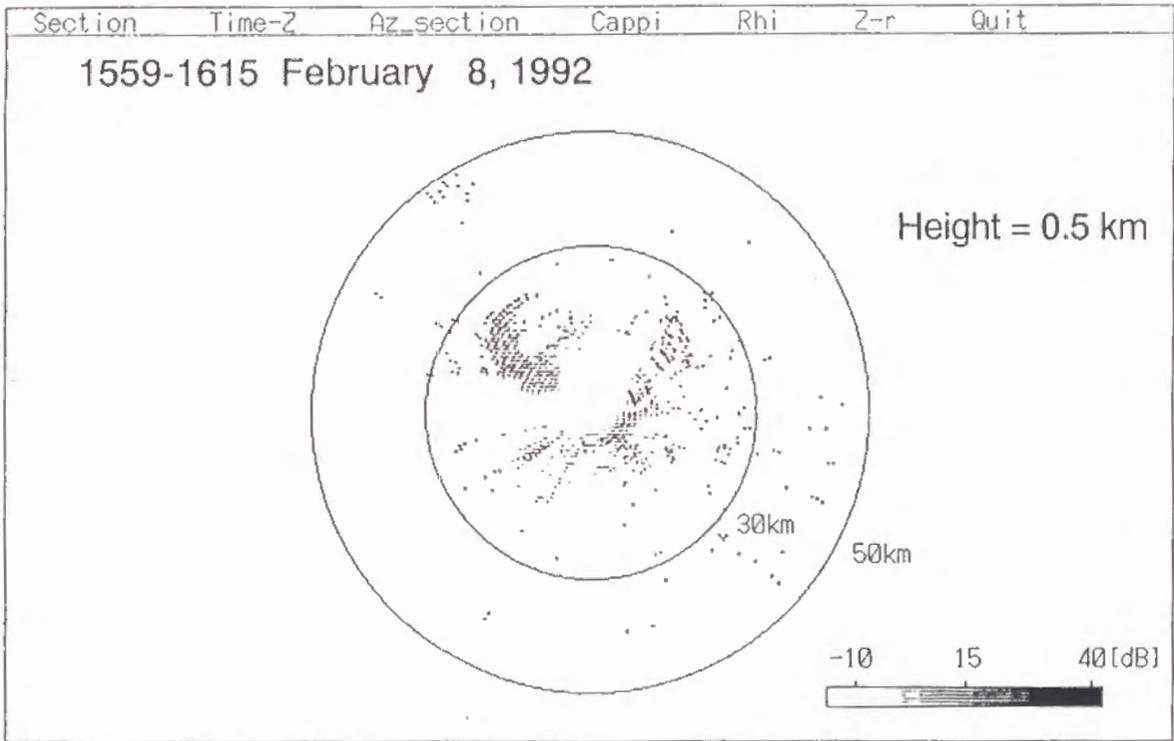


図 6.9 水平断面図
Figure 6.9 Display of horizontal section.

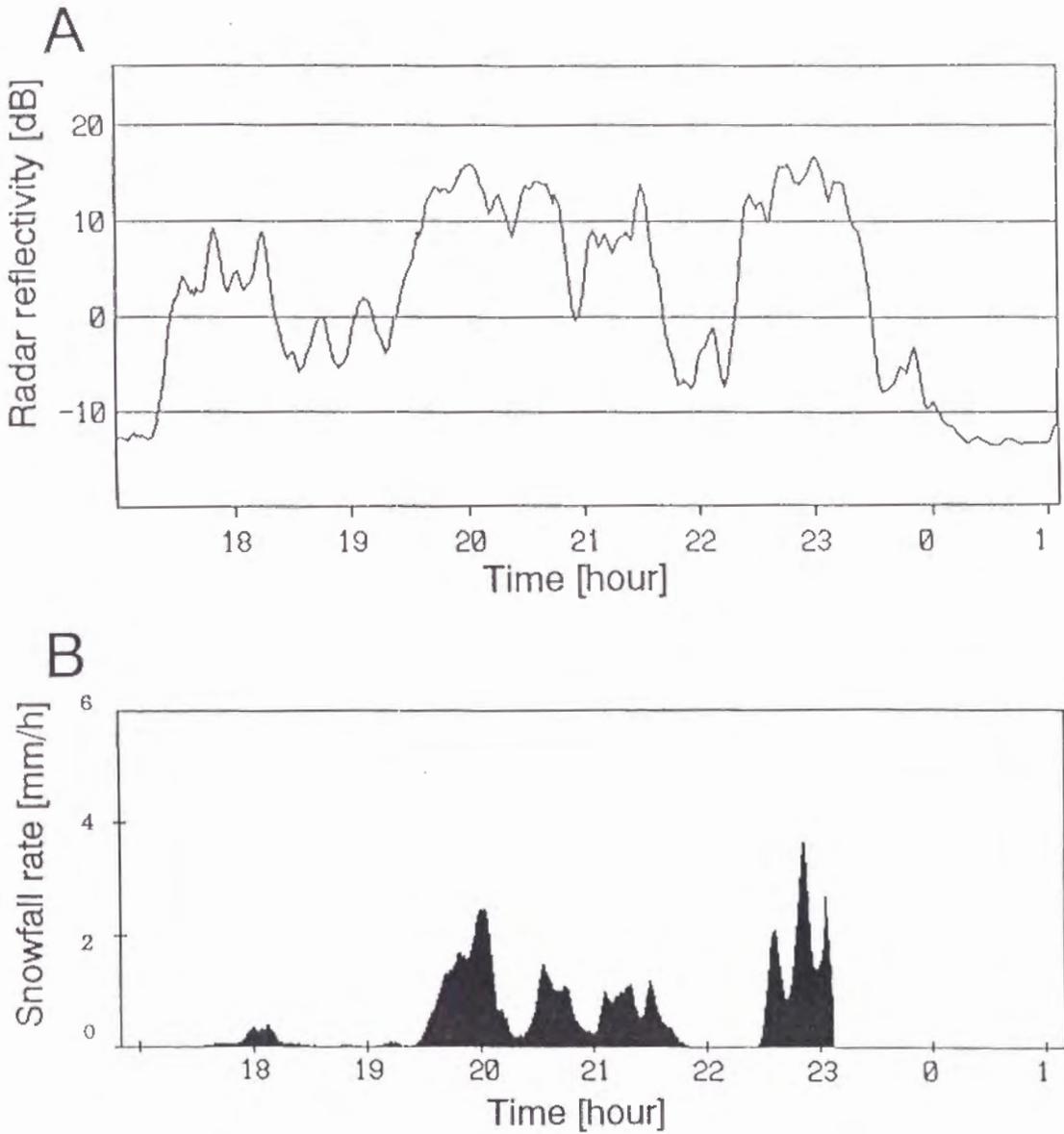


図 6.10 降雪雲のレーダ反射因子と地上の降雪強度との比較
1992年2月8日17時～25時

A : レーダ反射因子 B : 降雪強度,

Figure 6.10 The relationship between the reflectivity factor Z in snow clouds and the snowfall rate R near the ground.

A:reflectivity factor Z . B:snowfall rate R .

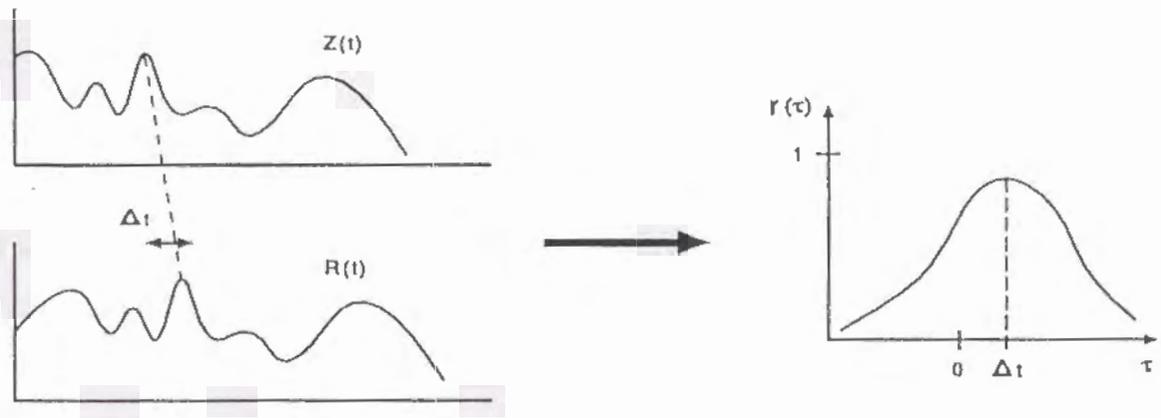


図 6.11 相関係数より時間差 Δt を求める方法
Figure 6.11 Method of determination of time difference Δt using coefficient of correlation.

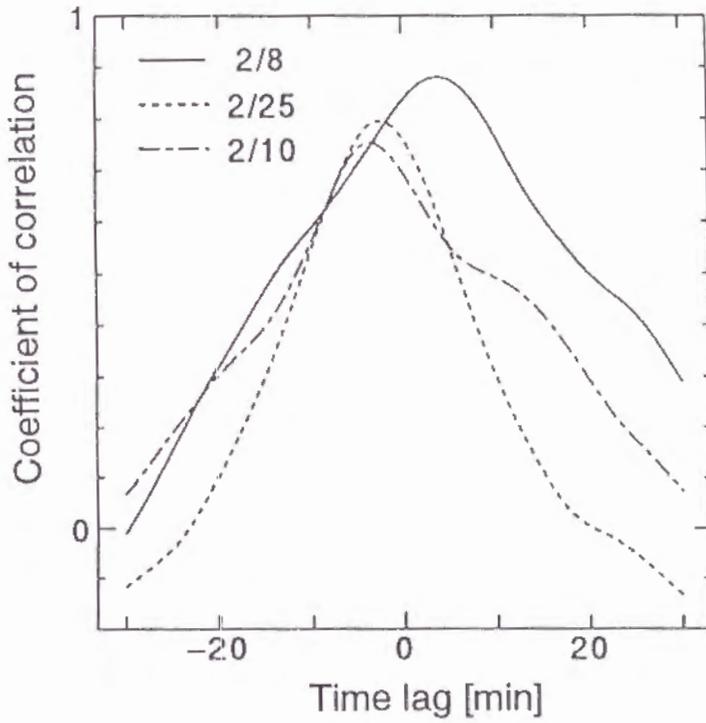


図 6.12 各観測日の相関係数
Figure 6.12 Coefficient of correlation on each day.

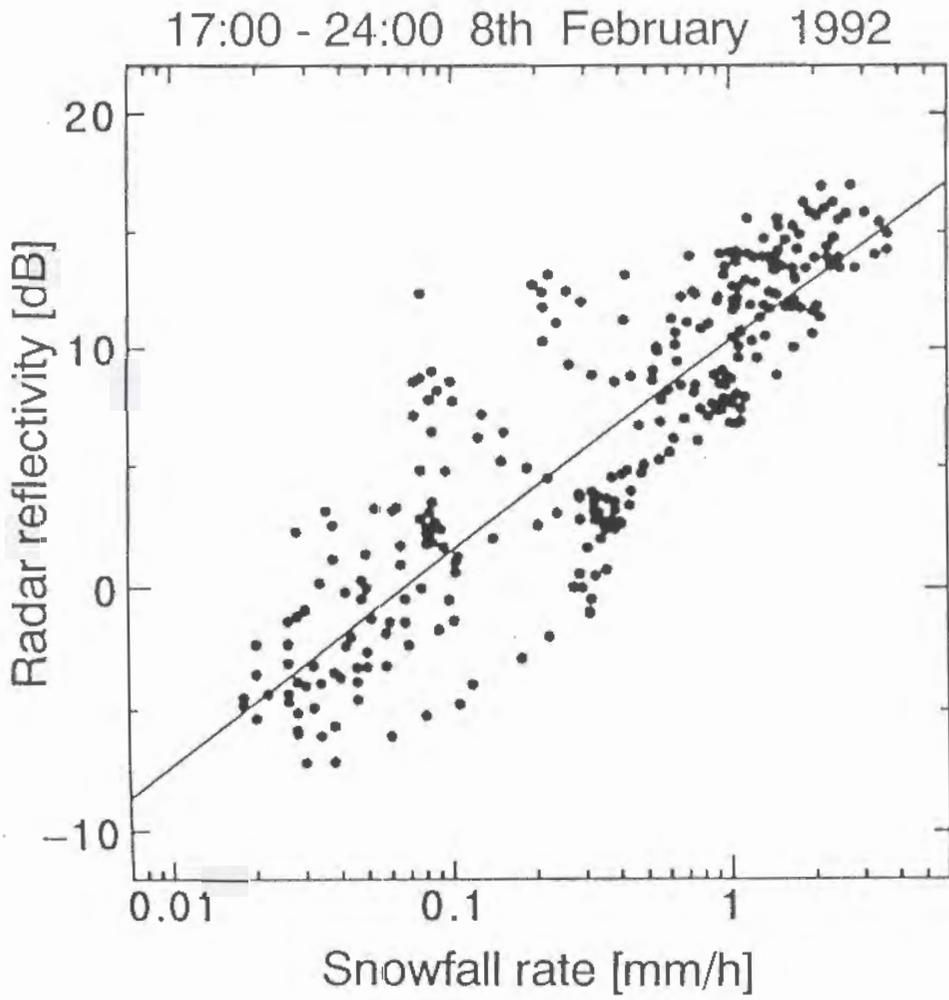


図 6.13 2月8日のZ-R関係
Figure 6.13 Z-R relationship on February 8th.

17:00 8th - 01:00 9th February 1992

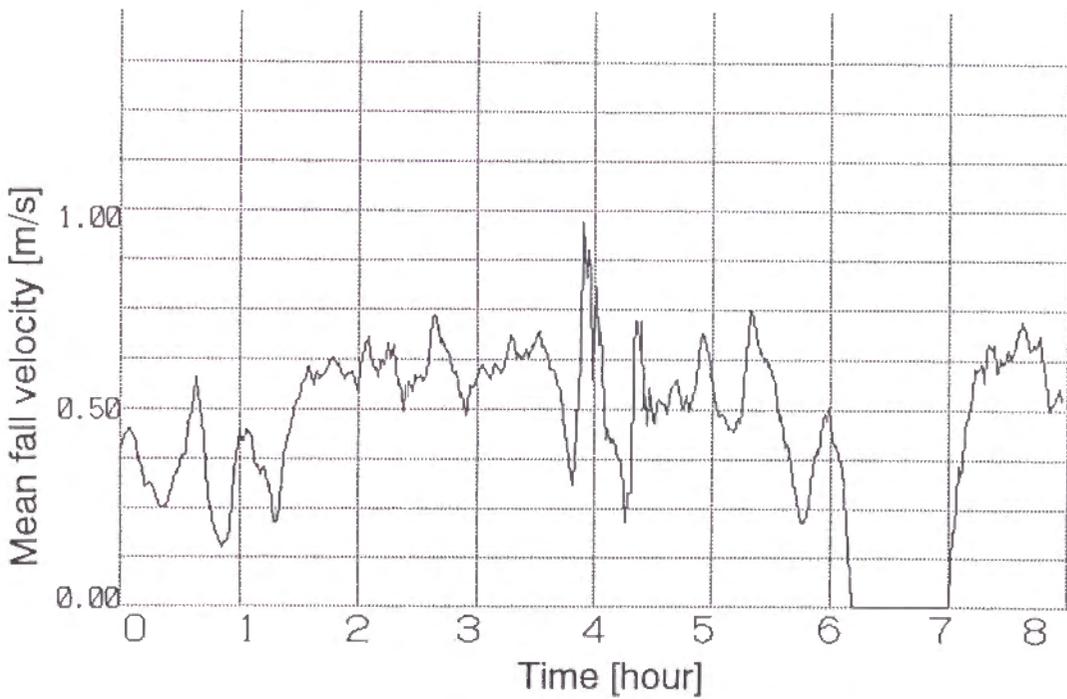
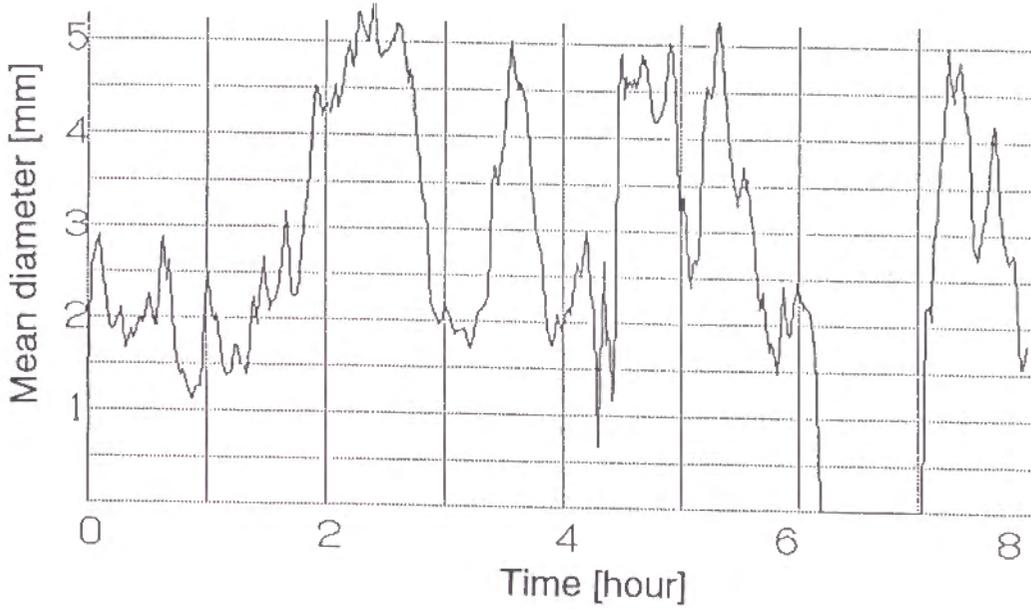


図 6.14 2月8日の平均粒径と平均落下速度の経時変化
Figure 6.14 Time series of mean diameter and mean fall velocity on February 8th.

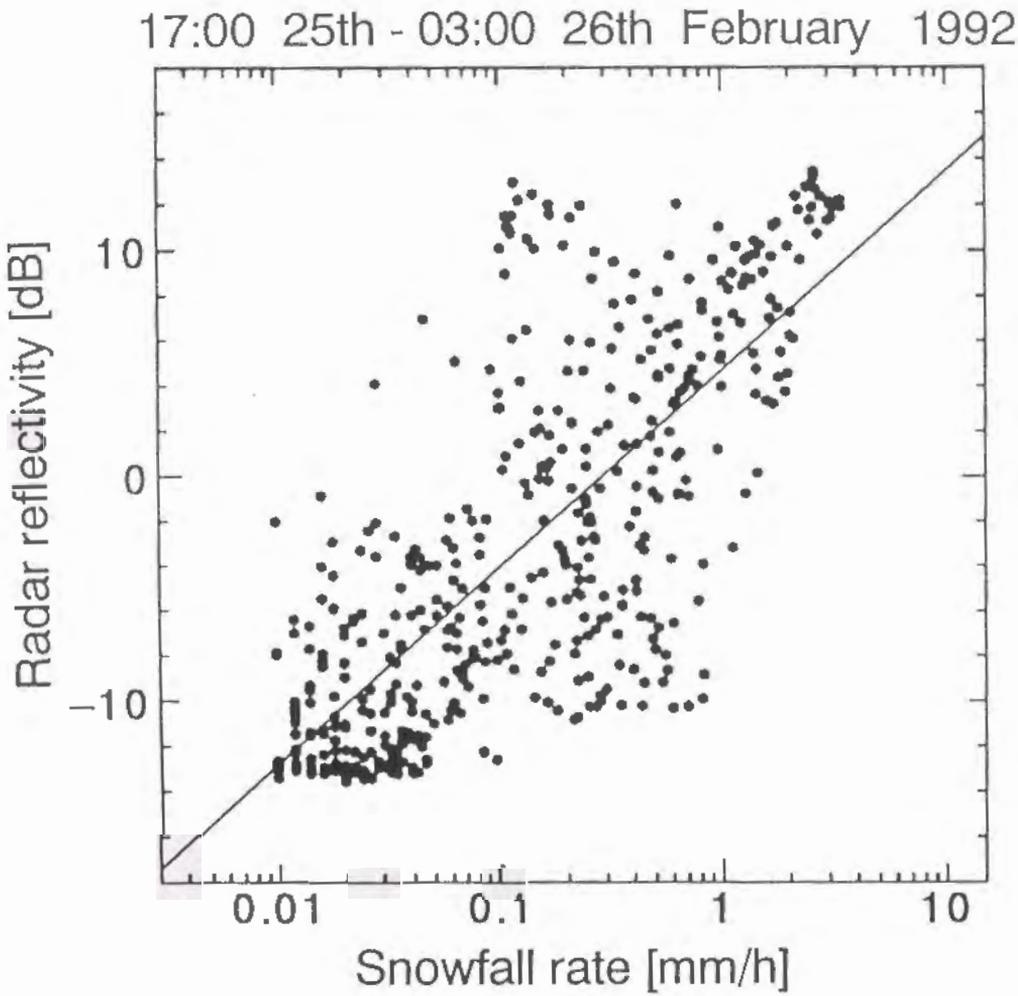


図 6.15 2月25日のZ-R関係
Figure 6.15 Z-R relationship on February 25th.

17:00 25th - 01:00 26th February 1992

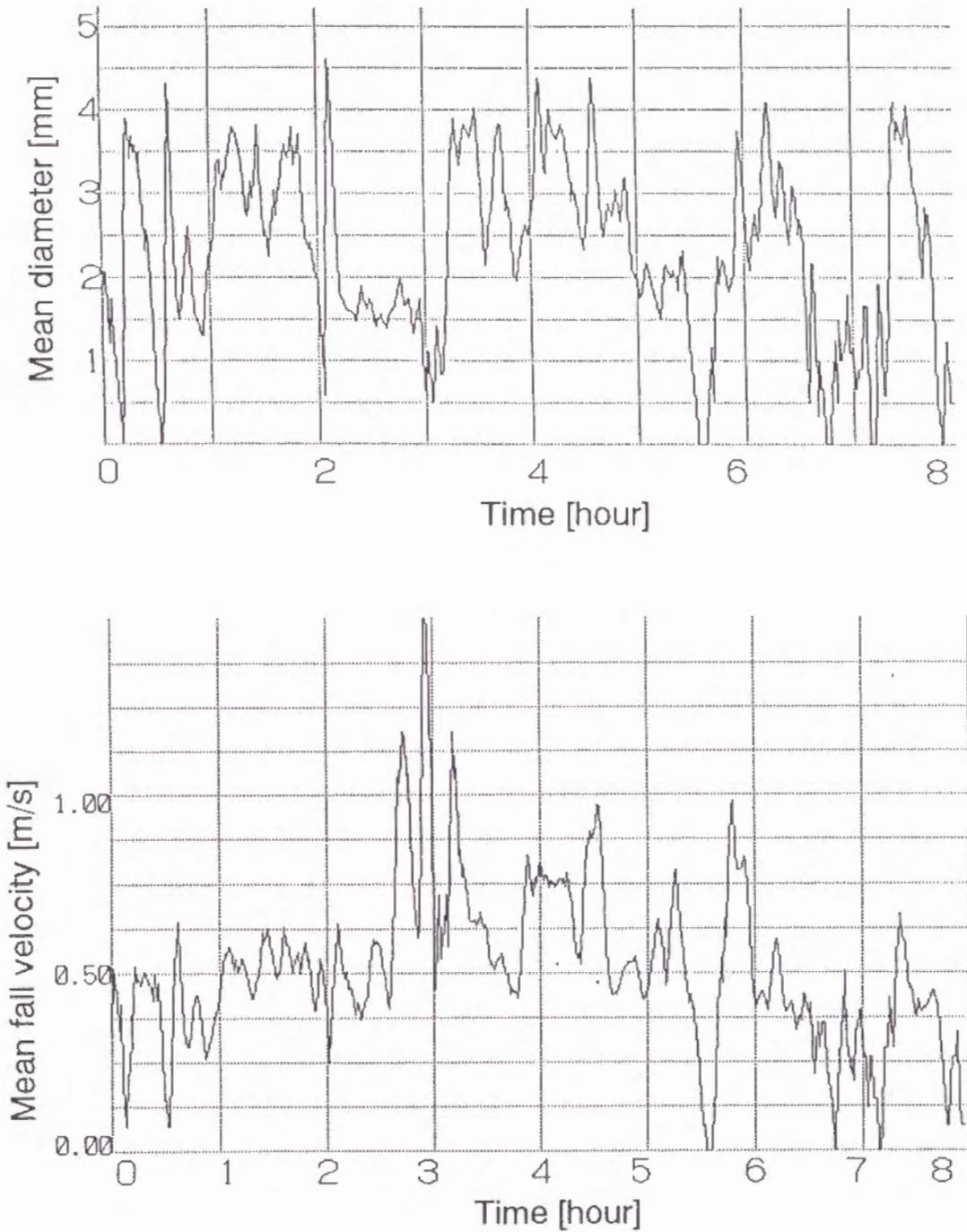


図 6.16 2月25日の平均粒径と平均落下速度の経時変化
Figure 6.16 Time series of mean diameter and mean fall velocity on February 25th.

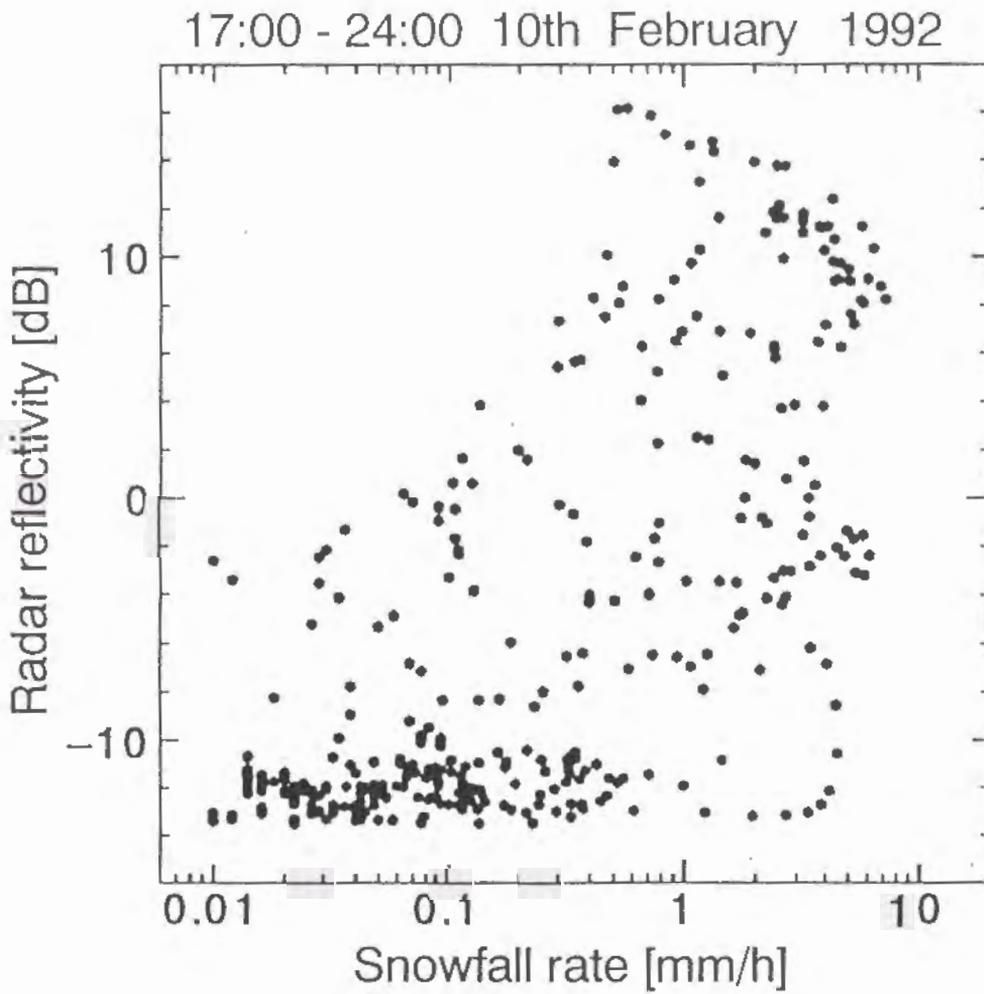


図 6.17 2月10日のZ-R関係
Figure 6.17 Z-R relationship on February 10th.

17:00 10th - 01:00 11th February 1992

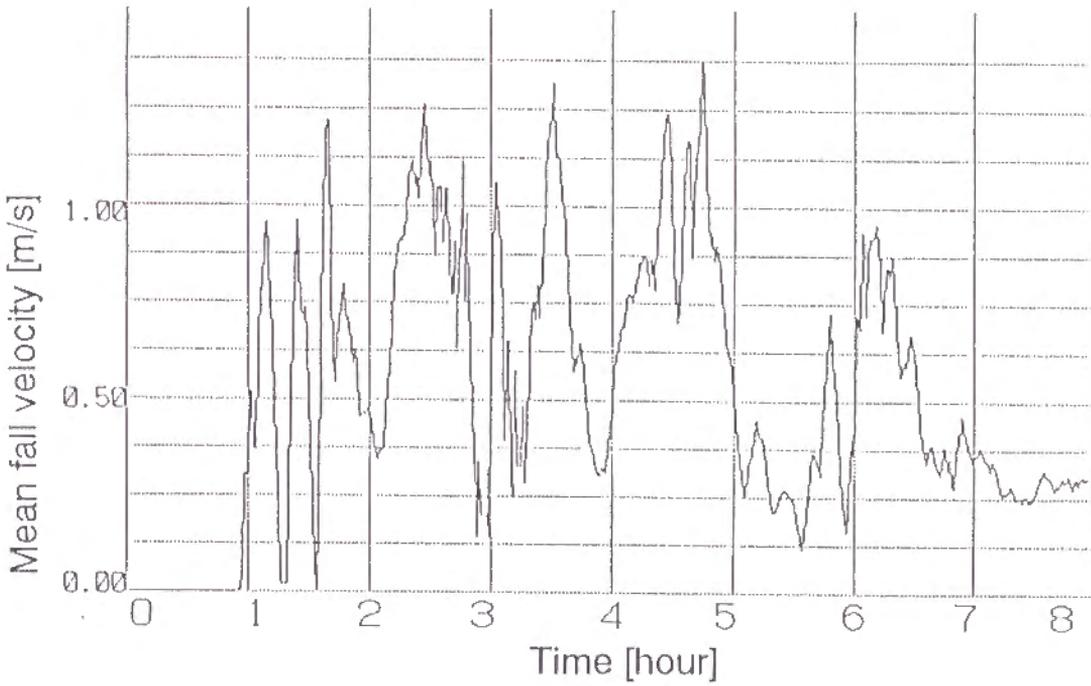
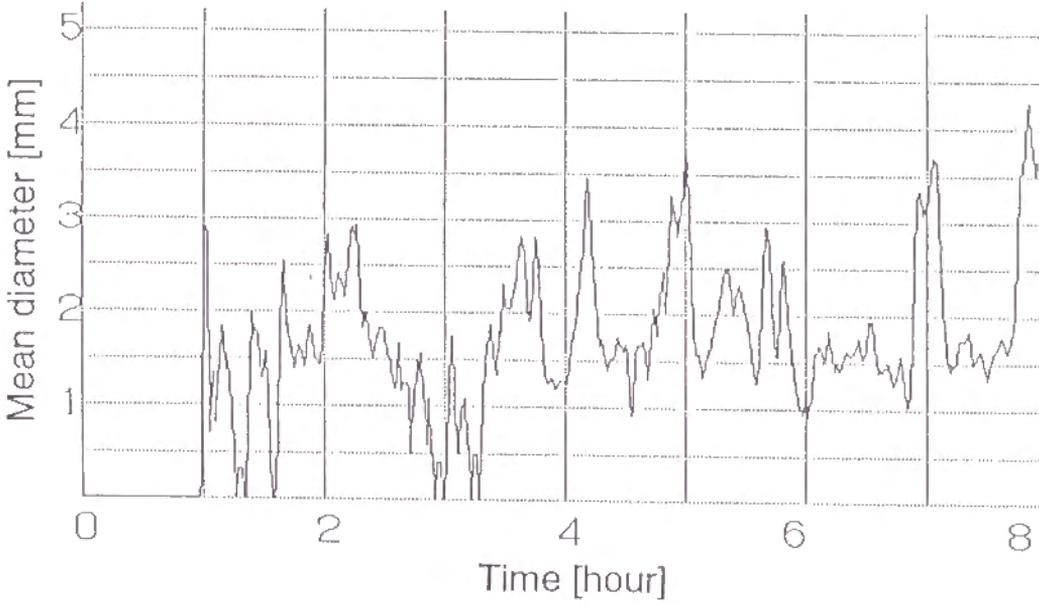


図 6.18 2月10日の平均粒径と平均落下速度の経時変化
Figure 6.18 Time series of mean diameter and mean fall velocity on February 10th.

表 6.1 RII レーダの性能
Table 6.1 Specification of RII radar.

送信周波数	9415(MHz)
パルス幅	1(μs)
パルス繰り返し周波数	750(Hz)
ビーム幅	1.3(deg)
アンテナ直径	2(m)
アンテナ回転速度	
仰角方向	6(rpm)
方位角方向	2(rpm)
データ処理	
処理方式	垂直断面方式
デジタル化	ビデオ出力 0 ~ 1(V) を 256 段階にデジタル化

第7章

降雪雪片の形状解析

7.1 ま え が き

雲の中で、数 $10\mu m$ の大きさの氷晶が発生すると10数分のうちに $1mm$ を超える雪結晶までに成長する⁽¹⁾。やがて、このように成長した雪結晶は自分の重みで落下が始まり、雲粒の中を落下していく途中で雲粒が雪結晶に付着して種々の形に成長し、日本では樹枝状六花と呼ばれる対称六角形が多く見られる。この樹枝状六花の落下速度は遅いので、すぐに空間密度が高まり互いに接触する割合が高く、しかも枝の構造が機械的にかからみやすいため、いくつもの結晶の合体した雪片となり、その形は立体的で複雑である^{(2)~(5)}。しかしながら、これまでの雪片の研究のほとんどは、地上に落下した雪を観測していたので^{(6)~(8)}、空中での立体的な形状とは必ずしも一致していなかった。また落下中の雪片同士の併合には、雪片輪郭線の複雑さや雪片の相互作用が関与していることが報告されているが^{(9)~(11)}、落下中の雪片についての形状や輪郭線の複雑さは、まだ定量的に解析されていない。

前章までは、落下中の大量の降雪粒子を解析し、大きさ、落下速度および密度等を求めることを目的とし、降雪現象を定量的に表現する手法を述べた。本章以降では、降雪の全体的な解析よりは、個々の降雪粒子を詳細に解析することを目的とする。一般に、降雪粒子はその生成過程により、雪片とあらわれに分類される。そのうち、雪片は落下速度が遅く不規則な運動をするので、図7.1に示すように、落下中に衝突を起こして併合し、複雑な形状となる。本章では、小数個の雪片についての詳細な形状解析を行う。

一般に、平面図形の特徴解析には、領域を解析する方法と、領域の輪郭線を解析する方法とがある⁽¹²⁾。領域の特徴解析は平面図形を平板とみなしたときの解析方法である。一方、輪郭線の特徴解析では輪郭線の複雑さを調べることが多い。雪片の形状の場合には、領域の特徴は落下中の姿勢や運動に關与し⁽¹¹⁾、輪郭線の複雑さは雪片同士の併合に關与することが報告されている^{(9)・(10)}。そこで、空中を落下している降雪雪片の形状を立体的に解析することを目的として、まず同時に2方向(水平および垂直)から落下中の降雪雪片をテレビカメラにより連続的に撮影する。次に、この2方向からの2次元映像を画像処理して雪片の輪郭線をチェインコードを用いて符号化する。記録された輪郭データより、領域の特徴解析および輪郭線の複雑さを解析する。領域の特徴解析では、面積、重心、落下姿勢を示す慣性の主軸および正規化モーメント特徴量を求める。一方、輪郭線の複雑さとして、円形度、凹率およびフラクタル次元を計算し、これらの関係を調べる⁽¹³⁾。

本章のデータは、1991年12月に北海道大学低温科学研究所3階屋上(札幌市)で観測されたものである。

7.2 観測装置

図7.2 aはシステム構成である。また、図7.3は観測装置の写真である。撮影空間を限定するために、降込み型の防風タワー内にハロゲンランプ(250W×2台)の平行光線で限定された照射空間を形成する。防風タワー内を落下中の雪片が照射空間を通過するときだけ白く映るので、その映像を水平方向および垂直方向の2台のテレビカメラ(各方向からの撮影範囲:5.1cm×5.1cm, 両方向のカメラから観測空間までの撮影距離:122cm, シャッタースピード:1/4000秒)で撮影する。図7.2 bに示すように、両方向からの撮影時刻を合わせるために、ビデオ編集機で1画面の右半分と左半分に同一雪片の両方向からの映像を合成し、ビデオレコーダで録画する。再生映像から、両方向の雪片が同時に撮影されている映像を検索して、画像処理装置(分解能:512×512画素, 濃淡:256階調)に入力し、各種の処理を行う。撮影空間と分解能との対応から、1画素長は0.1mmとなり、雪

片の断面積はほとんど $4\sim 50\text{mm}^2$ の範囲に存在するので、1個の雪片は $400\sim 5000$ 画素から構成されることになる。また、落下速度は、粒径が大きいほど速くなり、 $1\sim 10\text{mm}$ の粒径に対して $20\sim 150\text{cm/秒}$ であるので^{(6)、(14)}、横方向からの雪片映像の残像は $0.05\sim 0.375\text{mm}$ となる。従って、横方向からの雪片映像の残像による影響は5%以内の誤差となる。一方、上方向からの雪片映像については、撮影空間はレンズの被写界深度内であるので、鮮明に撮影することができた。

7.3 輪郭形状記録

降雪雪片を抽出しその形状を記録するために、雪片の密度を一様とみなして雪片の映像を2値化し、その形状を輪郭線により記録する手法を用いた。最初にカメラから取り込まれた降雪雪片の映像(図7.4 a)を画像処理装置に入力し、判別分析2値化法により閾値を決め⁽¹²⁾、2値化したデータをコンピュータのメモリ上に記録して、雪片を背景から分離した後(図7.4 b)、以下の方法で雪片の輪郭線を抽出する。雪片を表す画素を最上位行から下方へ順次検索し、雪片の左上の画素である開始点(S点)を検出し、その位置を記録する。続いて、図7.4 cに示すように、雪片と背景との境界線上に 3×3 画素のマスクを作り⁽¹²⁾、中央の画素に対して、隣接する境界画素が0~7のどの位置にあるかによって、方向コードを順次割り当てる(図7.4 d)。この方法では雪片の位置および形状を、開始点の座標とそれに続く輪郭線方向データ(3ビット)だけにより記録しているので、全ての輪郭線の座標を記録するよりもデータ量が少なくなる。図7.5に上方向および横方向から撮影された4個の雪片像について、2値化処理後の輪郭線データによる表示例を示す。

7.4 解析方法

前節までに述べた方法で抽出および記録した上方向および横方向からの降雪雪片の映像の2次元輪郭線データを用いて雪片の形状を解析した。ここでは雪片領域内の特徴量の定量化としてモーメントによる解析を行い、雪片輪郭線の複雑さの定量化として円形度、凹率およびフラクタル次元の解析を行う。

7.4.1 モーメント特徴

座標 (i, j) における画像 $f(i, j)$ の $(p+q)$ 次のモーメント m_{pq} は

$$m_{pq} = \sum_i \sum_j i^p j^q f(i, j) \quad (7.1)$$

で定義される⁽¹²⁾。検出した雪片は2値画像であるから、 $f(i, j)$ は雪片の領域内で1、背景で0とした。

7.4.1.1 面積

式(7.1)で、0次のモーメント m_{00} は、 $f(i, j)$ の総和となり、面積を表す。

7.4.1.2 重心

式(7.1)で、1次のモーメント m_{10} 並びに m_{01} を m_{00} で正規化することにより、領域の重心座標 $G(i_G, j_G)$ が求められる。すなわち、

$$\begin{aligned} i_G &= m_{10} / m_{00} \\ j_G &= m_{01} / m_{00} \end{aligned} \quad (7.2)$$

これより、雪片の重心を通る最長および最短粒径を求めることができる。

7.4.1.3 正規化モーメント特徴量

重心の周りのモーメント M_{pq} は、特に、重心モーメントと呼ばれ

$$M_{pq} = \sum_i \sum_j (i - i_G)^p (j - j_G)^q f(i, j) \quad (7.3)$$

で与えられる⁽¹²⁾。また、2次モーメントは慣性モーメントとも呼ばれる。画像 $f(i, j)$ の2次重心モーメントは式(7.3)で、 $p=0, q=2$ 並びに $p=2, q=0$ とおくことにより求められ、次式のようになる。

$$\begin{aligned} M_I &= \sum_i \sum_j \{(j - j_G)^2 + (i - i_G)^2\} f(i, j) \\ &= M_{02} + M_{20} \end{aligned} \quad (7.4)$$

2次モーメントの形状に依存する部分だけを取り出すために、以下のように正規

化する。

領域が半径 R 、面積 A の円の 2 次モーメント M_c は

$$\begin{aligned}
 M_c &= \sum_i \sum_j (i^2 + j^2) f(i, j) \\
 &= \int_{\theta=0}^{2\pi} \int_{r=0}^R r^2 r dr d\theta \\
 &= \frac{\pi}{2} R^4 = \frac{A^2}{2\pi} \tag{7.5}
 \end{aligned}$$

となる。よって、2 次重心モーメントの正規化量 M_n を

$$M_n = \frac{2\pi}{m_{00}^2} M_c \tag{7.6}$$

で表す。正規化された 2 次重心モーメント M_n は、領域の大きさ、並進および回転に関して不変特徴量をもつ⁽¹⁵⁾。 M_n は、画像 $f(i, j)$ の形状が円のとときに最小値 1 となり、円より変形するに従って大きい値になる。ここでは、7.4.2.1 で述べる円形度との対応から、モーメント特徴量として、 M_n の逆数を用いる。 $1/M_n$ は領域の重心への集まり方を反映しているので、雪片形状の特徴量として使うことができる。

7.4.1.4 慣性の主軸

式(7.4)で、重心を原点としたときの x 軸並びに y 軸についての 2 次モーメントを、それぞれ、 μ_{02} 並びに μ_{20} とすると、原点の周りの 2 次モーメント μ_z は、次のように表すことができる。

$$\begin{aligned}
 \mu_z &= \mu_{02} + \mu_{20} \\
 &= \sum_i \sum_j j^2 f(i, j) + \sum_i \sum_j i^2 f(i, j) \tag{7.7}
 \end{aligned}$$

更に、原点を通る傾き θ の直線

$$j = i \tan \theta \quad (7.8)$$

の周りの2次モーメント μ_0 を求め、 μ_0 が最小となる角が主軸方向 θ で、次式で表される⁽¹²⁾。

$$\theta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \{ \mu_{11} / (\mu_{20} - \mu_{02}) \} \quad (7.9)$$

この θ は図形が伸びている方向を表しているので、横方向から撮影した降雪雪片の映像から、落下中の傾き、すなわち落下姿勢を求めることができる。

7.4.2 輪郭線解析

雪片の2次元輪郭線データを使って、形状の複雑さを円形度、凹率およびフラクタル次元により求める。

7.4.2.1 円形度

円形度 ϕ は、輪郭線長を L 、断面積を A とすると

$$\phi = 4\pi A / L^2 \quad (7.10)$$

で表わされる値である。円の場合は1.0となり、複雑な形状になるほど小さい値となり、画像のまとまりの程度を示すことができる。

7.4.2.2 凹率

図7.6に示すように雪片をその重心(G)から輪郭線までの距離と角度で極座標表示したときに、輪郭線が多価関数となる部分の長さ(ℓ)の全輪郭線長(L)に対する割合を凹率と定義する。従って、凹部が存在しないときは0となり、凹部が多いと大きな値となり、最大で0.5となる。

7.4.2.3 フラクタル次元

フラクタル次元は輪郭線の複雑さを表わすために用いることができる。測定に使う物差しの長さ ε を変えたときの輪郭線長 $L(\varepsilon)$ を求め、 $L(\varepsilon)$ と ε を対数グラフにプロットしたとき、ある範囲でデータが直線上に並べばフラクタルとなり、その直線の傾きから次のフラクタル次元 D が定義されている⁽¹⁶⁾。

$$L(\varepsilon) = k \varepsilon^{1-D} \quad (7.11)$$

ただし、 k は定数である。各データはばらつきがあるが、最小2乗法により ε に対する $L(\varepsilon)$ の直線を求め、その直線の傾きよりフラクタル次元 D を計算できる。図7.7 aは実際の雪片例について ε の長さを次第に短くしていったときの $L(\varepsilon)$ の変化の様子を示す。図7.7 bより ε と $L(\varepsilon)$ は直線上に並ぶ範囲が存在するので、フラクタルであることを示している。従って、その直線の傾きから D を求めることができる。

7.5 解析結果と考察

7.4で述べた方法で落下中の降雪雪片の形状を解析する前に、7.5.1では、実際にカメラから取り込んだ既知の図形に対する形状特徴量の誤差を調べた。7.5.2では、同一雪片の上方向と横方向からの形状特徴量の比較を行った。7.5.3では、横方向からの雪片映像について、落下中の傾き(落下姿勢)を調べた。7.5.4では、雪片の大きさに対する形状特徴量を調べた。7.5.5では、各形状特徴量間の関係を調べた。

7.5.1 測定誤差

前節で述べた形状特徴量は、実際にカメラから図形を取り込み、2値化して輪郭点列を得た場合には、画像を取り込む際の量子化誤差や2値化のしきい値のとり方、レンズによるひずみなどの影響を受ける。そこで、そのような入力の際の誤差等の影響を調べる実験を行った。表7.1は、種々の大きさの円、正方形、正三角形を位置や角度を変えて、雪片の撮影と同じ条件でカメラより10個ずつ取り込んで、真値との誤差の絶対値の平均を示したものである。本実験で観測された雪片の面積は約 $4 \sim 50 \text{mm}^2$ であるから、誤差は最大で約15%程度である。

7.5.2 同一雪片の2方向からの形状特徴量の比較

表7.2は、図7.5に示した4個の雪片についての形状特徴量の解析結果であ

る。以下に1991年12月17日21時30分～23時40分の間に札幌市で観測された58個の雪片について解析を行った結果を示す。

図7.8は、同一雪片の上方向と横方向からの形状に関して、(a)面積、(b)最短径と最長径の比、(c)モーメント特徴量、(d)円形度、(e)凹率、(f)フラクタル次元により解析した結果である。両方向の相関係数は、面積(a)、モーメント特徴量(c)および円形度(d)では、それぞれ、0.94、0.58、0.82となり、上方向と横方向の解析結果に正の相関傾向が見られたが、最短径と最長径の比(b)、凹率(e)およびフラクタル次元(f)では両方向に特別の関係が見られなかった。また、面積(a)は81%の雪片で上方向からの面積の方が大きいことから、雪片は空気抵抗を多く受ける形状で落下していることがわかる。更に、円形度(d)は横方向の値が大きく、凹率(e)は上方向の値が大きいといえる。

7.5.3 落下姿勢

図7.9 aは、横方向から撮影した雪片映像のうち、最短径と最長径の比が1/3以下の細長い形状の33個の雪片について、落下姿勢(主軸方向)の分布を示したものである。空気の最大抵抗を受ける0～30°付近にピークが現れ、更に、70～90°付近に第2のピークが現れた。この分布は角柱状結晶の場合の落下姿勢とほぼ同じ傾向である⁽¹¹⁾。また、図7.9 bは、面積と落下姿勢との関係である。面積が小さいほど、落下姿勢角度の値並びに分散が共に大きくなる傾向がみられる。

7.5.4 雪片の面積と他の形状特徴量との比較

図7.10は上方向から撮影した雪片映像について、雪片の面積に対する、(a)最短径と最長径の比、(b)モーメント特徴量、(c)円形度、(d)凹率、(e)フラクタル次元との関係を平均値と分散で表したグラフである。最短径と最長径の比(a)、モーメント特徴量(b)および円形度(c)は面積が大きくなるほど小さな値をとり、凹率(d)は、面積が大きくなるほど値は大きくなる。この傾向は、表7.1の測定誤差の割合を考慮しても一般的な傾向といえる。一方、フラクタル次元

(e)は断面積に関係なくほぼ一定値をとることがわかる。

7.5.5 各形状特徴量間の関係

図7.11 aは、領域の特徴量である最短径と最長径の比に対するモーメント特徴量の関係である。最短径と最長径の比は雪片が丸いほど1に近づき、モーメント特徴量は雪片内部の重心への集中の程度を表しているので、2つの特徴量は正の相関傾向(上方向の相関係数:0.77, 横方向の相関係数:0.64)を示した。図7.11 bは、輪郭線の特徴量である、凹率と円形度との関係である。凹率は円形度とは逆の特徴量といえるので、2つの特徴量は負の相関傾向(上方向の相関係数:-0.68, 横方向の相関係数:-0.73)を示した。図7.11 cおよび dは、輪郭線の複雑さを表すフラクタル次元に対する、他の輪郭線の特徴量である円形度と凹率との関係である。フラクタル次元は、円形度の0.2~1.0および凹率の0.0~0.2の変化に対してほぼ一定の値となった。

7.5.6 雪片の形状特徴量についての考察

雪片の領域の特徴量である最短径と最長径の比に対するモーメント特徴量との関係(図7.11 a), 輪郭線の特徴量である凹率と円形度との関係(図7.11 b)は、いずれも妥当な相関傾向が見られたので、これらの特徴量は雪片の形状解析に有効であるといえる。雲の中で発生した小さな雪結晶は、落下中にいくつも併合して、地上では20~100個の結晶の併合した雪片となって落下してくる。この雪片の大きさと形状特徴との関係については(図7.10), 雪片の面積が大きくなるに従い、最短径と最長径の比, モーメント特徴量, 円形度は小さく, 逆に凹率は大きくなり, 更に落下姿勢は水平に近づくことから(図7.9 b), 雪結晶の併合数が多くなるほど, 横方向に細長い形状になることが示された。また, 雪片の面積は上方向の映像が横方向映像より大きく(図7.8 a), 落下姿勢は水平方向が多いことから(図7.9 a), 雪片は空気抵抗を多く受ける形状で落下していることが示された。一方, フラクタル次元は雪片の大きさや撮影方向の影響を受けず, ほぼ一定の値をとることから(図7.8 f, 7.10 e, 7.11 c, 7.11 d), 結晶の

併合数，すなわち面積や他の領域特徴量および輪郭線特徴量に関係なく，雪片には固有のフラクタル次元が存在すると言える。

7.6 むすび

落下中の雪片同士の併合には，雪片の形状並びに運動が関与していることが報告されている。本章では，これらのうち，落下中の雪片像を画像処理して形状解析を行うことを目的としている。そのために，まず落下中の雪片像を上方向と横方向から撮影し，その映像をコンピュータに記録し，解析するソフトウェアを開発した。このソフトウェアを用いることにより，地上付近での落下中の雪片の領域特徴および輪郭線の複雑さを解析した。

形状解析パラメータのうち，最短径と最長径の比およびモーメント特徴量は形状の内部へのまとまり方を示す尺度として，また円形度および凹率は輪郭線の複雑さを示す尺度として，有効であることがわかった。一方，フラクタル次元は雪片の大きさや上方向と横方向の映像に関係なく雪片固有の値をもつことが明らかになった。

本章では，上方向および横方向から撮影された少数個の雪片映像について，詳細な形状解析を行った。ほとんどの特徴量は，上方向と横方向とで同じ傾向を示した。そこで，次章では横方向だけの映像を用いて，大量の雪片の形状特徴量を求める方法を提案する。

また，本章の雪片の形状特徴量は，雪片を2値画像と見なした解析であるが，実際の雪片は雪結晶が均等に密着せず不均一になっていると考えられる。従って，雪片映像を濃淡画像と見なした解析を行えば，更に詳細な特徴量が求まることが期待される。しかし，雪片に照明用の光を照射させると散乱して，濃淡画像を撮影することは容易ではないので，冷却させたヘキサン等の液体中へ落下させて，その逆光撮影を行う方法が試みられている⁽¹⁷⁾、⁽¹⁸⁾。

落下中の雪片の衝突，併合に関係する他の主要な因子に，落下運動が考えられている。第9章では，雪片の落下運動の解析について述べる。

文 献

- (1) Mason B. J. : "Clouds, rain and rainmaking", Cambridge Univ. Press (1962)
; 大田正治, 内田英治訳 : "雲と雨の物理", 総合科学出版 (1968).
- (2) Higuchi K. : "On the coalescence between plane snow crystals", J. Meteor., 17, pp. 239-243 (1960).
- (3) Jiusto J. and Weickmann H. K. : "Types of snowfall", Bull. Amer. Meteor. Soc., 54, pp. 1148-1162 (1973).
- (4) Lo K. K. and Passarelli R. E. Jr. : "The growth of snow in winter storms : an airborne observational study", J. Atmos. Sci., 39, pp. 697-706 (1982).
- (5) Yardiman L. : "The generation of secondary ice particles in clouds by crystal-crystal collision", J. Atmos. Sci., 35, pp. 2168-2180 (1978).
- (6) Langbein M. P. : "The terminal velocity of snowflakes", Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 80, pp. 174-181 (1954).
- (7) Iwai K. : "Three-dimensional structures of natural snow crystals shown by stereo-photo micrographs", Atmos. Res., 11, pp. 137-147 (1989).
- (8) Rogers D. C. : "The aggregation of natural ice crystals", Rep. No. AR110, Dept. Atmos. Resources, University of Wyoming, pp. 1-35 (1974).
- (9) Passarelli R. E. Jr. : "Theoretical and observational study of snow size spectra and snowflake aggregation efficiencies", J. Atmos. Sci., 35, pp. 882-889 (1978).
- (10) Passarelli R. E. Jr. and Srivastava R. C. : "A new aspect of snowflake aggregation theory", J. Atmos. Sci., 36, pp. 484-493 (1979).
- (11) Zikmunda J. and Vali G. : "Fall patterns and fall velocities of rimed ice crystals", J. Atmos. Sci., 29, pp. 1334-1347 (1972).
- (12) Castleman K. R. : "Digital Image Processing", Prentice-Hall, Englewood Cliffs N. J. (1979).
- (13) 村本健一郎, 松浦弘毅, 椎名 徹 : "領域および輪郭線による降雪雪片の形状特徴解析", 電子情報通信学会論文誌(D-II), J76-D-II, 5, pp. 949-958 (1993).
- (14) 村本健一郎, 椎名 徹, 北野孝一 : "降雪粒子の粒径分布と落下速度のデータベース", 電子情報通信学会論文誌(D-I), J74-D-I, 8, pp. 586-589

(1991).

- (15) Hu K.M.: "Visual pattern recognition by moment invariants", IRE Trans. Info. Theory, 8, pp.179-187(1962).
- (16) Feder J.: "Fractals", Plenum Press(1988); 松下貞, 早川美德, 佐藤信一訳: "フラクタル", 啓学出版(1991).
- (17) 村本健一郎, 藤本宏二, 松浦弘毅, 古川政弘, 藤吉康志: "融解雪片の画像処理解析", 日本雪氷学会北信越支部研究発表会(1993.5).
- (18) Fujiyoshi Y. and Muramoto K.: "Stochastic breakup of melting snowflakes", J. Atmos. Sci., (Submitted).

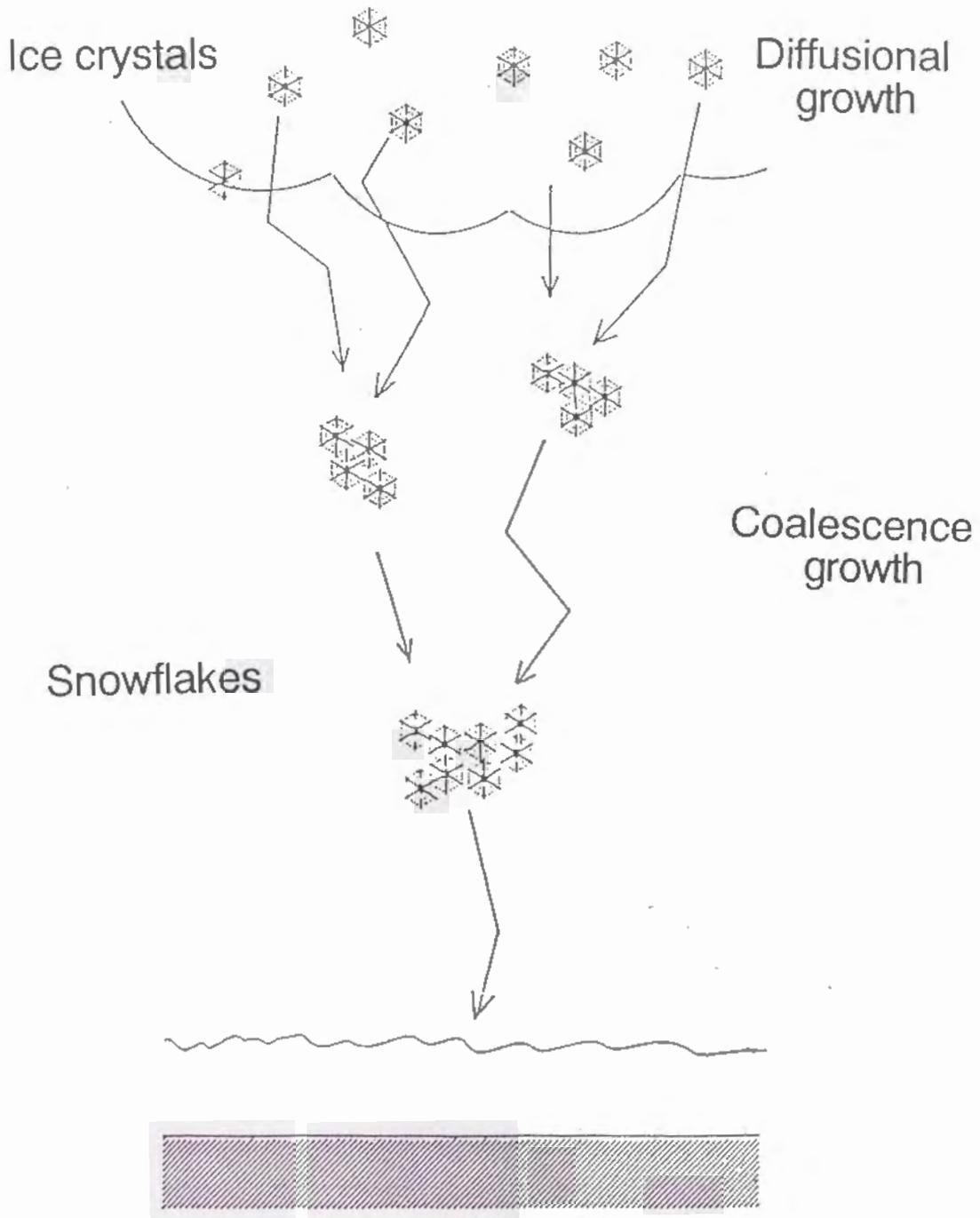


図 7.1 落下中の雪片成長のモデル
Figure 7.1 Model of growth of snowflakes.

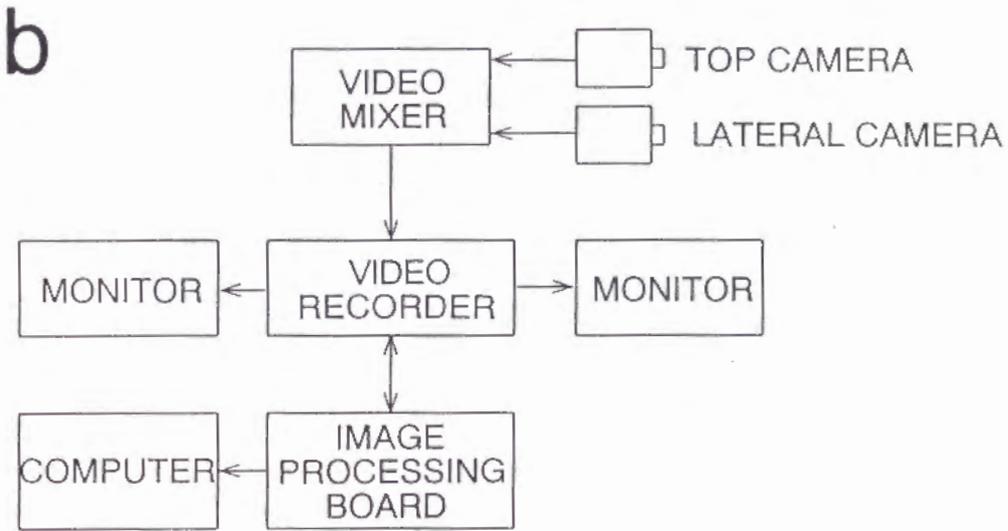
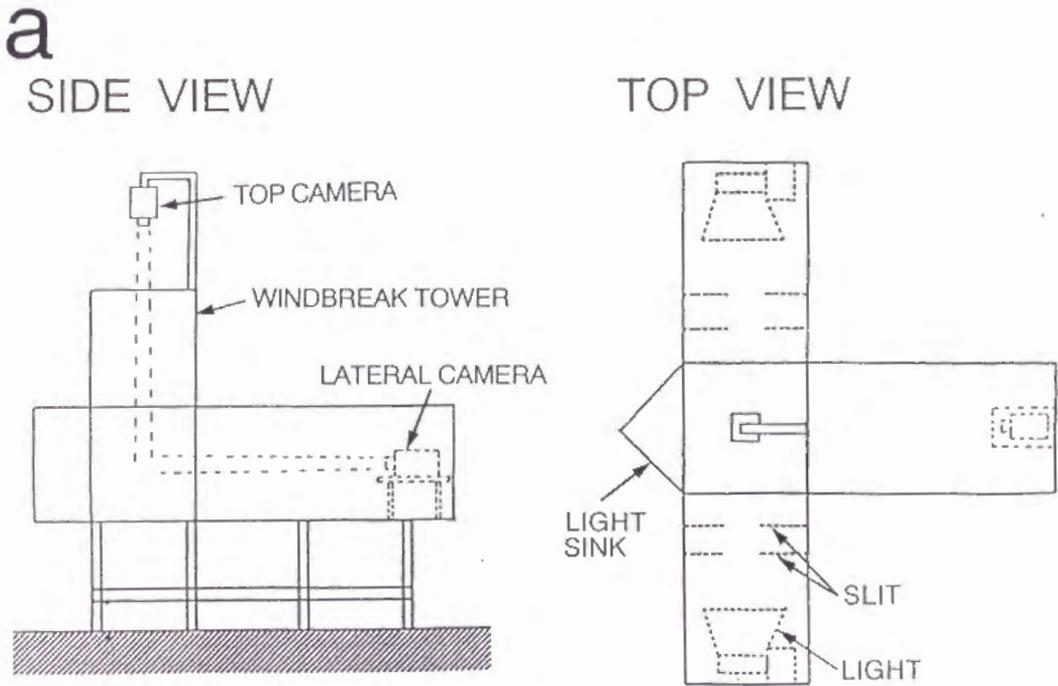


図 7.2 降雪観測システム

(a) システム構成 (b) ブロックダイアグラム

Figure 7.2 Configuration of equipment for measuring falling attitude of snowflakes.

(a) System setup. (b) System hardware diagram.

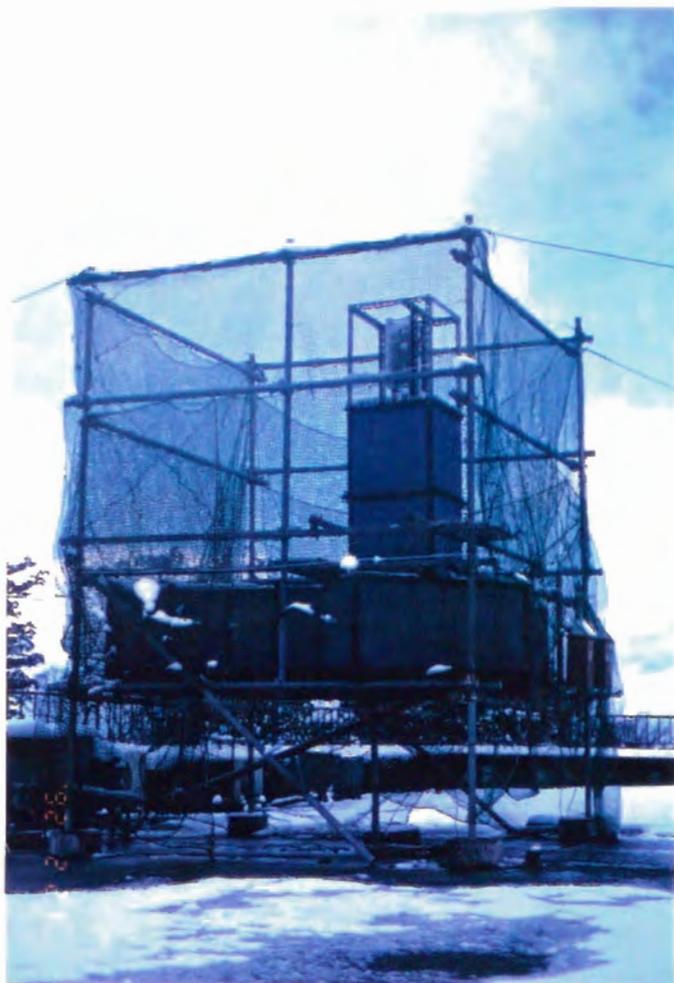


図 7.3 観測装置の写真
Figure 7.3 Photograph of system for measuring
falling attitude of snowflakes.

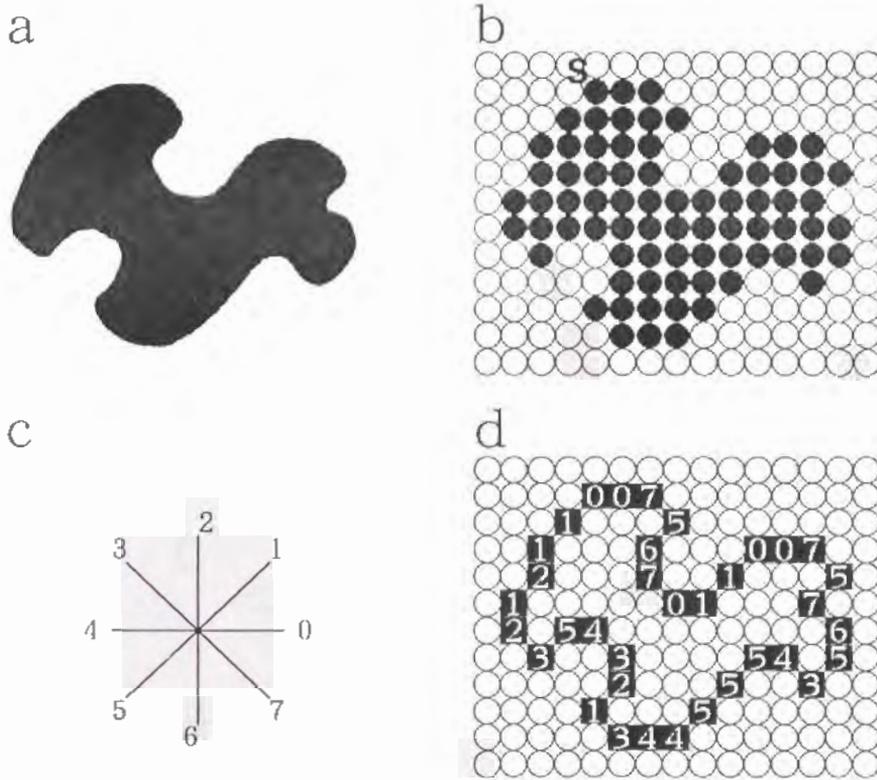


図 7.4 チェインコードによる輪郭線解析
 (a) 雪片モデル (b) 雪片の2値画像
 (c) 方向コード (d) 輪郭線方向コードの例

Figure 7.4 Analysis of contour images by chain code.
 (a) A model of snowflake.
 (b) Binary image of snowflakes.
 (c) Direction code.
 (d) Example of direction code for contour image.

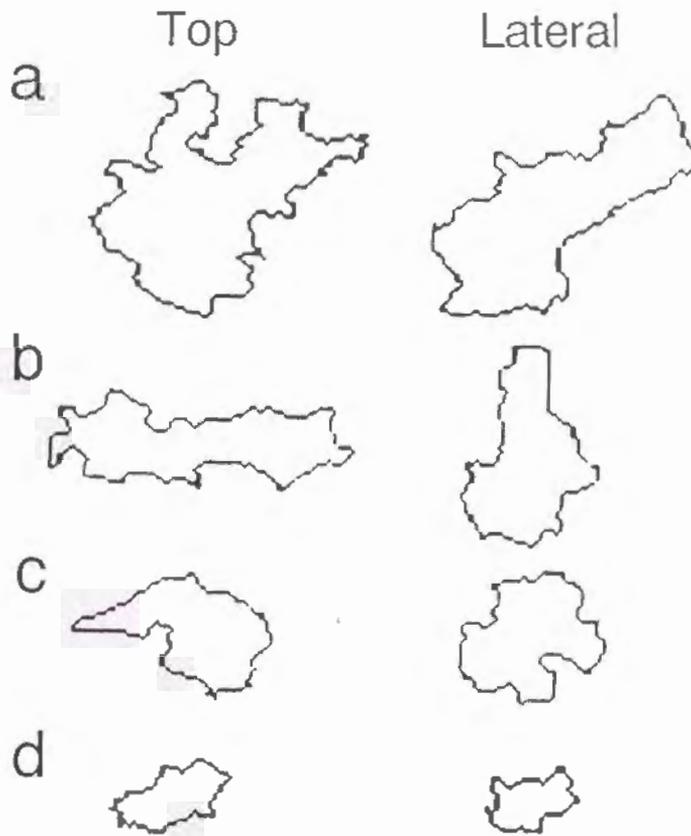


図 7.5 雪片映像と輪郭線データにより再構成された雪片
Figure 7.5 Examples of the image of the snowflakes and reconstructed figure by chain codes.

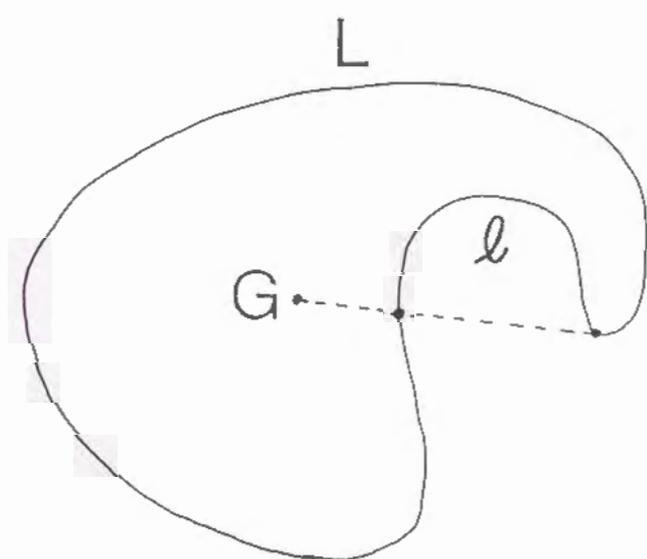


图 7.6 凹率
Figure 7.6 Concave rate.

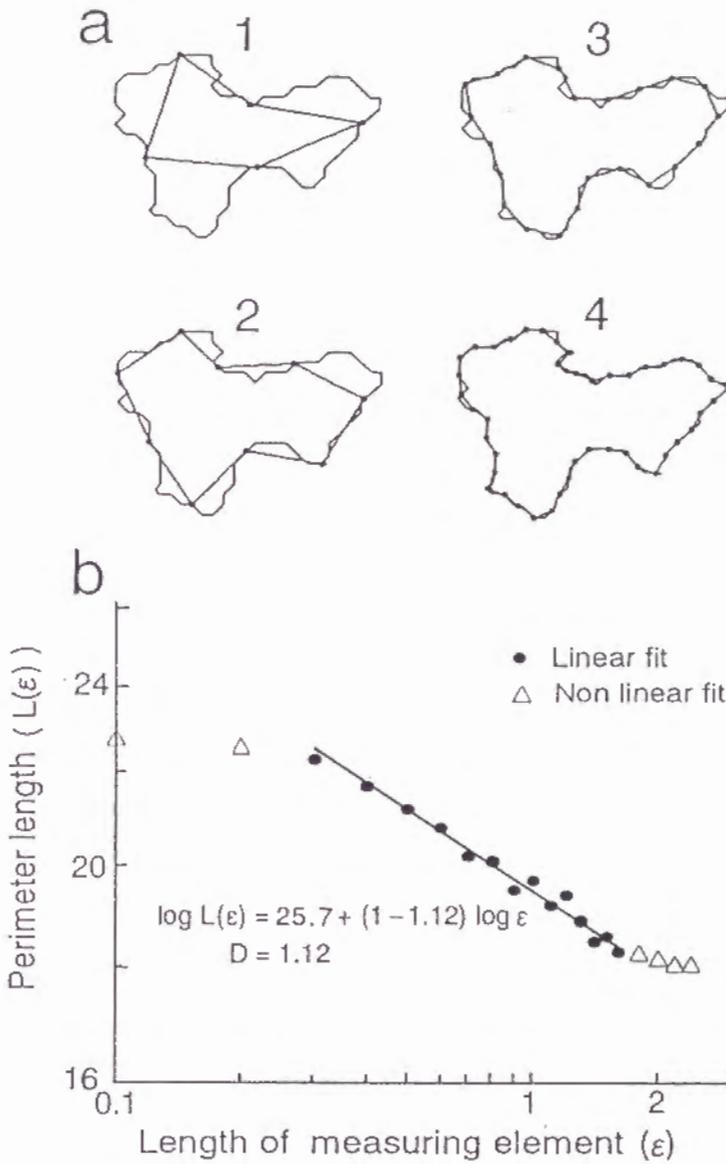


図 7.7 雪片のフラクタル次元の計算例

(a) 雪片の周囲長の測定

(b) 最小 2 乗法による直線の傾き

Figure 7.7 Examples of determination of fractal dimension of snowflakes.

(a) Measurement of perimeter of snowflakes.

(b) Slope obtained by a least-squares linear fit.

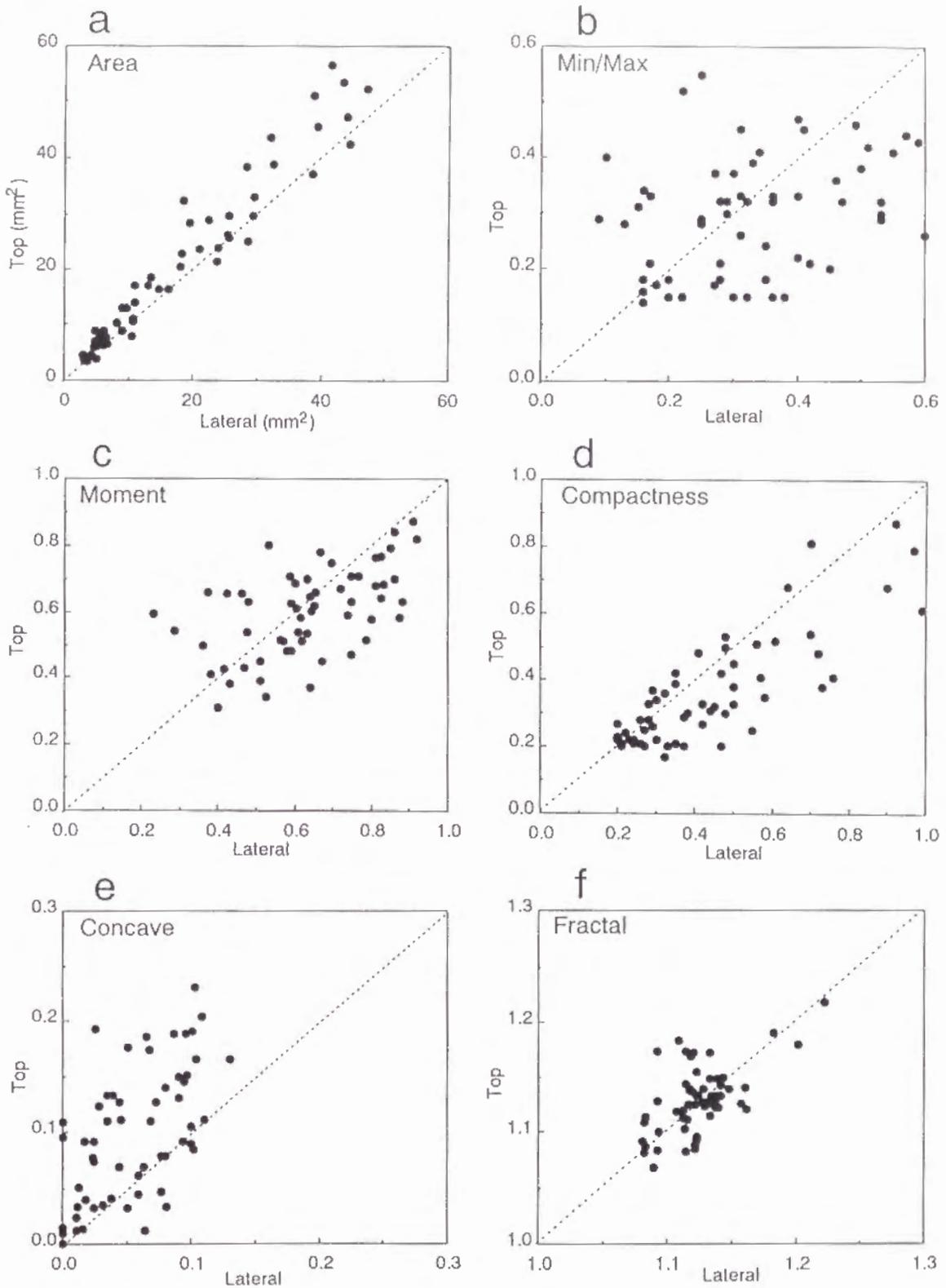


図 7.8 同一雪片の 2 方向からの形状特徴

(a) 面積 (b) 最短径と最長径の比 (c) モーメント特徴量
(d) 円形度 (e) 凹率 (f) フラクタル次元

Figure 7.8 Two-dimensional display of the feature parameters of lateral and top image on snowflake.

(a) Area. (b) Ratio of major to minor axes.
(c) Invariant moment. (d) Compactness.
(e) Concave rate. (f) Fractal dimension.

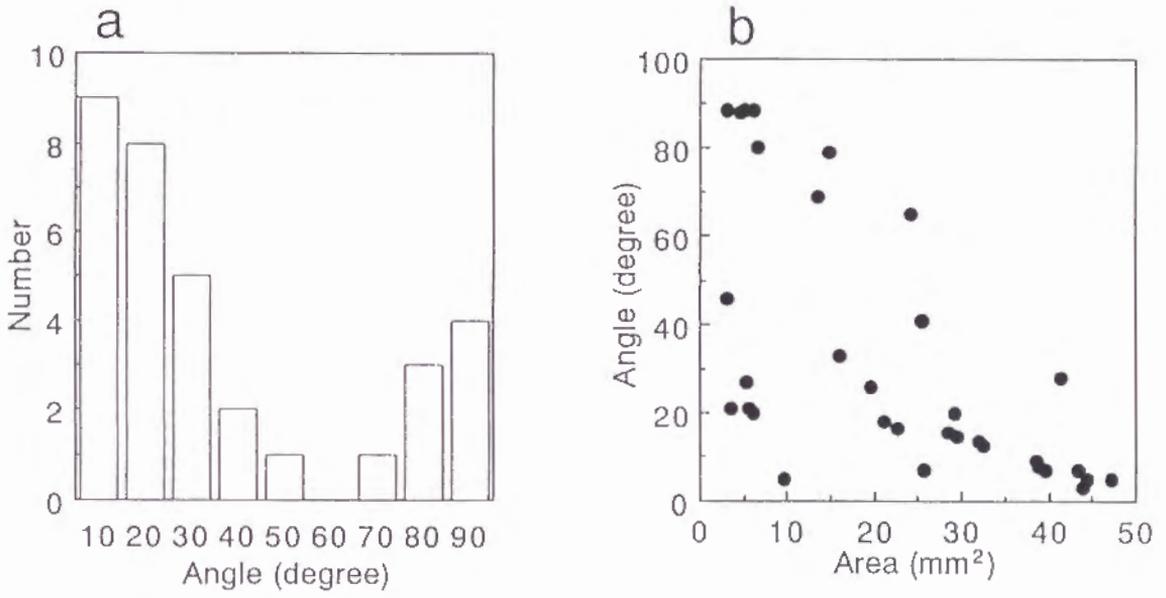


図 7.9 落下姿勢の分布
Figure 7.9 Frequency distribution of the deviation of principal axis directions from the horizontal plane.

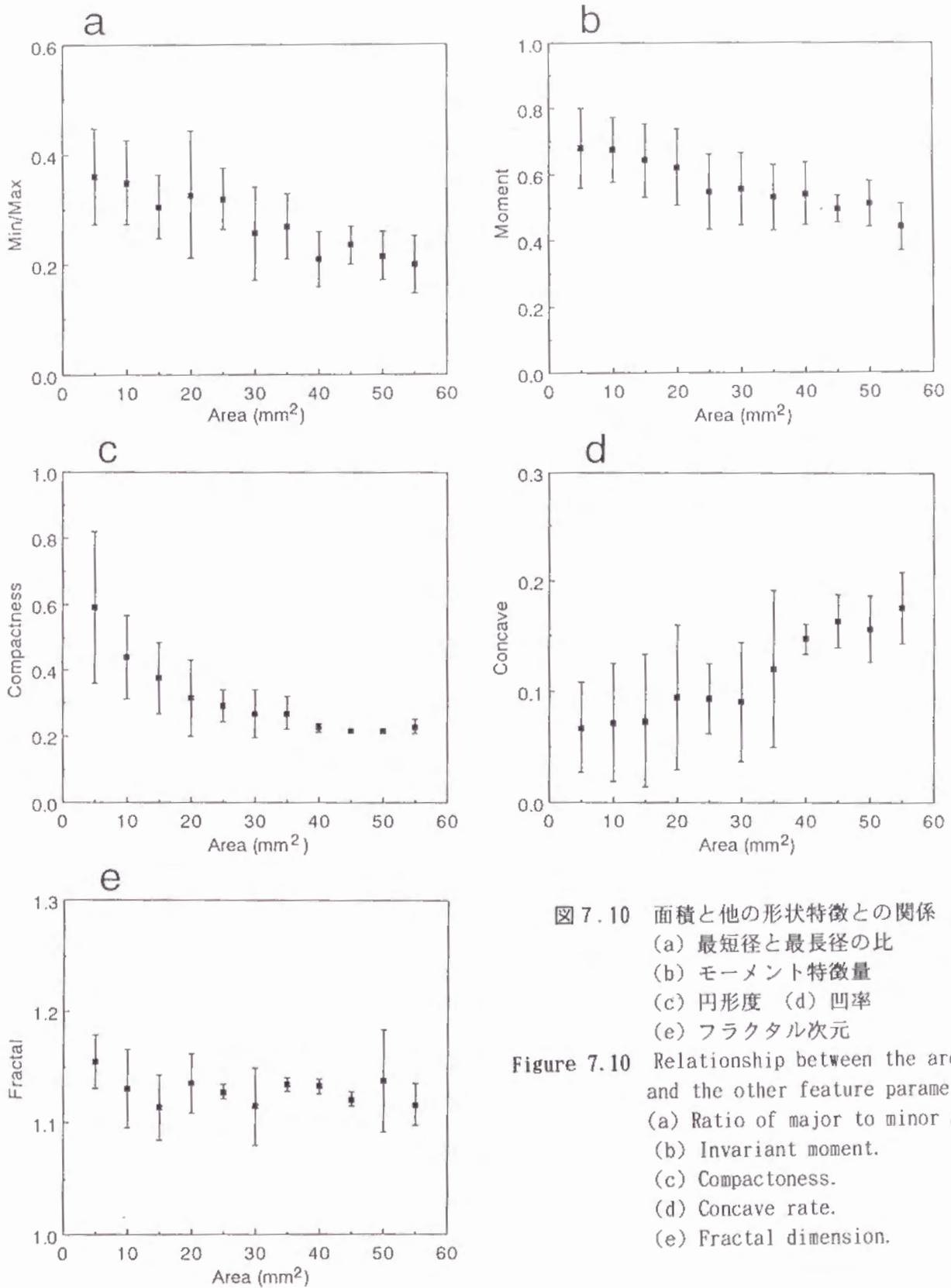


図 7.10 面積と他の形状特徴との関係

- (a) 最短径と最長径の比
 - (b) モーメント特徴量
 - (c) 円形度 (d) 凹率
 - (e) フラクタル次元
- Figure 7.10 Relationship between the area and the other feature parameters.
 (a) Ratio of major to minor axes.
 (b) Invariant moment.
 (c) Compactness.
 (d) Concave rate.
 (e) Fractal dimension.

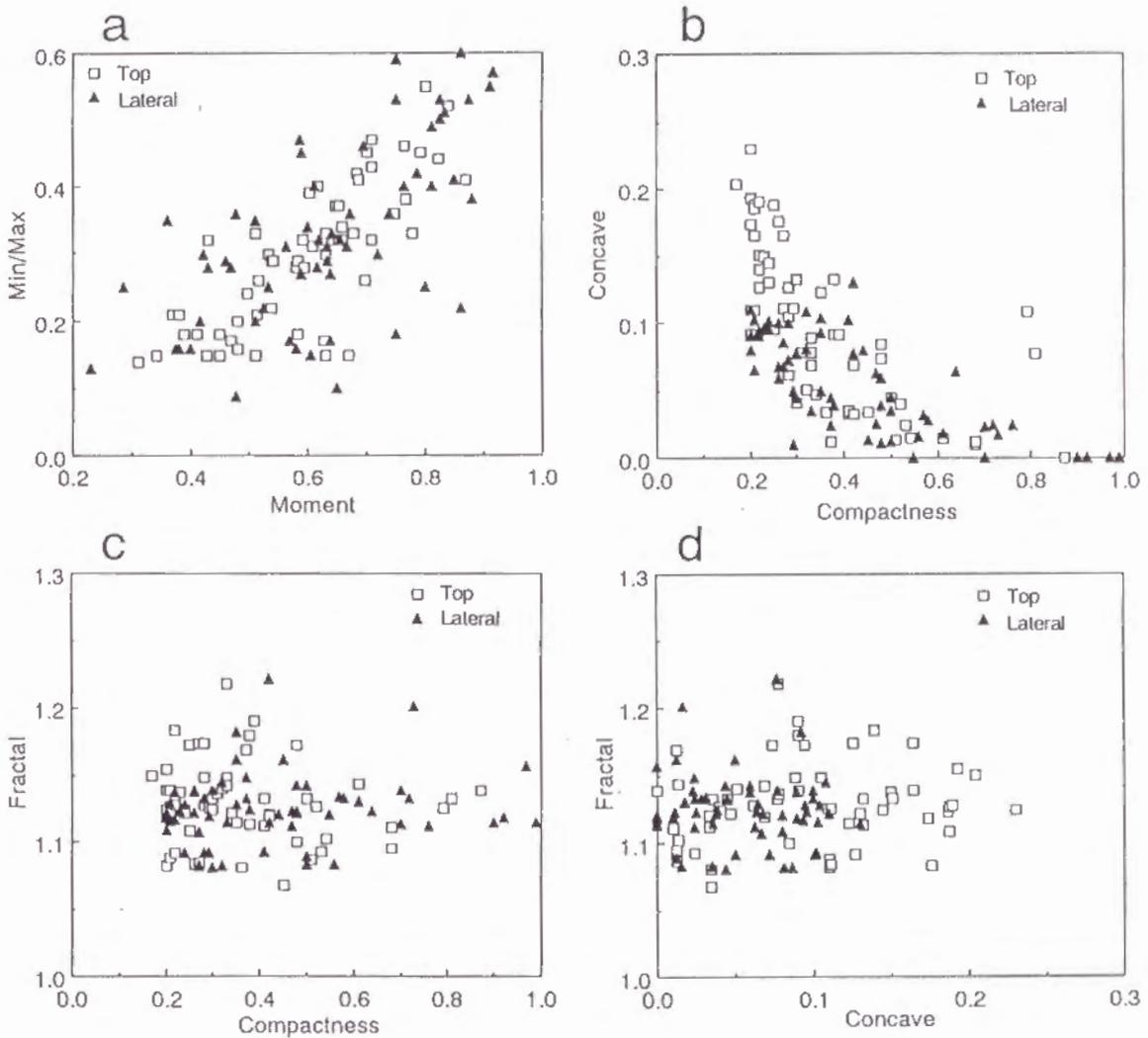


図 7.11 形状特徴量間の関係

(a) モーメント特徴量と、最短径と最長径の比

(b) 円形度とモーメント特徴量 (c) 円形度と

フラクタル次元 (d) 凹率とフラクタル次元

Figure 7.11 Relationship between feature parameters.

(a) Invariant moment and ratio of major to minor axes.

(b) Compactness and invariant moment.

(c) Compactness and fractal dimension.

(d) Concave rate and fractal dimension

表7.1 測定誤差
Table 7.1 Errors of analysis and experiments.

		円			正方形			正三角形		
面積 (mm ²)		5	20	50	5	20	50	5	20	50
誤 差 (%)	面積	8.9	4.4	2.5	10.0	5.0	2.9	11.4	5.7	3.0
	最短径/最長径	10.1	5.1	3.6	11.2	5.6	4.0	12.3	6.2	4.5
	モーメント	8.1	4.0	2.3	9.2	4.6	2.8	10.3	5.1	3.0
	円形度	11.7	7.8	6.2	11.0	6.7	4.8	14.9	9.9	7.8

表 7.2 形状特徴量
Table 7.2 Shape characteristics of each snowflake.

形状特徴	方向	雪片 a	雪片 b	雪片 c	雪片 d
面積 (mm ²)	上	47.3	29.5	21.3	7.8
	横	44.0	25.7	23.6	6.5
最短径/最長径	上	0.38	0.15	0.47	0.38
	横	0.27	0.36	0.40	0.50
モーメント特徴量	上	0.78	0.45	0.71	0.77
	横	0.59	0.67	0.76	0.83
円形度	上	0.24	0.21	0.34	0.56
	横	0.31	0.34	0.30	0.56
凹率	上	0.05	0.11	0.05	0.00
	横	0.04	0.03	0.08	0.02
フラクタル次元	上	1.12	1.14	1.15	1.09
	横	1.10	1.13	1.19	1.08
落下姿勢 (度)	横	50.7	4.4	12.8	37.2

第 8 章

降雪粒子の形状と落下速度の同時測定

8.1 ま え が き

落下中の降雪粒子の定量的解析は、レーダエコーや気象ゾンデによる雪雲の観測との対応等に不可欠である^{(1)~(4)}。特に、レーダ反射因子と降雪強度の関係を解析するためには、降雪粒子の雪片とあられの分類が重要である^{(5)・(6)}。落下中の降雪粒子映像を画像処理装置に取り込み、パソコンによりリアルタイム処理し、粒径(横幅)と落下速度を長期間にわたって解析するシステムについては、第 2 章と第 3 章で提案した^{(7)~(9)}。また、オフラインで少数の雪片を手により選んで、形状を詳細に解析する方法は第 7 章で提案した⁽¹⁰⁾。しかし長期間にわたって自動的に粒子の落下速度と形状とを同時に求める方法は、まだ開発されていなかった。

本章では、シャッタースピードの異なる 2 台のテレビカメラを用いて同一の視野を撮影することにより、粒子の詳細な形状と落下速度を同時に解析するシステムを提案し⁽¹¹⁾、更に実際の観測結果に適用することにより、降雪粒子を雪片とあられに自動分類する手法を提案する^{(12)~(14)}。

8.2 観測システム

図 8.1 は観測装置である。観測装置の中の照射空間内を落下する降雪粒子を毎分約 180 回ずつ、高速と低速のシャッタースピードに設定した 2 台のテレビカメラで同一の視野を撮影し、ビデオミキサーで 1 画面に合成して画像処理装置に取り込み、リアルタイムで処理した。高速のシャッタースピードは 1/2000 秒に

設定し、形状解析用とし、低速のシャッタースピードは 1/60 秒に設定し、落下速度解析用とした。

8.3 解析方法

図 8.2 は観測中の粒子映像の例である。高速シャッタースピードカメラで撮影された映像(図 8.2 右側)は、実際の形状を示しているが、低速シャッタースピードカメラで撮影された映像(図 8.2 左側)は、残像により縦方向に長く伸びた映像となっている。これらの映像は、まず、判別分析 2 値化法により^[15]、粒子を背景から分離し、次に低速シャッタースピードカメラで撮影された画面上を探索して粒子画像を抽出し、それに対応する高速シャッタースピードカメラで撮影された画面上の粒子を指定した条件で探し出す。高速シャッタースピードカメラの映像を用いて形状解析を、低速シャッタースピードカメラの映像を用いて落下速度の解析を行う。図 8.3 は処理手順である。

8.3.1 2 画面の対応

高速および低速シャッタースピードカメラで撮影された同一粒子の映像の対応付けは以下の条件とする(図 8.4)。

(a) 低速シャッタースピードカメラで撮影された粒子映像の最上位の画素 $S_L(x, y)$ の座標と同一の位置に対応する高速シャッタースピードカメラの画面上の座標 $S_H(x, y)$ を基準点とする。

(b) 低速シャッタースピードカメラで撮影された粒子映像の横幅を b とすると、高速シャッタースピードカメラによる画面上の検索範囲は、基準点の上方向へ $0.5b$ 、下方向へ $1.5b$ 、更に左右方向へそれぞれ $1.0b$ の範囲とする。

(c) (a) および (b) で設定される範囲内に粒子が存在し、その横幅は b に対して、90~110% の大きさである。

これらの条件が満たされるとき、2 画面の粒子映像を同一と見なした。

8.3.2 粒子映像の処理

リアルタイム処理で観測画像から粒子の2値化映像を抽出し、その輪郭の追跡によって順次得られる輪郭線情報を8方向のチェインコードで求め⁽¹⁵⁾、次にそのデータから以下の特徴量を計算した。カメラのシャッタースピードが低速の画面からは、残像の長さを利用して落下速度を、シャッタースピードが高速の画面からは輪郭線により粒子形状を得ることができる。

8.3.2.1 落下速度

カメラのシャッタースピード1/60秒の画面上での粒子画像の縦幅を ℓ 、1/2000秒の画面の粒子画像の縦幅を a としたとき毎秒の落下速度 v は

$$v = (\ell - a) \times 60 \quad (8.1)$$

で計算できる(図8.4)。

8.3.2.2 伸長度

座標 (i, j) における画像 $f(i, j)$ の $(p+q)$ 次の重心モーメントは

$$M_{p+q} = \sum_i \sum_j (i - i_G)^p (j - j_G)^q f(i, j) \quad (8.2)$$

で与えられる⁽¹⁶⁾。検出した雪片は2値画像であるから、 $f(i, j)$ は雪片の領域内で1、背景で0とした。雪片を楕円と仮定したとき、楕円の長軸 a と短軸 b は

$$a^2 = \frac{2 \{ \mu_{20} + \mu_{02} + (4 \mu_{11}^2 + (\mu_{20} - \mu_{02})^2)^{1/2} \}}{\mu_{00}} \quad (8.3)$$

$$b^2 = \frac{2 \{ \mu_{20} + \mu_{02} - (4 \mu_{11}^2 + (\mu_{20} - \mu_{02})^2)^{1/2} \}}{\mu_{00}}$$

により求まるので⁽¹⁷⁾、伸長度 e は、次式の a と b の比で定義した。

$$e = \frac{a}{b} \quad (8.4)$$

e は円形するとき1.0となり、細長い形状になるにつれて大きな値となる。また、

この特徴量は領域の大きさ、並進および回転に関して不変な値である。表 8.1 は円、正方形、楕円（長径／短径 = 2）および長方形（縦／横 = 2）について面積を変化させて、実際にカメラより取り込んで、伸長度を計算した結果である。伸長度は、面積が大きくなるほど、円および正方形では 1.0 に近づき、楕円および長方形では 2.0 に近づくので、式(8.4)で定義した伸長度は粒子の偏平度を表す値として妥当と言える。

8.4 解析結果および雪片とあられの判別

8.4.1 解析結果

1994年1月23日、富山市で観測された粒子について、粒子数、落下速度および伸長度の解析結果を示す。この期間の降雪粒子は雪片とあられの頻繁な変動が見られた。図 8.5 a は粒子数、b は落下速度、c は伸長度の各 1 分毎の平均値の経時変化である。次に、図 8.5 の観測期間の内、目視により、雪片と判定できた期間とあられと判定できた期間のそれぞれについて、各特徴量の粒径に対する大きさを求めた。図 8.6 はその結果である。

8.4.2 雪片とあられの判別

図 8.6 の雪片とあられのそれぞれについて、粒径をパラメータとした関数で各特徴量を表し、雪片とあられを判別するためのしきい値関数を求めた。図 8.6 a より、粒径別の粒子数は、 α 、 β を定数として次式のガンマ分布

$$f(D; \alpha, \beta) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} D^{\alpha-1} \exp\left(-\frac{D}{\beta}\right) \quad (8.5)$$

で表すことができた。一方、粒径別の落下速度 $v(D)$ は、図 8.6 b より、 κ 、 ε を定数として

$$v(D; \kappa, \varepsilon) = \kappa D^\varepsilon \quad (8.6)$$

で表すことができた⁽¹⁸⁾。また、伸長度 e は、図 8.6 c より、

$$e = c \quad (8.7)$$

で表すことができた。これらの結果より、あられの場合は、雪片と比較して、粒径は小さく、落下速度は速く、伸長度は小さい値となった。そこで、各特徴量を0と1の間の値で正規化し、雪片の場合が0、あられの場合が1へ近づくように粒径分布、落下速度および伸長度を次式により正規化した。

$$G(X) = \frac{1}{1 + \exp\{-a(X-b)\}} \quad (a > 0) \quad (8.8)$$

式(8.8)は、図8.7に示すように、 $X=b$ で $G(X)=0.5$ となり、 X の値により、 $G(X)$ は0から1の間の値をとる。図8.8は、図8.6bで示された粒径と落下速度の関係を正規化し、任意の粒径に対する雪片とあられの割合を0と1の間の値の正規化関数 $G_v(D)$ で表したものである。粒径分布、伸長度についても、同様の方法で正規化し、正規化関数を、それぞれ $G_r(D)$ 、 $G_o(D)$ とし、雪片とあられの判別関数 $G(D)$ を次式で定義した。

$$G(D) = p G_r(D) + q G_v(D) + r G_o(D) \quad (8.9)$$

図8.9は、式(8.9)の各定数の値を $p=0.4$ 、 $q=0.4$ 、 $r=0.2$ としたときの雪片とあられの割合を計算した結果である。目視により、あられと判定された期間と $G(D)$ の値がほぼ0.5以上の場合ときわめて良く一致した。従って、雪片とあられの分類方法として本方法は有効であると言える。

8.5 むすび

降雪粒子の形状と落下速度を同時に定量的に測定できるシステムを作成した。この測定データより、降雪粒子を雪片とあられに分類する方法を提案した。降雪時の気象条件等により、式(8.8)の a 、 b の値、式(8.9)の p 、 q 、 r の値および判別関数式(8.9)の雪片とあられを判別するしきい値は検討する必要はあるが、本方法により、雪片とあられの自動判別が可能になった。

地上における本システムとレーダやゾンデを使った降雪雲との同時観測を行うことにより、本方法は降雪粒子の生成メカニズムの解明に有用となることが期待される。

文 献

- (1) Boucher R.I. and Wieler J.G.: "Radar determination of snowfall rate and accumulation", *J. Climate Appl. Meteor.*, 24, pp.68-73(1985).
- (2) Carlson R.E. and Marshall J.S.: "Measurement of snowfall by radar", *J. Appl. Meteor.*, 11, pp.494-500(1972).
- (3) Collier C.C. and Larke P.R.: "A case study of the measurement of snowfall by radar: An assessment of accuracy", *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, pp.615-621(1978).
- (4) Fujiyoshi Y., Endoh T., Yamada T., Tsuboki K., Tachibana Y. and Wakahama G.: "Determination of a Z-R relationship for snowfall using a radar and high sensitivity snow gauges", *J. Appl. Meteor.*, 29, pp.147-152(1990).
- (5) Konishi H., Muramoto K., Shiina T., Endoh T. and Kitano K.: "Z R relation for gaupels and aggregates observed at Showa station, Antarctica", *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, 5, pp.97-103(1992).
- (6) 小池俊雄, 水津武, 藤田敏和, 田中洋一: "レーダによる降雪定量観測アルゴリズムの開発と時代レーダの設計", *河川情報研究*, 1, pp.9-18 (1993).
- (7) 村本健一郎, 椎名 徹: "画像処理による降雪粒子の大きさと落下速度の自動測定", *電子情報通信学会論文誌(D-II)*, J72-D-11, 9, pp.1382-1387 (1989).
- (8) 村本健一郎, 椎名 徹, 北野孝一: "降雪粒子の粒径分布と落下速度のデータベース", *電子情報通信学会論文誌(D-I)*, J74-D-1, 8, pp.586-589 (1991).
- (9) Muramoto K., Matsuura K., Harimaya T. and Endoh T.: "A computer database for falling snowflakes", *Ann. Glaciol.*, 18, pp.11-16 (1993).
- (10) 村本健一郎, 松浦弘毅, 椎名 徹: "領域および輪郭線による降雪雪片の形状特徴解析", *電子情報通信学会論文誌(D-II)*, J76-D-11, 5, pp.949-958 (1993).

電子情報通信学会春季大会講演論文集, 7, D 438(1993.3).

- (12) 村本健一郎, 藤田博之, 田島邦康他: "2台のカメラを使った降雪粒子の形状と落下速度の自動測定", 電子情報通信学会春季大会講演論文集, 7, D-415(1994.3).
- (13) Muramoto K., Takagi S., Oikawa T. and Shiina T.: "Automatic classification of snowflakes and graupels", Asian Symposium on Ecotechnology, Abstract, B-21(1994.10).
- (14) 村本健一郎, 椎名 徹, 釣 健孝, 松浦弘毅: "降雪粒子分類のための形状と落下速度の同時測定", 電子情報通信学会論文誌(D-11), (投稿中).
- (15) Gonzalez R.C. and Woods R.E.: "Digital Image Processing", Addison-Wesley Publishing Company(1992).
- (16) Pratt W.K.: "Digital Image Processing", John Wiley(1978).
- (17) Teague M.R.: "Image analysis via the general theory of moments", J. Opt. Soc. Am., 70, 8, pp.920-930(1980).
- (18) Langleben M.P.: "The terminal velocity of snowflakes", Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 80, pp.174-181(1954).

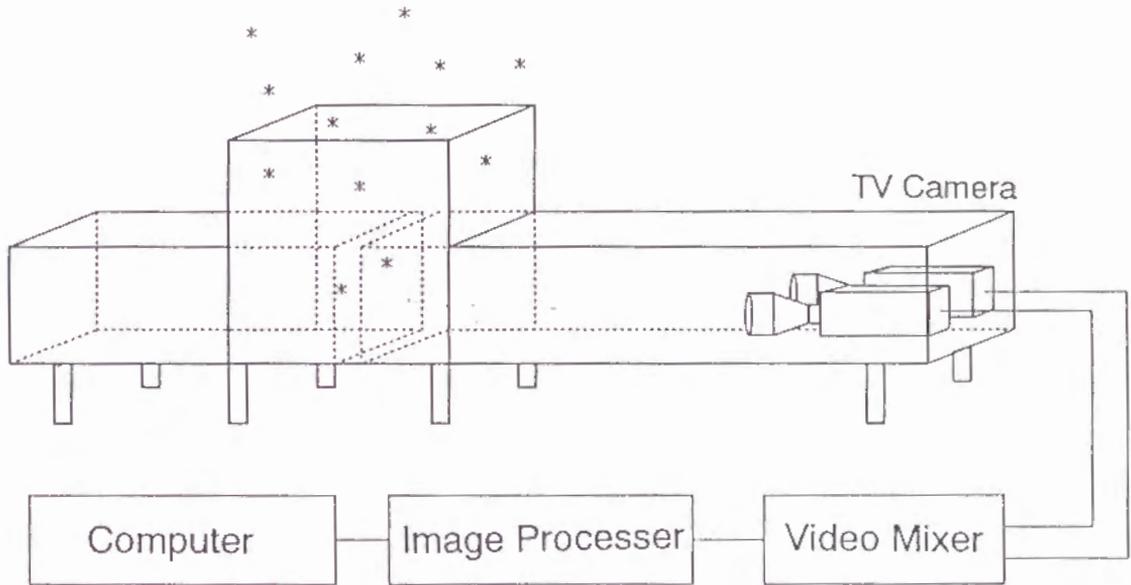


図 8.1 降雪観測システム
Figure 8.1 Configuration for measuring of shape and falling velocity of snowflakes.

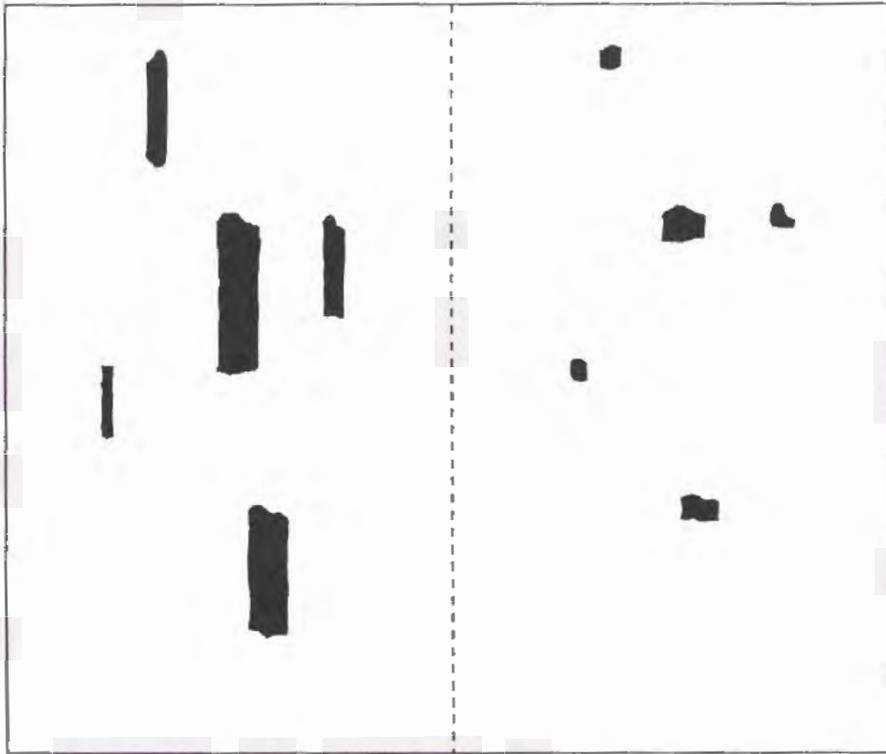


図 8.2 2 値化処理した雪片像の表示例
Figure 8.2 Typical snowflakes image photographed
by two cameras.

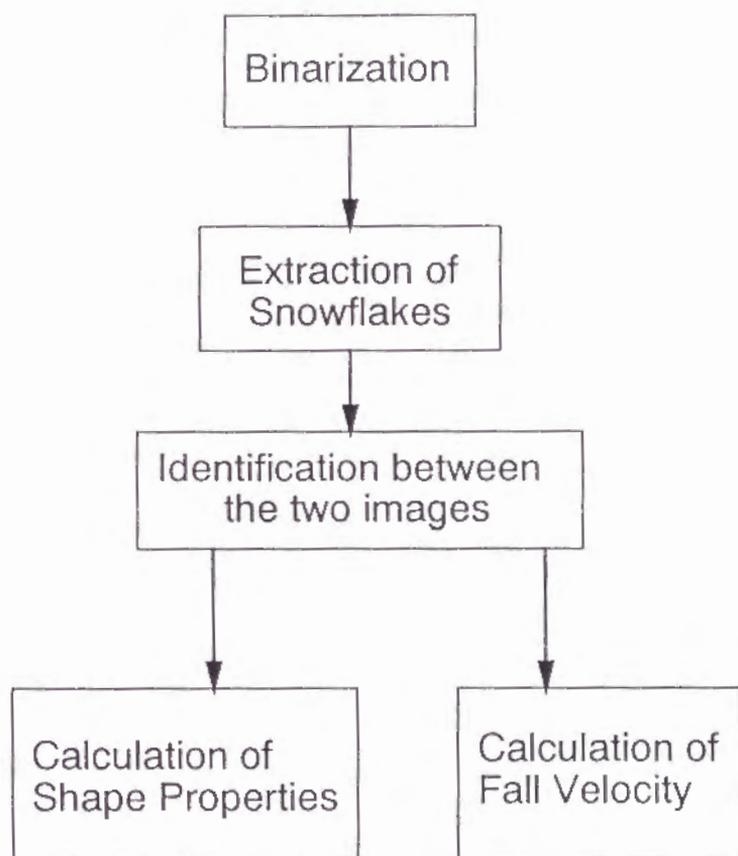
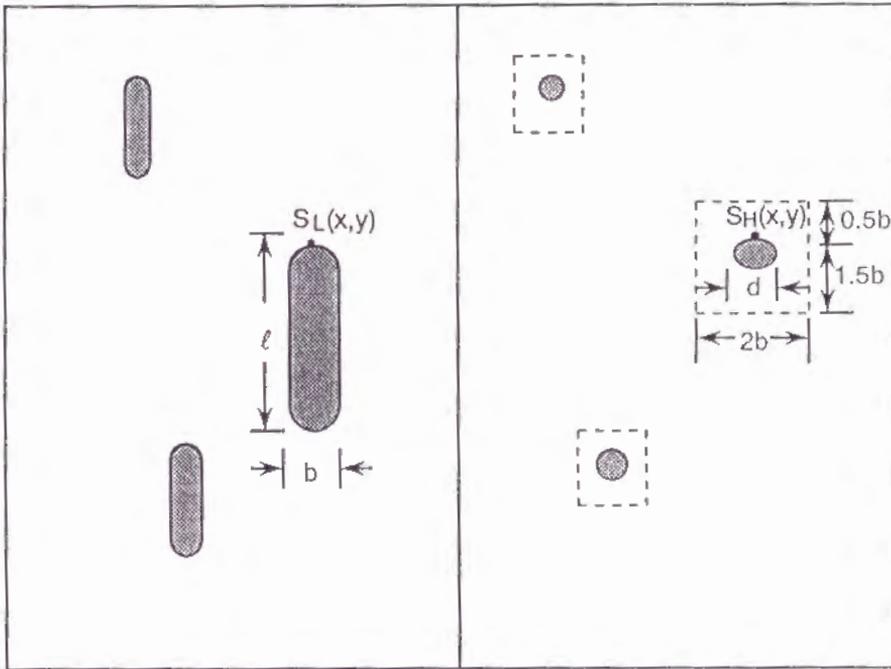


図 8.3 処理手順
Figure 8.3 Block diagram of the image processing.



Criterion

$$d=(0.9\sim 1.1)b$$

図 8.4 2 画面間の対応付け
Figure 8.4 Identifying between the two images.

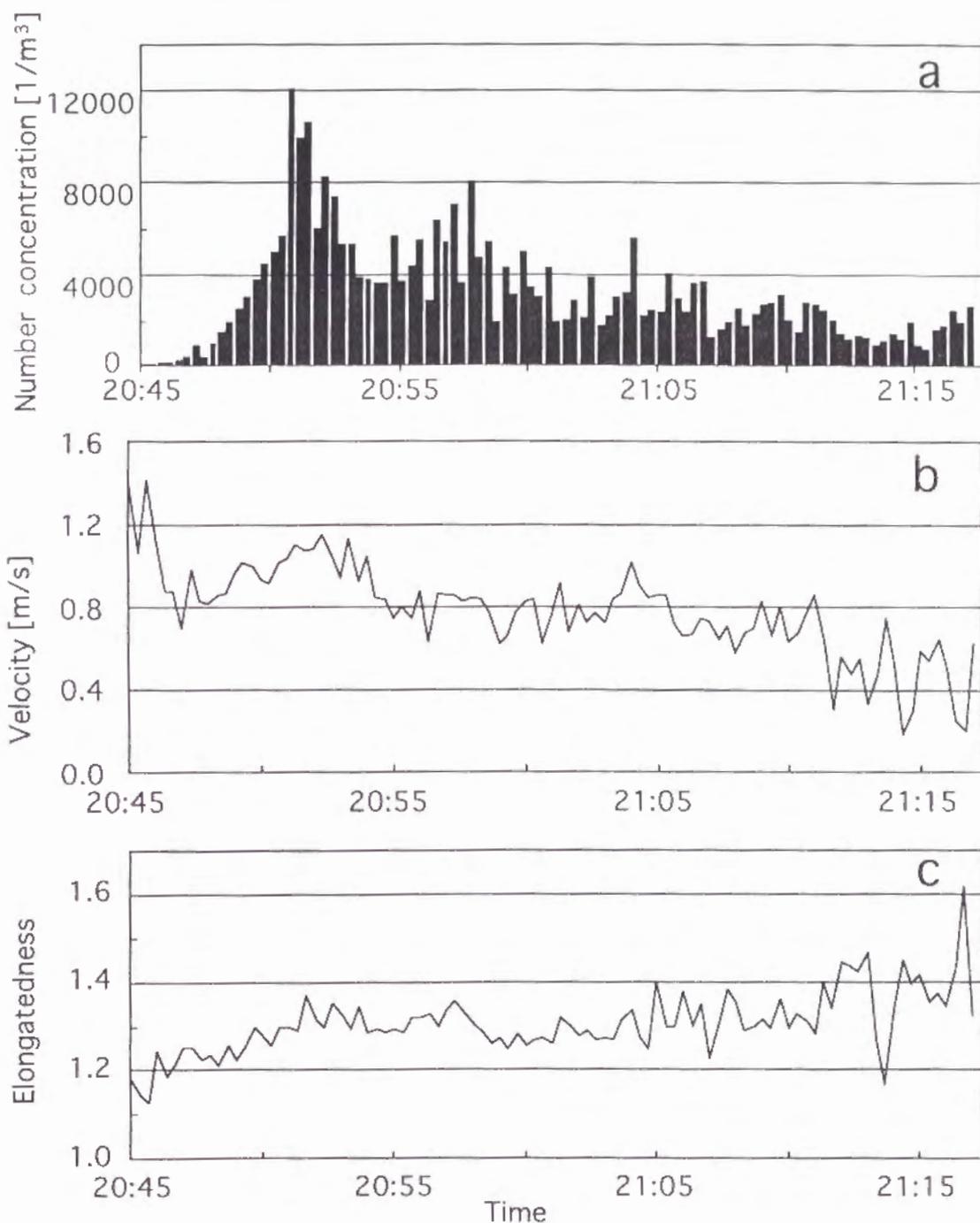


図 8.5 各特徴量の経時変化
 (a)粒子数 (b)落下速度 (c)伸長度

Figure 8.5 Time series of the feature parameters.
 (a) Number concentration.
 (b) Fall velocity. (c) Elongatedness.

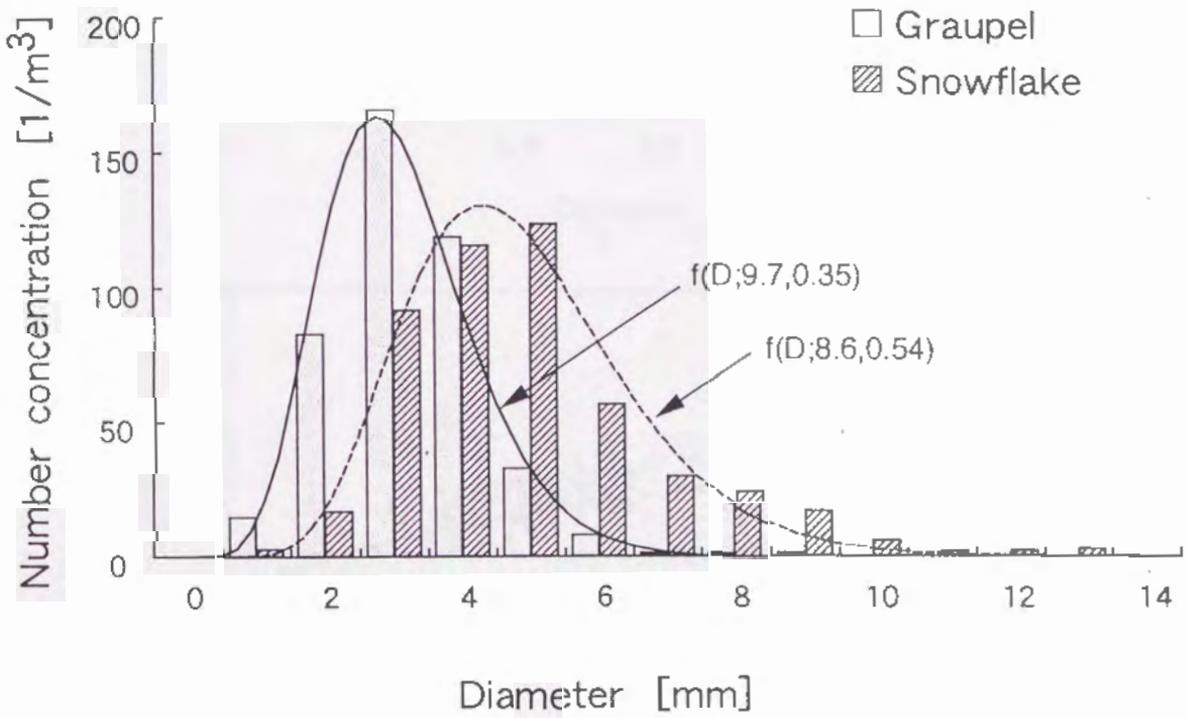


図 8. 6 a 降雪粒子の粒径分布
Figure 8.6a Frequency distribution of snow particles.

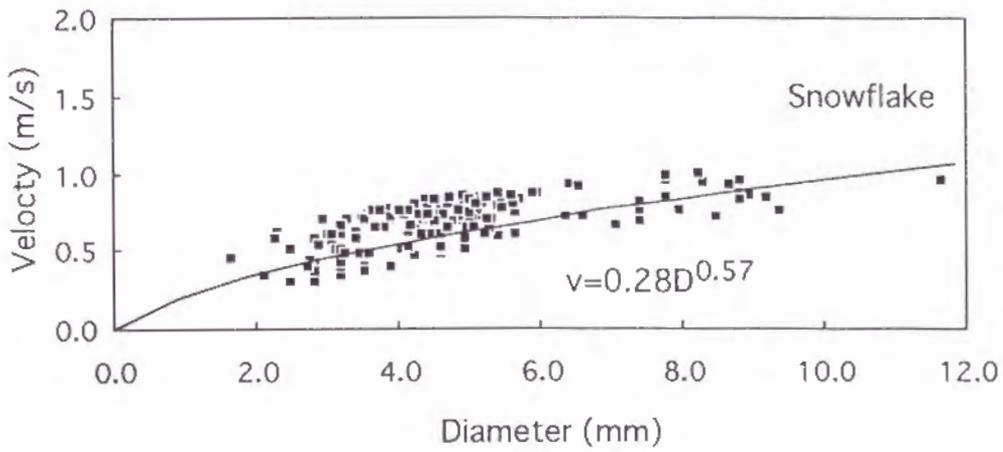
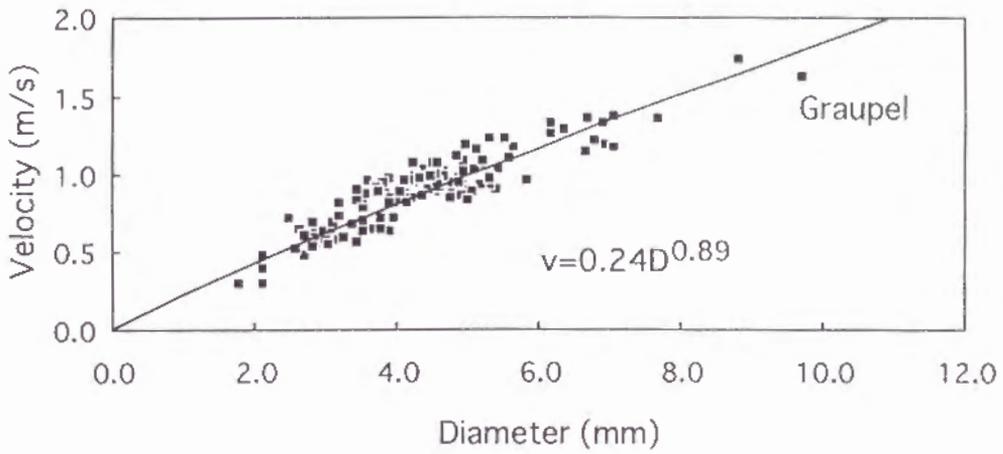


図 8.6 b 粒径と落下速度との関係
Figure 8.6b Relationship between the diameter and the fall velocity.

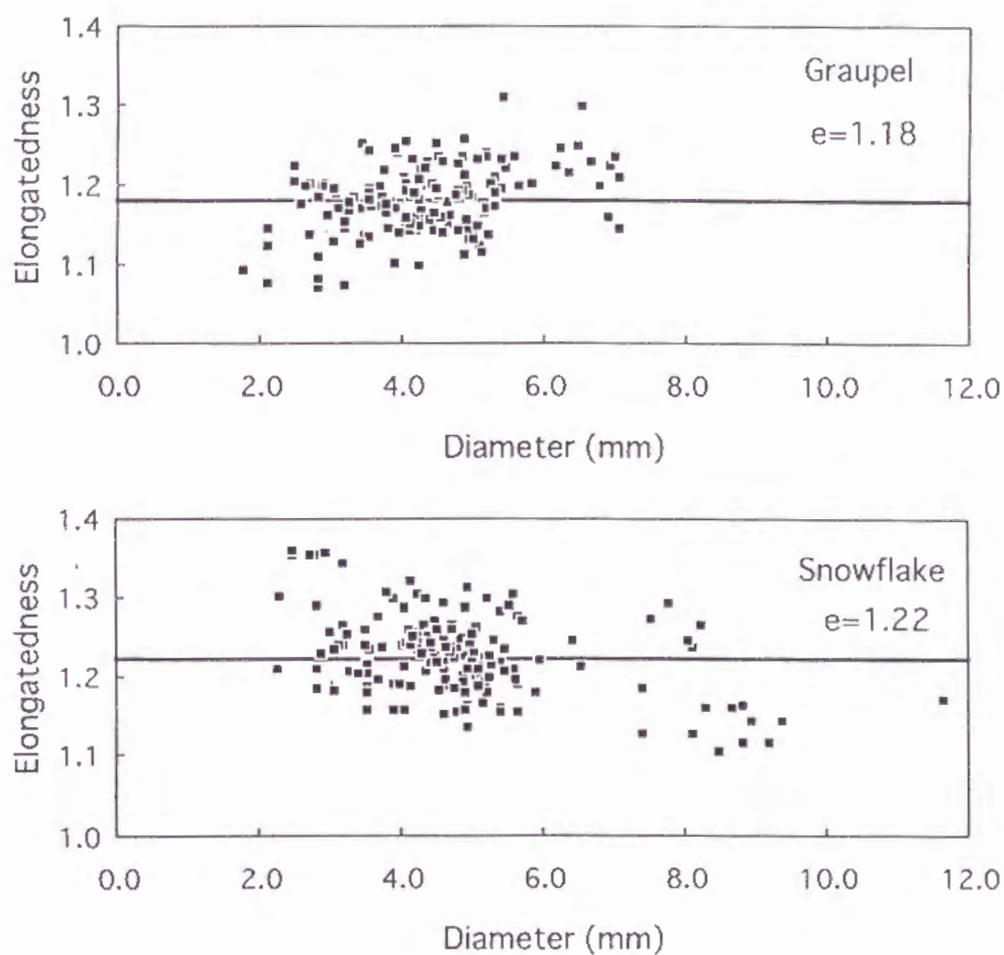


図 8.6 c 粒径と伸長度との関係
Figure 8.6c Relationship between the diameter and the elongatedness.

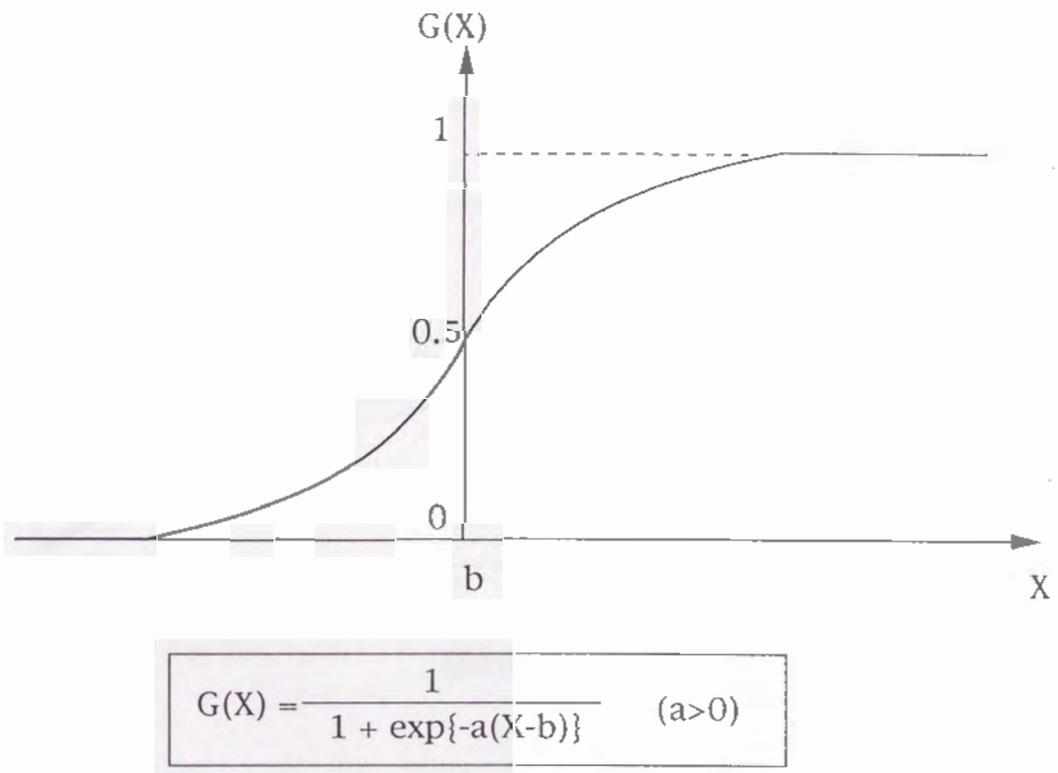


図 8.7 各特徴量の正規化
Figure 8.7 Normalization of each feature.

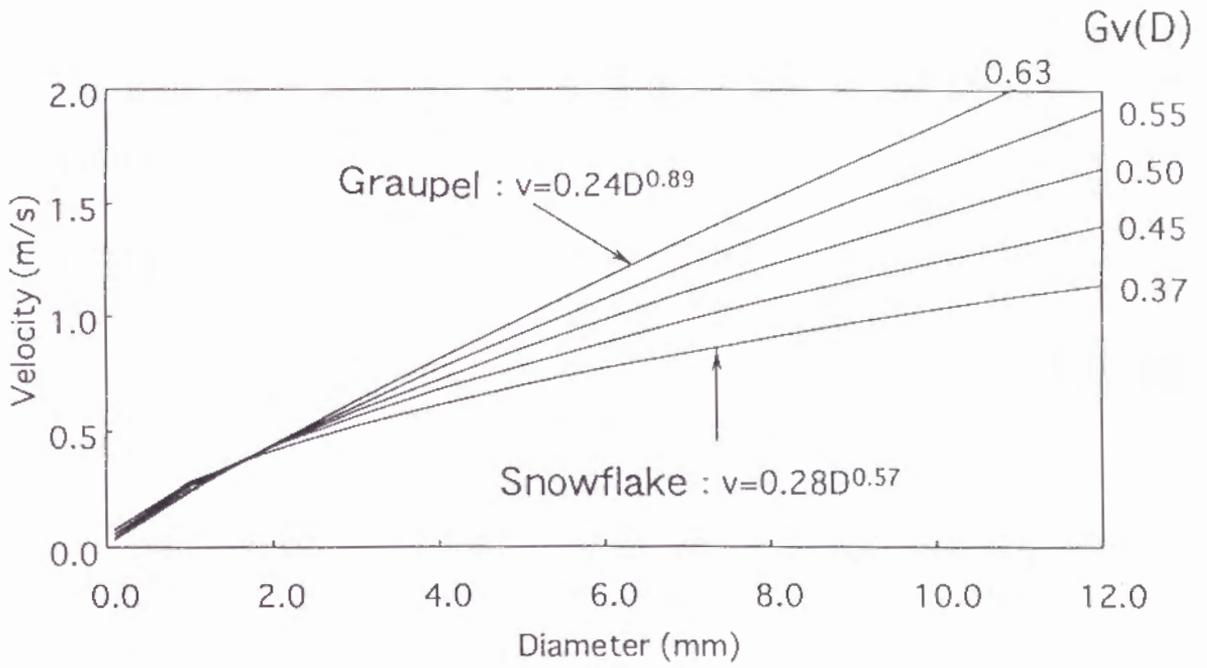


図 8. 8 落下速度の正規化関数
Figure 8. 8 Normalized function of fall velocity.

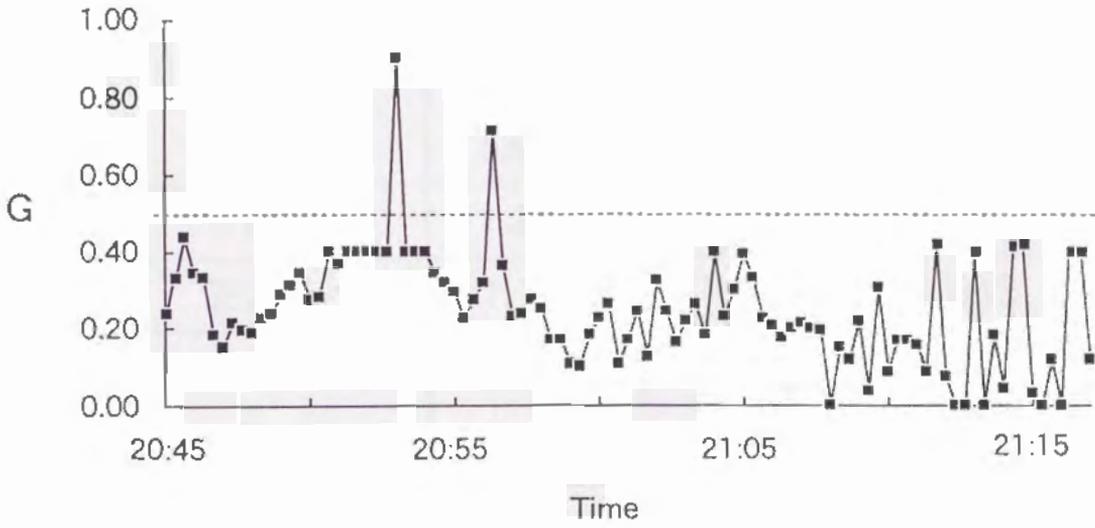


図 8.9 あられの度合い関数
Figure 8.9 Grade function of graupel.

表 8.1 各図形の伸長度
 Table 8.1 Elongatedness for different patterns.

	面積		
	5mm ²	20mm ²	50mm ²
円	1.251	1.038	1.025
正方形	1.130	1.043	1.049
楕円(長/短径=2)	1.623	1.792	1.859
長方形(横/縦=2)	1.560	1.689	1.721

第9章

降雪雪片の落下運動解析

9.1 まえがき

降雪は雲内で発生した氷の結晶が成長し、更にいくつも併合して落下してきたものである。すなわち雲内で過冷却した氷の結晶が雪結晶までに成長すると、ついに自分の重みで落下が始まるが、この雪結晶は落下速度が遅いので、空間密度が高まり、互いに接触する割合が高く、しかも機械的にからみやすい構造のため、いくつもの結晶が併合し雪片となるのである(図7.1)^{(1)~(8)}。落下中の降雪雪片同士の併合には、雪片の形状^{(2)~(4)}ならびに大気中の雪片の落下運動^{(5)~(10)}が関与していることが報告されている。これらのうち、降雪雪片の形状については第7章で提案した手法により、形状の特徴解析および輪郭線の複雑さ等が詳しく解析されている⁽¹¹⁾。しかし、雪片や雪結晶の落下運動については、水平面上の雪片の運動のシミュレーションを行い、各運動パターンと雪片同士の衝突率との関係を求めた理論的解析^{(5)~(7)}および液体中の小さな円板の落下運動や垂直風洞につるした模型雪片の運動軌跡を測定した実験室内でのモデル実験^{(12)~(15)}がほとんどであり、実際の雪片を直接観測した報告はわずかである^{(8)~(10)}。しかも実際に雪片を観測している場合でも、横方向からの単一方向の写真撮影による目視観測のみであり、定性的に運動パターンが分類されているだけで、雪片の運動軌跡を正確に把握するには不十分であった。

本論文のこれまでの章で述べた降雪粒子の観測法は、各粒子が真っすぐ地上に落下すると仮定して、落下速度等を解析してきたが、粒子は必ずしも真っすぐに落下するとは限らず、特に雪片では、形状も複雑であるので種々の運動を伴って

落下する。

本章では、空中を落下している降雪雪片の落下運動を定量的に解析することを目的として、上方向から、広視野と狭視野の2台のCCDカメラを使って連続的に撮影した降雪雪片の映像をビデオ編集機により合成しながら録画し、画像解析を行う。広視野の映像では、落下中の個々の雪片映像を連続して6～15フレームを録画できる視野に設定し、この映像から雪片軌跡を追跡することにより、水平面上の落下運動パターンを解析する。一方、狭視野の映像では、拡大した雪片映像を連続して2～5フレームを録画できる視野に設定し、雪片の大きさや雪片自身の回転運動を解析する。次に、運動パターンの自動分類法を提案し、実際の雪片に適用し、目視による分類との比較検証を行う。更に、雪片の運動パターンと雪片の大きさや雪片自身の回転運動との関係も調べる^{(16)・(17)}。

本論文のデータは1992年1月に金沢市小立野で観測されたものである。

9.2 観測装置

図9.1は観測装置である。降込み型の防風タワー内にハロゲンランプ(250W×2台)の平行光線で限定された照射空間を形成した。防風タワー内を落下中の雪片が照射空間を通過するときだけ白く映るので、その映像を上方向からの2台のテレビカメラ(各カメラから観測空間の中心までの撮影距離:244cm,撮影(フレーム)間隔:1/30秒,シャッタースピード:1/4000秒)で撮影した。水平面上での雪片の運動パターンの解析では、雪片映像の重心点の座標を追跡することにした。運動の軌跡が形成されるには、多数の雪片映像を必要とするので、撮影範囲を広視野(31cm×31cm×31cm)に設定した。一方、雪片の大きさや雪片自身の回転運動の解析では、詳細な輪郭形状データを必要とするので、撮影範囲を狭視野(10cm×10cm×10cm)に設定した。今回、観測した粒径3～10mmの雪片に対する落下速度は、2,3章で示したように60～150cm/秒であるので^{(18)・(19)},カメラからの奥行方向に対して狭視野では、個々の雪片映像を連続して2～5フレーム、広視野では、6～15フレームを撮影できた。2台のカメラで同一雪片を観測するために、ビデオ編集機で1画面の右半分と左半分に同一時刻の2台のカメラからの映像を合成

し、ビデオレコーダで録画した。再生映像から、狭視野では2フレーム以上、広視野では6フレーム以上の雪片が同時に撮影されている映像を検索して、画像処理装置(分解能: 512×512 画素, 濃淡: 256階調)に入力し、各種の処理を行った。本実験で観測された雪片の断面積はほとんど $10 \sim 60 \text{ mm}^2$ の範囲に存在するので、撮影空間と分解能との対応から、狭視野では1画素長は 0.2 mm となり、1個の雪片は250~1500画素で構成される。また、広視野では1画素長は 0.6 mm となり、1個の雪片は30~170画素で構成される。

9.3 解析方法

9.3.1 輪郭形状記録

本観測装置で撮影される降雪雪片は背景に対して明るさがはっきりしているもので、雪片の密度を一様とみなして、モード法によりしきい値を決め⁽²⁰⁾、雪片の映像を2値化し、その重心座標と雪片の輪郭線をチェーンコードにより記録した。図9.2は、2値化処理後の輪郭線データによる広視野映像(右側)と狭視野映像(左側)の水平面上の運動軌跡の表示例である。aは安定運動、bは直線運動、cは円弧運動、dは振動運動の例である。図中のSは、連続的に撮影された雪片のうち、第1フレームの雪片を示している。この広視野映像からは雪片の落下運動軌跡、狭視野映像からは雪片の輪郭線を解析できる。

9.3.2 水平面上の移動距離と移動角

図9.2に示すように、鉛直軸の周りに円弧を描いて落下する雪片や振動運動をしながら落下する雪片が見られた。これらの運動を解析するために、上方向からの雪片映像の重心座標を求め、各フレーム間の雪片映像の重心位置の移動距離と移動角より、落下中の雪片の水平面上での運動軌跡を求めた。図9.3に示すように、連続した3個の各フレーム(1/30秒)毎の雪片の重心位置を P_{t-1} 、 P_t 、 P_{t+1} とし、2点間の移動距離を l_t 、3点から構成される移動角を θ_t とする。このようにして求められる雪片の移動距離の累積値と移動角との関係を、図9.4に示すように、第1フレーム目の雪片の重心位置を原点Oとして重心の移動を連続的に

表わすことができる。図中の $a \sim d$ は、図 9.2 の $a \sim d$ に対応している。運動パターンを解析するため、図中の $A \sim C (C')$ の領域に分割する。重心位置の原点から各領域への移動のパターンにより、雪片の落下運動を以下のように分類する。

(1) 安定運動

雪片が運動を伴わずに、ほぼ鉛直に落下する場合を安定運動とする。図 9.4 の A 領域に存在することになる。

(2) 直線運動

雪片が一定の方向に移動しながら落下する場合を直線運動とする。B 領域に存在することになる。

(3) 円弧運動

雪片が一方向に円弧状の運動しながら落下する場合を円弧運動とする。C または C' 領域に存在することになる。

(4) 振動運動

雪片が運動の向きを変えながら落下する場合を振動運動とする。C から C' 領域またはその逆方向に移動することになる。

(5) その他の運動

上記の(1)~(4)のいずれにも当てはまらない運動、または2つ以上の運動が組み合わされた複雑な運動をその他の運動とする。

9.3.3 落下運動パターンの定量的評価

9.3.3.1 移動距離と移動角の平均値

9.3.2 で定義した移動距離 ℓ_t と移動角 θ_t を使って、雪片の落下運動パターンを定量的に分類する手法を述べる。まず、 θ_t の値にかかわらず、 ℓ_t が小さい値であれば、安定運動となる。すなわち、観測された雪片映像を $(N+1)$ フレームとすると、平均移動距離 L は

$$L = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \ell_t, \quad (9.1)$$

であるので、 L が小さい値であれば、安定運動と言える。次に、それ以外の、 L が大きい値の場合、すなわち、直線運動、円弧運動および振動運動については、移動角の大きさと方向に着目して次の二つのパラメータを導入して検討する。

$$\alpha = \frac{1}{N-1} \left| \sum_{i=1}^{N-1} \theta_i \right| \quad (9.2)$$

$$\beta = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N-1} |\theta_i| \quad (9.3)$$

式(9.2)は移動角の相加平均の絶対値を表し、撮影された $(N+1)$ 個の雪片映像の第1コマ目と第 $(N+1)$ コマ目の雪片の運動方向の角度差の絶対値を平均化した値である。一方、式(9.3)は移動角の絶対値の相加平均を表し、全雪片映像の平均移動角の大きさを表す。

9.3.3.2 運動パターンと角度特徴量との関係

式(9.1)で示した L の値が小さいときの安定運動以外の運動、すなわち、直線、円弧および振動運動について、式(9.2)および式(9.3)の α 、 β を用いて検討する。

α は図9.3における直線 P_0P_1 と $P_{N-1}P_N$ の方向の差を表しているので、直線運動の場合は、 α は小さい値となり、円弧運動では、円弧半径が小さいほど、 α は大きい値となる。一方、振動運動では、 α の値は特に定まらない。また、 β は個々の移動角の絶対値の平均であるから、直線運動の場合は、 β は小さい値となり、振動運動では、大きい値となる。また、完全な円弧運動の場合は、 β は α と一致する。

パラメータ α と β を使って、上記の三つの運動を定量的に評価するため、角度特徴量を表す新しいパラメータとして、円弧係数 r と角度変動係数 s を導入する。

$$r = \alpha / \beta \quad (9.4)$$

$$s = \alpha + \beta \quad (9.5)$$

雪片の運動の方向が変化しない場合は $\alpha = \beta$ となるので、 $r = 1$ となるが、方向の変化する運動では $\alpha < \beta$ となるので、 r は1より小さい値となる。すなわち、 $0 \leq r \leq 1$ であり、 r が大きいときは円弧運動の成分が強いと言える。一方、 s は移動角度の変化を表す値で、 s が小さいほど、直線性が強くなる。また、 s が大きいほど、移動角度が大きくなり、円弧または振動運動の成分が強いことを表す。

これらより、図9.5のアルゴリズムにより、雪片映像の各運動を四つの運動パターンに分類できる。まず、 L が小さい場合が安定運動である。 L が大きい場合のうち、 r が1に近い値の場合は円弧運動、 r が0に近い値の場合は直線と振動運動である。後者の二つの運動は、 s が小さい場合は直線、大きい場合は振動運動となる。このようにして、すべての運動を定量的に評価して分類できる。

9.3.4 回転角の計算法

図9.2 b, cに示したように、雪片自身が回転運動をしながら落下する場合が見られた。このような雪片の回転角を解析するために、まず、図9.6 aに示すように雪片をその重心(G)から輪郭線までの距離(r)と角度(δ)で極座標表示し、それを1次元波形とみなしてグラフを描く(図9.6 b)。複数フレームの雪片像についての図9.6 cのグラフのうち、連続した2フレームのグラフについての波形を横軸に移動して相関解析を行うことにより、落下中の雪片の1/30秒ごとの回転角を求めることができる。図9.6 cは図9.2 bの雪片映像1, 2, 3についての解析例である。

9.4 解析結果と考察

前節で述べた方法で、降雪雪片の落下運動を解析する前に、9.4.1では、実際にカメラから取り込んだ既知の図形に対する面積と重心点位置の誤差を調べた。9.4.2では、落下中の運動パターンの自動分類を行った。9.4.3では、雪片の大きさと運動パターンとの関係、9.4.4では、移動距離と角度特徴量との関係を調べた。9.4.5では、雪片自身の回転運動を調べた。また、9.4.6では、

移動角と移動距離との関係，9.4.7では，運動パターンと角度特徴量との関係について考察した。

9.4.1 誤差測定

前節で述べた落下運動解析のための重心点の位置は，実際にカメラから図形を取り込み，2値化して輪郭点列を得た場合には，画像を取り込む際の量子化誤差や2値化のしきい値の設定の仕方，レンズによるひずみ，更にカメラから被写体までの距離の影響を受ける。そこで，本実験で観測された雪片とほぼ同じ面積をもつ $9 \sim 64 \text{mm}^2$ の正方形紙片を使って，そのような入力の際の誤差等の影響を調べる実験を行った。表9.1は，種々の大きさの正方形の紙片を撮影空間内で位置や角度を変えて，雪片の撮影と同じ条件でカメラより10個ずつ取り込んで，真値との誤差の平均を求めたものである。重心位置は広視野の映像を使用するので，誤差は最大で約21%程度である。一方，面積は狭視野の映像を使うので，誤差は最大で約12%程度である。表9.2は，被写界深度による紙片の変形の割合を示したものである。奥行の中心に紙片を置いたときを基準として，最も手前と最も奥での変形の割合を求めた。重心位置の解析には広視野の映像を使うので，撮影距離に対する位置ずれの割合は $0.92 \sim 1.08$ である。一方，面積の計算には狭視野の映像を使うので，拡大率は $0.98 \sim 1.02$ である。また，各辺のなす角の変形は量子化誤差の範囲内であった。

9.4.2 運動パターンの自動分類

表9.3は，図9.2に示した4個の雪片の運動についての，式(9.1)～(9.5)で表される各運動特徴量の計算値である。但し， S については，観測されたすべての雪片の S の値の最大値は 80.4° であったので， r との対比をわかりやすくするために， 90° で規格化した。以下に1992年1月23日18時30分～22時10分の間に金沢市小立野で観測された90個の雪片の運動のうち，目視により運動パターンが分類できた84個について解析を行った結果を示す。

図9.7は，各雪片についての L, α, β, r, S の関係である。各マークは目視に

より分類された運動パターンを示している(+ : 安定運動, □ : 直線運動, ● : 円弧運動, △ : 振動運動)。図9.7 aは α と L , 図9.7 bは β と L との関係である。今回観測されたデータでは, 安定運動とそれ以外の運動とを識別するための L のしきい値は4.5mmであった。 L と α, β との関係では, 直線運動では α, β の値がともに小さく, 円弧運動では, L と α, β とはともに反比例の傾向を示した。一方, 振動運動では, L と α, β とは特別の関係が見られなかった。安定運動の β は比較的大きな値となっているが, L が小さいので, 運動としての意味は少ないと言える。図9.7 cは, 角度特徴量 r と s の関係である。図中の網かけ領域($r = 0.61 \sim 0.71$, $s = 0.12 \sim 0.22$)は, 図9.5のアルゴリズムにより, 雪片の落下運動パターンを分類できるしきい値幅を示している。このようにしきい値を設定することにより, 84個中74個の雪片の運動パターンの分類が目視による分類と一致した。表9.4は目視による分類と自動分類との評価を示したものである。

9.4.3 雪片の面積と運動パターンとの関係

図9.8は雪片の断面積と平均移動距離 L との関係を平均値と分散で表したグラフである。一般に, 面積が小さいほど, L の分散が大きくなる傾向が見られたが, 安定運動では, 面積に関係なく, ほぼ同じ分散で, しかも L は小さかった。

図9.9は断面積と角度特徴量 r および s との関係である。図9.9 aは, 円弧運動では r は1に近い値となるが, いずれの運動も面積と r との特別な相関は見られないことを示している。図9.9 bは直線運動では面積に関係なく, s はほぼ一定となるが, 他の運動では面積が小さいほど s は大きくなることを示している。

9.4.4 平均移動距離と角度特徴量との関係

図9.10は平均移動距離 L と角度特徴量 r および s との関係である。図9.10 aでは円弧運動と振動運動をする雪片は, r の値により, 完全に分類でき, また, これらの運動は直線運動をする雪片(図9.10 b)よりも, L の値が小さい傾向になることがわかる。更に, 図9.10 bより, 直線運動をする雪片については, L が大きいほど, s は小さくなり, 直線性が強くなることがわかる。

9.4.5 回転運動

図9.11は解析した全雪片の運動パターンについて、雪片自身が回転する場合の分布である。雪片自身の回転は、安定、直線、円弧の各運動をする雪片のほぼ半数にみられるが(41.7~61.9%)、振動運動ではほとんど見られなかった(8.2%)。

図9.12は、9.3.4の方法で解析した面積と雪片自身の回転角速度との関係である。小さい雪片ほど回転角速度は速くなる傾向がある。また、回転の方向には特別の関係は見られなかった。

図9.13は円弧運動をする雪片について、雪片自身の回転角速度(絶対値)と r との関係である。 r が大きくなるほど、回転角速度は速くなる傾向が見られた(相関係数=0.75)。

図9.14は円弧運動する雪片について、円弧運動の移動(公転)角速度と雪片自身の回転(自転)角速度との関係を示したものである。77%の雪片で移動角と回転角は同一方向すなわち、両者は同じ方向に回転する傾向を示した。

9.4.6 移動角と移動距離との関係

水平面上の雪片の移動角の相加平均の絶対値 α と移動角の絶対値の相加平均 β は、完全な円弧運動であれば、 $\alpha = \beta$ となるが、振動運動の要素が加わると、 $\alpha < \beta$ となる。これは、図9.7 a, bの円弧運動では α と β はほとんど同じ傾向を示すが、振動運動では α は β よりも小さい値となることよりわかる。また、平均移動距離 L との関係では、円弧運動の L と α, β は反比例の傾向を示すことがわかる(図9.7 a, b)。これは L が大きいほど移動速度が速いので、円弧運動の場合は急激な角度変化が生じにくいためと考えられる。一方、直線運動では L に関係なく、 α, β の値はともに小さくなり、逆に安定運動では、 α, β に関係なく、 L の値は小さくなる。これらは、いずれも妥当な傾向であるので、 α, β は落下運動の解析に有効であると言える。

9.4.7 運動パターンと角度特徴量についての考察

雲の中で発生した雪結晶は落下中にいくつも併合して、地上では20~100個の結

品の併合した雪片となって落下してくる。この併合は、雪片の接触する場合に生ずるので、直線、円弧、振動の各運動の場合で、しかも平均移動距離が大きいとき、すなわち散乱断面積が大きくなる時に生じやすいと考えられる。

本実験で観測された雪片の落下運動のうち、直線、円弧、振動の各運動は、ほぼ同じ割合で生じるが、安定運動は、やや少ないことが示された(表9.4, 図9.11)。これらの運動パターンは、図9.5および図9.7cに示したように、まず安定運動を取り出し、次に、円弧係数 r および角度変動係数 S を使って、円弧、直線、振動の各運動を分類することができた(表9.4)。分類できなかった雪片の多くは、振動運動と他の運動との識別であったが(図9.7c)、これらは目視による観測でも運動パターンの特徴が弱い雪片であった。

平均移動距離 L については、直線運動の L の値は他の運動に比較して大きく(図9.8)、特に、直線性が強いほど、 L が大きくなる(図9.10b)。しかし、他の運動と L との間には特別の関係は見られなかった(図9.10a)。これは、直線運動の成分が強くなるほど角度の変化が生じにくくなるためと考えられる。

一方、面積については、各運動の円弧係数と面積との相関は見られなかったが(図9.9a)、安定、円弧および振動運動の角度変動係数と面積は反比例の傾向となった(図9.9b)。すなわち、小さい雪片ほど、水平面上での移動角が大きいことがわかった。

これに対して、雪片自身の回転運動は、いずれの運動パターンにも関係なく、面積が小さいほど、回転運動は速くなった(図9.12)。これは図7.10で示したように、小さい雪片ほど輪郭形状が円形に近づき⁽¹¹⁾、回転しやすくなるためと考えられる。また、円弧運動をする雪片のうち、回転運動を伴うものは、円弧係数が大きいほど、回転速度は速くなり(図9.13)、それらの方向は同方向であることが示された(図9.14)。

9.5 むすび

落下中の雪片同士の併合には、雪片の形状並びに運動が関与していることが報告されている。本研究では、これらのうち、落下中の雪片像を画像処理して落下

運動パターンの解析を行うことを目的としている。そのために、まず落下中の雪片像を上方向からの2台のカメラを使って撮影し、その映像をコンピュータに記録し、解析するソフトウェアを開発した。このソフトウェアを用いることにより、地上付近での落下中の雪片の運動パターン並びに雪片の断面積や雪片自身の回転運動を解析した。

今回、解析した雪片の運動パターンの分類は、88%の確率で自動的に分類できた。他の気象条件では、平均移動距離 L および角度特徴量 r, s のしきい値を新しく設定する必要があるが、本方法により、多数の雪片像の処理が可能となった。自動分類率を更に高くするには、 L, r, s のしきい値を決めるための新しい手法の導入等の検討が必要である。

運動パターンと雪片自身の回転では、円弧、直線および安定運動の場合に回転が生じ、円弧運動と雪片自身の回転運動は同方向が多いことが明らかになった。また、雪片自身の回転運動の速度は、面積に反比例していることもわかった。

雪片同士の衝突による併合には、水平面上の雪片の運動が関与し、円弧運動では円弧半径を用いて、振動運動では振動の振幅を用いて、それぞれ衝突の起こる領域の有効断面積が計算されている⁽⁸⁾。一方、安定および直線運動では、主に各雪片の落下速度の差によって併合の起こることが報告されている⁽¹⁾。しかし、これらの解析結果と実際の雪片併合との直接的な関係はまだ十分には調べられていない等の問題は残されている。

本論文の運動パターンの分類法を使うことにより、落下中の雪片の運動パターンの分類が可能となるので、実際に併合が起こったときの雪片を観測するなどして、運動パターンと併合過程との関係が明らかにされれば、雪片生成のメカニズムの解明が更に進むものと期待される。

文 献

- (1) Byers H. R. : "Elements of cloud physics", University of Chicago Press(1973).
- (2) Hosler C. L., Jensen D. C. and Goldshlak P. L. : "On the aggregation of

- ice crystals to form snow", *J. Meteor.*, 14, pp.415-420(1957).
- (3) Vardiman L.:"The generation of secondary ice particles in clouds by crystal-crystal collision", *J. Atmos. Sci.*, 35, pp.2168-2180 (1978).
- (4) Higuchi K.:"On the coalescence between plane snow crystals", *J. Meteor.*, 17, pp.239-243(1960).
- (5) Pitter R.L. and Pruppacher H.R.:"A numerical investigation of collision efficiencies of simple ice plates colliding with supercooled water drops", *J. Atmos. Sci.*, 31, pp.551-559(1974).
- (6) Passarelli Jr.R.E.:"Theoretical and observational study of snow size spectra and snowflake aggregation efficiencies", *J. Atmos. Sci.*, 35, pp.882-889(1978).
- (7) Passarelli Jr.R.E. and Srivastava R.C.:"A new aspect of snowflake aggregation theory", *J. Atmos. Sci.*, 36, pp.484-493(1979).
- (8) Sasyo Y.:"Study of the formation of precipitation by the aggregation of snow particles and the accretion of cloud droplets on snowflakes", *Pap. Meteor. Geophys.*, 22, pp.69-142(1971).
- (9) Zikmunda J. and Vali G.:"Fall patterns and fall velocities of rimed ice crystals", *J. Atmos. Sci.*, 29, pp.1334-1347(1972).
- (10) Kajikawa M.:"Observation of falling motion of columnar snow crystals", *J. Meteor. Soc. Japan*, 54, pp.276-284(1976).
- (11) 村本健一郎, 松浦弘毅, 椎名 徹:"領域および輪郭線による降雪雪片の形状特徴解析", *電子情報通信学会論文誌(D-II)*, J76-D-II, 5, pp.949-958 (1993).
- (12) Jayaweera K.O.L.F. and Cottis R.E.:"Fall velocities of plate-like and columnar ice crystals", *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 95, pp.703-709(1969).
- (13) Jayaweera K.O.L.F. and Mason B.J.:"The behaviour of freely falling cylinders and cones in a viscous fluid", *J. Fluid Mech.*, 22, pp.709-720(1965).
- (14) Jayaweera K.O.L.F. and Mason B.J.:"The falling motions of loaded cylinders and discs simulating snow crystals", *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 92, pp.151-156(1966).
- (15) Willmarth W.W., Hawk N.E. and Harvey R.L.:"Steady and unsteady

- motions and wakes of freely falling disks", *Phys. Fluids*, 7, pp.197-208(1964).
- (16) 村本健一郎, 松浦弘毅, 香川隆夫, 椎名 徹, 小池俊雄: "降雪雪片の落下運動解析", 電子情報通信学会技術研究報告, IE91-73, pp.1-6(1991).
- (17) 村本健一郎, 高木繁則, 椎名 徹, 松浦弘毅: "降雪雪片の落下運動パターン解析", 電子情報通信学会論文誌(D-II), J77-D-II, 9, pp.1778-1787(1994).
- (18) Langleben M.P.: "The terminal velocity of snowflakes", *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 80, pp.174-181(1954).
- (19) 村本健一郎, 椎名 徹, 北野孝一: "降雪粒子の粒径分布と落下速度のデータベース", 電子情報通信学会論文誌(D-I), J74-D-I, 8, pp.586-589(1991).
- (20) Castleman K.R.: "Digital Image Processing", Prentice-Hall, Englewood Cliffs N.J. (1979).

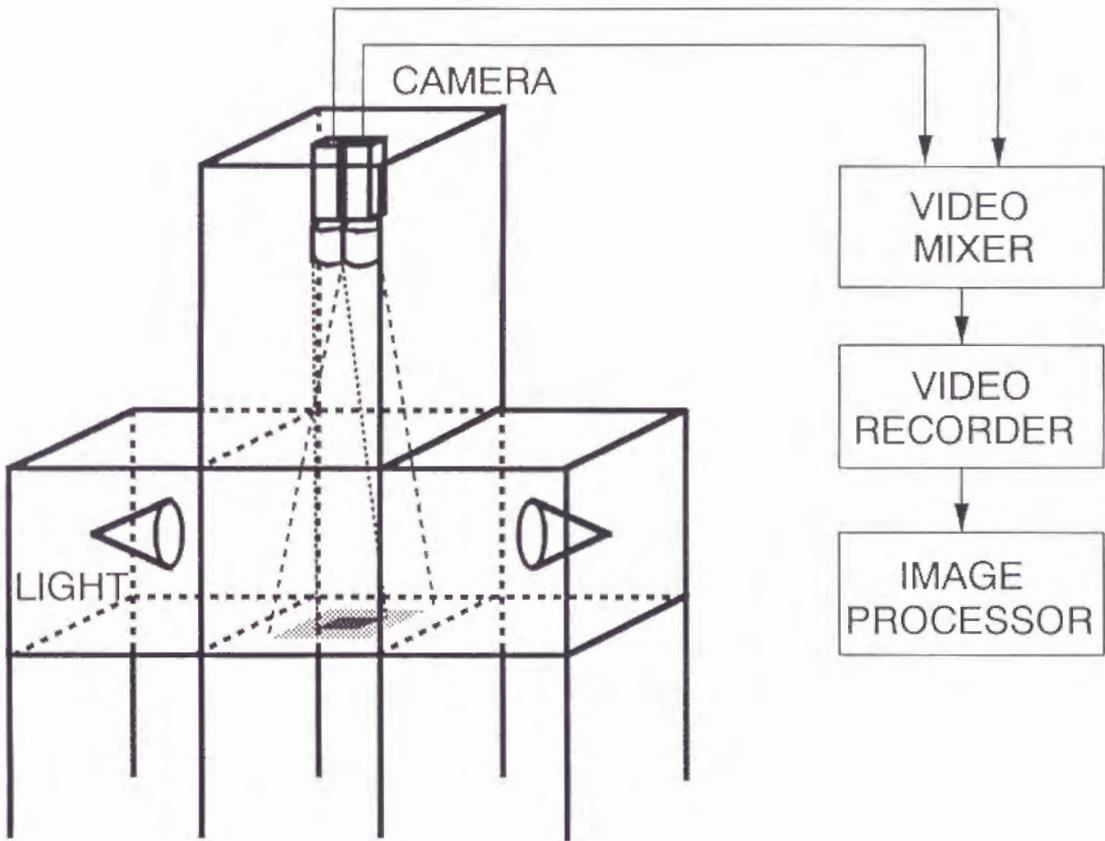


図 9.1 降雪観測装置
Figure 9.1 Configuration of equipment for measuring fall pattern of snowflakes.

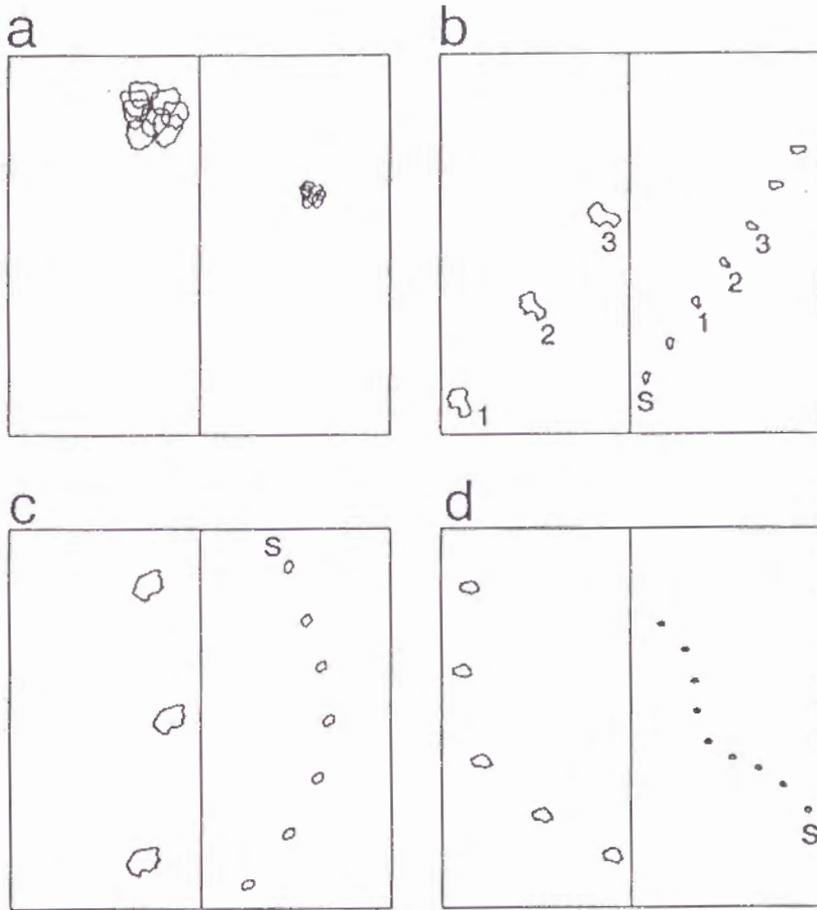


図 9.2 輪郭線データによる雪片像の水平面上の運動表示例
 (a) 安定運動 (b) 直線運動
 (c) 回転運動 (d) 振動運動

Figure 9.2 Examples of the horizontal movements of snowflake image reconstructed by edge information.
 (a) Stable motion. (b) Straight motion.
 (c) Revolutinal motion. (d) Swing motion.

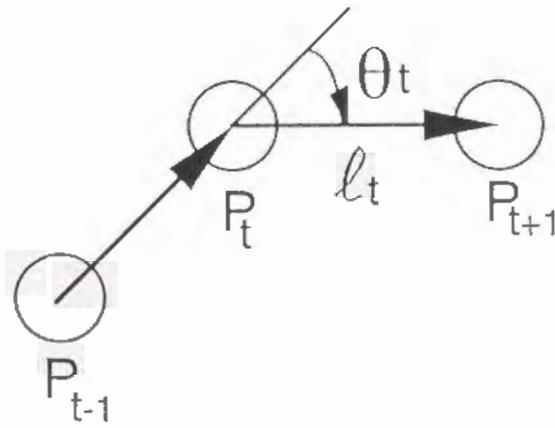


図 9.3 移動距離と移動角
Figure 9.3 Displacement and angle of motion calculated by the difference between two vectors.

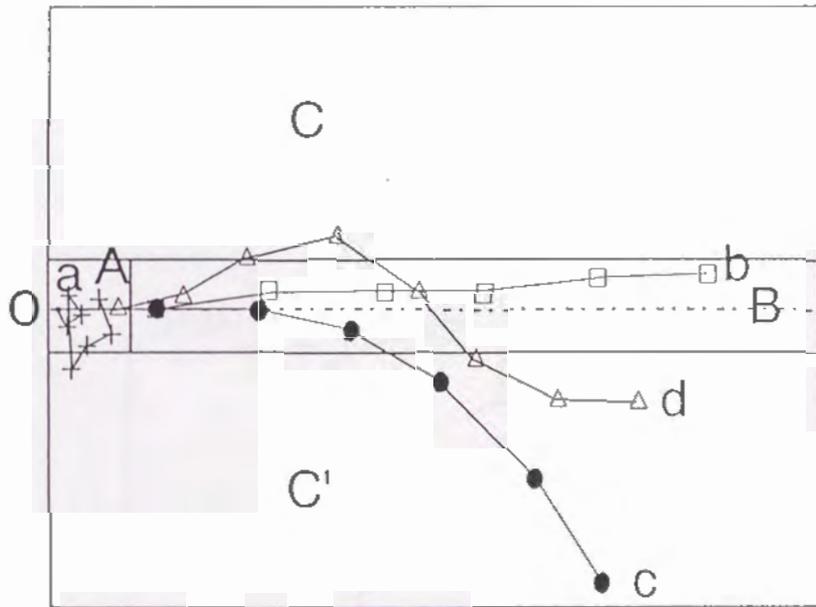


図 9.4 落下運動の移動距離と移動角の経時変化による表示
 (a) 安定運動 (b) 直線運動
 (c) 回転運動 (d) 振動運動

Figure 9.4 Time change of the displacement and angle of motion.
 (a) Stable motion. (b) Straight motion.
 (c) Revolving motion. (d) Swing motion.

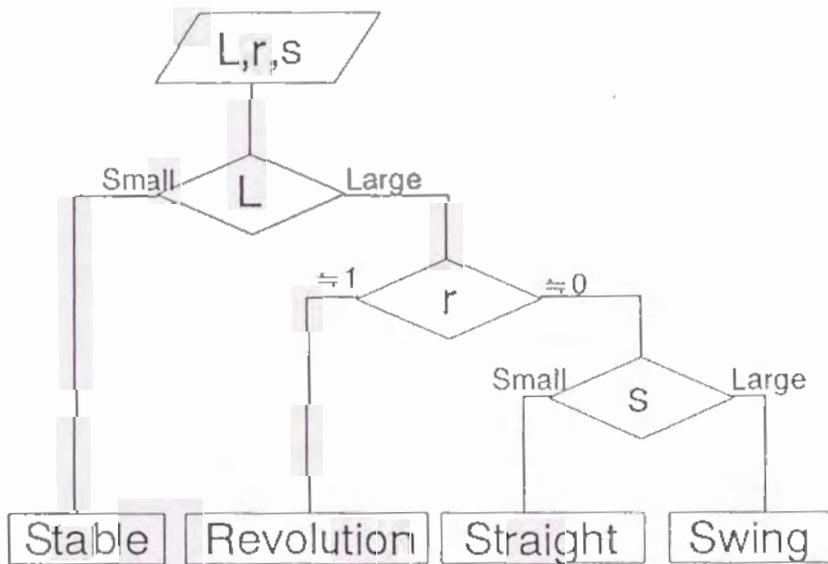


図9.5 移動距離と角度特徴量による雪片の落下運動の分類
Figure 9.5 Classification of fall patterns of snowflakes by the displacement and the angle feature parameters.

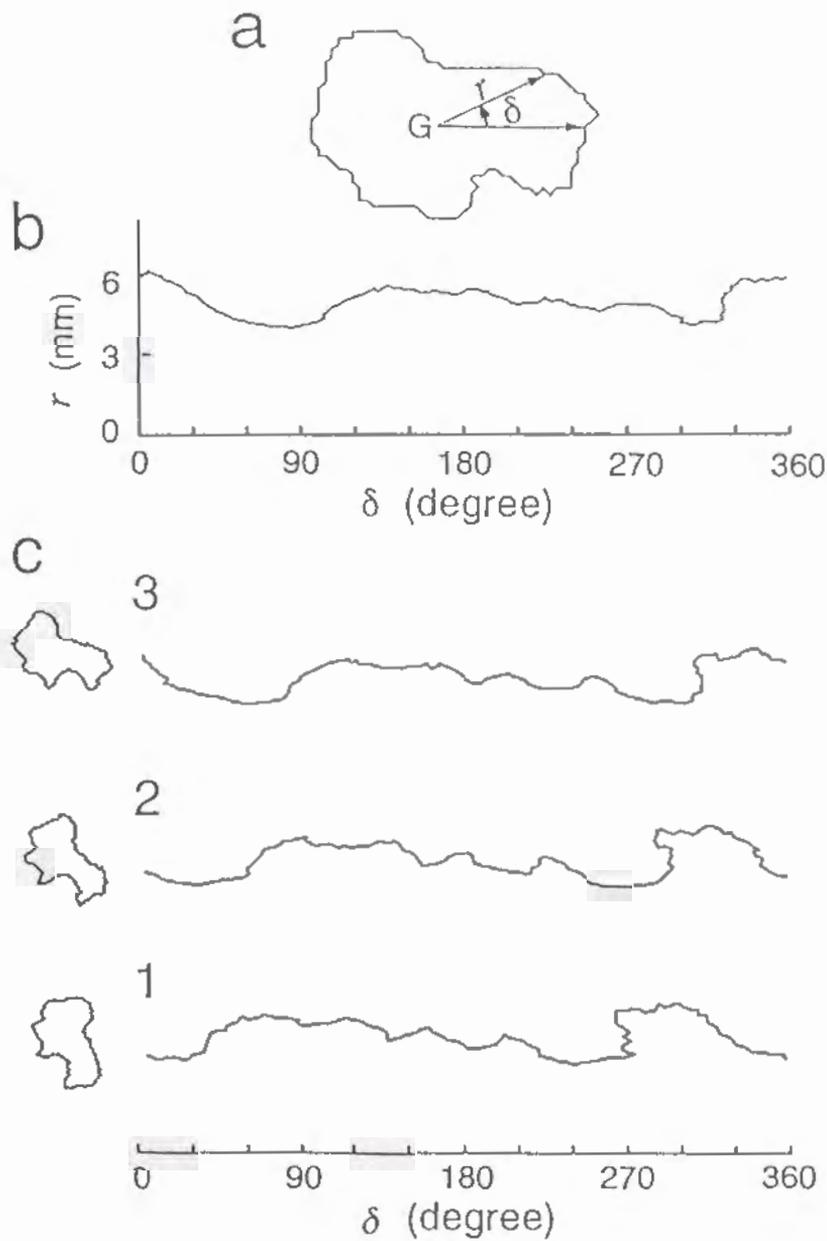


図 9.6 回転角速度の計算法

(a) 雪片像 (b) (a)の極座標表示
(c) 自転運動の例

Figure 9.6 Calculation method of rotational speed.
(a) Example of snowflake image.
(b) The polar coordinates representation of (a).
(c) Example of rotational motion.

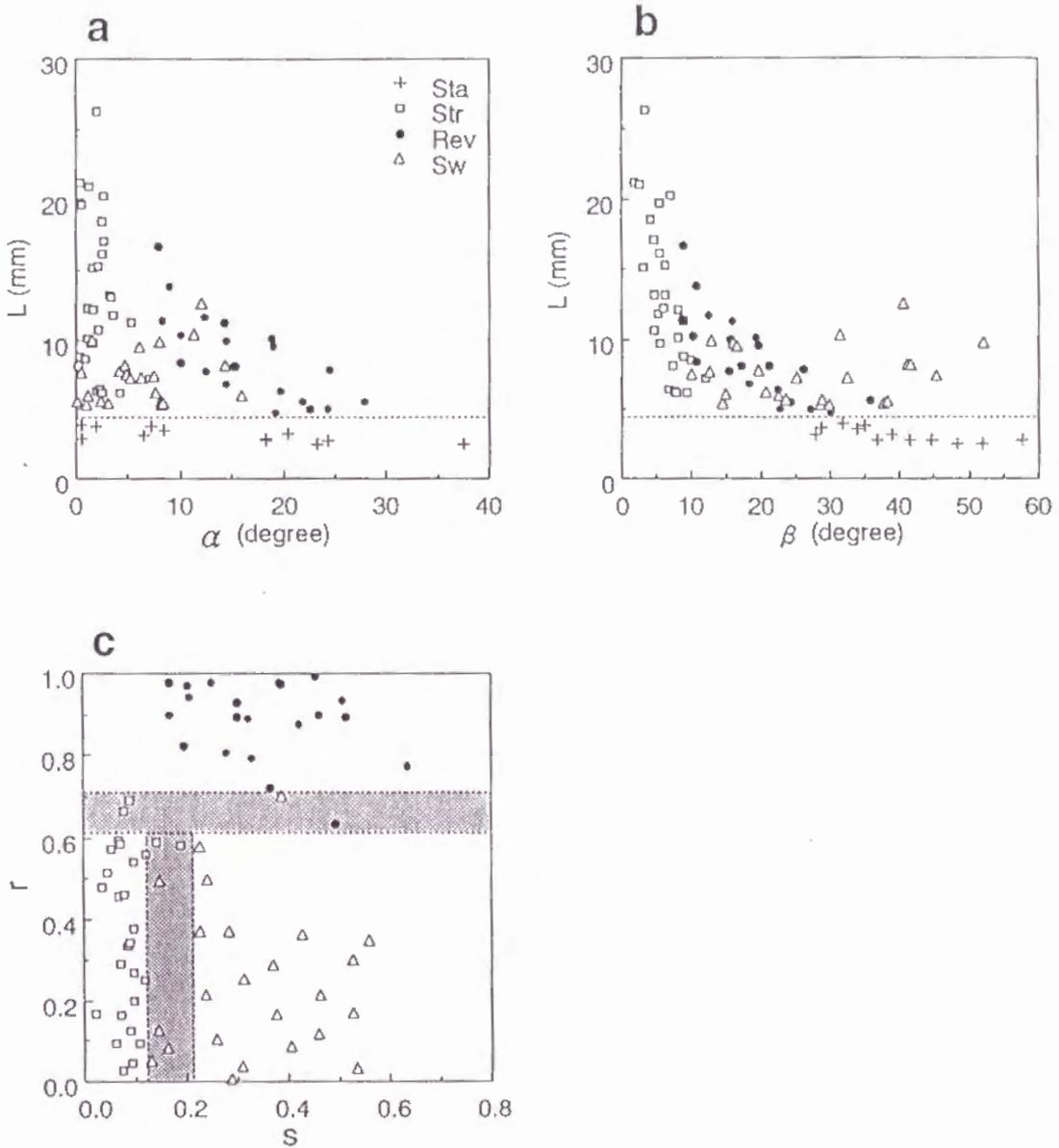


図 9.7 移動角と移動距離, および角度特徴量の関係
 (a) α と移動距離 (b) β と移動距離
 (c) 角度特徴量 r と s との関係

Figure 9.7 Relationship between arithmetic mean of angles (α and β) and displacement, and angle feature parameters.
 (a) α and displacement.
 (b) β and displacement.
 (c) Coefficient of angle variation and coefficient of arc.

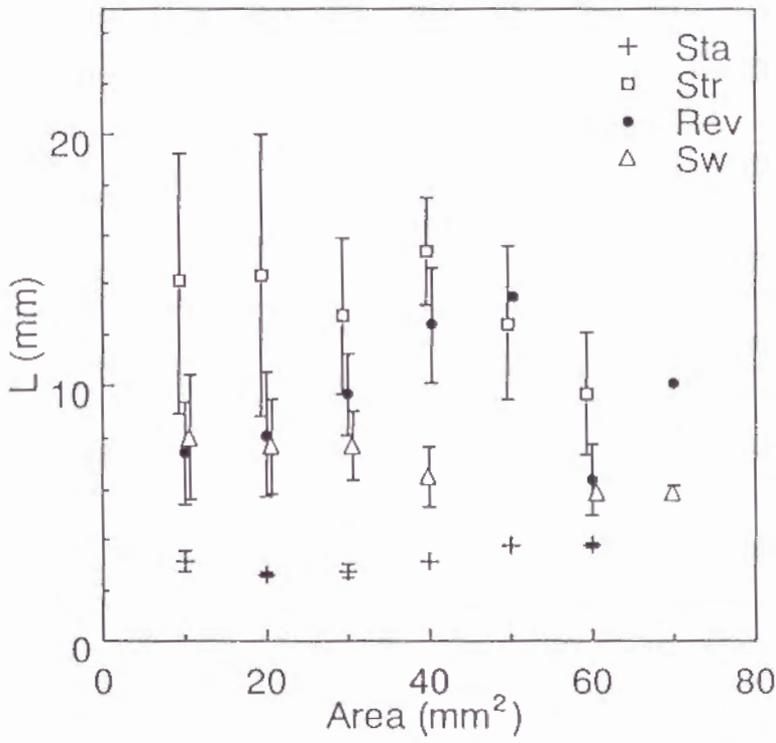


図 9.8 面積と移動距離との関係
Figure 9.8 Relationship between the area and the displacement.

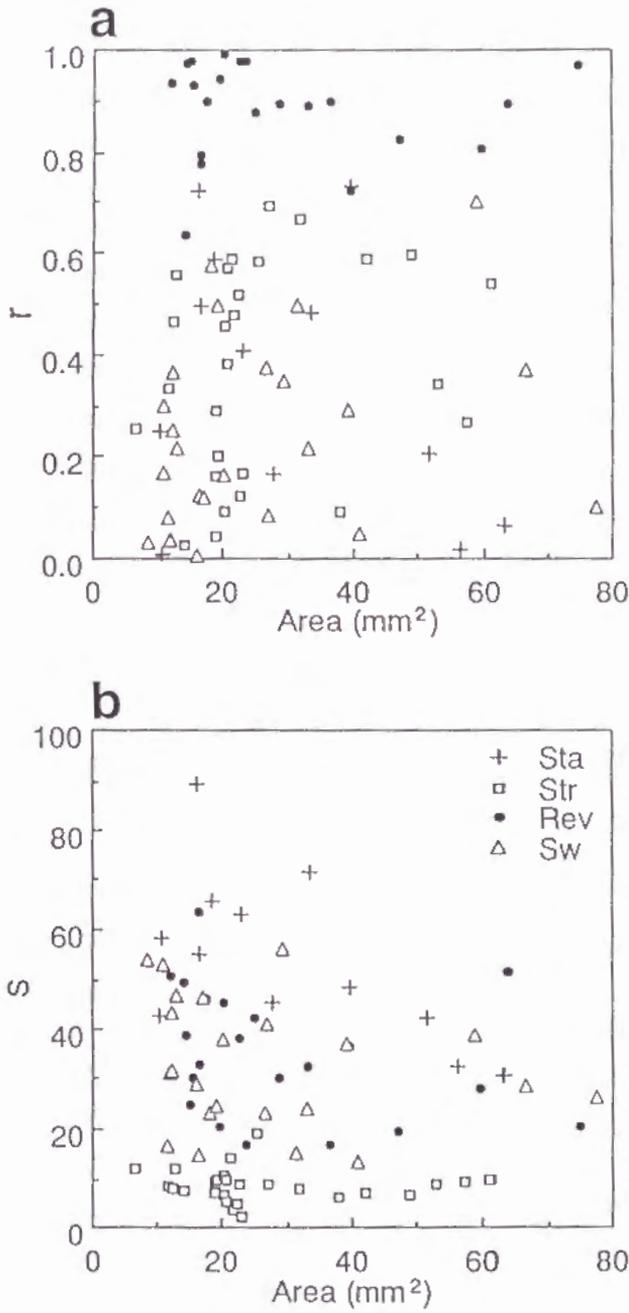


図9.9 面積と角度特徴量との関係

(a) 面積と角度特徴量 r との関係

(b) 面積と角度特徴量 s との関係

Figure 9.9 Relationship between the area and the angle feature parameters.

(a) Area and coefficient of arc.

(b) Area and coefficient of angle.

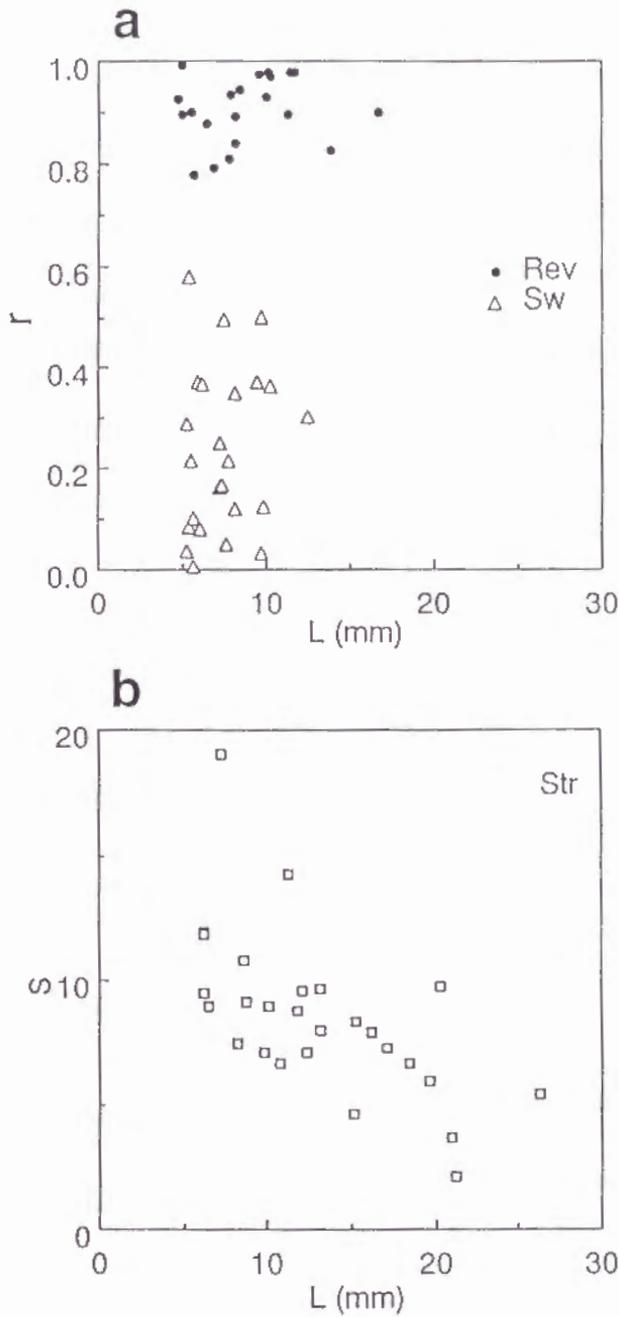


図 9.10 移動距離と角度特徴量との関係

(a) 移動距離と角度特徴量 r との関係

(b) 移動距離と角度特徴量 s との関係

Figure 9.10 Relationship between the displacement and the angle feature parameters.

(a) Displacement and coefficient of angle.

(b) Displacement and coefficient of arc.

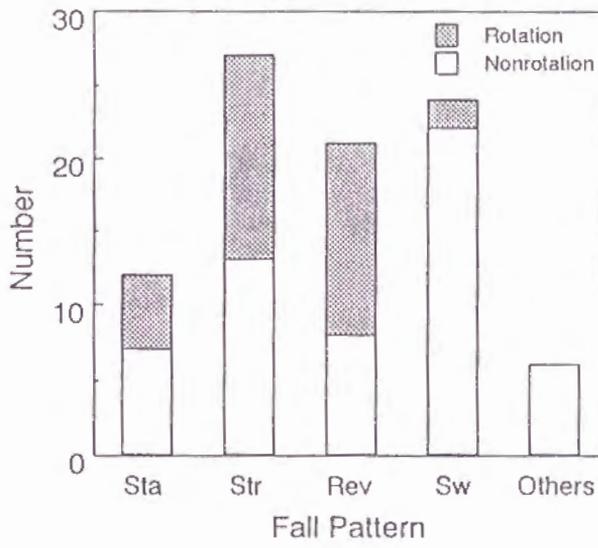


図 9.11 運動パターン別の回転発生分布
Figure 9.11 Frequency distribution of the rotation.

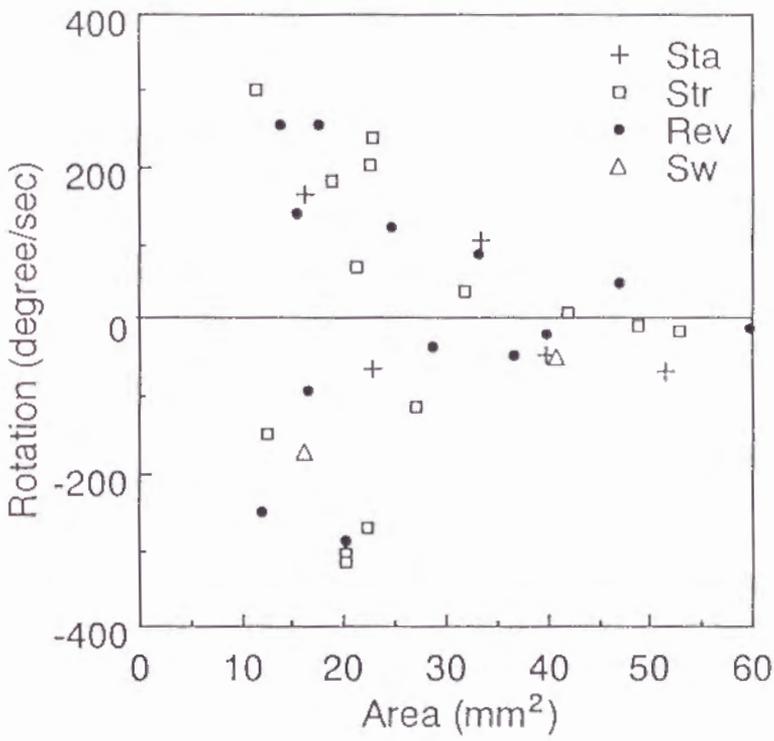


図 9.12 面積と回転角速度との関係
Figure 9.12 Relationship between the area and the rotational speed.

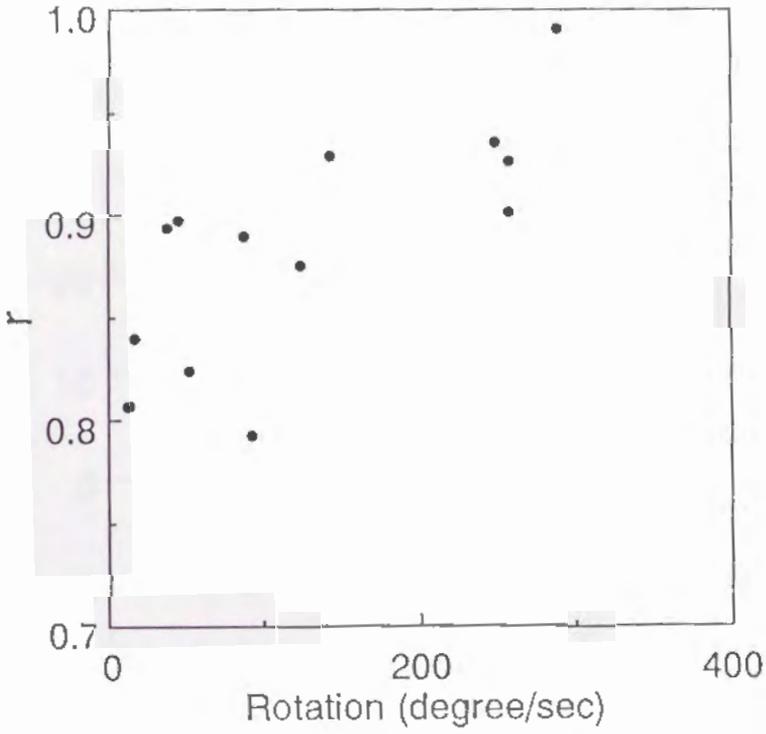


図9.13 回転角速度と円弧係数との関係
Figure 9.13 Relationship between the rotational speed and the coefficient of arc.

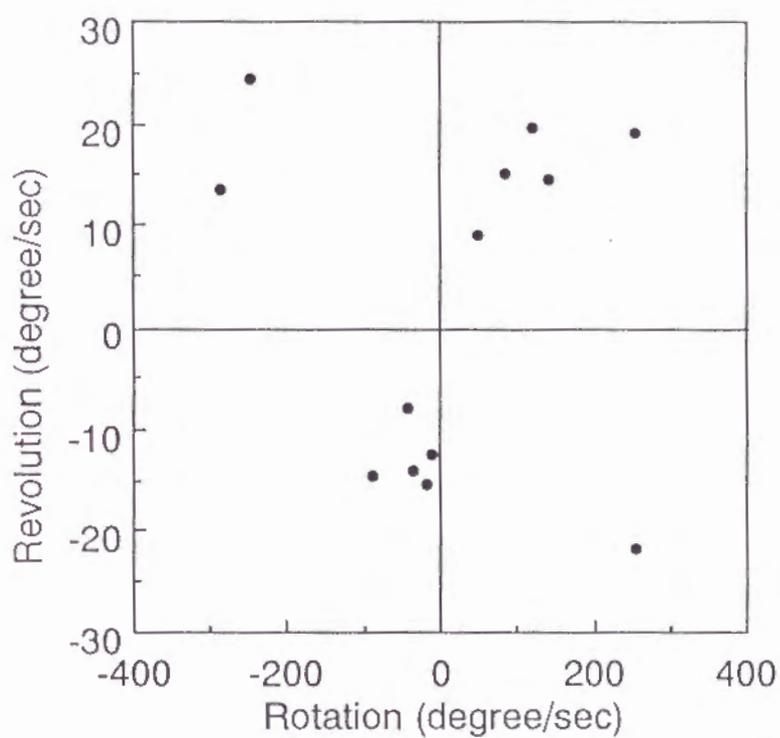


図 9.14 回転角速度と移動角速度との関係
 Figure 9.14 Relationship between the rotational and revolutionary speed.

表 9.1 入力誤差
Table 9.1 Errors of acquisition.

面積 (mm^2)			9	25	64
誤 差 (%)	重心位置	狭視野	11.4	7.8	3.3
		広視野	21.3	14.8	7.2
	面積	狭視野	12.3	8.2	3.7
		広視野	29.4	17.1	8.6

表 9.2 被写体までの距離による誤差
Table 9.2 Errors by distance from a camera to subjects.

		狭視野			広視野		
距離 (cm)		239	244	249	229	244	259
割	重心位置	1.01	1.0	0.99	1.08	1.0	0.92
合	面積	1.02	1.0	0.98	1.14	1.0	0.86

表 9.3 各運動特徴量の計算例
 Table 9.3 Examples of the calculation of each feature parameter.

運動特徴量	雪片 a	雪片 b	雪片 c	雪片 d
L (mm)	2.7	11.3	10.5	6.3
α (度)	23.6	1.2	18.9	2.5
β (度)	42.5	4.7	19.3	23.7
r	0.56	0.25	0.98	0.11
s	0.73	0.07	0.42	0.29

表 9.4 自動分類の評価
 Table 9.4 Evaluation of automatic classification.

	安定運動	直線運動	回転運動	振動運動	合計
目視分類(個)	12	27	21	24	84
自動分類(個)	10	25	20	19	74
一致率(%)	83.3	92.6	95.2	79.2	88.1

第 10 章

結 言

10.1 本研究の主たる成果

本論文では、落下中の降雪粒子を種々の方法により地上付近で撮影し、その映像を画像処理法し、様々な観点から定量的に解析する手法を提案した。本論文の降雪観測法は、大別すると、長期間観測と短期間観測になる。長期間観測では、個々の粒子の粒径と落下速度の測定を長時間にわたって連続的に観測することを目的とした。このために、観測空間を広く設定し、画像処理の解像度を高くするよりは、多数の粒子の解析を主とし、降雪の長期変動を調べた。一方、短期間の粒子の観測では、観測空間を狭く設定し、画像処理の解像度を高くして、個々の粒子の詳細な形状特徴を求め、粒子生成メカニズム解明等のための基礎的データ収集法を提案した。また、本手法の応用例として、地上に落下後の降雪粒子の観測(降雪強度)と降雪をもたらす上空の雲の観測(レーダ観測)とを同時に行うことにより、地上から雲までの同時立体観測への発展の可能性を示したことになり、この分野の研究の進展に貢献できるものと期待される。以下に、本論文で得られた成果をまとめる。

10.2 各章の結論

第2章では、降雪観測に画像処理法を用いることにより、個々の粒子の大きさと落下速度の分布を自動的に測定することが可能になった。更にディスク装置にデータを格納することにより、長時間のデータ集録が可能となり、降雪量の時間的推移を求めることができるので、これらをデータベース化することにより種々

の分野への利用が期待できる。

第 3 章では、降雪粒子データから、粒径、落下速度および空間数密度の 3 要素だけをデータベースに登録することにより、降雪粒子映像を直接データベースに登録するよりも大幅にメモリの効率化並びにデータ検索の高速化を図ることができるようになり、降雪状況の定量的解析も可能になった。さらに長期間の観測データの登録を行うことにより、これまでの積雪深等の測定のように地上に落下した雪の観測では得ることのできなかつた新しい処理データ(空間数密度の最大値の検索、降雪の継続時間および降雪時間割合等)を求めることが可能となった。

第 4 章では、落下中の雨滴映像を画像処理し、その結果、雨滴の粒径が小さいときには球形であるが、大きくなると共に水平方向に長い扁平形に近づき、また、粒径が大きくなるにつれて、その落下速度が大きくなった。更に、雨滴の粒径および落下速度から降雨強度を計算したところ、実際の電子天秤による方法とかなり良く一致した。

第 5 章では、画像処理データと電子天秤データを用いて、落下中の降雪粒子の密度を計算することができた。更に、降雪粒子の粒径と落下速度の関係、および粒径別粒子数分布を求めることにより、電子天秤を用いずに、画像処理データだけから降雪強度を求めることができるようになった。

第 6 章では、まず上空のレーダ反射因子 Z と地上の降雪強度 R との各時系列データから両者の時間差を計算し、 Z と R の対応点の回帰直線より $Z-R$ 関係を求めた。更に、 $Z-R$ 関係に影響を与える降雪粒子の粒径および落下速度についても検討した。

落下中の雪片同士の併合には、雪片の形状並びに落下運動が関与していることが報告されている。第 7 章では、これらのうち、落下中の雪片像を画像処理して形状解析を行い、雪片の領域としての形状特徴および輪郭線の複雑さを解析した。形状解析パラメータのうち、最短径と最長径の比およびモーメント特徴量は形状の内部へのまとめり方を示す尺度として、また円形度および凹率は輪郭線の複雑さを示す尺度として有効であることがわかった。一方、フラクタル次元は雪片の大きさや上方向と横方向の映像に関係なく雪片固有の値をもつことが明らかになっ

た。

第 8 章では、降雪粒子の形状と落下速度を同時に定量的に測定できるシステムを作成した。このシステムにより測定されたデータより、降雪粒子を雪片とあらわれに分類する方法を提案した。

第 9 章では、落下中の雪片同士の併合に關与する雪片の落下運動パターンの解析を行い、雪片の運動パターンの自動分類並びに雪片の断面積や雪片自身の回転運動を解析した。

10.3 今後の課題

降雪をもたらす上空の雲と地上に落下後の降雪との中間に位置する落下中の降雪粒子の観測法が確立した。今後の課題としては、長期間観測では、更に観測を継続してデータを蓄積し、気象の長期変動の解明や地球環境問題の基礎データとして有効となるようなデータベースの構築法の検討が必要である。また、個々の降雪粒子の観測では、上空の雲および落下中と落下後の降雪粒子の観測を同時行い、降雪粒子の生成過程を実際に追跡することなどがあげられる。

謝 辞

本論文をまとめるにあたり、終始御懇篤な御指導を下さいました京都大学工学部長尾 真教授に厚く御礼申し上げます。また、論文の作成に際し、御教示と御指導を賜った京都大学英保 茂教授、池淵周一教授に深謝します。

本論文の降雪観測実験は、筆者が富山工業高等専門学校に在職中に始めたものであり、富山工業高等専門学校椎名 徹講師、釣 健孝技官並びに当時の卒業研究生には、装置の製作、観測更にデータ処理等でお世話になりました。また、民間との共同研究として、株式会社インテック・システム研究所AI研究部(元部長北野孝一氏)の諸氏から、多くの援助を受けましたことに御礼申し上げます。更に、筆者が金沢大学工学部へ転任後は、電気・情報工学科松浦弘毅教授、古川政弘技官並びに研究室の学生諸氏から多くの御助力を得ましたことに感謝致します。

本論文をまとめるにあたり、北海道大学理学部播磨屋敏生教授、同大学低温科学研究所遠藤辰雄教授並びに大阪教育大学小西啓之教官には多くの示唆に富んだ御助言と熱心な御討論を頂き厚く御礼申し上げます。

名古屋大学水圏科学研究所藤吉康志教授並びに長岡技術科学大学工学部小池俊雄教授にはレーダ観測の機会を与えて下さいましたことに厚く御礼申し上げます。

本研究の応用としての酸性雨・雪の研究は、文部省科学研究費国際学術研究(代表：平井英二北陸大学教授)の一部として行われたものです。班員の諸氏に感謝致します。

更に京都大学名誉教授、富山工業高等専門学校名誉教授(元校長)桐榮良三先生には、終始温かい励ましを頂き、先生の励ましのお陰で、本論文が完成したことを思い深い謝意を表します。

最後に、研究生活を終始支えてくれている家族の皆に深い感謝の気持ちを表します。

本研究に関する発表

(I) 論文

- (1) 村本健一郎, 椎名 徹
画像処理による降雪粒子の大きさと落下速度の測定
電子情報通信学会論文誌 D, Vol. J71-D, No. 9, pp. 1861-1863 (1988)
- (2) 村本健一郎, 椎名 徹
画像処理による降雪粒子の大きさと落下速度の自動測定
電子情報通信学会論文誌 D-II, Vol. J72-D-II No. 9, pp. 1382-1387 (1989)
- (3) Muramoto K., Shiina T., Endoh T., Konishi H. and Kitano K.
Measurement of snowflake size and falling velocity by image processing.
Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., No. 2, pp. 48-54 (1989)
- (4) Muramoto K., Shiina T., Endoh T., Konishi H. and Kitano K.
Measurement of falling altitudes of snowflakes using two video cameras.
Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., No. 3, pp. 95-99 (1990)
- (5) 村本健一郎, 椎名徹, 北野孝一
降雪粒子の粒径分布と落下速度のデータベース
電子情報通信学会論文誌 D-I, Vol. J74 D-I, No. 8, pp. 586-589 (1991)
- (6) Konishi H., Muramoto K., Shiina T., Endoh T. and Kitano K.
Z-R relation for graupels and aggregates observed at Syowa Station,
Antarctica.
Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., No. 5, pp. 97-103 (1992)
- (7) Muramoto K., Matsuura K., Shiina T., Endoh T. and Konishi H.
Measurement of falling motion of snowflakes using CCD camera.
Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., No. 6, pp. 71-76 (1992)
- (8) 村本健一郎, 松浦弘毅, 椎名 徹
領域および輪郭線による降雪雪片の形状特徴解析
電子情報通信学会論文誌 D-II, Vol. J76-D-II, No. 5, pp. 949-958 (1993)
- (9) Muramoto K., Matsuura K., Harimaya T. and Endoh T.
A computer database for falling snowflakes.
Annals of Glaciology, Vol. 18, pp. 11-16 (1993)
- (10) 村本健一郎, 高木繁則, 椎名 徹, 松浦弘毅
降雪雪片の落下運動パターン解析
電子情報通信学会論文誌 D-II, Vol. J77-D-II, No. 9, pp. 1778-1787 (1994)
- (11) 村本健一郎, 松浦弘毅, 椎名 徹
落下中の降雪粒子の密度と降雪強度の測定
電子情報通信学会論文誌 D-II, Vol. J77-D-II (印刷中)

(II) 学会研究会口頭発表

- (1) 村本健一郎, 貴堂靖昭, 水野義嗣他
降雪雪片の画像処理
第16回画像コンファレンス (1985.12)
- (2) 村本健一郎, 北野孝一, 杉山勝巳他
画像処理による降雪観測データベース
第17回画像コンファレンス (1986.12)
- (3) 村本健一郎
画像処理による降雪雪片の大きさと落下速度の測定
電子情報通信学会画像工学研究会 (1987.3)
- (4) 村本健一郎, 椎名 徹, 保田芳治他
画像処理による降雪粒子の形状と落下速度の解析
電子情報通信学会全国大会 (1988.3)
- (5) 村本健一郎, 椎名 徹, 北野孝一他
降雪粒子の3次元形状解析
第19回画像コンファレンス (1988.12)
- (6) 村本健一郎, 椎名 徹, 北野孝一他
降雪粒子と降雪強度の関係
電子情報通信学会全国大会 (1989.3)
- (7) 村本健一郎, 椎名 徹, 大江謙一
画像処理による降雪粒子の形状解析
電子情報通信学会画像工学研究会 (1989.5)
- (8) 村本健一郎
降雪雪片の形状測定装置の開発
第1回国際学術研究公開シンポジウム『環日本海域における酸性雨・雪』 (1989.10)
- (9) 村本健一郎, 椎名 徹
画像処理による雨滴の大きさと落下速度の測定
電子情報通信学会全国大会 (1990.3)
- (10) 村本健一郎, 椎名 徹
雪中酸性物質と気象観測の同時測定
第2回国際学術研究公開シンポジウム『環日本海域における酸性雨・雪』 (1990.10)
- (11) 村本健一郎, 椎名 徹, 北野孝一他
降雪雪片の落下運動
第21回画像コンファレンス (1990.12)
- (12) 椎名 徹, 村本健一郎, 北野孝一, 高木繁則
落下中の降雪雪片の形状解析
電子情報通信学会全国大会 (1991.3)

- (13) 村本健一郎, 松浦弘毅, 香川隆夫他
降雪雪片の落下運動解析
電子情報通信学会画像工学研究会 (1991.11)
- (14) 村本健一郎, 松浦弘毅, 鈴木隆夫他
降雪雪片の形状と落下運動の測定
電子情報通信学会全国大会 (1992.3)
- (15) 香川隆夫, 村本健一郎, 松浦弘毅他
降雪雪片の立体形状解析
電子情報通信学会全国大会 (1992.3)
- (16) 村本健一郎, 松浦弘毅, 奥村昌和他
雨滴の形状と落下速度による降雨量算出
電子情報通信学会全国大会 (1992.3)
- (17) Muramoto K., Matsuura K., Harimaya T. and Endoh T.
A computer database for falling snowflakes.
International Symposium on Snow and Snow-Related Problems (1992.9)
- (18) Muramoto K. and Shiina T.
An outline of weather observation and air surveillances in Japan.
International Symposium on the Air Pollution Control Policy and Strategy
Chongqing'92 (1992.10)
- (19) 村本健一郎, 高木繁則, 松浦弘毅他
降雪粒子の形状と落下速度の関係
電子情報通信学会全国大会 (1993.3)
- (20) 村本健一郎, 藤田博之, 田島邦康他
2台のカメラを使った降雪粒子の形状と落下速度の自動測定
電子情報通信学会全国大会 (1994.3)
- (21) 村本健一郎, 藤田博之, 藤城孝史他
落下中の降雪粒子の密度測定
電子情報通信学会画像工学研究会 (1994.6)
- (24) Muramoto K., Fujiki T., Chohji T. and Hirai E.
Raindrop size distribution and rainfall rate.
Asian Symposium on Ecotechnology, Abstract, B-15 (1994.10)
- (23) Muramoto K., Fujita H., Fujiyoshi Y. and Kitano K.
Determination of a Z-R relation for snowfall and its evaluation.
Asian Symposium on Ecotechnology, Abstract, B-20 (1994.10)
- (24) Muramoto K., Takagi S., Oikawa T. and Shiina T.
Automatic classification of snowflakes and graupels.
Asian Symposium on Ecotechnology, Abstract, B-21 (1994.10)