

# 着氷が原因のレーウィンゾンデ強制降下事例

菊池康友\*

## Cases of Forced Descent by Icing in Rawin-Sonde Observation

Yasutomo KIKUCHI

### 要旨

レーウィンゾンデ観測時において上昇速度の低下が顕著な事例を集めて、強制降下の発生状況とその要因を調査した。その結果、全国の高層気象観測実施官署で1995年から2002年までの間に再観測を要した強制降下事例は26例が確認された。観測終了理由が着氷または降水による上昇速度低下とされた15例について着氷予測に用いられる-8D法で判定した結果、9例は着氷が関係し、その種類は雨氷や粗氷であると推定された。着氷と判定しなかった6例のうち、信号受信の途切れにより原因を推定できなかったものが1例、3例は着氷が関与しない降水によるもので、他2例は対流雲に伴う下降気流等が要因である可能性が示唆された。

### 1.はじめに

レーウィンゾンデ観測における強制降下の原因には、着氷、降水、重力波、山岳波、下降気流などが考えられる。従来、強制降下のほとんどは着氷に因るところが大きいと考えられてきた(富士山測候所ほか:1957)。今回、全国の高層気象観測実施官署(以下「高層官署」という)より収集した1995年から2002年までの間の観測資料で、規定の高度までの観測資料が得られないため、再観測を要した26例(表1)の強制降下事例についてその原因を検証した。

重力波や山岳波の類については、ある程度大気の状態が安定した時に上昇速度が非常に規則的に変動するという特徴が見られる(吉田ほか:1995)が、今回対象とするデータについては規則的な変動は認められず、また発生時はほとんどが低気圧の通過など大気が不安定な気象状況であったことからこれらが要因である可能性は低いと考えられる。

本稿では、着氷による強制降下に着目して、-8D法による検証を試みる。

### 2. -8D法による昇華曲線

過冷却水滴が存在し、また、その周囲の湿潤空気が氷面に対して過飽和であるとき着氷が発生する。この状況は相

対湿度(以下「湿度」という)が100%でなくとも発生する場合もある。湿潤空気の氷面に対する飽和の限界を示す曲線は昇華曲線(森:1956)と呼ばれ、次式で表される。この条件を満たす観測点で着氷が起こるとされる。

$$-\left(\frac{a_i}{a_i - a_w} \frac{T_0}{T} - 1\right)D \geq t$$

ただし、

$$a_i = L_i / R_v = 2667, a_w = L_w / R_v = 2353$$

であるから

$$-\left(8.494 \frac{T_0}{T} - 1\right)D \geq t \quad (1)$$

ここで

$L_i$  : 昇華潜熱[J/kg·K]

$L_w$  : 蒸発潜熱[J/kg·K]

$R_v$  : 気体定数[J/kg·K]

$t$  : 気温[ ]

$t_d$  : 露点温度[ ]

$D (= t - t_d)$  : 気温と露点温度の差[ ]

$T$  : 絶対温度で表した気温[K]

$T_0$  : 273[K]

\*高層気象台 観測第二課

表1 強制降下事例(26例)

官署	観測日時	出現メッセージ	終了気圧(hPa)	終了高度(m)	終了理由	雲 NNhCLhCMCH	天気(ww)
鹿児島	1995.9.23 2:30	強、ゾ	548.8	5094	ET	857/7/	弱い地雨(61)
輪島	1995.10.24 20:30	強、ゾ	430.0	6783	ED	882///	並又は強のしゅう雨(81)
鹿児島	1996.9.30 14:30	強	14.1	28874	BB	762/7/	弱いしゅう雨(80)
鹿児島	1996.12.1 8:30	強、ゾ	595.3	4174	BI	662/00	弱いしゅう雨(80)
輪島	1996.12.22 20:30	強、ゾ	865.8	1191	BB	883///	並又は強の雨で雷電があった(92)
鹿児島	1997.6.3 8:30	強、ゾ	568.7	4770	BI	817/7/	並の地雨(63)
那覇	1997.8.7 8:44	強、ゾ	470.1	6201	BI	883///	弱いしゅう雨(80)
那覇	1997.8.7 10:04	強、ゾ	493.5	5829	BI	883///	並又は強のしゅう雨(81)
那覇	1998.1.19 8:30	ゾ	170.8	13259	BI	852/7/	しゅう雨があった(25)
鹿児島	1998.4.13 8:30	ゾ	667.6	3470	BB	889///	強い雷電で雹や霰以外の降水(97)
鹿児島	1998.7.18 20:30	強	501.5	5800	BP	872/7/	弱いしゅう雨(80)
鹿児島	1998.7.18 21:26	強	533.4	5303	BP	882///	並又は強のしゅう雨(81)
札幌	1999.5.28 20:30	ゾ	10.1	29047	BB	776///	しゅう雨があった(25)
仙台	1999.6.20 8:30	強、ゾ	85.9	17475	BI	877/2/	弱い地雨(61)
鹿児島	1999.9.1 8:35	ゾ	661.7	3999	BB	889///	弱又は並の雷電で雹や霰以外の降水(95)
稚内	1999.10.15 20:30	ゾ	802.8	1799	BP	882///	並又は強のしゅう雨(81)
稚内	1999.10.15 21:06	ゾ	813.9	1678	BP	889///	並又は強のしゅう雨(81)
根室	2000.5.14 8:30	ゾ	87.4	17113	BH	886///	モヤ(10)
根室	2000.6.21 20:30	ゾ	105.9	16062	BH	776///	モヤ(10)
仙台	2000.7.8 2:30	強、ゾ	535.4	5165	BI	882///	並又は強のしゅう雨(81)
札幌	2001.10.11 20:30	強、ゾ	611.8	4122	BI	882///	並又は強のしゅう雨(81)
秋田	2002.5.30 20:30	ゾ	99.0	16345	BB	889///	弱又は並の雷電で雹や霰以外の降水(95)
南大東島	2002.6.5 8:30	強、ゾ	504.1	5768	BI	862/7/	しゅう雨があった(25)
八丈島	2002.6.20 20:30	ゾ	418.7	7138	BI	882///	弱いしゅう雨(80)
米子	2002.7.17 8:30	強	358.1	8261	BI	889///	弱又は並の雷電で雹や霰以外の降水(95)
高層気象台	2002.10.1 20:30	ゾ	84.4	17598	BB	882///	並又は強のしゅう雨(81)

- 注) 1. 官署欄の「」は、観測終了理由が着氷による強制降下を、「」は降水による強制降下を示す。
2. 「出現メッセージ」は、観測処理プログラムが output するメッセージで、300hPa 面より低い高度で上昇速度が負になった場合に「強制降下中」(該当欄に「強」と記入)の、300hPa ~ 80hPa の範囲で上昇速度が負になり、50hPa 以上のゾンデの降下が認められる時、あるいは「強制降下中」でも 100hPa 以上のゾンデの降下が認められる時に「ゾンデ落下中」(該当欄に「ゾ」と記入)のメッセージを出力する。
3. 「終了気圧と高度」は、強制降下のため観測データの整理を打ち切った気圧と高度を示す。
4. 「終了理由」の「ET」は気温欠測時間が観測打切り条件に達したことにより、「ED」は資料の信頼性低下により、「BB」は気球の破裂により、「BI」は着氷による強制降下により、「BP」は降水による強制降下により、「BH」は気球に穴があきガス漏れによる上昇速度の低下により観測を終了したことを示す(詳細は気象庁(2004)を参照)。
5. 「雲 NNhCLhCMCH」と「天気(ww)」は、国際気象通報式のコードで示してある。

(1)式左辺の括弧内の値を簡略に 8 とした式が - 8 D 法と呼ばれ(Godske : 1950), 航空機を安全に運行するための着氷域予測に用いられ, 航空気象予報作業指針(気象庁: 1998)にも掲載されている. P - T 線図に(1)式左辺の曲線(以下, 「- 8 D 曲線」という)を記入すれば, その観測点で水蒸気が液体の水に過飽和か氷に対して過飽和かがわかり(図 1), 衛星画像などと合わせて考察することで, 上昇速度低下の原因をより詳しく推定できることが期待される.

### 3. 強制降下の発生状況

強制降下事例 26 例についての月別発生数と天気別発生数をグラフにしたのが図 2 および図 3 である. 図 3 の横軸は現在天気の国際気象通報式コードで, 表 1 の天気の欄の括弧を付した数値を示している. これらの図や表から, 強制降下は春から秋にかけてのしゅう雨性の降水時に多く発生していることがわかる.

### 4. - 8 D 法による着氷の検証

表 1 の強制降下事例 26 例のうち, 観測終了理由が着氷(BI)または降水(BP)による強制降下とされた 15 例(官署名に または 印を付した観測)について, - 8 D 法により着氷有無の判定を行った. 検証結果を表 2 に示す.

#### 4.1 着氷による強制降下事例

- 8 D 法で着氷と判断された 9 例中の典型事例と発生時の気象概況を図 4 ~ 図 6 に示す.

着氷が低気圧付近で観測された事例は 2 例あり, そのうちの札幌における 2001 年 10 月 11 日 21 時の観測事例を図 4 に示す. 上昇速度低下は 700hPa 付近から始まってやがて 0m/min となり, その後上昇速度は回復した(図 4(a)の右図). P - T 線図(図 4(a)の左図)では, 700hPa 付近において, 湿度が 100% 近く, また - 8 D 曲線と気温曲線が交わり着氷の条件を満たしている. 着氷条件を満たしている層の気温は -5 ~ 0 で上昇速度の著しい減少が発生している高度と一致する. このときの地上天気図を図 4(b)に示す. 日本海中部に低気圧があって, 衛星の赤外画像(図 4(c))では低気圧の北東に位置する北海道付近に対流性の発達した雲があり, 強制降下はこの雲の中で観測された.

着氷によると判定された強制降下が低気圧に伴う前線付近で観測された事例は 4 例あった. 図 5 はその 1 例で, 1998 年 7 月 18 日 21 時に鹿児島で観測された時の事例である. P - T 線図(図 5(a)左図)の 550hPa 付近において, 湿度が 100% で, 気温曲線と - 8 D 曲線とが交わったとき

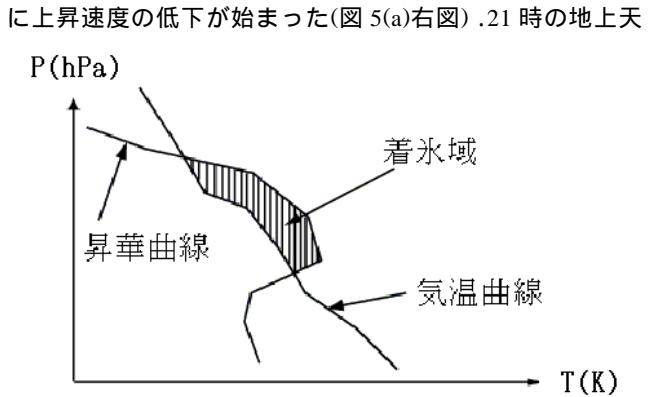


図 1 気温曲線と昇華曲線(- 8 D 曲線)

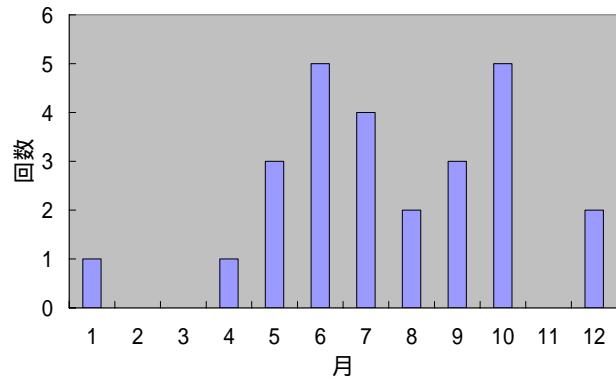


図 2 強制降下事例の月別発生数

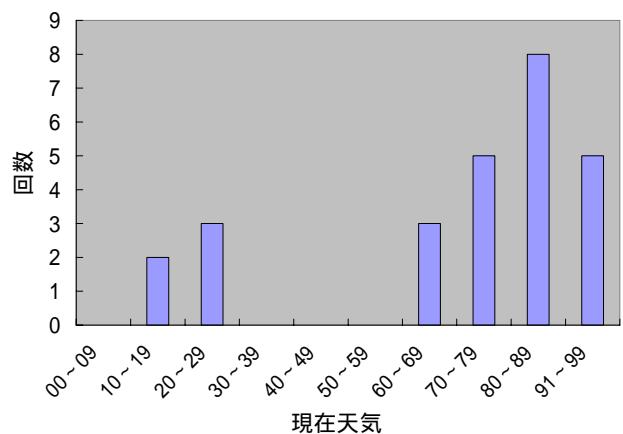
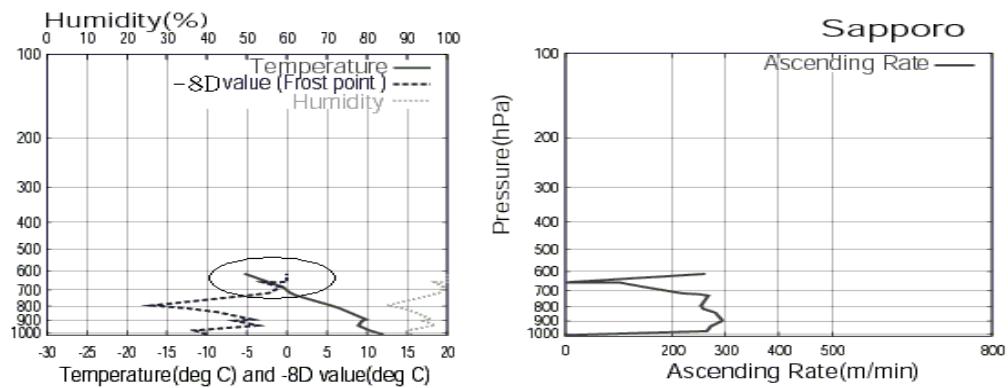
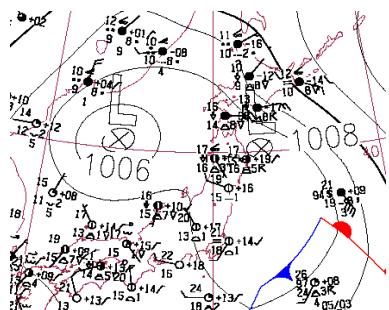


図 3 強制降下事例の現在天気別発生数

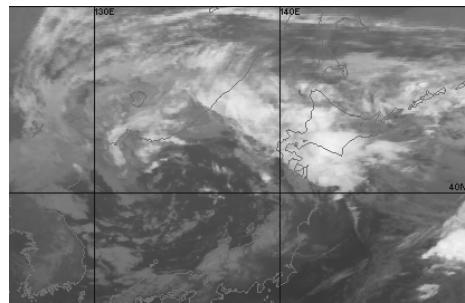
注) 現在天気の数値は国際気象通報式コードである.



(a) 20時30分のP-T線図と-8D曲線(左図), 上昇速度図(右図)

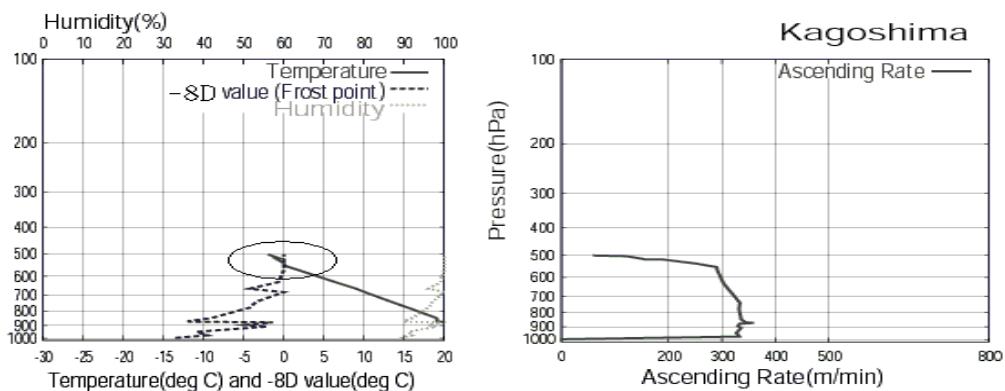


(b) 21時の地上天気図

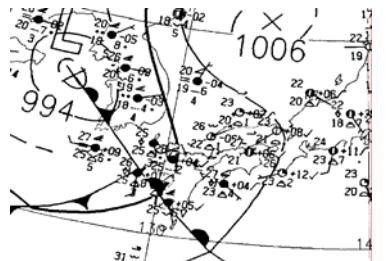


(c) 20時39分の赤外画像

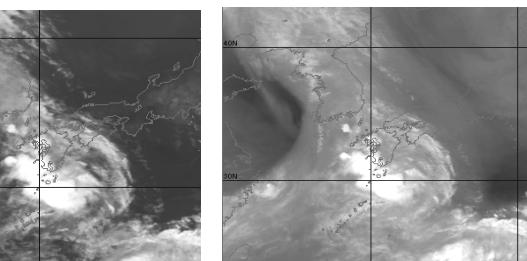
図4 -8D法で着氷と判定した例(発生官署付近に低気圧がある場合, 2001年10月11日札幌)  
注) 時刻はいずれもJSTで表示した。資料は気象庁(1997-2001)と気象衛星センター(1997-2001)による。



(a) 20時30分のP-T線図と-8D曲線(左図), 上昇速度図(右図)



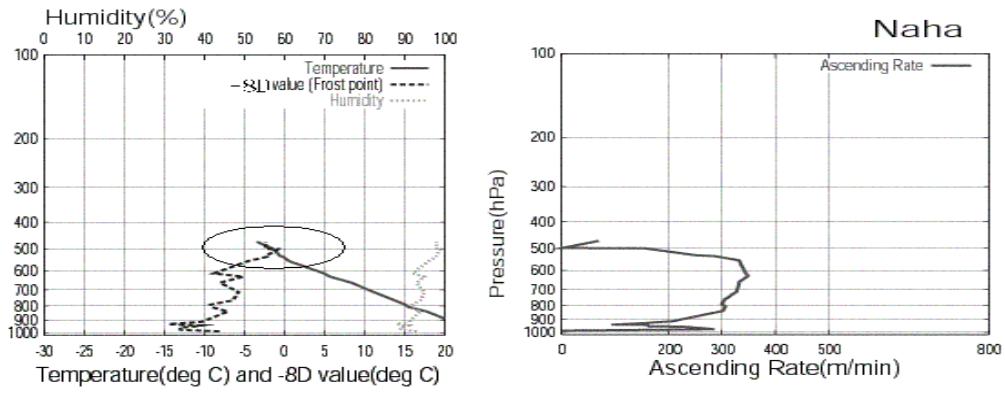
(b) 21時の地上天気図



(c) 20時39分の赤外画像

(d) 20時39分の水蒸気画像

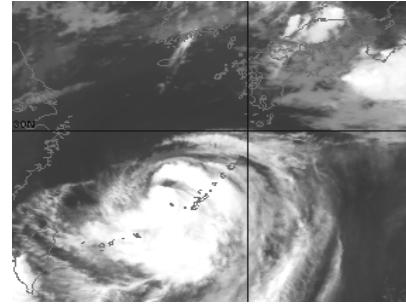
図5 -8D法で着氷と判定した例(発生官署付近に前線がある場合, 1998年7月18日鹿児島)  
注) 時刻及び資料は図4に同じ。



(a) 08 時 44 分の P - T 線図と - 8 D 曲線(左図) , 上昇速度図(右図)



(b) 09 時の地上天気図



(c) 08 時 40 分の赤外画像

図 6 - 8 D 法で着氷と判定した例(発生官署付近に台風がある場合 , 1997 年 8 月 7 日那覇)

注) 時刻及び資料は図 4 に同じ .

気図(図 5(b))では , 朝鮮半島の西にある低気圧から伸びる前線が鹿児島付近を通り , 九州全域で雨だった . 20 時 39 分の赤外画像(図 5(c)) , 水蒸気画像(図 5(d))によると , 九州南部には水蒸気を多量に含む発達した対流雲があり , この雲の中で強制降下が生じたことがわかる . 観測は 500hPa 付近でゾンデ信号が途切れたため終了した . レーウィンゾンデ観測の終了理由は , 降水(表 1 の終了理由欄「BP」)であるが , - 8 D 法の結果は着氷と判定された事例である .

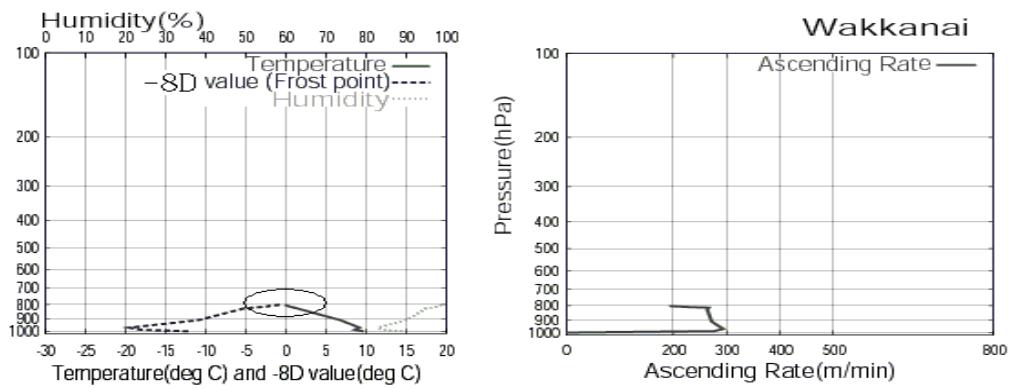
台風の雲域で発生した着氷による強制降下は 3 例あった . 2 例は那覇(沖縄)で , 1 例は仙台で観測された . 那覇で観測された 1997 年 8 月 7 日 09 時の観測事例を図 6 に示す . 台風域内で発生した着氷による強制降下は , いずれも前述の温帯性低気圧での発生事例に比べ , 潜熱のため 0 になる高度が高いことから , 発生高度が高いという特徴がある . 図 6(a)では強制降下が 540hPa 付近で発生している . この事例は , 気温が 0 以下になる前に上昇速度の減少が始まり , - 8 D 曲線と気温曲線が交わるところで急激に浮力を失っていることから , 降水による強制降下と着氷による強制降下が連続した現象であると判定される . 図 6(b)

に 09 時の地上天気図を , (c) に 08 時 40 分の赤外画像を示す .

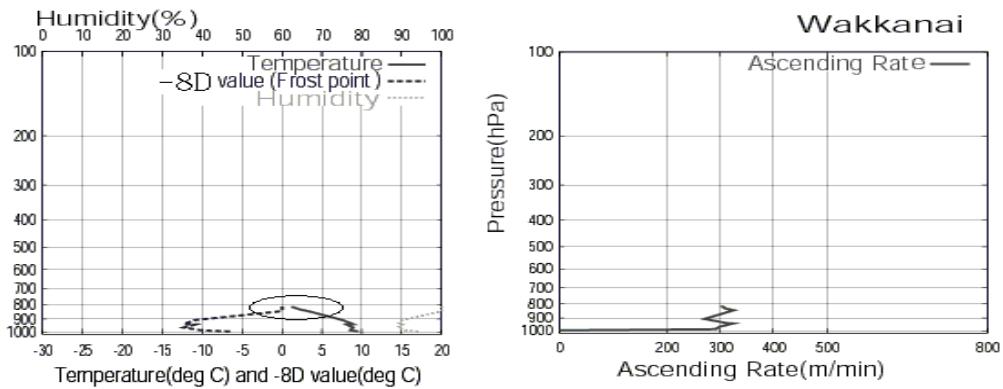
#### 4.2 着氷が原因ではないと判定された事例

- 8 D 法による検証で , 着氷ではない , もしくは疑わしいと判断された事例が 6 例あった .

表 1 中 , 終了理由が BP(降水によって気球が強制降下し気球の再上昇が見込めない)の稚内における 1999 年 10 月 15 日 20 時 30 分と 21 時 06 分の P - T 線図と - 8 D 曲線 , 上昇速度図を図 7(a)と(b)に示す . (a) の場合は , 0 になる直前で上昇速度の低下傾向が認められ , - 8 D 曲線と気温曲線が近づいているが交差はしていない . また , (b) は気温が 0 よりも高いところで観測を終了している . 強制降下開始直後にゾンデ信号が途切れた(以下 , 「受信断」という)ためその後の状況は不明であるが , (a) の場合は着氷有無の判断が微妙であるものの , (b) については着氷と関係ないことが言える . 当日 21 時の地上天気図を図 7(c)に , 20 時 39 分の赤外画像を(d)に , 20 時 39 分の水蒸気画像を(e)に示す . 稚内付近には低気圧の中心があって , 水蒸気を多く含む発達した対流雲が見られ , 強い降水のあったこ



(a) 20時30分のP-T線図と-8D曲線(左図), 上昇速度図(右図)



(b) 21時06分のP-T線図と-8D曲線(左図), 上昇速度図(右図)

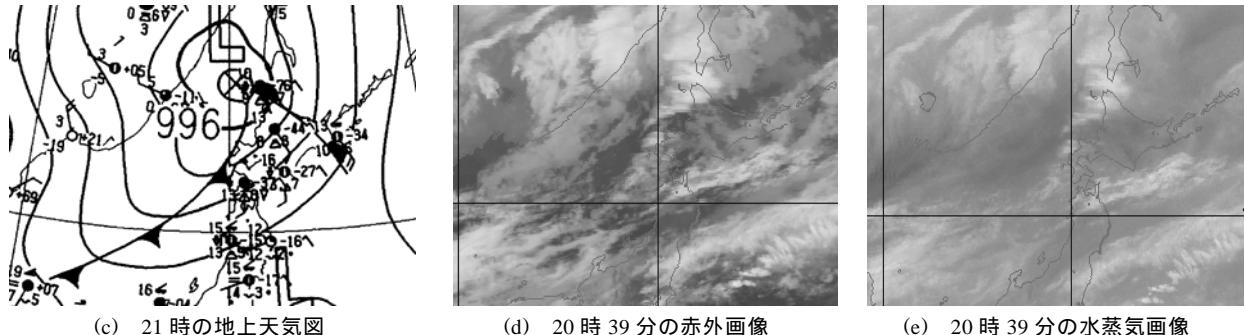


図7 -8D法で着氷と判定しなかった例(1999年10月15日稚内)

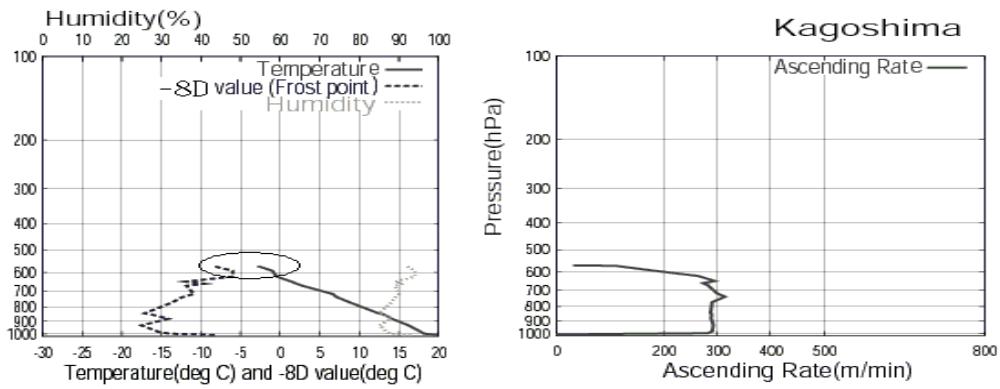
注) 時刻及び資料は図4に同じ。

とが推定される。

観測時に着氷による強制降下とされた鹿児島の1997年6月3日08時30分の事例を図8に示す。同図(a)において、急激な上昇速度の低下は、0付近(630hPa)で始まっているが、-8D曲線と気温曲線の交わりがないため、強制降下の原因是着氷ではないと判断される。09時の地上天気図を図8(b)に、08時39分の赤外画像と水蒸気画像を(c)と(d)に示す。鹿児島の南南西に低気圧があって、赤外

像と水蒸気画像から水蒸気を多く含んだ雲が九州から四国に広がり、観測時前1時間内に止み間がない並の強度の雨(表1の天気欄「63」)が観測されていることから、この場合の強制降下は強い雨による可能性が大きい。

降水による強制降下と推定される事例を図9に示す。この事例は図5に示す-8D法により着氷と判定した1998年7月18日20時30分の鹿児島での観測が観測終了条件を満たさなかった(100hPa面までのデータを取得できなか



(a) 08時30分のP-T線図と-8D曲線(左図), 上昇速度図(右図)

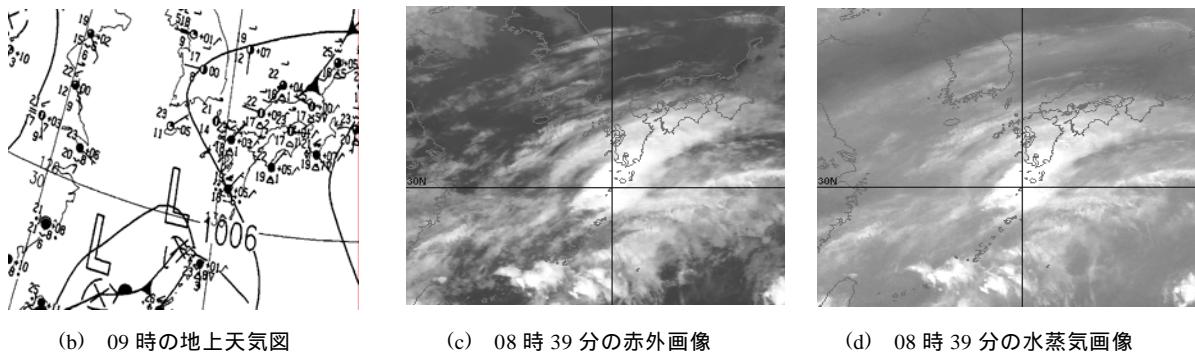


図8 -8D法で着氷と判定しなかった例(1997年6月3日鹿児島)

注) 時刻及び資料は図4と同じ。

った)ことによる再観測で、同日21時26分の観測時のものである。図9(a)より、上昇速度低下が始まったのは-8D曲線と気温曲線が交わる前で、気温0以上とのきからであり、強制降下は降雨による見られる。

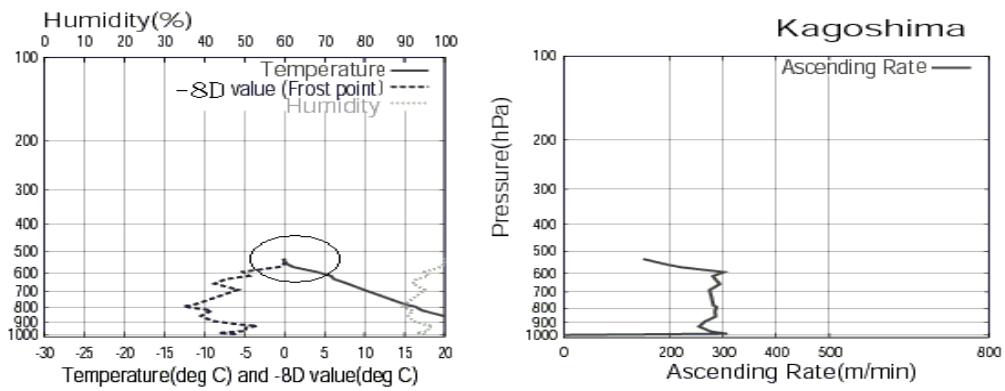
対流雲に伴う下降気流による強制降下と考えられる2例のうちの一例を図10に示す。1998年1月19日08時30分那覇(沖縄)の事例で、観測では着氷とされた(表1の終了理由欄「BI」)。図10(a)の上昇速度図で、観測終了直前の上昇速度低下は300hPa付近から始まっているが、同図左側の図では-8D曲線と気温曲線が交差する着氷域がほとんどなく(670hPaより上層の-8D曲線は-70以下)、また、湿度は低く10%未満である。地上天気図(b)によると沖縄は大陸の高気圧の縁辺部に位置し、08時39分の可視画像(c)からは積雲系の雲で覆われていることがわかる。表1の雲では並程度に発達した積雲が観測され、観測前1時間以内にしゅう雨性の降水があったこと、図10(a)のP-T線図で気温の逆転が複数観測されていることから、強制降下の原因として対流雲に伴う下降気流の可能性が推測される。

## 5. 積乱雲中の着氷について

今回の事例では発達した対流雲とともにしゅう雨、時には雷電が観測されている場合が多く見られた。図11に積乱雲の一生における着氷域の変化を示す(航空気象予報作業指針の掲載図を一部改変してある)。積乱雲中の上昇流は雲底付近で5m/s、雲頂付近で25m/sくらいのことが多く、下降流は雲底付近の強いエコーのところで15m/sくらいとされる(気象庁:1998)。表1に示した下層雲(CL)の国際気象通報式コード2(発達した積雲)、3(発達中の積乱雲)がおおよそ図11の発生期から最盛期、9(かなとこ状積乱雲)が最盛期から衰弱期として、表1の終了高度と対比すると強制降下の発生高度がこれらの着氷危険域(図中のハッチング域)と一致していることがわかる。

## 6. 着氷発生時の状況

気温、雲水量、風などが要因となり着氷の種類が変わる。着氷の種類のなかで、密度や着氷速度が大きく、付着力も強い雨水や粗氷は重大な強制降下を起こす可能性が高い。気温と風速の違いにより発生する着氷の種類を図12に示す(小口:1951、黒岩:1956)。気球に対する気流の相対速



(a) 21時26分のP-T線図と-8D曲線(左図), 上昇速度図(右図)

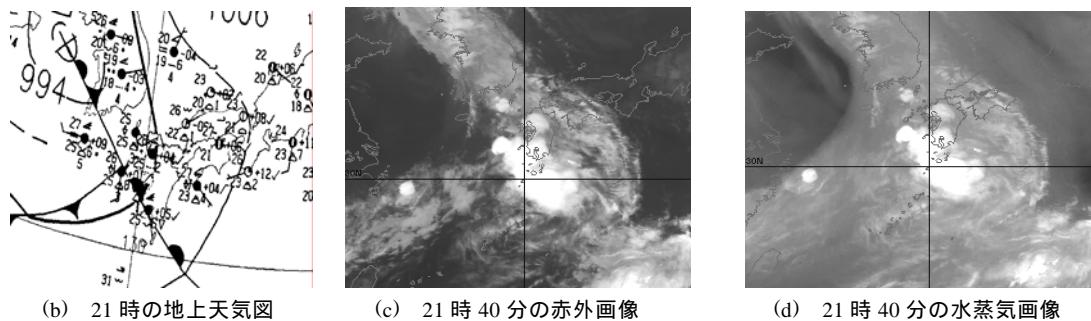
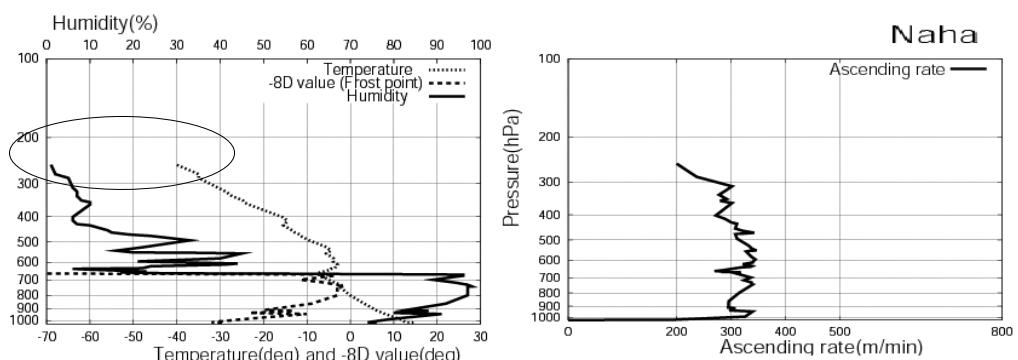


図9 -8D法で着氷と判定しなかった例(1998年7月18日鹿児島)

注) 時刻及び資料は図4に同じ。



(a) 08時30分のP-T線図と-8D曲線(左図), 上昇速度図(右図)

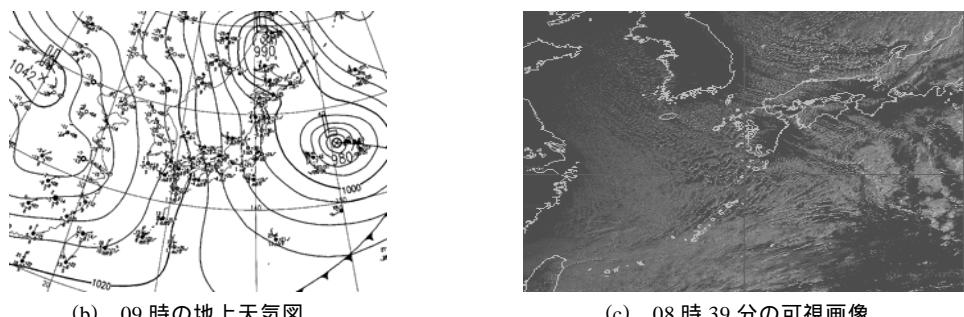
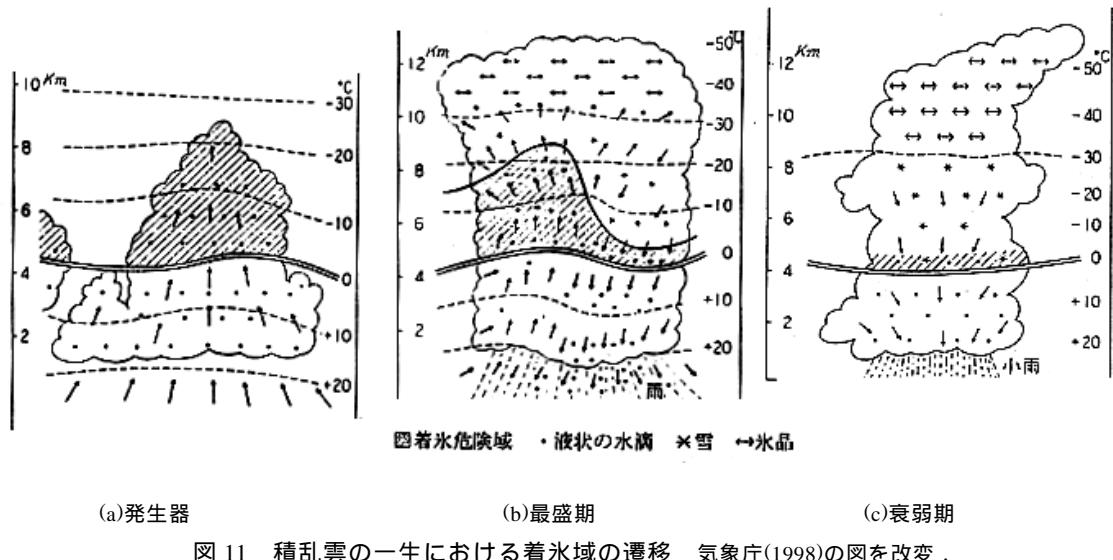


図10 -8D法で着氷と判定しなかった例(1998年1月19日那覇)

注) 時刻及び資料は図4に同じ。

(a)図において670hPaより上層の-8D曲線は, -70以下そのため図の範囲外である。



度(標準で 6m/s の上昇速度)と 9 例の発生時の気温がほぼ -10~0 ℃付近ということを考慮すると, 9 例の発生時にはゾンデ近傍の空気中の水滴は過冷却であり雨氷や粗氷が発生しやすい状況であったと考えられる。また, 過冷却でない場合には, 降水現象のなかで着氷は発生しなかったとみられる。着氷域を抜けてしばらく後に気球破裂となるような事例(図 10)については, 氷が塊状に付着した気球が膨張する際に, 気球ゴム膜が一様な膨張を妨げられて局部的に伸びるため, 気球ゴム膜が氷の縁と擦れることによって傷がつき破裂に至ったと推定される(気球製造業者は, 気球表面に付着する氷を塊状ではなく, 薄い氷の膜にして剥離させる方法で着氷対策の改善を図っているとの情報がある)。

## 7. 着氷速度等に関する考察

放球から強制降下が発生するまでの時間や継続時間, 上昇速度の減少率等について表 2 に示す。今回着氷と判定した事例において, 強制降下が発生した時刻は放球後 780~1400 秒ほどであり, 1200 秒前後が多い。これは高度にすると, おおよそ 3500~7000m ほどで, 発生高度の気圧はほとんどが 500~700hPa の範囲である。継続時間は 1000 秒以上にわたる例もあるが, 多くは 200 秒くらいまで信号の受信が不能(受信断)に至っている。また, 上昇速度変化はほとんどが 40m/min<sup>2</sup> 以内であるが, 138m/min<sup>2</sup> という例もあった。

上昇速度の低下はどのくらいの量の氷が付着して発生しているかを調べるために, 上昇速度の変化から着氷量の推定を試みた。ただし,

空間には速度 0 m/s の氷が均一に分布(浮遊)する

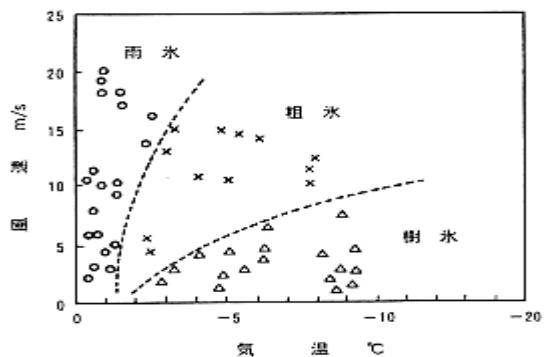


図 12 気温と風速の違いにより発生する着氷の種類 小口(1951)および黒岩(1956)の図を改変 .

飛揚物体(気球)が通過する空間内の氷全てが物体(気球)に付着することを仮定する。

質量  $M[\text{kg}]$  の物体が速度  $V_0[\text{m/s}]$  で空間を移動しているとし, 単位時間  $dt$  に質量  $dM$  の氷が付着し, 速度が  $dV$  変化したとする。すると  $dt$  の間では以下の運動量保存則が成立する。

$$MV_0 = (M + dM)(V_0 + dV) \quad (2)$$

これを変形すると

$$dM = -\frac{M}{V_0} dV - \frac{dM dV}{V_0} \quad (3)$$

で, 右辺第 2 項は他の項に比べて小さいので無視すると,

表2 観測終了理由(着氷または降水)の - 8D法による検証

官署	観測日時	終了理由	強制降下発生時(秒)	発生気圧(hPa)	継続時間(秒)	減少率(m/min <sup>2</sup> )	- 8D法による検証結果		気象概況	着氷速度(g/min)
							判定	補足説明		
鹿児島	1996.12.1 8:30	着氷	722	612.6	155 受信断	31	×		高気圧縁辺部	173
鹿児島	1997.6.3 8:30	着氷	971	591.9	213 受信断	40	×	上昇速度の急激な低下が0以下で発生しているが、-8D曲線と気温曲線が交わっていない(図8)	低気圧	208
那覇	1997.8.7 8:44	着氷	1241	500.0	1380 受信断	8		(図6)	台風	48
那覇	1997.8.7 10:04	着氷	1249	519.9	2849	3			台風	32
那覇	1998.1.19 8:30	着氷	2304	239.5	1111 受信断	8	×	300hPa(-30以下)以高で発生、-8D曲線と気温曲線が交わらない(図10)	高気圧縁辺部	43
鹿児島	1998.7.18 20:30	降水	1092	517.1	138 受信断	42		上昇速度の低下が、気温曲線と-8D曲線の交差する高度と一致(図5)	前線	242
鹿児島	1998.7.18 21:26	降水	1229	533.4	- 受信断		×	上昇速度の急激な低下は0以上で始まり、-8D曲線と気温曲線が交わる前に発生している(図9)	前線	
仙台	1999.6.20 8:30	着氷	1043	636.2	1590	7			低気圧	42
稚内	1999.10.15 20:30	降水	404	802.8	- 受信断		?	気温が0以下になる直前及び-8D曲線と気温曲線が交わる直前で発生(図7(a))	前線	
稚内	1999.10.15 21:06	降水	326	813.9	- 受信断		×	(図7(b))	前線	
仙台	2000.7.8 2:30	着氷	1305	535.4	- 受信断				台風	
札幌	2001.10.11 20:30	着氷	783	683.3	1623	6		(図4)	低気圧	36
南大東島	2002.6.5 8:30	着氷	1148	559.4	591 受信断	15		降水と着氷の混合	前線	88
八丈島	2002.6.20 20:30	着氷	1353	423.5	49 受信断	138			前線	749
米子	2002.7.17 8:30	着氷	895	616.4	1010	9			前線	55

- 注) 1. - 8D法による検証結果における判定欄の「」印は着氷と判断した場合を、「×」印は着氷ではないと判断した場合を、「?」は信号断のため強制降下の原因が着氷か否か判別不能であることを示す。
2. 「強制降下発生時」は放球時から上昇速度が180m/min以下に至るまでの経過時間を示す。
3. 「継続時間」は「強制降下発生時」から上昇速度180m/min以上に戻るまでの経過時間もしくはゾンデ信号が途切れる「受信断」までの時間を示す。
4. 「減少率」は「強制降下発生時」から最小上昇速度になるまでの、あるいは最小上昇速度で「受信断」になるまでの平均加速度を示す。
5. 「着氷速度」は(6)式で試算した値で、「減少率」計算に用いた経過時間の値をtとした。また、V<sub>0</sub>およびVは前項の減少率を求めた際の初めと終わりの上昇速度とした。

単位時間当たりの質量変化を表す式が得られる。

$$\frac{dM}{dt} = - \frac{M}{V_0} \frac{dV}{dt} \quad (4)$$

左辺は着氷速度  $I$  [kg/s] であり、着氷発生時の速度が  $V_0$  [m/s] であることを考慮して時間積分すると

$$It = M \left( 1 - \frac{V}{V_0} \right) \quad (5)$$

となり、ここで各変数の単位を

$I$  (着氷速度) : [g/min]

$M$  (飛揚物体全体の質量) : [kg]

$T$  (着氷発生後経過時間) : [s]

$V$  (着氷による最低上昇速度) : [m/min]

$V_0$  (着氷発生時の上昇速度) : [m/min]

とすると、上昇速度変化から着氷量を概算する式

$$I = 60000 \frac{M}{t} \left( 1 - \frac{V}{V_0} \right) \quad (6)$$

が得られる。この式は上昇速度低下が全て物体の付加(着氷)によるという仮定で成り立つ。飛揚物体(レーウィンゾンデ + 気球)の重量  $M$  を 0.9kg とすれば、表 2 に示した一番穏やかな着氷の例(那覇、1997.8.7 10:04 の 32g/min)についても富士山での実験結果(富士山測候所ほか: 1957)である着氷速度 1 g/min に比べ著しく大きいことがわかる。

富士山での実験における着氷速度を確認するため、気象研究所低温実験室において気球への氷付着実験を試みた(図 13)。-10~0℃に室内を保ち、可能な限り湿潤であるようにした。また、気球はその時、3m/s 弱の送風に晒された。その結果、1 時間で気球表面に 100g 弱の氷が付着した。この付着速度は 1~2g/min で、富士山における実験結果と同程度である。図 13 より、このとき生成した氷は樹氷である。これより、レーウィンゾンデの強制降下が生じるときの着氷は樹氷や樹氷などの空隙の多い脆いタイプのものではなく、より高密度で着氷速度が大きい雨氷や粗氷によるものと考えられる。この着氷の種類は、第 6 節の着氷発生時の気象条件から推定した着氷の種類(雨氷または粗氷)とも合致する。雨氷や粗氷が生成するには多量の過飽和水蒸気や過冷却水が必要であるため、実験室でそれを再現するのは非常に困難である。



(a) 氷が付着した 20g パイボール気球。

実験開始から 30 分ほど経っている。



(b) 気球表面の拡大

図 13 気象研究所低温実験室での気球への氷付着実験

## 8.まとめ

全国の高層官署における 1995 年から 2002 年までの観測で報告された強制降下事例について -8D 曲線を用いて着氷の発生状況を検証した。この結果、以下のことがわかった。

着氷は、春から秋にかけて、日本付近に低気圧があり、発生官署付近で発達した対流雲とともにしゅう雨性の降水、時には雷電が観測された時に多く発生していた。

再観測に至った 26 例の中で観測者によって終了理由が着氷または降水による強制降下とされたのは 15 例であった。

それらの中で、-8D 法の検証で着氷によると判定された例は 9 例で、残り 6 例は降水 3 例、下降気流 2 例、信号受信断による判別不能が 1 例であった。

着氷は主に気温-10~0付近で発生した。強制降下の発生高度と積乱雲の着氷危険域は一致することが多い。着氷によって起こる上昇速度低下は飛揚後1200秒後に多く、継続時間は1000秒以上に及ぶこともある。強制降下発生は500~700hPaで始まる事が多い。上昇速度低下が着氷によると仮定して概算した着氷速度は32~749g/minで、従来から想定されてきた1g/minより著しく大きい。強制降下を生ずる着氷の種類は、着氷速度や気象条件などから、雨氷または粗氷と推定される。

以上より、再観測に至るような強制降下は、発達した対流雲への突入時または突入直後に、雨氷や粗氷の着氷により起こると推測される。また、強制降下には着氷の他に降水や対流雲周辺の下降気流などの要因がある可能性も示唆された。

### 謝 辞

本稿では、降水時または降水が予想される場合、レーウィンゾン放球前に着氷防止のため実施してきた気球へのシリコンオイル塗布の有効性検証を目的に、全国の高層官署から提供いただいたデータが基になっています。気球への着氷速度の確認試験は、気象研究所物理気象研究部の御厚意により低温実験室を使用させていただき、株式会

社気球製作所の石川晴彦氏には気球の製作に係る貴重な技術情報を提供していただいた。また、観測部高層気象観測室の皆様と観測第二課の皆様には、本稿をまとめるにあたり、さまざまな御指導をいただいた。ここに厚くお礼申し上げます。

### 引用文献

- 富士山測候所・北岡竜海・大井正一・五十嵐(1957)：気球着氷試験報告。高層気象台彙報, 25, 55-61。
- Godske C.(1950) : Prediction of ice deposits. *Dynamic meteorology and Weather forecasting*, 18, 47, 769-773.
- 気象庁(1997-2001)：気象庁天気図(CD-ROM)。気象庁。
- 気象庁(1998)：航空気象予報作業指針。気象庁, 300pp.
- 気象庁(2004)：高層気象観測指針(CD-ROM)。気象庁。
- 気象衛星センター(1997-2001)：気象衛星観測月報(CD-ROM)。気象衛星センター。
- 黒岩大助(1956)：着氷と着雪。北海道大学応用電気研究所報, 8, 153-174。
- 森俊八(1956)：着氷の予報。気象庁研究時報, 8, 443-449。
- 小口八郎(1951)：着氷の気象条件について(着氷の物理的研究2)。低温科学, 北海道大学低温科学研究所, 6, 103-115。
- 吉田修一・米川博志・平野礼朗(1995)：レーウィンゾンの上昇変動と重力波について。平成7年度札幌管区気象研究会誌, 17-18。