

大気中の過飽和域について* (I)

(着氷の部)

光 野

—**

1. はしがき

近年、降水機構は関係者の努力によってかなり明らかになり、その理論に基づいて行なわれた人工降雨は実験の段階とはいえ、一部では成功したとも聞いている。しかし、高層観測網が充実し、それに用いられる測器の精度も向上した現在では、上空のデータのしゅう集には事欠なくなってきたが、日常の予報作業に進展した雲や降水の物理学が取り入れられていないのは、降水現象に大きな役割りを果している過冷却水滴や過飽和域の検出が困難であったためである。大気中の過飽和域が検出できれば雲量雲形の予報ばかりでなく、降水量の予想もある程度可能であろう。

一方現在の航空界では、Anti-icer や De-icer が完備し、航空機の性能が向上して着氷のおそれのない高々度飛行が可能になったからには、着氷に対してはあまり神経をとがらせる必要がないように思われるが、離着陸に際してはやはり着氷域を飛行せねばならず、また高々度を飛ぶ Jet 機ですらも事情によっては低高度飛行を余儀なくされるばかりでなく、連絡、偵察、撒布、遊覧飛行等は低高度を飛ぶ小型機が活躍する分野であり、国内線では相変わらず従来の中型機を使用しているからには、着氷に対して関心が薄くてもよいということではすまされず、これら小型中型機の特性を十分發揮させるようにわれわれ予報陣はさらに協力しなければならない。

ところがこの着氷の予報はなかなか困難であって、着氷の報告をうけてはじめてその現象を知る以外に方法がなかったので、Route Forecast や Briefing に際しては低気圧や前線付近或は発達した積雲、積乱雲には着氷が起り易いという経験的事実に鑑み、これを予報していたので、いわば山勘的予報というそしりを免れなかったの

である。なるほど Godeske によって唱導された—8D 法という理論に基づいて導きだされた方法もあるが、これは現象が起ったとき、それを説明することはできても、これによって予報を行なうということは殆んど不可能に近い。

そもそも航空機の着氷は過冷却水滴が翼やプロペラ、支線等の前縁に付着し、その衝撃によって凍結する現象であるから、着氷の予報はこのような過冷却水滴が存在する地域を予報することに他ならない。しかも過冷却水滴は過飽和すなわち水面に対しては不飽和であっても氷面に対しては過飽和である場合に存在しうることに着目すれば、着氷の予報は大気中の過飽和域を如何にして検出するかという問題に置き換えられるのである。

1960年、筆者が東京航空気象台在勤中、Godeske や森俊八氏の断熱図による着氷の予報法を応用して高層天気図上でこれを行なう方法を案出したが、以上の観点から本稿はこれをさらに進展させたものである。

2. 着氷限界露点温度 (Critical Dewpoint for Icing: CDI)

水の二つの相が平衡状態にある場合、圧力と温度との関係には有名な Clausius-Clapeyron の式があり、蒸発熱 L_w 、昇華熱 L_i は共に $0^\circ\text{C} \sim 40^\circ\text{C}$ の範囲では一定とみなすことができるから

水と水蒸気が平衡状態にある場合は (蒸発曲線)

$$\log e_{ws} = \log e^0_{ws} + \frac{L_w}{R} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \dots\dots (1)$$

氷と水蒸気が // // (昇華曲線)

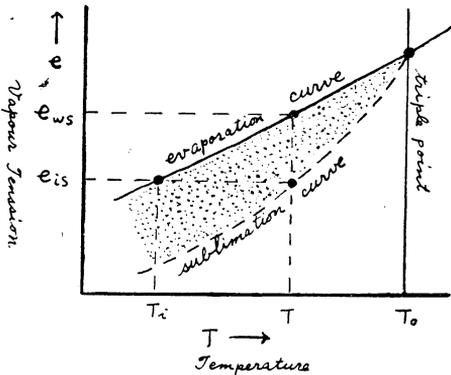
$$\log e_{is} = \log e^0_{is} + \left(\frac{L_i}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \dots\dots\dots (2)$$

という関係式が得られる。ここで T_0 は三重点の温度、 T は平衡状態の温度、 e_{ws} 、 e_{is} はそれぞれ温度 T における水面に対する飽和水蒸気張力と氷面に対する飽和水蒸気張力を示し、 e^0_{ws} 、 e^0_{is} は三重点における水面と氷

* The Supersaturation Area in the Atmosphere (I)

** Hajime Mitsuno, 気象庁 予報課

面に対する飽和水蒸気張力であるから両者は等しい。これらの関係を図で表わせば第1図となり 図中の dotted area が過飽和域である。



第1図 T_i と過飽和域

一方われわれが高層観測で得られる資料は水蒸気張力ではなく露点温度 $T_d (= T_0 + t_d)$ であるから、露点温度 T_d を使って過飽和域を求めなければならない。このため温度 T に於て氷面に対する飽和水蒸気張力 e_{is} を飽和水蒸気張力とする水面の温度、即ち e_{is} の露点温度を T_i とすれば図から明かなように観測した空気は

$T_d = T$ の場合は蒸発曲線に一致するから、氷面に対してはもちろん過飽和であり水面に対しても飽和である。

$T > T_d \geq T_i$ の場合は dotted area にあり、水面に対しては不飽和であるが、氷面に対しては過飽和である。

$T_d < T_i$ の場合は dotted area 外にあるので水面は勿論氷面に対しても不飽和である。

ここで森氏は T_i を昇華温度と名付けたが、筆者は前記の説明ばかりでなく、後述するようにこの温度より露点が高い場合は着水が起り、低ければ起らないことから着氷限界露点温度 (Critical Dewpoint for Icing: CDI) と名付けた。

さてわれわれは、観測された露点温度 T_d と着氷限界露点温度 T_i とを比較することによって、その空気が過飽和であるかどうかを判別できるのであるから、観測値を使って T_i を求めなければならない、それには(1) (2)式で $e_{ws} = e_{is}$ の場合の温度が T_i であることに着目すれば

$$\log e^{0_{ws}} + \frac{L_w}{R} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T_i} \right) = \log e^{0_{is}} + \frac{L_i}{R} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right)$$

しかも三重点 ($= T_0$) では $e^{0_{ws}} = e^{0_{is}}$ であるから

$$\frac{L_w}{R} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T_i} \right) = \frac{L_i}{R} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right)$$

$$\therefore T_i = \frac{L_w T_0 T}{L_i T_0 + (L_w - L_i) T}$$

摂氏に換算すると

$$T_i = T_0 + t_i = \frac{L_w T_0 (T_0 + t)}{L_i T_0 - (L_i - L_w) (T_0 + t)}$$

$$\therefore t_i = \frac{L_i}{\frac{L_w}{t} - \frac{L_i - L_w}{T_0}} \dots \dots \dots (3)$$

ここで $L_w = (2.5001 - 0.0023t) \times 10^6 \text{Kjoule/kg}$
 $L_i = (2.8336 - 0.0002t) \times 10^6 \text{Kjoule/kg}$

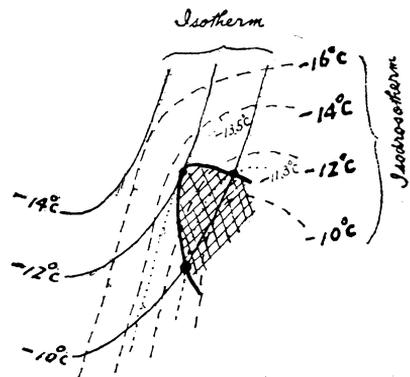
であるから、 $0^\circ\text{C} \sim -40^\circ\text{C}$ では L_w, L_i 共に一定とみなし、 $T_0 = 273^\circ\text{K}$ を代入すると

$$t_i = \frac{2833.6}{\frac{2500.1}{t} - 1.2209} \dots \dots \dots (4)$$

となり t_i は温度 t の値で一義的に決まるのである。この式を使って各温度に対する CDI を計算したのが第1表で、過飽和域検出の基礎となるものである。

3. 過飽和域の検出

さて CDI を使って過飽和域を検出するには、求める高層天気図上に等温線と等露点線を画く。尺度は 0°C から始めて氷点下の方へ 2°C 毎の方が便利で、粗であれば過飽和域が検出し難く、逆に密にすると線そのものが混みすぎて引難い。次に各等温線上に、その温度に相当する CDI を等露点線から読みとってプロットし、各等温線上の CDI 点を結んでゆけばある閉曲線がえられる。この閉曲線で囲まれた区域がすなわち過飽和域であることはこれまでの説明から容易に了解されるであろう。実例をあげて説明すれば第2図のような等温線と等露点線の場合には、 -10°C の CDI は第1表から -11.3°C で



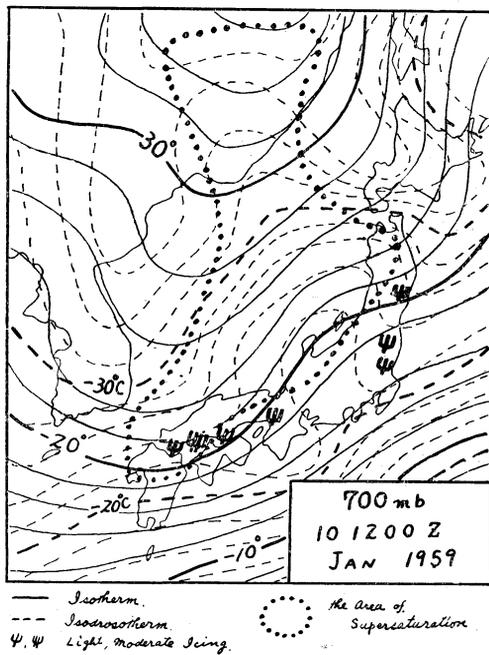
第2図 過飽和域の求め方

第1表 CDI, CHI 表 (全部氷点下)

t°C	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.0(00)	0.2(00)	0.5(00)	0.7(99)	0.9(99)
1	1.1(99)	1.4(99)	1.6(99)	1.8(99)	2.0(98)
2	2.2(98)	2.5(98)	2.7(98)	2.9(98)	3.2(97)
3	3.4(97)	3.6(97)	3.8(97)	4.1(97)	4.3(96)
4	4.5(96)	4.8(96)	5.0(96)	5.2(96)	5.4(95)
5	5.7(95)	5.9(95)	6.1(95)	6.3(95)	6.6(94)
6	6.8(94)	7.0(94)	7.2(94)	7.5(94)	7.7(94)
7	7.9(93)	8.1(93)	8.4(93)	8.6(93)	8.8(93)
8	9.0(92)	9.3(92)	9.5(92)	9.7(92)	9.9(92)
9	10.2(91)	10.4(91)	10.6(91)	10.8(91)	11.1(91)
10	11.3(90)	11.5(90)	11.7(90)	12.0(90)	12.2(90)
11	12.4(90)	12.6(89)	12.8(89)	13.1(89)	13.3(89)
12	13.5(89)	13.7(88)	14.0(88)	14.2(88)	14.4(88)
13	14.6(88)	14.9(87)	15.1(87)	15.3(87)	15.5(87)
14	15.8(87)	16.0(87)	16.2(86)	16.4(86)	16.7(86)
15	16.9(86)	17.1(86)	17.3(85)	17.5(85)	17.8(85)
16	18.0(85)	18.2(85)	18.4(84)	18.7(84)	18.9(84)
17	19.1(84)	19.3(84)	19.6(84)	19.8(83)	20.0(83)
18	20.2(83)	20.4(83)	20.7(83)	20.9(83)	21.1(82)
19	21.3(82)	21.6(82)	21.8(82)	22.0(82)	22.2(81)
20	22.4(81)	22.7(81)	22.9(81)	23.1(81)	23.3(80)
21	23.6(80)	23.8(80)	24.0(80)	24.2(80)	24.4(80)
22	24.7(79)	24.9(79)	25.1(79)	25.3(79)	25.6(79)
23	25.8(78)	26.0(78)	26.2(78)	26.4(78)	26.7(78)
24	26.9(78)	27.1(77)	27.3(77)	27.5(77)	27.8(77)
25	28.0(77)	28.2(76)	28.4(76)	28.7(76)	28.9(76)
26	29.1(76)	29.3(76)	29.5(75)	29.8(75)	30.0(75)
27	30.2(75)	30.4(75)	30.6(75)	30.9(74)	31.1(74)
28	31.3(74)	31.5(74)	31.7(74)	32.0(73)	32.2(73)
29	32.4(73)	32.6(73)	32.8(73)	33.1(73)	33.3(72)
30	33.5(72)	33.7(72)	33.9(72)	34.2(72)	34.4(72)
31	34.6(71)	34.8(71)	35.0(71)	35.3(71)	35.5(71)
32	35.7(70)	35.9(70)	36.1(70)	36.4(70)	36.6(70)
33	36.8(70)	37.0(69)	37.2(69)	37.5(69)	37.7(69)
34	37.9(69)	38.1(69)	38.3(68)	38.6(68)	38.8(68)
35	39.0(68)	39.2(68)	39.4(68)	39.7(67)	39.9(67)
36	40.1(67)	40.3(67)	40.5(67)	40.8(66)	41.0(66)
37	41.2(66)	41.4(66)	41.6(66)	41.8(66)	42.1(65)
38	42.3(65)	42.5(65)	42.7(65)	42.9(65)	43.2(65)
39	43.4(64)	43.6(64)	43.8(64)	44.0(64)	44.2(64)
40	44.5(63)	44.7(63)	44.9(63)	45.1(63)	45.3(63)

4. 過飽和域と着氷

このような方法で求めた区域が理論的には過飽和であっても実際にそうであるかどうか分らない。これを検証するために、航空機の着氷は過冷却水滴によって起り、過冷却水滴は過飽和域に存在することに着目すれば、航空機の着氷が起る地域はそのまま過飽和域であるといえる。そこで昭和34年の日本航空株式会社国内線の Actual Flight Cross Section から、MDT (moderate) 以上の着氷を観測した日、10例の過飽和域を 700mb 面で求めたところ、これらの着氷地点は CDI 法で求めた過飽和域の縁辺に集中していることが多かった (第3図参照)。



第3図 700mb の過飽和域と着氷地点

あるから、等露点線に平行に -11.3°C の線を仮想して、この線が -10°C の等温線と交わる点を A, B とする。次に -12°C の CDI は -13.5°C であるから同様な方法で -13.5°C の等露点線を仮想し、これが -12°C の等温線と交わる (図の場合は接している) 点を C とし ACB を結べば、これによって囲まれた区域が過飽和域である。

等温線、等露点線はデータに忠実にしかも正確に画かねばならないことは言うまでもないが、気温より露点が高いことはないから、等露点線が同示度の等温線に接することはあっても交叉しないように留意しなければならない。したがって、この点、等露点線によって等温線が正しいかどうかチェックできるわけである。

勿論この過飽和域内でも観測されるけれども縁辺に集中する理由は、飛行中着氷が起ればすぐ報告すると共に de-icer を使ってこれを除去するか、高度を変えて着氷のないところを飛行するか、或は着氷が軽微で飛行に支障がないと判断してもその後の着氷状態の報告までは手が廻らないから、着氷の報告が過飽和域の縁辺に集中するのであって、この CDI 法による着氷域の検出即ち過飽和域の検出が理論的にも実際にも正当であることを物語っている。したがってこの CDI 法による過飽和域を着氷危険区域或は唯単に着氷域と名付けてもよいだろう。なお第3図では着氷域から 100~200 キロ離れたところでも着氷を観測しているが、マップタイムと着氷観測

時刻との差を考えれば容易に説明がつく。

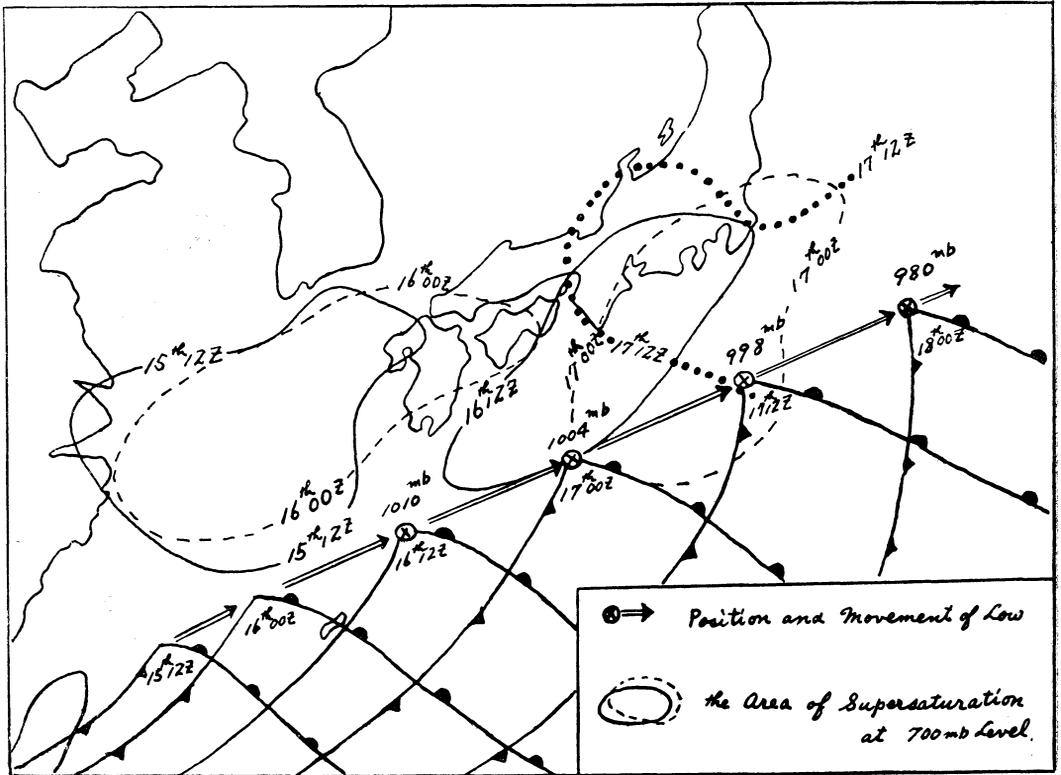
5. 着氷露点温度差 (Difference between Dewpoint and Critical Dewpoint for Icing: DDC)

第3節の方法では過飽和域が正確に検出できるが、等温線と等露点線をひくのに手間がかかり予報の資料として間に合わないことがある。この場合は観測された気塊の露点温度 t_d とその CDI (t_i) との差を着氷露点温度差 (Difference between Dewpoint and Critical Dewpoint for Icing: $DDC = t_d - t_i$) と名付け、等 DDC 線をひけば 0° 線で囲まれた区域が過飽和域となるため検出が容易である。

6. 過飽和域と気圧系

気圧系のどの部分に過飽和域が存在し、気圧系の動きに伴ってどのように移動し変化するかということは、着氷の予報ばかりでなく、日常の予報にも大事なことであり、過飽和域が上昇気流のために生成するとすれば過飽和域は低気圧の前面に存在して低気圧と共に移動することは容易に想像できる。第4図は昭34年3月中旬における低気圧の進行発達とそれに伴う 700mb 面の過飽和域の移動と変化を示したものである。

15日 1200Z の天気図では台湾の北東海上に前線の波動が発生し、翌16日の 1200Z の天気図で始めて低気圧として纏った。図から分るように前線が波動を呈している間は、過飽和域は前線の北側に東西に長く存在し、波動の進行に伴って移動するが過飽和域の大きさには顕著な変化はみられない。ところが一旦低気圧として纏ると過飽和域は低気圧の北東域に集中して低気圧と共に移動し、その大きさは発達速度が一定である限り一定である。例えば16日 1200Z は 1010mb, 17日 0000Z は 1004mb でこの間 6mb 発達し、17日 1200Z は 998mb で更に 6mb 発達しているが過飽和域の大きさはほとんど変わらない。しかし18日 0000Z は 980mb でこの間 18mb 発達して17日 1200Z の過飽和域は低気圧の後面まで広く広がっている。尤も17日 1200Z の天気図では低気圧の前面が海上であるためゾンデの観測がないから、等温線は飛行機の観測を参考にして画くことはできても、等露点線は画くことはできない。したがって過飽和域がどのようになっているか不明であるが、これまでの状況から考えて前面にも過飽和域が存在することは想像に難くなく、後面の過飽和域は実測により明らかであるから、低気圧が



第4図 低気圧の進行発達と過飽和域の移動

急速に発達する場合はその12時間前に過飽和域が前面ばかりでなく後面まで広く拡がり、ちょうど低気圧波動が発生するときと非常によく似た状況を呈するといえよう。

一方、本邦付近での低気圧の衰弱が見当らなかつたのであまり適確なことはいえないが、上記のことを裏返していえば低気圧が衰弱する場合は次第に過飽和域が狭くなり遂には消失するであろうということは容易に想像できる。つまり低気圧の発生、発達、衰弱が起る数時間前に過飽和域の発生、発達、衰弱、消滅が前駆するから、過飽和域は低気圧の予想をたてるのに十分役に立つということができよう。

したがって過飽和域は、低気圧発達の予想には役立っても低気圧の発達が過飽和域の発達の予想に役立たないとなると着氷の予報は不可能のように思われるが、上記のように低気圧波動の発生初期や低気圧が急速に発達する場合は例外であるが、一旦低気圧が発生して一定速度で発達する場合はこの CDI 法が有効であり、しかも本邦付近ではこのようなケースが多いので結構使えると思う。

7. 着氷と TURBC

着氷が起るときは TURBC (タービュレンス) を感ずるとはよく聞くことである。これを検証するため昭和34年の日本航空株式会社の Actual Flight Cross Section から着氷を観測したときの TURBC の回数を拾いだしたところ第2表がえられた。

第 2 表

種 類	総数	TURBC 回数	計	比 率
LGT ICG	148	LGT TURBC 18 MDT " 23	41	$\frac{41}{148} = 0.28 \div 1/3$
MDT ICG	10	LGT TURBC 4 MDT " 3	7	$\frac{7}{10} = 0.7 \div 2/3$

つまり、着氷が起る場合 LGT では 1/3, MDT では 2/3 が TURBC を感じているから着氷域即ち過飽和域は非常に気流が乱れていることが分る。

8. 過飽和域内の天気と雲

昭和34年に観測した10回の MDT ICG をもとにして、1回につき観測前後平均5枚の700mb面の過飽和域を求めたところ35枚に過飽和域が現れていた。気象庁発行の印刷天気図には地上観測所がほぼ等密度に記入されているので過飽和域を地上天気図上に写し取り、その中に含まれている本邦及南緯の観測所の数と、これら観測所の雲量、雲形、天気、過去天気等を調べたのが第3表である。もちろん過飽和域がいつも本邦上空に存在する訳で

はなく、本邦のどこかが過飽和域の一部である場合が多いから、全体を類推するために各要素の数と過飽和域内の観測所の総数との百分比が表中の%である。

これによると、まず雲量は OVC (overcast) が 6~8割, BRKN (broken clouds) が 2~3割, SCTD (scattered clouds) は1割となり、BRKN と OVC との和は年間を通じて9割という高率となる。SCTD は1割ではあるが雲量は3~4で過飽和域の縁辺に多く、しかも夜間に多い (00Z は1回だけ) のをみても当然のこととはいいながら過飽和域は雲が非常に多いといえることができる。一方快晴2回, Ci が1回あったことをみると極めて稀にこのような現象も起るが、これは地形の影響で局地的な下降気流が生じたものであろう。

季節による雲量の変化はあまり明瞭でないが、昭和34年は11月が寒く12月は暖かったことを考えると、雲量は春秋や梅雨期に多く、冬期は隙間のでることが多くなる傾向が現れているといえよう。

次に過飽和域内に現れる雲形であるが、年平均では乱層雲が4割を占め雄大積雲、積乱雲が各2割計4割、これら3種で総数の8割を占めている。このことは即ち雄大積雲や積乱雲は気塊の垂直上昇によって生成されるし、乱層雲は移流上昇によって生成されるから、過飽和域にはかなり強い上昇気流が存在するものと考えられ、さらに前節のように着氷には TURBC が随伴し易いことをみてもその存在は明瞭であろう。しかし同じ積雲系でも扁平積雲の場合は全然これと異り、層積雲の場合よりも発現が少く両方合せて全体の1割くらいである。中層雲では高層雲だけの場合非常に少いが高積雲は高層雲の2倍でこのうち $C_m=5$ $C_m=7$ が共に4回, $C_m=6$, $C_m=8$ が共に1回であることをみても過飽和域はじょう乱が発生している区域であることが分る。その他雲なしが2回, Ci が2回, St が1回観測されている。

雲形の季節変化は割合ははっきりしていて、冬季は対流雲、春秋は乱層雲、梅雨期は両者共に多い。尤も11月は対流雲、12月は乱層雲が多くなっているが、前記のようにこの年は11月が寒くて季節風が卓越し、12月は暖かったことを考慮すればよい。

第3番目は現在天気との関係であるが、7割が雨、雪、しゅう雨雪等の何等かの形で降水を伴っている。ことにしゅう雪と雨は共に3割であり、雪の場合が1割であるのは Findeisen の成雨説の他に気温が高ければ雪は降らないという季節的要素が入ってくるからである。また当然のことではあるが、雲量が OVC の百分比と乱層雲、

第3表 過飽和域内の雲量、雲形、天気表

	D	Z	STN	⊙	⊙	⊕	∩	∪	△	BB	≡	≡	ω	OTR	•	*	▽	□	TTL	•	*	▽	□	TTL	RKS
J A N	9 12	15	1	1	13	-	-	-	3	8	2	ω	ω	3	4	3	-	-	4	4	3	-	-		
	10 "	11	1	1	9	1	1	6	2	1	-	-	-	-	2	7	-	-	-	1	8	-	-	ψΛ	
	11 "	6	1	3	2	-	-	3	2	-	-	ω	-	-	-	4	-	-	-	-	4	-	-		
	16 "	19	1	6	12	1	1	6	9	2	-	-	-	-	2	10	1	-	-	2	12	-	-		
	17 "	11	2	5	4	-	-	5	5	1	-	-	-	-	2	5	-	-	-	-	1	10	-	-	ψΛ
	18 "	10	2	5	3	-	-	2	5	-	-	ψ	No!	-	-	7	-	-	-	-	-	7	-	-	ψΛ
29 "	8	-	-	8	-	-	-	-	8	-	-	-	-	6	2	-	-	-	5	3	-	-	-	ψΛ	
Sub TTL	80	8	21	51	2	2	22	26	20	2	3	3	3	9	12	36	1	9	11	44	-	-	-		
%		10	26	64	3	3	28	33	25	3	4	4	4	11	15	45	1	73	11	14	55	-	80		
M A R	10 00	8	-	-	8	1	-	1	-	6	-	-	-	7	-	1	-	-	6	-	-	-	-		
	12 7	-	1	6	-	-	-	-	7	-	-	-	-	7	-	-	-	-	5	-	-	-	-		
	11 00	9	1	4	4	2	1	3	-	3	-	-	-	1	2	1	-	-	3	2	1	-	-	ψ-	
	12 8	2	3	3	1	2	1	-	3	-	-	-	No!	2	1	1	-	-	-	1	4	-	-		
	12 12	5	1	-	4	1	1	2	1	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	4	-	-		
Sub TTL	37	4	8	25	5	4	7	1	19	-	-	1	17	3	6	-	-	14	3	9	-	-	-		
%		11	22	68	14	11	19	3	51	-	-	3	46	8	16	-	70	38	8	24	-	70	-		
A P R	16 00	4	-	-	4	1	-	-	3	-	-	-	-	3	-	-	-	-	4	-	-	-	-		
	12 3	-	1	2	-	-	-	-	2	-	ω	-	-	2	-	-	-	-	2	-	-	-	-		
	17 00	4	-	-	4	1	-	-	2	-	-	St!	2	1	-	-	-	-	2	1	-	-	-	ψΛ	
	12 7	-	2	5	-	-	1	2	3	-	ω	-	-	1	2	2	-	-	1	2	3	-	-		
Sub TTL	18	-	3	15	2	-	1	2	10	-	2	1	8	3	2	-	-	9	3	3	-	-	-		
%		-	17	83	11	-	6	11	56	-	11	6	44	17	11	-	72	50	17	17	-	83	-		
J U N	3 00	3	-	-	3	1	-	-	2	-	-	-	-	3	-	-	-	-	2	-	1	-	-		
	12 3	1	1	1	-	1	-	1	1	-	-	-	-	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-		
	4 00	2	-	-	2	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-	1	-	1	-	-	1	-	ψΛ	
	Sub TTL	8	1	1	1	1	1	1	2	3	-	-	-	4	-	-	2	-	3	-	1	1	-	-	
	%		13	13	75	13	13	13	25	38	-	-	-	50	-	-	25	75	38	-	13	13	63	-	
	N O V	11 12	2	-	2	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	2	-	-	
12 00		4	-	2	2	-	-	1	3	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	3	-	-	-	ψΛ	
12 6		-	-	6	-	-	2	3	1	-	-	-	-	-	1	5	-	-	1	1	4	-	-		
14 00		2	-	1	1	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	2	-	-		
15 12		6	1	2	3	-	1	-	4	1	-	-	-	1	-	2	1	-	1	-	2	1	-	ψ-	
16 12		1	-	-	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	1	-	-		
Sub TTL	21	1	7	13	-	1	4	14	2	-	-	-	1	1	15	1	-	2	1	14	1	-	-		
%		5	33	62	-	5	19	67	10	-	-	-	5	5	71	5	86	10	5	67	5	86	-		
D E C	13 00	4	-	3	1	-	1	2	-	-	M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-		
	12 5	-	-	5	-	-	-	-	4	1	-	-	-	5	-	-	-	-	5	-	-	-	-		
	14 00	5	-	1	4	-	-	1	-	3	-	ω	-	4	-	-	-	-	1	-	2	-	-	ψ-	
	12 8	-	2	6	-	-	2	-	6	-	-	-	-	6	-	2	-	-	4	-	4	-	-		
	15 12	7	-	-	7	-	1	-	4	1	ω	-	-	4	-	-	-	-	4	1	-	-	-		
	19 00	11	-	-	11	2	-	1	3	4	-	ω	-	4	2	2	-	-	3	1	4	-	-		
	12 10	-	1	9	-	-	3	-	7	-	-	-	-	6	1	2	-	-	6	1	2	-	-		
	20 00	11	-	2	9	1	-	2	1	6	-	ω	-	3	2	2	-	-	4	1	2	-	-	ψΛ	
	12 7	1	-	6	2	-	1	1	3	-	-	-	-	1	1	2	-	-	2	1	3	-	-		
	21 12	6	2	1	3	-	-	2	4	-	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	5	-	-		
Sub TTL	74	3	10	61	5	2	14	9	37	2	5	-	33	6	14	-	-	29	5	23	-	-	-		
%		4	14	82	7	3	19	12	50	3	7	-	45	8	19	-	72	39	7	31	-	77	-		
TTL	238	17	50	171	15	10	49	54	91	4	10	-	62	25	73	4	-	66	23	74	2	-	-		
%		7	21	72	6	4	21	23	38	2	4	2	30	11	31	1	73	28	10	40	1	78	-		

D: Date STN: Numbers of Stations included in Supersaturation Areas.
Z: Z time

即ち乾燥しているときは雨はやみ、雲も少くなるのがよく現れている。

以上のことから、着氷域は非常に不安定で雲が多く、雨もふり易い状態であることが分るが、これは CDI 法によって求めた過飽和域が Bergeron-Findeisen のいう水滴と氷晶とが共存する区域に相当するから当然のことであろう。

9. 気塊の上昇と過冷却水滴

着氷が過飽和域内に存在する過冷却水滴のために起るとすれば、どのような機構で大気が過飽和になり過冷却水滴を生ずるのであろうか。雷雲中の過冷却水滴は上昇気流によって生成されるといわれているし、第7節や第8節で述べたように、過飽和域では対流雲や乱層雲が多くまた気流が乱れていることから、過飽和や過冷却水滴は上昇気流によって生成されると考えた方が妥当である。いま温度 $t^{\circ}\text{C}$ 露点温度 $t_d^{\circ}\text{C}$ の氷に対して不飽和な空気が何メートル上昇すれば過飽和になるかを計算してみよう。

この空気塊が Z メートル上昇して氷に対して飽和になった温度 $t^{\circ}\text{C}$ は

$$t = t - \Gamma Z \quad (\Gamma \text{ は乾燥断熱減率})$$

この t に対する CDI 即ち t_i は (3) 式から

$$t_i = \frac{L_i T_0 (t - \Gamma Z)}{L_w T_0 - (L_i - L_w)(t - \Gamma Z)}$$

しかるに水蒸気量、即ち露点温度は一定であるからこれが t_i に等しくなければならない。従って

$$t_d = t_i = \frac{L_i T_0 (t - \Gamma Z)}{L_w T_0 - (L_i - L_w)(t - \Gamma Z)}$$

これより

$$Z = \frac{1}{\Gamma} \frac{L_i t (T_0 + t_d) - L_w t_d (T_0 + t)}{L_i T_0 + (L_i - L_w) t_d} \dots\dots (5)$$

$$= \frac{100}{0.976} \times \frac{2.8336t(273.2 + t_d) - 2.5001t_d(273.2 + t)}{771.805 + 0.3335t_d} \dots\dots (5')$$

第1例 $t = -5^{\circ}\text{C}$, $t_d = -7^{\circ}\text{C}$ であれば

$$Z = 122.4 \text{ メートル}$$

第2例 $t = 16^{\circ}\text{C}$, $t_d = -22^{\circ}\text{C}$ //

$$Z = 368.5 \quad //$$

このように不飽和の空気も数百メートル上昇することにより過飽和となり過冷却水滴を生成するのであり、数百メートル上昇する気流は常に存在するのである。例えば鈴鹿山脈や阿武隈山脈で着氷が多いのは、琵琶湖や会津盆地等の地峡のために収束された気流が真正面にあるこれら山脈に当って吹き上げるため、気温と露点との差が 6°C あっても $3 \sim 400$ メートル上昇することにより

過飽和となり過冷却水滴を生じて着氷を起すのである。このような地形では気流が $3 \sim 400$ メートル上昇させられるのは容易に了解できることであろう。

なお不飽和空気が過飽和になるために必要な上昇高度は前式を使うまでもなく、 $\Gamma = 1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ であるから第5節の DDC に 100 メートルを掛けた値が必要な上昇高度となる。

この点 DDC 図は過飽和域が検出できるばかりでなくどれだけ上昇すれば過飽和になり天気や雲の分布がどのように変化するかという見当がつくから便利であろう。

10. CDI の湿度

我々が高層気象の調査を行なう場合に使用する基礎資料には Aerogical Data of Japan があるが、これには露点温度の記載がなく湿度そのものである为上記のように露点温度を使用したのでは調査に不便である。着氷層の高度や厚さを知るためにはある温度に対する着氷限界湿度 (Critical Humidity for Icing, CHI) を計算しておけば便利である。CHI とはある温度で氷面に対して飽和している水蒸気圧をその温度で氷面に対して飽和している水蒸気圧で割ったものであるから (2) 式から (1) 式をひけば

$$\log e_{is} - \log e_{ws} = \log e^{0}_{is} - \log e^{0}_{ws} + \frac{L_i - L_w}{R} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right)$$

三重点では $e^{0}_{is} = e^{0}_{ws}$ であり $T = T_0 + t$ であるから

$$\log \frac{e_{is}}{e_{ws}} = \frac{L_i - L_w}{R} \times \frac{T - T_0}{T T_0} = 2.64548 \times \frac{t}{273.2 + t} \dots\dots (6)$$

常用対数におおせば

$$\log_{10} \frac{e_{is}}{e_{ws}} = 1.14892 \times \frac{t}{273.2 + t} \dots\dots (6')$$

第1表の () 内は (6') 式から $\frac{e_{is}}{e_{ws}} \times 100\%$ を計算したものである。

11. むすびその I

これまでのことを纏めると

- 実際の着氷は計算で求めた着氷域即ち過飽和域で起り易い。
- 過飽和域内では雲が多く、悪天で降水を伴うことが多い。
- 過飽和域内の雲は対流雲、乱層雲が圧倒的に多い。
- 過飽和域内には上昇流が存在し、タービュレンスを伴うことが多い。
- 過飽和域は低気圧と共に移動し、その面積が一定である間は一定速度で発達し、後面まで拡大するときは急速に発達する。この現象は気圧系に先行する。

本稿では 700mb 面の過飽和域として調査したため上記のような結論がえられたが、600mb 或は 500mb 又はそれ以上の高度の過飽和域を検出することにより上中層雲の雲形による相違が判明するであろうし、また低高度のものと比較することにより各雲層の高度や拡がりがあり航空予報の精度もさらに向上するであろう。

また、天気を支配するのは水蒸気と垂直流であるが、現在では他に方法がないため気圧系というパラメーターを使って天気の変化を知り、これによって予報を行なっているのである。本稿の過飽和域は水蒸気と上昇流が合成されたものと考えることができるから、CDI 法はパラメーターなしで直接悪天候域を検出する方法である。したがって着氷ばかりでなく雲量、雲形の予想も可能で日常の予報にもかなり精度の高いものがだせる訳であるが

(i) 海上ではゾンデの観測がなく等露点線が画けないため過飽和域が検出できないし、(ii) 温度が 0°C 以下の層でしか適用できないから低高度では暖候期には利用できないという欠点がある。しかし (ii) の点については 500mb の過飽和域と 700mb, 850mb における気温、露点温度差図とを併用することにより予報精度はかなり向上するのである。

参考文献

- 1) 森 俊八：着氷の予報，研究時報，8，443～449
- 2) 光野 一：気象慣熟飛行調査報告，第3報，測候時報，第27巻10号（1960年10月）
光野 一：気象慣熟飛行調査報告，第4報，測候時報，第29巻1号（1962年1月）

理 事 会 便 り

第7回 常任理事会議事録

日 時 昭和38年1月7日（月）17.00～20.30

場 所 神田学士会館

出席者 松本，畠山，吉武，岸保，桜庭，増田，有住，
須田，今井，神山，淵 各理事（順序不同）

決 議

1. 春季大会の委員長は中田良雄氏にお願いする。
2. 総会議題と研究発表の募集は申込締切を3月10日とし大会プログラム、講演要旨等は多少遅れても「天気」3月号にのせる。
3. 予稿集を刊行し、原則として予稿を出さないものは講演出来ないこととし、予稿提出期限は4月10日とする。
4. 藤原賞は気象協会からの依頼により春季大会に出すこととし、候補者推せんに関し学会賞委員会並びに賞および奨励金委員会で次回迄に具体案を考える。