

例会講演要旨集

第28号 海洋と気象

- | | | |
|-------------------------------------|---------------------------|---------|
| 1. 兵庫県の強風に関する量的予測の試み | 岸田 和博(神戸海台)
真木 敏郎(") | 1 |
| 2. 電計下層風ならびにガイダンス風予測値の検討 | 和田 徳弘(神戸海台) | 4 |
| 3. 大阪港における副振動について | 有本 敏雄(大阪管区) | 7 |
| 4. 隠岐空港の乱気流 | 吉川 栄一(東亜国内航空) | 9 |
| 5.* 南米パタゴニアの海上気象 | 中島暢太郎(京大防災研) | |
| 6. 瀬戸内海西部に発生する陸風収束雲 | 中田 隆一(広島地台) |12 |
| 7. 温度降下による凝結
—低温空気は高温空気より凝結し易い— | 岡野 敏雄 |14 |
| 8. 海面水温と四国の気温の関係 | 西本 洋相(高松地台) |18 |
| 9.* 播磨灘・大阪湾の海底土汚染について | 真鍋 武彦(兵庫県水産試) | |
| 10.* 大阪湾における透明度の経年変化について | 安部 恒行(大阪府水産試) | |
| 11.* 琵琶湖湖底の漏出地下水について | 小林 正雄(大阪教育大) | |
| 12.* 沿岸堆積物中の微量金属元素について | 合田 四郎(近畿大) | |
| 13.* 瀬戸内海における水中蛍光光度計(パリオセンス2型)の試用結果 | 久保 直(神戸海台)
松崎 正夫(") | |

*印は原稿なし

1984年1月27日(金) 神戸

日本気象学会関西支部

兵庫県の高風に関する量的予測の試み

岸田和博・真木敏郎 (神戸海洋気象台)

1. まえがき

大阪管区地方共同研究「風の量的予測に関する研究」の一つとして、兵庫県内の気象官署における高風の量的予測式の作成を試みる。

予測は Lag 方式によるものとし、重相関回歸式により、次の6時間内の最大風速を予想することにした。

予測式の作成に用いた地上風は、アメダスによるもので、1979年4月から1982年3月までの3年間に於ける調査指定日の最大風速58例である。

2. 各気象要素と日最大風速の関係

(1) 9時又は21時のデータにより、計算した地衡風と、次の12時間内に出現した地上風の最大風速との相関係数を求めた。地上の地衡風との相関係数が大きいものとしては、豊岡の風の $r = 0.621$ 、洲本の風の $r = 0.608$ があつたが、神戸や姫路の風との相関は小さい。神戸の風の場合は、 $r = 0.187$ で特に小さく、母集団における無相関 ($\rho = 0$) の仮説は、棄却水準 (α) を 0.05 としても棄却できない。また、地上の風と、 $35^\circ N 135^\circ E$ における上層の地衡風との相関を調べると、豊岡や洲本の風の場合は、 800mb 高度まで上方に行くほど r が小さくなるのに対し、姫路や神戸の風の場合は、上方に行くほど逆に大きくなる。姫路では 800mb の地衡風との相関が $r = 0.531$ と大きくなり、各地点での相関係数の最大となつた。このような、姫路、神戸と豊岡、洲本との間にみられる相関係数の特徴の違いは、高風の吹走に関する機構に地域的な違いのあることを示唆する。

洲本の地上風は、 900mb の地衡風との相関が $r = 0.604$ で、地上の地衡風との相関と大差がない。洲本の地上風に関しては、この何れかが予測因子として重要なものとなる。

(2) 3, 9, 15, 21時の上層風と次の6時間内の地上の最大風速との相関を調べると、豊岡の風は米子の上層風と相関がよく、その中でも 850mb の風との相関が $r = 0.678$ で最もよい。これが豊岡の風の最も重要な予測因子となる。これに対し、姫路、神戸、洲本の風は潮岬の上層風と相関が大きく、これも 850mb の風との相関が大きい。しかし、 $r = 0.3 \sim 0.5$ の間であつた。

9時における大阪 1.0km の上層風と次の6時間内の地上の最大風速との相関を調べると、神戸の風との相関がよく、 $r = 0.663$ であつた。これは、神戸の風に関して欠かすことのできない重要な予測因子である。このように相関が高いのは、大阪上層 1.0km の風が、大阪湾付近での地域的な特性を代表する風であるからである。

(3) 3, 9, 15, 21時の山岳の風と次の6時間における地上風の最大風速との相関を調べると、姫路の風は伊吹山の風と相関がよく、 $r = 0.564$ であつた。これが姫路の風の最も重要な予測因子となる。豊岡や洲本の風と伊吹山や剣山の風との相関は、 $r = 0.4$ から $r = 0.5$ の間であつたが、神戸の風の場合は、伊吹山の風との相関が $r = 0.253$ 、剣山の風との相関が $r = 0.015$ と小さく、 $\alpha = 0.05$ で $\rho = 0$ の仮説を棄却することができない。

(4) S S I との相関係数は、大きいものでは洲本の風と米子の S S I の相関 $r = -0.336$ であつたが、洲本の風は、また潮岬の S S I と同程度の相関をもち、 $r = -0.326$ であつた。豊岡、姫路、神戸の風は、輪島の S S I と相関が大きく、 $r = -0.266 \sim -0.323$ であつた。相関係数は、このように小さいけれども、 $\alpha = 0.05$ とすれば $\rho = 0$ の仮説は棄却できる。

(5) $850 \sim 700\text{mb}$ 間の R_i と地上風との相関についても調べたが、 $\rho = 0$ の仮説を棄却できる相関係数は、どの地点についても全く求めることができなかった ($\alpha = 0.05$)。

3. 最大風速の予測式

前節で取りあげた気象要素を説明変数として、変数増加法により求めた重相関回歸式は、第1表の通りである。

ここで、 $V_{gs}(i)$ は、 $i = T, H, K, S$ により、それぞれ豊岡、姫路、神戸、洲本の地上における地衡風であることを表わす。 V_{gs} は $35^\circ N 135^\circ E$ における 900mb の地衡風、 V_{850} 、 V_{850s} は、それぞれ、米子、潮岬における 850mb の風速、 V_0 は大阪上層 1.0km の風速、 V_I は伊吹山の風速、 S_w 、 S_f は、それぞれ、輪島、米子の S S I である。

第1表 最大風速の予測に関する重相関回帰式

地点	重相関回帰式	R	F ₀	検定	ERROR etc.
豊岡	$V_{max} = 1.88 + 0.031V_{G5}(T) + 0.109V_{SSY} + 0.050V_{G90}$	0.828	29.819	$F_0 > F(3, 41; 0.05) = 2.835$	AME = 0.86 $\sigma_v = 0.941$
姫路	$V_{max} = 5.65 + 0.033V_{G5}(H) + 0.157V_s + 0.042V_{SS} - 0.120S_w$	0.661	7.000	$F_0 > F(4, 36; 0.05) = 2.63$	AME = 1.65 $\sigma_v = 1.259$
神戸	$V_{max} = 6.06 - 0.060V_{G5}(K) + 0.441V_0 - 0.074S_w$	0.703	4.338	$F_0 > F(3, 13; 0.05) = 3.41$	AME = 1.27 $\sigma_v = 1.235$
洲本	$V_{max} = 6.81 + 0.121V_{G5}(S) + 0.066V_{SS} - 0.112S_y$	0.710	16.283	$F_0 > F(3, 48; 0.05) = 2.80$	AME = 1.43 $\sigma_v = 1.419$

$V_{G5}(i)$, V_{G90} , V_0 , S_w および S_y として, 9時(21時)の値を用いたときは, V_{SSY} , V_{SS} , V_s には, 9時(21時)又は15時(3時)の観測値を用いることとし, 次の6時間内の最大風速 V_{max} を予想するものとする。風速の単位はすべて m/s とする。

なお, AME は誤差の絶対値の平均, σ_v は回帰平面の周りの最大風速の標準偏差である。また, これら回帰式は, 表中に示すように, その有意性が示されている。(F表検定, $\alpha = 0.05$)。

神戸の予測式では, $V_{G5}(K)$ の係数が負となっている。これは, 主として V_0 が強いときは, これを予測因子とするだけでは V_{max} が強く出過ぎるため, それを抑制するある因子(例えば摩擦)の肩代りを $V_{G5}(K)$ に負わせていると考えられる(地衝風と最大風速とが逆相関であることを意味するものではない)。

今仮りに, |E|% の予報誤差が許されるならば, これらの重相関回帰式による予報値の適中率は最低どれ位になるかについて推算すると, 右上の表のようになる。|E| = 2.4% とすれば, 洲本では最大約35%の予報の外れを見込んでおく必要がある。豊岡では, この許容誤差をよえれば, 最大15%位の予報の外れを

許容誤差	豊岡	姫路	神戸	洲本
E ≤ 1.4%	0.548	0.191	0.222	0.000
E ≤ 2.4%	0.846	0.725	0.735	0.651

見込んでおけばよいし, 洲本の推算適中率に合わせ最大35%の予報の外れを許すならば, ±0.6 m/s の許容誤差をよえればよいことになる。

4. 最大風速の風向の予測式

9時又は21時の地上における地衝風向 D_G と, 次の12時間内に出現した最大風速の風向 D_F (同じ最大風速が2回以上出現したときは, 最初の風向)との相関を調べたところ, 予想外に相関のよいことが分かった。

回帰式は第2表のとおりで, これを最大風速の風向の予測式として使用したい。

第2表 地衝風向 (D_G) と日最大風速の風向 (D_F) との関係

	回帰式	r	t	備考
豊岡	$DF = 0.7413D_G - 59.8$ ($D_G \geq 130^\circ$)	0.856	12.391	$DF > 360^\circ$ のときは $DF - 360^\circ$ と DF とする。
	$DF = 0.7413D_G + 207.1$ ($D_G < 130^\circ$)			
姫路	$DF = 0.7899D_G - 81.3$ ($D_G \geq 96^\circ$)	0.809	10.299	
	$DF = 0.7899D_G + 203.1$ ($D_G < 96^\circ$)			
神戸	$DF = 142.9 \exp(0.00198D_G)$ ($D_G \geq 204^\circ$)	0.777	9.237	
	$DF = 142.9 \exp(0.00198D_G + 0.7128)$ ($D_G < 204^\circ$)			
洲本	$DF = 0.6452D_G - 63.0$ ($D_G \geq 120^\circ$)	0.761	8.778	
	$DF = 0.6452D_G + 161.3$ ($D_G < 120^\circ$)			

注: 自由度 = 2, 資料数 = 58

5. 独立資料による検証

地方共同研究の課題に指定された検証日の日最大風速14例について, 上記の重相関回帰式の検証を行った結果は, 下記のとおりである。

(1) 最大風速の予測式の検証(第1回参照)

許容誤差 2.4 m/s をよえるならば, 3節で推算されたとおり, 豊岡の予測式は十分実用になる。洲本の予測式は, 13 m/s 以上の強風の場合, 予想値が強めに出る傾向があった。ニッ玉低気圧型の場合は誤差が大き過ぎた。これが洲本の予測式のもつ性質であるかどうか, 更に検証例を増やして検討する必要がある。

姫路の予測式は, 10%以上の強風に対して予想値が弱く出て誤差が大きくなり過ぎた。

神戸の予測式については, 検証可能な例が1例のみで, 今のところ検証は行われていない。

(2) 風向予測式の検証

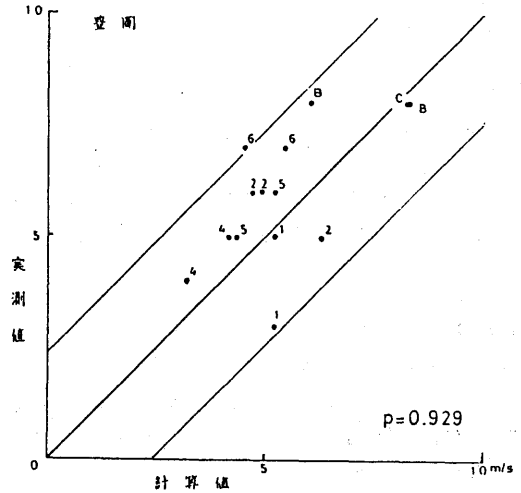
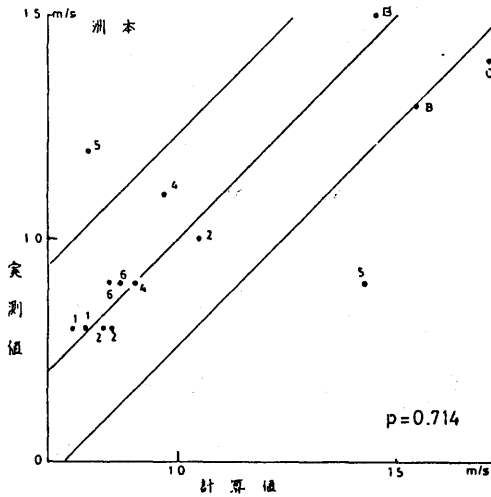
もし, 45° が許容誤差として許されるならば, 予想風向の適中率は64%以上であった。この許容

誤差の範囲では、予想風向がWSW~Nの場合の外れは姫路の場合を除いて全くなかった。しかし、二つ玉低気圧型の場合は予想風向の外れが大き過ぎた。

6. むすび

もし、最大35%程度の予想の外れが許されるならば、推定2.4%以内の誤差で予想可能な最大風速の予測式を作成するところまでこぎつけたが、それでもなお問題が多い。

豊岡の最大風速の予測式に関しては、900mbの等圧面高度が通報されないので、実際上問題がある。この等圧面高度の算出は、高層定況報により原理的には可能だが、このときに生ずる誤差の影響について検討する必要がある。この問題が解決できれば、この予測式は十分実用になるだろう。

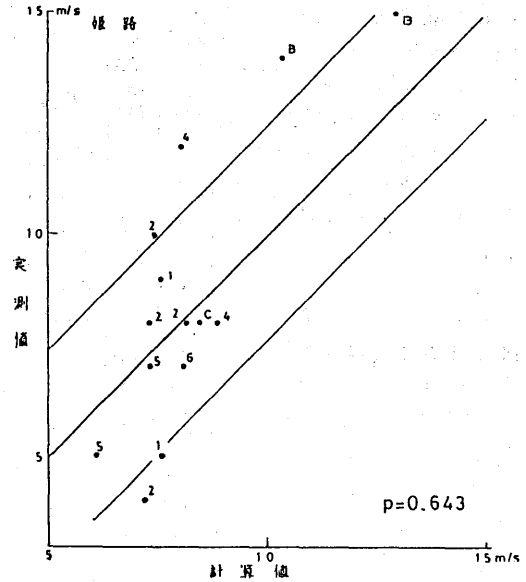


第1図

最大風速の予測に関する重相関回帰式の
独立資料による検証結果

图中的数字は、しょう乱の型又は気圧配置型を示すもので、1：西高東低気圧配置型、2：日本海低気圧型、3：瀬戸内低気圧型、4：南岸低気圧型、5：二つ玉低気圧型、6：寒冷前線型、8：高気圧北偏型、A：台風自府県通過型、B：台風西方通過型、C：台風南方又は東方通過型を表す。pは許容誤差±2.4%をよむたときの予想値の適中率である。

上方の直線と下方の直線は許容誤差|E|=2.4%の上限と下限を示す。



姫路の最大風速の予測式に関しては、夜間は伊吹山の風の通報がないことも問題だが、独立資料の検証結果からも分かるように、強風の予測式として使用するのには、まだ難点がある。

洲本の最大風速の予測式からは、少なくとも強風の量的な目安は得られるように思われる。

神戸の最大風速の予測式に関しては、大阪の上層風の欠測が多いので、実用性に乏しい。

次の課題として、強風の吹走機構に関して地域性を考慮した予測因子の取り込みが必要である。

これに関連して、気圧配置又はしょう乱の型別に予想式を作成することや、地衡風を計算する場合の適当な格子間隔のスケールについても検討が必要であろう（本調査では、地上の地衡風は、各地点から、おおむね100~150kmの距離にある6個の観測所のデータにより計算した）。

電計下層風ならびにガイダンス風予測値の検討

和田徳弘 (神戸海洋气象台)

1. まえがき

下層風(850 mb 付近) が十分な精度で予想されると、強風や大雨等の異常時の量的予報に非常に有益である。

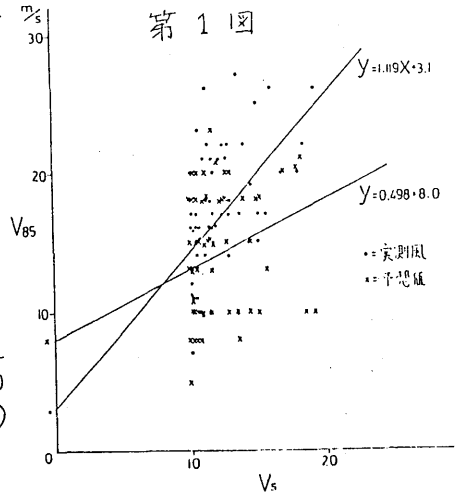
現在地方気象官署に於ても入手可能な電計資料のうち、アジア地区10層ファイブメッシュモデルによる850 mb 24時間予想図では、潮岬測候所に極く近い格子点があつて(自乗付近)、風の予測値が出力されている。ここでは、この値と潮岬での観測値とを比較検討してみた。その結果大規模場としての予測は、ほぼ満足されているが、中小規模に伴なうものとみられる非地衡風成分の予測はまだ不充分のようである。

その他、ガイダンス風予測値についても、神戸の値について比較検討し、利用上の参考資料とした。

2. 下層ジェット(850 mb 風速) と強風大雨との対応

兵庫県南部の気象官署(神戸洲本姫路)の中、いづれかで風速10 m/s 以上の発現日を強風日、県南部のどこかで日雨量が50 mm 以上の日を大雨日として、850 mb の風速(実測と予測値)との関係を1年間について、第1図と第2図に示した。

(1) 強風日について



日最大風速と850 mb 第1表 V85の予想と実測値

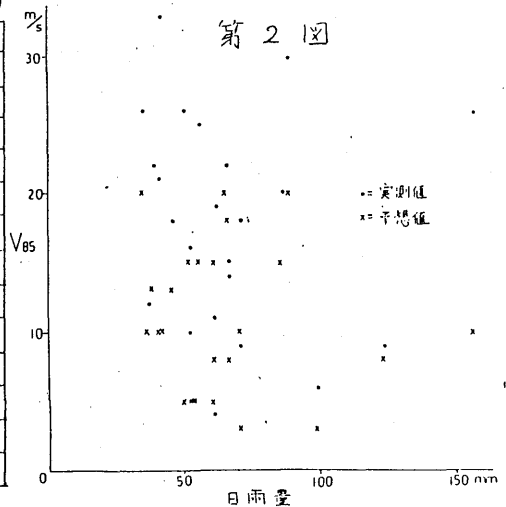
の実測値(09時と21時で大きい方)については、ある程度の相関(0.544)がある。

り、比例関係がみられる。しかし予想値との関係は小さい。(相関係数0.266)

年月	平均値		相関係数		回帰係数	
	実測	予想		α	β	
57.4	96	82	0.622	2.5	0.864	
5	90	74	0.771	0.5	0.869	
6	69	49	0.626	-0.2	1.442	
7	87	63	0.729	1.4	1.145	
8	81	61	0.653	2.0	0.981	
9	86	61	0.288	5.9	0.436	
10	75	54	0.655	0.6	1.271	
11	92	85	0.809	1.4	0.919	
12	97	100	0.628	2.7	0.702	
58.1	115	100	0.673	2.9	0.869	
2	124	119	0.686	3.1	0.779	
3	99	87	0.795	2.5	0.858	

(2) 大雨日について

第2図のとおり上層風速の実測・予想値とも大雨との相関はよくないが、実測値については雨量の多い日はかなり風速も大きい傾向は現われている。



3. 電計予測値と実測値の比較(第1表)

潮岬付近の格子点に出力されている予測値について、月別に実測値との関係を調べてみた。(09時と21時の1日に2回) これによると9月を除いては、かなり高い相関が出ており、充分利用できると考えられる。

4. 予測値と実況値との風向・風速偏差(第2・第3表)

風向の偏差をある変動巾を擇んで月別に統計し

第2表 風向偏差(予想-実測)

偏差	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	合計	百分率
-90°~	1		1	2	8	6	2	1	3	3		1	28	4.0%
-31°~-90°	4	4	7	13	10	11	9	9	1	8	4	2	82	11.8
+30°~-30°	49	45	37	25	32	21	34	33	41	33	41	53	444	63.8
+31°~+90°	4	4	14	13	7	10	12	13	8	10	10	4	109	15.7
+91°~	1	1	2	4	4	9		3	3	3	2	1	33	4.7

たのが表2である。年間を通じてみると、偏差±30°以内が63.8%と大部分を占め、大規模場としてはほぼ満足されている。月別にみると、寒候期に偏差は小で、暖候期に大きい傾向がある。これは西風の卓越する寒候期に予想が適中しやすい。南北成分の変動が比較的大きい暖候期に予想が難かしいことを示している。

同様に表3の風速偏差によると、±2%以内の偏差は半分以上が入るが、偏差のかなり大きいものもある。

次項で述べるように、大雨時にはかなり弱めに予測されることが多い。月別では風向と同様、寒候期に偏差が小で、暖候期に大で、10%以上も実測値が強いこともある。

表3 風速偏差 (予想-実測)

偏差(%)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	合計	割合
-11~		1		2		2	1	2	3				11	16.7
-7~-10	4	2	4	6	1	7	6	6	7	8	3	4	58	8.3
-3~-6	20	13	17	12	12	11	15	8	17	19	11	11	166	23.7
+2~-2	31	32	32	28	30	32	33	39	23	27	35	32	374	53.4
+3~+6	5	4	7	8	14	5	2	4	7	3	8	13	80	11.4
+7~		2	2	1	4				1			1	11	1.6

5. 強風大雨日の検討

表2で抽出した強風大雨日について、潮岬の実況値と電計予測値から、これらの向の風向風速の偏差をまとめると次のとおりである。

(1) 強風日

風向偏差が±30°以内のものが大部分で、強風日の風向は大体よく予想されている。神戸の地上で東風が強いとき、潮岬850mbで南東と観測されることが多いが、電計では南西と予想されることも時々ある。

(2) 大雨日

風向偏差が±30°以内のもの総回数21回のうち13回、-30°~-90°のもの8回で、主としてSE風がSWと予想されている。しかも±30°以内にあるものも、風速が平均で9.2%小さく、かなり弱めに予想されている。これらの偏差量が非地衡風成分をなしているものと推測される。

6. ガイダンス風予測値の検討

ガイダンス風予測資料の神戸の値と、神戸における日最大風速の関係を統計してみた。(表4)

相関係数は夏期を除いては、 w_1, w_2 ともかなりよい値が出ており、日々の予想値はまぎまぎ利用できようである。(ここでガイダンスの w_1, w_2 は、共=Mass方式により算出された風速の予測値であるが、 w_1 は w_1 成分を別々に予測し後に合成された風速で、 w_2 は初めから合成風として予測されたものである。)しかし最下欄に示したように10%以上の強風日について統計すると、極端に相関が悪くなり充分とは云えない。

10%以上の日の適中状況は次のとおりである。

観測回数 44回

- (1) $w_1 \geq 10\%$ を予測 $24/44 = 55\%$ (2) $w_1 \geq 10\%$ のとき、実測も $\geq 10\%$, $24/30 = 80\%$
 $w_2 \geq 10$ " $13/44 = 30\%$ $w_2 \geq 10$ " " $13/15 = 87\%$

このようにガイダンスは強風を予測しているとは云えないが、ガイダンスで10%以上の予測値が出たときは、かなり高い率で強風が暴理している。

7. おまけ

(1) 電計下層風予測値、ガイダンス風予測値とも、平均的にはかなり高い相関で予測されており、通常の予報には適用できる。

(2) 強風大雨等の異常時の予想には充分予測されているとは云えず、修正あるいは非地衡風の推測が必要である。

最後に比較的よく予測されている電計下層風予測値(表3)と、ガイダンス予測値(表4)を掲げて

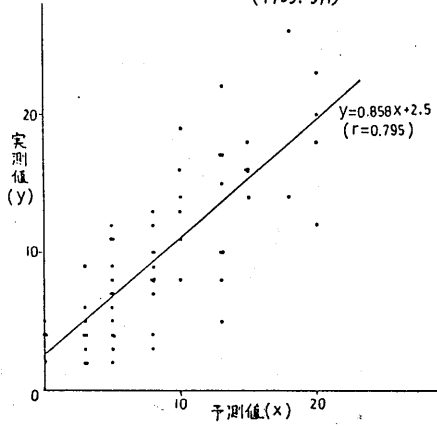
表4 風ガイダンスと実測値の関係

(回帰係数は実測値 w とガイダンス y の一次式の係数)

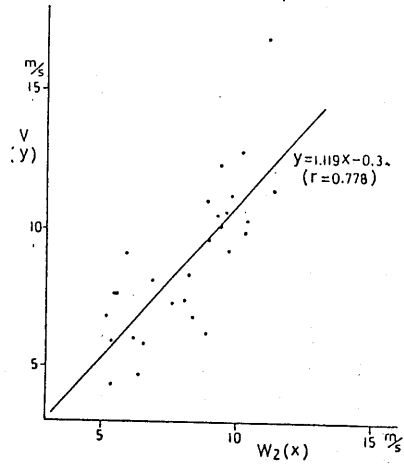
月	平均風速		相関係数		回帰係数				
	実測	w_1	w_2	w_1	w_2	a	b	a	b
1982.1月	7.4	6.4	7.7	0.665	0.556	2.9	0.700	-0.2	0.991
2	8.8	7.9	8.2	0.800	0.778	4.7	0.525	-0.3	1.119
3	8.7	6.2	7.8	0.735	0.714	4.2	0.728	-0.8	1.228
4	8.3	7.1	7.6	0.546	0.647	5.2	0.424	0.4	1.037
5	7.5	4.2	6.8	0.654	0.769	5.6	0.456	1.5	0.891
6	7.3	4.1	7.1	0.348	0.521	6.3	0.248	2.0	0.740
7	7.3	6.0	7.5	0.325	0.281	6.4	0.141	5.5	0.245
8	7.6	4.8	7.5	0.361	0.723	6.0	0.244	-6.2	1.835
10%以上 (N=44)	12.2	9.8	9.6	0.161	0.249	11.4	0.077	9.0	0.331

おく。

第3図 電計予測値(X)と朝日実測値(Y)
(1983.3月)



第4図 ガイダンス(W2)と神戸の最大回速
(1983.2月)



大阪港における副振動について

有本 敏雄 (大阪管区気象台)

- はしがき：大阪湾の副振動については、1930年代に多くの研究がなされている。ここでは大阪港検潮所の1978年～1982年の5年間の検潮概報に掲載されている最大10Cm以上の副振動84例について、検討した結果を報告する。
- 発生の季節：月別の発生回数を第1表に示す。台風を除くと夏季に少なく、冬期に多い傾向がある。

第1表 月別発生回数

年\月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計
1978	2	2	2	2	2	2	1	1 ₍₁₎	1 ₍₁₎	2	0	1	18 ₍₂₂₎
1979	2	2	2	2	2	2	1	0	1 ₍₁₎	2 ₍₂₎	2	2	20 ₍₄₎
1980	2	1	1	2	1	0	2	1	2 ₍₂₎	2 ₍₂₎	2	2	18 ₍₂₎
1981	2	2	0	1	1	2 ₍₁₎	0	0	2 ₍₁₎	0	2	2	14 ₍₂₎
1982	2	2	2	0	0	0	1	2 ₍₁₎	2 ₍₁₎	1	1	1	14 ₍₁₎
計	10	9	7	7	6	5	5	4 ₍₃₎	8	7	7	8	84 ₍₁₀₄₎

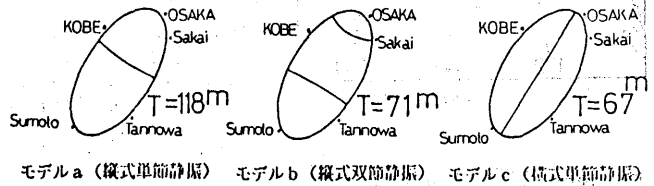
() は台風

3. 周期と振幅

(1)、日高^①の大阪湾の自由振動の計算では、次の3つのモデルにより、湾の長軸30.5Km、短軸をその1/2の楕円型とし、深さを28.0mとして周期を求められた。(第1図)

(2)、また、メリアンの公式の矩形、等深の湖の場合の計算式 $T = \frac{2L}{\sqrt{gh}}$ に前記の常数を用いて計算すると $T = 61$ 分が求まる。

同式の湾の場合で湾口がただ1つの節をもつ場合の計算式 $T = \frac{4L}{\sqrt{gh}}$ では $T = 123$ 分となる。



第1図 日高氏による静振モデル

(3)、ここで調査の対象とした最大10Cm以上の副振動の周期の発生割合は第2表のようになり、日高のモデルb、モデルc、及びメリアンの公式の湖を仮定したものが、より近似となる。

第2表 周期の出現比

T (分)	60	70	80	90
出現率%	36	46	17	1

(4)、振幅の出現比は第3表のように精々2.0Cm止まりであるが、別項で述べるように強い台風が直撃した場合には、10.0Cm以上に達することもある。

第3表 振幅の出現比

H (Cm)	10-14	15-19	20-24	25-29	30以上
出現率%	65	20	8	5	1

4. 気象じょう乱と副振動

(1)、有名な長崎湾の副振動(あびき)について、赤松^②の調査によると大きな"あびき"は例外なく500ミリバールの強風域(40~50%)のバンドが華南から九州にのびている時、発生すると述べている。ここでは地上天気図から、気象じょう乱の存在との関係を調べた。

第4表 じょう乱別の出現回数

日本海しとCF	24
南岸しとSF	23
2つ玉し	15
本州上通過し	7
台風	14
その他	1
計	84

第5表 じょう乱別継続時間

現象	継続時間				
	1	13	25	49	73以上
日本海しとCF	4	7	9	3	1
南岸しとSF	3	5	8	6	1
2つ玉し	0	4	5	4	2
本州上通過し	0	2	3	2	0
台風	0	1	0	1	3
その他	1	0	0	0	0
計	8	19	34	16	7

(2)、じょう乱別の出現回数と、継続時間及び振幅の分布を第4・第5・第6表に示す。

(3)、継続期間：日本海^①、南岸^①、台風の3つのケースについて、コース上での継続した期間を第2図a、b、cに示す。図中の×印は、この期間中の最大の振幅が出現した点である。

ア、日本海^①の場合：黄海に^①が現われる頃から始まる。この時点では大阪は^②の後面に入っており^①の直接影響はないと考えられる。従って、

第6表 振幅の分布

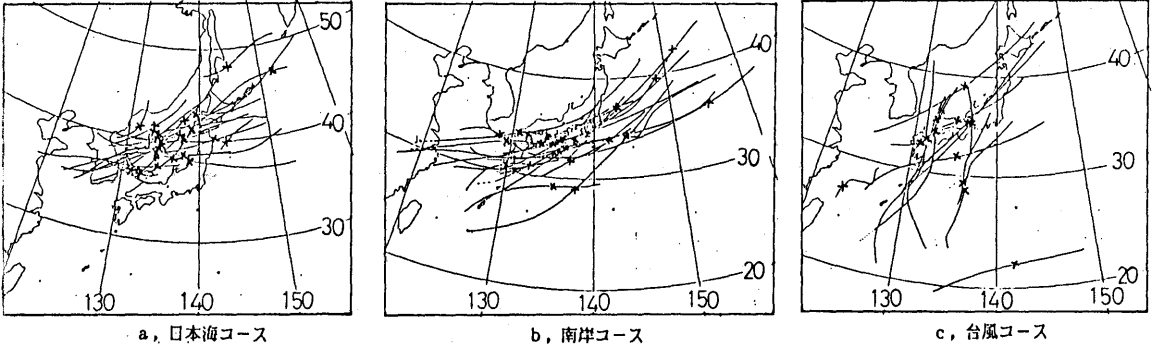
現象	H (Cm)					計
	10	15	20	25	30以上	
日本海しとCF	17	4	1	2	0	24
南岸しとSF	17	3	3	0	0	23
2つ玉し	9	3	2	1	0	15
本州上通過し	5	1	1	0	0	7
台風	6	6	0	1	1	14
その他	1	0	0	0	0	1
計	65	20	8	5	1	84

(台風は3.0Cm以上、12.5Cm)

S-lyの風系の場である。終りは、三陸沖又は千島に遠去かるまで続く。振幅の最高は、①の中心が、日本海にありC・Fの通過前のケース、又日本海東部にある時はC・Fが通過した時点である。日本海南西部で最大値の出る①は、東南東進するものに限られるのが特徴である。

イ、南岸①の場合：この場合も始まりは、東支那海に①が現われる頃から副振動が観測されるが前記の様に大阪付近は①の後面に入っている。終りは、本州はるか東方海上まで続く。継続期間は日本海①よりやや長く続く傾向がある。最大値は①が大阪に近づくに従い多くなる。九州方面で最大値の出ている時は、W・Fが東にのびているケースが多い。

ウ、台風の場合：中心示度やコースにより異なるが、大阪より1500 Km位から出現しはじめ大阪にもっとも近付いて最大値が現われる。大阪直撃コースでは中心が大阪を通過した後に、最大値が現われるのが特徴である。

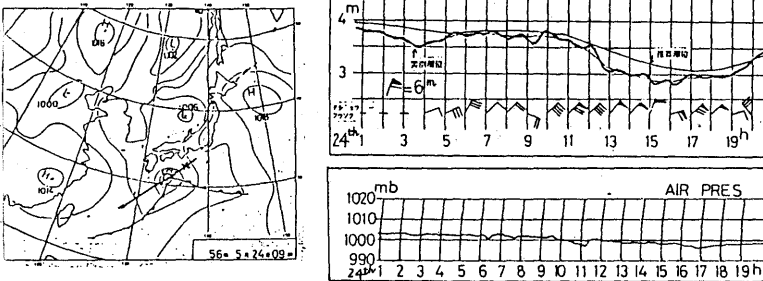


第2図 コース別継続時間と最大振幅の出現点

5. 風と気圧と副振動の実例

ここでは紙面の都合で、南岸①と台風について述べる。

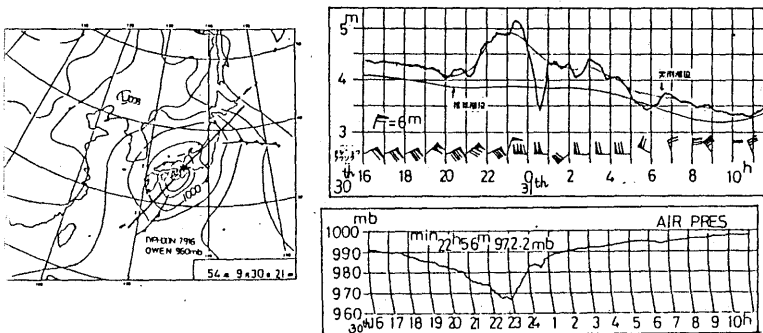
a, 南岸①の例 (出現期間：1981年5月23日15時- 5月24日18時)



大阪で最も良く見られる形の副振動である。①が沖縄あたりで始まり、風は地上はNE風で850 mbではW、500 mbでSW風が卓越している。

終りは東海沖で、地上風・850 mbでNW、500 mbではWに変わっている。副振動を観測している期間には微気圧振動が認められる。

b, 台風の例 (出現期間：1979年9月28日 2時-10月 1日18時)



直撃台風の例である。副振動の始まりは沖縄付近であり、風は地上・850 mbではNE、500 mbではSWである。台風が大阪湾に入ってから潮位の上昇が著しくなり、副振動の最大は最低気圧を観測した後(台風の中心は琵琶湖付近)に現われている。終りは北海道東方海上に去った頃で、地上風・850 mbでNW、500 mbでW-lyに変

っている。今後の課題として、もっと天気図解析を考えてみたい。

今回の調査には観測課土高主任技術専門官に御指導を頂いた、紙面をかりておれい申し上げます。

文献：高谷静馬 1930 海と空 10 巻 1 号、日高孝典 1938 海と空 11 巻 1 号、和達清夫 1939 海と空 11 巻 1 号、赤松英雄 1980 海と空 25 巻 5 号

隠岐空港の乱気流

若川 栄一 (TDA)

1. 予えがえ

航空機の離陸着に悪影響を及ぼす気象現象は、低層乱気流がある。これは現象は大規模現象に伴い、飛行場設置条件の地形特性により複雑に変化する局地的現象で、又現象の時間スケールも非常にミクロなため、その実態を把握することは困難と云える。これは飛行場設置条件の空港周辺の地形特性もこのことながら、その地域全体の地形を考慮し中小規模現象に対する局地的天気解析がないことによるとと思われる。今回、昭和55年11月以降の冬期と経過して「隠岐空港着陸時の乱気流実態報告」をまとめ、空港周辺の地形特性、乱気流発生源時の下層大気安定度 (Richardson Number $1000^{-1} \sim 1000^{-6}$ 、Low Level Stability Index $1000mb/900mb$ 、 $\Delta\theta_e 1000mb/850mb$)、及び起きている現象の発生機構把握のための局地的解析を行い総合的に検討し、その調査対象を着陸時 MOD TURB の経過し、その限りの中で中間報告とする。

2. 隠岐空港に於ける乱気流実態調査及び空港周辺地形特性

乱気流の実態調査は航空機が各滑走路に着陸する最終進入時、各滑走路末端 2000 m から接地するまでの気流状態を調査したもので、表1の月別統計から就航予定便 (着陸のみ) 約 2100 便の内、MOD ~ Light TURB 及び UPQ

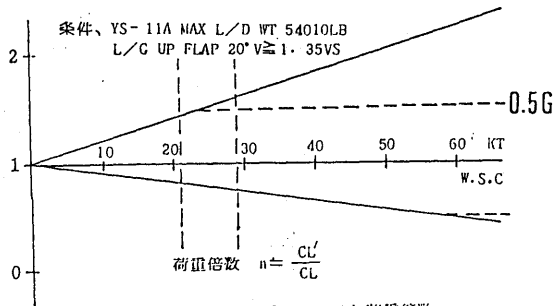
第1表 乱気流の月別統計 (昭和55年11月1日~昭和58年3月31日)

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	合計	
25	MOD TURB	4	6	4	2	3	0	0	2	2	5	9	8	45
	MOD ↑↓	7	2	7	9	12	2	1	1	1	6	11	8	67
	Light TURB	22	13	30	19	39	21	6	22	4	10	46	30	262
07	MOD TURB	0	1	6	2	1	2	0	0	4	5	3	1	25
	MOD ↑↓	2	0	1	7	1	2	0	6	6	10	3	0	38
	Light TURB	13	10	44	13	9	15	5	18	35	17	21	5	205
	乱気流発生数	48	32	92	52	65	42	12	49	52	53	93	52	642

※ 上記乱気流の少ない上下流。

※ 冬期間 (12月~2月) の間は就航便数 (出航・隠岐) 1日1便

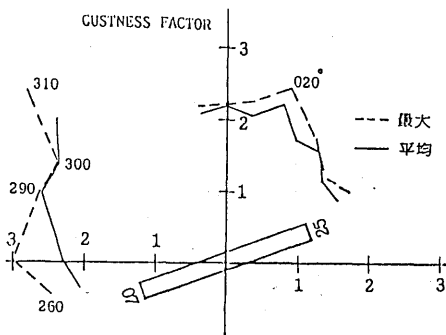
DOWN WASH等の乱気流総数は6々2便で各滑走路については次のようになる。RWY 25: MOD TURB 45、MOD ↑↓ 67、Light TURB 2 ↑↓ 262。RWY 07: MOD TURB 25、MOD ↑↓ 38、Light TURB 2 ↑↓ 205。MOD TURB は表1から寒假期間多く、就航便数当りのMOD TURB 発生率は寒假期間では12月~2月10%、その他の月4%前後、又暖假期間の9月3%、4月~5月2%、その他の月は1%になっている。次にMOD TURB 発生時の地上風は、RWY 25: Average Direction Shear 134°、Average Velocity Shear 21KT、Average Wind Shear Component 29kt、RWY 07: Average Direction Shear 114°、Average Velocity Shear 15KT、Average Wind Shear Component 21kt となる。ここで Wind Shear Component を用いたのは、滑走路とも風向差が大きい風向を無視し Wind Shear を求めるのは適当でないで、風向を考慮してベクトルで求めた。又航空機が最終進入時前述のような地上風を受けるとどうなるか、風速の水平流のみの変化を Wind Shear Component とし、Wind Shear Component と荷重値図-1を求めた。ただし航空機は最終進入時に地上風を正面風として受け、逆航飛行しているものと仮定した。図-1より実際のMOD TURB 発生時の Wind Shear Component と報告値とを比べると、MOD TURB 発生時の計算荷重値 0.5G と報告値に大差のない事が解る。又MOD TURB 発生時の風向別最大及び平均の突風率は図-2を示す通りで、空港周辺地形図、図-3と比較すると、風向別の最大及び平均突風率は空港の北面象限から北東象限の山岳地帯で大きく、平均突風率は2以上で、30°方向では最大突風率3.0以上になっている。これら空港の北面から北東部にかけて広がる山地で注目すべきは横尾山と時張山の間、北西から南東に走り西御浜に至る谷間と、時張山と小敷塚山、葛尾山の間、島と南北に走り同じく西御浜に至る谷間で、この谷間に吹送る風は周辺山地に吹送る風とは異なり、加速効果と



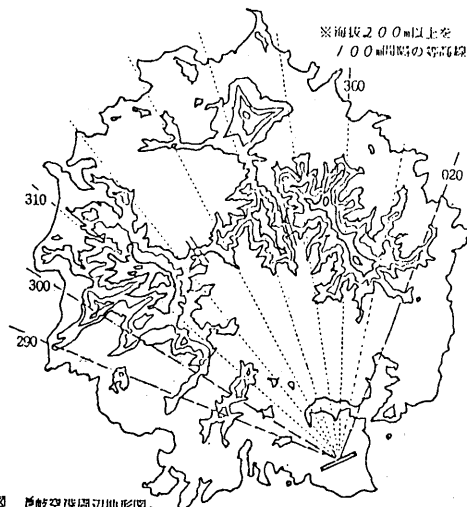
第1図 Wind Shear Component と荷重倍率。

第1図 Wind Shear Component と荷重倍率。又MOD TURB 発生時の風向別最大及び平均の突風率は図-2を示す通りで、空港周辺地形図、図-3と比較すると、風向別の最大及び平均突風率は空港の北面象限から北東象限の山岳地帯で大きく、平均突風率は2以上で、30°方向では最大突風率3.0以上になっている。これら空港の北面から北東部にかけて広がる山地で注目すべきは横尾山と時張山の間、北西から南東に走り西御浜に至る谷間と、時張山と小敷塚山、葛尾山の間、島と南北に走り同じく西御浜に至る谷間で、この谷間に吹送る風は周辺山地に吹送る風とは異なり、加速効果と

くり返し西郷湾では噴流となって、航空機の最終進入路上では風は渦状になっているものと考えられる。又これら山地の地形断面図では、空港の $290^{\circ} \sim 020^{\circ}$ 方向の山地の形状は急傾斜で、稜線間の距離も 290° 、 300° 、 020° 方向では整数倍で山脈波発生に都合のよい地形と言える。これらの事より空港周辺地形と風向別の突風率はよく相関を示していることが解る。



第2図 MOD TURB遭遇時の風向別最大及び平均突風率。



第3図 飛行空港周辺地形図。

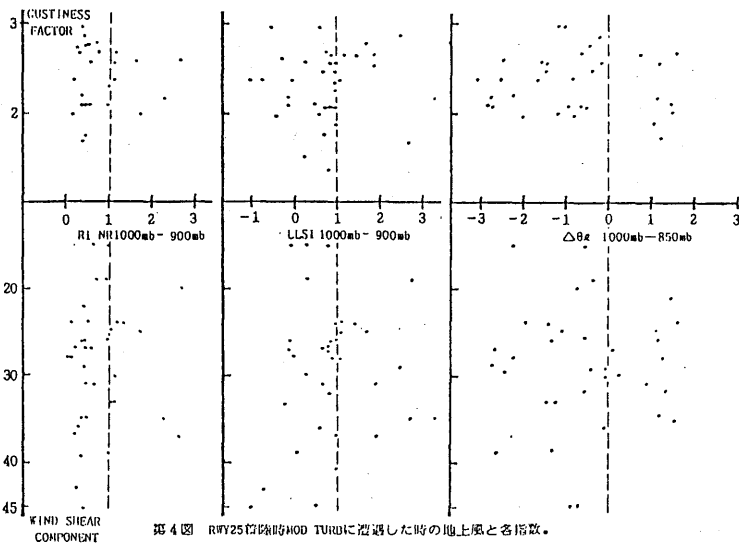
3. 下層大気安定度

大気の成層が安定か不安定かを表わす指数、Richardson Number (1000mb/900mb)、Low Level Stability Index (1000mb/900mb)、 $\Delta\theta_e$ (1000mb/850mb) と陸域空港の下層気流との関連を米子の高層資料(00Z)を用い各指数を求めた。RWY25 着陸時MOD TURBに遭遇した45件の地上風(Gustiness Factor, Wind Shear Component)と各指数との相関は図-4に示す通りで、各指数

については次の事が言える。

Richardson Number (1000/900)、Gustiness Factor の値にかかわらず、そのほとんどが $Ri \leq 1$ Wind Shear Component は値が大きくなるにつれて、 Ri も小さくなる傾向がある。Low Level Stability Index (1000/900)、Gustiness Factor の値にかかわらず、LLSI ≤ 1 が大部分で、Wind Shear Component についても同様である。 $\Delta\theta_e$ (1000/850)、地上風の値にかかわらず、そのほとんどが、 $\Delta\theta_e \leq 0$ となる。

図-4から、Gustiness Factor, Wind Shear Component と各指数とを比較し、早急な結論を得

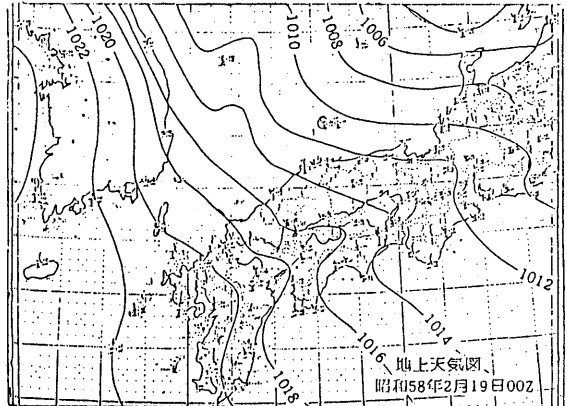
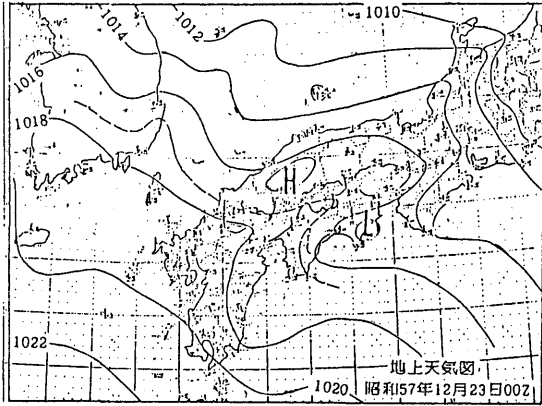


第4図 RWY25着陸時MOD TURBに遭遇した時の地上風と各指数。

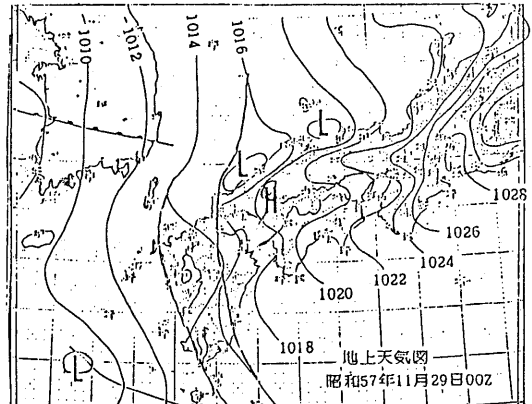
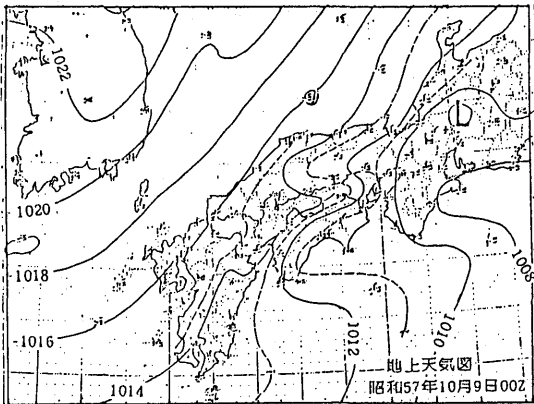
ることは出来ないが、各指数とも1以下が大半を占めており、下層大気不安定を示している。尚RWY07の着陸時MOD TURBに遭遇した25件の地上風と各指数との相関はRichardson Numberはバラツキが大きく、Low Level Stability Index ≤ 1 、 $\Delta\theta_e \leq 0$ となる。ソアホの滑走路に於ても各指数が大気不安定を示しているのは、調査対象をMOD TURB遭遇時に限ったためだが、これら各指数と対象とする因子は多少違っても、いずれも大気成層の安定度を計るに類似した指数なので、今後調査対象を広げ乱気流発生域のものも含めてみると、地上風との間により相関が得られ、乱気流の予知に役立つものと考えられる。

3. MOD TURB 濃霧時の天気

このような下層私気流の発生機構を理解するには、その地域全体にわたっての地形特性を考慮した局地的天気解析が重要で、出来るだけ数多くの局所解析を続けることにより、中小規模現象に対する理解も深まり、日常の総観解析から現象の発生機構についての適切な判断が出来るものとなる。今回はMOD TURB 濃霧時の数例について局所解析を行い、現象との比較検討を行った。



RWY25着陸時MOD TURBに遭遇した、昭和12月23日、昭和58年2月19日の例はいずれも初冬後の冬型気圧配置時の事なので、日本海に低気圧があることが一つの特徴であり、このような低気圧は初冬後時に云山沖によく発生する地形性低気圧部が日本海で発達する一過程のもので陸地空気の私気流と直接結びついている現象を解析出来ないが、上層気流の動向をよく注意することにより低気圧の発達を予知し下層私気流に注意を払うことが重要と言える。又日本海での複雑な大気の変化を考慮すると、観測に限ることはより、起きている現象の新たな解析も可能と考える。



RWY07着陸時MOD TURBに遭遇した、昭和57年10月9日、昭和57年11月29日の例では、10月9日の北高型気圧配置時の陸地空気の地上風は $320^\circ/080 \sim 020^\circ/09+24 \text{ MIN}$ と風向風速の変動中が大変く、突風率も2.6で前述した地形特性により生じた現象と言える。11月29日の例は前線をとった低気圧が黄海から発達しながら東進中で米子 850 mb 、 $185^\circ/56 \text{ kt}$ と南風が強くと山脈の風下側の山陰沿岸に地形性低気圧部が発生した例で、着陸時の地上風も $090^\circ/300^\circ$ 、 $160^\circ/11+24 \text{ MIN}$ と風向風速の変動中が大変く、下層大気の私気流をよく示している。

4. まとめ

陸地空気の私気流実態調査から私気流の実態を解析し、空港周辺地形の特性、下層大気の安定度、局所解析と検討を行った対象がミクロな現象であるため観測資料も本来スケールの合ったものが望まれない。今後関係機関に於て観測体制を強化し、下層私気流に対する一層の解析を促すようお願ひ申し上げます。局所解析については岩本正明先生の全面的指導のおかげにより、このたびの調査を完了し、調査資料につきましては陸地空気の発生場所の協力センター様より、又各解析に必要資料提供につきましては大阪府空運課様の協力により完了いたしました。深く感謝申し上げます。

瀬戸内海西部に発生する陸風収束雲

中田 隆一 (広島地方気象台)

1. はじめに

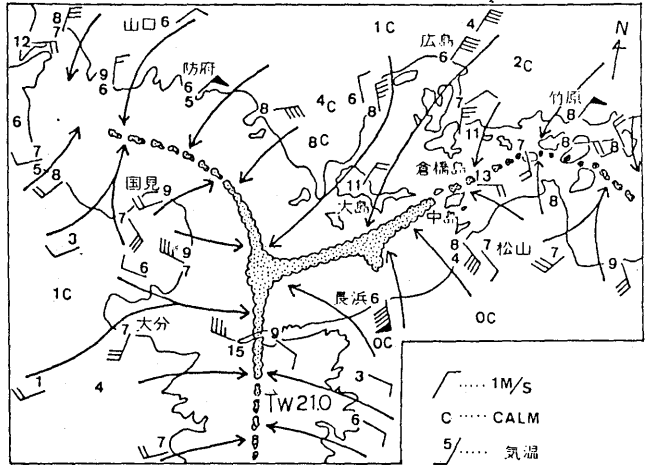
1981年10月、松山空港沖に出現した、陸風の収束によるとみられる積雲列(陸風収束雲)を発見以来、毎年小型機(セスナ)をチャーターして観測を続けている。

本年(1983年)は、10月31日に広島から飛行観測をして、愛媛県佐田岬北方(伊予灘)で、伊予灘・周防灘・宇和海へと三方に分岐する雲の三差路(陸風収束雲)を観測し、8mmカメラ等にも撮影することができたので、その結果を報告する。

2. 観測結果と解析

10月31日の早朝は、日本海に低気圧が予想されたが、西日本は前日夕刻から翌朝の06時にかけて、ほとんどの地点で快晴となった(オ2図)。このため、放射冷却によって、海陸の温度傾度が大きくなり、陸風が卓越した。

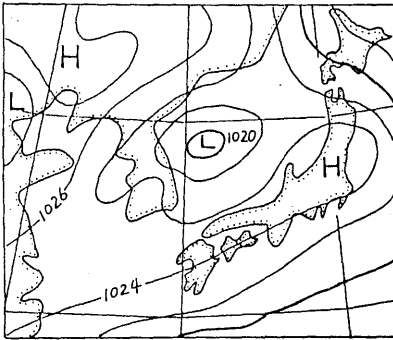
06時すぎ、松山空港へ電話をして、陸風収束雲の発生状況を確認した。観測者によると、雲列の発生規模は中程度であるとの



第1図 雲の三差路, 1983年10月31日06時

地上のデータは06時のもの

1M/S
C CALM
5/ 気温
Tw 海水温
積雲列



第2図 1983年10月31日03時

ことから、出発をためらったが、国東半島先端の大分空港へ電話をすると、北東および南東海上に積雲列が出ているとの確認を得たため、飛行機による観測を決定した。

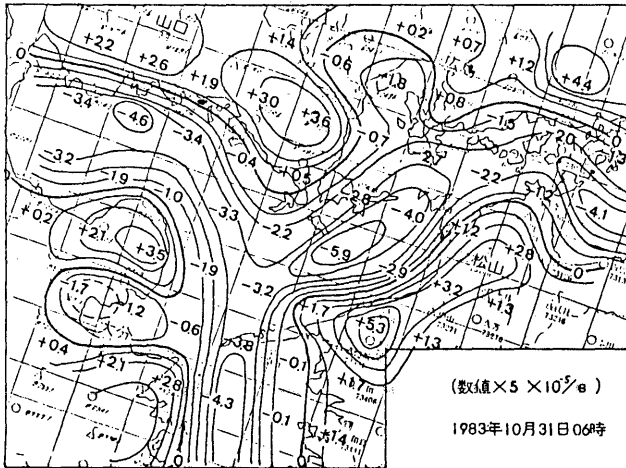
セスナは07時30分、広島空港を離陸した。機上より市街を見ると、TOP 200mくらいの濃い煙霧におおわれているのが見られ、山合には霧(放射霧)が発生していた。倉橋島の南まで南下した所で、雲列(陸風収束雲)を確認した(オ1図)。雲列は、愛媛県中島の少し北の海上を東西方向に延びており、これより南西の佐田岬にかけては連続しているのが見られ、東のひうち灘にかけては、鎖状に点在していた。

07時45分、雲列上空を1,200mの高度で横切り、松山市沖の伊予灘に出た。雲列のTOPは平均して850m、高い所で1,000mく

らいであった。また、HAZE TOPは800mくらいであり、雲列付近は特にもやっていた。これより高度を上げながら、撮影条件の良い雲列の南側に沿って佐田岬へ向った。長浜町沖までくると、伊予灘を一直線に延びていた積雲列は、T字状に長浜町方向へ少し突出しており、これは同町の河口に発生している“肱川あらし”と関連しているようであった。肱川上流の大洲盆地では、放射霧が発生しているのが見られ、これによる冷気が河口付近の峡谷で加速されて、長浜では強風が吹いており、この冷気と相対的に高温な海水温により蒸気霧が発生して、海上へ発散しているのが見られた。この河口から海上へ発散している強風が、沖の収束雲の雲量を増やしているようであった。飛行中気流はスムーズであったが、長浜沖を通過中は“肱川あらし”の影響で機体がゆれた。08時00分、セスナを2,400mの高度に上げて佐田岬の付根、伊方町沖まで来た。伊予灘を長大に延びていた雲列は、同半島の三崎町北方で、周防灘・宇和海方向からの雲列と交点を作り、地形とよく対応した形で雲の三差路を形成していた。周防灘方面の雲列は速くまで連続しており、佐田岬を横切って宇和海へ延びる雲列は途切れながらも、これまでのものより、かなり南の方まで続いていた。

一方、空の状態は06時頃までは快晴であったが、その後九州方面から上層雲(Ci)が次第に広がってきた。このことにより、雲列の撮影条件は悪くなったが、雲列の消滅が減速されたようであった。

才1図より、陸風は海上の雲列付近で収束しているのがみられ、海水温($T_w 21.0^{\circ}\text{C}$)と気温(海岸付近)の差が、かなり大きくなっている。また、雲列付近の気温(佐田岬 15°C)が高いことから、陸風が海上を吹走中に暖められていることが分かる。雲列付近の湿度は安居島06時では75%くらいである。



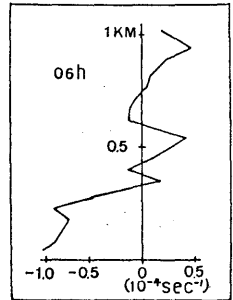
第3図 雲列付近の収束・発散

つた気温($07^{\circ}30' \sim 08^{\circ}00'$)であり、細実線は状態曲線(福岡09時)で、数値は湿度である。風は、03時、09時(福岡)を示しており、積雲列(Cu)の高度はセスナによるものである。これまでの観測によると雲列は通常、雲底が500m、雲頂は1,200mくらいであり、上空に寒気がある場合は、雲頂が3,000mにもなることからみて、今回の雲の厚さは、やや薄いものであった。

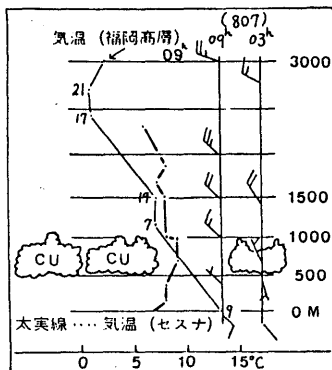
次に、当日の06時における地上風を使って、雲列付近の収束・発散を計算したものが才3図である。計算は地域を20km四方メッシュに区分して行い、数値は2倍となっている。図より、海上の雲列に沿うように収束域があり、雲列と良く対応していることが分かる。

才4図は、1971年7月31日06時におけるひうち灘の収束・発散を示したものである。これによると、高度400m以下では収束していることが分かる(宮田, 1972)。

才5図の本実線はセ



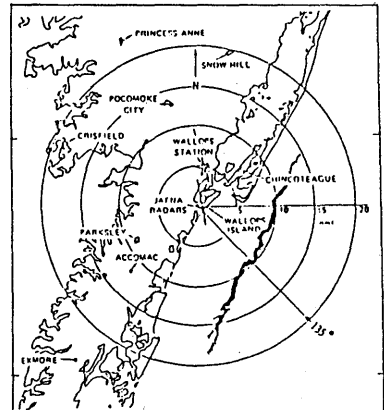
第4図 ひうち灘の収束・発散の鉛直分布(1971年7月31日06時)



第5図 収束雲発生高度(1983年10月31日)

3. 外国の陸風収束雲

イスラエルの海岸地方では、夏の早朝、しばしば海岸線に平行な雲列が観測され、Neumann & Mahler (1971)は、これらの雲列は、陸風循環の上昇域にできるものとしている。次に、Meyer (1971)が Wallops 島での晴天乱気流観測用の高感度レーダーを用いての報告がある(才6図)。この種のレーダーを用いると陸風前線の境界や安定層を探知できることがあり、図の黒い部分がこの種のエコー(降水ではない)である。



第6図 Wallops 島周辺の地形と10時49分の陸風前線のエコー(Meyer 1971) 黒および斜線域(弱いエコー)はエンジェル・エコー(降水エコーではない)、矢印は06時の地上風を示す。

4. 人工衛星による探査

陸風収束雲を、ランドサットにより探査を続けている。この方法はかなり有効であるが、衛星は8日に1回、同一場所を通過することや、通過時刻が広島付近では、午前10時頃になることから、今のところ1981年12月7日のものが1枚確認されただけである。また、気象衛星ひまわりの受信装置が、中国電力に設置されたことから1983年10月28日09時の画像を瀬戸内海を中心に拡大してみた。この日は目視によると、収束雲は大規模に発生していた。ひまわりの分解能からみて検出は可能ではあるが、写っていないかった。これは収束雲のほとんどが、HAZE内にあるためと推察される。

5. おわりに

飛行機による観測は、経費による制約があるため、毎回1時間くらいのフライトとなり、広島からでは佐田岬の手前くらいで引かえすことになる。今回は、8mmカメラにより、雲の三差路を撮影することができたので、雲列の実態をより理解していただけるものと思っている。

文献 中田隆一、1983: 瀬戸内海西部に発生する陸風収束雲について, "天気", 30.9, 52-58

温度降下による凝結

—低温空気は高温空気より凝結し易い—

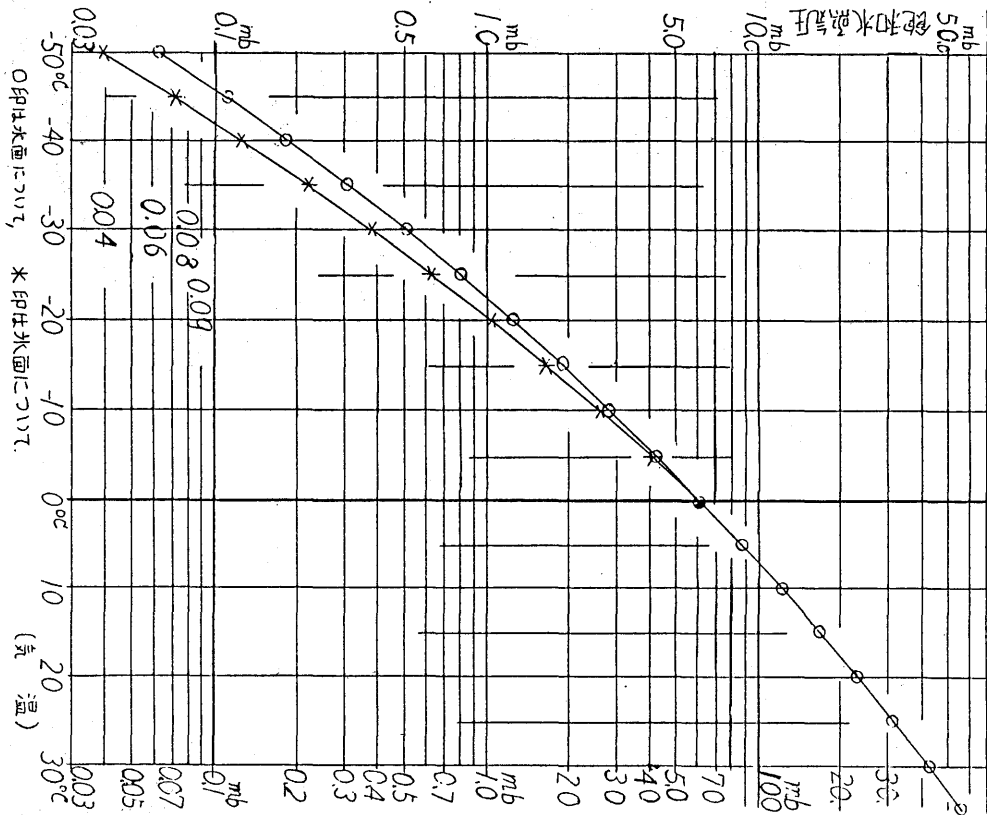
岡野敏雄

・はじめに、冬の季節風による日本海のすじ雲や、脊嶺山脈に吹き上げる気流によつて山の前面に降る大雪、また山間部におこるしぐれなど、寒冷時期に起る降水現象は、暖候期におこる降水現象ほどのはげしいのではないが、強い雨が降つたり止んだり、強まったり弱まったり、また日が指すかと思うと全天空を雲が被つたり、雲や降水の状況のはげしく変化しているように思へる。このように降水や雲が降つたり止んだり、発生したり消滅したりするのは、寒冷空気中では常温空気の中と異つて僅かな条件の変化によつて起される根本的な性質に原因があるように考えられる。例えば、乱流による空気塊の上昇や下降に伴つて起るその空気塊自身のわずかな温度変化などの条件である。

そこで、本文で飽和水蒸気圧と気温との関係が、低温空気内と常温空気内とでどれだけ異なるかをしらべた。それによれば

それによれば、後で説明するように、低温空気は常温空気よりも、同じ相対湿度であつても、同じ温度の変化に対して飽和水蒸気圧の変化の割合が約2倍あることがわかり、降温すれば凝結し易く、昇温すれば乾燥して蒸発しやすく、それによつて雲（水または氷）が発生したり消滅したりし易い性質が、低温の空気にはあることが判明した。

この低温とは、氷点以下の気温のことで、また後に説明するよう存理由で水の面に対する飽和水蒸気圧ではなく、氷の面に対する飽和水蒸気圧を用ひる。なお、氷点以下の空気は、限られた狭い範囲に存在するだけでなく、高さが0層以上大気は殆ど氷点下の気温であるので、暖候期をのぞく各季節で、日本内地で2000米以上の高度空、およびこれより北の大気は總てこれに當つてゐるので、地球上の大気の半分が、または半分以下でもほとんどそれに匹敵する位の大気が、氷点以下の気温で地球の表面に存在する。



才 / 四 飽和水蒸気圧

・飽和水蒸気圧と気温との関係。(用いた資料は気象学ハンドブック(技報堂・昭和34年刊))
 (オ/圖) 圖の横座標は気温。縦座標は飽和水蒸気圧で、気温は等熵の線型座標、飽和水蒸気圧の縦座標は対数目盛で示してある。飽和水蒸気圧の曲線は、水面に対する値の線(○印)が高温部で大きく低温部で小さく、0°Cより的高温・低温の全域に亘かしている。そして0°Cのところからニヌにわかれ低温域に氷面につりての線(×印)が、前の線と稍折れた形で亘かしている。

オ用いた資料は実測とよく一致するようで、Goff-Gratchの式から導かれている。この式は、 t は気温(摂子)とすると

1) 水面に対する飽和水蒸気圧 e_w は

$$\log_{10} e_w = -7.90298 \left(\frac{373.16}{t} - 1 \right) + 5.02808 \log_{10} \frac{373.16}{t} - 1.3816 \times 10^{-7} \left[10^{\frac{11.344(1 - \frac{t}{373.16})}{-1}} - 1 \right] + 8.1328 \times 10^{-3} \left[10^{-3.49747 \left(\frac{373.16}{t} - 1 \right)} - 1 \right] + \log_{10} 1013.246$$

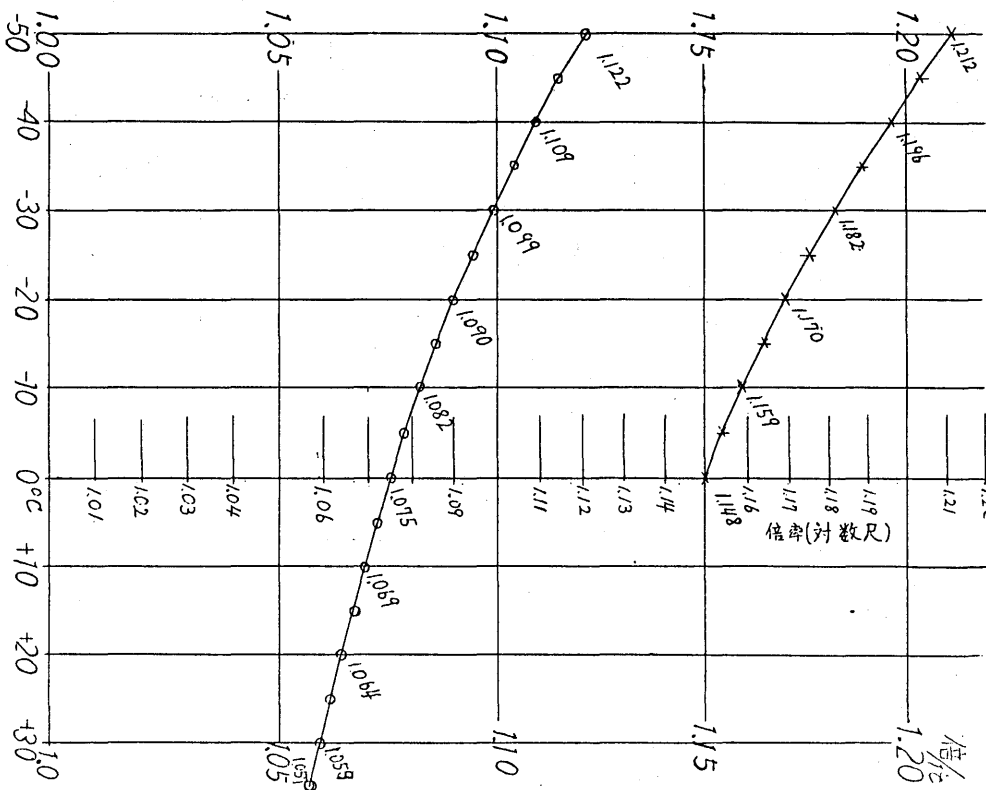
2) 氷面に対する飽和水蒸気圧 e_i は

$$\log_{10} e_i = -9.09718 \left(\frac{273.16}{t} - 1 \right) - 3.56654 \log_{10} \frac{273.16}{t} + 0.876793 \left(1 - \frac{t}{273.16} \right) + \log_{10} 6.10714$$

圖の飽和水蒸気曲線はだいたいが直線だが、全域において兩曲線(○印及び×印)とも、僅かに上向に突いており、何處でも高温部の傾きが小さく、低温部の傾きが大きい。また0°C以下の対氷・対水の2線について、同温度に対して対氷面(×印)の傾斜が急である。この傾斜の変化はオ2圖で明である。

オ1圖の横軸は気温目盛、縦軸は対数 対数目盛で、片対数方眼紙である。此の紙面で、兩座標での傾斜が後に直線で現われるのは、水蒸気圧と温度との関係は1つの指数関数で現われ、同じ温度差に対して、水蒸気圧の変化前の値と変化後の値と比率は常に一定であるという関係にある。

しかしオ1圖の飽和水蒸気圧曲線は、気温の低いところ程等温度の減少に対して、対応する飽和水蒸気圧の変化前と変化後の比率の減少の割合は大きく、温度の高いところ程、飽和水蒸気圧の減



オ2圖 單位気温(1°C)の变化に対する飽和水蒸気圧变化の比率の倍率

水の比率の割合は小さい。

・氷点下における水分を含む空気の状態について。 0°C以下の気温の大気中に、氷・水・水蒸気の三相が共存する場合に、各相は如何なる方向に安定するかを考える。たゞし外部からは熱と水蒸気も補給之水かに閉じた係とする。その時の水蒸気圧を e 、また大気の温度に対する飽和水蒸気圧を水に対して e_w ・氷に対して e_i とする。 e_w と e_i は氷1層のように必ず $e_w > e_i$ である

- i) $e > e_w > e_i$ のとき。水蒸気が水に対しても氷に対しても過飽和の場合で、大気中の過飽和分の水蒸気は凝結して水滴や氷晶を生成させる。
- ii) $e_w > e > e_i$ のとき。大気中の水蒸気圧が水に対しては不飽和で氷に対しては過飽和の場合である。過飽和分の水蒸気は氷晶は成長させるが、水滴からは水蒸気を蒸発させて水滴をうばり取って消滅させ、水滴に対しては水蒸気は生長する状態にある。
- iii) $e_w > e > e_i$ のとき。水蒸気が水滴にも氷晶に対しても不飽和の場合である。この時は、水滴も氷晶も、何れから蒸発・昇華させて消滅させる。
- iv) 水滴の存在。この時は水滴は0°C以下の温度の大気中に長く置かれていたわけであるから、水滴自体の熱は大気にうばられて過冷却の状態で、この水滴は不安定で氷に存して安定する。

以上四項のことから、始に三相(水蒸気・水・氷)の存在を仮定したが、或る時間経過した後の安定の状態を考えると、水の相は無くなったものと考えてより。そのときは、残る氷と水蒸気の存在を考えればよいことになる。従つて飽和水蒸気圧について、氷点下の問題を考える場合、水に対する飽和水蒸気圧よりも、氷についての飽和水蒸気圧を用いた方が適切である。

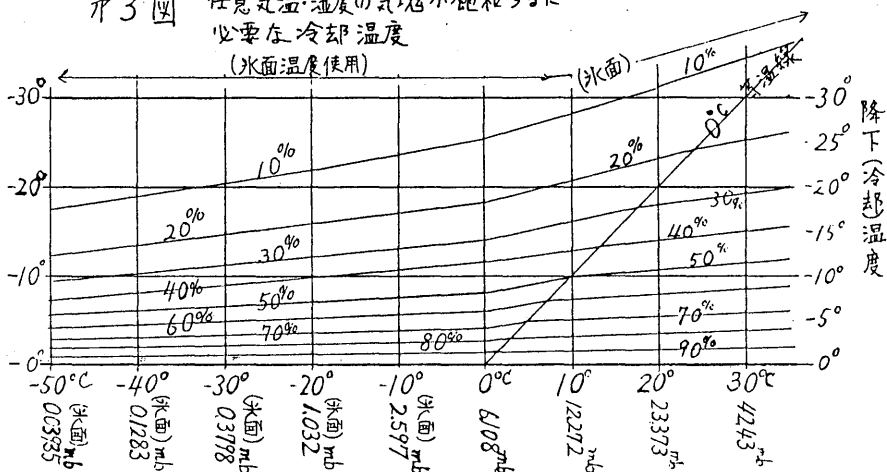
・温度変化に対する飽和水蒸気圧の倍率の変化 (氷2図)

前掲の氷1図の飽和水蒸気圧の曲線の傾きを拡大して明示したのが氷2図である。これを理解し易いように表現すると標題のようになる。氷2図の記入値は、先のGoff-Gratchの式を微分して、5°C毎に数値計算した値を記入した。氷2図と氷1図と同じ片対数座標である。(聖直の目盛は、等間隔に見えるが、目盛の範囲が小さいためである。) 縦の倍率の目盛が対数尺である。これは、単位気温の増加に対して、飽和水蒸気圧が何倍に増加するかを現わす倍率目盛である。最下位の目盛

1.0のところになつた場合は、氷1図の傾斜が水平になることを意味するが、図の範囲ではない。Goff-Gratchの式では+100°Cの場合に1.0に相当する。

氷2図で0印及び氷はそれぞれ氷1図に準じる。何れの線も温度が下るほど倍率が上り。また、倍率の上り方が、下に向つて突になるほど、急上昇している。また0°C以上では水面に対する0印線0°C以下に対しては氷印を換ると、0°Cの気温を起えて降下させる場合に、不連続に倍率が増加する。上昇する気塊は、気温もまた降下しつつあるわけだが、その際0°Cの温度を通過するわけである。そのときは上の場合に該当して、飽和水蒸気圧の増加倍率が急に増加する。そこで今まで飽和して居た水蒸気が、この高度から以上の高さの所で凍結雲が發生し易いことの説明出来る。Radar観測では、此の0°Cの直上位の所に、著しく輝くBright Bandが現われることは知られているが、

氷3図 任意気温・湿度の気塊が飽和するに必要な冷却温度 (水面温度使用)



実際の上のような理由で、多くの雲が生じているということの説明出来るかも知れない。

・任意の気温と湿度の空気を凝結させるために必要な降水湿度量。(才3図)

才3図の $-50^{\circ}\text{C} \sim +30^{\circ}\text{C}$ は、空気塊の湿度降下を起す前の気温を、最低線の直下に記してある。その気温のすぐ下は、該当気温の飽和水蒸気圧(0°以下は氷面に対するもの)。横に縦目盛で0°から順次 $-5^{\circ} \dots -30^{\circ}$ と記してあるのは必要な降水湿度量。図中に%を添った曲線群は湿度降下を起す前の空気塊の持つ湿度である。最低線の0°の所から45°角度で右上に引いた直線は実際の気温が0°^(露点)であることを示している。この図で等温線、等水蒸気圧線はこの45°角線に平行に作る。

才3図で $+30^{\circ}\text{C}$ の空気は42.43mbが飽和水蒸気圧である。この $+30^{\circ}\text{C}$ の垂直線を上に順次読むと5°降温すると、もとの空気が74%であると凝結し、10°冷却すれば、もとの湿度が55% (これは飽和し、20°降温するともとの湿度が約29%^(飽和)であれば飽和する。また -50°C の空気を降温すれば10°降温して(-60°C になら)28%であったらば飽和する。

才3図で、すべての等%線が右上から左下に傾いていることが重要である。例えば50%線を見るとき、降温冷却する前の気温が 30°C のときは11.0°, 10°C のときは10.0°, 0°C のときは8.2°, -20°C のときは6.0°, -50°C のときは5.5°, それぞれの温度だけ冷却すれば、同じ50%の空気塊が飽和する。

なお詳細に40%~90%の線で 30°C と 0°C ・ -50°C を見ると 30°C の空気が 0°C の空気の約1.5倍の湿度降下量を、 -30°C の空気の2.0倍の湿度降下量によって飽和することがわかる。これ等の例で見ると、低温空気程高温空気はくろべて少ない気温の冷却量で飽和し、また凝結して水滴になつたり、氷晶になつたりして雲が濃生し易いことがわかる。

・結露

以上述べたように、低温空気内では、高温空気内より小さいの温度冷却することによって凝結が起ることを述べた。これを逆に言うと、低温空気内では、高温空気内より小さいの加温によつて、僅かに昇温すれば、乾燥が著しく、また水滴や氷晶の蒸発が著しくてこれ等の消滅も早く雲と消えることに存する。このように寒冷地や寒假期には、気温の僅かの昇降により、雲が濃生したり消滅したり、降水にもつたり日が照つたり、変化が激しいことが理解出来る。これをすべて、気温に対する

飽和水蒸気圧から説明した。

・追記 (A)

1) Goff-Gratchの式を微分すると次のようになる

(氷面について) 左辺 = $\frac{d}{dt}(\log_{10} e_w) = e_w \log_e 10 \times \frac{de_w}{dt}$ (但しeは対数の底)

$$\text{右辺} = 2 \times 7.90298 \times \frac{1}{t^2} - \frac{5.02808}{2.30258} \times \frac{1}{t} + \frac{1.3816 \times 10^{-7} \times 11.344 \times 2.30258}{373.16} \times 10^{11.344(1 - \frac{t}{373.16})}$$

$$- 8.1328 \times 10^{-7} \times \log_e 10 \times 3.49149 \times 373.16 \times 10^{-3.49149(\frac{373.16}{t} - 1)}$$

(氷面について)

左辺 = $\frac{d}{dt}(\log_{10} e_i) = \log_{10} e \cdot \frac{1}{e_i} \frac{de_i}{dt}$ (但しeは対数の底)

右辺 = $3.56654 \times 273.16 \times \frac{1}{t^2} + \frac{1}{t} \times 3.56654 - \frac{0.876793}{273.16} + 0$

・追記 (B) 才3図を固定した山を強制上昇する気塊に應用すると理解し易い。この上昇によつていつでも10°だけ温度が冷却すると考えれば、地上で 30°C の気塊は約55%の湿度があれば飽和し、それ以上の湿度ならば雲が出来た。もし地上で10°の空気ならば50%の湿度で飽和し、それ以上ならば凝結して雲が出来た。もし -20°C の温度であるならば、上に該当する湿度は40%、 -40°C の空気塊ならば3%の湿度に相当する。この様に、上昇する気温が低くなるほど乾燥した空気としてこの山を起えるところで飽和し、雲を作る可能性を持つており、もとの気温が高いほど、湿度が高くなるければ、凝結飽和する能力を持つていなりことになる。

海面水温と四国の気温の関係

西本 洋相 (高松地方気象台)

1. はじめに

昨年从今年にかけて顕著なエル・ニーニョが発生し世界各地で異常天候が頻発した。日本でもこれをきっかけに、海気相互作用が注目を浴びるようになったが、特に、長期予報の分野では、海面水温の利用が予報精度向上に大きく寄与するだろうと期待されている。

ここでは、日本の南海上の海面水温と四国の気温の関係を調べ、長期予報への利用の可能性について検討した。

2. 資料と方法

海面水温の資料は北太平洋海洋気候表から、 $0^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ 、 $120^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$ の範囲で、1962年～1976年について使用した。この資料は北緯2度、東経5度の平均値となっているので、各海域ごとに海面水温と気温の相関係数を求めた。次に、XYプロットにより地図を書かせ、その地図上の該当位置に相関係数を記入し相関分布図とした。

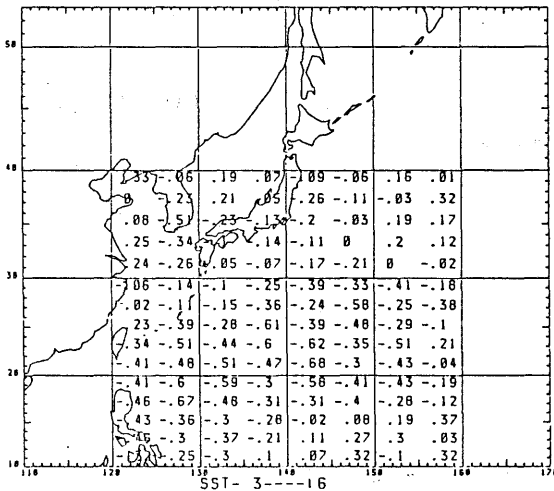
このような作業を1月～7月の海面水温と1月～10月の気温(高松、高知)について行った。

3. 結果

第1表に、海面水温と気温の組み合わせによる高相関域($|r| \geq 0.6$ 、 $N=15$ 、危険率2%で有意)の個数を示した。これを見ると、3月以降の海面水温について、夏～秋の気温と相関があることがわかる。また、同時相関については、3月を除いて広い高相関域がある。

長期予報に利用するという観点から、おくれの相関について見ると、6月の気温は3月以降の海

面水温が有効で、10月の気温は5月以降の海面水温から予想できると言える。第1図に、例として、3月の海面水温と6月の気温(高松)による相関分布図を示す。相関係数 $|r| \geq 0.6$ 以上の高相関域は、日本の南海上で(25°N 、 140°E)辺りと、(18°N 、 130°E)辺りの2か所となっている。特に、これらの海域は他の月においても高相関域となっており、注意を要する。



お図 3月の海面水温と6月の気温の相関分布

お図 3月の海面水温と6月の気温の相関分布
まると、入梅が遅れると、6月としては前線帯の北側にいる期間や前線帯付近に位置する期間が長く、気温も低くなる。逆に、入梅が早いと、前線帯が早く北上しやすく、6月の気温も高くなるだろうというわけである。

お表 海面水温と気温の高相関域の個数

SST	TEMPERATURE (TAKAMATSU)									
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O
JAN	39	1	0	0	0	0	0	0	0	8
FEB		16	1	0	0	1	0	0	0	1
MAR			0	0	0	6	0	4	0	1
APR				19	0	1	0	17	1	0
MAY					2	2	0	1	3	5
JUN						4	0	0	7	4
JUL							8	0	22	7

4. 討論

前述のように、海面水温と気温の関係については、①春の海面水温と夏の気温 ②夏の海面水温と秋の気温という2つの組み合わせについて検討する必要があるが、ここでは、まず①について考えてみたい。

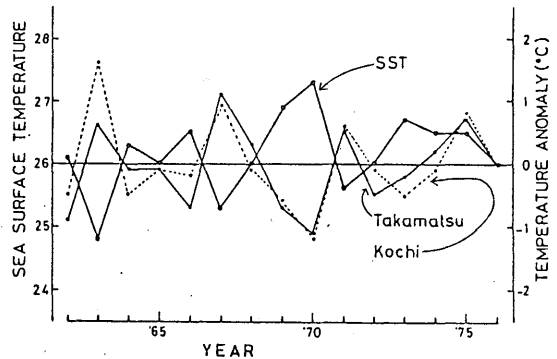
春の海面水温が夏の気温に影響するとすれば次のような経過が考えられる。春に南海上の海面水温が高い(低い)と亜熱帯高気圧の北上を妨げ(助け)、そのことにより前線帯が日本付近まで北上する時期するわち入梅が遅れる(早

ところが、このことを3月の海面水温と6月の気温について、1977年～1983年の海況旬報の資料を用いて検証してみると、必ずしも相関関係は安定していないことがわかる。すなわち、1962～1976年についてはオ2図に示したように、 $16\sim 18^{\circ}\text{N}$, $125\sim 130^{\circ}\text{E}$ の海面水温については $r = -0.68$ の負の相関関係があったが、海況旬報の資料を加えると相関係数は $r = -0.20$ となり、相関関係はほとんどなくなる。

ところが、3月の海面水温と9月の気温(高松)については、1962～1976年のデータでは $r = 0.43$ だったのが、1977～1983年のデータを加えると $r = 0.53$ と危険率2%で有意な相関関係がある。

このように、海面水温と気温の相関関係は一般に不安定であると言えよう。

しかし、海面水温が平均値より大きくずれた場合は気温とよい対応を示している。例えば、 $16\sim 18^{\circ}\text{N}$, $125\sim 130^{\circ}\text{E}$ の3月の海面水温は、平均 22.3°C 、標準偏差 0.61 であるが、 27°C 以上の高水温年は1970、1978、1983年があげられ、いずれの年も入梅が平年より遅い点で一致している。しかし、6月の気温は必ずしも低くない。これは、前線帯の北側でも移動性高気圧におおわれ晴れる日が多いと気温も上昇してくることを示していると思われる。また、これらの年は、平年偏差で見ると高温のピークはむしろ9月にあることがわかる。逆に、3月の海面水温が 26°C 未満の低水温年は1963、1967、1971年で、1967年を除き入梅早く、いずれの年も6月高温となっている。また、9月にかけ気温偏差は下降し、9月は並～低温となっている。



オ2図 3月SSTと6月気温の関係

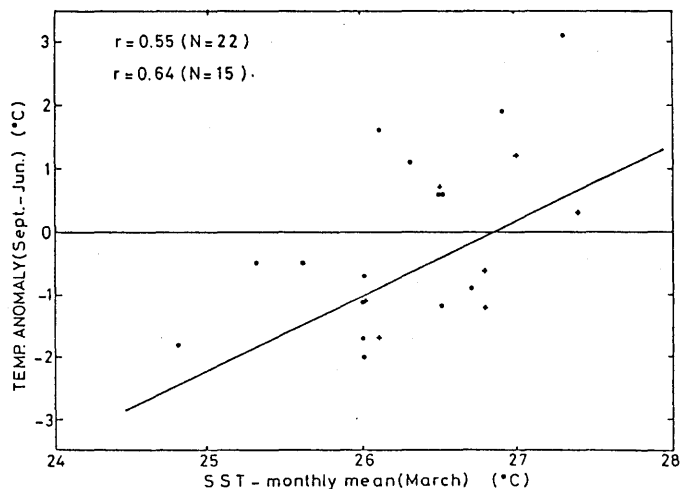
これらのことを総合すると、春の海面水温が平均値±標準偏差程度の高、低温になると、夏の四国の気温に何らかの影響を与えようと言える。これまでの例からは、3月の海面水温が高いと9月の気温高く、3月の海面水温が低いと6月の気温が高いという対応が見られる。すなわち、3月の海面水温を見れば、夏期の高温が初夏中心か、残暑中心かがわかるだろう。

オ3図に、3月の海面水温($16\sim 18^{\circ}\text{N}$, $125\sim 130^{\circ}\text{E}$)と9月気温偏差-6月気温偏差の関係を散布図と回帰直線を示す。両者の相関係数は $r = 0.55$ で危険率1% ($N = 22$)で有意となる。

もちろん、夏の気温は種々の要因がからみあって決まってくるのであろうが、海面水温との間に相関関係があるということは、亜熱帯高気圧を媒介しているのではないかと推定される。この点についてはさらに検討してみたい。

5. おわりに

長期予報に使うためにも、今後さらに資料を収集し、物理的な意味のある海洋と大気の応答関係を明らかにしていきたい。



オ3図 3月の海面水温と夏の気温の関係

気象のコンサルタント

(財) 日本気象協会関西本部

主 な 事 業 案 内

- 気象知識及び防災思想の普及
- 気象機関の各種観測資料，天気予報，長期予報及び情報の提供
- 気象，地象，水象等に関する予測手法の研究，開発ならびに特定利用者に対する予測の提供
- 大気質，水質の測定と分析及び評価
- 水資源，ダム管理，河川洪水等に関する水文気象観測，調査及び研究
- 波浪，潮流等の海象に関する観測，データ処理，シミュレーション及び予測の研究
- 環境アセスメントに関する気象及び水象の観測，調査ならびに研究
- 気象に関する学術助成及び気象事業関係者の共済及び育成事業

大阪市東成区東今里3丁目16番11号

財団法人 日本気象協会関西本部

電話 大阪 (06) 972-7501(代)