

海面昇降の長期変動 (I)

—日本太平洋岸黒潮域—

大 内 正 夫

Masao ŌUTI ;

On the Long-Term Variations in Sea Level (I)

—Japanese waters under the influence of Kuroshio—

Received Aug. 17, 1965

ま え が き

海面昇降の長期変動の実体を正しく理解しようとする時、次の2つの困難な問題に直面する。その1つは観測値より実際の正しい潮位を知ることが容易に出来ない点にある。これは短期変動では問題にならない地殻変動の効果を考慮する必要があるからである。地殻変動の相対運動は水準測量によって求められるけれども、その基準点そのものの変動量は測れない。

特に日本のように地塊活動のはげしい地域は、世界的規模で海面の変動を論ずる場合、その潮位の観測値は真の海面昇降を表わさないため、除外されている現状¹⁾である。

最近檀原・広部²⁾は長期に亘る水準測量の解析によって関東南部の地殻の上下運動と油壺の潮位の関係を明らかにし、その変動量の良い推定値を得ている。しかしその他の大部分の地域においては系統的な水準測量の測定値がないので、潮位の長期変動を補正するに足る十分な資料が得られていない。従って現在日本の潮位変動、理解上の最初の難関は、これまで観測された約70年間の潮位が、実際にどれ程真実の海面昇降を表わしているかを解決せねばならぬ点にある。

その2つは地殻変動を除いた実際の潮位の変動がどんな物理機構によって起るかをすることは、これまた容易でない点にある。この問題はこれまで多くの研究者によって取り上げられ、多くの知見が集積されて来た。しかしながら気候変動の問題と同様、海面昇降を起す要因には多数あり、かつ場所によりその効果に強弱があつて、一律にそれを定式化し得ない現状にある。従ってこれまでは潮位と海洋或は気象要素との間の相関を調らべることを主とした統計的手法が多く用いられて来た。しかしこの方法は単にそれが生起する確率を与えるだけで必然的な因果関係は何も示さない。この種現象の真の理解は物理的な関係を明確にすることにあるが、その点は可成り複雑であり、現在未解決のままに残されている部面が多い。

この問題は天体の引力による潮汐理論だけでは解決出来ないことは明らかである。それで何が主要な変動のエネルギー源であるか、それがどのような形で潮位の長期変動に影響を与えるかの基本問題を考えてみた。その結果は太陽放射エネルギーの変動によって、まず地球表面の気圧場が変化し、それに伴って生じる風の海面に及ぼす作用が主要な役割を演じ、それによって引き起される力学的および更にそれによって海面の流れを変えることによって生じる熱的な各種要素の総合作用と見做される。という考えに到達した。その経過をまず太平洋に面した日本沿岸の黒潮の影響区域にある3カ所の検測所の長期の観測値を用いて、以下で論述する。

I 潮位の資料と整理した観測値

用いた潮位の資料は日本太平洋岸の細島（32°26'N. 131°40'E）、串本（33°28'N. 135°46'E）、油壺（35°09'N 139°37'E）の3カ所の検潮所（Fig. 8 (a) 位置図参照）において観測された1894年より1963年までの潮位の月平均値である。

これらの原資料の中、細島、油壺は国土地理院の“驗潮記録”，串本の方は気象庁の“潮汐観測”による値を次の方式で整理して用いた。即ち驗潮記録に記載の潮位は海面より驗潮井戸上部にある固定点（水準原点との高度差確定）の高さを表わしており，数値の高い程，海面が低くなっているのので，便宜的に選んだ固定点までの高さを H_D ，驗潮記録に記載の潮位を H_r とすれば， $H=H_D-H_r$ なる H を以て観測潮位を表わすものとする。

また串本の潮位は“潮汐観測”の1925年～1942年の原簿にある値 H_r を基準にし，それ以前の値（陸地測量部）は，両者の4年間の重複観測を利用して前者の系統になおして求めた。なお細島、油壺の潮位の数値と同じオーダーにするため，串本の H_r から 1m を引いたもの，即ち $H=H_r-1m$ を用いる。上述の観測記録の潮位 H_r と整理した観測値 H の関係および H_D の値は Table 1 に示す通りである。

Table 1. Relation between tidal recorded values H_r and its rewritten values H .

Station	Observation period	$H=H_D-H_r$	Remarks
Hosojima	1894～1963	$H=300-H_r$ cm	
Aburatsubo	1895～1963	$H=400-H_r$	Aug. 1945～Feb. 1947 missing $H=400-H_r-138.9\text{cm}$ for 1895～1924
Kushimoto	1896～1942 1950～1961	$H=H_r-100$	$H=H_r-100+6.7\text{cm}$ for 1950～1961

Note : H_D =height from datum level to the fixed point above the sea surface.

次に油壺は1923年9月の関東大地震のためその前後各々10年間の年平均潮位に 138.9cm の差を生じたので，両者の10年間の年平均値が変らぬと仮定し，1923年以前の方を同量だけ差引いたものを潮位 H とした。

また串本の潮位の観測値は1946年の南海道地震で観測基準面が変わったのと，その前後7年間欠測があるため，その前後を合理的に連結し得ない。観測値そのままをプロットすると甚しい断層を生じるので，これも便宜上その前および後の10年間の年平均値が等しいと仮定して，1950年以後の潮位には 6.7cm を加えたものを用いる（Table 1 参照）。

細島の潮位だけは目立った地殻変動も表わさず欠測もない観測値である。

さてこれらの観測値 H がどの程度まで真実の潮位を示すかはその地殻変動量を知らねばならない。その中、油壺においては前述の檀原²⁾らのくわしい研究があり，関東大地震の際の地盤の上昇量は水準測量の結果から 136.2cm と推定している。著者が前述のように潮位の観測値から決めた値は 138.9cm であるから，その差は 2.7cm である。従って水準測量による推定値が真実とすれば1923年以前の29年間の観測値に対しては 2.7cm を加えねばならない。しかしこの程度の誤差は当然生じることが予想されるし，全期間の潮位の傾向（trend）を問題にする以外には変動機構の解明には支障がないから，油壺の潮位の前述の観測値 H は真実に近いとして取扱う。串本の潮位は上述のようにして整理した1942年以前の資料と1950年以後の資料は同等に扱えないと見做し，長期の傾向を考える資料から除くことにする。

II 潮位の観測値の概観

前述のように整理した観測値の月平均 H から冬（12, 1, 2月）、夏（6, 7, 8月）の各々3カ月の月平均および年平均値を求めた。それらの潮位の変動量の分布は Fig. 1 に示す通りである。これ

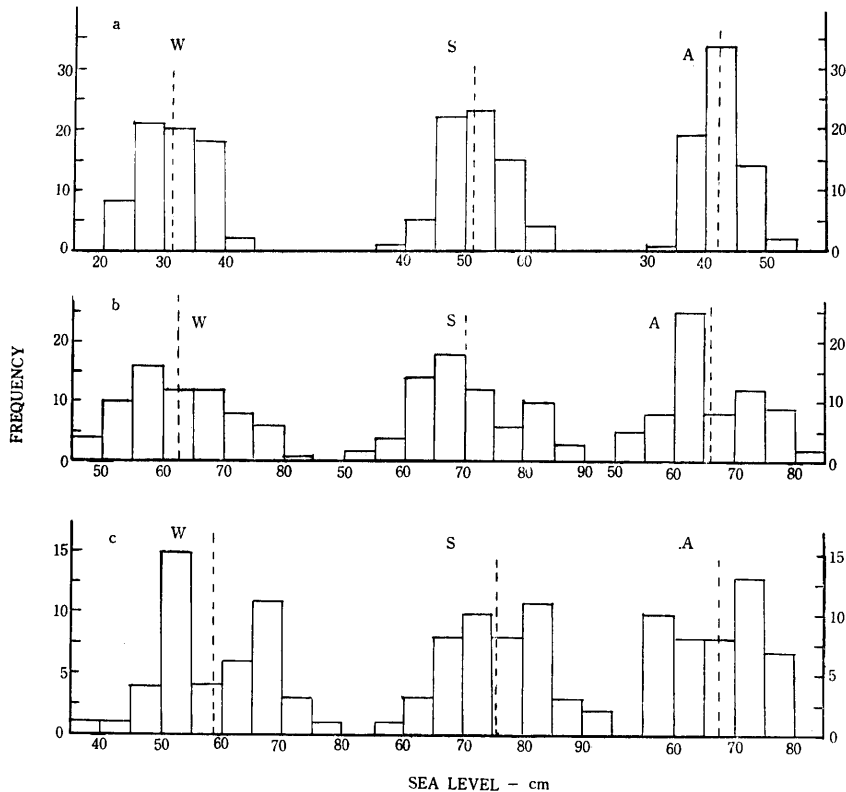


Fig. 1. Histograms of variations in sea level at three stations (a: Hosojima, b: Aburatsubo, c: Kushimoto) in Japan. W: Winter, S: Summer, A: Annual mean. Broken line shows mean value.

らの図から細島の潮位変動の分布は平均値に関して、ほぼ対称形をなし、正規分布に近いように見える。即ち平均値付近の潮位の出現度数は最も多く、それより遠ざかるに従って正負いずれの側も少なくなっており、多くの自然現象の強度分布と変らない状況を示している。次に油壺の分布は細島の上述の度数分布と大体の傾向は似ているが、後者よりその対称性が崩れている。特に標準偏差または変動量の振巾は Table 2 に示すように、細島より可成り大きくなっている。即ち同表より変動量の振

Table 2. Statistical list of variations in sea level of three stations in Japan.

Station	Season	Statistical period	Mean value of sea level	Standard deviation	Range of variation (max.-min.)
Hosojima	W	1895~1963	31.4cm	5.24cm	20cm(42.5—22.5)
	S	1894~1963	51.6	5.34	25 (62.5—37.5)
	A	" "	42.3	4.00	20 (52.5—32.5)

Aburatsubo	W	1895~1963	62.6	8.64	35 (82.5—47.5)
	S	" "	70.3	8.54	35 (87.5—52.5)
	A	" "	66.1	7.64	30 (82.5—52.5)
Kushimoto	W	1897~1942	57.8	8.92	40 (77.5—37.5)
	S	" "	75.8	8.09	35 (92.5—57.5)
	A	" "	67.4	6.95	20 (77.5—57.5)

Note: W: Winter, S: Summer, A: Annual mean.

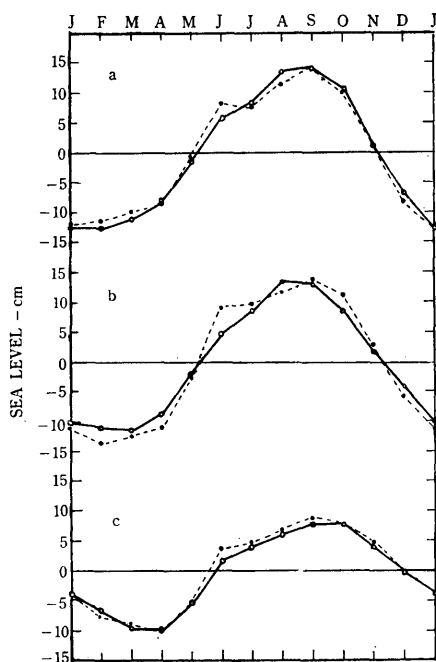


Fig. 2 Average annual variation of sea level at three stations (a: Hosojima, b: Kushimoto, c: Aburatsubo) for different periods.

Full line: { a—1894~1963
b—1896~1942
c—1924~1963
Broken line: 1951~1960

巾は各季節とも油壺の方が細島より 10cm 乃至 15cm 大きい。また串本の潮位の変動量の分布は統計期間の短いこともあるが、夏は前 2 者の分布とほぼ同じであるが、冬および年平均のその分布は M 字形かその変形と思われる。しかしこれだけの資料からは勿論断定出来ない。

次にこれらの全期間（または一定期間）の平均の年周変化の状態を調べる。即ちその期間 N 年間の年平均潮位 $\bar{H}_a$ と N 年間の各月の平均潮位 $\bar{H}_m$ の差 $\Delta H = \bar{H}_m - \bar{H}_a$ の値を Fig. 2 に示す。その実線の方は Table 3 に示す(A)に対する $N > 37$ 年の場合で、点線は同じく (B)の方で最近 10 年間 (1951~1960 年) に対する値である。

なお (B) の $N = 10$ 年の場合は津村³⁾ が日本沿岸のほとんど全部について計算したすぐれた報告があり、その計算値と細島、油壺における値は一致し、串本は若干の差はあるが Fig. 2 でその差はほとんど区別出来ない程度のものである。さて細島の年周変化曲線は全観測期間 70 年間と最近 10 年間とを比較して見ると、前者はより滑かな正弦曲線を描いている。しかし両者の曲線の形状はほとんど変わらないが、ただその平均値は Table 3 に示すように後者は 3.6cm 上昇している。これらの関係は串本、油壺の潮位においても同様の傾向を示している。ここに注目すべきことは、これら 3 カ所の潮位のすべてが、(1) 最近 10 カ年の年平均値が全期間あるいはその前

Table 3. Mean value $\bar{H}_a$ of average annual variation in sea level of three stations.

Station	Statistical period	Statistical years	Mean value, $\bar{H}_a$	$[\bar{H}_a \text{ for B}] - [\bar{H}_a \text{ for A}]$	Remarks
Hosojima	A	1894~1963	70	42.1cm	3.6 cm
	B	1951~1960	10	45.7	
Aburatsubo	A	1924~1963	37	71.3	6.9
	B	1951~1960	10	78.2	
Kushimoto	A	1896~1942	45	66.6	8.3
	B	1951~1960	10	74.9	

の期間（串本）の平均値より著しく上昇していること（Table 3 参照），（2）特に6月において潮位が著しく上昇していること（Fig. 2）である．また同図より細島，串本は8月が反対に下降している．油壺だけは8月に下降の傾向は見えず，また同所の年周変化の最低時期が他の地点と異なり4月に在存することも注目に値する．

III 潮位の観測値とその気圧補正值

観測された潮位は，普通それに気圧の補正を行なったものについて考察されているが，本文では気圧の補正は行なわない．その理由を以下に述べる．

元来気圧の補正值は静力学的な平衡が成立していると仮定し，また固定水平面上の海水の体積が一定として導かれたものである．しかしこの条件は，一般には満たされず静力学的な気圧以外の擾乱を受けるのが実際の海では普通である．例えば2地点において気圧差があれば，それに相当する地衡風を生じ，その風によって引き起される海水の流れによる海水の堆積あるいは流去効果が加わって，海面の昇降を生じるので，気圧と風の効果を分離して求めることは容易でない．事実 Doodson⁴⁾の統計的研究によれば，理論的な静圧係数は，イギリス近海では，海面の日々の変動に対しては，ほぼ15%以内であると述べている．

また今回の細島および油壺の冬と夏の各々の約70年間の平均潮位の変動の最大振巾は Table 2 に示す如く 35cm であり，同期間にそれらの地点に近い宮崎および東京の気象台の海面気圧の変動の最大振巾は 4cm 程度であるから，水位の変動に直すと僅かに12%足らずである．更に同期間の冬および夏の各々について，潮位の観測値 H と，それに気圧 1mb 上昇につき水位 1cm 下降の割合で（1000mb を基準にとって）気圧の補正を行なった潮位 H_p との相関図を描いて見ると Fig. 3 に示すように，その散布点はほとんど直線上に並ぶ．ただし H は縦軸， H_p は横軸にとってある．その直線の方法係数を m とすれば， $H = H_0 + mH_p$ で， H_0 は $H_p = 0$ のときの H の値で常数であり，その物理的意味は明らかである．従って，その時間的变化は $\frac{\partial H}{\partial t} = m \frac{\partial H_p}{\partial t}$ であり，また同図から $m \div 1$ である．それで潮位の時間的变化を問題とする場合，上記の近似で支障がなければ， H_p の代りに H を用いても良いことがわかる．

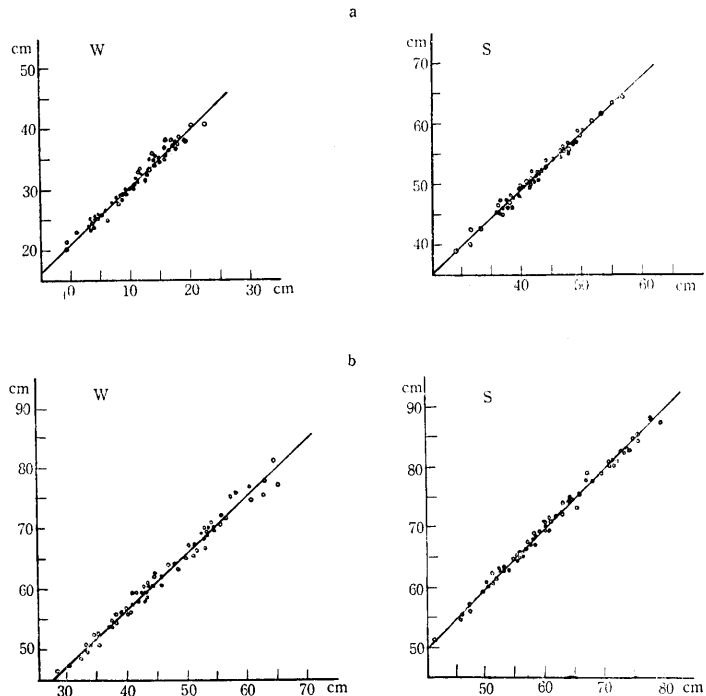


Fig. 3. Correlation between observed sea level (Vertical axis) and atmospheric pressure corrected sea level (Horizontal axis) in cm at two stations (a: Hosojima, b; Aburatsubo). W: Winter, S: Summer. Straight line is estimated value.

描いて見ると Fig. 3 に示すように，その散布点はほとんど直線上に並ぶ．ただし H は縦軸， H_p は横軸にとってある．その直線の方法係数を m とすれば， $H = H_0 + mH_p$ で， H_0 は $H_p = 0$ のときの H の値で常数であり，その物理的意味は明らかである．従って，その時間的变化は $\frac{\partial H}{\partial t} = m \frac{\partial H_p}{\partial t}$ であり，また同図から $m \div 1$ である．それで潮位の時間的变化を問題とする場合，上記の近似で支障がなければ， H_p の代りに H を用いても良いことがわかる．

以上の諸点を考慮し，また以下の潮位の長期変動の研究では，専ら気圧傾度との関係について考察

するので、本文では気圧の補正は行わず、観測値そのままの値を用いる。

IV 気圧場の変動による潮位の動向

潮位の長期変動を支配する要因には、地殻変動を除いても、水温、気圧、海流、風、降水量等があり、その効果は場所により時によって強弱があるので、一般論としてはどれも無視出来ない。しかしその変動の期間と場所を指定すれば、その要因の数と大きさは可成り制限される。例えば、潮位の年周変化の場合は太陽放射の影響が著しく大きいので、日本近海では季節変化に伴う海水温度による密度効果が最も大きく、気圧、海流、風の効果を合せ考えることによって、妥当な説明ができると信じられている。この方面の研究は日本では古くから行なわれ、その後、野満⁵⁾、岡本⁵⁾をはじめ、山口⁶⁾、宮崎⁷⁾、森安⁸⁾、庄司⁹⁾その他多くの人々の貴重な論文がある。

潮位の季節的变化は温度効果が日本のように何処でも大きいとは限らず、高緯度になると気圧効果が大きくなり、例えばカナダの太平洋岸北部では温度よりも気圧の効果の方が遙かに潮位の変動に影響することを M. Waldichuk¹⁰⁾ が報告している。

他方その長期の変動の場合は、それ程簡単ではなく、例えば日本の西南沿岸のような地域では潮位の変動と最も関係の深いと思われる上記の幾つかの要素を取り出して、それらの各々と潮位の観測値の相関図を描いて見ても、どれも決定的な関係が存在するような要素は見出せない。また潮位とそれに関係ある数種の要素をとり、その実験式を求めて見ると物理的に全く逆な関係を表わすものも出てくる。例えば潮位に最も影響を与えと思われる水温をとってみても、潮位が上昇する時、水温が低下するような式を公表しているのはその好例である。それでその根源的な外力は何であるかを、まず見極める必要がある。この点を考慮し、またこれまでの経験から、その処理方法としては、観測値を移動平均によって短周期のものを除去し、10年程度の周期的変動にすると小さな擾乱は消えて可成り良好な対応関係が現われることを知っているのので、その試みを潮位および潮位の変動に最も重要な影響を及ぼすと思われる気圧傾度に対して行なった。以下その実例について述べる。

まず潮位の資料は、前述の3カ所の検潮所の月平均値より、冬（12, 1, 2月）、夏（6, 7, 8月）の各3カ月の平均値を求め、それを 0_t と名づける。 0_t を5年で移動平均（以下 RM と略す）したものを 1_t 、 1_t を11年で RM したものを 2_t とする。また 0_t から 1_t を引いたものを $[0_t - 1_t]$ 、 1_t から 2_t を引いたものを $[1_t - 2_t]$ とする。これらは移動平均の定義により $[0_t - 1_t]$ および $[1_t - 2_t]$ はそれぞれ5年前後および10年前後の周期的変動が存在すれば分離され明瞭に現われる。

次に気圧傾度の資料としては山形（38°15'N, 140°21'E）、東京（35°41'N, 139°46'E）、台北（25°02'N, 121°31'E）における海面気圧の観測値を用いた。それから潮位と同様、冬、夏の各3カ月の平均を求め、これより気圧傾度を計算した。以下はその気圧傾度の東西および南北成分のみについて考える。これらをそれぞれ O_{pl} 、 O_{pq} と名づける。更にこれらを潮位と同様の RM を行ない、その記号も添字だけを変えて同じ様式で表わす。以下それらの性質について略述する。

まず O_{pl} と O_{pq} および $[1_{pl} - 2_{pl}]$ と $[1_{pq} - 2_{pq}]$ の相関図は Fig. 4 に示す通りである。ここで直角座標 x 、および y 軸を東方および北方に正にとり、気圧を P とし、 $O_{pl} = -\frac{\partial P}{\partial x}$ 、 $O_{pq} = -\frac{\partial P}{\partial y}$ で表わしてあるので、 O_{pl} 、 O_{pq} の正の値は気圧の低い方向への大きさを示している。従って地衡風を仮定すれば、Fig. 4 (a) の散布点から、冬は気圧傾度の東西成分のほとんど全部（67年中66年）が正であるから、北風のみであり、南北成分からは同様に、西風より東風が多いことがわかる。また冬の気圧傾度の南北と東西の両成分の相関図の散布点は直線のまわりに分布し、しかもその直線の勾配は45°であるから、 O_{pl} と O_{pq} とは正比例する。即ち北風が強くなるにつれて、東風は次第に弱まり、

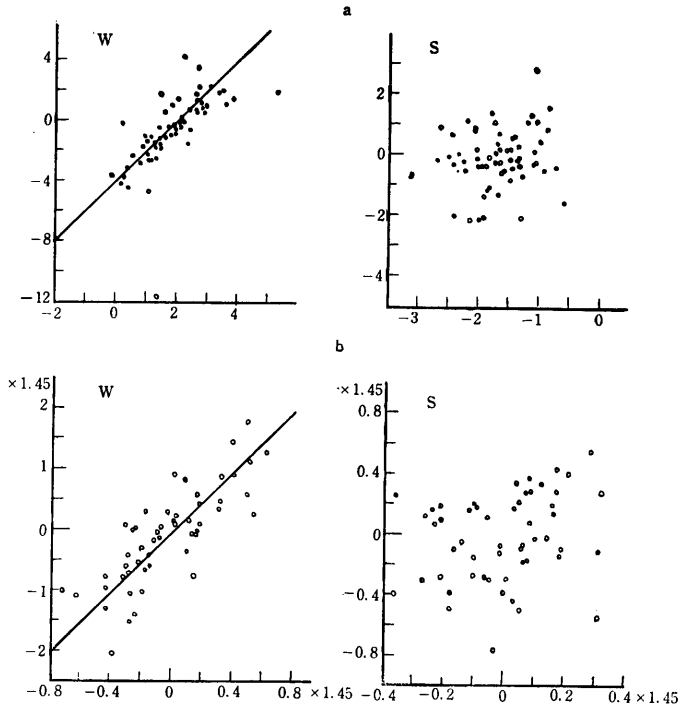


Fig. 4. Correlation between the meridional component (Vertical axis) and zonal component (Horizontal axis) of atmospheric pressure gradient in $U = \frac{1}{1110} \frac{\text{mb}}{\text{km}}$ calculated from sea level pressure at three stations (Yamagata, Tokyo, Taipei). W: Winter, S; Summer

a: observed values ($0_{p\varphi} \sim 0_{p\lambda}$) (see note)

b: moving average values ($[1_{p\varphi} - 2_{p\varphi}] \sim [1_{p\lambda} - 2_{p\lambda}]$)

Note: (1) Using symbol in this paper is defined as follows.

Basic symbol;

Term	Observed value	5years' moving average of 0	11years' moving average of 1	0 minus 1	1 minus 2
Symbol	0	1	2	[0-1]	[1-2]

Subscript:

Subscript	t	$p\varphi$	$p\lambda$	θ	s
Element	sea level	meridional	zonal	surface water tempera- ture	sunspot numbers
		component of atmospheric pressure gradient			

Example: $0_{p\varphi}$ denotes observed value of meridional component of atmospheric pressure gradient.

(2) Positive value of atmospheric pressure gradient denotes that line derivative of pressure ($\frac{\partial p}{\partial r}$) is negative.

次いで西風となって、西風が次第に強くなるということがわかる。

また $0_{p\lambda}$ および $0_{p\varphi}$ の大きさの単位 U は緯度差 10° につき 1mb の気圧差即ち $U = \frac{1}{1110} \frac{\text{mb}}{\text{km}}$

にとってあるから、その $1U$ は地衡風速になおすと緯度 35° では約 80cm/sec になる。従って Fig. 4 (a) から北風および東西風の最大風速は数 m/sec 程度である。

次に夏期においては気圧傾度の東西および南北の両成分の相関は冬の場合と異なり、その散布点の散らばりは著しいので、一次式では表わせない。また夏期には南風だけで北風は存在しないことは同図(a)から明らかである。

さてまず冬期において、上記の潮位 $[1_t - 2_t]$ と気圧傾度の南北成分 $[1_{p\varphi} - 2_{p\varphi}]$ および東西成分 $[1_{p\lambda} - 2_{p\lambda}]$ を比較して見る。両者の時間的な変化曲線を Fig. 5 に示す。同図の上段(a)は油壺の潮

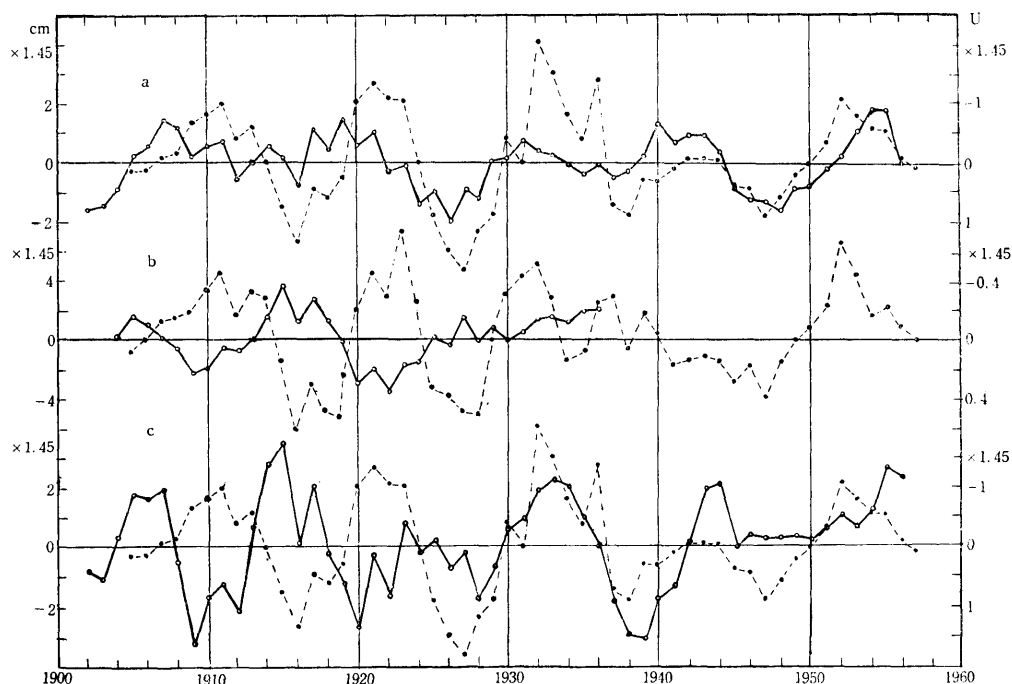


Fig. 5. Comparison between sea level and meridional and zonal component of pressure gradient in winter.

Full line; sea level $[1_t - 2_t]$, a: Aburatsubo. b: Kushimoto. c: Hosojima

Broken line; a and c: meridional component $[1_{p\varphi} - 2_{p\varphi}]$. b: zonal component $[1_{p\lambda} - 2_{p\lambda}]$

位と南北成分の比較であるが、両者は全体として可成り良い対応関係を保ちながら、およそ10年の周期的変動を示している。即ち上述の如く東風の強い時一般に水位上昇（同図の気圧傾度の目盛は上方に負にとってある）、西風の時、水位の下降を来たしているが、これは力学的法則に適合している。即ち一般に表面海水は、表面の地衡風の右へ約 45° (Ekman 層全体では右へ 90°) の方へ流れるから、油壺のように北側が陸で境されている海では海水の堆積を来し、水位が上昇する。また南風の場合も同様の効果が予想される。下段(c)は細島における潮位と気圧傾度の南北成分の比較である。これを見ると1920年ごろを境として、その後は南北成分と潮位は同位相で可成り良い対応を保って、矢張り約10年の周期的変動をなしている。しかしおよそ1920年以前はこの対応関係はくずれ、両者の位相は全く逆になっている。

同図(b)は串本の潮位で細島のそれと、ほぼ同様な変動傾向を見せている。ただし串本の場合は初

期より1930年ごろまで同図(a)(c)に示す南北成分の曲線と逆位相で変化している。また串本の潮位の比較には気圧傾度の東西成分を用いてあるが、それが南北成分とほとんど同形に変化していることは、Fig. 4 (b) に示した両者の相関図からも推定出来る。

さて気圧傾度の南北成分だけで潮位の変動を説明出来るのは油壺だけであり、細島、串本の一時期はそれだけでは説明出来ない。その理由は気圧傾度の南北成分よりも、むしろ東西成分、即ち冬の場合は北風の効果が最も大きいように見える。ただし単なる風の吹き去り効果とすると水位は低下しなければならず、事実と反する。これは夏の場合の南風と併せ考えることによって了解出来ると思われるので、その項で述べるが、それは黒潮の流軸に及ぼす風の影響が主要な原因と考えられる。

次に冬期と同じように移動平均操作した同期間の夏期の潮位とそれに対応する気圧傾度の東西および南北成分の約10年の周期的変動との比較は Fig. 6 に示す通りである。この図の配置や (a), (b),

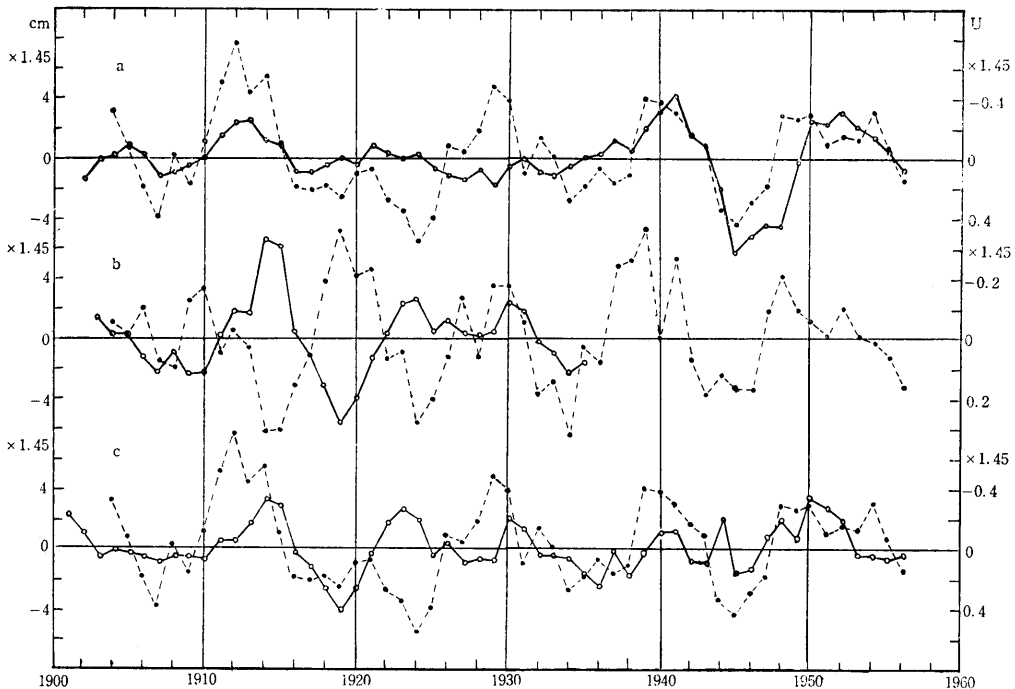


Fig. 6. Comparison between sea level and meridional and zonal component of pressure gradient in summer.

Full line: sea level $[1_t - 2_t]$. a: Aburatsubo. b: Kushimoto. c: Hosojima.
Broken line; a and c: meridional component $[1_{p\phi} - 2_{p\phi}]$. b: zonal component $[1_{p\lambda} - 2_{p\lambda}]$

(c) の表わす意味は Fig. 5 の冬期の場合と全く同じである。それで Fig. 5 と Fig. 6 の気圧傾度の東西および南北成分を比較して見ると、夏の方のその変動の山または谷の位置は冬のそれに比べて、その位相が1~2年進んでいるように見える。また全期間中の気圧傾度の両成分の最大値の存在する年代は、冬と夏とで異なり、夏の場合はそれが1910年~1920年に、冬では1920年~1930年ごろに存在するように見える。しかし全体としては約10年の周期的変動を示し、その様相は冬の場合と良く似ている。

次に夏の潮位の変動と気圧傾度の南北成分との関係は油壺および細島においては1920年から1930年

の間を除いて、冬期と同じ傾向、即ち東風（西風）の強い時、潮位上昇（下降）が見られる。以上は力学的法則に合っているので問題はないが、以下の場合にはそれが不合理である。即ち串本の場合は気圧傾度の東西成分より南風の強い時、水位降下、その反対の時、水位の上昇を示している。これは北側が陸でさえぎられているので、水位の上昇が予想されるのにその反対である。この傾向は細島の1930年以前および油壺の1930年ごろにもあてはまる。また冬の串本および細島の1930年にもあてはまるので、風の引きずり効果でなく黒潮の流軸に与える風の効果であろうということも既に述べた、次にその理由を考える前に、以上の問題の要点を整理する。即ち Fig. 5~6 をよく見ると夏・冬を通じて南風の甚だ強い時、水位の低下を来たしている。（この時は東風も強い（冬）、西風は弱い（夏）ので水位低下を来たすような風の吹き去り効果は考えられない。） また北風の甚だ強い時、水位の上昇を来たしている。（この時は、西風であり（冬）、東風もそれほど強くない（夏）ので、水位の著しい上昇は風の吹き寄せ効果ではない。）

それで南北風の他の効果を考える。

元来黒潮の勢力は夏が冬よりも強大であることは良く知られており、増沢¹¹⁾の統計的研究でもそれが明らかである。それで夏期に南風が強くなると西南太平洋から日本方面に向って北上する黒潮の勢力を一層強め、流速を増大させる結果、流れはより深層まで達するようになるので、海底地形の影響をうけ、その流軸を九州、紀州沿岸より遠ざかるように流向を変えて東進することが予想される。この黒潮の勢力が増すと紀州沖において特に日本沿岸を遠ざかるように彎曲することは、つとに速水¹²⁾、

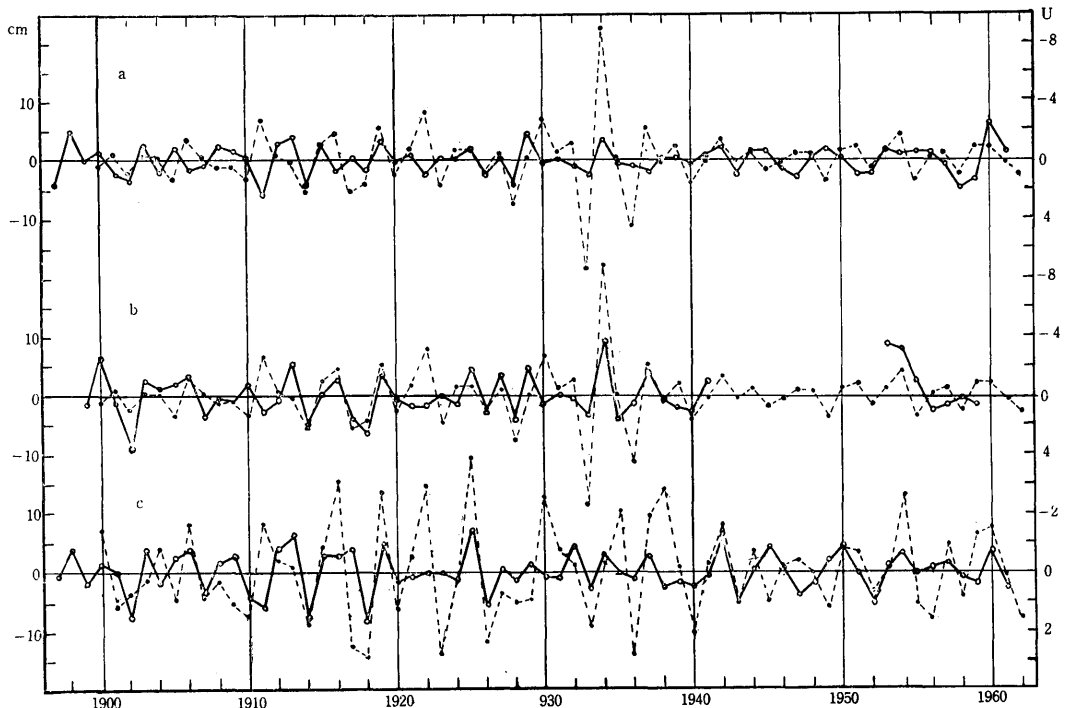


Fig. 7. Comparison between sea level and meridional and zonal component of pressure gradient in winter.

Full line: sea level $[0_t - 1_t]$. a: Aburatsubo. b: Kushimoto. c: Hosojima.

Broken line: a and b: meridional component $[0_{p\varphi} - 1_{p\varphi}]$, c: zonal component $[0_{p\lambda} - 1_{p\lambda}]$

川合¹²⁾らによって論じられている。黒潮の流軸が沿岸より遠ざかれば、沿岸の水位が低下することは良く認められた事実である。（遠州灘沖の冷水塊が発生すると串本以西の日本沿岸の潮位が低下、串本以東は潮位上昇することは津村³⁾により指摘、またこれに関連ある吉田¹³⁾（昭）の黒潮流軸変動に関する貴重な報告がある。）

冬期の強力な北風が黒潮に及ぼす効果は、夏の場合と全く反対で、黒潮の勢力を弱めるように働き、その結果上述の理由より、流軸の接岸を来し、水位の上昇を導くものと推定される。なお風の直接の吹き寄せ効果と黒潮の流軸変更効果とは何れが大きいかは風の大きさと場所によって異なり、今後の課題であるが、串本以西では、風が甚だしく強い時は、黒潮の流軸変更効果の方がより大きいように見える。

次に数年程度の周期的変動が最も良く現われるように操作した冬期の潮位 $[O_t - 1_t]$ とこれに対応

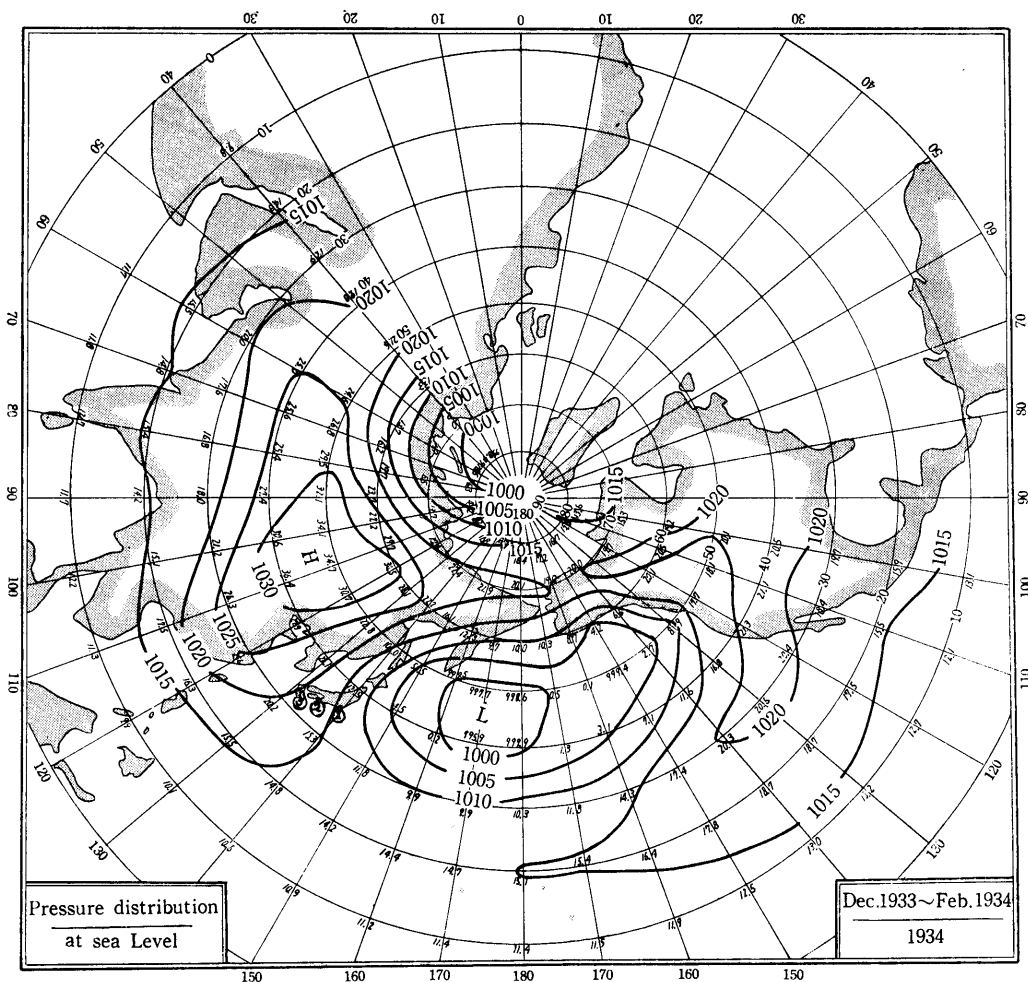


Fig. 8. (a)

Fig. 8. Atmospheric pressure distribution in mb at sea level in the Northern Hemisphere.

(a): Winter (Dec. 1933~Feb. 1934).,

(b): Summer (Jun.~Aug. 1935)

○: tidal station. ① Aburatsubo ② Kushimoto ③ Hosojima

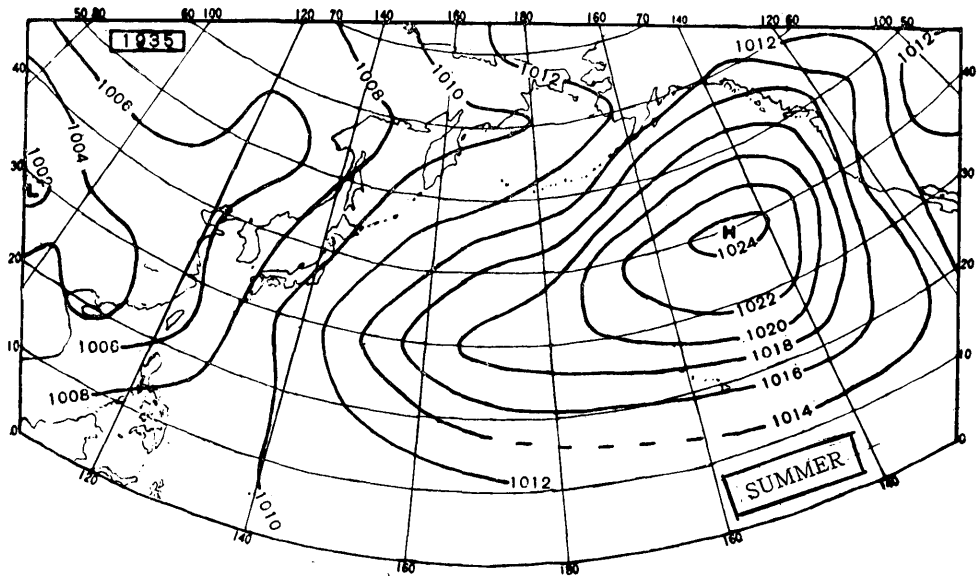


Fig. 8. (b)

する気圧傾度の東西成分 $[O_{pl}-1_{pl}]$ および南北成分 $[O_{p\phi}-1_{p\phi}]$ の比較を Fig. 7 に示す。同図では油壺, 串本は南北成分, 細島は東西成分と比較しているが, 串本の1934年の南北成分との対応は特に著しいが目立つ。即ち東風の著しく大きい年に水位の上昇の甚だしいことがわかる。その年の冬およびその翌1935年の夏の北半球気圧図を Fig. 8 に示した。同図から潮位に関する気圧配置の Fig. 5~6 の冬と夏の相違の詳細を読み取ることが出来る。即ち本図は冬の東風による油壺の潮位の上升, 細島, 串本の潮位の変動に影響を与える夏の南風の強化に伴う黒潮の勢力の増大, 冬の北風の強化に伴う黒潮勢力の衰退の状況の推定に役立つと思われる。さて Fig. 7 から個々の変動については潮位と風の対応は, 可成り複雑で, 他の気象, 海洋の擾乱を大きく受けていることを物語るが, 風の応力による直接効果, 即ち吹き寄せ, 吹き去り効果が可成り利いているように見える。短期の変動の場合も前述の約10年の周期的変動の場合と同様の説明が与えられると思われるが, その規則性を見出すための条件がより複雑なため, 精細な解析が要求されることは明らかである。

V 太陽活動と気圧場・潮位および水温の長期変動

前述の如く, 気圧傾度は約10年の周期的変動を示しているのので, それが太陽黒点活動と関係ありそうに見える。それを冬の気圧傾度の南北成分 $[1_{p\phi}-2_{p\phi}]$ と比較して見る。この際, 黒点数も観測値の年平均値を, 気圧傾度と同様の移動平均操作を行ったもの, 即ち S を添字として同様の様式で表わすと $[1_s-2_s]$ で, これと $[1_{p\phi}-2_{p\phi}]$ の比較を Fig. 9 の上段 (a) に示す。

これを見ると今世紀初めより現在までの全期間に亘って, 両者の対応は極めて良好であり, かつ安定している。元来太陽黒点数は太陽活動の指標として一般に認められているので, 太陽活動の消長が地球表面の気圧配置に直接影響を及ぼしていると考えるのは, 最近の高層大気物理観測の結果から見ても, 至極当然である。太陽活動が活発になると偏西風が強化されることは既に気象学者によってしばしば指摘された処であるが, Fig. 9 (a) の両者の曲線を見てもそれがはっきり云えるし, これ程長期に亘って良くその関係が保持されている例は珍らしいと思われる。

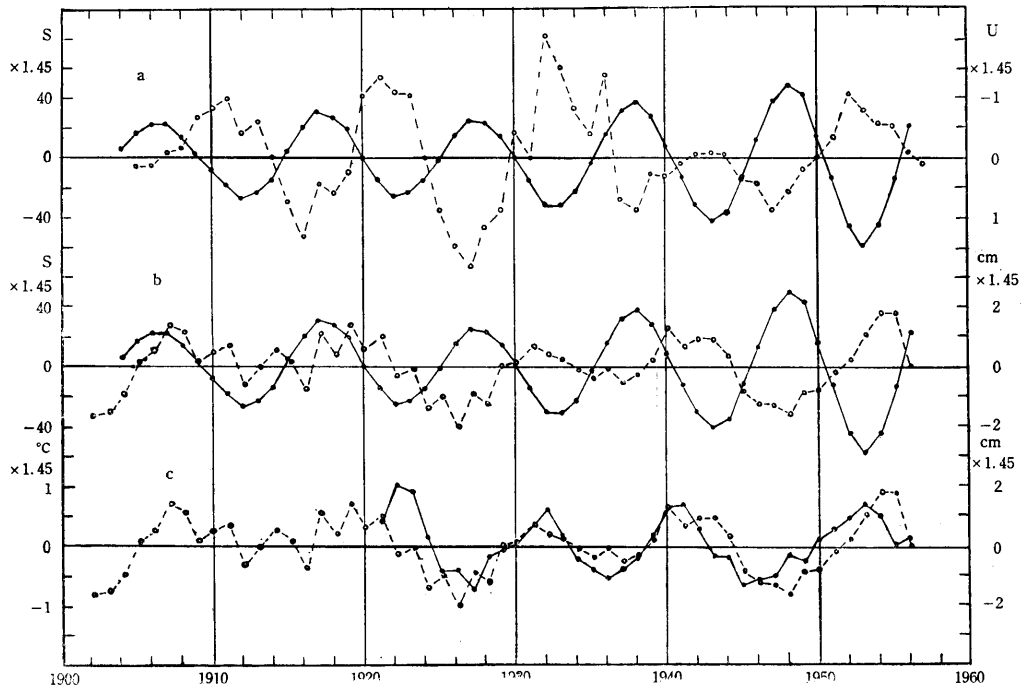


Fig. 9. a: Comparison between sunspot numbers [1_s-2_s] (full line) and meridional component [$1_{p\varphi}-2_{p\varphi}$] of pressure gradient (broken line) in winter.
 b: Comparison between sunspot numbers [1_s-2_s] (full line) and sea level [1_t-2_t] (broken line) at Aburatsubo in winter.
 c: Comparison between surface water temperature [$1_\theta-2_\theta$] (full line) at Shiyoasaki and sea level [1_t-2_t] (broken line) at Aburatsubo in winter.

次に同図(b)は冬の油壺の潮位 [1_t-2_t] と黒点数 [1_s-2_s] の比較である。これから黒点数が多くなると潮位は下降し、黒点数が小さくなると潮位は上昇している。しかし1920年以前ではこの関係が逆になっている。この原因は地殻の変動によるものか、他の擾乱によるものかは不明である。Fairbridge¹⁾ は大西洋を代表するような地域の平均の潮位の変動と黒点数を比較し、その間には逆位相(黒点数が多い時、潮位が小)で過去200年間に亘ってほぼ黒点周期で変動していることを報告している。ただし太陽黒点数と潮位の変動とは直接物理的な結びつきは考えられないので気圧場を通して行なわれるものと思われる。

次に冬期の油壺の潮位 [1_t-2_t] と同様に同期間の観測値の移動平均操作を行なった塩屋崎(福島県)の表面水温 [$1_\theta-2_\theta$] との比較を同図(c)に示す。この両者は全く平行に変動し、その対応の良いのに驚く。しかしこれは油壺付近の水温を塩屋崎の水温で代表させることは出来ない。それは油壺により近い位置にある野島崎(千葉県)の水温変動と油壺の潮位の変動との対応は塩屋崎のそれより良くないからである。塩屋崎の水温変動と油壺の潮位の変動との対応が良いということの物理的意味は、冬期東風の強い時、油壺の水位は上昇し、また塩屋崎の水温が高くなる。また東風の弱い時はその逆の関係が成立するという事を表わすものと思われる。東風の強い時、塩屋崎の水温が高くなるのは、そこの遙か東方海上を北上する黒潮統流に影響を与え、東風の応力による混合・拡散過程でより高温の海水がその付近の沿岸に接近した結果と思われる。なおこのような過程でその水温が上昇する

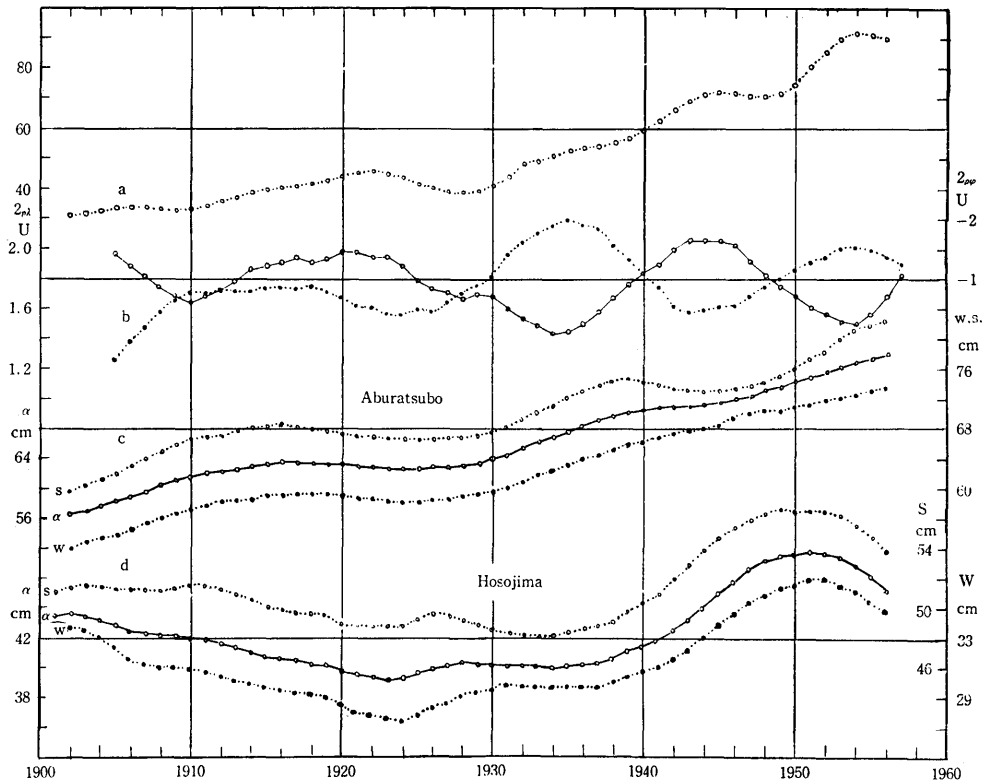


Fig. 10. Comparison between (a) sunspot numbers $[2_s]$ and (b) zonal component $[2_{p\lambda}]$ (full line) and meridional component $[2_{p\varphi}]$ (broken line) of pressure gradient in winter and (c) and (d) sea level $[2_t]$ at Aburatsubo and Hosojima. w: winter. s: summer. α : annual mean.

と、海水の体積を増し、その潮位を上昇させることは明らかである。

最後に油壺および細島の冬・夏および年平均潮位 2_t 、太陽黒点数 2_s 、および気圧傾度の南北成分 $2_{p\varphi}$ 、東西成分 $2_{p\lambda}$ 、の比較を Fig. 10. に示す。同図 (c)(d) からの変動は冬・夏、年平均とも同一地点ではその経年変動の傾向は殆んど同じであるが、油壺と細島ではその変化の様相は大大異っている。即ち油壺では1900年代より一方的に上昇傾向を示しており、同図(a)の太陽黒点数の経年変化の傾向とはほぼ似ている。細島の方は1923年頃に極小、1902年および1952年に極大があり、その後現在まで下降している。従っておよそ50年の変動周期があるように見える。自然現象には明瞭な100年の周期的変動が見出されているが、その倍振動と見做されるか、或は亜熱帯海岸の一般的変動周期を反映しているかの検討は今後の課題である。最後に冬の気圧傾度の $2_{p\varphi}$ および $2_{p\lambda}$ 、即ち帯状風と南北風の経年変化を同図 (b) に示す。これから冬の帯状風は殆んど東風で、南北風は皆北風である。そして両者の一方が強い時、他方は弱いという関係を保って、約20年の周期的変動をなし、目立った上昇傾向は見出せない。従ってこれと潮位の変動との対応は良くない。これは地殻変動を意味するのか、或は両者は共に真実を示しているのかは不明である。

VI 考 察

地殻変動の潮位に及ぼす効果についての詳細な検討は、水準測量の資料の不足と地殻変動が可成り

複雑な挙動を示しているので、今後の問題にゆづる。ただ前述の如く油壺の潮位の長期変動は水位上昇の一途をたどり、その上昇率は、 2_t から求めると1901年より1956年までの56年間は4mm/year, 1924年より1956年までの33年間は3mm/yearである。これをFairbridge¹⁾による世界の潮位の過去70年間の平均値1.2mm/yearに較べると可成り大きい。檀原²⁾らは水準測量の資料を考慮して過去40年間の油壺の水位の上昇率を2mm/yearと推定している。いずれにしても上記の油壺の水位の上昇率は正味のユースタテックの海面上昇を示しているとは考えられないので今後検討を要する。なお細島の潮位の変動率は 2_t から求めると、1923年の極小期を境として、それ以前の下降速度は2mm/year, それ以後の上昇速度は2.8mm/yearである。

次に太陽活動が潮位に及ぼす効果の物理機構を考える。それは前節までの事実から、まず太陽放射エネルギーの変動が上層大気に影響を与え、複雑な過程を経て、地上気圧場に反映すると推定される。この考えを裏付けるものとして、冬の中層成層圏（地上23~40km）の突然昇温の現象、およびそれに伴って起こる対流圏の気圧上昇の実例（K. Labitzke¹⁴⁾の報告）を挙げることが出来る。さて気圧場の変動は大規模な風系に影響を与えるので、風の分布が変わる。風の分布が変わると海水の流れに変動を与え、更にJ. Namias¹⁵⁾が明らかにしたように、風に伴って表面水温の分布が変わる。表面水温が変わると海水の密度変化を来し、潮位に変動を与える。このように風の応力は海水の吹き寄せ、吹き去りおよび海流の流軸変更効果等の力学的作用ばかりでなく熱的效果も誘起する。結局、実際の潮位の長期変動は主として風の応力の直接、間接の重畳効果によって起こり、その外の影響はより小さいとして流体力学の基本式で取扱いうると思われる。ただしこの際、密度一定でなく、流れに伴う温度効果の式も加えねばならぬことは勿論である。いまその解析的な考え方の要点を述べると、まず外力の根源として太陽放射エネルギーの変動量を ΔQ とする。これは周期的に変動するので、次式で表わされるものとする。即ち

$$\Delta Q = \sum_i A_i \cos(\omega_i t - \delta_i) \dots\dots\dots (1)$$

ただし $\omega = \frac{2\pi}{T}$ で、 T は周期、 δ は位相常数、また ΔQ によって引き起される気圧 P の変動量を ΔP とし、最も簡単な形に仮定して、例えば、

$$\frac{\Delta P}{\Delta Q} = \alpha(\omega) \cdot \beta(\lambda, \varphi) \dots\dots\dots (2)$$

とおく。ここに α は周期のみの関数、 β は地球上の経度 λ 、緯度 φ の関数である。(2)式の右辺を変換因数と名づける。さて ΔQ は現在望ましい測定値がないので、便宜上太陽黒点数をその指標にとっても良いと思われる。 ΔP はこれまでの気圧の観測値を黒点数の対応によって整理すれば求められるから、(2)式の変換因数は得られる。従って ΔQ が推定値として与えられれば、 ΔP は求まり、 λ, φ の関数として地衡風のアンモリーも得られるから、風の大きさおよびその応力が求められる。また吹送流の流速も計算出来る。こういう量を流体力学の基礎式に入れれば、その解法は既に知られているので電子計算機等を用いて解けば、それによって引き起される潮位の推定値が求められる。

以上の考え方には2つの利点がある。その1つはこれまでは約10年という長周期で変動する自然現象のエネルギー源はどこにあるか、もしそれが太陽放射にあったとしてもそれと他の変動量との対応の物理的意味が明瞭でなかったが、今回それと気圧場との対応がつけられたので、この種現象に対する見通しがよくなったこと。その2つは太陽放射エネルギーの変動量 ΔQ の推定の精度は、例えば太陽黒点数をとるとすれば、その消長の正確な予知は現在はまだ成功していないけれども、他の気

象・海洋要素の長期変動の予知に較べ遙かに精度が高い点にある。

最後に太陽黒点数の消長と冬期の前述の気圧傾度の変動とが実によく対応して長期に亘って安定である理由を考える。その主因は気圧傾度を求めるために選んだ3つの観測所の地理的な位置の特殊性にあると思われる。即ち冬期は日本および台湾は世界で最大の大陸であるユーラシア上に形成されるシベリア高気圧と世界で最大の海洋である太平洋上のアリューシャン低気圧の両方を敏感に感受しうる様な位置にある。シベリア高気圧とアリューシャン低気圧に蔽われている地域は北半球の2/3を占めているので、北半球のほぼ大部分の太陽放射エネルギー効果をこれら両気団が反映しているので、その気圧傾度は太陽活動の良い指標となることは明らかである。

む す び

大気活動の中心は高・低気圧と云われているが、その活動のエネルギーを与えるものは勿論太陽である。従って太陽活動の消長と高・低気圧の動向とは可成り良い対応がなければならぬことは当然である。その確実な証拠として Fig. 9 の (a) をあげた理由を特に強調したい。

海洋の活動も大気活動の影響を強く受けており、海洋現象の1つである潮位の長期変動を大気活動との関連において考察した。今後は更に此の考えの当否を他の資料で検討し、その本質を究明したい。

謝辞。 この種の研究に常に深い御指導を給わっている 京都大学防災研究所長速水頌一郎博士、有益な助言を給わった本学教授武貞良人博士、潮位および水温の資料の供与を受けた気象庁の宮崎正衛博士および東海区水産研究所の平野敏行博士、国土地理院・気象庁・神戸海洋気象台の潮汐関係の各位の御厚意に心から謝意を表します。

参 考 文 献

1. Fairbridge, R. W., Mean Sea Level related to Solar Radation during the Last 20.000 years. Change of Climate. Proc. Rome. Symp. UNESCO & W. M. O. 229~242 (1963).
2. 檀原 毅・広部正信：日本における過去60年間の上下変動。II. III. 測地学会誌 第10巻, 第2号. 61~82. (1964).
3. 津村建四郎：日本沿岸の平均海面およびその変動の研究（I） 測地学会誌 第9巻, 第2号. 49~90. (1963).
4. Doodson, A. T., Meteorological Perturbation of Sea Level and Tides. Geophys. Supp. M. N. R. Astr. Soc. vol. 1. 244~147 (1924).
5. Nomitsu, T. and Okamoto, M., The Causes of the Annual Variation of the Mean Sea Level along the Japanese Coast. Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ. vol. 10. 125~161 (1927).
6. Yamaguti, S., On the Change in the Height of the Monthly Mean Sea Level at Aburatubo and Hosozima. Bull. Earthq. Res. Inst. vol. 19. 39~48 (1941).
7. Miyazaki, M., Seasonal Variation of the Sea Level along the Japanese Coasts. Records of Oceans. Work in Japan. vol. 2, No. 3, 1~8 (1955).
8. Moriyasu, S. On the Monthly Sea Level on the South Coast of Japan. Memoirs. Kobe Marine Obs, vol. 14. 1~13 (1963).
9. Shoji, D., On the Variations of the Daily Mean Sea Levels along the Japanese Islands. Journ. Oceanogr. Soc. Japan. vol. 17, 141~152 (1961).
10. Waldichuk, M., Daily and Seasonal Sea-level Oscillations on the Pacific Coast of Canada.

日高教授還暦記念海洋学論文集, 181~201. (1964).

11. Masuzawa, J., Statistical Characteristics of the Kuroshio Current. *Oceanogr. Mag.* vol. 12, 7~16 (1960).
12. Hayami, S. Kawai, H. and Ouchi, M., On the Theorem of Helland-Hansen and Ekman and Some of its Applications. *Records. Oceanogr. Work in Japan*, vol. 2, 1~12 (1955).
13. 吉田昭三：遠州灘沖冷水塊と黒潮の変動について（その1）。水路要報. No. 67. 54~57. (1961).
14. Labitzke, K., 成層圏循環と突然昇温について。（特別講演）。天気 vol. 12 No. 2. 33~38. (1965).
15. Namias, J., Macroscopic Association between Mean Monthly Sea-surface Temperature and Overlying Winds. *Jour. Geophys. Res.* vol. 70, No. 10, 2307~2318 (1965).

Summary

In this study, the characteristics of the long-term variations in sea level are investigated using the monthly mean values of the observations of sea level from 1894 to 1963 at three tidal stations (Hosojima, Kushimoto, Aburatsubo) along the Japanese coast under the influence of the Kuroshio.

The author has compared the sea level variations with the atmospheric pressure gradient calculated from the monthly mean values of the sea level pressure at the three stations (Yamagata, Tokyo, Taipei), surface water temperature at Shioyasaki, and sunspot numbers.

The results are as follows :

1. The range of the annual mean variations of sea level during these 70 years (for Kushimoto, some observation values are missing) is 20 cm. to 30 cm.

2. (a) The secular variation in sea level at Aburatsubo rises nearly in a straight line, and the rising velocity during the term is about 4 mm/year. However, as the ground has moved now and then near Aburatsubo, the above values will be corrected by the values of exact systematic leveling. (b) The sea level at Hosojima has its maximum in about 1902, and 1952, and its minimum in 1923. It seems to have approx. 50-year-periodic variations, and the descending velocity before 1923 is about 2 mm/year, and the rising velocity after 1923, about 2.8 mm/year. (Fig. 10)

3. In winter, a longer periodic variation in sea level is separated by the moving average method, and the sea level of all the stations show approx. ten-year periodic variations (Fig. 5).

In the approx. 10-year-periodic variations, (a) at Aburatsubo, the variations in sea level corresponds pretty well to those of meridional component of the atmospheric pressure gradient (zonal wind component assuming geostrophic wind), and (b) at Hosojima and Kushimoto, the variations in sea level correlate to the combined effects of meridional and zonal component of the atmospheric pressure gradient (zonal and meridional wind assuming geostrophic wind).

Namely, it seems that the long-term variations in sea level are generated by the wind actions which pull up or remove the sea water near the tidal stations, in agreement with Ekman's theory, and also by the variation of the current axis of the Kuroshio approaching the Japanese coast.

4. In summer, the variations in sea level at the three Stations show approx. 10-year-periodic variations and almost the same characteristics as those in winter. But they do not correspond

to the pressure gradient so well as in winter. (Fig. 6).

5. In winter, the sea level variations at Aburatsubo correspond well to the sea surface temperature at Shioyasaki. (Fig. 9). The physical meaning seems to be that when the east wind is strong (weak), the sea level at Aburatsubo is high (low), and the water temperature at Shioyasaki is high (low) judging by the water temperature distribution near the sea.

6. There is a good correlation between the variations of the meridional component of the pressure gradient and those of sunspot numbers on a 11-year cycle.

The selected region for the above-mentioned pressure gradient is where the Siberian High meets the Aleutian Low in winter. The solar radiation received in this vast area under the influence of the High and Low affects the atmospheric pressure field, and then changes the pressure gradient, so that this area is a good index of solar activity.

7. It seems that the origin of the energy of long term variations in sea level is the sun. The variations of the solar radiation affect the pressure field, and then change the distribution of wind system and generate wind current, which changes water temperature and water density distribution. The wind current effects and water temperature variations change the sea level. We may, therefore, reasonably conclude that the long term variations in sea level are mainly generated by the various direct and indirect wind actions.