

海面昇降の長期変動(II)

—日本海の日本沿岸域—

大 内 正 夫

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

—The waters along the coast of Japan of the Japan Sea—

By

Masao ŌUTI

Received May 31, 1967

ま え が き

日本の太平洋岸の海面昇降の長期変動については、第1報¹⁾で述べたので、この第2報では、日本海の潮位の変動を前報と同じ方式で考察する。日本海の潮位の変動については、その極く一部は1966年の太平洋学術会議で発表の後、欧文形式²⁾の報文として公表したので、それとこの第2報との間に多少の重複があるけれどもこの系統の初期の計画を貫徹するためにまとめて詳述する。

今回の報告で特に興味ある点は、太陽黒点活動と潮位の変動との間には、直接的な関係はないという事実を確かめたことである。

海面昇降の長期変動と太陽黒点数で表わされる太陽活動の消長とは、一見密接な関係があるように思われるので、これまで多くの人々によって研究されてきた。

例えば R. W. Fairbridge³⁾ は大西洋の潮位が11年の黒点周期で変化し、それが黒点数とは逆位相であることを報告している。

著者が第1報で日本の太平洋岸の冬期の潮位も、大西洋と同様、黒点数と逆位相で変動していることを示した。

しかし潮位と黒点数との間には直接物理的な関係が存在するとは考えられない。それは第1報で述べたように、海面昇降に約10年の黒点周期の変動を起こすものは、気圧傾度から推定される風の吹き寄せ、吹き去り効果であることを認めた。

しかしこれを更に確認するためには他の海域に就いても調べなければならない。もしも上記の考えが正しければ、同じ季節風系に対して、日本海の日本沿岸の潮位の変動に対する風の効果は、その風向に対する海陸の相対的位置が太平洋のそれと反対であるため、両者の海面昇降の向きは、互に反対にならねばならぬことが予想される。

それで今回はその当否を確かめるために、日本海沿岸の2カ所の検潮所の長期の記録を用い、第1報と同様の方法でその比較を試みた。その結果は予想通りの関係が見出されたので、その詳細を報告する。また日本海の潮位について、その一般的な長期変動の特性、特に気圧傾度との関係について考察する。

I. 潮位の資料とその概観

用いた潮位の資料は、日本海沿岸の忍路 (43°13'N, 140°52'E) と輪島 (37°24'N, 136°54'E) の2カ

所の検潮所において観測された1900年（忍路は1906年）より1963年までの潮位の月平均値である。

これらの原資料は何れも国土地理院の“験潮記録”による値を第1報と同じ方式で整理して用いた。即ち験潮記録の値は海面より験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で、便宜的に選んだ固定点までの高さを H_D 、験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した。便宜上 H_D の値は忍路は2m、輪島は3mに選んだ。

次にこれらの潮位の観測値の概観を行ない、それらが全体としてどのような集団であり、如何なる特性をもっているかを調べた。そこでまず、前述のように整理した観測値の月平均値 H から冬（12, 1, 2月）と夏（6, 7, 8月）の各3カ月の月平均値および年平均値を求めた。

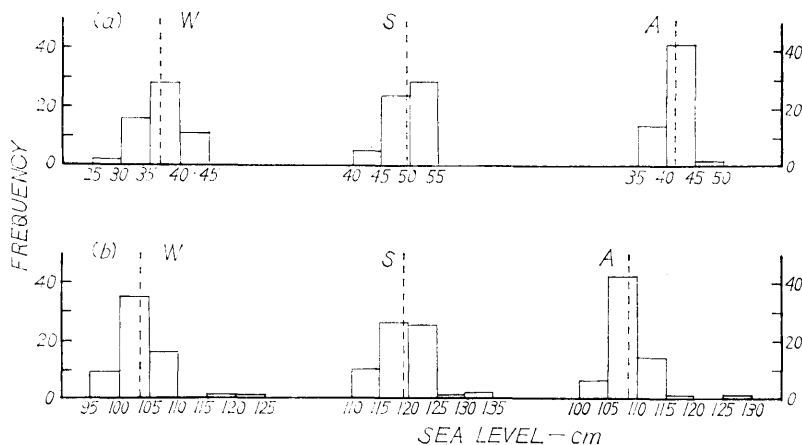


Fig. 1. Histograms of variations in sea level at two coastal stations [(a): Oshoro, (b): Wajima] of Japan Sea. W: Winter. S: Summer. A: Annual means. Broken line shows mean value.

それらの潮位の変動量の頻度分布を Fig. 1 に示す。この図の (a) から忍路は冬と夏ではその分布型が著しく異なり、冬は平均値に関してほぼ対称で、正規分布に近いが、夏は変動量の大きい階級に行くにつれて、階段状にその出現頻度が大きくなっている。またその変動の巾も冬は20cmであるが、夏は15cmでより小さい。その全年（平均）の頻度は平均値付近のものが最も多い。

輪島の方はこの図の (b) から冬と夏の分布型はほぼ忍路のものに似ているが、特徴的なことは、

Table 1. Statistical quantities of variations in sea level of two stations in Japan.

Station	Season	Statistical period	Mean value of sea level	Standard deviation	Range of variations*	
					A : (max-min)	B : (max-min)
Oshoro	W	1907~1963	36.7cm	3.8cm	15cm(42.5~27.5)	14.4(42.1~ 27.7)
	S	1906~1963	49.6	3.2	10 (52.5~42.5)	13.8(54.9~ 41.1)
	A	" "	41.5	2.4	10 (47.5~37.5)	9.4(45.2~ 35.8)
Wajima	W	1901~1963	103.5	4.5	30 (122.5~ 92.5)	27.9(122.2~ 94.3)
	S	1900~1963	119.3	4.4	20 (132.5~112.5)	20.4(132.7~112.3)
	A	" "	108.6	3.8	25 (127.5~102.5)	21.9(125.1~103.2)

Note *A : Range of the variations which are classified raw material in 5cm intervals.

B : Range of the variations of raw material.

変動量の可成り大きいものが飛び離れて存在し、その分布に何か異常性を思わせる。

夏および全年の分布においてもその傾向が認められる。これらの出現年代は1928, 1929年であり、その年代付近の異常性は忍路にも現われているが (Fig. 3), その詳細は後述する。

次にそれらの統計量を Table 1 に示す。これより輪島の潮位の変動量が忍路のものより全体として変動の中、或は標準偏差が大きくなっている。なお本表の変動量の範囲 (Range of variation) の欄において、そのAは第1報と同様、原資料 (観測値) を 5cm の区間で層別したものの各中央値の最大と最小の差であり、そのBは原資料の最大および最小の差である。

これらの図表が示す情報から、日本海における潮位変動の全般的な特性を統計的立場から推論することは、その統計期間が短いため困難である。しかし忍路の冬期の潮位の変動量の頻度分布がやや正規分布曲線に近いので、他の季節又は輪島のどの時期よりも、遙かに定常で安定していると思われる。それらの理由と意義については後で考察する。

Ⅱ. 潮位の年周変化の動態

次にこれらの全期間とその間の一定期間における各平均の年周変化の状態を第1報と同じ様式で調べる。即ちその期間 N 年間の年平均潮位 H_a と N 年間の各月の平均潮位 H_m の差 $\Delta H = H_m - H_a$ の値を Fig. 2 に示す。その実線は Table 2 に示すAに対する $N=58$ 年 (忍路) および $N=64$ 年 (輪島) 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。Bの方は津村⁴⁾が既に日本沿岸の殆ど全部について計算した事は前報で述べた通りであり、その値と変わらない。

さて Fig. 2 から忍路、輪島の両方ともその潮位の年周変化を示すA, Bの曲線の間には、大きな差異は認められない。ただし年平均値の差は Table 2 に示すように忍路は 1.6cm, 輪島は 0.7cm で何れもBの方が大きい。かつBの潮位の上昇は両地点とも9月に目立っており、Fig. 2 のAとBの見かけの差は忍路 1.5cm, 輪島 2.5cm であるから、両者の基準の差を加えた真の上昇量の差は前者は 3.1cm, 後者は 3.2cm である。

この事実は第1報の Fig. 2 に示した太平洋側の細島、串本、油壺の潮位が何れも6月に最近10年の平均値の方

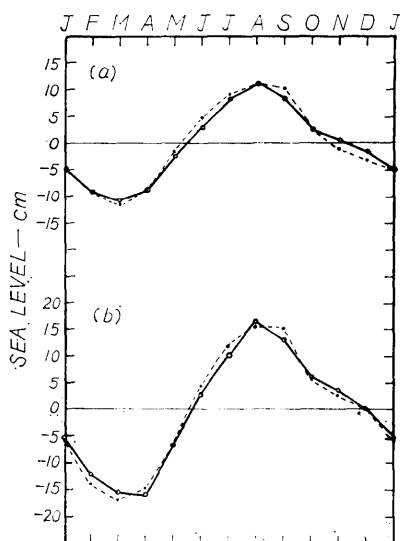


Fig. 2. Average annual variation of sea level at two stations [(a): Oshoro. (b): Wajima] for different period.

Full line : (a)—1906~1963
(b)—1900~1963

Broken line : (a) and (b)—1951~1960

Table 2. Mean value H_a of average annual variation in sea level of Japan Sea coast.

Station		Statistical period	Statistical years	Mean value, H_a	$[H_a \text{ for B}] - [H_a \text{ for A}]$
Oshoro	A	1906~1963	58	41.6cm	1.6cm
	B	1951~1960	10	43.2	
Wajima	A	1900~1963	64	108.8	0.7
	B	1951~1960	10	109.5	

Bが、過去数十年間の平均値よりもそれぞれ、2.2cm, 4.5cm, 1.5cm 上昇していることと何かある対応を示しているように見える。

太平洋岸のこの6月の潮位上昇の理由については、前報で述べなかったが、これは須田⁵⁾の“梅雨の長期変動”の論文より考えると、最近（1951～1960年）は上記の日本の地域における降雨の増加と気圧の減少の効果に伴う気象的要因のように見えた。それで東京の6月の月平均気圧について調べると、油壺の統計期間（1924～1963年）と便宜上最近（1951～1960）の10年間の平均気圧の差は後者が0.4mb少なく、同じく降水量は11.7mm少なくなっている。須田の論文でも関東地方は降水量の長期変動の例外的分布になっているので、油壺の6月の潮位上昇の要因だけは他に求めなければならない。

さて上記の忍路と輪島の9月の潮位が最近上昇している原因を簡単に調べて見る。それには忍路と輪島付近の気象・海洋要素の9月の長期変動をその平年値（1931～1960年の30年間の平均値）と最近10年間（1951～1960年）の平均値をとって較べて見る。その概要は Table 3 に示す通りである。まず忍路に近い札幌の9月の気圧、気温および稲穂崎の水温は平年値と最近の10年平均値との間に殆どその差異は認められぬが、札幌の降水量は最近10年間の平均の方が5.1mm 少なくなっている。

また輪島の場合、本表からは輪島の降水量および気圧や、輪島に近い祿剛崎の水温の変動は潮位を上昇させる処か、反対に低下させるような効果が見られる。最近の9月の水位の上昇に貢献するもの

Table 3. Comparision between the long-term variations of mean monthly sea level in September and corresponding meteorological elements and sea surface temperatures.

Station	Element	Statistical Period	Statistical Years	Mean monthly Values in September		[B]-[A] of left row
Oshoro	Sea level	1906～1963	58	A	50.3cm	3.1cm
		1951～1960	10	B	53.4	
Sapporo	Atmospheric pressure	1931～1960	30	A	10012.7mb	0mb
		1951～1960	10	B	10012.7	
	Precipitation	1931～1960	30	A	145.4mm	-5.1mm
		1951～1960	10	B	140.3	
	Air temperature	1931～1960	30	A	16.8°C	0°C
		1951～1960	10	B	16.8	
Inahosaki (稲 穂 崎)	Sea surface temperature	1914～1963	50	A	20.7°C	0.1°C
		1951～1960	10	B	20.8	
Wajima	Sea level	1900～1963	64	A	122.1cm	3.2cm
		1951～1960	10	B	125.3	
	Atmospheric pressure	1931～1960	30	A	1012.7mb	0.1mb
		1951～1960	10	B	1012.8	
	Precipitation	1931～1960	30	A	251.1mm	-11.8mm
		1951～1960	10	B	239.3	
	Air temperature	1931～1960	30	A	20.6°C	0.1°C
		1951～1960	10	B	20.7	
Rokugosaki (祿 剛 崎)	Sea surface temperature	1913～1962*	49	A	23.6°C	-0.2°C
		1951～1960	10	B	23.4	

Note : *exclusive of 1916.

は忍路と輪島のいずれの場合においても、気圧、降水量、水温、気温よりは、むしろ他の気象、海洋要素、特に風と海流の変動効果が有力と考えられる。

Ⅲ．潮位の時系列変動特性

観測値：潮位の観測値そのままの時間的な変動曲線は、可成り複雑であり、その意味するところが、明らかでないので、第1報の太平洋岸の場合はそれを示さなかった。しかしその曲線は変動の原因やその発現時、発生場所、或はその伝播状況を調べるためには極めて重要であることが、他の海域と比較することによって明らかになったので、ここでは後報の他海区との比較のための資料として記録にとどめる。

日本付近の潮位は季節風の影響を大きく受けるので、冬と夏に分けて忍路と輪島の潮位の観測値が年と共に変化する状況を Fig. 3 に示す。この図には比較のために太平洋岸の油壺の潮位も加えてある。

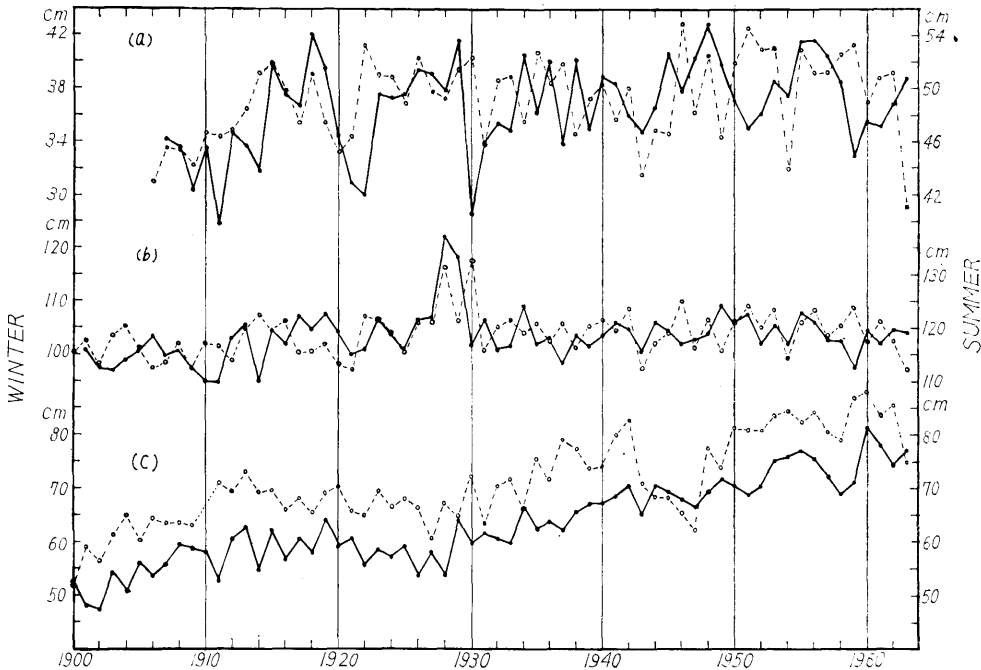


Fig. 3. Observed values of sea level in winter (full line) and in summer (broken line).
(a) Oshoro, (b) Wajima, (c) Aburatsubo.

さて冬期は日本海側の忍路、輪島の潮位は前述の如く1928年乃至1930年頃に大きな変動があり、そこに何か異質な変動源の存在が感じられるが、それが太平洋岸の油壺の潮位には認められないことは注目に値する。

夏期においてもその異状性が、同期間に輪島に現われているが、忍路ではそれ程大きくなく、油壺では他の年に比較してそれが目立たない。一般に夏期では1940年代の初期以後に忍路と油壺の潮位変動量が大きく、その起伏が目立ってきている。しかし輪島ではそれが目立つ程大きくないので、局所的条件の検討が必要である。

観測値の移動平均と気圧傾度：潮位の短周期の変動状況を見るために、第1報と同様、移動平均

（以下移動平均を RM と略す）を行なうがその記号は前報と同じものを用いる。即ちまず観測値 O_t を5年で RM したものを 1_t 、および 1_t を11年で RM したものを 2_t を求める。次に O_t から 1_t を引いたもの $[O_t - 1_t]$ 、 1_t から 2_t を引いたもの $[1_t - 2_t]$ 、を計算した。

ここで $[O_t - 1_t]$ のグラフを描いて見たが、なお2～3年程度の短周期のものが存在しているので、 $[O_t - 1_t]$ を更に3年で RM し、これを $[O_t - 1_t]^*$ と名づけ、Fig. 4 に示す。この図より冬の忍路および輪島の潮位には数年程度の周期のものが卓越しているように見える。この程度の周期において

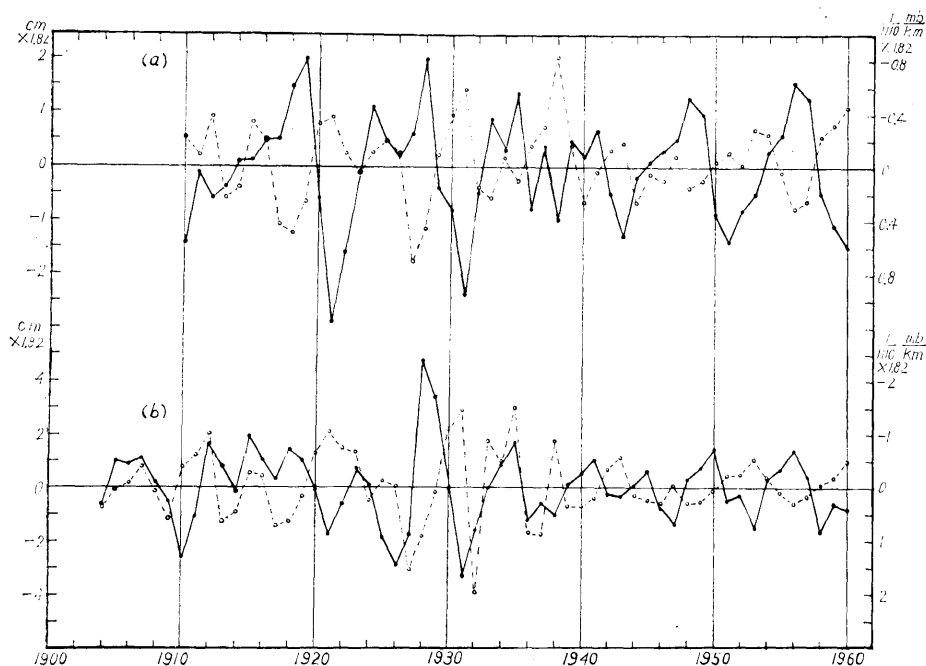


Fig. 4. Comparison between sea level and zonal component and meridional component of atmospheric pressure gradient in winter. (For explanation of following symbols, see the appended note).

Full line ; sea level $[O_t - 1_t]^*$, (a) : Oshoro, (b) : Wajima. Broken line ; (a)-zonal component $[0_{p\lambda} - 1_{p\lambda}]^*$, (b)-meridional component. $[0_{p\varphi} - 1_{p\varphi}]^*$.

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

Basic symbol ;

Term	Observed value	5 years' moving average of 0	11 years' moving average of 1	0 minus 1	1 minus 2	3 years' moving average of $[0 - 1]$
Symbol	0	1	2	$[0 - 1]$	$[1 - 2]$	$[0 - 1]^*$

Subscript :

Subscript	t	$p\varphi$	$p\lambda$	s
Element	sea level	meridional	zonal	sunspot numbers
		component of atmospheric pressure gradient		

Example : $0_{p\varphi}$ denotes observed value of meridional component of atmospheric pressure gradient. (Calculated from 3 stations [Yamagata, Tokyo, Taipei]).

(2) Positive value of atmospheric pressure gradient denotes that line derivative of pressure ($\partial p / \partial r$) is negative. Unit of the pressure gradient is $1/1110$ mb/km.

も矢張り1930年を中心とした数年間の変動量は異常に大きく、輪島ではこの期間を除けば、最早や目立った変動は見出せない。なおこの程度の周期では、忍路と輪島の潮位の主要な変動の両者の位相は、観測値どうしの対応に較べて、遙かに良く合っているように見える。

次に潮位と同じ移動平均の操作をした第1報で述べた山形・東京・台北の3地点の気圧の観測値から合成した気圧傾度 $[0_p-1_p]^*$ を比較のために同図に破線で示してある。なお気圧傾度は地衡風を仮定すると、気圧傾度の東西成分 $[0_{pi}-1_{pi}]^*$ の正の向きは東にとってあるので北風、その南北成分 $[0_{pp}-1_{pp}]^*$ の正の向きは北にとってあるので西風に対応する。従って忍路の潮位は、北風の時、潮位が高く、南風の時、潮位が低い傾向が見える。また忍路の潮位は東風の時一般に潮位が低い。西風の場合のみは明らかでない。これを見ると、忍路の冬の潮位は季節風の影響を大きく受け、風の吹き寄せ、吹き去り効果に強く左右されるようである。輪島の潮位は忍路ほど顕著ではないが、風の影響を可成り強く受けていることは明らかである。

夏期の場合も気圧傾度と潮位の関係は、冬期の場合とほぼ同様の傾向が認められる。（図は省略）。

IV. 潮位の約10年周期の変動

忍路および油壺の潮位の約10年周期の変動は前述の報文²⁾で示したが、それらを Fig. 5 に、更に輪島の潮位を加えたものを Fig. 6 に示す。即ち Fig. 5 の (b) と (c) に冬期における太平洋側の油壺と日本海側の忍路の潮位 $[1_i-2_i]$ を実線で示してあるが、両者は逆位相で変動していることは極めて明らかである。またそれらと比較のために前述の冬期の対応する気圧傾度の南北成分 $[1_{pp}-2_{pp}]$ を破線で示してあるが、これは前項の短周期的変動の場合よりも、一層はっきりと風の吹き寄せ、吹き去り効果がきれいに現われている。即ち油壺では東風の時、水位上昇に対し、忍路では反対に水位の下降を来たしており、逆に西風の場合は前者は水位が下降、後者は水位が上昇している。

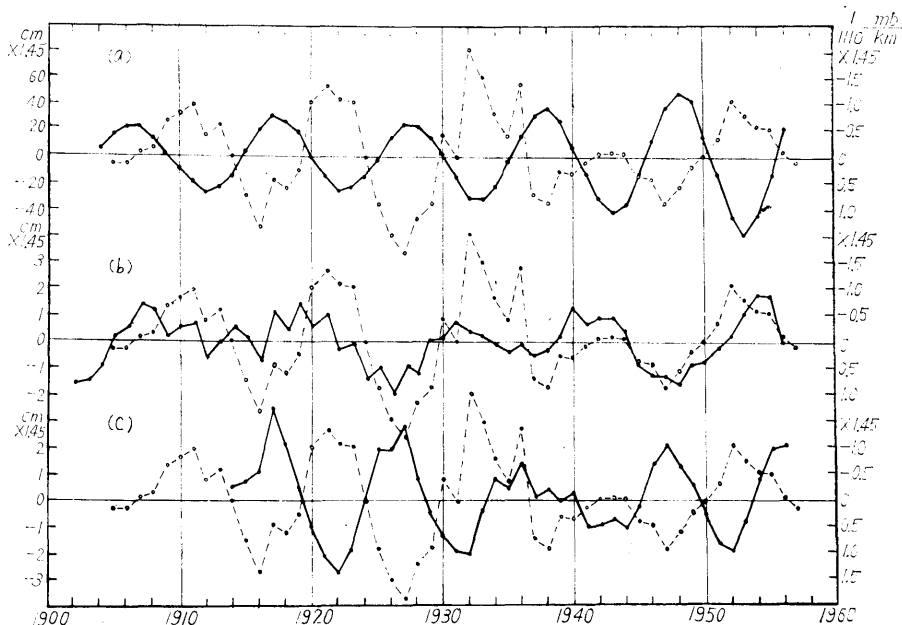


Fig. 5. Comparison between sunspot numbers and meridional component of pressure gradient and sea level in winter. Full line; (a)—sunspot numbers $[1_s-2_s]$, (b) and (c)—sea level $[1_i-2_i]$. (b)—Aburatsubo, (c)—Oshoro. Broken line; meridional component $[1_{pp}-2_{pp}]$.

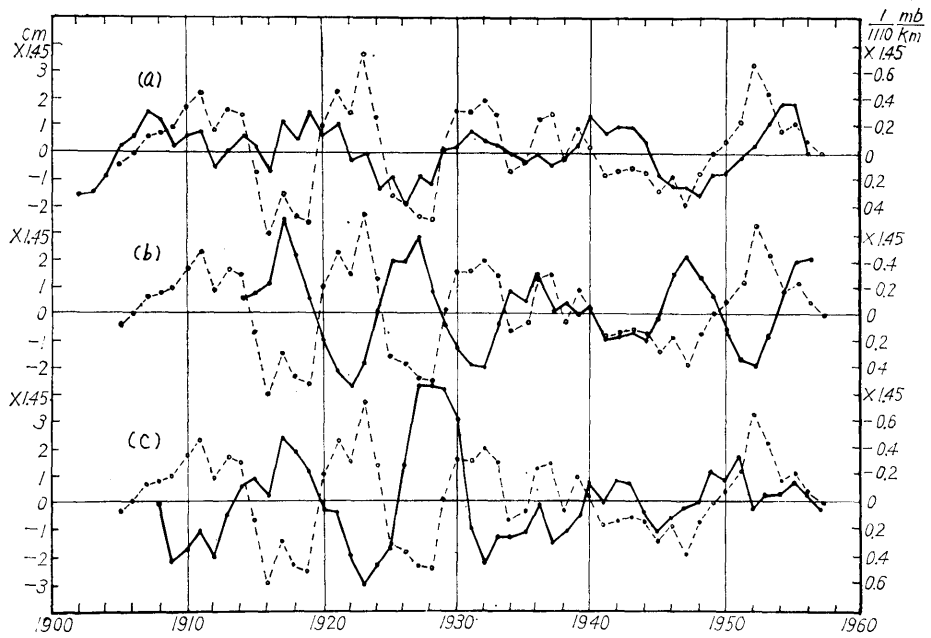


Fig. 6. Comparison between sea level and zonal component of pressure gradient in winter. Full line ; sea level $[1_t - 2_t]$, (a)—Aburatsubo (b)—Oshoro (c)—Wajima. Broken line ; zonal component $[1_{p\lambda} - 2_{p\lambda}]$.

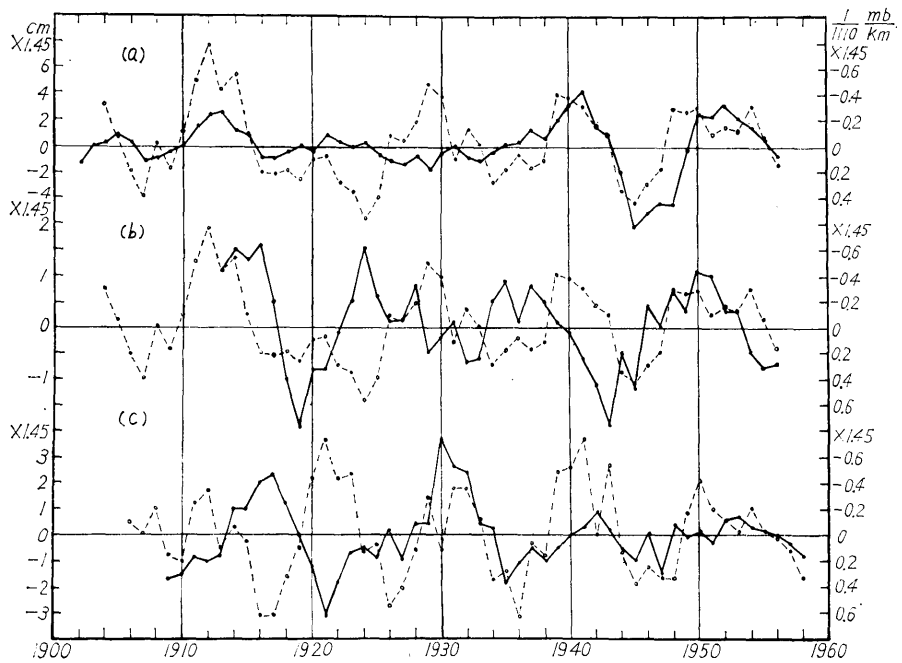


Fig. 7. Comparison between sea level and meridional and zonal component of pressure gradient in summer. Full line ; sea level $[1_t - 2_t]$, (a)—Aburatsubo, (b)—Oshoro, (c)—Wajima. Broken line; (a) and (b) meridional component $[1_{p\phi} - 2_{p\phi}]$, (c)—zonal component $[1_{p\lambda} - 2_{p\lambda}]$.

これは物理法則とこれまでの経験則から、当然期待されるような見事な風の応力効果を示しており、それが約10年の周期的変動をしていることは、同図の（a）の太陽黒点数との比較によって容易に理解できる。なおこの太陽黒点数も潮位や気圧傾度と同様の移動平均の操作をしたものであり、前報と同様 $[1_s-2_s]$ で示す。この図で太陽黒点数 $[1_s-2_s]$ と気圧傾度の南北成分 $[1_{pq}-2_{pq}]$ の対応は、今世紀初めより現在まで安定しており、明らかに関数関係の存在を主張しているように見える。

Fig. 6 は潮位と気圧傾度の東西成分 $[1_{pl}-2_{pl}]$ の比較であり、これも忍路、輪島の潮位は、北風の時に上昇、南風の時にそれが下降しているが、太平洋岸の油壺の潮位は、概ねその反対になっている。以上の事実より、冬期においては潮位の約10年の周期的変動は、風の作用が疑いなく大きな要因となっている。

しかし夏期においては Fig. 7 に示すように、潮位変動と風との対応は余り良くない。なお同図（c）の輪島の潮位の変動では1930年頃を境にして、その前後では風との対応が逆転している。その原因は不明であるが、約10年の周期的変動では他の現象においてもこの年代付近にしばしば相関の乱れが認められる。

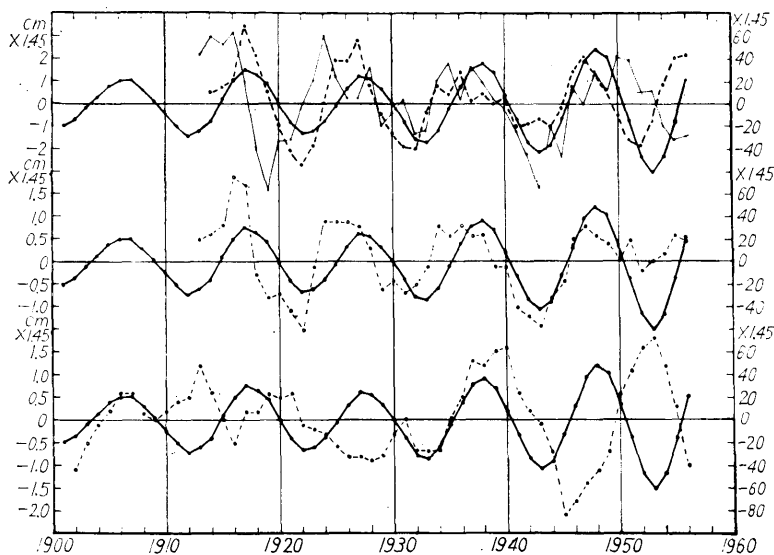


Fig. 8. Comparison between sunspot numbers and seasonal and annual sea level. Full thick line ; sunspot numbers $[1_s-2_s]$. Full fine line ; sea level $[1_t-2_t]$ at Oshoro in summer. Broken line ; sea level $[1_t-2_t]$, Upper—Oshoro in winter. Middle—annual means at Oshoro. Lower—annual means at Aburatsubo.

また忍路と油壺の年平均潮位 $[1_t-2_t]$ と太陽黒点数 $[1_s-2_s]$ の比較を Fig. 8 に示す。この図と Fig. 5~7 の比較により年平均の潮位の方は夏よりも冬の場合の変動に近いこと、また忍路は黒点数と同位相で変化しているが、油壺の方は年平均においても黒点数とは概ね逆位相で変動していることなどがわかる。

V. 潮位の経年変動

日本海側の忍路と輪島の潮位の経年変動を見るため、観測値を5年でRMしたもの、11年で更にRMした値、2 σ を求めた。それを図示すると Fig. 9 の通りであり、両検潮所の年平均潮位の経年変動は概ね同じ傾向を示して、即ちその概況は1930年頃と1950年頃に山をもつような波動を描い

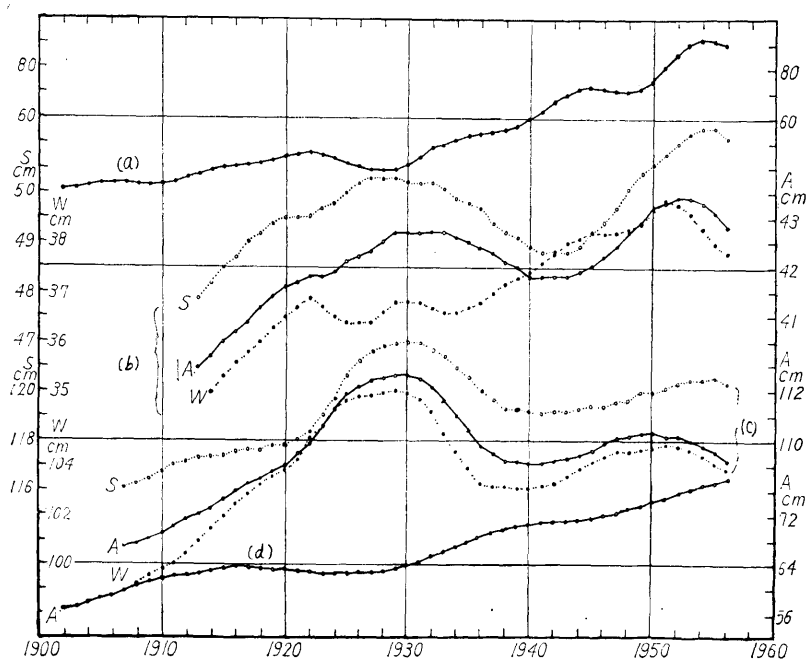


Fig. 9. Comparison between (a) sunspot numbers $[2_s]$ and (b), (c), (d) sea level $[2_c]$. (b)—Oshoro, (c)—Wajima. (d)—Aburatsubo, S: Summer. W: Winter. A: annual means.

て、1900年代より現在に向って次第に上昇の傾向を見せている。特に輪島の潮位曲線の1930年代の山は目立って大きいのは前述 Fig. 1 の変動量の頻度分布でも注目したが、その変動の規模の推定に役立つ曲線と思われる。

忍路、輪島の潮位は共に観測開始年より現在まで全体として波動状の上昇を示しているが、その平均の上昇速度は共に約 1mm/年である。

また輪島の冬と夏における潮位の変動は年平均のそれとほぼ似た傾向を示しているが、冬の方はより類似度が高い。忍路の夏の潮位の変動は年平均のそれに似ているが、冬の方はそれと異った傾向を示し、他の季節や輪島に見られる1930年頃の著しい潮位の上昇は認められない。これも Fig. 1 の変動量の頻度分布と併せ考えると意義あるものと思われるので後章で考察する。

なお太平洋側の油壺の潮位 2_c は、日本海側と異なり、1930年頃および1950年頃には目立った変動の山が認められず、1900年頃より現在に向って、殆ど直線状に上昇の一途をたどっている。この一般的傾向は、同様に平均操作した同図の (a) の太陽黒点数 2_s の動向とよく似ている。

VI. 考 察

海面の昇降を起こす要因は少なくないが、今回は主として潮位と気圧傾度、或は地衡風との比較を行なったので、まず風の海面昇降に及ぼす効果について、これまでの諸家の理論的研究を述べ、それを用いて得られた結果を考察する。

この問題に対する数学的な定式化は初め、Ekman に依って与えられ、その後、多くの人々によって展開されたので、それを G. Neumann および W. J. Pierson⁶⁾ に従って、その結果だけの引用にとどめず、以後の検討の便宜のため、その考え方の要点をまず明らかにする。即ちいま最も簡単な場

合を考えると、海面の昇降に関与する力は風の応力による摩擦力と水平圧力傾度および地球自転の転向力である。そこで y 軸を海面の傾斜の方向に、それに直角に右に x 軸を、垂直下方に z 軸をとると、傾斜流を表わす基礎方程式は慣用記号を用いて表わすと次のようになる。

$$\left. \begin{aligned} 2\omega \sin \varphi u &= -\frac{A}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \\ -2\omega \sin \varphi v &= \frac{A}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(1)$$

次に上式の A 、即ち渦動粘性係数を Palmén が与えたように、その表面の値を A_0 とし、深さの関数として次のように表わす。

$$A = A_0 \left(1 - \frac{z}{h + \varepsilon}\right)^n \dots\dots\dots(2)$$

ここに h は水深、 ε は正の数で h に比して非常に小さい数である。

もしも海の深さが浅い場合には、転向力の効果は小さくて、無視できるようになる。それは最大傾斜の方向は風の方向と 10° かそれ以下の小さい角度しか変わらないとされているからである。従って (1) 式は次のように書きかえられる。

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z} \left(A(z) \frac{\partial v}{\partial z} \right) - g\rho\beta &= 0 \\ \frac{\partial}{\partial z} \left(A(z) \frac{\partial u}{\partial z} \right) &= 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(3)$$

ただし $\beta = \frac{1}{g\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$ とおいてある。また境界条件として、

$$\left. \begin{aligned} z=0 \text{ において } \tau &= -A \frac{\partial v}{\partial z}, \quad \frac{\partial u}{\partial z} = 0 \\ z=h \text{ で } u &= v = 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(4)$$

更に定常状態に対する連続方程式の条件から

$$\int_0^h v dz = 0$$

従って (2), (3), (4) より近似的に

$$\beta \cong \frac{\tau}{2\rho gh} (3-n) \dots\dots\dots(5)$$

が求められる。この (5) 式の n の値をかえることに依り、これまで導かれた諸家の各種の結果がえられることは興味深い。例えば

$$n=0 \text{ の場合, } \beta = \frac{3}{2} \frac{\tau}{\rho gh} \dots \text{ (1905年 Ekman の転向力を無視した式と一致)}$$

$$n=1 \text{ の場合, } \beta = \frac{\tau}{\rho gh} \dots \text{ (} A \text{ が一定で転向力を考えた深い海の場合の式と一致)}$$

また $k = \frac{3-n}{2}$ とおき $1 < k < \frac{3}{2}$ の場合は

$$\beta = \frac{k\tau}{\rho gh} \dots(6) \dots \text{ (Ekman および Palmén の提案によるソレノイド場に対して適用)} \\ \text{可能な式}$$

となる。

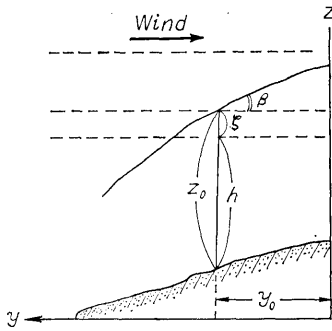


Fig. 10. The slope of the surface body of depth Z_0 at y_0 (the position of tide gauge) expressed by the elevation $\zeta = Z_0 - h$. The $\zeta = 0$ is found the sea level at y_0 , with no wind.

以上の結果が諸家によって導かれているので、以下ではそれを用いて前章までの潮位変動の問題を考える。

いま Fig. 10 のように風の方向に y 軸をとり、海底から上方に z 軸をとる。また検潮所の検潮儀設置位置 $y = y_0$ における静止海面の水深を h とする。風が吹いて来て図のように ζ だけ海面が上昇した時、 y_0 における水深は、 $z_0 = h + \zeta$ となり、海面の傾斜は $\beta = dz/dy$ であるから、 y_0 における β の値は (6) 式を用いて、

$$\beta = \frac{dz_0}{dy} = \frac{d\zeta}{dy} = \frac{k\tau}{g\rho z_0} \quad \text{.....(7)}$$

となる。

次に風の応力 τ は良く知られているように空気密度を ρ_a 、風速を W とすると、

$$\tau = C\rho_a W^2 \quad \text{.....(8)}$$

で表わされる。ここに係数 $C \cong 2.5 \times 10^{-3}$ 、 $\rho_a = 1.25 \times 10^{-3} \text{ gr/cm}^3$ 、 $g = 980 \text{ cm/sec}^2$ 、 $\rho = 1.025$ を用いると、(7) 式は

$$\beta = \frac{d\zeta}{dy} = 3.1 \times 10^{-9} \frac{kW^2}{z_0} \quad \text{.....(9)}$$

となる。前述のように浅い深、即ち摩擦深度を D^* とすれば、 $h/D^* \ll 1$ の時、 $k = 3/2$ とおくことができるので (9) 式は

$$\beta = 4.65 \times 10^{-9} \frac{W^2}{z_0} \quad \text{.....(10)}$$

となる。従って海面勾配は検潮所の水深と風速に左右される。いま水深がそれぞれ $z_0 = 3, 5, 10 \text{ m}$ で、風速が $1, 3, 5 \text{ m/sec}$ の各々の場合の β の値は次の左下の小表のようになる。

下表の割合で海面が昇降すると水深が 3 m で風速が 3 m/sec の時は水平距離 100 km に対し、潮位の上昇は 14 cm になる。

次に (9) 式の z_0 は $z_0 = h + \zeta$ を考慮して積分し、 $\zeta = 0$ のとき $y = y_0$ とすれば次式をうる。即ち

$$\zeta = -h + \sqrt{h^2 + 6.2 \times 10^{-9} k W^2 (y - y_0)} \quad \text{.....(11)}$$

従って $\zeta = 10 \text{ cm}$ および 30 cm に対する検潮所から外洋に向う方向の水平距離 $y - y_0$ の値は $k = 3/2$ のとき、次の右下の小表のようになる。

β の値				$(y-y_0)$ の値 (単位 km)						
水深(m)	3	5	10	水深	$h=3m$			$h=5m$		
風速(W)				風速 (m/sec)	1	3	5	1	3	5
1m/sec	1.55×10^{-7}	9.30×10^{-8}	4.65×10^{-8}	ζ の値						
3 "	1.40×10^{-6}	8.37×10^{-7}	4.19×10^{-7}	10cm	655	70	30	1090	120	40
5 "	3.88×10^{-6}	2.33×10^{-6}	1.16×10^{-6}	30 "	2030	230	80	3320	370	130

これは例えば水深が 3 m で風速が 3 m/sec の時、水位が 30 cm 上昇する場合には 230 km の沖まで影響のあることを示している。換言すれば、離岸距離 230 km から水位が上昇し初めたとすると、検潮所の位置では 30 cm 上昇するという勘定である。この時の平均勾配は 1.3×10^{-6} であり、前述の β の値の表と殆ど変らない。

さて忍路、輪島の夏および冬の潮位の平均の変動量の巾は、Fig. 1 に示したように 30 cm 以内であり、また一方前述の気圧傾度から推定される地衡風の風速は 3~4 m/sec の程度である。それ故前述の理論より導かれた式を用いて計算された結果から実状を説明する一つの可能性が見出されたと結論できよう。

しかしこれは約 10 年の移動平均によって見られるような、平均化された場合の潮位と風との間の関係であり、それが年々の観測値どうしの対応はそれ程、きれいと云えない。これは風が平衡に達するまでの期間に関係するか、或は風以外の原因による不規則な短期の大きな変動がしばしば風の効果を上廻るために乱されるのか、これらの実体を知るには更に精密な解析が要求される。

また今回は気圧の効果を分離して考えなかったが、根室の冬の気圧にも約 10 年の黒点周期で見事に変動していることを山本⁷⁾が示されたが、それと同期間の忍路の潮位を比較すると両者は、静力学的平衡が成立するような位相、即ち両者は互に逆位相で変動している（図省略）。

しかもその気圧変動の最大値はほぼ ± 2 mb と見られるので、水位の昇降差になおすとほぼ ± 2 cm に相当する。他方忍路の同じ周期の潮位の変動の最大値はほぼ ± 5 cm であるから、気圧の効果は全体のほぼ半分になる。しかし残りの半分は風の効果であると単純には考えられない。それは両者はそういう方法では分離できないからである。なおこの場合は (11) 式において、前述に用いた $k=3/2$ でなく、 $k=1$ を用いる方が良いかも知れぬが、ここではその骨子だけを問題にした。

次に短期の変動においても、潮位と風との関係を良く表わしている例として、Montgomery の報文⁹⁾をあげることができる。それはアメリカ東海岸の Charleston の潮位の年周変化と陸に向う正味の風の頻度との間には極めて良い対応のあることを見出している。

最後に日本海における潮位の経年変動において、輪島の 1930 年頃に夏、冬および年平均の潮位曲線の異常な上昇、並びに忍路の同期間において夏と年平均の潮位の同様な上昇傾向を示していることは既に述べた。そこで注目すべきことは、忍路の冬の潮位にだけは 1930 年頃の異常上昇が見られないことである。以上の事実から推定されることは、忍路の場合は、しばしば報告されているような目立った地盤沈下⁹⁾による水位の上昇でないことは明らかである。その原因は日本海の流体部分にあると思われる。それは忍路より輪島の潮位の変動量が大きいことから、その変動源は仮りに南方にあると考え、かつ冬と夏の経年変動の特性の相違から、これは対馬暖流の勢力消長の影響のためと考えられる。特に対馬暖流に及ぼす夏と冬の季節風の効果は無視できないからである。

日本海上の冬の寒気の発生に関する真鍋のすぐれた研究¹⁰⁾によると、輪島付近は忍路地域に較べて、気象状態の変動度が極めて大きいので冬期における海面昇降に及ぼす変動量の Fig. 1 に見られるような頻度分布の異常性も現われるであろうことが予想される。

冬の忍路の潮位の経年変動は、太平洋岸の油壺のそれと同じ傾向を示し、1907 年の観測開始後現在まではほぼ直線状に上昇しており、それがまた太陽黒点数の変動ともほぼ平行に変化していることから、局所的な影響は余り受けておらず一般的な変動の趨勢を表わしていると見ることができよう。

む す び

日本海はいわゆる縁海であって、大洋とは異なり潮汐も海流も直接外海から来ている。その海況は

対馬暖流の影響を強く受けるばかりでなく、季節風の影響もまた大きく、特に冬期にそれが著しい。日本海における海面昇降の一般的特性が今回ほぼ解ったので、他の海区の大略の特性が一応調べあげられた後、再びその詳細な構造について検討したい。

謝辞：この種の研究について常に激励と指導とを給わっている東海大学海洋学部長速水頌一郎博士、有益な助言を給った本学教授武貞良人博士に心から深謝いたします。またこの研究に用いた資料の提供を仰いだ国土地理院、気象庁、東海区水産研究所の関係各位の御厚意に心から謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 大内正夫：海面昇降の長期変動（Ⅰ），京都学芸大学紀要。Ser. B. No. 27. 41～58. (1965).
- 2) M. Outi., Long-term Variations of the Atmospheric and Oceanic Conditions. Special Contribu. Geophys. Insti. Kyoto Univ. No. 6. 69～78 (1966).
- 3) Fairbridge, R. W., Mean Sea Level related to Solar Radiation during the Last 20,000 years. Change of Climate. Proc. Rome. Symp. UNESCO & W. M. O. 229-242 (1963).
- 4) 津村建二郎：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).
- 5) 須田建：梅雨の長期変動。天気，Vol. 10. No. 4. 119～123 (1963).
- 6) G. Neumann and W. J. Pierson, Jr., "Principles of physical Oceanography". p. 197～213. Prentice-Hall, Inc. (1966).
- 7) 山本武夫：日本における気候変動の概観。気象研究ノート第91号，336～343 (1967).
- 8) R. B. Montgomery., Fluctuations in Monthly Sea Level on Eastern U. S. Coast as related to Dynamics of Western North Atlantic Ocean. Jour. Mar. Res. Vol. 1 No. 2. 165～185. (1938).
- 9) G. I. Roden., Sea Level Variations at Panama. Jour. Geophys. Res. Vol. 68. No. 20 5701～5710. (1963).
- 10) S. Manabe., On the modification of air-mass over the Japan Sea when the outburst of cold air predominates. Jour. Met. Soc. Japan. Ser. II. Vol. 35. 311～326 (1957).

Summary

This is the second paper on the long-term variations in sea level. The characteristics of the sea level variations of the Japan Sea have been investigated, using the monthly mean values obtained by the observations of sea level from 1900 to 1963 at two tidal stations (Oshoro [43°13'N, 140°52'E], Wajima [37°24'N, 136°54'E]) along the Japanese coast of the Japan Sea, and by the same method as mentioned in the first paper.

The author has compared the sea level variations with the atmospheric pressure gradients calculated from the monthly mean values of the sea level pressure at the three meteorological observatories (Yamagata, Tokyo, Taipei), and sunspot numbers.

The results are as follows.

(1) The range of annual mean variation of sea level during these some 60 years is about 10 cm at Oshoro and 25 cm at Wajima. The reason for the larger range of sea level variation at Wajima than at Oshoro, seems to be that the variations of the Tsushima current and monsoon affect the sea level there more strongly.

(2) The secular variations in sea level at both Oshoro and Wajima tend to rise gradually with years taking wave forms which have their peaks at about 1930 (Fig. 9). The mean rising velocity of the whole observation term is about 1 mm/year in both cases.

(3) As for the seasonal variation of sea level in the Japan Sea, the sea level is high in summer and low in winter. The difference in sea level between summer and winter is about 13 cm at Oshoro and about 15 cm at Wajima (Table 1).

(4) The long-term periodic variations in sea level of winter at Oshoro and Wajima were separated by the moving average method, which clearly showed an approximately 10-year-periodic variation. These variations of sea level correspond fairly well with those of the meridional and zonal components of the atmospheric pressure gradients mentioned above (Fig. 5, 6).

As these pressure gradients become the indexes of the strength of the geostrophic wind, the cause of the variations of sea level seems to be the wind action of pulling up or removing the sea water, in agreement with Ekman's theory.

It is interesting to note here that the approximately 10-year-periodic variation of sea level at Oshoro and Wajima is reverse in phase with that of Aburatsubo along the Japanese coast on the Pacific side. The reason for this is that the relative position of land and sea with respect to the same monsoon or same wind direction at Oshoro (Japan Sea Side) is quite different from that of Aburatsubo (Pacific Side). Therefore the wind action of pulling up or removing the sea water is reverse on the coast sides mentioned above.

Accordingly, the variation of sunspot numbers of 11-year cycle corresponds to the out-phase of the variation of sea level at Aburatsubo, and the same-phase of that of Oshoro (Fig. 5).

(5) In summer, the variations in sea level at Oshoro and Wajima show an approximately 10-year-periodic variation and almost the same characteristics as in winter. But they do not correspond to the pressure gradients so well as in winter (Fig. 7).

(6) The elevation of the sea level caused by the wind action may be roughly expressed by the following formula

$$\zeta = -h + \sqrt{h^2 + 6.2 \times 10^{-9} k W^2 (y - y_0)} \quad (\text{c.g.s. unit})$$

where ζ is the elevation from the level with no wind, W is wind speed, y -axis takes the direction of the slope of the sea surface (pressure gradient) and y_0 is the position of tidal observation (Fig. 10). h is the depth with no wind at y_0 , k is a conditional factor and takes $1 < k < 3/2$.

(7) The characteristics or the local features of the long-term variations of sea level in Japan Sea may have been caused mainly by the variations of Tsushima current and monsoon, especially in winter.