

## 報 告

# 気象庁沿岸波浪観測に基づく日本沿岸の波浪特性の調査\*

杉本 悟史\*\*・近澤 昌寿\*\*\*

### 要 旨

20 年以上にわたる気象庁沿岸波浪計の観測値を統計的に解析することにより、日本沿岸の波浪特性を調査した。波高の出現分布特性や季節変動の調査から、日本海側では冬季の季節風による風浪が卓越し、冬季に高波浪、夏季に低波浪という特徴が、太平洋側では年間を通じてうねりの出現頻度が高く、波高や周期の季節変化が小さいという特徴が得られた。南に面した太平洋側の地点では、平均波高及び周期、並びに高波浪の継続時間が、それぞれの年の台風の状況の変化に左右されることが示唆された。3 時間あたりの波高増加量は、日本海側が太平洋側より大きい。波高の極値統計解析による再現期待値は、太平洋側では台風による高波が観測される石廊崎、喜屋武岬で高く、地形の影響がある佐喜浜及び台風による高波の観測が少ない尻羽岬で低い。日本海側では、北ほど波高の再現期待値が高い。いくつかの観測地点について、地形の影響や外洋波浪の代表性等を指摘した。

### 1. はじめに

波浪観測データは、リアルタイムで現業的な実況解析及び予報に必要とされるほか、気候学的な調査研究にも用いられる。特に、10 年以上の長期にわたる沿岸波浪観測は、その気候学的特性(波候)の把握を通じて沿岸施設の設計や港湾開発・海岸保全計画等に利用されている。また、沿岸構造物の被災の原因究明及び復旧計画策定といった災害対策にも、長期間の観測データに基づく高波統計などが活用されている。

気象庁では、運輸技術審議会による答申「波浪観測と予報システムの確立」(1971 年(昭和 46 年)

5 月)において近代的な波浪観測システムの確立が求められたことを受け、1974 年(昭和 49 年)度予算で石廊崎波浪観測施設を整備したのを皮切りに、全国 11 か所に順次沿岸波浪計を整備、波浪予報業務等に活用してきた。このデータは船舶の安全運航という観点から、主として現業的な実況把握に利用されている。また、現業における一層の有効利用を図るため、各沿岸波浪計の観測資料について多くの特性調査が行われている(例えば、寒河江ら(2006)の引用文献を参照)。一方、波候及び高波統計の調査に関しては、代表的な統計値が毎年算出・公開されており(例えば、気象庁、

\* A Study on Japanese Coastal Wave Characteristics Using Coastal Wave Observation by Japan Meteorological Agency

\*\* Satoshi Sugimoto

Forecast Division, Forecast Department (予報部予報課)

\*\*\* Masatoshi Chikasawa

Office of Marine Prediction, Global Environment and Marine Department (地球環境・海洋部海洋気象情報室)

2006), また竹内 (1984), 山口ら (1989), 日本気象協会 (1997) により統計的な研究が行われている。しかしながら, 台風第 23 号による高知県室戸市菜生海岸で見られた海岸堤防の倒壊 (2004 年 10 月) のように, かつて見られなかった高波災害が近年生じていること, 日本気象協会 (1997) の研究以来 10 年が経過しており, 新たにデータが蓄積されたことを考慮すると, 新たな観測データを加えて各地点の波浪統計を調査することは重要と考えられる。

気象庁以外による, 日本沿岸における継続的な波浪観測の代表的なものとして, 国土交通省港湾局が関係機関による相互協力の下に構築している全国港湾海洋波浪情報網 (NOWPHAS) が挙げられる。NOWPHAS の観測データは, 1970 年以来継続的に統計解析され成果が公表されている (例えば, 永井, 2002)。しかしながら, 気象庁の沿岸波浪計のように 20 年以上観測を継続し, かつ浅海効果による波浪変形が小さい (外洋波浪の代表性が高い) と考えられる水深 40m 以深の観測点は, 現時点で全国に展開されている NOWPHAS 約 60 地点のうち十数点であり, 外洋波浪の代表性が高い地点のデータが豊富に得られているとは言い難い。したがって, 新たに気象庁の観測地点における長期統計解析を行い, その結果を NOWPHAS データから得られている知見と比較・議論することは有意義であろう。

本報告では, 気象庁沿岸波浪計の観測データを統計的に解析することにより, 日本沿岸における波浪の統計的特性を明らかにする。データは, 観測開始から 2005 年までのものを用いた。波浪に関する統計にはさまざまな時間スケールを取り扱ったものがあるが, ここでは 1 か月から 1 年程度の時間スケールでの波浪の変化に関する統計 (波候), 及びさらに長い期間を対象とした高波の出現確率等に関する統計 (高波統計) を調査した。次章では, 気象庁沿岸波浪計及びデータの処理方法を概説し, 本報告で実施する統計解析の期間等を示す。第 3 章ではそのデータから得られた波候及び高波統計に関する解析結果を示す。第 4 章で, 本報告で得られた統計解析を過去の知見と比較, 議論して, 結果をまとめる。

## 2. 気象庁沿岸波浪計による観測及びデータ処理

統計解析をするにあたり, 取得されたデータの期間, 元になる観測機器及びデータの特徴を把握しておくことは重要である。ここでは, 気象庁沿岸波浪計の観測原理とデータ処理について簡単に説明し, 統計解析の対象となる観測期間やデータ数, 測得率を示す。

### 2.1 波浪観測の原理とデータ処理

気象庁では, 海底設置型の超音波式沿岸波浪計を採用している。超音波式では, 海底に設置した超音波送受波器から鉛直上向きに発射したパルスが海面で反射されて戻ってくるまでの時間を測定することにより, 海面までの距離を求めており, プイ式や容器式/抵抗線式のように係留や海中構造物を必要としないことから, 長期間の安定計測に適している。測定精度については, 水中の温度変化等に伴う伝播速度による誤差, 超音波の指向性 (広がり) に伴う誤差, 砕波による異常波形などが指摘されている (気象庁海洋気象部, 1980; 小舟, 1990) が, 高波時に水面付近に混入した多量の気泡により超音波が散乱され異常波形を記録するなど, 高波統計における利用に関して注意を要する点を除いて, おおむね精度よく測定が可能と考えられている。

観測データは, 一定の時間間隔で連続的に取得される。この連続データに対して, 異常域 (ノイズ等の混入により論理値を超える信号) の除去, 後日実施される波形勾配等による品質管理が施された後, 波数, 及び有義波・最大波の波高と周期 (波浪の諸元) が計算, 記録されている。本報告では, 有義波の波高と周期を用いた波候の解析, 及び有義波高の高波統計の解析を行う。なお, 気象庁沿岸波浪観測装置及びデータ処理に関する詳細, 並びに波浪諸元の定義については, 岩井・河野 (2002) を参照されたい。

### 2.2 波浪計の設置地点と観測期間

全国 11 か所に設置している沿岸波浪計の位置を, NOWPHAS 沿岸波浪計とともに第 1 図に, また沿岸波浪計の観測開始時期等を第 1 表に示

### 波浪計配置図

- 気象庁の沿岸波浪計: 11
- 港湾局の沿岸波浪計(水深40m以上): 23
- ◇ 港湾局の沿岸波浪計(水深40m以下): 37



第1図 気象庁及び全国港湾海洋波浪情報網(NOWPHAS)の沿岸波浪計配置図(2006年3月現在)

第1表 気象庁沿岸波浪計の観測期間及び統計対象データ数

1日8回観測は、日本時間の03時、06時、09時、12時、15時、18時、21時、24時の観測である。

地点名	緯度(N)	経度(E)	水深(m)	1日8回観測開始	1日24回観測開始	データ数
(太平洋側)						
尻羽岬	42°54'	144°46'	47	—	1985年4月1日	131,275
江ノ島	38°24'	141°36'	57	1978年4月1日	1992年3月14日	152,539
石廊崎	34°36'	138°51'	50	1976年4月1日	1988年3月13日	177,229
佐喜浜	33°24'	134°14'	48	1977年7月1日	1985年12月5日	150,091
佐多岬	31°03'	130°45'	45	1982年3月1日	1992年10月21日	141,822
喜屋武岬	26°05'	127°43'	51	1983年2月1日	1991年9月17日	132,882
(日本海側)						
松前	41°25'	140°06'	49	1979年1月1日	1992年7月24日	155,052
温海	38°41'	139°36'	45	1981年3月1日	1985年11月23日	159,725
経ヶ岬	35°47'	135°13'	47	1976年5月1日	1988年3月22日	184,666
鹿島	35°33'	132°58'	47	1984年4月1日	1994年3月10日	123,440
福江島	32°45'	128°38'	51	1980年4月1日	1989年1月23日	163,756

す。気象庁沿岸波浪計は太平洋側，日本海側，東シナ海側それぞれに存在しており（表記の煩雑さを避けるため，本報告では東シナ海側にある福江島を日本海側のグループに含めて記述している），すべて水深 40m 以上の場所に設置されている。観測開始は石廊崎が最も早く 1976 年，尻羽岬が最も遅く 1985 年であり，1985 年以降 1994 年にかけて順次毎時（1 日 24 回）観測に移行している。データ数は各地点とも 12 万点以上であり，永井（1997）が行った NOWPHAS データの統計解析に比べて 1 地点あたり 2 倍近いデータが利用可能である。

データの測得率（第 2 表）は，松前，経ヶ岬が観測開始以来の通算で 97% 台と高い。一方，近

年障害により欠測が続いている尻羽岬，温海，佐喜浜は 90% 以下である。2000 年以前は，どの地点でもおおむね 95% 以上の割合でデータが得られている。

第 1 表に示したように，気象庁沿岸波浪計は，尻羽岬を除き，1 日 8 回観測の時期と 24 回観測の時期がある。第 3 章で波候解析を行う前段階として，あらかじめこれらのデータを同等に扱えるか検討しておく。1 日 24 回観測を実施している期間について，累年の平均有義波及び平均最大波を，毎時観測値と 3 時間ごと（03 時，06 時，09 時，12 時，15 時，18 時，21 時，24 時）に抽出した観測値からそれぞれ求め，平均値及び標準偏差を比較した。その結果，有義波，最大波とも，毎時

第 2 表 データの測得率 (%)

観測開始以来，各年ごと及び累年で有義波データ（波高及び周期）が得られた割合を示す。1 日 8 回観測から 1 日 24 回観測に移行した年については，1 日 8 回観測のデータ数を 3 倍して 1 日 24 回観測のデータ数と通算することにより，測得率を求めた。

年	尻羽岬	江ノ島	石廊崎	佐喜浜	佐多岬	喜屋武岬	松前	温海	経ヶ岬	鹿島	福江島
1976			98.8						97.7		
1977			99.0	98.6					99.3		
1978		99.2	99.0	99.5					98.3		
1979		99.3	99.8	98.8			98.8		97.7		
1980		98.9	97.5	99.4			98.3		97.2		92.4
1981		96.4	99.6	95.3			98.4	98.7	98.5		99.2
1982		99.2	98.0	99.0	97.8		97.3	98.3	98.4		98.8
1983		99.9	98.3	98.2	97.0	94.7	99.6	99.8	99.1		98.3
1984		99.9	98.4	99.4	99.5	92.8	99.1	95.7	99.0	99.0	98.9
1985	97.7	99.3	99.2	98.4	99.0	97.9	99.3	98.6	98.2	99.0	96.7
1986	98.5	98.6	94.0	99.0	99.8	98.9	81.0	99.5	99.0	99.5	99.2
1987	99.1	72.1	99.0	78.3	99.5	93.2	78.4	97.6	98.5	99.4	98.6
1988	99.1	81.6	76.3	75.6	97.1	99.1	97.9	95.5	96.6	99.5	99.8
1989	99.9	97.1	97.6	95.8	95.7	99.8	97.4	76.5	99.1	89.3	98.5
1990	99.0	97.8	93.9	96.2	95.6	99.8	98.7	29.9	99.4	99.7	98.7
1991	99.8	97.3	83.2	94.4	61.4	99.8	99.2	99.4	87.5	98.0	98.6
1992	99.9	90.3	87.0	94.5	98.7	99.5	98.2	99.3	93.8	99.3	97.5
1993	99.5	99.9	98.2	94.0	95.1	99.9	99.3	99.1	76.0	99.5	98.7
1994	99.8	71.1	99.8	92.2	76.9	99.9	99.9	99.6	99.6	98.3	97.1
1995	99.8	64.5	99.9	92.2	99.6	94.2	99.8	97.3	96.4	94.4	99.8
1996	99.8	99.6	99.7	63.6	99.0	59.6	100.0	57.8	95.7	96.9	99.6
1997	99.9	99.9	99.8	88.1	99.9	99.7	99.9	99.8	98.9	51.5	99.6
1998	11.8	99.8	99.7	98.9	98.8	99.6	99.9	99.9	99.8	88.0	61.0
1999	89.0	99.5	99.9	99.7	96.4	97.9	99.9	81.7	99.9	99.7	89.8
2000	94.9	99.9	99.2	96.5	100.0	99.7	99.8	99.9	99.9	92.9	71.5
2001	0.0	95.2	99.6	69.0	100.0	99.9	99.9	100.0	99.9	99.9	99.9
2002	34.2	98.4	84.0	0.0	100.0	80.0	95.4	90.6	99.8	99.9	98.7
2003	0.0	100.0	30.7	0.0	99.9	97.6	99.9	68.3	100.0	99.8	99.9
2004	0.0	98.7	99.9	0.0	99.3	79.8	99.5	65.6	100.0	100.0	77.1
2005	0.0	99.3	99.9	0.0	98.3	0.0	100.0	0.0	94.8	80.2	100.0
累年	72.2	94.7	94.3	79.5	96.0	90.6	97.6	85.8	97.3	94.7	94.9

観測値から求めた平均波高と3時間ごとの観測値から求めた平均波高の差は1%以内、標準偏差の差は5%以内であった。また、周期についても平均値及び標準偏差の差はそれぞれ1%以内、10%以内であった。そこで、累年のデータ確率分布や累年の平均値の算出を行う第3.1節～第3.3節では全データを用いた。波高の持続性と立ち上がり特性を扱った第3.4節～第3.5節では1日24回観測の期間のデータを、また長期間の極値データが必要とされる高波統計(第3.6節)では全期間のデータから3時間ごとの観測値を抽出して使用した。

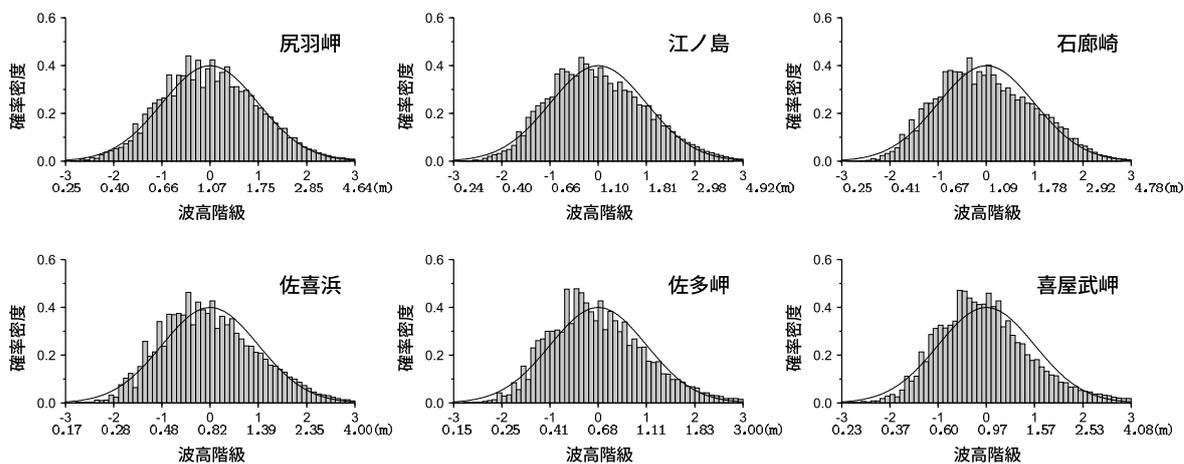
### 3. 沿岸波浪計による日本沿岸の波候

#### 3.1 有義波高の出現分布特性

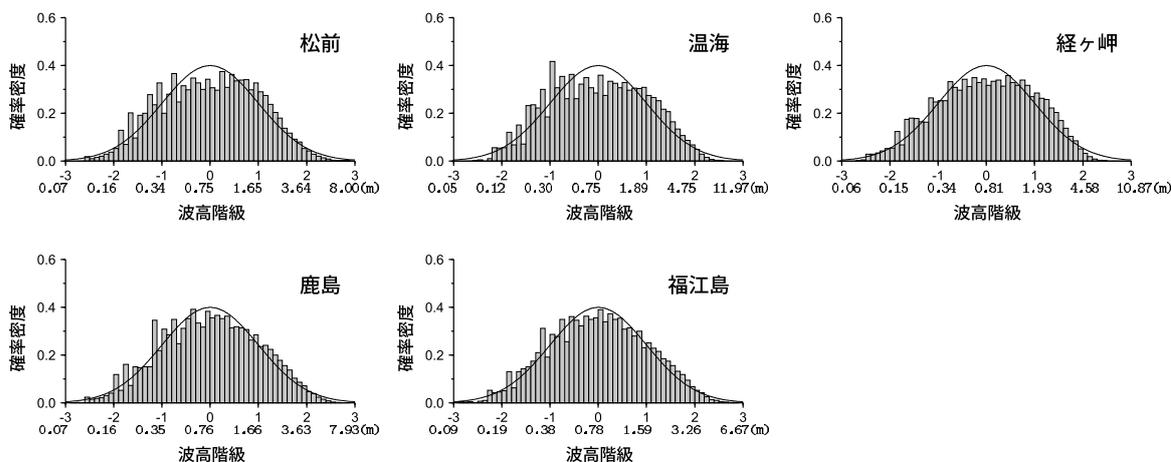
各観測地点における有義波高の出現頻度は、波浪統計において最も基本的な情報のひとつである。第2図に、気象庁沿岸波浪計による観測有義波高の累年出現分布を示す。なお、記録的高波の出現頻度は、0m近い低波高の出現頻度に比べてはるかに少ない。したがって、一定の高さごとに頻度統計をとると、統計的な理解が容易な正規分布とはかなり異なった非対称分布となる。そこで、永井(1997)と同様に、有義波高の対数値についての出現確率を算出した。

波高(対数値)の出現頻度は、おおむね正規分

(太平洋側)



(日本海側)



第2図 沿岸波浪計による観測波高(累年)の出現確率分布

横軸は、有義波高の対数値について、平均値を中心に標準偏差で正規化して波高階級とした。各階級に対応する波高値(m)をあわせて示す。図中の太線は、分散1の正規分布である。

布に近い(第2図)。詳細に比較すると、江ノ島、石廊崎、佐喜浜、喜屋武岬の分布は、平均より低波高の出現確率が正規分布に比べ高いという特徴が見られる。一方、松前、温海、経ヶ岬では、平均値付近の出現確率が低い。

各地点における出現頻度分布の特徴を数値的に比べるため、波高の対数値の平均、標準偏差、歪度、尖度を求めた(第3表)。歪度、尖度はそれぞれ以下の式で表される。

$$(\text{歪度}) = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})^3}{N\sigma^3}$$

$$(\text{尖度}) = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})^4}{N\sigma^4}$$

ここで、 $\bar{x}$ はxの平均値、 $\sigma$ はその標準偏差を表す。歪度は、正規分布の場合0となり、正規分布に対する左右への歪の度合いを示す(正の値は左に分布が偏り右にすそが長い分布を示す)。尖度は、正規分布の場合3となり、正規分布に比べて平均値付近に集中している度合いを示す(値が大きいほど集中)。

第3表 観測波高の対数の統計値

表中の下線は標準偏差の小さい地点(0.6以下)、歪度の大きい地点(絶対値0.2以上)を、二重下線は尖度の小さい地点(2.5以下)を示す。

地点名	平均	標準偏差	歪度	尖度
(太平洋側)				
尻羽岬	0.068	<u>0.489</u>	<u>0.203</u>	2.964
江ノ島	0.091	<u>0.501</u>	<u>0.346</u>	2.904
石廊崎	0.086	<u>0.493</u>	<u>0.305</u>	2.677
佐喜浜	-0.202	<u>0.529</u>	<u>0.402</u>	3.014
佐多岬	-0.391	<u>0.497</u>	<u>0.562</u>	3.467
喜屋武岬	-0.030	<u>0.479</u>	<u>0.742</u>	4.057
(日本海側)				
松前	-0.287	0.789	-0.056	<u>2.271</u>
温海	-0.290	0.924	-0.004	<u>2.169</u>
経ヶ岬	-0.206	0.864	-0.118	<u>2.268</u>
鹿島	-0.273	0.781	-0.038	<u>2.414</u>
福江島	-0.253	0.717	-0.009	<u>2.424</u>

第3表を見ると、出現確率分布の地域的特徴が明りょうである。すなわち、太平洋側に位置する尻羽岬、江ノ島、石廊崎、佐多岬、佐喜浜、喜屋武岬では、標準偏差が小さく、歪度が大きい。一方、日本海側及び東シナ海に面する松前、温海、鹿島、経ヶ岬、福江島では、尖度が小さい。これらの特徴は、永井(1997)が指摘したNOWPHASによる観測の地域的特徴と一致している。

太平洋側と日本海側における波高の観測頻度分布の地域的特徴の原因は、次のように考えられる。太平洋側では年間を通じてうねりの影響を受けやすいため、低波高の出現頻度が低くなりがちである。そのため、低波高側のすそが短く、波高の平均が高く、標準偏差が小さい分布になりやすい。一方、日本海側では、夏季は低波高の出現頻度が高く、冬季には季節風による高波高が継続する。そのため、尖度が小さく、標準偏差の大きい分布になりやすい。

なお、佐多岬及び佐喜浜は、標準偏差、歪度、尖度について太平洋側の特徴を示しているが、平均値については他の太平洋側地点よりも低い。このことは、これらの2地点が、他の観測地点に比べ、地形の影響(遮へい効果)を受けた波浪を観測する事例が多いことを示唆している。

### 3.2 波高及び周期の季節変動

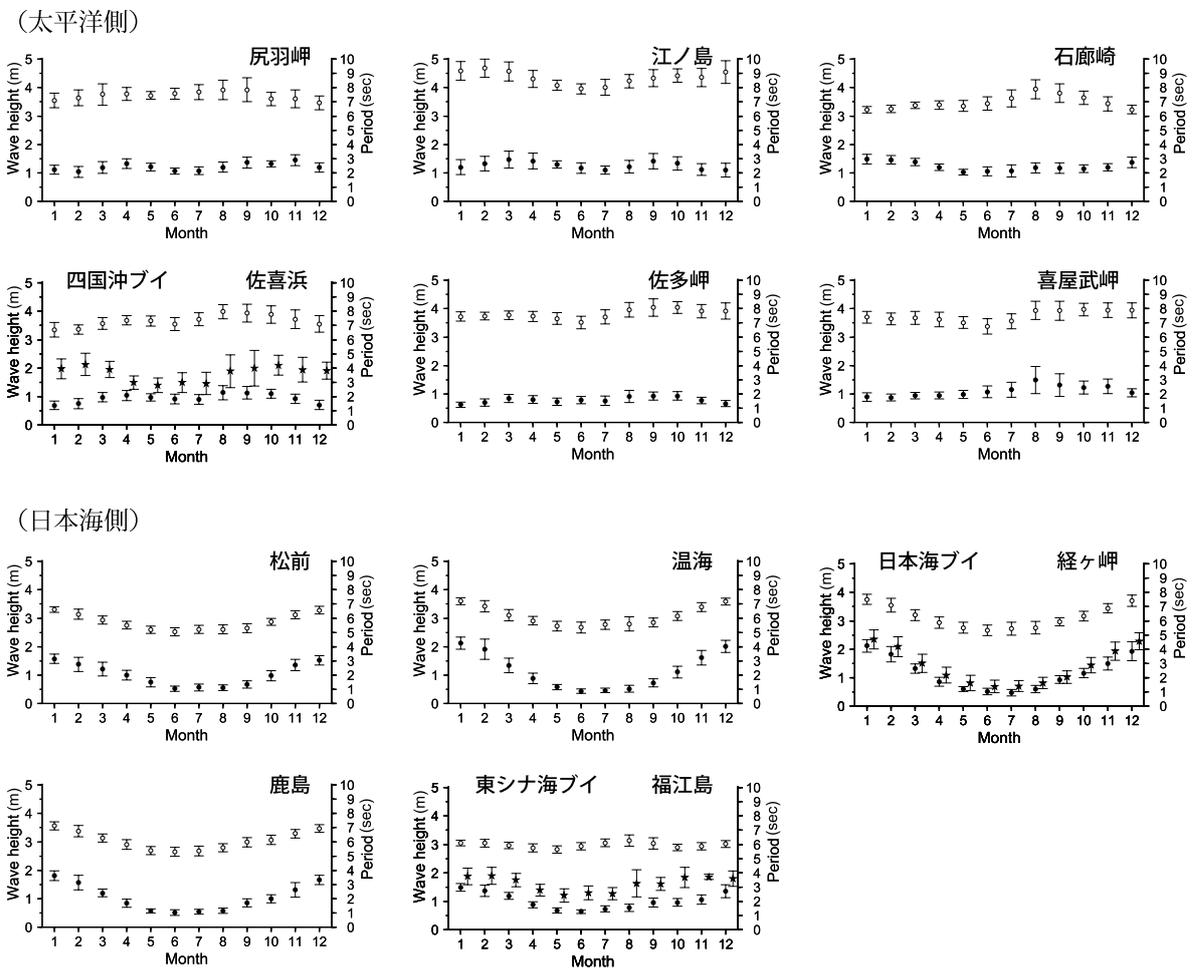
第3図に、沿岸波浪計設置地点における有義波の波高・周期の季節変動を、1978~2000年にかけて日本海、東シナ海及び四国沖の3か所に設置された気象庁定置ブイ(Kawano, 1974)の波高の変動とともに示す。定置ブイデータは、モデルや衛星観測データの検証、海上気象及び海洋の長期モニタリングに有効な長期間継続した観測として高い評価を与えられており(例えば、斉藤・江口, 1999; Gulev *et al.*, 2003)、沿岸波浪計観測と比較することにより、波浪計設置地点における波浪特性の理解に役立つものと考えられる。

太平洋側と日本海側を比較すると、波高・周期ともに太平洋側の季節変動の振幅が小さく、全般に長周期である。太平洋側では全般に春季及び秋季にやや波高が高くなる傾向が、日本海側では夏季に低波高・短周期、冬季に高波高・長周期とい

う特徴が見られ、永井（1997）の指摘と一致している。太平洋側の石廊崎、佐喜浜、佐多岬、喜屋武岬では、8～10月にかけて周期が長く、南方の台風からのうねりを観測する頻度が高いことが示唆される。8～10月の標準偏差の大きさに注目すると、喜屋武岬では波高・周期の、石廊崎、佐喜浜、佐多岬では周期の標準偏差が大きく、これらの地点の波候はそれぞれの年の台風の状況（接近回数や遠方の台風からのうねりの程度）に左右されることが示唆される。一方、江ノ島では冬季に周期が長く、日本の東方海上で発達した低気圧からのうねりを観測する頻度が高いものと考

えられる。

沿岸波浪計による波高の季節変動を、同じ波浪特性を示すと考えられる海域の定置ブイによる観測と比較すると、経ヶ岬は日本海ブイとほぼ同様の変動を示し、また定量的にもかなり近い値を示していることから、月平均程度の日本海の外洋波浪場をよく反映しているものと考えられる。一方、佐喜浜は四国沖ブイによる波高の季節変動と異なっており、月平均程度の外洋波浪場の把握には適していない。福江島における季節変動パターンは東シナ海ブイと似ているが、定量的には両者に差が見られる。



第3図 月平均有義波高及び周期の季節変動

黒丸(●)は、沿岸波浪計による月平均有義波高(m)、白丸(○)は月平均周期(秒)を表す。上下に示す幅は、それぞれの標準偏差である。80%以上の割合で観測値が得られた月のデータのみを用いた。なお、佐喜浜・経ヶ岬・福江島には、それぞれ四国沖(29°00'N, 135°00'E; 1982年6月～2000年7月)・日本海(37°55'N, 134°33'E; 1978年10月～2000年5月)・東シナ海(28°10'N, 126°20'E; 1978年8月～2000年10月)の気象庁定置ブイによる月平均有義波高(ただし、1990年7月までは平均波高が観測されていたため、その期間については平均波高の1.597倍を有義波高として換算; Longuet-Higgins, 1952)もあわせて示した(★)。

### 3.3 有義波高と有義波周期の結合出現確率分布

前節で、波高及び周期の季節変動を議論した。しかしながら、風浪とうねりのどちらが卓越するかという特徴を明らかにするためには、波高及び周期の出現特性や季節変動をそれぞれ調べるよりも、周期を波高と関連付けてその出現頻度を解析するほうが適切と考えられる。すなわち、波がうねりとなって伝播するにつれ、徐々に滑らかになるという特性を考慮し、波形勾配（波高/波長）に着目することにする。

波高と周期の結合出現確率分布（第4図）によると、太平洋側と日本海側で特徴が大きく異なる。日本海側では周期と波高の相関が高く、長周期の波に着目すると波形勾配はおおむね0.03～0.04である。有義波法による風浪の波高と周期の関係から、風浪の波形勾配の値はおおむね0.04ないしそれより若干小さい値と見積もられるので、日本海側では風浪が卓越していることが示唆される。一方、太平洋側は日本海側に比べて相関が低く、周期が長い波の波形勾配は0.01以下から0.04まで見られる。このことは、太平洋側では風浪と同様にうねりが到達する頻度が大きいことを示している。特に、石廊崎では波形勾配0.03程度の風浪と、波形勾配0.01程度のうねりの卓越する頻度がそれぞれ大きい。また、太平洋側では、0.5m以下の低波浪の出現確率が日本海側よりも低い。これらの特徴は、1987年以前の気象庁沿岸波浪計データから統計解析を行った山口ら（1989）、NOWPHASデータの統計解析を行った小舟（1990）、太平洋の波候調査を行った日本気象協会（1997）の結果と一致している。

日本周辺における風浪とうねりの出現頻度は、季節的にどのように変化しているのだろうか。世界的には、多くの地域で波候の季節変動があることが指摘されている（例えば、Jardine and Latham, 1981）。そこで、各月ごとに波高と波長（波長は周期の関数）から最小二乗法を用いて波形勾配を求めることにより、その季節変動を通じて風浪とうねりの出現頻度に関する季節変化を考察する。

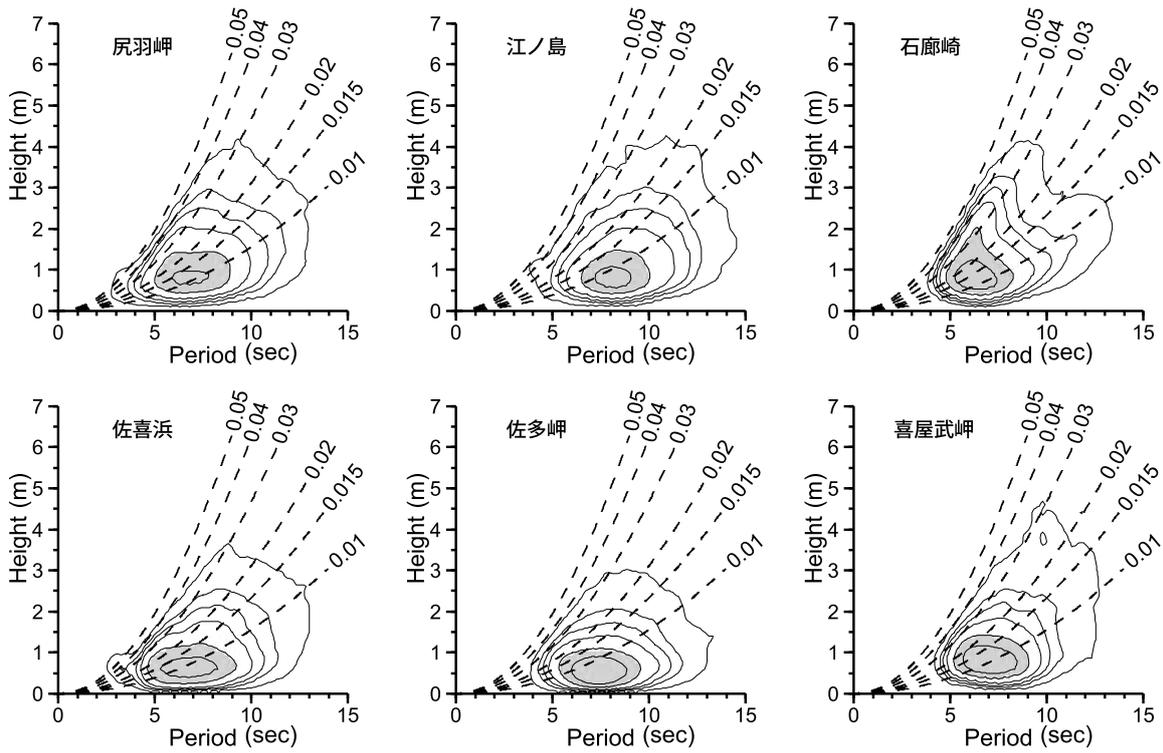
太平洋側と日本海側の波形勾配を比較する（第

5図）と、石廊崎、喜屋武岬を除く太平洋側は1年を通じて波形勾配がほぼ一定なのに対し、日本海側では冬季の勾配が大きく夏季に小さいという季節変化が見られる。日本海側では、冬季に季節風による風浪が卓越し、波形勾配が大きな波の出現頻度が高くなる一方、夏季には冬季と比べ相対的にうねりの卓越する割合が高くなるためと考えられる。なお、夏季の波形勾配を比較すると、日本海側より太平洋側の勾配が小さいことから、太平洋側ではより遠方から伝播してきたうねりの出現頻度が高いことが示唆される。波高と波長の相関（波長が0mの時波高が0mであることを仮定しているため、データがすべて第一象限に存在することになり、係数の値自身は高くなることに注意）は、太平洋側で冬季に低く夏季に高い。一方、日本海側では冬季に高く夏季に低い。これらの特徴は、永井（1997）、山口ら（1989）により得られた傾向と一致している。

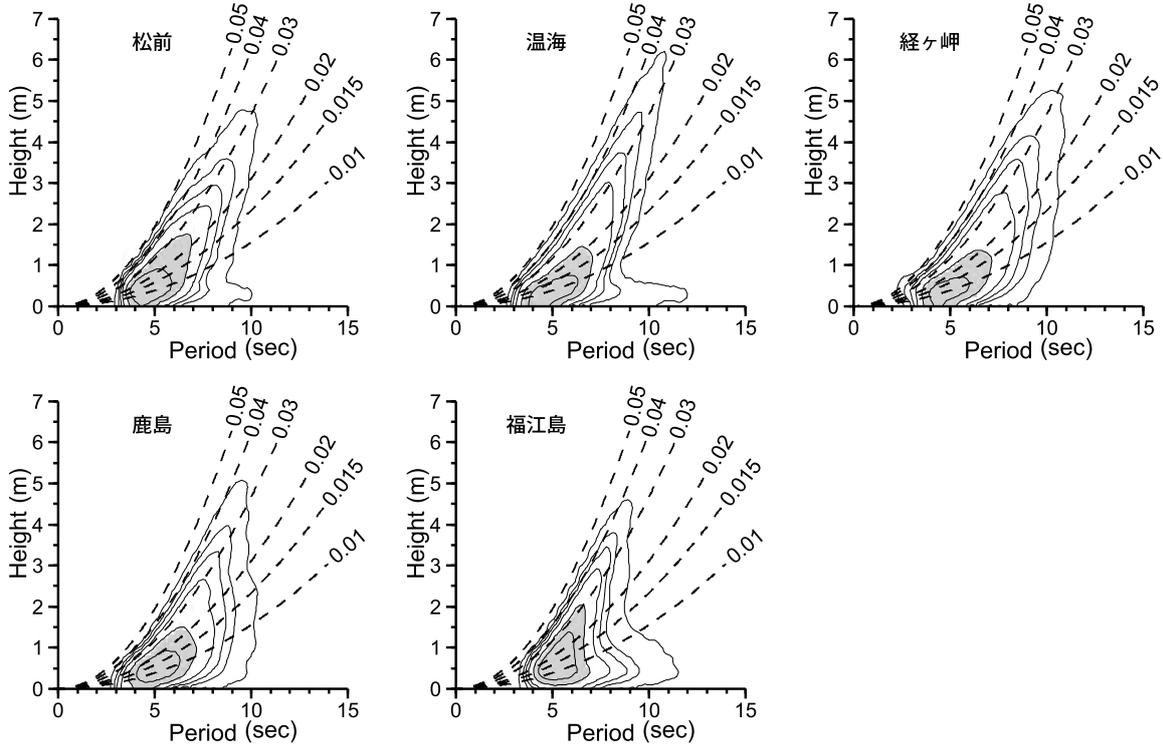
太平洋側に位置するにもかかわらず、石廊崎及び喜屋武岬の波形勾配には季節変動が見られる。石廊崎では、冬季に波形勾配が大きく夏季に小さいという、日本海側に似た変化を示す。波形勾配の大きさは、年を通じて日本海側の観測地点より小さい。冬季には北西風が卓越するため、太平洋側では陸地の影響により発達した風浪が観測されない地点が多いが、石廊崎の波浪計は伊豆半島の南端に設置されており、西から西北西の風により生じた風浪を観測することができる。そのため、石廊崎では冬季に波形勾配が大きくなるものと考えられる。太平洋側に位置するNOWPHAS観測地点の中でも、離島に設置されている波浮は石廊崎と似た波形勾配の季節変動を示す（永井, 1997）。

台風の影響が著しい喜屋武岬では、他の太平洋側地点に比べ8月に高波の生じる頻度が大きい（山口ら, 1989）。すなわち、台風により生じた風浪の観測割合が高いことから、夏季の波形勾配が大きくなると考えられる。中城湾でも平均波高は夏季に高く、また波形勾配が夏季に大きい（永井, 2002；永井, 1997）が、喜屋武岬にはこれらの特徴がより明りょうに出ている。すなわち、喜屋武岬は台風による高波を観測するのに適した位置に

(太平洋側)



(日本海側)



第4図 有義波高と有義波周期（累年）の結合出現確率分布

横軸は周期（秒），縦軸は波高（m）で，周期1秒ごと，波高0.5mごとに，出現する確率を求めた．等値線は，外側から順に0.1%，0.5%，1%，2%，5%，10%以上の出現確率を示し，出現確率5%以上には陰影を施した．周期0.5秒以下の観測データは等値線を描いていない．破線は波形勾配の大きさ，すなわち（波高）／（波長）を示す．

設置されていると考えられる。

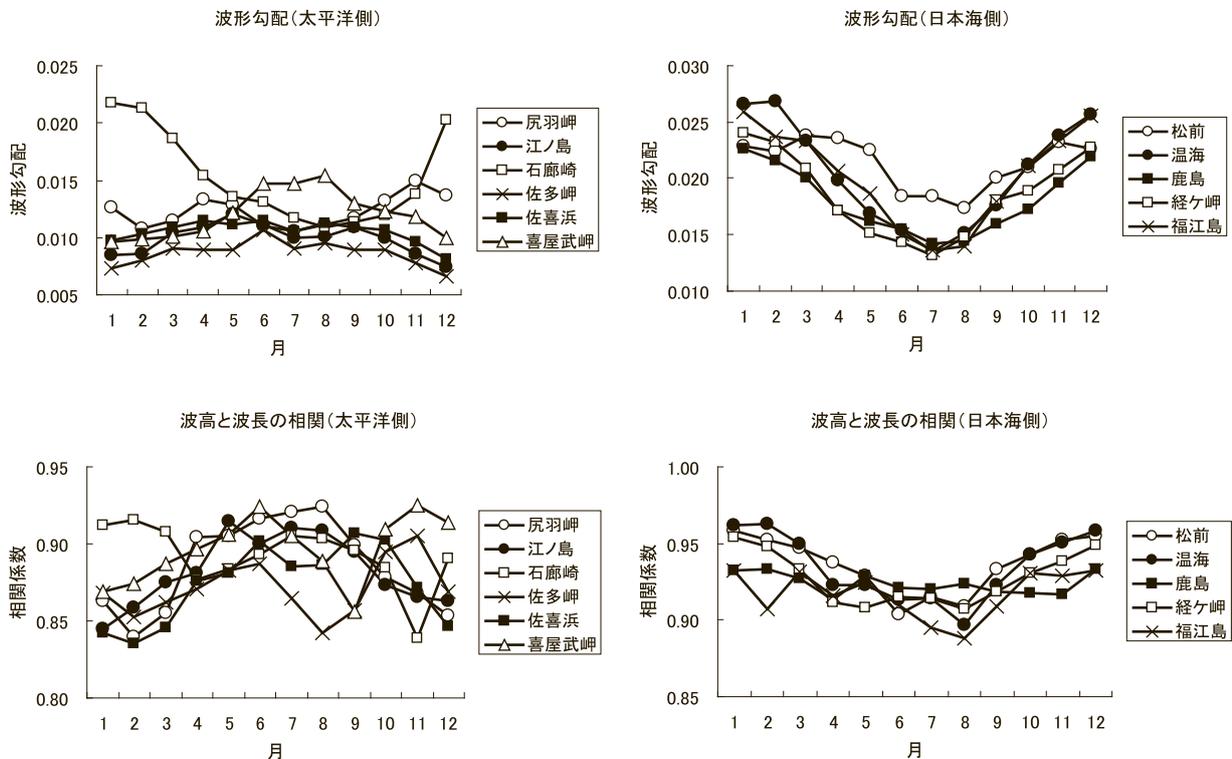
### 3.4 高・低波浪の継続時間の出現頻度

高・低波浪の継続時間の推定は、海上工事の実施における安全確保及び作業計画の作成に必要とされている。実際の工事にあたり、基本的にはリアルタイムの実況及び予測情報が最も重要な役割を果たすが、どの季節に工事を行うかといった長期的な計画を立てる上では、統計資料を用いた高・低波浪の継続時間の把握も重要である。ここでは、2m以上及び0.5m以下の波高を観測した場合、それが何時間継続するかを、1日24回観測の期間のデータを用いて求めた。なお、波が高くなると水面付近に気泡が混入することにより一時的に欠測となる例が多いことから、2m以上の波高を観測している期間に5時間以内の欠測値があった場合には、2m以上の波高が連続していたものと仮定してデータを処理した。

2m以上の高波浪の平均継続時間（第4表）は、

太平洋側と日本海側で異なる特徴を示す。太平洋側では、喜屋武岬を除いて平均継続時間の季節的な変化は小さく、おおむね5～10時間である。太平洋側で最も長く2m以上の高波浪が継続したのは、喜屋武岬の258時間（1992年8月26日6時から）であった。喜屋武岬では夏季に平均継続時間が長く、通年の平均継続時間も他の太平洋側の地点に比べて長い。南に面した佐喜浜、佐多岬、喜屋武岬では、冬季・春季に比べて夏季及び秋季の標準偏差が大きい。これらの地点で夏季及び秋季に高波浪をもたらす気象じょう乱は主として台風であることから、それぞれの年の台風の状況（すなわち、台風からのうねり）によって、高波浪が継続する年と継続しない年の差が大きいことが示唆される。10時間以上継続して2m以上の高波浪が継続する割合は、太平洋側ではどの季節でも約20%である（第6図）。

日本海側の高波浪の平均継続時間（第4表）は、冬季に長く夏季に短い。地点による差も大きく、



第5図 波形勾配及び波高と波長の相関の季節変動

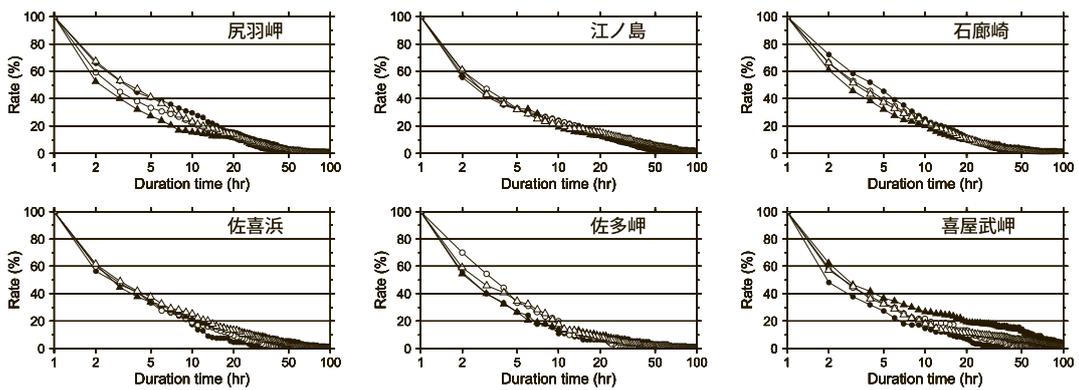
各月の波高・波長の結合分布から、原点を通る直線（すなわち、波長が0mの時、波高が0m）を仮定して求めた波形勾配（上図）及び波高と波長の相関（下図）。左図には太平洋側の地点を、右図には日本海側の地点を示した。

第4表 高波浪の平均継続時間

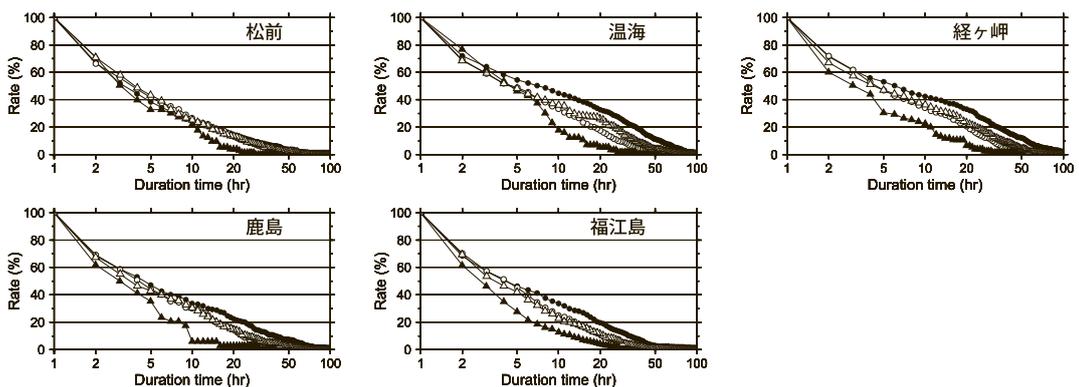
2m以上の波高が観測された場合の、平均継続時間及び標準偏差(括弧内)。冬季(12~2月)、春季(3~5月)、夏季(6~8月)、秋季(9~11月)の季節ごと、及び通年の統計を示す。

地点名	冬季	春季	夏季	秋季	年
(太平洋側)					単位:時間
尻羽岬	9.5(14.0)	7.7(12.6)	6.2(10.9)	8.2(12.4)	8.0(12.6)
江ノ島	9.5(17.3)	8.6(15.0)	8.0(14.1)	9.8(19.2)	9.0(16.5)
石廊崎	8.2(11.4)	7.2(9.6)	7.3(12.7)	7.5(11.8)	7.7(11.4)
佐喜浜	5.3(7.0)	6.5(9.5)	9.0(16.9)	8.3(13.1)	7.6(12.9)
佐多岬	4.7(6.8)	5.8(7.9)	6.5(12.2)	6.6(11.4)	6.2(10.8)
喜屋武岬	5.0(8.0)	8.1(16.4)	16.5(32.6)	9.5(20.3)	10.6(23.3)
(日本海側)					
松前	9.1(14.6)	8.5(12.1)	5.4(5.8)	8.5(12.2)	8.6(13.2)
温海	18.6(24.4)	9.7(12.3)	6.3(6.8)	12.4(16.6)	14.5(20.2)
経ヶ岬	18.5(26.0)	10.7(14.1)	6.3(9.8)	12.3(16.9)	14.5(21.2)
鹿島	13.3(20.1)	8.6(10.9)	4.5(5.5)	8.9(12.3)	10.8(16.4)
福江島	10.8(14.7)	7.7(10.3)	5.0(8.3)	7.6(11.0)	8.7(12.5)

(太平洋側)



(日本海側)



第6図 高波浪の継続時間の生起確率

2m以上の波高が観測された場合に、その継続時間数ごとの頻度を求め、その総数に対する割合(継続時間が長い方から積算した確率)で示した。例えば、図中で継続時間(横軸)が10時間の場合に示されている割合(縦軸)は「2m以上の波高が観測された場合、それが10時間以上継続する確率」を示す。横軸は継続時間数で対数表示、統計処理は1日24回観測の期間のデータで行った。黒丸(●)は冬季(12~2月)、白丸(○)は春季(3~5月)、黒三角(▲)は夏季(6~8月)、白三角(△)は秋季(9~11月)の統計を示す。

北西の季節風による風浪が地形の影響により直接入りにくい松前, 東シナ海に位置する福江島では, 冬季の平均継続時間が約 10 時間と他に比べて短い. 通年の平均継続時間は, 秋季から冬季の継続時間が長い温海, 経ヶ岬で長い. 最も長く 2m 以上の高波浪が継続したのは, 温海 (1997 年 2 月 16 日 21 時から) と経ヶ岬 (2001 年 1 月 11 日 12 時から) の 156 時間であった. 標準偏差は, 平均継続時間と同じく冬季に大きく夏季に小さい. 松前を除き, 高波浪は冬季に継続する割合が高く (第 6 図), 10 時間以上継続する割合は 30~50%, 温海, 経ヶ岬では 20 時間以上継続する割合も 30% を超えている. 一方, 夏季に長時間高波浪が継続する割合は低く, 温海, 経ヶ岬, 鹿島では 4~10 時間を境に高波浪の継続する割合が急激に低下する.

太平洋側の 0.5m 以下の低波浪の平均継続時間 (第 5 表) は, 各季節とも 10 時間以内である. 尻羽岬・江ノ島・佐喜浜では冬季の継続期間が長く, 夏季が短い. 通年では佐多岬の継続時間が他の地点よりも長い. 最も長く 0.5m 以下の低波浪が継続したのは, 佐多岬の 198 時間 (1998 年 7 月 3 日 13 時から) であった. 標準偏差は平均継続時間が長い季節に大きく, 短い季節に小さい. 継続時間ごとの割合 (第 7 図) を見ると, 佐多岬では各季節とも 0.5m 以下の低波浪が継続する割合が他に比べて高い. 尻羽岬では夏季に低波浪が継続

する割合が低い (3 時間以上継続する割合は 20% 強).

日本海側では, 低波浪の平均継続時間が全般に太平洋側より長く, 夏季の温海では 28.7 時間を示す (第 5 表). 温海は, 通年でも他の地点より平均継続時間が長い. 福江島を除く各地点では, 夏季の平均継続時間が長く, 冬季に短い. 最も長く 0.5m 以下の低波浪が継続したのは, 温海の 414 時間 (2000 年 6 月 10 日 19 時から) であった. 標準偏差は平均継続時間が長い季節に大きく, 短い季節に小さい. 福江島を除き, 春季・夏季・秋季に 10 時間以上低波浪が継続する割合は 40% 前後, 温海では 1 日以上継続する割合が 30% 前後である.

### 3.5 波高の増加量に関する特性

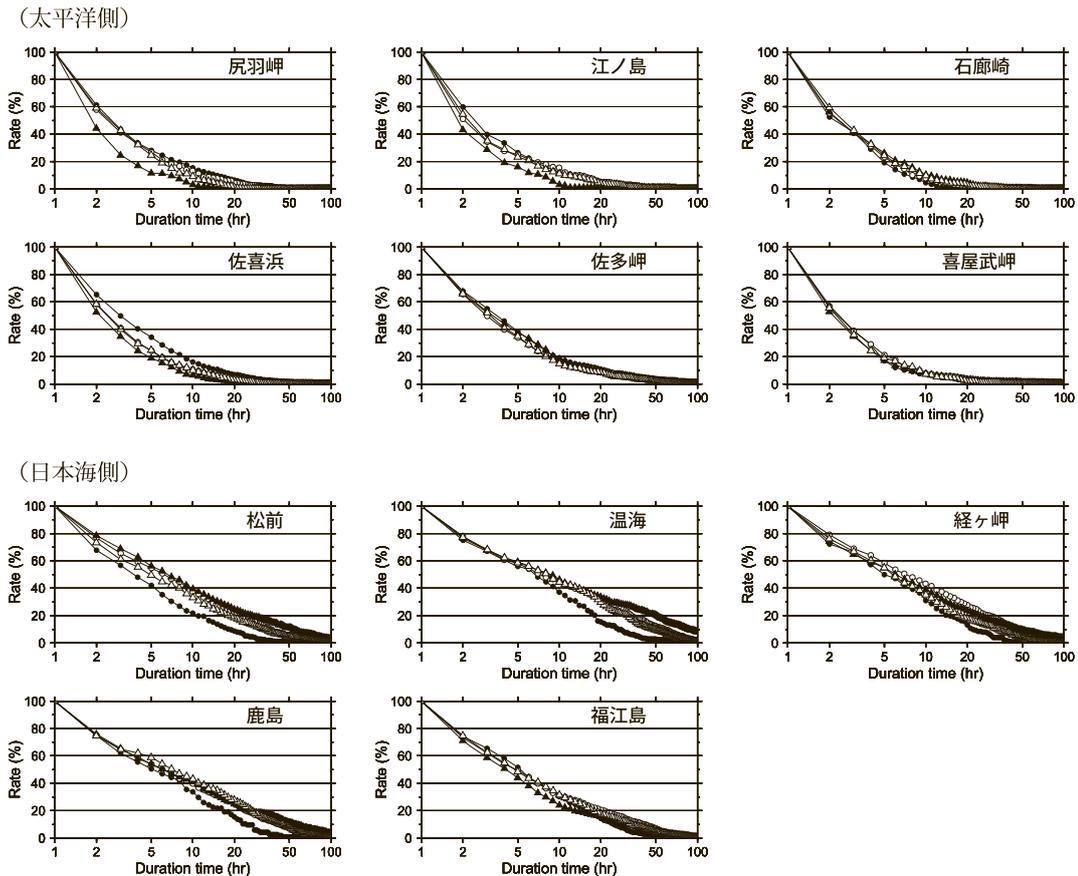
波浪予警報や沿岸防災においては, 比較的穏やかな状態から一定の時間内にどの程度波が高まるかが重要である. したがって, 一定時間内の波高変化量に関して, その出現頻度を統計的に求めておくことは, 有意義と考えられる. ここでは防災上重要な, 短時間の内に急激に生じる波高変化に注目することとし, 初期時刻の波高ごとに, 1 時間及び 3 時間の間の波高増加量の分布 (1 年あたりの頻度) を求めた.

1 時間での波高の増加量 (第 8 図) は, 1m 以下の事例が大半を占める. 2m 以上増加した事例

第 5 表 低波浪の平均継続時間

第 4 表と同様であるが, 0.5m 以下の波高が観測された場合の平均継続時間及び標準偏差 (括弧内) を示す.

地点名	冬季	春季	夏季	秋季	年
(太平洋側)					単位: 時間
尻羽岬	5.5( 9.3)	4.7( 7.1)	2.4( 2.6)	3.7( 4.3)	4.5( 7.4)
江ノ島	5.0( 8.7)	4.9( 8.1)	2.8( 4.6)	4.6( 8.2)	4.5( 8.0)
石廊崎	3.0( 3.1)	3.8( 5.6)	4.5( 7.1)	4.1( 6.1)	4.0( 6.1)
佐喜浜	6.4(11.4)	4.4( 7.0)	3.5( 6.5)	4.1( 6.3)	4.8( 8.6)
佐多岬	8.3(16.0)	7.9(15.9)	8.1(16.6)	6.8(12.8)	7.9(15.6)
喜屋武岬	4.1( 9.1)	4.5(10.2)	4.4(10.7)	4.0( 8.5)	4.2( 9.7)
(日本海側)					
松前	6.8( 9.3)	14.1(23.4)	18.5(31.5)	12.0(19.1)	14.1(24.5)
温海	11.0(15.0)	19.9(29.6)	28.7(46.2)	17.3(23.9)	21.5(34.8)
経ヶ岬	8.9(11.1)	16.7(24.0)	17.9(31.9)	11.4(15.2)	15.2(25.1)
鹿島	9.5(12.7)	15.8(26.8)	19.5(34.6)	15.5(21.6)	16.6(28.3)
福江島	9.4(12.3)	12.9(20.0)	10.6(18.4)	11.7(18.2)	11.3(18.0)



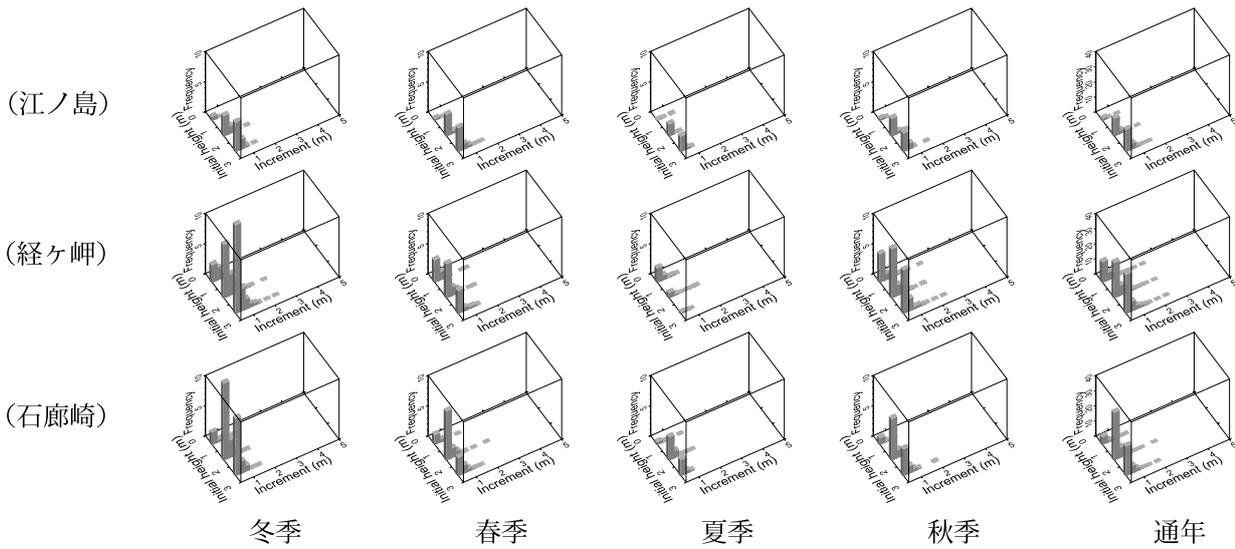
第7図 低波浪の継続時間の生起確率

第6図と同様であるが、0.5m以下の波高が観測された場合の継続時間に関する割合を示す。

は、1日24回観測実施の全期間・全地点をあわせても、25回に過ぎない。太平洋側と日本海側を比較すると、日本海側の方が40cm以上波高が増大する頻度が高く、その多くは秋季及び冬季に生じている。太平洋側の観測地点のうち、石廊崎は日本海側と似た頻度分布を示す。最初の波高が1m以下だった場合と1m以上の場合では、1m以上の波高の場合に1時間で40cm以上高くなる頻度が高く、またそれが生じる割合も高い。なお、波高が高くなっている期間のデータに欠測があった場合、ここでは統計の対象としていない。したがって、実際に波高が高くなる頻度はこれよりも高く、特に台風時期等の太平洋側の観測地点における波高増加量の出現頻度については、現実と異なる可能性がある。

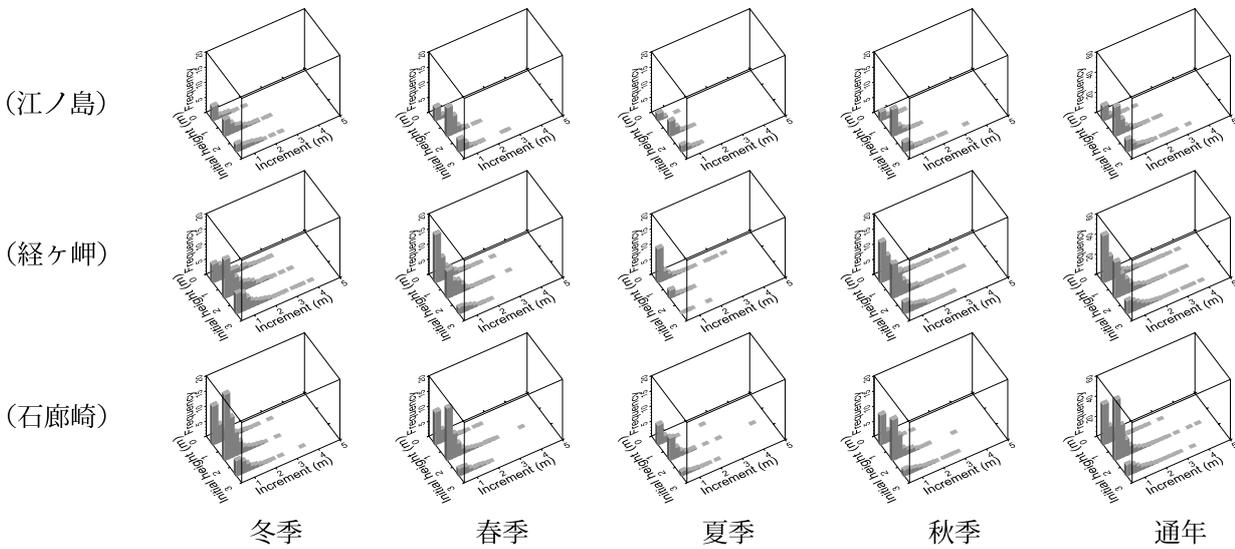
3時間経過した場合(第9図)には、2m以上高くなる頻度も増える。温海及び経ヶ岬では、3時間で2m以上高くなった事例は1日24回観測

実施の全期間を通じて140回以上で、経ヶ岬では3m以上高くなった事例も30回見られる。そのほかに、石廊崎、松前でも2m以上高くなった事例が50回以上ある。太平洋側と日本海側の比較では、日本海側の方が40cm以上波高が増大する頻度が高く、全般に増加量も大きい。季節的には、夏季に波高が増大する頻度が低い。春季・秋季の日本海側では、初期の波高が1m以上の場合に比べて、1m以下の状況から40cm以上波高が高まる頻度が高い、すなわち穏やかな波浪状況から波高が高くなる事例が多い。これは、冬季を除き日本海側では初期の波高が1m以下の場合が多いことが影響しているためであり、40cm以上波高が高くなる割合については、初期の波高が1m以上の場合の方が高い。冬季には、初期の波高が1m以下の状況から波高が高まる頻度は低い。日本海側での波高増加量が太平洋側より大きい点は竹内(1984)の結果と一致している。また、永井



第8図 波高の増加量の出現頻度分布

1時間で増加した波高（すなわち現在の波高と1時間後の波高の差）の1年間あたりの出現頻度（回数/年）. 1日24回観測の期間のデータから、初期の波高（1mごと）と波高の増加量（20cmごと）に対して頻度を求め、1年あたりの回数に換算した. 40cm以上波高が増大した場合の頻度を、江ノ島（太平洋側の例）、経ヶ岬（日本海側の例）、石廊崎について示す（左から、冬季、春季、夏季、秋季、通年）.



第9図 波高の増加量の出現頻度分布

第8図と同様であるが、3時間連続して波高が高くなった場合の、波高の増加量の出現頻度を示す.

(1997) は、NOWPHAS 観測地点で日本海側の方が太平洋側より低波高から高波高に立ち上がる時間が短いことを指摘している. 3時間での波高増加量及び増加する頻度が日本海側で大きいという結果は、永井（1997）の結果とも矛盾しない.

### 3.6 日本沿岸の最大波高の再現期待値

海岸堤防などの沿岸構造物の設計には、過去の観測の極値や、観測から得られる再現期待値（数十年に1度生じることが期待される波高）が有効である. 実際、堤防の高さや強度は再現期待値を

基準として設計されることが多い。ここでは、気象庁沿岸波浪計の全期間データを用いて、再現期待値を算出する。毎時観測と3時間ごとの観測では毎時観測の方が高い極値を得られることから、データの等質性を保障するため、毎時観測の期間についても、3時間ごとのデータを抽出して利用した。なお、各観測地点における過去の極値については、気象庁(2006)等を参考にされたい。

波高の再現期待値を推定する手法としては、長期間の観測値について極値統計解析をするのが一般的である。ここでは、数十年に1度生じるような高波を推定するために適したデータとして、各年の最大波高を用いた。なお、観測値の測得率が90%に満たない年のデータは利用していない。

極値統計解析には独立性と等質性が要求される。高波は台風や気象じょう乱によってもたらされることから、数時間以上継続するのが通例であり、連続する毎時データの相関は高い。このような1つのじょう乱によりもたらされた複数の高波高観測値をすべて解析に用いるのは不相当であり、それぞれ独立した極値を用いる必要がある。ここでは、年最大値を用いることで独立性は保障される。また、台風と低気圧では両者の風速に差があることから、それぞれによって発生する高波の確率分布は異なることが推測される。極値統計解析は、事象(高波)の発生をある確率分布にあてはめて再現期待値等を推定する方法であるから、母集団の確率分布が異なる事象を混在させて解析すると、不適切な結果を導く可能性がある。したがって、母集団の確率分布形状がほぼ等しい(等質性)とみなせる事象について、解析することが重要である。本来は、台風により発生した事象か低気圧等のじょう乱によるものかを事例ごとに確認して分類するのが最善であるが、ここでは太平洋側で比較的南に位置する観測点については年最大波高がおおむね台風によって生じ、日本海側等の観測点では台風以外のじょう乱によって生じるものと考えた。

解析に用いる確率分布関数には、波高の極値解析でしばしば使用される Weibull 分布(下限値を有する FT-III 型分布)及び Gumbel 分布(FT-I 型分布)(例えば、WMO, 1998)を候補とし、合田

(1988)のプロットング公式によって年最大値を各分布関数にあてはめた。

(Weibull 分布)

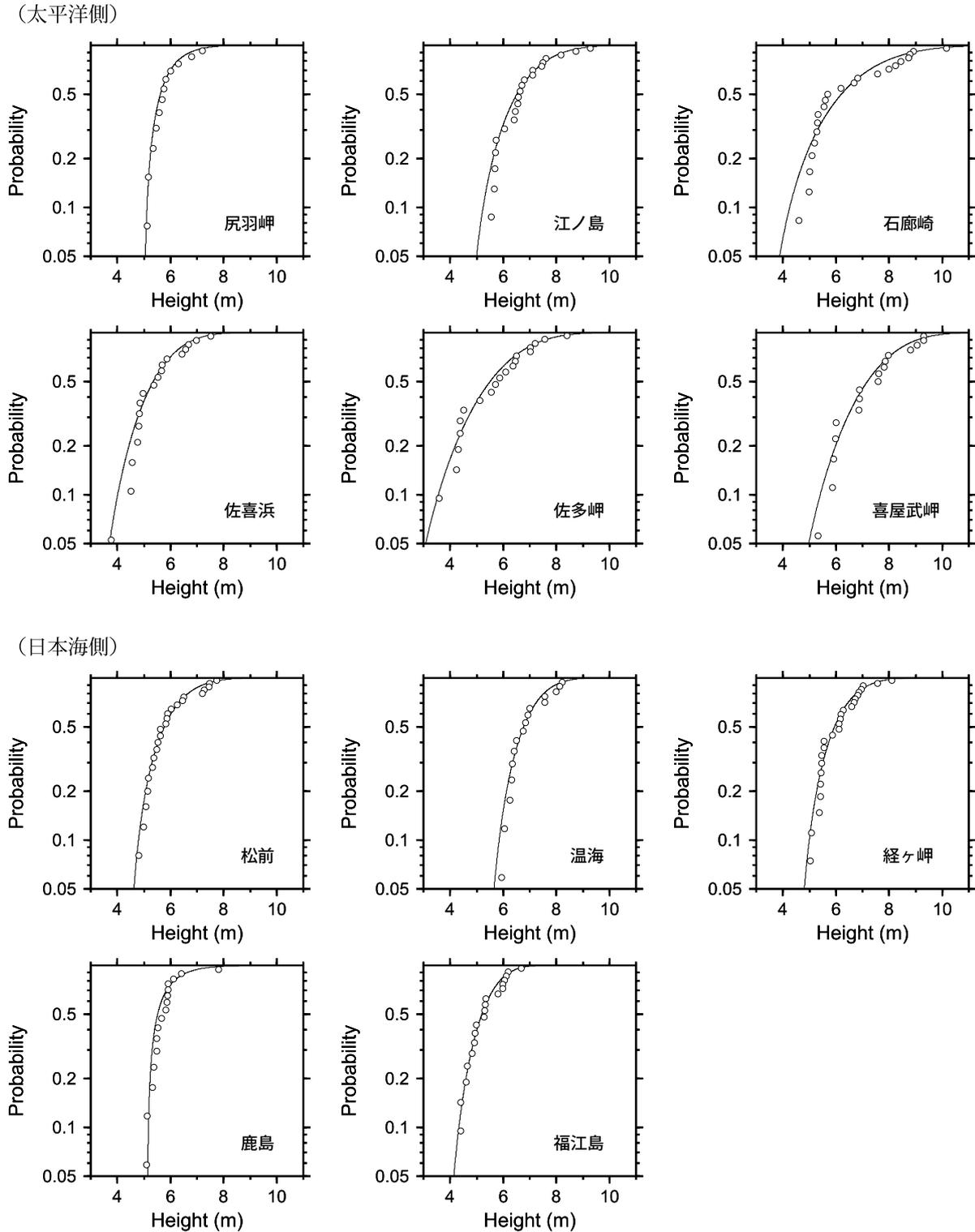
$$F(h) = 1 - \exp\left\{-\left(\frac{h-A}{B}\right)^k\right\} \quad (h \geq A)$$

(Gumbel 分布)

$$F(h) = \exp\left\{-\exp\left[\frac{-(h-A)}{B}\right]\right\}$$

ここで、 $h$ は有義波高で  $F(h)$ は波高  $h$ に対する非超過確率である。 $A$ (位置母数)、 $B$ (尺度母数)、 $k$ は定数であり、関数形が観測に最も近似するように決定される。本調査では、Weibull 分布の係数  $k$ として、0.5~2.0の範囲で0.1ごと、2.0~3.0の範囲で0.2ごと、3.0~10.0の範囲で1.0ごとの28通りを試した。係数  $A$ 、 $B$ の決定には最小二乗法を用いた。このようにして得られた29通りの分布形(Gumbel 分布及び28通りの  $k$ に対応する Weibull 分布)の中から、期間最大値資料と最も相関がよい分布形を選んだ(極値解析の理論や分布形状等については、例えば Gumbel (1958)を参照されたい)。なお、観測値には長期の欠測期間があり、その期間中にその年の極値が生じていた可能性があること、実際に高波を観測している期間にはしばしば気泡による欠測が生じることなどから、得られた再現期待値の値自体には誤差が含まれている可能性があり、値そのものの利用には注意が必要である。ここでは、再現期待値の地理的な比較検討に利用する。

まず、極値統計解析であてはめた確率分布の妥当性を確認しておく(第10図、第6表)。年最大波高データは今回あてはめた確率分布の形状におおむね一致しているが、太平洋側を中心に分布形状からはずれた観測データも見られる。したがって、今後さらにデータが蓄積されれば、より最適な確率分布を得られる可能性がある。採用された確率分布は全地点とも Weibull 分布である。太平洋側は位置母数が小さく尺度母数大きい、すなわち年最大波高が低い年が多い一方で、非常に高い年も見られる。逆に、日本海側の年最大波高は、



第10図 年最大波高の非超過確率分布

観測開始以降の3時間ごと観測値から得られた、年最大有義波高の非超過確率分布。白丸は使用した観測データ。縦軸は、年最大波高が横軸で示される波高を超えない確率を示す。

第6表 各期間に対する再現期待値（確率波高の推定値）及びそれに対する標準誤差

推定に用いたデータは、3時間ごと観測値（03時、06時、09時、12時、15時、18時、21時、24時）から抽出した各年最大波高であり、再現期間30年、50年、100年に対して推定を行った。各推定値の右側には、推定に用いた分布関数及びその形状を決定する係数（A、B及びWeibull分布の場合はk）、各関数と推定に用いた観測値の相関係数、推定に用いたデータ数を示す。

地点名	30年確率波高 (標準誤差) (単位:m)	50年確率波高 (標準誤差) (単位:m)	100年確率波高 (標準誤差) (単位:m)	分布	位置母数A 尺度母数B	相関係数	データ数
(太平洋側)							
尻羽岬	7.47 (0.73)	7.79 (0.85)	8.21 (1.03)	Weibull (k = 1.2)	A=4.98 B=0.87	0.994	13
江ノ島	9.57 (0.92)	10.04 (1.09)	10.67 (1.35)	Weibull (k = 2.0)	A=4.42 B=2.51	0.990	23
石廊崎	10.86 (1.38)	11.58 (1.64)	12.54 (2.02)	Weibull (k = 2.0)	A=3.01 B=3.85	0.978	24
佐喜浜	7.89 (0.74)	8.22 (0.83)	8.65 (0.96)	Weibull (k = 2.6)	A=2.75 B=3.00	0.989	19
佐多岬	8.80 (0.84)	9.20 (0.92)	9.70 (1.03)	Weibull (k = 3.0)	A=1.32 B=4.73	0.990	21
喜屋武岬	10.21 (0.86)	10.58 (0.95)	11.05 (1.07)	Weibull (k = 3.0)	A=3.37 B=4.31	0.983	18
(日本海側)							
松前	8.38 (0.82)	8.82 (1.00)	9.42 (1.28)	Weibull (k = 1.8)	A=4.27 B=1.83	0.984	25
温海	8.84 (0.72)	9.15 (0.84)	9.55 (1.01)	Weibull (k = 2.2)	A=5.16 B=1.90	0.983	17
経ヶ岬	8.19 (0.61)	8.53 (0.72)	8.98 (0.88)	Weibull (k = 2.0)	A=4.38 B=1.88	0.991	27
鹿島	7.61 (1.06)	8.06 (1.34)	8.71 (1.76)	Weibull (k = 0.9)	A=5.12 B=0.60	0.962	17
福江島	6.94 (0.50)	7.18 (0.57)	7.49 (0.66)	Weibull (k = 2.4)	A=3.60 B=1.86	0.985	21

年による変動が小さい（尺度母数が小さい）。

第6表は、30年、50年、100年の間に1回生じうる確率波高の推定値（再現期待値）である。ここでは、再現確率統計量に関する偏り量を補正した値を確率波高として示すとともに、推定値の信頼区間の代表的な値（標準誤差）を求めた（合田、1988）。測得率90%以上の年でかつ3時間ごとの観測データを用いたため、尻羽岬、佐喜浜、松前、鹿島、経ヶ岬の30年再現期待値は過去の毎時観測による有義波高の最大値より低い。台風による過去の有義波高の最大値が高い石廊崎、喜屋武岬では、再現期待値が高い。同じ太平洋側でも、地形の遮へいを受けることが多い佐喜浜、北に位置する尻羽岬の再現期待値は低い。日本海側では、

冬季の季節風が遮へいされやすい位置にある松前を除いて、北ほど再現期待値が高い。再現期待値の標準誤差は、石廊崎、鹿島で比較的大きく（信頼区間の幅が広い）、これらの地点の再現期待値の信頼性は他の地点に比べて相対的に低い。

山口ら（1994、1995）は、波浪推算による確率波高を1991年以前の観測から求めた確率波高と比較しており、気象庁沿岸波浪計設置地点のうち尻羽岬、江ノ島、石廊崎、佐喜浜、佐多岬、温海、経ヶ岬、鹿島について100年確率波高を示している。本解析で得られた100年確率波高と比較すると、本解析の方が温海で1.9m高い。これは、1993年以降温海で高波浪を観測することが多く、両者の統計解析の基となるデータの違が大きかった

めである。温海を除くと、両者の 100 年確率波高の差は、解析に用いたデータの期間が大きく異なるにもかかわらず最大で 1.2m (佐喜浜) である。

#### 4. 議論とまとめ

20 年以上にわたる気象庁沿岸波浪計の観測値を統計的に解析することにより、日本沿岸の波浪特性を調査した。波高の出現分布特性、波高と周期の結合分布特性及び季節変動から、太平洋側と日本海側の波候の違いが明らかとなった。日本海側では冬季の季節風による風浪が卓越し、冬季に高波浪、夏季に低波浪という特徴を示すのに対し、太平洋側では年間を通じてうねりの出現頻度が高く、波高や周期の季節変化が小さい。太平洋側で南に面した石廊崎、佐喜浜、佐多岬、喜屋武岬では、夏季に台風からのうねりと考えられる周期の長い波を観測することが多い。これらの結果は、NOWPHAS の観測データから得られた日本沿岸の波候特性に関する知見と一致している。

高・低波浪の継続時間についても、日本海側では冬季の風浪卓越、太平洋側では年を通してうねりの影響が見られる点が特徴的である。すなわち、日本海側では冬季に高波浪、夏季に低波浪の継続時間が長い。一方、太平洋側では全般に季節的な変化が小さいが、喜屋武岬は夏季の高波浪の継続時間が長い。これらの特徴は、山口ら (1989) が得た 2m 以上の高波の持続特性に関する知見と定性的に一致している。しかしながら、定量的には山口ら (1989) が得た高波の平均継続時間の方が本解析より長い。その原因として、両者の使用した観測データの時間間隔の違い、観測期間の違いなどが考えられる。山口ら (1989) の使用したデータは 1987 年までの 3 時間ごとの観測データである。すなわち、彼らの調査における高波浪の継続時間の最低値は 3 時間であり、本報告で用いた毎時データ (継続時間の最低値は 1 時間) の場合に対し、平均継続時間が長めになる。また、1 日 24 回観測の場合、3 時間ごとの観測データに比べ、波高の時系列が高 (低) 波浪の閾値を横切る可能性が高い。そこで、本報告で高 (低) 波浪の継続時間の算出に用いたデータから 3 時間ごとの観測値のみ抽出して継続時間を計算したところ、波高

が高くなる季節及び通年の継続時間について、山口ら (1989) とほぼ同じ値が得られた。したがって、本報告と山口ら (1989) との違いは、主として使用した観測データの時間間隔に起因していると考えられる。

日本周辺での観測に基づいた高波統計としては、最長 15 年の NOWPHAS 観測データを用いた小舟 (1990)、日本海側を対象として 1997 年以前の観測から極値統計解析を行った山口ら (2000) の研究が知られている。小舟 (1990) は、日本沿岸の 50 年再現期待値として、日本海で 8 ~ 10m、太平洋東北部で 6 ~ 8m、太平洋南西部で 10 ~ 12m という分布を示した。山口ら (2000) は、日本海の波高極値に関して、多くの地点で台風よりも季節風の影響が大きいこと、またその確率波高は西南部より北東部で高いことを指摘している。一方、海底設置型の沿岸波浪計による観測は高波浪時にしばしば欠測を伴うため、極値推定結果に不確実性を伴うことから、畑田ら (2000) は ECMWF の海上風を外力として波浪推算に基づく波高極値の推定を行い、観測から求めた 50 年確率波高とほぼ一致する結果を得ている。本解析で得られた結果は、日本海側の再現期待値の分布 (西南より北東が高い) がこれまでの知見と一致しているものの、太平洋側は江ノ島及び石廊崎の再現期待値が高く、小舟 (1990) と一致していない。極値統計解析に用いたデータの期間は 20 年前後で十分とはいえ、また江ノ島及び石廊崎の再現期待値の標準誤差が比較的大きい (第 6 表) ことから、その推定精度が低い可能性がある。また、沿岸波浪計は高波浪時にしばしば気泡によって欠測となり極値の観測データが得られない場合があること、毎時観測による極値の方が高い値を示すこと、本解析では長期間の故障 (年間の測得率 90% 以下) 時の極値データを利用していないことなど、再現期待値の算出にあたって誤差を生じさせる原因が複数指摘されている。したがって、観測データによる再現期待値の算出のほかに、波浪推算などさまざまな方法によりその信頼性を高めていくことが必要と考えられる。

一般に沿岸波浪計は陸地の近傍に設置されており、遮へいの影響をこうむることは避けられない。

したがって、現業的な利用や観測地点の配置を検討する上で、各地点の波浪が遮へいの影響をどの程度受けているか、逆に外洋波浪の状況をどの程度代表しているか、あらかじめ把握しておくことが重要である。今回実施した波候調査により、佐多岬及び佐喜浜では遮へいの影響を受ける事例が多いこと、喜屋武岬は台風による南からの波浪をよく捉えていること、経ヶ岬は月平均程度の時間スケールで日本海中部における波高と定量的によく一致していること、石廊崎は太平洋側に位置するにもかかわらず、冬季の季節風による風浪をある程度捉えていることが明らかとなった。このことは、本解析を実施した成果の1つといえるであろう。

今回の解析で、出現分布や季節変動特性については、NOWPHAS 観測データから得られている波浪特性と似た地理的分布が得られた。一方、高波統計において観測期間の短さ等に起因する波高の極値の推定精度の問題が、さらなる課題として挙げられた。今後、より長期間の観測を対象とした高波統計や波浪の経年変動の解析を行うとともに、長期間の波浪推算に基づく解析など、総合的に日本周辺の波浪特性の把握に努めることが必要である。

#### 参 考 文 献

- 岩井作・河野悦朗 (2002) : 沿岸波浪観測装置の概要について. 測候時報, 69, S123-S132.
- 合田良実 (1988) : 極値統計におけるプロットング公式ならびに推定値の信頼区間に関する数値的検討. 港湾技術研究所報告, 27, 31-92.
- Gulev, S. K., V. Grigorieva, A. Sterl and D. Woolf (2003) : Assessment of the reliability of wave observations from voluntary observing ships : Insights from the validation of a global wind wave climatology based on voluntary observing ship data. J. Geophys. Res., 108, C7, 3236, doi : 10.1029/2002JC001437.
- Gumbel, E. J. (1958) : Statistics of extremes. Columbia Univ. Press, New York.
- 畑田佳男・山口正隆・大福学・李敏杰・野中浩一 (2000) : 波浪の長期推算に基づく波候と波高極値の推定システム. 自然災害科学, 19, 69-85.
- Jardine, T. P. and F. R. Latham (1981) : An analysis of wave height records from the NE Atlantic. Quart. J. Royal Met. Soc., 107, 415-426.
- Kawano, Y. (1974) : Marine meteorological buoy of the Japan Meteorological Agency. Oceanogr. Mag., 25, 59-71.
- 気象庁 (2006) : 気象庁波浪資料. 第10号. (CD-ROM)
- 気象庁海洋気象部 (1980) : 沿岸防災業務 (その3) — 沿岸波浪計による観測業務一. 測候時報, 47, S107-114.
- 小舟浩治 (1990) : わが国沿岸海域における波浪観測手法と出現波浪の特性に関する研究. 港湾技研資料, 668, 188pp.
- Longuet-Higgins, M. S. (1952) : On the statistical distribution of the heights of sea waves. J. Marine Res., 11, 245-266.
- 永井紀彦 (1997) : ナウファス (全国港湾海洋波浪情報網) による我国沿岸の波浪特性の解明. 港湾技研資料, 863, 113pp.
- 永井紀彦 (2002) : 全国港湾海洋波浪観測 30 年統計 (NOWPHAS1970-1999). 港湾空港技術研究所資料, 1035, 388pp.
- 日本気象協会 (1997) : 波候の変動特性に関する研究 (その2) 報告書. 日本気象協会, 316pp.
- 斉藤伸二・江口博 (1999) : 海洋気象ブイロボットによる海上気象および海洋の長期モニタリング. 測候時報, 66, S123-S127.
- 寒河江俊昭・木村未夏・杉本悟史・館輝仁 (2006) : 港湾局波浪計の観測波高と沖合での波高の相関調査. 測候時報, 73, S137-S155.
- 竹内昌明 (1984) : 沿岸波浪計データによる波浪統計. 測候時報, 51, 25-40.
- World Meteorological Organization (1998) : Guide to wave analysis and forecasting. Second edition. WMO No. 702, Geneva, Switzerland.
- 山口正隆・畑田佳男・大福学・野中浩一 (2000) : 資料解析に基づく日本海沿岸での台風時波浪の極値の推定. 自然災害科学, 18, 501-511.
- 山口正隆・畑田佳男・佐藤尚 (1995) : 波浪追算に基づくわが国太平洋岸での台風発生最大波高の沿岸分布の再検討. 自然災害科学, 13, 255-270.
- 山口正隆・畑田佳男・中村雄二 (1994) : 波浪追算に基づく日本海沿岸での波高の極値の推定. 自然災害科学, 13, 173-191.
- 山口正隆・豊浦佳広・大福学 (1989) : わが国沿岸における波候特性の解析. 自然災害科学, 8 (2), 23-45.