

水工学シリーズ 10-B-8

ナウファスにおける波浪・潮位等の
観測の現状と今後の課題

独立行政法人 港湾空港技術研究所 海洋・水工部 海洋情報研究領域長

河合 弘泰

土木学会
水工学委員会・海岸工学委員会

2010年8月

ナウファスにおける波浪・潮位等の観測の現状と今後の課題

Current Operation and Future Development of Wave and Tide Observation on NOWPHAS

河 合 弘 泰
Hiroyasu Kawai

1. はじめに

ナウファス(全国港湾海洋波浪情報網, Nationwide Ocean Wave information network for Ports and HarbourS)とは、港湾の開発計画、防波堤など施設の設計、海上工事や荷役の安全確保、大災害の外因である波浪・潮位等の把握を目的として、全国の波浪・潮位等を観測・集中処理・解析するシステムである。現在は国土交通省港湾局を中心に、東北～九州の各地方整備局、北海道開発局、沖縄総合事務局、国土技術政策総合研究所の各港湾関係部署、独立行政法人港湾空港技術研究所の相互協力によって運営されている。その中で各港湾の事務所は波浪計や潮位計などの設置・維持・補修を行い、港湾空港技術研究所は観測データの処理・解析を行っている。

ナウファスは1970年に構築され、その歴史は40年を超えている。これまで蓄積されたデータには、台風9918号(永井ら, 2000;河合, 2010b)、2004年に続々と来襲した台風(平山ら, 2005)、2008年の冬型気圧配置(永井ら, 2008a)など、台風や低気圧による波浪や高潮が含まれている。また、1983年日本海中部地震津波(谷本ら, 1983)、1993年北海道南西沖地震津波(高山ら, 1994)、1996年イリアンジャヤ津波(小舟ら, 1996)、2003年十勝沖地震津波(永井ら, 2004)、2004年東海道沖地震津波(永井ら, 2005)、2005年宮城県沖地震津波(永井ら, 2006)、2006年千島列島地震津波(清水ら, 2007a)など、津波も含まれている。そして近年では気候変動に対する世の中の関心が高まり、波浪や潮位の長期トレンドの解析(永井ら, 1997a;清水ら, 2006a)も期待されている(河合, 2008)。

このように豊富なデータが蓄積された背景には、観測地点の増加はもちろんのこと、新しい機器や解析方法の導入もあった。ナウファスの初期の頃には、水圧式波浪計によって毎偶数時をはさむ20分間の観測を行い、そのデータを電話回線で運輸省港湾技術研究所に伝送していた。その後、水平二成分の流速計を用いて、共分散法(合田, 1981)により主波向を捉えられるようになった。超音波で水位と水粒子速度の両方を測定する海象計(橋本ら, 1995)が開発され、高精度な方向スペクトル(橋本ら, 1993)も得られるようになった。また、コンピュータやインターネットの技術が格段に進歩したおかげで、波浪の観測は連続化され、長周期波や周期帯別波浪の解析(永井ら, 1999)も開始された。さらに近年では、RTK-GPSでブイの挙動を計測するGPS波浪計によって、波浪の沖波や津波を捉えられるようになった(永井ら, 2008b;河合ら, 2010a)。

そこで本稿では、現在のナウファスの観測機器や集中処理・解析の概要について述べ(第2章)、近年の波浪、高潮、津波などの観測事例を紹介するとともに(第3～4章)、今後の課題について少し述べたい(第5章)。

2. ナウファスの観測機器とデータの集中処理

2.1. 観測機器

ナウファスの波浪・潮位の観測機器は、図-2.1に示すように、沖から順にGPS波浪計、沿岸波浪計、潮位計の3つのカテゴリに分けることができる。そのうち本格運用中の沿岸波浪計とGPS波浪計の配置を図-2.2に示す。沿岸波浪計は、北海道～沖縄地方の61地点に設置されており、その多くは太平洋や日本海など外洋に面した地点である。青森、第二海堡、伊勢湾、神戸、荻田、鹿児島、熊本など内湾にもある。GPS波浪計は東北、中部、近畿、四国地方の太平洋沿岸に合計11基が設置されている。なお、配置図を省略するが、潮位計も全国の69地点がオンラインで接続されている。

(1) 沿岸波浪計

ナウファスの伝統的な波浪観測装置である沿岸波浪計には、以下の機種がある。一般に、海岸から概ね3km以内の水深20～60mの海底に波浪計本体を設置し、陸上から敷設した海底ケーブルで電源供給とデータ伝送を行っている。サンプリング間隔は0.5sである。

- ①水圧式波高計：海底の水圧を計測し、その時系列を伝達関数で水面波形に換算する。
- ②超音波式波高計：海底から海面に向けて超音波を発射し、それが海面で反射して戻るまでの時間を計測することで、海面の高さを求める。
- ③超音波式波向計：海底の水平二成分流速を超音波で計測し、共分散法により主波向を求める
- ④海象計：海底から鉛直上方に向けて発射した超音波で海面の高さを計測し、斜め上方の3方向に向けて発射した超音波で水粒子速度を計測する。これらの組み合わせによって波浪の方向スペクトルを求める。砕波で海中に気泡が混入して超音波に影響を与える場合も想定し、水圧センサも備えている。

ナウファスの初期の頃は水圧式波高計が使われていたが、現在の主力機種は海象計である。海象計では、図-2.3 に示すように、上・中・下層の3つの水深で水粒子速度を計測しており、現在のリアルタイム処理では海面の高さと上層の水粒子速度から拡張最尤法 EMLM で方向スペクトルを計算している。

なお、遠浅な海岸で波浪計を陸地から遠く離れたところに設置せざるを得ない場合には、波浪計の近くに塔を築き、その上に設置したソーラーパネルで発電した電源を波浪計に供給し、波浪計で観測したデータを無線で陸上局に発信する方法もとられている。また、海底地盤が軟弱で波浪計の転倒や埋没の恐れがあるところでは、図-2.4 に示すように、塔の上から海面に向けて超音波を発射して海面の高さを計測する空中発射型超音波式波高計も使われている。

こうして得られた0.5s間隔の水位データを平滑化すると、潮位(天文潮、高潮、津波)を求めることもできる。

(2) GPS 波浪計

太平洋など外洋で発生した波浪は、沿岸波浪計のある水深20～60mに

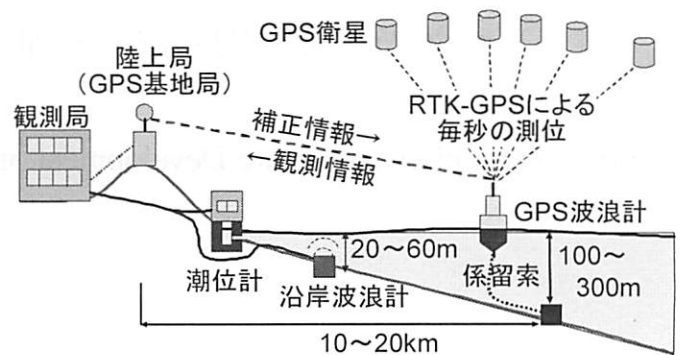


図-2.1 ナウファスの観測機器と典型的な設置水深

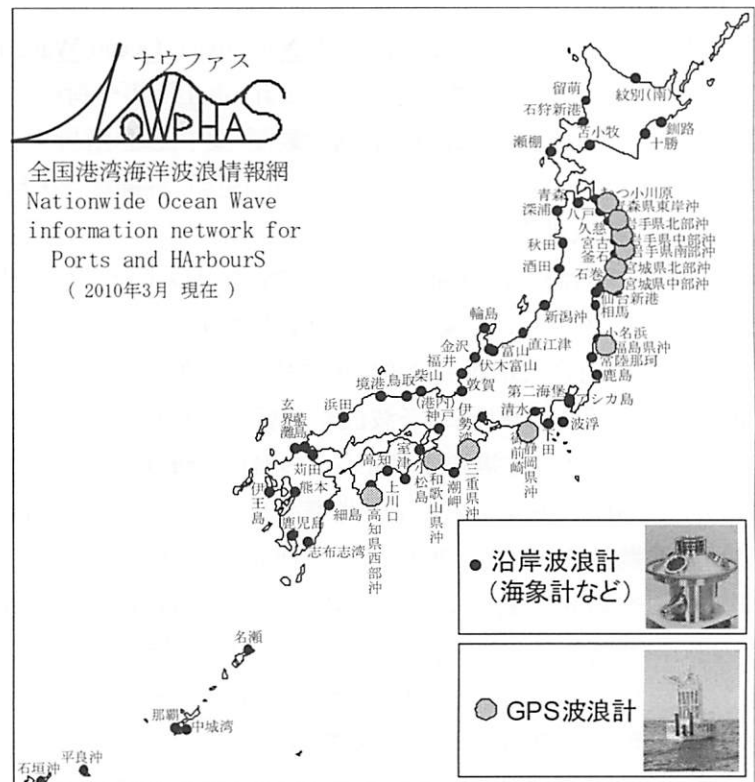


図-2.2 沿岸波浪計とGPS波浪計の配置

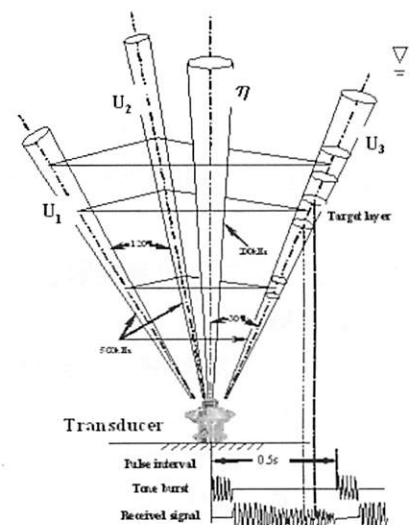
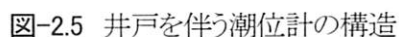


図-2.3 海象計のしくみ

これに対し GPS 波浪計は、図-2.1 で示したように、海岸から 10~20km 離れた水深 100~300m の地点にブイを係留し、その上部に GPS 受信機を搭載したものである。人工衛星と陸上局からの信号によってブイの三次元座標を 1s 間隔で計測している(永井ら, 2008b)。その計測誤差の標準偏差は、電波環境が良く FIX 解が得られた条件下で、離岸距離が 20km でも数 cm と小さい。ブイ上で必要となる電力はブイに搭載したソーラーパネルでまかない、観測したデータは GPS 測位の合間をぬって電波で陸上局へ伝送している。

ナウファスの潮位計の多くは、図-2.5 に示すように、岸壁など海に面した陸地に井戸を掘り、井戸上の滑車から導索(ワイヤー)で浮きとカウカターウェイトを吊し、水面の上下で生じる浮きの上下動を滑車の回転量から計測するものである。井戸と外部とは導水管によって接続されている。導水管は、波浪による短周期の水位変化を井戸の中に伝えず、潮汐による長周期の水位変化のみを伝える、ローパスフィルタの役割を担っている。この応答特性は導水管の内径と長さ、井戸の内径などによって決まる。なお、井戸を岸壁の前面、すなわち海上に設けることも少なくない。また、岸壁上に支柱を立て、そこから海面に向けて超音波を発射する空中発射型超音波式潮位計も一部では使われている。



っているためである。

2.2. データの集中処理

港湾空港技術研究所では、各港湾事務所から受信した観測データに対し、リアルタイム処理、速報処理、確定処理の三段階の処理をしている。

(1) 波浪データのリアルタイム処理

各港湾事務所から受信した 20 分単位のデータに対し、波別解析法(ゼロアップクロス法)により有義波高や有義波周期を求め、方向スペクトル解析(拡張最尤法 EMLM)により波浪の全エネルギーの波向や周期帯別の波高や波向を求めている。20 分間に含まれるサンプルに欠測が多い場合や、水位分布の歪度や尖鋭度など波浪の基本統計量に明らかな異常のある場合は、その 20 分間を欠測扱いにしている。このような処理の結果はリアルタイムナウファス(<http://nowphas.mlit.go.jp/index.html>)というウェブサイトで公開するとともに、気象庁にも伝送している。

図-2.6 はリアルタイムナウファスの画面の例である。全国を北海道・東北、関東・中部・北陸、近畿・中国・四国、九州・沖縄の 4 つの地域に区切り、各地域の有義波の分布や、各地点の有義波の経時変化を見ることができる。図-2.7 のように周期帯別に分けた波浪情報(永井ら, 1999)のページもある。ただし、ここでいう「風波」と「うねり」とは、太平洋など外洋で発生する波浪を想定し、周期 8s で機械的に分けたものに過ぎない。その波浪が強風域にあって発達過程にあるのか、強風域を出て減衰過程にあるのか、という物理過程までは考慮していない。長周期波は 30s 以上の成分と定義している。ナウファスのほとんどの地点は、毎時 0 分、20 分、40 分を中心とする前後 10 分間の観測をしており、その解析結果は観測完了から概ね 10 分後に表示される。

(2) 波浪データの速報処理

ナウファスには非常に多くの観測地点があり、ときにはネットワークの混雑などにより、一定の時間内に港湾空港技術研究所でデータを受信できないこともある。また、サーバの一部をメンテナンスなどの理由で一時的に停止させることもある。このような場合であっても、港湾事務所のサーバには数ヶ月分など一定期間のデータが保存されており、後でこのデータを港湾空港技術研究所側からの操作で取得することができる。この地道な作業の積み重ねによって、少しでもデータの記録に

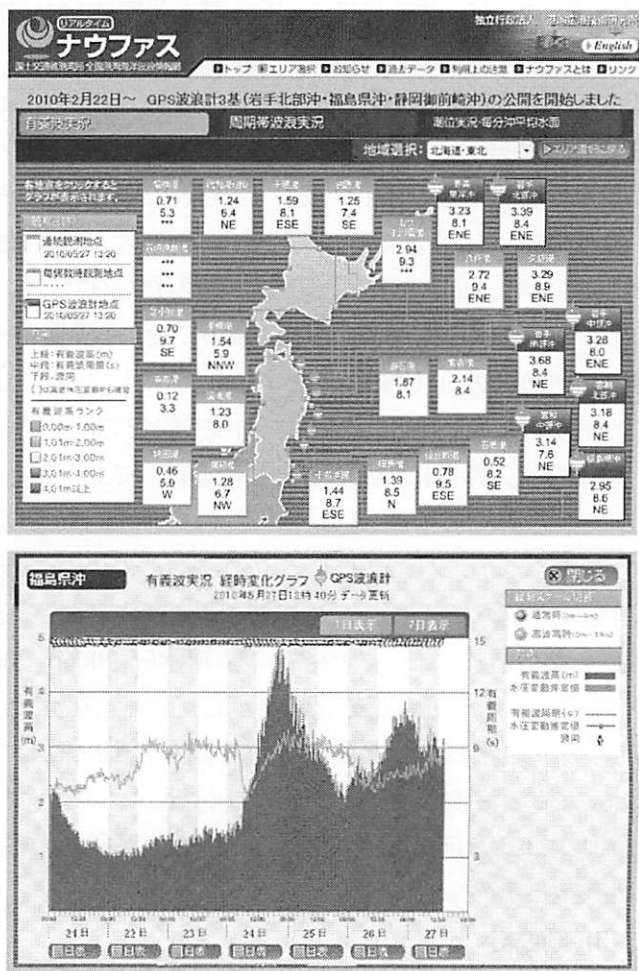


図-2.6 有義波の情報

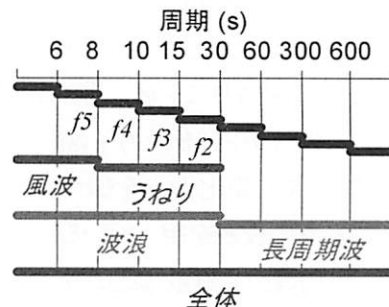


図-2.7 周期帯の定義と波高

欠落がないように努めている。リアルタイム処理のときよりデータを補った上で、有義波や最大波などの基本統計量を求める作業を、速報処理という。速報処理は月単位で行っており、通常は観測した翌々月の上旬までに終え、その成果は速報台帳として各港湾事務所に提供している。

なお、以上は沿岸波浪計についての取り扱いである。GPS 波浪計の伝送は信頼性が高く、後で受信する仕組みにはなっていない。

(3) 波浪データの確定処理

速報処理からさらにデータを吟味して最終的な基本統計量を定める作業が確定処理である。例えば、高波時に気泡が海中に巻き込まれると、超音波式波高計の記録にはノイズが多く含まれる。有義波などの算出に支障のある場合には、水圧計の波形から統計量を算出している。このような水圧計の代用はリアルタイム処理にも採用されているが、確定処理では高波イベントごとに伝達関数のパラメタの吟味を行っている。また、激しい高波によって沿岸波浪計が土台ごと数度回転することもある。港湾事務所が年一回など定期的に実施する点検では、沿岸波浪計のゼロ度の方位も測定している。確定処理では、その測定結果に基づいて波向の観測値も補正している。

以上の処理を経て 20 分毎の基本統計量を確定させ、さらに 1 年を単位に平均値や最大値、頻度分布をまとめて、図-2.8 に示すような年報として公表している。その時期は観測の翌々年の春頃である。また、一部のデータはホームページ(<http://www.pari.go.jp/bsh/ky-skb/ks-jyo/kaisy/>)からダウンロードできるようにしている。なお、GPS 波浪計については、水圧計による代用はなく、異常データの削除のみを行っている。

(4) 潮位データの処理

潮位データのリアルタイム処理としては、0.5s または 1s 間隔で観測されたデータを平滑化し、リアルタイムナウファスに表示している。沿岸潮位計については潮位(地点固有の観測基準面に対する値)、沿岸波浪計については平均水面高(海底から海面までの高さ)、GPS 波浪計については平均水面高(GPS 測位基準面から GPS 受信機までの高さ)と潮位偏差に相当する平均水面高偏差を表示している。GPS 波浪計には、観測潮位を定期的に調和解析して天文潮位を計算するシステムが組まれている(清水ら, 2006c)。図-2.9 に GPS 波浪計の例を示す。このデータは気象庁にも伝送されている。

顕著な高潮、津波、副振動のイベントに対しては、その期間の潮位を 5s 間隔で抽出し、天文潮位を差し引いた潮位偏差を求めている。また、全国 10 地点については年平均潮位を求め、長期変動の特性を把握している。



図-2.8 波浪観測年報

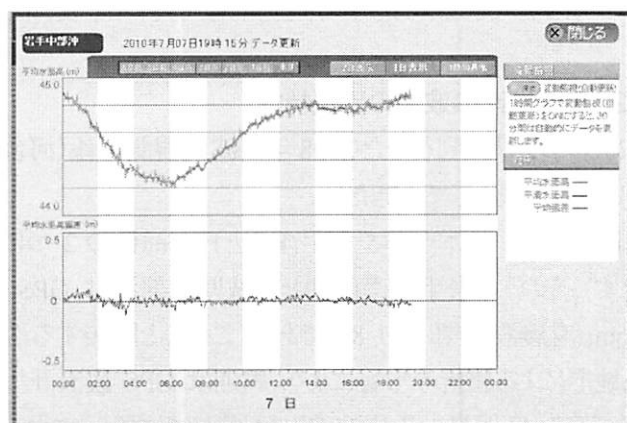


図-2.9 潮位の表示例

3. 波浪の解析

3.1. 波浪観測年報

ナウファスの波浪観測年報には、以下の統計量を表やグラフとしてまとめている。

①有義波

- ・当該年の各月における、最大有義波とそれに対応する最高波、平均有義波
- ・当該年における、最大有義波とそれに対応する最高波、平均有義波

- ・観測開始から当該年までの最大有義波(既往最大有義波)とその起時, 対応する最高波
- ・当該年の通年および季節別の有義波高(1m 単位)と有義波周期(1s 単位)の結合分布
- ・当該年の通年の有義波高(1m 単位)と波向(16 方位)の結合分布
- ・当該年の主要な擾乱の発生期間, 最大有義波とその起時, 対応する最高波

②周期帯別波浪

- ・当該年の通年の周期帯 f2(16.0～25.6s), f3(10.7～14.0s), f4(8.0～9.8s), f5(6.4～7.5s)の波高(0.5m 単位)の度数分布
- ・当該年の通年の周期帯 f2～f5 の波高(0.5m 単位)と波向(16 方位)の結合分布

③長周期波

- ・当該年の通年および季節別の長周期波の波高(0.01, 0.05, 0.1, 0.2, 0.5m を区切りとする階級)の度数分布

ここでいう季節とは, 冬季が前年 12 月～当該年 2 月, 春が 3～5 月, 夏が 6～8 月, 秋が 9～11 月, 通年が当該年の 1～12 月である. ある年の観測年報で冬, 春, 夏, 秋の値を合計しても通年の値と完全には一致しない.

3.2. 日本沿岸の波浪の出現特性

2010 年 3 月に刊行した 2008 年の波浪観測年報(河合ら, 2010a)を用いて, 日本沿岸の波浪の基本的な出現特性をいくつか説明しておきたい.

図-3.1 は, 日本全体を太平洋側と日本海側の 2 つに分けたときの, 太平洋側の各地点における年平均有義波を示す. そのうち岩手県南部沖と宮城県中部沖は GPS 波浪計による地点であり, これらの年平均の有義波高は約 1.6m, 有義波周期は約 8s である. これらと隣接する沿岸波浪計の釜石や石巻では, 周辺の岬・島による遮蔽や海底地形による屈折の影響により, 周期は GPS 波浪計と大差ないが, 波高は明らかに小さい. 第二海堡, 伊勢湾, 神戸, 荏田, 鹿児島県の沿岸波浪計は湾内に位置し, これらの地点では外洋波より湾内発生波が卓越する日もあるため, 太平洋に直接面した沿岸波浪計に比べて波高や周期は小さな値になっている.

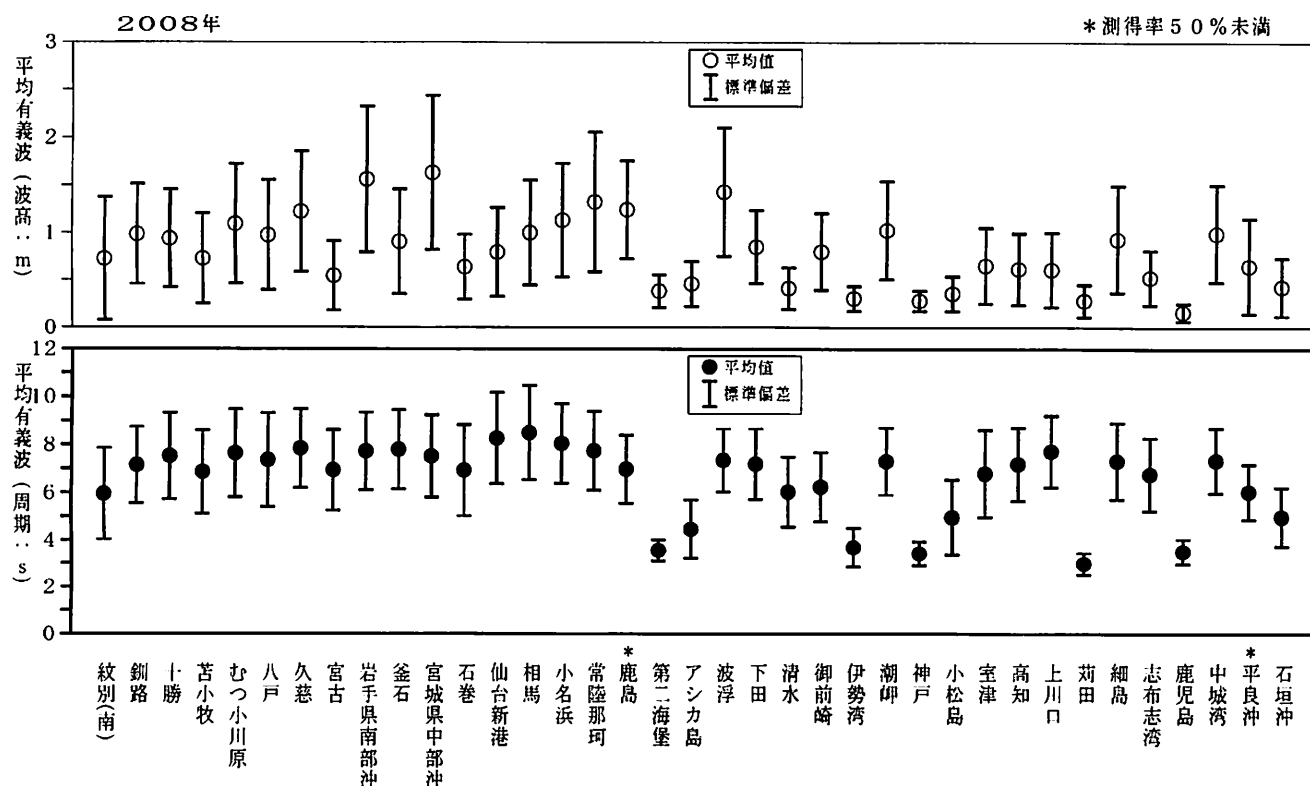


図-3.1 太平洋側の各地点の年平均有義波

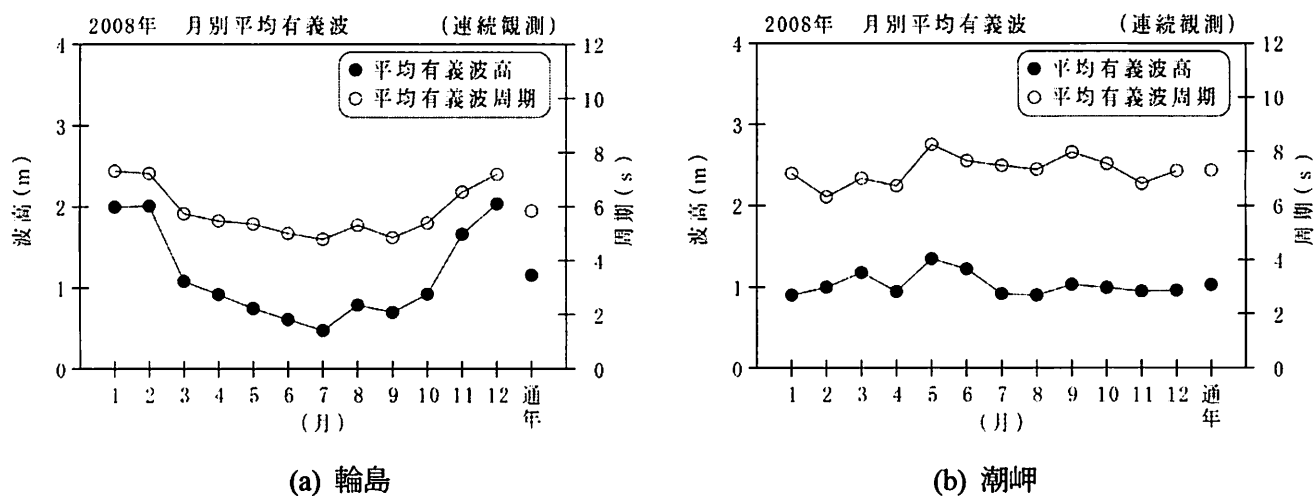


図-3.2 代表地点の月平均有義波

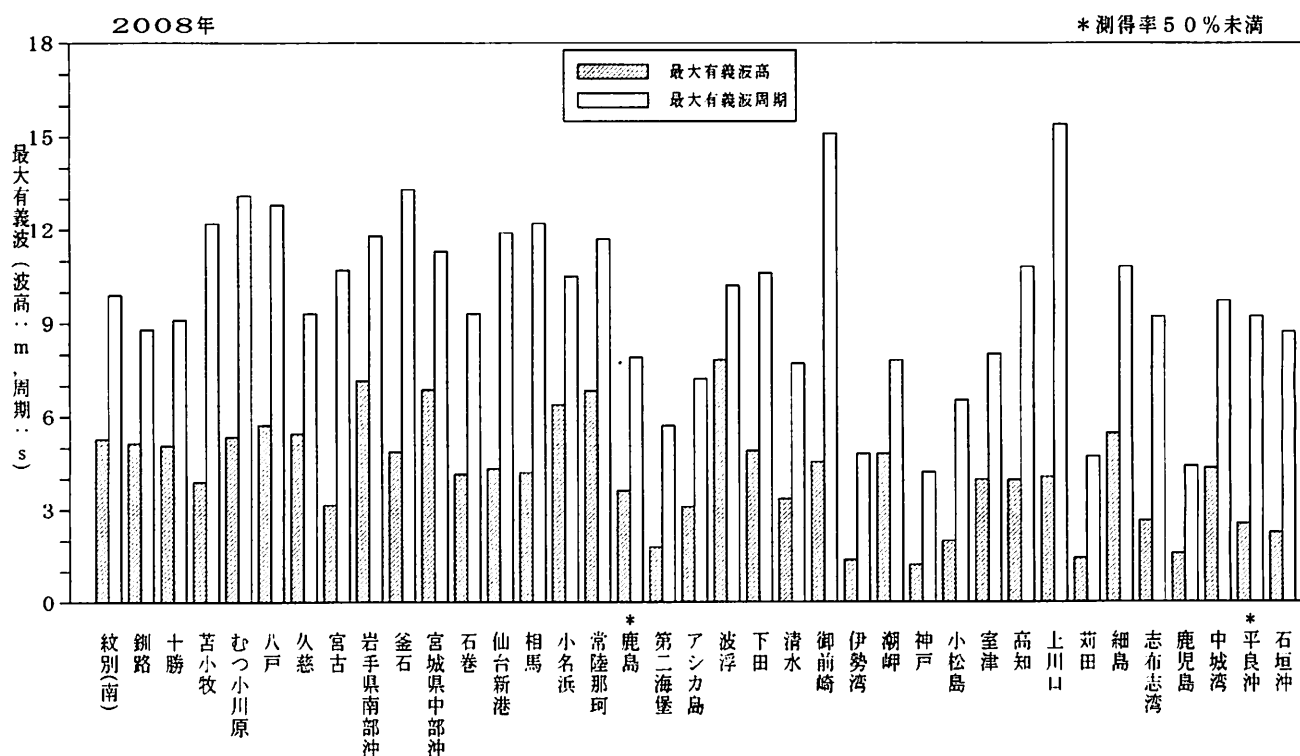


図-3.3 太平洋側の各地点の年最大有義波

図-3.2 は、日本海沿岸の輪島と太平洋沿岸の潮岬を例に、月平均の有義波を示す。輪島の年平均有義波は1.15m、5.8sであり、いわゆる冬季風浪によって12月～3月の波高が大きい。この年も2月に年最大有義波となる7.73m、13.2sを記録した。潮岬の年平均有義波は1.03m、7.3sであり、冬季を除けば輪島より周期は長い。顕著な台風や低気圧が接近すると一時的に高波になる地点であるが、この年の月平均有義波で見ると、輪島ほど明瞭な季節変化はない。たまたまこの年に顕著な台風が接近しなかったことも影響している。

図-3.3 は、太平洋側の各地点における年最大有義波を示す。岩手県南部沖と宮城県中部沖のGPS波浪計による値はほぼ同じである。沿岸波浪計の釜石や石巻はこれらと比べて波高も周期も小さい。潮岬の年最大有義波は2月の低気圧によるものであった。

表-3.1 は、1970年代に観測を開始した地点について既往最大有義波を示す。超音波式波浪計が欠測した高波イベントについては、水圧計の波形から有義波の算出は行いが、最大波の算出は精度上の問題から行っておらず、

表中では-印とした。また、20 分間隔の観測と毎偶数時の観測によるものがあるため、毎偶数時の観測によるもの

表-3.1 代表地点の既往最大有義波

地点	有義波		対応する最大波		起時	要因
	波高(m)	周期(s)	波高(m)	周期(s)	年月日一時分	
留萌	7.83	10.6	--	--	20040908-14**	台風 0418 号
深浦	10.36	14.5	14.53	13.5	20041127-06**	冬型気圧配置
酒田	10.65	13.8	13.92	13.2	20041127-06**	冬型気圧配置
輪島	7.73	13.2	--	--	20080224-1220	冬型気圧配置
金沢	8.14	10.3	--	--	20011215-06**	冬型気圧配置
鳥取	7.54	11.3	10.18	12.3	19901211-22**	日本海低気圧及び冬型気圧配置
浜田	7.93	11.2	12.31	12.5	19901211-18**	日本海低気圧及び冬型気圧配置
藍島	5.61	12.1	9.39	14.4	19870203-18**	二つ玉低気圧及び冬型気圧配置
伊王島	10.37	13.6	15.03	16.2	19910927-16**	台風 9119 号
名瀬	8.46	11.4	14.17	14.7	20050905-22**	台風 0514 号
那覇	9.24	14.1	13.77	14.9	19901006-20**	台風 9021 号
苫小牧	6.10	15.5	8.10	15.0	19720228-10**	二つ玉低気圧
むつ小川原	9.56	12.5	14.65	13.9	19910217-00**	二つ玉低気圧及び冬型気圧配置
八戸	7.64	12.4	10.74	13.7	20061007-1700	南岸低気圧
仙台南港	5.87	10.0	--	--	20070907-1220	台風 0709 号
常陸那珂	7.59	10.4	--	--	20061006-22**	南岸低気圧
鹿島	7.50	10.5	--	--	20050116-12**	二つ玉低気圧
波浮	8.49	9.0	--	--	20050825-2320	台風 0511 号
潮岬	11.20	15.1	18.99	14.6	20070715-0200	台風 0704 号
神戸	3.77	7.3	7.03	6.4	19930904-06**	台風 9319 号
中城湾	13.61	14.9	--	--	20070713-0540	台風 0704 号

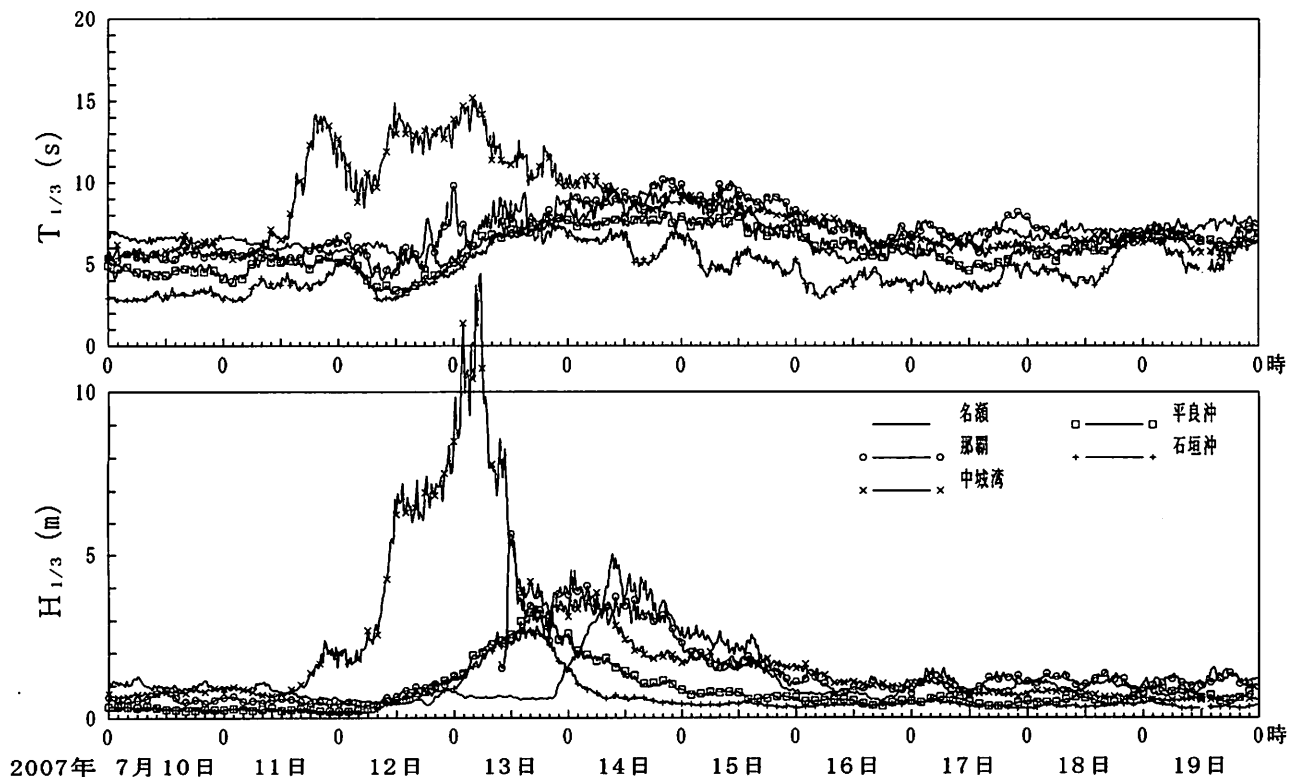


図-3.4 台風 0704 号来襲時の有義波の経時変化

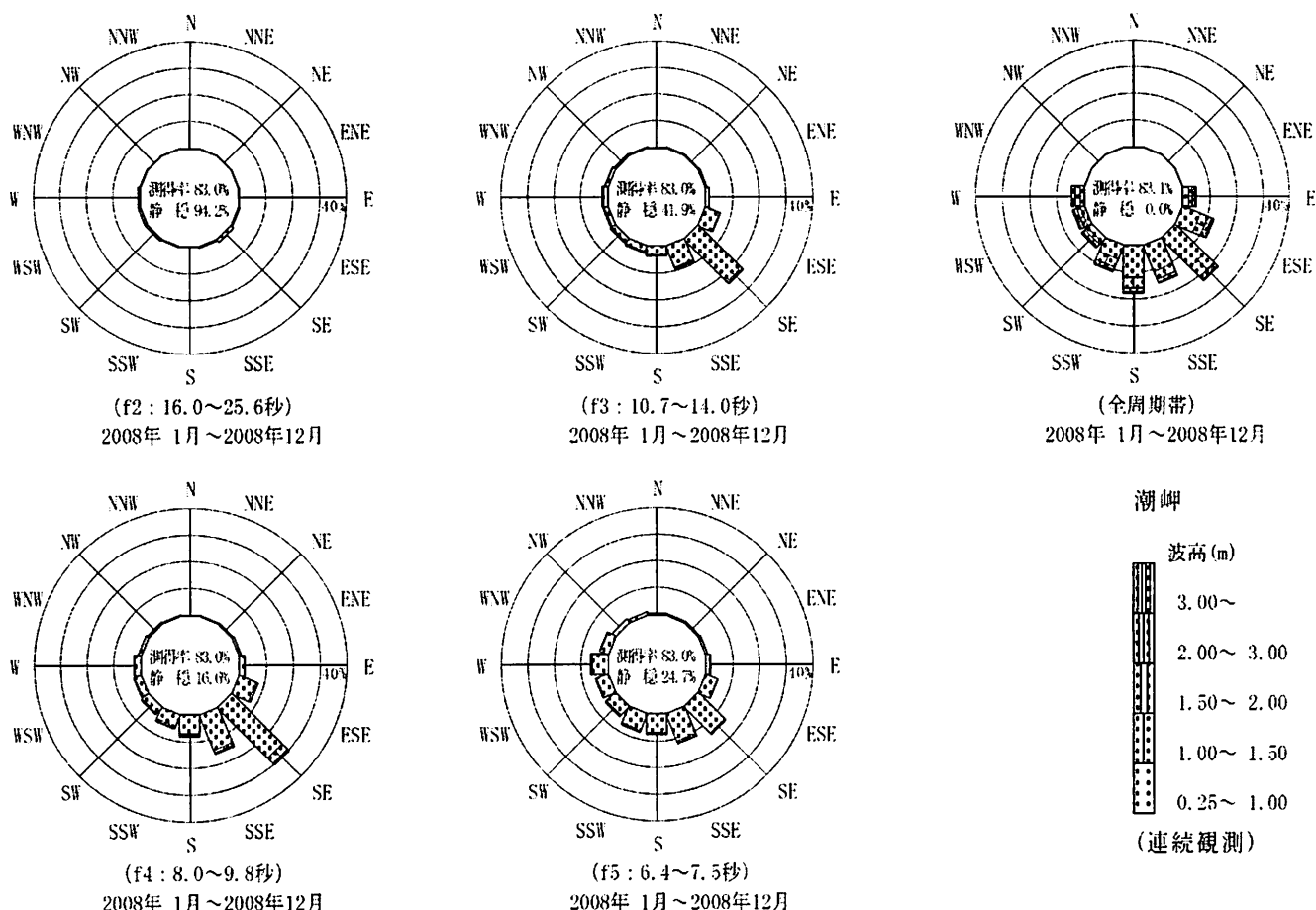


図-3.5 周期帯別の波向の出現頻度

については観測起時の欄の末尾を**印として区別した。この表から、日本海沿岸と関東以北の太平洋沿岸では冬型気圧配置によるものが多く、関東以西の太平洋沿岸では台風によるものが多いことが分かる。また、全地点を通じた既往最大有義波は、2007年の台風4号による中城湾(設置水深39.6m)の13.61m, 14.9sである。その前後の有義波の変化を図-3.4に示す。日本海沿岸に絞ると、2004年の冬型気圧配置による酒田(設置水深45.9m)の10.65m, 13.8mである。

図-3.5は、潮岬を例に、各周期帯の波向の出現頻度を示す。比較的短い成分 f5(6.4~7.5s)では様々な波向があるのに対し、長い成分 f3(10.7~14.0s)ではSEが突出している。

3.3. 富山湾に来襲した「うねり性」波浪

波浪観測年報では、当該年の代表的な高波イベントを一定の客観的基準によって20個選び、その気象条件や波浪の出現特性についても考察している。例えば、2007年1月6~11日と2008年2月23~28日には、類似した冬型気圧配置によって富山湾に顕著な「うねり性」波浪が来襲しており(永井ら, 2008; 河合ら, 2009, 2010a), これらについて紹介しておきたい。

2007年の擾乱では、図-3.6の天気図から読みとれるように、北海道を西から東へ横切る低気圧によって、日本海北部の沿岸には強い北寄りの風が吹いた。その結果、各地の最大有義波とその起時(最も早い深浦が0時となるように換算した値)は図のようになった。ただし、輪島は波高のピーク付近に欠測がある。この図が示すように、深浦~直江津では1月7日午後には最大有義波が7.04~8.73mに達した。有義波周期は南に行くほど長く、深浦で11.4s, 直江津では12.3sであった。さらにその南方に位置する富山と伏木富山では、低気圧の中心が太平洋側に抜けて風が弱まりつつある1月8日午前になって、有義波高が最大となった。富山の有義波周期は14.3sにも達した。

2008年の擾乱も、図-3.7に示すように、2007年と似た気圧配置で日本海北部の沿岸に北寄りの風が吹いたもの

である。富山では有義波が 9.92m, 16.2s に達した。富山湾沿岸では、この高波によって防波堤や護岸の破壊や後背地の浸水が生じた。

富山湾沿岸では古くから、「風が弱まった後に高波があちこちの海岸を襲う」現象を「寄り回り波」と呼んで恐れてきた。海底地形には溪谷のような深い溝が何本もあり、海の色が濃く見えることから「あいがめ(藍瓶)」とも呼ばれている。富山と伏木富山の観測地点は直線距離で 20km 足らずであるが、この起伏の多い海底地形の影響によって波高には大差が生うまれやすい。

3.4. 波浪の長期トレンド

ナウファスとしての波浪観測は 1970 年に始まり、毎年の観測成果は年報として刊行されてきた。さらに、観測開始から 3 年、5 年、10 年、15 年、20 年、30 年という節目には、観測地点ごとに観測開始年まで遡った長期統計(高橋ら, 1975, 1976, 1981; 菅原ら, 1986; 永井ら, 1993a, 2002a)もまとめられてきた。また、

これら定期的な統計報とは別に、個別波の波高・周期の出現分布、周波数スペクトルと波の連なりの関係、波候(波浪の季節変化)、波浪の年最大値や極大値の資料に基づく極値分布(小舟, 1990)、高波の継続時間やスペクトルの統計(永井, 1997b)、波浪の日変動特性や特異日の存在(永井ら, 1993b)、波力発電を意識した波パワーの分布(永井ら, 1998)に関する検討もなされてきたところである。近年では気候変動に対する世の中の関心も高まっており、ここでは波浪の長期トレンドについて紹介したい。

図-3.8 は、清水ら(2006a)にならい、古くから観測が継続している地点を選び、2008 年までの各年の平均有義波を示したものである。欠測期間に季節的な偏りがあると年平均値が揺らぐため、ここではまず月平均値を求め、それをさらに平均することで年平均値を求める方法をとった。また、全ての月で測得率が 50%以上の年のみを有効な値とした。このような処理をしても年ごとの変動は大きく、経年的な変動を見出すことは一般に難しい。ただし、酒田については、波高が経年的に増加しているか、1990 年前後を境に段違いになっている。周期も経年的に増加しているか、1990 年代後半を境に段違いになっている。酒田では 1973 年と 1987 年に波浪計の位置が変わっており、その影響も考慮しながら慎重に気候変動の議論を進める必要がある。

図-3.9 は各年のエネルギー平均波高(永井ら, 1998)を算出した結果であり、年平均有義波高と似た経年変化が見られる。

年平均有義波やエネルギー平均波高よりも日々の港湾活動に密接な指標として、有義波高が 1m 以下となる割合を静穏率と定義し、各年の値を示したものが図-3.10 である。もちろん、本当に海上工事や荷役ができるかどうかは、作業の種類や場所にも左右されるため、これは一つの目安である。この指標を用いると、年平均有義波高が増

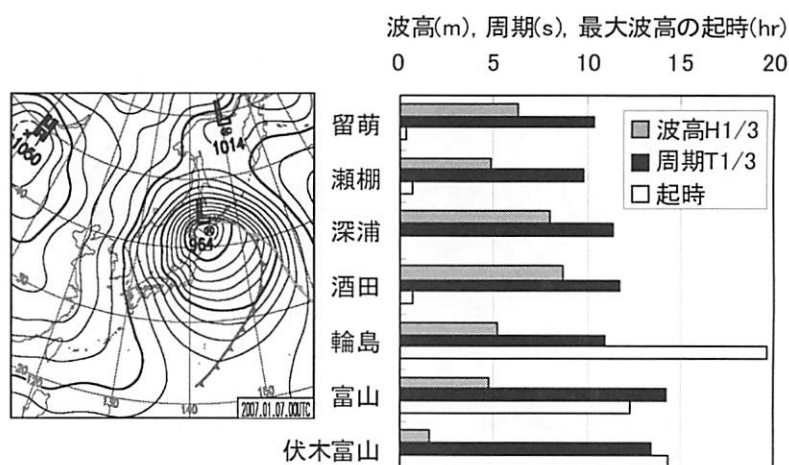


図-3.6 2007 年の冬型気圧配置と最大有義波

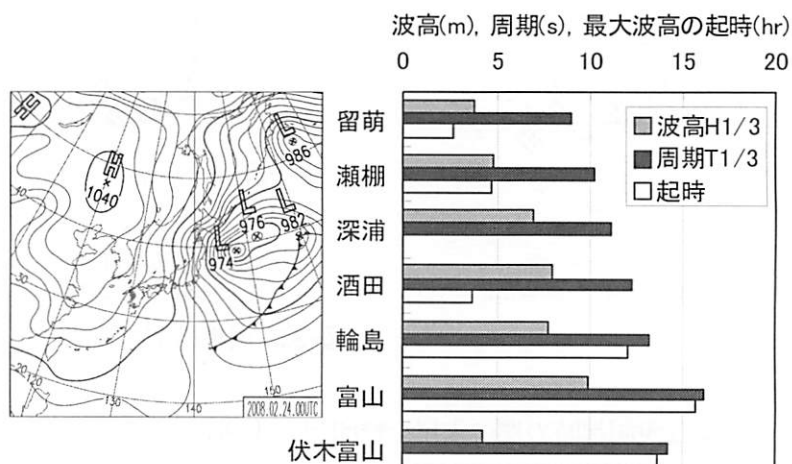


図-3.7 2008 年の冬型気圧配置と最大有義波

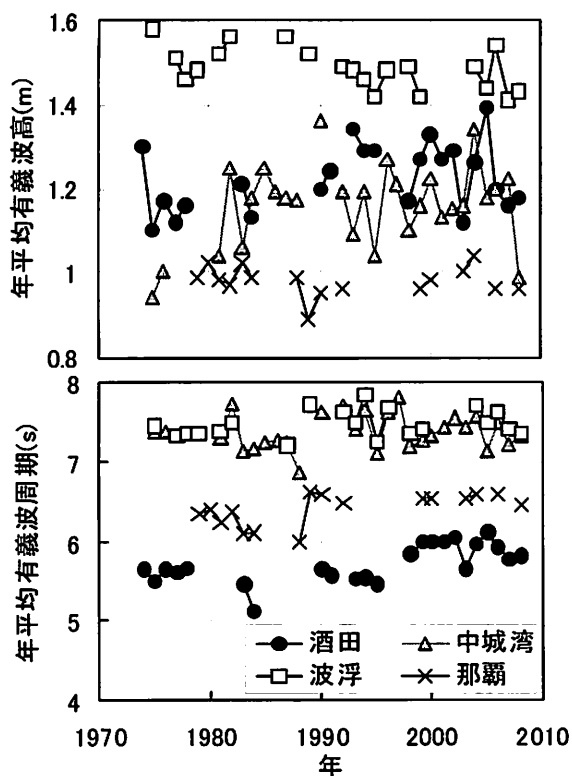


図-3.8 年平均有義波の推移

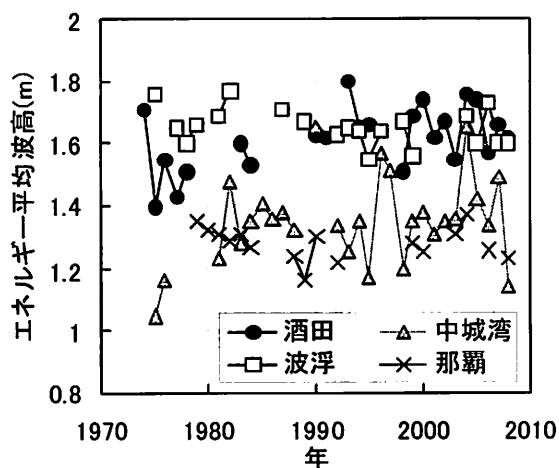


図-3.9 エネルギー平均波高の推移

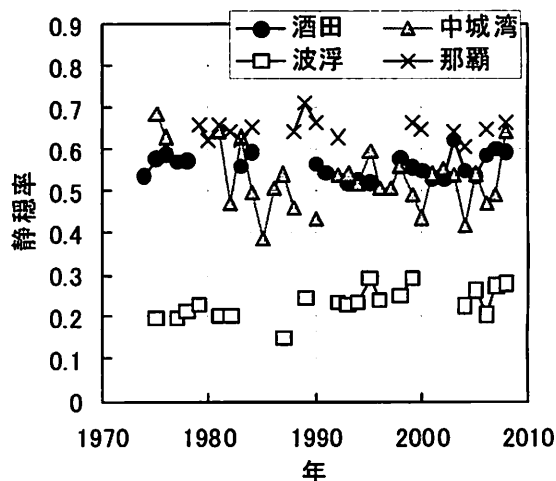


図-3.10 年平均静穏率の推移

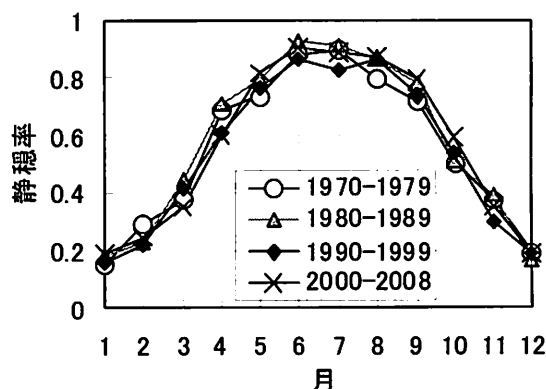


図-3.11 月別の静穏率

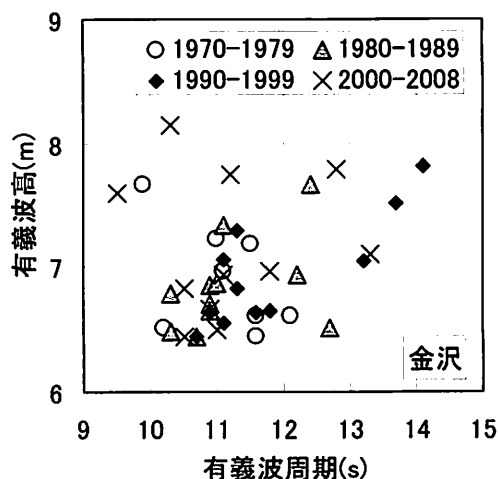


図-3.12 最大有義波の波高と周期

加傾向にあった酒田でも、顕著な増減は見られなくなる。強いて言えば、1990年代は他の年代に比べて低かった。各月の静穏率を年代別に比較したものが図-3.11である。日本海沿岸は冬季に静穏率が低くなるが、少なくとも図からすぐに読みとれるほど顕著な変化は現れていない。以上のように、年平均値で見る限り、波浪の長期トレンドは必ずしも明瞭ではない。

ところが、台風や低気圧で生じる顕著な高波（いわゆる極端現象）に限ると、状況は少し異なるようである。観測開始年からの高波イベントを抽出して波高の大きな順に並べ、上位のものが発生した回数を年代別に整理すると、中城湾のように近年になって明らかに頻発化している地点もあり、酒田、波浮、那覇のように単純な増加とは言えない

地点もある(清水ら, 2006a). 図-3.12 は, 高波が頻発化したとは言えない金沢を例に, 最大有義波を年代別に示す. 高波イベントの回数が増えていなくても, その中にはこれまでに現れなかった大きな波高や周期が含まれている. ただし, 金沢に限らず, 波浪計がこれまでの全ての高波を欠測なく捉えているとは限らない. 波浪の長期トレンドの厳密な議論には, 波浪計の設置位置や性能の歴史を振り返ること, 欠測を推算値などで補完することが必要である.

3.5. GPS 波浪計による沖波の観測

(1) GPS 波浪計と沿岸波浪計の相関性

図-3.13 は, 岩手県南部沖(釜石沖)の GPS 波浪計, その最寄りにある釜石の超音波波高計, 宮城県中部沖(金華山沖)の GPS 波浪計, その最寄りにある石巻と仙台新港の沿岸波浪計を例に, 2008 年の各月の最大・平均有義波高を比較したものである(河合ら, 2010a). ただし, 釜石の7月と8月の値は, データ測得率が 90%未満であったため表示していない. この図から以下のことが分かる.

- ①GPS 波浪計の月最大有義波高も月平均有義波高も, 沿岸波浪計より大きい.
- ②GPS 波浪計の波高が大きい月は, 概ね沿岸波浪計でも大きい. どの波浪計にも似たような季節変化が現れている. 石巻と仙台新港の 1~4 月の月平均有義波高が釜石より低いのは, 北からの波浪が遮蔽されるためと考えられる.
- ③2 基の GPS 波浪計において, 月平均有義波高の差は非常に小さい. これは, GPS 波浪計が岬や島, 海底の水深変化の影響のない沖合の波浪を捉えていることの裏付けの一つにもなる.

図-3.14 は, 2008 年 4 月の 1 ヶ月間を例に, 岩手県南部沖と釜石で観測された有義波高の相関性を示す(河合ら, 2010a). 凡例にある N~S は, 岩手県南部沖で推定した波向である. 釜石と岩手県南部沖の有義波高の比は, 岩手県南部沖の波向に大きく依存しており, NE または ENE のときに比は 1 に近く相関性も高い. 実際, 釜石の沿岸波浪計は, NE~ENE 方向に開けたところに設置されている. 同様に, 仙台新港では, 宮城県中部沖で波向が N~E のときに牡鹿半島で遮蔽されるため, 宮城県中部沖の有義波高との相関性はほとんど見られず, ESE より南

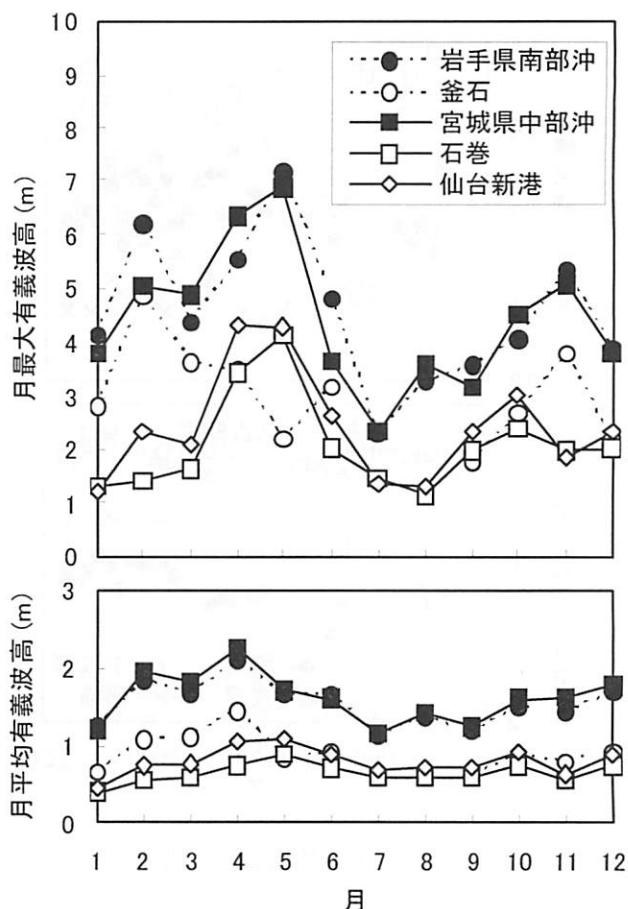


図-3.13 各月の最大・平均有義波高

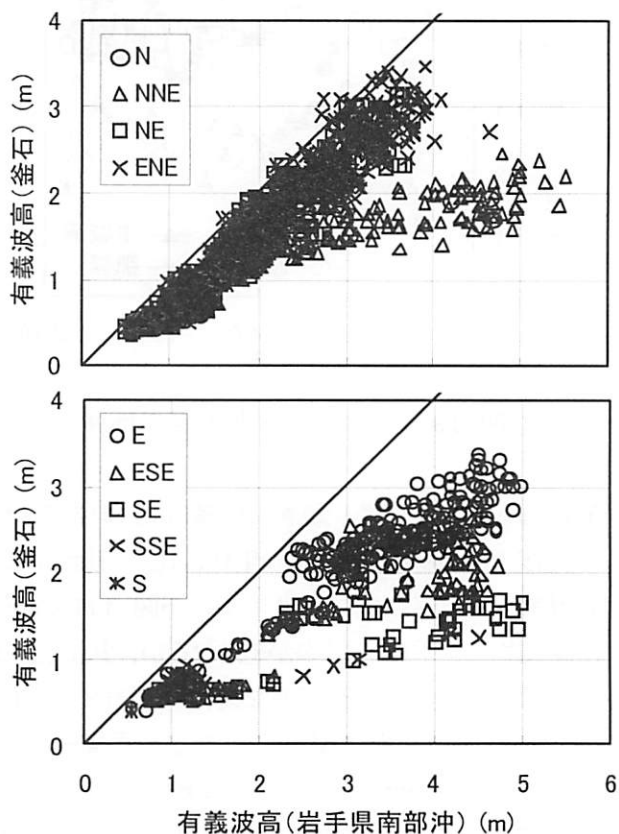


図-3.14 岩手県南部沖と釜石の波高の相関性

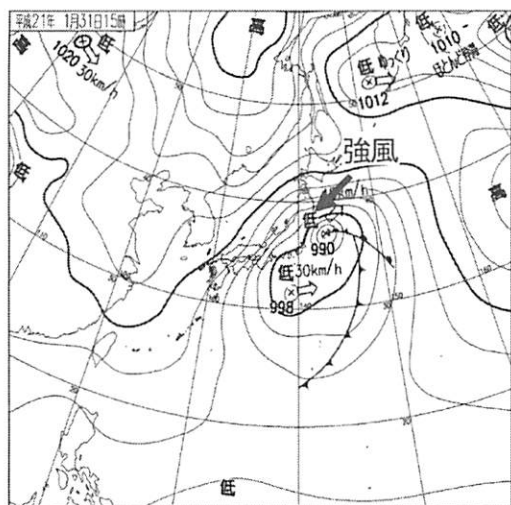


図-3.15 2009年1月31日の気圧配置

寄りの波向に対しては相関性が高い。

(2) 三陸沿岸に沿って発達した波浪

2009年1月31日から2月1日かけて、図

-3.15 に示す低気圧の影響で、三陸沿岸には 20m/s を超える強い北寄りの風が吹いた。このとき三陸沿岸に配置されていた 5 基の GPS 波浪計は、図-3.16 に示す波浪の発達を捉えた。南側すなわち風下側に位置する GPS 波浪計ほど、波高や周期の値は大きい。最も南に位置する宮城県中部沖では、波高が 1 月 31 日 19 時頃に最大となり、その後で周期が最大となった。なお、沿岸波浪計で観測される波浪は岬・島の遮蔽や海底地形の影響を受けるため、北から順番にグラフを並べたとしても、波高や周期がその順番にはなりにくい。

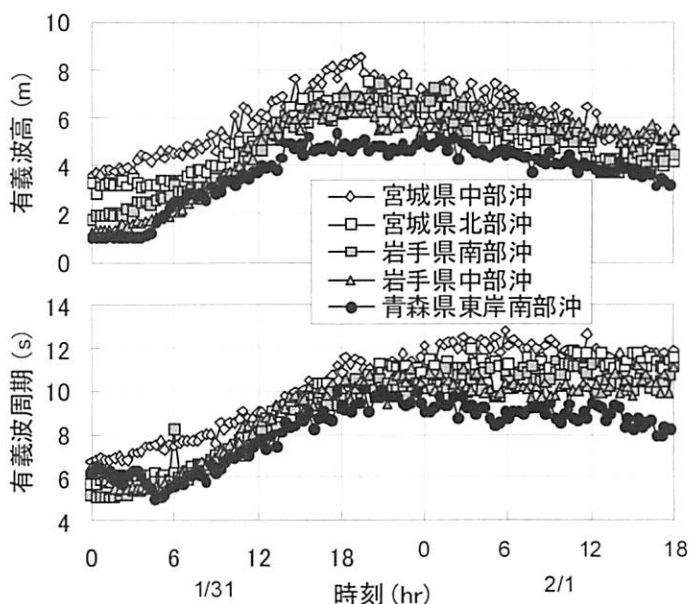


図-3.16 三陸沿岸における波浪の変化

4. 潮位等の解析

4.1. チリ津波

2010年2月27日15時34分(日本時間)にチリ中部沿岸の地震で発生した津波は、翌28日の午後に日本の太平洋沿岸にも到達した。この津波は東北～四国沿岸に配置された11基のGPS波浪計でも捉えることができた(国

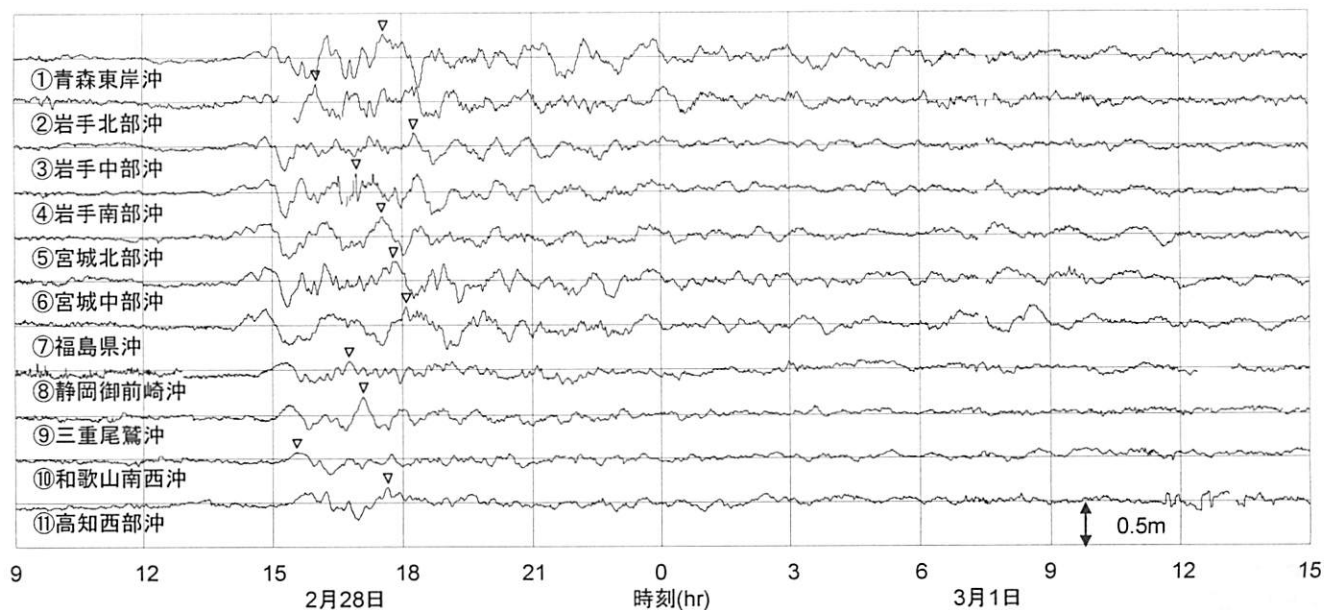


図-4.1 GPS 波浪計で得たチリ津波時の潮位偏差

土交通省港湾局・独立行政法人港湾空港技術研究所, 2010)。これまで GPS 津波計・波浪計が単機で津波を捉えた例はあるが(加藤ら, 2003; 永井ら, 2005), ネットワークとしては初めてである。

図-4.1 に GPS 波浪計で得た潮位偏差を示す。津波来襲前の 2 月 28 日 9 時から既に短周期で小さな振動が見られるが, これは電波環境に左右された測位の誤差等によるものと考えられる。津波は 11 基全てで明瞭に観測され, 東北沿岸①～⑦には 14 時過ぎ, 中部～四国沿岸⑧～⑪には 15 時前後に到達した。①青森東岸沖～⑥宮城中部沖は 38～65km 間隔で配置されている。これらの第一波の峰はよく対応しているが, 二波目以降は時間とともに隣接地点でも乱れている。津波の周期は, ⑦福島県沖で 90min 程度である他は, 概ね 1 時間程度である。図中の▽印は最大波(2 月 28 日 14 時～3 月 1 日 3 時の最大偏差)を示す。最大波は, ⑩和歌山南西沖が第一波である他は二波目以降であり, その起時は 15 時台～18 時台にばらついた。その高さは 0.1～0.3m 程度で, 11 基の最高記録は設置水深が最も浅い①青森東岸沖によるものである。津波はその後, 時間とともに減衰するが, 第一波の到達から 24 時間過ぎた 3 月 1 日 15 時でも完全には収束していない。

図-4.2 は, ①青森東岸沖, ②岩手北部沖, ④岩手南部沖, ⑪高知西部沖の GPS 波浪計と, それぞれに近接する沿岸波浪計や潮位計で得た潮位偏差を示す。何れの組み合わせでも振幅は岸側で大きい, 峰・谷の対応

の有無に差がある。まず, ①青森東岸沖・八戸では, GPS 波浪計, 沿岸波浪計, 潮位計の峰・谷が概ね対応し, 波形もよく似ている。次に, ②岩手北部沖・久慈では, GPS 波浪計と沿岸波浪計の峰・谷はよく対応し, 波形も似ている。潮位計には, 津波の来襲前から短周期の振動があり, 来襲中は同程度の周期のまま振幅が大きくなっている。そして, ④岩手県南部沖・釜石では, 16 時頃まで GPS 波浪計, 沿岸波浪計, 潮位計の峰・谷の対応が良い。それ以降は, 特に潮位計で短周期の振動が顕著となり, 潮位計での最大波は沿岸波浪計より 3 時間ほど後になった。最後に, ⑪高知西部沖・上川口・須崎は, 前述の三組ほど地理的に近接していないこともあって, 第一波を除き峰・谷の対応を見出すことは難しい。須崎の潮位計には第一波から 4 時間以上経過して最大波が現れた。

図-4.3 の白抜きプロットは, 概ね第一波と見なせる峰(図-4.2 の ↓ 印)の高さを GPS 波浪計・沿岸波浪計・潮位計の組み合わせ別に示す。黒抜きプロットは, 第一波に限定しない正・負の最大偏差を示す。これらの値は, GPS 波浪計のある水深 100～300m では小さく, 沿岸波浪計のある水深 30～50m, さらに潮位計のある海岸で, それぞれ大

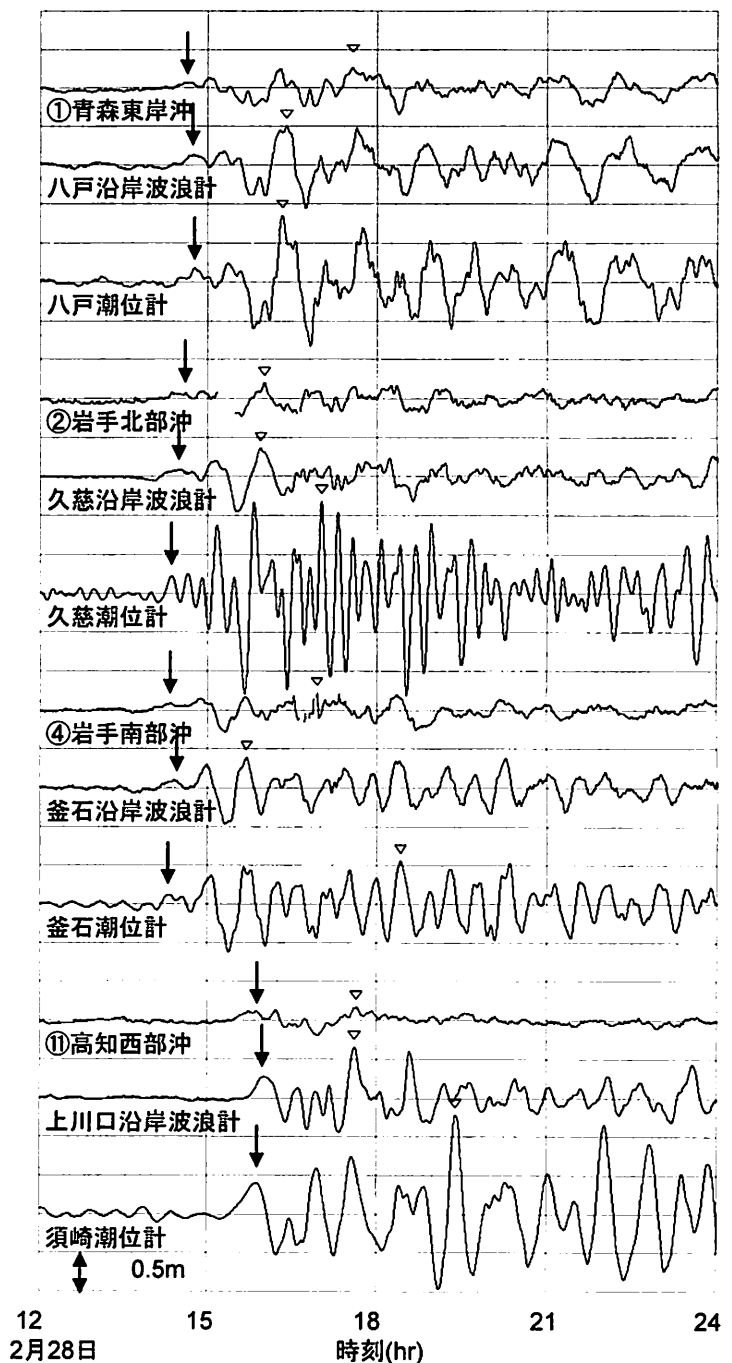


図-4.2 GPS 波浪計・沿岸波浪計・潮位計で得た潮位偏差

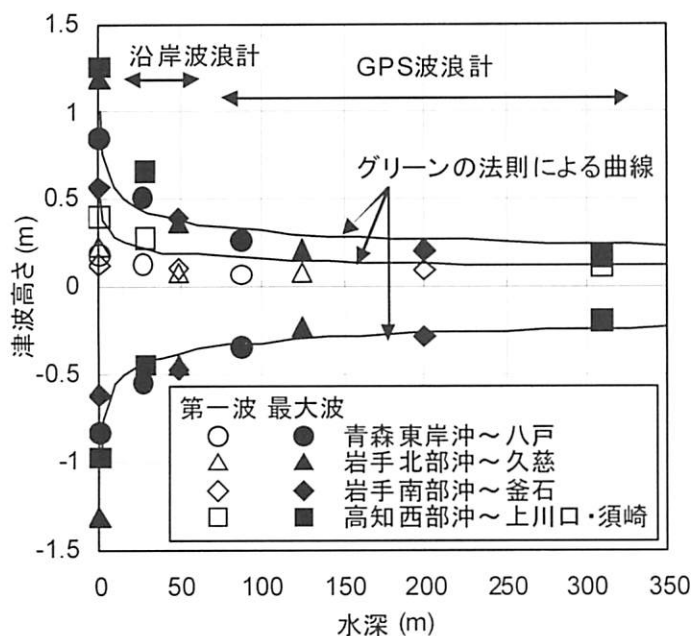


図-4.3 水深による津波高さの変化

きくなっている。グリーンの法則はもともと無反射を仮定したものであるが、今回の最大偏差の変化傾向はこの曲線の特性に概ね一致している。

図-4.4 は、岩手北部沖・久慈と岩手南部・釜石の潮位偏差のスペクトルを示す。これらの GPS 波浪計のスペクトルには共通して、50min 以上の長周期にピークがある。

②岩手北部沖・久慈では、GPS 波浪計～沿岸波浪計(設置水深49.5m)での変化は小さく、沿岸波浪計～潮位計で10min 前後と 20 min 前後の成分が著しく増幅した。沿岸波浪計～潮位計では、2003 年十勝沖地震津波や 2005 年宮城県沖地震津波でも、久慈港周辺の固有振動に対応した 8～16min の成分に顕著な増幅が見られた(永井ら, 2004, 2006)。一方、④岩手南部沖・釜石では、GPS 波浪計～沿岸波浪計(設置水深 49.8m)で 30min 以上、沿岸波浪計～潮位計で 10 min 前後と 20min 前後の成分が増幅した。沿岸波浪計～潮位計では、2003 年十勝沖地震津波、2005 年宮城県沖地震津波、2006 年千島列島地震津波でも、釜石港周辺の固有振動に対応する 5～18min の成分に増幅が見られた(清水ら, 2007a)。

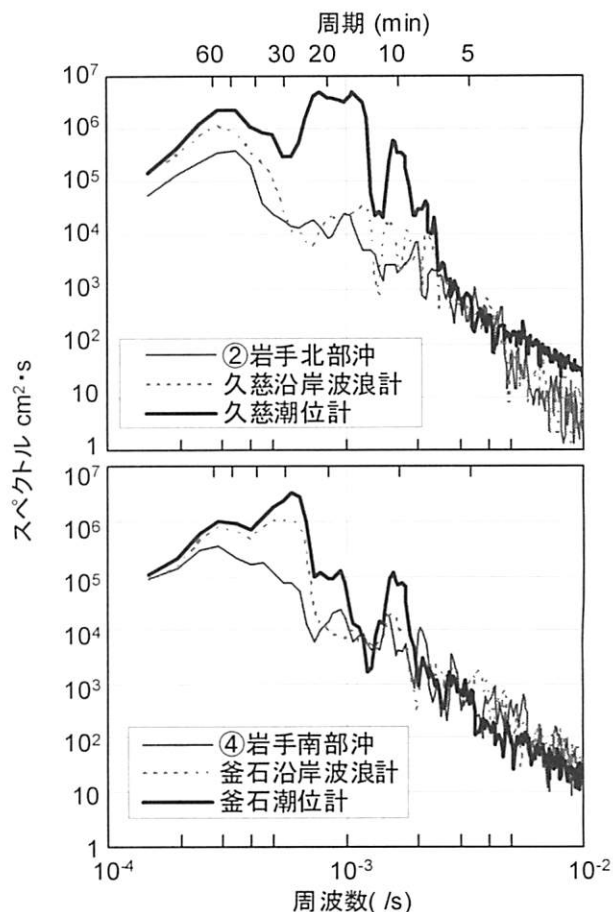


図-4.4 チリ津波の周波数スペクトル

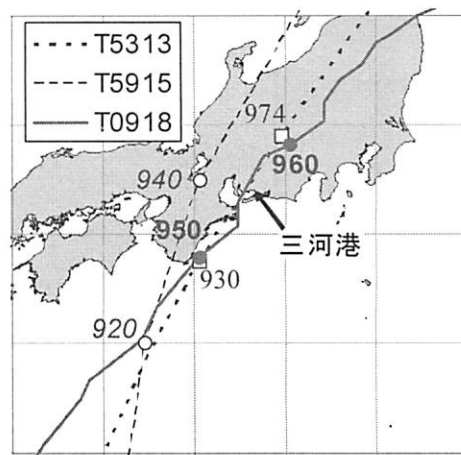


図-4.5 台風 0918 号のコース

4.2. 台風 0918 号による高潮

2009 年 10 月 7 日に台風 0918 号は、図-4.5 に示すように、伊勢湾口を通過し、中心気圧が約 955hPa の勢力を保ったまま知多半島に上陸した。三河湾の奥に位置する三河港(豊橋)では、台風の接近に伴う気圧低下と南西風による吹き寄せによって、図-4.6 に示すように、約 2.6m の高潮偏差が生じた。それが大潮の満潮に近い時間帯であったために、最高潮位は埠頭の岸壁より高い DL+4.4m に達した。その結果、空コンテナが浮き上がり、強風にも吹かれて流される被害となった。その後もしばらくは約 4 時間周期の副振動が続いた。

なお、この地方に顕著な高潮が生じたのは、1953 年の 13 号台風と 1959 年の伊勢湾台風以来である。また、全国

的には1999年の台風18号の八代海や周防灘の高潮(永井ら, 2000)以来である。

4.3. 日本海沿岸の副振動

2009年7月14日から16日にかけて日本海の北方を通過した低気圧によって、日本海の九州～北陸地方の沿岸や瀬戸内海西部の沿岸には、顕著な副振動が生じた。図-4.7はナウファスの潮位観測地点の中で最大の振幅を記録した関門海峡の弟子待の観測データである。副振動は7月15日午前から始まり、16時頃に最大となり、17日になっても継続していた。この副振動の周期は1時間程度である。

4.4. 平均海面の長期変動

ナウファスが構築される前から全国各地の港湾事務所では潮位観測を行っており、そのデータに基づいた平均海面の長期変動も解析されている(村上ら, 1992)。

港湾空港技術研究所の構内の検潮所(図-2.5)でも1958年から観測を続けている。図-4.8は、永井ら(1997a)にならい、1958～2008年の

各年の平均潮位を整理した結果である。それによると、平均潮位は検潮所地盤に対し約4.8mm/年の速さで上昇し

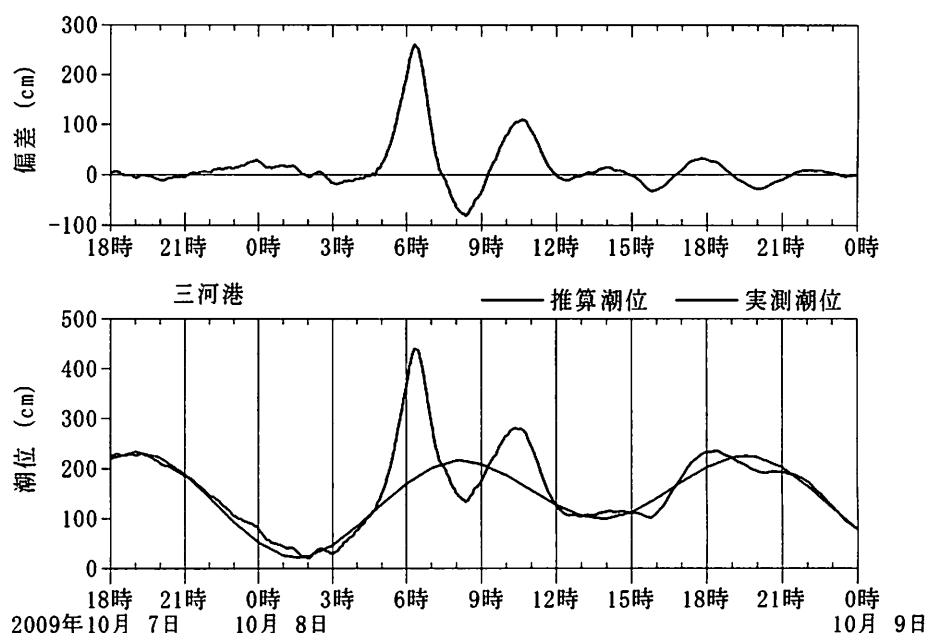


図-4.6 台風0918号による高潮

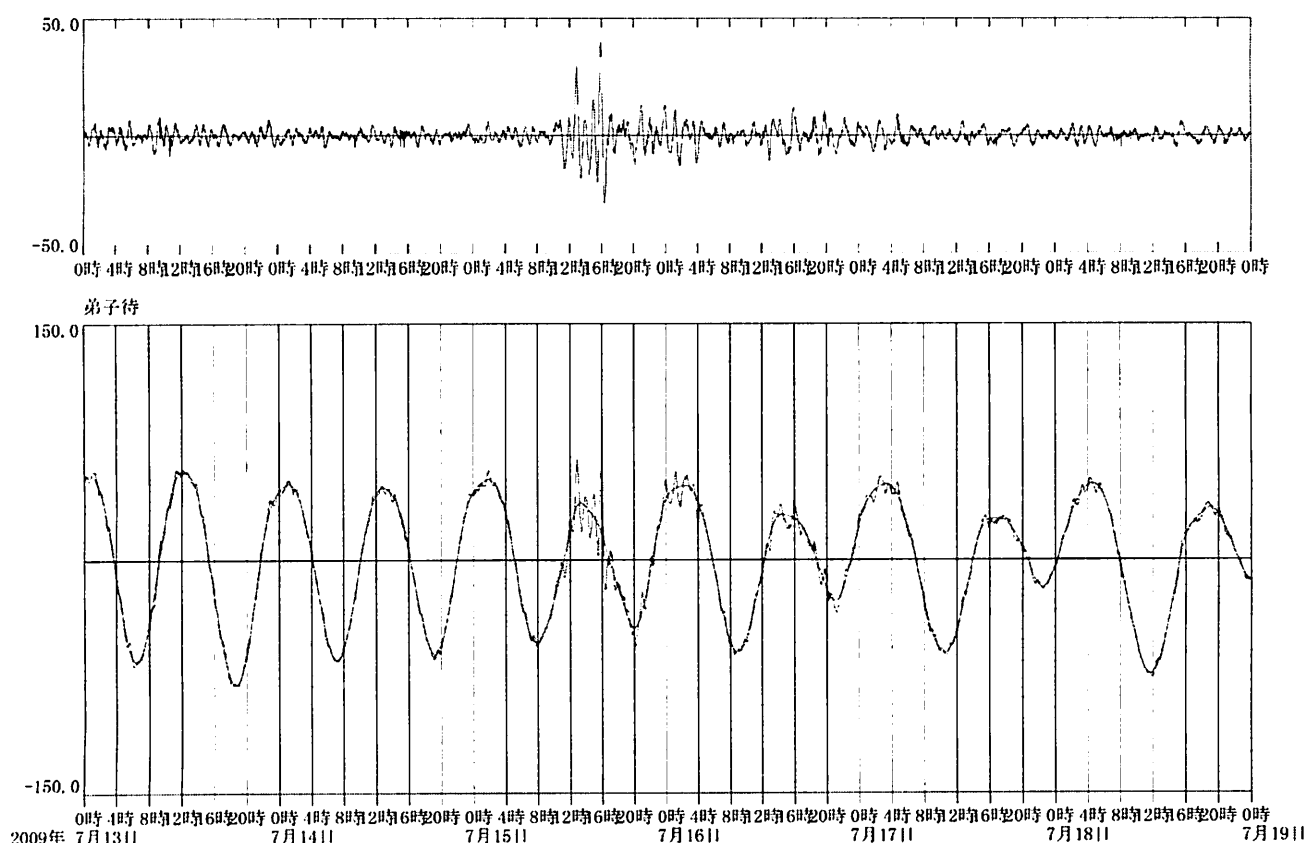


図-4.7 副振動の観測事例

てきた。そのうち約半分が純粋な海面上昇で、残りは地盤沈下によるものと考えられる。もう少し詳しく見ると、1970年代後半から1980年代前半にかけての一時期は降下したという見方もできる。気象庁(2010)が全国の代表的な地点について調べた結果においても、1970年代後半の一時期は海面が下降し、それ以降は上昇している。

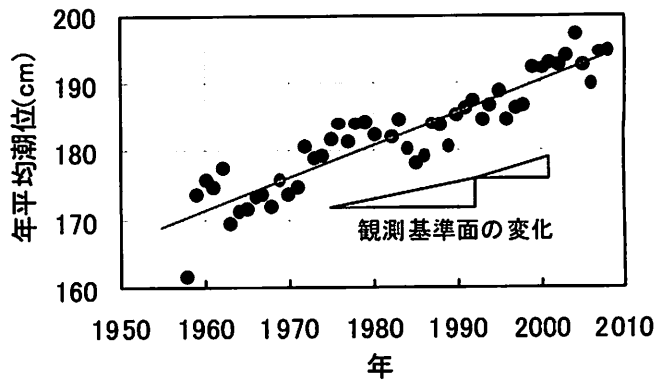


図-4.8 年平均潮位の推移

4.5. 風の観測

リアルタイムナウファスには表示していないが、ナウファスでは風の観測も行っている。風のデータは、ガントリークレーンの運転など荷役作業の可否の判断に使われる他、波浪や潮位のデータとも組み合わせて海上工事の安全確保や施工計画の立案、波浪や高潮の推算の検証に使われてきた。また、風はクリーンエネルギーの一つとして期待されており、風力エネルギーの試算もなされている(永井ら, 2001, 2002b)。

5. 今後の課題

前章までに述べたように、ナウファスでは既にある程度のレベルで観測・集中処理・解析を行うことができ、その結果は様々な場面で活用されている。今後の課題として、もちろん施設・装置の維持・更新・能力増強もあるが、ここでは海岸工学的な視点からいくつか述べてみたい。

5.1. GPS 波浪計のデータの活用と観測技術の改良

GPS 波浪計の最大の特長は沖合の海象を捉えることにある。まずは、沖合の波浪や潮位のデータを着実に蓄積し、沿岸波浪計との相関もとりながら様々な統計解析を行い、沖合の海象特性に対する理解を深める必要がある。GPS 波浪計には気圧計や風速計も搭載しており、特に陸上地形の影響のない沖合で観測した風のデータは、波浪や高潮の推算に用いる気象場の検証にも適している。

その一方で、GPS 波浪計は2008年から本格運用を開始したばかりの機器であり、その観測技術は必ずしも完成の域には達していない。ブイの軌跡から主波向を推定する方法が開発され(清水ら, 2006b, 2007b)、ブイの動揺を考慮した風の解析も試みられているが(永井ら, 2008b)、ブイには慣性、係留索の張力、風など様々な力が作用しており、ブイの三次元的な挙動についてはもう少し詳しい検討が必要である。

5.2. 地域特性を踏まえた波浪の極値統計

設計沖波の算定はナウファスの主要な目的の一つである。これまで実務では、年最大波または極大波の資料をもとに、Weibull, FT-II, Gumbel 分布の中からMIR指標(合田ら, 1989)によって最も適合する極値分布関数が選択されてきた。ところが、太平洋や日本海に直接面し、数十キロしか離れていないとりの港で、あてはめに用いる極値分布関数の種類が異なるのは不自然である。

そこで、日本沿岸をいくつかの地域に分け、その地域内では同じ種類の極値分布関数をあてはめる試みもなされている(合田ら, 1998, 2009)。GPS 波浪計は沖波を直接観測しており、このデータが蓄積されれば、とりの港でどれだけ沖波の出現特性が違うかを確認できるようになる。また、波浪が沖合から沿岸波浪計の地点に達する間には岬や島によって特定の波向の成分が遮蔽されることもあり、その影響についても議論が必要になるだろう。

5.3. 波浪の方向スペクトル情報の高度化

沿岸波浪計の主力機種である海象計は海面の高さと上・中・下層の水粒子速度を計測しているが、現在のリアル

タイム処理ではサーバの演算能力の制約もあって、海面の高さと上層の水粒子速度のみを用いて拡張最尤法 EMLM により方向スペクトルを計算している。高精度にかつ安定して解析値を得るためには、波浪の状態や波浪計の設置水深などの条件を踏えながら中・下層の水粒子速度も併用し、ベイズ法 BDM (橋本, 1987) で解析することが望ましい。そのためには演算方法の効率化も必要である(橋本ら, 2010)。

ベイズ法 BDM によって切れの良い方向スペクトルの解析ができるようになると、防波堤などの施設の設計や港内静穏度解析に用いる沖波の方向集中度パラメタ $s_{\max}$ を、波形勾配による経験則に頼るのではなく、合理的に与えられるようになる。また、気候変動に伴う波候の長期トレンドや洋上波力発電のポテンシャルを議論する際にも、有義波高、有義波周期、主波向といったパラメタではなく、各方位からのエネルギーとして捉えることができるだろう。

5.4. 数値計算技術を生かすための観測

数値計算技術も観測技術に負けず劣らず進歩してきた。今や、過去の毎日の気象客観解析データから波浪を推算してデータベース化すること(橋本ら, 2004)はそれほど難しくない。観測値で波浪推算のパラメタや境界条件を同化させるモデル(橋本ら, 2006)も開発されている。過去の実台風や確率台風モデルで与えた仮想台風に対する高潮の推算値の統計(河合, 2010b)も実務で活用されようとしている。これまで波浪や高潮の推算の実務では風速に比例する海面抵抗係数が使われてきたが、実際に 30m/s を超える強風下で風と波浪を同時に観測した例はほとんどなく、波浪推算モデルで海面抵抗係数を逆推定する試み(橋本ら, 2009)もなされている。

これらの技術を結集して観測データを精度良く効率的に時間・空間的に補完できれば、過去の実象特性を深く理解することができ、将来起きる可能性の議論も具体的にできるだろう。「数値計算技術を支えるために、どの要素のデータを、どれだけの地点、頻度、精度で観測すれば十分か」という視点を持つことも必要である。

6. おわりに

本稿では、ナウファスの現状として観測機器の種類や特徴、データの集中処理のフロー、最近の観測事例について紹介するとともに、今後の課題についても述べた。潤沢な予算の確保が難しくなる状況の中で、今より有用で信頼性ある観測網を目指すためには、観測、集中処理、解析、活用という各段階において、あるものは海岸工学、またあるものは電気・電子、情報処理、数学、材料、保険、法律など異分野の観点からも、知恵を絞らなければならない。本稿に記したことはナウファスの可能性の一部に過ぎない。まずはナウファスのデータが今よりも深く広い分野で活用され、それがやがて新たな観測・集中処理・解析の技術開発の需要として寄り回ってくることを願っている。

これまでナウファスの発展に貢献してきた先輩方に尊敬の意を表するとともに、今も日夜業務に携わっている国土交通省港湾局等の関係各位に感謝を表したい。

参考文献

- 加藤照之・寺田幸博・松岡幸文・高田美津雄(2003):実海域における GPS 波浪計・津波計の性能確認実験, 海洋開発論文集, Vol.19, pp.839-844.
- 河合弘泰(2008):地球温暖化と港湾・海岸施設の安全性, 土木学会, 水工学に関する夏期研修会テキスト, B-6-1～B-6-20.
- 河合弘泰・佐藤 真・清水勝義・佐々木 誠・永井紀彦(2009):全国港湾海洋波浪観測年報(NOWPHAS2007), 港湾空港技術研究所資料, No.1193, 93p.
- 河合弘泰・佐藤 真・川口浩二(2010a):全国港湾海洋波浪観測年報(NOWPHAS2008), 港湾空港技術研究所資料, No. 1209, 93p.
- 河合弘泰(2010b):高潮数値計算技術の高精度化と気候変動に備えた防災への適用, 港湾空港技術研究所資料, No. 1210, 97p.
- 気象庁(2010):日本沿岸の海面水位の長期変化傾向, http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/sl_trend/sl_trend.

html

- 合田良実(1981): 共分散法を用いた波向推定方式の数値的検討, 港湾技術研究所報告, 第 20 巻, 第 3 号, pp.53-92.
- 合田良実・小長谷修・永井紀彦(1998): 極値波浪統計の母分布関数に関する実証的研究, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp.211-215
- 合田良実・小舟浩治(1989): 波浪の極値統計における分布関数の棄却基準, 海岸工学論文集, 第 36 巻, pp.135-139.
- 合田良実・久高将信・河合弘泰(2009): L-moments 法を用いた波浪の極値統計解析について, 海岸工学論文集, 第 56 巻, pp.161-165.
- 国土交通省港湾局・独立行政法人港湾空港技術研究所: チリ中部沿岸で発生した地震による津波の GPS 波浪計による観測結果について, <http://www.pari.go.jp/information/news/h21d/p0312/p0312.html>, 2010 年 3 月 12 日掲載.
- 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, No.668, 188p.
- 小舟浩治・永井紀彦・橋本典明・平石哲也・清水勝義(1996): 1996 年イリアンジャヤ地震津波の特性, 港湾技研資料, No. 842, 96p.
- 清水勝義・永井紀彦・橋本典明(1996): 沖波の方向スペクトルの出現特性(第 2 報) —いわき沖における 7 か年方向スペクトル統計, 港湾空港技術研究所報告, 第 35 巻, 第 1 号, pp.65-89.
- 清水勝義・永井紀彦・里見 茂・李 在炯・富田雄一郎・久高将信・額田恭史(2006a): 長期波浪観測値と気象データに基づく波候の変動解析, 海岸工学論文集, 第 53 巻, pp.131-135.
- 清水勝義・永井紀彦・里美 茂・李 在炯・久高将信・藤田 孝(2006b): ブイ動揺特性を考慮した大水深波浪観測データ処理システムの構築, 海岸工学論文集, 第 53 巻, pp.1406-1410.
- 清水勝義・永井紀彦・李 在炯・泉 裕明・岩崎峯夫・藤田 孝(2006c): 沖合水面変動記録を用いた津波成分即時抽出法に関する研究, 海洋開発論文集, Vol.22, pp.523-528.
- 清水勝義・佐々木 誠・永井紀彦(2007a): 平成 18 年(2006 年)千島列島の地震津波の観測結果, 港湾空港技術研究所資料, No.1162, 83p.
- 清水勝義・永井紀彦・橋本典明・岩崎峯夫・安立重昭・奥勇一郎(2007b): GPS ブイ式波浪計を対象とした複合的な波向き計算手法の提案, 海洋開発論文集, Vol.23, pp.231-236.
- 菅原一晃・小舟浩治・佐々木 弘・橋本典明・亀山豊・成田 明(1986): 沿岸波浪観測 15 か年統計(昭和 45 年～昭和 59 年), 港湾技研資料, No.554, 872p.
- 高橋智晴・副島 毅・佐々木徹也(1975): 波浪に関する拠点観測 3 ケ年統計(昭和 45 年～47 年), 港湾技研資料, No.208, 58p.
- 高橋智晴・金子大二郎・佐々木徹也・広瀬宗一・佐々木 弘・副島 毅(1976): 波浪に関する拠点観測五ケ年統計(昭和 45 年～49 年), 港湾技研資料, No.234, 304p.
- 高橋智晴・広瀬宗一・菅原一晃・橋本典明(1981): 波浪に関する拠点観測 10 か年統計(昭和 45 年～昭和 54 年), 港湾技研資料, No.401, 711p.
- 高山知司・鈴木康正・鶴谷広一・高橋重雄・後藤智明・永井紀彦・橋本典明・長尾 毅・細山田得三・下迫健一郎・遠藤仁彦・浅井 正(1994): 1993 年北海道南西沖地震津波の特性と被害, 港湾技研資料, No.775, 225p.
- 谷本勝利・高山知司・村上和男・村田 繁・鶴谷広一・高橋重雄・森川雅行・吉本靖俊・中野 晋・平石哲也(1983): 1983 年日本海中部地震津波の実態と二・三の考察, 港湾技研資料, No. 470, 299p.
- 永井紀彦・菅原一晃・橋本典明・浅井 正(1993a): 全国港湾海洋波浪観測 20 か年統計(NOWPHAS 1970～1989), 港湾技研資料, No.744, 247p.
- 永井紀彦・菅原一晃・橋本典明・浅井 正(1993b): 沿岸波浪の日変動特性と波浪の特異日, 港湾技術研究所報告, 第 32 巻, 第 2 号, pp.115-152.
- 永井紀彦・菅原一晃・渡邊 弘・川口浩二・三原正裕・高島勝美(1997a): 長期検潮記録を用いた平均水位・潮位・長周期

- 波解析, 海岸工学論文集, 第 44 巻, pp.261-265.
- 永井紀彦(1997b): 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, No.863, 113p.
- 永井紀彦・渡邊 弘・川口浩二(1998): 長期観測結果に基づく我国沿岸の波パワーの出現特性に関する検討, 港湾技研資料, No.895, 26p.
- 永井紀彦・橋本典明・川口浩二・佐藤和敏・菅原一晃(1999): ナウファスの連続観測化による我国沿岸の長周期波の観測, 港湾技術研究所報告, 第 38 巻, 第 1 号, pp.29-69.
- 永井紀彦・橋本典明・佐藤和敏(2000): 台風 9918 号による西日本沿岸の波浪と潮位の出現特性, 港湾技研資料, No.969, 48p.
- 永井紀彦・菅原一晃・佐藤和敏・川口浩二(2001): 我国沿岸の風観測結果に基づく風力エネルギーの試算, 港湾技研資料, No.999, 56p.
- 永井紀彦(2002a): 全国港湾海洋波浪観測 30 か年統計(NOWPHAS 1970-1999), 港湾空港技術研究所資料, No.1035, 388p.
- 永井紀彦(2002b): 風力エネルギー活用の観点から見た沿岸域洋上風の特性, 港湾空港技術研究所資料, No.1034, 34p.
- 永井紀彦・小川英明(2004): 平成 15 年(2003 年)十勝沖地震津波波形の特性, 港湾空港技術研究所資料, No.1070, 92p.
- 永井紀彦・里見 茂(2005): 2004 年東海道沖地震津波の観測結果, 港湾空港技術研究所資料, No.1096, 22p.
- 永井紀彦・里見 茂(2006): 2005 年宮城県沖の地震津波の観測結果, 港湾空港技術研究所資料, No.1119, 35p.
- 永井紀彦・平石哲也・河合弘泰・川口浩二・吉永宙司・大釜達夫(2008a): 波浪観測網が捉えた 2008 年 2 月 24 日の日本海沿岸高波の特性, 海岸工学論文集, 第 55 巻, pp.146-150.
- 永井紀彦・清水勝義・佐々木 誠(2008b): 太平洋北東岸 GPS 波浪計観測網が捉えた大水深域における海象特性, 港湾空港技術研究所報告, 第 47 巻, 第 2 号, pp.1-52.
- 橋本典明(1987): ベイズ型モデルを用いた方向スペクトルの推定, 港湾技術研究所報告, 第 29 巻, 第 2 号, pp.97-125.
- 橋本典明・永井紀彦・浅井 正・菅原一晃(1993): 海洋波の方向スペクトルの推定における最大エントロピー原理法(MEP)の拡張, 港湾技術研究所報告, 第 32 巻, 第 1 号, pp.3-25.
- 橋本典明・永井紀彦・高山知司・高橋智晴・三井正雄・磯部憲雄・鈴木敏夫(1995): 水中超音波のドップラー効果を応用した海象計の開発, 海岸工学論文集, 第 42 巻, pp.1081-1085.
- 橋本典明・鈴山勝之・永井紀彦(2004): ECMWF 風(Operational data, ERA15, ERA40)による長期波浪推算精度の検討, 海岸工学論文集, 第 51 巻, pp.201-205.
- 橋本典明・河合弘泰・永井 紀彦(2006): データ同化 NOWPHAS 波浪観測データを同化させた波浪推算法の開発とその特性の検討, 港湾空港技術研究所報告, 第 45 巻, 第 2 号, pp.3-28.
- 橋本典明・横田雅紀・川口浩二・吉松健太郎・河合弘泰(2009): 暴風時における海面抵抗係数の逆推定法の開発, 海岸工学論文集, 第 56 巻, pp.181-182.
- 橋本典明・三井正雄・河合弘泰・児玉充由・岩崎裕志(2010): 海象計の方向スペクトル推定におけるベイズ法の適用性に関する研究, 海洋開発論文集, Vol.26, pp.1245-1250.
- 平山克也・南 靖彦・奥野光洋・峯村浩治・河合弘泰・平石哲也(2005): 2004 年に来襲した台風による波浪災害事例, 港湾空港技術研究所資料, No.1101, 42p.
- 村上和男・山田邦明(1992): 我国沿岸の潮位と平均海面の変動の解析, 港湾技術研究所報告, 第 31 巻, 第 3 号, pp.37-70.
- ※港湾(空港)技術研究所報告・資料は <http://www.pari.go.jp/material/seika/seika.htm> で閲覧可能.