

港 湾 技 研 資 料

TECHNICAL NOTE OF
THE PORT AND HARBOUR RESEARCH INSTITUTE
MINISTRY OF TRANSPORT, JAPAN

No. 842

Sep. 1996

1996年イリアンジャヤ地震津波の特性

小 舟 浩 治
永 井 紀 彦
橋 本 典 明
平 石 哲 也
清 水 勝 義

運輸省港湾技術研究所



目 次

1. はじめに	4
2. 地震・津波の概要	4
3. 我国沿岸で観測された津波特性	5
3.1 気象および海象	5
3.2 沖合波浪記録および検潮記録の収集・整理方法	5
3.3 津波の到達時間・高さおよび周期特性	9
3.4 代表的な津波波形記録の解析結果	15
3.5 まとめ	19
3章 謝辞	20
4. 津波被害の現地調査	20
4.1 高知県西部における被害	20
4.2 インドネシアにおける現地調査	23
4章 謝辞	28
5. 津波伝播計算による特性把握	28
5.1 計算の概要	28
5.2 津波計算理論	29
5.3 計算範囲と計算領域の構成	31
5.4 1996年イリアンジャヤ地震津波の外洋伝播計算	39
5.5 沿岸部の津波特性	41
5.6 まとめ	60
5章 謝辞	60
6. おわりに	60
参考文献	61
付図-1 観測した津波波形	62
付図-2 津波の周波数スペクトル	86

Characteristics of the Irianjaya Earthquake Tsunami in 1996

Kouji KOBUNE*

Toshihiko NAGAI**

Noriaki HASHIMOTO***

Tetsuya HIRAISHI****

Katsuyoshi SHIMIZU*****

Synopsis

The Irianjaya Earthquake Tsunami occurred at 14:59 (5:59 GMT) on March 17th in 1996. It was reported that the magnitude of the earthquake was 8.1 and the epicenter was located at $S1.0^{\circ}$ in latitude and at $E137.0^{\circ}$ in longitude. The tsunami caused by the earthquake heavily damaged Biak island and the coast line of Irianjaya near from the epicenter. The tsunami propagated over the western Pacific Ocean and reached the Japanese coast several hours later than the earthquake.

This report presents characteristics of the tsunami attacking mainly the western part of Japan. They are investigated through the offshore wave observation data, tide stations' data, field survey and numerical tsunami simulation. The following main conclusions are derived;

- (1) The periods of tsunami observed at the tide stations were about 15min.
- (2) The amplification of tsunami by resonance was observed at several harbors with natural period equal to the tsunami period.
- (3) The breaking of mooring ropes and scoring of breakwater mound were induced by the large tsunami flow in a few fishery ports.
- (4) The linear numerical tsunami simulation model is applicable to estimate the arrival time and run-up height in the coastal area.

Key Words : Long wave, NOWPHAS, Tsunami, Tidal observation

* Ex-Director, Hydraulic Engineering Division

** Chief, Marine Observation Laboratory, Hydraulic Engineering Division

*** Chief, Hydrodynamics Laboratory, Marine Environment Division

**** Chief, Wave Laboratory, Hydraulic Engineering Division

***** Yokohama Investigation and Design Office, 2nd District Port Construction Bureau

1996年イリアンジャヤ地震津波の特性

小 舟 浩 治*
永 井 紀 彦**
橋 本 典 明***
平 石 哲 也****
清 水 勝 義*****

要 旨

1996年2月17日14:59、インドネシア東部イリアンジャヤ州のビアク島北方(S1.0° ,E137.0°)において地震が発生した。震源の深さは極めて浅く、推定規模はM8.1である。この地震により四国太平洋岸を中心に津波が来襲し、係留船舶の流出・転覆ならびに養殖施設の被害が各地で生じた。

本報告では、まず全国港湾海洋波浪情報網波高計と各地の検潮儀によって測得された津波波形記録を取りまとめた。その結果、我が国沿岸における津波周期が約15分であり、湾の固有周期が津波周期と一致するところでは共振によって湾内の津波振幅が増幅されていたことがわかった。次に、高知県西部とビアク島において現地調査を実施し、津波被害を調べた。高知県西部では、浸水被害は生じなかったが、港内の津波の流れが大きく、係留ロープの切断や波除堤基部の洗堀被害が生じた。最後に、数値計算を実施して、伝播経路などについて検討した。

キーワード：長波，津波，津波調査，ナウファス

* 前水工部長
** 水工部海象調査研究室長
*** 海洋環境部水理研究室長
**** 水工部波浪研究室長
***** 第二港湾建設局横浜調査設計事務所次長

1. はじめに

平成8年(1996年)2月17日14:59にインドネシア東部イリアンジャヤ州のピアク島北方(S1.0° ,E137.0°)において地震が発生した。震源の深さは極めて浅く、推定規模はM8.1である。この地震により四国太平洋岸を中心に津波が来襲し、係留船舶の流出・転覆ならびに養殖施設の被害が各地で生じた。

本報告では、まず全国港湾海洋波浪情報網(ナウファス：NOWPHAS:Nationwide Ocean Wave information network for Ports and HarborS)で取得された沖波形記録ならびに気象庁・地方港湾建設局・県等が管理する検潮所の潮位記録から来襲した津波の特性を把握した。次に、現地における津波被害を調査し、港湾・海岸施設への影響を検討した。最後に、数値シミュレーションによって津波の伝播状況を調べ、津波予知の可能性を示した。

2. 地震・津波の概況

図-2.1に震源の位置を示す。震源は、インドネシア東部のイリアンジャヤ州(ニューギニア島)の北方(南緯1.0° ,東経137.0°)で、深さは極めて浅く、地震の規模はマグニチュード(M)8.1と推定される。地震の発生時刻は、1996年2月17日14:59(日本時間)である。地震により、インドネシアでは震源地に近いピアク島で、モスクや港湾の岸壁が大きな被害を受けた。ピアク島から西方にあるマノクワリでも家屋400戸、教会、モスクなどが倒壊したと伝えられている。

国際津波調査チーム*の報告書によれば、地震によりピアク島、イリアンジャヤ北岸に5~7mの津波が来襲し、ピアク島とそれに隣接するヤーベン島では、死者110名、行方不明51名、重傷約100名の人的被害を受けた。

津波は太平洋を伝播し、数時間後に日本沿岸に到達した。気象庁では21:25に沿岸部に津波警報を発令した(解除は2/18,1:00)。気象庁がまとめた各地の津波到達時刻と津波偏差(天文潮位からの津波の高さ)から主なものを挙げると次のようになる；

津波第1波	油津	17日	20:01	23cm
	室戸	17日	20:03	15cm
	高知	17日	20:17	14cm
	土佐清水	17日	20:11	38cm
	父島	17日	19:23	10cm

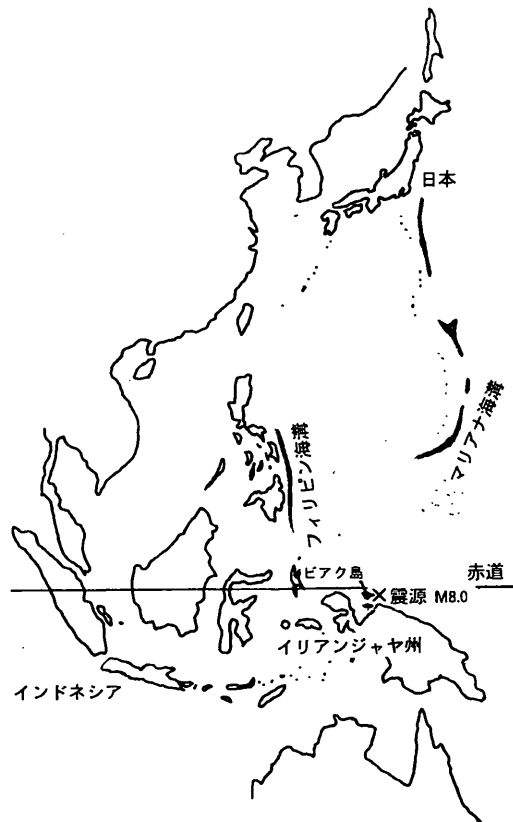


図-2.1 震源地の位置

なお、気象庁で観測された津波の最大波高(谷から峯までの高さ)は以下の通りである。

最大波	油津	17日	22:14	53cm
	室戸	17日	23:29	47cm
	高知	17日	21:58	24cm
	土佐清水	17日	21:00	79cm
	父島	17日	20:18	103cm

津波来襲時は、干潮時と一致し、幸いにも浸水等の被害は生じなかった。また、人的被害も生じなかった。しかし、高知県西部を中心に漁船や水産施設の被害が生じた。高知海上保安部がまとめた船舶被害は以下の通りである；

小型船舶転覆	23隻(土佐清水市 三崎港9, 清水漁港4, 益野漁港14, 竜串漁港3)
小型船舶流出	15隻(三崎港 15)

* インドネシア応用科学技術庁 (BPPT) が中心となり、組織した調査団で3月2日から3月11日まで現地調査を実施した。我が国からは東北大学災害制御研究センター、東京大学地震研究所、運輸省港湾技術研究所などが参加した。

から細いワイヤーで吊り下げた浮標を水面に浮かせ、水面が昇降してもワイヤーがゆるまないように重錘でバランスさせている。フース型では、フロートと重錘はそれぞれ別のワイヤーでブーリーに固定されており、水面が昇降するとブーリーが回転し、その動きが歯車機構を介してペンに伝えられ、回転ドラム上の用紙に水位を記録するようになっている。

収集した波浪・潮位記録は、すでにデジタル化されている記録を除いては、長期巻記録紙に記録されたアナログデータをディジタイザーによりデジタル化し、以後の解析を実施した。デジタル化に際しては、記録紙に記録された水位を36秒間隔で読み取り、フロッピーディスクに収録した。しかしながらこのような方法で潮位記録を等間隔でデジタル化する場合、記録紙の紙送りに対して津波による水位変動が早いため、水位の極値（極大値、極小値）を必ずしも正確に拾うことが出来ない。そこで水位の極値に関しては、これを別途読み取り、フロッピーディスクに収録した。なお、今回収集した検潮記録の記録状態は概ね良好であった。

各観測地点における津波波形記録を付図-1に示す。付

図-1に示す実線はディジタイザーでデジタル化した値を線でつないだものである。付図-1の上段の図は、潮位変動分を取り除き下の図の中心変動線からの偏差を縦軸に示したものであり、津波そのものによる水位変動を示した図であると考えられる。

付図-2は、各観測地点における波形記録の周波数スペクトルを表示したものである。

今回収集した波高・検潮記録をもとに、津波到達時刻と第1波の水位の偏差（水位の天文潮位からの差）、最高水位（CDLを基準とする）とその起時、最高偏差（水位の天文潮位からの差が最大の値）とその起時、ならびにゼロアップクロス法で定義した周期の範囲を、図-3.4に示す例に従って整理した。津波到達時刻は、潮位記録から120分の移動平均分を差し引き、これを天文潮位と見なして、津波の影響と思われる水位変動がこの潮位をクロスした時刻として読み取った。ただし、記録紙に記録された潮位には時刻のズレが認められるものも含まれており、これらについては可能な限り補正したが、なお若干の誤差が含まれている可能性がある。

表-3. 1 波高計による津波波形観測地点
波高計による津波波形観測地点一覧表（連続）

地点名	浪 計			備 考	
	機 種	水深(m)	北 緯		東 経
むつ小川原	U S W	-49.0	40° 55' 20"	141° 25' 40"	超音波式波高計
大船渡港	SCWP	-19.0	39° 00' 42"	141° 45' 30"	超音波式波高計
鹿島港沖	U S W	-23.4	35° 53' 46"	140° 45' 32"	超音波式波高計
鹿島港港内	U S W	-10.0	南防波堤付け根シーバース前面		超音波式波高計
港 研	U S W	- 1.0	35° 13' 28"	139° 43' 27"	空中発射型超音波式波高
波浮港	U S W	-49.0	34° 40' 23"	139° 27' 19"	超音波式波高計

波高計による津波波形観測地点一覧表（30分間で20分観測）

地点名	波 浪 計			備 考	
	機 種	水深(m)	北 緯		東 経
むつ小川原	U S W	-49.0	40° 55' 20"	141° 25' 40"	超音波式波高計
八戸港	U S W	-24.0	40° 33' 29"	141° 34' 19"	超音波式波高計
仙台新港	U S W	20.0	38° 14' 44"	141° 04' 09"	超音波式波高計
常陸那珂港	U S W	-30.0	36° 23' 24"	140° 39' 36"	超音波式波高計
下田港	U S W	50.0	34° 38' 36"	138° 57' 22"	超音波式波高計
宮崎港	U S W	-30.0	31° 49' 07"	131° 35' 07"	超音波式波高計
中城湾	U S W	-45.0	26° 14' 14"	127° 58' 06"	超音波式波高計

表-3.2 検潮儀による津波波形観測地点

検潮所名称	所在地	位置	所轄
根室港	北海道根室市琴平町	N43° 20' 30" E145° 35' 22"	北開局
釧路港	北海道釧路市港町	N42° 58' 23" E144° 22' 31"	気象庁
十勝港	北海道広尾町会所前4丁目4番地先	N42° 17' 40" E143° 19' 34"	北開局
浦河港	北海道浦河郡浦河町	N42° 09' 45" E142° 46' 18"	北開局
苫小牧	北海道苫小牧市汐見町	N42° 37' 39" E141° 37' 30"	北開局
白老	北海道白老町字石山地先	N42° 31' 09" E141° 19' 27"	北開局
むつ小川原港	青森県港町地先漁港	N40° 55' 25" E141° 23' 30"	二建
八戸港	青森県八戸市蕨島	N40° 31' 49" E141° 33' 33"	二建
釜石港	岩手県釜石市本浜町	N39° 16' 14" E141° 53' 34"	海上保安庁
仙台新港	宮城県仙台市1丁目7番1号ケーソンヤード	N38° 15' 49" E141° 01' 56"	二建
相馬港	福島県相馬市原釜大津	N37° 49' 39" E140° 57' 53"	福島県
小名浜港	福島県いわき市小名浜高地先	N36° 56' 02" E140° 53' 43"	気象庁
鹿島港	茨城県鹿嶋市鹿島町栗生2254	N35° 56' 00" E140° 42' 00"	二建
横浜(山の内)	神奈川県横浜市神奈川区山の内	N35° 27' 54" E139° 38' 25"	二建
横須賀港	神奈川県横須賀市新港町13	N35° 16' 40" E139° 40' 47"	二建
久里浜	神奈川県横須賀市長瀬3丁目1番1号	N35° 13' 28" E139° 43' 27"	港研
八丈島	東京都八丈町大賀郷542-1	N33° 05' 46" E139° 46' 27"	気象庁
父島	東京都小笠原村父島字東町	N27° 05' 28" E142° 11' 29"	都・気象庁
下田港	静岡県下田市外ヶ岡3地先	N34° 40' 17" E138° 57' 21"	五建
内浦	静岡県沼津市内浦長浜網代187-1	N35° 00' 51" E138° 53' 55"	気象庁
田子の浦港	静岡県富士市鈴川	N35° 08' " E138° 42' "	静岡県
舞阪	静岡県浜名郡舞阪町舞阪2668-255	N34° 40' 44" E137° 36' 43"	気象庁
三河港	愛知県豊橋市大崎町本島1	N34° 43' 01" E137° 20' 05"	五建
和歌山	和歌山県和歌山市湊青岸	N34° 13' 13" E135° 09' 28"	気象庁
大阪	大阪府大阪市港区畜港-2天保山公園先	N34° 39' 17" E135° 26' 08"	気象庁
小松島	徳島県小松島市小松島町外開	N34° 00' 21" E134° 35' 22"	気象庁
須崎	高知県須崎市浜町	N33° 23' " E133° 18' "	三建
佐賀港	高知県幡多群佐賀町明神	N33° 04' 25" E133° 06' 48"	高知県
下田港	高知県中村市下田水戸	N32° 56' 05" E132° 59' 45"	高知県
土佐清水	高知県土佐清水市旭町3-1	N32° 46' 33" E132° 57' 41"	気象庁
片島(宿毛)	高知県宿毛市片島	N32° 55' " E132° 42' "	高知県
宮崎港	宮崎県宮崎市別府町前浜地先	N31° 54' " E131° 40' "	四建
志布志	鹿児島県曾於郡志布志町帖	N31° 28' " E131° 07' "	四建
中城湾	沖縄県沖縄市字泡瀬	N26° 19' 09" E127° 50' 31"	沖総局
平良港	沖縄県平良市西里	N24° 48.25' E125° 16.85'	沖総局

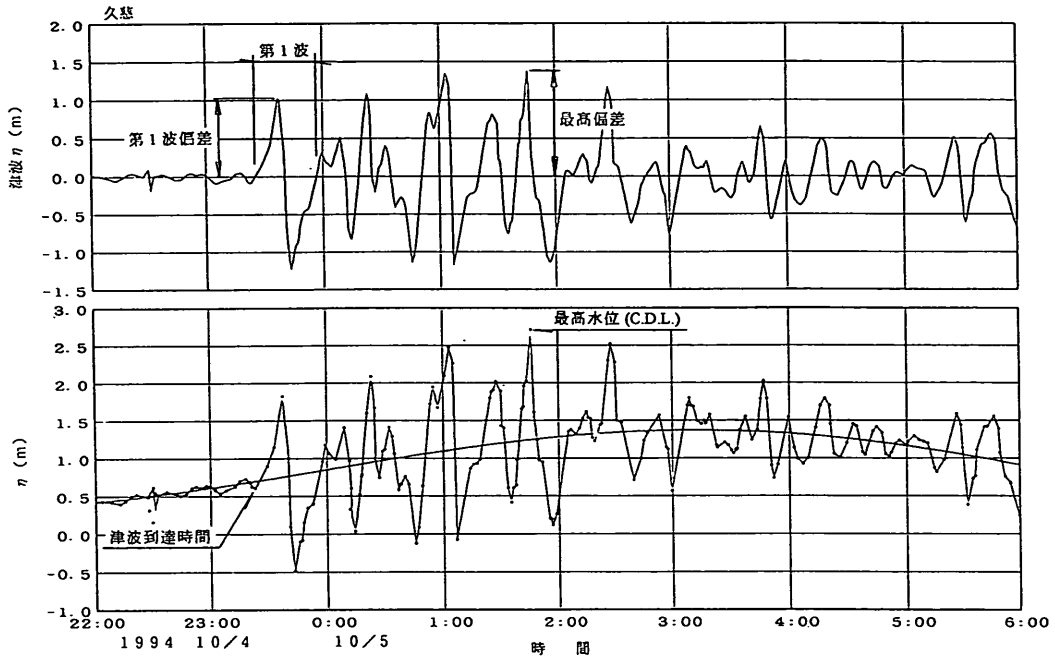


図-3.4 津波諸元の読み取り例図

3.3 津波の到達時間・高さおよび周期特性

図-3.5は、来襲津波波高の経時的大小関係を示したものである。各観測地点毎に横軸に時刻を、縦軸にゼロアップクロス法で定義される津波波高をとり、棒グラフで個別波毎の津波波高と周期を示している。

今回の津波は、図-3.5からわかるように、概して周期が短く、その平均値は15分程度となっている。このため、検潮所の周波数応答特性によっては、検潮記録は津波に十分に追従していない場合も有り得ることに注意を要する。また、遠地津波であるため、津波の到達ルートも複雑であり、かつ、伝播中に波形分散の影響を受けているためと推定されるが、第1波の定義が非常にむずかしく、第1波到達初動時刻を判読できなかった観測地点も多かった。

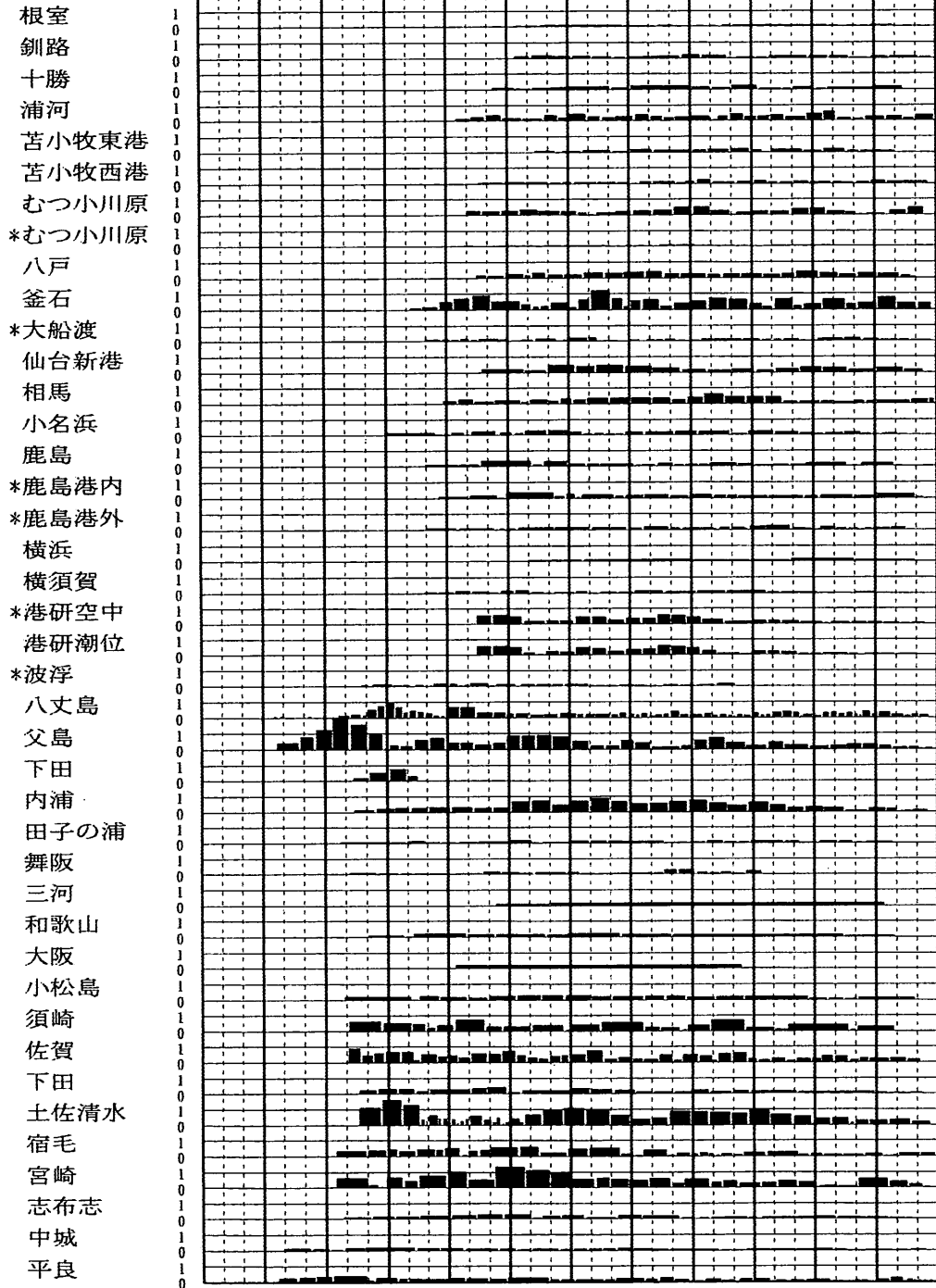
津波波形は、北海道から沖縄に至る我国の太平洋沿岸全域で観測されている。津波偏差は、第1波が最大であったわけではなかった。ほとんどの観測地点で第1波来襲後1時間以上たってから最大偏差を観測し、その後も明朝まで長時間にわたって津波が継続した状況が、図から理解できる。沖合波高計による偏差の最大値は、むつ小川原、大船渡、鹿島、波浮の各観測地点で10-20cm程度であったが、港内の波高計や検潮儀では、それよりも津波が大きく増幅された観測地点も多かった状況がわかる。港内で津波最大偏差が50cmを超えた地点は、釜石、相馬、八丈島、父島、内浦、佐賀(土佐)、土佐清水、

宮崎の各検潮儀であり、我国の太平洋沿岸の広い範囲に分布していた。なお、検潮記録の最大値は父島の約1.0mであった。

表-3.3は、図-3.5からわかる津波の到達時刻と諸元をとりまとめたものである。また、図-3.6は津波の第1波の偏差を、図-3.7は津波の最高偏差を、それぞれとりまとめたものである。

図-3.8は、各観測地点毎の津波周期を示したものである。太線で示す周期の範囲は、ゼロアップクロス法で定義される個別波の周期の分布範囲を意味している。また、プロットで示す第1から第4までのピーク周期は、付図-2に示すスペクトル解析結果から求められた、各極大値に対応する周期を意味している。津波周期は、個別波毎に地点毎に大きく変動しているが、多くの観測地点でスペクトルの第1ピークに対応する周期は15-25分程度となっている。

18:00 19:00 20:00 21:00 22:00 23:00 0:00 1:00 2:00 3:00 4:00 5:00 6:00時



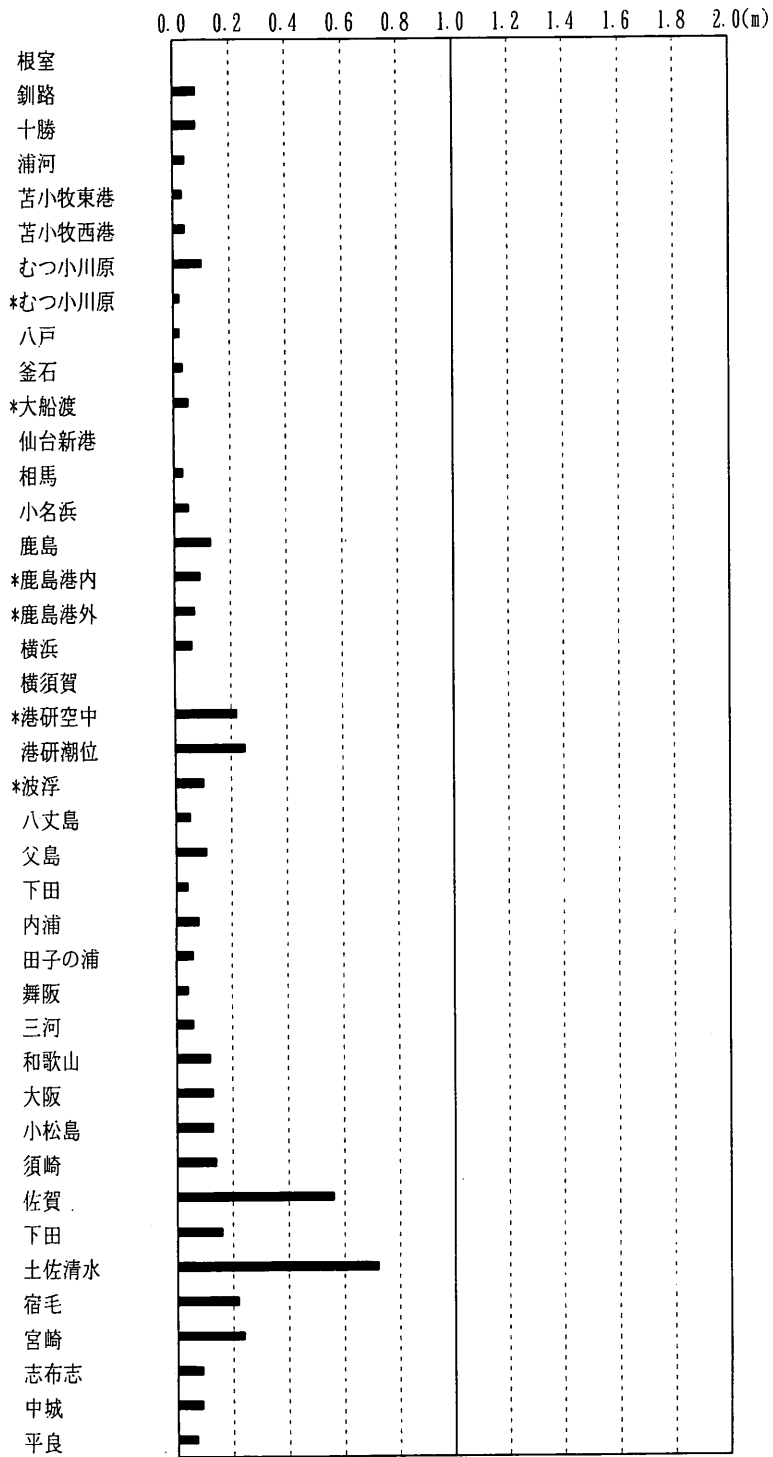
*: 沖合波高計記録

図-3.5 来襲津波波高の経時的大小関係

表-3. 3 観測津波波形から求めた津波の到達時刻と諸元一覧表

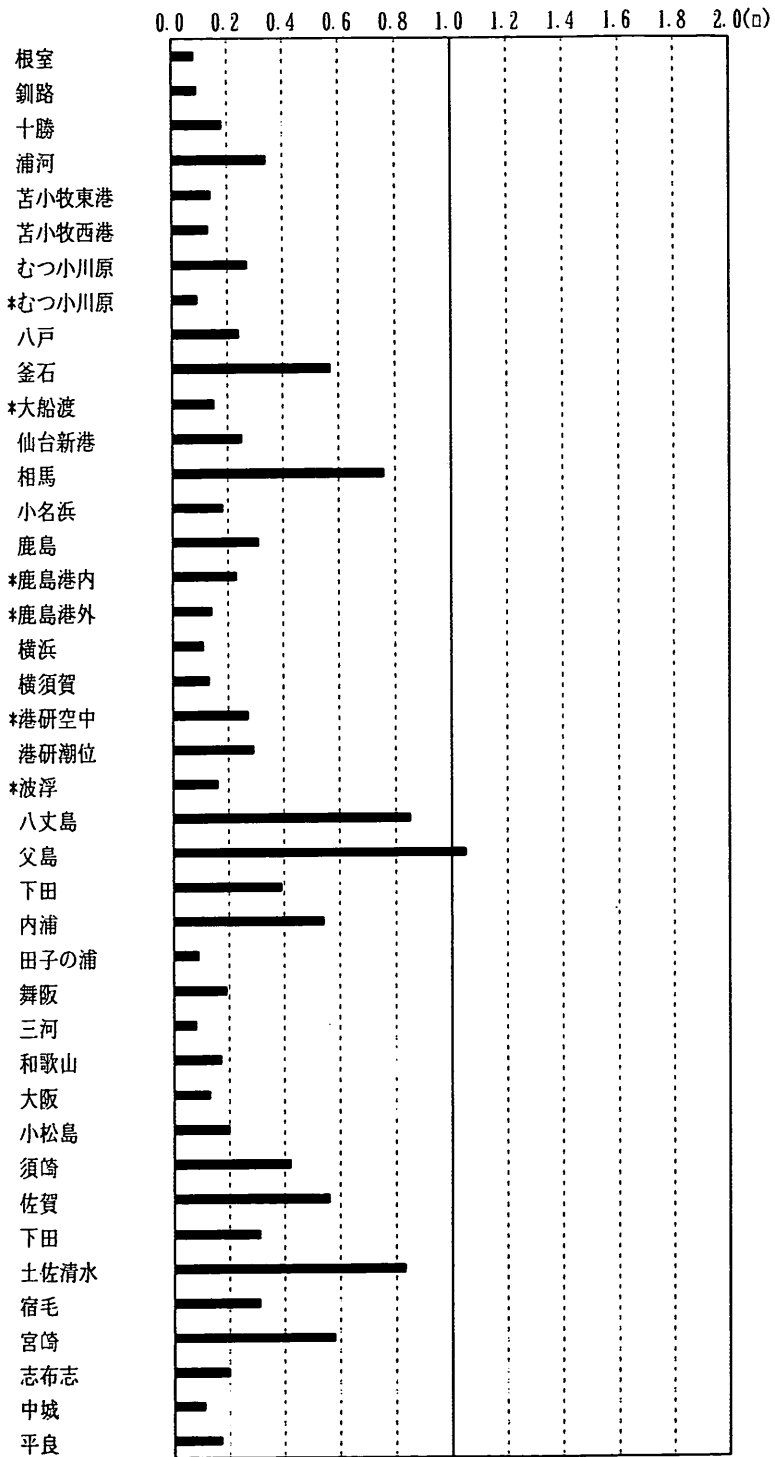
地 点	津波到達時刻	第 1 波 偏差 (m)	最 高 水 位			最 高 偏 差			周 期
			波頃	起 時	水 位	波頃	起 時	偏 差	
根室	22時55分	+0.00	13	2時44分	+1.19CDL	19	6時0分	+0.08	5~94分
釧路	23時8分	+0.08	15	4時4分	+1.28CDL	9	1時58分	+0.09	8~39分
十勝	22時46分	+0.08	10	2時47分	+1.25CDL	16	5時17分	+0.18	10~59分
浦河	22時10分	+0.04	25	4時14分	+1.58CDL	25	4時14分	+0.34	7~21分
苫小牧東港	23時28分	+0.03	15	4時20分	+1.35CDL	19	5時53分	+0.14	6~38分
苫小牧西港	22時32分	+0.04	21	3時47分	+1.36CDL	28	5時59分	+0.13	7~41分
むつ小川原	22時20分	+0.10	21	4時1分	+1.37CDL	28	5時38分	+0.27	3~23分
*むつ小川原	22時16分	+0.02	30	3時43分	+1.19CDL	31	6時0分	+0.09	3~51分
八戸	22時30分	+0.02	19	3時53分	+1.37CDL	19	3時53分	+0.24	6~26分
釜石	21時25分	+0.03	31	5時8分	+1.53CDL	13	0時26分	+0.57	7~30分
*大船渡	21時39分	+0.05	34	4時33分	+1.26CDL	4	22時17分	+0.15	3~41分
仙台新港	22時32分	+0.00	14	3時54分	+1.39CDL	6	0時36分	+0.25	3~43分
相馬	21時57分	+0.03	18	3時0分	+1.41CDL	12	1時12分	+0.76	8~34分
小名浜	21時2分	+0.05	27	4時34分	+1.24CDL	12	0時8分	+0.18	4~49分
鹿島	21時40分	+0.13	20	3時59分	+1.35CDL	5	23時43分	+0.31	7~51分
*鹿島港内	21時53分	+0.09	22	5時5分	+1.39CDL	6	0時2分	+0.23	4~48分
*鹿島港外	21時40分	+0.07	27	4時17分	+1.38CDL	27	4時17分	+0.14	3~37分
横浜	23時20分	+0.06	6	4時56分	+1.75CDL	0	22時40分	+0.11	40~107分
横須賀	21時38分	+0.00	24	4時32分	+1.68CDL	7	23時11分	+0.13	8~40分
*港研空中	22時29分	+0.22	23	4時40分	+1.47CDL	13	1時44分	+0.27	7~29分
港研潮位	22時29分	+0.25	25	4時40分	+1.51CDL	14	1時45分	+0.29	6~26分
*波浮	20時36分	+0.10	38	2時50分	+1.32CDL	11	22時7分	+0.16	3~25分
八丈島	19時11分	+0.05	76	5時5分	+1.58CDL	19	21時2分	+0.85	3~17分
父島	19時14分	+0.11	4	20時13分	+1.41CDL	4	20時13分	+1.05	5~29分
下田	20時28分	+0.04	3	21時7分	+0.70CDL	3	21時7分	+0.39	11~19分
内浦	20時29分	+0.08	29	5時14分	+1.74CDL	13	0時26分	+0.54	7~22分
田子の浦	20時15分	+0.06	27	5時25分	+1.66CDL	8	23時7分	+0.09	10~49分
舞阪	20時24分	+0.04	26	3時15分	+0.83CDL	20	1時51分	+0.19	7~35分
三河	22時47分	+0.06	3	5時55分	+2.44CDL	3	5時55分	+0.08	54~329分
和歌山	20時42分	+0.12	12	5時27分	+1.68CDL	3	21時43分	+0.17	8~141分
大阪	22時7分	+0.13	2	6時0分	+1.28CDL	1	0時41分	+0.13	50~284分
小松島	20時19分	+0.13	21	5時28分	+1.61CDL	7	23時20分	+0.20	7~66分
須崎	20時23分	+0.14	23	5時34分	+2.03CDL	17	2時26分	+0.42	5~61分
佐賀	20時22分	+0.56	45	5時49分	+1.96CDL	1	20時26分	+0.56	5~20分
下田	20時32分	+0.16	26	5時59分	+1.82CDL	7	22時43分	+0.31	7~50分
土佐清水	20時32分	+0.72	44	5時59分	+1.95CDL	2	21時1分	+0.83	3~24分
宿毛	20時10分	+0.22	38	5時50分	+2.18CDL	15	0時23分	+0.31	4~31分
宮崎	20時10分	+0.24	29	5時20分	+1.97CDL	11	23時46分	+0.58	7~32分
志布志	20時17分	+0.09	26	5時52分	+2.10CDL	6	22時37分	+0.20	3~53分
中城	19時19分	+0.09	30	5時56分	+1.85CDL	16	0時53分	+0.11	13~50分
平良	19時14分	+0.07	1	19時19分	+1.69CDL	3	19時56分	+0.17	3~42分

*: 沖合波高計記録



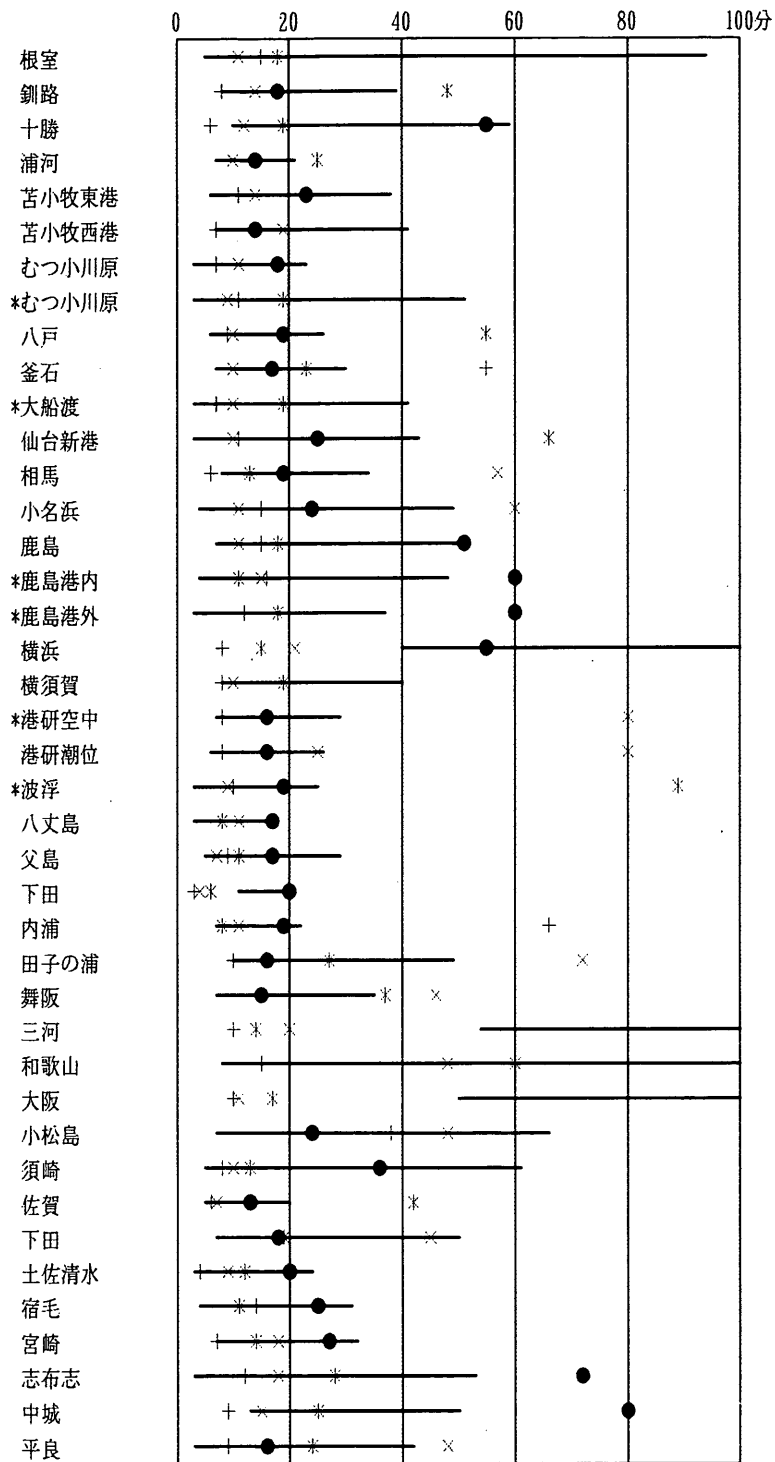
*: 沖合波高計記録

図-3.6 津波第1波の偏差



*: 沖合波高計記録

図-3.7 津波の最高偏差



●×+ : 第1~4ピーク
 *: 沖合波高計記録

図-3.8 津波の周期特性

3. 4 代表的な津波波形記録の解析結果

本節では、津波波形観測地点のうちで、沖合波高計による記録と港内検潮記録の両方が連続的に観測されている地点に注目して、両者の波形記録を比較検討した結果を示す。

(1) 波浮港沖合および港研前面岸壁

(1. 1) 観測波形の概要

東京湾沖合に位置する伊豆大島波浮港沖合水深49m地点では、通常の波浪観測に加えて、連続観測によって沖合の長周期波形の観測を行っている。また、東京湾口の久里浜に位置する港湾技術研究所では、その構内の岸壁前面で、フース型検潮儀による潮位観測と、空中発射式超音波式波高計による波浪・長周期波観測を、並行して実施中である。

図-3.9は、波浮港沖合および港湾技術研究所構内の長周期波観測波形記録を示したものであり、付図-1.4、1.5および1.28の潮位補正後の記録をとりまとめたものである。

波浮港沖合では、20:50頃から22:30頃にかけて6-7波にわたって周期15-20分程度の津波波形が観測されている。最大両振幅は、22:00から22:20頃にかけて見られる20cm程度のものとなっている。

港湾技術研究所構内における記録は、空中発射式超音波式波高計によるものと検潮儀によるものはきわめてよく一致しており、いずれも津波の周期は15分程度となっ

ている。第1波が港湾技術研究所前面岸壁に到達したのは21:20頃であり、その後次第に津波の高さは大きくなり、22:40頃最大両振幅が50cm程度となっている。その後一旦津波の高さは減少するものの、0:20頃と1:40頃にそれぞれやはり両振幅が50cm近くまで大きくなっている現象は注目に値する。検潮儀と波高計の波形がよく一致したのは、港湾技術研究所構内の検潮所の周波数応答特性は、この程度の周期の津波に対しては極めて良好であることを示している。

港研前面岸壁で、顕著な津波波形が観測され始めたのは21:20頃であり最大両振幅を観測したのは22:50頃であったことを考慮すれば、波浮港沖合波高計は、東京湾口に位置する港研前面岸壁観測地点より、30分間程度早く津波波形を検出していたことがわかる。このことは、波浮港沖合における連続的な波浪観測記録は、適切に活用するシステムが構築されれば、東京湾沿岸の津波防災にも大きく貢献できる可能性が高いことを示唆している。

(1. 2) 周波数スペクトル特性と応答関数

図-3.10は、波浮港沖合波高計記録と港湾技術研究所構内波高検潮記録の周波数スペクトルを重ねて図化したものである。スペクトルの計算にあたっては、17日18:00から18日3:00までの津波来襲前後の9時間の波形記録について、周期30秒程度以下の風波成分を取り除く数値フィルターをかけて36秒間隔でデジタル化した波形記録をもとに、直接フーリエ変換した。これは、2の整数乗個のデータでなければ計算が困難であるFFT法の採用

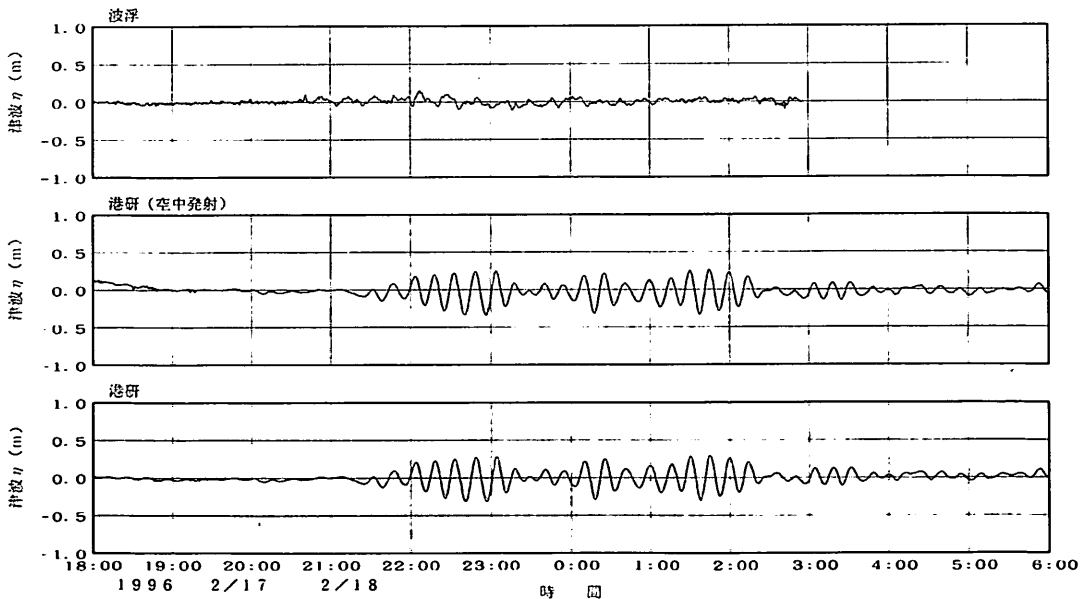


図-3. 9 波浮港および港研構内における連続津波波形記録 (潮位補正)

は必ずしも適切であるとは判断されないことによる。上段の図は両者の周波数スペクトルを比較したものであり、下段の図はその比を対数軸上で表示したものである。港湾技術研究所構内の波高計と検潮儀の記録は、波形同様に周波数スペクトルでもきわめて良好な一致を示している。

スペクトルのピーク周波数は、波浮港沖合で0.0009Hz (18.5分)程度、港研構内で0.0011Hz (15分)程度のところに見られ、これが津波の主たるエネルギーであると考えられる。波浮港沖合に対する港研構内の周波数応答を見ると、ちょうど津波のピーク周波数近傍で大きな応答値を示していることがわかる。この原因としては、久里浜湾に見られる顕著な副振動に対応する固有周期 (12-15分) による共鳴現象が考えられる(菅原ら,1988)。津波の主たる周期は、久里浜湾の固有周期に近いものの若干の相違があるため、両者の周波数の差に対応するビートが図-3.9における港研構内の波形記録に顕著に見られていると思われる。図-3.9で見られるビートの周期は約90分であり (0.00019Hz)、これは、沖合の津波周期と久里浜湾の固有周期との周波数の差に概ね対応することになると推定される。

(1.3) スペクトル相関

図-3.11は、波浮港沖合と、港研構内の波高計・検潮儀の3者のスペクトルのコヒーレンスとフェイズ (時間

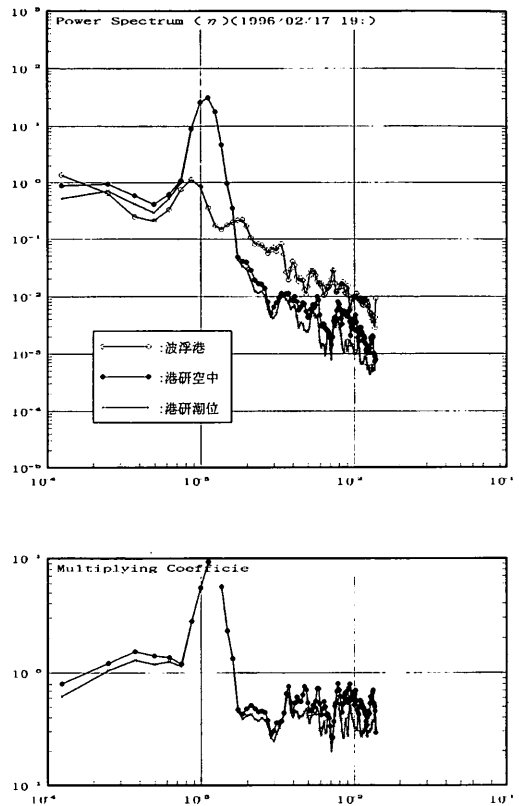


図-3.10 波浮港・港研構内津波波形の周波数スペクトルと応答関数

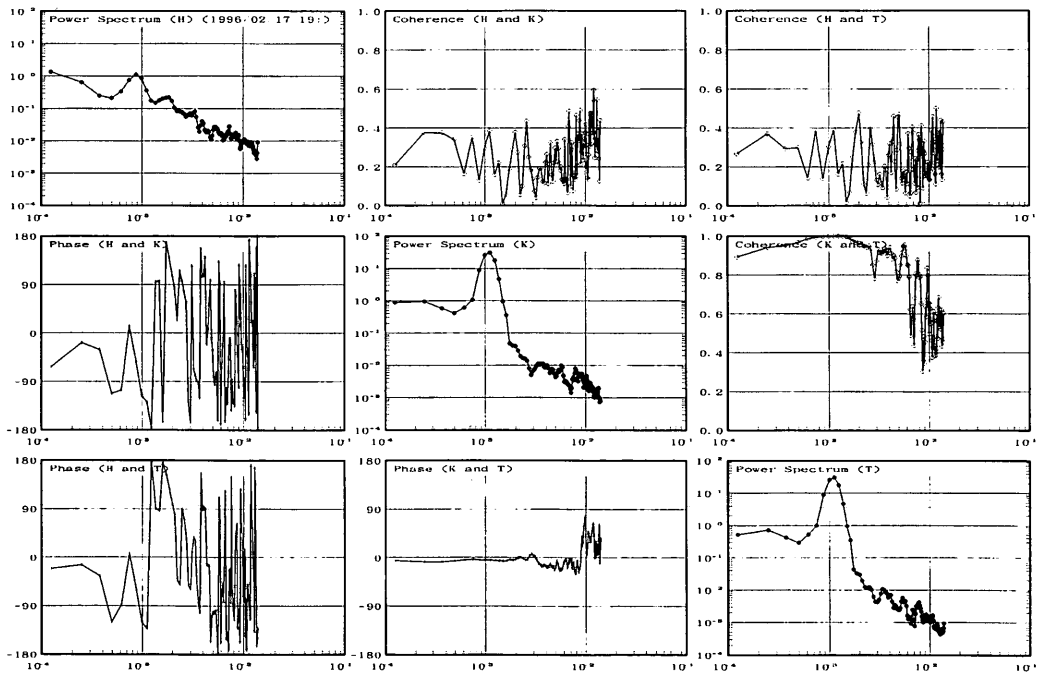


図-3.11 波浮港・港研構内津波スペクトルのコヒーレンスとフェイズ

単位)を求めたものである。図中のH, K, Tは、それぞれ、波浮港沖合波高計、港研波高計、港研検潮儀を意味しており、対角線上の3枚の図はそれぞれの周波数スペクトルを、右上の3枚の図はそれぞれのコヒーレンスを、左下の3枚の図はそれぞれの位相差を示したものである。まず、KとTを比較すると、両者のコヒーレンスは0.002Hz (500秒)以下の周波数ではほぼ1であり、位相差もきわめて小さく、両者の波形の一致がきわめてよいことに対応している。しかし、波浮港沖合におけるスペクトルHと、港研構内におけるスペクトルK・Tの相関はあまりよくなく、津波の複雑な伝播状況を示唆している。

(2) 鹿島港沖合波高計および港内水位・検潮記録

(2.1) 観測波形の概要

図-3.12は、鹿島港における津波観測結果(潮位補正後)を示したものであり、沖合波高計による観測結果、港内波高計による観測結果、港内検潮記録を3段に並べて表示したものである。3記録に共通して見られる19:00頃から21:00頃にかけての周期1時間程度の振幅の小さい水位変動(沖では両振幅5cm程度、港内では両振幅10cm程度)は津波によるものかどうかは明かではないが、22:00前から3記録に共通して周期15分程度の津波によると思われる顕著な水位変動が見られる。

(2.2) 周波数スペクトル特性と応答関数

図-3.13は、3記録の周波数スペクトルと、沖合にお

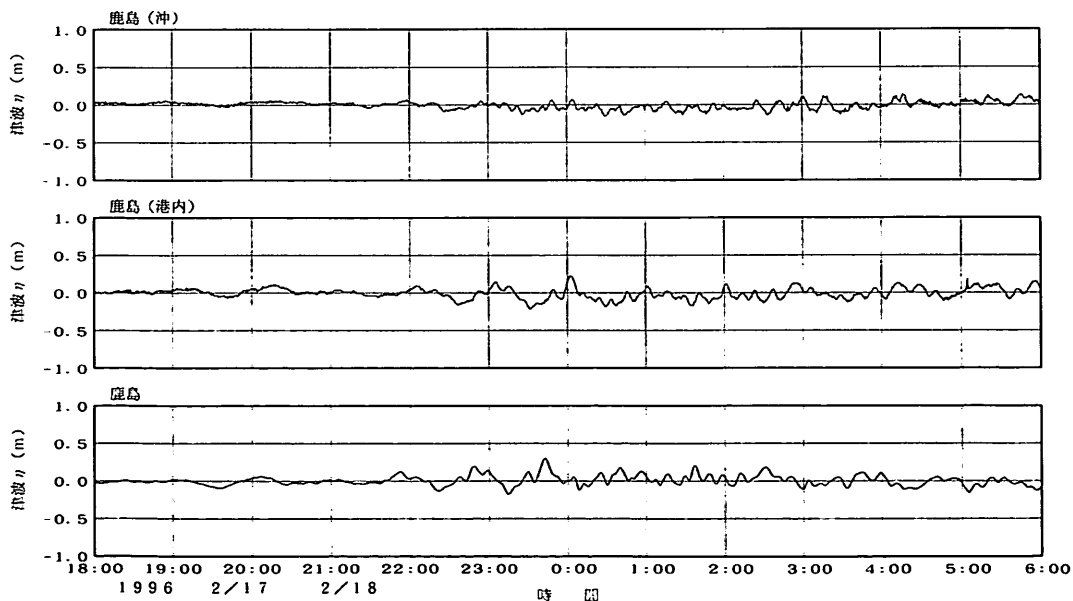


図-3.12 鹿島港津波波形記録(沖合・港内波高計および検潮儀)

けるを周波数スペクトル基準としたスペクトル応答関数を表示したものである。

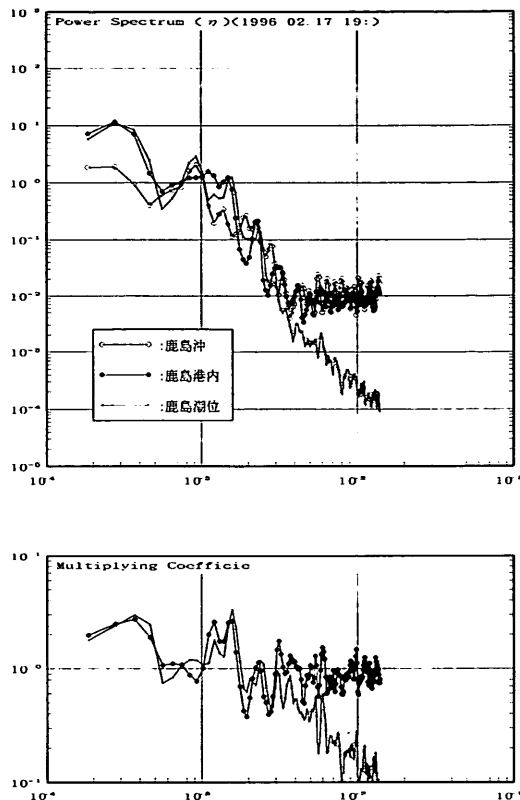


図-3.13 鹿島港津波波形の周波数スペクトルと応答関数

周波数スペクトルの形状を見ると、波浮等の他の観測地点でも見られた0.0009Hz（18.5分）程度の周波数で、やはりピークが現れている。しかしながら、これよりもずっと周期の長い0.0003Hz（約1時間）程度の周波数でより高いピークが現れていることが、鹿島港における観測記録の特徴である。

沖合と港内の応答関数を見ると、津波の主たる周期と考えられる前者の0.0009Hz（18.5分）程度の周波数では応答関数の値はほぼ1.0であり、沖合から港内にかけての津波の増幅はほとんど確認できない。しかし、後者の0.0003Hz（約1時間）程度の周波数では、応答関数の値は2.0から3.0となっており、港内における顕著な増幅が認められる。他の多くの観測地点では、図-3.10で示されたように1時間程度の周期における顕著なスペクトルのピークは見られていないことから考えれば、1時間程度の周期の水位の上下変動は、鹿島港周辺海域固有の共振周期に対応したものであると考えられる。

(2.3) スペクトル相関

図-3.14は、図-3.11と同様に、鹿島港における3観測記録のスペクトル相関を検討したものである。図中のO、L、Tは、それぞれ、沖合波高計、港内波高計、港内検潮儀を意味している。

津波の主たる周期と考えられる0.0009Hz（18.5分）付近の周波数におけるコヒーレンスの値に注目すると、OとLの間は0.8程度の高い値を示しており強い相関が認

められるが、OとTおよびLとTの間は、いずれも0.2から0.4程度の低い値となっている。このことは、鹿島港検潮儀の応答特性の影響によるものと考えられる。なお、もうひとつの、0.0003Hz（約1時間）付近の周波数におけるコヒーレンスの値は、3者それぞれの組み合わせで、いずれも0.6以上の高い値を示しており、検潮儀の応答特性にも問題はなく、3者の相関が高いことがわかる。

(3) むつ小川原港沖合波高計および港内検潮記録

(3.1) 観測波形の概要

図-3.15は、やはり潮位補正後のむつ小川原港の沖合波高計記録（アナログ記録紙から読み取り）と港内検潮記録をあわせて表示したものである。沖合波高計記録に比べて、港内検潮記録は大きく増幅されているが、ここでも、津波の主たる周期が15分程度であったことがわかる。

(3.2) 周波数スペクトル特性と応答関数

図-3.16は、両者の周波数スペクトルと応答関数を示したものである。沖合波高計記録および港内検潮記録に共通して、0.0009Hz（18.5分）付近で顕著な津波によるピークが認められる。

なお、周波数応答関数は、参考文献(永井ら,1995)で紹介した1994年北海道東方沖地震津波および同年三陸は

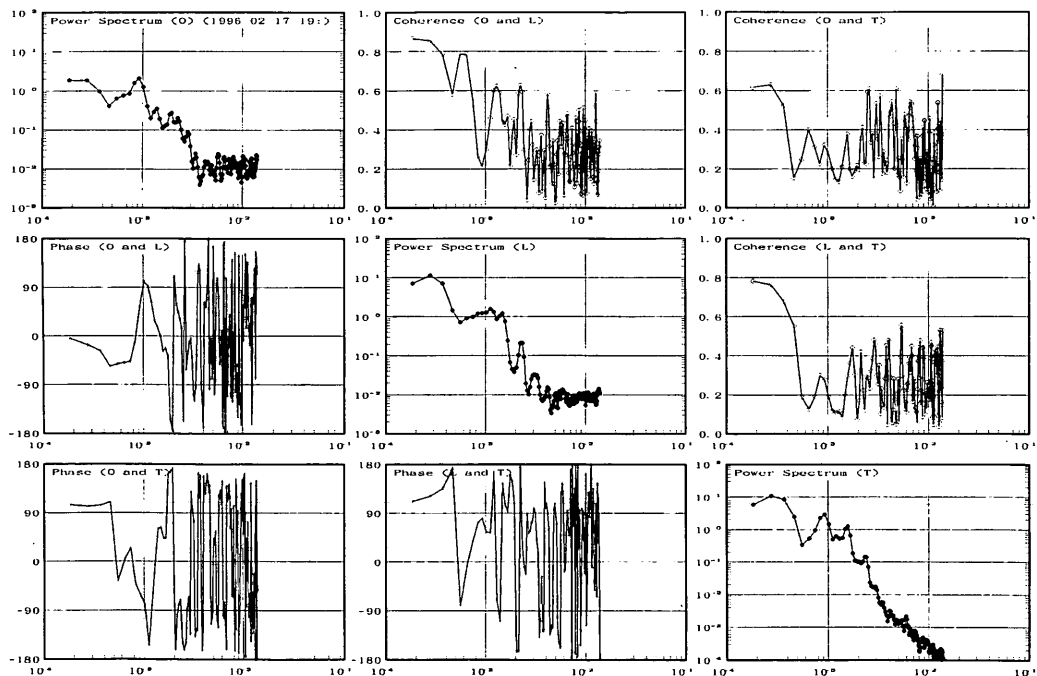


図-3.14 鹿島港津波スペクトルのコヒーレンスとフェイズ

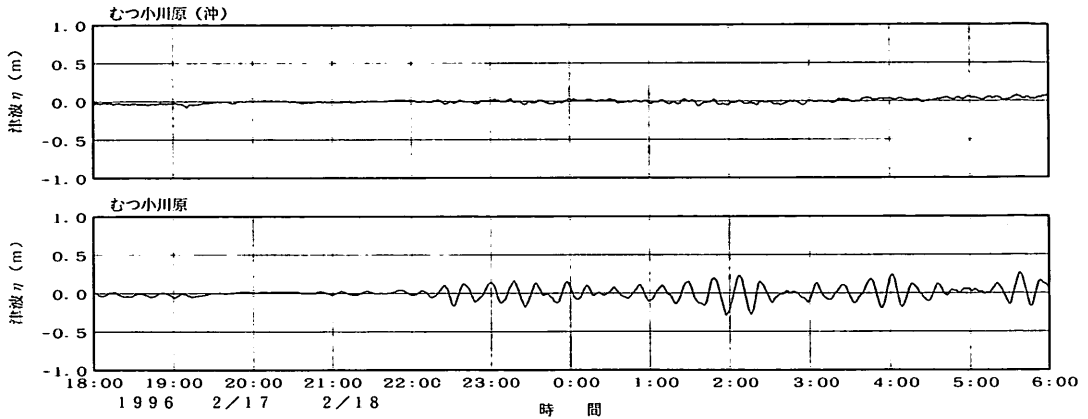


図-3.15 むつ小川原港津波波形記録 (沖合波高計および検潮儀)

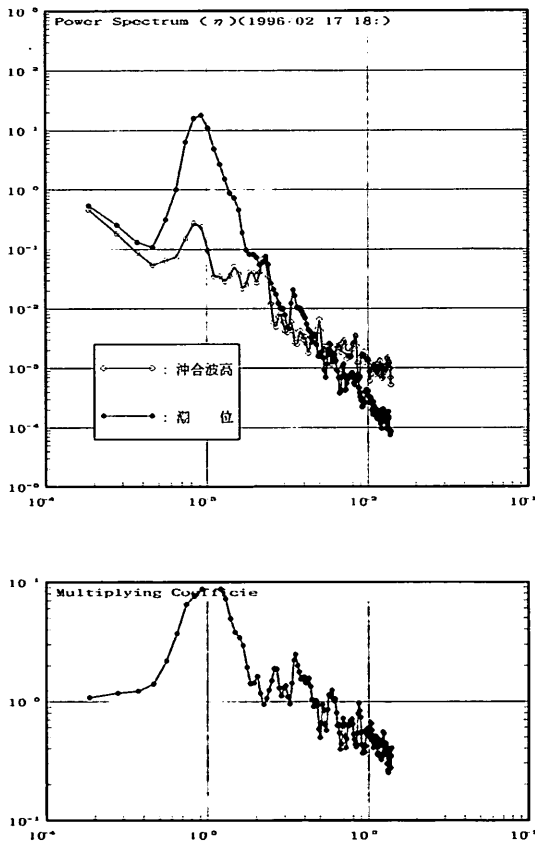


図-3.16 むつ小川原港津波波形の周波数スペクトルと応答関数

るか沖地震津波で得られた周波数応答関数ともよく一致しており、0.001Hz付近で大きなピークを示している。周波数応答関数は、局地的な地形の影響を表していると考えられるので、いずれの津波においても、各観測点固有の応答特性が得られたことから、津波のような非定常な現象であっても、こうしたスペクトル解析は信頼性の

高いものであると思われる。

(3.3) スペクトル相関

図-3.17は、むつ小川原港における沖合波高計記録と港内検潮記録の周波数スペクトルの相関を図化したものである。津波の主たるエネルギーを占める0.001Hz(約17分)以下の長周期領域では、コヒーレンスの値も比較的高く、また位相差も 0° 近傍の安定した値を示しており、両者の記録のスペクトル相関は極めて高いことが理解できる。

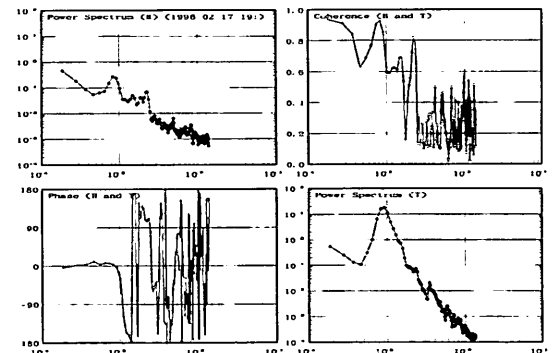


図-3.17 むつ小川原港津波スペクトルのコヒーレンスとフェイズ

3.5 まとめ

3章で検討した結果をまとめると、以下の通りとなる。

(1) 津波波形記録の収集整理

図-3.3に示す、波高計観測記録、および検潮記録を収集した。これらの記録は、北海道開発局および運輸省第二港湾建設局、第五港湾建設局、第三港湾建設局、第四港湾建設局、沖縄総合事務局からご提供をいただいたものである。(ただし鹿島波高計連続観測記録については当所海洋環境部漂砂研究室が取得したものであり、港湾技術研究所構内検潮・水位変動記録は水工部海象調査研究室が取得したものである。)

(2) 津波波形記録のとりまとめ

地震発生前後の我国太平洋北東岸の海況は潮位変動が大きかったため、平均補正によって潮位変動成分を取り除く処理を施し津波波形を抽出した。また、風浪成分を除去するため、波高計観測記録に対しては、数値フィルターをかけてデータ整理を行った。

(3) 津波の波形と波高・周期特性

遠地津波に伴う長距離伝播に伴う伝播経路の複雑さと、伝播中の波形分散によるためと推定されるが、津波の初動時刻の定義は各観測地点で困難であった。ゼロアップクロス法で定義される津波の周期は、観測地点毎に若干異なる値を示したものの、平均値は15分程度となっていた。沖合波高計による津波偏差の最大値は、むつ小川原、大船渡、鹿島、波浮の各観測地点で10-20cm程度であったが、港内の波高計や検潮儀では、それよりも津波が大きく増幅された観測地点も多かった。港内で津波最大偏差が50cmを超えた地点は、釜石、相馬、八丈島、父島、内浦、佐賀(土佐)、土佐清水、宮崎であった。検潮記録の最大値は父島の約1.0mであった。

(4) 津波波形記録のスペクトル解析結果

沖合波高計連続観測記録および港内検潮記録のスペクトル解析を行った結果、多くの観測地点で0.009Hz(約17.5分)程度の周波数でピークが現れており、波別解析によって得られた津波周期と良好な一致が見られた。

波浮・港研構内、鹿島港、むつ小川原の各観測記録をもとに、沖合と港内の津波波形のスペクトルの比較を行った結果、港内における津波の波形は、固有の地形条件によって大きく異なったものとなることが確認された。

具体的には、港研構内の波形記録は、地形条件による固有周期(12-15分程度)と津波周期(17.5分程度)が比較的近かったため、波浮港沖合波形記録よりも大きく増幅されたものとなり、また、90分程度の間隔で振幅の増減が周期的に見られた。鹿島港では、固有の地形条件によると思われる周期1時間程度の水位変動が顕著に見られた。むつ小川原港では、1994年北海道東方沖地震津波や同年三陸はるか沖地震津波で得られたものと、ほぼ同じ周波数応答特性が、沖合波高計と港内検潮儀の間で見られた。

3章 謝辞

突然来襲する津波について、本章で紹介したような精緻な波形記録を得ることができたのは、第一から第五までの各地方港湾建設局および北海道開発局、沖縄総合事務局で観測業務に従事されておられるナウファス担当者の皆様、観測機器の定期点検に従事されておられる(社)

海洋調査協会の関係各位の、日常の不断のご努力のたまものである。

また、津波波形観測記録の整理とりまとめにあたって、(財)沿岸開発技術研究センター波浪情報部、(株)エコーおよび沿岸海洋調査(株)のナウファス担当の皆様方のご助力をいただいた。さらに、鹿島港波高計連続観測記録の収集整理にあたっては、当所波崎観測施設の柳嶋慎一主任研究官(漂砂研究室)のご協力をいただいた。

ここに、改めて謝意を表する。

4. 津波被害の現地調査

今回の津波は、干潮時に来襲し、最大津波高(基準面からの津波高)は、満潮面よりも低かったため、現地調査で痕跡を測定することができなかった。また、引き波時に水深が非常に小さくなったり、海底が露出した箇所が大きかったのが特徴である。以下の記述において、津波の高さは次のように定義する；

津波高： 潮位基準面(C.D.L.)からの水位

津波偏差： 天文潮位面からの津波水位の高さ

津波波高： 引き波時の最低水位から押し波時の最高水位までの高さ

4.1 高知県西部における被害

(1) 調査の概要

1996年2月20日から2月22日の3日間にかけて、津波による船舶の被害が報じられた高知県西部において現地調査を行った。本調査の行程および各地の最大津波波高を図-4.1に示す。調査は港湾技術研究所と第三港湾建設局と合同で行った。各調査日の行程と、調査員の構成を以下に示す：

2月20日

清水漁港、清水港、三崎漁港(土佐清水市)～古満目漁港(大月町)～宿毛市

調査員：港湾技術研究所水工部 平石哲也、第三港湾建設局高知港工事事務所 岡林良、槇山正、小銭貴一郎、高知県土佐清水土木事務所 宮崎勝年

2月21日

須崎港(高知県須崎市)

調査員：港湾技術研究所水工部 平石哲也、第三港湾建設局高知港工事事務所 小銭貴一郎

2月22日

大阪港(検潮記録のみ収集)

調査員：港湾技術研究所水工部 平石哲也

図-4.1に示すように、土佐清水周辺で津波波高が最も

大きく、1～3mであった。ただし、干潮時に来襲したため、津波の流れによる船舶と養殖の被害は大きかったが、民家の浸水被害等は生じなかった。また、ヒアリングと検潮記録双方から、津波の周期が15～20分で比較的短かったことが確認された。津波警報によって水門の閉鎖、岸壁での監視等の防災活動は調査地域全域で実施されており、警報の適切な伝達が今後も重要であることが判明した。

(2) 各地の津波の状況と被害

(i) 清水漁港(越地区)(調査時刻 2/20,13:00)

岸壁において地元漁民からヒアリングを行った。それによる情報をまとめると次のようになる；

- ・津波によって港内の流れが速くなり係留漁船が傾き、引き波時には、漁船のマストが見えなくなるほどであった。
- ・引き波時の水面は、調査時の水面より1.0m程度下がっていた(CDL-0.4m)。水面を観測していると60cm幅で上下動を繰り返した。

ヒアリングの結果から、ここでの津波波高を0.6mとする。

写真-4.1は、調査時の清水漁港の岸壁を示す。この岸壁に係留されていた小型漁船のマストが見えなくなった。



写真-4.1 清水漁港(岸壁に係留された船舶の上下動を観測)

(ii) 清水港(唐船島地区)(調査時刻 2/20,14:00)

潮干狩りをしていた地元住民にヒアリングを行った。その結果は以下の通りである；

- ・清水港では、1～2トンクラスのプレジャーボートが5隻転覆し、内1隻は河川堤防上に引き上げられていた。
- ・引き波時には、唐船島の海面下にある岩礁を見ることができた(CDL-0.0～0.4m)。

写真-4.2は、唐島を示し、引き波時には、下部の岩礁が露出したと言われている。

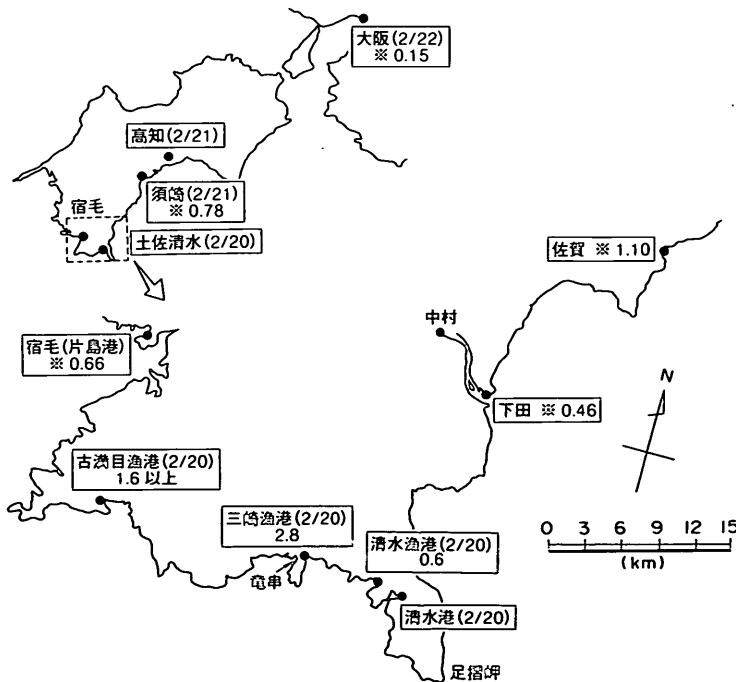


図-4.1 調査行程と高知県西部の最大津波波高

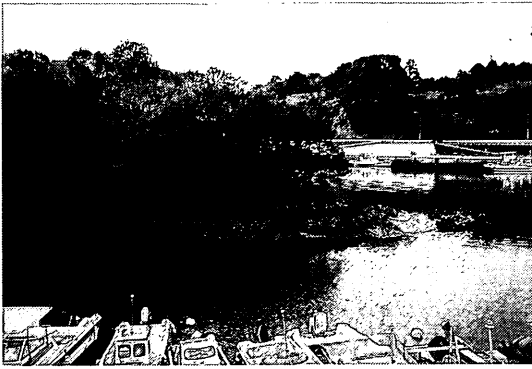


写真-4.2 唐島の状況(海底の一部が露出した)

(iii)三崎漁港(調査時刻 2/20,14:30)

三崎漁港組合長ならびに岸壁で作業中の地元漁民からヒアリングを行う。津波は8:14に引き初め、8:30に引きのピークを迎えた。その後、周期10~15minで繰り返し来襲し、岸壁に係留中の2トン程度の漁船が24隻流出した。

- ・漁船は船首と船尾を18mmのナイロンロープで係留されていたが、係留索はすべて切断された。
- ・引き波時には、防波堤の根固めブロックが現れた(CDL-45cm)。
- ・押し波時には、船の舳先が岸壁で観測していた人の頭上より高くなった(CDL+230cm)。

ヒアリング結果より、津波波高は、2.8mと推定できる。図-4.2は、三崎漁港の平面図を示す。図中のP.1付近に係留されていた小型漁船はすべて流出し、P.2付近まで流されて留まっていたと言われている。

写真-4.3は、津波の来襲状況(三崎漁業協同組合

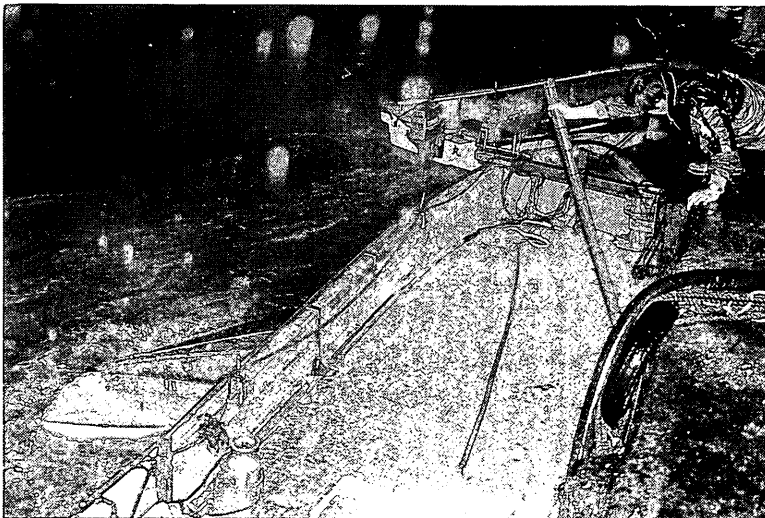


写真-4.3 三崎漁港における津波の来襲状況(三崎漁業協同組合 橋本犬志氏 提供)

橋本犬志氏 提供)を示し、水位が岸壁天端まで上昇し、流れによって漁船が転覆しているのが判る。写真-4.4は調査時の岸壁の状況で、流された網と養殖施設の修理を行っていた。写真-4.5は、切断された係留ロープである。

三崎漁港では、港内で係留していた真珠養殖用の籠も流出したり破損したため、被害額は2000万円以上と推定される。

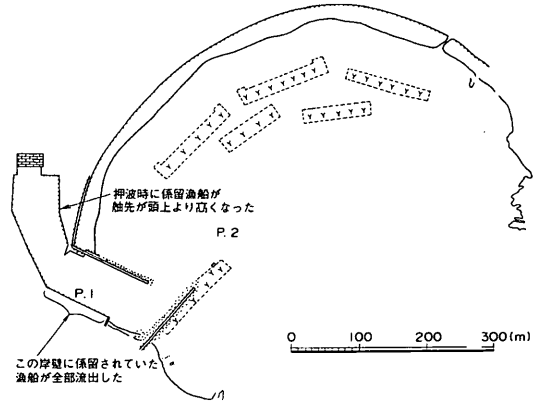


図-4.2 三崎漁港の被害の概要

(iv)古満目漁港浦尻地区(調査時刻 2/20,16:30)

作業中の地元漁民にヒアリングを行う。その結果、津波により0.5トンクラスの小型漁船が6隻流出し破損したと、津波は3回くらい来襲し、港内が干上がった(CDL-1.6m)ことがわかった。

図-4.3は古満目漁港の平面図を示す。浦尻地区は港口部が非常に狭く、津波による流れが早かったと思われる。港口部の防波堤基部は洗掘を受けていると思われ、津波により基部のコンクリート塊が50cm程度陥没した



写真-4.4 三崎漁港の岸壁

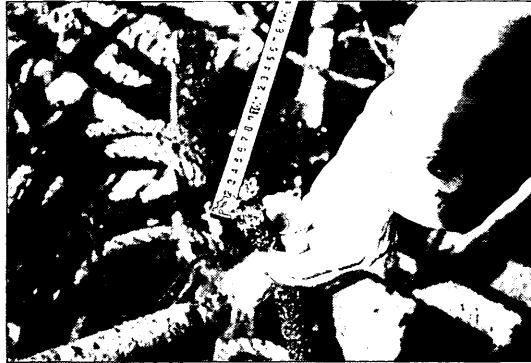


写真-4.5 津波により切断されたロープ

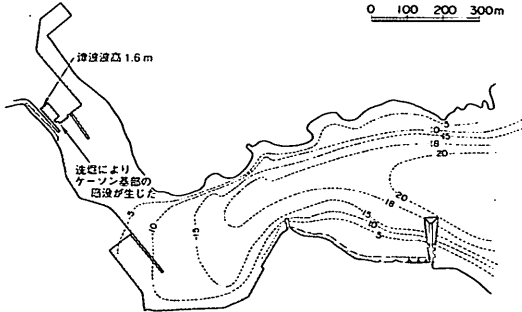


図-4.3 古満目漁港の被害の概要

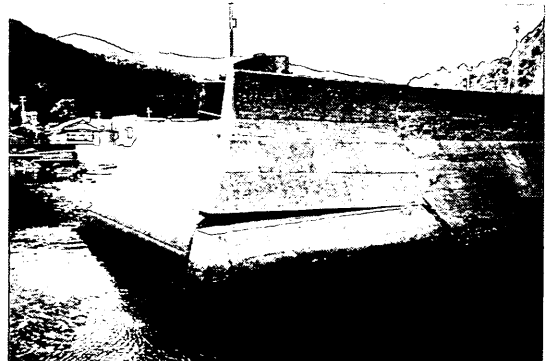


写真-4.6 防波堤基部の陥没

ようである。写真-4.6は、防波堤基部の洗堀による陥没状況を示す。

(v)須崎港(調査時刻 2/23,11:00)

ケーソンヤードにてクレーン船乗組員よりヒアリングを行う。その結果を以下にします；

- ・津波注意報が発令されたためクレーン船(3000トン)を岸壁ピット2カ所に係留し、待機をしたが、クレーン船の上下動の変化は感じなかった。

検潮記録から読みとった須崎の津波波高は最大で0.78mである。

4.2 インドネシアにおける現地調査

(1) 調査の概要

地震発生地点は、インドネシア共和国ビアク島北東100kmにあたり、5～7mの津波が同州北部海岸を襲った。周辺の地形を図-4.4に示す。2月22日の時点でビアク島で87人、ヤベン島で3人の死者がでた他、全体で57人行方不明、100人負傷、10000人分の家屋破壊の被害が生じられた。この地震津波に対して、インドネシア科学技術省海岸工学研究所が国際調査団を組織し、3月3日～9日間の1週間ビアク島を中心に現地調査を行っ

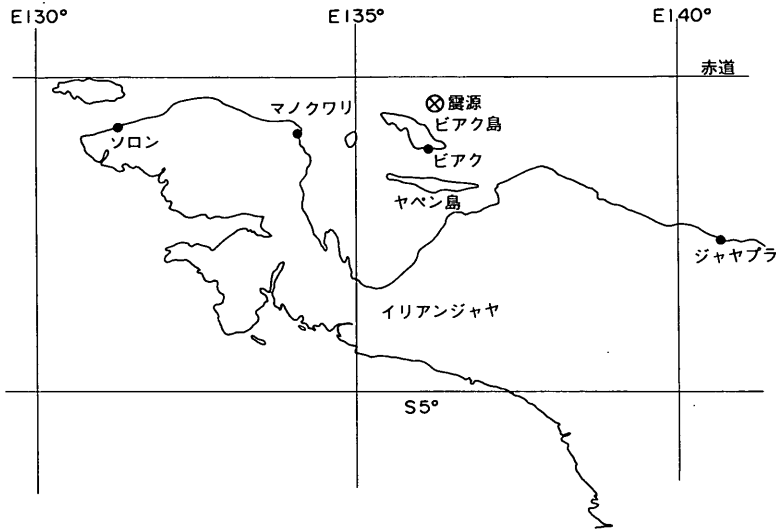


図-4.4 イリアンジャヤの地形

た。著者の一人(小舟)は、国際調査団の一員として現地調査に参加し、現地の被害状況を調べた。調査の詳細な結果は、調査団の公式報告に譲り、ここでは、著者(小舟)による調査成果を示す。

調査行程は以下の通りである。

- 3月2日 成田～ジャカルタ
- 3月3日 インドネシア科学技術省海岸工学研究所で打ち合わせ
- 3月4日 ジャカルタ～ビアク、ビアク市内調査
- 3月5日 コレム(北部ビアク)調査
- 3月6日 ワリ、ワルサ(北ビアク)調査
- 3月7日 ボスニク、サバ、アンガツベル、メヌルワル(東ビアク)、イエンディドリ、イムペンディ、ウルフ、サンベル(西ビアク)

3月8日 モロンス、マルエムル、タンジュン、ワスリ(オウイ島)、アウキ島

3月9日 ビアク～ジャカルタ

3月10日 科学技術省で打ち合わせ

3月11日 科学技術省で報告会、ジャカルタ発

調査では、津波の来襲状況、地盤高と津波の遡上範囲・遡上高、GPSによる観測地点の確認、痕跡による津波流速推定、津波による底質移動状況を調べた。図-4.5は、ビアク島における津波高の調査結果をまとめたものである。津波高が大きかったのは、震源地に面するビアク島の北岸で、大きな集落のあったコレム(Korim)、ワリ(Wari)、ワルサ(Warsa)の3地点である。また、震源地に対して島の反対側にあたるビアク島西海岸において7m以上の波が来襲した痕跡が見られた。

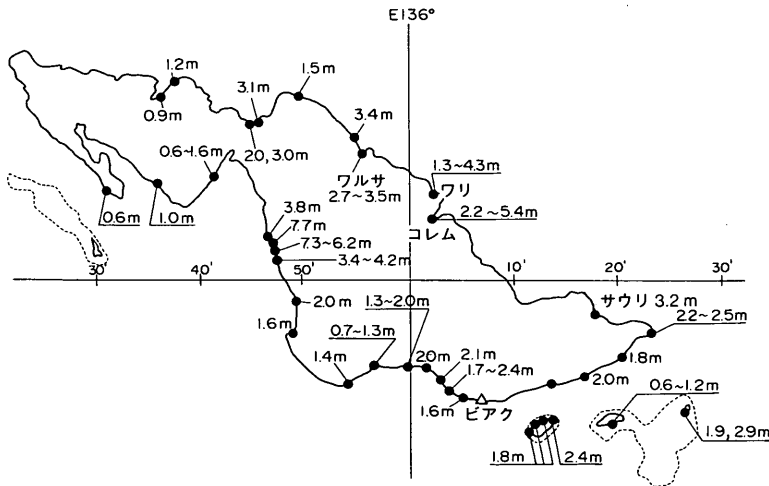


図-4.5 ビアク島における津波高の分布

(2) 各地の被害状況

(i) ビアク市内

ビアク市内では、津波の高さは小さかったものの、地震により空港管制塔が被災し、一時空港が使用できない状況となった。市内の建物も、ブロック壁が倒壊したり、鉄筋コンクリートの柱に亀裂が入る等の被害が見られた。また、市内の大モスクでは、塔の倒壊と附属建物の全壊という被災状況であった（ドームは被災していないように見えた）（写真-4.7参照）。調査時点は地震から2週間後であり、街の生活は平常通りであった。ホテル、レストラン、商店、タクシーなどは普通に営業していた。

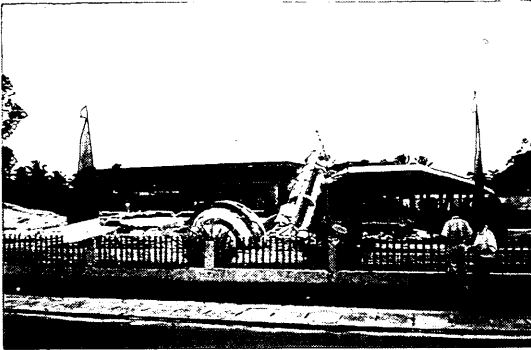


写真-4.7 ビアク市内の被害

(ii) ビアク港

図-4.6にビアク港の被災状況をまとめる。津波高は最大で1.5mで比較的小さかったが、地震による施設の損傷があらこちらで見られた。その主なものは、1) 棧橋の一部倒壊（杭の破壊による床版の水没）、2) はほぼ護岸全延長について埋立護岸のせりだしが見られた（背後陥没）、3) 旅客ターミナル建物の屋根が一部落下し、壁に亀裂が生じた、4) 上屋のブロック壁が倒壊した、5) 排水溝の側壁が倒壊した、5) 港境界のブロック塀が倒壊した、6) 駐車場舗装に亀裂が生じた。写真-4.8はビアク港の状況を示す。

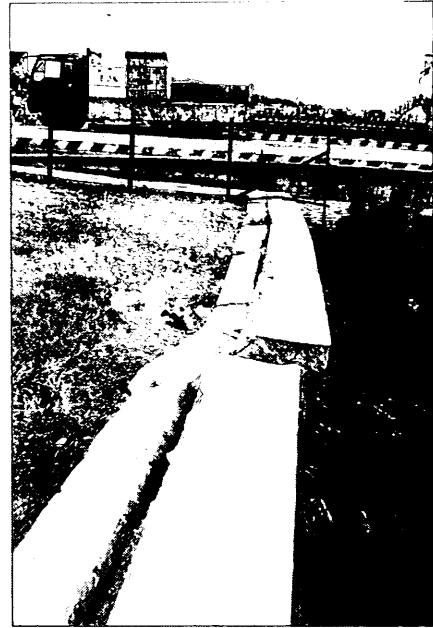


写真-4.8 ビアク港の状況

(iii) コレム(Korim)

コレムは、180戸程度が集まった入り江の奥の集落で、地震と津波により、ほとんど集落全体が消滅したと報じられている。図-4.7に現地のヒアリングから類推した津波の状況を示す。最大津波高は5.4m、流速は最大で4m/sと推定される（同行した秋田大学鉱山学部松富英夫氏の推測による）。津波高が2m以上であったと推定される範囲（海岸線から約400m）は建物のコンクリート製床版を除きすべて洗い流され、津波によって海岸から持ち込まれた砂に覆われていた。それより陸側では、かろうじて倒壊を免れた家がいくつか残っていたが、ブロック壁は破壊され、津波力が大きかったものと推測される。

村落の西側には川が流れており、津波はこの川を引いていったものと推定される。引き波時の流れによ

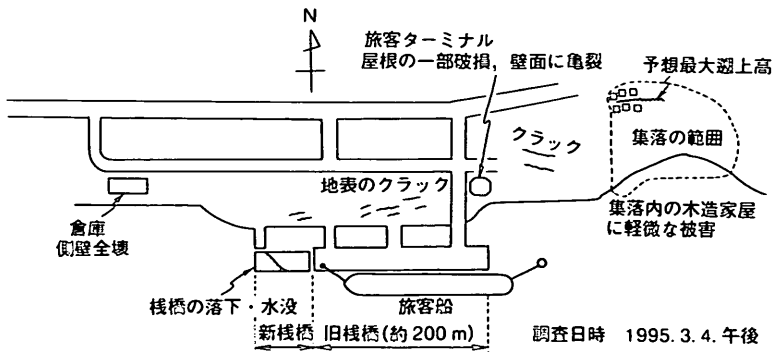


図-4.6 ビアク港における津波の状況

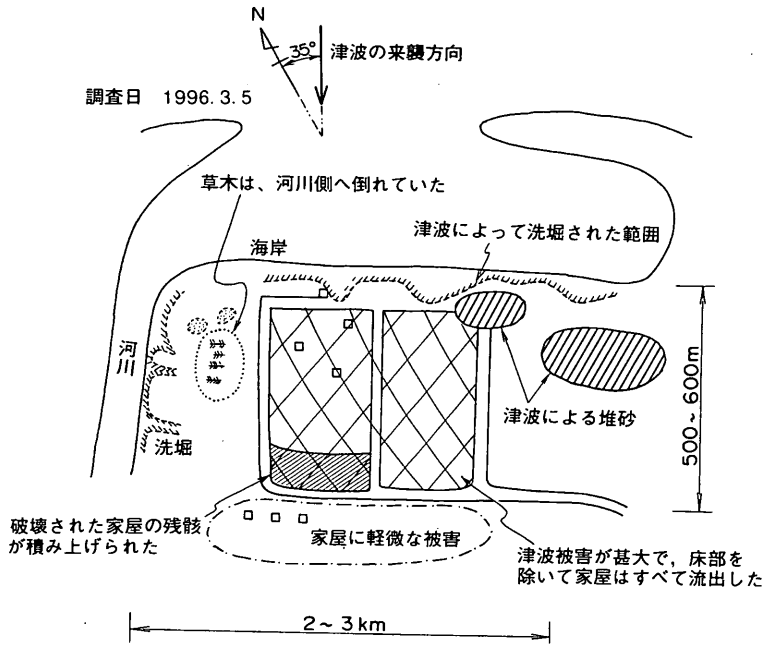


図-4. 7 コレム (Korim) における津波の状況

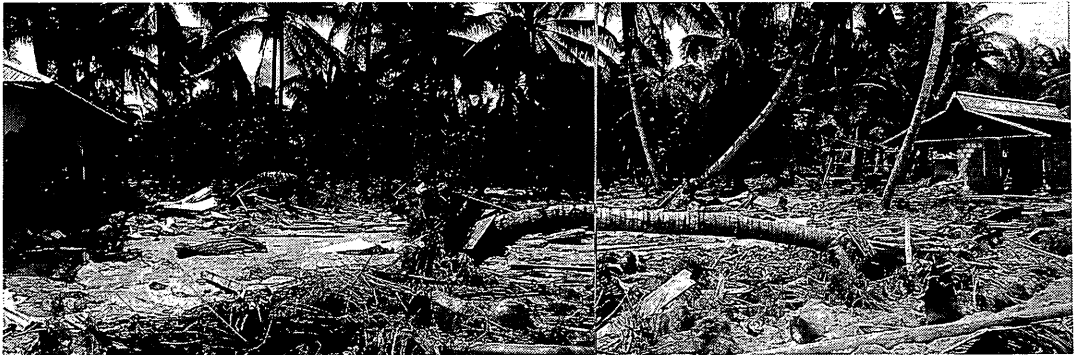


写真-4. 9 津波による家屋の破壊状況



写真-4. 10 引き波による地盤の洗掘

り、河岸は幾筋も削られ、家屋は引き波で基礎が洗掘され、傾いていた。調査時には、住民は、高台の村へ避難していた。写真-4.9は家屋の破壊状況を示す。写真-4.10は引き波時における洗掘状況を示す。

(iv)ワリ(Wari)

小河川が注ぐ入り江の奥にある村落で、砂浜から30m離れた箇所の橋が流出していた。図-4.8にワリにおける調査結果をまとめる。橋の上部工は河川の上流側30m地点の川底に沈んでいた。橋台は傾き、取り付け道路の盛土も流され、河口部には砂州が発達し、砂浜背後は草や椰子の木が生えている比較的硬い地盤になっている。その後から道路に至る間には、流れによって生じたと推定される洗掘窪地が見られた。道路を越えた陸側には墓地、さらにその背後には家屋があったと思われるが、大半が破壊されていた。ワリでの最大津波高は痕跡から4.3mと推定される。写真-4.11は、橋の破壊状況を示す。

(v)ワルサ(Warsa)

西側に岬がある比較的長い直線状の海岸である。海岸線から30~40m離れて平行した道路がある。この道路より海側にあった家はほぼ全壊した。写真-4.12は津波で家屋が流され平坦になってしまった海岸を示す。道路から陸側は草地になっており、その背後の建物の基礎部分まで津波が到達したと言われている。



写真-4.11 津波による橋の被害状況



写真-4.12 調査時のワルサ海岸（家屋が流され、砂浜だけになっていた）

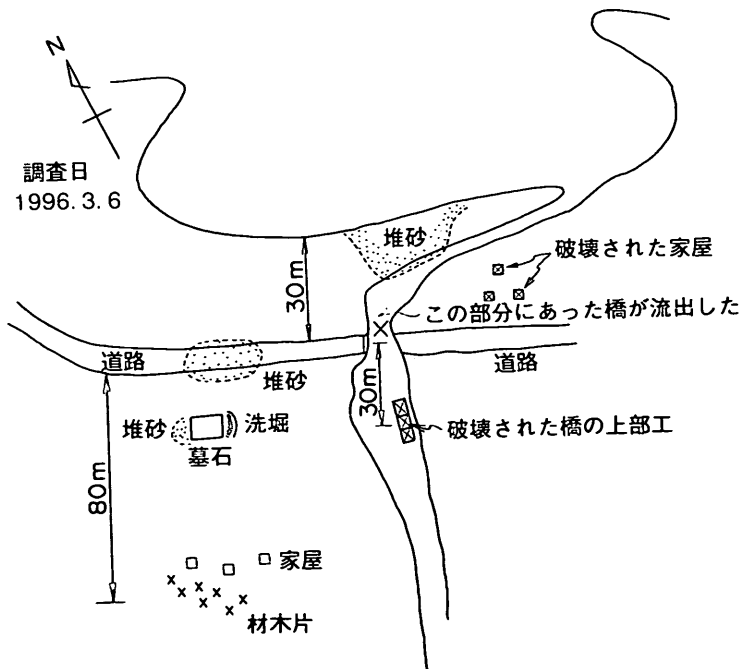


図-4.8 ワリ(Wari)における津波の状況

(vi) ビアク島南海岸

震源地に対して島の背後に当たるため、津波高は1～1.5mで、それほど大きくない。しかし、波打ち際に近いところにある家の多数はかなり被害を受けていた。ビアク東端のマヌルワル(Manurwar)では、橋の橋脚が傾斜したため橋が流されていた。ただし、道路の背後に建っている家は被害がみられなかった。

(vii) オウイ(Oui)島とアウキ(Auki)島

ビアク島南側の小島群で、島の周辺に珊瑚礁が発達しているため、津波の高さおよび勢いはそれほど大きくなかったものと推定される。地盤高の低い低地では津波によって沖から運ばれてきたと思われる新しい珊瑚礁のかけらが散らばっているのが見られた。

(3) 調査結果のまとめと提言

イリアンジャヤにおける地震では、ビアク島北東海岸、特にコレム、ワリ、ワルサなどの入り江の奥に位置する集落に大きな津波が来襲した。これらの地域では、比較的地形が平坦で、標高が低いため、かなり内陸まで津波が侵入した。コレムにおける浸水域は700m×400mという広範囲に及び、来襲時の流れの力により建物が破壊され、流されるとともに、引き波時の洗掘によっても道路が破壊されたり、建物の基礎部分が洗い流されたりしている。

ビアク島の最大津波痕跡高は、西ビアクのマノリ(Manori)で観測された7.7mである。これは最初の地震によって引き起こされた二次的な海底斜面の崩壊によって発生した局所的な津波によるものと推定される。すなわち、地震によって、マノリ周辺で大規模な山崩れが生じ、その崩壊土砂が海中に落下するときに、局所的に海水面の上昇を引き起こしたものと考えられる。

その理由は、ビアク島および隣接の島々においては、震源地に対してビアク島の陰に位置する地点ではそれほど大きな津波が来襲していないにも関わらず、マノリ近辺のみ極めて高い津波高となっていることである。また、陸上部において多数が崖崩れが発生していることと目撃者の話では、最初の地震発生からわずか2分程度で津波が来襲したことも理由になっている(ちなみに、震源地に最も近い北ビアクでも、津波来襲までに地震後5～10分程度時間がかかっている)。

調査結果に基づき以下のような提言を行う；

インドネシアでは近年2年間隔で地震津波が発生しており、同国周辺海域の海底プレートの構造や挙動等、調査研究を進めることが望まれる。

インドネシア気象庁では、地震観測システムおよび解析システムの整備に力を注いでおり、現在、国内で地震が発生した場合、15分以内に震源地ならびにマグニチュー

ドを推定できるようになった。しかし、警報を伝達する手段はまだ未整備である。

国民に対する教育(地震後、津波が発生する危険性があること)が不可欠であり、沿岸地域の集落においては、水際に家を建てることを避けること、避難場所を普段から確保しておくこと等を知らせる必要がある。

津波警報システムの整備を実現するために、政府開発援助資金を利用することを検討することが望まれる。

4 章 謝辞

本現地踏査においては、調査対象地域の皆様に貴重な情報を提供していただき、大変有益な調査を実施することができた。改めて深く感謝するものである。

5. 津波伝播計算による特性把握

5.1 計算の概要

1996年2月17日14時59分(日本時間)にインドネシア東部のイリアンジャヤ州ビアク島の東160km(震源は南緯1.0、東経137.0°)で発生したM8.1の地震は、ビアク島、イリアンジャヤ島を中心に最大で約5mの津波を発生させ、大規模な津波災害をもたらした。これに伴い、同日19時過ぎに日本列島の太平洋岸各地への津波伝播が確認され、21時過ぎには、北海道から四国にかけて津波警報が発令された。そして、小笠原諸島の父島で1.0m、伊豆諸島の八丈島で0.84mなど、沿岸各地の検潮所において、比較的高い津波高と津波波形が記録された。さらに、係留中の船舶被害も各地で複数報告された。この津波は、近年、日本の太平洋岸に襲った遠地を波源とするものの中で、比較的高い津波高となり、かつ多数の波形が観測されたことは注目すべき点である。このような高い津波を記録した要因としては、波源に隣接するイリアンジャヤ島が東西に伸び、断層の走行がこれにほぼ平行であったため、津波の伝播方向が日本列島を向いていた点、波源の北側は、東をマリアナ諸島から小笠原諸島、西をフィリピンで囲まれる水深4,000mを超える深海が広がっており、深海を伝播する過程で津波エネルギーが減衰することなく、日本列島に到達した点等が挙げられる。津波の伝播経路が深海であったため、日本に到達する所要時間も4～5時間と短いものであった。

過去、大規模な津波被害をもたらした遠地津波の代表例に、1960年(昭和36年)5月22日チリ沖で発生したM8.5の地震による津波(チリ地震津波)があり、この津波は太平洋を20時間以上かけて伝播し、三陸を中心とする日本沿岸に死者100名以上にのぼる災害をもたらした。遠地津波が日本に襲する事例は数多くあるが、昭和36

年のチリ地震津波ほど記録に残る災害をもたらしたものは例を見ず、今回の津波は、それ以来の高い津波高を記録した事例である。

1960年チリ地震津波や1996年イリアンジャヤ地震津波のように、波源が遠方にある津波を、数値シミュレーションを用いて追算することは、津波の伝播域が太平洋の広範囲に及ぶことから、長い間、困難な研究課題であった。しかしながら、近年の計算機能力の飛躍的な向上により、外洋伝播津波を数値計算により追跡することが容易となり、特に、後藤(1991)が行った研究により、遠地津波の計算精度を高めるための計算方法が確立されるに至った。ただし、このような遠地津波の外洋伝播計算も、格子間隔は10分程度(約18km)となるため、沿岸域の防災計画立案に利用する上で、地形近似精度が不十分である。そこで、日本沿岸域のみを対象とする地形近似精度の高い津波計算と結合して利用する必要が生じる。

本研究では、1996年イリアンジャヤ地震津波を対象とする外洋津波伝播計算と、津波が伝播した小笠原諸島、南海道、南関東、伊豆諸島の沿岸を対象とする津波計算とを結合する方法について説明し、その計算法の実用性を、検潮所で記録された津波波形との比較をもとに検証する。また、遠地津波の伝播、及び沿岸域における応答特性について、数値シミュレーションを用いて解析し、遠地津波の特性把握を目的とする。

5.2 津波計算理論

(1) 津波の外洋伝播計算理論

沿岸部の津波計算は、非線形長波理論より導かれる連続式と運動方程式を数値的に解く。それに対し、外洋の津波伝播計算は、水深が深いいため、線形長波理論の適用が可能となる。ただし、波源が遠方に位置する遠地津波を対象とする場合は、外洋を長距離伝播するため、波数分散性を無視できなくなる。そこで、後藤(1991)は、線形分散波理論の適用を提案している。本研究においても、津波の外洋伝播計算に線形分散波理論を採用し、その概説を行う。

津波のような水深や波高に比して波長が長い波動は、水平流速が鉛直方向に一樣とする長波として近似される。この長波の式は、非線形性の強さを表す波高水深比($\epsilon = H/h$)と鉛直加速度の強さを表す相対水深($\sigma = (h/L)^2$)または波形勾配(H/L)により特徴づけられ、この2つのパラメータから、アーセル数($Ur = \epsilon/\sigma$)と呼ばれる長波理論を記述する無次元パラメータが提案される。このアーセル数の大小により、複数の長波理論が導かれる。

今、アーセル数が1よりもかなり小さい場合($Ur \ll$

$O(1)$)、すなわち波高水深比が相対水深の2乗のオーダーを考える。長波理論では、相対水深 σ が小さいと仮定するため、水平流速は鉛直方向に一樣となり、静水圧近似が成立する。これは長波近似と呼ばれ、津波のように波長が数10km以上となる波動は長波として扱うことが可能となる。一方、波高水深比 ϵ は、微小振幅波の仮定の成立を判定するものであり、非常に小さい場合に、非線形性は無視される。波高水深比が相対水深の2乗のオーダーであれば、アーセル数は($Ur \ll O(1)$)となり、水深が深い外洋を伝播する津波はこれに該当する。この場合に、線形長波としての扱いが可能となる。

しかし、遠地津波のように波源が遠方に位置し、太平洋のような長距離伝播する場合に、波数の違う波の伝播速度の差を無視できなくなる。津波は、そのスペクトル解析の事例からも明らかなように、複数の波数を有する成分波により構成されており、個々の波の伝播速度は波数の関数として、

$$C = \sqrt{gh} \left(1 - \frac{1}{6} (kh)^2 \right) \quad (1)$$

で表される。ここで、 k は波数、 g は重力加速度、 h は水深である。

式(1)は、線形分散波の伝播速度を表し、波数が小さい(波長が長い)成分波ほど、伝播速度が速いことを意味する。この特性により、長距離を伝播する過程で、成分波は分散することになる。これは、波数分散性と呼ばれる現象であり、岩崎(1979)により、分散する津波先端の波形は図-5.1のようになることが解析的に求められている。そして、この伝播距離に対する分散性の重要度は、岩崎により次式の関係を用いて判断することが可能である。

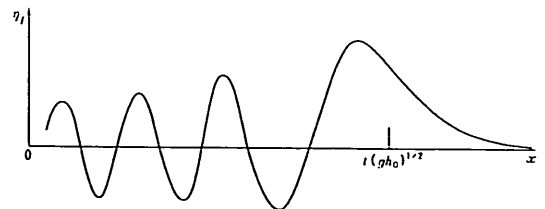


図-5.1 波数分散する津波先端の波形

$$\left(\frac{6h}{R} \right)^{\frac{1}{3}} \frac{L_a}{h} < 4 \quad (2)$$

ここで、 R は伝播距離、 L_a は初期状態における伝播方向の波長である。式(2)の関係が成立する場合に、津波の外洋伝播計算では線形分散波理論を適用することが必要となる。1996年イリアンジャヤ地震津波に当てはめると、波長50km、水深4000m程度となるため、伝播

距離 R は 11,700km 程度となり、今回の津波の伝播距離 4,000~5,000km の 2 倍となる。このため、波数分散の影響は大きくないが、計算精度の向上を図るために、線形分散波理論を適用する。

以上の線形分散波を含む長波理論の包括的な誘導は、後藤・佐藤(1993) に詳しいのでここでは省略し、線形分散波理論から導出される基本方程式を記述すると、次式のように表される。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} = -gh \frac{\partial \eta}{\partial x} + fN + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{h^3}{\partial x} F_1 \right) \quad (4)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} = -gh \frac{\partial \eta}{\partial y} - fM + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{h^3}{3} F_1 \right) \quad (5)$$

$$F_1 = \frac{\partial^2 u}{\partial t \partial x} + \frac{\partial^2 v}{\partial t \partial y} \quad (6)$$

ここで、 (x,y) は静水面にとった空間座標、 t は時間、 η は水位変動、 h は静水深、 (u,v) は各方向の流速、 (M,N) は各方向の線流量、 g は重力加速度、 f はコリオリ係数である。運動方程式中の右辺第 3 項が分散効果を表す。なお、深海域の計算では、底面摩擦に関する項は省略する。

さらに、太平洋を伝播する津波の計算を平面座標系で行うと、地球のような球面による距離のひずみの影響により、伝播距離の精度に問題が生じる。そこで、伝播距離の精度を高めるために、球面座標系を用いる必要がある。球面座標系への変換は、次式のように行う。

$$dx = R_{et} d\lambda \quad (7)$$

$dy = R_{et} \cos \lambda d\phi$
ここで、地球を半径 R_{et} の球体と仮定し、緯度・経度座標を (λ, ϕ) と定義する。この関係を用いると、遠地津波の外洋伝播計算を扱う場合の球面座標系の線形分散波方程式は、

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R_{et} \cos \lambda} \left(\frac{\partial (M \cos \lambda)}{\partial \lambda} + \frac{\partial N}{\partial \phi} \right) = 0 \quad (8)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{gh}{R_{et}} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = -fN + \frac{1}{R_{et}} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{h^3}{3} F_3 \right) \quad (9)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{gh}{R_{et} \cos \lambda} \frac{\partial \eta}{\partial \phi} = +fM + \frac{1}{R_{et} \cos \lambda} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{h^3}{3} F_3 \right) \quad (10)$$

$$F_3 = \frac{1}{R_{et} \cos \lambda} \left(\frac{\partial^2}{\partial t \partial \lambda} (u \cos \lambda) + \frac{\partial^2 v}{\partial t \partial \phi} \right) \quad (11)$$

と記述される。ここで、 η は水位、 (M,N) は各方向の線流量、 f はコリオリ係数である。

(2) 沿岸津波計算

線形分散波理論を用いる津波の外洋伝播計算により、日本沿岸に到達する津波の波形情報が求められると、これを利用して、沿岸域の地形近似度を上げた津波計算を行う。さらに、陸域に津波が遡上する現象も追跡する。ここでは、沿岸域に範囲を限定する津波伝播及び遡上計算を沿岸津波計算と呼ぶ。

適用する長波理論式について、無次元パラメータにより検討すると、沿岸域の津波は、波高水深比 σ が 1 のオーダーであり、相対水深 ϵ が小さい。この場合、長波近似は成立するが、非線形性を無視することができなくなる。そのため、沿岸を対象とする津波伝播計算では、非線形長波理論を適用する。また、港湾・海岸の防災構造物建設による津波の変化を予測するためには、平面座標系による津波計算が便利である。これらの点より、沿岸部の津波計算では、次式に表す平面座標系の非線形長波の方程式(浅水理論)、

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (12)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) = +fN - gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{F}{D^2} MQ$$

$$+ A_H \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \quad (13)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) = -fM - gD \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{F}{D^2} NQ$$

$$+ A_H \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \quad (14)$$

を用いる。ここで、 (x,y) は静水面にとった空間座標、 t は時間、 η は水位変動、 D は $(D=h+\eta)$ で表される全水深、 h は静水深、 (M,N) は各方向の線流量、 g は重力加速度、 F は底面摩擦係数、 f はコリオリ係数、 A_H は水平渦動粘性係数である。渦動粘性係数については、波形の時間経過とともに生ずる減衰効果を現実に合わせて考慮する。このように、津波が伝播す

る海域に応じて、適用する長波理論は異なる。また、前述した外洋伝播計算だけでも膨大な計算容量と計算時間を要するが、沿岸を対象とする津波計算も精度を確保するためには、同程度の規模となる。そのため、計算理論の違い、計算容量、時間等の制約条件をふまえて、外洋伝播計算と沿岸計算を分離する2段階法を採用して計算を行う。

(3) 津波の数値シミュレーション

津波の数値シミュレーションは、地震発生に起因して生ずる海面の水位分布により励起される波の運動を追跡する方法であり、水位 η と水平方向の線流量(M,N)を全格子点で時間発展的に計算する。時間変化する水位と線流量を数値的に解くためには、式(8)から式(14)を差分式で記述する必要がある。本計算に用いる数値モデルは、非線形長波理論、線形分散波理論ともに、空間差分にスタッガード格子を、時間差分にリーブ・フロック法を採用する。

(4) 沿岸津波計算の沖側境界条件

遠地津波の場合、波源が沿岸域の計算範囲内に位置しない。そのため、外洋伝播計算から求められる沿岸計算範囲内に伝播する津波の波形情報を利用することになる。この波形情報は、沿岸を対象とする津波計算の沖側境界条件となり、津波の入射波を与える。ここで、入射波成分のみを沖側境界で与える理由は、外洋伝播計算による海岸からの反射波と沿岸津波計算による反射波が、両者の地形近似精度の違いにより必ずしも一致しないためである。もし、沖側境界で外洋伝播計算から求められる津波波形(入射合成波)を単純に与えると、境界において、二次的な反射波が発生し、領域内の計算結果に影響を及ぼすことになる。このため、外洋伝播計算の段階で、入射波と海岸からの反射波を分離し、入射波のみを境界条件として利用する方法を採用する。

入射波と反射波を分離する理論は、後藤・小川(1982)にしたがった。

5.3 計算範囲と計算領域の構成

(1) 領域分割の制約条件

格子による計算範囲内の地形近似は、津波の波長の近似精度によって決定される。津波の周期は変化しないと仮定すると、長波の分散関係から、津波の伝播速度は水深が浅くなるとともに遅くなり、波長が短くなる。そのため、計算範囲内で、波形近似精度を一定にするためには、水深が浅くなるとともに、格子間隔を小さくすることが必要となる。今村ら(1986)、長谷川ら(1987)の研究によれば、次の制約条件により、数値計算の離散化誤差及び打ち切り誤差を小さく抑えることができる。

$$\frac{L}{\Delta s} = \frac{CT}{\Delta s} = \frac{\sqrt{gh}T}{\Delta s} \geq 20 \sim 30 \quad (15)$$

ここで、 L は津波の波長、 T は津波の周期、 C は長波の伝播速度、 Δs は格子間隔である。式(15)は、津波の波長の $1/20 \sim 1/30$ 程度の格子間隔で波形近似することが計算精度を確保する上で必要となることを述べている。

一般に、津波計算の場合は、波源を包含する広域の津波伝播を扱うとともに、対象海岸の詳細な地形近似による津波高の計算を行うという、相反する課題を満足する必要がある。計算範囲全域を海岸部と同じ格子間隔で近似すると、計算容量、計算時間の両面から非効率となる。そのため、沖側から海岸にかけて、格子間隔を $1/2$ または $1/3$ の比率で順次小さくしながら、計算範囲内を異なる格子間隔で地形近似が行われる複数領域に分割し、各領域間を連結して、同時計算を行う方法が採用される。

この領域分割計画は、始めに、計算に用いる格子間隔 Δs を決定する。格子間隔を定め、次いで、対象とする津波の周期 T を仮定し、式(15)に代入すると、設定する格子間隔で計算が可能な最小水深 h_{min} が決定される。設定する格子間隔で地形近似する最小水深が定まると、計算範囲の水深分布に応じて、複数領域の分割が行われ、領域構成が決まる。

本研究では、海岸部の地形近似を最大200m格子で行うことを基本方針とし、沿岸域の津波周期を、津波としては短い10分と想定し、波形の近似精度を波長の $1/20 \sim 1/30$ の中間値とする。仮に、周期を日本海中部地震津波と同程度の5分にすると、3.6km格子の適用水深は9,000m以深の海域、1.8km格子は1,000m以深の海域、600m格子は200m以深、200m格子は20m以深の海域となる。また、周期10分と想定すると、3.6km格子の適用水深は2,300m以深の海域、1.8km格子は400m以深の海域、600m格子は50m以深、200m格子は10m以深の海域となる。周期5分を想定して沿岸部を200m格子により地形近似すると、膨大な格子数となり、浅海域が沖合いまで広がる海域では、実用的に地形近似が不可能な状況となる。そこで、本計算では、多少制約条件をゆるめ、周期10分程度を想定する。すなわち、3.6km格子の適用水深は2,000m以深の海域、1.8km格子は400m以深の海域、600m格子は50m以深、200m格子は50mより浅い海域として、領域構成計画を立てる。

(2) 外洋計算領域と入射波境界

図-5.2は、1996年イリアンジャヤ地震津波の波源から日本沿岸までの伝播を追跡する外洋計算の範囲と水深

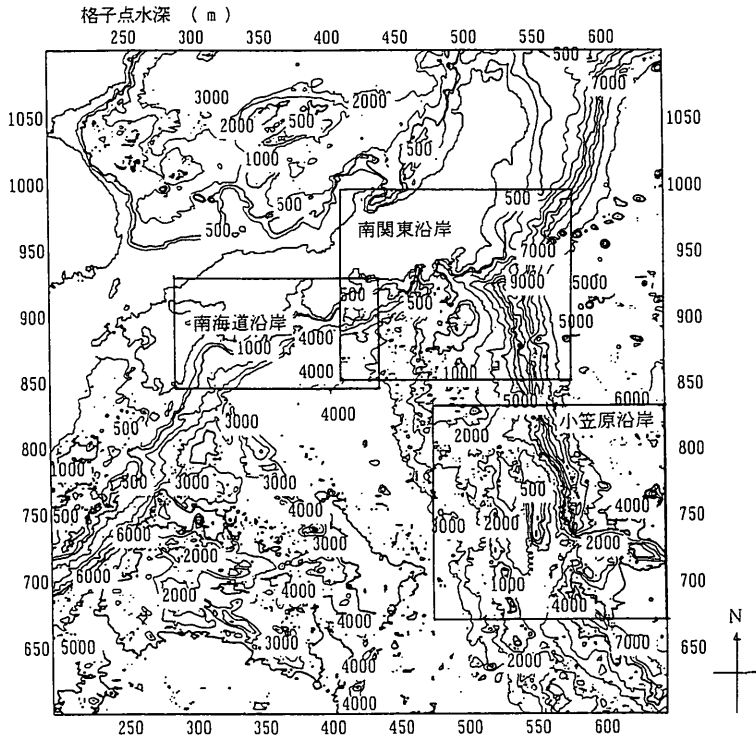


図-5.3 外洋伝播計算における日本沿岸の等深線と入射波形の保存境界位置

分布を表し、座標系は球面系、格子間隔は 2.5分 (約4.5 km)、計算時間間隔は 6秒を採用する。計算範囲は緯度 $6.0^{\circ} S \sim 44.0^{\circ} N$ 、経度 $119.0^{\circ} E \sim 149.5^{\circ} E$ とし、格子数は 732×1152 となる。また、図-5.3には、外洋計算範囲のうち日本沿岸海域の水深分布を抽出する。図中に表す実線で囲む範囲は、南海道、南関東、小笠原の3沿岸部の津波計算範囲であり、実線は沖側境界線である。この境界線上において、津波波形の入射波成分を時間間隔 6秒毎に保存し、この波形情報を、沿岸計算の時間間隔0.5~1.0秒毎 (南海道、小笠原沿岸は 1.0秒、南関東沿岸は 0.5秒)、3.6km格子毎に時空間内挿して、各々の沿岸計算の境界条件とする。

(3) 沿岸領域の構成

図-5.4は、南海道沿岸の計算範囲と水深分布を表し、その領域構成と領域番号及び格子間隔を表-5.1にまとめる。計算範囲は、南海道沖を中心に、九州から紀伊半島に至り、最も沖側にある領域A01は、格子間隔3.6kmにより地形近似を行っており、沖側境界のA-B、B-C境界線上で津波の入射波を入力する。そして、沿岸域に近づくとともに、格子間隔1.8kmの領域B01、格子間隔600mの領域C01~C05となり、海岸部の領域D01~D15を格子間隔200mで地形近似する。ここで、格子間隔を

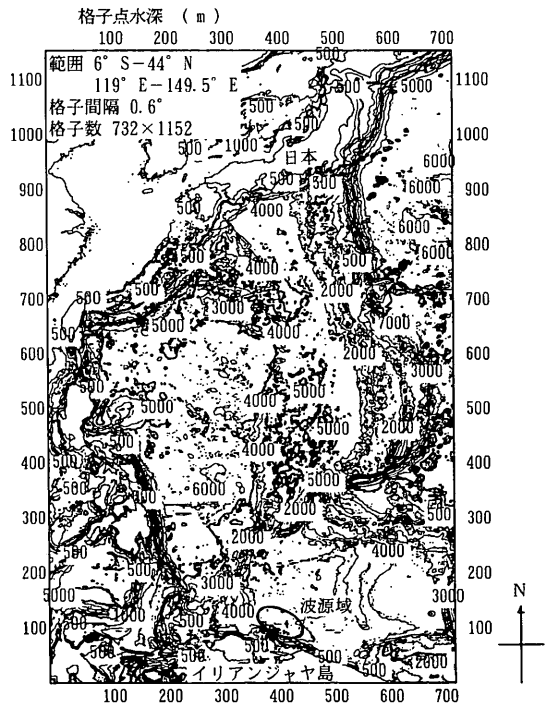


図-5.2 イリアンジャヤ地震津波の外洋伝播計算範囲と等深線

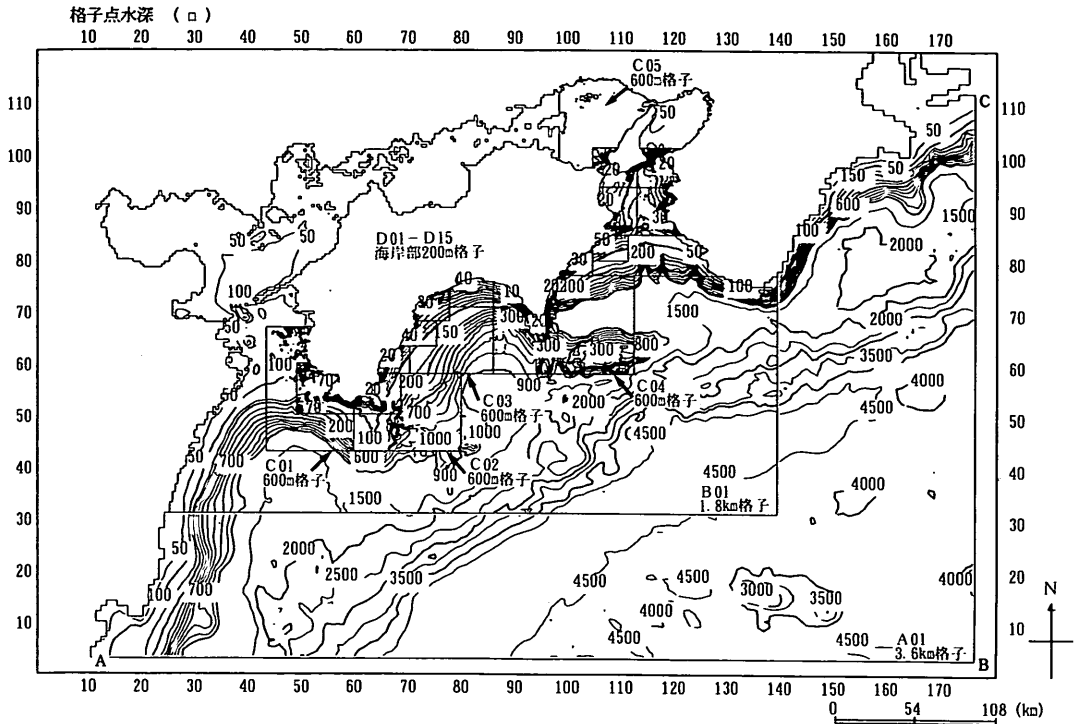


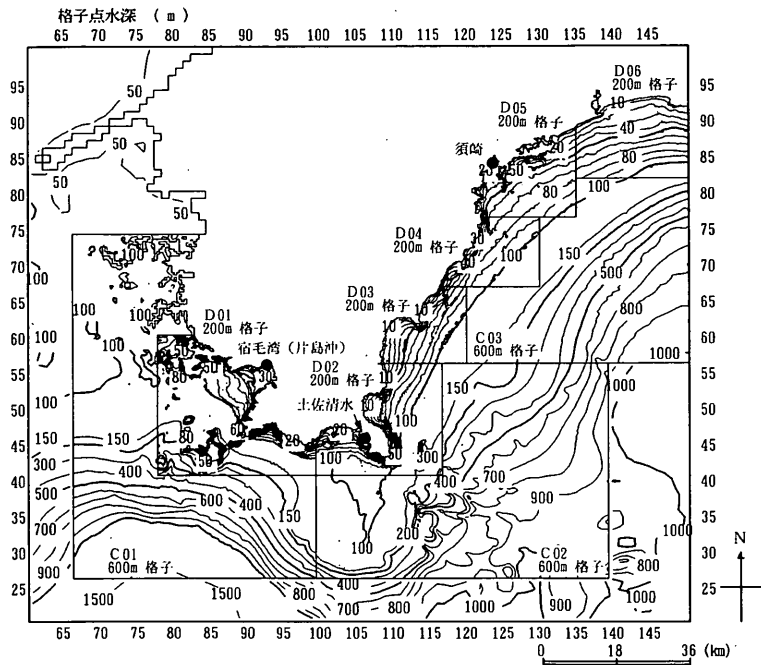
図-5.4 南海道沿岸の津波計算範囲と等深線分布

設定する上での前提として、海岸部は200m格子による地形近似を基本としている。この理由は、沿岸部をさらに細かい格子で再現するためには、非常に大きい計算機要領を必要とし、また、計算時間も長くなり、短期間でのシミュレーションが困難になるためである。

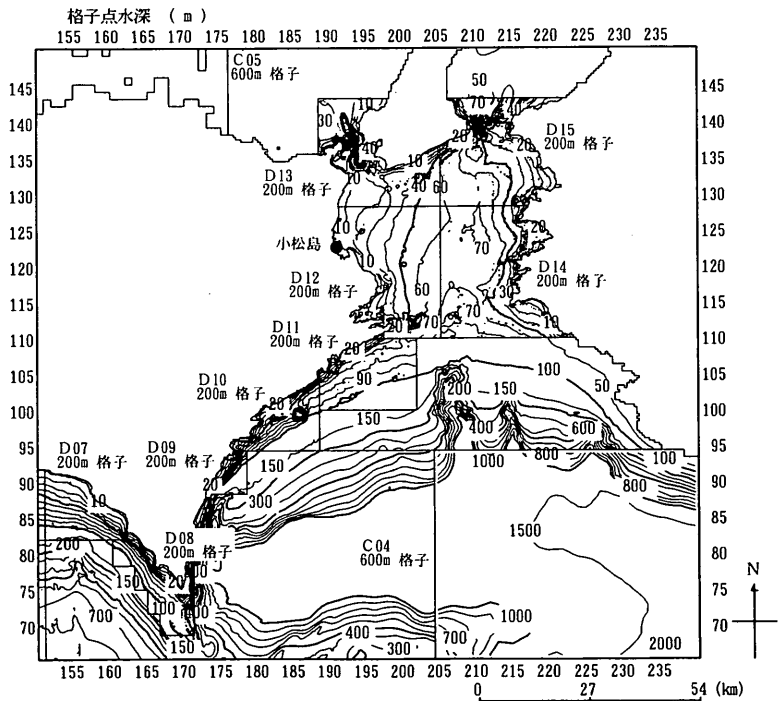
表-5.1 南海道沿岸の津波計算範囲の領域構成、領域番号と格子間隔

格子間隔 Δs				
3.6km	1.8km	600m	200m	調査対象港湾
A ₁	B ₁	C ₁	D ₁	宿毛湾港
			D ₂	
			D ₃	上川口港
	C ₄	C ₂	D ₄	須崎港
			D ₅	高知港
			D ₆	
			D ₇	室津港
			D ₈	
			D ₉	
	C ₅	C ₃	D ₁₀	
			D ₁₁	小松島港
			D ₁₂	
			D ₁₃	日高港
			D ₁₄	和歌山下津港
			D ₁₅	(下津・有田港区) (和歌浦海南港区) (和歌山港区)

図-5.5は、南海道沿岸計算範囲のうち、四国西部沿岸の水深分布を、図-5.6は、四国東部から紀伊水道沿岸の水深分布を抽出して表し、図中の黒丸は、津波波形が観測された主な検潮所の位置を表す。



図一 5. 5 南海道沿岸計算の四国西部沿岸の等深線と検潮所位置



図一 5. 6 南海道沿岸計算の四国東部から紀伊水道沿岸の等深線と検潮所位置

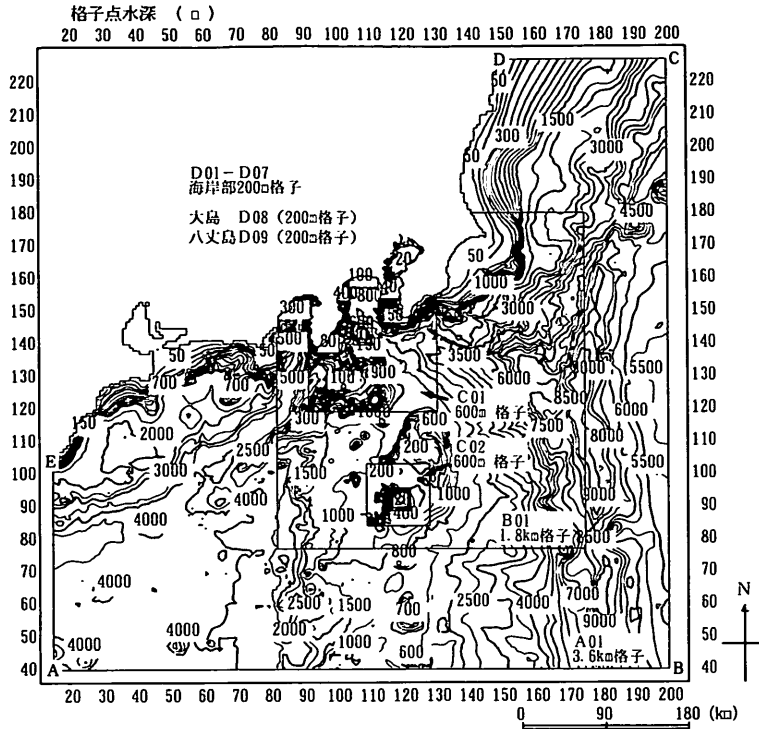


図-5.7 南関東沿岸の津波計算範囲の水深分布

次に、図-5.7は、南関東沿岸の計算範囲と水深分布を表し、その領域構成と領域番号及び格子間隔を表-5.2にまとめる。南関東沿岸計算範囲は、伊豆半島から房総半島にかけての海岸と、伊豆諸島沿岸を含むものであり、沖関領域A01の格子間隔は3.6kmで地形近似を行い、A-B、B-C、C-D、E-Aの4境界線上において、津波の入射波を入力する。そして、沿岸域に近づくとともに、格子間隔1.8kmのB01領域、格子間隔600mのC01

領域、海岸部を地形近似する格子間隔200mのD01~D07領域により構成され、大島沿岸は200m格子のD08領域と100m格子のE01領域、八丈島沿岸は600m格子のC02領域、200m格子のD09領域、100m格子のE02領域で地形近似を行う。大島及び八丈島沿岸は島周辺を100m格子で近似し、離島の複雑な地形の近似精度を高めるように配慮する。

表-5.2 南関東沿岸の津波計算範囲の領域構成、領域番号と格子間隔

領域	A	B	C	D	E	領域名
格子間隔 Δs	3.6 (km)	1.8 (km)	600 (m)	200 (m)	100 (m)	
結合状況	A 01	B 01	C 01	D 01 D 02 D 03 D 04 D 05 D 06 D 07 D 08	E 08 E 09 E 10	東京湾沿岸 鴨川沿岸 洲崎沿岸 薬山~大磯 真鶴沿岸 伊東沿岸 下田沿岸 大島周辺 大島沿岸 八丈島沿岸 八丈小島沿岸

図-5.8 は、南関東沿岸範囲のうち、伊豆半島から相模湾沿岸の水深分布を、図-5.9 は、三浦半島から東京湾、房総半島沿岸の水深分布を抽出して表す。また、図-5.10 は、伊豆諸島の大島沿岸の水深分布を、図-5.11 は八丈島沿岸の水深分布を表す。図-5.8から図-

5.11の沿岸部の抽出図には、黒丸で津波波形が観測された主な検潮所位置を表す。なお、大島の波浮の津波観測は、沖合い波高計、久里浜は空中発射型波高計により行われたものである。

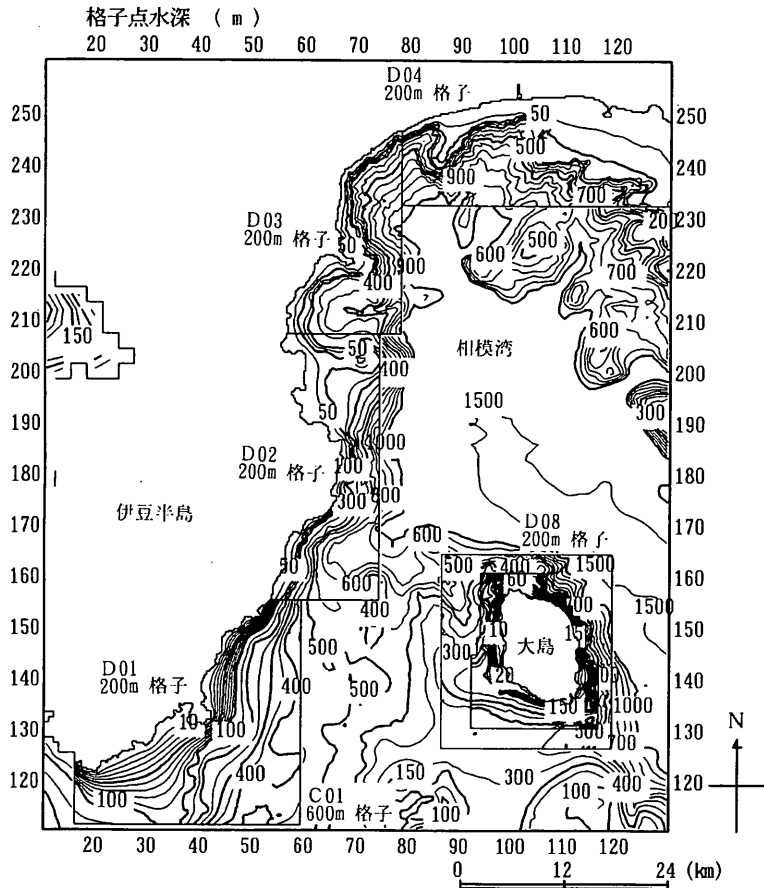


図-5.8 南関東沿岸計算の伊豆半島から相模湾沿岸の水深分布と検潮所位置

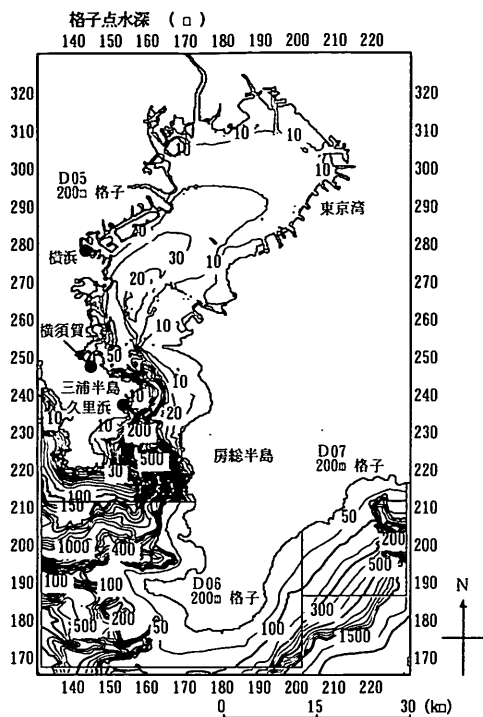


図-5. 9 南関東沿岸計算の三浦半島から東京湾、房総半島沿岸の水深分布と検潮所位置

格子点水深 (m)

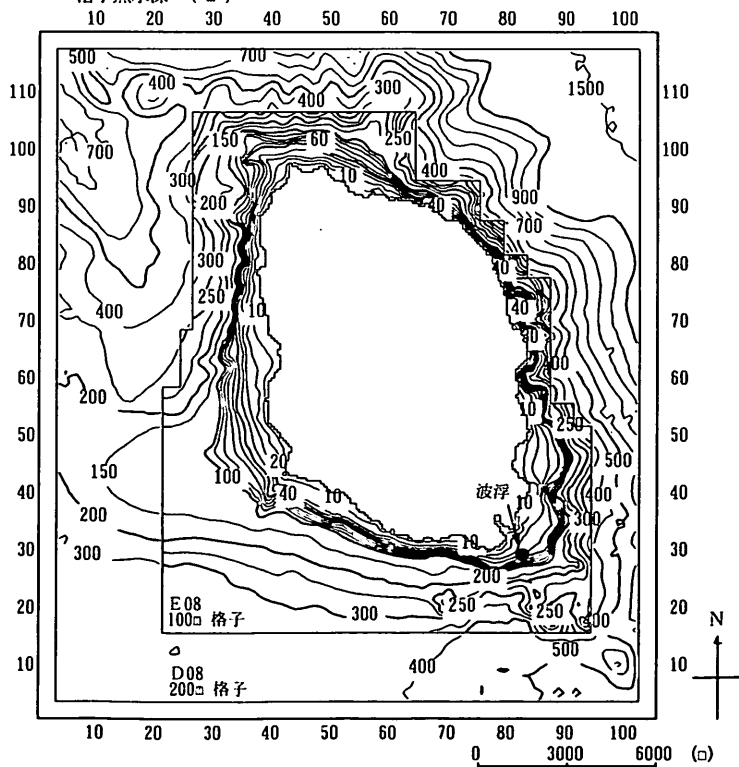


図-5. 10 南関東沿岸計算範囲の大島沿岸の水深分布と波形観測点

さらに、図-5.12 は、小笠原諸島沿岸の計算範囲と水深分布を表し、この計算範囲は、沖側を3.6km格子で地形近似し、父島に近づくとともに、格子間隔を1.8km、600m、200mと小さくし、父島周辺は、大島と同様に、100m格子により地形近似を行う。計算範囲の沖側境界は、A-B、B-C、C-D、D-Aの4線であり、境界線上で津波の入射波を入力条件として与える。図-5.13 は、父島沿岸の水深分布を抽出して表し、図-5.12、図-5.13 中の黒丸は津波波形が観測された検潮所位置を表す。

各沿岸域の津波計算範囲の領域分割は、式(15)の制約条件に従って行い、その結果、計算範囲内の領域と水深の関係を見ると、水深が浅くなるとともに、3.6km、1.8km、600m、200mと格子間隔は小さくなり、領域は細分化される。このようにして、総格子数を実用的な程度に少なくし、計算効率を向上させるように計画する。

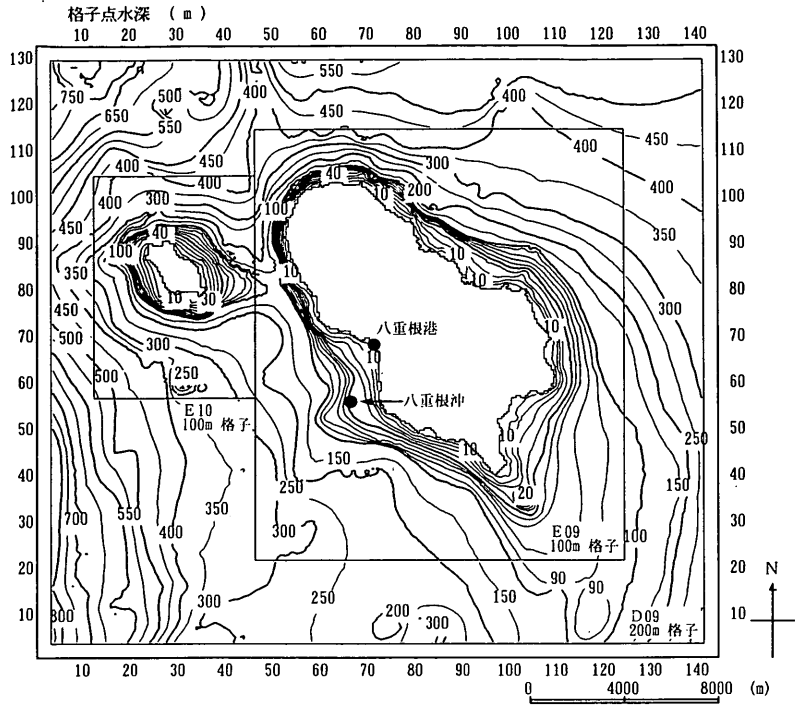


図-5.11 南関東沿岸計算の八丈島沿岸の水深分布と検潮所位置

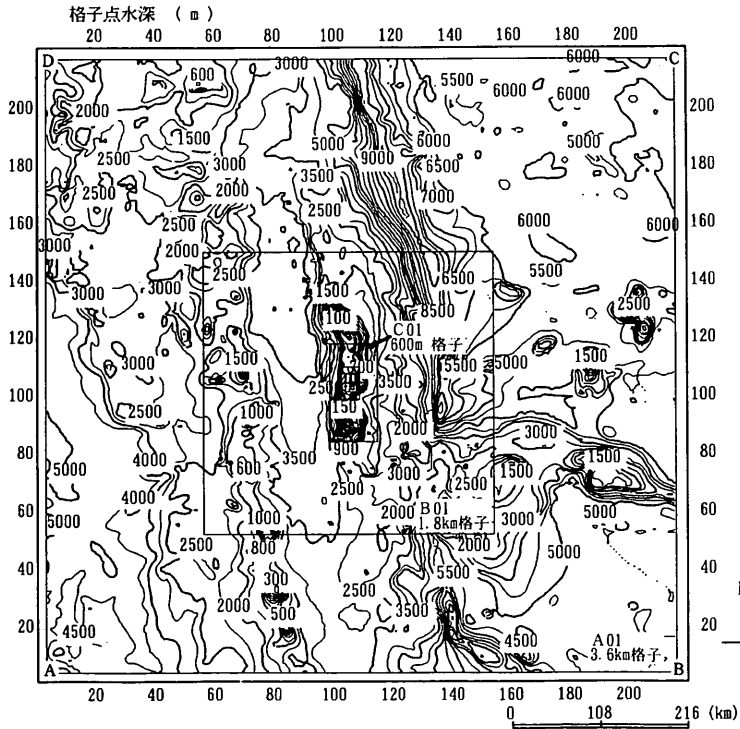


図-5.12 小笠原諸島沿岸の津波計算範囲、領域構成と水深分布

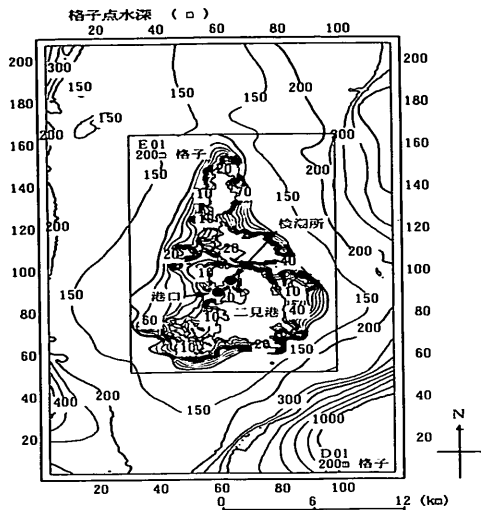


図-5.13 小笠原諸島父島沿岸の水深分布と検潮所位置

5.4 1996年イリアンジャヤ地震津波の外洋伝播計算

(1) 地震断層と津波の初期水位

津波を励起する初期の海面水位分布は、断層運動に伴い生ずる海底地盤変位を推定すれば、これと同等として求めることができる。この海底地盤変位は断層運動を簡単なモデルで近似し、近似に用いる諸変数を Mansinh

a and Smylie (1971) の提案式に代入すると計算できる。ここで、断層運動のモデル化は、断層の形状を矩形で近似し、その位置を断層面の左上端（緯度と経度表示）と上縁深さで定義し、諸変数に長さ・幅・走向・傾斜角・すべり方向・すべり量の6個を用いる。このモデル化に用いる変数を断層パラメータと言う。すなわち、断層パラメータを与えると、海底地盤変位と同等の海面水位分布が推定できる。図-5.14 は、断層の模式図であり、断層パラメータの定義位置を表す。

1996年イリアンジャヤ地震の断層パラメータは、表-5.3 にまとめるハーバード大速報値を利用し、図-5.15 は推定される初期水位分布を表す。この断層の特徴は低角逆断層（傾き 11° ）で、断層の走行は 112° となり、津波の主伝播方向は走行と直交する $N22^\circ E$ の方向となる。日本列島は、波源のほぼ真北に位置することから、日本列島の方向と津波の主伝播方向が 20° 程度ずれている。この走向角が、日本列島に伝播する津波高に大きな影響を与えることになる。また、観測された津波波形から判断すると、遠地津波としては、周期が15分程度と短かく、断層規模がこれを規定している。

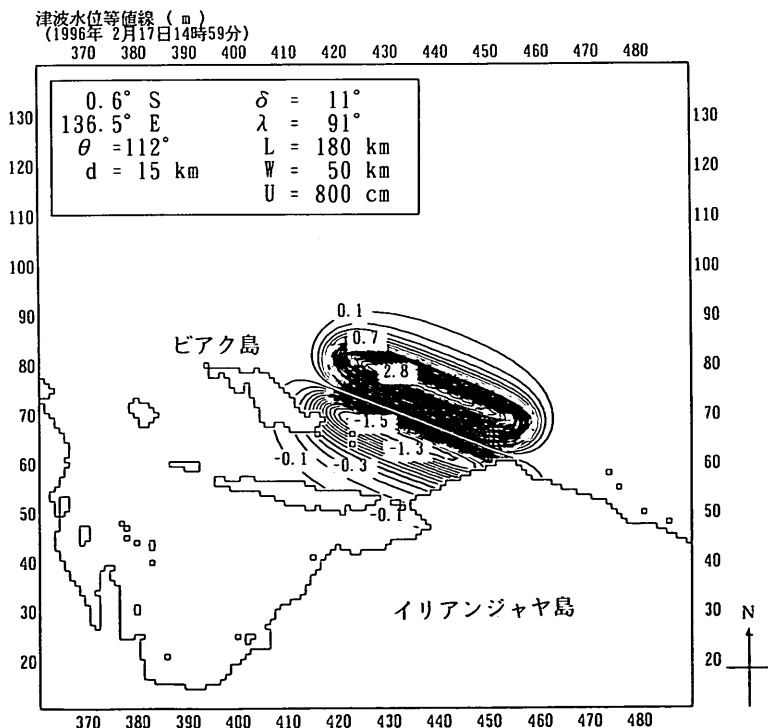


図-5.15 1996年イリアンジャヤ地震津波の初期水位分布と断層パラメータ

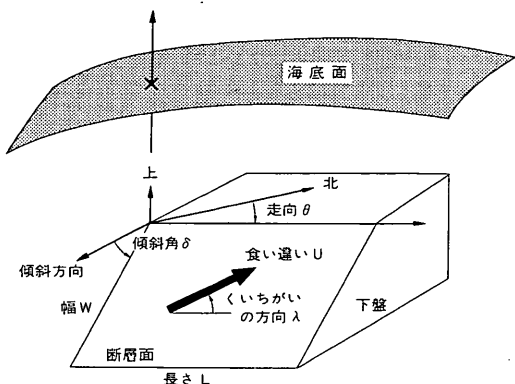


図-5.14 断層モデルの模式図と断層パラメータの定義位置

表-5.3 1996年イリアンジャヤ地震津波の断層パラメータ (ハーバード大速報値)

対象地震	1996年イリアンジャヤ地震
地震断層モデル	ハーバード大速報モデル
断層の長さ(km)	180
断層の幅(km)	50
断層の上端の深さ(km)	15
傾斜角(°)	11
断層の走向方向	N112°W
すべり角(°)	91
すべり量(m)	8.00
縦ずれ成分(m)	-8.00
横ずれ成分(m)	-0.14
断層面上左端	0.60S 136.50E

(2) 外洋の津波伝播と水位分布の特性

図-5.16 は外洋の津波伝播図を、図-5.17 は外洋における最大津波高分布を表す。伝播図から、日本沿岸への伝播には4~6時間を要することがわかる。また、水深4,000m以上の深海を伝播する津波が、より日本列島に速く到達し、マリアナ諸島から小笠原諸島を經由する津波は30分程度到達が遅い。

最大津波高分布に見られる特徴は、津波のNNE方向への指向性と諸島沿いの高い津波高である。津波エネルギーが伝播する主方向は、断層の短軸方向であるため、今回の地震の断層走向角が112°であったことは、日本沿岸の津波被害を比較的少ないものとする要因となっており、仮に、走向角90°に近い場合は、日本沿岸で発生する津波高も高く、被害も増大する可能性があったと推察される。このように、波源遠方地点の津波高分布及び到達時刻を解析することも、津波の波源を確定する上で有益な情報となりうる。

図-5.18 は、図-5.17 中の黒丸で表す6点の外洋伝播波形の時系列を表す。全点とも長時間振動が継続し、

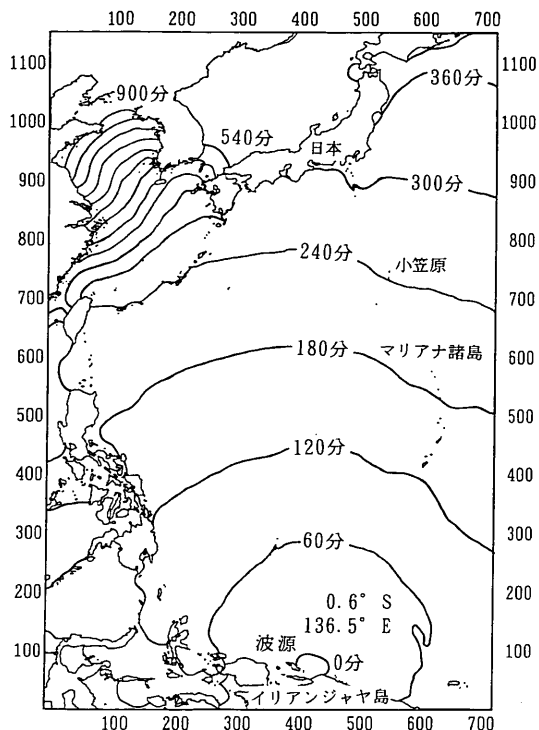


図-5.16 1996年イリアンジャヤ地震津波の伝播図

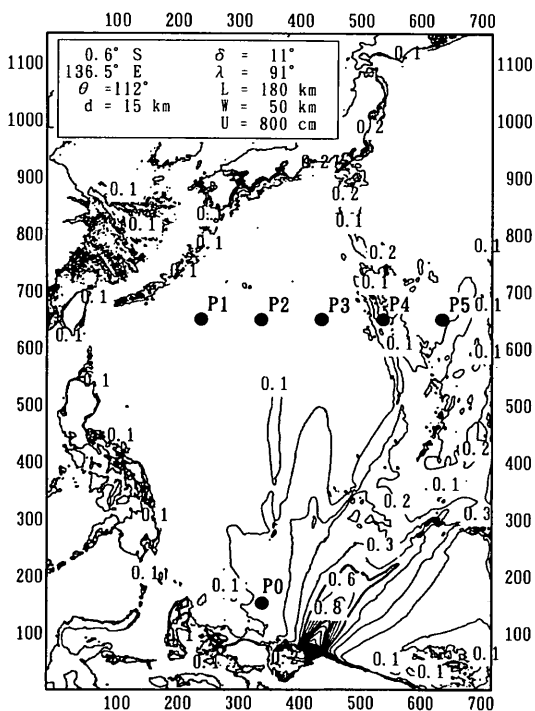
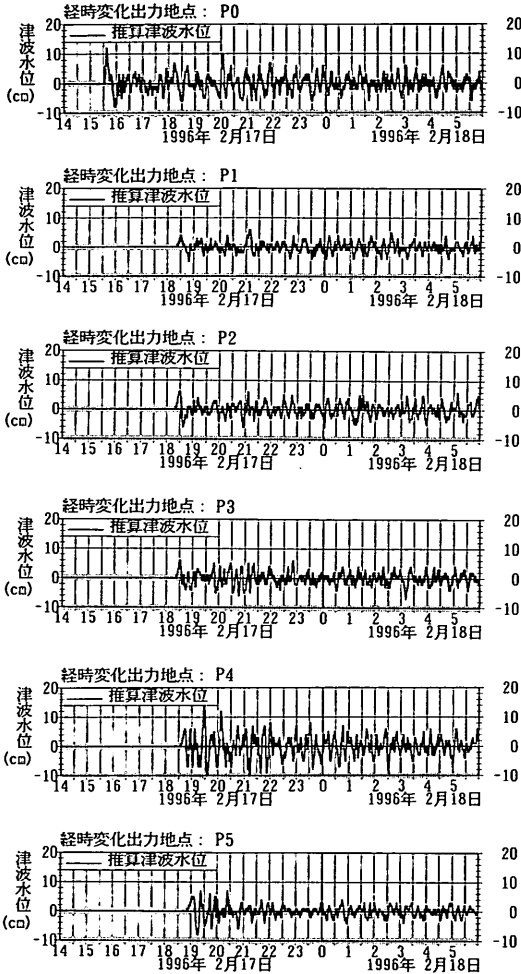


図-5.17 1996年イリアンジャヤ地震津波の外洋における最大津波高分布

深海に位置するP1～P3点は、18時30分頃に第1波のピークとなるが、諸島周辺の浅海域にあるP4は18時45分頃、P5は19時頃となる。すなわち、諸島周辺の浅海部の伝播に伴い30分の差が生ずる。津波高を見ると、諸島周辺地点P4の津波増幅が顕著である。浅海域を通過後のP5は、



図一 5. 18 1996年イリアンジャヤ地震津波の外洋伝播波形

初期段階の波を除き振幅が幾分減少する傾向にある。伝播波形の特徴は、波源近傍のP0点の波形に、最大振幅となる第1波とそれに続く高い振幅の波群と、2時間程度後の18時から19時に再び振幅が大きくなる波群の形状が現れていることである。これは、第1の波群が初期伝播波によるもの、第2の波群がイリアンジャヤ島等からの反射波によるものと推定される。イリアンジャヤ島の波源に面する海域は水深 500m程度であり、波源と海岸との距離は 250km程度であるから、初期波が島から反射し、P0点に到達する所要時間は、初期波伝播後 2時

間程度となる。このことから、反射波の存在は波群発生 の1要因として挙げられる。この波形の特徴は、太平洋深海を伝播するP2, P3の波形にも見られ、深海を伝播する過程で依然として残る。ただし、波源近傍の津波波形の初期波は高いピークとなるが、長距離伝播すると、津波高は低下する傾向にある。ここで述べた、波群現象が発生する要因は、一般に、2つの進行波の合成により説明可能である。今、波数、周波数の異なる振幅が等しい2つの波を仮定すると、これら2成分波は、

$$\eta_1 = a \sin(k_1 x - \omega_1 t) \quad (16)$$

で表わすことができる。この2成分の合成波は、

$$\eta_g = \eta_1 + \eta_2 = 2a \cos\left[\frac{1}{2}(k_1 - k_2)x - \frac{1}{2}(\omega_1 - \omega_2)t\right] \times \sin\left[\frac{1}{2}(k_1 + k_2)x - \frac{1}{2}(\omega_1 + \omega_2)t\right] \quad (17)$$

となる。ここで、 k_1, k_2 は2成分波の波数、 ω_1, ω_2 は角周波数、 a は振幅である。式(17)は合成波を表し、 \sin 因子で表される2成分波に近い波数 $\frac{1}{2}(k_1 + k_2)$ 、角周波数 $\frac{1}{2}(\omega_1 + \omega_2)$ の搬送波と、 \cos 因子で表される波数 $\frac{1}{2}(k_1 - k_2)$ 、角周波数 $\frac{1}{2}(\omega_1 - \omega_2)$ の波長、周期の長いゆるやかな振動をする包絡波で記述される。これがうなりの現象であり、式(17)で表される波の時間変化には波群形状が現れる。このような現象が、波源から伝播する波とイリアンジャヤ島から反射する波とが共鳴して、津波の波形に生ずるものと推察される。今後、波源周辺海域の詳細な波形の解析を行い、解明していく必要がある。

5.5 沿岸部の津波特性

(1) 小笠原沿岸の津波高分布と津波波形

図一5.19 は小笠原諸島沿岸の津波伝播図を、図一5.20 は最大津波高分布を表す。小笠原諸島沿岸の計算範囲には、地震発生後210分(18時30分)～270分(19時30分)で第1波の先端が到達し、小笠原の父島周辺には19時5～10分頃に津波の第1波が到達する。父島二見港の検潮所で観測された時刻は、19時40分頃であるから、浅海を伝播する過程で時間差が生じていることになる。また、伝播図より、小笠原諸島へは、SSW方向から津波が伝播することがわかる。最大津波高の分布を見ると、諸島沿いの南北に延びる3000m以浅の海域で 0.1mを超える津波高が計算される以外は、それ以下の津波高である。

計算格子図

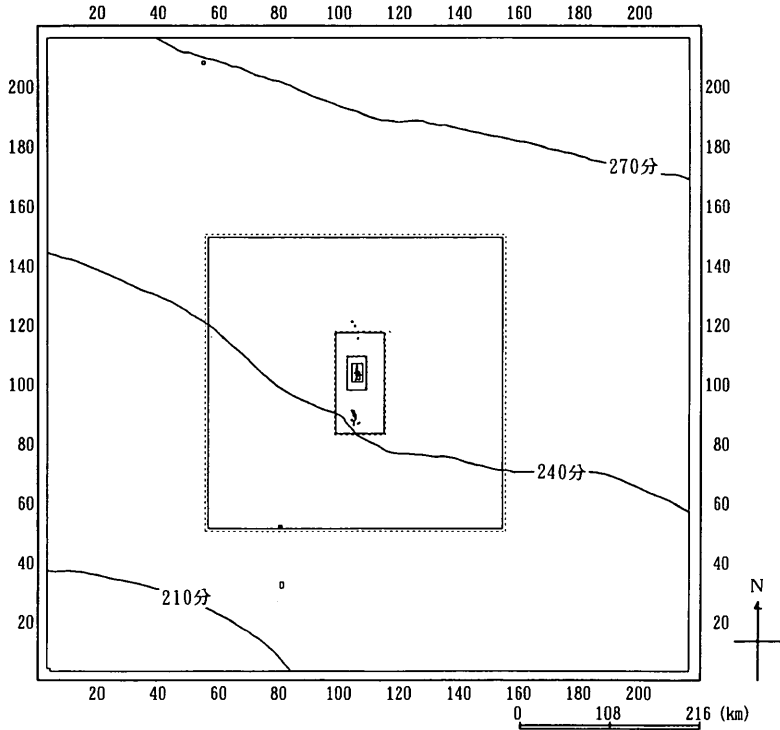


図-5.19 小笠原諸島沿岸におけるイリアンジャヤ地震津波の伝播図

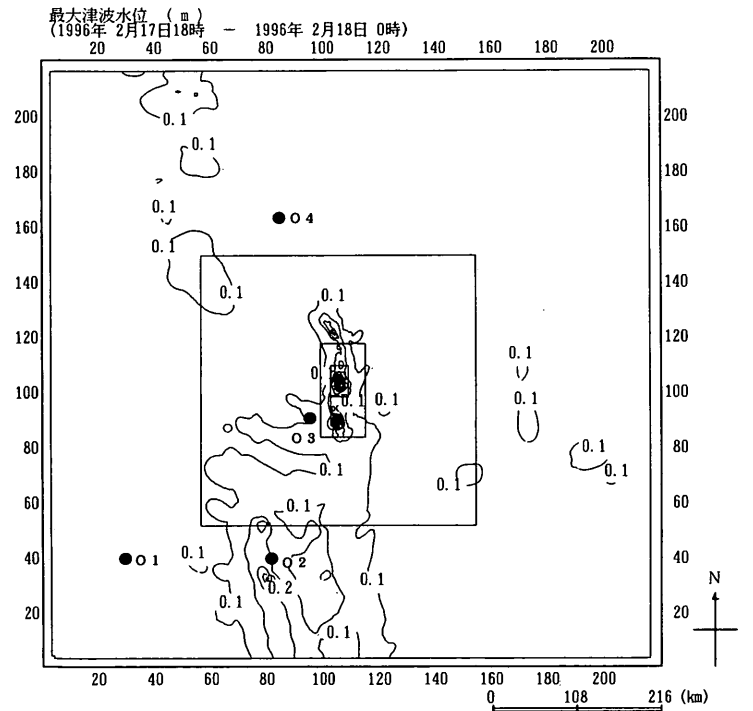


図-5.20 小笠原諸島沿岸におけるイリアンジャヤ地震津波の最大津波高分布

図-5.21 は、津波が観測された検潮所のある父島沿岸の最大津波高分布を拡大して表す。南から父島、兄島、弟島とならび、3島を取り巻く200m以浅の海域で0.3mを超える津波高が計算され、周辺海域と比べて高い。注目すべき点は、津波伝播方向に対して、背後域となる島の北東海岸から父島と兄島との間の兄島瀬戸にかけて高い津波高が見られ、島の背後への津波の回折が生じていることである。津波が島に捕捉され、島の周囲で高い津波高が生じる現象が計算で表現されている。さらに、父島周囲の津波高分布を詳細に見るために、図-5.22 に父島海岸部の最大津波高を抽出し、沿岸分布として表す。この分布を見ると、津波の伝播方向であるSSW方向に面する島の西側海岸で相対的に高い津波高が推定され、

西側海岸の湾及び入江では津波の集中により、高い津波高が計算される。特に、検潮所のある二見港は、湾の奥行きが深いことから、顕著な津波の集中が見られ、2.0mを超える津波高が港奥で計算される。

次に、津波波形の特徴に着目して検討を行う。図-5.23 は、父島二見港の検潮所で観測された津波の経時変化と計算波形を比較するもので、図中の実線が計算値、点が観測値を表す。比較点は、図-5.21 中に黒丸で表す二見港の検潮所位置と港口位置であり、2点における計算波形を比較すると、検潮所位置の津波高が港口よりも1.5倍程度高いものの、波形の変化傾向はほぼ一致している。このことから、二見港全体で一様な振動が生じているものと推定される。観測波形の特徴を見ると、波

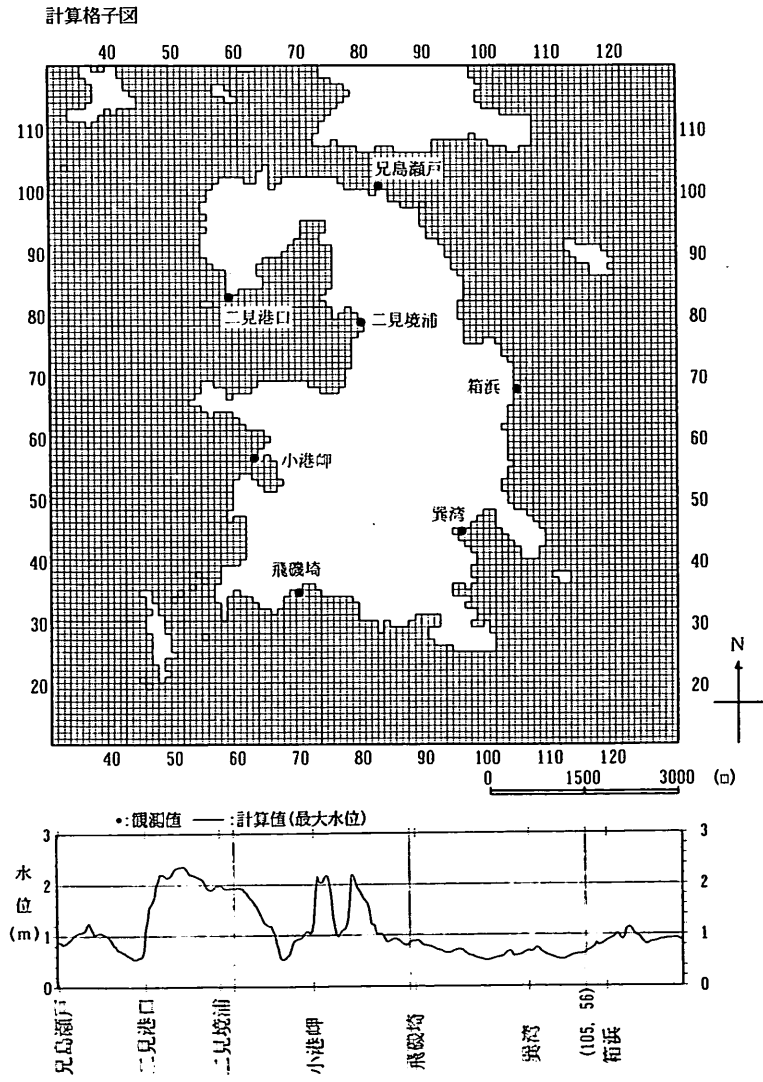


図-5.22 父島海岸における最大津波高の沿岸分布

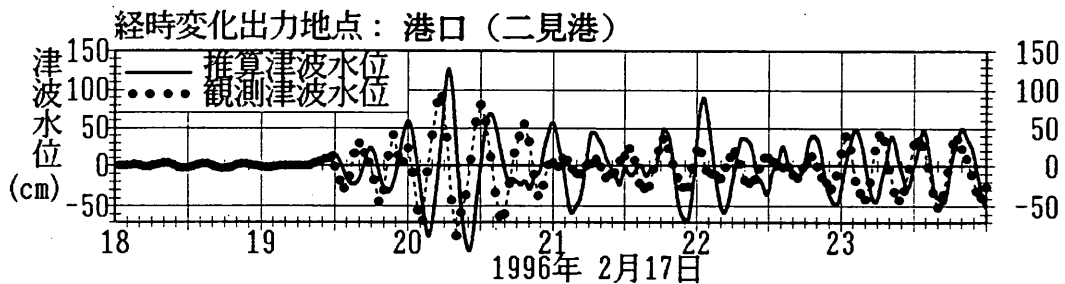
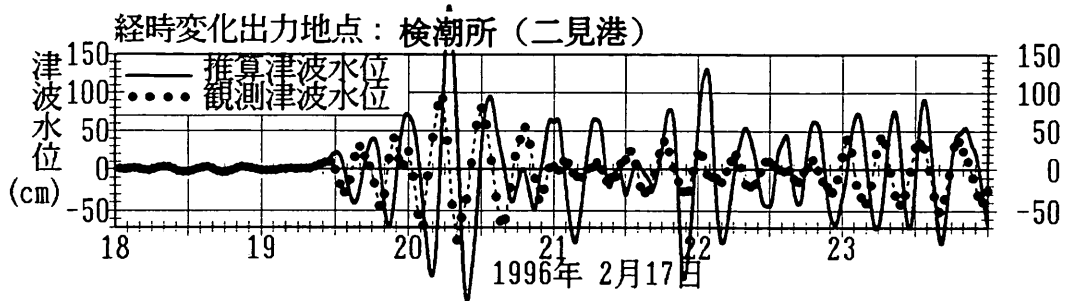


図-5.23 小笠原父島におけるイリアンジャヤ地震津波の計算津波波形と観測値の比較

最大津波水位 (m)
(1996年 2月17日18時 - 1996年 2月18日 0時)
20 40 60 80 100

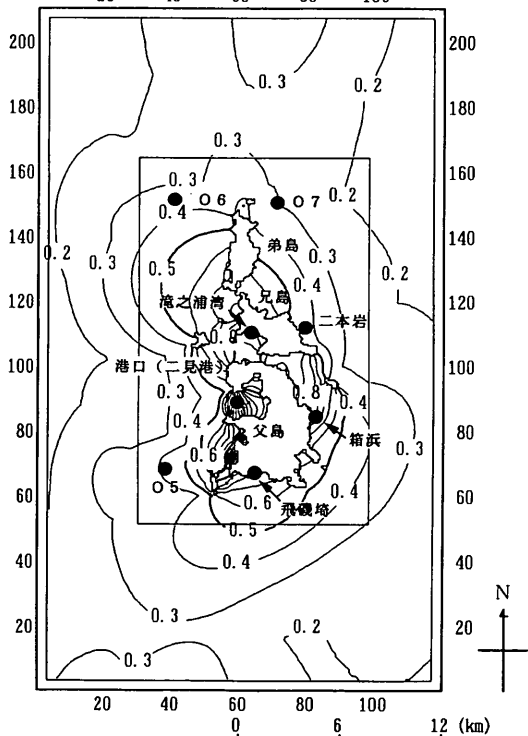


図-5.21 小笠原諸島の父島沿岸における最大津波高分布と波形出力地点

群形状を有し、15分程度の搬送波と、20時15分、21時45分、23時15分に振幅が大きくなる周期90分程度の包絡波

の発生が挙げられる。観測波形と比較すると、二見港の港口における計算波形は、観測の最大津波高及び変化の特徴を良く再現しているが、検潮所位置の計算波形は、振幅が1.5~2.0倍程度となり、過大な計算結果となっている。港内に伝播する津波そのものが過大であるのか、港内の津波減衰過程を再現していないのか定かではないが、観測値との差が見られる。

このような波群形状を有する波形の特徴は、父島沿岸で共通する点かを確認するために、島周辺の代表点における津波波形を抽出する。図-5.24は、図-5.22に表す父島沿岸の代表点における津波波形を表す。いずれの点の津波波形にも、明らかに波群形状が見られる。ただし、島の西側に位置するO5、O6、二見港の搬送波は15分程度の周期を有するが、飛磯崎、箱浜、滝之浦湾では、搬送波の周期が10分程度に変化し、包絡波の周期も1時間程度に変化する傾向が見られる。諸島沿岸の浅海域を伝播する過程で、搬送波の周期が変化し、それに伴って波群形状も変化しているものと推察される。

一方、図-5.25に、図-5.20中の黒丸で表す沖合いの代表点における津波波形を表す。O2、O3の波形には波群形状が見られ、周期15分程度の搬送波が生じており、父島の西海岸の特徴と一致している。それに対し、最も沖側のO1における波形には短周期の微振動が含まれ、外洋からの伝播波形の特徴が強く残されている。このような波形が伝播過程で変化する現象の要因については、さらに、多数点の波形追跡を行い、明らかにしていく必要がある。

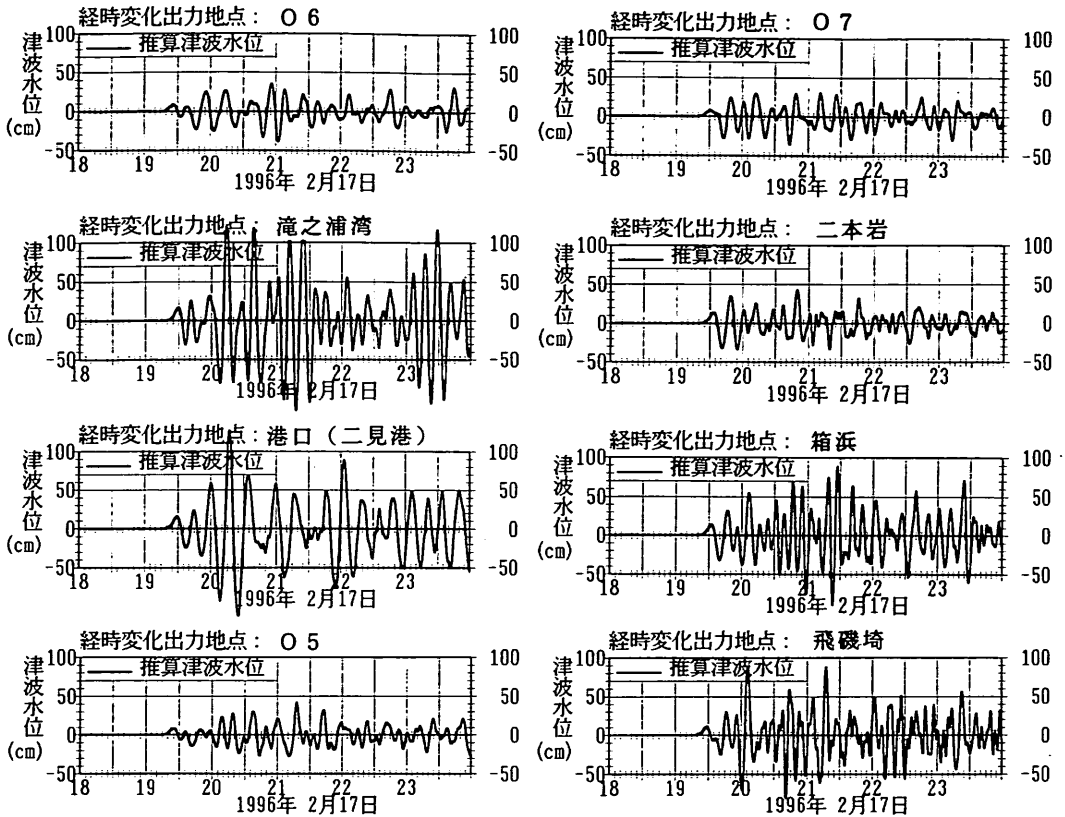


図-5.24 小笠原父島沿岸におけるイリアンジャヤ地震津波の計算津波波形

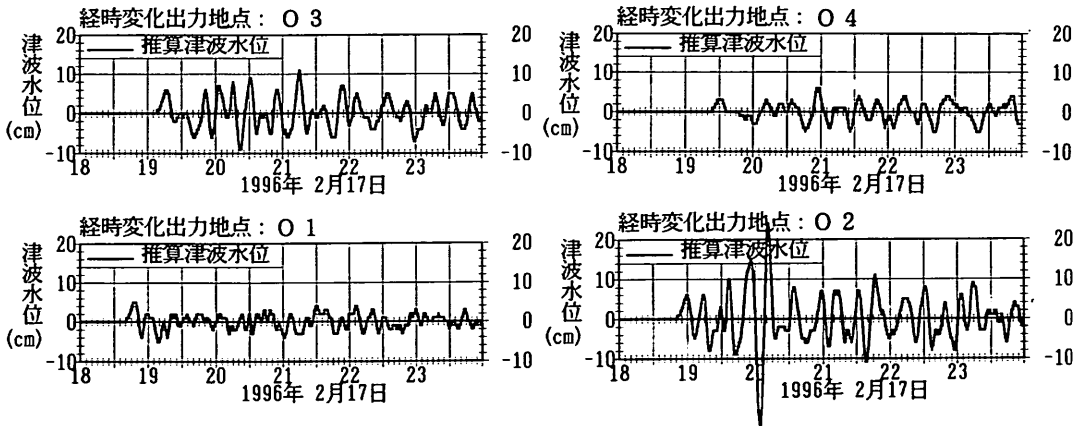


図-5.25 小笠原沖合いにおけるイリアンジャヤ地震津波の計算津波波形

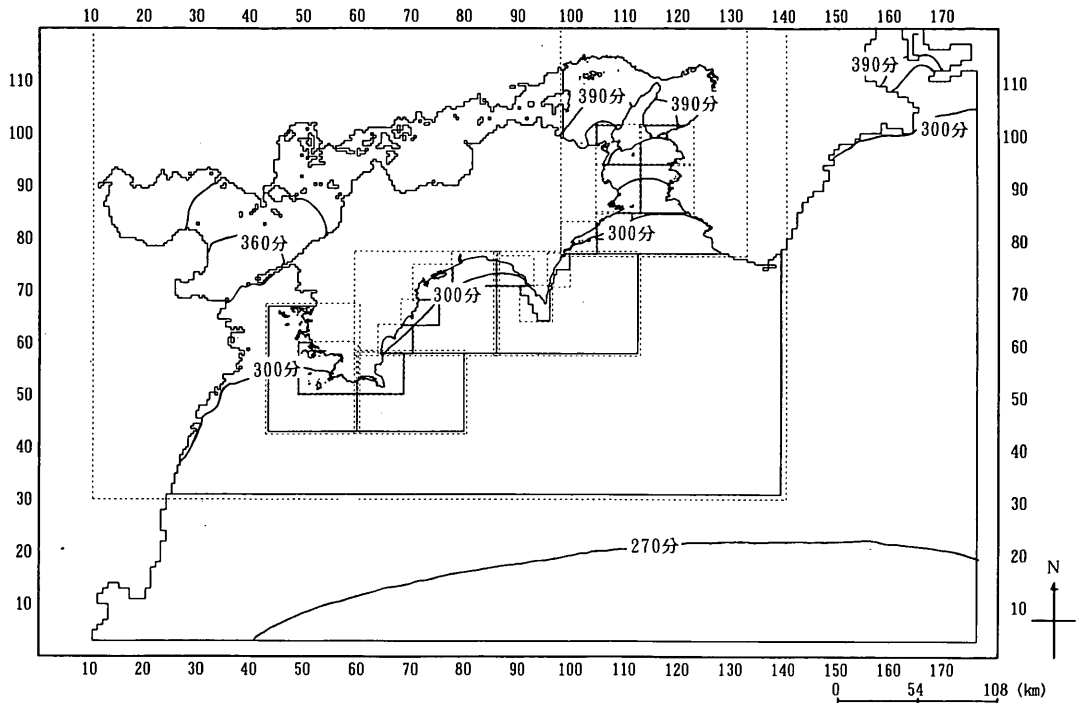
(2) 南海道沿岸の津波高分布と津波波形

図-5.26 に南海道沿岸の津波の伝播図を、図-5.27 に最大津波高の分布を表す。また、図-5.28 に四国西部の最大津波高分布を、図-5.29 に四国東部から紀伊水道沿岸の最大津波高分布を拡大して表す。津波が南海道沿岸に伝播すると、浅海域で増幅し、図-5.28、図-5.29 に表すように海岸沿いに津波高が高くなる分布と

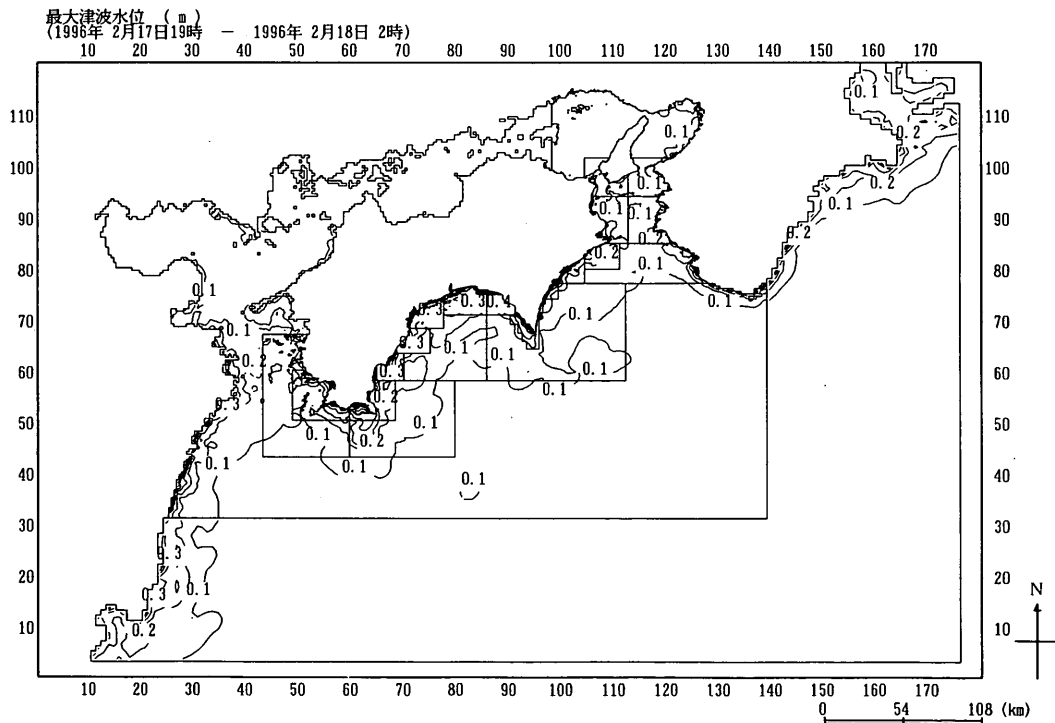
なる。特に、凹状海岸では、津波の集中により、高い津波高が計算される。図-5.28、図-5.29 の海域内において、津波波形が観測された黒丸地点で表す宿毛湾(片島)、土佐清水、須崎、小松島の計算波形を抽出し、観測波形との比較を行う。ここで、観測波形は検潮記録によるものである。

図-5.30 は、津波の計算波形と観測波形の比較図で

計算格子図



図一 5. 26 南海道沿岸におけるイリアンジャヤ地震津波の伝播図



図一 5. 27 南海道沿岸におけるイリアンジャヤ地震津波の最大津波高分布

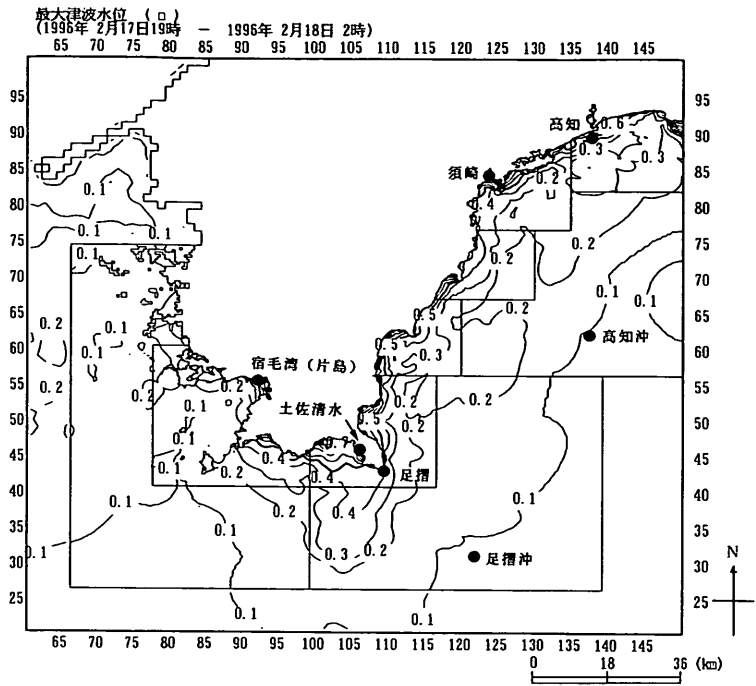


図-5. 28 南海道の四国西部沿岸における最大津波高の拡大図と波形出力地点

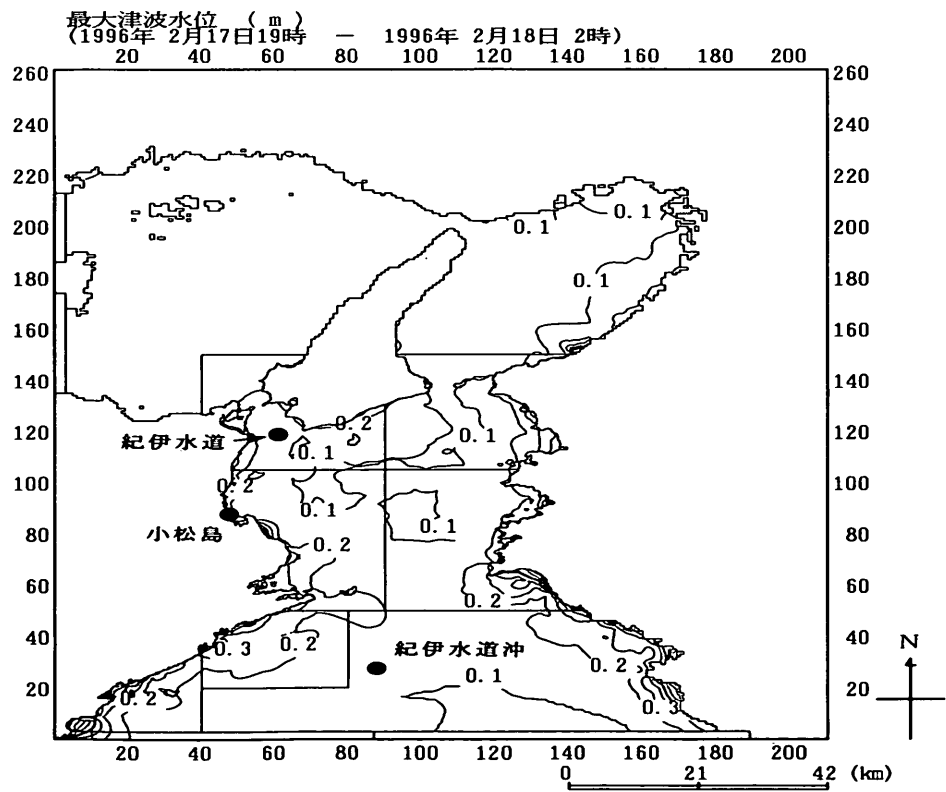


図-5. 29 南海道の四国東部から紀伊水道沿岸における最大津波高の拡大図と波形出力地点

あり、実線は計算値、点が観測値を表す。各点とも観測波形の変化傾向を良く再現している。特に、土佐清水に見られる波群形状は、外洋の伝播波形にも見られるものであり、沿岸の津波増幅により、特徴が強調されている。他の点は、観測・計算波形ともに、明瞭な波群形状は見られない。これらの比較結果から判断すると、速報波源情報を用い、かつ太平洋伝播計算後の波形であるにもかかわらず、小笠原諸島沿岸及び南海道沿岸ともに、沿岸で観測される津波波形における津波初動時刻や津波周期の追算精度は良好と評価できる。しかし、振幅については、須崎や土佐清水で観測値と計算値のずれが目立っている。より詳細な格子によって地形の再現性を向上させることによって、両者の差は小さくなると考えられるが、本計算では、追算精度が良好であるとは言えない。

次に、土佐清水に見られるような波群形状を有する特

徴的な外洋伝播波形の増幅特性が、南海道沿岸の全域で共通するかを確認するために、図-5.31に、足摺、高知、紀伊水道の沖合と沿岸の津波波形を抽出し、これらの比較を行い、波群形状の変化をとらえる。波形抽出点の位置を、図-5.28、図-5.29中に黒丸で表す。3箇所の沖合波形には、わずかながら波群形状が認められるが、沿岸部の波形は足摺を除き変化する。このように、沿岸で増幅される波形は、各々の海域固有の振動（陸棚静振、湾水振動が該当する）へと変化し、必ずしも外洋伝播波形の特徴とは一致しない。足摺及び土佐清水のように、波群形状が明瞭に残る要因は明らかではないが、紀伊水道及び高知沿岸（土佐湾）のように、固有周期が長い海域の場合には、波群形状が消失する傾向が見られる。しかも、この消失と固有振動の発生は、津波の初期段階から見られる。

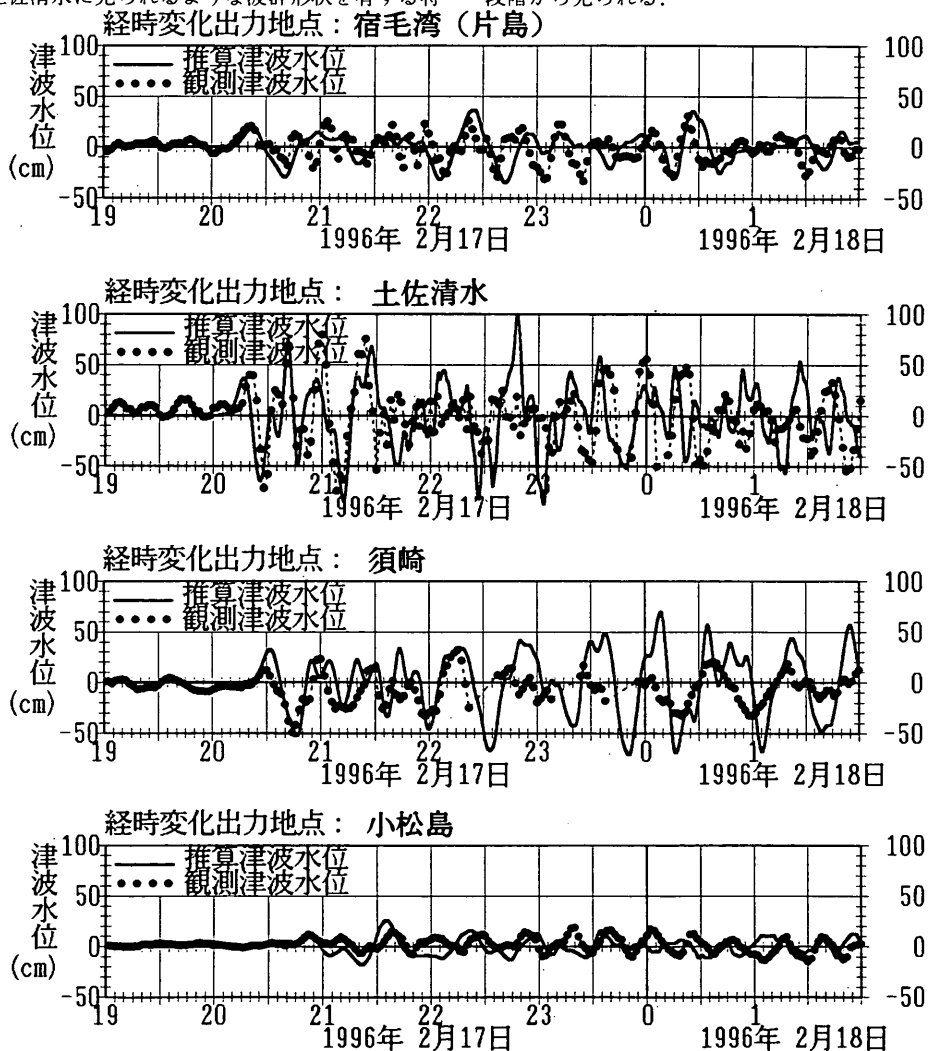
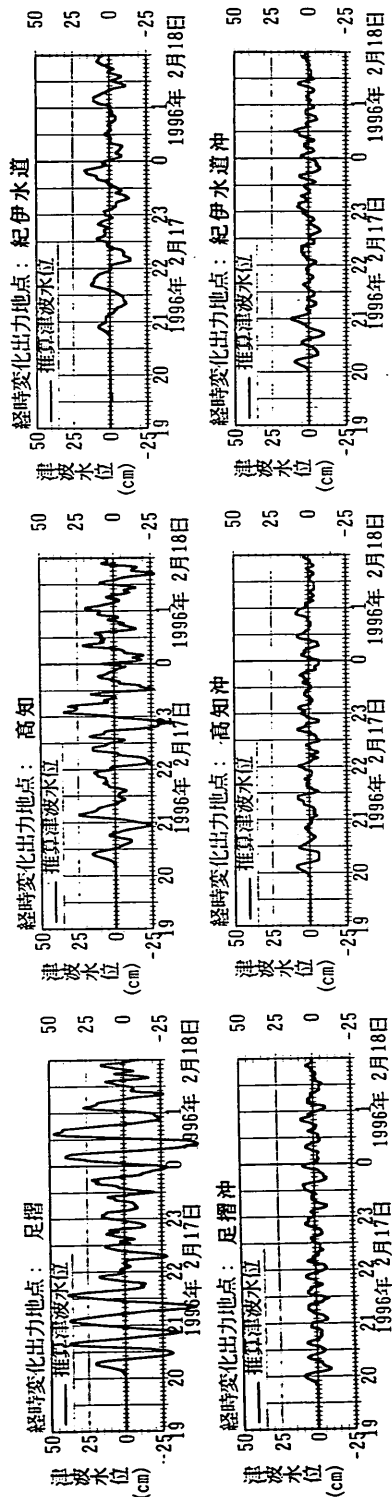


図-5.30 南海道沿岸のイリアンジャヤ地震津波の波形比較（宿毛湾、土佐清水、須崎、小松島）



図一5.31 南海道沿岸と沖合の津波波形比較（足摺、高知、紀伊水道）

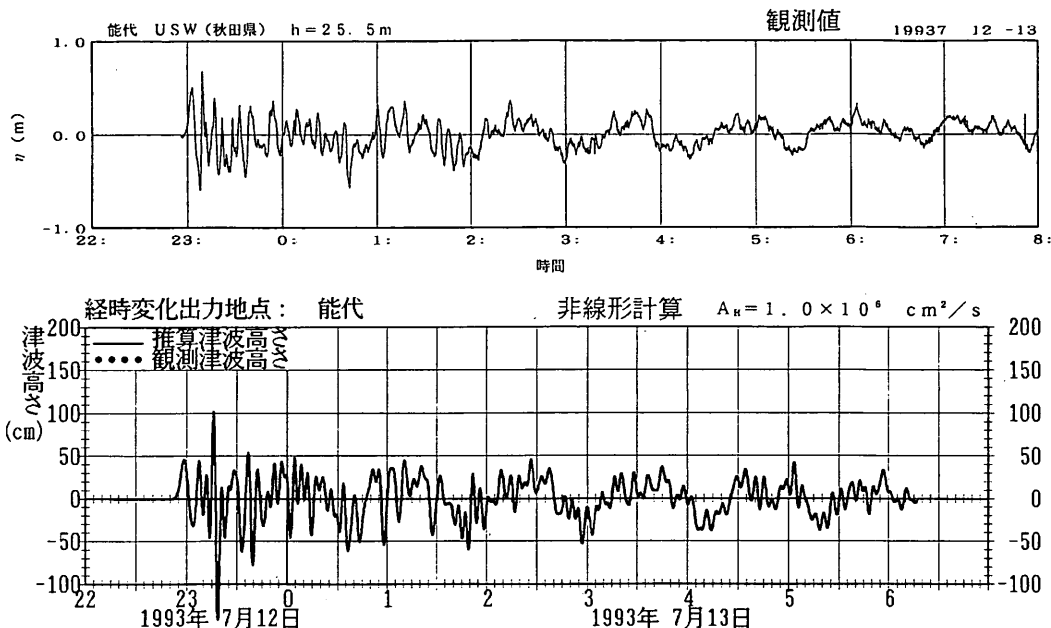


図-5.32 能代における北海道南西沖地震津波の観測波形と計算波形の比較

イリアンジャヤ地震津波の波形とはかなり異なる特徴を有する事例として、日本海岸の陸棚に伝播する津波の例を挙げる。図-5.32は、北海道南西沖地震津波の能代沖における津波の観測波形と計算波形を比較するものである。(永井ら(1993), 柴木ら(1994))津波の経時変化を見ると、陸棚第1モードの固有周期に一致する1時間程度の振動が、5~6分周期の津波の主振動の減衰するとともに顕著に現れ、異なる周期の振動が重合する波形が生じている。この現象は、数値計算により良く再現されている。イリアンジャヤ地震津波や北海道南西沖地震津波の波形の特徴が、どのような条件のもとで選択されて発生するかは興味深い現象である。

(3) 南関東・伊豆諸島沿岸の津波高分布と津波波形

図-5.33に南関東沿岸の津波伝播図を、図-5.34に最大津波高の分布を表す。また、図-5.35に、伊豆半島から相模湾にかけての最大津波高分布を、図-5.36に、三浦半島から東京湾・房総半島にかけての最大津波高の分布を拡大して表す。

伝播図を見ると、外洋のSSW方向から伝播する津波が、伊豆諸島沿いの浅海域において屈折し、SW方向に伝播の向きを変え、さらに、この浅海域を迂回する津波がSE方向から伝播する。そして、この浅海域を伝播する津波は相対的に遅くなる。最大津波高分布を見ると、南海道沿岸と同様に、浅海域において増幅し、海岸沿いに津波高が高くなる。特に、伊豆半島から房総半島にかけての拡大図を見ると、凹状海岸では局所的に津波が集

中するため、高い津波高が計算される。伊豆諸島沿岸に注目すると、小笠原諸島と同じく、諸島周辺で他海域と比較して津波高が高く、1500m以浅の海域において0.1m以上の津波高が計算される。

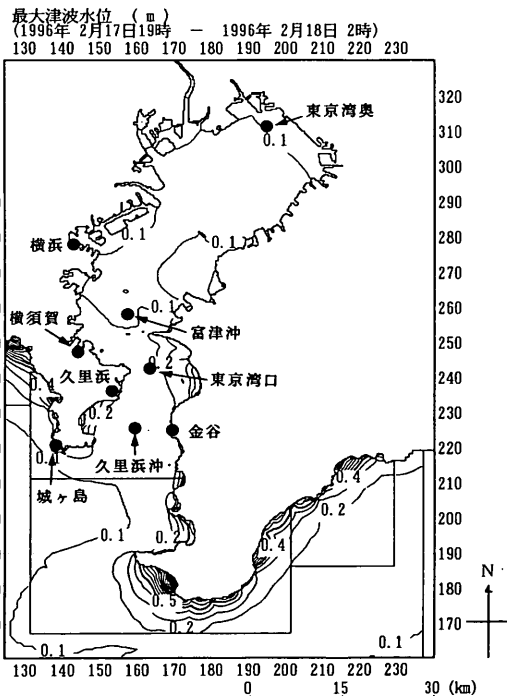


図-5.36 南関東の三浦半島から東京湾・房総半島沿岸における最大津波高の拡大図と波形出力地点

計算格子図

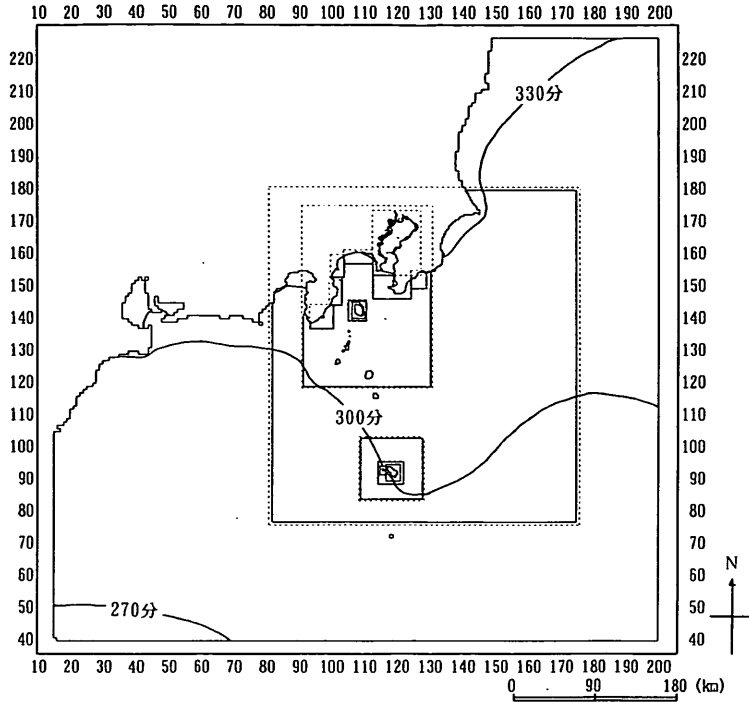


図-5.33 南関東沿岸におけるイリアンジャヤ地震津波の伝播図

最大津波水位 (m)
(1996年2月17日19時 - 1996年2月18日2時)

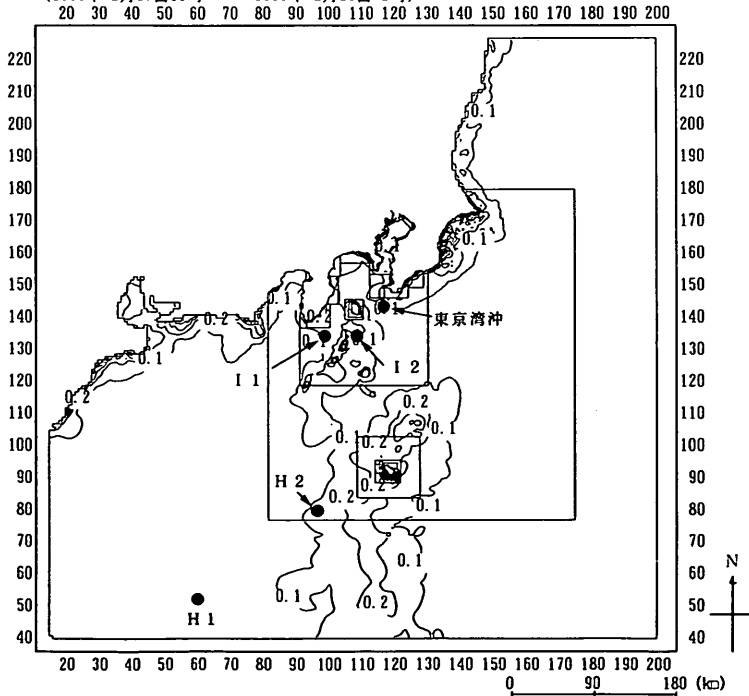


図-5.34 南関東沿岸におけるイリアンジャヤ地震津波の最大津波高分布

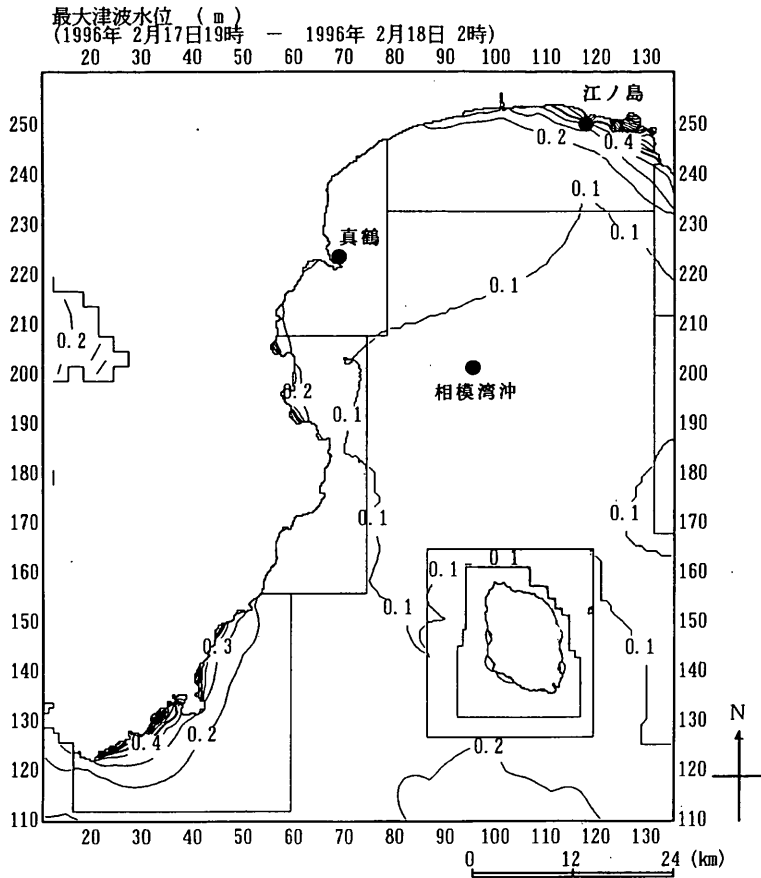


図-5.35 南関東の伊豆半島から相模湾沿岸における最大津波高の拡大図と波形出力地点

図-5.37 は伊豆諸島の大島沿岸における最大津波高の分布を、図-5.38 は八丈島沿岸の最大津波高の分布を表す。大島周辺と八丈島周辺の津波高分布を比較すると、大島は一部海岸で高々 0.2~0.3m程度であるのに対し、八丈島は島の南側から西側海岸で最大 0.9m程度の津波高が計算される。南西側の海岸は、津波が伝播する方向に面するため、津波高は相対的に高くなり、津波の伝播方向に対して背後に当たる北東側海岸では 0.3m程度にまで減少する。津波の伝播方向の前面と背後の海岸において、津波高に顕著な差がある点は、図-5.21 に表した小笠原諸島の父島における津波高分布と違う点である。これは、八丈島の長軸がNW-SE方向であるため、津波の伝播方向にほぼ直交するのに対し、父島の長軸がN-S方向であるため、津波伝播方向に対する遮蔽性が、父島で小さいことに起因していると考えられる。

図-5.35 から 図-5.38 の海域内で、津波が観測された八丈島(八重根港)、大島(波浮)、久里浜、横須賀、横浜の位置を黒丸で表す。これらの点における津波の計

算波形を抽出し、観測波形との比較を行う。ここで、津波の観測は、大島の波浮が沖合波高計による観測、久里浜が空中発射型波高計による観測であり、他は検潮記録である。図-5.39 は、伊豆諸島の八丈島(八重根港)とその沖、及び大島(波浮)における観測値の時系列と計算波形の比較を表し、図-5.40 は、久里浜、横須賀、横浜における比較を表す。図中、実線が計算値、点が2分間隔の観測値である。

図-5.39 に表す八丈島(八重根港)の観測値を見ると、21時頃と22時15分頃に振幅が大きくなる波群形状が見られるが、それ以降は振幅の小さい振動が繰り返し、小笠原諸島の父島における観測波形と特徴が異なる。また、津波の周期を読みとると、第1波群の搬送波周期は7~8分程度となり、外洋を伝播する15分程度の周期を有する津波よりも短く、第2波群の搬送波周期は15分程度となり、外洋津波と一致する。計算波形の再現性を見ると、波群形状は計算により表現されているが、観測波形は第1の波群が大きいのに対し、計算波形は第2の波群

最大津波水位 (m)
 (1996年 2月17日19時 - 1996年 2月18日 2時)

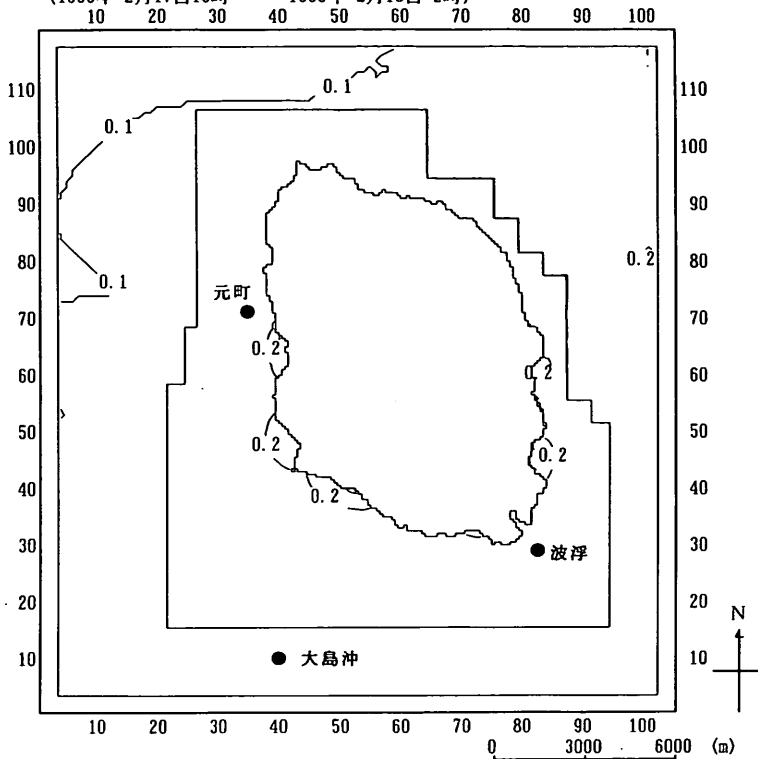


図-5.37 伊豆諸島大島沿岸部の最大津波高の拡大図と波形出力地点

最大津波水位 (m)
 (1996年 2月17日19時 - 1996年 2月18日 2時)

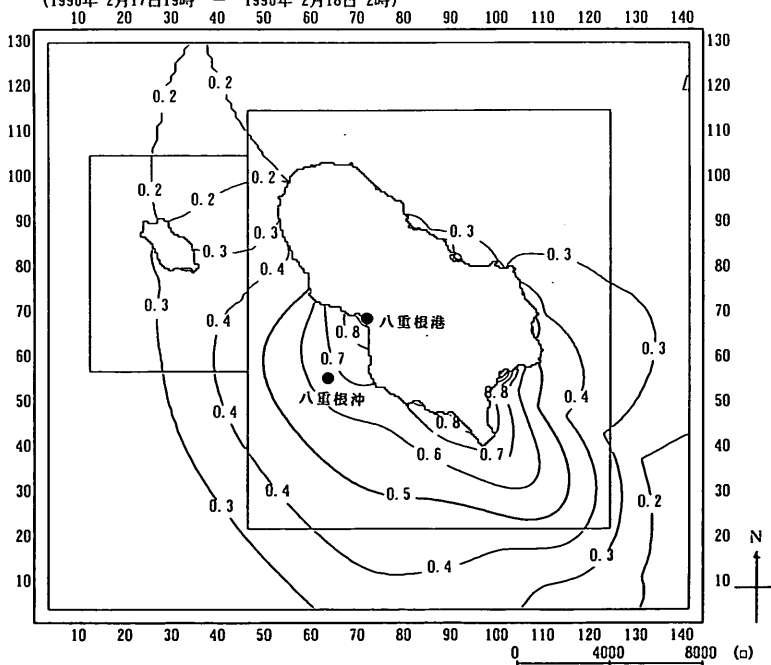


図-5.38 伊豆諸島八丈島沿岸部の最大津波高の拡大図と波形出力地点

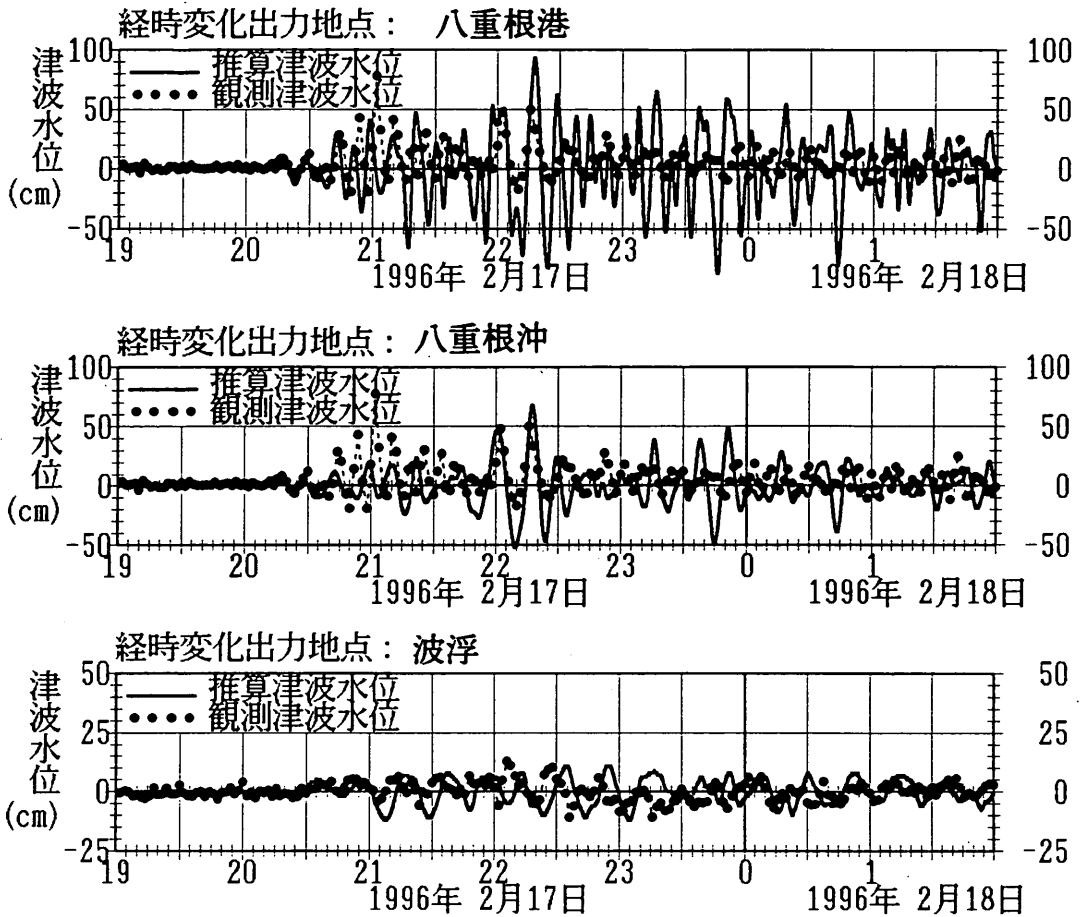


図-5.39 伊豆諸島における観測津波波形と計算波形の比較

が大きく、計算波形は23時以降も減衰しないなど、両者の変化傾向に差がある。そして、八重根港は7~8分程度の周期の搬送波が計算され、八重根沖は15分程度の周期の搬送波が計算される。また、八重根港と八重根沖の津波の振幅を比較すると、海岸位置が沖側よりも1.5~2.0倍程度大きく、第1波群は八重根港が、第2波群は八重根沖が再現性は良い。すなわち、2点の計算値を合わせると、観測波形の特徴が表現できる。このような観測と計算の差は、計算誤差に起因すると判断できるが、現段階では明らかでない。それに対し、大島(波浮)の観測波形に見られる津波周期は20分程度と長く、津波の振幅が小さく、波群の特徴は明瞭でない。そして、計算波形は観測波形をほぼ再現している。

次に、図-5.40 に表す南関東沿岸における津波観測値の時系列と計算波形の比較結果について見る。比較的高い津波高が観測された久里浜の観測波形には、波群形状が確認でき、第1の波群は22時30分から23時、第2の

波群は0時から0時30分、第3の波群は1時30分から2時に振幅が大きくなる90分程度の周期の包絡波が発生している。そして、計算波形は、観測波形に見られる23時30分頃の振幅が小さい時間帯に差が見られるものの、それ以外は観測波形の変化傾向をほぼ再現している。一方、東京湾内に位置する横須賀、横浜の観測波形には、東京湾の長軸方向の固有周期に一致する1時間周期の緩やかな振動が見られ、振幅も0.1m程度と小さい。そして、同じ周期の振動が計算でも再現されており、波形の再現性も良好である。紀伊水道と同様に、東京湾外から湾内に伝播する過程で津波波形は大きく変化し、東京湾の固有振動が卓越する現象が再現されている。

以上に述べた南関東沿岸における津波観測点の波形に見られる特徴の変化を、さらに詳しく見るために、代表点の計算波形を抽出し、伝播過程の波形変化を追跡する。計算波形の追跡は、外洋から伊豆諸島の八丈島及び大島沿岸、相模湾沖からその沿岸、東京湾沖から湾口、湾内

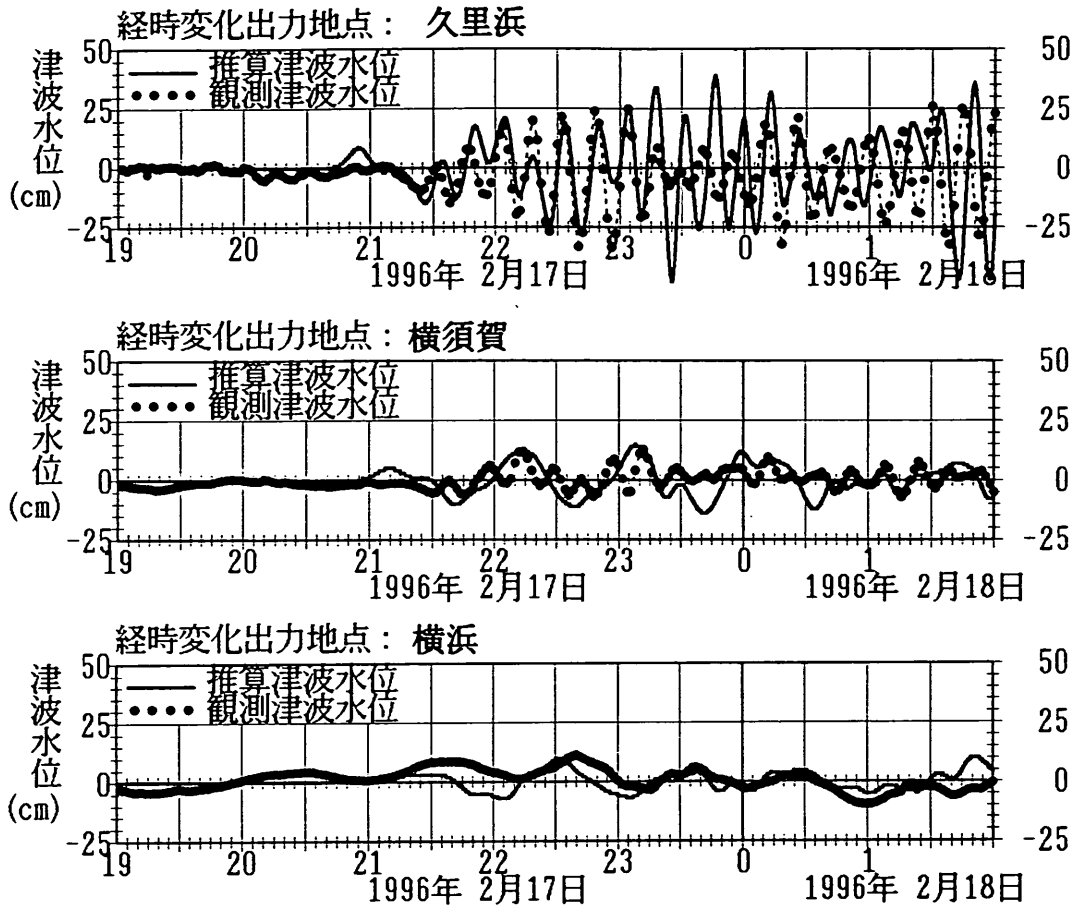


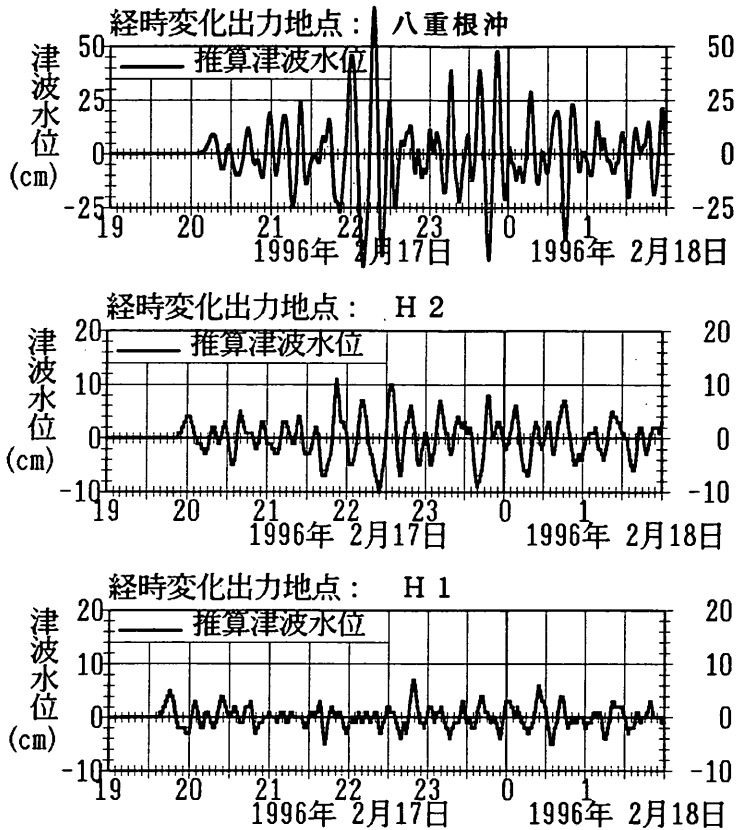
図-5.40 南関東沿岸における観測津波波形と計算波形の比較

にかけて行い、代表点を、図-5.34 から 図-5.38 に黒丸で表す。

図-5.41 は、外洋から八丈島にかけてのH1, H2, 八重根沖の3点における津波の計算波形を比較して表す。図-5.33 の伝播図から判断すると、沖側のH1から八重根沖に伝播する所要時間は30分程度であり、90分程度の周期の波群形状が、伝播に要する位相差を持って、3点とも確認できる。3点の違いを見ると、H1点は第1の波群が第2の波群よりも振幅が大きく、H2点と八重根沖は第2の波群が第1の波群よりも振幅が大きくなる。前述した八丈島（八重根）の観測結果は、沖側H1点の傾向に近いことから、外洋から八丈島に伝播する過程で生じる計算誤差の可能性が示唆される。また、3点とも振動が長時間継続する傾向にあるが、観測波形では減衰傾向にあり、この点も観測と差がある。このような差の要因が何にあるかは、現段階で不明である。

次に、図-5.42 は、大島沖から島沿岸にかけての5

点の津波波形を表す。I1点とI2点は八丈島と大島の間に、大島沖は大島南岸の沖合に位置し、大島沿岸は南東岸の波浮と西岸の元町の2点である。沖側のI1点とI2点の波形を比較すると、I2点は周期15分程度の搬送波と周期90分程度の包絡波で構成される波群形状が見られるが、I1点は周期35~40分程度の周期の振動が卓越している。これは、伊豆諸島浅海域の固有周期に一致する振動が発生していると考えられるが、諸島周辺の固有振動周期を確認する必要がある。一方、大島沖の波形を見ると、その特徴はI2点と良く似ていることがわかる。すなわち、大島南岸の津波はI2点が位置するSSE方向から伝播するものと判断できる。また、大島沿岸の波浮、元町について見ると、大島沖に見られる波群形状の特徴が多少残っているが明瞭ではない。そして、2波目以降の波浮の津波周期は15分程度であるが、元町の周期は10分程度と短く、同じ大島の海岸でも位置により波形が異なる。この違いが生ずる要因の解明は今後の課題であろう。



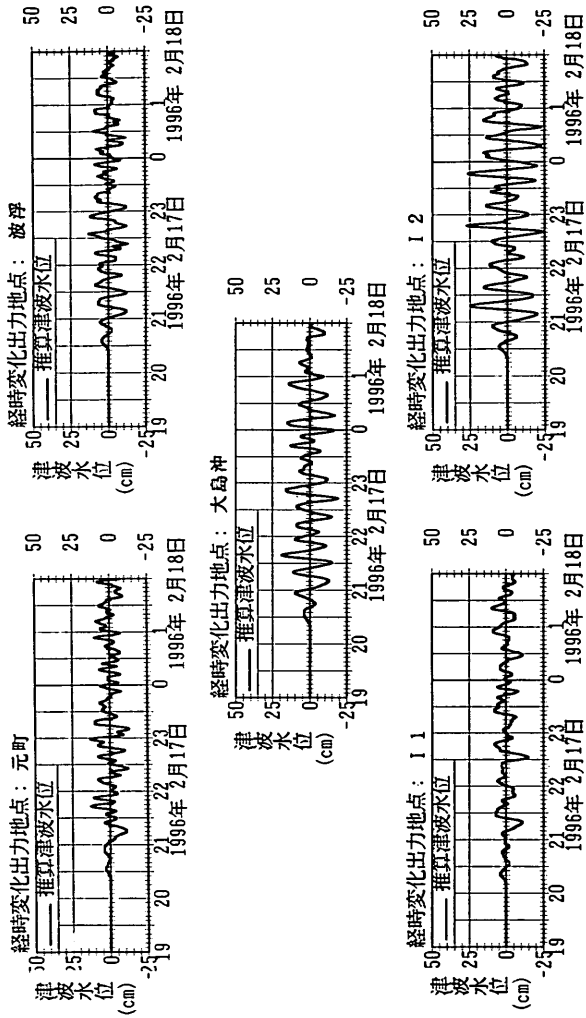
図一5.41 外洋から八丈島にかけての津波波形の変化

さらに、図一5.43 は、南関東沿岸の西部にあたる相模湾沖からその沿岸にかけての4点の津波波形を表す。相模湾に伝播する津波は、伊豆諸島の浅海域を經由し、その影響を受けた後の波形であると考えられる。相模湾沖の波形を見ると、波群形状の特徴は明瞭でなく、相模湾内の固有周期に一致すると考えられる周期30～60分程度の複数の振動が重合しており、緩やかな変化をする波形が生じている。それに対し、沿岸の東から真鶴、江ノ島、城ヶ島では21時30分～22時、23時～23時30分、1時～1時30分に振幅が大きくなる波群形状が見られ、包絡線の周期は90分程度となる。また、江ノ島、城ヶ島の増幅率は大きく、城ヶ島の搬送波の周期は10分程度なり、真鶴、江ノ島と比べ短い傾向にある。

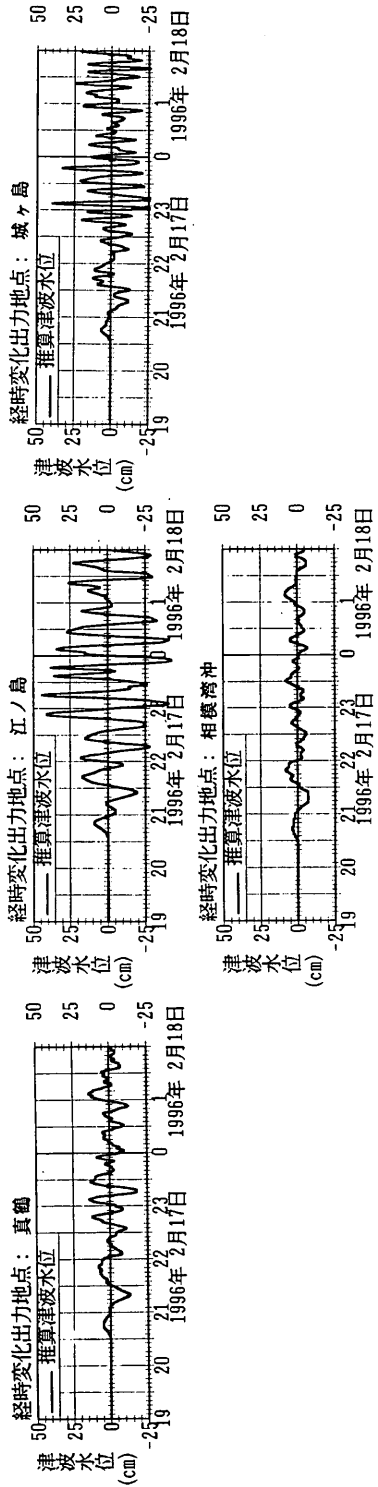
次に、図一5.44 は、南関東沿岸の西部にあたる東京湾沖から湾口・湾内にかけての9点の津波波形を表す。東京湾沖の波形には、包絡線の周期90～120分程度の波群形状が見られ、この傾向が久里浜では増幅される。それに対し、久里浜沖と金谷では、波群形状の特徴は明瞭ではなく、周期60分程度の振動が10～15分程度の搬送波の周期と重合する傾向にあり、東京湾口から湾内へと伝

播する過程で、約60分周期の振動が卓越する津波波形へと変化している。この約60分周期の振動は、東京湾の固有周期に一致するものであり、前述した紀伊水道内の応答に比べると、東京湾は遮蔽性が強いことから、より明瞭に湾内特有の応答が生じている。

以上に述べたように、南関東沿岸の計算範囲は、外洋から伝播する津波に対する多種類の応答が生じている。これは、沖から順に、伊豆諸島、相模湾、東京湾等の浅海域の存在により、複雑な形状の地形条件を有していることに起因すると考えられる。このような海域において生ずる津波の応答特性を把握するためには、より密な時間空間情報を用いて解析を行う必要がある。



図一5.42 伊豆諸島大島沖から沿岸にかけての津波波形の変化



図一5.43 相模沖から沿岸にかけての津波波形の変化

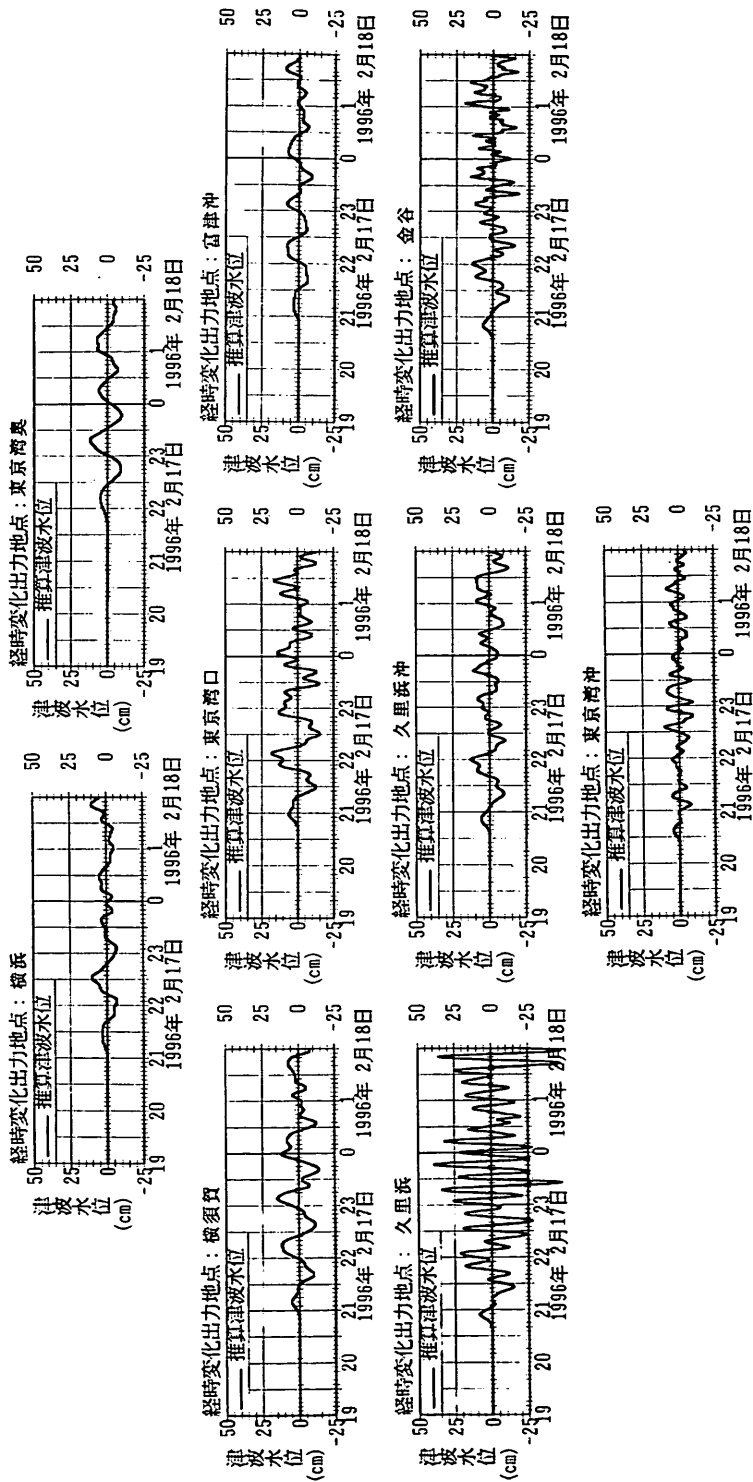


図-5.44 東京湾沖から湾口・湾内にかけての津波波形の変化

5. 6 まとめ

本章は、外洋と、小笠原諸島沿岸、南海道沿岸、南関東及び伊豆諸島沿岸を対象に、1996年イリアンジャヤ地震津波の数値計算を行い、津波の特性を解析するものである。主な成果を次にまとめる。

①南海道、南関東沿岸及び伊豆諸島、小笠原諸島沿岸を対象とする広域津波計算システムを用いて、遠地津波である1996年イリアンジャヤ地震津波の数値計算を行った。沿岸の津波計算は、海岸全域を200m格子で地形近似し、津波波形の近似精度を向上させたものである。

②遠地津波の外洋伝播計算と、小笠原・南海道・南関東沿岸の計算を結びつけ、遠地津波を対象とする計算の高精度化を試みた。イリアンジャヤ地震津波の速報波源情報を用いているにもかかわらず、各々の沿岸において観測される津波の時系列と計算される津波波形は、初動時間や周期について良好な一致が見られた。ただし、振幅については、沿岸部の地形が複雑な地域では、追算精度が低下した。

③遠地津波の伝播計算の結果、波源近傍の津波波形に波群形状が見られる。この特徴は、深海を伝播する過程では大きく変化することがない。また、この特徴は、小笠原の父島（二見港）、八丈島（八重根港）、土佐清水（南海道）、久里浜（南関東）で増幅する傾向が観測により確認され、計算もこれを再現している。ただし、波群形状を規定する搬送波及び包絡線の周期や複数発生する波群の振幅は、沿岸域各々で変化する。

④紀伊水道（南海道）や東京湾（南関東）では、津波が伝播すると、初期の段階で海域の固有周期に一致する振動が発生することが観測から確認され、計算もこの現象を再現している。一方、相模湾、東京湾口では、15分程度の周期を有する外洋伝播津波の振動と、海域の固有周期に一致する振動が重合する津波波形が計算される。

⑤外洋から沿岸に伝播する津波は、沿岸の地形条件に起因して、多種類の応答を生じる。これら沿岸の応答のうち、津波波形に見られる特徴として、波群形状、固有周期振動、伝播する津波周期と固有周期振動の重合等が確認された。今後、このような津波の沿岸における応答は、どのような機構により生ずるのかを、数値計算から得られる密な時空間情報を用いて解析を行う必要がある。

第5章謝辞：本章をまとめるに当たり、東海大学工学部後藤教授より数々の後助言を頂いた。断層パラメータ情報は、東北大学工学部災害制御研究センター 今村助教授より提供して頂いた。南関東津波計算システムの開発にあたり、運輸省第二港湾建設局横浜調査設計事務所の

関係各位には、地形データ収集の便宜を図って頂いた。また、南海道津波計算システムの開発にあたり、運輸省第三港湾建設局神戸調査設計事務所の関係各位には、地形データ収集の便宜を図って頂き、建設省近畿地方建設局、四国地方建設局、高知県、徳島県、和歌山県の関係各位から貴重な地形情報を提供して頂いた。ここに謝意を表します。

また、本章における計算ならびに取りまとめにあたっては、(株)エコー第一技術部 柴木秀之ならびに原崎恵太郎両氏の御尽力によるところが大きいことを記し、感謝の意を表します。

なお、本計算では、海上保安庁水路部の水深数値情報ならびに国土地理院標高数値情報を利用したことを付記する。

6. おわりに

本調査では、イリアンジャヤ地震津波来襲後直ちに実施した現地調査、沿岸の観測波形解析および津波シュミレーション結果をまとめた。本調査で得られた主な結論をまとめると次のようになる；

(i) 沿岸の津波波形解析について

①ゼロアップクロス法で定義される津波の周期は、観測地点毎に若干異なる値を示したものの、平均値は15分程度となっていた。

②沖合波高計連続観測記録および港内検潮記録のスペクトル解析を行った結果、多くの観測地点で0.009Hz（約17.5分）程度の周波数でピークが現れており、波別解析によって得られた津波周期と良好な一致が見られた。

③沖合波高計による津波偏差の最大値は、むつ小川原、大船渡、鹿島、波浮の各観測地点で10-20cm程度であったが、港内の波高計や検潮儀では、それよりも津波波高が大きくなった。

④港湾技術研究所構内の波形記録は、地形条件による固有周期（12-15分程度）と津波周期（17.5分程度）が比較的近かったため、波浮港沖合波形記録よりも大きく増幅されたものとなり、また、90分程度の間隔で振幅の増減が周期的に見られた。

⑤鹿島港では、固有の地形条件によると思われる周期1時間程度の水位変動が顕著に見られた。

(ii) 現地被害調査について

①津波は大潮の干潮時に来襲したため浸水被害は生じなかった。しかし、土佐清水漁港を中心に、流れによって小型漁船の係留ロープが切断され、船が流出したり、転覆する被害が生じた。また、港口部が狭い箇所では波除堤基部の洗堀が生じた。

②インドネシアでは引き波時における陸上地盤の洗堀現象が顕著であった。

(iii)津波の数値シミュレーションについて

①数値計算結果を観測結果と比較したところ、比較的粗い格子によって地形を表現しているにも係わらず、沖合いにおいては、津波波形を良好に再現できた。

②港内や陸地に近い点でも、津波初動や周期特性は精度よく計算で再現できた。しかし、振幅、すなわち津波は港については誤差が大きい地点もあり、浅海域における計算精度の向上が必要であることがわかった。

③最も高い津波エネルギーは、日本列島より東方へ伝播しており、西太平洋沿岸では津波被害が小さかった。

1996年6月28日受付

国港湾海洋波浪観測年報 (NOWPHAS 1994), 港湾技研資料 821, 312p., 1996.3

この他、1970年から1993年までの波浪観測年報は、

それぞれ、港湾技研資料 137,158,178,209,233, 258,282,311,332,373,417,445,480,517,545,574, 612,642,666,712,721,745,770,796を参照

長谷川賢一・鈴木孝夫・稲垣和男・首藤伸夫(1987): 津波の数値計算における格子間隔と時間積分間隔に関する研究, 土木学会論文集, Vol.381, pp.111-120.

Mansinha,L. and D.Smylie (1971): The displacement fields of inclined faults, Bull., Seismol. Soc. Am., Vol.61, pp.1433.

参考文献

今村文彦・後藤智明(1986): 差分法による津波計算の打ち切り誤差, 土木学会論文集, Vol.375, pp.24

1-250.

岩崎敏夫(1979): ソリトン分裂一分散波動論一, 1979年(第15回)水工学に関する夏期研修会講義集, B-5.

気象庁(1995): 潮位表(平成8年)

後藤智明・小川由信(1982): Leap-frog法を用いた津波の数値計算法, 東北大学土木工学科資料.

後藤智明(1991): 遠地津波の外洋伝播計算, 港湾技術研究所報告, 第30巻, 第1号, pp.1-19.

後藤智明・佐藤一央(1993): 三陸沿岸を対象とした津波数値計算システムの開発, 港湾技術研究所報告, Vol.33, No.2.

柴木秀之・見上敏文・後藤智明(1994): 北海道南西沖地震津波の伝播特性について, 海岸工学論文集, 第41巻, pp.226-230.

菅原一晃・成田明・亀山豊・小舟浩治・後藤智明・橋本典明(1988): 港研構内およびアシカ島における気象・海象観測(その3), 港湾技研資料 624, 70p.

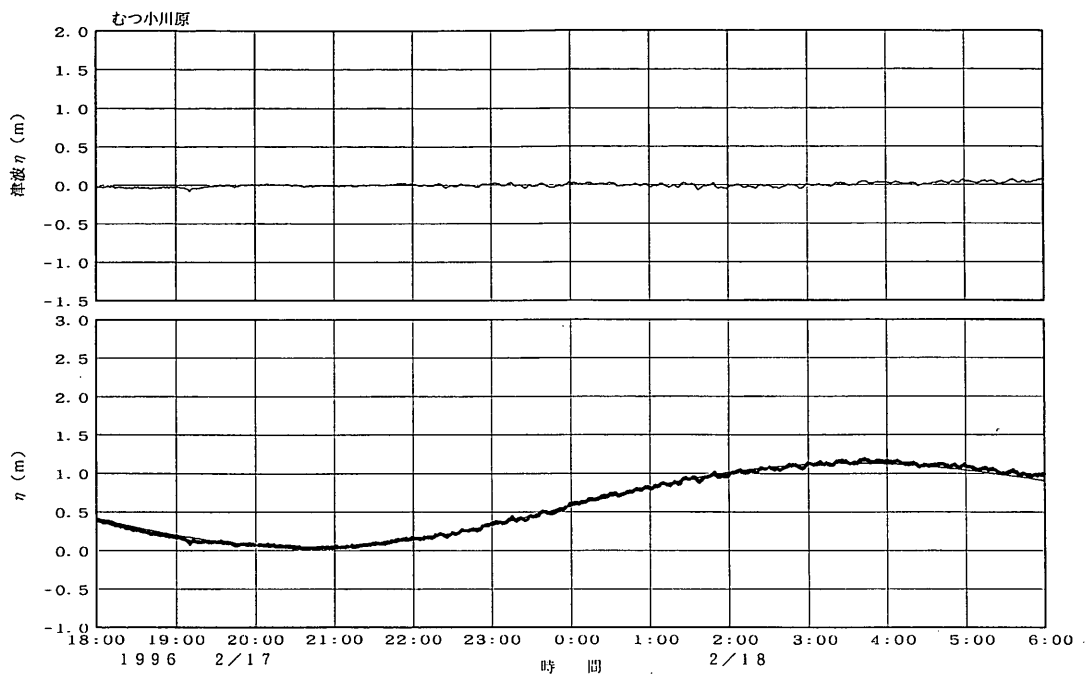
菅原一晃・永井紀彦・橋本典明・清水勝義(1994): 全国港湾海洋波浪観測施設台帳(ナウファス施設台帳), 港湾技研資料 782, 326p., 1994.9

永井紀彦・橋本典明・浅井正(1993): 平成5年北海道南西沖地震津波波形解析速報, 港湾報告第32巻第4号, pp.49-95p.

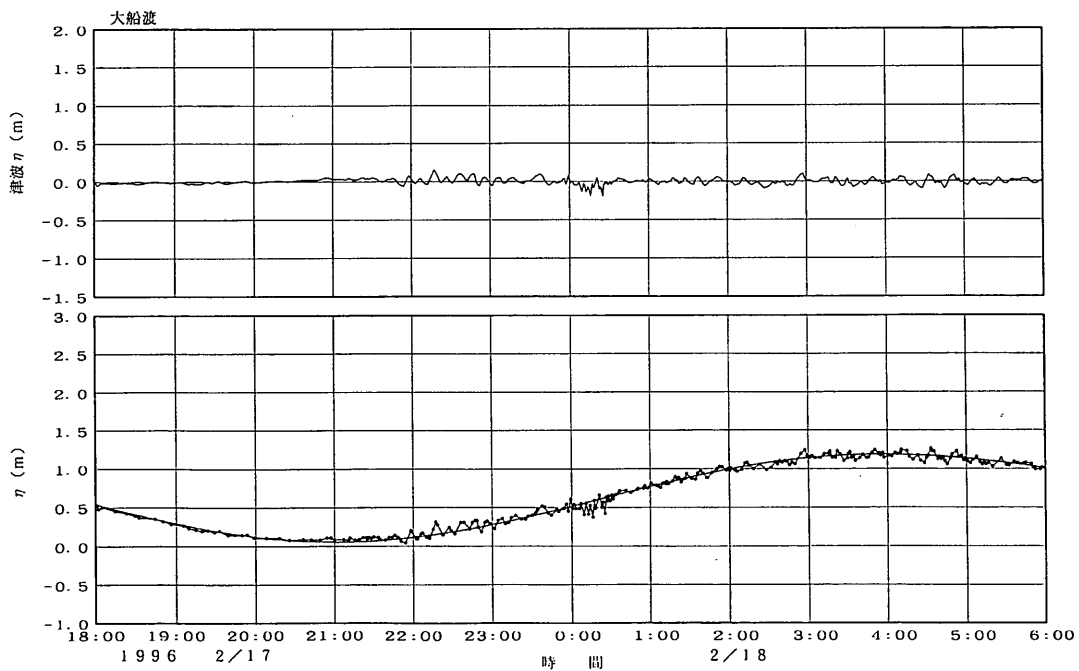
永井紀彦・橋本典明・平石哲也・清水勝義(1995): 平成6年(1994年)北海道東方沖地震津波の特性, 港湾技研資料 802, 97p.

永井紀彦・清水勝義・菅原一晃・橋本典明(1996): 全

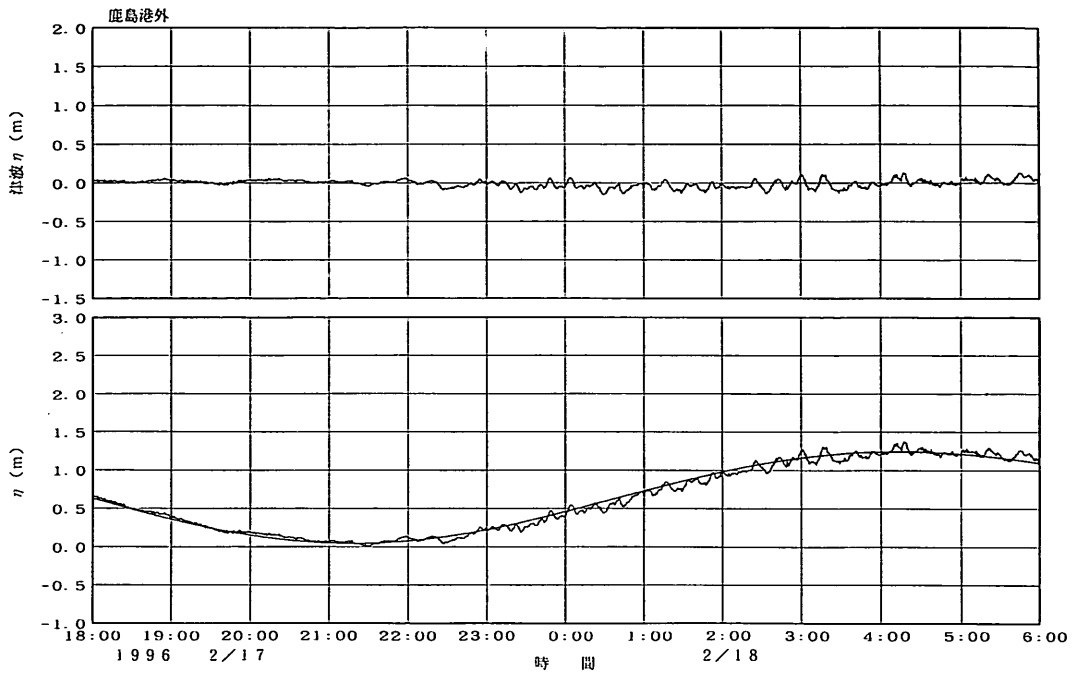
付図-1 観測した津波波形



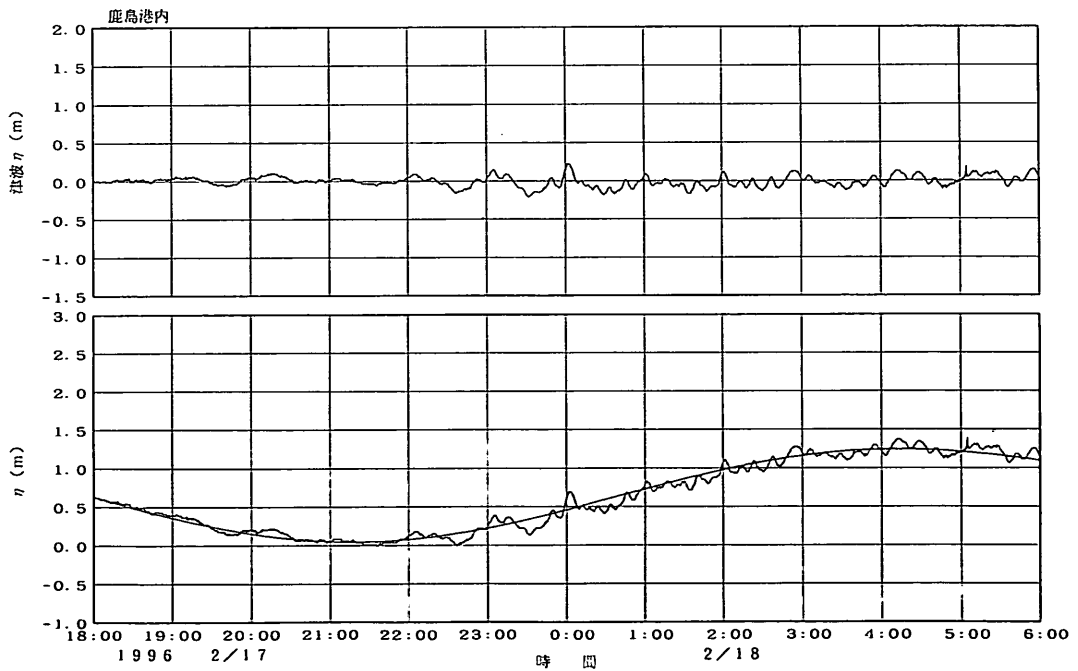
付図-1. 1 むつ小川原における波高計連続津波波形記録 (アナログ記録から)



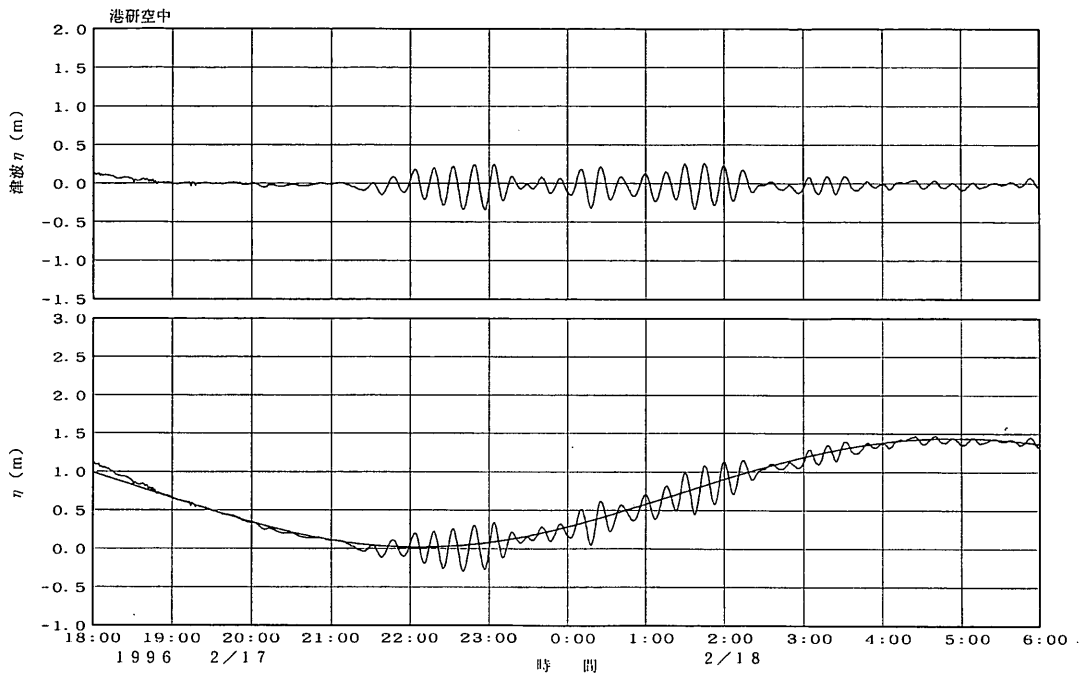
付図-1. 2 大船渡港における波高計連続津波波形記録



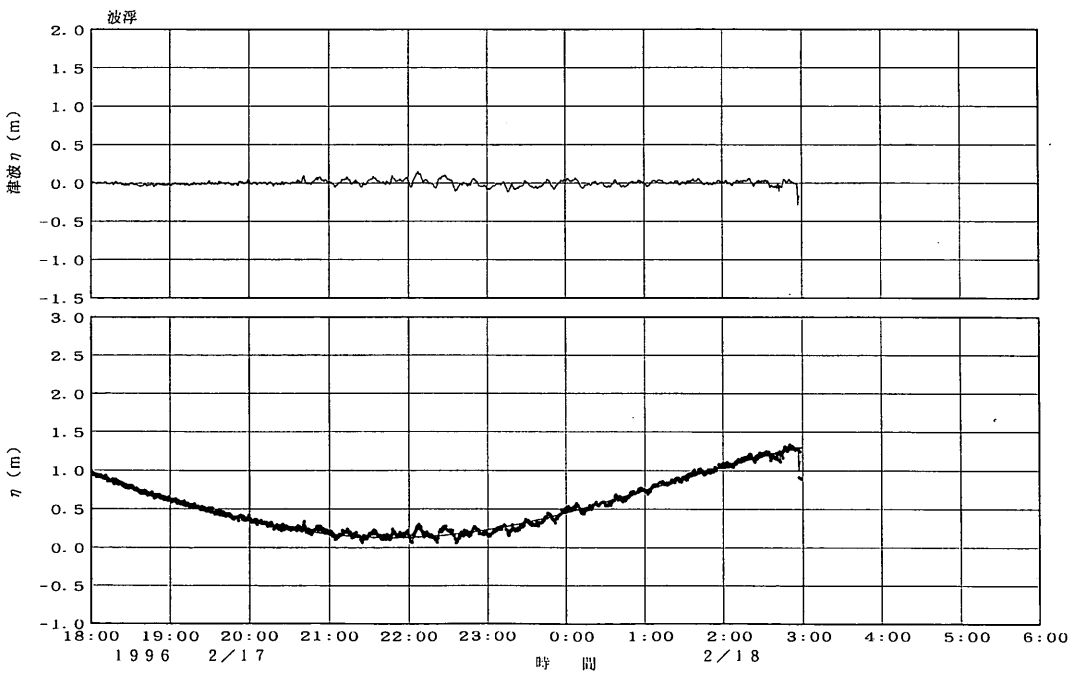
付図一 1. 3. 1 鹿島港における波高計連続津波波形記録 (沖合)



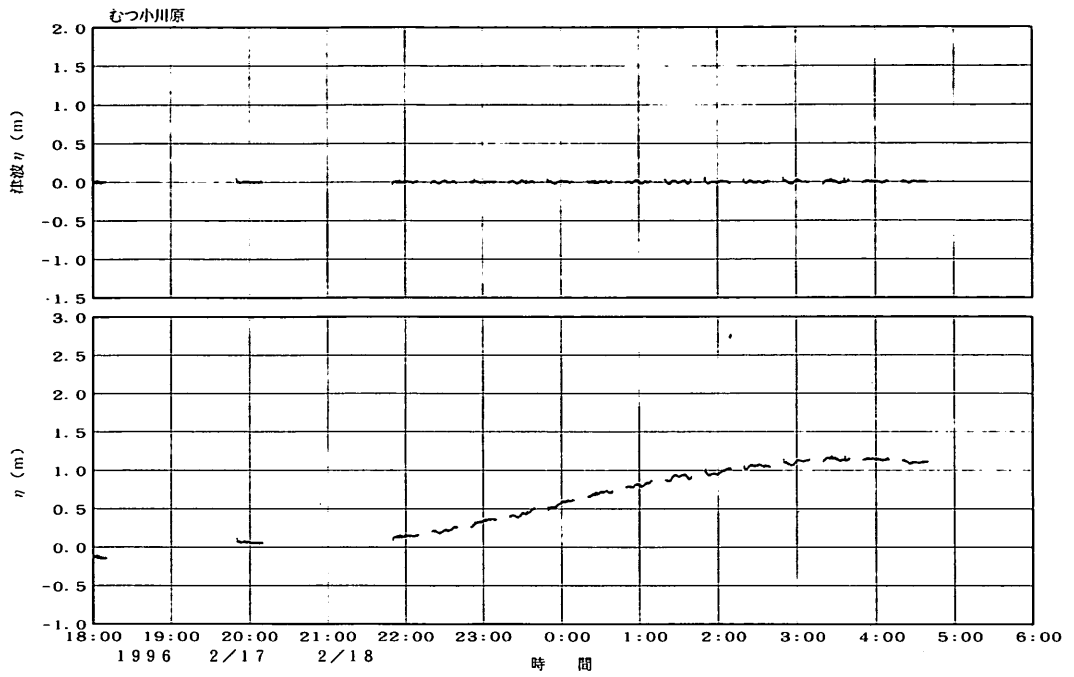
付図一 1. 3. 2 鹿島港における波高計連続津波波形記録 (港内)



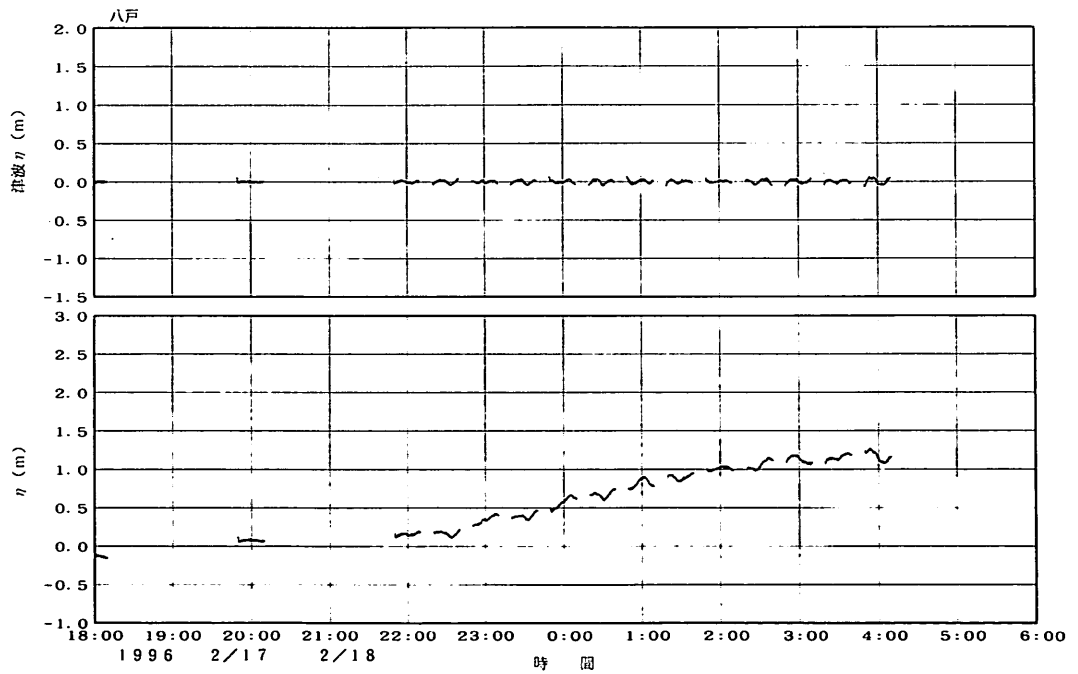
付図-1.4 港研港内における波高計連続津波波形記録（空中発射式超音波）



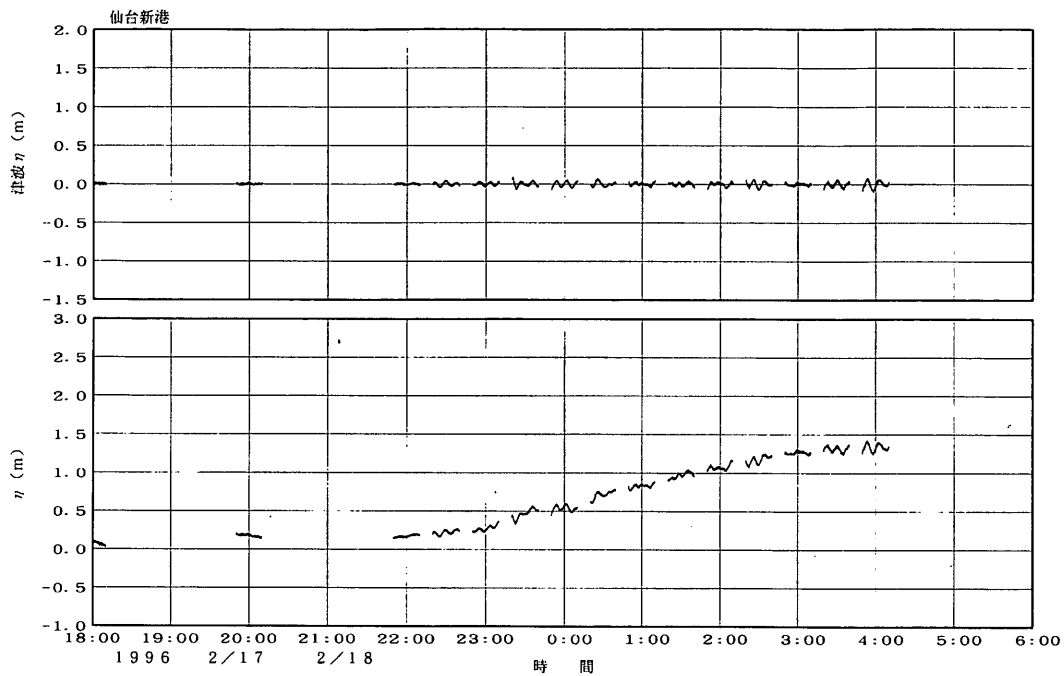
付図-1.5 波浮港における波高計連続津波波形記録



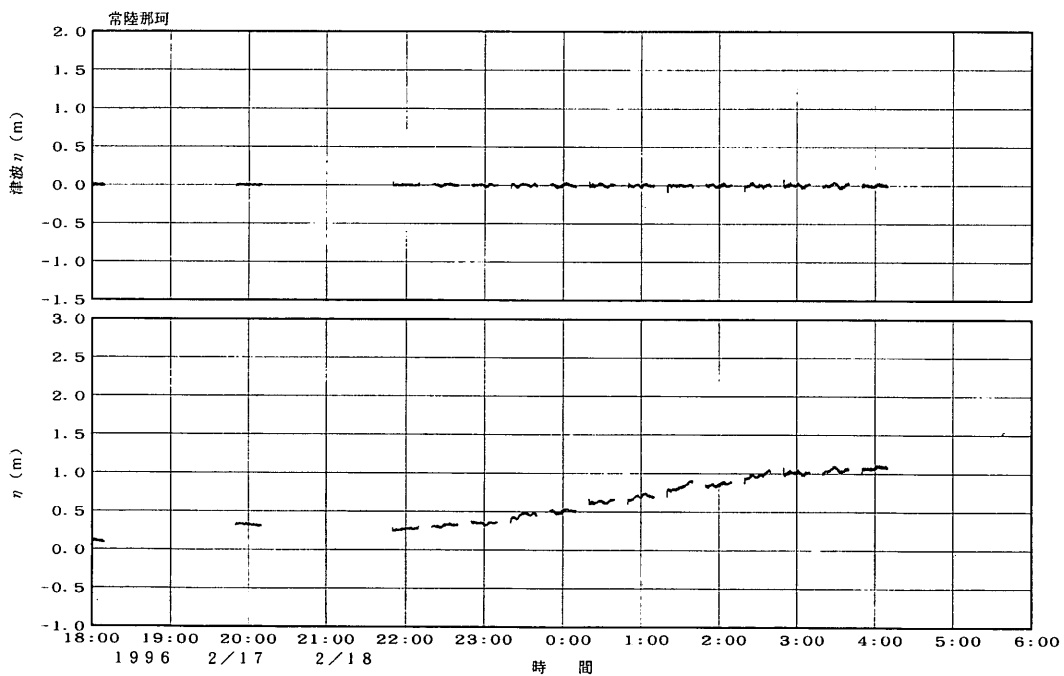
付図-1.6 むつ小川原における波高計津波波形記録 (デジタル記録から)



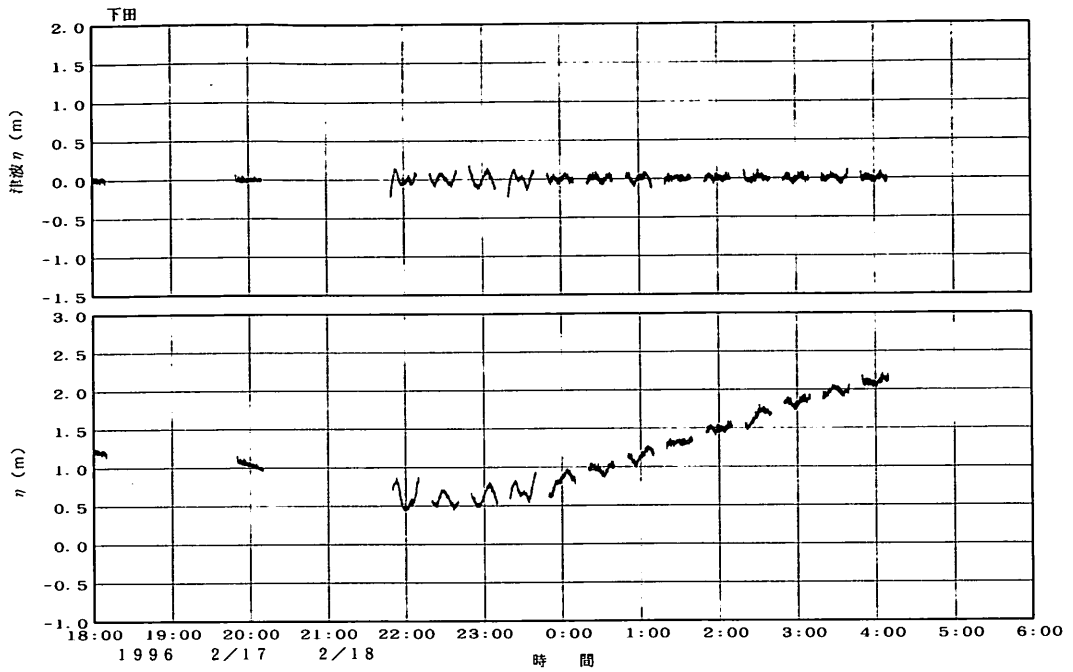
付図-1.7 八戸港における波高計津波波形記録



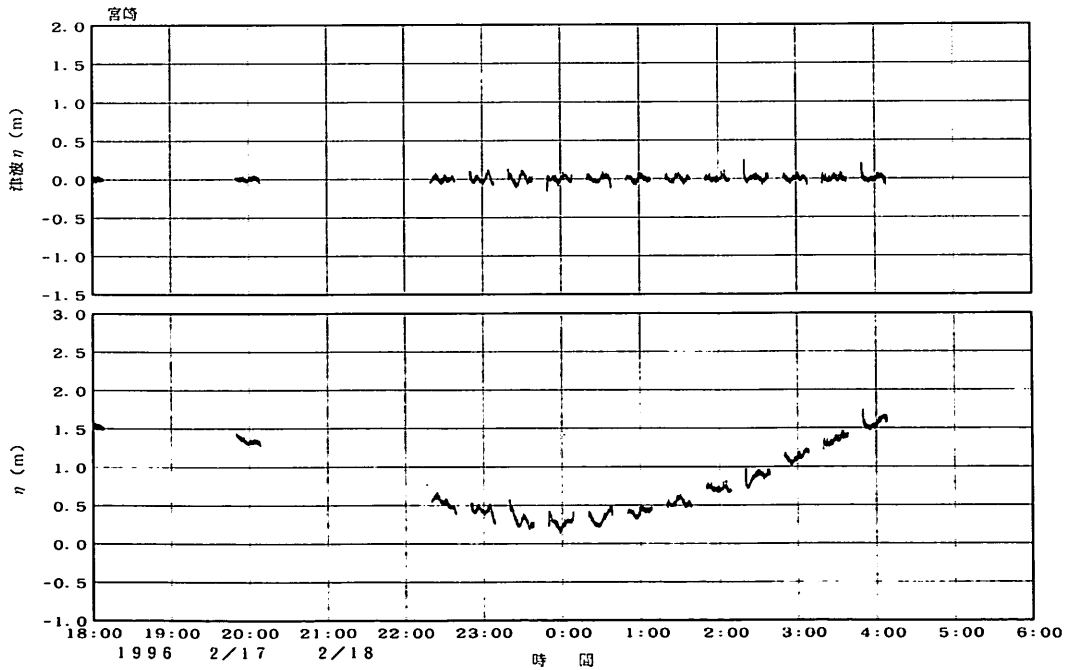
付図-1.8 仙台新港における波高計津波波形記録



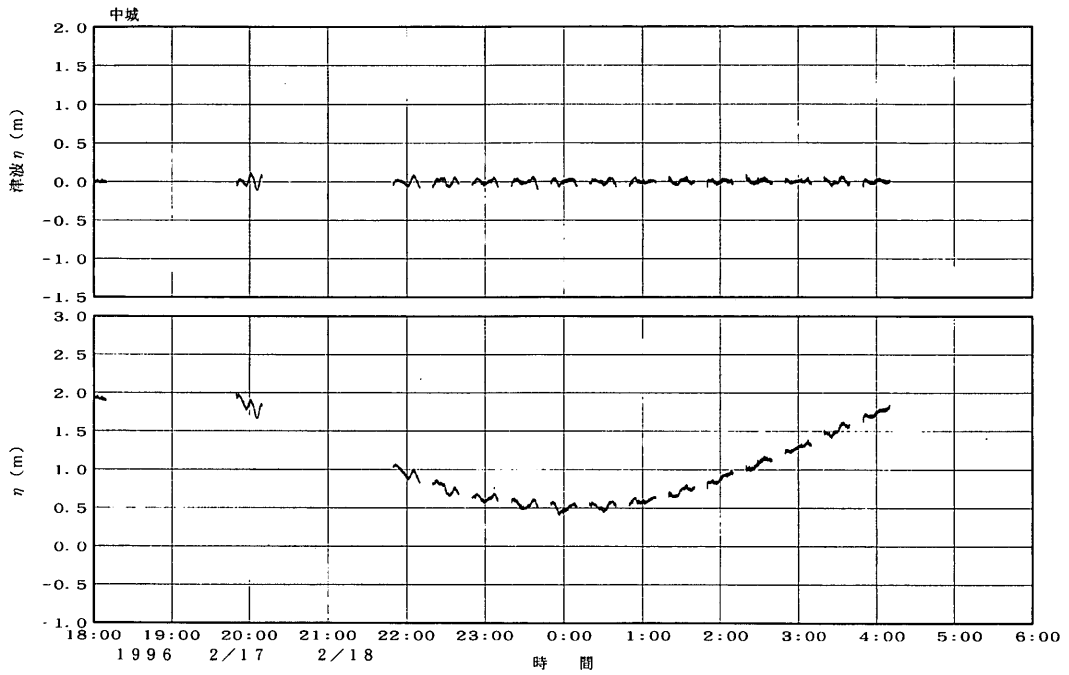
付図-1.9 常陸那珂港における波高計津波波形記録



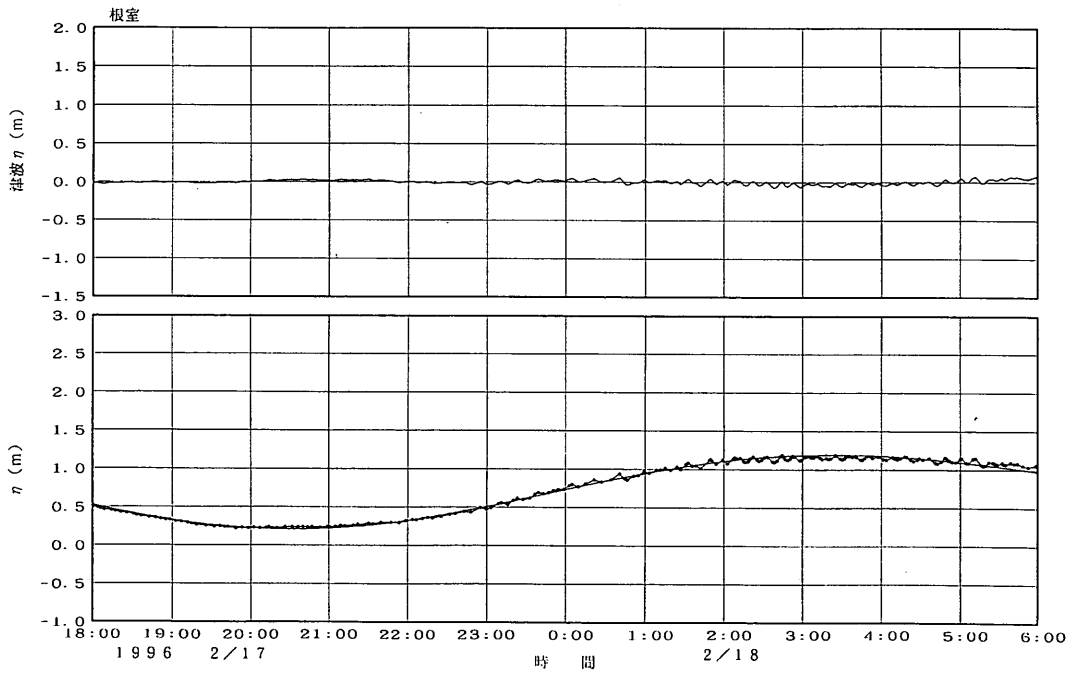
付図-1.10 下田港における波高計津波波形記録



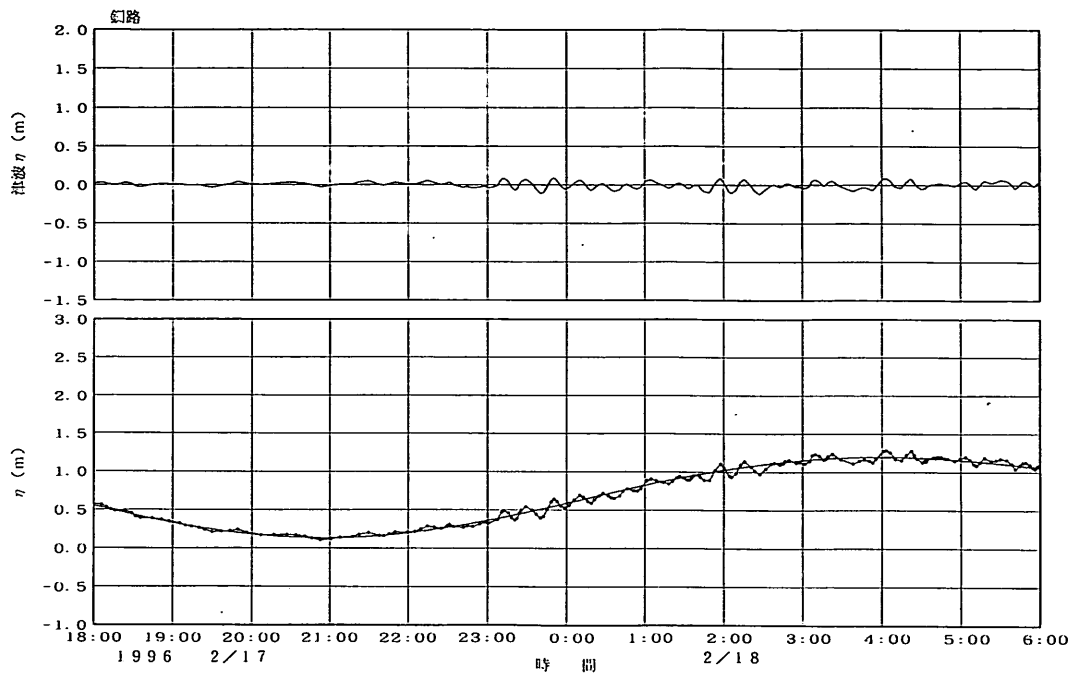
付図-1.11 宮崎港における波高計津波波形記録



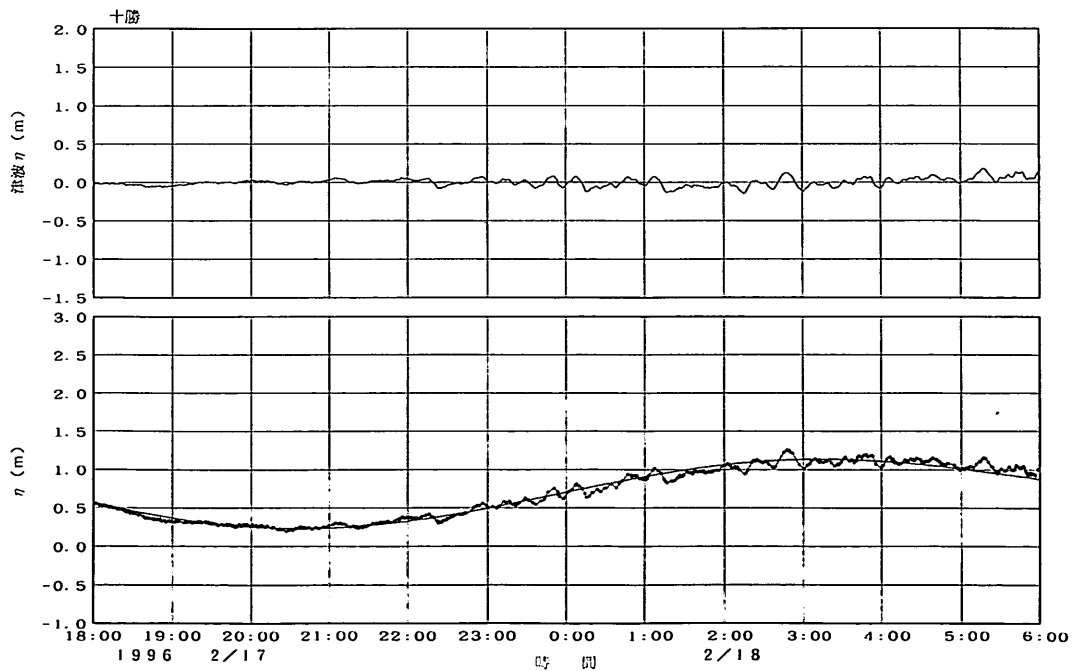
付図-1.12 中城湾における波高計津波波形記録



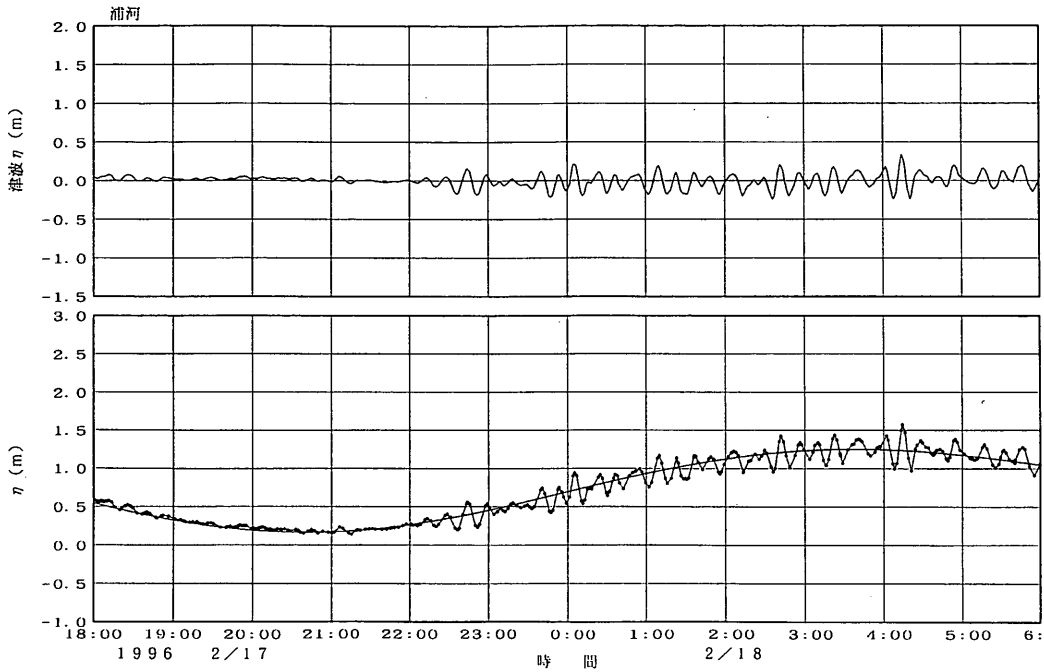
付図-1.13 根室港における検潮儀津波波形記録



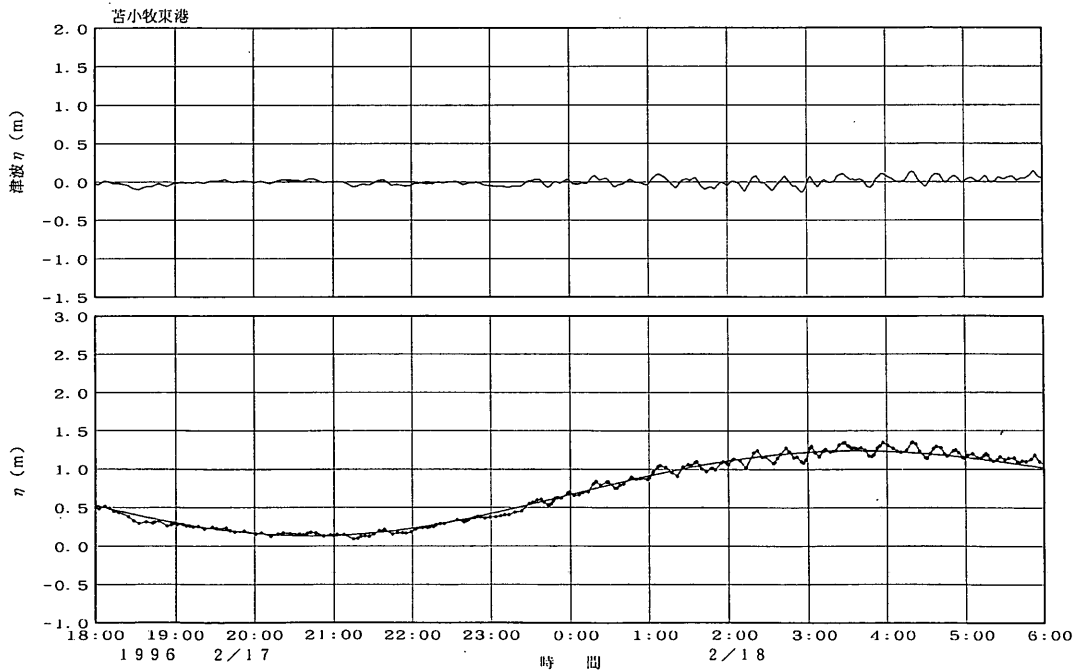
付図-1.14 釧路港における検潮儀津波波形記録



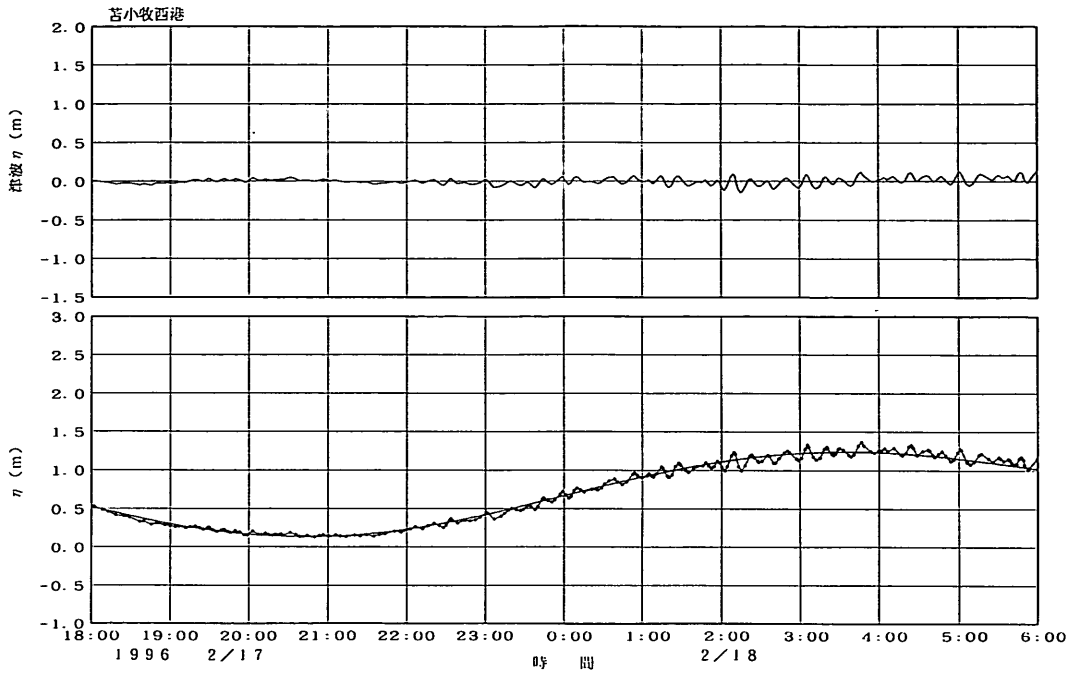
付図-1.15 十勝港における検潮儀津波波形記録



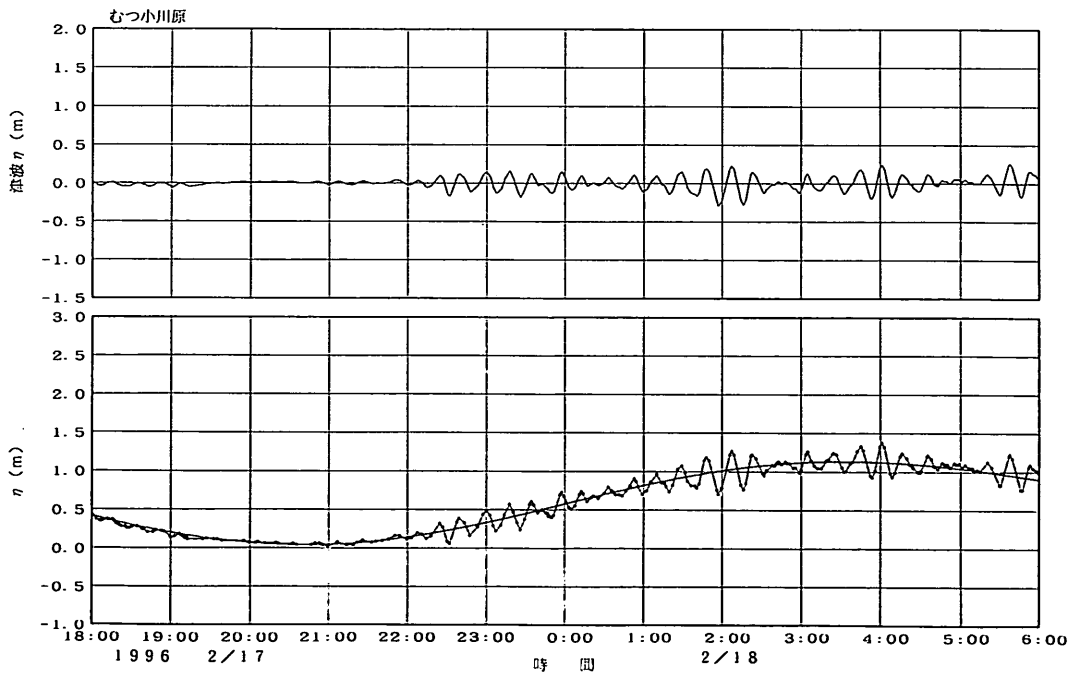
付図-1.16 浦河港における検潮儀津波波形記録



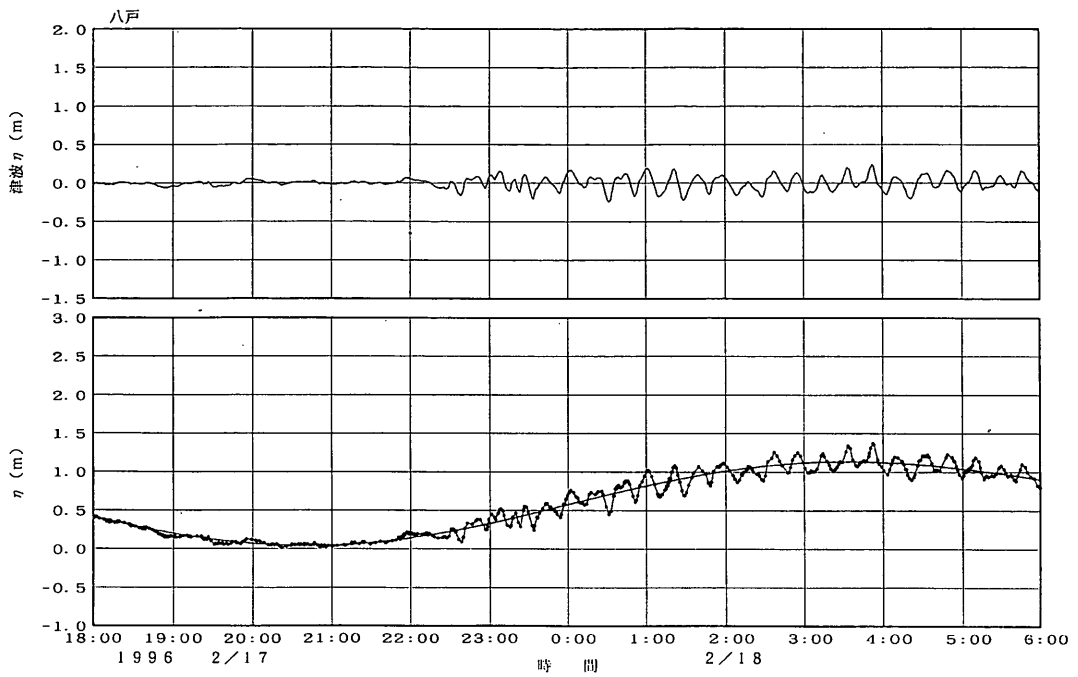
付図-1.17 苫小牧東港における検潮儀津波波形記録



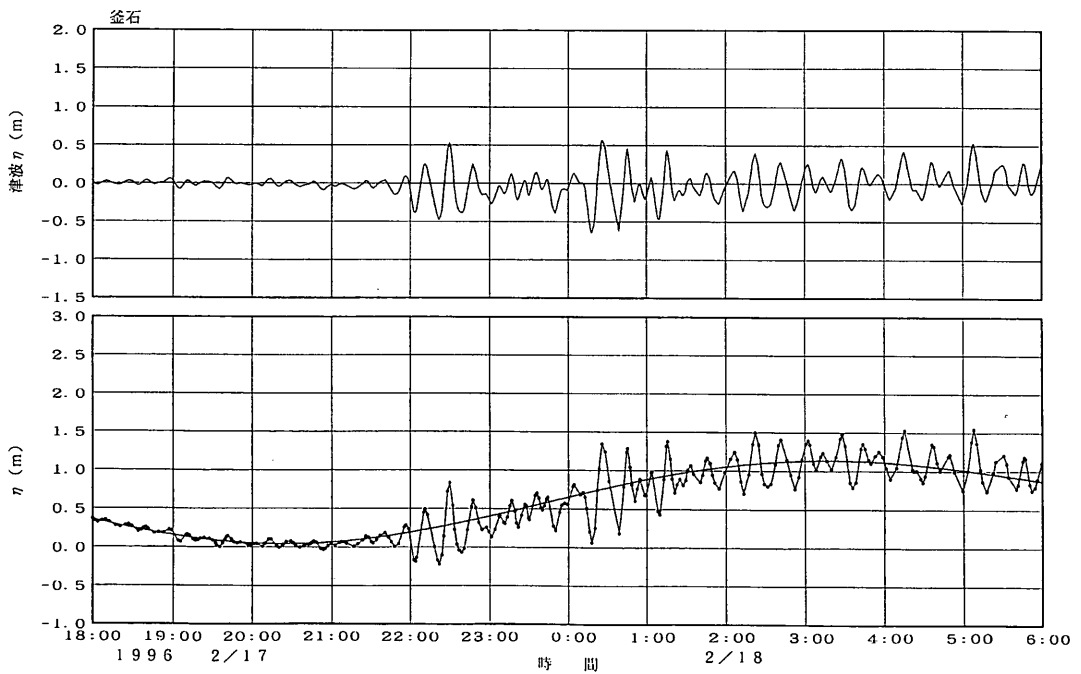
付図-1.18 苦小牧西港 (白老) における検潮儀津波波形記録



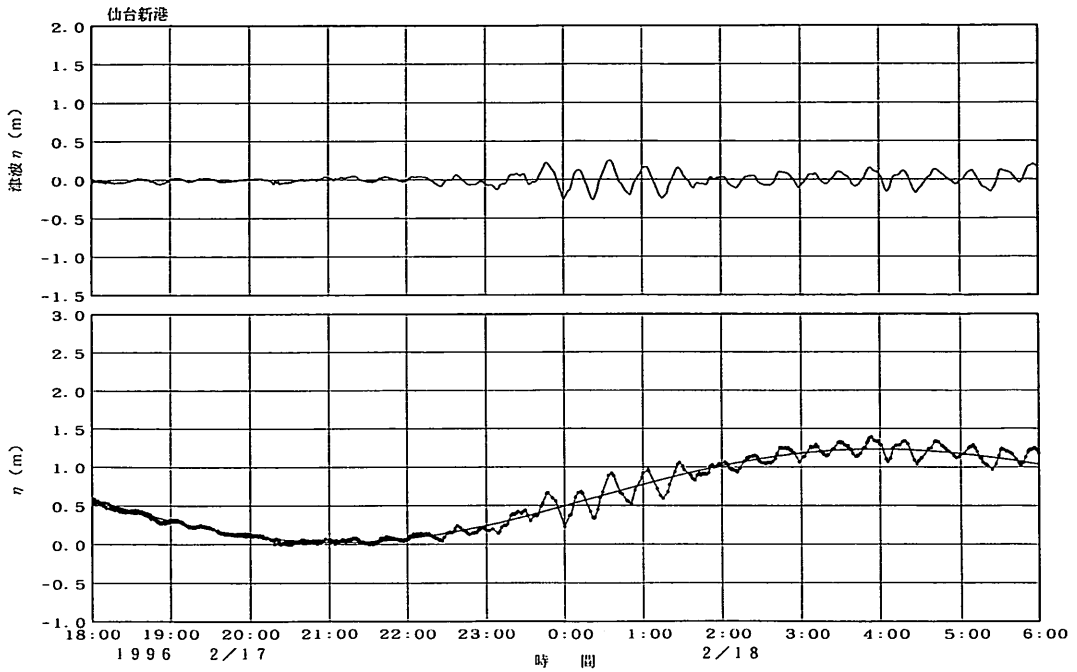
付図-1.19 むつ小川原における検潮儀津波波形記録



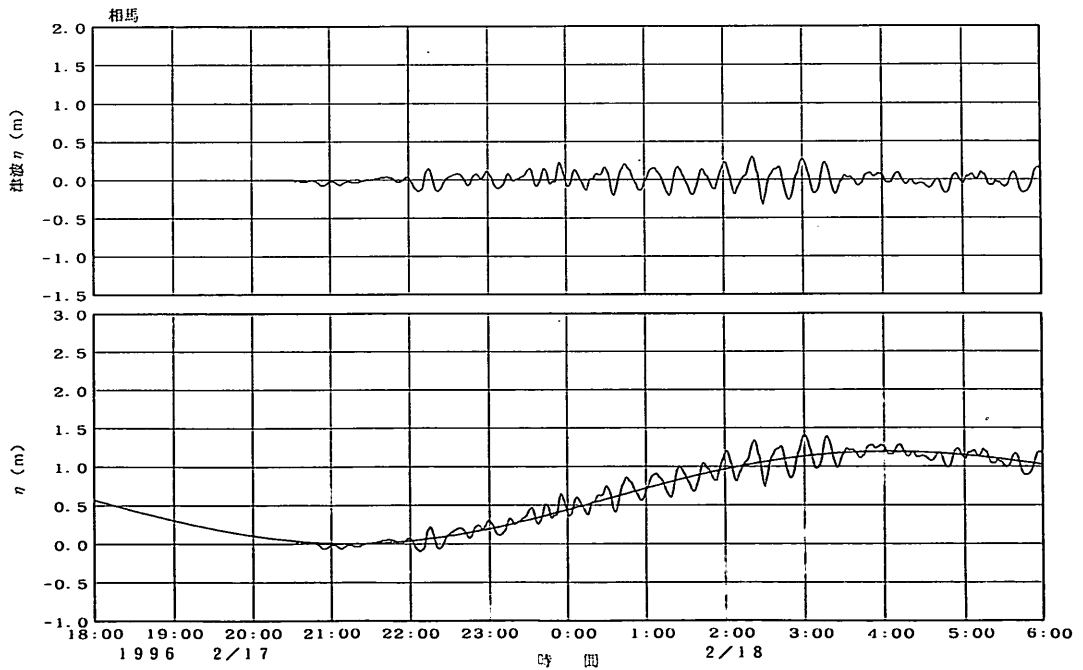
付図-1.20 八戸港における検潮儀津波波形記録



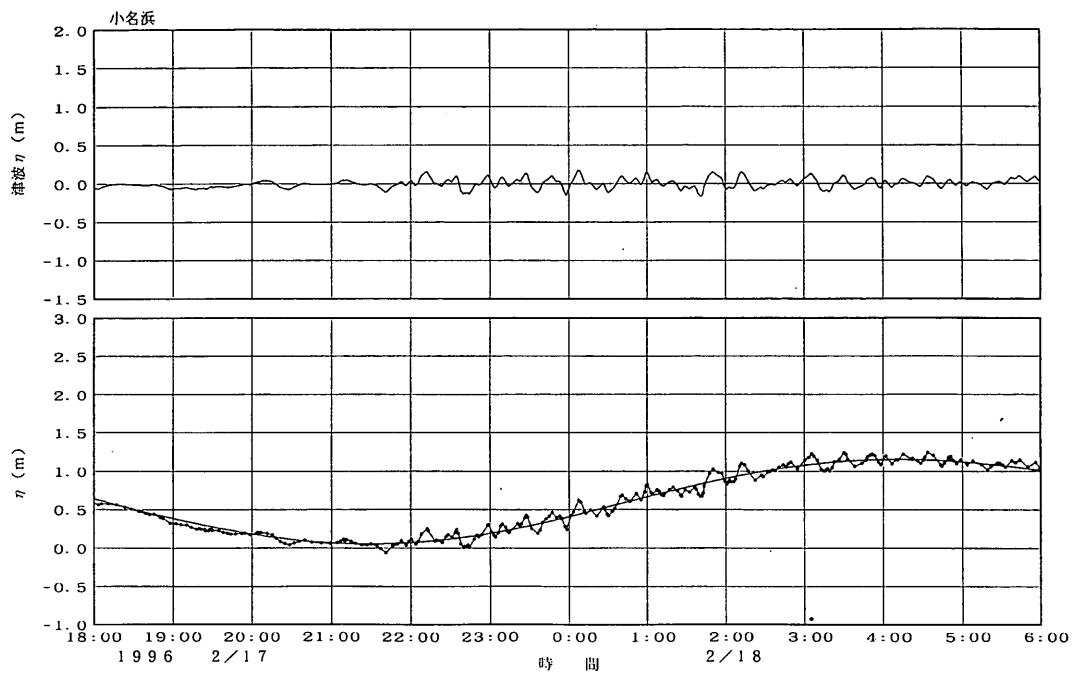
付図-1.21 釜石港における検潮儀津波波形記録



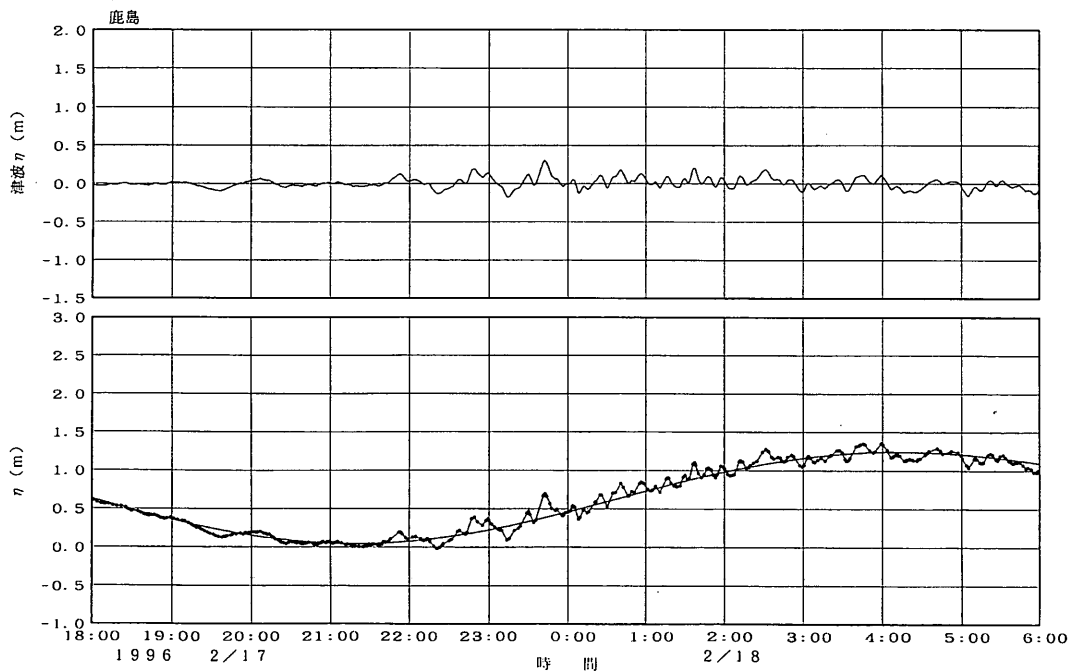
付図-1.22 仙台新港における検潮儀津波波形記録



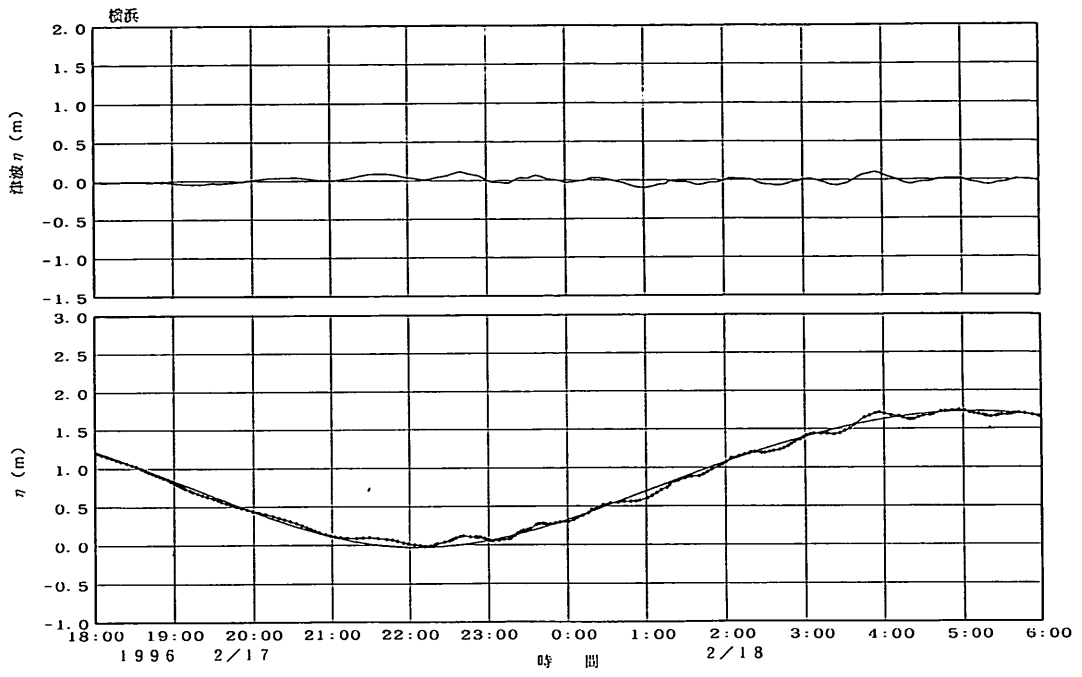
付図-1.23 相馬港における検潮儀津波波形記録



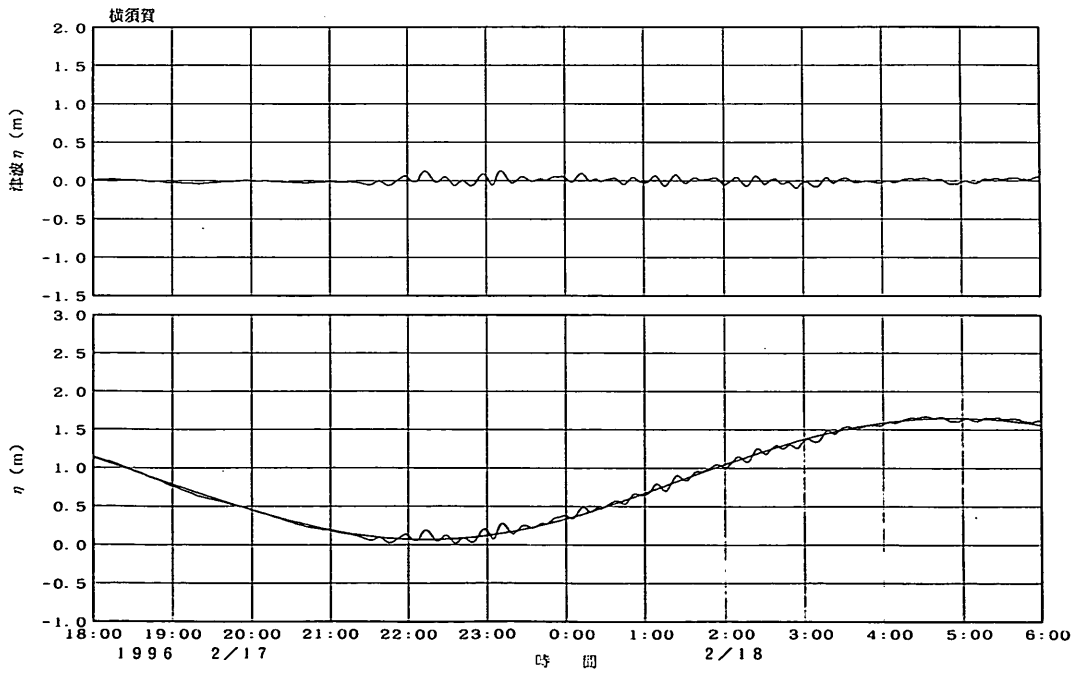
付図-1.24 小名浜港における検潮儀津波波形記録



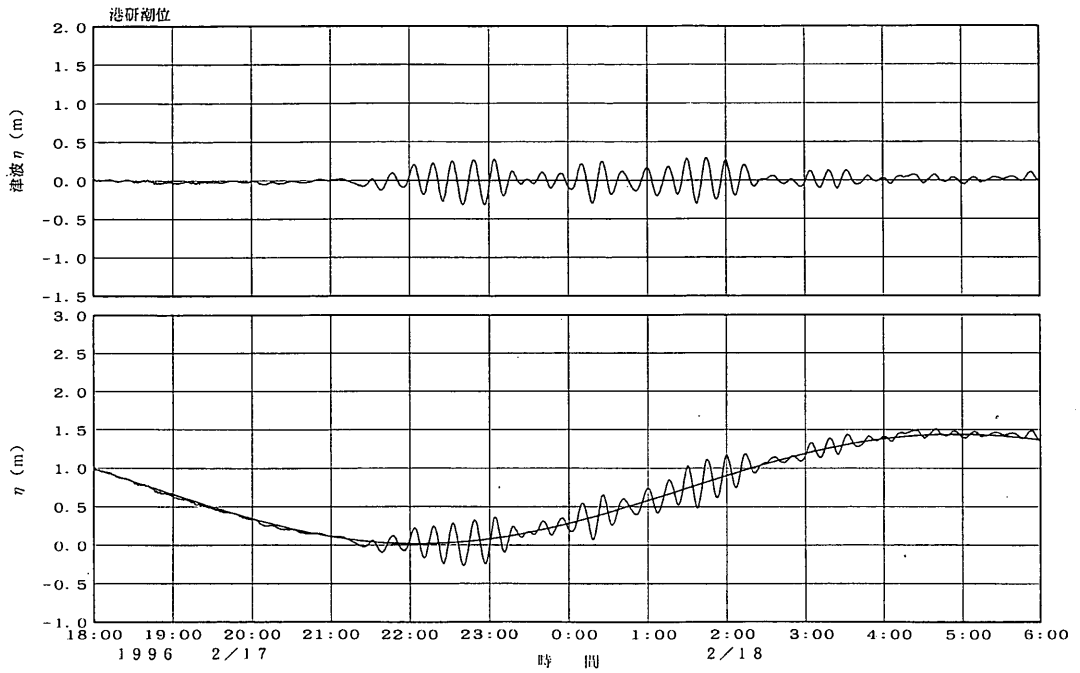
付図-1.25 鹿島港における検潮儀津波波形記録



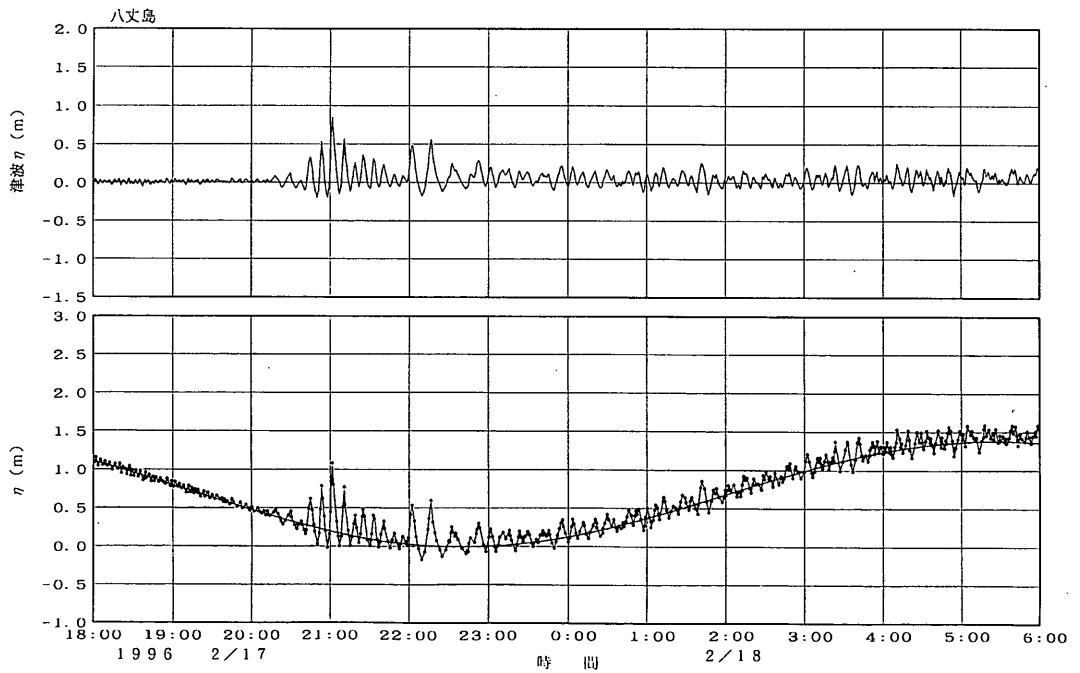
付図-1.26 横浜港（山の内）における検潮儀津波波形記録



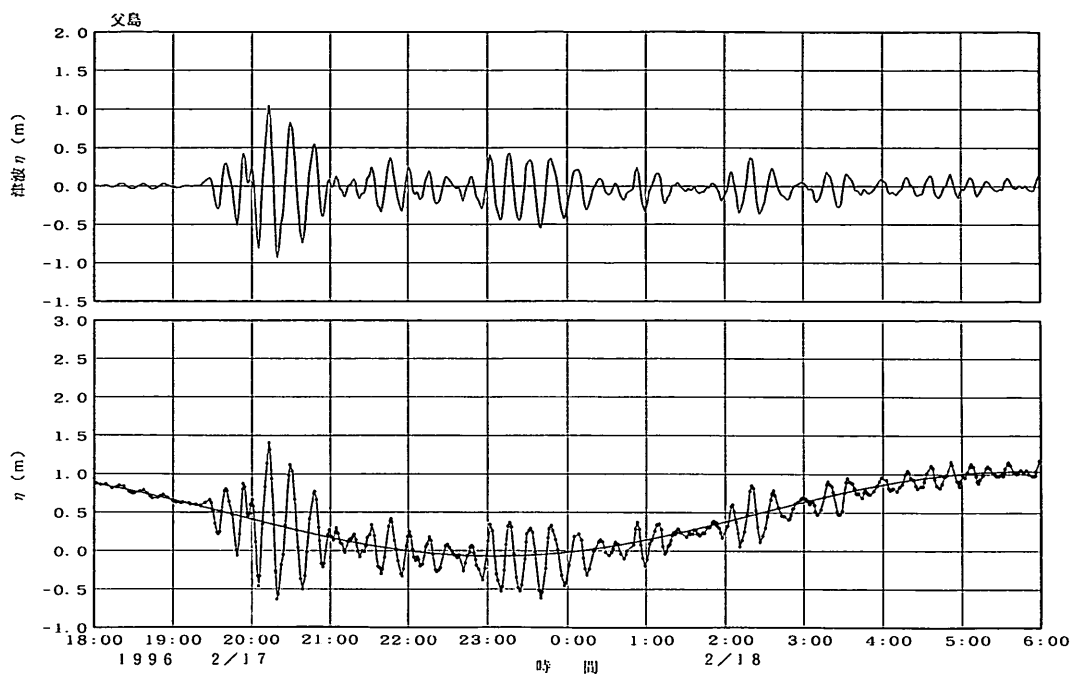
付図-1.27 横須賀港における検潮儀津波波形記録



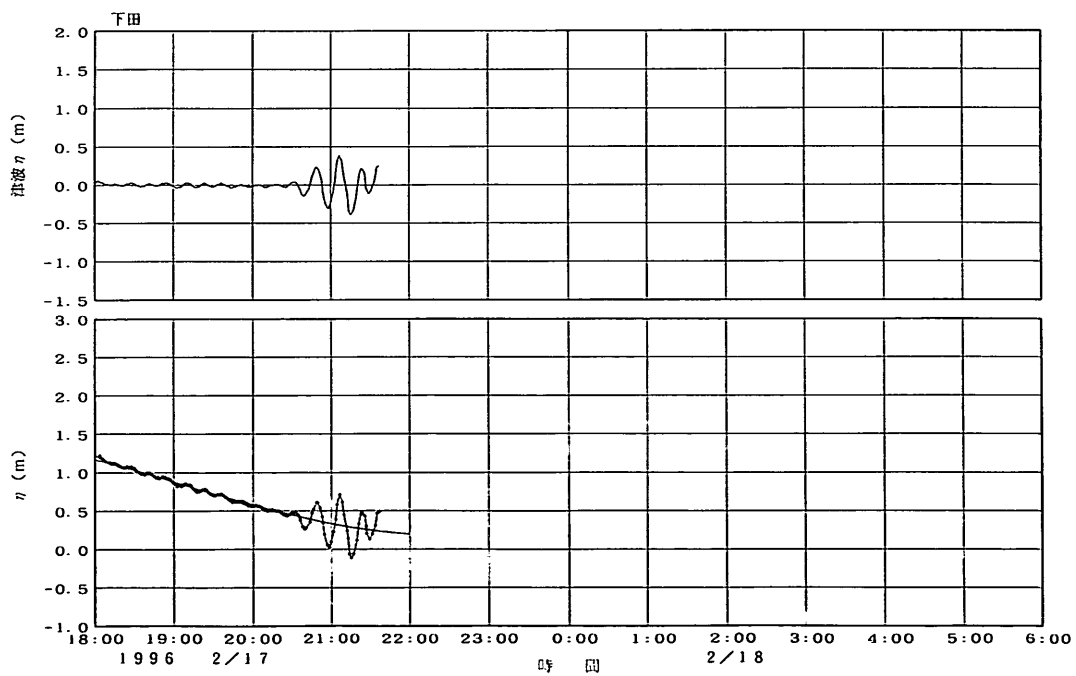
付図-1.28 港研構内(久里浜)における検潮儀津波波形記録



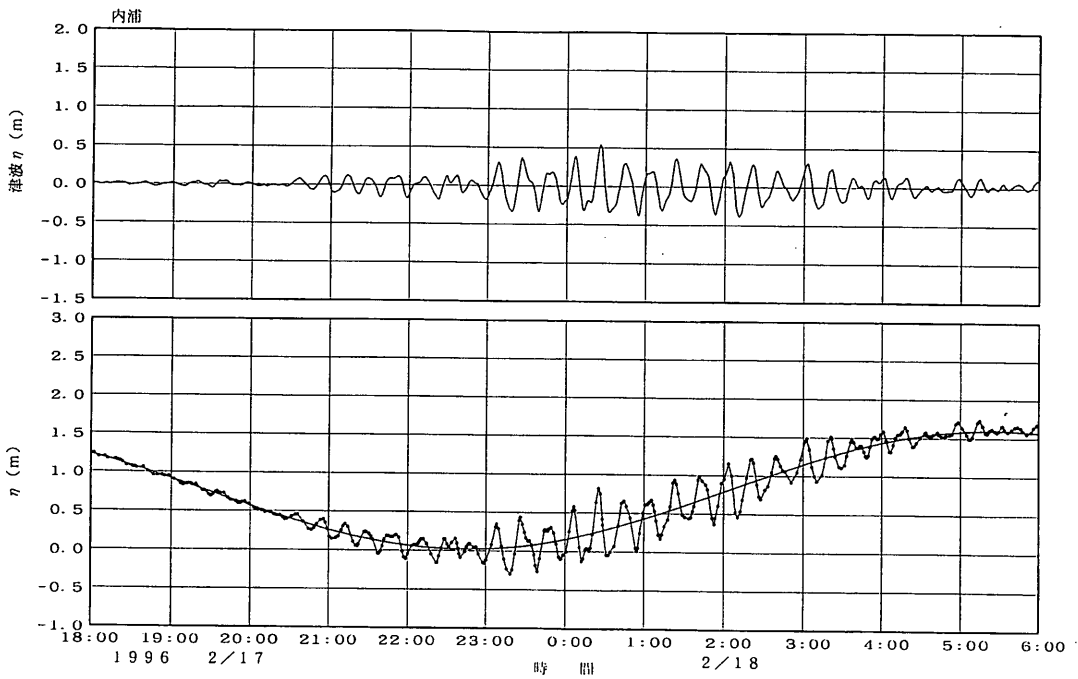
付図-1.29 八丈島における検潮儀津波波形記録



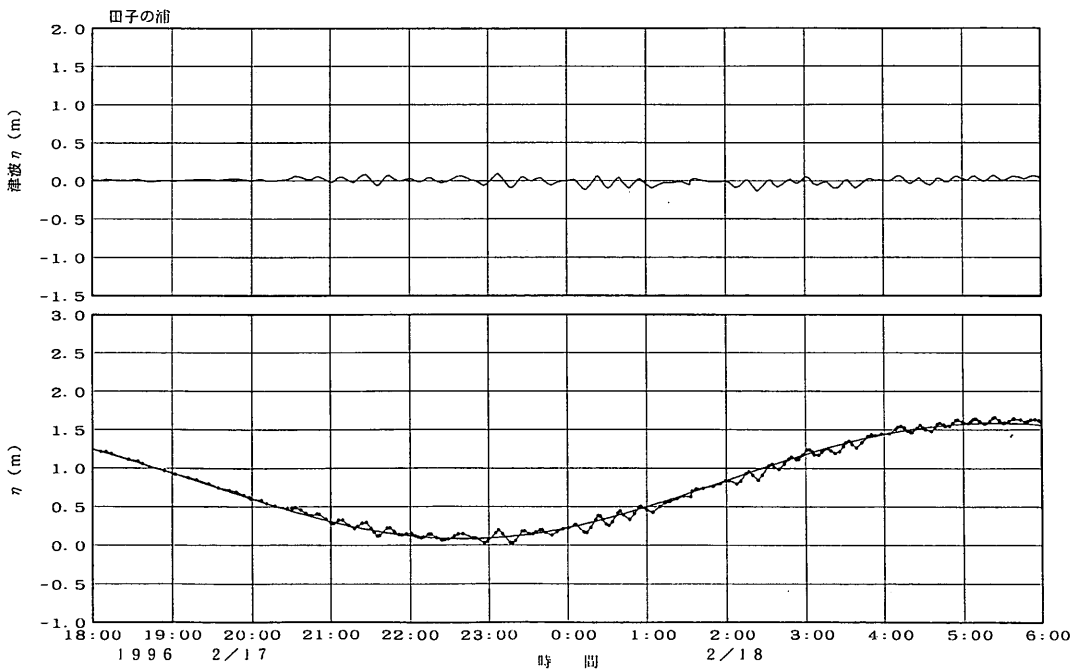
付図-1.30 父島における検潮儀津波波形記録



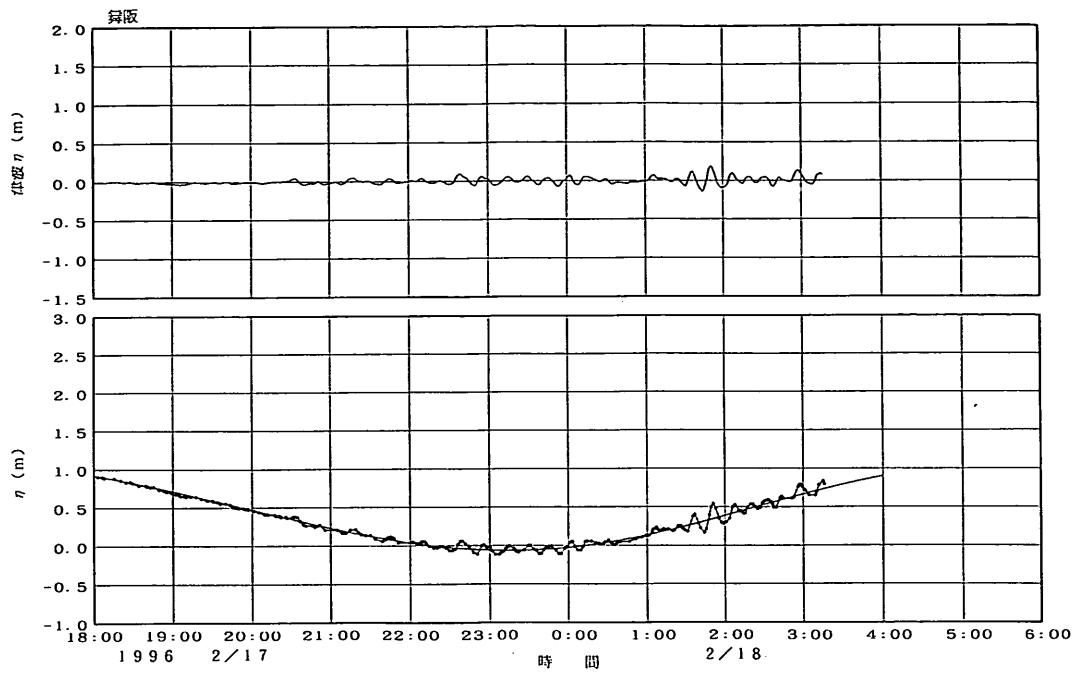
付図-1.31 下田港(伊豆)における検潮儀津波波形記録



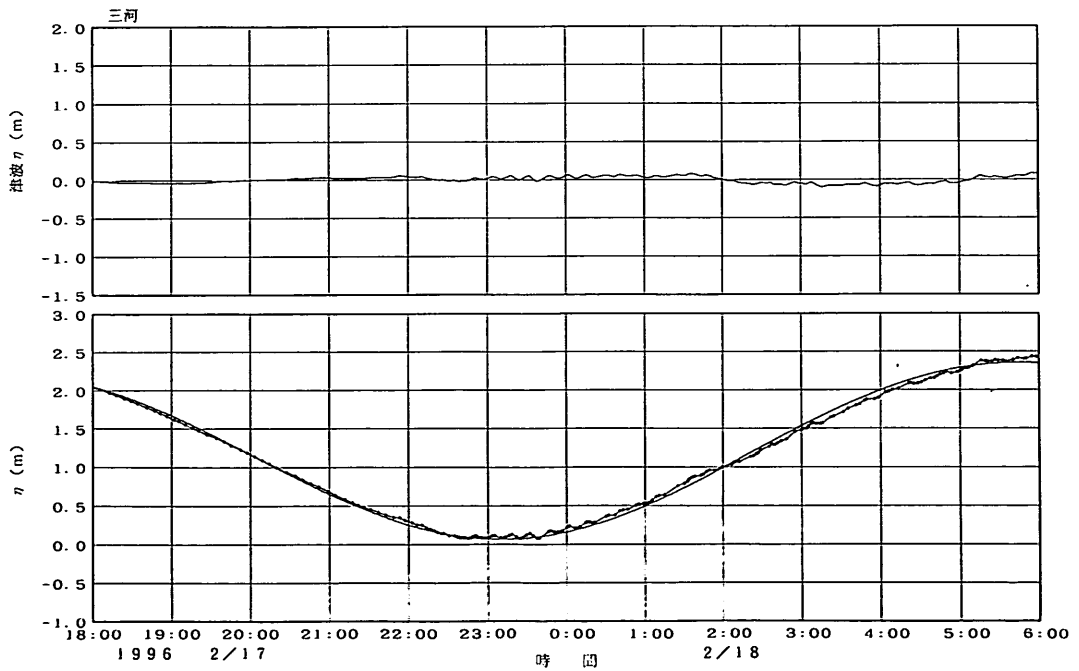
付図-1.32 内浦における検潮儀津波波形記録



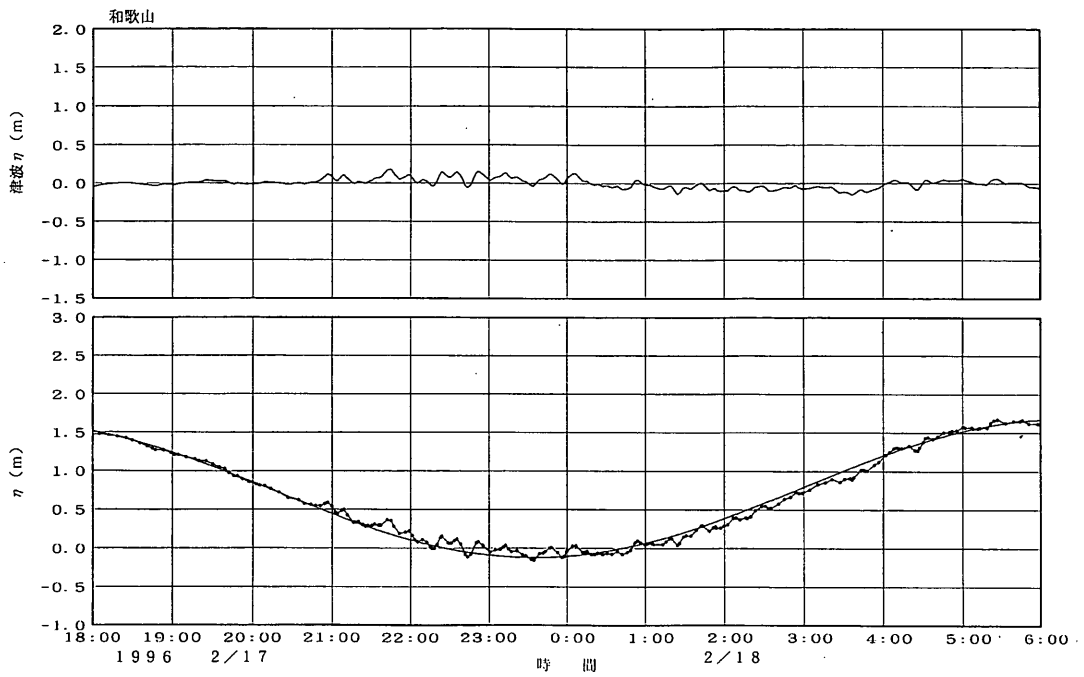
付図-1.33 田子の浦港における検潮儀津波波形記録



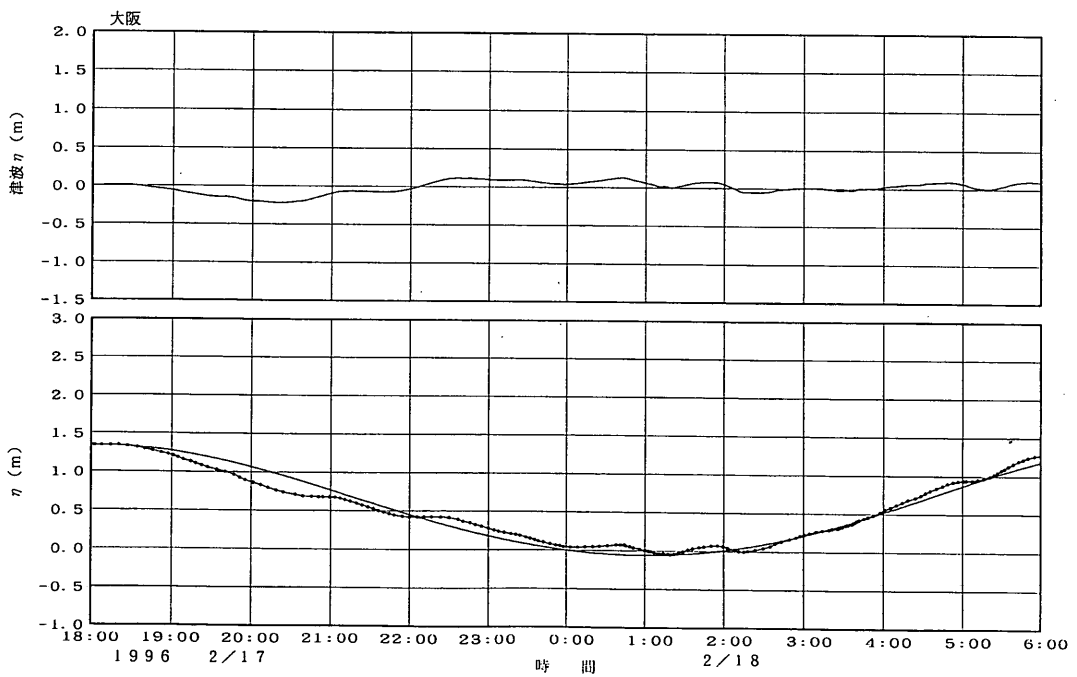
付図-1.34 舞阪における検潮儀津波波形記録



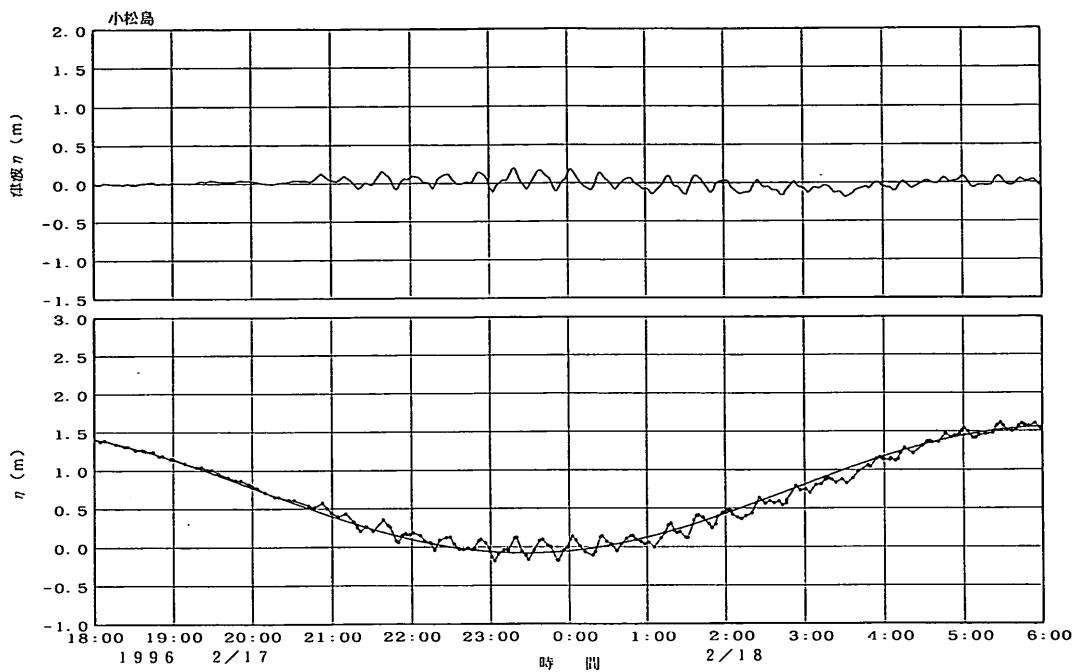
付図-1.35 三河港における検潮儀津波波形記録



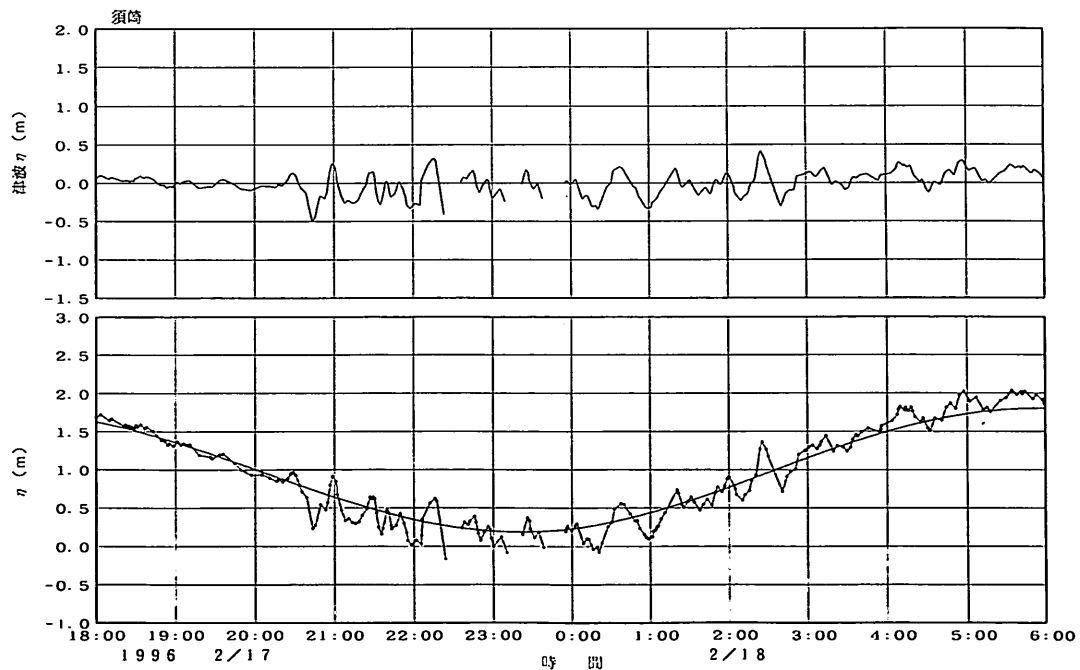
付図-1.36 和歌山港における検潮儀津波波形記録



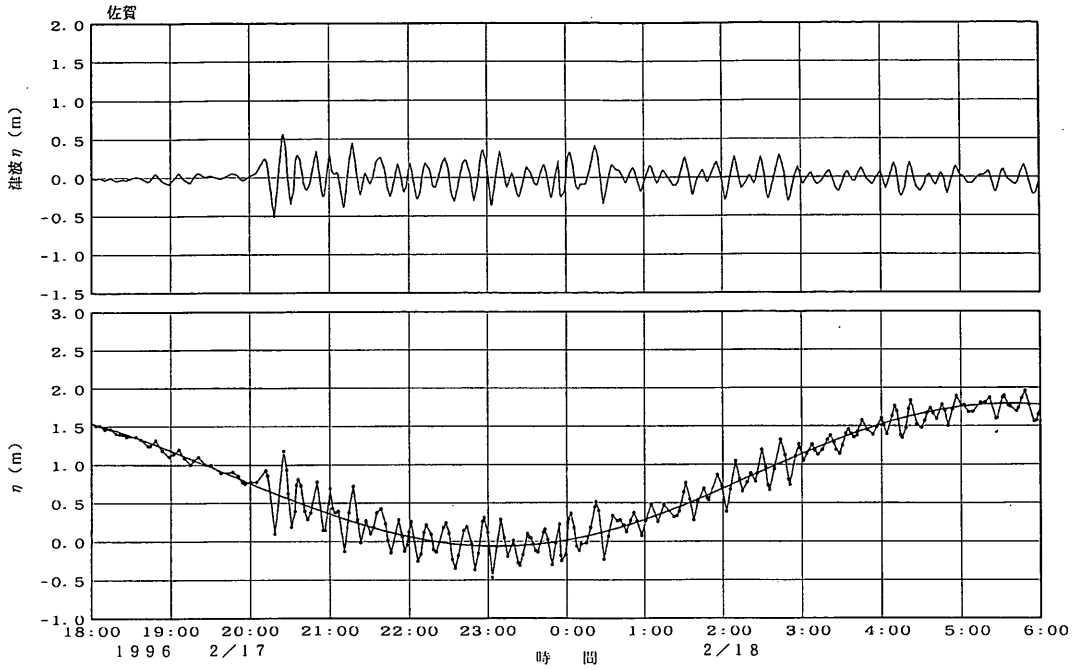
付図-1.37 大阪港における検潮儀津波波形記録



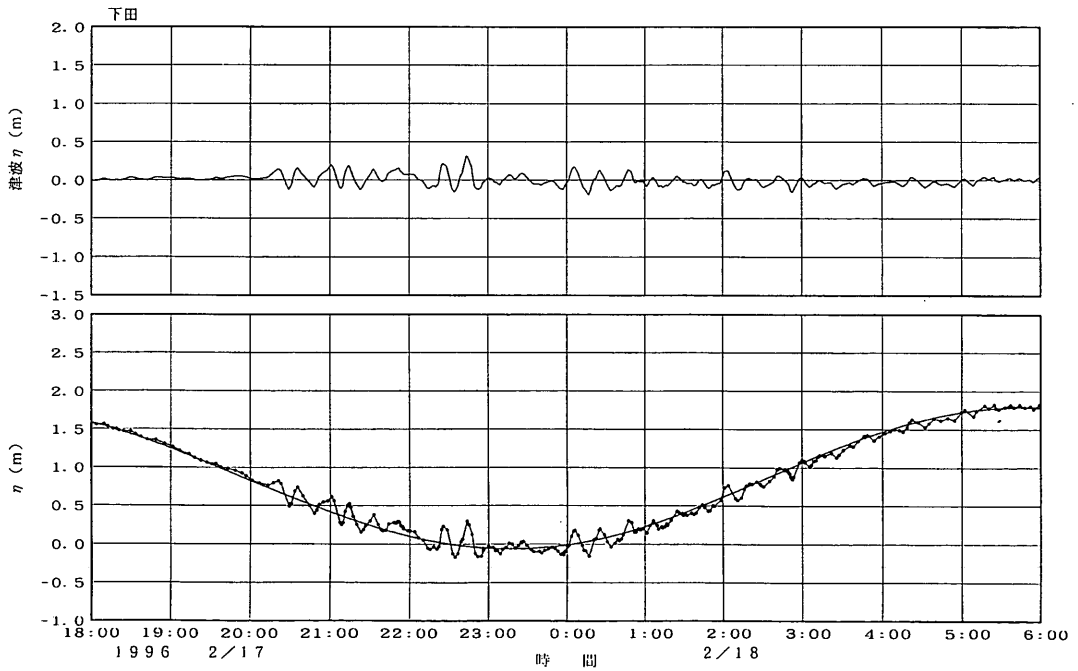
付図-1.38 小松島港における検潮儀津波波形記録



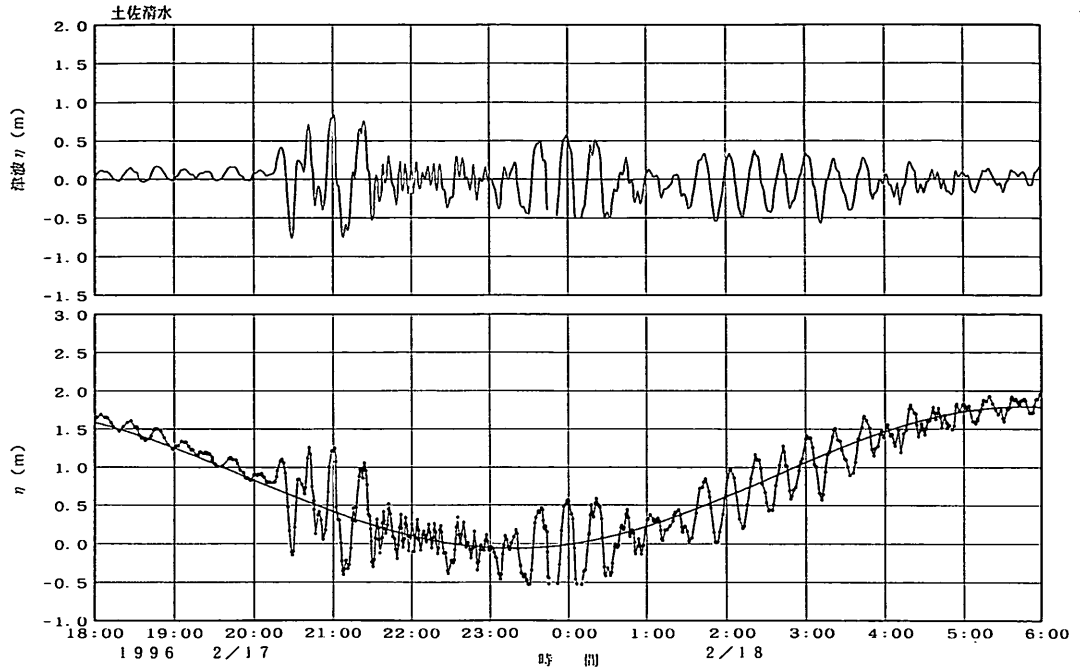
付図-1.39 須崎港における検潮儀津波波形記録



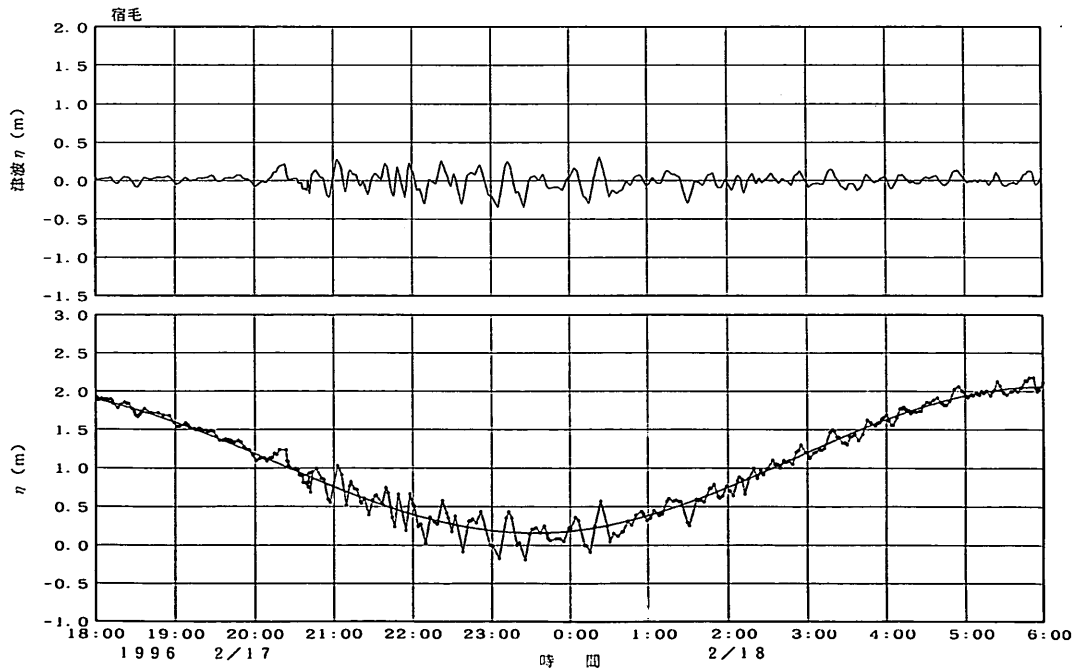
付図-1.40 佐賀港（土佐）における検潮儀津波波形記録



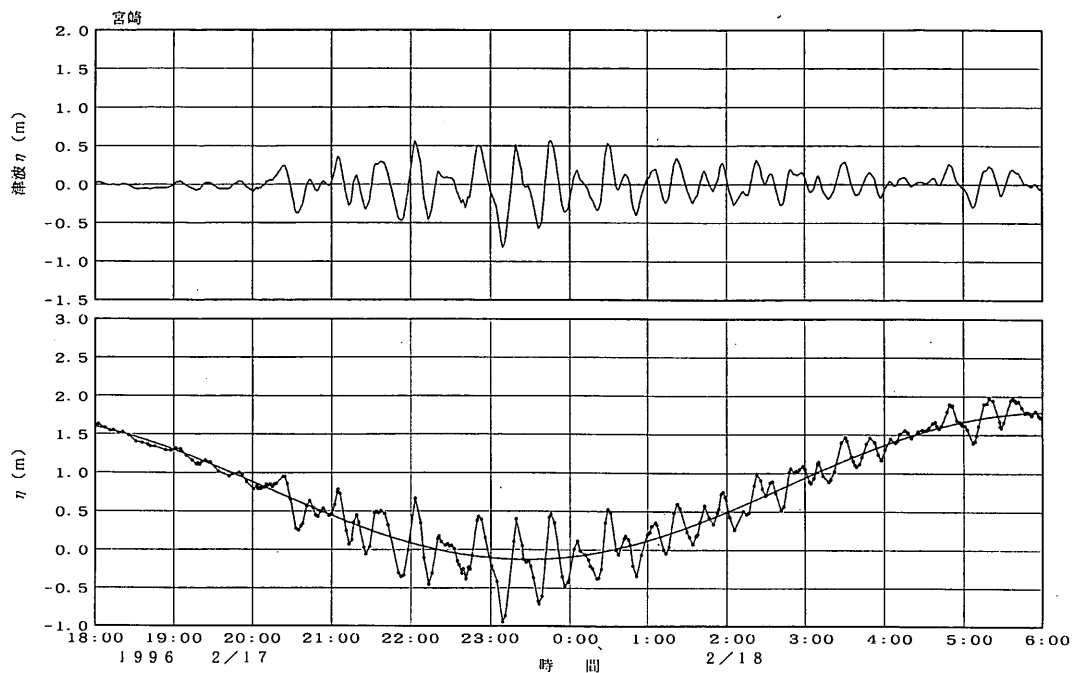
付図-1.41 下田港（土佐）における検潮儀津波波形記録



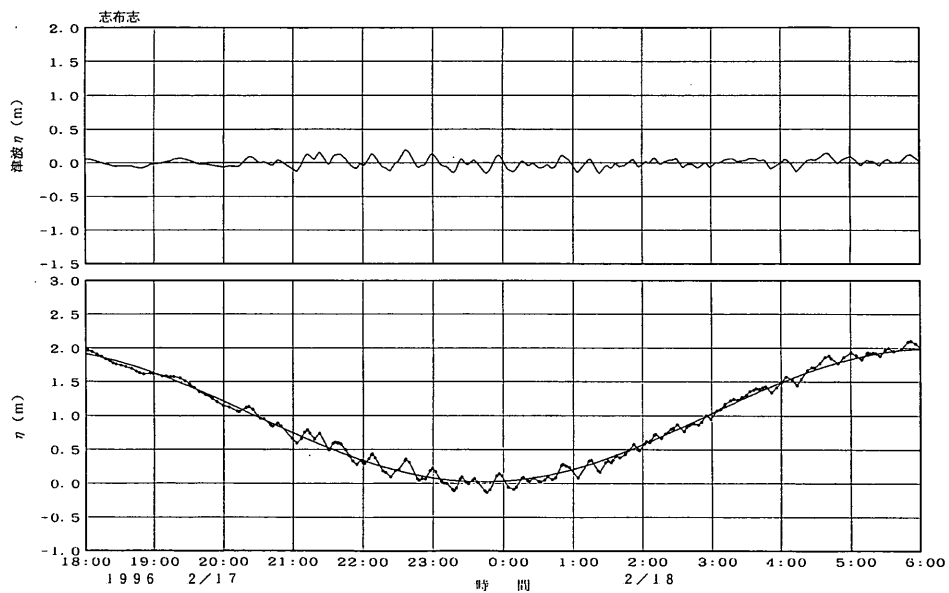
付図-1.42 土佐清水港における検潮儀津波波形記録



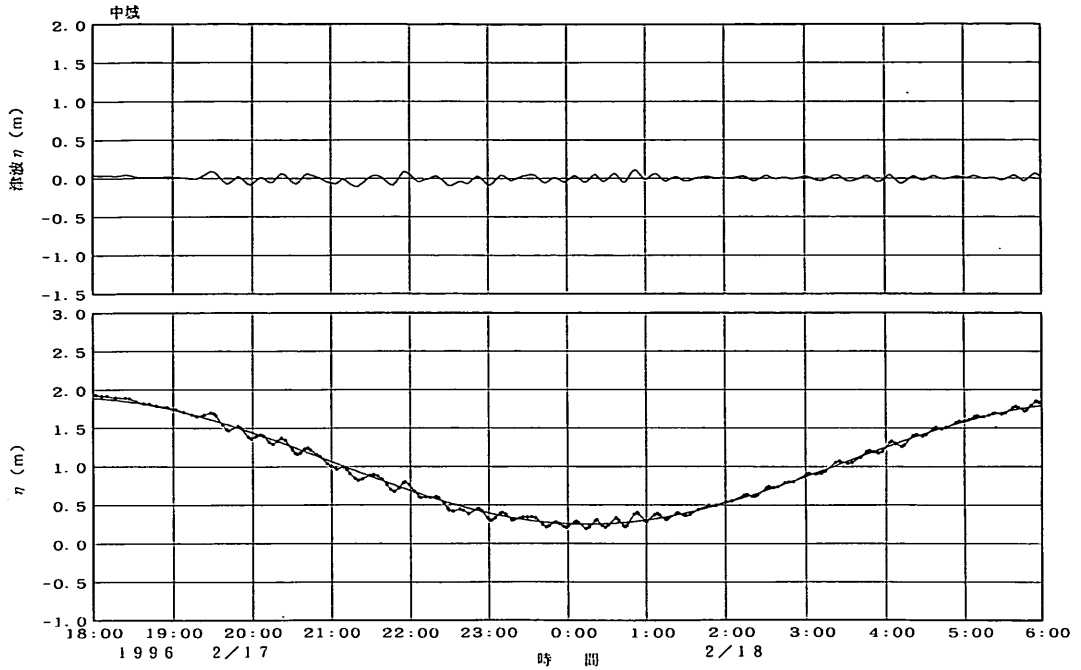
付図-1.43 片島(宿毛)における検潮儀津波波形記録



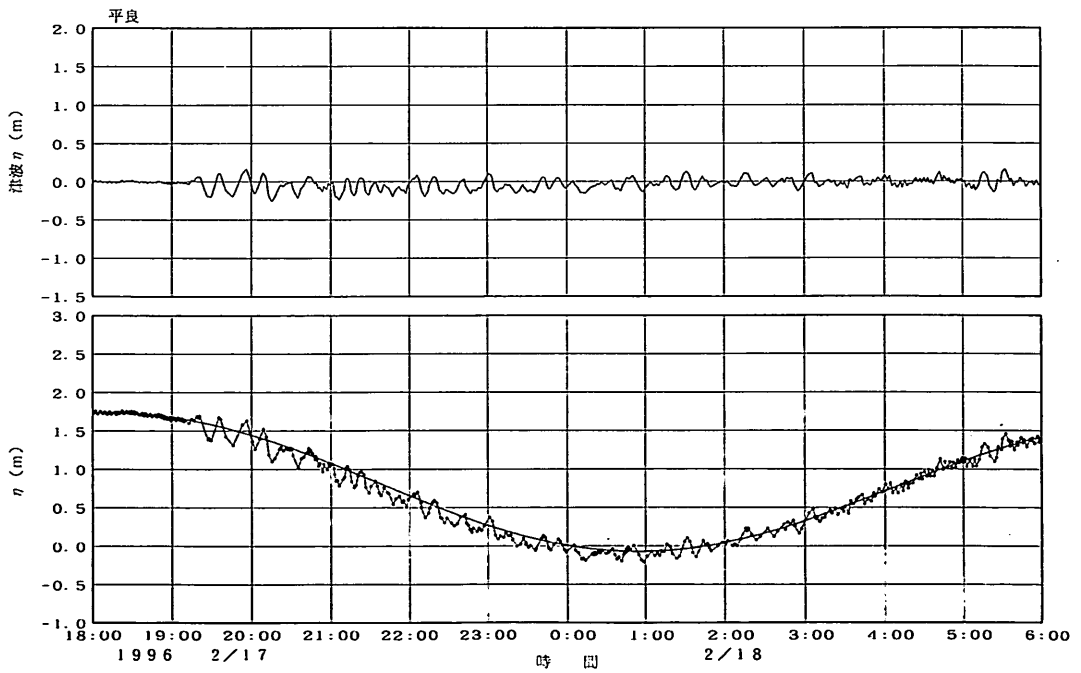
付図一. 44 宮崎港における検潮儀津波波形記録



付図一. 45 志布志港における検潮儀津波波形記録

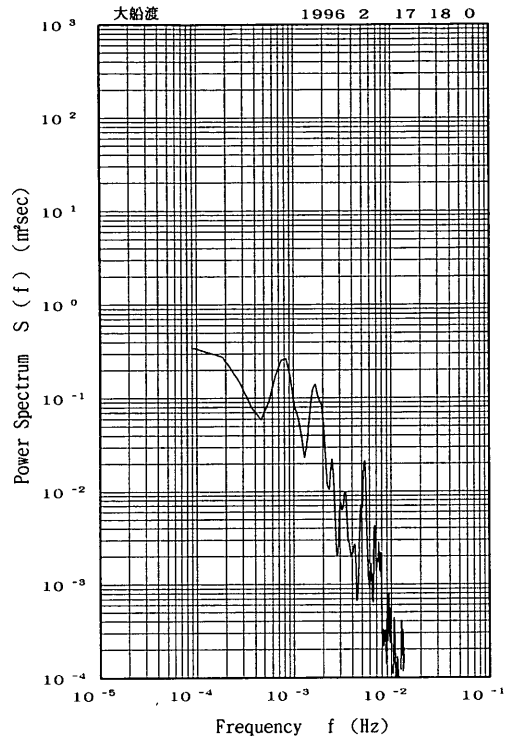
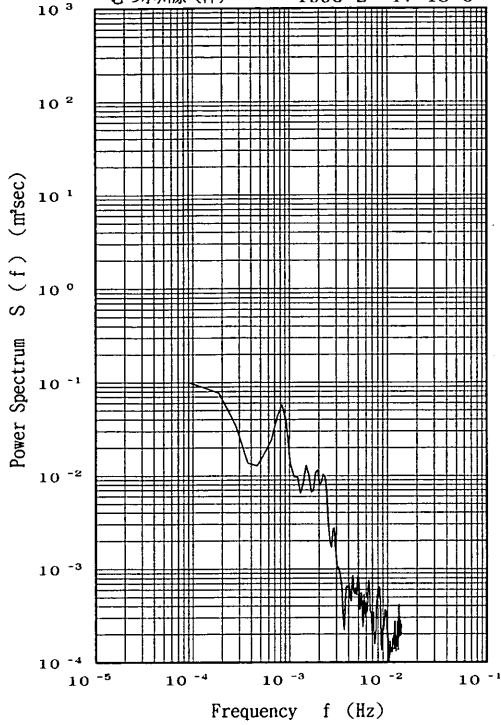


付図-1.46 中城湾における検潮儀津波波形記録



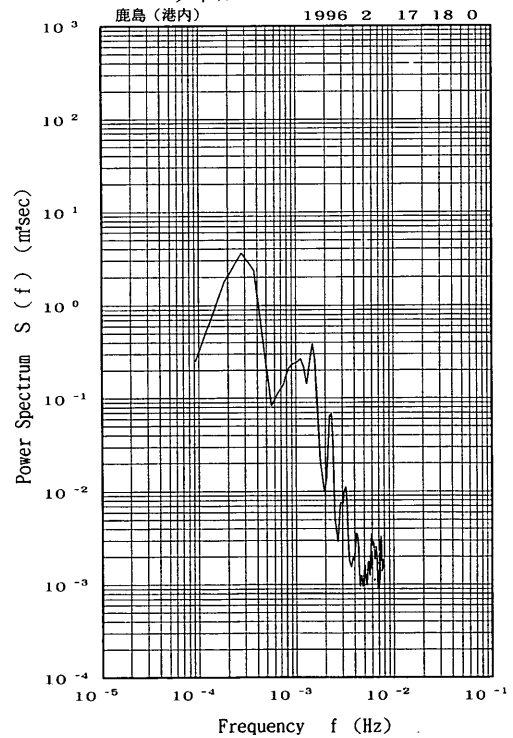
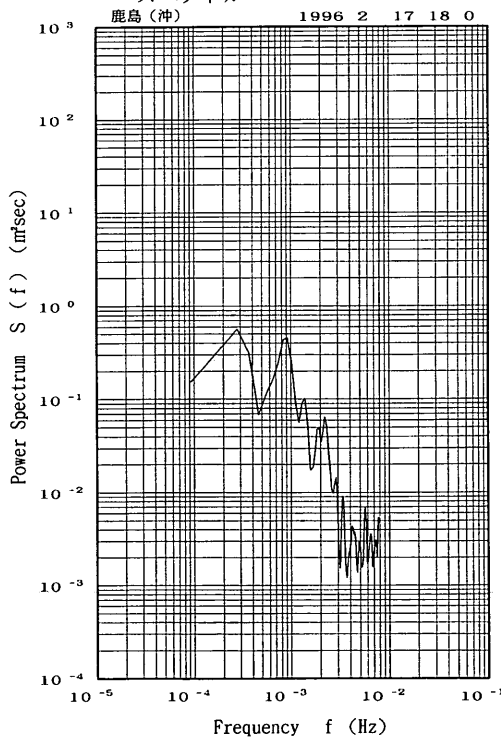
付図-1.47 平良港における検潮儀津波波形記録

付図-2 津波の周波数スペクトル
むつ小川原(沖)



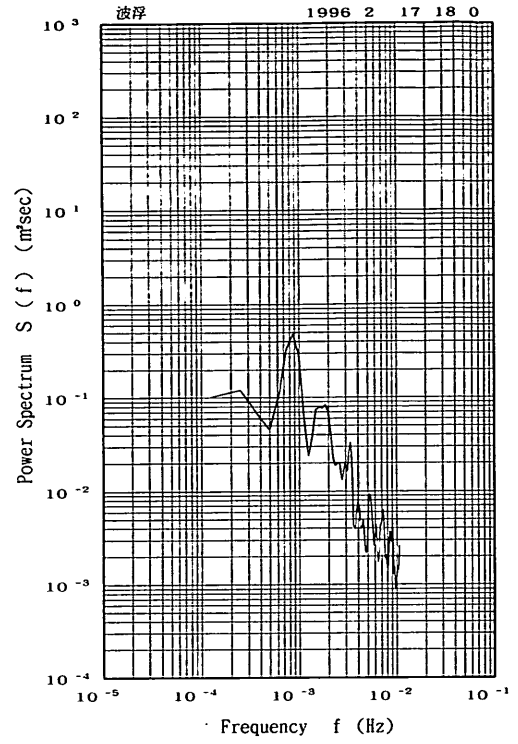
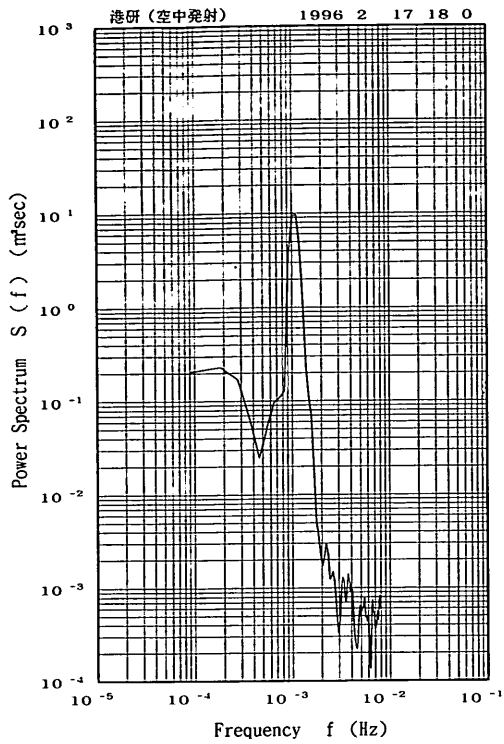
付図-2. 1 むつ小川原における波高計記録の周波数スペクトル

付図-2. 2 大船渡港における波高計記録の周波数スペクトル



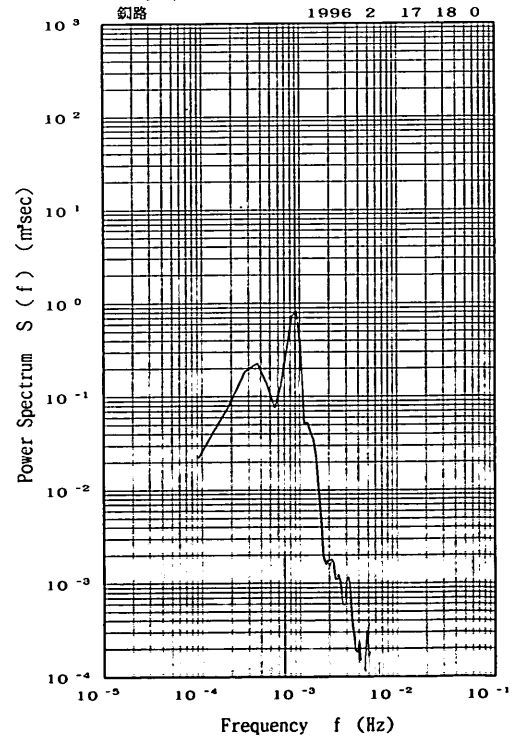
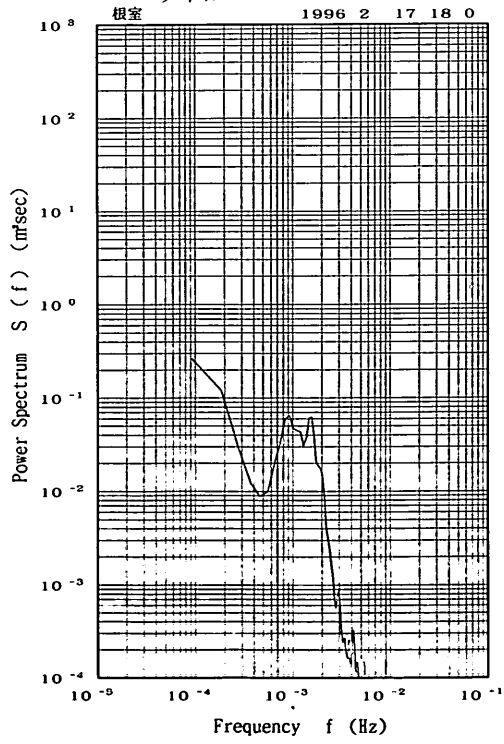
付図-2. 3. 1 鹿島港における波高計記録の周波数スペクトル(沖合)

付図-2. 3. 2 鹿島港における波高計記録の周波数スペクトル(港内)



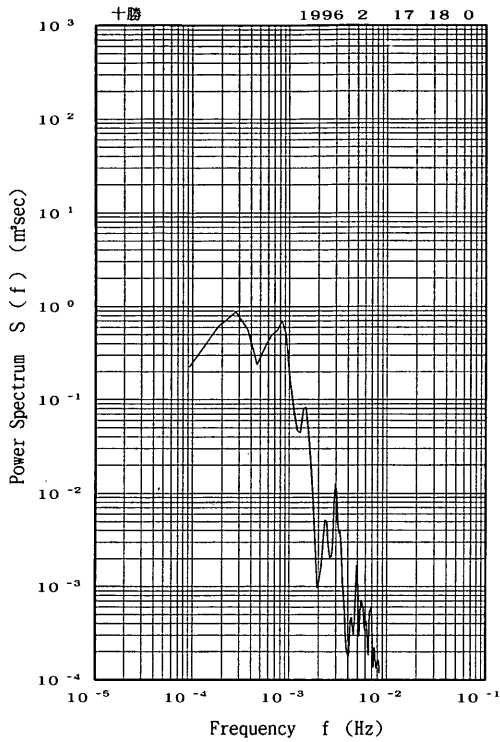
付図-2. 4 港研構内における波高計記録の周波数スペクトル

付図-2. 5 波浮港における波高計記録の周波数スペクトル

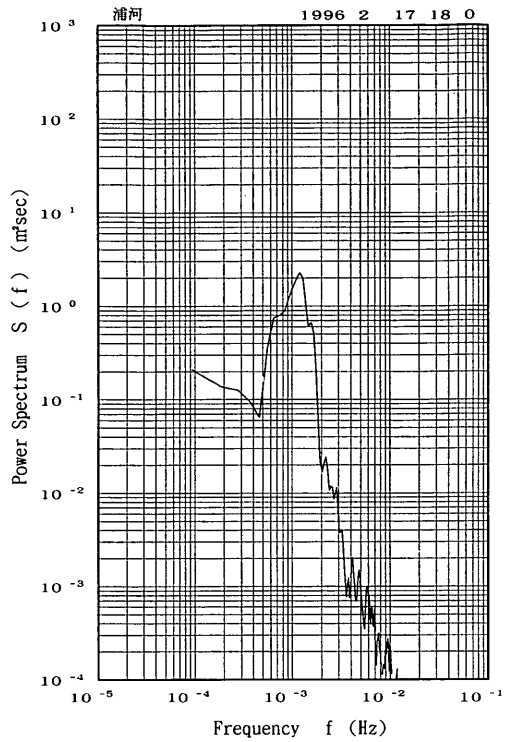


付図-2. 6 根室港における検潮記録の周波数スペクトル

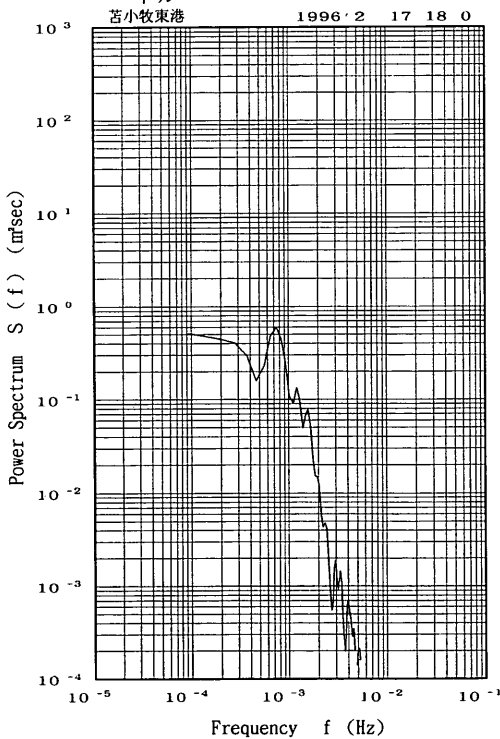
付図-2. 7 釧路港における検潮記録の周波数スペクトル



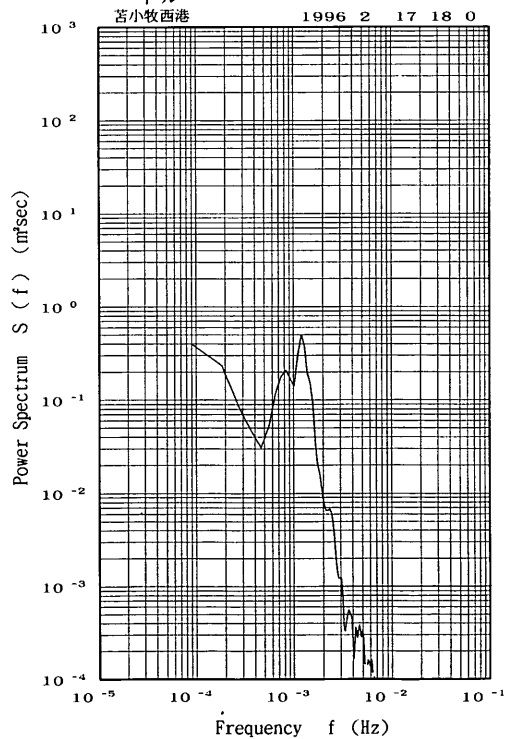
付図-2. 8 十勝港における検潮記録の周波数スペクトル



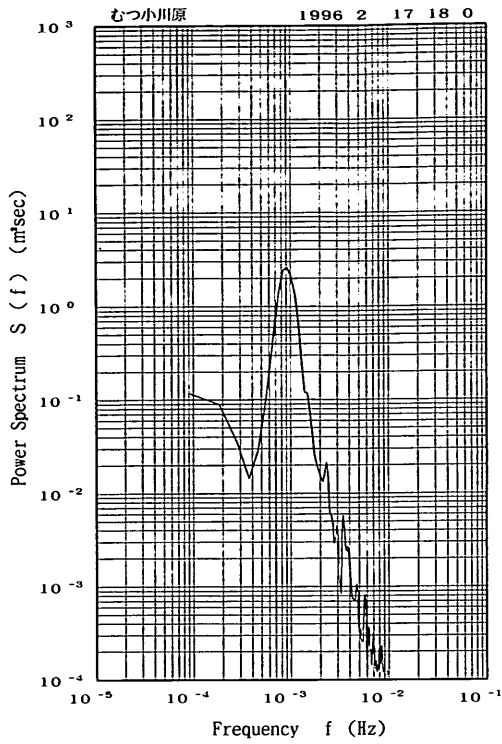
付図-2. 9 浦河港における検潮記録の周波数スペクトル



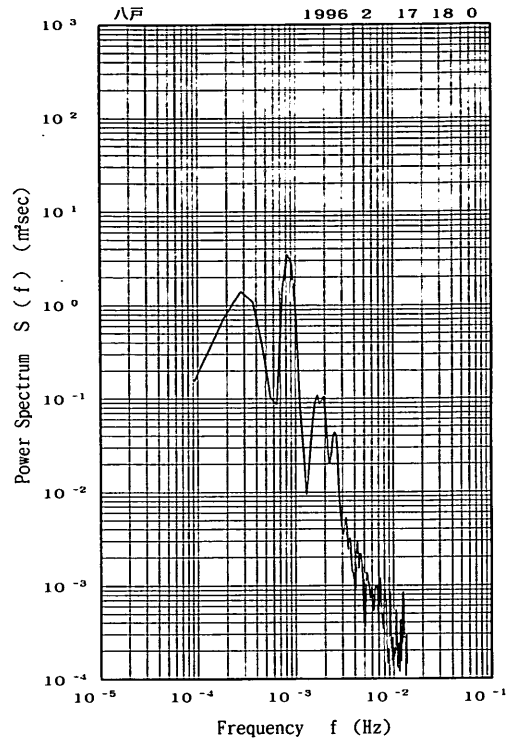
付図-2. 10 苫小牧東港における検潮記録の周波数スペクトル



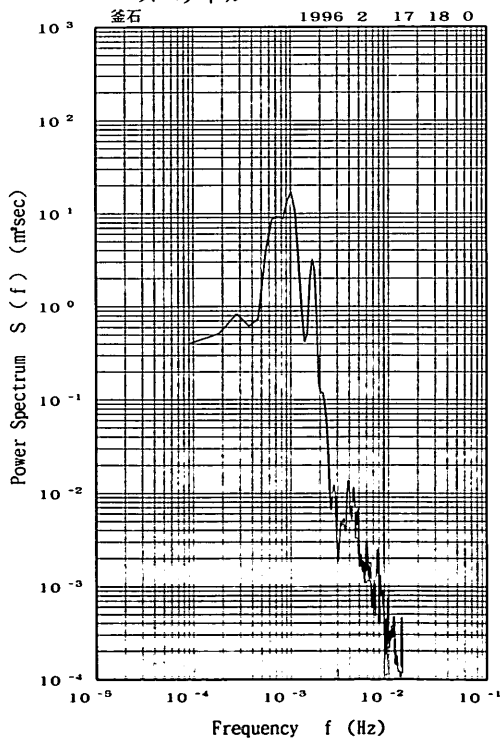
付図-2. 11 苫小牧西港 (白老) における検潮記録の周波数スペクトル



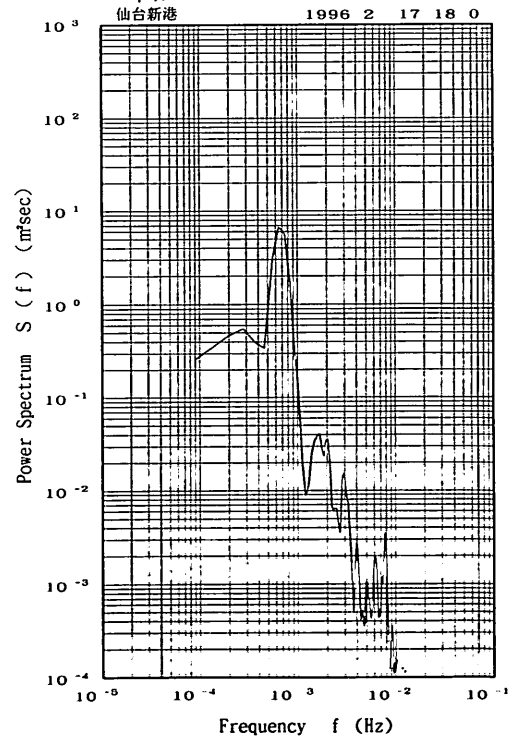
付図-2. 12 むつ小川原港における検潮記録の周波数スペクトル



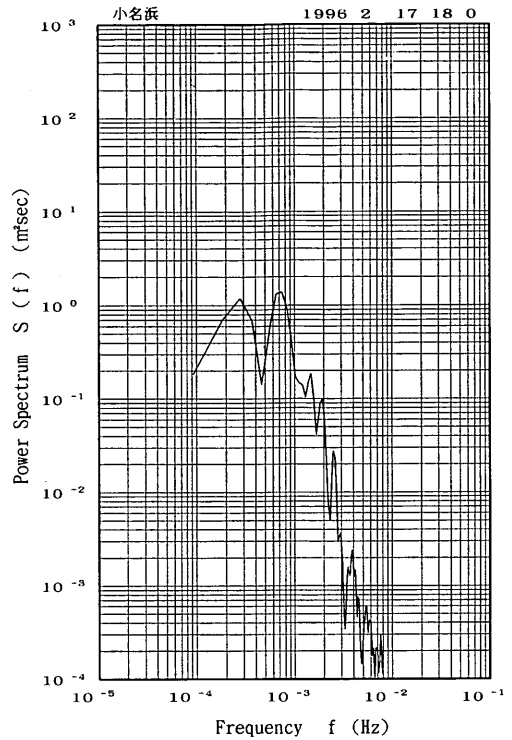
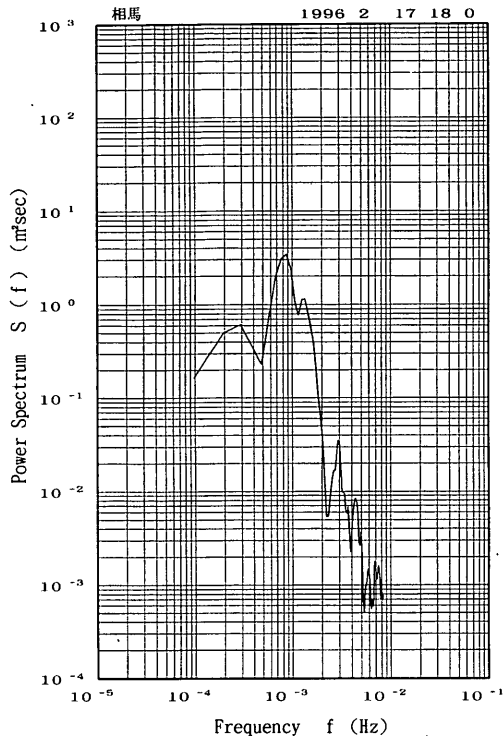
付図-2. 13 八戸港における検潮記録の周波数スペクトル



付図-2. 14 釜石港における検潮記録の周波数スペクトル

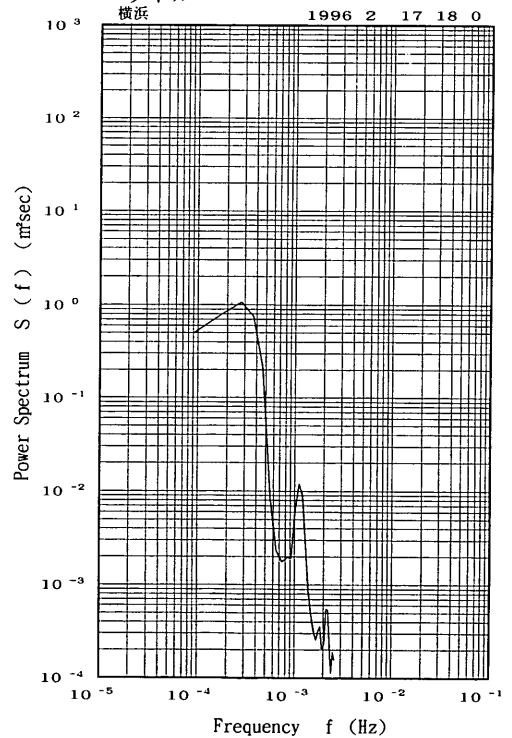
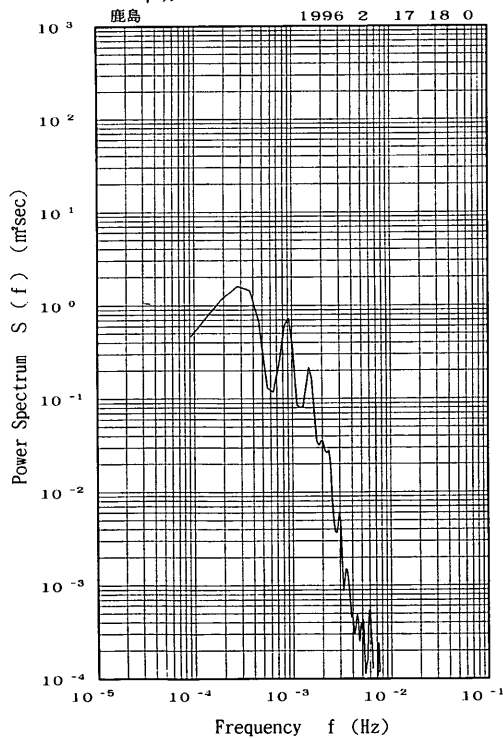


付図-2. 15 仙台新港における検潮記録の周波数スペクトル



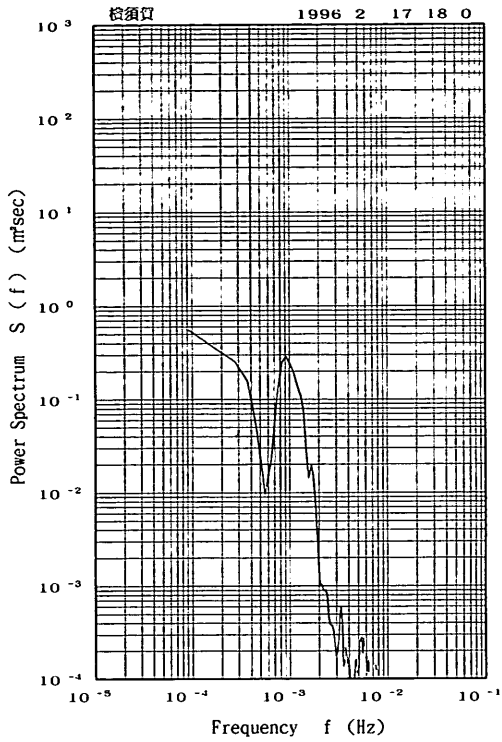
付図-2. 16 相馬港における検潮記録の周波数スペクトル

付図-2. 17 小名浜港における検潮記録の周波数スペクトル

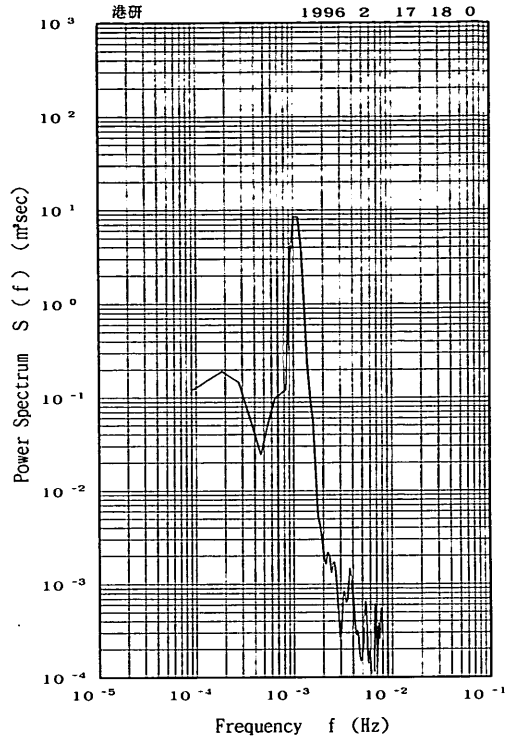


付図-2. 18 鹿島港における検潮記録の周波数スペクトル

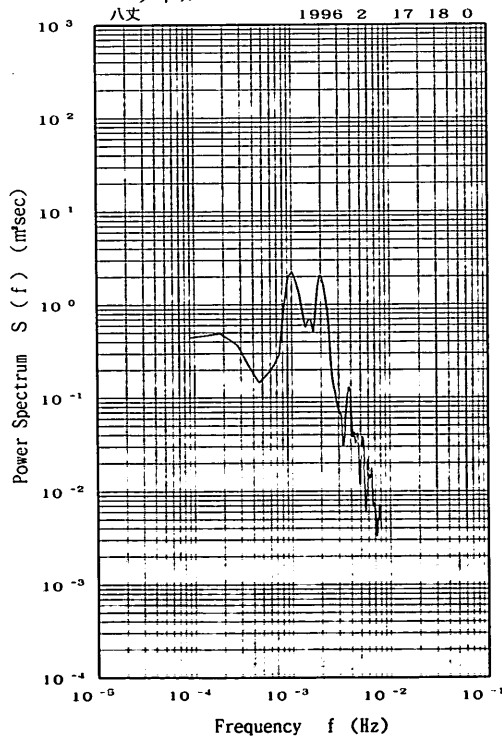
付図-2. 19 横浜港(山の内)における検潮記録の周波数スペクトル



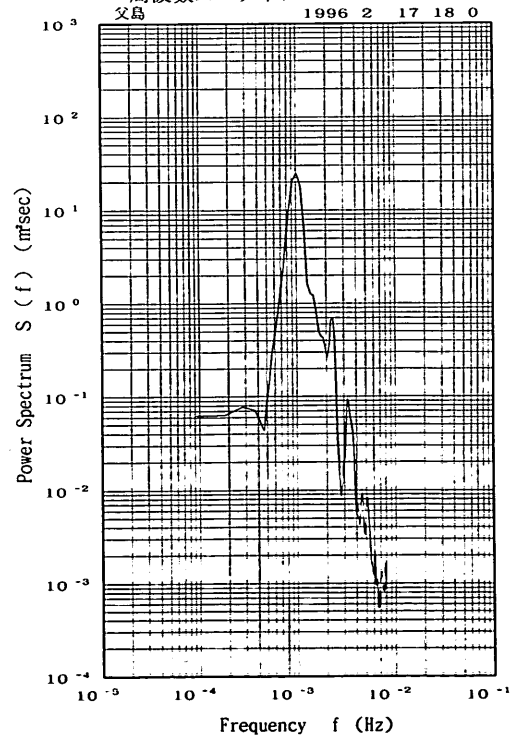
付図-2.20 横須賀港における検潮記録の周波数スペクトル



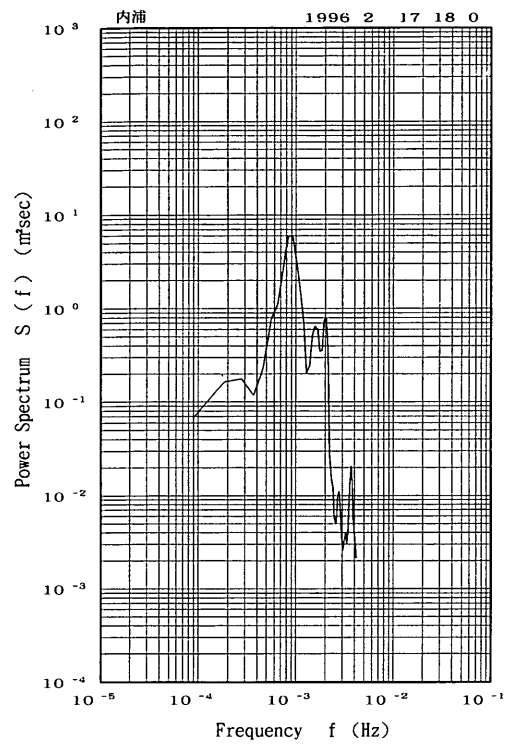
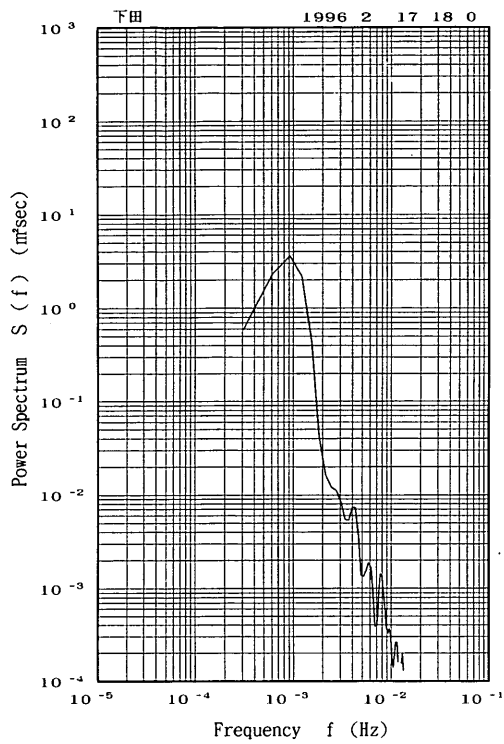
付図-2.21 港研構内(久里浜)における検潮記録の周波数スペクトル



付図-2.22 八丈島における検潮記録の周波数スペクトル

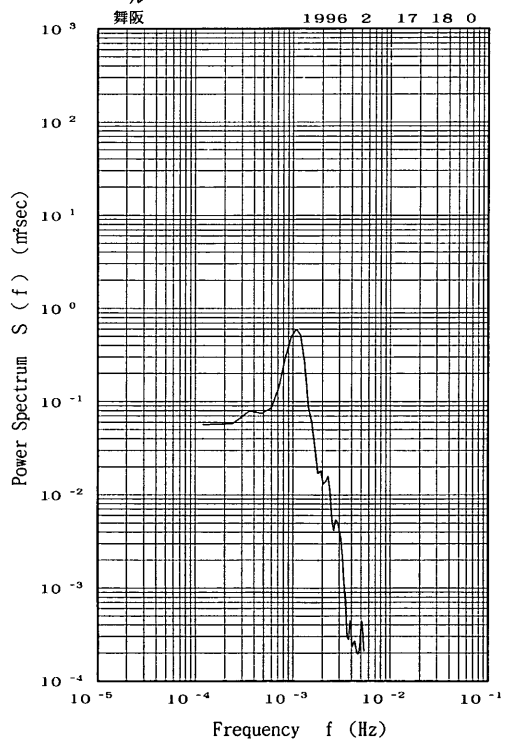
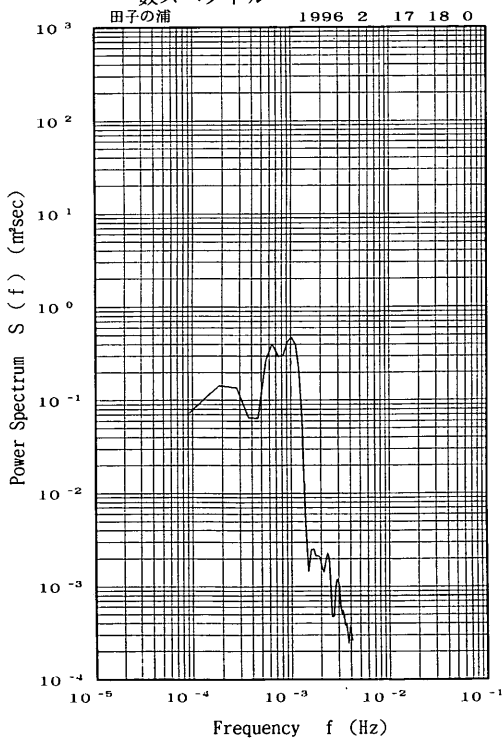


付図-2.23 父島における検潮記録の周波数スペクトル



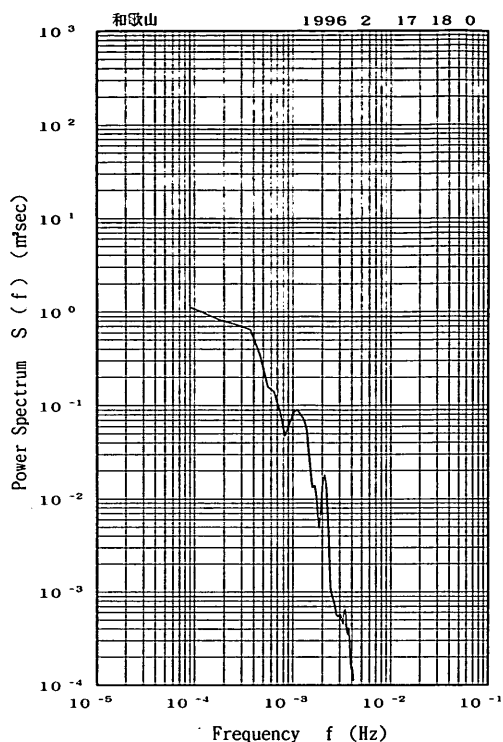
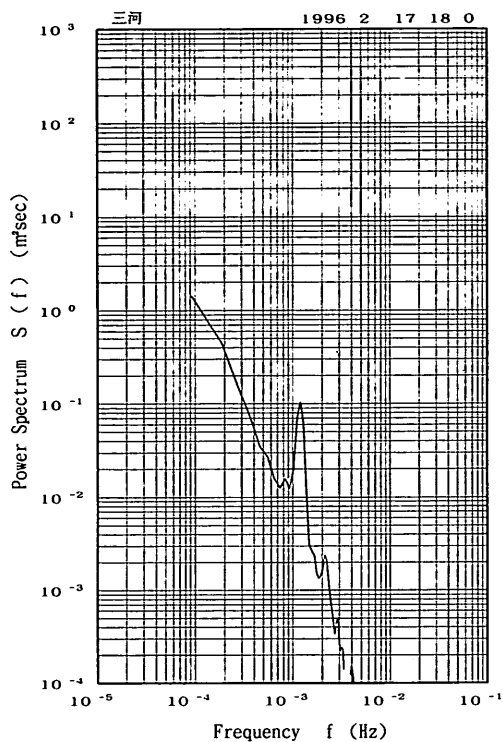
付図-2. 24 下田港(伊豆)における検潮記録の周波数スペクトル

付図-2. 25 内浦における検潮記録の周波数スペクトル



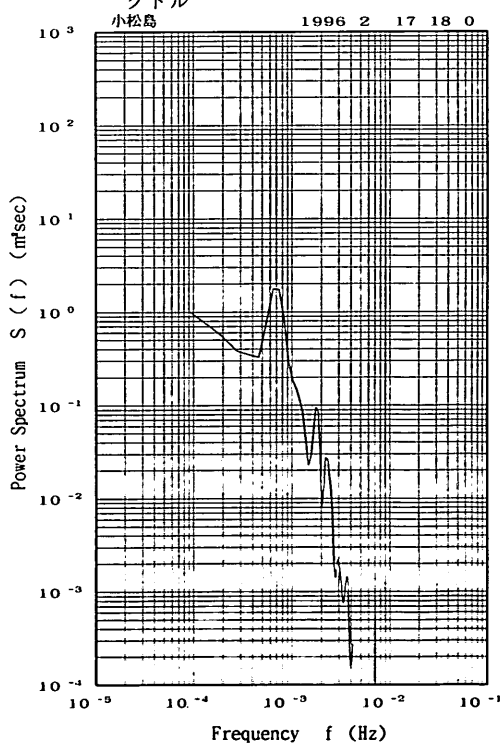
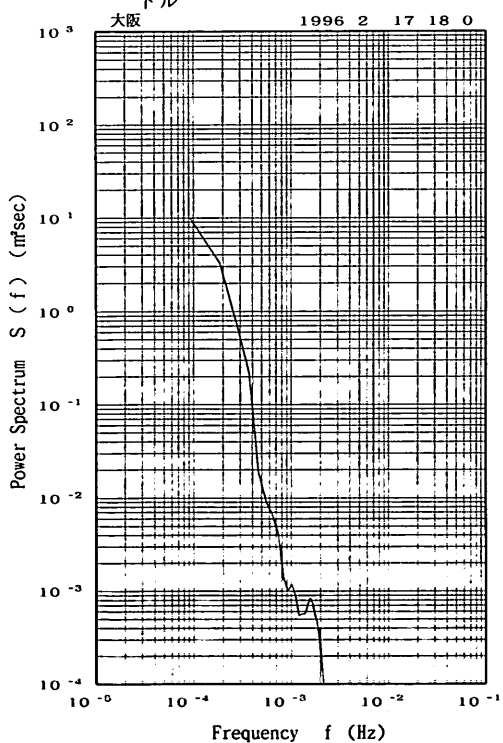
付図-2. 26 田子の浦港における検潮記録の周波数スペクトル

付図-2. 27 舞阪における検潮記録の周波数スペクトル



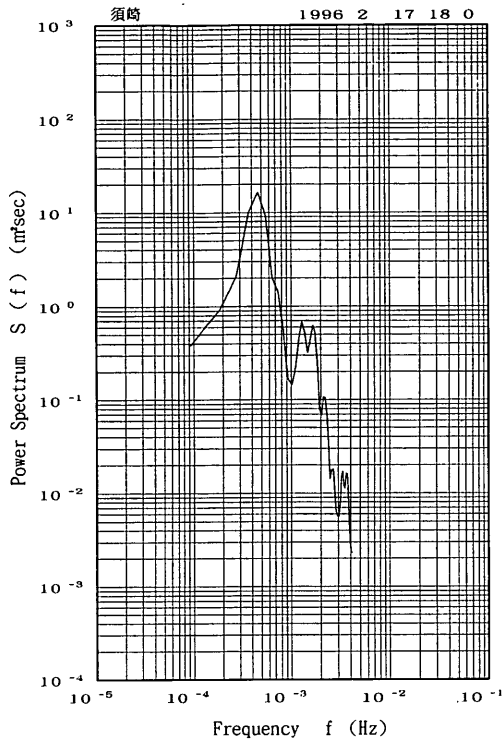
付図-2. 28 三河港における検潮記録の周波数スペクトル

付図-2. 29 和歌山港における検潮記録の周波数スペクトル

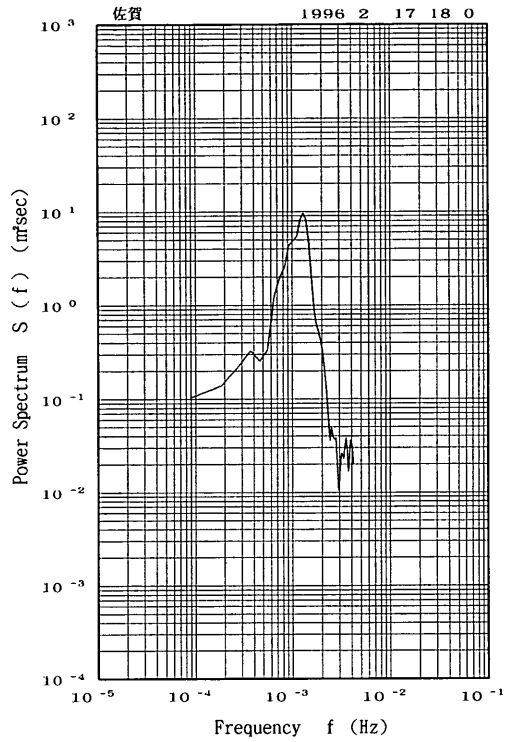


付図-2. 30 大阪港における検潮記録の周波数スペクトル

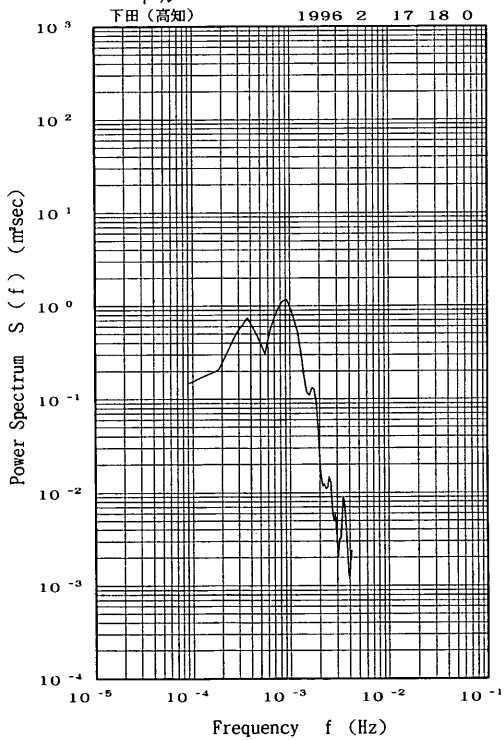
付図-2. 31 小松島港における検潮記録の周波数スペクトル



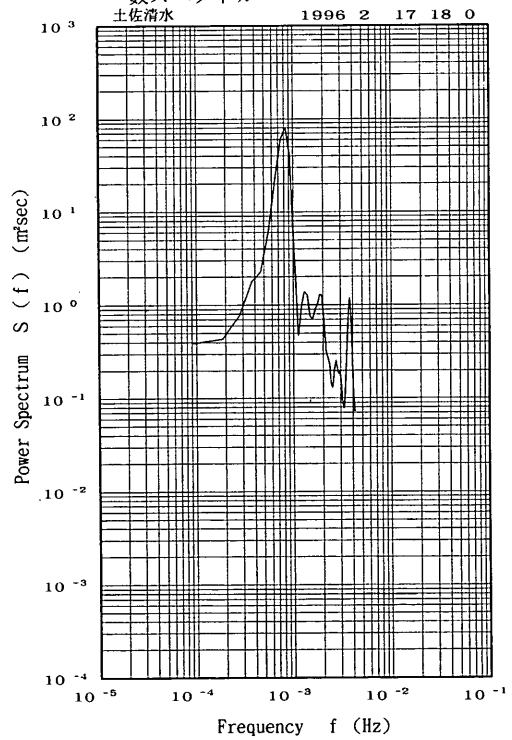
付図-2. 32 須崎港における検潮記録の周波数スペクトル



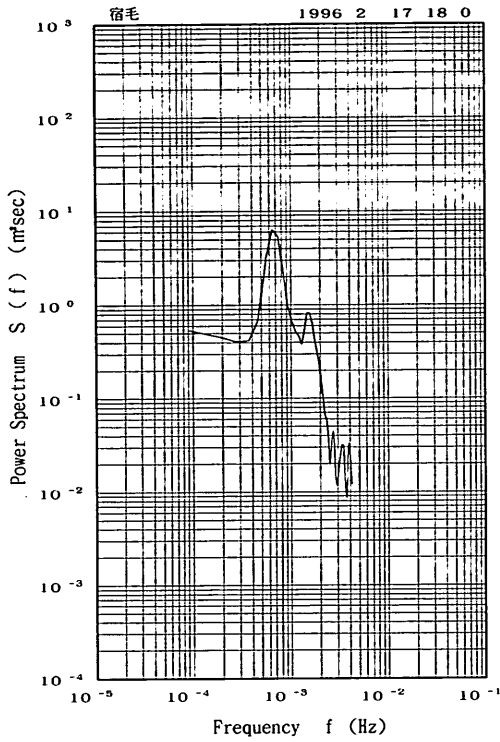
付図-2. 33 佐賀港(土佐)における検潮記録の周波数スペクトル



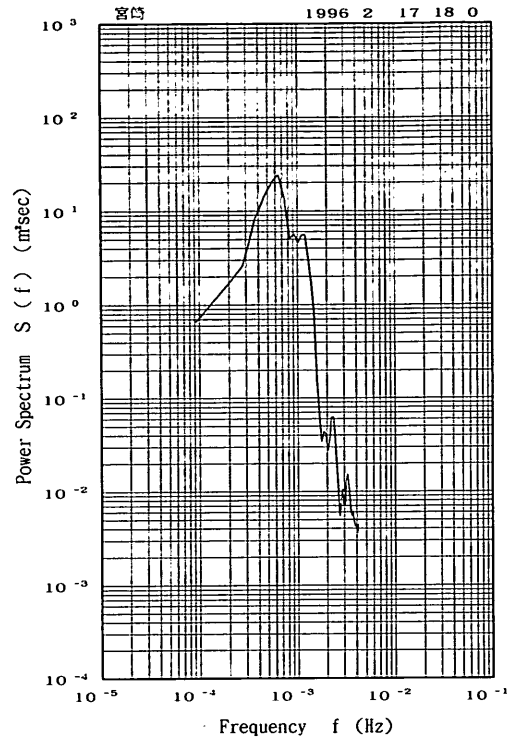
付図-2. 34 下田港(土佐)における検潮記録の周波数スペクトル



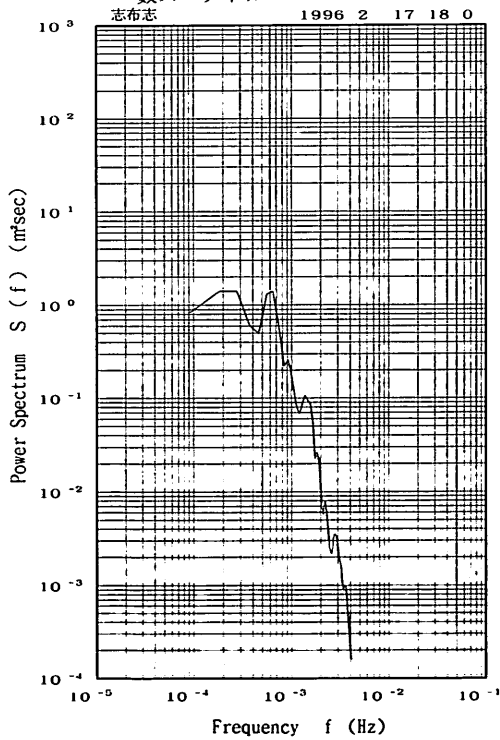
付図-2. 35 土佐清水港における検潮記録の周波数スペクトル



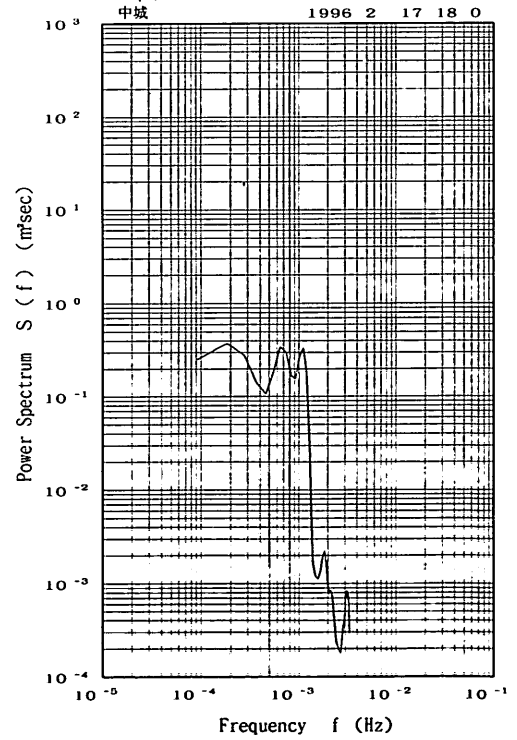
付図-2. 36 片島(宿毛)港における検潮記録の周波数スペクトル



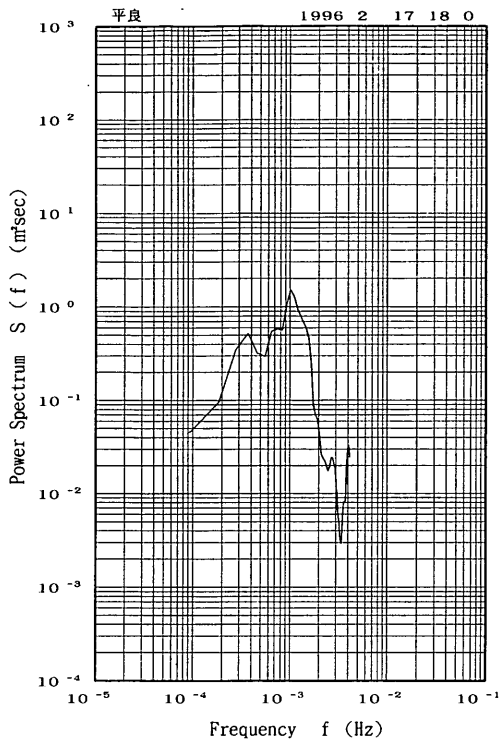
付図-2. 37 宮崎港における検潮記録の周波数スペクトル



付図-2. 38 志布志港における検潮記録の周波数スペクトル



付図-2. 39 中城湾における検潮記録の周波数スペクトル



付図-2.40 平良港における検潮記録の周波数スペクトル

港湾技研資料 No.842

1996・9

編集兼発行人 運輸省港湾技術研究所

発行所 運輸省港湾技術研究所
横須賀市長瀬3丁目1番1号

印刷所 株式会社 東京プリント

Published by the Port and Harbour Research Institute
Nagase, Yokosuka, Japan.

Copyright © (1996) by P.H.R.I

Allright reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor translated into a machine language without the written permission of the Director General of. P.H.R.I

この資料は、港湾技術研究所長の承認を得て刊行したものである。したがって、本資料の全部又は一部の転載、複写は、港湾技術研究所長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。