

資料－2 今回の潮位の特性（追加）

2.1 被災時の潮位特性

(1) 概要

被災時の潮位特性について、観測潮位データを基に調べた。

まず、2008年2月24日を含む、日本海沿岸の検潮データを収集して整理した。まず、小樽、深浦、佐渡、富山、能登、舞鶴、境、浜田（いずれも気象庁）の8地点の2月の観測潮位と潮位偏差を収集して整理した。8地点の位置を下図に示した。

次に、伏木富山、新湊、新潟西、酒田の4地点の2月24日の観測潮位データを対象に、変動成分の解析を行った。4地点の位置を下図に示した。

更に、2月24日の高波浪の時間帯の田中観測所データ（河川局より提供、水位は田中、潮位は生地）を用いて、潮位より短い長周期変動成分について解析と考察を行った。観測所の位置も下図に示した。

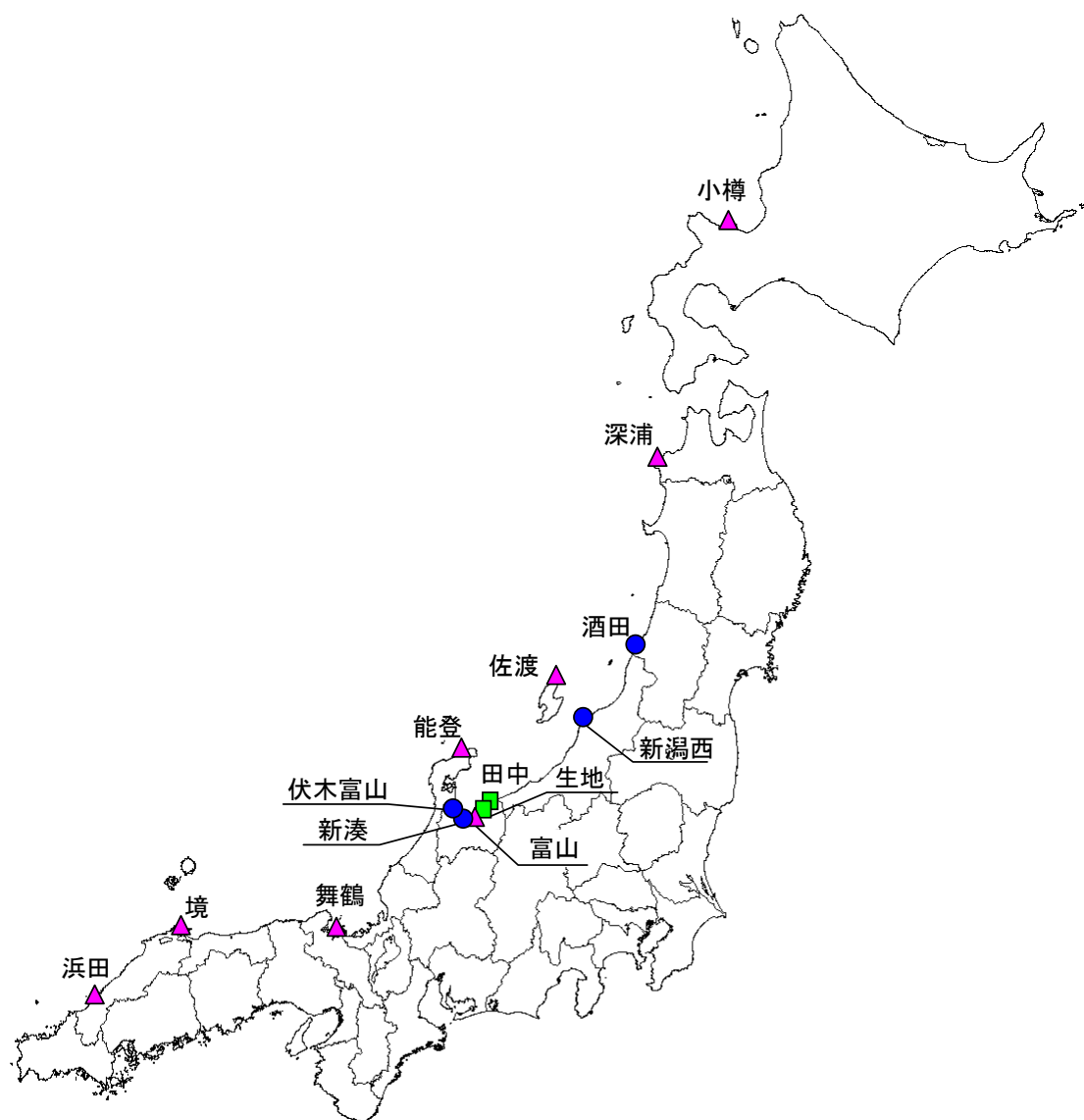
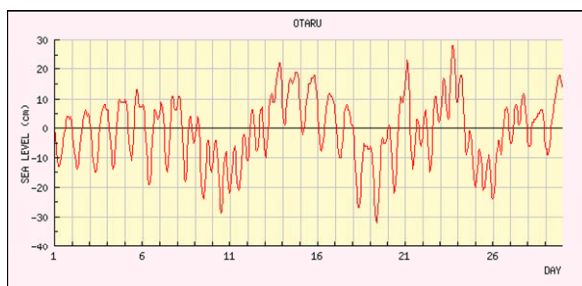


図-2.1 潮位データの観測位置図

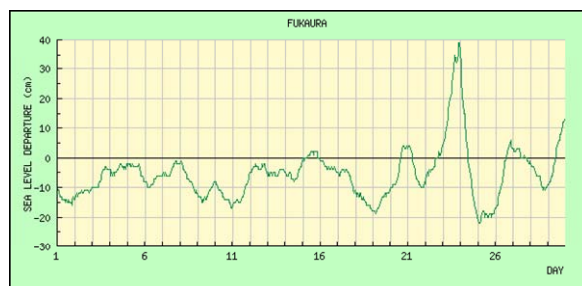
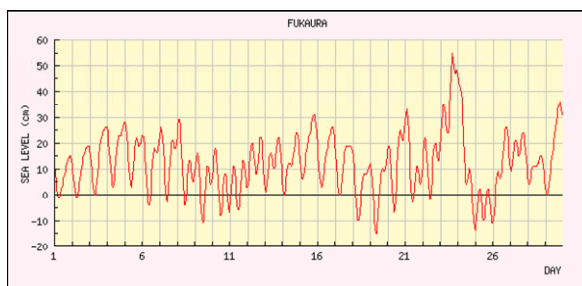
(2) 2008年2月の日本海沿岸の潮位

以下に、日本海沿岸の小樽、深浦、佐渡、富山、能登、舞鶴、境、浜田（いずれも気象庁）の8地点の2008年2月24日を含む2月の観測潮位と潮位偏差を整理した。被災時は満潮に近い時刻であったこと、また日本海全域で潮位偏差が20cm～30cm程度と大きくなっていたことが分かる。また能登（輪島）では、潮位偏差が100cmと特に大きかった。

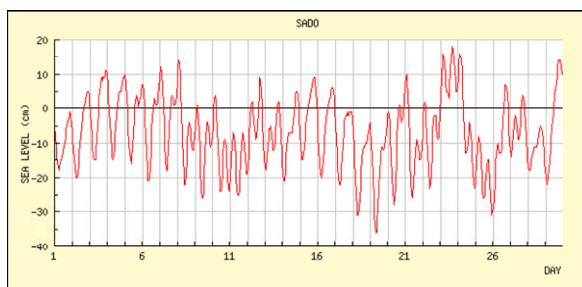
小樽



深浦



佐渡



富山

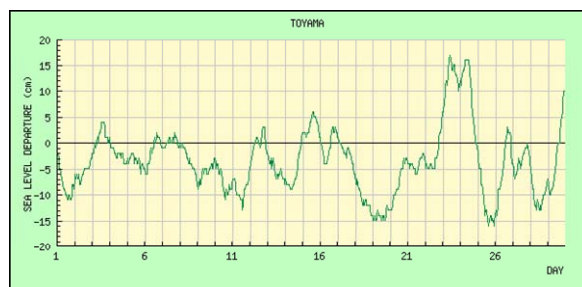
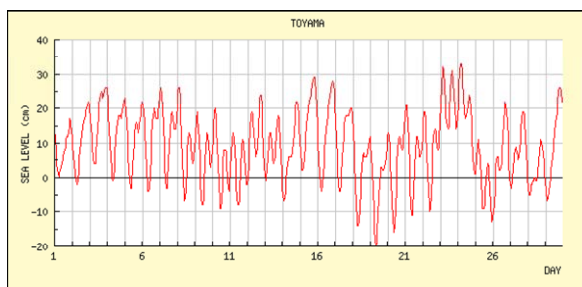
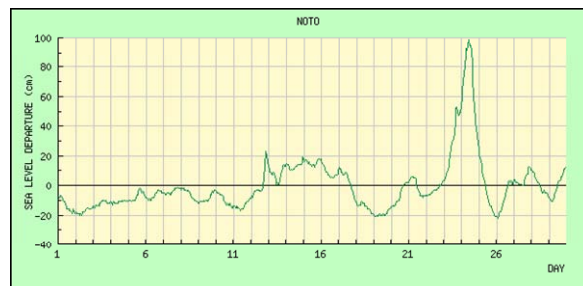
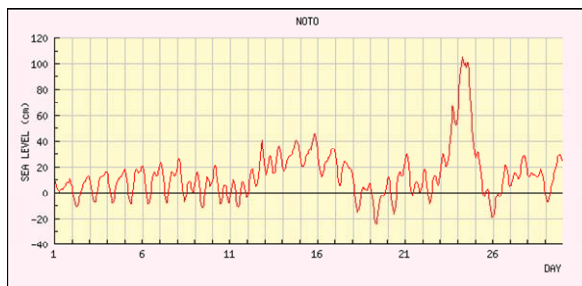
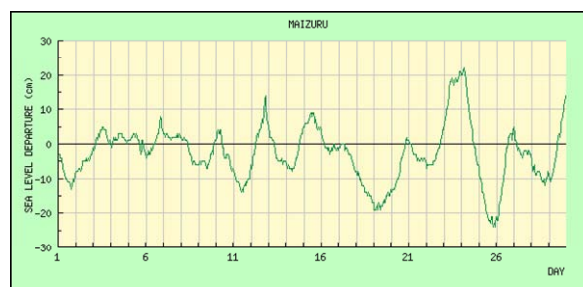
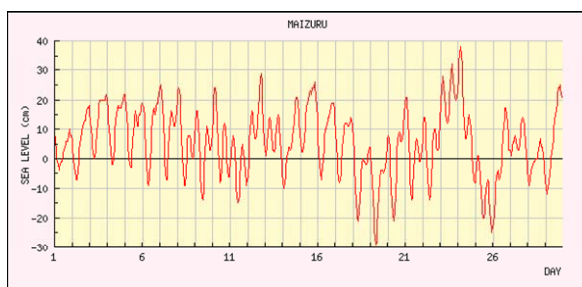


図-2.2(1) 日本海沿岸の潮位（気象庁）

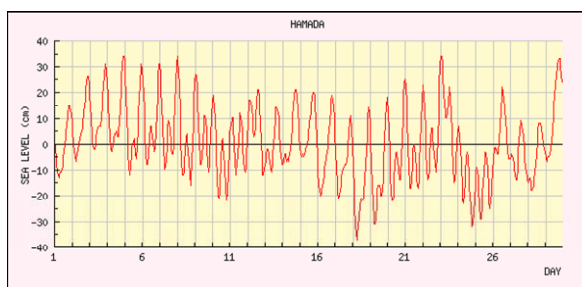
能登



舞鶴



境



浜田

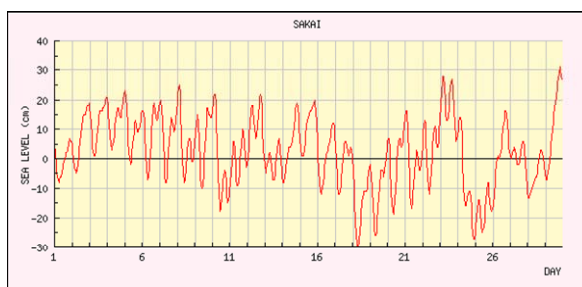


図-2.2(2) 日本海沿岸の潮位（気象庁）

(3) 潮位成分解析

NOWPHAS の潮位実況地点である伏木富山、新湊、新潟西、酒田の4地点の観測潮位の時系列データ（2008年2月24日、1分間隔のデータ）を用いて、潮位変動成分の解析を行った。また、下記のスペクトル解析結果、

- ・ パワースペクトル
- ・ 非定常スペクトル（横軸：時刻、縦軸：周波数（周期））
- ・ コヒーレンス（伏木富山・新湊、新潟西・酒田、新湊・新潟西）

の結果も示した。

潮位記録より1日移動平均潮位を除いた偏差時系列（図-2.3）より、片振幅10cm程度の長周期の波が含まれることが分かる。内湾（伏木富山、新湊）に比較して外洋に面する新潟西、酒田は周期が長い様子が現れている。

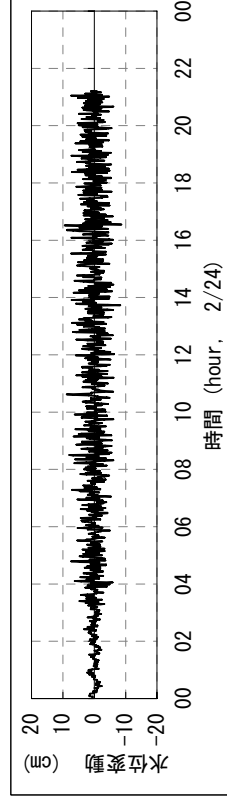
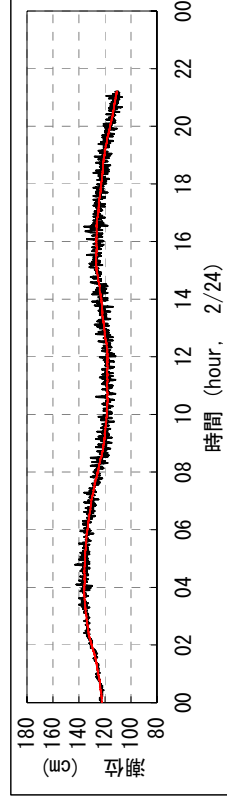
次にスペクトル解析結果をみると、数分から数十分の長周期波が発現していたことがわかる。有義波高換算した値は富山湾内（伏木富山、新湊）では30cm程度、新潟西、酒田は40cm程度であり、外洋に面する新潟西、酒田の方が大きかった。

酒田、新潟西で約36分の周期のエネルギー密度が最も大きくなっている。新湊では同じ周期のエネルギー密度にピークがもつが、湾奥の伏木富山では周期約60分のエネルギー密度が高いため、36分は外洋で発現する長周期波、60分は湾水振動等湾内で発現する長周期波と推定される。伏木富山、新湊では3分～18分のエネルギー密度が酒田、新潟西の30分、60分のエネルギー密度に比べて大きい。非定常スペクトル解析結果図から終日発現していたものと推定される。

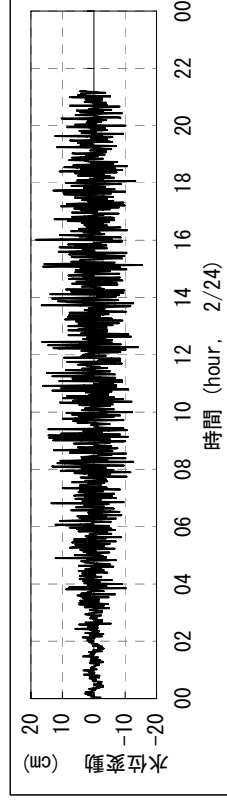
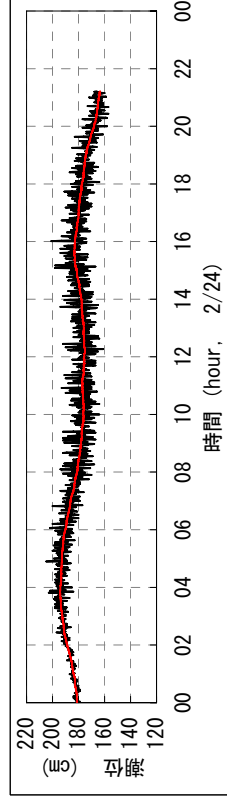
表-2.1 長周期成分エネルギーの有義波高換算値（ $H_{1/3} = 4.01\sqrt{m_o}$ ）

	伏木富山	新湊	新潟西	酒田
有義波高換算値 (cm)	29.0	31.1	37.3	42.3

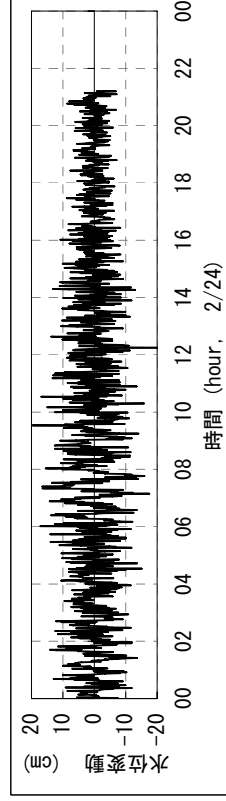
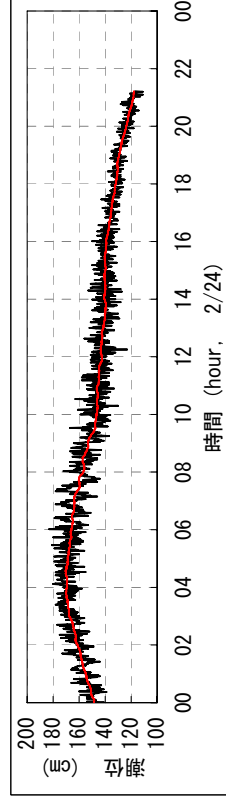
伏木富山



新湊



新潟西



酒田

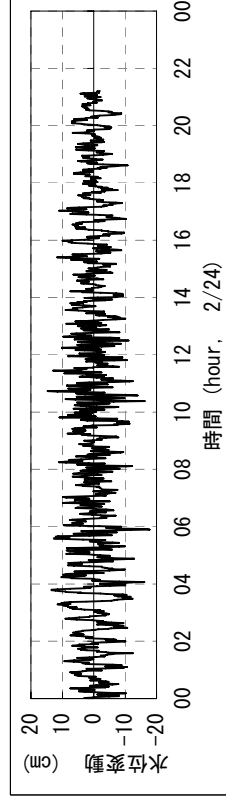
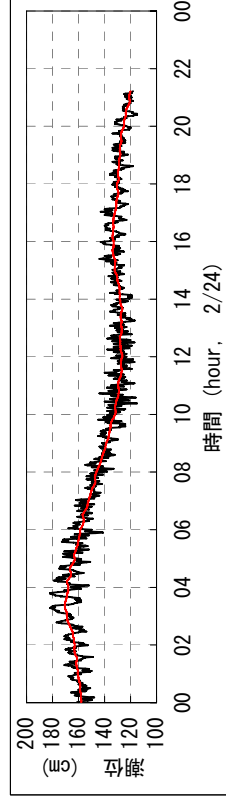


図-2.3 1 日間移動平均潮位と観測潮位の差図

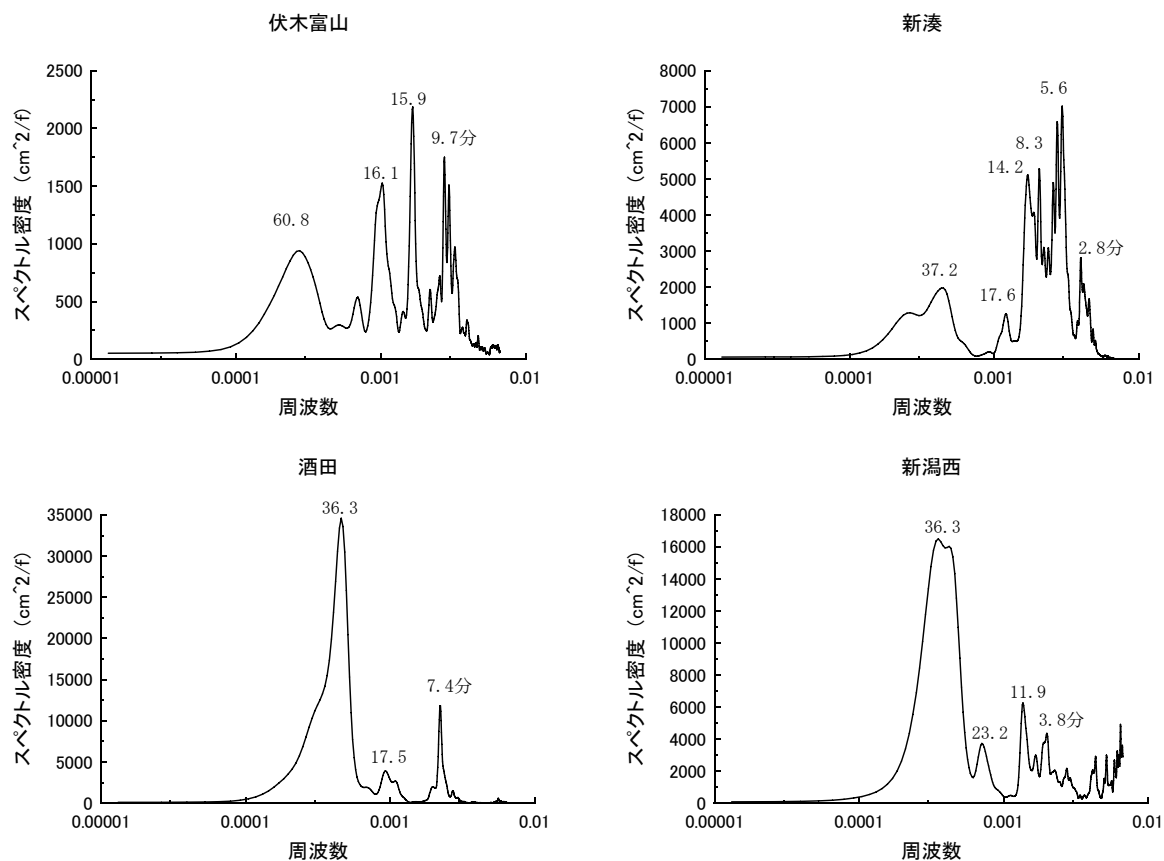


図-2.4 パワースペクトル

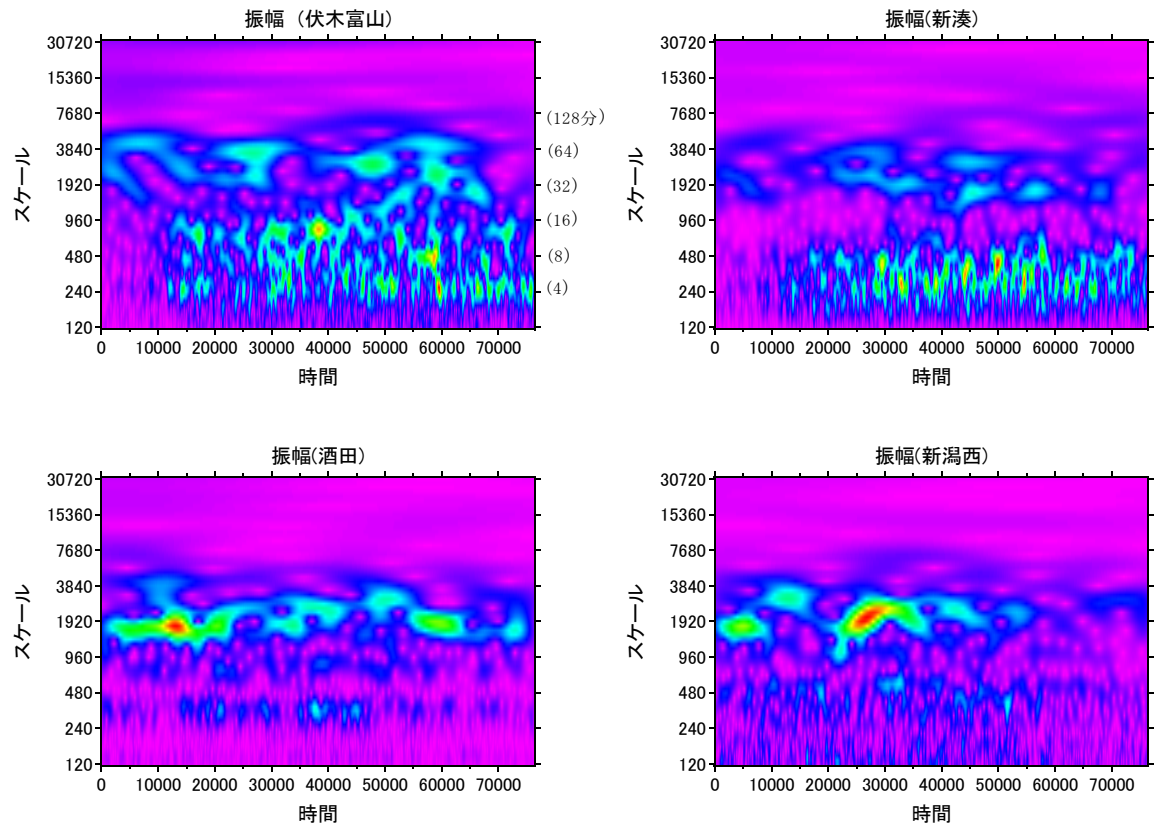
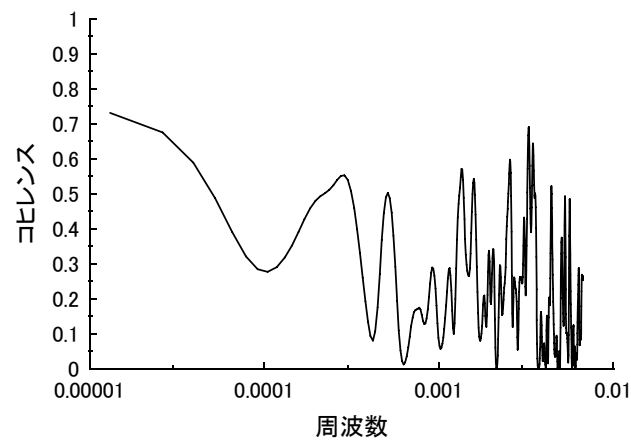
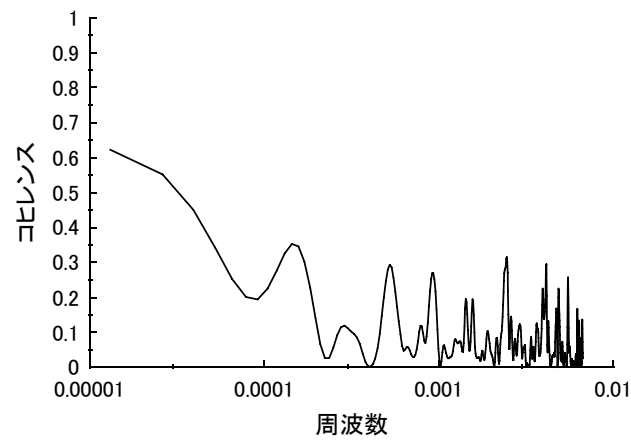


図-2.5 非定常スペクトル

伏木富山-新湊



新潟西-酒田



新湊-新潟西

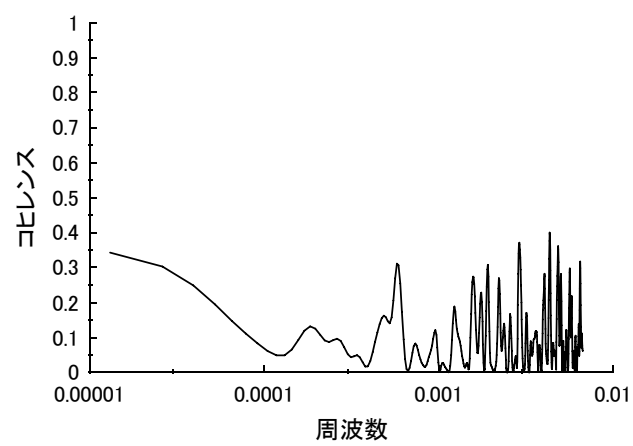


図-2.6 コヒーレンス

(4) 田中観測所データ解析

田中観測所の観測データのうち、高波浪が来襲していた 2008 年 2 月 24 日 5:10~7:30 の観測データ（河川局より提供、0.5s 毎の観測データ）を用いて解析を行った。データには、①観測潮位データ（生地）、②観測水位データ、③観測水圧データ（②と③は田中）の 3 種類の水面変動に関するデータがある。このうち全てのデータでノイズのみられない 5:10~6:10 の 1 時間のデータを解析対象とした。

周波数スペクトルを算出したところ、両地点において約 80s のエネルギーが大きくなっていることと、生地ではさらに約 140s あたりの周波数帯のエネルギーが大きくなっていることが分かった。これは、区間統計で有義波高換算すると約 16cm に相当する。

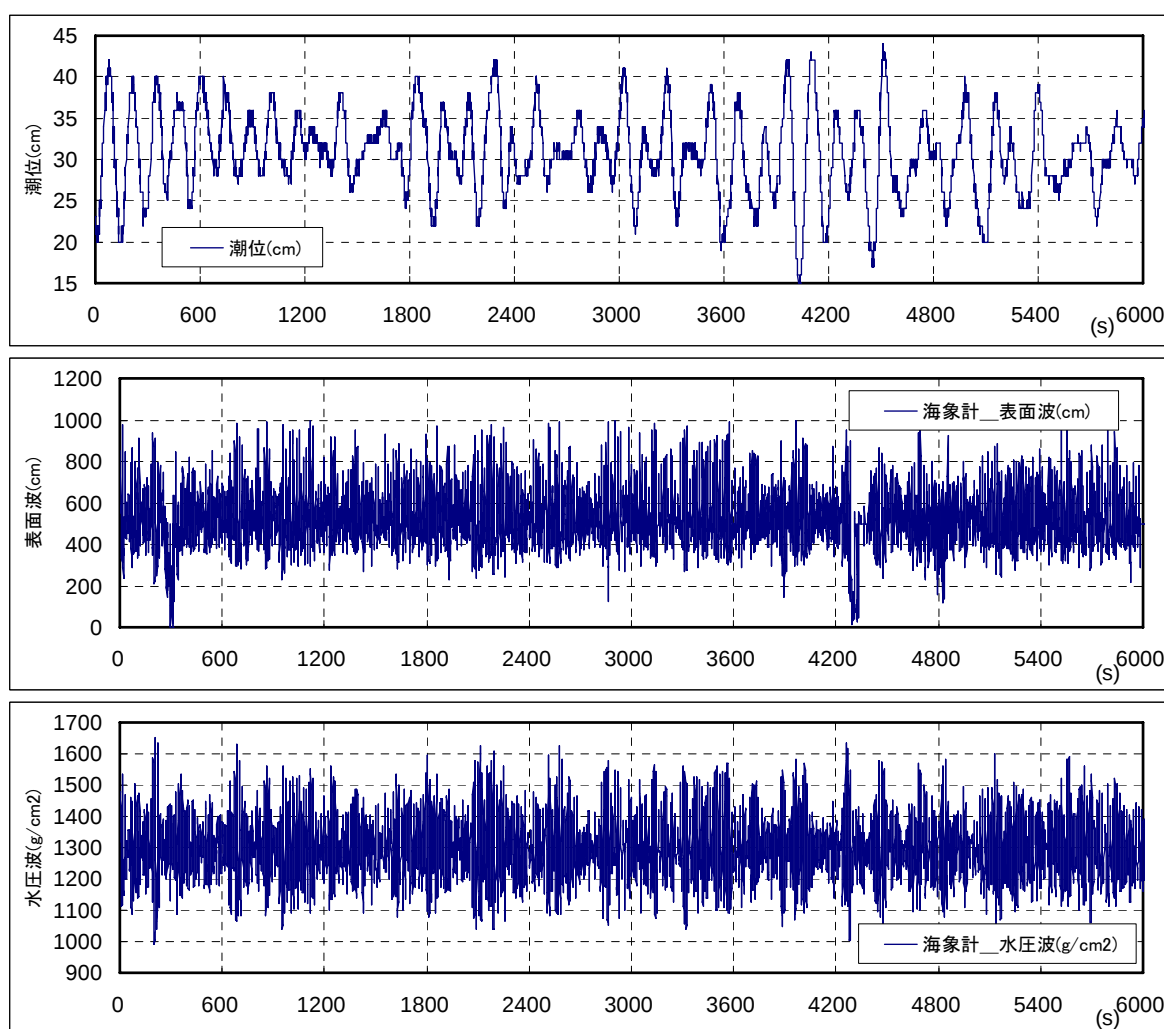


図-2.7 田中観測所潮位データ（2008 年 2 月 24 日 5:10~6:10）

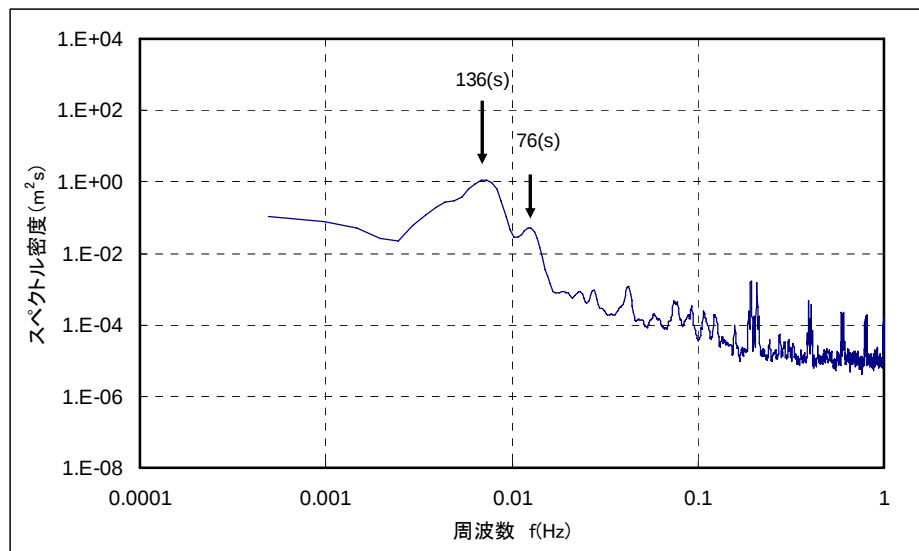


図-2.8 潮位データ（生地）のパワースペクトル

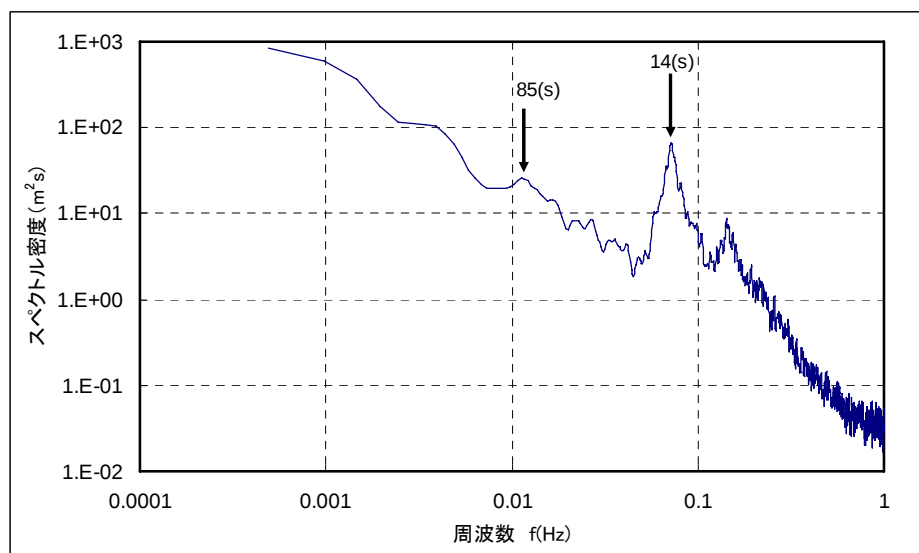


図-2.8 表面波データ（田中）のパワースペクトル

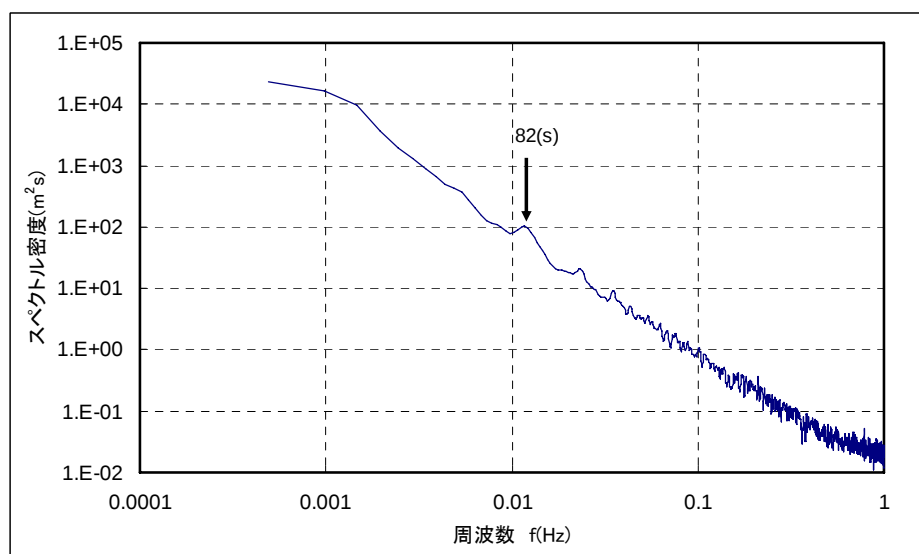


図-2.8 水圧データ（田中）のパワースペクトル

(参考) 大気・海洋・波浪結合モデルによる高潮推算

高潮推算では、潮位上昇の原因となる台風などの風速、気圧等の気象場を精度良く再現することが重要である。従来の方法では、気象庁のベストトラックデータに基づく台風の中心位置と気圧深度に対して、同心円状の気圧分布を仮定して、これから得られる傾度風で場の風を近似する簡易台風モデルによる方法が用いられてきた。この方法は、簡便で海上における台風の風域場を再現できることから、これまでも広く高潮の推算モデルに用いられてきた。一方、わが国の内海部のように複雑な陸上地形周辺の海域を対象とする高潮や高波の推算においては、地形の影響による風域場の変形（摩擦減衰、収束・発散）が再現できないため、簡易台風モデルの移動風、傾度風に $0.6 \sim 0.7$ の減衰係数を設定したり、摩擦による（等圧線接線からの）吹込み角を $15 \sim 30$ 度に設定したりする人為的な操作を施して対応する努力がなされてきた。しかしながら、最近では、複雑な陸上地形周辺の海域での波浪や高潮（吹送流場）の推算に、MM5 等のメソ気象モデル（天気予報に用いられるものと同様の数値モデル）が適用されるようになってきた。

日本海沿岸の高潮、高波外力の検討においては、台風等による海水の吸い上げ効果、台風等の広範囲にわたる強風の作用にともなう海水面の吹き寄せ効果（白波砕波による海水流動の駆動）、および浅水域での砕波（水深に規定された砕波）にともなう水位上昇（wave setup）の影響を考慮する必要がある。ここでは、風域場（風、中心気圧）の推算精度を確保するために、海上風の推算モデルとして非静力学モデル MM5 を採用する。また、波浪の推算モデルとして第 3 世代の波浪推算モデルである WW3 を採用し、水面変動の推算には海洋モデル POM を用いて、これによる高潮、高波の相互作用を考慮した高潮の再現計算を実施した。

(1) 海上風の推算モデル

海上風の推算モデルとして MM5 モデルを採用し、気象場のバックグラウンドデータは NCEP の全休解析値を使用した。また、Nesting grid system により、計算を 3 領域（格子間隔は 36km, 12km, 4km）で行い、広領域（36km）ではバックグラウンドデータ（境界用の客観解析データ）を低気圧ボーガスで修正する手法を採用した。また、MM5 のオプションである 4 次元データ同化(4DDA)を採用して、低気圧の進路の補正を行った。

(2) 波浪の推算モデル

米国環境予測センター NOAA の開発した波浪推算モデル Wave Watch III（以降、WW3 と記す）は、MM5 の第 1 計算領域の海上風場から外洋波を計算し、第 3 計算領域（4km 格子）までを計算する。WW3 は、波浪のエネルギー平衡方程式を基礎式としているモデルで、水深、平均流の変化に伴う波浪の屈折、変形特性を考慮している。

(3) 高潮の推算モデル

プリンストン大学の Princeton Ocean Model (POM) を用いて MM5 の第 3 計算領域に適用し、海域での流れの計算 (高潮計算) を行った。この際に、WW3 の白波砕波減衰から計算される **breaker stress** を通しての大気から流れへのエネルギー輸送を考慮した。

海洋における流体運動では、鉛直方向に比べて水平方向の規模が大きいことから、鉛直方向の運動方程式を直接解かず、式 (17) に示すように静水圧分布を仮定した「静圧モデル」が用いられる。このモデルでは、鉛直流速 w は、水平流速が求められた後、式 (14) の連続式を満足するように決定される。このようなモデルは、「準 3 次元モデル」と呼ばれ、鉛直流速が水平流速に比べて小さい流体の 3 次元運動を、数値計算の負荷を大きくせず解析する目的で多く用いられている。

POM は、世界で最も多く使用されている準 3 次元モデルで、地形追従型の σ 座標系を用いている。この座標系では、自由水面と海底地形を同じ比率で分割し、海底地形を離散化する際に発生する凹凸を除去し、地形の影響を簡便に数値モデルに導入することができる。POM のプログラムコードは公開され、これまで多くのバージョンアップがなされてきており、信頼性の高い数値モデルとして評価されている。POM では、(1) 風による海面応力、(2) 温度分布、(3) 塩分濃度分布を考慮しており順圧 (barotropic) な現象と傾圧 (baroclinic) な現象の両方が再現できる。

基礎方程式系は以下の通りである。

$$u_x + v_y + w_z = 0 \quad (14)$$

$$u_t + uu_x + vv_y + ww_z - fv = -\rho_0^{-1} p_x + (K_M u_z)_z + F^u \quad (15)$$

$$v_t + uv_x + vv_y + ww_z + fu = -\rho_0^{-1} p_y + (K_M v_z)_z + F^v \quad (16)$$

$$\rho g = -p_z \quad (17)$$

$$\theta_t + u\theta_x + v\theta_y + w\theta_z = (K_H \theta_z)_z + F^T \quad (18)$$

$$\rho = \rho(\theta) \quad (19)$$

ここに、 (u, v, w) は (x, y, z) 方向における各々の流速成分、 p は圧力項、 θ は温位または塩分濃度、 ρ は対象域の密度、 f はコリオリのパラメター、 g は重力加速度、 K_M は鉛直方向の渦粘性係数、 K_H は鉛直方向の渦拡散係数、 $F^{(u,v)}$ は水平方向の渦摩擦項、および $F^{(T,S)}$ は水平方向の渦拡散項である。乱流場の計算において K_M および K_H は Mellor & Yamada(1982) の 2.5 次モーメントの乱流クロージャーモデルを用いており、ま

た、水平方向の摩擦項および拡散項は Smagorinsky の非線型粘性を用いている。
 数値計算では、以上の方程式系を鉛直平均化した外部計算と、式 (20) で定義された σ 座標系で鉛直分布を考慮した内部計算の 2 つモードに分割する。この方法は Simons (1980) によって開発されたモード分割法と呼ばれるもので、変動の早い外部モードと、変動の遅い内部モードとを分割し計算効率を高めることができる有効な手法である。

$$\sigma = (z - \eta) / (H - \eta) \quad (20)$$

ここに、 η および H は表面水位の変動および水深である。

なお、高潮推算に用いられる基礎方程式は、次式の通り。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (21)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{C}{D^2} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (22)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{C}{D^2} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (23)$$

ここで、 x, y : 水平座標 t : 時間座標

D : 全水深 ($D = h + \eta$) h : 水深

M, N : (x, y) 方向の単位幅流量 g : 重力加速度 $C : 0.0025$

である。また、 M 、 N は (x, y) 方向の流速を水深方向に積分したものであり、次式のように表せる。

$$M = \int_h^\eta u dz = (\eta + h)u = Du \quad (24)$$

$$N = \int_h^\eta v dz = (\eta + h)v = Dv \quad (25)$$

以上の支配方程式では、圧力分布は静水圧分布、水平方向の流速成分(u, v) は水深方向に一様であるということを仮定 (長波近似) している。

(4) POM による高潮の推算結果

以下に 2008 年 2 月 23 日午前 0 時から 2 月 24 日午後 10 時までの 1 時間毎の高潮の推算結果 (試算) を示す。なお、初期条件としては周辺の大気圧を実際の大気圧よりも低い 1013hpa として与えて試算したものである。

POMによる高潮の推算結果

