

三次元シミュレーションによる津波の動的生成過程の検証

Dynamic Tsunami Generation Process by 3-Diminsion Simulation

今井哲治¹・大町達夫²・井上修作³

Tetsuji IMAI, Tatsuo Ohmachi and Shusaku INOUE

This paper presents a simulation of the 2003 Tokachi-oki Earthquake (M8.0) by using 3-dimensioinal dynamic tsunami simulation. In this simulation, we used three types of fault models; these were determined by inversion of teleseismic body wave, ground motion, GPS data. And the JAMSTEC offshore monitoring system located on the seabed near the source of the 2003 Tokachi-oki earthquake left us observation records of ground motion and water pressure. Comparing observation data and result of tsunami simulation, the amplitude of pressure wave was smaller than observation data on the seabed. But in frequency domain, the peak period of observation data and result of the tsunami simulation indicated a close value.

1. はじめに

2003年9月26日4:50ごろ、北海道襟裳岬の沖合いで十勝沖地震（M8.0）が発生した。数分後、北海道東岸の十勝港では4.2mの、大津港では2.6mの津波が来襲し、漁船が上げられるなどの被害がでた。震源域の海底に設置されていた3成分地震計、水圧計、音波計等で構成される（独）海洋研究開発機構（JAMSTEC）の海底モニタリングシステム（図-1参照）は世界で初めて震源近傍において津波を観測した。また、全国港湾波浪情報観測網（NOWPHAS）では沿岸沖合にて水位水圧等を観測しており、本地震においても津波波形を記録している。

従来、地震津波は海底地盤の永久（静的）変位と等しい津波初期波形が波源域の海水面に瞬間的に発生するとして取り扱われることが多かった。一方、海底地盤の地震時動の変位を考慮した新しい津波解析手法（以下、動的津波解析手法）が提案され、津波生成過程に関して従来とは異なる知見が得られている（Ohmachiら, 2001）。動的解析による海底地盤の地震時動の変位は、長周期波の津波とそれに先行し津波よりも短周期の海面変動（以下、津波先行波）の2種類の波動を発生させるなどである。しかしこれらの知見は実測データが無いため検証が行われてこなかった。そこで本研究では、世界で初めて震源近傍で観測された津波データ等の各種観測記録に基づき、津波生成過程に関する動的解析に関する知見を検証することを目的とする。

この地震の震源域及び海底モニタリングシステムの設置位置を、図-1に示す。気象庁によれば、震源は襟裳岬の東南東約80km（41.78°N, 144.08°E）で深さは42km、

地震の規模はM8.0であるが、遠地地震波データの波形インバージョンの結果、震源の深さが25kmで最適解が得られている（Yamanaka・Kikuchi, 2003）。

本震の震源域に設置されていたJAMSTECの海底モニタリングシステムの概要を表-1に示す。複数の設置位置のうち、PG1とOBS1は震源の南東に近接した位置（A地点

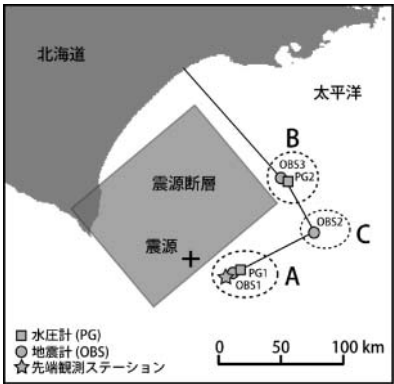


図-1 システム設置位置

表-1 海底モニタリングシステム概要

地点	名称	設置水深(m)	測定対象
A	海底地震計 (OBS1)	2,329	加速度
			音波
	海底津波計 (PG1)	2,218	水圧
B	海底地震計 (OBS3)	2,124	加速度
			音波
C	海底津波計 (PG2)	2,210	水圧
	海底地震計 (OBS2)	3,428	加速度
			音波

1 学生会員 修(工) 東京工業大学総合理工学研究科
2 正会員 工博 東京工業大学教授総合理工学研究科
3 正会員 修(工) 東京工業大学教務職員総合理工学研究科

と仮称)に、PG2とOBS3は震源の北東方向で断層の東側上端付近の位置(B地点と仮称)にあったと考えられる(図-1参照)。A地点とB地点は約72km離れており、水圧計と地震計はA地点では4.0km、B地点では3.4km離れている。なお、このモニタリングシステムによるデータサンプリングは、水圧計は1Hz、地震計は100Hzである。

2. 観測データからの津波生成過程

A及びB地点において観測された水圧と地震動(上下動加速度)の時刻歴波形を図-2に示す。両地点において、水圧は地震動よりも長時間振動していることが共通している。また、A地点における水圧と地震動のフーリエ振幅スペクトルを図-3に示す。水圧と上下動加速度で共通するピーク周期のうち、A地点での約7.0秒、B地点での約6.5秒の周期(T)は、水深 H (2.2km~2.3km)と水中音速 c (約1.5km/s)との間で $T=4H/c$ がほぼ成立することから、海底と海水面との間を往復する音波による振動周期と考えられている(Nosovら, 2004)。水中音波の影響が支配的と思われる数十秒以下の周期の水圧変動は、海底隆起量の数倍程度にも相当する振幅をもち、時刻歴波

形上では発生した津波による水圧変動を覆い尽くして識別を困難にしている。そこで水圧変動記録に50秒以上の長周期フィルタを適用して津波による水面変動を検出した結果を図-4に示す。本震前後で水圧のゼロ基線が水深に換算して、PG1では約40cm、PG2では約10cm移動しており、これらは本震による海底地盤の隆起量に対応している(松本ら, 2004)。また地震発生時刻(4時50分ごろ)以降、PG2では波高20cm程度、周期15分程度の押し波が明瞭に観測されているが、PG1では波高も周期もPG2よりも不明瞭な押し波であることがわかる。次項ではさらに、この観測データから得られた津波生成過程について数値解析結果をもとに検証する。

3. 各種断層モデルと動的津波解析

以上の2003年十勝沖地震発生時の震源近傍における津波観測記録より、各観測点における津波波形、そして津波に先行する短周期の変動が確認された。さらに、数10cmの海底隆起と思われる水圧基線のズレが確認された。そこでこれらの津波発生過程を検証するため、3次元動的津波解析に基づき考察を行う。この動的津波解析手法は、まず境界要素法により海底の動的な地盤変位解析を行い、得られた海底地盤の変動を時々刻々と水層底部に入力することにより津波解析を行う、2段階の解析手法である。

本研究では、地震学的なデータに基づいて算出された3種の断層モデルを使用する。これら3種のモデルはインバージョンに用いられたデータが異なっている。まず遠地実体波と強震動データを用いた断層モデル(Yagi, 2004)、

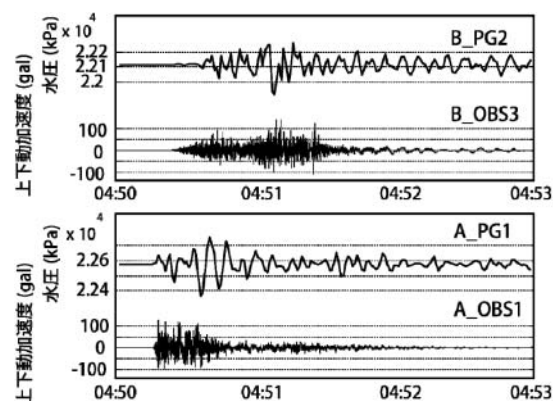


図-2 地震発生時の水圧および上下動加速度観測記録

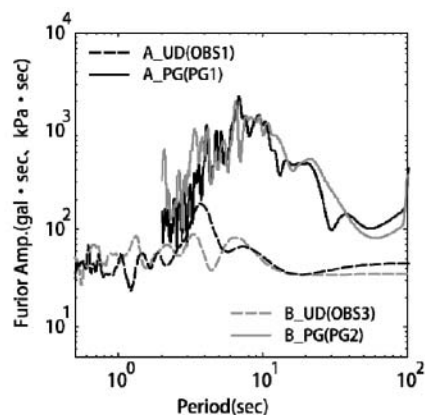


図-3 A地点における地震動加速度及び水圧のフーリエ振幅スペクトル

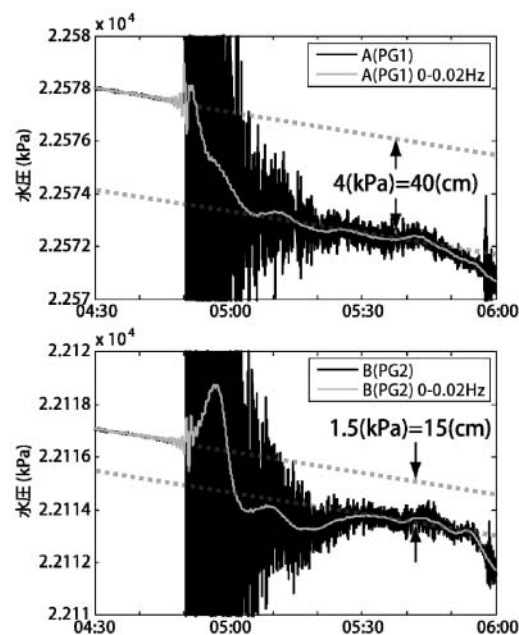


図-4 50sec以上の長周期通過フィルタを適用した水圧変動記録

遠地実体波を用いた断層モデル (Yamanaka・Kikuchi, 2003), そして強震動データとGPSデータを用いた断層モデル (Koketsu・Hikima, 2004) である。それぞれの断層モデルのパラメータを表-2に, 概略図を図-5に示す。なお, 地震動および津波の計算範囲は図-5に示す350km×350km, 400km×400kmの範囲とした。これらの断層を10km四方の小断層に分割し, それぞれに図-5に示した分布のすべり量を与えた。

Yagi2003の断層モデルは3つのアスペリティを有しており, 震源から傾斜方向である北西へ向かい破壊が伝播するモデルである。最大すべり量6.1mは震源近くにあり, 最も早く破壊が開始するアスペリティとほぼ同じ位置に存在している。Koketsu2004の断層モデルでは最大すべり量7.1mを伴う主要アスペリティは断層の中心付近, 震源から傾斜方向に50kmに位置している。Yamanaka2004モデルでは, 震源から20-50km北に最大すべり量5.8mを有している。いずれの断層モデルにおいても震源は断層の上端付近に位置しており, 破壊は傾斜方向である北西へ伝

播していく形となっている。以下に, 提案されている断層モデルを用いた海底地震動および海面変動の算出結果を示すが, スペースの関係上, 比較的単純なモデル形状であり, 周囲への伝播が容易に視認できるKoketsu2004の断層モデルを使用して算出した結果のみ示した。

ここで, 境界要素法によって算出した海底地盤の20秒毎の上下動変位を図-6に示す。まず震源付近で海底地盤が隆起し, 北海道北西部では沈降している様子が確認できる。さらに40から60秒後の結果から, 断層から離れていくようにRayleigh波が伝播していく様子がわかる。震源近傍において, 永久変位として最大隆起約1.3m, そして最大沈降0.6mが算出された。これらの結果は, GPSで観測された変位とも調和した結果となっている。またAおよびB地点ではそれぞれ0.6, 0.2mの隆起が算出された。この結果は, 水圧記録から推察された隆起量よりも大きい結果となった。なお, 本計算で用いた海底地盤は単純な一層地盤とし, 地盤性状は断層の位置する深さで想定されている物性値を用い, P波速度を8.0km/sec, S波速度を4.6km/secとした。

つづいて境界要素法により算出された地盤解析結果を用いて, 動的津波解析を行った。動的津波解析により得られた断層破壊からの20秒時間ごとの海面変動を図-7に示す。20secと40secから, 時間が経過するにつれ震源近傍で海面が上昇し, 北海道南西部において海面の下降が見られ, 海水面形状が図-7に示した100秒経過後の変位に

表-2 断層パラメータ

	length (km)	width (km)	depth (km)	Dmax (m)
Koketsu et al (2004)	120	100	25	7.1
Yamanaka and Kikuchi (2004)	90	70	25	5.8
Yagi (2003)	120	130	17	6.1

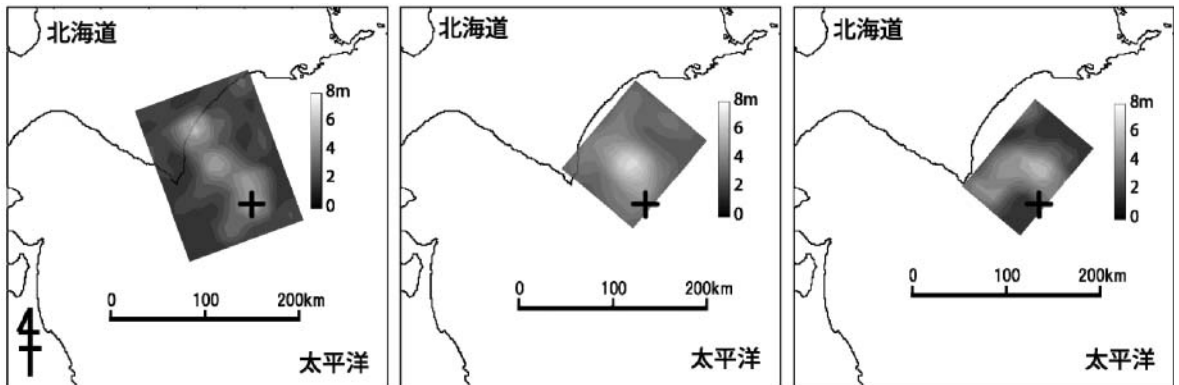


図-5 各種断層モデル上のすべり量 (左から, Yagi2003, Koketsu2004, Yamanaka2004)

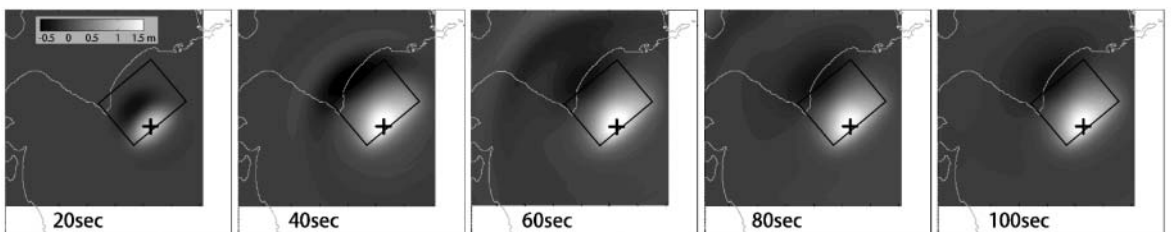


図-6 境界要素法により算出した海底上下動変位 (Koketsu2004の断層モデルを使用)

近づいていく様子が分かる。そして60sec, 80secでは海底地盤のRayleigh波に励起され、断層から離れるように波が伝播している。この波が動的津波手法の特徴である津波先行波であり、海底水圧計で観測された短周期の波だと考えられる。海底地盤永久変位と同等の海面変位が形成された後、600secの図に示すように津波はドーナツ状に分離して周囲に伝播する。

4. 実測データとの比較と考察

動的津波解析の結果と海底モニタリングシステムで観測されたデータとの比較から、本地震における津波生成過程について検証を行う。

図-8に、AおよびB地点で観測された水圧と動的津波解析により得られた結果を断層モデルごとに示す。なお、図にプロットした値は、観測値計算値ともに初期水深による静水圧を減じた値を用いた。

図-8に示したすべての計算結果より、観測値よりも小さな値となる傾向がある。特にYagi2004での結果では、A地点での最大水圧計算値は観測値の約1/2であるのに対し、B地点では1/4以下となっている。これらの傾向は他の断層モデルにおいても同様であった。なお、水圧変動開始数秒から数十秒の間は計算値と観測値の差は少ない

傾向がある。

計算ではほぼ初期の段階から最大水圧を示しているが、観測値を見るとAB地点ともに水圧変動開始から30～40秒経過してから最大水圧を記録しており、数十秒かけて水圧変動の振幅は増加していく傾向がある。このことは、断層が時間をかけて破壊することによる地盤変動が水層に影響しているためだと考えられる。したがって、津波生成過程を考慮するにあたり、動的解析で主とする動的な地盤変動を考慮する事は重要である。

B地点では計算値と観測値において水圧変動の開始はほぼ同時であるが、A地点ではどのモデルにおいても水圧変動時刻にはタイムラグがある。A地点において早い段階で水圧変動が生じたのは、小断層の破壊が実際よりも早く進行したためだと考えられる。水圧の変動は海底面の変動に依存するため、断層モデルの設定においては各小断層の破壊に要する時間、そしてすべり量が重要な鍵となる。

図-9に、各断層モデルを用いた津波解析により算出された水圧と観測値のフーリエスペクトルを示す。上にも述べたように、計算値が観測値よりも小さな振幅を示している。また、各断層モデルのスペクトルには、約4秒、6-8秒、20秒と、大きく分けて三つのピーク周期が共通

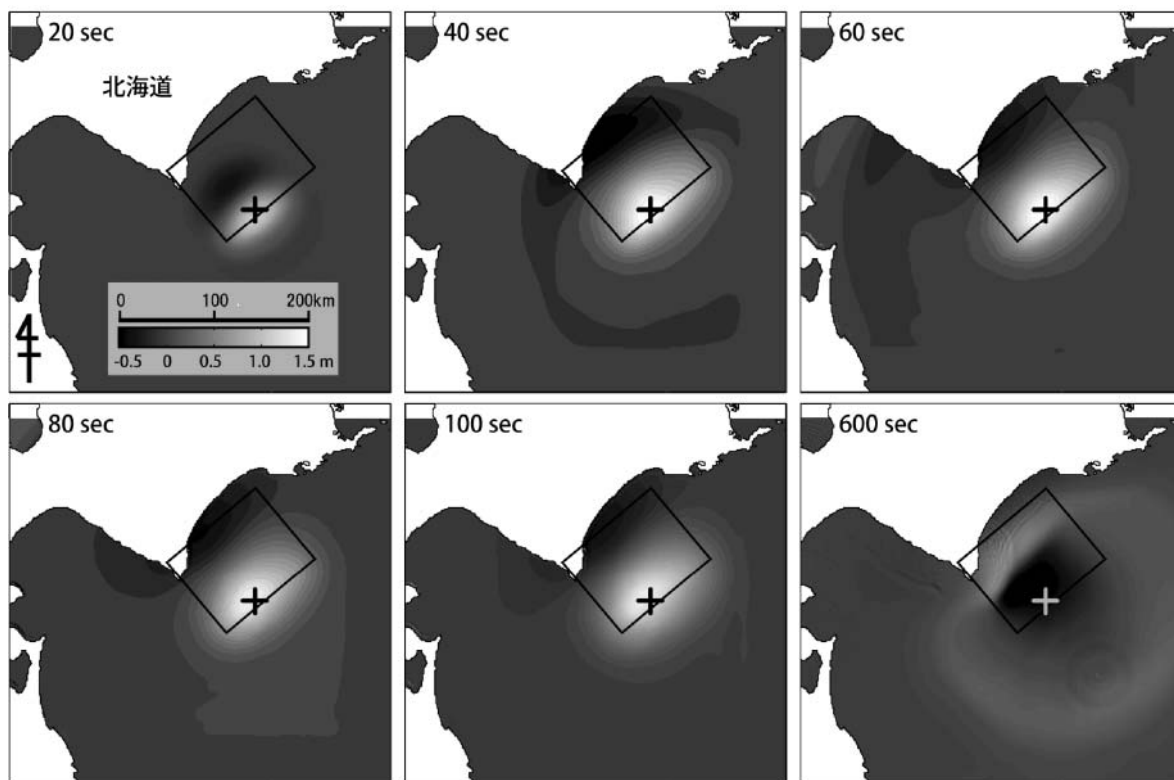


図-7 動的津波解析により得られた海面変動のスナップショット

している事が分かる．これはA, B両地点で共通している．特に4秒, 6-8秒のピーク周期については観測値のスペクトルにも示されている．この6-8秒については先に述べた水深から決まる水層の固有周期だと考えられる．4秒のピークについても, 全てのモデルで同様に有していることから, 地形による効果が含まれていると考えられる．

5. まとめ

本研究では, 2003年十勝沖地震において海底で観測された水圧データおよび3次元動的津波解析により算出された水圧の比較から, 津波生成過程を検証した．3種の断層モデルを用いて動的津波解析を行ったが, 本解析で

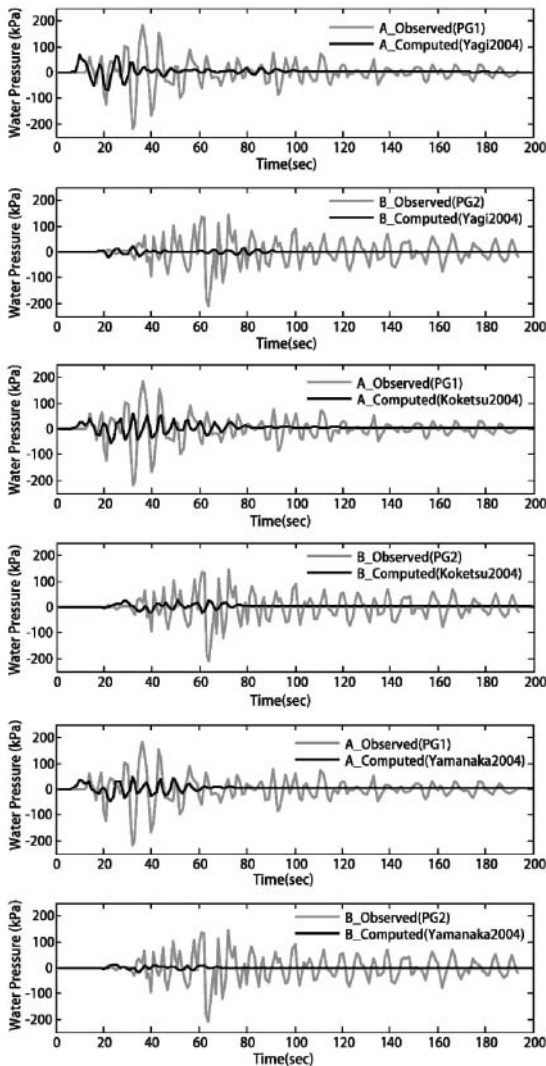


図-8 断層モデル毎のAおよびB地点における水圧算出結果と観測値

使用した断層モデルでは数十秒かけて水圧がピークまで達する傾向を表現することができなかった．またフーリエ振幅スペクトルで比較した結果, ピーク周期の再現性を示すことができた．したがって, 本動的津波解析手法は海底における水圧等の観測記録の解析によって, 断層破壊機構の解明や津波早期検知等の津波防災技術への応用が可能であることを示している．

参考文献

- 松本浩幸, 杉岡裕子, 三カ田均 (2005): 水中音波で予測する津波発生, 超音波TECNO, pp. 13-17.
- Koketsu, K, K. Hikima, S. Miyazaki and S. Ide (2004): Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-Oki, Hokkaido, earthquake, Earth Planets Space, 56, pp. 329-334.
- Nosov, M, S. V. Kolesov, A. V. Ostroukhova, A. B. Alekseev and B. W. Levin (2005): Elastic Oscillations of the water layer in a tsunami source, Doklady Earth Sciences, Vol. 404, No. 7, pp. 1097-1100.
- Ohmachi, T, H. Tsukiyama and H. Matsumoto (2001): Simulation of tsunami induced by dynamic displacement of seabed due to seismic faulting, Bull. Seismological Soc. Am, Vol.91, No. 6, pp. 1898-1909.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2003): Source process of the recurrent Tokachi-Oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, Earth Planets Space, 55, pp. e21-e24.
- Yagi, Y(2004): Souece rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong motion data, Earth Planets Space, 56, pp. e311-e316.

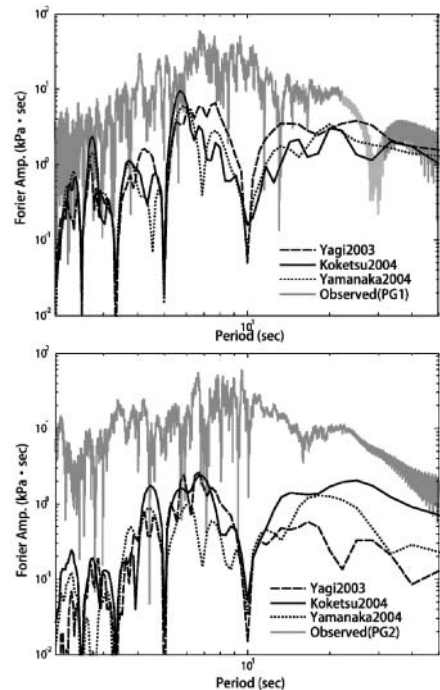


図-9 津波解析により得られたA (上段)およびB地点 (下段)における水圧と観測値のフーリエ振幅スペクトル