1. 新型自己浮上式海底水圧計の開発の背景と必要性

気象庁の量的津波予測では、地震観測によって地震の震源位置とマグニチュードを推定し、あらかじめデー タベースに収蔵された津波の計算結果の中から地震の震源位置とマグニチュードに対応する結果を引き出すこ とにより、沿岸部に到達するであろう津波を予測している(舘畑,1998)。地震観測に基づいて津波を予測し ているので、例えば地震波から予想されるよりも大きな津波が発生する津波地震に対しては予測精度が低下す る。沖合で直接津波をリアルタイム観測し、その情報を用いれば、より精度の高い津波の予測が可能である。 また、沖合で津波を観測すると、ある程度の猶予時間も確保することができる。

わが国におけるリアルタイム津波観測は1980年頃より気象研究所が開発した東海沖ケーブル式海底水圧計 によって初めておこなわれ(気象研究所地震火山研究部,1980)、それ以降も気象庁や大学、研究機関が設置 したケーブル式海底水圧計(藤沢・他,1986; Kanazawa and Hasegawa, 1997; Momma *et al.*, 1997; Eguchi *et al.*, 1998; Hirata *et al.*, 2002; 齋藤, 2007)やケーブル式超音波計(永井・他,2002)によっておこなわれてき た。近年では GPS 波浪計を用いたリアルタイム沖合津波観測もおこなわれるようになってきた(河合・他, 2011)。最近の技術開発により、測位誤差を引き起こす対流圏の影響の補正をより良くすることにより、100 km を超える離岸距離での GPS 測位の安定性を確保することができるようになった(寺田,2013)が、アウター ライズ地震や津波地震のように海溝軸近傍に津波波源が限定されるような場合に対して、より長い猶予時間を 確保するにはケーブル式の観測が有利である。

ケーブル式測器による海底水圧観測の初期の頃は、海底の観測点から1000 km 以上離れた地震に伴って発生 した津波の観測事例等が蓄積され、海底水圧観測による津波の特徴や観測限界について論じられるなどしてい た(例えば、Okada, 1995)。地震が遠くで発生した場合に、海底で水圧を観測していると、震源から伝播して きたレーリー波によって海底が上下に揺すられ、数十秒程度の周期の水圧変動を記録することも初めて明らか になった(Filloux *et al.*, 1982; 岡田・磯崎, 1984)。

しかし、平成15年(2003年) 十勝沖地震(*M*₁8.0)の際に、震源域極近傍に設置されたケーブル式海底水圧 計で記録された水圧変化(松本・他,2005; Watanabe *et al.*,2004)は、上述のレーリー波起源の短周期水圧変 化に比べて、周期が数秒と一桁短く、かつ何桁も大きな振幅を持っていた。この水圧変動の正体は地震時の海 底面上下変動が圧縮性流体の運動に比べて十分早く起きたために生じた音響波と考えられ、Kajiura(1970)に よって理論的に予想されていたが、2003年十勝沖地震の海底水圧観測によってその存在が初めて確かめられた。 短周期かつ大振幅の海底水圧変動は平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震でも観測されており、同地震の 場合は約0.8 MPa(水柱高さ換算で約80 mH₂O)の振幅、周期10秒程度の水圧変動が観測されている(Tsushima *et al.*, 2011)。

津波に比べて短周期の水圧変動は上述の音響波よりももっと短周期の周波数帯域でも観測される。Hoshiba and Iwakiri (2011)によれば、東北地方太平洋沖地震の震央から百数十km離れた、震源に最も近い陸上地震 観測点の強震動記録の上下動加速度成分は片振幅で最大2m/sec²を示した。また、加速度パワースペクトルは、 低周波数領域から、A/D 変換直前のローパス・フィルターのカットオフ周波数である30 Hz 程度までフラット な加速度レベルを示している。したがって、同地震では30 Hz 以上の高周波数領域でも数m/sec²の大きな加速 度レベルを有していたが、地震計測システムの計測限界によって30 Hz 程度までの地震動しか計測できなかっ た可能性がある。震源直近の地震観測点でそのような大きな加速度が観測されていたならば、震源域近傍の海 底でも同等レベルの加速度で海底面が上下に揺すられ、その結果、短周期の水圧変動として観測されるはずで ある。一般に、水深*H*の平坦な海底面が地震動によって加速度*a* で鉛直方向に揺すられた場合、海底の水圧 変動pは以下の式のように表される。

 $p = \rho a h$

ここで、ρは海水の密度で、海水は非圧縮性流体と仮定している。仮に水深*H*を2000 m(ケーブル式海底水圧 計の設置水深は900-5000 m 程度)、海水の密度ρを1.0 g/cm³(=10³ kg/m³)とすると、数10 Hz で 1 m/sec²の 地動上下加速度 a が海底で観測された場合、この海底の揺れに伴って発生した海底水圧変化は約 2 MPa、水柱 高さ換算で200 mH₂O もの短周期の海底水圧変動が観測されることになる。沖合の津波の振幅は*M*8クラスの 地震の場合でたかだか数10 cm、*M*9クラスの東北地方太平洋沖地震の場合でも数 m であり、水柱高さ換算で 数百 mH₂O の振幅はそれらより 2 桁以上大きい。

図1及び表1に、国内外の大学・研究機関が設置した海底水圧計で観測された津波・音響波・地震波の水柱 高さ換算の振幅と周期の概略の関係を示す(Hirata (2011)を改変)。数10秒よりも長い周期帯には「海洋内 部重力波(infra-gravity wave)」と呼ばれる水圧変動が存在することが知られている(Crawford *et al.*, 1991)が、 津波や音響波の振幅に比べてやや小さいので、この図には表示していない。

現在のわが国周辺のケーブル式海底水圧計はいずれも、水晶発振器の共振周波数が外部から水晶発振器に加 わる圧力によって変化する性質を利用し、感圧水晶の共振周波数変化を測定することにより海底圧力を計測し ている。気象庁の東南海ケーブル式海底水圧計等の場合、感圧水晶発振器からの振動数(カウンタ数)と振 動数を測定した時間の長さ(クロック数)を0.1秒パケット単位で収録している。0.1秒パケットとして収録さ れたカウンタ数とクロック数から発振周波数が求まり、その発振周波数から最終的に計算される水圧データ は10 Hz サンプリングの時系列データに相当する。同じサンプリング間隔で収録する圧力分解能は各ケーブル システムによって異なる。図1の青色の破線は、2008年に気象庁が東海地域の海底に設置した東南海ケーブ ル式海底水圧計(齋藤, 2007)の圧力分解能と周期の関係を示しており、10 Hz(0.1秒)サンプリングの場合 Nyquist 周波数の5Hz(0.2秒)よりも低い周波数帯の水圧変動現象(図1の黄色の領域)を計測することがで きる。その場合の圧力分解能の理論値は約1cmH₂O(100 Pa)である。ただし、例えば0.4秒周期の信号を0.1 秒のサンプリング間隔で表現してもかなり粗い近似にしかならない。実際には、真の信号の立ち上がりやピー クの位相を1周期の数%未満で表現することが必要と考えられる。どの程度の精度で位相を表現するのが適当 かは一意には定まらないが、ここでは0.1秒のサンプリング間隔では周期2秒よりも長い周期の現象がよく再 現することができると考える(図1の「20 Δt 」は0.1秒サンプリング間隔の20倍の意味)。同様に、振幅につい ても量子化に伴う誤差を両振幅の5%未満に抑えられれば、すなわち圧力分解能の20倍以上の両振幅の現象な らばよく再現されているとここでは考える(図1の「10*Δp*」は、信号の両振幅が約1cmH₂Oの圧力分解能の 20倍に相当するライン。図1の縦軸は信号の片振幅で記述されていることに注意されたい)。

しかし、例えば2011年東北地方太平洋沖地震の場合のように、ケーブル式海底水圧計のNyquist 周波数の 5Hzよりも高い周波数成分が地震動に相当程度含まれている場合(Hoshiba and Iwakiri, 2011)、エイリアシン グによってNyquist 周波数よりも高い周波数帯域の信号成分が折り返して、津波などの低周波数帯域に重畳し てしまい、真の水圧変動がマスクされ正しく計測されない可能性がある。このような現象は、実際上は、震源 域近傍あるいは震央距離数百 km 以内で観測される津波の水圧変動の初期部分にその影響が強く現れると予想 される。

0.1秒パケット単位のカウンタ数とクロック数を10パケット分だけ積算し水圧を計算すれば、圧力分解能は 10倍良くなり約1mmH₂Oに向上する。この操作は、生の計測データに1秒幅の移動平均フィルター(moving, block mean filter)をかけて1秒間隔でリサンプルすることと等価と考えられる。1秒幅の移動平均フィルター



- Fig. 1 Amplitudes and principal periods of tsunami, acoustic reverberations, and seismic waves observed with ocean-bottom pressure gauges (OBPGs), modified from Hirata (2011). The unit 1 cmH₂O is equivalent to 100 Pa. Observations are listed in data, Table 1. Open circles (○), offshore tsunami; solid circles (●), acoustic reverberations and seismic waves. Colored areas indicate amplitude-period extents for phenomena observed with OBPGs: offshore tsunamis and seismic waves (brown), acoustic reverberations (purple), and severe offshore tsunamis affecting coasts (orange).
- 図1 海底水圧計で観測される津波、音響波、地震波の水柱高さ換算の振幅と周期の関係(Hirata (2011)を一部改変)。1 cmH₂O は100 Pa に相当する。図中のシンボルは、実際に海底水圧計などで観測された津波(○)、音響波あるいは地震波(●)を表しており、数字は表1の番号に対応している。これらの観測事例に基づき、沖合津波や地震波(焦げ茶色)、音響波(紫色)、そして沿岸に影響を及ぼすことが予想される沖合津波(オレンジ色)が海底水圧計によって観測され得るであろう範囲をそれぞれ図中に示した。青破線は東南海ケーブル式海底水圧計の圧力分解能、赤破線は新型海底水圧計に採用した水圧センサ8CB-7000-Iの圧力分解能(カタログ値)を示す。

| | Events | М | Station | | Observation | | | Epicenter- | |
|-----|------------------------------|-------|----------------------|-----------------------|-----------------------|---------------------------------|----------------------|--------------------------------|------------------------------|
| No. | | | station code | water depth (m) | Туре | Amplitude ^{*1} (cm) | Period (sec) | to-station distance (km) | References |
| 1 | 1979/3/14 Gulf of California | Ms7.6 | Р | 3210 | seismic wave | 1.75 | $\sim \! 78.8$ | 981 | Filloux (1982) |
| 2 | 1979/3/14 Gulf of California | Ms7.6 | Р | 3210 | tsunami | 0.45 | $\sim \! 2640$ | 981 | Filloux (1982) |
| 3 | 1990/4/5 Mariana | Ms7.5 | BS1 | 4011 | seismic waves | 2 | ~ 50 | 2300 | Okada (1995) |
| 4 | 1990/4/5 Mariana | Ms7.5 | BS1 | 4011 | tsunami | 0.5 | ~ 500 | 2300 | Okada (1995) |
| 5 | 2000/1/28 Kuril | Mw6.8 | PG2 | 2248 | tsunami | 0.3 | ~ 960 | 190 | Hirata <i>et al</i> . (2003) |
| 6 | 2003/9/25 Tokachi | Mw8.0 | PG1 | 2218 | acoustic reverbration | 4000 | 7.6 | 31 | Li et al. (2008) |
| 7 | 2003/9/25 Tokachi | Mw8.0 | PG2 | 2210 | acoustic reverbration | 1000 | ~ 6 | 82 | Matsumoto et al. (2005) |
| 8 | 2003/9/25 Tokachi | Mw8.0 | PG1 | 2218 | tsunami | 50 | ~ 1200 | 31 | Hirata and Baba (2004) |
| 9 | 2003/9/25 Tokachi | Mw8.0 | PG2 | 2210 | tsunami | 30 | ~ 1200 | 82 | Hirata and Baba (2004) |
| 10 | 2003/9/25 Tokachi | Mw8.0 | TM1 | 1618 | tsunami | 6 | $\sim \! 1900$ | 309 | Hino <i>et al</i> . (2005) |
| 11 | 2003/9/25 Tokachi | Mw8.0 | TM2 | 1013 | tsunami | 6.5 | ~ 2000 | 318 | Hino <i>et al</i> . (2005) |
| 12 | 2011/3/11 Tohoku | Mw9.0 | TM1 | 1618 | acoustic reverbration | 8000 | ~ 10 | 138 | Tsushima et al. (2011) |
| 13 | 2011/3/11 Tohoku | Mw9.0 | TM1 | 1618 | tsunami (fundamental) | 180 | \sim 2400 | 138 | Tsushima et al. (2011) |
| 14 | 2011/3/11 Tohoku | Mw9.0 | TM1 | 1618 | tsunami (spike) | 300 | $\sim \! 480$ | 138 | Tsushima et al. (2011) |
| 15 | 2011/3/11 Tohoku | Mw9.0 | MYGH12 ^{*2} | 0^{*2} | seismic waves | 20000^{*2} | $0.04 \sim 0.3^{*2}$ | 145 | Hoshiba and Iwakiri (2011) |

Table 1 Amplitudes and principal periods of offshore tsunamis, acoustic reverberations, and seismic waves observed with OBPGs表1 海底水圧計で観測された沖合津波、音響波、地震波の振幅と主要な周期

*1 Amplitude equivalent to water level. *2 The values were measured with a seismometer on land surface.

のカットオフ周波数(振幅が0.707倍(-3 dB)となる周波数)は0.443 Hz(約2.2秒)であり、移動平均フィル ターのロールオフ特性が-6 dB/oct であることを考えれば、数 Hz から数10 Hz の地震波の周波数帯域の信号 をまだ十分低減することができない。したがって、元の地震波の振幅が十分大きければ1秒幅の移動平均フィ ルターを掛けてもその周波数帯域の地震波は残存してしまう。サンプリング操作によって一度エイリアシング が発生してしまえば、数 Hz から数10 Hz に残存した信号成分が対象とする現象の周波数帯域に折り返してし まい、対象とする現象が歪められると同時に、一度折り返して重畳したエイリアシング成分は決して除去する ことはできなくなる。

このような問題を克服し、津波あるいは音響波の信号をより正確に計測するためには、現在のケーブル式海 底水圧計よりも、もっと高い周波数でサンプリングでき、かつ、もっと細かい圧力分解能を有する観測をおこ なえば良い。このような観測を可能とするために、気象研究所では、新型の自己浮上式海底水圧計を平成22年 度から平成24年度(2010年度から2012年度)の3カ年かけて試作し、平成25年度に実海域試験をおこなった。 本小論ではその概要について報告する。

2. 新型自己浮上式海底水圧計の構成と仕様

新型自己浮上式海底水圧計には、米国 Paroscientific Inc. 社製のインテリジェントタイプの圧力センサ 8CB-7000-Iを水圧センサとして採用することとした。カタログ情報によれば、この水圧センサは、(1) 従来のわが国周辺に展開されたケーブル式海底水圧計(Hewlett-Packard 社製の水圧センサを使用)で採用されている10 Hz サンプリングよりも速い(最高で1kHz)サンプリングが可能であり、(2) その圧力筐体内部に CPU、メモリなど演算処理回路を持ち、水圧センサ内部で統計演算処理(Paroscientific 社では"Nano-resolution technology"と呼称している処理)をおこなうことによって、同じサンプリング間隔のデータで比較した場合、従来の同社製の水圧センサに比べて2桁以上細かい計測分解能で水圧を計測することができる。同社製の水晶発振器の共振周波数出力タイプの水圧センサを用いて、東北大学が開発した自己浮上式海底水圧計あるいは千葉大学が開発した自己浮上式海底地震計・水圧計では、それぞれ60秒間のサンプリング間隔(正確には、水晶発振器の発振周波数の積分時間60秒間)で0.07 mmH₂O (Hino *et al.*, 2009, 2014; 日野, 私信) あるいは約30秒のサンプリング間隔で1 mmH₂O の計測分解能(佐藤・他, 2011)を達成しているが、同じサンプリング周期でみると8CB-7000-Iの計測分解能は25倍あるいは350倍細かい。

図1の赤色の破線は、8CB-7000-Iの圧力分解能(カタログ値)を示している(Paroscientific Inc., 2010)。同 じサンプリング周期で比較すると、8CB-7000-Iの圧力分解能は、気象庁の東南海ケーブル式海底水圧計の圧 力分解能と比べて、サンプリング周期0.1秒で1/30程度、1秒で1/100程度、細かい。この水圧センサを海底水 圧計に採用すれば、現状のケーブル式海底水圧計のサンプリング周期0.1秒かつ圧力分解能1 cmH₂O(100 Pa) という観測ウィンドウの下限をさらに拡張することが可能になると期待される。

新型自己浮上式海底水圧計を開発するにあたり、ガラス球やトランスポンダなど共通化できる部分が多いこ となどから、気象研究所が所有する(株)東京測振製の自己浮上式海底地震計 TOBS-24N を改造することとし た。今回試作した気象研の新型自己浮上式海底水圧計の構成図を図2に、主要な仕様を表2に示す。図2の、 破線の灰色枠内の部分を今回新たに試作あるいは改造した。それ以外の部分は既存の TOBS-24N の部品をそ のまま使用した。

TOBS-24Nからの主な変更箇所を以下に列挙する。

-4 -